

**MODELOWANIE WPLYWU
WYBRANYCH PARAMETRÓW SPRĘŻYSTYCH OŚRODKA
ORAZ METODYKI OBSERWACJI
NA ZMIANY CECH DYNAMICZNYCH
ORAZ KINEMATYCZNYCH ODBIĆ
CZERWONEGO SPĄGOWCA**

**Modeling the influence of selected elastic parameters
of a medium as well as aquisition parameters on the variations
of dynamic and kinematic features of Rotliegendes reflections**

Zbigniew KASINA

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

Treść: Zasadniczym celem podjętej analizy było określenie, jaki wpływ na rejestracje odbić od granic czerwonego spągowca w rejonie otworu Golce-1 wywierają parametry sprężyste ośrodka geologicznego (prędkości, anizotropia ośrodka, tłumienie ośrodka), parametry akwizycji (wydłużone rozstawy, parametry sygnału sejsmicznego) oraz wybrane procedury przetwarzania (procedura estymowania prędkości składania i określania poprawek kinematycznych). Do rozwiązania tego zadania wykorzystano opracowany przez autora program do modelowań numerycznych trajektorii promieni sejsmicznych w ośrodku anizotropowym (VTI) z tłumieniem. Modele seismogeologiczne opracowano na podstawie dostępnych danych karotażu sejsmicznego, akustycznego oraz danych literaturowych. Wyniki analizy potwierdziły, że zarówno anizotropia prędkości, jak i wydłużone rozstawy nie wywarły znaczącego wpływu na błędy estymowania prędkości składania i poprawek kinematycznych. Jednocześnie potwierdzony został silny wpływ tłumienia ośrodka na zmiany widma odbić czerwonego spągowca.

Słowa kluczowe: geofizyka, modelowanie sejsmiczne, tłumienie ośrodka, anizotropia

Abstract: The main purpose of the study was to define the influence of the elastic parameters of the geological medium (velocities, medium anisotropy, medium attenuation), aquisition parameters (long offsets, seismic signal parameters) and selected processing procedures (stacking velocity estimation and defining the kinematic corrections) on reflections from the Rotliegendes boundaries within Golce-1 well region. In order to solve the formulated task a program for numerical modeling of the seismic ray trajectories in the anisotropic medium (VTI) with attenuation was developed by the author. The seismogeological models were based on data from the scientific publications as well as available data taken from well measurements, which comprised of sonic logs and check shots. The results of the analysis confirmed that both the velocity anisotropy and long spreads had no significant effect on stacking velocity errors and kinematic corrections estimation. The results also confirmed a strong attenuation effect of the medium on variations of the spectra of Rotliegendes reflections.

Key words: geophysics, seismic modeling, medium attenuation, anisotropy

WSTĘP

Zasadniczym celem podjętej analizy było określenie, jaki wpływ na rejestracje odbić od granic czerwonego spągowca w rejonie otworu Golce-1 wywierają parametry ośrodka sejsmogeologicznego (prędkości, anizotropia ośrodka, tłumienie ośrodka), parametry akwizycji (wydłużone rozstawy, parametry sygnału sejsmicznego) oraz wybrane procedury przetwarzania (procedura estymowania prędkości składania oraz określania poprawek kinematycznych). Wyniki tej analizy stanowiły jeden z elementów prac prowadzonych w ramach projektu badawczego MNiSW nr WND-POIG.01.01.02.00.122/09 *Poprawa efektywności badań sejsmicznych w poszukiwaniach i rozpoznawaniu złóż gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca*. Etap prac badawczych poprzedzał fazę projektowania schematów akwizycji i sekwencji przetwarzania.

Do wykonania kolejnych etapów zadania wykorzystano programy (w języku Fortran 95), opracowane przez autora: program #WARSTWY do przetwarzania danych otworowych na potrzeby określania prędkości interwałowych i warstwowych, program #RAYANIZO do trasowania promieni sejsmicznych w ośrodku anizotropowym z tłumieniem, program graficzny #RAYPLOT do wykreślenia trajektorii promieni sejsmicznych, program #HFREQ do określania częstotliwościowych charakterystyk tłumienia ośrodka, program #SPECTRQ realizujący mnożenie widma założonego sygnału źródła przez charakterystykę tłumienia, program #VCDP do estymowania prędkości składania, program #NMO do obliczania poprawek kinematycznych.

Pierwszym krokiem podjętej analizy była ocena dostępnych danych otworowych pod względem informacji prędkościowej niezbędnej do skonstruowania modelu sejsmogeologicznego ośrodka wykorzystanego w procesie modelowania. Duża zmienność prędkości obserwowana od otworu do otworu spowodowała, że ostatecznie odstąpiono od konstrukcji jednego modelu reprezentatywnego dla badanego rejonu i ograniczono się do konstrukcji jednowymiarowych modeli sejsmogeologicznych otworu Golce-1 położonego przy projektowanym sejsmicznym profilu testowym.

UWAGI O OPRACOWANYM OPROGRAMOWANIU WYKORZYSTANYM W OBLICZENIACH MODELOWYCH

Program #WARSTWY umożliwia konstruowanie modeli warstwowych 1D za pomocą interpretacji skumulowanej krzywej karotażu akustycznego lub przy wykorzystaniu hodografu pionowego, będącego wynikiem pomiarów profilowania prędkości średnich (PPŚ) bądź też hodografu pierwszych wstąpień pomiarów pionowego profilowania sejsmicznego (PPS). Program stwarza możliwość generowania modelu warstwowego z prędkościami interwałowymi dla zadanego stałego interwału z wykorzystaniem aproksymacji hodografu metodą najmniejszych kwadratów z określeniem błędu aproksymacji. Drugi wariant obliczeń polega na określaniu prędkości kompleksowych (warstwowych) dla zadanych (o różnych długościach) przedziałów głębokości, wyodrębnionych na podstawie analizy rozkładu prędkości interwałowych.

