

Środowiskowe uwarunkowania efektywności interferometri radarowej w badaniach ruchów masowych w terenach górskich

Environmental conditions of effectiveness of radar interferometry in landslide studies in mountainous region

Dariusz ZIÓLKOWSKI

The reason of frequent activation of mass movements in the area of Polish Carpathians is its flysh geological structure. It is estimated, that over 4 % of these mountains have been modeled through the mentioned processes (Gerlach, 1976). Significant role among them plays landslides, number of which currently exceeds 20 000 (Zabuski et al., 1999). The reason for huge material loss they are. They cause: damages of roads, pose threat to railroad lines, habitat and economic buildings, agriculture as well as to other aspects of human economic activities. Rise in landslides activity takes place especially in periods of strong catastrophic rainfalls, increasing material loss triggered by flood phenomenon. It is very difficult to predict place, time and intensity of the movements. Their better understanding is possible owing to monitoring of slopes behavior, their stability and velocity of movements in sliding areas. Carrying of such research using traditional terrain methods is very work and time-consuming as well as very expensive. In this situation modern remote sensing techniques can be very useful. One of them is radar interferometry, which enables to study deformation, in favorable conditions even with several millimeters accuracy.

The key advantage of this method over more traditional geodetic techniques is the surface character of measurements. In addition, such reasons as: relative independence of radar systems from weather conditions, the possibility of image acquisition during day and night, and high frequency of SAR systems flight over same field cause, that radar interferometry

becomes irreplaceable method for regular studies of dynamics natural environment.

This paper presents an attempt to determine whether radar interferometry could be useful method for landslide studies in environmental conditions of Polish Carpathians. Within the scope of the research fall three basic investigative objectives. The main goal of the study is to determine the possibility to detect landslide areas using radar interferometry in environmental conditions of Polish Carpathians and define to what extent the detection of landslides depends on such morphological parameters as: slope's exposition and inclination, landslide's size, type of vegetation etc. The second major objective consist in deciding whether it is possible to determine the size of ground deformation on test landslide "Zapadle" using radar interferometry and define dependence between measuring error and morphological parameters of this landslide. The final goal of the study concentrates on an attempt to answer whether, at present state of development of radar sensors mounted on satellite platforms, radar interferometry can be the basic method used operationally to monitor active landslides in Carpathian mountains. If not, it will be assessed whether the negative result of the research could be related to the limitations of the investigative method, not applicable to environmental conditions of the study area, or rather to the limitations of currently available SAR sensors. The author will try to indicate the engineering conditions that must be provided in order to improve significantly the detection of landslides with the help of radar interferometry.

Wstęp

Fliszowa budowa geologiczna Karpat Polskich jest przyczyną częstego uaktywniania się na tym terenie

ruchów masowych. Szacuje się, że w przeszłości lub obecnie ponad 4% powierzchni tego obszaru było lub jest przemodelowane przez te procesy (Gerlach, 1976). Wśród nich szczególną rolę odgrywają osuwiska, któ-

rych liczba dochodzi obecnie do 20 000 (Zabuski i in., 1999). Są one przyczyną ogromnych strat materialnych. Powodują uszkodzenia dróg, stanowią zagrożenie dla linii kolejowych, budynków mieszkalnych i gospodarczych, rolnictwa a także innych przejawów gospodarki człowieka. Wzrost aktywności ruchów osuwiskowych następuje zwłaszcza w okresach silnych opadów deszczów, powodując powiększenie strat wywołanych zjawiskami powodziowymi. Do szczególnego ich nasilenia doszło w Karpatach Polskich m.in. w 1997 roku podczas katastrofalnej powodzi, w trakcie której w południowej Polsce powstało kilkaset nowych osuwisk (Zabuski i in., 1999). Miejsce, czas i intensywność tych ruchów są trudne do przewidzenia. Ich lepsze zrozumienie jest możliwe dzięki monitorowaniu zachowania się stoku, badaniu stateczności gruntu oraz prędkości zsuwu na obszarach istniejących już osuwisk. Niemniej jednak prowadzenie dokładnych badań tego typu zjawisk, tradycyjnymi metodami terenowymi, wypracowanymi przez geodetów, są bardzo pracochłonne i czasochłonne a także bardzo kosztowne. W tej sytuacji z pomocą mogą przyjść nowoczesne metody teledetekcyjne. Jedną z nich jest interferometria radarowa, która umożliwia badanie m.in. deformacji skorupy ziemskiej; w sprzyjających warunkach z dokładnością nawet do kilku milimetrów.

Interferometria radarowa jest metodą rozwijaną w teledetekcji powierzchni Ziemi od drugiej połowy lat 80-tych XX wieku. Otworzyła ona przed naukowcami nowe możliwości badań, niewykonalnych dotychczas stosowanymi metodami. Największą przewagą, jaką posiada nad pozostałymi technikami geodezyjnymi jest powierzchniowy charakter pomiarów. Nawet najdokładniejsze pomiary deformacji gruntu prowadzone tradycyjnymi metodami geodezyjnymi lub za pomocą urządzeń DGPS, mają zawsze charakter punktowy. Wielkość przesunięć w pozostałej części obszaru musi zostać wyinterpolowana na podstawie gęstszej lub rzadszej sieci punktów pomiarowych. W przypadku interferometrii radarowej nie ma takiej potrzeby. Rzeczywista wielkość badanego zjawiska jest uzyskiwana od razu w każdym punkcie badanego obszaru z dokładnością nie ustępującą dokładności wspomnianych metod. Dodatkowo niezależność promieniowania mikrofalowego od pogody oraz od pory dnia, a także duża częstotliwość przelotu satelitów radarowych nad tym samym terenem sprawia, że interferometria radarowa staje się niezastąpionym narzędziem do regularnego badania dynamiki środowiska przyrodniczego.

Mimo dynamicznego rozwoju tej metody wiele problemów pozostało jeszcze nierozwiązanych. W ostatnich latach powstały liczne prace wskazujące na przydatność interferometrii radarowej do tworzenia Numerycznych Modeli Terenu, badania odkształceń skorupy ziemskiej związanych z ruchami sejsmicznymi, wulkanizmem a także gospodarczą działalnością człowieka, jak np.: osiadanie gruntu wywołane eksploatacją złóż. Często również metodę tą stosuje się do badania płynięcia lodowców. Jednakże zdecydowana większość tych badań prowadzona jest w strefach polarnych suchych i półsuchych,

czyli w środowiskach, w których wraz z upływem czasu nie następuje szybka zmiana charakterystyk rozpraszania promieniowania mikrofalowego. Stosunkowo niewiele prac jest natomiast prowadzonych w strefie umiarkowanej. Związane jest to przede wszystkim z występowaniem gęstej szaty roślinnej, która na skutek wzrostu lub ruchów wywołanych przez wiatr przyczynia się do bardzo szybkiego powstania zjawiska tak zwanej dekorelacji czasowej, która jest obecnie największym ograniczeniem szerokiego zastosowania interferometrii radarowej.

Czynniki te powodują, że niewielu autorów decyduje się na podejmowanie badań nad ruchami masowymi w regionach o klimacie umiarkowanym, a uzyskiwane przez nich wyniki nie zawsze są zadowalające. W Polsce dotychczasowe badania prowadzone z wykorzystaniem interferometrii radarowej są bardzo nieliczne. Metodę tą rozwija przede wszystkim Z. Perski wykorzystując ją między innymi do tworzenia NMT, osiadania gruntu na Śląsku wywołanego eksploatacją złóż (Perski, 1999, 2001), czy do badania lodowców Spitsbergeńskich (Perski i in., 2003). W 2003 został również rozpoczęty międzynarodowy projekt TerraFirma PS-InSAR, w którym ze strony polskiej partycypuje Państwowy Instytut Geologiczny, a którego celem jest badanie wszelkiego rodzaju deformacji gruntu wywołanych jego osiadaniem, aktywnością tektoniczną, zjawiskami sejsmicznymi, górnictwem itp. Żadna jednakże z prowadzonych do tej pory w Polsce prac nie obejmowała zagadnień związanych z ruchami masowymi. Na świecie dotychczasowe badania w tym zakresie nie dały jednoznacznych rezultatów. Pozytywne wyniki uzyskano m.in. w przypadku badania osuwisk w Alpach, Pirenejach oraz w Japonii. Mimo to autorzy tych prac wskazują na to, że dobre rezultaty można uzyskać jedynie przy sprzyjających warunkach. Ze względu jednakże, na różnorodność czynników wpływających na sygnał interferometryczny, zastosowanie różnych sensorów, okresów badawczych a przede wszystkim z powodu odmiennego charakteru środowiska przyrodniczego wspomnianych obszarów oraz polskich gór trudno jest przełożyć wyniki tych badań na obszar Polski. Dlatego też autor niniejszej pracy postanowił zbadać, czy interferometria radarowa, jest metodą, która mogłaby być przydatna do badania ruchów masowych również w warunkach środowiskowych polskich Karpat.

Zakres badań niniejszej rozprawy obejmuje trzy podstawowe cele badawcze. Pierwszym z nich jest zbadanie, czy w warunkach środowiska przyrodniczego polskich Karpat możliwe jest zastosowanie interferometrii radarowej do wykrywania osuwisk oraz określenie, w jaki sposób wykrywalność osuwisk jest związana z ich parametrami morfologicznymi takimi jak: kierunek i kąt nachylenia zbocza, wielkość osuwiska, rodzaj szaty roślinnej itp. Drugim celem jest sprawdzenie, czy możliwe jest określenie wielkości deformacji gruntu na wybranym osuwisku testowym "Zapadle" oraz zbadanie zależności pomiędzy uzyskanym błędem pomiaru a wybranymi parametrami osuwiska. Ostatnim celem jest

próba odpowiedzi na pytanie, czy przy obecnym stanie rozwoju urządzeń radarowych dostępnych z poziomu satelitarnego możliwe jest wykorzystanie w sposób operacyjny interferometrii radarowej jako podstawowej metody monitorowania aktywnych osuwisk w polskich Karpatach. Jeśli nie, zostanie podjęta próba oceny, czy negatywny wynik badań jest związany z ograniczeniami samej metody badawczej, która nie sprawdza się w warunkach środowiska przyrodniczego obszaru badań, czy też wynika on z niedoskonałości dostępnych obecnie urządzeń radarowych. Autor postara się również wskazać na te warunki techniczne, które musiałyby być spełnione, by wykrywalność osuwisk za pomocą interferometrii radarowej uległa znaczącej poprawie.

Niezwykle ważnym etapem każdej pracy jest zawsze wybór terenu badań. Powinien on być możliwie najbardziej reprezentatywny dla całego obszaru zainteresowań. Autor niniejszego opracowania zlokalizował swoje prace w Beskidzie Niskim oraz na przylegających do niego tych fragmentów pogórza Jasielskiego, które mieszczą się w obrębie wybranej do badań ćwiartki sceny radarowej. Wybór Beskidu Niskiego na obszar badań był podyktowany kilkoma bardzo istotnymi przesłankami. Ze względu na bardzo zróżnicowany charakter osuwisk w Karpatach polskich trudno jest dokonać wyboru takiego obszaru, który najlepiej oddawałby charakter całego terenu. Wynika to z dużego zróżnicowania, w zależności od regionu, zarówno wielkości powierzchni poszczególnych osuwisk, jak i ich liczby na jednostkę powierzchni. W przypadku Beskidu Niskiego oba te wskaźniki są bardzo bliskie średniej dla całych polskich Karpat (Zabuski i in., 1999). Jednocześnie istnieją tutaj obszary (np.: zachodnia część terenu badań na progu Beskidów w rejonie Szymbarku, gdzie stoki Bartniej i Miejskiej Góry opadają do doliny Ropy), na których osuwiska zajmują ponad 50% powierzchni (Kotarba, 1986), co było przyczyną wydzielenia odrębnego osuwiskowego typu modelowania rzeźby (Starkel, 1960). Za wyborem Beskidu Niskiego na obszar zainteresowania przemawia również bogata historia badań ruchów osuwiskowych na tym terenie, jak również liczne inne prowadzone tutaj badania środowiska najpierw przez Zakład Teledetekcji Środowiska a obecnie przez Katedrę Geoinformatyki i Teledetekcji Uniwersytetu Warszawskiego. Za dodatkowy atut można uznać także obecność w Szymbarku stacji monitoringu środowiska Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk rejestrującej między innymi niezbędne dla celów tej pracy dane meteorologiczne. Wreszcie, niezmiernie istotnym czynnikiem przemawiającym za wyborem tego terenu jest występowanie w okolicy Szymbarku osuwiska "Zapadle", które jest bardzo dobrym obiektem testowym do badań metodami interferometrii radarowej.

Każdy z projektów badawczych podlega zwykle różnym ograniczeniom, które powodują, że ostateczny jego kształt nie zawsze jest taki, jaki był w zamysłach jego autora. Tak jest również i w tym przypadku. Podstawowym ograniczeniem niniejszej pracy były dostępne

środki finansowe, które miały wpływ na wybór materiałów teledetekcyjnych (nie wykorzystano wszystkich obrazów radarowych z satelitów serii ERS, które spełniały postawione im kryteria, jak również zrezygnowano ze zdjęć rejestrowanych przez nowy sensor ASAR umieszczony na satelicie ENVISAT), oprogramowania, jak również na skalę przeprowadzonych badań terenowych, które z konieczności musiały zostać ograniczone do jednego osuwiska i trzech sesji pomiarowych. Mimo tych wszystkich ograniczeń wydaje się, że praca ta powinna stanowić interesujący wkład zarówno w rozwój badań nad ruchami masowymi, jak również w rozpowszechnianiu w Polsce nowoczesnych teledetekcyjnych metod badawczych.

Przegląd literatury naukowej

Ruchy masowe są zjawiskiem niezwykle powszechnym, występującym praktycznie we wszystkich rejonach górskich i we wszystkich strefach klimatycznych. Mają bardzo duże znaczenie rzeźbotwórcze a czasami również w niektórych rejonach Karpat są dominującym procesem modelującym stoki. Mają one ogromne znaczenie nie tylko z punktu widzenia środowiska ale i gospodarki człowieka, powodując często ogromne straty w leśnictwie, rolnictwie, budownictwie i innych obszarach działalności gospodarczej, stanowiąc nierzadko również zagrożenie dla życia ludzi. Nic więc dziwnego, że od dawna budziły ogromne zainteresowanie człowieka. Pierwsza praca o charakterze typowo naukowym dotycząca zjawisk osuwiskowych powstała w drugiej połowie XIX wieku (Balzer, 1875 – informacja za Kleczkowskim, 1955) i zapoczątkowała szybki rozwój nowej dziedziny nauki. Badanie osuwisk jest rodzajem aktywności naukowej, która mieści się na pograniczu wielu bardzo różnorodnych dziedzin wiedzy. Kompleksowe ujęcie tej problematyki wymaga od badacza znajomości zagadnień będących domeną między innymi geologii, geomorfologii, hydrologii, mechaniki gruntu i nauk inżynierskich. Dlatego też prace poruszające tą problematykę są niezwykle różnorodne i charakteryzują się często odmiennym podejściem do tematu.

Powszechność procesów osuwiskowych w połączeniu z różnorodnością podejść i stosowanych metod badawczych sprawiają, że ilość literatury naukowej, jaka powstała na ten temat na świecie w ciągu ostatnich 130 lat jest ogromna. Jej całościowe omówienie byłoby bardzo trudne i mogłoby stanowić pracę samą w sobie. Dlatego też w tym krótkim przeglądzie autor sięga jedynie do tych opracowań, które dotyczą badania osuwisk metodami teledetekcyjnymi, przy czym szczególna uwaga zostanie poświęcona badaniom prędkości przemieszczania się gruntu prowadzonym metodą interferometrii radarowej.

Badania ruchów masowych a zwłaszcza osuwisk metodami teledetekcyjnymi polegały początkowo na zwykłym wyznaczaniu obszarów podlegających osuwaniu na podstawie czarno-białych zdjęć lotniczych (Canuti

i in., 1986; Ziętara i in., 1991; Soeters, Van Westen, 1996). Jednakże wraz z upływem czasu znacznemu poszerzeniu uległ zarówno zakres prowadzonych badań, jak również rodzaj wykorzystywanych materiałów teledetekcyjnych. W przypadku badania ruchów masowych zdecydowanie najczęściej pojawiają się prace zajmujące się wykrywaniem osuwisk oraz określaniem wielkości deformacji na podstawie obrazów radarowych, niemniej jednak wykorzystuje się również obrazy wykonywane w zakresie widzialnym i bliskiej podczerwieni rejestrowane przez satelity serii SPOT (Farina i in., 2003; Yamaguchi i in., 2003) oraz Landsat TM (Singhroy i in., 1998). Ostatnio do wykrywania osuwisk zaczęto używać również techniki lidarowej (McKean, Roering, 2004). Według J. Wasowskiego i P. Gostelowa (1999) można wyróżnić trzy główne sposoby wykorzystania danych teledetekcyjnych do badań ruchów masowych. Pierwszy z nich to charakterystyka powierzchni, początkowa klasyfikacja geomorfologiczna i topograficzna obszarów, do drugiego zalicza się badania powolnych i bardzo powolnych ruchów masowych za pomocą interferometrii radarowej. Trzeci sposób wykorzystania danych teledetekcyjnych polega na prowadzeniu systematycznych badań czasowej i przestrzennej zmienności różnych zjawisk, które mogą być przyczyną występowania ruchów masowych (np. względne zmiany wilgotności gleby, drenaż powierzchni, szata roślinna, użytkowanie ziemi). Ze względu na charakter tematyczny tej pracy przegląd literatury zostanie ograniczony tutaj jedynie do drugiego z wymienionych punktów.

Zanim zostanie dokonany przegląd wybranych prac dotyczących badania osuwisk należy zwrócić uwagę na to, że jest to obecnie bez wątpienia najtrudniejszy i najbardziej problematyczny obszar zastosowania interferometrii radarowej w badaniach deformacji skorupy ziemskiej. Świadczy o tym zarówno ilość powstałych na ten temat prac, jak również uzyskiwane wyniki. O ile w przypadku badania deformacji skorupy ziemskiej związanych np. z trzęsieniami ziemi, wybuchami wulkanów, osiadaniem gruntu czy chociażby płynięciem lodowców ilość publikowanych prac jest bardzo duża, o tyle istnieją w światowej literaturze naukowej stosunkowo nieliczne przykłady artykułów, w których udało się w stopniu zadowalającym wykorzystać interferometrię radarową do badania osuwisk. Istnieje kilka powodów, dla których zagadnienie to jest tak problematyczne. Zaliczyć można do nich stosunkowo niewielki zasięg przestrzenny tego zjawiska, występowanie osuwisk w obszarach górskich oraz występowanie często w obszarach o gęstej szacie roślinnej i dużej zmienności wilgotności terenu. Każdy z tych trzech czynników jest bardzo istotny i w inny sposób wpływa na ograniczenie stosowności tej metody do badań ruchów osuwiskowych.

Niewielki zasięg przestrzenny osuwisk jest w dużej mierze problemem ze względu na stosunkowo jeszcze dość słabą rozdzielczość obrazów radarowych, co powoduje, że tylko te większe osuwiska mogą być badane za pomocą interferometrii radarowej. J. Wasowski i P. Gostelow (1999) uważają nawet rozdzielczość obrazów

satelitarnych za najistotniejszy czynnik ograniczający możliwość badania osuwisk. Dodatkowym problemem bywa często również duża zmienność wielkości i kierunku deformacji w obrębie jednego osuwiska. Jeśli jest ona zbyt duża, niemożliwe jest wtedy często prawidłowe i jednoznaczne rozwinięcie fazy w różnych częściach osuwiska a zwłaszcza w jego obszarach granicznych (Vietmeier i in., 1999). W przypadku, gdy badamy więcej niż jedno osuwisko, a często to jest właśnie naszym celem, pojawiają się kolejne problemy z rozwijaniem fazy. Mamy do czynienia wtedy z wieloma izolowanymi, stosunkowo niewielkimi obszarami, w obrębie których zachodzi deformacja gruntu, które rozdzielone są obszarem, w obrębie którego nie zachodzi żaden ruch. W takich sytuacjach ze względu na względny charakter metody interferometrycznej, bardzo trudno jest bez dodatkowych danych referencyjnych uzyskać absolutne wartości przesunięć (Hanssen, 2001).

Drugim bardzo istotnym problemem jest występowanie osuwisk na obszarach górskich. Jest to bardzo ważny fakt, jeżeli weźmie się pod uwagę sposób pozyskiwania informacji przez urządzenia radarowe i ich geometrię obrazowania. W terenach tych dochodzi do bardzo silnego skrócenia stoków zwróconych w kierunku anteny wysyłającej impuls mikrofalowy, a na obszarach o szczególnie dużym kącie nachylenia powierzchni do efektu nakładania się sygnału odbitego od różnych punktów lub do efektu cienia radarowego (obiekty niezobrazowane). Zjawiska te w sposób znaczący utrudniają interpretację obrazów radarowych. Dodatkowo należy pamiętać o tym, że metoda interferometrii radarowej czuła jest jedynie na przesunięcia, jakie zachodzą w kierunku padania wiązki radarowej (m.in.: Vietmeier i in., 1999, Delacourt i in. 2003). W innych przypadkach rzeczywiste wartości przesunięć muszą zostać zrekonstruowane na podstawie ukształtowania terenu, rzeczywistego kierunku przesunięcia i wartości uzyskanej z interferogramów (Belitz i in., 2003; Rott i in., 2003). W tej sytuacji uzyskanie wiarygodnych wyników możliwe jest w zasadzie tylko na stokach odwróconych od radaru, lub na stokach do tego kierunku zbliżonego (Vietmeier i in., 1999). Jeżeli mamy możliwość korzystania z obrazów radarowych zarejestrowanych zarówno z orbity zstępującej jak i wstępującej (taka sytuacja nie zawsze ma miejsce) wtedy znacznie poszerza się obszar, który nadaje się dla nas do interpretacji. Jednakże również i wtedy problematyczne są te obszary, na których stoki nachylone są w kierunku zgodnym z kierunkiem toru lotu satelity. Taką analizę wpływu geometrii obrazowania satelitów serii ERS na możliwość ich wykorzystania do badań ruchów masowych na terenie Alp i Pirenejów przeprowadził Delacourt ze swoim zespołem (Delacourt i in., 2003). Wykazali oni, że o ile dysponujemy obrazami z obu rodzajów orbit (zstępującej i wstępującej) to możemy prowadzić badania na 69% obszaru Alp i 75% obszaru Pirenejów (pozostałe 31 i 25% to strefy nakładania i cienia radarowego). Jednakże tylko odpowiednio 40 i 54% obszaru jest widoczne z obu orbit. 29% obszaru Alp i 21% obszaru

Pirenejów jest widoczna tylko z orbity zstępującej. Dla orbity wstępującej wartości te wynoszą odpowiednio 24 i 20%.

Trzecim niezwykle istotnym problemem jest częste występowanie osuwisk w klimatach o dużej lub bardzo dużej wilgotności, co powoduje, że osuwające się stoki są często pokryte gęstą szatą roślinną lub zachodzą w ich obrębie bardzo silne zmiany wilgotności. Oba te czynniki przyczyniają się do bardzo szybkiej utraty spójności pomiędzy dwoma obrazami, czyli do powstania tzw. dekorelacji czasowej. Jeśli jest ona zbyt duża niemożliwe staje się prawidłowe rozwinięcie fazy a tym samym uzyskanie jakichkolwiek wyników. Problem ten jest szczególnie istotny w przypadku bardzo wolno osuwających się stoków, ponieważ wymagają one prowadzenia badań w długich interwałach czasowych. Większość autorów uważa dekorelację czasową za najistotniejsze ograniczenie możliwości wykorzystania interferometrii radarowej w badaniach ruchów masowych (przykładowo: Fruneau i in., 1996; Vietmeier i in., 1999; Strozzi i in., 2003; Xia Ye i in., 2004).

Mimo tych licznych ograniczeń istnieje pewna liczba prac, które wykazały, że możliwe jest wykorzystanie interferometrii radarowej do badania ruchów osuwiskowych. W zależności od rodzaju osuwisk i prędkości przesunięcia gruntu pozytywne rezultaty można uzyskać dla okresów badawczych od jednego dnia (Fruneau i in., 1996; Carnec i in., 1996; Vietmeier i in., 1999) do nawet trzech lat (Rott, Siegel., 1999; Rott i in., 2000; Rott i in., 2003).

Stosunkowo najwięcej prac pokazujących zdolność interferometrii radarowej do badania ruchów masowych dotyczy tych osuwisk, które cechują się umiarkowanym tempem ruchu – rzędu kilku centymetrów na dzień. Umożliwiają one bowiem wykorzystanie obrazów radarowych satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych podczas misji tandemowej, podczas której satelity te obrazowały powierzchnię ziemi właśnie w jednodniowym odstępie czasu lub obrazów satelity ERS-1 zarejestrowanych w trakcie początkowej fazy jego misji w 1991 roku, w której rejestrował on te same fragmenty powierzchni ziemi w odstępach trzydniowych. Dzięki tak krótkiemu odstępowi czasu obrazy te zachowują bardzo wysoką korelację na większości obrazowanego obszaru umożliwiając tym samym uzyskanie dobrych wyników. Po raz pierwszy możliwość wykorzystania interferometrii radarowej do badania ruchu osuwisk przemieszczających się ze średnią prędkością zademonstrował B. Fruneau ze swoim zespołem (Fruneau i in., 1996), który prowadził swoje badania na osuwisku "La Clapiere" w Śródziemnomorskich Alpach Francuskich. Osuwisko to o powierzchni kilku kilometrów kwadratowych rozciąga się na stoku na wysokości między 1100 m a 1700 m n.p.m. na lewym brzegu rzeki Tinee. W pracy swojej Fruneau wykorzystał 5 obrazów z satelity ERS-1 zarejestrowanych 20., 23., 26., 29. sierpnia oraz 4. września 1991 roku w początkowej fazie misji tego satelity. Z możliwych do utworzenia na podstawie tych obrazów 10 interferogramów, 6 nadawało się do interpretacji.

Pozostałe cechowały się zbyt dużą utratą spójności związaną przede wszystkim z nieodpowiednią długością bazy interferogramu. Wśród analizowanych interferogramów zdecydowanie najlepsze rezultaty uzyskano dla pary obrazów zarejestrowanych 23. i 26. sierpnia 1991 w trzydniowym odstępie czasowym. Cechowały się one najwyższą korelacją a tym samym umożliwiły uzyskanie najwyraźniejszych prążków interferometrycznych na interferogramie różnicowym. Niemniej jednak również w dłuższych odstępach czasu (6-cio, 9-cio i 12-dniowych) uzyskano pozytywne rezultaty. Udało się je uzyskać pomimo występowania na obszarze osuwiska szaty roślinnej aczkolwiek, co zauważa autor najlepsza spójność obrazu i najwyraźniejsze prążki interferometryczne występowały na tych fragmentach osuwiska, gdzie roślinność była stosunkowo najrzadsza.

Badania ruchu gruntu w obrębie osuwisk poruszających się ze średnią prędkością prowadzili również inni autorzy przykładowo: (Vietmeier i in., 1999), (Delacourt i in., 2003). W pracach swoich prowadzonych na obszarze Alp i Pirenejów wykorzystywali oni obrazy z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych w jednodniowych odstępach czasu w trakcie misji tandemowej w 1995 roku uzyskując pozytywne rezultaty.

Drugą grupę stanowią artykuły dotyczące bardzo powolnych ruchów masowych, w których rejestruje się przesunięcia rzędu kilku cm na rok. W takich przypadkach niezbędne jest tworzenie interferogramów z obrazów radarowych zarejestrowanych w długich interwałach czasowych (rocznych lub nawet dłuższych). W takich sytuacjach zdecydowanie najpoważniejszym problemem staje się dekorelacja czasowa spowodowana zmianami, jakie zachodzą w środowisku w tak długim odstępie czasu. Jednakże, jak wykazały różne prace nawet wtedy możliwe jest uzyskanie pozytywnych rezultatów. W 1999 roku w ramach projektu IDNDR (Project of International Decade for Natural Disaster Reduction) na terenie Alp Austriackich badania tego typu przeprowadzali Helmut Rott i Andreas Siegel (Rott, Siegel, 1999). Przeprowadzili oni analizę spójności około 30-tu par obrazów zarejestrowanych w odstępach czasu od jednego dnia do trzech lat. Wykazali oni, że na obszarze łąk alpejskich położonych powyżej górnej granicy lasu utrata spójności par obrazów następuje na tyle wolno, że można było zaobserwować przemieszczanie się gruntu w obrębie osuwiska nawet na interferogramie wygenerowanym na podstawie obrazów zarejestrowanych w trzyletnim odstępie czasu. Jednocześnie stwierdzili oni, że w przypadku tak długich okresów czasu (tj. powyżej jednego roku) z powodu zbyt dużej dekorelacji niemożliwe jest uzyskanie wartościowego sygnału dla obszarów położonych poniżej górnej granicy lasu. Natomiast w obrębie samego lasu całkowita utrata spójności zachodzi nawet już po jednym czy kilku dniach (Delacourt i in., 2003, Rott i in., 2003).

Zdecydowanie najszerzej zakrojonym projektem, którego jednym z celów było badanie powolnych ruchów masowych był projekt MUSCL (Monitoring Urban Subsidence, Cavities and Landslides by remote sen-

sing). W ramach tego projektu przeprowadzono badania powolnych ruchów masowych na dużych obszarach Alp Austriackich i Szwajcarskich znajdujących się w obrębie 10-ciu scen radarowych satelitów ERS (Rott i in., 2000). Wykazały one bardzo dużą przydatność interferometrii radarowej w tego typu pracach. Wykryto wiele osuwisk, z których większość znajdowała się powyżej górnej granicy lasu. Biorąc pod uwagę zarówno geometrię obrazowania satelitów radarowych, jak i uzyskiwaną spójność obrazów stwierdzono, że jeśli dostępne są obrazy zarówno zstępującej jak i wstępującej orbity to możliwe jest przeprowadzenie analizy powolnych ruchów masowych (na podstawie par obrazów zarejestrowanych w rocznym odstępie czasu) na około 60 – 70% powierzchni obszarów znajdujących się powyżej górnej granicy lasu (Rott i in., 2000). W innych przypadkach prawie zawsze analiza jest możliwa wyłącznie wtedy gdy w obrębie badanego obszaru znajdują się wykonane przez człowieka obiekty zachowujące wysoką spójność na obrazach nawet w długim odstępie czasu (Rott i in., 2003).

Na podstawie przytoczonej do tej pory literatury można zauważyć, że prace dotyczące analizy prędkości przemieszczania się gruntu za pomocą interferometrii radarowej są prowadzone z jednej strony na podstawie interferogramów wygenerowanych z par obrazów zarejestrowanych w bardzo krótkich odstępach czasu (od jednego do kilku dni), natomiast z drugiej strony na podstawie obrazów zarejestrowanych w bardzo długich interwałach czasowych (rocznych lub dłuższych). Autor nie znalazł żadnego artykułu, który opisywałby badania ruchów osuwiskowych prowadzonych standardową metodą interferometrii różnicowej na podstawie obrazów z satelitów ERS-1/ERS-2 zarejestrowanych w odstępach 35-cio dniowych (jest to okres, w którym satelity te przeleatują nad tym samym obszarem) lub dłuższych ale nie przekraczających kilku miesięcy. Fakt ten, z pozoru dosyć zaskakujący wynika z konieczności dopasowania bazy czasowej interferogramów wykorzystanych w badaniach do dynamiki zjawisk osuwiskowych zachodzących na zadanym obszarze. By możliwe było określenie wielkości deformacji gruntu na interferogramie różnicowym musi ona zawierać się w pewnych określonych granicach. Jeżeli przemieszczenia będą zbyt małe to ograniczona dokładność metody nie pozwoli na ich zarejestrowanie. To powoduje, że osuwiska, na których deformacje zachodzą bardzo powoli (rzędu kilku centymetrów na rok) mogą być badane tylko w bardzo długich interwałach czasowych – rocznych lub nawet dłuższych (Rott, Siegel., 1999; Rott i in., 2003). Z drugiej strony, z powodu względnego charakteru metody interferometrycznej przemieszczenia w okresie pomiędzy rejestracją dwóch obrazów nie mogą być również zbyt duże. Po przekroczeniu pewnej wartości niemożliwe staje się określenie absolutnej wartości przemieszczenia. W przypadku satelitów serii ERS działających w paśmie C, jeżeli gradient zmiany prędkości przesunięć przekracza 2,9 mm na metr następuje całkowita utrata spójności sygnału i określenie wielkości deformacji staje się nie-

możliwe (Hanssen, 2001). Z tego powodu stosunkowo szybko przemieszczające się osuwiska (rzędu kilku cm na dobę) muszą być badane w co najwyżej kilkudniowych okresach badawczych (Fruneau i in., 1996, Vietmeier i in., 1999). Tak więc długość interwałów czasowych, w jakich prowadzone były wyżej wymienione badania, na podstawie satelitów ERS-1/ERS-2, wynika z dynamiki zjawisk osuwiskowych zachodzących na terenie Alp i Pirenejów.

Jedyne, znane autorowi, badania osuwisk za pomocą interferometrii radarowej, które prowadzone były na podstawie obrazów zarejestrowanych w jedno lub kilkumiesięcznym odstępie czasu pochodzą z terenu Japonii. H. Kimura i Y. Yamaguchi (2000) zbadali prędkość przemieszczania się gruntu w obrębie osuwiska usytuowanego na północnym stoku wulkanu Azumayama wykorzystując w swojej pracy trzy obrazy radarowe działającego w paśmie L (długość fali – 23,5 cm) satelity JERS-1 zarejestrowane 09. czerwca, 05. września i 19. października 1995 roku. Obrazy korelacyjne utworzone na podstawie wyżej wymienionych danych zachowały wysoką spójność sygnału w obrębie osuwiska pomimo niekorzystnych warunków atmosferycznych (pełne zachmurzenie w trakcie wszystkich trzech przelotów a nawet opady rzędu 1 mm zarejestrowane na kilka godzin przed rejestracją obrazu z dnia 09. czerwca). Analiza wygenerowanych interferogramów różnicowych doprowadziła autorów do wniosku, że możliwe jest na ich podstawie stwierdzenie występowania osuwiska na tym obszarze bez uprzedniej wiedzy o jego istnieniu. Możliwe było również na ich podstawie określenie wielkości zaistniałych deformacji. Praca ta stanowi kolejny przykład pokazujący przydatność interferometrii radarowej do badań ruchów osuwiskowych. Należy jednak wyraźnie zaznaczyć, że niemożliwe jest bezpośrednie porównanie tych wyników z wcześniej opisywanymi badaniami. Powodem takiego stanu, rzeczy jest wykorzystanie w projekcie obrazów z satelity JERS-1 działającego w paśmie L. Wielu autorów (Hanssen, 2001; Delacourt i in., 2003) wskazuje na to, że pasmo to jest znacznie mniej czułe niż pasmo C na zjawisko dekorelacji czasowej. Dzięki temu możliwe jest uzyskanie spójnego sygnału w dłuższych okresach czasu lub też na obszarach gdzie dekorelacja czasowa na skutek fizycznych zmian w środowisku zachodzi szybciej.

Z przedstawionej do tej pory analizy literatury jasno wynika, że utrata spójności sygnału na skutek tak znacznej dekorelacji czasowej jest jednym z najistotniejszych ograniczeń interferometrii radarowej. Jak się jednakże okazuje w większości przypadków nie jest to problem nie do pokonania. Jego rozwiązaniem może okazać się wykorzystanie istniejących na zadanym obszarze lub wprowadzenie nań sztucznych obiektów (tzw. reflektorów narożnych), które cechują się silnym odbiciem wiązki radarowej w kierunku satelity oraz tym, że zachowują na rejestrowanych obrazach wysoką spójność sygnału nawet w długich odstępach czasu. Reflektory narożne były początkowo wykorzystywane do zewnętrznej kalibracji systemów typu SAR (Xia Ye i in., 2004)

z czasem jednak okazało się, że są one bardzo dobrymi obiektami umożliwiającymi określenie absolutnej wartości fazy sygnału radarowego w danym konkretnym punkcie. Eksperymenty tego typu były prowadzone przez wielu autorów na różnych polach zastosowania interferometrii radarowej (Hartl i in., 1993; Hartl, Xia, 1993; Prati i in., 1993). Technika ta była również wykorzystywana w przypadku badania ruchów osuwiskowych (przykładowo: Kimura H., Yamaguchi Y., 2000; Rott i in., 2003; Vietmeier i in., 1999). Należy jednakże zwrócić uwagę na to, że nie jest to technika, która rozwiązuje wszystkie problemy a jej stosowanie nie zawsze musi być uzasadnione. Podstawową zaletą reflektorów narożnych jest to, że umożliwiają one uzyskanie bardzo wysokiej spójności sygnału nawet na obszarach gdzie jest ona bardzo niska ze względu np. na występowanie gęstej szaty roślinnej, czy dużych zmian wilgotności. Ta wysoka spójność jest uzyskiwana jednakże nie dla całego obszaru a jedynie dla tych punktów, w których zainstalowane są reflektory narożne i tylko w tych punktach możliwe jest prawidłowe rozwinięcie fazy oraz zaobserwowanie ewentualnych deformacji. Na pozostałym obszarze wyniki muszą być interpolowane na podstawie tych wartości. Taki stan rzeczy sprawia, że niemożliwe staje się zastosowanie tradycyjnych technik interferometrii różnicowej (Xia Ye i in., 2004). Ponadto w tej sytuacji tracona jest cała przewaga, jaką posiada interferometria radarowa nad tradycyjnymi pomiarami geodezyjnymi lub też pomiarami za pomocą GPS-ów różnicowych. Z techniki powierzchniowej pozwalającej na określenie wartości deformacji w każdym punkcie danego obszaru staje się ona techniką pozwalającą jedynie na dokonanie pomiarów punktowych, co jest możliwe również przy użyciu innych metod niekoniecznie satelitarnych. Naturalnie, fakt ten nie dezawuuje całkowicie tej techniki. Jest ona bez wątpienia niezmiernie przydatna wtedy, gdy deformacje gruntu występują na dużych i często bezludnych lub trudno dostępnych obszarach, kiedy jednorazowe ustawienie reflektorów narożnych jest zadaniem bez wątpienia prostszym i bardziej opłacalnym niż prowadzenie regularnych pomiarów terenowych. Taka sytuacja często ma miejsce np. w przypadku występowania deformacji skorupy ziemskiej spowodowanych trzęsieniami ziemi czy wybuchami wulkanów. Natomiast w przypadku badania ruchów osuwiskowych mamy do czynienia z wieloma izolowanymi deformacjami o niewielkiej powierzchni. By metoda ta mogła być zastosowana, na każdym z tych osuwisk należałoby postawić po kilka tego typu reflektorów. W takich okolicznościach przeprowadzenie tego typu działań nie zawsze wydaje się być zasadne.

Dosyć nietypowy sposób zastosowania interferometrii radarowej w badaniach ruchów masowych prezentuje w swojej pracy A. Arturi (Arturi i in., 2003). Opisane do tej pory w tym przeglądzie badania dotyczyły osuwisk przemieszczających się bardzo powoli lub z umiarkowaną prędkością. Na świecie jednakże dosyć częstym zjawiskiem są również nagłe osunięcia się ogromnych mas skalnych będące wynikiem bardzo ulewnych opa-

dów lub też trzęsień ziemi czy wybuchów wulkanów. Prowadzą one często do bardzo silnego przemodelowania rzeźby danego obszaru. Ze względu na bardzo gwałtowny charakter tego zjawiska nie może ono być zarejestrowane na wytworzonym w tradycyjny sposób interferogramie różnicowym. Nie oznacza to jednak, że w takiej sytuacji interferometria radarowa nie może znaleźć zastosowania. Wspomniani wyżej autorzy podjęli próbę wykorzystania dwóch par obrazów satelitów ERS-1 i ERS-2 do wygenerowania dwóch numerycznych modeli. Jeden z nich przedstawiał ukształtowanie terenu przed natomiast drugi po wystąpieniu ruchów masowych. Bezpośrednie porównanie takich modeli może być pomocne w oszacowaniu objętości osuniętych mas skalnych.

Mimo dość licznych udanych prób zastosowania interferometrii radarowej w badaniach ruchów osuwiskowych, wyraźnie widać, że metoda ta posiada różne ograniczenia. Wiele z nich wynika z nienajlepszego dostosowania istniejących obecnie satelitarnych urządzeń radarowych do badań interferometrycznych. W dużej mierze jest to spowodowane tym, że nie były one projektowane z myślą o interferometrycznej metodzie przetwarzania i analizy obrazów (Massonnet, 1997; Hanssen, 2001). Możliwość ta została zauważona dopiero później. Nic więc dziwnego, że wielu autorów wskazuje w swoich pracach na fakt, że tylko część z zaplanowanych do badań obrazów może zostać w nich później wykorzystana (przykładowo: Fruneau i in., 1996; Kimura, Yamaguchi, 2000; Belitz i in., 2003). Do podstawowych ograniczeń sprzętowych, jakie są najczęściej wymieniane należy zaliczyć niewystarczającą powtarzalność orbit, nie zawsze najkorzystniejszą geometrię obrazowania czy też zbyt słabą rozdzielczość terenową. Problemy te spowodowały, że naukowcy zaczęli szukać nowych dróg umożliwiających badanie osuwisk metodą interferometrii radarowej. By pokonać wymienione wyżej przeszkody JRC (Joint Research Centre) Komisji Europejskiej skonstruowało naziemny interferometr radarowy LISA przeznaczony specjalnie do badań terenowych (Antonello i in., 2004). Wiele prac wykazało już, że może on być z powodzeniem stosowany do monitorowania ruchów osuwiskowych (przykładowo: Pieraccini i in., 2003; Rott i in., 2003; Antonello i in., 2004). Posiada on wiele niezaprzeczalnych zalet. Ustawienie nieruchomo takiego urządzenia naprzeciwko wybranego osuwającego się stoku daje możliwość wyeliminowania lub zmniejszenia wielu błędów typowych dla dostępnych obecnie urządzeń satelitarnych. Przede wszystkim pozwala to na wyeliminowanie niepotrzebnej zupełnie utraty spójności obrazów związanej ze zmienną geometrią obrazowania. Dodatkowo wygenerowany na podstawie takich obrazów interferogram zawiera jedynie informacje o deformacji gruntu, jaka miała miejsce w badanym okresie oraz o innych zmianach środowiska, nie jest natomiast czuły na ukształtowanie terenu, co w zdecydowany sposób upraszcza proces przetwarzania danych i eliminuje wiele błędów. Pozwala również w sposób dowolny wybrać termin rejestracji obrazów

służących do wygenerowania interferogramów. Możliwość uniezależnienia się od czasu przelotu satelity nad badanym obszarem jest niezwykle istotna. Umożliwia bowiem dopasowanie okresów badawczych do prędkości ruchu danego osuwiska, tempa dekorelacji na danym obszarze związanego z rodzajem pokrycia terenu. Zmniejsza również wielkość błędów związanych ze zmiennymi stanami atmosfery poprzez swobodny dobór takich terminów rejestracji obrazów, w których parametry atmosfery posiadające największy wpływ na opóźnienie sygnału radarowego są porównywalne. System ten zwiększa również w sposób znaczący dotychczasowe możliwości badawcze dzięki swojej znacznie lepszej rozdzielczości oraz rejestracji obrazów w trzech różnych pasmach: Ku, C i L (Rott i in., 2003). Wydaje się, że może on zapoczątkować bardzo obiecujący kierunek tego typu badań.

Powyższy przegląd literatury wyraźnie pokazuje, że problematyka badania ruchów osuwiskowych jest tematyką niezmiernie żywotną i wciąż aktualną. Duża podatność fliszu karpackiego na ruchy masowe powoduje, że na terenie Beskidu Niskiego występuje ogromna ilość bardzo różnorodnych osuwisk. Problemy, jakie one powodują w środowisku przyrodniczym i w gospodarce człowieka wraz z upływem czasu nie tylko nie maleją ale stale wzrastają, co jest spowodowane z jednej strony powstawaniem licznych nowych osuwisk, z drugiej zaś strony coraz gęstszym zaludnieniem i coraz intensywniejszym zagospodarowaniem tego regionu.

