

**ANALIZA WPŁYWU
PARAMETRÓW MODELU SEISMOGEOLOGICZNEGO
I PARAMETRÓW SYGNAŁU
NA ZMIANY CZĘSTOTLIWOŚCI CENTROIDALNYCH
JEGO WIDMA W POMIARACH MIĘDZYOTWOROWYCH
– STUDIUM MODELÓWE**

The analysis of the influence of seismogeological model and signal parameters on the variations of centroidal signal spectrum frequencies in well to well measurements – model study

Zbigniew KASINA

Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Geofizyki; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: kasina@geol.agh.edu.pl

Treść: W pracy przedstawiono wyniki analizy wpływu parametrów modelu seismogeologicznego i parametrów sygnału źródła na zmiany częstotliwości centroidalnych jego widma w pomiarach sejsmicznych wykonanych w wariancie prześwietlań międzyotworowych. W rozważaniach uwzględniono modele jednorodne ze strefami o podwyższonych lub obniżonych wartościach prędkości i tłumienia, jak również modele gradientowe oraz różne parametry sygnału źródła (częstotliwość dominująca sygnału, typ sygnału). Do analizy zmian częstotliwości centroidalnych sygnałów w punktach odbioru wykorzystano dane modelowe (czasy przebiegu i częstotliwości centroidalne widma sygnałów) wygenerowane za pomocą opracowanych przez autora programów komputerowych przeznaczonych do rozwiązywania zadania prostego tomografii czasów przebiegu i tomografii amplitudowej.

Słowa kluczowe: geofizyka, metody sejsmiczne, modelowanie sejsmiczne, tomografia amplitudowa

Abstract: In the presented paper the results of the analysis of the influence of seismogeological model and source signal parameters on the variations of centroidal frequencies of its spectrum in the seismic well to well measurements have been described. In the analysis the homogeneous models with the zones of higher and lower values of velocity and attenuation as well as gradient models and different source signal parameters (dominant signal frequency, signal type) were taken into consideration. In the analysis of centroidal frequencies of the signals in the receiver points the model data (traveltimes and centroidal frequencies of signal spectrum) were used. These data were generated by means of elaborated by author computer programs appropriated for a solution of the direct problems of travelttime and amplitude tomography.

Key words: geophysics, seismic methods, seismic modeling, amplitude tomography

WSTĘP

Tłumienie fal sejsmicznych w procesie ich propagacji w ośrodku geologicznym odgrywa istotną rolę w odwzorowaniu informacji geologicznej w obrazie falowym zarejestrowanych rekordów sejsmicznych. Zmiany medium nasycającego ośrodek porowaty (w szczególności obecność gazu), zmiany stopnia konsolidacji ośrodka (w szczególności obecność stref spękań, obecność stref anomalnych naprężeń) są często źródłem silnych zmian współczynnika tłumienia ośrodka, a w konsekwencji znacznych zmian amplitudowych sygnału sejsmicznego (zmiany amplitudy sygnału i zmiany pasma częstotliwościowego sygnału). Interpretacja odtwarzanych w procesie inwersji rozkładów współczynnika tłumienia stanowi ważne źródło dodatkowej informacji geologicznej, znacznie rozszerzającej bazę wnioskowania w stosunku do tradycyjnie interpretowanych rozkładów prędkości. Rozszerzenie tej bazy odgrywa szczególną rolę zarówno w sejsmice zbiornikowej w fazie poszukiwań i eksploatacji (monitoring sejsmiczny, wtórne wydobycie ropy), jak i w sejsmice inżynierskiej (ocena parametrów sprężystych gruntów, budowli hydrotechnicznych) oraz górniczej (ocena niejednorodności ośrodka, prognozowanie stref anomalnych naprężeń).

W oprogramowaniu dostępnych w Polsce systemów przetwarzania i interpretacji (PRO-MAX[®], OMEGA[®], SEISWORKS[®]) brak jest narzędzi do odtwarzania rozkładów tłumienia. Celem prac badawczych podjętych przez autora było opracowanie programów do odtwarzania rozkładów tłumienia za pomocą inwersji tomograficznej opartej na wykorzystaniu zmian częstotliwości centroidalnych widma sygnałów w punktach odbioru. Podejście to zostało uznane w ostatnich latach za jedno z bardziej efektywnych (Liao & McMechan 1997, Quan & Harris 1997, Neep *et al.* 2000, Parra 2000, Rossi *et al.* 2007). Oparte jest ono na znanej relacji (Quan & Harris 1997) między współczynnikami tłumienia ośrodka oraz zmianami częstotliwości centroidalnych widma sygnałów w punktach odbioru. Relacja ta, określona dla sygnału Gaussa dla i -tego promienia odpowiadającego danej parze punkt wzbudzenia – punkt odbioru, ma postać znanego równania tomografii amplitudowej (Quan & Harris 1997)

$$\sum_j \alpha_0^j l_j^i = \frac{f_S - f_G^i}{\sigma_S^2} \quad (1)$$

gdzie:

- i – indeks promienia,
- j – indeks celi siatki obliczeniowej,
- l_j^i – długość i -tego promienia w j -tej celi,
- f_G – częstotliwość centroidalna widma sygnału rejestrowanego,
- f_S – częstotliwość centroidalna widma sygnału źródła,
- σ_S^2 – wariancja widma sygnału źródła estymowana zwykle na podstawie obserwowanej wariancji σ_S^2 widma sygnału odbieranego.

Częstotliwości centroidalne i wariancje widma zdefiniowane są za pomocą przedstawionych poniżej relacji:

$$f_C = \frac{\int_0^{\infty} fW(f)df}{\int_0^{\infty} W(f)df} \quad (2)$$

oraz

$$\sigma^2 = \frac{\int_0^{\infty} (f - f_C)^2 W(f)df}{\int_0^{\infty} W(f)df} \quad (3)$$

gdzie:

$W(f) = G(f)$, $f_C = f_G$, $\sigma^2 = \sigma_G^2$ – w przypadku sygnału rejestrowanego w punkcie odbioru,

$W(f) = S(f)$, $f_C = f_S$, $\sigma^2 = \sigma_S^2$ – w przypadku sygnału rejestrowanego w punkcie wzbudzenia.

Efektywność inwersji tomograficznej opartej na wykorzystaniu zmian częstotliwości centroidalnych widma sygnałów uwarunkowana jest głównie zakresem zmian tych częstotliwości obserwowanych dla danego modelu sejsmologicznego ośrodka. Dlatego analizę tych zmian można uznać za niezbędny krok przy analizie efektywności rozważanej tomografii amplitudowej. W rozważaniach uwzględniono modele jednorodne ze strefami o podwyższonych lub obniżonych wartościach prędkości i tłumienia, jak również modele gradientowe oraz różne parametry sygnału źródła (częstotliwość dominująca sygnału, typ sygnału). Do analizy wykorzystano wariant przeświełań sejsmicznych, stwarzający najlepsze warunki zastosowania analizowanego wariantu tomografii.

METODYKA OKREŚLANIA CZĘSTOTLIWOŚCI CENTROIDALNYCH WIDMA SYGNAŁÓW W SYMULACJI MODELOWEJ

W opracowanym programie przeznaczonym do generowania charakterystyk częstotliwościowych tłumienia ośrodka zostały one zdefiniowane według następującej relacji

$$H(f) = \exp\left(-f^p \int_L \alpha_0 dl\right) = \exp(-f^p \cdot QL) \quad (4)$$

gdzie całka krzywoliniowa QL określona jest po drodze trajektorii promienia od źródła do odbiornika w procesie krzywoliniowego trasowania promieni sejsmicznych, a współczynniki p oraz α_0 określają zależność współczynnika tłumienia od częstotliwości

$$\alpha = \alpha_0 f^p \quad (5)$$

W przypadku ośrodków skonsolidowanych najczęściej zakłada się – jak w opracowanym algorytmie programu – wartość $p = 1$, a więc liniową zależność współczynnika od częstotliwości. Wówczas współczynnik α_0 określony jest następującym związkiem z powszechnie stosowaną wielkością Q (współczynnik dobroci, *quality factor*) do charakteryzowania niesprężystych własności ośrodka

$$\alpha_0 = \frac{\pi}{Qv} \quad (6)$$

gdzie v jest prędkością propagacji fali.