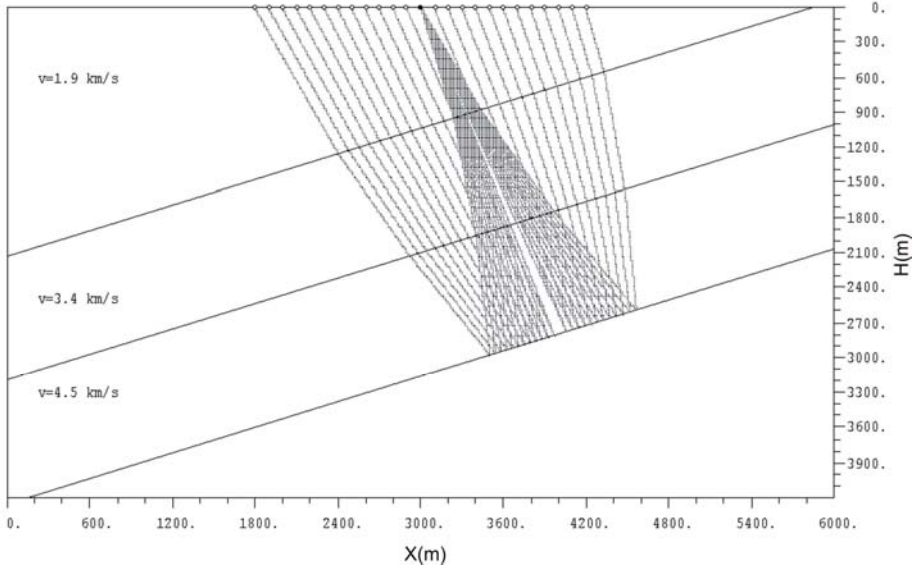


Fig. 1. Przykład wykresu trajektorii promieni sejsmicznych (program #RAYPLOT)

Fig. 1. The example of the seismic ray trajectories graphs (program #RAYPLOT)

Program #RAYANIZO przeznaczony jest do generowania trajektorii promieni i czasów przebiegu fali odbitej (fala PP, SS i PS) w kolekcjach WPW i WPG w ośrodku izotropowym lub anizotropowym (wariant ośrodka poprzecznie izotropowego – VTI) z tłumieniem. Model ośrodka zawiera monoklinalnie zapadające warstwy ze stałymi prędkościami lub ze stałymi gradientami prędkości. Program określa trajektorie promieni sejsmicznych, czasy przebiegu fali odbitej od zadanej granicy oraz – dla każdego odbiornika – wartość wykładnika eksponenty charakterystyki tłumienia ośrodka dla zadanego rozkładu parametru Q . Trajektorie te można wykreślać na tle modelu sejsmogeologicznego za pomocą graficznego programu #RAYPLOT. Przykładowy wykres trajektorii ilustruje figura 1. Trajektorie promieni oraz czasy przebiegu fali określone są na siatce prędkościowej w wyniku rozwiązywania znanego (Kasina 2003, 2009) układu równań różniczkowych, wynikających z zasady Fermata:

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

$$dx = ds \cos \alpha \tag{1}$$

$$dz = ds \sin \alpha$$

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

W równaniu (1) α jest kątem zawartym między osią poziomą i trajektorią promienia sejsmicznego $z(x)$, ds – elementem trajektorii promienia, $d\alpha$ – przyrostem kąta α na drodze ds , v – prędkością propagacji fali wzdłuż trajektorii promienia, dt – przyrostem czasu propagacji na drodze ds . Powyższy układ równań rozwiązywany jest metodą numeryczną Rungego–Kutty czwartego rzędu (Ralston 1975), wykorzystywaną niejednokrotnie w procedurze określania trajektorii promieni sejsmicznych (Bois *et al.* 1972)

W obliczeniach czasów przebiegu fali odbitej w wariancie fal podłużnych i przemiennych wykorzystywane są w programie parametry anizotropii Thomsena (ε , γ , δ) oraz relacje (Thomsen 1986) między tymi parametrami a prędkościami w ośrodku anizotropowym. Ponieważ w obliczeniach modelowych wykorzystano tylko wariant fal podłużnych, wykorzystane relacje Thomsena przyjęły postać (Thomsen 1986)

$$v_p(\theta) = \alpha_0 [1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta] \quad (2)$$

gdzie α_0 jest prędkością fali podłużnej w kierunku osi symetrii ośrodka, utożsamianą z prędkością w ośrodku izotropowym, a θ – kątem zawartym między kierunkiem propagacji i osią symetrii ośrodka.

W przypadku trasowania promienia w ośrodku anizotropowym z krokiem ds czas propagacji określany jest w programie na każdym segmencie trajektorii z uwzględnieniem prędkości w ośrodku anizotropowym, określonej dla kąta zawartego między aktualnym kierunkiem promienia i osią symetrii modelu (nachyloną pod kątem φ i prostopadłą do warstw monoklinalnie zapadających). W analizowanych obliczeniach modelowych uwzględniono wariant poziomo zalegających warstw (zerowy kąt φ).

Program #HFREQ przeznaczony jest do generowania charakterystyk częstotliwościowych tłumienia ośrodka, określanych na podstawie (Quan & Harris 1997, Kasina 2009) relacji

$$H(f) = \exp\left(-f^p \int_L \alpha_0 dl\right) \quad (3)$$

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

$$\alpha = \alpha_0 f^p \quad (4)$$

W przypadku ośrodków skonsolidowanych najczęściej zakłada się – jak w opisywanym algorytmie programu #HFREQ – wartość $p = 1$, a więc liniową zależność współczynnika od częstotliwości. Wówczas współczynnik α_0 określony jest następującą relacją z powszechnie stosowaną (Quan & Harris 1997) wielkością Q (współczynnik dobroci – *quality factor*) do charakteryzowania niesprężystych własności ośrodka

$$\alpha_0 = \frac{\pi}{Qv} \quad (5)$$

gdzie v jest prędkością propagacji fali.

Program #SPECTRQ mnoży widmo założonego sygnału źródła (sygnał Gaussa, Klaudera, Rickera) przez odpowiednie charakterystyki tłumienia ośrodka określone w programie #HFREQ wzdłuż trajektorii promieni. W przypadku sygnału Klaudera (autokorelacja swe-epu) symulujemy sygnał wibratorowy o widmie prostokątnym. Iloczyn tego widma oraz charakterystyki tłumienia ośrodka zachowuje tę charakterystykę w zakresie pasma częstotliwości sygnału.

Do estymowania prędkości składania z wykorzystaniem hodografów CDP, określonych w programie #RAYANIZO, opracowano program #VCDP. Estymuje on prędkość składania z nachylenia prostej, aproksymującej hodograf CDP w płaszczyźnie $X^2 - T^2$ metodą najmniejszych kwadratów.