Przez ostatnie sto lat powstała bardzo duża ilość bardzo różnorodnych prac badawczych zajmujących się tą tematyką. Wraz z upływem czasu monitorowanych jest coraz więcej osuwisk, stosowane są kolejne nowatorskie podejścia badawcze i coraz nowocześniejsze techniki. W nurt tych prac włączone zostały również najnowsze metody teledetekcyjne, w których zdecydowany prym w tym obszarze badawczym wiedzie interferometria radarowa. Przedstawiony w przeglądzie literatury przekrój przez światowe wyniki prac z tej dziedziny ukazują z jednej strony dużą przydatność tej metody w badaniu ruchów osuwiskowych, z drugiej zaś strony zwracają uwagę na jej ograniczenia oraz dalsze potencjalne możliwości rozwoju. Wydaje się, że osiągnięte do tej pory przez naukowców wyniki uzasadniają również próbę zastosowania interferometrii radarowej do badań osuwisk karpackich.

Hipoteza badawcza

Postawienie hipotezy badawczej jest w przypadku każdej pracy naukowej niezmiernie ważne. Ona wyznacza bowiem kierunek i sposób prowadzenia dalszych badań, których celem jest jej potwierdzenie lub obalenie. Tak jest również i w tym przypadku. W niniejszym rozdziale autor pracy chciałby przedstawić swoją hipotezę badawczą opierając się z jednej strony na celach pracy, jakie zostały przedstawione we wstępie, z drugiej zaś strony na wynikach prac prowadzonych przez in-

nych autorów, które zostały przedstawione w przeglądzie literatury naukowej.

Pierwszym celem tej rozprawy jest sprawdzenie czy w warunkach środowiskowych Beskidu Niskiego i Pogórza Gorlickiego możliwe jest wykorzystanie obrazów radarowych z satelitów ERS-1/ERS-2 przetworzonych i zanalizowanych metodą interferometrii radarowej do wykrywania ruchów osuwiskowych oraz określenie jak ma się wykrywalność tych osuwisk do ich różnych parametrów morfologicznych takich jak: kierunek i kąt nachylenia zbocza, wielkość osuwiska czy rodzaj pokrycia terenu. W istocie swojej cel ten sprowadza się do wyznaczenia pewnej granicy przebiegającej według założenia autora gdzieś w obrębie zróżnicowanych warunków środowiskowych terenu badań. Granica ta stanowi pewne wartości brzegowe różnych parametrów środowiska przyrodniczego i samych osuwisk, przy których wymieniona metoda pozwala na uzyskanie pozytywnych rezultatów.

Już nawet pobieżne spojrzenie na wyniki badań przedstawione w poprzednim rozdziale pozwala sformułować wniosek, że hipoteza jaka może być postawiona w odniesieniu do tego celu badawczego musi mieć charakter bardzo ogólny. Składają się na to dwa główne powody. Po pierwsze jest to bardzo duża ilość niezmiernie różnorodnych czynników związanych zarówno ze środowiskiem przyrodniczym, jak również z dostępnymi danymi i samą metodą, które wpływają na wynik prowadzonych badań. Dopiero ich wypadkowa, która w zasadzie jest jedyna i niepowtarzalna dla każdego przypadku pozwala stwierdzić, czy w tej konkretnej sytuacji środowiskowej, przy tych konkretnych danych radarowych wynik, jaki zostanie uzyskany będzie satysfakcjonujący. Ponadto należy zauważyć, że część z tych czynników nie może być w ogóle *a priori* określona. Poznajemy je dopiero w trakcie lub po przeprowadzeniu badań. Są to zarówno czynniki środowiskowe, z których na plan pierwszy wysuwają się przede wszystkim: wielkość deformacji, jaka zaistnieje w obrębie osuwisk, w trakcie prowadzenia badań oraz warunki atmosferyczne zaistniałe w trakcie rejestracji obrazów radarowych oraz w okresie je rozdzielającym, jak też czynniki związane z samymi danymi np. długości poprzecznych baz interferogramów, które jeśli przekroczą pewne wartości mogą sprawić, że dane stają się całkowicie bezwartościowe nawet wtedy gdy warunki środowiskowe są z punktu widzenia metody bardzo korzystne.

Drugi powód nie pozwalający na postawienie zbyt dokładnej hipotezy to odmiennosc warunków, w jakich prowadzone były badania przedstawione w literaturze oraz badania prowadzone przez autora. Inne są zarówno warunki środowiskowe, jak też okresy w jakich były prowadzone badania. Bez wątpienia warunków przyrodniczych Beskidu Niskiego, a zwłaszcza leżących u jego stóp pogórzy nie można porównać do warunków przyrodniczych Alp czy Pirenejów. Nawet jeżeli we wszystkich tych przypadkach mamy do czynienia z osuwiskami, na których występuje szata roślinna to w każdym z tych przypadków bardzo się ona między sobą różni.

Ponadto zupełnie inny charakter mają pozostałe czynniki takie jak kąt nachylenia zboczy, wielkość przesunięć czy warunki atmosferyczne. Dodatkowo mamy do czynienia z zupełnie inną długością okresów badawczych – jeden do kilku dni lub powyżej jednego roku w przypadku prac przedstawionych w literaturze oraz 35 lub 70 dni w przypadku badań autora. Jedyne badania prowadzone w podobnych okresach przedstawione w literaturze nie mogą stanowić bezpośredniego porównania ze względu na zastosowanie posiadających inne parametry materiałów teledetekcyjnych (satelita JERS-1 pasmo L) oraz inne warunki środowiskowe terenu badań.

Mimo wymienionych trudności postawiono hipotezę stwierdzającą, że tylko część z występujących na zadanym obszarze osuwisk będzie możliwa do wykrycia za pomocą obrazów radarowych przetworzonych metodą interferometryczną. Pozostałe ze względu na niekorzystne warunki środowiskowe nie będą mogły być przez urządzenia radarowe zauważone. Procentowy udział jednych i drugich jest trudny do określenia *a priori*, niemniej jednak autor postara się wskazać te warunki, przy których zaobserwowanie sygnału związanego z deformacjami gruntu w obrębie osuwisk będzie najbardziej prawdopodobne.

Aby osuwisko mogło zostać w ogóle zarejestrowane na interferogramie różnicowym w postaci prążków interferometrycznych musi dojść w jego obrębie do odpowiednio dużej deformacji w okresie, w którym prowadzone są badania. Oznacza to, że wykryte mogą zostać jedynie osuwiska aktywne. Zdecydowanie największe prawdopodobieństwo wystąpienia tego typu przesunięć w trakcie badań zachodzi w przypadku osuwisk stale aktywnych takich jak np. osuwisko „Zapadle” w okolicach Szymbarku, w którym ruch ze zmienną prędkością w zależności od warunków atmosferycznych odbywa się prawie stale. Naturalnie możliwe jest również zarejestrowanie osuwisk czynnych okresowo pod warunkiem oczywiście, że ruch ten nastąpi w trakcie okresu badawczego. Trudno jest określić jednoznacznie dolną granicę przesunięcia, jakie musi zaistnieć by było ono zarejestrowane na obrazie. Ponieważ jednak metoda interferometryczna pozwala na badanie deformacji z dokładnością do kilku milimetrów (Hanssen, 2001) to wydaje się, że w sprzyjających warunkach nawet przesunięcie fazowe rzędu jednego czy dwóch centymetrów będzie mogło być w sposób dość jednoznaczny powiązane, z deformacją gruntu w obrębie osuwiska a nie z innymi czynnikami będącymi źródłem błędów, jak chociażby opóźnienie sygnału w atmosferze czy błędy powstałe w trakcie przetwarzania danych.

Jak już zostało to wspomniane w przeglądzie literatury, jednym z istotniejszych czynników ograniczających wykorzystanie interferometrii radarowej jest ukształtowanie terenu, które należy rozpatrywać zawsze w ścisłym związku z geometrią obrazowania systemów radarowych. Systemy radarowe typu SAR, będące urządzeniami bocznego wybierania dostarczają dokładnych informacji na temat odległości pomiędzy

obrazowanymi obiektami i satelitą na podstawie czasu, jaki upłynął od wysłania sygnału przez antenę nadawczą do jego ponownego odebrania przez satelitę po uprzednim odbiciu się od obiektów znajdujących się na powierzchni ziemi. Na tej podstawie określane jest też położenie każdego obiektu na obrazie radarowym. Taki sposób pozyskiwania danych prowadzi do uzyskiwania obrazów, które w terenie górskim są bardzo silnie zniekształcone geometrycznie. W wyjątkowo niekorzystnej sytuacji, jeśli sygnał dociera do anteny odbiorczej jednocześnie z wielu punktów terenowych dochodzi do tzw. nakładania się sygnału i obiekty te są przedstawione na obrazie jako jeden punkt. Ze względu na dość niewielki kąt obserwacji satelitów serii ERS (23°) obrazy przez nie rejestrowane są w terenach górskich dość często obciążone tym efektem. Powoduje on to, że obszary położone na stokach zwróconych w kierunku radaru bardzo często nie nadają się do interpretacji. Tak się dzieje również w przypadku interferometrii radarowej. Dodatkowo należy uwzględnić fakt, że metoda interferometryczna jest czuła jedynie na deformacje zachodzące w kierunku padania wiązki radarowej (Hanssen, 2001, Delacourt i in. 2003), co powoduje, że stokami, na których należy się spodziewać najlepszych wyników, jeśli chodzi o wykrywanie osuwisk, są te, których ekspozycja jest skierowana prostopadle do toru lotu satelity i w kierunku od radaru lub te, których ekspozycja jest do tego kierunku zbliżona. Jeżeli dla jakiegoś obszaru zarejestrowane zostały obrazy tylko z jednej z orbit (zstępującej lub wstępującej) stanowi to dość istotne ograniczenie. Z taką sytuacją mamy niestety do czynienia w przypadku Karpat. Dla obszaru Beskidu Niskiego i okolicznych pogórzy zarejestrowano jedynie obrazy pochodzące z orbity zstępującej. Ponieważ satelity ERS rejestrują obraz w pasie znajdującym się na prawo od ich toru lotu oznacza to, że stoki zwrócone w kierunku od radaru mają ekspozycję zachodnią. Na tych też stokach wykrycie osuwisk na obszarze Beskidu Niskiego jest najbardziej prawdopodobne. Oczywiście możliwe powinno być też również wykrycie osuwisk na stokach zbliżonych do tego kierunku – tj. na stokach północno i południowo-zachodnich. Ze względu na dość duże kąty nachylenia stoków Beskidu Niskiego na większości stoków zwróconych w kierunku wschodnim oraz do tego kierunku zbliżonego dochodzi do efektu nakładania się sygnału radarowego w związku z czym nie należy się w ich przypadku spodziewać pozytywnych rezultatów. Stoki północne i południowe są skierowane w kierunku toru lotu satelity a więc również niezbyt korzystnym z punktu widzenia interferometrii różnicowej. Nieco lepsza sytuacja ma miejsce na obszarach pogórskich. Tutaj stoki mają mniejsze deniwelacje i nachylenia. W związku z tym zniekształcenia geometryczne obrazu radarowego nie są aż tak duże i efekt nakładania się sygnału jest zjawiskiem dość rzadkim. Wydaje się w związku z tym, że wykrycie ruchów osuwiskowych będzie możliwe na stokach zwróconych w różnych kierunkach, nie mniej jednak również i w tym przypadku kierunek zachodni będzie tym, w którym

prawdopodobieństwo uzyskania pozytywnych rezultatów będzie największe.

Kolejnym czynnikiem ograniczającym jest rozdzielczość obrazów radarowych, która w przypadku obrazów w formacie SLC rejestrowanych przez satelity serii ERS wynosi 4 na 20 metrów. Trudno jest określić graniczną wielkość powierzchni, jaka musi się osuwać, by możliwe było jej zaobserwowanie na interferogramie. Zależy ona bowiem od wielu czynników takich jak prędkość i jednorodność deformacji, stopień spójności sygnału w obrębie osuwiska czy nawet kierunek ruchu i ekspozycja stoku. Można stwierdzić jedynie, że wraz ze wzrostem powierzchni osuwiska będzie rosło również prawdopodobieństwo jego wykrycia.

Najistotniejszym czynnikiem środowiskowym ograniczającym możliwość zastosowania interferometrii radarowej do badania ruchów masowych w Beskidzie Niskim i na pogórzach będzie bez wątpienia szata roślinna powodująca dekorelację czasową sygnału. Stopień i prędkość tej dekorelacji jest różny w zależności od rodzaju roślinności a także jej stanu fenologicznego. Najszybciej dochodzi do niej w obrębie lasów. W tym przypadku do całkowitej utraty spójności sygnału może dojść już po upływie nawet jednego dnia (Rott i in., 2003). Oznacza to, że osuwiska znajdujące się na terenie lasów na pewno nie zostaną zarejestrowane przez satelity radarowe. Co do innych form pokrycia terenu też nie można mieć pewności, czy zostaną one zarejestrowane. Dopiero wytworzenie obrazów spójności na podstawie konkretnych par obrazów radarowych pozwoli określić, które z obszarów będą cechowały się wystarczającym stopniem korelacji. Ponieważ w Beskidzie Niskim i na pogórzach na większości terenów ulegających osuwaniu znajdują się łąki i nieużytki wydaje się więc, że powinny one zachować w 35-cio czy 70-cio dniowym okresie badawczym wystarczający stopień spójności. Trudno jednakże poprzeć tą hipotezę konkretnymi dowodami ponieważ badania prowadzone przez innych autorów były, jak to już zostało wspomniane w przeglądzie literatury, prowadzone w innych warunkach środowiskowych, w innych okresach czasu lub przy użyciu innych danych teledetekcyjnych.

By uzasadnić postawioną na wstępie tego rozdziału ogólną hipotezę badawczą autor przeprowadził krótką analizę uwarunkowań środowiskowych obszaru badań wskazując w niej te komponenty środowiska, które mogą mieć korzystny bądź niekorzystny wpływ na możliwość wykrycia osuwisk metodą interferometrii radarowej. Ponieważ jednak wszystkie z wymienionych powyżej czynników należy traktować w sposób łączny a waga każdego z nich jest w poszczególnych przypadkach trudna do oszacowania dlatego też autor nie będzie się starał precyzować tutaj w sposób bardziej szczegółowy warunków, czy też podawać konkretnych przykładów osuwisk, w których wydaje się, że ruch powinien zostać na pewno zaobserwowany. A priori można stwierdzić jedynie tyle, że im lepiej dane konkretne osuwisko będzie spełniało przedstawione tutaj kryteria, tym większe będzie prawdopodobieństwo jego wykrycia na

obrazach radarowych. Podsumowując przeprowadzone tutaj rozważania należy stwierdzić, że omówione uwarunkowania środowiskowe nie są jedynymi czynnikami, które mają wpływ na ostateczny rezultat badań. Nawet ich najkorzystniejsza kombinacja może okazać się niewystarczająca jeśli inne czynniki, takie jak warunki atmosferyczne w trakcie rejestracji obrazów radarowych czy parametry orbit będą bardzo niesprzyjające. Ponieważ jednak są to te parametry, które nie mogą być zaplanowane i znane przed przeprowadzeniem badań w związku z tym ich wpływ nie będzie brany pod uwagę w ramach formułowania hipotezy badawczej.

Drugim celem pracy, jaki przyjął autor jest zbadanie, czy możliwe jest określenie prędkości przemieszczania się gruntu na wybranym osuwisku testowym „Zapadle” i sprawdzenie, jaka jest zależność pomiędzy uzyskanym błędem i wybranymi parametrami osuwiska a następnie próba ekstrapolacji tych wyników na inne wykryte osuwiska. W tym przypadku autor zakłada, że w zasadzie w przypadku każdego osuwiska, które uda się wykryć, to znaczy, że w jego obrębie uda się zaobserwować na interferogramie różnicowym prążki interferometryczne, będzie możliwe określenie wielkości deformacji gruntu, jaka miała miejsce pomiędzy czasem rejestracji obrazów tworzących interferogram. Drugą natomiast kwestią jest dokładność uzyskanych wyników rozumiana jako różnica pomiędzy wartościami uzyskanymi na podstawie analizy interferogramu a rzeczywistymi deformacjami. Te ostatnie będą znane jedynie dla osuwiska „Zapadle”, na którym zaplanowano badania terenowe. Dokładność ta będzie zależała nie tylko od możliwości (precyzji) samej metody, która wynosi kilka milimetrów ale również od różnych czynników środowiskowych tj. wielkości deformacji, jej kierunku, jednorodności w obrębie osuwiska. Także od warunków pogodowych, które będą wpływały na wielkość opóźnienia sygnału w atmosferze czy wreszcie różnych błędów powstałych w trakcie przetwarzania obrazów radarowych, takich jak niedokładności w dopasowaniu obrazów, usuwaniu informacji o topografii, czy rozwijaniu fazy. Wielkość tych błędów nie jest możliwa do przewidzenia. Określeniu ich wartości służyły przeprowadzone badania geodezyjne na osuwisku „Zapadle”. Należy sobie zdawać sprawę z tego, że pozwoliła one jedynie na określenie dokładności pomiarów w przypadku wybranego osuwiska testowego. Liczba parametrów wpływających na ostateczne wyniki oraz ogromne zróżnicowanie ich wartości w obrębie poszczególnych osuwisk jest na tyle duża, że raczej uniemożliwia przeniesienie uzyskanych wartości błędów dla osuwiska „Zapadle” na inne osuwające się stoki.

Trzeci cel niniejszej rozprawy dotyczy oceny możliwości operacyjnego wykorzystania interferometrii radarowej na obecnym etapie jej rozwoju do badań ruchów masowych w warunkach środowiskowych Karpat polskich oraz próby wskazania kierunków, w jakich musi iść jej dalsze udoskonalanie, by w znaczący sposób poprawić uzyskiwane rezultaty. Ponieważ odpowiedź na te zagadnienia jest z przyczyn oczywistych możliwa dopiero po przeprowadzeniu badań i weryfikacji hipotez

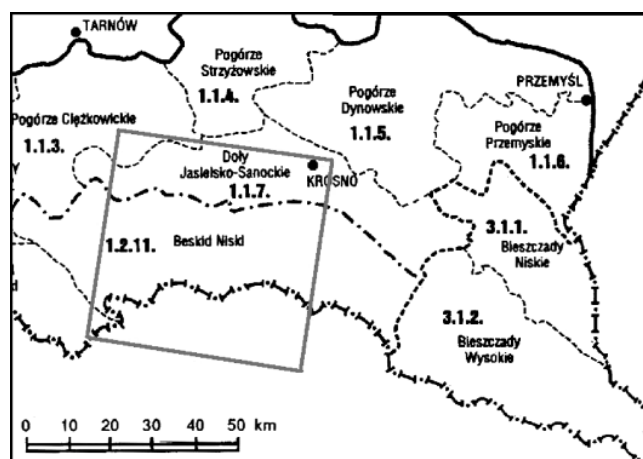
dotyczących dwóch pierwszych punktów tej pracy, w związku z tym autor nie będzie stawiał w tym momencie żadnej hipotezy dotyczącej tego zagadnienia a stosowne wnioski zostaną przedstawione w części końcowej pracy po gruntownej analizie uzyskanych wyników.

Środowisko przyrodnicze terenu badań

Cały teren badań leży w obrębie centralnej części Karpat Zewnętrznych na granicy Beskidów i Pogórza Karpackiego. Obszar badań wyznaczony jest poprzez zasięg południowo-wschodniej ćwiartki sceny radarowej nr 408 2601. Obejmuje ona kwadratowy obszar o boku około 50 kilometrów leżący pomiędzy $49^{\circ}15'20''$ i $49^{\circ}49'29''$ szerokości geograficznej północnej i $20^{\circ}55'40''$ i $21^{\circ}46'46''$ długości geograficznej wschodniej (Ryc.1). W granicach tego obszaru znajduje się centralna część Beskidu Niskiego od przełęczy Tylickiej i góry Kiczera Wielka na zachodzie aż do przełęczy Dukielskiej i góry Cergowej na wschodzie. Południowo-zachodni fragment sceny obejmuje swym zasięgiem również bardzo niewielką część Beskidu Sądeckiego leżącą między Krynica a Tyliczem. Północna część obszaru badań leży w granicach zaliczanych do Pogórza Karpackiego. W obrębie wybranej sceny radarowej znajduje się Pogórze Jasielskie oraz część Dołów Jasielsko-Sanockich. W przypadku tych ostatnich w obrębie terenu badań mieści się podregion Obniżenie Gorlickie na zachodzie oraz fragment Kotliny Jasielsko-Krośnieńskiej. Północno-zachodnia część sceny obejmuje również swym zasięgiem niewielki fragment Pogórza Ciężkowickiego na południe od pasma Liwoczy-Brzanki. Prawie cały omawiany teren leży w zlewni Wisłoki oraz jej dwóch głównych dopływów Ropy i Jasiołki. W obrębie sceny położone są trzy większe miasta: Krosno, Jasło oraz Gorlice. W południowej części obszaru głównym grzbieciem Beskidu Niskiego przebiega granica państwowa pomiędzy Polską a Słowacją.

Pod względem geologicznym cały obszar badań położony jest w obrębie Karpat Zewnętrznych nazywanych również ze względu na budujący je materiał skalny Karpatami fliszowymi. Proces powstawania Karpat Zewnętrznych nie przebiegał na wszystkich obszarach jednolicie. Pozwoliło to na wyróżnienie w ich obrębie kilku allochtonicznych jednostek tektonicznych zwanych płaszczowinami, które różnią się między sobą cechami litologiczno-facjalnymi oraz czasem fałdowań. Na obszarze terenu badań możemy wyróżnić trzy takie jednostki. Są to płaszczowiny: magurska, śląska i dukielska. Skąły płaszczowiny magurskiej występują na obszarze całego Beskidu Niskiego z wyjątkiem niewielkich fragmentów pasm w okolicach Dukli (góra Chyrowa, góra Cergowa) zbudowanych z osadów jednostki dukielskiej. Skąły płaszczowiny śląskiej występują na terenie pogórza (Oszczytko, 1995)

Charakter ukształtowania terenu badań, jest bardzo mocno uzależniony od jego budowy geologicznej. Nawiązuje on silnie do przebiegu głównych struktur



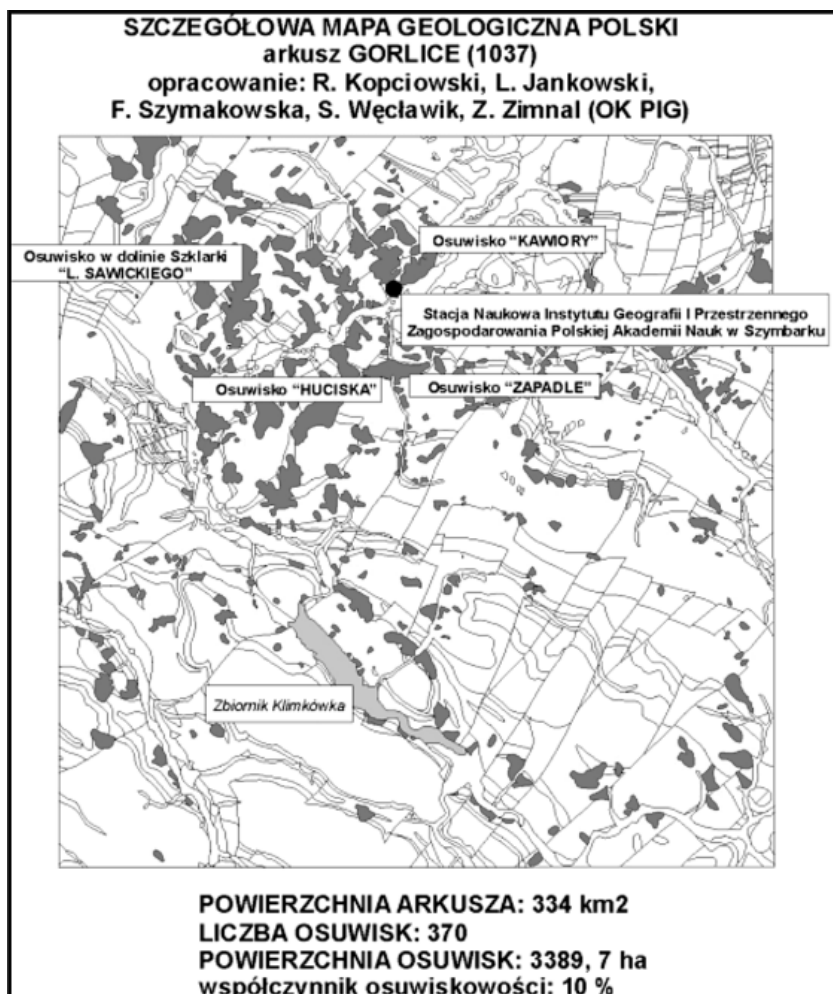
Ryc. 1 Położenie geograficzne terenu badań.

Fig. 1 The study area

fałdowych i linii tektonicznych a w szczególności do odporności skał na wietrzenie. Wypukłe formy rzeźby zostały wypreparowane ze skał najbardziej odpornych, natomiast położenie obniżen, dolin i kotlin związane jest z obecnością sekwencji skał o znacznie mniejszej odporności. W Beskidzie Niskim równoległe, pasmowe ułożenie wąskich grzbietów i dolin o stromych zboczach naśladuje przebieg stromo ustawionych fałdów i łusek nadając rzeźbie charakter rusztowy. Stoki mają zwykle charakter wypukło-wklęsły lub krawędziowy (Izmailow i in., 1995) ale często są to również stoki złożone z załomem wklęsłym, na których ich strome górne części zbudowane z gruboławicowych piaskowców silnie kontrastują z łagodnym przebiegiem dolnych partii rozwiniętych na mniej odpornych łupkach należących głównie do warstw hieroglifowych i inoceramowych (Adamczyk, Gerlach, 1983). Na północy obszar Beskidu Niskiego opada w kierunku pogórza wyraźnym progiem o wysokości od 200 do 400 m (Starkel, 1972b), który stanowi granicę pomiędzy skałami płaszczowiny magurskiej i śląskiej. Samo pogórze ma cechy wyżyny, której grzbiety położone na wysokości od 300 do 500 m n.p.m. są pozostałością pogórskiego poziomu zrównania. Został on rozcięty przez liczne wypływające z Beskidu Niskiego rzeki, które docięły się do skał mało odpornych i utworzyły w nich Doły Jasielsko-Sanockie (Izmailow i in., 1995), przyczyniając się do powstania między innymi leżącego w obrębie terenu badań Obniżenia Gorlickiego i Kotliny Jasielsko-Krośnieńskiej.

Przebieg głównych pasm górskich Beskidu Niskiego jest wyznaczony przez kierunek NW-SE. W obrębie terenu badań występują wszystkie trzy wydzielone na terenie Beskidu Niskiego jednostki geomorfologiczne (Starkel, 1972b; Starkel i in., 1973).

Współczesne stoki karpackie są modelowane przez liczne procesy morfogenetyczne. Ich rodzaj i natężenie jest uzależniony od ich cech morfometrycznych, budowy geologicznej, rodzaju pokryw zwietrzelinowych i gleb, warunków klimatycznych oraz sposobu użytkowania ziemi. Do głównych procesów modelujących dojrzałe stoki Beskidów i pogórzy zalicza się osuwanie, spły-



Ryc. 2 Fragment terenu badań o podwyższonym wskaźniku osuwiskowości. Arkusz Gorlice. Kolorem czerwonym oznakowane stoki ulegające osuwaniu. Źródło: http://www.pgi.gov.pl/images/artykuly/osuwiska/arkusz_gorlice.gif

Fig. 2 Part of study area with increased slide index.

wanie, spłukiwanie, ługowanie, deflację, erozję liniową i sufozję (Izmailów i in., 1995). Dużą rolę odgrywają przede wszystkim ruchy masowe, takie jak osuwanie i splezywanie. Ślady ich działalności można zaobserwować na ponad 4% powierzchni Karpat (Gerlach, 1976).

W obrębie Beskidu Niskiego szczególnego znaczenia nabierają procesy osuwiskowe. W niektórych regionach są one dominującym czynnikiem rzeźbotwórczym (Ziętara, 1968, Kotarba 1986). Było to przyczyną wyznaczenia na niektórych obszarach odrębnego, osuwiskowego typu modelowania rzeźby (Starkel, 1960). Średnia wartość wskaźnika osuwiskowości (procentowy udział powierzchni przemodelowanej przez ruchy osuwiskowe w całej powierzchni badanego terenu (Bober, 1979, 1984) wynosi dla całego Beskidu Niskiego 3,245% (Zabuski i in., 1999), jednakże występują tu obszary, na których osiąga on znacznie większe wartości (ryc. 2). W paśmie Grybów – Ujście Gorlickie, które w podziale geologicznym leży w podjednostce raczańskiej, wartość tego wskaźnika waha się w granicach od 4,9 do 8,9% natomiast w podjednostce Siar na południe od Gorlic przekracza 12,9%. Najbardziej sprzyjające warunki do

powstawania osuwisk zachodzą w obrębie warstw hieroglifowych i na pograniczu tych warstw z warstwami magurskimi (Bober, 1984).

Do szczególnie dużego nagromadzenia form osuwiskowych doszło w strefie brzeżnej Beskidów i pogórza, co jest związane z dużymi kontrastami morfologicznymi i litologicznymi, przebiegiem ważnych elementów tektonicznych oraz zmieniającymi się warunkami obiegu wody w górotworze. Woda z bogato uszczelnionych i zasobnych w wodę piaskowców budujących grzbiety Beskidów wypływa w strefie brzeżnej zasilając obszary usytuowane u jej podnóża, powodując ich dużą podatność na osuwanie. W zachodniej części terenu badań, na progu Beskidów w rejonie Szymbarku, gdzie stoki Bartniej i Miejskiej Góry opadają do doliny Ropy, osuwiska występują na wszystkich formach z wyjątkiem najmłodszych równin terasowych i zajmują ponad 50% powierzchni tego obszaru. Drugą okolicznością sprzyjającą powstawaniu osuwisk w tym regionie jest duża aktywność erozyjna Ropy i jej dopływów (Kotarba, 1986).

Znaczenie procesów osuwiskowych w obrębie kotlin karpaccich jest minimalne. Cechuje je bardzo mały wskaźnik osuwiskowości (< 0,9%) i tylko na niektórych obszarach w rejonie fałdów i łusek jest nieco wyższy i wynosi od 0,9 do 2,9% (Bober, 1984). Natomiast w obrębie pogórza osuwiska występują powszechnie i są spowodowane korzystnymi dla ich rozwoju warunkami geologicznymi (naprzemiennie występujące piaskowce i łupki), urozmaiconą rzeźbą, gęstą siecią małych dolinek erozyjno-denudacyjnych i wylesieniem stoków (Kotarba, 1986).

Oprócz omówionych wyżej zjawisk osuwiskowych w Beskidach i na pogórzu zachodzą również inne procesy modelujące stoki. W lasach duże znaczenie mają ługowanie i erozja liniowa. Dość znaczną rolę odgrywa również sufozja. Na stokach wylesionych bardzo często zachodzi również powolne splezywanie zwietrzeliney zwłaszcza w okresach gdy gleba jest silnie nasycona wodą. Z roztopami wiosennymi i letnimi deszczami związane jest spłukiwanie. W półroczu zimowym znaczenie tego procesu zmniejsza się na korzyść deflacji i depozycji eolicznej (Izmailów i in., 1995).

W dnach dolin karpaccich największym i najczęstszym przeobrażeniem ulega koryto rzeczne a następnie równina zalewowa. Intensywna eksploatacja rumowiska z koryt rzecznych oraz regulacja koryt jest przyczyną intensywnego pogłębiania koryt (Krzemień, 1981).

Klimat obszaru badań jest uwarunkowany w dużej mierze charakterem ogólnej cyrkulacji mas powietrza

na tym terenie oraz jego położeniem w ramach większych jednostek fizycznogeograficznych. W całych Karpatach dominuje przemieszczanie mas powietrza z sektora zachodniego od NW do SW. Jednocześnie stanowią one poważną barierę utrudniającą mieszanie się ciepłych mas powietrza pochodzących z południa oraz chłodnych mas arktycznych z północy (Obrębska-Starkłowa i in., 1995). W ramach tej cyrkulacji Beskid Niski, który jest najniższym ogniwem w całym łańcuchu Karpat Zachodnich, jest swego rodzaju bramą, przez którą najczęściej dochodzi do mieszania się różnych mas powietrza (Adamczyk, Gerlach, 1983). Efektem tego jest częstszy niż w przypadku innych części Karpat napływ mas powietrza z południa oraz łagodniejszy klimat zarówno Beskidu Niskiego jak i jego przedpola (Hess, 1965).

Na omawianym obszarze występują dwa piętra oroklimatyczne: piętro umiarkowanie ciepłe o średnich rocznych temperaturach od 8°C do 6°C oraz piętro umiarkowanie chłodne z temperaturami wahającymi się od 6°C do 4°C. Piętrami tym odpowiadają piętra lasów pogórskich oraz regla dolnego.

Dużą część Beskidu Niskiego oraz leżącego w obrębie obszaru badań Pogórza i Dołów Jasielsko-Sanockich znajduje się w cieniu opadowym (Kostrakiewicz, 1968, Hess i in., 1977). Ilość opadów wzrasta wraz z wysokością nad poziom morza. W Dołach Jasielsko-Sanockich i na Pogórzu wahają się one w granicach od 700 do 800 mm na rok (Obrębska-Starkłowa i in., 1995), natomiast w Beskidzie Niskim od 800 do 900 mm na rok (Adamczyk, Gerlach, 1983).

Położenie Beskidu Niskiego na drodze wymiany mas powietrza z północy i południa Europy ma duży wpływ na kierunek i prędkość wiatrów w tym regionie. Na Pogórzu przeważają wiatry zachodnie natomiast dla Beskidu Niskiego charakterystyczne jest częstsze występowanie niż w innych pasmach Karpat wiatrów południowych zwanych wiatrami dukielskimi i rymańskimi. Wieją one najczęściej późną jesienią, zimą i wiosną i są bardzo silne (Adamczyk, Gerlach, 1983). Przewaga wiatrów południowych zaznacza się szczególnie wyraźnie w dolinach Beskidu Niskiego. Dostosowują się one do ich przebiegu. Bariera, jaką stanowi łańcuch Karpat dla mas powietrza jest przyczyną zatrzymywania układów podwyższonego ciśnienia na ich południowo-wschodnim przedpolu, co sprzyja powstawaniu wiatrów fenowych (Obrębska-Starkłowa i in., 1995).

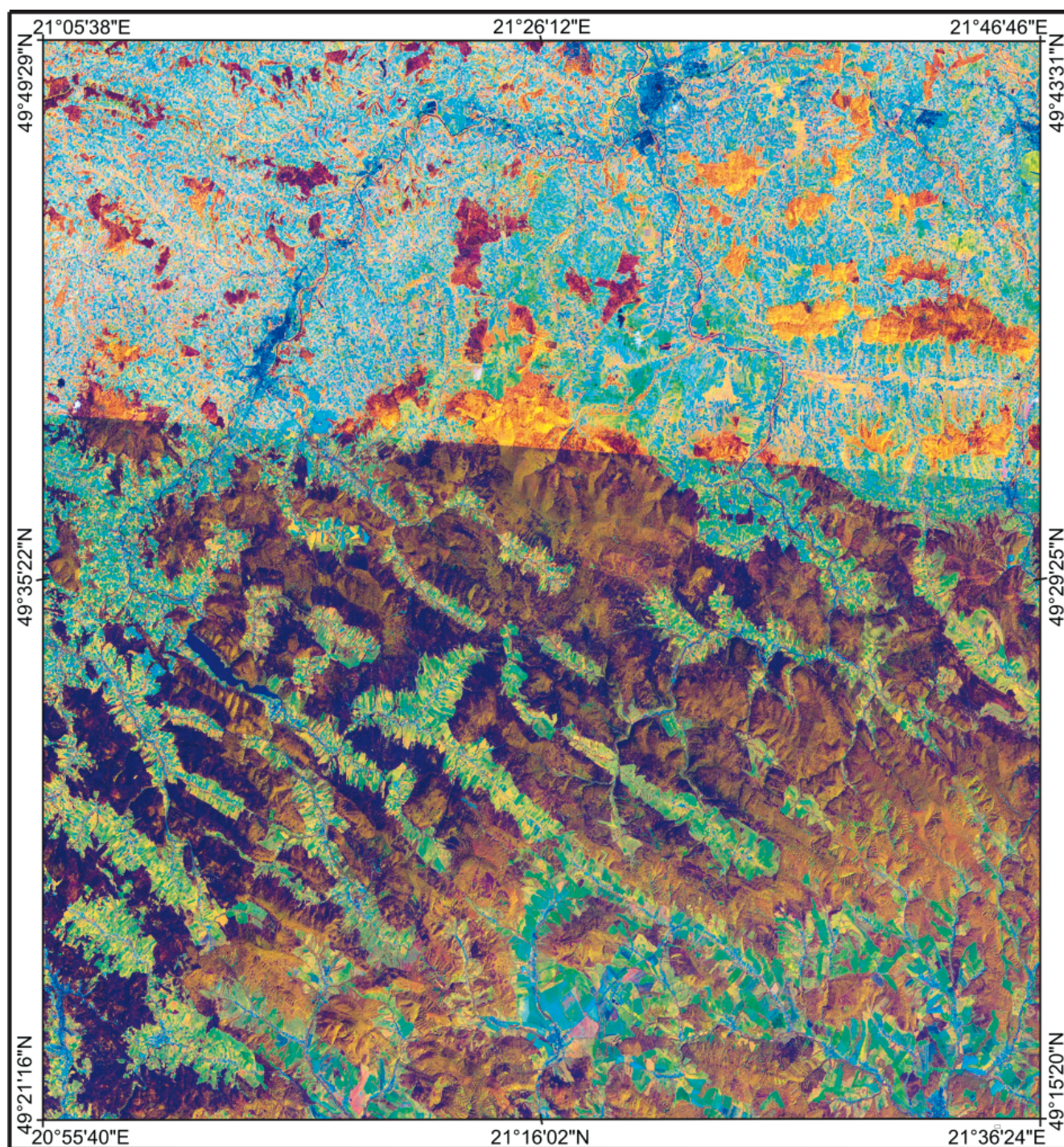
Układ sieci rzecznej Karpat jest najstarszym układem sieci rzecznej w Polsce. Jego główne zarysy zostały ukształtowane już w pliocenie i w praktycznie niezmiennym formie przetrwały do dnia dzisiejszego. (Dynowska, 1995). Obecnie prawie cały obszar badań położony jest w obrębie zlewni Wisłoki oraz dwóch jej głównych dopływów: Ropy i Jasiołki. Tylko niewielki północno-wschodni fragment obszaru (Krosno i jego najbliższe okolice) jest odwadniany przez rzekę Wisłok. Cały teren należy do zlewiska Morza Bałtyckiego. Charakter stosunków wodnych na danym obszarze jest

uzależniony od wielu różnych czynników. Należą do nich litologia i tektonika decydujące o przepuszczalności podłoża, ale także ukształtowanie terenu i klimat, które mają wpływ na charakter sieci rzecznej i ilość wody krążącej w obrębie zlewni. Ich wypadkowa decyduje o zdolności infiltracyjnej i retencyjnej podłoża, przestrzennym i czasowym zróżnicowaniu wielkości i charakteru spływu powierzchniowego a w konsekwencji o reżimie hydrologicznym rzek danego obszaru. Wielkość zasobów wodnych w Karpatach jest kształtowana przede wszystkim przez wysokie opady, znaczne spadki i słabą zdolność retencyjną podłoża. Duże znaczenie ma również ścieranie się na obszarze Beskidu Niskiego i leżącego u jego podnóża pogórza wpływów oceanicznych i kontynentalnych.

Utwory fliszowe budujące Beskid Niski charakteryzują się małą przepuszczalnością i zdolnością retencyjną. Ich wodochłonność jest jednak zmienna w zależności od różnic litologiczno-facjalnych fliszu i stopnia jego spękania. W świetle dostępnych danych wzrost zdolności do gromadzenia wody wiąże się ze wzrostem udziału piaskowców we fliszu. Stopień zawodnienia utworów uwarunkowany jest także ilością i charakterem szczelin (Chowaniec, 1991, 1999). Najkorzystniejsze warunki do retencji tworzą się w obrębie gruboławicowych silnie spękanych piaskowców magurskich, przy korzystnym układzie warstw, w szczególności w synklinach inwersyjnych grzbietów podścielanych nieprzepuszczalnymi łupkami, gdzie powstają lokalne zbiorniki wód podziemnych. Złe warunki retencji wody w utworach fliszu karpackiego są przyczyną spływowego charakteru obiegu wody w Karpatach. Cechuje się on znacznym odpływem, dużym i szybkim spływem oraz wysokim współczynnikiem odpływu (Ziemońska, 1973).

Rzeki Beskidu Niskiego i Dołów Jasielsko-Sanockich są zasilane opadami, topnieniem pokrywy śnieżnej oraz na skutek drenażu wód podziemnych. Cechują się one obecnością jednego okresu bardzo wysokich przepływów w miesiącach wiosennych, którego przyczyną jest obecność dużej ilości wód roztopowych. Letni wzrost przepływów, spowodowany dużym nasileniem opadów w czerwcu i lipcu, który jest bardzo charakterystyczny zwłaszcza dla rzek zachodniej części Karpat, na obszarze terenu badań zaznacza się bardzo słabo.

Rodzaj pokrycia terenu jest na badanym obszarze bardzo mocno związany z budową geologiczną, rzeźbą oraz innymi elementami środowiska przyrodniczego. Różni się ono zasadniczo pomiędzy trzema występującymi na obszarze badań jednostkami fizyczno-geograficznymi. W Beskidzie Niskim, który w zdecydowanej większości znajduje się w granicach piętra regla dolnego zdecydowanie największą powierzchnię zajmują lasy. Rosną one głównie na stromych piaskowcowych zboczach oraz na wierzchowinach grzbietów górskich. Występują tutaj zarówno lasy iglaste liściaste i mieszane, choć jak widać na zamieszczonym na ryc. 3 zdjęciu satelitarnym te ostatnie zajmują zdecydowanie największą powierzchnię. Dolne bardziej łagodne partie stoków oraz dna dolin są zazwyczaj wylesione. W dnach



skala 1 : 280 000

las liściasty

las iglasty

las mieszany

tereny rolnicze z dużym udziałem roślinności naturalnej

użytki zielone

grunty orne

wody

złożone systemy upraw i działek

miasta



Ryc. 3 Obraz z satelity Landsat 7 ze skanera ETM+. Kompozycja barwna 453 ze wzmocnieniem rozdzielczości terenowej za pomocą kanału panchromatycznego.

Fig. 3 Landsat 7 ETM+ image. Colour composition 453. Spatial resolution enhanced using 15 m panchromatic band.

dolin znajdują się większe lub mniejsze cieki, otoczone zazwyczaj grupami zadrzewień, bądź łąkami. Oprócz rzek i strumieni, równoległe do przebiegu głównych osi dolin przebiegają zazwyczaj główne dla tego terenu ciągi komunikacyjne, które na większości swojej długości otoczone są rozproszoną zabudową. Budynkom mieszkalnym i gospodarskim towarzyszą zazwyczaj niewielkie poletka i przydomowe ogródki co powoduje powstanie charakterystycznego i bardzo zróżnicowanego pokrycia terenu zwanego według legendy Corine Land Cover złożonym systemem upraw i działek. Pozostałą część den dolin oraz łagodnych niezalesionych partii stoków poza obszarem zabudowanym zajmują głównie grunty orne oraz użytki zielone przy czym te ostatnie położone są częściej w pobliżu lasów oraz na nieco bardziej stromych stokach. Przewagę łąk i pastwisk nad gruntami rolnymi można zaobserwować również w tych dolinach, które charakteryzują się mniejszym zaludnieniem. Część tych obszarów porastają również niewielkie kępy zadrzewień i zakrzaczeń. Występują one najczęściej w pobliżu lasów lub wzdłuż potoków spływających po zboczach i uchodzących do głównego cieku w dnie doliny. Tworzą one razem z użytkami zielonymi i gruntami ornymi tak zwane tereny rolnicze z dużym udziałem roślinności naturalnej. Charakterystyczną cechą tych obszarów w Beskidzie Niskim jest zdecydowana przewaga w tej klasie łąk i pastwisk nad gruntami ornymi. W dolinie Ropy znajduje się ograniczone trzydziestometrowej wysokości tamą sztuczne jezioro zaporowe, które jest jedynym zbiornikiem wodnym na tym obszarze.

