

Zastosowanie lotniczego skaningu laserowego i tomografii elektrooporowej w kompleksowych badaniach osuwisk – przykład z Pogórza Dynowskiego (Karpaty zewnętrzne)

Mirosław Kamiński¹



Application of airborne laser scanning and electrical resistivity tomography in a comprehensive research of landslides – example from the Dynów Foothill (Outer Carpathians). *Prz. Geol.*, 63: 410–417.

Abstract. The study is focused on this part of the Dynów Foothill, where many landslides are active. Extensive inventory work in the sites predisposed to development of landslides, initiated a search in order to improve traditional methods of mapping landslides. The traditional methods rely mainly on the analysis of topographic maps, geological and geomorphological mapping in the field. This article also describes the test of one of the modern methods of three-dimensional earth imaging – Airborne Laser Scanning. A major advantage of the method is the ability to filter out vegetation and other objects on the ground, which results in a precise terrain model. The relief inside the landslide consists of several secondary scarps and two lakes. The aim of the geophysical survey was primarily to interpret the geological structure of the landslides basement and the landslide body structure and to determine the depth of occurrence of the slide zone. It occurs at the shallowest depth in the upper part of the landslide, where Quaternary deposits are sliding down the slope of the surface of the top of variegated shales. The depth of slide surface increases significantly from the tectonic overthrust, where variegated shales are thrust on the hale-sandstone flysch layers of the Krosno Beds. In this part of the landslide, the slip surface can be at a depth of even 25 metres and is developed only within the flysch Krosno Beds.

Keywords: Airborne laser scanning, electrical resistivity tomography, landslide, Dynów Foothill

Osuwiska, które powszechnie występują w Karpatach fliszowych (około 95% wszystkich osuwisk zarejestrowanych w Polsce), stanowią istotny problem dla lokalnych społeczności (Poprawa & Rączkowski, 2003). Zagrożają one wszelkiej infrastrukturze w tym m.in. budynkom mieszkalnym, drogami, liniom kolejowym, energetycznym, telekomunikacyjnym oraz wodociągowym. Dlatego dokładne rozpoznanie ich zasięgu jest istotne w planowaniu przestrzennym w gminach i powiatach, a także w zarządzaniu kryzysowym. Osuwiska na obszarze Pogórza Dynowskiego były badane przez Wdowiarza (1948), Bobera (1984), Wójcika & Zimnała (1996), Piotrowską & Kamińskiego (2003), Kamińskiego (2005, 2006, 2012).

Tradycyjna metoda inwentaryzacji osuwisk polega głównie na analizie geomorfologicznej szczegółowych map topograficznych oraz kartowaniu geologicznym i geomorfologicznym (Grabowski i in., 2008). Jest to metoda czasochłonna i uciążliwa, wymagająca od kartującego, szczególnie w terenie wysokogórskim, doskonałej kondycji fizycznej. Dlatego w ostatnich latach do inwentaryzacji osuwisk stosuje się technikę lotniczego skaningu laserowego (ALS – *Airborne Laser Scanning*) określanego czasem LiDAR (*Light Detection and Ranging*). Jest to metoda fotogrametryczna, która w połączeniu z badaniami terenowymi przynosi szybką i dokładną informację o zasięgach osuwisk, ich aktywności i rzeźbie wewnętrznej.

Metodyka lotniczego skaningu laserowego (ALS) stosowana do badania osuwisk była często omawiana w literaturze naukowej zarówno na świecie, jak i w Polsce (np. Hsiao i in., 2003; Borkowski, 2005; Derron & Jaboyedoff, 2010; Graniczny i in., 2012; Wojciechowski i in., 2012).

W celu dokładnego rozpoznania struktury koluwiów osuwiskowych i ich podłoża, stosuje się badania geofizyczne

(Parasnis, 1986; McCann & Forster, 1990; Szrama, 1997). Są to głównie metody elektrooporowe, sejsmiczne i georadarowe. Jedną z najczęściej stosowanych metod elektrooporowych w badaniu osuwisk jest tomografia elektrooporowa ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) (Loke & Baker, 1996; Lapenna i in., 2003; Kamiński, 2005; Godio i in. 2006; Pánek i in., 2010; Ostrowski i in., 2013; Kamiński i in., 2014). Metoda tomografii elektrooporowej wykorzystuje zróżnicowanie właściwości elektrycznych ośrodka skalnego. Stanowi połączenie profilowania elektrooporowego i sondowania geoelektrycznego.

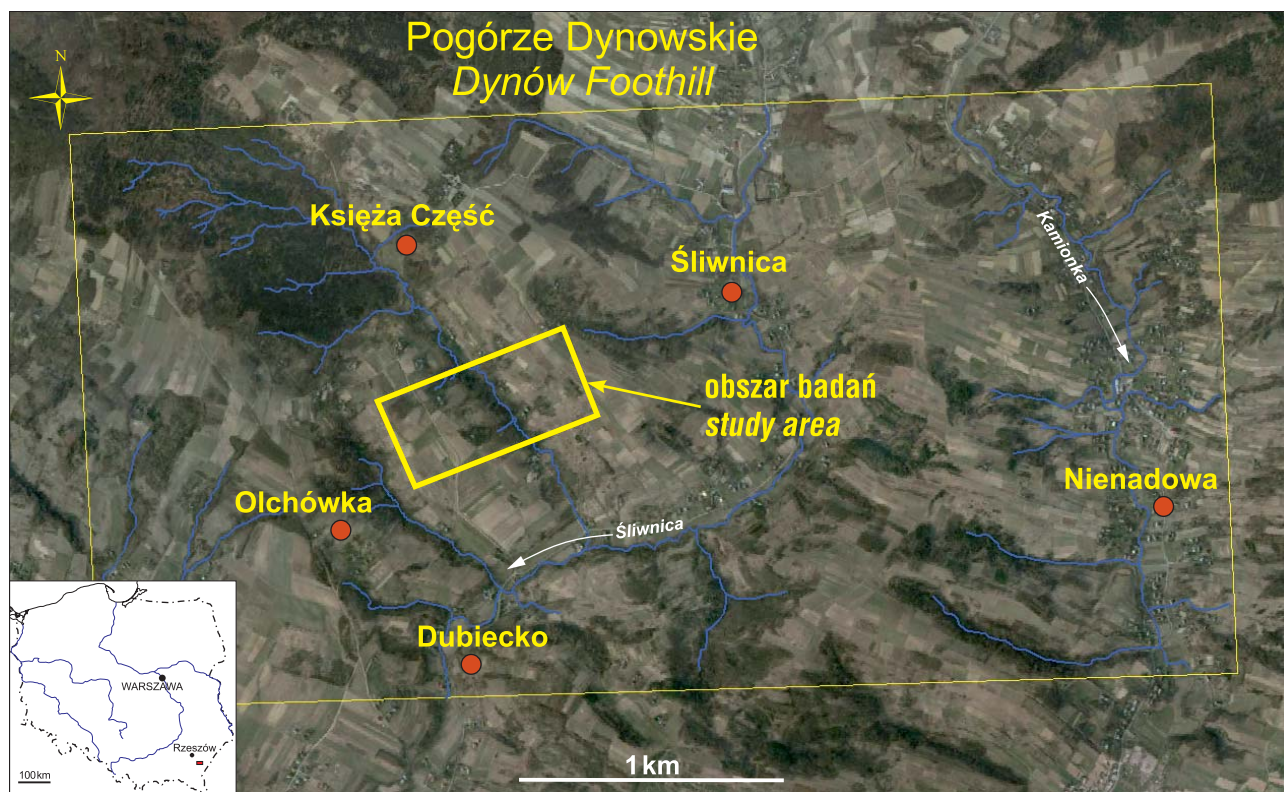
Łączenie danych z lotniczego skaningu laserowego oraz tomografii elektrooporowej z badaniami terenowymi i wierceniami daje kompleksową informację o badanych osuwiskach (zasięg, rzeźba wewnątrz osuwiskowa, aktywność oraz struktura koluwiów, a także budowa geologiczna podłoża osuwisk).

