

Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Geoinformatyki i Informatyki Stosowanej

ROZPRAWA DOKTORSKA

**ANALIZA CZASOWO-PRZESTRZENNA DANYCH
PSINSAR W BADANIU DEFORMACJI TERENU**

Stanisława Porzycka

Promotor pracy: prof. dr hab. inż. Andrzej Leśniak

Kraków 2011

*Niniejsza praca powstała przy wsparciu finansowym
Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach
grantu promotorskiego nr N N525 365037*

Spis treści

Spis akronimów i oznaczeń	4
Wstęp	9
1 Problem deformacji terenu na obszarach górniczych	12
2 Satelitarna interferometria radarowa	15
2.1 System <i>SAR</i>	15
2.2 Metoda <i>InSAR</i>	16
2.3 Metoda <i>DInSAR</i>	18
2.4 Metoda <i>PSInSAR</i>	20
3 Charakterystyka danych <i>PSInSAR</i> dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego	24
3.1 Podstawowy statystyczny opis danych <i>PSInSAR</i>	25
3.2 Przestrzenne rozmieszczenie punktów <i>PS</i>	30
4 Aspekty teoretyczne i obliczeniowe analizy danych <i>PSInSAR</i>	33
4.1 Analiza przestrzenna danych <i>PSInSAR</i>	33
4.1.1 Analiza geostatystyczna	34
4.1.2 Mapy gęstości punktów <i>PS</i>	42
4.2 Analiza czasowa danych <i>PSInSAR</i>	43
4.3 Zastosowanie środowiska rozproszonego do przyspieszenia obliczeń w analizie geostatystycznej danych <i>PSInSAR</i>	46
4.3.1 Badanie czasu obliczeń poszczególnych algorytmów geostatystycznych	46

4.3.2	Równoległy algorytm krigingu - wersja podstawowa	50
4.3.3	Równoległy algorytm krigingu - wersja zmodyfikowana	53
5	Analiza otrzymanych wyników	58
5.1	Analiza danych <i>PSInSAR</i> dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego	58
5.1.1	Budowa geologiczna i tektoniczna Zagłębia Dąbrowskiego	59
5.1.2	Eksploatacja górnicza w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego	62
5.1.3	Analiza przestrzenna danych <i>PSInSAR</i> dla Zagłębia Dąbrowskiego	64
5.1.4	Wyniki analizy czasowej danych <i>PSInSAR</i> dla Zagłębia Dąbrowskiego	73
5.2	Analiza danych <i>PSInSAR</i> dla kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i>	81
5.2.1	Budowa geologiczna i tektoniczna obszaru górniczego kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i>	82
5.2.2	Eksploatacja górnicza w kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i>	84
5.2.3	Analiza przestrzenna danych <i>PSInSAR</i> dla kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i>	86
5.2.4	Analiza czasowa danych <i>PSInSAR</i> dla kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i> .	89
5.3	Analiza danych <i>PSInSAR</i> dla kopalni <i>Grodzic</i>	95
5.3.1	Budowa geologiczna i tektoniczna obszaru górniczego kopalni <i>Grodzic</i>	96
5.3.2	Eksploatacja górnicza w kopalni <i>Grodzic</i>	97
5.3.3	Analiza przestrzenna danych <i>PSInSAR</i> dla kopalni <i>Grodzic</i>	98
5.3.4	Analiza czasowa danych <i>PSInSAR</i> dla kopalni <i>Grodzic</i>	102
6	Dyskusja wyników analizy danych <i>PSInSAR</i>	109
6.1	Dane <i>PSInSAR</i> dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego na tle wykonanych pomiarów geodezyjnych	109
6.2	Wyniki analizy danych <i>PSInSAR</i> na tle budowy geologicznej i tektonicznej Zagłębia Dąbrowskiego	111
6.3	Wyniki analizy danych <i>PSInSAR</i> na tle prowadzonej w Zagłębiu Dąbrowskim eksploatacji górnicznej	113

7 Wnioski	118
Spis rysunków	126
Spis tablic	131

Spis akronimów i oznaczeń

a : zasięg autokorelacji danych

A : amplituda rejestrowanego sygnału radarowego

ALOS (ang. *Advanced Land Observing Satellite*): japoński satelita wyposażony w system SAR

α_{th} : wartość progowa kąta (wykorzystana przy detekcji zmian trendu deformacji terenu)

APS (ang. *Atmospheric Phase Screen*): atmosferyczny obraz fazy

APSA (ang. *Advanced Permanent Scatterer Analysis*): zaawansowany algorytm przetwarzania obrazów radarowych dla metody PSInSAR

b_u : szerokość pasma estymacji dla zmiennej u (dla algorytmu KDE)

b_v : szerokość pasma estymacji dla zmiennej v (dla algorytmu KDE)

β : kąt zasięgu wpływów eksploatacji górniczej (dla niecki obniżeniowej)

C : wariancja progowa (próg semiwariogramu)

C_0 : zmienność lokalna parametru (stała efektu samorodków)

C_h : koherencja interferometryczna

C_{h_th} : wartość progowa koherencji interferometrycznej

CSA (ang. *Canadian Space Agency*): Kanadyjska Agencja Kosmiczna

d : powierzchnia dryftu danych przybliżona wielomianami stopnia drugiego

D_A : dyspersja amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie

D_{Ath} : wartość progowa dyspersji amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie

DEM (ang. *Digital Elevation Model*): cyfrowy model terenu

DInSAR (ang. *Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar*): różnicowa interferometria radarowa

DLR (niem. *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*): Niemieckie Centrum Aero- i Astronautyki

E : operator wartości oczekiwanej

$E_{L_{proc}}$: efektywność obliczeń wykonanych na L_{proc} procesorach

ENVISAT (ang. *Environmental Satellite*): satelita należący do ESA wyposażony w system SAR

$\epsilon(X)$: składnik reprezentujący odchyłki od dryftu danych

ERS (ang. *Earth Resource Satellite*): satelita należący do ESA wyposażony w system SAR

ESA (ang. *European Space Agency*): Europejska Agencja Kosmiczna

\tilde{f} : estymator dwuwymiarowej funkcji gęstości

γ : wartość semiwariogramu

GIS (ang. *Geographic Information Systems*): systemy informacji geograficznej

GMES (ang. *Global Monitoring for Environment and Security*): Globalny Monitoring Środowiska i Bezpieczeństwa

GZW : Górnośląskie Zagłębie Węglowe

H : głębokość prowadzonej eksploatacji górniczej

InSAR (ang. *Interferometry Synthetic Aperture Radar*): interferometria radarowa

IQR : rozstęp międzykwartyłowy

JAXA (ang. *Japan Aerospace Exploration Agency*): Japońska Agencja Kosmiczna

JERS (ang. *Japanese Earth Resources Satellite*): japoński satelita wyposażony w system SAR

k : współczynnik anizotropii

K : funkcja jądrowa

KDE (ang. *Kernel Density Estimators*): jądrowe estymatory gęstości

l : liczba parametrów oszacowana w równaniu regresji

L_{proc} : liczba procesorów

L_a : liczba sąsiadów dla pierwszego węzła siatki interpolacji

L_b : liczba sąsiadów dla drugiego węzła siatki interpolacji

L_c : liczba wspólnych sąsiadów dla pierwszego i drugiego węzła siatki interpolacji

λ : współczynnik Lagrange'a

LOS (ang. *Line of Sight*): linia celowa satelity

m_A : średnia wartość amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie

$m(X)$: składnik reprezentujący dryft danych

MPI (ang. *Message Passing Interface*): protokół umożliwiający przesyłania komunikatów pomiędzy procesami programów równoległych

n : liczebność danych

N : liczba pomiarów deformacji terenu w czasie dla jednego punktu PS

N_{SAR} : liczba obrazów radarowych wykorzystanych w technice PSInSAR pomniejszona o obraz referencyjny (*master image*)

n_h : liczba par punktów PS oddalonych od siebie o wektor \vec{h}

NASA (ang. *National Aeronautics and Space Administration*): Narodowa Agencja Aeronautyki i Przestrzeni Kosmicznej

ω_{ij} : parametry równania opisującego powierzchnię dryftu danych

P : punkt, w którym wykonywana jest interpolacja parametru

φ : faza sygnału radarowego

φ_I : faza sygnału radarowego dla danego piksela interferogramu

φ_M : faza sygnału radarowego dla danego piksela obrazu *master*

φ_S : faza sygnału radarowego dla danego piksela obrazu *slave*

PS (ang. *Permanent/Persistent Scatterer*): stabilny rozpraszacz radarowy

PS_{ods} : stabilne rozpraszacze, dla których stwierdzone wartości średnich szybkości deformacji terenu uznano za ekstremalnie odstające

PSC (ang. *Permanent/Persistent Scatterer Candidate*): kandydat na stabilny rozpraszacz radarowy

PSInSAR (ang. *Permanent/Persistent Scatterer Interferometry Synthetic Aperture Radar*): interferometria radarowa stabilnych rozpraszaczy

Q_1 : kwartył pierwszy

Q_3 : kwartył trzeci

QS : indeks podobieństwa Sorensena

QS_{th} : wartość progowa indeksu podobieństwa Sorensena

r : promień zasięgu wpływów eksploatacji górniczej (dla niecki obniżeniowej)

R^2 : współczynnik determinacji

RAM (ang. *Random Access Memory*): pamięć cyfrowa o dostępie swobodnym

RSE (ang. *Residual Standard Error*): błąd standardowy regresji

RSE_l (ang. *Residual Standard Error*): błąd standardowy regresji liniowej

RMS (ang. *Root Mean Square*): średnia kwadratowa

s : odchylenie standardowe

s_t : stopień wielomianu

s^2 : wariancja

$S_{L_{proc}}$: wartość przyspieszenia obliczeń wykonanych na L_{proc} procesorach

SAR (ang. *Synthetic Aperture Radar*): radar z anteną syntetyzowaną

SEASAT (ang. *Sea Satellite*): amerykański satelita wyposażony w system SAR

σ_A : odchylenie standardowe amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie

σ_P : odchylenie standardowe krigingu wyznaczone dla punktu estymacji P

σ_P^2 : wariancja krigingu wyznaczona dla punktu estymacji P

σ_{x_i} : odchylenie standardowe krigingu wyznaczone dla lokalizacji x_i

SPS (ang. *Semi Permanent/Persistent Scatterer*): obiekty na powierzchni terenu, które zachowują się jak stabilne rozpraszacze jedynie na niektórych podseriach analizowanych obrazów radarowych

T_1 : czas obliczeń algorytmu krigingu dla jednego procesora

$T_{L_{proc}}$: czas obliczeń algorytmu krigingu dla L_{proc} procesorów

TPS (ang. *Temporal Permanent/Persistent Scatterer*): obiekty na powierzchni terenu, które zachowują się jak stabilne rozpraszacze jedynie na niektórych podseriach analizowanych obrazów radarowych

TRE (wł. *Tele-Rilevamento Europa*): firma zajmująca się przetwarzaniem obrazów radarowych z wykorzystaniem m.in. techniki PSInSAR

V : średnia szybkość deformacji terenu [$\frac{mm}{rok}$]

Var : operator wariancji

$V_{D_{th}}$: wartość progowa (dolna) średniej szybkości deformacji terenu

$V_{G_{th}}$: wartość progowa (górną) średniej szybkości deformacji terenu

w_1 : wartość średnia błędu kross-walidacji

w_2 : wartość średnia błędu kwadratowego estymacji

w_3 : średni błąd krigingu

w_4 : standaryzowana wartość błędu estymacji

w_5 : standaryzowana wartość błędu średniokwadratowego

w_{iP} : współczynniki wagowe krigingu dla estymacji wykonywanej w punkcie P

W_{max} : maksymalne obniżenie terenu

x : lokalizacja punktu pomiarowego ($x = (u, v)$)

z_i : wartość empiryczna badanego parametru

\hat{z} : wartość teoretyczna badanego parametru wyznaczona na podstawie przyjętego modelu

\bar{z} : wartość średnia parametru

z_{iP}^* : estymator wartości badanego parametru w punkcie P (dla metody krigingu zwyczajnego)

z_{SAR} : zespolona reprezentacja sygnału radarowego

z_{SAR_I} : zespolona reprezentacja sygnału radarowego dla piksela interferogramu

z_{SAR_M} : zespolona reprezentacja sygnału radarowego dla piksela obrazu *master*

z_{SAR_S} : zespolona reprezentacja sygnału radarowego dla piksela obrazu *slave*

Wstęp

Niniejsza praca doktorska dotyczy zastosowania metody satelitarnej interferometrii radarowej *PSInSAR*, do badania mechanizmu niewielkich, długookresowych deformacji terenu na obszarach górniczych oraz pogórnich. Praca ma charakter teoretyczno-metodyczny. Jej celem była szczegółowa analiza danych *PSInSAR*, której wyniki stanowiłyby istotne źródło informacji, służących do rozpoznania genezy deformacji terenu i/lub czynników, które wpływają na wartości przemieszczeń terenu na obszarach prowadzonej eksploatacji górniczej. Zamysłem autorki było przedstawienie możliwości wykorzystania zaproponowanych algorytmów analizy danych *PSInSAR* i jedynie zawężona interpretacja otrzymanych wyników, przeprowadzona w kontekście budowy geologicznej i tektonicznej obszaru badań, a także prowadzonej eksploatacji górniczej. Kluczowe znaczenie w przygotowaniu algorytmów analizy danych *PSInSAR* miało uwzględnienie ich niejednorodnego rozmieszczenia przestrzennego oraz dynamiki zmian w czasie.

W prezentowanej pracy doktorskiej dokonano analizy niewielkich, długookresowych deformacji terenu dla siedmiu wybranych obszarów górniczych, położonych w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego. Szczegółowe badania danych *PSInSAR* przeprowadzono dla czynnej, do chwili obecnej kopalni *Kazimierz-Juliusz* położonej w Sosnowcu oraz dla kopalni *Grodziec* położonej w Będzinie, w której węgiel wydobywano do końca 1998 roku. Badania deformacji terenu dotyczyły okresu czasu od roku 1992 do roku 2003. Dane *PSInSAR* przeanalizowano w kontekście prowadzonej działalności górniczej oraz w kontekście budowy geologicznej i tektonicznej Zagłębia Dąbrowskiego.

Najważniejszym celem opisywanych tu badań było opracowanie algorytmów analizy danych *PSInSAR*, które umożliwiłyby śledzenie dynamiki deformacji terenu, zarówno w przestrzeni jak i w czasie. W tym celu zastosowano metody geostatystyczne, statystyczne oraz metody deterministyczne. Wykorzystane w pracy algorytmy pozwalają, m.in. na oszacowanie wartości deformacji terenu w punktach nie objętych techniką *PSInSAR*, z uwzględnieniem informacji o globalnej lub lokalnej strukturze zmienności badanego

parametru. Zaproponowana analiza danych *PSInSAR* umożliwia, m.in. badanie powolnych, długookresowych deformacji terenu w kontekście czynników powierzchniowych, takich jak budowa geologiczna czy tektoniczna, które nie zmieniają się znacząco w czasie. Dzięki zaprojektowanemu w pracy algorytmowi do badania zmian trendu deformacji, możliwa była odpowiedź na pytanie, jak na przemieszczenia terenu wpływają czynniki, których charakter (np. lokalizacja, intensywność) zmienia się w czasie. Takim czynnikiem może być, np. eksploatacja górnicza. Ponieważ badania oparte były na dużych zestawach danych *PSInSAR*, zadbano o to, aby wszystkie obliczenia możliwe były do wykonania w jak najkrótszym czasie. W tym celu przygotowano, m.in. algorytm krigingu przystosowany do wykonania w rozproszonym środowisku obliczeniowym.

W pracy wykazano, że dane *PSInSAR*, przy odpowiednio prowadzonej analizie, umożliwiają monitoring przemieszczeń terenu o charakterze naturalnym, jak również pozwalają na badanie wpływu eksploatacji górnicznej na wartości niewielkich deformacji terenu. Przeprowadzone dla Zagłębia Dąbrowskiego badania wykazały, że w rejonie tym na wartości powolnych, długookresowych deformacji terenu, największy wpływ mają dwa czynniki. Pierwszy z nich to budowa geologiczna i tektoniczna danego rejonu badań. Jak wynika z analizy, jest to główny czynnik, który determinuje szybkości powolnych deformacji terenu. Drugim czynnikiem, który z mniejszą intensywnością oddziałuje na wartości badanego parametru, jest eksploatacja górnicza. Pierwszy z wymienionych czynników został zidentyfikowany na podstawie analizy globalnego dryftu danych *PSInSAR* dla Zagłębia Dąbrowskiego. Wpływ eksploatacji został natomiast zidentyfikowany w oparciu o analizę zmienności lokalnej (przestrzennej i czasowej) badanego parametru.

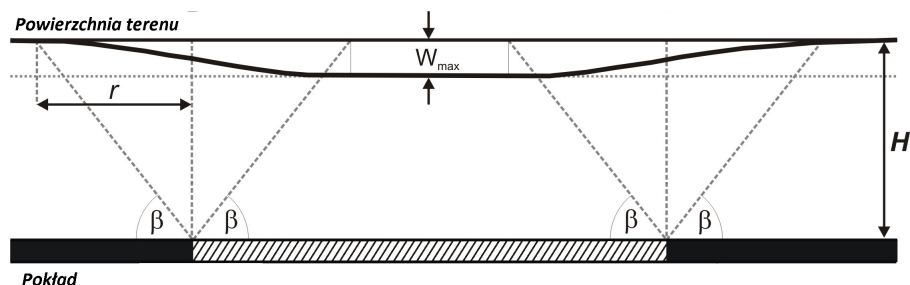
Niniejsza praca wpisuje się w prowadzone dotychczas badania dotyczące analizy danych *PSInSAR* dla Górnośląskiego Zagłębia Węglowego [19], [20] oraz badania związane z ruchami pionowymi dla obszaru Polski [30], [31], [62], [64]. W prezentowanej pracy wykazano, że dane *PSInSAR* stanowią cenne źródło informacji wykorzystywanych w analizie powolnych przemieszczeń terenu, zarówno o charakterze naturalnym, jak i antropogenicznym. W połączeniu z innymi technikami pomiarowymi, m.in. niwelacją geometryczną, czy też techniką *InSAR*, pozwalają na otrzymanie pełnego obrazu deformacji terenu, które występują w rejonie badań w długich okresach czasu.

Rozdział 1

Problem deformacji terenu na obszarach górniczych

W wyniku prowadzonej eksploatacji górniczej naruszona zostaje równowaga górotworu. Zachwianie równowagi powoduje występowanie określonych procesów fizycznych, których skutki objawiają się, m.in. w formie deformacji terenu. Deformacje są przyczyną licznych szkód zarówno w infrastrukturze powierzchniowej, jak i podziemnej. Problem ten jest szczególnie istotny w sytuacji, gdy eksploatacja górnicza prowadzona jest w pobliżu dużych aglomeracji miejskich i przemysłowych, jak ma to miejsce w przypadku Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

Deformacje terenu powstałe w wyniku eksploatacji górniczej mogą mieć charakter ciągły lub nieciągły. Deformacje ciągłe zawsze towarzyszą eksploatacji i na powierzchni terenu występują w postaci niecek obniżeniowych (Rys. 1.1). Deformacje tego rodzaju opisuje pięć następujących wskaźników: osiadanie terenu, nachylenie profilu niecki obniżeniowej, krzywizna profilu niecki obniżeniowej, przesunięcie poziome terenu i odkształcenie poziome właściwe [21]. Wskaźniki te stanowią ilościowy opis wpływu eksploatacji górniczej na powierzchnię. W przypadku deformacji ciągłych ich zasięg jest zazwyczaj znacznie większy niż deformacji nieciągłych i często trudno go jednoznacznie określić. Deformacje nieciągłe, typowe dla płytkiego górnictwa, charakteryzują się natomiast dużo większą lokalną intensywnością i mają najczęściej postać lejów, zapadlisk, szczelin i progów [65]. Zasięg deformacji nieciągłych zazwyczaj nie wykracza poza kontury eksploatacji. Należy zaznaczyć, że przemieszczenia terenu (najczęściej ciągłe) mają miejsce również po zakończeniu eksploatacji górniczej. Czas stabilizacji terenów górniczych jest różny dla różnych kopalń. Zjawisko subsydencji, o różnym nasileniu występuje niejednokrotnie nawet kilkanaście lat po zakończeniu wydobycia węgla i jest bardzo trudne



Rysunek 1.1: Niecka obniżeniowa nad wybranym pokładem (W_{max} - maksymalne obniżenie terenu, β - kąt zasięgu wpływów eksploatacji, H - głębokość eksploatacji, r - promień zasięgu wpływów eksploatacji) [21].

do predykcji i monitoringu [4]. Na obszarach górniczych pojawiają się również obniżenia terenu związane z prowadzonym odwadnianiem. Tego typu przemieszczenia pionowe mają charakter ciągły i często występują stosunkowo daleko od obszaru eksploatacji [21]. Należy zaznaczyć, że w pewnych rejonach prowadzonego wydobywania węgla (np. w filarach pomiędzy dwoma wyrobiskami), możliwe jest również podnoszenie się terenu. Ruchy tego typu zazwyczaj szybko zanikają a wartości przemieszczeń nie przekraczają kilku centymetrów [21].

Na wielkość, rozkład i zasięg osiadania terenu ma wpływ wiele czynników, które najogólniej możemy podzielić na czynniki naturalne i górniczo-techniczne [65]. Do pierwszej wymienionej grupy zaliczamy, m.in. budowę geologiczną nadległego górotworu. Wartości deformacji terenu zależą w sposób istotny od jego zwięzłości oraz położenia warstw sztywnych, w stosunku do wydobywanego pokładu [21]. Kolejnym naturalnym czynnikiem jest głębokość eksploatacji (H). W przypadku wydobywania węgla z niewielkich głębokości (do około 80 m), wzrasta prawdopodobieństwo wystąpienia deformacji nieciągłych. Deformacje terenu mają znacznie mniejsze wartości i występują na większym obszarze w sytuacji, gdy eksploatacja prowadzona jest na dużych głębokościach. Promień zasięgu wpływów eksploatacji górniczej (r) jest bowiem wprost proporcjonalny do głębokości prowadzonego wydobywania. Istotne znaczenie ma również nachylenie wydobywanego pokładu (może ono powodować pojawienie się asymetrii niecki obniżeniowej [21]) oraz grubość wydobywanego pokładu. Maksymalne obniżenie terenu (W_{max}), które może powstać nad wybranym pokładem jest wprost proporcjonalne do grubości wydobywanego pokładu. Inne czynniki naturalne wpływające na wartości deformacji to m.in. warunki hydrogeologiczne oraz zaburzenia tektoniczne. Te ostatnie są szczególnie istotne przy małym nadkładzie luźnych warstw trzecio- i czwartorzędowych [21]. Często pod wpływem eksploatacji dochodzi do uaktywnienia będących w stanie równowagi uskoków [25]. Na ich powierzchniach w sposób

bardzo wyraźny przebiega proces deformacji. Generalnie występowanie uskoków wpływa na potęgowanie zjawisk geodynamicznych. Na wielkość deformacji w strefach uskokowych wpływa, m.in. wysokość i kąt nachylenia płaszczyzny zrzutu uskoku [65]. Istotne znaczenie odgrywa również kąt nachylenia płaszczyzny uskokowej a także rodzaj materiału, który wypełnia szczelinę uskokową [65]. Kolejna grupa czynników wpływająca na wielkość deformacji ma charakter górniczo-techniczny. Głównym czynnikiem należącym do tej grupy, który decyduje o maksymalnej wartości obniżenia terenu (W_{max}), jest sposób wypełniania pustki poeksploatacyjnej. W Polsce większość wydobycia węgla prowadzona jest systemem z zawałem stropu. Stosowanie przy eksploatacji szczelnej podsadzki (np. hydraulicznej) pozwala zmniejszyć wartość W_{max} . Inne czynniki górniczo-techniczne wpływające na wartość i zasięg deformacji to, m.in. kształt i wielkość wybranego pola eksploatacji (im większe pole eksploatacji tym większe wskaźniki deformacji) oraz szybkość frontu eksploatacji [21]. Istotne jest również, czy w górotworze prowadzono wcześniej wydobycie węgla.

Z uwagi na tak długą listę czynników wpływających na wartość i zasięg deformacji terenu, ich predykcja i analiza jest zadaniem trudnym i musi być wykonana w oparciu o bardzo dobrą znajomość warunków zarówno geologicznych, jak i górniczych.

Rozdział 2

Satelitarna interferometria radarowa

Satelitarna interferometria radarowa to obecnie najczęściej wykorzystywana metoda przetwarzania obrazów radarowych wykonanych przez system *SAR* (ang. *Synthetic Aperture Radar*). Jej początki sięgają lat 90-tych XX wieku, kiedy to na orbitach okołozemskich umieszczane były kolejne satelity umożliwiające wykonywanie zobrazowań radarowych (np. ERS-1 (1991), JERS-1 (1992), ERS-2 (1995), RADARSAT-1 (1995)). Wśród technik satelitarnej interferometrii radarowej, najczęściej wykorzystywane to technika *InSAR* (ang. *Interferometry SAR*), *DInSAR* (ang. *Differential Interferometry SAR*) oraz opracowana w 1999 roku technika *PSInSAR* (ang. *Permanent/Persistent Scatterer Interferometry SAR*).

2.1 System *SAR*

System *SAR* to radar z anteną syntetyzowaną, który umożliwia wykonywanie zobrazowań powierzchni Ziemi, zarówno z wysoką rozdzielczością przestrzenną, jak i czasową. System ten składa się z dwóch głównych urządzeń: radaru umieszczonego na pokładzie satelity lub samolotu oraz procesora znajdującego się najczęściej na lądzie. *SAR* jest systemem aktywnym. Oznacza to, że wysyła on w kierunku powierzchni Ziemi własne promieniowanie mikrofalowe, a następnie rejestruje sygnał odbity od powierzchni terenu i wracający do anteny odbiorczej. Ponieważ radar jest aktywnym systemem pomiarowym, możliwa jest obserwacja Ziemi niezależnie od pory dnia. System *SAR* wykorzystuje promieniowanie mikrofalowe. Najczęściej wysyła fale z pasma *L* (15 - 30 cm), *C* (3.8 - 8 cm) lub *X* (2.5 - 3.8 cm), nieco rzadziej z pasma *S* (8 - 15 cm) oraz *P* (60 - 120 cm). Zastosowanie tak dużych długości fal pozwala na wykonanie zobrazowań niemal we wszystkich warunkach pogodowych, co nie jest możliwe w przypadku systemów pracujących w paśmie widzialnym

promieniowania elektromagnetycznego. Obraz bezpośrednio rejestrowany przez system *SAR* to tzw. hologram mikrofalowy, który po skomplikowanej obróbce i wizualizacji daje obraz radarowy. Każdy piksel obrazu radarowego zawiera informacje zarówno o amplitudzie (A), jak i o fazie (φ) sygnału powracającego do anteny [23]. Informacja ta zapisana jest w postaci liczby zespolonej $z_{SAR} = Ae^{-i\varphi}$. Dla każdego piksela obrazu radarowego wartość z_{SAR} może zmieniać się podczas kolejnych przelotów satelity, w zależności od odległości satelity od obiektu, charakteru zmian czasowych obiektu, a także od niejednorodności atmosfery [14], [26], [33]. Rejestrowana faza pozwala wyznaczyć odległość jaka dzieli radar i obiekt, od którego zostało odbite promieniowanie. W zależności od satelity i trybu w jakim pracuje *SAR* (np. *SpotLight*, *StripMap*, *ScanSAR*), otrzymane obrazy radarowe mają różną rozdzielczość czasową (od kilku do kilkudziesięciu dni) i przestrzenną (od jednego do kilkudziesięciu metrów).

Pierwszym satelitą wyposażonym w system *SAR* był SEASAT-1, który został wyniesiony na orbitę w roku 1978 przez NASA. SAESAT-1 pracował zaledwie 100 dni (zobrazowania radarowe wykonywane były przez 70 dni), jednak w tym krótkim czasie zdołał zebrać znacznie więcej informacji o oceanach niż udało się to zrobić przez kilkadziesiąt lat z pokładów statków. Obecnie na orbitach okołoziemskich znajduje się wiele satelitów wyposażonych w radary z anteną syntetyzowaną. Są to, m.in. ERS-2 i ENVISAT należące do Europejskiej Agencji Kosmicznej (ESA), japoński ALOS (JAXA), kanadyjski RADARSAT-2 (CSA), amerykański SIR-C/X-SAR (NASA), czy niemiecki TerraSAR-X (DLR i Astrium). Systemy *SAR* umieszczane są również na pokładach samolotów, np. AIRSAR (NASA/JPL, USA), ESAR (DLR, Niemcy) czy SAR-580 (CA, Kanada).

2.2 Metoda *InSAR*

Metoda *InSAR* polega na przetwarzaniu dwóch obrazów radarowych (ang. *master image* i *slave image*) wykonanych z różnych pozycji, i/lub w różnym czasie, w celu wygenerowania cyfrowego modelu terenu (*DEM*, ang. *Digital Elevation Model*). W procedurze *InSAR* wyróżnić można sześć następujących etapów [23]:

- 1) selekcja obrazów radarowych,
- 2) koregistracja obrazów radarowych,
- 3) tworzenie interferogramu,
- 4) rozwinięcie fazy interferogramu,
- 5) generowanie *DEM*,
- 6) nadawanie *DEM* geoodniesienia.

Jednym z najważniejszych etapów w procedurze *InSAR* jest selekcja odpowiednich par obrazów radarowych. W celu otrzymania precyzyjnego cyfrowego modelu terenu niezbędne jest aby obrazy *SAR* spełniały pewne warunki. Pierwszym z nich jest mała odległość czasowa obrazów. Najlepiej aby były one wykonane w tym samym czasie lub dzień po dniu (misje tandemowe). Przy większej odległości czasowej, w wyniku, m.in. czasowej dekorelacji sygnału (związanej, np. z wegetacją), zmniejsza się koherencja obrazów *SAR*, co znacznie pogarsza jakość otrzymanych wyników. Podczas selekcji obrazów radarowych istotna jest również odległość geometryczna satelitów w momencie wykonywania zobrazowań. Optymalna odległość zmienia się dla różnych satelitów i tak, np. dla ERS-2 i ENVISAT mieści się ona w granicach 150 m a 300 m. Po wybraniu odpowiedniej pary obrazów radarowych konieczna jest ich koregistracja z podpikselową dokładnością. Proces ten polega na dopasowaniu geometrii jednego zobrazowania (*slave image*) do geometrii drugiego zobrazowania (*master image*). W pierwszym etapie na podstawie, m.in. danych o orbitach wykonuje się wstępną koregistrację (ang. *coarse coregistration*), a następnie szereg metod statystycznych wykorzystywanych jest do wykonania precyzyjnej koregistracji (ang. *fine coregistration*) [23]. Kolejnym ważnym krokiem w procedurze *InSAR* jest generowanie interferogramu. Zadanie to wykonuje się poprzez mnożenie pierwszego obrazu zespolonego (*slave image*) z zespolonym i sprzężonym drugim obrazem (*master image*) (2.1)

$$z_{SAR_I} = z_{SAR_S} * z_{SAR_M}^* = A_S A_M e^{i(\varphi_S - \varphi_M)} = A_I e^{i\varphi_I} \quad (2.1)$$

gdzie:

$z_{SAR_I}, z_{SAR_S}, z_{SAR_M}$ - zespolona reprezentacja sygnału radarowego odpowiednio dla danego piksela interferogramu, obrazu *slave* i obrazu *master*,

A_S, A_M - amplituda sygnału radarowego dla danego piksela obrazu *slave* i obrazu *master*,

φ_S, φ_M - faza sygnału radarowego dla danego piksela obrazu *slave* i *master*,

A_I - amplituda sygnału radarowego dla danego piksela interferogramu,

φ_I - faza sygnału radarowego dla danego piksela interferogramu.

Otrzymany interferogram przedstawia różnicę faz obu obrazów (*slave image* i *master image*) w postaci prążków interferencyjnych. Obliczona różnica faz, to tzw. faza główna (ang. *pricipal phase*). Jej wartości zmieniają się w przedziale $(-\pi, \pi)$ i nie mogą być bezpośrednio użyte do obliczenia wysokości terenu. Wcześniej konieczne jest wykonanie procesu rozwinięcia fazy (ang. *phase unwrapping*) w celu otrzymania jej absolutnej wartości

(ang. *absolute phase*) [47]. Rozwijanie fazy można rozumieć jako uzupełnienie pomierzonej fazy o wielokrotność 2π . Zostało opracowanych wiele algorytmów rozwijania fazy [18] [51]. Następnie po wyznaczeniu wartości absolutnej fazy jest ona przeliczana na wysokość terenu. W kolejnym kroku generowany jest model *DEM*. Ostatnim etapem przetwarzania obrazów w metodzie *InSAR* jest nadawanie geodniesienia, które polega na zamianie układu odniesienia otrzymanego cyfrowego modelu terenu na standardowy układ kartograficzny.

Dokładność otrzymanego cyfrowego modelu terenu zależy od wielu czynników. Najważniejsze z nich to długość fali wykorzystywana przez system *SAR*, odległość pomiędzy satelitami wykonującymi zobrazenia, oraz typ obrazowanego terenu. Generalnie średni błąd *RMS* (ang. *Root Mean Square*) wynosi od około 2 m dla płaskich terenów, 5 m dla obszarów górzystych [39] i od 7 m do 12 m dla zróżnicowanych terenów [43].

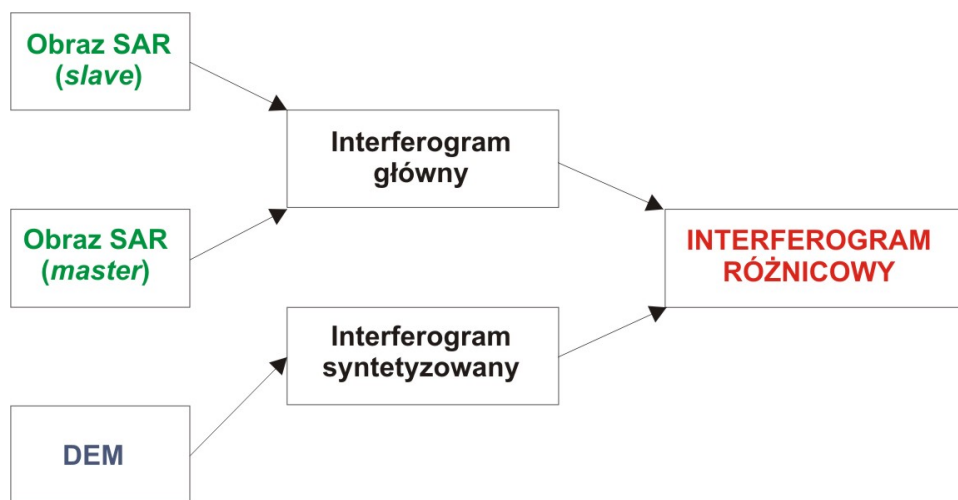
Metoda *InSAR* pomimo swej ogromnej użyteczności ma również pewne ograniczenia. Wynikają one przede wszystkim z czasowej i geometrycznej dekorelacji sygnału, a także z niejednorodności atmosfery. Dekorelacja czasowa jest związana ze zmianą właściwości elektromagnetycznych obrazowanego rozpraszacza (np. na skutek wegetacji), lub/i zmianą jego pozycji wewnątrz komórki rozdzielczej [14]. Dekorelacja geometryczna obrazów *SAR* wynika natomiast z różnicy w geometrii obrazowania. Powoduje ona, że część obrazów *SAR* nie może być wykorzystanych do interferometrii. Trzecie z wymienionych ograniczeń jest spowodowane niejednorodnościami atmosfery, które to na obrazach radarowych tworzą tzw. atmosferyczny obraz fazy (*APS*, ang. *Atmospheric Phase Screen*) [47]. Nie jest możliwe oszacowanie i usunięcie składnika *APS* na podstawie jednego lub nawet kilku interferogramów.

Metoda *InSAR* znajduje zastosowanie wszędzie tam, gdzie informacja o topografii terenu odgrywa kluczowe znaczenie. Cyfrowe modele terenu są wykorzystywane m.in. w badaniu takich zjawisk jak lawiny, spływy wód powierzchniowych czy osuwiska.

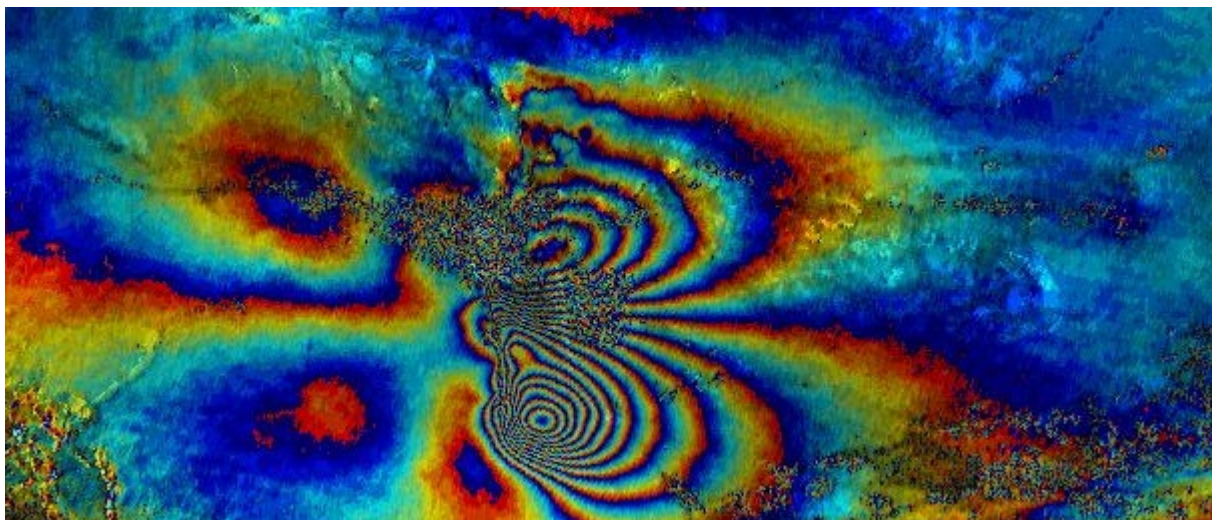
2.3 Metoda *DInSAR*

Metoda *DInSAR* została opracowana na podstawie opisanej wcześniej metody *InSAR*. Interferometria różnicowa *DInSAR* pozwala wyznaczyć wartości deformacji terenu jakie wystąpiły w czasie pomiędzy wykonaniem dwóch zobrażeń radarowych. Stosując tą metodę możliwy jest monitoring przemieszczeń terenu na ogromnych obszarach z dokładnością nawet rzędu kilkunastu milimetrów. W metodzie *DInSAR*, podobnie jak w przypadku *InSAR*, również tworzony jest interferogram. W celu otrzymania wartości deformacji terenu, konieczne jest jednak wykorzystanie dodatkowych informacji o topografii

rejonu badań, które najczęściej zapisane są w postaci *DEM*. Cyfrowy model terenu zamieniany jest na interferogram syntetyzowany, który następnie odejmowany jest od interferogramu głównego (Rys. 2.1). Otrzymany interferogram różnicowy niesie informacje jedynie o deformacjach terenu, a nie o topografii (Rys. 2.2). Jeżeli w badanym przedziale czasu nie wystąpiły żadne deformacje terenu, to otrzymane wartości różnicy faz są bliskie zera. Należy zaznaczyć, że metoda *DInSAR* dostarcza informacji o deformacjach terenu w kierunku linii celowej satelity (*LOS*, ang. *Line Of Sight*). Na rysunku 2.2 pokazany został interferogram różnicowy, który przedstawia deformacje terenu powstałe na skutek trzęsienia ziemi, które miało miejsce w grudniu 2003 roku w Bam w Iranie [9]. Wartości deformacji terenu zapisane są za pomocą kolorów. Zakres kolorów od czerwonego do granatowego odpowiada przemieszczeniu równemu 2.6 cm. Wartości deformacji terenu, które mogą być pomierzone dzięki technice *DInSAR*, w ścisły sposób zależą od długości fal wykorzystywanych przez system *SAR*. Im większe długości fal są wysyłane przez radar tym większe wartości deformacji terenu mogą zostać pomierzone. Na jakość otrzymanych wyników w istotny sposób wpływa dokładność wykorzystanego cyfrowego modelu terenu. Jeżeli dla obszaru badań nie ma odpowiedniego *DEM*, można go wygenerować korzystając z metody *InSAR*, tak jak opisano to w rozdziale 2.2. W metodzie *DInSAR* pojawiają się również ograniczenia związane z dekorrelacją czasową, geometryczną i *APS*. W pewnych przypadkach uniemożliwiają one pomiar deformacji terenu z wykorzystaniem tej techniki.



Rysunek 2.1: Etapy przetwarzania danych w technice *DInSAR*.



Rysunek 2.2: Interferogram różnicowy przedstawiający deformacje terenu powstałe w wyniku trzęsienia Ziemi, które miało miejsce w grudniu 2003 roku w Bam w Iranie [9].

Metoda *DInSAR* znalazła zastosowanie w wielu dziedzinach nauki i przemysłu. Stosuje się ją z powodzeniem, m.in. do badania aktywności wulkanicznej [3], trzęsień ziemi [40], monitoringu osuwisk i ruchów lodowców [32] oraz do badania deformacji wywołanych działalnością człowieka, np. na skutek prowadzonej eksploatacji górniczej [22], [41], [46].