Na Pogórzu rodzaj pokrycia terenu i użytkowania ziemi jest zdecydowanie bardziej zróżnicowany co jest związane z mniejszą rozciągłością przestrzenną poszczególnych form rzeźby oraz z gęstszym zaludnieniem. Lasy zajmują zdecydowanie mniejszą powierzchnię. Występują małymi płatami na niektórych wierzchołkach i stokach grzbietów pogórskich, zwłaszcza tych, które charakteryzują się większymi wysokościami względnymi i bezwzględnymi oraz są bardziej strome. Dna dolin w bezpośredniej bliskości cieków zajęte są głównie przez użytki zielone. Równoległe do nich przebiegają również ciągi komunikacyjne, które jak w przypadku Beskidu Niskiego otoczone są rozproszoną zabudową oraz niewielkimi działkami upraw tworzącymi wspólnie mozaikę złożonych systemów upraw i działek. Większa gęstość zaludnienia tego terenu oraz mniejsze deniwelacje i nachylenia terenu powodują, że ten typ użytkowania występuje nie tylko w dnach dolin ale rozciąga się również na duże partie stoków. Płaskie wierzchołki oraz łagodniejsze stoki zajęte są głównie pod grunty orne, które są bardzo rozdrobnione. Występują one na przemian z działkami zajętymi pod łąki i pastwiska, których udział wzrasta na wyższych i bardziej stromych stokach. Podobnie jak w Beskidzie Niskim rozcinające stoki doliny są bardzo często porośnięte drzewami i krzewami, które razem z okolicznymi polami tworzą rodzaj pokrycia terenu zwany terenem rolniczym z dużym udziałem roślinności naturalnej. W prze-

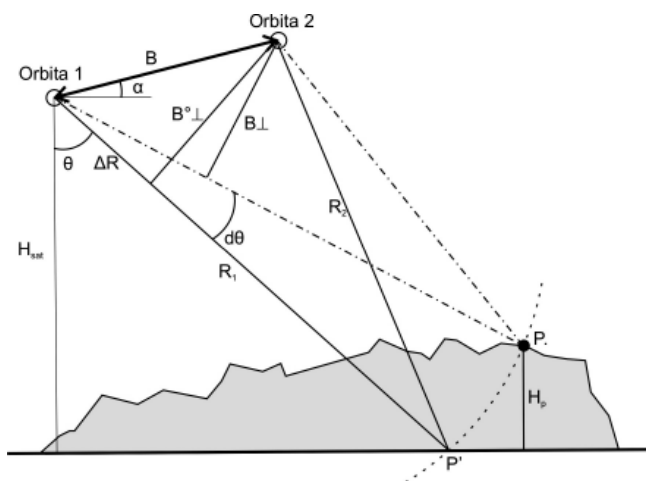
ciwieniu jednakże do Beskidu Niskiego w obrębie tej klasy dominują na Pogórzu raczej pola uprawne niż trwale użytki zielone.

Spośród znajdujących się na tym terenie jednostek fizyczno-geograficznych zdecydowanie najbardziej rolniczy charakter mają płaskie Doły Jasielsko-Sanockie. Lasy występują tu bardzo rzadko. Większą część obszarów zajmują grunty orne widoczne na obrazie satelitarnym jako duże niebieskie obszary. Zabudowa skupiona jest głównie wzdłuż ciągów komunikacyjnych. Na obszarze tym znajdują się również trzy największe miejscowości tego terenu – Krosno, Jasło i Gorlice. Tak jak inne większe skupiska ludności na tym obszarze zlokalizowane są one najczęściej u zbiegu większych rzek. Na obrzeżach miast zlokalizowane są również dość duże tereny przemysłowe.

Metoda badań – interferometria radarowa

Interferometria radarowa jest techniką, metodą przetwarzania i analizy dwóch lub więcej obrazów radarowych, zarejestrowanych z nieco innego położenia. Dzięki tej nieco odmiennej geometrii obrazowania oraz możliwości pomiaru fazy powracającego sygnału możliwe jest prowadzenie dokładnych pomiarów ukształtowania terenu oraz jego deformacji. Interferometria radarowa sprowadza się w zasadzie do bardzo dokładnego pomiaru odległości i kątów pomiędzy sensorami radarowymi i obrazowanymi obiektami. Dlatego też, w zależności od wzajemnych relacji geometrycznych pomiędzy nimi oraz od czasu, jaki upłynął pomiędzy rejestracją obrazów służących do wygenerowania jednego interferogramu, możemy podzielić tą metodę na kilka różnych odmian mających również nieco inne zastosowania. Najbardziej ogólnie interferometrię radarową możemy podzielić na interferometrię jednoprzelotową – oba obrazy służące do wygenerowania interferogramu pozyskiwane są w trakcie tego samego przelotu nad terenem badań (ang. *single-pass interferometry*) oraz interferometrię powtórnego przelotu – drugi obraz pozyskiwany jest w późniejszym terminie (ang. *repeat-pass interferometry*).

W niniejszej pracy, ze względu na użycie danych satelitarnych, zastosowano interferometrię powtórnego przelotu. W przypadku tej metody do wygenerowania interferogramu wykorzystuje się obrazy radarowe zarejestrowane przez tego samego satelitę (w przypadku bliźniaczych satelitów serii ERS mogą to być dwa różne sensory ERS-1 i ERS-2) podczas kolejnych jego przelotów nad tym samym fragmentem terenu. Taki sposób pozyskiwania danych ma swoje konsekwencje. Przede wszystkim, oprócz istniejącej również w interferometrii jednoprzelotowej, niezerowej przestrzennej bazy interferogramu (satelita prawie nigdy nie przelatuje idealnie po tej samej orbicie. Zwykle są one oddalone od siebie o kilkadziesiąt lub kilkaset metrów.) występuje również tak zwana czasowa baza interferogramu. Jest ona miarą czasu, jaki upłynął pomiędzy rejestracją obrazów służących do wygenerowania interferogramu. Istnienie



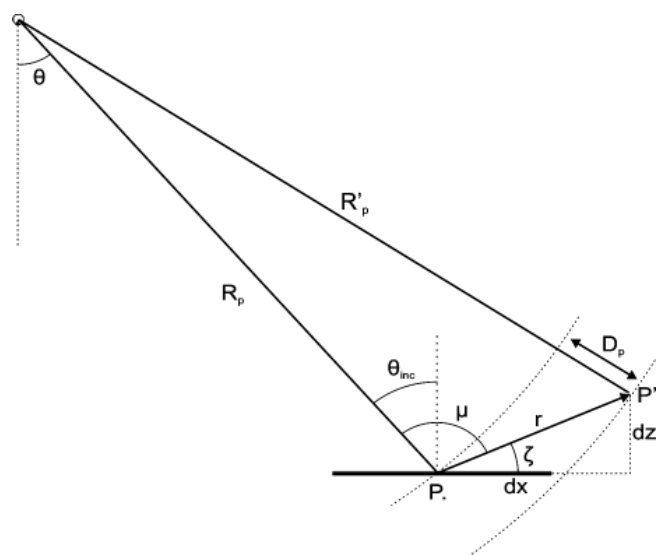
Ryc. 4 Wpływ ukształtowania terenu na fazę interferometryczną. Dwa satelity oddalone od siebie o pewną odległość B . Zmiana kąta obserwacji o kąt $d\theta$ może być określona za pomocą fazy interferometrycznej. Znając zasięg R_1 oraz wysokość lotu satelity H_{sat} możliwe jest określenie wysokości H_p punktu P . Na podstawie: Hanssen, 2001.

- R_1 – zasięg ukośny do punktu P' z satelity pierwszego
- R_2 – zasięg ukośny do punktu P' z satelity drugiego
- ΔR – różnica zasięgów
- P – punkt o danej wysokości
- P' – położenie punktu P na powierzchni odniesienia
- H_p – wysokość punktu P ponad powierzchnię odniesienia
- B – odległość pomiędzy sensorami
- B_{\perp} – prostopadła baza interferogramu
- B_{\perp}^0 – prostopadła baza względem powierzchni odniesienia
- θ – kąt obserwacji
- $d\theta$ – zmiana kąta obserwacji

Fig. 4 The impact of terrain height on interferometric signal. Two SAR sensors mounted on a platform are separated by a baseline B . The change in look angle $d\theta$ can be determined from the interferometric phase. Using the range R_1 and the height H_{sat} of the platform it is possible to determine the height H_p of point P . Based on: Hanssen, 2001.

- R_1 – slant range between master satellite and point P'
- R_2 – slant range between slave satellite and point P'
- ΔR – range difference
- P – Point P
- P' – Point P' on the reference surface
- H_p – The height for point P
- B – baseline
- B_{\perp} – perpendicular baseline
- B_{\perp}^0 – perpendicular baseline for range to resolution cell on the reference surface
- θ – look angle
- $d\theta$ – change in look angle

obu tych baz ma oczywiście swoje wady i zalety. Z jednej strony możliwe jest wykorzystanie interferometrii radarowej do bardzo różnorodnych badań. Obecność bazy przestrzennej pozwala np. na tworzenie Numerycznych Modeli Terenu (ryc. 4). Z kolei, dzięki istnieniu bazy czasowej możliwe jest badanie deformacji skorupy ziemskiej i innych powolnych ruchów zachodzących na



Ryc. 5 Wpływ deformacji terenu na fazę interferometryczną. Na podstawie Hanssen, 2001.

- θ_{inc} – kąt obserwacji
- R_p – zasięg ukośny do punktu P w czasie pierwszej obserwacji
- R'_p – zasięg ukośny do punktu P' w czasie drugiej obserwacji
- P – położenie punktu P przed deformacją
- P' – położenie punktu P po deformacji
- r – rzut obserwowanej w terenie deformacji na płaszczyznę zasięgu
- dx – składowa pozioma deformacji w płaszczyźnie zasięgu
- dz – składowa pionowa deformacji w płaszczyźnie zasięgu
- D_p – obserwowana interferometrycznie deformacja w kierunku zasięgu
- μ – kąt pomiędzy zasięgiem ukośnym do punktu P i rzutem wektora deformacji na płaszczyznę zasięgu
- ζ – kąt w płaszczyźnie zasięgu pomiędzy wektorem deformacji i jego składową poziomą.

Ryc. 5 The impact of terrain deformation on interferometric phase. Based on Hanssen, 2001.

- θ_{inc} – Incidence angle
- R_p – slant range between satellite and point P' during first observation
- R'_p – slant range between satellite and point P' during second observation
- P – Point P before deformation
- P' – Point P after deformation
- r – displacement vector
- dx – horizontal component of displacement vector
- dz – vertical component of displacement vector
- D_p – Slant deformation for observation P
- μ – The angle between slant range and displacement vector
- ζ – The angle between displacement vector and its horizontal component

jej powierzchni (ryc. 5) a także badanie zmian, jakie zaszły w środowisku pomiędzy czasem rejestracji obrazów tworzących interferogram. Z drugiej jednak strony każdy z wygenerowanych w ten sposób interferogramów zawiera w sobie wszystkie te informacje. By stały się

one informacją użyteczną wpływ poszczególnych czynników musi być od siebie możliwie jak najdokładniej oddzielony. W ten sposób narodziła się tak zwana interferometria różnicowa służąca przede wszystkim do badań deformacyjnych. Istotą tej metody jest usunięcie z interferogramu, mającego służyć do badania różnego rodzaju przesunięć, informacji o ukształtowaniu terenu. Informacja ta musi zostać uzyskana z Numerycznego Modelu Terenu, który może pochodzić albo z zewnętrznego źródła (modele powstałe z warstw poziomicowych map topograficznych lub ze stereopar zdjęć lotniczych), albo może zostać wygenerowany z innego interferogramu. W tym ostatnim przypadku należy zadbać o to, by okres pomiędzy rejestracją obrazów służących do stworzenia interferogramu topograficznego był możliwie jak najkrótszy, tak by nie doszło w tym czasie do żadnej możliwej do zarejestrowania przez systemy radarowe deformacji terenu a inne zmiany w środowisku były również możliwie małe. Dobrym rozwiązaniem jest w tej sytuacji korzystanie z obrazów radarowych satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych w trakcie trwania misji tandemowej, kiedy to satelity te rejestrowały ten sam fragment powierzchni Ziemi w odstępie zaledwie 24 godzin. Tworząc interferogram różnicowy wyłącznie z danych radarowych, możemy wykorzystać dwie nieco różniące się od siebie konfiguracje obrazów. W pierwszym przypadku (tak zwana interferometria trój-obrazowa – ang. *three-pass interferometry*) używamy do tego celu jedynie trzech obrazów ponieważ intrerferogram deformacyjny i interferogram topograficzny mają jeden obraz wspólny, natomiast w drugim oba wyżej wymienione interferogramy są wygenerowane na podstawie dwóch oddzielnych par obrazów radarowych (tak zwana interferometria cztero-obrazowa – ang. *four-pass interferometry*). Ten ostatni przypadek jest z punktu widzenia badacza oczywiście korzystniejszy ponieważ umożliwia z jednej strony taki wybór obrazów by uzyskać możliwie najdokładniejszy Numeryczny Model Terenu, z drugiej zaś strony termin prowadzenia badań deformacyjnych jest całkowicie niezależny od czasu rejestracji obrazów użytych do stworzenia NMT.

Interferometrię radarową można zastosować tylko i wyłącznie w przypadku systemów koherentnych, jakimi są radary z anteną syntetyczną typu SAR. Pojęcie koherencji (spójności) sygnału jest jednym z najbardziej podstawowych terminów używanych w interferometrii. Tylko w przypadku koherentnego sygnału możliwe jest dokonanie pełnego procesu jego przetworzenia i uzyskanie wartościowych danych (Madsen, Zebker 1998; Hanssen 2001). Przy czym pojęcie spójności w przypadku interferometrii radarowej stosowanej w teledetekcji nie będzie stosowane w sposób tradycyjny mówiący, że dwa sygnały (dwie fale elektromagnetyczne o tej samej długości fali) są spójne tylko wtedy, gdy na całej długości są zgodne w fazie. W praktyce uzyskanie takich warunków jest nierealne chociażby ze względu na wpływ atmosfery.

Jeżeli pominiemy wpływ atmosfery, to obserwowana faza sygnału w obrębie jednej komórki rozdzielczej (piksela) jest sumą dwóch składowych: fazy proporcjonalnej

do odległości oraz fazy spowodowanej charakterem rozpraszania obiektów wewnątrz pojedynczego piksela. Rozpraszanie to jest nieprzewidywalne, niemniej jednak ma charakter deterministyczny, a więc powtórzenie pomiaru w tych samych warunkach powinno dać ten sam wynik. Tak więc jako stopień spójności sygnału w przypadku teledetekcji rozumiany jest stopień podobieństwa charakterystyk rozproszeniowych poszczególnych obiektów między dwoma obserwacjami. Jeśli warunki w obu przypadkach są identyczne to różnica fazy pomiędzy dwoma sensorami dla systemów koherentnych jest zależna jedynie od różnicy zasięgu (ponieważ udziały fazowe związane z rozproszeniem znoszą się) a sygnał jest całkowicie spójny (Hanssen 2001).

W praktyce, w przypadku metody powtórnego przelotu, gdy mamy do czynienia z dwoma obrazami, wykonanymi z nieco odmiennej pozycji i w innym czasie nigdy nie występuje między nimi całkowita spójność. Jest ona zawsze tracona na skutek różnych czynników związanych z położeniem orbit względem siebie (dekorelacja geometryczna) oraz ze zmianą charakterystyk powierzchni rozpraszającej i stanu atmosfery między dwoma przelotami (dekorelacja czasowa) (Gens, Van Genderen 1996; Hanssen 2001; Madsen, Zebker 1998).

Dekorelacja jest zjawiskiem, które najbardziej ogranicza możliwości zastosowania interferometrii do badań środowiska. Powoduje ona obniżenie dokładności uzyskiwanych wyników a w przypadku zbyt dużej utraty spójności obrazów zupełnie uniemożliwia ich uzyskanie.

Założenia metodyczne badań

Deformacje gruntu są tylko jednym z wielu czynników, jakie mają wpływ na sygnał radarowy i mogą przyczynić się do powstania prążków interferometrycznych. Odseparowanie wpływu poszczególnych czynników może być bardzo trudne, dlatego też uzyskanie jednoznacznych wyników wymaga często przeprowadzenia odpowiednich badań terenowych. Również w tym projekcie autor zamierzył porównać wyniki uzyskane na podstawie analizy interferogramów różnicowych wygenerowanych z obrazów radarowych z rzeczywistymi deformacjami gruntu pomierzonymi tradycyjnymi metodami geodezyjnymi na wybranym osuwisku testowym. Termin przeprowadzenia badań terenowych został wyznaczony dokładnie na dni, w których satelita radarowy, przelatuje nad obszarem badań.

Trzeba na samym wstępie zaznaczyć, że w przypadku tych konkretnych badań stworzenie dobrego projektu, który gwarantowałby uzyskanie pozytywnych rezultatów jest niezwykle trudne. Na taki stan rzeczy składa się kilka czynników. Jednym z problemów jest bardzo duża ilość zmiennych, które mają wpływ na rejestrowany na obrazach radarowych sygnał interferometryczny. Są to zarówno czynniki związane ze zmianami zaistniałymi w środowisku przyrodniczym np.: wielkość deformacji gruntu, zmiany wilgotności, szaty roślinnej, wa-

runki atmosferyczne itp., jak i czynniki związane z samymi materiałami teledetekcyjnymi, jak np.: wielkość poprzecznej bazy interferogramu, wartość centroidy dopplerowskiej, zastosowana długość fali i in. Należy zwrócić uwagę na to, że zmienne te są często ze sobą nie do pogodzenia. Przykładowo z jednej strony dobrze byłoby, gdyby pomiędzy czasem rejestracji dwóch zdjęć tworzących parę interferometryczną nie miały miejsca zbyt duże opady atmosferyczne. Powodują one bowiem duże zmiany wilgotności gruntu, zmiany w szacie roślinnej i przyczyniają się ogólnie do utraty spójności obrazów i związanym z tym pogorszeniem jakości danych. Z drugiej strony brak opadów może spowodować, że na znajdujących się w obrębie obszaru badań osuwiskach nie zajądą na tyle duże deformacje by mogły one zostać zarejestrowane na interferogramie. Takie same problemy mają miejsce w przypadku długości bazy interferogramu. Zdecydowanie preferowane są bazy możliwie jak najkrótsze. Zmniejszają one bowiem dekorrelację związaną z odmiennym kątem obrazowania oraz udział informacji topograficznej. Ale dla odmiany powodują zwiększenie błędów wywołanych przez opóźnienie sygnału w atmosferze. Tego typu sprzeczności można by znaleźć jeszcze co najmniej kilka.

Jednakże, chyba najistotniejszym problemem jest to, że w przypadku większości z tych czynników niemożliwe jest przewidzenie ich zachowania przed zaprojektowaniem i przeprowadzeniem badań. A priori nieznanne są ani wielkości deformacji, ani warunki atmosferyczne, ani poprzeczne bazy interferogramów. To oznacza, że praktycznie niemożliwe jest zaplanowanie takich badań, które dawałyby pewność, że ich ostateczny wynik będzie pozytywny. Można jedynie dobrać terminy oraz zakres przestrzenny prac w taki sposób, by możliwie najbardziej zwiększyć prawdopodobieństwo uzyskania dobrych rezultatów. W takiej sytuacji idealnym rozwiązaniem byłaby możliwość przeprowadzenia badań zakrojonych na znacznie szerszą skalę niż byłoby to niezbędne w przypadku wystąpienia korzystnych warunków środowiskowych i teledetekcyjnych. Takie podejście oznaczałoby konieczność prowadzenia prac terenowych na co najmniej kilku osuwiskach testowych, które różniłyby się między sobą cechami morfologicznymi mającymi wpływ na rezultat badań. Badania te musiałyby być prowadzone za każdym razem, kiedy satelita radarowy przelatuje nad zadany obszar (tj. co 35 dni) przez prawdopodobnie dwa do trzech sezonów. Posiadanie tak dużego zbioru danych terenowych umożliwiłoby wybranie do analizy tych obrazów radarowych, które byłyby zarejestrowane przy porównywalnych warunkach atmosferycznych oraz miałyby parametry najbardziej korzystne z punktu widzenia ich interferometrycznego wykorzystania.

Zrealizowanie tak dużego projektu wymaga oczywiście ogromnych nakładów finansowych wielokrotnie przewyższających wartość środków, jakimi dysponował autor. Umożliwiły one przeprowadzenie jedynie trzech serii pomiarowych na jednym wybranym osuwisku oraz zakup siedmiu obrazów radarowych. Naturalną rzeczą

jest, że w takiej sytuacji właściwy wybór osuwiska testowego, terminów przeprowadzenia badań terenowych oraz wykorzystanych obrazów radarowych nabrał niebagatelnej znaczenia. Zdecydowanie najmniej trudności było związanych z wyborem odpowiedniego osuwiska testowego. Najlepiej do tego celu nadawało się znajdujące się w okolicy Szymbarku osuwisko „Zapadle” ze względu na swoją dużą powierzchnię, niewielki kąt nachylenia oraz ciągłą aktywność. Z wyborem obrazów radarowych oraz terminów badawczych było już znacznie więcej problemów. Podstawowy warunek jaki muszą spełniać pary obrazów radarowych służących do wygenerowania interferogramów różnicowych związany jest z tak zwaną poprzeczną bazą interferogramu. Musi ona być zdecydowanie jak najkrótsza. Niestety określenie długości tej bazy możliwe jest dopiero po przelocie satelity nad danym obszarem. Tak więc by możliwy był wybór najlepszych obrazów z punktu widzenia metody interferometrycznej należy korzystać ze zdjęć archiwalnych, co w sposób oczywisty wyklucza możliwość pozyskania dla nich referencyjnych danych terenowych. Jeżeli natomiast chcemy uzyskać te dane poprzez przeprowadzenie badań terenowych w dniach przelotu satelity nad obszarem testowym, zmuszeni jesteśmy korzystać z takich obrazów, jakie akurat zostaną zarejestrowane bez względu na ich jakość. Naturalnie żadna z tych opcji nie może być w pełni satysfakcjonująca.

Niedogodność ta została częściowo pokonana przez autora poprzez zdecydowanie się na dwa różne okresy badawcze. Celem wprowadzenia pierwszego okresu badawczego była możliwość wyboru do badań jak najlepszych obrazów radarowych z punktu widzenia zastosowanej metody badawczej. By mieć pewność, że wybrane dane będą najlepsze z możliwych, autor przejrzał za pomocą odpowiednich wyszukiwarek internetowych wszystkie zarejestrowane dotychczas obrazy z satelitów ERS-1 i ERS-2 zwracając szczególną uwagę na parametry istotne ze względu na konieczność ich interferometrycznego przetwarzania (tj. wartość centroidy dopplerowskiej oraz długości baz pomiędzy potencjalnymi parami obrazów mogących tworzyć jeden interferogram). Zdecydowanie najlepszej jakości dane zostały zarejestrowane latem i jesienią 1995 i 1997 roku. Mają one porównywalne wartości zarówno długości baz interferogramu jak i centroidy dopplerowskiej. Za wyborem zdjęć z 1997 roku przemawia bez wątpienia fakt, że był to okres występowania bardzo ulewnych deszczy i powodzi, które spowodowały uaktywnienie wielu starych oraz powstanie licznych nowych osuwisk. Obrazy te dają więc pewność zaistnienia badanego zjawiska na wielu różnych stokach. Z drugiej strony obrazy te zostały zarejestrowane przy gorszych z punktu widzenia metody warunkach atmosferycznych a ulewne deszcze rejestrowane w okresie pomiędzy czasem rejestracji poszczególnych obrazów mogą przyczynić się do znacznej utraty spójności obrazów pogarszając tym samym jakość danych.

Lato i jesień 1995 roku były zdecydowanie bardziej suche co z jednej strony ogranicza ilość aktywnych osu-

wisk, z drugiej jednak strony zwiększa prawdopodobieństwo uzyskania obrazów o wysokiej spójności sygnału. Dodatkowym atutem tego okresu badawczego jest to, że pokrywa on się czasowo z działaniem satelitów ERS-1 i ERS-2 w tak zwanej misji tandemowej, co daje możliwość uzyskania obrazów zarejestrowanych nie tylko w 35-cio ale także w jednodniowym odstępie czasu. Para obrazów zarejestrowana w tak krótkim odstępie czasu daje możliwość wygenerowania dobrej jakości Numerycznego Modelu Terenu, który jest niezbędny w procesie tworzenia interferogramów różnicowych z pozostałych par obrazów. Z punktu widzenia niniejszych badań zdecydowanie najlepszym rozwiązaniem byłoby wykorzystanie obrazów z obu terminów. Było to jednakże niemożliwe ze względów finansowych. Ostatecznie zdecydowano się na obrazy z 1995 roku zarejestrowane przez satelity ERS-1 i ERS-2 pomiędzy 17 lipca i 26. września. Decydującym argumentem była tj. dostępność dla tego roku obrazów mogących posłużyć do wygenerowania Numerycznego Modelu Terenu oraz warunki atmosferyczne zwiększające prawdopodobieństwo uzyskania par obrazów charakteryzujących się wyższą spójnością sygnału.

Celem wprowadzenia drugiego okresu badawczego była możliwość przeprowadzenia badań terenowych w dniach przelotu satelity nad obszarem testowym mogących posłużyć do weryfikacji wyników uzyskanych za pomocą interferometri radarowej. Badania te przeprowadzono w trzech terminach latem i wczesną jesienią 2003 roku (1. lipca, 5. sierpnia, 9. września). Z okresu tego pozyskano również dostępne dane satelitarne.

Wybór dwóch różnych okresów badawczych nie rozwiązuje oczywiście do końca wszystkich problemów. W pierwszym przypadku nie dysponujemy bowiem żadnymi danymi terenowymi do weryfikacji wyników, w drugim zaś nie mamy wpływu na jakość pozyskanych danych satelitarnych. Sytuacja nie jest jednakże aż tak zła, jakby mogło się wydawać. Zdecydowanie najbardziej newralgicznym zagadnieniem jest tutaj jakość danych satelitarnych uzyskanych dla roku 2003. Tylko te dane dają możliwość bezpośredniego porównania wyników pomiędzy obiema metodami. Dla roku 1995 muszą one być ekstrapolowane na podstawie różnic w wynikach uzyskanych dla roku 2003. Ponieważ jednakże z dużym prawdopodobieństwem możemy założyć, że jakość danych dla roku 1995 będzie lepsza niż dla roku 2003, w związku z tym faktyczna różnica pomiędzy rzeczywistymi przesunięciami gruntu w roku 1995 a wynikami uzyskanymi metodą interferometryczną powinna być mniejsza niż rezultat ekstrapolacji błędu pochodzącego z danych dla roku 2003. Wydaje się więc, że zastosowane podejście badawcze jest uzasadnione i możliwe będzie przybliżone określenie rzeczywistych przesunięć również dla pierwszego okresu badawczego.

Na koniec należałoby zwrócić jeszcze uwagę na powód wyboru do badań okresu letnio-jesiennych miesięcy – lipca, sierpnia i września. Ma ono swoje uzasadnienie zarówno z punktu widzenia zastosowanej metody, jak i badanego zjawiska. Należy pamiętać o tym,

że metoda interferometryczna jest bardzo czuła na tzw. dekorelację czasową wywołaną zmianami jakie zachodzą w środowisku w okresie pomiędzy rejestracją dwóch obrazów radarowych, z których tworzony jest interferogram. Wydaje się, że lato i wczesna jesień są tymi porami roku, w których ta dekorelacja powinna być stosunkowo najmniejsza. W miesiącach wiosennych silny wzrost roślin powoduje bardzo szybki spadek korelacji na obrazach radarowych. W miesiącach letnio-jesiennych, kiedy te zmiany nie są już tak gwałtowne obrazy powinny dłużej zachowywać swoją spójność. Naturalnie w okresie tym może nastąpić w obrazach również dekorelacja związana ze żniwami czy sianokosami, niemniej jednak ponieważ większość aktywnych osuwisk pełni raczej rolę nieużytków niebezpieczeństwo utraty spójności obrazów z tego powodu wydaje się być mniejsze niż z powodu silnego wzrostu roślin w miesiącach wiosennych. Dodatkowo jako atut tego okresu badań należy potraktować fakt, że w miesiącach tych dochodzi często do wzmożonej aktywności osuwisk z powodu letniego maksimum opadowego.

Charakterystyka materiałów teledetekcyjnych

Do celów niniejszej pracy zostało wykorzystanych siedem scen radarowych nr 408 2601 z satelitów ERS-1 (2 sceny) i ERS-2 (5 scen). Obraz mikrofalowy rejestrowany jest w paśmie C w polaryzacji pionowej i częstotliwości 5,25 GHz co odpowiada fali o długości 5,66 cm. Wymienione wyżej sceny zostały zakupione w firmie Eurimage w formacie SLC (ang. *Single-Look Complex Image*). Dane radarowe tego typu zapisane są w dwóch kanałach, z których jeden zawiera informacje o amplitudzie natomiast drugi o fazie powracającego sygnału. Sceny pokrywają obszar 100 na 100 kilometrów. Każda z nich składa się z 4900 kolumn i 26444 wierszy pikseli o wymiarach terenowych 20 na 4 metry odpowiedni o w kierunku zasięgu i w kierunku azymutalnym. W pracy tej wykorzystano fragmenty zdjęć pokrywające się w przybliżeniu z południowo-wschodnimi ćwiartkami tych scen obejmującymi kwadratowy obszar o boku około 50 km leżący pomiędzy $49^{\circ}15'20''$ i $49^{\circ}49'29''$ szerokości geograficznej północnej i między $20^{\circ}55'40''$ i $21^{\circ}46'46''$ długości geograficznej wschodniej.

W trakcie konstruowania projektu badawczego autor założył, że spośród siedmiu scen, które będą zakupione do tej pracy cztery z nich będą pochodzić z 1995 roku (17.07, 22.08, 22.09 i 26.09) natomiast trzy z roku 2003 (01.07, 05.08, 09.09). Taka konfiguracja obrazów po wykorzystaniu scen wrześniowych z misji tandemowej do wygenerowania Numerycznego Modelu Terenu pozwoliłaby w sumie na utworzenie pięciu interferogramów różnicowych dla roku 1995 oraz trzech dla roku 2003. Niestety już po przeprowadzeniu badań terenowych w roku 2003 i po złożeniu zamówienia na siedem obrazów okazało się, że scena z 5. sierpnia 2003 jest wadliwa i nie nadaje się do przetwarzania z powodu technicznej awarii systemu radarowego. Wypadnięcie tego

Tabela 1. Wykaz scen radarowych wykorzystanych w pracy. Wszystkie obrazy zostały zarejestrowane w formacie SLCI (Single Look Complex Image) pochodzą ze sceny położonej w rzędzie 408 i pasie 2601 posiadają wielkość pojedynczego piksela 4 na 20 metrów i zostały zarejestrowane ok. godziny 9:30 GMT (11:30 czasu polskiego).

Tab1 All radar scenes used during research. All images are in SLCI format; row 408, pass 2601, pixel size 4x20 m, registered on 9:30 GMT

Nr	Data rejestracji	satelita	Nr orbity
1	17.07.1995	ERS -1	20937
2	18.07.1995	ERS-2	01264
3	22.08.1995	ERS-2	01765
4	25.09.1995	ERS-1	21939
5	26.09.1995	ERS-2	02266
6	01.07.2003	ERS-2	42847
7	09.07.2003	ERS-2	43849

środkowego obrazu było ogromną stratą z punktu widzenia zaplanowanego projektu badawczego. Z pozostałych dwóch scen z roku 2003 można było utworzyć bowiem już tylko jeden interferogram i to charakteryzujący się długą bazą czasową (70 dni). Od tego momentu tylko dla tego jednego interferogramu stawała się możliwa bezpośrednia weryfikacja wyników uzyskanych metodą interferometryczną za pomocą danych zebranych w trakcie badań terenowych. W miejsce tej sceny został zakupiony dodatkowy obraz z 18. lipca 1995 roku. Ostateczny wykaz scen radarowych wykorzystanych w pracy został przedstawiony w tabeli 1. Pozwoliły one na wygenerowanie dziewięciu interferogramów różnicowych dla roku 1995 i jeden dla roku 2003 (tabela 2).

O jakości danych z interferometrycznego punktu widzenia świadczy nie tylko jakość samego zdjęcia ale przede wszystkim długość prostopadłej bazy interferogramu. W związku z tym, obrazy te nie będą omawiane oddzielnie ale uwaga skupiona zostanie przede wszystkim na jakości par obrazów służących do wygenerowania poszczególnych interferogramów w kontekście ich późniejszego zastosowania. Omówienie to należy rozpo-

cząć od pary obrazów z września 1995 roku, które mają posłużyć do wygenerowania NMT. Należy zwrócić uwagę na fakt, że w każdym interferogramie wygenerowanym na podstawie obrazów radarowych uzyskanych metodą powtórnego przelotu (tj. obrazy wykonane w dwóch różnych terminach, gdy ten sam lub inny satelita znajduje się dokładnie nad tym samym fragmentem powierzchni Ziemi), którego baza prostopadła ma długość różną od zera jest zawarta informacja o topografii terenu oraz zmianach w środowisku jakie zaszły pomiędzy obiema rejestracjami obrazów (włączając w to oczywiście deformacje skorupy ziemskiej o ile taka miała w tym czasie miejsce). Jeśli chcemy na podstawie jakiegoś interferogramu uzyskać informacje tylko i wyłącznie o ukształtowaniu terenu, najprostszym rozwiązaniem jest zastosowanie obrazów zarejestrowanych w możliwie krótkim odstępie czasu. Im czas jest krótszy tym zmiany zachodzące w środowisku są mniejsze i tym samym mają one mniejszy wpływ na informacje zawarte w interferogramie. Oczywiście najlepszym rozwiązaniem byłoby zastosowanie dwóch obrazów wykonanych jednocześnie z dwóch nośników znajdujących się w nieco odmiennych pozycjach. Taka sytuacja w metodzie powtórnego przelotu jest jednakże na razie niemożliwa. Obrazy, które zostały wykorzystane do wygenerowania NMT zostały pozyskane w odstępie jednodniowym w trakcie misji tandemowej satelitów ERS 1 i ERS 2 a więc z tego punktu widzenia są również bardzo dobre.

Drugim aspektem, który należy brać pod uwagę w przypadku tworzenia NMT jest długość prostopadłej bazy interferogramu. W tym przypadku mamy do czynienia z dwoma przeciwstawnymi sobie czynnikami. Z jednej strony długość bazy powinna być jak największa, ponieważ im dłuższa baza interferogramu tym jest on czulszy na topografię terenu i możliwe jest teoretycznie stworzenie modelu o większej dokładności. Z drugiej jednak strony zwiększanie bazy interferogramu powoduje wzrost dekorelacji obrazu spowodowany odmienną geometrią obrazowania. W przypadku satelitów serii ERS długość bazy równa 1100 m jest wartością graniczną przy której następuje całkowita dekorelacja i obraz taki nie

Tabela 2. Zestawienie interferogramów możliwych do wygenerowania na podstawie wykorzystanych w pracy obrazów radarowych

Tab. 2. All interferograms which can be generated from used radar images.

Nr	Daty rejestracji obrazów	satelita	Długość bazy poprzecznej (m)	Baza czasowa interferogramu (dni)
1	17.07.1995 – 18.07.1995	ERS1/ERS2	2	1
2	17.07.1995 – 22.08.1995	ERS1/ERS2	49	36
3	17.07.1995 – 25.09.1995	ERS1/ERS1	44	70
4	17.07.1995 – 26.09.1995	ERS1/ERS2	250	71
5	18.07.1995 – 22.08.1995	ERS2/ERS2	47	35
6	18.07.1995 – 25.09.1995	ERS2/ERS1	46	34
7	18.07.1995 – 26.09.1995	ERS2/ERS2	248	35
8	22.08.1995 – 25.09.1995	ERS2/ERS1	93	34
9	22.08.1995 – 26.09.1995	ERS2/ERS2	201	35
10	25.09.1995 – 26.09.1995	ERS1/ERS2	294	1
11	01.07.2003 – 09.09.2003	ERS2/ERS2	749	70

zawiera żadnej użytecznej informacji. Widać wyraźnie, że w takiej sytuacji niezbędne staje się znalezienie odpowiedniego położenia pomiędzy tymi dwoma przeciwstawnymi sobie trendami. Uznaje się (Hanssen 2001), że w przypadku satelitów serii ERS optymalna długość bazy waha się w granicach między 300 a 500 metrów. W przypadku obrazów użytych do wygenerowania NMT w tej pracy wynosi ona 294 metry a więc znajduje się na granicy optymalnego zakresu. Przy tej długości prostopadłej bazy niepewność fazy wynosi ok. 29,4 metra a zmiana wysokości terenu o jeden metr powoduje przesunięcie fazy o ok. 12° . Ponieważ dokładność pomiaru fazy przez radar SAR na satelitach serii ERS wynosi około 40° (Hanssen, 2001) oznacza to, że przy założeniu, że wartość sygnału musi być co najmniej dwukrotnie większa od wielkości szumów (tj. dokładność pomiaru) możliwe jest teoretycznie uzyskanie z tych danych Numerycznego Modelu Terenu o dokładności rzędu 7 metrów. Naturalnie pod warunkiem, że obrazy te będą charakteryzowały się wysoką spójnością sygnału i prawidłowo zostanie przeprowadzony proces rozwijania fazy.

Trzecim niezmiernie ważnym aspektem, który powinien być brany pod uwagę w przypadku wyboru zdjęć są warunki pogodowe w trakcie rejestracji obrazów.. Niehomogeniczność warunków atmosferycznych w obrębie całego zdjęcia powoduje nierównomierne opóźnienie fali a tym samym przyczynia się do zmiany fazy powracającego sygnału. Ponieważ nie jest możliwe jak do tej pory modelowanie wpływu atmosfery na opóźnienie sygnału radarowego dlatego niezmiernie ważne jest przy wyborze obrazów mających stanowić parę interferogramu używać zdjęć zarejestrowanych w podobnych, stabilnych warunkach atmosferycznych. W przypadku klimatu umiarkowanego a zwłaszcza obszarów górskich jest to niestety niezmiernie trudne a często wręcz niemożliwe. Drugim aspektem związanym z atmosferą, jaki powinien być wzięty pod uwagę jest ilość opadów, które spadły w okresie bezpośrednio przed czasem rejestracji obrazów radarowych. Mogą one spowodować duże różnice w wilgotności terenu w terminach pozyskiwania zdjęć co może się przyczynić w sposób znaczący do utraty spójności sygnału. W przedstawianych tutaj badaniach ilość par jaka mogła być wykorzystana w projekcie po uwzględnieniu innych czynników była na tyle mała (np. w przypadku tworzenia NMT była to tylko jedna para), że warunki atmosferyczne nie mogły być niestety w ogóle brane pod uwagę. Mimo to w obu przypadkach były porównywalne.

Pozostałe 10 par obrazów wymienionych w tabeli 2 mają w niniejszej pracy posłużyć do wytworzenia interferogramów różnicowych. W zależności od długości bazy czasowej można je podzielić na trzy grupy. Pierwszą z nich stanowi para zarejestrowana w lipcu 1995 roku w trakcie misji tandemowej. Od razu zwraca uwagę fakt, że baza tego interferogramu wynosi jedynie 2 metry co jest sytuacją komfortową z punktu widzenia badania deformacji gruntu. Oznacza to bowiem, że w tym interferogramie praktycznie brak jest informacji na temat ukształtowania terenu a tym samym nie musi ona

być usuwana w trakcie procesu generowania interferogramu różnicowego. Na sygnał tego interferogramu wpływ mają jedynie zmiany w środowisku jakie zaszły w czasie między rejestracją obu obrazach, włączając w to również odmienne w obu przypadkach stany atmosfery. Niestety baza czasowa tego interferogramu wynosi jedynie jeden dzień co oznacza, że raczej niemożliwe będzie zarejestrowanie na nim deformacji gruntu. Wprawdzie obrazy te gwarantują wysoką korelację między danymi ale raczej wydaje się mało prawdopodobne by w trakcie akurat tego jednego dnia doszło do jakiegoś większego nagłego zsuwu a tylko taki mógłby być w tym przypadku zarejestrowany. Jednodniowy okres czasu jest bowiem zbyt krótki by możliwe było na nim zaobserwowanie bardzo powolnych ruchów jakie mają miejsce na osuwiskach Beskidu Niskiego.

Drugą grupę interferogramów stanowią te, które zostały wytworzone z obrazów zarejestrowanych w następujących po sobie przelotach satelitów nad zadaniem obszarem (okres od 34 do 36 dni). Wszystkie z nich spełniają warunek, że ich baza powinna być krótsza od bazy interferogramu, z którego pochodzi Numeryczny Model Terenu. Na szczególną uwagę zasługują przede wszystkim trzy pary, których baza jest krótsza niż 50 metrów. Są to bardzo dobre wartości i przynajmniej dla danego obszaru badań zdarzają się niezmiernie rzadko. Wśród pozostałych dwóch par obrazów z 1995 roku zarejestrowanych w odstępach 70 i 71 dni bazy wynoszą odpowiednio 44 i 250 metrów a więc przynajmniej pierwszą z nich należy uznać za bardzo dobrą, druga natomiast spełnia wymóg minimalny.

Zupełnie odmiennie przedstawia się sytuacja w przypadku pary obrazów z roku 2003. Jak już zostało wspomniane wcześniej z przyczyn technicznych niemożliwe było wykorzystanie w pracy obrazu z sierpnia tego roku. Gdyby nie ten fakt autor dysponowałby również dla tego rocznika dwiema parami zdjęć wykonanymi w odstępach 35-cio dniowych. Jedyna para jaka została do dyspozycji autora ma niestety bardzo dużą prostopadłą bazę interferogramu wynoszącą ponad 700 metrów co w połączeniu z aż 70-cio dniowym odstępem czasu powoduje, że nie należy się spodziewać w tym przypadku zbyt dobrych rezultatów. Według danych dostępnych w internecie baza pomiędzy obrazami zarejestrowanymi w lipcu i sierpniu 2003 roku wynosiła niewiele ponad dwieście metrów a więc była całkiem dobra. Z tej perspektywy utrata danych z sierpnia jest szczególnie dotkliwa. W tym momencie należy zwrócić uwagę na pewną prawidłowość jaką autor zaobserwował przeglądając wszystkie dostępne pary obrazów dla badanego obszaru. Mimo, że nawet obecnie (lata 2003–2005) można znaleźć wśród dostępnych danych takie pary obrazów, których prostopadła baza jest stosunkowo krótka, to jest to już raczej rzadkość. Można zauważyć tendencję, że wraz z upływem lat średnia długość tej bazy pomiędzy parami obrazów satelity ERS-2 (satelita ERS-1 nie wysłał już obecnie danych) zwiększa się, czyniąc pozyskiwane dane coraz mniej przydatnymi do badań interferometrycznych.



Ryc. 6 Osuwisko „Zapadle”. Fotografia z przeciwległego stoku.
Ryc. 6 Landslide „Zapadle”. An image from the opposite slope



Ryc. 7 Garby i szczeliny na osuwisku „Zapadle”.
Ryc. 7 Hummocks and fissures on landslide „Zapadle”.



Ryc. 8 Fragment dolnej części osuwiska, z którego usunięto duże ilości gruntu w trakcie prowadzenia prac stabilizujących stok
Ryc. 8 A lower part of the landslide after removing part of land mass during stabilizing works

Na podstawie przedstawionej powyżej, wstępnej analizy jakości obrazów radarowych wykorzystanych w pracy można powiedzieć, że dane dostępne dla roku 1995 wydają się być dobrej jakości. Z punktu widzenia inter-

ferometrii radarowej zdecydowanie najlepiej przedstawia się para obrazów z 17. i 18. lipca. Jednodniowy odstęp oraz zaledwie dwumetrowa poprzeczna baza interferogramu będzie prawdopodobnie gwarantowała bardzo wysoką korelację sygnału pomiędzy tymi obrazami. Niestety zaledwie 24 godzinny odstęp czasu pomiędzy rejestracją obu obrazów nie pozwoli prawdopodobnie na rejestrację na nich ruchu osuwiskowego. Z pozostałych par obrazów najlepszych wyników należy oczekiwać dla tych, których baza interferogramu nie przekracza 50 metrów a odstęp czasu pomiędzy rejestracją obrazów nie przekracza 36 dni (patrz tabela 2). Zdecydowanie gorszej jakości są dane z roku 2003. Z dużym prawdopodobieństwem można przypuszczać, że nie pozwolą one na uzyskanie zbyt dobrych wyników, przede wszystkim ze względu na dużą długość poprzecznej bazy interferogramu. Autor dysponowałby znacznie lepszymi danymi, gdyby nie doszło do awarii systemu w trakcie rejestracji obrazu sierpniowego. Zdarzenia tego jednakże w żaden sposób nie można było przewidzieć.