Wartość krzywoliniowej całki QL w relacji (4) określana była – dla danego rozkładu prędkości i współczynnika Q – w procesie trasowania promieni, w efekcie rozwiązywania układu równań różniczkowych, wynikających z zasady Fermata i określających trajektorie promienia sejsmicznego i czas jego przebiegu:

$$d\alpha = \frac{1}{v} \left(\frac{\partial v}{\partial x} \sin \alpha - \frac{\partial \alpha}{\partial z} \sin \alpha \right) ds$$

$$dx = ds \cos \alpha \quad (7)$$

$$dz = ds \sin \alpha$$

$$dt = \frac{ds}{v}$$

gdzie kąt α określa nachylenie stycznej do trajektorii promienia.

W trakcie określania kolejnych punktów trajektorii promienia sejsmicznego dokonujemy rozwiązania powyższego układu równań różniczkowych, stosując – łatwą do zastosowania w obliczeniach numerycznych – metodę Rungego–Kutty czwartego rzędu.

Obliczone charakterystyki tłumienia ośrodka wykorzystywane były do określenia zmian widma sygnału propagującego ze źródła do odbiorników. Widmo sygnału źródła (najczęściej w postaci funkcji Gaussa, ale także w postaci widma prostokątnego lub trójkątnego) mnożone było przez odpowiednie charakterystyki tłumienia ośrodka. Widmo sygnału Gaussa miało znaną postać

$$S(f) = e^{-\frac{(f-f_0)^2}{2\sigma_s^2}} \quad (8)$$

gdzie:

- f – częstotliwość,
- σ_s^2 – wariancja widma,
- f_0 – częstotliwość dominująca widma.

Dyskretne widma sygnałów wykorzystane były do obliczenia częstotliwości centroidalnych i wariancji widma sygnałów w punktach odbioru zgodnie z formułami (2) i (3). Całki w powyższych relacjach obliczono za pomocą procedury DSIMP1 z biblioteki programów naukowych FUJITSU SSL II (SCIENTIFIC SUBROUTINE LIBRARY). Procedura ta dokonuje całkowania równomiernie spróbkowanej funkcji za pomocą kwadratury Simpsona.

Efektywność odtwarzania rozkładów tłumienia uwarunkowana jest zarówno parametrami zastosowanego sygnału źródła, parametrami schematu obserwacji, jak i parametrami modelu sejsmogeologicznego. Parametry modelu obejmują zarówno rozkłady prędkości, jak i rozkłady współczynnika dobroci Q , określającego tłumiące własności ośrodka.

Dla celów analizy wpływu parametrów modelu i parametrów sygnału źródła na zmiany częstotliwości centroidalnych widma sygnału opracowano szereg modeli sejsmogeologicznych ośrodka:

- model ośrodka jednorodnego,
- model ośrodka jednorodnego zawierającego niejednorodność w formie strefy o podwyższonej lub obniżonej (wariant „pustki”) wartości prędkości i współczynnika Q ,
- model ośrodka gradientowego z dodatnim gradientem prędkości i współczynnika Q ,
- model ośrodka gradientowego zawierającego niejednorodność w formie strefy o podwyższonych lub obniżonych (wariant „pustki”) wartościach prędkości i współczynnika Q ,
- model uskoku w ośrodku dwuwarstwowym.

Modele – przedstawione graficznie w następnym rozdziale – opracowano z wykorzystaniem procedury *Interactive Velocity Editor* w systemie przetwarzania ProMAX®.

Tabela (Table) 1

Zestawienie wartości prędkości i współczynnika Q dla różnych litologii
Specification of the values of velocity and Q factor for different lithologies

Rodzaj skały <i>Type of rock</i>	Prędkość [m/s] <i>Velocity [m/s]</i>	Q
Wapień <i>Limestone</i>	5000	70
Gлина <i>Clay</i>	2700	46
Łupek <i>Shale</i>	2800	55
Piaskowiec i łupek <i>Sandstone and shale</i>	3600	70

Wartości prędkości i współczynnika Q dobierano, kierując się danymi literaturowymi (m.in. Quan & Harris 1997). Najbardziej reprezentatywne wartości zestawiono w tabeli 1.

ANALIZA ZMIAN CZĘSTOTLIWOŚCI CENTROIDALNYCH WIDMA SYGNAŁÓW DLA WYBRANYCH MODELI

Analizę zakresu zmian częstotliwości centroidalnych widma rozpoczęto od modelu jednorodnego dla geometrii pomiaru, przedstawionej wraz z rozkładem trajektorii promieni sejsmicznych (Fig. 1). Dobrano następujące parametry modelu: prędkość 3400 m/s, współczynnik $Q = 60$ dla wariantu utworów ilasto-piaszczystych oraz 2800 m/s i $Q = 55$ dla łupków. Sygnał źródła miał postać sygnału Gaussa z parametrami: częstotliwość dominująca $f_0 = 400$ Hz, wariancja widma $\sigma_s^2 = 12\,730$. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma dla pierwszego, jednorodnego modelu przedstawiono dla prędkości 3400 m/s (Fig. 2) oraz dla prędkości 2800 m/s (Fig. 3). Na wszystkich wykresach tych zmian nr geofonu 0 odpowiada źródłu z sygnałem o $f_{centr} = 400$ Hz. W podpisach rysunków podano zawsze zakres zmian f_{centr} oraz różnicę Δf_{centr} między maksymalną i minimalną wartością f_{centr} w punktach odbioru.

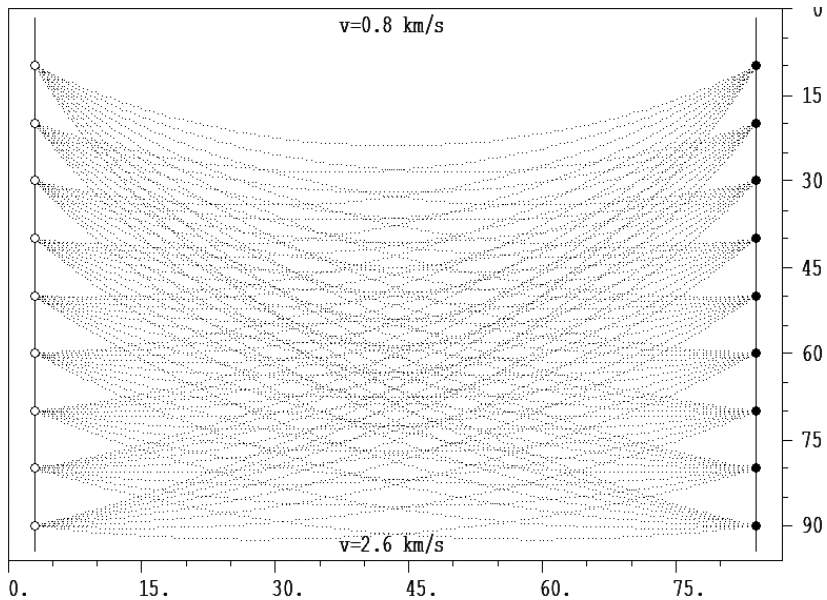


Fig. 1. Wykresy trajektorii promieni z różnych punktów wzbudzenia (po prawej) do ustalonych pozycji punktów odbioru (po lewej); oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach

Fig. 1. The graphs of ray trajectories for different shot points (on the right) to the established receiver point positions (on the left); vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters

Na kolejnych rysunkach (Fig. 4–24) zawierających modele niejednorodne (modele gradientowe i modele z anomaliami prędkości i współczynnika Q) przedstawiono także modele prędkościowe, modele współczynnika Q oraz wykresy trajektorii promieni sejsmicznych w celu określenia relacji między przebiegiem promieni i zachowaniem się wykresów zmian częstotliwości centroidalnych widma.

