

Estymacja prędkości fal podłużnych i poprzecznych przy wykorzystaniu modeli teoretycznych oraz danych geofizyki wiertniczej

Maria Bała*, Adam Cichy*

Estimating velocities of longitudinal and shear waves by use of theoretical models and well logging data. Prz. Geol., 51: 1058–1063.

Summary. The possibility of application of different theoretical models for estimating velocities of longitudinal waves (Wyllie, Raymer-Hunt-Gardner, Kuster and Toksöz, Biot-Gassman) and shear waves (Kuster and Toksöz, Biot-Gassman) on the basis of well-logging data was analyzed. The knowledge of depth dependence of velocities of both these waves has fundamental importance for interpretation of seismic data. It was found that using the above mentioned models it was possible to determine these velocities with quite good accuracy. This accuracy is different for different models and strongly depends on lithology and hydrocarbon saturation. The selection of parameters of rock matrix and hydrocarbons saturating the pores has strong effect on the quality of velocities estimation.

Key words: velocities of compressional and shear waves, theoretical models, porous media, acoustic waveforms, well logs

Prędkości fal podłużnych i poprzecznych w skałach zbiornikowych są funkcją wielu zmiennych, a w szczególności współczynnika porowatości i konfiguracji przestrzeni porowej, jej nasycenia wodą i węglowodorami, składu mineralnego oraz obecności materiału ilastego w porach skalnych lub szkielecie (matrycy). Te czynniki, obok takich jak zmienne ciśnienie i temperatura, warunkują właściwości sprężyste ośrodków porowatych (Bała, 1989).

Przeglądając literaturę światową z ostatnich kilkadziesiąt lat, zauważa się nie gasnące zainteresowanie problemem propagacji fal sprężystych w ośrodkach porowatych. Do najbardziej znanych autorów rozwiązujących ten problem teoretycznie zalicza się: Biot (od 1941–1977), Gassmann (1951), Kuster i Toksöz (1974), Berryman (1999) i inni. Również wiele publikacji z tego zakresu opisujących związki pomiędzy parametrami sprężystymi i zbiornikowymi skał opiera się na badaniach laboratoryjnych. Tu należy wymienić między innymi następujących autorów: Domenico (1984), Han i in. (1986), Knight & Nolen-Hoeksema (1990), Wyllie i in. (1956), Raymer i in. (1980) oraz z nowszych Knight i in. (1998) i wiele innych.

Znajomość zmian prędkości i czasów interwałowych fal poprzecznych S odgrywa dużą rolę w interpretacji danych sejsmicznych obejmujących analizę *bright spot* czy analizę zmian amplitud odbić z offsetem (*amplitude versus offset*). W otworach wiertniczych można rejestrować, obok standardowych profilowań, akustyczne obrazy falowe, których interpretacja ilościowa dostarcza informacji o prędkościach obu fal głównych P i S. Jednak w interwałach, w których $V_s < V_{pl}$ (prędkość w płucce) na obrazach falowych nie zaznaczają się fale S.

Alternatywą dla obliczeń fal podłużnych i poprzecznych z akustycznych obrazów falowych jest ich estymacja na podstawie teoretycznych i półempirycznych modeli ośrodków porowatych, wspomnianych wyżej, przy znanych parametrach litologiczno-złożowych skał, uzyskanych na podstawie interpretacji danych geofizyki wiertniczej.

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; bala@geolog.geol.agh.edu.pl; cichy@geolog.geol.agh.edu.pl

Stosowane modele teoretyczne

Niniejsza część obejmuje krótki opis modeli teoretycznych i półempirycznych powszechnie stosowanych w interpretacji danych geofizyki wiertniczej oraz w modelowaniach sejsmicznych dotyczących oceny parametrów złożowych skał. Do nich należą modele Biota-Gassmanna, Kustera-Toksöza oraz Wylliego i Raymera-Hunta-Gardnera (Bała, 1998).

Zmodyfikowany model Biota-Gassmanna. W pracy Krief i in. (1990) przedstawiono propozycję połączenia modelu Biota i Gassmanna.

Przy pomocy współczynnika β wyprowadzonego przez Biota (1956) powiązано moduły odkształcenia objętości K i μ postaci (formacji skalnej) z porowatością ośrodka Φ oraz odpowiednimi modułami szkieletu (K_{ma} , μ_{ma}) i cieczy nasycającej pory (K_f):

Stosując wzory Gassmanna (1951) i zakładając za Krief i in. (1990), że $\beta_K = \beta_\mu = \beta$ otrzymamy dla nasyconej formacji skalnej:

$$K_{sat} = K_{ma} (1 - \beta) + \beta^2 \cdot M \quad [1]$$

oraz

$$\mu_{sat} = \mu_{ma} \cdot (1 - \beta) \quad [2]$$

gdzie:

$$\frac{1}{M} = \frac{\beta - \phi}{K_{ma}} + \frac{\phi}{K_f} \quad [3]$$

Współczynnik β w relacjach Biota jest funkcją porowatości. Krief i in. (1990) przedstawia następującą relację łączącą współczynnik β z porowatością:

$$(1 - \beta) = (1 - \phi)^{m(\phi)} \quad [4]$$

Wykładnik m jest funkcją Φ (Goldberg & Gurevich, 1999; Lee, 2002).