Badania terenowe

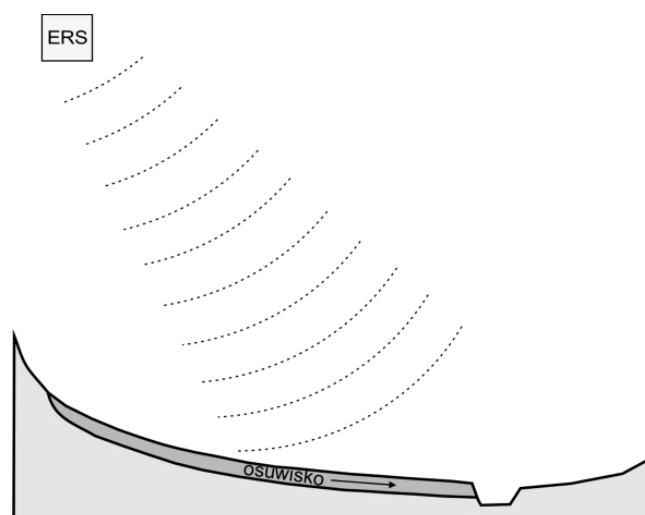
Charakterystyka obszaru testowego – osuwisko „Zapadle”

Przeprowadzenie badań terenowych możliwe było tylko na jednym osuwisku testowym, dlatego też wybór właściwego osuwiska był niezwykle ważnym elementem projektowania badań. Za przeprowadzeniem pomiarów na tym właśnie osuwisku przemówiło kilka bardzo ważnych czynników związanych z jego ukształtowaniem, kierunkiem zsuwu, pokryciem terenu itp.

Osuwisko „Zapadle” znajduje się na zachodnich stokach Bartniej Góry (ryc. 6). Jego nisza osuwiskowa rozpoczyna się na wysokości ok. 430 metrów nad poziomem morza i ok. 90 metrów nad dnem doliny Bielanka, na dnie której płynie potok o tej samej nazwie. Osuwisko to powstało podczas ulewnych deszczy latem 1913 roku i pierwszy raz zostało opisane przez L. Sawickiego w 1917 roku (Sawicki, 1917). Powstanie tego osuwiska jest związane ze szczególną lecz charakterystyczną budową wzgórza Bartniej Góry, na której stoku się znajduje. W górnych partiach zbudowana jest ona z silnie spękanych przepuszczalnych gruboławicowych piaskowców magurskich. Dolna łagodniejsza część stoku powstała z nieprzepuszczalnych łupkowych warstw hieroglifowych i inoceramowych. Są to szczególnie korzystne warunki do powstania osuwiska ponieważ ułatwiają penetrację wody. Jest to osuwisko subsekwentne, w którym zsuw koluwiów odbywa się częściowo wzdłuż a częściowo w poprzek granic między poszczególnymi warstwami fliszu. Głębokość osuwających się warstw dochodzi miejscami nawet do 13 m. Osuwisko to ma obecnie powierzchnię 22 hektarów (dr E. Gil – informacja ustna). Górna pokryta lasem część osuwiska jest stosunkowo wąska. Od wysokości 385 m n.p.m. osuwisko znacznie się rozszerza tworząc szeroki jezior.

Osuwisko opada do samego potoku Bielanki powodując jego blokowanie. Potokiem tym odbywa się wynoszenie w dół doliny materiału z osuwającego się zbocza. Obszar osuwiska poprzecinany jest rozlicznymi garbami i szczelinami (ryc. 7). Nachylenie osuwiska nie przekracza 10 stopni. Ze względu na duże straty infrastruktury drogowej od wielu lat prowadzone są próby powstrzymania ruchu na tym stoku. Ostatnie prace tego typu prowadzone były w 2001 i 2002 roku. Polegały one przede wszystkim na wywiezieniu ogromnych ilości koluwiów z dolnej części jezora (ryc. 8) oraz na regulacji i zabezpieczeniu betonowymi płytami i kamieniami dna i brzegów potoku Bielanka, tak by niemożliwe było jego dalsze zaciskanie. Wykopano również rowy odwadniające. Prace te nie przyniosły spodziewanych rezultatów o czym świadczy stan płyt betonowych znajdujących się w dnie potoku oraz przeprowadzone latem 2003 roku badania prędkości przesuwania się gruntu.

Po tym krótkim opisie osuwiska należałoby wyjaśnić dlaczego na badanym obszarze jest to osuwisko o bardzo korzystnych warunkach do badań metodami interferometrii radarowej, zwłaszcza w sytuacji gdy możliwe było przeprowadzenie badań tylko na jednym osuwisku. W grę wchodzi tutaj kilka bardzo istotnych czynników. Pierwszym z nich jest bardzo duża, jak na badany obszar powierzchnia osuwiska co ma istotne znaczenie, jeśli rozpatruje się ten czynnik w powiązaniu z rozdzielczością obrazów radarowych. Drugim ważnym elementem jest niewielkie nachylenie osuwiska oraz jego umiejscowienie na stoku odwróconym od satelity radarowego co sprawia, że nie znajduje się ono w strefie nakładania się na siebie sygnału radarowego (ryc. 9). Bardzo istotny jest również fakt, że kierunek nachylenia stoku i oś podłużna osuwiska jest w przybliżeniu prostopadła do kierunku lotu satelity. Należy pamiętać o tym, że za pomocą interferometrii radarowej możliwe jest badanie przesunięć jedynie w kierunku zasięgu. Przy takim położeniu osuwiska rekonstrukcja wektora przesunięcia jest zdecydowanie łatwiejsza. Dodatkowo w dolnych partiach osuwiska nie wszędzie kierunek zsuwu odbywa się dokładnie w tym samym kierunku, co daje możliwość zbadania dokładności uzyskanych wyników w zależności od odchylenia kierunku zsuwu od kierunku zasięgu. Następnym ważnym czynnikiem jest zróżnicowane pokrycie terenu w różnych częściach osuwiska. W górnych partiach jest to las, w jego najszerszej części łąki i nieużytki z zakrzaczami w reszcie na fragmencie dolnych partii osuwiska na obszarze z którego wywieziono dużą część koluwiów w trakcie prac prowadzonych w latach 2001–2002 występuje grunt odsłonięty lub tylko z rzadka pokryty roślinnością. Daje to możliwość zbadania na jednym osuwisku zależności wyników uzyskanych metodą interferometrii radarowej od form pokrycia terenu. Wreszcie ostatnim być może, że najistotniejszym czynnikiem przemawiającym za wyborem tego osuwiska jest jego stała aktywność, co powoduje, że nawet jeśli w okresie badawczym zaistniały niekorzystne z punktu widzenia osuwania się gruntu warunki pogodowe, to prawdopo-



Ryc. 9 Położenie osuwiska „Zapadle” względem wiązki radarowej z satelity ERS-1 i ERS-2.

Fig. 9 Exposition of landslide “Zapadle” in relation to ERS-1 and ERS-2 radar beam.

dobieństwo zaistnienia ruchu na stoku jest mimo wszystko bardzo wysokie.

Opis przebiegu badań terenowych

Jak już wspomniano w ogólnym opisie projektu badawczego badania terenowe zostały przeprowadzone na testowym osuwisku „Zapadle” w dniach 1. lipca, 5. sierpnia i 9. września 2003 roku. Główną częścią badań były pomiary prędkości osuwania się gruntu w 29 wybranych punktach osuwiska. Drugim aspektem badań było wykonanie przez autora pracy dokumentacji fotograficznej osuwiska w trakcie prowadzenia badań.

Przeprowadzenie pomiarów zlecono Przedsiębiorstwu Usług Geodezyjnych S.C.® Alicja Bugno & Robert Woiński z Gorlic. Miejsca pomiarów zostały oznaczone poprzez wbicie w ziemię drewnianych palików o długości około 30 cm. W trakcie 70-cio dniowego okresu badań, żaden z punktów nie uległ uszkodzeniu. Pomiary zostały przeprowadzone za pomocą laserowego dalmierza tachimetru Sokkia model SET5F metodą biegunową. Stacja bazowa została ustawiona w trakcie badań na przeciwległym stoku po drugiej stronie potoku Bielanka. Miejsce to pozwoliło bowiem na obserwacje prawie całego osuwiska. Pomiary polegały na określeniu odległości do drugiego stałego punktu bazowego, który znajdował się poza osuwiskiem, następnie mierzono odległość do poszczególnych punktów na osuwisku oraz kąt pomiędzy tymi dwoma kierunkami. Kilka punktów w górnej części osuwiska zostało pomierzonych korzystając z dodatkowych punktów stałych po lewej stronie osuwiska, które zostały dowiązane do punktów bazowych. Tego typu pomiary zostały przeprowadzone w sumie dla 29 punktów na osuwisku w trzech terminach. Następnie na podstawie tych danych obliczano przesunięcie punktów pomiarowych. Po uwzględnieniu wszystkich popra-

wek oraz transformacji ostateczny błąd pomiaru przesunięć gruntu pomiędzy dwoma okresami badań nie przekraczał dwóch centymetrów.

Bardzo ważnym elementem badań był wybór odpowiednich punktów, w których dokonywano pomiarów. Rozkład tych punktów powinien zostać zaprojektowany w ten sposób, by uwzględniał z jednej strony zmienność prędkości przemieszczania się gruntu w różnych częściach osuwiska oraz zmienność pokrycia terenu. Wybór odpowiednich miejsc do stabilizacji punktów został dokonany poprzez dokładne oględziny osuwiska (tj. pokrycie terenu, rozkład szczelin) przed przeprowadzeniem badań. Pewną pomocą były również rezultaty pomiarów przesunięcia gruntu prowadzone kilka lat wcześniej. Zdecydowano się zrezygnować z przeprowadzenia pomiarów w najwyższej części osuwiska ze względu na jego bardzo małą szerokość w tym miejscu oraz występowanie lasu. Oba te czynniki powodują, że uzyskanie tam wyników metodą interferometrii radarowej wydaje się być bardzo mało prawdopodobne. Zdecydowaną większość punktów umieszczono w środkowej i dolnej części jęzora osuwiskowego już po jego znaczącym rozszerzeniu, które następuje na wysokości ok. 380 metrów n.p.m. Na obszarze tym występują łąki oraz nieużytki (ryc. 7), natomiast we fragmencie dolnej części osuwiska znajduje się grunt odsłonięty (ryc. 8), którego obecność związana jest z pracami mającymi na celu stabilizację osuwiska, jakie były prowadzone w poprzednich latach. Kilka punktów umieszczono również w wąskiej części jęzora ze względu na występowanie dużych przesunięć w tych miejscach, ale tylko w tej jego części, gdzie nie ma lasu. Kilka punktów znajduje się na obszarze gruntu odsłoniętego. Pozostałe na łąkach koszonych i nieużytkach (łąki niekoszone). Szczególną uwagę autor musiał zwrócić na te obszary osuwiska, na których prowadzono sianokosy. Mogłyby one bowiem przyczynić się do dużych zmian w szacie roślinnej pomiędzy dwoma okresami badawczymi a tym samym spowodować silną dekorelację sygnału. Na szczęście dla przeprowadzanych badań całe siano zostało skoszone i zebrane z tych obszarów przed przelotem satelity w dniu pierwszym lipca w związku z tym zmiany w szacie roślinnej nie były zbyt duże. Praktycznie jedyną różnicą na tych obszarach jest występowanie lub brak snopów siana. W okresie od 1. lipca do 9. września na obszarze osuwiska nie prowadzono żadnych sianokosów.

Rezultaty badań terenowych

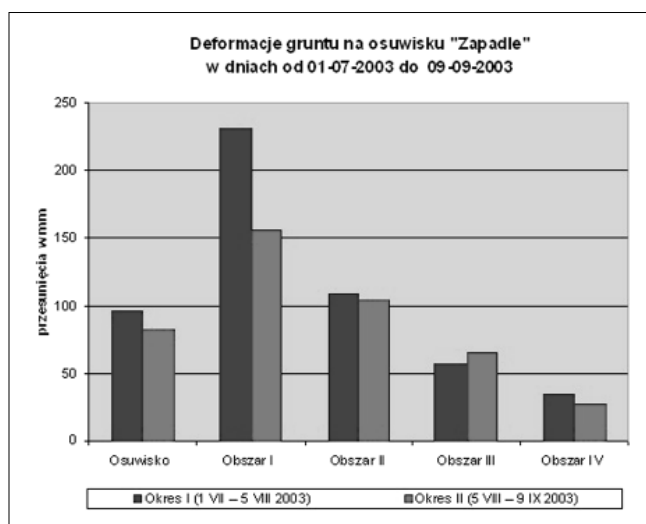
Wyniki badań wykazały, że prędkość przemieszczania się gruntu w poszczególnych częściach osuwiska była bardzo zróżnicowana. Najszybciej grunt poruszał się w dolnej partii wąskiej części jęzora osuwiskowego położonej na wysokości między 385 a 405 metrów n.p.m., gdzie przesunięcia w płaszczyźnie poziomej dochodzą nawet do 25 centymetrów w jednym okresie badawczym. Nieco mniejsze wartości aczkolwiek również bardzo wysokie obserwujemy w nieco wyższej partii jęzora (maksymalnie prawie do 20 cm w pierwszym okresie

badawczym). Tak duże przesunięcia w tym miejscu związane są najprawdopodobniej z obecnością małego strumyka i dużą wilgotnością tej części osuwiska, która jest zasilana wodą spływającą bezpośrednio ze stromych piaskowcowych stoków Bartniej Góry. Zwrócić uwagę należy jednakże również na fakt, że tak duże przesunięcia w tej części osuwiska występują jedynie w środkowej części jęzora. Na jego brzegach wartości przesunięć nieznacznie tylko przekraczają granicę błędu pomiarowego a czasami nawet mieszczą się w jej obrębie.

Drugim charakterystycznym obszarem o średniej prędkości przesunięć jest górna część szerokiej partii osuwiska leżąca na wysokości od 375 do 385 metrów n.p.m. W tej części stoku grunt poruszał się z prędkością od 8 do prawie 13 centymetrów w pierwszym okresie badawczym oraz od 9 do 13 cm w drugim. Charakterystyczną tendencją dla całego osuwiska jest w ogóle zmniejszanie się prędkości przesunięć wraz ze zmniejszaniem się wysokości oraz rozszerzaniem się osuwiska w dolnej części stoku. W trzecim przedziale wysokości od 365 m do ok 375 metrów n.p.m. prędkości przesunięć są jeszcze mniejsze i wynoszą od 4,7 do 7,4 cm i od 5,2 do 9,2 cm odpowiednio dla pierwszego i drugiego okresu badawczego. Najniższe wartości przesunięć zanotowano w dolnej części osuwiska nieco powyżej potoku Bielanka w miejscu gdzie w poprzednich latach były prowadzone prace stabilizujące stok. Tutaj wartości przesunięć w obu okresach badawczych zasadniczo nie przekraczały wartości 4,5 cm mieszcząc się nawet czasami w granicach błędu pomiarowego. Wyjątkiem od tej reguły są dwa punkty w których przesunięcia wynosiły 8,1 cm oraz 5,8 cm. W pozostałej części dolnych partii osuwiska w miejscach gdzie w poprzednich latach nie usuwano gruntu autor nie umieścił żadnego punktu pomiarowego ponieważ nie spodziewano się tam żadnego znaczącego ruchu. Nie był on odnotowany w prowadzonych kilka lat wcześniej pomiarach. Poza tym bezpośrednio przed przeprowadzeniem pomiarów w roku 2003 nie zaobserwowano żadnych zniszczeń w zabezpieczeniach stabilizujących fragment potoku Bielanka znajdujący się bezpośrednio poniżej tej części osuwiska, które mogły by wskazywać na istnienie ruchów gruntu w tej części stoku.

Ogólnie można powiedzieć, że średnie przesunięcia zanotowane w pierwszym okresie badawczym były prawie o 15% większe niż w drugim okresie i wynosiły odpowiednio 9,55 i 8,14 cm. (ryc. 10, tabela 3) Większa prędkość przemieszczania się gruntu w pierwszym okresie może być związana z dwukrotnie wyższą sumą opadów w tym czasie. Na stacji bazowej w Szymbarku wynosiła ona 57,5 mm natomiast w okresie drugim tylko 28 mm.

Nie we wszystkich częściach osuwiska sytuacja jednak wyglądała tak samo. Największy spadek prędkości zanotowano w najwyższej i najszybciej poruszającej się części osuwiska, gdzie różnica ta dochodziła do 32,5%. Nieco mniejsza była w najniższej części osuwiska – prawie 22%. Zupełnie inną tendencję mamy natomiast w części środkowej. W przedziale wysokości 375 – 385



Ryc. 10 Średnie prędkości przemieszczania się gruntu w poszczególnych częściach Osuwiska.

Fig. 10 Average ground displacements in different parts of the landslide.

Tabela 3. Średnie prędkości przemieszczania się gruntu w poszczególnych częściach osuwiska

Tab 3. Average ground displacements in different parts of the landslide

Obszar (wys. w m n.p.m.)	Okres I (1 VII – 5 VIII 2003) (przesunięcia w mm)	Okres II (5 VIII – 9 IX 2003) (przesunięcia w mm)
Osuwisko (355 – 405)	95,5	81,4
Obszar I (385 – 405)	231,4	156,0
Obszar II (375 – 385)	108,0	104,2
Obszar III (365 – 375)	56,7	64,7
Obszar IV (355 – 365)	33,4	26,1

metrów n.p.m. w drugim okresie badawczym grunt przemieszczał się zaledwie średnio o 3,5% wolniej. Natomiast nieco niżej w przedziale wysokości od 365 m do 375 m n.p.m ruch był wręcz w drugim okresie szybszy i to o ponad 14%.

Drugim bardzo ważnym elementem obok prędkości przesunięć, który należy wziąć pod uwagę omawiając rezultaty tych pomiarów jest kierunek, w jakim te przesunięcia zachodziły. W tym aspekcie oba okresy badawcze wymagają oddzielnego omówienia. Można powiedzieć, że w pierwszym okresie był on mniej więcej taki, jakiego należałoby się spodziewać. W górnej, wąskiej części osuwiska, grunt poruszał się dokładnie w dół stoku równoległe do kierunku przebiegu osi osuwiska. W dolnej części, tam gdzie osuwisko ulega znacznemu poszerzeniu kierunek ten zachowany jest tylko w części centralnej. Wraz z przesuwaniami się ku zewnętrznym częściom osuwiska, kierunek przesunięcia zaczyna rozchodzić się promieniście na boki. Im bliżej obu krawędzi osuwiska, tym odchylenie to jest większe i bardziej wyraźne.

W drugim okresie badawczym sytuacja przedstawia się nieco inaczej. Jeśli chodzi o wąską górną część osu-

wiska to nie obserwujemy tu żadnych zmian. Pojawiają się one dopiero w dolnej jego części a konkretnie po jego północnej stronie, tam gdzie prowadzone były intensywne prace stabilizacyjne (usuwanie dużych ilości gruntu). Tutaj następuje bardzo gwałtowna zmiana kierunku ruchu w stosunku do tego co można było zaobserwować w pierwszym okresie badawczym. Kierunek tego ruchu ulega prawie całkowitemu odwróceniu, czasem nawet o prawie 180°. Możemy zauważyć, że im bliżej brzegu osuwiska, tym zmiana kierunku jest większa. Taki kierunek przesunięć nie wydaje się być całkowicie naturalny, zwłaszcza, że nie występuje on w obrębie całego osuwiska a jedynie na obszarze gdzie były prowadzone prace stabilizacyjne oraz powyżej niego. Można przypuszczać zatem, że ruch ten jest związany z ustalaniem się na stoku nowego stanu równowagi, który został zaburzony na skutek usunięcia bardzo dużych ilości gruntu. Zastanawiające jest jednak dlaczego zjawisko to obserwujemy tylko i wyłącznie w drugim okresie badawczym. Być może jest to związane z bardzo niewielkimi opadami w tym czasie (jedynie 28 mm).

Przedstawione powyżej wyniki badań terenowych wymagają jeszcze omówienia z punktu widzenia ich przydatności jako danych referencyjnych do badań teledetekcyjnych. Przede wszystkim należy jeszcze raz zwrócić uwagę na fakt, że za pomocą interferometrii radarowej możliwe jest określanie wielkości przesunięcia tylko w jednym kierunku – zgodnym z kierunkiem padania wiązki radarowej. W związku tym niezbędne jest zrzutowanie uzyskanych w trakcie badań wartości na oś zgodną z kierunkiem propagacji wiązki radarowej.

Ponieważ oryginalne pomiary przedstawiają wartości przesunięć w płaszczyźnie poziomej w kierunku zgodnym z rzeczywistym kierunkiem przesunięcia gruntu, zostały one w pierwszym kroku zredukowane do wartości jakie przyjmują w płaszczyźnie poziomej w kierunku zgodnym z kierunkiem zasięgu (azymut 278,5°) a następnie, muszą zostać zrzutowane na oś zgodną z kierunkiem padania wiązki radarowej czyli kierunek tzw. zasięgu ukośnego.

Operacje te wskazują na ogromne znaczenie wzajemnych relacji geometrycznych pomiędzy orientacją i ekspozycją osuwiska, kierunkiem deformacji oraz kierunkiem wysyłania wiązki przez system radarowy. Widać wyraźnie, że z punktu widzenia wykorzystania interferometrii radarowej do badań ruchów masowych zdecydowanie lepsze byłyby systemy radarowe emitujące promieniowanie pod kątem większym (w stosunku do pionu) niż robią to satelity serii ERS. Jeżeli przykładowo kąt ten wynosiłby 40° to w przypadku osuwiska zorientowanego w kierunku zgodnym z kierunkiem propagacji wiązki i znajdującego się na stoku o nachyleniu 20°, kąt pomiędzy kierunkiem padania wiązki a kierunkiem rzeczywistego przesunięcia wynosiłby jedynie 30° co oznacza, że wartość przesunięcia mierzona w kierunku zasięgu byłaby jedynie o 13,4% mniejsza od rzeczywistej deformacji ($\cos 30^\circ = 0,866$) co pozwoliłoby oczywiście na uzyskanie znacznie dokładniejszych wyników

niż w przypadku satelitów serii ERS. Drugą korzyścią związaną z taką geometrią obrazowania byłoby znaczące zmniejszenie wielkości obszarów nakładania się sygnału, co zwiększyłoby obszar, na którym możliwe byłoby prowadzenie badań.

Kolejnym aspektem na jaki należy zwrócić w tym miejscu uwagę jest konieczność rejestrowania przez satelity obrazów zarówno z orbity wstępującej, jak i zstępującej. Opisany powyżej hipotetyczny przykład dotyczy tylko i wyłącznie stoków odwróconych od radaru. W przypadku stoków przeciwnych, tj. zwróconych w kierunku radaru, kierunek przesunięcia gruntu będzie zbliżony do prostopadłego w stosunku do kierunku zasięgu. Tak więc składowa ruchu mierzona w kierunku zasięgu będzie niewielka nawet przy dużych przesunięciach co oznacza bardzo niedokładne wyniki. W przypadku dysponowania parami obrazów z obu typów orbit możliwy jest dobór właściwych materiałów w zależności od orientacji badanego osuwiska a obszar, na którym możliwe jest uzyskanie dokładnych wyników zwiększa się dwukrotnie.

Omawiając uzyskane wyniki pod kątem interferometrii należy zwrócić szczególną uwagę na dwa aspekty. Pierwszym z nich jest dokładność samej metody. Uznaje się powszechnie (np.: Hanssen, 2001), że wynosi ona kilka milimetrów. Tylko przesunięcia większe od tej wartości mogą być zarejestrowane na interferogramie różnicowym. Wydaje się więc, że dla potrzeb omówienia przedstawianych tutaj wyników nie popelnia się dużego błędu przyjmując tą granicę na poziomie ok. 6 do 7 mm. Drugie zagadnienie, jakie należy wziąć pod uwagę to różnica w wielkości przesunięć pomiędzy sąsiadującymi ze sobą obszarami. Wiadome jest (np.: Hanssen, 2001), że w przypadku parametrów satelitów ERS-1 i ERS-2 różnica wielkości deformacji nie może przekraczać 2,9 mm na metr. Jeśli wartość ta jest większa gradient fazy jest tak duży, że następuje dekorelacja sygnału i uzyskanie wyników staje się niemożliwe. Biorąc pod uwagę fakt, że sygnał może utracić spójność również na skutek innych czynników, rzeczywista wartość tej granicy jest mniejsza, aczkolwiek inna w każdych warunkach i dlatego trudna do ustalenia.

Uwzględniając przedstawione powyżej czynniki, dla celów omówienia uzyskanych rezultatów osuwisko zostanie podzielone na kilka części. Mimo tego, że autor opracowania ostatecznie dysponuje dla roku 2003 tylko jednym interferogramem, zinterpretowane zostaną wyniki dla wszystkich okresów badawczych. Wydaje się bowiem uzasadnione przeanalizowanie, czy uzyskane na tym osuwisku za pomocą pomiarów terenowych wartości przesunięć pozwalają na sformułowanie hipotezy, że w przypadku posiadania dobrej jakości materiałów teledetekcyjnych mogłyby one zostać zaobserwowane metodą interferometrii różnicowej. Bez wątplenia tego typu rozważania mogą być bardzo istotne z punktu widzenia ewentualnych przyszłych badań. Naturalnie, ponieważ omawiane są w tym miejscu tylko i wyłącznie wyniki badań terenowych, w związku z tym w rozwa-

żaniach tych brane będą pod uwagę jedynie uzyskane w ich trakcie wielkości przesunięć. Nie będą natomiast dyskutowane inne czynniki mające wpływ na sygnał interferometryczny, co powoduje, że wyciągnięte wnioski nie będą wystarczające do ostatecznego stwierdzenia, że taka wielkość deformacji daje gwarancje wykrycia jej metodą interferometryczną.

Wielkości przesunięć w kierunku zgodnym z kierunkiem propagacji wiązki dla wszystkich trzech okresów badawczych zostały zestawione w tabeli 4. Charakterystycznym elementem nie występującym we wcześniejszych zestawieniach jest występowanie w kilku przypadkach wartości ujemnych. Są one rezultatem zróżnicowanego kierunku deformacji różnych części osuwiska. Znak minus oznacza tutaj, że wektor przesunięcia po rzutowaniu go na kierunek zasięgu ukośnego miał zwrot skierowany w stronę sensora radarowego, a nie jak w większości przypadków w kierunku przeciwnym. Wyniki pomiarów z poszczególnych punktów zostały pogrupowane w kilka obszarów różniących się między sobą wielkością deformacji a jednocześnie dość homogenicznych wewnątrz. Należy zwrócić uwagę na fakt, że podział jakiego tu dokonano jest inny niż ten, który został wprowadzony przy omawianiu obserwowanych wielkości przesunięć nie zredukowanych do kierunku zasięgu ukośnego. Fakt ten jest związany z tym, że tamten podział został przeprowadzony jedynie na podstawie długości wektora przesunięcia nie uwzględniając w ogóle jego kierunku. Omawiając wartości przesunięć rzutowane na jedną oś, w tym wypadku zgodną z zasięgiem ukośnym, uwzględniamy obie zmienne, co uzasadnia wprowadzenie nowego podziału.

Za obszar pierwszy uznano tą część osuwiska, na której były prowadzone intensywne prace stabilizacyjne. We wszystkich trzech okresach badawczych cechuje się on niewielkimi wartościami przesunięć, nierzadko mniejszymi niż granica błędów pomiarowej metody interferometrycznej. Bardzo niewielkie deformacje były obserwowane zwłaszcza w drugim okresie badawczym między 5. lipca i 9. września, gdzie średnia wartość przesunięcia była niemalże bliska zeru. Sytuacja ta miała miejsce w dużej mierze ze względu na występowanie ujemnych wartości przesunięć, co oznacza, że część tego obszaru przemieściła się w kierunku sensora radarowego. Nie mniej jednak również względne różnice wielkości deformacji są w tym okresie bardzo niewielkie, nieznacznie przekraczając 9 milimetrów. Tak nieznaczne przesunięcia mogą nie zostać wykryte metodą interferometryczną. Nieco lepsza sytuacja miała miejsce w pierwszym okresie badawczym oraz dla całego 70-cio dniowego okresu badań. Tutaj względne przesunięcia oscylowały maksymalnie w granicach odpowiednio 16 i 20 mm, aczkolwiek trzeba przyznać, że w dużej mierze dzięki nieco oddalonemu od pozostałych punktowi siódmemu. Jednakże nawet po odrzuceniu tego punktu względne przesunięcia przekraczają jeden centymetr, co wydaje się być wystarczające do wykrycia tej części osuwiska na interferogramie.

Tabela 4. Wartości przesunięć w poszczególnych częściach osuwiska zredukowane do kierunku propagacji wiązki radarowej. \bar{S} – średnia wielkość deformacji w mm w danej części osuwiska R – różnica w milimetrach pomiędzy największą i najmniejszą deformacją w danej części osuwiska. Zachowana została numeracja punktów zastosowana w trakcie pomiarów.

Tab 4. Average ground displacements in different parts of the landslide reduced to slant range. \bar{S} – averaged deformation (mm). The difference between the biggest and smallest displacement. Numeration of points maintained from ground measurements.

Numer punktu	Część osuwiska	Przesunięcia (mm)		
		Okres I-II	Okres II-III	Okres I-III
1	Obszar I	-0,66	0,59	-0,04
2	Obszar I	13,30	-0,55	12,44
3	Obszar I	6,36	-2,34	3,90
4	Obszar I	7,17	4,06	11,39
5	Obszar I	4,10	1,83	6,01
6	Obszar I	2,18	0,74	2,96
7	Obszar I	-2,65	-5,27	-7,84
		$\bar{S} = 4,26$	$\bar{S} = 0,13$	$\bar{S} = 4,12$
		R = 15,95	R = 9,33	R = 20,28
8	Obszar II	13,61	-5,27	8,31
9	Obszar II	6,12	0,94	7,06
10	Obszar II	10,61	-3,20	7,33
		$\bar{S} = 10,11$	$\bar{S} = 2,51$	$\bar{S} = 7,60$
		R = 7,49	R = 6,21	R = 1,25
11	Obszar IV	26,79	17,98	44,73
25	Obszar IV	19,62	26,56	46,33
26	Obszar IV	18,17	15,17	34,09
		$\bar{S} = 21,50$	$\bar{S} = 19,90$	$\bar{S} = 41,70$
		R = 8,62	R = 11,39	R = 12,24
12	Obszar III	40,95	38,92	80,15
13	Obszar III	42,43	46,57	88,96
20	Obszar III	39,35	50,19	89,39
21	Obszar III	42,63	43,13	85,80
22	Obszar III	34,32	39,35	73,75
23	Obszar III	29,48	33,89	62,99
24	Obszar III	42,63	38,69	81,32
		$\bar{S} = 38,80$	$\bar{S} = 41,50$	$\bar{S} = 80,30$
		R = 13,15	R = 16,30	R = 26,40
15	Obszar V	93,91	77,69	171,60
16	Obszar V	97,85	73,13	170,82
27	Obszar V	52,49	28,55	82,29
28	Obszar V	94,26	12,75	159,35
29	Obszar V	56,24	47,19	103,16
31	Obszar V	54,41	28,51	82,84
		$\bar{S} = 74,90$	$\bar{S} = 44,60$	$\bar{S} = 128,30$
		R = 45,36	R = 64,94	R = 89,31
14	Pozostałe	-3,39	2,61	-0,94
17	Pozostałe	2,46	1,87	4,33
18	Pozostałe	0,90	-4,10	-1,56
19	Pozostałe	4,21	-0,55	-3,79
30	Pozostałe	-1,21	11,82	11,27
32	Pozostałe	-6,20	12,75	6,75

Drugi obszar położony jest w północnej części osuwiska bezpośrednio powyżej terenu, na którym prowadzone były prace stabilizacyjne. Znajdują się na nim trzy punkty pomiarowe rozmieszczone w dość dużej odległości od siebie. Cechuje się on nieco większymi przesunięciami niż obszar pierwszy oraz bardzo dużą wewnętrzną jednorodnością, zwłaszcza w pełnym 70-dniowym okresie badawczym. Zdecydowanie największe przesunięcia zostały zarejestrowane w pierwszym okresie badawczym (średnio 10,11 mm) a najmniejsze w okresie drugim – mniejsze niż dokładność metody interferometrycznej. Charakterystyczny dla tego obszaru jest odwrotny w okresie drugim w stosunku do okresu pierwszego kierunek deformacji, co powoduje, że w pełnym 70-dniowym okresie badawczym przesunięcia są mniejsze niż w pierwszym okresie 35-dniowym i tylko nieznacznie przekraczają granicę błędu pomiarowego.

Trzeci obszar położony w górnej części szerokiego fragmentu osuwiska cechuje się już znacznie większymi przesunięciami oscylującymi w pojedynczych okresach badawczych wokół 40 mm. Jednocześnie względne przemieszczenia pomiędzy poszczególnymi punktami nie przekraczają kilkunastu milimetrów. Obserwuje się zależność, że te punkty, w których zaobserwowano wolniejszy ruch położone są nieco niżej od pozostałych. Zarówno wielkość deformacji jak i jej względna jednorodność wskazują na to, że powinna ona zostać wykryta metodą interferometryczną. Nieco inaczej sytuacja przedstawia się w pełnym 70-dniowym okresie badawczym, w którym średnie wartości przesunięć dla tego obszaru wynoszą 80 mm, a różnice pomiędzy prędkościami przesuwania się poszczególnych punktów przekraczają nieznacznie 26 mm. Obserwując rozmieszczenie poszczególnych punktów w tym obszarze możemy zauważyć, że tak duża zmiana prędkości zachodzi przede wszystkim w kierunku zgodnym z kierunkiem spadku stoku. Jednocześnie punkty położone na zbliżonej do siebie wysokości cechują się podobną prędkością przemieszczania. Sytuacja ta może być związana ze znaczącym rozszerzaniem się osuwiska na tej wysokości. Jednocześnie jest to sytuacja niekorzystna z punktu widzenia interferometrii radarowej, ponieważ duża zmiana prędkości przesunięć w kierunku zgodnym z kierunkiem ruchu następuje na bardzo małej przestrzeni niewiele przekraczającej wielkość jednego piksela. Oznacza to, że w tej części osuwiska gradient zmiany fazy w 70-dniowym okresie badawczym może okazać się zbyt duży. Może to albo utrudnić wykrycie w tym okresie tej części osuwiska albo przynajmniej uniemożliwić określenie absolutnej wartości deformacji.

Prawie dwukrotnie mniejsze prędkości zanotowano w obszarze czwartym, położonym w centralnej i południowej części osuwiska poniżej obszaru trzeciego. W przypadku obu 35-dniowych kresów średnie prędkości wynoszą tutaj około 20 milimetrów natomiast w okresie 70-dniowym są dwukrotnie wyższe. Wydaje się, że deformacje tej wielkości powinny zo-

stać zaobserwowane na interferogramie. W tej części osuwiska również widoczna jest zaobserwowana wcześniej tendencja wskazująca na zmniejszanie się prędkości przesuwania gruntu wraz ze zmniejszaniem się wysokości. Potwierdzenie tej zależności jest bardzo istotne ze względu na brak punktów kontrolnych w południowo zachodniej części osuwiska, gdzie analizując prowadzone kilka lat wcześniej badania, nie spodziewano się zaobserwowania żadnych ruchów. Wydaje się prawdopodobne, że również w tej części osuwiska następuje stopniowy zanik ruchu wraz z posuwaniem się w dół stoku aż do jego całkowitego wygaśnięcia w pobliżu dna doliny, zwłaszcza, że w dnie potoku powyżej tej części osuwiska nie zaobserwowano żadnych zniszczeń.

Ostatnią częścią osuwiska wymagającą omówienia jest jego górna wąska część położona na wysokości od 385 do 405 m n.p.m. Tutaj zanotowano zdecydowanie największe wartości przesunięć dochodzące do kilkunastu centymetrów (obszar V w tabeli 4). Bardzo duże jest również zróżnicowanie zaobserwowanych prędkości w 70-cio dniowym okresie badawczym dochodzące nawet do 9 cm. Wydaje się że uzyskanie tak dużych i zróżnicowanych wartości deformacji w połączeniu dodatkowo z bardzo niewielką szerokością tej części osuwiska może uniemożliwić wykrycie jej metodą interferometrii radarowej.

Na ryc. 11, 12, 13 przedstawiono w sposób graficzny wielkość deformacji gruntu w kierunku zgodnym z zasięgiem ukośnym we wszystkich trzech okresach badawczych. Dokonano interpolacji uzyskanych w trakcie pomiarów terenowych przesunięć i przedstawiono metodą izolinii hipotetyczny rozkład prędkości w obrębie całego osuwiska. Tam gdzie przebieg izolinii wydawał się bardzo niepewny, ze względu na małą liczbę punktów, wykreślono je linią przerywaną.

Podsumowując powyższe rozważania można powiedzieć, że biorąc pod uwagę wielkości zaobserwowanych na osuwisku deformacji wybrane do prowadzenia badań 35-cio i 70-cio dniowe okresy badawcze wydają się właściwe z punktu widzenia interferometrii radarowej do badań osuwiska "Zapadle". Aczkolwiek duża przestrzenna zmienność prędkości może spowodować trudności w wykryciu całego osuwiska. W okresach 35-cio dniowych dolne partie wydają się przesuwać nieco zbyt wolno, natomiast w okresie 70-cio dniowym w górnej części osuwiska obserwowana zmienność deformacji może okazać się zbyt duża. Pamiętać należy również o tym, że prędkość przesuwania się gruntu zależy w dużej mierze od wielkości opadów, co można było zaobserwować nawet w tych, tak krótkoterminowych badaniach. Ponieważ w analizowanym okresie nie były one zbyt wysokie jak na miesiące letnie można przypuszczać, że i obserwowane deformacje nie były maksymalne, co prowadzi do stwierdzenia, że okres 35-cio dniowy wydaje się być bardziej odpowiedni. Przedstawione tutaj wnioski dotyczą tylko i wyłącznie osuwiska "Zapadle". Inne osuwiska mogą poruszać się z różną prędkością.

Analiza wyników

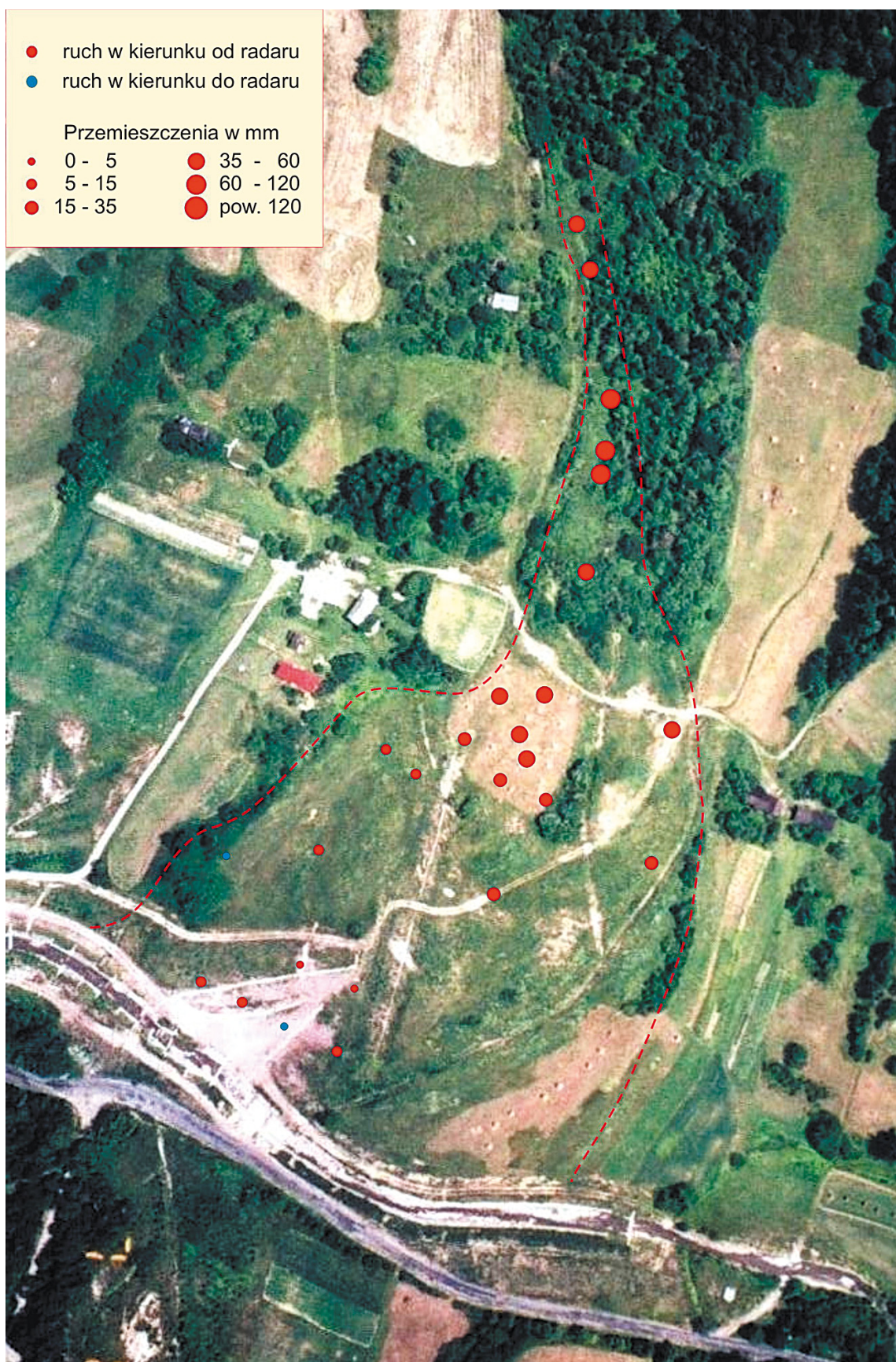
Przetwarzanie danych

W niniejszej pracy interferometryczny proces przetwarzania obrazów radarowych został przeprowadzony w środowisku Linux Fedora Core 3 za pomocą oprogramowania Doris, którego autorem jest Bert Kampes z Delft Institute for Earth-oriented Space Research (DEOS) oraz Delft University of Technology. Jednym z podstawowych kryteriów, jakimi musiał kierować się autor przy wyborze oprogramowania była jego cena. Program Doris jest dla celów naukowych rozprowadzany bezpłatnie i jest dostępny każdemu użytkownikowi za pomocą sieci internet. Darmowość oprogramowania nie oznacza jego niskiej jakości. Wielokrotnie było ono wykorzystywane z powodzeniem w różnych pracach naukowych (Kampes, Usai, 1999; Kampes i in., 2003). Program ten umożliwia przeprowadzenie pełnego interferometrycznego procesu przetwarzania danych od momentu importu obrazów radarowych zarejestrowanych w formacie SLC (brak jest możliwości pracy z danymi typu RAW) aż do wygenerowania produktów końcowych – Numerycznego Modelu Terenu i interferogramów różnicowych. Niektóre z operacji są co prawda wykonywane przez inne programy, jak na przykład getorb, służący do importu danych o efemerydach orbit dostarczanych przez Delft University of Technology, czy snaphu, który jest wykorzystywany w procesie rozwijania fazy, nie mniej jednak programy te bardzo ściśle ze sobą współpracują i wszystkie niezbędne do wykonania operacje są dostępne z poziomu głównego oprogramowania. Opis procesu przetwarzania danych, jakimi zostały poddane wykorzystywane w pracy obrazy jest zawarty w całości w dokumentacji technicznej do programu Doris w wersji 3.16. Jest ona dostępna w internecie na stronach (Kampes, 2005).