POŁOŻENIE I RZEŻBA OBSZARU BADAŃ

Obszar badań jest położony w południowo-wschodniej części Polski w rejonie doliny Śliwnicy na Pogórzu Dynowskim (Kondracki, 1997) (ryc.1). Rzeźba terenu nawiązuje do budowy geologicznej podłoża fliszowego. Grzbiety i garby górskie charakteryzują się przebiegiem NW–SE, odpowiadając przebiegowi wychodni warstw inoceramowych, rzadziej krośnieńskich. Również układ sieci potoków jest zależny od kierunków przebiegu uskoku, nasunięć oraz granic litologicznych.

W rzeźbie terenu wyróżniają się szerokie grzbiety wznoszące się maksymalnie nawet do ponad 400 m n.p.m. Są one rozcięte przez doliny potoków, których obszary źródłowe, zwykle nieckowate, przechodzą w V-kształtne

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; miroslaw.kaminski@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle ortofotomapy (www.geoportal.gov.pl)

Fig. 1. Location of the study area on the background of an orthophotomap (www.geoportal.gov.pl)

doliny wciosowe. Dolne odcinki dolin posiadają wąskie i płaskie dna akumulacyjne. Stoki grzbietów są najczęściej wypukłe lub proste o łagodnym nachyleniu maksymalnie do 20°, poza obszarami źródłkowymi, które są nieckowate (Starkel, 1972). Rzeźbę przekształcają liczne osuwiska i inne ruchy masowe, np. spływy.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Pogórze Dynowskie jest zbudowane z nasuniętych i sfałdowanych utworów fliszowych płaszczowiny skolskiej, która na tym obszarze charakteryzuje się budową skibowo-fałdową z dużym udziałem tektoniki nieciągłej (Wdowiarz, 1948; Piotrowska & Kamiński, 2003).

Badany teren jest pokryty mięszymi pokrywami czwartorzędowymi. Są to głównie gliny, lessy i gliny lessopodobne. Ich miąższości są zmienne, maksymalnie mogą wynosić ok. 10 m (Gerlach i in., 1991, 1993). Zarówno miąższość pokryw czwartorzędowych, jak i litologia wydzieleni litostratygraficznych podłoża fliszowego, a zwłaszcza ułożenie na przemian piaskowców i łupków wpływa na powstawanie osuwisk.

Najstarszym ogniwiem litostratygraficznym są kredowe warstwy inoceramowe. Jest to drobnorytmiczny flisz piaskowcowo-łupkowy. Pełną sekwencję profilu litologicznego tego wydzielenia stratygraficznego rozpoczynają piaskowce. Wyżej nad nimi znajdują się mułowce i margle oraz łupki. Piaskowce są najczęściej cienkoławicowe, jasnobrązowe, popielatoszare, zielonkawe i czerwone, zawierają znaczne ilości miki (Piotrowska & Kamiński, 2003). Ze względu na dużą zmienność litologiczną warstw fliszowych oraz obecność w łupkach substancji ilastych flisz ten jest bardzo podatny na tworzenie się osuwisk.

Na warstwach inoceramowych leżą eoceńskie łupki pstrze, wykształcone w postaci ilastych czerwonych, zielonych i szarych kompleksów litologicznych, niekiedy z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, kwarcowych (Wdowiarz, 1948). Ich miąższość jest zmienna i osiąga kilkadziesiąt metrów. Ze względu na swoje właściwości fizyczne (łupliwość, plastyczność, nieprzepuszczalność) łupki pstrze są predysponowane do tworzenia w nich stref poślizgu osuwisk.

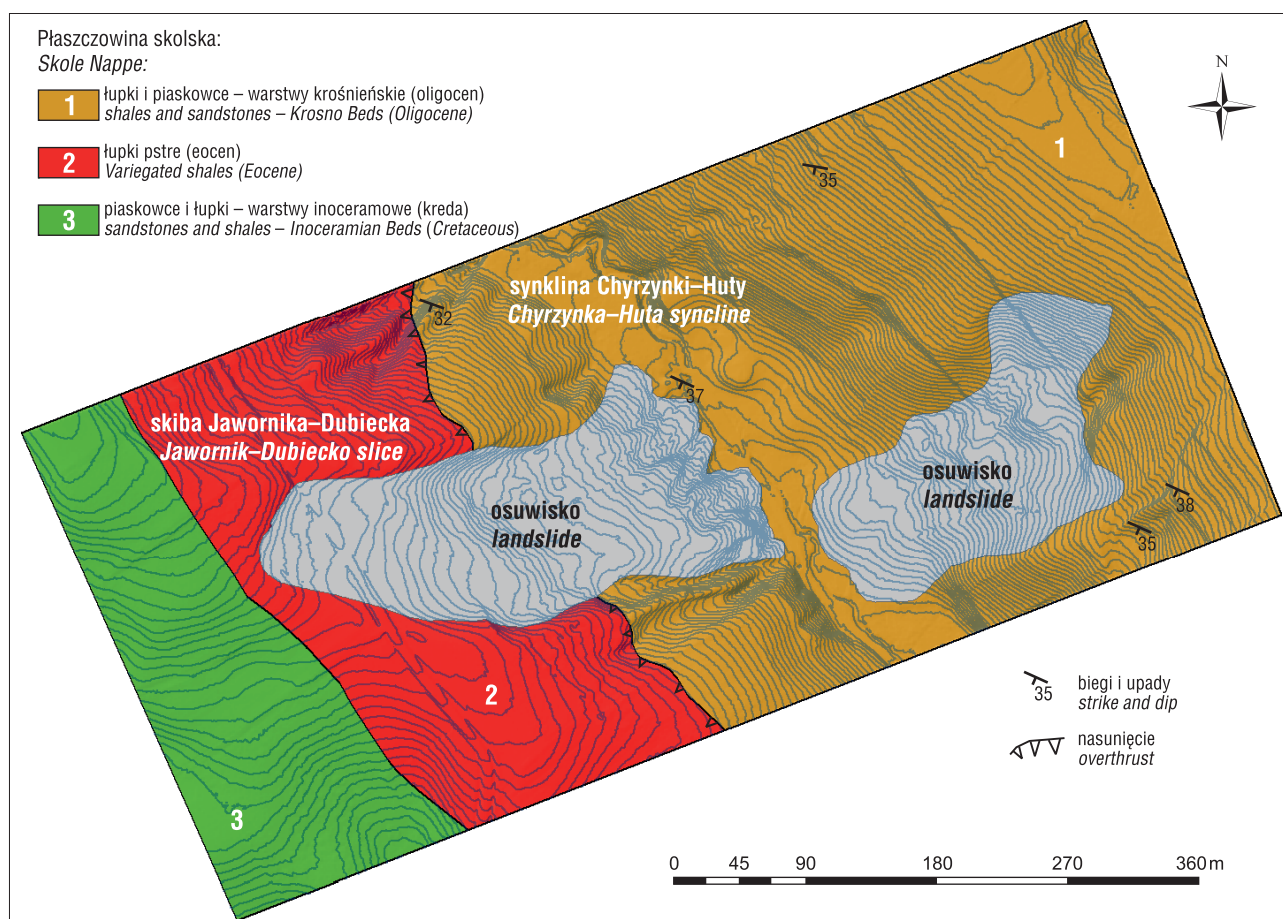
Nad łupkami pstryimi występują oligoceńskie łupki i piaskowce warstw krośnieńskich. Składają się one z piaskowców cienko- i średnioławicowych o spoiwie wapnistym (ryc. 2). Miąższość ławic nie przekracza kilku metrów.