2.4 Metoda *PSInSAR*

Trzecią najczęściej wykorzystywaną techniką satelitarnej interferometrii radarowej jest tzw. metoda stabilnych rozpraszaczy radarowych (*PSInSAR*, ang. *Permanent/Persistent Scatterer SAR Interferometry*). Została ona opracowana przez naukowców z Politechniki w Mediolanie pod koniec lat 90-tych XX wieku. Metoda ta polega na przetwarzaniu zestawu minimum kilkunastu (najlepiej kilkudziesięciu) obrazów radarowych tego samego obszaru, wykonanych w różnym czasie [48]. Wykorzystanie długich serii obserwacyjnych pozwala wyeliminować ograniczenia związane z dekorelacją czasową, geometryczną oraz niejednorodnością atmosfery. Dzięki wykorzystaniu metody stabilnych rozpraszaczy radarowych, możliwa jest detekcja niewielkich, długookresowych deformacji terenu o przyrostach rzędu nawet $1 \frac{mm}{rok}$ [14]. *PSInSAR*, w przeciwieństwie do metody *DInSAR*, nie dostarcza informacji o wartościach przemieszczeń dla każdego piksela obrazu radarowego, a jedynie dla tych obiektów terenu, które są stabilnymi rozpraszaczami radarowymi (tzw. punkty *PS*, ang. *Permanent/Persistent Scatterers*). Dla punktów *PS* pomierzone na kolejnych zobrazeniach radarowych wartości amplitudy i fazy nie

zmieniają się znacząco w czasie. Stabilne rozpraszacze radarowe odpowiadają takim obiektom na powierzchni Ziemi jak budynki, mosty, wiadukty, wychodnie skał itp. W standardowej procedurze *PSInSAR* zakłada się liniowy charakter deformacji, co oznacza, że rozpraszacze, dla których wyznaczone wartości nie zmieniają się w sposób liniowy, nie są identyfikowane jako punkty *PS*.

Przetwarzanie obrazów radarowych metodą *PSInSAR* można generalnie podzielić na kilka etapów. Pierwszy z nich polega na selekcji zestawu $N_{SAR} + 1$ odpowiednich obrazów radarowych. Dokładność wyników otrzymanych tą metodą zależy od ilości wykorzystanych obrazów *SAR*. Najlepiej aby zestaw liczył nie mniej niż 30 obrazów radarowych [14]. Następnie, podobnie jak w technice *InSAR*, obrazy muszą przejść proces koregistracji. W kolejnym kroku wybierany jest obraz referencyjny (*master image*). Powinien on być położony w części środkowej analizowanego przedziału czasu, jak również w sensie geometrycznym, w części centralnej badanego obszaru. Kolejny krok polega na wygenerowaniu N_{SAR} interferogramów, każdy względem tego samego obrazu referencyjnego (*master image*). Następnie od wartości fazy otrzymanych interferogramów odejmowany jest składnik związany z topografią. Zadanie to jest wykonywane, analogicznie jak w metodzie *DInSAR*, najczęściej poprzez wykorzystanie syntetyzowanego interferogramu utworzonego na podstawie dostępnego modelu *DEM*. Otrzymane interferogramy różnicowe przedstawiają deformacje terenu, jakie wystąpiły w czasie pomiędzy wykonaniem poszczególnych obrazów *SAR* i obrazu referencyjnego. Kolejny krok przetwarzania obrazów radarowych metodą *PSInSAR* polega na selekcji punktów *PSC* (ang. *Permanent/Persistent Scatterers Candidates*). Zadanie to można wykonać korzystając z wielu metod. Jedną z nich jest analiza dyspersji amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie. Aby można było zastosować ten algorytm, niezbędna jest wcześniejsza kalibracja radiometryczna obrazów *SAR*. Następnie, korzystając ze wzoru (2.2), dla każdego ich piksela wyznaczana jest wartość dyspersji amplitudy w czasie (D_A) [14].

$$D_A = \frac{\sigma_A}{m_A} \quad (2.2)$$

gdzie:

σ_A - odchylenie standardowe amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie,

m_A - średnia wartość amplitudy rejestrowanego sygnału radarowego w czasie.

W kolejnym kroku ustala się pewną wartość progową D_{Ath} (najczęściej $D_{Ath} = 0.25$) [14]. Jeżeli dla danego piksela obliczona dyspersja amplitudy jest mniejsza niż ustalona wartość progowa, wtedy jest on zaliczany jako punkt *PSC*. Badanie dyspersji amplitudy daje dobre wyniki jedynie w przypadku dużych zestawów obrazów *SAR* (więcej niż 30), bowiem jedynie wtedy jest ona również dobrym parametrem opisującym stabilność fazy sygnału radarowego [14]. Inną metodą wyznaczania kandydatów na stabilne rozpraszacze radarowe, jest analiza map koherencji związanych z poszczególnymi interferogramami. Wartości koherencji (C_h), dla poszczególnych pikseli obrazu radarowego, wyznacza się ze wzoru (2.3)

$$C_h = \frac{\sum_{k,l} z_{SAR_1}(k,l) z_{SAR_2}^*(k,l)}{\sqrt{\sum_{k,l} |z_{SAR_1}(k,l)|^2 \sum_{k,l} |z_{SAR_2}^*(k,l)|^2}} \quad (2.3)$$

gdzie:

k, l - wielkość okna estymacji,

z_{SAR}^* - liczba sprzężona do liczby z_{SAR} .

Jeżeli, dla danego piksela, wartość koherencji jest zawsze większa niż ustalona wartość progowa (C_{h_th}), wtedy piksel ten identyfikowany jest jako *PSC*. Ustalenie odpowiedniej wartości progowej (C_{h_th}), jak również wielkości okna estymacji (k, l), są zadaniami trudnymi i w znaczący sposób wpływają na jakość otrzymanych wyników. Kolejne zadanie w procedurze *PSInSAR* polega na estymacji, dla zidentyfikowanych punktów *PSC*, trzech parametrów: błędu *DEM*, prędkości deformacji w kierunku *LOS* oraz wartości *APS*. Następnie, z wykorzystaniem metod geostatystycznych, wykonywana jest interpolacja wartości *APS* dla regularnej siatki. Oszacowane wartości zakłócenia atmosferycznego są usuwane z interferogramów różnicowych. Po wykonaniu tego zadania możliwa jest analiza wartości fazy dla każdego piksela obrazów radarowych i wyznaczenie punktów *PS*, które odznaczają się wysoką wartością koherencji (zazwyczaj $C_h > 0.75$) [14]. Dla każdego punktu *PS* wyznacza się średnią szybkość deformacji w czasie.

Metoda *PSInSAR* jest w dalszym ciągu rozwijana. Prowadzone obecnie badania mają na celu przede wszystkim opracowanie nowych algorytmów, które pozwolą na selekcję stabilnych rozpraszaczy radarowych na podstawie mniejszego zestawu obrazów *SAR*, jak również na lepszą ich identyfikację, także na obszarach niezabudowanych [48]. Drugie z wymienionych zadań może być wykonane poprzez detekcję tzw. punktów *SPS* (ang. *Semi PS*) oraz *TPS* (ang. *Temporal PS*). Są to obiekty, które zachowują się jak

stabilne rozpraszacze radarowe jedynie na niektórych podseriach analizowanych obrazów radarowych. Identyfikacja tych punktów odbywa się na podstawie analizy wartości amplitudy w czasie [12]. Dla każdego piksela obrazu radarowego sprawdza się, czy występuje dla niego zmiana trendu wartości amplitudy w czasie. Jeżeli w analizowanym szeregu czasowym zidentyfikowana zostanie jedna zmiana trendu, wtedy taki piksel definiowany jest jako *SPS*, w przypadku dwóch (i więcej) zmian trendu piksel oznaczany jest jako *TPS*. Opracowano również algorytm *APSA* (ang. *Advanced Permanent Scatterers Analysis*) umożliwiającą identyfikację powolnych deformacji terenu o charakterze nieliniowym [13]. Zadanie to jest znacznie bardziej skomplikowane i czasochłonne niż detekcja przemieszczeń liniowych i dodatkowo wymaga wykorzystania informacji na temat, m.in. geologii i hydrogeologii badanego obszaru.

Metoda *PSInSAR* pomimo swej ogromnej użyteczności, m.in. w monitoringu osuwisk [11], [59], badaniu osiadań na obszarach odwadnianych [8], [60], czy detekcji deformacji terenu innego pochodzenia [7], posiada również pewne ograniczenia. Przede wszystkim jest to metoda, która dostarcza pomiarów względnych. Wartości deformacji terenu wyznaczone są względem wybranego obrazu referencyjnego. Metoda ta nie pozwala również na pomiar dużych deformacji terenu (większych niż kilka centymetrów pomiędzy kolejnymi zobrazowaniami radarowymi), dlatego nie jest użyteczna do monitoringu bardzo niestabilnych terenów oraz terenów niezabudowanych, gdzie brakuje stabilnych punktów odbijających. Innym ograniczeniem metody *PSInSAR* jest konieczność wykorzystania dużego zestawu obrazów radarowych, co znacznie zwiększa koszty jej zastosowania. Należy również zaznaczyć, że nie zawsze tak duże serie obserwacyjne są dostępne dla danego obszaru badań.

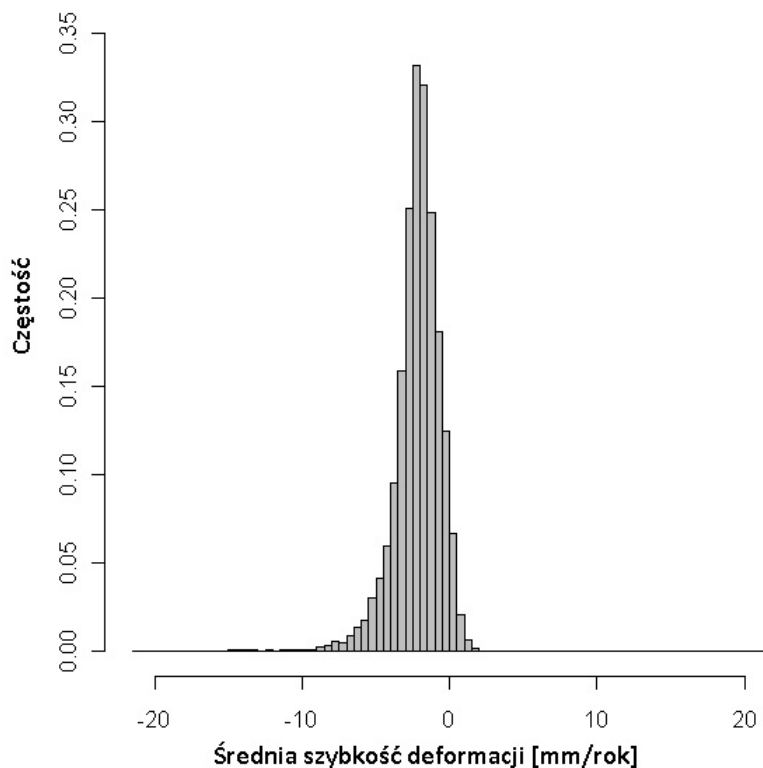
Rozdział 3

Charakterystyka danych *PSInSAR* dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego

W pracy wykorzystano dane *PSInSAR*, które zostały przekazane w 2003 roku do Państwowego Instytutu Geologicznego przez konsorcjum *TerraFirma* w ramach projektu *GMES* (ang. *Global Monitoring for Environment and Security*). Analizowany zbiór danych dotyczy siedmiu wybranych obszarów górniczych położonych w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego i dostarcza informacji o niewielkich, długookresowych deformacjach terenu, które wystąpiły na tym obszarze od maja roku 1992 do kwietnia roku 2003. Dane zostały otrzymane w wyniku przetworzenia 79 obrazów *SAR* wykonanych z satelitów ERS-1 i ERS-2, należących do Europejskiej Agencji Kosmicznej (ESA). Obrazy zostały przetworzone według algorytmu metody *PSInSAR* przez włoską firmę *TRE* (wł. *Tele-Rilevamento Europa*). Dla obszaru badań o powierzchni w przybliżeniu 150 km² zidentyfikowanych zostało 24887 punktów *PS*. Dla każdego z nich wyznaczona została średnia szybkość deformacji (V) terenu oraz wartość koherencji (C_h). Dodatkowo dla 6155 punktów *PS* podane zostały względne deformacje terenu, jakie wystąpiły w czasie pomiędzy wykonaniem poszczególnych obrazów *SAR* i obrazu referencyjnego (z dnia 13-08-1997). Odległość czasowa pomiędzy wykorzystanymi obrazami *SAR* jest najczęściej równa 35 dni (tyle wynosi czas rewizyty dla satelitów ESA). Część obrazów pochodzi również z misji tandemowej satelitów ERS-1 i ERS-2, która prowadzona była w latach 1995-1996. W tym czasie możliwe było wykonywanie zobrazowań tego samego obszaru Ziemi z odległością czasową równą 1 dzień. W analizowanych szeregach czasowych występują także większe luki obserwacyjne (przekraczające 30 dni), wynikające z przyczyn pomiarowych.

3.1 Podstawowy statystyczny opis danych *PSInSAR*

W prezentowanej pracy właściwa analiza danych *PSInSAR* z obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, została poprzedzona statystycznym opisem ich podstawowych cech. Opis ten dotyczył dwóch parametrów, których wartości są wyznaczone dla każdego punktu *PS* w standardowej procedurze przetwarzania obrazów techniką *PSInSAR*. Pierwszy z tych parametrów to średnia szybkość deformacji terenu (V), natomiast drugi to koherencja (C_h).



Rysunek 3.1: Histogram częstości średnich szybkości deformacji terenu pomierzonych w punktach *PS*.

W pierwszej kolejności, dla parametru opisującego średnią szybkość deformacji terenu zbudowano histogram częstości (Rys. 3.1). Histogram oparto na 94 przedziałach, każdy o długości $0.5 \frac{mm}{rok}$. Otrzymany histogram jest jednomodalny. Moda odpowiada przedziałowi $< -2.5 \frac{mm}{rok}, -2.0 \frac{mm}{rok}$, dla którego liczebność wynosi 4125 punktów *PS*. Inną cechą otrzymanego histogramu jest jego asymetryczność (ujemna skośność). Wartości histogramu maleją nieco wolniej po lewej stronie mody. Z histogramu (Rys. 3.1) można odczytać również, że w analizowanym zbiorze danych dominują punkty *PS*, dla których pomierzone wartości deformacji wskazują na osiadanie terenu. Punkty stabilne ($V = 0 \frac{mm}{rok}$)

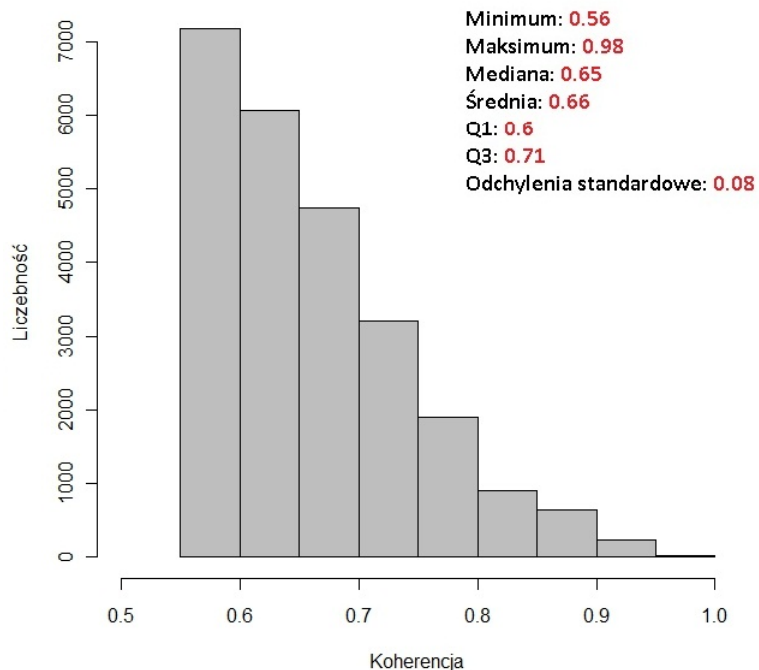
i podnoszące się ($V > 0 \frac{mm}{rok}$) stanowią jedynie 4.8% wszystkich zidentyfikowanych stabilnych rozpraszaczy.

W kolejnym kroku statystycznego opisu danych *PSInSAR* dla parametru średniej szybkości deformacji terenu wyznaczono podstawowe wskaźniki sumaryczne. Zostały one zebrane w tabeli 3.1. Obliczono wartość maksymalną i minimalną, a także wskaźniki położenia (wartość średnią i medianę) oraz wskaźniki rozproszenia (wariancję, odchylenie standardowe, pierwszy i trzeci kwartył oraz rozstęp międzykwartyłowy). Wyznaczone wartości: minimalna i maksymalna w znaczący sposób odbiegają od wartości odpowiednio pierwszego i trzeciego kwartyła. Taka sytuacja może świadczyć o występowaniu pomiarów odstających.

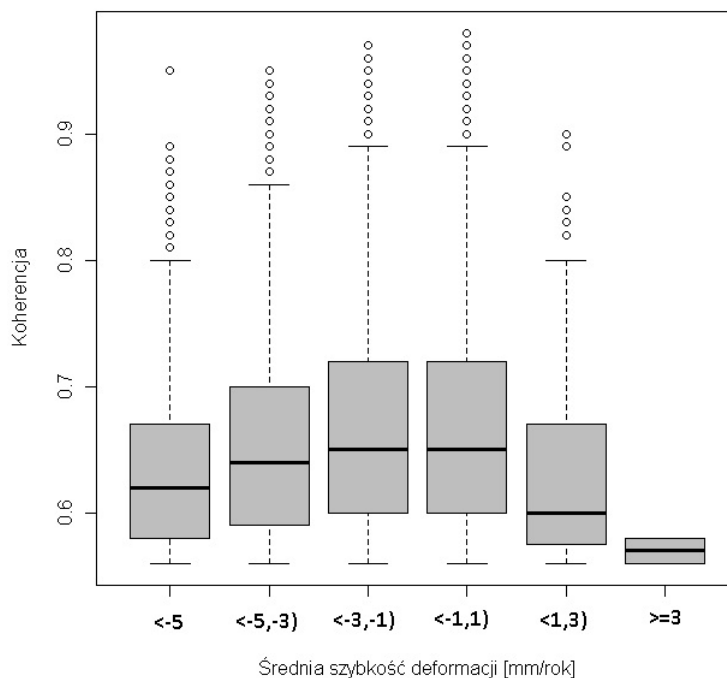
Tablica 3.1: Podstawowe wskaźniki sumaryczne dla danych *PSInSAR*.

Parametr	Wartość
Wartość minimalna (V_{min})	-21.1
Wartość maksymalna (V_{max})	25.1
Miary położenia	
Średnia (\bar{V})	-2.18
Mediana (V_{med})	-2.10
Miary rozproszenia	
Wariancja (s^2)	2.55
Odchylenie standardowe (s)	1.6
Pierwszy kwartył (Q_1)	-2.90
Trzeci kwartył (Q_3)	-1.10
Rozstęp międzykwartyłowy ($IQR = Q_3 - Q_1$)	1.8

W kolejnym etapie opisu danych wykonano histogram liczebności dla parametru opisującego koherencję poszczególnych punktów *PS* (Rys. 3.2). Histogram oparto na 10 przedziałach, każdy o długości 0.05. Otrzymany histogram jest jednomodalny. Moda odpowiada przedziałowi $< 0.55, 0.6$, do którego należy 7176 punktów *PS* (28.8% wszystkich stabilnych rozpraszaczy). Otrzymany histogram jest wyraźnie asymetryczny (dodatnia skośność). Na rysunku 3.2 umieszczono także podstawowe wskaźniki sumaryczne wyznaczone dla parametru koherencji.

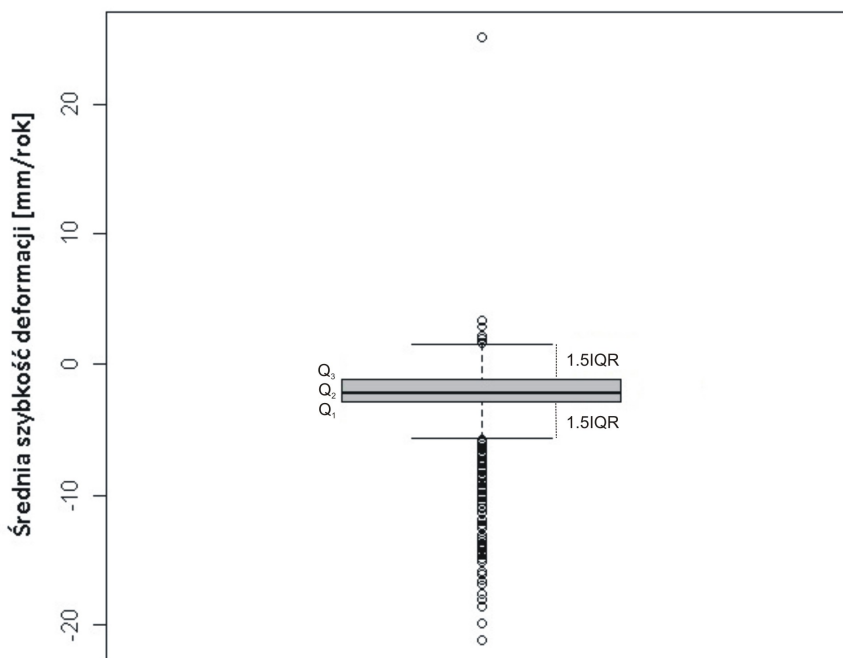


Rysunek 3.2: Histogram liczebności oraz podstawowe wskaźniki sumaryczne dla koherencji punktów *PS* (Q_1 - kwartył pierwszy, Q_3 - kwartył trzeci).



Rysunek 3.3: Wartości koherencji dla punktów *PS*, dla których pomierzone szybkości deformacji terenu należą do poszczególnych przedziałów.

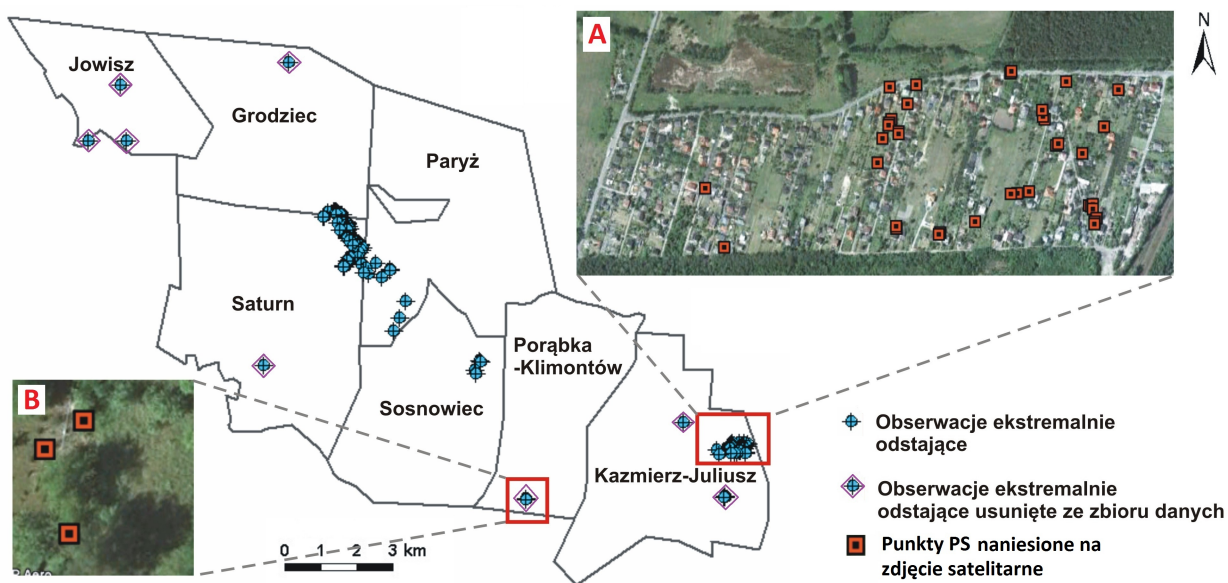
W prezentowanej pracy sprawdzono również, jak zmieniają się średnie wartości koherencji dla punktów *PS*, dla których pomierzone szybkości deformacji terenu należą do poszczególnych przedziałów. W tym celu przygotowano wykresy pudełkowe (Rys. 3.3). Widać, że wartości koherencji nie zmieniają się znacząco dla poszczególnych przedziałów średnich szybkości deformacji terenu. Punkty *PS* odznaczające się najwyższymi wartościami koherencji odpowiadają stabilnym rozpraszaczom, dla których wyznaczona średnia szybkość deformacji terenu mieści się w przedziale od $-3 \frac{mm}{rok}$ do $1 \frac{mm}{rok}$. Niższe wartości koherencji są charakterystyczne dla punktów *PS*, w których stwierdzono podnoszenie się terenu ($V \geq 1 \frac{mm}{rok}$).



Rysunek 3.4: Wykres pudełkowy dla wartości średnich szybkości deformacji terenu.

W kolejnym etapie pracy przygotowano wykres pudełkowy dla parametru średniej szybkości deformacji terenu (Rys. 3.4). Na wykresie tym widać wyraźnie, że w analizowanym zbiorze danych występują wartości odstające. Wartości te pojawiają się zarówno dla dodatnich, jak i ujemnych szybkości deformacji terenu. W kolejnym kroku ze zbioru danych wybrano wartości ekstremalnie odstające (PS_{odst}). Za takie przyjęto te pomiary, których szybkość deformacji terenu była większa od $V_{G_{th}} = Q_3 + 3IQR$ lub mniejsza od $V_{D_{th}} = Q_1 - 3IQR$, gdzie Q_3 i Q_1 to odpowiednio pierwszy i trzeci kwartyl, natomiast IQR to odstęp międzykwartyłowy. Badanie wykazało, że dla 135 punktów *PS* pomierzone szybkości deformacji terenu były mniejsze niż $V_{D_{th}} = -8.3 \frac{mm}{rok}$. Tylko dla jednego punktu szybkość przemieszczeń była większa niż $V_{G_{th}} = 4.3 \frac{mm}{rok}$. Lokalizacja

punktów *PS*, dla których stwierdzono ekstremalnie odstające wartości szybkości deformacji terenu została przedstawiona na rysunku 3.5.

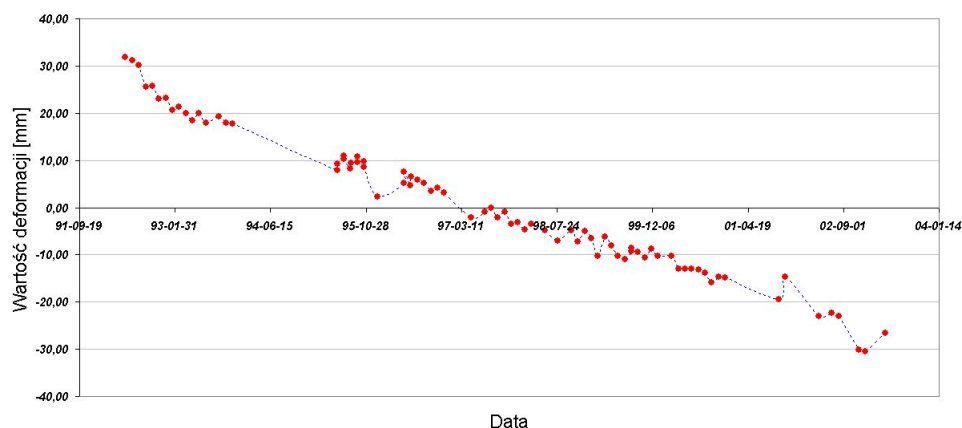


Rysunek 3.5: Lokalizacja punktów *PS*, dla których stwierdzono ekstremalnie odstające wartości średniej szybkości deformacji terenu (A, B - Wybrane punkty PS_{ods} naniesione na zdjęcia satelitarne obszaru badań).

Ponieważ obserwacje odstające mogą w sposób istotny wpływać na wyniki analizy danych, w prezentowanej pracy sprawdzono, czy wyselekcjonowane ekstremalne wartości odstające są związane z błędami pomiarowymi, czy też ujawniają istotną dla badanego zjawiska anomalie. W tym celu, dla każdego punktu PS_{ods} , utworzono bufor o wielkości 150 m. Następnie, dla zbioru punktów *PS* znajdujących się w obrębie bufora, wyznaczono kwartył pierwszy (Q_{1buf}), kwartył trzeci Q_{3buf} oraz rozstęp międzykwartyłowy IQR_{buf} . Dany punkt PS_{ods} uznawano za niewiarygodny, jeżeli pomierzona dla niego szybkość deformacji terenu była większa niż $Q_{3buf} + 1.5IQR_{buf}$ lub mniejsza niż $Q_{1buf} - 1.5IQR_{buf}$. W sytuacji, gdy w buforze o wielkości 150 m utworzonym wokół PS_{ods} znajdowało się mniej niż 10 punktów *PS*, wtedy taka wartość odstająca była badana indywidualnie (na dostępnych zdjęciach satelitarnych sprawdzano jakiemu obiektowi na powierzchni terenu odpowiada dany punkt PS_{ods} (Rys. 3.5A i Rys. 3.5B)). Wszystkie niewiarygodne obserwacje odstające usunięto ze zbioru danych. Takie rozwiązanie pozwoliło wyeliminować pojedyncze punkty *PS* o dużych szybkościach przemieszczeń, położone na obszarach o odmiennym charakterze deformacji (Rys. 3.5B) oraz pozostawić te obserwacje odstające, które tworzyły większe skupiska (Rys. 3.5A). W wyniku analizy ze zbioru 24887 punktów *PS* usunięto 20 wartości ekstremalnie odstających. Przeprowadzona analiza zdjęć satelitarnych, na które

naniesione zostały usunięte punkty, wykazała że w większości przypadków odpowiadały one słupom energetycznym lub drzewom, które nie są stabilnymi rozpraszaczami radarowymi.

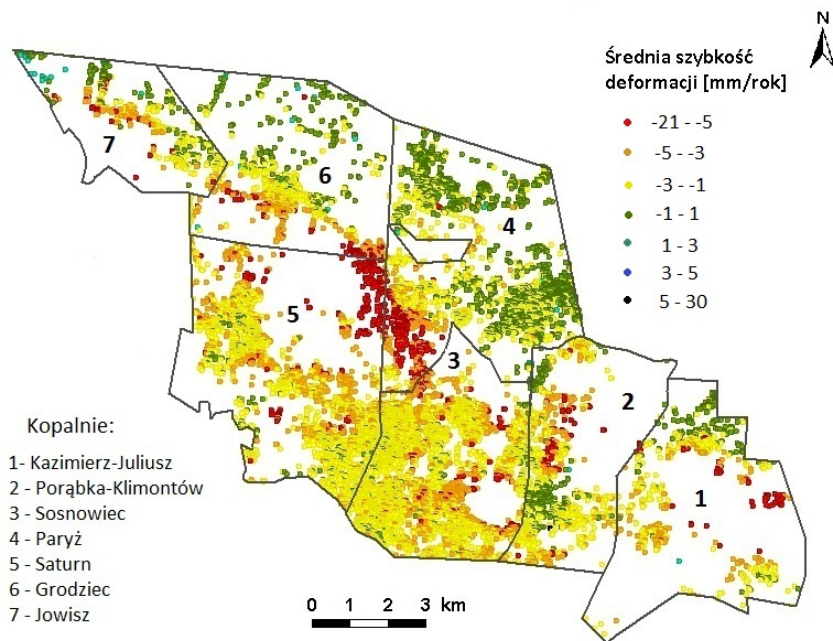
Na rysunku 3.6 przedstawiono, dla losowo wybranego punktu *PS*, pomierzone wartości deformacji w czasie. Można zauważyć, że utworzony szereg czasowy posiada pewne luki obserwacyjne. Wynikają one z przyczyn pomiarowych. Dwa najdłuższe okresy bez pomiarów deformacji to: 28.11.199 - 30.05.1995 (542 dni) oraz 20.12.2000 - 26.09.2001 (276 dni). Dla wszystkich stabilnych rozpraszaczy analizowanych w prezentowanej pracy, pomiary deformacji terenu wykonano w tych samych przedziałach czasowych, które zaprezentowano na rysunku 3.6. Na przygotowanym rysunku widać również, że dla danego punktu *PS*, wartości deformacji w czasie mają w przybliżeniu charakter liniowy. Jakość dopasowania modelu liniowego do wartości deformacji terenu jest różna dla poszczególnych punktów *PS*. W wielu przypadkach dla stabilnych rozpraszaczy zaobserwować można zmianę trendu deformacji w czasie. Zagadnienie to zostało dokładnie przeanalizowane i opisane w rozdziale 5.1.4.



Rysunek 3.6: Wartości deformacji terenu w czasie dla losowo wybranego punktu *PS*.

3.2 Przestrzenne rozmieszczenie punktów *PS*

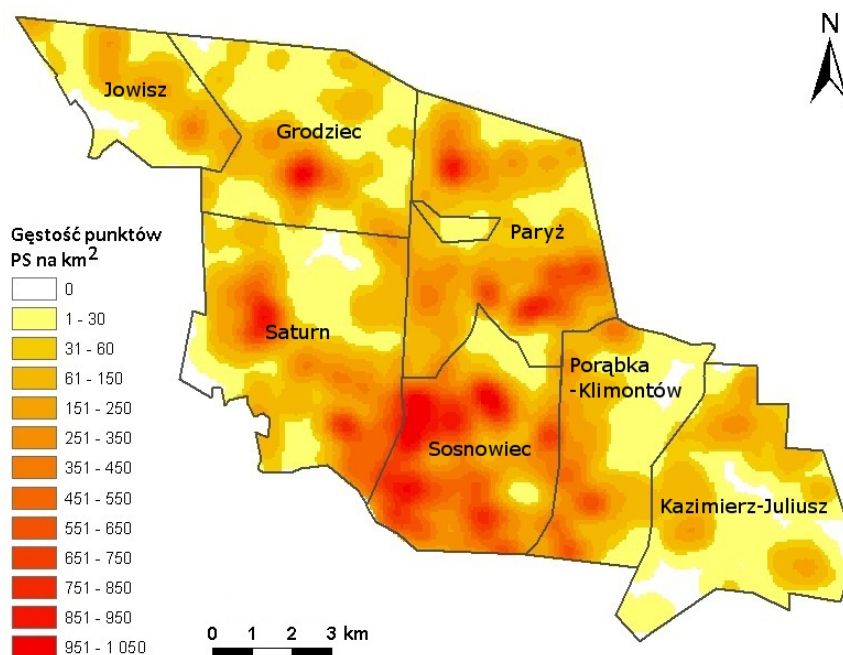
Na rysunku 3.7 dla analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, przedstawiono położenie zidentyfikowanych punktów *PS*, a także wartości pomierzonych dla nich średnich szybkości deformacji. Można zauważyć, że dla południowej i południowo-zachodniej części obszaru badań, charakterystyczne są deformacje terenu o średnich szybkościach od $-3 \frac{mm}{rok}$ do $-1 \frac{mm}{rok}$. Dla punktów *PS* położonych w części centralnej analizowanego obszaru badań odnotowano największe szybkości osiadania ($V > -5 \frac{mm}{rok}$) natomiast część północna i północno-wschodnia to tereny generalnie stabilne.



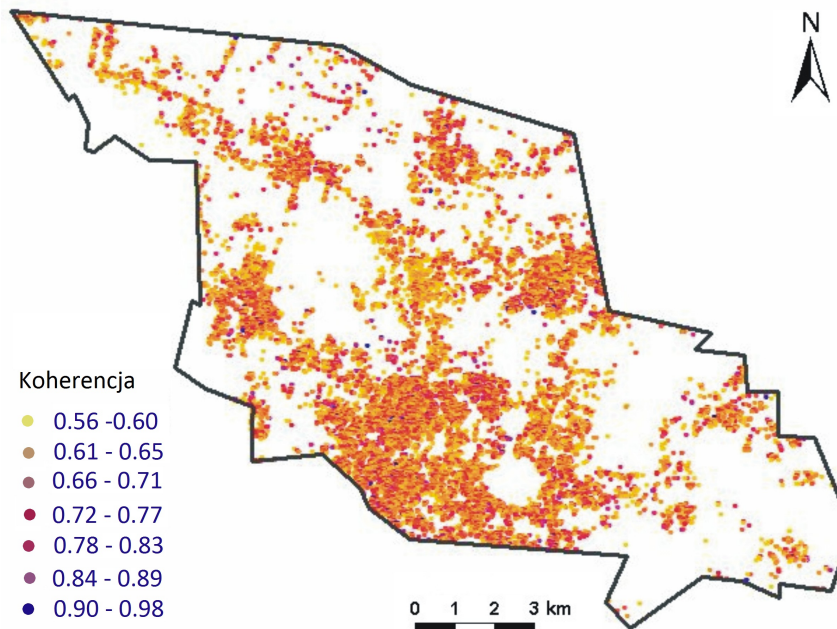
Rysunek 3.7: Wartości średnich szybkości deformacji terenu wyznaczone dla punktów *PS* w obrębie analizowanej części Zagłębia Dąbrowskiego.

Rozmieszczenie punktów *PS* w obrębie obszaru badań jest bardzo nieregularne (Rys. 3.7). Część tego rejonu pozbawiona jest tych punktów. Są to tereny niezabudowane, zalesione na których brakuje stabilnych rozpraszaczy radarowych, bądź są to tereny, na których wystąpiły deformacje terenu większe niż te, które mogą być wykryte z wykorzystaniem techniki *PSInSAR*. Dla obszaru badań przygotowano mapę średniej gęstości punktów *PS* (Rys. 3.8). Największe gęstości punktów *PS* są charakterystyczne dla obszaru górniczego kopalni *Sosnowiec*. Rejony o wysokiej gęstości stabilnych rozpraszaczy znajdują się również w obrębie obszarów górniczych kopalń *Saturn*, *Grodziec* i *Paryż*. Najwięcej terenów, na których brakuje punktów *PS* zlokalizowanych jest na obszarze górniczym kopalni *Kazimierz-Juliusz* w Sosnowcu.

Na rysunku 3.9 przedstawiono wartości koherencji dla poszczególnych punktów *PS*. Można zaobserwować, że stabilne rozpraszacze radarowe, o różnych wartościach koherencji, rozmieszczone są na badanym obszarze w sposób losowy. Nie można wyróżnić rejonów, w których punkty *PS* odznaczają się szczególnie wysokimi lub niskimi wartościami koherencji.



Rysunek 3.8: Gęstość występowania punktów *PS* w obrębie analizowanej części Zagłębia Dąbrowskiego.



Rysunek 3.9: Wartości koherencji dla poszczególnych punktów *PS* położonych w obrębie analizowanej części Zagłębia Dąbrowskiego.

Rozdział 4

Aspekty teoretyczne i obliczeniowe analizy danych *PSInSAR*

W prezentowanej pracy doktorskiej wykonano przestrzenną i czasową analizę danych *PSInSAR* dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. Jej celem było szczegółowe zbadanie charakteru zmienności średnich szybkości deformacji terenu, poprzez rozpoznanie trendów wielkoskalowych oraz lokalnych zmian badanego parametru. Otrzymane wyniki przeanalizowano zarówno w kontekście budowy geologicznej rejonu badań, jak również w kontekście prowadzonej na tym terenie działalności górniczej. Analizę przestrzenną danych *PSInSAR* wykonano głównie z wykorzystaniem metod geostatystycznych, natomiast do analizy czasowej deformacji terenu, zaprojektowano specjalny algorytm wykorzystujący metody statystyczne i deterministyczne. Integrację otrzymanych wyników przeprowadzono z zastosowaniem narzędzi i metod właściwych dla systemów informacji geograficznej *GIS* (ang. *Geographic Information Systems*).

4.1 Analiza przestrzenna danych *PSInSAR*

Przeprowadzona w pracy analiza przestrzenna danych *PSInSAR* miała dwa zadania. Pierwsze z nich to rozpoznanie struktury zmienności średnich szybkości deformacji terenu w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego oraz oszacowanie wartości tego parametru w punktach nie objętych techniką *PSInSAR*. Natomiast drugie zadanie to zbadanie gęstości punktów *PS* w wybranych rejonach analizowanego obszaru. Pierwsze z zadań zostało wykonane z wykorzystaniem metod deterministycznych (identyfikacja dryftu danych) oraz geostatystycznych (analiza składników rezydualnych). Mapy gęstości stabilnych

rozpraszaczy wykonano natomiast z wykorzystaniem dwuwymiarowych jądrowych estymatorów gęstości (*KDE*). Poszczególne etapy przestrzennej analizy danych *PSInSAR* opisano w kolejnych dwóch podrozdziałach. Wszystkie obliczenia wykonano w środowisku *R* służącym do przeprowadzania, nawet bardzo zaawansowanych, analiz statystycznych [52], [50]. W pracy wykorzystano, m.in. następujące pakiety: *maptools*, *sp*, *gstat* oraz *rgdal* [52]. Integrację i wizualizację otrzymanych wyników wykonano w programie *ArcGIS* (firmy ESRI), który jest wiodącym na świecie, kompletnym oprogramowaniem do analiz i wizualizacji danych przestrzennych [10].

4.1.1 Analiza geostatystyczna

Opisywana w pracy przestrzenna analiza danych *PSInSAR* wykonana została głównie z wykorzystaniem metod geostatystycznych. Metody te znajdują zastosowanie w badaniu zmiennych zregionalizowanych wykazujących czasową i/lub przestrzenną autokorelację [58]. Celem analizy było zbadanie struktury zmienności średniej szybkości deformacji terenu a następnie oszacowanie wartości tego parametru w punktach nie objętych techniką *PSInSAR*. Zastosowanie metod geostatystycznych umożliwiło rozwiązanie złożonego problemu estymacji średnich szybkości deformacji terenu z wykorzystaniem informacji o strukturze zmienności interpolowanego parametru, a także pozwoliło na oszacowanie niepewności estymacji. Przy wyborze metod przestrzennej analizy danych *PSInSAR* istotny był fakt, że badania geostatystyczne uwzględniają zarówno aspekt losowy jak i strukturalny (nielosowy) badanego zjawiska [44]. Oznacza to, że wśród przypadkowych wahań analizowanego parametru można wyróżnić również pewne prawidłowości zmian. Uwzględnienie zarówno losowego jak i nielosowego czynnika, ma kluczowe znaczenie w analizie wartości deformacji terenu, których czasowo-przestrzenna zmienność może być efektem działania wielu różnych czynników, zarówno o charakterze naturalnym jak i antropogenicznym.

W geostatystyce głównym narzędziem do opisu charakteru zmienności badanego parametru jest semiwariogram, którego wartości wyznacza się najczęściej na podstawie klasycznego wzoru Matherona (4.1) [42].

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n_h} \sum_{i=1}^{n_h} (z_{\vec{r}+i} - z_i)^2 \quad (4.1)$$

gdzie:

$z_i, z_{\vec{r}+i}$ - wartości parametru pomierzone w punktach oddalonych od siebie o wektor \vec{h} ,

n_h - liczba par punktów pomiarowych oddalonych od siebie o wektor \vec{h} .

