

Załącznik nr 2

## AUTOREFERAT

# Sejsmiczna funkcja odbioru – techniki badania struktury litosfery i strefy przejściowej płaszczka Ziemi

dr Monika Wilde-Piórko

Zakład Fizyki Litosfery Instytutu Geofizyki,

Wydział Fizyki, Uniwersytet Warszawski

## SPIS TREŚCI

<b>1</b>	<b>Imię i nazwisko</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Posiadane dyplomy, stopnie naukowe</b>	<b>2</b>
<b>3</b>	<b>Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych</b>	<b>2</b>
<b>4</b>	<b>Wskazanie osiągnięcia wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. 2016 r. poz. 882 ze zm. w Dz. U. z 2016 r. poz. 1311)</b>	<b>2</b>
4.1	Tytuł osiągnięcia naukowego . . . . .	2
4.2	Lista publikacji stanowiących osiągnięcie naukowe . . . . .	2
4.3	Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania . . . . .	3
<b>5</b>	<b>Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych</b>	<b>18</b>
5.1	Osiągnięcia naukowo-badawcze przed uzyskaniem stopnia doktora . . . . .	18
5.2	Osiągnięcia naukowo-badawcze po uzyskaniu stopnia doktora . . . . .	20
<b>6</b>	<b>Literatura</b>	<b>22</b>

### 1. IMIĘ I NAZWISKO

Monika Wilde-Piórko

### 2. POSIADANE DYPLOMY, STOPNIE NAUKOWE - Z PODANIEM NAZWY, MIEJSCA I ROKU ICH UZYSKANIA ORAZ TYTUŁU ROZPRAWY DOKTORSKIEJ

**1997** — magister fizyki, specjalność fizyka litosfery, Wydział Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego, tytuł pracy dyplomowej: "Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej na podstawie funkcji odbioru stacji Suwałki";

**2002** — doktor nauk fizycznych w zakresie fizyki, Wydział Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego, tytuł rozprawy: "Modelling of seismic structure of the crust and upper mantle from receiver function".

### 3. INFORMACJE O DOTYCHCZASOWYM ZATRUDNIENIU W JEDNOSTKACH NAUKOWYCH

**1997–2002** – studia doktoranckie na Wydziale Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego;

od **2002** — adiunkt na Wydziale Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego

w tym:

urlop macierzyński: 09.12.2003–29.03.2004 oraz 29.12.2006–17.05.2007;

urlop wychowawczy: 08.06.2004–30.09.2004 oraz 06.08.2007–14.09.2007;

zwolnienie lekarskie: 12.10.2006–28.12.2006.

### 4. WSKAZANIE OSIĄGNIĘCIA WYNIKAJĄCEGO Z ART. 16 UST. 2 USTAWY Z DNIA 14 MARCA 2003 R. O STOPNIACH NAUKOWYCH I TYTULE NAUKOWYM ORAZ O STOPNIACH I TYTULE W ZAKRESIE SZTUKI (Dz. U. 2016 R. POZ. 882 ZE ZM. W Dz. U. z 2016 R. POZ. 1311)

#### 4.1. TYTUŁ OSIĄGNIĘCIA NAUKOWEGO

**Sejsmiczna funkcja odbioru – techniki badania struktury litosfery i strefy przejściowej płaszcza Ziemi**

#### 4.2. LISTA PUBLIKACJI STANOWIĄCYCH OSIĄGNIĘCIE NAUKOWE

**H1. Wilde-Piórko, M., Saul, J. and Grad, M., 2005.** Differences in the crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif from teleseismic receiver functions, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49, 85–107, DOI: 10.1007/s11200-005-1627-3.

- H2. Wilde-Piórko, M., Świeczak, M., Grad, M. and Majdański, M., 2010.** Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture Zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in the Central Europe, *Tectonophysics*, 481, 108–115, DOI: 10.1016/j.tecto.2009.05.002.
- H3. Trojanowski, J. and Wilde-Piórko, M., 2012.** S-Velocity Structure Beneath the Bohemian Massif from Monte Carlo Inversion of Seismic Receiver Function, *Acta Geophysica*, 60 (1), 76–91, DOI: 10.2478/s11600-011-0047-8.
- H4. Wilde-Piórko, M., 2015.** Crustal and upper mantle seismic structure of the Svalbard Archipelago from the receiver function analysis, *Polish Polar Research*, 36 (2), 89–107, DOI: 10.1515/popore-2015-0009.
- H5. Wilde-Piórko, M., Grycuk, M., Polkowski, M. and Grad, M., 2017.** On the rotation of teleseismic seismograms based on the receiver function technique, *Journal of Seismology*, DOI: 10.1007/s10950-017-9640-x.

#### 4.3. OMÓWIENIE CELU NAUKOWEGO WW. PRAC I OSIĄGNIĘTYCH WYNIKÓW WRAZ Z OMÓWIENIEM ICH EWENTUALNEGO WYKORZYSTANIA

**Cel naukowy osiągnięcia.** Celem naukowym osiągnięcia było opracowanie nowych technik rotacji i selekcji funkcji odbioru, które umożliwiają automatyczne wyliczenie funkcji odbioru dla dużego zbioru sejsmogramów oraz określenie na ich podstawie sejsmicznej struktury różnych jednostek tektonicznych do głębokości około 900 km. W ostatnich latach nastąpił dynamiczny rozwój aparatury badawczej stosowanej w sejsmologii, a co za tym idzie ogromny wzrost ilości danych pomiarowych. W związku z tym zachodzi konieczność opracowania nowych metod analiz danych sejsmicznych, które podołają tym wyzwaniom i dostarczą informacji o budowie górnych warstw Ziemi w skali lokalnej i regionalnej.

**Wstęp.** Funkcja odbioru w analizie danych sejsmicznych po raz pierwszy pojawiła się pod koniec lat siedemdziesiątych XX wieku (Langston, 1977a; Vinnik, 1977). Dysponując stacją sejsmiczną możemy mierzyć prędkości przemieszczeń powierzchni Ziemi wywołane przez fale sejsmiczne generowane w czasie trzęsień ziemi. Zapis rejestrowany przez stację sejsmiczną nazywamy sejsmogramem i w przypadku dalekich (telesejsmicznych) trzęsień ziemi z odległości epicentralnych  $30^{\circ}$ – $98^{\circ}$  jest on splotem trzech funkcji:  $S(t)$  – charakterystyki źródła trzęsienia ziemi,  $I(t)$  – charakterystyki odbiornika oraz  $E(t)$  – odpowiedzi ośrodka na przechodzącą falę na drodze od źródła do odbiornika. W przypadku zapisu bezpośredniej fali podłużnej ( $P$  – pierwsza rejestrowana fala), funkcja opisująca źródło sejsmiczne nie ma zależności kierunkowej. Sejsmogram dalekiego trzęsienia ziemi może więc

być opisany następującymi wzorami:

$$D_Z(t) = I(t) * S(t) * E_Z(t) , \quad (1)$$

$$D_N(t) = I(t) * S(t) * E_N(t) , \quad (2)$$

$$D_E(t) = I(t) * S(t) * E_E(t) , \quad (3)$$

gdzie Z – składowa pionowa czujnika, N – północna, a E – wschodnia. Wykonując operację dekonwolucji składowej pionowej ze składowymi poziomymi otrzymujemy tzw. funkcję odbioru (ang. *receiver function*) czyli zapisy, z których usunięte zostają informacje o charakterystyce źródła trzęsienia ziemi i aparatury rejestrującej. Co więcej, jeżeli rozważamy tylko pierwsze 100 s sejsmogramu, również efekty związane z rozchodzeniem się fali sejsmicznej w płaszczu Ziemi zostaną usunięte i otrzymamy zapis, który zawiera w sobie tylko informacje o budowie ośrodka bezpośrednio pod stacją. Ogromną zaletą funkcji odbioru jest fakt, że informację o budowie ośrodka możemy otrzymać na podstawie rejestracji pojedynczej stacji sejsmicznej przy wykorzystaniu naturalnych źródeł fal sejsmicznych, jakimi są trzęsienia ziemi. Jest to więc metoda względnie tania i prosta w porównaniu do metod sejsmiki refleksyjnej czy refrakcyjnej. Problemem jest jedynie zarejestrowanie wystarczającej liczby sejsmogramów dalekich trzęsień ziemi w celu zapewnienia jak najlepszego pokrycia kierunkowego.

Litosfera ziemska może być definiowana w różny sposób, w zależności od tego jakie jej własności są poddawane badaniu. W dużym uproszczeniu, sztywna warstwa o rosnących wraz z głębokością prędkościach fal sejsmicznych – litosfera, jest podścielona dobrze przewodzącą, uplastycznioną warstwą o obniżonych prędkościach fal sejsmicznych – astenosferą. Sejsmicznie najcieńsza litosfera ma 50–100 km grubości w obszarach „młodych” i „gorących”, podczas gdy w obszarach „starych” i „zimnych” spąg jej jest trudny do wykrycia metodami sejsmicznymi i prawdopodobnie sięga głębokości 200 km lub więcej. Dyskutowany też jest charakter przejścia pomiędzy litosferą a astenosferą (LAB; ang. *lithosphere-asthenosphere boundary*). Ostatnie badania wskazują, że LAB jest nieciągłością pierwszego rzędu (np. Eaton i in., 2009). Według opinii innych badaczy jest raczej szeroką strefą przejściową (np. Meissner, 1986). Wpływ głębokości zalegania korzeni litosfery ma ważne konsekwencje tektoniczne, np. gruba litosfera na kratonach zwiększa izolację cieplną niżej leżącego płaszczu, co może doprowadzić do podniesienia temperatury płaszczu i wpłynąć na proces konwekcji (Lenardic i in., 2005; Cooper i in., 2006).

O dynamice płaszczu Ziemi, nie tylko dużo nam mówi struktura i położenie LAB, ale również grubość i głębokość zalegania strefy przejściowej płaszczu Ziemi. Na podstawie badań nieciągłości sejsmicznych, które ograniczają strefę przejściową płaszczu (MTZ – ang. *mantle transition zone*), możemy wnioskować o zmianach temperatury na głębokościach 400–700 km. Istnienie strefy przejściowej jest powszechnie przypisywane przemianom fazo-

wym minerałów płaszcz (głównie oliwinu). Wahania głębokości i grubości MTZ powiązane są z temperaturą sfery przejściowej płaszcz (np., Bina i Helffrich, 1994). Wyższe temperatury MTZ, powodują przesunięcie granicy „410 km” (strop MTZ) w dół, a granicy „660 km” (spąg MTZ) w górę, co objawia się zmniejszeniem grubości MTZ. Przeciwnie, ochłodzenie strefy MTZ spowoduje przesunięcie granicy „410 km” w górę, a granicy „660 km” w dół, w wyniku czego zaobserwujemy grubszą MTZ.

