Sejsmiczne modelowanie struktury skorupy ziemskiej w rejonie północno-zachodniego Spitsbergenu

Wojciech Czuba

Praca doktorska wykonana w Instytucie Geofizyki Polskiej Akademii Nauk pod kierunkiem Pana Prof. dr hab. Marka Grada

Warszawa, 2005

Pragnę podziękować Panu prof. dr hab. Markowi Gradowi oraz Panu prof. dr hab. Aleksandrowi Guterchowi za cenną pomoc podczas realizacji tej pracy. Dziękuję też kolegom z Pracowni, szczególnie Michałowi Malinowskiemu i Piotrowi Środzie za konsultacje, dobre rady i pomoc językową oraz w opanowaniu oprogramowania.

Spis treści

Streszczenie	4
1. Wstęp	5
2. Historia tektoniczna obszaru badań	8
3. Metody interpretacji danych sejsmicznych w głębokich	
sondowaniach	13
3.1. Zagadnienie proste, metoda prób i błędów	13
3.2. Zagadnienie odwrotne, inwersja sejsmiczna	16
3.2.1. Parametryzacja	16
3.2.2. Algorytmy inwersji tomograficznej	19
3.3. Opis zastosowanych programów	23
4. Opis wybranych eksperymentów sejsmicznych w rejonie	
północno-zachodniego Spitsbergenu	26
5. Opracowanie danych sejsmicznych	30
5.1. Przetwarzanie danych	30
5.2. Opis pola falowego	33
6. Modelowanie sejsmiczne	44
6.1. Modelowanie dwuwymiarowe	44
6.2. Modelowanie tomograficzne na podstawie pierwszych	
wejść	51
6.3. Modelowanie tomograficzne na podstawie fal załamanych	
i odbitych	58
7. Podsumowanie i wnioski	82
Literatura	86

Streszczenie

Niniejsza praca dotyczy rejonu północno-zachodniej krawędzi kontynentalnej Płyty Euroazjatyckiej. Przeprowadzono tam szereg eksperymentów sejsmicznych mających na celu poznanie struktury skorupy ziemskiej. Ich wyniki zastosowano do procedur modelowania sejsmicznego dostępnymi metodami. W tej pracy wykonałem dwuwymiarowe modelowanie sejsmiczne metodą prób i błędów wzdłuż jednego z profili sejsmicznych oraz przeprowadziłem tomograficzne sejsmiczne modelowanie trójwymiarowe wzdłuż korytarza (tzw. modelowanie korytarzowe lub ze względu na geometrię eksperymentu – modelowanie 2,5 wymiarowe) porównując rezultaty z poprzednimi modelami dwuwymiarowymi. Podstawą modelowania były dane uzyskane z głębokich sondowań sejsmicznych w latach 1985 i 1999 w rejonie północno-zachodniego Spitsbergenu. Jest to pierwsze trójwymiarowe modelowanie sejsmiczne przeprowadzone w rejonie Svalbardu. Svalbard jest archipelagiem położonym na północ od Skandynawii na Morzu Arktycznym. Obejmuje on następujące większe wyspy: Spitsbergen, Ziemia Północno-Wschodnia, Wyspa Edge'a, Wyspa Barentsa. Znajdują się tam obiekty ważne dla geologii i tektoniki, także współczesnej. Obszar ten był widownią powstawania północnej części Oceanu Atlantyckiego. Zachodnia i północna część archipelagu jest ograniczona pasywną krawędzią kontynentalną. Na zachód od archipelagu położony jest grzbiet Knipowicza z czynną strefą ryftową. Przeprowadzone obliczenia dały dokładne wyniki umożliwiające dobre rozpoznanie struktury skorupy ziemskiej, a nawet uzyskanie informacji z górnego płaszcza. Wynik jest porównywalny do modelowania dwuwymiarowego, ale uwzględnia zmienność struktury w trzech kierunkach. Miąższość skorupy ziemskiej w tym rejonie maleje w kierunku południowo-zachodnim i północno-zachodnim, w stronę oceanu. Głębokość granicy Mohorovičicia osiąga minimum 6 km i maksimum 30 km w założonym obszarze.

1. Wstęp

Spitsbergen jest położony na Morzu Arktycznym (Rys. 1) na północno-zachodnim krańcu Płyty Euroazjatyckiej. Jest to wyspa należąca do administrowanego przez Norwegię Archipelagu Svalbard. Obejmuje on także następujące większe wyspy: Ziemia Północno-Wschodnia, Wyspa Edge'a, Wyspa Barentsa. Są to wyspy górzyste, sięgające wysokości 1712 m nad poziomem morza. Do Svalbardu zalicza się również Wyspę Niedźwiedzią, Wyspę Nadziei, Ziemię Króla Karola, wyspę Kvitøya. Słowo Svalbard oznacza zimne wybrzeże i pojawia się po raz pierwszy w "Annałach Islandzkich". Jest to wzmianka o odkryciu tego lądu na Dalekiej Północy w 1194 roku. Z zapisów historycznych wiadomo, że Spitsbergen został odkryty dla naszej cywilizacji w roku 1596 przez holenderską ekspedycję kierowaną przez Willema Barentsa (Centkiewicz, 1954).

Obszar Svalbardu przyciąga już od dawna uwagę badaczy z wielu krajów. Występują tam procesy i znajdują się struktury ważne dla geologii i tektoniki, także współczesnej. Obszar ten był widownią powstawania północnej części Oceanu Atlantyckiego, co wciąż ma jeszcze miejsce. Zachodnia i północna część archipelagu jest ograniczona pasywną krawędzią kontynentalną. Na zachód od archipelagu położony jest grzbiet Knipowicza z czynną strefą ryftową. Na wschodzie znajduje się szelfowe Morze Barentsa o głębokości nie przekraczającej 200 m. Na południu pod płytkim morzem rozpościera się platforma kontynentalna. Jej kraniec rozgranicza Morze Barentsa od głębokiego Morza Norweskiego i Morza Grenlandzkiego.

Początkowo prowadzono w rejonie Spitsbergenu jedynie badania kartograficzne, meteorologiczne i hydrograficzne, mające znaczenie dla łowców wielorybów oraz ze względów militarnych. Pierwszymi wyprawami tego rodzaju po wspomnianej odkrywczej ekspedycji Willema Barentsa, były rejsy: szwedzki A.R. Martina w 1758 roku i brytyjski C.J. Phippsa w 1773 roku (Harland, 1997). Za początek badań geologicznych można uznać rok 1827 z wyprawami: norweską B.M. Keilhau'a oraz brytyjską W.E. Parry'ego, który zimował w Sorgfjorden na HMS Hecla. Pierwsze oznaki aktywności sejsmicznej archipelagu zarejestrował E. Tams z wyprawy niemieckiej w latach 1911–1912. W 1958 roku w Isfjord Radio (Kapp Line) rozpoczął

pracę sejsmograf norweskiego Uniwersytetu w Bergen. Urządzenie to pracowało do roku 1963. W 1967 roku zainstalowano w Ny Ålesund stację w ramach światowej sieci WWSS. W latach 1976–1978 NORSAR (Norwegian Seismic Array) oraz Norweski Instytut Polarny prowadziły program rejestracji mikrowstrząsów sejsmicznych.

Polscy naukowcy pojawili się na Svalbardzie podczas Drugiego Międzynarodowego Roku Polarnego 1932/1933. Przez cały rok działała wtedy trzyosobowa ekspedycja na Wyspie Niedźwiedziej (Centkiewicz, 1954). Natomiast w roku 1957 w ramach Międzynarodowego Roku Geofizycznego została założona przez Zakład (obecnie Instytut) Geofizyki PAN w fiordzie Hornsund na Spitsbergenie polska stacja polarna. Od 1978 roku jest ona czynna cały rok.

Przez ostatnie 30 lat rejon krawędzi kontynentalnej Svalbardu był intensywnie badany metodami geofizycznymi, głównie były to wielokanałowe sejsmiczne badania refleksyjne, refrakcyjne profilowanie z użyciem boi hydrofonowych (sonobuoys), pomiary grawimetryczne oraz magnetyczne. Wykonano stosunkowo niewiele głębokich sondowań sejsmicznych. Morskie sondowania sejsmiczne były prowadzone od roku 1975 przez wiele instytucji, m.in. Obserwatorium Sejsmologiczne w Bergen, Lamont Doherty Geological Observatory at Columbia University (USA), Bundesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe (RFN), Centre Oceanologique de Bretagne (Francja) oraz Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk (Guterch i in., 1978; Sellevoll, 1982; Faleide i in., 1991; Sellevoll i in., 1991; Czuba i in., 1999). W ostatnich latach prowadzone są badania zakrojone na szeroką skalę, z zastosowaniem dużej ilości nowoczesnego sprzętu (Jokat i in., 2000; Breivik, 2005).

W niniejszej pracy określono sejsmiczną strukturę skorupy ziemskiej w rejonie północno-zachodniego Spitsbergenu trzema metodami dwu- i trójwymiarowego modelowania sejsmicznego.



Rys. 1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań sejsmicznych w rejonie pólnocno-zachodniego Spitsbergenu. Gwiazdki i sześciokąty oznaczają stacje sejsmiczne, cienkie linie i kropki, odpowiednio strzały powietrzne (typu airgun) i trotylowe (typu TNT). Czerwona ramka ogranicza obszar modelowania trójwymiarowego. Wewnątrz ramki stacje sejsmiczne są oznaczone numerami. HFZ - Strefa Rozłamowa Hovgårda, MFZ -Strefa Uskoków Przesuwczych Molloya, MR - Grzbiet Molloya, SFZ - Strefa Rozłamowa Spitsbergenu.

2. Historia tektoniczna obszaru badań

Ocean Atlantycki zaczął się otwierać w okresie triasu, ale nastała jura, zanim proces ten rozwinął się w znacznym stopniu. Jest on kontynuowany również obecnie, choć z różną prędkością w zależności od położenia wzdłuż osi ryftu. Północna część Oceanu Atlantyckiego jest na dość wczesnym etapie rozwoju w odróżnieniu od pozostałych obszarów, które są bardziej zaawansowane (Sellevoll i in., 1991).

Archipelag Svalbard jest położony na północno-zachodnim krańcu Eurazjatyckiej Płyty Kontynentalnej, ale jest oddzielony od głównej masy lądu przez płytkie, typu szelfowego, Morze Barentsa (Rys. 1). Oś ryftu (Grzbiet Knipowicza) leży jedynie 100–200 km na zachód od archipelagu i strefy brzeżnej Morza Barentsa. Jego północna kontynuacja biegnie Strefą Rozłamową Spitsbergenu (*Spitsbergen Fracture Zone* — SFZ), Grzbietem Molloya (*Molloy Ridge* — MR) oraz Strefą Uskoków Przesuwczych Molloya (*Molloy Transform Fault Zone* — MFZ). Uskok Hornsundu, ograniczający Grzbiet Knipowicza od wschodu, biegnie od Wyspy Niedźwiedziej (około 75° N) na południu do około 79° N na północy (Sundvor i Eldholm, 1979, 1980). Na północno-zachodnim krańcu płyty Svalbardu położone jest Plateau Jermaka. Jego północna część jest uważana za wulkaniczną pozostałość wczesnotrzeciorzędowej plamy gorąca (*hot spot*) związanej z początkiem spreadingu w Grzbiecie Gakkela (Feden i in., 1979). Wyniki ostatnich badań wskazują, że przynajmniej południowo-zachodnia część plateau jest raczej fragmentem skorupy kontynentalnej bez zauważalnych efektów wulkanicznych (Ritzmann i Jokat, 2003).

Batymetria i geologia Morza Norweskiego i Morza Grenlandzkiego między Svalbardem a Islandią jest stosunkowo dobrze poznana. Jednakowoż, z powodu pokrywy lodowej, badania stają się coraz trudniejsze w miarę posuwania się na północ.

Svalbard zbudowany jest ze skał osadowych, magmowych oraz metamorficznych obejmujących okres od prawdopodobnie archaiku po kenozoik, odzwierciedlających rozwój dzielony na najważniejsze etapy: grenvillski (późny mezoproterozoik), kaledoński (ordowik–sylur), ellesmeryjski lub svalbardzki (późny dewon), waryscyjski (środkowy karbon) oraz alpejski (wczesny trzeciorzęd) (Dallman, 1999). Budowa

archipelagu jest rezultatem skomplikowanej historii tektonicznej odzwierciedlającej względny ruch Płyty Eurazjatyckiej oraz Północnoamerykańskiej (Grenlandzkiej) opisującej rozwój Morza Barentsa od paleoproterozoiku do dziś. Największym wydarzeniem w historii regionu było rozdzielenie Płyty Grenlandzko-Svalbardzkiej na przełomie paleozoiku i mezozoiku (Rys. 2).



Rys. 2. Tektoniczno-historyczny schemat otwierania się Północnego Atlantyku. Symetryczne strzałki zaznaczają strefy spreadingu, strzałki pojedyńcze wzdłuż ciągłych linii - kierunek ruchu płyty wzdłuż uskoków przesuwczych, przerywana cienka linia zaznacza granicę szelfu Grenlandii, GFZ - Strefa Rozłamowa Grenlandii (*Greenland Fracture Zone*), Jan Mayen FZ - Strefa Rozłamowa Jan Mayen (*Jan Mayen Fracture Zone*); pozostałe oznaczenia jak na Rys. 1. Oparte na Spencer i in. (1984).

Dobrze znany w literaturze dotyczącej Svalbardu termin Hecla Hoek dotyczy najstarszych skał archipelagu. Początkowo sądzono, że są one efektem orogenezy

kaledońskiej, jednak datowanie metodą U-Pb prowadzone od lat 80-tych XX wieku wskazały, że są to skały starsze, sprzed osadów starego czerwonego piaskowca (zwanego tez oldredem od nazwy angielskojęzycznej *Old Red*). W związku z powszechnym występowaniem w wielu miejscach warstwy tych osadów, używa się także pojęcia kontynentu Oldred, który obejmował swym zasięgiem obszar występowania osadów starego czerwonego piaskowca w dewonie. W Leksykonie Stratygraficznym Svalbardu (Dallmann, 1999) stosuje się termin *Pre-Old Red* dla skał Hecla Hoek. Odsłonięcia skał przed-oldredowych występują w części północnej i zachodniej archipelagu. Badania izotopowe wskazują na podleganie tego rejonu wielu orogenezom jeszcze przed orogenezą kaledońską. Najstarsze zarejestrowane wydarzenia określono (choć ich nie zidentyfikowano) na około 1400 Ma, 1700-1800 Ma, a nawet są wskazówki na dwa-trzy starsze. Następnie zidentyfikowano tektono-termiczny etap grenvillski (950-1000 Ma) oraz ruchy związane z orogenezą bajkalską (600-650 Ma) (Dallmann, 1999).

Potem nastąpiły dwa fałdowania związane z orogenezą kaledońską. Istnieją wyniki wskazujące na działanie oceanicznej strefy szwu w części zachodniej. Podłoże Svalbardu z czasów sprzed oldredu jest podzielone na trzy prowincje tektonostratygraficzne o różnej ewolucji tektono-termicznej i zapisach osadowych. Ich połączenie nastąpiło prawdopodobnie podczas orogenezy kaledońskiej, choć mechanizm tego procesu nie jest znany. Zapewne doszło wtedy do wielkoskalowych ruchów przesuwczych. Wiadomo natomiast, że po środkowym sylurze Svalbard stał się częścią kontynentu Oldred. Ostateczne połączenie składowych jednostek Svalbardu nastąpiło do końca dewonu.

W dewonie ogromne ilości molasy oldredu pokryły Svalbard. Osady te zachowały się głównie w systemie grabenów na północy Svalbardu. Powstanie tego systemu jest związane z kulminacją tektonizmu w późnym dewonie, zwaną Fazą lub Zdarzeniem Svalbardzkim. Fazę Svalbardzką często uważa się za po-molasowy etap orogenezy kaledońskiej, podobny do orogenezy ellesmeryjskiej i orogenezy północnej Grenlandii.

W karbonie Svalbard uspokajał się, zamieniając się w stabilną płytę szelfu. Badania paleomagnetyczne dowodzą, iż rejon północnego Atlantyku nie był areną wielkoskalowych ruchów przesuwczych od późnego dewonu (Birkenmajer, 1990). Jedynie lokalne fałdowania i naprężenia, zarejestrowane na południu Spitsbergenu, miały miejsce w wizenie, a następnie w baszkirze i moskowie, tworząc nowe systemy synklin wzdłuż starych linii tektonicznych. Ruchy tektoniczne zamarły w późnym karbonie. Stan ten trwał w zasadzie do końca paleozoiku. W mezozoiku następowało osadzanie klastycznych skał początkowo typu deltowego i płytkiego szelfu, później (w środkowej jurze) rejestruje się osady z głębokiego szelfu. Na początku kredy ponownie obserwuje się osady typu płytkiego szelfu i deltowego. Źródłem osadów był głównie Svalbard zachodni, później także północny, zasilając, otwierający się w kierunku obecnego Morza Barentsa, basen osadowy. Z powodu wyniesienia tektonicznego brak jest sekwencji osadowych z późnej kredy (Dallman, 1999).

Pierwsze oznaki otwarcia północnego Atlantyku i Oceanu Arktycznego miały miejsce na przełomie jury i kredy, kiedy to na wschodzie powstały intruzje dolerytowe, a później także wylewy lawy, które miały miejsce w wielu miejscach Morza Barentsa, a nawet na Ziemi Franciszka Józefa.

Ostatnia główna faza historii tektonicznej rozpoczęła się w trzeciorzędzie, kiedy to nastąpiły prawoskrętne ruchy przesuwcze wzdłuż systemu uskoków (Rys. 2) o kierunku północno-południowym położonych na zachód od Svalbardu (Strefa Rozłamowa Spitsbergenu (Spitsbergen Fracture Zone) lub Uskok De Geera). Na wczesnym etapie (wczesny paleogen) wystąpiły ruchy zbieżne, przy czym krańce płyt Grenlandii oraz Eurazji zostały zdeformowane. Procesy te były przyczyną orogenezy Spitsbergenu Zachodniego (Harland i Cutbill, 1974; Steel i in., 1985). Wtedy rozwinął się wzdłuż zachodniego wybrzeża wąski pas nasunięć i fałdów. To skrócenie skorupy doprowadziło do powstania przedgórskiego basenu osadowego (Central Tertiary Basin) (Eiken i Austegard, 1987), w którym zostało zakumulowanych, a następnie łagodnie sfałdowanych ponad półtora kilometra osadów klastycznych (Sellevoll i in., 1991). Podczas następnych etapów fałdowania (późny paleogen) powstały na zachodzie mniejsze baseny osadowe, w szczególności basen Forlandsundet. Wtedy też wystąpiły siły rozciągające wschód-zachód związane z dryfem wzdłuż systemu uskoków przesuwczych, powstaniem na zachodzie pasywnej krawędzi kontynentalnej i oddzieleniem Svalbardu od szelfu kontynentalnego Grenlandii.