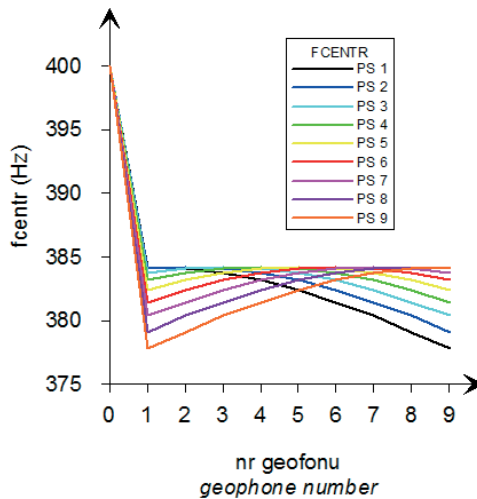


Fig. 2. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu jednorodnego z $v = 3400$ m/s, $Q = 60$; nr wykresu (plot) pokrywa się z numerem PS-u; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 377.8–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 6.4$ Hz)

Fig. 2. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for isotropic model with $v = 3400$ m/s, $Q = 60$; the graph number (plot) is the same as the SP number; for geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 377.8–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 6.4$ Hz)

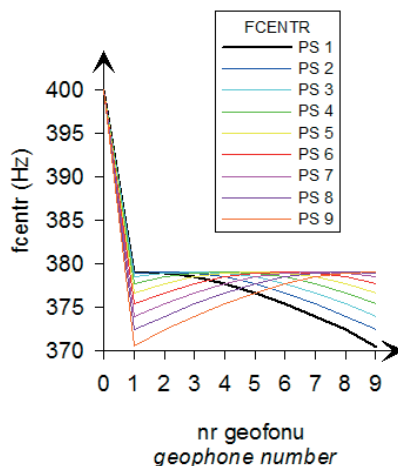


Fig. 3. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu jednorodnego z $v = 2800$ m/s, $Q = 55$; nr wykresu (plot) pokrywa się z numerem PS-u; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 370.6–379.1 Hz ($\Delta f_{centr} = 8.5$ Hz)

Fig. 3. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for isotropic model with $v = 2800$ m/s, $Q = 55$; the graph number (plot) is the same as the SP number; for geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 370.6–379.1 Hz ($\Delta f_{centr} = 8.5$ Hz)

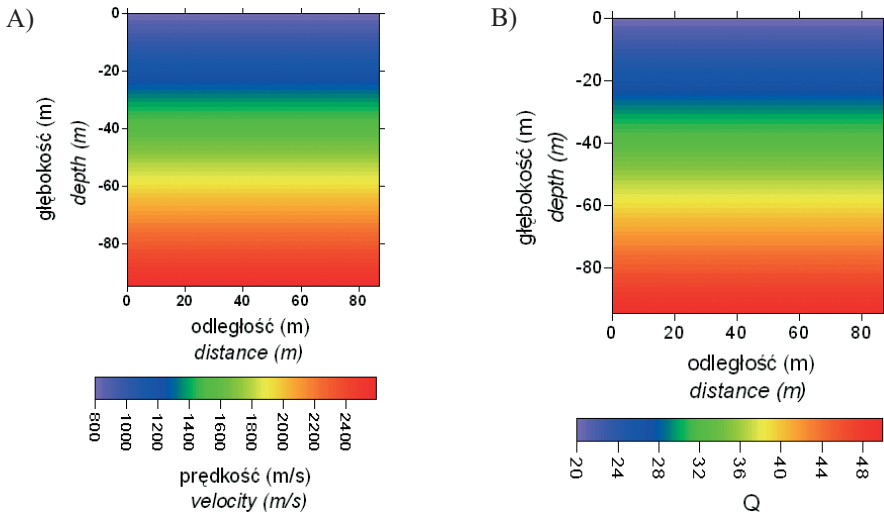


Fig. 4. Rozkład prędkości (A) i współczynnika dobroci Q (B) dla modelu gradientowego
Fig. 4. The distribution of the velocity (A) and quality factor Q (B) for the gradient model

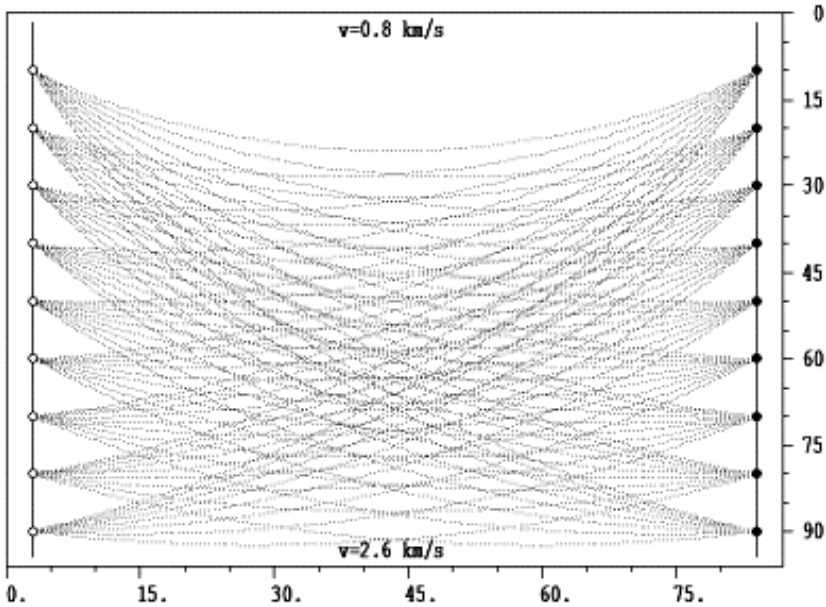


Fig. 5. Trajektorie promieni dla modelu gradientowego; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 5. The ray trajectories for the gradient model; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

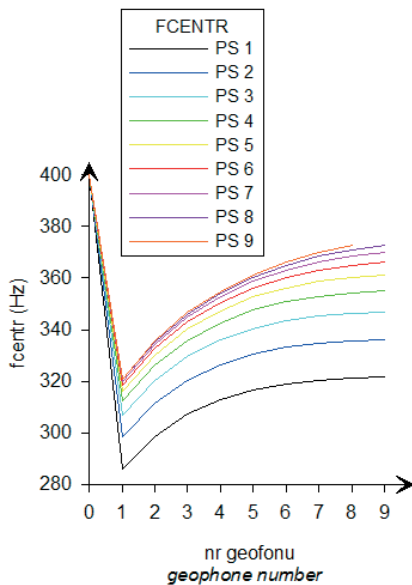


Fig. 6. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu gradientowego z figury 4; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 285.8–372.6 Hz ($\Delta f_{centr} = 86.8$ Hz)

Fig. 6. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for the gradient model from figure 4; for geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 285.8–372.6 Hz ($\Delta f_{centr} = 86.8$ Hz)

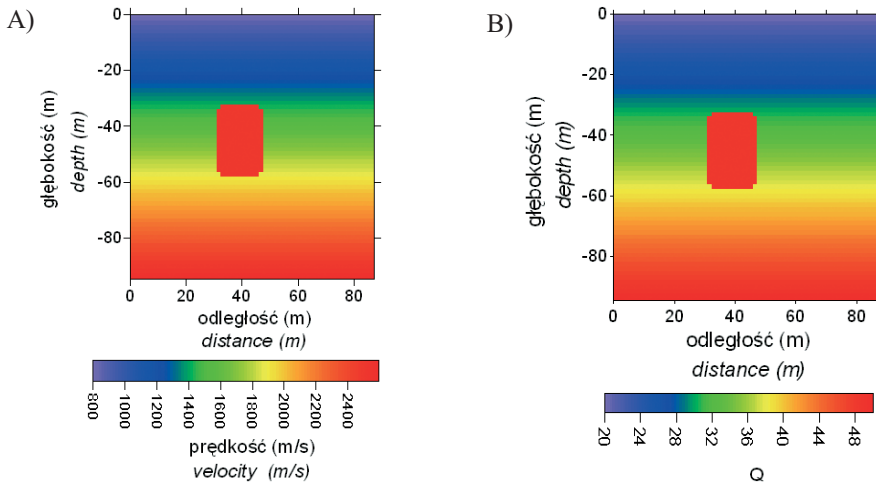


Fig. 7. Rozkład prędkości (A) i współczynnika Q (B) dla modelu gradientowego z anomalią o podwyższonych wartościach prędkości i Q

Fig. 7. The distribution of the velocity (A) and quality factor Q (B) for the gradient model with the anomaly with increased values of velocity and Q