**Uzyskane wyniki.** Badania sejsmiczne przy pomocy funkcji odbioru, dzięki swojemu zasięgowi i stosunkowo dobrej rozdzielczości, pozwalają skutecznie badać strukturę litosfery i strefy przejściowej płaszcz Ziemi. Poszerzenie podstawowej wiedzy na temat budowy wnętrza Ziemi i jej właściwości fizycznych jest bardzo ważne z punktu widzenia dynamiki płaszcz Ziemi, a co za tym idzie tektonicznej ewolucji i procesów współcześnie zachodzących na naszej planecie.

*Rotacja funkcji odbioru.* Poprawna interpretacja i modelowanie funkcji odbioru wymaga starannego wyboru układu współrzędnych, w którym zarejestrowane sejsmogramy będą przedstawione przed wykonaniem operacji dekonwolucji.

Sejsmogramy są rejestrowane przez stacje sejsmiczną w układzie współrzędnych ZNE, tj. wyznaczonym przez pion lokalny (Z — zwrot na zewnątrz powierzchni Ziemi), kierunek północ-południe (N — zwrot na północ) oraz kierunek wschód-zachód (E — zwrot na wschód). Układ współrzędnych ZNE jest układem lewoskrętnym.

Innym układem współrzędnych powszechnie stosowanym jest układ współrzędnych ZRT związany ze stacją sejsmiczną i rejestrowanym trzęsieniem ziemi. Układ współrzędnych ZRT jest określony przez kierunek pionowy (ten sam jak dla układu ZNE), kierunek radialny wyznaczony przez koło wielkie przechodzące przez odbiornik i źródło trzęsienia ziemi (R — zwrot od stacji do źródła) oraz kierunek transwersalny (T) tak, aby układ był prawoskrętny.

Sejsmogramy możemy też przedstawiać w układzie współrzędnych LQT, który jest związany ze stacją sejsmiczną i polaryzacją pierwszego wstąpienia fali zarejestrowanego przez odbiornik. Należy pamiętać o tym, że odbiornik rejestruje złożenie trzech fal: falę padającą na powierzchnię Ziemi oraz podłużną i poprzeczną falę odbitą od powierzchni Ziemi. Poprzeczna fala odbita wygenerowana na granicy sejsmicznej z fali podłużnej, ma tę samą płaszczyznę polaryzacji co fala padająca, więc płaszczyzna polaryzacji fali zarejestrowanej przez odbiornik jest taka sama jak fali padającej. Kierunek L wyznaczony jest przez kierunek polaryzacji zarejestrowanej fali powstałej na skutek padania na powierzchnię Ziemi fali P (zwrot od środka Ziemi), kierunek Q — kierunek prostopadły do L w płaszczyźnie polaryzacji, kierunek T jest określony tak samo jak w układzie ZRT. Układ LQT jest układem

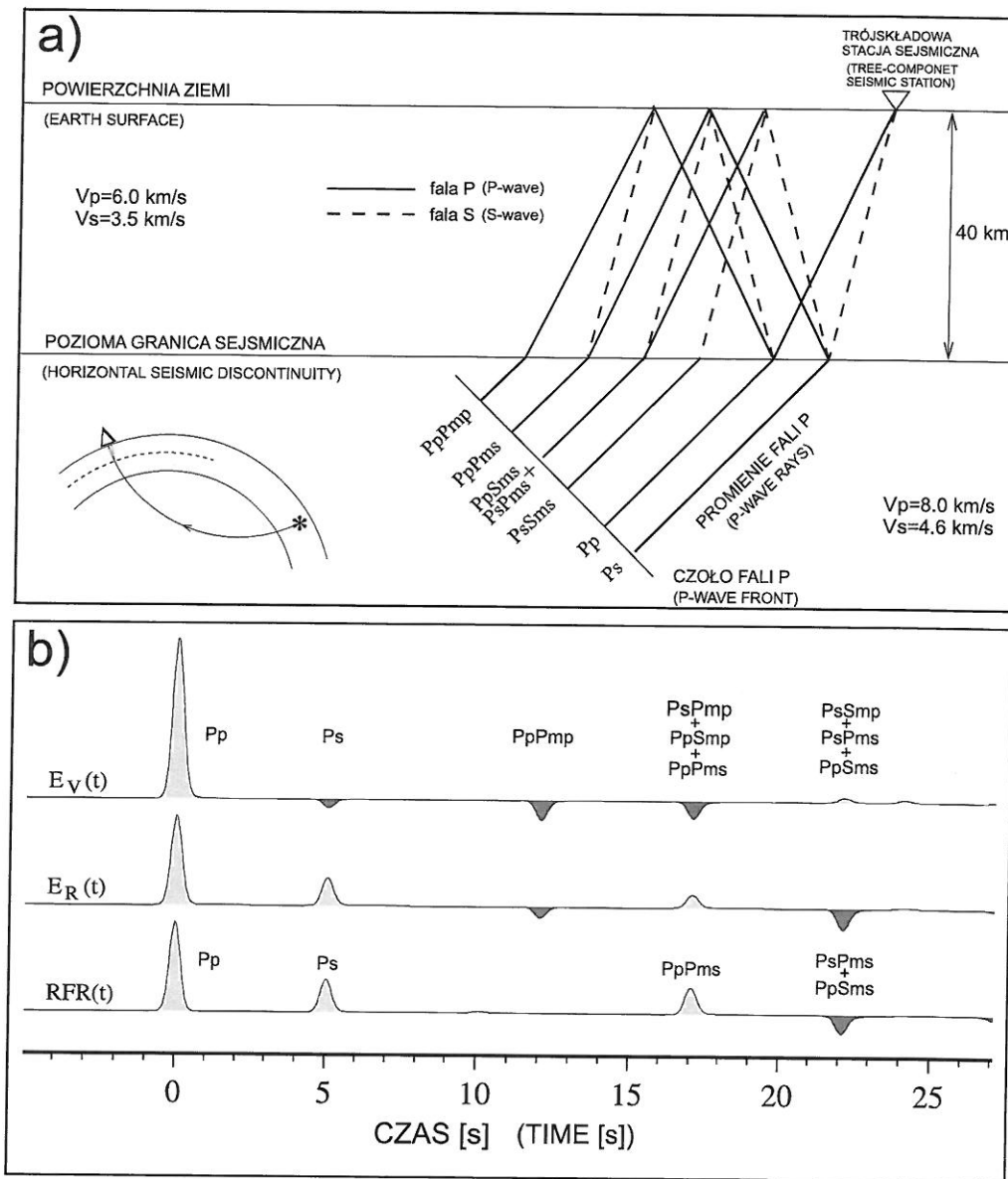
prawoskrętnym.

Telesejsmiczna fala podłużna (P) charakteryzuje się stałą prędkością fazową, może więc być opisana jako fala płaska. Na nieciągłościach sejsmicznych oddzielających ośrodki o różnych impedancjach, fala P zostaje odbita i załamana, również w postaci fali poprzecznej (S) (Rys. 1a). Funkcja odbioru jest wynikiem operacji dekonwolucji (operacji odwrotnej do operacji splotu) składowej Z ze składową R (RFR) lub T (RFT) oraz składowej L ze składową Q (RFQ) lub T (RFT). Operację dekonwolucji można przeprowadzić w domenie częstości (np., **H1–H3**, Ammon i in., 1990) lub czasu (np., **H4–H5**, Kind i in., 1995). Obydwie metody mają swoich zwolenników i przeciwników, jednak w przypadku sejsmogramów dobrej jakości obydwie metody dają porównywalne funkcje odbioru. W przypadku zaszumionych zapisów moje doświadczenie wskazuje, że dekonwolucja w domenie czasu przy użyciu filtru Wienera (Berkhout, 1977) jest stabilniejsza niż dekonwolucja w domenie częstości przy użyciu metody water-level (Clayton & Wiggins, 1976).

Gdy ośrodek pod stacją składa się z układu jednorodnych warstw o poziomych granicach, w układzie współrzędnych ZRT i LQT energia sejsmiczna obserwowana jest tylko na składowych Z i R oraz L i Q. RFR zawiera tylko bezpośrednią falę P oraz fazy związane z konwersją fal na granicach sejsmicznych (PpPms, PpSms, PsPms, itd.), które dochodzą do odbiornika jako fale S (Rys. 1b). RFQ różni się od RFR tylko usunięciem z zapisu bezpośredniej fali P. Czas przyjscia poszczególnych faz zależy od głębokości granicy, na której uległy one konwersji, oraz od prędkości fal S na drodze fali od granicy do powierzchni, a amplitudy faz zależą od kontrastu impedancji na granicy konwersji.

W przypadku dużych niejednorodności struktury pod stacją (np. znacznie nachylone granice sejsmiczne i/lub znacząca anizotropia ośrodka) kierunek przyjscia fali jak i jej parametr sejsmiczny (ang. *slowness*) może się zmieniać w poszczególnych warstwach. Wtedy w zapisie funkcji odbioru pozostają wszystkie fazy, np. Pp, PpPmp, co znacznie utrudnia jej interpretację. W takiej sytuacji amplitudy RFT są zwykle porównywalne z amplitudami RFQ oraz obserwujemy charakterystyczną zmianę ich wartości w zależności od kierunku przychodzenia fali.