Rozszerzanie dna oceanicznego rozpoczęło się w Morzu Norweskim i Oceanie Arktycznym we wczesnym eocenie (Faleide i in., 1988) około 57–58 milionów lat temu (Vogt i Avery, 1974; Labrecque i in., 1977; Talwani i Eldholm, 1977), jednak do 36 milionów lat temu nie wystąpiło istotne otwarcie oceanu między Svalbardem a Grenlandią. W miocenie i pliocenie wystąpiła na północno-zachodnim Spitsbergenie aktywność wulkaniczna, przykrywając bazaltowymi plateau skały dewońskie i prekambryjskie. W czwartorzędzie w rejonie starych uskoków datowanych co najmniej do dewonu pojawiły się obszary aktywności wulkanicznej. Wiek wylewów wynosi 100–250 tysięcy lat. Gorące źródła nadal występują na północno-zachodnim i południowym Spitsbergenie.

Przesunięcie osi rozszerzania dna oceanicznego w Morzu Grenlandzkim około 5-6 milionów lat temu spowodowało ulokowanie aktywnego ryftu na, albo tuż za stokiem kontynentalnym. Położenie dużej liczby epicentrów trzęsień ziemi w rejonie Grzbietu Knipowicza i zachodniego stoku kontynentalnego wskazuje na wysoką współczesną aktywność procesów geodynamicznych w strefie ryftowej, będącej przedłużeniem Grzbietu Środkowo-Atlantyckiego oraz na występowanie znacznego parcia z zachodu na płytę archipelagu (Panasienko i in., 1987).

Zapewne pogrzebany fundament stoku kontynentalnego około 35 km na wschód od doliny ryftu określa wschodnią granicę skorupy oceanicznej sformowanej w Grzbiecie Knipowicza. Grzbiet ten oraz Uskok Hornsundu ograniczają również główny obszar osadów po zachodniej stronie Svalbardu (Guterch i in., 1978).

3. Metody interpretacji danych sejsmicznych w głębokich sondowaniach

Fale sejsmiczne są falami sprężystymi rozchodzącymi się we wnętrzu Ziemi, pochodzącymi ze źródeł naturalnych (np. trzęsienia ziemi, erupcje wulkanów, upadki meteorytów, uderzenia fal morskich o brzeg, pękanie lodowców) oraz sztucznych (np. wstrząsy kopalniane, eksplozje materiałów wybuchowych, drgania przemysłowe). Podlegają one wszystkim prawom optyki falowej czy geometrycznej, w szczególności prawom odbicia i załamania.

W rejestracjach fal sejsmicznych jest zapisana historia przebiegu fali ze źródła do sejsmometru: odbicia lub załamania pochodzące od nieciągłości lub gradientu (ewentualnie nieciągłości gradientu) parametrów sejsmicznych (czyli gęstości ośrodka lub prędkości fal sejsmicznych w tym ośrodku). Ze względu na tłumienie ośrodka, do powierzchni ziemi docierają fale w charakterystycznym przedziale częstotliwości, co ułatwia interpretację. Dzięki temu można odfiltrować dużą część szumów. W głębokich sondowaniach sejsmicznych maksimum energii przypada w przedziale częstotliwości 1–10 Hz.

Bezpośrednim wynikiem badań na profilu sejsmicznym jest szereg zapisów serii impulsów, zwanych polem falowym. Interpretacja danych sejsmicznych polega na wykryciu serii impulsów o podobnym kształcie oraz ich korelacji czasowych między poszczególnymi rejestracjami oraz powiązaniu ich i amplitud impulsów z odpowiadającym im modelem ośrodka. Impulsy nieskorelowane uznaje się za szum sejsmiczny. Ze względu na częsty brak danych o rzeczywistej amplitudzie sygnałów, bierze się pod uwagę jedynie względną amplitudę między impulsami w pojedyńczej rejestracji. Istnieją dwie drogi uzyskania modelu: metoda prosta (*forward modelling*) (prób i błędów) oraz rozwiązanie zagadnienia odwrotnego (*inverse problem*).

3.1. Zagadnienie proste, metoda prób i błędów

Pierwsza metoda polega na zadaniu początkowego modelu ośrodka, policzeniu pola falowego dla tego modelu i następnie, metodą kolejnych prób i błędów,

ręcznego poprawienia modelu tak, aby otrzymane pole falowe odpowiadało obserwowanemu. Stosowanie tej metody jest możliwe praktycznie tylko przy pomocy komputerów. Metoda ta wymaga rozwiązania tzw. zagadnienia prostego.

Rozwiązanie problemu kinematycznego dla ośrodka płasko-równoległego idealnie sprężystego jest stosunkowo proste. Zakładając znajomość parametrów ośrodka, a także mając dane opisujące źródło fal (położenie, czas eksplozji, ewentualnie charakterystyka przestrzenna promieniowania źródła), można obliczyć czas i drogę przebiegu promienia sejsmicznego, czyli hodograf teoretyczny. Jest to zależność t = t(x), t – czas przejścia fali, x – odległość od źródła. Dla prostych modeli (jednowymiarowych) metody analityczne pozwalają na rozwiązanie problemu kinematycznie i dynamicznie. Nie mają one jednak istotnego zastosowania. Można je stosować jedynie w celu konstrukcji modelu początkowego do bardziej zaawansowanych metod lub w celu zgrubnego oszacowania ogólnych własności struktury w danym rejonie.

W przypadku bardziej skomplikowanych ośrodków nie jest możliwe znalezienie dokładnych rozwiązań analitycznych. Stosuje się więc metody oparte na numerycznym całkowaniu równań ruchu lub metody przybliżone, jak na przykład metodę promieniową, która zostanie poniżej krótko omówiona (Červény i in., 1977).

W metodzie promieniowej zakłada się ośrodek idealnie sprężysty z ciągłymi wraz z pochodnymi (w danej warstwie): gęstością $\rho(\vec{r})$ i współczynnikami Lamégo $\lambda(\vec{r})$, $\mu(\vec{r})$ oraz granice sejsmiczne $L_n(\vec{r})$. Szukaną jest wektor przemieszczeń $\vec{u}(\vec{r},t)$. Należy więc rozwiązać równanie ruchu dla ośrodka ciągłego postaci:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{u}) + \mu \Delta \vec{u} + \nabla \lambda (\nabla \cdot \vec{u}) + \nabla \mu \times (\nabla \times \vec{u}) + 2 (\nabla \mu \cdot \nabla) \vec{u}$$

Zakłada się postać rozwiązania:

$$\vec{u}(\vec{r},t) = \sum_{k=0}^{\infty} \vec{u}_k(\vec{r}) F_k(t-\tau(\vec{r}))$$
,

gdzie: $\tau(\vec{r})$ jest funkcją fazową, opisującą fronty fali równaniem t = $\tau(\vec{r})$; funkcja F_k(ζ) jest w ogólności funkcją zespoloną argumentu rzeczywistego o następującej własności: $F'_{k}(\zeta) = F_{k-1}(\zeta)$.

Podstawiając do równania ruchu ogólną postać wektora przemieszczeń, otrzymuje się układ równań rekurencyjnych umożliwiający policzenie niewiadomych: $\tau(\vec{r})$ oraz kolejnych członów szeregu $\vec{u}_k(\vec{r})$, o ile są znane odpowiednie warunki początkowe. Uwzględniając współczynniki załamania i odbicia fal na granicach sejsmicznych oraz współczynniki konwersji na powierzchni swobodnej, można policzyć wektor przemieszczeń \vec{u} (\vec{r} ,t) w dowolnym punkcie ośrodka.

W metodzie promieniowej obcina się szereg po członie zerowym (jest to tzw. przybliżenie członu zerowego). Można wtedy stosować pojęcie rurki promieniowej, czyli pęku promieni sejsmicznych wychodzących ze źródła w kąt bryłowy d Ω . Uwzględniając, że promień sejsmiczny jest prostopadły do frontu fali, po pewnych przekształceniach, otrzymuje się równanie promienia:

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{ds}}\left(\frac{1}{\mathrm{v}}\frac{\mathrm{d}\vec{\mathrm{r}}}{\mathrm{s}}\right) = \nabla\left(\frac{1}{\mathrm{v}}\right) \;,$$

gdzie s jest odległością wzdłuż promienia, a v prędkością fali sejsmicznej. Rozwiązując powyższe równanie, otrzymuje się trajektorię promienia. Wtedy czas przebiegu promienia wynosi:

$$t = \int_{S} \left(\frac{1}{v(\vec{r}(s))} \right) ds$$

gdzie całkuje się po drodze promienia S.

Wprowadza to jednak pewne ograniczenia stosowalności, ponieważ nie ma miejsca propagacja energii prostopadle do rurki promieniowej, co wyklucza wystąpienia pewnych zjawisk falowych, np. dyfrakcji. Zmiany gęstości strumienia energii podczas propagacji są więc spowodowane jedynie geometrycznym rozwieraniem się rurki promieniowej (rozszerzaniem się frontu fali). Można natomiast wprowadzić dodatkowe procedury uzupełniające metodę promieniową. W ten sposób jest np. możliwa symulacja tłumienia, co zostało wprowadzone w dalej opisywanym oprogramowaniu (SEIS83).

3.2. Zagadnienie odwrotne, inwersja sejsmiczna

Zagadnienie odwrotne polega na znalezieniu modelu ośrodka bezpośrednio na podstawie kształtu pola falowego. Zazwyczaj ogranicza się do rozwiązania problemu kinematycznego ze względu na komplikację metody, a co za tym idzie, gwałtowny wzrost liczby parametrów. W latach 60-tych XX w. stosowano metody graficzne, jak metoda linii t₀ (średnich arytmetycznych) czy metoda izochron. Analityczne rozwiązanie tego zadania (np. metoda Wiecherta-Herglotza dla modelu jednowymiarowego) jest możliwe tylko w przypadku prostych modeli. W uproszczonym modelu, interpretując fale załamane, ośrodek można przybliżyć warstwami, ze stałymi prędkościami fal sejsmicznych, ograniczonymi płaskimi, poziomymi albo nachylonymi, powierzchniami nieciągłości parametrów sejsmicznych. Falę refrakcyjną opisuje się wtedy jako falę czołową, tzn. propagującą się po granicy sejsmicznej z prędkością spod tej granicy. Przy takich założeniach można obliczyć wszystkie nieznane wielkości uproszczonego modelu: położenie (głębokość) i nachylenie granicy sejsmicznej oraz prędkości w warstwach.

W wieku gwałtownego rozwoju mocy obliczeniowych komputerów pojawiła się możliwość rozwiązania zadania odwrotnego dla bardziej złożonego problemu za pomocą komputera. Stosuje się wtedy metody numeryczne bądź metody mieszane analityczno-numeryczne.

3.2.1. Parametryzacja

Niezwykle istotny dla problemów numerycznych jest wybór metody parametryzacji zagadnienia, a więc sposobu opisu ośrodka sejsmicznego w postaci odpowiedniego modelu numerycznego. Ze względu na specyfikę zagadnień numerycznych, opis ten nie może być ciągły. Zazwyczaj stosuje się opis za pomocą warstw i granic, w których, w węzłach bądź komórkach odpowiednio wybranych siatek, są określone konieczne parametry. W zależności od zaawansowania metody, model ogranicza się jedynie do jednej warstwy lub możliwe jest definiowanie wielu warstw z różnymi siatkami. Należy wybierać siatkę odpowiednią dla użytego podejścia matematycznego oraz algorytmu czy spodziewanego stopnia komplikacji docelowego modelu, pamiętając o konieczności minimalizacji liczby parametrów opisujących ośrodek ze względu na ograniczenia zdolności obliczeniowych. Należy przy tym wziąć pod uwagę, że w realnych zbiorach danych nigdy nie uzyskuje się pełnego pokrycia modelu informacją z eksperymentu, więc część parametrów bierze udział w obliczeniach bezproduktywnie. Ponadto otrzymane dane mają także różną gęstość pokrycia obszaru badań. Dodatkowo można się spodziewać, że docelowy model powinien być bardziej skomplikowany w pewnych częściach niż w pozostałych. Problem ten można rozwiązać, tworząc siatki o zmiennej przestrzennej gęstości parametrów (czyli o zmiennym rozmiarze komórek). Jednak w ten sposób wprowadza się do modelu zewnętrzne informacje (niekoniecznie prawdziwe), które istotnie wpływają na ostateczny rezultat. Przyszłościowym rozwiązaniem tego problemu jest wprowadzenie technik parametryzacji adaptacyjnej, w której gęstość parametryzacji jest automatycznie dobierana podczas obliczeń.

Obecnie stosuje się regularne siatki, najczęściej o prostopadłościennym kształcie komórki, co najwyżej umożliwiając różną gęstość parametrów w różnych warstwach. Biorąc pod uwagę mniejszą liczbę promieni sejsmicznych osiągających głębsze warstwy, można je opisywać mniejszą liczbą parametrów. Liczba parametrów musi być wystarczająca, aby skutecznie określały najmniejsze spodziewane struktury, nie powodując jednocześnie nadmiernej konsumpcji zasobów informatycznych. Ponieważ w tak opisanym modelu, duża jego część nie będzie określana przez dane, może to powodować numeryczne niestabilności. Konieczne więc jest zastosowanie w procesie inwersji procedur wygładzania bądź tłumienia otrzymywanych rozwiązań.

Ponieważ parametry (własności) rzeczywistego ośrodka są ciągłe, parametryzacja modelu numerycznego powinna uwzględniać możliwość określenia wartości danego parametru poza punktami, w których został zdefiniowany. Osiąga się to przez interpolację, w najprostszym przypadku liniową (jak w programie Hole'a (1992)), lub też bardziej zaawansowaną, tworząc złożoną funkcję opisującą dany parametr. Dobrym przykładem funkcji bazowej są B-splajny (B-*splines*), stosowane w programach SEIS83 (Červený i Pšenčík, 1983) oraz JIVE3D (Hobro, 1999; Hobro i in., 2003). Dzięki takiemu wyborowi, model może być opisywany współczynnikami sumy funkcji bazowych określonymi przez splot funkcji bazowej z każdym parametrem modelu:

$$v(\vec{r}) = \sum_{i=1}^{27} B_2^{3D}(\vec{r}, \vec{r}_i) v_i$$
$$z(\vec{r}) = \sum_{i=1}^{16} B_3^{2D}(\vec{r}, \vec{r}_i) z_i ,$$

gdzie v jest polem prędkości, v_i są współczynnikami wielomianu określonymi w punktach \vec{r}_i odpowiedniej siatki, z jest głębokością granicy, z_i są współczynnikami wielomianu określonymi w punktach \vec{r}_i odpowiedniej siatki, a

$$\begin{split} B_2^{3D} &(\vec{r},\vec{r}') = \beta_2(x_1,x_1') \ \beta_2(x_2,x_2') \ \beta_2(x_3,x_3') \ , \\ B_3^{2D} &(\vec{r},\vec{r}') = \beta_3(x_1,x_1') \ \beta_3(x_2,x_2') \end{split}$$

są, odpowiednio, trójwymiarowymi kwadratowymi funkcjami B-spline oraz dwuwymiarowymi sześciennymi funkcjami B-spline określonymi poniżej:

$$\beta_{2}(\mathbf{x},\mathbf{x}') = \begin{cases} \frac{3}{4} - \left(\frac{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|}{\Delta}\right)^{2} & \text{dla } |\mathbf{x} - \mathbf{x}'| \leq \frac{1}{2}\Delta\\ \frac{1}{2} \left(\frac{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|}{\Delta} - \frac{3}{2}\right)^{2} & \text{dla } \frac{1}{2}\Delta < |\mathbf{x} - \mathbf{x}'| \leq \frac{3}{2}\Delta\\ 0 & \text{dla } \frac{3}{2}\Delta < |\mathbf{x} - \mathbf{x}'| \end{cases}$$

$$\beta_{3}(\mathbf{x},\mathbf{x}') = \begin{cases} \frac{2}{3} - \left(\frac{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|}{\Delta}\right)^{2} + \frac{1}{2}\left(\frac{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|}{\Delta}\right)^{3} & \text{dla } |\mathbf{x} - \mathbf{x}'| \le \Delta \\\\ \frac{1}{6}\left(2 - \frac{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|}{\Delta}\right)^{3} & \text{dla } \Delta < |\mathbf{x} - \mathbf{x}'| \le 2\Delta \\\\ 0 & \text{dla } 2\Delta < |\mathbf{x} - \mathbf{x}'| \end{cases}$$

gdzie x' jest punktem, wokół którego funkcja jest wyśrodkowana, a Δ jest odległością między węzłami siatki. Warto zauważyć, że wybór funkcji B-spline powoduje, że określenie współczynników dla danego punktu ośrodka wymaga jedynie znajomości sąsiednich dwóch rzędów węzłów siatki. Pochodne pierwszego rzędu są ciągłe, co ułatwia linearyzację problemu.

3.2.2. Algorytmy inwersji tomograficznej (Hobro, 1999)

W głębokich sondowaniach sejsmicznych stosuje się algorytmy mające na celu utworzenie modelu ośrodka sejsmicznego na podstawie czasów przejść fal (promieni) sejsmicznych od źródeł do odbiorników. Ponieważ jest to problem czysto kinematyczny, w badaniach morskich zamienia się położenia źródeł i odbiorników ze względu na geometrię eksperymentu oraz efektywność algorytmów numerycznych. Łatwiej jest prowadzić obliczenia dotyczące promieni biegnących od niewielu punktów (źródeł w eksperymentach lądowych, a odbiorników w eksperymentach morskich czy morsko-lądowych) do wielu punktów (odbiorników w eksperymentach lądowych, a źródeł w eksperymentach morskich czy morsko-lądowych).

Pierwszym etapem jest otrzymanie czasów przejścia promieni sejsmicznych przez zadany model w celu porównania ich z danymi eksperymentalnymi. Kluczowe jest tu zachowanie takiej samej geometrii jak w eksperymencie. Oznacza to rozwiązanie zagadnienia prostego wraz z problemem dwupunktowym. Istnieje kilka metod osiągnięcia rozwiązania dwupunktowego. Rozsądną wydaje się tzw. *shooting method*, polegająca na rozwiązaniu zagadnienia prostego dla zestawu promieni wychodzących ze źródła z zadanym krokiem kątowym. Następnie wybiera się promienie najbliższe odbiorników i poprawia obliczone czasy przejścia do osiągnięcia przewidzianego odbiornika z zadaną dokładnością. Można wtedy określić stopień zgodności modelu z danymi eksperymentalnymi i przystąpić do jego poprawiania drogą inwersji numerycznej.