Analiza dokładności Numerycznego Modelu Terenu

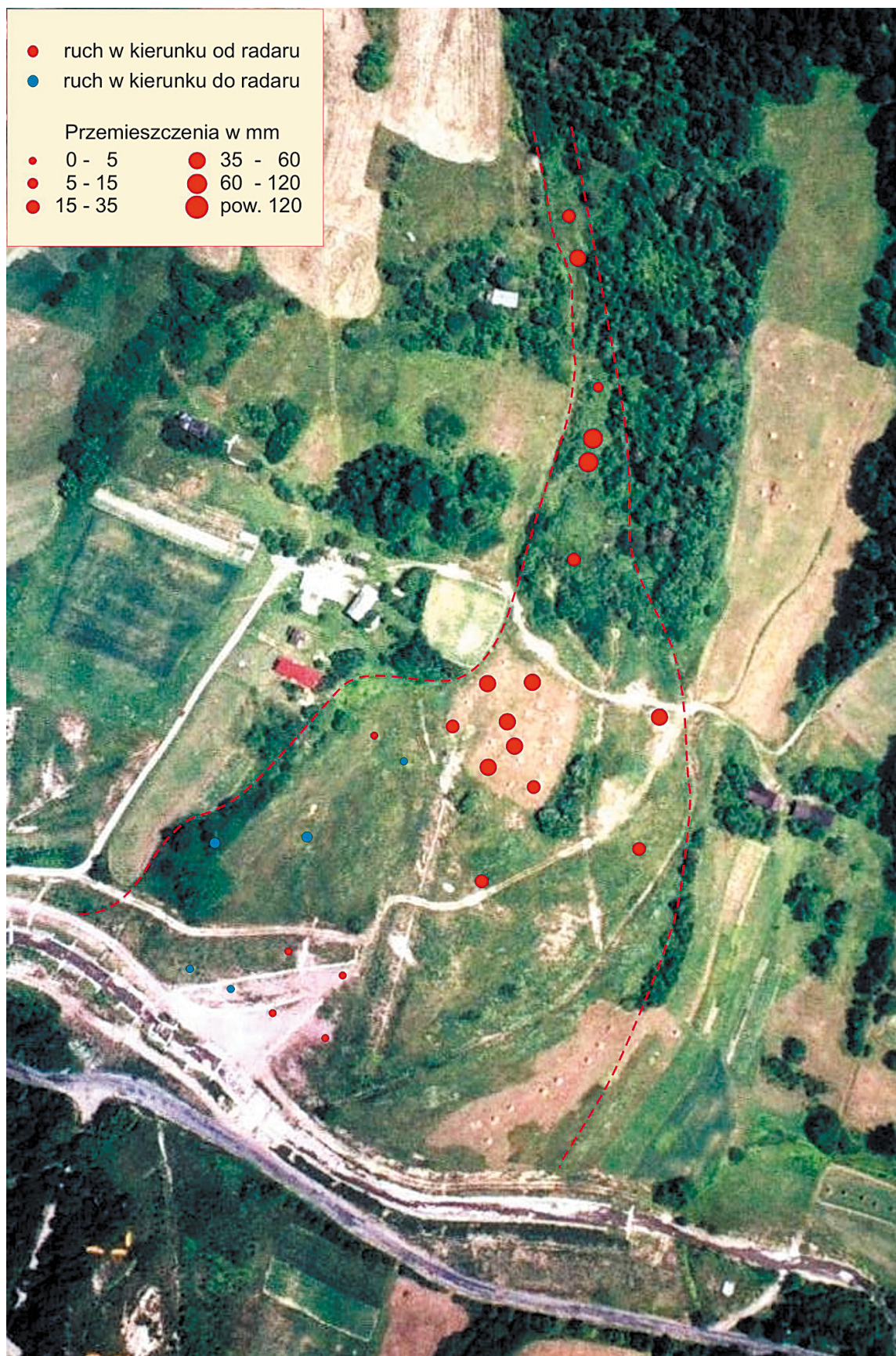
Analiza dokładności Numerycznego Modelu Terenu zostanie przeprowadzona w dwóch etapach. Pierwszy z nich obejmuje analizę, tworzonych w trakcie przetwarzania danych, interferogramu ze zwiniętą fazą i obrazu spójności sygnału. W drugim analizie zostanie poddany najlepszy z wygenerowanych w trakcie przetwarzania danych Numerycznych Modeli Terenu.

Obrazy spójności są bardzo dobrą miarą jakości danych użytych do ich wygenerowania. Są one miarą podobieństwa stanu środowiska pomiędzy dwiema obserwacjami zarejestrowanymi na obrazach tworzących parę interferometryczną. Spójność sygnału w bezpośredni sposób przekłada się na ciągłość prążków fazowych na interferogramie a w konsekwencji na dokładność generowanego z tego interferogramu Numerycznego Modelu Terenu. Jest ona zależna od wielu różnych czynników, z których niezmiernie istotną rolę odgrywa charakter środowiska przyrodniczego a w szczególności rodzaj pokrycia terenu. Będzie ono rozpatrywane w pię-



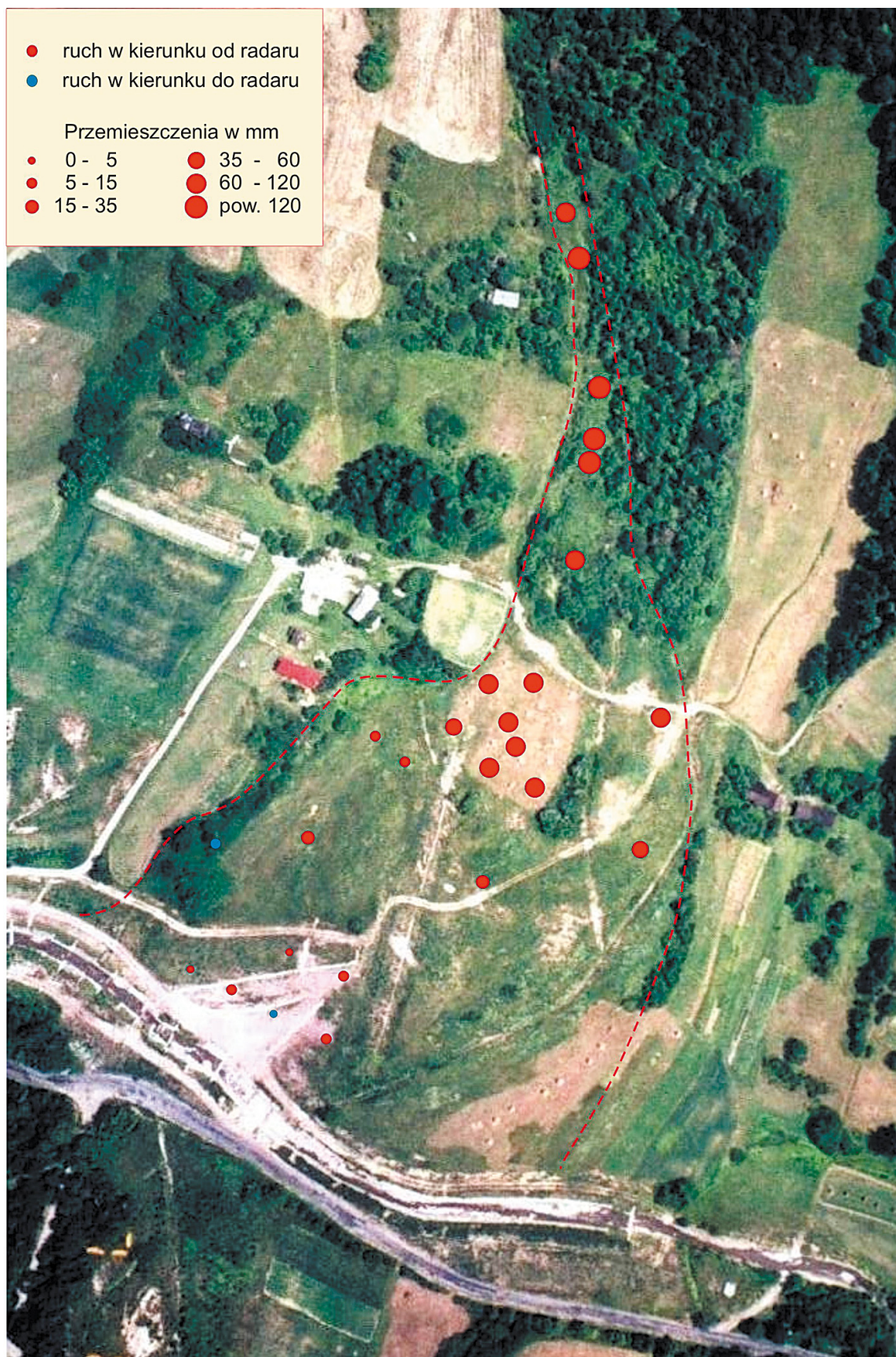
Ryc. 11 Zredukowana do kierunku zasięgu wielkość deformacji gruntu na osuwisku „Zapadle” między 01-07-2003 a 05-08 2003. Dane naniesione na zdjęcie lotnicze (fot. J. R. Olędzki).

Fig. 11 Deformation on Landslide „Zapadle” reduced to slant range direction, registered between 01-07-2003 and 05-08-2003. Displacement value marked on aerial photograph (photo: J. R. Olędzki).



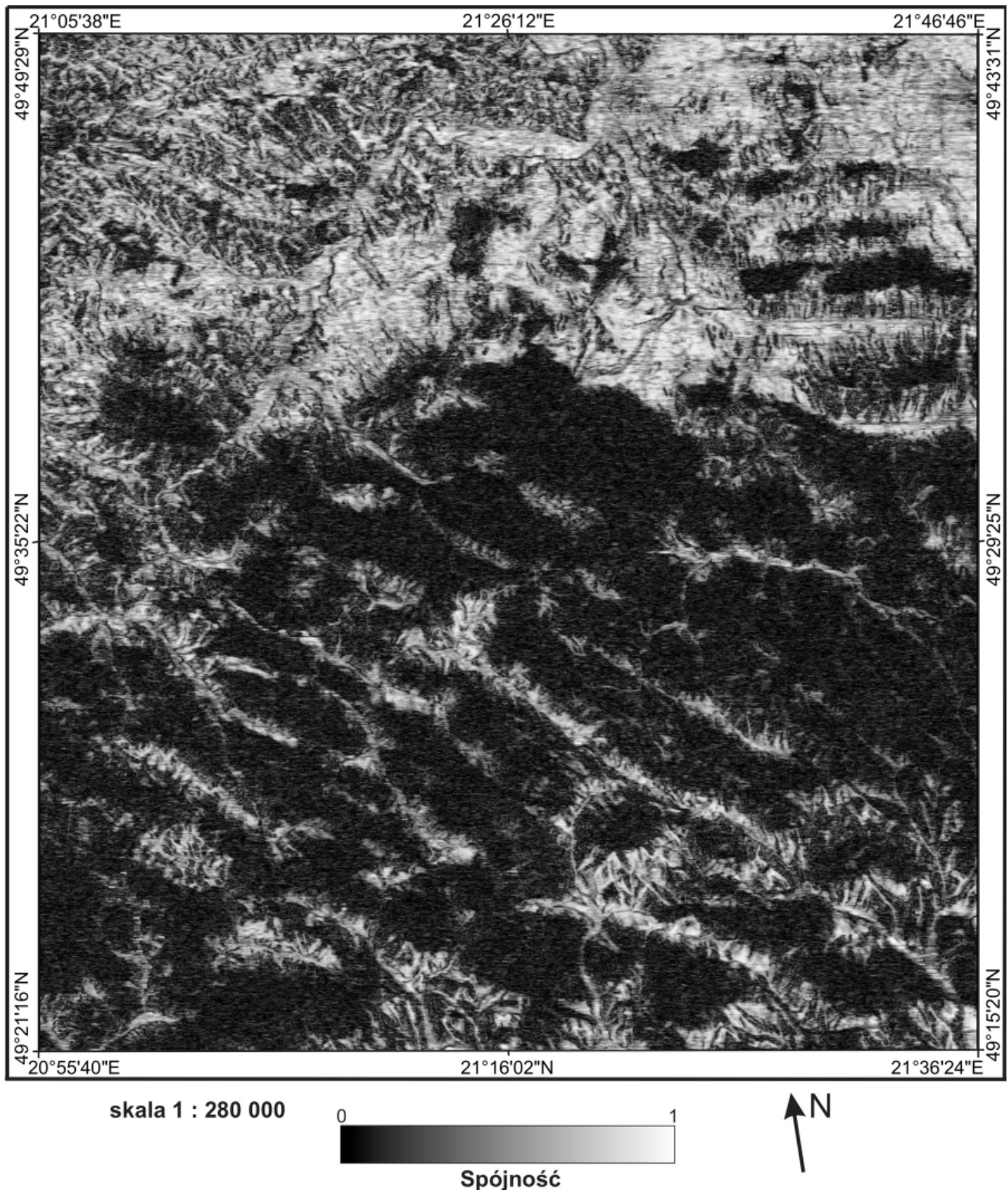
Ryc. 12 Zredukowana do kierunku zasięgu wielkość deformacji gruntu na osuwisku „Zapadle” między 05-08-2003 a 09-09-2003. Dane naniesione na zdjęcie lotnicze (fot. J. R. Olędzki).

Fig. 12 Deformation on Landslide „Zapadle” reduced to slant range direction, registered between 05-08-2003 and 09-09-2003. Displacement value marked on aerial photograph (photo: J. R. Olędzki).



Ryc. 13 Zredukowana do kierunku zasięgu wielkość deformacji gruntu na osuwisku „Zapadle” między 01-07-2003 a 09-09-2003. Dane naniesione na zdjęcie lotnicze (fot. J. R. Olędzki).

Fig. 13. Deformation on Landslide „Zapadle” reduced to slant range direction, registered between 01-07-2003 and 09-09-2003. Displacement value marked on aerial photograph (photo J. R. Olędzki).



Ryc. 14. Obraz spójności wygenerowany ze zdjęć radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 25. i 26. września 1995 roku.

Fig. 14. Coherence image generated from ERS-1, ERS-2 interferometric pair registered on 25th and 26th Sep.1995.

ciu klasach: lasy, grunty orne, tereny z roślinnością trawiastą (do tej klasy zaliczone zostaną użytki zielone oraz nieużytki porośnięte tego typu roślinnością), tereny rolnicze z dużym udziałem roślinności naturalnej oraz tereny zabudowane. Rozumienie przedostatniej z klas

jest takie samo jak w legendzie do mapy Corine Land Cover. Oznacza ono mozaikę gruntów o niezbyt dużej powierzchni zajętych pod uprawę, trwale użytki zielone ze sporym udziałem roślinności naturalnej krzewiastej i drzewiastej. W przypadku niniejszej analizy tereny te

mogą obejmować również obszary z niewielkim udziałem rozproszonej zabudowy. Podział form pokrycia terenu na takie a nie inne pięć klas jest związane z ograniczonymi możliwościami wydzielen jakiej można przeprowadzić na wszystkich wygenerowanych w trakcie pracy obrazach korelacyjnych.

Na rycinie 14 przedstawiony jest obraz spójności wygenerowany na podstawie obrazów z 25. i 26. września 1995 roku. Im jaśniejszy ton na obrazie tym wyższa spójność sygnału na danym obszarze. Już na pierwszy rzut oka widać, że obraz ten można podzielić pod względem spójności na trzy różnej wielkości części. Część południowa obszaru (mniej więcej dwie trzecie obrazu) cechuje się bardzo niskim stopniem spójności co uwiadcza się w jej bardzo ciemnej tonacji. Tylko w dosyć niewielu miejscach obraz poprzecinany jest stosunkowo wąskimi pasami o przebiegu NW-SE mającymi nieco wyższą spójność. W części północnej obrazu sytuacja jest zasadniczo różna. Szczególnie wysoką spójność sygnał zachował tam w części centralnej oraz północno-wschodniej. Można wyróżnić w tym miejscu dość duże w miarę jednolite obszary cechujące się stosunkowo jasną tonacją wskazującą na wysoką korelację sygnału. Na pozostałym obszarze części północnej obrazu możemy zaobserwować dość gęstą przeplataną tonów jasnych i ciemnych wskazującą na dużą zmienność koherencji.

Nawet pobieżne porównanie tego obrazu z mapą topograficzną tego terenu pozwala zauważyć, jak mocno uzyskana spójność sygnału jest powiązana z różnymi komponentami środowiska takimi jak: ukształtowanie powierzchni, budowa geologiczna czy formy pokrycia terenu. Granica między ciemnym obszarem w południowej części obrazu i jaśniejszym w części północnej pokrywa się bardzo ściśle z przebiegiem granicy pomiędzy Beskidami i Pogórzem. Najjaśniejsze fragmenty obrazu odpowiadają dokładnie położeniu w terenie Dołów Jasielsko-Sanockich.

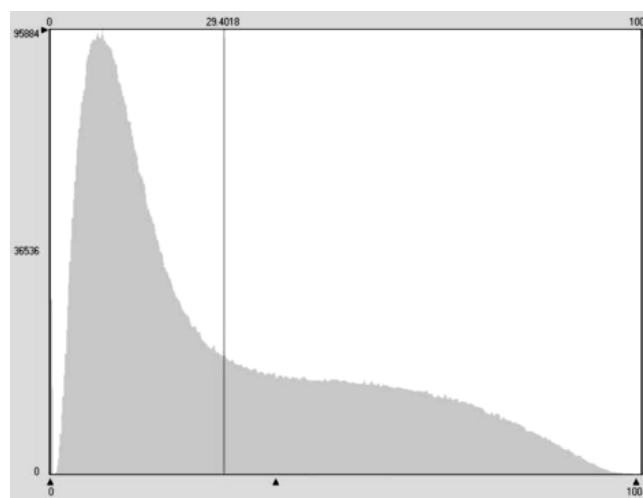
Najniższa spójność sygnału została zarejestrowana na obszarze Beskidów, w terenie cechującym się dość dużymi deniwelacjami i nachyleniem stoków oraz występowaniem zwartych terenów leśnych. Widać wyraźnie, że zwłaszcza ten ostatni czynnik ma tutaj najważniejsze znaczenie. Na obszarze Beskidu Niskiego stosunkowo wysoką spójność sygnału zachowały tylko te obszary, które są położone w niezalesionych dolinach. Na obrazie widoczne są one w postaci jasnych pasów o przebiegu NW-SE. Zaobserwowana sytuacja pokrywa się bardzo dobrze z licznymi wymienianymi już wcześniej pozycjami z literatury wskazującymi na szybką utratę spójności sygnału w terenach leśnych. Obszary bardzo niskiej korelacji w Beskidach nie ograniczają się wyłącznie do lasów. Mają one nieco szerszy zasięg. Również tereny z dużym udziałem roślinności naturalnej mają niską korelację. Można zauważyć, że obniża się ona na tych obszarach wraz ze wzrostem udziału roślinności drzewiastej i krzewiastej.

Zupełnie odmienną sytuację możemy zaobserwować na terenie Dołów Jasielsko-Sanockich. Są to obszary równinne, bezleśne zajęte głównie pod uprawę lub łąki

i pastwiska, a więc obszary, które ze swojej natury zachowują spójność przez znacznie dłuższy okres czasu. Dodatkowym czynnikiem, który wpłynął na zachowanie wysokiej korelacji jest termin rejestracji obu obrazów. W końcu września duża część występujących na tym obszarze pól jest zaorana. Natomiast tam, gdzie występuje szata roślinna, zmiany w tym okresie fenologicznym, zwłaszcza w zaledwie 24-godzinny okres czasu też są bardzo niewielkie.

Z pośrednią sytuacją mamy do czynienia na terenie pogórzy. Są to obszary charakteryzujące się dość dużą zmiennością. Występują tam zarówno dość strome stoki, jak i płaskie doliny i wierzchowiny. Zróżnicowane są również formy pokrycia terenu. Tereny zajęte pod grunty rolne i łąki przeplatają się z licznymi lasami i zadrzewieniami. Ma to swoje przeniesienie na obraz spójności, który w tej części obszaru charakteryzuje się dużą zmiennością tonów. W ramach tej zmienności zachowany jest jednak nadal ścisły związek między użytkowaniem ziemi i spójnością sygnału. Najniższą korelacją cechują się tereny leśne natomiast najwyższą tereny rolnicze. Można też zauważyć, że tereny rolne cechują się na tym obszarze nieco niższą spójnością niż w przypadku Dołów Jasielsko-Sanockich. Jest to związane z dużym rozdrobnieniem gospodarstw na tym obszarze oraz z występowaniem licznych terenów rolniczych z dużym udziałem roślinności naturalnej (głównie zadrzewienia i zakrzaczenia). Na takich terenach w obrębie jednego piksela radarowego mogą znajdować się oprócz pól uprawnych również fragmenty zabudowy, ogródki, drzewa. Wypadkowa faza sygnału odbitego od takiego terenu zmienia się szybciej niż od jednorodnych pól uprawnych.

Rozkład spójności sygnału dla całego obrazu został przedstawiony w sposób graficzny za pomocą histogramu na ryc. 15. Widać na nim że ponad połowa obszaru charakteryzuje się współczynnikiem korelacji poniżej



Ryc. 15. Histogram obrazu spójności sygnału wygenerowanego z danych zarejestrowanych 25. i 26. września 1995 roku.

Fig. 15 Histogram of coherence image generated from data registered on 25th and 26th Sep. 1995

Tabela 5. . Spójność obrazu korelacyjnego wygenerowanego z danych zarejestrowanych w dniach 25. i 26. września 1995 w dziesięcioprocentowych klasach spójności.

Tab. 5. Coherence of image generated from data registered on 25th and 26th Sep. 1995. Coherence was divided on 10% classes.

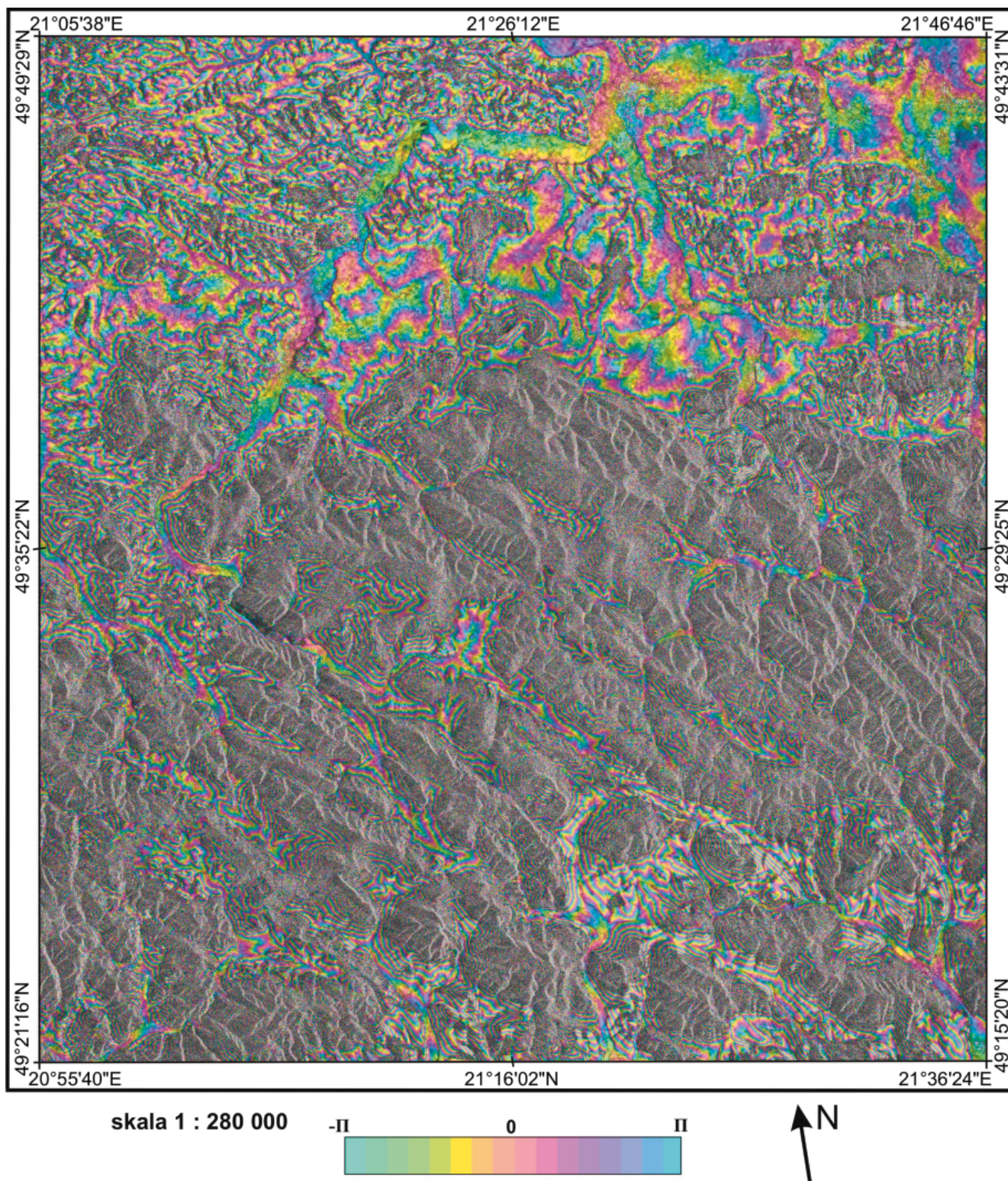
Lp	Stopień spójności	Liczba pikseli	Procentowy udział w obrazie
1	0,91 – 1,00	28 972	0,43
2	0,81 – 0,90	177 676	2,64
3	0,71 – 0,80	325 708	4,84
4	0,61 – 0,70	448 420	6,67
5	0,51 – 0,60	508 608	7,56
6	0,41 – 0,50	518 256	7,71
7	0,31 – 0,40	589 112	8,76
8	0,21 – 0,30	782 764	11,64
9	0,11 – 0,20	1 713 988	25,50
10	0,00 – 0,10	1 629 912	24,25

0,3 a więc poniżej wartości, która jest uznawana za wartość graniczną poniżej, której nie jest możliwe uzyskanie wartościowej informacji. Taki rozkład wartości może wskazywać na to, że wygenerowany na podstawie tych danych NMT będzie na leśnych obszarach Beskidu Niskiego obarczony dużym błędem. Rozkład spójności sygnału z podziałem na dziesięcioprocentowe klasy został przedstawiony w tabeli 5. Uwagę zwraca przede wszystkim bardzo niski procent (7,91%) obszarów charakteryzujących się bardzo wysokim stopniem spójności (powyżej 0,7), przy czym wyższą od 0,9 spójność zachowuje jedynie 0,43% terenu.. Porównanie położenia tych obszarów z mapą topograficzną oraz z kompozycją 453 z satelity Landsat 7 pozwoliło stwierdzić, że są to w zasadzie tylko i wyłącznie fragmenty terenów miejskich i innych osiedli oraz część wielkoobszarowych pól uprawnych, prawdopodobnie tych niepokrytych szatą roślinną. Wszystkie te obszary są to tereny równinne położone w obrębie Dołów Jasielsko-Sanockich. Średnią korelacją (0,3–0,7) cechują się pozostałe obszary zabudowane oraz większa część gruntów rolnych oraz łąk i pastwisk położonych na obszarze Dołów Jasielsko-Sanockich, na Pogórzu oraz w dnach dolin Beskidu Niskiego. Przy bardziej szczegółowej analizie można zauważyć, że obszary charakteryzujące się dużym rozdrobnieniem gruntów cechują się niższą spójnością. Jest to zapewne w dużej mierze związane z większym udziałem różnych drzew i krzewów na tych obszarach. Podobną tendencję można zaobserwować w terenach zabudowanych. Na obszarach miejskich i w mniejszych miejscowościach obszary o bardziej zwartej zabudowie i mniejszym udziale roślinności (głównie drzewiastej) zachowują wyższą spójność. 61,39% obszarów znajdujących się w obrębie wziętych do analizy obrazów radarowych cechuje się korelacją poniżej 0,3 a więc bardzo niską. Są to przede wszystkim zalesione obszary Beskidów i Pogórzy ale także tereny rolnicze z bardzo dużym udziałem roślinności naturalnej. Są to obszary, na których można spodziewać się występowania dużych

błędów w NMT, zwłaszcza tam, gdzie tereny o bardzo niskiej korelacji zajmują duże i zwarte obszary, jak np. Rejon Magurskiego Parku Narodowego.

Drugim obrazem, który wymaga omówienia przed przystąpieniem bezpośrednio do analizy Numerycznego Modelu Terenu jest interferogram ze zwiniętą fazą. Obraz ten przedstawia różnicę pomiędzy fazami, które zostały zarejestrowane na zdjęciach radarowych, z których był generowany. Interferogram całego obszaru badawczego nałożony na obraz amplitudy (ang. *magnitude*) sygnału został przedstawiony na ryc. 16. Różnica faz na interferogramie jest przedstawiona w postaci barwnych prążków interferometrycznych. Pełen cykl kolorów od niebieskiego do zielonego reprezentuje pełen cykl fazowy 2π . Przy poprzecznej bazie tego interferogramu równej 297,1 m przekłada się on na różnicę wysokości równą 29,4 m. Tak więc im gęściej ułożone prążki na interferogramie, tym nachylenie terenu jest większe. Powoli zmieniające się barwy w prążkach interferometrycznych oznaczają, że teren jest stosunkowo płaski. Taki płaski teren widzimy w północnej części obszaru badawczego. Możemy zauważyć, że jego kształt i zasięg występowania bardzo ściśle pokrywa się z obszarami o najwyższej korelacji na obrazie spójności. Jak już zostało to wcześniej powiedziane jest to obszar Dołów Jasielsko-Sanockich. Znacznie gęstsze prążki interferometryczne obserwujemy na obszarze Pogórza. Są one wynikiem występowania na tym obszarze stoków o dość dużym nachyleniu. Jeszcze gęstsze prążki powinniśmy zaobserwować na stromych zalesionych stokach Beskidu Niskiego. Niestety ze względu na bardzo słabą korelację sygnału na tym obszarze w wielu miejscach nie są one widoczne a różnica faz sygnału tworzy tylko beładny szum.

Zależność spójności i ciągłości prążków interferometrycznych od koherencji sygnału bardzo dobrze widoczna jest na rycinie 17 a i b. Rycina 17a. przedstawia fragment obrazu spójności ukazujący okolice Nowego Żmigrodu. Jest to obszar bardzo zróżnicowany. Obejmuje on fragment stosunkowo płaskiej doliny Wisłoki, a także kilka częściowo zalesionych a częściowo niezalesionych grzbietów Pogórza Jasielskiego i Beskidu Niskiego. Ten sam fragment terenu widoczny jest na interferogramie (już bez podkładu obrazu radarowego) przedstawionym na rycinie 17b. Widać wyraźnie, że ciągłość i gładkość prążków interferometrycznych jest bardzo silnie skorelowana ze stopniem spójności obrazów. Najwyraźniejsze prążki widoczne są w płaskiej, cechującej się zachowaniem wysokiej spójności sygnału dolinie Wisłoki (obszar A), gdzie korelacja dochodzi do 0,7. Wyraźne prążki widoczne są również na niezalesionych stokach Beskidu Niskiego (B) i Pogórza Jasielskiego (B), mimo że stopień spójności sygnału na tym obszarze nie jest zbyt wysoki. W tej części obszaru widoczna jest duża zmienność spójności. Można zauważyć, że na tych stokach, na których na obrazie spójności przeważają jasne tony, prążki są znacznie wyraźniejsze. Niestety całkowita utrata spójności ma miejsce na terenach ze swietłą pokrywą leśną (C). W tej części interferogramu nie



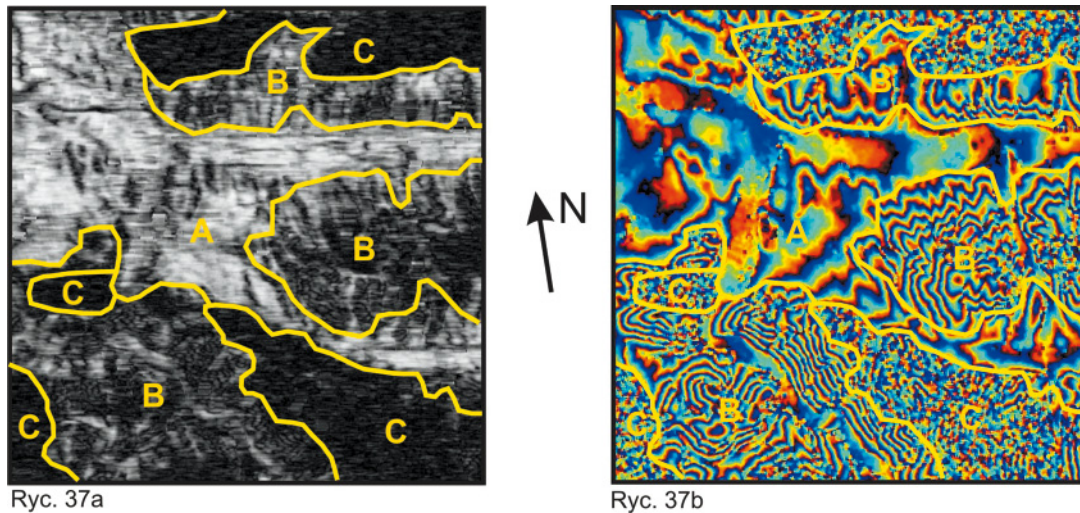
Ryc. 16. Interferogram ze zwiniętą fazą wygenerowany z obrazów radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 25. i 26. września 1995 roku nałożony na obraz amplitudy sygnału.

Fig. 16. Wrapped interferogram generated from data registered on 25th and 26th sep. 1995 overlapped on magnitude image.

można zaobserwować żadnych wyraźnych prążków. Są to te fragmenty terenu, gdzie błędy Numerycznego Modelu Terenu będą na pewno największe.

Na obrazie tym widać również, że spójność sygnału i ciągłość prążków interferometrycznych jest uzależ-

niona przede wszystkim od rodzaju pokrycia terenu a nie od jego ukształtowania. W południowo-wschodniej części obszaru obserwujemy wzgórze, którego północno-wschodni stok jest zalesiony, natomiast stok południowo-zachodni jest wolny od drzew. Mimo bardzo zbli-

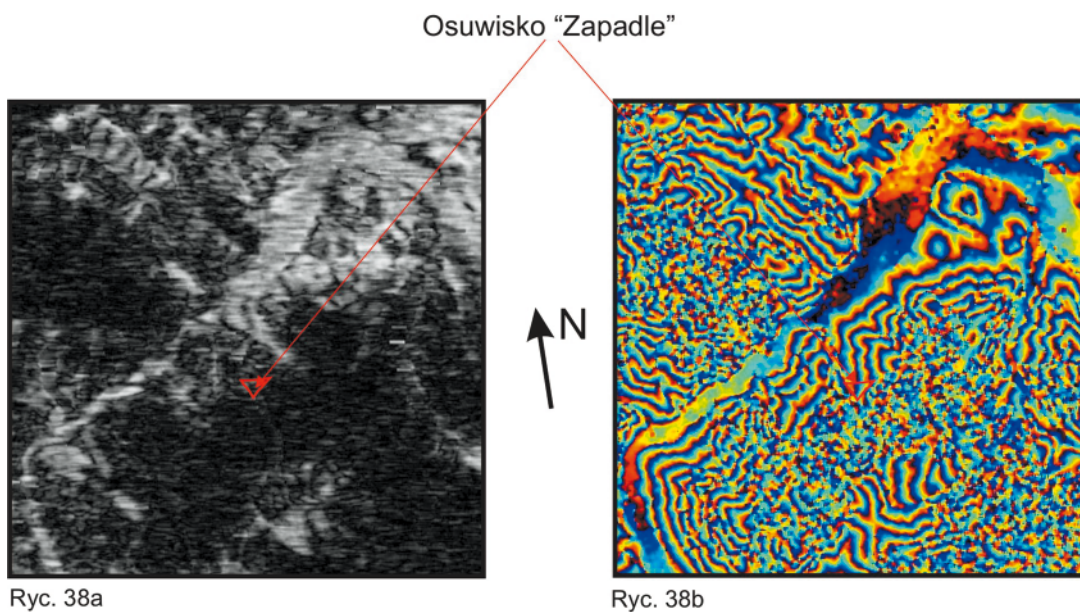


Ryc. 37a

Ryc. 37b

Ryc. 17. Obraz spójności (a) i fazy (b) sygnału. Okolice Żmigrodu.

Fig. 17. Coherence image (a), wrapped interferogram (b). Żmigród and its surroundings.



Ryc. 38a

Ryc. 38b

Ryc. 18. Obraz spójności (a) i fazy (b) sygnału. Fragment doliny Ropy i okolic.

Fig. 18. Coherence image (a), wrapped interferogram (b). Part of Ropa valley and its surroundings

zonego kąta nachylenia obu stoków na tym ostatnim obserwujemy bardzo wyraźne prążki interferometryczne natomiast na stoku zalesionym układ fazy jest zupełnie bezładny.

Bardzo ważne jest stwierdzenie, jak przedstawia się spójność sygnału i ciągłość prążków interferometrycznych na osuwisku testowym "Zapadle" i w jego okolicy. Ryciny 18 a i b przedstawiają obraz spójności i interferogram okolic Szymbarku. Teren ten obejmuje fragment Obniżenia Gorlickiego, fragment doliny Ropy wraz z Szymbarkiem oraz Maślaną, Miejską i Bartnią Górę wraz ze znajdującym się na stokach tej ostatniej osuwiskiem Zapadle. Jak widać obszar osuwiska charakteryzuje się wystarczająco dużą spójnością by na interferogramie można było uzyskać dla niego wyraźne prążki. Co więcej ciągle prążki interferometryczne mo-

żemy obserwować na całym obszarze między osuwiskiem a Obniżeniem Gorlickim w obrębie którego umiejscowiony został punkt referencyjny do rozwijania fazy. Pozwala to przypuszczać, że dokładność uzyskanego modelu będzie dla obszaru osuwiska wysoka. Chociaż samo osuwisko znajduje się w obrębie ciągłych prążków interferometrycznych to w bezpośrednim jego sąsiedztwie znajduje się obszar, gdzie ciągłość ta jest zupełnie tracona 18b. Ta bardzo wyraźna na obrazie granica jest również bardzo wyraźna w terenie. Jest to granica pomiędzy stromymi, zalesionymi górnymi partiami stoków zbudowanych z gruboławicowych piaskowców magurskich, a ich dolnymi znacznie łagodniejszymi częściami zbudowanymi z warstw hieroglifowych i innoceramowych i wykorzystywanych w przeważającej części rolniczo.

Tabela 6. Dokładność Numerycznego Modelu Terenu wygenerowanego metodą interferometrii radarowej z obrazów mikrofalowych zarejestrowanych w dniach 25. i 26. września 1995 roku.

Tab. 6. Accuracy of Digital Elevation Model generated from interferogram of 25th and 26th Sep. 1995.

obszar	Liczba punktów	Błąd minimalny (m)	Błąd maksymalny (m)	Rms (m)
Doły J-S	40	3	24	11,2
Garby pogórskie	120	12	89	42,1
BN – doliny	190	5	90	32,7
BN – grzbiety	50	15	386	175,3

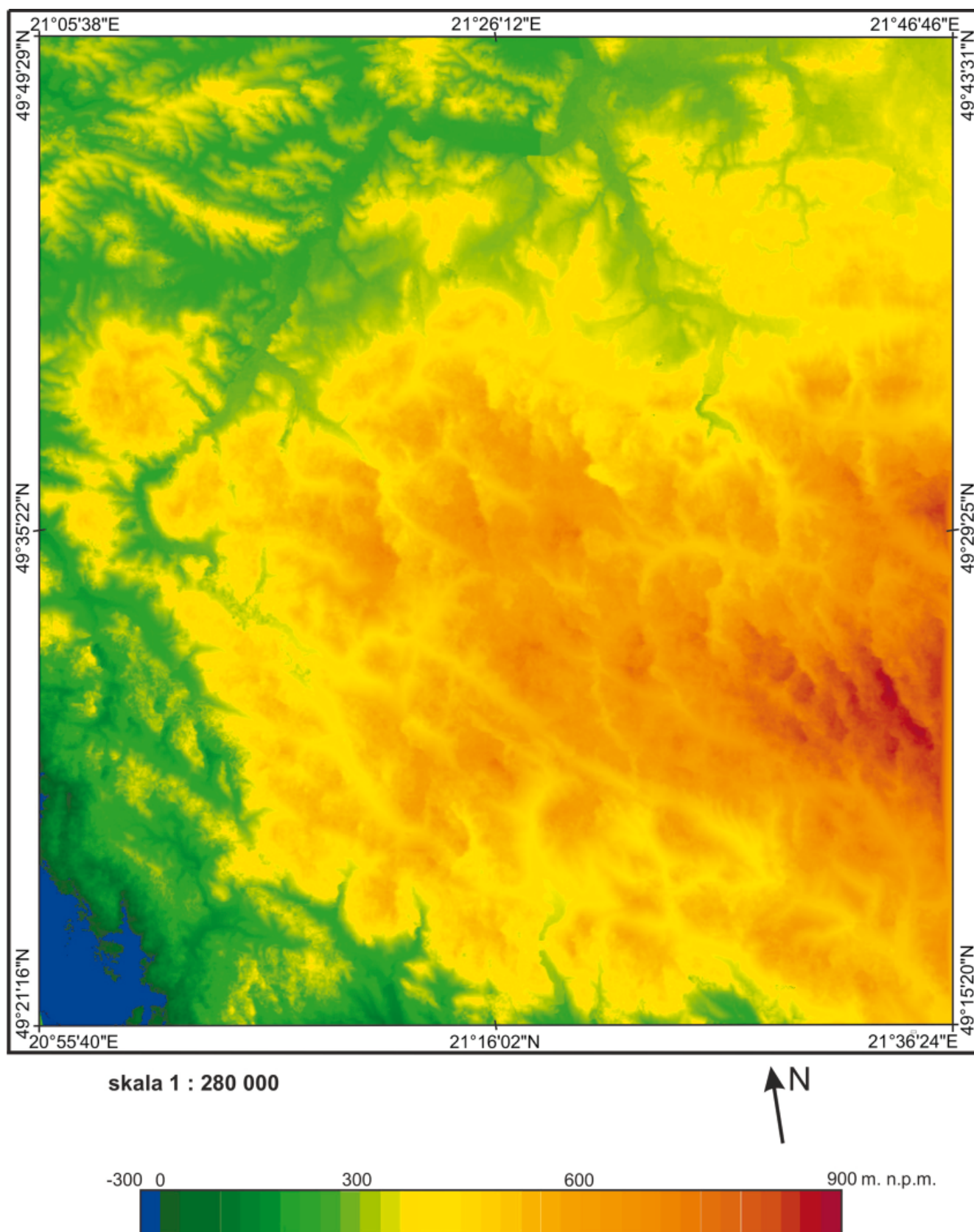
Po przeprowadzeniu analizy obrazu spójności i interferogramu, można przystąpić bezpośrednio do zbadania dokładności uzyskanego na ich podstawie NMT. Analizę dokładności NMT przeprowadzono na podstawie 400 punktów rozmieszczonych na całym obszarze badawczym. W każdym z tych punktów porównano wysokość uzyskaną na podstawie danych radarowych z wysokością odczytaną z map topograficznych w skali 1 : 10 000 (układ 1992) lub 1 : 25 000 (układ 65) o ile te pierwsze nie były dostępne. Wartości odczytane z map topograficznych uznano za prawdziwe. By możliwe było porównanie wszystkich materiałów, mapy topograficzne i NMT przekonwertowano do układu współrzędnych geograficznych (długość i szerokość geograficzna). Autor nie zdecydował się na przeprowadzenie powierzchniowej analizy NMT poprzez przecięcie go z warstwą innego Numerycznego Modelu Terenu. Dla całego obszaru miał bowiem autor do dyspozycji tylko i wyłącznie NMT wygenerowany z obrazów radarowych SRTM, który cechował się znacznie gorszą rozdzielczością terenową (90 metrów) przy 20 metrach uzyskanych dla modelu wytworzonego przez autora z obrazów pozyskanych przez satelity ERS-1/ERS-2. Poza tym należałoby wcześniej przeprowadzić analizę dokładności modelu SRTM, co można by było zrobić tylko i wyłącznie na podstawie map topograficznych, co oznacza powrót do zastosowanej przez autora metody.

Wybrane do analizy 400 punktów rozmieszczono w ten sposób by możliwie jak najlepiej odzwierciedlić zróżnicowanie obszaru badań; 40 z nich umiejscowiono na równinnych obszarach Dołów Jasielsko-Sanockich, 120 na terenie pogórskim oraz 240 na terenie Beskidów, przy czym wśród tych ostatnich 50 znajdowało się w niezalesionych śródgórskich dolinach. Ze względu na bardzo duże zróżnicowanie tych obszarów zarówno pod względem środowiska, jak i pod względem uzyskanych dla tych obszarów korelacji analizę dokładności NMT przeprowadzono dla każdego z nich oddzielnie.

