



AKADEMIA GÓRNICZO-HUTNICZA IM. STANISŁAWA STASZICA
WYDZIAŁ GEOLOGII, GEOFIZYKI I OCHRONY ŚRODOWISKA
KATEDRA GEOFIZYKI

ROZPRAWA DOKTORSKA

**GEOLOGICZNA INTERPRETACJA ZAPISU SEJSMICZNEGO
REJESTROWANEGO DLA UKŁADÓW CIENKOWARSTWOWYCH**

mgr inż. Paweł Marzec

PROMOTOR

prof. dr hab. inż. Kaja Pietsch

Kraków 2009

Podziękowania

Prezentowana praca doktorska przygotowana została pod opieką Pani prof. dr hab. inż. Kai Pietsch. Za okazaną pomoc, cenne wskazówki i sugestie, wreszcie za cierpliwość w oczekiwaniu na końcowy rezultat moich badań należą się jej słowa gorących podziękowań. Dziękuję też za zaangażowanie i życzliwość okazane mi podczas kilkuletniej opieki naukowej.

Chciałbym podziękować Kolegom z Pracowni Interpretacji Danych Sejsmicznych Katedry Geofizyki WGGiOŚ AGH – mgr inż. Arturowi Tataracie oraz dr inż. Marcinowi Kobylarskiemu za pomoc, zarówno techniczną jak i uwagi merytoryczne bez których praca ta by nie powstała. Dr hab. inż. Andrzejowi Leśniakowi i dr inż. Tomkowi Dankowi dziękuję za udostępnienie klastera komputerowego Katedry Geoinformatyki i Informatyki Stosowanej, który znacznie przyspieszył obliczenia teoretycznych pól falowych w programie Seismod.

Wszystkie dane geofizyczne (profile sejsmiczne i dane geofizyki otworowej) opracowane w czasie realizacji niniejszej pracy zostały udostępnione przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A., za co składam serdeczne podziękowania.

Spis treści

1) Wstęp	1
2) Rozdzielczość w sejsmice.	3
2.1) Definicja cienkiej warstwy z punktu widzenia sejsmiki	3
2.2) Rozdzielczość pionowa	3
2.3) Rozdzielczość pozioma	18
3) Odwzorowanie wyklinowującej się warstwy w zapisie sejsmicznym – studium modelowe	21
3.1) Model bazowy i sygnały sejsmiczne wykorzystane do modelowań numerycznych	21
3.2) Analiza amplitudy refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy i pomierzonej miąższości czasowej na sekcjach syntetycznych.	22
3.2.1 Wyniki modelowań metodą pionowego padania promienia sejsmicznego.	24
3.2.2 Wyniki modelowań metodą dyfrakcyjną.	34
3.2.3 Wyniki modelowań metodą falową	43
3.2.4 Wyniki modelowania wyklinowującej się warstwy różnymi metodami – podsumowanie i wnioski.	60
3.3) Analiza amplitudy kompozytowej refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy	62
3.3.1 Amplituda kompozytowa w przypadku jednakowych wartości współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy	62
3.3.2 Amplituda kompozytowa w przypadku różnych wartości współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy	64
3.4) Analiza amplitud i kształtu refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy w oparciu o sekcję syntetyczną o rotacji fazy 270°	68
3.4.1 Amplituda międzyszczytowa	68
3.4.2 Kształt refleksu	73
4) Metody analizy sejsmicznego odwzorowania wyklinowującej się warstwy.....	75
4.1) Metoda określania parametrów tuningu w oparciu o zmianę amplitudy w funkcji miąższości czasowej.	75
4.2) Metoda identyfikacji i usuwania amplitudowych wzmocnień wywołanych tuningiem w oparciu o analizę amplitudy i kształtu sygnału na sekcji sejsmicznej o zrotowanej fazie.	82
4.2.1 Definicja metody w oparciu o prosty model wyklinowującej się warstwy .	83
4.2.2 Testowanie metody.	89
5) Testowanie metod analizy odpowiedzi sejsmicznej wyklinowujących się warstw na danych rzeczywistych z rejonu zdjęcia sejsmicznego 3D Grobla - Uście Solne i Grobla Wschód – Rylowa.	92
5.1) Charakterystyka geologiczna rejonu badań.	92
5.1.1 Stratygrafia utworów w rejonie badań.	93

5.1.2 Geologiczna ewolucja rejonu badań.	96
5.1.3 Złoża węglowodorów w obszarze badań.	99
5.2) Wstępne przygotowanie i interpretacja danych sejsmicznych i otworowych .	100
5.2.1 Dane otworowe.	100
5.2.2 Dane sejsmiczne	102
5.2.3 Dowiązanie danych otworowych do danych sejsmicznych	103
5.2.4 Geologiczna interpretacja danych sejsmicznych	108
5.3) Określanie parametrów tuningu i rozdzielczości danych sejsmicznych oraz analiza wykresów kalibracyjnych amplitudy	117
5.4) Identyfikacja i usuwanie amplitudowych wzmocnień wywołanych tuningiem w oparciu o analizę amplitudy i kształtu sygnału na sekcji sejsmicznej o zrotowanej fazie.	124
5.4.1 Kryteria identyfikacji i eliminacji anomalii amplitudowych wywołanych tuningiem w oparciu o teoretyczne pole falowe	124
5.4.2 Identyfikacja przyczyn anomalii amplitudowych na przekroju sejsmicznym z wykorzystaniem opracowanej procedury	135
5.4.3 Eliminacja efektu tuningu z mapy amplitudowej stropu piaskowca cenomańskiego.	138
5.4.4 Podsumowanie i wnioski	147
6) Podsumowanie i wnioski końcowe.	148
Spis Literatury.	150

1. Wstęp

Jedną z podstawowych metod złożowej interpretacji zapisu sejsmicznego – analiza bezpośrednich wskaźników węglowodorowości (DHI) – może w układach cienkowarstwowych prowadzić do błędnych wyników. Zapis sejsmiczny jest wtedy zależny nie tylko od litologii warstw zbiornikowych, ich porowatości i nasycenia gazem, ale również od miąższości warstw budujących strefę złożową. Anomalne wzmocnienie amplitudy sygnałów sejsmicznych w strefie złożowej, które jest w wielu przypadkach głównym wskaźnikiem nasycenia gazem przestrzeni porowej (*bright spot*), może powstawać również na skutek zjawiska pozytywnej interferencji sygnałów odbitych od stropu i spągu cienkiej warstwy (*tuning*). Ocena wpływu tuningu jest więc niezbędna, gdy analizy amplitudowe stanowią podstawowy wskaźnik węglowodorowości.

Problem jest szczególnie istotny w rejonach, w których złoża gazu ziemnego występują w cienkich, z sejsmicznego punktu widzenia, warstwach. Dobrym przykładem może być obszar Przedgórze Karpat, gdzie strefy nasyczone w obrębie utworów miocenu jak i cenomanu występują w cienkich, wyklinowujących się warstwach. Istotny w takiej sytuacji staje się problem identyfikacji tych cienkowarstwowych układów i opracowanie metod eliminacji z zapisu sejsmicznego wpływu geometrii warstw na rejestrowany zapis sejsmiczny.

Celem realizowanego doktoratu jest więc opracowanie metod identyfikacji i eliminacji efektu amplitudowego związanego z tuningiem w oparciu o zmianę amplitudy i kształtu sygnału sejsmicznego.

Interferencyjny, dla układów cienkowarstwowych, charakter pola falowego powoduje, że jego geologiczna interpretacja jest mało wiarygodna, a często wręcz niemożliwa. Niezbędne jest więc w pierwszej kolejności poznanie odwzorowania sekwencji cienkowarstwowych w polu falowym i na tej podstawie zaproponowanie metod umożliwiających ich bardziej wiarygodną interpretację sejsmiczno-geologiczną.

Podstawową metodą badawczą, która została zastosowana w pracy są wielowariantowe modelowania sejsmiczne 2D, w oparciu o które zostały opracowane kryteria identyfikacji zapisu sejsmicznego powstającego dla sekwencji cienkowarstwowych oraz metody eliminacji niepożądanego wzmocnienia amplitudy wywołanego zmianami geometrycznego układu warstw.

Końcowym wynikiem badań jest weryfikacja zaproponowanych metod poprzez geologiczno - złożową interpretację pola falowego, rejestrowanego w strefie Grobla – Rajska – Ryłowa, w której złoża gazu ziemnego zlokalizowane są w piaskowcach cenomańskich.

Kolejne zrealizowane etapy rozprawy doktorskiej to:

- Modelowania teoretycznego pola falowego z wykorzystaniem promieniowej i falowej teorii propagacji fal oraz sygnałów aproksymujących dynamitowe i wibratorowe wzbudzenie sygnałów sejsmicznych. Ich celem była ocena wpływu na odpowiedź sejsmiczną cienkiej warstwy zmiany parametrów petrofizycznych oraz miąższości warstw, sposobów przetwarzania i metod modelowania teoretycznego zapisu sejsmicznego (Rozdz. 3).
- Opracowanie, w oparciu o sejsmiczną odpowiedź układów cienkowarstwowych, kryteriów identyfikacji stref tuningu i metod jego eliminacji. Do określenia parametrów tuningu wykorzystane zostały amplitudowe wykresy kalibracyjne i parametry widma sygnału, a do eliminacji wzmocnienia sygnału w strefie tuningu opracowane zostały specjalne filtry. Ich zastosowanie do przekrojów sejsmicznych umożliwia rozdzielenie anomalii amplitudowych na te, które wywołane są nasyceniem oraz te wynikające z interferencji sygnałów odbitych od stropu i spągu warstw. Zastosowanie tych filtrów do map amplitudowych – umożliwia eliminację wzmocnienia amplitudy wywołanego

tuningiem. Opracowane procedury mogą być z powodzeniem stosowane w istniejących systemach interpretacyjnych (Rozdz. 4).

- Zaproponowane metody identyfikacji i eliminacji wzmocnienia amplitudy wykorzystane zostały do interpretacji piaskowca cenomańskiego na obszarze zdjęć sejsmicznych 3D: Grobla – Uście Solne i Grobla Wschód – Rylowa. Zastosowanie do interpretacji różnych wersji opracowanych map amplitudowych oraz map wartości amplitudy opracowanych filtrów w sposób zdecydowany podniosło wiarygodność złożowej interpretacji danych sejsmicznych. Uzyskane wyniki w pełni potwierdzają dane otworowe z licznych w tym rejonie odwiertów (Rozdz. 5).

Zastosowanie zaproponowanych procedur może przyczynić się do zwiększenia wiarygodności geologicznej interpretacji sejsmicznych ośrodków cienkowarstwowych, co niewątpliwie przyczyni się do poprawienia efektywności poszukiwania i rozpoznawania złóż węglowodorów.

2. Rozdzielczość w sejsmice

2.1. Definicja cienkiej warstwy z punktu widzenia sejsmiki

Wszędzie tam, gdzie przy pomocy sygnału o skończonym widmie próbuje się określić parametry obiektu o niewielkich rozmiarach, pojawia się pojęcie rozdzielczości. Wywodzi się ono zasadniczo z optyki, gdzie rozdzielczość przyrządu optycznego definiowana jest poprzez odległość, przy której dwa zbiegające się punkty świetlne zaczynają tworzyć jeden punkt. Zdolność do rozdzielania dwóch obiektów nazywamy zdolnością rozdzielczą, a jej odwrotnością jest granica rozdzielczości, gdyż im jest ona mniejsza, tym posiadamy lepszą rozdzielczość.

W metodach sejsmicznych rozdzielczość określona jest przez zdolność szeroko pojętego systemu sejsmicznego (zawierającego źródło, ośrodek i rejestrator) do wydzielenia z górotworu strefy (obiektu) o anomalnych własnościach sprężystych i posiadającej określone wymiary pionowe i poziome (Ślusarczyk, 1988). Głównym parametrem określającym jej wielkość jest pasmo częstotliwości pomierzonej finalnie w aparaturze i następnie przetworzonej fali sejsmicznej. Szerokość pasma częstotliwości sygnału definiuje nie tylko zdolność rozdzielania w zapisie sejsmicznym dwóch blisko siebie leżących granic sejsmicznych, ale i zdolność do wykrycia, na tle zakłóceń, poziomej lub pionowej granicy sejsmicznej. Stąd biorą się w sejsmice pojęcia wykrywalności i rozdzielczości pionowej i poziomej. Istotny jest także krok próbkowania przestrzennego (odległość między kanałami sejsmicznymi) i czasowego zapisu sejsmicznego.

W badaniach sejsmicznych cienka warstwa jest określona jako jednostka lito-stratygraficzna, której miąższość jest dużo mniejsza niż dominująca długość elementarnej fali sejsmicznej przechodzącej przez tę warstwę. Granicę, poniżej której mówimy o warunkach cienkiej warstwy, nazywamy granicą rozdzielczości pionowej i wyrażamy poprzez najmniejszą możliwą do wydzielenia miąższość warstwy.

2.2. Rozdzielczość pionowa

Jeżeli do danych sejsmicznych zastosujemy zaczerpnięte z optyki kryterium rozdzielczości Rayleigha, to granicą rozdzielczości pionowej $b/2$ jest przedział czasu równy połowie zdefiniowanej na rysunku 2.2.1 szerokości sygnału elementarnego (okresu).

$$T_b = \frac{1}{2} \cdot b \quad (2.2.1)$$

Zatem granicą rozdzielczości jest miąższość warstwy równa $1/4$ długości fali w tej warstwie

$$Z_b = \frac{1}{4} \cdot \lambda_b \quad (2.2.2)$$

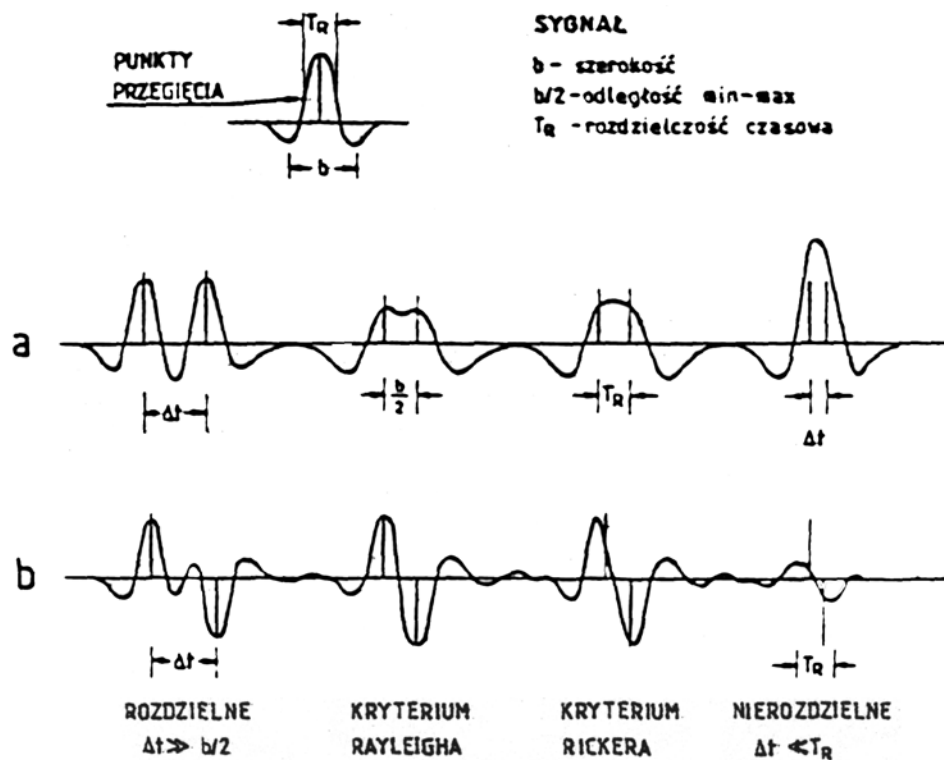
Jako pierwszy próby stworzenia kryterium rozdzielczości dla sejsmiki podjął się Ricker (1953). Przyjął on jako granicę rozdzielczości czasowej T_R przedział czasu, przy którym sumaryczny sygnał, powstały z nałożenia dwóch sygnałów odbitych od zbliżających się do siebie granic sejsmicznych, osiąga krzywiznę równą zero (rys. 2.2.1). Granicę tę można obliczyć przez dwukrotne różniczkowanie sygnału sejsmicznego i przyrównanie drugiej pochodnej do zera. Autor sformułował swoje kryterium dla dwóch równoamplitudowych sygnałów o jednakowej polaryzacji oraz prostym kształcie (sygnały Rickera) i wyprowadził zależność definiującą granicę rozdzielczości czasowej:

$$T_R = 0.428 \cdot b \quad (2.2.3)$$

gdzie: b - okres fali.

gdy znamy prędkość fali sejsmicznej w warstwie możliwe jest obliczenie granicy rozdzielczości głębokościowej i wynosi ona mniej niż $\frac{1}{4}$ długości fali (λ_b) dla dominującej częstotliwości fali w tej warstwie:

$$Z_R = 0.214 \cdot \lambda_b \quad (2.2.4)$$



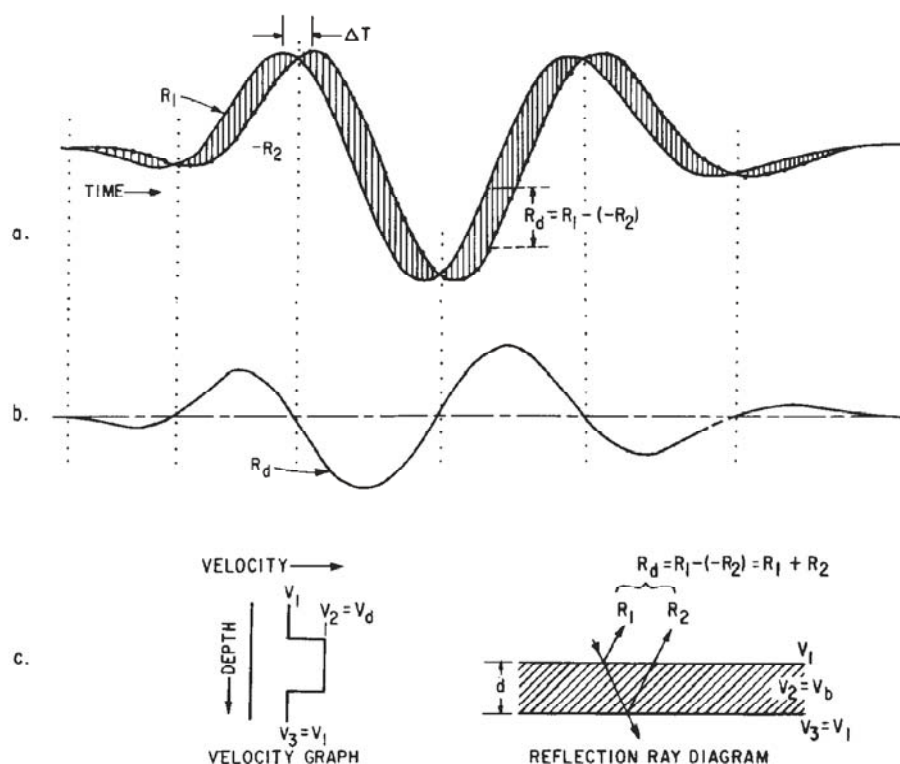
Rys. 2.2.1. Porównanie kryteriów rozdzielczości Rickera i Rayleigha dla dwu sygnałów równoamplitudowych: a. jednakowej polaryzacji, b. przeciwnej polaryzacji (wg: R. Ślusarczyk, 1988)

Kryterium rozdzielczości dla sygnałów o przeciwnej polaryzacji opracował Widess (1973). Założył on, że przy normalnym padaniu fali, zinterferowany sygnał będący odpowiedzią cienkiej warstwy o przeciwnych współczynnikach odbicia jest superpozycją sygnałów odbitych od stropu i spągu tej warstwy (rys. 2.2.2) i dla sinusoidalnej aproksymacji sygnału wynosi:

$$R_d = R_1 + R_2 \cong \left[2 \cdot A \cdot \sin \frac{2\pi \cdot d}{b \cdot V_d} \right] \sin \frac{2\pi \cdot t}{b} \quad (2.2.5)$$

gdzie:

- R_1 - sygnał odbity od stropu warstwy
- R_2 - sygnał odbity od spągu warstwy
- A - średnia amplituda fali odbitej od stropu lub spągu warstwy
- b - dominujący okres fali
- d, V_d - miąższość i prędkość fali w warstwie

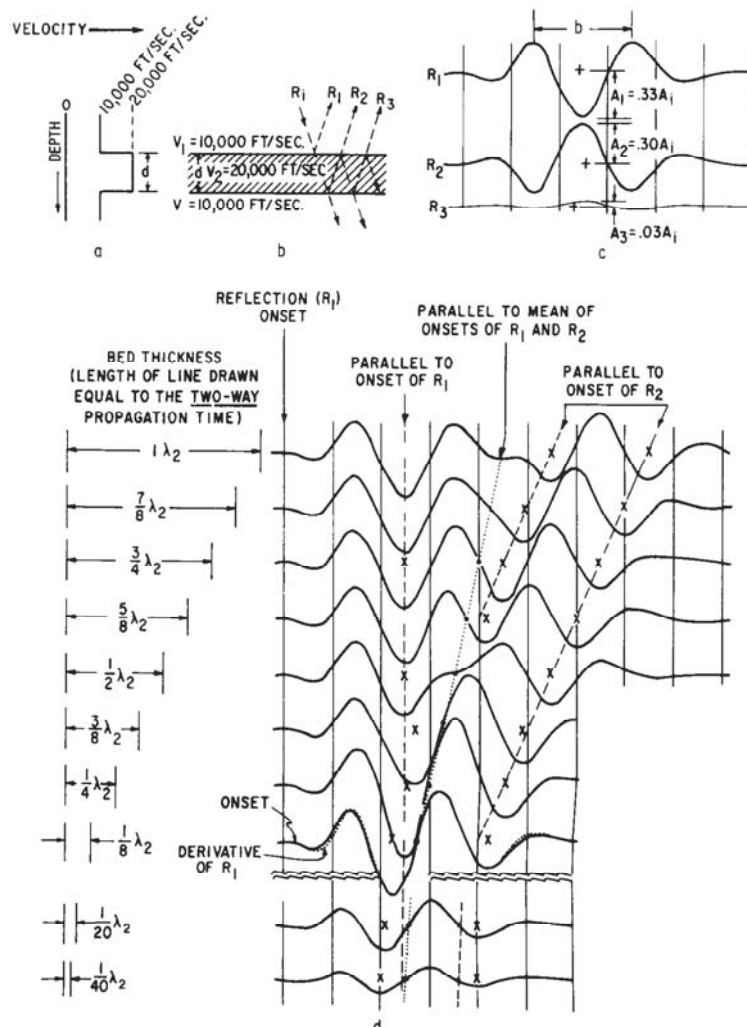


Rys. 2.2.2. Superpozycja sygnałów odbitych od stropu i spągu cienkiej warstwy (wg: M. B. Widess, 1973)

- Sygnał R_1 (strop warstwy) i przesunięty o ΔT (podwójny czas przejścia fali od stropu do spągu cienkiej warstwy) sygnał R_2 (spąg warstwy) o odwróconej polaryzacji
- Sygnał sumaryczny R_d – różnica między R_1 a $-R_2$
- Model prędkościowy (*velocity graph*) i przebieg promieni sejsmicznych w warstwie (*reflection ray diagram*). W celu uproszczenia autor nie uwzględnił strat transmisji i odbić wielokrotnych, a gęstość w modelu przyjął jako stałą

Analizując sygnały sumaryczne dla różnej miąższości (rys. 2.2.3) warstwy Widess zauważył, że różnica czasowa między wstąpieniami refleksów R_1 i R_2 jest wprost proporcjonalna do miąższości warstwy, dla miąższości przekraczających $\frac{1}{4}$ długości fali dla dominującego okresu. Zatem, miąższości warstwy przekraczające $\frac{1}{4}$ dominującej długości fali mogą być określone poprzez pomiar różnicy czasu refleksu od stropu i spągu warstwy. Zauważył też, że zmniejszanie miąższości warstwy powoduje zmianę amplitudy i kształtu sygnału sumarycznego. Ma on największą amplitudę przy miąższości warstwy równej $\frac{1}{4}$ długości dla dominującej częstotliwości fali. Miąższość tę nazywamy miąższością tuningu (ang. *tuning thickness*). Poniżej tej miąższości kształt sygnału sumarycznego zmienia się nieznacznie, a przy miąższości warstwy równej $\frac{1}{8}$ dominującej długości fali całkowicie stabilizuje i jest zbliżony do pochodnej pojedynczego sygnału odbitego od stropu warstwy (R_1 na rys. 2.2.2). Wg Widessa punkt ten stanowi granicę rozdzielczości danych sejsmicznych:

$$Z_w = \frac{1}{8} \cdot \lambda_b \quad (2.2.6)$$



Rys. 2.2.3. Wpływ miąższości warstwy na kształt refleksu. (wg: M. B. Widess, 1973)

- Model prędkościowy
- Schemat przebiegu promieni sejsmicznych w obrębie warstwy o miąższości "d"
- Poszczególne fale odbite, które są dodawane algebraicznie przy użyciu opóźnień czasowych obliczonych na podstawie miąższości warstwy, dają formy falowe pokazane na rysunku d
- Złożony kształt refleksu pokazany jako funkcja miąższości warstwy. „b” jest dominującym okresem padającej fali elementarnej, a interwał linii czasowych wynosi b/2

Objaśnienia: *reflection onset* = początek refleksu; *parallel to mean of onsets of R₁ and R₂* = równoległy do średniego czasu wstąpienia refleksów R₁ i R₂; *parallel to onset of R₂* = równoległy do początku refleksu R₂; *bed thickness* = miąższość warstwy (długość linii równa się podwojonemu czasowi przebiegu przez warstwę); *derivative of R₁* = pochodna sygnału R₁

Poniżej miąższości granicznej amplituda sumarycznej fali odbitej A_d jest w przybliżeniu proporcjonalna do miąższości cienkiej warstwy i odwrotnie proporcjonalna do długości fali:

$$A_d = \frac{4\pi \cdot A \cdot d}{\lambda_b} \quad (2.2.7)$$

gdzie: A - średnia amplituda fali odbitej od stropu lub spągu warstwy

λ_b - długość fali dla dominującego okresu w warstwie
 d - miąższość warstwy

Wzór ten jest uproszczeniem wyprowadzonego przez Rayleigha (1945) równania na amplitudę harmoniczną fali od pojedynczej warstwy (2.2.8) przy założeniu, że $d/\lambda_b < 0.128$ oraz stosunek twardości akustycznych na granicy cienkiej warstwy zawiera się w przedziale $0/5 < \alpha < 2$.

$$R_d = A \cdot (1 + \alpha)^2 \sqrt{\left(2\alpha \cdot \operatorname{ctg} \frac{2\pi \cdot d}{\lambda_b}\right)^2 + (1 + \alpha^2)^2} \quad (2.2.8)$$

Ze wzoru 2.2.7 wynika, że mieralne refleksy mogą być generowane przez warstwy bardzo cienkie. Na przykład, jeżeli $d/\lambda_b = 1/20$, wtedy $A_d = 0.6 A$, co mówi, że warstwa o miąższości zaledwie 1/20 dominującej długości fali może wygenerować refleks o amplitudzie 0.6 amplitudy refleksu pochodzącego od równoważnej akustycznie warstwy grubej. W zależności od poziomu szumów, wykrywalność pojedynczej warstwy będzie się zmniejszać lub zwiększać.

Wpływ odbić wielokrotnych wewnątrzwarstwowych na rozdzielczość pionową danych sejsmicznych

Widess w swoich rozważaniach pominął wpływ refleksów wielokrotnych. Koefoed i de Voogd (1980) wykazali, że jest on istotny w przypadku granic o dużych wartościach współczynnika odbicia i nie można go pominąć. Rozwinęli oni równanie Rayleigha dla sinusoidalnej fali padającej prostopadle w następujący sposób:

$$R_d = (\alpha^{-1} - \alpha) \sqrt{4 \cdot \left(\operatorname{ctg} \frac{2\pi \cdot d}{\lambda_b}\right)^2 + (\alpha^{-1} + \alpha)^2} \quad (2.2.9)$$

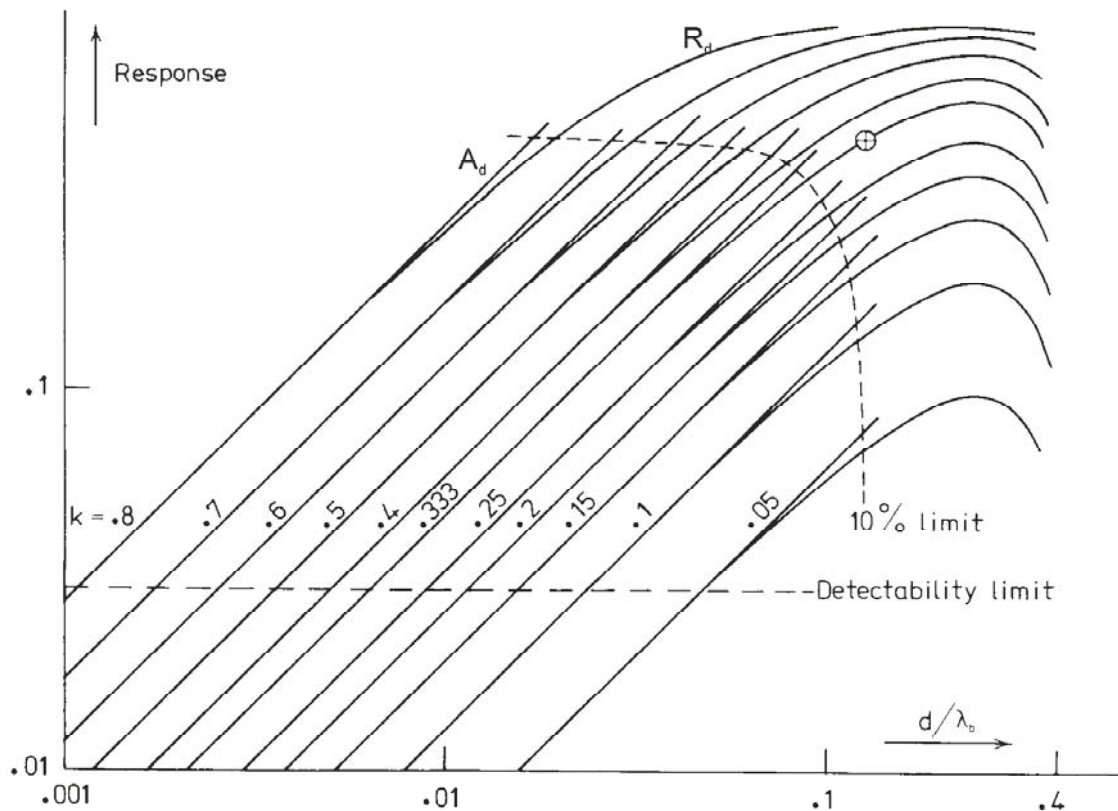
gdzie: λ_b - długość fali dla dominującego okresu w warstwie
 d - miąższość warstwy
 α - stosunek impedancji akustycznych na granicy cienkiej warstwy i skał otaczających

Zaniedbując, dla małych wartości d/λ_b , drugie wyrażenie pod pierwiastkiem we wzorze 2.2.9 oraz zastępując kotangens kąta wielkością kąta, można uzyskać liniową aproksymację funkcji odpowiedzi cienkiej warstwy:

$$A_d = (\alpha^{-1} - \alpha) \frac{\pi \cdot d}{\lambda_b} \quad (2.2.10)$$

Na rys. 2.2.4 pokazane są wykresy odpowiedzi cienkiej warstwy i ich liniowe aproksymacje dla różnych współczynników odbicia opisanych zależnością:

$$k = \frac{1 - \alpha}{1 + \alpha} \quad (2.2.11)$$

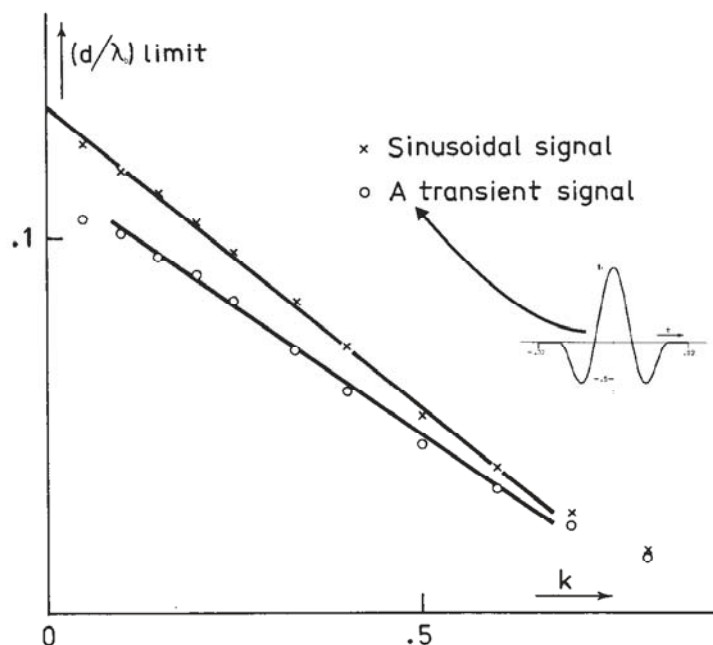


Rys. 2.2.4. Odpowiedź refleksyjna warstwy na fale sinusoidalną w funkcji miąższości dla różnych współczynników odbicia. (wg: O. Koefoed i N. de Voogd, 1980).
 Objaśnienia: *response* = odpowiedź refleksyjna; *10% limit* = granica rozdzielczości pionowej; *detectability limit* = granica wykrywalności; ⊗ = granica rozdzielczości wg Widessa ($d/\lambda_b=1/8$)

Koefoed i de Voogd przyjęli, że granicą rozdzielczości jest wartość d/λ_b , dla której różnica pomiędzy wartością funkcji odpowiedzi R_d a jej liniową aproksymacją A_d wynosi 10% wartości liniowej aproksymacji w tym punkcie. Punkt „⊗” odpowiadający granicy rozdzielczości według kryterium Widessa, wyznaczony w oparciu o kształt refleksu, odpowiada 20% przekroczeniu granicy liniowości funkcji odpowiedzi. Granica wykrywalności na rys. 2.2.4 odpowiada miąższości, przy której amplituda fali odbitej stanowi wg Telforda i in. (1976) 3% amplitudy fali padającej. Na rys. 2.2.5 przedstawiona jest zależność między miąższością warstwy i współczynnikiem odbicia przy 10% przekroczeniu granicy liniowości dla fali sinusoidalnej i sygnału przejściowego. Dla wartości współczynników odbicia w zakresie od 0.1 do 0.6 może być ona aproksymowana linią prostą. Zatem pionową granicę rozdzielczości danych sejsmicznych dla dużych współczynników odbicia można wyrazić empiryczną zależnością:

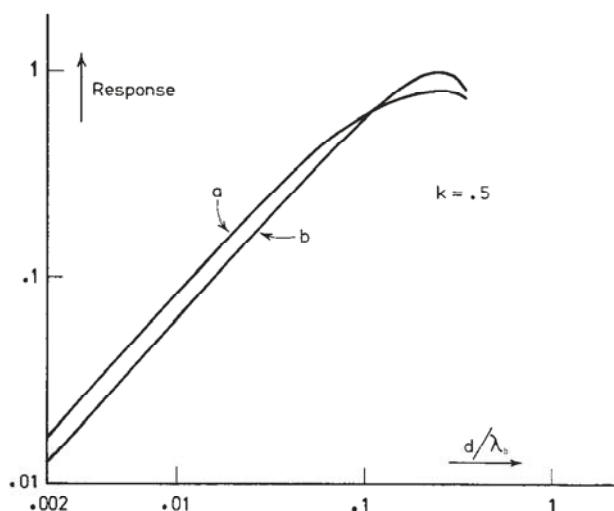
$$Z_K = (0.125 - 0.15 \cdot k) \lambda_b \quad (2.2.12)$$

gdzie: λ_b - długość fali dla dominującego okresu w warstwie
 k - współczynnik odbicia



Rys. 2.2.5. Zależność między miąższością warstwy i współczynnikiem odbicia przy 10% przekroczeniu granicy liniowości dla fali sinusoidalnej i sygnału przejściowego (wg: O. Koefoed i N. de Voogd, 1980).
 Objasnienia: *sinusoidal signal* = sygnał sinusoidalny; *transient signal* = sygnał przejściowy; $(d/\lambda)_{\text{limit}}$ = granica rozdzielczości

Koefoed i de Voogd wykazali, że w przypadku dużych współczynników odbicia, związanych np. z pokładami węgla istotny jest wpływ refleksów wielokrotnych na granicę rozdzielczości danych sejsmicznych. Granica ta rozumiana, jako granica liniowej zależności odpowiedzi amplitudowej od miąższości warstwy, maleje ze wzrostem współczynnika odbicia. Uwzględnienie w odpowiedzi cienkiej warstwy refleksów wielokrotnych zostało zobrazowane na rys. 2.2.6.

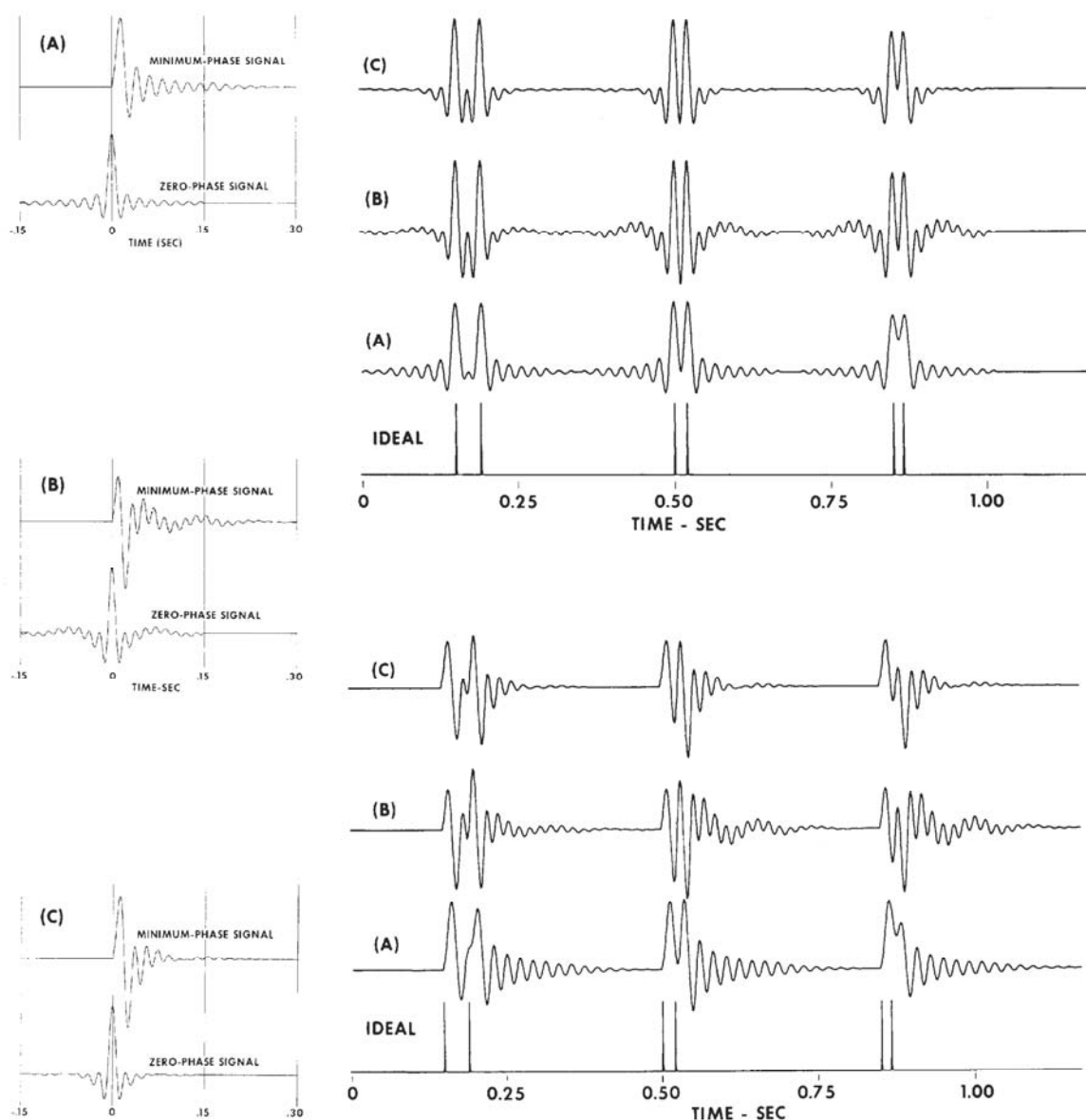


Rys. 2.2.6. Odpowiedź refleksyjna warstwy na fale sinusoidalną w funkcji miąższości z uwzględnieniem (krzywa a) oraz bez uwzględnienia (krzywa b) odbić wielokrotnych i strat transmisji (wg: O. Koefoed i N. de Voogd, 1980).
 Objasnienia: *response* = odpowiedź refleksyjna

Odpowiedź refleksyjna nie uwzględniająca refleksów wielokrotnych ma większy zasięg quasi-liniowej odpowiedzi i zauważalnie mniejszą amplitudę w zakresie cienkiej warstwy, mimo nie uwzględnienia strat transmisji. Zatem istotne jest uwzględnienie odbić wielokrotnych w przypadku warstw o dużych współczynnikach odbicia na granicach.

Wpływ sygnału na rozdzielczość pionową danych sejsmicznych

W przedstawionych dotychczas kryteriach rozdzielczości autorzy nie analizowali wpływu kształtu sygnału sejsmicznego i innych jego parametrów na ostateczną rozdzielczość zapisu sejsmicznego (wyjątek rys 2.2.7 gdzie widać, że sygnał sinusoidalny ma wyraźnie mniejszą rozdzielczość niż sygnał przejściowy). Analizując sygnał minimalnofazowy i zerofazowy o takim samym widmie amplitudowym Schoenberger (1974) wykazał, że ten drugi charakteryzuje się większą rozdzielczością pionową odpowiedzi cienkiej warstwy.

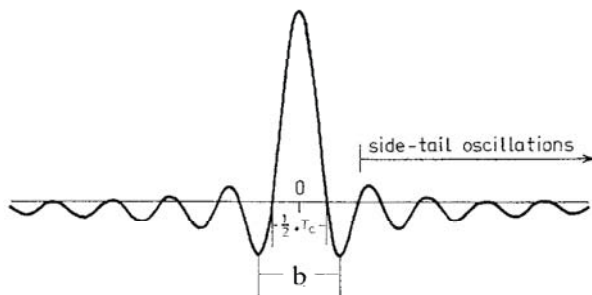


Rys. 2.2.7. Sejsmogramy syntetyczne obliczone dla sygnałów zerofazowych (górne zestawienie) i minimalnofazowych (dolne zestawienie) o różnym kształcie (A,B,C). (wg: M. Schoenberger, 1974)

Objaśnienia: *zero-phase signal* = sygnał zerofazowy; *minimum-phase signal* = sygnał minimalnofazowy; *ideal* = odpowiedź impulsowa warstwy

Na rys. 2.2.7 pokazany jest spłot sygnałów zerofazowych i minimalnofazowych z odpowiedzią impulsową cieniejącej warstwy. Widoczna jest niższa rozdzielczość zinterferowanego minimalnofazowego sygnału. Schoenberger wykazał, że wynika to z różnego stosunku amplitudy listka głównego do amplitudy listków bocznych tych sygnałów.

Analizując sygnały zerofazowe o różnym kształcie widma Koefoed (1981) wykazał, że oprócz stosunku amplitudy listka głównego do amplitudy listków bocznych na rozdzielczość sygnału wpływ mają szerokość listka centralnego (proporcjonalna do okresu dominującego) oraz amplitudy oscylacji końcowych rozumianych jako amplitudy listków bocznych sygnału, położone w odległości przekraczającej $\frac{3}{4}$ okresu dominującego od środka sygnału (rys.2.2.8). Koefoed powiązał te parametry z kształtem widma amplitudowego.



Rys. 2.2.8. Elementy sygnału decydujące o rozdzielczości. (wg: O. Koefoed, 1981)

Objaśnienia: b = okres dominujący sygnału; T_0 = szerokość listka centralnego; *side-tail oscillations* = oscylacje końcowe (boczne)

Syntetyczne omówienie najważniejszych aspektów rozdzielczości, obejmujące opisane kryteria, przedstawili Kallweit i Wood (1982). Autorzy ci zbadali zależność między położeniem maksimów sygnałów odbitych od stropu i spągu cieniejącej warstwy a rzeczywistą ich miąższością. Udało im się ujednolicić i uniezależnić od polaryzacji współczynników odbicia kryteria: Rayleigha, Rickera i Widessa. Kallweit i Wood analizowali sygnał Rickera oraz sygnał sinc będący przybliżeniem autokorelacji sygnału vibratorowego. Wykorzystali do tego celu wykresy kalibracyjne amplitudy i miąższości czasowej nazywane też wykresami wykrywania i wydzielania. Ich konstrukcja polega na przedstawieniu amplitudy i miąższości czasowej warstwy, uzyskanych z danych sejsmicznych, w funkcji rzeczywistej miąższości warstwy. Na tych wykresach oś amplitudowa dotyczy pewnego dowolnego pomiaru amplitudy refleksu związanego z cienką warstwą, takiego jak amplitudy maksimum refleksu (ang. *peak amplitude*), amplitudy minimum refleksu (ang. *trough amplitude*) lub amplitudy międzyszczytowej (ang. *peak-to-trough amplitude*), natomiast oś pozornej miąższości czasowej dotyczy różnicy czasów między ekstremami refleksów, które wyznaczają strop i spąg cieniejącej warstwy. Na rys. 2.2.9 przedstawione są wykresy kalibracyjne amplitudy i miąższości czasowej dla wyklinowującej się warstwy o jednakowych (a.) i przeciwnych (b.) współczynnikach odbicia. Autorzy zastosowali do obliczenia syntetycznych sekcji sejsmicznych sygnał Rickera 25 Hz. W obu przypadkach miąższość dopasowania (dostrojenia, rezonansowa, tuningu), odpowiadająca granicy rozdzielczości według kryterium Rayleigha i wyrażona przez połowę okresu dominującego $b/2$, odnosi się do punktu, w którym pomierzona miąższość czasowa warstwy (ang. *two-way apparent thickness*) jest równa rzeczywistej miąższości czasowej (ang. *two-way true thickness*). Powyżej miąższości dopasowania odległość pomiędzy ekstremami refleksów w przybliżeniu odpowiada rzeczywistej miąższości czasowej warstwy. W przypadku jednakowych współczynników odbicia poniżej miąższości dostrojenia pomierzona odległość między maksimami refleksów maleje do zera dla wartości rzeczywistej miąższości warstwy równej T_R . Wartość ta odpowiada granicy rozdzielczości wg kryterium Rickera. W przypadku przeciwnych

współczynników odbicia krzywa pomierzonych miąższości czasowych nie maleje do zera, lecz asymptotycznie zbliża się do wartości T_R . Zatem możliwe jest stosowanie kryterium Rickera do wyznaczania rozdzielczości czasowej niezależnie od polaryzacji współczynników odbicia w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy. Licząc pochodną funkcji Rickera i przyrównując wynik do zera Kallweit i Wood podali wzory na miąższość tuningu i granicę rozdzielczości czasowej:

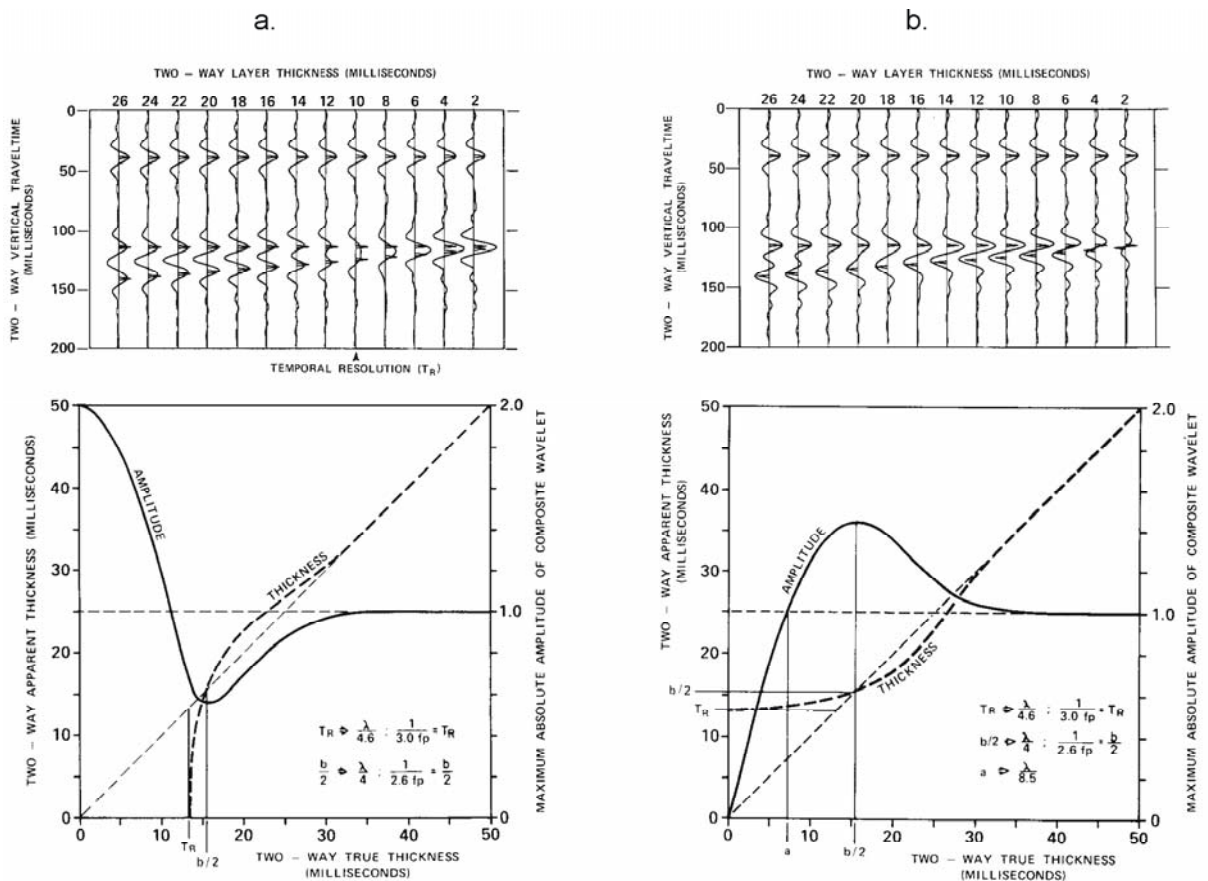
$$T_b = \frac{b}{2} = \frac{1}{2.6 \cdot f_p} \quad (2.2.13)$$

$$T_R = \frac{1}{3.0 \cdot f_p} \quad (2.2.14)$$

gdzie: f_p - częstotliwość dla amplitudy maksymalnej widma sygnału Rickera

$$\text{stad: } Z_R = \frac{1}{6} \lambda_p \quad (2.2.15)$$

gdzie: Z_R - granica rozdzielczości głębokościowej wg kryterium Rickera
 λ_p - długość fali dla częstotliwości f_p



Rys. 2.2.9. Sekcje syntetyczne oraz wykresy wykrywania i wydzielania wykonane w oparciu o model wyklinowującej się warstwy o (a.) jednakowych (b.) przeciwnych współczynnikach w stropie i spągu dla sygnału Rickera 25 Hz (wg: R. S. Kallweit i L. C. Wood, 1982)

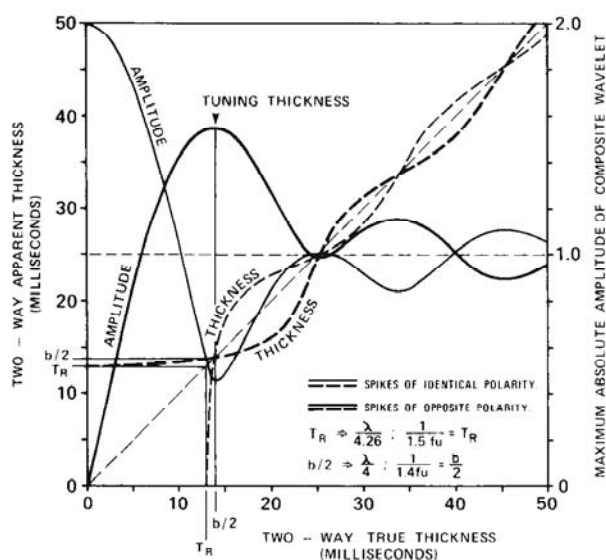
Objaśnienia: *two-way true thickness* = rzeczywista miąższość czasowa; *two-way apparent thickness* = pomierzona (pozorna) miąższość czasowa; *maximum absolute amplitude of composite wavelet* = maksymalna bezwzględna wartość amplitudy refleksu sumarycznego. *amplitude* = wykres odczytanej amplitudy; *thickness* = wykres pomierzonej miąższości czasowej

Analizując wykresy amplitudowe zauważyć można różną odpowiedź wyklinowującej się warstwy dla przypadku a i b (rys 2.2.9). Ze zmniejszaniem miąższości warstwy o jednakowych współczynnikach odbicia w stropie i spągu amplituda refleksu maleje i osiąga minimum interferencyjne przy miąższości tuningu. Jej wielkość równa jest różnicy bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego i pierwszego listka bocznego sygnału źródłowego. Następnie amplituda rośnie odwrotnie proporcjonalnie (najpierw liniowo później nieliniowo) do miąższości warstwy i przy zerowej jej miąższości podwaja się. W przypadku przeciwnych współczynników w stropie i spągu warstwy amplituda refleksu rośnie i osiąga maksimum interferencyjne przy miąższości tuningu. Jej wielkość, w tym wypadku, równa jest sumie bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego i pierwszego listka bocznego sygnału źródłowego. Następnie amplituda maleje (najpierw nieliniowo a od pewnego momentu liniowo) do zera. Miąższość w punkcie „a” na rys. 2.2.9.a w przybliżeniu odpowiada granicy rozdzielczości wg kryterium Widessa i wynosi:

$$Z_a = \frac{1}{8.5} \lambda \quad (2.2.16)$$

gdzie: λ - długość fali dla dominującej częstotliwości

Kallweit i Wood (1982) wykonali podobne analizy dla sygnału sinc. Sygnał ten charakteryzuje się stałą wielkością widma amplitudowego (tzw. białym widmem) pomiędzy dolną częstotliwością odcięcia widma f_l a częstotliwością górną f_u . Na rys. 2.2.10 pokazane są wykresy kalibracyjne amplitudy i miąższości czasowej dla jednakowych i przeciwnych współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy.



Rys. 2.2.10. Wykresy wykrywania i wydzielania dla warstwy o jednakowych i przeciwnych współczynnikach w stropie i spągu dla sygnału sinc 12.5-50 Hz (wg: R. S. Kallweit i L. C. Wood, 1982)

Objaśnienia: *two-way true thickness* = rzeczywista miąższość czasowa; *two-way apparent thickness* = pomierzona (pozorna) miąższość czasowa; *maximum*

absolute amplitude of composite wavelet = maksymalna bezwzględna wartość amplitudy refleksu sumarycznego; *amplitude* = wykres odczytanej amplitudy; *thickness* = wykres pomierzonej miąższości czasowej; *tuning thickness* = miąższość tuningu; *spikes of identical/opposite polarity* = wykresy dla współczynników odbicia o jednakowej/przeciwnej biegunowości

Wykresy sporządzone dla tej fali wykazują dwa maksima i minima rezonansowe, co zgadza się z ilością płatów użytego sygnału elementarnego. Można wyciągnąć wniosek, że ilość maksimów i minimów rezonansowych na amplitudowej krzywej kalibracyjnej i ilość oscylacji wokół asymptoty 45° na krzywej kalibracyjnej pozornej miąższości czasowej jest taka sama, jak ilość listków fali elementarnej, użytej do konstrukcji tych krzywych. Tak jak w przypadku sygnału Rickera autorzy wyprowadzili wzory na miąższość tuningu (2.2.17) i granicę rozdzielczości czasowej (2.2.18).

$$T_b = \frac{b}{2} = \frac{1}{c_1 \cdot f_u} \Rightarrow \frac{1}{1.4 \cdot f_u} \text{ dla } \frac{f_u}{f_l} \geq 4 \quad (2.2.17)$$

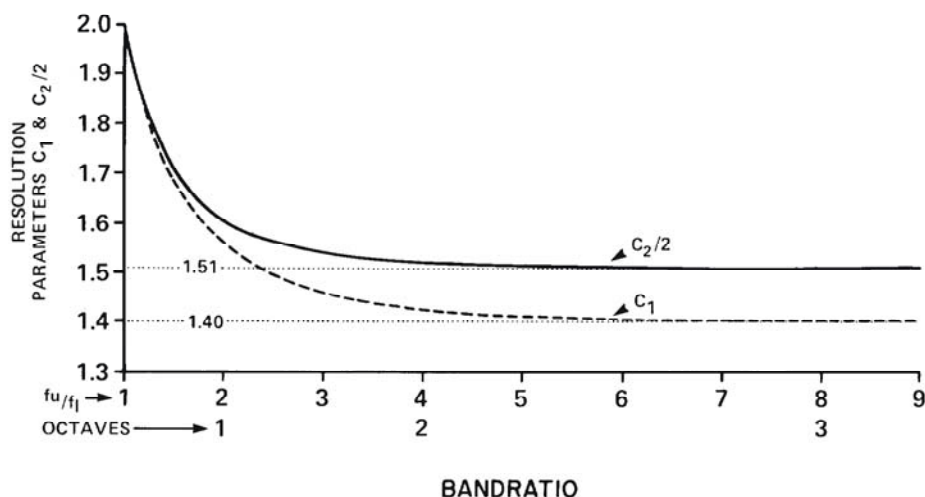
$$T_R = \frac{1}{(c_2/2) \cdot f_u} \Rightarrow \frac{1}{1.5 \cdot f_u} \text{ dla } \frac{f_u}{f_l} \geq 4 \quad (2.2.18)$$

gdzie: f_l - dolna częstotliwość odcięcia widma sygnału
 f_u - górna częstotliwość odcięcia widma sygnału
 c_1, c_2 - parametry rozdzielczości

$$\text{stąd: } Z_R = \frac{1}{3} \lambda_u \quad (2.2.19)$$

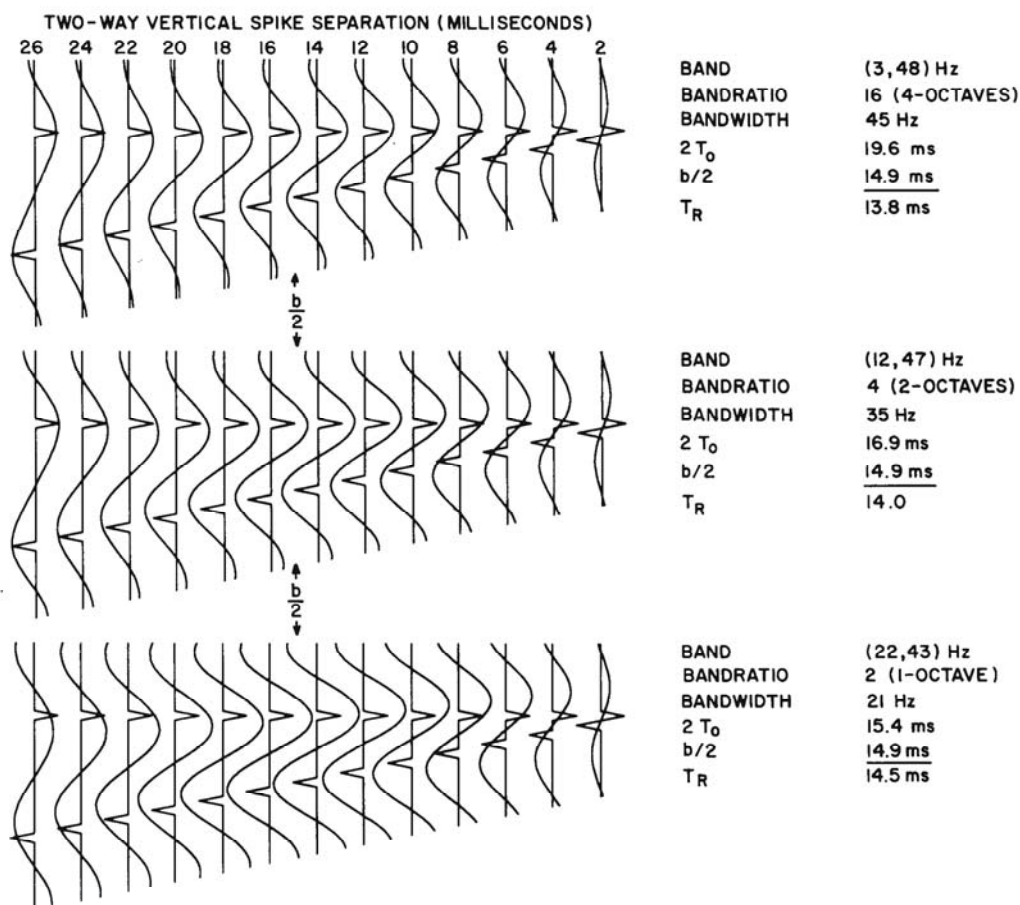
gdzie: Z_R - granica rozdzielczości głębokościowej wg kryterium Rickera
 λ_u - długość fali dla częstotliwości f_u

Ze wzorów wynika, że rozdzielczość pionowa zależy od górnej częstotliwości odcięcia widma sygnału i parametrów rozdzielczości c_1 i c_2 będących funkcjami szerokości widma sygnału w oktawach (ang. *band ratio*). Dla sygnałów o współczynniku pasma powyżej 2 oktaw można przyjąć stałe wartości tych parametrów (rys. 2.2.11). Z rysunku wynika, że przy ustalonej częstotliwości dominującej zwiększanie szerokości pasma sygnału powyżej 2,5 oktawy nie przenosi się na zwiększenie rozdzielczości pionowej danych sejsmicznych. Natomiast sygnał o wysokiej częstotliwości dominującej, ale mający bardzo wąskie pasmo, może być mniej rozdzielczy od sygnału szerokopasmowego o mniejszej częstotliwości dominującej. Na rys. 2.2.12 pokazany jest wynik modelowania z użyciem trzech sygnałów o różnej częstotliwości dominującej i szerokości widma amplitudowego. Wszystkie charakteryzują się jednakową miąższością tuningu. Sygnał o najwyższej częstotliwości dominującej ma najmniejszą rozdzielczość pionową, natomiast z sygnałów szerokopasmowych o zbliżonej częstotliwości maksymalnej widma lepiej rozdzielczy jest sygnał, którego widmo jest szersze w oktawach.



Rys. 2.2.11. Parametry rozdzielczości: c_1 dla miąższości tuningu, c_2 dla rozdzielczości czasowej w funkcji współczynnika szerokości pasma sygnału sinc (wg: R. S. Kallweit i L. C. Wood, 1982)

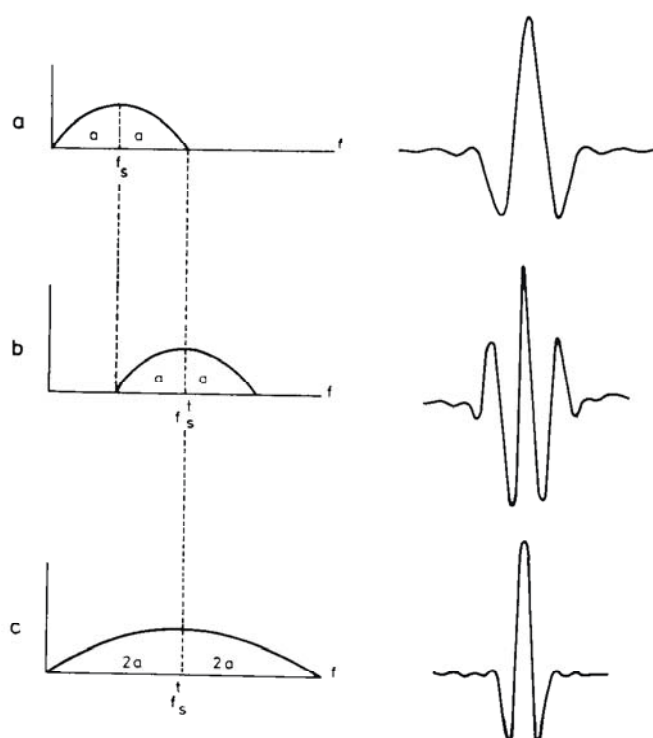
Objaśnienia: *resolution parameters* = parametry rozdzielczości; *octaves* = oktawy; *bandratio* = współczynnik szerokości pasma sygnału; f_u = górna częstotliwość odcięcia widma sygnału; f_l = dolna częstotliwość odcięcia widma sygnału



Rys. 2.2.12. Model wyklinowującej się warstwy o przeciwnych współczynnikach w stropie i spagu spleciony z sygnałami sinc dającymi jednakową miąższość tuningu (wg: R. S. Kallweit i L. C. Wood, 1982)

Objaśnienia: *two-way vertical spike separation* = podwójna czasowa miąższość warstwy; *octaves* = oktawy; *band* = granice pasma sygnału; *bandwidth* = szerokości pasma sygnału; *bandratio* = współczynnik szerokości pasma sygnału; T_o = szerokość listka centralnego sygnału; $b/2$ = miąższość tuningu; T_R = granica rozdzielczości czasowej

Z powyższych analiz wynika, że akwizycja i przetwarzanie danych sejsmicznych mające na celu zwiększenie ich pionowej rozdzielczości powinno dawać efekt w postaci raczej poszerzenia widma amplitudowego sygnału, a nie przesunięcia w stronę wyższych częstotliwości. Dzięki takiemu podejściu uzyskujemy sygnał nie tylko o wyższej rozdzielczości, ale i kształcie bardziej zbliżonym do optymalnego pod względem interpretacji sygnału Rickera. Przedstawione jest to na rys. 2.2.13.



Rys. 2.2.13. Wpływ transformacji widma amplitudowego na kształt sygnału zerofazowego (wg: N. de Voogd i H. den Rooijen, 1983)

- a. Sygnał bazowy i jego widmo
- b. Przesunięcie widma i sygnał wynikowy
- c. Rozciągnięcie widma i sygnał wynikowy

Wpływ szumu na rozdzielczość pionową danych sejsmicznych

Rzeczywiste dane sejsmiczne charakteryzują się zawsze pewnym poziomem zakłóceń i szumów, które obniżają rozdzielczość danych sejsmicznych. Widess (1982) zaproponował definicję zdolności rozdzielczej, uwzględniającej kształt sygnału oraz szum bazując na właściwościach szeroko pojętego systemu sejsmicznego i rozkładzie refleksów. Wprowadził on pojęcie zdolności rozdzielczej (ang. *resolving power*) systemu sejsmicznego obejmującego źródło sygnału, ośrodek, odbiorniki i procedury przetwarzania danych sejsmicznych. Przy założeniu przypadkowego (gaussowskiego) rozkładu współczynników odbicia zdolność ta może być opisana zależnością:

$$P_a = \frac{a_m^2}{\int_{-\infty}^{+\infty} a^2(t) dt} = \frac{a_m^2}{E} \quad (2.2.20)$$

gdzie: $a(t)$ - sygnał sejsmiczny (wavelet)
 a_m - maksymalna amplituda sygnału $a(t)$
 E – energia sygnału

Tak zdefiniowana zdolność rozdzielcza ma wymiar odwrotności granicy rozdzielczości czasowej:

$$T_r = \frac{1}{P_a} \quad (2.2.21)$$

Dla sygnału o widmie prostokątnym jest proporcjonalna do szerokości pasma przenoszonych częstotliwości sygnału:

$$T_r = \frac{1}{P_a} = \frac{1}{2(f_u - f_l)} \quad (2.2.22)$$

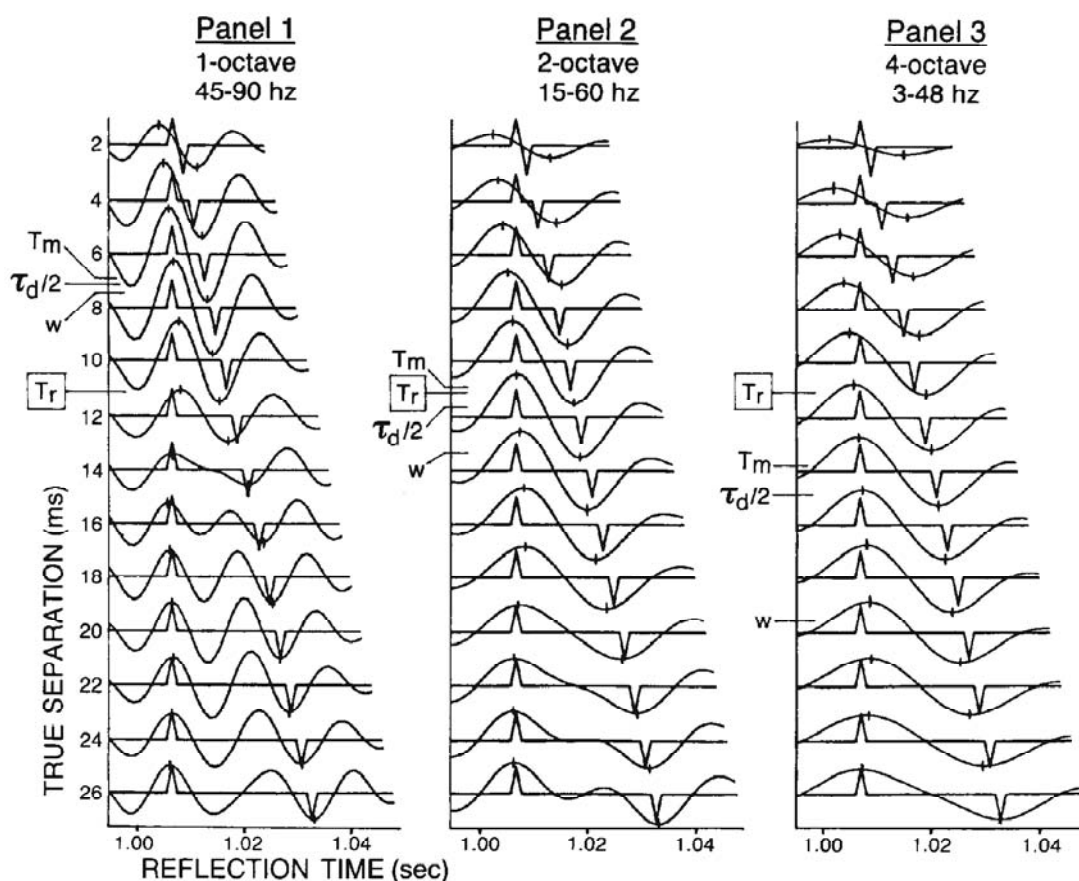
gdzie: f_l - dolna częstotliwość odcięcia widma sygnału
 f_u - górna częstotliwość odcięcia widma sygnału.

Aby uwzględnić wpływ szumu zależność 2.2.20 należy pomnożyć przez stosunek energii sygnału do energii sygnału z szumem:

$$P_n = \frac{a_m^2}{E \left(1 + \frac{n_r^2}{s_r^2} \right)} = \frac{a_m^2}{E} \cdot \frac{s_r^2}{s_r^2 + n_r^2} = \frac{a_m^2}{E} \cdot \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} S^2(f) df}{\int_{-\infty}^{+\infty} [S^2(f) + N^2(f)] df} = P_a \cdot q \quad (2.2.23)$$

gdzie: s_r, n_r – amplitudy średnie kwadratowe (RMS) sygnału i szumu
 $S^2(f), N^2(f)$ – widma mocy sygnału i szumu.

W ten sposób zdefiniowana przez Widessa zdolność rozdzielcza jest raczej miarą jakości sygnału pod względem rozdzielczości niż granicą rozdzielczości. Przy braku szumu, z zależności 2.2.22, otrzymujemy jednakową granicę rozdzielczości czasowej dla sygnałów o jednakowej szerokości widma amplitudowego (rys. 2.2.14). Lepszym sposobem uwzględnienia wpływu zakłóceń na rozdzielczość danych sejsmicznych mogło by być uwzględnienie w np. kryterium rozdzielczości czasowej Rickera lub Widessa stosunku energii zaszumionego sygnału do energii sygnału, czyli pomnożenie przez czynnik $1/q$ (2.2.23). W niniejszej pracy teza ta nie będzie weryfikowana.



Rys. 2.2.14. Porównanie sekcji syntetycznych dla trzech sygnałów o jednakowej szerokości widma amplitudowego i zdolności rozdzielczej P_a . (wg: M. B. Widess, 1982).
 Objaśnienia: *reflection time* = czas podwójny; *true separation* = rzeczywista miąższość czasowa; T_r = granica rozdzielczości pionowej jako odwrotność zdolności rozdzielczej P_a ; w = miąższość czasowa równa szerokości listka centralnego; $\tau_d/2$ = miąższość tuningu; T_m = granica rozdzielczości czasowej

Podsumowanie

Wydaje się, że w większości wypadków przy rozpatrywaniu rzeczywistych zagadnień związanych z poszukiwaniem złóż węglowodorów wystarczające powinno być kryterium rozdzielczości opracowane przez Kallweita i Wooda (1982). Obejmuje ono przypadek gdy warstwa ma współczynniki odbicia w stropie i spągu o jednakowym jak i przeciwnym znaku. Na ogół nie obserwuje się też ekstremalnie wysokich współczynników odbicia. Nawet nasycenie gazem nie powoduje tak wysokiego kontrastu impedancji akustycznej na granicy warstw jak np. w przypadku pokładów węgla. Dodatkowo parametry rozdzielczości można wyznaczyć znając parametry widma sygnału (wzory: 2.217 i 2.2.18), jak i bez znajomości sygnału (wykresy kalibracyjne) W przypadku stabilnego z trasy na trasę sygnału sejsmicznego można ewentualnie stosować kryterium Widessa.