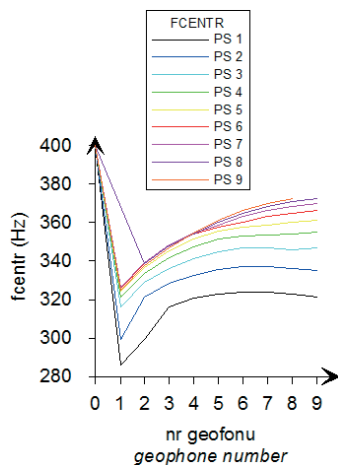


Fig. 8. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu gradientowego z figury 7; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 286–372.6 Hz ($\Delta f_{centr} = 86.6$ Hz)

Fig. 8. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for the gradient model from figure 7; for geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 286–372.6 Hz ($\Delta f_{centr} = 86.6$ Hz)

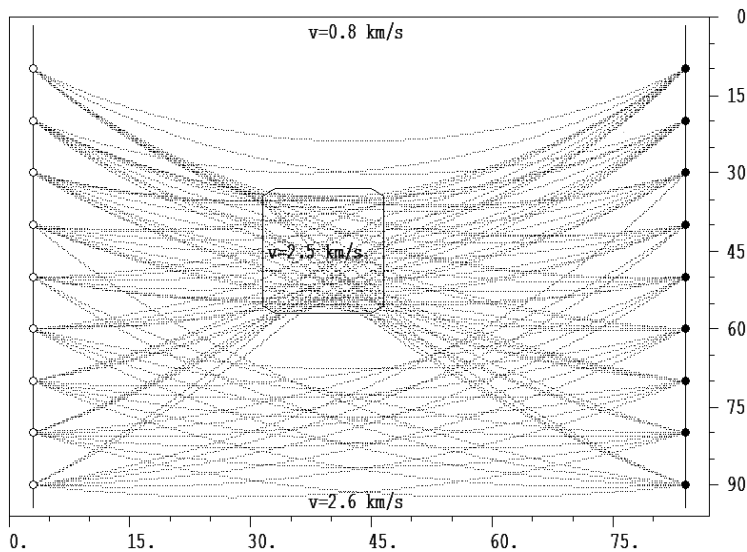


Fig. 9. Trajektorie promieni dla modelu gradientowego ze strefą o podwyższonej prędkości; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 9. The ray trajectories for the gradient model with the zone of increased velocity; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

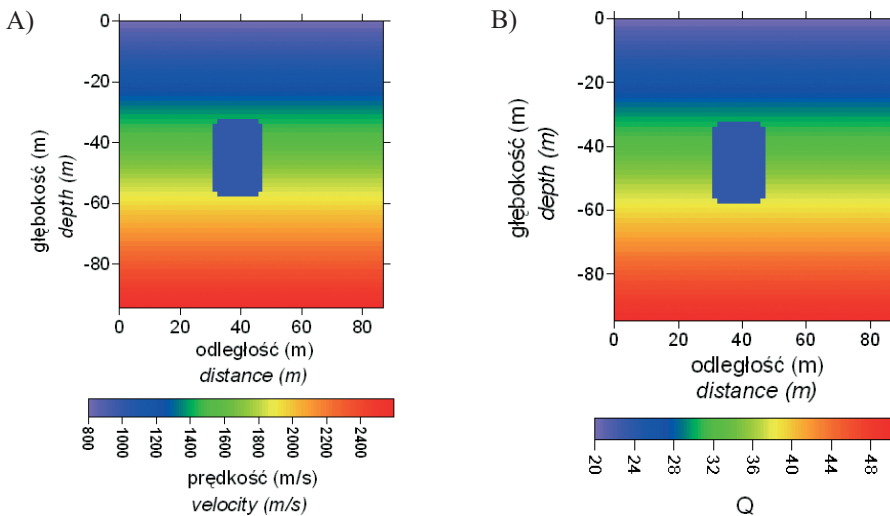


Fig. 10. Rozkład prędkości (A) i współczynnika Q (B) dla modelu gradientowego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q

Fig. 10. The distribution of the velocity (A) and quality factor Q (B) for the gradient model with the anomaly with decreased values of velocity and Q

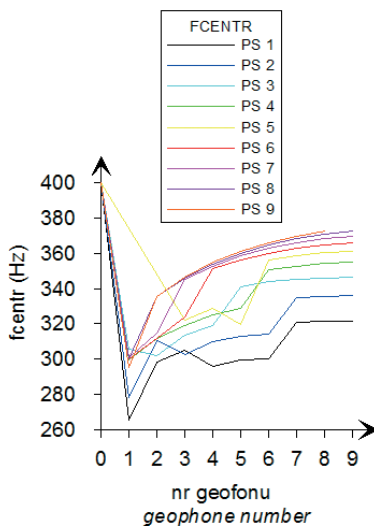


Fig. 11. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu gradientowego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q ; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 265.2–372.6 Hz ($\Delta f_{centr} = 107.4$ Hz)

Fig. 11. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for gradient model with anomaly of decreased values of velocity and Q ; for the geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 265.2–372.6 Hz ($\Delta f_{centr} = 107.4$ Hz)

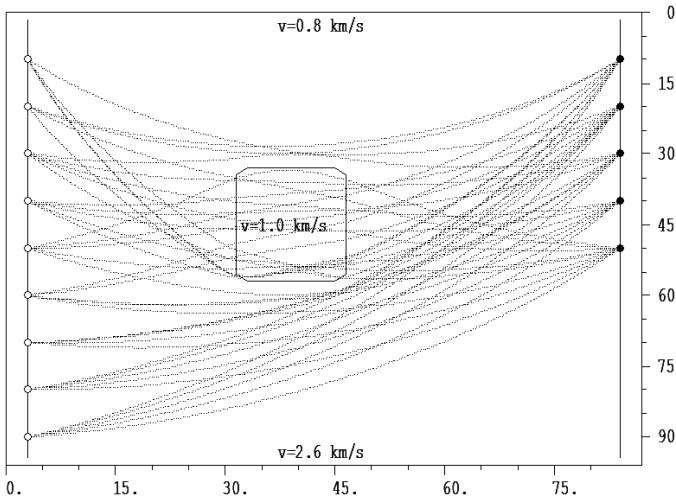


Fig. 12. Trajektorie promieni dla modelu gradientowego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q dla PS-ów 1–5; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 12. The ray trajectories for the gradient model with the anomaly of decreased values of velocity and Q for shots 1–5; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

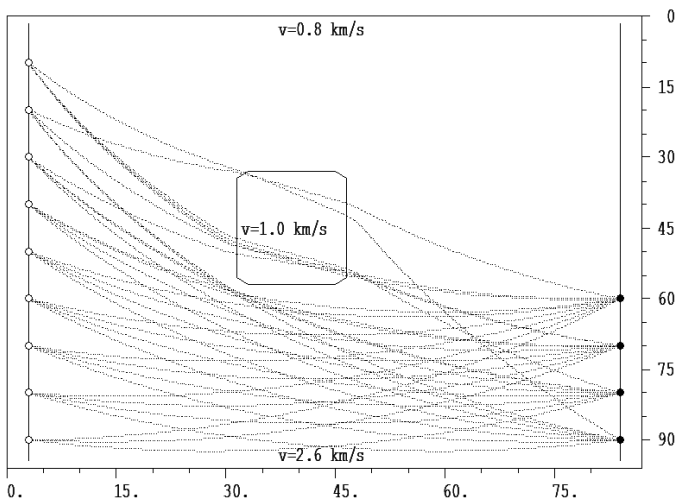


Fig. 13. Trajektorie promieni dla modelu gradientowego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q dla PS-ów 6–9; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 13. The ray trajectories for the gradient model with the anomaly of decreased values of velocity and Q for shots 6–9; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