Semiwariogram przedstawia zróżnicowanie wartości parametru w zależności od odległości pomiędzy punktami pomiarowymi. W przypadku izotropii zmienności badanego parametru, wyznacza się semiwariogram uśredniony, natomiast w przypadku anizotropii, wyznaczane są wartości kilku semiwariogramów na podstawie punktów pomiarowych ułożonych w określonych kierunkach [42]. W prezentowanej pracy doktorskiej geostatystyczna analiza danych *PSInSAR* miała zasięg wielkoskalowy i dotyczyła całego analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. Badania rozpoczęto od sprawdzenia, czy spełniony jest warunek wewnętrznej stacjonarności zmiennej zregionalizowanej $Z(x)$, czyli czy prawdziwe są następujące równości (4.2) (4.3).

$$E[Z(x + \vec{h}) - Z(x)] = 0 \quad (4.2)$$

$$Var[Z(x + h) - Z(x)] = 2\gamma(h) \quad (4.3)$$

Hipoteza wewnętrznej stacjonarności zmiennej zregionalizowanej jest prawdziwa, jeżeli przyrosty funkcji Z nie zależą od lokalizacji x (4.2) oraz wariancja przyrostów tej funkcji między punktami x i $x + \vec{h}$ jest również niezależna od x , a zależna jedynie od wektora \vec{h} (4.3). Już wstępna wizualna analiza rozkładów przestrzennych punktów *PS* dla Zagłębia Dąbrowskiego pozwoliła na stwierdzenie występowania dryftu wartości średnich szybkości deformacji terenu. W prezentowanej pracy dryft rozumiany jest jako powolna zmiana wartości badanego parametru [44]. W pracy obliczono empiryczne semiwariogramy kierunkowe w celu sprawdzenia czy ich wartości rosną gwałtowniej niż h^2 . Takie zjawisko potwierdza występowanie dryftu. W przypadku danych bez dryftu, dla bardzo dużych odległości h , musi być bowiem spełniony warunek (4.4)[44]:

$$\frac{\gamma(h)}{h^2} \rightarrow 0, \text{ gdy } h \rightarrow \infty \quad (4.4)$$

W sytuacji występowania dryftu, tak jak ma to miejsce w przypadku wykorzystanych w pracy danych *PSInSAR*, nie można założyć stałej wartości przyrostów funkcji Z . Zatem analizowana zmienna zregionalizowana nie spełniała warunku wewnętrznej stacjonarności.

W takiej sytuacji średnie szybkości deformacji terenu traktowano w pracy jako realizacje niestacjonarnej funkcji losowej $Z(X)$, która jest sumą dwóch składników. Pierwszy z nich ($m(X)$) reprezentuje dryft danych, natomiast drugi ($\epsilon(X)$) odchyłki od tego dryftu (4.5).

$$Z(X) = m(X) + \epsilon(X) \quad (4.5)$$

Przyjęty deterministyczno-probabilistyczny model średnich szybkości deformacji terenu oparto na założeniu, że zmienność wielkoskalowa ma charakter deterministyczny, który można opisać za pomocą funkcji dryftu, natomiast składniki rezydualne, które stanowią odchylenie od wyznaczonego dryftu, mają charakter skorelowanej przestrzennie zmiennej losowej, do analizy której można zastosować metody geostatystyczne.

Kolejny krok analizy polegał na wyznaczeniu dryftu danych. Przestrzenna zmienność parametru może być opisana jako liniowa kombinacja jednomianów, których argumentami są współrzędne przestrzenne. Wzór opisujący powierzchnię dryftu danych przybliżoną wielomianami stopnia s_t ma postać (4.6) [57]:

$$d(x(u, v)) = \sum_i \sum_j^{0 \leq i+j \leq s_t} \omega_{ij} u^i v^j \quad (4.6)$$

gdzie:

ω_{ij} - parametry równania,

u, v - współrzędne punktu pomiarowego $x(u, v)$.

W celu ustalenia stopnia wielomianu, który będzie opisywał dryft średnich szybkości deformacji terenu, w pracy wykonano trójwymiarowe wykresy rozrzutu. Pozwoliły one na wstępną analizę zmian wartości badanego parametru w różnych kierunkach. W efekcie przeprowadzonej analizy, zależność pomiędzy średnią szybkością deformacji terenu, a położeniem punktu pomiarowego, przedstawiono z wykorzystaniem wielomianów stopnia drugiego. Powierzchnia dryftu danych przybliżona wielomianami stopnia drugiego ma postać zaprezentowaną we wzorze (4.7).

$$d(x) = \omega_{00} + \omega_{10}u + \omega_{01}v + \omega_{20}u^2 + \omega_{11}uv + \omega_{02}v^2 \quad (4.7)$$

Po wykonanej interpolacji, na podstawie wzoru (4.8), wyznaczono wartość błędu standardowego regresji RSE (ang. *Standard Error of Regression, Residual Standard Error*). Parametr ten można rozumieć jako średnią resztę modelu względem średniej wartości zmiennej objaśnianej [28].

$$RSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (z_i - \hat{z}_i)^2}{n - l}} \quad (4.8)$$

gdzie:

\tilde{z}_i - wartość empiryczna parametru,

\hat{z}_i - wartość teoretyczna parametru,

l - liczba parametrów oszacowana w równaniu regresji,

n - liczebność danych.

W następnym etapie analizy przestrzennej od wartości średnich szybkości deformacji terenu odejty został wyznaczony dryft danych. Dalsza analiza geostatystyczna dotyczyła jedynie otrzymanych składników rezydualnych. W pierwszej kolejności wykonano dla nich geostatystyczną analizę strukturalną. Badanie struktury zmienności rozpoczęto od wyznaczenia wartości empirycznych semiwariogramów kierunkowych. Następnie do semiwariogramów tych dopasowano modele teoretyczne. Najczęściej wykorzystywano model sferyczny Matherona opisany wzorem (4.9)

$$\gamma(h) = \begin{cases} C[1.5(\frac{h}{a}) - 0.5(\frac{h}{a})^3] + C_0, & \text{gdy } h \leq a \\ C + C_0, & \text{gdy } h > a \end{cases} \quad (4.9)$$

gdzie:

C - wariancja progowa (próg semiwariogramu),

C_0 - zmienność lokalna (stała efektu samorodków),

a - zasięg autokorelacji danych.

Parametry modelu teoretycznego dobierane były w pierwszej kolejności na podstawie wizualnej analizy wykresów semiwariancji, a następnie ustalony model dopasowywany był do wartości semiwariogramów empirycznych, z wykorzystaniem metody najmniejszych

kwadratów. W ten sposób otrzymano ostateczne wartości zasięgu autokorelacji, wariancji progowej a także zmienności lokalnej. W tej części pracy istotne było również porównanie parametrów modeli semiwariogramów dla różnych kierunków. Zadanie to miało na celu sprawdzenie występowania anizotropii zmienności analizowanego parametru. Badano, czy zasięg autokorelacji jest równy dla wszystkich analizowanych kierunków. Jeżeli dla dwóch kierunków stwierdzono różne wartości a , wtedy na podstawie wzoru (4.10) wyznaczany był współczynnik anizotropii (w kierunku, dla którego stwierdzono większy zasięg autokorelacji).

$$k = \frac{a_1}{a_2} \quad (4.10)$$

gdzie:

a_1 - większy zasięg autokorelacji,

a_2 - mniejszy zasięg autokorelacji.

W przypadku występowania anizotropii geometrycznej (eliptycznej) była ona poprawiana za pomocą afinicznej zmiany wartości współrzędnych, po której semiwariogram całkowity ma postać przedstawioną we wzorze (4.11) [44]:

$$\gamma(h) = \gamma_1(\sqrt{(u_1 - u_2)^2 - k^2(v_1 - v_2)^2}) \quad (4.11)$$

gdzie:

γ_1 - równanie oryginalnego kierunkowego semiwariogramu,

k - współczynnik anizotropii (4.10).

Trzeci etap analizy geostatystycznej polegał na interpolacji wartości średnich szybkości deformacji terenu. W tym celu, na podstawie składników rezydualnych, wykonano estymację wartości średnich szybkości terenu z wykorzystaniem krigingu zwyczajnego (ang. *ordinary kriging*). W metodzie tej estymator badanego parametru w punkcie p ma postać średniej ważonej (4.12) [42].

$$z_p^* = \sum_{i=1}^n w_{iP} z_i \quad (4.12)$$

gdzie:

w_{iP} - współczynniki wagowe krigingu,

z_i - wartość empiryczna badanego parametru.

Wartości współczynników wagowych wyznaczane są na bazie informacji o strukturze zmienności badanego parametru, która wyrażona jest za pomocą semiwariogramu. W celu znalezienia wartości współczynników wagowych należy rozwiązać układ równań przedstawiony we wzorze (4.13) [42]:

$$\begin{bmatrix} \bar{\gamma}(S_1, S_1) & \bar{\gamma}(S_1, S_2) & \cdots & \bar{\gamma}(S_1, S_n) & 1 \\ \bar{\gamma}(S_2, S_1) & \bar{\gamma}(S_2, S_2) & \cdots & \bar{\gamma}(S_2, S_n) & 1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \bar{\gamma}(S_n, S_1) & \bar{\gamma}(S_n, S_2) & \cdots & \bar{\gamma}(S_n, S_n) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \\ \cdots \\ \cdots \\ w_n \\ \lambda \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{\gamma}(S_1, P) \\ \bar{\gamma}(S_2, P) \\ \cdots \\ \cdots \\ \bar{\gamma}(S_n, P) \\ 1 \end{bmatrix} \quad (4.13)$$

gdzie:

$\bar{\gamma}(S_i, S_j)$ - średnia wartość założonego semiwariogramu teoretycznego dla odcinków łączących punkty pomiarowe S_i oraz S_j ,

$\bar{\gamma}(S_i, P)$ - średnia wartość założonego semiwariogramu teoretycznego dla odcinków łączących punkt pomiarowy S_i z punktem P , w którym wykonywana jest interpolacja parametru,

λ - współczynnik Lagrange'a.

Obliczone współczynniki wagowe wykorzystano do oszacowania średnich szybkości deformacji terenu w punktach nie objętych techniką *PSInSAR* oraz do wyznaczenia dokładności z jaką wykonana została interpolacja parametru. W przypadku krigingu zwyczajnego błąd wyznaczonego parametru oblicza się za pomocą wariancji krigingu (4.14).

$$\sigma_P^2 = \sum_{i=1}^n w_{iP} \gamma(S_i, S_0) + \lambda \quad (4.14)$$

gdzie:

w_{iP} - współczynniki wagowe przypisane dla punktu estymacji P ,

λ - współczynnik Lagrange'a,

$\gamma(S_i, S_0)$ - wartość semiwariogramu teoretycznego dla odległości, która dzieli obserwacje S_i oraz S_0 .

W prezentowanej pracy, na podstawie wzorów (4.14) i (4.15), dla każdego punktu interpolacji wyznaczono wartość bezwzględnego odchylenia standardowego krigingu (błędu krigingu).

$$\sigma_P = \sqrt{\sigma_P^2} \quad (4.15)$$

Zakładając, że rozkład błędu interpolacji parametru jest normalny lub zbliżony do normalnego, można dla każdego punktu interpolacji wykonać estymację przedziałową. Zaleca się stosowanie poziomu prawdopodobieństwa 95%, dla którego wielkość błędu krigingu wynosi $1.96\sigma_P$ (4.16) [44].

$$P(z_P^* - 1.96\sigma_P < z < z_P^* + 1.96\sigma_P) = 0.95 \quad (4.16)$$

Kolejny krok analizy geostatystycznej polegał na sprawdzeniu poprawności przyjętego modelu teoretycznego semiwariogramu. Zadanie to wykonano z wykorzystaniem metody kross-walidacji. Umożliwia ona testowanie wyników krigingu zwyczajnego, które otrzymano po założeniu danego modelu teoretycznego [44]. W metodzie kross-walidacji kolejno każda z pomierzonych wartości parametru (z_{x_i}) jest usuwana ze zbioru danych, a następnie wartość w tym punkcie ($z_{x_i}^*$) szacowana jest za pomocą krigingu zwyczajnego na podstawie pozostałych ($n - 1$) pomiarów. Po wykonaniu tej procedury dla wszystkich punktów pomiarowych możliwe jest porównanie oszacowanej wartości ($z_{x_i}^*$) z wartością oryginalną (z_{x_i}). W pracy wyznaczono pięć parametrów, które podsumowują wyniki kross-walidacji. Pierwszym z parametrów jest średnia błędu kross-walidacji, której wartość wyznacza się ze wzoru (4.17). Jeżeli wartość w_1 jest bliska zera oznacza to, że estymator jest nieobciążony.

$$w_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_{x_i}^* - z_{x_i}) \quad (4.17)$$

Kolejnym parametrem jest średnia błędu kwadratowego estymacji, której wartość wyznacza się na podstawie wzoru (4.18). Parametr ten wykorzystywany jest do porównywania testowanych modeli teoretycznych semiwariogramów. Im mniejsza wartość w_2 , tym lepszy testowany model.

$$w_2 = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_{x_i}^* - z_{x_i})^2} \quad (4.18)$$

Trzecim parametrem podsumowującym wyniki kross-walidacji jest średni błąd krigingu w_3 (4.19). Jego wartość, w przypadku dopasowania poprawnego modelu teoretycznego semiwariogramu, powinna być zbliżona do wartości parametru w_2 . Jeżeli $w_3 > w_2$, mamy do czynienia z przeszacowaniem badanej zmiennej, natomiast gdy $w_3 < w_2$, mamy do czynienia z niedoszacowaniem tej zmiennej.

$$w_3 = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}} \quad (4.19)$$

gdzie:

σ_{x_i} - odchylenie standardowe krigingu wyznaczone dla lokalizacji x_i .

Ponieważ parametr w_1 zależy od wartości jakie przyjmują analizowane dane, w pracy wyznaczono również wartość standaryzowanego błędu estymacji (4.20). Wartość w_4 podobnie jak w_1 powinna być bliska zeru.

$$w_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_{x_i}^* - z_{x_i}) / \sigma_{x_i} \quad (4.20)$$

Kolejnym wskaźnikiem, którego wartość została wyznaczona, był standaryzowany błąd średnio kwadratowy (4.21). Przy poprawnie dopasowanym modelu teoretycznym, jego wartość powinna być zbliżona do jedynki.

$$w_5 = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(z_{x_i}^* - z_{x_i}) / \sigma_{x_i}]^2} \quad (4.21)$$

Należy zaznaczyć, że metody geostatystyczne stosowane do analizy dużych zbiorów danych, są w wielu przypadkach bardzo czasochłonne obliczeniowo. Opisywana w pracy analiza danych *PSInSAR* nie mogła być w całości wykonana z wykorzystaniem pojedynczego komputera PC. Niezbędne okazało się przystosowanie niektórych algorytmów geostatystycznych do wykonania w środowisku rozproszonym. Problem ten został szczegółowo przedstawiony w rozdziale 4.3.

4.1.2 Mapy gęstości punktów *PS*

Jednym z etapów analizy przestrzennej danych *PSInSAR* było tworzenie map gęstości punktów *PS*. Zadanie to było istotne we wstępnej analizie danych opisanej w rozdziale 3.2 oraz przy interpretacji wyników analizy czasowej przedstawionych w rozdziałach 5.1.4, 5.2.4 i 5.3.4. W prezentowanej pracy mapy gęstości punktów *PS* wykonano z wykorzystaniem dwuwymiarowych jądrowych estymatorów gęstości (*KDE*) (ang. *Kernel Density Estimators*). Estymacja jądrowa to metoda nieparametryczna umożliwiająca oszacowanie dla badanej zmiennej losowej wartości jej funkcji gęstości na podstawie skończonej liczby danych [57]. Estymator dwuwymiarowej funkcji gęstości w punkcie $x = (u_0, v_0)$ ma postać przedstawioną we wzorze (4.22).

$$\tilde{f}(u_0, v_0) = \frac{1}{nb_u b_v} \sum_{i=1}^n K\left(\frac{u_0 - u_i}{b_u}\right) K\left(\frac{v_0 - v_i}{b_v}\right) \quad (4.22)$$

gdzie:

K - funkcja jądrowa,

n - liczebność próby,

b_u, b_v - szerokości pasma estymacji odpowiednio dla zmiennej u i v .

W prezentowanej pracy jako funkcję jądrową przyjęto funkcję Gaussa (4.23), natomiast szerokości pasma b_u i b_v , które decydują o gładkości otrzymanej powierzchni, wyznaczano ze wzoru 4.24 zaproponowanego przez Silvermana [53].

$$K\left(\frac{u - u_i}{b}\right) = \frac{1}{\sqrt{2\pi b}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{u - u_i}{b}\right)^2\right] \quad (4.23)$$

$$b = 0.9 \min\left(s, \frac{IQR}{1.34}\right) n^{-\frac{1}{5}} \quad (4.24)$$

gdzie:

s - odchylenie standardowe,

IQR - rozstęp międzykwartyłowy,

n - liczebność próby.

W prezentowanej pracy mapy gęstości punktów *PS* wykonano zarówno dla całego badanego rejonu Zagłębia Dąbrowskiego, jak również dla wybranych dwóch obszarów górniczych (kopalni *Kazimierz-Juliusz* i kopalni *Grodziec*). W przypadku analizy wykonanej dla wspomnianych kopalń, zastosowane szerokości pasma estymacji były znacznie mniejsze niż w analizie wielkoskalowej. Umożliwiło to pokazanie rzeczywistej struktury danych. Zastosowanie zbyt dużej wartości b powoduje silne wygładzenie otrzymanej powierzchni.

4.2 Analiza czasowa danych *PSInSAR*

Analiza czasowa danych *PSInSAR* wykonana została z wykorzystaniem specjalnie zaprojektowanego algorytmu. Celem tej analizy było zbadanie, czy dla poszczególnych punktów *PS*, występują w rozpatrywanym przedziale czasu zmiany trendu deformacji. Zaprojektowany algorytm umożliwia wykrycie, dla każdego stabilnego rozpraszacza radarowego, maksymalnie jednej największej zmiany trendu. Jak zostało to zaznaczone w rozdziale 2.4 standardowa metoda *PSInSAR* umożliwia wyznaczenie deformacji jedynie o charakterze liniowym. W zaprojektowanym algorytmie wartości deformacji terenu przybliżane były za pomocą takich właśnie modeli. Ponieważ analizowane szeregi czasowe zawierają jedynie po 79 pomierzonych wartości deformacji terenu w zaprojektowanym algorytmie przewidziano wykrycie maksymalnie jednej zmiany trendu.

Przygotowany algorytm można podzielić na cztery etapy. Pierwszy etap analizy polega na przybliżeniu, dla poszczególnych punktów *PS*, wartości deformacji terenu za pomocą dwóch prostych. Pierwsza z nich dopasowywana jest do pierwszych N pomiarów, natomiast druga do pozostałych $(79 - N)$ pomiarów. Wszystkie analizowane wartości deformacji terenu dotyczą okresu od maja 1992 roku do kwietnia 2003 roku. Dla każdego analizowanego

punktu *PS* wartość N zmienia się od 15 do 63, tak aby proste były dopasowywane na podstawie minimum 15 wartości. W takiej sytuacji możliwe stało się wykrycie jedynie zmian trendu w okresie od października 1993 do kwietnia roku 2000 (w tych terminach wykonano odpowiednio 15 i 63 pomiar deformacji terenu). Dla każdego stabilnego rozpraszacza szereg czasowy złożony z wartości deformacji terenu przybliżony jest w rezultacie za pomocą 49 par prostych.

Drugi etap algorytmu polega na ocenie dopasowanych modeli. Sprawdzane jest, na ile spełnione są założenia klasycznego modelu regresji liniowej. W tym celu wykonywana jest analiza składników rezydualnych (reszt), czyli różnic między wartościami empirycznymi i teoretycznymi. W pierwszej kolejności, korzystając z testu *Shapiro – Wilka* badana jest normalność rozkładu składników rezydualnych. W poprawnie dopasowanym modelu, reszty powinny mieć właśnie taki rozkład [28]. W kolejnym kroku, w oparciu o test *Breuscha – Pagana* [28], sprawdzana jest stałość wariancji reszt. Występowanie heteroskedastyczności (zmiennej wariancji) jest niekorzystne, bowiem może świadczyć o tym, że wartości rezydualne nie są losowe, czyli zawierają informacje, które powinny być z nich wyeliminowane. W następnym kroku algorytmu sprawdzane jest, czy występuje autokorelacja składników rezydualnych. Zadanie to wykonywane jest z wykorzystaniem testu *Durbina – Watsona* [28]. Autokorelacja składników rezydualnych świadczyć może, podobnie jak heteroskedastyczność, o występowaniu czynnika, który nie został uwzględniony w modelu. W wyniku tej części algorytmu, dla każdego punktu *PS* zostawiane są tylko te pary prostych, które spełniają wszystkie trzy warunki dotyczące reszt modelu: normalność rozkładu, homoskedastyczność oraz brak autokorelacji. W przypadkach, gdy nie jest możliwe automatycznie stwierdzenie, czy dopasowane modele spełniają założenia regresji liniowej, wykonywana jest analiza graficzna uzyskanych wyników. Stabilne rozpraszacze, których wartości deformacji nie można przybliżyć za pomocą dwóch prostych, nie są brane pod uwagę w dalszej analizie.

Trzeci etap algorytmu polega na wybraniu, dla każdego punktu *PS*, najlepiej dopasowanej pary prostych. Dla każdej dopasowanej prostej wyznaczany jest współczynnik determinacji R^2 (4.25)

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{z}_i - \bar{z})^2}{\sum_{i=1}^N (z_i - \bar{z})^2} \quad (4.25)$$

gdzie:

\hat{z}_i - wartość teoretyczna parametru obliczona na podstawie modelu,

z_i - wartość empiryczna parametru,

\bar{z} - wartość średnia parametru.

Współczynnik determinacji pozwala stwierdzić jaka część zmienności analizowanego parametru została wyjaśniona przez model. Przyjmuje on wartości od 0 do 1. Jeżeli wartość R^2 jest bliska jedynce, oznacza to, że niemal cała zmienność badanego parametru została wyjaśniona przez model. Ponieważ w wielu przypadkach R^2 nie sprawdza się jako kryterium oceny jakości modelu, dlatego w pracy wyznaczana jest również wartość standardowego błędu regresji liniowej RSE_l (4.26). Wzór ten stanowi jeden z przypadków (gdy $l=2$) wzoru (4.8).

$$RSE_l = \sqrt{\frac{(z_i - \hat{z}_i)^2}{n - 2}} \quad (4.26)$$

Na podstawie wyznaczonych wartości R^2 oraz RSE_l , wybierana jest dla każdego punktu *PS*, najlepiej dopasowana para prostych.

Ostatni etap algorytmu obejmuje obliczenie, dla każdego punktu *PS*, różnicy w nachyleniu dopasowanych prostych. Jeżeli różnica ta jest większa niż założony próg α_{th} (w pracy przyjęto $\alpha_{th} = 20^\circ$), wtedy taki stabilny rozpraszacz zapisywany jest jako *PS* ze zmianą trendu deformacji. Dla każdego stabilnego rozpraszacza z tej grupy, zapisywana jest kategoria zmiany trendu deformacji, a także przybliżona data, kiedy ta zmiana nastąpiła. Zaprojektowany algorytm umożliwia identyfikację czterech kategorii zmian trendu: kategoria *I* - zwiększenie szybkości osiadania terenu, kategoria *II* - zmniejszenie szybkości osiadania terenu, kategoria *III* - zwiększenie szybkości podnoszenia się terenu oraz kategoria *IV* - zmniejszenie szybkości podnoszenia się terenu.

Algorytm detekcji zmian trendu deformacji został w całości zaprojektowany w środowisku *R*. Większość metod obliczeniowych została samodzielnie zaprogramowana przez doktorantkę na potrzeby pracy. Wykorzystano również istniejące funkcje statystyczne wchodzące w skład takich pakietów jak *stats* oraz *lmtest*. Stworzony algorytm pozwala na szybką i automatyczną detekcję zmian trendu deformacji dla dużego zbioru danych *PSInSAR*. Umożliwia on również łatwą zmianę kryteriów wybierania modeli poprzez zdefiniowanie różnych wartości progowych (np. α_{th}) dając tym samym możliwość wykrywania mniejszych lub większych zmian trendu deformacji.

4.3 Zastosowanie środowiska rozproszonego do przyspieszenia obliczeń w analizie geostatystycznej danych *PSInSAR*

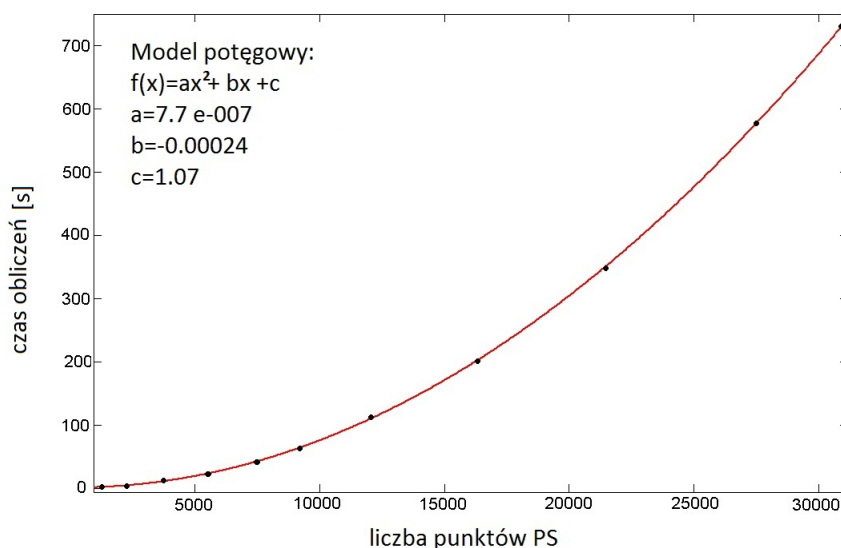
Metody geostatystyczne są bardzo czasochłonne obliczeniowo. Problem ten jest szczególnie istotny w przypadku analizy dużych zbiorów danych, takich jak np. dane *PSInSAR*. W celu wykonania niektórych algorytmów geostatystycznych niezbędne jest wykorzystanie rozproszonego środowiska obliczeniowego. W prezentowanej pracy doktorskiej sprawdzono, które z algorytmów analizy geostatystycznej są najbardziej czasochłonne a następnie wybrane algorytmy przystosowano do wykonania w środowisku rozproszonym. Prezentowaną analizę przeprowadzono dla zbioru danych *PSInSAR*, który dotyczy północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zbiór ten obejmuje 122924 punkty *PS*, które zidentyfikowano na obszarze o powierzchni około 1200 km².

Programowanie równoległe polega na tworzeniu algorytmów przystosowanych do wykonywania na wielu procesorach (lub rdzeniach procesorów) jednocześnie. Umożliwia to znaczne skrócenie czasu obliczeń. W celu wykorzystania więcej niż jednej jednostki obliczeniowej, należy najpierw podzielić dany problem obliczeniowy na kilka części. Można tego dokonać na dwa sposoby. Pierwszy z nich to dekompozycja algorytmu. Polega na podziale algorytmu na fragmenty, które wykonane będą na osobnych procesorach. Wówczas, każdy z procesorów wykonuje inne zadanie. Model taki spotykany jest rzadko, gdyż stosunkowo mało problemów daje się efektywnie podzielić w ten sposób. Drugi sposób to dekompozycja danych. W metodzie tej zestaw danych wejściowych dzielony jest na równe części. Następnie przetwarzane są one równocześnie przez wszystkie procesory. W modelu tym, każdy procesor wykonuje te same operacje, ale na różnym zbiorze danych wejściowych. Jest to rozwiązanie spotykane częściej niż dekompozycja algorytmu. Duże zbiory danych silnie rzutują na długi czas obliczeń.

4.3.1 Badanie czasu obliczeń poszczególnych algorytmów geostatystycznych

W prezentowanej części pracy, dla danych *PSInSAR*, sprawdzono czasy wykonania poszczególnych algorytmów analizy geostatystycznej. Obliczenia wykonano w środowisku *R* na komputerze typu laptop z procesorem *Intel Core 2* (taktowanie 1.66 GHz) i pamięcią RAM równą 1 GB. W pierwszej kolejności przeanalizowano czas obliczeń

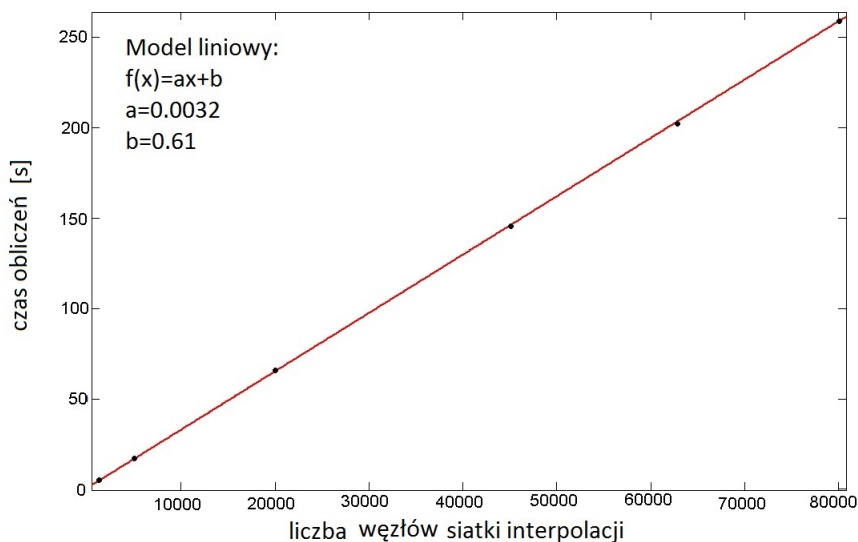
semiwariogramu empirycznego (Matherona). W tym celu wyznaczono wartości dla jedenastu izotropowych semiwariogramów empirycznych. Każdy z nich obliczano na podstawie różnej liczby punktów *PS*, które wybierano losowo z dostępnego zbioru danych *PSInSAR*. Na rysunku 4.1 przedstawiono zależność czasu obliczeń semiwariogramów od liczby punktów *PS*, na podstawie których były one wyznaczane. Stwierdzona zależność ma charakter potęgowy (wielomian drugiego stopnia). Dla 30000 punktów *PS* wartości izotropowego semiwariogramu empirycznego wyznaczono w czasie około 12 minut. W przypadku występowania izotropowego rozkładu analizowanego parametru, kiedy to wartość semiwariogramu oblicza się tylko jeden raz, czas jego wyznaczenia nie wydłuża znacząco czasu wykonania całej analizy geostatystycznej. Większy problem pojawia się w sytuacji, gdy mamy do czynienia z anizotropią. Wtedy to bowiem niezbędne jest wyznaczenie wartości dla wielu semiwariogramów kierunkowych, co może znacznie wpłynąć na całkowity czas wykonania analizy.



Rysunek 4.1: Zależność między czasem obliczeń semiwariogramu izotropowego a liczbą punktów *PS* [36]).

W kolejnym etapie badań sprawdzono czas obliczeń dla algorytmu krigingu zwyczajnego. W pierwszej kolejności zbadano jak zależy czas obliczeń od liczby węzłów siatki, dla której wykonywana jest interpolacja parametru. W tym celu wykonano kriging na podstawie wylosowanych 1240 punktów *PS* dla kolejno 1250, 5000, 20000 oraz 80000 węzłów siatki interpolacji. Zależność czasu obliczeń algorytmu krigingu od liczby węzłów siatki przedstawiono na rysunku 4.2. Stwierdzona zależność ma charakter liniowy. Estymacja średnich szybkości deformacji terenu dla 80000 węzłów siatki trwała niecałe 4.5

minuty. Biorąc pod uwagę fakt, że w przypadku analizy danych *PSInSAR* bardzo często istotne jest wykonanie interpolacji parametru dla bardzo gęstych siatek (np. przy badaniu stabilności pojedynczych budynków), zastosowanie krigingu może znacznie wydłużyć czas całej analizy.

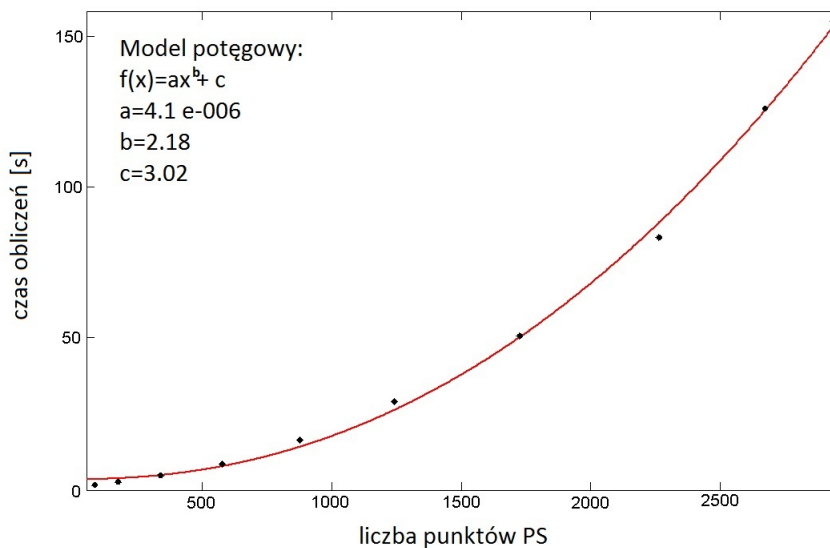


Rysunek 4.2: Zależność między czasem obliczeń algorytmu krigingu zwyczajnego a liczbą węzłów siatki interpolacji [36].

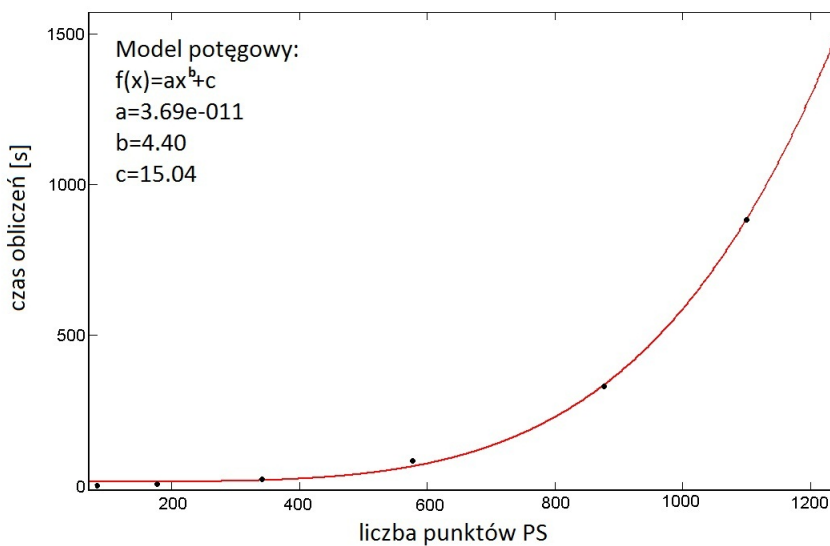
Kolejny etap pracy polegał na sprawdzeniu jak zmienia się czas obliczeń algorytmu krigingu w zależności od liczby danych, na podstawie których wykonywana jest interpolacja. W tym przypadku liczba węzłów siatki interpolacji była stała i wynosiła 5000 natomiast liczba punktów *PS* zmieniała się od 83 do 2395. Otrzymane wyniki przedstawiono na rysunku 4.3. Stwierdzona zależność ma charakter potęgowej. Widać, że czas wykonania algorytmu krigingu zwyczajnego determinowany jest znacznie mocniej ilością wykorzystywanych danych niż gęstością siatki interpolacji. Można oszacować, że dla 120000 danych *PSInSAR* interpolacja wartości deformacji terenu dla 5000 węzłów siatki trwałaby około 5 dni i 6 godzin. W celu zmniejszenia tego czasu, konieczne jest przeprowadzenie obliczeń z wykorzystaniem środowiska rozproszonego.

W prezentowanej pracy doktorskiej czas obliczeń sprawdzono również dla algorytmu kross-walidacji. W tym celu, podobnie jak w poprzednim opisywanym przypadku, wykonano obliczenia dla różnej liczby punktów *PS*. Wykres zależności czasu obliczeń testowanego algorytmu od liczby punktów *PS* przedstawiono na rysunku 4.4. Otrzymana zależność ma charakter potęgowej. Algorytm kross-walidacji jest najbardziej czasochłonny obliczeniowo

ze wszystkich przetestowanych algorytmów. Czas jego wykonania dla 1200 punktów *PS* wynosi niemal 22 minuty. Dla 120000 stabilnych rozpraszaczy wykonanie tego algorytmu, bez wykorzystania środowiska rozproszonego, nie jest możliwe w akceptowalnym czasie.



Rysunek 4.3: Zależność między czasem obliczeń algorytmu krigingu zwyczajnego a liczbą punktów *PS* [36].

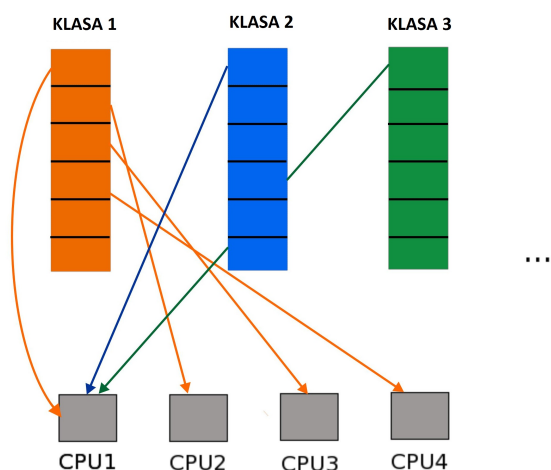


Rysunek 4.4: Zależność między czasem obliczeń algorytmu kross-walidacji a liczbą punktów *PS* [36].

4.3.2 Równoległy algorytm krigingu - wersja podstawowa

W prezentowanej pracy doktorskiej zaprojektowano algorytm krigingu zwyczajnego, przystosowany do wykonania w środowisku rozproszonym. Jest on udoskonaleniem opracowanych dotychczas algorytmów opartych na dekompozycji domenowej [16], [27], [38]. Wadą powstałych wcześniej równoległych algorytmów krigingu jest fakt, iż nie biorą one pod uwagę przestrzennego rozmieszczenia danych. Główną innowacją zaprojektowanego w pracy algorytmu krigingu, jest jego przystosowanie do wykonania interpolacji na bazie punktów pomiarowych, które są rozmieszczone na badanym obszarze w sposób bardzo nieregularny, wręcz gniazdowy, tak jak ma to często miejsce w przypadku danych *PSInSAR*.

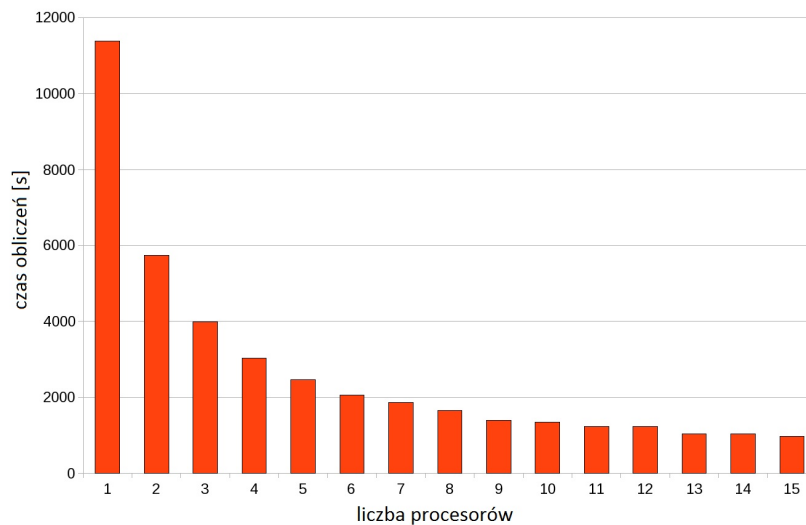
Pierwszy krok opracowanego równoległego algorytmu krigingu polega na wczytaniu dostępnych danych i rozesłaniu ich do wszystkich jednostek obliczeniowych. Następnie na procesorze głównym tworzona jest gęsta siatka, pokrywająca obszar badań, w węzłach której ma być przeprowadzona interpolacja badanego parametru. W kolejnym etapie algorytmu do każdego węzła siatki przypisywana jest liczba punktów *PS* znajdujących się od niego w odległości mniejszej niż wyznaczony wcześniej zasięg autokorelacji danych a . Im do danego węzła siatki przypisanych jest więcej sąsiadów, tym dłużej trwa dla niego interpolacja wartości parametru. W celu równomiernego rozłożenia obliczeń na wszystkie dostępne procesory, węzły siatki interpolacji grupowane są w klasy. Każda klasa zawiera węzły siatki o podobnej liczbie sąsiadów. Następnie każda z klas dzielona jest na poszczególne procesory (Rys. 4.5). Tym sposobem, każdy procesor ma do wykonania interpolację dla niemal tej samej liczby węzłów siatki, z podobną liczbą sąsiadów.



Rysunek 4.5: Podział klas na poszczególne jednostki obliczeniowe [55].

Opracowany równoległy algorytm krigingu zwyczajnego został przetestowany do interpolacji średnich szybkości deformacji terenu dla siatki liczącej 13200 węzłów. Interpolację wykonano na podstawie zbioru liczącego 10000 punktów *PS*. Wykorzystane w pracy środowisko rozproszone składało się z trzech maszyn typu *IBMBlade*, z zainstalowanym systemem operacyjnym *Linux Fedora Core 10*. Każdy z serwerów posiadał 16 GB pamięci i cztery procesory z podwójnymi rdzeniami, co dawało w sumie 8 wirtualnych procesorów na każdym serwerze. Komunikacja między procesorami zrealizowana została za pomocą protokołu *MPI* (ang. *Message Passing Interface*). Umożliwia on komunikację pomiędzy procesami współdziałającymi w jednym zadaniu obliczeniowym. Każdy z tych procesów działa na innym procesorze, bądź na innym komputerze. Dzięki standardowi komunikacji *MPI*, procesy te mogą wymieniać się wynikami, przysyłać dane między sobą i synchronizować swoje działania.

