Uniwersytet Warszawski Wydział Fizyki Instytut Geofizyki

ROZPRAWA DOKTORSKA

MARCIN POLKOWSKI

Lokalizacja ognisk trzęsień ziemi metodą propagacji wstecznej z wykorzystaniem implementacji metody *fast marching* w modelu 3D obszaru Polski

Promotor prof. dr hab. Marek Grad Zakład Fizyki Litosfery Instytut Geofizyki

Warszawa, czerwiec 2016

Streszczenie

Dokładne zlokalizowanie zjawiska sejsmicznego jest zadaniem wymagającym dużej ilości dobrych rejestracji sejsmicznych, dokładnej wiedzy na temat prędkości fal sejsmiczny w ośrodku, oraz algorytmu, który przeliczy mierzone na stacjach czasy wejścia fal na czas w źródle i lokalizację badanego zjawiska. W pracy przedstawiony jest trójwymiarowy model prędkości fali P dla obszaru Polski, pasywny eksperyment sejsmiczny "13 BB star", oraz implementacja algorytmu *fast marching* pozwalającego na obliczenie czasu propagacji frontu falowego w modelu 3D, która w połączeniu z metodą propagacji wstecznej frontu falowego pozwala na dokładne określenie lokalizacji ogniska trzęsienia ziemi na postawie pierwszych wstąpień fali. Praca przedstawia przykłady trzech zjawisk, dla których dzięki zapisom z eksperymentu pasywnego, modelowi 3D i metodzie propagacji wstecznej frontu falowego możliwe było dokładne określenie ich lokalizacji.

Abstract

Finding exact location of seismic event is a task that requires a lot of good quality seismic recordings, precise knowledge about seismic wave velocities in the area and algorithm, that will recalculate wave arrival times at stations into event source time and its location. This paper presents 3D model of P wave velocities in the area of Poland, passive seismic experiment "13 BB star", and implementation of the *fast marching* algorithm, that allows calculation of the wave front propagation time, that combined with wave front backpropagation method allows precise location of seismic event based on the first arrivals. Paper presents examples of three events for which recordings form passive experiments with use of 3D model and backpropagation method allowed accurate determination of their locations.

Serdecznie dziękuję mojej żonie Agnieszce i córce Klementynie za wsparcie oraz Profesorowi Markowi Gradowi za wsparcie i wyznaczanie właściwych kierunków.

Spis treści

| 1 | 1 Wprowadzenie | | | | | | |
|----------|------------------------|-----------------|--|----|--|--|--|
| I p | Tr łaszo | ójwyı cza Zi | niarowy model sejsmiczny skorupy i górnego iemi obszaru Polski | 3 | | | |
| 2 | $\mathbf{W}\mathbf{p}$ | rowadz | zenie do modelu 3D | 4 | | | |
| | 2.1 | Uzasa | dnienie konstrukcji modelu 3D | 4 | | | |
| | 2.2 | Badar | ıy obszar | 5 | | | |
| | 2.3 | Wcześ | niejsze badania i opracowania | 7 | | | |
| 3 | Dar | ne wejś | sciowe | 9 | | | |
| | 3.1 | Źródła | a danych | 9 | | | |
| | 3.2 | Prędk | ości fal w osadach na podstawie odwiertów geologicznych | 12 | | | |
| | | 3.2.1 | Pionowe profilowania sejsmiczne w odwiertach | 12 | | | |
| | | 3.2.2 | Zależność prędkość-głębokość dla jednostek geologicznych | 13 | | | |
| | | 3.2.3 | Zależność prędkość-głębokość dla okresów geologicznych | 15 | | | |
| | | 3.2.4 | Zależność prędkość-głębokość dla jednostek i okresów geolo- gicznych | 18 | | | |
| | | 3.2.5 | Podsumowanie | 23 | | | |
| | 3.3 | Prędk tów ge | ości w głębokich osadach podpermskich na podstawie odwier- eologicznych i sejsmiki refrakcyjnej | 25 | | | |
| | | 3.3.1 | Odwierty wirtualne z profili refrakcyjnych | 25 | | | |
| | | 3.3.2 | Zależność prędkość-głębokość dla Karpat i starszego paleozoiku | 26 | | | |
| | 3.4 | Mapa | głębokości podłoża sejsmicznego | 34 | | | |
| | | 3.4.1 | Problem geometrii podłoża krystalicznego i skonsolidowanego | 34 | | | |
| | | 3.4.2 | Mapy podłoża | 37 | | | |
| | | 3.4.3 | Finalna mapa podłoża sejsmicznego dla Polski | 40 | | | |

| | 3.5 | Geometria skorupy i mapa Moho | | | | | |
|--|--|---|---|---|--|--|--|
| 4 | Mod | del 3D | | | | | |
| | 4.1 | .1 Konstrukcja modelu 3D | | | | | |
| | | 4.1.1 | Dane do modelu geologicznego | 45 | | | |
| | | 4.1.2 Konstrukcja modelu geologicznego | | | | | |
| | | 4.1.3 | Dane do modelu prędkościowego | 47 | | | |
| | | 4.1.4 | Konstrukcja modelu prędkościowego | 47 | | | |
| | 4.2 | Przegla | ąd modelu 3D | 48 | | | |
| | | 4.2.1 | Model warstwa po warstwie | 48 | | | |
| | | 4.2.2 | Przekroje przez model 3D | 57 | | | |
| | | 4.2.3 | Dokładność modelu | 57 | | | |
| 5 | Pod | sumow | vanie modelu 3D | 63 | | | |
| II kr | P. awę | asywr dzi pl | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej | 1 67 | | | |
| II kr 6 | Pawę awę Wpi | asywn dzi pl rowadz | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" | 67 68 | | | |
| II kr 6 7 | Pa awę Wpi Sprz | asywn edzi pl rowadz zęt, op | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja | 67 68 71 | | | |
| II kr 6 7 | Pawę awę Wpr Sprz 7.1 | asywn dzi pl rowadz zęt, op Wypos | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja | 67 68 71 71 | | | |
| II kr 6 7 | P. awę Wpr Sprz 7.1 7.2 | asywn dzi pi rowadz zęt, op Wypos Oprogr | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji | 67 68 71 71 77 | | | |
| II kr 6 7 | P. awę Wpi Sprz 7.1 7.2 7.3 | asywn edzi pl rowadz zęt, op Wypos Oprog: Oprog: | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej senie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji | 67 68 71 71 77 80 | | | |
| II kr 6 7 | P. awę Wpr 5prz 7.1 7.2 7.3 7.4 | asywn dzi pi rowadz zęt, op Wypos Oprog: Oprog: Interfe | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji js WWW | 67 68 71 71 77 80 83 | | | |
| II kr 6 7 8 | P. awę Wpr 5prz 7.1 7.2 7.3 7.4 Reje | asywn dzi pi rowadz zęt, op Wypos Oprog: Oprog: Interfe | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji | 67 68 71 71 77 80 83 86 | | | |
| II kr 6 7 8 9 | P. awę Wpr Sprz 7.1 7.2 7.3 7.4 Reje Pod | asywn dzi pl rowadz zęt, op Wypos Oprog: Oprog: Interfe estracj sumow | hy eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej senie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji ramowanie i komunikacja po stronie serwera js WWW e vanie eksperymentu "13 BB star" | 67 68 71 71 77 80 83 86 90 | | | |
| II kr 6 7 8 9 II ws | P awę Wp Spr 7.1 7.2 7.3 7.4 Reje Pod I I | asywn dzi pl rowadz zęt, op Wypos Oprog Interfe estracj sumow | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej senie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji ramowanie i komunikacja po stronie stacji ramowanie i komunikacja po stronie serwera ramowanie i komunikacja po stronie serwera js WWW e zanie eksperymentu "13 BB star" zacja zjawisk sejsmicznych metodą propagacji wykorzystaniem metody fast marching | 67 68 71 71 77 80 83 86 90 90 | | | |
| II kr 6 7 8 9 II ws 10 | P awę Wp Spr 7.1 7.2 7.3 7.4 Reje Pod I I stec: Wp | asywn dzi pi rowadz zęt, op Wypos Oprog Interfe estracj sumow Cokali znej z | ny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na latformy wschodnioeuropejskiej zenie do eksperymentu "13 BB star" rogramowanie i komunikacja sażenie stacji | 67 68 71 71 77 80 83 86 90 90 i 93 94 | | | |

| 11.1 Wstęp teoretyczny \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots | 97 |
|---|--------------|
| 11.2 Zastosowanie praktyczne | 100 |
| 11.3 Implementacja metody fast marching | 104 |
| 11.3.1 Wydajność metody fast marching | 105 |
| 12 Propagacja wsteczna frontu falowego | 107 |
| 13 Przykłady zastosowania do lokalnych zjawisk sejsmicznych | 110 |
| 13.1 Zjawisko w Polkowicach, 5 lipca 2014 \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots | 110 |
| 13.2 Zjawisko w Zatoce Gdańskiej, 22 kwietnia 2015 | 120 |
| 13.3 Zjawisko w Jarocinie, 6 maja 2007 | 126 |
| 14 Podsumowanie metody fast marching i propagacji wstecznej | 133 |
| 15 Podsumowanie | 135 |
| Dodatki 1 | L 3 9 |
| A Kod źródłowy WatchDog | 140 |
| B Elementy interfejsu www "13 BB star" | 143 |
| C Kod źródłowy Fast Marching | 149 |
| Bibliografia 1 | 61 |

Rozdział 1

Wprowadzenie

Ze względu na zróżnicowaną budowę geologiczną i aktywność tektoniczną Ziemię można podzielić na trzy grupy obszarów w kontekście aktywności sejsmicznej. Wyróżnimy obszary sejsmiczne o częstych i silnych trzęsieniach ziemi, pensejsmiczne o rzadkich i słabych zjawiskach i pozbawione wstrząsów sejsmicznych obszary asejsmiczne. Większość terytorium Polski klasyfikowana jest jako obszar asejsmiczny, tylko obszar Karpat i Sudetów można określić jako pensejsmiczny. Na obszarze Polski zlokalizowanych jest 7 permanentnych stacji sejsmicznych prowadzących ciągłą rejestrację. Mała gęstość stacji praktycznie uniemożliwia rozpoznanie i zlokalizowanie zjawisk sejsmicznych o magnitudach mniejszych niż M3.0. Problem ten może być rozwiązywany dzięki przeprowadzonym na terenie Polski sejsmicznym eksperymentom pasywnym: PASSEQ 2006-2008 w centralnej i północnej Polsce oraz "13 BB star" na Pomorzu. Celem obu eksperymentów było badanie głębokich struktur Ziemi, ale ciągłe rejestracje pozwoliły zidentyfikować słabe zjawiska lokalne, pozwalające ocenić lokalną sejsmiczność w czasie trwania eksperymentów.

Samo zarejestrowanie fali sejsmicznej od zjawiska sejsmicznego jest połowicznym sukcesem, ponieważ nie daje informacji o samym zjawisku: ani czasu wystąpienia zjawiska, ani jego lokalizacji. Aby określić te parametry potrzebne są rejestracje sygnałów od tego samego zjawiska na możliwie dużej ilości stacji oraz wiedza o prędkościach sejsmicznych na badanym obszarze. W działaniach rutynowych wykorzystuje się zazwyczaj jednowymiarowe zależności prędkości fali P od głębokości. Oczywistą wadą takiego modelu jest brak zależności prędkości od lokalnych struktur. Obszar Polski jest w tym kontekście wyjątkowo złożony, ponieważ na przestrzeni 300 km mamy do czynienia ze zmianą grubości pokrywy osadowej od 300 metrów w Polsce północno-wschodniej do nawet 20 km w Polsce centralnej i w Karpatach. Zdecydowanie lepszym rozwiązaniem jest zastosowanie trójwymiarowego modelu prędkości fali P dla obszaru Polski skonstruowanego na podstawie ponad 100.000 odwiertów geologicznych, ponad 850 km pionowych profili sejsmicznych i ponad 7000 km sejsmicznych profili refrakcyjnych.

Podczas gdy dla modeli jednowymiarowych istnieją rutynowe metody, które dla

danej odległości epicentralnej i głębokości zjawiska zwracają czas przejścia fali, dla modelu trójwymiarowego proces nie jest oczywisty. Aby umożliwić obliczanie czasu propagacji fali w modelu 3D przygotowano implementację metody *fast marching* dedykowaną dla sejsmicznego modelu 3D obszaru Polski. Samo obliczenie czasów przebiegu nie wystarczy do określenia czasu i lokalizacji źródła, dlatego dla obszaru objętego modelem trójwymiarowym zaproponowano metodę wstecznej propagacji frontu falowego, która pozwala na określenie czasu wystąpienia zarejestrowanego zjawiska oraz wyznaczenie lokalizacji zjawiska z uwzględnieniem głębokości źródła dla wskazanego czasu.

W części I pracy przedstawiono trójwymiarowy model prędkości fal P dla obszaru Polski z dokładnym opisem procesu konstrukcji modelu na podstawie czterech publikacji: Grad i Polkowski [2012]; Polkowski i Grad [2015]; Grad i Polkowski [2016]; Grad, Polkowski i Ostaficzuk [2016].

W części II przestawiono pasywny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" ze szczególnym naciskiem na autorskie rozwiązania dotyczące konstrukcji stacji i systemu bezprzewodowej akwizycji danych *on-line* i ich wstępnej analizy. Eksperyment został opisany w publikacji Grada, Polkowskiego, Wilde-Piórko, Suchcickiego i Aranta [2015].

W części III przestawiono implementację metody *fast marching* pozwalającej na wydajne obliczanie czasu propagacji fal w modelu 3D oraz metodę wstecznej propagacji czoła falowego, która pozwala na lokalizowanie zjawisk o obrębie modelu 3D zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Przedstawiono również przykłady lokalizacji trzech zjawisk: dwóch zarejestrowanych na stacjach eksperymentu "13 BB star", oraz jednego zarejestrowanego na stacjach eksperymentu PASSEQ 2006-2008, z wykorzystaniem zapisów stacji permanentnych. Zjawisko w okolicy Jarocina zostało zidentyfikowane dzięki gęstemu rozstawieniu stacji eksperymentu PASSEQ 2006-2008, a jego lokalizacja została opublikowana przez Połkowskiego, Plesiewicz, Wiszniowskiego i Wilde-Piórko [2016]

Część I

Trójwymiarowy model sejsmiczny skorupy i górnego płaszcza Ziemi obszaru Polski

Rozdział 2

Wprowadzenie do modelu 3D

2.1 Uzasadnienie konstrukcji modelu 3D

Sejsmologia jest nauką zajmującą się rejestracją, opisem i interpretacją fal spręzystych propagujących się wewnątrz Ziemi. Podstawowym parametrem poddawanym dalszej interpretacji jest czas przejścia fali od źródła do rejestratora. O ile samo zarejestrowanie dokładnego, bezwzględnego czasu przyjścia czoła fali do punktu rejestracji jest współcześnie czynnością rutynową dzięki wynalazkom takim jak system satelitarny GPS, o tyle obliczenie czasu przejścia fali i znalezienie jej toru od źródła do odbiornika nie jest już takie proste, ponieważ nie jest explicite znana ani lokalizacja wstrząsu, ani dokładny czasie kiedy miał miejsce. Oczywiście te dwa parametry da się określić dysponując odpowiednia dużą liczbą rejestracji danego zjawiska i modelem rozładu prędkości fal. Ziemia ma złożoną strukturę wewnętrzną i jest bardzo zróżnicowana - występujące na powierzchni kontynenty, oceany i łańcuchy górskie maja swoje wyraźnie odzwierciedlenie w strukturach wewnetrznych skorupy i płaszcza Ziemi, a to tylko warstwa wierzchnia olbrzymiej planety. Istnieje wiele modeli, w których parametry skał zależą tylko od głębokości (Dziewonski i Anderson [1981]; Kennet [1991]; Kennett i in. [1995]). Takie modele jednowymiarowe sa czesto wykorzystywane do szybkich obliczeń i jako referencyjne do dalszych badań.

Alternatywą dla modeli jednowymiarowych są modele trójwymiarowe, jednak ze względu na ograniczoną ilość danych źródłowych, których trzeba użyć do budowy takiego modelu 3D są one zawsze kompromisem pomiędzy wielkością opisywanego obszaru a rozdzielczością i dokładnością. W tej części mojej pracy chciałbym zaprezentować proces zbierania danych i budowy wysokiej rozdzielczości trójwymiarowego modelu sejsmicznego obszaru Polski dla osadów, skorupy skonsolidowanej i górnego płaszcza. Przedstawiony model trójwymiarowy jest wynikiem kompilacji nie tylko danych sejsmicznych, ale również wyników innych badań geofizycznych, między innymi anomalii grawimetrycznych, strumienia cieplnego, anomalii magnetycznych oraz pomiarów magnetotellurycznych.

2.2 Badany obszar

Polska położona jest na styku trzech głównych jednostek tektonicznych Europy: prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej (East European Craton - EEC) na północnym wschodzie, waryscyjskiej platformy zachodnioeuropejskiej (West European Platform - WEP) na południowym zachodzie, oraz młodszych alpidów Karpat na południu (Rysunek I.2.1). Szew transeuropejski (Trans European Suture Zone -TESZ) pomiędzy platformą wschodnioeuropejską i platformą zachodnioeuropejską jest jednostką ciągnącą się ponad 2000 km od Morza Północnego aż do północnego wybrzeża Morza Czarnego (przez Danię, Niemcy, Polskę, Ukrainę, Rumunię i Mołdawię). Południowo-zachodnim ograniczeniem kratonu jest strefa Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), której szerokość wynosi od 50 do 100 km i siega do 200 km w głab Ziemi (Zielhuis i Nolet [1994]; Schweitzer [1995]; Wilde-Piórko i in. [2010]). Południowo-zachodnia krawędź platformy wschodnioeuropejskiej jest w Polsce ograniczona przez sieć uskoków w strefie szwu transeuropejskiego, który w kierunku północnym kontynuuje się jako strefa Sorgenfreia-Tornquista (Sorgenfrei-Tornquist Zone - STZ). Struktura tych utworów jest skomplikowania i cały czas podlega dyskusji (np. Teissevre [1893]; Tornquist [1908]; Znosko [1970]; Dadlez [1982]; Ziegler [1990]; Pozaryski i in. [1992]; Berthelsen [1998]; Pharaoh [1999]; Winchester [2002]; Teisseyre i Teisseyre [2002]). Łuk Karpt na południu Polski jest elementem składowym basenu śródziemnomorskiego, skomplikowanego obszaru kolizji pomiędzy płytą północnoeuropejską i adriatycką (np. Golonka i in. [2003a,b]).

Styk wszystkich tych jednostek geologicznych o skali kontynentalnej ma swoje odbicie w skomplikowanej strukturze tektonicznej obszaru Polski. Poza skomplikowaną strukturą sejsmiczną, obszar ten jest również związany z silnymi anomaliami grawimetrycznymi, magnetycznymi i cieplnymi. Anomalie te są silnie związane z dużymi zmianami struktury, do których dochodziło w historii geologicznej tego obszaru.

Anomalie Bouguera (Królikowski i Petecki [1995]; Wybraniec [1999]; Bielik i in. [2006]) osiągają w strefie szwu transeuropejskiego wartości -60 mGal. Sąsiadujące utwory paleozoiczne na południowym-zachodzie i platforma wschodnioeuropejska na północnym-wschodzie charakteryzują się anomaliami bliskim zeru: odpowiednio do +20 i +10 mGal. W Karpatach wartości anomalii Bouguera osiągają do -80 mGal. Zjawisko kompensacji izostatycznej jest szeroko dyskutowane przez Krysińskiego i in. [2009; 2015].

Anomalnie magnetyczne (Wybraniec [1999]; Petecki i in. [2003]) w strefie TESZ

i w Karpatach są przytłumione (± 100 nT), co może być spowodowane dużą głębokością podłoża magnetycznego. Wartości anomalii magnetycznych na platformie wschodnioeuropejskiej wynoszą od -1500 do +1500 nT i dobrze korelują z lokalnymi strukturami tektonicznymi i intruzjami.

Zmiany strumienia ciepła na obszarze Polski (Karwasiecka i Bruszewska [1997]; Majorowicz i in. [2003]) wskazują na znaczącą zmianę warunków cieplnych. Strefa TESZ oddziela "zimną" platformę wschodnioeuropejską na północnym wschodzie z niskim strumieniem ciepła ok. 40 mW/m² od "gorących" utworów paleozoicznych na zachodzie i Karpat na południu z wartościami strumienia cieplnego na poziomie 70 mW/m². Zgodnie z mapą Szewczyka i Gientki [2009], gęstość strumienia cieplnego w Polsce zmienia się od mniej niż 40 mW/m² na północnym wschodzie do prawie 100 mW/m² w zachodniej i południowo-zachodniej Polsce.



Rysunek I.2.1. Szkic tektoniczny utworów przedpermskich Europy centralnej. Niebieska ramka wyznacza badany obszar. Mapa przygotowana na podstawie: Pożaryski i Dembowski [1983]; Ziegler [1990]; Winchester [2002]; Narkiewicz i in. [2014, 2011]; Cymerman [2007]; Skridlaite i in. [2006].

Skróty użyte na mapie: Ard.-Rhen. M — Ardenno–Rhenish Massif; BT — Baltic Terrane; FSS — Fennoscandia–Sarmatia Suture; HCM — Holy Cross Mountains; MB — Małopolska Block; MLSZ — Mid-Lithuanian Suture Zone; MSFTB — Moravian–Silesian Fold–and–Thrust Belt; PLT — Polish–Latvian Terrane; PM — Pomerania Massif; RFH — Ringkobing–Fyn High; RO — Rønne Graben; STZ — Sorgenfrei–Tornquist Zone; Thor S. — Thor Suture; TTZ — Teisseyre–Tornquist Zone; USB — Upper Silesian Block; VA — Voronezh Anteclise; VDF — Variscan Deformation Front.

2.3 Wcześniejsze badania i opracowania

Prędkości fal sejsmicznych w osadach znane są głównie z analiz pionowych profili sejsmicznych w odwiertach (Vertical Seismic Profile - VSP). Przed powstaniem opisywanego w tej pracy modelu 3D dla całej Polski istniało kilka lokalnych opracowań, między innymi dla monokliny przedsudeckiej (Śliwiński [1965]), wybranych fragmentów synklinorium brzeżnego (Ptak [1966]; Żaruk [1971]; Kamińska i Zagórski [1978]; Świtek [1983]) oraz platformy wschodnioeuropejskiej i paleozoicznej (Grad [1987, 1991]; Grad i in. [1990]). Profile prędkości VSP były wykonane rutynowo w wielu głębokich odwiertach geologicznych (najstarszy użyty w tej pracy odwiert został wykonany w 1952 roku, a najmłodszy ponad 50 lat później).

Podłoże sejsmiczne, jego geometria i prędkości fali, było badane na podstawie regionalnych sejsmicznych profili refrakcyjnych i odwiertów geologicznych. Mapa głębokości podłoża dla całej platformy wschodnioeuropejskiej w północno wschodniej Polsce była przygotowana przez Skorupę [1974]. Opracowanie to pokrywało obszar platformy, gdzie miąższość sedymentów wynosi do 0.3-1.0 km na obszarze wyniesienia Mazursko-Białoruskiego i dochodzi do 10 km na krawędzi platformy.

Struktura skorupy ziemskiej dla obszaru Polski była dokładnie badana przez szereg refrakcyjnych profili sejsmicznych na przestrzeni ostatnich 40 lat (Guterch i in. [1986, 1994, 2007, 2015a]). Pierwsza uproszczona mapa struktur skorupowych została przedstawiona przez Gutercha i in. [1986; 1999]. Wyniki te uwidoczniły złożone struktury skorupowe w strefie TT i pokazały, że szerokość strefy wynosi od 50 km w Polsce centralnej do 100 km w Polsce północnej i południowo-wschodniej. Grubość skorupy w obszarze platformy zachodnioeuropejskiej wynosiła 28-35 km, a w obszarze platformy wschodnioeuropejskiej 42-47 km. Mapa pokazała również, że głębokość granicy Moho w strefie TT wynosiła od 35 km na północynym zachodzie Polski, przez ok. 50 km w Polsce centralnej, do 55 km w części południowej strefy TT, a prędkości fali P bezpośrednie pod granicą Moho wynosiły 8.2-8.4 km/s. W części centralnej strefy TT została zidentyfikowana warstwa wysokoprędkościowej (7.5 km/s) dolnej skorupy.

Kolejna mapa głębokości granicy Moho wokół strefy TESZ obrazująca centralną i północną Polskę była przygotowana na podstawie nowszych wyników refrakcyjnych (profile LT-7, TTZ oraz eksperyment POLONAISE'97) i została przedstawiona przez Jensen i Thybo [2002]. Główną cechą mapy było pokazanie jasnej korelacji pomiędzy głębokości Moho ze strukturami geologicznymi strefy TESZ. Główną cechą topografii granicy Moho jest stromy spadek w kierunku północno wschodnim wzdłuż strefy TT, gdzie grubość skorupy zmienia się z 34 do 44 km na odległości 80 km. Mapa pokazuje również spadek w kierunku północny-zachód / południowywchód w centralnej Polsce do 50 km głębokości. Ta cecha jest widoczna na obydwu mapach (Jensen i Thybo [2002]; Guterch i in. [1986]) i była określona na podstawie wczesnych badań refrakcyjnych. Późniejsza reinterpretacja profili LT-2, LT-4 i LT-5 pokazała, że głębokość Moho w tym obszarze została wcześniej zawyżona (Grad i in. [2005]). Zostało to później potwierdzone przez wyniki z nowszych profili refrakcyjnych: P4 i CEL03 (np. Grad i in. [2003b]; Janik i in. [2005]).

Rozdział 3

Dane wejściowe

3.1 Źródła danych

Przez ostatnie kilkadziesiąt lat wykonano na obszarze Polski ponad 100 tysięcy odwiertów geologicznych (Rysunek I.3.1a). W zależności od sytuacji były to odwierty typowo badawcze, złożowe, kartograficzne bądź hydrogeologiczne. Dla większości wykonywanych odwiertów badano zmiany rodzaju i składu skał wraz z głębokością odwiertów - opisywano stratygrafie otworu. Dane te pozwoliły na wykonanie map zasięgów i głębokości poszczególnych wydzieleń stratygraficznych. Dokładność oceny stratygrafii dla poszczególnych otworów jest rożna, dlatego dla potrzeb tego modelu przyjęto uproszony podział sedymentów na 6 warstw: trzeciorzęd i czwartorzęd, kreda, jura, trias, perm i osady przedpermskie. Należy tutaj podkreślić, że głębokości odwiertów były bardzo różne i tylko 6 028 odwiertów nawierca osady przedpermskie (Rysunek I.3.1b). Mapy zasięgów i głębokości dla wspomnianych 6 warstw zostały przygotowane na podstawie danych otworowych i opublikowane w geologicznym atlasie cięć poziomych (Kotański [1997]; Piotrowska i in. [2005]; Małolepszy [2005], http://model3d.pgi.gov.pl/). Niestety dane odwiertowe nie pozwalają na określenie głębokości poszczególnych warstw w strefie TESZ i w Karpatach, gdzie miaższość osadów przekracza miejscami 10 km. W tym obszarze mapy uzupełniane były danymi z profili refrakcyjnych i magnetotellurycznych.

W części spośród 100.000 odwiertów geologicznych wykonano profilowania sejsmiczne, czyli pionowy pomiar prędkości fali sejsmicznej z głębokością. Do opracowania modelu wykorzystano 1188 takich odwiertów (Rysunek I.3.1c). Dane te pozwoliły na określenie prędkości sejsmicznych w poszczególnych warstwach osadowych w modelu. Ze względu na zróżnicowaną dokładność i zasięg głębokościowych profili prędkości w odwiertach dalsza analiza została wykonana poprzez określanie krzywej zależności prędkości od głębokości oddzielnie dla każdej warstwy i obszaru. Polska została podzielona na 14 obszarów geologicznych według Sokołowskiego [1968; 1992] (Rysunek I.3.1c):

- A platforma wschodnioeuropejska;
- B obniżenie wielkopolskie; B_1 synklinorium brzeżne; B_2 antyklinorium pomorsko-kujawskie; B_3 synklinorium szczecińsko-łódzkie; B_4 monoklina przedsudecka północna;
- C obszar fałdowo-blokowy; C_a Sudety i blok przedsudecki; C_b blok górnośląski; C_c południowa monoklina przedsudecka; C_d synklinorium miechowskie, antyklinorium goleniowskie i antyklinorium świętokrzyskie; C_e wyniesienie dolnego sanu; C_f synklinorium lubelskie;
- D Karpaty; D_a Karpaty zewnętrzne; D_b jednostka śląska; D_c płaszczowina magurska i Karpaty wewnętrzne

Do określenia geometrii i prędkości głębszych warstw modelu wykorzystano dwuwymiarowe profile refrakcyjne:

- Eksperyment POLONAISE'97 (Guterch i in. [1999]): profil P1 (Jensen i in. [1999]), profil P2 (Janik i in. [2002]), profil P3 (Środa i in. [1999]), profil P4 (Grad i in. [2003b]), profil P5 (Czuba i in. [2001]);
- Eksperyment CELEBRATION 2000 (Guterch i in. [2003]): profile CEL01 i CEL04 (Środa i in. [2006]), profil CEL02 (Malinowski i in. [2005]), profil CEL03 (Janik i in. [2005]), profil CEL05 (Grad i in. [2006]), profil CEL10 (Hrubcová i Środa [2008]), profile CEL06, CEL11, CEL12, CEL13, CEL14, CEL21, CEL22 i CEL23 (Janik i in. [2009, 2011]);
- Eksperyment SUDETES 2003 (Grad i in. [2003c]): profil S01 (Grad i in. [2008]), profile S02, S03 i S06 (Majdański i in. [2006]);
- Inne profile: profile LT-2, LT-4 i LT-5 (Grad i in. [2005]), profil LT-7 (Guterch i in. [1994]), profile M-7 i M-9 (Grad [1991]), profil TTZ (Grad i in. [1999]), profil PANCAKE (Starostenko i in. [2013]), profil 1-VI-66 (Grad i in. [1990]).

Ze względu na konieczność połączenia danych o prędkościach z odwiertów geologicznych i dwuwymiarowych profili refrakcyjnych wprowadzono pojęcie *odwiertu wirtualnego*, czyli jednowymiarowego profilu prędkości z głębokością branego z dwuwymiarowych modeli refrakcyjnych co zadany interwał odległości licząc po trasie profilu.



Rysunek I.3.1. Lokalizacja odwiertów i profili sejsmicznych w Polsce, na podstawie których zbudowany został trójwymiarowy model prędkości fal P (Grad i in. [2016]). (a) Lokalizacja ponad 100.000 odwiertów geologicznych w Polsce, które posłużyły do opracowania geometrii poszczególnych warstw osadowych w modelu Małolepszego [2005]. (b) Lokalizacja 6028 odwiertów, które nawiercają osady podpermskie (poza Karpatami). (c) Lokalizacja 1188 odwiertów z pionowymi profilowaniami sejsmicznymi (VSP) wraz z uproszczonym podziałem geologicznym Polski według Sokołowskiego [1968; 1992]. Oznaczenia jednostek geologicznych: A - platforma wschodnioeuropejska; B - obniżenie wielkopolskie; B₁ - synklinorium brzeżne; B₂ - antyklinorium pomorskokujawskie; B₃ - synklinorium szczecińsko-łódzkie; B₄ - monoklina przedsudecka północna; C - obszar fałdowo-blokowy; C_a - Sudety i blok przedsudecki; C_b - blok górnośląski; \mathbf{C}_c - południowa monoklina przedsudecka; \mathbf{C}_d - synklinorium miechowskie, antyklinorium goleniowskie i antyklinorium świętokrzyskie; C_e - wyniesienie dolnego sanu; C_f - synklinorium lubelskie; D - Karpaty; D_a - Karpaty zewnętrzne; D_b - jednostka śląska; \mathbf{D}_c - płaszczowina magurska i Karpaty wewnętrzne. Czerwona kropka w południowo-wschodniej Polsce pokazuje lokalizację najgłębszego odwiertu Kuźmina 1, sięgającego do 7541 metrów pod poziom terenu. (d) Lokalizacja eksperymentów/profili refrakcyjnych: lista profili w tekście. Zaznaczony fragment profilu P4 pokazuje lokalizacje przekroju z Rysunku I.3.20, a kropka na profilu P4 oznacza lokalizację punktu strzałowego SP4020.

3.2 Prędkości fal w osadach na podstawie odwiertów geologicznych

3.2.1 Pionowe profilowania sejsmiczne w odwiertach

W tej części wykorzystano pionowe profilowania sejsmiczne (Vertical Seismic Profiling - VSP) z 1188 odwiertów z Polski. Do wcześniej analizowanego zbioru odwiertów z platformy wschodnioeuropejskiej (261 odwiertów z Centralnego Archiwum PIG, Grad [1987]) i platformy paleozoicznej (401 odwiertów z zasobów PGB, Grad [1991]) dołączono 526 nowszych odwiertów aby lepiej pokryć obszar południowej Polski, w szczególności Karpat i powiększyć zbiór danych na platformach. Lokalizacja otworów wraz z użytym podziałem na obszary pokazana jest na Rysunku I.3.1. Większość odwiertów sięga do 1000–3500 m głębokości. Najgłębszy polski odwiert, Kuźmina 1, sięga do 7541 metrów i ma zmierzone prędkości sejsmiczne do głębokości 7520 m (czerwona kropka na Rysunku I.3.1).

Analizowane dane prędkościowe były mierzone rutynowymi metodami przez kilka dekad. Dla starszych odwiertów określono wartość prędkości warstwowej (Rysunek I.3.2a) dla kolejnych warstw od trzeciorzędu do kambru. W przypadkach, gdy w danej warstwie prędkości były bardzo zróżnicowane wprowadzano dokładniejszy podział i podawano kilka prędkości warstwowych. W nowszych odwiertach prędkości były wyznaczane cyfrowo co zadany interwał głębokości, zazwyczaj 20 m, niezależnie od klasyfikacji stratygraficznej (Rysunek I.3.2b). We wszystkich rysunkach dane ze starych otworów można rozpoznać jako długie linie, a z nowych jako krótkie kreski. Dla uproszczenia wspólnej analizy wszystkie dane zostały interpolowane do inter-



Rysunek I.3.2. Schemat ilustrujący dane z pionowego profilowania sejsmicznego w odwiertach. (a) Stary odwiert z prędkościami warstwowymi: 261 odwiertów (Grad [1987]) + 401 odwiertów, (Grad [1991]) (b) Prędkości interwałowe określane na podstawie czasu przejścia mierzonego co 20 metrów: nowy zbiór danych z 526 odwiertów.

wałów 1 m. Wyniki analizy prędkości fal P obszaru Polski na podstawie danych z odwiertów zostały opublikowane w pracy Grada i Polkowskiego [2012].

3.2.2 Zależność prędkość-głębokość dla jednostek geologicznych

W pierwszej kolejności określono zależności prędkości od głębokości dla poszczególnych jednostek geologicznych (A, $B_1, ..., D_c$). Zestawienie tych danych pokazane jest na Rysunku I.3.3. Oryginalne dane - prędkości warstwowe i interwałowe - pokazane są jako pionowe jasno niebieskie długie kreski i krótkie kreseczki. Rozrzut danych jest bardzo duży, nawet w ramach tej samej jednostki geologicznej. W kilku przypadkach (głównie prędkości interwałowych) usunięto wartości przekraczające 7000 m/s - wartości nierealne dla pokrywy osadowej będące prawdopodobnie wynikiem błędu pomiarowego. Mimo dużego rozrzutu wyraźnie widoczny jest wzrost prędkości z głębokością. Średnie kroczące liczone z głębokością (czerwone linie na Rysunku I.3.3) są zaskakująco stabilne w stosunku do pierwotnego rozrzutu danych. Rozrzut wartości średniej kroczącej zauważalnie rośnie z głębokością - jest to związane z malejąca ilościa dostępnych danych. Predkości średnie zostały przybliżone za pomocą wielomianu drugiego stopnia - odpowiadające krzywe i wartości współczynników pokazane są na Rysunku I.3.3. Pozioma linia przerywana oznacza maksymalną głębokość, dla której wielomian dobrze aproksymuje prędkości. Poniżej tej głębokości założono stałą wartość prędkości. Ostatni wykres na Rysunku I.3.3 pokazuje wszystkie dane dla wszystkich jednostek geologicznych. W tym przypadku do aproksymacji użyty został wielomian trzeciego stopnia, który dobrze aproksymuje prędkość dla głębokości od 0 (powierzchnia Ziemi) do 6000 m. Krzywa aproksymująca wszystkie dane jest pokazana w tle każdego wykresu jako zielona linia z zielonym pasem o szerokości ± 500 m/s. Wartość ± 500 m/s została wybrana arbitralnie dla wizualizacji rozrzutu danych.

Zależność prędkości od głębokości dla całej Polski może być traktowana jako punkt odniesienia do porównania z poszczególnymi jednostkami geologicznymi. Prędkości w osadach w Polsce centralnej (antyklina kujawsko-pomorska (B₂), synklina Szczecin-Łódź (B₃) i północna monoklina przedsudecka (B₄)) są bardzo podobne do prędkości średniej dla całej Polski. Prędkości niższe od średniej można zaobserwować w obszarach A i B₁, a wyższe w Polsce południowej (jednostki C_a, C_b, C_c, C_d i C_f). W Polsce południowo-wschodniej, osady Karpat są zmieszane i zdominowane przez flisz. Co interesujące, widać wzrost prędkości w kierunku Karpat wewnętrznych. Po kolei w jednostkach C_e, D_a, D_b i D_c prędkości rosną systematycznie o około 250 m (na przykład dla głębokości 2000 m wynoszą odpowiednio 3598, 3886, 4617 i 4430 m/s).



Rysunek I.3.3. Prędkości fali P w pokrywie osadowej mierzone w odwiertach na terenie Polski. Jasno niebieskie pionowe kreski oznaczą prędkości warstwowe i interwałowe z odwiertów. Czerwona linia do średnia krocząca prędkości o długości 50 m, a czarna to wielomian dopasowany do średniej kroczącej. Pozioma czarna linia przerywana oznacza granicę zasięgu działania dopasowanego wielomianu. Podział na jednostki geologiczne pokazany jest na Rysunku I.3.1c. All odnosi się do wszystkich jednostek razem. Linia zielona oznacza relację prędkość-głębokość obliczoną dla wszystkich osadów w całej Polsce a pas o szerokości ± 500 m/s jest pomocny w ocenie rozrzutu danych. Według Grada i Polkowskiego [2012].

3.2.3 Zależność prędkość-głębokość dla okresów geologicznych

Rozrzut wartości prędkości w jednostkach geologicznych jest znaczący i wynosi 1000–2000 m/s. Jednym z powodów występowania tak dużego rozrzutu może być występowanie skał różnego wieku na podobnych głębokościach w różnych częściach badanego obszaru. Nawet w ramach jednej jednostki geologicznej zakres głębokości występowania skał z danego okresu może być bardzo różny, szczególnie jeśli jednostka ma skomplikowaną budowę geologiczną. Drugim krokiem analizy prędkości w osadach jest określenie relacji prędkość-głębokość dla poszczególnych okresów geologicznych od trzeciorzędu i czwartorzędu do kambru. Podobnie jak w poprzedniej sekcji średnie kroczące o długości 50 m zostały przybliżone wielomianami pierwszego i drugiego stopnia dla możliwie najlepszego dopasowania do danych wejściowych (Rysunki I.3.4–I.3.6).