Do obliczania poprawek kinematycznych na podstawie czasów przebiegu, określonych w programie #RAYANIZO, opracowano program #NMO. Oblicza on czas t_0 dla zadanego modelu (poziome warstwy ze stałą prędkością lub ze stałym gradientem prędkości), poprawki kinematyczne dla wyznaczonej w programie #VCDP prędkości składania oraz hodografy poprawione i resztkowe (różnica między hodografem poprawionym i czasem t_0). Poprawki kinematyczne Δt wyznaczone są w programie z wykorzystaniem standardowej formuły

$$\Delta t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{CDP}^2}} - t_0 \quad (6)$$

gdzie V_{CDP} jest prędkością składania, x – offsetem, a t_0 – czasem propagacji dla offsetu zerowego. Wprowadzenie tych poprawek (NMO) do hodografów fal odbitych, wyznaczonych w wyniku trasowania promieni w ośrodku anizotropowym, pozwala na ocenę błędów standardowych poprawek NMO, wprowadzanych bez uwzględniania wpływu anizotropii. Miarą tych błędów jest resztkowa krzywizna poprawionych hodografów.

KONSTRUKCJA MODELU SEJSMOGEOLOGICZNEGO OŚRODKA NA PODSTAWIE WYNIKÓW POMIARÓW KAROTAŻU SEJSMICZNEGO I AKUSTYCZNEGO ORAZ DANYCH LITERATUROWYCH

Podstawą konstrukcji modelu prędkościowego, wykorzystanego w obliczeniach modelowych, były wyniki karotażu akustycznego w otworze Golce-1 przedstawione w postaci rozkładu prędkości na figurze 2A. Do celów obliczeń modelowych efektów tłumienia ośrodka oraz oceny wpływu anizotropii i wydłużonych rozstawów na prędkości składania i poprawki kinematyczne zamieniono model prędkościowy z figury 2A na zgeneralizowany model warstwowy przedstawiony na figurze 2B oraz z tym prędkości z karotażu akustycznego (Fig. 2C). Zamiana modelu została przeprowadzona za pomocą wariantu obliczeń programu #WARSTWY, umożliwiającego określanie prędkości kompleksowych (warstwowych) dla zadanych (o różnych długościach) przedziałów głębokości, wyodrębnionych

na podstawie interaktywnej analizy rozkładu prędkości interwałowych. Prędkość w strefie przypowierzchniowej o miąższości ok. 300 m została dobrana ($V = 2500$ m/s) na podstawie wyników pomiarów karotażu sejsmicznego w otworach badanego rejonu.

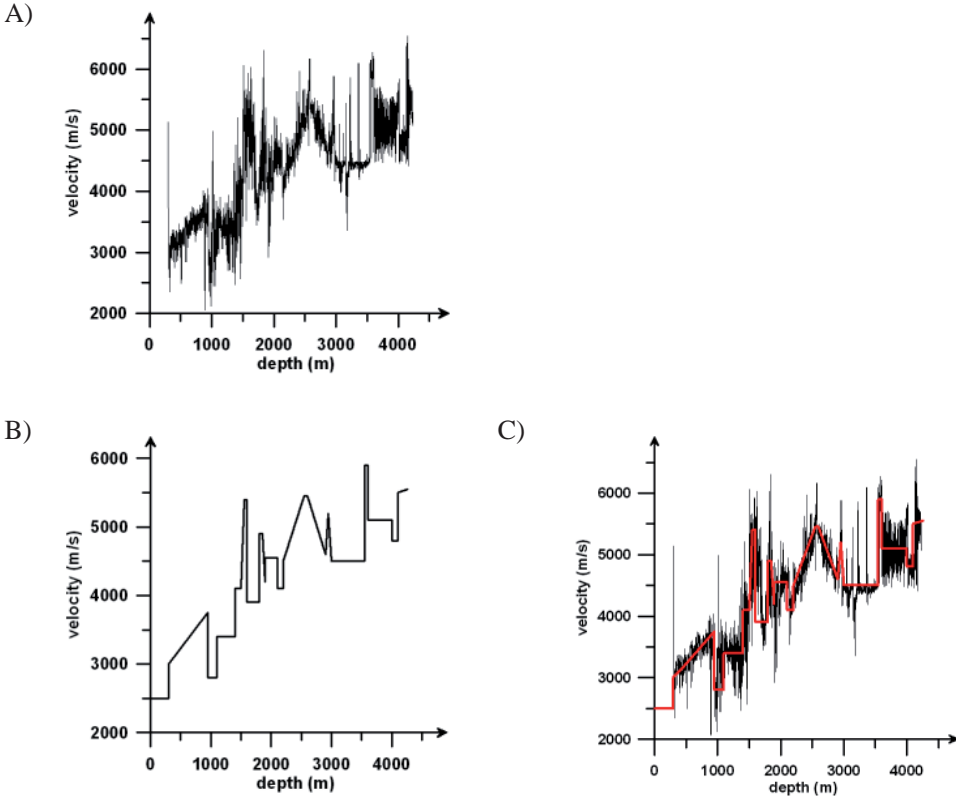


Fig. 2. Rozkład prędkości z karotażu akustycznego w otworze Golce-1 (A). Zgeneralizowany warstwowy model prędkościowy dla otworu Golce-1 (B) wraz z tłem rozkładu prędkości z karotażu akustycznego (C)

Fig. 2. Velocity distribution from sonic log in Golce-1 well (A). Generalized layer velocity model for Golce-1 well (B) with the velocity distribution background from sonic log (C)

Kolejnym parametrem modelu sejsmogeologicznego było tłumienie ośrodka określone wartościami współczynnika dobroci Q w poszczególnych warstwach modelu z figury 2B. Aktualnym standardem wyznaczania wartości parametru Q jest jego estymacja z danych pionowego profilowania sejsmicznego (VSP). Ponieważ te dane nie były dostępne w badanym rejonie, skorzystano ze skąpych danych literaturowych, dowiązujących wartości Q do wybranych litologii (Quan & Harris 1997). Te dane zestawiono w tabeli 1.