Wykonany test obciążenia procesorów wykazał, że obliczenia zostały rozłożone równomiernie na każdym z nich. Zbadano również jak zmienia się czas obliczeń algorytmu krigingu w zależności od liczby wykorzystanych procesorów. Wyniki przedstawiono na rysunku 4.6. Widać, że czas obliczeń zmniejsza się, gdy dodawane są kolejne procesory aż do 13. Dalsze zwiększenie liczby procesorów nie powoduje znaczącego skrócenia czasu obliczeń.



Rysunek 4.6: Czas wykonania algorytmu krigingu zwyczajnego w zależności od ilości wykorzystanych procesorów [55].

W kolejnym kroku, również dla różnej liczby procesorów, wyznaczono wartości przyspieszenia ($S_{L_{proc}}$) (4.27) oraz efektywności ($E_{L_{proc}}$) (4.28) zaprojektowanego algorytmu.

$$S_{L_{proc}} = \frac{T_1}{T_{L_{proc}}} \quad (4.27)$$

$$E_{L_{proc}} = \frac{T_1}{L_{proc} T_{L_{proc}}} \quad (4.28)$$

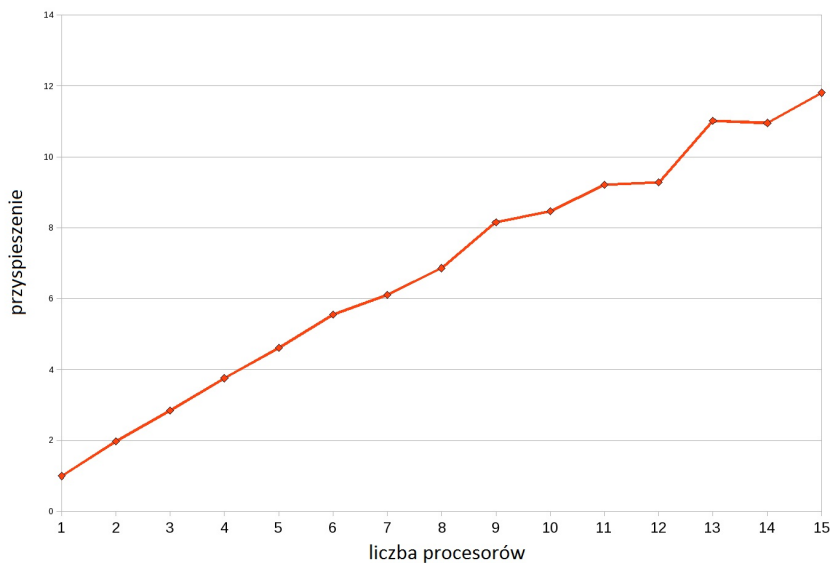
gdzie:

T_1 - czas obliczeń algorytmu dla jednego procesora,

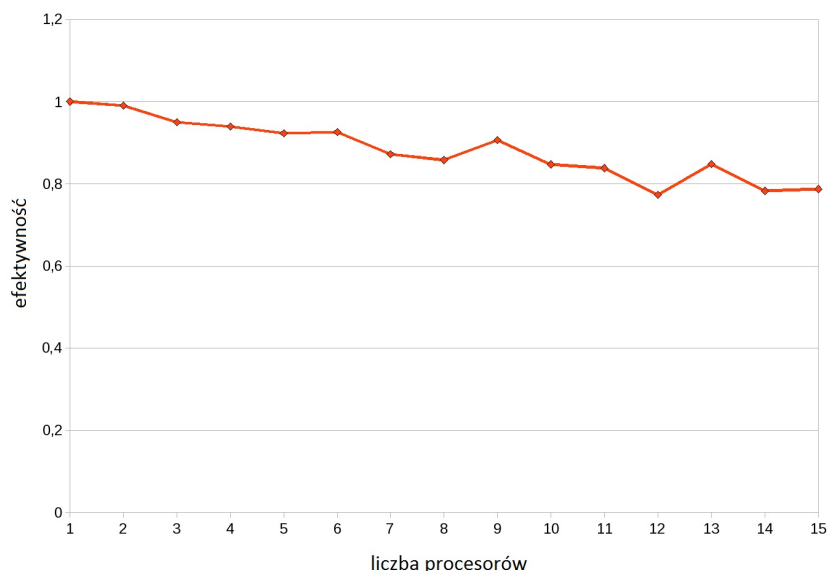
$T_{L_{proc}}$ - czas obliczeń algorytmu dla L_{proc} procesorów,

L_{proc} - liczba procesorów.

Otrzymane wyniki przedstawiono odpowiednio na rysunku 4.7 i 4.8. Analizując pierwszy z wymienionych rysunków, zauważyć można, że po dodaniu siódmego procesora występuje pewna zmienność pomierzonej wartości przyspieszenia. Podobna sytuacja pojawia się na wykresie efektywności (4.8). Fluktuacje te mogą być spowodowane nierównomiernym podziałem danych pomiędzy poszczególne procesory. Dzieje się tak wówczas, gdy rozmiar danych wejściowych nie dzieli się równo przez ilość dostępnych procesorów. W takiej sytuacji, jeden z procesorów może otrzymać większą porcję danych do przetworzenia. Powoduje to wydłużenie czasu działania całego algorytmu i przez to wahania jego efektywności i przyspieszenia.



Rysunek 4.7: Przyspieszenie obliczeń kriginu zwyczajnego dla różnej liczby procesorów [55].



Rysunek 4.8: Efektywność obliczeń kriginu zwyczajnego dla różnej liczby procesorów [55].

4.3.3 Równoległy algorytm kriginu - wersja zmodyfikowana

Opisany w rozdziale 4.3.2 zrównoleglony algorytm kriginu zwyczajnego, umożliwia wykonanie interpolacji wartości średnich szybkości deformacji terenu, na podstawie 120000 punktów *PS* dla 13200 węzłów siatki, przy ustalonym zasięgu autokorelacji danych równym 3 km, w czasie 51 godzin. Czas ten jest 12 razy mniejszy niż czas wykonania algorytmu kriginu z wykorzystaniem jednego komputera *PC*. Jednak w dalszym ciągu jest on stosunkowo długi. W celu dalszego przyspieszenia obliczeń, w prezentowanej pracy zaproponowano modyfikację stworzonego wcześniej równoległego algorytmu kriginu [54]. Zmodyfikowany algorytm pozwala na przyspieszenie obliczeń kosztem dokładności otrzymanych wyników.

Dla danych, które rozmieszczone są na badanym obszarze w sposób bardzo gęsty lub gniazdowy, można zauważyć, że pewne węzły siatki interpolacji mają bardzo podobną grupę sąsiadów, a więc interpolacja w tych punktach opiera się niemal na tych samych danych. W zaprezentowanym poniżej, zmodyfikowanym algorytmie zaproponowano, aby dla takich właśnie węzłów wykonywać interpolację parametru tylko raz. W celu znalezienia węzłów siatki posiadających bardzo podobną grupę sąsiadów, posłużono się w pracy indeksem podobieństwa *Sorensena* (4.29).

$$QS = \frac{2L_c}{L_a + L_b} \quad (4.29)$$

gdzie:

L_a - liczba sąsiadów dla pierwszego węzła siatki interpolacji,

L_b - liczba sąsiadów dla drugiego węzła siatki interpolacji,

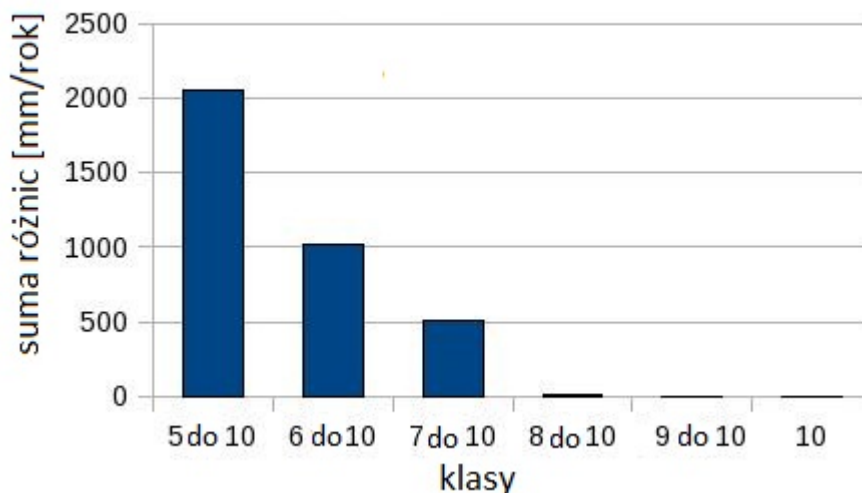
L_c - liczba wspólnych sąsiadów dla pierwszego i drugiego węzła siatki interpolacji.

Jeżeli dla dwóch węzłów siatki interpolacji wartość QS jest większa niż założona wartość progowa QS_{th} , wtedy algorytm krigingu stosowany jest tylko dla jednego węzła siatki, a następnie oszacowana wartość jest kopiowana do drugiego węzła siatki. Istotnym zadaniem jest ustalenie wartości progowej indeksu *Sorensena* (QS_{th}). Im wyższa wartość, tym otrzymane wyniki są dokładniejsze, jednak czas obliczeń jest dłuższy. W prezentowanej pracy doktorskiej wartość współczynnika została ustalona na $QS_{th}=0.95$, co stanowi kompromis między czasem wykonania obliczeń a dokładnością otrzymanych wyników [54].

Zmodyfikowany zrównoleglony algorytm krigingu zwyczajnego przetestowano dla danych *PSInSAR* [54]. Interpolację średnich szybkości deformacji terenu wykonano dla 12392 węzłów siatki, na podstawie 5000 punktów *PS*. W pierwszej kolejności sprawdzono jak różnią się oszacowane wartości, w porównaniu z wartościami otrzymanymi w wyniku zastosowania równoległej wersji krigingu bez modyfikacji. Procedurę kopiowania wartości wprowadzano kolejno dla węzłów siatki, które posiadały coraz to większą liczbę sąsiadów. Informacje dotyczące poszczególnych klas węzłów siatki, dla pięcioletniego zbioru punktów *PS*, przedstawiono w tabeli 4.1. Najwięcej węzłów siatki (78%) należy do pierwszych czterech klas, w których liczba sąsiadów nie przekracza wartości 1076. Do trzech ostatnich klas, z liczbą sąsiadów większą niż 1846, należy jedynie 4.1% węzłów siatki. Sumy różnic wyników otrzymanych z wykorzystaniem dwóch algorytmów (podstawowego i zmodyfikowanego), przedstawiono na rysunku 4.9. Widać, że wyznaczone wartości są bardzo wysokie w przypadku zastosowania zmodyfikowanego algorytmu dla węzłów siatki posiadających stosunkowo niewielką liczbę sąsiadów (klasy od 1 do 7). W przypadku węzłów siatki z liczbą sąsiadów większą niż 1846 (klasy 8, 9 i 10), otrzymane sumy różnic są niewielkie.

Tablica 4.1: Opis poszczególnych klas węzłów siatki interpolacji (liczba punktów *PS*: 5000) [55].

Klasa	Maksymalna liczba sąsiadów	Procent punktów <i>PS</i> należących do danej klasy [%]
1	276	28.27
2	518	23.17
3	800	15.98
4	1076	10.58
5	1234	8.10
6	1626	5.33
7	1846	4.47
8	2192	2.48
9	2432	1.11
10	2765	0.51



Rysunek 4.9: Suma różnic pomiędzy wynikami otrzymanymi w wyniku zastosowania algorytmu podstawowego i zmodyfikowanego (dla poszczególnych klas) [54].

Na rysunku 4.10 przedstawiono czas obliczeń algorytmu krigingu w wersji zmodyfikowanej w zależności od ilości wykorzystanych procesorów [54]. Zmodyfikowany algorytm zastosowano tylko dla tych węzłów siatki interpolacji, które posiadają więcej niż 2192 sąsiadów, czyli które należą do klas 8, 9 i 10. Do obliczeń wykorzystano maksymalnie 8 procesorów. Widać wyraźne skrócenie czasu obliczeń przy dodawaniu kolejnych jednostek

obliczeniowych aż do 7. Zastosowanie kolejnego 8 procesora nie wpłynęło znacząco na przyspieszenie wykonania metody krigingu.



Rysunek 4.10: Czas wykonania zmodyfikowanego równoległego algorytmu krigingu w zależności od ilości wykorzystanych procesorów [54].

W tabeli 4.2 przedstawiono porównanie czasów obliczeń dla dwóch równoległych algorytmów krigingu (podstawowego i zmodyfikowanego). Obliczenia przeprowadzono dla 5000, 10000 i 15000 punktów *PS*. W dalszej pracy zmodyfikowaną wersję algorytmu zastosowano jedynie dla węzłów siatki interpolacji należących do klasy 8, 9 i 10. Otrzymane wyniki świadczą o znacznym przyspieszeniu obliczeń. W przypadku interpolacji średnich szybkości deformacji terenu na podstawie 5000 punktów *PS* zmodyfikowany algorytm wykonał się 1.72 razy szybciej w stosunku do podstawowej wersji algorytmu.

Tablica 4.2: Porównanie czasu obliczeń dla zmodyfikowanej i podstawowej równoległej wersji algorytmu krigingu zwyczajnego [55].

Liczba punktów <i>PS</i>	Czas obliczeń T_1 [s] - wersja podstawowa algorytmu	Czas obliczeń T_2 [s] - wersja zmodyfikowana algorytmu	Przyspieszenie
5000	1772	1033	1.72
10000	13272	8096	1.64
15000	23943	14714	1.63

Zaprojektowane w pracy równoległe algorytmy krigingu (w wersji podstawowej i zmodyfikowanej), pozwalają znacznie przyspieszyć obliczenia. Dzięki nim interpolacja średnich szybkości deformacji terenu na podstawie danych *PSInSAR* możliwa jest

do wykonania w akceptowalnym czasie. Dzięki przygotowaniu równoległego algorytmu krigingu w wersji podstawowej, obliczenia mogą zostać wykonane w 12 krotnie krótszym czasie. Przy zastosowaniu równoległego algorytmu krigingu w wersji zmodyfikowanej, możliwe jest uzyskanie dodatkowo 1.7 krotnego przyspieszenia obliczeń w stosunku do podstawowej wersji równoległego algorytmu.

Rozdział 5

Analiza otrzymanych wyników

Poniżej przedstawiono wyniki przestrzennej i czasowej analizy danych *PSInSAR*. Analizę wykonano z wykorzystaniem metod geostatystycznych i deterministycznych, opisanych w rozdziale 4. W pierwszej kolejności zaprezentowano wyniki analizy przeprowadzonej dla całego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. Następnie przedstawiono wyniki szczegółowej analizy danych *PSInSAR* dla dwóch wybranych obszarów górniczych (kopalni *Kazimierz-Juliusz* i kopalni *Grodziec*). W celu lepszego rozpoznania mechanizmu powolnych deformacji terenu występujących na obszarach badań, w prezentowanym rozdziale znalazły się opisy budowy geologicznej analizowanych rejonów, a także zamieszczono informacje dotyczące prowadzonej na tych terenach eksploatacji górniczej. Interpretację i dyskusję otrzymanych wyników, które przeprowadzono w kontekście, m.in. budowy geologicznej obszaru badań a także aktywności górniczej, zaprezentowano w rozdziale 6.

5.1 Analiza danych *PSInSAR* dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego

W pierwszym etapie badań, analiza danych *PSInSAR*, zarówno przestrzenna jak i czasowa, miała zasięg wielkoskalowy i dotyczyła terenu obejmującego znaczną część tzw. Zagłębia Dąbrowskiego. Termin Zagłębie Dąbrowskie funkcjonuje już od niemal 100 lat. Granice tego obszaru są odmiennie definiowane przez różnych badaczy. W prezentowanej pracy przyjęto zasięg terytorialny Zagłębia Dąbrowskiego zdefiniowany w [1] jako obszar, który w przybliżeniu można zamknąć owalem Ząbkowice - Strzemieszyce - Maczki - Sosnowiec - Czeladź - Grodziec - Dąbrowa Górnicza - Ząbkowice. Do obszaru Zagłębia

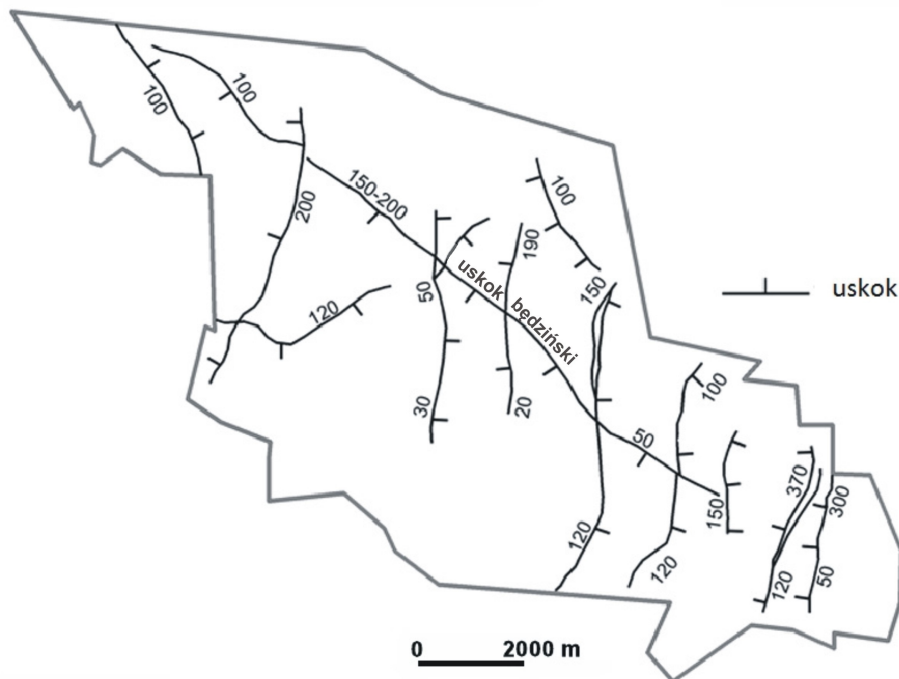
Dąbrowskiego zaliczono również miejscowość Wojkowice. Wykonana w pracy analiza powolnych deformacji terenu dotyczyła rejonu, który dokładnie obejmował swym zasięgiem obszary górnicze siedmiu kopalń: *Kazimierz-Juliusz*, *Porąbka-Klimontów*, *Sosnowiec*, *Paryż*, *Saturn*, *Grodziec* oraz *Jowisz* (Rys. 3.7). W przeważającej części są to obszary miejskie o bardzo wysokiej gęstości zaludnienia. W rejonie badań położone są, m.in. takie miasta jak Sosnowiec, Dąbrowa Górnicza, czy Będzin. Na analizowanym obszarze, o powierzchni w przybliżeniu 150 km², liczebność punktów *PS*, już po usunięciu 20 obserwacji ekstremalnie odstających, wyniosła 24867.

5.1.1 Budowa geologiczna i tektoniczna Zagłębia Dąbrowskiego

Zagłębie Dąbrowskie, podobnie jak całe Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW), odznacza się skomplikowaną budową tektoniczną. W jej kształtowaniu główną rolę odegrała orogeneza waryscyjska (faza asturyjska), podczas której powstały główne systemy uskoków, fałdów, niecek oraz nasunięć. Analizowany w pracy obszar Zagłębia Dąbrowskiego położony jest w strefie tektoniki dysjunktywnej, która jest charakterystyczna dla przeważającej części GZW. Dla tego rejonu typowe jest występowanie jednostek strukturalnych o rozciągłości NW-SE. W strefie tektoniki dysjunktywnej występują liczne rowy i zręby tektoniczne o bardzo dużych wartościach zrzutów [56]. Zrzuty występują najczęściej w kierunku południowym. Na analizowanym obszarze zlokalizowanych jest również wiele uskoków. Są to przeważnie uskoki normalno-zrzutowe, których kąty nachylenia płaszczyzn uskokowych wynoszą nawet 65°- 80°. Główną dyslokacją badanego obszaru jest późnomioceniński uskok będziński (Rys. 5.1). Linia tego uskoku rozciąga się z NW na SE. W kierunku tym zmienia się również stopniowo wartość zrzutu uskoku z około 200 m na 50 m. Jak widać na rysunku 5.1, uskoc będziński poprzecinany jest licznymi uskokami o rozciągłości zbliżonej do południkowej. Zrzuty tych uskoków przekraczają w niektórych przypadkach wartość 300 m. Uskoki powstałe w orogenezie alpejskiej mają charakter sieci wtórnej. Bardzo dobrze powtarzają one kierunki karbońskiej sieci uskokowej [56].

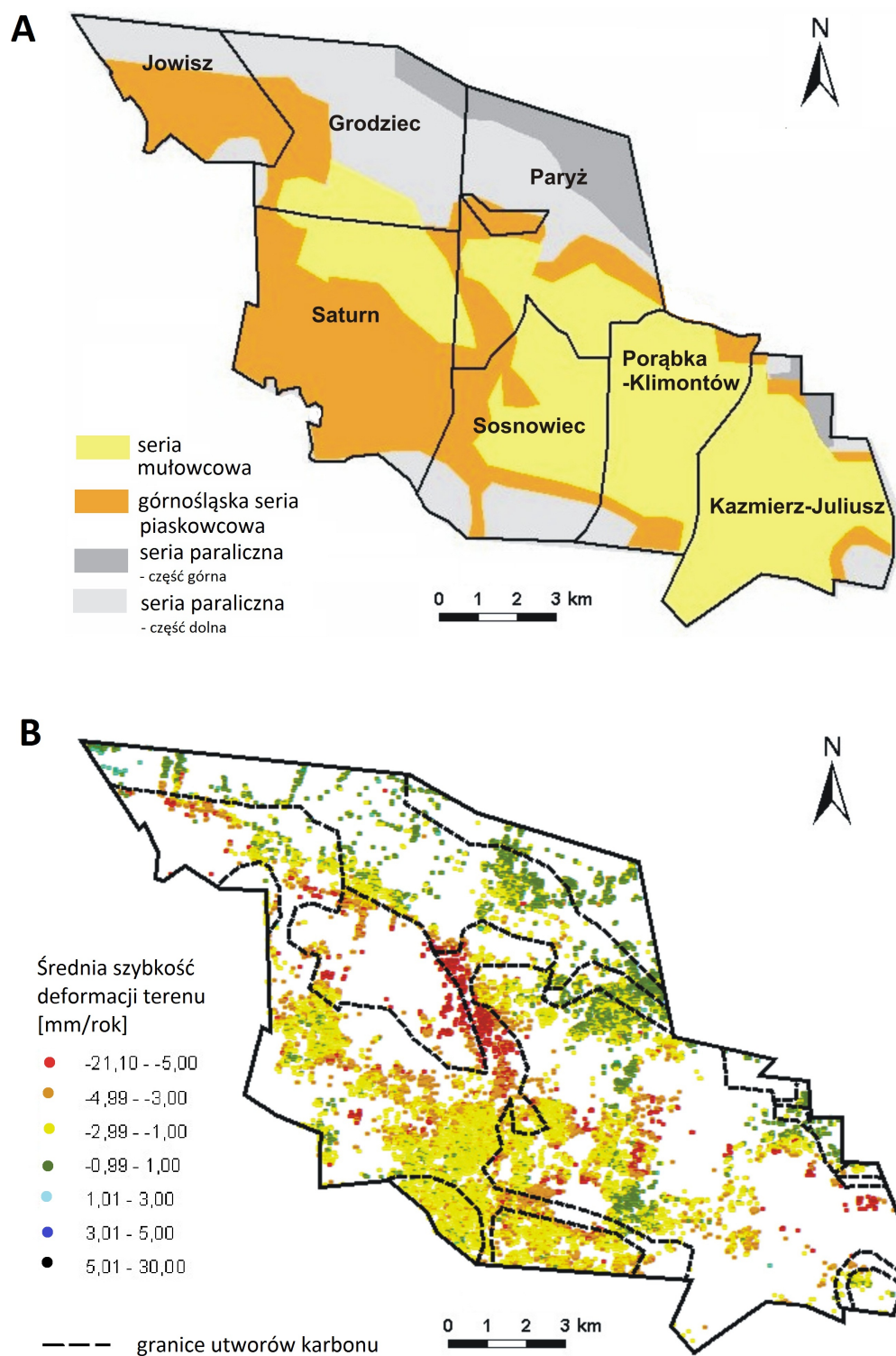
Osady karbonu, położone w obrębie analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego są bardzo zróżnicowane, zarówno pod względem litologicznym, jak również facjalnym. Charakteryzują się one także zmienną miąższością. W obrębie badanego obszaru występują trzy serie litostratygraficzne: seria paraliczna (namur A), górnośląska seria piaskowcowa (namur B i C) oraz seria mułowcowa (westfal A i B). Szkic zasięgu utworów karbonu produktywnego dla analizowanego terenu przedstawiono na rysunku 5.2A. Seria paraliczna (warstwy brzeżne) wyróżnia się występowaniem, razem z pokładami węgla, osadów morskich i brakicznych. Zbudowana jest ona ze zlepieńców, piaskowców, iłowców,

mułowców, łupków węglowych i węgla [29].



Rysunek 5.1: Lokalizacja głównych uskoków tektonicznych w obrębie analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego [37].

Górnośląska seria piaskowcowa rozpoczyna sedymentację limnicznych utworów węglonośnych karbonu GZW [29] i składa się głównie z utworów piaskowcowych i zlepieńcowych oraz grubych pokładów węgla. W serii tej można wyróżnić dwa ogniwa litostratygraficzne: warstwy siodłowe i warstwy rudzkie. To właśnie w warstwach siodłowych występują najgrubsze pokłady węgla. Charakterystyczny jest dla nich pokład Reden o miąższości osiągającej na analizowanym obszarze nawet 24 m. W górnośląskiej serii piaskowcowej brakuje natomiast poziomów z fauną morską, które występowały w serii paralicznej. Kolejna seria to seria mułowcowa. Dzieli się ona na dwa ogniwa litostratygraficzne: warstwy załęskie i orzeskie [29]. Zbudowana jest ona przede wszystkim z osadów drobnoklastycznych (głównie mułowce). Warstwy węgla są bardzo liczne lecz cienkie, często z przerostami skały płonnej [29]. Na rysunku 5.2B przedstawiono zasięg utworów karbonu wraz z rozmieszczeniem punktów *PS*.



Rysunek 5.2: Szkic zasięgu utworów karbonu produktywnego dla analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego [2] - (A), z naniesionymi punktami PS - (B).

5.1.2 Eksploatacja górnicza w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego

Eksploatacja węgla kamiennego, w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego, prowadzona była od końca XVIII wieku. Wtedy to właśnie na tym obszarze powstały pierwsze kopalnie: *Reden* (1785) i *Tadeusz* (1788). Najbardziej znaczącym pokładem w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego jest gruby pokład węgla, *Reden*. Zapada on w kierunku SE i jest pofałdowany oraz poprzecinany licznymi uskokami [5]. We wschodniej części Zagłębia Dąbrowskiego tworzy on jeden gruby faliście wygięty pokład o miąższości średnio 12 m (maksymalnie około 24 m). W zachodniej części zagłębia pokład *Reden* składa się z dwóch położonych niemal poziomo pokładów o grubości od 4 m do 8 m [5]. Oprócz pokładu *Reden* w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego występują również inne pokłady. Zależnie od ich położenia względem pokładu *Reden* nazwano je nadredenowskimi oraz podredenowskimi [5].

Początkowo eksploatacja węgla w rejonie Zagłębia Dąbrowskiego odbywała się na małych głębokościach metodą odkrywkową lub upadowymi z powierzchni terenu. W kolejnych okresach węgiel wydobywano z coraz to większych głębokości. Obecnie głębokość eksploatacji przekracza nawet 500 m. Najpowszechniej wykorzystywanym systemem eksploatacji, był i jest system długościanowy z zawałem stropu. W przypadku bardzo niekorzystnych warunków wydobywania zamieniany był on na inny system, np. krótkościanowy. Część węgla pochodzi również z wydobywania z zastosowaniem podsadzki. W przypadku dużych miąższości pokładów węgla, są one eksploatowane z podziałem na warstwy.

Rejon badań obejmuje obszary górnicze siedmiu kopalń. Pierwszą z nich (od strony zachodniej) jest kopalnia *Jowisz* położona w Wojkowicach w południowym skrzydle niecki bytomskiej. Eksploatację węgla kamiennego w tej kopalni rozpoczęto w roku 1912. Złóża węgla zalegają w tym rejonie w warstwach siodłowych i brzeżnych. Obszar kopalni *Jowisz* przecięty jest uskokami, tak że wydzielić można 3 bloki tektoniczne: partię wschodnią, środkową i zachodnią [5]. Po roku 1980 węgiel wydobywano w tym rejonie z pokładów grupy 500 (poziom 240) i 600 (poziom 500). Ostatnią tonę węgla wydobyto w kopalni *Jowisz* w kwietniu 2000 roku. Kolejną kopalnią, która położona jest w obrębie badań jest kopalnia *Grodziec*. Szczegółowy opis tej kopalni został przedstawiony w rozdziale 5.3.2. Od strony wschodniej z kopalnią *Grodziec* graniczy kopalnia *Paryż*. Jest to ostatnia działająca na terenie Dąbrowy Górniczej kopalnia węgla kamiennego. Początki eksploatacji na jej obszarze górniczym sięgają roku 1865. W kopalni tej wydobywano pokłady 501, 504, 510, 816 i 819. Wydobywanie węgla zakończono w czerwcu 1995 roku. W tym okresie węgiel wydobywano z poziomów 250 m i 390 m. Po zamknięciu kopalni (w grudniu

1996 roku) w dalszym ciągu prowadzono w niej odpompowywanie wody. Kolejną kopalnią, która położona jest w obrębie analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego jest kopalnia *Saturn* w Czeladzi. Eksploatacja węgla na tym obszarze prowadzona była od roku 1822. Na obszarze tym wydobywano pokłady z grupy 400, 500 i 600. W ostatnich latach istnienia kopalni wydobywano pokłady 501, 504, 506, 615 i 620 na poziomach 180 m i 320 m. W kopalni *Saturn* stosowano system eksploatacji z zawałem stropu lub podsadzką hydrauliczną. Ostatnią tonę węgla w tej kopalni wydobyto w grudniu 1995 roku. Kopalnia *Saturn* od wschodu graniczy z kopalniami *Paryż* i *Sosnowiec*. Eksploatacja węgla na obszarze górniczym drugiej z wymienionych kopalń, prowadzona była od 1806 roku. Na tym terenie wydobywano pokłady 409, 414, 501, 510 oraz 620. Węgiel eksploatowano z zastosowaniem systemów z podsadzką hydrauliczną oraz zawałem stropu. Pokład 510, którego miąższość dochodziła do 10 m, eksploatowany był z podziałem na 2 lub 3 warstwy. Eksploatację węgla w kopalni *Sosnowiec* zakończono w styczniu 1998 roku. Kolejną kopalnią, położoną na analizowanym w pracy obszarze, jest kopalnia *Porąbka-Klimontów* w Sosnowcu. Początki eksploatacji na tym terenie sięgają połowy XIX wieku. Węgiel wydobywano tutaj z pokładów grupy 300, 400 i 500. W grudniu 1998 roku zakończono eksploatację węgla w kopalni *Porąbka-Klimontów*. Ostatnią z analizowanych kopalń, jest kopalnia *Kazimierz-Juliusz*, również położona w Sosnowcu. Jej szczegółowy opis został przedstawiony w rozdziale 5.2.2. W tabeli 5.1 przedstawiono wielkość wydobycia w poszczególnych kopalniach w roku 1991, tuż przed okresem analizowanym w pracy. W okresie tym najwięcej węgla wydobywano w kopalni *Kazimierz-Juliusz* ($1.175 \frac{\text{mln t}}{\text{rok}}$), natomiast najmniejsze wydobycie miała kopalnia *Grodzic* ($0.563 \frac{\text{mln t}}{\text{rok}}$).

Tablica 5.1: Wydobycie węgla w roku 1991 w kopalniach z analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego [5].

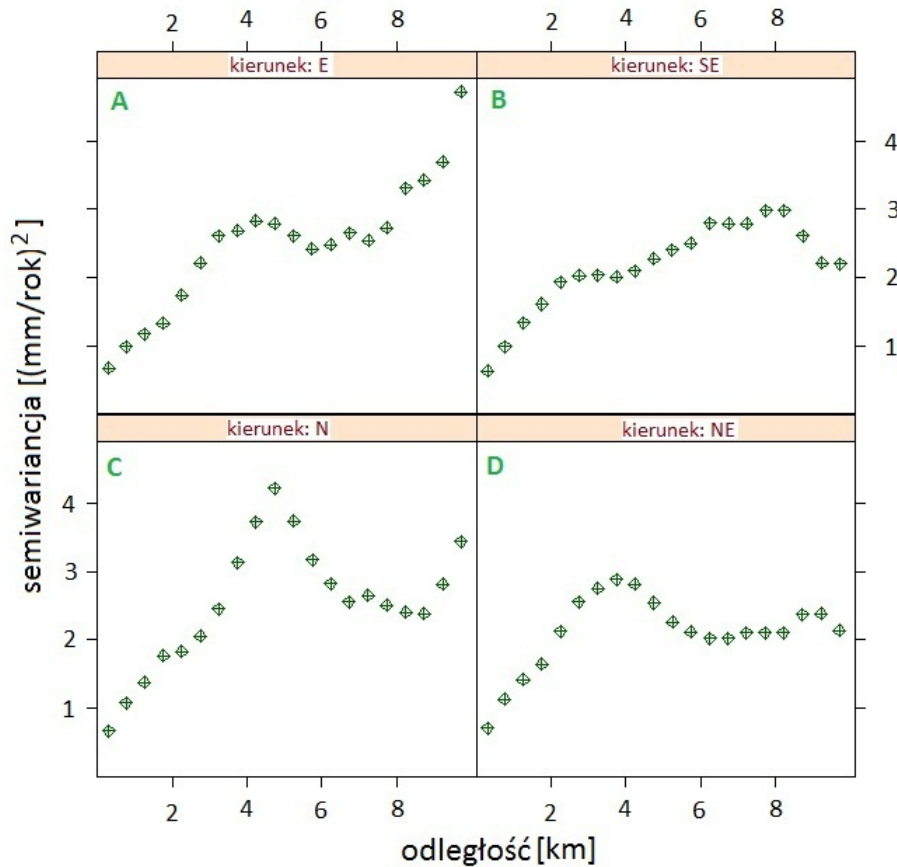
Nazwa kopalni	Powierzchnia obszaru górniczego [ha]	Wielkość wydobycia [mln ton/rok]
<i>Jowisz</i>	1203.55	1
<i>Grodzic</i>	2233.39	0.563
<i>Paryż</i>	2630.79	0.907
<i>Saturn</i>	2900.77	0.997
<i>Sosnowiec</i>	2035.68	0.993
<i>Porąbka-Klimontów</i>	1716.05	1.593
<i>Kazimierz-Juliusz</i>	2358.62	1.175

Obecnie spośród opisanych kopalń, położonych w rejonie badań, jedynie kopalnia *Kazimierz-Juliusz* prowadzi eksploatację węgla kamiennego. Pomimo zaprzestania wydobycia w wielu kopalniach, w dalszym ciągu prowadzone było odwadnianie. Należy

zaznaczyć, że ze względu na budowę tektoniczną obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, eksploatacja węgla w tym rejonie jest bardzo utrudniona i w wielu przypadkach uniemożliwia osiągnięcie maksymalnego wydobycia.

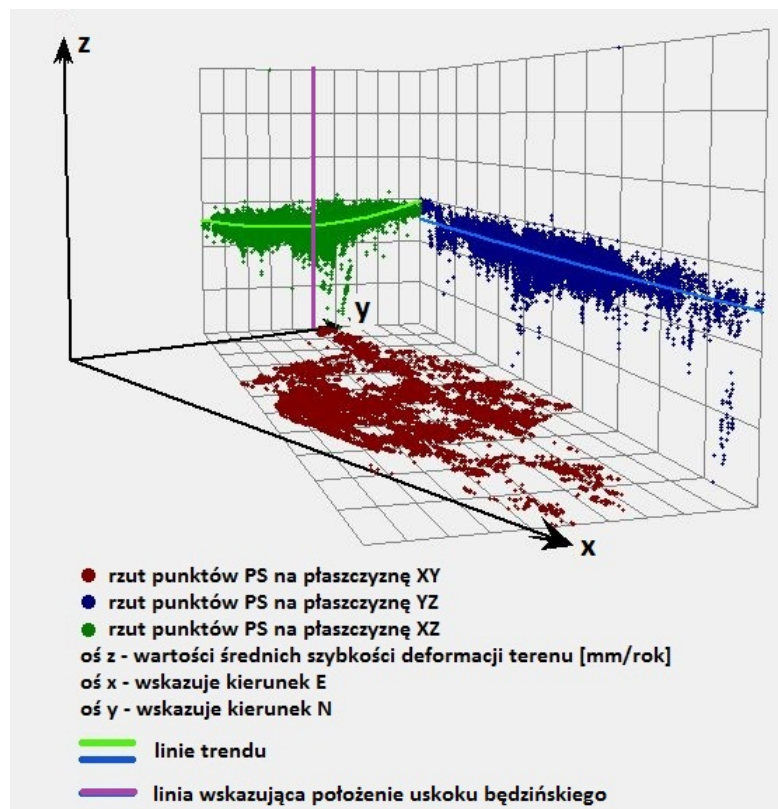
5.1.3 Analiza przestrzenna danych *PSInSAR* dla Zagłębia Dąbrowskiego

Analizę przestrzenną danych *PSInSAR*, dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, wykonano z wykorzystaniem metod opisanych w rozdziale 4.1. W pierwszym jej etapie sprawdzono, czy spełniony jest warunek wewnętrznej stacjonarności dla badanych danych *PSInSAR* (4.2)(4.3). Już wstępna wizualna analiza przestrzennego rozmieszczenia wartości średnich szybkości deformacji terenu, w obrębie badanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego (Rys. 3.7), pozwoliła na stwierdzenie występowania dryftu danych. Nie można było zatem założyć wewnętrznej stacjonarności, bowiem zarówno średnia wartość przyrostów badanego parametru, jak również wariancja tych przyrostów zależą od lokalizacji punktów pomiarowych. W pracy, odpowiednio dla kierunków z W na E, z NW na SE, z S na N oraz z SW na NE, obliczono wartości semiwariogramów empirycznych (Rys. 5.3). Na przygotowanych wykresach semiwariancji można zauważyć, że dla kierunku z S na N (Rys. 5.3C) oraz z W na E (Rys. 5.3A), wartości tej funkcji gwałtownie rosną dla większych odległości h . Taka sytuacja potwierdza występowanie dryftu danych (nie spełniony jest warunek przedstawiony we wzorze (4.4)). Tak znacznego wzrostu wartości semiwariancji nie stwierdzono w przypadku semiwariogramów empirycznych, wykonanych dla kierunków z NW na SE (Rys. 5.3B) oraz z SW na NE (Rys. 5.3D). Dla kierunku z SW na NE można dodatkowo zauważyć wzrost semiwariancji dla odległości h od 0 km do 4 km, a następnie znaczne zmniejszenie tych wartości i dla $h > 8$ km, ich ponowny wzrost.



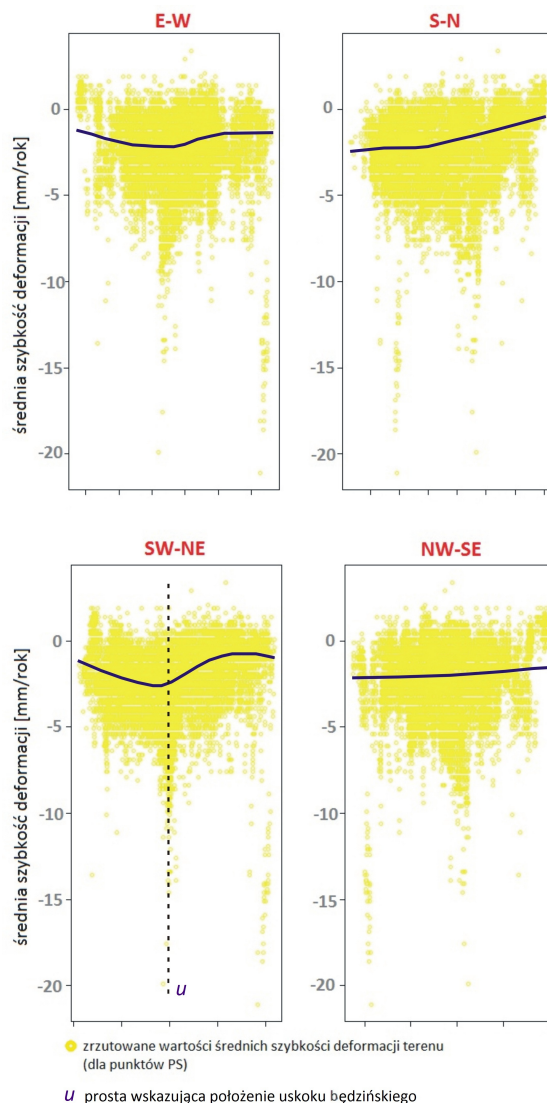
Rysunek 5.3: Semiwariogramy empiryczne wyznaczone dla kierunków: W-E, NW-SE, S-N oraz SW-NE.

Kolejny etap pracy polegał na wyznaczeniu, dla analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, dryftu średnich szybkości deformacji terenu. W celu zbadania charakteru powolnych zmian analizowanego parametru, przygotowano trójwymiarowy wykres rozrzutu (Rys. 5.4). Na wykresie tym zrzutowano analizowane punkty *PS* na trzy płaszczyzny: *xy* (przedstawia lokalizację punktów pomiarowych), *xz* (przedstawia jak zmieniają się wartości średnich szybkości deformacji terenu z SW na NE), *yz* (przedstawia jak zmieniają się wartości średnich szybkości deformacji terenu w kierunku z NW na SE). W przypadku płaszczyzn *xz* oraz *yz*, na zrzutowane punkty *PS* naniesiono również linię trendu. Widać, że dla kierunku SW-NE występuje dryft średnich szybkości deformacji terenu. Badany kierunek jest w przybliżeniu prostopadły do linii uskoku będzińskiego. Analizując dopasowaną linię trendu można zauważyć, że wartości średnich szybkości deformacji terenu, początkowo maleją z SW do linii uskoku będzińskiego a następnie znów rosną. Występowania dryftu nie stwierdzono natomiast w kierunku, który zbliżony jest do rozciągłości tego uskoku (NW-SE).