Prędkości dla osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych (Tertiary and Quaternary - TQ) na obszarze nizinnym (Lowland; jednostki A, B i C_a) pokazane są na Rysunku I.3.4. Dla większości obszaru Polski miąższość osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych jest niewielka i nie przekracza 450 m. Średnio prędkości rosną od 1787 m/s na powierzchni do 1964 m/s na głębokości 300 m. Zarówno prędkości jak i ich rozrzut w tym kompleksie są relatywnie małe. W związku z tym osady trzeciorzędu i czwartorzędu dla obszaru niziny są analizowane wspólnie i opisane jedną krzywą. W południowej Polsce na przedgórzu i w zapadlisku karpackim miąższość osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych osiąga 3000 m (dla jednostek C_b, C_d i C_e; Rysunek I.3.4) i wyższe prędkości dochodzące do 3700 m/s.



Rysunek I.3.4. Rozkład wartości prędkości z głębokością dla trzeciorzędu i czwartorzędu na obszarze nizinnym dla jednostek A, B₁, B₂, B₃, B₄, C_a, C_c i C_f oraz dla południowej Polski dla jednostek C_b, C_d i C_e. Uwaga na różną skale wykresów. Pozostałe wyjaśnienia jak na Rysunku I.3.3

Dane z pionowych profilowań w rejonie Karpat (jednostka D) zdominowane są przez grube osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe oraz osady kredowe, podczas gdy starsze osady (od jury do kambru) zostały osiągnięte przez nieliczne odwierty (Rysunek I.3.5). Prędkości w osadach trzeciorzędowych i czwartorzędowych w Karpatach są o ok. 500 m/s większe niż dla niziny - porównanie można zobaczyć na pierwszym wykresie na Rysunku I.3.5.

Zbiór wykresów z analizami prędkości dla okresów od kredy do kambru poza Karpatami pokazany jest na Rysunku I.3.6. Także w tym przypadku średnia dla wszystkich sedymentów (zielona linia z obszarem ± 500 m/s) jest pokazana jako punkt odniesienia. Rozrzut wartości prędkości jest nadal znaczący, ale rozproszenie wydaje



Rysunek I.3.5. Rozkład wartości prędkości z głębokością dla Karpat (jednostka D) dla trzeciorzędu i czwartorzędu, kredy, jury do kambru i dla wszystkich osadów Karpackich. Dla porównania pokazania zależność prędkości od głębokości dla osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych z obszaru niziny z Rysunku I.3.4. Pozostałe wyjaśnienia jak na Rysunku I.3.3

się mniejsze i pozwala na zaobserwowanie wzrostu prędkości ze wzrostem głębokości dla większości przypadków. Dla kredy zastosowano liniową zależność prędkości od głębokości działającą do głębokości 2846 m. Dla jury, triasu i karbonu wielomiany drugiego stopnia bardzo dobrze przybliżają prędkości z głębokością do głębokości kolejno 3679, 4913 i 5580 m. Wyjątkiem są skały permskie i dewońskie, gdzie wzrost prędkości z głębokością nie jest taki znaczący. W obu przypadkach prędkości są wysokie, rzędu 4800–5200 m/s i w niektórych przypadkach można traktować prędkości w tych warstwach jako stałe o wartościach kolejno 4778 \pm 188 m/s i 4753 \pm 326 m/s dola permu i dewonu. Skały sylurskie charakteryzuje stosunkowo niska prędkość, która na głębokości 2000 m jest o 500 m/s mniejsza od średniej. Dla ordowiku i kambru krzywe prędkości od głębokości są bardzo podobne do krzywej średniej dla Polski i podparte małą ilością danych, więc w przypadku tych okresów lepszym rozwiązaniem może być stosowanie średniej krzywej ogólnopolskiej.



Rysunek I.3.6. Rozkład wartości prędkości z głębokością dla poszczególnych okresów geologicznych od kredy do kambru dla całego badanego obszaru bez Karpat. Pozostałe wyjaśnienia jak na Rysunku I.3.3

Dla badanej pokrywy osadowej obserwowany jest widoczny wzrost prędkości fali sejsmicznej z głębokością. Najniższe wartości prędkości występują dla osadów trzeciorzędu i czwartorzędu (ok. 1800 m/s), a najwyższe dla osadów permskich i dewońskich (ok. 5000 m/s). Największy kontrast prędkości obserwowany jest pomiędzy osadami triasu i permu - wynosi on ok 1000 m/s i tworzy wyraźną nieciągłość sejsmiczną pomiędzy tymi warstwami.

3.2.4 Zależność prędkość-głębokość dla jednostek i okresów geologicznych

Duża ilość odwiertów z pionowymi profilowaniami sejsmicznymi pozwoliła na wykonanie dokładniejszej analizy. W Karpatach cały kompleks osadowy osiągany



Rysunek I.3.7. Przykłady rozkładu wartości prędkości z głębokością dla wybranych jednostek i okresów geologicznych. Gruba zielona linia pokazuje średnią zależność dla całej Polski przesuniętą o wartość x dla osiągnięcia najlepszego dopasowania do danych. Pozostałe wyjaśnienia jak na Rysunku I.3.3

przez odwierty jest budowany przez flisz, którego nie da się rozdzielić na poszczególne okresy geologiczne i analiza tych osadów została pokazana na Rysunku I.3.5 i nie będzie już powtarzana. Ostatecznie do przeanalizowania pozostało 9 okresów geologicznych w 11 jednostkach co daje w sumie 99 kombinacji i wzorów zależności prędkości od głębokości. W praktyce ta liczba jest mniejsza, ze względu na brak niektórych osadów w niektórych jednostkach (np. nie ma osadów kredowych w bloku górnośląskim) lub niewystarczającą głębokość odwiertów (np. osady starszego paleozoiku w antyklinorium pomorsko-kujawskim). Dodatkowo należy pamiętać, że



Rysunek I.3.8. Rozkład wartości prędkości z głębokością dla wszystkich jednostek i okresów geologicznych. Dla każdego wykresu w nawiasie podano ilość odwiertów z których pochodzą dane. Pozostałe objaśnienia jak w Rysunku I.3.7. Wartości wszystkich współczynników podane są w Tabeli 3.1

ilość danych dla poszczególnych par okres - jednostka jest różna.

Wybrane przykłady analizy zależności prędkość - głębokość dla par okres - jednostka są przedstawione na Rysunku I.3.7. Dla kredy w jednostce A prędkości do głębokości 1200 m są aproksymowanie funkcją liniową. Podobna sytuacje jest dla syluru w jednostce A, triasu w jednostce B₁, i kredy w jednostce C_a. W każdym z tych przypadków przybliżenie funkcją liniową działa w całym pokazanym zakresie głębokości, dzięki wystarczającej ilości danych wejściowych. Dla permu w jednostce B₄ ilość dostępnych danych jest duża, natomiast przy tym mocno rozrzucona, ale wartości średniej kroczącej są bliskie stałej w całym zakresie głębokości, więc wynikiem jest stała prędkość niezależna od głębokości. Dla dewonu w jednostce B₂ i kambru w jednostce C_f ilość danych jest bardzo ograniczona i w obu tych przypadkach aproksymacja prędkości za pomocą stałej wydaje się najlepszym rozwiązaniem.

Problemem może być ekstrapolacja prędkości poza bezpieczny zakres głębokości. Użycie wzoru wielomianowego poza testowanym zakresem może prowadzić do rezultatów zupełnie nierealnych i niefizycznych - zawyżonych lub zaniżonych. W takim przypadku lepszym wydaje się wykorzystanie średniej krzywej dla Polski przesuniętej o stałą wartość x:

$$V(z) = (2088.1 + x) + 1.6338z + 0.0003494z^{2} + (2.5918 \times 10^{-8})z^{3}$$
(3.1)

Wartość x może być dobrana na dwa sposoby. Pierwszym sposobem doboru x jest dopasowanie przesuniętej średniej krzywej dla Polski do danych z danej pary okres - jednostka. Tak obliczone wartości x podane są na Rysunku I.3.7 i w Tabeli 3.1. Wartości tak zdefiniowanego x wynoszą od -428.0 m/s dla triasu w jednostce B₁ do 766.3 m/s dla kambru w jednostce C_f i dobrze obrazują zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi okresami i jednostkami. Wadą tego sposobu jest brak ciągłości wartości prędkość dla głębokości wykraczających poza zakres stosowalności danej krzywej lokalnej. Można ten problem rozwiązać stosując drugi sposób na ekstrapolację prędkości poza bezpieczny zakres głębokości: należy zastosować dwie średnie ogólnopolskie przesunięte w taki sposób, a by pierwsza była równa co do wartości krzywej lokalnej na głębokości, od której można ją stosować, ale druga była równa na głębokości zarówno poniżej, jak i powyżej zakresu stosowalności lokalnego wzoru, a uzyskane wartości prędkości są ciągłe z głębokością (krzywa prędkości od głębokości jest ciągła, ale nie gładka).

Zestaw wykresów dla wszystkich par okres - jednostka jest przedstawiony na Rysunku I.3.8, a komplet wszystkich wartości współczynników wielomianów i zakresów ich stosowalności wraz z wartością przesunięcia x zebrane są w Tabeli 3.1.

| | | a | b | С | Δ | \sum | x |
|------|------------------|-------------------|---------------------|-----------------------------------|-------------|----------|------------------|
| | А | 1982.7 ± 12.2 | 0.9809 ± 0.0176 | | 0 - 1200 | 41053 | -340.9 ± 8.6 |
| | B_1 | 2090.1 ± 12.3 | 0.8374 ± 0.0132 | | 46 - 1600 | 73848 | -226.3 ± 17.9 |
| | B_2 | 2111.3 ± 8.4 | 0.2898 ± 0.0162 | | 34 - 900 | 1243 | -497.7 ± 18.0 |
| | B_3 | 2222.2 ± 20.6 | 1.1475 ± 0.0335 | $-(7.712 \pm 1.1) \times 10^{-5}$ | 1 - 2846 | 113863 | 28.0 ± 8.1 |
| eda | B_4 | 1636.9 ± 79.8 | 4.4445 ± 0.2157 | | 141 - 575 | 770 | 566.6 ± 46.4 |
| kr | C_a | 2112.0 ± 15.5 | 1.2324 ± 0.0484 | | 101 - 512 | 407 | -59.8 ± 6.3 |
| | \mathbf{C}_{c} | 1844.1 ± 29.1 | 2.8918 ± 0.1110 | | 51 - 440 | 809 | 72.5 ± 20.8 |
| | \mathbf{C}_d | 2191.9 ± 16.2 | 2.2112 ± 0.0624 | $-(82.48\pm5.0)\times10^{-5}$ | 8 - 1200 | 10199 | 116.2 ± 13.5 |
| | C_e | 2583.8 ± 16.2 | 0.9633 ± 0.0182 | | 15 - 2126 | 6849 | 245.0 ± 10.1 |
| | \mathbf{C}_{f} | 2200.0 | 1.6675 ± 0.0187 | | 0 - 1408 | 68976 | 249.8 ± 12.2 |
| | А | 1784.3 ± 18.1 | 1.2568 ± 0.0250 | | 136 - 1200 | 29889 | -465.5 ± 12.5 |
| | B_1 | 2377.1 ± 11.3 | 0.6600 ± 0.0058 | | 61 - 3388 | 82042 | -281.8 ± 5.2 |
| | B_2 | 2142.1 ± 9.7 | 1.239 ± 0.0134 | $-(114.9\pm3.9)\times10^{-6}$ | 16 - 3343 | 62547 | 25.5 ± 6.1 |
| | B_3 | 2474.7 ± 9.2 | 0.9009 ± 0.0053 | | 0 - 3000 | 133572 | 121.4 ± 7.0 |
| - | B_4 | 2351.6 ± 20.3 | 0.7946 ± 0.0229 | | 0 - 1540 | 56689 | -130.1 ± 14.2 |
| jure | C_a | 2760.0 ± 1.1 | | | 231 - 315 | 85 | 269.1 ± 8.7 |
| | \mathbf{C}_b | 3511.9 ± 60.2 | | | 19 - 587 | 721 | 981.1 ± 63.4 |
| | \mathbf{C}_{c} | 2652.2 ± 22.7 | 0.0413 ± 0.0610 | | 0 - 646 | 3085 | 95.7 ± 22.5 |
| | \mathbf{C}_d | 2444.4 ± 30.4 | 3.9062 ± 0.0936 | $-(162.0\pm6.0)\times10^{-5}$ | 19 - 1206 | 25728 | 963.3 ± 16.2 |
| | C_e | 4597.4 ± 83.7 | 0.1353 ± 0.0389 | | 728 - 3359 | 6901 | 811.3 ± 29.7 |
| | \mathbf{C}_{f} | 1615.3 ± 20.8 | 3.7188 ± 0.0521 | $-(111.3\pm2.8)\times10^{-5}$ | 144 - 1700 | 27339 | 572.7 ± 15.1 |
| | А | 1965.4 ± 4.7 | 0.6849 ± 0.0031 | | 271 - 2500 | 33580 | -732.5 ± 6.3 |
| | B_1 | 2330.8 ± 13.6 | 0.6091 ± 0.0060 | | 741 - 3500 | 51213 | -428.0 ± 4.9 |
| | B_2 | 2436.2 ± 13.6 | 0.9769 | $-(98.05\pm2.3)\times10^{-6}$ | 170 - 5000 | 73176 | -20.6 ± 4.2 |
| | B_3 | 2404.4 ± 16.2 | 0.8632 ± 0.0117 | | 28 - 4701 | 135654 | -69.3 ± 6.0 |
| ß | B_4 | 2140.4 ± 12.8 | 1.6213 ± 0.0192 | $-(265.2\pm6.2)\times10^{-6}$ | 161 - 2905 | 223914 | 115.2 ± 3.8 |
| tria | C_a | 1934.1 ± 27.5 | 2.7276 ± 0.0725 | $-(83.21 \pm 4.0) \times 10^{-5}$ | 69 - 1700 | 5444 | 275.1 ± 9.8 |
| | \mathbf{C}_b | 2372.1 ± 89.2 | 1.7000 ± 0.1418 | | 42 - 955 | 492 | 451.5 ± 46.0 |
| | \mathbf{C}_{c} | 2944.0 ± 26.4 | 0.7599 ± 0.0261 | | 0 - 1750 | 117925 | 413.1 ± 14.0 |
| | \mathbf{C}_d | 3324.0 ± 18.6 | 0.5725 ± 0.0103 | | 25 - 3141 | 18843 | 517.4 ± 13.1 |
| | C_e | 4707.8 ± 21.6 | | | 980 - 3538 | 1574 | 440.6 ± 31.0 |
| | \mathbf{C}_{f} | 3020.7 ± 85.7 | 0.3787 ± 0.0483 | | 1081 - 2404 | 3667 | -294.8 ± 20.4 |
| | | | | | Kontynua | cja na l | kolejnej stronie |

Tabela 3.1. Parametry relacji prędkości od głębokości.

| | | a | b | С | Δ | \sum | x |
|-------|------------------|--------------------------------|---------------------|-----------------------------------|-------------|--------|------------------|
| | А | 3932.5 ± 31.5 | 0.5323 ± 0.0193 | | 451 - 2690 | 19800 | 984.0 ± 15.6 |
| rm | B_1 | 4706.3 ± 38.0 | 0.1009 ± 0.0120 | | 1616 - 4502 | 17339 | 537.6 |
| | B_2 | 4304.1 ± 18.1 | 0.1790 ± 0.0057 | | 300 - 5114 | 33383 | 577.5 ± 15.6 |
| | B_3 | 4337.3 ± 16.2 | 0.1732 ± 0.0053 | | 758 - 4700 | 55345 | 492.2 ± 12.1 |
| | B_4 | 4656.3 ± 5.4 | | | 311 - 4150 | 81928 | 600.3 ± 21.2 |
| pe | C_a | 3495.2 ± 48.6 | 0.7556 ± 0.0374 | | 1 - 2250 | 3531 | 935.1 ± 23.5 |
| | \mathbf{C}_{b} | 2755.7 ± 34.7 | 1.8327 ± 0.0615 | | 217 - 1009 | 218 | 868.2 ± 28.8 |
| | C_c | 4730.7 ± 11.9 | | | 311 - 2380 | 32311 | 1113.4 ± 21.8 |
| | \mathbf{C}_d | 4940.2 ± 19.5 | | | 638 - 3590 | 3853 | 875.3 ± 25.5 |
| | \mathbf{C}_{f} | 4123.9 ± 41.8 | | | 1588 - 2100 | 490 | 72.1 ± 32.9 |
| | А | 3203.3 ± 8.8 | 0.2620 ± 0.0050 | | 401 - 2880 | 9839 | -185.6 ± 14.6 |
| | B_1 | 3424.8 ± 59.2 | 0.3119 ± 0.0160 | | 1901 - 5169 | 7716 | -46.6 ± 15.9 |
| | B_2 | 4118.4 ± 61.8 | 0.1745 ± 0.0150 | | 2616 - 5580 | 1721 | 160.5 ± 16.6 |
| | B_3 | 3645.3 ± 43.3 | 0.5942 ± 0.0188 | | 871 - 3080 | 1070 | 804.6 ± 12.7 |
| uc | B_4 | 4878.0 ± 66.2 | 0.0606 | | 1751 - 4350 | 2315 | 616.9 ± 20.3 |
| karbo | C_a | 3329.2 ± 28.0 | 0.9653 ± 0.0236 | | 21 - 2060 | 6861 | 990.1 ± 15.3 |
| | \mathbf{C}_{b} | 2508.7 ± 21.3 | 1.2742 ± 0.0434 | $-(21.47 \pm 1.9) \times 10^{-5}$ | 50 - 2240 | 10199 | 167.6 ± 8.1 |
| | \mathbf{C}_{c} | 4362.4 ± 16.6 | 0.3962 ± 0.0091 | | 351 - 3000 | 19106 | 1194.3 ± 11.2 |
| | \mathbf{C}_d | 4073.1 ± 43.7 | 0.4703 ± 0.0209 | | 103 - 138 | 5809 | 999.1 ± 15.3 |
| | C_e | 4776.8 ± 38.4 | | | 2182 - 3580 | 526 | 261.7 ± 40.2 |
| | \mathbf{C}_{f} | 3517.1 ± 6.7 | 0.2419 ± 0.0032 | | 361 - 3490 | 46479 | 29.5 ± 12.7 |
| | А | 4075.4 ± 62.0 | 0.3407 ± 0250 | | 1021 - 3750 | 4580 | 656.5 ± 19.1 |
| | B_1 | 4588.3 ± 6.5 | | | 1726 - 5388 | 11950 | 28.1 ± 10.8 |
| u | B_2 | 5201.0 ± 20.0 | | | 3195 - 4228 | 1734 | 541.1 ± 21.4 |
| dewo | \mathbf{C}_{c} | 3666.7 ± 47.2 | 0.5113 ± 0.0274 | | 536 - 3000 | 784 | 823.6 ± 28.8 |
| | C_d | 5382.9 ± 29.5 | 0.2592 ± 0.0158 | | 195 - 3156 | 9610 | 2018.9 ± 20.3 |
| | C_e | 5153.2 ± 29.5 | | | 1163 - 3419 | 866 | 871.6 ± 34.7 |
| | \mathbf{C}_{f} | 4685.4 ± 18.2 | 0.1339 ± 0.0065 | | 811 - 4400 | 56420 | 546.6 ± 20.2 |
| | А | 2588.2 ± 10.4 | 0.5160 ± 00.39 | | 396 - 4380 | 59258 | -310.5 ± 7.8 |
| /lur | B_1 | 2706.9 ± 20.7 | 0.4781 ± 0.0053 | | 2451 - 5458 | 2233 | -123.3 ± 17.4 |
| s | \mathbf{C}_d | 3602.7 ± 130.2 | 0.8273 ± 0.0586 | | 889 - 3004 | 1401 | 1211.2 ± 35.7 |
| | \mathbf{C}_{f} | 3748.6 ± 25.8 | 0.1564 ± 0.0087 | | 1101 - 5010 | 7366 | -171.2 ± 11.7 |
| | А | 2923.0 ± 32.9 | 0.4819 ± 0.0158 | | 531 - 3100 | 5028 | -158.1 ± 13.3 |
| owik | B_1 | 3741.0 ± 6.5 | | | 223 - 3400 | 2703 | 156.0 ± 23.0 |
| orde | \mathbf{C}_d | 4592 ± 75.0 | | | 3005 - 3038 | 34 | 52.6 ± 75.0 |
| | \mathbf{C}_{f} | 4922.2 ± 18.0 | | | 1547 - 3267 | 986 | 608.3 ± 24.9 |
| | | Kontynuacja na kolejnej stroni | | | | | kolejnej stronie |

Tabela 3.1 – kontynuacja z poprzedniej strony

| | | a | b | С | Δ | \sum | x | |
|-------|------------------|-------------------|---------------------|---|-------------|--------|----------------|--|
| kambr | А | 3621.8 ± 17.5 | 0.3294 ± 0.0074 | | 656 - 3750 | 19113 | 209.5 ± 9.9 | |
| | B_1 | 4154.2 ± 55.3 | 0.3278 ± 0.0169 | | 2601 - 3880 | 1225 | 637.3 ± 7.4 | |
| | C_e | 3147.8 ± 0.2 | | | 1033 - 1070 | 38 | -290.1 ± 4.7 | |
| | \mathbf{C}_{f} | 5287.7 ± 14.7 | | | 1930 - 3900 | 2325 | 766.3 ± 20.4 | |

Tabela 3.1 – kontynuacja z poprzedniej strony

Wyjaśnienie: A, B₁, ..., C_f - jednostki geologiczne Polski według podziału Sokołowskiego [1968], lokalizacje jednostek pokazane na Rysunku I.3.1; *a*, *b*, *c* - współczynniki dopasowanych wielomianów $V_p(z) = a + bz + cz^2$ wraz z odchyleniami. Brak wartości oznacza zerową wartość współczynnika; Δ - zakres głębokościowy danych wejściowych z pionowych profilowań sejsmicznych w odwiertach (w metrach); Σ - całkowita długość pionowych profilowań sejsmicznych w odwiertach (w metrach); *x* - przesunięcie krzywej ogólnopolskiej opisanej równaniem 3.1 wraz z odchyleniem.

3.2.5 Podsumowanie

Analiza prędkości z pionowych profili sejsmicznych z odwiertów geologicznych pozwoliła na przygotowanie zależności prędkości od głębokości dla całej Polski, poszczególnych jednostek geologicznych, poszczególnych okresów geologicznych i finalnie szczegółowych zależności dla wszystkich okresów geologicznych we wszystkich jednostkach (Grad i Polkowski [2012]). Do analizy wykorzystano dane z 1188 odwiertów, w sumie ok. 2300 km pionowych profili prędkościowych (Rysunek I.3.9a).

Uśredniona zależność dla Polski. Najogólniejsza formuła będąca wynikiem kompilacji wszystkich danych została wyrażona jako wielomian trzeciego stopnia:

$$V(z) = 2088.1 + 1.6338z + 0.0003494z^{2} + (2.5918 \times 10^{-8})z^{3}$$
(3.2)

Biorąc pod uwagę duże zróżnicowanie budowy geologicznej w różnych regionach Polski formuła ta jest mocno uśredniona, ale pozwala na porównanie z innymi, podobnymi opracowaniami z innych regionów (Rysunek I.3.9b) i może być użyta jako punkt odniesienia do ekstrapolacji bardziej szczegółowych krzywych dla poszczególnych okresów i jednostek geologicznych. Tak uogólniona zależność prędkości od głębokości może być również użyta do badań w skali regionalnej, np. w globalnej tomografii sejsmicznej.

Zależności dla poszczególnych jednostek. Relacje prędkości od głębokości dla poszczególnych jednostek dają lepszy obraz przestrzenny i biorą pod uwagę zróżnicowanie w budowie geologicznej Polski dla 14 jednostek geologicznych według Sokołowskiego [1968]. Dla każdej jednostki dany jest wielomian drugiego stopnia pozwalający na obliczenie prędkości na dowolnej głębokości z zakresu pokazanego na Rysunku I.3.3. Zależności dla poszczególnych okresów. Innym podejściem do średnich prędkości jest analiza dla poszczególnych okresów geologicznych. Dla trzeciorzędu i czwartorzędu wspólna zależność może być stosowana dla całego obszaru nizinnego (Rysunek I.3.4) i Karpat (Rysunek I.3.5). Dla pozostałych okresów od kredy do kambru 9 wzorów pokazano na Rysunku I.3.6.

Szczegółowe zależności dla okresów i jednostek. Duża ilość danych z odwiertów pozwoliła na przygotowanie szczegółowej analizy zależności prędkości od głębokości dla poszczególnych okresów i jednostek. Ze wszystkich 99 kombinacji jednostka - okres w 71 ilość danych była wystarczająca to wyznaczenia zależności prędkości od głębokości.

Szczegółowe zależności i zależność uśredniona dla Polski zostały przygotowane z myślą o wypełnieniu prędkościami warstw osadowych w modelu 3D.



Rysunek I.3.9. (a) Podsumowanie danych prędkości fali P dla pokrywy osadowej z odwiertów w Polsce. Wszystkie dane wejściowe zostały przeliczone co 1 metr i kolor na wykresie oznacza ilość punktów danych w interwale głębokości 50 m i prędkości 50 m/s. Całkowita ilość punktów wynosi ok. 2.3 miliona, co daje ok. 2300 km całkowitej długość pionowych profili sejsmicznych. Zielona krzywa oznacza uśrednioną zależność prędkości od głębokości dla całej Polski. (b) Wynik z tego opracowania (średnia krzywa dla całej Polski) porównany do wyników z innych regionów: basenu panońskiego (Mészáros i Zilahi-Sebess [2001]), Swabian Molasse Basin (John [1956]) i szelfu norweskiego (Storvoll i in. [2005]).

3.3 Prędkości w głębokich osadach podpermskich na podstawie odwiertów geologicznych i sejsmiki refrakcyjnej

3.3.1 *Odwierty wirtualne* z profili refrakcyjnych

Odwierty geologiczne pozwalają na badanie prędkości wewnątrz Ziemi do głębokości około 5 km. Miąższość pokrywy osadowej w Polsce wynosi od 300 m w Polsce północno-wschodniej do ok. 16 km w strefie TESZ i 25 km w Karpatach (Skorupa [1974]; Czuba i in. [2002]; Grad i in. [1990, 1991]; Janik i in. [2011]). Są to głębokości nieosiągalne dla odwiertów geologicznych, a struktury na takich głębokościach można badać metodami sejsmicznymi. Obszar Polski jest pokryty gęstą siatką sejsmicznych profili refrakcyjnych (Rysunek I.3.1d). Kolejnym celem było więc określnie relacji prędkość - głębokość dla osadów starszego paleozoiku z wykorzystaniem danych z profili refrakcyjnych.

Sejsmiczne profile refrakcyjne dostarczają informacji o strukturze i prsędkościach do głębokości 40 - 80 km w zależności od długości profilu i rodzaju użytych źródeł. Aby umożliwić połączenie danych z odwiertów z danymi z profili refrakcyjnych wprowadzono pojęcie odwiertu wirtualnego - jednowymiarowego, pionowego profilu prędkości branego bezpośrednio z dwuwymiarowego modelu refrakcyjnego. Ponieważ modele są w postaci cyfrowej $V_p(x, z)$ odwierty wirtualne mogą być policzone dla dowolnego punktu wzdłuż profilu refrakcyjnego. Ostatecznie wygenerowano odwierty wirtualne dla wszystkich profili na terenie Polski, z interwałem 10 km wzdłuż profilu (Rysunek I.3.10). Dane z odwiertów wirtualnych mogą być dalej analizowane analogicznie do danych z odwiertów. Rysunek I.3.10 pokazuje lokalizacje wszystkich odwiertów prawdziwych i wirtualnych użytych do wyznaczenia zależności prędkości od głębokości dla osadów starszego paleozoiku i osadów karpackich.

Do wyznaczenia relacji prędkości od głębokości w osadach starszego paleozoiku i osadach karpackich użyto w sumie 833 km pionowych profili sejsmicznych z odwiertów, w tym 299 km poza Karpatami (tylko w osadach starszego paleozoiku) i 534 w Karpatach (we wszystkich osadach). Dodatkowo wykorzystano dane z 29 profili refrakcyjnych, z których utworzono 741 *odwiertów wirtualnych* o łącznej długości 3466 km, z czego 604 km przypadło na osady Karpat. Rysunek I.3.11 prezentuje fragment profilu refrakcyjnego P4 z *odwiertami wirtualnymi* w starszym paleozoiku oraz prawdziwymi odwiertami w bezpośrednim sąsiedztwie profilu. Rysunek I.3.12 prezentuje histogramy analizowanych długości pionowych profili w odwiertach prawdziwych i wirtualnych oddzielnie w Karpatach i poza nimi.

Aby umożliwić dalszą analizę analogiczną do wcześniejszej dla płytszych osadów dane z odwiertów prawdziwych i wirtualnych zostały przeliczone w interwałach 1 m i przypisane do jednostek A, B₁, B₂, B₃, B₄, C_a, C_b, C_c, C_d, C_e, C_f, D_a, D_b i D_c.

3.3.2 Zależność prędkość-głębokość dla Karpat i starszego paleozoiku

Aby dopełnić zbiór relacji prędkość-głębokość dla pokrywy osadowej w Polsce opracowanie prędkości starszego paleozoiku dla 11 obszarów nizinnych poza Karpatami i dla 3 obszarów w Karpatach. W sumie uzyskano 14 relacji, po jednej dla każdej jednostki geologicznej. Wszystkie relacje zostały przygotowane według tego samego schematu jak w przypadku relacji dla młodszych osadów z odwiertów geologicznych. Jedyną zmianą jest rozszerzenie zbioru danych o *odwierty wirtualne*. Wyniki dla osadów starszego paleozoiku poza Karpatami pokazane są na Rysunkach I.3.13 i I.3.13 (Polkowski i Grad [2015]). Dla osadów w Karpatach, gdzie całkowita grubość pokrywy osadowej przekracza 20 km zastosowano dwie krzywe: wielomian drugiego stopnia dla płytkich osadów do 500 - 1500m i wielomian 3 stopnia głębiej.



Rysunek I.3.10. Mapa lokalizacyjna odwiertów na tle uproszczonego podziału geologicznego (Sokołowski [1968]). Ciemnoniebieskie kropki oznaczają odwierty poza Karpatami, które nawiercają starszy paleozoik, jasnoniebieskie kropki oznaczają odwierty w Karpatach, zielone kropki oznaczają *odwierty wirtualne*. Zielony prostokąt oznacza fragment profilu P4 pokazany na Rysunku I.3.11. Niebieskie kółka wzdłuż profilu P4 oznaczają odwierty pokazane na Rysunku I.3.11


Rysunek I.3.11. Model sejsmiczny górnej skorupy wzdłuż profilu P4. Kolory oznaczają prędkości sejsmiczne. Gruba czerwona linia oznacza dolną granicę sedymentów. Białe pionowe linie z symbolem odwiertu oznaczają odwierty znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie profilu. Zielone linie kropkowane pokazują *odwierty wirtualne* w osadach starszego paleozoiku.



Rysunek I.3.12. (a) Histogram ilości odwiertów z długością nawierconych osadów starszego paleozoiku poza Karpatami, n = 316, całkowita długość 299 295 m; (b) Rozkład ilości odwiertów wirtualnych z długością nawierconych osadów starszego paleozoiku poza Karpatami, n = 688, całkowita długość 2 862 618 m; (c) Rozkład ilości odwiertów z długością nawierconych osadów w Karpatach, n = 182, całkowita długość 534 259 m; (d) Rozkład ilości odwiertów wirtualnych z długością nawierconych osadów w Karpatach, n = 53, całkowita długość 604 226 m.

Dla każdej jednostki D_a , D_b i D_c współczynniki wielomianów są tak dobrane, aby na pewnej głębokości się przecinały, dzięki czemu wynikowe zależność prędkości od głębokości jest funkcją ciągłą (ale nie gładką). Wyniki dla osadów karpackich pokazane są na Rysunku I.3.15. Wszystkie współczynniki wielomianów wraz z dodatkowymi informacjami zebrane są w Tabli 3.2.

W jednostkach poza Karpatami wartości prędkości w osadach starszego paleozoiku rosną powoli wraz z głębokością i osiągają 5500–6000 m/s na głębokości 8–11 km. Obliczone średnie kroczące są gładkie i dają się dobrze aproksymować za pomocą wielomianów drugiego stopnia. Największy wzrost prędkości z głębokością można zaobserwować w jednostce C_b , gdzie osady starszego paleozoiku sięgają tylko do 2.5 km.

W Karpatach, gdzie analizowano wszystkie osady widoczny jest znaczący wzrost prędkości z głębokością od ok. 2000 m/s na powierzchni do ok. 4500 m/s na głębokości 1000 m. Głębiej prędkość rośnie wolniej, a dla głębokości powyżej 15 km jest praktycznie stała i nie przekracza 6000 m/s.



Rysunek I.3.13. Rozkład prędkości z głębokością dla osadów starszego paleozoiku w jednostkach A, B₁, B₂, B₃, B₄ i C_a. Prędkości z odwiertów oznaczono kreskami niebieskimi a z wirtualnych odwiertów kreskami zielonymi. Średnia krocząca oznaczona jest grubą, czerwoną linią. Dopasowany wielomian oznaczony jest grubą czarną linią. Wartości współczynników znajdują się w Tabeli 3.2.



Rysunek I.3.14. Rozkład prędkości z głębokością dla osadów starszego paleozoiku w jednostkach C_b, C_c, C_d, C_e i C_f. Pozostałe oznaczenia jak na Rysunku I.3.13



Rysunek I.3.15. Rozkład prędkości z głębokością dla osadów w Karpatach w jednostkach D_a , D_b i D_c . Pozioma kreskowana linia oznacza granicę pomiędzy dwoma wielomianami - szczegóły w tekście i w Tabeli 3.2. Pozostałe oznaczenia jak na Rysunku I.3.13

| Jednostka | Współczynniki wielomianu $V(z) = a + bz + cz^2 + dz^3$ | Zasięg głębokości | Ilość danych | |
|---------------------------------|---|-------------------------|--|--|
| A | $a = (3713.91 \pm 8.17)$ $b = (3330.38 \pm 28.14) \times 10^{-4}$ $c = (-1696.92 \pm 20.49) \times 10^{-8}$ | U: 370 m L: 7975 m | NB: 90 NR: 110 LB: 97818 m LR: 167039 m | |
| \mathbf{B}_1 | $a = (4015.50 \pm 3.96)$ $b = (2454.40 \pm 10.69) \times 10^{-4}$ $c = (-908.10 \pm 6.05) \times 10^{-8}$ | U: 113 m L: 12000 m | NB: 39 NR: 61 LB: 25827 m LR: 201183 m | |
| \mathbf{B}_2 | $a = (3496.23 \pm 8.36)$ $b = (3276.80 \pm 18.12) \times 10^{-4}$ $c = (-1123.87 \pm 8.38) \times 10^{-8}$ | U: 1074 m L: 15000 m | NB: 11 NR: 97 LB: 3455 m LR: 733880 m | |
| \mathbf{B}_3 | $a = (4008.77 \pm 3.36)$ $b = (1926.90 \pm 7.71) \times 10^{-4}$ $c = (-492.01 \pm 3.72) \times 10^{-8}$ | U: 17 m L: 15083 m | NB: 2 NR: 111 LB: 1070 m LR: 599516 m | |
| \mathbf{B}_4 | $a = (3835.62 \pm 5.53)$ $b = (1597.08 \pm 20.18) \times 10^{-4}$ $c = (-939.99 \pm 15.95) \times 10^{-8}$ | U: 1074 m L: 6299 m | NB: 10 NR: 41 LB: 2315 m LR: 39481 m | |
| \mathbf{C}_{a} | $a = (4124.86 \pm 6.49)$ $b = (5142.60 \pm 31.59) \times 10^{-4}$ $c = (-389.17 \pm 3.22) \times 10^{-7}$ | U: 0 m L: 4486 m | NB: 8 NR: 18 LB: 6861 m LR: 28306 m | |
| \mathbf{C}_b | $a = (2917.78 \pm 12.24)$ $b = (777.71 \pm 7.78) \times 10^{-3}$ $c = (-798.76 \pm 10.38) \times 10^{-7}$ | U: 24 m L: 2239 m | NB: 11 NR: 7 LB: 10199 m LR: 3530 m | |
| \mathbf{C}_{c} | $a = (4422.02 \pm 5.45)$ $b = (2309.69 \pm 24.60) \times 10^{-4}$ $c = (-1627.97 \pm 23.29) \times 10^{-8}$ | U: 31 m L: 5200 m | NB: 22 NR: 26 LB: 19890 m LR: 56098 m | |
| \mathbf{C}_d | $a = (4592.94 \pm 4.85)$ $b = (2026.58 \pm 14.56) \times 10^{-4}$ $c = (-939.73 \pm 9.16) \times 10^{-8}$ | U: 0 m L: 10382 m | NB: 27 NR: 100 LB: 16854 m LR: 531541 m | |
| Kontynuacja na kolejnej stronie | | | | |

Tabela 3.2. Parametry relacji prędkości od głębokości.

| Jednostka | Współczynniki wielomianu $V(z) = a + bz + cz^2 + dz^3$ | Zasięg głębokości | Ilość danych |
|------------------|---|-------------------------|--|
| \mathbf{C}_{e} | $a = (42180.95 \pm 29.76) \times 10^{-1}$ $b = (2520.55 \pm 10.14) \times 10^{-4}$ $c = (-1314.63 \pm 7.24) \times 10^{-8}$ | U: 0 m L: 8557 m | NB: 13 NR: 26 LB: 1430 m LR: 105376 m |
| C_{f} | $a = (4288.87 \pm 3.55)$ $b = (2077.59 \pm 9.96) \times 10^{-4}$ $c = (-762.90 \pm 5.89) \times 10^{-8}$ | U: 310 m L: 11089 m | NB: 83 NR: 79 LB: 113576 m LR: 396668 m |
| \mathbf{D}_{a} | $a = (2276.41 \pm 11.40)$ $b = (261.32 \pm 5.85) \times 10^{-2}$ $c = (-158.23 \pm 6.29) \times 10^{-5}$ | U: 0 m L: 1385 m | NB: 82 NR: 21 |
| | $a = (3016.23 \pm 4.35)$ $b = (4220.82 \pm 12.72) \times 10^{-4}$ $c = (-2088.78 \pm 9.98) \times 10^{-8}$ $d = (3454.46 \pm 22.16) \times 10^{-13}$ | U: 1386 m L: 24198 m | LB: 221191 m LR: 209400 m |
| \mathbf{D}_b | $a = (2877.34 \pm 12.93)$ $b = (1191.07 \pm 29.85) \times 10^{-3}$ $c = (-261.42 \pm 14.45) \times 10^{-6}$ | U: 0 m L: 1385 m | NB: 82 NR: 21 |
| | $a = (3648.06 \pm 6.53)$ $b = (2909.68 \pm 19.36) \times 10^{-4}$ $c = (-1361.34 \pm 15.41) \times 10^{-8}$ $d = (225.89 \pm 3.47) \times 10^{-12}$ | U: 1386 m L: 24198 m | LB: 221191 m LR: 209400 m |
| D_{c} | $a = (2706.20 \pm 7.28)$ $b = (1871.75 \pm 16.80) \times 10^{-3}$ $c = (-501.60 \pm 8.13) \times 10^{-6}$ | U: 0 m L: 1379 m | NB: 28 NR: 22 |
| | $a = (3936.66 \pm 5.38)$ $b = (3110.79 \pm 17.30) \times 10^{-4}$ $c = (-1729.00 \pm 15.07) \times 10^{-8}$ $d = (330.72 \pm 3.76) \times 10^{-12}$ | U: 1380 m L: 20891 m | LB: 99334 m LR: 276676 m |

Tabela 3.2 – kontynuacja z poprzedniej strony

Wyjaśnienie: A, B₁, ..., D_c - jednostki geologiczne Polski według podziału Sokołowskiego [1968], lokalizacje jednostek pokazane na Rysunku I.3.1; U - górny limit zasięgu wielomianu; L - dolny limit zasięgu wielomianu; NB - liczba odwiertów w jednostce; NR - liczba odwiertów wirtualnych w jednostce; LB - całkowita długość odwiertów w jednostce; LR - całkowita długość odwiertów wirtualnych w jednostce.