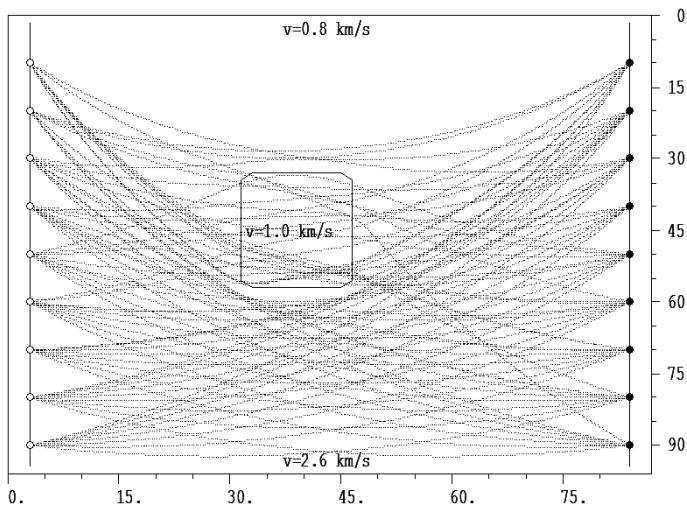


Fig. 14. Trajektorie promieni dla modelu gradientowego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q dla PS-ów 1–9; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 14. The ray trajectories for the gradient model with the anomaly of decreased values of velocity and Q for shots 1–9; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

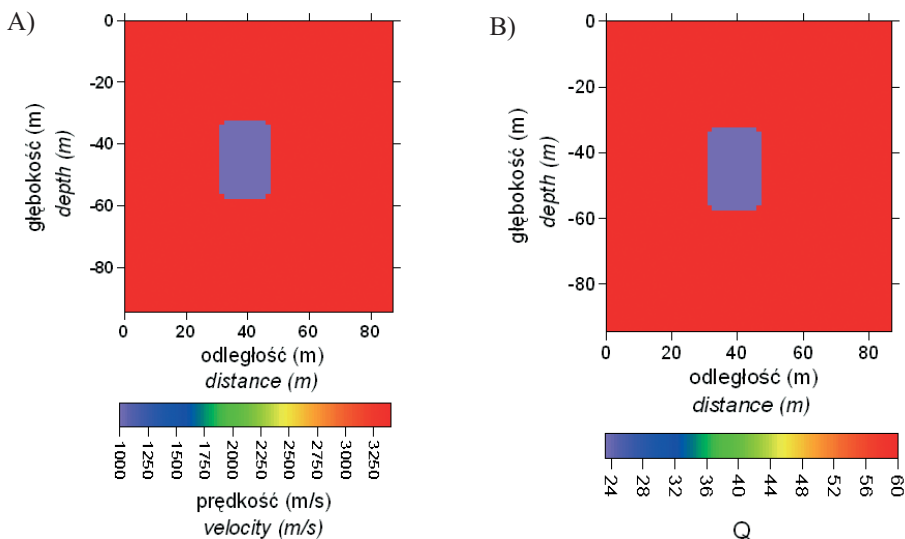


Fig. 15. Rozkład prędkości (A) i współczynnika Q (B) dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q

Fig. 15. The distribution of the velocity (A) and quality factor Q (B) for isotropic model with the anomaly of decreased values of velocity and Q

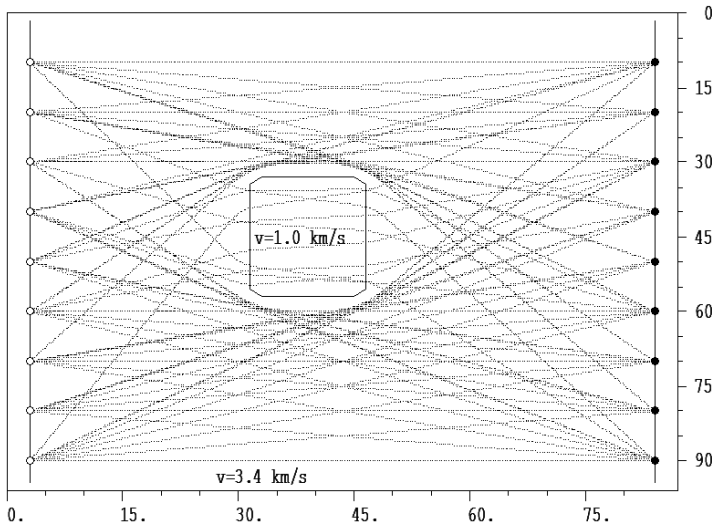


Fig. 16. Trajektorie promieni dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości (1000 m/s) i Q ; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 16. The ray trajectories for isotropic model with the anomaly of decreased values of velocity (1000 m/s) and Q ; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

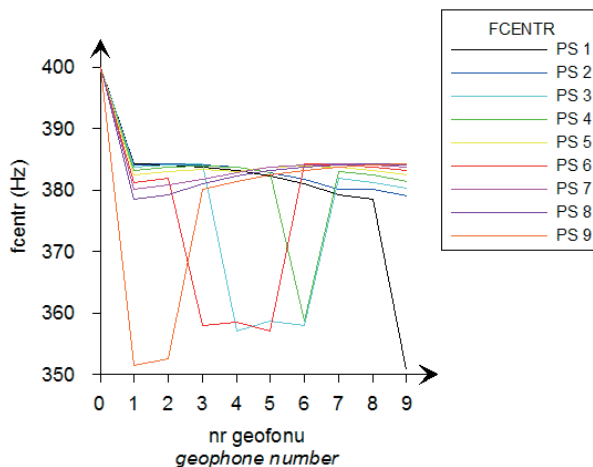
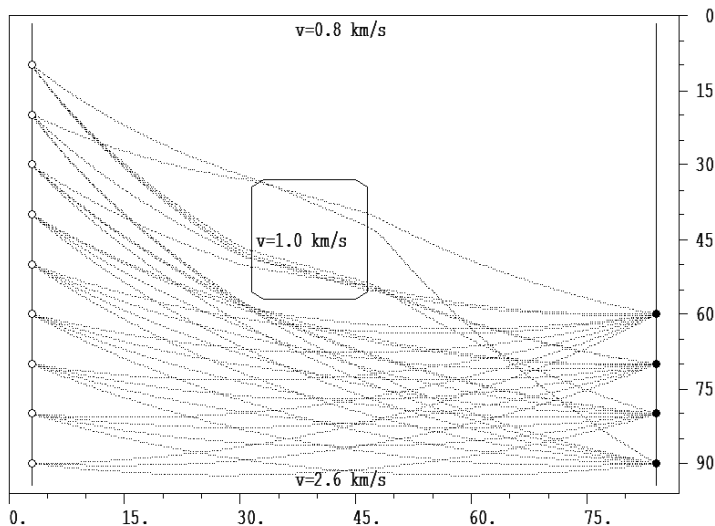


Fig. 17. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości (1000 m/s) i Q ; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 350.9–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 33.3$ Hz)

Fig. 17. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for isotropic model with anomaly of decreased values of velocity (1000 m/s) and Q ; for the geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 350.9–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 33.3$ Hz)



Rys. 18. Trajektorie promieni dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q dla PS-ów 3, 4, 6 i 9; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 18. The ray trajectories for isotropic model with the anomaly of decreased values of velocity and Q for shots 3, 4, 6 and 9; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

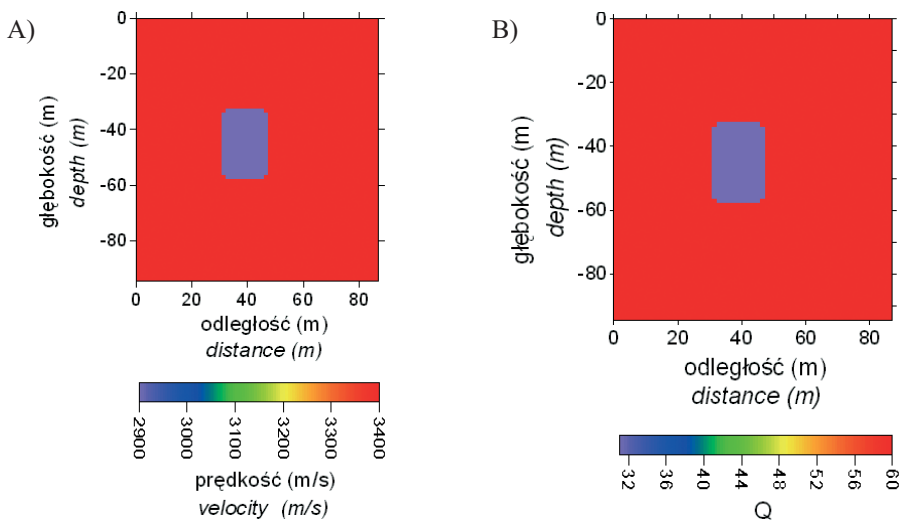


Fig. 19. Rozkład prędkości (A) i współczynnika Q (B) dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości (2900 m/s) i Q