Rysunek 5.4: Trójwymiarowy wykres rozrzutu dla danych *PSInSAR* z analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego (dla kierunków SW-NE oraz NW-SE) [37].

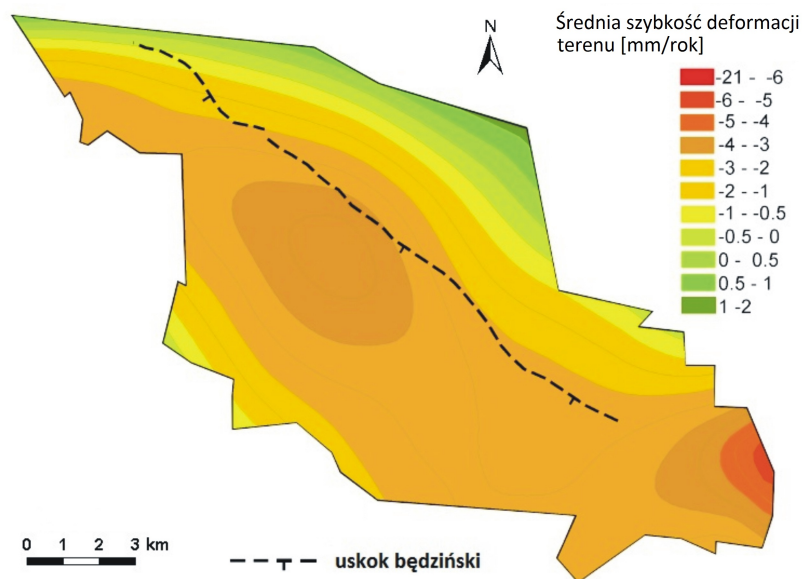
Dryft danych, dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, przeanalizowano również na podstawie dwuwymiarowych wykresów rozrzutu przedstawionych na rysunku 5.5. Na przygotowanych wykresach średnie szybkości deformacji terenu pomierzone w punktach *PS*, zrzutowano odpowiednio dla kierunków z W na E, z N na S, z SW na NE oraz z NW na SE. Widać, że występowanie dryftu również najwyraźniej zaznacza się w kierunku z SW na NE. Średnie szybkości deformacji terenu początkowo rosną do linii uskoku będzińskiego a następnie maleją w kierunku NE. Dla skrzydła zrzuconego uskoku będzińskiego charakterystyczne są duże szybkości osiadania terenu, natomiast skrzydło wiszące to tereny bardziej stabilne. Analizując przygotowane wykresy rozrzutu można dodatkowo zauważyć powolne zmniejszanie średnich szybkości osiadania terenu w kierunku z S na N. Otrzymane wyniki są zgodne z badaniami przeprowadzonymi wcześniej [37], w których wykonano analizę statystyczną danych *PSInSAR* oraz prześledzono wartości deformacji terenu wzdłuż pięciu linii w przybliżeniu prostopadłych do linii uskoku będzińskiego.



Rysunek 5.5: Dwuwymiarowe wykresy rozrzutu dla danych $PSInSAR$ z analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego.

W prezentowanej pracy w celu otrzymania gładkiej powierzchni reprezentującej dryft wartości średnich szybkości deformacji terenu, wykorzystano metodę interpolacji wielomianem lokalnym stopnia drugiego. Istotne było zastosowanie wielomianu jak najniższego stopnia. Jeżeli stopień ten jest wysoki, to konieczne jest oszacowanie większej liczby parametrów, co powoduje z kolei, że model jest mniej precyzyjny. Wyniki interpolacji przedstawiono na rysunku 5.6. Na analizowanym obszarze stwierdzono dwa rejony o podwyższonych wartościach średnich szybkości osiadania terenu ($V < -3 \frac{mm}{rok}$). Pierwszy z nich znajduje się w centralnej części badanego rejonu, natomiast drugi położony jest w zachodniej części analizowanego Zagłębia Dąbrowskiego, na obszarze górniczym

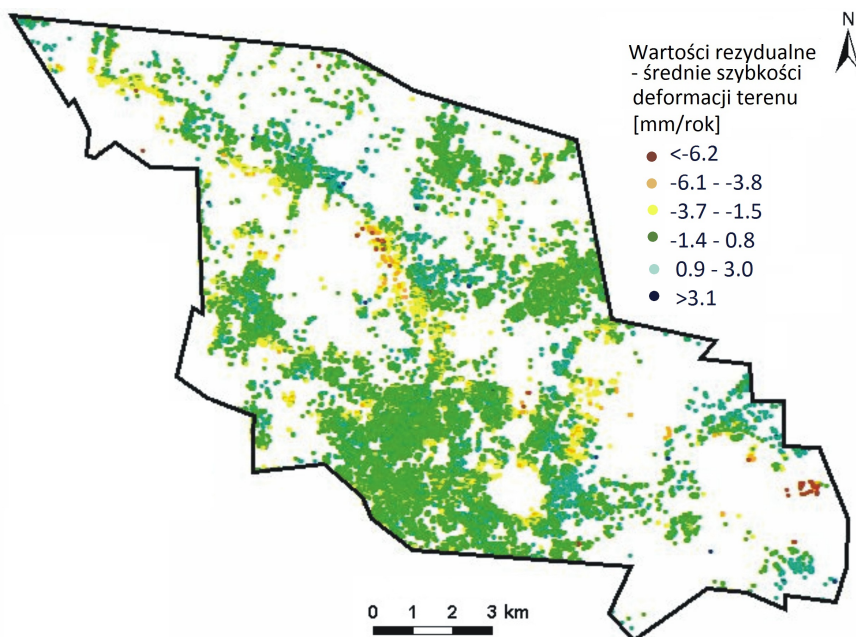
kopalni *Kazimierz-Juliusz*. Bardzo istotny jest kierunek zmian wartości analizowanego parametru, który jest w przybliżeniu prostopadły do linii uskoku będzińskiego. Najwyższe wartości średnich szybkości osiadania terenu, stwierdzono w skrzydle zrzuconym uskoku będzińskiego. W skrzydle wiszącym tego uskoku wartości tej szybkości są znacznie niższe, i maleją do zera w kierunku NE. Po wykonanej interpolacji badanego parametru, wyznaczono błąd standardowy regresji. Jego wartość wyniosła $1.01 \frac{mm}{rok}$.



Rysunek 5.6: Wyniki interpolacji średnich szybkości deformacji terenu z wykorzystaniem metody wielomianów lokalnych.

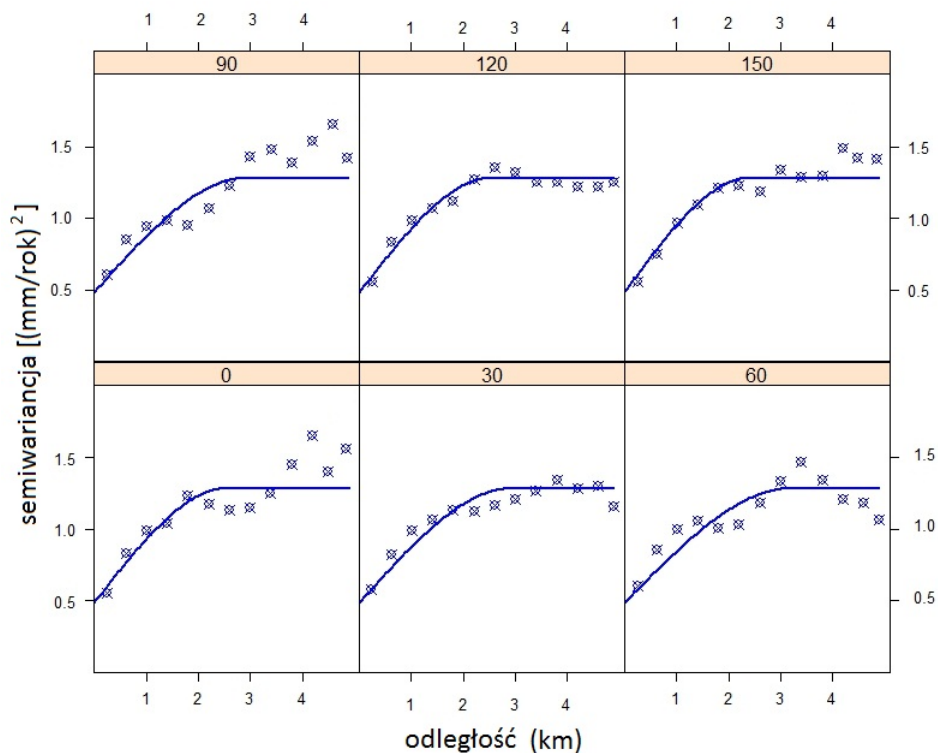
Kolejny etap analizy przestrzennej danych *PSInSAR* polegał na usunięciu stwierdzonego dryftu. Został on odjęty od oryginalnych wartości średnich szybkości deformacji terenu pomierzonych w punktach *PS*. Otrzymane składniki rezydualne zostały przedstawione na rysunku 5.7. Średnia wartość składników rezydualnych dla badanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, wynosi $-0.01 \frac{mm}{rok}$, mediana $0.1 \frac{mm}{rok}$, wartość minimalna $-17.5 \frac{mm}{rok}$, natomiast wartość maksymalna $5.33 \frac{mm}{rok}$. Na przygotowanej mapie (Rys. 5.7) można zauważyć, że w środkowej części analizowanego obszaru występuje większa liczba składników rezydualnych o większych szybkościach osiadania terenu, niż na pozostałym terenie, gdzie wartości analizowanego parametru rozkładają się w sposób bardziej równomierny. Również na obszarze górniczym kopalni *Kazimierz-Juliusz*, we wschodniej części badanego terenu, występuje niewielkie skupisko składników rezydualnych, dla których stwierdzono duże szybkości osiadania terenu. Zarówno pierwsze, jak i drugie z wymienionych miejsc odpowiada lokalizacji punktów *PS*, dla których wyznaczone

wartości średnich szybkości deformacji terenu są ekstremalnie odstające. Punktów tych nie usunięto ze zbioru danych, bowiem wartości te uznano za wiarygodne (patrz rozdział 3.1).



Rysunek 5.7: Wartości rezydualne średnich szybkości deformacji terenu po odjęciu dryftu.

Kolejne etapy analizy deformacji terenu w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego obejmowały badanie otrzymanych składników rezydualnych. W pierwszej kolejności wyznaczono dla nich wartości sześciu semiwariogramów kierunkowych (dla azymutów: 0° , 30° , 60° , 90° , 120° i 150°) (Rys. 5.8). Analiza semiwariogramów wykazała występowanie anizotropii zmienności wartości składników rezydualnych. Można zauważyć, że zasięg semiwariogramu dla azymutu 60° jest większy niż dla azymutu 150° .

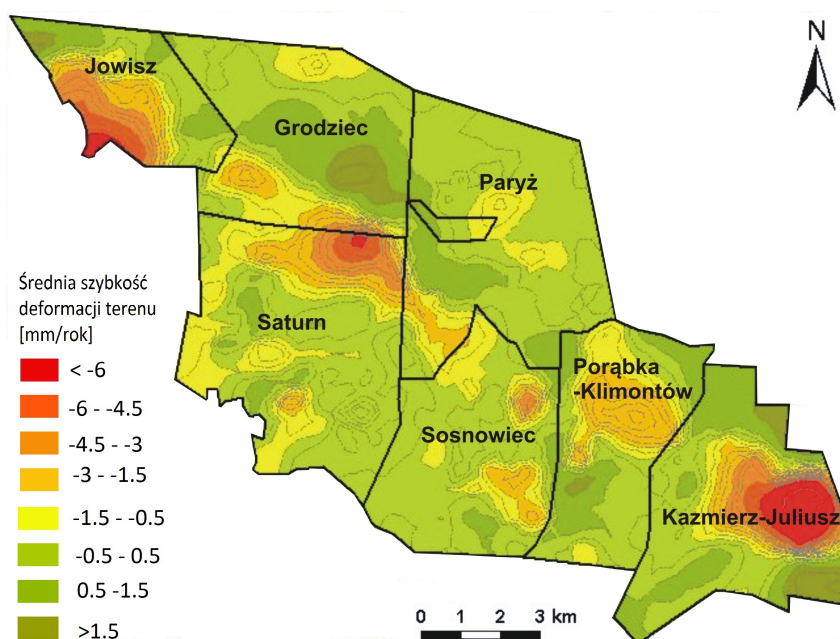


Rysunek 5.8: Semiwarianogramy empiryczne wyznaczone dla azymutów: 0° , 30° , 60° , 90° , 120° i 150° .

Wyznaczone wartości semiwarianogramów empirycznych zostały przybliżone za pomocą modelu sferycznego. W pierwszej kolejności parametry modelu dobierane były na podstawie wizualnej analizy wykresów semiwariancji, a następnie ustalony model dopasowywany był (z uwzględnieniem anizotropii) do semiwarianogramów empirycznych. W prezentowanej pracy dopasowanie modelu wykonano z wykorzystaniem metody najmniejszych kwadratów. Otrzymany model teoretyczny, opisujący strukturę zmienności wartości składników rezydualnych dla azymutu 60° , ma postać przedstawioną we wzorze (5.1). Dla azymutu tego zasięg autokorelacji danych wynosi 3.21 km. Pozostałe parametry, takie jak wariancja progowa (C) i zmienność lokalna (C_0), mają te same wartości dla wszystkich badanych kierunków i wynoszą odpowiednio $0.80 \frac{mm}{rok}$ oraz $0.48 \frac{mm}{rok}$. Wyznaczony współczynnik anizotropii k (4.10) wynosi 1.33, co oznacza że dla azymutu 60° , zasięg autokorelacji danych jest 1.33 razy większy niż dla azymutu 150° .

$$\gamma(h) = \begin{cases} 0.80[1.5(\frac{h}{3.21}) - 0.5(\frac{h}{3.21})^3] + 0.48, & \text{gd}y h \leq 3.21 \\ 1.28 & \text{gd}y h > 3.21 \end{cases} \quad (5.1)$$

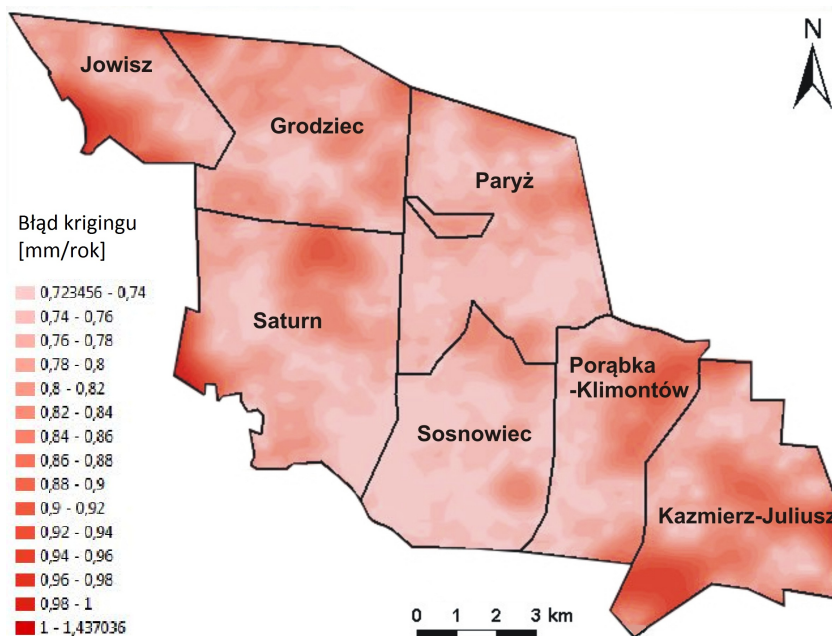
Po dopasowaniu modelu teoretycznego semiwariogramu wykonano, na podstawie składników rezydualnych, interpolację średnich szybkości deformacji terenu z wykorzystaniem metody kriginu zwyczajnego (4.12). Wartości współczynników wagowych obliczono na podstawie równania (4.13). Prezentowany etap analizy miał na celu zbadanie zmienności lokalnej parametru średniej szybkości deformacji terenu po usunięciu dryftu danych. W pracy interpolację w danym punkcie $x(u, v)$ wykonano na podstawie tylko tych wartości rezydualnych, które położone były od $x(u, v)$ nie dalej niż wyznaczony zasięg autokorelacji. Wyniki interpolacji średnich szybkości deformacji terenu przedstawiono na rysunku 5.9. Analiza przestrzennego rozmieszczenia oszacowanych średnich szybkości deformacji terenu pozwala zauważyć, że w obrębie analizowanego obszaru wyróżnić można kilka stref, dla których charakterystyczne są duże szybkości osiadania terenu. Położone są one, m.in. na obszarze górniczym kopalni *Kazimierz-Juliusz*, *Porąbka-Klimontów*, *Saturn* i *Jowisz*. Mniejsze strefy, na których również charakterystyczne jest osiadanie terenu, można znaleźć także na pozostałych obszarach górniczych.



Rysunek 5.9: Wyniki interpolacji (metodą kriginu zwyczajnego) średnich szybkości deformacji terenu wykonanej na podstawie składników rezydualnych.

Przygotowano również rysunek przedstawiający wartości błędów kriginu σ_p (4.15) (Rys. 5.10). Widać, że błąd kriginu jest najwyższy na obszarach o niższej gęstości punktów *PS*. Maksymalne wartości błędu kriginu stwierdzono głównie na obszarach górniczych kopalń *Jowisz* i *Kazimierz-Juliusz*. W przypadku kopalni *Jowisz* wysoki błąd kriginu

dotyczy rejonów, na których oszacowane średnie szybkości deformacji terenu są wyraźnie ujemne, natomiast w przypadku kopalni *Kazimierz-Juliusz* σ_p przyjmuje wysokie wartości dla południowej części tego terenu, gdzie wyznaczone wartości badanego parametru są bliskie zera. Na terenach tych błąd kriginu wynosi nawet $0.97 \frac{mm}{rok}$. Dla przeważającej części obszaru badań wyznaczony błąd kriginu nie przekracza jednak wartości $0.75 \frac{mm}{rok}$. Można zatem powiedzieć, że z prawdopodobieństwem 95.4% błąd interpolacji nie przekroczy na tych terenach wartości $2\sigma_p$, czyli $1.5 \frac{mm}{rok}$.



Rysunek 5.10: Wartości błędu interpolacji.

Testowanie jakości wykorzystanego w pracy modelu teoretycznego semiwariogramu (5.1) wykonano za pomocą algorytmu kross-walidacji, który opisany został w rozdziale 4.1. W tabeli 5.2 przedstawiono wartości parametrów podsumowujących wyniki kross-walidacji. Widać, że zarówno średnia wartość błędu estymacji (w_1), jak również średnia wartość standaryzowanego błędu predykcji (w_4) są bliskie zera. Oznacza to, że zastosowany estymator jest nieobciążony. Niska wartość błędu średniego kwadratowego estymacji (w_2) wskazuje natomiast, że oszacowane szybkości deformacji terenu są bliskie wartościom rzeczywistym. Istotny jest również fakt, że wartość w_2 różni się jedynie o 0.0051 od średniej wartości błędu predykcji. Ponieważ w_3 jest nieznacznie mniejsze od w_2 , oznacza to niewielkie niedoszacowanie badanego parametru. Wyznaczony w pracy standaryzowany błąd średni kwadratowy w_5 predykcji jest bliski jeden, co również świadczy o poprawności dobranego modelu teoretycznego semiwariogramu. Wszystkie wyznaczone wartości parametrów (w_1 , w_2 , w_3 , w_4 i w_5) potwierdzają, że wybrany model teoretyczny

dobrze odzwierciedla strukturę zmienności średnich szybkości deformacji terenu na obszarze Zagłębia Dąbrowskiego. Zatem otrzymane wyniki interpolacji charakteryzują się wysoką wiarygodnością.

Tablica 5.2: Wskaźniki podsumowujące wyniki kross-walidacji.

Nazwa parametru	Wartość
Wartość średnia błędu estymacji (w_1)	-0.001
Wartość średnia kwadratowego błędu estymacji (w_2)	0.7382
Średni standardowy błąd estymacji (w_3)	0.7331
Średni standaryzowany błąd estymacji (w_4)	-0.0014
Standaryzowany średni kwadratowy błąd estymacji (w_5)	0.9975

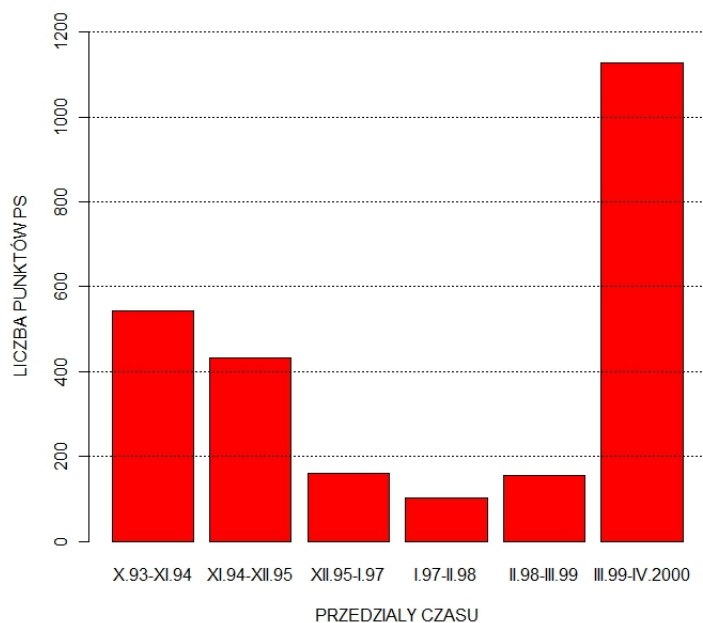
5.1.4 Wyniki analizy czasowej danych *PSInSAR* dla Zagłębia Dąbrowskiego

Analiza czasowa wartości powolnych deformacji terenu dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, wykonana została w prezentowanej pracy, z wykorzystaniem algorytmu opisanego w rozdziale 4.2. Jej celem było zbadanie, czy w analizowanym przedziale czasu, dla poszczególnych punktów *PS* wystąpiły zmiany trendu deformacji. Analizę przeprowadzono dla 6105 stabilnych rozpraszaczy z tego rejonu, dla których znane były względne wartości deformacji terenu, jakie wystąpiły w czasie pomiędzy wykonaniem poszczególnych wykorzystanych obrazów *SAR* i obrazu referencyjnego. Badania wykazały, że dla 41% wszystkich analizowanych punktów *PS* w przedziale czasu od października 1993 do kwietnia roku 2000, wystąpiły zmiany trendu deformacji. Pomimo, że wykryte zmiany trendu są niewielkie, to w przypadku, gdy wystąpiły one dla większej liczby stabilnych rozpraszaczy, w tym samym czasie i miejscu, mogą one świadczyć o pojawieniu się lub zaniknięciu czynnika, który ma wpływ na wartości powolnych deformacji terenu. W prezentowanej pracy analizowany okres czasu został podzielony na sześć trzynastomiesięcznych przedziałów. Liczebności stabilnych rozpraszaczy, dla których

wykryto zmiany trendu deformacji, w tych przedziałach czasowych zostały przedstawione w tabeli 5.3 oraz na rysunku 5.11. W pracy wyróżniono cztery kategorie zmian trendu deformacji terenu: *I*, *II*, *III* oraz *IV* (Tab. 5.3).

Tablica 5.3: Wyniki analizy czasowej danych *PSInSAR* dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego.

Kategorie zmian trendu	X.1993 - XI.1994	XI.1994 - XII.1995	XII.1995 - I.1997	I.1997 - II.1998	II.1998 - III.1999	III.1999 - IV.2000	Suma
I (zwiększenie szybkości osiadania terenu)	463	336	111	55	54	246	1265
II (zmniejszenie szybkości osiadania terenu)	67	83	34	39	93	845	1161
III (zwiększenie szybkości podnoszenia się terenu)	1	1	4	6	6	34	52
IV (zmniejszenie szybkości podnoszenia się terenu)	13	11	11	2	2	3	42
Suma	544	431	160	102	155	1128	2520



Rysunek 5.11: Liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych.

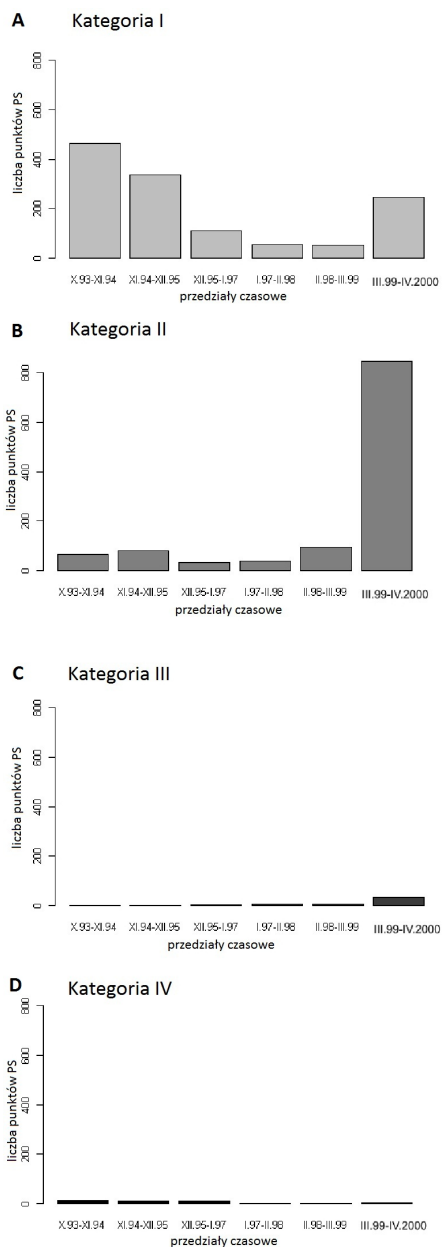
Jak widać na rysunku 5.11 liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji jest różna w poszczególnych analizowanych przedziałach czasowych.

Najwięcej zmian trendu, bo aż 1128 (44.8%), wystąpiło w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000. Również na początku analizowanego okresu czasu dla wielu stabilnych rozpraszaczy, charakterystyczna była zmiana średniej szybkości deformacji terenu. I tak w okresie od października 1993 roku do listopada 1994 stwierdzono 21.6% wszystkich zmian trendu deformacji terenu, natomiast w okresie od listopada 1994 roku do grudnia 1995 roku liczebność tych zmian wyniosła 431, co stanowi 17.1% wszystkich wykrytych zmian. Stosunkowo niewiele zmian trendu stwierdzono w okresach: XII.1995 - I.1997 (6.3%), I.1997 - II.1998 (4%) i II.1998 - III.1999 (6.2%). W przeprowadzonych badaniach bardzo istotne było przeanalizowanie z jakimi kategoriami zmian trendu mamy do czynienia. Na rysunku 5.12 przedstawiono liczbę punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych, osobno dla każdej z czterech kategorii. Widać, że najwięcej zmian trendu deformacji należy do kategorii *I* (50.2%), świadczącej o zwiększeniu szybkości osiadania terenu oraz do kategorii *II* (46.1%), odpowiadającej zmniejszeniu szybkości osiadania terenu. Zmiany trendu deformacji świadczące o zwiększeniu szybkości podnoszenia terenu (kategoria *III*) i o zmniejszeniu tej szybkości (kategoria *IV*), stanowią odpowiednio 2% i 1.7% wszystkich wykrytych zmian trendu. Analiza wykresów A i B (Rys. 5.12) pozwala stwierdzić, że dla pierwszych 26 miesięcy analizowanego przedziału czasu, charakterystyczne jest zjawisko zwiększenia szybkości osiadania terenu, natomiast dla ostatniego analizowanego przedziału czasu (tj. od marca 1999 do kwietnia 2000), stwierdzono najwięcej zmian trendu świadczących o zmniejszeniu szybkości osiadania. Ponieważ w obrębę Zagłębia Dąbrowskiego ruchy wznoszące terenu stanowią jedynie mały procent wszystkich zarejestrowanych deformacji, dlatego dalsze badania przedstawione w pracy dotyczyły jedynie zjawiska osiadania terenu.

Głównym zadaniem kolejnego etapu pracy, było zbadanie przestrzennego rozmieszczenia wykrytych zmian trendu deformacji terenu. W tym celu dla trzech przedziałów czasowych, przygotowano po dwie mapy względnych gęstości punktów *PS*. Pierwsza z nich dotyczyła względnych gęstości stabilnych rozpraszaczy, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii *I*, natomiast druga reprezentowała wartości względnej gęstości występowania zmian należących do kategorii *II*. Badania przestrzennego rozmieszczenia wartości względnych gęstości przeprowadzono dla przedziałów czasu, w których stwierdzono najwięcej zmian trendu deformacji terenu (tj. X.1993 - XI.1994, XI.1994 - XII.1995 oraz III.1999 - IV.2000). Wszystkie mapy wykonano z wykorzystaniem metody dwuwymiarowych jądrowych estymatorów gęstości (*KDE*), którą opisano w rozdziale 4.1.2.

Pierwsze dwie mapy gęstości punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji, należące odpowiednio dla kategorii *I* i *II*, wykonano dla okresu czasu od

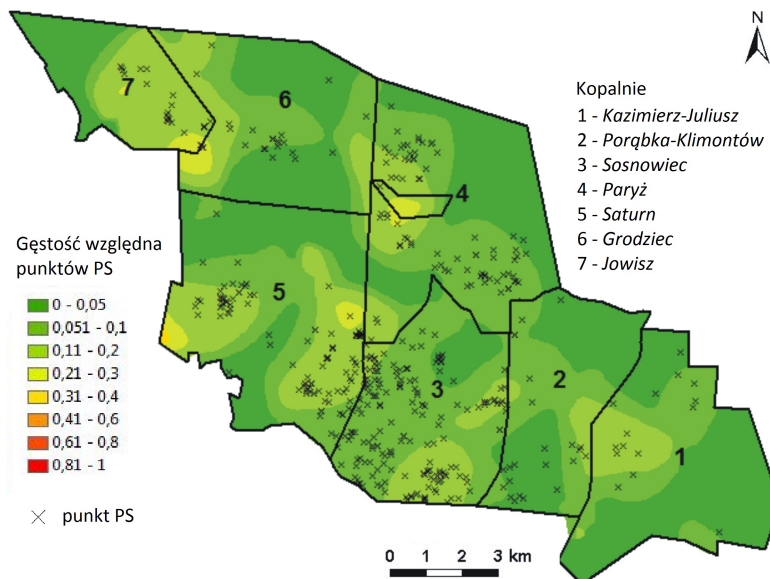
października 1993 do listopada 1994 (Rys. 5.13 - 5.14). Należy zaznaczyć, że w okresie tym wszystkie kopalnie, położone w rejonie badań, prowadziły eksploatację górnica.



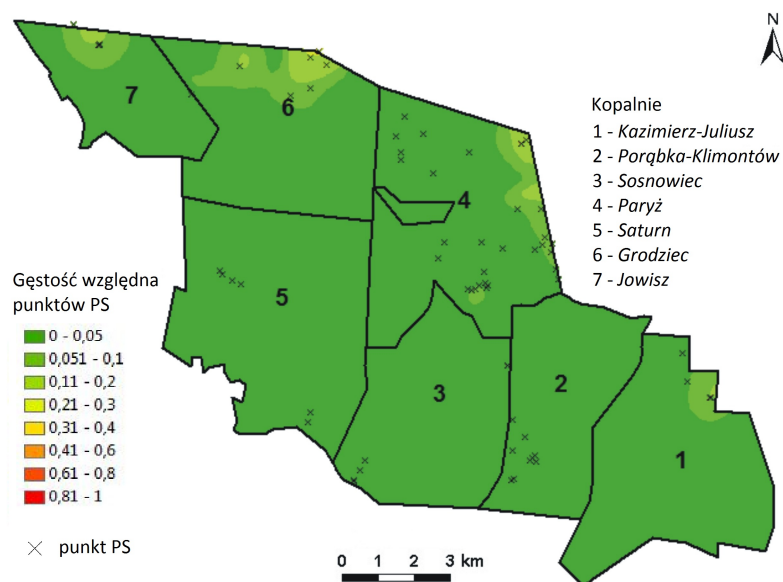
Rysunek 5.12: Liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono w poszczególnych przedziałach czasu zmiany trendu deformacji należące do kategorii *I*, *II*, *III* i *IV* [49].

W wyniku przeprowadzonej czasowej analizy danych, stwierdzono zwiększenie szybkości osiadania terenu dla 463 stabilnych rozpraszaczy oraz 67 przypadków zmniejszenia szybkości osiadania. Jak widać na rysunku 5.13, względna gęstość punktów *PS*

z I kategorią zmiany trendu deformacji, jest podwyższona niemal dla całego analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. Najwyższe jej wartości stwierdzono w obrębie obszarów górniczych kopalń: *Paryż*, *Saturn* i *Grodziec*. Podwyższone wartości względnej gęstości punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii II, stwierdzono jedynie w północnej i północno-wschodniej części analizowanego rejonu (Rys. 5.14). Wartości te są znacznie mniejsze, niż dla zmian trendu świadczących o wzroście szybkości osiadania terenu.

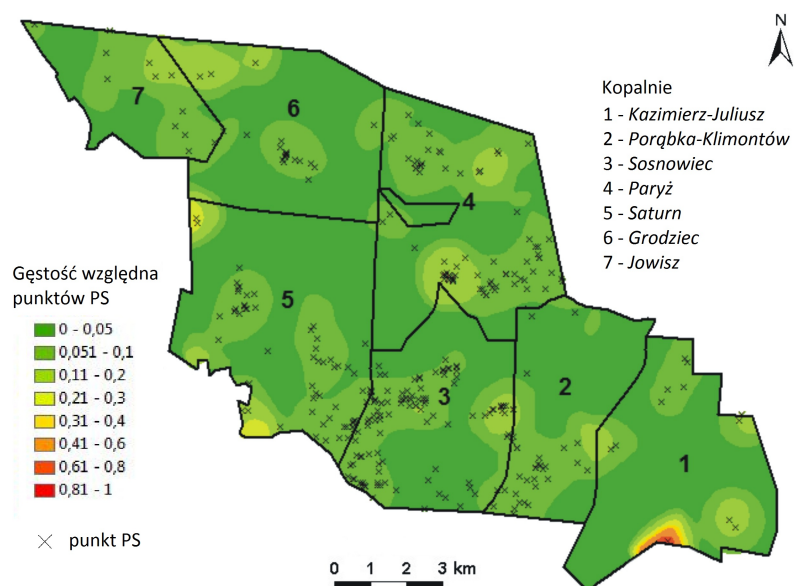


Rysunek 5.13: Względna gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria I), wystąpiły w okresie od października 1993 do listopada 1994.

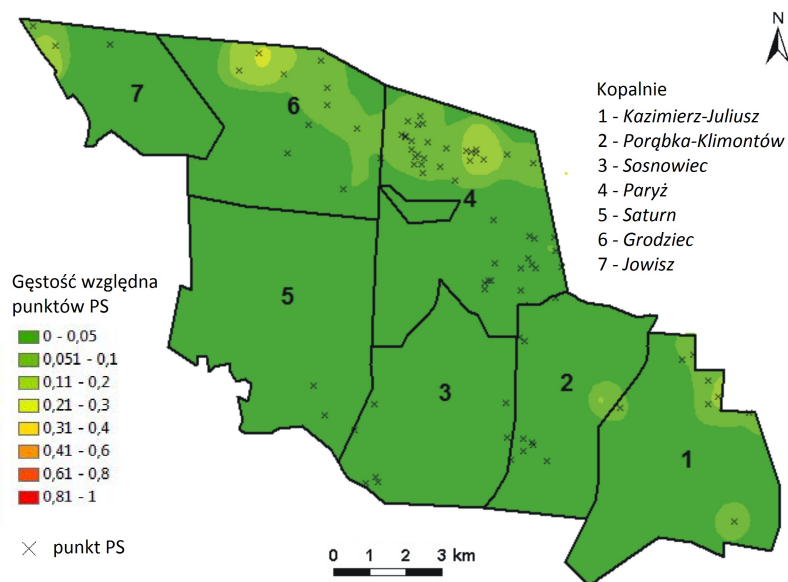


Rysunek 5.14: Względna gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria *II*), wystąpiły w okresie od października 1993 do listopada 1994.

Kolejne mapy gęstości punktów *PS* wykonano dla okresu czasu od listopada roku 1994 do grudnia roku 1995 (Rys. 5.15 - 5.16). Jak wykazała przeprowadzona analiza czasowa, w okresie tym w dalszym ciągu dominowały zmiany trendu, świadczące o zwiększeniu szybkości deformacji terenu. Stosunek liczby zmian trendu należących do kategorii *I* do liczby zmian trendu należących do kategorii *II*, wyniósł 4.05 i był on już jednak 2.86 razy mniejszy niż w poprzednim analizowanym okresie. Jak widać na rysunku 5.15 względna gęstość punktów *PS* z *I* kategorią zmian trendu deformacji jest w dalszym ciągu podwyższona dla całego analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. Jej maksymalne wartości stwierdzono w obrębie obszarów górniczych kopalń: *Saturn* oraz *Kazimierz-Juliusz*. Stosunkowo wysokie wartości gęstości punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii *II* stwierdzono, podobnie jak w poprzednim analizowanym okresie, w północnej i północno-wschodniej części rejonu badań (Rys. 5.16). W przedziale czasu od listopada roku 1994 do grudnia roku 1995 strefa ta jest nieco większa niż dla poprzedniego analizowanego okresu. Należy zaznaczyć, że w czerwcu 1995 roku, w kopalni *Paryż* zakończono eksploatację węgla kamiennego.



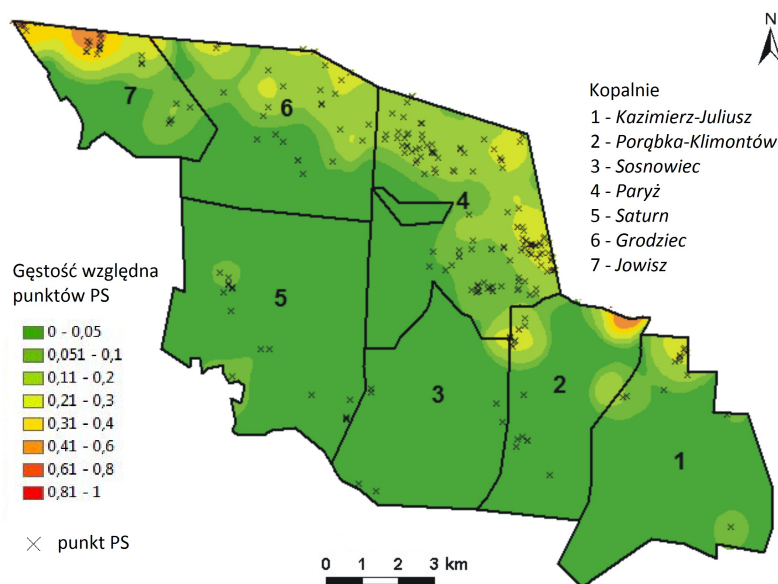
Rysunek 5.15: Względna gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria *I*), wystąpiły w okresie od listopada 1994 do grudnia 1995.



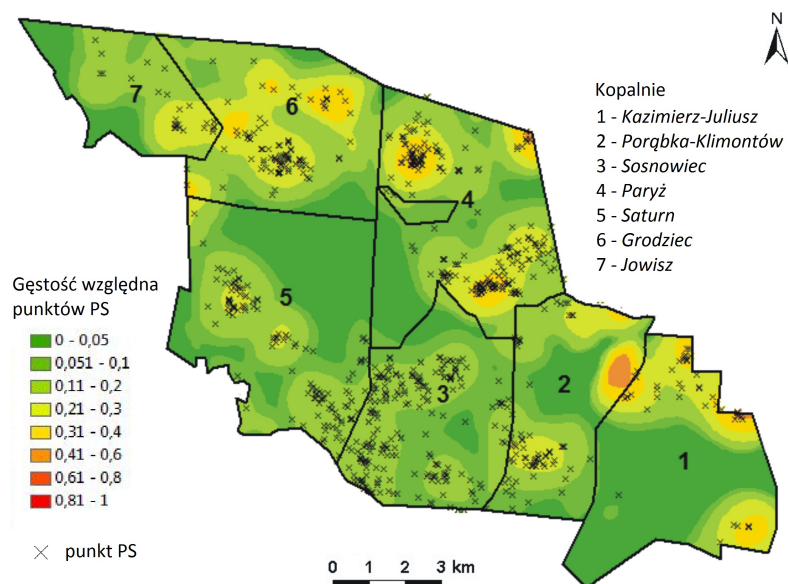
Rysunek 5.16: Względna gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria *II*), wystąpiły w okresie od listopada 1994 do grudnia 1995.

Ostatni analizowany przedział czasu obejmował okres od marca 1999 roku do kwietnia 2000 roku. W okresie tym stwierdzono najwięcej zmian trendu deformacji terenu, w tym niemal 3.5 razy więcej zmian świadczących o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu niż

o jej zwiększeniu. Mapy względnych gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu, należące odpowiednio do kategorii *I* i *II*, przedstawiono na rysunkach 5.17 - 5.18. Jak wykazała analiza, zmiany trendu deformacji świadczące o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu, są charakterystyczne niemal dla całego obszaru badań. Najwyższe gęstości punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii *II*, stwierdzono w skrzydle wiszącym uskoku będzińskiego (niemal cała północna i północno-wschodnia część rejonu badań) (Rys. 5.18). Na obszarze tym, w analizowanym przedziale czasu, stwierdzono również podwyższoną wartość względnych gęstości punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu deformacji terenu należące do kategorii *I* (Rys. 5.17). Zmiany tego typu występują właściwie na granicy północnej i północno-wschodniej analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego (na północ od zmian trendu należących do kategorii *II*). Wartości względnych gęstości stabilnych rozpraszaczy, dla których stwierdzono zwiększenie szybkości osiadania terenu, są bardzo niskie na całym obszarze skrzydła zrzuconego uskoku będzińskiego. Należy zaznaczyć, że w analizowanym przedziale czasu, eksploatacja węgla kamiennego prowadzona była jedynie w kopalniach *Kazimierz-Juliusz* i *Jowisz*.