3.4 Mapa głębokości podłoża sejsmicznego

3.4.1 Problem geometrii podłoża krystalicznego i skonsolidowanego

Grubość pokrywy osadowej w północnej polsce jest niewielka i wynosi od 0.3 do 1 km i wrasta w kierunku południowo-zachodnim do 7–8 km na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. W strefie TESZ osady mają miąższość ok. 9–12 km. W obszarze orogenu waryscyjskiego grubość pokrywy osadowej wynosi 1–2 km, a w Karpatach dochodzi do 20 km (np. Guterch i Grad [2006]). Ze względu na duże głębokości podłoże nie jest osiągalne przez odwierty w strefie TESZ i w Karpatach, więc jego głębokość osiągalna jest wyłącznie innymi metodami geofizycznymi, głównie sejsmicznymi. W szczególności prędkości sejsmiczne mogą posłużyć do rozróżnienia podłoża krystalicznego i skonsolidowanego. Według Dadleza i in. [2005] i Dadleza [2006], skorupa krystaliczna jest zbudowana z zdeformowanych skał metamorficznych i magmowych, charakterystycznych dla platform prekambryjskich, natomiast skorupa skonsolidowana jest zbudowana z zdeformowanych, ale niekoniecznie metamorficznych skał osadowych i magmowych, charakterystycznych dla platformy paleozoicznej. Celem tej części pracy jest określenie geometrii podłoża sejsmicznego w Polsce i jego prędkości.

Mimo trwającej dyskusji nie ma do tej pory zgody wśród geologów co do interpretacji podłoża krystalicznego i skonsolidowanego. Przykład takiej niezgodności można pokazać na przekroju geologicznym przez strefę TESZ (I.3.16a). Ten sam przekrój geologiczny wzdłuż linii AA' jest interpretowany w różny sposób przez Karnkowskiego [2008] i Żelaźniewicza i in. [2011]. Dwa podziały tektoniczne różnią się zarówno w pokrywie osadowej jak i w podłożu. Inny podział regionalny dla Niziny Polskiej został zaproponowany przez Narkiewicza i Dadleza [2008]. Podział Żelaźniewicza [2011] był komentowany i krytykowany przez Narkiewicza [2012] i spór wydaje się daleki od zakończenia.

Przekroje sejsmiczne dla profili M-7, 1-VI-66 i P4, położnych blisko linii AA', pokazane są na Rysunku I.3.16c,d. Pokrywa osadowa wzdłuż przekroju geologicznego (Rysunek I.3.16b) i przekroju sejsmicznego wzdłuż profilu P4 (Rysunek I.3.16d) pokazują podobną sekwencję warstw, w tym skomplikowane permskie diapiry i poduszki solne w strefie TESZ (Krzywiec [2006, 2010]; Mazur i in. [2005]). Główną zaletą profili sejsmicznych jest obraz zróżnicowania prędkości podłoża: ok. 6.1 km/s dla platformy wschodnioeuropejskiej i ok 5.8 km/s dla platformy zachodnioeuropejskiej (Grad i in. [1991, 2003b,c]).



Rysunek I.3.16. Geologiczne i sejsmiczne przekroje przez strefę TESZ w Polsce. (a) mapa lokalizacyjna profili sejsmicznych i przekroju geologicznego (b) przekrój geologiczny wzdłuż linii AA', z dwoma podziałami tektonicznymi: Karnkowski [2008] oraz Żelaźniewicz i in. [2011] (c, d) Przekroje sejsmiczne dla prodili 1-VI-66, M-7 i P4. Warto zwrócić uwagę na zróżnicowanie prędkości podłoża: ok. 6.1 km/s dla platformy wschodnioeuropejskiej i ok 5.8 km/s dla platformy zachodnioeuropejskiej. Podłoże w strefie TESZ nie jest osiągalne odwiertami (teoretyczny zasięg odwiertów oznaczony jest różową linią przerywaną na głębokości 5 km), więc jego głębokość znana jest wyłącznie z profili sejsmicznych. FSB Fore-Sudetic Block, K-P Synclinorium Kościerzyna-Puławy Synclinorium, MPA Mid-Polish Anticlinorium, NSS North-Sudetic Synclinorium, Sz-M Synclinorium Szczecin-Miechów Synclinorium, WEP West European Platform, WS Western Sudetes. Kompilacja na podstawie Karnkowski [2008]; Żelaźniewicz i in. [2011]; Grad i in. [1991, 2003b,c]. Według Grada i Polkowskiego [2016].



Rysunek I.3.17. Zbiór danych głębokości i prędkości podłoża sejsmicznego na terenie Polski. (a) Mapa głębokości podłoża na podstawie odwiertów ograniczona do głębokości 4.5 km (Małolepszy [2005], wyjaśnienia w tekscie). Biały kolor oznacza obszar bez danych. (b) Głębokość podłoża dla Polski północno wschodniej (Skorupa [1974]) oraz głębokość podłoża (warstwy wysoko oporowej) z badań magnetotellurycznych Karpat w południowej Polsce (Stefaniuk i Klityński [2007]). (c) Mapa głębokości podłoża pod profilami sejsmicznymi. Na mapie pokazane tylko obszary znajdujące się w odległości do 20 km od osi profilu; lista profili w tekście. (d) Sumaryczne pokrycie danymi; kolor pokazuje z ilu źródeł w danym miejscu dostępne są dane o głębokości podłoża. Kolor biały oznacza obszary, gdzie nie ma żadnych danych. (e) Uśredniona i interpolowana mapa podłoża ze wszystkich dostępnych źródeł. (f) Interpolowana mapa prędkości pod podłożem z zaznaczonym obszarem z anomalnymi prędkościami związanymi z anizotropią. Wyjaśnienia w tekście.

3.4.2 Mapy podłoża

Głębokości i struktura podłoża w Polsce była mierzona różnymi metodami takimi jak głębokie odwierty geologiczne, sejsmiczne profile refrakcyjne i refleksyjne, pomiary magnetyczne, grawimetryczne i magnetotelluryczne. Używając tych pomiarów wykonano wiele badań, a ich wyniki pokazane są na Rysunku I.3.17 (Grad i Polkowski [2016]). Wszystkie pokazane mapy są przeliczone do wspólnego formatu z siatką o rozdzielczości 0.02° (w długości geograficznej) na 0.01° (w szerokości geograficznej). Taki wymiar komórki odpowiada fizycznemu rozmiarowi od 1112 na 1281 metrów dla północnej Polski do 1112 na 1459 metrów dla Polski południowej. Użycie identycznych formatów map pozwoliło na ich łatwe przeliczanie i łączenie. Prezentowane mapy są rysowane w równopowierzchniowym odwzorowaniu Lamberta.

Kompletna mapa podłoża dla platformy wschodnioeuropejskiej była przygotowana przez Skorupę [1974] i pokrywała obszarze platformy, gdzie miąższość sedymentów wynosi 0.3–1 km i rośnie do ok. 10 km na krawędzi platformy (Rysunek I.3.17b, północno-wschodnia Polska). Opracowanie to wykorzystywało dane z odwiertów geologicznych i regionalnych sejsmicznych profili refrakcyjnych. Dla tej mapy utworzono maskę - mapę dostępności w spójnym formacie i rozmiarze, która w miejscach dostępności danych ma wartość 1, a tam gdzie danych nie ma wartość 0. Mapa ta pokrywa 42.1% terytorium Polski.

Druga mapa podłoża została przygotowana na podstawie danych z odwiertów geologicznych i map z atlasu cięć poziomych (Kotański [1997]; Piotrowska i in. [2005]; Małolepszy [2005]; Nita i in. [2007]; http://model3d.pgi.gov.pl/ pages/miazszosc_podloze.htm). Mapa ta została przygotowana do 6 km głębokości, ale ze względu na znane ograniczenie zasięgu odwiertów i małą ilość odwiertów bardzo głębokich z mapy tej usunięto dane poniżej 4.5 km. Również dla tak utworzonej mapy przygotowana została maska dostępności danych. Mapa ta pokrywa 58.3% terytorium Polski.

Trzecia mapa została przygotowana dla obszaru Karpat, gdzie odwierty nie osiągają podłoża znajdującego się nawet na głębokości 25 km. Określenie głębokości podłoża Karpat było możliwe dzięki badaniom magnetotellurycznym. W metodzie tej podłoże jest identyfikowane jako warstwa wysoko oporowa (o niskiej przewodności). Mapa podłoża bazująca na tych danych i odwiertach została przygotowana przez Stefaniuka i Klityńskiego [2007]. Również w tym przypadku przygotowano odpowiednią maskę dostępności danych. Mapa pokazana jest na Rysunku I.3.17b (południowa Polska) i pokrywa 6.6% terytorium Polski.

Po połączeniu trzy opisane mapy pokrywają 75.9% terytorium Polski, ale nie dostarczają żadnych informacji o głębokości podłoża w Polsce centralnej - w strefie TESZ. Celem tej części pracy było utworzenie kompletnej mapy podłoża dla całej Polski. Aby to osiągnąć wykorzystano 32 sejsmiczne modele refrakcyjne, które dobrze pokrywają całą Polskę. Wykorzystane profile pochodziły z następujących kampanii pomiarowych: POLONAISE'97 (Guterch i in. [1999]): profil P1 (Jensen i in. [1999]), profil P2 (Janik i in. [2002]), profil P3 (Środa i in. [1999]), profil P4 (Grad i in. [2003b]), profil P5 (Czuba i in. [2001]); CELEBRATION 2000 (Guterch i in. [2003]): profile CEL01 i CEL04 (Środa i in. [2006]), profil CEL02 (Malinowski i in. [2005]), profil CEL03 (Janik i in. [2005]), profil CEL05 (Grad i in. [2006]), profil CEL10 (Hrubcová i Środa [2008]), profile CEL06, CEL11, CEL12, CEL13, CEL14, CEL21, CEL22 i CEL23 (Janik i in. [2009, 2011]); SUDETES 2003 (Grad i in. [2003c]): profil S01 (Grad i in. [2008]), profile S02, S03 i S06 (Majdański i in. [2006]); INNE: profile LT-2, LT-4 i LT-5 (Grad i in. [2005]), profil LT-7 (Guterch i in. [1994]), profile M-7 i M-9 (Grad [1991]), profil TTZ (Grad i in. [1999]), profil PANCAKE (Starostenko i in. [2013]), profil 1-VI-66 (Grad i in. [1990]).

Dla każdego profilu analizowano numeryczny model 2D prędkości sejsmicznych (rozdzielczość pozioma 1000 m i pionowa 100 m). Każda komórka modelu zawierała informację o wartości prędkości i była opisana numerem warstwy. To właśnie dzięki numerom warstw możliwe było śledzenie granic pomiędzy nimi i w szczególności oznaczenie która granica w każdym z modeli jest granicą pomiędzy osadami i skorupą skonsolidowaną, czyli poszukiwanym podłożem. Dodatkowo dla każdej kolumny w modelu policzone były rzeczywiste współrzędne geograficzne. Po przeanalizowaniu wszystkich profili otrzymano listę zawierająca lokalizację geograficzną, głębokość podłoża i prędkość fali w skorupie bezpośrednio pod podłożem. Taką listę punktów poddano obróbce przestrzennej i interpolacji za pomoca programu surface z pakietu GMT 5.1.1 (Wessel i Smith [1998]; Wessel i in. [2013]), gdzie wartość wewnętrznego i brzegowego parametru tensyjnego była ustawiona na 0.5, a parametr zbieżności ustawiony na 0.01. Dodatkowo obliczono maskę dostępności danych, w taki sposób, że dane uznano za dostępne wszędzie tam, gdzie punkt danych z profilu znajdował się nie dalej niż w odległości 20 km. Tak utworzona mapa pokrywała 72.3% terytorium Polski.

Ostateczna mapa podłoża została utworzona dzięki połączeniu mapy z profili sejsmicznych z trzema wcześniej opisanymi mapami dostarczającymi dane dla fragmentów terytorium Polski. Rysunek I.3.17d pokazuje mapę dostępności danych (sumę masek dostępności wszystkich map). Dla 94.3% terytorium Polski głębokość podłoża znana jest z co najmniej jednego źródła, dla 66.9% terytorium Polski głębokość podłoża znana jest z co najmniej dwóch źródeł, a dla 19.0% terytorium Polski głębokość podłoża znana jest z trzech źródeł. Finalna mapa uzyskana jest poprzez uśrednienie 4 map źródłowych, w obszarach, gdzie dane są dostępne (formalnie jest to suma map podzielona przez sumę masek). W tak uzyskanej mapie braki uzupełnione są przez interpolację za pomocą programu *surface* z pakietu GMT 5.1.1 z parametrami identycznymi jak powyżej. Wynikiem jest mapa podłoża pokrywająca całe terytorium Polski, pokazana na Rysunku I.3.17e (Grad i Polkowski [2016]).

Poza mapą głębokości podłoża, analiza profili refrakcyjnych pozwoliła na utwo-



Rysunek I.3.18. Głębokość i prędkość podłoża sejsmicznego w Polsce. (a) Model głębokości podłoża przefiltrowany filtrem o promieniu 30 km (b) Model rozkładu prędkości fal P bezpośrednio pod podłożem przefiltrowany filtrem o promieniu 30 km. Skróty nazw takie jak na Rysunku I.2.1.

rzenie mapy prędkości fali P podłoża. Rysunek I.3.17f pokazuje wynik interpolacji danych prędkościowych. Na mapie tej widać jeden obszar problematyczny zaznaczony elipsą - jeden z profili (CEL14) wprowadził do mapy prędkości znacząco większe od profili sąsiednich i co najważniejsze również go przecinających. Identyfikowane jest to jako efekt anizotropii w tym obszarze (Środa [2006]) i dla dalszej analizy prędkość pod podłożem została zredukowana w tym profilu o 6%. Po wprowadzeniu tej zmiany mapa prędkości została przeliczona.

Zarówno mapa prędkości jak i głębokości podłoża zostały poddane filtracji przestrzennej za pomocą programu *grdfilter* z pakietu GMT 5.1.1, który pozwala na filtrowanie danych w siatkach geograficznych. Wykorzystano filtr *boxcar*, czyli taki, gdzie wagi w całym uśrednianym promieniu są równe. Promień uśredniania - filtracji wynosił 30 km. Finalny wynik interpolacji pokazany jest na Rysunku I.3.18.

3.4.3 Finalna mapa podłoża sejsmicznego dla Polski

Głównymi cechami podłoża sejsmicznego w Polsce jest zgłębienie w strefie TESZ i duże głębokości w Karpatach sięgające do 20 km. Na platformie wschodnioeuropejskiej podłoże jest gładkie i pogłębia się od 0.3 km na północnym wschodzie do 10 km na krawędzi kratonu. Ten gładki kształt może być efektem erozji powierzchni trwającej od prekambru. W rezultacie głębokość podłoża na platformie wschodnioeuropejskiej nie wykazuje korelacji z utworami krystaliniku. Na południowy zachód od frontu deformacji waryscyjskiej, głębokość podłoża paleozoicznego platformy zachodnioeuropejskiej wzrasta od ok. 1 km w południowym zachodzie do ok. 10 km w kierunku strefy TESZ na północnym wschodzie. Podłoże w Karpatach zgłębia się w kierunku południowym i osiąga 20 km (Grad i Polkowski [2016]).

To opracowanie nie jest pierwszym prezentującym głębokość podłoża na terenie Polski, ale jest pierwszym dedykowanym temu regionowi i przygotowanym z tak dużą dokładnością i rozdzielczością. Mapę wysokiej rozdzielczości można porównać do trzech map rejonu Polski o mniejszej rozdzielczości: jedną mapą globalną (Laske i Masters [1997]) i dwiema regionalnymi (Molinari i Morelli [2011]; Tesauro i in. [2008]). Dla porównania wszystkie mapy przefiltrowano filtrem o promieniu 50 km (Rysunek I.3.19).



Rysunek I.3.19. Porównanie mapy podłoża z wcześniejszymi modelami dla obszaru Polski (a) Finalna mapa podłoża przefiltrowania filtrem o promieniu 50 km. (b) Różnica pomiędzy mapą finalną i mapą z modelu globalnego (Laske i Masters [1997]) (c) Różnica pomiędzy mapą finalną i mapą z modelu Molinari i Morelli [2011] (d) Różnica pomiędzy mapą finalną i mapą z modelu Tesauro i in. [2008]

3.5 Geometria skorupy i mapa Moho

Analogicznie do mapy podłoża sejsmicznego przygotowano na podstawie danych z sejsmicznych profili refrakcyjnych mapy spągu górnej, środkowej i dolnej skorupy. Spąg dolnej skorupy jest granicą pomiędzy skorupą i górnym płaszczem, znaną jako nieciągłość Mohorovičicia (w skrócie Moho). Dodatkowo, analogicznie do wcześniej-szej analizy prędkości w głębokich osadach starszego paleozoiku i Karpat utworzono odwierty wirtualne - jednowymiarowe pionowe profile prędkości od głębokości, dla warstw skorupy i płaszcza.

Wartości głębokości poszczególnych warstw z profili refrakcyjnych brane były dla tych części profilu z dobrym pokryciem promieniami sejsmicznymi (porównaj Rysunek I.4.11). Finalne wersje modeli wzdłuż profili sejsmicznych są zawsze prostokątne, jednak dane na krawędziach profilu są zazwyczaj interpolowane i w tym opracowaniu były odrzucane. Każda z trzech omawianych map została interpolowana za pomocą polecenia *surface* z pakietu GMT 5.1.1 w celu wypełniania obszarów bez danych i poddana filtracji przestrzennej za pomocą programu *grdfilter* z pakietu GMT 5.1.1 filtrem o promieniu 50 km.

Wirtualne odwierty zostały zapisane w jednej zmiennej, gdzie dla każdego punktu danych podane były szerokość i długość geograficzna, głębokość, prędkość i przynależność do warstwy (górna, środkowa i dolna skorupa oraz płaszcz). Taki sposób organizacji danych pozwolił na łatwiejsze uzupełnianie modelu 3D prędkościami w kolejnym etapie.



Rysunek I.3.20. Model sejsmiczny przez strefę TESZ pomiędzy platformą wschodnioeuropejską i platformą zachodnioeuropejską w Polsce wzdłuż fragmentu profilu P4 (Grad i in. [2003a], lokalizacja na Rysunku I.3.1d). Podłoże prekambryjskie zaznaczone jest grubą czerwoną linią, a paleozoiczne pomarańczową. Granica Moho zaznaczona jest grubą czarną linią. Pionowe, czerwone linie kreskowane oznaczają wirtualne odwierty przez osady starszego paleozoiku (nieosiągalne prawdziwymi odwiertami), skały skorupy i płaszcza do 60 km głębokości. Po prawej stronie oznaczono klasyfikację warstw. Kolor na przekroju oznacza prędkości sejsmiczne.

Rozdział 4

Model 3D

4.1 Konstrukcja modelu 3D

Wszystkie wcześniej opisane działania miały na celu zebranie danych potrzebnych do konstrukcji modelu i takie ich przetworzenie, żeby możliwie uprościć samą konstrukcję modelu 3D. Sam model zdefiniowany został jako prostopadłościan we współrzędnych sferycznych (z punktu widzenia współrzędnych kartezjańskich część wycinka kuli) składający się z komórek o wymiarze 0.02°(w kierunku wschód - zachód, długość geograficzna) na 0.01° (w kierunku północ południe, szerokość geograficzna) na 10 m (w kierunku pionowym, głębokość). Model opisuje obszar od 48.7°N do 55.0°N, od 13.8°E do 24.5°E i od 2600 m n.p.m do głębokości 60000 m p.p.m. Całkowita ilość komórek modelu wynosi 2 117 570 376. Proces tworzenia modelu 3D jest dwuetapowy. W pierwszej kolejności tworzony jest model geologiczny zawierający geometrię poszczególnych warstw - każdej komórce modelu przypisywana jest liczba całkowita określająca przynależność do jednaj z warstw. Model geologiczny przechowywany jest w pamięci komputera jako zmienna typu uint8, więc zajmuje ok. 1.97 gigabajta (GB). W drugiej kolejności tworzony jest model prędkości, w którym każdej komórce modelu przypisujemy wartość prędkości fali P. Model prędkościowy przechowywany jest w pamięci komputera jako zmienna typu *float* (4 bajty na liczbą), więc zajmuje ok. 7.89 gigabajta (GB).

W rzeczywistości komórki modelu mają kształt bardzo zbliżony do spłaszczonego prostopadłościanu. Licząc na powierzchni Ziemi rozmiar komórek wynosi od 1112 m x 1281 m x 10 m w północnej Polsce do 1112 m x 1459 m x 10 m. Różnica wynika z użytych współrzędnych sferycznych.

Wszystkie obliczenia na mapach przeprowadzano w układzie współrzędnych geodezyjnych WGS84.

4.1.1 Dane do modelu geologicznego

Maska obszaru Polski. Ze względu dostępność najważniejszego źródła danych jakim są odwierty geologiczne tylko na terytorium Polski, model nie jest tworzony poza granicami politycznymi. Aby ułatwić dalsze obliczenia utworzono maską, czyli siatkę o wymiarach zgodnych z modelem i przypisano komórkom leżącym w obrębie Polski wartość 1 a pozostałym 0 (kryterium było lokalizacja środka każdej komórki wewnątrz granic politycznych; http://www.gadm.org/country).

Maska obszaru Karpat. Ponieważ przy analizie prędkości w warstwie osadowej przyjęto, że osady w Karpatach należy taktować oddzielnie jako flisz przy konstrukcji modelu pomocna okazała się maska analogiczna do maski Polskiej, w której wartości 1 przypisałem komórkom leżącym w Karpatach, a pozostałym wartość 0.

Topografia. Pierwszą granicą braną do modelu geologicznego jest topografia. Bardzo detaliczną topografię satelitarną SRTM3 o rozdzielczości 3" x 3" dostępną dla Polski (Michalak [2004]) przeliczono do siatki zgodnej z modelem: 0.01°x 0.02°. Wynikowa topografia Polski pokazana jest na Rysunku I.4.1a.

Mapy warstw osadowych. Mapy głębokości spągu osadów trzeciorzędu i czwartorzędu, kredy, jury, triasu i permu zostały utworzone na podstawie atlasu geologicznych cięć poziomych (Kotański [1997]), trójwymiarowego modelu geologii Polski od 6000 m p.p.m do 500 m p.p.m. (Piotrowska i in. [2005]; http://model3d.pgi.gov.pl/) i prac Małolepszego [2005] oraz Nity i in. [2007] (Grad i in. [2016]). Wszystkie pięć map przeliczono do wspólnej siatki zgodnej z modelem. Mapy te były przygotowane w specyficzny sposób, który dopuszczał sytuacje przecinania się map w sensie głębokości - jeżeli mapa warstwy starszej dawała w jakimś obszarze głębokości mniejsze niż mapa warstwy młodsze to oznaczało, że w tym obszarze warstwa starsza nie występuje (np. Jura w Polsce południowo-zachodniej). Finalne mapy po przeliczeniu na miąższości można zobaczyć na Rysunkach: I.4.1b dla trzeciorzędu i czwartorzędu, I.4.2a dla kredy, I.4.2c dla jury, I.4.2e dla triasu i I.4.3a dla permu.

Mapa podłoża. Opisana na poprzednich stronach mapa podłoża osadów (Rysunek I.3.18) pozwoliła na domknięcie warstwy osadowej od dołu. Ze względu na ograniczoną dostępność danych o geometrii poszczególnych warstw osadów starszych od permu jak karbon, dewon, sylur, ordowik i kambr osady starsze od permu zdecydowano traktować wspólnie jako osady starszego paleozoiku. Mapa miąższości osadów starszego paleozoiku pokazana jest na Rysunku I.4.3c. Mapa podłoża była już przygotowana w siatce zgodnej z modelem 3D i nie wymagała przekształceń.

Geometria skorupy górnej i środkowej. Opisane na poprzednich stronach mapy spągu skorupy górnej i środkowej zostały użyte przy konstrukcji modelu bez żadnej obróbki, były już w zgodnej z modelem siatce. **Mapa Moho.** Mapa Moho, czyli mapa spągu skorupy dolnej również została użyta przy konstrukcji modelu bez żadnej obróbki, ale jest traktowana oddzielnie, ponieważ jest to bardzo ważna mapa, którą można porównać z innymi opracowaniami wykonanymi wcześniej dla obszaru obejmującego Polskę (Rysunek I.5.2).

4.1.2 Konstrukcja modelu geologicznego

Konstrukcję modelu geologicznego (geometrię warstw) rozpoczyna inicjalizacja zmiennej dla modelu geologicznego - w tym momencie zmienna zawiera 2 117 570 376 zer. Następnie przetwarzany jest warstwa po warstwie od góry, zaczynając od topografii. Po wczytaniu mapy topografii (w siatce zgodnej z modelem) dla każdej kolumny modelu geologicznego (czyli dla każdej lokalizacji geograficznej) pobierana jest z mapy wysokość topografii i wszystkie komórki w danej kolumnie znajdujące się nad poziomem topografii oznaczam numerem 1, który zarezerwowano dla powietrza. Przetwarzane są tylko te lokalizacje, które na masce obszaru Polski mają wartość 1.

W kolejnym kroku pamięci wczytana zostaje mapa spągu trzeciorzędu i czwartorzędu. Dla każdej kolumny modelu geologicznego (czyli dla każdej lokalizacji geograficznej) pobierana jest z mapy głębokość (wysokość) spągu trzeciorzędu i czwartorzędu i wszystkie komórki w danej kolumnie znajdujące się nad poziomem trzeciorzędu i czwartorzędu i mające wartość 0 oznaczone zostają numerem 2, który zarezerwowano dla trzeciorzędu i czwartorzędu. W ten sposób komórki wcześniej przypisane do którejś z warstw nie mogą być zmienione. W tym kroku przetwarzane są tylko te lokalizacje, dla których maska obszaru Polski ma wartość 1 a maska obszaru Karpat wartość 0.

Operację tą powtarza się dla kolejnych warstw: komórki nad spągiem kredy zyskują wartość 3, nad spągiem jury 4, nad spągiem triasu 5, nad spągiem permu 6 i nad podłożem wartość 7 zarezerwowaną dla starszego paleozoiku. Wszystkie te kroki wykonywane są dla obszaru poza Karpatami.

Dla obszaru Karpat wszystkie komórki nad podłożem, które wcześniej nie były oznaczone jako powietrze oznaczone zostają numerem 9 zarezerwowanym dla fliszu.

W kolejnym kroku postępowanie jest analogicznie, już dla całego obszaru Polski, dla spągu skorupy górnej - tutaj w modelu przypisuje się wartość 10. Komórkom nad spągiem skorupy środkowej przypisuje się wartość 11 a komórkom nad powierzchnią Moho wartość 12 zarezerwowaną dla dolnej skorupy. Wszystkim komórkom na terenie Polski nad poziomem -60 km przypisuje się wartość 13 zarezerwowaną dla górnego płaszcza.

4.1.3 Dane do modelu prędkościowego

Podział geologiczny. Pokazany na Rysunku I.3.1c podział Polski na jednostki geologiczne według Sokołowskiego [1968] jest kluczowy ze względu na wykorzystanie opisanych wcześniej zależność prędkości od głębokości na podstawie odwiertów i profili refrakcyjnych. Dla każdej jednostki A, B₁, B₂, B₃, B₄, C_a, C_b, C_c, C_d, C_e, C_f, D_a, D_b i D_c utworzono oddzielną maskę w sposób analogiczny jak dla maski obszarów Polski i Karpat.

Prędkości w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Do uzupełnienia warstwy trzeciorzędu i czwartorzędu prędkościami poza Karpatami wykorzystano dwie krzywe zależności prędkości od głębokości przygotowane na postawie danych odwiertowych, jedną na nizinie dla jednostek A, B₁, B₂, B₃, B₄, C_a, C_c i C_f oraz drugą dla południowej Polski dla jednostek C_b, C_d i C_e (Rysunek I.3.4).

Prędkości w płytkich osadach. Do uzupełnienia warstw kredy, jury, triasu i permu poza Karpatami użyto indywidualne zależności prędkości od głębokości dla par warstwa / jednostka (Rysunek I.3.8). Dla dwóch przypadków krzywe nie były dostępne ze względu na brak danych z odwiertów. Wykorzystano wtedy krzywe dla tej samej warstwy w sąsiedniej jednostce. Dla kredy w obszarze C_b wykorzystano zależność dla kredy z jednostki C_a , a dla permu w jednostce C_e wykorzystano zależność dla permu w jednostce C_d .

Prędkości dla osadów starszego paleozoiku. Do uzupełnienia warstwy starszego paleozoiku na obszarze Polski poza Karpatami wykorzystano 11 zależności prędkości od głębokości obliczonych na podstawie danych z odwiertów i profili refrakcyjnych dla jednostek A, B₁, B₂, B₃, B₄, C_a, C_b, C_c, C_d, C_e i C_f (Rysunek I.3.13 i I.3.14).

Prędkości dla fliszu. Do uzupełnienia warstwy osadowej w Karpatach wykorzystano 3 zależności prędkości od głębokości obliczonych na podstawie danych z odwiertów i profili refrakcyjnych dla jednostek D_a , D_b i D_c (Rysunek I.3.13 i I.3.15).

Prędkości w skorupie i górnym płaszczu. Do uzupełnienia warstw górnej, środkowej i dolnej skorupy oraz górnego płaszcza prędkościami wykorzystano dane z sejsmicznych profili refrakcyjnych zebrane jako szereg *odwiertów wirtualnych* - lokalnych jednowymiarowych zależności prędkości od głębokości branych z profili refrakcyjnych z interwałem 10 km wzdłuż profili.

4.1.4 Konstrukcja modelu prędkościowego

Konstrukcję modelu prędkościowego rozpoczyna utworzenie zmiennej dla modelu prędkościowego - w tym momencie zmienna zawiera 2 117 570 376 zer zmiennoprze-

cinkowych. Dalej prędkości są uzupełniane warstwa po warstwie od trzeciorzędu i czwartorzędu do górnego płaszcza.

Postępowanie dla wszystkich warstw osadowych jest identyczne. Zmianom podlegają tylko używane krzywe prędkości od głębokości, które zależą od warstwy i jednostki geologicznej. Proces przeprowadzany jest warstwa po warstwie. Dla każdej warstwy uzupełniane są po kolei wszystkie jednostki. W danej jednostce uzupełnianie modelu prędkościami przeprowadzane jest kolumna po kolumnie. Wartości w danej kolumnie modelu (w danej jednostce i warstwie) uzupełniane są na podstawie odpowiedniej krzywej. Należy tylko pamiętać, że wartości prędkości zależa od głębokości pod topografia, a nie poziomem morza. Gdy dana warstwa jest już cała uzupełniona prędkościami są one wygładzane za pomocą filtracji. Proces ten jest wykonywany dla każdej warstwy osobno poziomami od najpłytszego do najgłębszego miejsca danej warstwy. W procesie filtracji biorą udział tylko dane z danej warstwy leżące na danej głębokości. Filtracja odbywa się w dwóch wymiarach. Promień filtracji zależy od głębokości według wzoru r = 3h + 5, gdzie h to głębokość w km. Wyjątkiem jest warstwa osadów trzeciorzędu i czwartorzędu, gdzie promień jest stały i wynosi 50 km, dla lepszego wygładzenia przejścia pomiędzy nizinna Polską i resztą kraju.

Postępowanie dla prędkości w skorupie krystalicznej / skonsolidowanej i w górnym płaszczu jest podobne. Dla każdej z tych 4 warstw proces jest niezależny. Dla danej warstwy w pierwszej kolejności określany jest zakres głębokości występowania. Następnie dla każdych pełnych 100 metrów głębokości (taka jest rozdzielczość danych z profili refrakcyjnych) tworzona jest przez interpolację mapa prędkości na podstawie wartości prędkości z *odwiertów wirtualnych* dla tej warstwy i głębokości. Tak uzyskana mapa jest filtrowana podobnie jak dla osadów filtrem o promieniu r = h + 30 (gdzie h to głębokość w km) i wkładana do modelu (tylko na danej głębokości i w danej warstwie). Wartości dla głębokości pośrednich interpolowane są liniowo pomiędzy mapami wykonanymi co pełne 100 m.

W ten sposób uzyskuje się wypełniony model prędkości dla całej Polski od topografii do głębokości 60 km p.p.m.

4.2 Przegląd modelu 3D

4.2.1 Model warstwa po warstwie

Końcowy model 3D składa się z 12 warstw. Należy przy tym pamiętać, że nie wszystkie warstwy występują na całym obszarze Polski, szczególnie w Karpatach cały kompleks osadowy opisany jest w modelu jedną warstwą. Warstwy w modelu: powietrze (1), trzeciorzęd i czwartorzęd (2), kreda (3), jura (4), trias (5), perm (6), starszy paleozoik (7), flisz karpacki (9), górna skorupa (10), środkowa skorupa (11), dolna skorupa (12) i górny płaszcz (13, obcięty na 60 km p.p.m.).

Warstwy modelu są oddzielone nieciągłościami sejsmicznymi pierwszego rodzaju. Cyfrowa postać modelu pozwala na łatwą analizę parametrów każdej z warstw: grubości i średniej prędkości oraz pionowych i poziomych niejednorodności, które mogą być dyskutowane w połączeniu z cechami geologii i tektoniki danego obszaru (Grad i in. [2016]).



Rysunek I.4.1. (a) Mapa topograficzna obszaru Polski (Michalak [2004]). (b) Miąższość osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych. (c) Średnie prędkości w warstwie osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych.

Najpłytsza część modelu pokazana jest na Rysunku I.4.1 - topografia oraz miąższość i średnia prędkość osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Dwa kolejne rysunki (I.4.2 i I.4.3) pokazują miąższości i średnie prędkości w pozostałych warstwach osadowych. Na Rysunku I.4.4 pokazane są miąższości i średnie prędkości dla trzech warstw skorupy krystalicznej / skonsolidowanej.

Miąższość trzeciorzędu i czwartorzędu wynosi średnio ok. 0.1 km na niżu polskim, natomiast bliżej Karpat rośnie do ok. 3.5 km. Prędkości są relatywnie małe i rosną w głąb warstwy od ok. 1.8 km/s do 3.8 km/s. W obszarze platformy wschodnioeu-



Rysunek I.4.2. Mapy miąższości (a,c i e) oraz średnich prędkości (b, d i f) dla osadów kredy, jury i triasu.

ropejskiej miąższość sedymentów mezozoicznych (kreda, jura, trias) rośnie gładko od ok. 100 m w Polsce północno-wschodniej do ok 2 km na krawędzi kratonu. Na południowy zachód od strefy TESZ osady kredowe zostały wyerodowane, a osady jury i triasu osiągają największe miąższości, nawet do 3 km. W obszarze platformy paleozoicznej zasięg osadów kredy, jury i triasu jest bardziej skomplikowany. Prędkości średnie rosną z wiekiem sedymentów i wynoszą dla kredy, jury i triasu odpowiednio 2.706, 3.392 i 3.873 km/s. Sedymenty permskie są wyerodowane w obszarze wyniesienia mazursko-białoruskiego i w południowej Polsce, podczas gdy w



Rysunek I.4.3. Mapy miąższości (a, c i e) oraz średnich prędkości (b, d i f) dla permu, starszego paleozoiku i fliszu karpackiego.

basenie polskim ich miąższość dochodzi do 4 km. Średnia prędkość osadów permskich wynosi 4.979 km/s i charakteryzuje małym wzrostem prędkości z głębokością. Różnica prędkości na granicy triasu i permu wynosi ok. 1 km/s i tworzy bardzo silny reflektor, powodujący trudność w dokładnym badaniu struktur podpermskich za pomocą pionowo odbitych fal sejsmicznych. W modelu osady przedpermskie mają miąższość dochodzącą do 10 km w basenie polskim. Średnia prędkość w tych osadach wynosi 4.9 km/s. Prędkości na platformach, gdzie warstwa osadów starszego paleozoiku jest cieńsza wynoszą około 4.5 km/s, podczas gdy w głębokim basenie



Rysunek I.4.4. Mapy miąższości (a,c i e) oraz średnich prędkości (b, d i f) dla górnej, środkowej i dolnej skorupy.

polskim są wyższe i wynoszą 5.5 km/s. W Karpatach osady są traktowane jako jedna warstwa - flisz, którego miąższość wynosi 5–10 km w części zachodniej i 15–20 km w części wschodniej Karpat. Średnia prędkość w fliszu wynosi 4.465 km/s.

Kolekcja map miąższości i średniej prędkości dla trzech warstw skorupy krystalicznej pokazana jest na Rysunku I.4.4 (Grad i in. [2016]). Widoczne jest zróżnicowanie warstw pomiędzy Polską północno-wschodnią i południowo-zachodnią. Granica pomiędzy tymi obszarami na mapach miąższości przebiega wzdłuż brzegu platformy



Rysunek I.4.5. Podsumowanie modelu 3D skorupy w Polsce. (a) Całkowita miąższość osadów. (b) Całkowita miąższość skorupy krystalicznej / skonsolidowanej. (c) Całkowita miąższość skorupy. (b, d i f) Odpowiadające mapy średnich prędkości fali P.

wschodnioeuropejskiej. Miąższość skorupy górnej wynosi ok. 12–17 km, a na obszarze basenu polskiego, basenu górnośląskiego i basenu lubelskiego maleje do ok. 5 km. W skorupie środkowej również widoczny jest podział wzdłuż strefy TT. Miąższości na platformie wschodnioeuropejskiej wynoszą 12–17 km, a na platformie paleozoicznej są znacząco mniejsze - ok. 5 km z znaczącą anomalią w rejonie basenu górnośląskiego, gdzie dochodzi do 12 km. Strefa TT dzieli również skorupę dolną. Miąższość na platformie wschodnioeuropejskiej wynosi 13–18 km z maksimum ponad 20 km w basenie lubelskim, a na platformie paleozoicznej jest mniejsza i wynosi 7–12 km. W Karpatach południk 21°E jest granicą pomiędzy cieńszymi osadami na wschodzie



Rysunek I.4.6. Mapy głębokości, nachylenia i prędkości fali P dla podłoża (a, b i c) i Moho (c,d,e).

i grubszymi na zachodzie. Mapy prędkości średnich dla skorupy środkowej i górnej pokazują podobny podział wzdłuż strefy TT. Dla platformy paleozoicznej prędkości średnie dla górnej i środkowej skorupy wynoszą odpowiednio 5.9 i 6.2 km/s. Dla platformy wschodnioeuropejskiej wynoszą 6.3 i 6.6 km/s więc są średnio wyższe o 0.3 km/s. Dla dolnej skorupy prędkości dla platformy wschodnioeuropejskiej wynoszą 7.1, a dla platformy paleozoicznej 6.8 km/s, ale granica pomiędzy tymi strefami różnych prędkości nie przebiega wzdłuż strefy TT i może być związana z linią taby (Elbe line, Aichroth i in. [1992]; Rabbel i in. [1995]; Thybo [2001])

W łatwy sposób można powtórzyć wcześniejszą analizę dla całych kompleksów: całych osadów od trzeciorzędu i czwartorzędu do starszego paleozoiku włacznie, całej trójwarstwowej skorupy skonsolidowanej i całej skorupy od topografii do Moho (Rysunek I.4.5). Mapa całkowitej miaższości osadów (Rysunek I.4.5a) ukazuje najcieńszą warstwę osadową w północno-wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej i południowo-zachodniej części platformy paleozoicznej w Polsce. Na wyniesieniu mazursko-białoruskim grubość osadów wynosi 0.3–1 km i rośnie do 7– 8 km w na granicy platformy by w strefie TT wzrosnąć do 9–12 km. Podobnie dla platformy paleozoicznej grubość pokrywy osadowej rośnie od 1–2 km w Polsce południowo-zachodniej i wzrasta do 9–12 km w strefie TT. Największa grubość pokrywy osadowej to ok. 20 km w wschodniej części Karpat w Polsce. Średnia prędkość pokrywy osadowej w Polsce wynosi 4.043 km/s. Rozkład przestrzenny średnich predkości osadów koresponduje z ich grubością. Dla cienkiej pokrywy średnie prędkości wynosza 2.5–3.5 km/s, podczas gdy w rejonach z gruba pokrywa osadowa średnie prędkości są większe i wynoszą 4.4–5.4 km/s. Ma to związek z kompakcją powodowana przez głębokość i ciśnienie. Wyjątkiem może być obszar południowo-wschodniej Polski: basenu lubelskiego i gór świętokrzyskich, gdzie miąższość sedymentów wynosi 4–8 km, a prędkości są wysokie i wynoszą 4.6–4.9 km/s. Obszar ten widoczny jest jako anomalia pozytywna na mapie anomalii grawitacyjnych Bouguera (Królikowski i Petecki [1995]), podczas gdy obszar strefy TESZ jest widoczny jako anomalia negatywna.