Najczęściej kąt potrzebny do rotacji z układu ZNE do ZRT wylicza się na podstawie znanego położenia stacji sejsmicznej oraz położenia źródła trzęsienia ziemi odczytanego z biuletynu sejsmicznego (np., **H1–H3**; Ammon i in., 1990; Kind i in., 1995). Jest to tzw. azymut teoretyczny liczony względem stacji (ang. *theoretical backazimuth*). Rzeczywisty azymut fali może się znacząco różnić do azymutu teoretycznego i spowodowane jest to występowaniem niejednorodności ośrodka pod stacją sejsmiczną, tj. istnieniem nachylonych granic sejsmicznych i/lub anizotropii sejsmicznej. Wtedy przeprowadza się analizę polaryzacji bezpośredniej fal P na składowych poziomych (np., Jurkevics, 1988; Geissler i in., 2008). Również kąt polaryzacji, potrzebny do rotacji sejsmogramów z układu ZRT do LQT

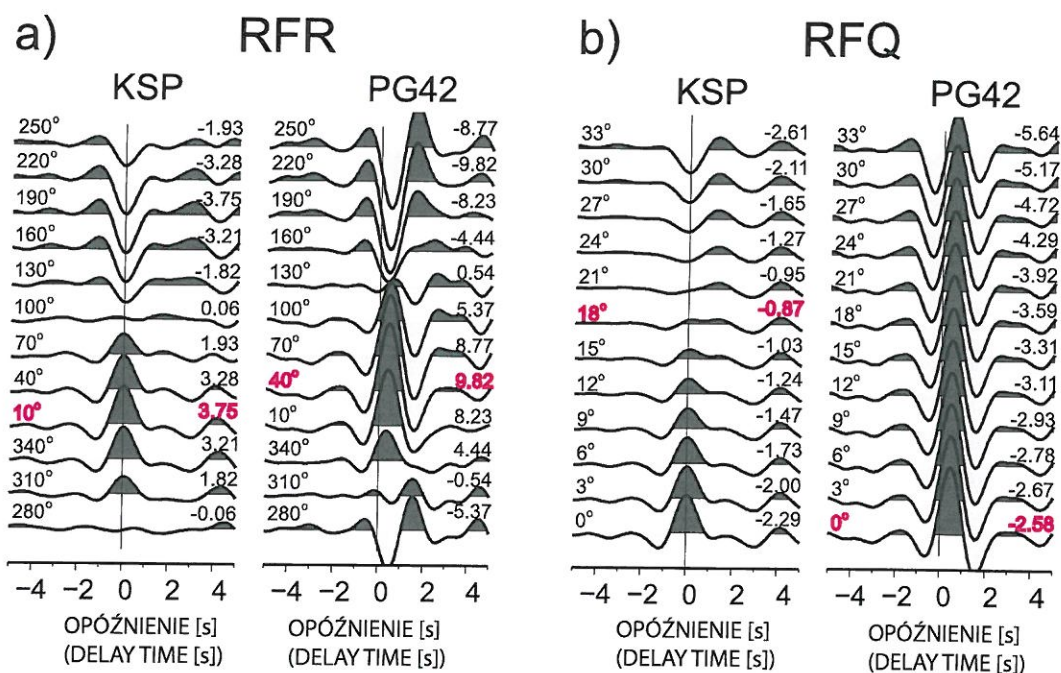


Rysunek 1: a) Załamanie i odbicie fal sejsmicznych na nieciągłościach sejsmicznych oddzielających ośrodki o różnych impedancjach. Linia ciągła – promienie fal podłużnych (P); linia przerywana – promienie fal poprzecznych (S); duże litery – fale idące do góry; małe litery – fale idące w dół; „m” – odbicie od nieciągłości;  $V_p$  – prędkość fal P,  $V_s$  – prędkość fal S. b) Składowa pionowa ( $E_V$ ) i radialna ( $E_R$ ) impulsowej odpowiedzi ośrodka na przychodzącą telesejsmiczną, płaską falę P oraz policzona funkcja odbioru (RFR) dla modelu z podpunktu a).



można wyznaczyć przeprowadzając powyższą analizę. Innymi metodami wyznaczania kąta polaryzacji są: minimalizacja energii bezpośredniej fali P na składowej T lub wyznaczenie wartości własnych macierzy kowariancji zapisów wejścia bezpośredniej fali P (np. Kind i in., 1995). Można również wyznaczać kąt polaryzacji z amplitudy RFR dla czasu  $t = 0$  s (**H1**; Saul i in., 2000). Powyższe metody (za wyjątkiem ostatniej) wyznaczają kąty potrzebne do rotacji na podstawie analizy sejsmogramów. Trzeba pamiętać, że dla poszczególnych trzęsień ziemi rozkład energii rejestrowanej przez stację sejsmiczną będzie się znacząco różnił ze względu na różnice w ich funkcjach źródła. Tej niedogodności pozbawiona jest funkcja odbioru, która z definicji zawiera tylko impulsową odpowiedź ośrodka pod stacją sejsmiczną. Dlatego też zaproponowana przeze mnie metoda rotacji sejsmogramów opiera się na własnościach funkcji odbioru (**H4**, **H5**).

Radialna funkcja odbioru (RFR) z definicji zawiera tylko bezpośrednią falę P (czas  $t = 0$  s) oraz fale, które uległy konwersji na granicach sejsmicznych. Dlatego też azymut można zdefiniować jako kierunek, dla którego amplituda RFR w czasie  $t = 0$  s jest maksymalna, co będzie odpowiadało azymutowi przyjscia bezpośredniej fali P zarejestrowanej przez odbiornik. W przypadku ośrodka z płaskimi jednorodnymi warstwami będzie on odpowiadał kierunkowi radialnemu (R). Ponieważ zapisy trzęsień ziemi zawierają szum sejsmiczny, lepiej jest szukać maksimum energii w szerszym przedziale czasu, a nie dokładnie w chwili przyjscia fali. W moich pracach zaproponowałam dwa kryteria: (1) wykorzystujące bardzo wąski przedział czasu  $t = (-0,05$  s;  $0,05$  s) (**H4**) — kryterium, które jest odpowiednie dla stacji permanentnych posadowionych poza obszarami głębokich basenów sedymentacyjnych (mniejszy poziom szumu ze względu na lepsze warunki rejestracji) oraz (2) z szerokim przedziałem czasu  $t = (0$  s;  $1$  s) (**H5**) – kryterium sprawdzające się w przypadku rejestracji stacji tymczasowych posadowionych również na obszarach basenów sedymentacyjnych (zwykle w ich przypadku warunki rejestracji są gorsze niż stacji permanentnych). Warstwy osadowe, np. na obszarze Polski w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ), redukują w znaczący sposób amplitudę bezpośredniej fali P oraz dodatkowo znacząco zwiększają amplitudę fal, które uległy konwersji płytko pod stacją sejsmiczną. Zakładając, że warstwy leżące bezpośrednio pod stacją sejsmiczną mają zgodny bieg i upad z powierzchnią ziemi, możemy na ich podstawie wyznaczyć azymut bezpośredniej fali P. Procedura wyznaczenia azymutu bezpośredniej fali P polega na policzeniu RFRs dla danego zjawiska zarejestrowanego przez daną stację sejsmiczną dla kątów rotacji z ZNE do ZRT od  $0^\circ$  do  $360^\circ$  np. co  $3^\circ$ , a następnie zsumowaniu amplitud w zadanym przedziale policzonej RFR. Kąt rotacji, dla którego uzyskana wartość jest największa (dodatnia) jest szukanym azymutem. Sejsmogramy przed policzeniem funkcji odbioru są filtrowane filtrem szerokopasmowych w zakresie od 2 do 10 s, tak aby wyznaczyć azymut tylko dla fal telesejsmicznych. Powyższą, zaproponowaną przeze mnie metodę, ilustruje Rys. 2a.



Rysunek 2: Procedura rotacji RF na przykładzie trzęsienia ziemi z Wysp Andrejanowa zarejestrowanego przez permanentną stację sejsmiczną Książ (KSP) oraz tymczasową stację sejsmiczną Sajdak (PG42). **a)** RFRs policzone z sejsmogramów rotowanych z układu ZNE do ZRT co  $30^\circ$  (liczby z lewej strony) oraz sumy amplitud w przedziale  $t = (0\text{ s}; 1\text{ s})$  (liczby z prawej strony); **b)** RFQs policzone z sejsmogramów rotowanych z układu ZRT, dla azymutu wyliczonego z podpunktu a, do LQT co  $3^\circ$  (liczby z lewej strony) oraz sumy amplitud ujemnych w przedziale  $t = (-2\text{ s}; 0\text{ s})$  (liczby z prawej strony). Szukany azymut i kąt polaryzacji bezpośredniej fali P oraz wartości parametrów na podstawie, których zostały one określone znaczone zostały na czerwono (H5).

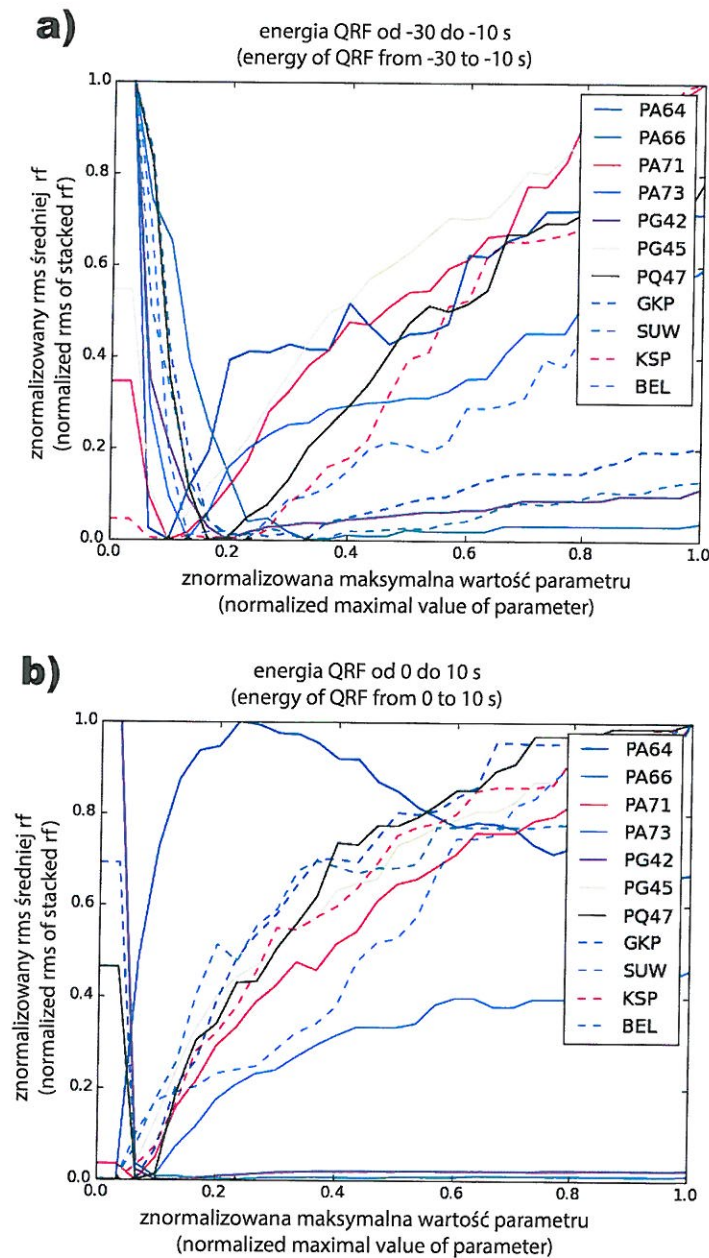
Podobnie postępujemy przy wyznaczeniu kąta polaryzacji bezpośredniej fali P. Dla wyznaczonego powyżej azymutu rotujemy sejsmogramy z układu ZNE do ZRT, a następnie wyliczamy RFQ rotując sejsmogramy z układu ZRT do LQT dla kąta polaryzacji z przedziału od  $0^\circ$  do  $45^\circ$  z krokiem np. co  $1^\circ$ . W układzie LQT przy braku obecności szumu sejsmicznego, energia bezpośredniej fali P na składowej Q powinna wynosić zero. Niestety, jeżeli istnieją duże kontrasty impedancji płytko pod stacją sejsmiczną, część energii fal, które uległy konwersji na nieciągłościach blisko powierzchni Ziemi jest obserwowana na RFQ w czasie  $t = 0\text{ s}$ . Dlatego też, minimalizujemy energię na RFQ w przedziale  $t = (-2\text{ s}; 0\text{ s})$  poprzez obliczenie sumy amplitud ujemnych i szukanie kąta polaryzacji, dla którego różnica kolejnych sum staje się ujemna. Dodatkowo, aby uwzględnić istnienie szumu sejsmicznego, wyliczamy dla każdej RFQ sumę kwadratów amplitud w rozpatrywanym przedziale. Jeżeli wartość ta osiągnie minimum, a różnica sum amplitud ujemnych nie będzie do tego mo-