Pod względem tektonicznym omawiany obszar znajduje się w strefie nasunięcia skiby Jawornika–Dubiecka na synklinę Chyrzynki–Huty (ryc. 2) (Piotrowska & Kamiński, 2003). Synklina ta ma wergencję NE, jest typową łuską o zredukowanym skrzydle południowym, zbudowaną z warstw krośnieńskich, na które zostały nasunięte łupki pstrze i warstwy inoceramowe należące do skiby Jawornika–Dubiecka. W tej strefie tektonicznej obserwuje się zwiększoną podatność występujących tu utworów na rozwój ruchów masowych.

METODYKA BADAŃ

Lotniczy skaning laserowy (ALS)

Dane ALS zakupiono w Centralnym Ośrodku Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej w Warszawie. Pochodzą one z projektu przeciwpowodziowego ISOK (Informatyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami). Zostały dostarczone w postaci danych pomiarowych w formacie LAS (*Laser File Format*), jako chmura punktów



Ryc. 2. Szkic geologiczny podłoża fliszowego (na podstawie Piotrowska & Kamiński, 2003)
Fig. 2. Geological sketch-map of the flysch bedrock (after Piotrowska & Kamiński, 2003)

LiDAR o gęstości skanowania 4 punkty/m². Dalszy proces obróbki chmury punktów był przeprowadzony z użyciem dedykowanego oprogramowania QCoharent LP 360.

Pierwszym etapem badań była klasyfikacja chmury punktów na odpowiednie warstwy terenu i pokrycia terenu. Punkty w zależności od wysokości zostały przeklasyfikowane na następujące warstwy: *low points*, *ground*, *low vegetation*, *medium vegetation*, *high vegetation*, *water* i *building*. Ponieważ etap przetwarzania lotniczych danych lidarowych na potrzeby generowania Numerycznego Modelu Terenu (NMT) i Numerycznego Modelu Pokrycia Terenu (NMPT) klasyfikacji jest procesem automatycznym, dlatego przed ostatecznym wygenerowaniem NMT i NMPT z odpowiednich warstw przeprowadzono ich korekcję. Korekta polegała na sprawdzeniu prawidłowości zaklasyfikowania punktów reprezentujących powierzchnie terenu. Prawidłowe zaklasyfikowanie punktów oraz ukształtowanie terenu z dużą dokładnością można ocenić dopiero na przekrojach. Dlatego obszary, gdzie pojawiały się nierzeczywiste ubytki lub piki w NMT, zostały sprawdzone i poprawione przez zmianę przynależności punktów do warstwy.

Jednym z efektów klasyfikacji i filtracji chmury punktów był numeryczny model terenu ALS w strukturze grid o oku siatki 1 m oraz zarysy budynków, dróg, potoków. Do geostatystycznej interpolacji chmury punktów zastosowano algorytm deterministyczny IDW (*Inverse Distance Weighting*) (Watson & Philip, 1985). W wyniku dalszych przetworzeń numerycznego modelu terenu ALS otrzymano mapę nachyleń terenu, orientacji przestrzennej (ekspo-

zycji terenu) oraz mapę cieniowaną i warstwicową z cięciem co 1 m.

Tomografia Elektrooporowa (ERT)

Tomografia elektrooporowa (*Electrical Resistance Tomography*, ERT) jest nazywana także obrazowaniem elektrooporowym (*Resistivity Imaging*, RI) lub ciągłym pionowym sondowaniem elektrycznym (*Continuous Vertical Electrical Sounding*, CVES) (Jongmans i in., 2000).

Do rozpoznania budowy geologicznej badanego obszaru wykorzystano pomiary oporności pozornej poszczególnych kompleksów litologicznych fliszu. Metoda obrazowania elektrooporowego polega na uzyskiwaniu ciągłych pomiarów oporności wzdłuż linii profilu pomiarowego, dzięki rozmieszczeniu na nim odpowiedniej ilości elektrod pomiarowych (Loke, 2012). Elektrody są oddalone od siebie w równych odległościach i połączone ze sobą kablem wielożyłowym z komputerowym selektorem elektrod oraz z miernikiem geoelektrycznym. Selektor elektrod umożliwia podłączenie do miernika dowolnej kombinacji elektrod i dokonania z ich użyciem pomiaru oporności pozornej. Następnie zgodnie z zaprogramowaną procedurą wykonywane są kolejne pomiary. Możliwy jest przy tym wybór dowolnego układu pomiarowego (np. Wennera, Dipol-Dipol, Schlumbergera) (Barker, 1996).