2.3. Rozdzielczość pozioma

Rozdzielczość pozioma danych sejsmicznych jest ściśle związana z pojęciem tzw. efektywnej powierzchni odbicia. Jest to taki fragment granicy, który po wycięciu z nieskończonej powierzchni odbija, do danego punktu obserwacji, taką samą falę harmoniczną, jak nieograniczona powierzchnia (Ślusarczyk, 1988). Fale dyfrakcyjne, powstające na krawędziach fragmentu granicy, dochodzą do punktu obserwacji

zinterferowane i wytłumione, w wyniku czego rejestrowane pole niewiele się różni od pola fali odbitej od całej powierzchni. Efektywną powierzchnię odbicia można zdefiniować na dwa sposoby. Przyjmując, że dowolny punkt odbicia poza tą powierzchnią daje opóźnienie fali elementarnej w punkcie rejestracji większe od długości sygnału lub poprzez pewną liczbę stref Fresnela obliczonych dla dominującej częstotliwości sygnału. Miarą rozdzielczości poziomej danych sejsmicznych w przybliżeniu jest promień pierwszej strefy Fresnela (rys. 2.3.1). Strefa ta odpowiada maksymalnej powierzchni przemieszczeń o tej samej biegunowości na granicy sejsmicznej. Promień pierwszej strefy Fresnela R_1 w przybliżeniu wynosi (Sheriff, 1980):

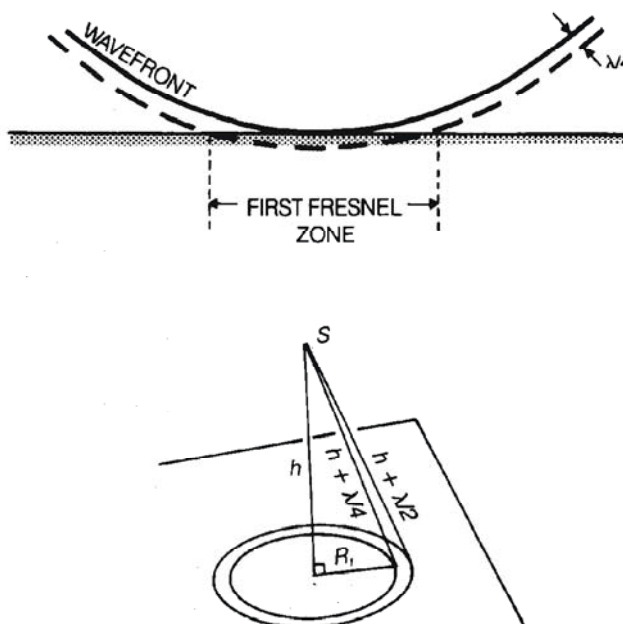
$$R_1 = \sqrt{\frac{\lambda \cdot h}{2}} \quad (2.3.1)$$

gdzie: λ - dominująca długość fali
 h - głębokość granicy sejsmicznej

Równanie to jest prawdziwe, jeżeli głębokość do granicy sejsmicznej jest znacznie większa od promienia strefy Fresnela i można je zapisać następująco:

$$R_1 = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}} \quad (2.3.2)$$

gdzie: V - prędkość średnia do granicy sejsmicznej
 t_0 - czas podwójny do granicy sejsmicznej
 f - częstotliwość dominująca sygnału



Rys. 2.3.1. Geometryczna konstrukcja strefy Fresnela. (wg: R. E. Sheriff, 1980)

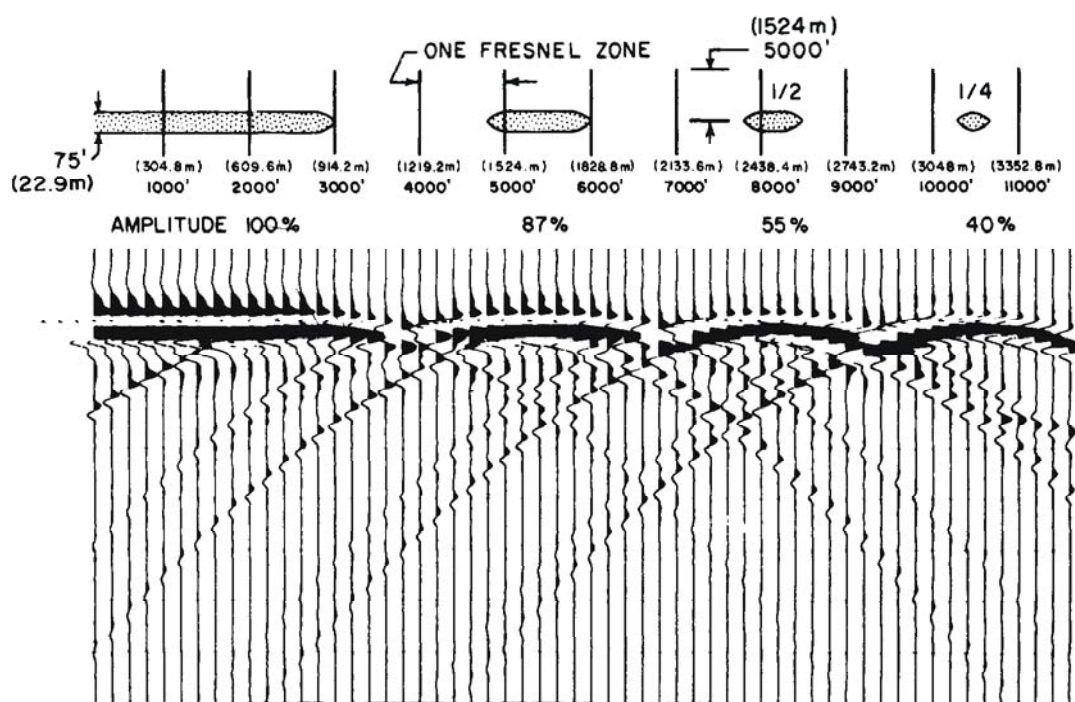
Objaśnienia: *first Fresnel zone* = pierwsza strefa Fresnela; *wavefront* = front falowy

Ze wzorów wynika, że rozdzielczość pozioma danych sejsmicznych zależy nie tylko od parametrów sygnału (częstotliwość dominująca), ale i głębokości do granicy sejsmicznej oraz prędkości średniej.

Neidell i Poggiagliolmi (1977) dla celów praktycznych uznali, że rozmiar strefy Fresnela osiąga w przybliżeniu promień równy $\frac{1}{4}$ dominującej długości fali w warunkach prędkości przypowierzchniowych.

Modelowania rozmiarów strefy Fresnela dla sygnałów sejsmicznych przeprowadził Hilterman (1982). Zauważył on, że zmiana rozmiaru obiektu odbijającego powoduje zmianę kształtu zapisu sejsmicznego w poziomie, podobnie jak zmiana miąższości warstwy. Obserwowane są zmiany amplitudy, częstotliwości i efekt różniczkowania podobny jak w przypadku wyklinowującej się warstwy. Zauważył on, że cienkie warstwy o małym zasięgu poziomym mają swój sejsmiczny obraz nie tylko w postaci fali odbitej, ale również dyfrakcyjnej. Dla obiektów, których wielkość jest mniejsza od rozmiarów strefy Fresnela, zachodzi zjawisko spadku amplitudy bez zmiany kształtu sygnału przy zmniejszeniu szerokości obiektu (rys. 2.3.2).

Procedurą, która znacząco zmniejsza promień strefy Fresnela, a co za tym idzie ogranicza powyższe efekty jest migracja sejsmiczna. Poprawnie przeprowadzona znacznie zwiększa rozdzielczość poziomą danych sejsmicznych i powoduje, że obserwowane w zapisie efekty amplitudowe i fazowe wynikają generalnie ze skończonej rozdzielczości pionowej tych danych.



Rys. 2.3.1. Falową odpowiedź modelu ciał piaszczystych różnej szerokości ilustruje znaczenie wielkości strefy Fresnela (wg: N. S. Neidell i E. Poggiagliolmi, 1977)
Objaśnienia: *one Fresnel zone* = odcinek odpowiadający szerokości strefy Fresnela

3. Odzworowanie wyklinowującej się warstwy w zapisie sejsmicznym – studium modelowe

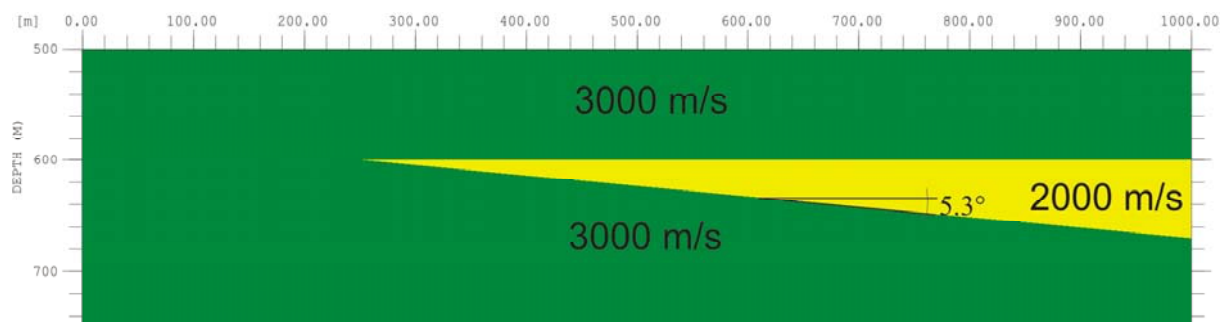
W rozdziale przedstawiono wyniki analiz sekcji syntetycznych, obliczonych w oparciu o model pojedynczej wyklinowującej się warstwy. Model taki, w sensie sejsmicznym, spełnia warunki grubej i cienkiej warstwy. Do modelowań zastosowano programy wykorzystujące promieniową i falową teorię propagacji fal sprężystych w ujęciu zerooffsetowym i offsetowym. Do analizy obliczonych pól falowych zastosowano procedury i narzędzia standardowo stosowane przy interpretacji danych sejsmicznych.

Celem modelowań było pokazanie, na prostym modelu, sposobu odzworowania w zapisie sejsmicznym wyklinowującej się warstwy i określenie wpływu geometrii (miąższości warstwy) na wyniki interpretacji podstawowych parametrów zapisu sejsmicznego. Celem dodatkowym było określenie czy proste modelowania, wykorzystujące teorię promieniową, w wystarczającym stopniu symulują zjawiska zachodzące podczas przechodzenia fali sejsmicznej poprzez cienką warstwę. Prosty model dawał także możliwość wychwycenia ewentualnych błędów algorytmów obliczeniowych w programach użytych do modelowań i późniejszego przetwarzania danych syntetycznych. Umożliwiał też sprawdzenie stopnia, w jakim obserwacje pokrywają się z rozważaniami teoretycznymi z rozdziału drugiego.

3.1. Model bazowy i sygnały sejsmiczne wykorzystane do modelowań numerycznych

W pracy przyjęto założenie, że współczynniki odbicia w stropie i spągu analizowanej warstwy są przeciwnego znaku (rys 2.2.3). Takie ograniczenie pozwala skupić się na najczęściej spotykanym w praktyce poszukiwawczej rozkładzie współczynników odbicia. Z tej klasy modeli najbardziej charakterystyczny dla złóż węglowodorów jest układ, gdy rozważana warstwa ma impedancję mniejszą niż skały otaczające.

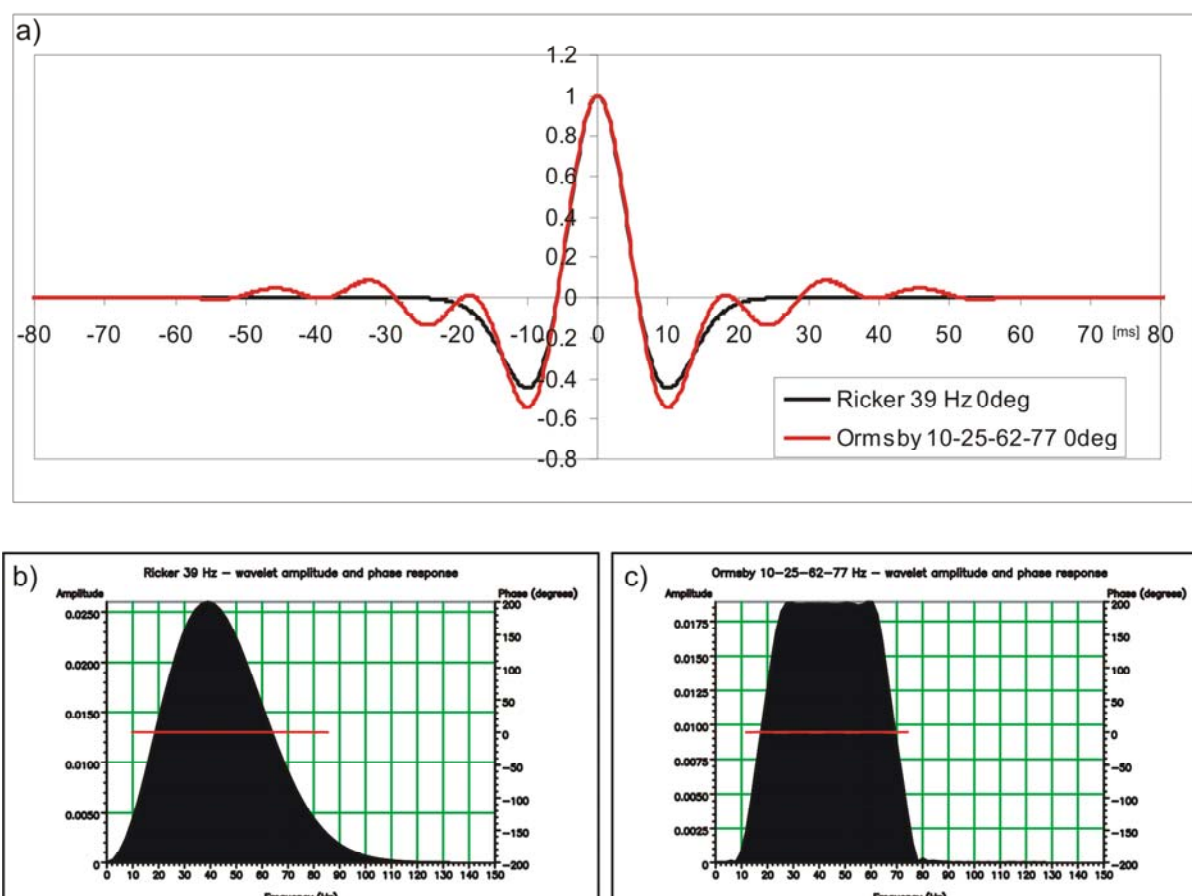
Parametry geometryczne modelu i prędkości fali podłużnej pokazane są na rys. 3.1.1. Model taki może odpowiadać wyklinowującej się porowatej warstwie piaskowcowej pośród zbitych i nieporowatych utworów ilastych lub węglanowych. We wszystkich warstwach modelu przyjęto stałą gęstość, dzięki czemu współczynnik odbicia w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy zależy tylko od rozkładu prędkości. To założenie znacząco przyspieszyło modelowania bazujące na falowej teorii propagacji fali i umożliwiło zmniejszenie oczka siatki do 20 cm. Podobnie dla całego modelu przyjęty został stały współczynnik V_p/V_s wynoszący 2.0.



Rys. 3.1.1. Model sejsmogeologiczny wyklinowującej się warstwy będący podstawą modelowań sejsmicznych

Do modelowań wykorzystano sygnał Rickera (39 Hz) oraz wielofazowy sygnał Ormsby'ego (10-25-62-77 Hz) zbliżony kształtem do sygnałów sejsmicznych na wysokorozdzielczych sekcjach sejsmicznych, będących efektem prac polowych z użyciem wibratorów (rys.3.1.2). Sygnały te charakteryzują się różną szerokością widma w hercach i

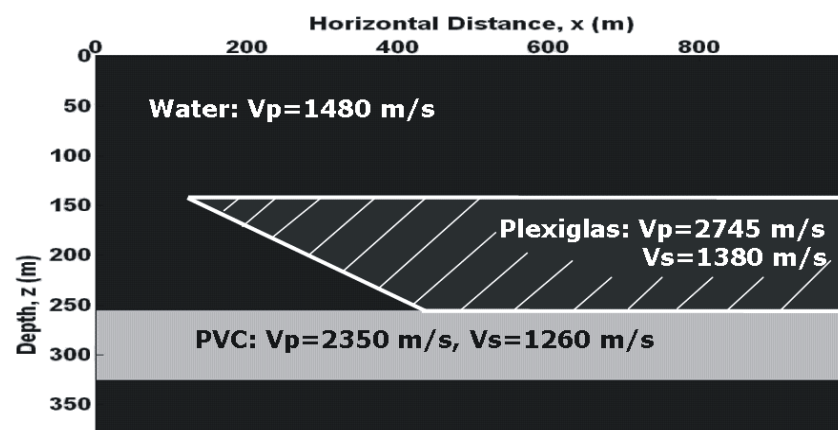
oktawach, ale mają taki sam dominujący okres fali. Wynosi on 0.02 s, co przy prędkości fali w warstwie równej 2000 m/s, oznacza długość fali dla dominującego okresu równą 40m. Przewidywana granica rozdzielczości danych sejsmicznych na sekcji syntetycznej wynosi zatem około 10m.



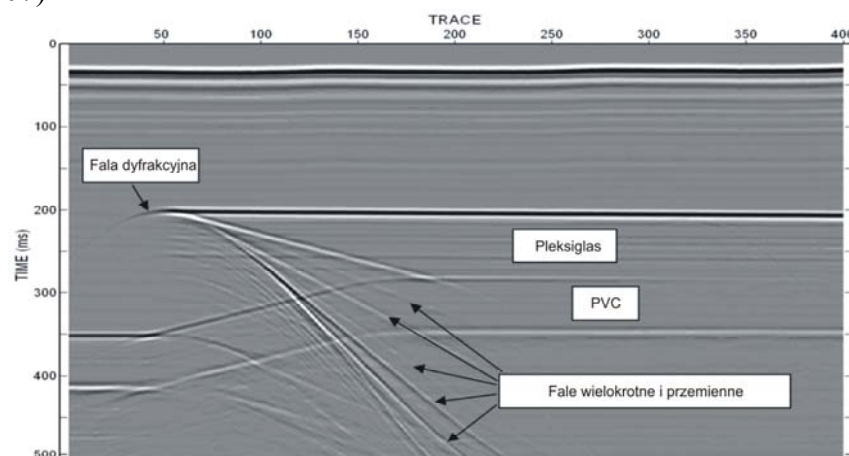
Rys. 3.1.2. Sygnały sejsmiczne użyte do modelowań (a) oraz ich widma (b) i (c)

3.2. Analiza amplitudy refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy oraz pomierzonej miąższości czasowej na sekcjach syntetycznych

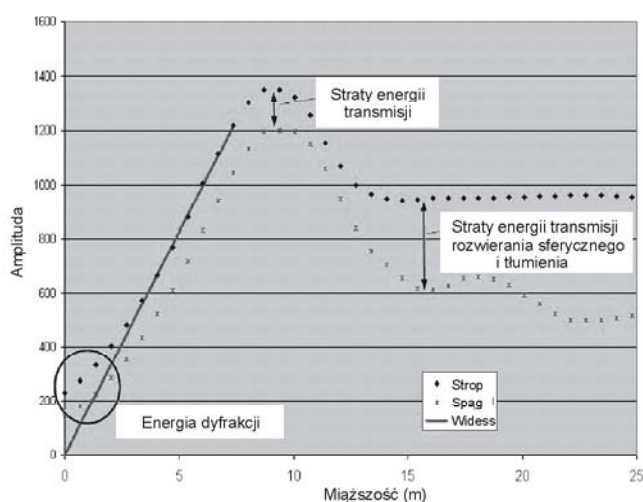
Odniesieniem do wyników analizy sekcji syntetycznych jest praca opublikowana przez Cooper i Lawtona w materiałach konferencyjnych konferencji SEG w 2007 r. Autorzy, w celu weryfikacji modelu matematycznego zaproponowanego przez Widessa (1973), wykonali w odpowiedniej skali fizyczny model wyklinowującej się warstwy (rys. 3.2.1). Wykorzystując sygnał akustyczny o parametrach dopasowanych do skali modelu dokonali zerooffsetowego pomiaru 2D (rys. 3.2.2), a następnie odczytali amplitudy refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy (rys. 3.2.3). Uzyskane przez nich wykresy amplitudy wskazują, że oprócz efektów interferencyjnych związanych z geometrią warstwy na poziom amplitud mają wpływ: dyfrakcje i związane z nimi efekty interferencyjne, straty transmisji przy załamaniu fali na granicach sejsmicznych oraz rozwieranie sferyczne i tłumienie. Zasadne zatem wydaje się sprawdzenie, która z metod modelowań numerycznych symuluje powyższe efekty i czy ich uwzględnianie w rozważaniu zagadnień dotyczących cienkiej warstwy jest konieczne. Jest to istotne dla określenia, czy relacje amplitudowe wyznaczone na sekcji syntetycznej mogą być odnoszone do danych rzeczywistych.



Rys. 3.2.1. Model wyklinowującej się warstwy użyty w modelowaniach fizycznych w skali odpowiadającej rzeczywistej wielkości struktury (wg: J. Cooper i D. Lawton) 2007)

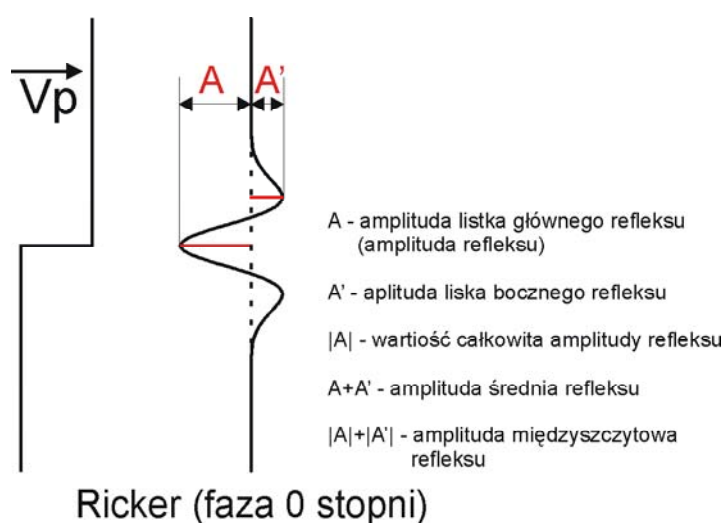


Rys. 3.2.2. Sekcja sejsmiczna bez wzmocnienia dla modelu o rozwarciu klina 20° . Odległość między trasami 2.5 m (wg: J. Cooper i D. Lawton, 2007)



Rys. 3.2.3. Wykres amplitudy w funkcji miąższości dla refleksów od stropu i spągu klina oraz teoretyczna liniowa zależność określona przez Widessa (wg: J. Cooper i D. Lawton, 2007)

Przy analizach amplitudowych istotne jest precyzyjne zdefiniowanie, co kryje się pod pojęciem amplitudy refleksu i w jaki sposób jest ona wyznaczana. Na rys. 3.2.4 przedstawiony jest schematyczny model granicy sejsmicznej o ujemnym współczynniku odbicia i trasa będąca jej sejsmiczną odpowiedzią. W standardowym podejściu punktowane jest minimum refleksu i odczytywana jest wartość amplitudy listka głównego refleksu „A”, która nazywana jest tradycyjnie amplitudą refleksu (ang. *peak* lub *trough amplitude*). W zależności od znaku współczynnika odbicia może mieć ona wartość dodatnią lub ujemną. Zamiennie pod tą samą nazwą podawana jest wartość bezwzględna amplitudy „|A|” (ang. *absolute amplitude*). Dzięki temu następuje uniezależnienie się od polaryzacji refleksu i łatwiejsze staje się operowanie pojęciami „wzrostu” lub „spadku” amplitudy oraz wiązanie ich np.: ze wzrostem lub spadkiem wielkości współczynnika odbicia. Po dodaniu do siebie amplitud dwóch sąsiednich listków otrzymujemy amplitudę średnią refleksu „A+A' ” (ang. *average amplitude*). Jeżeli dodamy do siebie wartości bezwzględne amplitudy dwóch sąsiednich listków tego samego refleksu „|A|+|A'|” uzyskamy amplitudę międzyszczytową refleksu (ang. *peak-to-trough amplitude*).



Rys. 3.2.4. Różne sposoby określania amplitudy refleksu

3.2.1 Wyniki modelowań metodą pionowego padania promienia sejsmicznego

Modelowania wykonano przy pomocy programu „Struct”, wchodzącego w skład systemu „Geographix” firmy Landmark Graphix Co. Wykorzystano wariant „Vertical incidence”, który bazuje na modelu splotowym, zakładającym pionowe padanie promienia sejsmicznego na granicę sejsmiczną, bez uwzględnienia odbić wielokrotnych, tłumienia i utraty energii na drodze promienia sejsmicznego (straty transmisji). Symulowana jest w ten sposób sekcja sejsmiczna po migracji, bez fal zakłócających. Z uwagi na użyty algorytm należy mówić o takim modelowaniu 1.5 D (model sejsmogeologiczny dwuwymiarowy, ale model matematyczny rozchodzenia się fali sejsmicznej jednowymiarowy).

Na rys. 3.2.5 przedstawiony jest wynik modelowania metodą pionowego padania promienia sejsmicznego na granicę z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera (rys 3.1.2). W przypadku zerofazowej sekcji sejsmicznej standardowo punktuje się maksima i minima głównych refleksów (horyzonty A i B). W celu uzyskania amplitudy międzyszczytowej refleksu konieczna była korelacja fazowa listków bocznych refleksów (horyzonty A' i B'). Sekcję syntetyczną zestawiono z wykresami miąższości czasowej i znormalizowanymi wykresami amplitud (normalizacja polegała na założeniu, że amplituda maksymalna refleksu nie „skażona” interferencją wynosi jeden). Naniesiono na nie położenie granic rozdzielczości odpowiadających różnym kryteriom. Czasowa miąższość tuningu T_b , odpowiadająca

kryterium Rayleigha, obliczona została ze wzoru 2.2.13. Jej wartość w przybliżeniu wynosi 10 ms, co oznacza 10m dla prędkości w warstwie 2000 m/s. Najmniejsza możliwa do określenia z danych sejsmicznych miąższość czasowa T_R (kryterium Rickera) obliczona została ze wzoru 2.2.14 i wynosi ok. 8.5 ms. Granica rozdzielczości głębokościowej Z_W wg kryterium Widessa, obliczona ze wzoru 2.2.6, wynosi 5m. Proponuje się wprowadzenie terminu „granicy rozdzielczości amplitudowej” warstwy jako miąższości warstwy Z_B , powyżej której interferencja refleksów od stropu i spągu warstwy nie daje wyniku w postaci zauważalnej zmiany amplitudy (np. mniejsza od poziomu zakłóceń) i amplituda zależy tylko od wielkości współczynnika odbicia. Granica ta, w przypadku przeciwnych współczynników odbicia, definiuje miąższość warstwy, przy której nie obserwuje się już zjawiska tuningu, powodującego podniesienie amplitudy refleksu. W przypadku amplitudy odczytywanej punktowo z maksimum lub minimum listka centralnego refleksu, czasowa granica rozdzielczości amplitudowej T_B równa jest połowie szerokości niezerowej części operatora sygnału (B na rys. 3.2.5). Głębokościową granicę rozdzielczości amplitudowej Z_B można obliczyć ze wzoru 3.2.1 i dla założonego modelu prędkościowego i sygnału wynosi ona 24m.

$$Z_B = \frac{V \cdot B}{4} \quad (3.2.1)$$

gdzie: V – prędkość fali w warstwie
 B – szerokość niezerowej części operatora sygnału.

Analizując pomierzoną miąższość czasową warstwy na tle miąższości rzeczywistej na rys 3.2.5 oraz obliczone granice rozdzielczości zauważyć można, że zachowuje się ona zgodnie z założeniami przedstawionymi przez Kallweita i Wooda (rozdz. 2.2). Na podstawie pomierzonej miąższości czasowej i przy znajomości prędkości w warstwie, poprawne (ze stosunkowo niewielkim błędem) określenie rzeczywistej miąższości warstwy możliwe jest powyżej miąższości odpowiadającej granicy rozdzielczości wg kryterium Rayleigha (efektywnie może to być głębokościowy odpowiednik granicy rozdzielczości wg kryterium Rickera Z_R). Poniżej tej granicy, dużej zmianie rzeczywistej miąższości warstwy towarzyszy niewielka zmiana miąższości czasowej obserwowanej na danych sejsmicznych (mniejsza niż zazwyczaj stosowany krok próbkowania czasowego). Powyżej granicy rozdzielczości amplitudowej nie obserwuje się żadnej różnicy pomiędzy miąższością pomierzoną a rzeczywistą. Podobnie jak w przypadku miąższości, wykres amplitudy listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy pokrywa się z wynikiem uzyskanym przez Kallweita i Wooda (rys 2.2.9) łącznie z maksymalną wielkością amplitudy w strefie tuningu. Wynika z tego wniosek, że niezależnie od częstotliwości dominującej sygnału Rickera, przy jednakowych współczynnikach w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy, amplituda maksymalnego wzmocnienia interferencyjnego jest jednakowa. Miąższości, przy których obserwuje się wzrost amplitudy zinterferowanych refleksów, zawierają się w przedziale pomiędzy granicą rozdzielczości amplitudowej a granicą rozdzielczości głębokościowej wg kryterium Widessa. Poniżej tej drugiej, zgodnie z przewidywaniami, obserwuje się prawie liniową zależność pomiędzy amplitudą refleksu a miąższością warstwy.

Wykres amplitudy listka bocznego nie posiada strefy wzmocnienia wywołanego zjawiskiem tuningu. Poniżej miąższości dostrojenia obserwuje się interferencyjny spadek amplitudy. Amplituda płata bocznego sygnału jest więc potencjalnie dobrym atrybutem interpretacyjnym przy wyklinowujących się warstwach. Niestety w praktyce ciężko jest uzyskać na danych rzeczywistych sygnał zbliżony kształtem do sygnału Rickera, a po drugie amplituda ta jest bardziej czuła na zmiany geometrii warstw w pobliżu rozpatrywanego wyklinowania niż amplituda listka centralnego sygnału (jest bliżej „zakłócających” granic). Faza boczna sygnału może być ewentualnie użyta do interpretacji przewarstwień jednorodnych kompleksów o dużej miąższości np. soli.

Analizując otrzymane wykresy amplitud zauważa się, że maksymalna amplituda listka centralnego refleksu dla miąższości dostrojenia równa jest sumie wartości bezwzględnych amplitud listka centralnego i bocznego, wynikających tylko z wielkości współczynnika odbicia. Jest to potwierdzenie, przyjętego przez Widessa (rys 2.2.2), modelu sumowania refleksów w strefie interferencji. W przypadku jednakowych współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy wielkość maksymalnego wzmocnienia wywołanego interferencją zależy jedynie od parametrów sygnału elementarnego tj. stosunku amplitud jego fazy głównej i bocznej.

Zestawienie całkowitej amplitudy listka centralnego refleksu z amplitudą międzyszczytową (ponownie znormalizowaną) pokazuje podobieństwa i różnice wynikające z różnego sposobu odczytu i definiowania tych amplitud. Kształt wykresów jest zbliżony, choć występują drobne różnice np. w położeniu maksimów. Największa różnica występuje w wielkości stosunku maksymalnej amplitudy do amplitudy wynikającej ze współczynnika odbicia. W pierwszym przypadku wynosi on 1.45, a w drugim 1.29. Generalnie wzmocnienie amplitudy wywołane zjawiskiem tuningu nie przekracza 1/3 wielkości amplitudy bazowej. Przy analizie danych rzeczywistych i modelowych nie należy porównywać ze sobą amplitud, które są zdefiniowane w odmienny sposób, bo może to prowadzić do błędnych wyników ilościowych.

Jeżeli obliczymy iloraz bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu i znormalizowanej amplitudy międzyszczytowej otrzymamy parametr, który będzie obrazował zmianę kształtu refleksu związaną z interferencją refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy:

$$P_k = \frac{|A|}{(|A| + |A'|)_{norm}} \quad (3.2.2)$$

gdzie: P_k – parametr kształtu sygnału
 A, A' – amplituda listka centralnego i bocznego sygnału (rys. 3.2.4)

Parametr kształtu sygnału został pokazany na rys. 3.2.6. W obszarach, gdzie jego wartość jest stała sygnał jest stabilny i jego kształt się nie zmienia, mimo zmiany miąższości warstwy. Sygnał jest zerofazowy, gdy wartość tego parametru jest zbliżona do 1. Zachodzi to przy miąższości warstwy przekraczającej miąższość graniczną rozdzielczości amplitudowej. Przy wartości parametru 1.33 sygnał sumaryczny ma kształt pochodnej sygnału elementarnego odbitego od spągu w warunkach „grubej” warstwy, co odpowiada rotacji refleksu od stropu warstwy o 90 stopni. Efekt ten jest obserwowany dla miąższości warstwy nie przekraczającej granicy rozdzielczości wg kryterium Widessa i jest wskaźnikiem obecności warstwy o miąższości mniejszej niż rozdzielczość danych sejsmicznych, o liniowej wg Widessa charakterystyce odpowiedzi amplitudowej.

Porównując uzyskany wykres amplitudy refleksu z rysunkiem 3.2.3 widać uproszczenia zastosowanej metody promieniowej w symulowaniu zjawisk na rzeczywistych danych sejsmicznych. Na rys 3.2.3 amplituda refleksu od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy jest różna (tłumienie rzeczywistego ośrodka, straty transmisji, rozwieranie sferyczne itd.) mimo jednakowych współczynników w stropie i spągu warstwy. Zastosowany algorytm modelowania daje natomiast jednakowej wielkości amplitudy refleksów, dlatego ograniczono się do analizy refleksu od stropu warstwy. Jednak porównując wykresy amplitud refleksów od stropowej, poziomo zalegającej granicy widać ich duże podobieństwo. Zbliżony jest np. współczynnik wzmocnienia amplitudy przy miąższości tuningu. W przypadku danych rzeczywistych na rys 3.2.3 wynosi około 1.42, a modelowych 1.45. Różnica może wynikać z nieco innego kształtu sygnału źródła (autorzy nic o nim nie piszą) niż sygnał Rickera. Jedyna istotna różnica polega na podniesieniu na sekcji rzeczywistej amplitudy refleksu od warstwy

poniżej 5m miąższości, spowodowanym dyfrakcją. Należy jednak pamiętać, że porównujemy tutaj niezmigrowaną sekcję z wynikiem modelowania symulującym sekcję po migracji. Aby to zweryfikować w późniejszych etapach wykonano modelowania w oparciu o algorytmy symulujące te zjawiska na niezmigrowanej sekcji syntetycznej.

Aby zweryfikować obserwacje i wnioski wyciągnięte z modelowań przy pomocy sygnału Rickera wykonano modelowania w oparciu o sygnał, który bardziej przypomina sygnały najczęściej uzyskiwane z rzeczywistych sekcji sejsmicznych. Na rys. 3.2.7 przedstawiony jest wynik modelowania metodą pionowego padania promienia sejsmicznego na granicę z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Ormsby'ego (rys. 3.1.2) o częstotliwościach progowych: 10, 25, 62 i 77 Hz. Parametry widma sygnału spełniają warunek umożliwiając zastosowanie wzorów 2.2.17 i 2.2.18 do obliczenia miąższości tuningu Z_b i granicy rozdzielczości czasowej T_R wg kryterium Rickera. Wielkości te wynoszą po zaokrągleniu kolejno: 10 m i 9.5 ms (do obliczeń przyjęto $f_u = 69.5$ – częstotliwość odcięcia górnej połowy widma amplitudowego sygnału). Gdyby w obliczeniach uwzględnić częstotliwość dominującą sygnału (43.5 Hz) oraz wzory 2.2.2 i 2.2.4, to miąższość dostrojenia powinna wynosić 11.5 m, a granica rozdzielczości czasowej wg kryterium Rickera 10 ms. Różnice w obliczeniach wynikają z uwzględniania, w pierwszym przypadku, wpływu szerokości widma sygnału na rozdzielczość danych sejsmicznych. Granica rozdzielczości głębokościowej wg kryterium Widessa stanowi połowę miąższości tuningu, czyli ok. 5m. Granica rozdzielczości amplitudowej została obliczona ze wzoru 3.2.1. Przy zerowym poziomie szumu wynosi ona aż 58 m. Uzyskane wykresy miąższości czasowej i amplitudy potwierdzają lepsze dopasowanie granic rozdzielczości obliczonych w oparciu o kryterium Kallweita i Wooda niż w oparciu o częstotliwość dominującą obliczoną z widma sygnału. Zatem zasadne jest stosowanie tego kryterium w przypadku rzeczywistych sygnałów, których widmo jest zbliżone do widma sygnału Ormsby'ego.

Tym, co odróżnia otrzymane wykresy amplitudy listka głównego i bocznego refleksu od wykresów w przypadku sygnału Rickera, jest obecność dodatkowych wzmocnień i osłabień amplitudy wywołanych interferencją tych listków z oscylacjami końcowymi sygnału. Miąższość, przy której dochodzi do lokalnych maksymalnych wzmocnień i osłabień amplitudy listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy, zależy od odległości czasowej maksimów i minimów oscylacji bocznych od maksimum listka centralnego sygnału elementarnego (rys. 3.2.7.c):

$$Z_{O_n} = \frac{T_{O_n} \cdot V}{2} \quad (3.2.3)$$

gdzie: n – numer oscylacji bocznej sygnału elementarnego ($n=1$ odpowiada listkowi bocznemu sygnału)
 Z_O – miąższość dostrojenia kolejnych oscylacji sygnału (przy $n=1$ $Z_O=Z_b$)
 T_O – czas występowania maksimów i minimów kolejnych oscylacji sygnału elementarnego.

Współczynnik wzmocnienia amplitudy a_n listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy względem amplitudy niezinterferowanej (obserwowanej przy miąższości warstwy większej niż granica rozdzielczości amplitudowej i wynikającej z wielkości współczynnika odbicia w stropie warstwy) dla kolejnych oscylacji sygnału elementarnego wynosi:

$$a_n = \frac{k_t(n) \cdot A + k_b(n) \cdot A_{O_n}}{k_t(n) \cdot A} \quad (3.2.4)$$

gdzie: n – numer oscylacji bocznej sygnału elementarnego ($n=1$ odpowiada listkowi bocznemu sygnału)
 k_t – współczynnik odbicia w stropie wyklinowującej się warstwy przy miąższości dostrojenia Z_0 kolejnych oscylacji sygnału
 k_b – współczynnik odbicia w spągu wyklinowującej się warstwy przy miąższości dostrojenia Z_0 kolejnych oscylacji sygnału
 A – amplituda listka centralnego sygnału elementarnego
 A_0 – amplituda oscylacji bocznej sygnału elementarnego (dla $n=1$ jest to amplituda listka bocznego sygnału).

Wzór ten wynika z zasady superpozycji sygnałów w strefie interferencji (rys 2.2.2) oraz jest efektem zredukowania operatora splotu do iloczynu. W przypadku refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy powyższa zależność przybiera postać:

$$a_n = \frac{k_b(n) \cdot A + k_t(n) \cdot A_{0n}}{k_b(n) \cdot A} \quad (3.2.5)$$

Z obu zależności wynika, że dla jednakowych wartości współczynników odbicia w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy, współczynnik wzmocnienia amplitudy zależy jedynie od parametrów sygnału, co jest zgodne z obserwacją krzywej amplitudowej. Wzory te umożliwiają prognozowanie i modelowanie wielkości maksymalnych wzmocnień i osłabień interferencyjnych amplitudy w strefie wyklinowania warstwy przy znajomości sygnału oraz amplitudy refleksu od „grubej” warstwy (o miąższości powyżej granicy rozdzielczości amplitudowej).

$$A_n = a_n \cdot A_{rc} \quad (3.2.6)$$

gdzie: A_n – amplituda listka centralnego sygnału refleksu od stropu lub spągu wyklinowującej się warstwy przy miąższościach dostrojenia kolejnych oscylacji bocznych
 A_{rc} – amplituda wynikająca tylko z współczynnika odbicia i obserwowana przy miąższości warstwy większej od granicy rozdzielczości amplitudowej

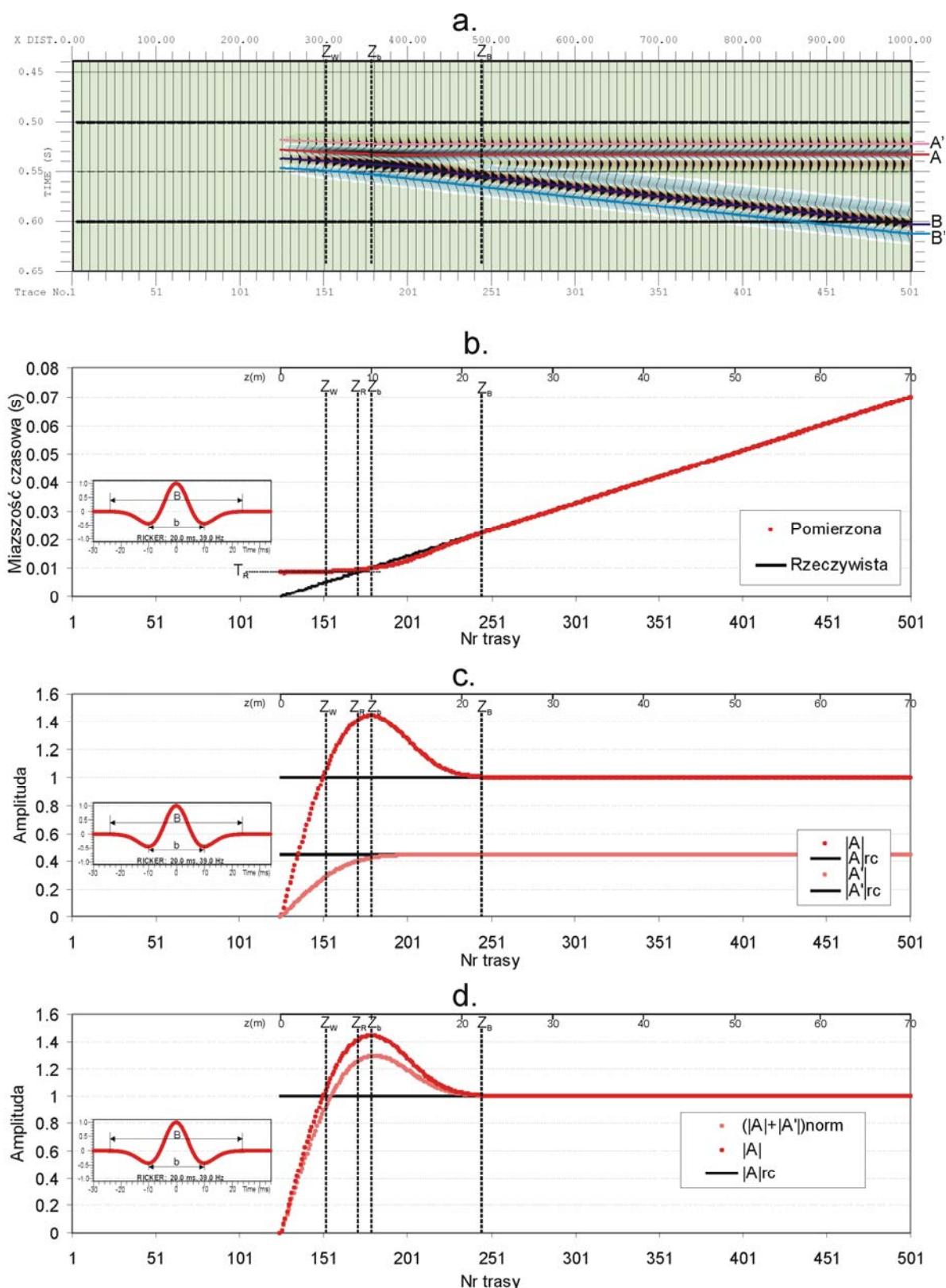
W tabeli 3.2.1 zestawiono wyniki obliczeń za pomocą wzoru 3.2.6 wartości amplitud w strefach maksymalnych wzmocnień i osłabień interferencyjnych refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy z wielkościami odczytanymi z rysunku 3.2.7.c. Do obliczeń wzięto parametry sygnału (maksymalne i minimalne amplitudy kolejnych oscylacji) Ormsby’ego, z użyciem którego była liczona sekcja syntetyczna (rys. 3.2.7.a). Widać, że porównywane wielkości różnią się nieznacznie. Dowodzi to poprawności wyprowadzonych zależności.

Tab. 3.2.1 Zestawienie maksymalnych i minimalnych amplitud rezonansowych obliczonych ze wzoru 3.2.6 i określonych na podstawie sekcji syntetycznej obliczonej dla sygnału Ormsby'ego

Numer oscylacji bocznej sygnału - n	Czasowa miąższość dostrojenia dla listka O_n (ms)	Amplituda obliczona ze wzoru 3.2.6 dla parametrów sygnału Ormsby'ego (rys. 3.2.1)	Amplituda max. i min. rezonansowych refleksu „A” odczytana z rysunku 3.2.7c
O_1	10	1.540	1.537
O_2	18	0.987	0.990
O_3	24.5	1.138	1.137
O_4	32.5	0.913	0.914
O_5	39.5	1.002	1.003
O_6	46	0.952	0.953
O_7	54	1.007	1.008

Porównując wykresy amplitudy listka centralnego i amplitudy międzyszczytowej na rys. 3.2.7.d zauważa się wyraźne rozsuniecie maksimów i minimów interferencyjnych na obu wykresach i ich osłabienie w przypadku amplitudy międzyszczytowej. Współczynnik wzmocnienia amplitudy listka centralnego przy miąższości tuningu obliczony ze wzoru (3.2.4) wynosi 1.54 i taka jest też wartość amplitudy odczytana z wykresu. W przypadku amplitudy międzyszczytowej wielkość ta jest mniejsza i wynosi 1.35. Nie jest to parametr łatwy do przewidzenia, jak w przypadku amplitudy odczytywanej z jednego punktu trasy.

Na rys. 3.2.8 pokazana jest wykres parametru kształtu sygnału dla użytego w modelowaniu sygnału Ormsby'ego. Rzuca się w oczy jego dużo większa zmienność niż w przypadku sygnału Rickera (rys. 3.2.6). Widać też, że kształt refleksu stabilizuje się przy miąższości o połowę mniejszej od przewidzianej przez Widessa, dla sygnału o tej samej dominującej długości fali. Jest to prawdopodobnie wynik różnic w kształcie listków bocznych obu sygnałów i obecności oscylacji końcowych (rysunek 3.1.2). Kształt listka centralnego obu sygnałów jest praktycznie taki sam.

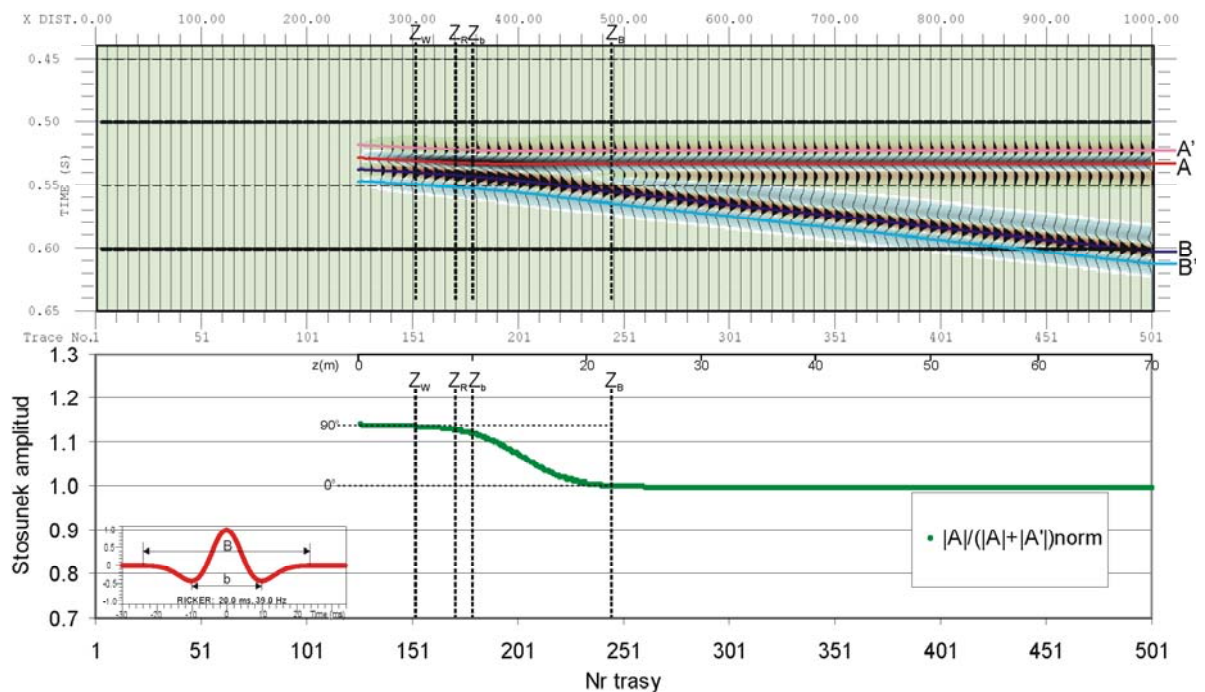


Rys. 3.2.5. Wynik modelowania metodą pionowego padania promienia sejsmicznego z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera

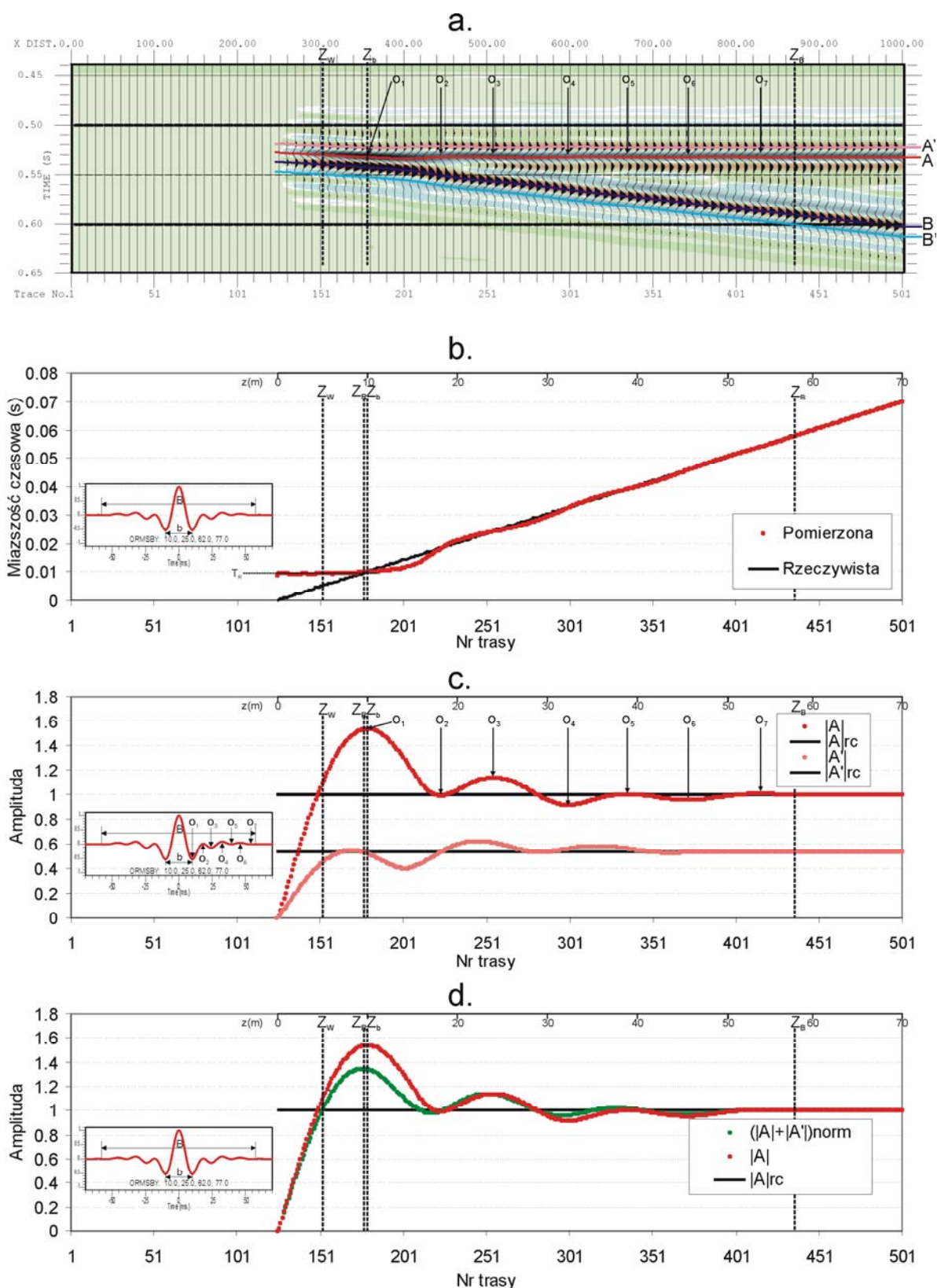
- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_W = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_R = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_B – miąższość warstwy odpowiadająca granicy T_R ; $|A|$, $|A'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy; $|A|_{rc}$, $|A'|_{rc}$ = wartości amplitud wynikające ze współczynnika odbicia, po normalizacji odzwierciedlają parametry sygnału źródłowego; $(|A|+|A'|)_{norm}$ = znormalizowana wartość amplitudy międzyszczytowej sygnału.



Rys. 3.2.6. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)
Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5

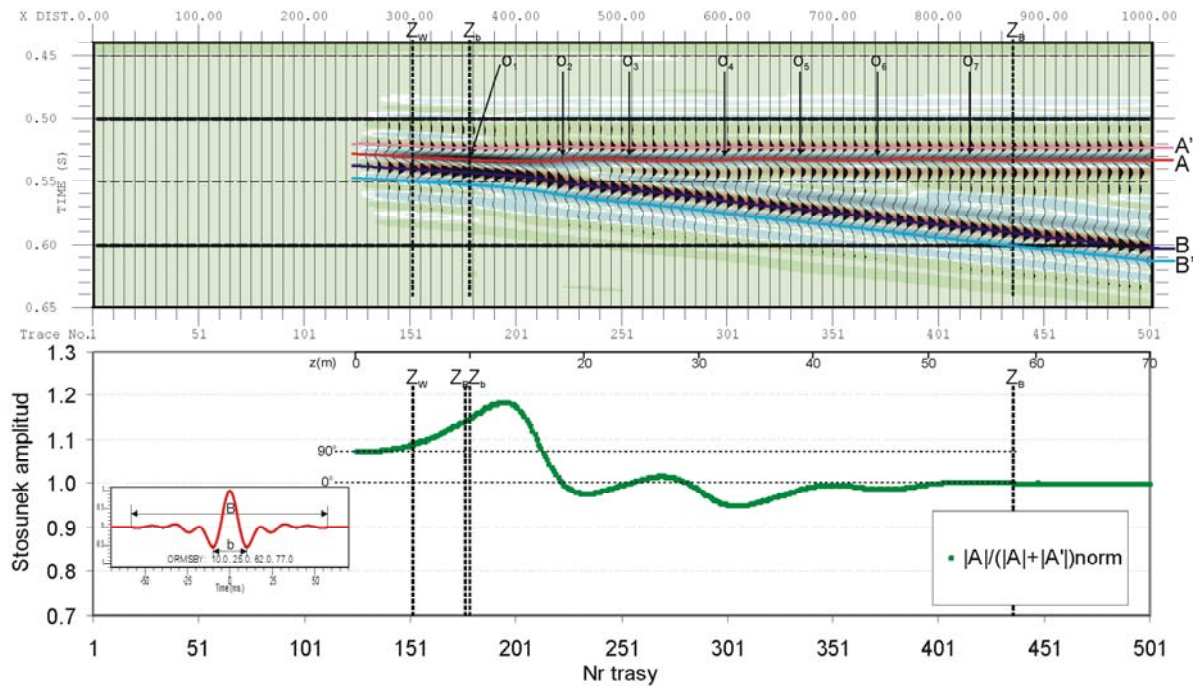


Rys. 3.2.7. Wynik modelowania metodą pionowego padania promienia sejsmicznego z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Ormsby'ego

- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stopu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; $O_1...O_7$ – kolejne oscylacje sygnału i efekty z nimi związane.



Rys. 3.2.8. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; $O_1...O_7$ – kolejne oscylacje boczne sygnału i efekty z nimi związane

3.2.2 Wyniki modelowań metodą dyfrakcyjną

Podobnie jak w przypadku metody promieniowej modelowania wykonano przy pomocy programu „Struct”. Wykorzystano wariant „Diffraction”, który bazuje na metodzie Hiltermana (1975) rozwiązania akustycznego równania falowego, zredukowanego do dwóch wymiarów. Generowana zerooffsetowa trasa sejsmiczna jest obliczona ze wzoru:

$$p(t) = c \cdot \left(\frac{dW(t)}{dt} * \frac{d\theta(t)}{dt} \right) \quad (3.2.7)$$

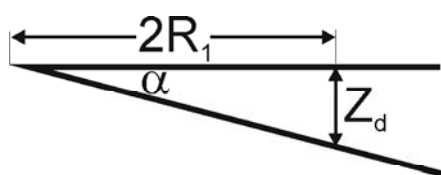
gdzie: $p(t)$ – ciśnienie fali w funkcji czasu
 $W(t)$ – sygnał źródła
 c – stała
 $\frac{d\theta(t)}{dt}$ – prędkość propagacji frontu falowego wzdłuż granicy sejsmicznej

Zaletą tej metody jest szybkość obliczeń i zachowanie stosunków amplitudowych i fazowych sygnału źródłowego. Wynik modelowania symuluje niezmigrowaną sekcję sejsmiczną po składaniu. Algorytm jest w stanie poprawnie odwzorować geometrię fal dyfrakcyjnych w czasie w przypadku braku dużych poziomych zmian prędkości. Nie są liczone inne fale oprócz jednokrotnie odbitej i dyfrakcyjnej fali P. Nie jest też uwzględnione tłumienie i straty transmisji.

Na rys. 3.2.10 przedstawiony jest wynik modelowania metodą dyfrakcyjną z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Ricker’a (rys 3.1.2). Model wyklinowującej się warstwy (rys 3.1.1) został lekko zmodyfikowany. W celu zmniejszenia apertury migracji wyklinowująca się warstwa została umieszczona na głębokości 140 m. Na sekcji syntetycznej oprócz fal dyfrakcyjnych (w tym generowanych na granicy modelu) nie obserwuje się innych fal zakłócających. Na wykresach miąższości czasowej i pomierzonych amplitud widać charakterystyczne dla niezmigrowanej sekcji efekty przesunięcia w kierunku upadu odbić od granic nachylonych: pomierzone miąższości czasowe powyżej miąższości tuningu są mniejsze od rzeczywistych, niezależnie od miąższości warstwy, oraz maksymalne wzmocnienia amplitudy w strefie tuningu występują przy miąższości większej od teoretycznie wyznaczonej miąższości dostrojenia (położenie granic rozdzielczości takie jak na rys 3.2.5). Przy bardzo małej miąższości warstwy obserwuje się wzmocnienie amplitudy wywołane skończoną rozdzielczością poziomą warstwy i obecnością fali dyfrakcyjnej. Nie obserwuje się za to stabilizacji kształtu sygnału (rys. 3.2.11). Wspólną cechą metody promieniowej i dyfrakcyjnej jest taki sam minimalny obserwowany czas T_R i współczynnik wzmocnienia amplitudy listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy. Amplitudy refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy są niższe od amplitud refleksu od stropu warstwy mimo jednakowych współczynników odbicia. Jest to wynik symulowania rozwierania sferycznego czoła fali i w większym stopniu, niż wynik metody promieniowej, odzwierciedla zachowanie amplitud na rzeczywistej sekcji sejsmicznej (rys 3.2.3). Zakłócenia na końcu profilu są brzegowym efektem numerycznym algorytmu obliczeniowego. Ich zasięg nie pokrywa się z interesującą nas strefą, więc nie muszą być brane pod uwagę.

Aby możliwe było porównanie wyników modelowania metodą dyfrakcyjną z wynikami metody promieniowej konieczne było doprowadzenie sekcji syntetycznej do postaci odpowiadającej pionowemu przebiegowi promienia sejsmicznego. Dokonano tego przy pomocy migracji czasowej f-k z użyciem algorytmu Stolta (Stolt, 1978). Polegała ona na takim doborze pola prędkości i parametrów migracji, aby fala dyfrakcyjna wywołana zakończeniem wyklinowującej się warstwy na sekcji końcowej została maksymalnie zogniskowana. Wynik tej procedury pokazany jest na rys 3.2.12. Falowy obraz wyklinowującej się warstwy „optycznie” przypomina wynik modelowania metodą

promieniową (rys 3.2.5). Odbicia boczne i zakłócenia pomigracyjne występują poza interesującym nas obszarem. Pomierzona miąższość czasowa warstwy pokrywa się z rzeczywistą dla miąższości przekraczających granicę rozdzielczości amplitudowej, co jest jednym ze wskaźników poprawnie wykonanej migracji. Maksimum na krzywej amplitudy listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy pokrywa się z miąższością dostrojenia. W przypadku spągu warstwy maksimum to przesunięte jest w kierunku mniejszych miąższości oraz obserwuje się niewielkie podniesienie amplitudy przy zerowej miąższości. Świadczy to o tym, że nachylona dolna granica warstwy została mimo starań lekko przemigrowana. Na sekcji zmigrowanej następuje stabilizacja kształtu refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy przy miąższości odpowiadającej granicy rozdzielczości wg kryterium Widessa (rys 3.2.13). Jednak przy miąższości około dwa razy mniejszej sygnał ponownie się destabilizuje. Widać, że kształt sygnału jest znacznie bardziej czuły na efekty niedomigrowania lub przemigrowania danych niż jego amplituda. Dolna granica stabilności kształtu refleksu oddalona jest od początku wyklinowującej się warstwy o odległość zbliżoną do szerokości strefy Fresnela (rys.3.2.9).



Rys. 3.2.9. Ilustracja definicji dolnej granicy stabilności kształtu sygnału.

Miąższość warstwy Z_d , poniżej której analiza kształtu sygnału nie wykazuje obecności cienkiej warstwy, wynosi:

$$Z_d \approx 2R_1 \cdot \operatorname{tg}(\alpha) \quad (3.2.8)$$

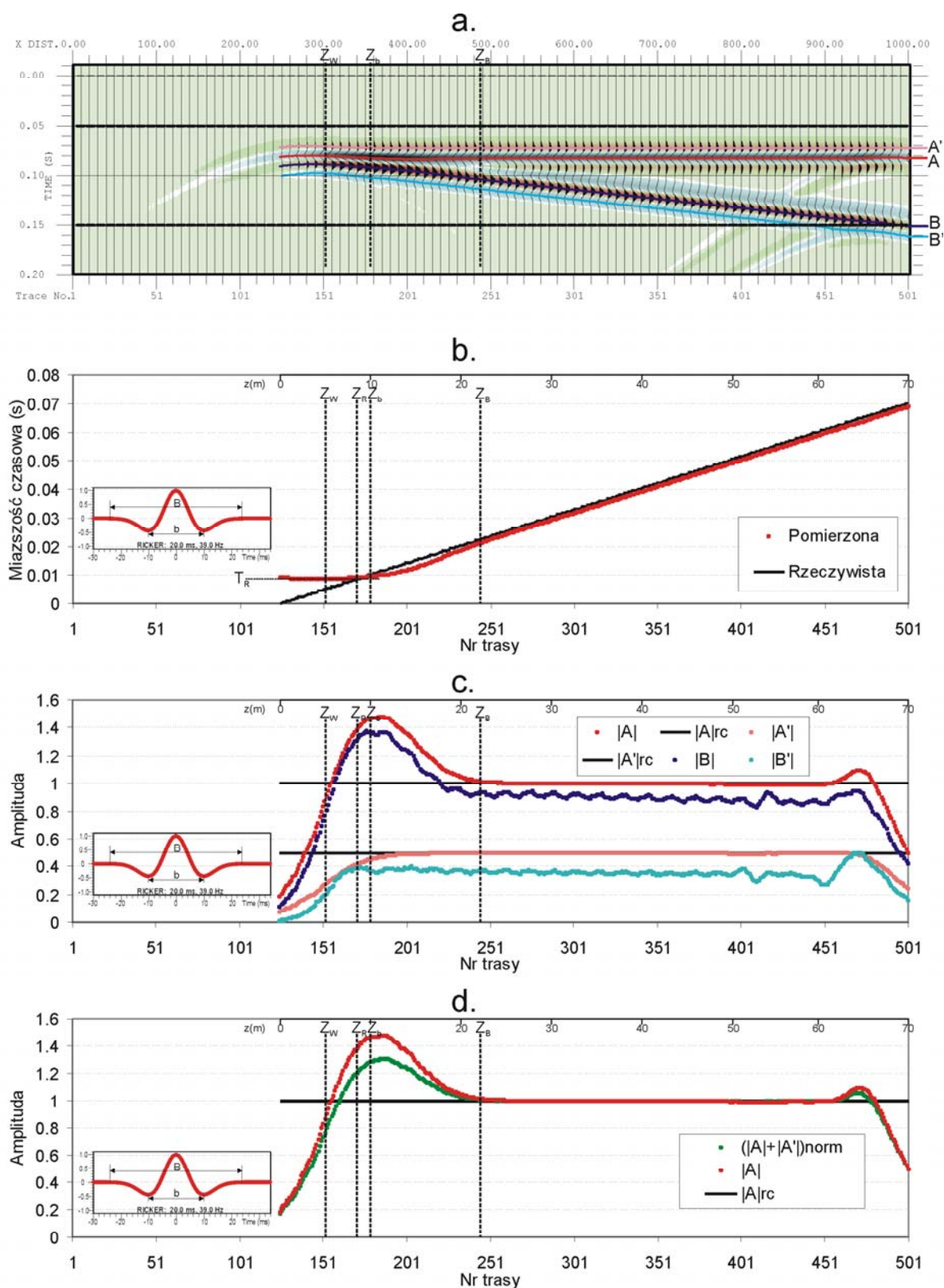
gdzie: Z_d – dolna granica stabilności kształtu refleksu
 R_1 – promień strefy Fresnela
 α – kąt wyklinowania.

Na sekcji po migracji promień strefy Fresnela wynosi ok. 14 m (rys 3.2.13), tak więc granica stabilności kształtu sygnału przy kącie wyklinowania 5.3 stopnia wynosi ok. 2.4 m. Na tej samej sekcji przed migracją promień strefy Fresnela, obliczony ze wzoru 2.3.1, wynosił ponad 50m i wpływ fali dyfrakcyjnej na kształt refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy kończył się przy miąższości odpowiadającej niemalże miąższości tuningu. Stąd bierze się brak stabilizacji kształtu sygnału obserwowany na rys. 3.2.11.

Na rys 3.2.14 zestawiono ze sobą wielkości odczytane ze skorelowanych horyzontów na sekcjach syntetycznych, uzyskanych w wyniku modelowania metodą dyfrakcyjną oraz metodą pionowego padania promienia sejsmicznego na granicę sejsmiczną. Wykresy amplitudowe z obu metod są do siebie bardzo zbliżone (poza strefami zakłóceń od brzegu modelu). Można więc przyjąć, że metoda promieniowa w wystarczającym stopniu nadaje się do symulowania zmigrowanego refleksu od poziomo zalegającego stropu wyklinowującej się warstwy. W przypadku granicy nachylonej istotny jest efekt obniżania amplitudy w wyniku rozwierania sferycznego propagującego czoła fali. Uwidacznia się on przy miąższościach warstwy przekraczających miąższość tuningu. W przypadku przetwarzania danych rzeczywistych procedurą, która w pewnym stopniu niweluje ten efekt, jest poprawka na rozwieranie czoła fali. Analiza kształtu sygnału i efektów niedomigrowania danych sejsmicznych wskazuje na konieczność użycia metody modelowań symulującej fale dyfrakcyjne w przypadku analizy nieciągłych granic i warstw. Efekty te na poprawnie

zmigrowanej sekcji sejsmicznej są powierzchniowo ograniczone i przy małych kątach wyklinowania warstw wpływ ograniczonej rozdzielczości poziomej zaznacza się przy miąższościach niewiele przekraczających granicę wykrywalności warstwy. Nie dotyczy to stref w pobliżu uskoków i innych deformacji wywołujących fale dyfrakcyjne przy dowolnej miąższości warstwy. W pobliżu takich stref kształt refleksu będzie zaburzony pomimo migracji.

W przypadku sygnału Ormsby'ego wnioski z porównania wyników modelowania metodą promieniową i dyfrakcyjną są podobne (rys. 3.2.15). Krzywe amplitudowe są niemalże identyczne, jednak procedura migracji wprowadza pewne zakłócenia, których względna amplituda przekracza wielkość wzmocnienia ostatniej oscylacji sygnału. Zatem granica rozdzielczości amplitudowej na sekcji po migracji odpowiada miąższości, przy której wzmocnienie interferencyjne amplitudy jest większe od poziomu zakłóceń wywołanych tą migracją. W tym wypadku odpowiada ona w przybliżeniu miąższości dostrojenia przedostatniego listka sygnału. Na sekcji po migracji nie obserwuje się stabilizacji kształtu sygnału wraz ze zmniejszaniem miąższości warstwy. Miąższość, przy której teoretycznie sygnał powinien się zacząć stabilizować, jest niższa od dolnej granicy stabilności kształtu refleksu Z_d policzonej ze wzoru: 3.2.8.