Związek między parametrami modelu a drogą i czasem promienia sejsmicznego oblicza się w poszczególnych komórkach siatki stosując metodę perturbacji

promienia (*ray perturbation theory*). Zakłada się w niej, że małe zmiany parametrów modelu powodują małe zmiany parametrów promienia. Polega ona na policzeniu parametrów promienia dla danego modelu, a następnie wprowadzenia do parametrów tegoż modelu małego zaburzenia. Jego wpływ na parametry promienia ogranicza się do członów pierwszego rzędu, tworząc promień zaburzony. Nakłada to oczywiście warunek na wielkość zaburzenia, które musi mieścić się w obszarze liniowości rozwiązań. Zbyt duże zaburzenie spowoduje, że parametry zaburzonego promienia nie będą dobrze przybliżały rzeczywistego promienia ze względu na istotny wpływ członów wyższego rzędu. Związek między policzonym czasem przejścia promieni a bieżącym modelem określają tzw. pochodne Frécheta zdefiniowane jako elementy macierzy **A**:

$$a_{ij} = \frac{\partial t_i}{\partial m_j}$$

gdzie **t** jest wektorem zawierającym policzone czasy przejścia promieni, wektor **m** zaś zawiera parametry modelu. W procesie inwersji znane są eksperymentalne czasy przejścia promieni **t**₀ oraz niepewności (błędy) określenia tych wartości **o**, które dalej będą traktowane z założenia jak odchylenia standardowe w rozkładzie Gaussa. Zadaniem procesu inwersji jest optymalizacja różnicy między czasami zmierzonymi i policzonymi. Dla małych zmian modelu można więc założyć liniowe przybliżenie: δ **t** = **A** δ **m**. Celem inwersji jest znalezienie odpowiedniego (lepszego) nowego modelu, a więc obliczenie zmiany modelu δ **m**. Dla dobrze określonego problemu liniowego wystarczy zastosować odwrotną macierz pochodnych Frécheta: δ **m** = **A**⁻¹ (**t**₀ - **t**). Ponieważ rzeczywiste problemy na ogół nie są liniowe, należy zastosować procedury iteracyjne polegające na minimalizacji odpowiedniej miary (nie)dopasowania modelu w kolejnych, niewielkich krokach.

Metoda najmniejszych kwadratów. Większość autorów wybiera metodę najmniejszych kwadratów, w której miarą (nie)dopasowania modelu jest funkcja określona normą:

$$\mathsf{F}(\mathbf{m}) = \left\| \mathbf{t}_{0} - \mathbf{t}_{i} \right\|^{2} = \sum_{i=1}^{N} \left(\mathbf{t}_{0i} - \mathbf{t}_{i} \right)^{2}$$

20

Uwzględniając błędy pomiaru, powyższą funkcję można znormalizować:

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{t_{0i} - t_i}{\sigma_i} \right)^2 ,$$

gdzie N jest liczbą danych (zmierzonych czasów przejścia promieni, branych pod uwagę w procesie inwersji).

W uogólnionym przypadku inwersji, funkcję F można zapisać jako sumę:

 $\mathsf{F}(\delta \mathbf{m}) = \Phi(\delta \mathbf{m}) + \Psi(\delta \mathbf{m}) ,$

gdzie

 $\Phi(\delta \mathbf{m}) = \|\mathbf{r} - \mathbf{A} \, \delta \mathbf{m} \|^2$

jest miarą linearyzowanego (nie)dopasowania zaburzenia modelu $\delta \mathbf{m}$ od modelu bieżącego \mathbf{m} , $\mathbf{r} = \mathbf{t}_0 - \mathbf{t}$, a $\Psi(\delta \mathbf{m})$ zawiera informacje mogące służyć do opisu dodatkowych właściwości zaburzonego modelu. W zależności od konstrukcji funkcji Ψ , występują różne warianty metody najmniejszych kwadratów. Z warunku na minimum funkcji Φ (pochodną funkcji przyrównuje się do zera) otrzymuje się wzór:

 $\delta \mathbf{m} = [\mathbf{A}^{\mathsf{T}} \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^{\mathsf{T}} \mathbf{r} ,$

który jest macierzowym rozwiązaniem problemu metodą najmniejszych kwadratów bez warunków dodatkowych.

Projekcja wsteczna (*backprojection*) (Hole, 1992; Środa, 2000). Metoda projekcji wstecznej jest przybliżeniem metody najmniejszych kwadratów. Macierz $\mathbf{A}^{\mathsf{T}} \mathbf{A}$ przybliża się w niej jej częścią diagonalną $\mathbf{D} = \text{diag}(\mathbf{A}^{\mathsf{T}} \mathbf{A})$. Wtedy zaburzenie modelu wyniesie:

 $\delta \mathbf{m} = \mathbf{D}^{-1} \mathbf{A}^{\mathsf{T}} \mathbf{r} \; .$

Istotną cechą tej metody jest jednorodny rozkład (projekcja) zaburzenia wzdłuż promienia, co powoduje pewne rozmycie wyjściowego modelu, zależne od rozkładu gęstości promieni.

Ponieważ w modelach tomograficznych istnieją duże obszary, które nie są opisane przez dane eksperymentalne bądź pokrycie lub jakość danych są słabe, a są objęte procesem inwersji, pojawia się niebezpieczeństwo powstania dużych nieliniowych niestabilności. W tej metodzie do wygładzenia otrzymanego pola

zaburzeń stosuje się trójwymiarowy ruchomy filtr uśredniający (3-D moving average filter).

Tłumienie (Hobro, 1999). Inną, powszechnie stosowaną drogą do ograniczenia tego problemu (powstania nieliniowych niestabilności), jest metoda tłumionych najmniejszych kwadratów (*damped least-squares*). Wtedy funkcja Ψ przyjmuje postać:

 $\Psi(\delta \mathbf{m}) = \lambda \| \delta \mathbf{m} \|^2 .$

Człon ten utrzymuje zmianę modelu podczas inwersji na odpowiednio niskim poziomie, czyli tłumi zbyt duże zmiany. Parametr λ określa stopień tłumienia. Wadą tej metody jest jej bezpośrednia zależność od modelu wejściowego oraz trudne do opanowania wygładzanie. W rezultacie wyniki bardzo zależą od wyboru modelu początkowego oraz parametrów wygładzania (tłumienia).

Regularyzacja (Hobro, 1999). Innym podejściem do powyższego problemu jest zastosowanie regularyzacji (*regularized least squares*). Wtedy funkcja Ψ przyjmuje postać:

 $\Psi(\delta \mathbf{m}) = \lambda \| \mathbf{m} + \delta \mathbf{m} \|_{\mathsf{R}}^2 .$

Jest ona miarą zróżnicowania (gładkości) nowego modelu, więc nie zależy bezpośrednio od modelu wejściowego. Człon dotyczący gładkości granicy przyjmuje postać:

$$\|\mathbf{m}\|_{I}^{2} = \frac{\mathbf{S}}{\mathbf{n}} \int_{\mathbf{S}} \left(\frac{\partial^{2}\mathbf{z}}{\partial \mathbf{x}^{2}}\right)^{2} + \left(\frac{\partial^{2}\mathbf{z}}{\partial \mathbf{y}^{2}}\right)^{2} + 2\left(\frac{\partial^{2}\mathbf{z}}{\partial \mathbf{x}\partial \mathbf{y}}\right)^{2} d\mathbf{S}$$

gdzie S jest powierzchnią granicy, a z(x,y) jej głębokością. Człon dotyczący gładkości pola prędkości w warstwie przyjmuje postać:

$$\|\mathbf{m}\|_{V}^{2} = \frac{V^{1/3}}{n} \int_{V} \left(\frac{\partial^{2} \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x}^{2}}\right)^{2} + \left(\frac{\partial^{2} \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y}^{2}}\right)^{2} + \left(\frac{\partial^{2} \mathbf{v}}{\partial \mathbf{z}^{2}}\right)^{2} + 2\left(\frac{\partial^{2} \mathbf{v}}{\partial \mathbf{x} \partial \mathbf{y}}\right)^{2} + 2\left(\frac{\partial^{2} \mathbf{v}}{\partial \mathbf{y} \partial \mathbf{z}}\right)^{2} + 2\left(\frac{\partial^{2} \mathbf{v}}{\partial \mathbf{z} \partial \mathbf{x}}\right)^{2} dV ,$$

gdzie V jest objętością warstwy, a v(x,y,z) opisuje pole prędkości w tej warstwie; n jest liczbą wszystkich granic i warstw podlegających procesowi inwersji.

Zbieżność inwersji (Hobro, 1999). Nowy (poprawiony) model otrzymuje się, obliczając minimum funkcji $F(\delta m)$. Trzeba jednak pamiętać, że wynik będzie sensowny pod warunkiem zachowania liniowości, czyli zmiana modelu nie może być zbyt duża. Warunek ten można spełnić, stosując odpowiedni współczynnik tłumienia (w metodzie tłumionych najmniejszych kwadratów) bądź metodę gradientów sprzężonych (*conjugate gradient method*). Polega ona na stopniowej zmianie modelu o wektor odpowiedniej długości w kierunku maksymalnego skłonu funkcji $F(\delta m)$. Następne zmiany zachodzą w nowych kierunkach, które dla kolejnych modeli są najbardziej nachylone w stronę minimum funkcji $F(\delta m)$. W ten sposób, gdy liczba iteracji jest równa liczbie wymiarów funkcji F, osiągane jest minimum tej funkcji w przestrzeni wszystkich użytych wektorów. Liczba iteracji może więc zawierać się w przedziale od 1 do liczby parametrów modelu, zależnie od pożądanych warunków liniowości. Przy zbyt dużej liczbie iteracji może dojść do opuszczenia obszaru liniowości w procesie inwersji.

3.3. Opis zastosowanych programów

Pakiet SEIS83 (Červený i Pšenčík, 1983)

Jest to obecnie szeroko stosowany, standardowy program, służący do modelowania dwuwymiarowego metodą prób i błędów za pomocą procedur śledzenia promienia sejsmicznego (*ray tracing*). W pakiecie wykorzystano omówioną wcześniej metodę promieniową. Program ma więc wszystkie ograniczenia tej metody. Nie jest możliwe modelowanie zjawiska dyfrakcji, a fale czołowe można jedynie w przybliżeniu modelować przez odpowiedni dobór parametrów fizycznych (jako fale refragowane w warstwach o małych gradientach prędkości). Jest możliwe wprowadzenie tłumienia ośrodka według zadanego wzoru. Można modelować promienie refragowane, odbite, wielokrotnie odbite, mieszane (załamane i wielokrotnie odbite), przemienne (konwersja między falami P i S na granicach sejsmicznych). Umożliwia on opisanie dowolnego rozkładu prędkości w ośrodku dla fal podłużnych i poprzecznych, z granicami sejsmicznymi prawie dowolnego kształtu (także pokrywających się), lokalizację źródła o bardzo szerokiej charakterystyce w

dowolnym miejscu modelu. Odbiorniki położone są na pierwszej granicy modelu. Wartości prędkości zadawane są w węzłach nieregularnej sieci prostokątnej, pokrywającej całkowicie odpowiednią warstwę. Między podanymi punktami prędkość jest interpolowana krzywą gładką. Głębokości granic sejsmicznych podawane są w dowolnych punktach modelu, co najmniej na jego krańcach. Między podanymi punktami kształt granicy jest interpolowany krzywą gładką lub liniowo (wtedy granica jest linią łamaną). Program ten oblicza hodografy i amplitudy teoretyczne, sejsmogramy syntetyczne oraz drogi promieni sejsmicznych, czyli diagramy promieniowe. Pakiet ten jest stosowany razem z programami MODEL (Komminaho, 1993) do przygotowania i poprawiania modelu oraz ZPLOT (Zelt, 1994) do określania czasów wejść fal sejsmicznych na rejestracjach i porównywania rezultatów modelowania z wynikami eksperymentalnymi.

Pakiet tomograficzny (Hole, 1992)

Jest to pakiet programowy do trójwymiarowej tomografii sejsmicznej. Parametryzacja modelu nie uwzględnia granic sejsmicznych. Pole prędkości opisane jest w regularnej prostopadłościennej siatce pokrywającej cały model. Między podanymi węzłami siatki prędkość jest interpolowana liniowo. Żródła i odbiorniki mogą być zlokalizowane w dowolnym miejscu modelu. Program ten dokonuje inwersji sejsmicznej pola prędkości na podstawie jedynie czasów pierwszych wejść energii sejsmicznej, stosując opisaną wcześniej metodę projekcji wstecznej. Przyjmuje się jednowymiarowy model początkowy, który jednak powinien być maksymalnie zbliżony do oczekiwanego ze względu na liniowe zachowanie algorytmu. W przeciwnym przypadku otrzymany model może istotnie odbiegać od oczekiwanego (procedura iteracyjna zbiegnie do niewłaściwego lokalnego minimum, które nawet może opisywać nierealną fizycznie strukturę) lub też procedura iteracyjna nie będzie zbieżna.

Pakiet JIVE3D (Hobro, 1999; Hobro i in., 2003)

Jest to pakiet programowy do trójwymiarowej tomografii sejsmicznej. Model jest definiowany przez granice sejsmiczne oraz pola prędkości zadane w warstwach na regularnej sieci prostopadłościennej. Między węzłami siatki prędkość oraz kształt granic są interpolowane krzywą gładką. W przypadku badań morskich odbiorniki mogą być położone w dowolnych miejscach (np. na dnie morskim i powierzchni ziemi). Wszystkie źródła są zlokalizowane na jednym poziomie (z=const), natomiast współrzędne poziome (x,y) są dowolne. Program ten dokonuje inwersji pola prędkości fal sejsmicznych w wybranych warstwach lub inwersji kształtu wybranych granic sejsmicznych na podstawie czasów przyjścia fal załamanych lub odbitych stosując opisane wcześniej: regularyzowaną metodę najmniejszych kwadratów (*regularized least squares*) oraz metodę gradientów sprzężonych. Przyjmuje się jednowymiarowy model początkowy, do którego można jednak wprowadzić pewne dodatkowe informacje, jak np. batymetrię czy topografię. Teoretycznie model początkowy nie musi być zbliżony do oczekiwanego, jednak powinien umożliwiać osiągnięcie zadanych pozycji odbiorników przez policzone promienie.

W obu pakietach tomograficznych do wizualizacji otrzymanych wyników używany jest pakiet General Mapping Tools (Wessel i Smith, 1991, 1998).

4. Opis wybranych eksperymentów sejsmicznych w rejonie północno-zachodniego Spitsbergenu

Celem pracy jest określenie sejsmicznej struktury krawędzi kontynentalnej i strefy przejścia ocean-kontynent w rejonie północno-zachodniego Spitsbergenu na podstawie głębokich sondowań sejsmicznych. Do realizacji tego zadania użyte zostały dane z dwóch wypraw (Rys. 1): wyprawy geodynamicznej Polskiej Akademii Nauk z roku 1985 (Czuba i in., 1999) na statku m/s Jantar oraz wyprawy międzynarodowej ARKTIS-XV/2 (Jokat i in., 2000) z 1999 roku we współpracy między Niemcami (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, r/v Polarstern), Polską (Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, m/s Eltanin), Japonią (Hokkaido University) i Norwegią (University of Bergen).

W eksperymencie przeprowadzonym w roku 1985 źródłem fal sejsmicznych były morskie eksplozje ładunków trotylu o masie 20-120 kg. Były one odpalane w odległości około 5-7 km od siebie wzdłuż założonych profili sejsmicznych. Rejestracji energii sejsmicznej dokonywano czterema pięciokanałowymi ladowymi stacjami sejsmicznymi typu PDM o zapisie analogowym oraz jednej, także pięciokanałowej, typu PCM o zapisie cyfrowym (wszystkie konstrukcji IGF PAN). Stacje te zastosowano w dwóch rozstawach w siedmiu wybranych punktach. Stacje były wyposażone w sejsmometry pionowe o częstości własnej 1 Hz. Sejsmometry były rozstawione wzdłuż profili w odległości 125-200 m od siebie w zależności od warunków terenowych. Zapis następował na papierze światłoczułym i równolegle na kasetach magnetofonowych. Dwuwymiarowe modelowanie sejsmiczne na podstawie tych danych zakończone zostało publikacją (Czuba, 1994; Czuba i in., 1999). Rejestracje, z braku morskich sejsmografów dennych (OBS - Ocean Bottom Seismograph), prowadzone były tylko na lądzie, z jednej strony punktów strzałowych. Nie otrzymano więc hodografów zbieżnych, co wprowadziło dodatkową niepewność do wyników modelowania.

W eksperymencie przeprowadzonym w roku 1999 źródłem fal sejsmicznych były także morskie eksplozje ładunków trotylu o masie 25 i 50 kg w odległości około 5 km od siebie wzdłuż założonych profili sejsmicznych. Wybuchy te były wykonywane z pokładu jachtu Eltanin na odcinkach profili przecinających spodziewaną strefę przejściową między skorupą oceaniczną a kontynentalną. Wzdłuż całości profili, w tym na odcinkach brzeżnych, podstawowym źródłem fal sejsmicznych były eksplozje sprężonego powietrza z urządzeń (*airgun*) o łącznej pojemności 90 I. Strzały te wykonywane były z pokładu statku badawczego r/v Polarstern co minutę z interwałem odległości około 200 m. Strzelanie powietrzne przerywane było na czas strzału trotylowego.

Rejestracji energii sejsmicznej dokonywano za pomocą aparatur trzech typów. Tab. 1 przedstawia przyporządkowanie konkretnych typów aparatur stanowiskom rejestracyjnym (przerwy w numeracji stanowisk powstały wskutek awarii stacji bądź niemożności prawidłowego odczytania zapisu).

Numer stanowiska	Typ stacji	Numer stanowiska	Typ stacji
201	RefTek	217	OBS
202	RefTek	218	ОВН
203	RefTek	219	OBS
204	RefTek	220	ОВН
205	RefTek	222	ОВН
206	RefTek	223	OBS
207	ОВН	224	ОВН
209	RefTek	225	OBS
210	RefTek	310	RefTek
211	RefTek	311	RefTek
212	RefTek	312	RefTek
213	OBS	313	ОВН
214	ОВН	314	ОВН
215	OBS	315	OBH
216	OBH		

Tab. 1. Typy rozstawionych stacji sejsmicznych na profilach 99200 i 99300 w obszarze modelowania

Na lądzie rozstawiono trzykanałowe stacje typu RefTek 72A. Do każdej podłączono 54 pionowych geofonów, o częstości własnej 4,5 Hz, połączonych po 18 geofonów na kanał (po 3 kable sześcio-geofonowe). Grupy geofonów były instalowane w odległości do 50 m wokół stacji zależnie od warunków topograficznych. Rejestracje pojedynczych geofonów były więc elektrycznie sumowane niezależnie w każdym kanale. Stacje ladowe umieszczono na brzeżnych odcinkach profili. W zwiazku z tym, na tych odcinkach, geometria eksperymentu nie była całkowicie dwuwymiarowa, choć do takiej zbliżała się przy dużych odległościach. W szczególności, stacje lądowe znalazły się praktycznie na linii punktów strzałowych w częściach oceanicznych profili (zachodnia część profilu 99200 i północna 99300). W części oceanicznej profili rozstawiono sejsmografy denne (OBS - Ocean Bottom Sejsmograph) i hydrofony denne (OBH – Ocean Bottom Hydrophone), przy czym na profilu 99200 są one ustawione na zmianę ze względu na różne możliwości stacji i chęć zachowania jednorodnego standardu rejestracji na maksymalnej części profilu. W części brzeżnej profilu 99200, u ujścia Billefjorden, znalazł się jeden hydrofon denny ze względu na większą odległość między stacjami lądowymi w tym rejonie. Na profilu 99300 OBSów nie zastosowano w ogóle ze względów technicznych. Stacje hydrofonami pojedynczymi niemieckimi z cyfrowym OBH były zapisem magnetycznym w czterech kanałach o różnym wzmocnieniu. Japońskie stacje OBS z analogowym zapisem magnetycznym wyposażone były w trójskładowy geofon o częstości własnej 4,5 Hz. Dane zapisywane były w czterech kanałach: dwóch dla geofonów poziomych i dwóch dla geofonu pionowego, ale z różnymi wzmocnieniami.