Rysunek 5.17: Względna gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria *I*), wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia 2000 roku.



Rysunek 5.18: Względna gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria II), wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia 2000 roku.

5.2 Analiza danych *PSInSAR* dla kopalni *Kazimierz-Juliusz*

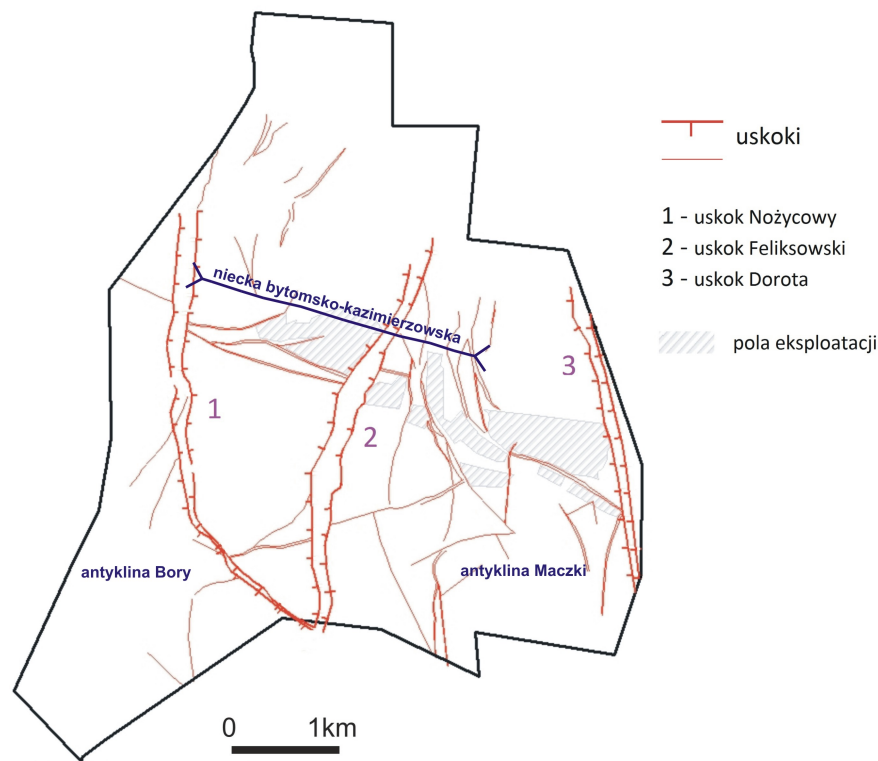
W pracy szczegółową analizę powolnych deformacji terenu, przeprowadzono dla obszaru górniczego czynnej kopalni *Kazimierz-Juliusz* położonej w Sosnowcu. Jest to jedyna z badanych kopalń, która w latach 1992 do 2003 cały czas prowadziła eksploatację węgla kamiennego. Obszar górniczy kopalni *Kazimierz-Juliusz*, o powierzchni 2358.62 ha, położony jest we wschodniej części analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego. Należy zaznaczyć, że 26% omawianego obszaru górniczego stanowi zabudowa mieszkaniowa, natomiast aż 22% to tereny leśne. Część wschodnia i północna badanego obszaru pokryta jest lasami, natomiast w części środkowej znajdują się pola uprawne i łąki (Rys. 5.19). Na obszarze górniczym kopalni *Kazimierz-Juliusz* zidentyfikowano 1128 punktów *PS* (Rys. 5.21). Najwięcej stabilnych rozpraszaczy położonych jest w północnej i północno-zachodniej części obszaru badań. Część środkowa i południowo-zachodnia analizowanego obszaru jest niemal pozbawiona punktów *PS* (Rys. 5.21).



Rysunek 5.19: Granica obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz* naniesiona na zdjęcie satelitarne (*GoogleEarth*)

5.2.1 Budowa geologiczna i tektoniczna obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*

Kopalnia *Kazimierz-Juliusz* położona jest w południowo-wschodniej części Wyżyny Śląskiej. Budowa geologiczna tego rejonu ma charakter fałdowo-uskokowy. W obrębie badanego obszaru górniczego, wyróżnić można dwa elementy strukturalne: asymetryczną nieckę bytomsko-kazimierzowską oraz kopułę maczkowską [35]. Niecka bytomsko-kazimierzowska ma kierunek osi NWW-SEE, i położona jest w centralnej części obszaru górniczego. Jej skrzydło północne jest bardziej strome niż skrzydło południowe. W pierwszym z nich upady wynoszą nawet 40° , natomiast w drugim maksymalnie 15° . Kopuła maczkowska zajmuje południową część obszaru górniczego kopalni i stanowi przedłużenie elewacji siodła głównego w kierunku na E. W obrębie kopuły wyróżnia się antyklinę Bory (część zachodnia) i antyklinę Maczki (część wschodnia). Północny stok kopuły maczkowskiej zapada bardziej stromo niż stok południowo-zachodni.



Rysunek 5.20: Główne uskoki w obrębie obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz* [35].

W obrębie analizowanego obszaru górniczego występują liczne uskoki (Rys. 5.20). Mają one najczęściej rozciągłość zbliżoną do południkowej lub równoleżnikowej. Największe uskoki o rozciągłości południkowej to (Rys. 5.20):

- uskok Nożycowy północny - zrzut na E; wartość zrzutu waha się od 0 m do 230 m; nachylenie płaszczyzny uskokowej nie przekracza 35° ,
- uskok Nożycowy południowy - zrzut na W; wartość zrzutu waha się od 0 m do 150 m,
- uskok Feliksowski - zrzut na W; wartość zrzutu waha się od 100 m do 200 m w części południowej, natomiast w części północnej wzrasta do 360 m; nachylenie płaszczyzny uskokowej wynosi średnio 65° ,
- uskok Dorota - zrzut na W; wartość zrzutu waha się od 90 m do 280 m.

Uskoki o rozciągłości południkowej dzielą obszar górniczy kopalni *Kazimierz-Juliusz* na parcele o szerokości od 200 m do 1500 m, mierząc po linii równoleżnikowej. Wymienione uskoki poprzecinane są licznymi uskokami o rozciągłości równoleżnikowej.

Wartości zrzutów tych uskoków wahają się od 12 m do 35 m. Z dyslokacji o rozciągłości równoleżnikowej wymienić należy uskok będziński, który zrzuca skrzydło południowe. Linia tego uskoku przecina centralną część niecki bytomsko-kazimierzowskiej. Występowanie tak licznych uskoków znacznie utrudnia osiągnięcie maksymalnego wydobycia węgla.

5.2.2 Eksploatacja górnicza w kopalni *Kazimierz-Juliusz*

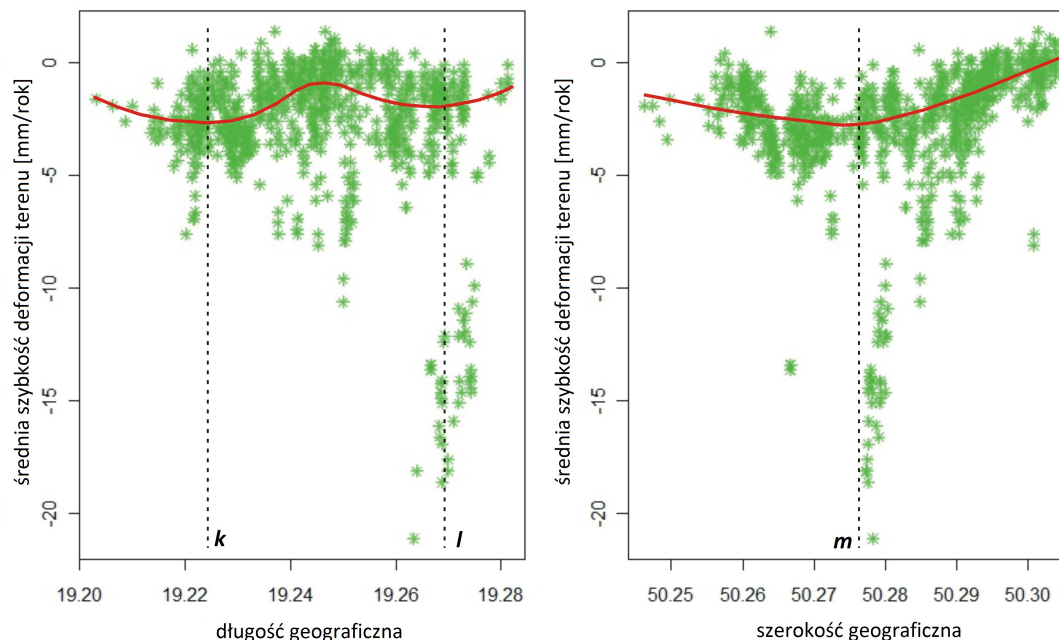
Eksploatację węgla kamiennego na obszarze górnicy kopalni *Kazimierz-Juliusz* rozpoczęto w 1814 roku. Pierwszą kopalnią na tym terenie była kopalnia *Feliks*, która do 1823 roku prowadziła eksploatację węgla metodą odkrywkową. Do roku 1991 kopalnia *Kazimierz-Juliusz* składała się z dwóch ruchów: *II Juliusz* i *I Kazimierz*. Każdy z nich posiadał niezależny kompleks wydobywczo-przeróbczy. W rejonie *Juliusz* funkcjonowały szyby: *Juliusz*, *Bory*, *Karol* i *Maczki*, natomiast w rejonie *Kazimierz* znajdowały się szyby: *Kazimierz-I*, *Kazimierz-II* i *Kazimierz-V* (Rys. 5.21). Od 1991 do 1996 roku trwała likwidacja części zakładu górniczego (*II Juliusz*). Od 1997 roku omawiana kopalnia jest kopalnią jednoruchową. W analizowanym w pracy przedziale czasu, w kopalni *Kazimierz-Juliusz* węgiel wydobywano głównie w środkowej części obszaru górniczego, z pokładu 510, w partii Centralnej-1 (poziom V: 677 m (-410 m)), *Feliks* (poziom IV: 573 m (-306 m)) i M-3 (poziom IV: 57 m (-306 m)) (Rys. 5.21). To właśnie pokład 510 jest głównym przedmiotem eksploatacji w kopalni *Kazimierz-Juliusz*. Jest on spagowym pokładem warstw siodłowych. Ma on formę synkliny, której skrzydła nachylone są pod kątem przekraczającym 45°. Miąższość pokładu 510, w obrębie analizowanego obszaru górniczego, jest zmienna i waha się od 0 m nawet do 24 m. Największa grubość tego pokładu występuje w części środkowej rejonu badań, natomiast jego ścienienia są charakterystyczne dla części południowo-wschodniej. Wielkość eksploatacji jest różna dla skrzydeł synkliny (większa dla skrzydła północnego). W skrzydłach synkliny zastosowano odmienne systemy eksploatacji.

wykryte techniką *PSInSAR*. Również badania przeprowadzone z wykorzystaniem techniki *InSAR* (dla wybranych okresów z roku 1992 i 1993) wykazały, że w południowo-zachodniej i centralnej części obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*, deformacje terenu były największe [46].

5.2.3 Analiza przestrzenna danych *PSInSAR* dla kopalni *Kazimierz-Juliusz*

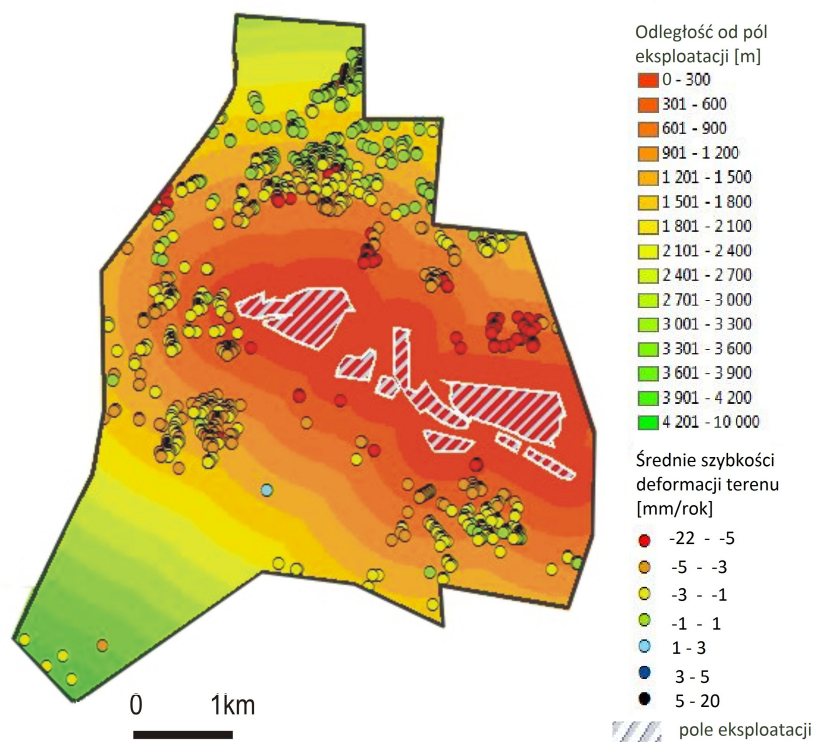
Analiza przestrzenna wykonana dla obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*, miała na celu zbadanie struktury zmienności powolnych deformacji terenu dla tego rejonu. W tym celu wykorzystano metody opisane w rozdziale 4.1. Analiza została przeprowadzona na podstawie wszystkich 1128 punktów *PS*, zlokalizowanych w obrębie badanego obszaru górniczego.

W pierwszym etapie przestrzennej analizy danych *PSInSAR*, dla obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*, przygotowano wykresy rozrzutu, na których sprawdzono jak zmieniają się wartości powolnych deformacji terenu w różnych kierunkach. Na rysunku 5.22 pokazano przygotowane wykresy rozrzutu dla kierunków z W na E oraz z S na N. Widać, że dla obu kierunków wartości średnich szybkości deformacji terenu zmieniają się znacząco wraz ze wzrostem odpowiednio długości i szerokości geograficznej. Na przygotowanych wykresach narysowano trzy proste *k*, *l*, *m*, które naniesiono również na rysunek przedstawiający przestrzenne rozmieszczenie punktów *PS* w obrębie omawianego obszaru górniczego (Rys. 5.21). Badając zmiany średnich szybkości osiadania terenu z W na E, można zauważyć, że rosną one aż do prostej *k* a następnie znacznie maleją pomiędzy prostymi *k* i *l*. W pasie tym, w północnej części obszaru badań, zlokalizowano bowiem liczne punkty *PS* o wartościach średnich szybkości terenu bliskich zera (Rys. 5.21). Na wschód od prostej *l* wartości średnich szybkości osiadania terenu nieznacznie maleją. Analiza zmian średnich szybkości deformacji terenu z kierunku S na N, wskazuje na zwiększenie szybkości osiadania terenu aż do prostej *m*, a następnie na północ od niej zmniejszenie tej szybkości.

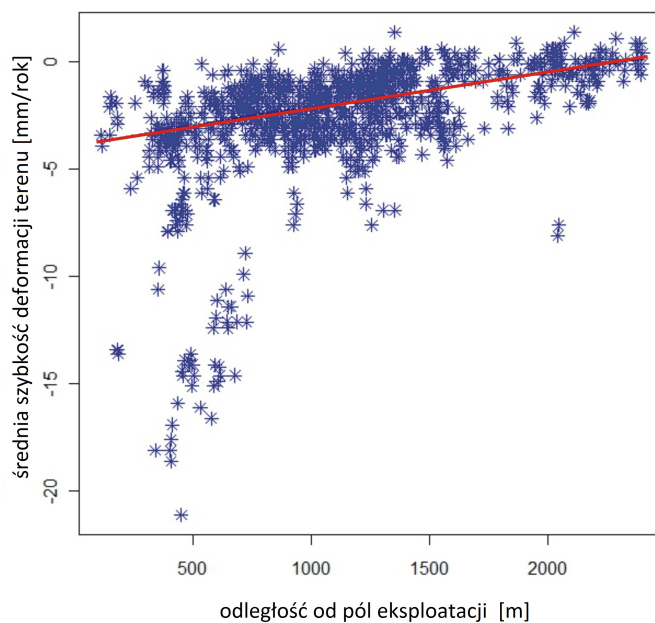


Rysunek 5.22: Wykresy rozrzutu wartości średnich szybkości deformacji terenu dla kierunków: z W na E oraz z S na N.

W pracy zbadano również jak zmieniają się wartości analizowanego parametru w zależności od odległości od pól eksploatacji. W tym celu przygotowano mapę odległości przedstawioną na rysunku 5.23. Następnie do każdego punktu *PS* dodano atrybut opisujący jego najmniejszą odległość do pól eksploatacji. W kolejnym kroku przygotowano wykres przedstawiający zależność średniej szybkości deformacji terenu od odległości, od miejsc prowadzonego wydobywania węgla kamiennego (Rys. 5.24). Widać, że dla punktów położonych najbliżej pól eksploatacji, charakterystyczne są duże szybkości osiadania terenu. Wartości te wyraźnie maleją w miarę oddalania się od miejsc eksploatacji górniczej.



Rysunek 5.23: Mapa odległości od głównych pól eksploatacji górniczej.



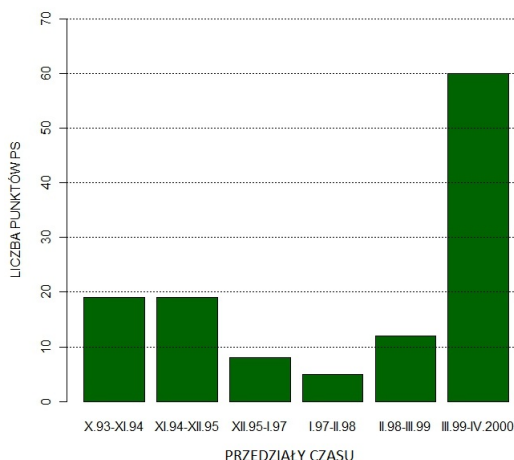
Rysunek 5.24: Wykres zależności średnich szybkości deformacji terenu od odległości punktów pomiarowych od pól eksploatacji górniczej.

5.2.4 Analiza czasowa danych $PSInSAR$ dla kopalni *Kazimierz-Juliusz*

W prezentowanej pracy analizę czasową wartości powolnych deformacji terenu, dla obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*, wykonano z wykorzystaniem algorytmu, który opisano w rozdziale 4.2. Analizę przeprowadzono dla 263 punktów PS z tego rejonu, dla których znane były względne wartości deformacji terenu, jakie wystąpiły w rozpatrywanym przedziale czasu, pomiędzy wykonaniem poszczególnych obrazów SAR i obrazu referencyjnego. Badania wykazały, że dla 46.7% punktów PS z tego rejonu, w przedziale czasu od października 1993 roku do kwietnia roku 2000, wystąpiły zmiany trendu deformacji terenu. Wyniki analizy zostały zebrane w tabeli 5.4 oraz przedstawione na wykresie (Rys. 5.25). Podobnie jak w przypadku analizy czasowej, wykonanej dla Zagłębia Dąbrowskiego (patrz rozdział 5.1.4), rozpatrywany przedział czasu podzielono na sześć trzynastomiesięcznych okresów. Jak widać na rysunku 5.25 najwięcej zmian trendu deformacji (48.7%) wystąpiło w okresie od marca 1999 roku do kwietnia 2000 roku, natomiast najmniej zmian stwierdzono, dla okresu od stycznia 1997 roku do lutego 1998 roku (około 4% wszystkich zmian).

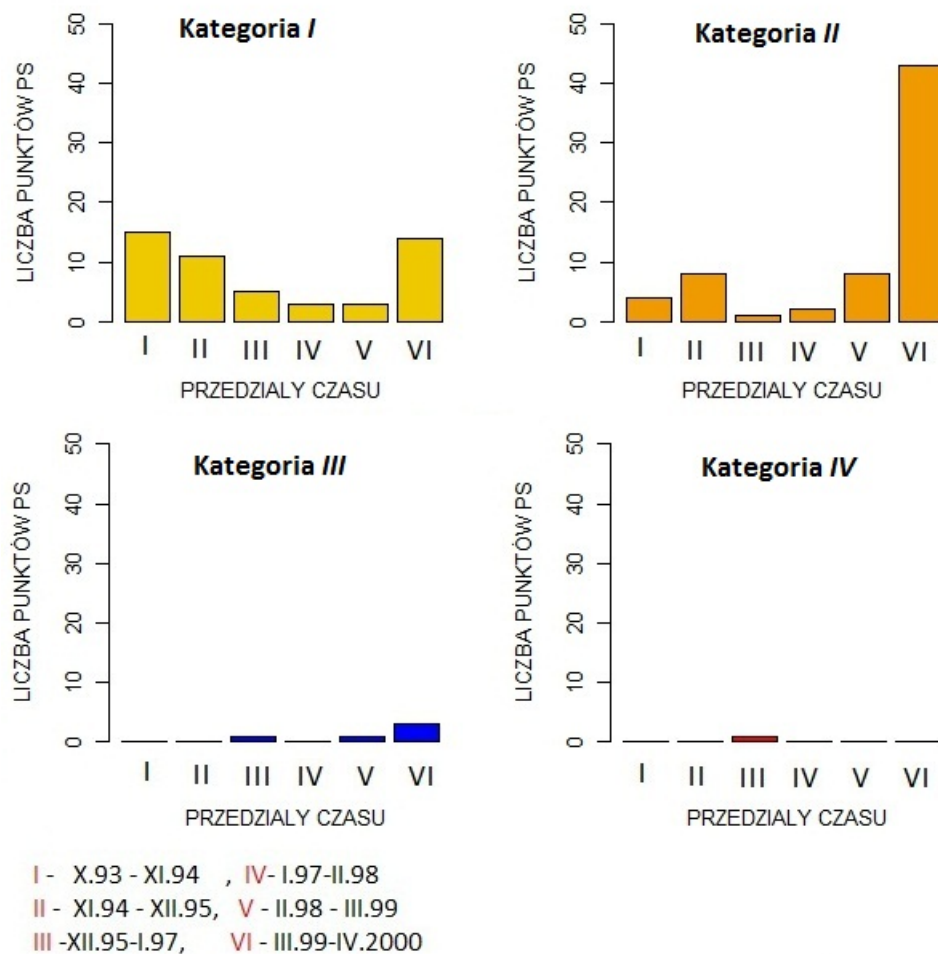
Tablica 5.4: Wyniki analizy czasowej danych $PSInSAR$ z obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*.

Kategorie zmian trendu	X.1993 - XI.1994	XI.1994 - XII.1995	XII.1995 - I.1997	I.1997 - II.1998	II.1998 - III.1999	III.1999 - IV.2000	Suma
I (zwiększenie szybkości osiadania terenu)	14	11	5	3	3	14	51
II (zmniejszenie szybkości osiadania terenu)	4	8	1	2	8	43	66
III (zwiększenie szybkości podnoszenia się terenu)	0	0	1	0	1	3	5
IV (zmniejszenie szybkości podnoszenia się terenu)	0	0	1	0	0	0	1
Suma	19	19	8	5	12	60	123



Rysunek 5.25: Liczba punktów *PS* (z obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*), dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych.

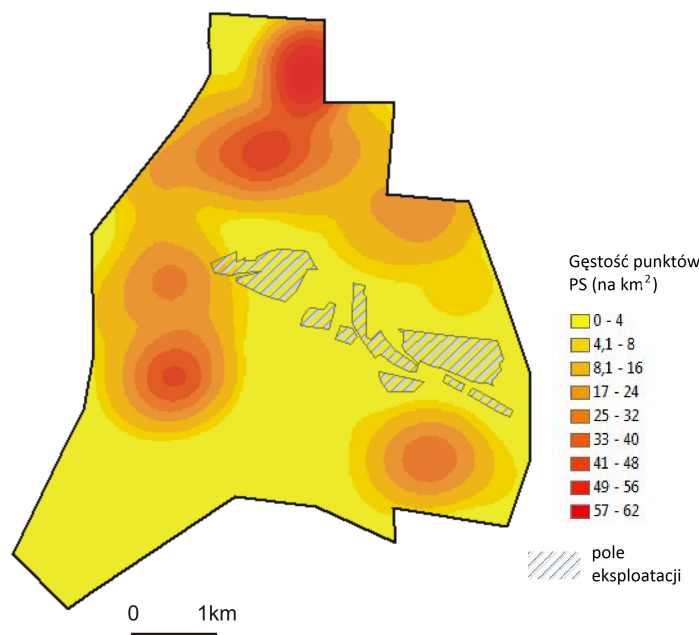
Na rysunku 5.26 przedstawiono jak kształtuje się liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu należące do poszczególnych kategorii. Widać, że dla obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz* wykryte zmiany trendu, najczęściej (w 53.6% przypadków) świadczą o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu (kategoria *II*). Liczne są również zmiany trendu deformacji terenu (41.4% przypadków), odpowiadające zwiększeniu szybkości osiadania terenu (kategoria *I*). Na przygotowanych wykresach (Rys. 5.26) widać, że liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji terenu, jest różna nie tylko dla poszczególnych kategorii ale także zmienia się (w ich obrębie) znacząco w czasie. Zmiany trendu deformacji terenu należące do kategorii *I* są najliczniejsze w okresie pierwszych 26 miesięcy analizowanego okresu, tj. od X.1993 do XII.1995 oraz w ostatnim analizowanym przedziale (III.1999 - IV.2000). Zmiany należące do kategorii *II* występują najczęściej w okresie od III.1999 r. do IV.2000 r. Podobnie jak w przypadku analizy czasowej przeprowadzonej dla całego Zagłębia Dąbrowskiego (patrz rozdział 5.1.4), zmiany trendu należące do kategorii *III* i *IV*, świadczące o zmianach szybkości podnoszenia się terenu, nie były brane pod uwagę w przeprowadzonych badaniach. Zmiany tego typu wykryto bowiem jedynie dla kilku punktów *PS*, zatem ich analiza nie dostarcza informacji o czynniku (lub czynnikach), który mógłby mieć wpływ na wartości deformacji terenu.



Rysunek 5.26: Liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono, w poszczególnych przedziałach czasu, zmiany trendu deformacji należące do kategorii *I*, *II*, *III* i *IV*.

W dalszej części badań sprawdzono, jak wygląda przestrzenne rozmieszczenie punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji, należące do kategorii *I* i *II*. W tym celu przygotowano mapy względnych gęstości stabilnych rozpraszaczy. Zadanie to wykonano z wykorzystaniem metody dwuwymiarowych estymatorów gęstości. Metoda ta została opisana w rozdziale 4.1.2. Mapy względnych gęstości wykonano dla dwóch przedziałów czasowych, dla których stwierdzono najwięcej zmian trendu deformacji. Pierwszy przedział czasu obejmował okres od października 1993 roku do grudnia 1995 roku natomiast drugi przedział czasu obejmował okres od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000. Na rysunku 5.27 przedstawiono gęstość punktów *PS* (na km²), dla których wykonano analizę czasową. Największą gęstość stabilnych rozpraszaczy stwierdzono w części północnej, zachodniej i południowo-wschodniej obszaru górniczego kopalni *Kazmierz-*

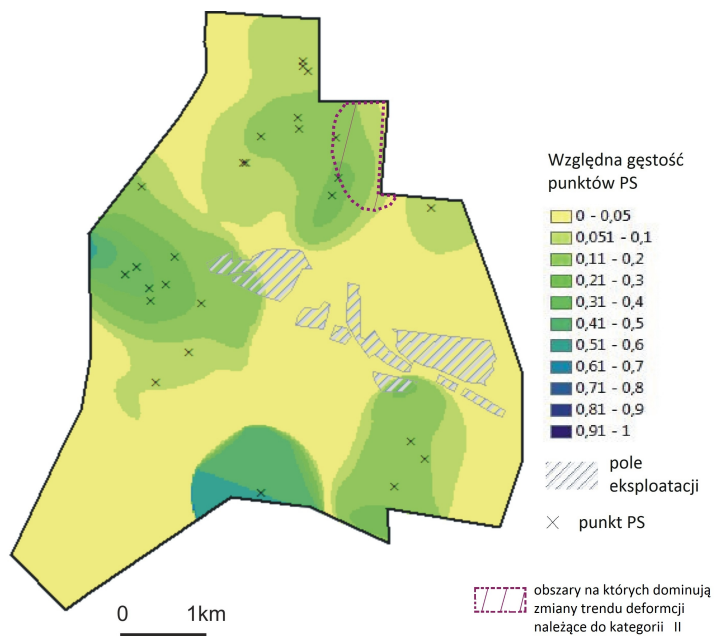
Juliusz. Centralna i południowo-zachodnia część rejonu badań jest niemal pozbawiona punktów *PS*.



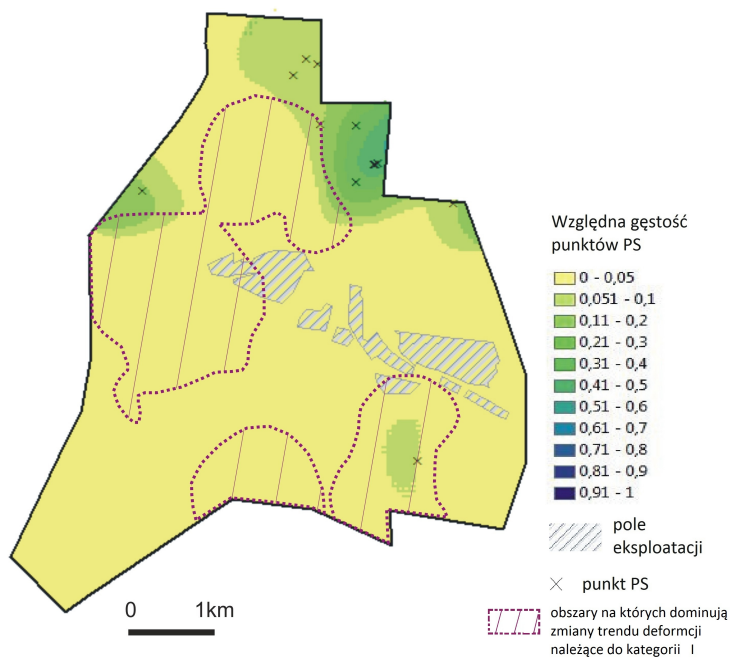
Rysunek 5.27: Gęstość punktów *PS*, dla których wykonano czasową analizę danych *PSInSAR*.

Na rysunku 5.28 przedstawiono względną gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzono, w okresie od października 1993 roku do grudnia 1995, zwiększenie szybkości osiadania terenu. Jak widać punkty te są charakterystyczne niemal dla wszystkich miejsc badanego obszaru górniczego, gdzie zidentyfikowano stabilne rozpraszacze. Wysokie wartości względnych gęstości punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii *I*, stwierdzono niemal na całym obszarze (z wyłączeniem strony wschodniej) otaczającym pola eksploatacji.

Na rysunku 5.29 przedstawiono względną gęstość punktów *PS*, dla których wykryte zmniejszenie szybkości osiadania terenu wystąpiło w okresie od X.1993 do XII.1995. Tego rodzaju zmiany trendu, które stwierdzono dla rozpatrywanego przedziału czasu, są charakterystyczne głównie dla północno-wschodniej części badanego obszaru górniczego. W rejonie tym gęstość punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii *I*, jest znacznie niższa. Niewielkie zagęszczenia stabilnych rozpraszaczy, dla których stwierdzono zmniejszenie szybkości osiadania terenu, występują jeszcze w zachodniej i południowej części obszaru górniczego. Należy zaznaczyć, że w rozpatrywanym okresie czasu, eksploatacja górnicza prowadzona była w rejonie *Kazimierz*, natomiast ruch *II Juliusz* był w trakcie likwidacji.



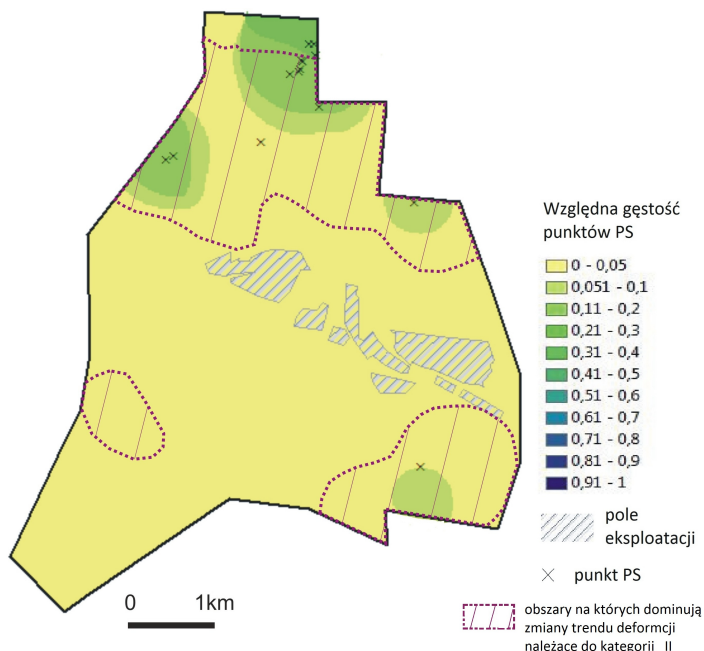
Rysunek 5.28: Względna gęstość punktów *PS*, dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii *I*, wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995.



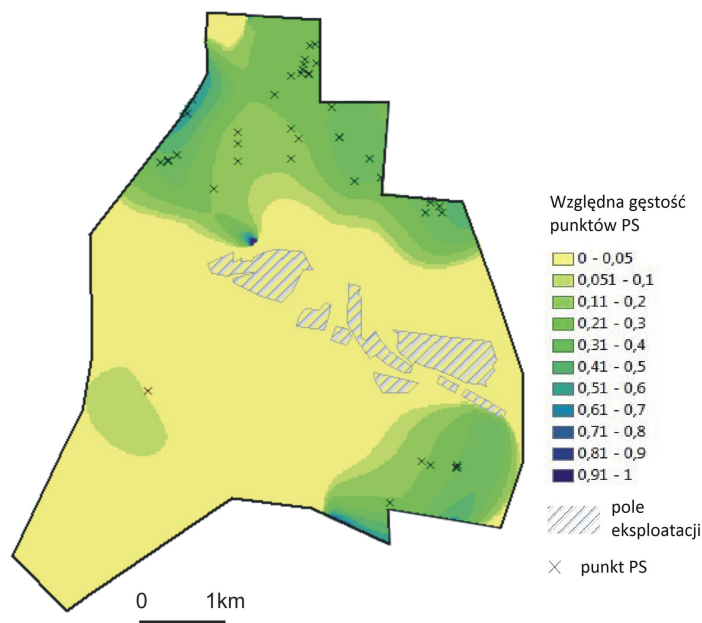
Rysunek 5.29: Względna gęstość punktów *PS*, dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii *II*, wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1998.

Na kolejnych rysunkach przedstawiono gęstość punktów *PS*, dla których

przeprowadzona analiza czasowa, wykazała odpowiednio zwiększenie szybkości osiadania terenu (Rys. 5.30) oraz zmniejszenie tej szybkości (Rys. 5.31) w kolejnym okresie, tj. od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000. Jak widać na przygotowanych mapkach (Rys. 5.30 - 5.31), w analizowanym okresie dominują zmiany trendu deformacji należące do kategorii *II*. Są one charakterystyczne zarówno dla północnej, jak i południowo-wschodniej części badanego obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz*. Punkty *PS*, dla których wykryto zmiany trendu należące do kategorii *I*, położone są w północnej części obszaru górniczego, jednak ich gęstość w tym rejonie jest znacznie niższa niż gęstość punktów, dla których stwierdzono zmniejszenie szybkości osiadania terenu. Zatem podobnie jak dla analizowanego wcześniej okresu czasu od X.1993 do XII.1995, w części północnej stwierdzono zmiany trendu należące zarówno do kategorii *I*, jak i do kategorii *II*. Interesujące jest to, że względna gęstość zmian trendu deformacji terenu, dla okresu czasu od marca 1999 do kwietnia 2000 roku, jest bardzo niska dla obszarów położonych na zachód od pól eksploatacji. Należy zaznaczyć, że w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000, eksploatacja węgla kamiennego w badanej kopalni prowadzona była jedynie w rejonie *Kazimierz*.



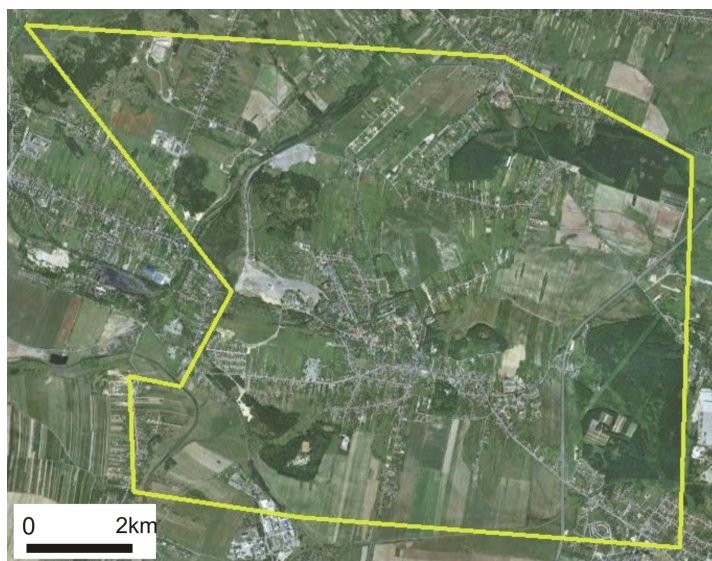
Rysunek 5.30: Względna gęstość punktów *PS*, dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii *I*, wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.



Rysunek 5.31: Względna gęstość punktów *PS*, dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii *II*, wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.

5.3 Analiza danych *PSInSAR* dla kopalni *Grodziec*

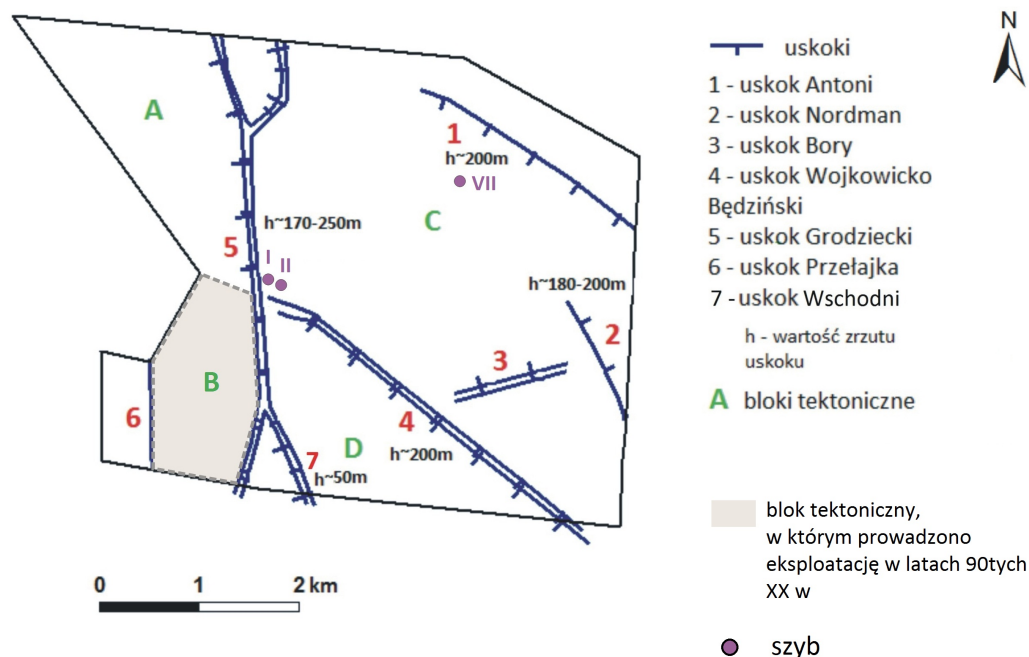
Kolejnym terenem, dla którego przeprowadzono szczegółową analizę powolnych deformacji terenu, był obszar górniczy kopalni *Grodziec*. Obszar tej kopalni ma powierzchnię równą 2233.39 ha. W jego obrębie zlokalizowane są fragmenty miejscowości Będzin, Siemianowice Śląskie oraz Czeladź. Na omawianym obszarze górniczym zidentyfikowano 1846 punktów *PS*. Dla 536 z nich znane są wartości względnych deformacji terenu, jakie wystąpiły w analizowanym okresie czasu, pomiędzy wykonaniem poszczególnych wykorzystanych obrazów *SAR* i obrazu referencyjnego. Na rysunku 5.32 granice obszaru górniczego omawianej kopalni naniesiono na zdjęcie satelitarne. Widać, że rejon badań w znacznej części pokryty jest polami uprawnymi i łąkami. We wschodniej jego części znajdują się również lasy. Obszary zabudowane zlokalizowane są przede wszystkim w centralnej części analizowanego terenu i to właśnie tam zidentyfikowano najwięcej stabilnych rozpraszaczy radarowych. We wschodniej i północno-zachodniej części obszaru górniczego liczebność punktów *PS* jest najmniejsza (Rys. 5.36).