Mapy całej skorupy krystalicznej / skonsolidowanej (suma górnej, środkowej i dolnej skorupy, Rysunki I.4.5c,d) i całej skorupy (od topografii do Moho, Rysunki I.4.5e,f) pokazują wyraźny podział pomiędzy cieńszą skorupę na platformie paleozoicznej (22–30 km) i grubszą na platformie prekambryjskiej (30–42 km). Maksymalna miąższość skorupy krystalicznej wynosi 45 km w Polsce południowo wschodniej, na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Zróżnicowanie grubości skorupy skonsolidowanej jest dobrze widoczne w Karpatach: ok. 33 km w części wschodniej i 20 km w części zachodniej. Prędkość średnia dla skorupy skonsolidowanej wynosi 6.45 km/s. Na mapie prędkości również wyraźnie widoczne jest zróżnicowanie pomiędzy praformą prekambryjską i paleozoiczną.

Miąższość całej skorupy liczonej od topografii do Moho (Rysunek I.4.5e) zmienia się od 28.7 km na platformie paleozoicznej do 49.4 km na platformie wschodnioeuropejskiej. Zróżnicowanie miąższości skorupy jest również dobrze widoczne w Karpatach: od 35 km na wschodzie do 40 km w części zachodniej. Średnia prędkość w całej skorupie wynosi 6.0 km/s (Rysunek I.4.5f). Wpływ na średnie prędkości w całej skorupie mają zarówno kompleks osadowy i skorupa skonsolidowana, stąd niskie średnie prędkości (ok 5.7 km/s) w basenie polskim i Karpatach, gdzie jest dużo osadów i wysokie prędkości (ok. 6.3 km/s) na platformie wschodnioeuropejskiej i paleozoicznej, gdzie jest mało osadów.

Pokazane do tej pory mapy prezentowały miąższości i średnie prędkości w poszczególnych warstwach i grupach warstw. Kolejne mapy pokazują najważniejsze granice sejsmiczne: podłoże krystaliczne / skonsolidowane i Moho wraz z ich nachyleniami i prędkościami bezpośrednio pod omawianymi warstwami (Rysunek I.4.6). Obie mapy głębokości pokazują ją w odniesieniu do poziomu morza. Wartości nachylenia pokazane są w stopniach od poziomu. Małe nachylenia podłoża jest charakterystyczne dla platformy wschodnioeuropejskiej i paleozoicznej oraz dla podłoża kadomskiego. Przejście podłoża z platformy wschodnioeuropejskiej do strefy TESZ widoczne jest jako 8–12°nachylenie podłoża. Zachodnia krawędź platformy paleozoicznej związana z frontem deformacji waryscyjskiej jest związania z dużym nachyleniem podłoża, rzędu 10–15°. Największe nachylenie podłoża obserwowane jest dla Karpat, w szczególności części wschodniej, gdzie dochodzi do 20°. Na mapie nachylenia Moho granica pomiędzy platformą wschodnioeuropejska i paleozoiczną przebiega wzdłuż osi basenu polskiego i północnej krawędzi platformy paleozoicznej. Maksymalne nachylenie widoczne jest w południowo wschodniej Polsce i jest zwiazane z zachodnią krawędzią bloku małopolskiego i Górami Świętokrzyskimi. Inną anomalię o ogrągłym kształcie można znaleźć w Polsce północnej, na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Jest ona związana z lokalnym pogrubieniem skorupy w tym miejscu.

Mapa prędkości pod podłożem (Rysunek I.4.6e) była już dyskutowana (I.3.18). Średnie prędkości pod Moho zostały obliczone dla wierzchniej warstwy górnego płaszcza o grubości 5 km bezpośrednio pod Moho (Rysunek I.4.6f). Jest to warstwa dobrze zbadana przez fale P_n i stanowi dobrą reprezentację górnego płaszcza (uppermost mantle). Średnia prędkość w warstwie 5 km wynosi 8.176 km/s, podczas gdy w całej warstwie górnego płaszcza do 60 km głębokości średnia prędkość wynosi 8.229 km/s. Główną cechą mapy średnich prędkości górnego płaszcza są wysokie prędkości w Polsce centralnej związane ze strefą TESZ, w szczególności w basenie polskim. Od północnego wschodu strefa wysokich prędkości ograniczona jest granicą strefy TESZ, a od południowego zachodu granicą wysokich prędkości obserwowanych w skorupie dolnej.

4.2.2 Przekroje przez model 3D

Mapy pokazane wcześniej pozwoliły na analizę poszczególnych warstw modelu 3D (Grad i in. [2016]). Kolejnym krokiem przeglądu przez model są przekroje pionowe: południkowy wzdłuż 19°E i równoleżnikowy wzdłuż 52°N (Rysunek I.4.7, lokalizacja na Rysunku I.3.16). Przekroje geologiczne i sejsmiczne zostały pokazane w dwóch skalach: do 10 km głębokości dla lepszego zobrazowania warstw osadowych i do 60 km głębokości dla pokazania całego modelu 3D.

Równie interesujące są cięcia poziome przez model 3D. Na Rysunku I.4.8 pokazano cięcia poziome przez model prędkości dla głębokości 1, 3, 5, 10, 15 i 35 km. Na cięciu na głębokości 1 km podłoże widoczne jest tylko w Polsce południowozachodniej i północno-wschodniej. Dla głębokości 3 i 5 km nisko prędkościowe osady widoczne są w pasie od północnego zachodu do południowego wschodu Polski, w strefie TESZ. Na cięciu na 10 i 15 km głębokie osady widoczne są w basenie polskim i wschodnich Karpatach. Największy kontrast prędkości widoczny jest na cięciu na głębokości 35 km. W północno-wschodniej Polsce prędkości ok. 7 km/s związane są z wysoko-prędkościową dolną skorupą platformy wschodnioeuropejskiej, podczas gdy w Polsce południowo-zachodniej prędkości ok. 8.3 km/s są związanie z górnym płaszczem platformy paleozoicznej. Co ciekawe widoczny jest też podział Karpat na wschodnie i zachodnie przebiegający wzdłuż południka 21°E.

4.2.3 Dokładność modelu

Dokładność modelu 3D może być analizowana dla głębokości indywidualnych warstw i prędkości sejsmicznych. Dla dalszych zastosowań modelu szczególnie ważne są granice sejsmiczne o dużych kontrastach prędkości: trias – perm, osady – skorupa krystaliczna / skonsolidowana i Moho.

Granice w pokrywie kenozoiczno – mezozoicznej i granice trias – perm są określone za pomocą bardzo dużej ilości odwiertów geologicznych. Odwierty użyte do konstrukcji tego modelu były wykonane na przestrzeni ponad 50 lat. Przez ten czasie wielokrotnie zmieniały się zarówno techniki wykonywania samych odwiertów jak i możliwości interpretacyjne. Interpretacje rdzeni były czasem wykonywane wielokrotnie przez różnych autorów. Przykładem takiego odwiertu może być odwiert Mielnik IG-1. Klasyfikacja stratygraficzna poszczególnych warstw została zweryfikowana, a wprowadzone poprawki do głębokości osiągały 100 m. Można więc założyć, że dokładność geometrii warstw płytkich osadów jest nie lepsza niż 100 m.

Granica pomiędzy pokrywą osadową i podłożem (skorupą skonsolidowaną / krystaliczną) osiągana przez odwierty jest tylko relatywnie płytko. W przypadku głębokości określanej na podstawie odwiertów można się spodziewać dokładności podobnej jak dla sedymentów. Geometria głębszych fragmentów podłoża w Karpatach została określona na podstawie danych magnetotellurycznych, dla których szacowana dokładności wynosi od 2 do 4 km. Geometria podłoża w basenie polskim oraz geometria Moho i warstw skorupy skonsolidowanej / krystalicznej zostały określone na podstawie profili refrakcyjnych z typową dla nich dokładnością (Janik i in. [2002]; Grad i in. [2003a, 2006, 2008]; Majdański i Polkowski [2014]).

Dokładności prędkości i głębokości w modelach uzyskanych metodą promienio-



Rysunek I.4.7. Przekroje pionowe przez trójwymiarowy model geologiczny i sejsmiczny: wschód - zachód wzdłuż równoleżnika 52°N (a-d) i południe - północ wzdłuż południka 19°E. Przekroje pokazują dokładnie pierwsze 10 km i cały model do głębokości 60 km. Dla przekrojów geologicznych kolory odpowiadają kolejnym warstwom: 1 - trzeciorzęd i czwartorzęd, 2 - kreda, 3 - jura, 4 - trias, 5 - perm, 6 - starszy paleozoik, 7 flisz karpacki, 8 - górna skorupa, 9 - środkowa skorupa, 10 - dolna skorupa, 11 - górny płaszcz.

wą (ray-tracing) wynikają z dokładności pikowania - oznaczenia czasów przyjścia fali. Dokładność rośnie wraz ze wzrostem jakości i ilości danych oraz zwiększeniem efektywności źródeł, poprawą stosunku sygnału do szumu, zmniejszeniem odległości pomiędzy rejestratorami i poprawą pokrycia modelu promieniami sejsmicznymi, poprzez wykorzystanie różnych faz. W większości przypadków technika promieniowa używana jest do określania czasów przyjścia fal poprzez dopasowanie wyniku teoretycznego do obserwowanego (eksperymentalnego) zarówno dla fal refrakcyjnych jak i odbitych z dokładnością 0.1–0.2 s. Prędkości w skorupie są określane na podstawie



Rysunek I.4.8. Cięcia poziome przez model prędkości na głębokościach 1, 3, 5, 10, 15 i 35 km.

fal refrakcyjnych z dokładnością 0.1 km/s, lub lokalnie nawet lepszą. Granica skorupa – płaszcz (Moho) jest dobrze określona na podstawie danych refrakcyjnych dla całego obszaru objętego modelem z dokładnością 2 km. Dane refrakcyjne użyte do konstrukcji modelu 3D są jednorodne zarówno jeśli chodzi o użyte techniki, jak i metody interpretacji. Dokładność głębokości Moho i warstw skorupowych modelu 3D może być założona taka jak dla typowych dwuwymiarowych modeli refrakcyjnych, a różnice widoczne na przecięciach profili mogą być wynikiem lokalnej anizotropii (Środa [2006]).



Rysunek I.4.9. Histogramy pokazujące różnice pomiędzy głębokościami w modelu 3D i danych wejściowych dla podłoża i Moho. N oznacza całkowitą ilość danych.



Rysunek I.4.10. Porównanie pionowych czasów przejścia dla odwiertu Mielnik IG-1. Kropki oznaczają zmierzone czasy w odwiercie, linie - czasy obliczone. (a) Dokładna stratygrafia i czas przejścia obliczony używając zależności prędkości od głębokości dla jednostki A_{3b} (Grad [1987]). (b) Stratygrafia uproszczona z kompleksem podpermskim i czasami policzonymi na podstawie modelu 3D.

Innym źródłem niedokładności może być przejście od modeli 2D do modelu 3D, gdzie wykonywana jest interpolacja, uśrednianie dla przecinających się profili i wygładzanie. Histogramy pokazujące różnice pomiędzy głębokościami z modelu 3D i danymi wejściowymi użytymi do jego konstrukcji pokazane są na Rysunku I.4.9. Zarówno dla podłoża jak i Moho praktycznie wszystkie różnice mieszczą się w zakresie ± 2 km (Grad i in. [2016]).

Dokładność prędkości sejsmicznych będzie analizowana oddzielnie dla danych z odwiertów i refrakcji. Dane prędkościowe w osadach do permu włącznie pochodzą z odwiertów z pionowymi profilowaniami sejsmicznymi. Mimo dużego rozrzutu wartości prędkości w każdej z warstw widoczny jest wyraźny wzrost prędkości z głębokością. Prędkości w tych osadach zostały określone za pomocą wielomianowych zależności prędkości od głębokości, a ich dokładność była wcześniej dyskutowana. Na Rysunku I.4.10 pokazany jest przykład porównania czasów przejścia pionowego dla otworu Mielnik IG-1 (lokalizacja otworu na Rysunku I.3.1c). Kropki pokazują zmierzone czasy w odwiercie a linie czasy obliczone. Na Rysunku I.4.10a czasy policzone są dla szczegółowej stratygrafii używając zależności prędkości od głębokości dla jednostki A_{3b} (Grad [1987]). Tutaj dopasowanie jest bardzo dobre. Rysunek I.4.10b pokazuje czasy obliczone dla lokalizacji otworu Mielnik IG-1 na podstawie modelu 3D z uproszczoną stratygrafią utworów podpermskich. Największa różnica czasu widoczna jest dla granicy trias – perm (ok. 0.03 s) i dla podłoża (ok. 0.05 s), gdzie czasy są znacząco niższe niż uzyskane w profilowaniu VSP ($\pm 0.1 - 0.2$ s).



Rysunek I.4.11. Porównanie czasów przejścia dla południowo zachodniej części profilu refrakcyjnego P4 dla punktu strzałowego SP4020. (a) Sekcja z fazami skorupowymi i płaszczowymi (Grad i in. [2003a]). (b) Pierwsze wstąpienia i fale odbite od Moho wzdłuż przekroju 2D wyciętego z modelu 3D. Zapisy znormalizowane, składowa pionowa przefiltrowana filtrem przepustowym od 2 do 12 Hz. Według Grada i in. [2016].

Dokładność prędkości w modelu 3D była również testowana poprzez porównanie czasów przejścia dla południowo zachodniej części profilu P4, sekcji pomiarowej dla punktu strzałowego SP4020 (Rysunek I.4.11, lokalizacja na Rysunku I.3.1d). Na Rysunku I.4.11a,b pokazane są oryginalne dane dla profilu 2D i wynik modelowania (Grad i in. [2003b]). Na Rysunku I.4.11c,d pokazane są fazy skorupowe i płaszczowe Pg i Pn oraz odbicia od Moho – $P_M P$ wzdłuż przekroju 2D wyciętego z modelu 3D wraz z ich promieniami. Przykład ten pokazuje, że dla głębokości podłoża zmieniającej się od 2 do 11 km i głębokości Moho od 29 do 36 km, czasy zarówno promieni odbitych i załamanych dobrze pasują do danych wejściowych (Grad i in. [2016]).
Podsumowanie modelu 3D

Celem pracy było stworzenie pełnego modelu 3D struktury i prędkości sejsmicznej od topografii do 60 km głębokości dla całego obszaru Polski obejmującego 6 warstw sedymentów (plus flisz), 3 warstwy skorupy krystalicznej / skonsolidowanej i górny płaszcz. Zarówno geometria warstw jak i ich uzupełnienie prędkościami zostały wykonane systematycznie dla całego modelu. Cząstkowe dane zostały opublikowane w pracach dotyczących prędkości w piętrze osadowym (Grad i Polkowski [2012]; Polkowski i Grad [2015]), podłoża krystalicznego / skonsolidowanego (Grad i Polkowski [2016]) oraz pełnego modelu 3D (Grad i in. [2016]).

Nowy, cyfrowy model wysokiej rozdzielczości otwiera nowe perspektywy dla kolejnych badań i eksperymentów. W zależności od potrzeb może stanowić źródło lokalnych profili jednowymiarowych, przekrojów dwuwymiarowych, oraz może być stosowany w całości jako w pełni trójwymiarowy. Szczególnie ważnym zastosowaniem modelu 3D jest badanie naturalnej sejsmiczności lokalnej, która jest w Polsce niewielka, ale obecna i od czasu do czasu zauważalna (Guterch [2007, 2015]; Guterch i in. [2015b, 2005]). Do tej pory do lokalizacji lokalnych zjawisk sejsmicznych używa się zazwyczaj globalnych modeli jednowymiarowych, które dla jednych obszarów działają lepiej, a dla innych gorzej. W warunkach polskich, gdzie budowa geologiczna jest bardzo zróżnicowana na stosunkowo małym obszarze zastosowanie modelu 1D może skutkować dużymi niedokładnościami. Dla zobrazowania wyższości modelu 3D przygotowano porównanie pionowych czasów przejścia przez model 3D i model 1D (*iasp '91*, Kennett i Engdahl [1991], Rysunek I.5.1).

Czas przejścia pionowego przez warstwę sedymentów wynosi od 0.1 s do ponad 3 s (Rysunek I.5.1a). Różnica w stosunku do jednorodnej warstwy o grubości 2 km wynosi od -0.5 do 2.5 s (Rysunek I.5.1b). Tak duża różnica jest istotna zarówno w badaniu zjawisk lokalnych, jak i w interpretacji zjawisk telesejsmicznych.

Przejście pionowe przez cała skorupę trwa od 4.5 do ok. 7.5 s (Rysunek I.5.1c). W porównaniu do 35-kilometrowej skorupy z modelu *iasp'91* różnica wynosi od -0.5 do 2.5 s, podobnie jak dla samych osadów (Rysunek I.5.1d).

Przejście pionowe przez cały model od 60 km głębokości do powierzchni trwa od



Rysunek I.5.1. Porównanie pionowych czasów przejścia przez model 3D z modelem jednowymiarowym *iasp'91*. (a) Czas pionowego przejścia przez warstwę osadową w modelu 3D. (b) Różnica czasu przejścia przez warstwę osadową w modelu 3D i jednorodną warstwę o grubości 2 km i prędkości 3 km/s. (c) Czas pionowego przejścia przez skorupę w modelu 3D. (d) Porównanie czasu przejścia przez skorupę z modelem *iasp'91*. (e) Pionowy czas przejścia przez cały model 3D. (f) Porównanie czasu przejścia przez cały model 3D z czasem przejścia przez 60 km modelu *iasp'91*.

8.5 do 9.5 s (Rysunek I.5.1e) . Porównując do 60 km modelu *iasp'91* różnica wynosi od -0.3 do 0.5 s (Rysunek I.5.1f). Całkowita maksymalna różnica wynosi więc 0.8 s i w rzeczywistej sytuacji nie pionowego przejścia fali byłaby jeszcze większa.

Pokazane na Rysunku I.5.1 czasy przejścia pionowego przez model 3D pokazują efekt skomplikowanej budowy geologicznej. Niektórzy autorzy sugerują, aby takie lokalne różnice przedstawiać jako korekcje czasu dla stacji, natomiast odstęp do modelu 3D daje możliwość analizy zjawisk niezależnie dla różnych azymutów i odległości epicentralnych.

Dokładna znajomość prędkości sejsmicznych na podstawie tego modelu jest wykorzystywana przy analizie danych z zakończonego już eksperymentu PASSEQ 2006-2008 (lokalizacja zjawisk naturalnych, modele dla funkcji odbioru) i trwającego eksperymentu "13 BB star" (lokalizacja zjawisk naturalnych, modele dla funkcji odbioru, ambient noise).

Wadą modelu 3D w stosunku do modeli 1D jest złożoność obliczeniowa wszelkich symulacji, w tym obliczeń czasu przejścia z punktu A w modelu do punktu B. Na



Rysunek I.5.2. Porównanie mapy Moho z modelu 3D z wcześniejszymi opracowaniami pokrywającymi terytorium Polski. (a) Różnica z globalnym modelem według Laske [2002]. (b) Różnica z mapą Moho dla płyty europejskiej według Grad i in. [2009]. (c) Różnica z mapą Moho według Tesauro i in. [2008]. (d) Różnica z mapą Moho według Molinari i Morelli [2011].

potrzeby szybkiego obliczania czasów przejścia przez model 3D została dla tego modelu zaimplementowana metoda *fast marching* - cały proces opisany jest w części III niniejszej pracy.

Wyższość modelu 3D dla Polski nad opracowaniami dla świata lub Europy można zaobserwować również porównująca mapy głębokości granicy Moho. Prezentowana tutaj mapa Moho (PL, Rysunek I.4.6d) została porównana z 4 innymi mapami Moho (Rysunek I.5.2): mapy globalnej niskiej rozdzielczości $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (Laske [2002]), mapy w skali kontynentalnej dla płyty europejskiej (Grad i in. [2009]) oraz dwóch map regionalnych (Tesauro i in. [2008]; Molinari i Morelli [2011]). Wszystkie te mapy zostały przeliczone do wspólnej siatki i przefiltrowane tym samym filtrem o promieniu 50 km dla łatwego porównania. Dla pierwszych dwóch map różnica w głębokości Moho jest na poziomie ± 4 km dla mapy płyty europejskiej i ± 5 km dla mapy globalnej. Większe różnice widoczne są w porównaniu z pozostałymi mapami, szczególnie w Polsce południowo-wschodniej. Mapa Molinari i Morelli [2011] pokazuje w tym rejonie Moho 10 km głębiej od mapy z modelu 3D, podczas gdy różnica w stosunku do mapy Tesauro i in. [2008] wynosi aż 20 km. Takie zróżnicowanie może być wytłumaczone użyciem starych danych, które wskazywały na Moho na głębokości ok. 60 km (Guterch i in. [1986]). Informacja ta została później zweryfikowana przez profile z eksperymentu CELEBRATION 2000 (np. Janik i in. [2005, 2009, 2011]) i ostatnio przez Starostenkę i in. [2013].

Część II

Pasywny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej

Wprowadzenie do eksperymentu "13 BB star"

Pasywny eksperyment sejsmiczny "13 BB star" został zaplanowany na lata 2013-2017 i został sfinansowany przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu DEC-2011/02/A/ST10/00284, którego beneficjentem był prof. dr hab. Marek Grad. Głównym celem eksperymentu było określenie na podstawie rejestracji dalekich trzęsień ziemi struktury przejścia pomiędzy litosferą i astenosferą. Eksperyment został zlo-



Rysunek II.6.1. Mapa lokalizacyjna eksperymentu "13 BB star" w północnej Polsce na tle mapy topograficznej. Czerwone kółka pokazują planowany, regularny układ stacji, gdzie stacje rozmieszczone są w wierzchołkach trójkątów o boku ok. 35 km. Granatowe kropki oznaczają rzeczywiste lokalizacji stacje wraz z ich nazwami: A0, B1...B6, C1...C6.

kalizowany w północnej Polsce, na brzegu platformy wschodnioeuropejskiej (Grad i in. [2015]). Obszar ten jest dobrze rozpoznany jeśli chodzi o płytkie struktury geologiczne i prędkości sejsmiczne w skorupie ziemskiej (Skorupa [1974]; Grad i in. [2003b]; Polkowski i Grad [2015]; Grad i Polkowski [2012]; Grad i in. [2016]).

Średnia prędkość warstwy osadowej w tym obszarze wzrasta z głębokością od ok. 2.5 km/s gdzie grubość warstwy osadowej wynosi 1 km do 4.3 km/s gdzie grubość wynosi 8 km (Guterch i in. [1986]; Grad i in. [2016]). Głębokość podłoża krystalicznego na północy obszaru wynosi 1-2 km i rośnie w kierunku południowego-zachodu do 7-8 km na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (Grad i Polkowski [2016]). Skorupa krystaliczna ma typową dla platformy wschodnioeuropejskiej trójwarstwową budowę z prędkościami wynoszącymi 6.1–6.4, 6.5–6.8 i 6.9–7.2 km/s odpowiednio dla górnej, środkowej i dolnej skorupy. Topografia granicy Moho jest stosunkowo płaska - pod stacjami granica znajduje się na głębokości 40–45 km (Grad i in. [2009]).

Założony kształt sieci 13 stacji został zbudowany w oparciu o układ trójkątów równobocznych o boku ok. 35 km tworzących sześcioramienną gwiazdę. Na Rysunku II.6.1 czerwonymi kółkami pokazano założony, teoretyczny układ 13 stacji. Wszystkie stacje zostały zlokalizowane w dużych kompleksach leśnych, zazwyczaj wewnątrz ogrodzonych, młodych nasadzeń. Kryterium wyboru lokalizacji była możliwie duża odległości od zabudowań, dróg, torów i innych obiektów generujących szum mechaniczny. Z tego względu nie zawsze możliwe było umieszczenie stacji dokładnie w zakładanej lokalizacji. Na Rysunku II.6.1 granatowymi kropkami pokazano rzeczywiste rozmieszczenie stacji.

Na Rysunku II.6.2 pokazano zdjęcia z budowy i wyposażania stacji.



Rysunek II.6.2. Instalacja tymczasowych, szerokopasmowych stacji sejsmicznych w północnej Polsce: (a) ustawianie i poziomowanie czujnika szerokopasmowego na granitowej podstawie na dnie studni pomiarowej; (b) wyposażenie stacji: baterie, rejestrator i moduł komunikacyjny; (c) panele słoneczne i zestaw anten GPS i do transmisji danych 3G; (d) ogrodzone stanowisko pomiarowe z ukrytą pod warstwą piasku studnią pomiarową. Zdjęcia wykonane przez prof. dr hab. Marka Grada w czerwcu 2013.

Sprzęt, oprogramowanie i komunikacja

7.1 Wyposażenie stacji

Każda z 13 stacji sejsmicznych została zbudowana i wyposażona w identyczny sposób. Wyposażenie stacji można podzielić na trzy istotne grupy: układ rejestratora, układ zasilania oraz układ transmisji danych.

Na układ rejestratora składa się szerokopasmowy czujnik sejsmiczny *Reftek 151-200 – "Observer"*, rejestrator *Reftek 130B* oraz antena GPS. *"Observer"* to trój-



Rysunek II.7.1. Schemat elementów wyposażenia stacji eksperymentu "13 BB star".

składowy czujnik szerokopasmowy o niskim poziomie szumu działający na zasadzie układu sprzężenia zwrotnego o zakresie częstotliwości od 0.0083 do 50 Hz, co odpowiada okresom od 120 do 0.02 s. Czujnik posiada wbudowany układ poziomowania i centrowania mas oraz czujniki ich położenia. Czujnik został w każdej stacji umieszczony na betonowym cokole o średnicy ok. 30 cm i wysokości ok. 60 cm. Do powierzchni cokołu betonowego przymocowana została granitowa płyta o wymiarach 40×40 cm, na powierzchni której ustawiony został czujnik. Wokół czujnika umieszczony został poliweglanowy cylinder o średnicy ok 50 cm, który po zasypaniu styropianowym wypełniaczem utworzył izolację termiczną dla czujnika. Rejestrator sejsmiczny zawiera wysokiej rozdzielczości przetwornik analogowo-cyfrowy, który dla trzech kanałów umożliwia pomiar o rozdzielczości 24 bitów przy częstotliwości maksymalnej 4000 Hz. W przypadku eksperymentu "13 BB star" częstotliwość rejestracji została ustawiona na standardowe 100 Hz. Rejestrator obsługuje do dwóch kart pamięci o maksymalnej pojemności 16 GB każda. Przy wykorzystaniu maksymalnej pojemności kart można zapisać do 10 miesięcy danych ciągłych. Rejestrator wymaga do prawidłowej pracy odbiornika GPS, który dostarcza precyzyjnej, globalnej synchronizacji czasu. Dostęp do rejestratora możliwy jest poprzez lokalną sieć komputerową LAN.

Na układ zasilania stacji składają się trzy panele fotowoltaiczne o maksymalnej mocy 140 W przy 12 V każdy podłączone szeregowo do regulatora zasilania. Z drugiej strony do regulatora zasialania podłączone są szeregowo dwa akumulatory o pojemności 150 Ah przy 12 V. Zadaniem regulatora jest ciągłe zasilanie podłączonych urządzeń elektrycznych. W przypadku produkcji energii większej od zużycia regulator przekazuje nadmiar energii do akumulatorów. W przypadku braku lub niewystarczającej produkcji energii urządzenia zasilane są energią zgromadzoną w akumulatorach.

Układy rejestratora i zasilania są niezbędne do prawidłowego działania stacji, tj. ciągłej rejestracji sejsmicznej. Wszystkie elementy tych dwóch układów są komercyjnie dostępne i zostały zakupione na potrzeby projektu "13 BB star" wraz z niezbędnymi do funkcjonowania przewodami i zainstalowane na każdej ze stacji. Aby umożliwić zdalny dostęp do danych i ciągły monitoring każdej ze stacji zaprojektowany został autorski moduł transmisji danych. Jako serce modułu zastosowano komputer jednopłytkowy polskiej produkcji *Kristech KT-SBC-SAM9-1* z procesorem ARM pracujący pod kontrolą specjalnej wersji systemu operacyjnego Linux Debian. Komputer wyposażony jest w złącze USB, przewodową kartę sieciową oraz szereg złączy szeregowych i portów dodatkowych. Do portu USB podłączono modem EDGE/3G z zewnętrzną anteną kierunkową. Do poprawnej obsługi modemu przez komputer konieczna była niestandardowa kompilacja jądra Linuxa. Ze względu na brak wystarczającej ilości pamięci w komputerze jednopłytkowym, kompilacja jądra bezpośrednio w nim nie była możliwa, więc wykonano cross-kompilację jądra na procesor ARM na maszynie z procesorem i386. Przewodowa karta sieciowa komputera została wykorzystana do komunikacji z rejestratorem sejsmicznym. Porty wejścia / wyjścia dostępne na płycie komputera zostały wykorzystane do podłączenia zestawu trzech czujników temperatury *DS18B20* pracujących na magistrali szeregowej *1-wire.* Jeden czujnik umieszczony został bezpośrednio pod sejsmometrem, drugi w okolicy rejestratora, a trzeci na zewnątrz w cieniu za panelami słonecznymi.

Testy modułu transmisyjnego wykazały problem ze stabilnością pracy modemu w warunkach słabego zasięgu sieci komórkowej. Ponieważ odległe "od cywilizacji" lokalizacje stacji są związane zazwyczaj ze słabym zasięgiem problem okazał się poważny. Objawem było zawieszanie się modemu, które występowało nieregularnie nawet co kilkanaście godzin pracy. Testy wykazały również, że do rozwiązania problemu konieczne było odłączenie modemu od zasilania na minimum 5 sekund. Odłączenie zasilania jest możliwe na dwa sposoby: poprzez fizyczne usunięcie modemu z portu USB lub poprzez odłączenie zasilania komputera, który zasila port USB. Tylko rozwiązanie z odłączaniem od zasilania całego komputera jest możliwe do zrealizowania w taki sposób aby mogło się odbywać automatycznie. Aby utworzyć taką możliwość zaprojektowany został dedykowany układ *WatchDog*, którego zadaniem był chwilowe odłączenie zasilania komputera w przypadku braku komuni-



Rysunek II.7.2. Schemat połączeń elektrycznych (kolor czerwony), komunikacyjnych (kolor zielony) i pomiarowych (kolor fioletowy) na każdej z 13 stacji eksperymentu "13 BB star".

kacji z komputerem przez port szeregowy. Układ został zaprojektowany od podstaw: jego sercem był mikrokontroler *atmega32* z rodziny AVR oraz stycznik monostabilny. Schemat ideowy układu został pokazany na Rysunku II.7.3. Na Rysunku II.7.4 pokazano projekt płytki PCB układu *WatchDog*, a na Rysunku II.7.5 pokazano jej trójwymiarową wizualizację.

Układ WatchDog zasilany jest napięciem 12 V, które domyślnie przekazuje za pomocą stycznika na wyjście, do którego podłączony jest komputer. Mikrokontroler zasilany jest napięciem 5V (na płytce znajduje się regulator napięcia) i komunikuje się przez port szeregowy z komputerem. Aby transmisja szeregowa była zgodna ze standardem RS232 i poprawnie odbierana przez komputer konieczne było zastosowanie układu MAX232, którego zadaniem jest konwersja napięć stanów logicznych z 0 i 5 V do ± 15 V. Dodatkowo płyta została wyposażona w dwa wejścia analogowe z dzielnikami napięcia pozwalające na pomiar dwóch zewnętrznych napięć z zakresu



Rysunek II.7.3. Schemat ideowy układu WatchDog - konstrukcja całkowicie autorska.

od 0 do ok. 40 V.

Kod źródłowy programu wgranego do mikrokontrolera układu *WatchDog* pokazany jest w Dodatku A. Podstawą działania mikrokontrolera jest zegar resetowany przez sygnał z komputera. Jeżeli zegar nie zostanie zresetowany przez 20 minut następuje odłączenie zasilania komputera na 60 sekund. Jeżeli po resecie nie nastąpi kontakt ze strony komputera kolejny reset wykonywany jest po 140, 260, 380, 500 i 600 minutach. Kolejne próby są wykonywane co 600 minut. Za każdym razem gdy następuje kontakt ze strony komputera mikrokontroler odsyła potwierdzenie, wartości pomiarów 3 napięć (napięcia zasilania i dwóch zewnętrznych) oraz czas zliczony przez zegar przed resetem. Dwa dodatkowe wejścia pomiarowe mogą być wykorzystane do podłączenia analogowych czujników, np. czujnika natężenia prądu - taki czujnik został podłączony na 3 z 13 stacji.

W przypadku wykrycia braku połączenia z internetem przez modem USB komputer przechodzi w stan uśpienia, przez co ustaje komunikacja szeregowa i chwilowe odłączenie napięcia po 20 minutach powoduje automatyczne uruchomienia komputera. Fakt braku komunikacji nie wpływa na ciągły zapis danych sejsmicznych na kartach pamięci rejestratora.



Rysunek II.7.4. Autorski projekt płytki PCB układu WatchDog.



Rysunek II.7.5. Wizualizacja 3D autorskiej płytki PCB układu WatchDog.

7.2 Oprogramowanie i komunikacja po stronie stacji

Komputer będący sercem układu komunikacyjnego realizuje równolegle kilka cyklicznych zadań, które uruchamiane są przez uniksowy demon *cron*. Komputer ma wbudowany układ zegara czasu rzeczywistego, który nawet przy utracie zasilania przechowuje poprawny czas. Układ zegara jest w sposób ciągły synchronizowany z internetowym źródłem czasu, dzięki czemu czas w komputerze zawsze jest dokładnym czasem UTC. Program *cron* co minutę sprawdza jakie zadania są przewidziane do uruchomiania w danym momencie i powoduje ich wykonanie. Schemat zaplanowanych zadań wygląda następująco (Rysunek II.7.6):



Rysunek II.7.6. Schemat ideowy cyklu zadań komputera odpowiedzialnego za komunikację stacji z serwerem centralnym. Sekwencja czasu w minutach 0'–14'.

- 1. **Co minutę** następuje komunikacja z układem *WatchDog* przez port szeregowy. Zwrócone pomiary napięć dopisywane są z bieżącą datą do pliku tekstowego dla danego dnia.
- 2. Co minutę następuje odczytanie wartości temperatury z trzech czujników. Zwrócone pomiary temperatury dopisywane są z bieżącą datą do pliku tekstowego dla danego dnia.
- 3. **Co minutę** sprawdzane jest, czy w kolejce oczekują pliki z danymi przeznaczone do wysłania na serwer. Jeśli w kolejce jest plik oraz nie ma innej trwającej transmisji, plik jest wysyłany.
- 4. Co dwie minuty następuje próba kontaktu z serwerem centralnym. Jeśli próba się nie powodzi uruchamiany jest skrypt odpowiedzialny za połączenie z internetem. Jeżeli próby połączenia nie przynoszą rezultatu przez co najmniej godzinę komputer jest usypiany, dzięki czemu zostanie ponownie uruchomiony przez układ *WatchDog* i podejmie nowe próby połączenia.
- 5. Co trzy minuty następuje pobieranie danych sejsmicznych z rejestratora. Jeżeli bieżąca godzina kończy się pełnym kwadransem, pobierany jest piętnastominutowy blok danych z rejestratora przez sieć lokalną za pomocą protokołu transmisji plików (*FTP*). W przeciwnym wypadku wysyłane jest zapytanie do serwera centralnego o ew. zaległe pliki do pobrania i brakujący plik jest pobierany. Każdy pobierany plik umieszczany jest w folderze tymczasowym będącym kolejką plików do wysłania.
- 6. **Co piętnaście minut** wysyłane są na serwer pliki z pomiarami temperatury i napięcia z bieżącego dnia.

Cała komunikacja pomiędzy stacją a serwerem odbywa się za pomocą bezpiecznego i szyfrowanego protokołu *SSH*. Do transferu plików wykorzystywany jest program rsync, który umożliwia wznawianie przerwanej transmisji, co jest szczególnie istotne w warunkach słabego zasięgu sygnału telefonii komórkowej.

Dla bezpieczeństwa komputer nie posiada zewnętrznego adresu IP, dzięki czemu nie jest dla innych komputerów w internecie widoczny i nie może być celem ataku hakerów. Wadą tego rozwiązania jest brak możliwości połączenia z komputerem w celach administracyjnych. Ponieważ wszystkie połączenia muszą być inicjowane przez komputer na stacji istnieje możliwość połączenia w celach administracyjnych przez *tunel SSH*, czyli dedykowaną drogę do połączenia otwieraną z poziomu komputera na stacji do serwera centralnego i umożliwiającą na bezpieczną administrację komputerem na stacji wyłącznie z poziomu bezpiecznego serwera centralnego. Podczas następującej co dwie minuty próby połączenia z serwerem centralnym, w przypadku sukcesu serwer zwraca kod statusu, domyślnie *OK*. Serwer może zwrócić status *Reset SSH*, który wzywa komputer na stacji to utworzenia tunelu administracyjnego. Otwierany przez komputer tunel administracyjny pozwala dodatkowo na połączenie bezpośrednie z rejestratorem z poziomu serwera centralnego w celach konfiguracyjnych. Jest to zazwyczaj wykorzystywane do czyszczenia kart pamięci lub ręcznego wymuszania wypoziomowania mas sejsmometru.

Całe oprogramowanie komputera na stacji zostało przygotowane w języku skryptowym php.

Komputer wyposażony jest w energooszczędny procesor jednordzeniowy o częstotliwości taktowania 210 MHz i 64 MB pamięci ram, więc zadania które realizuje zużywają nawet ponad 90% jego zasobów, co uniemożliwia dalsze rozszerzenie jego funkcjonalności.

7.3 Oprogramowanie i komunikacja po stronie serwera

Serwer centralny jest wydajnym komputerem zainstalowanym w profesjonalnym (komercyjnym) centrum danych zapewniającym zapasowe zasilanie na wypadek zaniku zasilania w sieci oraz wielokrotne łącza internatowe bezpośrednio do sieci szkieletowych różnych operatorów. Dzięki takim zabezpieczeniom do miniumum zredukowane jest ryzyko przerwy w dostępności serwera.