mentu ujemna, to obliczenia są przerywane, a za kąt polaryzacji jest przyjmowany ten z kroku poprzedniego. Powyższą procedurę ilustruje Rys. 2b.

Przedstawione procedury nie są numerycznie czasochłonne i mogą być zautomatyzowane, co jest ich ogromną zaletą w stosunku do wcześniej używanych metod wyznaczenia kątów rotacji sejsmogramów. Dodatkowo przetestowałam je dla syntetycznych RFs policzonych dla modeli teoretycznych, w których ośrodek składał się z warstwy jednorodnej o nachylonej granicy spągu, z warstwy jednorodnej, której strop (powierzchnia Ziemi) był nachylony oraz istniała cienka jednorodna warstwa o niskich prędkościach fal sejsmicznych (H5). W powyższych przypadkach użyłam napisanego przeze mnie kodu, który modyfikował metodę promieniową przedstawioną przez Langston (1977b), tak aby można było uwzględnić nachylenie powierzchni Ziemi. Program, był rozszerzeniem kodu, którym posługiwałam się w pracy doktorskiej.

Przedstawiona procedura rotacji sejsmogramów dalekich trzęsień ziemi została użyta przeze mnie do rotacji sejsmogramów zarejestrowanych przez: (1) permanentne stacje z Archipelagu Svalbard usytuowane na podłożu zmetamorfizowanym w czasie orogenezy kaledońskiej i przykrytym osadami paleozoicznymi i młodszymi (H4) oraz (2) permanentne i tymczasowe stacje z obszaru Polski, posadowione na Platformie Prekambryjskiej, w TESZ oraz na Platformie Paleozoicznej (H5). Wyliczone przez mnie kąty rotacji nie różniły się znacząco od teoretycznych (H5), ponieważ na rozważanych obszarach bezpośrednio pod stacjami sejsmicznymi nie obserwuje się znaczących niejednorodności ośrodka. Dodatkową zaletą przedstawionych metod jest fakt, że ewentualne złe usytuowanie czujnika względem stron świata jest od razu korygowane, nie musi być znane wcześniej i uwzględniane *explicite* przy rotacji wykorzystującej azymut teoretyczny.

*Selekcja funkcji odbioru.* W celu poprawy stosunku sygnału do szumu, funkcje odbioru danej stacji uśrednia się w przedziałach dla różnych odległości epicentralnych i/lub azymutów. Przedziały te ustala się indywidualnie w przypadku każdej stacji i są one związane ze zmiennością funkcji odbioru, jak również z ilością dostępnych danych. Najczęściej używa się uśrednionej funkcji odbioru danej stacji policzonej ze wszystkich zarejestrowanych przez nią zjawisk telesejsmicznych. Przed przeprowadzeniem uśredniania zapisów konieczne jest przeprowadzenie oceny ich jakości. Nie dla każdego sejsmogramu otrzymuje się funkcję odbioru, która zawiera w swoim zapisie tylko impulsową odpowiedź ośrodka. Zależy to np. od skomplikowania funkcji źródła, w szczególności gdy źródło emituje fale przez czas dłuższy niż brany od obliczeń. Ammon (1991) w swoich rozważaniach teoretycznych dotyczących funkcji odbioru zakładał, że funkcja źródła trzęsienia ziemi jest deltą Diracka. Również fale, które dochodzą do stacji ze źródła w ciągu pierwszych 100 s, a nie są wynikiem konwersji bezpośredniej fali P na nieciągłościach sejsmicznych pod stacją, zakłó-



Rysunek 3: Znormalizowane rozkłady średniej kwadratowej (rms) średniej funkcji odbioru policzonej z funkcji odbiorów wybranych na podstawie parametrów: **a)** całkowitej energii RFQ dla  $t=(-30 \text{ s}; -10 \text{ s})$  oraz **b)** całkowitej energii RFQ dla  $t=(0 \text{ s}; 10 \text{ s})$ .

całą funkcję odbioru. Rutynowo ocenę jakości sejsmogramów i obliczonej funkcji odbioru dokonuje się poprzez weryfikację wzrokową, co powoduje, że ocena ta jest subiektywna i

zależna od doświadczenia osoby ją wyznaczającej. Aby znaleźć obiektywne kryteria oceny funkcji odbioru, przetestowałam różne parametry charakteryzujące funkcje odbioru m.in.: wartość energii zarejestrowanej w różnych przedziałach RFQ, RFR oraz RFT; maksymalną amplitudę składowej RFL (dekonwolucja składowej L sejsmogramu z samą sobą, przy dobrze wyznaczonym filtrze Wienera powinna być deltą Diracka), RFQ, RFR oraz RFT; maksymalną wartość transformaty Fouriera dla różnych przedziałów okresów RFQ, RFR oraz RFT. Ostatecznie rozkłady średnich kwadratowych (ang. *root mean square*, w skrócie *rms*) średnich funkcji odbioru policzonych z funkcji odbiorów wybieranych na podstawie 10 parametrów posiadały minima lub maksima, które umożliwiły mi określenie pożądanego zakresu badanych parametrów. Przykładowe rozkłady dla obserwatoriów sejsmicznych i stacji tymczasowych z obszaru Polski pokazuje Rys. 3.

Metodę powyższą zastosowałam do funkcji odbioru permanentnych stacji sejsmicznych z Archipelagu Svalbard (H4). Zastosowane parametry i ich zakresy pokazuje Tabela 1. Zaproponowana metoda umożliwiła mi szybki i obiektywny wybór najlepszych funkcji odbioru, np. w przypadku stacji Ny-Alesund (KBS) z 2258 funkcji odbioru 823 spełniało żądane kryteria jakości.

Tabela 1: Lista parametrów i ich wartości użyte do selekcji RFQ i RFT

Nazwa parametru	Rodzaj parametru	Min. wartość	Max. wartość	Zakres użyty do obliczeń	Składowa
ex0a	maksymalna amplituda	0,0	0,3	(-80 s; -1 s)	absolutna wartość LRF
ex0b	maksymalna amplituda	0,0	0,3	(1 s; 80 s)	absolutna wartość LRF
ex1	rms	0,0	0,04	(-70 s; -30 s)	QRF, TRF
ex2	rms	0,0	0,04	(-30 s; -10 s)	QRF, TRF
ex3	rms	0,0	0,04	(-10 s; 0 s)	QRF, TRF
ex4	rms	0,04	0,1	(0 s; 10 s)	QRF, TRF
ex5	rms	0,02	0,08	(10 s; 30 s)	QRF, TRF
ex6	rms	0,01	0,05	(30 s; 70 s)	QRF, TRF
ex8	rms	0,02	0,07	(-70 s; 70 s)	QRF, TRF
ex9	maksymalna amplituda	0,0	5,0	(0,01 Hz; 0,03 Hz)	absolutna wartość QRF, TRF

*Modelowanie proste struktury litosfery metodą prób i błędów.* Modelowanie proste struktury litosfery metodą prób i błędów na podstawie funkcji odbioru nie jest często stosowaną techniką ze względu na swoją czasochłonność oraz trudności wynikające z właściwej oceny poszczególnych faz obecnych w zapisie funkcji odbioru. Metoda ta jednak pozwala na uzyskanie cennych dodatkowych informacji o rozkładach prędkości fal poprzecznych pod stacją sejsmiczną lub na weryfikację wyników metod inwersyjnych. W celu ujednoznac-

nienia procedury modelowania – użyciu wiarygodnych modeli początkowych, w pracy **H4** zaproponowałam wyznaczenie przypowierzchniowej prędkości fal S na podstawie amplitudy RFR (Saul i in., 2000) oraz wyznaczenie grubości i średniego współczynnika Poissona skorupy (Zhu i Kanamori, 2000).