Wynikowy NMT został zaprezentowany na ryc. 19. Dla całego obszaru badawczego uzyskano zróżnicowanie wysokości terenu od -280 m p.p.m. do 860 metrów nad poziomem morza, przy rzeczywistym zróżnicowaniu wysokości od 220 metrów n.p.m. do 997 m n.p.m. Jak widać o ile górna granica wysokości w przybliżeniu jest mniej więcej zgodna z rzeczywistością maksymalną wysokością obszaru, to dolna granica jest o kilkaset metrów poniżej minimalnej granicy wysokości. Nie oznacza to, że na całym obszarze występują tak duże błędy. Ujemne

wysokości występują jedynie w południowo zachodniej części zdjęcia na terenie Beskidu Sądeckiego i na Słowacji. Przyglądając się dokładnie temu obszarowi możemy zauważyć, że nastąpiło tutaj na wynikowym modelu odwrócenie rzeźby co spowodowało błędy dochodzące do 1000 metrów. Obszary w rzeczywistości najwyższe mają na modelu najniższe wartości. Tereny, na których nastąpiło odwrócenie rzeźby znajdują się na południowy zachód od linii wyznaczonej przez położone w dolinach miejscowości Mochnaczka Wyżna i Niżna, Tylicz Muszynka. Uzyskanie odwrócenia rzeźby w tym terenie oraz duże błędy wysokościowe w całej południowo-zachodniej części obszaru są związane przede wszystkim z występowaniem tutaj dużych zwartych terenów leśnych charakteryzujących się bardzo niską korelacją, znacznie niższą niż wartość progowa, powyżej której można uzyskać wiarygodne wyniki oraz ze sposobem działania zastosowanego do rozwijania fazy algorytmu. Dzieli on cały obszar na pewną liczbę obszarów w obrębie których uważa się, że faza może zostać rozwinięta poprawnie. Po wykonaniu tej operacji obszary te są następnie ze sobą łączone. Niestety duże powierzchnie obszarów o bardzo niskiej korelacji uniemożliwiły poprawne bezwzględne połączenie obszarów ze sobą. Można dlatego w tej części obrazu zaobserwować tereny, w których względne rozwinięcie fazy dało całkiem dobre rezultaty (tj. względne różnice wysokości w takim terenie nie są obciążone dużym błędem) ale ostateczne bezwzględne wartości wysokości są obciążone dużym błędem, ponieważ błędnie zostały określone wzajemne relacje wysokościowe pomiędzy obszarami w trakcie ich ponownego łączenia. W efekcie powstały błędy dochodzące nawet do kilkuset metrów. Żeby błąd ten nie zaburzał analiz dokładności modelu w pozostałej części zdjęcia na obszarze tym nie wprowadzono w ogóle punktów kontrolnych i nie brano go pod uwagę w analizie dokładności NMT.

Uzyskana dokładność NMT została przedstawiona w tabeli 6. Jak widać zdecydowanie najlepsze wyniki zostały osiągnięte dla charakteryzujących się wysoką spójnością obszarach Dołów Jasielsko Sanockich. Tutaj średnia dokładność w pomierzonych punktach wynosiła 11,2 metra przy czym nigdzie nie przekraczała ona 24 metrów. Można zatem powiedzieć, że w tych optymalnych z punktu widzenia metody warunkach, uzyskano dokładność porównywalną z maksymalną dokładnością jaką można uzyskać dla modeli tworzonych na podstawie obrazów z satelitów ERS-1 i ERS-2.



Ryc. 19. Numeryczny Model Terenu wygenerowany z danych radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 25. i 26. września 1995 roku.

FIG. 19. Digital Elevation Model generated from radar images registered on 25th and 26th Sep. 1995.

Już znacznie większe błędy uzyskano niestety na obszarach pogórskich. Wahaly się one od kilkunastu do prawie 90 metrów przy czym praktycznie w każdym przypadku były to wartości przeszacowane. Najlepsza dokładność została uzyskana na stokach o stosunkowo łagodnym nachyleniu wykorzystywanych rolniczo. Tutaj wartości błędów nie przekraczały 30 metrów, przy czym mniej dokładne wyniki uzyskiwano w wyższych partiach stoków, co jest zupełnie naturalne i wynika z propagacji błędu. Na obszarach z dużym udziałem roślinności naturalnej oraz na terenach leśnych o niższej spójności sygnału niedokładności były znacznie większe.

Bardzo interesujące wydaje się być spostrzeżenie, że w obszarze pogórskim wszystkie uzyskane wysokości były przeszacowane. Sytuacja ta jest ściśle związana z charakterem środowiska, głównie z ukształtowaniem terenu wynikającym z jego budowy geologicznej. Niebagatelne znaczenie ma przy tym użytkowanie terenu mające duży wpływ na spójność sygnału. Dla garbów pogórskich charakterystyczne są dosyć strome stoki, zwłaszcza ich dolne partie oraz często bardzo płaskie wierzchowiny. Przy czym te ostatnie zwykle są wykorzystywane pod uprawę natomiast na stokach i u ich podnóża często znajdują się gospodarstwa oraz obszary z dużym udziałem roślinności naturalnej. Tak więc stoki charakteryzują się słabszą korelacją sygnału niż wierzchowiny. Na stromych dolnych partiach stoków gradient fazy jest bardzo duży. Wyżej kąt nachylenia dosyć gwałtownie się zmniejsza i stoki przekształcają się w wierzchowinę. Na interferogramie powoduje to zmniejszenie gradientu fazy. Ponieważ jednak obszary, w obrębie których następuje zmniejszenie się gradientu fazy cechują się często niezbyt wysoką korelacją, zmiana ta nie jest przez algorytm używany do rozwijania fazy "zaobserwowana" w odpowiednim momencie, co szczególnie na obszarach o niższej spójności sygnału prowadzi do znacznego przeszacowania wysokości. Drugą charakterystyczną cechą, jaką można zaobserwować, są różne wielkości bezwzględnych błędów w różnych częściach pogórzy. Tak jak w przypadku Beskidów jest to związane zapewne ze sposobem działania algorytmu. W tym jednakże przypadku ze względu na mniejsze powierzchnie i nieciągłość obszarów o bardzo niskiej spójności sygnału, błędy te są znacznie mniejsze.

Rozpatrując dokładność Numerycznego Modelu Terenu na obszarze Beskidów należy osobno potraktować tereny stromych zalesionych grzbietów górskich oraz płaskich niezalesionych dolin. Są to dwie grupy obszarów cechujące się zupełnie odmienną spójnością na obrazie. Zdecydowanie mniejsze błędy zaobserwowano w dnach dolin. Wahaly się one w granicach od 5 do 91 metrów przy czym były to wartości niedoszacowane. Analizując rozkład tych błędów można było zaobserwować dwie zależności. Po pierwsze wartość błędu rosła wraz z poruszaniem się w głąb dolin, to jest od strony Pogórza w kierunku Słowacji. U wylotu dolin oraz w ich początkowych fragmentach błędy te nie przekraczały często kilkunastu metrów. Przykładowo w okolicy Sękowej i Ropicy Górnej wahają się od 5 do 12 metrów,

w Kątach poniżej 10 metrów, okolice Ropy w granicach 20 metrów. W dalszych częściach tych, jak również innych dolin terenu badań błędy sukcesywnie stają się coraz większe. Po drugie dokładność NMT była w dolinach zależna również od ciągłości obszarów o wysokiej korelacji co jest bezpośrednio związane z szerokością dolin a zwłaszcza ich wlotów. Wysokości zaobserwowane w dolinach, które u wejścia są zamknięte obszarami o niskiej korelacji (np. dolina Hańczowej i Wysowej połączona z Ujściem Gorlickim tylko wąskim zalesionym przełomem) są obciążone znacznie większym błędem dochodzącym nawet do 90 metrów. Dla odmiany w szerokich dolinach, cechujących się dosyć wysoką korelacją, jak np. Dolina Zdyni błędy są znacznie mniejsze. Na obszarze między Zdynią, Smerekowcem i Gładyszowem wahają się w granicach od 10 do 25 metrów.

Znacznie większe błędy zaobserwowano w obrębie zalesionych grzbietów Beskidu Niskiego tutaj wahaly się one od kilkunastu do ponad 400 metrów (Góra Lackowa). W tym przypadku zaobserwowano zarówno obszary których wysokości zostały niedoszacowane jak i przeszacowane, przy czym tych pierwszych było znacznie więcej. Praktycznie cały ten obszar charakteryzuje się korelacją mniejszą niż 0,3 czyli poniżej wartości granicznej, która umożliwia prawidłowe rozwinięcie fazy interferogramu. Mimo to zachowany został przebieg głównych grzbietów. Z tej perspektywy tak wysokie błędy nie wydają się być niczym zaskakującym. Na ostateczny tak wysoki błąd składa się kilka przyczyn. Należą do nich: początkowy błąd wysokości u podnóża stoku, niska spójność sygnału, ukształtowanie terenu oraz filtarcja obrazów.

Błędy wysokości, jakie zaobserwowano na tych obszarach nie są wynikiem tylko i wyłącznie błędnego rozwinięcia fazy w obrębie stoków górskich ale także w pozostałych częściach zdjęcia. Jak już wspomniano wcześniej, praktycznie na całym dotychczas omawianym obszarze zarejestrowane na podstawie obrazów radarowych wysokości terenu są niedoszacowane. To sprawia, że często już na początku rozwijania fazy na obszarze grzbietów górskich proces ten może być obciążony sporym błędem. W okolicach Hańczowej i Wysowej to niedoszacowanie wysokości w dolinach dochodzi nawet do 90 metrów, co jest jedną z przyczyn tak dużych błędów w rejonie góry Lackowej. Grzbiety położone wokół dolin, których wysokość została określona z większą dokładnością charakteryzują się mniejszymi błędami.

Niedoszacowanie wysokości grzbietów Beskidu Niskiego jest również spowodowane tym, że zastosowany algorytm rozwijał fazę ze zbyt małym gradientem. Innymi słowy strome stoki zostały potraktowane jako znacznie bardziej łagodne niż są one w rzeczywistości. Można doszukiwać się dwóch przyczyn takiego stanu rzeczy. Pierwsza z nich jest związana z rzeźbą Beskidu Niskiego a pośrednio również z jego geologią. Można powiedzieć, że mamy sytuację odwrotną do tej, która była obserwowana w przypadku garbów pogórskich. Grzbiety Beskidu Niskiego zbudowane są z odpornych gruboławicowych piaskowców magurskich, co powoduje,

że górne partie stoków są często bardzo strome. Pod nimi leżą skały zbudowane ze znacznie mniej odpornych warstw łupkowo piaskowcowych, co w rzeźbie uwidacznia się znacznie łagodniejszymi przebiegami dolnych części stoków. Granica przebiegu tych warstw pokrywa się często z granicą obszarów leśnych a więc również z granicą między obszarami o wysokiej i niskiej spójności sygnału. Przy tak niskiej spójności sygnału algorytm nie „zauważa” zmiany gradientu fazy. Dodatkowo do sytuacji tej przyczyniła się filtracja interferogramów. Na terenach o stosunkowo wysokiej korelacji dała ona bardzo dobre rezultaty, usuwając wiele szumów z obrazu, zmniejszając znacznie ilość błędów. W przypadku obszarów o bardzo niskiej spójności sygnału działanie filtru okazało się już znacznie mniej korzystne. Ponieważ obserwowane wartości fazy były w sąsiadujących pikselach tej części obrazu bardzo przypadkowe, przefiltrowanie sygnału nie spowodowało wygenerowania wyraźnych prążków interferometrycznych a jedynie spowodowało zmniejszenie częstotliwości zmian fazy, której charakter pozostawał nadal przypadkowy. Przez algorytm rozwijający fazę zmniejszenie częstotliwości zmian fazy na skutek filtracji zostało odczytane jako zmniejszenie gradientu fazy i spowodowało powiększenie błędów.

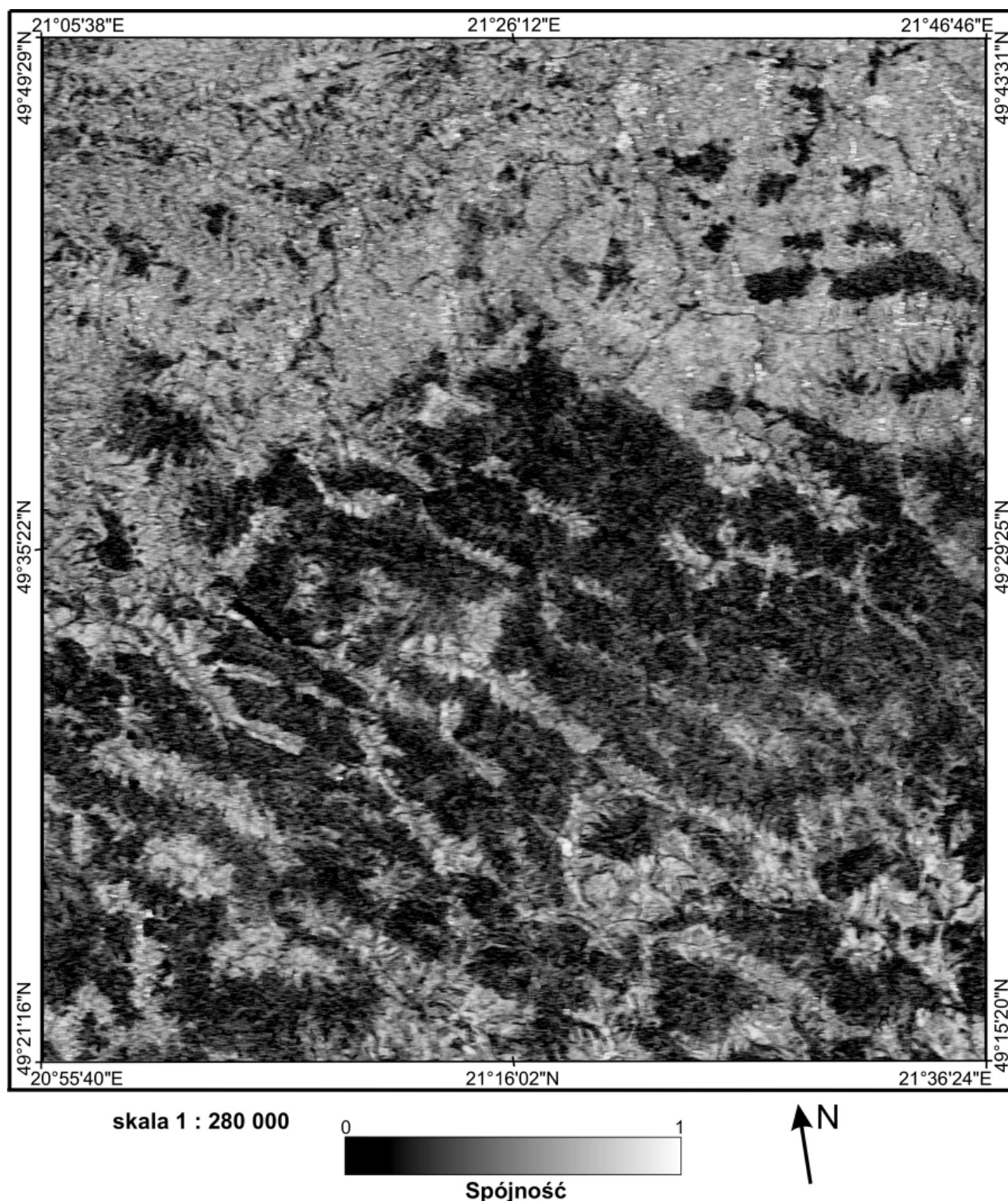
Nasuwa się zatem pytanie czy rozwinięcie fazy i wygenerowanie NMT na podstawie obrazu nieprzefiltrowanego nie przyniosłoby lepszych wyników. Niestety w takiej sytuacji zmienia się jedynie rozkład błędów. Jak już wcześniej wspomniano część grzbietów Beskidu Niskiego miała wysokości przeszacowane. Do przeszacowania wysokości doszło jedynie w południowo-wschodniej części Magurskiego Parku Narodowego przy granicy ze Słowacją. Na obrazie korelacyjnym możemy zaobserwować, że w stosunku do całego terenu badań jest to największy ciągielny obszar występowania bardzo niskiej spójności sygnału. Dokładniejsza analiza tej części NMT wykazała, że algorytm rozwijający fazę nie wziął w ogóle pod uwagę części występujących w tej okolicy mniejszych zalesionych dolinek i rozwijał fazę cały czas w jednym kierunku. To spowodowało, że mimo zaniżonego gradientu fazy ta część obszaru badań została miejscami przeszacowana nawet o 100 metrów. W przypadku NMT tworzonego na podstawie interferogramu nieprzefiltrowanego faza rozwijana była z większym gradientem. Z jednej strony spowodowało to mniejsze niedoszacowanie jednych obszarów, za to z drugiej strony duża część obszarów miała wysokości znacznie bardziej przeszacowane. Dodatkowo brak filtracji spowodował zwiększenie błędów w pozostałych częściach terenu cechujących się większą spójnością. Ogólnie modelu takiego nie można uznać za lepszy z punktu widzenia celu niniejszego opracowania.

Zachodzi jeszcze pytanie o to jak duży wpływ będzie miało zastosowanie tak niedokładnego modelu na jakość wygenerowanych z jego zastosowaniem interferogramów różnicowych a tym samym na dokładność pomiarów przesunięć na osuwiskach. Być może zastosowanie innego Numerycznego Modelu Terenu, np. SRTM mogłoby przynieść lepsze rezultaty. Ponieważ interferome-

tria radarowa jest metodą względną, bezwzględne wartości błędów wysokości nie mają tutaj największego znaczenia. O wiele bardziej istotne jest prawidłowe zrekonstruowanie wpływu, jaki ma ukształtowanie terenu na gradient fazy w obrębie poszczególnych osuwisk. Inaczej mówiąc o wiele bardziej istotna jest dokładność, z jaką zostanie określony kąt nachylenia i orientacja podlegającego osuwaniu się stoku niż dokładność określenia bezwzględnej wysokości nad poziom morza. Naturalnie dokładność ta będzie ściśle uzależniona od samego kąta nachylenia stoku (na stokach łagodniejszych obserwowane będą mniejsze błędy) oraz od spójności sygnału w obrębie osuwiska. Przy takim podejściu do problemu jakość wygenerowanego NMT nie jest aż tak zła, jak mogłaby się na początku wydawać. Największe błędy w gradiencie fazy a tym samym w kącie nachylenia stoku uzyskano dla stromych zalesionych górnych partii grzbietów Beskidu Niskiego, czyli na obszarach, gdzie nie spodziewano się wykryć osuwisk. Z punktu widzenia autora o wiele bardziej istotna jest dokładność uzyskana dla niższych łagodniejszych fragmentów stoków. Tutaj jest ona bardzo dobra. Przykładowo na stoku Bartniej Góry, na którym leży osuwisko Zapadle szczegółowa analiza uzyskanego modelu wykazała, że błąd ten jest zaniedbywalny. W innych częściach terenu badań sytuacja też jest pod tym względem dobra, tak że użycie innego modelu nie jest konieczne. Zwłaszcza, że model SRTM ma gorszą rozdzielczość terenową (90 metrów) co oznacza, że nawet przy mniejszych błędach wysokości bezwzględnej, dokładność kąta nachylenia poszczególnych fragmentów stoków w najbardziej interesujących autora fragmentach terenu jest gorsza ze względu na uśrednienie wartości nachylenia z większego obszaru.

Analiza interferogramów deformacyjnych

Analiza interferogramów deformacyjnych tak samo jak w przypadku Numerycznego Modelu Terenu zostanie przeprowadzona w dwóch etapach. Pierwszy z nich będzie dotyczył analizy obrazów spójności oraz interferogramów ze zwiniętą fazą przed odjęciem od nich informacji topograficznej. W drugim etapie analizie poddane zostaną końcowe produkty przetwarzania czyli interferogramy różnicowe (deformacyjne). Ze względu na duże różnice zarówno jeśli chodzi o bazę czasową jak i przestrzenną interferogramów, omówione one zostaną w trzech oddzielnych grupach. Do pierwszej z nich zaliczony został interferogram wygenerowany na podstawie obrazów z 17 i 18 lipca 1995 roku. Ze względu na rejestrację obrazów w zaledwie 24 godzinnym odstępie czasu oraz tylko 2 metrową przestrzenną bazę interferogramu charakteryzuje się on zupełnie odmiennymi właściwościami. Drugą grupę stanowią pozostałe interferogramy z 1995 roku generowane z obrazów zarejestrowanych w odstępie od 34 do 72 dni oraz posiadające bazy od 49 do 250 metrów. W trzeciej grupie znalazł się interferogram wygenerowany na podstawie obrazów z 2003 roku posiadający porównywalną bazę czasową



Ryc. 20. Obraz spójności wygenerowany ze zdjęć radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 17. i 18. lipca 1995 roku.

Fig. 20. Coherence image generated from ERS-1, ERS-2 interferometric pair registered on 17th and 18th Jul.1995.

ale cechujący się za to znacznie dłuższą bazą przestrzenną.

Spośród wymienionych powyżej par obrazów radarowych zdecydowanie najwyższą korelacją cechuje się obraz korelacyjny wygenerowany na podstawie danych

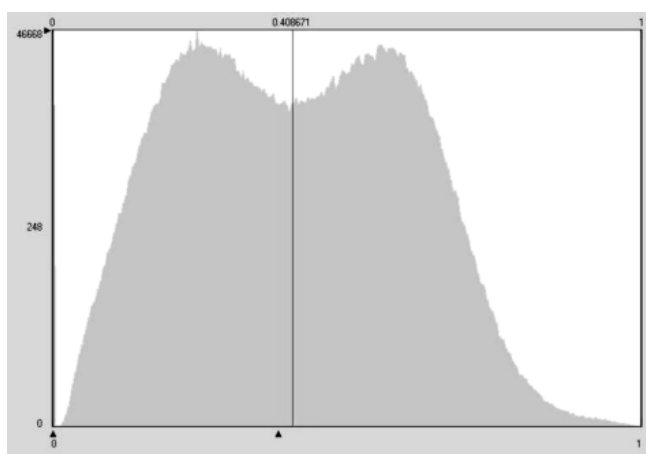
zarejestrowanych 17 i 18 lipca 1995 roku (ryc 20). Ze względu na taką samą 24-godzinną różnicę czasu pomiędzy zarejestrowaniem obu zdjęć lipcowych oraz zdjęć wrześniowych obraz ten jest bardzo podobny do obrazu wrześniowego wygenerowanego z pary zdjęć służących

Tabela 7. Spójność obrazu korelacyjnego wygenerowanego z danych zarejestrowanych w dniach 17. i 18. lipca 1995 w dziesięcioprocentowych klasach spójności.

Tab. 7. Coherence of image generated from data registered on 17th and 18th Jul. 1995. Coherence was divided on 10% classes.

Lp	Stopień spójności	Liczba pikseli	Procentowy udział w obrazie
1	0,91 – 1,00	17 808	0,26
2	0,81 – 0,90	73 080	1,09
3	0,71 – 0,80	318 580	4,73
4	0,61 – 0,70	874 264	12,98
5	0,51 – 0,60	1 096 688	16,28
6	0,41 – 0,50	1 030 520	15,30
7	0,31 – 0,40	1 039 808	15,44
8	0,21 – 0,30	1 109 448	16,48
9	0,11 – 0,20	873 320	12,97
10	0,00 – 0,10	300 692	4,47

do wytworzenia Numerycznego Modelu Terenu. Nie mniej jednak z powodu dużej różnicy w długości poprzecznej bazy interferogramu oraz z powodu odmiennego stanu środowiska wynikającego z innej pory roku zachodzą między nimi również bardzo istotne różnice. Rozkład spójności lipcowego obrazu korelacyjnego został przedstawiony w sposób graficzny w postaci histogramu na ryc. 21. oraz liczbowo w postaci tabeli 7. Możemy zauważyć, że na danym obszarze występują dwa wyraźne maksima korelacyjne skupione wokół wartości 0,24 oraz 0,56. Porównanie tego rozkładu z obrazem spójności wskazuje wyraźnie, że pierwsze z tych maksimów związane jest z lasami występującymi przede wszystkim w Beskidzie Niskim natomiast drugie z pozostałymi obszarami. Na obrazie wrzesniowym mieliśmy do czynienia z tylko jednym maksimum o bardzo niskiej wartości, które reprezentowało przede wszystkim lasy ale również sporą część innych obszarów, głównie tych, na którym występuje duży udział roślinności naturalnej.

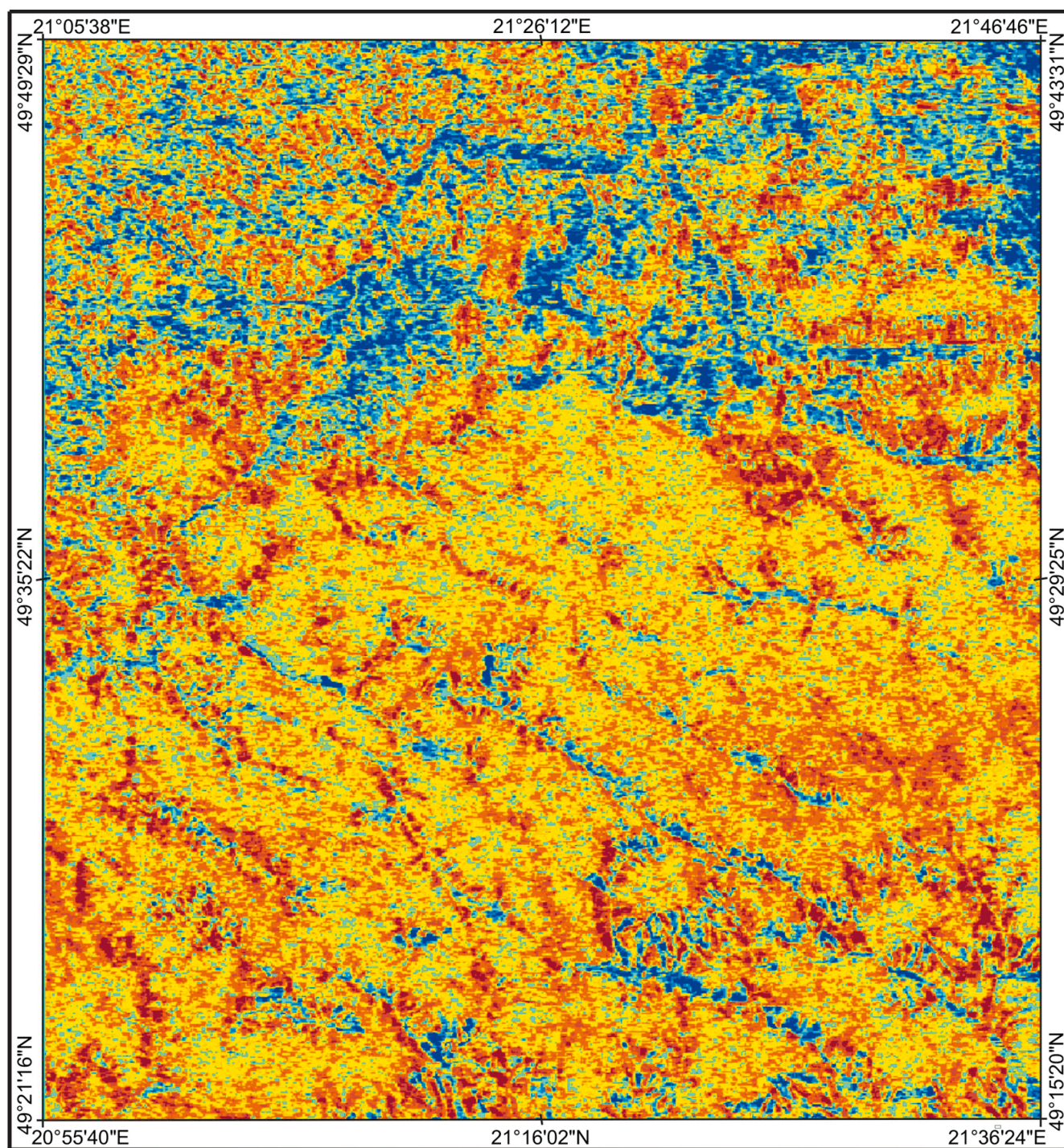


Ryc. 21. Histogram obrazu spójności sygnału wygenerowanego z danych zarejestrowanych 17. i 18. lipca 1995 roku.

Fig. 21. Histogram of coherence image generated from data registered on 17th and 18th Jul 1995

Porównanie tych obrazów z mapą topograficzną oraz ze zdjęciem satelitarnym (ryc. 3) pozwala stwierdzić, że obraz lipcowy zdecydowanie lepiej oddaje zasięg występowania terenów leśnych. Ponadto lasy te cechują się wyższym stopniem korelacji na obrazie lipcowym niż na obrazie wrzesniowym. W ogóle można powiedzieć, że średnio dla całego obszaru, lipcowy obraz spójności cechuje się znacznie wyższą korelacją – 0,41 w stosunku do korelacji na poziomie 0,29 we wrześniu. Prawie dwukrotnie spadł również udział obszarów o całkowitej utracie spójności sygnału (korelacja < 0,3) i na obrazie lipcowym wynosi on 33,92% przy ponad 61% na obrazie wrzesniowym, przy czym najbardziej zmniejszyła się ilość obszarów cechująca się najniższym współczynnikiem korelacji w granicach 0 – 0,1 (spadek z 24,25 do 4,47% obszaru) oraz od 0,1 do 0,2 (spadek z 25,50 do 12,97% obszaru). Związane jest to ze znaczącym wzrostem korelacji na terenach leśnych. Nie we wszystkich klasach spójności wzrost ten był jednakże tak samo duży. W przypadku obszarów charakteryzujących się korelacją powyżej 0,7 możemy mówić nawet o spadku ich powierzchni z prawie 8% do nieco ponad 6%.

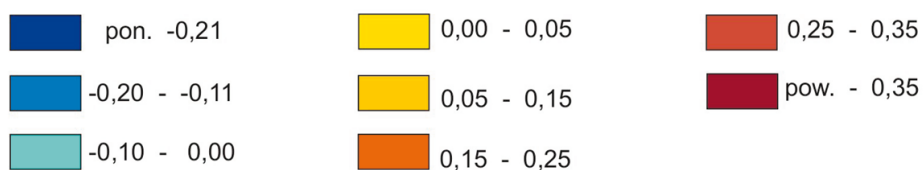
Wzrost stopnia korelacji niemalże w każdej klasie spójności nie oznacza wcale, że wzrosła ona na całym obszarze badań. Sumarycznie wzrost spójności nastąpił na 82% powierzchni obszaru, natomiast na 18% powierzchni terenu badań nastąpił jej spadek. Ryc. 22 przedstawia różnicę spójności sygnału pomiędzy obrazami korelacji wytworzonymi na podstawie zdjęć lipcowych i wrzesniowych. Kolory ciepłe oznaczają obszary charakteryzujące się wyższą spójnością w lipcu. Na obszarach oznaczonych kolorami zimnymi wyższą korelację można było zaobserwować we wrześniu. Szczegółowa analiza tego obrazu oraz jego porównanie ze zdjęciem satelitarnym z satelity Landsat prowadzi do konkluzji, że największy wzrost korelacji w lipcu w stosunku do września można zaobserwować w Beskidzie Niskim w dolinach śródgórskich w tych ich częściach, w których występują trwałe użytki zielone zwłaszcza te, które są w dużym stopniu przemieszane z obszarami o dużym udziale roślinności naturalnej (zakrzaczenia, niewielkie powierzchniowo zadrzewienia) oraz w obrębie pogórzy głównie na stokach charakteryzujących się dużą mozaiką różnych form pokrycia terenu również z dużym udziałem roślinności naturalnej. W tych dwóch typach obszarów wzrost korelacji oscylował najczęściej w przedziale od 0,2 do 0,4 osiągając miejscami w lipcu bardzo wysoki stopień spójności sygnału rzędu 0,6. Jest to bardzo istotne stwierdzenie z tego powodu, że są to również obszary, na których najczęściej możemy zaobserwować występowanie ruchów osuwiskowych. Drugą grupą obszarów, na których w lipcu obserwujemy wyższy stopień korelacji są tereny leśne. Tutaj, na niektórych obszarach współczynnik korelacji wzrastał nawet o 0,3, nie mniej jednak są również pewne fragmenty lasów, na których nie uległ on znaczącej poprawie. Na obszarach leśnych nie dało się zaobserwować praktycznie żadnej zależności pomiędzy wzrostem korelacji a np.: składem gatunkowym lasu czy ekspozycją stoków.



skala 1 : 280 000



Różnica koherencji sygnału



Ryc. 22. Różnica koherencji pomiędzy obrazem spójności wygenerowanym z danych radarowych zarejestrowanych 17. i 18. lipca oraz 25. i 26. września 1995 roku.

Fig. 22. The coherence difference of two interferometric pairs: 17th and 18th Jul 1995 and 25th and 26th Sep 1995.

Na prawie 20% obszaru badań na obrazie licowym wystąpił niższy współczynnik korelacji. Niższa spójność została zarejestrowana przede wszystkim na płaskich terenach użytkowanych rolniczo głównie w obrębie Dołów Jasielsko-Sanockich. Tutaj spadek korelacji wynosił miejscami nawet do 0,2. Zdecydowanie najbardziej niezmiennym i jednocześnie najwyższym stopniem spójności sygnału charakteryzują się na obu zdjęciach tereny zabudowane, zwłaszcza większe skupiska miejskie oraz niektóre z wielkoobszarowych gruntów ornych, gdzie w przypadku obu zdjęć współczynnik korelacji przekracza zazwyczaj wartość 0,7. Mniejszy o prawie 2% udział obszarów o tak wysokiej spójności na obrazie lipcowym jest związany z obniżeniem się korelacji, na niektórych wielkoobszarowych gruntach ornych.

Nie mniej istotne od różnic korelacji na obu obrazach jest określenie przyczyn, z których one wynikają. Jak już wspomniano wcześniej wydaje się, że mogą one wynikać z jednej strony z odmiennego stanu środowiska w lipcu i we wrześniu, wynikającego głównie ze zmian jakie zaszły w tym czasie w szacie roślinnej, z drugiej zaś strony mogą one być spowodowane dużymi różnicami w geometrii obrazowania w obu przypadkach (2 metrowa poprzeczna baza interferogramu w lipcu i prawie 300-metrowa we wrześniu). Określenie jednak, która z nich ma decydujące znaczenie wymaga nieco głębszej analizy. Zostanie ona przeprowadzona osobno dla poszczególnych głównych form pokrycia terenu na tym obszarze rozpoczynając od tych, które na obu obrazach cechują się najniższą korelacją.

W przypadku obszarów leśnych określenie przyczyn tak istotnych zmian w korelacji wydaje się być stosunkowo proste. Należy zwrócić uwagę na to, że na badanym obszarze występują zarówno lasy liściaste, iglaste i mieszane. Jest rzeczą oczywistą, że pomiędzy połową lipca i końcem września zdecydowanie większe zmiany zachodzą w obrębie lasu liściastego, ze względu na utratę przez drzewa liści w okresie jesiennym. Lasy iglaste nie podlegają w tym czasie zbyt istotnym zmianom pod względem ich cech fizycznych (tj. kształtu, wielkości, obecność igieł itp.) a więc nie powinno dojść w ich przypadku do jakichś dużych zmian w sposobie rozpraszania promieniowania radarowego. W przypadku lasów mieszanych stopień tych zmian jest uzależniony oczywiście od wielkości udziału drzew liściastych. W tej sytuacji, jeżeli stopień spójności sygnału miałby być w terenach leśnych uzależniony przede wszystkim od zmian środowiskowych to wydaje się być oczywiste, że największe różnice w wartości korelacji między lipcem i wrześniem powinny być obserwowane w obrębie lasu liściastego, tutaj bowiem dochodzi do najsilniejszych zmian charakterystyk rozproszeniowych obiektu. Takiej zależności jednakże nie da się zaobserwować. Znaczące zwiększenie spójności sygnału w lipcu w stosunku do września występuje zarówno w lesie liściastym, jak i iglastym, wydaje się nawet, że w przypadku tego ostatniego nieco częściej. Oznacza to, że jakkolwiek zmiany w cechach morfologicznych lasu przyczyniają się oczywiście do zmian charakterystyk rozproszeniowych obiektu, to nie

mają one w przypadku tego obrazu istotnego wpływu na stopień spójności sygnału.

Została do rozważenia jeszcze druga przyczyna, która w tym przypadku wydaje się mieć decydujące znaczenie. Jest nią zmiana kąta obserwacji. Należy pamiętać o tym, że las jest dla promieniowania radarowego takim typem powierzchni, w przypadku której decydujące znaczenie ma tak zwane rozproszenie od objętości. Promieniowanie mikrofalowe nie jest odbijane tylko i wyłącznie od najbardziej zewnętrznych liści (igieł) w szczytowych partiach koron drzew ale w dużej mierze przenika w głąb korony a czasem nawet do powierzchni ziemi. Zanim część z tego promieniowania zostanie odbita wstecznie w kierunku anteny odbiorczej, następuje często do jego wielokrotnego odbicia wewnątrz lasu. Wydaje się oczywiste, że w tej sytuacji wykonanie drugiej obserwacji (zarejestrowanie drugiego obrazu), w której w takim obiekcie doszło by do takiego samego odbicia promieniowania wydaje się być praktycznie niemożliwe. Przy wielokrotnym odbiciu do jakiego dochodzi w lesie, nawet niewielka zmiana kąta padającej fali musi spowodować duże zmiany przebiegu jej rozpraszania a tym samym dać zupełnie inną obserwację. Przy 300 metrowej długości bazy interferogramu, z jaką mamy do czynienia w przypadku obrazów wrześniowych zmiana kąta obserwacji jest na tyle duża, że powoduje praktycznie całkowitą utratę spójności sygnału. W lipcu natomiast długość tej bazy wynosi zaledwie dwa metry, co przy kilkuset kilometrowej wysokości lotu satelitów daje z geometrycznego punktu widzenia niemalże identyczną obserwację i umożliwia zachowanie w wielu fragmentach lasu stosunkowo wysokiej spójności sygnału.

Największe różnice w wartości korelacji między lipcem a wrześniem zaobserwowano na terenach zajętych przez trwałe użytki zielone oraz na terenach rolniczych z dużym udziałem roślinności naturalnej (tych, które charakteryzowały się małym udziałem gruntów ornych). Wydaje się, że na tych terenach w jednodniowych okresach badawczych do większej zmiany w stanie szaty roślinnej powinno dojść w lipcu, kiedy rośliny są jeszcze w fazie wzrostu. Miękkie, zielone łodygi traw, czy liście na drzewach są również bardziej podatne na zmiany położenia wywołane nawet niewielkimi podmuchami wiatru niż suche trawy w okresie jesiennym czy pozbawione liści gałęzie drzew. Tak więc z punktu widzenia zmian w szacie roślinnej i w ogóle w środowisku wyższą spójnością powinny cechować się obrazy wrześniowe. Taką tezę zdają się również potwierdzać obrazy spójności wygenerowane ze zdjęć zarejestrowanych w okresie 35-cio dniowym, które zostaną omówione nieco dalej. Niemniej jednak w przypadku jednodniowych okresów badawczych zdecydowanie wyższą korelacją na tych terenach charakteryzuje się obraz lipcowy. Wydaje się, że decydujące znaczenie ma tutaj znowu różnica w kącie obserwacji. Trwałe użytki zielone oraz obszary z dużym udziałem roślinności naturalnej (krzewy, drzewa) również są obszarami, w których udział rozproszenia od objętości w odbiciu jest bardzo wysoki, zwłaszcza

w przypadku stosunkowo krótkich długości fal pasma C. Stąd też, duże różnice w wartości korelacji w zależności od długości poprzecznej bazy interferogramu. Między lasami i trwałymi użytkami zielonymi zachodzi jednak dość istotna różnica. W tych ostatnich miąższość warstwy, która bierze czynny udział w rozproszeniu od objętości jest mniejsza. Stosunkowo niewielkie są również dla fali o długości 5,5 cm wymiary traw (zwłaszcza ich grubość), co powoduje, że część promieniowania może się odbić bezpośrednio od powierzchni gruntu. Dzięki temu na niektórych obszarach nawet przy 300 metrowej bazie interferogramu we wrześniu udało się zachować stosunkowo wysoką korelację natomiast w lipcu przy prawie identycznej geometrii obrazowania korelacja ta była bardzo wysoka. Można też zauważyć, że na łąkach, na których występuje również roślinność krzewiasta czy drzewiasta zmiany stopnia spójności sygnału między lipcem i wrześniem są większe niż na obszarach gdzie występuje tylko roślinność trawiasta. Obserwacja ta potwierdza tezę, że zmiana kąta obserwacji ma szczególnie duży wpływ na spójność sygnału przede wszystkim na tych obszarach gdzie udział rozproszenia od objętości we wstecznie rozpraszającym sygnale jest bardzo wysoki a miąższość warstwy, od której to rozproszenie następuje jest bardzo duża.

W zasadzie jedyną grupą obszarów, na których w lipcu zaobserwowano niższą spójność sygnału są grunty orne. Stało się tak pomimo korzystniejszej geometrii obrazowania w tym okresie. Tym razem związane jest to ze stanem środowiska naturalnego. W połowie lipca grunty orne pokryte są jeszcze bujną roślinnością, podczas gdy pod koniec września są one już zwykle zaorane. Potwierdza to znany powszechnie fakt, że na terenach pokrytych roślinnością sygnał zachowuje wysoką spójność przez znacznie krótszy okres czasu niż na obszarach bez szaty roślinnej. Jest to również związane z trudnością powtórzenia takiej samej obserwacji tej powierzchni, w przypadku której udział rozproszenia od objętości jest bardzo wysoki.

Jedynymi obszarami, które w lipcu i we wrześniu charakteryzują się podobnymi (i jednocześnie najwyższymi) współczynnikami korelacji są tereny zurbanizowane. W większych miejscowościach, ale czasem również w przypadku pojedynczych domostw, osiągają one nierzadko wartości powyżej 0,7. Jest to zjawisko powszechnie znane w literaturze interferometrycznej (Hanssen, 2001). Należy zwrócić uwagę na fakt, że wysoka korelacja sygnału jest tutaj zachowana w obu przypadkach pomimo dużych różnic w długości bazy interferogramu. Wydaje się, że jest to związane z brakiem występowania na tych terenach rozproszenia od objętości. Jeśli fala radarowa odbija się tylko i wyłącznie od powierzchni obiektów to powtórzenie takiej samej obserwacji nawet przy odmiennym kącie obrazowania wydaje się być zdecydowanie bardziej prawdopodobne.

Rodzi się jeszcze pytanie czy oprócz wyżej wymienionych czynników są jeszcze jakieś inne, które mogłyby spowodować różnice w wartości korelacji pomiędzy obrazem lipcowym i wrześniowym. Spośród czynników

środowiskowych w zasadzie tylko warunki atmosferyczne i zmiany wilgotności mogą być różne dla tych dwóch terminów. Pozostałe czynniki jak chociażby budowa geologiczna i ukształtowanie terenu są w obu przypadkach takie same, tak więc nie mogą spowodować tych różnic. Wspomniano co prawda, że duże zmiany korelacji zaobserwowano na stokach garbów pogórskich, wydaje się jednak, że są one raczej związane z rodzajem pokrycia terenu niż z samą rzeźbą, nie zaobserwowano bowiem na tych obszarach żadnych istotnych różnic w spójności sygnału związanych chociażby z kierunkiem ekspozycji stoku. Jeśli chodzi o warunki atmosferyczne to też nie mają one w przypadku tych dwóch obrazów istotnego znaczenia. Mogą one co prawda w pewien nieznaczny sposób obniżać stopień spójności sygnału, nie zaburzają one jednak w żaden sposób zależności stopnia spójności sygnału od form pokrycia terenu. Przedstawione powyżej zależności są widoczne na całym obszarze badań i w żadnej części obszaru nie ulegają istotnym zaburzeniom, które mogłyby być związane z niejednorodnością atmosfery.