Podobnie jak w przypadku komputerów na stacjach, serwer również pracuje w oparciu o zadania cykliczne (Rysunek II.7.7):

- 1. Co minutę sprawdzany jest folder tymczasowy, do którego trafiają pliki z danymi ze wszystkich stacji. Każdy plik w folderze sprawdzany jest pod kątem kompletności, aby uniknąć dalszego przetwarzania plików w trakcie transferu. Jeżeli plik jest kompletny i zawiera pełne 15 minut danych jest w pierwszej kolejności kopiowany na serwer zapasowy i następnie konwertowany do formatu *miniseed* i dopisywany do dziennego pliku *miniseed* dla danej stacji. Po konwersji oryginalny plik jest przenoszony do archiwum na macierzy dyskowej. Po dodaniu nowych danych do dziennego pliku *miniseed* dla danej stacji aktualizowany jest wykres rejestracji widoczny przez interfejs www.
- 2. Co 15 minut archiwum sprawdzane jest pod kątem braków. Jeżeli wykryty zostanie brakujący fragment, informacja trafia do bazy danych i zostanie przekazana do właściwej stacji w celu uzupełnienia braku.
- 3. Co 15 minut odświeżane są wykresy pomiarów napięć i temperatur dla każdej ze stacji na potrzeby interfejsu www.
- 4. **Co 15 minut** pobierana jest lista ostatnich naturalnych zjawisk sejsmicznych z bazy EMSC-CSEM (European-Mediterranean Seismological Centre). Lista ta jest dostępna z poziomu interfejsu www.
- 5. Co godzinę wykonywana jest kopia dziennych plików *mseed* na serwerze zapasowym.
- 6. **Co godzinę** odświeżane są długoterminowe wykresy pomiarów napięć i temperatur dla stacji na potrzeby interfejsu www.
- 7. **Co godzinę** analizowane są dane pomocnicze takie jak obciążenie serwera, użycie łącza, dostępna pamięć macierzy dyskowej, itp.

Podstawowym zadaniem serwera jest gromadzenie i archiwizacja danych z 13 stacji eksperymentu "13 BB star" oraz tworzenie regularnej kopii tych danych. Po uruchomieniu eksperymentu na serwerze została udostępniona strona internetowa,



Rysunek II.7.7. Schemat ideowy cyklu zadań serwera centralnego odpowiedzialnego za zbieranie danych z 13 stacji eksperymentu "13 BB star".

której zadaniem była prezentacja statusu 13 stacji dla uczestników eksperymentu. Z czasem funkcjonalność strony została rozbudowana.

Serwer skonfigurowany jest w taki sposób, aby dane ze stacji były dostępne tylko do odczytu. Archiwum na serwerze nie jest wykorzystywane przez użytkowników, którzy mają dostęp wyłącznie do danych na serwerze zapasowym - jest to dodatkowe zabezpieczenie przez przypadkową utratą danych - najcenniejszego elementu każdego eksperymentu.

7.4 Interfejs WWW

Po uruchomieniu eksperymentu na serwerze została udostępniona strona internetowa, której pierwotnym zadaniem była prezentacja statusu 13 stacji dla uczestników eksperymentu. Za czasem strona była stopniowo rozbudowywana o kolejne narzędzia dostarczające bardziej szczegółowego statusu sieci oraz umożliwiające na wstępną analizę rejestrowanych danych sejsmicznych. Interfejs dostępny jest wyłącznie dla uczestników eksperymentu i wymaga podania nazwy użytkownika i hasła. Pierwszym widokiem dla załogowanego użytkownika jest podsumowanie statusu 13 stacji obejmujące informację o czasie, który upłynął od ostatniego zgłoszenia; adres IP zgłoszenia; ostatni status; statystykę braków w archiwum; czas, który upłynął od ostaniej próbki danych w bazie; ostatnie napięcie zasilania stacji; ostatnie pomiary temperatury powietrza, rejestratora i sensora. Przykładowy widok na stronę główna interfejsu www pokazany jest na Rysunku II.7.8. Kolorem zielonym zaznaczone są stacje, które zgłosiły się do serwera w ciągu ostatnich 4 minut. Kolorem żółtym zaznaczone są stacje, dla których ostatnie zgłoszenie miało miejsce w ciągu ostatnich 90 minut. Kolorem czerwony zaznaczone sa stacje, które nie kontaktowały się z serwer dłużej niż 90 minut.

Przykładowe widoki na poszczególne elementy interfejsu www zostały umieszczone w Dodatku B.

Ze strony głównej możliwe jest przejście do szczegółów bieżącego dnia na każdej ze stacji. W widoku szczegółowym widoczne są wykresy dzienne składowej pionowej bez filtra i z filtrem dolnoprzepustowym poniżej 1 Hz; dzienne wykresy temperatur i napięć; wykresy 3 składowych sejsmicznych oraz lista zjawisk z katalogu EMSC-CSEM z obliczonymi teoretycznymi czasami przyjścia podstawowych faz dla lokalizacji stacji według jednowymiarowego modelu *iasp'91*. Dla każdego zjawiska istnieje możliwość jego oznaczenia, co automatycznie umieszcza zjawisko na liście w archiwum. Przykładowy widok na stronę ze szczegółami stacji pokazany jest na Rysunku B.1. Na stronie z widokiem szczegółowym można skorzystać z nawigacji do poprzedniego i następnego dnia.

Ze strony głównej można również przejść do strony z wykresem wspólnym dla wszystkich 13 stacji, gdzie pokazane są wykresy trzech składowych zarówno bez filtracji jak i z filtrem dolnoprzepustowym poniżej 1 Hz. Przykładowy widok na stronę z wykresem wspólnym dla wszystkich 13 stacji pokazano na Rysunku B.2. Tutaj również dostępna jest nawigacja pomiędzy sąsiednimi dniami.

Do widoku szczegółowego stacji dla danego dnia i do widoku wszystkich stacji dla danego dnia można również przejść z archiwum, gdzie pokazana jest kompletność danych dla każdego dnia od początku eksperymentu dla każdej stacji. W archiwum kolorem zielonym zaznaczone są te dni i stacje gdzie w archiwum danych sejsmicznych nie ma braków. Kolorem żółtym zaznaczone są przypadki gdzie brakuje do 5% danych, a kolorem pomarańczowym przypadki gdzie brakuje więcej niż 5%danych. Przykładowy widok na stronę z zawartością archiwum pokazany jest na Rysunku B.3.

Zakładka *zjawiska* prezentuje listę wszystkich oznaczonych zjawisk z informacją o czasie, lokalizacji, magnitudzie, regionie, odległości od stacji centralnej A0 i czasie przyjścia pierwszej fazy. Dodatkowo istnieje możliwość obliczenia listy wszystkich faz dla danego zjawiska oraz przejścia do modułu wykresów. Lista zjawisk może być sortowana po każdej z kolumn rosnąco lub malejąco. Przykładowy widok na stronę z listą zjawisk pokazany jest na Rysunku B.4.

Z każdej listy zjawisk w obrębie serwisu można przejść do modułu rysowania wykresów, gdzie znajduje się lista wygenerowanych wykresów oraz formularz zamówienia kolejnych wykresów. Do dyspozycji są wykresu dla pojedynczej stacji i wykresy dla wielu stacji. Dla danego wykresu można ustawić czas początku i długość wykresu, listę stacji i rodzaj filtra. Wygenerowane wykresy można pobrać w formacie *png* lub *ps.* Przykładowy widok na moduł rysowania wykresów pokazany jest na Rysunku B.5.

Zakładka *pamięć* pozwala na sprawdzenie wolnej pamięci na kartach zainstalowanych w rejestratorach na każdej ze stacji oraz na macierzy dyskowej na serwerze centralnym. Dodatkowo w zakładce tej prezentowana jest statystyka obciążenia łącza serwera, użycie procesora oraz raport stanu technicznego dysków twardych budujących macierz. Przykładowy widok na zakładkę *pamięć* pokazany jest na Rysunku B.5.

Zakładka *temperatura i napięcie* (Rysunek B.7) pozwala na przejście do długoterminowych (tygodniowych i miesięcznych) wykresów pomiarów napięcia i temperatury dla każdej ze stacji. Przykład widoku strony miesięcznych wykresów temperatury, napięcia i mocy pokazany jest na Rysunku B.8. Przykład widoku na szczegóły pomiarów poboru mocy pokazany jest na Rysunku B.9.

Interfejs www dla eksperymentu "13 BB star" powstawał w odpowiedzi na bieżące potrzeby użytkowników jako narzędzie ułatwiające pracę. Stanowi przy okazji alternatywę dla podobnych rozwiązań komercyjnych.

czas generowania: 0.26465 sekund liczba zapytań SQL: 169

Status zgłoszenia - informacja przekazana przez server do stacji podczas ostatniego zgłoszenia. Domyślnie zwracana jest wartość OK. Server może zwódóć status Reset SSH wzywający stację do otwarcia połączenia umożliwiającego jej konfigurację. Czas od zgłoszenia - liczba sekund od ostatniego zgłoszenia stacji. Stacje zgłaszają się co dwie minuty, zawsze na początku kaźdej parzystej minuty. Dokładny czas ostatniego zgłoszenia podany jest w kolumnie czas zgłoszenia bieżący wykres wspólny dla 13 stacji Rejestrator - fabryczne oznaczenie rejestratora na stacji. Jest to identyfikator stacji w archiwum i wszystkich plikach z danymi

Liczba braków - oznacza ilość piłków (15-sto minutowych), które nie zostały przesłane na czas. Brakujące piłki zostaną w miarę możliwość pobrane automatycznie

[TESTY] [MATERIAŁY] [GALERIE Wykresy \$ \$ \$ \$ \$ ^ ^ \$ \$ \$ \$ \$ \$ T_{sensor} 12.6°C 13.1°C 13.1°C 8.8°C 8.3°C 8.9°C 7.6°C 6.9°C I, I I I T_{studnia} 13.7°C 10.4°C 10.8°C 13.3°C 9.9°C 9.3°C 9.1°C 10.3°C 1 1 1 Tpowietrze 21.6°C 10.3°C 7.4°C 4.6°C 5.7°C 85.0°C 4.0°C I. ı. I. ī 1 12.9 V 12.4 V 12.9 V 13.4 V 12.6 V 12.5 V 13.0 V 12.4 V 12.4 V 12.6 V 12.6 V 12.5 V > . Najnowsze dane 02h 31m ago 07h 31m ago 16 min ago 16 min ago ago ago ago ago ago 16 min a 16 min a 16 min 16 min 16 min Braki 11, 1 0, 1 0, 1 0, 1 92, 3 0, 1 7, 1 0, 1 0, 1 0, 1 0, 1 0, 1 0, 1 Status OK ð ŏ Mo N OK OK MO M OK MO NO MO 188.146.101.17 188.146.75.172 188.146.67.205 zgłoszenia 188.146.74.231 188.146.11.90 188.146.79.52 188.146.68.12 188.146.67.23 164.126.84.21 188.146.0.168 188.146.4.241 188.146.7.101 188.146.1.2 STRONA GŁÓWNA] [ZAWARTOŚĆ ARCHIWUM] [ZJAWISKA] [PROBLEMY I KOMUNIKATY] [TEMPERATURA I NAPIĘCIE] [PAMIĘĆ] ЧI zgłoszenia 2016-04-11 19:46:19 2016-04-11 12:24:07 2016-04-11 19:46:13 2016-04-11 19:46:43 2016-04-11 19:44:08 2016-04-11 19:46:25 2016-04-11 19:46:24 2016-04-11 19:42:25 2016-04-11 19:46:16 2016-04-11 19:46:15 2016-04-11 19:46:09 2016-04-11 19:46:21 2016-04-11 19:46:10 Czas Czas od zgłoszenia 07h 22m 4 min 285 345 265 37s 48 1595 228 235 328 335 398 Stanowisko Nadleśnictwo Leśnictwo Rejestrator **B93E** B941 **B914** B904 **B955** B952 B953 B954 B940 B93F **B93D B956 B906** Wypalanki Podrabiona sobowidze Kolańska Huta Poborowo Barłomino Wrzeście Koźlice Kamionka Rzeczyca Flisów Barkowo Zbrzyca Strzebielino Trzebielino Kościerzyna Niedźwiady Przymuszewo Tuchola Kolbudy Polanów Człuchów Bytów Lupawa Kartuzy Ustka Podłączone stacje **Vyjaśnienia** 8 AO **B1 B**2 **B**3 84 85 **B6** 5 8 G CS 90

PL, EN Jesteś zalogowany jako Marcin Polkowski. [Wyloguj]

13BB STAR - status projektu

Rysunek II.7.8. Przykładowy widok na stronę główną interfejsu www. Rysunek obrócony dla poprawy czytelności.

Rejestracje

Stacje eksperymentu "13 BB star" zarejestrowały do lipca 2016 ponad 2000 naturalnych zjawisk sejsmicznych o różnych magnitudach, pochodzące z różnych odległości, głębokości i kierunków:

- 1. najsilniejsze zarejestrowane zjawisko miało magnitudę M8.3 i wystąpiło 12 kwietnia 2014 o godzinie 20:14:36 UTC w rejonie Wysp Solomona,
- 2. najdalsze zarejestrowane zjawisko o magnitudzie M5.8 miało miejsce
 22 grudnia 2014 o godzinie 07:19:41 UTC w rejonie Grzbietu Pacyficzno-Antarktycznego - 19 000 km (170°) od centralnej stacji eksperymentu,
- najgłębsze zarejestrowane zjawisko o magnitudzie M7.8 wystąpiło 30 maja 2015 o godzinie 11:23:03 UTC na głębokości 693 km w rejonie Japonii.

Każde zarejestrowane zjawisko dostarcza informacji niezbędnych do badania struktury ziemi pod stacjami i może być wykorzystane w jednej z wielu metod badawczych, takich jak tomografia sejsmiczna czy funkcja odbioru. W przypadku silnych, dalekich trzęsień ziemi kluczowem źródłem informacji o strukturze jest dyspersja fal powierzchniowych, rejestrowana dzięki zastosowaniu sejsmometrów szerokopasmowych.

W kontekście niniejszej pracy najbardziej kluczowe są zjawiska występujące na obszarze Polski, gdzie dostępny jest wysokiej rozdzielczości trójwymiarowy model prędkości fal P. Do lipca 2016 stacje zarejestrowały ponad 120 zjawisk z obszaru Polski. Zjawiska te są w zdecydowanej większości indukowane przemysłem wydobywczym i występują w dwóch rejonach: w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym i Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Na obszarze Polski sporadycznie występują zjawiska tektoniczne, ale podczas trwania eksperymentu "13 BB star" nie udało się żadnego zarejestrować. Na Rysunku II.8.1 pokazano rejestracje na 13 stacjach eksperymentu "13 BB star" przykładowego zjawiska, które miało miejsce 5 lipca 2014 o godzinie 12:04:56.9 UTC w Polkowicach w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. Zjawisko to zostało wykorzystane jako przykład zastosowania metody propagacji wstecznej frontu falowego do lokalizacji zjawisk wewnątrz modelu 3D (szczegóły w rozdziale 13.1).

W kwietniu 2015 roku Marynarka Wojenna zdetonowała pojedynczo 6 ładunków wybuchowych z czasów II wojny światowej odnalezionych przy wyjściu z portu w Gdyni. Wielkości ładunków zostały oszacowane na 150–600 kg trotylu. Przykład rejestracji jednej z tych eksplozji pokazano na Rysunku II.8.2. W czasie rejestracji stacja B2 nie pracowała z powodu awarii zasilania. Poziom szumów na stacjach B3, B5 i C5 przekroczył niestety poziom sygnału od rejestrowanego zjawiska. Ponieważ dla tego zjawiska znane jest dokładnie czas i lokalizacja zostało ono wybrane jako przykład zastosowania metody propagacji wstecznej frontu falowego do lokalizacji zjawisk wewnątrz modelu 3D (szczegóły w rozdziale 13.2). Dodatkowym atutem tego zjawiska jako testu metody lokalizacji była prosta funkcja źródła (punktowe centrum ciśnienia), oraz lokalizacja bliska w stosunku to stacji eksperymentu "13 BB star".

Nie udało się zarejestrować żadnego źródła fali zlokalizowanego wewnątrz obszaru pokrytego stacjami. Ciągłe zapisy ze stacji są rutynowo sprawdzane pod kątem rejestracji słabych, lokalnych zjawisk sejsmicznych.



Rysunek II.8.1. Rejestracje zjawiska o magnitudzie M3.5, które miało miejsce 5 lipca 2014 o godzinie 12:04:56.9 UTC w Polkowicach w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym na stacjach eksperymentu "13 BB star". Dla każdej stacji pokazany zapis w czasie rzeczywistym, składowa pionowa przefiltrowana od 0.4 do 4.8 Hz.



Rysunek II.8.2. Rejestracje detonacji ładunku wybuchowego na Zatoce Gdańskiej, która miała miejsce 22 kwietnia 2015 o godzinie 15:25:26 UTC w okolicy portu morskiego w Gdyni. Szacunkowa waga ładunku wynosiła 600 kg. Na wszystkich zapisach pokazano składową pionową przefiltrowaną filtrem górnoprzepustowym powyżej 2 Hz. W czasie rejestracji stacja B2 nie pracowała z powodu awarii zasilania.

Podsumowanie eksperymentu "13 BB star"

13 szerokopasmowych stacji sejsmicznych wykonuje ciągłą rejestrację w gęstej sieci zlokalizowanej na Pomorzu. Zakończenie rejestracji planowane jest na jesień 2016 roku. Dzięki sprawnie funkcjonującemu systemowi ciągłej transmisji danych ze stacji do serwera centralnego możliwe jest ciągłe wykorzystywanie nowych danych do realizacji celów naukowych związanych z określaniem struktur granic "410 km", "520 km" i "670 km". Równolegle spływające dane wykorzystywane są do testowania nowych metod, które zostaną wykorzystanie do przetwarzania kompletnego zbioru danych po zakończeniu eksperymentu. W wielu z tych metod, takich jak ambient noise, receiver function, czy detekcja i lokalizacja zjawisk naturalnych stosowany jest wysokiej rozdzielczości trójwymiarowy model prędkości fal P dla Polski (Lepore i in. [2016]; Polkowski i in. [2016]).

Eksperyment "13 BB star" został zrealizowany w oparciu o niezależne od zabudowań lokalizacje stanowisk pomiarowych. Dzięki instalacji stacji w odległych stanowiskach uzyskano niski poziom szumu pochodzącego od aktywności ludzkiej, natomiast instalacja w płytkich studniach naraża stacje na szum związany ze zjawiskami atmosferycznymi (deszcz, wiatr) i zmianami temperatury. Dodatkowo, duże zachmurzenie i niska wysokość słońca nad horyzontem w okresie jesienno-zimowym powoduje przerwy w zasilaniu, co skutkuje brakami w danych. Tak zainstalowanie stacje sejsmiczne są również narażone kradzieże i wandalizm. Doświadczenia zdobyte podczas eksperymentu "13 BB star" będą miały kluczowe znaczenie w wyborze lokalizacji stacji w przyszłych eksperymentach pasywnych.

Z perspektywy trzech lat funkcjonowania eksperymentu wykorzystane rozwiązania techniczne wydają się optymalne i wymagają jedynie drobnych usprawnień. Utworzone na potrzeby eksperymentu "13 BB star" rozwiązania sprzętowe i programowe na pewno zostaną wykorzystane przy realizacji kolejnych eksperymentów pasywnych.

Dane zebrane podczas eksperymentu "13 BB star" będą analizowane i przetwa-

rzane jeszcze przez wiele lat po zakończeniu eksperymentu, podobnie jak ma to miejsce w przypadku innych eksperymentów (np. PASSEQ 2006-2008).

Część III

Lokalizacja zjawisk sejsmicznych metodą propagacji wstecznej z wykorzystaniem metody *fast marching*

Wprowadzenie do metody *fast marching* i propagacji wstecznej

Lokalizacja zjawisk sejsmicznych na podstawie rejestracji sejsmicznych możliwa jest dzięki analizie czasu przejścia fali od źródła do odbiorników znajdujących się w różnych odległościach i azymutach. Z zapisów sejsmicznych można dokładnie odczytać bezwzględny czas przyjścia pierwszej fali sejsmicznej. Aby z czasów zarejestrowania pierwszego wejścia fali w różnych lokalizacjach móc określić lokalizację źródła fali sejsmicznej potrzebny jest model prędkości pomiędzy źródłem i odbiornikiem oraz metoda obliczania teoretycznego czasu przejścia w takim modelu.

Do oszacowania lokalizacji trzęsień ziemi rutynowo używa się modeli jednowymiarowych, dla których obliczenie czasu przejścia jest bardzo szybkie i wymaga określenia jedynie odległości epicentralnej pomiędzy źródłem i odbiornikiem i głębokości zjawiska. Przy wykorzystaniu modelu jednowymiarowego czas przejścia nie zależy od kierunku i lokalnych struktur, które mogą mieć znaczący wpływ na dokładność określenia czasu i co za tym idzie lokalizacji zjawiska. Dużo lepszym rozwiązaniem jest wykorzystanie, w miarę dostępności, lokalnego modelu 3D obejmującego swoim zasięgiem zarówno stacje sejsmiczne jak i lokalizowane zjawiska. Na Rysunku III.10.1 pokazano porównanie trzech najpopularniejszych jednowymiarowych modeli prędkości fali P (ak135, PREM, *iasp'91*) z wybranymi profilami z modelu 3D obszaru Polski dla 163 lokalizacji w siatce co 0.5 stopnia. Na rysunku widać wyraźne zróżnicowanie zależności prędkości od głębokości dla różnych rejonów Polski. Widać również, że żaden z porównywanych modeli jednowymiarowych nie opisuje dobrze zróżnicowanej warstwy osadowej.

Obliczanie czasu przejścia fali sejsmicznej przez model 3D może być wykonane na dwa sposoby: poprzez obliczanie propagacji czoła falowego lub poprzez obliczanie toru promienia od źródła do odbiornika. Obydwie grupy metod można stosować w regularnej lub nieregularnej siatce pola prędkości. Metody propagacji czoła falowego są bardziej uniwersalne od śledzenia promienia, ponieważ:

^{1.} pozwalają na obliczenia czasu od źródła do wszystkich komórek modelu, pod-

czas gdy metoda promieniowa daje czas przejścia fali pomiędzy dwoma punktami w modelu,

- gwarantuje, że front falowy zawsze dotrze do wszystkich komórek modelu, podczas gdy w metodzie promieniowej nawet przy niewielkiej niejednorodności modelu może nie być możliwe znalezienie promienia pomiędzy każdą parą punktów,
- 3. jest dużo wydajniejsza w praktycznych zastosowaniach, gdzie występuje wiele źródeł i odbiorników,
- 4. daje z definicji czas przyjścia pierwszej fali, podczas gdy metoda promieniowa może zwrócić czas przyjścia późniejszej fazy.

Jedną z pierwszych metod praktycznego obliczania czasu propagacji czoła falowego było rozwiązywanie równania eikonału metodą różnic skończonych w siatce prędkości (Vidale [1988]). W późniejszym okresie powstało wiele metod rozwiązywania równania eikonału metodą różnic skończonych (np. Podvin i Lecomte [1991]; Van Trier i Symes [1991]; Qin i in. [1992]; Cao i Greenhalgh [1994]; Kim i Cook [1999]; Afnimar i Koketsu [2000]; Qian i Symes [2002]).

Jedną z metod o największej wydajności i prostocie implementacji jest metoda fast marching (Rawlinson i Sambridge [2004a,b]; Sethian [1996]; Sethian i Popovici [1999]).



Rysunek III.10.1. Porównanie trzech najpopularniejszych jednowymiarowych modeli prędkości fali P (ak135, PREM, *iasp'91*) z wybranymi profilami w modelu 3D obszaru Polski. Na lewym wykresie pokazano pełną skalę głębokości modelu 3D obszaru Polski do 60 km głębokości, a na prawym wykresie prędkości na głębokościach do 5 km.

Metoda fast marching

11.1 Wstęp teoretyczny

Równanie eikonału mówi, że wartość gradientu czasu przejści
aTw dowolnym punkcie wzdłuż frontu falowego jest równa od
wrotności prędkości falivw tym punkcie i może być zapis
ane jako

$$(\nabla T)^2 = \frac{1}{v^2}$$
(11.1)

Problem z poszukiwaniem rozwiązania pierwszych wstąpień z równania eikonału polega na nakładaniu się frontów w niejednorodnym ośrodku, które powodują nieciągłość gradientu, co z kolei skutkuje brakiem możliwości rozwiązania równania eikonału. Problem ten może być rozwiązany dzięki wzięciu pod uwagę kierunku rozchodzenia się informacji podczas obliczania gradientu w równaniu 11.1. Do obliczenia czasu w danej komórce modelu wykorzystuje się tylko te komórki, do których dotarł już front falowy (Sethian i Popovici [1999]; Popovici i Sethian [2002]; Chopp [2002]). Biorąc pod uwagę wyłącznie dodatni kierunek propagacji frontu falowego równanie 11.1 można przepisać jako

$$\begin{bmatrix} \max(D_a^{-x}T, -D_b^{+x}T, 0)^2 + \\ \max(D_c^{-y}T, -D_d^{+y}T, 0)^2 + \\ \max(D_e^{-z}T, -D_f^{+z}T, 0)^2 \end{bmatrix}_{ijk}^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{v_{i,j,k}}$$
(11.2)

gdzie T jest czasem przejścia fali, (i, j, k) to współrzędne komórek modelu w dowolnym układzie współrzędnych ortogonalnych (x, y, z), a współczynniki a, b, c, d, e i f oznaczają rząd przybliżenia operatora różnic skończonych. Przykładowo w układzie współrzędnych kartezjańskich operatory różnic skończonych pierwszego rzędu w trzech kierunkach mają postać

$$D_{1}^{-x} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{1}^{+x} = \frac{T_{i+i,j,k} - T_{i,j,k}}{\delta x} = -\frac{T_{i,j,k} - T_{i+1,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{1}^{-y} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j-1,k}}{\delta y}$$

$$D_{1}^{+y} = \frac{T_{i,j+1,k} - T_{i,j,k}}{\delta y} = -\frac{T_{i,j,k} - T_{i,j+1,k}}{\delta y}$$
(11.3)

$$D_1^{-z} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j,k-1}}{\delta z}$$
$$D_1^{+z} = \frac{T_{i,j,k+1} - T_{i,j,k}}{\delta z} = -\frac{T_{i,j,k} - T_{i,j,k+1}}{\delta z}$$

Operatory wyższych rzędów mają postać:

$$D_{1}^{+x} = \frac{-T_{i,j,k} + T_{i-1,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{2}^{+x} = \frac{-\frac{3}{2}T_{i,j,k} + 2T_{i-1,j,k} - \frac{1}{2}T_{i-2,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{3}^{+x} = \frac{-\frac{11}{6}T_{i,j,k} + 3T_{i-1,j,k} - \frac{3}{2}T_{i-2,j,k} + \frac{1}{3}T_{i-3,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{4}^{+x} = \frac{-\frac{25}{12}T_{i,j,k} + 4T_{i-1,j,k} - 3T_{i-2,j,k} + \frac{4}{3}T_{i-3,j,k} - \frac{1}{4}T_{i-4,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{5}^{+x} = \frac{-\frac{137}{60}T_{i,j,k} + 5T_{i-1,j,k} - 5T_{i-2,j,k} + \frac{10}{3}T_{i-3,j,k} - \frac{5}{4}T_{i-4,j,k} + \frac{1}{5}T_{i-5,j,k}}{\delta x}$$

$$D_{6}^{+x} = \frac{-\frac{49}{20}T_{i,j,k} + 6T_{i-1,j,k} - \frac{15}{2}T_{i-2,j,k} + \frac{20}{3}T_{i-3,j,k} - \frac{15}{4}T_{i-4,j,k} + \frac{6}{5}T_{i-5,j,k} - \frac{1}{6}T_{i-6,j,k}}{\delta x}$$
(11.4)

Obliczenie czasu w wybranej komórce modelu na podstawie czasów w komórkach przyległych wymaga rozwiązania równania 11.2. Przykładowo, zakładając przypadek, w którym znany jest czas $T_{i-1,j,k}$ oraz $T_{i,j-1,k}$ aby obliczyć wartość czasu $T_{i,j,k}$ korzystamy z równania 11.2, gdzie niezerowe będą dwa człony: $D_1^{-x}T$ oraz $D_1^{-y}T$. Równanie 11.2 można wtedy przepisać jako

$$\left(\frac{T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{T_{i,j,k} - T_{i,j-1,k}}{\delta y}\right)^2 = \frac{1}{v^2} \tag{11.5}$$

co po dalszym przekształceniu daje

$$T_{i,j,k}^{2} \left(\frac{1}{\delta x^{2}} + \frac{1}{\delta y^{2}} \right) + T_{i,j,k} \left(\frac{-2T_{i-1,j,k}}{\delta x^{2}} + \frac{-2T_{i,j-1,k}}{\delta y^{2}} \right) + \left(\frac{T_{i-1,j,k}^{2}}{\delta x^{2}} + \frac{T_{i,j-1,k}^{2}}{\delta y^{2}} - \frac{1}{v^{2}} \right) = 0$$
(11.6)

Jest to klasyczne równanie kwadratowe z dwoma rozwiązaniami rzeczywistymi $T'_{i,j,k}$ i $T''_{i,j,k}$. Tylko jedno z nich jest poprawne w sensie fizycznym (czas musi rosnąć
po przebyciu drogi od źródła):

$$T_{i,j,k} = \max\left(T'_{i,j,k}, \ T'_{i,j,k}\right)$$
 (11.7)

Równanie 11.2 działa w każdym układzie współrzędnych ortogonalnych. W kontekście Ziemi najważniejsze jest przejście do współrzędnych sferycznych r, θ , ϕ , gdzie θ oznacza szerokość geograficzną, a ϕ długość geograficzną, wymaga zastosowania odpowiednich do tego układu współrzędnych elementów długości δr , $r\delta\theta$ i $r \cos\theta\delta\phi$, przykładowo:

$$D_{1}^{-r} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}}{\delta r}$$

$$D_{2}^{-r} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i-1,j,k} + T_{i-2,j,k}}{2\delta r}$$

$$D_{1}^{-\theta} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j-1,k}}{r\delta\theta}$$

$$D_{2}^{-\theta} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j-1,k} + T_{i,j-2,k}}{2r\delta\theta}$$
(11.8)

$$D_1^{-\phi} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j,k-1}}{r\cos\theta\delta\phi}$$
$$D_2^{-\phi} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j,k-1} + T_{i,j,k-2}}{2r\cos\theta\delta\phi}$$

Podobnie dla wyższych rzędów (11.4).

11.2 Zastosowanie praktyczne

Do zastosowanie metody *fast marching* potrzebny jest dwu-, lub trójwymiarowy model pola prędkości osadzony we współrzędnych kartezjańskich bądź sferycznych (geograficznych). Dodatkowo w pamięci komputera należy zainicjować dwie puste zmienne o rozmiarze i kształcie identycznym do modelu prędkości. W jednej z nich przechowywany będzie czas w formacie liczby zmiennoprzecinkowej, a w drugiej klasyfikacja komórek. To właśnie dzięki odpowiedniej klasyfikacji komórek modelu możliwa jest symulacja (propagacja) frontu falowego.

Komórki modelu dzielimy na trzy grupy: 1) komórki, dla których czas nie był jeszcze liczony, 2) komórki, dla których czas został obliczony, ale jeszcze nie został ostatecznie zaakceptowany - może ulec zmianie (komórki należące do tej grupy nazywamy wąskim pasmem - ang. narrow band) i 3) komórki dla których czas został obliczony i zatwierdzony - nie może już ulec zmianie. Szczególnym przypadkiem takich komórek modelu jest źródło fali.

Pierwszym krokiem przed rozpoczęciem właściwych obliczeń jest zdefiniowanie źródła fali sejsmicznej, które może być punktowe (w środku jednej komórki siatki) lub przyjmować dowolny kształt. Źródło to nic innego jak zdefiniowany czas (np. 0 sekund) i określenie danych komórek jako zaakceptowane. Przykładowo istnieje możliwość określenia dokładnych współrzędnych źródła i określenie czasu początkowego w kilku przylegających do niego komórkach siatki na podstawie wzoru $t = \frac{s}{v}$.

Po określeniu źródła (które może być złożone, wielokomórkowe) można przeprowadzić właściwą symulację:

- dla każdej komórki źródła wybieramy komórki sąsiadujące (dla źródła jednokomórkowego 4 w dwóch wymiarach, lub 6 w trzech wymiarach) i jeżeli nie są oznaczone jako zaakceptowane oraz mają niezerową wartość prędkości obliczamy dla nich proponowany czas ze wzoru 11.2 i oznaczamy jako komórki z obliczonym czasem, ale jeszcze nie zaakceptowanym, czyli należące do wąskiego pasma,
- 2. spośród wszystkich komórek należących do *wąskiego pasma* wybieramy tą, która ma najmniejszą wartość czasu i oznaczamy ją jako zaakceptowaną,
- obliczamy proponowany czas dla wszystkich sąsiadów zaakceptowanej komórki, którzy mają niezerową prędkość i nie są jeszcze zaakceptowani. Wszystkich sąsiadów z nowym czasem dodajemy do wąskiego pasma,
- 4. powtarzamy punkt 2 i 3 do zaakceptowania wszystkich komórek z niezerową prędkością.

Wybór do akceptacji komórki o najmniejszym czasie wśród wszystkich komórek z *wąskiego pasma* gwarantuje, że czoło fali podąża po fizycznej drodze spełniającej zasadę Fermata i prawo Snelliusa.



Rysunek III.11.1. Przykład obliczania czasu w kolejnych komórkach modelu. Kolejne kroki od góry poziomo w prawo. Proces rozpoczynany jest od określenia środkowej komórki jako źródła fali. Następnie obliczane są proponowane czasy dla wszystkich komórek sąsiadujących, spośród których wybierana i akceptowana jest komórka z czasem najniższym. Operacja jest powtarzana, dzięki czemu akceptowane są kolejne komórki z czasem. Obliczone w tym przykładzie czasy są fikcyjne i mają na celu wyłącznie zobrazowanie metody. Kolorem zielony zaznaczono komórki z czasem zaakceptowanym, a kolorem żółtym komórki należące do *wąskiego pasma*.



Rysunek III.11.2. Kontynuacja Rysunku III.11.1

Ponieważ prędkość w modelu nie zależy do kierunku (jest izotropowy) nie ma różnicy w obliczanym czasie przejścia przy propagacji fali od źródła do odbiornika i propagacji od odbiornika do źródła. Jest to bardzo ważne w kontekście praktycznego zastosowania wyniku - wystarczy przeliczyć czas przejścia od każdej rozważanej stacji do wszystkich komórek modelu i wynik zapisać do dalszej analizy.

Na Rysunkach III.11.1, III.11.2 pokazano przykład obliczania czasu w kolejnych komórkach modelu.

11.3 Implementacja metody fast marching

Na potrzeby modelu 3D prędkości fal sejsmicznych dla obszaru Polski przygotowano dedykowaną implementację opisanej metody *fast marching* ze szczególnym uwzględnieniem specyfiki modelu 3D.

Model 3D obszaru Polski jest modelem o jednorodnych komórkach siatki osadzonych we współrzędnych 3D. Dzięki regularności komórek implementacja metody jest znacząco uproszczona. Rozmiar modelu 631 x 536 x 6261 komórek siatki (razem 2 117 570 376 komórek). Komórki leżące nad poziomem topografii oraz leżące poza granicami Polski nie mają określonej prędkości. O ile w przypadku komórek nad topografią jest to całkowicie oczekiwane, o tyle w przypadku komórek poza granicami Polski pojawia się problem związany z brakiem możliwości fizycznej propagacji czoła fali pomiędzy obszarami oddzielonymi wcięciem granicy wgłąb kraju. Aby zapobiec takiemu problemowi model został interpolowany poza granicami Polski, tak aby na każdej głębokości granica modelu była figurą wypukłą. Po takiej operacji w 1 390 642 955 komórek modelu określona jest wartość prędkości.

Rozmiar modelu stanowi wyzwanie numeryczne ponieważ wielkość pamięci potrzebna do przechowania wartości prędkości w pojedynczej precyzji wynosi ok. 8 gigabajtów. Podobnie z przechowaniem czasu, który również wymaga zapisania w formie zmiennoprzecinkowej pojedynczej precyzji. Do przeprowadzenia symulacji na pełnym modelu 3D obszaru Polski potrzebny jest komputer wyposażony w minimum 32 GB pamięci operacyjnej RAM.

Kolejnym wyzwaniem jest przechowywanie w pamięci informacji o komórkach modelu należących do *wąskiego pasma*. Podczas symulacji na pełnym modelu ilość takich komórek sięga do 7 milionów. W każdym korku kilka komórek jest do tej listy dopisywanych, a jedna o najmniejszej wartości czasu jest z tej listy zdejmowana. Aby ta operacja była wykonywana w optymalnym czasie do przechowywania *wąskiego pasma* zastosowano kolejkę priorytetową, która zezwala na dostęp do jednego elementu z początku, a podczas dodawania kolejnych elementów dba o ich poprawne uszeregowanie. W szczególnym przypadku jedna komórka modelu może trafić na listę *wąskiego pasma* wielokrotnie (jeżeli jej wartość czasu była ponownie obliczana jak w przykładzie na Rysunkach III.11.1, III.11.2. W takim przypadku w momencie zdejmowania komórki o najniższym proponowanym czasie z listy priorytetowej sprawdzane jest czy nie była wcześniej zaakceptowana, jeśli tak to pobierana jest kolejna komórka.

Funkcja licząca propagację frontu falowego w modelu 3D została ze względu na oczekiwaną wydajność zaimplementowana w C++ i przygotowywana do wywoływania z poziomu programu w języku skryptowym Python. Dzięki takiem podziałowi wykorzystywana jest wysoka wydajność kompilowanego kodu w C++ oraz łatwość operowania na danych wejściowych i wyjściowych języka skryptowego Python. Dla dalszego uproszczenia użycia kodu *fast marching* przygotowano obiektowy interfejs pomiędzy skryptem w języku Python a właściwym programem w C++. Dzięki temu kod potrzebny do uruchomiania obliczeń jest bardzo uproszczony. Poniżej przedstawiono kod źródłowy skryptu potrzebnego do obliczenia czasu propagacji fali sejsmicznej ze źródła umieszczonego w stacji do każdej komórki modelu dla wszystkich stacji projektu "13 BB star" i zapisanie wyniku na dysku twardym.

run.py

```
1 # -*- coding: utf-8 -*-
2 from pySeismicFMM3D import SeismicFMM3D
3 import numpy
4
5 # Powtorzenie dla wszystkich stacji
6 for line in open("13BB_locations.txt"):
7
8
        # Wczytanie parametrow stacji (nazwa i lokalizacja)
        elements = line.strip().split("\t")
9
10
        lat = float(elements[3])
11
        lon = float(elements[4])
12
        ele = float(elements[5])
13
        print(lat,lon,ele)
14
15
        # Inicjalizacja modulu obliczeniowego
        myFMM = SeismicFMM3D()
16
17
18
        # Ustawienie parametrow modelu
        myFMM.SetModelSize(631, 536, 6261)
19
20
        myFMM.SetGridSize(numpy.deg2rad(0.01), numpy.deg2rad(0.02), 10)
21
        # Wczytanie modelu predkosci i wektrow wspolrzednych
22
23
        myFMM.ReadVelocityModel("MODELVPF.bin", numpy.single)
        myFMM.ReadLatVector("lat.bin", numpy.double)
24
25
        myFMM.ReadLonVector("lon.bin", numpy.double)
        myFMM.ReadHVector("H.bin", numpy.double)
26
27
28
        # Alokacja pamieci
        myFMM.CreateCalculationVariables()
29
30
         # Konfiguracja zrodla fali w lokalizacji stacji
31
32
        myFMM.SetSourceGeo(lat, lon, ele)
33
34
         # Przeprowadznie obliczen dla wszystkich komorek modelu z dana predkoscia
35
         myFMM.Do(numpy.sum(myFMM.model_velocity > 0))
36
37
         # Zapisanie wyniku w pliku binarnym
         myFMM.SaveTime("{0}.bin".format(elements[0]))
38
39
40
         # Oczyszczenie pamieci
41
        del myFMM
```

11.3.1 Wydajność metody fast marching

Wydajność programu można rozpatrywać w 3 zasadniczych etapy:

 wczytanie danych i alokacja pamięci: w przypadku modelu 3D obszaru Polski trzeba wczytać ok. 8 GB danych z dysku twardego do pamięci RAM. W zależności o wydajności dysku twardego / pamięci masowej proces ten może trwać o kilkunastu sekund do kilku minut,

- 2. właściwe obliczenia: niezależnie od wielkości modelu obliczanych jest ok. 200 tysięcy komórek siatki na sekundę na wydajnym komputerze stacjonarnym,
- zapisanie wyniku na dysku: podobnie jak przy wczytywaniu należy zapisać
 8 GB danych, co może trwać o kilkunastu sekund do kilku minut.