Rysunek 5.32: Granica obszaru górniczego kopalni *Grodziec* naniesiona na zdjęcie satelitarne (*GoogleEarth*)

5.3.1 Budowa geologiczna i tektoniczna obszaru górniczego kopalni *Grodziec*

Obszar górniczy kopalni *Grodziec* położony jest w obrębie północnego skrzydła niecki bytomskiej [17]. Na obszarze tym występują również inne pofałdowania (siodło Przełajki, siodło Gródkowskie oraz niecka Malinowicka), które dodatkowo komplikują budowę tego terenu. Nachylenie warstw wynosi od 0° do 70° , generalnie w kierunku południowym [17]. W obrębie obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, karbon górny reprezentowany jest przez warstwy grupy łkowej, siodłowej i brzeżnej. Pierwsza z wymienionych grup występuje w postaci warstw dolnorudzkich. Warstwy grupy siodłowej (redenowskie) mają na obszarze górnicznym kopalni *Grodziec* miąższość do 8 m, natomiast pokłady grupy brzeżnej (grodzieckie i florowskie) mają miąższości do 2 m. Złoże w omawianej kopalni przecięte jest licznymi uskokami (Rys. 5.33) o różnej rozciągłości i zmiennej amplitudzie zrzutu. Dwa największe z nich, to uskok grodziecki (zrzut na W, wartość zrzutu około 170 m do 250 m) i wojkowicko-będziński (zrzut na SW, wartość zrzutu około 200 m). Dzielą one złoże na cztery bloki tektoniczne [5]. W każdym z tych bloków złoże zalega na innej głębokości. Inne uskoki, które znajdują się na analizowanym obszarze to: uskok Przełajka (zrzut na E, wartość zrzutu około 170 m), uskok Wschodni (zrzut na SWW, wartość zrzutu około 50 m), uskoki Bory (zrzut na NNW), uskoki Nordman (zrzut na NNE, wartość zrzutu około 180 m do 200 [m]) oraz uskoki Antoni (zrzut na SW, wartość zrzutu około 200 m) (Rys. 5.33).



Rysunek 5.33: Obszar górniczy kopalni *Grodziec* z naniesionymi liniami głównych uskóków [5].

5.3.2 Eksploatacja górnicza w kopalni *Grodziec*

Obszar górniczy kopalni *Grodziec* podzielony jest na cztery bloki tektoniczne: A (pole północno-zachodnie), B (pole południowo-zachodnie), C (pole północno-wschodnie) i D (pole południowo-wschodnie) (Rys. 5.33). Granice między nimi wyznaczone są przez dwa uskoki: grodziecki oraz wojkowicko-będziński (Rys. 5.33). Początki eksploatacji węgla kamiennego w kopalni *Grodziec* sięgają roku 1901. Wtedy to właśnie rozpoczęto wydobywać pokłady 501, 504 oraz 510 z poziomu 80 m. W obrębie omawianego obszaru górniczego pokłady siodłowe (redenowskie) wybierano na głębokości do 300 m, natomiast pokłady brzeżne (grodzieckie i florowskie) na poziomach 300 m, 500 m oraz poniżej 500 m (głębokości od 700 m do 750 m) [5]. Pierwsze z wymienionych pokładów wydobywano z zastosowaniem podsadzki hydraulicznej, natomiast pokłady brzeżne wybierano głównie z zawałem stropu [5]. W obrębie grupy łękowej (warstwy dolnorudzkie) nie stwierdzono występowania bilansowych pokładów węgla.

W analizowanym w pracy przedziale czasu, eksploatacja węgla prowadzona była w bloku tektonicznym B. W okresie tym, czynne były trzy szyby: I, II oraz VII (Rys. 5.33). Głównym poziomem wydobywczym był poziom 500 m. Eksploatowano pokłady z warstw

grodzieckich (pokład 615 o miąższości około 1.2 m) oraz z warstw florowskich (pokład 816 o miąższości około 1.8 m) [15]. W analizowanym przedziale czasu, warstwy siodłowe zawierały już wyeksploatowane pokłady 501, 504 oraz 510. W tabeli 5.5 przedstawiono wielkość wydobycia węgla w kopalni *Grodziec* w latach 1992, 1993 i 1998. Widać, że wielkość wydobycia w roku 1998 zmniejszyła się o około 40% w stosunku do roku 1993 [6]. Ponieważ kopalnia *Grodziec* stała się ekonomicznie nieopłacalna, zdecydowano postawić ją w stan likwidacji. Ostatnią tonę węgla w omawianej kopalni wydobyto w grudniu 1998 roku. Zakończenie eksploatacji związane było przede wszystkim z bardzo trudnymi warunkami górniczo-geologicznymi, które wystąpiły w eksploatowanym bloku *B* (liczne uskoki, ścienienia i pofałdowania). Proces likwidacji kopalni zakończono w 2001 roku.

Tablica 5.5: Wielkość wydobycia węgla w kopalni *Grodziec* w latach 1992, 1993 i 1998.

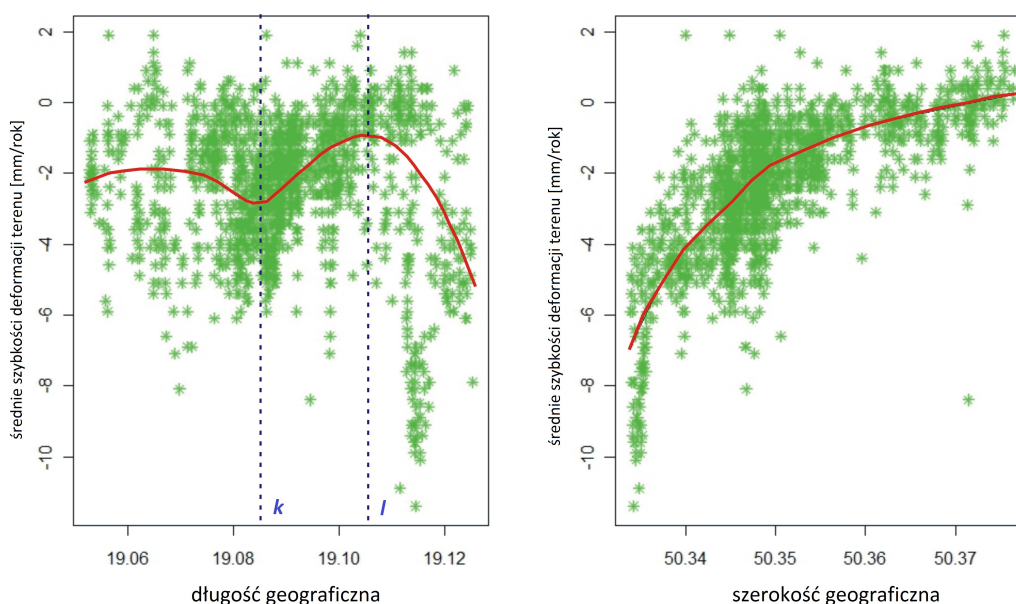
Rok	Wydobycie roczne [t]	Wydobycie dobowe [$\frac{t}{d}$]
1992	627 300	2 571
1993	757 313	2 974
1998	449 740	1 771

5.3.3 Analiza przestrzenna danych *PSInSAR* dla kopalni *Grodziec*

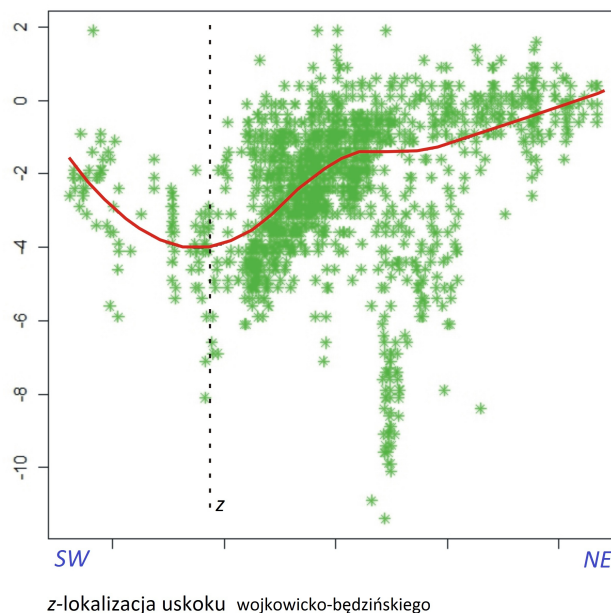
Analiza przestrzenna danych *PSInSAR*, dla obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, miała na celu zbadanie struktury zmienności średnich szybkości deformacji terenu w tym rejonie. Zadanie to wykonano z wykorzystaniem metod opisanych w rozdziale 4.1. Badania przeprowadzono na podstawie wszystkich 1846 punktów *PS* zlokalizowanych na badanym terenie.

W pierwszym etapie badań, sprawdzono jak zmieniają się średnie szybkości deformacji terenu w dwóch kierunkach: z W na E oraz z S na N. W tym celu przygotowano wykresy rozrzutu przedstawione na rysunku 5.34. Na wykres rozrzutu, dla kierunku z W na E, naniesiono dodatkowo dwie proste (*k*, *l*), które wskazują na lokalne minimum i maksimum wyznaczonej linii trendu. Proste *k* i *l* naniesiono również na rysunek przedstawiający przestrzenne rozmieszczenie punktów *PS*, w obrębie analizowanego obszaru górniczego (Rys. 5.36). Analizując przygotowane wykresy rozrzutu, można zauważyć, że wartości badanego parametru zmieniają się znacząco, zarówno w kierunku z W na E jak i z S na N. Dla pierwszego z wymienionych kierunków, charakterystyczne jest powolne zmniejszenie a później powolne zwiększenie szybkości osiadania terenu, aż do prostej *k*. Następnie bezwzględne wartości średnich szybkości deformacji terenu maleją, aż do prostej *l*. Na wschód od tej prostej, stwierdzono natomiast gwałtowny wzrost szybkości osiadania

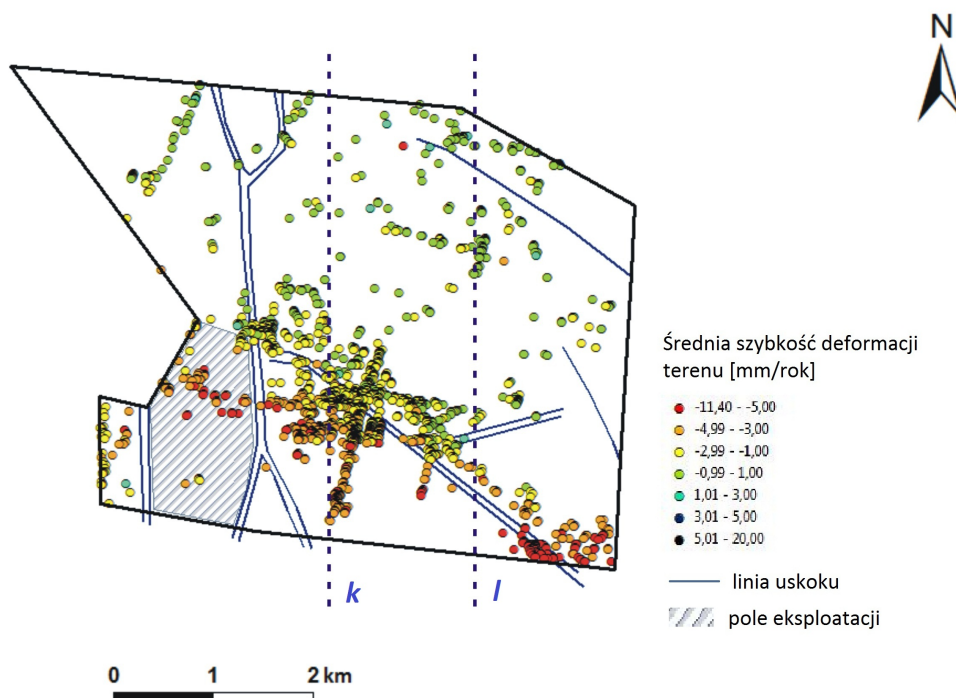
terenu. W przypadku wykresu rozrzutu dla kierunku N, bezwzględne wartości średnich szybkości deformacji terenu, rosną wraz ze wzrostem szerokości geograficznej. W części południowej obszaru górniczego, charakterystyczne są stosunkowo duże średnie szybkości osiadania terenu (około $-6 \frac{mm}{rok}$), natomiast dla części północnej tego terenu, wartości badanego parametru są bliskie zera. Dodatkowo przygotowano wykres rozrzutu, na którym przedstawiono jak zmieniają się wartości badanego parametru w kierunku z SW na NE (prostopadłe do linii uskoku wojkowicko-będzińskiego) (Rys. 5.35). Widać, że wartości średnich szybkości osiadania terenu szybko rosną aż do linii z oznaczającej położenie tego uskoku, a następnie stopniowo maleją aż do $0 \frac{mm}{rok}$ w północno-wschodniej części obszaru górniczego.



Rysunek 5.34: Wykresy rozrzutu wartości średnich szybkości deformacji terenu dla kierunków: z W na E oraz z S na N.

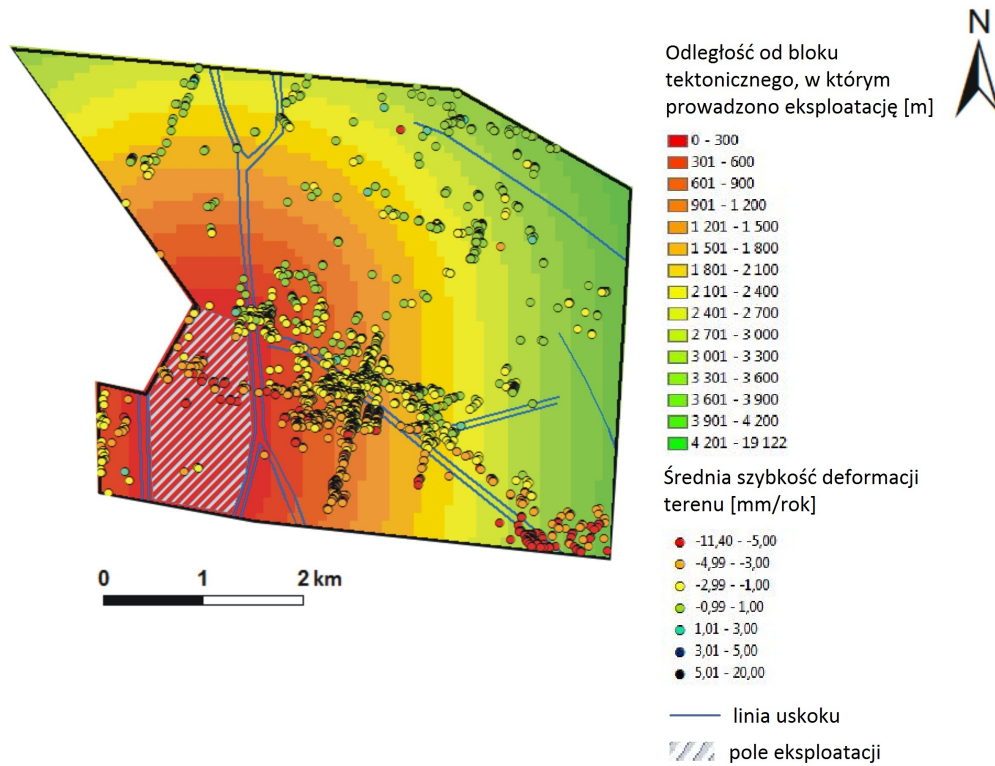


Rysunek 5.35: Wykresy rozrzutu wartości średnich szybkości deformacji terenu dla kierunku NE z zaznaczonym położeniem uskoku wojkowicko-będzińskiego.

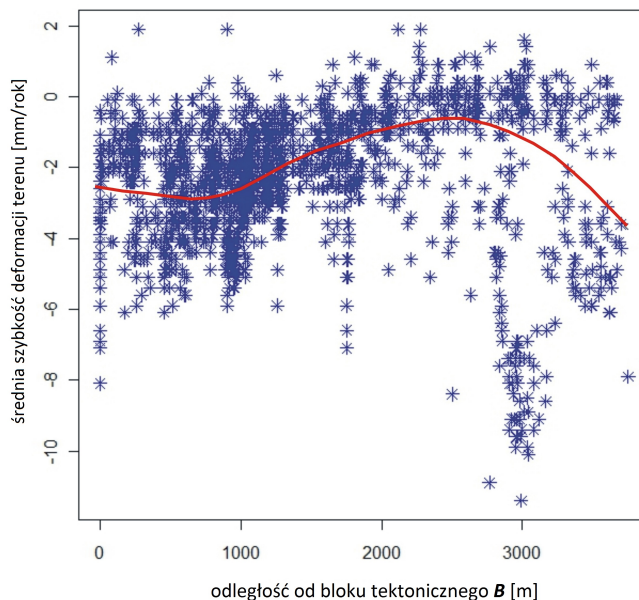


Rysunek 5.36: Rozmieszczenie punktów *PS* w obrębie obszaru górniczego kopalni *Grodziec* z naniesionymi prostymi *k* i *l* z rysunku 5.34

Kolejny etap analizy przestrzennej, przeprowadzonej dla danych z obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, polegał na zbadaniu, jak zmieniają się wartości badanego parametru w zależności od odległości od bloku tektonicznego *B*. W bloku tym, w rozważanym przedziale czasu, prowadzona była eksploatacja górnicza. W pracy przygotowano mapę odległości od tego bloku (Rys. 5.37), a następnie, dla każdego punktu *PS* położonego w analizowanym obszarze górniczym, dodano atrybut opisujący jego minimalną odległość od obszaru eksploatacji. W kolejnym kroku analizy, przygotowano wykres zależności średnich szybkości deformacji terenu od odległości punktu pomiarowego od bloku tektonicznego *B* (Rys. 5.38). Widać, że dla punktów *PS* oddalonych od tego bloku tektonicznego nie więcej niż o około 1 km, charakterystyczne są szybkości deformacji terenu równe około $-2 \frac{mm}{rok}$. Następnie dla odległości przekraczających 1 km i mniejszych niż 2.5 km, stwierdzono stopniowe zmniejszenie średnich szybkości osiadania terenu. Dla odległości od 2.5 km do około 3.6 km charakterystyczny jest wzrost szybkości osiadania terenu.



Rysunek 5.37: Mapa odległości od bloku tektonicznego *B*.



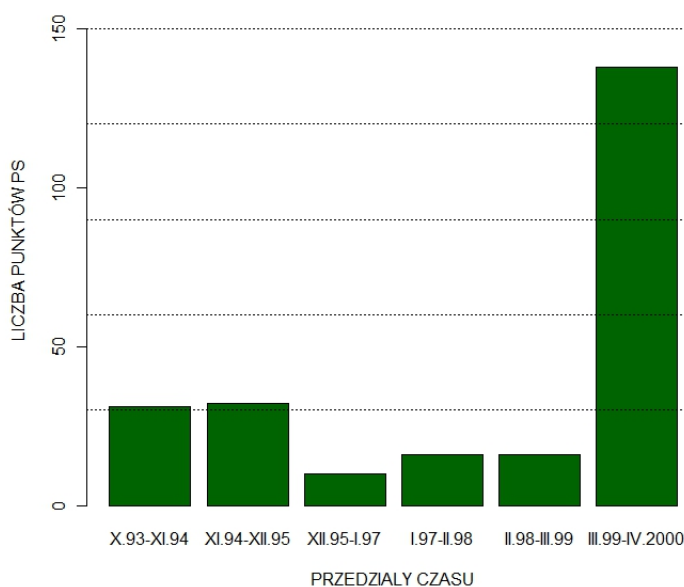
Rysunek 5.38: Wykres zależności średnich szybkości deformacji terenu od odległości od bloku tektonicznego *B*.

5.3.4 Analiza czasowa danych *PSInSAR* dla kopalni *Grodziec*

Analiza czasowa dla kopalni *Grodziec* wykonana została z wykorzystaniem algorytmu opisanego w rozdziale 4.2. Jej celem było sprawdzenie, czy w analizowanym przedziale czasu wystąpiły dla poszczególnych punktów *PS* zmiany trendu deformacji terenu. Wyróżniono cztery kategorie zmiany trendu deformacji terenu (Tab. 5.6), które przeanalizowano w sześciu trzynastomiesięcznych przedziałach czasu, obejmujących okres od marca roku 1993 do kwietnia roku 2000. Przeprowadzona analiza wykazała, że dla 243 z 536 analizowanych punktów *PS* położonych w obrębie obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, w rozpatrywanym przedziale czasu, wystąpiły zmiany trendu deformacji terenu. Wyniki analizy czasowej zebrano w tabeli 5.6 oraz przedstawiono je na rysunku 5.39. Najwięcej zmian trendu deformacji terenu (56.8%) stwierdzono dla okresu, od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000. Również w pierwszych 26 miesiącach analizowanego przedziału czasu wykryto liczne zmiany trendu (26% wszystkich zmian trendu). W okresach XII.1995 - I.1997, I.1997 - II.1998 oraz II.1998 - III.1999 wykryto odpowiednio 4%, 6.6% i 6.6% zmian trendu deformacji terenu.

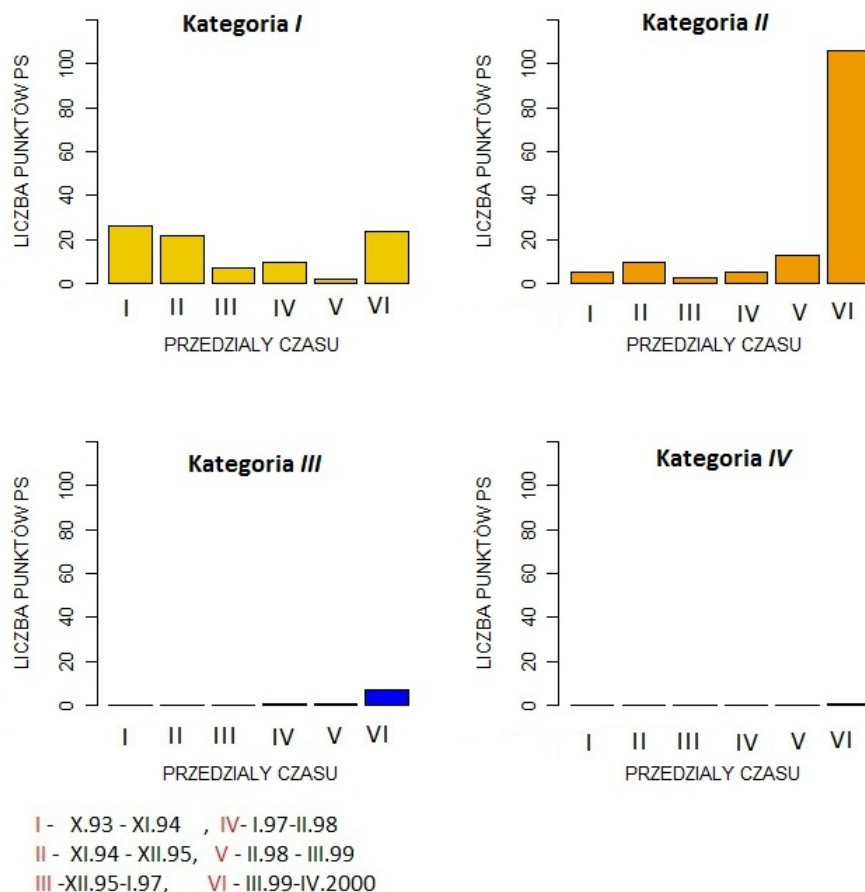
Tablica 5.6: Wyniki analizy czasowej danych *PSInSAR* z obszaru górniczego kopalni *Grodziec*.

Kategorie zmian trendu	X.1993 - XI.1994	XI.1994 - XII.1995	XII.1995 - I.1997	I.1997 - II.1998	II.1998 - III.1999	III.1999 - IV.2000	Suma
I (zwiększenie szybkości osiadania terenu)	26	22	7	10	2	24	91
II (zmniejszenie szybkości osiadania terenu)	5	10	3	5	13	106	142
III (zwiększenie szybkości podnoszenia się terenu)	0	0	0	1	1	7	9
IV (zmniejszenie szybkości podnoszenia się terenu)	0	0	0	0	0	1	1
Suma	31	32	10	16	16	138	243

Rysunek 5.39: Liczba punktów *PS* (z obszaru górniczego kopalni *Grodziec*), dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych.

Na wykresie 5.40 pokazano jak zmienia się w czasie, dla poszczególnych kategorii, liczba punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu. Widać wyraźnie, że najwięcej zmian trendu (58.4%) dotyczy zmniejszenia szybkości osiadania terenu. Zmiany tego typu są charakterystyczne dla przedziału czasu od marca roku 1999 do kwietnia roku 2000. Drugie miejsce pod względem liczebności, zajmują zmiany trendu należące do kategorii *I*. Obejmują one 37.4% wszystkich wykrytych zmian. Dla badanego obszaru górniczego

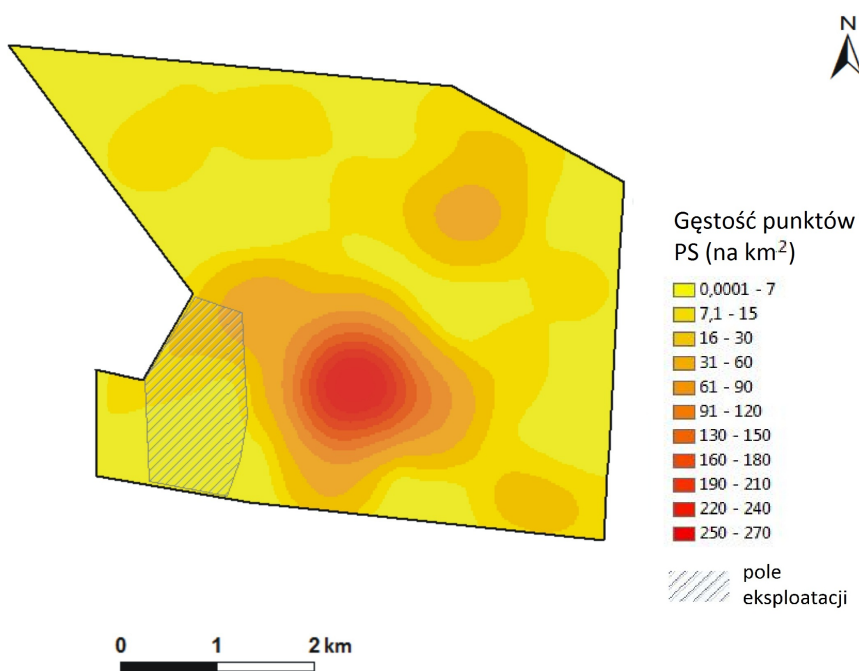
stwierdzono jedynie 9 zmian świadczących o zwiększeniu szybkości podnoszenia się terenu i jedną zmianę opisującą zmniejszenie tej szybkości.



Rysunek 5.40: Liczba punktów *PS* z obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, dla których w analizowanym przedziale czasu, stwierdzono zmiany trendu deformacji należące do poszczególnych kategorii.

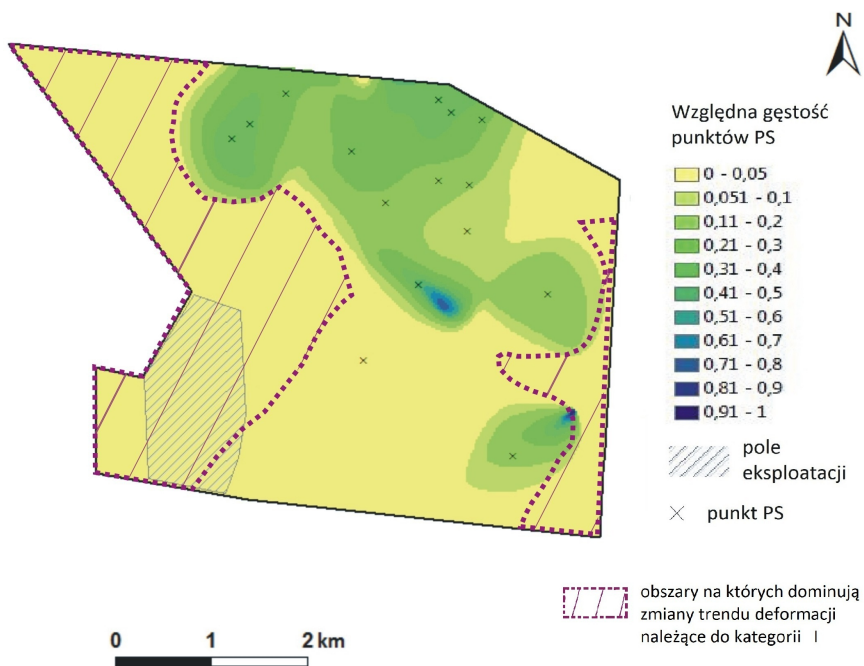
Przestrzenne rozmieszczenie punktów *PS*, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji terenu, przedstawiono za pomocą map względnych gęstości tych punktów. Wartości względnych gęstości wyznaczono, wykorzystując metodę dwuwymiarowych jądrowych estymatorów gęstości (patrz rozdział 4.1.2). Przygotowano również mapę gęstości wszystkich punktów *PS*, położonych w obrębie obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, dla których wykonano opisywaną czasową analizę (Rys. 5.41). Największą gęstość stabilnych rozpraszaczy, stwierdzono w centralnej i północno-wschodniej części obszaru górniczego kopalni *Grodziec*. Najmniej stabilnych rozpraszaczy przypadających na 1 km² powierzchni, stwierdzono natomiast w północno-zachodniej części rejonu badań. Względem wartości

przedstawionych na rysunku 5.41, w kolejnym etapie pracy, wyznaczano gęstości punktów, dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji terenu. Mapy względnych gęstości stabilnych rozpraszaczy, przygotowano dla dwóch okresów czasu: od października 1993 roku do grudnia roku 1995 oraz od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000. W okresach tych wykryto najwięcej zmian trendu deformacji terenu. Dla wymienionych przedziałów czasowych przygotowano po dwie mapy względnych gęstości, odpowiednio dla kategorii *I* i kategorii *II*. Zmiany należące do najmniej licznych kategorii (*III* i *IV*), podobnie jak w wykonanych wcześniej czasowych analizach dla całego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego oraz kopalni *Kazimierz-Juliusz* (patrz rozdziały: 5.1.4 i 5.2.4), nie były brane pod uwagę w dalszych rozważaniach.

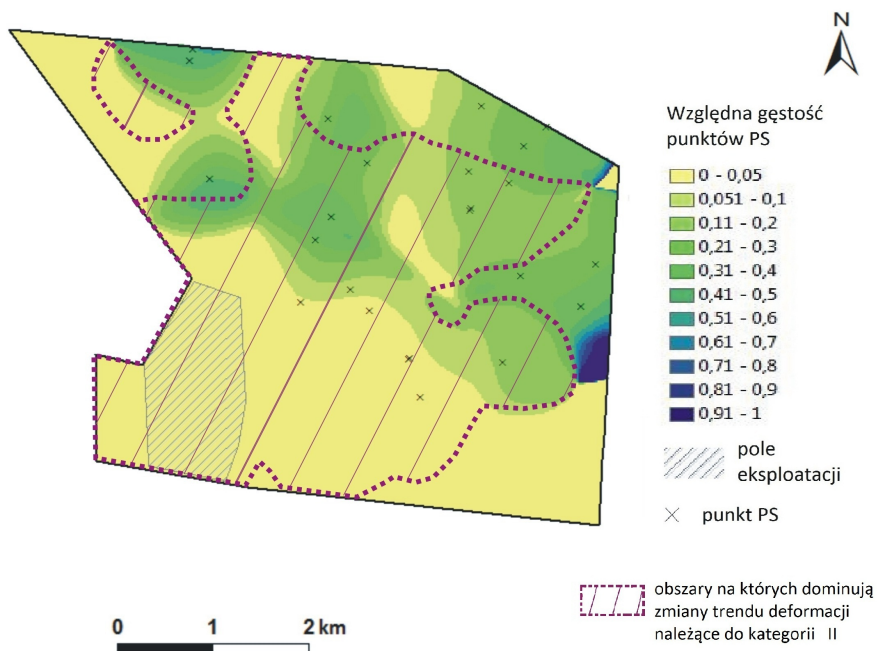


Rysunek 5.41: Gęstość punktów *PS* dla których wykonano czasową analizę deformacji terenu.

Na rysunku 5.42 przedstawiono względną gęstość punktów *PS*, dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji, świadczące o zwiększeniu szybkości osiadania terenu, wystąpiły w okresie od X.1993 do XII.1995. Wysokie względne gęstości zmian trendu tego typu są charakterystyczne dla centralnej części badanego obszaru górniczego oraz dla północnej części bloku tektonicznego *B*. Zmiany należące do kategorii *I* stwierdzono również w północno-wschodniej części obszaru badań. Punkty *PS*, dla których wykryto zmiany trendu deformacji terenu, świadczące o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu, zlokalizowano natomiast w północno-wschodniej części obszaru górniczego (Rys. 5.43). Należy zaznaczyć, że w analizowanym przedziale czasu, w kopalni *Grodziec*, prowadzono



Rysunek 5.43: Względna gęstość punktów *PS*, dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii *II*, wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995.



Rysunek 5.44: Względna gęstość punktów *PS*, dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii *I*, wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.

Rozdział 6

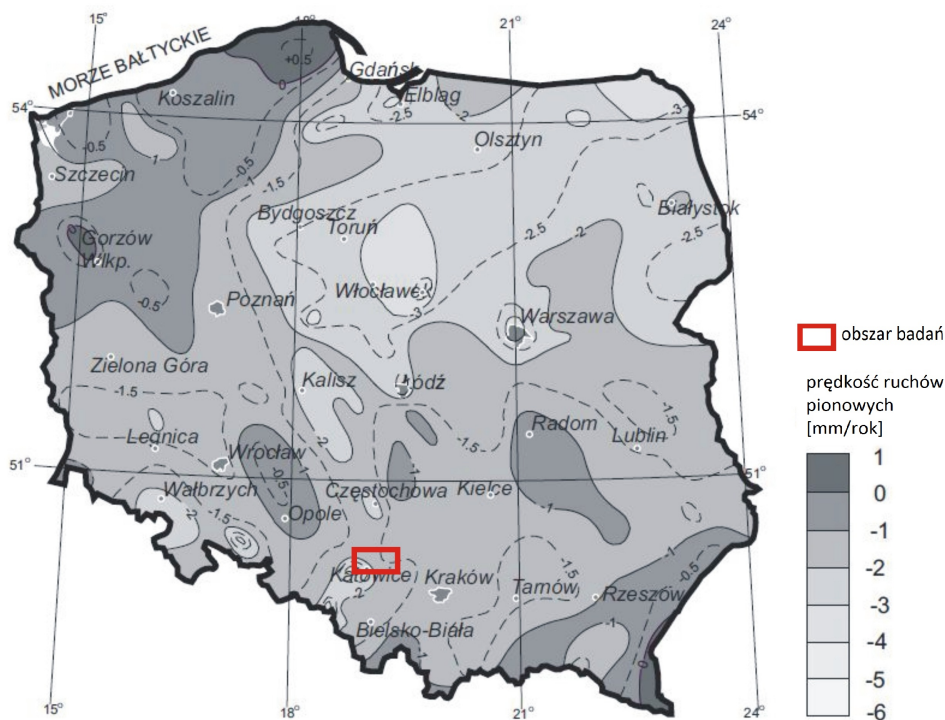
Dyskusja wyników analizy danych *PSInSAR*

W prezentowanej części pracy doktorskiej omówiono wyniki przestrzennej i czasowej analizy danych *PSInSAR*. Dyskusję wyników przeprowadzono zarówno w kontekście budowy geologicznej rejonu badań, jak również w kontekście prowadzonej na tym terenie eksploatacji górniczej. Analizowane w pracy wartości szybkości deformacji terenu, porównano także z szybkością ruchów pionowych, wyznaczonych dla obszaru Polski, z wykorzystaniem danych niwelacyjnych i mareograficznych.

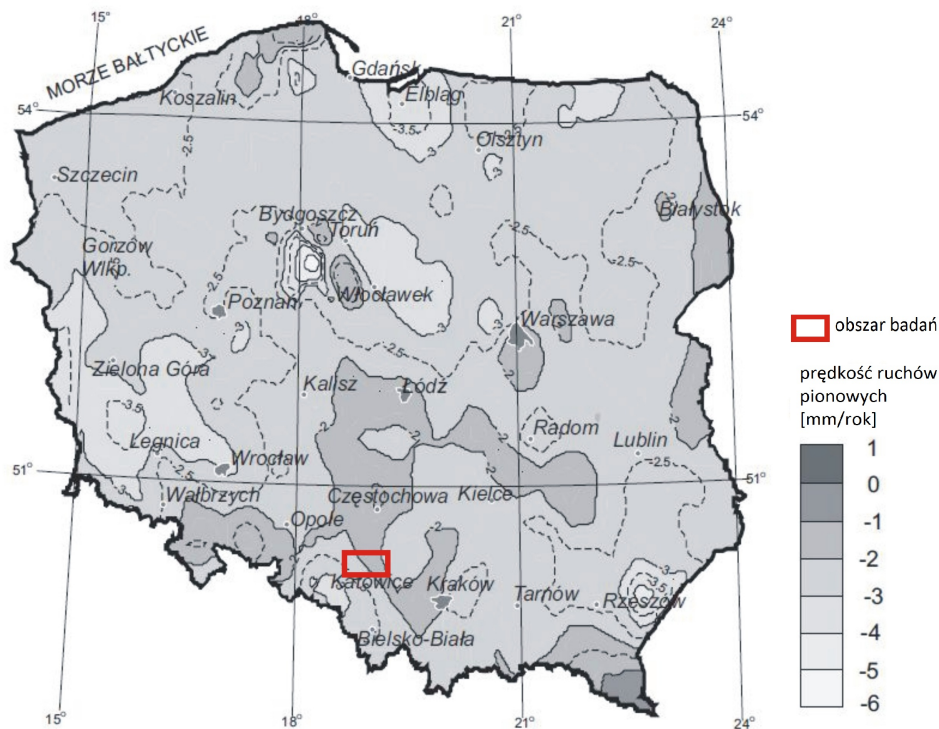
6.1 Dane *PSInSAR* dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego na tle wykonanych pomiarów geodezyjnych

Ruchy pionowe skorupy ziemskiej, występujące na terenie Polski, badane były do tej pory głównie w oparciu o dane niwelacyjne [45], które w niektórych pracach analizowano razem z danymi mareograficznymi [30], [31], [61]. Na rysunku 6.1 przedstawiono mapę prędkości ruchów pionowych dla obszaru Polski, sporządzoną w roku 1985 [61], na której dodatkowo zaznaczono badany w pracy rejon Zagłębia Dąbrowskiego. Prędkości ruchów pionowych, które przedstawiono na mapie, wyznaczono na podstawie danych niwelacyjnych z okresów: 1947-1960 i 1974-1979. Ruchy te odniesiono do średniego poziomu morza. Otrzymane wyniki świadczą, o tym że na obszarze Zagłębia Dąbrowskiego charakterystyczne jest osiadanie terenu ze średnią prędkością równą od około $-1.5 \frac{mm}{rok}$ do około $-2 \frac{mm}{rok}$. Przypomnieć należy, że średnia wartość szybkości deformacji terenu, wyznaczona dla Zagłębia Dąbrowskiego na podstawie danych *PSInSAR*, z okresu czasu od maja roku 1992

do kwietnia roku 2003, wyniosła $-2.10 \frac{mm}{rok}$ w kierunku linii celowej satelity (*LOS*). Na rysunku 6.2 przedstawiono z kolei mapę pionowych prędkości ruchów skorupy ziemskiej dla obszaru Polski, którą wykonano w 2006 roku [31]. Prędkości te wyznaczono na podstawie danych z dwóch kampanii niwelacji precyzyjnej: 1974-1982 i 1997-2003. Również w tym przypadku ruchy pionowe skorupy ziemskiej odniesiono do średniego poziomu morza. Jak widać na rysunku 6.2, obszarowi Zagłębia Dąbrowskiego odpowiadają osiadania terenu o prędkościach od około $-2 \frac{mm}{rok}$ (część północno-wschodnia) do $-3 \frac{mm}{rok}$ (część południowo-zachodnia). Na obu przedstawionych mapach (Rys. 6.1 - 6.2), można zauważyć, że dla Zagłębia Dąbrowskiego prędkości osiadania terenu rosną z NE na SW. Podobną zależność widać na wykonanym w pracy rysunku przedstawiającym wyniki interpolacji badanego parametru, z wykorzystaniem metody wielomianów lokalnych (Rys. 5.6). Stwierdzić można zatem, że szybkości deformacji terenu, oszacowane z wykorzystaniem techniki *PSInSAR*, są w dużym stopniu zgodne z wynikami przedstawionymi na rysunkach 6.1 i 6.2. Biorąc pod uwagę fakt, że wszystkie badania wykonano na podstawie danych z innych przedziałów czasowych, można podejrzewać, że powolne deformacje terenu wykryte dzięki zastosowaniu metody *PSInSAR*, zostały spowodowane głównie przez czynnik (lub czynniki) o charakterze globalnym (dla Zagłębia Dąbrowskiego), zarówno w ujęciu przestrzennym jak i czasowym.



Rysunek 6.1: Prędkości ruchów pionowych (wyznaczone w roku 1985) [61] [31].



Rysunek 6.2: Prędkości ruchów pionowych (wyznaczone w roku 2006) [31].

6.2 Wyniki analizy danych *PSInSAR* na tle budowy geologicznej i tektonicznej Zagłębia Dąbrowskiego

Przedstawione w rozdziale 5 wyniki analizy danych *PSInSAR*, wykonanej dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, wskazują na silną korelację między wartościami średnich szybkości deformacji terenu a budową geologiczną i tektoniczną analizowanego obszaru. Już wstępna wizualna analiza rysunku 5.2, na którym przedstawiono pomierzone wartości deformacji terenu, na tle zasięgu utworów karbonu produktywnego, pozwala zauważyć występowanie wyraźnych prawidłowości. Punkty *PS* o zbliżonych wartościach średnich szybkości deformacji terenu tworzą strefy, których rozciągłość jest zgodna z rozciągłością warstw karbońskich (NW-SE). Największe wartości szybkości osiadania terenu, stwierdzono w obrębie zasięgu górnośląskiej serii piaskowcowej. Zaznacza się to bardzo wyraźnie, m.in. na obszarze górniczym kopalni *Paryż* (Rys. 5.2). Należy dodać, że w obrębie górnośląskiej serii piaskowcowej znajdują się grube pokłady węgla (o miąższości dochodzącej do 24 m), które były głównym przedmiotem eksploatacji górniczej w badanym rejonie. Najmniejsze szybkości deformacji terenu (bliskie zera), odpowiadają natomiast

obszarom położonym w północno-wschodniej części Zagłębia Dąbrowskiego, gdzie karbon produktywny reprezentowany jest przez warstwy serii paralicznej (część górną i dolną).