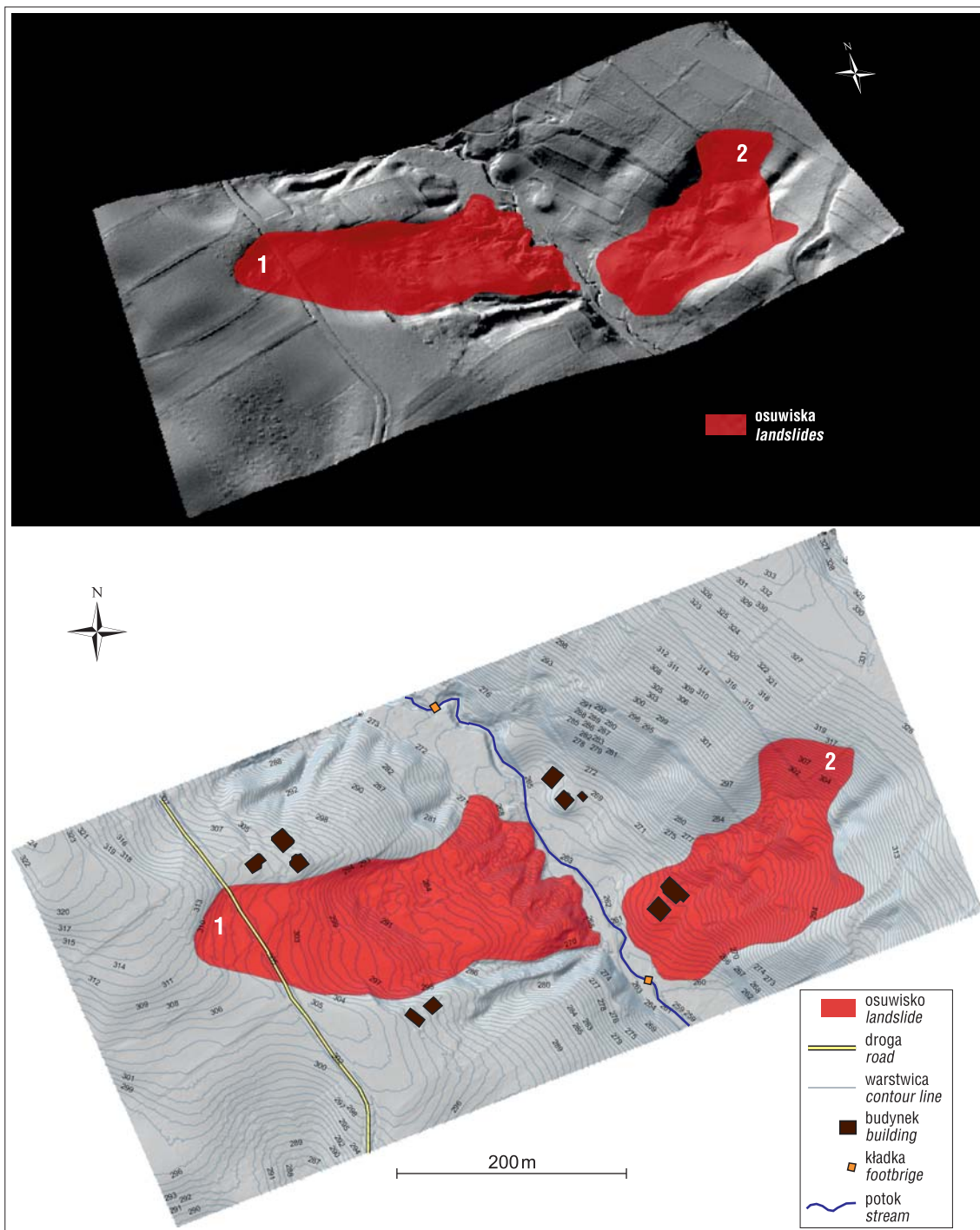
Efektem końcowym całej serii pomiarów są wartości oporności pozornej. Mogą one być następnie wizualizowane, a także poddane interpretacji jakościowej i ilościowej (Schrott & Saas, 2008).

PRACE TERENOWE

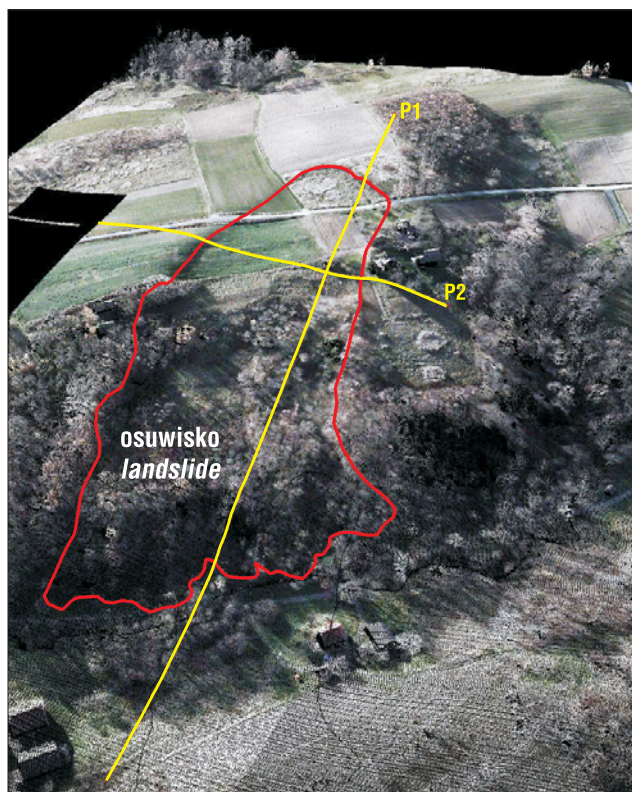
W trakcie realizacji prac terenowych były wykonane badania geologiczne i geomorfologiczne osuwisk. Prace te polegały na rozpoznaniu powierzchniowej budowy geologicznej: litologii i tektoniki. Wyznaczono również zasięgi osuwisk (ryc. 3a i b). W celu rozpoznania struktury osuwiska (nr 1) i zinterpretowania budowy geologicznej jego podłoża, przeprowadzono badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT (*Electrical Resistivity Tomography*). Efektem tych prac było wykonanie dwóch profili geofizycznych. Pierwszy z nich to profil podłużny P1 o długości

515 m, drugi – poprzeczny P2 o długości 235 m (ryc. 4). Całkowita ich długość wyniosła 750 m. Pomiary wykonano przy użyciu aparatury do tomografii elektrooporowej ARS-200 produkcji GF Instruments s.r.o (Honczaruk & Farbisz, 2002). Zastosowano układ pomiarowy Schlumbergera z rozstawem elektrod co 5 m. Maksymalna głębokość penetracji w głąb masywu skalnego wynosiła około 30 m.

Do opracowania danych i przeprowadzenia inwersji wykorzystano oprogramowanie Res2DINV firmy Geotomo Software. W celu poprawnej kalibracji litologicznej danych geofizycznych, wykonano dwa wiercenia geologiczne sondą wh o całkowitej długości 13 m.