Licząc 200 tysięcy komórek na sekundę całkowity czas przeliczenia modelu 3D dla obszaru Polski zajmuje około 2.5 godziny. Wynikiem obliczeń jest czas przejścia fali sejsmicznej od stacji do każdej komórki modelu, lub odwracając z każdej komórki modelu do stacji. Dzięki temu obliczenie dla danej stacji wystarczy przeprowadzić raz i zapisać wynik na dysku komputera. Jedyną wadą takiego rozwiązania jest duża ilość danych zapisanych na dysku (8 GB na stację).

Algorytm *fast marching* jest algorytmem typowo szeregowym, przez co nie jest możliwa jego zrównoleglona implementacja. Ze względu na rozmiar wymaganej pamięci RAM możliwe jest prowadzenie jednej symulacji na jednym komputerze w jednym czasie, jednak nie powinno stanowić problemu ze względu na fakt, że symulację należy przeprowadzić tylko jeden raz dla każdej stacji sejsmicznej w obszarze objętym przez model 3D.

Rozdział 12

Propagacja wsteczna frontu falowego

Czasy przejścia fali od stacji do każdej komórki modelu 3D można wykorzystać do określenia czasu i lokalizacji zjawisk sejsmicznych w obrębie modelu 3D. Pierwszym krokiem do przeprowadzenia takiej analizy jest możliwie dokładne wyznaczenie czasów przyjścia fali (pierwszych wstąpień) na możliwie dużej liczbie stacji sejsmicznych. Znając czasy pierwszych wstąpień można określić na podstawie symulacji metodą *fast marching* położenie frontów falowych od stacji w dowolnym czasie przed wyznaczonymi czasami pierwszych wstąpień. Na Rysunku III.12.1 pokazano przykładowe cięcia na poziomie morza przez fronty falowe 20, 30, 40, 50, 60 i 70 sekund przed wyznaczonym czasem pierwszego wstąpienia hipotetycznego zjawiska na stacji A0 z projektu "13 BB star". Na kolejnych mapach pokazano fronty o różnej szerokości w dziedzinie czasu: od 0.1 sekundy do 2 sekund. "Szerokość" (tolerancja) może być traktowana jako dokładność wyznaczenia czasu pierwszego wstąpienia.

Z rejestracji na stacjach sejsmicznych znane są bezwzględne czasy pierwszych wstąpień. Drugim krokiem analizy jest określenie czasu wystąpienia zjawiska. Aby go określić należy przetestować czasy wcześniejsze (np. z rozdzielczością 0.1 sekundy) rozpoczynając od najpóźniejszego czasu pierwszego wstąpienia. Obszar testowania nie powinen być dłuższy niż maksymalny czas przejścia przez cały badany model - w przypadku modelu dla obszaru Polski rozsądnym limitem jest 120 sekund. Dla każdego badanego czasu wystąpienia zjawiska wyznaczamy w przestrzeni fronty falowe od każdej badanej stacji stacji. W przypadku każdej stacji front będzie się znajdował w innej odległości od stacji (w sensie czasu) wynoszącej tyle ile różnica pomiędzy czasem pierwszego wstąpienia a zakładanym czasem zjawiska. Mając do dyspozycji rozkład frontów falowych w przestrzeni od wielu stacji możemy dla każdego badanego czasu źródła określać ich maksymalną koincydencję, czyli dla każdej komórki modelu sprawdzać ile frontów falowych ją obejmuje i wybierać tą z maksymalną ilością frontów falowych. W okolicy czasu rzeczywistego wystąpienia zjawiska powinen być obserwowany wyraźny i ostry wzrost maksymalnego poziomu koincydencji.



Krokiem trzecim jest określenie przestrzennego rozkładu koincydencji dla wyznaczonego czasu zjawiska. Ponieważ model jest trójwymiarowy, rozkład koincydencji

Rysunek III.12.1. Położenie i szerokość frontu falowego w zależności od czasu i przyjętej tolerancji czasu. Źródło fali przyjęte w lokalizacji stacji A0 projektu "13 BB star". Na mapach pokazano fronty falowe po 20 (najbliższy stacji, ciemnoniebieski), 30 (jasnoniebieski), 40 (cyjan), 50 (jasnozielony), 60 (pomarańczowy) i 70 sekundach od źródła (czerwony). Tolerancje czasu wynoszą odpowiednio: a) ± 0.05 s b) ± 0.10 s c) ± 0.20 s d) ± 0.50 s e) ± 0.80 s f) ± 1.00 s.

pozwala na wyznaczenie lokalizacji epicentrum trzęsienia oraz głębokości ogniska. Na podstawie kształtu tego rozkładu możliwe jest również wyznaczenie dokładności tych wartości.

Dla zobrazowanie procesu przygotowano przykłady analizy krok po kroku dla 3 lokalnych zjawisk: trzęsienia ziemi w Polkowicach z 5 lipca 2014, kontrolowanej eksplozji miny w Zatoce Gdańskiej oraz trzęsienia ziemi w Jarocinie z 6 maja 2007.

Rozdział 13

Przykłady zastosowania do lokalnych zjawisk sejsmicznych

13.1 Zjawisko w Polkowicach, 5 lipca 2014

Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy jest obszarem o dużej aktywności sejsmicznej indukowanej wydobyciem miedzi. Regionalne sieci sejsmologiczne rejestrują nawet kilkaset zjawisk rocznie o magnitudach od M2.0 do nawet M4.5. Zjawiska mniejsze niż M2.0 są rejestrowane wyłącznie przez stacje monitoringu kopalnianego. Do weryfikacji skuteczności metody propagacji wstecznej wybrano jedno z wielu zjawisk z okolic Lubina zarejestrowanych przez stacje eksperymentu "13 BB star". Według międzynarodowego katalogu EMSC-CSEM zjawisko miało miejsce w okolicy Polkowic (9 km na północny wschód od centrum Polkowic, 51.58°N, 16.10°E na głębokości 2 km) 5 lipca 2014 o godzinie 12:04:56.9 UTC.

Zjawisko zostało dobrze zarejestrowane zarówno na stacjach eksperymentu "13 BB star" oraz na polskich stacjach permanentnych. Pierwszym krokiem do analizy lokalizacji zjawiska było pobranie rejestracji ze wszystkich stacji oraz ręczne wyznaczenie czasów pierwszych wstąpień na składowych pionowych wszystkich badanych stacji. Rysunek III.13.1 przedstawia zapisy przefiltrowane filtrem przepustowym od 0.4 do 4.8 Hz. Na rysunku zaznaczono teoretyczne czas przyjścia fal policzone dla lokalizacji z katalogu EMSC-SCEM i modelu jednowymiarowego *iasp'91* oraz ręcznie wyznaczone czasy pierwszych wstąpień.

Rysunek III.13.2 przedstawia zapisy sejsmiczne zjawiska w czasie względnym do pierwszych wstąpień wyznaczonych z modelu jednowymiarowego i w stosunku do pierwszych wstąpień wyznaczonych ręcznie z zapisów. Na zapisach widać dochodzącą do 6 sekund różnicę pomiędzy czasem pierwszych wstąpień wyznaczonym teoretycznie a czasem rzeczywistego przyjścia fali.

Drugim krokiem było określenie czasu wystąpienia zjawiska. Zjawiska poszukiwano pomiędzy godziną 12:03:51 i godziną 12:06:16 z rozdzielczością 0.1 sekundy. Dla każdego czasu w tym zakresie badano maksymalną koincydencję pomiędzy fron-



Rysunek III.13.1. Rejestracje zjawiska w Polkowicach na stacjach eksperymentu "13 BB star" i polskich stacjach permanentnych. Dla każdej stacji pokazany zapis w czasie rzeczywistym, składowa pionowa przefiltrowana od 0.4 do 4.8 Hz. Czerwone pionowe kreski oznaczają teoretyczny czas przyjścia fal policzony dla lokalizacji z katalogu EMSC-SCEM i modelu jednowymiarowego *iasp'91*. Zielone pionowe kreski oznaczają ręcznie wyznaczony czas pierwszych wstąpień. Rysunek obejmuje 7 minut zapisu.



Rysunek III.13.2. Te same rejestracje zjawiska w Polkowicach na stacjach eksperymentu "13 BB star" i polskich stacjach permanentnych. Po lewej stronie pokazano zapisy w czasie względnym w stosunku do czasu pierwszych wstąpień wyznaczonych z modelu jednowymiarowego. Po prawej stronie pokazano zapisy z wczasie względnym w stosunku do ręcznie wyznaczonego czasu pierwszych wstąpień. Na wszystkich zapisach pokazano składową pionową przefiltrowaną od 0.4 do 4.8 Hz. Czerwone pionowe kreski oznaczają teoretyczny czas przyjścia fal policzony dla lokalizacji z katalogu EMSC-SCEM i modelu jednowymiarowego *iasp'91*. Zielone pionowe kreski oznaczają ręcznie wyznaczony czas pierwszych wstąpień. Obie części rysunku obejmują po 30 sekund zapisu.

tami falowymi od badanych stacji. Ze względu na rozmiar modelu nie było możliwe badanie koincydencji w całym modelu, więc badanie zostało ograniczone do 17 cięć poziomych przez model na głębokościach od 0 do 4000 m co 250 m, czyli w przedziale gdzie spodziewane było ognisko trzęsienia. W ogólnym przypadku należy przetestować różne zakresy głębokości, aby wybrać ten najbardziej prawdopodobny. Analizę tą przeprowadzono oddzielnie dla samych stacji eksperymentu "13 BB star" i wspólnie dla stacji "13 BB star" i stacji permanentnych. Wynik dla samych stacji "13 BB star" i stacji permanentnych. Wynik dla samych stacji "13 BB star" przedstawia Rysunek III.13.3. Wynik dla wszystkich stacji pokazano na Rysunku III.13.4. W badaniu dla wszystkich stacji fronty falowe ze stacji "13 BB star" traktowano z wagą jednego wspólnego frontu dla zachowania równowagi pomiędzy ilością danych pochodzących z różnych azymutów. Cała analiza została wykonana dla frontów falowych o szerokości ± 0.2 sekundy. Szerokość frontów falowych można interpretować jako dokładność wyznaczenia czasów pierwszych faz. W ogólnym przypadku dla każdej stacji może być zastosowany front o różnej szerokości.

Ze względu dużą odległość pomiędzy stacjami "13 BB star" i zjawiskiem (odległość wielokrotnie większa od średnicy sieci stacji) same stacje "13 BB star" nie były wystarczające do wyznaczenia czasu zjawiska. Na wykresie III.13.3 nie widać lokalnego maksimum koincydencji, które mogłoby być traktowane jako wyznacznik czasu wystąpienia zjawiska. Lokalne maksimum jest wyraźnie widoczne dla analizy wspólnej ze stacjami permanentnymi i pozwala na dokładne wyznaczenie czasu zjawiska: 12:04:57.75 \pm 0.5 s.

Kolejnym krokiem analizy jest wyznaczenie lokalizacji źródła dla wyznaczonego wcześniej czasu. Na Rysunku III.13.5 pokazano rozkłady przestrzenne koincydencji sumowanej na 17 głębkościach od 0 do 4000 m co 250 m dla stacji eksperymentu "13 BB star" i dla wszystkich stacji. Widać, że wykorzystanie stacji z różnych azymutów bardzo pozytywnie wpływa na rozkład przestrzenny koincydencji. Rysunek III.13.6 pokazuje analogiczne rozkłady przestrzenne koincydencji dla wyznaczonego wcześniej czasu źródła i czasu źródła o sekundę późniejszego i wcześniejszego.

Analiza rozkładu przestrzennego pozwoliła na wyznaczenie lokalizacji zjawiska: 51.52° N, 16.12° E. Dokładność lokalizacji oszacowana na ± 2 km. Odległość pomiędzy powyższą lokalizacją a lokalizacją z katalogu wynosi ok. 6 km. Zjawisko zostało zlokalizowane w odległości zaledwie 4 km od zbiornika odpadów poflotacyjnych "Żelazny Most".

Dla znanej lokalizacji zjawiska można przeprowadzić analizę rozkładu koincydencji z głębokością. W tym celu przygotowano koincydencje na pionowych przekrojach, równoleżnikowym i południkowym, przez model przecinających się w miejscu zlokalizowanego zjawiska. Przekroje pokazane zostały na Rysunku III.13.7. Mimo wykorzystania wyłącznie pierwszych wstąpień rozkład koincydencji wyraźnie wskazuje na lokalizację zjawiska na głębokości ok 2 km. Przekrój pionowy przez model koincydencji w miejscu wystąpienia zjawiska pokazany jest na Rysunku III.13.8. Ostatecznie głębokość ogniska trzęsienia ziemi wyznaczono na 2100±1000 m.



Rysunek III.13.3. Wykres maksymalnej koincydencji zsumowanej z 17 głębokości od 0 do 4000 m co 250 m dla każdego testowanego czasu źródła od 12:03:51 do 12:06:16 dla 13 stacji eksperymentu "13 BB star". Pomarańczowe linie przerywane oznaczają przedział prawdopodobnego czasu zjawiska. Czerwone linie oznaczają czasy pierwszych wstąpień na wszystkich badanych stacjach.



Rysunek III.13.4. Wykres maksymalnej koincydencji zsumowanej z 17 głębokości od 0 do 4000 m co 250 m dla każdego testowanego czasu źródła od 12:03:51 do 12:06:16 dla 13 stacji eksperymentu "13 BB star" i 6 stacji permanentnych. Zielona linia przerywana oznacza finalny czas zjawiska. Czerwone linie oznaczają czasy pierwszych wstąpień na wszystkich badanych stacjach - najwcześniej fala dotarła do stacji KSP, a najpóźniej do stacji SUW.

Rysunek III.13.9 pokazuje analogiczne przekroje pionowe przez rozkład koincydencji dla 13 stacji eksperymentu "13 BB star". Widać wyraźnie, że w przypadku stacji z jednego azymutu nie ma możliwości oszacowania głębokości zjawiska wyłącznie na podstawie pierwszych wstąpień.



Rysunek III.13.5. Rozkład przestrzenny koincydencji zsumowanej z 17 głębokości od 0 do 4000 m co 250 m dla wyznaczonego czasu zjawiska. a, b) wynik z wykorzystaniem jedynie stacji eksperymentu "13 BB star", c i d) wynik z wykorzystaniem stacji eksperymentu "13 BB star"i stacji permanentnych. Czerwona kropka na rysunku b) i d) oznacza lokalizację z katalogu, a puste kółko lokalizację wyznaczaną metodą propagacji wstecznej. Kółka na rysunkach a) i c) oznaczają lokalizacje stacji.



Rysunek III.13.6. Rozkład przestrzenny koincydencji zsumowanej z 17 głębokości od 0 do 4000 m co 250 m dla wyznaczonego czasu zjawiska. a) i b) rozkład koincydencji dla czasu zjawiska o sekundę wcześniejszego w stosunku do wyznaczonego. c) i d) rozkład koincydencji dla wyznaczonego czasu zjawiska. e) i f) rozkład koincydencji dla czasu zjawiska o sekundę późniejszego w stosunku do wyznaczonego.



Rysunek III.13.7. Rozkład przestrzenny koincydencji na przekrojach północpołudnie i wschód-zachód przez model w miejscu wyznaczonym jako lokalizacja zjawiska. Na osiach poziomych pokazano odległość od lokalizacji zjawiska w km.



Rysunek III.13.8. Rozkład koincydencji z głębokością dla lokalizacji zjawiska. Ciągłą zieloną linią oznaczono wyznaczoną głębokość zjawiska a liniami przerywanymi jej szacunkową dokładność.



Rysunek III.13.9. Rozkład przestrzenny koincydencji na przekrojach północpołudnie i wschód-zachód przez model w miejscu wyznaczonym jako lokalizacja zjawiska z wykorzystaniem wyłącznie stacji eksperymentu "13 BB star".

13.2 Zjawisko w Zatoce Gdańskiej, 22 kwietnia 2015

Zatoka Gdańska była w czasie II Wojny Światowej obszarem silnie zaminowanym, przez co po dziś dzień regularnie odnajdywane są kolejne ładunki wybuchowe wymagające utylizacji. Niektóre z odnajdywanych ładunków wybuchowych nie nadają się do wydobycia i utylizacji, więc muszą być niszczone w miejscu odnalezienia. W kwietniu 2015 roku Marynarka Wojenna detonowała 6 ładunków odnalezionych przy wyjściu z portu w Gdyni. Dzięki uprzejmości dowództwa operacji możliwe było wykonanie przez zespół z Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk dokładnych pomiarów lokalizacji i czasu detonacji. Według pomiarów wybrany ładunek został zdetonowany 22 kwietnia 2015 o godzinie 15:25:26 UTC w lokalizacji 54.51019°N, 18.60594°E.

Zjawisko zostało dobrze zarejestrowane na 9 stacjach eksperymentu "13 BB star". Pierwszym krokiem do analizy lokalizacji zjawiska było pobranie rejestracji ze wszystkich stacji oraz ręczne wyznaczenie czasów pierwszych wstąpień na składo-



Rysunek III.13.10. Rejestracje zjawiska na Zatoce Gdańskiej na 9 z 13 stacjach eksperymentu "13 BB star". Jedna ze stacji była w czasie zjawiska wyłączona z powodu utraty zasilania. Trzy stacje nie zarejestrowały zjawiska ze względu na wysoki poziom lokalnego szumu. Dla każdej stacji pokazany zapis w czasie rzeczywistym, składowa pionowa przefiltrowana filtrem górnoprzepustowym powyżej 2 Hz. Czerwone pionowe kreski oznaczają teoretyczny czas przyjścia fal policzony dla lokalizacji GPS zjawiska (objaśnienia w tekście) i modelu jednowymiarowego *iasp'91*. Zielone pionowe kreski oznaczają ręcznie wyznaczony czas pierwszych wstąpień.



Rysunek III.13.11. Rejestracje zjawiska na Zatoce Gdańskiej na 9 z 13 stacjach eksperymentu "13 BB star". Po lewej stronie pokazano zapisy w czasie względnym w stosunku do czasu pierwszych wstąpień wyznaczonych z modelu jednowymiarowego. Po prawej stronie pokazano zapisy z wczasie względnym w stosunku do ręcznie wyznaczonego czasu pierwszych wstąpień. Na wszystkich zapisach pokazano składową pionową przefiltrowaną filtrem górnoprzepustowym powyżej 2 Hz. Czerwone pionowe kreski oznaczają teoretyczny czas przyjścia fal policzony dla lokalizacji GPS zjawiska (objaśnienia w tekście) i modelu jednowymiarowego *iasp'91*. Zielone pionowe kreski oznaczają ręcznie wyznaczony czas pierwszych wstąpień.

wych pionowych wszystkich badanych stacji. Rysunek III.13.10 przedstawia zapisy przefiltrowane filtrem górnoprzepustowym powyżej 2 Hz. Na rysunku zaznaczono teoretyczne czas przyjścia fal policzone dla faktycznej lokalizacji i modelu jednowymiarowego *iasp'91* oraz ręcznie wyznaczone czasy pierwszych wstąpień.

Drugim krokiem było określenie czasu wystąpienia zjawiska. Zjawiska poszukiwano pomiędzy godziną 15:23:50 i godziną 15:25:55 z rozdzielczością 0.1 sekundy. Dla każdego czasu w tym zakresie badano maksymalną koincydencję pomiędzy frontami falowymi od badanych stacji. Ze względu na rozmiar modelu nie było możliwe badanie koincydencji w całym modelu, więc badanie zostało ograniczone do 3 cięć poziomych przez model na głębokościach 0, 50 i 100 m. Wynik analizy przedstawia Rysunek III.13.12. Cała analiza została wykonana dla frontów falowych o szerokości ± 0.15 sekundy.

Kolejnym krokiem analizy było wyznaczenie lokalizacji źródła dla wyznaczonego wcześniej czasu. Na Rysunku III.13.14 pokazano rozkłady przestrzenne koincydencji sumowanej na 3 głębokościach: 0, 50 i 100 m dla wyznaczonego wcześniej czasu zjawiska i czasów o sekundę wcześniejszego i późniejszego. Analiza rozkładu przestrzennego pozwoliła na wyznaczenie lokalizacji zjawiska: 54.51°N, 18.60°E. Dokładność lokalizacji oszacowana na ± 2 km. Odległość pomiędzy powyższą lokalizacją, a lokalizacją z pomiaru GPS wynosi ok. 380 m.

Dla znanej lokalizacji zjawiska można przeprowadzić analizę rozkładu koincydencji z głębokością. W tym celu przygotowano koincydencje na pionowych przekrojach, równoleżnikowym i południkowym, przez model przecinających się w miejscu zlokalizowanego zjawiska. Przekroje pokazane zostały na Rysunku III.13.13. Ostatecznie głębokość zjawiska wyznaczono na 200±200 m. Dokładniejsze oszacowanie głębokości byłoby możliwe w przypadku posiadania rejestracji ze stacji zlokalizowanych w różnych azymutach od zjawiska, podczas gdy stacje eksperymentu "13 BB star" zlokalizowane były wyłącznie w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim.



Rysunek III.13.12. Wykres maksymalnej koincydencji dla zjawiska w Zatoce Gdańskiej zsumowanej z 3 głębokości: 0, 50 i 100 m dla każdego testowanego czasu źródła od 15:23:50 do 15:25:55 dla 9 stacji eksperymentu "13 BB star". Zielona linia przerywana oznacza finalny czas zjawiska. Czerwone linie oznaczają czasy pierwszych wstąpień na wszystkich badanych stacjach.



Rysunek III.13.13. Rozkład przestrzenny koincydencji dla zjawiska w Zatoce Gdańskiej na przekrojach północ-południe i wschód-zachód przez model w miejscu wyznaczonym jako lokalizacja zjawiska. Na osiach poziomych pokazano odległość od lokalizacji zjawiska w km.



Rysunek III.13.14. Rozkład przestrzenny koincydencji dla zjawiska w Zatoce Gdańskiej zsumowanej z 3 głębokości: 0, 50 i 100 m dla wyznaczonego czasu zjawiska. a) rozkład koincydencji dla czasu zjawiska o sekundę wcześniejszego w stosunku do wyznaczonego. b) rozkład koincydencji dla czasu zjawiska o sekundę późniejszego w stosunku do wyznaczonego. c) rozkład koincydencji dla wyznaczonego czasu zjawiska. Puste kółko oznacza finalną lokalizację zjawiska. Zielone kropki oznaczają lokalizacje stacji. Stacje z brakiem rejestracji lub dużym szumem przekreślono czerwonym x.

13.3 Zjawisko w Jarocinie, 6 maja 2007

W okresie od maja 2006 roku do czerwca 2008 roku realizowany był pasywny eksperyment sejsmiczny PASSEQ 2006-2008 (Passive Seismic Experiment in Trans European Suture Zone.) Celem tego eksperymtnu było rozpoznanie głębokich struktur w strefie przejściowej Platformy Prekambryjskiej do Platformy Paleozoicznej w Europie. Eksperyment PASSEQ 2006-2008 objął centralną części szwu transeuropejskiego (TESZ) na terytorium Polski, Litwy, Czech i Niemiec. W projekcie wzięło udział 17 instytucji naukowych z 10 państw europejskich oraz Stanów Zjednoczo-



Rysunek III.13.15. Mapa lokalizacji stacji eksperymentu PASSEQ 2006-2008 wykorzystanych we wcześniejszych badaniach dotyczących detekcji wcześniej nieznanych zjawisk sejsmicznych. Stacje zlokalizowane na terenie Niemiec i Czech nie były w tym opracowaniu wykorzystywane. Kolorem czerwony zaznaczono stacje szerokopasmowe, zielonym krótkookresowe i niebieskim stacje permanentne (Wilde-Piórko i in. [2008]).

nych (Wilde-Piórko i in. [2008]). W eksperymencie PASSEQ wykorzystano około 200 stacji sejsmicznych. Odległość pomiędzy stacjami wynosiła średnio 60 km, natomiast w najdłuższym centralnym profilu odległość miedzy stacjami była około 20 km. Oprócz stacji tymczasowych do profilu włączono stacje permanentne. W sumie użyto 196 urządzeń rejestrujących: 147 sejsmometrów krótkookresowych oraz 49 sejsmometrów szerokopasmowych (Rysunek III.13.15).

Dane sejsmiczne zebrane podczas eksperymentu PASSEQ 2006-2008 zostały przeanalizowane pod kątem poszukiwania zarejestrowanych lokalnych zjawisk sejsmicznych. Jednym z zidentyfikowanych, wcześniej nieznanych zjawisk było trzęsienie w okolicy Jarocina w Centralnej Polsce 6 maja 2007 około godziny 07:30 UTC. Detekcja i wstępna lokalizacja na podstawie modeli jednowymiarowych była możliwa dzięki gęstemu rozstawieniu stacji eksperymentu w rejonie zjawiska. W tym samym miejscu zlokalizowano 6 stycznia 2012 mocniejsze zjawisko, dzięki rejestracjom na stacjach permanentnych. Niestety ich rozstawienie na terytorium Polski nie umożliwia rejestrowania mniejszych wstrząsów z tego rejonu. Rejestracje zjawiska (Rysunek III.13.16) z maja 2007 wykorzystano do dokładniejszego określenia lokalizacji i głębokości zjawiska metodą wstecznej propagacji w modelu 3D.

Postępując analogicznie jak w poprzednich przykładach czasy pierwszych wstąpień dla wszystkich badanych stacji zostały wyznaczone ręcznie. Zjawiska poszukiwano pomiędzy godziną 07:31:18 a 07:33:03 z rozdzielczością 0.1 sekundy. Badano sumaryczną koincydencję z 7 głębokości do 0 do 3000 m co 500 m, ponieważ na takiej głębokości spodziewane było ognisko zjawiska. Wykres maksymalnej koincydencji przedstawiono na Rysunku III.13.18. Analizę przeprowadzono dla frontu o szerokości ± 0.5 sekundy. Na Rysunku III.13.19 pokazano rozkłady przestrzenne sumowanej koincydencji dla wyznaczonego czasu zjawiska i czasów o sekundę wcześniejszego i późniejszego. Analiza rozkładu przestrzennego pozwoliła na wyznaczenie lokalizacji zjawiska: 52.05°N, 17.54°E. Dokładność lokalizacji oszacowana na ± 2 km. Odległość pomiędzy powyższą lokalizacją a lokalizacją według Polkowskiego i in. [2016] wynosi ok. 5 km.

Również dla tego zjawiska przygotowano koincydencje na pionowych przekrojach, równoleżnikowym i południkowym, przez model przecinających się w miejscu zlokalizowanego zjawiska. Przekroje pokazane zostały na Rysunku III.13.20. Ostatecznie głębokość ogniska trzęsienia ziemi wyznaczono na 700 ± 400 m. Wcześniej głębokość zjawiska była szacowana na 4 km.



Rysunek III.13.16. Rejestracje zjawiska w Jarocinie na 24 stacjach eksperymentu PASSEQ 2006-2008. Dla każdej stacji pokazany zapis w czasie rzeczywistym, składowa pionowa przefiltrowana filtrem od 0.4 do 9.2 Hz. Czerwone pionowe kreski oznaczają teoretyczny czas przyjścia fal policzony dla lokalizacji wyznaczonej przez Polkowskiego i in. [2016] i modelu jednowymiarowego *iasp'91*. Zielone pionowe kreski oznaczają ręcznie wyznaczony czas pierwszych wstąpień.



Rysunek III.13.17. Rejestracje zjawiska w Jarocinie na 24 stacjach eksperymentu PASSEQ 2006-2008. Po lewej stronie pokazano zapisy w czasie względnym w stosunku do czasu pierwszych wstąpień wyznaczonych z modelu jednowymiarowego. Po prawej stronie pokazano zapisy z wczasie względnym w stosunku do ręcznie wyznaczonego czasu pierwszych wstąpień. Na wszystkich zapisach pokazano składową pionową przefiltrowaną filtrem górnoprzepustowym powyżej 2 Hz. Czerwone pionowe kreski oznaczają teoretyczny czas przyjścia fal policzony dla lokalizacji wyznaczonej przez Polkowskiego i in. [2016] (objaśnienia w tekście) i modelu jednowymiarowego *iasp '91*. Zielone pionowe kreski oznaczają ręcznie wyznaczony czas pierwszych wstąpień.



Rysunek III.13.18. Wykres maksymalnej koincydencji dla zjawiska w Jarocinie zsumowanej z 7 głębokości: do 0 do 3000 m co 500 m dla każdego testowanego czasu źródła od 07:31:18 do 07:33:03 dla 24 stacji eksperymentu PASSEQ 2006-2008. Zielona linia przerywana oznacza finalny czas zjawiska. Czerwone linie oznaczają czasy pierwszych wstąpień na wszystkich badanych stacjach.



Rysunek III.13.19. Rozkład przestrzenny koincydencji dla zjawiska w Jarocinie zsumowanej z 7 głębokości: do 0 do 3000 m co 500 m dla wyznaczonego czasu zjawiska. a) i b) rozkład koincydencji dla czasu zjawiska o sekundę wcześniejszego w stosunku do wyznaczonego. c) i d) rozkład koincydencji dla wyznaczonego czasu zjawiska. e) i f) rozkład koincydencji dla czasu zjawiska o sekundę późniejszego w stosunku do wyznaczonego.



Rysunek III.13.20. Rozkład przestrzenny koincydencji dla zjawiska w Jarocinie na przekrojach północ-południe i wschód-zachód przez model w miejscu wyznaczonym jako lokalizacja zjawiska. Na osiach poziomych pokazano odległość od lokalizacji zjawiska w km.

Rozdział 14

Podsumowanie metody *fast marching* i propagacji wstecznej

Połączenie metody wstecznej propagacji frontu falowego z obliczaniem czasu propagacji fali w modelu 3D dla obszaru Polski metodą *fast marching* umożliwia precyzyjne i szybkie wyznaczanie czasu i lokalizacji zjawiska wyłącznie na podstawie rejestracji czasów pierwszych wstąpień. Szczególne istotna jest możliwość określenia głębokości zjawiska z dokładnością nieosiągalną dla metod wykorzystujących modele jednowymiarowe.

Sam proces wyznaczania czasu i lokalizacji nie wymaga obliczania czasów teoretycznych, gdyż dzięki metodzie *fast marching* czasy mogą być wcześniej obliczone i zapisane w pamięci komputera. Zaletą takiego rozwiązania jest bardzo duża szybkość wyznaczenia czasu i lokalizacji zjawiska. Jest to szczególnie kluczowe w systemach wczesnego ostrzegania, gdzie w momencie automatycznej detekcji pierwszych wstąpień na kilku stacjach istnieje potrzeba natychmiastowego określenia domniemanej lokalizacji zjawiska. Rejestracje na kolejnych stacjach pozwalają na zwiększanie dokładności określenia lokalizacji. W obszarach sejsmicznych dzięki niemal natychmiastowemu określeniu parametrów zjawiska możliwe jest wczesne wydanie ostrzeżenia, które może przyczynić się do zmniejszenia ilości osób poszkodowanych, ale również ograniczenia strat mienia poprzez np. automatyczne wstrzymanie procesów technologicznych po wydaniu ostrzeżenia.

Podobnie jak wszystkie inne metody lokalizacyjne wsteczna propagacji frontu falowego również wymaga rejestracji z różnych azymutów do poprawnego i dokładnego określna czasu i lokalizacji zjawiska. Proces wyznaczenia czasu i lokalizacji odbywa się poprzez analizowanie statystyki koincydencji frontów falowych w przestrzeni. W przypadku modelu idealnego oraz dokładnych czasów wstąpień na wielu stacjach dla rzeczywistego czasu wystąpienia zjawiska fronty falowe propagowane od wszystkich badanych stacji powinny przeciąć się dokładnie w miejscu wystąpienia zjawiska. W praktyce rozdzielczość i dokładność modelu jest ograniczona a wyznaczenie czasów pierwszych wstąpień obarczone błędem. Dzięki możliwości badania koincydencji frontów o różnej szerokości czasowej (Rysunek III.12.1) istnieje możliwość uwzględniania w metodzie różnych dokładności wyznaczeń czasów pierwszych wstąpień. Jest to szczególnie przydatne w przypadku wykorzystywania czasów pierwszych wstąpień wyznaczanych metodami automatycznymi.

Reasumując, metodę propagacji wczesnej można polecić zarówno do analizy konkretnych zjawisk, jak i do automatycznego poszukiwania zjawisk sejsmicznych zarówno w systemach rejestracji ciągłej oraz przy przetwarzaniu dużych zbiorów danych archiwalnych (np. PASSEQ 2006-2008).
Rozdział 15

Podsumowanie

W pracy przedstawiono elementy niezbędne do prowadzenia analizy lokalnej sejsmiczności obszaru Polski. Pierwszym elementem jest trójwymiarowy model prędkości fal sejsmicznych o dużej rozdzielczości - to dzięki niemu możliwa jest dokładna lokalizacja zjawisk tylko na podstawie pierwszych wstąpień fal od źródła. Drugim elementem są wysokiej jakości rejestracje sejsmiczne z jak najdłuższego okresu i jak największej ilości stacji. Trzecim elementem jest zestaw metod pozwalających na lokalizowanie zarejestrowanych zjawisk w czasie i przestrzeni.

Przedstawiony w pracy trójwymiarowy model prędkości jest pierwszym, tak dokładnym opracowaniem dla całego obszaru Polski od topografii aż do 60 km głębokości. Rozdzielczość pozioma modelu ok. 1.5 km \times 1.5 km i pionowa wynosząca 10 m pozwala na bardzo dokładne lokalizowanie zjawisk.

Dzięki wydajnej implementacji metody *fast marching* możliwe jest bardzo szybkie lokalizowanie zarejestrowanych zjawisk, co jest szczególnie istotne w przypadku wprowadzenia pełnej automatyzacji procesu lokalizacji na potrzeby systemów wczesnego ostrzegania. W warunkach polskich wydaje się to niekonieczne ze względu na znikomą naturalną aktywność sejsmiczną, natomiast metoda ta może być zastosowana dla dowolnego obszaru - jedynym warunkiem jest określenie dla danego obszaru trójwymiarowego modelu prędkości fal.

W tym kontekście ważne są również autorskie rozwiązania zastosowane w eksperymencie "13 BB star", dzięki którym możliwa jest ciągła transmisja danych rejestrowanych na stacjach mimo braku bezpośredniego dostępu stacji do połączenia internetowego i źródła zasilania.

Omawiana metoda wstecznej propagacji frontu falowego została przetestowana dla trzech różnorodnych zjawisk: jednego zjawiska indukowanego w kopalni miedzi, jednego sztucznego zjawiska związanego z eksplozją ładunku wybuchowego i jednego naturalnego zjawiska tektonicznego. Dla każdego z testowanych zjawisk metoda zadziałała skutecznie wskazując czas wystąpienia zjawiska oraz dokładną lokalizację, dla której możliwe było oszacowanie błędu. Przygotowana na potrzeby trójwymiarowego modelu prędkości obszaru Polski implementacja metody *fast marching* spotkała się z entuzjastycznym przyjęciem na międzynarodowej konferencji Amerykańskiej Unii Geofizycznej w grudniu 2015 w San Francisco. Osoby zainteresowane zastosowaniem metody we własnych badaniach jako powód zainteresowania wymieniali zarówno wydajność implementacji, jak i jej prostotę. W związku z powyższym przedstawiona w tej pracy autorska implementacja metody *fast marching* została upubliczniona na zasadach *open source* pod nazwą *pySeismicFMM3D* w serwisie *github.com*.

Część pracy została wykonana w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki o numerze DEC-2011/02/A/ST10/00284.

Dodatki

Dodatek A

Kod źródłowy WatchDog

TIMER2.bas

```
1 $regfile = "m32def.dat"
 2 \text{ $crystal = 16000000}
 3
 4 \text{ $baud = 9600}
 5 $hwstack = 32
 6 $swstack = 10
 7 \text{ $framesize = 40}
 8
9 Config Serialin = Buffered , Size = 254
10 Config Serialout = Buffered , Size = 254
11
12 Config Watchdog = 2048
13
14 Config Portb.0 = Output
15 Config Portb.1 = Output
16 Config Portb.2 = Output
17
18 Config TimerO = Timer , Prescale = 256
19 Enable Timer0
20 Enable Interrupts
21 On TimerO TimerO_interupt
22
23 Config Adc = Single , Prescaler = Auto , Reference = Avcc
24 Start Adc
25 Start Watchdog
26
27 Dim W1 As Word
28 Dim W2 As Word
29~{\rm Dim} W3 As Word
30 Dim S As String * 2
31 Dim Mybaud As Long
32 Dim Count As Long
33 Dim Sekundy As Long
34 Dim Minuty As Long
35 \text{ Dim Lsekundy As Long}
36~{
m Dim}~{
m Lminuty}~{
m As}~{
m Long}
37~{\rm Dim} Targetoff As Long
38 Dim Ltargetoff As Long
39 Dim Targeton As Long
40
41 Count = 0
42 Sekundy = 0
43 Minuty = 0
44 Targetoff = 20
45 Targeton = 21
46
47 \text{ Portb.0} = 1
48 \text{ Portb.1} = 1
```

```
49 \text{ Portb.2} = 0
50
51 \text{ Do}
52
      Input S Noecho
53
      If S = "55" Then
54
         Count = 0
         Lsekundy = Sekundy
Lminuty = Minuty
55
56
         Sekundy = 0
57
         Minuty = 0
58
         Ltargetoff = Targetoff
59
60
          Targetoff = 20
61
          Targeton = 21
         Portb.0 = 1
62
       End If
63
      Waitms 150
64
65
66
      Print "INPUT: " ; S ;
67
      Printbin 10
68
       Waitms 50
69
      W1 = Getadc(0)
70
71
      W2 = Getadc(1)
      W3 = Getadc(2)
72
73
74
      Print "SENSOR 01: "; W1 ;
75
       Printbin 10
       Waitms 50
76
77
78
      Print "SENSOR 02: "; W2;
79
      Printbin 10
       Waitms 50
80
81
82
       Print "SENSOR 03: "; W3;
      Printbin 10
83
84
       Waitms 50
85
86
       Print "RESET: " ; Lminuty ; ":" ; Lsekundy ;
87
      Printbin 10
88
       Waitms 50
89
      Print "TARGET: " ; Ltargetoff;
90
91
      Printbin 10
92
      Waitms 50
93
      Print "INPUT: "; S;
94
95
      Printbin 10
96
      Printbin 4
97
      Waitms 50
98
99
      Clear Serialin
100
       Clear Serialout
101 Loop
102
103 Timer0_interupt:
104 Count = Count + 1
      Reset Watchdog
105
106
107
      If Count = 244 Then
108
         Sekundy = Sekundy + 1
109
          Count = 0
      End If
110
111
112
      If Sekundy = 60 Then
         Minuty = Minuty + 1
Sekundy = 0
113
114
115
       End If
116
117
      If Minuty = Targetoff Then
```

```
Portb.0 = 0
118
119
     End If
120
     If Minuty = Targeton Then
121
             Portb.0 = 1
122
              Minuty = 0
             If Targetoff < 600 Then
Targetoff = Targetoff + 120
Targeton = Targetoff + 1
123
124
125
126
              Else
127
                 Targetoff = 599
128
                 Targeton = 600
129
              End If
130
131
       End If
132
133
       Return
134
135 \, {\tt End}
```

Dodatek B

Elementy interfejsu www "13 BB star"

Interfejs www dla eksperymentu "13 BB star" umożliwia bieżący dostęp do wizualizacji danych i parametrów stacji. Interfejs został opisany w Rozdziale 7.4. Strona główna interfejsu pokazana jest na Rysunku II.7.8. Na Rysunkach B.1–B.9 pokazano przykładowe widoki na główne elementy interfejsu www.