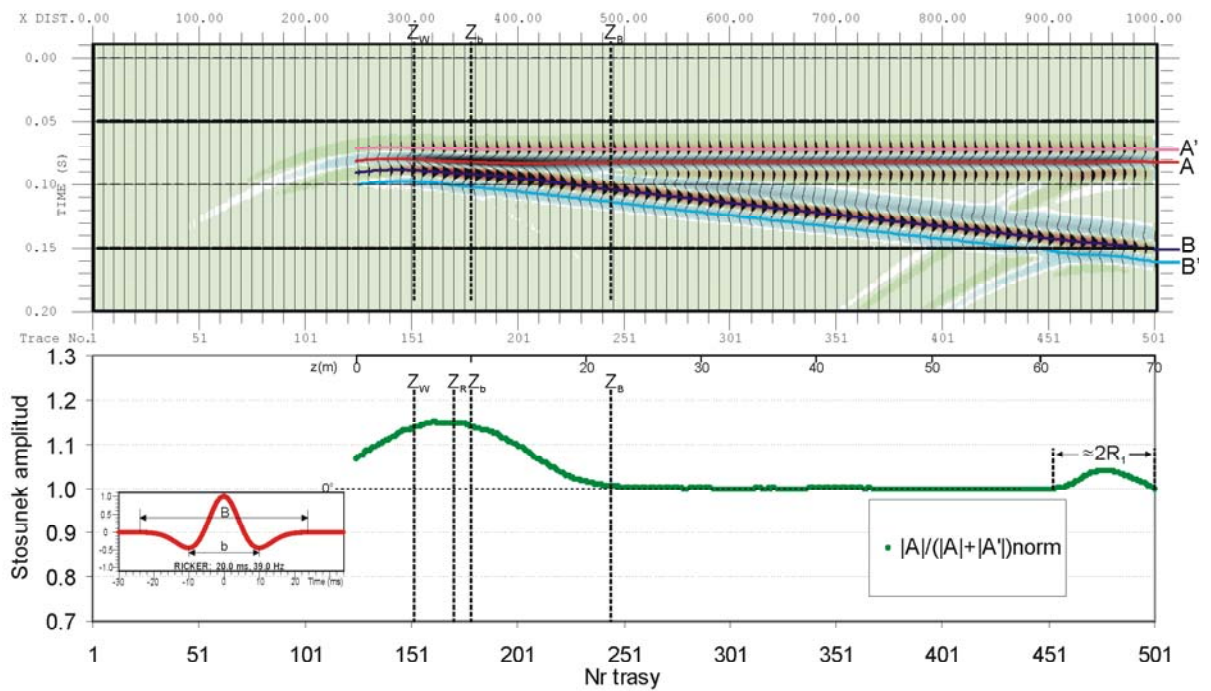


Rys. 3.2.10. Wynik modelowania metodą dyfrakcyjną z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera

- Sekcja syntetyczna przed migracją z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

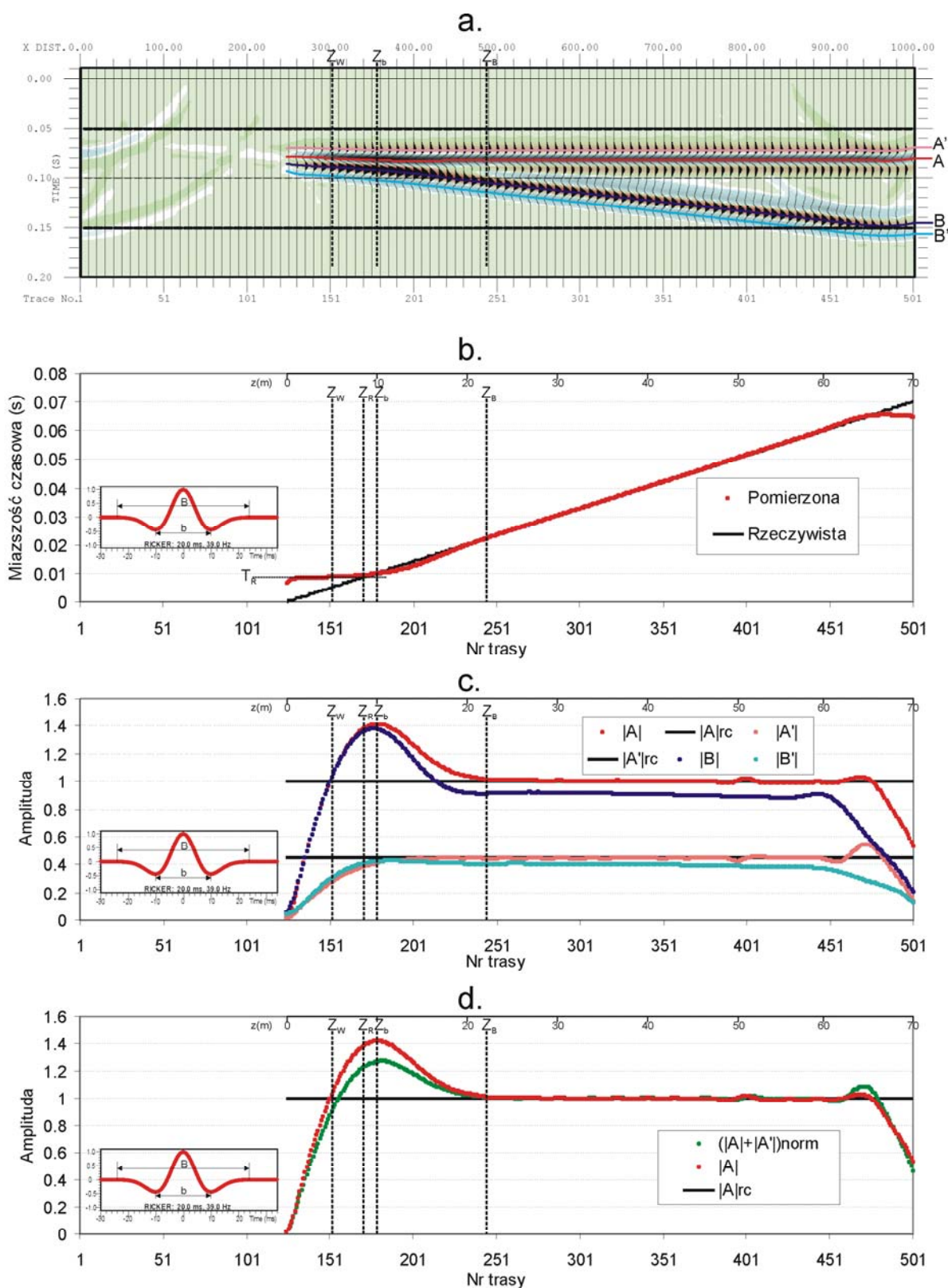
- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; $|B|$, $|B'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy



Rys. 3.2.11. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; R_1 = promień strefy Fresnela

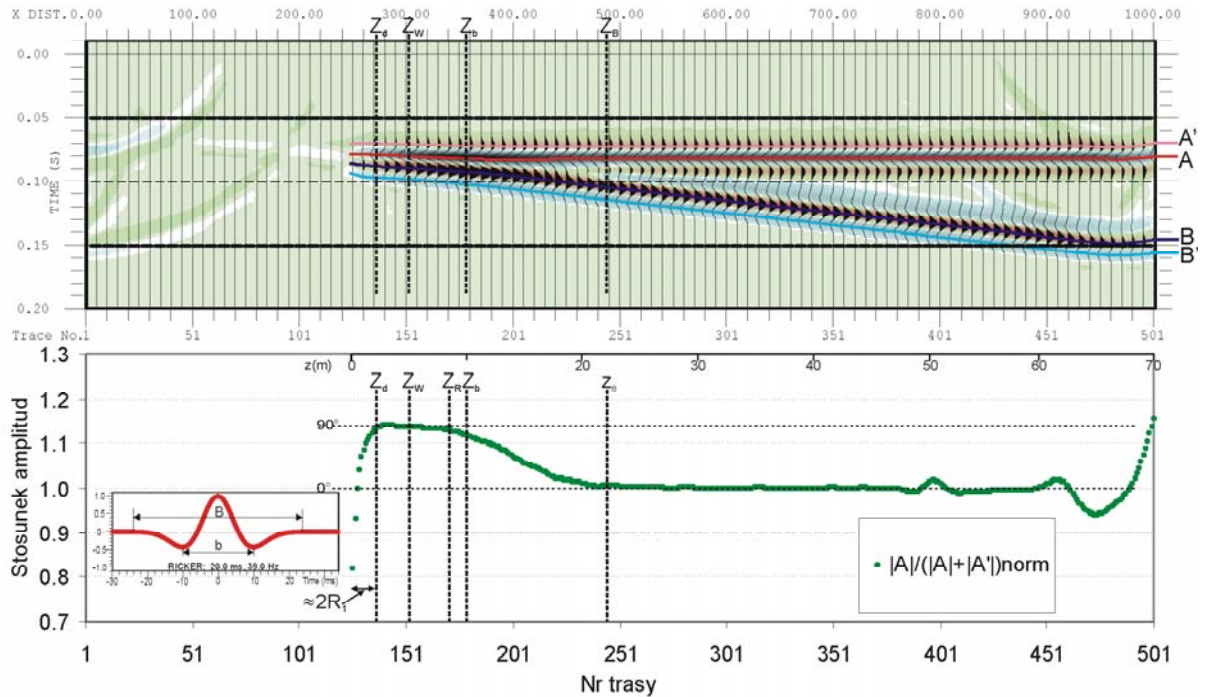


Rys. 3.2.12. Wynik modelowania metodą dyfrakcyjną z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera

- Sekcja syntetyczna po migracji $f-k$ z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

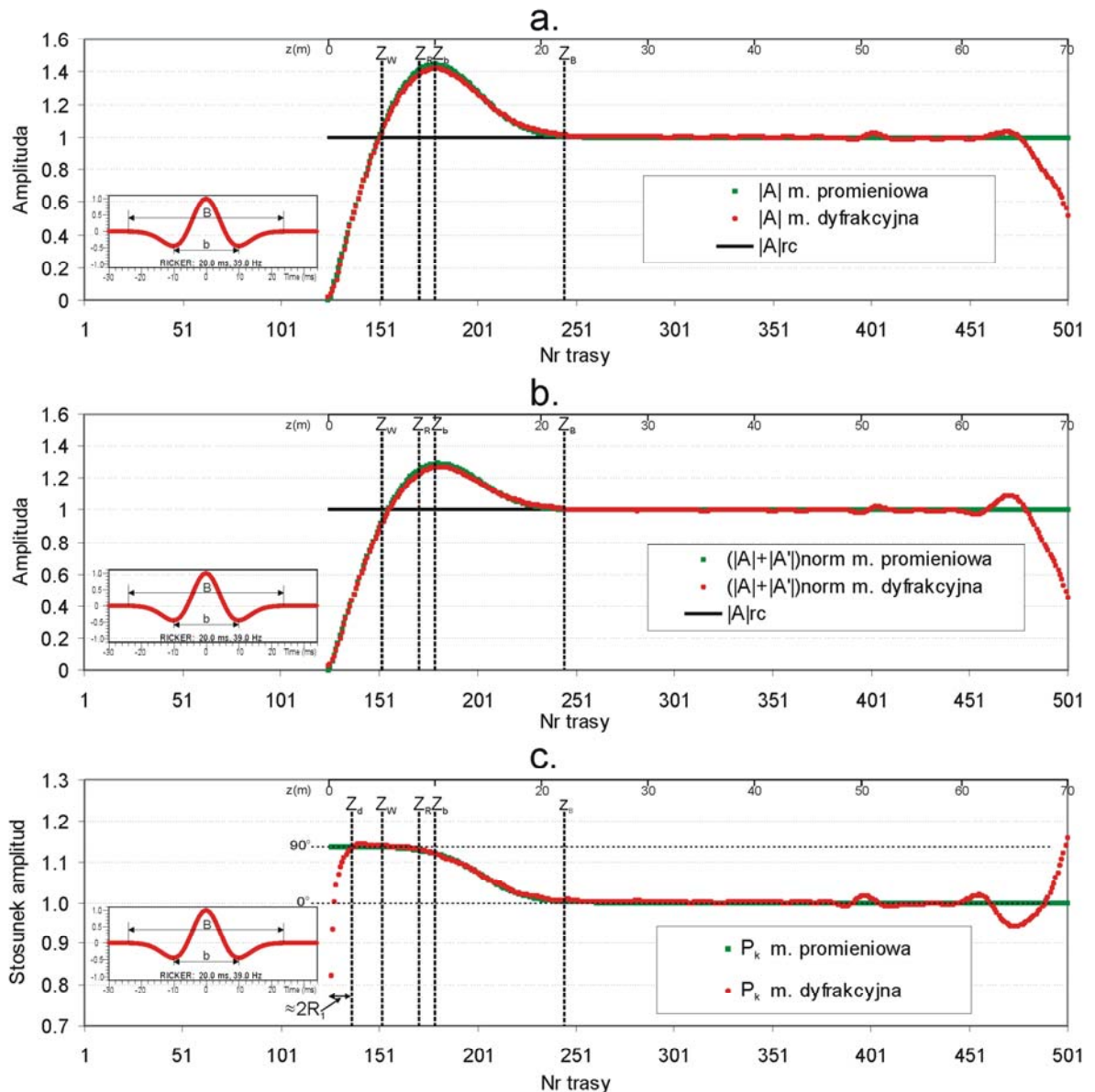
- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; $|B|$, $|B'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy



Rys. 3.2.13. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; Z_d = dolna granica stabilności kształtu refleksu; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji



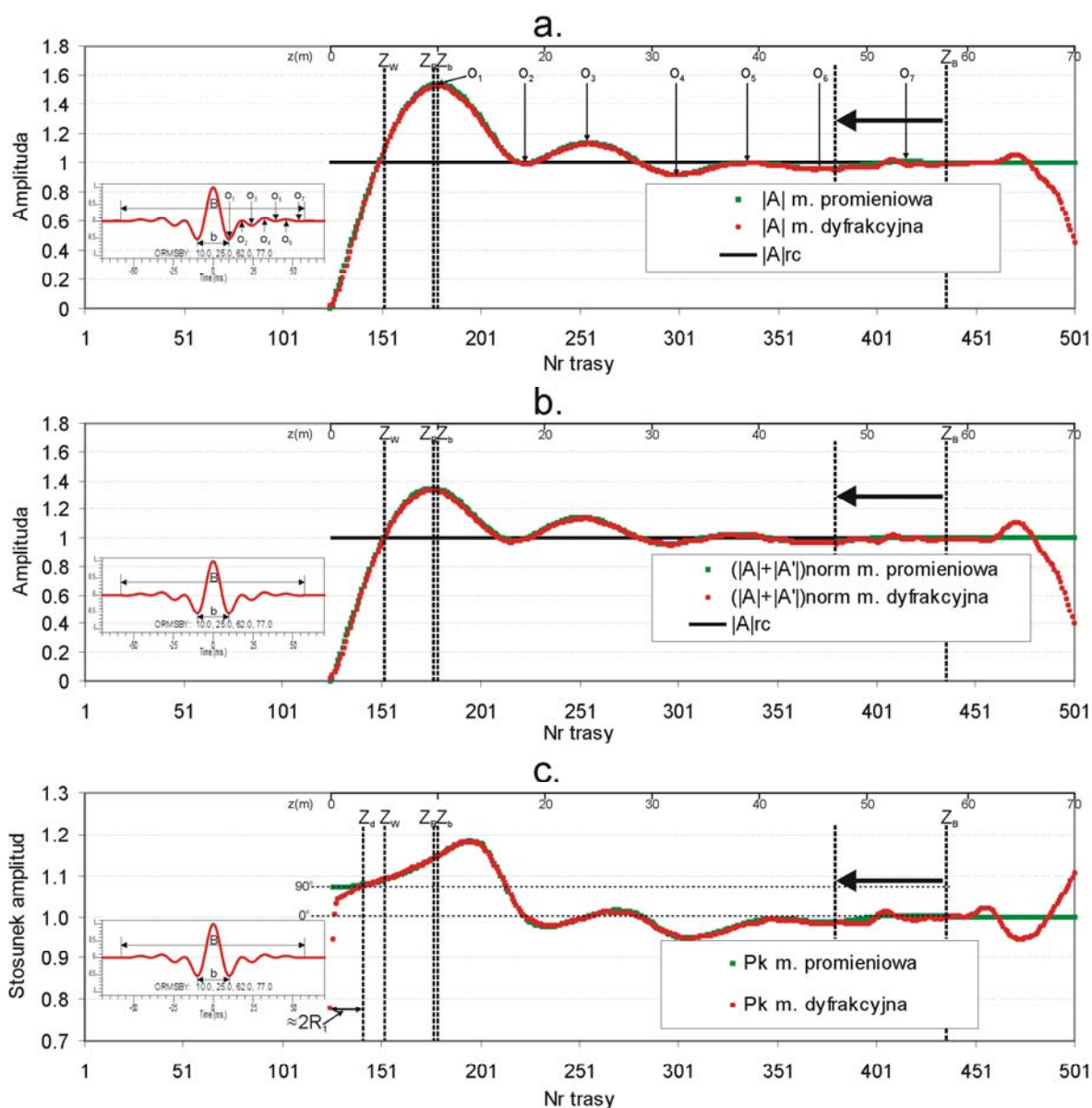
Rys. 3.2.14. Porównanie wyników modelowania metodą dyfrakcyjną (sekcja syntetyczna po migracji) i pionowego padania promienia sejsmicznego dla sygnału Rickera

a. Wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu

b. Amplituda międzyszczytowa

c. Parametr kształtu sygnału P_k

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; T_R = najmniejsza obserwowana na danych sejsmicznych czasowa miąższość warstwy odpowiadająca granicy rozdzielczości wg kryterium Rickera; Z_R – miąższość warstwy odpowiadająca granicy T_R ; Z_d = dolna granica stabilizacji kształtu sygnału; $|A|$, $|A'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy; $|A|_{rc}$, $|A'|_{rc}$ = wartości amplitud wynikające ze współczynnika odbicia; $(|A|+|A'|)_{norm}$ = znormalizowana wartość amplitudy międzyszczytowej sygnału; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji



Rys. 3.2.15. Porównanie wyników modelowania metodą dyfrakcyjną (sekcja syntetyczna po migracji) i pionowego padania promienia sejsmicznego dla sygnału Ormsby'ego
a. Wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu
b. Amplituda międzyszczytowa
c. Parametr kształtu sygnału P_k
Objaśnienia: jak na rys. 3.2.5; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane.

3.2.3 Wyniki modelowań metodą falową

W tym wypadku do modelowań wykorzystano program „Seismod”, który został opracowany na Wydziale Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej (Danek, 2004). Jeden z przykładów wykorzystania tego programu do modelowania rzeczywistych struktur i zjawisk geologicznych został zamieszczony w 2007 r. w czasopiśmie: „Acta Geophysica” (Pietsch i inni, 2007). Program bazuje na rozwiązaniu metodą różnic skończonych (Danek i Franczyk, 2004) akustycznego równania falowego (wzór 3.2.9) lub równań ruchu Kell’ego (1976) w wariancie homogenicznym i heterogenicznym (wzór 3.2.10 - wariant heterogeniczny).

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} - c^2 \left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \right) = f(x, z, t) \quad (3.2.9)$$

gdzie: $p(x, z)$ – ciśnienie
 $c(x, z)$ – prędkość fali
 t – czas
 $f(x, z, t)$ – zmiana ciśnienia w źródle

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2\mu \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\mu \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2\mu \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\mu \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad (3.2.10)$$

gdzie: u, w – składowa pozioma i pionowa przemieszczenia
 ρ – gęstość ośrodka
 λ, μ – stałe Lamego.

W modelowaniach offsetowych wykorzystano wariant elastyczny (heterogeniczny), który umożliwia obliczenie pełnego pola fal podłużnych, poprzecznych i przemiennych bez uwzględnienia tłumienia. Parametry rozstawu i wzbudzenia ustawiono tak, aby położenie punktów CMP na profilu modelowym pokrywało się z położeniem tras uzyskanych w wyniku modelowań zerooffsetowych. Bazowy model, na ile pozwalała wielkość dostępnej pamięci operacyjnej, został powiększony celem uniknięcia wpływu fal odbitych od granic modelu. W celu uniknięcia rejestracji na rekordach fali powierzchniowej i odbić wielokrotnych linia wzbudzeń i rejestracji została umieszczona poniżej powierzchni swobodnej w pewnej ściśle określonej odległości od stropu wyklinowującej się warstwy.

Punktowe źródło o charakterystyce Rickera i Ormsby’ego (rys 3.1.2) zostało zasymulowane przez zadanie przemieszczeń w obszarze wokół węzła źródłowego (Danek, 2004; Kasina, 2003). Przyjęty krok dyskretyzacji równy 0.2 m, dla prędkości występujących w modelu (rys 3.1.1) i parametrów użytych sygnału, z nawiązką spełnia warunek minimalnej liczby 10 węzłów na długość fali (Alford et. al., 1974) i praktycznie ogranicza do zera prawdopodobieństwo powstania dyspersji na oczkach siatki. Rzeczywisty krok czasowy, z jakim wyliczane były kolejne rozwiania pola falowego, był automatycznie wyliczany na podstawie parametrów ośrodka i przyjętego kroku przestrzennego tak, aby spełniony był warunek numerycznej stabilności rozwiązań (Kelly et al., 1976):

$$\Delta t \leq \frac{\Delta h}{\sqrt{\alpha^2 + \beta^2}} \quad (3.2.11)$$

gdzie: Δt – krok próbkowania czasowego
 α, β – prędkości fali podłużnej i poprzecznej
 Δh – krok próbkowania przestrzennego.

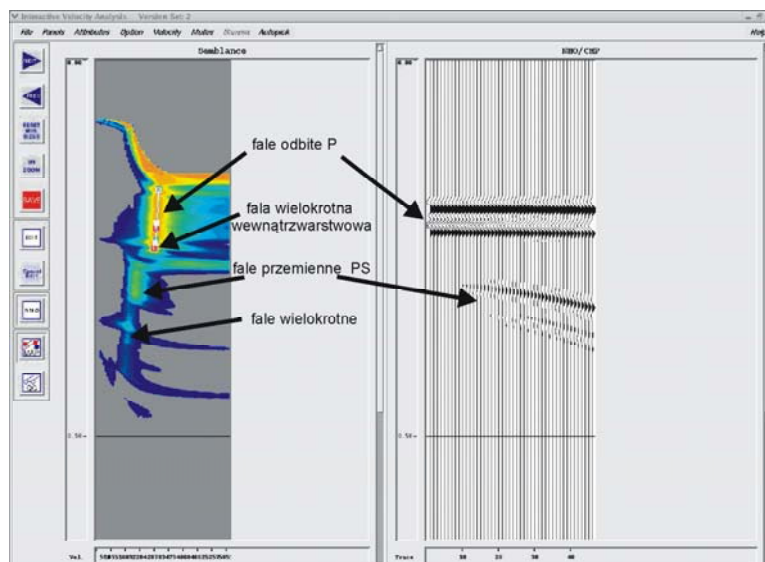
Wynikiem modelowania były syntetyczne kolekcje strzałowe składowej pionowej i poziomej przemieszczeń. Podobnie jak rzeczywiste dane połowe wymagały one przetwarzania celem uzyskania sekcji sejsmicznej. Przetwarzanie wykonano w systemie Omega (WesternGeco) w wersji 1.8.3. Z uwagi na specyfikę modelu i danych syntetycznych oraz chęć ograniczenia wpływu procedur przetwarzania na uzyskane wyniki nie stosowano niektórych standardowych dla danych połowych procedur np.: poprawek statycznych, filtracji zakłóceń koherentnych (fali bezpośredniej, powierzchniowej i fal wielokrotnych) oraz niekoherentnych (ze względu na ich brak), dekonwolucji czy normalizacji amplitud z wyjątkiem poprawki na rozwieranie sferycznej fali. Uproszczona sekwencja przetwarzania składowej pionowej, w celu uzyskania sekcji fali podłużnej P, zawierała:

- wprowadzenie danych do systemu Omega i edycję nagłówków tras,
- korektę fazy do postaci zerofazowej,
- przesortowanie danych do domeny WPG (CMP),
- analizy prędkości,
- wprowadzenie poprawki kinematycznej z wykorzystaniem prędkości pochodzącej z analiz prędkości,
- składanie tras względem wspólnego punktu głębokościowego (WPG),
- migrację FD (migracja metodą różnic skończonych),
- export danych do formatu SGY.

Uproszczona sekwencja przetwarzania składowej poziomej, w celu uzyskania sekcji fali przemiennej PS, zawierała:

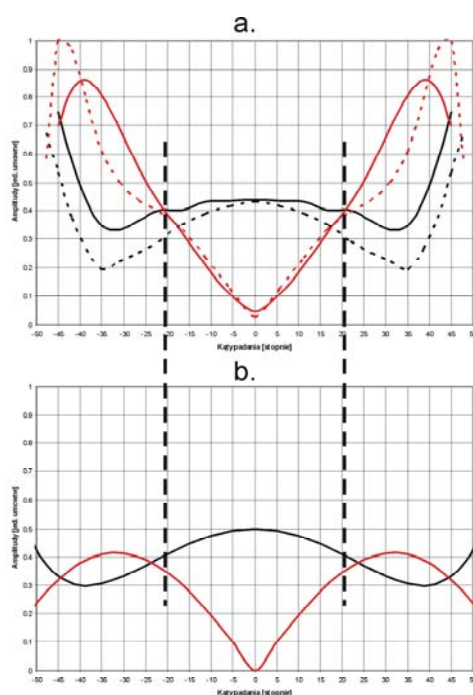
- wprowadzenie danych do systemu Omega i edycję nagłówków tras,
- korektę fazy do postaci zerofazowej,
- aplikację mutingu w celu usunięcia fali bezpośredniej,
- sortowanie danych do domeny wspólnego punktu konwersji (WPK),
- analizy prędkości na kolekcjach WPK wykonane osobno dla dodatnich i ujemnych offsetów,
- wprowadzenie poprawek kinematycznych z wykorzystaniem prędkości pochodzących z analiz prędkości dla dodatnich i ujemnych offsetów,
- sumowanie tras w kolekcjach WPK,
- migrację FD (migracja metodą różnic skończonych),
- export danych do formatu SGY.

W procedurze składania maksymalne offsety podlegające sumowaniu ograniczono tak, aby odpowiadające im kąty odbicia fali P nie przekraczały 20 stopni. Przyczyna takiego postępowania była dwójaka. Po pierwsze ze wzrostem offsetu maleje rozdzielczość danych sejsmicznych. Jest to spowodowane zbliżaniem się do siebie hodografów fal od leżących blisko siebie granic sejsmicznych i spadkiem w ten sposób rozdzielczości czasowej. Poprawka kinematyczna kompensuje efekt czasowy, ale powoduje rozciągnięcie sygnału (rys. 3.2.16). Ponieważ model ze względu ograniczonych możliwości obliczeniowych nie mógł być duży, strop wyklinowującej się warstwy został umieszczony zaledwie 300 m poniżej linii wzbudzeń i odbiorników. Wzmacnia to efekt rozciągnięcia sygnału z offsetem.



Rys. 3.2.16. Analiza prędkości i aplikacja poprawki kinematycznej dla kolekcji WPG o numerze 250 (składowa pionowa przemieszczeń)

Drugą przyczyną było to, że amplitudy fali odbitej i przemiennej, wygenerowanych przez program Seismod, w zakresie kątów od 0 do 20 stopni najlepiej pokrywają się z wartościami teoretycznymi, wynikającymi z równań Zoeppritza (rys.3.2.17).



Rys. 3.2.17. Porównanie całkowitych amplitud odbitych fal P (kolor czarny) i PS (kolor czerwony) w zależności od kąta padania (wg: T. Danek, 2004)

- a. Program Seismod (linią ciągłą zaznaczono wyniki uzyskane metodą homogeniczną, a przerywaną uzyskane metodą heterogeniczną)
- b. Wartości teoretyczne wynikające z równań Zoeppritza (przybliżenie zaproponowane przez Aki i Richardsa)

Na rys. 3.2.18 przedstawiony jest wynik modelowania składowej pionowej przemieszczeń metodą falową z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera (rys 3.1.2).

Na sekcji syntetycznej przed migracją oprócz fal odbitych widać pełne spektrum fal zakłócających, które powstały dla tego modelu. Oprócz fal dyfrakcyjnych, obserwuje się fale wielokrotne wewnątrzwarstwowe (ang. *interbed multiples*) i przemienne (pionowa składowa fali PSV). Na wykresach miąższości czasowej (rys. 3.2.18.b) i pomierzonych amplitud (rys. 3.2.18.c) widać, podobnie jak w przypadku metody dyfrakcyjnej, charakterystyczne dla niezmigrowanej sekcji efekty przesunięcia w kierunku upadu odbić od granic nachylonych: pomierzone miąższości czasowe powyżej miąższości tuningu są mniejsze od rzeczywistych niezależnie od miąższości warstwy oraz maksymalne wzmocnienia amplitudy w strefie tuningu występują przy miąższości większej od teoretycznie wyznaczonej miąższości dostrojenia (położenie granic rozdzielczości takie jak na rys. 3.2.5). Przy bardzo małej miąższości warstwy obserwuje się wzmocnienie amplitudy wywołane skończoną rozdzielczością poziomą warstwy i obecnością fali dyfrakcyjnej. Oprócz niej wykresy amplitudowe „zakłóca” obecność fali wewnątrzwarstwowej. W przypadku refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy wpływ ten sięga maksymalnie 5% amplitudy bazowej i dla niskiego poziomu zakłóceń na sekcji rzeczywistej może być obserwowany jako samodzielna anomalia amplitudowa skorelowana z miąższością warstwy. Podobny efekt wzmocnienia amplitudy refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy na danych pomierzonych można zaobserwować na rysunku 3.2.3. Niższe amplitudy refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy są efektem strat transmisji, ponieważ użyty wariant modelowania nie uwzględnia tłumienia, a odpowiednia poprawka na etapie przetwarzania wyeliminowała amplitudowy efekt rozwierania czoła fali. Spadek amplitudy na końcu profilu związany jest z obniżeniem krotności pokrycia. Zgodnie z oczekiwaniami nie obserwuje się na sekcji niezmigrowanej stabilizacji kształtu sygnału (rys. 3.2.19).

Ponieważ zapadanie warstwy w modelu jest niewielkie, wybrano metodę różnic skończonych (ang. *FD migration*) (Yilmaz, 1987) do migracji sekcji syntetycznej (rys. 3.2.18). Podstawą do testów migracji był model prędkościowy uzyskany z analiz prędkości składania. Wynikowa sekcja i jej analiza pokazana jest na rys. 3.2.20. Migracja FD dała lepsze rezultaty w porównaniu do migracji algorytmem Stolta (rys. 3.2.12). Fale dyfrakcyjne zostały usunięte i nie widać dodatkowych, wygenerowanych w wyniku migracji, zniekształceń. Potwierdzeniem prawidłowo wykonanej migracji jest wykres miąższości czasowej (rys. 3.2.20.b) i wielkości odczytanych amplitud refleksów (rys. 3.2.20.c). Miąższość pomierzona pokrywa się z rzeczywistą dla „grubej” warstwy oraz maksymalne wielkości amplitud występują przy, teoretycznie wyznaczonej dla sygnału źródła, miąższości dostrojenia Z_b . Efekty niedomigrowania w postaci lekkiego podniesienia amplitudy można zaobserwować poniżej 1.3 metra miąższości warstwy i tą wartość można przyjąć za dolną granicę wykrywalności warstwy Z_d (rys. 3.2.21). Po usunięciu fali dyfrakcyjnej, widoczna na rys. 3.2.20.a fala wielokrotna wewnątrzwarstwowa zaznacza się na wykresie amplitud (B) i (B') refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy. Obserwuje się interferencyjne wzmocnienie amplitudy przy miąższości warstwy około dwa razy większej od miąższości tuningu Z_b i niższą amplitudę, w porównaniu do refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy, przy miąższości tuningu. Spowodowane jest to tym, że zarówno refleks od spągu warstwy jak i fala wielokrotna, z którą interferuje są tej samej polaryzacji. Anomalie te nie przekraczają jednak 5% amplitudy bazowej i można uznać, że efekt amplitudowy wywołany nieusuniętą falą wewnątrzwarstwową jest niewielki i może być obserwowany jedynie w sprzyjających warunkach (niski poziom szumu). Na rys. 3.2.21 obserwuje się stabilizację kształtu refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy na granicy Z_w . Poniżej tej miąższości kształt sygnału lekko się zmienia. Efekt ten nie jest spowodowany niezmigrowaną falą dyfrakcyjną lecz wpływem, z uwagi na zmniejszającą się miąższość czasową warstwy, fali wielokrotnej wewnątrzwarstwowej, która zaczyna interferować także z refleksem od stropu warstwy. Zjawisko to jest opisane i wyjaśnione w rozdziale drugim.

Aby określić wielkość wpływu fali wielokrotnej przy miąższościach warstwy mniejszych od miąższości dostrojenia zestawiono ze sobą wielkości odczytane ze skorelowanych

horyzontów na sekcjach syntetycznych uzyskanych w wyniku modelowania metodą promieniową (rys. 3.2.5) i falową (rys. 3.2.20). Uwidoczniły się istotne rozbieżności sugerujące, że mamy do czynienia z różnymi sygnałami na sekcjach wynikowych obu metod. Przykładowo na rysunku 3.2.22 pokazane jest zestawienie amplitud refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy. Obserwowane poziomy amplitud w strefie interferencji znacząco się różnią. W przypadku metody falowej, przy miąższości warstwy większej od miąższości dostrojenia, pojawia się zniekształcenie amplitudy wskazujące na obecność sygnału wielofazowego w zapisie sejsmicznym. Sygnał ten jest wynikiem przetwarzania surowych danych syntetycznych (zwłaszcza procedury składania) oraz skończonej dokładności obliczeń numerycznych, objawiającej się zmianą kształtu i dynamiki sygnału w czasie jego propagacji przez siatkę obliczeniową (Danek, 2004). Aby uniknąć wpływu różnego kształtu waveletów, przy porównaniu wyników obu metod do obliczeń metodą promieniową użyto sygnał wyekstrahowany z sekcji syntetycznej uzyskanej z metody falowej. Procedura ta jest standardowo stosowana np. przy dowiązywaniu danych sejsmicznych do danych otworowych przy pomocy sejsmogramów syntetycznych. Sygnał wyekstrahowany z sekcji syntetycznej optycznie niewiele różni się od źródłowego sygnału Rickera (rys. 3.2.23) i ma praktycznie taki sam okres dominujący, charakteryzuje się jednak dodatkową oscylacją boczną o niewielkiej amplitudzie i zmienionym stosunkiem amplitudy płata głównego do bocznych. Powyżej miąższości tuningu amplitudy (rys. 3.2.23.a i b), odczytane z sekcji syntetycznej obliczonej metodą promieniową, z wykorzystaniem tego sygnału, mają taką samą wartość jak amplitudy odczytane z sekcji syntetycznej policzonej metodą falową. Poniżej tej miąższości wartości są zawyżone średnio o ok. 8.5 %. Różnica ta spowodowana jest nieuwzględnieniem w metodzie promieniowej fal wielokrotnych wewnątrzwarstwowych, w tym przemiennych. Rośnie ona ze zmniejszaniem miąższości warstwy aż do osiągnięcia granicy Z_d , a potem gwałtownie spada (rys. 3.2.24). Spowodowane jest to pojawieniem się w zapisie sejsmicznym niedomigrowanych fal dyfrakcyjnych. Przy miąższościach warstwy przekraczających granicę Z_w różnica amplitud spada poniżej 5 % i można przyjąć, że powyżej tej granicy amplitudy refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy na sekcji policzonej metodą promieniową i falową pokrywają się. Poniżej granicy Z_w obserwuje się stabilizację kształtu sygnału (stała wartość parametru P_k) na sekcji syntetycznej policzonej metodą uwzględniającą tylko fale jednokrotnie odbite (rys. 3.2.23.b). W przypadku metody falowej sygnał lekko się destabilizuje poniżej tej granicy. Podobnie jak w przypadku amplitud przyczyną jest obecność fal wielokrotnych wewnątrzwarstwowych. Parametr kształtu bardziej niż amplituda jest czuły na obecność dodatkowego listka w sygnale sejsmicznym. Przy miąższościach warstwy większych od granicy rozdzielczości amplitudowej Z_B pojawia się niewielka destabilizacja kształtu sygnału obserwowana na wynikach uzyskanych z obu metod modelowań (parametr P_k poniżej wartości jeden). Zasadne jest, zatem przesunięcie granicy wpływu sygnału w kierunku większych miąższości.

Podsumowując zarówno wykresy amplitud jak i parametru kształtu pokazują zgodność wyników modelowania metodą pionowego padania sejsmicznego i metodą różnic skończonych w przypadku refleksu od stropu warstwy i przy miąższościach przekraczających granicę rozdzielczości wg. kryterium Widessa Z_w . Poniżej tej granicy obserwuje się wpływ fal wielokrotnych wewnątrzwarstwowych, który nie przekracza, dla założonej w modelu wartości współczynnika odbicia 0.2, 30 % wielkości amplitudy odbić jednokrotnych. Przy bardzo małych miąższościach warstwy, dominujący staje się wpływ niedomigrowanej fali dyfrakcyjnej. Refleks od spągu wyklinowującej się warstwy jest silniej i w szerszym zakresie miąższości zakłócany falami wielokrotnymi (zwłaszcza 2-krotną).

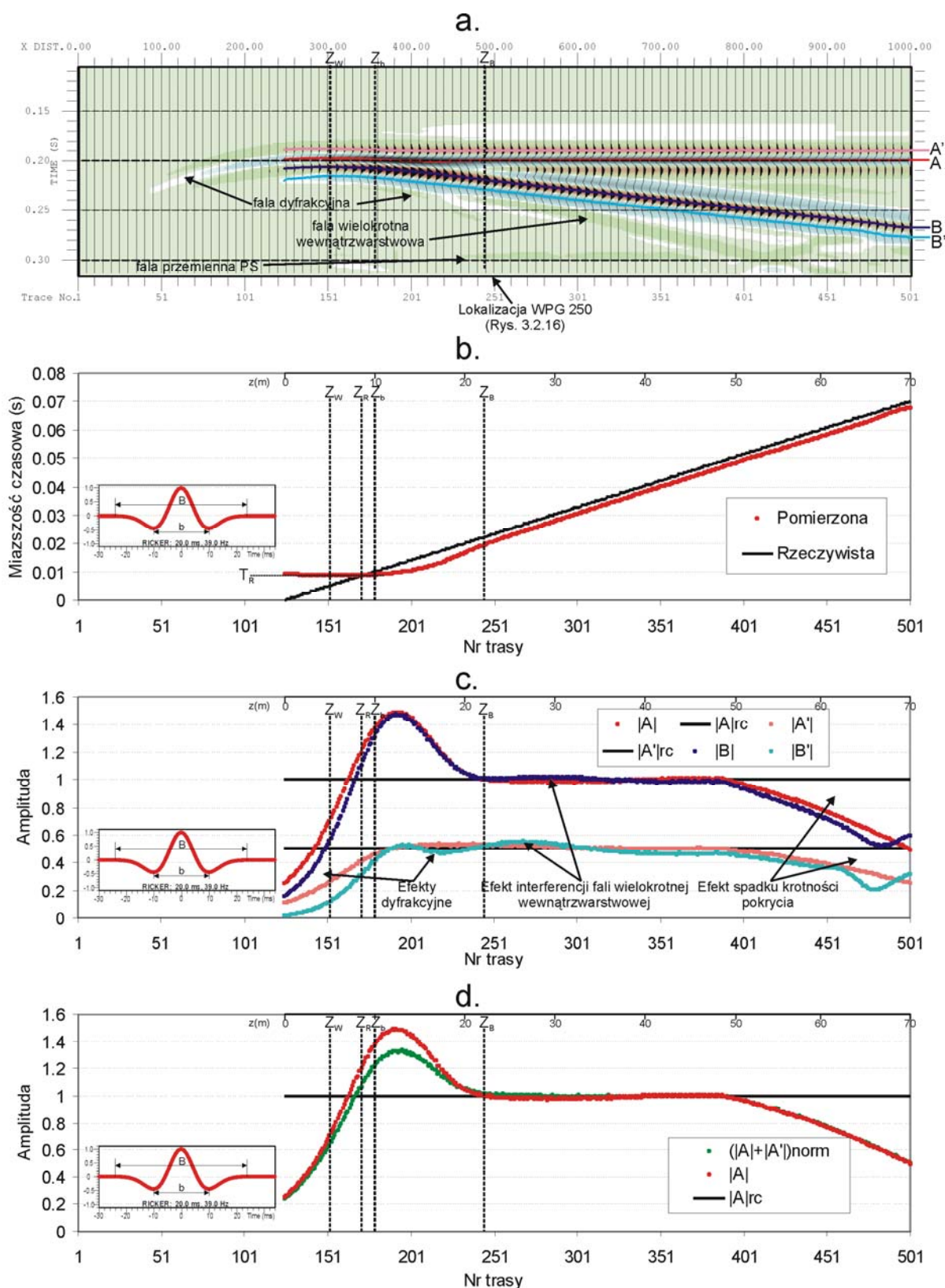
Na rys. 3.2.25 Przedstawiony jest wynik modelowania składowej pionowej przemieszczeń metodą falową z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Ormsby'ego (rys. 3.1.2). Na sekcji syntetycznej przed migracją oprócz fal odbitych dobrze widać fale dyfrakcyjne i falę przemienną (pionowa składowa fali PSV). Fala wielokrotna wewnątrzwarstwowa jest niemalże niewidoczna z powodu interferencji z odbiciami

jednokrotnymi i falami dyfrakcyjnymi. Jest to wynik użycia sygnału o długim czasie przebiegu i silnych fazach bocznych. W przypadku miąższości czasowej (rys. 3.2.25.b), odczytanych z horyzontów amplitud (rys. 3.2.25.c) i stabilizacji kształtu sygnału (rys. 3.2.26) obserwacje i wnioski są podobne jak w przypadku wyników uzyskanych dla sygnału Rickera. Wpływ fali wielokrotnej wewnątrzwarstwowej na amplitudy refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy wydaje się silniejszy i jest obserwowany przy większych jej miąższościach. Zaznaczyć należy, że maksima i minima interferencyjne na krzywej amplitudy listka centralnego refleksu ($|A|$ na rys. 3.2.25.d) od stropu wyklinowującej się warstwy i amplitudy międzyszczytowej ($(|A|+|A'|)_{\text{norm}}$ na rys. 3.2.25.d) tego samego refleksu nie pokrywają się.

Na rys. 3.2.27 pokazane są wyniki analiz po zastosowaniu migracji FD na sekcji syntetycznej po składaniu (rys. 3.2.25.a). Wpływ wielofazowego sygnału o długim czasie trwania zaznacza się wyraźnie w poziomie obserwowanych miąższości czasowych (rys. 3.2.25.b) oraz amplitud (rys. 3.2.25.c i d). Szereg obserwowanych oscylacji jest efektem interferencji listka centralnego i kolejnych płatów bocznych sygnałów odbitych od stropu warstwy przy różnej jej miąższości. Fala wielokrotna wewnątrzwarstwowa, mimo że jest słabo widoczna na zmigrowanej sekcji, zaznacza się wyraźnie w postaci zwiększenia amplitud refleksu odbitego od spągu warstwy powyżej poziomu amplitud refleksu odbitego od stropu warstwy. Obserwuje się ten efekt nawet przy miąższościach warstwy trzykrotnie większych od miąższości tuningu. Fale wielokrotne wewnątrzwarstwowe odpowiadają także za brak stabilizacji kształtu sygnału przy bardzo małych miąższościach warstwy (rys. 3.2.28). Efekty niedomigrowania obserwowane są już przy nieco większej (ok. 2m) miąższości warstwy niż w przypadku wyników modelowania z użyciem sygnału Rickera.

W celu potwierdzenia powyższych obserwacji poprzez porównanie z wynikami metody promieniowej przeprowadzono tą samą procedurę, co w przypadku sygnału Rickera. Zestawienie wyników metody falowej i promieniowej (do obliczeń użyto wyekstrahowany z sekcji syntetycznej po składaniu (rys. 3.2.27.a) sygnał, który jest efektem przejścia sygnału Ormsbyego przez siatkę obliczeniową i zniekształceń wprowadzonych na etapie przetwarzania danych) pokazane jest na rysunku 3.2.29. Podobnie jak wcześniej w przypadku sygnału Rickera i w tym wypadku obserwowana jest duża zgodność wyników metody promieniowej i falowej powyżej miąższości, przy której kończy się wpływ fali wielokrotnej wewnątrzwarstwowej na amplitudę i kształt refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy. Ponieważ użyto „szerszego” wielofazowego sygnału ten wpływ zaznacza się wyraźnie do ok. 20 metrów. Teoretycznie wpływ ten powinien zniknąć przy ok. $\frac{1}{2} Z_B$ (odpowiada to $\frac{1}{4} B$). Jest to widoczne na wykresie różnicy pomiędzy amplitudami refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy odczytanymi z sekcji syntetycznych, które zostały policzone metodą promieniową i falową (rys. 3.2.30). Aby uniezależnić się od wpływu zjawiska interferencji na poziom amplitud, różnica ta została wyrażona w postaci procentu amplitudy refleksu na sekcji syntetycznej policzonej metodą promieniową. Powyżej miąższości Z_w wpływ fali wielokrotnej nie przekracza siedmiu procent i w miarę stabilnie zanika. Poniżej tej granicy gwałtownie rośnie do ponad 25 procent a później równie gwałtownie obada. Jest to taki sam efekt jak obserwowany w przypadku sygnału Rickera (rys. 3.2.24). Najpierw obserwujemy wynik nakładania się coraz to większej liczby fal wielokrotnych wewnątrzwarstwowych, a później dominujący staje się wpływ niedomigrowanej fali dyfrakcyjnej. Zatem wnioski końcowe są takie same jak w przypadku sygnału Rickera.

Niestety nie udało się przeprowadzić podobnych analiz w przypadku składowej poziomej z powodu dużych trudności w odfiltrowaniu z pola fal przemiennych fal odbitych od dolnej granicy modelu. Odseparowanie tych pól wymagałoby znacznego powiększenia modelu (odległości pomiędzy wyklinowującą się warstwą a dolną krawędzią modelu). Nie było to możliwe z uwagi na ograniczenia sprzętowe (zbyt mała wielkość pamięci operacyjnej komputerów klastra obliczeniowego) oraz chęć zachowania wysokiego kroku próbkowania modelu.

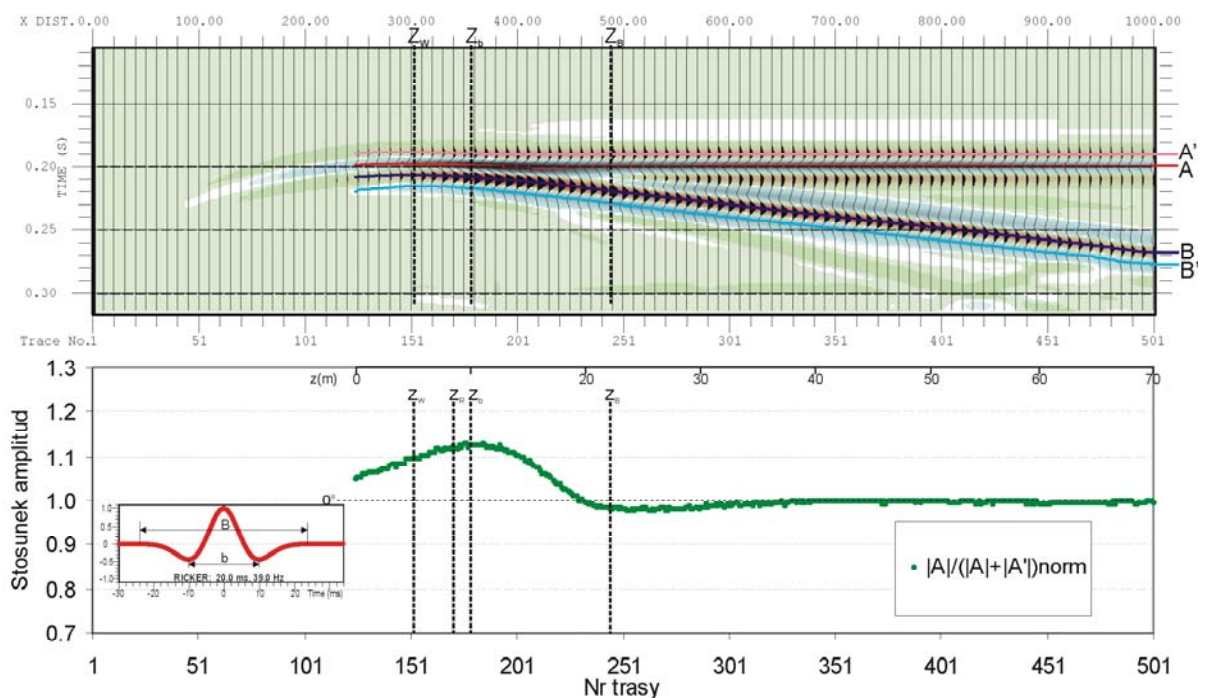


Rys. 3.2.18. Wynik modelowania metodą falową z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera – składowa pionowa przemieszczeń przed migracją

- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

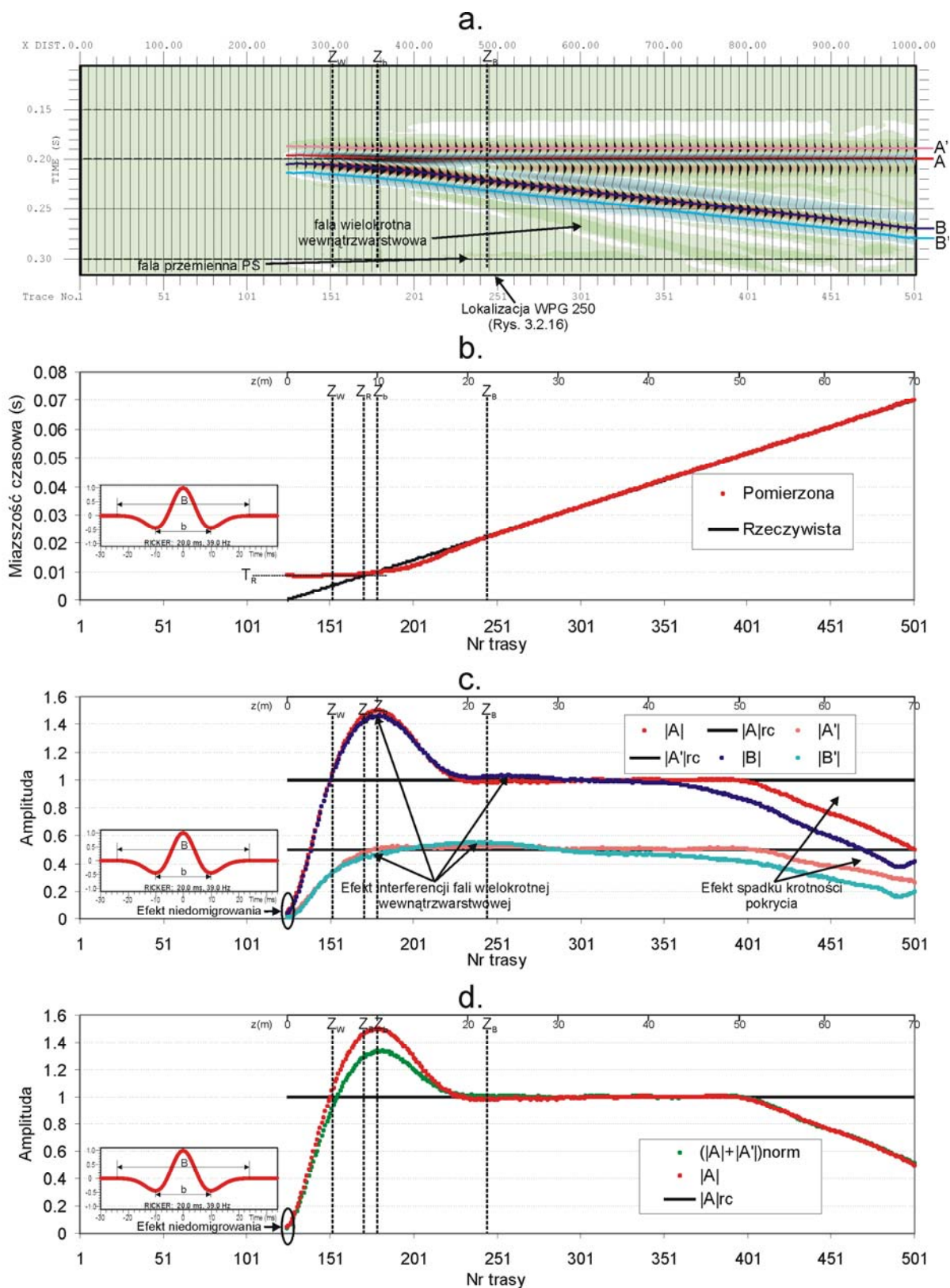
- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału wejściowego użytego w modelowaniu; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; T_R = teoretyczna granica rozdzielczości czasowej wg kryterium Rickera obliczona dla sygnału wejściowego; Z_R – miąższość warstwy odpowiadająca granicy T_R ; $|A|$, $|A'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy; $|A|_{rc}$, $|A'|_{rc}$ = wartości amplitud wynikające ze współczynnika odbicia, po normalizacji odzwierciedlają parametry sygnału źródłowego; $(|A|+|A'|)_{norm}$ = znormalizowana wartość amplitudy międzyszczytowej sygnału; $|B|$, $|B'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od spągu wyklinowującej się warstwy



Rys. 3.2.19. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18;

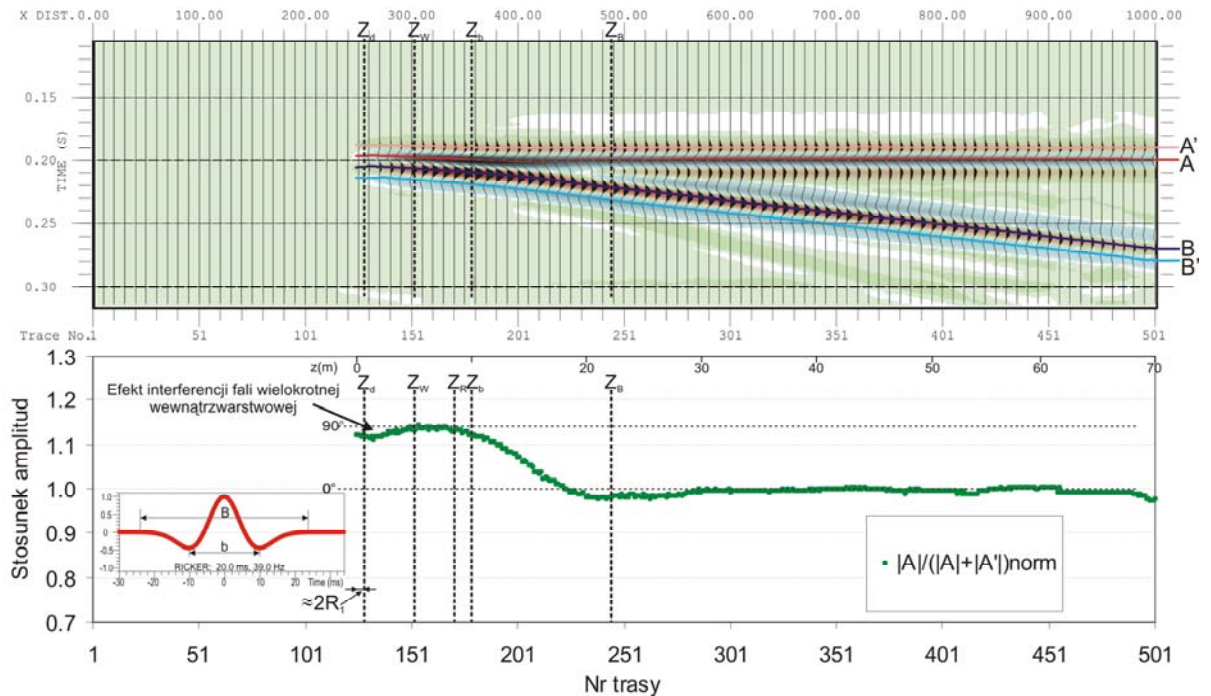


Rys. 3.2.20. Wynik modelowania metodą falową z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Rickera – składowa pionowa przemieszczeń po migracji FD

- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

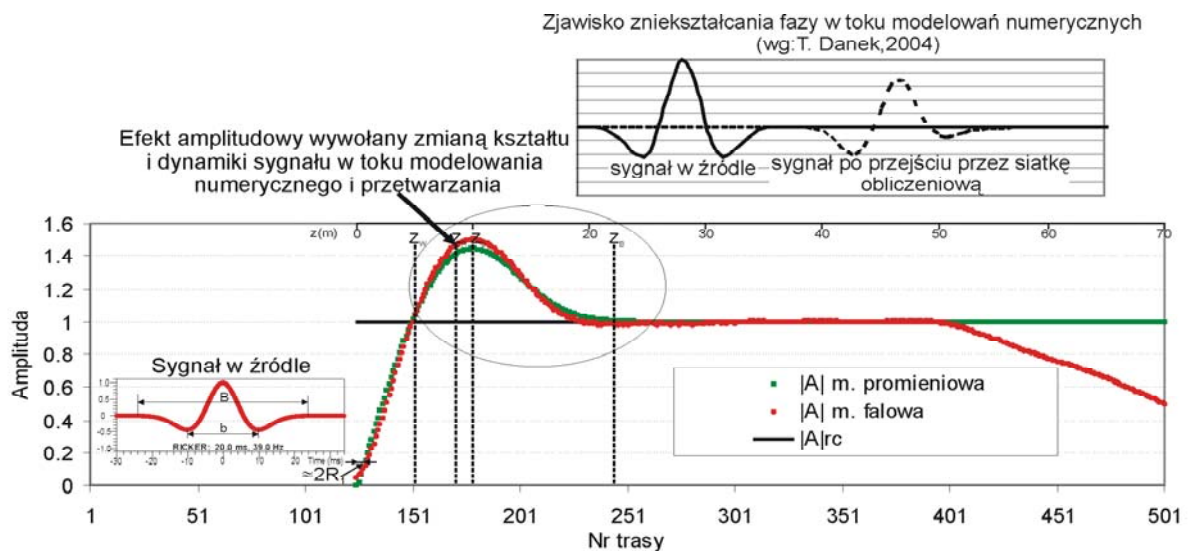
- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18



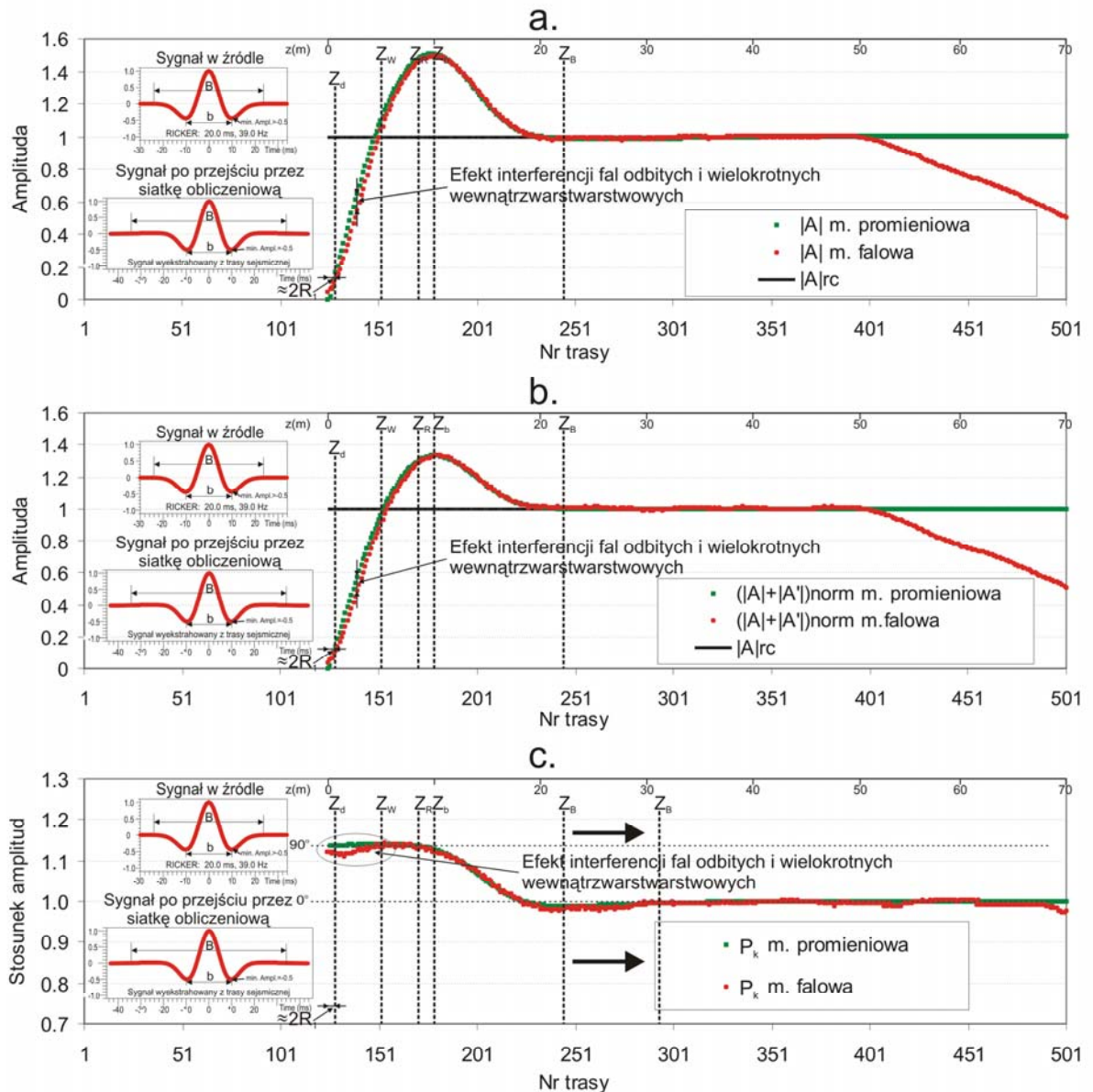
Rys. 3.2.21. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18; Z_d = dolna granica stabilności kształtu refleksu; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji



Rys. 3.2.22. Porównanie wyników (amplituda $|A|$ refleksu od stropu warstwy) modelowania metodą różnic skończonych i pionowego padania promienia sejsmicznego (w obu przypadkach sygnał źródła to ten sam sygnał Rickera)

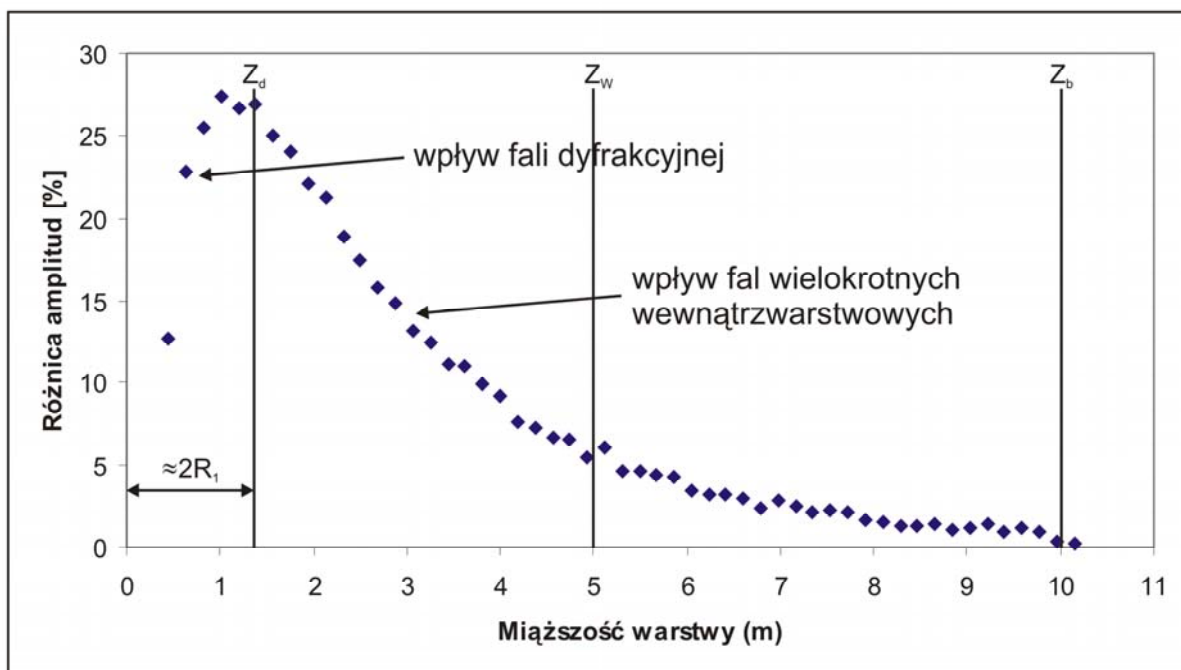
Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji



Rys. 3.2.23. Porównanie wyników modelowania metodą różnic skończonych (składowa pionowa przemieszczeń) i pionowego padania promienia sejsmicznego (w metodzie promieniowej jako sygnał źródła użyto sygnału wyekstrahowanego z wynikowej sekcji metody falowej)

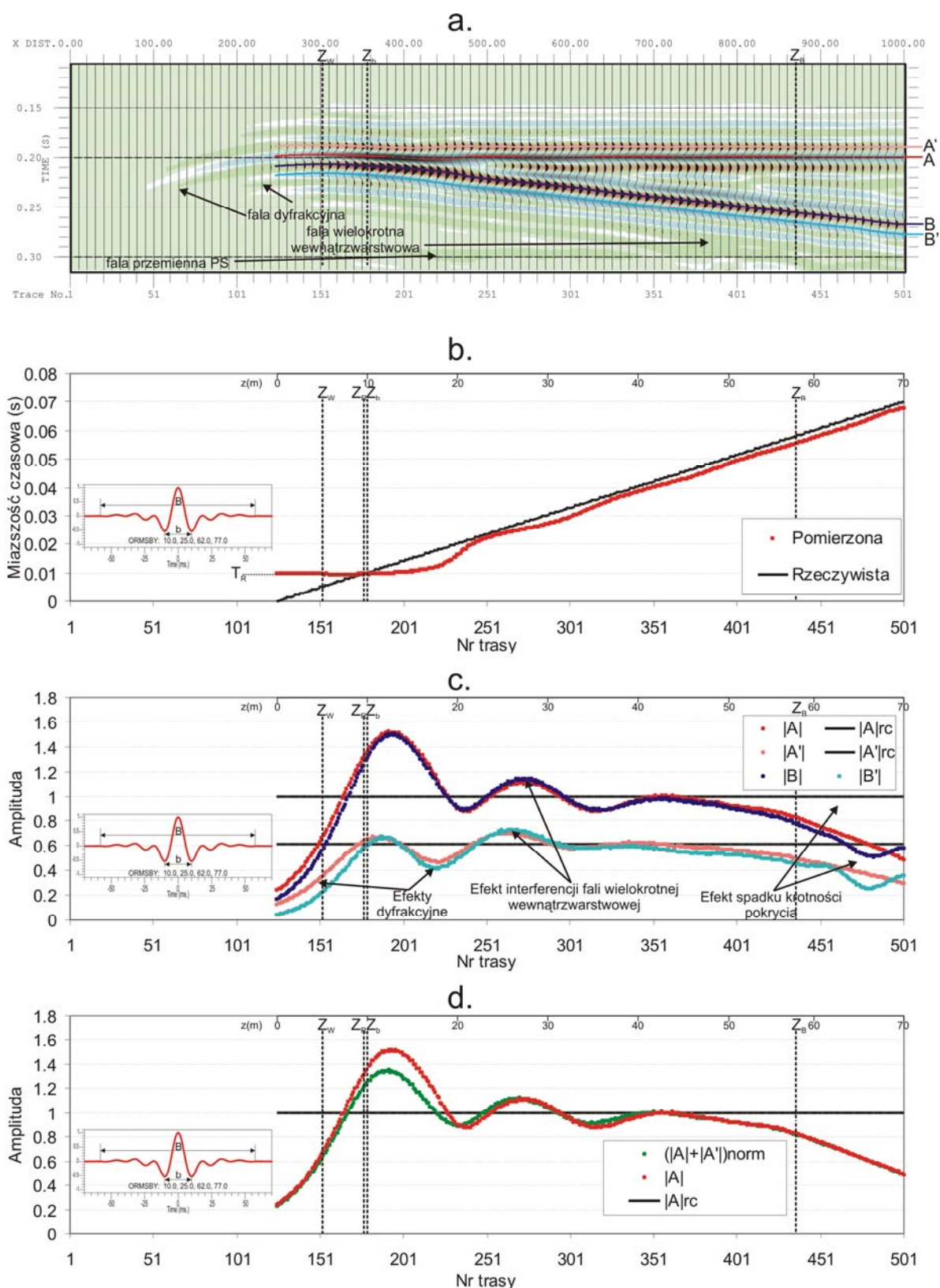
- Wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu
- Amplituda międzyszczytowa
- Parametr kształtu sygnału P_k

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_R – miąższość warstwy odpowiadająca granicy czasowej T_R ; Z_d = dolna granica stabilizacji kształtu sygnału; $|A|$, $|A'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy; $|A|_{rc}$, $|A'|_{rc}$ = wartości amplitud wynikające ze współczynnika odbicia; $(|A|+|A'|)_{norm}$ = znormalizowana wartość amplitudy międzyszczytowej sygnału; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji



Rys. 3.2.24. Różnica pomiędzy amplitudami refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy odczytanymi z sekcji syntetycznych, które zostały obliczone metodą promieniową i falowa (wyrażona w % amplitudy refleksu na sekcji syntetycznej policzonej metodą falową)

Objaśnienia: Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_d = dolna granica stabilizacji kształtu sygnału; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji

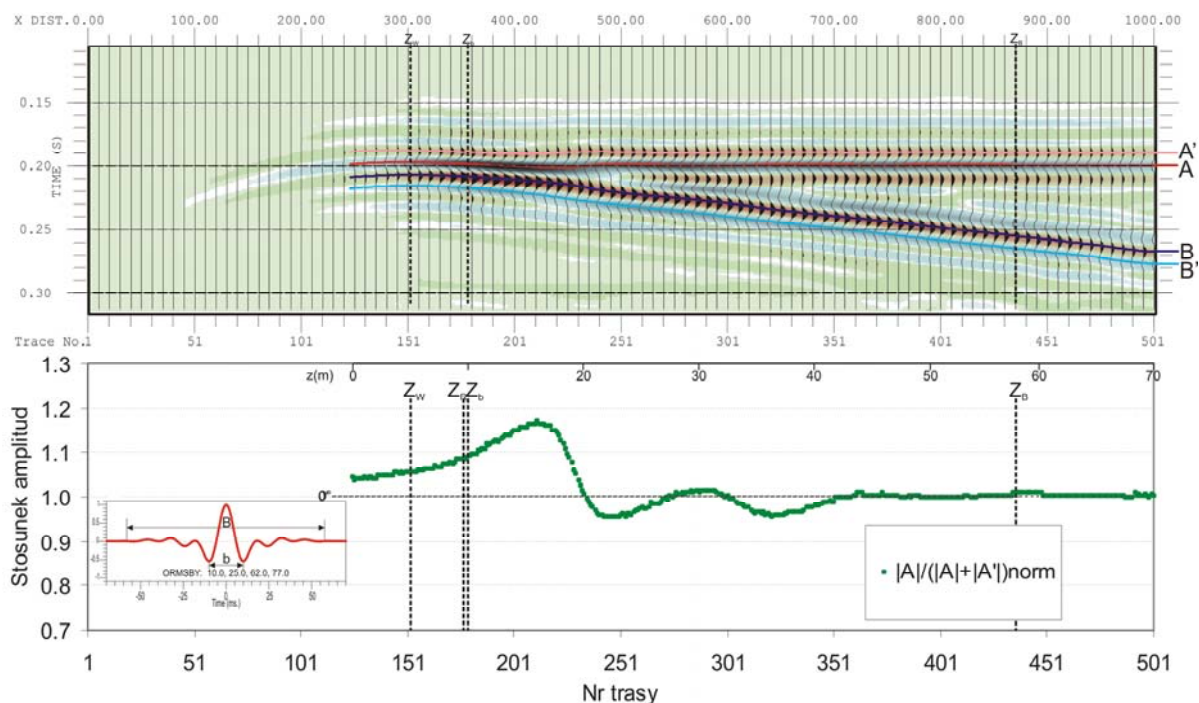


Rys. 3.2.25. Wynik modelowania metodą falową z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Ormsby'ego – składowa pionowa przemieszczeń przed migracją

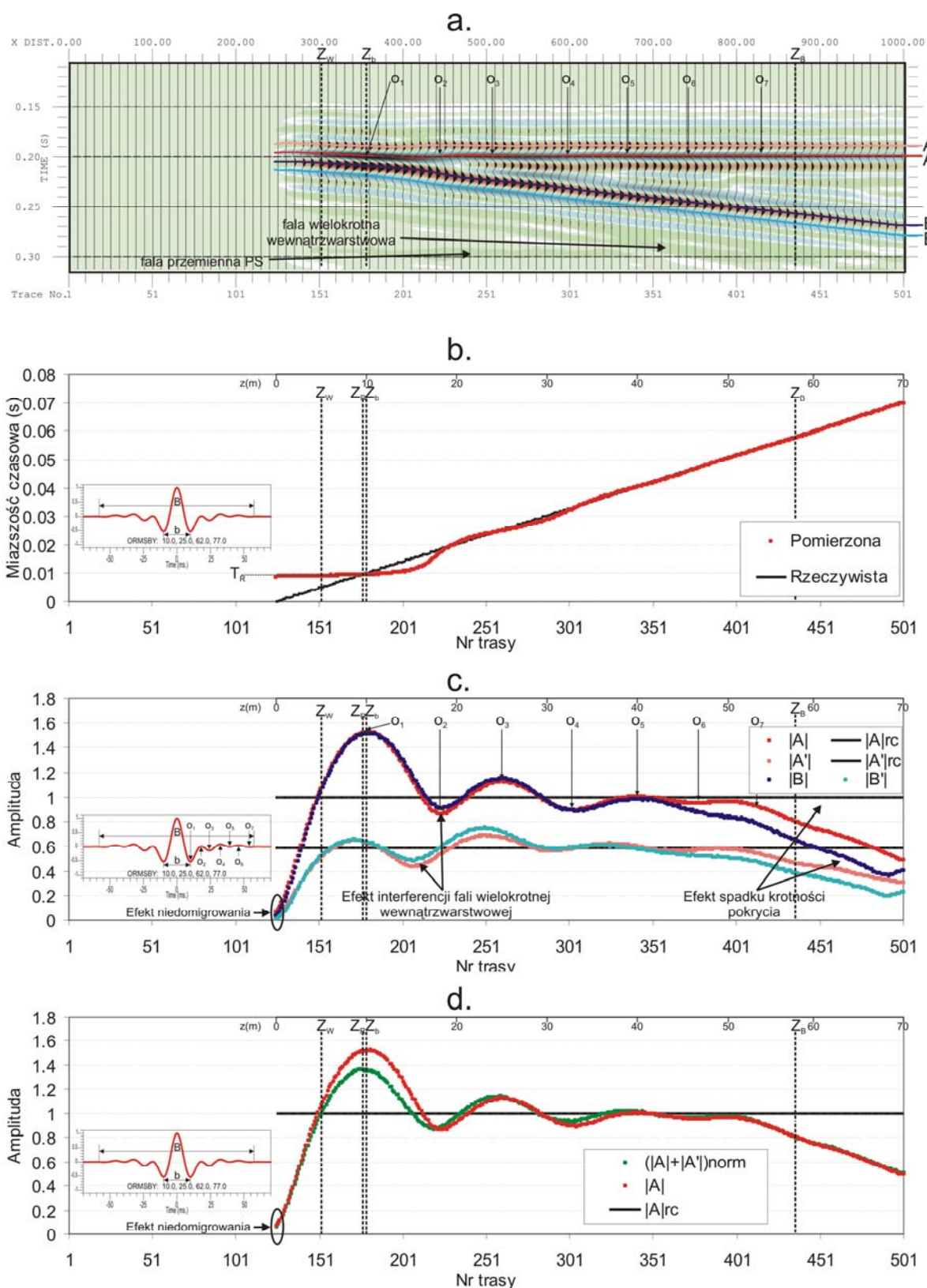
- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spagu wyklinowującej się warstwy
- Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej
- Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy

d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane



Rys. 3.2.26. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)
Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18



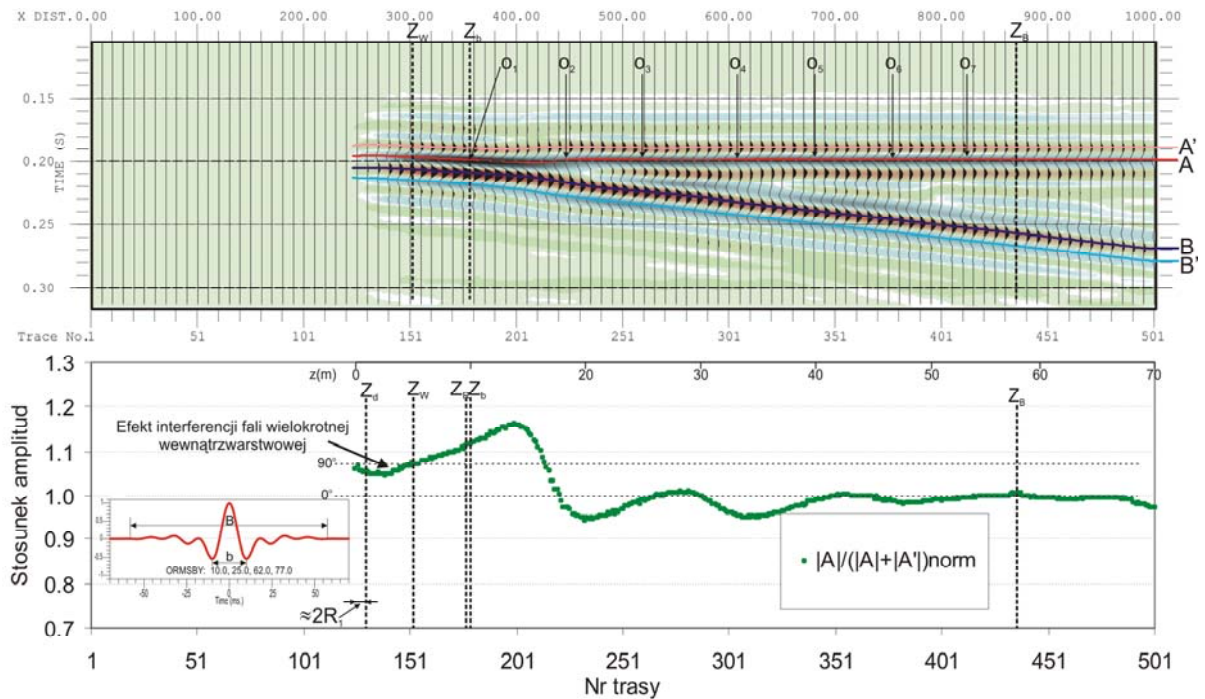
Rys. 3.2.27. Wynik modelowania metodą falową z wykorzystaniem zerofazowego sygnału Ormsby'ego – składowa pionowa przemieszczeń po migracji FD

a. Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych i bocznych refleksów od stropu i spagu wyklinowującej się warstwy

b. Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej

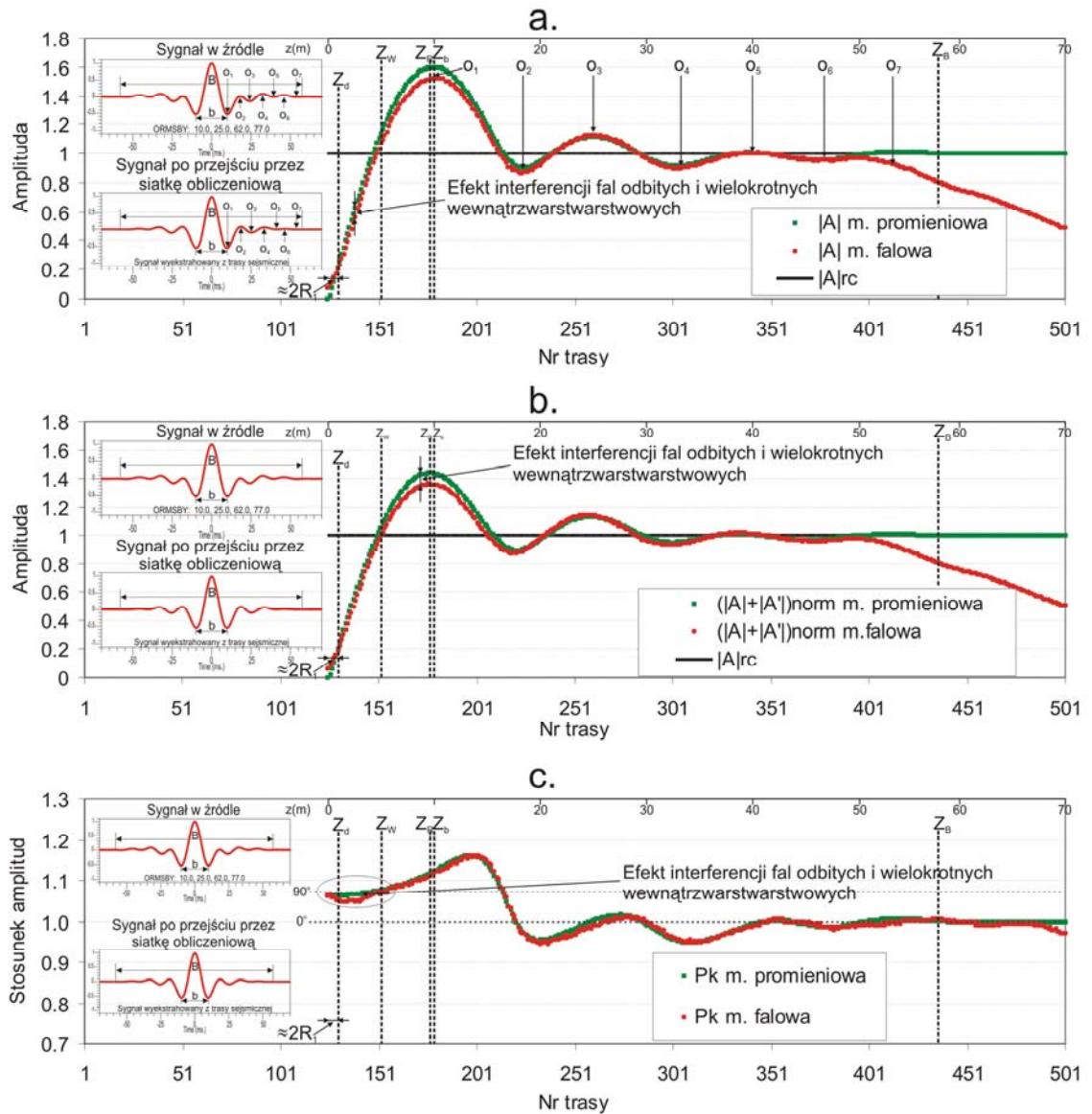
- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej i bocznej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie całkowitej wartości amplitudy listka głównego i amplitudy międzyszczytowej refleksu od stopu warstwy po normalizacji do tego samego poziomu

Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane



Rys. 3.2.28. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy listka centralnego refleksu do amplitudy międzyszczytowej refleksu (parametr kształtu sygnału P_k)

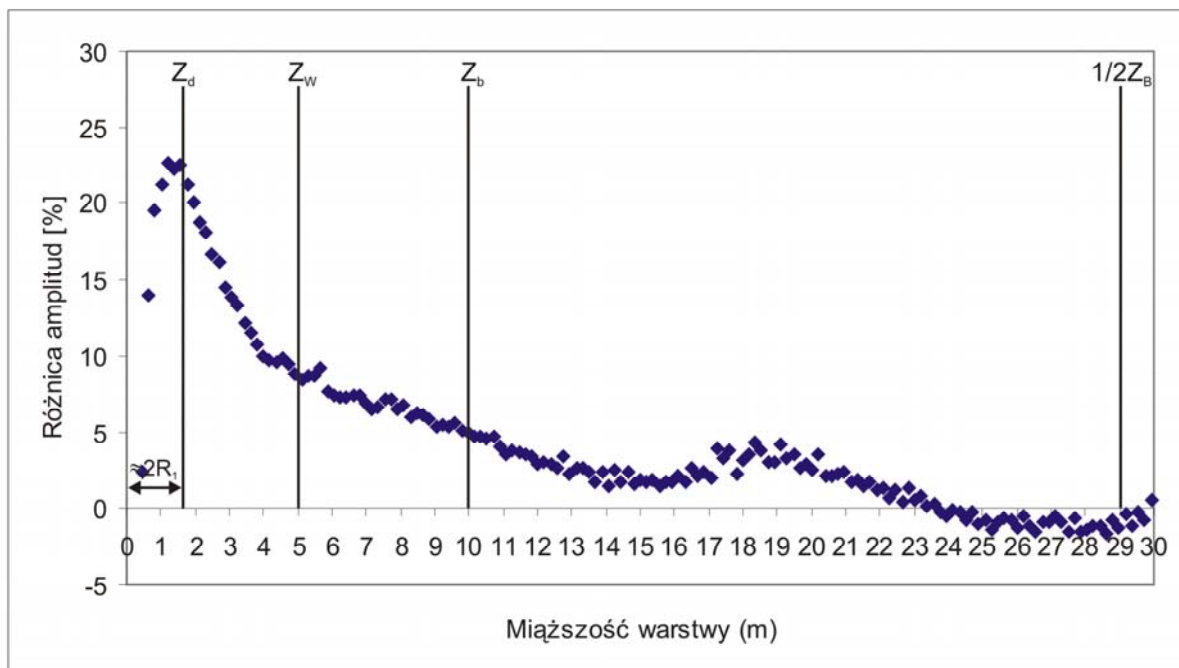
Objaśnienia: jak na rys. 3.2.18; Z_d = dolna granica stabilności kształtu refleksu; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji



Rys. 3.2.29. Porównanie wyników modelowania metodą różnic skończonych (składowa pionowa przemieszczeń, sygnał wejściowy Ormsby'ego) i pionowego padania promienia sejsmicznego (w metodzie promieniowej jako sygnał źródła użyto sygnału wyekstrahowanego z wynikowej sekcji metody falowej)

- Wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu
- Amplituda międzyszczytowa
- Parametr kształtu sygnału P_k

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_R – miąższość warstwy odpowiadająca granicy czasowej T_R ; Z_d = dolna granica stabilizacji kształtu sygnału; $|A|$, $|A'|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego i bocznego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy; $|A|rc$, $|A'|rc$ = wartości amplitud wynikające ze współczynnika odbicia; $(|A|+|A'|)$ norm = znormalizowana wartość amplitudy międzyszczytowej sygnału; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane



Rys. 3.2.30. Różnica pomiędzy amplitudami refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy odczytanymi z sekcji syntetycznych, które zostały obliczone metodą promieniową i falową (wyrażona w % amplitudy refleksu na sekcji syntetycznej policzonej metodą falową)

Objaśnienia: Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_d = dolna granica stabilizacji kształtu sygnału; R_1 = promień strefy Fresnela po migracji; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca

3.2.4 Wyniki modelowania wyklinowującej się warstwy różnymi metodami – podsumowanie i wnioski

Narzędziem, które wykorzystano do porównania różnych metod liczenia syntetycznych sekcji sejsmicznych były analizy amplitudy i kształtu refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy oraz miąższości czasowych pomiędzy nimi. Zgodnie z przewidywaniami najbardziej zbliżone do rzeczywistych pomiarów są wyniki modelowania metodą falową (uwzględnione są wszystkie fale zakłócające i pełne spektrum fal generowanych na granicy sejsmicznej). Metoda ta jednak wymaga dużych mocy obliczeniowych i czasu nie tylko na proces obliczeniowy, ale także na przetwarzanie uzyskanych kolekcji. Drugą wadą jest to, że praktycznie nie ma możliwości uzyskania na wynikowej sekcji syntetycznej sygnału o takim kształcie, jaki został założony na starcie. Silnie zależy to od np.: zakresu offsetów przyjętych do sumowania czy parametrów migracji. Wady tej nie posiada przetestowana metoda pionowego padania promienia sejsmicznego i dyfrakcyjna. Metoda promieniowa nie posiadała możliwości zasymulowania fali dyfrakcyjnej czy fal wielokrotnych, jednakże dla założonego modelu wyklinowującej się warstwy jej wyniki (amplitudy i kształt refleksu) i wyniki metody falowej powyżej miąższości odpowiadającej $\frac{1}{4}$ długości fali niewiele się od siebie różnią. Jest to więc, metoda wystarczająca do rozwiązywania problemów interpretacyjnych dla tego typu modeli. Istotniejsze różnice wyszłyby prawdopodobnie w przypadku bardziej nachylonych warstw i większych współczynników odbicia.