*Wyznaczenie przypowierzchniowej prędkości fali S.* Głównym problem przy modelowaniu funkcji odbioru jest niejednoznaczność informacji w niej zawartej. Czas zarejestrowania fal, które uległy konwersji na nieciągłościach sejsmicznych pod stacją względem bezpośredniej fali zależy od głębokości granicy oraz od średniej prędkości fali na drodze pomiędzy nieciągłością a stacją. Jako pierwsi raportowali ten problem Ammon i in. (1990). Saul i in. (2000) zaproponowali, aby wyznaczyć wartość przypowierzchniowej prędkości fali S pod stacją sejsmiczną na podstawie pomiaru amplitudy RFR w czasie  $t = 0$  s i wykorzystać ją w modelowaniu prostym. Przy założeniu, że ośrodek składa się z płaskich jednorodnych warstw, amplituda RFR w czasie  $t = 0$  s zależy tylko od parametru sejsmicznego zjawiska oraz od przypowierzchniowej prędkości fal S (Kennett, 1983):

$$RFR(0) = \frac{2p\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2}}{\frac{1}{V_s^2} - 2p^2}, \quad (4)$$

gdzie  $RFR(0)$  – amplituda RFR dla  $t = 0$  s,  $p$  – parametr sejsmiczny zjawiska,  $V_s$  – przypowierzchniowa prędkość fal S. Stąd przypowierzchniowa prędkość fali S określona jest wzorem (Wachnicka, 2005):

$$V_s = \frac{1}{p} \sqrt{\frac{1}{2} - \frac{1}{2\sqrt{RFR(0) + 1}}}. \quad (5)$$

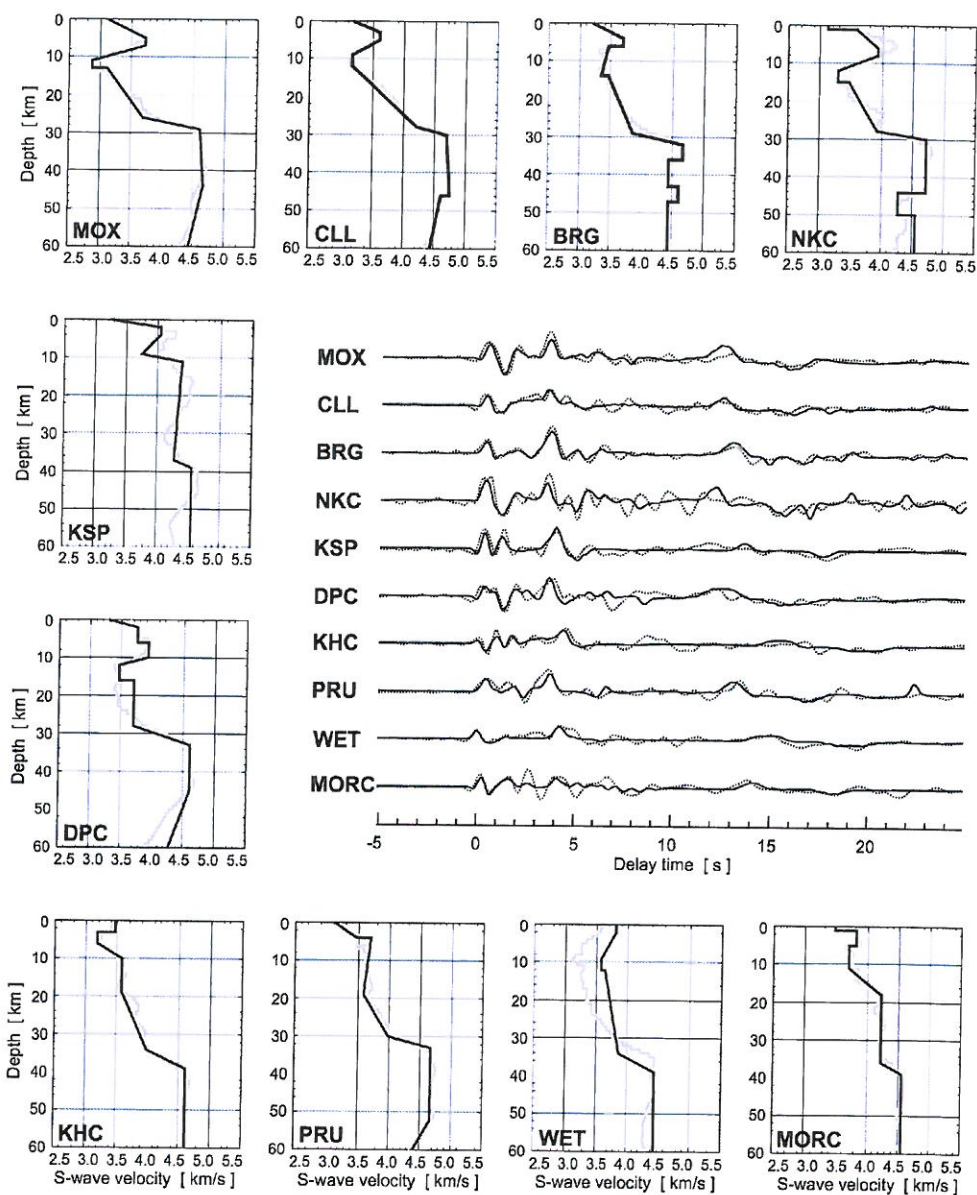
Mierząc  $RFR(0)$  dla poszczególnych zjawisk można wyznaczyć rozkład kierunkowy przypowierzchniowej prędkości fali S, jak również jej wartość średnią dla danej stacji. Wyznaczone przeze mnie średnie wartości przypowierzchniowej prędkości fali S dla stacji sejsmicznych z Masywu Czeskiego wyniosły 3,19–3,87 km/s (**H1**), a dla stacji z Archipelagu Svalbard  $1,7 \pm 0,8$ ;  $1,7 \pm 0,6$  oraz  $1,0 \pm 0,5$  km/s z jednorodnymi rozkładami kierunkowymi (**H4**).

*Określenie głębokości granicy Moho i średniego współczynnika Poissona skorupy.* Analiza funkcji odbioru daje również możliwość wyznaczenia grubości i średniego współczynnika Poissona skorupy w przypadku, gdy dobrze zarejestrują się fale, które uległy konwersji i wielokrotnym odbiciom od granicy Moho i powierzchni Ziemi. W metodzie, którą zaproponowali Zhu i Kanamori (2000) sumujemy amplitudy RFR lub RFQ odpowiadające fali konwertowanej na granicy Moho oraz jej wielokrotnym odbiciom względem czasów ich przyścia wyznaczonych dla różnych wartości grubości ( $H$ ) i współczynnika Poissona ( $\sigma$ )

skorupy. Para parametrów  $(H, \sigma)$ , która wykazuje największą koincydencję dla wszystkich zjawisk zarejestrowanych przez daną stację sejsmiczną jest szukanym/optymalnym zestawem. Stosując tę metodę do rejestracji stacji sejsmicznych z Archipelagu Svalbard uzyskałam następujące wartości:  $(25 \pm 3 \text{ km}, 0,28 \pm 0,07)$  dla stacji KBS (północny Spitsbergen);  $(32 \pm 3 \text{ km}, 0,21 \pm 0,08)$  dla stacji HSPB (południowy Spitsbergen) oraz  $(33 \pm 3 \text{ km}, 0,24 \pm 0,08)$  dla array'u sejsmicznego SPITS (centralny Spitsbergen).

Modelowanie proste metodą prób i błędów przy wykorzystaniu powyższych informacji umożliwiło mi wyznaczenie rozkładu prędkości fal poprzecznych do głębokości 150 km na obszarze Archipelagu Svalbard (**H4**). Funkcje odbioru stacji z południowego i centralnego Spitsbergenu pokazują, że dolna litosfera na głębokościach 50–100 km ma budowę składającą się z naprzemiennych warstw o normalnej i obniżonej prędkości fal S w stosunku do jednowymiarowego globalnego modelu IASP91 (Kennett i Engdahl, 1991), podczas gdy dolna litosfera północnego Spitsbergenu nie wykazuje takiej zmienności (**H4**). Czuba (2013) zaobserwował na profilach refrakcyjnych (fale P) istnienie granic odbijających w dolnej litosferze na głębokościach 40–50 km w centralnej i południowej części Spitsbergenu. Również analiza fal powierzchniowych, którą wykonał Levshin i in. (2007) wykazuje duże poziome i pionowe zróżnicowanie prędkości fal S na głębokościach 40–150 km w centralnej i południowej części Archipelagu Svalbard.

*Modelowanie inwersyjne struktury litosfery metodą liniową.* W liniowej metodzie inwersyjnej linearyzujemy związek opisujący relację pomiędzy modelem (rozkład prędkości fal S z głębokością) a odpowiadającą mu funkcją odbioru (np., Ammon i in., 1990). Startując z modelu początkowego ulepszamy go w kolejnych krokach (iteracjach) tak, aby policzona funkcja odbioru jak najlepiej odpowiadała obserwowanej. Model początkowy powinien być bliski modelowi rzeczywistemu ośrodka, aby spełniał założenie liniowości. Ośrodek modelujemy przez układ jednorodnych warstw o stałej grubości i poziomych granicach. Niestety wynik inwersji liniowej w dużym stopniu zależy od wyboru modelu początkowego. Ammon i in. (1990) jako modele początkowe brali zmodyfikowane wersje modelu skorupy otrzymanego na podstawie badań refrakcyjnych (rozkłady prędkości fal P) oraz odwracali radialną funkcję odbioru (RFR). W celu ograniczenia niejednoznaczności inwersji funkcji odbioru zaproponowali użycie informacji *a priori* do odrzucenia wyników, które zwierały wartości prędkości fal S odbiegające znacząco od oczekiwanych. Niestety nie zawsze informacje *a priori* są dostępne, a rozkład prędkości fal S niekoniecznie musi odzwierciedlać zmienność rozkładu fal P. W celu otrzymania wiarygodnych rozkładów prędkości fal S na podstawie liniowego modelowania inwersyjnego funkcji odbioru zaproponowałam przeprowadzenie inwersji dla bardzo uproszczonych modeli początkowych, ale z szerokim



Rysunek 4: Rozkłady prędkości fal S uzyskane w wyniku modelowania prostego (linie czarne) oraz inwersyjnego (linie szare) dla Masywu Czeskiego. Obserwowane RF zaznaczono liniami przerywanymi, a teoretyczne liniami ciągłymi (H1).

zakresem prędkości fal S, grubości osadów i skorupy krystalicznej, a następnie uśrednienie wyników końcowych. W pracy (H1) wyznaczyłam i analizowałam RFR oraz RFQ permanentnych stacji sejsmicznych z rejonu Masywu Czeskiego. Rozważyłam trzy klasy modeli



początkowych, tak aby przetestować wpływ różnych elementów struktury na inwersję funkcji odbioru: wartość kontrastu prędkości na granicy Moho, wartość gradientu prędkości w skorupie oraz wpływ warstwy osadowej o niskich prędkościach sejsmicznych. Inwersję niezależnie przeprowadziłam dla RFR i RFQ. Wyniki modelowania pokazały, że wszystkie trzy klasy modeli początkowych zbiegały do zbliżonego rozkładu prędkości fal S. Natomiast odwracanie RFQ charakteryzowało się zdecydowanie stabilniejszymi rozwiązaniami w dolnej litosferze niż w przypadku RFR, które dla wszystkich stacji dawały bardzo niskie prędkości fal S ( $< 4,0$  km/s). Rys. 4 pokazuje jednowymiarowe rozkłady prędkości fal S, które uzyskałam dla stacji sejsmicznych z rejonu Masywu Czeskiego dzięki modelowaniu inwersyjnemu oraz prostemu wraz z dopasowaniem obserwowanych i teoretycznych RFQ.