Podsumowując porównanie obrazów korelacyjnych wygenerowanych na podstawie obrazów radarowych zarejestrowanych w lipcu i we wrześniu w jednodniowych odstępach czasu można powiedzieć, że na ternie Beskidu Niskiego i okolicznych pogórzy najistotniejszym czynnikiem środowiskowym mającym wpływ na stopień spójności sygnału jest rodzaj pokrycia terenu a zwłaszcza rodzaj występującej na nim szaty roślinnej, która w istotny sposób przyczynia się do obniżenia spójności sygnału w dużej mierze poprzez wzrost udziału rozproszenia od objętości w całości rozpraszanej wstecznie do anteny odbiorczej fali. Drugim czynnikiem odgrywającym nie mniej istotną rolę jest różnica w kącie obrazowania terenu w trakcie rejestracji dwóch obrazów służących do wygenerowania obrazu spójności i interferogramu. Czynnikiem ten związany pozornie tylko z geometrią obrazowania jest również silnie uzależniony od warunków środowiskowych tj. od rodzaju pokrycia terenu. Wydaje się bowiem, że znaczenie tego czynnika wzrasta bardzo mocno wraz ze wzrostem udziału rozproszenia od objętości w rozpraszanej fali oraz wraz ze wzrostem miąższości warstwy, od której to rozproszenie następuje. Niebagatelne znaczenie z punktu widzenia tej pracy ma fakt, że największy wzrost korelacji spowodowany poprawą geometrii obrazowania został zaobserwowany na stokach garbów pogórskich oraz w Beskidzie Niskim w dolnych mniej stromych partiach stoków zajętych głównie przez trwałe użytki zielone oraz tereny z dużym udziałem roślinności naturalnej. Są to bowiem tereny, na których najczęściej można obserwować ruchy osuwiskowe. Można stąd wysnuć wniosek, że w przypadku tego terenu badań dokładna powtarzalność przez satelitę swojej poprzedniej orbity staje się jednym z najistotniejszych czynników warunkujących możliwość wykrywania osuwisk metodą interferometrii radarowej.

Zupełnie inną korelacją cechują się obrazy spójności wygenerowane na podstawie danych radarowych zareje-

Tabela 8. Średnie wartości korelacji obrazów uzyskanych z poszczególnych par interferometrycznych.
 Tab 8. Average coherence value for all interferometric pairs

Lp.	obraz	Długość poprzecznej bazy interferogramu (m)	Baza czasowa interferogramu (dni)	korelacja obrazu			Powierznia obrazu z korelacją pow. 0,3 (%)
				średnia	mediana	moda	
1	25.09.95 – 26.09.95	294	1	0,294	0,203	0,086	38,61
2	17.07.95 – 18.07.95	2	1	0,409	0,406	0,242	66,08
3	17.07.95 – 22.08.95	49	36	0,158	0,133	0,102	8,02
4	18.07.95 – 22.08.95	47	35	0,150	0,125	0,098	7,51
5	22.08.95 – 25.09.95	93	34	0,174	0,152	0,117	8,93
6	22.08.95 – 26.09.95	201	35	0,143	0,117	0,086	7,12
7	17.07.95 – 25.09.95	44	70	0,147	0,121	0,109	7,35
8	17.07.95 – 26.09.95	250	71	0,126	0,109	0,094	5,21
9	18.07.95 – 25.09.95	46	69	0,145	0,120	0,103	7,28
10	18.07.95 – 26.09.95	248	70	0,128	0,124	0,110	5,38
11	01.07.03 – 09.09.03	749	70	0,103	0,098	0,091	3,16

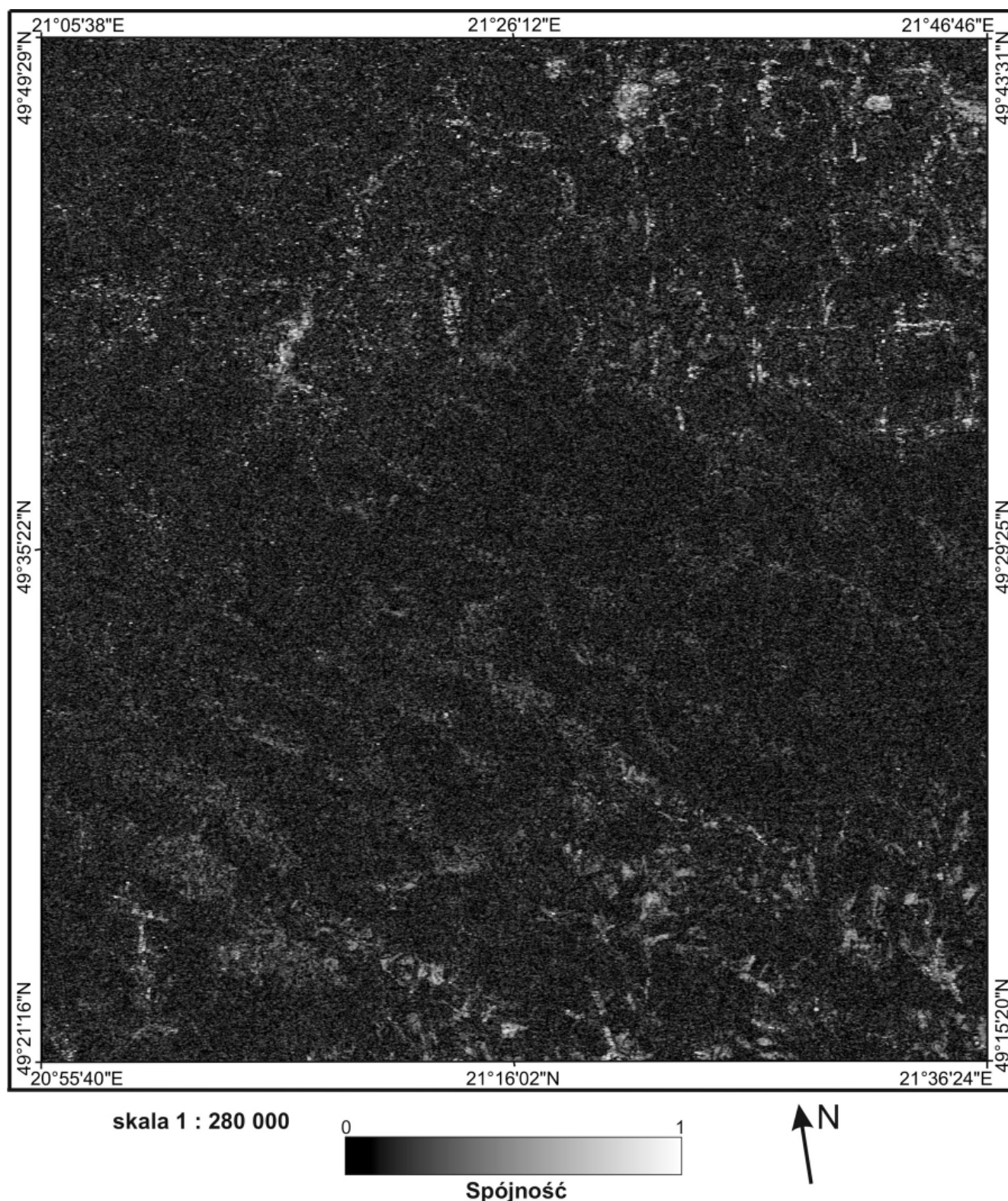
strowanych w odstępach trzydziestopięciu lub siedemdziesięciodniowych. Przykładowy taki obraz wygenerowany z obrazów zarejestrowanych 22 sierpnia i 25 września został przedstawiony na rycinie 23. Zrezygnowano z zamieszczania pozostałych obrazów ze względu na bardzo niewielkie wizualne różnice pomiędzy nimi. Statystyczne dane dotyczące wartości korelacji dla pozostałych par interferometrycznych zostały zaprezentowane w tabeli 8. Widać wyraźnie, że wszystkie te obrazy cechują się bardzo niską spójnością sygnału. W przypadku każdego z nich ponad 80% powierzchni terenu badań posiada korelację poniżej 0,3 a więc uniemożliwiającą prawidłowe rozwinięcie fazy sygnału. Jedynymi obszarami cechującymi się wysokim stopniem spójności sygnału są tereny zabudowane, głównie obszary większych miejscowości, gdzie korelacja nie spada raczej poniżej 0,45. W przypadku pozostałych obszarów jedynie niewielkie fragmenty dolin śródgórskich Beskidu Niskiego lub fragmenty wielkoobszarowych pól głównie po Słowackiej stronie granicy charakteryzują się korelacją powyżej 0,3 nie przekraczając jednak raczej wartości powyżej 0,4. Statystyczne różnice w spójności sygnału dla całych obrazów nie są zbyt duże. Średnia spójność sygnału zmienia się od 0,128 do 0,174. Mimo to można zaobserwować pewne zależności. W przypadku obrazów korelacyjnych wygenerowanych z obrazów zarejestrowanych w odstępie ok. 35 dni najwyższą korelacją cechuje się obraz powstały ze zdjęć wykonanych 22.08 i 25.09.1995.

Korelacja ta jest wyższa od korelacji obrazów letnich¹ pomimo tego, że obraz ten charakteryzuje się dwukrotnie dłuższą bazą interferogramu. Korelacja drugiego obrazu jesiennego (22.08–26.09) jest nieco niższa od korelacji obrazów letnich, ale wynika to prawdopodobnie z ponad czterokrotnie dłuższej poprzecznej bazy interferogramu. Można więc wyciągnąć wniosek, że okres późnego lata i wczesnej jesieni na terenie Beskidu Niskiego i pogórzy bardziej sprzyja zachowaniu wyższej korelacji niż środek lata.

¹ Interferogramy i obrazy spójności powstałe z dwóch zdjęć radarowych, z których jeden został zarejestrowany w lipcu a drugi w sierpniu będą nazywane obrazami letnimi, natomiast wygenerowane z jednego zdjęcia sierpniowego i jednego wrześniowego – jesiennymi.

Na podstawie przedstawionych statystyk można również zauważyć wpływ długości bazy czasowej na spójność. Wszystkie obrazy o bazie czasowej długości około 70 dni mają niższą korelację od obrazów wygenerowanych na podstawie danych rejestrowanych w odstępach około 35-dniowych. Trzeba jednakże przyznać, że w przypadku obrazów charakteryzujących się porównywalnej długości, stosunkowo krótkimi poprzecznymi bazami interferogramu (obrazy 3 i 4 oraz 7 i 9) różnica ta jest bardzo niewielka. O wiele wyraźniej zaznacza się wpływ długości prostopadłej bazy interferogramu. Różnica długości bazy rzędu około 200 metrów w 70-dniowych okresach badawczych powoduje spadek korelacji średnio o 0,019 podczas gdy dwukrotne wydłużenie okresu badawczego zmniejsza korelację jedynie o 0,008.

Przedstawione powyżej dane statystyczne dotyczą średnich wartości dla całych obrazów. Jednakże w przypadku poszczególnych rodzajów pokrycia terenu sytuacja jest trochę bardziej zróżnicowana. Tak jak w przypadku obrazów korelacyjnych wygenerowanych dla okresów jednodniowych, zdecydowanie najniższą spójnością charakteryzują się obszary leśne. Na większości z tych obszarów korelacja jest niższa od średniej dla całego obrazu i raczej nie przekraczają wartości 0,2. Porównując poszczególne obrazy można powiedzieć, że na stopień spójności sygnału w lasach nie ma specjalnego wpływu wybór okresu badawczego. Na obrazach jesiennych i letnich korelacja jest do siebie bardzo zbliżona o ile długości baz interferometrycznych są porównywalne. Zdecydowanie wyraźniejszy jest wpływ długości bazy interferogramu. Lasy na obrazach o krótszych bazach zachowują nieco wyższą spójność. Nie mniej jednak różnica ta nie jest zbyt duża ze względu na ogólny bardzo niski współczynnik korelacji. Ponieważ w lasach generalnie dekorelacja czasowa następuje bardzo szybko, to w ponad miesięcznym okresie badawczym nawet bardzo duża poprawa geometrii obrazowania nie jest w stanie w sposób istotny poprawić ogólnej spójności sygnału. W okresach siedemdziesięciodniowych również zaznacza się wpływ długości bazy na stopień spójności natomiast samo wydłużenie okresu badawczego nie powoduje już znaczących zmian. Ogólnie można zauważyć,



Ryc. 23. Obraz spójności wygenerowany ze zdjęć radarowych z satelitów ERS-2 i ERS-1 zarejestrowanych 22. sierpnia i 25. września 1995 roku.

Fig. 23. Coherence image generated from ERS-2, ERS-1 interferometric pair registered on 22nd aug and 25th sep 1995.

że wymienione powyżej czynniki nie powodują na omawianych obrazach zbyt dużych zmian w spójności sygnału a znaczący wpływ zmian korelacji lasu na ogólną korelację obrazu jest związany głównie z ich dużą powierzchnią na badanym obszarze.

Bardzo niską korelacją, niewiele wyższą od lasów charakteryzują się również tereny rolnicze z dużym udziałem roślinności naturalnej. I na tych obszarach różnice nie są zbyt duże. Można jednakże zauważyć pewną zmienność korelacji w zależności od tego, czy

obszary te występują w Beskidzie Niskim czy na pogórzcu. Jest to związane prawdopodobnie z nieco innym charakterem tych obszarów w tych dwóch jednostkach. W Beskidzie Niskim gdzie oprócz zakrzaceń i zadrzewień charakteryzują się one dużym udziałem trwałych użytków zielonych można zauważyć nieco wyższą korelację obrazu w okresie jesiennym. Na pogórzcu, gdzie wśród drzew i krzewów dominują gospodarstwa i użytki rolne zależność ta nie występuje. Na obszarze występowania tej klasy pokrycia terenu również zaznacza się wpływ długości bazy interferometrycznej na spójność sygnału. Jest on nieco wyższy niż w przypadku lasów ale również niezbyt duży. Wyraźniejszy jest w ok. 35-cio dniowych okresach badawczych.

Zdecydowanie większe różnice korelacji niż w przypadku omawianych wcześniej obszarów występują na terenach zajętych przez grunty orne. Tutaj różnice w stopniu spójności sygnału między poszczególnymi obrazami dochodzą nawet do wartości 0,15. Trudno jednakże zauważyć jakieś istotne zależności. Część pól uprawnych zachowuje wyższą korelację w okresie letnim a część w jesiennym, chociaż z większym wskazaniem na okres letni. Korelacja większości pól uprawnych na wszystkich zdjęciach waha się w granicach od 0,15 do 0,3 czasami tylko nieznacznie przekraczając tą wartość na niektórych gruntach wielkoobszarowych. Wydaje się, że tak duża zmienność jest związana przede wszystkim z dużą ingerencją człowieka. Wszystkie prace polowe typu żniwa, orka, czy inne w bardzo wyraźny sposób przyczyniają się do spadku spójności sygnału. Tak więc jeżeli na danym polu żadne prace nie są prowadzone w okresie pomiędzy czasem rejestracji zdjęć tworzących parę interferometryczną, to cechuje ono się wtedy względnie wysoką korelacją, natomiast w przypadku przeprowadzenia takich prac korelacja jest zwykle dużo niższa. W przypadku gruntów ornych zaznacza się również wpływ długości bazy interferometrycznej na spójność sygnału. Można również zauważyć dość znaczący spadek spójności sygnału wraz ze wzrostem długości okresu badawczego do 70 dni. Wynika to zapewne z faktu, że trudno na badanym obszarze znaleźć takie grunty orne, które między połową lipca i końcem września nie zostały poddane ingerencji człowieka.

Nieco więcej miejsca autor chciałby poświęcić obszarom zajętych przez trwałe użytki zielone i nieużytki porośnięte roślinnością trawiastą. Na omawianym terenie badań występują one najczęściej w dolnych partiach stoków dolin Beskidu Niskiego ale również i na terenie pogórzskim. Szczególnie zainteresowanie autora tą formą pokrycia terenu jest związane z częstym występowaniem na tych obszarach ruchów osuwiskowych. Na przeważającej większości obszarów porośniętych roślinnością trawiastą korelacja na omawianych obrazach waha się w przedziale od 0,17 do 0,3 z rzadka tylko przekraczając górną wartość i dochodząc maksymalnie do 0,4. Nie na wszystkich obrazach jest ona taka sama. W przypadku łąk zdecydowanie wyraźniej niż w przypadku innych rodzajów pokrycia terenu widać wpływ terminu rejestracji zdjęć na spójność sygnału.

Obszary te zachowały wyższą korelację w drugim – jesiennym okresie badawczym. Jest to szczególnie dobrze widoczne w przypadku porównywania obrazów charakteryzujących się podobnymi długościami baz interferometrycznych. Nie mniej jednak nawet w przypadku obrazu korelacyjnego o bazie długości 201 (czterokrotnie dłuższej od baz obrazów letnich) ale pochodzącego z okresu jesiennego korelacja na tych terenach jest nieco wyższa.

Drugim co do istotności czynnikiem wydaje się być długość poprzecznej bazy interferogramu. W przypadku siedemdziesięciodniowych okresów badawczych długości baz wahają się od 44 do 250 metrów. Powodują one dość istotną zmianę kąta obserwacji, której konsekwencją jest spadek spójności sygnału o mniej więcej 2 do 5 punktów procentowych. Jest to dosyć wyraźna zmiana w porównaniu do innych obszarów, choć z drugiej strony wydaje się mało istotna jeśli odniesie się ją do wpływu, jaki wywierała zmiana kąta obserwacji na korelację użytków zielonych na obrazach korelacyjnych charakteryzujących się jednodniową bazą czasową. W tamtym przypadku różnice dochodziły nawet do ponad 30 punktów procentowych przy zmianie długości bazy o niecałe 300 metrów. Wydaje się, że tak duże rozbieżności między tymi wartościami mogą mieć dwie przyczyny. Jedną z nich jest ogólnie niższa korelacja obrazów o dłuższych bazach czasowych, która powoduje, że różnice wywołane poszczególnymi czynnikami też nie są bardzo duże. Duże zmiany stanu fenologicznego roślin w przeciągu ponad dwóch miesięcy powodują, że nawet bardzo istotne poprawienie geometrii obrazowania nie może spowodować znaczącej poprawy spójności sygnału. Z drugiej strony mogą one wynikać z faktu, że na obszarach charakteryzujących się dużym udziałem rozpraszania od objętości w całkowitym rozpraszonym promieniowaniu zmiana kąta obserwacji ma tak istotne znaczenie tylko w przypadku bardzo krótkich prostopadłych baz interferogramu. Teren taki zachowuje wysoką spójność tylko i wyłącznie w przypadku, gdy obrazy są wykonywane z tego samego lub prawie identycznego punktu. Wydaje się prawdopodobne, że w przypadku takich terenów, gdzie może dochodzić do wielokrotnego odbicia tej samej fali prawdopodobieństwo powtórzenia obserwacji spada bardzo drastycznie nawet przy niewielkiej zmianie kąta obserwacji po czym przy większych kątach spadek ten jest już znacznie wolniejszy. Innymi słowy wzrost długości bazy interferogramu z jednego do np 50 metrów może powodować znacznie większą utratę spójności niż dalsze jej powiększenie z 50 metrów do 300. Niestety dostępne autorowi materiały teledetekcyjne nie pozwalają na dokładne potwierdzenie tej tezy ze względu na brak par obrazów radarowych zarejestrowanych w odpowiednio dużym odstępnie czasu i jednocześnie charakteryzujących się prawie zerową długością poprzecznej bazy interferogramu. Wydaje się, że w omawianym przypadku niewielki wzrost korelacji łąk przy dużej poprawie geometrii obrazowania może być związany z oboma czynnikami, trudno jest jednakże określić, który z nich jest bardziej istotny.

Kolejnym parametrem mającym wpływ na spójność sygnału jest długość okresu badawczego. Jednakże, dla omawianych danych nie miał on zbyt istotnego znaczenia. O ile porównywane były obrazy charakteryzujące się porównywalną długością bazy interferogramu (np. 3, 4 i 9 z tabeli 8) to wydłużenie okresu badawczego z 35 do 70 dni nie powodowało na obszarach zajętych przez roślinność trawiastą znaczącego spadku korelacji.

Ostatnią grupą obszarów wymagających omówienia są tereny zabudowane. Są to obszary charakteryzujące się zdecydowanie najwyższą korelacją osiągającą wartości nie mniejsze niż 0,45. Na podstawie analizy dostępnych danych można zauważyć, że nie ma na nią zbyt dużego wpływu ani wybór okresu badawczego ani jego długość. W tym przypadku największy spadek spójności sygnału możemy zaobserwować wraz ze wzrostem długości prostopadłej bazy interferogramu.

Jeszcze gorszą spójnością, od omówionych powyżej obrazów, charakteryzuje się obraz wygenerowany na podstawie danych z 2003 roku. Bez wątplenia wynika to z dość długiego okresu badawczego (70 dni) a przede wszystkim z bardzo dużej wynoszącej ponad 700 metrów prostopadłej bazy interferogramu, która jest przyczyną niskiej korelacji nawet w terenach miejskich. Jest to obraz zdecydowanie najgorszej jakości nie wnoszący do analizy, żadnych nowych informacji.

Z przeprowadzonej powyżej analizy wynika, że jedynie obrazy korelacyjne wygenerowane z danych zarejestrowanych w jednodniowym odstępie czasu charakteryzują się zadowalającą z punktu widzenia celu niniejszej pracy spójnością sygnału i to też z wyłączeniem terenów leśnych. W przypadku pozostałych obrazów zdecydowana większość obszaru badań charakteryzuje się korelacją niższą od najmniejszej wartości korelacji (0,3) pozwalającej według wielu autorów (np.: Rott, Siegel, 1999) na prawidłowe rozwinięcie fazy. Jeżeli, za wartość progową przyjmiemy korelację 0,4, do której skłania się część autorów (Delacourt i in., 2003), to okaże się, że poza terenami miejskimi poprawne rozwinięcie fazy i uzyskanie wartościowych informacji nie będzie możliwe. Oznacza to również niestety, że niemożliwe okaże się również wykrycie ruchów masowych metodą interferometrii radarowej a tym samym przedstawiona na początku pracy hipoteza badawcza będzie musiała ulec weryfikacji. Wnioski te zostaną potwierdzone w trakcie analizy interferogramów różnicowych.

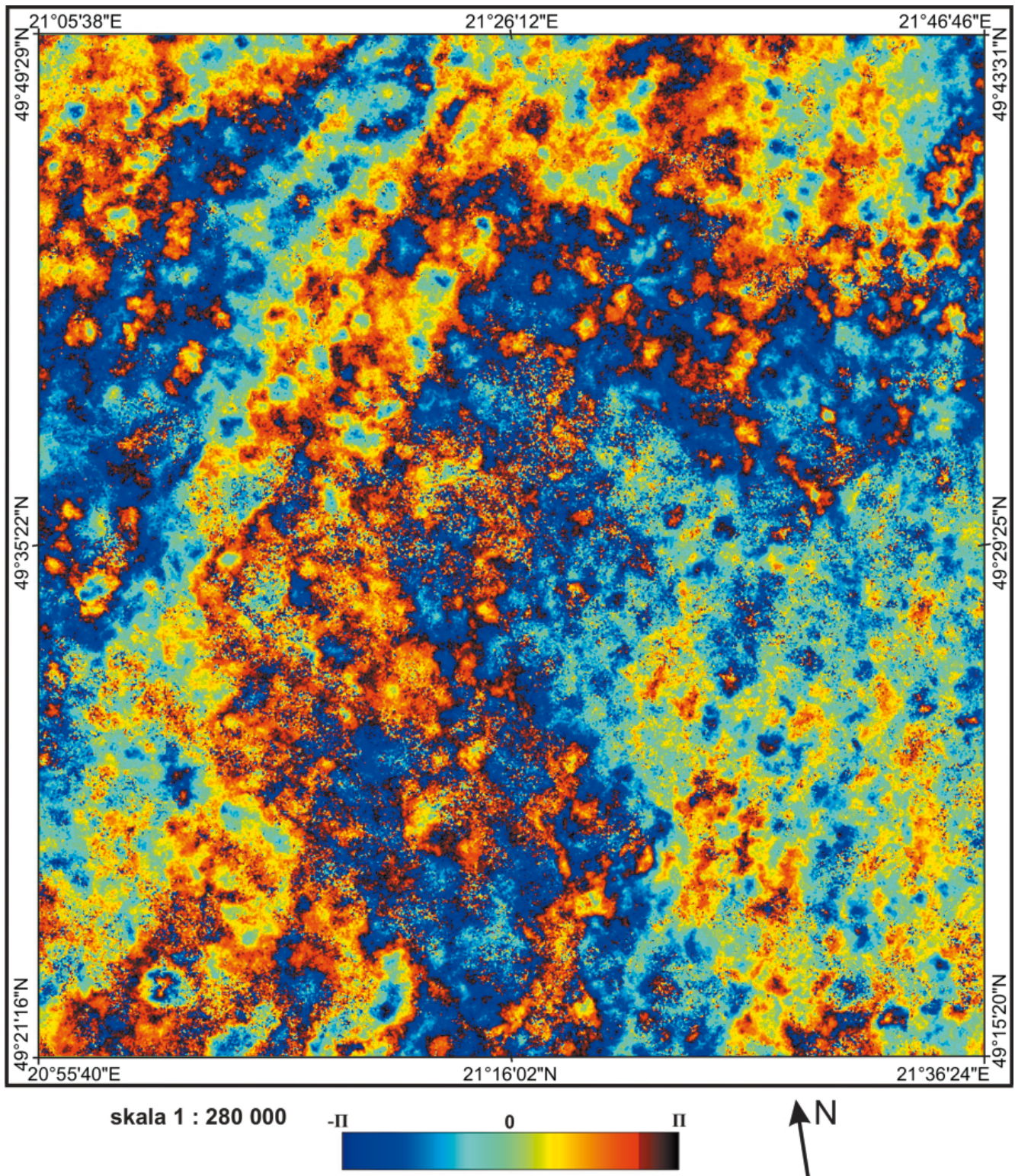
Stopień spójności sygnału przedstawiony na obrazach korelacyjnych w bezpośredni sposób przekłada się na jakość interferogramów. Zdecydowanie najmniej szumów posiada charakteryzujący się najwyższą koherencją interferogram z 17. i 18. lipca 1995 roku (ryc. 24). Możemy zauważyć, że praktycznie na całym obrazie sygnał jest spójny, co jest odzwierciedlone w wyraźnych prążkach interferometrycznych. Jedynie w środkowej części obrazu widzimy niewielkie obszary charakteryzujące się dużą ziarnistością, które odpowiadają obszarom o najniższej koherencji na obrazie spójności. Interferogram ten przedstawiony jest w postaci względnej przed

rozwinięciem fazy. Zmiana kolorów od granatowego do brązowego odpowiada pełnemu cyklowi fazowemu od 0 do 2π . Charakterystyczny dla tego interferogramu jest brak konieczności usuwania z niego informacji topograficznej metodą różnicową. Za ledwie dwumetrowej długości poprzeczna baza interferogramu powoduje, że niepewność fazy (ang. phase ambiguity) spowodowana ukształtowaniem terenu wynosi ponad 4400 metrów. Oznacza to że wpływ, jaki na wartość fazy wywierają nawet maksymalne deniwelacje terenu występujące na badanym obszarze (w skali całego obrazu ok 700 metrów) jest niewiele większy od dokładności jej pomiaru przez sensory satelity. W takiej sytuacji rodzi się pytanie, jakie elementy środowiska przyrodniczego mogły spowodować widoczną na obrazie zmienność fazową.

Jak już wspomniano nie może to być ukształtowanie terenu. Poza przytoczonymi powyżej argumentami widać wyraźnie, że rozkład istniejących na obrazie prążków nawet z grubsza nie odpowiada topografii tego terenu. Układają się one w dwa wyraźne wzory. Jeden z nich widoczny jest w postaci bardzo dużych przestrzennie pasów ułożonych mniej więcej równolegle do siebie i przebiegających z południowego zachodu na północny wschód przez cały obraz. Drugi wzór charakteryzuje się znacznie większą częstotliwością zmiany fazy i widoczny jest w postaci mniej lub bardziej owalnych plam o rozciągłości najczęściej około kilkuset metrów. Taki rozkład fazy nie może być również spowodowany deformacjami terenu. Po pierwsze dlatego, że pod względem obszarowym są one zdecydowanie mniejsze i nie występują na całym terenie badań. Poza tym jednodniowy okres badawczy jest w tym przypadku zbyt krótki, by mogłyby one zostać zaobserwowane.

Jedynie prawdopodobne wytłumaczenie, jakie się nasuwa jest takie, że powstałe na obrazie prążki wynikają z wpływu atmosfery na sygnał interferometryczny. Ściślej rzecz ujmując są one wypadkową zmiany fazy spowodowanej dwoma różnymi stanami atmosfery zarejestrowanymi w trakcie pozyskiwania dwóch obrazów radarowych, z których powstał omawiany interferogram. W dniach 17 i 18 lipca w godzinie rejestracji obrazów zachmurzenie nad badanym obszarem oscylowało w granicach od 3 do 6. Ze stacji monitoringu środowiska w Szymbarku obserwowane były chmury cirrus, cumulus, altocumulus i stratocumulus. Widoczne na interferogramie prążki układające się w niezbyt wielkie plamy mogą być związane z wypadkowymi niejednorodnościami atmosfery spowodowanymi obecnością chmur. Natomiast przechodzące przez obraz szerokie pasy są być może spowodowane zmianami parametrów atmosfery wynikającymi z rozkładu większych mas powietrza.

Zdecydowanie gorszą spójnością charakteryzują się pozostałe interferogramy. Na ryc. 25 przedstawiono przykładowo charakteryzujący się stosunkowo najwyższą koherencją obraz uzyskany z danych zarejestrowanych 22 sierpnia i 25 września 1995 roku. Jest to interferogram ze zwiniętą fazą przed usunięciem informacji topograficznej. Widać wyraźnie, że w terenach leśnych

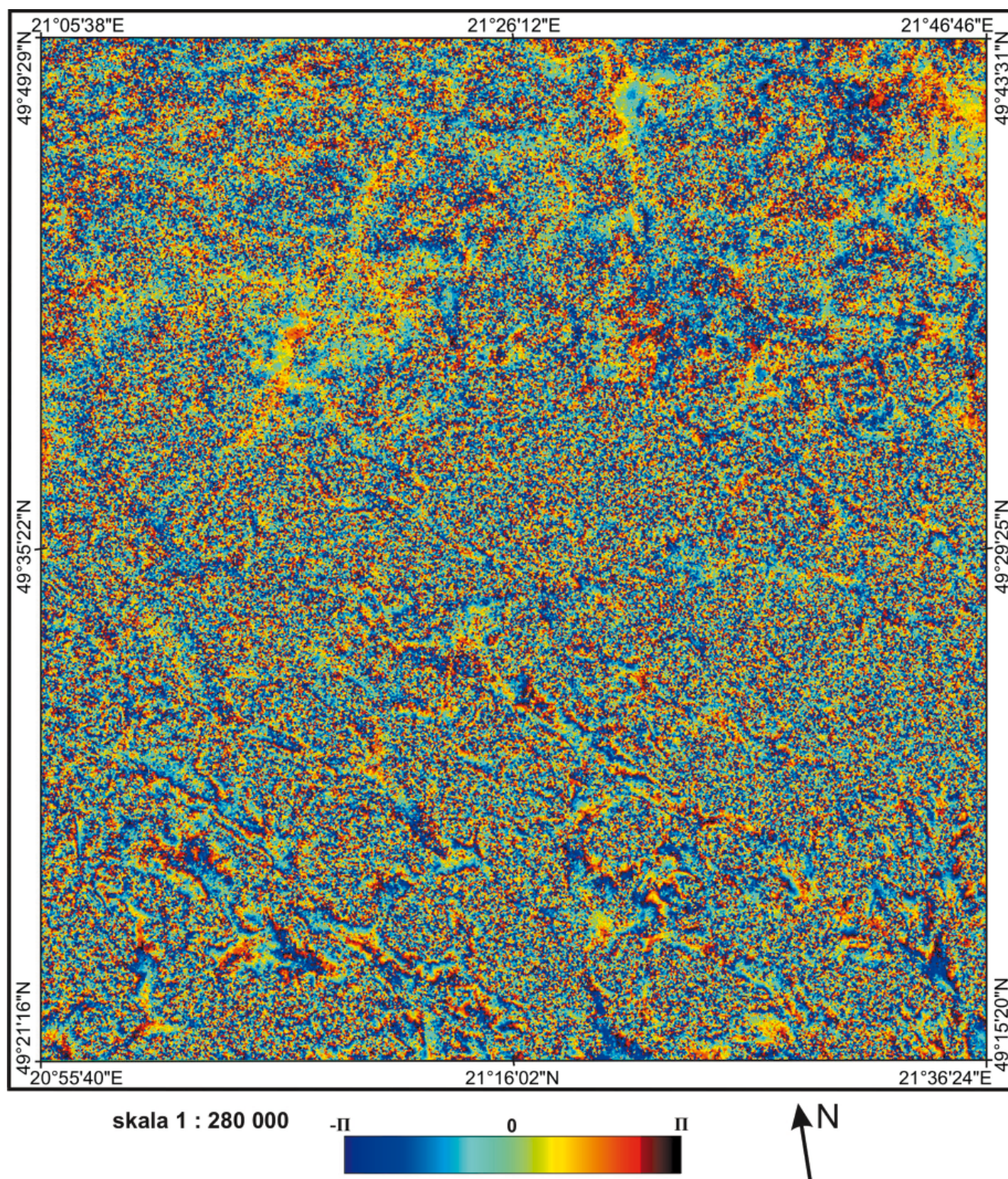


Ryc. 24. Interferogram ze zwiniętą fazą wygenerowany z obrazów radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 17. i 18. lipca 1995 roku.

Fig. 24. Wrapped interferogram generated from ERS-1, ERS-2 data registered on 17th and 18th Jul 1995

nastąpiła całkowita dekorelacja sygnału. Nie występują tam żadne wyraźne prążki a jedynie ziarnisty szum o dużej częstotliwości zmian. Pewne wzory związane z ukształtowaniem terenu można zaobserwować jedynie na terenie pogórza oraz w dolinach po Słowackiej stronie Beskidów, nie mniej jednak i w tych rejonach po powięk-

szeniu obrazu (ryc 26.a) widać wyraźnie bardzo duży udział zaciemniającego obraz szumu. Najwyraźniejsze prążki można zaobserwować na obszarach zabudowanych zwłaszcza w większych miejscowościach takich jak Gorlice i Jasło (ryc. 26.b i c), które na obrazach korelacyjnych cechowały się najwyższą spójnością.



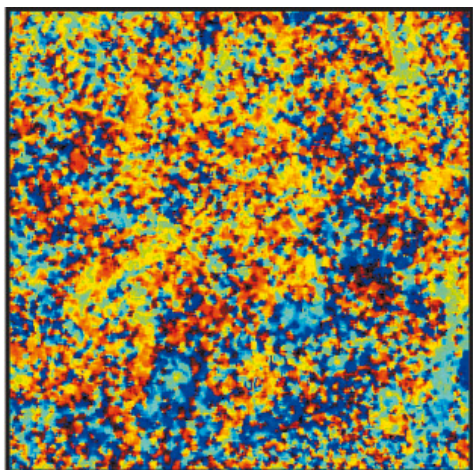
Ryc. 25. Interferogram ze zwiniętą fazą wygenerowany z obrazów radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 25 września. i 22. sierpnia 1995 roku.

Fig. 25. Wrapped interferogram generated from ERS-1, ERS-2 data registered on 25th Sep. and 22nd Aug 1995

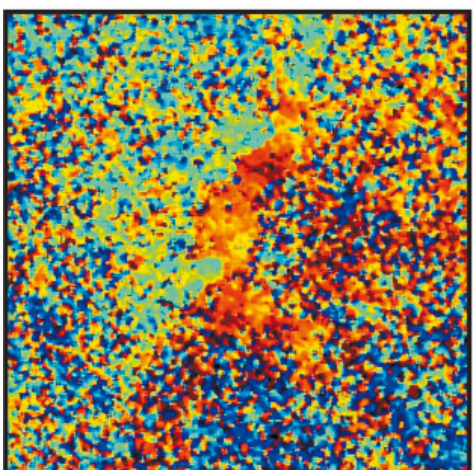
Na ryc. 27 zaprezentowano ten sam interferogram już po zastosowaniu metody różnicowej i po usunięciu informacji topograficznej. Na przeważającej części obrazu widoczny jest przede wszystkim ziarnisty szum, który uniemożliwia prawidłowe rozwinięcie fazy i uzyskanie informacji o deformacji gruntu. Ani na tym ani na

żadnym innym z pozostałych interferogramów pochodzących z danych zarejestrowanych w odstępie miesięcznym lub dłuższym nie udało się zaobserwować, żadnych spójnych prążków, które mogłyby sugerować jakkolwiek związek z ruchami osuwiskowymi. Wszystkie mogące się znajdować na nich tego typu informacje

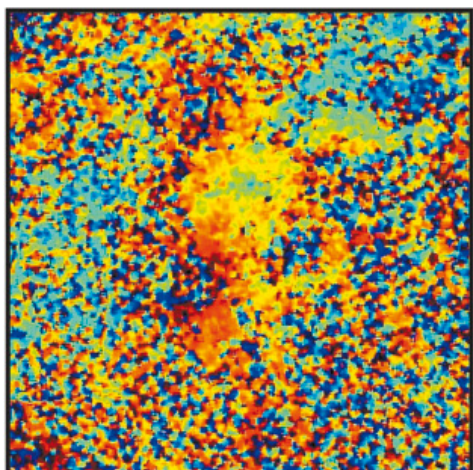
26a



26b



26c

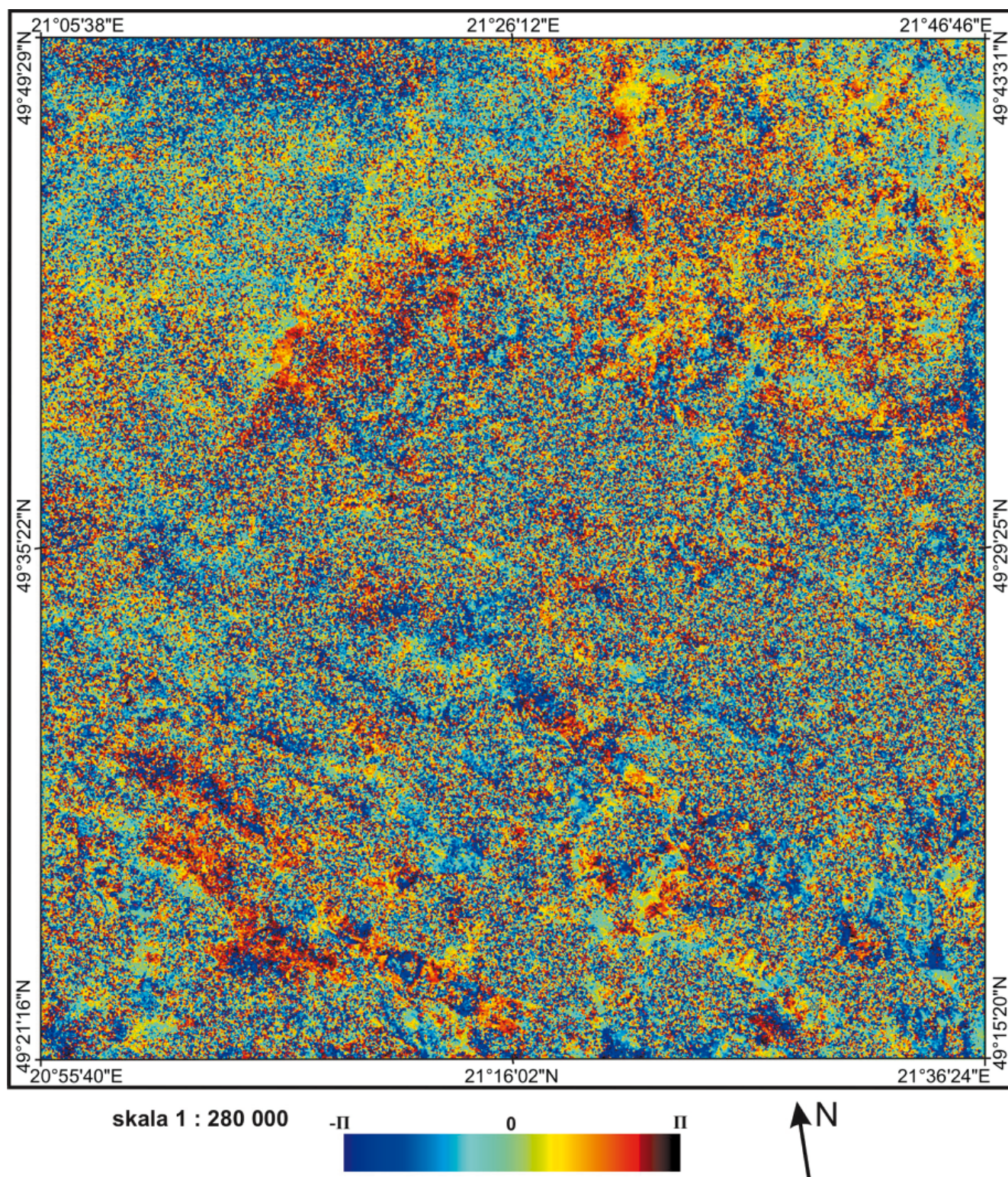


Ryc. 26. Fragment interferogramu różnicowego wygenerowanego z obrazów radarowych zarejestrowanych 22. sierpnia i 25. września 1995 roku. 26a – okolice Żmigrodu, 26b – Gorlice i okolice, 26c – Jasło i okolice.

Fig. 26 A part of differential interferogram generated from ERS-1, ERS-2 images registered on 25th Sep. and 22nd Aug 1995. 26a – Żmigród and its surroundings, 26b – Gorlice and its surroundings, 26c – Jasło and its surroundings.

zostały zaburzone przez silny szum spowodowany dekorrelacją czasową sygnału, której przyczyny zostały szeroko omówione w trakcie analizy obrazów spójności. Oznacza to, że dostępne autorowi do analizy dane radarowe nie pozwoliły na potwierdzenie przedstawionej na początku pracy hipotezy o możliwości wykrywania na obszarze Beskidu Niskiego ruchów masowych metodą interferometrii radarowej. Należy jednakże również stwierdzić, że jej również nie obalili. Wskazały jedynie, że zastosowane w pracy obrazy oraz rejestrujące je sensory charakteryzują się parametrami, które nie są w stanie sprostać trudnym warunkom środowiskowym Beskidu Niskiego i okolicznych pogórzy. Nie oznacza to jednak, że metoda ta nie może zostać z powodzeniem wykorzystana w przyszłości przy użyciu innych danych charakteryzujących się lepszymi parametrami. Problem ten zostanie szerzej rozwinięty w kolejnym rozdziale.

Mimo braku na interferogramie informacji, które można by było powiązać z deformacjami gruntu, można na nim zaobserwować pewne wzory. Porównując ich układ z układem prążków na interferogramie sprzed zastosowania metody różnicowej widać wyraźnie, że przestrzennie pokrywają się one ze sobą, aczkolwiek częstotliwość występowania prążków na interferogramie różnicowym jest zdecydowanie mniejsza. Sugeruje nam to, że są one związane z niedoskonałym usunięciem z interferogramu różnicowego informacji topograficznej. Wynika to z dużej niedokładności zastosowanego Numerycznego Modelu Terenu. Fakt ten jeszcze dobitniej pokazuje, jak bardzo istotne jest wykorzystanie na obszarze Beskidu Niskiego we wszystkich pracach ineterferometrycznych par obrazów charakteryzujących się bardzo małą prostopadłą bazą interferogramu. Duża powierzchnia zwartych kompleksów leśnych powoduje, że uzyskiwane metodą interferometryczną modele są bardzo niedokładne i nie pozwalają na całkowite usunięcie informacji topograficznej z interferogramów deformacyjnych. Dodatkowo, jak już zostało to wspomniane na tego typu obszarach, gdzie w odbiciu radarowym dominuje rozproszenie od objętości zmiana kąta obserwacji powoduje bardzo dużą dekorrelację geometryczną. Jej znaczenie na badanym obszarze jest świetnie widoczne na ryc. 28. Obraz ten przedstawia interferogram różnicowy, różniący się od poprzedniego dłuższą o ok. 100 metrów poprzeczną bazą interferogramu. Okres obserwacji dłuższy zaledwie o jeden dzień nie ma tu większego znaczenia. Widać wyraźnie, że o ile na poprzednim interferogramie można było zaobserwować pewne prążki, to w tym przypadku, zawiera on tylko i wyłącznie szum. Zbliżoną lub gorszą jakością do omówionych już interferogramów charakteryzują się pozostałe możliwe do wygenerowania obrazy. Autor zrezygnował z ich graficznej prezentacji ponieważ nie dają one możliwości pogłębienia przeprowadzonej do tej pory analizy. Z tych samych przyczyn nie zostały również umieszczone interferogramy po rozwinięciu fazy. Duży udział szumu w sygnale nie pozwolił na przeprowadzenie tego procesu z zadowalającym rezultatem.