Porównując wyniki różnych metod modelowania pola falowego wygenerowanego na podstawie tego samego modelu i przy pomocy tego samego sygnału udało się określić wpływ koherentnych fal zakłócających (dyfrakcyjnej i wielokrotnych) na pole fal jednokrotnie odbitych. Fala dyfrakcyjna po poprawnie wykonanej migracji w niewielkim stopniu zakłóca pole fal odbitych. Jej wpływ ogranicza się do bardzo małych miąższości warstwy. Ma ona znaczenie przy rozważaniu zagadnień związanych z wykrywalnością cienkiej warstwy (przy zerowej miąższości warstwy jest obserwowany efekt od niej pochodzący). Utrudnieniem dla tego typu szczegółowych analiz może być fakt, że efekt obserwowany na sekcji po migracji mocno zależy od użytego algorytmu. Sugeruje się używanie dla danych syntetycznych tego samego algorytmu migracyjnego (najlepiej programu), który został użyty dla danych rzeczywistych.

Nieusunięte fale wielokrotne wewnątrzwarstwowe mają dużo większy wpływ niż fala dyfrakcyjna. W przypadku sygnałów wielofazowych o dużej amplitudzie oscylacji bocznych wpływ ten może być obserwowany przy miąższości warstwy przekraczającej nawet granicę rozdzielczości danych sejsmicznych. Rośnie on nieliniowo w miarę zmniejszania miąższości warstwy. Fale te w głównej mierze odpowiadają za brak, opisanego przez Widessa, efektu stabilizacji kształtu sygnału fal odbitych od bardzo cienkiej warstwy.

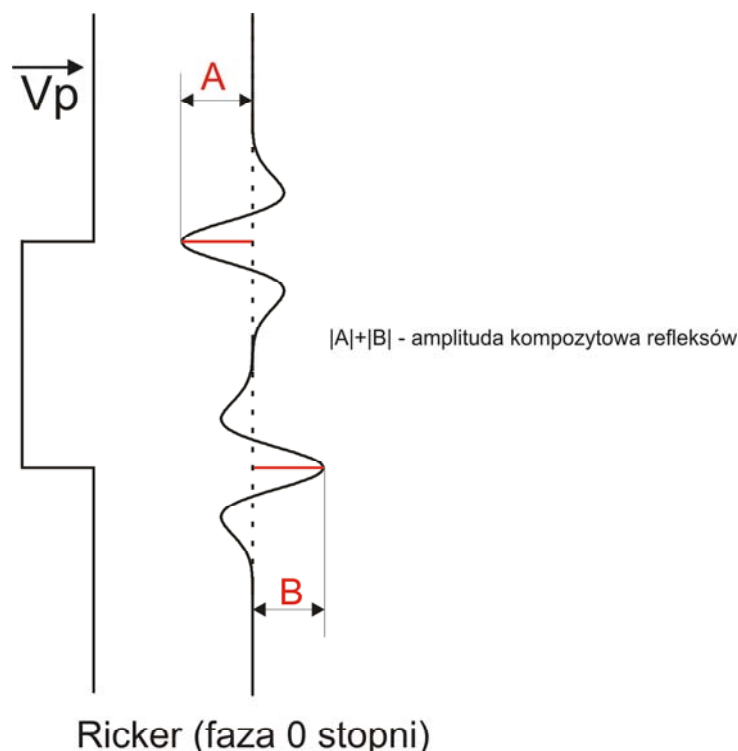
Pewne znaczenie ma także efekt spadku amplitudy od niżej leżących granic sejsmicznych wywołany stratami energii przy przechodzeniu fali padającej przez wyżej leżące granice (straty transmisji), rozwieraniem sferycznym czy tłumieniem (nie było symulowane). W rozważnym przypadku sugeruje on wyższy współczynnik odbicia w stropie warstwy niż w spągu. Poprawnie wykonana procedura odtworzenia rzeczywistych relacji amplitud powinna ten efekt niwelować.

Analiza uzyskanych wyników wykazała, że teoretyczne kryteria dotyczące rozdzielczości danych sejsmicznych mają swoje potwierdzenie w obserwacjach. Wyjątek (częściowo) stanowi kryterium Widessa. Wyniki analizy parametru kształtu sygnału wskazują, że granica rozdzielczości rozumiana jako punkt, w którym kształt sygnału stabilizuje się przy zmniejszaniu miąższości warstwy wynosi $1/8$ długości fali tylko w przypadku sygnału Rickera. W przypadku sygnału Ormsbye'go kształt sygnału stabilizuje się przy miąższości warstwy poniżej $1/16$ długości dominującego okresu fali.

Zaproponowano także wprowadzenie dwóch dodatkowych granic: dolnej granicy stabilizacji sygnału i granicy rozdzielczości amplitudowej. Pierwsza definiuje miąższość warstwy, poniżej której dominować zaczynają efekty związane z niedomigrowaną falą dyfrakcyjną. Może być ona utożsamiana z granicą wykrywalności warstwy, gdyż poniżej tej miąższości nie jesteśmy pewni czy obserwujemy warstwę czy tylko efekt dyfrakcyjny przez nią wywołany. Druga definiuje miąższość, powyżej której nie obserwuje się żadnych efektów amplitudowych związanych z interferencją sygnałów od stropu i spągu warstwy. Granice te od góry i dołu ograniczają strefę, w której obserwuje się dominację efektów interferencyjnych fal odbitych od stropu i spągu warstwy.

3.3. Analiza amplitudy kompozytowej refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy

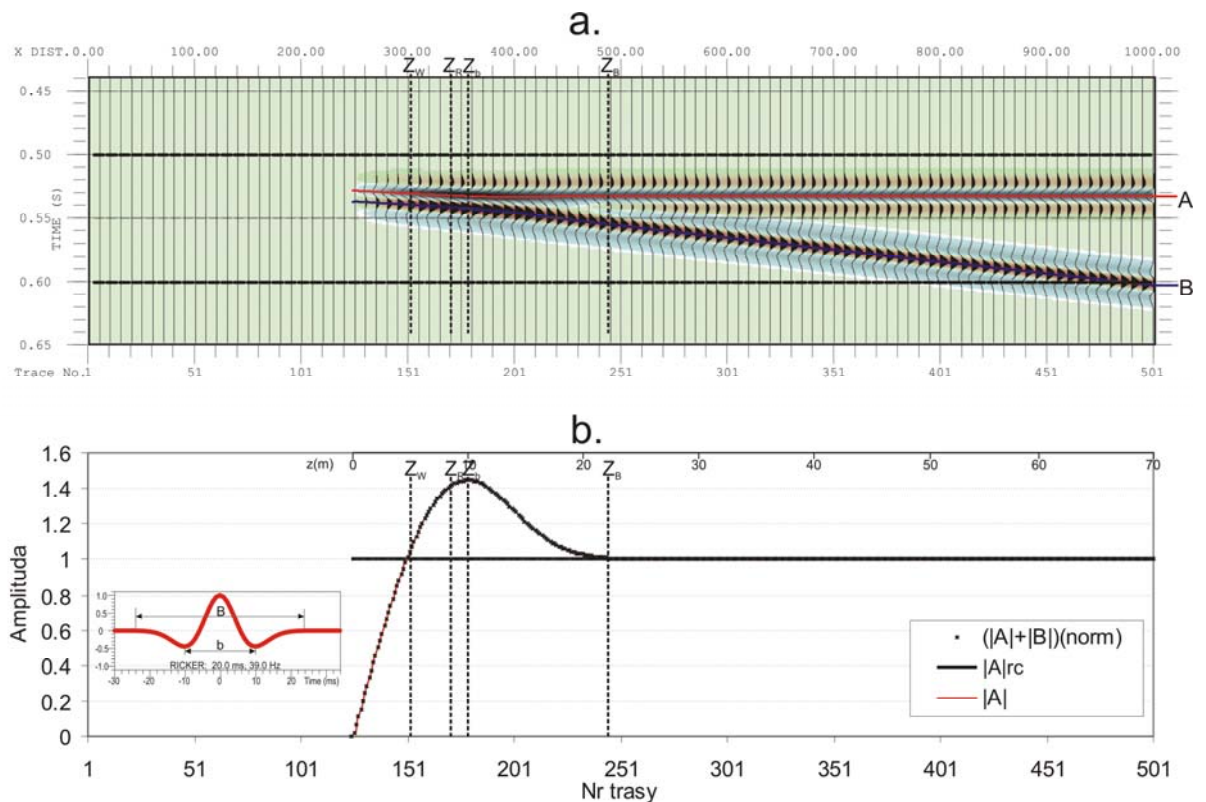
Innym parametrem często używanym do opisu wyklinowującej się warstwy jest amplituda kompozytowa refleksów (ang. *composite amplitude*). Uzyskamy ją, gdy dodamy do siebie wartości bezwzględne amplitudy listków głównych refleksów od dwóch blisko siebie leżących granic sejsmicznych (rys. 3.3.1). W przypadku, gdy odległość pomiędzy tymi granicami zbliży się do miąższości dostrojenia, amplituda kompozytowa staje się jedną z amplitud międzyszczytowych zinterferowanego sumarycznego sygnału.



Rys. 3.3.1. Wyznaczanie amplitudy kompozytowej refleksów

3.3.1 Amplituda kompozytowa w przypadku jednakowych wartości współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy

Analizę amplitudy kompozytowej przeprowadzono na sekcjach syntetycznych policzonych metodą promieniową w oparciu o model bazowy (rys 3.1.1). Wykorzystano, podobnie jak w rozdziale 3.2, sygnały Rikera i Ormsby'ego. Wyniki przedstawiono na rysunkach 3.3.2 i 3.3.3. Model bazowy charakteryzuje się jednakowymi wartościami współczynnika odbicia w stropie i spągu warstwy. Widać, że w takim wypadku amplituda kompozytowa (po odpowiedniej normalizacji – rozdział 3.2.1) pokrywa się całkowicie z amplitudą refleksu od stropu warstwy niezależnie od jej miąższości. Wynika to z jednakowych wartości (z pominięciem znaku) amplitud od stropu i spągu przy określonej miąższości warstwy. Przy takim rozkładzie współczynników odbicia niesie zatem tą samą informację, co amplituda pojedynczego refleksu i często amplitudy te są stosowane zamiennie w analizach amplitudowych. W przypadku danych rzeczywistych mogą występować pewne różnice wynikające np. z niepełnego usunięcia fal wielokrotnych (rys 3.2.20.c) czy wpływu tłumienia. Nie powinny one jednak znacząco odbiegać od różnic wywołanych wpływem zakłóceń niekoherentnych.

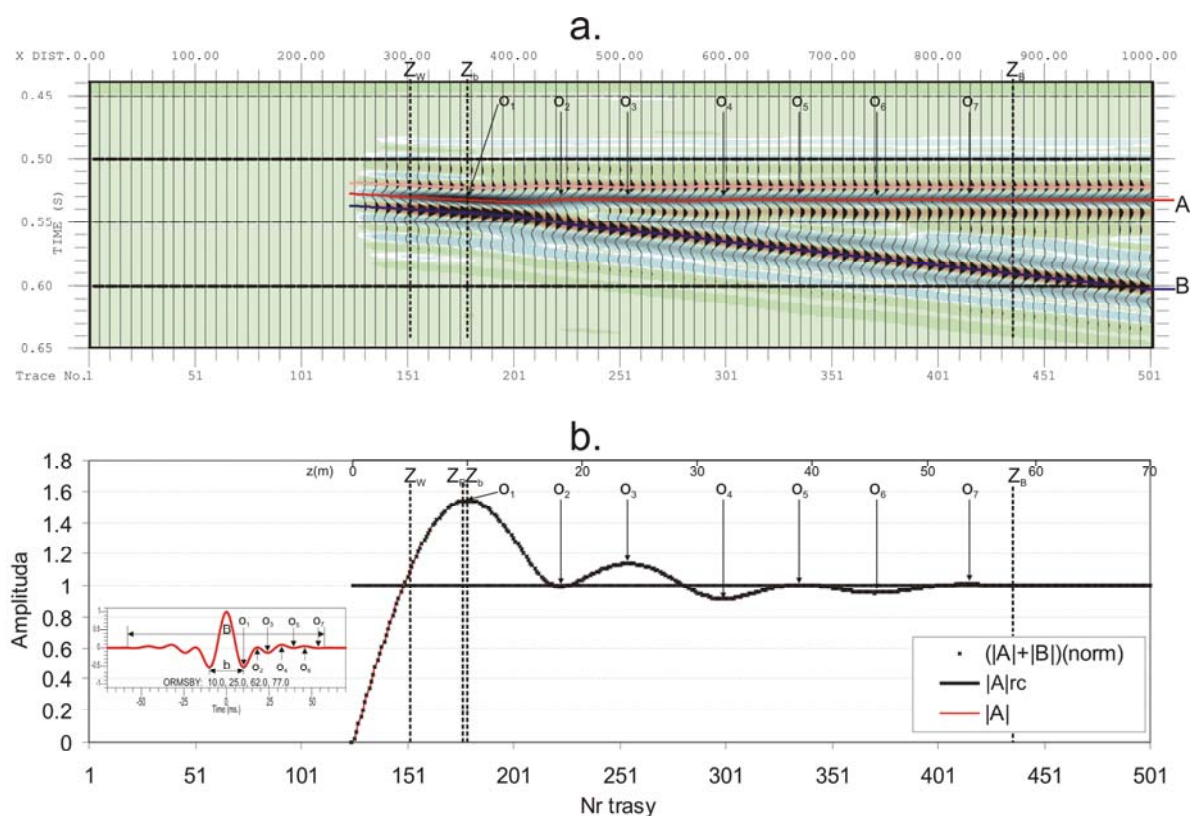


Rys. 3.3.2. Analiza amplitudy kompozytowej refleksów na sekcji syntetycznej policzonej z wykorzystaniem sygnału Rickera, w oparciu o model wyklinowującej się warstwy o jednakowych wartościach współczynnika odbicia w stropu i spagu

a. Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych refleksów od stropu i spagu wyklinowującej się warstwy

b. Porównanie amplitudy refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy z amplitudą kompozytową

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_R = miąższość warstwy odpowiadająca granicy rozdzielczości wg kryterium Rickera T_R ; $|A|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu od stropu warstwy; $|A|rc$ = wartość amplitudy wynikającej tylko ze współczynnika odbicia; $(|A|+|B|)norm$ = znormalizowana wartość amplitudy kompozytowej refleksów



Rys. 3.3.3. Analiza amplitudy kompozytowej refleksów na sekcji syntetycznej policzonej z wykorzystaniem sygnału Ormsby’ego, w oparciu o model wyklinowującej się warstwy o jednakowych wartościach współczynnika odbicia w stropie i spągu

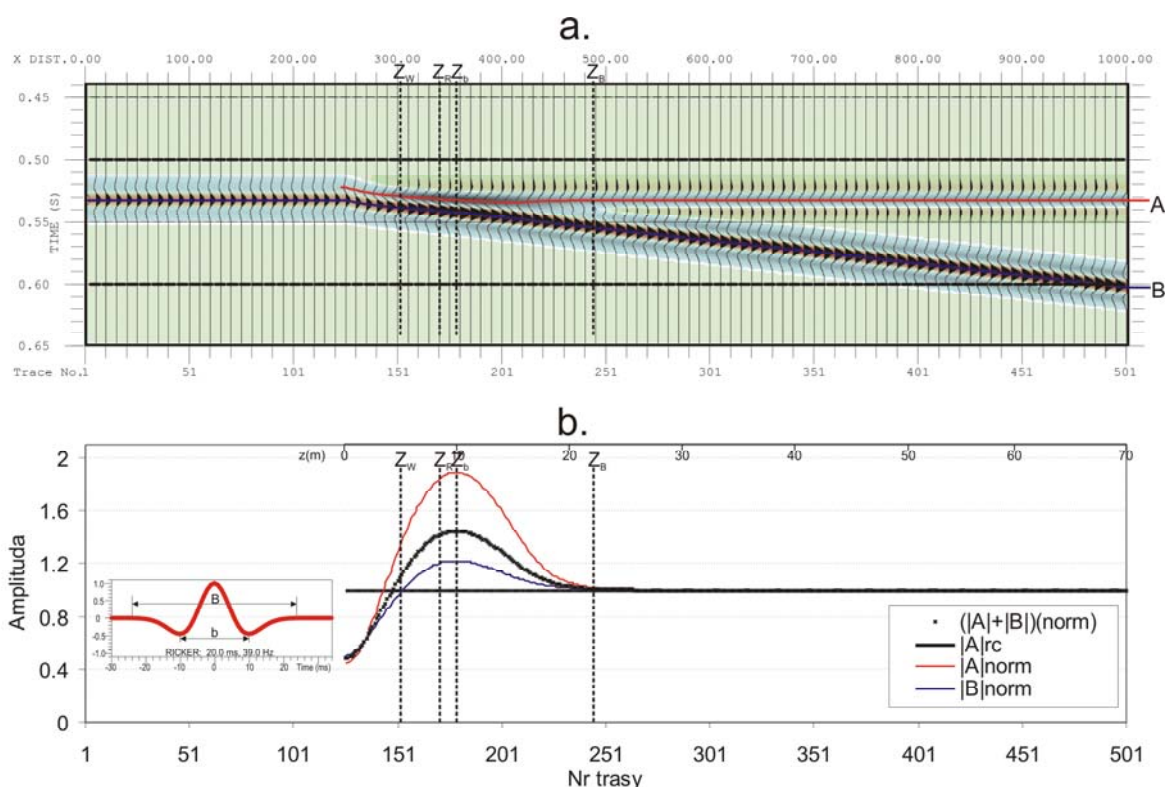
a. Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy

b. Porównanie amplitudy refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy z amplitudą kompozytową

Objaśnienia: jak na rys. 3.3.2; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane

3.3.2 Amplituda kompozytowa w przypadku różnych wartości współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy

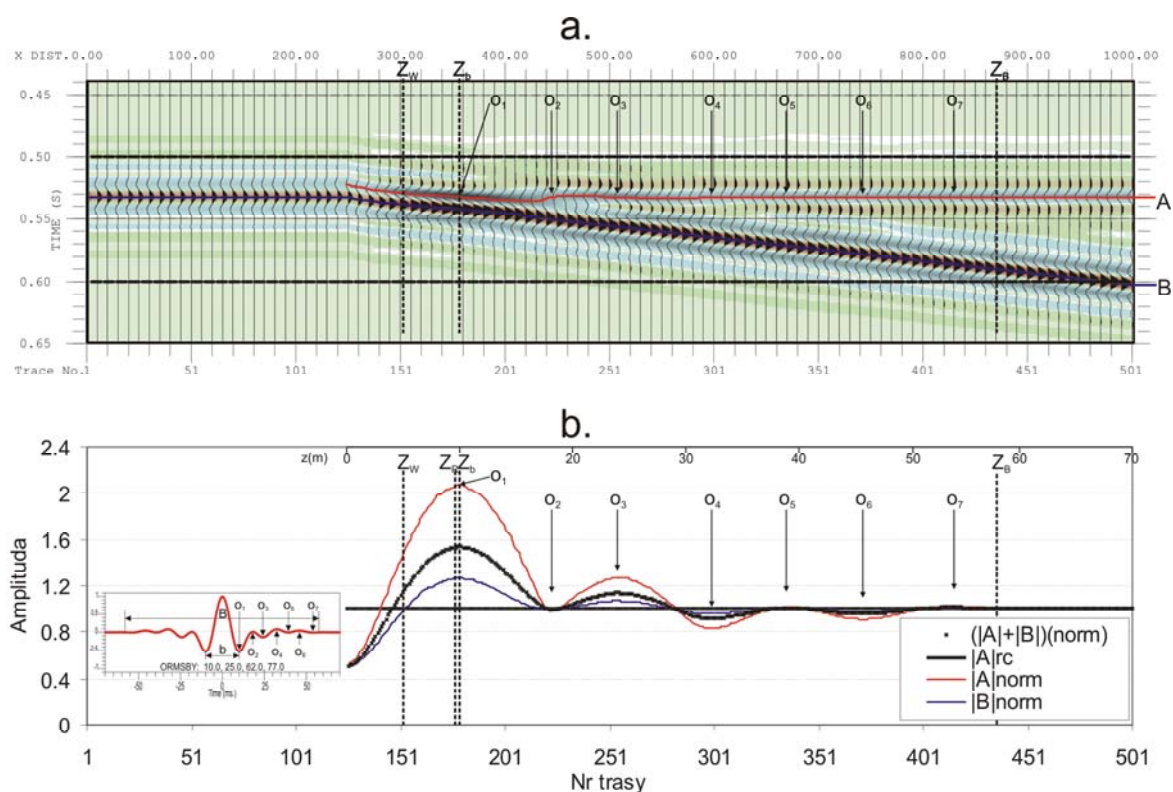
W przypadku różnych wartości współczynnika odbicia w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy mamy do czynienia zarówno z różnymi wielkościami amplitudy refleksów jak i wielkością wzmocnienia w strefie tuningu. Na rysunku 3.3.4.b i 3.3.5.b pokazane są amplitudy refleksów odczytane z sekcji syntetycznych (rys. 3.3.4.a i 3.3.5.a) policzonych w oparciu o zmodyfikowany model bazowy (rys. 3.1.1). Modyfikacja polegała na dwukrotnym zwiększeniu wartości współczynnika odbicia w spągu wyklinowującej się warstwy. Na wykresy naniesiona zastała też amplituda kompozytowa. Wszystkie wykresy znormalizowano tak, aby wartości amplitud refleksu niezaburzonego interferencyjnie wynosiły jeden. Widać, że w strefie tuningu, wzmocnienie amplitudy refleksu od granicy o większej wartości współczynnika odbicia jest znacznie mniejsze niż wzmocnienie amplitudy refleksu od granicy o współczynniku mniejszym. Natomiast wzmocnienie amplitudy kompozytowej jest średnią ważoną powyższych.



Rys. 3.3.4. Analiza amplitudy kompozytowej refleksów na sekcji syntetycznej policzonej z wykorzystaniem sygnału Rickera, w oparciu o model wyklinowującej się warstwy o dwukrotnie większej, niż w stopie, wartości współczynnika odbicia w spągu warstwy

- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Porównanie amplitudy refleksu od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy z amplitudą kompozytową

Objaśnienia: b = dominujący okres sygnału; B = rzeczywista szerokość sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_R = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_R = miąższość warstwy odpowiadająca granicy rozdzielczości wg kryterium Rickera T_R ; $|A|$, $|B|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu od stropu i spągu warstwy po normalizacji; $|A|rc$ = wartość amplitudy wynikającej tylko ze współczynnika odbicia; $(|A|+|B|)norm$ = znormalizowana wartość amplitudy kompozytowej refleksów



Rys. 3.3.5. Analiza amplitudy kompozytowej refleksów na sekcji syntetycznej policzonej z wykorzystaniem sygnału Ormsby’ego, w oparciu o model wyklinowującej się warstwy o dwukrotnie większej, niż w stropie, wartości współczynnika odbicia w spągu warstwy

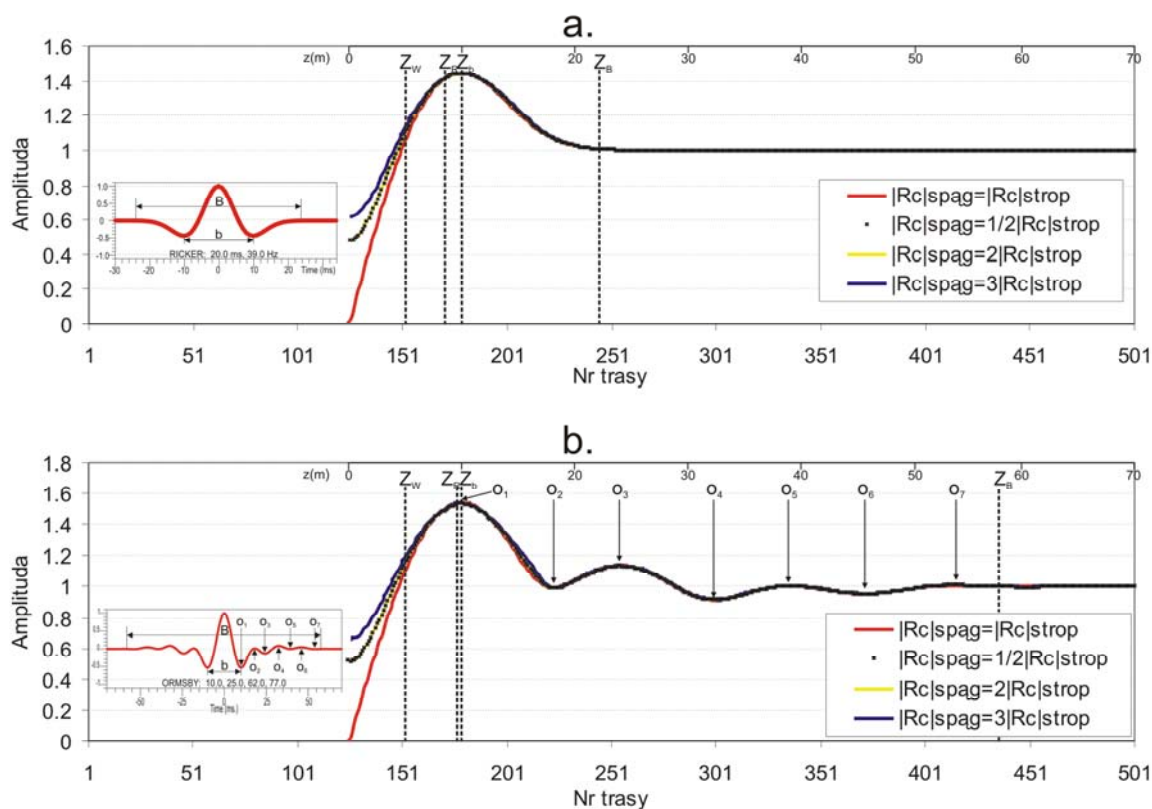
- Sekcja syntetyczna z korelacją faz głównych refleksów od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy
- Porównanie amplitudy refleksu od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy z amplitudą kompozytową

Objaśnienia: jak na rys. 3.3.2; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane

Oprócz modelu z dwukrotnie większym współczynnikiem odbicia w spągu warstwy wykonano modele z współczynnikiem odbicia dwukrotnie mniejszym i trzykrotnie większym. W oparciu o sekcje syntetyczne wykonano wykresy amplitud kompozytowych. Po normalizacji zestawiono je ze sobą na rysunku 3.3.6.a (dla sygnału Rickera) i 3.3.6.b (dla sygnału Ormsby’ego). Dla porównania naniesiono także wykres amplitudy kompozytowej uzyskanej z sekcji syntetycznej policzonej w oparciu o model z współczynnikami odbicia o jednakowej wartości. Zauważyć można, że wielkość maksymalnego wzmocnienia interferencyjnego w strefie tuningu jest jednakowa dla wszystkich wykresów. Powyżej miąższości dostrojenia wszystkie krzywe praktycznie się pokrywają. Niewielkie różnice dla przedziału od 10 do 20 metrów wywołane są „autopikerem”, który w przypadku dużej różnicy wartości współczynników odbicia, zbyt „szybko” przeskakuje z listka głównego refleksu od stropu warstwy na listek boczny refleksu od spągu warstwy. Takiego efektu należy też się spodziewać na sekcjach rzeczywistych punktowanych automatycznie. Widać, że wielkość wzmocnienia interferencyjnego w strefie tuningu w przypadku amplitudy kompozytowej nie zależy od różnicy współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy i w przypadku braku poziomych zmian impedancji zależy jedynie od kształtu sygnału. Znając więc parametry sygnału (stosunek całkowitej amplitudy sygnału do amplitudy listka bocznego) łatwo przewidzieć o ile powinna wzrosnąć amplituda w strefie wyklinowania warstwy bez konieczności budowania prostego modelu i liczenia sekcji syntetycznej. Jeżeli obserwowane

na sekcji rzeczywistej wartości wzmocnienia amplitudy znacząco odbiegają od przewidywań można założyć obecność poziomych zmian parametrów petrofizycznych skał. W przypadku amplitudy pojedynczego refleksu nie jest to tak jednoznaczne.

Analizując wykresy przy miąższościach warstwy dużo mniejszych od granicy Z_W można zauważyć, że charakter odpowiedzi amplitudowej odbiega od zależności liniowej w przypadku różnych współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy.



Rys. 3.3.6. Porównanie wykresów amplitudy kompozytowej (znormalizowanej) w przypadku różnych wartości współczynnika odbicia w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy

a. Sekcja syntetyczna policzona z wykorzystaniem sygnału Rickera

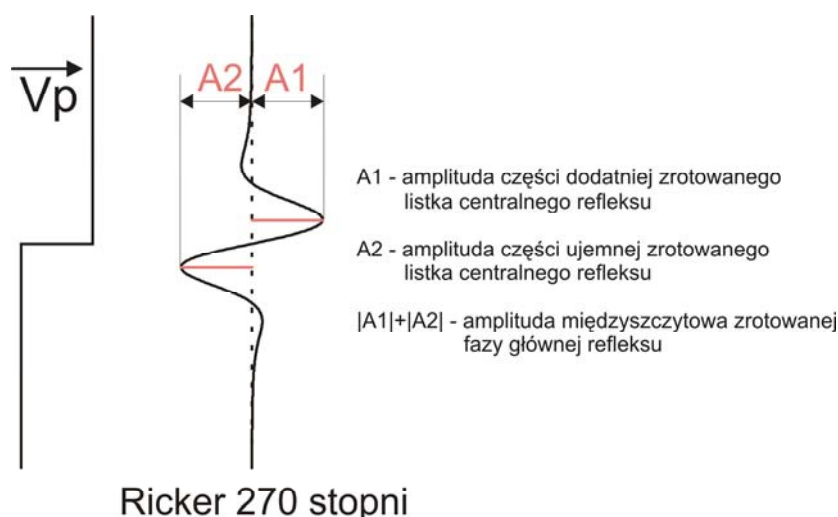
b. Sekcja syntetyczna policzona z wykorzystaniem sygnału Ormsby'ego

Objaśnienia: jak na rys. 3.3.2; $|Rc|_{strop}$ = wartość (bezwzględna) współczynnika odbicia w stropie warstwy; $|Rc|_{spag}$ = wartość (bezwzględna) współczynnika odbicia w spągu warstwy; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane

3.4. Analiza amplitudy i kształtu refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy w oparciu o sekcję syntetyczną o rotacji fazy 270°

Standardową interpretację strukturalną przeprowadza się na sekcji sejsmicznej charakteryzującej się sygnałem możliwie zbliżonym do zerofazowego. Okazuje się jednak, że w przypadku cienkich warstw interpretacja sekcji sejsmicznej z sygnałem zrotowanym o 90 lub 270 stopni ma swoje zalety. Przedstawili je m.in. Zeng i Backus w swoich artykułach z 2005r. Autorzy analizowali sygnał zrotowany o 90 stopni i z odwróconą polaryzacją (odpowiednik rotacji o 270 stopni). Trasa sejsmiczna w ten sposób przetworzona jest matematycznym odpowiednikiem trasy kwadraturowej z transformacji Hilberta. Na pierwszy rzut oka przypomina też trasę po operacji całkowania (ang. *integrated trace*).

Odpowiedź cienkiej warstwy na sekcji o zrotowanej fazie lepiej pasuje do krzywej impedancji niż asymetryczna odpowiedź na sekcji zerofazowej. Ta druga lepiej odpowiada rozkładowi współczynników odbicia. W porównaniu do operacji całkowania rotacja fazy nie powoduje utraty wysokoczęstotliwościowych komponentów sygnału. W przypadku sekcji zrotowanej o 270 stopni mamy do czynienia z odpowiedzią granicy sejsmicznej w postaci refleksu podwójnego (ang. *trough-then-peak couplet*), z co najmniej dwoma silnymi listkami o jednakowej amplitudzie i przeciwnym znaku (rys. 3.4.1). Amplituda międzyszczytowa takiego refleksu będzie sumą wartości bezwzględnych amplitud części ujemnej i dodatniej zrotowanego listka centralnego refleksu.



Rys. 3.4.1. Wyznaczanie amplitudy międzyszczytowej na zrotowanej sekcji sejsmicznej

3.4.1 Amplituda międzyszczytowa

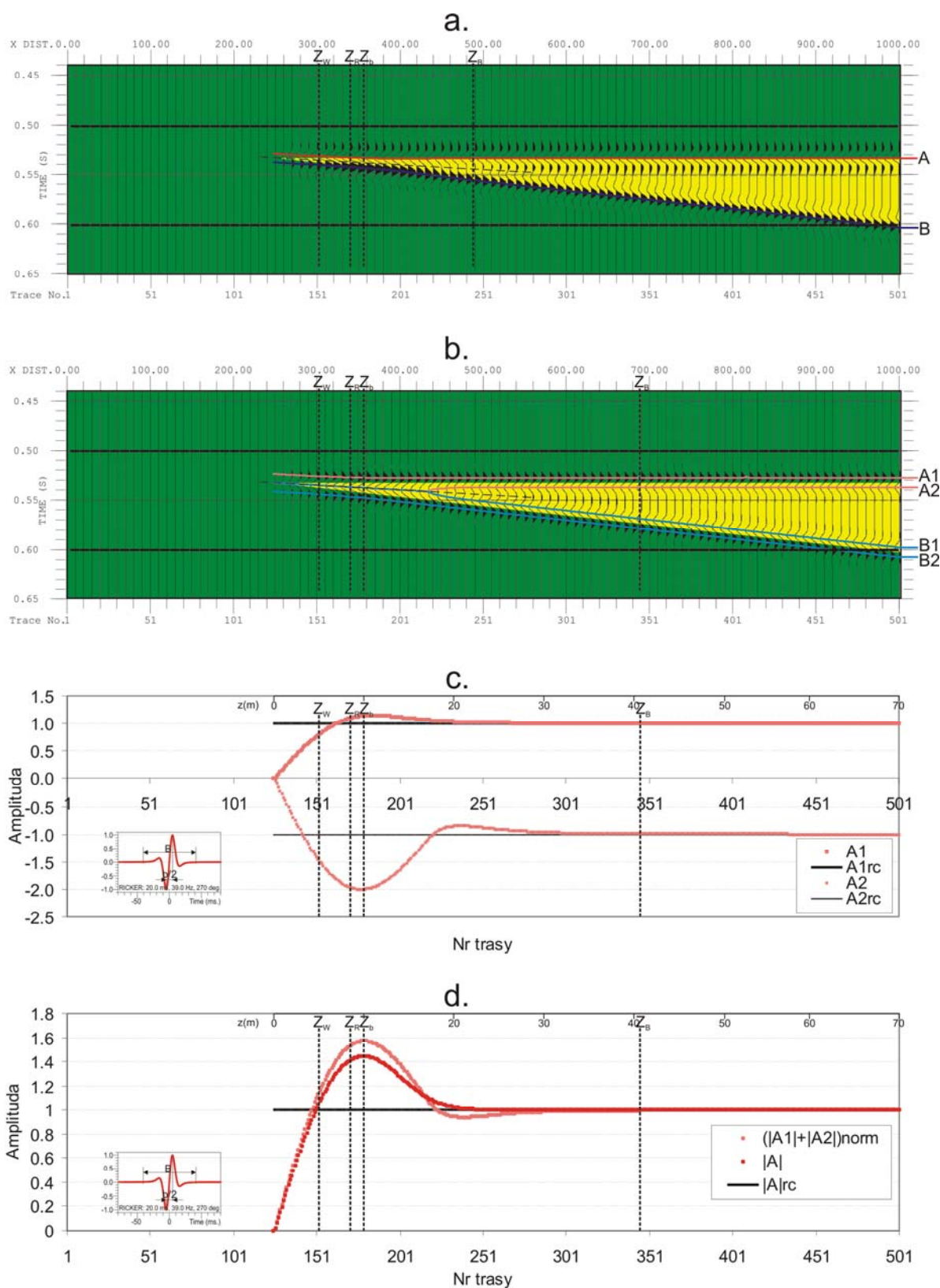
Na rysunku 3.4.2 pokazane są wyniki analiz dla sygnału Rickera (rys. 3.1.2). Sekcję syntetyczną o fazie 270 stopni (rys. 3.4.2.b) uzyskano poprzez rotację fazy na sekcji syntetycznej policzonej z użyciem sygnału zerofazowego (rys. 3.4.2.a). Na obu rysunkach naniesione zostały rzeczywiste granice modelu bazowego (rys. 3.1.1) przeliczone do domeny czasu. Kolorem żółtym zaznaczono warstwę o obniżonej impedancji akustycznej. Rysunki te potwierdzają obserwacje Zenga i Backusa. Przy miąższościach warstwy mniejszych od miąższości dostrojenia (granica Z_b) występuje wyraźnie lepsza zgodność zapisu sejsmicznego z rozkładem impedancji na sekcji zrotowanej o 270 stopni. Niezależnie od miąższości cienkiej warstwy jej pozycja pokrywa się z ujemnym refleksem sejsmicznym, a środek warstwy leży zawsze w minimum tego refleksu. W przypadku sekcji zerofazowej oś cienkiej warstwy w miarę zmniejszania miąższości zaczyna korelować z refleksem dodatnim od jej spągu.

Dodatkowo w przypadku bardzo cienkiej warstwy (poniżej granicy Z_w) rzeczywista pozycja stopu warstwy leży najbliżej minimum refleksu ujemnego na sekcji zrotowanej i jest to faza najwłaściwsza w przypadku korelacji fazowej takich warstw w celach strukturalnych.

Wykresy amplitud A_1 i A_2 zrotowanego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy pokazane są na rysunku 3.4.2.c. Widać, że są one niesymetryczne. Nie pokrywają się wielkości wzmocnień amplitudy w strefie konstruktywnej interferencji i są one przesunięte względem granicy Z_b . Wzmocnienie wywołane zjawiskiem tuningu na wykresie amplitudy A_1 jest minimalne. Także miąższość, przy której obserwowane są największe wartości (bezwzględne) amplitud na obu wykresach, nie pokrywa się z miąższością dostrojenia warstwy. Czyli nie mogą one służyć do określania rozdzielczości danych sejsmicznych. Obliczony na ich podstawie wykres amplitudy międzyszczytowej pokazany jest na rysunku 3.4.2.d. Wykres został znormalizowany (wartość amplitudy równa 1 dla „grubej” warstwy) celem porównania z wykresem wartości bezwzględnej amplitudy listka centralnego refleksu na sekcji zerofazowej. Tym razem maksimum wykresu pokrywa się z miąższością dostrojenia. Dla miąższości warstwy mniejszych od tej granicy oba wykresy różnią się jedynie wielkością wzmocnienia. Dla miąższości większych różnice są większe. Na wykresie amplitudy międzyszczytowej w zakresie miąższości od 18 do 30 m obserwuje się obniżone wartości amplitud spowodowane destruktywną interferencją listków A_2 i B_1 , które charakteryzują się taką samą polaryzacją. Mniejsza separacja czasowa tych refleksów na sekcji zrotowanej (na sekcji zerofazowej separacja czasowa faz głównych refleksów A i B jest o połowę okresu fali większa) powoduje przesunięcie granicy Z_b , przy której obserwowany jest wpływ amplitudowy refleksu od spągu warstwy na refleks od jej stropu, w kierunku większych miąższości.

Na rysunku 3.4.3 pokazane są wyniki podobnych analiz wykonanych dla sygnału Ormsby’ego (rys. 3.1.2). Obserwacje i wnioski są podobne do wyników modelowań z wykorzystaniem sygnału Rickera. Różnice wynikają z obecności dodatkowych listków sygnału i są obserwowane powyżej miąższości dostrojenia. Porównując wykres amplitudy międzyszczytowej refleksu od stropu warstwy na sekcji zrotowanej o 270 stopni z wykresem amplitudy listka centralnego na sekcji zerofazowej zauważa się wyraźne przesunięcie względem siebie minimów i maksimów interferencyjnych oscylacji bocznych na obu wykresach. Przyczyna jest taka sama jak w przypadku sygnału Rickera, czyli destruktywna interferencja w pewnych interwałach miąższości warstwy.

Generalnie odpowiedź amplitudowa wyklinowującej się warstwy w przypadku sygnału zrotowanego o 270 stopni jest nieco bardziej złożona niż w przypadku sygnału zerofazowego. W przypadku sekcji zerofazowej amplituda listka centralnego jest pewną miarą obwiedni sygnału, a więc przybliżeniem jego energii, natomiast amplituda międzyszczytowa na sekcji zrotowanej definiuje de facto szybkość zmiany amplitudy w czasie połowy okresu dominującego fali. Są więc to parametry niezależne.

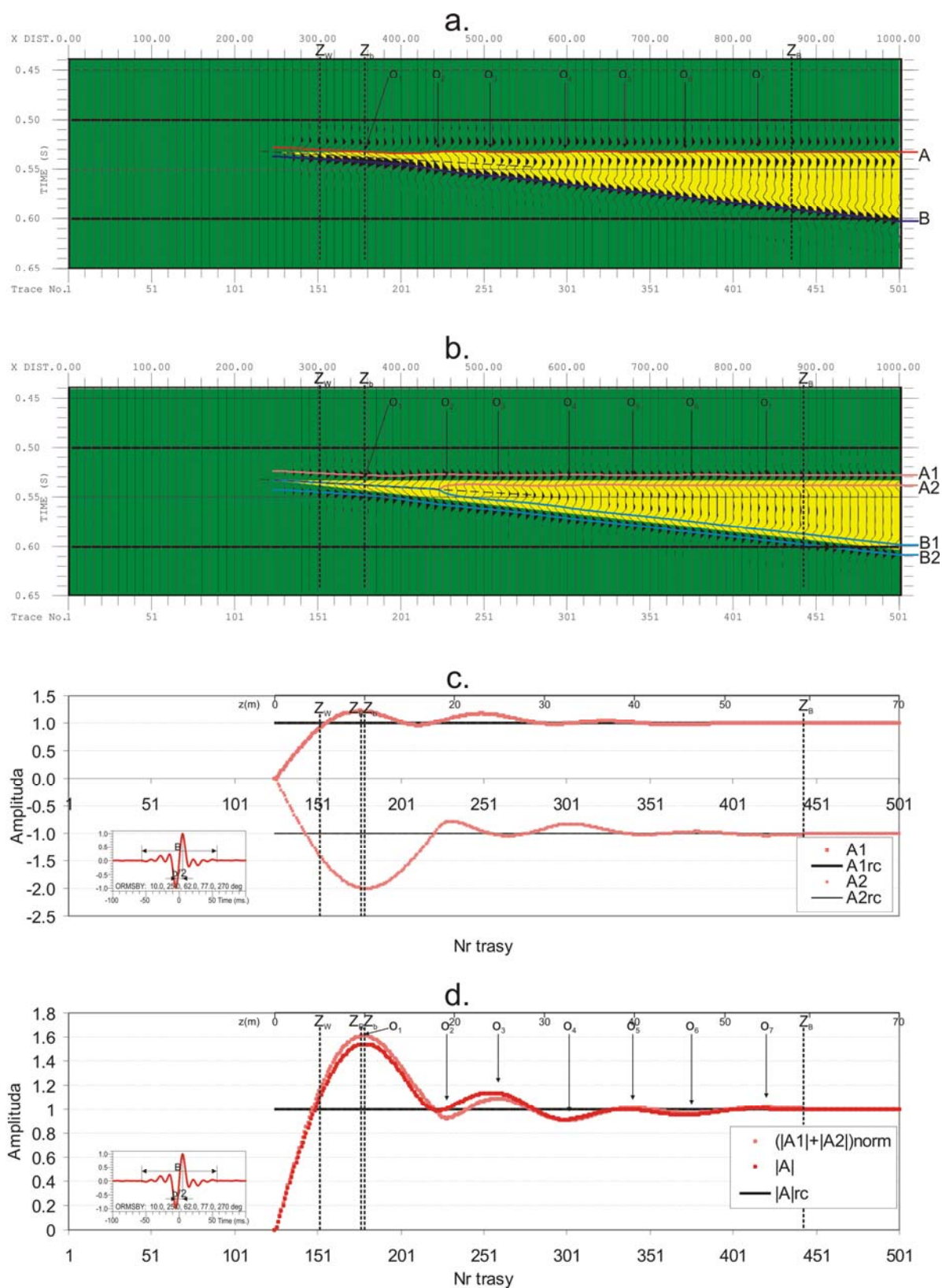


Rys. 3.4.2. Analiza amplitudy międzyszczytowej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy na zrotowanej sekcji syntetycznej policzonej w oparciu o sygnał Rickera

- Zerofazowa sekcja syntetyczna, z korelacją faz głównych refleksów, zestawiona z rzeczywistymi granicami modelu (kolorem żółtym zaznaczona warstwa o obniżonej impedancji akustycznej)
- Zrotowana o 270 stopni sekcja syntetyczna, z korelacją faz dodatnich i ujemnych refleksów, zestawiona z rzeczywistymi granicami modelu

- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy części dodatniej i ujemnej zrotowanego listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie znormalizowanej wartości amplitudy międzyszczytowej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy odczytanej ze zrotowanej o 270 stopni sekcji sejsmicznej z amplitudą listka centralnego refleksu na sekcji zerofazowej

Objaśnienia: b = dominujący okres użytego w modelowaniu sygnału wejściowego; B = rzeczywista szerokość zrotowanego sygnału (o niezerowych amplitudach); $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_w = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy odpowiadająca kryterium Widessa; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_B = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_R – miąższość warstwy odpowiadająca granicy rozdzielczości czasowej wg kryterium Rickera T_R ; $|A|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy na sekcji zerofazowej; $|A|_{rc}$ = wartość amplitudy wynikająca ze współczynnika odbicia; $|A1|$, $|A2|$ = wartości bezwzględne amplitudy części dodatniej i ujemnej zrotowanego o 270 stopni refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy; $|A1|_{rc}$, $|A2|_{rc}$ = wartości amplitud wynikające ze współczynnika odbicia; $(|A1|+|A2|)_{norm}$ = znormalizowana wartość amplitudy międzyszczytowej refleksu na zrotowanej o 270 stopni sekcji sejsmicznej.



Rys. 3.4.3. Analiza amplitudy międzyszczytowej reflektu od stropu wyklinowującej się warstwy na zrotowanej sekcji syntetycznej policzonej w oparciu o sygnał Ormsby'ego

a. Zerofazowa sekcja syntetyczna, z korelacją faz głównych refleksów, zestawiona z rzeczywistymi granicami modelu (kolorem żółtym zaznaczona warstwa o obniżonej impedancji akustycznej)

- b. Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° , z korelacją fazową dodatnich i ujemnych refleksów, zestawiona z rzeczywistymi granicami modelu
- c. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy części dodatniej i ujemnej zrotowanego listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy
- d. Porównanie znormalizowanej wartości amplitudy międzyszczytowej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy odczytanej ze zrotowanej o 270° sekcji sejsmicznej z amplitudą listka centralnego refleksu na sekcji zerofazowej

Objaśnienia: jak na rys 3.3.2; $O_1...O_7$ = kolejne oscylacje sygnału i efekty amplitudowe z nimi związane

3.4.2 Kształt refleksu

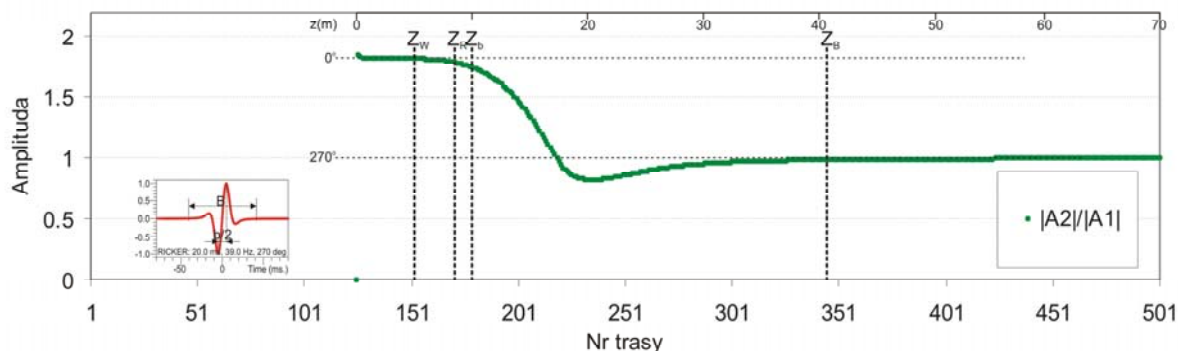
W rozdziale 3.2.1 został opisany parametr (wzór 3.3.2), będący pewną miarą kształtu sygnału na sekcji zerofazowej. Niedogodność jego stosowania stanowi konieczność normalizowania poziomu amplitudy międzyszczytowej do poziomu amplitudy listka centralnego refleksu w punkcie, w którym miąższość warstwy jest na tyle duża, że nie ma wpływu amplitudowego spągu warstwy na strop i na odwrót. W przypadku danych rzeczywistych w większości wypadków trudno spełnić ten warunek i przy określaniu współczynników skalowania trzeba korzystać z wyników modelowań. Rozwiązaniem tego problemu jest sekcja sejsmiczna o fazie 270° i odczytane amplitudy części ujemnej i dodatniej refleksu (rys. 3.4.2.c). W oparciu o te dane parametr kształtu można zdefiniować następująco:

$$P_K = \frac{|A_2|}{|A_1|} \quad (3.4.1)$$

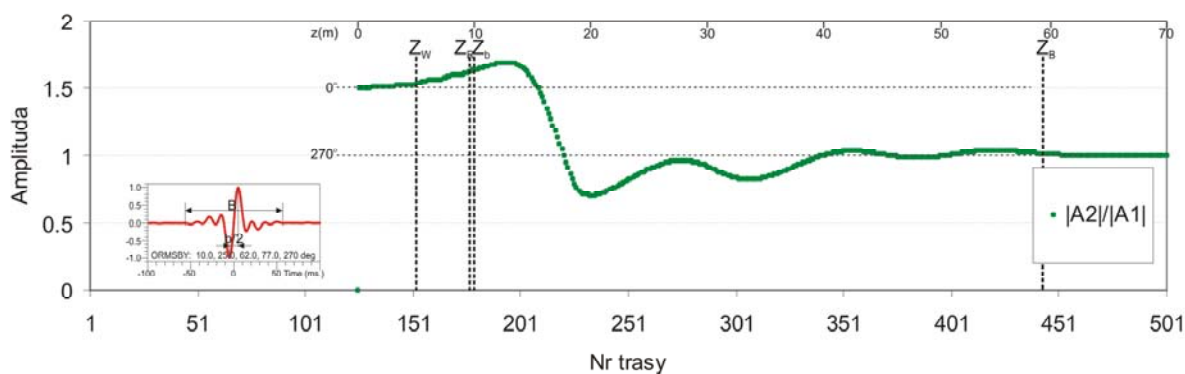
gdzie: P_K – parametr kształtu sygnału
 A_2, A_1 – wartości amplitudy części ujemnej i dodatniej zrotowanego o 270° refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy

Na rysunku 3.4.4 pokazany został wykres parametru kształtu obliczony na podstawie zrotowanej sekcji syntetycznej policzonej dla sygnału Rickera (rys 3.4.2.b). Na wykresie wartość 1 oznacza fazę równą 270° i jest ona obserwowana powyżej granicy rozdzielczości amplitudowej Z_B . Podobnie jak w przypadku parametru kształtu określonego w oparciu o sekcję zerofazową (rys.3.2.6) w obszarach gdzie jego wartość jest stała sygnał jest stabilny i jego kształt nie zmienia się mimo zmiany miąższości warstwy. W obu wypadkach poniżej granicy Z_W parametr kształtu się stabilizuje z tym, że w przypadku sekcji zrotowanej odpowiedź cienkiej warstwy przyjmuje formę zerofazowa. Jedyna różnica występuje przy miąższościach warstwy nieco większych od miąższości dostrojenia. Parametr kształtu określony w oparciu o sekcję zrotowaną pokazuje obszar, w którym zachodzi negatywna interferencja i amplituda komponentu A_2 jest nieco obniżona, co skutkuje rotacją fazy większą niż 270° .

Parametr kształtu określony na podstawie zrotowanej sekcji syntetycznej policzonej z wykorzystaniem sygnału Ormsby'ego (rys 3.4.2.b) pokazany został na rysunku 3.4.5. Dla warunków cienkiej warstwy stabilizacja kształtu sygnału zachodzi przy miąższości znacznie mniejszej od teoretycznie wyliczonej granicy rozdzielczości wg kryterium Widessa (Z_W). Pokrywa się to z obserwacjami poczynionymi na sekcji zerofazowej (rys. 3.2.8). Oznacza to, że dla tego typu sygnałów granica rozdzielczości wg kryterium Widessa teoretycznie wynosi ok. 1/16 długości fali.



Rys. 3.4.4. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy części ujemnej i dodatniej zrotowanego o 270 stopni refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy w przypadku sygnału Rickera (parametr kształtu sygnału P_K).
Objaśnienia: jak na rys. 3.3.2



Rys. 3.4.5. Stosunek bezwzględnej wartości amplitudy części ujemnej i dodatniej zrotowanego o 270 stopni refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy w przypadku sygnału Ormsby'ego (parametr kształtu sygnału P_K).
Objaśnienia: jak na rys. 3.3.2

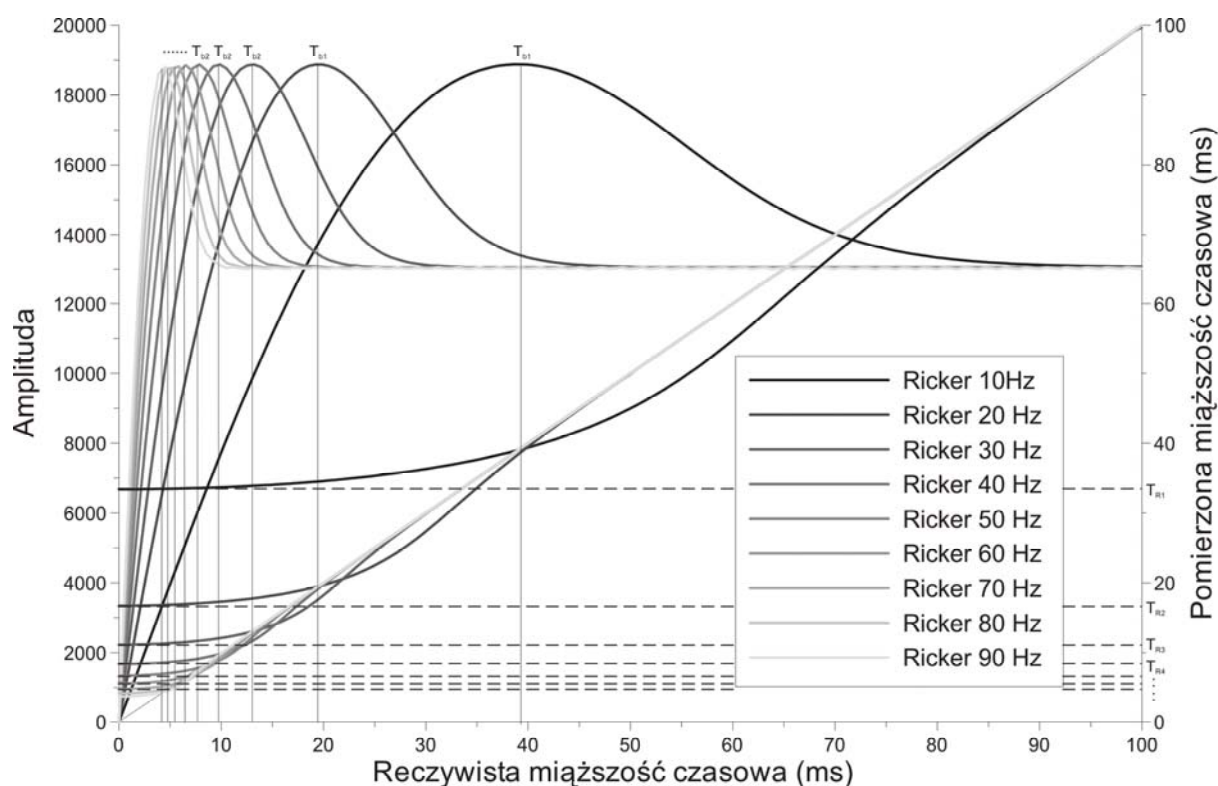
4. Metody analizy sejsmicznego odwzorowania wyklinowującej się warstwy

Rozdział zawiera propozycje metod, które mogą być pomocne przy interpretacji geologicznej i złożowej w układach cienkich warstw. Metody te bazują na obserwacjach zachowania się odpowiedzi sejsmicznej wyklinowującej się warstwy opisanych w rozdziale 3. Są one definiowane w oparciu o prosty model wyklinowującej się warstwy, a następnie testowane na modelach bardziej złożonych.

4.1. Metoda określania parametrów tuningu w oparciu o zmianę amplitudy w funkcji miąższości czasowej

Jeżeli znane są parametry sygnału określenie miąższości tuningu czy parametru wzmocnienia amplitudy nie następuje kłopotu. Wystarczy zastosować któreś z kryteriów rozdzielczości opisane w rozdziale drugim lub, w przypadku bardziej złożonych sygnałów, skorzystać z zależności 3.2.3 i 3.2.4-6. W przypadku danych rzeczywistych zazwyczaj określa się parametry sygnału punktowo i zakłada, że na pewnym obszarze i w pewnym zakresie głębokości nie zmieniają się one. Nie zawsze jest to prawdą i przed przystąpieniem do interpretacji układów cienkich warstw należy to zweryfikować i niezależnie od parametrów sygnału określić warunki tuningu dla konkretnej warstwy na interesującym nas obszarze. Służą do tego wykresy kalibracyjne amplitudy (listka centralnego, międzyszczytowej lub kompozytowej) i miąższości czasowej zwane też krzywymi tuningu (ang. *tuning curves*). Ich konstrukcja i sposób interpretacji zostały opisane we wstępie teoretycznym.

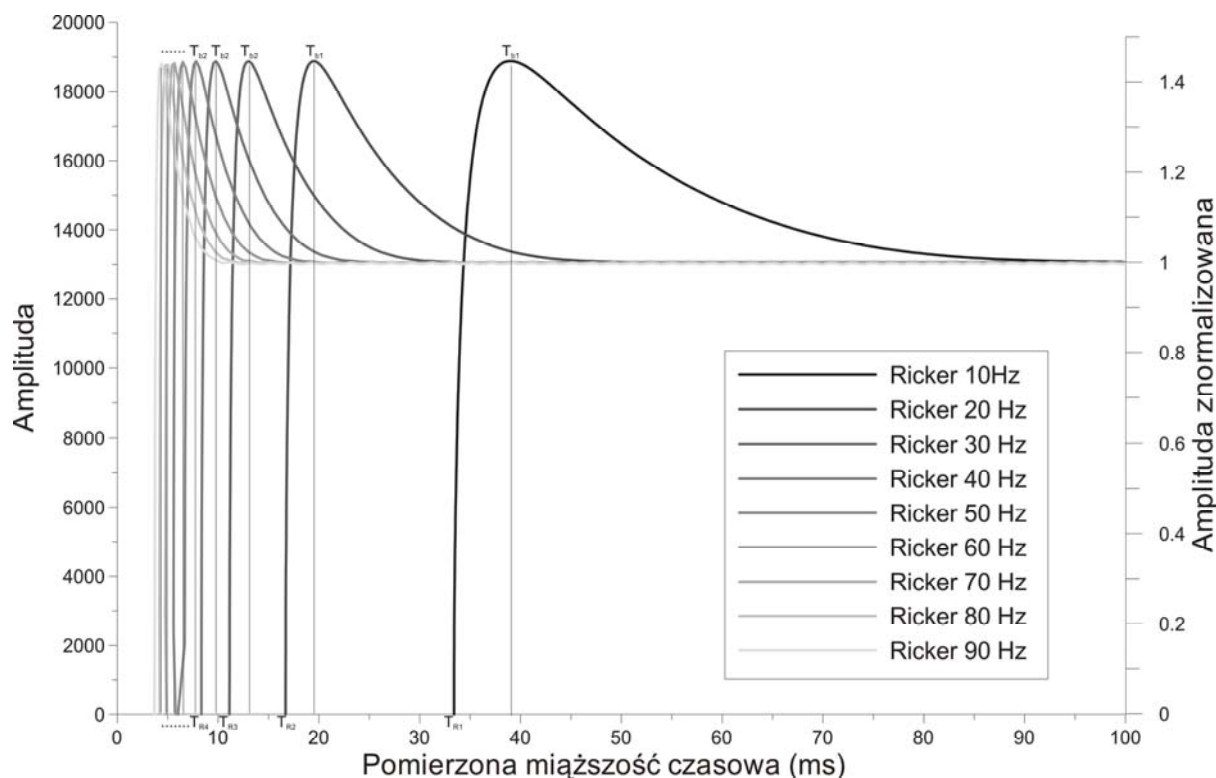
Na rysunku 4.1.1 pokazane są przykłady takich wykresów wykonane w oparciu o sekcje syntetyczne obliczone dla modelu wyklinowującej się warstwy, z wykorzystaniem sygnału Rickera o różnej częstotliwości dominującej.



Rys. 4.1.1. Wykresy kalibracyjne amplitudy i pomierzonej miąższości czasowej w funkcji rzeczywistej miąższości czasowej dla sygnału Rickera o różnej częstotliwości dominującej

Objaśnienia: $T_{b1}, T_{b2}, \dots$ = czasowe miąższości dostrojenia (tuning), $T_{R1}, T_{R2}, \dots$ = granice rozdzielczości czasowej

Wykresy powyższe zostały wykonane przy założeniu, że znana jest rzeczywista miąższość warstwy i jest to częsty sposób prezentacji danych syntetycznych. W rzeczywistych warunkach dysponujemy jedynie punktową (otwory wiertnicze) informacją o miąższości warstwy. Jedyną możliwością w takim wypadku jest przedstawienie amplitudy w funkcji miąższości pozornej (pomierzonej) odczytanej z sekcji sejsmicznej. Krzywe tuningu dla sygnałów Rickera w takim przedstawieniu prezentują się następująco:



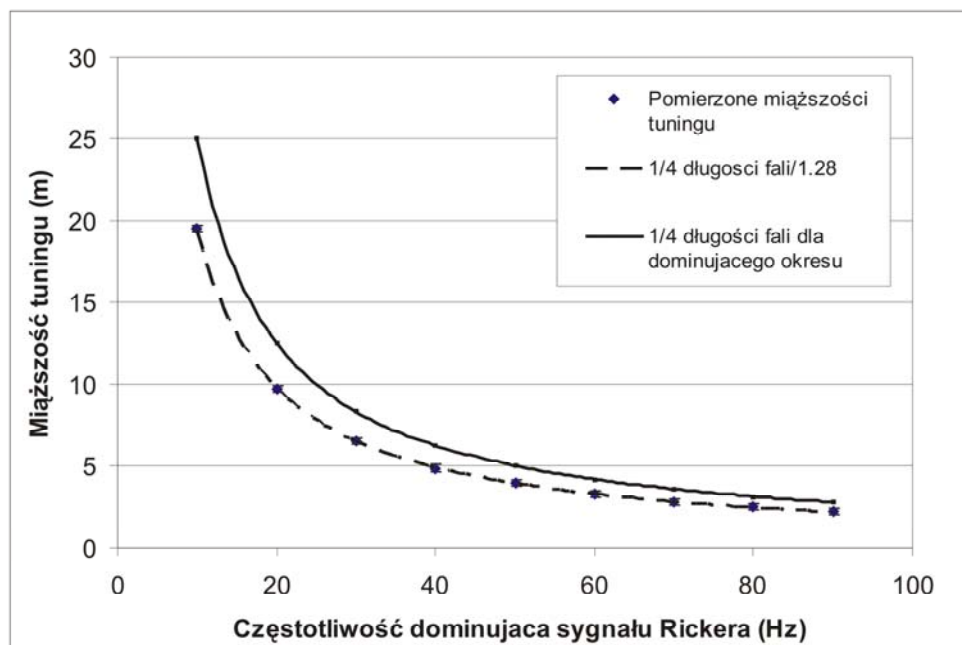
Rys. 4.1.2. Wykresy kalibracyjne amplitudy i pomierzonej miąższości czasowej w funkcji pozornej (pomierzonej) miąższości czasowej dla sygnału Rickera o różnej częstotliwości dominującej

Objaśnienia: $T_{b1}, T_{b2}, \dots$ = czasowe miąższości dostrojenia (tuning), $T_{R1}, T_{R2}, \dots$ = granice rozdzielczości czasowej

Interesujące nas granice definiujące warunki tuningu dla poszczególnych sygnałów na obu rysunkach mają takie same wartości, czyli w sprzyjających warunkach (szeroki zakres miąższości warstwy) możliwe jest bezpośrednie określenie parametrów tuningu bez znajomości sygnału. Widać też, że określenie zależności między miąższością cienkiej warstwy a amplitudą refleksu (np. zależność 2.2.7) w przypadku danych rzeczywistych jest możliwe, jeżeli dysponujemy wystarczającą ilością danych otworowych (przynajmniej kilka otworów przewiercających warstwę przy różnej jej miąższości). W przypadku braku informacji otworowych można jedynie próbować określać takie zależności w oparciu o wyniki modelowań, a następnie starać się normalizować rzeczywiste amplitudy do poziomu amplitud z sekcji syntetycznych.