Fig. 19. The distribution of the velocity (A) and quality factor Q (B) for isotropic model with the anomaly of decreased values of velocity (2900 m/s) and Q

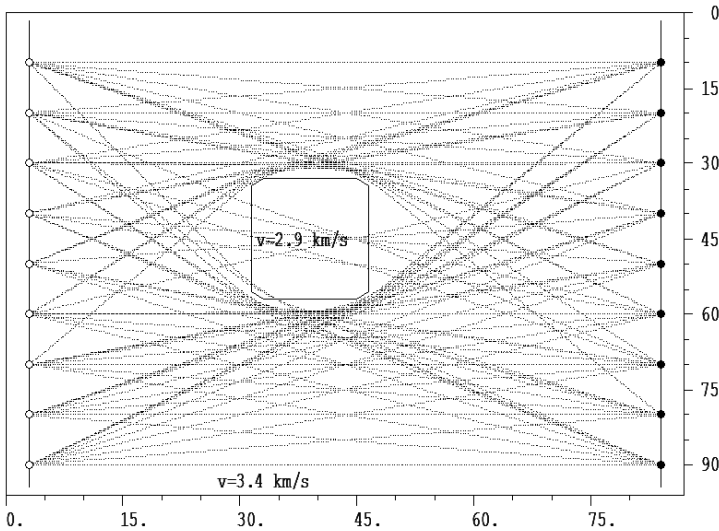


Fig. 20. Trajektorie promieni dla modelu jednorodnego z anomalią o podwyższonych wartościach prędkości (2900 m/s) i Q ; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie, odbiorniki – po lewej stronie

Fig. 20. The ray trajectories for isotropic model with the anomaly of increased values of velocity (2900 m/s) and Q ; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side

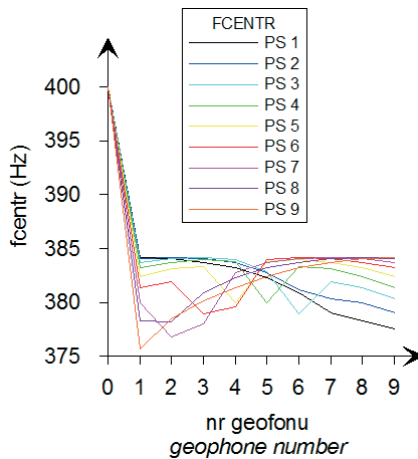


Fig. 21. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu jednorodnego z anomalią o podwyższonych wartościach prędkości (2900 m/s) i Q ; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 375.7–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 8.5$ Hz)

Fig. 21. The ray trajectories for isotropic model with the anomaly of increased values of velocity (2900 m/s) and Q ; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side, receivers – on the left side 375.7–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 8.5$ Hz)

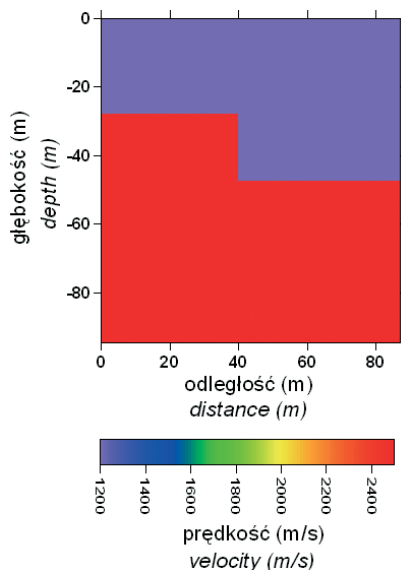


Fig. 22. Rozkład prędkości dla modelu uskoku (wartość Q w pierwszej warstwie – 27, w drugiej – 89)
Fig. 22. The distribution of velocity for the fault model (the value of Q in the first layer – 27, in the second – 89)

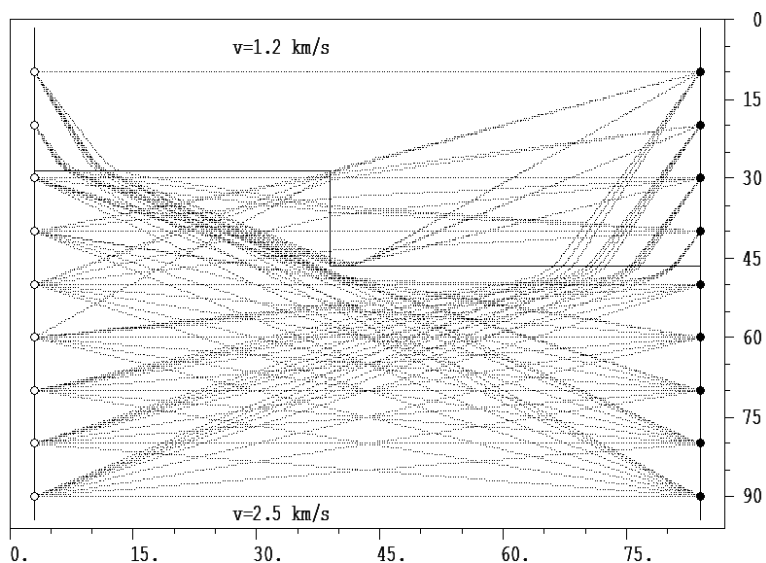


Fig. 23. Trajektorie promieni dla modelu uskoku; oś pionowa – głębokość w metrach, oś pozioma – odległość w metrach, punkty wzbudzenia w otworze po prawej stronie
Fig. 23. The ray trajectories for the fault; vertical axis – depth in meters, horizontal axis – distance in meters, shot points in the well on the right side

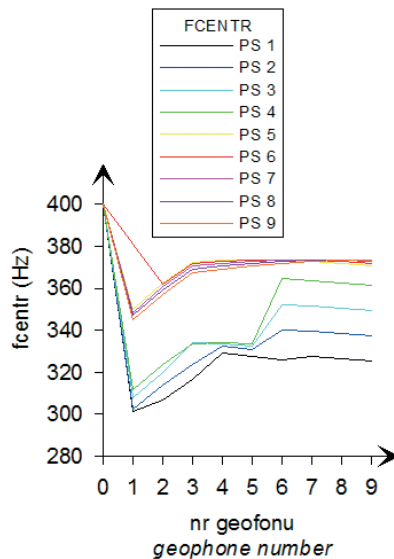


Fig. 24. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych widma f_{centr} dla modelu uskoku; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : 301.3–373.7 Hz ($\Delta f_{centr} = 72.4$ Hz)

Fig. 24. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of the spectrum for fault; for the geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: 301.3–373.7 Hz ($\Delta f_{centr} = 72.4$ Hz)

W tabeli 2 zestawiono zakresy zmienności współczynnika Q rozważanych modeli oraz zakresy zmienności częstotliwości centroidalnych widm sygnałów w punktach odbioru dla sygnału źródła Gaussa z częstotliwością dominującą 400 Hz.

Analiza zmian częstotliwości centroidalnych f_{centr} widm sygnałów w punktach odbioru dla rozpatrywanych modeli i założonych parametrów pomiarów pozwala sformułować szereg wniosków:

- największy zakres zmian f_{centr} obserwowany jest w przypadku modeli gradientowych oraz modelu uskoku; zmiany te sięgają wartości 20–25% częstotliwości centroidalnej sygnału źródła (400 Hz);
- najmniejszy zakres zmian f_{centr} obserwowany jest w przypadku modeli jednorodnych i modeli jednorodnych z anomaliami; tutaj zmiany f_{centr} sięgają 6.5–8.5 Hz i jedynie w modelu jednorodnym z „pustką” osiągają wartość 33 Hz;
- w przypadku modeli bez anomalii (modele jednorodne, model gradientowy) obserwujemy monotoniczny przebieg wykresów zmian f_{centr} ;
- obecność anomalii prędkości i współczynnika Q istotnie zaburza monotoniczny przebieg wykresów zmian f_{centr} ; największe zaburzenia tego przebiegu widoczne są w przypadku obecności stref „pustek”;
- najszybsze zmiany f_{centr} obserwowano w przypadku modelu jednorodnego z „pustką” o silnie obniżonej wartości prędkości (1000 m/s) i współczynnika Q .