Ryc. 3. A – widok przestrzenny osuwisk nr 1 i 2, B – osuwiska na tle cieniowanego cyfrowego modelu terenu ALS
 Fig. 3. A – spatial view of landslides No. 1 and 2, B – landslides on the background of shaded digital terrain model ALS



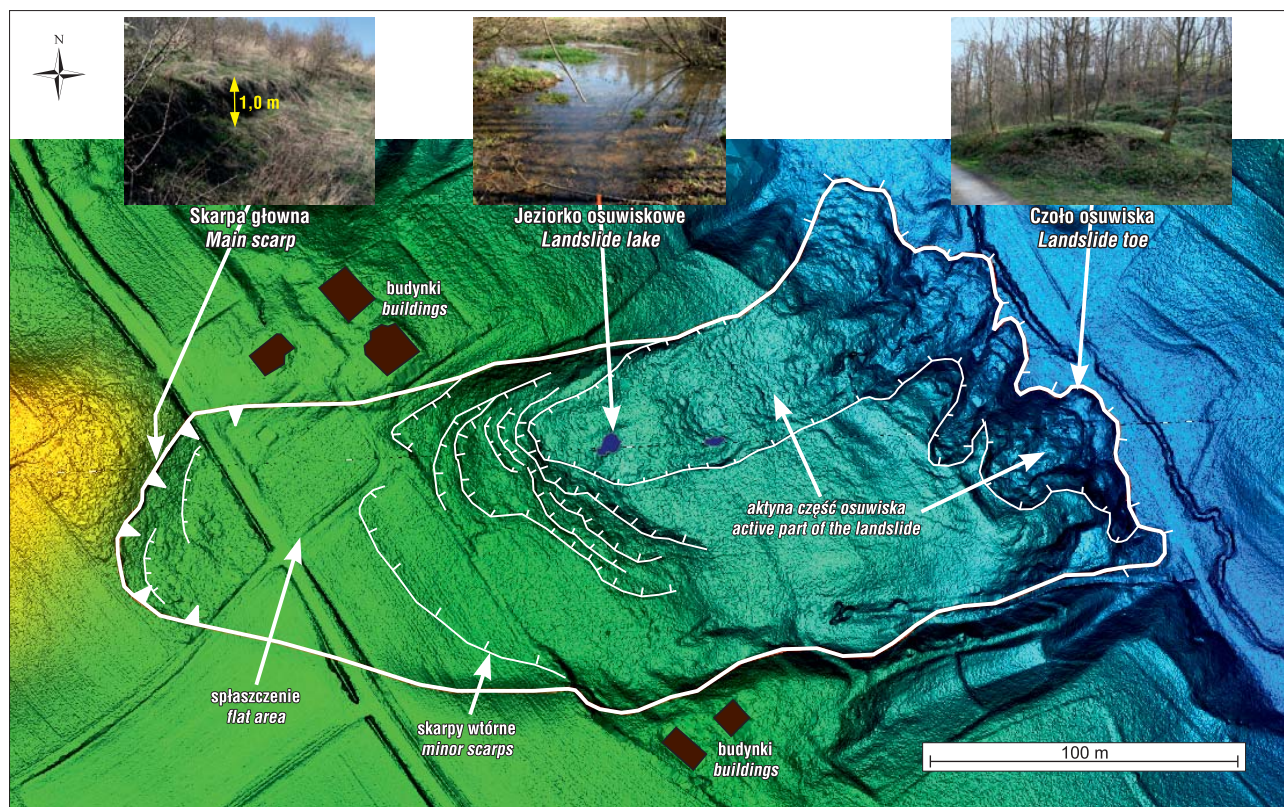
Ryc. 4. Lokalizacja profili geofizycznych P1 i P2 w osuwisko nr 1 na tle numerycznego pokrycia terenu (chmura punktów w RGB)
Fig. 4. Location of the geophysical profiles P1 and P2 in landslide No. 1 on the background of a numerical land cover map (cloud of points in RGB)

WYNIKI

Charakterystyka osuwisk

Osuwisko nr 1 jest zlokalizowane na południowo-zachodnim stoku wzgórza (ryc. 5). Jest ono typowym osuwiskiem rotacyjnym, czyli zsuwające się masy skalne uległy wsteczemu obaleniu. Ze względu na kierunek przemieszczania się materiału skalnego w stosunku do położenia warstw, jest to osuwisko obsekwentne (Bober, 1984). Jego maksymalna długość wynosi ponad 350 m, a szerokość 126 m. Forma ta zajmuje powierzchnię około 3,5 ha. Kształt osuwiska jest nieregularny, co w szczególności odzwierciedla się w przebiegu czoła osuwiska (ryc. 5). Maksymalna wysokość skarpy głównej wynosi tylko ponad 1,5 m. Za nią w dół stoku występuje spłaszczenie osuwiskowe, przez które biegnie lokalna droga. W środkowej części osuwiska, w rzeźbie wewnątrzosuwiskowej zaznaczają się liczne skarpy wtórne o zrzutach od 2 do 5 m. Poniżej tych skarpy występują dwa jeziorzeczka wannowe, które powstały w wyniku wypływu wód gruntowych na powierzchnię terenu. Są one zlokalizowane w północnej części osuwiska. Również ta strona kolumium osuwiskowego, począwszy od skarpy wtórnych aż do końca czoła osuwiska, charakteryzuje się szczególnie wyraźną rzeźbą terenu. Świadczy to o ciągłej aktywności osuwiska. Jego czoło jest wysokie, ok. 10 m, a także strome, o nachyleniu ok. 45°. Występują tu wtórne obsunięcia materiału koluwalnego. Mogą je powodować ulewne opady deszczu lub wiosenne roztopy.

Osuwisko uaktywniło się wiosną 2001 r. Powodem były wiosenne roztopy mokrego śniegu długo zalegającego na stoku. Uszkodziło ono wówczas lokalną drogą oraz zniszczyło jeden budynek gospodarczy. Pozostałe budynki



Ryc. 5. Szkic osuwiska nr 1 na tle numerycznego modelu terenu ALS
Fig. 5. Sketch-map of landslide No. 1 on the background of the digital terrain model ALS

mieszkalne znalazły się w strefie bezpośredniego zagrożenia uszkodzeniem.

Dynamika przemieszczeń mas skalnych w osuwisku była mierzona w przeszłości metodami statycznymi GPS (odbiornik Trimble) oraz określana za pomocą metod fotogrametrii lotniczej z wykorzystaniem archiwalnych cyfrowych stereopar zdjęć lotniczych (Kamiński, 2005, 2011). Na podstawie archiwalnych zdjęć lotniczych wygenerowano fotogrametryczne modele cyfrowe terenu, które następnie ze sobą porównywano, otrzymując mapy różnicowe obrazujące tempo przemieszczeń mas skalnych.

Drugie z osuwisk (nr 2) jest położone na południowo-zachodnim stoku doliny. W stosunku do zapadania warstw skalnych, jest zsuwem konsekwentnym. Jego długość wynosi ponad 240 m, a szerokość 112 m. Forma ta zajmuje powierzchnię 2,7 ha. Zdjęcie LiDAR przedstawia zarys skarpy głównej, który jest mocno przemodelowany przez działalność rolniczą. Jej wysokość można oszacować na ok. 2 m. Masy koluwalne, które oderwały się od skarpy głównej zsunęły się konsekwentnie po fliszu warstw krośnieńskich i przebyły drogę w dół stoku wynoszącą ok. 60 m. W rzeźbie wewnątrz osuwiskowej wyraźny jest blok koluwalny o długości ok. 43 m i szerokości 38 m. Poniżej występuje jedno jezioro osuwiskowe, które powstało w wyniku wypływu wód gruntowych. Świadczy to również o aktywności tej części osuwiska. Posiada ono wyraźne czoło o wysokości ok. 6 m, którym nasuwa się na aluwia i jest podcinane przez lokalny potok.