*Modelowanie inwersyjne struktury litosfery metodą Monte Carlo.* Metody Monte Carlo (MCM) są szeroko stosowane do rozwiązywania problemu odwrotnego, nie tylko w seismologii, ale wszędzie tam, gdzie związek między zarejestrowanymi danymi a szukanym modelem jest nieliniowy, tak jak ma to miejsce w przypadku funkcji odbioru. Głównym problemem wszystkich MCMs była ich czasochłonność. W dzisiejszych czasach nawet komputery osobiste są wystarczająco wydajne, aby poradzić sobie z obliczeniami potrzebnymi w MCM w akceptowalnym czasie, dlatego też od końca lat 90-tych zainteresowanie metodami MCM wzrosło lawinowo.

W pracy **H3** MCM została zastosowana razem z algorytmem sąsiada (ang. *neighbourhood*; Sambridge, 1999a,b). Algorytm ten łatwo zaadoptować do problemów geofizycznych oraz łatwo można go łączyć z innymi algorytmami. Co więcej, przyspiesza on obliczenia, a dobór parametrów modelowania jest prosty. Modelowane inwersyjne struktury litosfery przy użyciu MCM zostało zastosowane do radialnych funkcji odbioru (RFR), tych samych które były odwracane metodami inwersji liniowej dla permanentnych stacji sejsmicznych z rejonu Masywu Czeskiego w pracy **H1**. Modele uzyskane dzięki MCM dają stabilne wyniki do głębokości 70 km, pomimo użycia RFR. Warstwy o obniżonych prędkościach fal S widoczne w środkowej skorupie w modelach liniowej inwersji, zaznaczają się znacznie słabiej w modelach MCM. Nie są też wynikiem modelowania położonych powyżej warstw o podwyższonych prędkościach. Jest to typowy problem w liniowej inwersji – duże kontrasty prędkości fal sejsmicznych w inwersji liniowej muszą być przedstawione w postaci gradientu prędkości. Dodatkową zaletą metod MCM jest informacja o stosunku prędkości fal P i S ( $V_p/V_s$ ), który również jest odwracany. W liniowych metodach stosunek  $V_p/V_s$  jest narzucony i nie zmienia się w poszczególnych iteracjach. Modelowanie inwersyjne z użyciem MCM znacząco poprawiły wyznaczenie rozkładów prędkości fal S w dolnej litosferze w rejonie Masywu Czeskiego. Obliczenia metodą MCM przeprowadził mgr Jacek Trojanowski w ramach swojej pracy magisterskiej, której byłam opiekunem (Trojanowski, 2007).

*Wyznaczenie głębokości granic sejsmicznych w strefie przejściowej płaszczka Ziemi.* Na podstawie zapisów funkcji odbioru można też otrzymać informacje o głębszych warstwach płaszczka Ziemi. Zastosowanie np. metod migracyjnych czy zaawansowanych metod wizualizacji danych sejsmicznych umożliwia zobrazowanie przebiegu nieciągłości sejsmicznych związanych ze strefą przejściową płaszczka Ziemi, tj. granic „410” i „660” km (np., Kosarev i in., 1999; Poppeliers i Pavlis, 2003). Sekcje funkcji odbioru można przedstawiać w domenie czasu lub głębokości, posługując się referencyjnym modelem prędkości. Amplitudy fal, które uległy konwersji na nieciągłościach sejsmicznych w strefie przejściowej płaszczka są o rząd wielkości mniejsze od amplitud fal z granicy Moho. Aby zaobserwować tak słaby sygnał, należy funkcje odbioru odpowiednio zsumować. W tym celu funkcje odbioru są przesuwane w czasie przy wykorzystaniu modelu referencyjnego, np. IASP91 (Kennett i Engdahl, 1991), tak jakby każdy punkt funkcji odbioru był falą, która uległa konwersji z fali P na S z parametrem sejsmicznym  $6.4 \text{ s}^\circ$ . Następnie, z tego samego modelu referencyjnego dla każdego zjawiska oblicza się przebieg promienia sejsmicznego. Dzięki temu możemy określić współrzędne miejsca, długość i szerokość geograficzną oraz głębokość względem stacji, w którym fala uległa konwersji. Dla interesującej nas granicy sejsmicznej, pozwala to na pogrupowanie funkcji odbioru względem punktów konwersji. W pracy H4 metodą tą posłużyłam się do wyznaczenia głębokości granic „410” i „660” km na obszarze Archipelagu Svalbard. Funkcje odbioru zsumowałam w przedziałach o rozmiarach:  $9^\circ$  długości geograficznej i  $2^\circ$  szerokości geograficznej. Czasy przejścia fal, które uległy konwersji na granicy „410” km względem modelu globalnego IASP91 nie wykazują odchyłeń dla północnej i centralnej części Archipelagu Svalbard, zaś dla południowej części są wyraźnie krótsze. Dla fal, które uległy konwersji na granicy „660” km czasy przejścia są takie same jak dla modelu IASP91 dla północnej części Archipelagu Svalbard, natomiast dla centralnej i południowej części zróżnicowanie jest widoczne między zachodnią (czasy dłuższe) i wschodnią częścią archipelagu (czasy krótsze). Najnowszy regionalny model rozkładu prędkości fal poprzecznych płyty europejskiej wyznaczony na podstawie analizy fal powierzchniowych przez Legendre i in. (2012) bardzo dobrze koresponduje z czasami przejścia fal, które uległy konwersji na granicy „410” km. Nie wyjaśnia natomiast czasów przejścia z granicy „660” km, co umożliwiło mi wysunięcie hipotezy, że strefa przejściowa płaszczka w zachodniej części Archipelagu Svalbard jest grubsza, a w części wschodniej cieńsza niż wynika to z tomografii fal powierzchniowych.

Amplitudy funkcji odbioru można również zobrazować w domenie głębokości wzdłuż dróg promieni sejsmicznych (migracja sejsmiczna). Pozwala to na narysowanie dwuwymiarowego przekroju, na którym możemy śledzić przebieg nieciągłości, na których fale sejsmiczne ulegają konwersji. Przekrój taki wykonałam dla rejestracji stacji sejsmicznych

eksperymentu POLONAISE'97 (Guterch i in., 1999) i SUDETES 2003 (Grad i in., 2003b) wzdłuż profilu P4 (Grad i in., 2003a) biegnącego z południowo-zachodniego krańca Polski na północny-wschód (**H3**). Widać na nim, że grubość i głębokość zalegania strefy przejściowej płaszcz Ziemi na obszarze północno-wschodniej Polski nie odbiega znacząco od modelu globalnego IASP91 (Kennett i Engdahl, 1991). Natomiast na obszarze południowo-zachodniej Polski strefa ta jest zdecydowanie cieńsza i położona głębiej niż w modelu IASP91. Wyniki te są zgodne z budową tektoniczną i pomiarami strumienia ciepłego obszaru Polski. Tam gdzie płaszcz jest cieplejszy, strefa przejściowa jest cieńsza i głębiej położona niż w obszarach zimniejszych (Bina i Helffrich, 1994).

**Podsumowanie.** Analiza funkcji odbioru jest bardzo użytecznym narzędziem w badaniach sejsmicznej struktury skorupy i płaszcz Ziemi. Można ją stosować dysponując rejestracjami dalekich trzęsień ziemi wykonanymi przez pojedynczą stację sejsmiczną, i to zarówno przez stacje permanentne (obserwatoria seismologiczne) jak i przez stacje tymczasowe (pasywne eksperymenty sejsmiczne). Zastosowanie analizy funkcji odbioru umożliwia rozpoznanie sejsmicznej struktury ośrodka pod stacją sejsmiczną: identyfikację nieciągłości sejsmicznych, ich głębokości zalegania oraz rozkładów prędkości fal S. Metody refrakcyjne dają bardzo dobre rozpoznanie zmienności prędkości fal P z głębokością, ale znacznie trudniej na ich podstawie uzyskać rejestracje fal S. Modele uzyskane zaś na podstawie analizy fal powierzchniowych mają znacznie gorszą rozdzielczość niż te uzyskane z analizy funkcji odbioru.

## 5. OMÓWIENIE POZOSTAŁYCH OSIĄGNIĘĆ NAUKOWO–BADAWCZYCH

### 5.1. OSIĄGNIĘCIA NAUKOWO–BADAWCZE PRZED UZYSKANIEM STOPNIA DOKTORA

*Praca magisterska.* Pracę magisterską w dziedzinie fizyki litosfery wykonałam w Instytucie Geofizyki Wydziału Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem prof. Marka Grada (Wilde-Piórko, 1997). Tematem mojej pracy magisterskiej było modelowanie sejsmicznej struktury na podstawie funkcji odbioru pierwszej polskiej szerokopasmowej stacji sejsmicznej Suwałki (SUW), która rozpoczęła pracę pod koniec roku 1995. Wykonana przeze mnie praca obejmowała skatalogowanie sejsmogramów dalekich trzęsień ziemi zarejestrowanych przez stację Suwałki. Policzyłam radialne i transversalne funkcje odbioru przy użyciu symultanicznej dekonwolucji w domenie częstości. Do wyznaczenia jednowymiarowych rozkładów prędkości fal S pod stacją sejsmiczną posłużyłam się napisanym przez siebie programem do liniowej inwersji. Inwersje przeprowadziłam dla trzech prostych modeli początkowych. Wynikiem pracy było określenie pierwszego rozkładu prędkości fal S pod stacją SUW.

*Interpretacja regionalnych i dalekich trzęsień ziemi zarejestrowanych w pasywnej części eksperymentu POLONAISE'97.* W czasie aktywnego eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 (Guterch i in., 1999) 20 polskich krótko-okresowych stacji sejsmicznych prowadziło rejestracje w trybie ciągłym przez okres 3 miesięcy wzdłuż profilu P4 (Grad i in., 2003a) na obszarze centralnej Polski. Z zarejestrowanego materiału wybrałam do dalszej analizy sejsmogramy 3 zjawisk regionalnych z okolic Lubina i wyznaczyłam dla nich residua czasów przejścia fal podłużnych i poprzecznych względem globalnego modelu referencyjnego IASP91 (Kennett i Engdahl, 1991). Tę samą analizę przeprowadziłam dla sejsmogramów 10 dalekich trzęsień ziemi o dobrym stosunku zarejestrowanego sygnału do szumu. Dodatkowo, z zapisów dalekich trzęsień ziemi wyznaczyłam radialne i transwersalne funkcje odbioru każdej stacji. Residua czasów przejścia fal sejsmicznych, jak również funkcje odbioru przedstawione w postaci sekcji sejsmicznych wzdłuż profilu P4, wskazują wyraźnie na duże zróżnicowanie struktury skorupy ziemskiej na obszarze Polski – w szczególności dobrze widoczny jest głęboki basen sedymentacyjny w centralnej Polsce (Wilde-Piórko i in., 1999).