W związku z istotnym brakiem zachowania liniowej geometrii profilu 99200, modelowanie dwuwymiarowe, choć umożliwia wykorzystanie największej ilości informacji dostępnych z rejestracji, może wprowadzać dodatkowe błędy do wyników, związane z niejednorodną strukturą w trzecim wymiarze. W celu sprawdzenia tej możliwości, należało wykonać modelowanie trójwymiarowe w korytarzu. Korytarz taki powinien objąć cały profil oraz ewentualne dodatkowe rejestracje z innych profili w celu uzupełnienia informacji z obszarów nieobjętych geometrią profilu głównego (Rys. 1). Jednocześnie byłoby to pierwsze sejsmiczne modelowanie trójwymiarowe w rejonie Spitsbergenu, należało więc wybrać obszar o odpowiednim pokryciu

28

promieniowym, z rejestracjami także niepodłużnymi. Rejon wokół profilu 99200, uzupełniony gęstymi rejestracjami z przecinającego go profilu 99300 oraz rejestracjami silnych źródeł trotylowych z roku 1985, jest jedynym dającym szanse na skuteczne modelowanie dostępnymi środkami. Wybrałem więc obszar zamknięty w prostokącie o wymiarach 440x74 km, zdefiniowany punktami narożnymi o współrzędnych umieszczonych w Tab. 2.

Długość geograficzna	Szerokość geograficzna	x [km]	y [km]
0,80000°E	78,5500 ∿	0	0
1,02257W	79,1142 ∿	0	74
19,89050℃	80,6631¶	440	74
20,71170°E	80,0120N	440	0

Tab. 2. Współrzędne obszaru modelowania trójwymiarowego

W obszarze tym znalazły się wszystkie stacje (23) i źródła (25 strzałów trotylowych i 2189 powietrznych) z profilu 99200 oraz K2 (stacje VI, I i VII, patrząc od zachodu, 16 punktów strzałowych), a także stacje 310–315 z profilu 99300 wraz ze strzałami (6 strzałów trotylowych i 348 powietrznych). Pozostałe dane z roku 1985 obejmują 8 strzałów z profilu C2 oraz 4 z profilu C3. Rejestracje dokonywane były przez te same stacje, co na profilu K2.

5. Opracowanie danych sejsmicznych

5.1. Przetwarzanie danych

W związku z różnymi źródłami pochodzenia danych, a tym samym również sposobu zapisu i formatu, pierwszym etapem przetwarzania danych musiało być doprowadzenie ich do tego samego formatu. Dane z roku 1985 były zapisywane anologowo na kasetach magnetofonowych, jednak nie wszystkie dały się poprawnie odtworzyć. Dlatego część rejestracji została ręcznie przeniesiona do postaci cyfrowej zapisów papierowych, które były dokonywane równolegle z zapisem Ζ magnetycznym. Pozostałe rejestracje zostały przeniesione do komputera za pomocą specjalnego magnetofonu i przetwornika analogowo-cyfrowego. Na tym etapie wszystkie rejestracje z roku 1985 znajdowały się w postaci cyfrowej w swoistym formacie. Dane z roku 1999 były rejestrowane magnetycznie w swoistym formacie cyfrowym (stacje lądowe i OBH) oraz analogowo (OBS). Ponieważ był to sprzęt współuczestników zagranicznych, oni zajęli się wstępnym przetworzeniem tych danych, które otrzymałem już w standardzie SEG-Y. Po odpowiednim przetworzeniu z własnego formatu oraz unifikacji próbkowania (100 Hz), dołączyłem do nich dane z roku 1985.

Rejestracje z wielu kanałów umożliwiają lepsze wydzielenie rejestrowanych faz energii sejsmicznej. W przypadku rzadkich danych z 1985 roku pozostawiłem wszystkie rejestracje do dalszej obróbki. Do wyboru czasu przyjścia fal używałem kanału środkowego, posługując się kanałami pobocznymi w razie wątpliwości. W przypadku danych z roku 1999 takie podejście nie było możliwe ze względu na gęstość rejestracji oraz brak tak rozsuniętych kanałów. Dlatego po odrzuceniu rejestracji z sejsmometrów poziomych, jakość (ogólny stosunek sygnału do szumu) pozostałych oceniałem optycznie i wybierałem do dalszej obróbki najlepszy kanał. Niezależnie rozpatrywałem rejestracje strzałów trotylowych i powietrznych. W razie niemożności podjęcia decyzji (gdy dwa lub więcej kanałów miało podobną jakość), najlepsze bądź wszystkie kanały sumowałem w celu zmniejszenia szumów. Zapis powyższych decyzji znajduje się w Tab. 3.

	Numor	Numery wybranych kanałów		Numor	Numery wybranych kanałów	
Numer Numery wybra						
	punktu	strzały	strzały	punktu	strzały	strzały
	strzałowego	trotylowe	powietrzne	strzałowego	trotylowe	powietrzne
	201	2	3	223	14	14
	202	1	1	224	1234	1234
	203	2	2	225	4	4
	204	3	3	304	1	123
	205	1	1	305	123	13
	206	2	1	306	12	123
	207	4	4	307	123	123
	209	3	3	308	123	123
	210	1	123	309	123	123
	211	3	3	310	123	123
	212	1	123	311	12	12
	213	14	14	312	123	123
	214	1234	1234	313	1234	1234
	215	14	14	314	1234	1234
	216	1234	1234	315	1234	1234
	217	14	14	316	1234	1234
	218	1234	1234	317	234	234
	219	1 4	1 4	318	3 4	234
	220	1 2 3 4	1234	319	3 4	1234
	222	1234	1234			

Tab. 3. Wybór kanałów rejestracyjnych do dalszego przetwarzania

Początkowo każdy profil znajdował się w oddzielnym pliku. Do celów modelowania trójwymiarowego połączyłem je w jedną całość, wydzielając rejestracje z wybranego obszaru. Następnie nagłówki rejestracji zostały uzupełnione o informacje o geometrii eksperymentu (położenia oraz numery punktów strzałowych





i stacji sejsmicznych, odległości między nimi, czasy strzałów). Przetwarzania danych dokonywałem za pomocą bezpłatnego pakietu oprogramowania Seismic Unix (Cohen i Stockwell, 1997). Współrzędne kartezjańskie (x,y) zostały przeliczone z geograficznych w rzucie ukośnym Mercatora za pomocą pakietu GMT (Wessel i Smith, 1991, 1998). Równik ukośnego rzutowania Mercatora pokrywa się z profilem 99200 na odcinku morskim, dzięki czemu minimalizuje się ewentualne rozbieżności rzutu z powierzchni sferycznej na płaszczyznę, zachowując prawidłowe odległości dla głównego profilu (99200). Ze względu na stosunkowo niewielką szerokość wybranego obszaru, możliwe błędy w kierunku prostopadłym do głównego profilu są pomijalne (Rys. 3).

Wyboru i zaznaczenia czasów przyjścia fal (tzw. pikowania) dokonałem ręcznie za pomocą programu ZPLOT (Zelt, 1994). Proces ten wykonywałem na sekcjach sejsmicznych wyświetlanych na monitorze komputera: w różnych powiększeniach, przy różnym zakresie filtrowania, prędkości redukcji, jak też w różnej formie – z zaczernieniami amplitud (*variable area – VA plot*) albo bez (*wiggle trace – WT plot*). Parametry te wybierałem według potrzeb na bieżąco podczas pikowania.

5.2. Opis pola falowego

W pracy tej zajmowałem się tylko rejestracjami składowych pionowych. Poniższe rozważania dotyczą fal podłużnych, chyba że zaznaczyłem inaczej w konkretnym przypadku. Przykłady sekcji sejsmicznych pokazane są na Rys. 4–11, przy czym na Rys. 8, 9 i 11 występują wraz z przykładami modelowania dwuwymiarowego, a na Rys. 7 znajdują się przykłady pikowania. Sekcje te są normalizowane do maksymalnej amplitudy na poszczególnych trasach. Wszystkie rejestracje strzałów powietrznych ze stacji lądowych i OBSów są bardzo wyraźne w zakresie pierwszych wejść energii oraz odbić od nieciągłości Mohorovičicia (PmP). Maksymalne odległości rejestracji tych fal wynoszą około 200 km dla stacji lądowych i źródeł trotylowych. W przypadku OBSów odległości te wynoszą około 50 km dla strzałów powietrznych i 100 km dla eksplozji chemicznych (trotylowych). Porównanie rejestracji najlepszej sekcji



sejsmicznej dla strzałów powietrznych z rejestracjami źródeł trotylowych na tej samej stacji pokazane jest na Rys. 4. Bardzo dobry stosunek sygnału do szumu na rejestracjach trotylowych umożliwia dokładną identyfikację pierwszych wejść fal sejsmicznych, w tym fal P_n (załamanych w górnym płaszczu) czy nawet głębszych i późniejszych faz. Rejestracje strzałów powietrznych nie są tak wyraźne, jednak ich duża gęstość umożliwia również dokładne określenie obwiedni odpowiednich faz. Maksymalna odległość rejestracji przez OBH jest niewielka, w większości przypadków wynosi około 10 km. Jedynym wyjątkiem (z nieznanych przyczyn) są rejestracje na stacji 207 (Rys. 5), które są porównywalne z zapisami uzyskanymi z OBSów.

Pierwsze wejścia z prędkością pozorną poniżej 2 km/s zapewne związane są z falami załamanymi w pokrywie osadowej. Jest to prędkość wskazująca na dużą penetrację tej warstwy przez wodę. Rejestracje tych gałęzi sięgają maksymalnie do 10 km odległości (np. stacja 207, Rys. 5 oraz stacja 215, Rys. 6). Długie gałęzie fal skorupowych (Pg i P_{Cr}), we wschodniej części profilu 99200, o prędkości pozornej około 5-6 km/s wskazują na istnienie stosunkowo grubej skorupy kontynentalnej w tej części Spitsbergenu. Natomiast w drugiej części profilu, fal P_g prawie nie ma (np. stacja 225, Rys. 6) albo sięgają do odległości nie większej niż 30 km. Natychmiast po nich pojawiają się gałęzie hodografu o prędkości pozornej rzędu 8 km/s, co oznacza bardzo płytkie położenie nieciągłości Mohorovičicia w tym rejonie. Wzdłuż profilu 99300, na odcinku uwzględnionym w tym modelowaniu, gałęzie fal załamanych w osadach występują w części północnej (Rys. 7). Osiągają one prędkość pozorną powyżej 2 km/s przy maksymalnej odległości około 10 km. W części południowej odcinka (Rys. 7) występują tylko fale P_g, ale wynika to głównie z odsunięcia stacji sejsmicznych od linii punktów strzałowych. Fale skorupowe są dobrze widoczne na całym interpretowanym odcinku profilu 99300, choć stacje OBH praktycznie ich nie zarejestrowały. Prędkość pozorna tych gałęzi rośnie w kierunku północnym od 6 km/s do prawie 7 km/s.

We wschodniej części profilu 99200 widać w okolicy 6 s czasu zredukowanego gałęzie z wyraźnym skokiem amplitudy sygnału. Są to bardzo dobre rejestracje odbić na nieciągłości Mohorovičicia wskazujące na ostry kontrast prędkości fal




Rys. 6. Przykłady amplitudowo normalizowanych sekcji sejsmicznych wzdłuż profilu 99200. Stacje OBS 215 (część górna) i 225 (część dolna). Duża prędkość pozorna fal blisko punktu strzałowego (ok. 8 km/s - gałąź Pn) i wczesne wejścia fal PmP na dolnej sekcji. Pozostałe oznaczenia jak na Rys. 5.

sejsmicznych (np. Rys. 8). Na stacjach położonych w kierunku zachodnim odbicia te występują coraz wcześniej, co oznacza istotne podniesienie granicy Mohorovičicia w kierunku oceanu. Warto też zauważyć rozbudowaną strukturę rejestracji tego odbicia, a następnie w części środkowej profilu istotnie mniejsze i trudne do identyfikacji amplitudy odbitych fal (np. stacja 211, Rys. 5; stacja 215, gdzie w ogóle



Rys. 7. Przykłady amplitudowo normalizowanych sekcji sejsmicznych z zaznaczonymi czasami wejść sygnału sejsmicznego wzdłuż profilu 99300 (część górna): stacje lądowa 310 (po lewej stronie) i OBH 313 (po prawej stronie) oraz wzdłuż profilu K2 (część dolna): stacje lądowe VI(lewa strona) i VII (prawa strona). P_{sed} - fale załamane w osadach. Pozostałe oznaczenia jak na Rys. 5.

nie widać odbicia na granicy Mohorovičicia, Rys. 6). Może to wskazywać na warstwową (refleksyjną) budowę nieciągłości być może spowodowaną częściowym topnieniem skał ośrodka. Skomplikowany, falujący, kształt gałęzi hodografów jest rezultatem kształtu dna morskiego oraz warstw osadowych. Na rejestracjach ze stacji 223 (Rys. 9) określiłem istotnie późniejsze wejścia fal, które zidentyfikowałem jako



Rys. 8. Przykład amplitudowo normalizowanej sekcji sejsmicznej strzałów typu airgun wzdłuż profilu 99200 dla stacji lądowej 202 wraz z teoretycznymi hodografami policzonymi dla modelu (po środku). Górny rysunek zawiera sejsmogramy syntetyczne. Z danymi eksperymentalnymi należy porównywać względne amplitudy wzdłuż pojedyńczej rejestracji. Na dole rysunku znajduje się diagram z promieniami sejsmicznymi w modelu policzony jedynie dla 100 punktów strzałowych ze względu na większą poglądowość obrazu. Liczby w białych prostokątach - wartości prędkości fal P w km/s. Pozostałe oznaczenia jak na Rys. 5.



Rys. 9. Przykład amplitudowo normalizowanej sekcji sejsmicznej strzałów typu airgun wzdłuż profilu 99200 dla stacji OBS 223 wraz z teoretycznymi hodografami policzonymi dla modelu (po środku). PmPP - wielokrotne odbicia (rewerberacje); SmS - fale S odbite od granicy Mohorovičicia. Górny rysunek zawiera sejsmogramy syntetyczne. Z danymi eksperymentalnymi należy porównywać względne amplitudy wzdłuż pojedyńczej rejestracji. Na dole rysunku znajduje się diagram z promieniami sejsmicznymi w modelu policzony jedynie dla 100 punktów strzałowych ze względu na większą poglądowość obrazu. Liczby w białych prostokątach - wartości prędkości fal P w km/s. Brak jest wyraźnych odbić od granicy Mohorovičicia. Gałęzie PmPP i SmS są dobrze dopasowane jedynie kinematycznie. Duże opóźnienie fali Pn w odległościach 60-80 km w Głębi Molloya. Pozostałe oznaczenia jak na Rys. 5.



Rys. 10. Przykłady amplitudowo normalizowanych sekcji sejsmicznych strzałów trotylowych wzdłuż profilu 99200. Stacje: lądowa 203, OBH 207, lądowa 210, lądowa 212. Wyraźne pierwsze wejścia sygnału na wszystkich rejestracjach. Pozostałe oznaczenia jak na Rys. 5.

fale wielokrotnie odbite (rewerberacje) oraz fale S – załamane i odbite na granicy Mohorovičicia.

Hodografy uzyskane z rejestracji eksplozji trotylu są zgodne z hodografami uzyskanymi z rejestracji źródeł powietrznych w zakresie fal załamanych w skonsolidowanej części skorupy oraz odbić od nieciągłości Mohorovičicia, jednakże wejścia energii sejsmicznej są wyraźniej widoczne na pojedynczych rejestracjach niż w przypadku rejestracji strzałów powietrznych. Dodatkowo, ujawniają one istnienie granic odbijających w dolnej litosferze (gałęzie P1 np. na sekcjach ze stacji 203, 205, 207, 210 czy 212; Rys. 10 i 11).



Rys. 11. Przykład amplitudowo normalizowanej sekcji sejsmicznej strzałów trotylowych wzdłuż profilu 99200 dla stacji lądowej wraz z teoretycznymi hodografami policzonymi dla modelu (po środku). Górny rysunek zawiera sejsmogramy syntetyczne. Z danymi eksperymentalnymi należy porównywać względne amplitudy wzdłuż pojedyńczej rejestracji. Na dole rysunku znajduje się diagram z promieniami sejsmicznymi w modelu. Liczby w białych prostokątach - wartości prędkości fal P w km/s. Wyraźne wejścia fali P1 i dobre dopasowanie późniejszych wejść fal skorupowych P_{cr} . Pozostałe oznaczenia jak na Rys. 5.

Rejestracji z roku 1985 (Rys. 7) w obszarze modelowania jest niewiele poza profilem K2. Jest to zaledwie po kilka punktów strzałowych z profili C2 i C3 uzupełniających informacje poza linią profilu 99200. Zaznaczają się na nich wyraźnie gałęzie P_g i PmP. Czas zredukowany odbicia od nieciągłości Mohorovičicia maleje z około 6 s do około 4 s dla punktów odbicia położonych bardziej na północy, co oznacza zapewne podniesienie granicy w kierunku północnym. Na profilu K2 pierwsze wejścia są dobrze widoczne na całej długości. Są to gałęzie P_g i P_n. Również na wszystkich sekcjach sejsmicznych daje się wyróżnić odbicia od nieciągłości Mohorovičicia, a także od głębszych granic. Fale załamane na granicy Mohorovičicia są widoczne od odległości około 80 km od stacji VI. Na sekcjach z innych stacji trudno jest wydzielić tę fazę z uwagi na silne odbicia od głębszych granic.

6. Modelowanie sejsmiczne

W przypadku sejsmicznych profili lądowych w modelu teoretycznym stacje sejsmiczne i punkty strzałowe umieszcza się w ich faktycznych położeniach. Natomiast w pomiarach morskich sytuacja jest nieco inna. Rejestracje są prowadzone w niewielu miejscach. Gdyby zachować faktyczne ustawienia źródeł i sejsmografów, otrzymano by mnóstwo sekcji sejsmicznych (tzn. tyle, ile było wykonanych eksplozji) z zaledwie kilkoma sejsmogramami, co jest zbyt małą ilością danych do sensownego modelowania. Należy więc zamienić pozycje źródeł i sejsmografów. W problemie kinematycznym nie ma to żadnego znaczenia, ponieważ droga i czas przebiegu promienia sejsmicznego będą te same niezależnie od zamiany położeń stacji sejsmicznej i punktu strzałowego. Nie jest to takie proste w przypadku dynamicznym, gdyż charakterystyka promieniowania źródła zależy od środowiska, w którym się znajduje, a ponadto na każdej granicy nieciągłości zachodzi konwersja fal podłużnych w poprzeczne i odwrotnie. W tej pracy zamiana ta wydaje się bezpieczna, ponieważ rozważane są praktycznie jedynie fale podłużne, a modelowane źródło wysyła także tylko fale P (podłużne) tak jak ma to miejsce w wodzie, gdzie faktycznie dokonywano eksplozji.