Analiza dryftu średnich szybkości deformacji terenu, przeprowadzona dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego, wykazała silny związek tego parametru z lokalizacją uskoku będzińskiego. Badając średnie szybkości osiadania terenu w kierunku z SW na NE (Rys. 5.5), można zauważyć ich wyraźny wzrost aż do linii uskoku będzińskiego, a następnie powolne ich zmniejszenie aż do $0 \frac{mm}{rok}$ w północno-wschodniej części analizowanego obszaru. Równie silna zależność nie pojawiła się w żadnym z pozostałych badanych kierunków (z S na N, z W na E, z NW na SE). Na rysunku 5.6 przedstawiającym wyniki interpolacji średnich szybkości deformacji terenu, z wykorzystaniem wielomianów lokalnych, widać że uskok będziński położony jest w strefie najszybszych osiadań terenu. Jego skrzydło zrzucone odpowiada terenom osiadającym z dużą szybkością, natomiast skrzydło wiszące to tereny bardziej stabilne. Przytoczone powyżej wyniki świadczą mogą o występowaniu, na obszarze Zagłębia Dąbrowskiego, ruchów neotektonicznych. W prezentowanej pracy, podobnie jak w [63], przyjęto definicję ruchów neotektonicznych przedstawioną w [24] jako "deformacje skorupy ziemskiej następujące po ostatniej, istotnej reorganizacji tektonicznej". Otrzymane w prezentowanej pracy wyniki analizy przestrzennej potwierdzają rezultaty wcześniejszych badań, które zostały przeprowadzone przez naukowców z Państwowego Instytutu Geologicznego oraz Akademii Górniczo-Hutniczej, a które dotyczyły analizy danych *PSInSAR* dla całej północno-wschodniej części GZW [19]. W wyniku tych badań stwierdzono, m.in. że obszary obniżające się, występują najczęściej w strukturach synklinalnych a także w skrzydłach zrzuconych uskoku o rozciągłości w przybliżeniu równoleżnikowej [19], [20], [34]. Wykazano również, zależność pomiędzy rozkładem średnich szybkości osiadania terenu a rozciągłością i upadem warstw karbonu [19], [20]. Nie stwierdzono natomiast zwiększenia szybkości osiadania terenu w miejscach przecięcia linii uskoku o rozciągłości równoleżnikowej i południkowej [34].

W prezentowanej pracy badania powolnych deformacji terenu przeprowadzono również, dla dwóch wybranych obszarów górniczych: kopalni *Kazimierz-Juliusz* oraz kopalni *Grodzic*. W przypadku obszaru górniczego pierwszej z wymienionych kopalń, wykonana analiza danych *PSInSAR*, nie wykazała występowania zależności pomiędzy wartościami badanego parametru a budową geologiczną czy tektoniczną tego obszaru. Zmiany średnich szybkości deformacji terenu badane dla kierunków z S na N i z W na E (Rys. 5.22), nie wskazały na korelację analizowanego parametru z głównymi dyslokacjami na tym obszarze. Taką korelację stwierdzono natomiast w przypadku obszaru górniczego kopalni *Grodzic*. Dla tego rejonu największe szybkości osiadania terenu są charakterystyczne dla skrzydła zrzuconego uskoku wojkowicko-będzińskiego (Rys. 5.36 i 5.33). W skrzydle wiszącym

wartości badanego parametru są znacznie niższe. Prawdopodobnie tę widać bardzo dobrze na przygotowanym w pracy wykresie rozrzutu dla kierunku z SW na NE (5.35), na którym wartości średnich szybkości osiadania terenu gwałtownie rosną aż do uskoku wojkowicko-będzińskiego a następnie maleją aż do $0 \frac{mm}{rok}$, w północno-wschodniej części analizowanego obszaru górniczego.

Podsumowując, można stwierdzić, że analiza danych *PSInSAR*, która dotyczyła całego Zagłębia Dąbrowskiego, wykazała występowanie globalnego dryftu wartości badanego parametru. Zmiany średnich szybkości deformacji terenu okazały się być silnie skorelowane z budową geologiczną i tektoniczną rejonu badań. Analiza lokalnej struktury zmienności badanego parametru, której wyniki omówiono dokładniej w rozdziale 6.3, nie wykazała natomiast występowania podobnej zależności.

6.3 Wyniki analizy danych *PSInSAR* na tle prowadzonej w Zagłębiu Dąbrowskim eksploatacji górniczej

Jak zostało to zaznaczone w rozdziale 6.2, zmiany średnich szybkości deformacji terenu o charakterze globalnym, są silnie powiązane z budową geologiczną i tektoniczną Zagłębia Dąbrowskiego. W celu zbadania zmienności lokalnej średnich szybkości deformacji terenu, w pracy wykonano analizę składników rezydualnych, które otrzymano poprzez odjęcie od oryginalnych wartości rozpatrywanego parametru wyznaczonego dryftu (patrz rozdział 5.1.3). Dla wyznaczonych reszt stwierdzono występowanie autokorelacji, co świadczyć może o występowaniu czynnika (lub czynników), który nie został uwzględniony w modelu. Czynnikiem tym może być, w analizowanym przypadku, eksploatacja górnicza. Wykonana na podstawie składników rezydualnych interpolacja średnich szybkości deformacji terenu, wykazała występowanie kilku stref o dużych szybkościach osiadania terenu (Rys. 5.9). Położone są one na badanym obszarze, głównie wzdłuż uskoku będzińskiego, ale nie tylko. Można je również zauważyć w skrzydle zrzuconym i wiszącym tego uskoku. Przeprowadzona analiza dla obszarów górniczych kopalń *Grodziec* i *Kazimierz-Juliusz*, wykazała, że w przypadku obu tych kopalń wykryte strefy podwyższonych szybkości osiadania terenu odpowiadają w przybliżeniu rejonom, w obrębie których w analizowanym przedziale czasu prowadzono wydobywanie węgla kamiennego. Dla kopalni *Kazimierz-Juliusz* oraz kopalni *Grodziec* sprawdzono również jak zmieniają się wartości średnich szybkości deformacji terenu wraz ze wzrostem odległości od pól eksploatacji. W przypadku pierwszej z wymienionych kopalń widać wyraźne liniowe zmniejszenie szybkości osiadania terenu w miarę oddalania się punktów pomiarowych od pól prowadzonego wydobycia węgla

(Rys. 5.24). W przypadku kopalni *Grodziec* zależność ta jest bardziej złożona (Rys. 5.38). Dla kopalni tej, wartości szybkości osiadania terenu są początkowo stabilne (dla odległości <900 m), po czym zaczynają się zmniejszać aż do odległości około 2550 m. Następnie, dla punktów *PS* położonych dalej niż 2550 m od pól eksploatacji, obserwuje się znaczny wzrost średniej szybkości osiadania terenu. Wzrost ten jest zdeterminowany przez stabilne rozpraszacze, które zlokalizowano w południowo-wschodniej części obszaru górniczego (w skrzydle zrzuconym uskoku wojkowicko-będzińskiego) (Rys. 5.36). Przytoczone powyżej wyniki lokalnej analizy danych *PSInSAR* (dla kopalni *Grodziec* i *Kazimierz-Juliusz*), wykazały występowanie zależności pomiędzy szybkościami osiadania terenu a prowadzoną eksploatacją górniczą.

W celu lepszego sprawdzenia, czy w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego, na wartości rozpatrywanego parametru, mają znaczący wpływ czynniki inne niż budowa geologiczna czy tektoniczna rejonu badań, w pracy przeprowadzono czasową analizę średnich szybkości deformacji terenu. Wykazała ona, że dla 41% punktów *PS*, położonych w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego, w przedziale czasu od października 1993 roku do kwietnia roku 2000, wystąpiły znaczące zmiany trendu deformacji. Oznacza to, że w rozpatrywanym przedziale czasu pojawił się lub zaniknął pewien czynnik (lub czynniki), który miał wpływ na wartości badanego parametru. Przeprowadzona w pracy czasowo-przestrzenna analiza rozkładu zmian trendu deformacji terenu pozwoliła zauważyć wyraźne prawidłowości. W pierwszej kolejności należy zaznaczyć, że liczba zmian trendu deformacji zmieniała się znacząco w czasie. Najwięcej tych zmian wystąpiło w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995 oraz w okresie od marca roku 1999 do kwietnia 2000 roku (Tab. 5.3). Ważne jest również, że charakter wykrytych zmian był odmienny dla obu okresów. W pierwszym z nich dominowały zmiany trendu świadczące o zwiększeniu szybkości osiadania terenu, natomiast w drugim wymienionym okresie, charakterystyczne było zjawisko zmniejszenia się tej szybkości. Przeprowadzona w rozdziale 5.1.4 analiza wykazała, że czynnik lub czynniki, które miały wpływ na wartości badanego parametru, miały zasięg bardziej wielkoskalowy i dotyczyły całego analizowanego obszaru. Można to zaobserwować na mapach względnych gęstości punktów *PS*, dla których wykryto zmiany trendu deformacji (Rys. 5.13 - 5.18). Pomimo, że widoczne są na nich liczne, stosunkowo niewielkie obszary o wysokiej względnej gęstości zmian trendu należących do poszczególnych kategorii, które mogłyby świadczyć o lokalnie oddziałujących czynnikach, to jednak bardzo wyraźnie zaznacza się pewna globalna tendencja zmian trendu deformacji. Jest ona powiązana z lokalizacją uskoku będzińskiego. Zauważyć można, że w pierwszym analizowanym przedziale czasu, tj. od października 1993 roku do listopada roku 1994, stwierdzono wzrost szybkości osiadania terenu, dla punktów *PS*, położonych zarówno w skrzydle wiszącym, jak i zrzuconym

uskoku będzińskiego (Rys. 5.13). Tego rodzaju zmian nie wykryto natomiast dla stabilnych rozpraszaczy zlokalizowanych w południowo-wschodniej części Zagłębia Dąbrowskiego, gdzie pomierzone szybkości osiadania terenu były niewielkie, i gdzie generalnie nie była prowadzona eksploatacja górnicza. Dla tych terenów zanotowano natomiast zmiany trendu świadczące o zmniejszeniu szybkości osiadania (Rys. 5.14). Można zatem stwierdzić, że czynnik, który wpłynął na wartości deformacji terenu w rozpatrywanym okresie, spowodował zwiększenie szybkości osiadania terenu, zarówno w skrzydle zrzucnym (większa względna gęstość zmian), jak i w skrzydle wiszącym uskoku będzińskiego. Należy dodać, że w omawianym przedziale czasu wszystkie siedem kopalń prowadziło wydobywanie węgla kamiennego a większość pól eksploatacji zlokalizowanych było właśnie w skrzydle zrzucnym omawianego uskoku. W ostatnim analizowanym przedziale czasu (tj. od III.1999 r. do IV.2000 r.), w którym stwierdzono najwięcej zmian trendu deformacji terenu, dla obu skrzydeł uskoku będzińskiego, dominowały zmiany trendu świadczące o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu. W skrzydle wiszącym wykryto również zmiany należące do kategorii I, jednak były one charakterystyczne jedynie dla niewielkich obszarów. W analizowanym przedziale czasu zadziałał zatem czynnik (lub czynniki), który spowodował wyhamowanie szybkości osiadania terenu w obrębie uskoku będzińskiego, szczególnie w skrzydle wiszącym (w pasie położonym najbliżej linii uskoku). Podsumowując wyniki analizy czasowej dla Zagłębia Dąbrowskiego, można stwierdzić, że na początku analizowanego okresu czasu (1993-1994) nastąpiło zwiększenie szybkości osiadania terenu dla całego obszaru, na którym prowadzona była eksploatacja górnicza, natomiast w latach 1999-2000 nastąpiło zmniejszenie tych szybkości. Intensywność opisywanych zmian jest odmienna dla obu skrzydeł uskoku będzińskiego. Należy zauważyć, że dla Zagłębia Dąbrowskiego w analizowanym przedziale czasu (1993-2000), nastąpiły znaczące zmiany w ilości wydobywanego węgla kamiennego. W okresie od VI.1995 r. do IV.2000 r., zlikwidowano sześć z siedmiu analizowanych kopalń. Na mapach względnych gęstości zmian trendu nie można znaleźć wprawdzie wyraźnej korelacji między zamknięciem kopalń a zmianą trendu deformacji na ich obszarach górniczych, ale należy pamiętać, że zjawisko subsydencji kontynuuje się nawet kilkanaście lat po zakończeniu wydobywania węgla. Czas stabilizacji terenów prowadzonego wydobywania zależy od wielu czynników. W pracy badano stosunkowo duże zmiany trendu deformacji, które mogły nie uchwycić powolnych zmian pojawiających się zaraz po zakończeniu wydobywania węgla.

W prezentowanej pracy szczegółową analizę zmian trendu deformacji wykonano dla obszarów górniczych kopalń *Grodziec* oraz *Kazimierz-Juliusz*. Wymienione kopalnie położone są w różnych rejonach Zagłębia Dąbrowskiego i mają inną historię eksploatacji górniczej. Analiza czasowa, dotycząca obszaru górniczego kopalni *Grodziec* wykazała,

że w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995 dominowały deformacje świadczące o wzroście szybkości osiadania terenu. Ich względna gęstość była wysoka, szczególnie dla skrzydła zrzuconego uskoku grodzieckiego, w którego południowej części prowadzona była eksploatacja górnicza (Rys. 5.42). Zmiany należące do kategorii *I* stwierdzono również w części wschodniej obszaru górniczego. Jednak, jak to wynika z mapy względnych gęstości przygotowanych dla całego Zagłębia Dąbrowskiego (Rys. 5.13), wydają się być one silniej związane z czynnikami działającymi w obrębie kopalni *Paryż*. W części północnej obszaru górniczego kopalni *Grodziec*, gdzie nie wydobywano węgla i gdzie szybkości osiadania terenu były niewielkie, dominowały zmiany trendu świadczące o zwiększeniu szybkości osiadania terenu (Rys. 5.43). W grudniu roku 1998 w kopalni *Grodziec* wydobyto ostatnią tonę węgla. Zmiany trendu deformacji stwierdzone dla okresu III.1999 r. do IV.2000 r., świadczą o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu. Są one charakterystyczne niemal dla całego obszaru górniczego (Rys. 5.45). Duże wartości względnych gęstości tych zmian występują w bloku tektonicznym *B*, gdzie wcześniej prowadzono wydobywanie węgla. Odmienny charakter zmian dla pierwszego i ostatniego analizowanego przedziału czasu może mieć zatem związek z prowadzoną na tym obszarze eksploatacją górniczą. Należy zaznaczyć, że wielkość wydobywania w omawianej kopalni zmieniała się znacząco w czasie. W roku 1993 wzrosła ona o około 21% w stosunku do roku 1992, natomiast w roku 1998 była ona już o 40% mniejsza niż w roku 1993. Zwiększenie i zmniejszenie wydobywania węgla dobrze koreluje się z wystąpieniem zmian trendu należących odpowiednio do kategorii *I* i kategorii *II*.

Analiza czasowa wykonana dla obszaru górniczego kopalni *Kazimierz-Juliusz* nie wykazała wyraźnej zależności pomiędzy zmianami trendu deformacji terenu a prowadzoną eksploatacją górniczą. Analizując jednak przygotowane mapy względnych gęstości zmian trendu, należących do poszczególnych kategorii w kolejnych przedziałach czasowych (Rys. 5.28 - 5.31), można zauważyć pewne prawidłowości. W pierwszym analizowanym okresie czasu (tj. od X.1993 r. do XII.1995 r.), dla obszarów otaczających pola eksploatacji (z wyjątkiem części wschodniej), stwierdzono zwiększenie szybkości osiadania terenu (Rys. 5.28). Zmiany trendu należące do kategorii *II* dominowały jedynie na niewielkim obszarze położonym w północno-wschodniej części rejonu badań (Rys. 5.29). W ostatnim analizowanym przedziale czasu (tj. od III.1999 r. do IV. 2000 r.) dominowały zmiany trendu deformacji, świadczące o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu. Ich względna gęstość była wysoka dla północnej i południowo-wschodniej części obszaru górniczego (Rys. 5.31). Część tych zmian może być powiązana z czynnikami, które działały w obrębie obszaru górniczego kopalni *Porąbka-Klimontów* (Rys. 5.18). Istotne jest zwrócenie uwagi na obszary położone na zachód i południowo-zachód od pól eksploatacji kopalni *Kazimierz-Juliusz*.

W rejonach tych, w pierwszym analizowanym okresie czasu, stwierdzono zwiększenie szybkości osiadania terenu. W kolejnych analizowanych latach dla obszarów tych nie wykryto zmian trendu świadczących o zmniejszeniu szybkości osiadania terenu. Sytuacja taka może być związana z prowadzonym nieprzerwanie, w części centralnej obszaru górniczego, wydobywaniem węgla kamiennego.

Rozdział 7

Wnioski

Wykonana w pracy analiza przestrzenna danych *PSInSAR* wykazała występowanie silnej korelacji pomiędzy średnimi szybkościami deformacji terenu a budową geologiczną i tektoniczną rejonu badań. Zależność ta jest bardzo dobrze widoczna w przypadku badań o zasięgu globalnym, które przeprowadzono dla całego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. W wyniku tych badań stwierdzono, że punkty *PS* o podobnych wartościach badanego parametru tworzą strefy, których rozciągłość jest zgodna z rozciągłością warstw karbonu produktywnego (SW-NE). Wykazano również, że wartości średnich szybkości deformacji terenu związane są bardzo wyraźnie z lokalizacją uskoku będzińskiego. Dla skrzydła zrzuconego tego uskoku, charakterystyczne są znacząco większe szybkości osiadania terenu niż dla skrzydła wiszącego, w którego północno-wschodniej części omawiane szybkości maleją nawet do $0 \frac{mm}{rok}$. Zależność pomiędzy wartościami średnich szybkości deformacji terenu a budową tektoniczną stwierdzono również w przypadku obszaru górniczego kopalni *Grodziec*. Występowania takiej prawidłowości nie wykryto natomiast na obszarze górniczym *Kazimierz-Juliusz*. Wykonana przestrzenna analiza danych *PSInSAR* o charakterze globalnym, nie wykazała korelacji pomiędzy badanym parametrem, a prowadzoną na obszarze badań eksploatacją górniczą. Zależność taką wykryto natomiast w wyniku analiz o charakterze lokalnym, które przeprowadzono dla kopalń *Grodziec* i *Kazimierz-Juliusz*. Analizy te opierały się, m.in. na badaniu składników rezydualnych. W ich wyniku stwierdzono, że rejon największych szybkości osiadania terenu (dla wyznaczonych reszt) odpowiadają, w przypadku obu omawianych kopalń, obszarom prowadzonego wydobywania węgla. Również wykonane dla tych dwóch kopalń badanie powiązania średnich szybkości osiadania terenu z odległością od pól eksploatacji, wykazało wyraźną zależność rozpatrywanego parametru od lokalizacji pól eksploatacji górniczej. Zaprezentowana w pracy czasowa analiza danych *PSInSAR* dowiodła, że dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego,

w okresie od X.1993 r. do IV.2000 r., wystąpiły liczne zmiany trendu deformacji terenu. Na początku analizowanego okresu, charakterystyczne było zwiększenie szybkości osiadania terenu, natomiast pod jego koniec dominowały zmiany trendu świadczące o zmniejszeniu tych szybkości. Przestrzenna analiza rozmieszczenia stwierdzonych zmian trendu wykazała, iż mają one bardziej globalne niż lokalne tendencje. Względna gęstość zmian trendu deformacji należących do poszczególnych kategorii, w kolejnych analizowanych przedziałach czasu, różniła się dla obu skrzydeł uskoku będzińskiego. Zrealizowana w pracy czasowa analiza danych *PSInSAR*, dla kopalń *Grodziec* i *Kazimierz-Juliusz*, nie wykazała zależności pomiędzy stwierdzonymi zmianami trendu deformacji a budową tektoniczną omawianych obszarów pozwoliła ona jednak zauważyć pewne prawidłowości, które mogą świadczyć o wpływie eksploatacji górniczej na wartości powolnych deformacji terenu.

Przestrzenne i czasowe badania danych *PSInSAR* wykonane w prezentowanej pracy, umożliwiły uzyskanie dodatkowych informacji na temat mechanizmu powolnych deformacji terenu występujących na obszarze Zagłębia Dąbrowskiego. W rejonie tym stwierdzono nakładanie się na siebie dwóch głównych czynników, które mają wpływ na szybkości deformacji terenu. Pierwszy z nich, o największym znaczeniu, obejmuje budowę geologiczną i tektoniczną obszaru badań. Drugi czynnik, oddziałujący z mniejszą intensywnością, to eksploatacja górnicza. Ze względu na bardzo złożony obraz przemieszczeń terenu, występujących w obrębie Zagłębia Dąbrowskiego, w pracy nie udało się jednoznacznie rozdzielić wpływu geologii i tektoniki, od wpływu działalności człowieka na wartości powolnych, długookresowych deformacji terenu.

Zaproponowane w pracy metody przestrzennej analizy danych *PSInSAR* pozwalają badać nie tylko globalne zmiany średnich szybkości deformacji terenu, ale również umożliwiają rozpoznanie zmienności lokalnej tego parametru. Istotne znaczenie odgrywa również analiza dynamiki zmian wartości deformacji w czasie, która może być wykonana automatycznie, dla dużych zbiorów danych *PSInSAR*, z wykorzystaniem przygotowanego w pracy algorytmu do detekcji zmian trendu deformacji. Wykorzystane w pracy metody statystyczne, geostatystyczne i deterministyczne mogą znaleźć zastosowania w badaniach powolnych deformacji terenu, zarówno o charakterze naturalnym jak i antropogenicznym.

Bibliografia

- [1] *Przewodnik po Zagłębiu Dąbrowskim*. Komitet Przewodnika po Zagłębiu Dąbrowskim, Sosnowiec, 1939.
- [2] Atlas geologiczny GZW część III, mapy strukturalno-geologiczne 1:100 000. *PIG, Warszawa*, 1994.
- [3] P. Briole, D. Massonnet, and C. Delacourt. Post-eruptive deformation associated with the 1986-87 and 1989 flows of Etna detected by radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 24:37–40, 1997.
- [4] J. M. Cabala, S. R. Chmiel, and F. Idziak. Environmental impact of mining activity in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Geologica Belgica*, 7:225–229, 2004.
- [5] B. Ciepiela. *Najstarsze i ostatnie kopalnie węgla kamiennego w Zagłębiu Dąbrowskim*. Progres, Sosnowiec, 2003.
- [6] B. Ciepiela. Kopalnie węgla kamiennego w Groźcu 1823-2001. *Wiadomości Górnicze*, 11:681–686, 2010.
- [7] M. Czarnogórska, M. Graniczny, S. Uścińowicz, R. Nutricato, S. Triggiani, O. D. Nitti, F. Bovenga, and J. Wasowski. PSI analysis of ground deformations along the southwestern coast of the Gulf of Gdansk (Poland). Grudzień 2009.
- [8] P. Y. Declercq, X. Devleeschouwer, and F. Pourié. Subsidence revealed by PSInSAR technique in the Ottignies-Wavre area (Belgium) related to water pumping in urban area. Frascati (Włochy), 2005.
- [9] ESA. <http://www.esa.int>.
- [10] ESRI. <http://www.esri.com>.

- [11] P. Farina, D. Colombo, A. Fumagalli, E. Gontier, and S. Moretti. Integration of permanent scatterers analysis and high resolution optical images within landslide risk analysis. *Proc. Of FRINGE 2003 Workshop*, 2003.
- [12] A. Ferretti, C. Colesanti, D. Perissin, C. Prati, and F. Rocca. Evaluating the effect of the observation time on the distribution of SAR permanent scatterers. *Proc. Of FRINGE 2003 Workshop*, 2003.
- [13] A. Ferretti, C. Prati, and F. Rocca. Nonlinear subsidence rate using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38:2202–22129, 2000.
- [14] A. Ferretti, C. Prati, and F. Rocca. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39:8–20, 2001.
- [15] S. Figura. *Analiza warunków klimatycznych w wyrobiskach eksploatacyjnych KWK Grodziec w partii Czeladź*. Praca dyplomowa AGH, Kraków, 1991.
- [16] A. Gebhardt. PVM kriging with R. *DSC 2003 Working Papers*, Marzec 2003.
- [17] J. Gil. *Ustalenie niezawodności przepływu powietrza w sieci wentylacyjnej KWK Grodziec*. Praca dyplomowa AGH, Kraków, 1991.
- [18] R. M. Goldstein, H. A. Zebker, and C. L. Werner. Satellite radar interferometry: two dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23:717–720, 1988.
- [19] M. Graniczny, M. Czarnogórska, Z. Kowalski, A. Leśniak, and J. Jureczka. Metoda punktowej, długookresowej satelitarnej interferometrii radarowej (PSInSARTM) w rozpoznaniu geodynamiki NE części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Górniczy*, 56(9):826–835, 2008.
- [20] M. Graniczny, Z. Kowalski, J. Jureczka, M. Czarnogórska, and A. Piątkowska. Preliminary interpretation of PSI data of the northeastern part of Upper Silesian Basin (Sosnowiec test site) - TerraFirma project. *Polish Geological Institute Special Papers*, 24:29–36, 2008.
- [21] K. Greń and E. Popiołek, editors. *Wpływ eksploatacji górniczej na powierzchnię i górotwór*. Wydawnictwo AGH, Kraków, 1990.
- [22] L. Guo, F. Guo, Z. Perski, and Y. Huanyin. Mining area subsidence monitoring using multi-band SAR data. *Urban Remote Sensing Joint Event, IEEE*, 2009.

- [23] R. Gupta. *Remote Sensing Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2003.
- [24] P. Hancock and G. Williams. Neotectonics. *Journal of the Geological Society*, 143:325–326, 1986.
- [25] A. Idziak, L. Teper, and W. M. Zuberek, editors. *Sejsmiczność a tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 1999.
- [26] B. M. Kampes, editor. *Radar Interferometry. Persistent Scatterer Technique*. Springer, 2006.
- [27] K. E. Kerry and K. A. Hawick. Kriging interpolation on high-performance computers. *Lecture Notes In Computer Science, Springer-Verlag*, 1401:429–438, 1998.
- [28] K. Kopczewska, T. Kopczewski, and P. Wójcik. *Metody ilościowe w R. Aplikacje ekonomiczne i finansowe*. CeDeWu, 2009.
- [29] A. Kotas. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *LIV Zjazd PTG w Sosnowcu*, pages 45–72, 1982.
- [30] K. Kowalczyk. Porównanie współcześnie wyznaczonych ruchów pionowych powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski z wyznaczeniami wcześniejszymi. *Przegląd Geodezyjny*, 12:4–7, 2006.
- [31] K. Kowalczyk. Ruchy pionowe skorupy ziemskiej w Polsce. *Geomatics and Environmental Engineering*, 1:157–167, 2007.
- [32] O. Lang, B. T. Rabus, and S. W. Dech. Velocity map of the Thwaites Glacier catchment, West Antarctica. *Journal Of Glaciology*, 50:46–56, 2004.
- [33] T. Lauknes, Y. Larsen, and K.A.Hogda, editors. *Persistent Scatterer Interferometric SAR*. Northern Research Institute Report, 2007.
- [34] A. Leśniak and S. Porzycka. Detekcja pionowych przemieszczeń terenu na obszarach górniczych z wykorzystaniem satelitarnej interferometrii radarowej typu PSInSAR. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, 17b:451–461, 2007.
- [35] A. Leśniak and S. Porzycka. Kompleksowa interpretacja pomiarów satelitarnych i naziemnych w ocenie zagrożeń na terenach górniczych i pogórnicych. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 24(2/3), 2008.

- [36] A. Leśniak and S. Porzycka. Geostatistical computing in PSInSAR data analysis. *Lecture Notes In Computer Science, Springer-Verlag*, 5544:397–405, 2009.
- [37] A. Leśniak and S. Porzycka. Impact of tectonics on ground deformations caused by mining activity in the north-eastern part of the Upper Silesian Coal Basin. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 25(3):227–238, 2009.
- [38] K. Lu and S. Goddard. GRASS-based high performance spatial interpolation component for spatial decision support systems. *Proceedings of the FOSS/GRASS Users Conference*, Wrzesień 2004.
- [39] S. N. Madsen, H. A. Zebker, and J. Martin. Topographic mapping using radar interferometry. Processing techniques. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31:246–256, 1993.
- [40] D. Massonnet, M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabaute. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364:138–142, 1993.
- [41] K. Mirek. Interferometric synthetic aperture radar InSAR - method for study and monitoring subsidence over mining areas. *Polish Journal of Environmental Studies*, 18(3A):270–274, 2009.
- [42] J. Mucha. *Metody geostatystyczne w dokumentowaniu złóż*. Wydawnictwo AGH, Kraków, 1994.
- [43] J. P. Muller and A. Mandanayake. Assessment of interferometric SAR DEM for UK National Mapping. pages 71–80. Proc. Of FRINGE 1996 Workshop, 1996.
- [44] B. Namysłowska-Wilczyńska. *Geostatystyka. Teoria i zastosowania*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, 2006.
- [45] J. Niewiarowski and T. Wyrzykowski. Wyznaczenie współczesnych ruchów pionowych skorupy ziemskiej na obszarze Polski przez porównanie wyników powtarzanych niwelacji precyzyjnych. *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii, Tom VII*, 1(17), 1961.
- [46] Z. Perski. Osiadania terenu GZW pod wpływem eksploatacji podziemnej określane za pomocą satelitarnej interferometrii radarowej (InSAR). *Przegląd Geologiczny*, 47(2):171–174, 1999.

- [47] Z. Perski and M. Mróz. Zastosowanie metod interferometrii radarowej InSAR do badania naturalnych ruchów powierzchni terenu w Polsce. Projekt GEO-IN-SAR. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, 17b, 2007.
- [48] S. Porzycka and A. Leśniak. Przetwarzanie obrazów radarowych techniką PSInSAR. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, 17b:661–669, 2007.
- [49] S. Porzycka and A. Leśniak. Analiza czasowa powolnych deformacji terenu na obszarze Zagłębia Dąbrowskiego. *Przegląd Górniczy*, 6:70–75, 2010.
- [50] S. Porzycka and J. Strzelczyk. Zastosowanie wolnego oprogramowania: R + SAGA do analizy danych satelitarnych. *II konferencja z cyklu, Wolne oprogramowanie w geoinformatyce*, pages 55–57, Maj 2010.
- [51] M. D. Pritt. Multigrid phase unwrapping for interferometric SAR. 1:562–564, 1995.
- [52] R. <http://www.r-project.org>.
- [53] B. Silverman. *Density estimation for statistics and data analysis*. Chapman & Hall, 1986.
- [54] J. Strzelczyk and S. Porzycka. Parallel kriging algorithm for unevenly spaced data. *State of Art in Scientific and Parallel Computing*, page 34, Czerwiec 2010.
- [55] J. Strzelczyk, S. Porzycka, and A. Leśniak. Analysis of ground deformations based on parallel geostatistical computations of PSInSAR data. *17th International Conference on Geoinformatics, IEEE Xplore*, pages 1–6, Sierpień 2009.
- [56] J. Trzepierczyński, editor. *Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, 1985.
- [57] L. A. Waller and C. A. Gotway. *Applied spatial statistics for public health data*. John Wiley & Sons, 2008.
- [58] H. Weckernagel. *Multivariate geostatistics. An introduction and application*. Springer, 1995.
- [59] T. Wojciechowski, Z. Perski, and A. Wójcik. Wykorzystanie satelitarnej interferometrii radarowej do badań osuwisk w polskiej części Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 56(12):1088–1091, 1986.

- [60] J. Worawattanamateekul, J. Hoffman, N. Adam, and B. Kampes. Urban deformation monitoring in Bangkok metropolitan (Thailand) using permanent scatterer and differential interferometry technique. *Proc. Of FRINGE 2003 Workshop*, 2003.
- [61] T. Wyrzykowski. Nowe wyznaczenie prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii, Tom XXXIV*, 1(78), 1987.
- [62] W. Zuchiewicz, editor. *Neotectonics of Poland: recent advances*, volume 73. Folia Quaternaria, 2002.
- [63] W. Zuchiewicz. *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*. Wydawnictwo AGH, Kraków, 2010.
- [64] W. Zuchiewicz, J. Badura, and M. Jarociński. Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. *Studia Quaternaria*, 24:5–20, 2007.
- [65] J. Zych, B. Drzęźła, and P. Strzałkowski, editors. *Prognozowanie deformacji powierzchni terenu pod wpływem eksploatacji górniczej*. Skrypt uczelniany Politechniki Śląskiej, Gliwice, 1993.

Spis rysunków

1.1	Niecka obniżeniowa nad wybranym pokładem (W_{max} - maksymalne obniżenie terenu, β - kąt zasięgu wpływów eksploatacji, H - głębokość eksploatacji, r - promień zasięgu wpływów eksploatacji) [21].	13
2.1	Etapy przetwarzania danych w technice <i>DInSAR</i>	19
2.2	Interferogram różnicowy przedstawiający deformacje terenu powstałe w wyniku trzęsienia Ziemi, które miało miejsce w grudniu 2003 roku w Bam w Iranie [9]. . . .	20
3.1	Histogram częstości średnich szybkości deformacji terenu pomierzonych w punktach <i>PS</i>	25
3.2	Histogram liczebności oraz podstawowe wskaźniki sumaryczne dla koherencji punktów <i>PS</i> (Q_1 - kwartył pierwszy, Q_3 - kwartył trzeci).	27
3.3	Wartości koherencji dla punktów <i>PS</i> , dla których pomierzone szybkości deformacji terenu należą do poszczególnych przedziałów.	27
3.4	Wykres pudełkowy dla wartości średnich szybkości deformacji terenu.	28
3.5	Lokalizacja punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzono ekstremalnie odstające wartości średniej szybkości deformacji terenu (A, B - Wybrane punkty PS_{ods} naniesione na zdjęcia satelitarne obszaru badań).	29
3.6	Wartości deformacji terenu w czasie dla losowo wybranego punktu <i>PS</i>	30
3.7	Wartości średnich szybkości deformacji terenu wyznaczone dla punktów <i>PS</i> w obrębie analizowanej części Zagłębia Dąbrowskiego.	31
3.8	Gęstość występowania punktów <i>PS</i> w obrębie analizowanej części Zagłębia Dąbrowskiego.	32
3.9	Wartości koherencji dla poszczególnych punktów <i>PS</i> położonych w obrębie analizowanej części Zagłębia Dąbrowskiego.	32

4.1	Zależność między czasem obliczeń semiwariogramu izotropowego a liczbą punktów <i>PS</i> [36].	47
4.2	Zależność między czasem obliczeń algorytmu krigingu zwyczajnego a liczbą węzłów siatki interpolacji [36].	48
4.3	Zależność między czasem obliczeń algorytmu krigingu zwyczajnego a liczbą punktów <i>PS</i> [36].	49
4.4	Zależność między czasem obliczeń algorytmu kross-walidacji a liczbą punktów <i>PS</i> [36].	49
4.5	Podział klas na poszczególne jednostki obliczeniowe [55].	50
4.6	Czas wykonania algorytmu krigingu zwyczajnego w zależności od ilości wykorzystanych procesorów [55].	51
4.7	Przyspieszenie obliczeń krigingu zwyczajnego dla różnej liczby procesorów [55].	52
4.8	Efektywność obliczeń krigingu zwyczajnego dla różnej liczby procesorów [55].	53
4.9	Suma różnic pomiędzy wynikami otrzymanymi w wyniku zastosowania algorytmu podstawowego i zmodyfikowanego (dla poszczególnych klas) [54].	55
4.10	Czas wykonania zmodyfikowanego równoległego algorytmu krigingu w zależności od ilości wykorzystanych procesorów [54].	56
5.1	Lokalizacja głównych uskoków tektonicznych w obrębie analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego [37].	60
5.2	Szkic zasięgu utworów karbonu produktywnego dla analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego [2] - (A), z naniesionymi punktami <i>PS</i> - (B).	61
5.3	Semiwariogramy empiryczne wyznaczone dla kierunków: W-E, NW-SE, S-N oraz SW-NE.	65
5.4	Trójwymiarowy wykres rozrzutu dla danych <i>PSInSAR</i> z analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego (dla kierunków SW-NE oraz NW-SE) [37].	66
5.5	Dwuwymiarowe wykresy rozrzutu dla danych <i>PSInSAR</i> z analizowanego obszaru Zagłębia Dąbrowskiego.	67
5.6	Wyniki interpolacji średnich szybkości deformacji terenu z wykorzystaniem metody wielomianów lokalnych.	68
5.7	Wartości rezydualne średnich szybkości deformacji terenu po odjęciu dryftu.	69

5.8	Semiwariogramy empiryczne wyznaczone dla azymutów: 0° , 30° , 60° , 90° , 120° i 150°	70
5.9	Wyniki interpolacji (metodą krigingu zwyczajnego) średnich szybkości deformacji terenu wykonanej na podstawie składników rezydualnych.	71
5.10	Wartości błędu interpolacji.	72
5.11	Liczba punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych.	74
5.12	Liczba punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzono w poszczególnych przedziałach czasu zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>I</i> , <i>II</i> , <i>III</i> i <i>IV</i> [49].	76
5.13	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria <i>I</i>), wystąpiły w okresie od października 1993 do listopada 1994.	77
5.14	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria <i>II</i>), wystąpiły w okresie od października 1993 do listopada 1994.	78
5.15	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria <i>I</i>), wystąpiły w okresie od listopada 1994 do grudnia 1995.	79
5.16	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria <i>II</i>), wystąpiły w okresie od listopada 1994 do grudnia 1995.	79
5.17	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria <i>I</i>), wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia 2000 roku.	80
5.18	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzone zmiany trendu deformacji (kategoria <i>II</i>), wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia 2000 roku.	81
5.19	Granica obszaru górniczego kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i> naniesiona na zdjęcie satelitarne (<i>GoogleEarth</i>)	82
5.20	Główne uskoki w obrębie obszaru górniczego kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i> [35].	83
5.21	Obszar górniczy kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i> z zaznaczonymi głównymi polami eksploatacji górniczej (dla okresu czasu od 1991 do 2003 roku) oraz szybami.	85
5.22	Wykresy rozrzutu wartości średnich szybkości deformacji terenu dla kierunków: z W na E oraz z S na N.	87
5.23	Mapa odległości od głównych pól eksploatacji górniczej.	88
5.24	Wykres zależności średnich szybkości deformacji terenu od odległości punktów pomiarowych od pól eksploatacji górniczej.	88

5.25	Liczba punktów <i>PS</i> (z obszaru górniczego kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i>), dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych.	90
5.26	Liczba punktów <i>PS</i> , dla których stwierdzono, w poszczególnych przedziałach czasu, zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>I, II, III</i> i <i>IV</i>	91
5.27	Gęstość punktów <i>PS</i> , dla których wykonano czasową analizę danych <i>PSInSAR</i>	92
5.28	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>I</i> , wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995.	93
5.29	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>II</i> , wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1998.	93
5.30	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>I</i> , wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.	94
5.31	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>II</i> , wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.	95
5.32	Granica obszaru górniczego kopalni <i>Grodziec</i> naniesiona na zdjęcie satelitarne (<i>GoogleEarth</i>)	96
5.33	Obszar górniczy kopalni <i>Grodziec</i> z naniesionymi liniami głównych uskoku [5].	97
5.34	Wykresy rozrzutu wartości średnich szybkości deformacji terenu dla kierunków: z W na E oraz z S na N.	99
5.35	Wykresy rozrzutu wartości średnich szybkości deformacji terenu dla kierunku NE z zaznaczonym położeniem uskoku wojkowicko-będzińskiego.	100
5.36	Rozmieszczenie punktów <i>PS</i> w obrębie obszaru górniczego kopalni <i>Grodziec</i> z naniesionymi prostymi <i>k</i> i <i>l</i> z rysunku 5.34	100
5.37	Mapa odległości od bloku tektonicznego <i>B</i>	101
5.38	Wykres zależności średnich szybkości deformacji terenu od odległości od bloku tektonicznego <i>B</i>	102
5.39	Liczba punktów <i>PS</i> (z obszaru górniczego kopalni <i>Grodziec</i>), dla których stwierdzono zmiany trendu deformacji w poszczególnych przedziałach czasowych.	103
5.40	Liczba punktów <i>PS</i> z obszaru górniczego kopalni <i>Grodziec</i> , dla których w analizowanym przedziale czasu, stwierdzono zmiany trendu deformacji należące do poszczególnych kategorii.	104
5.41	Gęstość punktów <i>PS</i> dla których wykonano czasową analizę deformacji terenu.	105

5.42	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>I</i> , wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995.	106
5.43	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>II</i> , wystąpiły w okresie od października 1993 roku do grudnia roku 1995.	107
5.44	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>I</i> , wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.	107
5.45	Względna gęstość punktów <i>PS</i> , dla których zmiany trendu deformacji należące do kategorii <i>II</i> , wystąpiły w okresie od marca 1999 roku do kwietnia roku 2000.	108
6.1	Prędkości ruchów pionowych (wyznaczone w roku 1985) [61] [31].	110
6.2	Prędkości ruchów pionowych (wyznaczone w roku 2006) [31].	111

Spis tablic

3.1	Podstawowe wskaźniki sumaryczne dla danych <i>PSInSAR</i>	26
4.1	Opis poszczególnych klas węzłów siatki interpolacji (liczba punktów <i>PS</i> : 5000) [55].	55
4.2	Porównanie czasu obliczeń dla zmodyfikowanej i podstawowej równoległej wersji algorytmu krigingu zwyczajnego [55].	56
5.1	Wydobycie węgla w roku 1991 w kopalniach z analizowanego fragmentu Zagłębia Dąbrowskiego [5].	63
5.2	Wskaźniki podsumowujące wyniki kross-walidacji.	73
5.3	Wyniki analizy czasowej danych <i>PSInSAR</i> dla obszaru Zagłębia Dąbrowskiego. .	74
5.4	Wyniki analizy czasowej danych <i>PSInSAR</i> z obszaru górniczego kopalni <i>Kazimierz-Juliusz</i>	89
5.5	Wielkość wydobycia węgla w kopalni <i>Grodziec</i> w latach 1992, 1993 i 1998.	98
5.6	Wyniki analizy czasowej danych <i>PSInSAR</i> z obszaru górniczego kopalni <i>Grodziec</i> .	103