Tabela (Table) 1

Zestawienie wartości prędkości i parametru Q dla różnych litologii
List of velocity values and Q parameter for different lithologies

Litologia <i>Lithology</i>	Prędkość [m/s] <i>Velocity [m/s]</i>	Q
wapień <i>limestone</i>	5000	70
glina <i>clay</i>	2700	46
łupek <i>shale</i>	2800	55
piaskowiec i łupek <i>sandstone & shale</i>	3600	70

Wykorzystując zestawienie wartości parametru Q z tabeli 1 oraz dane dotyczące litologii otworu Golce-1 i zgeneralizowany model prędkościowy z figury 2B, opracowano model wartości Q , przedstawiony na figurze 3 oraz – z dowiązaniem do litologii w poszczególnych warstwach – w tabeli 2.

Na potrzeby obliczeń modelowych w ośrodku anizotropowym dobrano wartości parametrów anizotropii Thomsena, korzystając z zestawień tabelarycznych tych wartości (Thomsen 1986) dowiązanych do litologii i prędkości propagacji fal. W tabeli 3 przedstawiono litologię poszczególnych warstw modelu otworu Golce-1 wraz z prędkościami warstwowymi i głębokościami granic z dowiązaniem do litologii z tabeli Thomsena, a w tabeli 2 przedstawiono dobrane – na podstawie tego dowiązania oraz wartości prędkości – wartości parametrów anizotropii Thomsena wykorzystane do obliczeń modelowych.

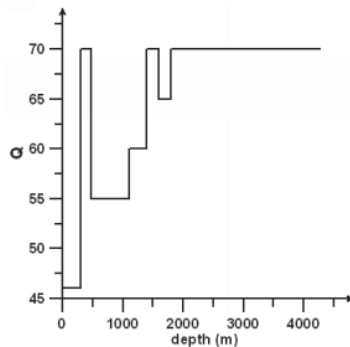


Fig. 3. Model wartości Q opracowany dla otworu Golce-1

Fig. 3. Model of Q values constructed for Golce-1 well

Tabela (Table) 2

Litologia poszczególnych warstw modelu z otworu Golce-1 wraz z prędkościami warstwowymi i głębokościami granic z dowiązaniem do litologii z tabeli Thomsena

Lithology of Golce-1 well model layers together with layer velocities and boundary depths related to lithology from Thomsen's table

Numer warstwy <i>Layer number</i>	H [m]	V [m/s]	ε	δ	Litologia <i>Lithology</i>	Q
1	300	2500	0.034	0.211	piaski <i>sands</i>	46
2	475	3000	0.110	0.255	piaskowce kwarcytowe <i>quartzsandstein</i>	70
3	950	3200	0.137	0.071	iłowce szare organiczne <i>gray organic claystone</i>	55
4	1100	2800	0.255	0.480	iłowce szare <i>gray claystones</i>	55
5	1400	3400	0.065	0.071	iłowce <i>claystones</i>	60
6	1500	4100	0.137	0.026	iłowce pstre <i>variegated claystones</i>	70
7	1550	4100	0.056	0.067	wapień <i>limestone</i>	70
8	1600	5400	0.056	0.067	wapień <i>limestone</i>	70
9	1800	3900	0.110	0.255	piaskowce <i>sandstones</i>	65
10	1850	4900	0.056	0.067	wapień <i>limestone</i>	70
11	1900	4900	0.033	-0.019	piaskowce wapniste <i>calcareous sandstones</i>	70
12	2100	4550	0.056	0.067	wapień <i>limestone</i>	70
13	2200	4100	0.091	0.046	piaskowce <i>sandstones</i>	70
14	2550	4500	0.091	0.046	iłowce <i>claystones</i>	70
15	2600	5450	0.056	0.067	wapień <i>limestone</i>	70

Tabela (Table) 2 cd. / cont.

16	2900	5450	0.033	-0.019	piaskowce kwarcytowe <i>quarzsandstein</i>	70
17	2950	5450	0.091	0.046	iłowce wapniste <i>calcareous claystones</i>	70
18	3000	5200	0.091	0.046	iłowce <i>claystones</i>	70
19	3550	4500	0.056	0.067	sole <i>salt</i>	70
20	3600	5900	0.056	0.067	sole <i>salt</i>	70
21	4000	5100	0.033	-0.019	iłowce wapniste <i>calcareous claystones</i>	70
22	4100	4800	0.033	-0.019	iłowce wapniste <i>calcareous claystones</i>	70
23	4250	5500	0.369	0.169	kryształy kalcytu <i>calcite crystal</i>	70

Tabela (Table) 3

Wartości prędkości, parametrów anizotropii Thomsena (ϵ , δ) oraz wartości Q dowiązane do litologii w poszczególnych warstwach

Velocity values, Thomsen's anisotropy parameters and Q values related to lithology in individual layers

V [m/s]	H [m]	Litologia z tabeli Thomsena <i>Lithology from Thomsen's table</i>	Litologia z otworu Golce-1 <i>Lithology from Golce-1 well</i>
2500	300	Mesaverde mudshale	piaski <i>sands</i>
3000	475	Taylor sandstone	piaskowce kwarcytowe <i>quarzsandstein</i>
3200	950	Mesaverde shale	iłowce szare organiczne <i>gray organic claystone</i>
1800	1100	shale (5000)	iłowce szare <i>gray claystones</i>
3400	1400	Mesaverde shale (350)	iłowce <i>claystones</i>
4100	1500	Mesaverde shale (1599)	iłowce pstre <i>variegated claystones</i>

Tabela (Table) 3 cd. / cont.

<i>V</i> [m/s]	<i>H</i> [m]	Litologia z tabeli Thomsena <i>Lithology from Thomsen's table</i>	Litologia z otworu Golce-1 <i>Lithology from Golce-1 well</i>
4100	1550	Mesaverde silty limestone	wapień <i>limestone</i>
5400	1600	Mesaverde silty limestone	wapień <i>limestone</i>
3900	1800	Taylor sandstone	piaskowce <i>sandstones</i>
4900	1850	Mesaverde silty limestone	wapień <i>limestone</i>
4900	1900	Mesaverde sandstone	piaskowce wapniste <i>calcareous sandstones</i>
4550	2100	Mesaverde silty limestone	wapień <i>limestone</i>
4100	2200	Mesaverde laminated sandstone	piaskowce <i>sandstones</i>
4500	2550	Mesaverde laminated sandstone	iłowce <i>claystones</i>
5450	2600	Mesaverde silty limestone	wapień <i>limestone</i>
5450	2900	Mesaverde sandstone	piaskowce kwarcytowe <i>quartzsandstein</i>
5450	2950	Mesaverde laminated sandstone	iłowce wapniste <i>calcareous claystones</i>
5200	3000	Mesaverde laminated sandstone	iłowce <i>claystones</i>
4500	3550	Mesaverde silty limestone	sole <i>salt</i>
5900	3600	Mesaverde silty limestone	sole <i>salt</i>
5100	4000	Mesaverde sandstone	iłowce wapniste <i>calcareous claystones</i>
4800	4100	Mesaverde sandstone	iłowce wapniste <i>calcareous claystones</i>
5500	4250	calcite crystal	nieokreślona <i>not defined</i>