6.1. Modelowanie dwuwymiarowe

Modelowanie dwuwymiarowe wykonałem metodą prób i błędów za pomocą programu SEIS83 wzdłuż profilu 99200 (Czuba i in., 2005). Metoda ta pozwala na uwzględnienie największej liczby gałęzi hodografów, czyli tak fal refrakcyjnych, jak i odbitych od różnych granic. Polega ona na takim dobraniu parametrów modelu, aby obliczone teoretyczne pole falowe było jak najbardziej podobne do rzeczywistego, otrzymanego z eksperymentu. Operuje się dwiema współrzędnymi: położeniem wzdłuż profilu oraz głębokością – stąd określenie modelowania dwuwymiarowego. Ze względów estetycznych na krańcach profilu dodałem niewielkie odcinki ośrodka tak, aby pierwszy punkt strzałowy i ostatnia stacja sejsmiczna nie pokrywały się z krańcami modelu, a więc też z ramką na ewentualnym rysunku. Długość modelu

wynosi więc 430 km. Pierwszy punkt strzałowy (od zachodu) położony jest w odległości 3,219 km od początku profilu, a ostatnia stacja sejsmiczna w odległości 428,774 km. W związku z nieliniową (nie dwuwymiarową) geometrią eksperymentu, wszystkie stacje i punkty strzałowe zostały zrzutowane do celów modelowania na hipotetyczną linię profilu, jednak podczas obliczeń używane były rzeczywiste odległości między punktami strzałowymi a stacjami sejsmicznymi.

Źródła do celów obliczeniowych umieściłem na poprawionej głębokości (gdyż sejsmografy są w formacie programu SEIS83 domyślnie położone na powierzchni Ziemi, a w rzeczywistości strzały były wykonywane pod powierzchnią wody) tak, aby czas przebiegu promienia w modelu był taki sam jak w rzeczywistości. Poprawka ta ma jednak niewielkie znaczenie, ponieważ różnice drogi rzędu kilkudziesięciu metrów nie zmieniają czasu przebiegu promienia o wartość większą od dokładności korelacji. Kształt dna morskiego uwzględniłem, wykorzystując wyniki pomiarów echosondą ze statku dokonującego eksplozji powietrznych. Największym problemem jest konstrukcja odcinka wschodniego profilu, gdzie większość stacji jest położona na lądzie, a wszystkie strzały w morzu. Potrzebne było rozwiązanie kompromisowe. W rezultacie do modelu wprowadziłem na tym odcinku kształt pierwszej granicy według głębokości morza pod punktami strzałowymi (za wyjątkiem odcinka na wschód od ostatniego strzału, który można bezpiecznie traktować jako czysto lądowy), dodając poprawki głębokości dla lądowych stacji sejsmicznych przy założeniu, że promienie sejsmiczne biegną przez wodę z prędkością 1,5 km/s, a przez skałę blisko powierzchni 3 km/s. Rozwiązanie to powinno usunąć istotną wartość błędu systematycznego wynikającego z braku rozróżnienia lądu od morza w modelu dwuwymiarowym. Błąd ten i tak nie byłby duży, ponieważ akurat w tym rejonie głębokość morza jest niewielka, a np. 100 m wody jest pokonywane przez falę typu P w 0,1/1,5 \approx 0,067 s (a więc w granicach błędu pikowania), tę samą odległość w skale przez 0,1/3 ≈ 0,033 s, co daje poprawkę głębokości 1,5 (0,067 – 0,033) ≈ 0,05 km.

Zwykle, w celu znalezienia wstępnego modelu, problem traktuje się jedynie kinematycznie. Później uwzględnia się także dane dynamiczne, aby uściślić model. Z pomocą programów z pakietów SEIS83 (Červený i Pšenčík, 1983), ZPLOT (Zelt, 1994) i MODEL (Komminaho, 1993) wykonałem obliczenia umożliwiające

porównanie teoretycznych czasów przebiegu promieni oraz syntetycznych sekcji sejsmicznych z eksperymentalnymi rejestracjami. Teoretyczne amplitudy należy porównywać z eksperymentalnymi jedynie w sensie wartości względnych wzdłuż pojedynczych rejestracji. Na Rys. 8, 9 i 11 znajdują się przykłady wyników tych obliczeń. Wykonałem także modelowanie kinematyczne dla pojedynczych gałęzi, które zinterpretowałem jako wielokrotne odbicia (rewerberacje) oraz fale S – załamane i odbite na granicy Mohorovičicia (np. stacja 223, Rys. 9). Ze względu na brak takich rejestracji na innych sekcjach, obliczenia te wykonałem tylko dla identyfikacji zaobserwowanych faz, nie wnoszą one istotnych informacji do modelu, a jedynie go potwierdzają. W celu dopasowania gałęzi fal S, przyjąłem wartości stosunku v_P/v_S dla warstw osadowych 1,93 i 1,83 oraz 1,7 dla bloku o prędkości fal P 7,15–7,20 km/s. Dla pozostałych warstw założyłem wartości 1,73.

Opis modelu. Otrzymany dwuwymiarowy model (Rys. 12) można podzielić poziomo na trzy części: zachodnią (oceaniczną), środkową (przejściową) i wschodnią (kontynentalną).

Część zachodnia rozciąga się od początku modelu do pozycji stacji 225 w rejonie Głębi Molloya (70 km). Ponieważ stacja ta jest najbardziej wysunięta na zachód, w tej części nie ma rejestracji hodografów zbieżnych, więc wynik modelowania jest obciążony istotną niepewnością, trudną do oszacowania. Głębokość morza w tej części zmienia się od około 2,5 km do 5,5 km w Głębi Molloya. Struktura skorupy jest dość prosta i składa się z dwóch warstw: osadowej o miąższości 1–2 km i prędkości fal P około 1,95 km/s oraz dolnej, zapewne krystalicznej, o prędkości fal P 6,60–6,75 km/s z pionowym gradientem i miąższości 5–10 km. Warstwa ta wycienia się w kierunku wschodnim i pod Głębią Molloya jej miąższość wynosi zaledwie 4,5 km. Granica Mohorovičicia jest zlokalizowana na głębokości około 13 km. Jednakże, z powodu braku rejestracji zbieżnych dla tej części modelu, prędkości i głębokości nie są dobrze określone i wydaje się, że równie dobrą zgodność z danymi można osiągnąć, przesuwając w dół albo górę granicę Mohorovičicia o 5 km, jednocześnie odpowiednio korygując prędkość fal sejsmicznych w warstwach powyżej.



sejsmiczne; ciągła/kropkowana linia zaznacza położenie nieciągłości Mohorovičicia; kolory reprezentują rozkład prędkości fal P Trójkąty określają położenie stacji sejsmicznych, kropki strzałów TŃT. Przewyższenie pionowe 3:1. Znaki zapytania określają niepewną część modelu. MFZ - Strefa Uskoków Przesuwczych Molloya (Molloy Transform Fault Zone), MR - Grzbiet Molloya ograniczony do obszaru pokrytego promieniami sejsmicznymi; liczby w białych prostokątach - wartości prędkości fal P w km/s. (Molloy Ridge), SFZ - Strefa Rozłamowa Spitsbergenu (Spitsbérgen Fracture Zone), BFZ - Strefa Uskoków Billefjorden (Billefjorden Rys. 12. Dwuwymiarowy model sejsmiczny wzdłuż profilu 99200 (Czuba i in., 2005). Czarne linie oznaczają nieciągłości (granice) ⁼ault Zone)

Część środkowa modelu, rozciągająca się między stacjami 225 i 213, od 70-tego do około 240-tego km, jest bardziej skomplikowana. W większości jest przykryta oceanem. Składa się z dwóch warstw osadowych tworzących duży basen sedymentacyjny sięgający głębokości około 8 km w okolicach 140-tego km modelu. Miąższość basenu zmienia się między 1 a 6 km. Górna warstwa o prędkości fal P około 1,9 km/s ma miąższość 1–2 km. Występują w niej cztery depresje w okolicach stacji 222 (120-ty km), 217 i 218 (180-ty km), pomiędzy stacjami 216 i 215 (205-ty km) oraz w pobliżu stacji 214 (225-ty km). Warstwa ta pokrywa całą część środkową modelu. Druga, głębsza, warstwa osadowa o prędkości fal P 3,60-3,85 km/s i miąższości 1-4 km, zlokalizowana jest między stacjami 223 i 213 (w odległości 110-235 km od początku modelu). Prędkość fal sejsmicznych w tej warstwie wzrasta w kierunku zachodnim. Część skonsolidowana ma skomplikowaną strukturę blokową. Jej część zachodnia (pomiędzy 85-tym a 110-tym km) składa się z warstwy górnej, falującej i zagłębiającej się w kierunku wschodnim od 5 do 11 km, o prędkości fal P 6,6-6,7 km/s, oraz warstwy dolnej kształtu blokowego, również zagłębiającej się w kierunku wschodnim, o prędkości fal P 7,15–7,20 km/s. Największe podniesienie granicy Mohorovičicia, do 6 km, występuje poniżej. Granica ta także zagłębia się w kierunku wschodnim. Prędkość fal P w górnym płaszczu w tym rejonie wynosi około 7,9 km/s. Bardziej na wschód, w skorupie skonsolidowanej znajduje się niewielki blok o wymiarach około 25x4 km o prędkości fal P około 5,05 km/s. Dalej w kierunku wschodnim, od 160-tego km, znajduje się warstwa o prędkości fal P 5,9-6,0 km/s, która rozciąga się również w ostatniej, wschodniej (kontynentalnej) części modelu. Opisane tu blok i warstwa są przykryte basenem osadowym opisanym wcześniej, a poniżej nich, między 135-tym a 240-tym km modelu, znajduje się ciało o prędkości fal P około 7,2–7,3 km/s. Jego głębokość zmienia się od 9 do 21 km. Dolną granicą tego ciała jest granica Mohorovičicia, zagłębiająca się na wschód do 21 km głębokości. Prędkość fal P pod granicą Mohorovičicia wzrasta od 7,9 do 8,1 km/s w kierunku wschodnim.

Część wschodnia modelu sięga od 240-tego km modelu do jego końca. Składa się z pokrywy osadowej przykrywającej trzy warstwy skorupy skonsolidowanej. Osady występują w dwóch rejonach: pomiędzy stacjami 209 i 206, 290-tym a 350-

tym km, oraz na końcu modelu, gdzie pod stacją 201 dolna granica basenu zagłębia się do 5 km. Prędkości fal P wynoszą, odpowiednio, około 4,15 i 3,3–3,4 km/s. W górnej warstwie skonsolidowanej przy pionowym gradiencie około 0,25 s⁻¹, prędkość fal P wynosi około 5,55 km/s. Miąższość wynosi w przybliżeniu 3 km. W kolejnej warstwie prędkość fal P osiąga wartości 5,9–6,0 km/s. Dolna granica tej warstwy przypada na głębokości 12–16 km z najgłębszym miejscem w 350-tym km modelu. Dolna warstwa skorupy charakteryzuje się prędkością fal P w zakresie 6,25–6,60 km/s wzrastającą w kierunku wschodnim. Granica Mohorovičicia położona jest na głębokości 21–29 km również wzrastającej w kierunku wschodnim. Prędkość fal P pod tą granicą wynosi około 8,1 km/s.

Na podstawie rejestracji eksplozji trotylu wykryłem dwie granice odbijające w górnym płaszczu, zagłębiające się podobnie jak granica Mohorovičicia, w kierunku wschodnim (Rys. 11, gałąź P1). Położenie płytszej granicy określiłem w zakresie poziomym między 100-nym a 360-tym km modelu. Jej głębokość wynosi około 13 km w rejonie Grzbietu Molloya, a następnie rośnie do 42 km pod kontynentalną częścią profilu. Głębszy reflektor położony jest między 140-tym a 33-tym km modelu na głębokości 40–51 km. Z braku fal załamanych nie było możliwe określenie prędkości fal sejsmicznych pod tymi reflektorami, oszacowałem więc na podstawie względnych amplitud jedynie skok prędkości fal P na tych granicach płaszczowych na około 0,15 km/s.

Dokładność modelu. Jak wspomniałem wcześniej, poprawność modelu kinematycznego została sprawdzona także przez jakościowe porównanie względnych amplitud na poszczególnych rejestracjach z sekcjami syntetycznymi (Rys. 8, 9 i 11). Odpowiednie stosunki są poprawne. Amplitudy względne odbić od granicy Mohorovičicia oraz od reflektorów płaszczowych są istotnie większe od amplitud fal załamanych (P_g i P_n). Przeprowadziłem również test dokładności modelowania kinematycznego (stosując metodę zaproponowaną przez Grada i in. (2003)), obliczając niezależnie hodografy teoretyczne dla prędkości fal P_g większych i mniejszych o 0,1 km/s od określonych w ostatecznym modelu oraz podobnie dla głębokości granicy Mohorovičicia większej i mniejszej o 2 km. Przykład dla stacji 203



Rys. 13. Przykład dokładności sejsmicznego modelowania dwuwymiarowego na amplitudowo normalizowanej sekcji sejsmicznej wzdłuż profilu 99200. Stacja lądowa 203. Hodograf fali Pg modelu ostatecznego (linia ciągła Pg) został zaburzony przez dodanie i odjęcie od pola prędkości 0,1 km/s (linie przerywane Pg). Hodograf fali PmP modelu ostatecznego (linia ciągła PmP) został zaburzony przez dodanie i odjęcie od głębokości granicy Mohorovičicia 2 km (linie przerywane PmP). Linie przerywane są wyraźnie gorzej dopasowane od linii ciągłych. Oznacza to, że dokładność modelowania jest nawet lepsza od założonych w tym teście wartości.

znajduje się na Rys. 13. Widać, że dokładność dopasowania jest nawet lepsza od założonych granic.

Natomiast istotnym problemem praktycznie niemożliwym do oszacowania są błędy mogące wynikać z rzeczywistego schematu geometrycznego eksperymentu. Jak już wspomniałem, w części zachodniej profilu stacje i punkty strzałowe znajdowały się na jednej linii, więc modelowanie dwuwymiarowe nie stwarza tam istotnych problemów. Natomiast w części brzeżnej (wschodniej) linia punktów strzałowych nie jest prosta, a stacje lądowe są położone nawet dalej niż 10 km od tej linii. W związku z tym, należy sądzić, że część lądowa modelu jest określona z mniejszą dokładnością niż pozostałe. Dokładność ta jest trudna do oszacowania z uwagi na nieregularność względnego położenia punktów strzałowych i stacji. Problem ten dotyczy głównie wierzchnich warstw modelu, jednak niestety ewentualne błędy w ich konstrukcji propagują się głębiej i wpływają też np. na określenie głębokości granicy Mohorovičicia. Zakładając istnienie basenu głębokości 3 km o prędkości fal sejsmicznych rzędu 3 km/s jedynie pod linią punktów strzałowych, otrzymamy błąd w czasie przebiegu promienia rzędu 1 s. Błąd ten spowoduje również niedokładną konstrukcję głębszych warstw modelu. Otrzymany wynik jest więc pewnym uśrednieniem struktury pod linią źródeł i pod linią odbiorników. W tej sytuacji niezbędne wydaje się zbadanie propagacji promieni w ośrodku trójwymiarowym.

6.2. Modelowanie tomograficzne na podstawie pierwszych wejść

Najprostszym narzędziem do sprawdzenia trójwymiarowej propagacji promieni wydaje się być pakiet do tomografii sejsmicznej na podstawie pierwszych wejść (Hole, 1992). Pakiet ten wykorzystuje metodę projekcji wstecznej, opisanej w rozdziale 3.2.2. Jego zaletą jest możliwość stosunkowo szybkiego otrzymania modelu trójwymiarowego oraz dowolne umiejscowienie źródeł i odbiorników. Wadą natomiast oparcie obliczeń jedynie na pierwszych wejściach energii sejsmicznej, czyli w rezultacie tylko na najszybszych falach załamanych. Model jest opisywany przez ciągłe pole prędkości (parametryzowane w siatce sześciennej), co uniemożliwia uwzględnienie skoków prędkości fal sejsmicznych na granicach, są one jedynie sztucznie przybliżane przez algorytm większym gradientem prędkości, który jednak rozmywa się w warstwie. Brak granic nie pozwala również na wprowadzenie kształtu dna morskiego.

Obszar modelowania o rozmiarach 440x74 km wybrałem, jak to opisałem w Rozdziale 4 (Rys. 3). Podaję tu dla porównania z modelem dwuwymiarowym położenie pierwszego punktu strzałowego i ostatniej stacji na osi X: 5,735 km i 429,865 km. W algorytmach tomograficznych dobrze jest wybierać obszar większy niż zajmują dane ze względu na parametryzację modelu i warunki brzegowe oraz warunki gładkości. Ten wybór został dokonany także z myślą o zastosowaniu programu JIVE3D, w którym węzły siatki pola prędkości są rzadsze niż w omawianym tu programie, a umiejscowienie krańcowych odbiorników bądź źródeł przy końcu modelu w krańcowej komórce mogłoby spowodować niestabilności. W przypadku omawianego w tym rozdziale oprogramowania, problem ten omija się, automatycznie rozszerzając wybrany obszar na czas obliczeń o dodatkowe, zewnętrzne, komórki.

Istotną cechą inwersyjnych metod tomograficznych jest konieczność poprawnej identyfikacji faz (czasów wejścia fal sejsmicznych) branych po uwagę w obliczeniach. W przypadku metody prób i błędów operator może modyfikować identyfikację, uznając, że dana faza pochodzi z odbicia od innej granicy niż zakładał uprzednio. W przypadku metod tomograficznych nieprawidłowa identyfikacja faz doprowadzi do fałszywego wyniku. Trzeba wtedy powtarzać całą procedurę tomograficzną po ponownej identyfikacji czasów wejść. Istnieje tu poważna pułapka, ponieważ można nie zauważyć pomyłki i uznać otrzymany model za prawidłowy. Niestety, na ogół możemy opierać się jedynie na doświadczeniu. W tej pracy niebezpieczeństwo fałszywej identyfikacji było znikome, ponieważ dysponowałem wynikami modelowań dwuwymiarowych metodą prób i błędów wzdłuż wszystkich profili. Jedyną niewiadomą były rejestracje niepodłużne, jednak mogłem zastosować pewne analogie z rejestracjami podłużnymi, co w zasadzie wyklucza pomyłkę. Ponadto wybierałem dla bezpieczeństwa jedynie czasy wejść, co do poprawności określenia których miałem pewność oraz główne gałęzie hodografów. Wyeliminowałem w ten sposób dodatkowe błędy wynikające z niedokładności określenia czasu wejścia spowodowane lokalnie gorszą jakością rejestracji oraz skupiłem się na podstawowych cechach struktury.