Materiał koluwalny stanowią gliny z rumoszem skalnym. Osuwisko zagraża dwóm budynkom mieszkalnym, które są zlokalizowane w rejonie jego czoła. Obserwacje terenowe i wywiad środowiskowy wskazują, że przez ostatnie 10 lat osuwisko nie wykazywało znaczącej aktywności.

Tomografia elektrooporowa osuwiska nr 1

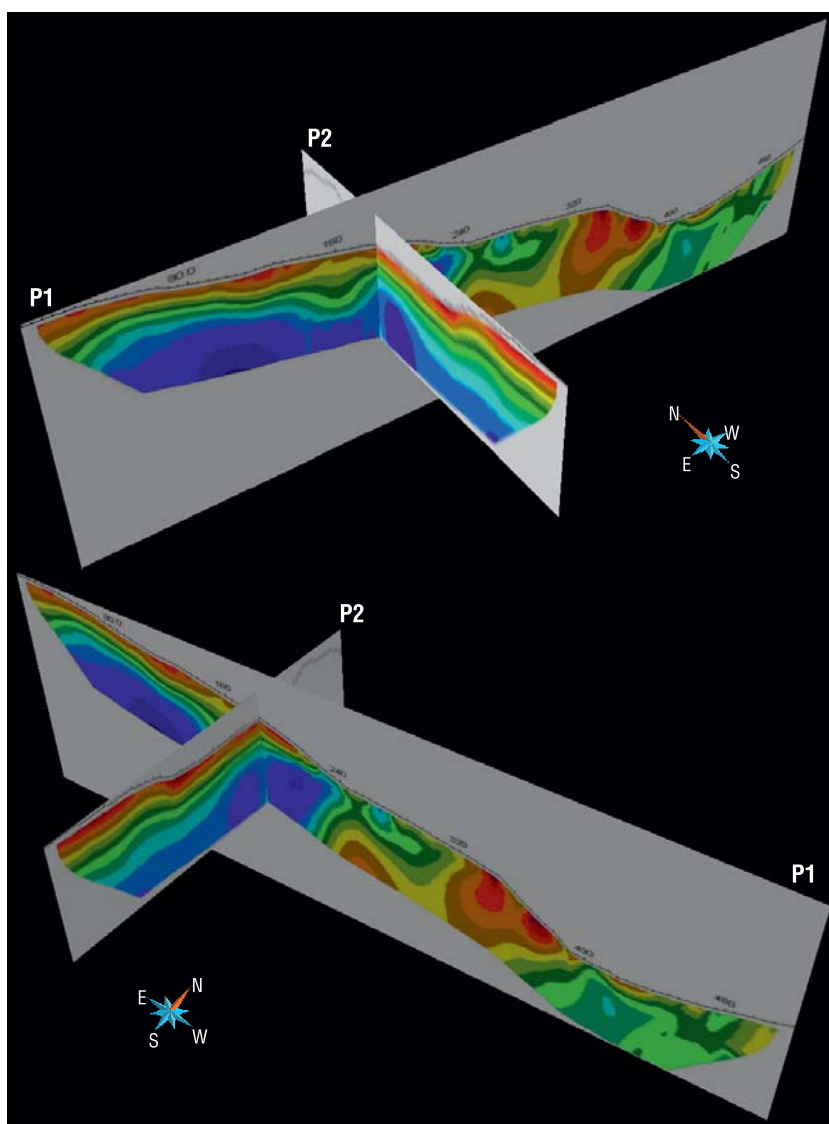
Rezultatem badań geofizycznych metodą tomografii elektrooporowej były dwa profile elektrooporowe P1 i P2 (ryc. 6). Do ich poprawnej interpretacji geologicznej zastosowano dane uzyskane z dwóch wierceń geologicznych oraz wyniki badań terenowych. Poszczególnym kompleksom litologicznym przypisano wartości oporów. Efekt tego jest następujący:

- gliny z rumoszem skalnym – 40–80 Ωm ,
- gliny lessopodobne – 25–70 Ωm ,
- gliny zawodnione – 17–25 Ωm ,
- łupki pstry – 6–15 Ωm ,
- łupki margliste i mułowce – 20–40 Ωm ,
- piaskowcowe – powyżej 50 Ωm ,
- strefy zawodnione – 6–12 Ωm ,
- szczeliny osuwiskowe – powyżej 80 Ωm ,