Tabela (Table) 2

Zakres zmienności współczynnika Q modelu oraz zakres zmienności częstotliwości centroidalnych widm sygnałów w punktach odbioru

The range of variation of model Q factor and the range of variation of centroidal frequencies of signal spectrum in the receiver points

Typ modelu <i>Model type</i>	Wartości współczynnika Q w modelu <i>Q factor values in the model</i>	Zakres zmian f_{centr} (w Hz) w punktach odbioru <i>f_{centr} variation range (in Hz) in receiver points</i>	Maksymalna zmiana f_{centr} (w Hz): Δf_{centr} (Hz) <i>Maximum variation of f_{centr} (in Hz): Δf_{centr} (Hz)</i>
Model jednorodny 1 <i>Isotropic model 1</i>	60	377.8–384.2	6.4
Model jednorodny 2 <i>Isotropic model 2</i>	55	370.6–379.1	8.5
Model gradientowy <i>Gradient model</i>	20–50	285.8–372.6	86.8
Model gradientowy ze strefą o podwyższonej wartości Q <i>Gradient model with the zone of Q values increased</i>	20–50/48.4	286–372.6	86.6
Model gradientowy ze strefą o obniżonej wartości Q , <i>Gradient model with the zone of Q values decreased</i>	20–50/23.3	265.2–372.6	107.4
Model jednorodny ze strefą 1 o obniżonej wartości Q <i>Isotropic model with the zone 1 of decreased Q value</i>	60/23.3	350.9–384.2	33.3
Model jednorodny ze strefą 2 o obniżonej wartości Q <i>Isotropic model with the zone 2 of decreased Q value</i>	60/31	375.7–384.2	8.5
Model uskoku <i>Fault model</i>	27/49	301.3–373.7	72.4

ANALIZA WPLYWU PARAMETRÓW SYGNAŁU ŹRÓDŁA NA ZMIANY CZĘSTOTLIWOŚCI CENTROIDALNEJ WIDMA SYGNAŁU

W celu dokonania oceny typu sygnału źródła na zmiany częstotliwości centroidalnej widma sygnału wprowadzono do obliczeń dodatkowe dwa sygnały źródła rozpatrywane w rozważanej – opartej na zmianie częstotliwości centroidalnych – teorii tomografii amplitudowej (Quan & Harris 1997): sygnał o widmie prostokątnym i sygnał o widmie trójkątnym (Fig. 25).

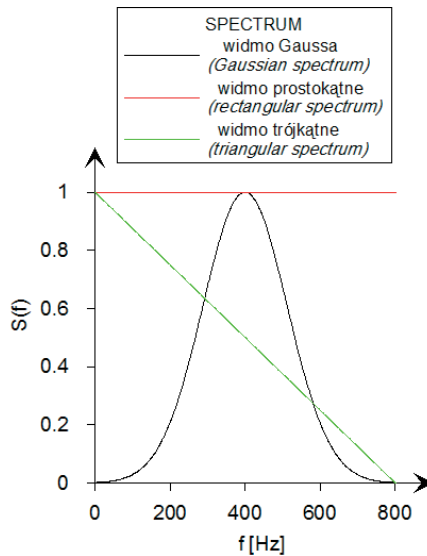


Fig. 25. Widma amplitudowe trzech typów sygnałów źródła: z widmem Gaussa, z widmem prostokątnym i widmem trójkątnym

Fig. 25. The amplitude spectra of three types of source signal: with Gauss spectrum, with rectangular spectrum and with triangular spectrum

Widma rozważanych sygnałów zdefiniowane są następująco:

- widmo sygnału Gaussa

$$S(f) = e^{-\frac{(f-f_0)^2}{2\sigma_S^2}}$$

gdzie: f – częstotliwość, σ_S^2 – wariancja widma, f_0 – częstotliwość dominująca widma (równa częstotliwości centroidalnej);

- widmo o kształcie prostokątnym

$$S(f) = 1 \quad \text{dla } 0 \leq f \leq B,$$

gdzie B jest szerokością widma, jego częstotliwość centroidalna wynosi $f_{centr} = B/2$, a wariancja $\sigma_S^2 = B^2/12$;

- widmo o kształcie trójkątnym

$$S(f) = 1 - f/B \quad \text{dla } 0 \leq f \leq B,$$

gdzie B jest szerokością widma, jego częstotliwość centroidalna wynosi $f_{centr} = B/3$, a wariancja $\sigma_S^2 = B^2/18$.

Zdefiniowane powyżej sygnały (o widmie prostokątnym i trójkątnym) wykorzystano do obliczeń f_{centr} dla modelu ośrodka jednorodnego ze strefą o silnie obniżonej wartości prędkości (1000 m/s) i silnie obniżonej wartości współczynnika Q (silne tłumienie ośrodka, $Q = 23.3$). Wyniki obliczeń (Fig. 26) ilustrują wpływ typu sygnału źródła na zmiany f_{centr} .

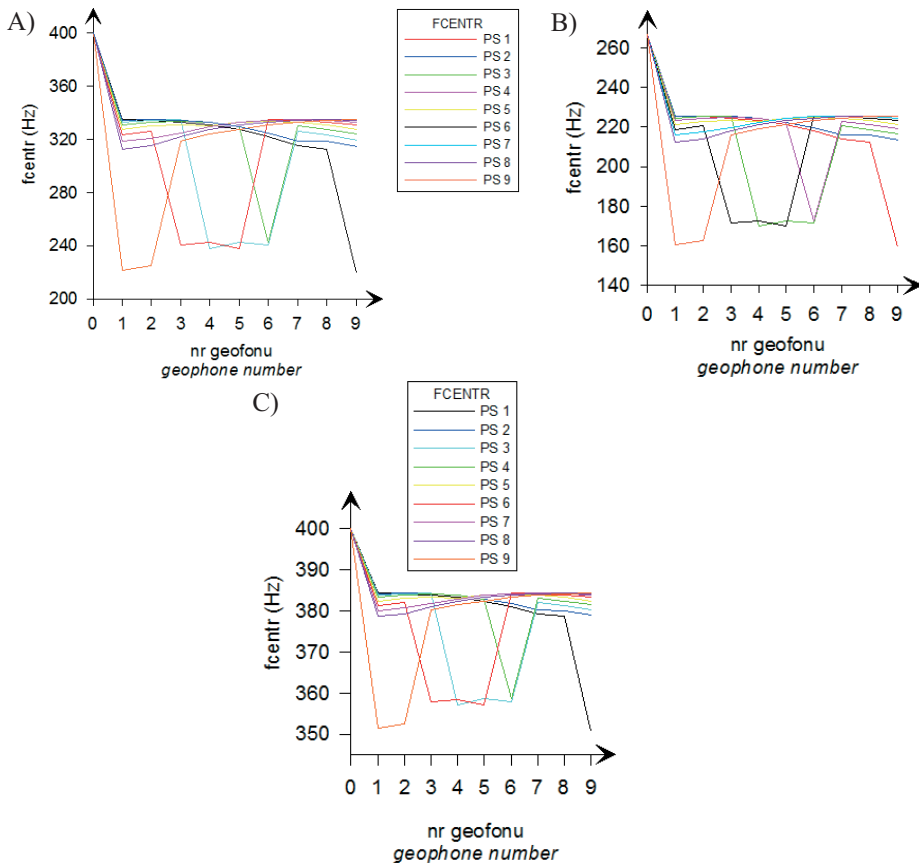


Fig. 26. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnych f_{centr} widma prostokątnego (A), trójkątnego (B) oraz Gaussa (C) dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q ; dla nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła; zakres zmian f_{centr} : A) 220.1–334.9 Hz ($\Delta f_{centr} = 114.8$ Hz); B) 159.9–225.7 Hz ($\Delta f_{centr} = 65.8$ Hz); C) 350.9–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 33.3$ Hz)

Fig. 26. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of rectangular spectrum (A), triangular spectrum (B) and Gauss spectrum (C) for the isotropic model with anomaly of decreased values of velocity and Q ; for the geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined; the range of f_{centr} variations: A) 220.1–334.9 Hz ($\Delta f_{centr} = 114.8$ Hz); B) 159.9–225.7 Hz ($\Delta f_{centr} = 65.8$ Hz); C) 350.9–384.2 Hz ($\Delta f_{centr} = 33.3$ Hz)

Obliczenia wykonano, uwzględniając następujące parametry sygnałów: $f_0 = 400$ Hz dla sygnału Gaussa o długości 801 ms, $B = 801$ Hz dla sygnałów z widmem prostokątnym i trójkątnym.