Jako początkowy, przyjmuje się model jednowymiarowy. W tej metodzie powinien on być możliwie bliski realnej strukturze. Model taki przygotowałem metodą Wiecherta-Herglotza, dopasowując teoretyczny hodograf do wszystkich danych z pierwszych wejść (Rys. 14). Przykładowy przekrój przez ten model znajduje się również na Rys. 14. Majdański i Grad (2005) zaproponowali sposób na wzbogacenie zbioru danych, które można zastosować w tej metodzie. Dzielą oni procedurę modelowania na dwa etapy. W pierwszym bierze się pod uwagę pierwsze wejścia do fal załamanych w skorupie włącznie, czasowo zapominając o falach załamanych na nieciągłości Mohorovičicia (P_n), natomiast dodając późniejsze wejścia fal załamanych w skorupie – P_{Cr} (które zazwyczaj są wyprzedzane przez fazy P_n). Program nie wie o tym manewrze, traktując wszystkie wprowadzone dane jak pierwsze wejścia. Otrzymujemy więc tą drogą model prędkościowy skonstruowany także dla głębszej



Rys. 14. Przekrój przez model początkowy do inwersji tomograficznej opartej na pierwszych wejściach (po środku) otrzymany metodą Wiecherta-Herglotza. Dopasowany do danych hodograf dla tego jednowymiarowego modelu znajduje się w górnej części rysunku. Wdolnej części przekrój przez model końcowy wzdłuż linii profilu 99200 (y = 30 km). Dla ogólnego oglądu nie zaznaczyłem pokrycia promieniowego. Występuje w nim wiele artefaktów numerycznych w postaci zamkniętych izolinii prędkości, często z nierealnymi wartościami prędkości. Mimo tego, dają się zauważyć podobieństwa do modelu dwuwymiarowego. Warstwa wody (niebieska) zaznaczyła się we właściwym położeniu, z pewną dokładnością nawet głębokość Głębi Molloya pasuje do rzeczywistych wartości. Liczby w białych prostokątach - prędkości fal P w km/s.

skorupy na podstawie faz P_{Cr}. Model ten używa się jako model początkowy dla drugiego etapu, w którym uwzględnia się tylko rzeczywiste pierwsze wejścia (czyli poprzedni zestaw bez P_{Cr}, ale z P_n). Ostateczny model z takiej podwójnej procedury powinien mieć lepiej określone pole prędkości w dolnej skorupie (a co za tym idzie też pole prędkości poniżej) niż model nie oparty o fazy P_{Cr}. Majdański i Grad (2005) zastosowali tę metodę do modelowania dwuwymiarowego. Wydaje się, że powinna ona być także skuteczna w przypadku trójwymiarowym. Przeprowadziłem więc wiele testów, jednak w większości przypadków w drugim etapie modelowania procedura nie była zbieżna. W jednym przypadku doszło do pozytywnego zakończenia obliczeń, jednak otrzymany model był mało satysfakcjonujący – wydawało mi się, że powinno wystąpić więcej informacji o wysokich prędkościach (rzędu 8 km/s). Przyczyny zapewne mogą być różne, jednak na czoło wysuwają się dwie: geometria danych (czyli nierównomierny geometryczny rozkład danych) oraz skomplikowana struktura obszaru.

W tej sytuacji podjąłem decyzję przeprowadzenia modelowania jednoetapowego, uwzględniając od razu fale P_n. Również przeprowadziłem wiele testów, ostatecznie decydując się na komórkę siatki o rozmiarze 1 km. Dla większych komórek model pomimo zastosowania filtra wygładzającego nie wydawał się odpowiednio gładki, natomiast już dla komórek wielkości 1 km pojawiały się artefakty numeryczne, których ilość niewątpliwie wzrosłaby przy dalszym zmniejszaniu rozmiaru komórek.

Procedura modelowania składa się z wielu iteracji. W tej metodzie stosuje się trzy zagnieżdżone pętle iteracyjne. Pętla wewnętrzna wykonuje zadaną liczbę iteracji (ustalaną na podstawie testów) przy ustalonych parametrach filtra wygładzającego. W pętli środkowej wykonuje się kroki różniące się parametrami filtra wygładzającego, a o ustalonym górnym ograniczeniu odległości między źródłem a odbiornikiem. Takich kroków wykonuje się kilka, ustalając ich parametry i liczbę na podstawie testów. W pętli zewnętrznej zmienia się górne ograniczenie odległości między źródłem a odbiornikiem. Wyżej wspomniane testy polegają na wielokrotnym wykonaniu całej procedury tomograficznej z różnymi parametrami i porównaniu wyników w sensie stopnia dopasowania (średniej wartości odchylenia kwadratowego – *RMS*) oraz wyglądu modelu i jego zgodności ze spodziewaną strukturą. Zazwyczaj

istnieją wcześniejsze informacje o badanym obszarze, które pozwalają oczekiwać pewnych wyników, a inne odrzucić jako nierealne. W tym przypadku są to informacje geotektoniczne oraz dwuwymiarowe modele sejsmiczne.

Wyżej opisana procedura pozwala na modelowanie najpierw na podstawie rejestracji z niewielkich odległości wokół źródeł, czyli płytkich warstw skorupy, a następnie stopniowe schodzenie w głąb. Jednocześnie model wyjściowy z każdego etapu jest w takim samym stopniu wygładzony. Wybrałem trzy zakresy odległości: 20 km, 50 km, 999 km, przy czym ten ostatni oznacza po prostu wszystkie dane. Zdecydowałem się na dwa kroki filtra wygładzającego, w każdym 5 iteracji. Wielkość filtra w kolejnych krokach ustaliłem następująco ($x \times y \times z$): $32 \times 32 \times 16$ km i $8 \times 8 \times 4$ km. Oznacza to, że najpierw modelowane są elementy większe, a następnie model jest uszczegóławiany. Próba użycia mniejszego filtra wprowadzała już struktury podejrzane o istnienie artefaktów numerycznych. Po 30 iteracjach na podstawie 6190 czasów pierwszych wejść uzyskałem model, dla którego RMS wyniósł 0,22 s, przy czym program zdołał wykorzystać 6114 punktów. Jest to wartość akceptowalna, choć większa od założonej dokładności określenia czasów wejścia energii (0,1 s). Dla porównania, na Rys. 14 przedstawiłem przekrój przez ten model wzdłuż linii profilu 99200 (y = 30 km). Dla ogólnego oglądu nie zaznaczyłem pokrycia promieniowego. Widać, że model ten nie jest "ładny", występuje w nim wiele artefaktów numerycznych w postaci zamkniętych izolinii prędkości, często z nierealnymi wartościami prędkości. Mimo tego, dają się zauważyć podobieństwa do modelu dwuwymiarowego. Warstwa wody (niebieska) zaznaczyła się we właściwym położeniu, z pewną dokładnością nawet głębokość Głębi Molloya pasuje do rzeczywistych wartości. W części zachodniej, pomiędzy Głębią Molloya a skorupą kontynentalną powstał obszar obniżonych prędkości, pasujący do brzeżnego basenu osadowego. Izolinie niskich prędkości na ogół schodzą za głęboko, ale wynika to ze specyfiki algorytmu, który granice sejsmiczne zastępuje ciągłym polem prędkości, co rozmywa skok prędkości, powodując często zwiększenie głębokości izolinii. Niestety, w związku z tym pojawia się też prędkość rzędu 7 km/s, której w ogóle w skorupie kontynentalnej modelu dwuwymiarowego nie ma.



Rys. 15. Przekroje pionowe równoległe do osi X przez końcowy model inwersji tomograficznej opartej na pierwszych wejściach ograniczone do obszaru o niezerowym pokryciu promieniowym. Brak jest przekroju o podobnym pokryciu promieniowym do modelu dwuwymiarowego. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s.



Rys. 16. Przekroje poziome przez końcowy model inwersji tomograficznej opartej na pierwszych wejściach ograniczone do obszaru o niezerowym pokryciu promieniowym. Brak jest przekroju o niezerowym pokryciu promieniowym wzdłuż całego profilu 99200. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; czarne linie są izoliniami prędkości. Pozostałe oznaczenia, jak na Rys. 15.

Pierwotnym jednak celem powyższych procedur było zbadanie propagacji promieni sejsmicznych w ośrodku trójwymiarowym w celu sprawdzenia poprawności przybliżenia dwuwymiarowego. Na Rys. 15 i 16 znajdują się przekroje równoległe do osi X oraz poziome ograniczone do obszarów o niezerowym pokryciu promieniowym. Dla Y=28km (Rys. 15) można zauważyć obszar obniżonych prędkości pasujący z wzdłuż profilu do brzeżnego basenu osadowego Z położenia modelu dwuwymiarowego. Dla Y=30km widać kontynuację tego basenu w prawo oraz niewielki fragment skorupy skonsolidowanej z prędkościami rzędu 5-6 km/s. Nachylenie izolinii 7 i 8 km/s wskazuje na wzrost prędkości fal sejsmicznych w kierunku zachodnim, co jest zgodne z podniesieniem granicy Mohorovičicia w modelu dwuwymiarowym. Przekroje poziome (Rys. 16) dają jedynie nieco informacji o predkościach fal sejsmicznych w skorupie do około 5 km głębokości. Jasno widać, że pomimo dołożenia danych z profili przecinających profil 99200, nie ma płaszczyzny, która dawałaby porównywalny obraz do modelu dwuwymiarowego w sensie wielkości określonego obszaru. Należy więc wyciągnąć wniosek, że potrzebne jest uwzględnienie trójwymiarowej geometrii eksperymentu W modelowaniu, jednak modelowanie trójwymiarowe na podstawie jedynie pierwszych wejść nie jest wystarczające i konieczne jest uwzględnienie także fal odbitych. Dobrym i jedynym obecnie dostępnym narzędziem do tego celu jest pakiet programowy JIVE3D (Hobro, 2003).

6.3. Modelowanie tomograficzne na podstawie fal załamanych i odbitych

Pakiet JIVE3D (Hobro, 1999, 2003) wykorzystuje metody regularyzowanych najmniejszych kwadratów oraz gradientów sprzężonych, opisane w rozdziale 3.2.2. Jego zaletą jest konstrukcja modelu z podziałem na warstwy i granice oraz uwzględnienie nie tylko pierwszych wejść, ale także późniejszych fal załamanych i odbitych. Ponadto jest on mniej zależny od modelu początkowego. W wersji morskiej położenie odbiorników jest dowolne, natomiast wszystkie źródła znajdują się na ustalonej głębokości (w morzu). Model jest opisywany przez ciągłe pole prędkości w

warstwach oraz gładkie granice rozdzielające warstwy. Wadą są duże wymagania sprzętowe i czasochłonność obliczeń. Obliczenia prowadziłem równolegle na trzech komputerach klasy PC. Jako podstawową jednostkę używałem komputer o największej mocy obliczeniowej, pozostałe wykorzystując do dodatkowych testów. Na komputerze wyposażonym w procesor Pentium IV HT 3,2 GHz oraz pamięć 2 GB RAM jedno przeliczenie modelu (24 iteracje, inwersja pola prędkości w jednej warstwie z jednoczesną inwersją kształtu jednej granicy) zajmowało około tygodnia. Czas obliczeń zależał nie tylko od liczby parametrów inwersji, ale także od stopnia komplikacji modelu, co wpływało na czas przeliczenia promieni sejsmicznych. W zależności od etapu modelowania, czas pojedynczej procedury inwersyjnej wahał się od 3 do 10 dni.

Do modelu o rozmiarach 440x74x60 km (zaczynający się od góry od współrzędnej z = –2 km) wprowadziłem pierwszą warstwę (warstwa 1) w postaci wody (prędkość fal P zdefiniowałem na 1,53 i 1,60 km/s na wysokości 2 km i głębokości 8 km, odpowiednio), pokrywającej cały (również lądowy) obszar modelowania. Nie ma to znaczenia dla obliczeń kinematycznych, a upraszcza istotnie model. Dolnym ograniczeniem tej warstwy jest granica (granica 1) skonstruowana na podstawie informacji batymetryczno-topograficzych z bazy danych International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) ver. 1.0 (Jakobsson i in., 2000) pobranej z Internetu. Za pomocą pakietu GMT (Wessel i Smith, 1991, 1998) przeskalowałem ją do siatki modelu z krokiem 2x2 km.

Zalecana strategia korzystania z tego programu (Hobro, 1999, 2003) wymaga oddzielnego modelowania kolejnych warstw i granic, ewentualnie modelowania łącznego warstwy i granicy, posuwając się od góry modelu coraz głębiej. Nie modeluje się całego modelu za jednym ciągiem iteracji. Taka procedura umożliwia dobre określenie górnych warstw modelu na podstawie danych tę część modelu definiujących, zanim przystąpi się do konstrukcji warstw głębszych. Wtedy można zablokować część modelu leżącą powyżej modelowanej warstwy czy granicy, skupiając możliwości algorytmu tylko na niej. Wydaje się, że takie podejście minimalizuje możliwe rozbieżności programu z powodu zbyt wielu parametrów do obliczenia. W pojedynczej procedurze iteracyjnej stosuje się serię kilku pętli. Różnią się one stopniem regularyzacji, która wzrasta (czyli maleje stopień wygładzania) z pętli na pętlę według ustalonego porządku. Efekt jest podobny do zmniejszania wielkości filtra wygładzającego stosowanego w poprzednio opisywanym programie. Każda pętla ponadto może różnić się indywidualnie określonymi parametrami: liczbą iteracji i procentem rozwiązania metody gradientów sprzężonych (chodzi o to, aby zaburzenie modelu nie spowodowało opuszczenia obszaru liniowości, w której ta metoda jest stabilna). Ponadto w programie można zastosować pewne bardziej globalne wagi parametrów wygładzania, dotyczące całej procedury iteracyjnej, takie jak: stopień wygładzania pola prędkości względem zmian kształtu granicy w kierunku x, stopień wygładzania pola prędkości w kierunku pionowych względem kierunku x, to samo dla kierunków y i x oraz stopień wygładzania granicy w kierunku x względem kierunku y, jak też indywidualne parametry wygładzania dla poszczególnych warstw i granic dotyczące wszystkich pętli iteracyjnych. Opisane wyżej parametry odpowiednio modyfikują stopnie regularyzacji poszczególnych pętli iteracyjnych.

Kontrolę dopasowania modelu do danych uzyskuje się poprzez porównanie kolejnych wartości χ^2 oraz optyczny ogląd uzyskanego modelu. Z plików wyjściowych można także wyprowadzić wykres odchyleń (residuów) punktów teoretycznych od eksperymentalnych. Zazwyczaj rozsądny stopień dopasowania uzyskuje się przed zakończeniem wszystkich iteracji, dalsze poprawianie modelu prowadzi do wprowadzenia szumu numerycznego i powstania struktur (artefaktów numerycznych) istotnie podejrzanych o nierzeczywiste pochodzenie. Jedyną metodą uzyskania dobrego wyniku jest dobieranie parametrów numerycznych metodą prób i błędów. W pewnym sensie jest to więc metoda podobna do opisanej w rozdziale 6.1, jednak tu operator ma znacznie mniejszą kontrolę nad procesem inwersji, wpływając jedynie bardzo ogólnie na cechy modelu.

Na podstawie uprzednich doświadczeń (wstępnych testów) ustaliłem procedurę iteracyjną na cztery pętle z następującymi wartościami regularyzacji: -3,5, -4, -4,5, -5. Wartości ujemne oznaczają mniejszy stopień wygładzania w stosunku do poziomu referencyjnego wprowadzonego przez autora programu. Wartości dodatnie oznaczają dodatkowe wygładzanie. Liczbę iteracji w każdej pętli ustaliłem na 6. Jak pokazało doświadczenie, dalej nie następuje już poprawa modelu, a wartość χ^2

oscyluje. Procent rozwiązania metody gradientów sprzężonych ustaliłem na 10%. Jedynym sposobem na ustalenie poprawnej wartości jest obserwacja, czy metoda nie zaczyna się rozbiegać bez istotnej przyczyny (jak np. jakiś błąd w danych czy zbyt duża komplikacja modelu). Wartość podana wyżej okazała się pod tym względem bezpieczna. Kolejne kroki procedury inwersyjnej są opisane w Tab. 4. Jak widać, program umożliwia użycie fal odbitych i załamanych do łącznego modelowania pola prędkości w warstwie albo granicy sejsmicznej.

l. p.	modelowane warstwy i granice	indywidualny
(numer kroku)		stopień regularyzacji
1	warstwa 2 (osady, fale załamane)	0
2	warstwa 2 (osady, fale załamane i odbite od	0
	granicy 2)	
	granica 2 (dno warstwy sedymentacyjnej, fale	-1
	odbite)	
3	granica 2 (dno warstwy sedymentacyjnej, fale	-2
	odbite i P _g)	
	warstwa 3 (skorupa skonsolidowana, fale Pg)	0
4	warstwa 3 (skorupa skonsolidowana, fale Pg i	0
	P _{Cr})	
5	warstwa 3 (skorupa skonsolidowana, fale Pg,	1
	P _{Cr} i PmP)	
	granica 3 (Moho, fale odbite PmP)	0
6	granica 3 (Moho, fale odbite PmP i P _n)	0
	warstwa 4 (górny płaszcz, fale P _n)	1
7	warstwa 4 (górny płaszcz, fale P _n i P1)	0
	granica 5 (reflektor w górnym płaszczu, fale	0
	P1)	

Tab. 4. Kroki procedury inwersyjnej

Modele wejściowe do kolejnych kroków tworzyłem ręcznie na podstawie uprzednio uzyskanego podczas modelowania dwuwymiarowego. Pierwszy model składał się z ustalonej warstwy wody i dna oceanicznego oraz dopuszczonego do modelowania pola prędkości poniżej. Pole to w modelu wejściowym jest jednowymiarowe z prędkością fal P pod dnem morskim 1,9 km/s tak jak to przeważnie występuje w modelu dwuwymiarowym. Ze względu na trudności z trafieniem promieni teoretycznych w założone pozycje, gradient pionowy został istotnie zwiększony – do 0,4 s⁻¹. Modele wejściowe do następnych kroków tworzyłem na podobnej zasadzie, modyfikując modele końcowe z poprzednich kroków. I tak na przykład, w drugim kroku dodałem granicę na głębokości 3 km – także na podstawie modelu dwuwymiarowego, jak też w związku z kilkoma przeliczeniami testowymi przy tej głębokości procedura była najlepiej zbieżna. Podobnie postępowałem w następnych krokach. Ponieważ wystąpiły istotne trudności z trafieniem promieni teoretycznych w pozycje odbiorników, zdecydowałem się do dalszych obliczeń wybierać co trzeci pik ze źródeł airgunowych oraz wszystkie piki ze źródeł trotylowych. Jak się okazało, dokładność trafienia zawierała się w promieniu 200 m, a akurat tyle wynosi średnio odległość pomiędzy strzałami. Wydaje się więc, że algorytm miał istotne trudności z wyborem konkretnego punktu. Zastosowanie mniejszej liczby punktów problem ten wyeliminowało. Jednocześnie, jak pokazało testowe przeliczenie, nie spowodowało to pogorszenia zbieżności procedury iteracyjnej. W programie istnieje możliwość wprowadzenia wszystkich pików jako trzech różnych numerycznie gałęzi hodografu, używanych jednak do modelowania jednej warstwy. Wtedy odległość między pikami nie jest za mała dla algorytmu. Jednak odpowiedni test dowiódł, że szybkość obliczeń istotnie spada, a także pogarsza się zbieżność algorytmu. Podobną wartość χ^2 przy tym samym procencie trafień model osiągał o kilka iteracji później. Powodem może być różne działanie algorytmu korzystającego z metody gradientów sprzężonych. Przy większej liczbie danych (a więc innym zbiorze danych) jest wybierany inny kierunek wektora zmiany modelu oraz inna jest jego długość. Wzrasta liczba wymiarów przestrzeni parametrów, w której operuje algorytm, potrzeba więc więcej kroków do osiągnięcia tego samego punktu.