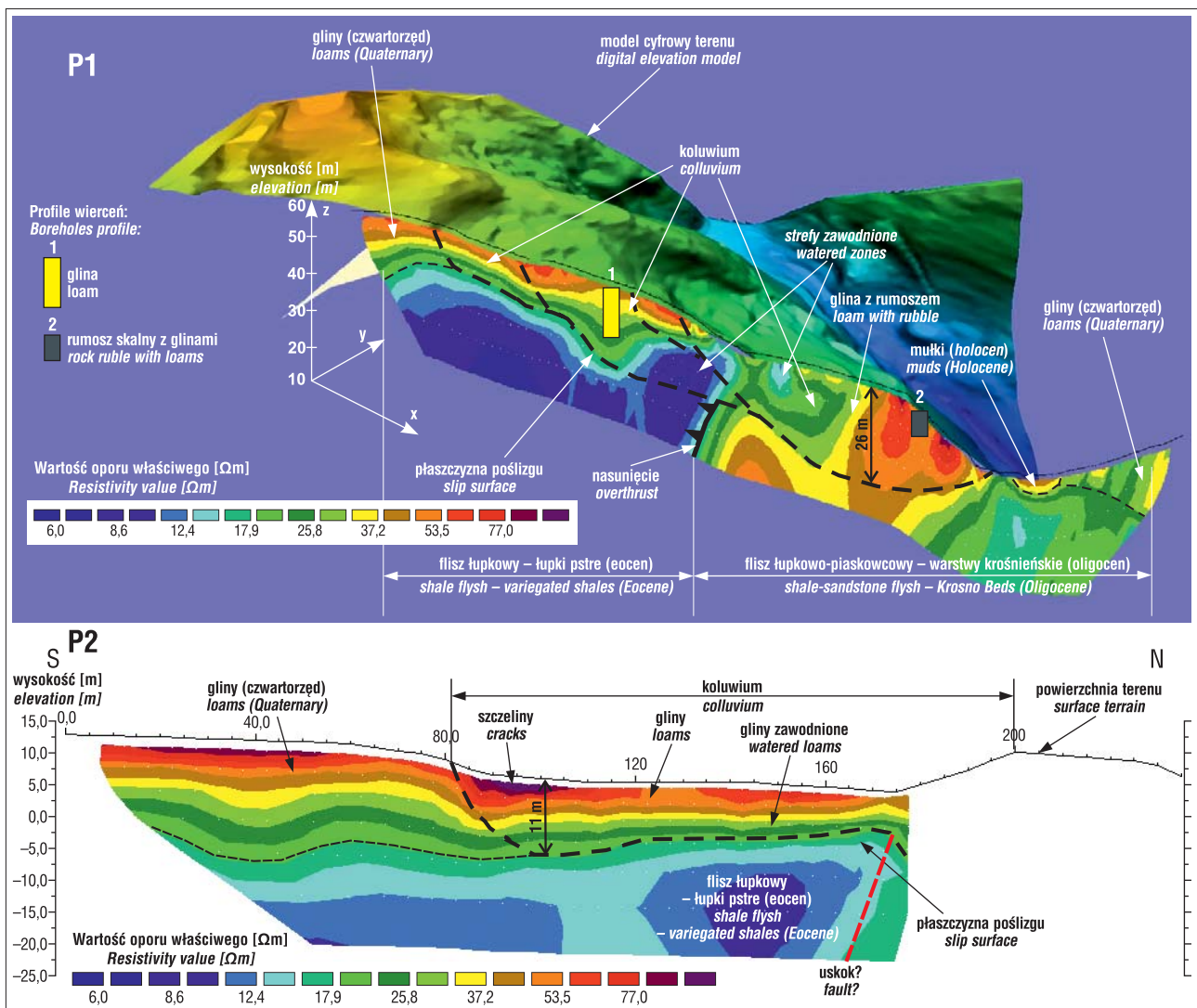
– mułki – 40–50 Ωm ,

Skarpa główna w obrazie elektrooporowym przekroju P1 charakteryzuje się występowaniem szczelin z wartościami oporu powyżej 80 Ωm (ryc. 7). Górna część koluwiów poniżej skarpy głównej jest zbudowana z glin lessopodobnych, które charakteryzują się opornościami w przedziale 25–70 Ωm . Strefa poślizgu wykształciła się w tym rejonie osuwiska wzdłuż granicy litologicznej między łupkami pstryymi (6–15 Ωm) a utworami czwartorzędowymi (20–70 Ωm). Miąższość koluwiów wynosi tutaj od 4 do 9 m.

W środkowej części osuwiska głębokość występowania strefy poślizgu znacznie wzrasta (powyżej 12 m) na NE od strefy nasunięcia skiby Jawornika–Dubiecka na synklinę Chyrzynki–Huty (rys. 6). Strefa poślizgu rozwinęła się tu we fliszu warstw krośnieńskich. W tym rejonie występują na powierzchni terenu liczne skarpy wtórne, które zaznaczają się w obrazie profilu elektrooporowego nagłym wzrostem oporności powyżej 80 Ωm . Poniżej tych skarpy występuje nagłe obniżenie oporności do wartości 6–12 Ωm . Jest to spowodowane zawodnieniem warstw skalnych i wpływem wód gruntowych na powierzchnię terenu. Koluwia w tym rejonie są zbudowane z zawodnionych glin z rumoszem skalnym (12–37 Ωm).



Ryc. 6. Widok przestrzenny profili geofizycznych P1 i P2
Fig. 6. Spatial view of the geophysical profiles P1 and P2



Ryc. 7. Profil geofizyczny P1 na tle modelu cyfrowego terenu i profil geofizyczny P2 wraz z interpretacjami geologicznymi
Fig. 7. Geophysical profile P1 on the background of the digital elevation model, and geophysical profile P2 with the geological interpretations

Inną budowę mają koluwia zlokalizowane w czołowej części osuwiska. Miąższość ich wynosi maksymalnie 26 m. Są one zbudowane głównie z glin z rumoszem łupkowo-piaskowcowym warstw krośnieńskich. Wartości oporów dla tego kompleksu litologicznego wynoszą od 50 do 80 Ωm . Pod koluwium występuje flisz łupkowo-piaskowcowy warstw krośnieńskich o opornościach od 37 do 60 Ωm .

W obrazie profilu elektrooporowego P2 skarpa boczna zaznacza się nagłym wzrostem wartości oporu z 60 do powyżej 80 Ωm (ryc. 7). Te wysokie wartości oporu są związane z występowaniem licznych szczelin. W tym rejonie osuwiska jest szacowana także największa głębokość występowania strefy poślizgu, która wynosi ok. 11 m i maleje ku północy do wartości ok. 6 m. Strefa poślizgu występuje na granicy stropu łupków pstrych, po której przemieszczają się gliniaste utwory koluwium osuwiskowego. Gliny te, o wartościach oporu zawartego w przedziale od 25 do 70 Ωm , wraz ze wzrostem głębokości stają się bardziej zawadnione (17–25 Ωm).

W północnej części profilu wyinterpretowano uskoki. W obrazie elektrooporowym charakteryzuje się on nagłą zmianą wartości oporu łupków pstrych z 9 do 18 Ωm . Jego

przebieg jest zbliżony do granicy północnej skarpy bocznej osuwiska.

Brak danych odnośnie oporności skał podłoża w północnej części profilu geofizycznego P2, a zanik obrazu elektrooporowego jest spowodowany przesuszeniem utworów podłoża w tej części osuwiska.

PODSUMOWANIE

Dane wysokościowe pozyskane z lotniczego skaningu laserowego (ALS) umożliwiły otrzymanie, w wyniku filtracji chmury punktów, dokładnego modelu cyfrowego terenu. Posłużył on do precyzyjnego wykartowania zasięgów osuwisk oraz interpretacji budowy wewnątrz osuwiskowej osuwiska nr 1. Łącząc badania terenowe z analizą GIS danych LiDAR, określono większość parametrów morfometrycznych osuwisk takich jak: wysokość skarp głównych i wtórnych oraz długość i szerokość koluwium. Obliczono także powierzchnie osuwisk. Oba osuwiska wykazują przejawy aktywności, która objawia się wypływami wód gruntowych na powierzchnię oraz czytelną w obrazie LiDAR rzeźbą terenu. Przewiduje się, że

długotrwałe opady deszczu lub zaleganie mokrego śniegu na stoku mogą nasilić ruchy osuwiskowe.

W wyniku przeprowadzonych badań geofizycznych osuwiska nr 1 stwierdzono wpływ budowy geologicznej podłoża i tektoniki zarówno na kształt osuwiska, jak i głębokość występowania stref poślizgu. Najpłycej występuje ona w górnej części osuwiska, gdzie osady czwartorzędowe są przemieszczane grawitacyjnie po powierzchni stropowej łupków pstrych. W tym przypadku łupki pstry odgrywają rolę „smaru”, który ułatwia przemieszczanie mas skalnych. Głębokość przebiegu strefy poślizgu znacznie wzrasta od linii przebiegu nasunięcia tektonicznego, gdzie łupki pstry są nasunięte na flisz łupkowo-piaskowcowy warstw krośnieńskich. W tej części osuwiska głębokość przebiegu strefy poślizgu może wynosić nawet do 26 m i jest rozwinięta już tylko w obrębie utworów fliszowych warstw krośnieńskich.