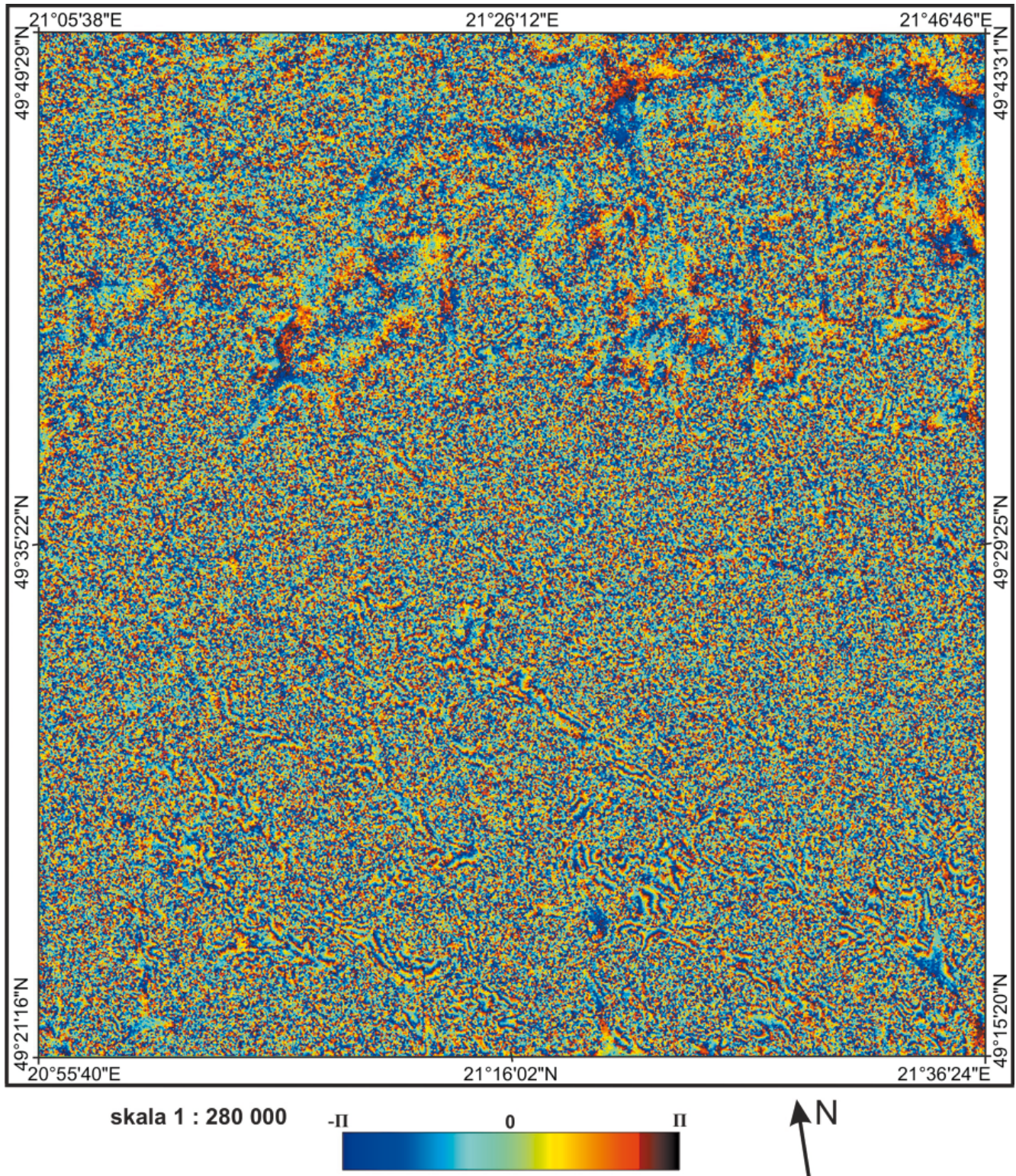
Ryc. 27 Interferogram różnicowy ze zwiniętą fazą wygenerowany z obrazów radarowych z satelitów ERS-1 i ERS-2 zarejestrowanych 25 września i 22. sierpnia 1995 roku.

Fig. 27 Differential interferogram generated from ERS-1, ERS-2 images registered on 25th Sep. and 22nd Aug 1995

Wnioski i perspektywy

Przeprowadzona w poprzednim rozdziale analiza interferogramów różnicowych wykazała, że na podstawie zastosowanych w pracy obrazów radarowych niemożliwe jest wykrycie osuwisk metodą interferometrii

radarowej. Tym samym niemożliwe jest również zbadanie wielkości deformacji gruntu w ich obrębie. W przypadku inetrferogramu wygenerowanego z obrazów zarejestrowanych 17. i 18. lipca 1995 roku bezpośrednią przyczyną niepowodzenia był zbyt krótki czas, jaki upłynął pomiędzy rejestracją obrazów służących do jego



Ryc. 28. Interferogram ze zwiniętą fazą wygenerowany z obrazów radarowych z satelitów ERS-2 zarejestrowanych 26. września i 22. sierpnia 1995 roku

Fig. 28. Differential interferogram generated from ERS-1, ERS-2 images registered on 26th Sep. and 22nd Aug 1995

wygenerowania. Deformacje istniejących na badanym obszarze osuwisk zachodzą zbyt wolno by mogły być zarejestrowane w trakcie trwającego zaledwie dobie okresu badawczego. W przypadku pozostałych interferogramów negatywny wynik badań był spowodowany zbyt niską koherencją obrazów, która uniemożliwiła

wygenerowanie spójnych prążków fazowych. Informacja związana z przemieszczaniem się gruntu w obrębie osuwisk została zatarta poprzez przypadkowe zmiany fazy wywołane przez inne czynniki.

Elementem środowiskowym, który najmocniej przyczynił się do dekorelacji sygnału była gęsta szata ro-

ślinna. Szczególnie wyraźnie problem ten zaznaczył się w lasach, ale również na terenach zajętych pod użytki zielone oraz uprawy miał on decydujące znaczenie. Analiza wykorzystanych w pracy obrazów korelacyjnych wykazała, że utrata spójności sygnału na obszarach porośniętych roślinnością ma swoje źródła zarówno w dekorelacji czasowej wywołanej zmianami, jakie nastąpiły w środowisku (związanymi ze zmianami fenologicznymi roślin, wilgotności, zmianami wywołanymi działalnością człowieka a także opóźnieniem sygnału w atmosferze), jak również w dekorelacji geometrycznej, której znaczenie jest szczególnie duże na obszarach, w których we wstecznie rozpraszonym promieniowaniu duży udział ma rozproszenie od objętości. Do takich terenów bez wątplenia należy zaliczyć obszary pokryte szatą roślinną. W takich przypadkach, w których często dochodzi do zjawiska wielokrotnego odbicia, nawet minimalna zmiana kąta padania promieniowania mikrofalowego może spowodować duże zmiany w sposobie rozpraszania fali, powodując tym samym bardzo duży spadek korelacji sygnału. Wydaje się, że spadek ten następuje szczególnie szybko w początkowej fazie zmiany kąta obserwacji, tj. przy bardzo krótkich bazach. Przy dłuższych bazach następuje naturalnie dalsza utrata spójności ale nie zachodzi ona już w tak szybkim tempie. Ponieważ zarówno w Beskidzie Niskim jak i na Pogórzu tereny podlegające osuwaniu są zazwyczaj pokryte gęstą szatą roślinną oznacza to, że jednym z kluczowych warunków, jakie powinny spełniać systemy radarowe służące do wykrywania deformacji w tego typu środowiskach jest zdecydowanie lepsza niż do tej pory kontrola powtarzalności orbit w trakcie ponownego przelotu satelity nad tym samym obszarem.

Ze względu na niewielki zbiór danych, jakim dysponował autor trudno jest jednoznacznie ocenić, jak duża jest waga omawianego czynnika oraz określić jednoznacznie granicę długości prostopadłej bazy interferogramu, która nie spowoduje jeszcze znaczącej dekorelacji geometrycznej na obszarach z dużym udziałem rozpraszania od objętości. Wydaje się, że nie powinna ona przekraczać kilku, maksimum kilkunastu metrów. W przypadku interferogramów powstałych z danych zarejestrowanych w odstępie jednodniowym zmiana długości bazy z 2 do 300 metrów spowodowała w lasach oraz na terenach z roślinnością trawiastą spadek korelacji o wartość 0,2 a nawet 0,3 pomimo tego, że charakteryzujący się dłuższą bazą interferogram pochodzi z terminu, który bardziej sprzyja zachowaniu wysokiej spójności sygnału ze względu na mniejsze zmiany fenologiczne roślin. Natomiast pomiędzy interferogramami 35-cio dniowymi, których długości baz wahały się od 47 do 250 metrów (zarejestrowanymi oczywiście w tych samych okresach) różnica ta na tych samych terenach raczej nie przekraczała wartości 0,06. Naturalnie do danych tych należy podchodzić z bardzo dużą ostrożnością ze względu na zupełnie inną długość okresu badawczego, ogólnie dużo niższą korelację tych obrazów oraz możliwy wpływ innych czynników. Nie można zatem się spodziewać, że skrócenie bazy do zera lub mak-

symalnie do długości kilku metrów spowodowałyby tak samo wysoki wzrost korelacji, jak w przypadku interferogramów jednodniowych. Niemniej jednak wydaje się, że powinien on być znaczący. Trudno jednakże wyrokować czy byłby on wystarczający do tego, by umożliwić na tego typu danych badania deformacyjne.

Przedstawione tutaj wnioski dotyczące wpływu dekorelacji geometrycznej na ogólną spójność sygnału, nie są do końca zgodne z tymi, jakie są powszechnie podawane w literaturze dotyczącej interferometrii. Rozważając zależność koherencji od zmiany kąta obserwacji zwraca się przede wszystkim uwagę na wpływ tego ostatniego na gradient fazy. Jeśli jest on zbyt duży, to poszczególne spektra nie pokrywają się, czego wynikiem jest całkowita utrata spójności sygnału. W przypadku satelitów ERS-1 i ERS-2 zjawisko to następuje przy długości bazy ok. 1100 metrów. Jest to tak zwana baza krytyczna, powyżej której występuje zjawisko całkowitej dekorelacji. Z takiej perspektywy długości baz rzędu 50 czy nawet 100 metrów wydają się być bardzo dobre ponieważ nie powodują one zbyt dużego przesunięcia spektrum. Jest to podejście, które jest bez wątpienia prawdziwe w przypadku obrazowania obszarów, w których odbicie następuje od powierzchni obiektów, jak np. tereny skaliste lub zurbanizowane.

W sytuacji jednakże, w której mamy do czynienia z obiektami, dla których charakterystyczne jest rozproszenie od objętości lub wielokrotne odbicie od elementów, których wielkość jest porównywalna z długością padającej na nie fali (np. źdźbła traw czy liście drzew i krzewów) termin dekorelacji geometrycznej nabiera drugiego znaczenia. Możliwe jest wyobrażenie sobie hipotetycznej sytuacji, w której tego typu skomplikowana powierzchnia (warstwa) rozpraszająca nie ulega dekorelacji czasowej, ponieważ jest zbudowana z jakiegoś sztucznego materiału oraz nie podlega działaniu żadnych innych czynników zewnętrznych. W takim przypadku jedynym czynnikiem, który mógłby przyczynić się do utraty spójności sygnału jest zmiana geometrii obrazowania. Wydaje się, że przynajmniej w początkowej fazie zwiększania długości poprzecznej bazy postęp dekorelacji będzie znacznie szybszy niż wynikałoby to z tempa rozsuwania się spektrów obu obrazów będącego rezultatem wzrostu gradientu fazy. Będzie to spowodowane tym, że nawet minimalna zmiana kąta padania wiązki na pierwszy z elementów od którego następuje odbicie, może skutkować zupełnie innym przebiegiem fali w trakcie kolejnych odbić. Innymi słowy zjawisko to nabierze charakteru chaotycznego. Jeśli weźmiemy pod uwagę, że wynikowa faza fali rejestrowanej dla każdego piksela obrazu jest sumą ogromnej liczby fal wielokrotnie odbijanych od różnych elementów powierzchni mieszczącej się w jego granicach, to wydaje się bardzo prawdopodobne, że przy nawet znikomalej zmianie kąta padania wiązki jej wypadkowa wartość może być dla drugiej obserwacji zupełnie inna. Zdaniem autora z takim zjawiskiem mamy do czynienia między innymi na terenach pokrytych gęstą szatą roślinną. Naturalnie w tym przypadku dekorelacja geometryczna

nie jest jedyną przyczyną utraty spójności sygnału. Zmiana charakteru powierzchni rozpraszającej wywołana wzrostem roślin, zmianą wilgotności, podmuchami wiatru powoduje powstanie również silnego efektu dekorelacji czasowej. Nie mniej jednak wydaje się, że nie jest ona jedyną przyczyną spadku koherencji a udział dekorelacji geometrycznej w tym procesie w przypadku powierzchni rozpraszających o bardzo skomplikowanej strukturze geometrycznej jest mocno niedoceniany.

Negatywny rezultat badań w przypadku wykorzystanych w pracy materiałów nie oznacza, że wykrycie osuwisk karpaccich oraz zbadanie prędkości ich ruchu za pomocą interferometrii różnicowej nie jest możliwe na podstawie innych danych. Uzyskane tą metodą wyniki zależą od wielu bardzo różnych czynników, których wypadkowa decyduje dopiero o ostatecznym powodzeniu badań lub jego braku. Nie jest wykluczone, że przy bardziej sprzyjających warunkach byłoby to możliwe. Wydaje się to jednak mało prawdopodobne z tego względu, że w chwili obecnej powtarzalność orbit satelity ERS-2 jest bardzo słaba. Oznacza to, że trudno jest otrzymać dane, których jakość byłaby lepsza od tych, które zostały zastosowane w niniejszej pracy. Również w przypadku danych archiwalnych sytuacja nie jest o wiele lepsza. Wśród wszystkich zarejestrowanych od 1991 roku scen radarowych satelitów ERS-1 i ERS-2 pokrywających obszar Beskidu Niskiego znajduje się tylko jedna para zdjęć zarejestrowanych w odstępie 35-ciu dni, których poprzeczna baza inetrferogramu byłaby równa 0 (18.05.1999 i 22.06.1999). Par takich o bazie nie przekraczającej 50 metrów jest niewiele więcej a nie jest to przecież jedyny czynnik, który wpływa na jakość danych.

Tak niski stopień sygnału uzyskany w przypadku danych zastosowanych w tej pracy pozwala przypuszczać, że wykrycie osuwisk karpaccich za pomocą obrazów zarejestrowanych przez inne działające obecnie lub w przeszłości satelity byłoby również dosyć wątpliwe. Najnowszy satelita radarowy Europejskiej Agencji Kosmicznej ENVISAT z ulepszonym systemem radarowym ASAR charakteryzuje się tą samą długością fali oraz rozdzielczością terenową, a jakość kontroli nad powtarzalnością orbit jest porównywalna do satelitów serii ERS. W przypadku innych systemów jak RADARSAT, czy JERS jest ona jeszcze gorsza. Nie wyklucza to oczywiście możliwości, że któreś z zarejestrowanych przez te satelity obrazów miałyby na tyle korzystne parametry, by niektóre z osuwisk mogły być na nich zaobserwowane. Wydaje się jednak, że byłoby to zdarzenie raczej sporadyczne a rejestrowane przez te satelity dane nie nadają się do permanentnego monitorowania tego zjawiska.

W takiej sytuacji ważnym zadaniem wydaje się być podjęcie próby określenia parametrów jakie powinien spełniać system radarowy, który mógłby nadawać się do monitorowania osuwisk karpaccich metodą interferometrii. Jak już wspomniano powyżej jednym z nich jest zapewnienie dokładnej powtarzalności orbity podczas kolejnych przelotów satelity nad tym samym ob-

szarem. Dodatkową nie mniej ważną zaletą takiego systemu byłby brak konieczności usuwania z interferogramów deformacyjnych informacji o ukształtowaniu terenu. Wyeliminowałoby to również błędy związane z tym etapem przetwarzania danych skracając również w sposób istotny cały proces.

Wydaje się, że drugim warunkiem, jaki powinien być spełniony by uczynić wykrywanie osuwisk w Karpatach bardziej prawdopodobnym jest zastosowanie systemu radarowego o większej długości fali. Optymalne wydaje się autorowi pasmo L. Wiadome jest, że charakteryzuje się ono mniejszą czułością na dekorelację czasową w terenach pokrytych roślinnością. Wraz ze wzrostem długości fali zwiększa się również stosunek jej długości do wielkości elementów rozpraszających, w tym wypadku traw, liści itp., co powoduje, że roślinność w mniejszym stopniu osłabia sygnał mikrofalowy. Zmniejsza się również udział rozproszenia od objętości ponieważ znacznie większa część promieniowania przenikając przez roślinność odbija się od znajdującego się pod nią gruntu, co w przypadku np. terenów zajętych pod trwale użytki zielone powinno zmniejszyć również znaczenie dekorelacji geometrycznej wywołanej skomplikowanym charakterem powierzchni rozpraszającej.

Zastosowanie dłuższego pasma ma również swoje inne zalety. Jest ono zdecydowanie mniej czułe również na zmienne warunki atmosferyczne. Ma to niezwykle istotne znaczenie ponieważ usuwanie błędów spowodowanych opóźnieniem sygnału w atmosferze jest jak do tej pory osiągalne jedynie przy użyciu metody interferometrycznej wykorzystującej tzw. stałe reflektory (ang. *Permanent Scatterer Interferometry* – PSInSAR). Modelowanie wpływu atmosfery na sygnał interferometryczny w przypadku standardowych metod interferometrii różnicowej jest w tej chwili niemożliwe.

Dodatkowo zastosowanie pasma L daje możliwość poszerzenia zakresu prowadzonych badań o osuwiska poruszające się z większą prędkością. Wzrost długości fali powoduje bowiem jednocześnie zwiększenie wartości deformacji powodującej powstanie krytycznego gradientu fazowego. Należy pamiętać jednak, że wiąże się to również ze zmniejszeniem dokładności prowadzonych pomiarów o ile poprawie nie ulegnie jednocześnie dokładność pomiaru fazy. Oznacza to, że zbyt duże zwiększanie długości stosowanego w badaniach promieniowania mikrofalowego nie jest korzystne. W tym kontekście uzyskanie poprawy spójności sygnału na skutek poprawy powtarzalności orbit nabiera dodatkowej wagi.

Kolejnym czynnikiem, który mógłby przyczynić się do znacznej poprawy wykrywalności osuwisk jest zwiększenie rozdzielczości terenowej obrazów mikrofalowych. Umożliwiłyby to poszerzenie badań o mniejsze osuwiska a także poprawiło wykrywalność lokalnych anomalii prędkości w obrębie tych dużych, które już mogą być analizowane. W przypadku osuwisk karpaccich czynnik ten ma bardzo istotne znaczenie ze względu na ich stosunkowo niewielką powierzchnię w stosunku do powierzchni osuwisk w większych górach np. Alpach czy Pirenejach.

Do tej pory w podsumowaniu omawiane były te czynniki zarówno środowiskowe, jak i związane z systemami radarowymi, które decydują w ogóle o możliwości badania ruchów masowych. Istnieją również jednak inne czynniki, których skutkiem jest ograniczenie powierzchni, na której może dojść do zaobserwowania tego zjawiska. Od strony środowiskowej autor ma tu na myśli ukształtowanie terenu oraz związaną z nim budowę geologiczną, które mają bardzo duży wpływ na lokalne zmiany geometrii obrazowania systemu radarowego. Dużym ograniczeniem interferometrii radarowej, jest możliwość badania deformacji zachodzącej jedynie w kierunku propagacji wiązki radarowej, co oznacza, że analizowane osuwiska powinny być zlokalizowane na stokach odwróconych od radaru. Dodatkowo w terenach górskich dochodzi również często do zjawiska nakładania się sygnału, co prowadzi do dalszego ograniczania powierzchni, która może być wzięta do analizy. Bardzo duże znaczenie ma również kąt nachylenia osuwającego się stoku oraz kierunek deformacji w jego obrębie. W takiej sytuacji kierunek przebiegu głównych pasm górskich w stosunku do padającej wiązki, kąt nachylenia zboczy oraz inne parametry morfologiczne nabierają niebagatelnej znaczenia. Naturalnie wynikają one m.in. z budowy geologicznej danego terenu, co oznacza, że ona również ma wpływ na wykrywalność osuwisk. Większość tych ograniczeń mogłaby zostać pokonana lub zmniejszona jeśli dostępne byłyby dane zarówno z orbity wstępującej, jak i zstępującej lub gdyby satelity radarowe obrazowały teren zarówno na prawo jak i na lewo od kierunku lotu. W przypadku Beskidu Niskiego autor miał do dyspozycji jedynie zdjęcia z orbity zstępującej, co w sposób istotny ograniczyło powierzchnię, na której można było prowadzić badania. Istotnym czynnikiem, który przyczynił się do zmniejszenia obszarów nakładania się sygnału byłyby wzrost kąta wysyłania wiązki radarowej. Tego typu systemy radarowe o regulowanym kącie obserwacji terenu są już eksploatowane.

Przedstawione powyżej czynniki środowiskowe oraz parametry systemów radarowych nie uwzględniały, jak na razie, prawie w ogóle dynamiki badanego zjawiska, czyli prędkości zachodzących na osuwiskach deformacji. Na podstawie omówionych poprzednio wyników badań terenowych można wnioskować, że dla osuwiska "Zapadłe" miesięczny lub dwumiesięczny okres badawczy (w przypadku zastosowania do badań pasma C) wydaje się być optymalny. Jeśli zachowana byłaby odpowiednio wysoka korelacja sygnału to pomimo dużego zróżnicowania prędkości deformacji w różnych częściach osuwiska ruch ten powinien być zaobserwowany. Naturalnie zwiększenie długości wykorzystywanej wiązki radarowej do pasma L przy jednoczesnej poprawie dokładności rejestrowania fazy zwiększyłyby prawdopodobieństwo, że zaobserwowane deformacje mieściłyby się w granicach pozwalających na jednoznaczny pomiar metodą interferometrii radarowej. Umożliwiłyby nawet być może wydłużenie okresu badawczego. Ze względu na brak danych o wielkości i prędkości deformacji na in-

nych stokach, trudno jest poszerzyć powyższe wnioski o inne osuwiska. Wydaje się jednak, że zwiększenie częstotliwości przelotu wykorzystywanych do badań interferometrycznych byłoby bardzo korzystne. Pozwoliło by ono na lepsze dopasowanie długości okresu badawczego do dynamiki poszczególnych osuwisk oraz warunków powodujących dekorelację sygnału.

Ostatnim czynnikiem wymagającym podsumowania jest wybór terminu najkorzystniejszego do analizy ruchów osuwiskowych. W niniejszej pracy badania były przeprowadzone w dwóch terminach: letnim (od 17,18 lipca do 22 sierpnia) i jesiennym (od 22 sierpnia do 25, 26 września). Ten drugi okazał się być korzystniejszy ze względu na zachowanie na obrazach nieco wyższej spójności sygnału zwłaszcza na tych terenach, na których najczęściej dochodzi do uaktywniania się ruchów masowych. Wydaje się, że późne lato i wczesna jesień są w przypadku Beskidu Niskiego terminami optymalnymi. Przemawia za tym stosunkowo najwyższe prawdopodobieństwo uzyskania wysokiej spójności sygnału wynikające ze stosunkowo niewielkich zmian fenologicznych roślinności w tym okresie oraz korzystne warunki pogodowe (niskie opady oraz niewielkie zachmurzenie). Jednocześnie są to miesiące następujące bezpośrednio po okresie intensywnych letnich opadów powodujących wzrost aktywności osuwisk, które reagują na tym obszarze na wzmożone opady z pewnym opóźnieniem.

Pozostałe pory roku wydają się być mniej korzystne. Na wiosnę oraz wczesnym latem należy spodziewać się szybszej dekorelacji związanej z bardziej intensywnym wzrostem roślin. W tym drugim terminie w grę wchodzi dodatkowo duże zmiany wilgotności związane z intensywnymi opadami. Nieodpowiednimi porami roku wydają się być również późna jesień oraz zima ze względu na występowanie pokrywy śnieżnej. Niektóre badania interferometryczne dotyczące osiadania gruntu wykazują wprawdzie, że zimowy termin badań pozwala pokonać zjawisko utraty spójności sygnału związane z występowaniem szaty roślinnej (Borik i in, 2006). Bez wątplenia zimą nie następuje wzrost roślin a pokrywa śnieżna stabilizuje rośliny co sprawia, że związana z nimi dekorelacja powinna być znacznie słabsza. Wydaje się, jednak, że zastosowane podejście sprawdzić może się tylko na obszarach, na których ujemne temperatury utrzymują się przez dłuższy czas i nie dochodzi w trakcie okresu badawczego do tajania i ponownego zamrażania pokrywy śnieżnej. Badania interakcji promieniowania mikrofalowego ze śniegiem i lodem wykazały na ogromny wpływ zawartości wody w stanie ciekłym na charakter rozpraszania fali radarowej w tych ośrodkach. Jej właściwości dielektryczne różnią się od właściwości dielektrycznych lodu o około 7 rzędów wielkości. Woda bardzo silnie odbija docierające do niej promieniowanie mikrofalowe, natomiast lód i suchy śnieg są dla niego stosunkowo przezroczyste (Warren, 1984). O ile suchy świeży śnieg jest dla fali radarowej prawie zupełnie niewidoczny, czego skutkiem jest odbicie fali prawie wyłącznie od leżącej pod nim powierzchni, o tyle w przypadku gdy udział wody w stanie ciekłym w po-

krywie śnieżnej wzrasta do 5% jej objętości, głębokość penetracji spada praktycznie do jednej długości fali (Brown i in., 1999). Tak duże zmiany w charakterze interakcji promieniowania z powierzchnią muszą bez wątpienia mieć wpływ na spójność sygnału. Charakterystyczną cechą klimatu Beskidu Niskiego jest występowanie częstych śródzimowych odwilży mogących prowadzić nawet na odkrytych terenach do całkowitego zaniku pokrywy śnieżnej. Powoduje to duże zmiany wilgotności oraz stałej dielektrycznej powierzchni, których skutkiem jest silna dekorelacja sygnału. Oznacza to, że na tym obszarze okres zimowy nie nadaje się do badania deformacji metodą interferometrii różnicowej.

Przedstawione powyżej wnioski wynikające z pracy dotyczą wykrywania i badania ruchów osuwiskowych w warunkach środowiskowych Beskidu Niskiego i Pogórza standardowymi metodami interferometrii różnicowej. Na koniec autor chciałby się jeszcze odnieść krótko do rozwijanej od niedawna metody wykorzystującej występujące w środowisku stałe reflektory silnie odbijające promieniowanie mikrofalowe zachowujące wysoką spójność sygnału przez długi okres czasu (ang. *Permanent Scatterer Interferometry*). Jest to metoda, która sprawdza się dobrze głównie w terenach zurbanizowanych, w których występuje duża ilość tego typu reflektorów. Są to głównie różne elementy konstrukcyjne silnie odbijające wiązkę mikrofalową w kierunku anteny odbiorczej. Może ona dać bardzo dobre rezultaty w przypadku badania osiadania gruntu ale była wykorzystywana również do badania osuwisk (Colesanti i in., 2003; Hilley i in., 2004). Ma ona wiele niezaprzeczalnych zalet jakimi są np. możliwość prowadzenia badań na obszarach charakteryzujących się ogólnie niską korelacją, a na których istnieje pewna liczba punktów zachowujących wysoką spójność, przez bardzo długi okres czasu; możliwość wykorzystania w nowy sposób ogromnej ilości archiwalnych zdjęć z satelitów serii ERS, ENVISAT i innych i pozyskania z nich informacji do tej pory niedostępnych; pozwala również ona na wyeliminowanie wpływu warunków atmosferycznych na ostateczny wynik badań. Mimo to, metoda ta charakteryzuje się również bardzo istotnymi ograniczeniami, do których zaliczyć należy konieczność korzystania z bardzo dużego zbioru danych (minimum 15 obrazów dla danego obszaru, konieczność występowania na badanym obszarze dużej ilości obiektów zachowujących wysoką korelację, ograniczony zakres możliwych do zbadania deformacji. Uzyskanie rzeczywistej wielkości przesunięcia jest możliwe tylko wtedy, gdy nie przekraczają one 7–8 cm na rok. Ponadto uzyskujemy tylko i wyłącznie pomiary punktowe tak jak w przypadku badań terenowych. Wszystkie te czynniki powodują, że badanie ruchów masowych tą metodą jest możliwe tylko i wyłącznie w przypadku dużych, podlegających bardzo powolnym deformacjom osuwisk, na których dodatkowo znajduje się duża ilość zachowujących wysoką korelację obiektów (np. zabudowa). Oczywiście badanie takich osuwisk jest niezmiernie istotne zwłaszcza ze względu na ogromne zagrożenie, jakie mogą one powo-

dować dla ludzi mieszkających na osuwających się stokach. Metoda ta nie rozwiązuje jednak problemu badania osuwisk w Beskidzie Niskim. Są one zwykle stosunkowo małe i nie posiadają najczęściej w swoich granicach obiektów mogących służyć w tej metodzie za naturalne stałe reflektory. Stawianie natomiast sztucznych reflektorów kierunkowych, jak to już zostało omówione w przeglądzie literatury naukowej nie ma na tym obszarze swojego uzasadnienia. W takiej sytuacji jak na razie jedyną perspektywą wydaje się być skonstruowanie i wysłanie w przestrzeń okołoziemską takich satelitów, które mogłyby pokonać przedstawione w tych wnioskach ograniczenia, tak by możliwe było badanie osuwających się stoków tradycyjnymi metodami interferometrycznymi.

Podsumowując powyższe wnioski wynikające z tej pracy można stwierdzić, że pomimo tego, że dostępne autorowi dane nie pozwoliły na wykrycie i zbadanie wielkości deformacji osuwisk, przeprowadzone badania umożliwiły przeprowadzenie całkiem istotnych i ciekawych analiz. Wykazały one znacznie większe niż się to powszechnie uważa znaczenie dekorelacji geometrycznej w całkowitej dekorelacji sygnału w terenach, o skomplikowanej strukturze geometrycznej, w których duży udział ma rozproszenie od objętości oraz wielokrotne odbicie od obiektów o wielkości porównywalnej z długością fali. Do terenów takich zaliczyć należy obszary pokryte gęstą szatą roślinną, które zajmują zdecydowanie większą część analizowanego obszaru. Określono czynniki środowiskowe, które w warunkach przyrodniczych Beskidu Niskiego i Pogórza mają największy wpływ na ograniczenie możliwości stosowania interferometrii radarowej do analizy ruchów osuwiskowych. Podjęto również próbę określenia parametrów systemu radarowego, który znacznie lepiej nadawałby się do tego typu badań. Autor ma również nadzieję, że artykuł ten przyczyni się także do szerszego rozpowszechnienia w Polsce a w szczególności wśród geografów interferometrii radarowej oraz innych, służących do badania środowiska przyrodniczego, nowoczesnych metod tele-detekcyjnych.

Literatura

- Adamczyk B., Gerlach T., 1983: Charakterystyka warunków przyrodniczych Beskidu Niskiego, *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 23, ss. 49–67.
- Antonello G., Casagli N., Farina P., Leva D., Nico G., Sieber A. J., Tarchi D., 2004: Ground-based SAR interferometry for monitoring mass movements, *Landslides* 1, ss. 21–28.
- Arturi A., Del Frate F., Lategano E., Schiavon G., Stramondo S., 2003: The 1998 Sarno (Italy) Landslide from SAR interferometry, [w:] *Proceedings of FRINGE 2003 Workshop*, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.
- Balzer A., 1875: Über die Bergstürze in den Alpen. Schweizer Alpenclub. 10, Stuttgart, ss. 409 – 465.
- Belitz, K., Corsini A., Mair V., Strozzi T., Wegmüller U., Zilger J., 2003: Support of satellite radar to hazard zone mapping in the Italian Alps, [w:] *Proceedings of FRINGE 2003 Workshop*, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.

- Bober L., 1979: Structural landslide regions in the polish flysh Carpathians and their relation to geology of this mountain range, [w:] Superficial mass movements in mountain regions, Proc. 1 st Polish-Italian Seminar, Szymbark, IMGW, Warszawa.
- Bober L., 1984: Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 340, Z badań geologicznych w Karpatach, t. XXIII, ss. 115–158.
- Borik M., Capkova L., Kianicka J., Halounova L., 2006: Qualitative distinction between terrain deformations and processing errors and quantitative description of deformations for the 3-pass interferometry, Prezentacja z 26 th EARSeL Symposium New Developments and Challenges in Remote Sensing, 29 May – 2 June 2006, Warsaw, Poland.
- Brown, I. A., Kirkbridge M. P., Vaughan R. A., 1999: Find the firm line! The suitability of ERS-1 and ERS-2 SAR data for the analysis of glacier facies on icelandic icecaps, Int. J. Remote Sensing, 15–16(20), ss. 3217–3230.
- Canuti P. I., Focardi P., Garzonio C. A., Rodolfi G., Vannocci P., 1986: Slope stability mapping in Tuscany, Italy, International Geomorphology, V. Gardiner (red.), John Wiley & Sons., Vol 1, ss. 231–240.
- Carnec C., Massonet D., King C., 1996: Two examples of use SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent, Geophysical Research Letters, Vol. 23, No. 24, ss. 3579–3582.
- Chowaniec J., 1991: Region karpacki, [w:] Budowa geologiczna Polski, t. VII, Hydrogeologia, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Chowaniec J., 1999: Wody podziemne polskich Karpat fliszowych, Folia Geogr., ser. G-Ph., 29–30, ss. 113–133.
- Colesanti C., Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2003: Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. Engineering Geology, 68, ss. 3–14.
- Delacourt C., Allemand P., Squarzone C., Picard F., Raucoules D., Carnec C., 2003: Potential and limitations of ERS-differential SAR interferometry for landslide studies in the French Alps and Pyrenees, [w:] Proceedings of FRINGE 2003 Workshop, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.
- Dynowska I., 1995: Wody, [w:] J. Warszzyńska (red.), Karpaty Polskie, Wyd. UJ, Kraków, ss. 49–67.
- Farina P., Colombo D., Fumagalli A., Gontier E., Moretti S., 2003: Integration of permanent scatters analysis and high resolution optical images within landslide risk analysis, [w:] Proceedings of FRINGE 2003 Workshop, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.
- Fruneau B., Delacourt C., Achache J., 1996: Observation and modeling of the Saint-Etienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry, [w:] FRINGE'96 workshop on ERS SAR Interferometry, Zürich, Switzerland, 30 September – 2 November 1996.
- Gens R., Van Genderen J. L., 1996: SAR Interferometry – Issues, Techniques, Applications, International Journal of Remote Sensing Vol. 17, No. 10, ss. 1803–1835.
- Gerlach T., 1976: Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 122, s. 116.
- Hanssen R., F., 2001: Radar interferometry. Data interpretation and analysis, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, s. 308.
- Hartl P., Reich M., Thiel K.-H., Xia Y., 1993: SAR interferometry applying ERS-1: some preliminary test results, [w:] First ERS-1 Symposium – Space at the Service of our Environment, Cannes, France, 4–6 November 1992, ESA SP-359, ss. 219–222.
- Hartl P., Xia Y., 1993: Besonderheiten der Datenverarbeitung bei der SAR-interferometrie, Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung, 3, ss. 108–114.
- Hess M., 1965: Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 11, s. 267
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1977: Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (Metoda charakterystyki reżimu termicznego gór), IGiPZ PAN, Prace Geograficzne nr 123, s. 101.
- Hilley G. E., Burgmann R., Ferretti A., Novali F., Rocca F., 2004: Dynamics of slow-moving landslides from Permanent Scatterer analysis. *Science*, 304:1952–1955, June-25 2004.
- Izmailow A., Kaszowski L., Krzemień K., Świąchowicz J., 1995: Rzeźba, [w:] J. Warszzyńska (red.), Karpaty Polskie, Wyd. UJ, Kraków, ss. 23–30.
- Kampes B., 2005: Doris v.3.16, techniczna dokumentacja oprogramowania.
- Kampes B., Hanssen R. F., Perski Z., 2003: Radar Interferometry with public domain tools. [w:] Proceedings of FRINGE 2003 Workshop, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.
- Kampes B., Usai S., 1999: Doris: the Delft Object-oriented Radar Interferometric Software. [w:] 2nd International Symposium on Operationalization of Remote Sensing, Enschede, The Netherlands, 16–20 August, 1999.
- Kimura H., Yamaguchi Y., 2000: Detection of landslide areas using satellite radar interferometry, Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Vol. 66, No. 3, ss. 337–344.
- Kleczkowski A., 1955: Osuwiska i zjawiska pokrewne, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa. s. 96.
- Kostrakiewicz L., 1968: Nomogram do obliczania średnich sum opadowych okresu wegetacyjnego w Karpatach Polskich poniżej poziomu inwersji, Probl. Zagosp., Ziem Górskich, z. 6, ss. 147–192.
- Kotarba A., 1986: Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej, Przegl. Geogr., 58, 1–2, 119–128.
- Krzemień K., 1981: Zmienność systemu korytowego Czarnego Dunajca, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 53, ss. 123–137.
- Madsen S. N., Zebker H. A., 1998: Imaging Radar Interferometry, [w:] Henderson F. M., Lewis A. J., Principles & Applications of Imaging Radar, John Wiley & Sons, Inc. New York 1998, ss. 359–380.
- Massonet D., 1997: Satellite radar interferometry, Scientific American, February 1997.
- McKean J., Roering J., 2004: Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry, Geomorphology, 57, ss. 331–351.
- Obrębska-Starkłowa B., Hess M., Olecki Z., Treplińska J., Kowanetz L., 1995: Klimat, [w:] J. Warszzyńska (red.), Karpaty Polskie, Wyd. UJ, Kraków, ss. 31–47.
- Oszczypko N., 1995: Budowa Geologiczna, [w:] J. Warszzyńska (red.), Karpaty Polskie, Wyd. UJ, Kraków, ss. 15–22.
- Perski Z., 1999: ERS InSAR data for Geological Interpretation of Mining Subsidence in Upper Silesian Coal Basin in Poland, [w:] Second International Workshop on ERS SAR

- Interferometry, FRINGE'99, Liege, Belgium, 10–12 November 1999, ESA.
- Perski Z., 2001: Zastosowanie satelitarnej interferometrii radarowej w badaniach środowiska Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, *Teledetekcja Środowiska* 32, ss. 78 – 86.
- Perski Z., Jania J., Stober M., 2003: SAR-interferometric Flow Velocities of Two Tidewater Glaciers in NW Spitsbergen: Methods and Results, [w:] *Proceedings of FRINGE 2003 Workshop*, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.
- Pieraccini M., Casagli N., Luzi G., Tarchi D., Mecatti D., Noferini L., Atzeni C., 2003: Landslide monitoring by ground-based radar interferometry: a field test in Valdarno (Italy), *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 24, No. 6, ss. 1385–1391.
- Prati C., Rocca F., Monti Guarnieri A., 1993: SAR interferometry experiments with ERS-1, [w:] *First ERS-1 Symposium – Space at the Service of our Environment*, Cannes, France, 4–6 November 1992, ESA SP-359, ss. 211–217.
- Rott H., Mayer C., Siegel A., 2000: On the operational potential of SAR interferometry for monitoring mass movements in Alpine areas. *Proc. Of the 3rd European Conf. On Synthetic Aperture Radar (EUSAR 2000)*, Munich, 23–25 May 2000, ss. 43–46.
- Rott H., Nagler T., Rocca F., Prati C., Mazzotti A., Keusen H., Liener S., Tarchi D., 2003: InSAR techniques and applications for monitoring landslides and subsidence, [w:] *Geoinformation for European-wide integration. Proceedings of the 22nd Symposium of the European Association of Remote Sensing Laboratories*, Prague, Czech Republic, 4–6 June 2002, red. Benes T., Millpress, Rotterdam, Netherlands ss. 25–31.
- Rott H., Siegel A., 1999: Analysis of mass movements in alpine terrain by means of SAR interferometry, [w:] *IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium 28 June – 2 July 1999. Congress Centrum Hamburg. Proceedings Vol. 4*, ss. 1933–1936. Sawarenski (1937/1939)
- Sawicki L., 1917: Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej, *Rozprawy Wydz. Mat-Przyr. Akademii Umiejętności*, T. 56, Kraków, ss. 227–313.
- Singhroy V., Mattar K. E., Gray A. L., 1998: Landslide characterisation in Canada using interferometric SAR and combined SAR and TM images, *Advanced Space Research*, Vol.21, No. 3. ss. 465–476.
- Soeters R., Van Westen C. J., 1996: Slope instability recognition, analysis and zonation, *Landslides Investigation and Mitigation*, Turner K., Schuster R. L. (red.), Transportation Research Board, Special Report 247, Washington DC, ss. 129–177.
- Starkel L., 1960: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie, *Prace Geogr. IG PAN*, 22, Warszawa, s. 239.
- Starkel L., 1972: Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej, *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, 10, 75–150.
- Starkel L., Baumgart M., Kotarba A., Kramarz K., Niewiarowski M., Pratyka J., 1973: Cechy morfologiczne terenów reprezentacyjnych Karpat, *Problemy zagospodarowania ziem górskich*, ss. 76–92.
- Strozzi T., Wegmüller U., Wiesmann A., Käab A., Frauenfelder R., Werner C., Graf K., Rätzo H., Lateltin O., 2003: Differential interferometric applications in alpine regions, [w:] *Proceedings of FRINGE 2003 Workshop*, Frascati, Italy, 1 – 5 December 2003.
- Vietmeier J., Wagner W., Dikau R., 1999: Monitoring moderate slope movements (landslides) in the Southern French Alps using differential SAR interferometry, [w:] *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry, FRINGE'99*, Liege, Belgium, 10–12 November 1999, ESA.
- Warren, S. G., 1984: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave, *Applied optics*, 8(23), ss. 1206–1225.
- Wasowski J., Gostelow P., 1999: Engineering geology landslide investigations and SAR interferometry, [w:] *Second International Workshop on ERS SAR Interferometry, FRINGE'99*, Liege, Belgium, 10–12 November 1999, ESA
- Xia Ye, Kaufmann H., Guo X. F., 2004: Landslide monitoring in the Three Gorges Area using D-InSAR and corner reflectors, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol. 70, No. 10, ss. 1167–1172.
- Yamaguchi Y., Tanaka S., Odajima T., Kamai T., Tsuchida S., 2003: Detection of the landslide movement as geometric misregistration in image matching of SPOT HRV data of two different dates, *Int. J. Remote Sensing*, Vol.24, No. 18, ss. 3523–3534.
- Zabuski L., Thiel K., Bober L., 1999: Osuwiska we fliszu Karpat polskich, *Wydawnictwo IBW PAN*, Gdańsk, s. 171.
- Ziemońska, 1973: Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich, *Prace Geogr. IG PAN*, 103, s. 124.
- Ziętara T., 1968: Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów, *Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne nr 60*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 116.
- Ziętara T., 1991: Influence of geological structure on landslide development in the eastern part of the Flysh Carpathians. *Folia Geogr.*, ser. G-Ph., 20, ss. 71–86.
- Ziętara T., Bajgier M., Lis J., 1991: Ocena przydatności zdjęć lotniczych w badaniach osuwisk na przykładzie Beskidu Śląskiego i Małego, *Prace Geograficzne*, 13, Wydaw. Nauk WSP, ss. 171–187.



Dr Dariusz Ziółkowski. Jest absolwentem a obecnie również pracownikiem na stanowisku adiunkta w Katedrze Geoinformatyki i Teledetekcji na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Tytuł doktora nauk o Ziemi uzyskał w 2006 roku. Zajmuje się metodami przetwarzania i interpretacji obrazów radarowych oraz ich wykorzystaniem w badaniach środowiska przyrodniczego.