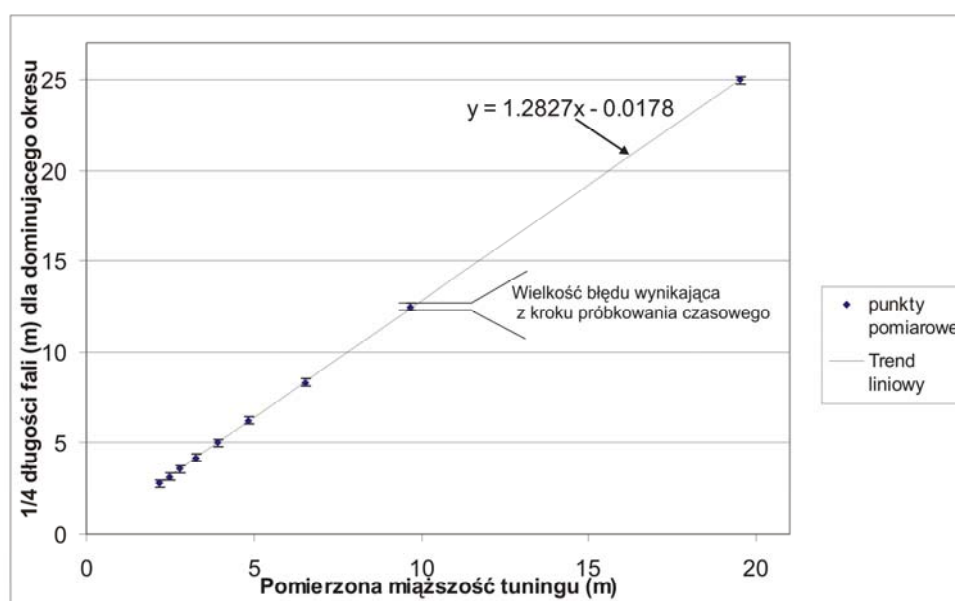
Widess (1973) w swojej pracy wykazał, że miąższość dostrojenia stanowi 1/4 długości dominującego okresu fali określonego z widma sygnału. Wyniki modelowań przedstawione na poprzednich rysunkach dają nieco odmienny wynik. Przykładowo, dla sygnału Rickera o częstotliwości dominującej 10 Hz i przy prędkości w warstwie równej 1000m/s, 1/4 długości

fali wynosi 25 m i taka powinna być miąższość dostrojenia. Natomiast miąższość czasowa, przy której obserwowana jest największa amplituda na rysunku 4.1.1 i 4.1.3 wynosi 39 ms, co opowiada miąższości warstwy ok. 19,5m. Ponad 5 metrów różnicy to zbyt wiele, aby można było to wytłumaczyć błędem wynikającym z kroku próbkowania, który wynosił 0.2 ms. Różnicę, choć nie tak wielką, zaobserwowano także w przypadku wyższych częstotliwości dominujących sygnału. Pokazane jest to na rysunku 4.1.3



Rys. 4.1.3. Teoretyczna i pomierzona miąższość tuningu dla sygnałów Rickera o różnej częstotliwości dominującej i prędkości w warstwie równej 1000 m/s

Aby określić zależność pomiędzy pomierzoną miąższością dostrojenia Z_b a wartością teoretyczną Z_w , wynikającą z częstotliwości dominującej sygnału, wykonano wykres korelacji krzyżowej tych wartości (rys. 4.1.3).



Rys. 4.1.4. Wykres korelacji krzyżowej pomierzonej miąższości dostrojenia i jej wartości teoretycznej wynikającej z częstotliwości dominującej sygnału

Uzyskano silną zależność liniową, zatem możliwe jest określenie współczynnika korekty. Miąższość dostrojenie wg Widessa (rys. 2.2.3) wynosi:

$$Z_w = \frac{1}{4} \cdot \lambda_w \quad (4.1.1)$$

gdzie: λ_w – długość fali dla dominującego okresu w warstwie.

Wykorzystując zależność z rysunku 4.1.4 i podstawiając:

$$Z_w = 1,28 \cdot Z_b \quad (4.1.2)$$

gdzie: Z_b – pomierzona miąższość dostrojenia

otrzymano zależność :

$$Z_b = 1/4 \cdot \frac{\lambda_w}{1,28} \quad (4.1.3)$$

Krzywa obliczona wg tego wzoru została naniesiona na rys. 4.1.3 (przerywana linia). Z uwagi na podwójny czas przebiegu fali pomierzona miąższość czasowa dostrojenia powiązana jest z miąższością dostrojenia następującym wzorem:

$$Z_b = V \cdot \frac{T_b}{2} \quad (4.1.4)$$

gdzie: T_b – pomierzona czasowa miąższość dostrojenia fali.

Podstawiając do wzoru (4.1.4) otrzymano:

$$V \cdot \frac{T_b}{2} = 1/4 \cdot \frac{V \cdot T_w}{1,28} \quad (4.1.5)$$

gdzie: T_w – dominujący okres fali.

Po uproszczeniu :

$$T_b = 1/2 \cdot \frac{T_w}{1,28} \approx \frac{1}{2,6 \cdot f_w} \quad (4.1.6)$$

gdzie: f_w – dominująca częstotliwość fali.

W ten sposób empirycznie udowodniona została zależność (wzór 2.2.14) wyprowadzona przez Kallweita i Wooda (1982). Zatem ich wnioski dotyczące rozdzielczości danych sejsmicznych i konieczności uwzględniania oprócz częstotliwości dominującej szerokości pasma sygnału są istotne. Zależność 4.1.6 wykorzystano w rozdziale trzecim w celu uzyskania dwóch sygnałów charakteryzujących się jednakową czasową miąższością dostrojenia przy jednocześnie różnym kształcie i zakresie dynamicznym widma (rys. 3.1.2). W praktyce w przypadku sygnałów o częstotliwości dominującej większej od ok. 35-40Hz wystarczy stosować kryterium Widessa, gdyż błąd wynikający z jego stosowania w większości przypadków jest mniejszy od kroku próbkowania danych sejsmicznych.

Obserwując czasowe miąższości dostrojenia na rysunku 4.1.1 i 4.1.2 zauważyć można, że stanowią one jakby kolejne wyrazy ciągu liczbowego. Zatem mając jedną miąższość tuningu dla pojedynczej częstotliwości powinno być możliwe wyliczenie miąższości tuningu dla każdej innej częstotliwości. Jeżeli mamy pomierzoną czasową miąższość dostrojenia T_{10} dla sygnału Rickera $f_{10} = 10\text{Hz}$ to będzie spełniona zależność:

$$T_{10} = \frac{1}{2.6 \cdot f_{10}} \quad (4.1.7)$$

Dla każdej innej częstotliwości f_x czasowa miąższość dostrojenia będzie określona wzorem:

$$T_x = \frac{1}{2.6 \cdot f_x} \quad (4.1.8)$$

Jeżeli założymy, że pomiędzy T_{10} i T_x występuje zależność liniowa to dla dowolnego T_x zachodzi związek:

$$T_x = T_{10} \cdot a \quad (4.1.9)$$

po przekształceniu:

$$a = \frac{T_x}{T_{10}} = \frac{f_{10}}{f_x} \quad (4.1.10)$$

podstawiając do 4.1.9 otrzymujemy czasową miąższość dostrojenia T_x dla dowolnego f_x :

$$T_x = T_{10} \cdot \frac{f_{10}}{f_x} \quad (4.1.11)$$

Zależność 4.1.11 pozwala obliczyć miąższość dostrojenia dla dowolnej częstotliwości, jeżeli tylko dysponujemy jedną pomierzoną na sekcji sejsmicznej miąższością pozorną i znamy częstotliwość sygnału w miejscu pomiaru. W tabeli 4.1.1 zestawione zostały miąższości tuningu - pomierzone oraz obliczone za pomocą wzoru 4.1.11. Bazą obliczeniową był pomiar dla częstotliwości dominującej 100Hz. Widać, że różnice nie przekraczają 0.1m, czyli zależność pozwala na uzyskanie poprawnych wyników. Dla danych rzeczywistych może ona posłużyć do obliczenia parametrów tuningu w przypadku lokalnych zmian widma amplitudowego i tym samym rozdzielczości sygnału spowodowanych np. anomalnym tłumieniem. W takim wypadku wystarczą jedynie wyniki analiz przeprowadzonych w pobliżu takiej strefy i znajomość częstotliwości dominującej sygnału w tej strefie.

Tab. 4.1.1 Zestawienie pomierzonych miąższości dostrojenia i obliczonych w oparciu o zależność 4.1.11.

Symbol	Częstotliwość sygnału Rickera	Pomierzona czasowa miąższość dostrojenia (ms)	Obliczona ze wzoru 4.1.11 czasowa miąższość dostrojenia (ms)
t1	10	39,07	39,07
t2	20	19,37	19,54
t3	30	13,07	13,02
t4	40	9,70	9,77
t5	50	7,81	7,81
t6	60	6,50	6,51
t7	70	5,60	5,58
t8	80	5,00	4,88
t9	90	4,40	4,34

W trakcie badań okazało się, że możliwe jest uzyskanie amplitudowej krzywej tuningu bez konieczności zmuszanych modelowań. Niezbędna jest do tego jedynie znajomość sygnału źródła $A(t)$. Wystarczy przekształcić funkcję wzmocnienia ze wzoru 3.2.4 lub 3.2.5 (rozdz. 3.2.1), podstawiając fragment funkcji źródła $A(t \geq 0)$ zamiast pojedynczej amplitudy oscylacji bocznej sygnału elementarnego A_0 , oraz określając funkcję zależności współczynnika odbicia $k(t)$ od czasowej miąższości warstwy. Zmodyfikowana funkcja wzmocnienia dla refleksu od stropu warstwy wygląda teraz następująco:

$$a(t) = \frac{k_t(t) \cdot A + k_b(t) \cdot A(t)}{k_t(t) \cdot A} \quad (4.1.12)$$

gdzie: t – miąższość czasowa warstwy
 $k_t(t)$ – zależność współczynnika odbicia w stropie warstwy od jej miąższości czasowej
 $k_b(t)$ – zależność współczynnika odbicia w spągu warstwy od jej miąższości czasowej
 A – amplituda maksymalna listka centralnego sygnału elementarnego
 $A(t)$ – funkcja sygnału elementarnego.

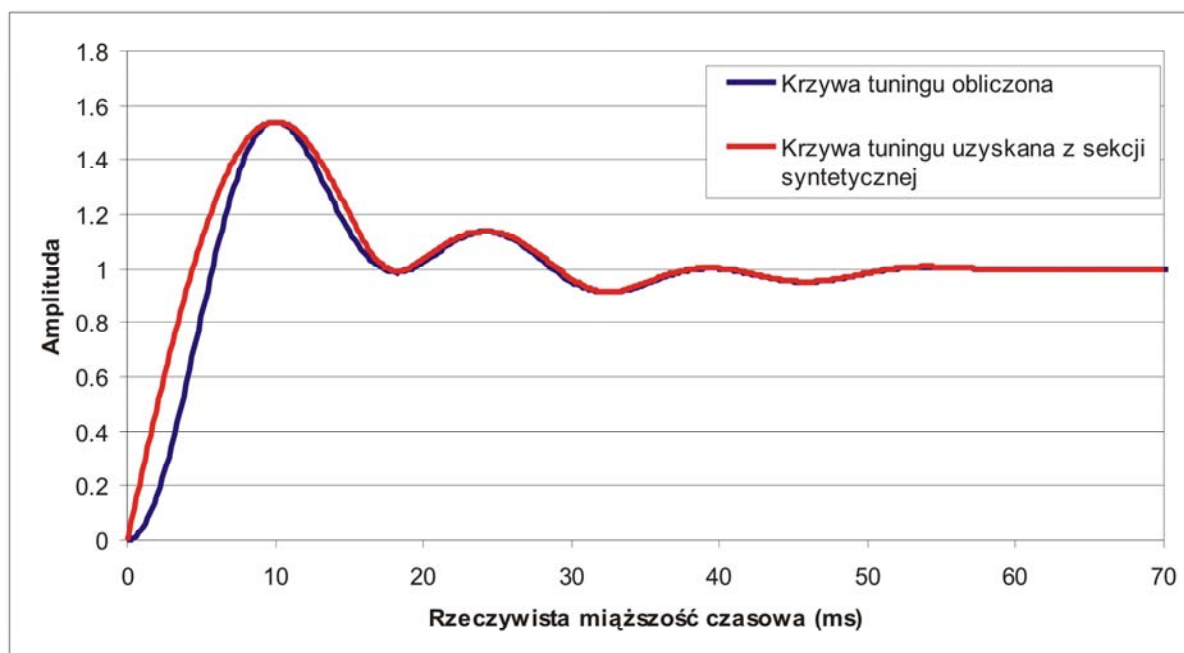
W przypadku refleksu od spągu warstwy zależność ta przybiera postać:

$$a(t) = \frac{k_b(t) \cdot A + k_t(t) \cdot A(t)}{k_b(t) \cdot A} \quad (4.1.13)$$

Po podstawieniu do wzoru 3.2.6 uzyskamy przybliżenie amplitudowej krzywej kalibracyjnej.

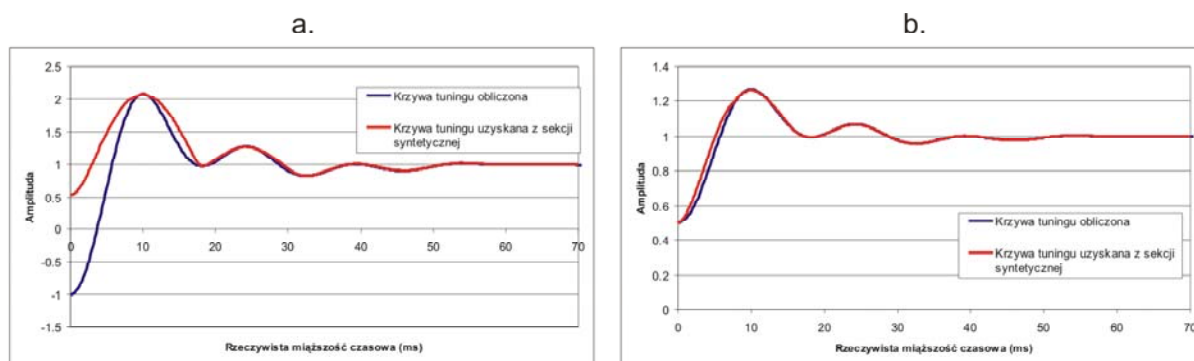
Na rysunku 4.1.5 pokazana jest krzywa tuningu obliczona z wykorzystaniem wzoru 4.1.12 dla sygnału Ormsby'ego (rys. 3.1.2.a) i przy założeniu jednakowych współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy. Zestawiono ją z krzywą kalibracyjną uzyskaną z sekcji syntetycznej obliczonej metodą pionowego padania promienia sejsmicznego, z wykorzystaniem tego samego sygnału (rys. 3.2.7). Widać, że wykresy niemalże się pokrywają, a większe różnice występują jedynie w strefie interferencji listka centralnego. Wynikają one z tego, że w przypadku sekcji syntetycznej odczytywana jest amplituda minimalna lub maksymalna refleksu przy pozornych miąższościach warstwy. Wzory powyższe umożliwiają obliczenie amplitudy refleksu (niekoniecznie maksymalną) dla

rzeczywistej miąższości warstwy. Przy miąższościach rezonansowych poszczególnych listków pomierzona i rzeczywista miąższość czasowa pokrywają się (rys. 3.2.7.b) i stąd bierze się najlepsza zgodność dla tych warunków obu wykresów. Zastępując we wzorach 4.1.12 i 4.1.13 rzeczywistą miąższość czasową przez pozorną uzyskuje się identyczne wyniki w całym przedziale miąższości.



Rys. 4.1.5. Amplitudowa krzywa tuningu obliczona ze wzoru 4.1.12 i uzyskana z sekcji syntetycznej obliczonej dla sygnału Ormsby'ego (rys. 3.1.2) w oparciu o model bazowy wyklinowującej się warstwy (rys. 3.1.1)

Poprawność wyprowadzonych zależności została potwierdzona także w przypadku różnych współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy. Na rysunku 4.1.5 pokazany jest przypadek dwa razy większego współczynnika w spągu niż w stropie warstwy. Porównywane są krzywe tuningu dla sygnału Ormsby'ego dla refleksu od stropu (rys. 4.1.5.a) i spągu (rys. 4.1.5.b) wyklinowującej się warstwy.

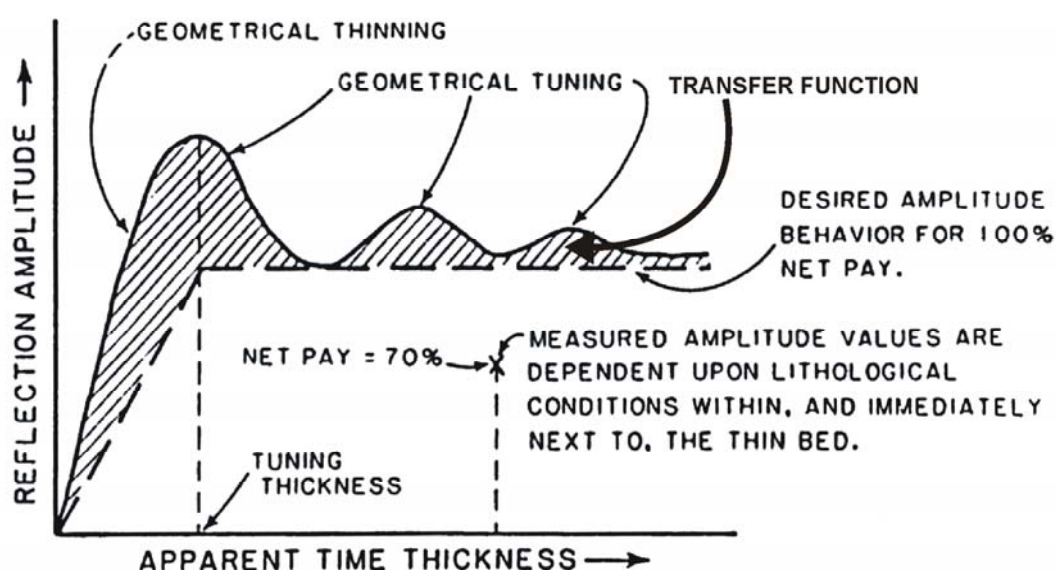


Rys. 4.1.6. Amplitudowe krzywe tuningu w przypadku dwa razy większego w spągu niż w stropie warstwy współczynnika odbicia dla refleksu od stropu (a) i spągu (b) warstwy

Powyżej zaprezentowane metody pozwalają na szybkie i bez konieczności wykonywania modeli określenie parametrów tuningu na podstawie znajomości kształtu i widma sygnału elementarnego.

4.2. Metoda identyfikacji i usuwania amplitudowych wzmocnień wywołanych tuningiem w oparciu o analizę amplitudy i kształtu sygnału na sekcji sejsmicznej o zrotowanej fazie

Problem identyfikacji i ewentualnego usuwania amplitudowych efektów tuningu w celu zwiększenia wiarygodności analizy amplitudy, jako jednego z bezpośrednich wskaźników węglowodorowości, jest bardzo złożony. Był on przedmiotem wielu prac i analiz. Przykładowo Brown w swoich artykułach (1988, 1986, 1984) opisał metodę usuwania wzmocnień amplitudy wywołanych tuningiem, polegającą na edycji krzywej tuningu (rys. 4.2.1).



Rys. 4.2.1. Idea usuwania wzmocnień amplitudy wywołanych tuningiem w oparciu o krzywe kalibracyjne amplitudy (wg B.A. Hardage, 1987)

Objaśnienia: *reflection amplitude* = amplituda refleksu; *geometrical thinning* = geometryczny efekt spadku amplitudy z miąższością; *geometrical tuning* = geometryczny efekt wzmocnienia amplitudy; *transfer function* = funkcja przejścia; *tuning thickness* = miąższość tuningu; *desired amplitude behavior for 100% Net Pay* = oczekiwana amplituda dla warstwy w 100 % jednorodnej (bez przewarstwień); *measured amplitude values are dependent upon lithological conditions within, and immediately next to, the thin bed* = mierzona amplituda zależna od własności litologicznych warstwy i efektów geometrycznych

Istotą tej metody jest określenie funkcji przejścia (ang. *transfer function*), która przekształci krzywą tuningu do postaci pożądanej, pozbawionej wzmocnień „geometrycznych”. Problemem jest zdefiniowanie takiej funkcji w oparciu o dane rzeczywiste. Na wykresie kalibracyjnym amplitudy mamy wtedy na osi poziomej czasową miąższość pozorną (rys. 4.1.2). Poniżej miąższości dostrojenia przy minimalnej zmianie miąższości obserwuje się bardzo duży spadek amplitudy. Zastosowanie powyższej procedury będzie powodować błędy w tym interwale. Dodatkowo jest to procedura czasochłonna, gdyż nie jest standardowo wbudowana w systemy do interpretacji danych sejsmicznych.

Intencją autora niniejszej pracy było zdefiniowanie procedury, która dałaby podobne wyniki jak opisana powyżej, lecz byłaby mniej skomplikowana i możliwa do wykonania w każdym systemie do interpretacji danych sejsmicznych.

4.2.1 Definicja metody w oparciu o prosty model wyklinowującej się warstwy

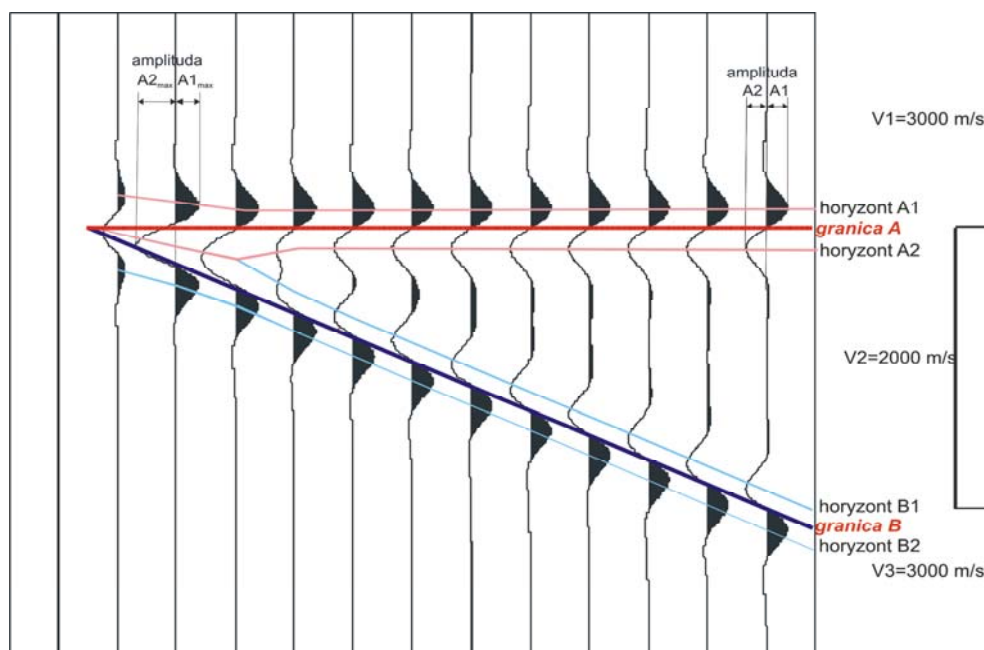
Już Widess (1973) wykazał, że z wyklinowaniem się warstwy wiąże się nie tylko zmiana amplitudy, ale i zmiana kształtu sygnału. Generalnie, jeżeli współczynniki odbicia w stropie i w spagu warstwy są jednakowej wartości i przeciwnego znaku, to w strefie tuningu zwiększa się amplituda międzyszczytowa sygnału oraz zmienia kształt tak, że staje się zbliżony do pochodnej sygnału elementarnego. Zmiana współczynnika odbicia wzdłuż horyzontu powoduje natomiast zmianę amplitudy międzyszczytowej bez zmiany kształtu. Zatem operator czuły na zmiany kształtu mógłby służyć do odfiltrowania pozytywnych interferencji geometrycznych. Dodatkową jego zaletą byłoby to, że mógłby być funkcją numeru trasy lub współrzędnej trasy i być stosowany bezpośrednio na mapach amplitudowych w programach interpretacyjnych. Sekcja sejsmiczna zrotowana o 270 stopni i określona dla niej amplituda międzyszczytowa refleksu daje taką możliwość (Marzec, 2004 i 2006).

Jeżeli, podobnie jak Brown et al. (1986), założymy, że efekt geometryczny dodaje się do amplitud wynikających ze współczynnika odbicia, taka filtracja na mapie amplitudy może być realizowana w następujący sposób:

$$A_m(x,y) = A_u(x,y) + F(x,y) \quad (4.2.1)$$

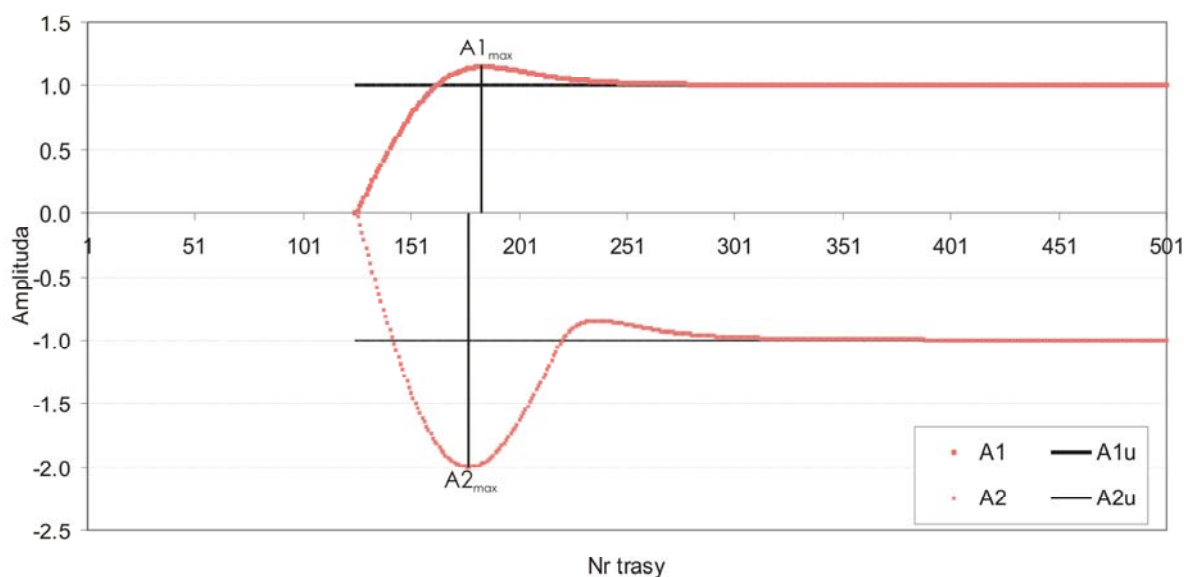
gdzie: A_m – amplituda międzyszczytowa refleksu wzdłuż horyzontu sejsmicznego
 F – idealny filtr (funkcja przejścia)
 A_u – amplituda międzyszczytowa refleksu wzdłuż horyzontu, wynikająca tylko ze współczynnika odbicia (amplituda oczekiwana)
 x, y – współrzędne lub numery tras.

We wzorze wykorzystano amplitudę międzyszczytową, ponieważ jej komponenty niosą informacje o kształcie sygnału (rozdz. 3). Rysunek 4.2.2 jest schematycznym przybliżeniem sekcji syntetycznej obliczonej dla sygnału Rickera i zrotowanej o 270 stopni (rys 3.4.2.b). Zaznaczone są na nim komponenty amplitudy międzyszczytowej.



Rys. 4.2.2. Schematyczny rysunek sekcji syntetycznej obliczonej w oparciu o prosty model wyklinowującej się warstwy i sygnał Rickera, zrotowanej o 270 stopni

Odczytane wielkości amplitudy części dodatniej i ujemnej zrotowanego listka centralnego refleksu od stropu warstwy pokazane są na rysunku 4.2.3.



Rys. 4.2.3. Odczytane z sekcji syntetycznej amplitudy A1 i A2 zrotowanego refleksu od stropu warstwy. Amplitudy $A1_u$ i $A2_u$ odpowiadają sytuacji idealnej w przypadku nieskończonego rozdzielczego sygnału i są to jednocześnie amplitudy oczekiwane

Obserwując wykresy, zauważyć można, że w miarę zmniejszania miąższości warstwy, od pewnego momentu rosną wartości bezwzględne amplitud. Nie jest to jednak wzrost jednakowy. Znacznie szybciej rosną wartości amplitudy A2 w stosunku do wartości amplitudy A1, aż do momentu osiągnięcia miąższości równej około 1/4 dominującej długości fali. Od tego momentu maleją cały czas, zachowując dysproporcje wartości bezwzględnych,

ponieważ kształt zinterferowanego sygnału od tego momentu zmienia się nieznacznie. Zatem zmiany kształtu refleksu na sekcji sejsmicznej nie tylko korelują z obserwowaną amplitudą międzyszczytową, ale odbijają się w dysproporcji tworzących ją komponentów. Ze wzoru 4.2.1 i rysunków wynika, że jeżeli będziemy mieli przypadek idealny i sygnał nieskończenie krótki w czasie lub warstwę „sejsmiczną” grubą, w każdym punkcie horyzontu będzie spełniony warunek :

$$A_m = A_u \text{ oraz } F = \text{const} = 0 \quad (4.2.2)$$

Jeżeli, za warstwę grubą przyjmiemy warstwę, w której nie obserwuje się wzajemnego wpływu stropu i spagu na rejestrowane amplitudy, to granica występowania tych warunków dla sygnału zerofazowego będzie wynosić połowę szerokości operatora waveletu, przy której ma on niezerowe wartości. Jeśli chcemy, aby filtr działał tylko w strefie interesującego nas wyklinowania, to powyżej tej miąższości musi mieć on wartość 0 lub bardzo do niego zbliżoną. Idealny filtr F można określić zależnością:

$$F = A_m - A_u \quad (4.2.3)$$

gdzie:

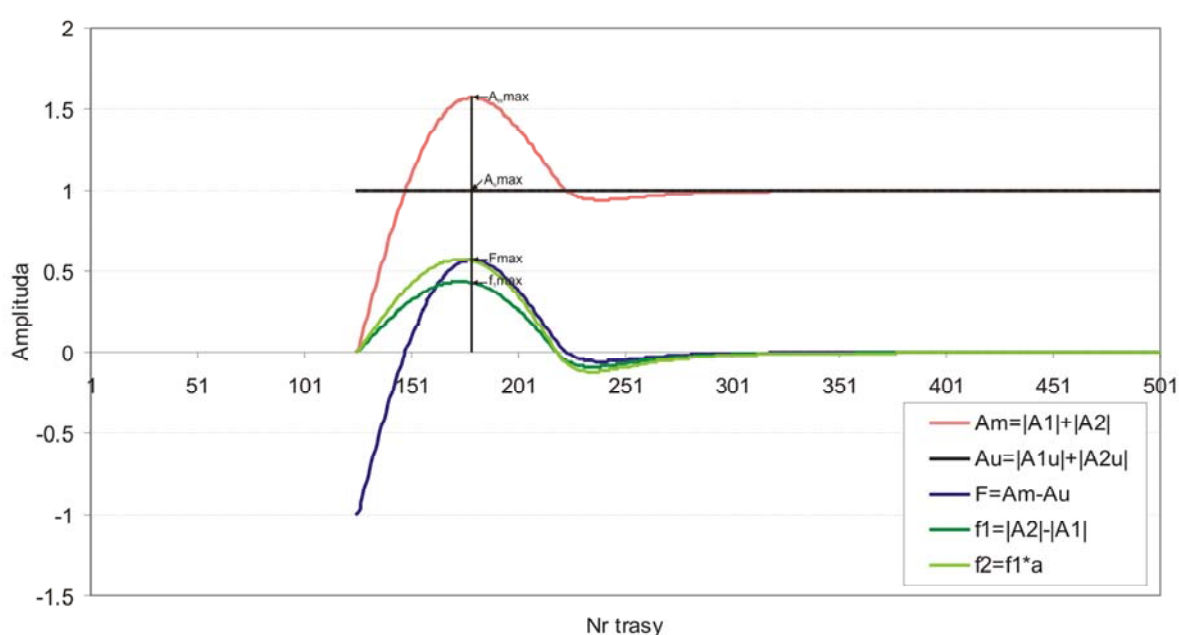
$$A_u = |A1_u| + |A2_u| \quad (4.2.4)$$

Pomierzona amplituda międzyszczytowa będzie określona wzorem:

$$A_m = |A1| + |A2| \quad (4.2.5)$$

Jeżeli od wartości bezwzględnej amplitudy $A2$ odejmiemy wielkość bezwzględną amplitudy $A1$ otrzymamy pierwsze przybliżenie idealnej funkcji przejścia F (rys. 4.2.5).

$$f_1 = |A2| - |A1| \quad (4.2.6)$$



Rys. 4.2.4. Porównanie idealnej funkcji przejścia F z jej przybliżeniami f_1 i f_2

W ten sposób określone pierwsze przybliżenie filtra F od razu spełnia warunek (4.2.2) przy miąższościach czasowych większych od granicy rozdzielczości amplitudowej. Uzyskujemy w ten sposób parametr, który pozwala na w miarę jednoznaczną identyfikację stref interferencji „geometrycznych” i ich przyczyn. Znak tej funkcji i wartość będą informowały o obecności poniżej lub powyżej rozpatrywanego horyzontu dodatkowej granicy sejsmicznej w odległości umożliwiającej interferencję sygnałów od obu granic. W tym przypadku dodatni znak funkcji wskazuje na obecność granicy o dodatnim współczynniku odbicia poniżej analizowanego horyzontu.

Aby lepiej przybliżyć estymatę f_1 do ideału musimy określić stosunek funkcji F do f_1 . W przypadku danych rzeczywistych możliwe jest to jedynie punktowo, tam gdzie mamy otwory wiertnicze (możliwość konstrukcji modelu) oraz w punktach charakterystycznych na sekcji sejsmicznej np. w obszarach gdzie miąższość warstwy pokrywa się miąższością dostrojenia i są obserwowane maksymalne amplitudy. Dla analizowanych danych syntetycznych stosunek F/f_1 w takim punkcie będzie w przybliżeniu wynosił:

$$a \cong \frac{F \max}{f_1 \max} = \frac{A_m \max - A_u \max}{|A_2 \max| - |A_1 \max|} \quad (4.2.7)$$

Wykorzystane we wzorze 4.2.7 maksymalne amplitudy poszczególnych komponentów zaznaczono na rysunkach 4.2.3 i 4.2.4. Parametr „a” w punkcie maksymalnej pozytywnej interferencji wynosi 1.33 i dla analizowanego sygnału jest stały, niezależnie od prędkości w modelu o ile spełniony jest warunek, że współczynniki odbicia w stopie i spągu warstwy są jednakowe.

Jeżeli funkcję $f_1(x,y)$ pomnożymy przez wartość parametru „a” otrzymamy drugą estymatę idealnego filtra F (rys 4.2.4):

$$f_2 = (|A_2| - |A_1|) \cdot a \quad (4.2.8)$$

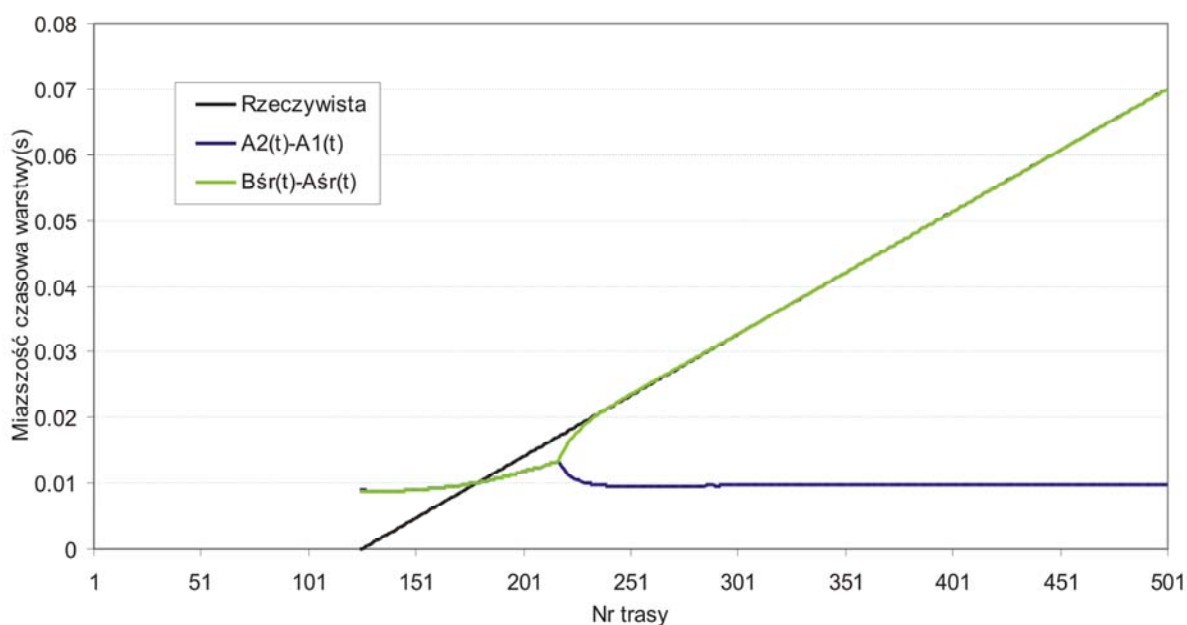
W przypadku danych rzeczywistych w warunkach warstwy grubej nie zawsze suma amplitud A_1 i A_2 będzie wynosiła 0. Mogą występować w obrębie warstwy grubej mniejsze lub większe odstępstwa spowodowane warunkami rejestracji, drobnymi wyklinowaniami i niejednorodnościami strukturalnymi, czy też zmianami miąższości warstw otaczających w bliskim sąsiedztwie stropu lub spągu warstwy.

Jeżeli chcemy nie dopuścić do zmiany amplitudy w tych obszarach musimy zmodyfikować funkcję przejścia tak, aby siła jej działania gwałtownie malała w miarę zwiększania miąższości warstwy i oddalania się od strefy najsilniejszych wzmocnień geometrycznych. Na rysunku 4.2.5 przedstawiony jest wykres miąższości czasowej pomiędzy horyzontami A_1 i A_2 oraz miąższość czasowa wyklinowującej się warstwy, wyznaczona jako różnica średnich czasów występowania horyzontów A_1 i A_2 oraz B_1 i B_2 :

$$A_{sr} = \frac{A_2(t) - A_1(t)}{2} \quad (4.2.9)$$

$$B_{sr} = \frac{B_2(t) - B_1(t)}{2} \quad (4.2.10)$$

gdzie: $A_1, A_2, B_1, B_2(t)$ – czasy występowania poszczególnych horyzontów.



Rys. 4.2.5. Porównanie rzeczywistej miąższości czasowej warstwy i miąższości pozornych wyznaczonych z pomierzonych czasów horyzontów na sekcji syntetycznej

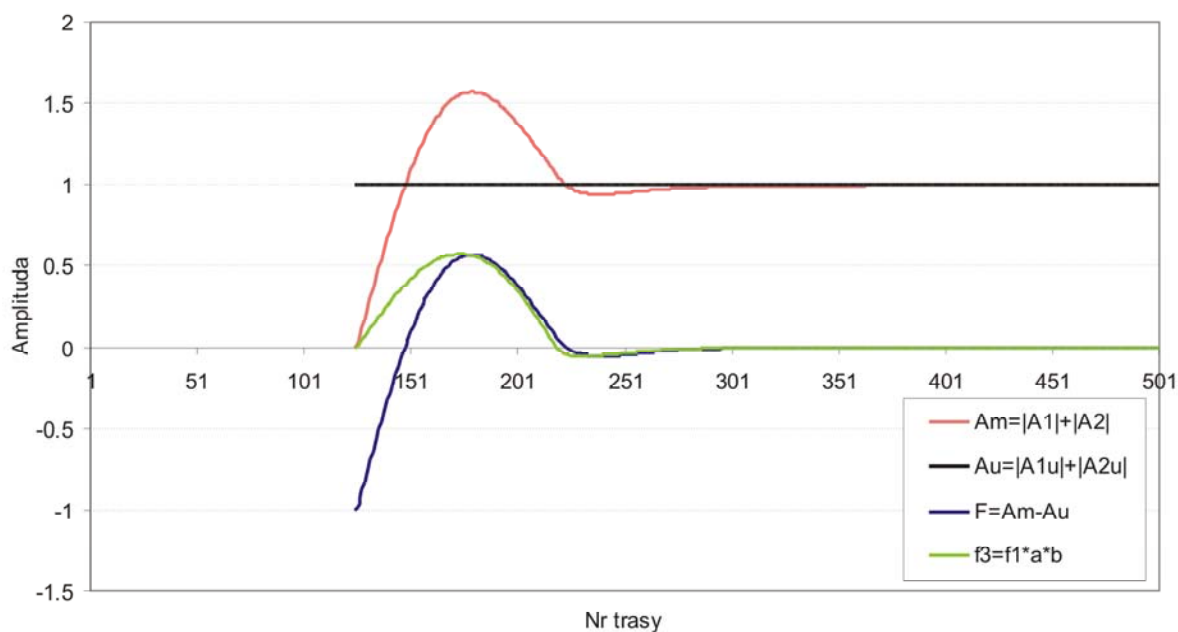
Zauważyć można, że stosunek tych miąższości w strefie interferencji listka głównego refleksu wynosi dokładnie 1, a poza nią szybko rośnie. Zatem możemy wyznaczyć trzecią estymatę funkcji transformacji F (rys 4.2.6):

$$f_3 = (|A2| - |A1|) \cdot a \cdot b \quad (4.2.11)$$

gdzie:

$$b = \left(\frac{A2(t) - A1(t)}{B_{\dot{s}r}(t) - A_{\dot{s}r}(t)} \right)^n \quad (4.2.12)$$

Wykładnik potęgi „n” pozwala sterować przedziałem miąższości, dla którego wielkość funkcji f_3 będzie efektywnie duża.



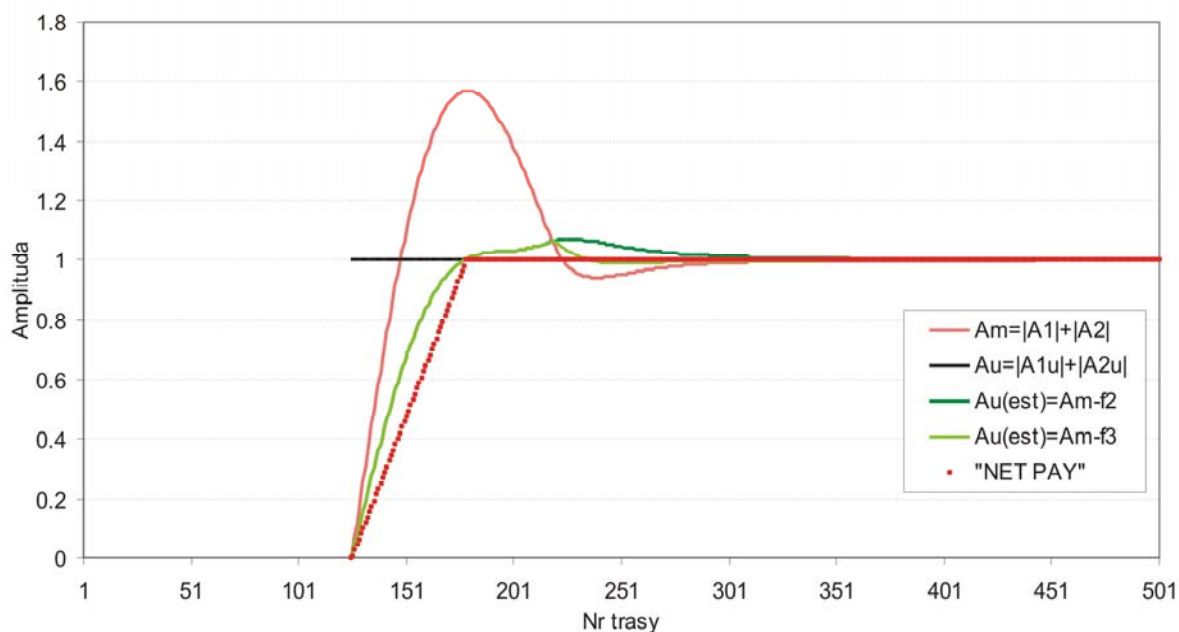
Rys. 4.2.6. Porównanie idealnej funkcji przejścia F z jej przybliżeniem f_3 dla $n=1$

Widać, że funkcja f_3 jest dobrym przybliżeniem idealnej funkcji transformacji F przy miąższościach przekraczających miąższość dostrojenia i można się spodziewać, że wzmocnienia amplitudy wywołane tuningiem zostaną usunięte. Poniżej tej miąższości nie należy oczekiwać, że zostanie usunięty efekt spadku amplitudy ze zmniejszaniem miąższości warstwy.

Ostatecznie wielkość amplitudy po usunięciu efektów geometrycznego wzmocnienia określona jest wzorem:

$$A_{u\ est}(x,y) = A_m(x,y) - f(x,y) \quad (4.2.13)$$

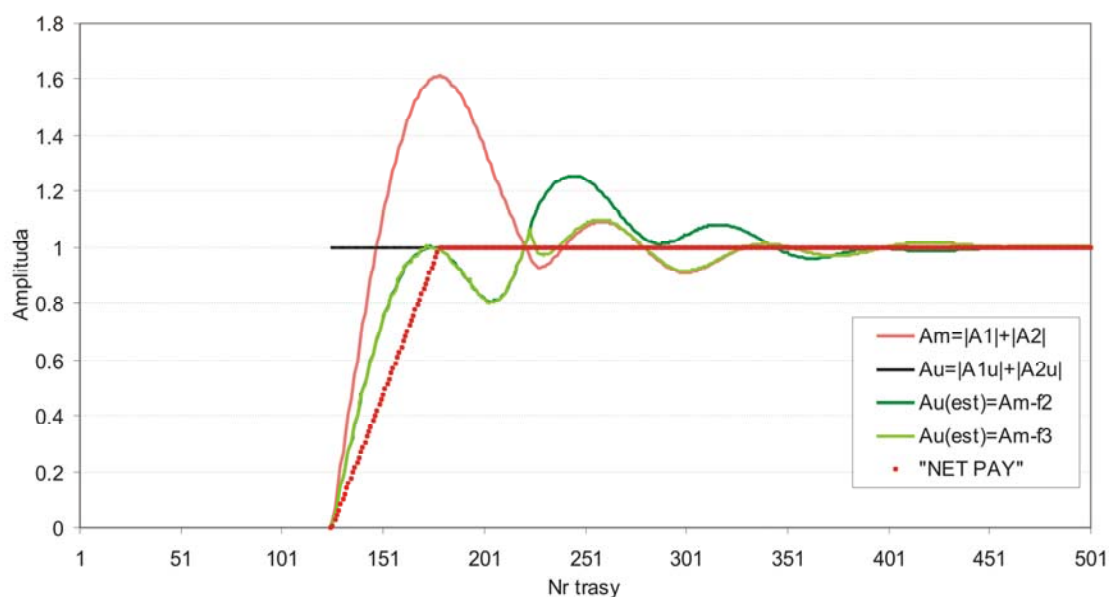
Na rys. 4.2.7 przedstawione są efekty zastosowania powyższych filtrów na obserwowaną amplitudę międzyszczytową. Widać, że amplitudę wynikającą ze współczynnika odbicia najlepiej odwzorowuje filtr obliczony wzorem 4.2.11. Efekt jego działania nie jest idealny, lecz pozwala na niemal całkowite pozbycie się amplitudowych efektów pozytywnych interferencji. Jego zaletą jest to, że poniżej miąższości dostrojenia uzyskujemy dobre przybliżenie funkcji „Net Pay” (Neff, 1990), dla jednorodnej warstwy.



Rys. 4.2.7. Porównanie amplitudy międzyszczytowej przed „Am” i po „Au(est)” zastosowaniu procedury dla różnych przybliżeń idealnej funkcji przejścia F

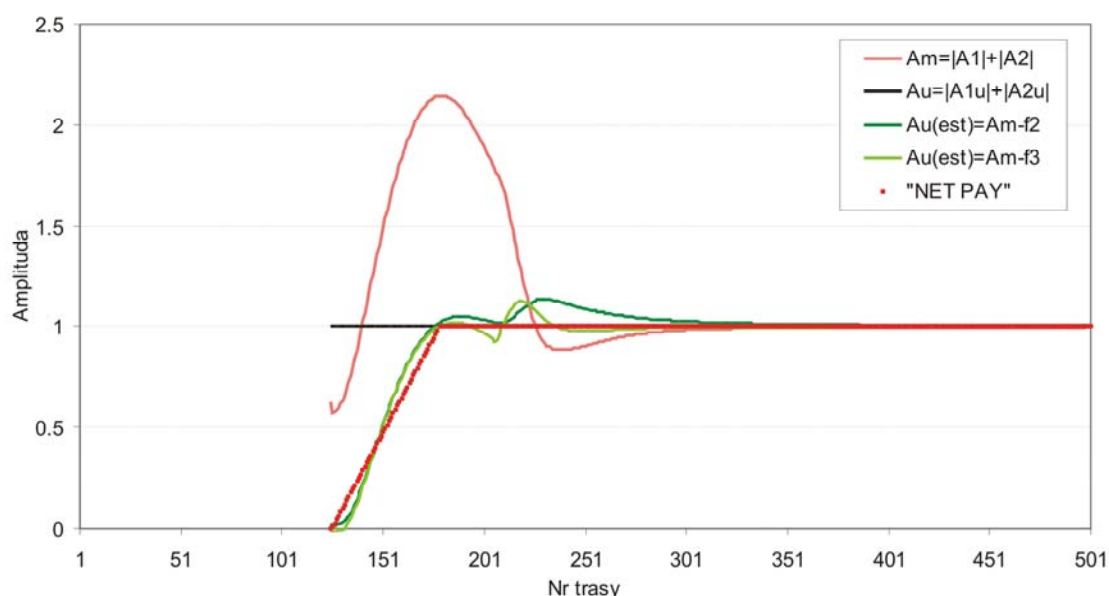
4.2.2 Testowanie metody

W pierwszej kolejności przetestowano opracowaną metodę na sekcji syntetycznej, która została obliczona w oparciu o ten sam model, ale z wykorzystaniem sygnału Ormsby’ego (rys. 3.1.2) o kształcie zbliżonym do wibratorowego. Na rysunku 4.2.8 pokazany jest wynik zastosowania procedury opisanej wzorem 4.2.11. W tym wypadku wynik nie jest tak dobry jak w przypadku sygnału Rickera, aproksymującego źródło dynamitowe. W przypadku zastosowania funkcji f_2 (wzór 4.2.8) Obserwuje się silne wzmocnienie maksimów interferencyjnych oscylacji bocznych. Stosowanie tej funkcji w przypadku tego typu sygnałów nie jest więc wskazane. Zastosowanie funkcji f_3 nie powoduje zwiększenia amplitudy rezonansowej od oscylacji bocznych. Pojawiają się jedynie zakłócenia amplitudy w postaci obniżen, przy miąższościach warstwy nieco większych od miąższości dostrojenia. Nie jest to efekt korzystny i może skutkować występowaniem na mapach obszarów o zaniżonych wartościach amplitudy. Poniżej miąższości dostrojenia wynik jest podobny jak w przypadku sygnału Rickera (rys. 4.2.7). Generalnie stosowanie opracowanej procedury w przypadku złożonych sygnałów sejsmicznych może być utrudnione i dawać wyniki niejednoznaczne w interpretacji.



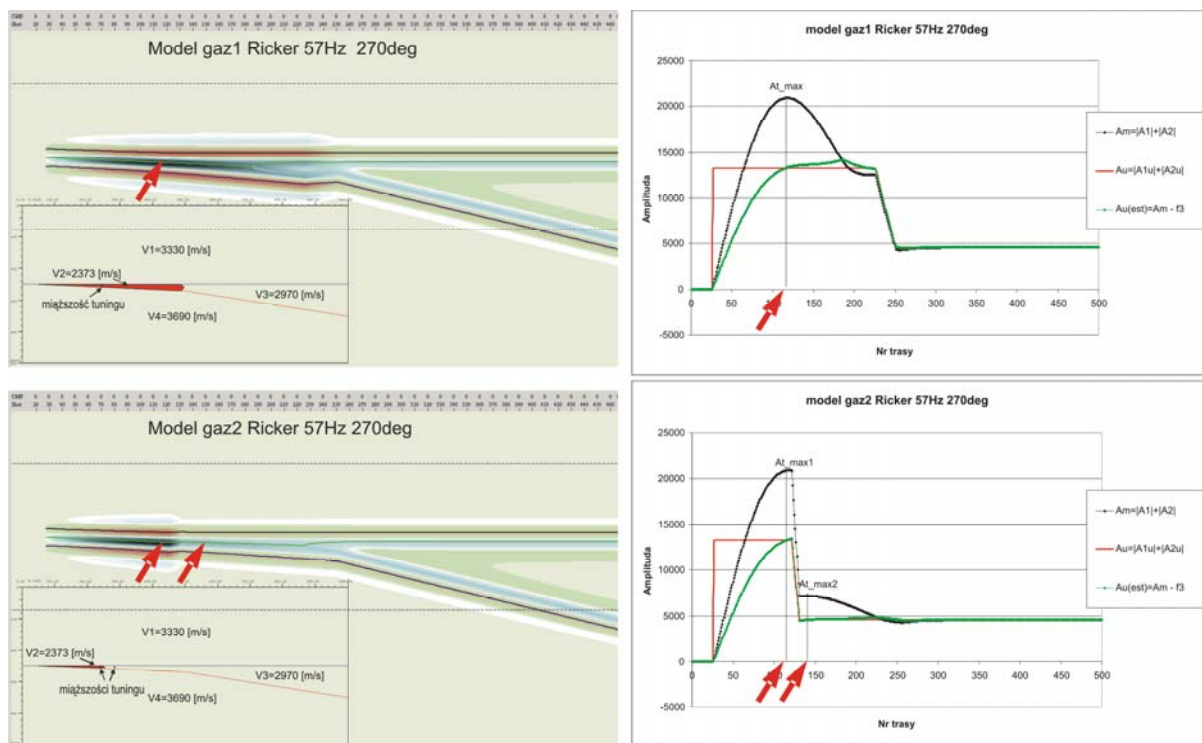
Rys. 4.2.8. Wynik zastosowania procedury na sekcji syntetycznej obliczonej dla modelu podstawowego (rys. 3.1.1) w oparciu o sygnał Ormsby'ego (rys. 3.1.2), dla $a=1.6$ (wzór 4.2.7) i $n=3$ (wzór 4.2.12)

W drugiej kolejności sprawdzono metodę na sekcji syntetycznej obliczonej w oparciu o model o dwukrotnie większej w spągu warstwy niż w stropie, wartości współczynnika odbicia, z wykorzystaniem sygnału Rickera (rys. 3.3.4.a). Wyniki filtracji amplitudy międzyszczytowej pokazane są na rysunku 4.2.9. Wskazują one, że różnica współczynników odbicia w modelu nie wpływa zasadniczo na ich poprawność i w dalszym ciągu uzyskujemy dobre odwzorowanie funkcji jednorodności warstwy. Parametr „a” obliczony ze wzoru 4.2.7 także w tym wypadku wynosi ok. 1.33. Wskazuje to na to, że jego wartość zależy bardziej od parametrów sygnału niż wielkości współczynników odbicia w przypadku modelu trój-warstwowego.



Rys. 4.2.9. Wynik zastosowania procedury na sekcji syntetycznej obliczonej dla modelu o dwukrotnie większej w spągu warstwy niż w stropie, wartości współczynnika odbicia, w oparciu o sygnał Rickera (rys. 3.1.2), dla $a=1.33$ i $n=1$

Metodę przetestowano także na sekcjach syntetycznych obliczonych w oparciu o modele uwzględniające nasycenie w strefie wyklinowania warstwy (rys. 4.2.9). Niezależnie od przyjętej maksymalnej miąższości nasycenia warstwy gazem procedura daje bardzo dobre rezultaty, obniżając w strefie nasyconej amplitudy do poziomu wynikającego ze zwiększonych współczynników odbicia. Nie ma więc niebezpieczeństwa całkowitego „usunięcia” z mapy amplitudy anomalii wywołanej obecnością złoża.



Rys. 4.2.7. Wynik zastosowania procedury w przypadku obecności gazu w strefie wyklinowania warstwy. Strzałkami zaznaczono miąższości, przy których obserwuje się maksymalne wzmocnienia amplitudy wywołane tuningiem

Podsumowując, procedura może być stosowana, jeżeli sygnał na sekcji sejsmicznej po dekonwolucji jest poprawnie zdefazowany (sygnał sejsmiczny nie zmienia kształtu z trasy na trasę) oraz charakteryzuje się brakiem oscylacji bocznych lub, gdy ich amplitudy są niewielkie. Procedura daje tym lepsze rezultaty im bardziej rzeczywisty układ granic sejsmicznych można aproksymować modelem pojedynczej warstwy z silnymi współczynnikami odbicia w stropie i spągu. W przypadku dodatkowych granic należy rozważyć konieczność analizy więcej niż dwóch faz zrotowanego refleksu sejsmicznego.

Aby opracowaną procedurę wykonać na danych rzeczywistych konieczne są mapy (w przypadku danych 3D) lub wykresy (w przypadku danych 2D) amplitudy i czasów odpowiednich horyzontów na sekcjach sejsmicznych. Jedynie określenie wielkości parametru „a” wymaga konstrukcji modeli i liczenia sekcji syntetycznych w oparciu o rzeczywisty sygnał sejsmiczny. W celu usunięcia artefaktów amplitudowych powstałych w wyniku jej zastosowania można wynikowe mapy wygładzić powierzchniowym filtrem uśredniającym.

5. Testowanie metod analizy odpowiedzi sejsmicznej wyklinowujących się warstw na danych rzeczywistych z rejonu zdjęcia sejsmicznego 3D Grobla - Uście Solne i Grobla Wschód - Rylowa

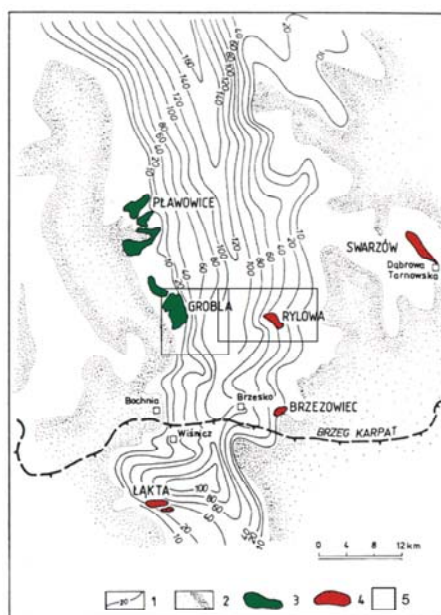
W rozdziale przedstawiono wyniki zastosowania na danych rzeczywistych procedur, opracowanych i testowanych wcześniej na danych modelowych.

Przedmiotem badań były piaskowce cenomanu w rejonie objętym zdjęciami sejsmicznymi 3D: Grobla – Uście Solne i Grobla Wschód – Rylowa. Na ich obszarze znajdują się trzy udokumentowane złoża węglowodorów: Grobla, Rajsko oraz Rylowa. Pomiary sejsmiczne zostały wykonane i przetworzone przez Geofizykę Kraków Sp. z o.o. na zlecenie Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa S.A.

Przed zastosowaniem opracowanych procedur przekroje sejsmiczne zostały zinterpretowane strukturalnie i stratygraficznie przez autora niniejszej pracy. Uzyskano w ten sposób dane do konstrukcji modeli aproksymujących strefy złożowe w obszarach wyklinowań cenomanu i centralnej części zbiornika sedimentacyjnego. Zinterpretowane dane sejsmiczne były też podstawą do inwersji akustycznej. Dzięki temu uzyskano materiał porównawczy dla wyników opracowanych procedur interpretacyjnych. Pozwoliło to opracować nowe wskaźniki i kryteria interpretacyjne, pomocne przy poszukiwaniu złóż węglowodorów w obrębie basenu cenomańskiego.

5.1 Charakterystyka geologiczna rejonu badań

Obszar badań zlokalizowany jest na wschód od Krakowa i północ od Bochni, w widłach rzeki Wisły i Raby (rys. 5.1.1). Pod względem geologicznym obszar znajduje się na granicy części zachodniej i wschodniej zapadliska przedkarpackiego, w tzw. ryglu krakowskim (Ney et al., 1974). Złoże ropy i gazu Grobla oraz złoża gazu Rajsko i Rylowa zlokalizowane są w podłożu tego zapadliska w utworach mezozoicznych (dolna kreda, górna jura), będących bezpośrednim przedłużeniem niecki Nidy. Utwory te leżą na sfałdowanym i silnie zdeformowanym podłożu paleozoicznym, a w strefie dyslokacji „Puszczy” bezpośrednio na utworach prekambry.



Rys. 5.1.1. Lokalizacja obszaru badań na tle mapy występowania piaskowców cenomanu (wg: W. Jawor i E. Jawor, 1997)

Objaśnienia: 1 = miąższość piaskowców cenomanu w m; 2 = brak utworów cenomanu, 3 = złoża ropy naftowej, 4 = złoża gazu ziemnego, 5 = obszar zdjęcia 3D Grobla - Uście Solne i Grobla Wschód - Rylowa

5.1.1 Stratygrafia utworów w rejonie badań

(wg: E. Jawor, 1973; P. Karnkowski, 1993; R. Florek et al., 2002 i 2006)

Utwory poddewońskie i regionalna niezgodność.

Na rozpatrywanym obszarze najstarszymi utworami są utwory prekambriu reprezentowane przez sphyllityzowane łupki. Wyżej nawiercono, trudne do jednoznacznego określenia wieku, pelityczne utwory starszego paleozoiku w początkowym stadium metamorfizmu oraz szarogłazowe zlepieńce typu „łapczyckich”, zaliczane do syluru.

Pokrywa dewońska

Powyżej niezgodności kątowej zalegają utwory dewonu, w których zaznacza się wyraźna dwudzielnność w postaci serii:

- klastycznej (dewon dolny) wykształconej w postaci ilasto-piaszczystych i zlepieńcowatych osadów lądowych old red o różnej miąższości (powyżej 287m w otworze Mniszów 18 i 0m w otworze Strzelce Wielkie 1),
- węglanowej (dewon środkowy i górny) reprezentowanej przez wapienie i dolomity, często przewarstwione marglami, wapieniami dolomitycznymi i marglistymi. W utworach tych występują spękania, kawerny niekiedy wtórnie wypełnione kalcytem lub substancją ilastą.

Karbon

Na całym obszarze badań występują utwory karbonu dolnego, które jedynie w części S mogą się wyklinowywać do wyniesienia Puszczy lub mogą być zerodowane. Karbon w tym rejonie reprezentowany jest tylko przez utwory karbonu dolnego (facja wapienia węglowego). Są to głównie wapienie i wapienie dolomityczne, z wkładkami dolomitów. Często występują w nich przewarstwienia margli lub ilowców.

Perm

W okresie permu morze sięgało jedynie zatokami w obniżenia powaryscyjskie, dlatego występowanie utworów permskich jest trudne do jednoznacznego ustalenia, a seria zlepieńców ilowców i pstrych piaskowców, niekiedy określana jako permo-trias, prawdopodobnie stanowi najniższą część pstrego piaskowca.

Trias

Stwierdzony w otworze Strzelce Wielkie 1, wykształcony w postaci zlepieńców, o udziale materiału kwarcowego i wapiennego, przechodzi ku górze w osady ilasto-mułowcowo-piaszczyste. Na całym obszarze brak jest utworów górnego triasu.

Jura

Profil jurajski rozpoczynają klastyczne osady doggeru, leżące niezgodnie na starszych utworach o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Reprezentowane są przez mułowce zapiaszczone, laminowane materiałem ilastym, piaskowce i zlepieńce bajosu oraz batonu, a także przez wapienie keloweju. Na osadach doggeru zalega kompleks węglanowych skał malmu. Rozpoczynają go wapienie dolomityczne i dolomity przechodzące ku górze w wapienie (tzw. „litoaksford”). Powyżej utwory „litorauraku” tworzą naprzemianległe margle i wapienie detrytyczne z licznymi szczątkami organicznymi oraz skawernowane dolomity. Utwory „litoastratu” - to wapienie pelityczne i organogeniczne z bogatą fauną muszlowców, małży oraz oolitami. Najmłodszymi osadami jury, które zostały zachowane w różnym

stopniu, jest kompleks kimerydy, zbudowany z wapieni detrytycznych i muszlowców. Dolnokredowa erozja w znacznym stopniu usunęła najmłodsze osady malmu.

Kreda

Na tak urozmaiconej powierzchni transgresywnie osadziły się utwory kredy. Są to piaskowce glaukonitowe i zlepieńce cenomanu, które wypełniają nierówności powierzchni jurajskiej oraz zlepieńce skupiające się w strefach przybrzeżnych. Wschodnia część obszaru badań leży w strefie głównego obniżenia basenu cenomańskiego, gdzie osady cenomanu osiągają od 81m (Strzelce Wielkie 1) do 102m (Bratucice 1), a ku W i SW zredukowane są do 0m (Grobla 33, Grobla Zachód 1). Sedymentacja turonu i senonu ma szerszy zasięg. Turon – to zwięzłe wapienie, miejscami z czertami, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Na nich niezgodnie leżą utwory senonu o miąższości od 31m w otworze Mikłuszowice 2 do 322m (Barczków 1), wykształcone w postaci margli i wapieni marglistych. Profil kredy kończy się osadami dolnego mastrychtu.

Miocen

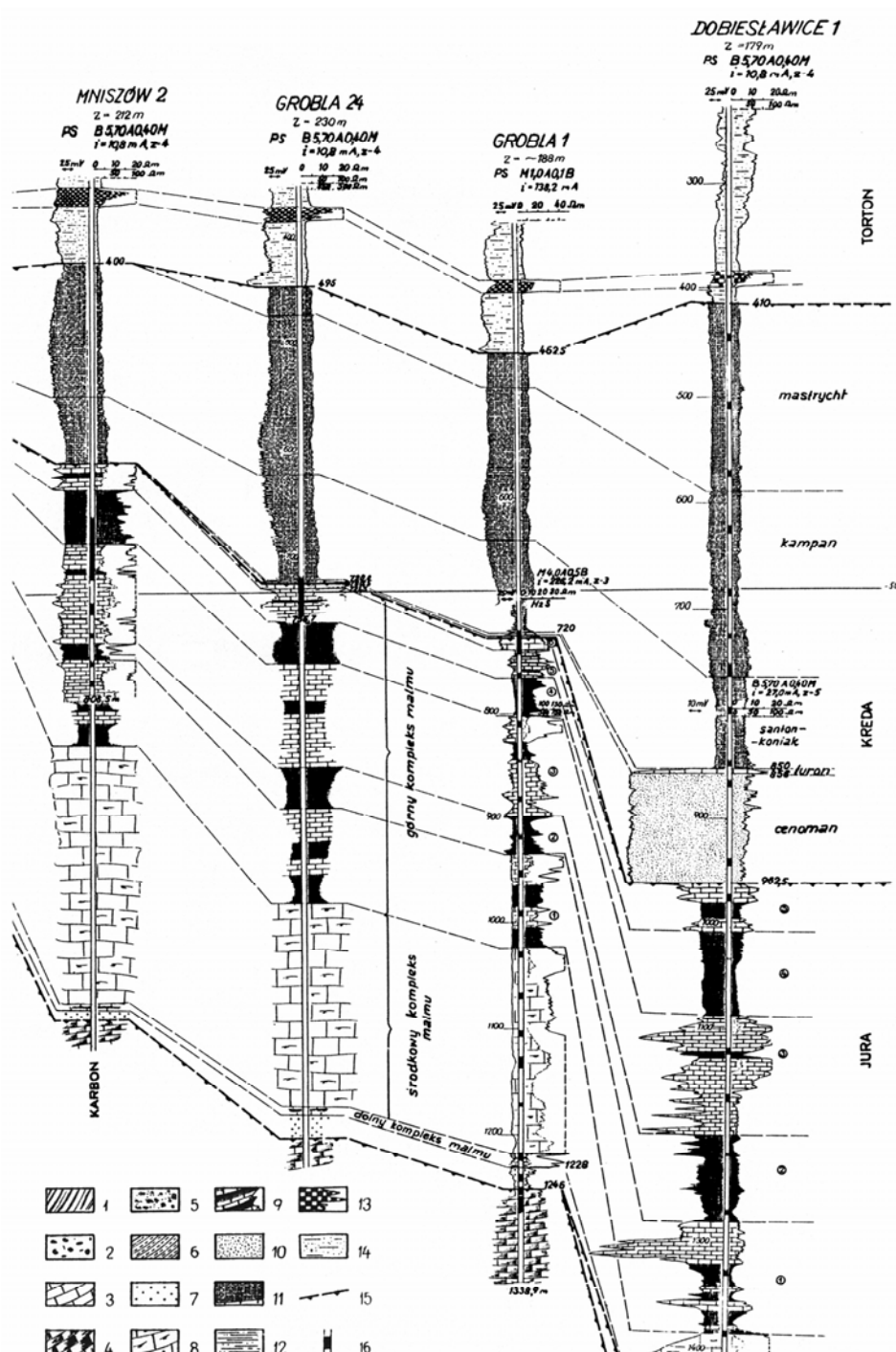
Miocen w obszarze dokumentowanym reprezentowany jest przez piaszczysto-mułowcowe utwory badenu i sarmatu. Baden dolny reprezentowany jest przez piaszczysto-ilaste (często zlepieńcowate w spągowej części) osady zaliczane do warstw baranowskich. Powyżej leżą seria ewaporatowa i nadewaporatowa (warstwy chodenickie) badenu środkowego, wykształcona w postaci anhydrytów i iłolupków miąższości do 35m. Nad nimi zalegają utwory grabowianu (baden górny) i sarmatu o miąższościach od 380 do 700m w strefach erozyjnych obniżen. Są to ilasto-mułowcowe serie z soczewkami i przewarstwieniami piaskowców. W profilu tych osadów można wyróżnić 2 kompleksy piaskowcowe:

- niższy nadewaporatowy - szybko wyklinowujący się do grzbietów i w kierunku wynurzania się podłoża, izolowany warstwami ilastymi,
- wyższy - kończący profil miocenu, o bardziej wyrównanej sedymentacji ilasto-mułowcowo-piaskowcowej, tworzący soczewkowate formy, wały i bary piaszczyste typu deltowego i przybrzeżnego.

Czwartorzęd

Profil kończą utwory czwartorzędowe tworzące luźną pokrywę o miąższości do ok. 30m. Są to utwory zwietrzelinowe podłoża, starorzecza i współczesne terasy rzeczne, a także pozostałości polodowcowe. Wykształcone są przeważnie w postaci glin zwietrzelinowych, piasków, żwirów.

Na rysunku 5.1.2 przedstawione są przykładowe profile otworowe ilustrujące stratyografię i litologię badanego obszaru.



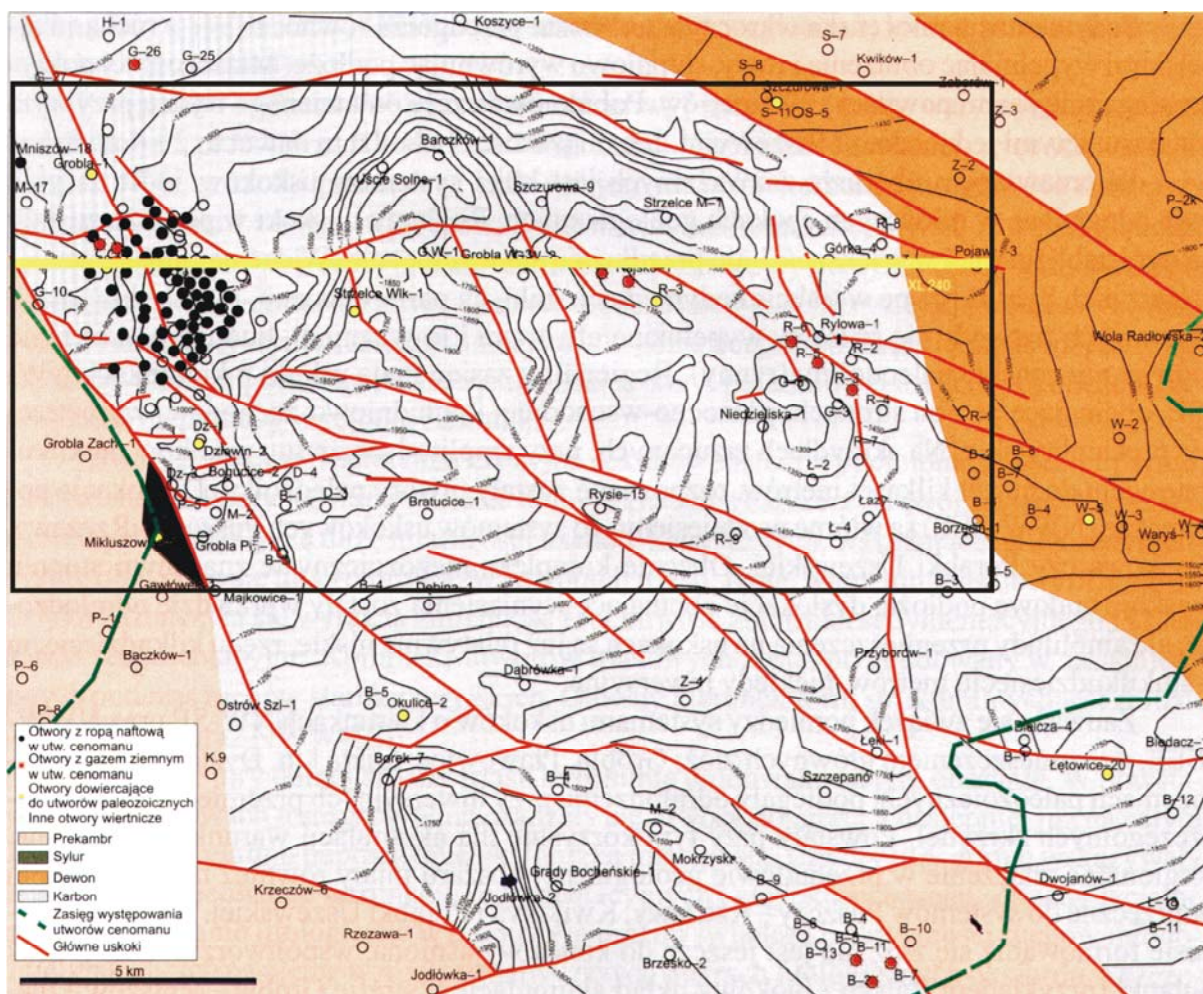
Rys. 5.1.2. Korelacja litostratygraficzna utworów jury i kredy. (wg: E. Jawor, 1973)

Objaśnienia: 3 = dewon (wapienie); 4 = karbon (wapienie, margle); 5 = permotrias (zlepienie); 6 = permotrias (mułowce, piaskowce), 7 = dogger (piaskowce, mułowce); 8 = malm „litooksford” (wapienie skaliste); 9 = malm (① wapienie drobnokrystaliczne jasnokremowe zapiaszczone, ② margle ciemnoszare i wapienie margliste, ③ wapienie szarokremowe detrytyczne gruzłowe z ławicami margli szarozielonych, w których występują okruchy wapieni beżowych; ④ margle ciemnoszare, ⑤ wapienie szare i szarokremowe drobnodetrytyczne i margle ciemnoszare i szarozielone; ⑥ wapienie detrytyczno-gruzłowe na przemian z wapieniami okruchowymi, kawernistymi, krystalicznymi i marglami); 10 = cenoman (piaskowce glaukonitowe); 11 = turon - senon (wapienie, margle); 12 = torton dolny (iłowce, iłolupki); 13 = torton dolny - (anhydryty); 14 = torton górny (mułowce, piaskowce); 15 = nieciągłości stratygraficzne, 16 = odcinki rdzeniowe

5.1.2 Geologiczna ewolucja rejonu badań

(wg: E. Jawor, 1973; A. Haber, 1993; Poltowicz, 1994; R. Florek et al., 2006)

Omawiany obszar znajduje się w obrębie dwóch regionalnych wypiętrzeń prekambryjskich: wyniesienia Puszczy – Rzezawy, Porąbki Uszewskiej i Kwikowa (rys.5.1.3). Na obu tych wyniesieniach osady prekambryjskie stanowią bezpośrednie podłoże jury. W strefie synklinalnej pomiędzy nimi rozpoznano profil osadów starszego mezozoiku i paleozoiku.