Uskok, który został wyinterpretowany na profilu geofizycznym P2, nawiązuje swoim przebiegiem do zasięgu północnej granicy skarpy bocznej osuwiska. Jego obecność w tym rejonie osuwiska spowodowała osłabienie struktury skał fliszowych. Zaburzony został również obieg wód gruntowych, co spowodowało ich ciągły wypływ na powierzchnię terenu i utworzenie się jezierek wannowych. W efekcie powoduje to wzmożenie się aktywności tego obszaru osuwiska.

Podsumowując, należy stwierdzić, że przeprowadzone badania geofizyczne wraz z analizą geomorfologiczną modelu cyfrowego terenu uszczegółowiły dotychczasowe dane o badanych osuwiskach. Otrzymane wyniki ukazały skomplikowany obraz budowy koluwiów osuwiskowych osuwiska nr 1. Dane te wymagają zweryfikowania inną metodą geofizyczną np. płytka sejsmika refrakcyjną lub georadarem. Metody te umożliwiłyby doprecyzowanie przebiegu płaszczyzn poślizgu. Dokładne rozpoznanie litologii koluwiów i podłoża fliszowego, pozwoliłoby lepiej określić głębokość występowania stref zawodnionych. Jest to istotne przy prognozowaniu dalszych ruchów osuwiska.

Autor dziękuje Recenzentom oraz Redaktorowi Naczelnemu za cenne uwagi i wskazówki.

LITERATURA

- BARKER R.D. 1996 – The application of electrical tomography in groundwater contamination studies. 58th EAGE conference, Amsterdam, The Netherlands, Extended Abstracts, P082: 56–67.
- BOBER L. 1984 – Rejon osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 115–158.
- BORKOWSKI A. 2005 – Filtracja danych lotniczego skaningu laserowego z wykorzystaniem metody aktywnych powierzchni. *Rocz. Geomat.*, 4: 35–42.
- DERRON M.H. & JABOYEDOFF M. 2010 – LIDAR and DEM technique for landslides monitoring and characterization. *Nat. Hazard Earth Syst. Sci.*, 10: 1877–1879.
- GERLACH T., KRYSOVSKA-IWASZKIEWICZ M., SZCZEPANEK K. & ALEXNDROWICZ S.W. 1991 – Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych, *Kwart. AGH, Geologia*, 17, (1–2): 193–219.
- GERLACH T., KRYSOVSKA-IWASZKIEWICZ M., SZCZEPANEK K. & PAZDUR M.F. 1993 – Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lessów w Humniskach koło Brzozowa, *Zesz. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN*, 16: 1–3.
- GODIO A., STROBBIA C. & DE BACCO G. 2006 – Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region. *Engineering Geol.*, 83: 273–286.
- GRABOWSKI D., MARCINIEC P., MROZEK T., NESCIERUK P., RĄCZKOWSKI W., WÓJCIK A. & ZIMNAL Z. 2008 – Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1 : 10 000. Ministerstwo Środowiska: 7–36.
- GRANICZNY M., KAMIŃSKI M., PIĄTKOWSKA A. & SURALA M. 2012 – Wykorzystanie lotniczego skaningu laserowego do inwentaryzacji i monitoringu osuwiska w rejonie Łańcicy (gmina Lanckorona), pogórze Wielickie, Karpaty zewnętrzne. *Prz. Geol.*, 60: 89–94.
- HONCZARUK M. & FARBISZ J. 2002 – Sprawozdanie z badań geofizycznych metodą tomografii elektrooporowej wykonanej na arkuszu Kańczuga SMGP w skali 1 : 50 000. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*.
- HSIO K.H., Yu M.F. & STENG Y.H. 2003 – Change Detection of Landslide Terrains Using Grodnu – based LIDAR data: Proc. of the Society of Chinese Association of Geographic Information: 89–118.
- JONGMANS D., HEMROULLE P., RENARDY F. & VANBRAND Y. 2000 – Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.*, 8: 75–89.
- KAMIŃSKI M. 2005 – Analiza numeryczno-geologiczna osuwisk na Pogórzu Dynowskim. Praca doktorska. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*: 1–127.
- KAMIŃSKI M. 2006 – Analiza GIS osuwisk dla wybranego obszaru Pogórza Dynowskiego. *Arch. Fotogrametrii i Teledekcji*, 16: 279–287.
- KAMIŃSKI M. 2011 – Zastosowanie fotogrametrycznych modeli cyfrowych terenu i zdjęć lotniczych w badaniu dynamiki osuwiska Śliwnica (Pogórze Dynowskie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 446: 85–94.
- KAMIŃSKI M. 2012 – Mapa podatności osuwiskowej w skali regionalnej – przykład z doliny Sanu na Pogórzu Dynowskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 452: 109–118.
- KAMIŃSKI M., ZIENTARA P. & KRAWCZYK M. 2014 – Wykorzystanie tomografii elektrooporowej do badania osuwisk – osuwisko „Dzianisz” (południowo-zachodnie Podhale). *Prz. Geol.*, 62: 198–203.
- KONDRACKI J., 1997 – Geografia Regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- LAPENNA V., LORENZO P., PERRONE A., PISCITELLI S., SDAO F. & RIZZO E. 2003 – High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Girrossa landslide (southern Italy). *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 62: 259–268.
- LOKE M.H. & BARKER R.D. 1996 – Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.* 44: 131–152.
- LOKE M.H. 2012 – Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys: 1–172. GeoTomo Software Ltd.
- McCANN D.M. & FORSTER A. 1990 – Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Eng. Geol.*, 29 (10): 59–78.
- OSTROWSKI SZ., RYBAK-OSTROWSKA B. & LASOCKI M. 2013 – Wykorzystanie przypowierzchniowych badań geofizycznych w rozpoznaniu budowy geologicznej na przykładzie stref osuwiskowych w Karpatach. *Prz. Geol.*, 61: 67–73.
- PARASNIS D.S. 1986 – Principles of applied geophysics. Chapman and Hall, London: 1–422.
- PÁNEK T., MARGIELEWSKI W., TÁBOŘÍK P., URBAN J., HRADECKÝ J. & SCIURA C. 2010 – Gravitationally-induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 123: 165–180.
- PIOTROWSKA K. & KAMIŃSKI M. 2003 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 ark. Kańczuga wraz z objaśnieniami. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*.
- POPRAWA D. & RĄCZKOWSKI W. 2003 – Osuwiska Karpat. *Prz. Geol.*, 51: 685–692.
- SCHROTT L. & SAAS O. 2008 – Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55–73.
- SHRAMA P.V. 1997 – Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, UK: 207–261.
- STARKEL L. 1972 – Charakterystyka rzeźby polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10: 75–150.
- WATSON D.F. & PHILIP G.M. 1985 – A refinement of inverse distance weighted interpolation. *Geo-Processing*, 2: 315–327.
- WDOWIARZ J. 1948 – Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dubiecka i Krzywezy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 33: 5–33.
- 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: 95–102.
- WÓJCIK A., ZIMNAL Z. 1996 – Osuwiska wzdłuż doliny Sanu między Bachórczem a Rzecpołem (Karpaty, Pogórze Karpackie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 374: 77–91.

Praca wpłynęła do redakcji 21.07.2014 r.
Akceptowano do druku 14.01.2015 r.