Rysunek B.1. Przykładowy widok na szczegóły wybranej stacji i dnia.

| OLOWINK IT SYMAKTOSE ARCHIWOM IT STAWISKA IT PROBLEMI I | KOMUNIKATY] [TEMPERATURA I NAPIĘCIE] [PAMIĘĆ] | [TESTY] [MATERIALY] [G |
|--|--|---|
| i dzień] | | { nastepr |
| HHZ - bez filtracji | HHN - bez filtracji | HHE - bez filtracji |
| | | |
| | | |
| <u> </u> | | ⋽ <mark>╾╾∊⋟∊⋟╶╍∊⋵⋼∳╌╍∊⋡⋬⋳⋑⋑⋬⋳⋍⋈∊∊⋩∊</mark> ∊∊∊∊∊⋡⋼⋕∦ |
| the second se | = minutes | attain an |
| | - Increased | animum |
| + | | |
| | | |
| | | |
| | |] |
| | | 282580.9 |
| | atoma in the second sec | strong bull and in the set |
| | | |
| and and and the | - Decision | |
| | | |
| | | |
| | | |
| and the second s | The second secon | |
| | | |
| a summer for the state of the | | |
| | | annen |
| | | |
| HIZ - lowpass 1Hz | HHN - lowpass 1Hz | HHE - lowpass 1Hz |
| HHZ - lowpass 1Hz | HHN - Jowpass 1Hz | HHE - lowpass 1Hz |
| HHZ - lowpass 1Hz | HHN - fowpass 1Hz | HHE - Iowpass 1Hz |
| HHZ - lowpass IHz | HHN - Jowpass 1Hz | |
| HHZ - Lowpass Hz | HHN - Soupass 1Hz | |
| HHZ - lowpass 1Hz | HHN - lowpass 1Hz | |
| HHZ - lowpass 1Hz | HHN - Iowpass 1Hz | |
| HHZ - lowpass 1Hz | HHN - lowpass 1Hz | |
| HHZ - lowpass 1Hz | HHN - lowpass 1Hz | |
| HHZ - lowpass 3Hz | Image: Second | HHE - lowpass litz |
| HHZ - lowpass Hz | Image: | |
| HHZ - lowpass Hz | Image: | |
| HHZ - lowpass 3Hz | | |
| HHZ - lowpass IHz | | |
| HHZ - Lowpass JHZ | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

Rysunek B.2. Przykładowy widok wykresu wspólnego 13 stacji dla wybranego dnia.

| ZAWARTOŚĆ ARCHIN | NUM] [ZJA | WISKA] [P | ROBLEMY I | OMUNIKAT | Y] [TEMPE | RATURA I N | APIĘCIE] [| PAMIĘĆ] | | | | | | | [TESTY][M |
|------------------|-------------|-------------|-----------|----------|-------------|------------|-------------|----------|---------|---------|---------|----------|----------|--------|------------|
| h w archiwum w % | | | | | | | | | | | | | | | |
| | AO | B1 | B2 | B3 | B4 | B5 | B6 | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | C6 | | |
| | B941 | B914 | B904 | B955 | B952 | B953 | B954 | B940 | B93E | B93F | B93D | B956 | B906 | | komentarze |
| 2015-07-02 (183) | 100.00% | 100.00% | 100.00% | \$00.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100,00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | wykres | |
| 2015-07-01 (182) | 98.95% | 98.93% | 98.96% | 98.96% | 98.96% | 98.96% | 98-96% | 98.96% | 98.96% | 98.96% | 98.96% | 98.96% | 98.96% | wykres | 5 |
| 2015-06-30 (181) | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100,00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100,00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | wykres | ÷6 |
| 2015-06-29 (180) | 100.00% | 100.00% | \$600.003 | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | wykres | |
| 2015-06-28 (179) | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | wykres | 20 E |
| 2015-06-27 (178) | 100.00% | 100.00% | \$00.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | \$00.00% | 100.00% | wykres | 2 |
| 2015-06-26 (177) | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100,00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | \$00.00% | 100.00% | wykres | |
| 2015-06-25 (176) | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | wykres | |
| 2015-06-24 (175) | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | 100.00% | \$00.00% | 100.00% | wykres | • |
| | | 100.004 | 100.000 | | 100.000 | | 100.000 | 100.000 | 100.000 | 100.000 | 100.000 | | and only | | |

 $\ensuremath{\mathbf{Rysunek B.3.}}$ Przykładowy widok na stronę archiwum.

13BB STAR - status projektu

(STRONA GLÓWNA) { ZAWARTOŚĆ ARCHIWUM) { ZJAWISKA } [PROBLEMY I KOMUNIKATY] { TEMPERATURA I NAPIĘCIE } { PAMIĘĆ }

Lista najważniejszych zjawi

| Data i czas | φ | λ. | Glębokośći | Mag | Region | Odległość (A0) | Czas przyjścia pierwszej fazy (A0) | HEC. | Widoczny? | Wszystkie fazy | Wykresy |
|---------------------|----------|----------|------------|-----|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|-----------|-----------|----------------|---------|
| 2015-05-30 11:32:08 | 39.65 S | 171.25 E | 750 | 5.5 | NORTHWEST OF NEW ZEALAND | 157.13 ° | 2015-05-30 11:50:41 (PKPdf) | 58.39 | 8 | oblicz | 0 |
| 2015-05-30 11:23:03 | 27.91 N | 140.46 E | 693 | 7.8 | BONIN ISLANDS, JAPAN REGION | 84.38 * | 2015-05-30 11:34:25 (P) | 33,529.95 | 8 | oblicz | 3 |
| 2014-03-05 09:56:59 | 14.76 S | 169.8 E | 648 | 6.3 | VANUATU | 135.07 ° | 2014-03-05 10:12:12 (Pdiff) | 476.46 | | oblicz | 2 |
| 2015-06-16 06:16:59 | 20.43 5 | 178.9 W | 645 | 5.9 | FIJI REGION | 144.07 * | 2015-06-16 06:32:52 (Pdiff) | 169.99 | | oblicz | 3 |
| 2014-09-16 01:08:20 | 21.03 5 | 178.93 W | 639 | 5.2 | FUI REGION | 144.64 ° | 2014-09-16 01:24:16 (Pdiff) | 33.69 | 8 | oblicz | 0 |
| 2015-11-24 22:45:40 | 10.67 S | 71.05 W | 636 | 7.6 | CENTRAL PERU | 97.86 * | 2015-11-24 22:58:09 (Pdiff) | 16,443.11 | 8 | oblicz | ٥ |
| 2014-03-23 04:31:03 | 20.73 S | 178.8 W | 634 | 5.9 | FUI REGION | 144.39 * | 2014-03-23 04:46:59 (Pdiff) | 169.36 | | oblicz | 1 |
| 2014-12-02 05:11:32 | 6.2 N | 123.18 E | 633 | 6.6 | MORO GULF, MINDANAO, PHILIPPINES | 93.95 * | 2014-12-02 05:23:43 (P) | 1,762.36 | | oblicz | 2 |
| 2015-11-24 22:50:54 | 10.07 S | 71 W | 631 | 7.6 | CENTRAL PERU | 97.35 ° | 2015-11-24 23:03:21 (Pdiff) | 16,590.63 | | oblicz | 0 |
| 2014-05-04 09:25:14 | 25.86 S | 178.23 E | 616 | 6.3 | SOUTH OF FUI ISLANDS | 148.34 * | 2014-05-04 09:43:47 (PKPdf) | 406.31 | | oblicz | 2 |
| 2015-11-26 13:51:31 | 17.75 S | 179.9 E | 612 | 5.6 | FIJI | 141.18 * | 2015-11-26 14:07:14 (Pdiff) | 88.18 | | oblicz | 0 |
| 2016-03-04 04:25:14 | 20.98 5 | 178.93 W | 610 | 5.5 | FIJI REGION | 144.59 * | 2016-03-04 04:41:13 (Pdiff) | 67.26 | | oblicz | 1 |
| 2014-07-21 14:54:40 | 19.79 S | 178.37 W | 610 | 6.8 | FUI REGION | 143.59 ° | 2014-07-21 15:10:34 (Pdiff) | 1,357.89 | | oblicz | 1 |
| 2015-11-02 03:04:07 | 18.22 5 | 177.82 W | 609 | 5.6 | FIJI REGION | 142.22 ° | 2015-11-02 03:19:55 (Pdiff) | 87.09 | 8 | oblicz | 0 |
| 2015-11-26 05:45:18 | 9.21 5 | 71.26 W | 609 | 6.7 | PERU-BRAZIL BORDER REGION | 96.80 * | 2015-11-26 05:57:44 (P) | 2,108.56 | | oblicz | 0 |
| 2014-07-03 09:35:49 | 22.2 S | 179.4 W | 607 | 5.6 | SOUTH OF FUILISLANDS | 145.63 ° | 2014-07-03 09:54:19 (PKPdf) | 83.66 | | oblicz | 1 |
| 2014-12-11 22:27:44 | 20.96 5 | 178.9 W | 598 | 5.6 | FUI REGION | 144.58 * | 2014-12-11 22:43:44 (Pdiff) | 84.69 | | oblicz | 0 |
| 2014-12-31 00:06:09 | 20.38 S | 178.51 W | 594 | 5.5 | FUI REGION | 144.13 ° | 2014-12-31 00:22:07 (Pdiff) | 67.63 | 2 | oblicz | 0 |
| 2015-11-24 13:21:36 | 18.8 N | 145.28 E | 593 | 6.0 | PAGAN REG., N. MARIANA ISLANDS | 94.49 * | 2015-11-24 13:33:53 (P) | 438.39 | 8 | oblicz | 0 |
| 2016-01-14 03:25:28 | 19.81 S | 63.37 W | 593 | 6.1 | SANTA CRUZ, BOLIVIA | 100.85 ° | 2016-01-14 03:38:14 (Pdiff) | 494.07 | 2 | oblicz | 2 |
| 2016-01-02 04:22:19 | 44.81 N | 130 E | 588 | 5.7 | HEILONGJIANG, CHINA | 65.65 * | 2016-01-02 04:32:06 (P) | 408.05 | 8 | oblicz | 0 |
| 2014-09-16 13:00:19 | 22.29 5 | 179.46 W | 580 | 5.4 | SOUTH OF FUL ISLANDS | 145.69 ° | 2014-09-16 13:18:51 (PKPdf) | 52.74 | | oblicz | 0 |
| 2016-02-20 15:51:22 | 21.98 S | 179.39 W | 576 | 5.8 | FIJI REGION | 145.42 * | 2016-02-20 16:07:27 (Pdiff) | 132.91 | 8 | oblicz | 2 |
| 2014-09-30 22:34:27 | 17.83 S | 178.55 W | 575 | 5.5 | FLII REGION | 141.66 ° | 2014-09-30 22:50:16 (Pdiff) | 69.64 | 8 | oblicz | 0 |
| 2015-03-08 15:52:24 | 20.22 \$ | 177.78 W | 574 | 5.4 | FLII REGION | 144.16 * | 2015-03-08 16:08:24 (Pdiff) | \$3.70 | 8 | oblicz | 0 |
| 2013-10-01 03:38:21 | 53.17 N | 152.88 E | 570 | 6.7 | SEA OF OKHOTSK | 66.52 * | 2013-10-01 03:48:14 (P) | 3,990.02 | 8 | oblicz | 11 |
| 2015-04-28 16:39:37 | 20.92 S | 178.68 W | \$66 | 6.2 | FUI REGION | 144.60 * | 2015-04-28 16:55:40 (Pdiff) | 337.07 | | oblicz | 2 |
| 2015-06-21 21:28:16 | 20.47 S | 178.34 W | 563 | 6.0 | FUI REGION | 144.26 * | 2015-06-21 21:44:17 (Pdiff) | 213.54 | 8 | oblicz | 2 |
| 2015-04-02 04:10:11 | 17.87 S | 178.61 W | 560 | 5.9 | FUI REGION | 141.68 ° | 2015-04-02 04:26:01 (Pdiff) | 174.89 | 8 | oblicz | 0 |
| 2014-05-06 04:32:06 | 20.13 S | 177.69 W | 553 | 5.3 | FLII REGION | 144.09 * | 2014-05-06 04:48:08 (Pdiff) | 42.69 | 2 | oblicz | 2 |
| 2015-03-17 20:16:18 | 17.92 S | 178.54 W | 549 | 5.5 | FIJI REGION | 141.75 ° | 2015-03-17 20:32:10 (Pdiff) | 69.57 | 8 | oblicz | 0 |
| 2015-02-27 13:45:05 | 7.34 S | 122.52 E | 548 | 7.0 | FLORES SEA | 104.65 * | 2015-02-27 13:58:12 (Pdiff) | 3,685.04 | 2 | oblicz | 0 |
| 2015-12-06 17:09:28 | 18.17 S | 178.67 W | 545 | 5.5 | FIJI REGION | 141.96 ° | 2015-12-06 17:25:21 (Pdiff) | 69.39 | | oblicz | 0 |
| 2014-10-01 02:41:01 | 52.25 N | 151.85 E | 540 | 5.2 | SEA OF OKHOTSK | 67.06 * | 2014-10-01 02:51:00 (P) | 124.46 | | oblicz | 0 |
| 2014-10-30 12:11:36 | 75 | 117.56 E | 540 | 5.8 | BALI SEA | 101.48 * | 2014-10-30 12:24:29 (Pdiff) | 244.99 | 8 | oblicz | 1 |
| | | | | | | and the second second second second | | | | | |

Rysunek B.4. Przykładowy widok na listę zarejestrowanych zjawisk.



Rysunek B.5. Przykładowy widok na stronę zamawiania wykresów dla zjawska.

PL, EN Jesteś załogowany jako Marcin Połkowski. [Wyloguj]

[TESTY] [MATERIALY] [GALERIE]

| CTRONA CAA | 11 TAWARTON | And a statement of the second | | T NORMANNA THE 1 | COATURA . | NAME OF STREET | A ATTACA I | | | | | The second second second second |
|------------------|------------------|-------------------------------|-------------|---------------------|------------|----------------|-----------------------|--------------|-------------|--------------|---------------------|---------------------------------|
| życie pamieci (| kart CompactFlas | h) rejestratoro | W | I KOMUNIKATY JE TEM | PERATURA | I NAPIĘCIE J | PAMIEC] | | | | 1.0 | STT [[MATERIALT] [GALERI |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | Karta 1 | | | | Karta 2 | | | |
| Stanowisko | Nadleśnictwo | Leśnictwo | Rejestrator | Użyte | % | Pojemnos | ić | Użyte | % | Pojemność | Data | ~ czas do zapełnienia |
| AO | Bytow | Hoflice | 8941 | 0.00 ма | 0.004 | 15,250.06 M | | 11,714.00 MB | 76.814 | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 184.70 dni |
| 81 | Lopavo | Flindw | 8914 | 2,717.94 10 | 17.828 | 15,250.06 M | • | 0.00 10 | 0.004 | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 273.15 dai |
| 82 | Kartusy | Kolańska Huta | 8904 | 13,617.78 MB | 89.30% | 15.250.06 M | | 0.00 98 | 0.004 | 15,255.13 HB | 2014-04-10 00:00:00 | 166.03 dai |
| 83 | Rodclersyna | Podrahiona | 8955 | 2,708.88 HD | 17.765 | 15,250.06 M | | 0.00 MB | 0.008 | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 273.24 dal |
| 84 | Przymuszewo | Zbrzyca | 8952 | 0.00 MB | 0.004 | 15,250.06 H | | 6,088.44 30 | 39.924 | 15,250.06 MB | 2016-04-10 23:47:03 | 240.01 dal |
| 85 | Bieddwiedy | Kansonke | 8953 | 0.00 168 | 0.004 | 15,250.06 M | • | 0.00 10 | 0.004 | 15,255.13 HB | 2016-04-10 00:00:00 | 299.92 dai |
| 86 | Trasbielino | Pabozowo | 8954 | 0.00 100 | 0.00% | 15,250.06 8 | | 8,548.94 MB | 56.061 | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 215.82 dni |
| c1 | Streebielino | Barlonino | 2940 | 9,513.41 MB | 62.381 | 15,250.06 M | • | 0.00 368 | 0.009 | 0.00 360 | 2016-04-10 00:00:00 | 55.40 dni |
| C2 | Kolbudy | Sobowidze | 8932 | 15,241,44 HB | 99.941 | 15,250.06 M | | 7,591.09 MB | 49.78% | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 75.39 dni |
| 0 | Tuchola | Wypalanki | 8937 | 15,241.69 HB | 99.95% | 15,250.06 H | •)) | 9,965.59 MB | 65.35% | 15,250.06 HB | 2016-04-08 00:00:00 | \$2.03 dnl |
| C4 | Caluchow | Barkovo | 8930 | 5,997.94 38 | 39.339 | 15,250.06 H | • | 0.00 MB | 0.00% | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 240.90 dai |
| °C5 | Polandw | Resceyca | 8956 | 15,241.25 80 | 99.941 | 15,250.06 M | • | 3,995.22 MB | 26.204 | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 110.74 dml |
| C6 | Ustka | Wrzeście | 8906 | 5,971.38 MB | 39.164 | 15,250.06 M | | 0.00 MB | 0.00% | 15,250.06 MB | 2016-04-10 00:00:00 | 241.16 dni |
| życie pamięci s | serwera | | | | | | | | | | | |
| an na 2016-04-11 | 19:40:36. | | | | | | | | | | | |
| | | | | | Nazwa | | Rozmiar | Użycie | Pojemnoś | ć | | |
| | | | | Maciana BA | 10 | | 1.921.10 68 | 51,809 | 3,708.82 GR | | | |
| | | | | w tem: | | dane reftek | 1.199.40 (8) | 62.631 | | | | |
| | | | | | | dane meeed | 664.89 CB | 34.631 | | | | |
| | | | | | dane poso | colore (aux) | 942.48 80 | 0.05+ | | | | |
| | | | | dape | oniarowa. | temeratura | 588.40 MB | 0.031 | | | | |
| | | | | | | | 474 77 88 | 0.034 | | | | |
| | | | | | os postaro | ме, лариесие | 479.72 80 | 0.024 | | | | |
| ansfer serwer | a | | | | | | | | | | | |
| | | | | | S | tatystyki už | tycia łącza | 3 | | | | |
| | | | | | | Constanting of | and the second second | | | | | |
| | | etni | today | uesterdau | P011 | | etni 2 | nourig | | | NOTE THE THE | |
| | | rx 604.26 M tx 4.50 G | | 726.51 M18 | all | time | | | | | | |
| | | = 5.09 G 595.10 kbit | | 5.87 G18 | FX 964 | .71 618 | 3 . | | | | | |
| | | θ ρ | r '16 | Mar '16 | = 1 | .76 TIB | 2 | 1111 | | | | |
| | | rx 7.78 G | | 26.33 618 | since 02/ | 05/2016 | | нтн | | | | |
| | | = 63.95 G | 18 | 227.83 GiB | FX | e tx | | | | | | |

Rysunek B.6. Przykładowy widok na statystyki pamięci stacji i serwera.

| STRONA GLÓW | NA] [ZAWARTOŚĆ / | ARCHIWUM |] [ZJAWISKA] [I | PROBLEMY | I KOMUNI | | EMPERATUR | A I NAP | IECIE] [P. | AMIĘĆ] | | | | | | | (TE | STY] [MATERIA | Y) [GALERI |
|--------------|--------------------|-------------|--------------------|-----------|-------------|--------|--------------|---------|--------------|---------|------------|-------|------|------|--------|--------|--------|-------------------------|------------------|
| Vykresy bież | ące: tygodniowe i | miesięczn | ne | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | AO | B1 | B2 | B3 | B4 | 85 | B6 | C1 | C2 | C3 | C4 | C5 | C6 | | | |
| | | | | B941 | B914 | B904 | B955 | B952 | B953 | B954 | B940 | B93E | B93F | B93D | B956 | B906 | | | |
| | | | Ostatnie 7 dni | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | | | |
| | | | Ostatnie 31 dni | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | >> | | | |
| | | | Prąd ładowania | | | >> | | | >> | | | >> | | | | | | | |
| tatystyka ła | dowania 2016-04- | 11 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Cały o | lzień | | Dzie | ń | | Noc | | |
| | Data | S | Stacja | Ws | chód | z | achód | Dłu | ugość dr | nia | Prąd | Moc | Pr | ąd | Moc | Prąd | Moc | Wykres | |
| | 2016-04-11 (102) | B5 - Niedź | wiady, Kamionka | 2016-04-1 | 11 03:59:05 | 2016-0 | 4-11 17:46:4 | 9 1 | 3h 47m 44s | . s | 0.39A | 5.85W | 0, | 78A | 11.00W | -0.62A | -7.53W | wykres | |
| | 2016-04-11 (102) | 82 - Kartus | ry, Kolańska Huta | 2016-04-1 | 11 03:54:35 | 2016-0 | 4-11 17:43:2 | 2 1 | 3h 48m 47s | i - 2 | 0.37A | 5.46W | 0. | 58A | 9.78W | -0.48A | -6.06W | wykres | |
| | 2016-04-11 (102) | C2 - Kolb | udy, Sobowidze | 2016-04-1 | 1 03:52:52 | 2016-0 | 4-11 17:41:2 | 0 1 | 3h 48m 28s | | 9 4 | 10 | | ÷3 | 3¥ | - | * | wykres czas generowa | sia: 0.00475 sek |

Rysunek B.7. Przykładowy widok na stronę z dostępem do wykresów długoterminowych.



Rysunek B.8. Przykładowy widok na wykres miesięczny napięcia i temperatury dla wybranej stacji.

| 13BB | STAR | - status | projektu | |
|------|------|----------|----------|--|
| | | | | |

[STROMA GLÓWMA] [ZAWARTOŚĆ ARCHIWUM] [ZIAWISKA] [PROBLEMY I KOMUNIKATY] [TEMPERATURA I NAPIĘCIE] [PAHIĘĆ] Statystyka ładowania dla stacji 8953

PL, EN Jesteś zalogowany jako Marcin Połkowski. [Wyloguj]

[TESTY] [MATERIALY] [GALERIE]

| | | | | Cały | dzień | D | zleń | N | oc | |
|-----------------|---------------------|---------------------|--------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|------------|
| Data | Wschód | Zachód | Długość dnia | Prąd | Moc | Prąd | Moc | Prąd | Moc | Wykres |
| 016-04-11 (102) | 2016-04-11 03:59:05 | 2016-04-11 17:46:49 | 13h 47m 44s | 0.344 | 5.14W | 0.78A | 11.00W | -0.62A | -7.58W | wykres |
| 016-04-10 (101) | 2016-04-10 04:01:27 | 2016-04-10 17:44:58 | 13h 43m 31s | -0.04A | -0.14W | 0.37A | 5.28W | -0.60A | -7.36W | wykres |
| 016-04-09 (100) | 2016-04-09 04:03:51 | 2016-04-09 17:43:06 | 13h 39m 15s | 0.05A | 1.09W | 0.53A | 7.41W | -0.58A | -7.17W | wykres |
| 016-04-08 (99) | 2016-04-08 04:06:15 | 2016-04-08 17:41:14 | 13h 34m 59s | 0.01A | 0.64W | 0.49A | 6.85W | -0.60A | -7.36W | wykres |
| 016-04-07 (98) | 2016-04-07 04:08:39 | 2016-04-07 17:39:23 | 13h 30m 44s | -0.03A | 0.19W | 0.43A | 6.15W | -0.61A | -7.51W | wykres |
| 016-04-06 (97) | 2016-04-06 04:11:04 | 2016-04-06 17:37:31 | 13h 26m 27s | 0.11A | 1.92W | 0.67A | 9.30W | -0.60A | -7.39W | wykres |
| 016-04-05 (96) | 2016-04-05 04:13:30 | 2016-04-05 17:35:39 | 13h 22m 09s | 0.07A | 1.39W | 0.58A | 8.15W | -0.58A | -7.12W | wykres |
| 016-04-04 (95) | 2016-04-04 04:15:55 | 2016-04-04 17:33:47 | 13h 17m 52s | -0.03A | 0.17W | 0.44A | 6.27W | -0.60A | -7.40W | wykres |
| 016-04-03 (94) | 2016-04-03 04:18:21 | 2016-04-03 17:31:56 | 13h 13m 35s | -0.04A | 0.02W | 0.42A | 5.97W | -0.61A | -7.46W | wykres |
| 016-04-02 (93) | 2016-04-02 04:20:48 | 2016-04-02 17:30:04 | 13h 09m 16s | -0.07A | -0.39W | 0.40A | 5.72W | -0.62A | -7.58W | wykres |
| 016-04-01 (92) | 2016-04-01 04:23:14 | 2016-04-01 17:28:12 | 13h 04m 58s | -0.02A | 0.20W | 0.47A | 6.63W | -0.62A | -7.53W | wykres |
| 016-03-31 (91) | 2016-03-31 04:25:41 | 2016-03-31 17:26:21 | 13h 00m 40s | 0.05A | 1.19W | 0.63A | 8.69W | -0.63A | -7.70W | wykres |
| 016-03-30 (90) | 2016-03-30 04:28:08 | 2016-03-30 17:24:29 | 12h 56m 21s | -0.03A | 0.15W | 0.49A | 6.91W | -0.62A | -7.59W | wykres |
| 016-03-29 (89) | 2016-03-29 04:30:36 | 2016-03-29 17:22:37 | 12h 52m 01s | -0.12A | -1.08W | 0.32A | 4.59W | -0.63A | -7.62W | wykres |
| 016-03-28 (88) | 2016-03-28 04:33:03 | 2016-03-28 17:20:46 | 12h 47m 43s | 0.03A | 0.96W | 0.60A | 8.36W | -0.61A | -7.52W | wykres |
| 016-03-27 (87) | 2016-03-27 04:35:31 | 2016-03-27 17:18:54 | 12h 43m 23s | 0.09A | 1.81W | 0.73A | 10.35W | -0.63A | -7.68W | wykres |
| 016-03-26 (86) | 2016-03-26 04:37:59 | 2016-03-26 17:17:02 | 12h 39m 03s | 0.14A | 2.47W | 0.82A | 11.44W | -0.62A | -7.51W | wykres |
| 016-03-25 (85) | 2016-03-25 04:40:27 | 2016-03-25 17:15:11 | 12h 34m 44s | -0.06A | -0.21W | 0.45A | 6.35W | -0.63A | -7.62W | wykres |
| 016-03-24 (84) | 2016-03-24 04:42:55 | 2016-03-24 17:13:19 | 12h 30m 24s | 0.06A | 1.39W | 0.69A | 9.53W | -0.63A | -7.63W | wykres |
| 016-03-23 (83) | 2016-03-23 04:45:23 | 2016-03-23 17:11:27 | 12h 26m 04s | 0.01A | 0.63W | 0.59A | 8.19W | -0.62A | -7.50W | wykres |
| 016-03-22 (82) | 2016-03-22 04:47:51 | 2016-03-22 17:09:35 | 12h 21m 44s | 0.09A | 1.81W | 0.77A | 10.64W | -0.62A | -7.57W | wykres |
| 016-03-21 (81) | 2016-03-21 04:50:18 | 2016-03-21 17:07:42 | 12h 17m 24s | -0.15A | -1.70W | A0E.0 | 3.91W | -0.63A | -7.63W | wykres |
| 016-03-20 (80) | 2016-03-20 04:52:46 | 2016-03-20 17:05:50 | 12h 13m 04s | 0.08A | 1.71W | 0.76A | 10.68W | -0.62A | -7.57W | wykres |
| 016-03-19 (79) | 2016-03-19 04:55:14 | 2016-03-19 17:03:57 | 12h 08m 43s | 0.09A | 1.69W | 0.79A | 10.79W | -0.63A | -7.68W | wykres |
| 016-03-18 (78) | 2016-03-18 04:57:42 | 2016-03-18 17:02:05 | 12h 04m 23s | 0.04A | 0.99W | 0.67A | 9.21W | -0.61A | -7.46W | wykres |
| 016-03-17 (77) | 2016-03-17 05:00:09 | 2016-03-17 17:00:12 | 12h 00m 03s | 0.16A | 2.72W | 0.96A | 13.14W | -0.62A | -7.57W | wykres |
| 016-03-16 (76) | 2016-03-16 05:02:36 | 2016-03-16 16:58:19 | 11h 55m 43s | 0.28A | 4.45W | 1.22A | 16.87W | -0.62A | -7.52W | wykres |
| 016-03-15 (75) | 2016-03-15 05:05:03 | 2016-03-15 16:56:25 | 11h 51m 22s | -0.06A | -0.37W | 0.52A | 6.99W | -0.63A | -7.59W | wykres |
| 016-03-14 (74) | 2016-03-14 05:07:30 | 2016-03-14 16:54:32 | 11h 47m 02s | -0.27A | -3.11W | 0.13A | 1.73W | -0.65A | -7.78W | wykres |
| 16-03-13 (73) | 2016-03-13 05:09:56 | 2016-03-13 16:52:38 | 11h 42m 42s | 0.15A | 2.52W | 0.98A | 13.27W | -0.64A | -7.76W | wykres |
| 16-03-12 (72) | 2016-03-12 05:12:23 | 2016-03-12 16:50:44 | 11h 38m 21s | -0.03A | -0.15W | 0.60A | 7.69W | -0.62A | -7.43W | wykres |
| 016-03-11 (71) | 2016-03-11 05:14:48 | 2016-03-11 16:48:50 | 11h 34m 02s | -0.25A | -2.96W | 0.14A | 1.81W | -0.62A | -7.47W | wykres |
| 016-03-10 (70) | 2016-03-10 05:17:14 | 2016-03-10 16:46:55 | 11h 29m 41s | 0.01A | 0.44W | 0.71A | 9.24W | -0.63A | -7.61W | wykres |
| 016-03-09 (69) | 2016-03-09 05:19-19 | 2016-03-09 16:45:01 | 11h 25m 22s | -0.25A | -2.92W | 0.17A | 2.29W | -0.63A | -7.63W | wykres |
| 016-03-08 (68) | 2016-03-08 05:22:03 | 2016-03-08 16:43:06 | 11h 21m 03s | 0.07A | 1.55W | 0.84A | 11.58W | -0.62A | -7.53W | wykres |
| 216-03-07 (67) | 2016-03-07 05:24:28 | 2016-03-07 16:41:10 | 11h 16m 42s | 0.444 | 6.48W | 1.61A | 21.86W | -0.61A | -7.32W | wykres |
| | | | | | | | | | | - Frankers |

Rysunek B.9. Przykładowy widok na statystyki natężenia prądu zasilania wybranej stacji.

Dodatek C

Kod źródłowy Fast Marching

Kod źródłowy pliku nagłówkowego modułu obliczeniowego:

```
3DFMM.h
```

Kod źródłowy właściwego modułu obliczeniowego:

3DFMM.cpp

```
1 #include "3DFMM.h"
2 #include <iostream>
3 #include <stdio.h>
4 #include <stdlib.h>
5 #include <math.h>
6 #include <deque>
7 #include <vector>
8 #include <algorithm>
9 #include <ctime>
10 #include <queue>
11
12 #define pi 3.14159265358979323846
13
14 int size_lon;
15 int size_lat;
16 int size_z;
17
18 double dlat;
19 double dlon;
20 double dz;
21
22 bool geographic = true;
23
24 int max_fdc = 2;
25
26 std::vector<double> fdc(int accuracy)
27 {
28
         std::vector<double> cooef;
29
         if (accuracy == 1)
30
         {
               cooef.push_back(1.0);
31
32
               cooef.push_back(-1.0);
33
         }
34
         else if(accuracy == 2)
35
         {
36
               cooef.push_back(3.0/2.0);
```

```
37
                cooef.push_back(-2.0);
38
                cooef.push_back(1.0/2.0);
39
          }
          else if(accuracy == 3)
40
41
          {
42
                cooef.push_back(11.0/6.0);
43
                cooef.push_back(-3.0);
44
                cooef.push_back(3.0/2.0);
45
                cooef.push_back(-1.0/3.0);
46
          }
47
          else
48
          {
49
                cooef.push_back(0.0);
50
          }
51
          return cooef;
52 }
53
54 int sub2ind(int y, int x, int z)
55 {
56
          return y + (x)*size_lat + (z)*size_lon*size_lat;
57 }
58
59 void ind2sub(int n, int &y, int &x, int &z)
60 {
          y = (n - 1) % size_lat + 1;
61
62
         n = (n - y)/size_{lat} +1;
63
64
          x = (n - 1) \% size_lon + 1;
          n = (n - x)/size_lon +1;
65
66
67
         z = (n - 1) \% \text{ size}_z + 0;
68
         x--;
69 }
70
71 struct NB
72 {
73
          int index;
74
          float time;
75
          int prev_index;
76
77
          NB(int a, float b, int c) : index(a), time(b), prev_index(c) {}
78 };
79
80 struct CompareTime
81 {
82
          inline bool operator() (const NB& s1, const NB& s2)
83
          Ł
84
                return(s1.time > s2.time);
          }
85
86 };
87
88 struct Neighbour
89 {
90
          double a;
91
          double b;
92
          double c;
93
94
          Neighbour(double a, double b, double c) : a(a), b(b), c(c) {}
95 };
96
97 double deg2rad(double deg)
98 {
99
          return deg * (pi / 180);
100 }
101
102 bool Check(double lat, double lon, double z)
103 {
          if(lat < 0 || lat >= size_lat)
104
105
               return false;
```

```
106
          if(lon < 0 || lon >= size_lon)
107
108
                return false;
109
110
          if(z < 0 || z >= size_z)
111
                return false;
112
113
          return true;
114 }
115
116 Neighbour GetNeighbours(int lat, int lon, int z, int direction, float *TIME, bool *
        ACCEPTED, double *LAT, double *H)
117 {
118
          int dirlat = 0;
          int dirlon = 0;
119
120
          int dirz = 0;
121
          double r = 6371000 + H[z];
122
123
124
          double element = 0;
125
126
          if(geographic)
127
          ſ
128
                if(direction == 1)
129
                 {
130
                       dirlat = 1;
131
                       element = r*dlat;
                }
132
                 else if (direction == 2)
133
134
                 {
135
                       dirlon = 1;
                       element = r*cos(deg2rad(LAT[lat]))*dlon;
136
137
                }
138
                 else if ( direction == 3)
139
                 {
140
                       dirz = 1;
                       element = dz;
141
142
                }
          }
143
144
          else
145
          {
                 if(direction == 1)
146
147
                 {
148
                       dirlat = 1;
149
                       element = dlat;
150
                }
151
                 else if (direction == 2)
152
                 {
                       dirlon = 1;
153
154
                       element = dlon;
155
                }
156
                 else if ( direction == 3)
157
                 {
158
                       dirz = 1;
159
                       element = dz;
                }
160
161
          }
162
163
164
          double up = 0;
165
          double xc = 0;
166
167
          int forward = 0;
168
          int backward = 0;
169
          for(int a = 1; a < max_fdc+1; a++)</pre>
170
171
          {
172
                 if(Check(lat+dirlat*a,lon+dirlon*a,z+dirz*a))
173
                 ſ
```

```
174
                        if(ACCEPTED[sub2ind(lat+dirlat*a,lon+dirlon*a,z+dirz*a)] == 1)
175
                        {
176
                              forward ++;
                       }
177
178
                       else
179
                       {
180
                              break;
                       }
181
182
                 }
183
                 else
184
                 {
185
                        break;
186
                 }
187
          }
          for(int a = 1; a < max_fdc+1; a++)</pre>
188
189
          ſ
190
                 if(Check(lat-dirlat*a,lon-dirlon*a,z-dirz*a))
191
                 {
192
                        if(ACCEPTED[sub2ind(lat-dirlat*a,lon-dirlon*a,z-dirz*a)] == 1)
193
                        {
194
                              backward ++;
                       }
195
196
                       else
197
                        {
198
                              break;
199
                       }
200
                 }
201
                 else
202
                 {
203
                        break;
204
                 }
205
          }
206
207
          std::vector<double> forward_cooef = fdc(forward);
208
          std::vector<double> backward_cooef = fdc(backward);
209
210
          double forward_up = 0;
211
          double backward_up = 0;
212
213
          for(int a = 1; a <= forward; a++)</pre>
214
          {
                 forward_up += forward_cooef[a]*TIME[sub2ind(lat+dirlat*a,lon+dirlon*a,z
215
                     +dirz*a)];
216
          }
217
218
          for(int a = 1; a <= backward; a++)</pre>
219
          Ł
220
                 backward_up += backward_cooef[a]*TIME[sub2ind(lat-dirlat*a,lon-dirlon*a
                     ,z-dirz*a)];
221
          }
222
223
          if(forward_up == 0 && backward_up == 0)
224
          {
225
                 return Neighbour(0,0,0);
226
          }
227
228
          else if(forward_up < backward_up)</pre>
229
          {
230
                 up = forward_up;
231
                 xc = forward_cooef[0];
232
          }
233
          else
234
          {
235
                 up = backward_up;
236
                 xc = backward_cooef[0];
          }
237
238
239
          double a = pow(xc,2) / pow(element,2);
240
          double b = (2*up*xc) / pow(element,2);
```

```
241
          double c = pow(up,2) / pow(element,2);
242
243
          if(pow(up,2) > 0)
244
          {
245
                return Neighbour(a,b,c);
246
         }
247
          else
248
          {
249
                return Neighbour(0,0,0);
250
         }
251
252 }
253
254 void calculate(int lat, int lon, int z, double *LAT, double *LON, double *H, float
        *TIME, bool *ACCEPTED, float *MODEL, std::priority_queue<NB, std::vector<NB>,
       CompareTime > &narrow_band, int prev_index)
255 {
256
         if(Check(lat, lon, z))
257
         {
258
                double u = NAN;
259
                double u1, u2;
260
261
                if(ACCEPTED[sub2ind(lat, lon, z)] == 0 && MODEL[sub2ind(lat, lon, z)] >
                     0)
262
                ſ
263
                      if(lat >= 0 && lat < size_lat && lon >= 0 && lon < size_lon && z</pre>
                          >= 0 && z < size_z )
264
                      ł
265
266
                            Neighbour nlat = GetNeighbours(lat, lon, z, 1, TIME,
                                 ACCEPTED, LAT, H);
267
                             Neighbour nlon = GetNeighbours(lat, lon, z, 2, TIME,
                                 ACCEPTED, LAT, H);
268
                             Neighbour nz = GetNeighbours(lat, lon, z, 3, TIME, ACCEPTED
                                 , LAT, H);
269
270
271
                             double a = nlat.a + nlon.a + nz.a;
272
                             double b = nlat.b + nlon.b + nz.b;
273
                             double c = nlat.c + nlon.c + nz.c - 1/pow(MODEL[sub2ind(lat
                                 , lon, z)],2);
274
                             double delta = sqrt(pow(b,2) - 4*a*c);
                            u1 = (-b - delta) / (2*a);
275
276
                            u2 = (-b + delta) / (2*a);
277
                            u = std::max(u1,u2);
278
279
                             if (TIME[sub2ind(lat, lon, z)] > u || TIME[sub2ind(lat, lon
                                 , z)] == 0)
280
                             ł
281
                                   TIME[sub2ind(lat, lon, z)] = u;
                                   narrow_band.push(NB(sub2ind(lat, lon, z), u,
282
                                       prev_index));
283
                            }
284
                     }
285
               }
286
         }
287 }
288
289
290 void _FMM3D(float *MODEL, float *TIME, bool *ACCEPTED, double *LAT, double *LON,
       double *H, int *TRACE, int N)
291 {
292
          printf("C++ FMM start\n");
293
         printf("C++ FMM model size: %d, %d\n", size_lat, size_lon, size_z);
294
         printf("C++ FMM grid size: %6.4f, %6.4f, %3.2f\n", dlat, dlon, dz);
295
296
         std::priority_queue<NB, std::vector<NB>, CompareTime> narrow_band;
297
         int lat, lon, z;
298
```

```
299
          printf("C++ FMM configuring source...\t");
300
          for(int i = 0; i < size_lat*size_lon*size_z; i++)</pre>
301
          ſ
                if(TIME[i] > 0)
302
303
                ſ
304
                      ind2sub(i, lat, lon, z);
305
                      narrow_band.push(NB(sub2ind(lat, lon, z), TIME[i], -1));
306
                }
307
         }
308
         printf("done.\n");
309
310
311
          while (N > 0)
312
          {
313
                if (N % 100000 == 0)
314
                ſ
                      printf("C++ FMM %d\n", N);
315
316
                }
317
                if(narrow_band.size() == 0)
318
                {
319
                      break;
                7
320
321
322
                while(TIME[narrow_band.top().index] != narrow_band.top().time ||
                    ACCEPTED[narrow_band.top().index]==1)
323
                ſ
324
                      narrow_band.pop();
325
                      if(narrow_band.size() == 0)
326
                      {
327
                            break;
328
                      }
329
                }
330
                ind2sub(narrow_band.top().index, lat, lon, z);
331
332
                ACCEPTED[narrow_band.top().index] = 1;
333
                TIME[narrow_band.top().index] =
                                                    narrow_band.top().time;
                                                   = narrow_band.top().prev_index;
334
                TRACE[narrow_band.top().index]
335
                narrow_band.pop();
336
337
                                                                 LAT, LON, H, TIME,
                calculate(lat + 1.
                                        lon.
                                                    z.
                    ACCEPTED, MODEL, narrow_band, sub2ind(lat, lon, z));
                                                                  LAT, LON, H, TIME,
338
                calculate(lat - 1,
                                       lon,
                                                    z,
                    ACCEPTED, MODEL, narrow_band, sub2ind(lat, lon, z));
339
                calculate(lat,
                                        lon + 1,
                                                                 LAT, LON, H, TIME,
                                                    z,
                    ACCEPTED, MODEL, narrow_band, sub2ind(lat, lon, z));
340
                calculate(lat,
                                        lon - 1,
                                                   z,
                                                                 LAT, LON, H, TIME,
                    ACCEPTED, MODEL, narrow_band, sub2ind(lat, lon, z));
341
                calculate(lat,
                                        lon,
                                                    z + 1,
                                                                 LAT, LON, H, TIME,
                    ACCEPTED, MODEL, narrow_band, sub2ind(lat, lon, z));
                                                    z - 1.
342
                calculate(lat,
                                        lon.
                                                                 LAT, LON, H, TIME,
                    ACCEPTED, MODEL, narrow_band, sub2ind(lat, lon, z));
343
344
                N - - ;
345
         }
346
          printf("C++ FMM end\n");
347 }
348
349 void _SetModelSize(int _size_lat, int _size_lon, int _size_z, double _dlat, double
       _dlon, double _dz)
350 {
351
          size_lat = _size_lat;
352
          size_lon = _size_lon;
353
          size_z = _size_z;
354
355
         dlat = _dlat;
         dlon = _dlon;
356
357
         dz = dz;
358 }
```