OKREŚLENIE CHARAKTERYSTYK TŁUMIENIA OŚRODKA ORAZ OCENA ZMIAN WIDMA AMPLITUDOWEGO SYGNAŁU DLA ROZWAŻANYCH MODELI OŚRODKA PRZY UWZGLĘDNIENIU WYDŁUŻONYCH ROZSTAWÓW

Częstotliwościowe charakterystyki tłumienia ośrodka w zakresie częstotliwości projektowanego sygnału wibratorowego (6–80 Hz) obliczono w odniesieniu do podstawowego modelu seismogeologicznego z tabeli 2 przy założeniu granicy odbijającej na głębokości 4250 m oraz wybranych offsetów zmieniających się – zgodnie z parametrami projektowanej metodyki pomiaru w rejonie otworu Golce-1 – od wartości 40 m, poprzez 1800 m, 3400 m, 5000 m do wartości 6440 m. Wyniki tych obliczeń przedstawiono na figurze 4A w skali liniowej oraz w skali decybelowo-logarytmicznej na figurze 4B.

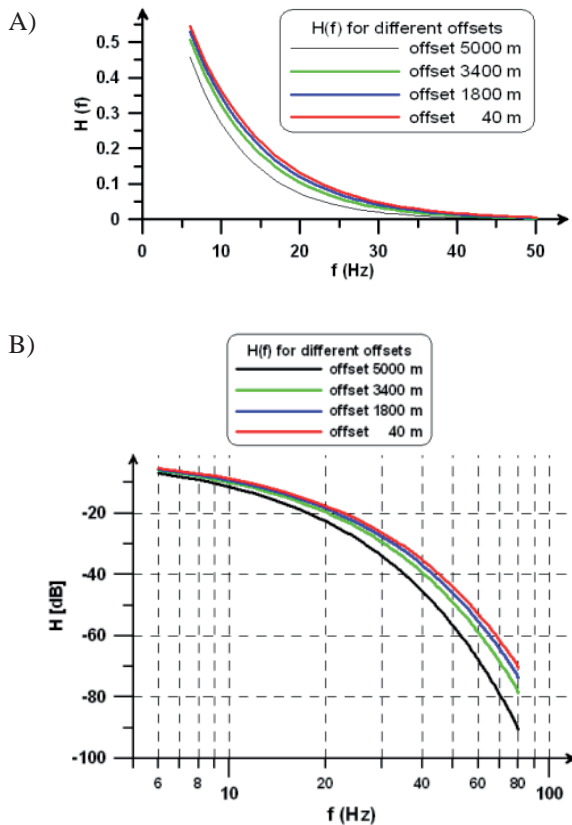


Fig. 4. Wyniki obliczeń częstotliwościowych charakterystyk tłumienia ośrodka dla modelu z tabeli 2 i zakresu offsetów od 40 m do 6440 m: A) skale liniowe; B) skala decybelowo-logarytmiczna

Fig. 4. Medium's attenuation frequency calculation results for model from table 2 and for the offsets 40 m to 6440 m range: A) linear scales; B) db-log scale

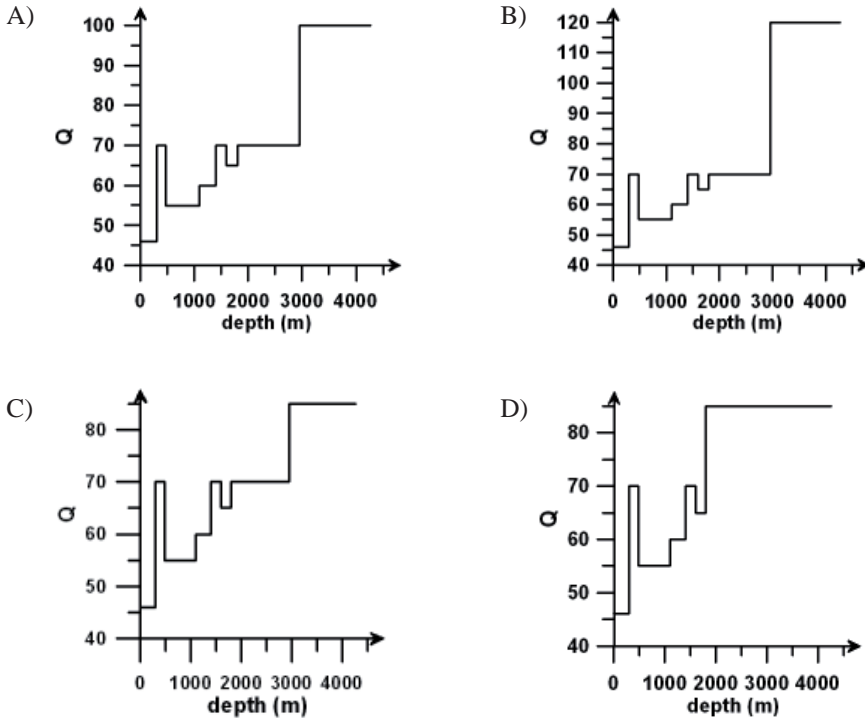


Fig. 5. Zmodyfikowane modele parametru Q wykorzystane w obliczeniach

Fig. 5. Modified models of Q parameter applied in calculations

Dodatkowe obliczenia przeprowadzono także w odniesieniu do modeli tłumienia nieco zmodyfikowanych w stosunku do modelu z figury 3. Modyfikacja polegała na zwiększeniu wartości współczynnika dobroci, w warstwach ośrodka na głębokości powyżej ok. 2000 m, od wartości 70 poprzez wartości 90, 100 do wartości 120. Taka symulacja miała na celu potwierdzenie, czy znaczące obniżenie wartości współczynników tłumienia w tych warstwach istotnie poszerzy pasmo przepuszczania częstotliwościowych charakterystyk tłumienia ośrodka dla maksymalnego offsetu. Zmodyfikowane modele parametru Q przedstawiono na figurze 5, a wyniki obliczeń w dwóch skalach zilustrowano dla offsetu 6440 m na figurze 6.