Rys. 5.1.3. Mapa strukturalna stropu paleozoiku (bez permu) z zaznaczonym obszarem badań (wg R. Florek et al., 2006)

Piętro assyntyjskie

Najbardziej zaangażowanym tektonicznie są sfałdowane, zdiagenezowane i częściowo przeobrażone, o kątach upadu do 90° , utwory prekambru. Powyżej, w niezgodności kątowej, na erozyjnej powierzchni prekambryjskiej, zalega kompleks paleomezozoiczny z licznymi lukami stratygraficznymi, wynikłymi z diastrofizmu o charakterze ruchów pionowych, które zaznaczyły się w czasie orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej. Upady w paleozoiku wahają się od kilku do 20° , a w mezozoiku poniżej 10° .

Młodsze piętro kaledońskie (ordowicko-sylurskie)

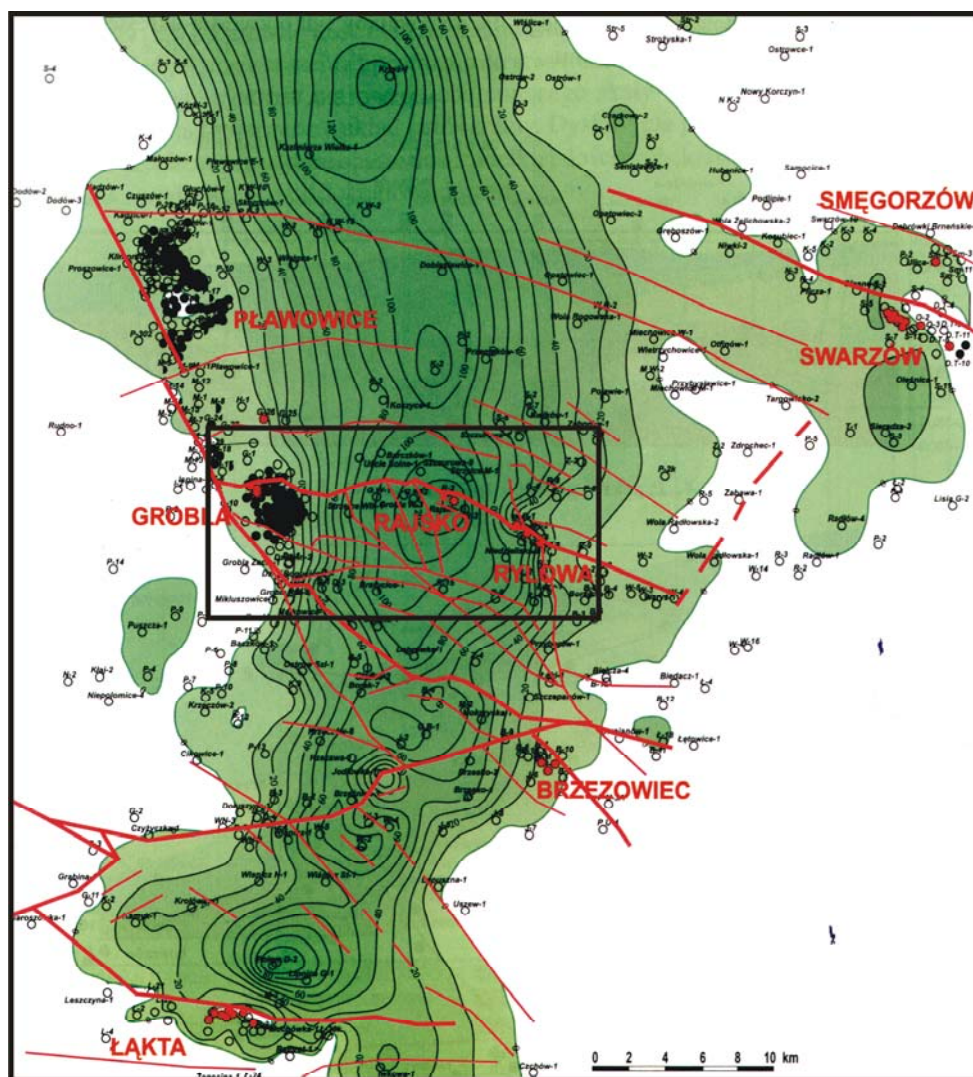
Zachowało się jedynie w szczątkowej formie poza rejonem prowadzonych prac (zlepińce i szarogłazy w otworze Mikłuszowice 1).

Piętro waryscyjskie (dewon-karbon)

Podobnie jak kaledońskie charakteryzuje się niewielkimi upadami. Rozpoczynają go klastyczne utwory dewonu powstałe w wyniku pokaledońskiej denudacji. W dewonie środkowym nastąpiło rozszerzenie i pogłębienie basenu sedymentacyjnego, w którym tworzyły się wapień, margle i dolomity. Sedymentacja tych utworów trwała (z przerwami) do karbonu. Basen karboński miał charakter epikontynentalny z sedymentacją w głównej mierze węglanową. Pod koniec karbonu, w wyniku ruchów waryscyjskich, doszło do wydzwignięcia obszaru przedgórza i całkowitego wycofania się morza. W fałdowaniach waryscyjskich uczestniczyły utwory dewonu i dolnego karbonu, a powstałe szerokie fałdy, porożywane podłużnymi uskokami w osobne nieciągłe strefy strukturalne, przebudowane zostały w młodszych fazach orogenicznych.

Piętro kimeryjsko-laramijskie (permo-mezozoiczne)

Powaryscyjska powierzchnia erozyjna lokalnie została wypełniona utworami permu. W dolnym triasie morze rozszerzyło swój zasięg i utworzyło miększe kompleksy osadów klastycznych, wskazujące na synsedymentacyjne obniżanie się dna zbiornika. Od retu poprzez wapień muszlowy trwała sedymentacja węglanowa z niewielkimi ruchami mobilnymi. Kompleks utworów triasowych został przebudowany w czasie fazy starokimeryjskiej, która zaznaczyła się głównie w postaci uskoków. Generalnie kierunek form strukturalnych zbliżony jest do NW-SE oraz NWW-SSE. W czasie dolnej jury obszar zapadliska był podniesiony i silnie erodowany. Na powierzchnię erozyjną utworów paleozoicznych i starszych (wyniesienie Puszczy) wkroczyło morze środkowojurajskie, które osadami klastycznymi wypełniło obniżenia erozyjne, a następnie poprzedzone transgresją oksfordzką morze górnójurajskie. Tworzyły się w nim różnego typu osady węglanowe, w zależności od warunków sedymentacji i głębokości basenu. Faza młodokimeryjska powodowała ciągle zmiany głębokości dna morskiego, co zaznaczyło się częstymi śladami rozmycia (tzw. twarde dno), a także redepozycją osadów. Dalsze spłykanie się dna morskiego powodowało zwiększony udział materiału detrytycznego pochodzącego z niszczenia utworów rafowych. W czasie ruchów młodokimeryjskich cały obszar został wypiętrzony i silnie zerodowany. Wynikiem działalności tej fazy w obszarze badań jest wychodzenie ku zachodowi, na powierzchnię podkredową coraz starszych warstw malmu. Utwory malmu, oprócz przedcenomańskich łagodnych zaburzeń fałdowych, zostały rozbite na kilka tektonicznych bloków wzdłuż dyslokacji podłużnych o kierunku NW-SE i poprzecznych o przebiegu SW-NE i S-E (rys. 5.1.4). Większość dyslokacji, zwłaszcza regionalnych, ma założenia stare, w fazie młodokimeryjskiej zostały one odmłodzone. Warunki lądowe przetrwały przez całą dolną kredę. Pomłodokimeryjska erozja doprowadziła do powstania rozległych rynien erozyjnych, które wykorzystwała transgresja morza górnokredowego. Cykl sedymentacyjny rozpoczynają piaskowce cenomanu (w strefach brzeżnych zlepieńce) wypełniające obniżenia pozostałe w morfologii jurajskiej. Osiowa partia zbiornika cenomańskiego charakteryzuje się maksymalnymi miąższościami utworów cenomanu przekraczającymi 100m (rys 5.1.4). Piaskowce cenomanu układały się zgodnie z ówczesną rzeźbą terenu, tworząc od głównego basenu zatokowe odgałęzienia. W turonie transgresja morska rozszerzyła swój zasięg, przekraczając utwory cenomanu i deponując osady wprost na podłożu jurajskim. Pod koniec turonu zaznaczyła się regresja morza. Utwory turonu wspólnie z cenomanem uległy następnie nieznacznemu spaceniu i krótkotrwałej erozji. Dzisiejsza podsenońska intersekcja utworów turonu stanowi granicę erozyjną. Transgresja senońska objęła cały obszar. Utwory senonu nie wykazują zależności od budowy wgłębnej ani pod względem litologii, ani też pod względem tektoniki. Pod koniec górnej kredy na skutek wypiętrzających ruchów laramijskich morze wycofało się, a teren zapadliska stał się lądem intensywnie erodowanym przez cały paleogen.

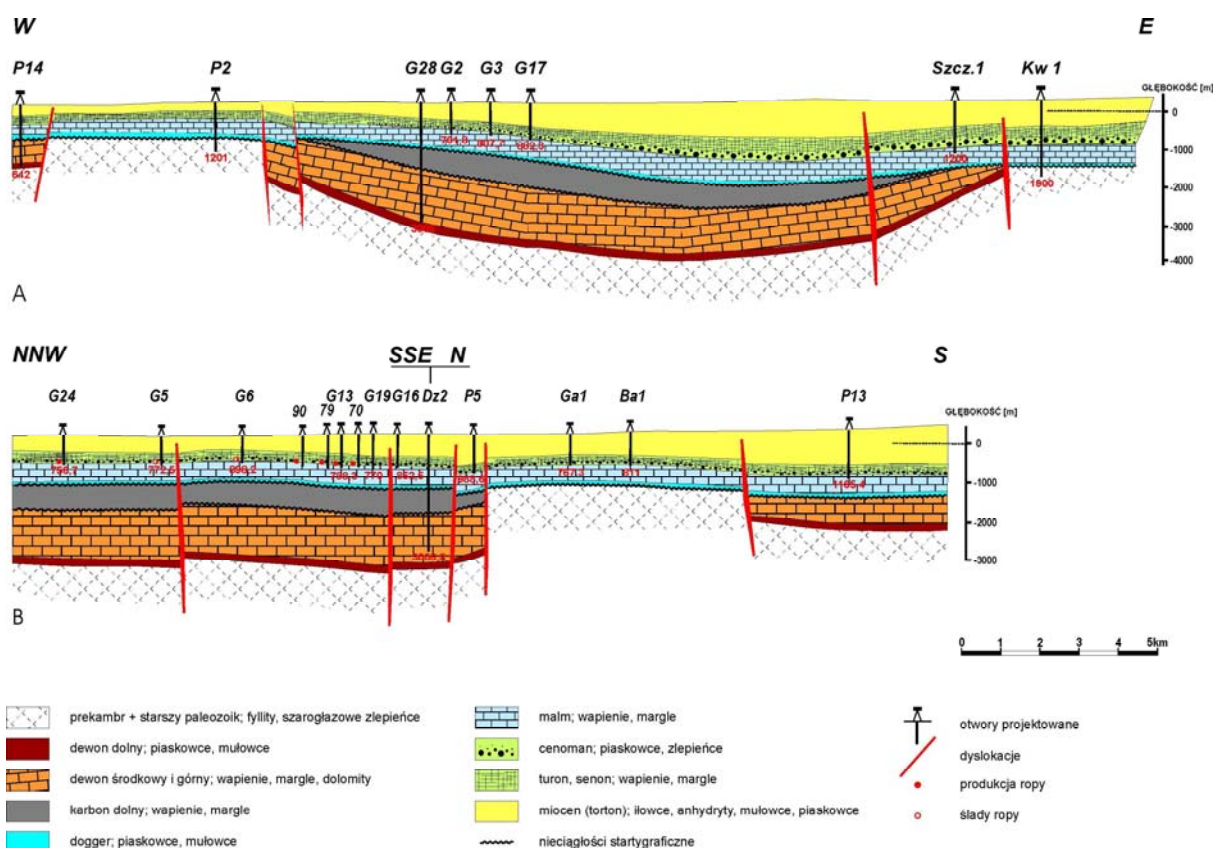


Rys. 5.1.4. Mapa głównych paleozoicznych stref tektonicznych na tle mapy miąższości cenomanu z zaznaczonym obszarem badań(wg: U. Baran et al., 1999)

Piętro alpejskie

Po intensywnej erozji pokrywy mezozoicznej w okresie paleogenu, niekiedy sięgającej w głąb jury, na teren zapadliska wkroczyło morze dolnobadeńskie wypełniające głębokie paleodoliny i rowy materiałem klastycznym pochodzącym z podłoża, bądź z orogenu karpackiego. Morfologia, ruchliwość dna zbiornika sedymentacyjnego, a także przesuwanie się osi basenu miały istotny wpływ na rozwój utworów miocenu i ich przestrzenny zasięg. W górę profilu wpływ tych czynników stopniowo zanika. Utwory miocenu autochtonicznego nie wykazują większych zaburzeń tektonicznych. Obserwuje się pseudomonoklinalne zapadanie warstw o kątach $3-8^{\circ}$, wyklinowujących się na skłonach wyniesień podłoża, a także występowanie wydłużonych, wąskich form piaskowcowych powstałych w przybrzeżnym środowisku sedymentacji, czy też struktur typu kompacyjnego.

Na rysunku 5.1.5 przedstawiono przekroje ilustrujące budowę geologiczną obszaru badań i wymienione powyżej pietra strukturalne.



Rys. 5.1.5. Przekroje geologiczne przez wyniesienie Puszczy i Kwikowa (wg E. Jawor, 1973 zmodyfikowane M. Kobylarski, 2008)

5.1.3 Złoża węglowodorów w obszarze badań

(wg: E. Jawor, 1973; R. Florek et al., 2006)

Złoża ropy naftowej i gazu ziemnego odkryte w utworach mezozoicznych badanego rejonu mają charakter warstwowo – masywowy. Akumulacje górnokredowe zlokalizowane są w kolektorach porowych, a górnourajskie w kolektorach porowo – szczelinowych. Złoża te występują w pułapkach stratygraficznych związanych bądź ze zmianami litologiczno – facjalnymi, bądź z występowaniem niezgodności stratygraficznych (górną kredą) lub w pułapkach kombinowanych, strukturalno – stratygraficznych, charakterystycznych dla stropowych partii kompleksu węglanowego jury górnej czasem łącznie z piaskowcami cenomanu (Florek et al., 2006b). Generalnie, złoża węglowodorów mogą występować tu zarówno w warunkach zwiększonej miąższości piaskowców cenomańskich (Rajsko), jak i w strefach małych miąższości (Grobla, Ryłowa). Związane są wtedy z wyklinowaniem piaskowców w kierunku wzniosu podłoża lub na jurajskich grzbietach morfologicznych. Strefy wyklinowań mogą występować także w kierunku brzegu zbiornika cenomańskiego. Połączone to jest ze zmianą litofacji piaszczystej w litofację zlepieńcową, a tym samym ze zmianą parametrów zbiornikowych. Najniższe wartości porowatości i przepuszczalności mają utwory najbardziej brzeżne, zlepieńcowate. W miarę oddalania się od brzegu w kierunku centrum zbiornika, zlepierce stopniowo przechodzą w piaskowce z równomiernym narastaniem miąższości i równoczesną naturalną poprawą własności zbiornikowych. Utwory o charakterze zlepieńcowatym rozwinięte są do izopachyty 2m, powyżej 2m wykształcone są już w facji piaskowców gruboziarnistych, a te z kolei poprzez piaskowce średnioziarniste przechodzą w drobnoziarniste. Utwory zlepieńcowate do miąższości 2m charakteryzują porowatości rzędu 2 do 8%, przepuszczalność natomiast od 0 do kilku mD. W strefie pośredniej przy miąższościach piaskowców od 2 do 5 metrów mają one porowatość w

granicach 10-15 % i przepuszczalność do 1 D. Z narastaniem miąższości maleje procentowy udział spoiwa i piaskowce są coraz bardziej kruche i rozsypliwe. Rośnie też porowatość, maksymalnie do 35 % i przepuszczalność do 9D.

W świetle ostatnich wyników badań geochemicznych i wykonanych modeli generacyjnych należy założyć, że skałami źródłowymi dla odkrytych złóż gazu w tym rejonie mogą być dużej miąższości (do 1000m) osady karbońskie, zalegające w centralnej części obszaru badań, pomiędzy wyniesieniami Puszczy i Kwikowa. Niewykluczone jest również pochodzenie ropy z utworów paleozoicznego podłoża. Zasadnicze znaczenie ma tutaj zasięg utworów syluru (Florek et al., 2002). Według innych badaczy (Karnkowski, 1999) źródłem pochodzenia gazu ziemnego są utwory mioceńskie.

5.2 Wstępne przygotowanie i interpretacja danych sejsmicznych i otworowych.

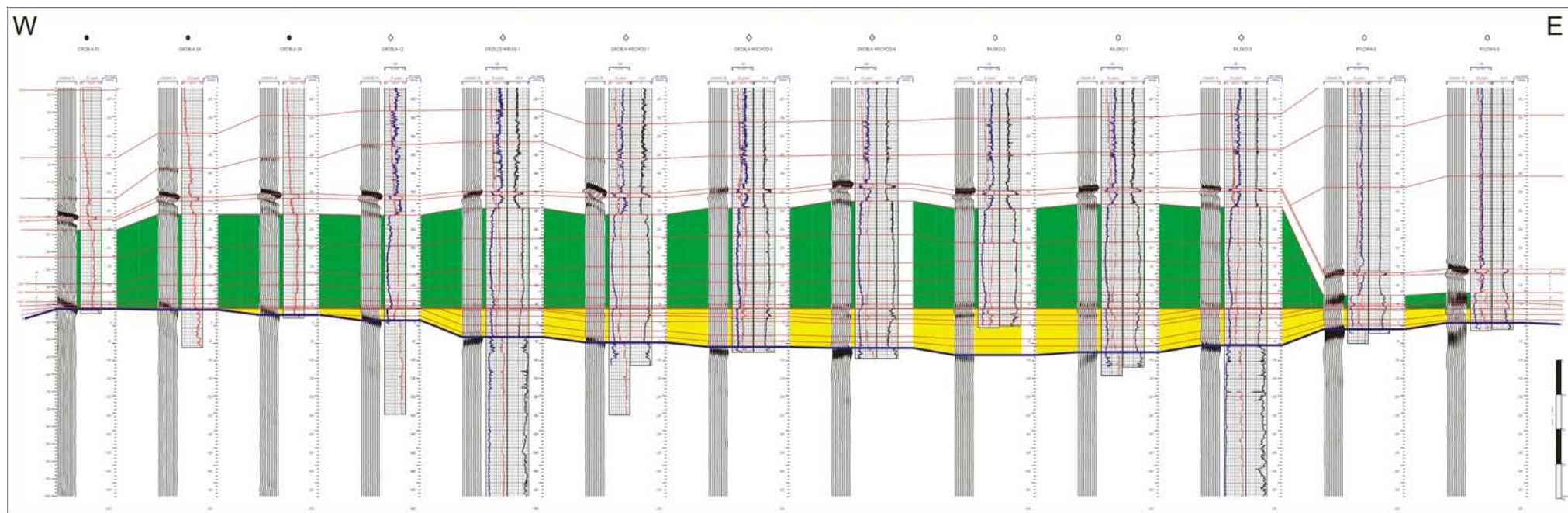
Aby możliwe było zastosowanie procedur opracowanych do identyfikacji i eliminacji wzmocnień amplitudowych wywołanych tuningiem, dane otworowe i sejsmiczne musiały być przygotowane i wstępnie zinterpretowane, z uwzględnieniem wymagań stawianych przy stosowaniu tych procedur. Istotne np. było uzyskanie sekcji sejsmicznych charakteryzujących się sygnałem możliwie zbliżonym do zerofazowego w obrębie celu geologicznego. Wyniki wstępnej interpretacji posłużyły także do konstrukcji modeli sejsmologicznych oraz zaawansowanych procedur jak inwersja akustyczna. Na tym etapie posłużono się systemem do interpretacji danych sejsmicznych GeoGraphix (*Landmark Graphics Corp.*) i niektórymi programami pakietu Hampson – Russell (*CGG Veritas*).

5.2.1 Dane otworowe

Rozpoznanie otworowe obszaru zdjęć sejsmicznych Grobla – Uście Solne 3D i Grobla Wschód – Rylowa 3D jest bardzo niejednorodne, tak pod względem lokalizacji otworów, czasu wykonania pomiarów (z czym wiąże się stosowana aparatura), jak i zakresu geofizycznych pomiarów otworowych. Największa ilość otworów zlokalizowana jest w rejonie złoża ropy i gazu Grobla, niestety były one wykonane głównie w latach 60-tych i 70-tych zeszłego wieku, w związku z czym zakres wykonanych pomiarów jest niewielki. Na pozostałym obszarze wprawdzie otworów nie jest dużo, ale ponieważ były wykonane prawie współcześnie, zakres pomiarów otworowych jest zdecydowanie pełniejszy, szczególnie, gdy bierze się pod uwagę pomiary niezbędne do geologicznego dowiązania danych sejsmicznych – profilowania akustyczne i gęstościowe oraz pomiaru prędkości średnich.

W pracy wykorzystano wyniki geologicznej analizy rdzeni wiertniczych, które wraz z profilowaniami geofizyki wiertniczej posłużyły do wydzielenia granic litologicznych i stratygraficznych w większości otworów w obszarze badań. Przykładowa lito- i chronostratygraficzna korelacja między otworowa utworów kredy górnej pokazana jest na rysunku 5.2.1

Dla otworów, które nie posiadają pomiarów prędkości, a zlokalizowane są w miejscach interesujących z badawczego punktu widzenia, opracowano syntetyczne krzywe prędkości bazując na krzywych porowatości neutronowej (Pietsch et al., 2005).



Rys. 5.2.1 Korelacja otworowa utworów kredy górnej w obszarze badań. Wyrównanie (ang. *flatening*) na granicy stropu cenomanu

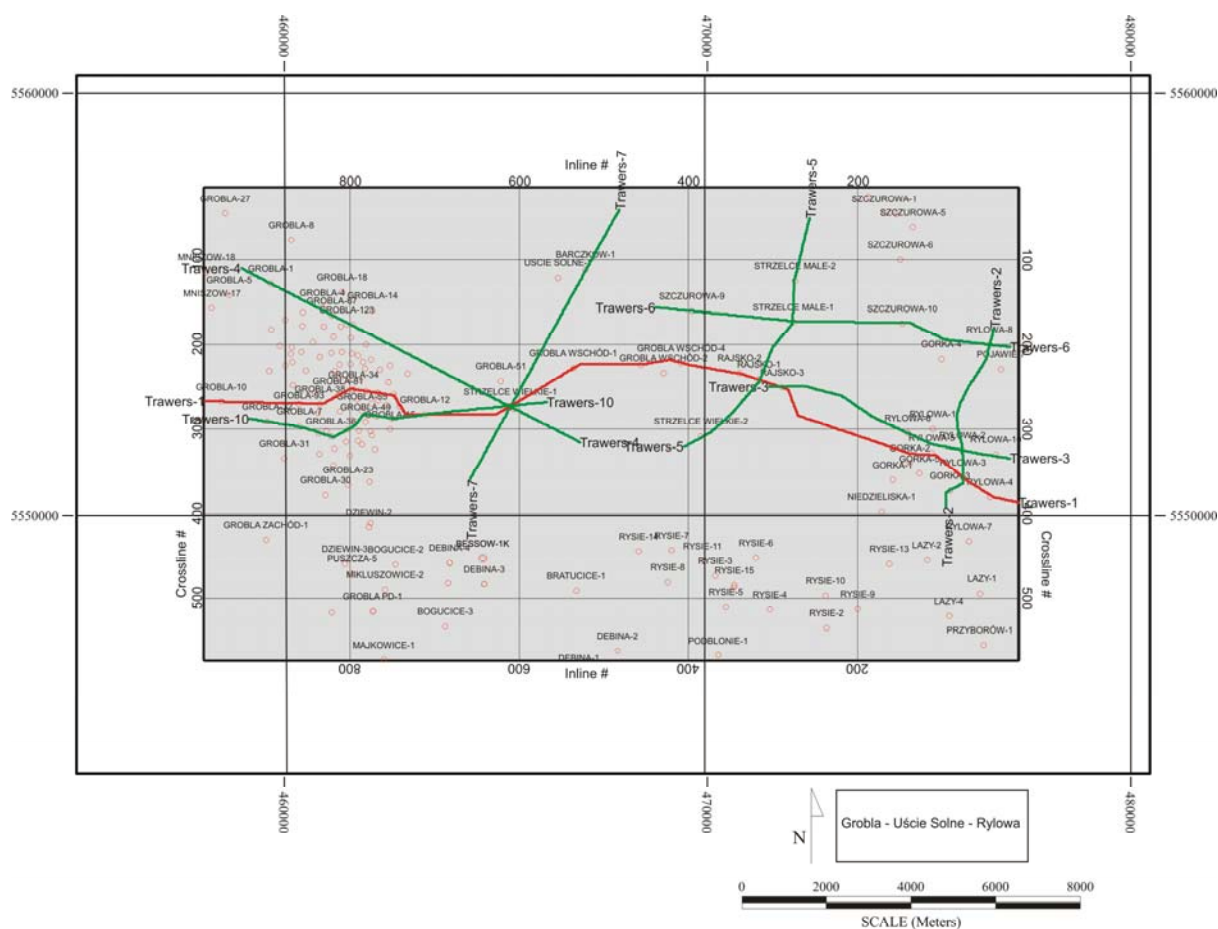
5.2.2 Dane sejsmiczne

Dane sejsmiczne wykorzystane w niniejszej pracy pochodzą ze zdjęć sejsmicznych 3D Grobla-Uście Solne i Grobla Wschód – Rylowa, wykonanych przez Geofizykę Kraków Sp. z o.o. w 1993 i 1996 roku. Materiał połowy został przetworzony przy użyciu systemu Omega z krokiem próbkowania 2ms. W efekcie przetwarzania otrzymano zapis wysokorozdzielczy o sygnale zbliżonym do zerofazowego, charakteryzujący się niestety oscylacjami bocznymi o dużej amplitudzie.

Wykonane w różnych latach dane połowe poddano reprocesingowi, którego celem było połączenie obu zdjęć w jeden temat (rys. 5.2.2). Sekwencja przetwarzania danych obejmowała (Laskownicka et al., 2004):

- wprowadzenie rekordów z zaaplikowaną geometrią z obu zdjęć i ich scalenie w jeden grid o jednakowej wielkości binu,
- wprowadzenie poprawki na dywergencję sferyczną,
- wstępne przetwarzanie: prefiltrację, mutting, powierzchniowo zgodną dekonwolucję predyktywną (*surface consistent deconvolution*), testy na sumach wstępnych wybielania widma i RNA (*random noise attenuation*) – tłumienie szumów niekoherentnych, korektę amplitudową stref anomalnych z zachowaniem rzeczywistych relacji amplitud,
- aplikację połowych poprawek statycznych pierwszego rzędu,
- analizy prędkości pierwszego rzędu, NMO (*normal moveout*) i RNA oraz powierzchniowo zgodną aplikację rezydualnych poprawek statycznych,
- wybielanie widma (*Time Variant Spectral Whitening*),
- analizy prędkości drugiego rzędu, NMO i RNA oraz aplikację resztkowych poprawek statycznych drugiego rzędu,
- sortowanie wg wspólnego offsetu,
- pierwszą iterację czasowej migracji Kirchoffa przed składaniem (*3D – Kirchhoff summation migration*) na podstawie interpolowanego pola prędkości sumowania DMO (*dip moveout*),
- analizy prędkości 3D DMO,
- drugą iterację czasowej migracji Kirchoffa przed składaniem,
- finalną analizę prędkości,
- eliminację fal wielokrotnych,
- sumowanie,
- RNA 3D oraz filtrację pasmową w zakresie 8/16/75/90.

W efekcie uzyskano dane o nieco mniejszej rozdzielczości pionowej, ale charakteryzujące się sygnałem pozbawionym silnych oscylacji bocznych (rys. 5.2.4) i wyższym stosunkiem sygnału do szumu.



Rys. 5.2.2 Mapa sytuacyjna zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne – Ryłowa z zaznaczonymi trawersami badawczymi

5.2.3 Dowiązanie danych otworowych do danych sejsmicznych

Rozwiązanie postawionego zadania geologicznego, przy którym podstawową rolę odgrywają analizy amplitudowe, wymaga z jednej strony konstrukcji modeli sejsmogeologicznych precyzyjnie odwzorowujących badany górotwór, z drugiej zaś jednoznacznego dowiązania zapisu sejsmicznego do danych geologicznych z odwiertów. Tylko w takiej sytuacji będzie możliwe wykorzystanie opracowanych kryteriów identyfikacji i interpretacji anomalii amplitudowych do interpretacji rejestrowanego zapisu sejsmicznego. Istotnym założeniem opracowanych metod interpretacji układów wyklinowujących się warstw jest zerofazowość danych sejsmicznych. Doprowadzenie zapisu sejsmicznego do takiej postaci wymagało precyzyjnego dowiązania danych sejsmicznych do danych otworowych w przedziale głębokościowym celu geologicznego, aby wyekstrahowany rzeczywisty sygnał sejsmiczny pozwolił na określenie, najbardziej optymalnego w tym przedziale, operatora defazowania.

W związku z powyższym procedura dowiązania danych otworowych do danych sejsmicznych była procedurą wieloetapową, działającą w pętli (Pietsch et al., 2005). Obejmowała ona:

- Wstępną kalibrację, metodą wielomianową, krzywej akustycznej prędkościami średnimi z pomiarów PPS,
- Wstępne dopasowanie parametrów sygnału źródła, które polegało na określeniu przesunięcia fazowego sekcji sejsmicznej względem sejsmogramu syntetycznego, obliczonego w oparciu o zerofazowy sygnał wyekstrahowany z trasy np. metodą autokorelacji lub teoretyczny, o charakterystyce amplitudowej zbliżonej do

charakterystyki trasy sejsmicznej. Obliczone przesunięcie fazowe zaaplikowano do wcześniej określonego sygnału źródła,

- Dopasowanie sejsmogramu syntetycznego, obliczonego w oparciu o sygnał źródła o zmodyfikowanym widmie fazowym, do trasy sejsmicznej. Polegało ono na przesunięciu, rozciągnięciu lub kompresji trasy syntetycznej w celu zgrania faz z trasą sejsmiczną. Efektem była nowa poprawiona krzywa konwersji czas – głębokość,
- Ekstrakcję sygnału źródła w oknie obejmującym cel geologiczny. Wykorzystano do tego celu rekursywny algorytm Wienera-Levinsona (Kasina, 1998). Umożliwia on uzyskanie sygnału źródła o rzeczywistej niezerofazowej charakterystyce,
- Korektę krzywej konwersji czas-głębokość i ocenę dopasowania sejsmogramu syntetycznego, obliczonego z wykorzystaniem wyekstrahowanego sygnału, do trasy sejsmicznej. W przypadku pozytywnej oceny dopasowania krzywa akustyczna była kalibrowana nowym poprawionym modelem prędkości średnich, a wyekstrahowany sygnał traktowany jako finalny. W przypadku negatywnej weryfikacji wyekstrahowany sygnał był defazowany i traktowany jako startowy w kolejnym przebiegu procedury.

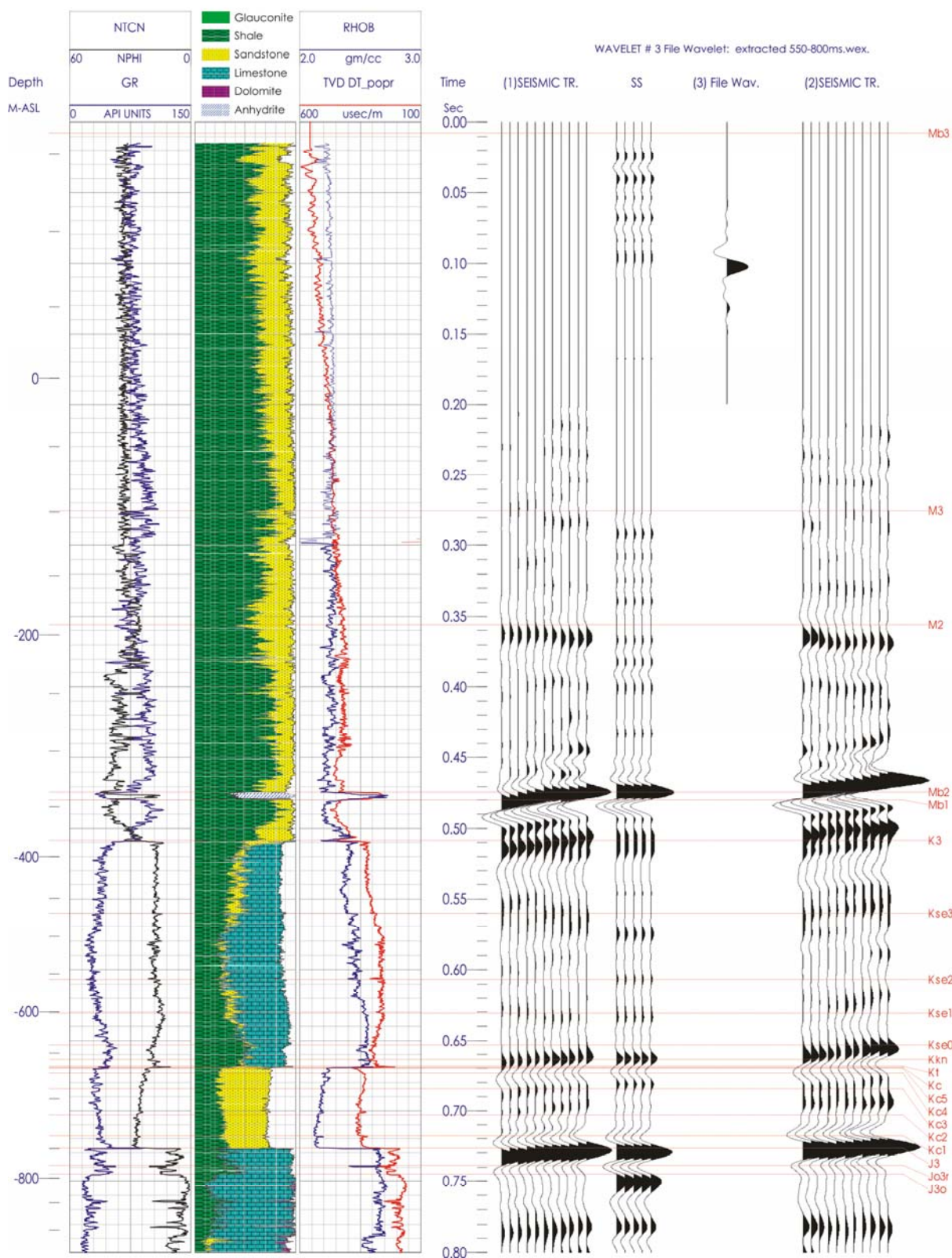
Oprócz zidentyfikowanych i dowiązanych do danych otworowych horyzontów sejsmicznych uzyskiwano w ten sposób sygnał sejsmiczny o rzeczywistej charakterystyce amplitudowej i fazowej oraz skalibrowaną krzywą prędkościową. Przykład, dowiązanego w ten sposób w programie *Well Editor* (GeoGraphix) otworu – Strzelce Wielkie -1 i wyekstrahowanego sygnału źródła, przedstawiony jest na rys. 5.2.3.

W celu uzyskania optymalnego dla całego zdjęcia operatora defazownia uśredniono sygnały sejsmiczne uzyskane z dowiązania danych sejsmicznych do wszystkich danych otworowych. Kolejne etapy ekstrakcji średniego operatora defazowania danych sejsmicznych pokazane są na rysunku 5.2.4. Operator ten spleciony z danymi sejsmicznymi daje sekcje zerofazowe dla całego zdjęcia. W celu sprawdzenia poprawności wyniku zdefazowaną sekcję sejsmiczną zestawiono w otworach kontrolnych z sejsmogramem syntetycznym obliczonym przy użyciu zerofazowego odpowiednika średniego sygnału źródła (rys 5.2.4.b). Przykład pokazany jest na rys. 5.2.5.

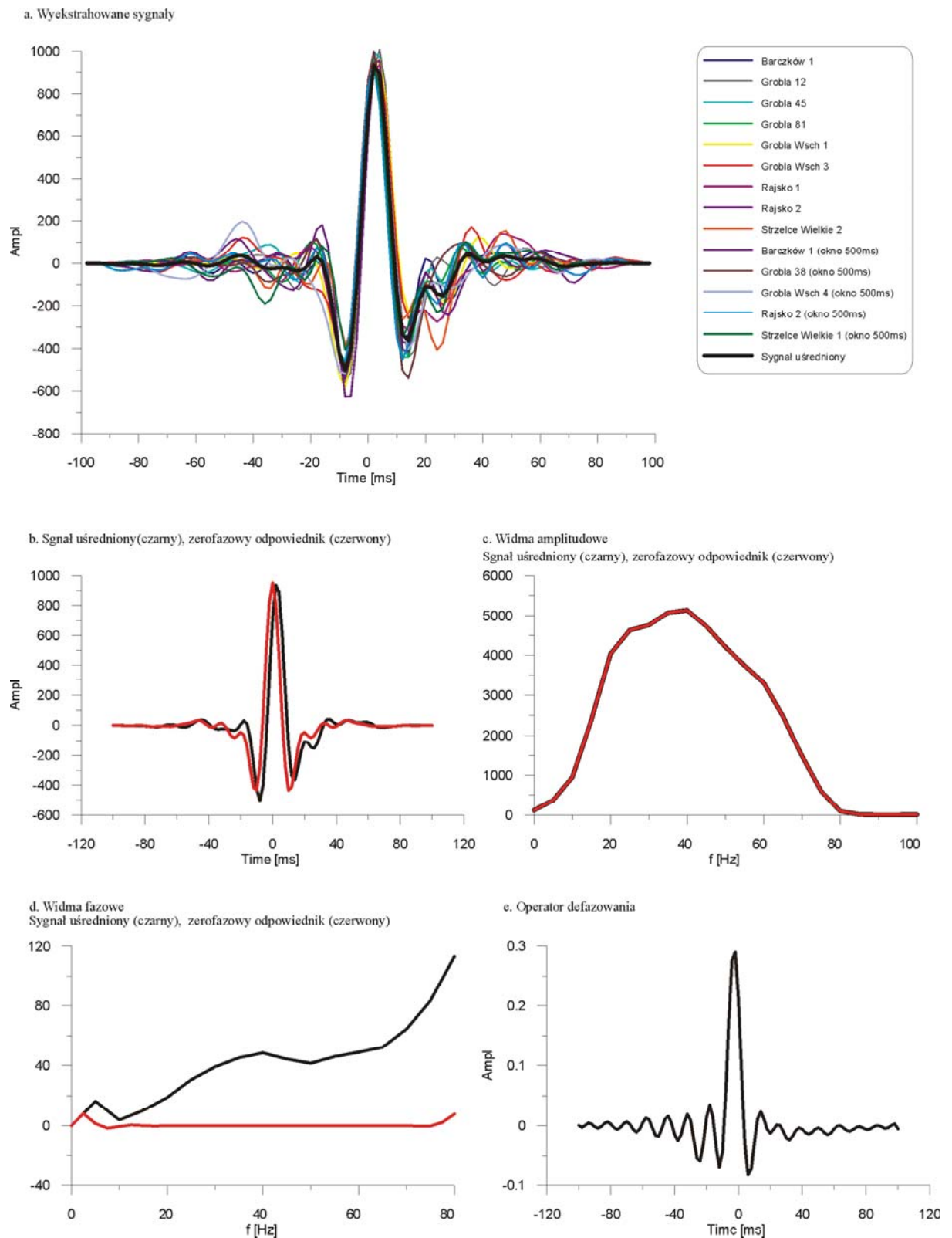
Dzięki zastosowanej procedurze podstawowe granice lito-stratygraficzne znalazły swoje odwzorowanie w rejestrowanym zapisie sejsmicznym. Są to kolejno:

- utwory miocenu: M3, M2 – baden górny, Mb2 i Mb1 – strop i spąg anhydrytu
- utwory kredy: K3 – strop kredy, Kse3-Kse0 – granice senońskie, Kkn – strop koniaku, Kt – strop turonu, Kc – strop cenomanu, Kc5-Kc1 – granice wewnątrz cenomańskie,
- utwory jury: J3 – strop jury, Jo3r, J3o – granice wewnątrz jury (strop oksfordu i rauraku).

STRZELCE WIELKIE-1 GL = 183.00 m

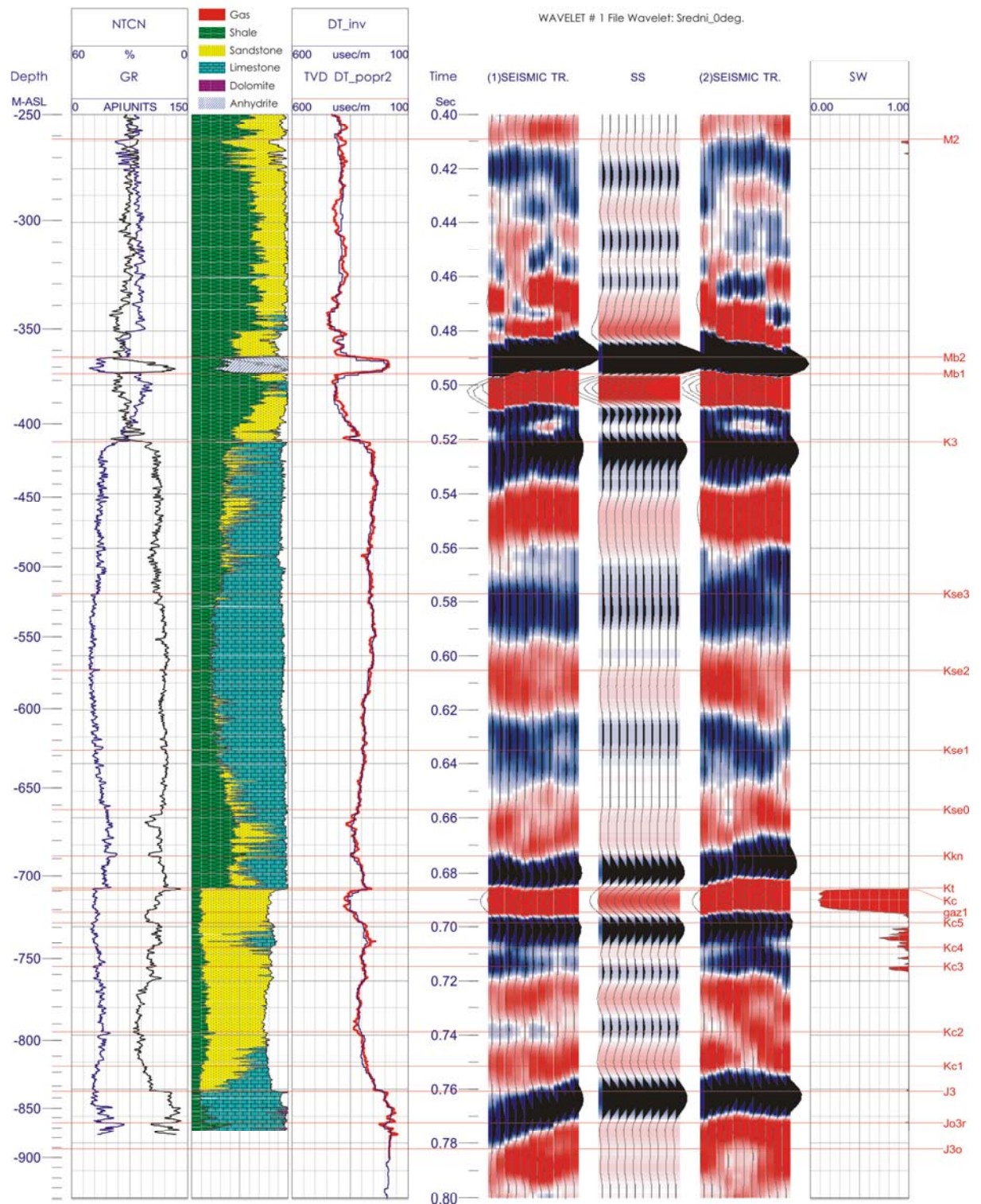


Rys. 5.2.3. Korelacja danych sejsmicznych z danymi otworowymi przy użyciu sygnału wykstrahowanego z danych sejsmicznych algorytmem Wienera-Levinsona



Rys. 5.2.4. Procedura ekstrakcji średniego operatora defazowania dla danych sejsmicznych

RAJSKO-1 GL = 180.00 m



Rys. 5.2.5. Dowiązanie zdefazowanych danych sejsmicznych do danych otworowych przy użyciu zerofazowego sygnału źródła

5.2.4 Geologiczna interpretacja danych sejsmicznych

W pierwszym etapie badań szczegółowa analiza przyczyn powstawania anomalii amplitudowych związanych ze stropem cenomanu została wykonana wzdłuż trawersu-1 (rys 5.2.2), który przechodzi przez wszystkie, najbardziej interesujące złożowo, strefy wykształcenia cenomanu. W drugim zaś obszarze badań były sejsmiczne mapy stropu cenomanu.

Interpretację strukturalną danych sejsmicznych przeprowadzono w systemie *GeoGraphix*, natomiast do atrybutowych odtworzeń oraz inwersji sejsmicznej wykorzystano program STRATA systemu *Hampson-Russell*.

Zinterpretowany geologicznie czasowy przekrój sejsmiczny wzdłuż trawersu-1 przedstawiony jest na rysunku 5.2.5. Przechodzi on kolejno przez strefę wyklinowania cenomanu na utworach jurajskich (rejon Grobla), strefę miąższego cenomanu z podniesionymi amplitudami w rejonie otworów Strzelce Wielkie 1 i Grobla Wschód 4, strefę złoża Rajska, poprzez wypełniona utworami miocenu paleodolinę Szczurowej, aż do złoża Ryłowa. Na przekroju widoczne są strefy uskokowe, tnące zarówno utwory jury jak i kredy oraz ślad uskoku biegnącego prawie równoległe do profilu, którego obecność zdecydowanie zaburza przebieg granic kredowych.

Ponieważ przedmiotem szczegółowych badań jest wielkość rejestrowanej amplitudy, która jest jednym z podstawowych wskaźników węglowodorowości, dla trawersu 1 obliczono w pierwszej kolejności amplitudę chwilową (rys. 5.2.7). Maksymalne amplitudy rozłożone są zgodnie z rozkładem współczynników odbicia: wzdłuż warstwy anhydrytowej, stropu jury, miejscami stropu kredy oraz wzdłuż stropu cenomanu w strefach numer:

1. cienkowarstwowego cenomanu (otwory Grobla-45, Grobla-12),
2. pomiędzy otworami Grobla 12 i Strzelce Wielkie 1,
3. pomiędzy otworami Strzelce Wielkie 1 i Grobla Wschód 1,
4. pomiędzy otworami Grobla Wschód 3 i Grobla Wschód 4,
5. złoża Rajska,
6. od otworu Rajska-3 w stronę wschodnią,
7. zachodnia strona rowu Ryłowej oraz
8. złoża Ryłowa.

W dalszej kolejności w programie Hampson-Russell wykonano inwersję akustyczną danych sejsmicznych metodą „*model base*”. Inwersję przeprowadzono zakładając 5 iteracji i maksymalną 5% zmianę startowego modelu impedancji akustycznej. Uzyskano w ten sposób przekrój prędkościowy (rys. 5.2.8) o rozdzielczości zbliżonej do kroku próbkowania danych sejsmicznych (krzywa DT_{inv} na rys. 5.2.5). Było to możliwe tylko dzięki dużej liczbie otworów z pomiarem prędkości akustycznej. Zwiększenie ilości iteracji i maksymalnego zakresu zmian modelu bazowego powoduje lepsze dopasowanie wyników do danych sejsmicznych niestety kosztem znacznego spadku rozdzielczości pionowej (Kobyłarski, 2008). Uzyskany w wyniku inwersji przekrój prędkościowy pokazuje generalne obniżenie prędkości w piaskowcowym cenomanie. Pokazuje również horyzontalną zmienność prędkości powyżej i poniżej granicy oddzielającej utwory cenomańskie od nadkładu. W obszarze wyklinowania cenomanu (strefa nr 1) najniższe prędkości obserwuje się w pobliżu otworów Grobla 44 i Grobla 12. Spadkowi miąższości towarzyszy wzrost prędkości (przejście facjalne piaskowców w zlepieńce). Strefa nr 2 i 3 charakteryzuje się niewielką zmiennością prędkości w obrębie cenomanu i lokalnymi jej podniesieniami w obrębie utworów turonu i koniak (prawdopodobnie zwiększenie miąższości facji wapiennych). W strefie 4 (i na wschód od niej) obserwuje się pojawienie się wysokoprędkościowej wkładki poniżej stropu piaskowca cenomańskiego. Kontynuuje się ona i rozszerza w strefie złoża Rajska (strefa nr 5). Powyżej niej obserwuje się silne obniżenie prędkości związane z nasyceniem gazem. Poniżej złoża obserwuje się, potwierdzone obserwacjami innych badaczy (Kobyłarski, 2008), generalnie

wyższe prędkości inwersyjne w całym profilu cenomanu. W strefie nr 5, 6 i 7 obserwuje się zwiększanie miąższości wysokoprędkościowych utworów turonu i koniaku w kierunku wschodnim. Znajduje to potwierdzenie w strefie złoża Ryłowa (strefa nr 8), gdzie w otworach obserwuje się miąższości tych utworów większe od granicy rozdzielczości danych sejsmicznych. W wyżej wymienionych strefach wysokoprędkościowe wkładki w obrębie piaskowców cenomańskich obserwuje się w stropowej i spągowej części warstwy.

W drugim etapie wykonano powierzchniową analizę parametrów petrofizycznych, bazując zarówno na danych otworowych, jak i wynikach interpretacji oraz inwersji sejsmicznych danych 3D: zdjęć Grobla – Uście Solne i Grobla Wschód – Ryłowa. Przeanalizowano jedynie te parametry, których zmienność może w istotny sposób wpływać na rejestrowane, w przedziale cenomanu, pole falowe.

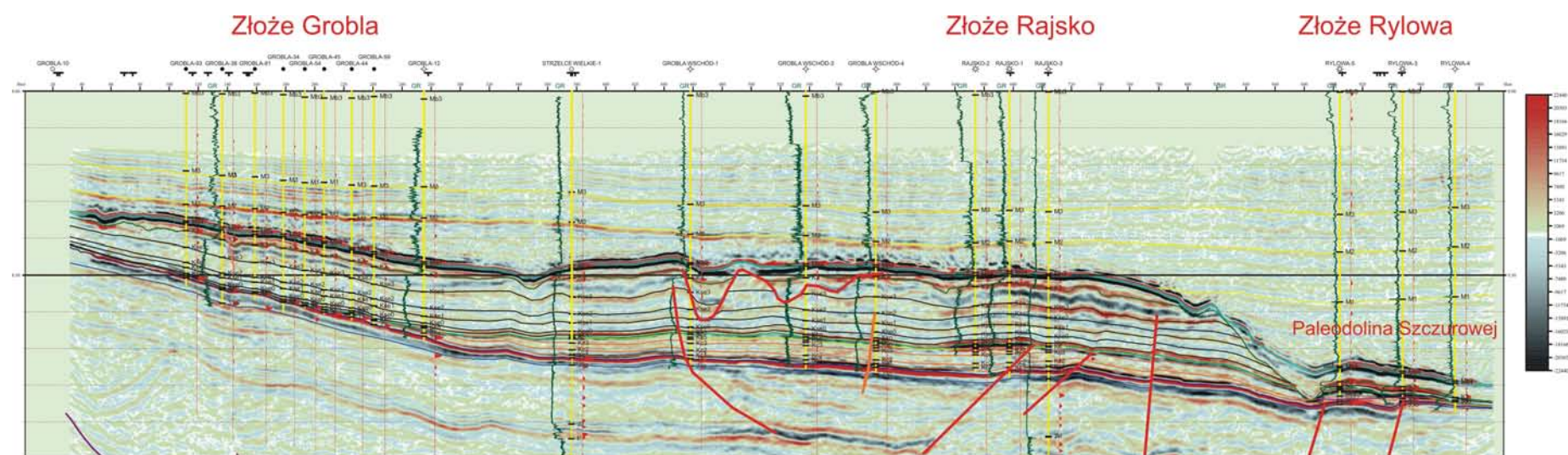
Bazową mapą, w stosunku do której analizowano zmienność parametrów petrofizycznych, jest mapa miąższości utworów cenomanu (rys 5.2.9) wykonana na podstawie danych sejsmicznych i kalibrowana informacjami otworowymi. Miąższość cenomanu wzrasta, od pojedynczych metrów w rejonie otworów Grobla (zachodnia część zdjęcia) do maksymalnych wartości powyżej 100 metrów w centralnej części (otwory Grobla Wschód oraz Rajsco), następnie zaś spada znowu do wartości pojedynczych metrów we wschodniej części zdjęcia (Ryłowa 4). W zachodniej części układ izopachyt jest prawie południkowy, we wschodniej natomiast jest wyraźnie zakłócony przez rynnę Ryłowej i silne zaangażowanie tektoniczne. Z sejsmicznego punktu widzenia, dla utworów cenomanu mamy więc wyraźne przejście od warstwy cienkiej do grubej, i ponownie do warstwy cienkiej.

Mapą odniesienia dla analiz amplitudowych jest mapa amplitudy chwilowej (rys 5.2.10) refleksu od stropu cenomanu. Wschodnia część obszaru badań, odpowiadająca zdjęciu Grobla-Uście Solne ma generalnie obniżony poziom amplitud, co wynika z mniejszej krotności pokrycia tego zdjęcia. Granica jest ostra i dobrze widoczna. Obecność gazu w złożach Rajsco i Ryłowa jest dokumentowana przez klasyczne *bright-spoty*. W obrębie złoża ropy Grobla tylko lokalnie obserwuje się podniesienia amplitudy. W momencie akwizycji zdjęcia złoża to było już w znacznej mierze wyeksploatowane (Karnkowski, 1993). To, co obserwujemy może być efektem tej eksploatacji np. pozostawionymi kieszeniami gazowymi. Poza obszarami udokumentowanych złóż obserwuje się szereg anomalii, których amplituda dorównuje tym z obszarów udokumentowanych złóż. Trudno jest określić genezę tych anomalii bez dodatkowych informacji. Brak nasycenia gazem w otworach (np. Grobla-Wschód 2) odwiercanych w obrębie niektórych obszarów anomalnych wyklucza je jako *bright-spoty* lecz nie tłumaczy genezy ich powstania i dużej amplitudy względem sąsiednich obszarów. Korelacja z mapą miąższości (rys. 5.2.9) wskazuje, że część z nich w jakiejś mierze jest związana ze zjawiskiem tuningu w strefie wyklinowania piaskowca cenomańskiego. Inne dyskwalifikuje jako potencjalnie złożowe położenie w strefach synklinalnych i brak w pobliżu barier w postaci uskoku.

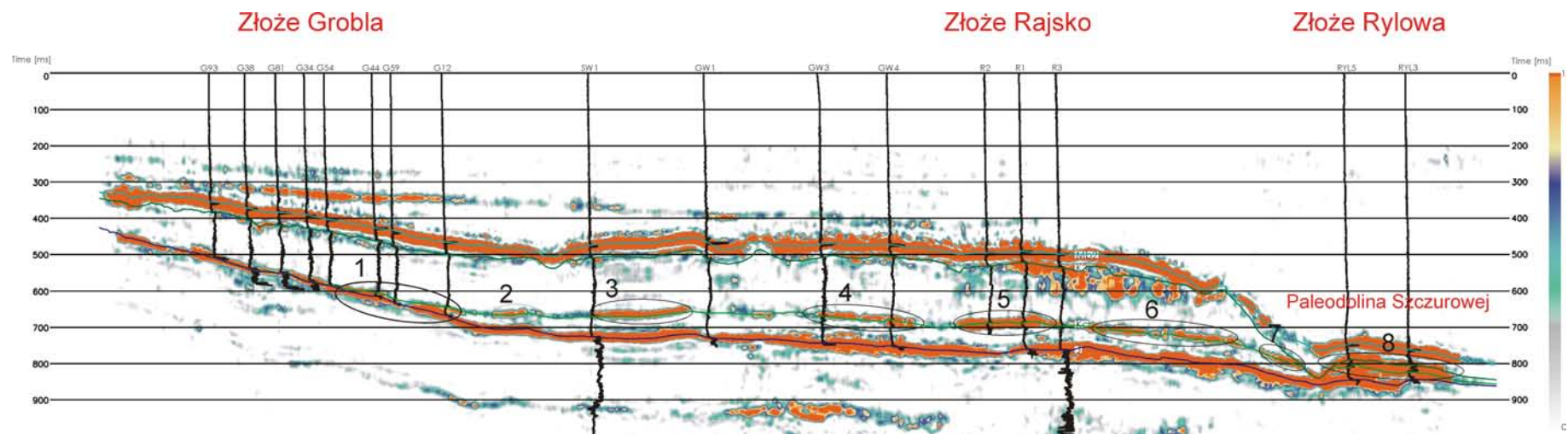
Mapa prędkości inwersyjnych dla stropu cenomanu (rys. 5.2.11) obliczona została na podstawie zinterpretowanych zdjęć sejsmicznych 3D Grobla – Uście Solne i Grobla Wschód – Ryłowa, w dowiązaniu do otworowych danych prędkościowych po zastosowaniu procedury dopasowania i kalibracji krzywych akustycznych z wykorzystaniem seismogramów syntetycznych (rys. 5.2.5). Centralna część obszaru badań (sejsmicznie „gruby” cenoman) charakteryzuje się w miarę wyrównanym rozkładem prędkości w stropowej części piaskowca cenomańskiego. Wyjątek stanowi obniżenie prędkości w rejonie złoża Rajsco. Nie koreluje się on z obserwowanymi rozległymi anomaliami na mapie amplitudy chwilowej (rys. 5.2.10). Nie są one (oprócz obszaru Rajska) związane ze zwiększeniem kontrastu impedancji akustycznej na granicy cenoman/turon. Mamy zatem do czynienia z dodatkowym efektem geometrycznym i ewentualnymi zmianami w nadkładzie tej granicy. Porównując rozkład prędkości w części zachodniej zdjęcia z mapą miąższości cenomanu (rys. 5.2.9) widać wyraźnie, że w strefie jego wyklinowania na utworach jury obserwuje się generalnie wzrost prędkości ze spadkiem miąższości cenomanu. Przyczyny mogą być dwie: litologiczna -

spadek porowatości i przejście facjalne w zlepienie oraz wynikająca z ograniczonej rozdzielczości inwersji w bardzo cienkich warstwach (model startowy prędkości do inwersji zbyt mocno odbiega od rzeczywistego rozkładu) i związanego z tym efektu uzyskiwania prędkości ekwiwalentnych w takich układach. Wzrost prędkości nie jest jednolity, występują strefy o obniżonej prędkości i prawdopodobnie o lepszych właściwościach zbiornikowych np. w rejonie Grobli czy otworów Bogucice. Wschodnią strefę podniesionych prędkości można korelować z występowaniem w stropie cenomanu cienkiej warstewki o obniżonej porowatości, podwyższonej prędkości i ewentualnym spoiwem wapiennym (otwory Szczurowa 10, Ryłowa 1 i R-2). Strefa ta nie jest jednorodna, a występujące obszary obniżonych prędkości gdzieśkolwiek korelują z podwyższonymi wartościami na mapie amplitudy chwilowej (rys. 5.2.10). Z poszukiwawczego punktu widzenia najbardziej interesujące są strefy o obniżonych prędkościach. Zdecydowanie najniższe prędkości występują w rejonie złoża Ryłowa (poniżej 2400m/s), czyli dla tej strefy jest jednoznaczna korelacja: bardzo niskie prędkości – wysokie amplitudy chwilowe - złoża i to złoża o dużej miąższości (ok. 50m). Otworowe dane prędkościowe pokazują, że nasycenie gazem obniża prędkości stropowych części cenomanu jedynie o ok. 400m/s. Nie jest to dużo i przy dużym zróżnicowaniu prędkościowym w tej strefie trudno stwierdzić czy obniżenia prędkości wiążą się z obecnością gazu czy jest to tylko efekt litologiczny. Dochodzą do tego efekty geometryczne i ekwiwalencja prędkości w strefie wyklinownia cenomanu.

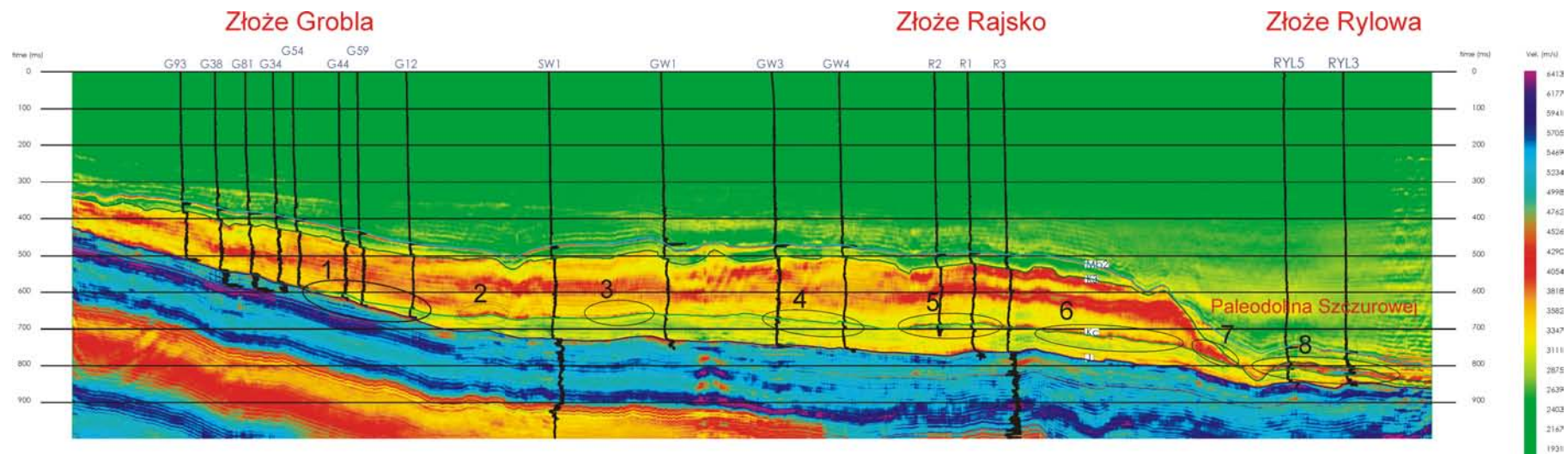
Podsumowując wykonaną analizę zmienności, istotnych dla sejsmiki, parametrów petrofizycznych można stwierdzić, że stropowa część cenomanu charakteryzuje się w miarę stabilnymi parametrami w części centralnej obszaru badań, a ich na ogół niewielka zmienność nie powinna być przyczyną powstawania wyraźnych anomalii amplitudowych zapisu sejsmicznego. Podobnie w części zachodniej i wschodniej zdjęcia podwyższone wartości na mapie amplitudy chwilowej nie zawsze korelują z obszarami o lepszych właściwościach zbiornikowych (niższe prędkości inwersyjne), dodatkowo czynnik ekwiwalencji powoduje, że nie jesteśmy pewni wyników inwersji w strefie cienkowarstwowego cenomanu. Istotne jest zatem określenie roli efektów geometrycznych związanych ze zmianą miąższości cenomanu, wkładki wysokoprędkościowych w jego obrębie jak i zmian w jego nakładzie.



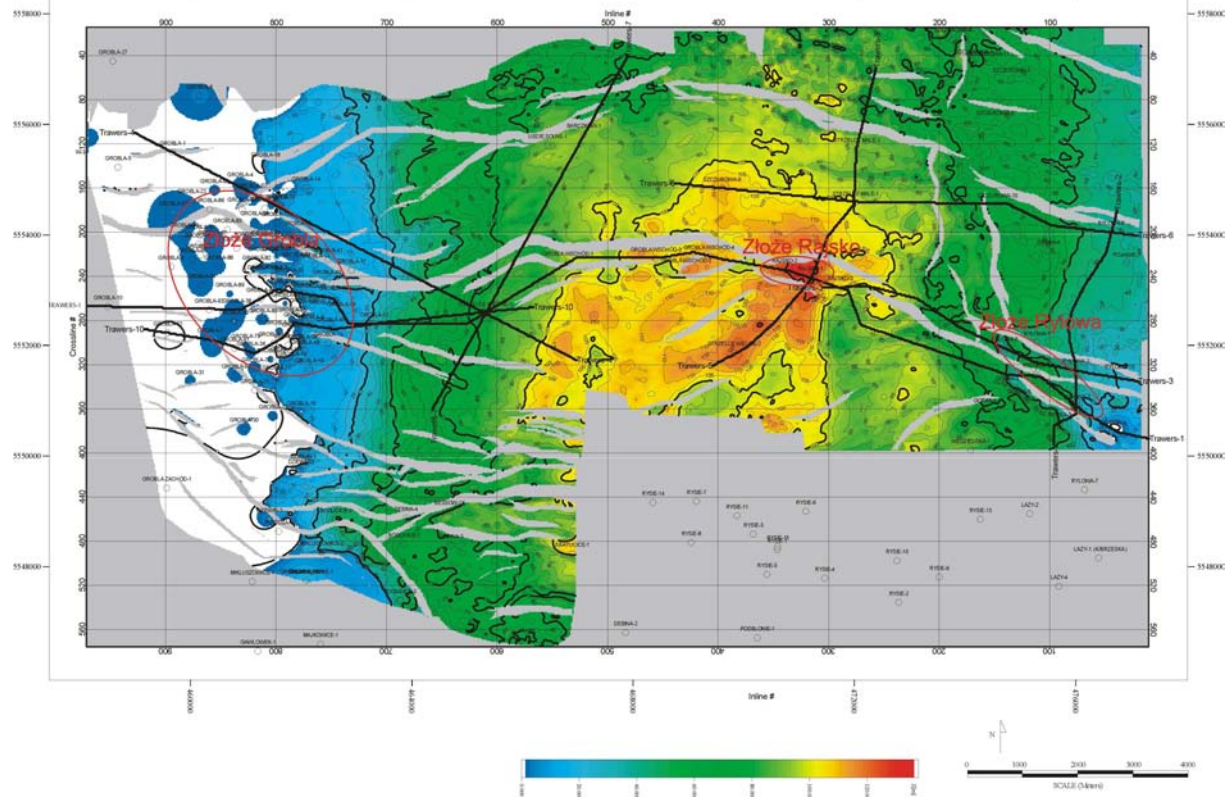
Rys. 5.2.6. Trawers 1 – zinterpretowany geologicznie czasowy przekrój sejsmiczny



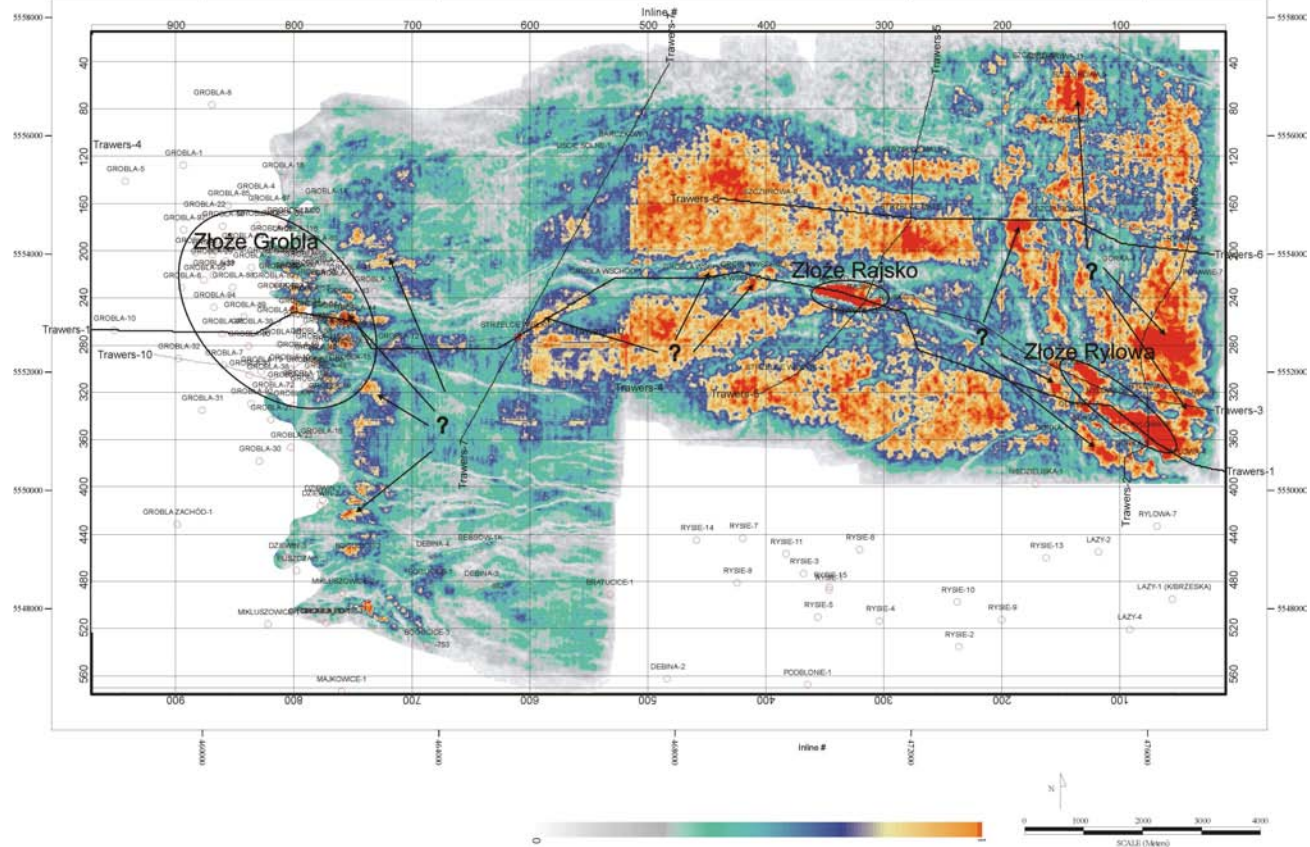
Rys. 5.2.7. Trawers 1 – przekrój odtworzony w wersji amplitudy chwilowej, 1-8 – strefy anomalnych amplitud w stropie cenomanu (nałożone otworowe krzywe Vp)



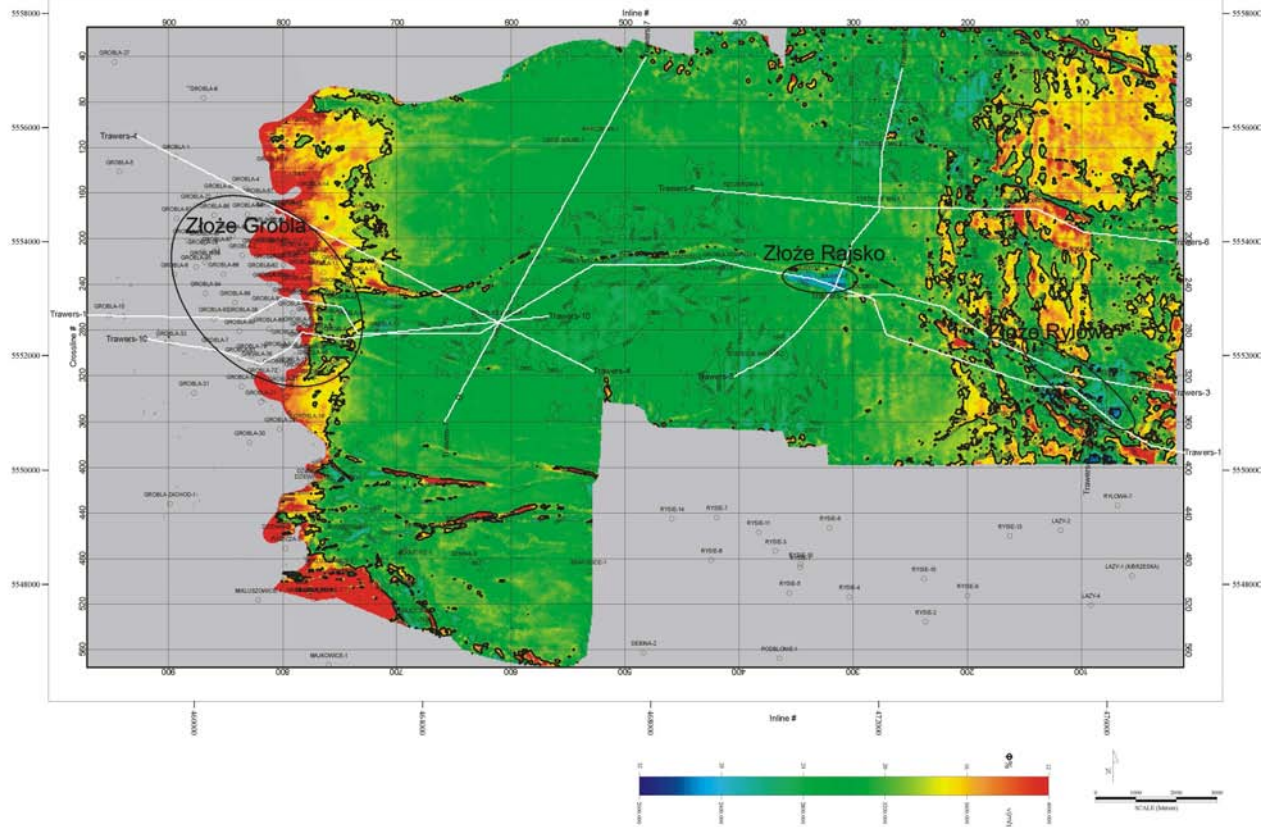
Rys. 5.2.8. Trawers 1 – przekrój prędkościowy – wynik inwersji sejsmicznej (nałożone otworowe krzywe Vp)



Rys. 5.2.9. Mapa miąższości cenomanu



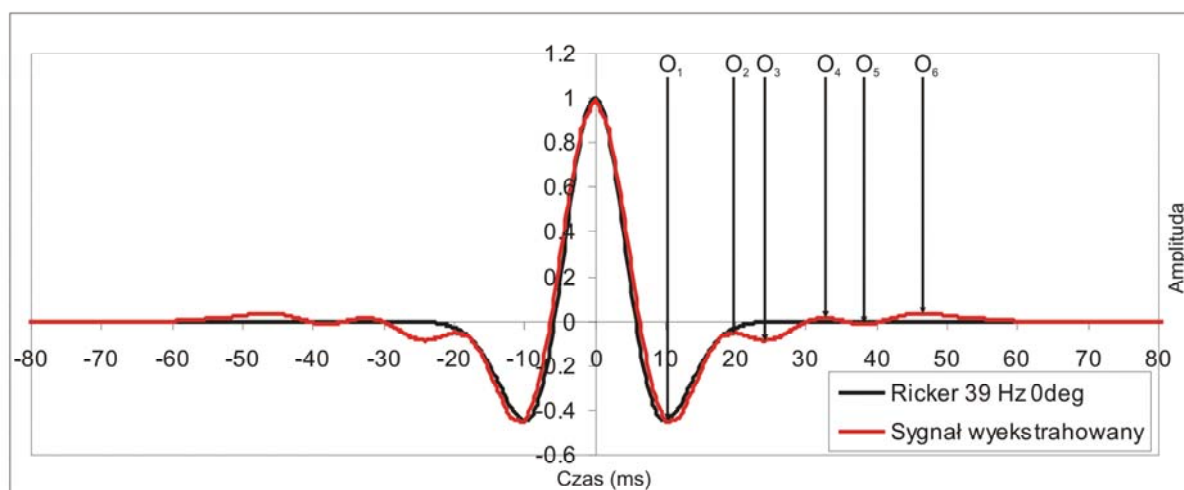
Rys. 5.2.10. Mapa amplitudy chwilowej refleksji od stropu cenomanu



Rys. 5.2.11. Mapa prędkości w stropowej części cenomanu na podstawie inwersji akustycznej

5.3 Określanie parametrów tuningu i rozdzielczości danych sejsmicznych oraz analiza wykresów kalibracyjnych amplitudy

Wyniki analizy syntetycznych sekcji sejsmicznych (rozdz. 4.1) pozwalają sądzić, że znajomość kształtu sygnału sejsmicznego jest wystarczająca do określenia parametrów tuningu. Charakterystyczny dla zdefazowanych danych sejsmicznych ze zdjęcia Grobla – Uście Solne – Ryłowa sygnał źródła (rys. 5.2.4) zestawiono na rysunku 5.3.1 z analizowanym w rozdziale trzecim sygnałem Rickera o częstotliwości dominującej 39Hz.