Dla pierwszych fal załamanych oraz odbitych w osadach przyjąłem niedokładność pikowania 0,1 s, dla pozostałych fal (czyli odbitych oraz gałęzi P_{Cr}) przyjąłem niedokładność 0,2 s. Podstawą takiego założenia jest optyczne oszacowanie niejednoznaczności wyboru punktów wejścia energii na sekcjach sejsmicznych, w szczególności dla fal odbitych określenie momentu wstąpienia energii jest trudniejsze ze względu na występowanie sygnału wcześniejszego i jego nakładanie na opracowywaną fazę.

W związku ze spodziewaną i oczekiwaną zmiennością granic i pól prędkości fal sejsmicznych w warstwach oraz spodziewaną możliwą do osiągnięcia rozdzielczością modelu przy zadanej gęstości danych, jak też ograniczoną mocą obliczeniową, odległości między węzłami siatek (z dokładnością do całkowitej wielokrotności liczby komórek w modelu) ustaliłem następująco:

- warstwa wody: jedna komórka poziomo i 2 węzły w pionie (jedynie niewielki pionowy gradient prędkości fal sejsmicznych);
- batymetria i topografia (dno morskie i ląd): co 2 km;
- osady (warstwa i granica poniżej): co 5 km, co 1 km w pionie dla pola prędkości;
- skorupa skonsolidowana i płaszcz (oraz granica Mohorovičicia i reflektor płaszczowy): co 10 km, co 2 km w pionie dla pola prędkości;
- model pod reflektorem płaszczowym jest ustalony: stała prędkość fal sejsmicznych i zamykająca model pozioma granica, opisane minimalną dopuszczalną liczbą węzłów.

W Tab. 5 zawarłem wyniki kolejnych kroków procedury inwersyjnej: liczbę użytych pików (czasów przyjścia fal sejsmicznych), wybrany model końcowy przeznaczony do kontynuacji modelowania w następnym kroku (w przypadku ostatniego kroku, jest to model ostateczny) oznaczony przez numer iteracji w konkretnej pętli iteracyjnej oraz wartość χ^2 dla danego modelu, jak też procent trafień teoretycznych promieni w założone pozycje (tzw. *hit rate*).

Numer	Liczba	Numer pętli	χ^2	Procent
kroku	pików	i iteracji		trafień
1	807	1, 6	17,5	73
2	1194	1, 6	4,2	40
3	2077	3, 1	3,6	78
4	2135	2, 3	3,8	69
5	2966	2, 5	3,5	77
6	1186	4, 4	2,7	90
7	552	2, 6	5,7	54

Tab. 5. Wyniki modelowania programem JIVE3D

Jak widać, model jest dość dobrze określony (procent trafień wynosi rzędu 70 lub więcej). Problem pojawia się dla pola prędkości w warstwie osadowej (krok 1), gdzie χ^2 jest dość duże, jednak pole to zostało poprawione w drugim kroku do χ^2 4,2, co jest już wartością akceptowalną. Niestety, spadł wtedy procent trafień. Prawdopodobnie promienie załamane miały w kroku 1 większą głębokość penetracji i teraz duża ich część nie zdołała się policzyć po dołożeniu granicy poniżej. Próba umieszczenia początkowo granicy głębiej nie dała pozytywnych rezultatów, ponieważ algorytm już w pierwszej iteracji podnosił ją do około 3 km głębokości. Tak więc należy pamiętać, że pole prędkości w osadach nie jest określone tak dobrze, jak pozostałe warstwy. Granica pod sedymentami została już dobrze określona. W kroku 3 uzyskałem dobre parametry modelu wyjściowego. Wyjątkowo dobrze określona jest granica Mohorovičicia oraz pole prędkości pod nią. Gorsze wyniki uzyskałem dla reflektora płaszczowego i pola prędkości pomiędzy nim a granicą Mohorovičicia. Należało się jednak tego spodziewać, bowiem liczba (i gęstość) danych była niewielka, a granicy w górnym płaszczu nie mogłem poprawić falami załamanymi z braku danych.

Na kolejnych Rys. 17–24 zamieściłem wykresy hodografów eksperymentalnych i teoretycznych dla zestawów pików w danym kroku modelowania oraz odchyleń punktów obliczonych od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów danych eksperymentalnych, a także poglądowe cięcia przez uzyskany model.



Rys. 17. Wykresy hodografów (po środku) eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w pierwszym kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej pionowy równoległy do osi X przekrój przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne. Widać brzeżny basen osadowy zgodny z modelem dwuwymiarowym.

Dla pierwszego kroku (Rys. 17) odchylenia są stosunkowo duże, czego należało się spodziewać, znając wartość χ^2 . Gdy jednak spojrzy się na porównanie hodografów, dopasowanie wydaje się całkiem dobre. Dla kroku 2 na Rys. 18 residua wyglądają lepiej, a w modelu pojawia się granica przypominająca kształtem basen osadowy z modelowania dwuwymiarowego. Również zakres prędkości fal sejsmicznych jest bardzo zbliżony. Nie pojawia się natomiast wewnętrzna struktura basenu



Rys. 18. Wykresy hodografów (po środku) eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w drugim kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej pionowy równoległy do osi X przekrój przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne. Widać brzeżny basen osadowy zgodny z modelem dwuwymiarowym. Znaczna poprawa w stosunku do kroku 1 (Rys. 17).

osadowego, została ona najwyraźniej wygładzona przez algorytm, a ponadto nie została wprowadzona jawnie w danych przez podział pików na te z górnej warstwy osadowej i oddzielnie z dolnej. Uznałem ten podział za zbyt skomplikowany dla procedur inwersyjnych. Na Rys. 19 znajdują się pionowe cięcia i hodografy dla kroku 3. Warto zauważyć "falowanie" linii residuów, szczególnie widoczne dla mniejszych



Rys. 19. Wykresy hodografów eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w trzecim kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej zestaw pionowych równoległych do osi X przekrojów przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne. Dla y=20km i 30km widać zmianę kształtu basenów osadowych - szczególnie w części kontynentalnej (prawej).



Rys. 20. Zestaw poziomych przekrojów przez uzyskany model w kroku trzecim (Tab. 4) inwersji tomograficznej programem JIVE3D. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s. Widać zmienność prędkości fal sejsmicznych także w kierunku poprzecznym do osi korytarza.

wartości X (czyli w części oceanicznej). Występuje ono również w późniejszych krokach. Powodem mogą być zbyt krótkie gałęzie hodografów lub zbyt duże odległości między węzłami siatki. Pierwszy powód jest niemożliwy do sprawdzenia

(wymagałby ponownego przeprowadzenia wszystkich eksperymentów z mocniejszymi ładunkami lub większą liczbą stacji sejsmicznych), a sprawdzenie drugiego wymaga większych mocy obliczeniowych niż były mi dostępne. Na wykresie hodografów występuje frapująca prawie pionowa linia około wartości x=240 km. Są to piki wzdłuż profilu 99300, który jest prawie prostopadły do osi X. W przekrojach przez model widać przecinające się granice. Występują one w obszarach nieopisanych przez dane i, jak pokazała praktyka, nie mają znaczenia dla procesu inwersji. W modelu warto zauważyć w jego prawej (bardziej kontynentalnej) części zmianę kształtu niewielkich basenów osadowych w miarę wzrostu wartości Y. Wydaje się, że znalezienie nawet tak niewielkiej struktury trójwymiarowej usprawiedliwia podjęcie modelowania przestrzennego. Na Rys. 20 znajdują się przekroje poziome przez ten sam model. Na głębokości 1 km widać zauważoną na przekrojach pionowych zmienność niewielkich basenów osadowych. Warto zwrócić też uwagę na kształt izolinii prędkości fal sejsmicznych w skorupie skonsolidowanej, które nie są prostopadłe do linii profilu 99200, wskazując na istotną zmienność struktury skorupy ziemskiej nie tylko wzdłuż profilu. Prędkość maleje w kierunku północno-zachodnim, przynajmniej w górnych obszarach skorupy skonsolidowanej wokół x=300 km. Na Rys. 21 znajdują się wyniki kroku 4. Prędkość fal sejsmicznych w skorupie skonsolidowanej na podstawie fal załamanych jest określona w zasadzie w części kontynentalnej korytarza. W rejonie północno-zachodniego krańca Spitsbergenu basen osadowy rozwija się w kierunku krótszej osi korytarza, a najwięcej informacji o nim uzyskałem około odległości x=235 km, co jest zgodne z dwuwymiarowym modelem wzdłuż profilu 99300 (Ritzmann, 2002). Natomiast interesujące jest spostrzeżenie, że dla x=210 km więcej informacji mam o głębszych warstwach, co dodatkowo wskazuje na trójwymiarowy problem. Izolinie prędkości fal sejsmicznych w skorupie skonsolidowanej są lekko przechylone w prawo, wskazując na niewielkie obniżanie prędkości w kierunku prostopadłym do dłuższej osi korytarza w rejonie przekrojów. W kroku 5 (Rys. 22) uzyskałem skutecznie informację o prędkościach w skorupie skonsolidowanej także na podstawie fal odbitych od granicy Mohorovičicia, co istotnie zapełniło białe plamy w modelu z kroku poprzedniego. Kształt granicy



Rys. 21. Wykresy hodografów eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w czwartym kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej zestaw pionowych równoległych do osi X (lewa kolumna) oraz do osi Y (prawa klumna) przekrojów przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne.



Rys. 22. Wykresy hodografów (po środku) eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w piątym kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej pionowy równoległy do osi X przekrój przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne. Widać już zarys kształtu granicy Mohorovičicia zgodny z modelem dwuwymiarowym.

Mohorovičicia przypomina ten uzyskany w modelowaniu dwuwymiarowym. Na górnym diagramie większość punktów (residuów) mieści się w granicach $\pm 0,2$ s z istotnym zagęszczeniem w granicach $\pm 0,1$ s. Przekrój przez model po kroku 6 (Rys. 23) wzdłuż profilu 99200 (y=30 km) przypomina niezwykle udanie model dwuwymiarowy, w szczególności kształt granicy Mohorovičicia został bardzo dobrze



Rys. 23. Wykresy hodografów eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w szóstym kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej zestaw pionowych równoległych do osi X przekrojów przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne. Dla y=30km najlepiej określona granica Mohorovičicia, kształt bardzo zbliżony do modelu dwuwymiarowego.


Rys. 24. Wykresy hodografów eksperymentalnych (punkty zielone) i teoretycznych (punkty czerwone) dla zestawów pików w siódmym i ostatnim kroku (Tab. 4) modelowania programem JIVE3D oraz odchyleń (wykres górny) punktów obliczonych (kolor czerwony) od wartości zmierzonych z zaznaczonym zakresem założonych błędów (kolor niebieski) danych eksperymentalnych. Poniżej zestaw pionowych równoległych do osi X przekrojów przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne.



Rys. 25. Zestaw pionowych równoległych do osi X przekrojów przez gęstość pokrycia promieniowego dla modelu końcowego uzyskanego programem JIVE3D. Kolory reprezentują liczbę promieni przechodzących przez komórkę; biały - powyżej 800 promieni. Największe pokrycie promieniowe w skorupie uzyskuje się dla y=20 km na odległościach x 250-350 km, natomiast dla y=30 i 40 km na odległościach x 225-275 km. Najlepszą informację o położeniu granicy Mohorovičicia oraz o prędkości fal sejsmicznych pod nią otrzymuje się na odległościach x 150-250 km dla y=30 km, czyli w osi profilu 99200.

odtworzony. Dokładność dopasowania jest też bardzo dobra, jak widać z górnego diagramu odchyleń wartości teoretycznych (residuów) czy wykresu hodografów. Na Rys. 24 (krok 7 – ostatni) daje się zauważyć niewielka liczba danych (jednak dobrze zgrupowana wokół założonych granic błędów) oraz istotnie większa liczba i długość gałęzi hodografów skierowanych w lewo ze stacji lądowych. Widać tu wyraźnie wyższość stacji lądowych w sensie maksymalnej odległości rejestracji. Należy też pamiętać, że rejestracje reflektora w płaszczu pochodzą tylko ze strzałów trotylowych. Mimo tych ograniczeń ilościowych, granica w górnym płaszczu jest udokumentowana prawie na całej swej długości w modelu, także poza osią profilu 99200. Jak wspomniałem wcześniej, przynajmniej w tym modelowaniu, przecięcie granic nie jest groźne dla procedury inwersyjnej, gdyż występuje w rejonie, gdzie nie ma danych dla danego kroku.

Na Rys. 25 znajdują się diagramy gęstości promieni dla kilku przekrojów wzdłuż osi X. Największe pokrycie promieniowe w skorupie uzyskuje się dla y=20 km na odległościach x=250-350 km, natomiast dla y=30 i 40 km na odległościach x=225-275 km. Najlepszą informację o położeniu granicy Mohorovičicia oraz o prędkości fal sejsmicznych pod nią otrzymuje się na odległościach x=150-250 km dla y=30 km, czyli w osi profilu 99200. Należało się tego spodziewać, ponieważ najgłębsze rejony modelu pochodzą od rejestracji źródeł przez stacje leżące na tej samej linii profilu 99200. Od tej linii odsunięte są głównie strzały airgunowe w części kontynentalnej. Ich rejestracje nie sięgają odległości umożliwiających głębszą penetrację. Na Rys. 26 zamieściłem zestaw poziomych przekrojów przez ostateczny model, uzupełniony na niektórych cięciach o położenia stacji i źródeł sejsmicznych dla lepszej orientacji. Wyraźnie widać stosunkowo gładkie pole prędkości fal sejsmicznych w skorupie, ze zmiennością przede wszystkim ukierunkowaną wzdłuż osi X oraz podniesienie granicy Mohorovičicia do 6 km głębokości około x=110 km na profilu 99200. Brak jest informacji o prędkości fal sejsmicznych pod nią dla x < 100 km, natomiast w kierunku większych wartości x można zauważyć, że granica ta nie jest prostopadła do osi korytarza i bardziej podnosi się w kierunku północno-zachodnim. Również w tym kierunku wzrasta prędkość fal sejsmicznych w płaszczu, co widać na głębokości



Rys. 26. Zestaw poziomych przekrojów przez model końcowy uzyskany programem JIVE3D. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s. Dla orientacji na dwóch przekrojach umieszczone dodatkowo położenie stacji sejsmicznych (gwiazdki) i punktów strzałowych (żółte punkty). Dla z=6 km widoczny płaszcz około x=110 km. Dla z=10km i 20km granica Mohorovičicia wyraźnie niezgodna z kierunkiem osi Y, wskazując na trójwymiarową zmienność.



Rys. 27. Zestaw pionowych równoległych do osi X (lewa kolumna) oraz do osi Y (prawa klumna) przekrojów przez uzyskany model. Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne. Powyżej poglądowa mapa z zaznaczonymi stacjami sejsmicznymi (gwiazdki), punktami strzałowymi (żółte kropki) i zamieszczonymi tu przekrojami (czerwone linie).



Rys. 28. Przekroje przez uzyskany w modelowaniu programem JIVE3D model wzdłuż profili z roku 1985 (Rys. 1): K2 (u góry) i C2 (na dole) wraz z porównaniem ze starymi modelami dwuwymiarowymi (wycięte w przybliżeniu fragmenty zgodne z zasięgiem obszaru modelowania trójwymiarowego). Kolory reprezentują rozkład prędkości fal P; cienkie czarne linie są izoliniami prędkości; liczby w białych prostokątach - wartościami prędkości fal P w km/s; grube czarne linie reprezentują granice sejsmiczne; 1 - pokrywa osadowa; 2 - górna skorupa, 3 - dolna skorupa; czarnymi trójkątami oznaczono położenie stacji sejsmicznych wzdłuż profili.

30 km w rejonie x=300 km. Należy jednak pamiętać, że w tym obszarze pokrycie promieniowe nie było zbyt dobre, zmienność ta może więc mieć przyczyny, przynajmniej częściowo, numeryczne. Na Rys. 27 umieściłem przekroje pionowe przez ostateczny model wraz z zaznaczeniem ich na mapie fizycznej. Potwierdzają one dotychczasowe spostrzeżenia, dając ogólny pogląd na udokumentowany obszar modelu. Szczególnie widać zmienność modelu w kierunku prostopadłym do osi korytarza. W miarę wzrostu wartości y, rozwija się warstwa osadowa, granica Mohorovičicia podnosi się, a reflektor w płaszczu zagłębia się. Granica Mohorovičicia osiąga maksymalną głębokość około 30 km dla (x,y) \approx (400,40) oraz 25 km dla (x,y) \approx (300,10), a minimalną 6 km dla (x,y) \approx (110,30). Na Rys. 28 umieściłem przekroje wzdłuż starych (z roku 1985) profili K2 i C2. Uzyskano dodatkowe informacje dzięki uwzględnieniu danych z innych profili, głównie w większej długości udokumentowanych granic. Oczywiście brakuje informacji z gałęzi hodografów, które były uwzględnione tylko w modelowaniu dwuwymiarowym. W przypadku profilu K2 (Czuba i in., 1999) istotnie zmieniło się położenie granicy Mohorovičicia, która teraz podnosi się w kierunku oceanu. Również reflektor w płaszczu został inaczej określony – znajduje się nieco głębiej i powtarza kształt granicy Mohorovičicia. Jednocześnie większa jego część jest udokumentowana niż tylko na podstawie danych z roku 1985. Wydaje się, że jest to spowodowane uwzględnieniem gęstych dodatkowych danych z profili 99200 i 99300. Przekrój wzdłuż profilu C2 (Czuba i in., 1999) różni się jedynie mniejszą prędkością fal sejsmicznych w skorupie. Może to być spowodowane brakiem hodografów zbieżnych w danych z roku 1985 (a więc nie najlepszego określenia prędkości fal sejsmicznych) bądź występowaniem anizotropii w skorupie, jednak takiego wniosku nie mogę wyciągnąć z powodu niedostatku danych.