Zarówno wzrost offsetu, jak i obniżenie wartości Q , odpowiadające wzrostowi współczynnika tłumienia, powoduje zawężenie pola pod charakterystyką tłumienia. W przypadku sygnałów wibratorowych, cechujących się prostokątnymi widmami amplitudowymi, charakterystyki tłumienia z figur 4 i 6 można utożsamić z widmami tych sygnałów, rejestrowanymi w punktach odbioru. Analiza tych charakterystyk potwierdza, że w przypadku rozpatrywanego modelu ośrodka i granicy odbijającej w obrębie czerwonego spągowca zarówno zmiana offsetu (w zakresie 40–6440 m), jak i modyfikacje modelu Q nie wywarły istotnego wpływu

na przebieg rozważanych charakterystyk, a tym samym na zmiany rejestrowanych sygnałów wibratorowych. W zakresie częstotliwości 40–60 Hz widma sygnałów śledzone są na poziomie od około -40 dB do około -60 dB. Wpływ offsetu jest przy tym nieco silniejszy niż wpływ modyfikacji modelu Q . Tak silny wpływ tłumienia na widma sygnałów odbitych na poziomie czerwonego spągowca oznacza, że odwrotna filtracja Q będzie odgrywać zasadniczą rolę w poprawieniu rozdzielczości pionowej obrazu falowego odbić od granic czerwonego spągowca na etapie przetwarzania.

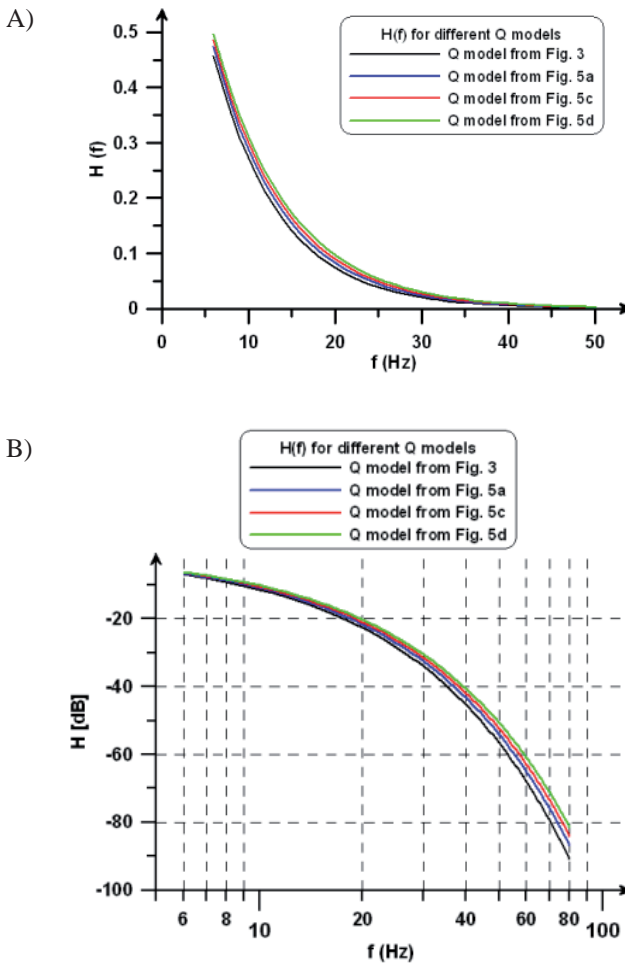


Fig. 6. Wyniki obliczeń częstotliwościowych charakterystyk tłumienia ośrodka dla offsetu 6440 m i zmodyfikowanych modeli Q z figury 10: A) skale liniowe; B) skala decybelowo-logarytmiczna

Fig. 6. Medium's attenuation frequency calculation results for the offset 6440 m and modified Q models from figure 10: A) linear scales; B) db-log scale

OCENA WPŁYWU WYDŁUŻONYCH ROZSTAWÓW ORAZ ANIZOTROPII OŚRODKA NA DOKŁADNOŚĆ OKREŚLANIA PRĘDKOŚCI W ANALIZACH PRĘDKOŚCI I NA POPRAWKI KINEMATYCZNE

Do oceny wpływu wydłużonych rozstawów oraz anizotropii ośrodka na dokładność wyznaczania prędkości składania wykorzystano hodografy WPG (CDP) określone dla offsetów, wynikających z projektowanych w badanym rejonie dwóch schematów akwizycji z wykorzystaniem rozstawów środkowych. Pierwszy schemat akwizycji miał postać 6495-5-0-5-6495 przy interwale pomiarowym 10 m, a drugi 4490-10-0-10-4490 przy interwale pomiarowym 20 m. W obliczeniach modelowych hodografów WPG offsety zmieniły się w zakresie 40–6440 m z krokiem 160 m. Rozpatrywano dwa zakresy zmian tych offsetów: 40–4360 m oraz 40–6440 m. Wyniki obliczeń hodografów WPG – ośrodka izotropowego i anizotropowego w modelu z figury 3A przedstawiono na figurze 7A, a różnicę tych hodografów na figurze 7B.

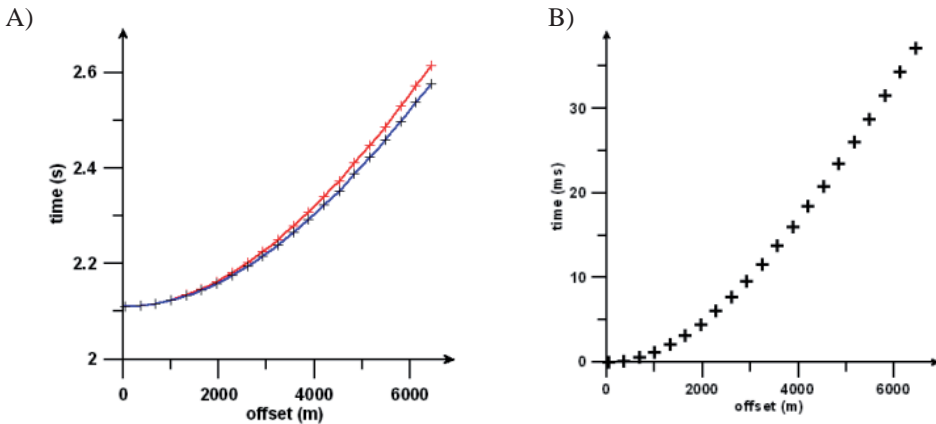


Fig. 7. Hodografy WPG dla ośrodka izotropowego (wykres czerwony) i anizotropowego (wykres niebieski) (A) oraz różnica obu hodografów (B)