Kod źródłowy interfejsu pomiędzy C++ a Python pozwalający na kompilację właściwego modułu obliczeniowego jako modułu dla języka Python:

```
3DFMMmodule.cpp
```

```
1 #include <Python.h>
2 #define NPY_NO_DEPRECATED_API NPY_1_10_API_VERSION
3 #include <numpy/arrayobject.h>
4 #include "3DFMM.h"
5
6 struct module_state {
7
      PyObject *error;
8 };
9
10 #define GETSTATE(m) ((struct module_state*)PyModule_GetState(m))
11
12 static PyObject* FMM3D(PyObject* self, PyObject* args)
13 {
         PyArrayObject *model_obj;
14
15
         PyArrayObject *time_obj;
16
         PyArrayObject *accepted_obj;
17
        PyArrayObject *lat_obj;
         PyArrayObject *lon_obj;
18
19
         PyArrayObject *h_obj;
20
         PyArrayObject *trace_obj;
21
         int N;
22
23
       if (!PyArg_ParseTuple(args, "0000000i", &model_obj, &time_obj, &accepted_obj, &
          lat_obj, &lon_obj, &h_obj, &trace_obj, &N))
24
         ſ
25
               Py_INCREF(Py_None);
26
               return Py_None;
27
         7
28
29
        float *MODEL
                           = static_cast < float *>(PyArray_DATA(model_obj));
         float *TIME
30
                           = static_cast < float *>(PyArray_DATA(time_obj));
31
         bool *ACCEPTED
                           = static_cast <bool *>(PyArray_DATA(accepted_obj));
32
         double *LAT
                           = static_cast < double *>(PyArray_DATA(lat_obj));
33
         double *LON
                           = static_cast<double *>(PyArray_DATA(lon_obj));
34
         double *H
                           = static_cast <double *>(PyArray_DATA(h_obj));
35
         int *TRACE
                           = static_cast <int *>(PyArray_DATA(trace_obj));
36
37
         _FMM3D(MODEL, TIME, ACCEPTED, LAT, LON, H, TRACE, N);
38
39
         Py_INCREF(Py_None);
40
         return Py_None;
41 }
42
43 static PyObject* SetModelSize(PyObject* self, PyObject* args)
44 {
45
         int _size_lat, _size_lon, _size_z;
46
         double _dlat, _dlon, _dz;
47
         if (!PyArg_ParseTuple(args, "iiiddd", &_size_lat, &_size_lon, &_size_z, &
48
             _dlat, &_dlon, &_dz))
49
         {
50
               Py_INCREF(Py_None);
51
               return Py_None;
52
         }
53
54
         _SetModelSize(_size_lat, _size_lon, _size_z, _dlat, _dlon, _dz);
55
         Py_INCREF(Py_None);
56
57
         return Py_None;
58
59 }
60
61 static PyMethodDef FMMMethods[] = {
62 {"FMM3D", FMM3D, METH_VARARGS, "..."},
```

```
63
          {"SetModelSize", SetModelSize, METH_VARARGS, "..."},
64
        {NULL, NULL, O, NULL}
 65 };
66
67 static int FMM_traverse(PyObject *m, visitproc visit, void *arg) {
68
        Py_VISIT(GETSTATE(m)->error);
 69
        return 0;
70 }
71
72 static int FMM_clear(PyObject *m) {
73
       Py_CLEAR(GETSTATE(m)->error);
74
        return 0;
75 }
76
77
78 static struct PyModuleDef moduledef = {
           PyModuleDef_HEAD_INIT,
79
80
            "FMM3D",
81
            NULL,
82
            sizeof(struct module_state),
            FMMMethods,
 83
84
            NULL.
85
            FMM_traverse,
 86
            FMM_clear,
87
            NULL.
88 };
89
90 extern "C" PyObject * PyInit_FMM3D(void)
91 {
          PyObject *module = PyModule_Create(&moduledef);
92
93
          if (module == NULL)
94
            return NULL;
95
        struct module_state *st = GETSTATE(module);
96
97
        st->error = PyErr_NewException("FMM3D.Error", NULL, NULL);
98
       if (st->error == NULL)
99
        {
100
            Py_DECREF(module);
101
            return NULL;
102
       }
103
          import_array();
104
          Py_INCREF(module);
105
        return module;
106
107 }
```

Kod źródłowy skryptu instalacyjnego pozwalającego na kompilację właściwego modułu obliczeniowego jako modułu dla Pythona:

3Dsetup.py

```
1 from distutils.core import setup, Extension
2 import numpy.distutils.misc_util
3 import os
4
5 os.environ["CC"] = "g++"
6 os.environ["CXX"] = "g++"
7
8 module1 = Extension('FMM3D', sources = ['3DFMMmodule.cpp', '3DFMM.cpp'])
9
10 setup (name = 'FMM3D',
11
          version = '1.0',
12
           description = 'Package for calculating seismic travel time over regular 3D
               grid using Fast Marching Method',
13
           ext modules = [module1],
           include_dirs=numpy.distutils.misc_util.get_numpy_include_dirs())
14
```

Kompilacje można wykonać wywołując:

```
kompilacja.sh
```

```
1 python3.4 3Dsetup.py build_ext --inplace
```

Kod źródłowy klasy interfejsu pozwalającego na łatwą pracę z właściwym modułem obliczeniowym:

pySeismicFMM3D.py

```
1 import numpy
2 import FMM3D
3 import matplotlib.pyplot as plt
4 import time
5 from geopy.distance import great_circle
6
7
  class SeismicFMM3D():
8
      def __init__(self):
9
           print('FMM 3D initiated')
10
11
      def SetModelSize(self, lat, lon, z):
12
           self.size_lat = lat
13
           self.size_lon = lon
           self.size_z = z
14
15
16
      def SetGridSize(self, dlat, dlon, dz):
           self.dlat = dlat;
17
           self.dlon = dlon;
18
19
           self.dz = dz;
20
21
      def CreateCalculationVariables(self):
22
           self.time = numpy.zeros(self.model_velocity.shape, dtype=numpy.single)
23
           self.accepted = numpy.zeros(self.model_velocity.shape, dtype=numpy.bool)
24
           self.trace = numpy.zeros(self.model_velocity.shape, dtype=numpy.int32)
25
26
      def __ReadBinaryFile(file, size, dtype):
27
           return numpy.fromfile(file, dtype=dtype).reshape(size, order='F')
28
29
      def ReadVelocityModel(self, file, dtype=numpy.single):
           print('Reading velocity model from {0:s}..'.format(file), end='\t', flush=
30
               True)
31
           self.model_velocity = SeismicFMM3D.__ReadBinaryFile(file, (self.size_lat,
               self.size_lon, self.size_z), dtype)
32
           print('done.', flush=True)
33
      def SetVelocityModel(self, M):
34
           self.model_velocity = M
35
36
      def ReadTime(self, file, dtype=numpy.single):
37
           print('Reading time from {0:s}..'.format(file), end='\t', flush=True)
38
           self.time = SeismicFMM3D.__ReadBinaryFile(file, (self.size_lat, self.
               size_lon, self.size_z), dtype)
39
           print('done.', flush=True)
40
       def SetTime(self, T):
           self.time = T
41
42
      def ReadLatVector(self, file, dtype=numpy.single):
43
44
           print('Reading latitude vector from {0:s}..'.format(file), end='\t', flush=
               True)
45
           self.lat = SeismicFMM3D.__ReadBinaryFile(file, (self.size_lat), dtype)
46
           print('done.', flush=True)
47
      def SetLatVector(self, V):
48
49
           self.lat = V
50
      def ReadLonVector(self, file, dtype=numpy.single):
51
52
           print('Reading longitude vector from {0:s}..'.format(file), end='\t', flush
               =True)
           self.lon = SeismicFMM3D.__ReadBinaryFile(file, (self.size_lon), dtype)
53
           print('done.', flush=True)
54
55
```

```
def SetLonVector(self, V):
56
57
            self.lon = V
58
59
        def ReadHVector(self, file, dtype=numpy.single):
60
            print('Reading depth vector from {0:s}..'.format(file), end='\t', flush=
                True)
 61
            self.H = SeismicFMM3D.__ReadBinaryFile(file, (self.size_z), dtype)
            print('done.', flush=True)
62
63
        def SetHVector(self, V):
 64
 65
            self.H = V
66
 67
        def GetVelocityAtXYZ(self, lat, lon, z):
68
            return self.model_velocity[lon,lat,z]
69
70
        def SetSource(self, lat, lon, z):
            self.time[lon,lat,z] = 10e-6
 71
 72
 73
        def SetSourceGeo(self, source_lat, source_lon, source_ele):
 74
            La, Lo = numpy.meshgrid(self.lat, self.lon)
 75
 76
            D = numpy.zeros_like(La)
 77
            for a in range(self.size_lat):
                for b in range(self.size_lon):
 78
79
                    D[b,a] = great_circle((source_lat, source_lon), (self.lat[a], self.
                        lon[b])).meters
80
 81
            D2 = D.copy()
            D2 = D2.reshape(self.size_lat * self.size_lon)
82
83
            D2.sort()
 84
            idx1 = D < D2[4]
85
            idx2 = numpy.abs(self.H - source_ele) <= self.dz</pre>
86
 87
            selected_lat = La[idx1]
 88
            selected_lon = Lo[idx1]
89
            selected_ele = self.H[idx2]
 90
 91
            for a in range(len(selected_lat)):
92
                for b in range(len(selected_ele)):
93
                    distance = ((great_circle((source_lat, source_lon), (selected_lat[a
                        ], selected_lon[a])).meters)**2+(source_ele-selected_ele[b])
                        **2) **.5
                    v = numpy.squeeze(self.model_velocity[self.lat==selected_lat[a],
94
                        self.lon==selected_lon[a], self.H == selected_ele[b]]);
95
                    print(selected_lat[a], selected_lon[a], selected_ele[b], distance,
                        v, sep='\t')
96
                    if v > 0:
97
                        self.time[self.lat=selected_lat[a], self.lon==selected_lon[a],
                              self.H == selected_ele[b]] = distance / v
98
99
100
        def SaveTime(self, file):
            print('Saving result to file {0:s}..'.format(file), end='\t', flush=True)
101
102
            self.time.reshape((self.size_lon * self.size_lat * self.size_z), order='F')
                .tofile(file)
103
            print('done.', flush=True)
104
        def SaveTrace(self, file):
            print('Saving result to file {0:s}..'.format(file), end='\t', flush=True)
105
106
            self.trace.reshape((self.size_lon * self.size_lat * self.size_z), order='F'
                ).tofile(file)
107
            print('done.', flush=True)
108
        def Do(self, N, order='F'):
109
110
111
            print('Setting model size and grid size...', end='\t', flush=True)
112
            FMM3D.SetModelSize(self.size_lat, self.size_lon, self.size_z, self.dlat,
                self.dlon, self.dz)
113
            print('done.', flush=True)
114
```

```
print('Preparing for FMM calculation...', end='\t', flush=True)
115
            self.model_velocity = self.model_velocity.reshape((self.size_lon * self.
116
               size_lat * self.size_z), order=order)
            self.time = self.time.reshape((self.size_lon * self.size_lat * self.size_z)
117
                , order=order)
            self.accepted = self.accepted.reshape((self.size_lon * self.size_lat * self
118
                .size_z), order=order)
            self.trace = self.trace.reshape((self.size_lon * self.size_lat * self.
119
               size_z), order=order)
120
           print('done.', flush=True)
121
122
            print('++ FMM START ++', flush=True)
123
            start_time = time.time()
           FMM3D.FMM3D(self.model_velocity, self.time, self.accepted, self.lat, self.
124
               lon, self.H, self.trace, int(N))
125
            end_time = time.time()
126
            print('++ FMM FINISH in {0:10.6f}s ++'.format(end_time - start_time), flush
               =True)
127
128
            print('Preparing data after FMM calculation...', end='\t', flush=True)
129
            self.model_velocity = self.model_velocity.reshape((self.size_lat, self.
               size_lon, self.size_z),order=order)
130
            self.time = self.time.reshape((self.size_lat, self.size_lon, self.size_z),
               order=order)
131
            self.accepted = self.accepted.reshape((self.size_lat, self.size_lon, self.
               size_z), order=order)
132
            self.trace = self.trace.reshape((self.size_lat, self.size_lon, self.size_z)
               , order=order)
133
            print('done.', flush=True)
134
135
       def Plot(self):
136
            plt.imshow(self.time[:,:,300])
137
           plt.show()
```

Bibliografia

- Afnimar i Koketsu K. Finite difference traveltime calculation for head waves travelling along an irregular interface. *Geophysical Journal International*, 143(3):729–734, 2000.
- Aichroth B., Prodehl C. i Thybo H. Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic-refraction studies. *Tectonophysics*, 207(1–2):43–64, 1992.
- Berthelsen A. The Tornquist Zone northwest of the Carpathians: An intraplate pseudosuture. *GFF*, 120(2):223–230, 1998.
- Bielik M., Kloska K., Meurers B., Švancara J., Wybraniec S., Fancsik T., Grad M., Grand T., Guterch A., Katona M., Królikowski C., Mikuška J., Pašteka R., Petecki Z., Polechońska O., Ruess D., Szalaiová V., Šefara J. i Vozár J. Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region. *Geologica Carpathica*, 57(3):145–156, 2006.
- Cao S. i Greenhalgh S. Finite-difference solution of the eikonal equation using an efficient, first-arrival, wavefront tracking scheme. *Geophysics*, 59(4):632–643, 1994.
- Chopp D.L. Some improvements of the fast marching method. SIAM Journal on Scientific Computing, 23(1):230–244, 2002.
- Cymerman Z. Does the Mazury dextral shear zone exist? *Przegląd Geologiczny*, 55(2): 157–167, 2007.
- Czuba W., Grad M., Luosto U., Motuza G. i Nasedkin V. Crustal structure of the East European Craton along the POLONAISE'97 P5 profile. Acta Geophysica Polonica, 49 (2):146–168, 2001.
- Czuba W., Grad M., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Guterch A., Środa P., Keller G. R., Thybo H., Türa T., Yliniemi J., Lund C. ., Jacyna J., Korabliova L. i Nasedkin V. Upper crustal seismic structure of the Mazury complex and Mazowsze massif within East Europe Craton in NE Poland. *Tectonophysics*, 360(1–4):115–128, 2002.
- Dadlez R. Permian-Mesozoic tectonics versus basement fractures along the Teisseyre-Tornquist zone in the territory of Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 26(2):273–284, 1982.
- Dadlez R. The Polish Basin Relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. *Geological Quarterly*, 50(1):43–58, 2006.
- Dadlez R., Grad M. i Guterch A. Crustal structure below the Polish Basin: Is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, 411(1–4):111–128, 2005.
- Dziewonski A. M. i Anderson D. L. Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4):297–356, 1981.

- Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., Ślączka A. i Słomka T. Geodynamic evolution and palaeogeoraphy of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest cretaceous), volume 208 of Geological Society Special Publication. 2003a.
- Golonka J., Ślączka A. i Picha F. Geodynamic evolution of the orogen: The West Carpathians and Ouachitas case study. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75:145–167, 2003b.
- Grad M. Velocities of seismic waves in sedimentary cover of the East European platform. *Kwartalnik Geologiczny*, 31:97–114, 1987.
- Grad M. Seismic wave velocities in the sedimentary cover of the Palaeozoic platform in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39(1):13–22, 1991.
- Grad M. i Polkowski M. Seismic wave velocities in the sedimentary cover of Poland: Borehole data compilation. *Acta Geophysica*, 60(4):985–1006, 2012.
- Grad M. i Polkowski M. Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences, 105(4):1199–1214, 2016.
- Grad M., Trung Doan T. i Klimkowski W. Seismic models of sedimentary cover of the Precambrian and Palaeozoic platforms in Poland. *Kwartalnik Geologiczny*, 34(2):393– 410, 1990.
- Grad M., Trung Doan T. i Klimkowski W. Seismic models of sedimentary cover of the Precambrian and Paleozoic Platforms in Poland. *Publications of the Institute of Geo*physics, Polish Academy of Sciences, A-19(236):125–145, 1991.
- Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Tiira T., Komminaho K., Środa P., Höing K., Makris J. i Lund C. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile. *Tectonophysics*, 314(1–3):145–160, 1999.
- Grad M., Gryn' D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S. B., Omelchenko V., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. M., Thybo H. i Tolkunov A. "DO-BREfraction'99" Velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics*, 371(1–4):81–110, 2003a.
- Grad M., Jensen S. L., Keller G. R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Sroda P., Miller K. C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J. i Korabliova L. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(11):ESE 12–1 – ESE 12–24, 2003b.
- Grad M., Špičák A., Keller G. R., Guterch A., Brož M., Hegedűs E., Behm M., Bodoky T., Brinkmann R., Brückl E., Czuba W., Fancsik T., Forkmann B., Fort M., Gaczynski E., Geissler W. H., Greschke R., Harder S., Hemmann A., Hrubcová P., Janik T., Jentzsch G., Kaip G., Komminaho K., Korn M., Karousová O., Majdański M., Málek J., Malinowski M., Miller K. C., Rumpfhuber E. ., Spicak A., Środa P., Takács E., Tiira T., Vozár J., Wilde-Piórko M., Yliniemi J. i Zelaźniewicz A. Sudetes 2003 seismic experiment. Studia Geophysica et Geodaetica, 47(3):681–689, 2003c.

- Grad M., Guterch A. i Polkowska-Purys A. Crustal structure of the Trans-European Suture Zone in Central Poland - Reinterpretation of the LT-2, LT-4 and LT-5 deep seismic sounding profiles. *Geological Quarterly*, 49(3):243–252, 2005.
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślączka A., Tiira T. i Yliniemi J. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(3), 2006.
- Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G. R., Špičák A., Hrubcová P. i Geissler W. H. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(10), 2008.
- Grad M., Tiira T., Behm M., Belinsky A. A., Booth D. C., Brückl E., Cassinis R., Chadwick R. A., Czuba W., Egorkin A. V., England R. W., Erinchek Yu M., Fougler G. R., Gaczyński E., Gosar A., Grad M., Guterch A., Hegedűs E., Hrubcová P., Janik T., Jokat W., Karagianni E. E., Keller G. R., Kelly A., Komminaho K., Korja T., Kortström J., Kostyuchenko S. L., Kozlovskaya E., Laske G., Lenkey L., Luosto U., Maguire P. K. H., Majdański M., Malinowski M., Marone F., Mechie J., Milshtein E. D., Motuza G., Nikolova S., Olsson S., Pasyanos M., Petrov O. V., Rakitov V. E., Raykova R., Ritzmann O., Roberts R., Sachpazi M., Sanina I. A., Schmidt-Aursch M. C., Serrano I., Špičák A., Środa P., Šumanovac F., Taylor B., Tiira T., Vedrentsev A. G., Vozár J., Weber Z., Wilde-Piórko M., Yegorova T. P., Yliniemi J., Zelt B. i Zolotov E. E. The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, 176(1):279–292, 2009.
- Grad M., Polkowski M., Wilde-Piórko , M. J., Suchcicki i Arant T. Passive seismic experiment "13 BB star" in the margin of the East European craton, Northern Poland. Acta Geophysica, 63(2):352–373, 2015.
- Grad M., Polkowski M. i Ostaficzuk S. R. High-resolution 3D seismic model of the crustal and uppermost mantle structure in Poland. *Tectonophysics*, 666:188–210, 2016.
- Guterch A. i Grad M. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geological Quarterly*, 50(1):23–32, 2006.
- Guterch A., Grad M., Materzok R. i Perchuć E. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre zone). *Tectonophysics*, 128(3–4):251–279, 1986.
- Guterch A., M. Grad, T. Janik, R. Materzok, U. Luosto, J. Yliniemi, E. Lück, A. Schulze i K. Förste. Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre de des Planetes, 319(12):1489–1496, 1994.
- Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G. R., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Guterch A., Janik T., Materzok R., Sroda P., Wilde-Piórko M., Jensen S. L., Thybo H., Harder S., Keller G. R., Miller K. C., Schulze A., Schuster K., Komminaho K., Luosto U., Tiira T., Yliniemi J., Motuza G., Nasedkin V. i Lund C. POLONAISE '97 an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, 314(1–3):101–121, 1999.

- Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Voźar J., Špičák A., Brückl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O., Acevedo S., Aric K., Asudeh I., Belinsky A. A., Bodoky T., Chwatal W., Clowes R., Czuba W., Fancsik T., Gaczyński E., Harder S., Hegedűs E., Hrubcová P., Janik T., Jentzsch G., Joergensen P., Kaip G., Keller G. R., Komminaho K., Kostiuchenko S. L., Kracke D., Kohlbeck F., Miller K. C., Morozov A. F., Snelson C., Środa P., Tarács E., Tiira T., Vozár J., Wilde-Piórko M. i Yliniemi J. Celebration 2000 seismic experiment. Studia Geophysica et Geodaetica, 47(3):659–669, 2003.
- Guterch A., Grad M. i Keller G. R. Crust and Lithospheric Structure Long Range Controlled Source Seismic Experiments in Europe, volume 1 of Treatise on Geophysics, pages 533–558. 2007.
- Guterch A., Grad M., Keller G. R. i Brückl E. Crustal and lithospheric structure between the Alps and East European Craton from long-range controlled source seismic experiments. *Treatise on Geophysics*, 1:557–586, 2015a.
- Guterch B. Local earthquakes recorded by Polish seismic stations. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, 2007.
- Guterch B. Seismicity in Poland: Updated Seismic Catalog. In Studies of Historical Earthquakes in Southern Poland, pages 75–101. Springer, 2015.
- Guterch B., Lewandowska-Marciniak H. i Niewiadomski J. Earthquakes recorded in Poland along the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. Acta Geophysica Polonica, 53(1):27–45, 2005.
- Guterch B., Lewandowska-Marciniak H. i Mazur M. The Earthquake in the Outer Western Carpathians, Poland, on December 3, 1786. In *Studies of Historical Earthquakes in Southern Poland*, pages 1–35. Springer, 2015b.
- Hrubcová P. i Środa P. Crustal structure at the easternmost termination of the Variscan belt based on CELEBRATION 2000 and ALP 2002 data. *Tectonophysics*, 460(1–4): 55–75, 2008.
- Janik T., Yliniemi J., Grad M., Thybo H., Tiira T., Gaczyński E., Guterch A., Keller G. R. i Komminaho K. Crustal structure across the TESZ along Polonaise'97 seismic profile P2 NW Poland. *Tectonophysics*, 360(1–4):129–152, 2002.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G. R., Gaczyński E., Środa P., Komminaho K., Hrubcova P., Czuba W. i Malinowski M. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). *Tectonophysics*, 411(1–4):129–156, 2005.
- Janik T., Grad M. i Guterch A. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geological Quarterly*, 53(1):141–158, 2009.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedűs E., Kovács C. A., Kovács I. i Keller G. R. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *Journal of Geodynamics*, 52(2):97–113, 2011.

- Jensen S. L. i Thybo H. Moho topography and lower crustal wide/angle reflectivity around the TESZ in southern Scandinavia and northeastern Europe. *Tectonophysics*, 360(1–4): 187–213, 2002.
- Jensen S. L., Janik T. i Thybo H. Seismic structure of the Palaeozoic Platform along POLONAISE'97 profile P1 in northwestern Poland. *Tectonophysics*, 314(1–3):123–143, 1999.
- John H. Das Geschwindigkeitsproblem im Bereich der Schäb Vorlandsmolasse. Erdöl und Kohle, 9(5):290–299, 1956.
- Kamińska E. i Zagórski J. Analysis of seismic velocities in Warsaw Synclinorium. Nafta, 33:293–300, 1978.
- Karnkowski P. H. Tectonic subdivision of Poland: Polish Lowlands. Przegląd Geologiczny, 56(10):895–903, 2008.
- Karwasiecka A. M. i Bruszewska B. Density of the surface Earth's heat flow on the area of Poland (Gestość powierzchniowego strumienia cieplnego ziemi na obszarze Polski). *Centralne Archiwum PIG, Polish Geological Institute N060, 21/98*, 1997.
- Kennet B. L. N. IASPEI 1991 seismological tables. Terra Nova, 3(2):122–122, 1991.
- Kennett B. L. N. i Engdahl E. R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2):429–465, 1991.
- Kennett B. L. N., Engdahl E. R. i Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1):108–124, 1995.
- Kim S. i Cook R. 3-D traveltime computation using second-order ENO scheme. Geophysics, 64(6):1867–1876, 1999.
- Kotański Z. Geological Atlas of Poland: Geological Maps of Horizontal Cutting 1:750 000. Polish Geological Institute, Warsaw, 1997.
- Krysiński L., Grad M. i Wybraniec S. Searching for regional crustal velocity-density relations with the use of 2-D gravity modelling - Central Europe case. *Pure and Applied Geophysics*, 166(12):1913–1936, 2009.
- Krysiński L., Wybraniec S. i Grad M. Lithospheric density structure study by isostatic modelling of the European geoid. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59(2):212–252, 2015.
- Krzywiec P. Structural inversion of the Mid-Polish Trough (NW and Central segments) lateral variations in timing structural style. *Kwartalnik Geologiczny*, 51(1):131–168, 2006.
- Krzywiec P. Triassic-jurassic evolution of the pomeranian segment of the mid-polish trough-basement tectonics and subsidence patterns. *Geological Quarterly*, 50(1):139– 150, 2010.

Królikowski C. i Petecki Z. Gravimetric Atlas of Poland. 1995.

Laske G. Crustal Model at 2°x 2°. 2002. URL http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/ crust2.html.

- Laske G. i Masters G. A global digital map of sediment thickness. Eos, Transactions American Geophysical Union, 78(F483), 1997.
- Lepore S., Markowicz K. i Grad M. Impact of wind on ambient noise recorded by seismic array in northern Poland. *Geophysical Journal International*, 205(3):1406–1413, 2016.
- Majdański M. i Polkowski M. The uncertainty of 2D models along wide angle seismic profiles. *Pure and Applied Geophysics*, 171(9):2277–2287, 2014.
- Majdański M., Grad M., Guterch A., Behm M., Bodoky T., Brinkmann R., Brož M., Brueckl E., Czuba W., Fancsik T., Forkmann B., Fort M., Gaczyński E., Geissler W. H., Greschke R., Harder S., Hegedűs E., Hemmann A., Hrubcová P., Janik T., Jentzsch G., Kaip G., Keller G. R., Komminaho K., Korn M., Korousová O., Málek J., Malinowski M., Miller K. C., Rumpfhuber E. ., Špičák A., Środa P., Takács E., Tiira T., Vozár J., Wilde-Piórko M., Yliniemi J. i Zelaźniewicz A. 2-D seismic tomographic and ray tracing modelling of the crustal structure across the Sudetes Mountains basing on SUDETES 2003 experiment data. *Tectonophysics*, 413(3–4):249–269, 2006.
- Majorowicz J. A., Čermak V., Šafanda J., Krzywiec P., Wróblewska M., Guterch A. i Grad M. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(9–11): 375–391, 2003.
- Malinowski M., Zelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Harder S. i Keller G. R. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. *Tectonophysics*, 401(1–2):55–77, 2005.
- Mazur S., Scheck-Wenderoth M. i Krzywiec P. Different modes of the Late Cretaceous– Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *International Journal* of Earth Sciences, 94(5-6):782–798, 2005.
- Małolepszy Z. Three-Dimensional Geological Maps. The Current Role of Geological Mapping in Geosciences, NATO Science Series, 56:215–224, 2005.
- Michalak J. DEM data obtained from the shuttle radar topography mission-SRTM-3. Annals of Geomatics, 2:34–44, 2004.
- Molinari I. i Morelli A. EPcrust: A reference crustal model for the European Plate. *Geophysical Journal International*, 185(1):352–364, 2011.
- Mészáros F. i Zilahi-Sebess L. Compaction of sediments with great thickness in the Pannonian Basin. *Geophysical Transactions*, 44(1):21–48, 2001.
- Narkiewicz M. Tectonic subdivision in Poland critical and polemic remarks. Przegląd Geologiczny, 60:485–489, 2012.
- Narkiewicz M. i Dadlez R. Geological regional subdivision of Poland: general guidelines and proposed schemes of sub-Cenozoic and sub-Permian units. *Przegląd Geologiczny*, 56:391–397, 2008.
- Narkiewicz M., Grad M., Guterch A. i Janik T. Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geological Magazine*, 148:191-210, 3 2011.

- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E. i Jankowski L. Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104(3):775–796, 2014.
- Nita J., Małolepszy Z. i Chybiorz R. A Digital Terrain Model in visualization and interpretation of geological and geomorphological settings. *Przegląd Geologiczny*, 55(6): 511–520, 2007.
- Petecki Z., Polechońska O., Cieśla E. i Wybraniec S. Magnetic Map of Poland, Scale 1:500 000. 2003.
- Pharaoh T. C. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): A review. *Tectonophysics*, 314(1–3):17–41, 1999.
- Piotrowska K., Ostaficzuk S., Małolepszy Z. i Rossa M. The numerical spatial model (3D) of geological structure of Poland From 6000 m to 500 m b.s.l. *Przegląd Geologiczny*, 53(10 II):961–966, 2005.
- Podvin P. i Lecomte I. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1):271–284, 1991.
- Polkowski M. i Grad M. Seismic wave velocities in deep sediments in Poland: borehole and refraction data compilation. *Acta Geophysica*, 63(3):698–714, 2015.
- Polkowski M., Plesiewicz B., Wiszniowski J., Wilde-Piórko M. i PASSEQ Working Group. Local seismic events in the area of Poland based on data from the PASSEQ 2006-2008 experiment. Acta Geophysica, accepted, 2016.
- Popovici A. M. i Sethian J. A. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. *Geophysics*, 67(2):604–609, 2002.
- Pozaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P. i Moryc W. The tectonic map of Poland in the Variscan epoch. *Przegląd Geologiczny*, 40(11):643–651, 1992.
- Pożaryski W. i Dembowski Z. Geological map of Poland and neighbouring countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian deposits, 1:1 000 000. Geological Institute, Warszawa, 1983.
- Ptak A. Preliminary regional elaboration of seismic velocities in Warsaw Synclinorium. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 5–6:133–136, 1966.
- Qian J. i Symes W. W. An adaptive finite-difference method for traveltimes and amplitudes. *Geophysics*, 67(1):167–176, 2002.
- Qin F., Luo Y., Olsen K., Cai W. i Schuster G. Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts. *Geophysics*, 57(3):478–487, 1992.
- Rabbel W., Förste K., Schulze A., Bittner R., Röhl J. i Reichert J. C. A high-velocity layer in the lower crust of the North German Basin. *Terra Nova*, 7(3):327–337, 1995.

- Rawlinson N. i Sambridge M. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 156(3):631– 647, 2004a.
- Rawlinson N. i Sambridge M. Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *Geophysics*, 69(5):1338–1350, 2004b.
- Schweitzer J. Blockage of regional seismic waves by the Teisseyre-Tornquist zone. *Geophysical Journal International*, 123(1):260–276, 1995.
- Sethian J. A. A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 93(4): 1591–1595, 1996.
- Sethian J. A. i Popovici A. M. 3-D traveltime computation using the fast marching method. *Geophysics*, 64(2):516–523, 1999.
- Skorupa J. Seismic Velocity Map of Poland 1:500 000. 1974.
- Skridlaite G., Bogdanova S. i Page L. Mesoproterozoic events in eastern and central Lithuania as recorded by 40Ar/39Ar ages. *Baltica*, 19(2):91–98, 2006.
- Sokołowski J. Geology and structure of the regional units of Poland from the point of view oil exploration. *Surowce Mineralne*, 1:7–58, 1968.
- Sokołowski J. Geosynoptical atlas of Poland. Wydawnictwo CPPGSMiE PAN, Krakow, 52, 1992.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H. i others . Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile pancake across the carpathians between the pannonian basin and the east european craton. *Tectonophysics*, 608:1049–1072, 2013.
- Stefaniuk M. i Klityński W. Magnetotelluric map of Carpathians, Table III.1. *Geophysical Atlas of Carpathians*, 2007.
- Storvoll V., Bjorlykke K. i Mondol N. H. Velocity-depth trends in Mesozoic and Cenozoic sediments from the Norwegian Shelf. AAPG Bulletin, 89(3):359–381, 2005.
- Szewczyk J. i Gientka D. Terrestrial heat flow density in Poland a new approach. Geological Quarterly, 53(1):125–140, 2009.
- Śliwiński Z. Velocity model of the western fore-Sudetic area. *Przegląd Geologiczny*, 13: 313–316, 1965.
- Sroda P. Seismic anisotropy of the upper crust in southeastern poland effect of the compressional deformation at the eec margin: results of CELEBRATION 2000 seismic data inversion. *Geophysical Research Letters*, 33(22), 2006.
- Sroda P., Czuba W., Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G. R., Miller K. C., Tiira T., Luosto U., Yliniemi J., Motuza G. i Nasedkin V. P- and S-wave velocity model of the southwestern margin of the Precambrian East European Craton; POLONAISE'97, profile P3. *Tectonophysics*, 314(1-3):175–192, 1999.

- Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A. K., Janik T., Rauch M., Keller G. R., Hegedűs E. i Vozár J. Crustal and upper mantle structure of the western carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: Seismic models and geological implications. *Geophysical Journal International*, 167(2):737–760, 2006.
- Świtek J. Seismic and acoustic characteristic of the Palaeozoic strata in Pomerania-Warsaw Synclinorium from borehole data. Nafta, 39:41–46, 1983.
- Teisseyre R. i Teisseyre B. Wawrzyniec Karol deTeisseyre: A pioneer in the study of "Cryptotectonics". Eos, Transactions American Geophysical Union, 83(47):541–546, 2002. ISSN 2324-9250.
- Teisseyre W. La surface de sommets du Paléozoïque de Podolie Galicienne. Kosmos J. Soc. Polon. Natural, "Kopernik", 8-9, 1893.
- Tesauro M., Kaban M. K. i Cloetingh S. EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters*, 35(5), 2008.
- Thybo H. Crustal structure along the EGT profile across the Tornquist Fan interpreted from seismic, gravity and magnetic data. *Tectonophysics*, 334(3):155–190, 2001.
- Tornquist A. Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 30(6):438–438, 1908.
- Van Trier J. i Symes W. W. Upwind finite-difference calculation of traveltimes. *Geophysics*, 56(6):812–821, 1991.
- Vidale J. Finite-difference calculation of travel times. Bulletin Seismological Society of America, 78(6):2062–2076, 1988.
- Wessel P. i Smith W. H. F. New, improved version of generic mapping tools released. Eos, Transactions American Geophysical Union, 79(47):579, 1998.
- Wessel P., Smith W. H. F., Scharroo R., Luis J. F. i Wobbe F. Generic mapping tools: Improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45): 409–410, 2013.
- Wilde-Piórko M., Świeczak M., Grad M. i Majdański M. Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. *Tectonophysics*, 481(1):108–115, 2010.
- Wilde-Piórko M., Geissler W.H., Plomerová J., Grad M., Babuška V., Brückl E., Cyziene J., Czuba W., England R., Gaczyński E., Gazdova R., Gregersen S., Guterch A., Hanka W., Hegedűs E., Heuer B., Jedlička P., Lazauskiene J., Keller G.R., Kind R., Klinge K., Kolinsky P., Komminaho K., Kozlovskaya E., Krüger F., Larsen T., Majdański M., Málek J., Motuza G., Novotný O., Pietrasiak R., Plenefisch Th., Rüžek B., Sliaupa S., Środa P., Świeczak M., Tiira T., Voss P. i Wiejacz P. PASSEQ 2006-2008: Passive seismic experiment in trans-European suture zone. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 52 (3):439–448, 2008.
- Winchester J. A. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360(1–4):5–21, 2002.

- Wybraniec S. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1:1–88, 1999.
- Ziegler P. A. Geological Atlas of Western and Central Europe, Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV. 1990.
- Zielhuis A. i Nolet G. Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe. *Science*, pages 79–79, 1994.
- Znosko J. Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 251:45–70, 1970.
- Żaruk J. Analysis of vertical seismic profiling in boreholes of pomerania synclinorium. Przegląd Geologiczny, 19:138–145, 1971.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P. H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J. i Żytko K. Tectonic subdivision of poland. *Komitet Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk, Wrocław*, pages 1–60, 2011.