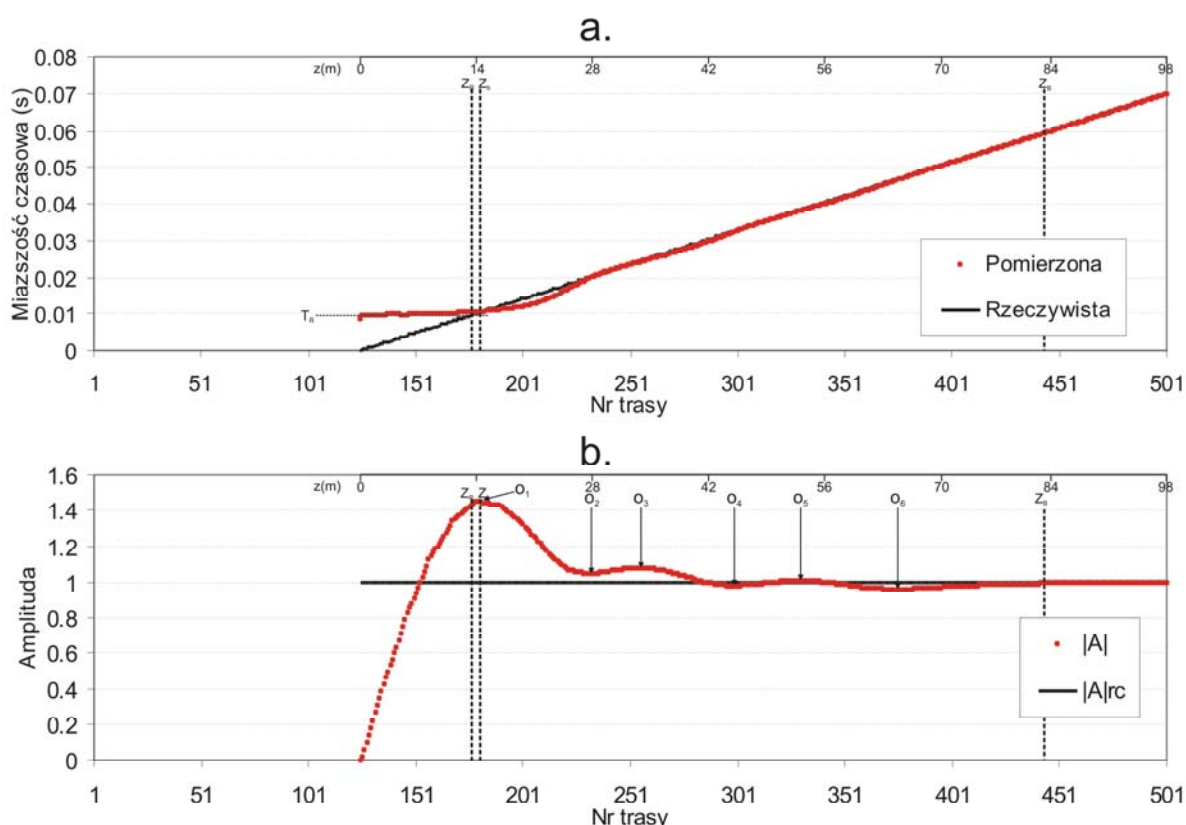


Rys. 5.3.1. Zestawienie sygnału wyekstrahowanego ze zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne – Ryłowa z sygnałem Rickera o częstotliwości dominującej 39Hz

Zestawienie ukazuje duże podobieństwo obu sygnałów, zarówno pod względem zakresu dynamicznego jak i rozdzielczości (podobny okres dominujący i szerokość listka centralnego). Oscylacje boczne sygnału rzeczywistego mają bardzo małą amplitudę, co świadczy o poprawnie wykonanym przetwarzaniu formy sygnału. Podobieństwo do sygnału o prostym kształcie ułatwia analizy amplitudowe i uwiarygodnia ich wyniki. Zakładając średnią dla piaskowca cenomańskiego prędkość interwałową na poziomie 2800 m/s (Grobla 12, Strzelce Wielkie 1) należy spodziewać się, że miąższość tuningu Z_b będzie wynosić około 14m (wzór 3.2.3 dla $n=1$). Wzmocnienia powinny być obserwowane do miąższości około 43m, z maksimum lokalnym przy miąższości ok. 33m (O_3). W przedziale od 42 do 57m nie powinno się obserwować większych oscylacji amplitudy wywołanych zmianą miąższości warstwy. Przy miąższości ok. 65m (O_6) powinno być obserwowane niewielkie interferencyjne obniżenie wielkości amplitudy. Miąższość, powyżej której interferencja refleksów od stropu i spągu warstwy nie daje wyniku w postaci zauważalnej zmiany amplitudy (granica Z_B), powinna wynosić nie więcej niż 84m (wzór 3.2.1). Ponieważ widmo amplitudowe (rys 5.2.4.c) bardzo przypomina widmo sygnału Rickera można zastosować wzór 2.2.14 i 2.2.15 do określenia granicy rozdzielczości czasowej, a następnie głębokościowej wg kryterium Rickera. Dla częstotliwości f_p wynoszącej ok. 37Hz granica rozdzielczości czasowej T_R wynosi ok. 9ms $\pm$ 2ms (krok próbkowania danych sejsmicznych) a odpowiadająca jej miąższość Z_R ok. 12.5m. Granica rozdzielczości Z_w wg kryterium Widessa równa 1/8 długości fali dla dominującego okresu wyekstrahowanego sygnału powinna wynosić ok. 7.5m.

Dla sprawdzenia tych kalkulacji obliczono sekcję syntetyczną z wykorzystaniem wyekstrahowanego sygnału dla prostego modelu wyklinowującej się warstwy (rys. 3.1.1) o stałej prędkości warstwowej wynoszącej 2800 m/s. Zastosowano metodę promieniową oraz taki sam, jak w danych sejsmicznych, krok próbkowania czasowego. Odczytane wartości

miąższości czasowej warstwy oraz amplitudy refleksu od jej stropu przedstawione są na rysunku 5.3.2.

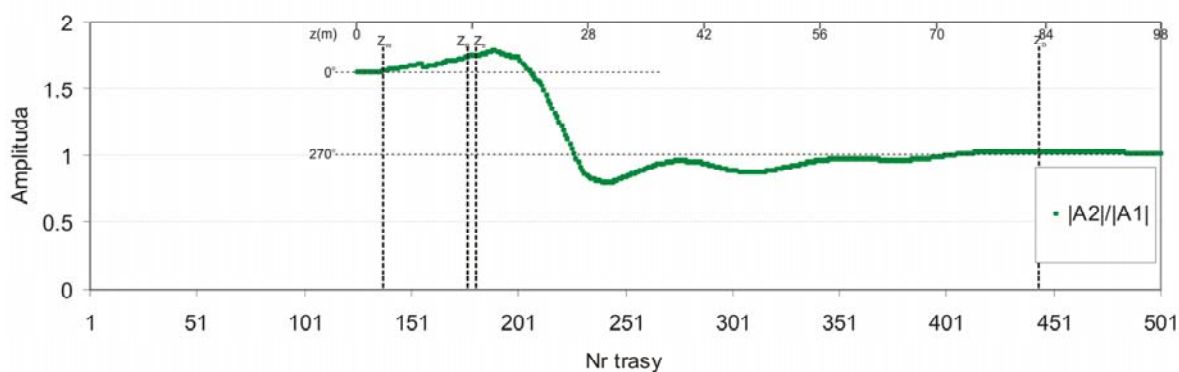


Rys. 5.3.2. Wynik modelowania metodą pionowego padania promienia sejsmicznego z wykorzystaniem sygnału wyekstrahowanego ze zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne – Ryłowa

- e. Rzeczywista miąższość czasowa (podwójna) i uzyskana z różnicy czasu horyzontu A i B na sekcji syntetycznej
- f. Wynikające ze współczynnika odbicia i pomierzone amplitudy fazy głównej refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy

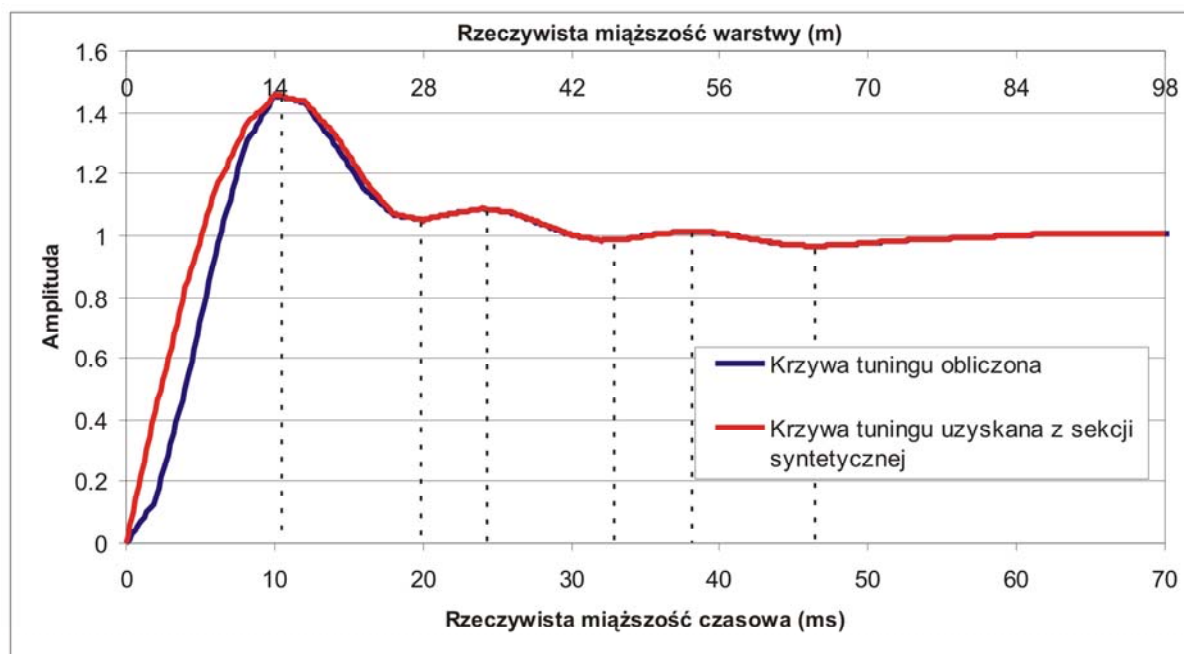
Objaśnienia: $z(m)$ = rzeczywista miąższość warstwy; Z_b = położenie granicy rozdzielczości i miąższość warstwy (tuningu) opowiadająca kryterium Rayleigha; Z_R = położenie granicy rozdzielczości amplitudowej i miąższość jej odpowiadająca; Z_R – miąższość warstwy odpowiadająca granicy rozdzielczości wg kryterium Rickera T_R ; $|A|$ = wartość bezwzględna amplitudy listka centralnego refleksu od stropu warstwy; $|A|rc$ wartość amplitudy wynikająca ze współczynnika odbicia; $O_1...O_6$ = kolejne oscylacje sygnału (rys. 5.3.1) i efekty amplitudowe z nimi związane

Obliczone wielkości pokrywają się z obserwacjami z tolerancją odpowiadającą krokowi próbkowania 2ms. Wyjątkiem jest, tożsama z Z_W , miąższość, przy której stabilizuje się kształt sygnału. Jest ona określona w oparciu o wykres parametru kształtu sekcji syntetycznej o fazie zrotowanej 270° i wynosi ok. 1/16 długości fali dla dominującego okresu (rys. 5.3.3). Kształt wykresu przypomina wyniki uzyskane dla sygnału Ormsby'ego w rozdziale trzecim.



Rys. 5.3.3. Wykres parametru kształtu P_K określonego w oparciu o sekcję syntetyczną o rotacji fazy 270° (wzór 3.4.1) obliczoną z wykorzystaniem sygnału wyekstrahowanego ze zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne – Ryłowa
 Objaśnienia: jak na rys. 5.3.2; Z_W = granica rozdzielczości danych sejsmicznych wg kryterium Widessa

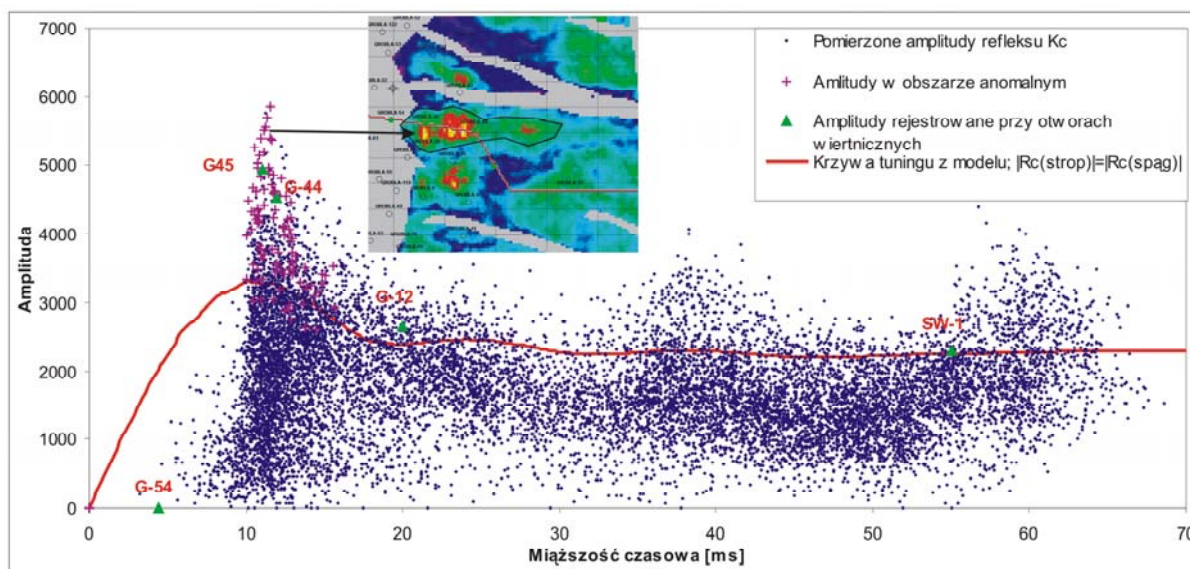
W oparciu o odczytane z sekcji syntetycznej wielkości amplitudy listka centralnego refleksu od stropu wyklinowującej się warstwy i rzeczywiste miąższości czasowe warstwy sporządzono wykres kalibracyjny amplitudy (krzywą tuningu), który następnie zestawiono z odpowiadającą mu krzywą obliczoną w oparciu o kształt wyekstrahowanego sygnału (wzór 4.1.12).



Rys. 5.3.4. Uzyskana z sekcji syntetycznej oraz obliczona za wzoru 4.1.12 krzywa tuningu dla sygnału wyekstrahowanego ze zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne – Ryłowa

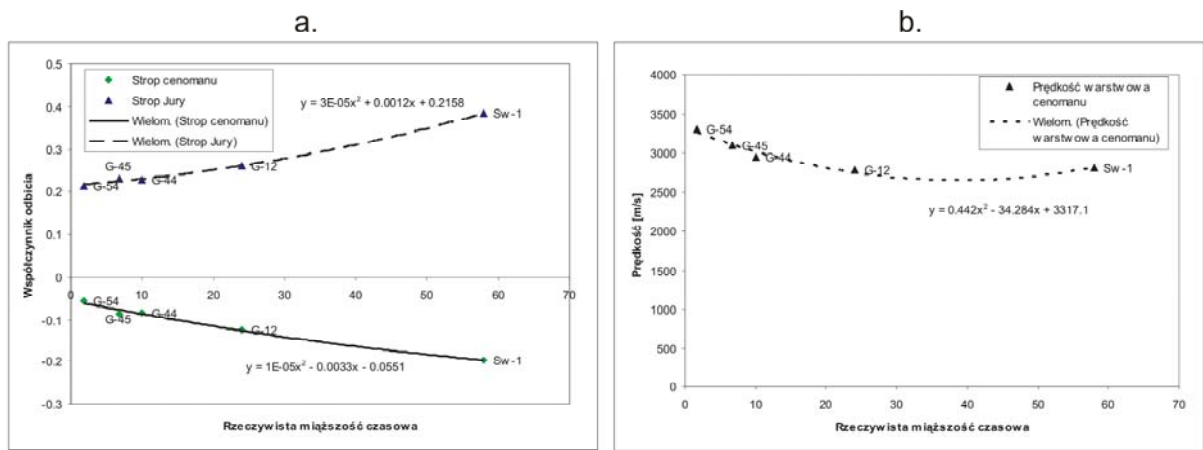
Na danych rzeczywistych maksymalna wielkość amplitudy w strefie tuningu nie powinna przekroczyć $2/3$ amplitudy obserwowanej warstwy „grubej”, o ile poziome zmiany prędkości nie są zbyt duże oraz wartości współczynnika odbicia w stropie i spągu warstwy są zbliżone.

W oparciu o dane z zachodniej części obszaru badań (zdjęcie Grobla – Uście Solne) wykonano wykres prezentujący odczytane wartości (bezwzględne) amplitudy listka centralnego refleksu od stropu cenomanu w funkcji pomierzonej miąższości czasowej (rys. 5.3.5). Wyszczególniono wartości amplitudy jednego z obszarów anomalnych w rejonie otworów Grobla 44 i 45. Zaznaczono też wielkości amplitudy zarejestrowane w pobliżu otworów wiertniczych. Na wykres naniesiono znormalizowaną krzywą tuningu uzyskaną z sekcji syntetycznej obliczonej w oparciu o model z jednakowymi wartościami współczynników odbicia w stopie i spągu warstwy. Przy normalizacji wykorzystano amplitudę refleksu w rejonie otworu Strzelce Wielkie 1, gdyż duża miąższość warstwy wyklucza jego interferencję z refleksem od stropu jury.

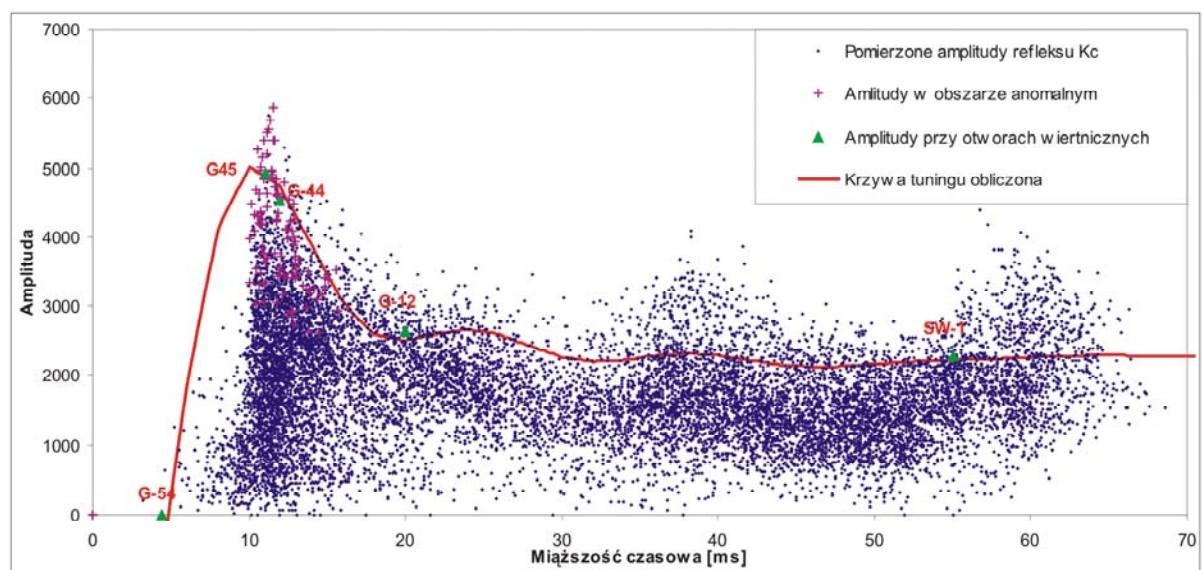


Rys. 5.3.5. Wykres kalibracyjny amplitudy refleksu od stropu cenomanu w funkcji pomierzonej miąższości czasowej, z naniesioną krzywą tuningu dla modelu warstwy o jednakowych wartościach współczynnika odbicia w stopie i spągu

Obserwowane na wykresach duże różnice w wielkości maksymalnych wzmocnień amplitudy przy miąższości dostrojenia sygnału sugerują obecność gazu, jako przyczynę obserwowanych anomalii. Należy jednak uwzględnić fakt, że krzywa modelowa pokazuje wielkość interferencyjnego wzmocnienia amplitudy w przypadku idealnym, gdy współczynniki odbicia w stopie i spągu warstwy mają jednakowe wartości. W rzeczywistości współczynniki odbicia w stopie i spągu piaskowca cenomańskiego znacząco różnią się, co do wielkości bezwzględnej. Jest to spowodowane różnicami w litologii warstw w nadkładzie i podłożu warstwy oraz zmianą parametrów petrofizycznych w profilu pionowym piaskowca (rys. 5.2.3). Aby uwzględnić te różnice należy zmodyfikować model (czasochłonne) lub posłużyć się opracowanymi w rozdziale trzecim zależnościami. W tym wypadku wykorzystano wzór 4.1.12 do obliczenia odpowiedzi amplitudowej stropu piaskowca cenomańskiego w funkcji rzeczywistej miąższości czasowej. Jako funkcję sygnału elementarnego podstawiono wyekstrahowany z danych sejsmicznych średni sygnał (rys. 5.3.1). Zależność współczynników odbicia od miąższości czasowej warstwy określono wzdłuż trawersu nr 1 na podstawie danych otworowych (rys. 5.3.6.a). Do wzoru 3.2.6 jako wartości amplitudy „grubej” warstwy wstawiono odczytane w pobliżu otworu Strzelce Wielkie 1 wielkości amplitudy refleksu od stropu cenomanu oraz jury. Obliczona w ten sposób krzywa tuningu pokazana jest na rysunku 5.3.7.

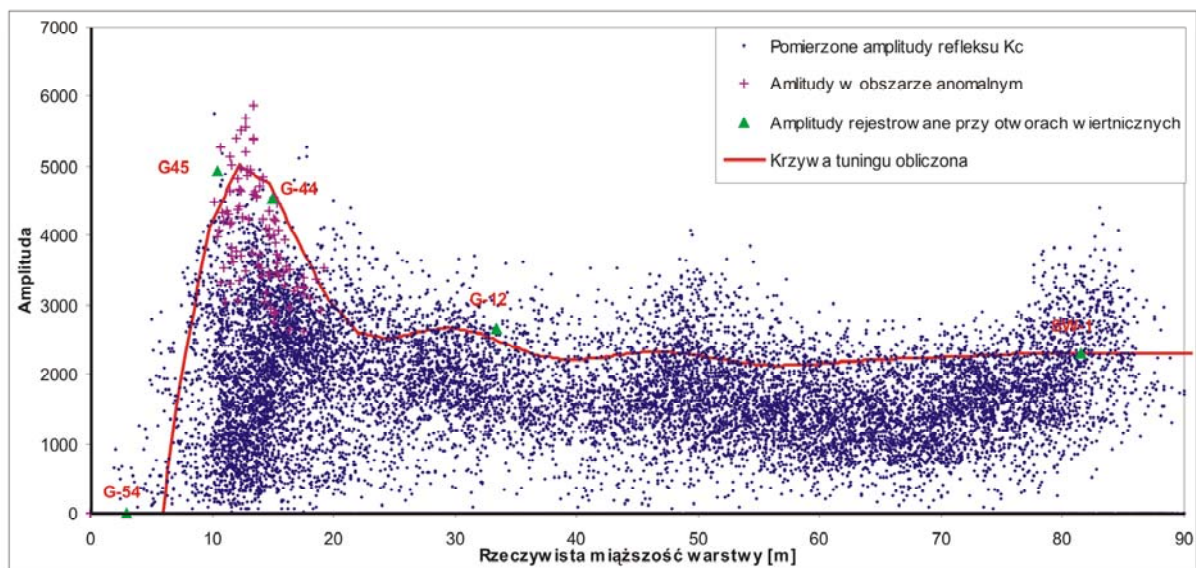


Rys. 5.3.6. Zależność współczynników odbicia (a) i prędkości warstwowej (b) od rzeczywistej miąższości czasowej określona na podstawie danych otworowych



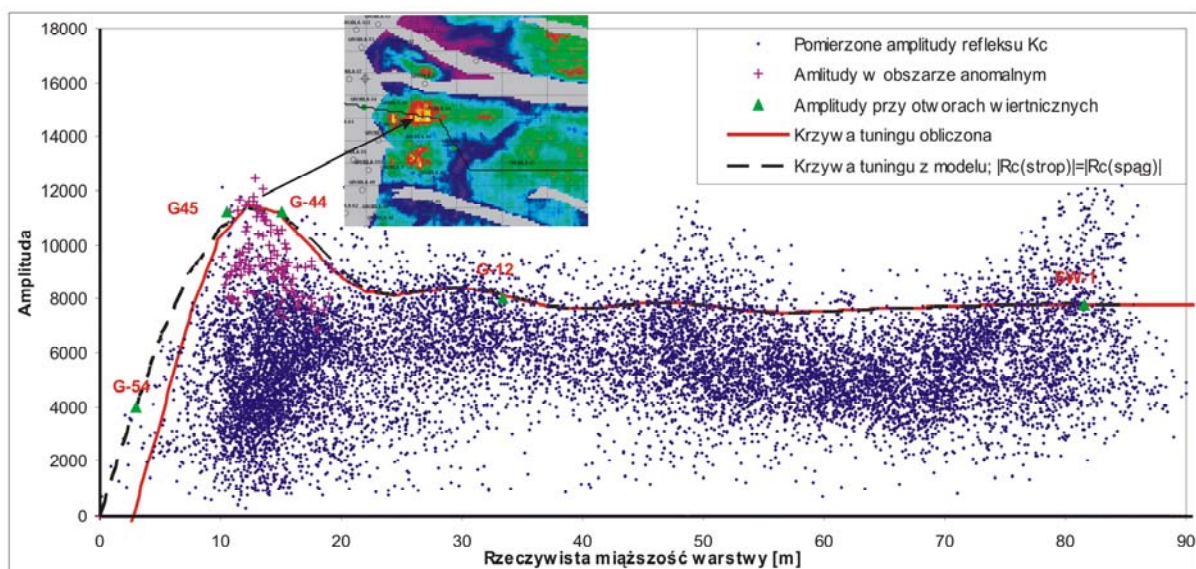
Rys. 5.3.7. Wykres kalibracyjny amplitudy refleksu od stropu cenomanu w funkcji pomierzonej miąższości czasowej z naniesioną obliczoną krzywą tuningu dla rzeczywistego rozkładu współczynników odbicia w stropie i spągu cenomanu

Na rysunku widoczny jest pozorny brak rejestracji poniżej miąższości dostrojenia warstwy. Wynika on z użycia pomierzonych, czyli pozornych miąższości cenomanu. Efekt ten dla danych syntetycznych został pokazany na rysunku 4.1.2. Ponieważ dysponowano wiarygodną (duża liczba otworów w strefie „cienkiej” warstwy) mapą miąższości cenomanu (rys. 5.2.9) możliwe było przedstawienie amplitud w funkcji rzeczywistej miąższości warstwy (rys. 5.3.6). Obliczona krzywa tuningu została przeliczona do domeny głębokości przy pomocy prędkości warstwowych (rys. 5.3.6.b). Wcześniej dokonano jej korekty, przeliczając w strefie tuningu na sygnał o okresie dominującym większym o 2ms (jak wynika z powyższego rysunku w strefie tuningu rozdzielczość danych sejsmicznych jest nieco mniejsza od rozdzielczości uśrednionego sygnału z obszaru całego zdjęcia). Operacje wykonano przy pomocy zależności (4.1.11), podstawiając do wyrażenia f_{10} wartość odpowiadającą częstotliwości dominującej średniego sygnału źródła oraz zastępując miąższość dostrojenia zakresem miąższości czasowych od 0 do 20ms. Dla tego zakresu zastąpiono wyrażenie f_x funkcją przejścia od oczekiwanej częstotliwości dominującej przy miąższości 13ms do częstotliwości dominującej średniego sygnału źródła przy miąższości 20ms.



Rys. 5.3.8. Wykres kalibracyjny amplitudy refleksu od stropu cenomanu w funkcji rzeczywistej miąższości warstwy z naniesioną obliczoną krzywą tuningu

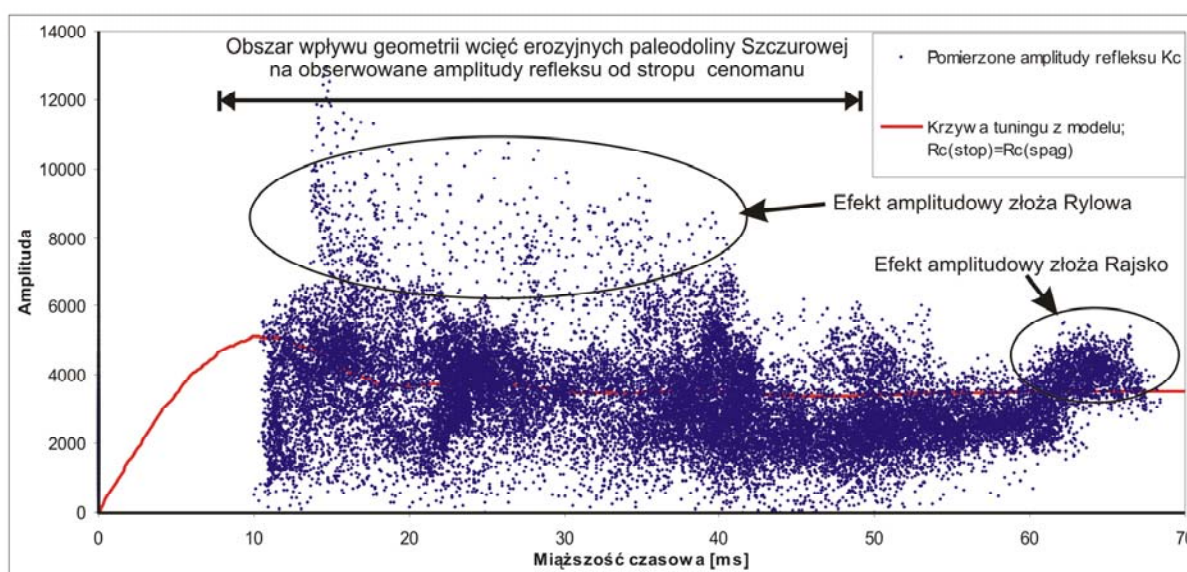
Większość rejestrowanych amplitud leży poniżej obliczonej krzywej tuningu. Świadczy to o tym, że kontrasty impedancji akustycznej są w tych punktach niższe od kontrastów użytych do obliczenia krzywej tuningu. Dotyczy to również strefy anomalnej. Jeżeli występuje tutaj akumulacja gazu to tylko w cienkiej (ok. 1 m) przystropowej strefie. Bardziej prawdopodobną przyczyną jest lokalna poprawa parametrów zbiornikowych, co potwierdzają wyniki inwersji (rys. 5.2.11). Weryfikacją powyższych obserwacji jest wykres kalibracyjny amplitudy kompozytowej, czyli zsumowanych wartości bezwzględnych amplitudy refleksów od stropu i spągu cenomanu (rys. 5.3.9). Na wykres naniesiono obliczony wykres amplitudy kompozytowej (suma amplitud obliczonych z zależności 4.1.12 i 4.1.13) oraz krzywą tuningu uzyskaną z danych modelowych (rys. 5.3.5)



Rys. 5.3.9. Wykres kalibracyjny amplitudy kompozytowej refleksów od stropu i spągu cenomanu w funkcji rzeczywistej miąższości warstwy z naniesioną obliczoną krzywą tuningu

Amplituda kompozytowa, jak wynika z modelowań (rozdz. 3.3), ma tę cechę, że wielkość wzmocnienia amplitudy w strefie tuningu nie zależy praktycznie od różnicy współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy, i jest tylko funkcją kształtu sygnału. Zakładając jako wielkość skalującą amplitudę wynikającą z określonego kontrastu impedancji akustycznej w stropie i spągu warstwy, możemy sprawdzić czy kontrast impedancji w strefie interferencyjnych wzmocnień sygnału jest mniejszy czy też większy od założonego. W tym wypadku w strefie tuningu kontrasty impedancji są na ogół zdecydowanie mniejsze niż w otworze Strzelce Wielkie 1. Należy więc praktycznie wykluczyć obecność gazu, która mogłaby zwiększyć wielkości współczynników odbicia. Przyczyna obserwowanych niejednorodności amplitudowych może leżeć z jednej strony w urozmaiconej rzeźbie erozyjnej stropu jury, z drugiej zaś w budowie lito-facjalnej samego cenomanu. Możemy mieć do czynienia w tym obszarze z utworami łach czy barów piaszczystych (wyższe amplitudy) oddzielonych wypełnieniami kanałów pływowych (o wybrzeżu pływowym lub klifowym świadczy obecność platformy abrazyjnej na powierzchni erozyjnej jury (Gradziński, 1972; Jawor, 1973). Obserwowane wysokie amplitudy przy dużych miąższościach rzędu 50 i 80m wywołane są zmianami miąższości wysokoprędkościowych utworów w nadkładzie cenomanu (rys. 5.2.8).

W przypadku wschodniej części obszaru badań odpowiedź sejsmiczna skomplikowanej geometrycznie budowy nadkładu cenomanu w rejonie paleodoliny Szczurowej (rys. 5.2.6) zakłóca efekty amplitudowe związane z wyklinowaniem cenomanu i poważnie utrudnia lub wręcz uniemożliwia analizę wykresu kalibracyjnego (rys. 5.3.10). Efekty interferencyjne są dodatkowo potęgowane obecnością złoża Ryłowa.



Rys. 5.3.10. Wykres kalibracyjny amplitudy refleksu od stropu cenomanu w funkcji miąższości czasowej z obszaru zdjęcia Grobla Wschód - Ryłowa

Otrzymane wyniki analiz danych rzeczywistych wskazują przydatność krzywych kalibracyjnych tuningu do określania genezy anomalii amplitudowych w strefach zmian miąższości i wyklinowania warstw. Warunkiem jej stosowania jest nieskomplikowana geometrycznie budowa ośrodka geologicznego, którą z pewnym przybliżeniem można aproksymować pojedynczą wyklinującą się warstwą. Analiza potwierdziła też, że kształt sygnału uzyskany w wyniku reprocesingu danych połowych jest optymalny pod względem interpretacji cienkich warstw. Pierwotna wersja zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne mimo większej rozdzielczości pionowej była trudna do interpretacji amplitudowej ze względu na złożony kształt sygnału sejsmicznego (Pietsch i Marzec, 2003; Marzec, 2004).

5.4. Identyfikacja i usuwanie amplitudowych wzmocnień wywołanych tuningiem w oparciu o analizę amplitudy i kształtu sygnału na sekcji sejsmicznej o zrotowanej fazie

Wykonana wzdłuż trawersu-1 interpretacja geologiczna (rys. 5.2.6), wyniki inwersji sejsmicznej (rys. 5.2.8) oraz wyniki analizy wykresów kalibracyjnych amplitudy wskazują jednoznacznie na dwa źródła pochodzenia anomalii amplitudowych w stropowej części cenomanu – obecność złożeń oraz obecność układów cienkowarstwowych (w cenomanie oraz jego nadkładzie). W takiej sytuacji amplituda rejestrowanych sygnałów jest nie tylko funkcją zróżnicowania parametrów petrofizycznych, ale również geometrii rozkładu warstw. Dla właściwej interpretacji złożowej zapisu sejsmicznego jest więc niezbędne nie tylko rozróżnienie źródeł anomalii, ale także eliminacja „geometrycznego” wzmocnienia amplitudy (tuningu).

5.4.1 Kryteria identyfikacji i eliminacji anomalii amplitudowych wywołanych tuningiem w oparciu o teoretyczne pole falowe

Amplitudowe odtworzenia trawersu-1 (rys. 5.2.7) pokazują, że anomalie amplitudowe występują w strefie wyklinowania piaskowców cenomańskich do jurajskiego podłoża (strefa Grobli), w rejonie złoża Rajska i złoża Ryłowa oraz w strefie zwiększonej miąższości turonu, na wschód od otworu Strzelce Wielkie 1 i Rajska 3.

Określenie genezy anomalii amplitudowych dla rejestrowanych danych sejsmicznych wymagało przetestowania procedury, opracowanej dla prostego modelu wyklinowującej się warstwy (rozdz. 4.2), na złożonych modelach aproksymujących budowę górotworu.

Do konstrukcji modeli sejsmogeologicznych wytypowanych stref wykorzystano prędkościowe dane otworowe, wyniki inwersji sejsmicznej oraz wyinterpretowany rozkład granic sejsmicznych. Obliczenia teoretycznych pól falowych wykonano z wykorzystaniem programu STRUCT (*GeoGraphix*), stosując metodę pionowego padania promienia sejsmicznego (rozdz.3) i rzeczywisty sygnał sejsmiczny (rys. 5.3.1). Do obliczeń wykorzystano uproszczone modele sejsmogeologiczne analizowanych stref oraz średni wavelet. Obliczone pola teoretyczne zostały poddane rotacji fazy o 270° . Tak przygotowane sekcje stanowiły podstawę do określenia amplitud międzyszczytowych dla wybranych horyzontów sejsmicznych i obliczenia filtrów (rozdz. 4.2). Przyjęto literę „C” (cenoman) jako oznaczenie refleksu odbitego od stropu wyklinowującej się warstwy oraz „J” (jura) refleksu od jej spagu.

Działanie kolejnych filtrów oceniono analizując pole teoretyczne obliczone dla wielowariantowych modeli, skonstruowanych dla charakterystycznych dla stropu cenomanu układów warstw. Poniżej przedstawiono najbardziej interesujące wyniki, na podstawie których można ocenić zarówno poprawność filtrów, jak i ich skuteczność przy eliminacji wzrostu amplitudy wywołanego różnymi przyczynami. Wyniki przedstawione zostały w postaci zestawień modeli sejsmogeologicznych z polem falowym w wersji amplitudy chwilowej z *wigllesami* i wykresami amplitudy międzyszczytowej, przed i po zastosowaniu optymalnego filtra.

Strefa Grobli

Model (rys. 5.4.1.a) obejmuje strefę wyklinowania cenomanu (strefa nr 1 i 2 na rys. 5.2.7), od dużych miąższości w otworze Strzelce Wielkie 1, poprzez odwiert Grobla 12, gdzie miąższość wynosi ok. 30m, aż do strefy, gdzie miąższość cenomanu jest rzędu metra (Grobla 38). Profil obejmuje więc przejście od warstwy grubej do warstwy cienkiej, niewykrywalnej w znaczeniu sejsmicznym.

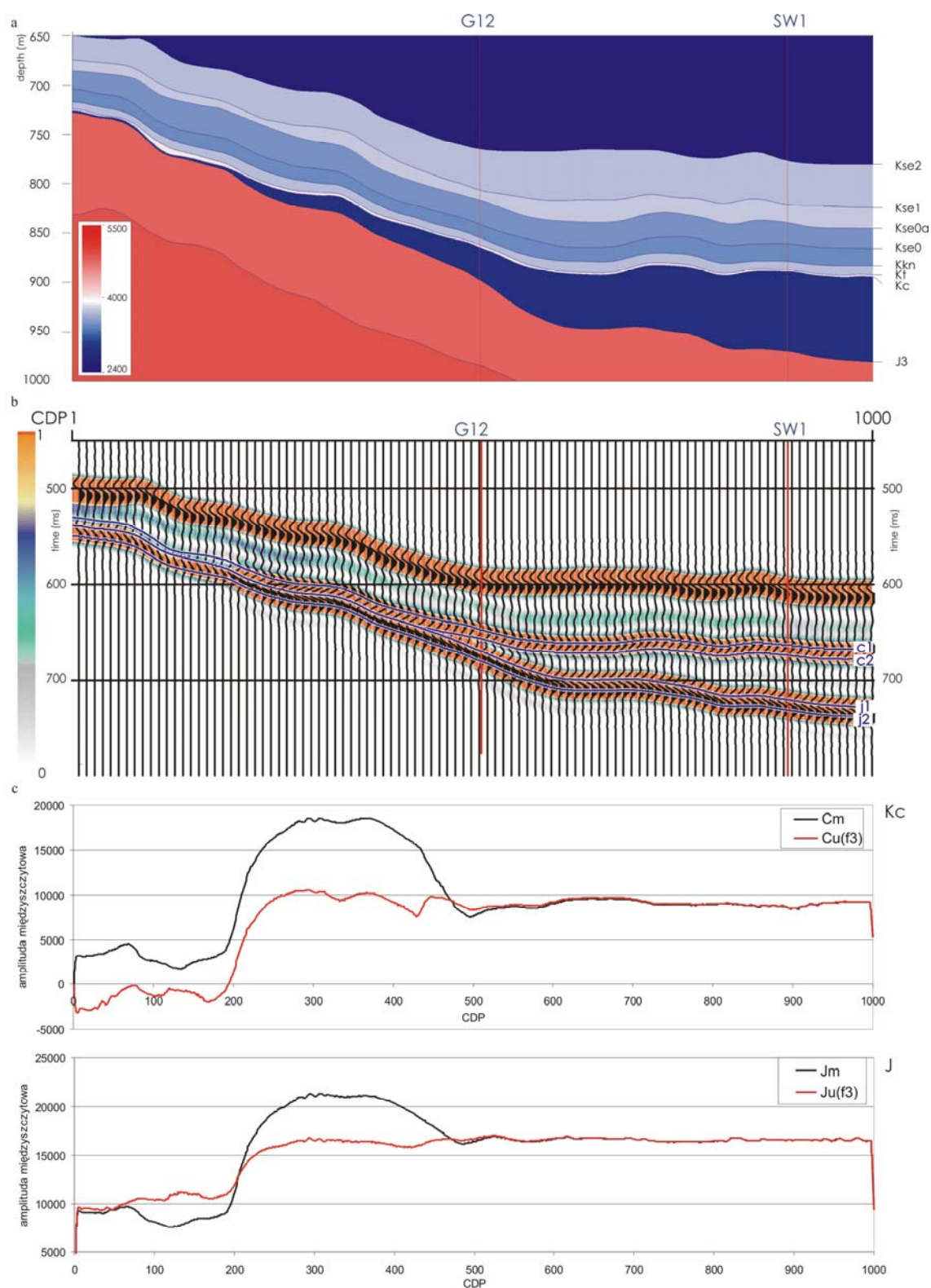
Na teoretycznym polu falowym (rys. 5.4.1.b) widoczne jest wyraźny wzrost amplitudy w strefie „cienienia” cenomanu, gdy sygnały odbite od poszczególnych granic zaczynają ulegać interferencji.

Efekt ten jest bardzo dobrze widoczny na wykresach (rys. 5.4.1.c) amplitud międzyszczytowych odbić od stropu cenomanu (C_m) oraz stropu jury (J_m). Wzrost amplitudy obserwowany jest od momentu, gdy miąższość cenomanu spada do ok. 25m. Maksymalna wartość amplitudy C_m i J_m występuje dla miąższości ok. 14-15m (miąższość tuningu).

Zastosowanie funkcji f_3 (parametr $a=1.33$ we wzorze 4.2.11 oraz $n=3$ we wzorze 4.2.12) powoduje zdecydowane obniżenie amplitudy międzyszczytowej w strefie tuningu do poziomu obserwowanego dla warstwy grubej. Filtr f_3 zastosowany do stropu cenomanu (K_c) właściwie obniża amplitudę C_m do granicy „wykrywalności” sejsmiki przy miąższości ok. 3-4m. Z powodu dużej różnicy współczynników odbicia w stropie i spągu wyklinowującej się warstwy, poniżej tej miąższości spada znaczenie współczynnika odbicia od stropu warstwy w sumarycznym zinterferowanym polu falowym. W przypadku rozkładu współczynników odbicia jak na prezentowanym modelu granica wykrywalności warstwy cenomańskiej będzie większa niż wynikałoby to z teoretycznych kalkulacji dla jednakowych współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy (rozdz. 2). Poniżej miąższości granicznej obserwujemy ujemne wartości amplitudy $C_u(f_3)$. Jest to efekt spadku znaczenia układu współczynników odbicia o przeciwnym znaku na rzecz układu współczynników odbicia o jednakowej polaryzacji (nadkład warstwy) w sumarycznym polu falowym. Zastosowanie filtra f_3 obliczonego dla stropu jury sprowadza, analogicznie jak dla stropu cenomanu, amplitudę do poziomu odpowiadającego odbiciu od grubej warstwy, czyli amplituda jest zgodna ze współczynnikiem odbicia na granicy cenoman/jura. W strefie poniżej granicy wykrywalności warstwy cenomańskiej filtr f_3 spowodował podniesienie amplitudy w strefie lokalnego zwiększenia miąższości warstwy nadległego turonu. Zniwelowany został w ten sposób efekt spadku amplitudy J_m wywołanej interferencją refleksów od granic o jednakowym współczynnikiem odbicia (rys. 2.2.9.a). Filtr f_3 w początkowej części profilu, gdy zarówno cenoman jak i turon mają bardzo małą miąższość, pozostawił amplitudę na poziomie odpowiadającym granicy koniak/jura (3400/4800 m/s).

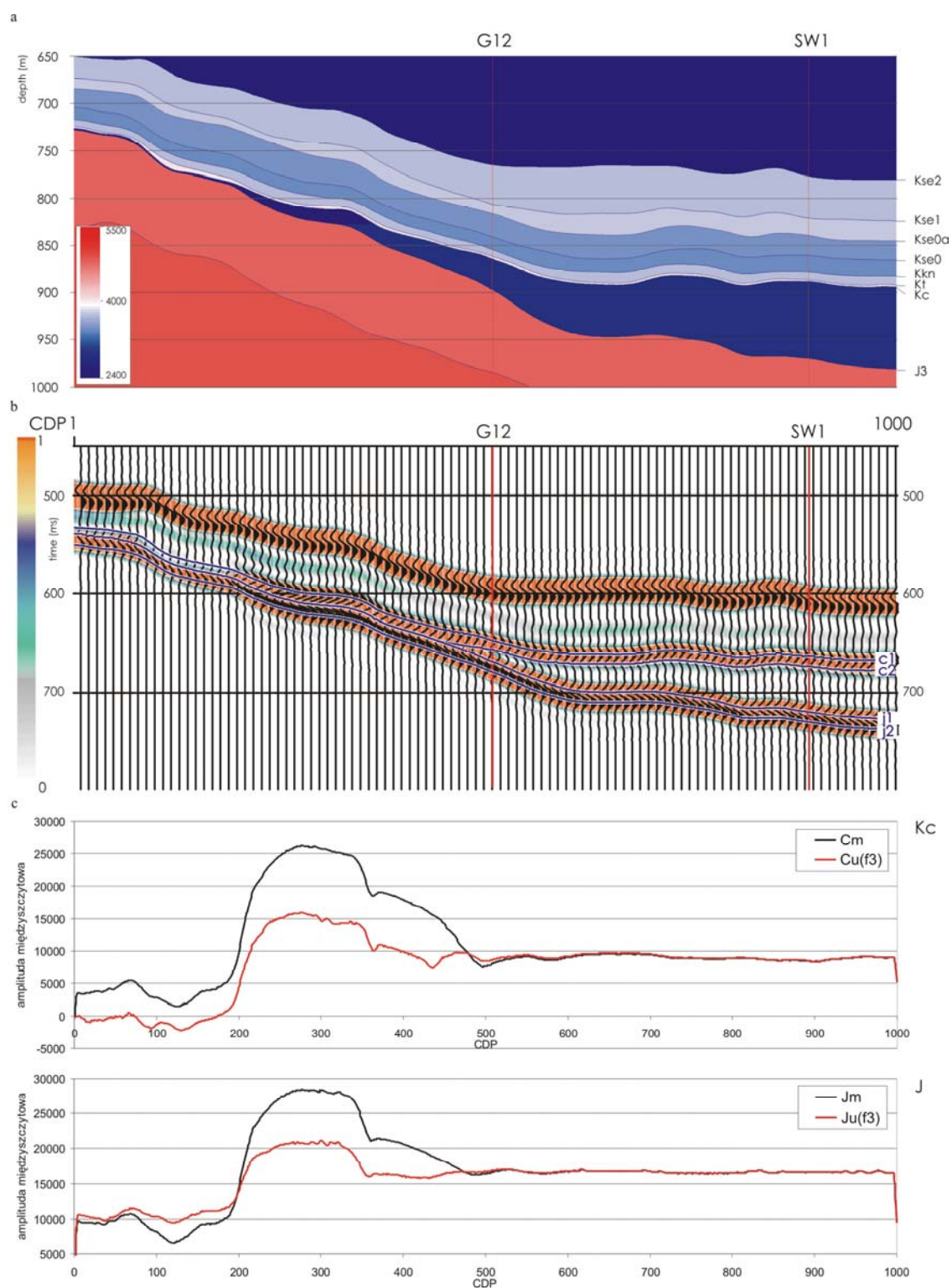
Analogiczną analizę wykonano dla wariantowego modelu, w którym nasycona została gazem cienka, wyklinowująca się warstwa cenomanu (rys. 5.4.2.a). Wymagało to obniżenia w tej warstwie prędkości do wartości 2440m/s. Wprowadzenie gazu spowodowało zmianę obrazu falowego (rys. 5.4.2.b) w strefie nasyconej oraz zmianę rozkładu amplitud międzyszczytowych (rys. 5.4.2.c). Porównując rozkład amplitud międzyszczytowych dla modelu „z gazem” (rys. 5.4.2) oraz „bez gazu” (rys. 5.4.1) widać wyraźne zwiększenie wielkości amplitudy międzyszczytowej w strefie nasyconej oraz inny jej rozkład. Zmiany te wiążą się zarówno z obniżeniem prędkości jak i z wprowadzeniem dodatkowej granicy w obrębie cenomanu (piaskowiec nasycony/piaskowiec nienasycony). Zastosowane filtry f_3 (rys. 5.4.2.c) nie wyrównują C_m do wartości obserwowanej dla układu grubowarstwowego. Usuwać one bowiem tylko wpływ wzmocnienia amplitudy wywołanej geometrią granic, nie eliminując wpływu nasycenia gazem. W analizowanym przypadku, po zastosowaniu procedury, strefa nasycenia gazem charakteryzuje się prawie o połowę większą amplitudą niż w strefie poza złożowej.

Po zastosowaniu procedury eliminacji wzmocnienia amplitudy wywołanego tuningiem wielkość amplitudy $C_u(f_3)$ powyżej miąższości dostrojenia, przy stałych prędkościach warstwowych, zależy od zmian geometrii granic w nadkładzie cenomanu.



Rys. 5.4.1. Strefa wyklinowania cenomanu (wg: Marzec P. et al., 2006b)

- e. Model sejsmogeologiczny
- f. Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° (trasy wychyleń) oraz w wersji amplitudy chwilowej (kolor)
- g. Wykresy amplitudy międzyszczytowej przed (Cm i Jm) i po filtracji [Cu(f3) i Ju(f3)] dla stropu cenomanu (Kc) i stropu jury (J)



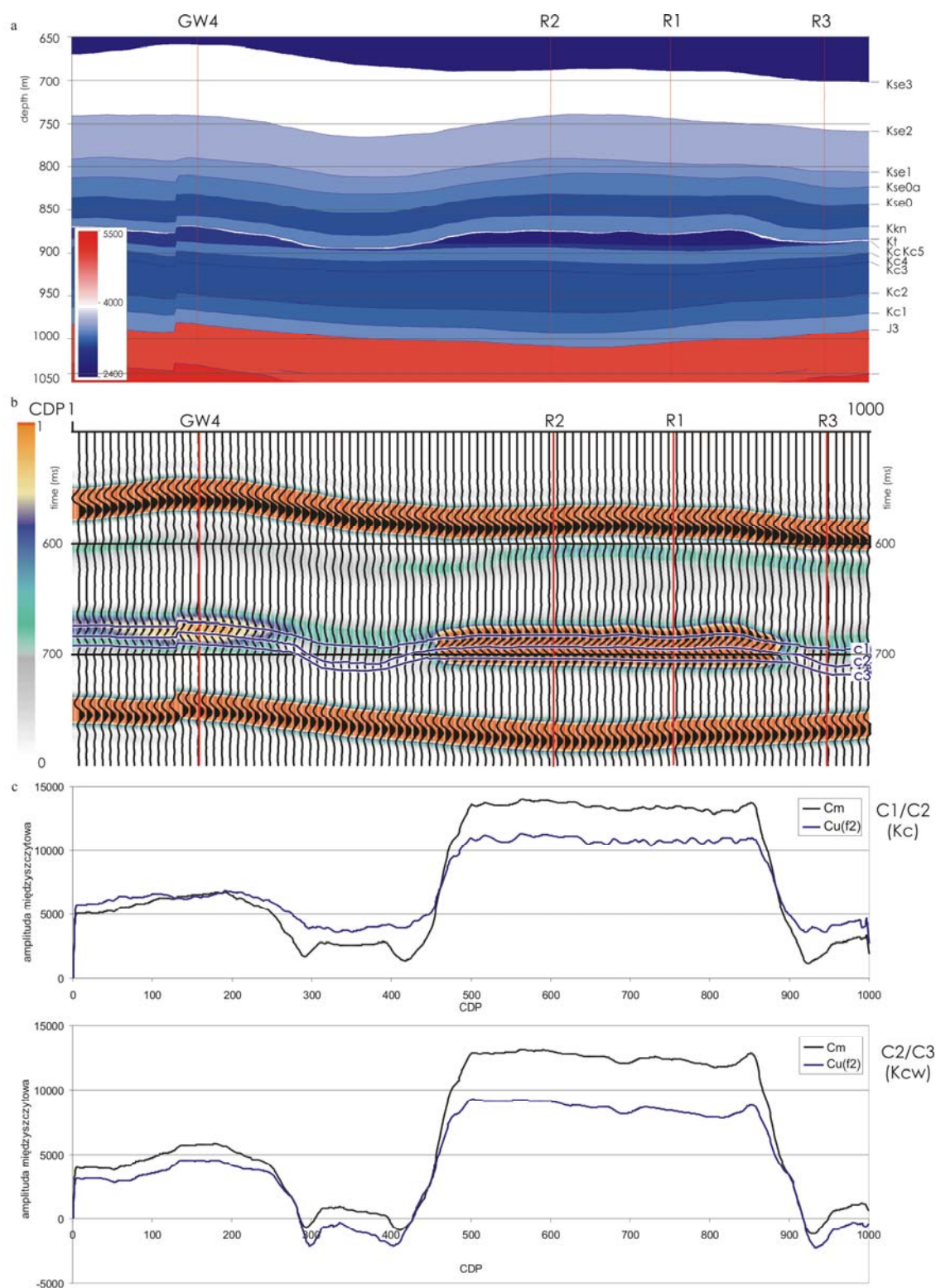
Rys. 5.4.2. Strefa wyklinowania cenomanu – model z gazem (wg: Marzec P. et al., 2006b)

- Model seismogeologiczny
- Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° (trasy wychyleń) oraz w wersji amplitudy chwilowej (kolor)
- Wykresy amplitudy międzyszczytowej przed (Cm i Jm) i po filtracji [Cu(f3) i Ju(f3)] dla stropu cenomanu (Kc) i stropu jury (J)

Strefa złoża Rajska

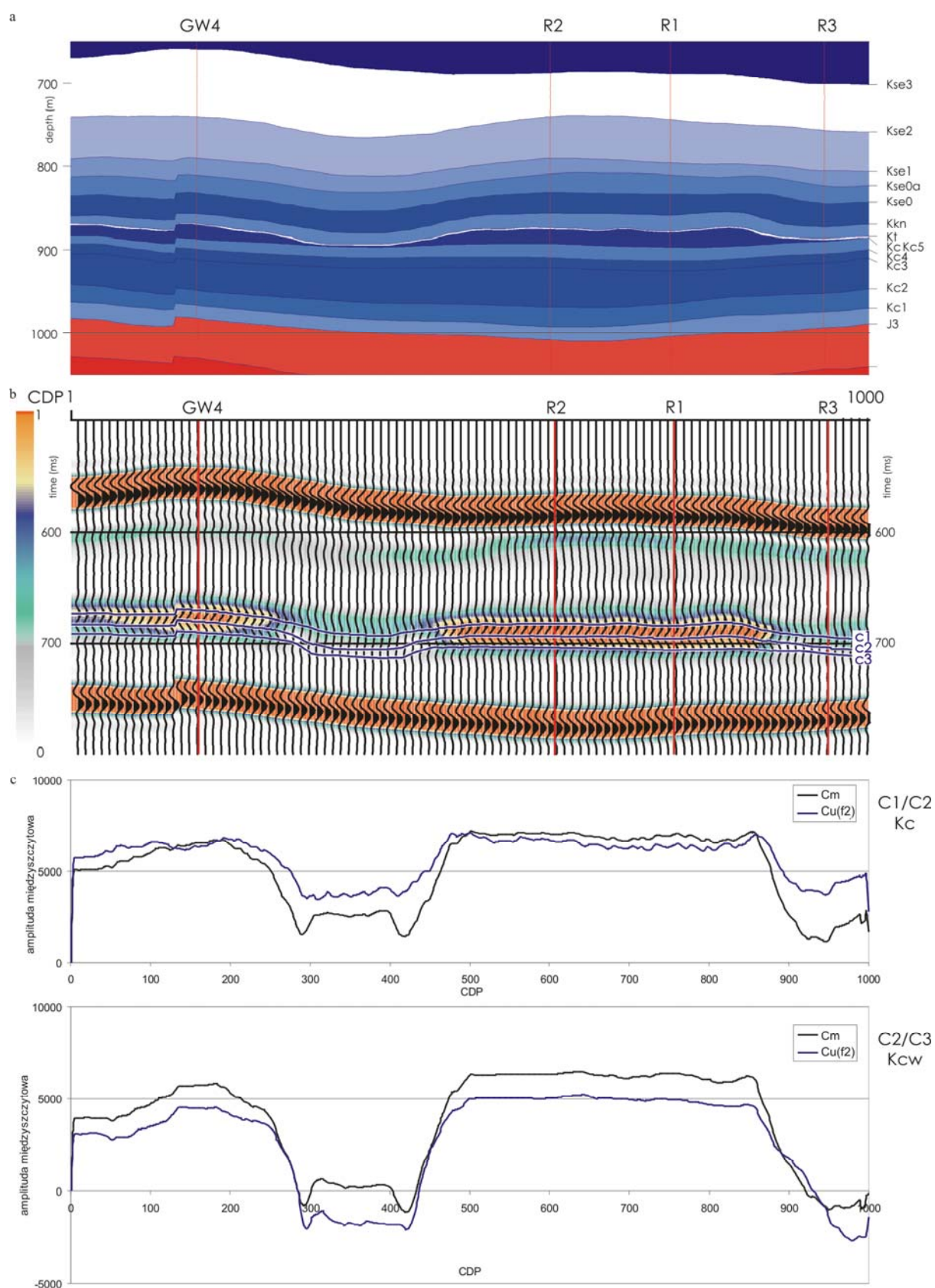
Model został opracowany w oparciu o dane z odwiertów: Grobla Wschód 4, Rajska 2, Rajska 3 i Rajska 4 (strefa nr 4 na rys. 5.2.7). Obejmuje on strefę złoża Rajska oraz, przylegającą do niej od strony zachodniej, podniesioną strefę w rejonie otworu GW-4, dla której nie założono nasycenia (rys. 5.4.3.a). Zapis sejsmiczny w wersji amplitudowej (rys. 5.4.3.b) pokazuje wyraźne wzmocnienie amplitudy w strefie złoża, zarówno dla odbicia od stropu jak i spągu warstwy nasyczonej. Widać na nim również wzmocnienie o mniejszej wartości amplitudy w rejonie otworu GW-4. Na sekcji syntetycznej o rotacji fazy 270° oprócz faz C1 i C2 (refleks Kc) wypunktowana została jego faza boczna C3. Fazy C2 i C3 utworzyły refleks Kcw, dla którego także wykonano analizy tuningu. Wykresy amplitudowe (rys. 5.4.3.c) pokazują, że maksymalne amplitudy międzyszczytowe C_m występują w strefie złożowej. Zastosowanie filtra f_2 (wzór 4.2.8) do amplitudy międzyszczytowej refleksu od stropu cenomanu (Kc) spowodowało jej obniżenie o około $\frac{1}{4}$ (wykres $C_u(f_2)$) w strefie złożowej (faza analizowanego refleksu bliska zeru). W pobliżu otworu GW-4 amplituda pozostała praktycznie bez zmian (faza refleksu ok. 270°), a wszędzie tam gdzie na modelu w stropie cenomanu nie założono obniżenia prędkości została podniesiona (faza refleksu pomiędzy 270° i 180°). Obserwowane dla refleksu Kcw duże wartości amplitudy C_m w strefie złożowej wywołane są pojawieniem się dodatkowej granicy sejsmicznej o dużym dodatnim współczynniku odbicia – spąg strefy nasyczonej (ang. *flat spot*). Zastosowanie procedury usuwania amplitudowych efektów tuningu powoduje obniżenie amplitudy we wszystkich wymienionych powyżej strefach, co świadczy o tej samej fazie refleksu. Na krzywych $C_u(f_2)$ strefa złożowa charakteryzuje się w dalszym ciągu najwyższymi amplitudami, choć różnica względem stref nienasyconych zmalała. Różne efekty zastosowania procedury w obszarach charakteryzujących się zapisem sejsmicznym o odmiennej fazie jest podstawowym kryterium, które pozwala takie obszary wydzielić i poszukiwać refleksów o kształcie charakterystycznym dla strefy złożowej zlokalizowanej w stropie cenomanu. Dostajemy w ten sposób, oprócz wielkości amplitudy, dodatkowy parametr, dzięki któremu możemy klasyfikować obszary anomalne. Do wydzielenia i jakościowej interpretacji tych stref wystarczająca jest znajomość różnicy amplitud C_m i C_u , czyli sama wielkość filtra f_2 . Z wyników modelowań wynika, że amplituda C_m określona dla refleksu Kcw jest dobrym wskaźnikiem obecności anomalii wywołanej spągami warstwy nasyczonej, o ile miąższość złoża nie jest dużo większa od miąższości dostrojenia danych sejsmicznych.

W celu sprawdzenia powyższych wniosków model złoża Rajska został zmodyfikowany poprzez wyeliminowanie gazu, czyli podniesienie prędkości w strefie złożowej do prędkości w podniesieniu GW-4 (rys. 5.4.4.a). Porównując sekcje syntetyczną, a z zwłaszcza amplitudy chwilowe (rys. 5.4.4.b) w rejonie otworów R-2 i R-1 z wariantem złożowym (rys. 5.4.3.b) widzimy ich podobieństwo. Różnica (niewielka) widoczna jest jedynie w poziomie amplitudy. Jednak zastosowanie filtra f_2 daje identyczny efekt jak w przypadku strefy otworu GW-4 (rys. 5.4.4.c). Zbliżone są nawet poziomy amplitud przed i po filtracji. Na różnice w zapisie sejsmicznym pomiędzy obiema strefami nie wpływa geometria granic, gdyż w obu przypadkach jest ona zbliżona. Różnica wynika z faktu, że obecność gazu zaburza stosunki współczynników odbicia wynikające z litologii i powoduje oprócz efektu amplitudowego zmianę kształtu sygnału.



Rys. 5.4.3. Strefa złoża Rajska

- Model seismogeologiczny
- Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° (trasy wychyleń) oraz w wersji amplitudy chwilowej (kolor)
- Wykresy amplitudy międzyszczytowej przed (Cm) i po filtracji Cu(f2) dla stropu cenomanu (Kc) i jego fazy bocznej (Kcw)



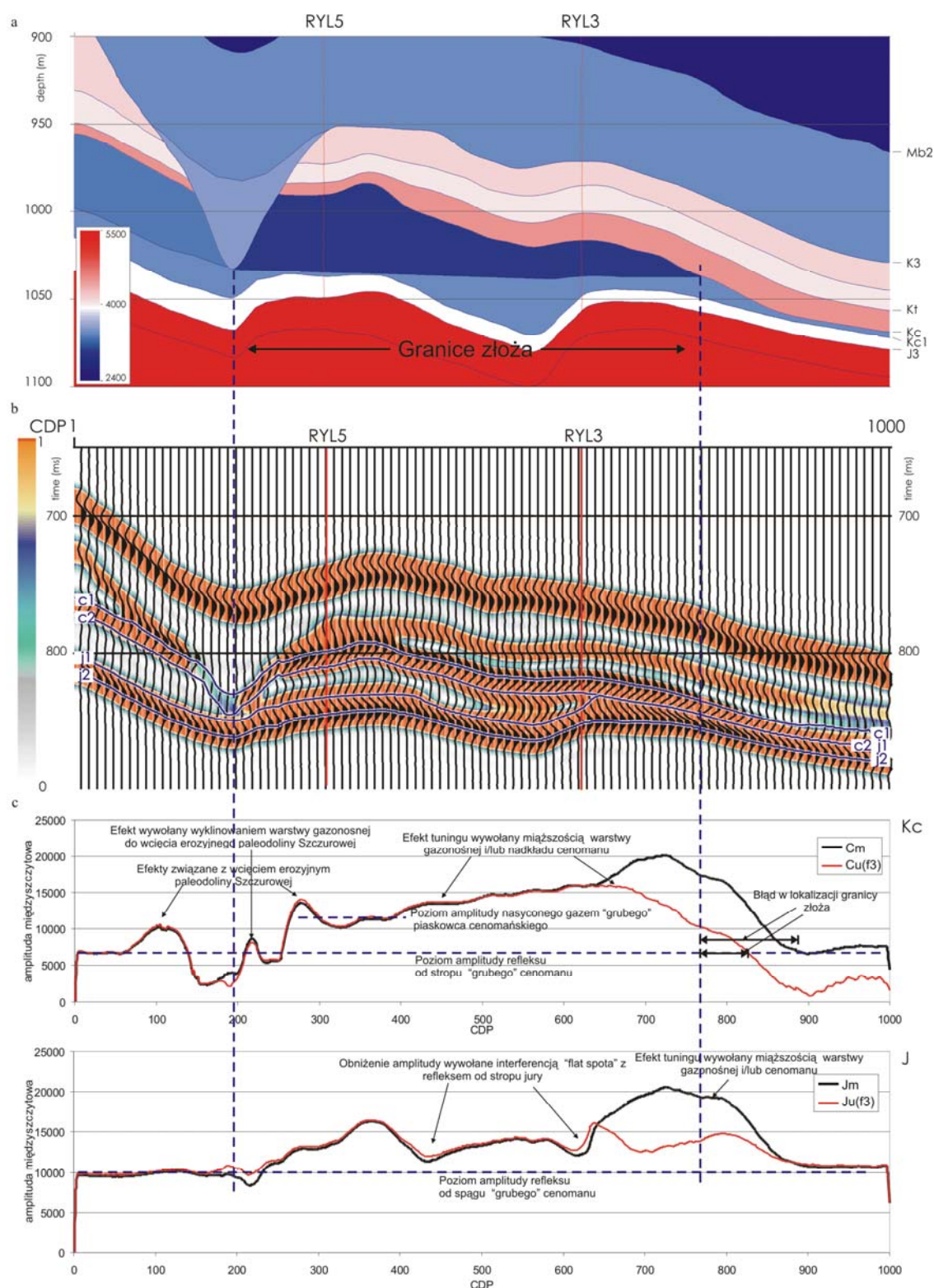
Rys. 5.4.4. Strefa złoża Rajska – model bez gazu

- Model seismogeologiczny
- Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° (trasy wychyleń) oraz w wersji amplitudy chwilowej (kolor)
- Wykresy amplitudy międzyszczytowej przed (Cm) i po filtracji Cu(f2) dla stropu cenomanu (Kc) i jego fazy bocznej (Kcw)

Strefa złoza Ryłowa

Złoże Ryłowa (strefa nr 8 na rys. 5.2.7) zlokalizowane jest w bardzo złożonym układzie sejsmogeologicznym (rys. 5.2.6 i 5.4.5.a). Z sejsmicznego punktu widzenia warstwa nasycona spełnia warunki zarówno grubej, jak i cienkiej warstwy. W nadkładzie strefy nasyconej miąższość turonu zmienia się od 7 w otworze Ryłowa 5 do 15m w otworze Ryl-3, jak również zmieniają się miąższości wyższych ogniw kredy. Deniwelacje stropu jury powodują, że zmienia się również miąższość utworów cenomanu poniżej złoza. Dodatkowa komplikacja związana jest z wyklinowywaniem się cienkowarstwowych ogniw kredy na głęboko wciętej dolinie wypełnionej osadami miocenu. Amplitudy chwilowe (rys. 5.4.5.b) pokazują wyraźne wzmocnienia amplitudy w strefie złoza, jak również po drugiej stronie rynny. Wykres amplitudy międzyszczytowej odbicia od stropu cenomanu (rys. 5.4.5.c – Cm) powtarza obraz widoczny w zapisie amplitudowym. Zastosowany filtr f3 (rys. 5.4.5.c – Cu(f3)) zdecydowanie obniżył amplitudę w cienkowarstwowej części złoza (rejon odwiertu Ryl-3) oraz w strefie zmniejszania się miąższości nienasyconego gazem cenomanu. Po zastosowaniu procedury błąd w wyznaczaniu granic złoza na podstawie wielkości amplitudy zmniejszył się. Może mieć to duże znaczenie przy okonturowaniu anomalii złożowych na mapach amplitudowych i wstępnym szacowaniu zasobów złoza. Filtr f3 nie zmienił wykresu Cm w pozostałej części profilu. Wyjątek stanowi wąska strefa maksymalnego przegłębienia paleodoliny Szczurowej i związanej z tym redukcji miąższości cenomanu. Dla grubowarstwowej części złoza amplitudy międzyszczytowe Cm są nieco większe od wynikających z kontrastu impedancji akustycznej w stropie złoza. Jest to efekt zmian miąższości wysokoprędkościowego nadkładu piaskowca cenomańskiego. Natomiast podniesienie Cm w okolicy otworu Ryl-5 oraz po drugiej stronie rowu można tłumaczyć efektem amplitudowym (tuningiem) wynikającym z wcięcia erozyjnego paleodoliny i gwałtownego zredukowania miąższości młodszych od cenomanu ogniw kredy. Jak wynika z rysunku istotne znaczenie przy ocenie perspektywiczności złożowej tego typu anomalii ma bezwzględna wielkość amplitudy. Istotnym wskaźnikiem nasycenia gazem mogą być lokalne podniesienia amplitudy w strefie wcięcia erozyjnego paleodoliny w utwory cenomanu (generalnie w tej strefie najniższy poziom amplitudy Cm). Wywołane są one wyklinowaniem i co za tym idzie tuningiem samej warstwy gazonośnej. Analiza amplitudy międzyszczytowej dla odbicia od stropu jury (rys. 5.4.5.c – Jm) wskazuje, że największa jej wartość występuje w cienkowarstwowej części złoza (rejon otworu Ryl-3). Efekt wzmocnienia amplitudy jest w znacznym stopniu eliminowany po zastosowaniu filtra f3 (rys. 5.4.5.c – Jm(f3)), co dowodzi jego interferencyjnej genezy. W części centralnej strefy złożowej obserwuje się obniżenie amplitudy międzyszczytowej wywołane interferencją refleksu od stropu jury o polaryzacji dodatniej z refleksem od spągu złoza (*flat spot*) o takiej samej polaryzacji.