Fig. 7. CDP hodographs for isotropic medium (red graph) and anisotropic (blue graph) (A) and the difference between hodographs (B)

Wyniki estymowania prędkości składania za pomocą programu #VCDP zestawiono dla dwóch zakresów offsetów w tabeli 4. Różnica prędkości składania dla dwóch zakresów offsetów wyniosła w przypadku modelu izotropowego 20.5 m/s, a w przypadku modelu anizotropowego 15.4 m. Natomiast różnica prędkości składania między modelem izotropo-

wym i anizotropowym wyniosła dla mniejszego zakresu offsetów 185.5 m/s, a dla większego zakresu offsetów – 180,4 m/s. Błąd określenia prędkości składania sięgał ok. 125 m/s, a więc ok. 3%.

Tabela (Table) 4
 Wyniki estymowania prędkości składania V_{CDP}
Results of stacking velocity V_{CDP} estimation

V_{CDP} [m/s]		
offsety [m] <i>offsets [m]</i>	model izotropowy <i>isotropic model</i>	model anizotropowy <i>anisotropic model</i>
40–4360	4146.0	4331.5
40–6440	4166.5	4346.9

Wykorzystując estymowane prędkości składania, obliczono poprawki kinematyczne (wzór (6)) oraz resztkowe hodografy (różnica między hodografem poprawionym i czasem t_0) dla rozważanych zakresów offsetów i dwóch modeli ośrodka (izotropowego i anizotropowego). Wyniki przedstawiono na figurach 8–11.

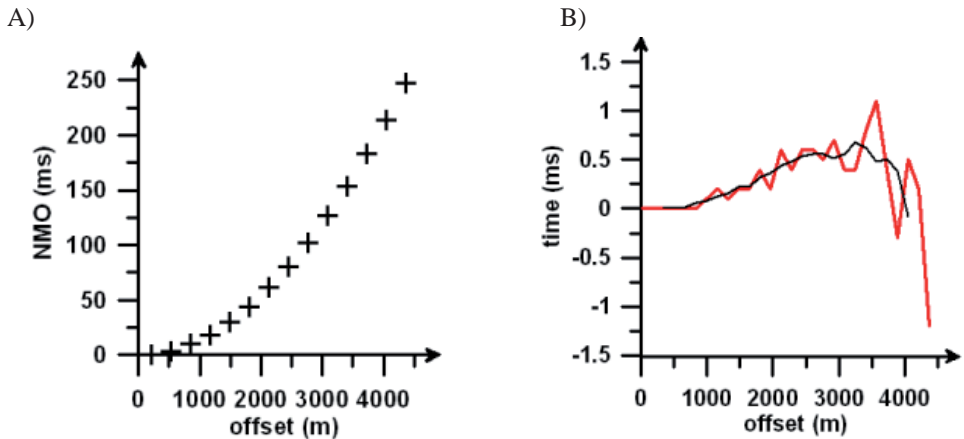


Fig. 8. Krzywa poprawek kinematycznych dla zakresu offsetów 40–4360 m w przypadku modelu izotropowego (A); hodograf resztkowy (krzywa czerwona) i jego wersja wygładzona średnią bieżącą (krzywa czarna) (B)

Fig. 8. Kinematic correction curve for the offset in 40–4360 m range for isotropic model (A); the residual hodograph (red curve) and its version smoothed with running average (black curve) (B)

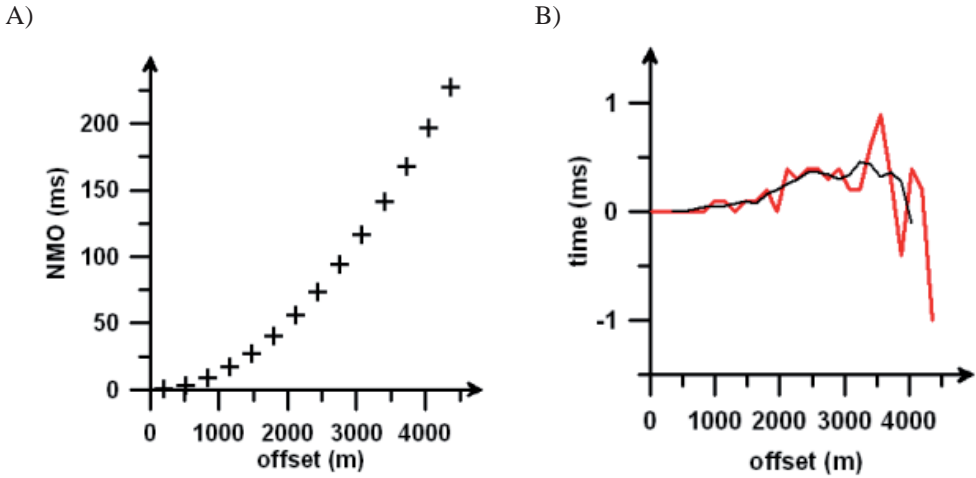


Fig. 9. Krzywa poprawek kinematycznych dla zakresu offsetów 40–4360 m w przypadku modelu anizotropowego (A); hodograf resztkowy (krzywa czerwona) i jego wersja wygładzona średnią bieżącą (krzywa czarna) (B)

Fig. 9. Kinematic correction curve for the offset in 40–4360 m range for anisotropic model (A); the residual hodograph (red curve) and its version smoothed with running average (black curve) (B)