*Praca doktorska.* Moja praca doktorska dotyczyła modelowania struktury skorupy i górnej części górnego płaszcza Ziemi na podstawie funkcji odbioru na obszarze południowej Szwecji, Danii i północnych Niemiec, jak również w północno-wschodniej Polsce i południowych Niemczech (Wilde-Piórko, 2002a; Wilde-Piórko i in., 2002b). Badania obejmowały analizę sejsmogramów dalekich trzęsień ziemi zarejestrowanych przez tymczasowe, szerokopasmowe stacje pasywnego eksperymentu sejsmicznego TOR (Gregersen i in., 1999). Dla 28 stacji (1 rok ciągłej rejestracji) policzyłam uśrednione radialne funkcje odbioru stosując dekonwolucję w domenie częstości, a następnie przeprowadziłam modelowanie inwersyjne (algorytm liniowy) dla każdej stacji odwracając jedną klasę modeli początkowych (stała prędkość fal S w skorupie i górnym płaszczu). Otrzymane jednowymiarowe rozkłady prędkości fal S wykreśliłam wzdłuż profilu i interpolowałam, co pozwoliło mi na otrzymanie dwuwymiarowego rozkładu prędkości fal S do głębokości 60 km. Wyznaczyłam również dwuwymiarowy rozkład stosunku prędkości fal P do prędkości fal S ( $V_p/V_s$ ) wykorzystując model prędkości fal P badanego obszaru opracowany przez Arlitt i in. (1999). Dodatkowo, dzięki długiemu okresowi rejestracji, dla permanentnych stacji Suwałki (SUW) i Moxa (MOX), wyznaczyłam azymutalne rozkłady (sekcje) RFR i RFT. Dzięki temu mogłam przeprowadzić modelowanie 2.5-D struktury ośrodka pod stacjami. Przy pomocy własnego programu policzyłam syntetyczne funkcje odbioru dla ośrodka składającego się z jednorodnych warstw o dowolnym biegu i upadzie, przy założeniu, że powierzchnia Ziemi była płaska. Metodą prób i błędów, porównując syntetyczne azymutalne sekcje funkcji odbioru z sekcjami obserwowanymi, stwierdziłam, że lokalnie na obszarze południowych Niemczech w środkowej skorupie

istnieje warstwa o obniżonych prędkościach, której bieg pokrywa się z kierunkiem pola naprężeń na tym obszarze. W przypadku obszaru północno-wschodniej Polski, dominującą cechą ośrodka jest cienka warstwa osadów o niskich prędkościach, położona bezpośrednio na skorupie krystalicznej. Powoduje, to że w obrazie funkcji odbioru dominujące są fale, które uległy wielokrotnemu odbiciu od granicy osady-skorupa krystaliczna.

## 5.2. OSIĄGNIĘCIA NAUKOWO-BADAWCZE PO UZYSKANIU STOPNIA DOKTORA

*Modelowanie struktury skorupy ziemskiej obszarów polarnych.* W ramach współpracy międzynarodowej z AWI Bremenhaven analizowałam sejsmogramy dalekich trzęsień ziemi zarejestrowane przez krótko-okresowe stacje sejsmiczne zlokalizowane w Antarktydzie Wschodniej. Dzięki tej pracy udało się określić rozkład prędkości fal poprzecznych do głębokości 60 km dla stacji WAZ i OLY. Dla stacji OBS posadowionej na krze lodowej udało się określić tylko grubość lodu. Warstwa wody uniemożliwiła zarejestrowanie fal, które uległy konwersji z fal podłużnych (P) na fale poprzeczne (S) na nieciągłościach sejsmicznych znajdujących się pod nią — w ośrodku ciekłym fale poprzeczne nie rozchodzą. Obliczenie funkcji odbioru i modelowanie wykonała pani Aleksandra Wachnicka w ramach swojej pracy magisterskiej, której byłam opiekunem (Wachnicka, 2005).

W ramach IV Międzynarodowego Roku Polarnego na Polskiej Stacji Polarnej została zainstalowana szerokopasmowa stacja sejsmiczna Hornsund (HSPB). W ramach polsko-norweskiego zespołu opracowywałam zapisy dalekich trzęsień ziemi zarejestrowanych przez tę stację sejsmiczną. Pomimo niezbyt długiego okresu rejestracji (1,5 roku), udało mi się na podstawie azymutalnych sekcji RFQ i RFT stwierdzić istnienie nachylonej nieciągłości sejsmicznej w górnej skorupie (Wilde-Piórko i in., 2009) – nieciągłości, która nie została zidentyfikowana na podstawie badań refrakcyjnych (Czuba i in., 2008).

*Modelowanie pól potencjalnych.* Po doktoracie moje badania naukowe obejmowały również prace związane z analizą pól potencjalnych, pola grawitacyjnego i magnetycznego obszaru północno-wschodniej Polski, gdzie zlokalizowana jest intruzja kętrzyńska. Badanie te podejmowały próbę modelowania grawimetrycznego w oparciu o trójwymiarowy tomograficzny model sejsmiczny (Czuba i in., 2002), a także próbę konfrontacji wyników modelowania pola magnetycznego z obserwowanym polem grawitacyjnym. Modelowanie oparte na obserwacjach pola grawitacyjnego polegało na optymalizacji, tzn. dobraniu takiego kształtu funkcji relacji, przy fenomenologicznych ograniczeniach jej wartości, aby uzyskać jak najlepsze dopasowanie pola modelowanego i obserwowanego. Otrzymano brak zgodności grawitacyjnego pola modelowanego z obserwacyjnym, co nie było wynikiem wadliwości procedury modelowania, ale świadczyło najprawdopodobniej o nieadekwatnym oddaniu morfologii ciała wysokoprędkościowego w przeprowadzonych badaniach sejsmicznych. Intruzja zbudowana

z anortozytu, otoczona diorytem, najprawdopodobniej silnie załamywała fale sejsmiczne na granicy otoczenia i diorytu, w wyniku czego fale sejsmiczne nie spenetrowały wnętrza intruzji (anortozytu). Przy modelowaniu pola magnetycznego intruzji kętrzyńskiej posłużono się parametrami namagnesowania określonymi z odwiertów siostrzanej, dobrze rozpoznanej intruzji suwalskiej. Dzięki temu udało się uzyskać względnie dobre dopasowanie w centralnej części badanego obszaru, pomimo bardzo złożonego obrazu pola magnetycznego oraz bardzo dużego namagnesowania resztkowego intruzji. Modelowanie pola grawitacyjnego i magnetycznego przeprowadziła pani Magdalena Kłaczowska w ramach swojej pracy magisterskiej, której byłam opiekunem (Kłaczowska, 2006).

*Analiza spektralna zapisów dalekich trzęsień ziemi.* Rejestracje dalekich trzęsień ziemi mogą również posłużyć do analizy częstotliwościowej źródła trzęsienia ziemi. W pracach Wilde-Piórko i in. (2011a) oraz Wilde-Piórko i in. (2011b) wyznaczyłam sejsmogramy spektralne trzęsienia ziemi Sumatra-Andaman z 2004 roku z 480 rejestracji szerokopasmowych stacji sejsmicznych usytuowanych na całej kuli ziemskiej. Stwierdziłam między innymi, że na podstawie sejsmogramów spektralnych możemy wyróżnić dla trzęsienia Sumatra-Andaman, sekwencję czterech oddzielnych etapów przemieszczenia się ośrodka skalnego wzdłuż uskoku. Każdy z tych etapów charakteryzował się inną maksymalną częstotliwością fal oraz czasem trwania. Wyznaczony całkowity czas całego procesu wyniósł około 540 s. Maksymalne częstotliwości zarejestrowanych fal charakteryzowały się również zależnością azymutalną. Wyniki te są zgodne z wcześniej publikowanymi analizami mechanizmu źródła tego trzęsienia ziemi uzyskanymi na podstawie rejestracji stacji sejsmicznych położonych blisko jego ogniska.

*Lokalna sejsmiczność obszaru Polski.* Naturalna sejsmiczność obszaru Polski jest bardzo słaba i aby ją wykryć potrzebna jest gęsta sieć stacji sejsmicznych. Niestety, na obszarze Polski pracuje w tej chwili tylko 8 stacji permanentnych należących do Polskiej Sieci Sejsmologicznej. Pasywne eksperymenty sejsmiczne stwarzają okazję do zbadania lokalnej sejsmiczności na obszarze ze słabym pokryciem stacjami permanentnymi. W latach 2006–2008 na obszarze Niemiec, Czech, Polski i Litwy został przeprowadzony międzynarodowy pasywny eksperyment sejsmiczny PASSEQ 2006–2008, którego byłam współorganizatorem oraz koordynatorem (Wilde-Piórko i in., 2008). 200 stacji sejsmicznych pracowało w trybie ciągłym przez okres prawie 2 lat, co umożliwiło detekcję i lokalizację czterech dotychczas niezidentyfikowanych zjawisk sejsmicznych: trzech na obszarze Morza Bałtyckiego i jednego w okolicach Jarocina. Detekcję i lokalizację zjawisk sejsmicznych przeprowadził pan Marcin Polkowski w ramach swojej pracy magisterskiej, której byłam opiekunem (Polkowski, 2012; Polkowski i in., 2016).

*Wyznaczanie orientacji stacji sejsmicznych na podstawie polaryzacji fal Rayleigha.* Trójskładowy czujnik sejsmiczny powinien być usytuowany tak, aby jedna z jego składowych poziomych wskazywała biegun północny Ziemi. Bardzo często jednak jest on ustawiony nieprecyzyjnie i wtedy dane rejestrowane przez stację muszą być korygowane. Rzeczywistą orientację sejsmometru można określić na podstawie analizy polaryzacji fal Rayleigha zarejestrowanych przez tę stację. Pani Maria Grycuk w swojej pracy licencjackiej (Grycuk, 2015), napisanej pod moim kierunkiem, przeanalizowała sejsmogramy zarejestrowane przez 26 szerokopasmowych stacji sejsmicznych z obszaru Polski, które pracowały w trybie ciągłym przez okres prawie 2 lat w ramach eksperymentu PASSEQ 2006–2008 (Wilde-Piórko i in., 2008). Napisany przez licencjatkę program automatycznie wyznaczał kąt o jaki należy skorygować (przerotować) sejsmogramy.