Na Rys. 29 umieściłem porównanie modeli sejsmicznych uzyskanych trzema metodami. Dla inwersji trójwymiarowej są to przekroje wzdłuż osi profilu 99200 (y=30 km) ograniczone do obszaru pokrytego promieniami sejsmicznymi. Przekrój uzyskany na podstawie pierwszych wejść energii sejsmicznej nie zawiera dużo informacji i niewiele można powiedzieć o strukturze skorupy ziemskiej w tym rejonie na podstawie tego modelowania. Wskazuje to jedynie na konieczność uwzględnienia trójwymiarowej propagacji promieni sejsmicznych. Nieco więcej można powiedzieć na podstawie modelu z Rys. 14, nieograniczonego pokryciem promieniowym. Wydaje się on zachowywać podstawowe cechy modelu dwuwymiarowego, jednak dokładność odtworzenia struktury pozostawia wiele do życzenia. Ponadto interpretacja modelu bez wiedzy, która jego część jest oparta na danych eksperymentalnych, a nie jedynie na numerycznej ekstrapolacji, jest czystą spekulacją. W przypadku przekroju uzyskanego z modelowania programem JIVE3D, zgodność z modelem dwuwymiarowym jest bardzo dobra. Również obszar udokumentowany danymi jest podobny. Brakuje odtworzenia szczegółów mniejszych niż o długości około 20 km, takich jak gwałtowniejsze zagięcia granic (szczególnie dna warstwy osadowej i ostrzejszego podniesienia granicy Mohorovičicia). Jednak mimo wszystko zagięcia te występują, są tylko łagodniejsze. Brakuje też elementów,



Rys. 29. Dwuwymiarowy model sejsmiczny wzdłuż profilu 99200 (Czuba i in., 2005) (część górna); ostateczne pionowe przekroje równoległe do osi X przez modele tomograficzne dla y=30 km: uzyskany na podstawie tylko pierwszych wejść sygnału (część środkowa) oraz programem JIVE3D (na dole). Czarne grube linie oznaczają nieciągłości (granice) sejsmiczne; ciągła/kropkowana linia zaznacza położenie nieciągłości Mohorovičicia; kolory reprezentują rozkład prędkości fal P ograniczony do obszaru pokrytego promieniami sejsmicznymi; liczby w białych prostokątach - wartości prędkości fal P w km/s. Trójkąty określają położenie stacji sejsmicznych, kropki strzałów TNT. Przewyższenie pionowe 3:1. Znaki zapytania określają niepewną część modelu. MFZ - Strefa Uskoków Przesuwczych Molloya (*Molloy Transform Fault Zone*), MR - Grzbiet Molloya (*Molloy Ridge*), SFZ - Strefa Rozłamowa Spitsbergenu (*Spitsbergen Fracture Zone*), BFZ - Strefa Uskoków Billefjorden (*Billefjorden Fault Zone*).

które są opisywane przez dane nie uwzględnione w modelowaniu trójwymiarowym ze względu na zbyt małą pewność pikowania lub brak dostatecznej powtarzalności gałęzi hodografów na różnych stacjach sejsmicznych (jak granice sejsmiczne w skorupie skonsolidowanej, podział basenu osadowego na dwa piętra, czy drugi reflektor płaszczowe). Wydaje się natomiast, że elementy o rozmiarach rzędu 50 km (a nawet w zakresie 30–50 km) są odtwarzane z całkowicie akceptowalną dokładnością. W związku z niedużą szerokością korytarza (74 km) trudno jest ocenić dokładność modelowania w kierunku prostopadłym do osi X, ale wydaje się usprawiedliwione przypuszczenie, że na podstawie rozważań porównawczych modeli trójwymiarowych i dwuwymiarowego wzdłuż korytarza, elementy o rozmiarach 30–50 km są odtwarzane poprawnie.

7. Podsumowanie i wnioski

W pracy niniejszej przedstawiono trzy różne podejścia do opracowania danych uzyskanych z głębokich sondowań sejsmicznych w trudnym rejonie północnozachodniego Spitsbergenu. Opracowano model dwuwymiarowy wzdłuż profilu 99200 oraz przeprowadzono modelowanie trójwymiarowe wzdłuż korytarza zawierającego profil 99200 (tzw. modelowanie korytarzowe lub ze względu na geometrie eksperymentu - modelowanie 2,5 wymiarowe). Jest to pierwsze trójwymiarowe modelowanie sejsmiczne przeprowadzone w rejonie Svalbardu. Autorowi nie są również znane publikacje sejsmicznych modelowań trójwymiarowych w Arktyce. Trójwymiarowe modelowanie tomograficzne wykonane dwoma metodami wykazało konieczność uwzględnienia trójwymiarowej struktury w podobnych przypadkach, jednak modelowanie oparte jedynie na pierwszych wejściach energii sejsmicznej okazało się niedostateczne. Zastosowanie większej liczby podstawowych faz oraz uwzględnienie granic odbijających dało dość dokładne wyniki umożliwiające dobre rozpoznanie struktury skorupy ziemskiej, a nawet uzyskanie informacji z górnego płaszcza. Wynik jest porównywalny do modelowania dwuwymiarowego, ale uwzględnia zmienność struktury w trzech kierunkach. Metoda ta pozwala na uzupełnienie danych o rejestracje z innych profili, także wykonanych podczas dawniejszych eksperymentów. Pozwala to również na uzyskanie nowych informacji wzdłuż innych profili, uprzednio interpretowanych osobno. Zastosowanie tej metody jest możliwe tylko na obszarach pokrytych siatką choćby niewielu przecinających się profili lub nieliniowego rozłożenia źródeł i odbiorników fal sejsmicznych. Oczywiście, im więcej niepodłużnych rejestracji, tym bardziej zbliżony do trójwymiarowego wynik otrzymamy. Istotnie lepsze wyniki dałoby oczywiście pełne modelowanie trójwymiarowe w oparciu o eksperyment od początku zaprojektowany do tego celu. Nawet w takim przypadku rekomendowane jest wcześniejsze przeprowadzenie modelowania dwuwymiarowego wzdłuż założonych linii w celu poprawnej identyfikacji faz. Ponieważ struktury poprzeczne w stosunku do osi profilu 99200 nie okazały się bardzo zmienne, ewentualne rozbieżności wynikające z trójwymiarowej

struktury obszaru modelowania nie powodują istotnych różnic między modelem dwuwymiarowym a przekrojem modelu trójwymiarowego wzdłuż osi profilu 99200.

Na Rys. 30 znajduje się interpretacja tektoniczna modelu dwuwymiarowego wzdłuż profilu 99200 (Czuba i in., 2005). Uwzględnienie informacji z modelu 2,5wymiarowego nie powoduje zmiany tej interpretacji:

- niska prędkość fal P (około 1,9 km/s) w brzeżnym basenie osadowym wskazuje na dużą zawartość wody w skale;
- w skorupie kontynentalnej brak jest warstwy z prędkościami fal P rzędu 7 km/s;
- rozbudowane odbicia od granicy Mohorovičicia wskazują na laminacyjną strukturę nieciągłości Mohorovičicia we wschodniej części profilu, co może być spowodowane częściowym topieniem ośrodka (Sellevoll i in., 1991; Prodehl i in., 1994; Tittgemeyer i in, 1996; Thybo i in., 2000);
- maksymalnie podniesioną granicę Mohorovičicia w pobliżu Głębi Molloya można wiązać ze Strefą Uskoków przesuwczych Molloya bądź z Grzbietem Molloya. W związku z określeniem w okolicy 90-tego km profilu 99200 miąższości skorupy ziemskiej zaledwie na około 3 km z prędkością fal P w górnym płaszczu około 7,9 km/s sądzę, że znajduje się tam oś ryftu;
- zwężająca się skorupa kontynentalna w zaledwie około 100 km strefie przejścia do struktur oceanicznych wskazuje na powolną lub stosunkowo niedługą aktywność spreadingu. Te elementy oraz istnienie dwóch ciał w strefie przejścia w dolnej skorupie o prędkościach fal P powyżej 7 km/s (prawdopodobnie intruzji wulkanicznych lub jest to efekt częściowej serpentynizacji (Peirce i in., 1996; Ljones i in., 2004)) wskazują na ryftowy charakter krawędzi kontynentalnej w obszarze profilu 99200 (Scrutton, 1982; Clift i Lorenzo, 1999; Hopper i in., 2004);
- historia tektoniczna regionu oraz budowa skorupy ziemskiej wzdłuż innych profili położonych w strefie zachodniej krawędzi kontynentalnej Spitsbergenu (Faleide i in, 1991; Czuba, 1999; Czuba i in., 2004a, 2004b; Ritzmann i in., 2004) pozwalają przypuszczać, że w przeszłości w rejonie profilu 99200 występowała krawędź transformująca z uskokiem przesuwczym położonym na przedłużeniu Uskoku Hornsundu (okolice 230-tego km profilu) (Rys. 1 i 30);





 interpretacja reflektorów w górnym płaszczu jest problematyczna. Powtarzają one w przybliżeniu kształt granicy Mohorovičicia, podnosząc się w rejonie ryftu. Mogą więc odzwierciedlać kierunek przepływu materiału magmowego w rejonie osi spreadingu.

Należy pamiętać także o dodatkowych informacjach uzyskanych z modelu 2,5wymiarowego:

- w części kontynentalnej modelu występują zmiany kształtu niewielkich basenów osadowych w miarę wzrostu wartości Y;
- prędkość fal sejsmicznych w skorupie skonsolidowanej maleje w kierunku północno-zachodnim, przynajmniej w górnych obszarach skorupy skonsolidowanej wokół x=300 km;
- w rejonie północno-zachodniego krańca Spitsbergenu basen osadowy rozwija się w kierunku krótszej osi korytarza (na północny-zachód);
- granica w górnym płaszczu jest udokumentowana także poza osią profilu 99200;
- w miarę wzrostu wartości y, reflektor w płaszczu zagłębia się;
- granica Mohorovičicia podnosi się w kierunku północno-zachodnim;
- również w kierunku północno-zachodnim wzrasta prędkość fal sejsmicznych w płaszczu, co widać na głębokości 30 km w rejonie x=300 km;
- granica Mohorovičicia osiąga maksymalną głębokość około 30 km dla (x,y) ≈ (400,40) oraz 25 km dla (x,y) ≈ (300,10), a minimalną 6 km dla (x,y) ≈ (110,30).

Obserwowane w modelu dwuwymiarowym wycienianie skorupy ziemskiej w kierunku zachodnim czy południowo-zachodnim występuje również w kierunku północnozachodnim, jednak z braku danych sejsmicznych nie wiadomo, czy dochodzi do tak dużego podniesienia granicy Mohorovičicia, jak na profilu 99200. Natomiast opadanie granicy płaszczowej i wzrost prędkości fal sejsmicznych w górnym płaszczu sugerują zmianę parametrów fizyko-chemicznych skał i możliwy zanik procesów związanych ze spreadingiem przynajmniej w odległościach objętych modelowaniem. Jest to zgodne z przebiegiem grzbietu śródoceanicznego w tym rejonie, jak też z ostatnimi wynikami dotyczącymi struktury Plateau Jermaka (Ritzmann i Jokat, 2003).

Literatura

- Birkenmajer K., 1990. Geologia rejonu fiordu Hornsund, Spitsbergen. Objaśnienia do mapy 1:75000. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Breivik A.J., Mjelde R., Grogan P., Shimamura H., Murai Y., Nishimura Y., 2005. Caledonide development offshore-onshore Svalbard based on ocean bottom seismometer, conventional seismic, and potential field data. Tectonophysics, 401 (1-2), 79–117.
- Centkiewicz C., 1954. Drugi Międzynarodowy Rok Polarny; Mała kronika Wyspy Niedźwiedziej. W: Wyspa mgieł i wichrów. Pierwsza polska ekspedycja Drugiego Międzynarodowego Roku Polarnego 1932/33. Czytelnik, Warszawa, str. 330– 345.
- Clift P.D. i Lorenzo J.M., 1999. Flexural unloading and uplift along the Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, equatorial Atlantic. Journal of Geophysical Research, 104 (B11), 25257–25274.
- Cohen J.K. i Stockwell Jr. J.W., 1997. CWP/SU: Seismic Unix Release 30: a free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Czuba W., 1994. Struktura skorupy ziemskiej w strefie przejścia od zachodniego Spitsbergenu do Grzbietu Knipowicza. Praca magisterska. Uniwersytet Warszawski, Wydział Fizyki, Warszawa, 57 str.
- Czuba W., Grad M., Guterch A., 1999. Crustal structure of north-western Spitsbergen from DSS measurements. Polish Polar Research, 20 (2), 131–148.

- Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W, 2004a. Crustal structure of the continent–ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen. Polish Polar Research, 25 (3-4), 205-221.
- Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W, 2004b. Struktura skorupy ziemskiej w strefie krawędzi północno-zachodniego Svalbardu na podstawie badań sejsmicznych. Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, 47–60.
- Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W, 2005. Crustal structure of northern Spitsbergen along deep seismic transect between the Molloy Deep and Nordaustlandet. Geophysical Journal International, 161, 347–364.
- Červený V., Molotkov I.A., Pšenčík I., 1977. Ray Method in Seismology. Prague, Charles University, 214 str.
- Červený V. i Pšenčík I., 1983. 2-D seismic ray tracing package SEIS83 (software package). Prague, Charles University.
- Dallmann W.K. (ed.), 1999. Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Palaeozoic to Quarternary Bedrock. Committee on the Stratigraphy of Svalbard, Norsk Polarinstitutt, Tromsø, 318 str.
- Eiken O. i Austegard A., 1987. The Tertiary orogenic belt of West Spitsbergen: Seismic expressions of the offshore sedimentary basins. Norsk Geologisk Tidsskrift, 67, 383–394.

- Faleide J.I., Myhre A.M., Eldholm O., 1988. Early Tertiary volcanism at the western Barents Sea margin. Geological Society of London, Special Publication, 39, 135– 146.
- Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Eldholm O., Myhre A.M., Jackson H.R., 1991. Deep seismic transects across the sheared western Barents Sea – Svalbard continental margin. Tectonophysics, 189, 73–89.
- Feden R.H., Vogt P.R., Fleming H.S., 1979. Magnetic and bathymetric evidence for the "Yermak hot spot" northwest of Svalbard in the Arctic Basin. Earth and Planetary Science Letters, 44, 18–38.
- 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., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korabliova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, 108(B11), 2541, doi: 10.1029/2003JB002426.
- Guterch A., Pajchel J., Perchuć E., Kowalski J., Duda S., Komber J., Bojdys G., Sellevoll M.A., 1978. Seismic reconnaissance measurement on the crustal structure in the Spitsbergen region 1976. Geophysical Research on Svalbard, Bergen, 61 str.
- Harland W.B., 1997. The Geology of Svalbard. Geological Society Memoir No. 17. The Geological Society, London, 521 str.
- Harland W.B. i Cutbill J.L., 1974. The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen. Norsk Polarinstitut Skrifter, 161.

Hobro J.W.D, 1999. Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection

and refraction seismic travel-time data. Ph.D. thesis. Churchill College, Cambridge, 299 str.

- Hobro J.W.D., Singh S.C., Minshull T.A., 2003. Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltime data. Geophysical Journal International, 152 (1), 79–93.
- Hole J.A., 1992. Nonlinear high resolution three-dimensional seismic travel time tomography. Journal of Geophysical Research, 97, 6553-6562.
- Hopper J.R., Funck T., Tucholke B.E., Larsen H.Ch., Holbrook W.S., Louden K.E., Shillington D., Lau H., 2004. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. Geology, 32 (1), 93-96, doi: 10.1130/G19694.1.
- Jakobsson M., Cherkis N.Z., Woodward J., Macnab R. i Coakley B., 2000. New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers. Eos, Transactions, AGU, 81 (9), str. 89, 93, 96.
- Jokat W., Czuba W., Dzewas J., Ehrhardt A., Gierlichs A., Kühn D., Martens H., Lensch N., Nicolaus M., Nishimura Y., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M., Sroda P., Wildeboer-Schut E., 2000. Marine Geophysics, The Expedition ARKTIS-XV/2 of "Polarstern" in 1999, Berichte zur Polarforschung, 368, 8–26, ed. Jokat W., Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven.
- Komminaho K., 1993. Software manual for programs MODEL and XRAYS–a graphical interface for SEIS83 program package. University of Oulu, Department of Geophysics, Report No. 20, 31 str.
- Labrecque J.L., Kent D.V., Cande S.C., 1977. Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time. Geology, 5, 330–335.

- Ljones F., Kuwano A., Mjelde R., Breivij A., Shimamura H., Murai Y., Nishimura, Y., 2004. Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund. Tectonophysics, 378, 17–41.
- Majdański M. i Grad M., 2005. Application of second arrivals in seismic tomography inversion for the crustal structure study. Acta Geophysica Polonica, 53, 13–26.
- Panasienko G.D., Kriemienieckaja E.O., Aranowicz Z.I., 1987. Ziemletriasienija Szpicbiergiena. Riezultaty issledowanij po mieżdynarodnym gieofiziczeskim projektam. Międzyresortowy Komitet Geofizyczny przy Prezydium Akademii Nauk ZSRR, Moskwa.
- Peirce C., Whitmarsh R.B., Scrutton R.A., Pontoise B., Sage F., Mascle, J., 1996.
 Côte d'Ivoire–Ghana margin: seismic imaging of passive rifted crust adjacent to a transform continental margin. Geophysical Journal International, 125, 781-795.
- Prodehl C., Jacob A.W.B., Thybo H., Dindi E., Stangl, R., 1994. Crustal structure on the northeastern flank of the Kenya rift. Tectonophysics, 236, 271–290.
- Ritzmann O. i Jokat W., 2003. Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup. Geophysical Journal International, 152, 139–159.
- Scrutton R.A., 1982. Crustal structure and development of sheared passive continental margins. W: Scrutton R.A. (ed.) Dynamics of Passive Margins. American Geophysical Union Geodynamic Series, 6, pp.133–140,
- Sellevoll M.A. (coordinator), 1982. Seismic crustal studies on Spitsbergen 1978. Geophysical Research on Spitsbergen, Bergen, 62 str.

- Sellevoll M.A., Duda S.J., Guterch A., Pajchel J., Perchuć E., Thyssen F., 1991. Crustal structure in the Svalbard region from seismic measurements. Tectonophysics, 189, 55–71.
- Spencer A.M., Home P.C., Berglund L.T., 1984. Tertiary structural development of the western Barents Shelf: Troms to Svalbard. Petroleum Geology of the North European Margin, 199–209.
- Steel R., Gjelberg J., Helland-Hansen W., Kleinspehn K., Nøttvedt A., Rye-Larsen M., 1985. The Tertiary strike-slip basins and orogene belt of Spitsbergen. W: Biddle K., Cristie-Blick N. (eds) Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication; 37, 339–359.
- Sundvor E. i Eldholm O., 1979. The western and northern margin off Svalbard. Tectonophysics, 59, 239–250.
- Sundvor E. i Eldholm O., 1980. The continental margin of the Norwegian-Greenland Sea: Recent and outstanding problems. Transactions of the Royal Society of London, Series A 294, 77–82.
- Sroda P., 2000. 3-D modeling of the crustal structure in the contact zone between Antarctic Peninsula and south Pacific from seismic data. Ph.D. thesis. Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, 112 str.
- Talwani M. i Eldholm O., 1977. The evolution of the Norwegian-Greenland Sea: recent results and outstanding problems. Geological Society of America Bulletin, 88, 969–999.

- Thybo H., Maguire P.K.H., Birt C., Perchuć, E., 2000. Seismic reflectivity and magmatic underplating beneath the Kenya Rift. Geophysical Research Letters, 27 (17), 2745–2748.
- Tittgemeyer M., Wenzel F., Fuchs K., Ryberg, T., 1996. Wave propagation in a multiple-scattering upper mantle–observations and modeling. Geophysical Journal International, 127, 492–502.
- Vogt P.R. i Avery O.E., 1974. Tectonic history of the Arctic Basin. Partial solutions and unsolved mysteries. W: Herman Y. (ed.) Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer, Berlin, 83–117.
- Wessel P. i Smith W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. EOS Trans. AGU, 72, 441.
- Wessel P. i Smith W.H.F., 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released. EOS, Transactions, AGU, 79, 579.
- Zelt C.A., 1994. Software package ZPLOT. Bullard Laboratories, University of Cambridge, Cambridge.