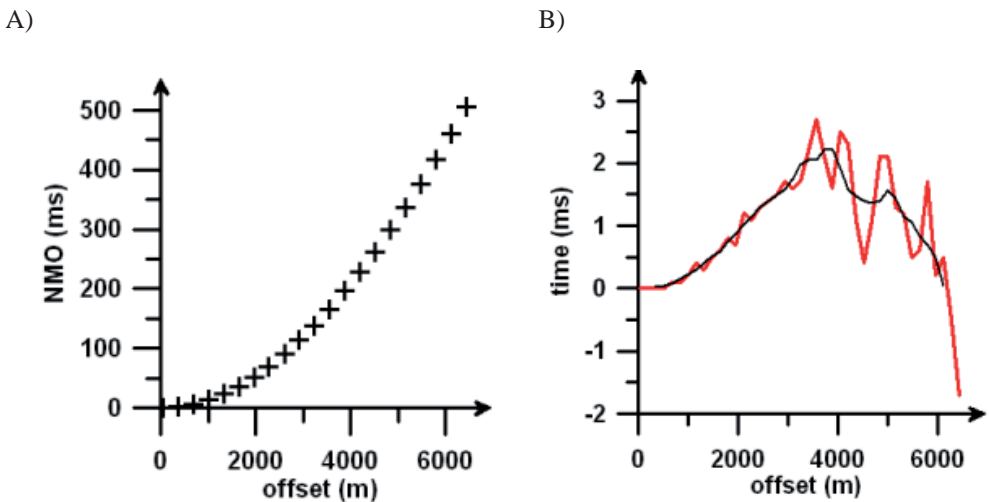


Fig. 10. Krzywa poprawek kinematycznych dla zakresu offsetów 40–6440 m w przypadku modelu izotropowego (A); hodograf resztkowy (krzywa czerwona) i jego wersja wygładzona średnią bieżącą (krzywa czarna) (B)

Fig. 10. Kinematic correction curve for the offset in 40–6440 m range for isotropic model (A); the residual hodograph (red curve) and its version smoothed with running average (black curve) (B)

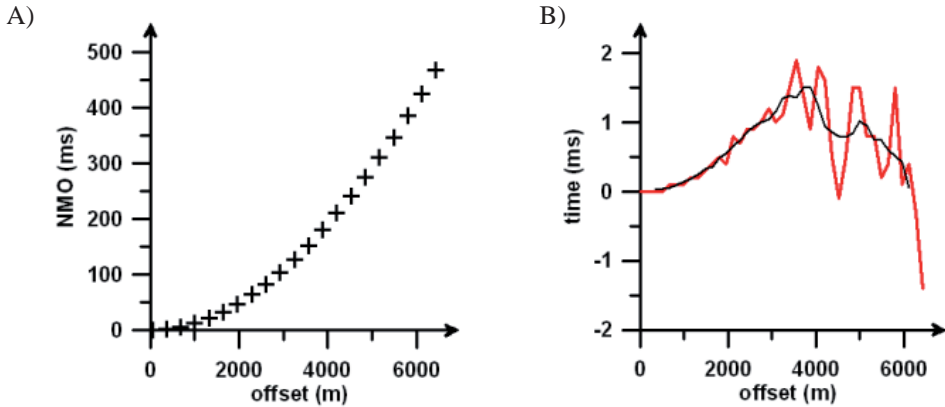


Fig. 11. Krzywa poprawek kinematycznych dla zakresu offsetów 40–6440 m w przypadku modelu anizotropowego (A); hodograf resztkowy (krzywa czerwona) i jego wersja wygładzona średnią bieżącą (krzywa czarna) (B)

Fig. 11. Kinematic correction curve for the offset in 40–6440 m range for anisotropic model (A); the residual hodograph (red curve) and its version smoothed with running average (black curve) (B)

Analiza wykresów (Fig. 8–11) pozwala na sformułowanie wniosków dotyczących wpływu wydłużonych rozstawów i anizotropii na estymowane poprawki kinematyczne:

- w przypadku krótszych rozstawów (offsety 40–4360 m) resztkowe hodografy mają wartości mieszczące się w przedziale od ok. -1.5 ms do ok. $+1.0$ ms dla modelu izotropowego oraz od ok. -1.0 ms do ok. $+1.0$ ms dla modelu anizotropowego;
- w przypadku dłuższych rozstawów (offsety 40–6440 m) resztkowe hodografy mają wartości mieszczące się w przedziale od ok. -1.8 ms do ok. 2.5 ms dla modelu izotropowego od ok. -1.4 ms do ok. $+1.8$ ms dla modelu anizotropowego.

Podsumowując powyższe rozważania, można stwierdzić, że zarówno anizotropia, jak i wydłużone rozstawy nie wywarły – w przypadku rozważanego modelu seismogeologicznego ośrodka – silnego wpływu na błędy estymowania prędkości składania i poprawek kinematycznych, zachowując wartości resztkowych hodografów w zakresie 1–2 ms.

LITERATURA

- Bois P., La Porte M., Lavergne M. & Thomas M., 1971. Essai de détermination automatique des vitesses sismiques. *Geophysical Prospecting*, 19, 42–83.
- Kasina Z., 2003. *Modelowanie sejsmiczne*. Wydawnictwo Centrum PPGSMiE PAN, Kraków.
- Kasina Z., 2009. *Teoria sygnału sejsmicznego*. Wydawnictwa AGH, Kraków.
- Quan Y. & Harris J. M., 1997. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. *Geophysics*, 62, 895–905.
- Ralston A., 1975. *Wstęp do analizy numerycznej*. PWN, Warszawa.
- Thomsen L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51, 1954–1966.

Summary

The main purpose of the study was to define the influence of the elastic medium parameters (velocities, medium anisotropy, medium attenuation), acquisition parameters (long offsets, seismic signal parameters) and selected processing procedures (the process of stacking velocity estimation and defining the kinematic corrections) on reflections from the Rotliegendes around Golce-1 well region. In order to solve the formulated task a program for numerical modeling of defining seismic ray trajectories in the anisotropic medium (VTI) with attenuation was developed by the author. An example of rays graph is presented in figure 1. The seismogeological models (Tabs 2, 3) were developed using available data from well measurements comprising of sonic logs (Fig. 2) and check shots as well as data derived from scientific publications to obtain the attenuation parameter Q (Figs 3, 5) and anisotropic parameters (Tab. 2). Attenuation frequency characteristics of the medium was calculated for different offsets in the constructed models (Figs 4, 6). The next step included calculations of the hodographs (Fig. 7) and kinematic corrections (Figs 8–11) for the case of isotropic and anisotropic models for different range of offsets using estimated values of stacking velocity (Tab. 4). The analysis confirmed that the anisotropy and long spreads in the case of discussed seismogeological models of the medium showed no essential effect on stacking velocity errors and kinematic corrections estimation at the level of Rotliegendes. On the other hand the medium's attenuation has a strong effect on variation of the reflected signals spectra considerably decreasing the signal energy and vertical resolution.