*Jednoczesna inwersja funkcji odbioru i krzywych dyspersyjnych.* W ostatnim roku zajęłam się problemem jednoczesnej inwersji funkcji odbioru i krzywych dyspersyjnych fal powierzchniowych. Dzięki włączeniu w modelowanie fal powierzchniowych poprawia się wyznaczenie rozkładów prędkości fal poprzecznych. Na podstawie krzywych dyspersyjnych fal powierzchniowych można w sposób absolutny wyznaczyć rozkłady prędkości fal powierzchniowych w litosferze i astenosferze ziemskiej. Niestety fale powierzchniowe charakteryzują się znacznie dłuższymi okresami i mają znacznie gorszą rozdzielczość poziomą niż funkcje odbioru. Równoczesna inwersja funkcji odbioru i krzywych dyspersyjnych umożliwia wyeliminowanie zależności pomiędzy grubością warstwy a jej średnią prędkością sejsmiczną. W swojej pracy magisterskiej, pisanej pod moją opieką, pan Kajetan Chrapkiewicz przeprowadza obecnie jednoczesną inwersję metodą liniową funkcji odbioru i krzywych dyspersyjnych do głębokości 250 km wyliczonych z rejestracji dalekich trzęsień ziemi szerokopasmowych stacji sejsmicznych eksperymentu "13 BB Star" na obszarze północno-zachodniej Polski (Grad i in., 2015; Wilde-Piórko i in., 2016).

## 6. LITERATURA

- Ammon, C.J., Randall, G.E., Zandt, G., 1990. On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions, *J. Geophys. Res.*, **95**, 15303–15318.
- Ammon, C.J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**, 2504–2510.
- Arlitt, R., Kissling, E., Ansorge, J., TOR Working Group, 1999. Three-dimensional crustal

- structure beneath the TOR array and effects on teleseismic wavefronts, *Tectonophysics*, **314**, 309–319.
- Berkhout, A.J., 1997. Least square inverse filtering and wavelet deconvolution *Geophysics*, **42**, 1369–1383.
- Bina, C.R., Helffrich, G., 1994. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography, *J. Geophys. Res.*, **99**, 15853–15860.
- Clayton, R.W. & Wiggins, R.A., 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **47**, 151–177.
- Cooper, C.M., Lenardic, A., Moresi, L., 2006. Effects of continental insulation and the partitioning of heat producing elements on the Earth's heat loss, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L13313.
- Czuba, W., 2013. Seismic view on the Svalbard passive continental margin, *Acta Geophysica*, **61**, 1088–1100.
- Czuba W., Grad M., Luosto U, Motuza G., Nasedkin V., POLONAISE P5 Working Group, 2002. Upper crustal seismic structure of the Mazury complex nad Mazowsze massif within East European Craton in NE Poland, *Tectonophysics*, **360**, 115–128.
- Czuba, W., Grad, M., Guterch, A., Majdański, M., Malinowski, M., Mjelde, R., Moskalik, M., Środa, P., Wilde-Piórko, M., Nishimura, Y. 2008. Seismic crustal structure along the deep transect Horsted'05, Svalbard, *Pol. Pol. Res.*, **29**, 279–290.
- Eaton D.W., Darbyshire F., Evans R.L., Grütter H., Jones A.G., Yuan X., 2009. The elusive lithosphere- asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons, *Lithos*, **109**, 1–22.
- Geissler, W.H., Kind, R., Yuan, X., 2008. Upper mantle and lithospheric heterogeneities in central and eastern Europe as observed by teleseismic receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **174**, 351–376.
- Grad, M., Jensen, S., Keller, G.R., Guterch, A., Thybo, H., Janik, T., Tiira, T., Yliniemi, J., Luosto, U., Motuza, G., Nasedkin, V., Czuba, W., Gaczyński, E., Środa, P., Miller, K., Wilde-Piórko, M., Komminaho, K., Jacyna, J., Korabliova, L., 2003a. Crustal structure of the Trans-European Suture Zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2541–2565.
- Grad, M., Polkowski, M., Wilde-Piórko, M., Suchcicki, J., Arant, T., 2015. Passive seismic experiment “13 BB star” in the margin of the East European craton, northern Poland. *Acta Geophysica*, **63** 2, 352–373.



- Grad, M., Špičák, A., Keller, G.R., Guterch, A., Brož, M., Hegedüs, E., Working Group, 2003b. SUDETES 2003 Seismic experiment, *Stud. Geophys. Geod.*, **47**, 681–689.
- Gregersen, S., Pedersen, L.B., Roberts, R.G., Shomali, H., Berthelsen, A., Thybo, H., Mosegaard, K., Pedersen, T., Voss, P., Kind, R., Bock, G., Gossler, J., Wylegalla, K., Rabbel, W., Woelbern, I., Budweg, M., Busche, H., Korn, M., Hock, S., Guterch, A., Grad, M., Wilde-Piórko, M., Zuchniak, M., Plomerova, J., Ansorge, J., Kissling, E., Arlitt, R., Waldhauser, F., Ziegler, P., Achauer, U., Pedersen, H., Cotte, N., Paulssen, H., Engdahl, E.R., 1999. Important Findings Expected From Europe's Largest Seismic Array, *EOS Trans. AGU*, **80**, 1, 6.
- Grycuk, M., 2015. Wyznaczanie orientacji stacji sejsmicznych eksperymentu PASSEQ 2006-2008 na podstawie polaryzacji fal Rayleigha, *Bachelor's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.
- Guterch, A., Grad, M., Thybo, H., Keller, G.R., POLONAISE Working Group, 1999. POLONAISE'97 — international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland, *Tectonophysics*, **314**, 101–121.
- Jurkevics, A., 1988. Polarization analysis of three-component array data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1725–1743.
- Kennett, B.L.N., 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquakes location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.
- Kind, R., Kosarev, G.L., Petersen, N.V., 1995. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophys. J. Int.*, **121**, 191–202.
- Kłaczowska, M., 2006. Modelowanie pól potencjalnych dla intruzji kętrzyńskiej, *Master's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.
- Kosarev, G., Kind, R., Sobolev, S.V., Yuan, X., Hanka, W., Oreshin, S., 1999. Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet, *Science*, **283**, 1306–1309.
- Langston, C.A., 1977b. The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. seism. Soc. Am.*, **67**, 1029–1050.
- Langston, C.A., 1977a. Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 713–724.

- Legendre, C.P., Meier, T., Lebedev, S., Friederich, W., Viereck-Götte, L., 2012. A shear wave velocity model of the European upper mantle from automated inversion of seismic shear and surface waveforms, *Geophys. J. Int.*, **191**, 282–304.
- Lenardic, A., Moresi, L.N., Jellinek, A.M., Manga, M., 2005. Continental insulation, mantle cooling, and the surface area of oceans and continents, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234**, 317–333.
- Levshin A.L., Schweitzer, J., Weidle, C., Shapiro, N.M., Ritzwoller, M.H., 2007. Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, **170**, 441–459.
- Meissner R., 1986. *The continental crust – a geophysical approach*, International Geophysics Series, Academic Press Inc., Orlando, 34, 426 pp.
- Polkowski, M., 2012. Local seismic events in area of Trans European Suture Zone based on data from PASSEQ experiment, *Master's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.
- Polkowski, M., Plesiewicz, B., Wiszniowski, J., Wilde-Piórko, M., PASSEQ Working Group, 2016. Local seismic events in the area of Poland based on data from the PASSEQ 2006–2008 experiment, *Acta Geophysica*, **64**, 2677–2716.
- Poppeliers C., Pavlis G.L., 2003. Three-dimensional, prestack, plane wave migration of teleseismic P-to-S converted phases: 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, **108**, B2112.
- Sambridge, M., 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, **138**, 479–494.
- Sambridge, M., 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm – II. Appraising the ensemble, *Geophys. J. Int.*, **138**, 727–746.
- Saul, J., Kumar, M.R., Sarkar, D., 2000. Lithospheric and upper mantle structure of the Indian Shield, from teleseismic receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2357–2360.
- Trojanowski, J., 2007. Metody Monte Carlo w inwersji funkcji odbioru. *Master's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.
- Vinnik, L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 39–45.
- Wachnicka, A., 2005. Struktura skorupy i górnego płaszczka Antarktydy Wschodniej w rejonie stacji Neumayer na podstawie funkcji odbioru, *Master's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.

- Wilde-Piórko, M., 1997. Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej na podstawie funkcji odbioru stacji Suwałki, *Master's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.
- Wilde-Piórko, M., 2002a. Modelling of seismic structure of the crust and upper mantle from receiver function, *PhD's thesis*, University of Warsaw, Warsaw.
- Wilde-Piórko, M., Chrapkiewicz, K., Lepore, S., Polkowski M., Grad, M., 2016. Complex Modeling of the Seismic Structure of the Trans-European Suture Zone's Margin from Receiver Function Analysis, American Geophysical Union Fall Meeting 2016, San Francisco, 12–16 December 2016, S43B-2891.
- Wilde-Piórko, M., Duda, S.J., Grad, M., 2011a. Tomography of Seismic P-Waves from Earthquakes and Explosions — Part II: Morphology of Faulting of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake from Spectral Seismograms, *CT Theory and Applications*, **20**, 465–483.
- Wilde-Piórko, M., Duda, S.J., Grad, M., 2011b. Frequency analysis of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake using spectral seismograms, *Acta Geophysica*, **59**, 483–501.
- 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., Hegedús 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., Malek J., Motuza G., Novotný O., Pietrasiak R., Plenefisch T., Růžek B., Sliampa S., Šroda P., Świczak M., Tiira T., Voss P., Wiejacz P., 2008. PASSEQ 2006-2008: Passive Seismic Experiment in Trans-European Suture Zone, *Stud. Geophys. Geod.*, **52**, 439–448.
- Wilde-Piórko, M., Grad, M., POLONIASE Working Group, 1999. Regional and teleseismic events recorded across the TESZ during POLONAISE'97, *Tectonophysics*, **314**, 161–174.
- Wilde-Piórko, M., Grad, M., TOR Working Group, 2002b. Differences of the crustal structure between the Precambrian and Palaeozoic platforms in Europe from the inversion of teleseismic receiver function - project TOR, *Geophys. J. Int.*, **150**, 261–270.
- Wilde-Piórko M., Grad M., Wiejacz P., Schweitzer J., 2009. HSPB seismic broadband station in Southern Spitsbergen: First results on crustal and mantle structure from receiver functions and SKS splitting, *Pol. Pol. Res.*, **30**, 301–316.
- Zhu, L., Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J. Geophys. Res.*, **105**, 2969–2980.

Monika Wilde-Piórko