Wyniki modelowań wskazują, że w obszarze złoza Ryłowa oraz innych potencjalnych złóż w podobnym układzie strukturalnym interpretacja amplitudowa jest utrudniona. Oprócz kontrastów impedancji bardzo istotną rolę odgrywają efekty interferencyjne o różnym charakterze i wywołane różnymi przyczynami. Jediną metodą określenia ich genezy są modelowania sejsmiczne, gdyż opracowana procedura jest w stanie zniwelować jedynie pojedynczy efekt, w tym wypadku wywołany wyklinowaniem cenomanu. Wzajemne relacje amplitud obserwowane na danych syntetycznych powinny mieć swoje odzwierciedlenie na danych sejsmicznych, o ile zachowane są wzajemne relacje amplitud na przetworzonych danych polowych.



Rys. 5.4.5. Strefa złoża Ryłowa (wg: Marzec P. et al., 2006a)

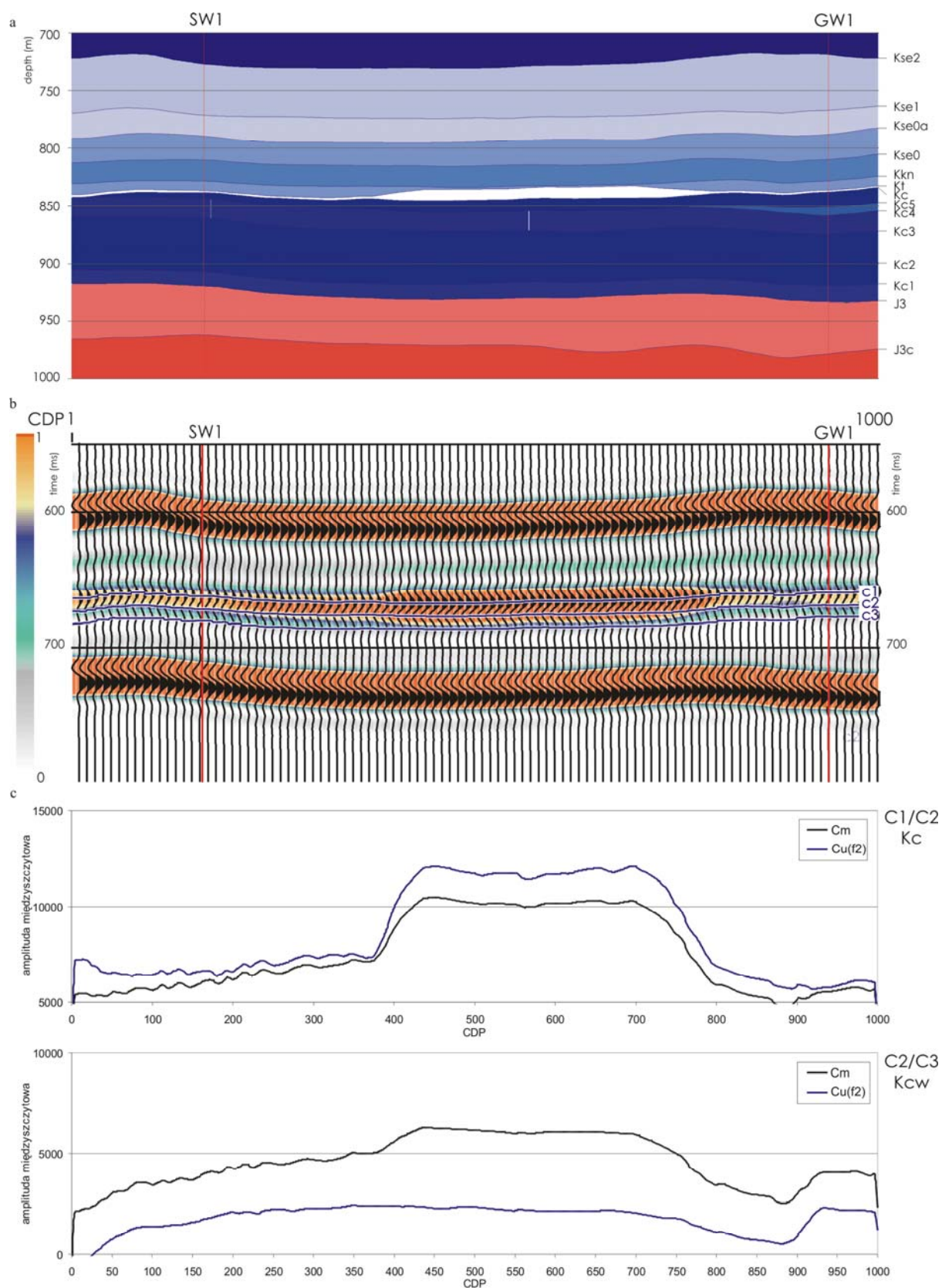
- Model seismogeologiczny
- Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° (trasy wychyleń) oraz w wersji amplitudy chwilowej (kolor)
- Wykresy amplitudy międzyszczytowej przed (Cm i Jm) i po filtracji [Cu(f3) i Ju(f3)] dla stropu cenomanu (Kc) i stropu jury (J)

Strefa o zwiększonej miąższości turonu

Bezpośredni nadkład piaskowców cenomanu stanowią wapienie turonu. Ich miąższość we wschodniej części analizowanego obszaru wynosi niewiele ponad 3m. Tak mała miąższość (na granicy wykrywalności sejsmiki) powoduje, że nie uzyskujemy odrębnego odbicia od stropu turonu. Obecność jego wpływa jednak na charakter odbić od stropu cenomanu. Przy stałej, małej miąższości wpływ ten jest zawsze taki sam, analizując więc odbicia od stropu cenomanu rozpatrujemy sygnał sumaryczny, którego zmienność uzależniona jest od zmienności cenomanu.

W celu przeanalizowania wpływu zmian miąższości turonu na obserwowany poziom amplitud i kształt refleksu skonstruowany został model (rys. 5.4.6.a) bazujący na danych z środkowej części trawersu-1, pomiędzy otworami Strzelce Wielkie 1 a Grobla Wschód 1 (strefa nr 3 na rys. 5.2.7). Założono w nim wzrost miąższości wapieni turonu do ok. 10m. Sekcja teoretyczna (rys. 5.4.6.b) oraz wykres amplitud międzyszczytowych refleksu odbitego od stropu cenomanu C_m wskazują na wyraźne podniesienie amplitudy w strefie wzrostu miąższości turonu, przypominające efekt od złoża. Podobnie jak w przypadku Rajska analizowano refleks K_c (fazy C_1 i C_2) oraz K_{cw} (fazy C_2 i C_3). Zastosowanie, obliczonego dla refleksu K_c , filtra f_2 powoduje, inaczej niż w strefie złożowej Rajska, podniesienie amplitudy międzyszczytowej (rys. 5.4.6.c – $[K_c C_u(f_2)]$). Jest to związane z obecnością silnego współczynnika odbicia na granicy koniak/turon (3700/4000), która wraz z granicą turon/cenoman (4000/2840) tworzy ciekłą warstwę o dodatnim współczynniku odbicia w stropie i ujemnym w spągu. Stąd bierze się, przeciwne do zamierzonego, działanie filtra. Dla granicy K_{cw} (rys. 5.4.6.c – $K_{cw} C_m$) także obserwuje się niewielkie wzmocnienie amplitudy. Zastosowanie procedury daje podobny efekt jak w przypadku modelu Rajska, czyli obniżenie amplitud (rys. 5.4.6.c – $[K_{cw} C_m(f_2)]$).

Zestawiając powyższy wynik z wynikami analiz w rejonie Rajska można wysnuć wniosek, że w przypadku złożonego układu wielu cienkich warstw opracowana procedura automatycznie klasyfikuje anomalie amplitudowe w zależności od kształtu zinterferowanego sygnału sejsmicznego. W zależności od rozkładu i wielkości współczynników odbicia amplituda jest zwiększana, zmniejszana lub pozostaje bez zmian. Ma to potencjalnie dużą przydatność na etapie jakościowej interpretacji danych sejsmicznych.

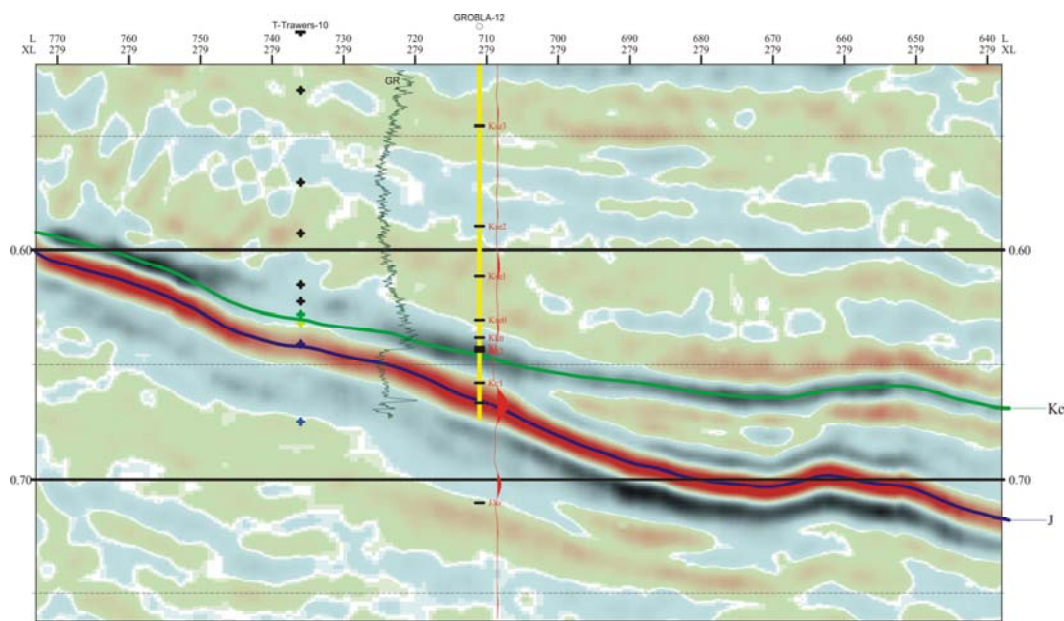


Rys. 5.4.6. Strefa o zwiększonej miąższości turonu

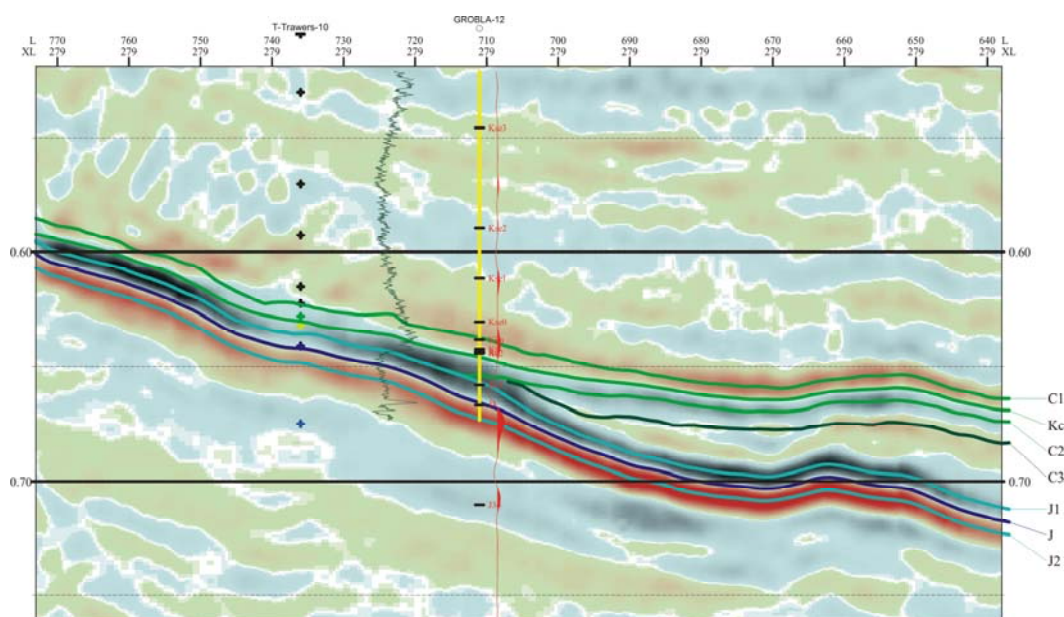
- Model sejsmogeologiczny
- Sekcja syntetyczna o rotacji fazy 270° (trasy wychyleń) oraz w wersji amplitudy chwilowej (kolor)
- Wykresy amplitudy międzyszczytowej przed (Cm) i po filtracji Cu(f2) dla stropu cenomanu (Kc) i jego fazy bocznej (Kcw)

5.4.2 Identyfikacja przyczyn anomalii amplitudowych na przekroju sejsmicznym z wykorzystaniem opracowanej procedury

W celu jednoznacznej identyfikacji stref wzmocnienia amplitudy wywołanych tuningiem i jakościowej oceny wielkości tego wzmocnienia dla danych z trawersu-1 zastosowano filtry eliminujące zjawisko „geometrycznego” wzmocnienia amplitudy. Danymi wejściowymi do powyższej analizy był zerofazowy zapis sejsmiczny, zrotowany o 270° . Na rysunku 5.4.7 pokazany jest fragment zerofazowej sekcji sejsmicznej w rejonie otworu Grobla 12 z korelacją stropu cenomanu i jury, a na rysunku 5.4.8 ten sam fragment sekcji po rotacji fazy o 270° , z wypunktowanymi fazami wykorzystywanymi w procedurze interpretacji anomalii amplitudowych.



Rys. 5.4.7. Fragment zerofazowej sekcji sejsmicznej w rejonie otworu Grobla 12



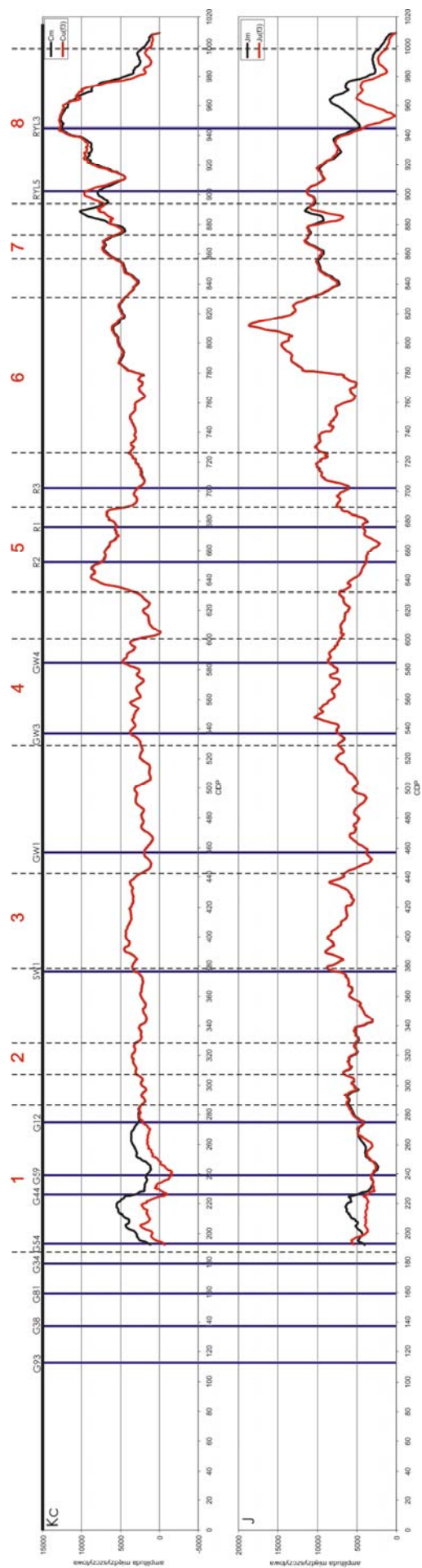
Rys. 5.4.8. Fragment sekcji sejsmicznej zrotowanej o 270° w rejonie otworu Grobla 12

Podobnie jak dla danych modelowych, sprawdzono kolejno działanie dwóch filtrów – filtra f3, który obliczono dla warunków interferencji sygnałów odbitych od stropu cenomanu i stropu jury (cienkowarstwowy cenoman) oraz filtra f2, który skonstruowany został w celu określenia wpływu na zapis sejsmiczny układów cienkowarstwowych występujących wzdłuż analizowanego horyzontu sejsmicznego Kc (turon/cenoman).

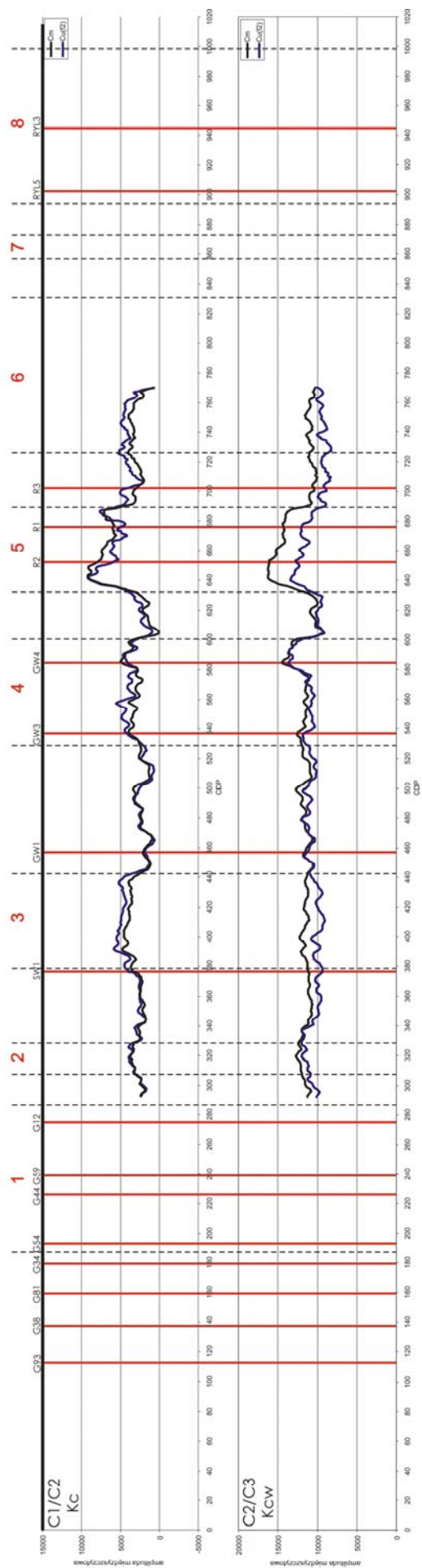
Przekrój sejsmiczny trawers-1, odtworzony w wersji amplitudy chwilowej (rys. 5.2.7) pokazuje kilka stref silnego wzmocnienia amplitudy. Zastosowanie filtrów f3 i f2 i wykorzystanie kryteriów opracowanych na podstawie danych modelowych powinno jednoznacznie określić przyczyny ich powstania.

Zastosowanie filtra f3 (rys. 5.4.9) do amplitud międzyszczytowych odbić od stropu cenomanu C_m oraz stropu jury J_m spowodowało zdecydowane obniżenie, w strefach „cienkiego” cenomanu, obu amplitud międzyszczytowych $C_u(f3)$ i $J_u(f3)$ do poziomu równego lub niższego niż poziom amplitud obserwowany dla „grubego” cenomanu. Wzdłuż pozostałej części profilu filtr f3 nie zmienił wartości amplitud międzyszczytowych. Obniżenie amplitudy obserwowane jest w sposób jednoznaczny dla strefy pomiędzy odwiertami G-54 – G-12 (strefa nr 1). Dla drugiej strefy „cienienia” cenomanu (strefa nr 8) filtr f3 w sposób jednoznaczny obniża amplitudę międzyszczytową odbić od jury $J_u(f3)$. Ma to miejsce zarówno dla wschodniej części złoża, jak i w strefie wcięcia erozyjnego paleodoliny Szczurowej. Filtr f3 również w tych samych miejscach obniża amplitudę międzyszczytową odbić od kredy $C_u(f3)$. Strefy, w których amplituda po filtracji $C_u(f3)$ jest większa niż przed filtracją (C_m) – to strefy, w których oprócz wyklinowania cenomanu występują zmiany miąższości warstw w jego nadkładzie. Poprzez analogię do wyników analiz na danych modelowych (rys. 5.4.5) można przyjąć, że obserwowane w strefie nr 7 wzmocnienie amplitudy związane jest z efektem wywołanym przez wcięcie erozyjne paleodoliny, gdyż maksymalna wielkość amplitudy w tej strefie jest znacznie mniejsza od analogicznej sytuacji w strefie złoża Rylowa.

Działanie filtra f2 pokazane jest na rysunku 5.4.10. Rejon badań to generalnie obszar „grubego” cenomanu, gdzie na wartość rejestrowanych amplitud może mieć wpływ nie tylko nasycenie gazem, ale również cienkowarstwowa budowa stropowych warstw cenomanu oraz nadległego turonu. Przedmiotem szczegółowej analizy był refleks Kc (fazy C1 i C2) oraz Kcw (fazy C2 i C3). Zastosowanie filtra f2 do amplitudy międzyszczytowej C_m refleksu Kc powoduje obniżeniu amplitudy jedynie w strefie złoża Rajska (strefa nr 5). Lokalne wzmocnienia na krawędziach anomalii złożowej są efektem spadku miąższości warstwy nasyconej do miąższości dostrojenia sygnału. W mniejszej skali efekt ten obserwowany jest także na danych modelowych (rys. 5.4.4.c). W pozostałych obszarach anomalnych amplituda nie ulega zmianie (strefa nr 2, częściowo nr 4) lub zostaje podniesiona (strefa nr 3, 4 i 6). Na podstawie wyników modelowań można sadzić, że przyczyną takiego zachowania amplitudy jest lokalne zwiększenie miąższości wapieni turońskich. Procesy, które mogły spowodować powstanie takich struktur to selektywna erozja lub aktywność uskoku w czasie ich sedymentacji. Za drugą hipotezę przemawia lokalizacja pomiędzy strefami uskoku. Zastosowanie filtra f2 do amplitudy międzyszczytowej C_m refleksu Kcw powoduje jej zdecydowane obniżenie w strefie złoża i zróżnicowane w pozostałych strefach. Wyraźne obniżenie amplitudy obserwowane jest, gdy w stropowej części cenomanu nie występuje wysokoprędkościowa wkładka (rys. 5.2.8)



Rys. 5.4.9 Trawers 1 – zastosowanie filtra f3



Rys. 5.4.10 Trawers 1 – zastosowanie filtra f2

Podsumowując wyniki zastosowania opracowanych filtrów (f2 i f3) na trawersie -1 należy stwierdzić, że:

Strefy „cienkiego” cenomanu (rejon Grobli, paleodoliny Szczurowej oraz wschodnia część złoza Rylowa) można zidentyfikować w oparciu o:

- anomalie widoczne na zapisie amplitudy chwilowej,
- obniżające amplitudę działanie filtra f3.

Strefę złożową Rajsko identyfikują:

- anomalie widoczne na zapisie amplitudy chwilowej,
- obniżające amplitudę działanie filtra f2,
- silny wzrost amplitudy międzyszczytowej refleksu Kcw (listek boczny sygnału).

Strefę złożową Rylowa identyfikują:

- anomalie widoczne na zapisie amplitudy chwilowej,
- najwyższe obserwowane wartości amplitudy międzyszczytowej
- nieusunięte wzmocnienie amplitudy w strefie „cienkiego” cenomanu po zastosowaniu filtra f3.

Strefy zwiększonej miąższości turonu identyfikują:

- anomalie widoczne na zapisie amplitudy chwilowej,
- podwyższające amplitudę działanie filtra f2.

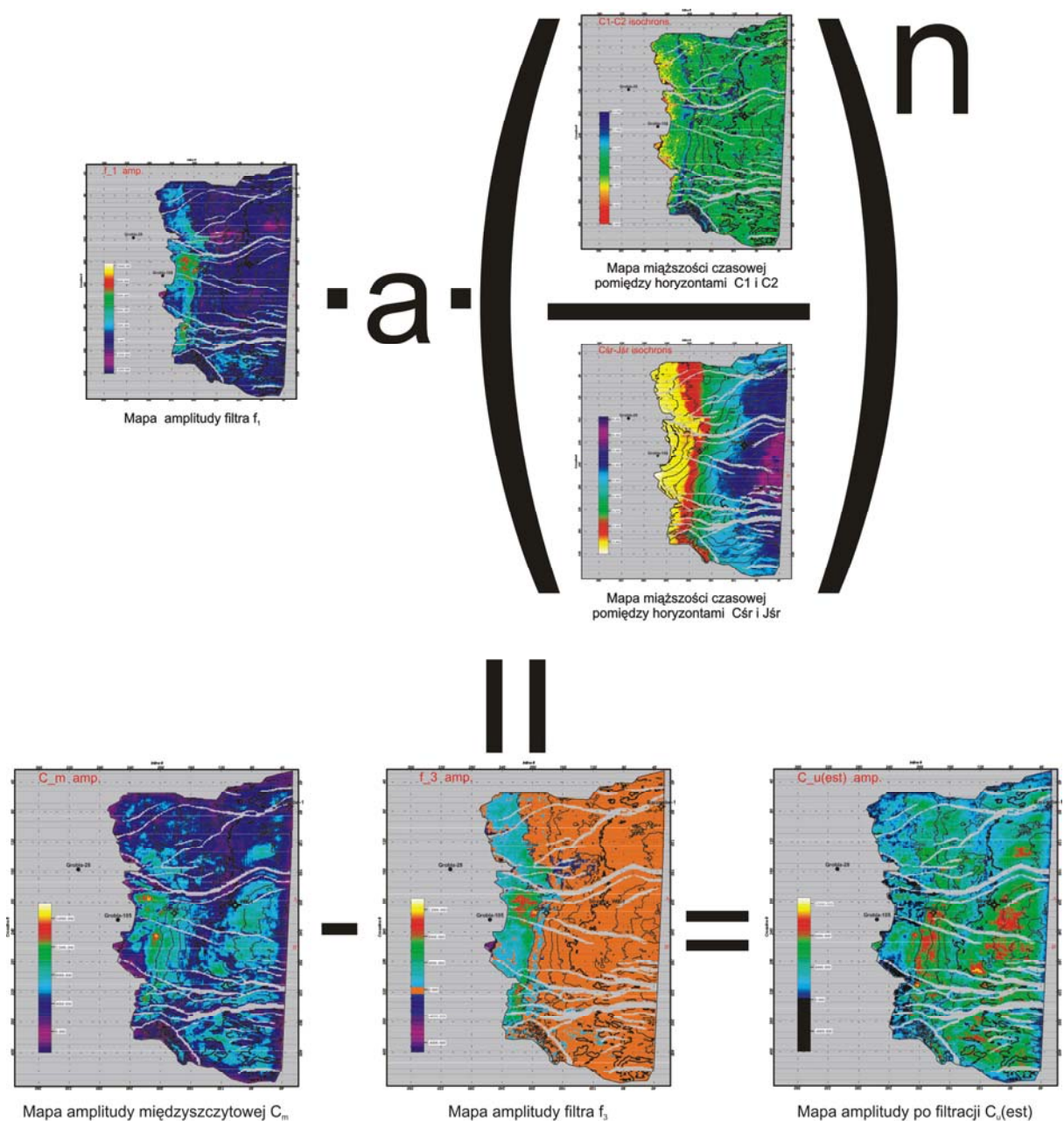
Strefy przewarstwień w stropowej części piaskowca cenomańskiego identyfikuje:

- wielkość amplitudy filtra f2 Kcw.

5.4.3 Eliminacja efektu tuningu z mapy amplitudowej stropu piaskowca cenomańskiego

Kolejnym etapem badań było przeprowadzenie interpretacji powierzchniowej na całym obszarze badań. Celem jej było wskazanie stref anomalii amplitudowych w cenomanie, które mogą być związane z nasyceniem. Podstawą ich identyfikacji były kryteria opracowane dla obszarów anomalnych, które przecina profil badawczy trawers-1.

W oparciu o interpretację powierzchniową granic sejsmicznych (rys 5.4.8) stropu jury i cenomanu wykonano analizy kształtu sygnału dla tych granic i podjęto próbę usunięcia efektów geometrycznego wzmocnienia amplitudy refleksu od stropu cenomanu w strefie jego wyklinowania. Schemat ideowy, opisanej w rozdziale 4.2, metody pokazany jest na rysunku 5.4.11. Przedstawione na nim mapy zostały opracowane w oparciu o pierwotnie przetworzone dane sejsmiczne zdjęcia Grobla – Uście Solne (Haber, 1993), a ich analiza była przedmiotem wcześniejszych publikacji (Marzec, 2004; Pietsch et al., 2003). Wykazała ona m.in. dużą rolę i niekorzystny wpływ na wiarygodność wyników wielofazowego sygnału sejsmicznego, będącego efektem przetwarzania danych sejsmicznych nastawionego na maksymalne zwiększenie rozdzielczości pionowej kosztem formy sygnału. Dane po powtórным przetworzeniu (Laskownicka et al., 2004) nie mają już tej wady (rys. 5.2.4) i wyniki analiz amplitudowych są bardziej wiarygodne zwłaszcza, że są zachowane względne racje amplitud (zgodność obliczonej na podstawie współczynników odbicia z otworów wiertniczych krzywej tuningu z pomierzonymi na zdjęciu 3D amplitudami refleksu Kc (rys. 5.3.7 do 5.3.9)). Dzięki temu opracowana dla danych modelowych (rozd. 5.4.1) wielkość współczynnika skalowania „a” może być zastosowane do analizy pomierzonych amplitud.



Rys. 5.4.11. Schemat metody eliminacji wzmoceń amplitudy wywołanych tuningiem w strefie wyklinowania cenomanu z mapy amplitudy międzyszczytowej refleksu od jego stropu.

Podobnie jak w przypadku analizy danych z trawersu - 1 odniesieniem do wyników zastosowania opracowanej procedury jest amplituda chwilowa refleksu od stropu cenomanu w postaci mapy (rys. 5.2.10).

W części zachodniej widać ciąg silnych (w stosunku do średniego poziomu amplitudy w tej części zdjęcia) anomalii, biegnących pasem wzdłuż granicy wykrywalności refleksu od stropu cenomanu. Bliskość granicy wykrywalności i obecność wyklinowania implikuje możliwość dużego udziału wzmożenia geometrycznego w poziomie tych anomalii. Na wschód od linii inline 520 obserwuje się szereg anomalii, z których najbardziej interesujące (ze względów tektonicznych i strukturalnych) związane są z lokalnymi kulminacjami cenomanu, wzdłuż równoleżnikowo biegnącej przez całe zdjęcie strefy uskokowej oraz z rowem tektonicznym Rylowej wraz z wciętą miejscami w utwory cenomanu paleodoliną wypełnioną osadami miocenu. Odniesieniem dla nich są anomalie związane ze złożem Rajsko

i Rylowa. W przypadku drugiego złoża elementem dodatkowo rzutującym na poziom amplitudy jest jego lokalizacja w strefie obniżenia miąższości cenomanu i zmian geometrii nadkładu.

W celu weryfikacji ślędzonych anomalii amplitudowych w oparciu o zdjęcie sejsmiczne o rotacji fazy 270° wyznaczono horyzonty C1, C2 i C3 oraz J1 i J2 (rys. 5.4.8). W pracy prezentowane są tylko wybrane, najbardziej istotne mapy, będące efektem zastosowania opracowanej procedury filtracji. Są to:

- mapa amplitudy międzyszczytowej C1/C2 Cm (rys. 5.4.12),
- mapa wartości filtra C1/C2 f2 (rys. 5.4.13),
- mapa wartości filtra C1/C2 f3 (rys. 5.4.14),
- mapa amplitudy po zastosowaniu filtra f2 C1/C2 Cu(f2) (rys. 5.4.15),
- mapa amplitudy po zastosowaniu filtra f3 C1/C2 Cu(f3) (rys. 5.4.16).

Na wszystkich mapach wrysowano izopachyty cenomanu.

Mapa amplitudy międzyszczytowej C1/C2 Cm

Mapa amplitudy międzyszczytowej centralnego listka refleksu od stropu cenomanu (rys. 5.4.12) jest przybliżeniem mapy energii sygnału (rys. 5.2.10), ale z większą rozdzielczością. Przykładem może być obszar Rylowej, gdzie na mapie amplitudy chwilowej widać, ciągnącą się w kierunku NW od otworu Rylowa 4 do otworu Rylowa 6 rozległą anomalię o wysokiej i stałej amplitudzie. Na mapie amplitudy międzyszczytowej strefa ta jest wyraźnie zróżnicowana amplitudowo, z maksymalnymi amplitudami w rejonie otworu Rylowa 3 (nasycony gazem), na E od otworu Górka 2 (płonny) i w sąsiedztwie otworu Rylowa 6 (nasycony).

Mapa wartości filtra C1/C2 f2

Dla pojedynczej granicy i sygnału idealnie zerofazowego wartość amplitudy tego filtra powinna oscylować w okolicy zera. Dla refleksu od stropu cenomanu takie warunki występują teoretycznie powyżej miąższości 25 metrów. Jeżeli powyżej granicy Kc i w strefie potencjalnego tuningu znajdzie się jakkolwiek granica o znaczącym dodatnim współczynniku odbicia filtr f2 przyjmuje wartości ujemne.

Anomalie takie (rys. 5.4.13 – kolor fioletowy) zaczynają pojawiać się lokalnie na wschód od otworu Strzelce Wielkie – 1 (strefa nr 3 na rys. 5.2.7), obszarowo dominują natomiast we wschodniej części zdjęcia, co wskazuje na zwiększenie miąższości turonu. Znajduje to potwierdzenie w otworach z rejonu Rylowej i Szczurowej (rys. 5.2.1). Bardzo silne ujemne anomalie w rejonie maksymalnego wcięcia paleodoliny Szczurowej świadczą o „wejściu” w strefę interferencji dodatkowo granicy trzeciorzęd/kreda, o silnym dodatnim współczynniku odbicia (rys. 5.2.1 i 5.2.6). W tych strefach nadkład będzie decydował o kształcie refleksu od stropu cenomanu.

Dodatnie wartości f2 (kolor od zielonego do czerwonego) świadczą o obecności w strefie interferencji, poniżej granicy Kc, granicy o znaczącym dodatnim współczynniku odbicia. Przy miąższości cenomanu poniżej 25 metrów silne dodatnie anomalie wskazują na silną interferencję z refleksem od stropu jury w strefie wyklinowania cenomanu. W rejonie Rajska (strefa nr 4) obserwuje się słabe dodatnie anomalie wywołane obecnością kontaktu woda/gaz. Byłyby one znacznie mocniejsze, gdyby nie wpływ geometryczny nadkładu cenomanu, który dominuje w tym rejonie i niweluje efekt nasycenia. Podobnie można tłumaczyć bliskie zera wartości filtra f2 w rejonie na wschód od otworu Rylowa-6 (strefa nr 8). Silne dodatnie wartości f2 poniżej miąższości 35 metrów świadczą już o dodatkowym wpływie stropu jury na kształt refleksu. Gdy mamy więcej niż dwie granice w strefie interferencji poszukiwanie efektu anomalii wywołanej nasyceniem wymaga opracowania kryteriów dopasowanych do lokalnego rozkładu granic odbijających.

Zaletą konstrukcji filtrów różnicowych jest to, że są niezależne od poziomu sygnału i zakłóceń, o ile nie towarzyszą im zmiany fazowe. W związku z tym na mapie filtra f2 (rys. 5.4.13) nie widać strefy wiązania zdjęć i obniżenia krotności pokrycia.

Mapa wartości filtra C1/C2 f3

Mapa (rys. 5.4.14) pokazuje obszary geometrycznego wpływu jury na refleks od stropu cenomanu (kolor zielony i czerwony). Zachodnia część mapy to strefa wyklinowania się piskowców cenomańskich do jurajskiego podłoża, a w strefie południowo wschodniej oprócz wyklinowania mamy dodatkowo zmniejszenie miąższości cenomanu w strefie erozyjnego wcięcia paleodoliny Szczurowej. Znacznie większe amplitudy maksymalne w strefie Grobli (strefa nr 1) świadczą o tym, że w tej strefie współczynnik odbicia od stropu jury jest większy od współczynnika odbicia od stropu cenomanu. Potwierdzeniem są wykresy kalibracyjne amplitudy refleksu od stropu cenomanu (rozdz. 5.3) i dane otworowe (rys. 5.2.1). Mniejsze amplitudy w strefie Rylowej (strefy nr 7 i 8) wskazują na bardziej wyrównane wartości tych współczynników, co potwierdzają wyniki inwersji sejsmicznej (rys. 5.2.8).

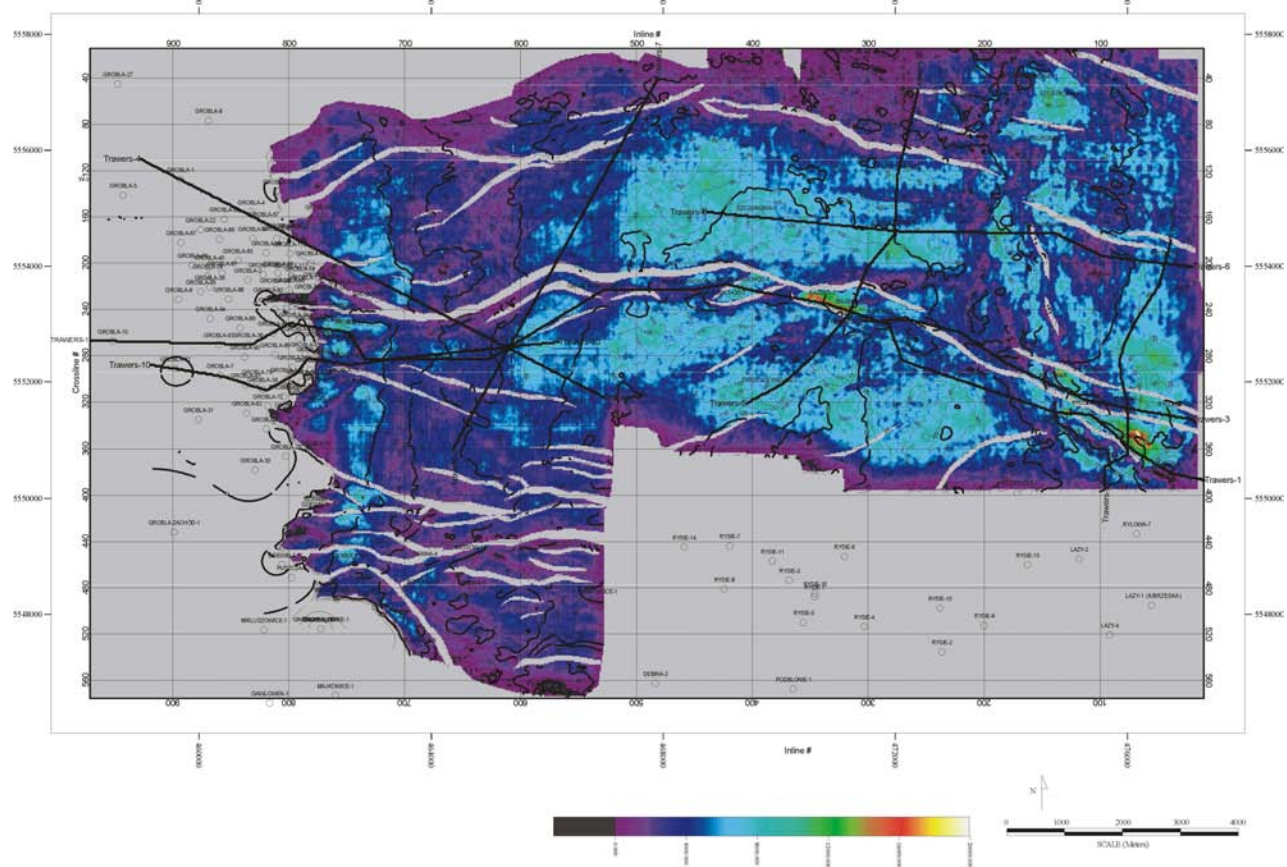
Mapa amplitudy po filtracji filtrem f2 C1/C2 Cu(f2)

Filtracja filtrem f2 mapy amplitudy międzyszczytowej dla stropu cenomanu (rys. 5.4.15) spowodowała wyrównanie poziomu anomalii amplitudowych w centralnej części basenu cenomańskiego, za wyjątkiem złoża Rajsko (strefa nr 4). W części wschodniej obok zaznaczającego się na mapie złoża Rylowa widać również kilka wysokoamplitudowych stref. Analiza przekrojów sejsmicznych przechodzących przez te strefy wskazuje na to, że przyczyn ich powstania nie należy wiązać ze zróżnicowaniem prędkościowym w obrębie cenomanu, ale z występowaniem w jego bezpośrednim nadkładzie granic sejsmicznych (strop turonu lub spąg miocenu) o dużych współczynnikach odbicia i dodatniej polaryzacji, które wraz ze stropem cenomanu tworzą warunki do powstania tuningu.

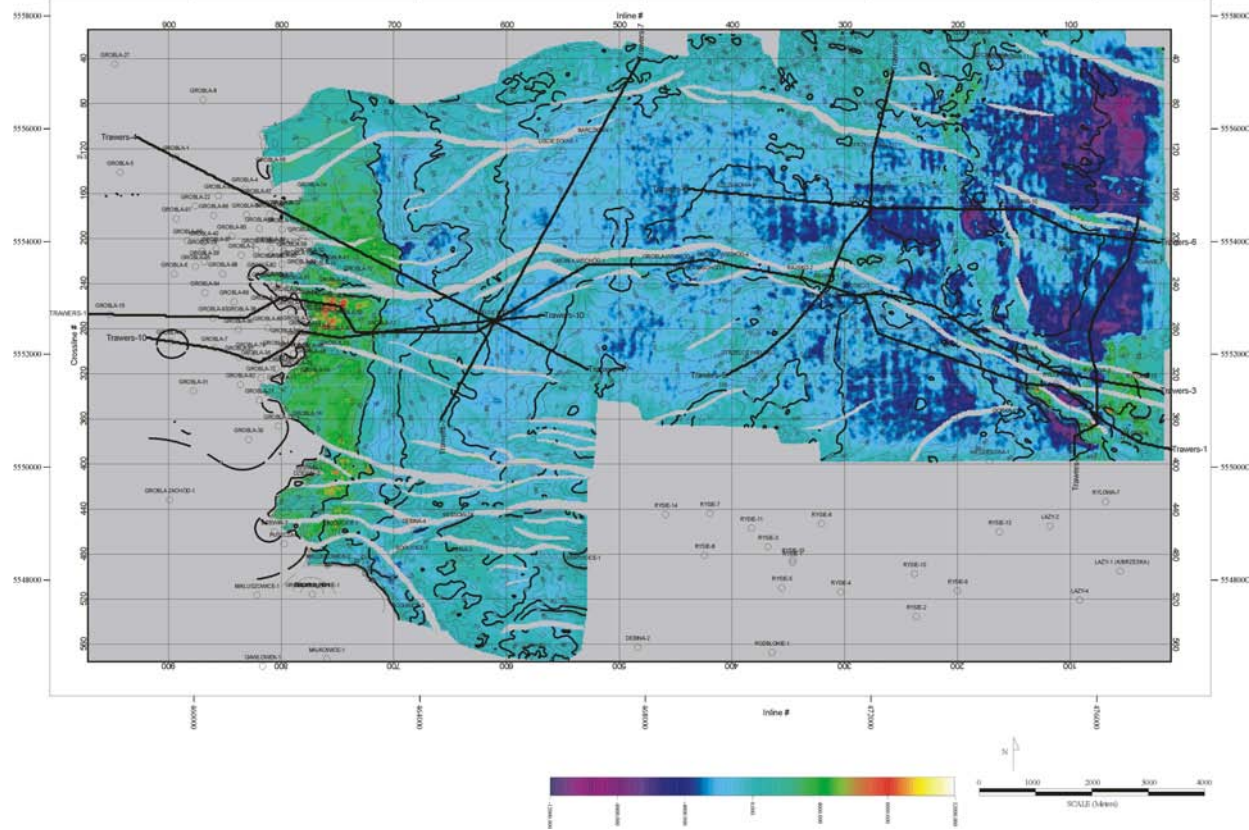
Mapa amplitudy po filtracji filtrem f3 C1/C2 Cu(f3)

Po usunięciu geometrycznego wzmocnienia od stropu jury (rys. 5.4.16) anomalia w rejonie złoża Rylowa od strony wschodniej uległa ograniczeniu i wyostrzeniu, co ułatwia okonturowanie złoża Rylowa (rys. 5.4.5) i likwiduje pozostałe anomalie w tej strefie np. na wschód od otworu Rylowa 2.

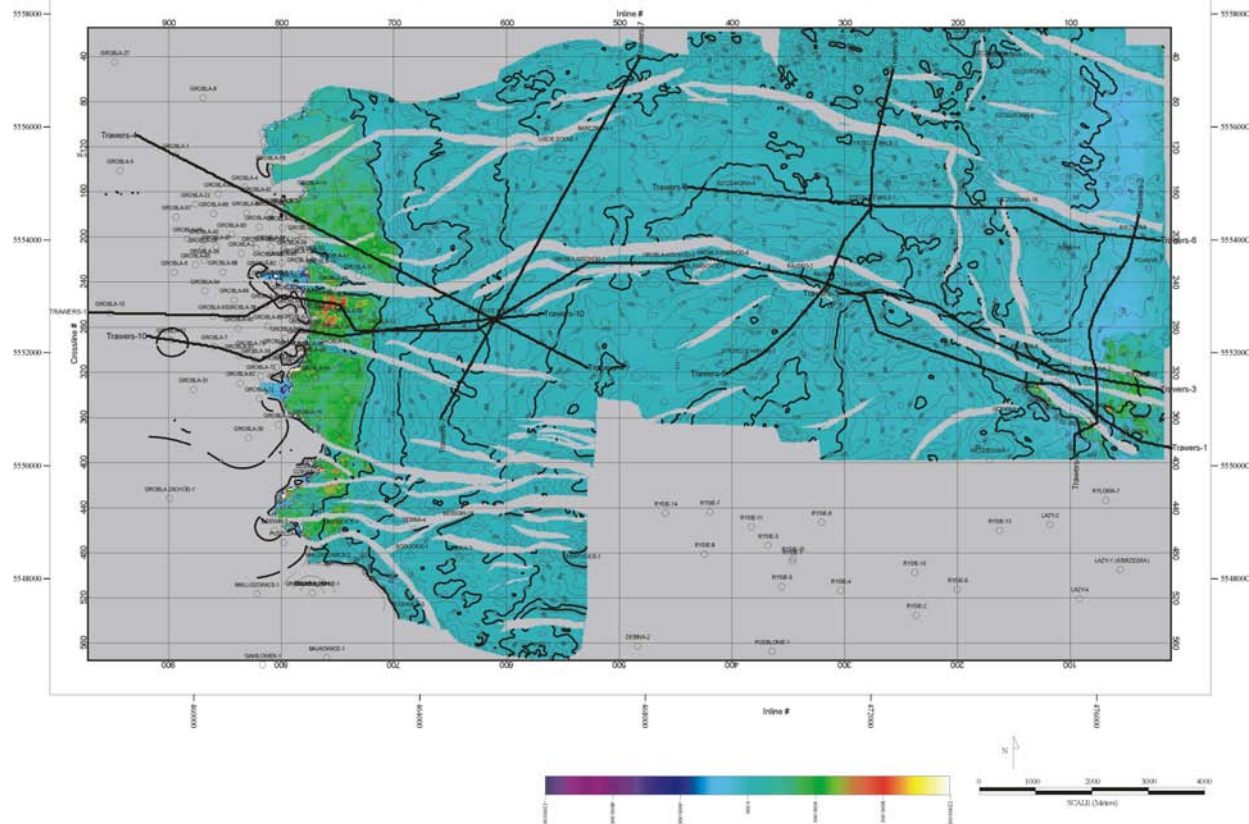
W strefie wyklinowania cenomanu w rejonie Grobli poziom maksymalnych amplitud odpowiada mniej więcej średniemu poziomowi amplitudy z obszaru „grubego” cenomanu. Pojawiające się ujemne amplitudy świadczą o tym, że w strefach tych współczynnik odbicia od stropu jury jest znacznie większy od współczynnika odbicia od stropu cenomanu. Ponieważ prędkość powyżej cenomanu jest stała (rys. 5.2.8), oznacza to zwiększenie w tej strefie prędkości w samym cenomanie. Potwierdzeniem tej obserwacji jest korelacja tych stref z obszarami o podwyższonej prędkości na mapie prędkości inwersyjnej cenomanu (rys. 5.2.11). Niskie wartości maksymalne amplitud po filtracji w strefie zachodniej wskazują na brak w tej strefie przemysłowych akumulacji gazu.



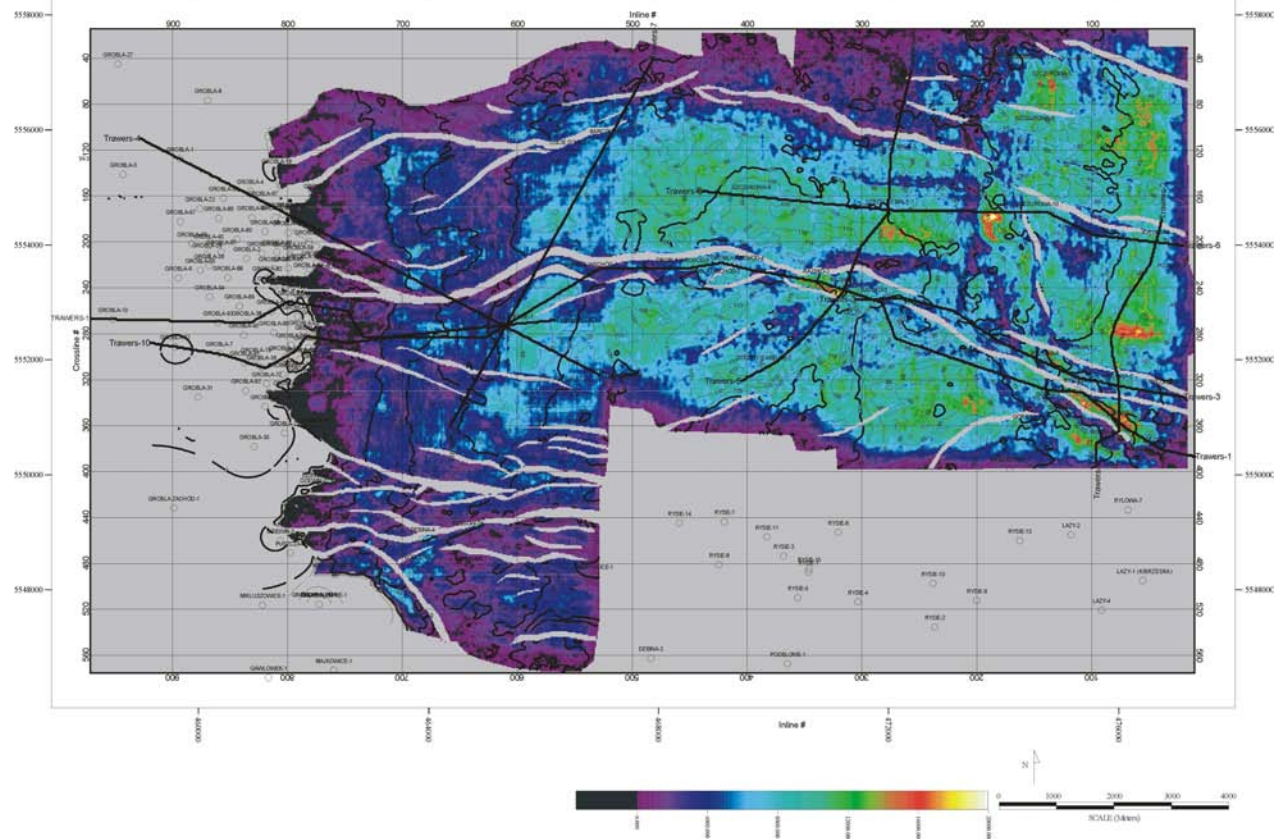
Rys. 5.4.12. Mapa amplitudy międzyszczytowej C1/C2 Cm z izopachytami cenomanu



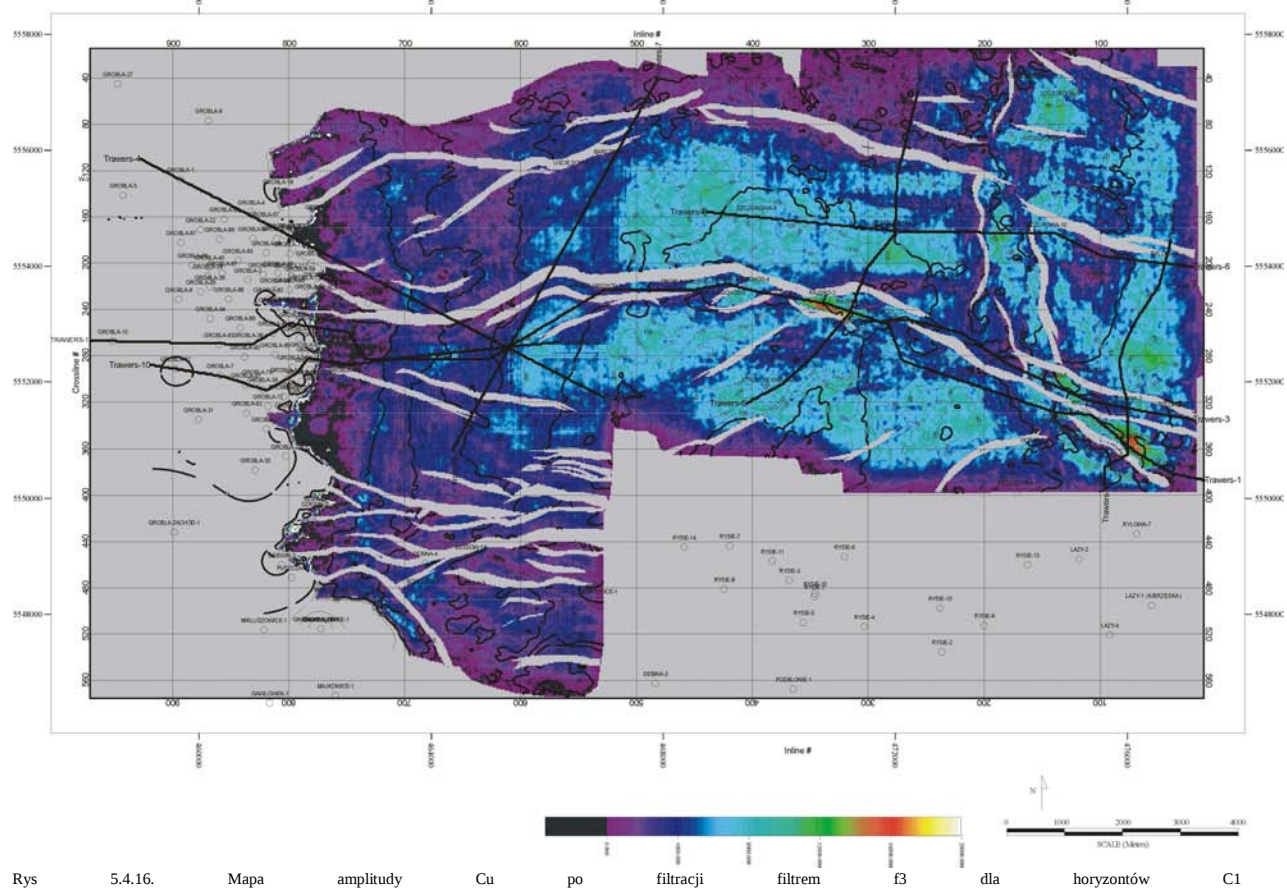
Rys. 5.4.13. Mapa wartości filtra f2 dla horyzontów C1 i C2 z izopachytami cenomanu



Rys. 5.4.14 Mapa wartości filtra f_3 dla horyzontów C1 i C2 z izopachytami cenomanu



Rys. 5.4.15. Mapa amplitudy Cu po filtracji filtrem f2 dla horyzontów C1 i C2



Rys 5.4.16. Mapa amplitudy Cu po filtracji filtrem f3 dla horyzontów C1 i C2

5.4.4 Podsumowanie

Metoda usuwania efektów wzmocnienia amplitudy wywołanego cienkowarstwową budową ośrodka geologicznego opiera się przede wszystkim na wynikach modelowań 2D.

Filtr f2 opracowany został w celu oceny wpływu na amplitudę analizowanego refleksu odbić od dodatkowych granic sejsmicznych, które mogą interferować z odbiciem głównym przy zadanych parametrach sygnału sejsmicznego. Ich czasowa odległość od analizowanej granicy w tym przypadku jest mniejsza od szerokości listka głównego sygnału sejsmicznego. W zależności od rozkładu i wielkości współczynników odbicia amplituda po zastosowaniu filtra f2 jest zwiększana, zmniejszana lub pozostaje bez zmian.

Filtr f3 działa na tej samej zasadzie, co filtr f2, ale jego działanie zostało ograniczone do ściśle określonego przedziału miąższości czasowych pojedynczej wyklinowującej się warstwy. W przypadku przeciwnych znaków współczynników odbicia w stropie i spągu filtr f3 usuwa amplitudowy efekt tuningu.

Otrzymane wyniki wskazują, że testowana na danych pomierzonych procedura może być stosowana do rozwiązywania zagadnień złożowych w aspekcie identyfikowania geometrycznych przyczyn anomalii amplitudowych. Usuwanie efektów wywołanych tuningiem, przy tak zdefiniowanych matematycznie filtrach, daje najlepsze i jednoznaczne efekty w przypadku pojedynczej, wyklinowującej się warstwy lub w przypadku granic równoległych, gdy parametry są zmienne tylko w jednej z nich. Bardziej skomplikowane układy wymagają analizy wielu faz tego samego refleksu.

W prezentowanej postaci metoda może być stosowana w obszarach gdzie rozpoznanie otworami jest minimalne, gdyż opiera się głównie na danych sejsmicznych i modelowych. Warunkiem stosowania procedury jest zerofazowy sygnał pozbawiony silnych oscylacji bocznych. Dane sejsmiczne ze zdjęcia 3D Grobla – Uście Solne – Ryłowa praktycznie spełniają te warunki.

Zaletą metody jest to, że nie zależy od poziomu amplitud wejściowych, zatem może służyć do porównywania wyników modelowania i danych rzeczywistych nawet przy znacznym uproszczeniu modelu. Ponad to nie wymaga dodatkowego oprogramowania i jest możliwa do zrealizowania w każdym systemie interpretacyjnym.

6. Podsumowanie i wnioski końcowe

Złożowa interpretacja danych sejsmicznych bazuje przede wszystkim na analizie bezpośrednich wskaźników węglowodorowości (DHI), które w większości związane są z anomaliami amplitudowymi powstającymi w strefach nasycenia gazem. W tej sytuacji zasadniczym problemem jest rozróżnienie anomalii amplitudowych wywołanych zmianami litologii lub nasyceniem gazem od anomalii wywołanych konstruktywną interferencją sygnału sejsmicznego w strefie tuningu. Wielkość amplitudy obserwowanego refleksu w strefie tuningu może być kilkakrotnie (przy różnej wartości współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy) wyższa od poziomu amplitudy obserwowanej dla warstwy „grubej” z punktu widzenia sejmiki. Prowadzi to do błędnych wyników zastosowania analiz DHI na mapach atrybutów związanych z amplitudą (fałszywe anomalie typu *bright spot*) i problemów z lokalizacją i okonturowaniem złóż. Istotnym jest więc zidentyfikowanie a następnie, o ile to możliwe, usunięcie wzmocnień amplitudy wywołanych zmianą miąższości warstwy.

Celem pracy było przetestowanie istniejących oraz ewentualnie opracowanie nowych metod pomocnych przy geologicznej interpretacji odpowiedzi sejsmicznej układów cienkich warstw o zmiennej geometrii. Problem jest skomplikowany, ponieważ na odpowiedź amplitudową wyklinowującej się warstwy wpływ mają oprócz rozkładu impedancji akustycznej oraz geometrii granic sejsmicznych także parametry sygnału sejsmicznego i sposobu przetwarzania danych sejsmicznych, nie mówiąc już o falach zakłócających. Intencją autora było opracowanie metod i kryteriów interpretacyjnych na tyle prostych, aby mogły bez przeszkód zostać zaimplementowane w już istniejących systemach do interpretacji danych sejsmicznych.

W pracy wykorzystano dane sejsmiczne ze zdjęć sejsmicznych 3D: Grobla – Uście Solne i Grobla Wschód – Rylowa. Celem geologicznym, na którym testowano opracowane procedury, były wyklinowujące się piaskowce wieku cenomańskiego, w których udokumentowano złoża węglowodorów w rejonie Grobli, Rajska i Rylowej. W rejonie badań dysponowano dosyć dobrym i równomiernym rozpoznaniem otworowym. Dane uzyskane z geologicznej analizy rdzeni wiertniczych i pomiarów geofizyki otworowej stanowią odniesienie do obserwacji poczynionych na podstawie przetworzonych danych sejsmicznych.

W ramach realizacji generalnego celu wykonano szereg szczegółowych zadań:

- Zestawiono ze sobą i przeprowadzono dyskusję na temat poglądów różnych badaczy odnośnie rozdzielczości danych sejsmicznych i pojęcia „cienkiej” warstwy w sejsmice. Wyjaśniono m.in. dlaczego granica rozdzielczości pionowej wg kryterium Widessa nie pokrywa się z $\frac{1}{4}$ długości fali dla dominującego okresu.
- Wykonano obliczenia teoretycznych pól falowych różnymi metodami i poprzez wzajemne porównania określono stopień, w jakim poszczególne algorytmy obliczeniowe przybliżają rzeczywistą odpowiedź cienkiej warstwy. Określono m.in. wpływ fal zakłócających: wielokrotnych i dyfrakcyjnych, które powstają na granicy sejsmicznej i interferują z falami odbitymi.
- Określono wpływ miąższości warstwy na kształt i liczoną w różnych wariantach amplitudę refleksu dla prostego (Ricker) i złożonego (Ormsby) sygnału źródła.
- Opracowano wzory, dzięki którym, w oparciu o kształt sygnału źródła i wartość współczynników odbicia w stropie i spągu warstwy, można uzyskać zbliżoną do rzeczywistej krzywą tuningu amplitudy.
- Przetestowano na danych syntetycznych metodę określania parametrów tuningu i identyfikowania anomalii amplitudowych wywołanych efektami interferencyjnymi w oparciu o wykresy kalibracyjne amplitudy w funkcji miąższości czasowej.

- W oparciu o wyniki obliczeń teoretycznego pola falowego opracowano filtry (f_2 i f_3) umożliwiające analizę i usuwanie efektu wzmocnienia amplitudy wywołanego konstruktywną interferencją odbić od stropu i spągu wyklinowującej się warstwy. Bazuje ona na zamianach amplitudy i kształtu sygnału w strefie tuningu.
- Zinterpretowano, pod kątem analizy cienkich warstw, zdjęcie sejsmiczne Grobla – Uście Solne – Ryłowa oraz dane otworowe z tego rejonu, a wyniki wykorzystano do konstrukcji modeli sejsmogeologicznych potencjalnych stref złożowych.
- Opracowane, dla wyklinowującej się warstwy, metody identyfikacji i eliminacji wzmocnień amplitudy wywołanych tuningiem (krzywe kalibracyjne amplitudy oraz filtry) przetestowano na modelach sejsmogeologicznych potencjalnych stref złożowych.
- W oparciu o pomierzone dane wykonano analizę amplitud refleksu od stropu piaskowca cenomańskiego z wykorzystaniem wykresów kalibracyjnych amplitudy oraz obliczonych i syntetycznych krzywych tuningu.
- Opracowane filtry zastosowano do interpretacji złożowej refleksu od stropu piaskowca cenomańskiego na przekroju badawczym (trawers 1). Opracowane kryteria posłużyły do powierzchniowej (mapy amplitudowe i mapy wartości filtrów) analizy stref anomalnych w obrębie całego zdjęcia.

Interpretacja zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne i Grobla Wschód – Ryłowa z wykorzystaniem zaproponowanych metod umożliwiła:

- bardziej wiarygodne okonturowanie złóż Rajska i Ryłowa,
- identyfikację ewentualnej strefy złożowej pomiędzy otworami Ryłowa 6, 5 i 1,
- odrzucenie hipotezy o nasyceniu gazem strefy wyklinowania piaskowca cenomańskiego do utworów jurajskich (rejon Grobli). Obserwowane w skrajnej strefie cenomanu efekty amplitudowe wywołane są poziomymi zmianami parametrów petrofizycznych (zmiana frakcji z piaskowcowej na zlepieńcową),
- stwierdzenie niezłożowego pochodzenia anomalii amplitudowych występujących pomiędzy otworami Strzelce Wielkie 1 – Grobla Wschód 1, Grobla Wschód 3 – 4 oraz występujących wzdłuż paleodoliny Szczurowej. Ich przyczyną są zmiany miąższości wkładek wysokoprędkościowych zarówno w nadkładzie (turon, koniak) jak i w obrębie cenomanu.

Spis literatury

1. Aki K. Richards P.G. [1980] *Quantitative seismology, theory and methods*. W. H. Freeman, New York
2. Alford R.M. Kelly K.R. & Boore D.M. [1974] *Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation*, Geophysics 39, 834-842
3. Baran U. Gliniak E. Jawor E. Urbaniec A. [1999] *Perspektywiczność kompleksu górnej jury w rejonie Bochnia – Dębica w świetle badań sejsmicznych i wyników geologiczno złożowych*, mat. konf. „Nauka i Przemysł w XXI wiek”, Raba Niżna
4. Brown A.R. Wright R.M. Burkart K.D. Abriel W.L. [1984] *Interactive seismic mapping of net producible gas sand in the Gulf of Mexico*, Geophysics, vol. 49, 686-714
5. Brown A.R. Wright R.M. Burkart K.D. Abriel W.L. McBeeath R.G. [1986] *Tuning effects, lithological effects and depositional effects in the seismic response of gas reservoirs*, Geophysical Prospecting 34, 623-647
6. Brown A.R. [1988] *Interpretation of three-dimensional seismic data*, AAPG Memoir vol. 42
7. Cooper J. Lawton D. [2007] *The wedge model revisited: a physical model experiment*, SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2050-2054, San Antonio
8. Danek T. [2004] *Modelowania numeryczne pola falowego w ośrodkach niejednorodnych w zastosowaniu do poszukiwań węglowodorów*, Rozprawa doktorska, Biblioteka Główna AGH
9. Danek T. Franczyk A. [2004] *Parallel and distributed seismic wave-field modeling*, Task Quarterly : scientific bulletin of Academic Computer Centre in Gdansk, vol. 8 No 4, 573-581
10. Florek R. Górka A. Zacharski J. [2002] *Możliwości generacji i akumulacji węglowodorów w utworach mezo–paleozoicznych rejonu Grobla – Strzelce Wielkie – Rajsko, jako przykład schematu systemu naftowego przedgórza Karpat*, mat. konf. „Geopetrol 2002”, Prace nr 116 INiG Kraków, 39-43
11. Florek R. Górka A. Zacharski J. [2006] *Wpływ architektury mezo–paleozoicznego podłoża miocenu na warunki migracji i akumulacji węglowodorów w utworach cenomanu i części przedgórza Karpat*, mat. konf. „Geopetrol 2006”, Prace nr 137 INiG Kraków, 231-239
12. Gradziński R. [1972] *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakow*, Państwowe Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa

13. Haber A. [1993] *Opracowanie zdjęcia sejsmicznego 3D Grobla - Uście Solne*, Geofizyka Kraków Sp. z o.o.
14. Hardage B.A. [1987] *Seismic Stratigraphy*, Amsterdam, Elsevier
15. Hiltermann F. J. [1975] *Amplitudes of seismic waves – a quick look*, Geophysics vol. 40, 745-762
16. Hiltermann F. J. [1982] *Interpretative lessons from tree dimensional modeling*, Geophysics vol. 47, 784-808
17. Jawor E. [1973] *Warunki złożowe strefy Grobla - Pławowice na tle tektoniki wglębnej obszaru na wschód od Krakowa*, Prace Geologiczne PAN nr 81
18. Kallweit R. S. Wood L. C. [1982] *The limits of resolution of zero-phase wavelets*, Geophysics, vol. 47, 1035-1046
19. Karnkowski P. [1993] *Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. Tom 2 Karpaty i zapadlisko przedkarpackie*. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”, AGH, Kraków
20. Karnkowski P. [1999] *Uwarunkowania akumulacji węglowodorów na obszarze przedgórze Karpat*, Nafta – Gaz 11, 665-678
21. Kasina Z. [1998] *Przetwarzanie sejsmiczne*, Wyd. Centrum PPGSMiE PAN, Kraków
22. Kasina Z. [2003] *Modelowanie sejsmiczne*, Wyd. Centrum PPGSMiE PAN, Kraków
23. Kelly K.R. Ward R.W. Treitel S. Alford R.M. [1976] *Synthetic seismograms: A finite-difference approach*, Geophysics, vol. 41, 2-27
24. Kobylarski M. [2008] *Zmienność pola fal podłużnych i przemiennych jako źródło informacji o parametrach petrofizycznych górotworu przedgórze Karpat*, Rozprawa doktorska Biblioteka Główna AGH Kraków
25. Koefoed O., de Voogd N. [1980] *The linear properties of thin layers, with an application to synthetic seismograms over coal seams*, Geophysics vol. 45, 1254-1268
26. Koefoed O. [1981] *Aspects of vertical seismic resolution*, Geophysical Prospecting, vol. 29, 21-30
27. Laskownicka A. Sobczyk T. Zając J. [2004] *Grobla – Uście Solne, Grobla Wschód – Ryłowa – reprocessing i reinterpretacja*. Geofizyka Kraków Sp. z o.o.
28. Neff B. [1990] *Incremental pay thickness modeling of hydrocarbon reservoirs*, Geophysics vol. 55, 556-566
29. Ney R. Burzewski W. Bachleda T. Górecki W. Jakóbczak K. i Słupczyński K. [1974] *Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego*. Prace Geologiczne PAN, 82
30. Marzec P. [2004] *Próba eliminacji wzmocnień amplitudy wywołanych zjawiskiem tuningu z mapy amplitudy refleksu sejsmicznego od stropu piaskowca cenomańskiego*

- w rejonie złoża ropy i gazu Grobla, Polish Journal of Mineral Resources, vol. 8, 161-172
31. Marzec P. Pietsch K. Kobylarski M. Tatarata A. [2006a] *Reflection signal shape analysis as a tool for tuning effects removal from amplitude DHI analysis*, mat. konf. EAGE Vienna 2006
 32. Marzec P. Pietsch K. Kobylarski M. Tatarata A. [2006b] *Metody eliminacji z zapisu sejsmicznego anomalii amplitudowych wywołanych tuningiem – na przykładzie piaskowców cenomańskich z rejonu Grobla–Rylowa (zapadlisko przedkarpackie)*, mat. konf. „Geopetrol 2006”, Prace nr 137 INiG Kraków, 197-206
 33. Pietsch K. Marzec P. [2003] *Analizy amplitudowe jako narzędzie do identyfikacji anomalii sejsmicznych wywołanych tuningiem*, Geologia – Kwartalnik AGH, t. 29 z. 1-2, 89-101
 34. Pietsch K. Marzec P. Kobylarski M. Tatarata A. Hodiak R. [2005] *Analiza zmienności sygnału sejsmicznego w strefie Grobla-Okulice-Rajsko pod kątem określenia obiektów do poszukiwań*, Opracowanie na zlecenie PGNiG S.A. nr CRZ: 2005/03/000051/OC
 35. Pietsch K. Marzec P. Kobylarski M. Danek T. Leśniak A. Tatarata A. Gruszczak E. [2007] *Identification of gas reservoir anomalies based on theoretical P and PS wavefield – Carpathian foredeep, SE Poland*, Acta Geophysica, vol. 55 no. 2, 191-208
 36. Połtowicz S. [1994] *Zastosowanie sejsmostratygrafii w analizie paleogeologicznej*, Nafta – Gaz nr 10
 37. Rayleigh J.W.S. [1945] *The theory of sound*, New York: Dover Publications
 38. Ricker N. [1953] *The form and laws of propagation of seismic wavelets*, Geophysics vol. 18, 10-40
 39. Ricker N. [1953] *Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolution*, Geophysics vol. 18, 770-792
 40. Schoenberger M. [1974] *Resolution comparison of minimum-phase and zero-phase signals*, Geophysics vol. 39, 826-833
 41. Sheriff R.E. [1980] *Nomogram for Fresnel zone calculation*, Geophysics vol. 45, 968-992
 42. Stolt R. H. [1978] *Migration by Fourier transform*, Geophysics vol. 43, 23-48
 43. Ślusarczyk R. [1988] *Metody sejsmiczne o zwiększonej rozdzielczości w zastosowaniu do rozpoznania budowy złoża węgla kamiennego*, Zeszyty naukowe AGH, Geologia nr 40
 44. Telford W. M. Geldart L. P. Sheriff R. E. [1976] *Applied geophysics*, Cambridge University Press
 45. Yilmaz Ö. [1987] *Seismic data processing*, Society of Exploration Geophysicists

46. de Voogd N. den Rooijen H. [1983] *Thin-layer response and spectral bandwidth*, Geophysics vol. 48, 12-18
47. Widess M. B. [1973] *How thin is a thin bed ?*, Geophysics vol. 38, s. 1176-1180
48. Widess M. B. [1982] *Quantifying resolving power of seismic systems*, Geophysics vol. 47, 1160-1173
49. Zeng H. Backus M. M. [2005] *Interpretive advantages of 90°-phase wavelets: Part 1 — Modeling*, Geophysics vol. 70, C7-C15
50. Zeng H. Backus M. M. [2005] *Interpretive advantages of 90°-phase wavelets: Part 2—Seismic applications*, Geophysics vol. 70, C17-C24