Porównanie zakresu zmienności f_{centr} sygnału Gaussa z zakresem zmienności f_{centr} sygnałów z widmem prostokątnym i trójkątnym potwierdza dwukrotny wzrost tego zakresu w wypadku widma trójkątnego i prawie czterokrotny wzrost dla szerokiego widma prostokątnego.

W celu dokonania oceny wpływu wartości częstotliwości dominujących widma f_{dom} na zakres zmienności f_{centr} wykonano obliczenia dla sygnału z widmem Gaussa i modelu ośrodka jednorodnego ze strefą o silnie obniżonej wartości prędkości i silnie obniżonej wartości współczynnika Q (silne tłumienie ośrodka). W obliczeniach uwzględniono następujące częstotliwości dominujące sygnału Gaussa: 400, 300, 200, 100, 50 Hz. Wykresy zmian f_{centr} zilustrowano dla PS 1 (Fig. 27), w przypadku którego zmiany f_{centr} w punktach odbioru są największe. Zakresy zmian przedstawiono także tabelarycznie (Tab. 3).

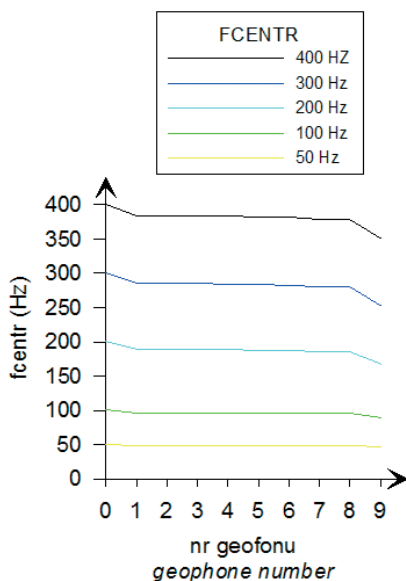


Fig. 27. Wykresy zmian częstotliwości centroidalnej f_{centr} widma Gaussa dla PS-1 dla różnych f_{dom} (50–400 Hz) i modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i Q ; w przypadku nr geofonu 0 podano f_{centr} sygnału źródła

Fig. 27. The graphs of the variations of the centroidal frequencies f_{centr} of Gauss spectrum for SP 1 and different f_{dom} (50–400 Hz) for isotropic model with anomaly of decreased values of velocity (1000 m/s) and Q ; for the geophone number 0 the f_{centr} of shot signal is defined

Analiza uzyskanych wyników potwierdziła podobieństwa zmian f_{centr} i zakresu tych zmian dla częstotliwości dominujących sygnału Gaussa z przedziału 200–400 Hz, stosowanych częściej w badaniach otworowych. W przypadku niższych częstotliwości dominujących (100, 50 Hz) sygnału, typowych raczej w sejsmice powierzchniowej (zwłaszcza wibratorowej), obserwujemy silną redukcję zmian f_{centr} dla założonej geometrii pomiaru (i wynikających z niej niewielkich długości dróg propagacji) i przy założonych parametrach modelu sejsmogeologicznego (prędkość, tłumienie). Biorąc pod uwagę, że dla pozostałych

punktów strzałowych na pośrednich głębokościach zmiany f_{centr} będą jeszcze mniejsze, należy stwierdzić, że tylko sygnały o częstotliwościach dominujących kilkuset herców dostarczają zakresu zmian f_{centr} , które warunkują efektywność tomografii amplitudowej w rozpatrywanym wariancie pomiarowym (prześwietlania międzyotworowe).

Tabela (Table) 3

Zakresy zmienności częstotliwości centroidalnych f_{centr} widm sygnałów Gaussa o różnych częstotliwościach dominujących f_{dom} zarejestrowanych w punktach odbioru przy wzbudzeniu w PS 1 dla modelu jednorodnego z anomalią o obniżonych wartościach prędkości i współczynnika Q

The range of variation of centroidal frequencies f_{centr} of Gauss signal spectrum with different dominant frequencies f_{dom} registered in receiver points for shot point 1 and for isotropic model with anomaly of decreased values of velocity and Q factor

f_{dom} (Hz)	Zakres zmian f_{centr} (w Hz) w punktach odbioru <i>f_{centr} variation range (in Hz) in receiver points</i>	Maksymalna zmiana f_{centr} (w Hz): Δf_{centr} (Hz) <i>maximum variation of f_{centr} (in Hz): Δf_{centr} (Hz)</i>
400	384.2–350.9	33.3
300	285.1–254.1	31.0
200	189.3–166.9	22.4
100	96.6– 88.7	7.9
50	49.4–47.3	2.1

PODSUMOWANIE

Analiza wyników obliczeń modelowych pozwoliła określić zakres zmian częstotliwości centroidalnej widma sygnału w przypadku schematu obserwacji typowego dla przeświełań międzyotworowych i różnych modeli sejsmogeologicznych ośrodka. Wygenerowane wartości częstotliwości centroidalnych oraz czasy przebiegu można wykorzystać do analizy efektywności rozwiązywania zadania odwrotnego tomografii amplitudowej. Potwierdzono potrzebę wykorzystywania wyższych częstotliwości sygnału źródła, by uzyskać odpowiedni zakres zmienności częstotliwości centroidalnych sygnału źródła, warunkujących w dużym stopniu efektywność rozwiązywania zadania odwrotnego tomografii amplitudowej.

Publikacja powstała w ramach realizacji projektu badawczego własnego nr 4T 12B 032 27 finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

LITERATURA

- Liao Q. & McMechan G.A., 1997. Tomographic imaging of velocity and Q , with application to crosswell seismic data from the Gypsy Pilot Site, Oklahoma. *Geophysics*, 62, 1804–1811.
- Neep J.P., Sams M.S., Worthington M.H. & O'Hara-Dhand K.A., 1996. Measurement of seismic attenuation from high-resolution crosshole data. *Geophysics*, 61, 1175–1188.
- Parra J.O., 2000. Poroelastic model to relate seismic wave attenuation and dispersion to permeability anisotropy. *Geophysics*, 65, 202–210.
- Rossi G., Gei D., Bohm G., Madrussani G. & Carcione J., 2007. Attenuation tomography: An application to gas-hydrate and free-gas detection. *Geophysical Prospecting*, 55, 655–669.
- Quan Y. & Harris J.M., 1997. Seismic attenuation tomography. *Geophysics*, 62, 895–905.

Summary

In the presented paper the analysis of the influence of seismogeological model and source signal parameters on the variations of centroidal frequencies of its spectrum in the seismic well to well measurements has been described. Several seismogeological models were prepared including homogeneous medium, gradient medium and fault model without anomalies (Figs 4, 22) as well as the same models with anomalies of velocity and Q factor (Figs 7, 10, 15, 19). For these models with assumed values of velocities and Q factor (Tabs 1, 2) the ray trajectories were defined (Figs 1, 5, 9, 12–14, 16, 18, 20, 21, 23), the frequency characteristics of the medium along these trajectories were calculated and the centroidal frequencies of the resulted spectra were presented (Figs 2–3, 6, 8, 11, 17, 24). In the analysis different source signal parameters (dominant signal frequency, signal type) were taken into consideration too (Figs 25–27, Tab. 3). It was confirmed that the greatest variations of centroidal frequencies f_{centr} (about 20–25% of centroidal frequency) were observed for gradient models and for the fault model. Additionally it was stated that only the signals with dominant frequencies about several hundred of hertz can bring significant range of f_{centr} variations necessary in the process of tomographic inversion.