Podstawiając ostatecznie wyprowadzone wzory do znanych relacji na V_p i V_s otrzymamy:

$$V_p^2 = \frac{1}{\rho_{sat}} [\rho_{ma} V_p^2 (1 - \beta) + M \beta^2] \quad [5]$$

$$V_s^2 = \frac{\rho_{ma}}{\rho_{sat}} V_s^2 (1 - \beta) \quad [6]$$

$$\rho_{sat} = (1 - \phi) \rho_{ma} + \phi \rho_f \quad [7]$$

gdzie:

$V_{p_{ma}}$ i $V_{s_{ma}}$ — prędkości fal podłużnej i poprzecznej w matrycy skalnej (solid),

ρ_{sat} — gęstość objętościowa ośrodka skalnego,

ρ_{ma} — gęstość matrycy skalnej.

Model Kustera-Toksöza. W modelu przedstawionym przez Kustera i Toksöza (1974; Toksöz i in., 1976) zmodyfikowanym przez Bałę (1989, 1994) niejednorodność ośrodka porowatego jest opisana poprzez rozkład współczynnika kształtu porów (α_m). Ośrodek jest definiowany przez dwie fazy jednorodne o różnych własnościach. W fazie stałej (sprężysta matryca) rozpatruje się przypadkowo ułożone wtrącenia drugiej fazy, która może być stała, ciekła lub gazowa.

Przestrzeń porową wyrażmy przy pomocy współczynników kształtu porów α_m (stosunek półosi mniejszej (a) do większej (c) w porach elipsoidalnych: $\alpha = a/c$). Całkowita porowatość takiego ośrodka będzie określona sumą „koncentracji” porów („gęstości” porów) o zadanych wartościach współczynnika α_m .

$$\phi = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N C(\alpha_{m,n}) \quad [8]$$

gdzie:

$C(\alpha_{m,n})$ — koncentracja porów o zadanych współczynnikach kształtu α_m , $m = 1 \dots M$ i nasyconych różnymi mediami $n = 1 \dots N$,

M — ilość współczynników kształtów porów,

N — ilość składowych mediów nasycających poszczególne pory (woda, ropa, gaz).

Moduły sprężystości K^* i μ^* dla efektywnego ośrodka porowatego można obliczyć ze wzorów [8]–[10] zamieszczonych w pracy Toksöza i in. (1976). Wzory te zostały określone dla polaryzacji poziomej i pionowej porów sferoidalnych i mogą być traktowane w pierwszym przybliżeniu jako symulacja ośrodka quasianizotropowego.

Przy opisie rozkładu przestrzeni porowej skały w naszej pracy zastosowano aproksymację spectrum porowego zaproponowaną przez Tao i King (1993).

Istotnym parametrem jest koncentracja porów czyli „gęstość porów”, którą można zdefiniować jako:

$$\Gamma = N \cdot r^3 \quad [9]$$

gdzie:

N — liczba porów na jednostkę objętości skały,

r — długość półosi większej w sferoidzie.

Stosując to podejście można określić średnią \bar{r} dla wszystkich porów.

Dla porów sferoidalnych koncentrację ich można przedstawić następująco:

$$C(\alpha_m) = \frac{4}{3} \pi \bar{r}^3 \cdot N(\alpha_m) \alpha_m \quad [10]$$

Jeśli wyrazimy model skały przy pomocy funkcji rozkładu Γ jako :

$$\frac{N(\alpha_m)}{N_1(\bar{r})} = \int_{m-0,5}^{m+0,5} f(\alpha) d\alpha = \alpha_m^D \quad [11]$$

gdzie: $m = 1, 2, \dots, 10$ oraz

$$\alpha_m = 10^{(1-m)/2} \quad [12]$$

to stałe D i \bar{r} są charakterystyczne dla danej skały i odróżniają ich spektra.

$N_1(\bar{r})$ jest efektywną liczbą porów sferoidalnych.

Równaniem wiążącym estymowane wartości z danymi eksperymentalnymi jest równanie na prędkość fali podłużnej V_p^* .

$$V_p^* = \left[\frac{1}{\rho^*} \left(K^* + \frac{4}{3} \mu^* \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad [13]$$

Zaś porowatość skały można wyrazić następująco:

$$\Phi = \frac{4}{3} \pi \bar{r}^3 N_1(\bar{r}) \sum_{m=1}^{10} \alpha_m^{D+1} \quad [14]$$

Problem sprowadza się do rozwiązania układu równań nieliniowych z niewiadomymi K^* , μ^* oraz D (Tao & King, 1993).

Układ ten można rozwiązać różnymi metodami. W naszym przypadku zastosowano metodę optymalizacyjną.

Model Wylliego. Przy interpretacji ilościowej profilowań geofizyki wiertniczej do określania współczynnika porowatości z pomiarów akustycznych najczęściej wykorzystuje się wzór Wylliego (Wyllie i in., 1956) stosowany w postaci (np. Halliburton, 1990; Schlumberger, 1990):

$$DT = \Phi (S_{w(xo)}^* DT_{mf} + S_h^* DT_h) + V_{sh}^* DT_{sh} + \sum V_{min(i)}^* DT_{min(i)} \quad [15]$$

oraz

$$DT_h = DT_o^* (1,25 - 0,25\rho_h) \quad \text{gdy} \quad \rho_h > 0,5$$

$$DT_h = DT_o^* (1,25 - 0,25\rho_h) + 1000^* (0,5 - \rho_h)^2$$

dla $\rho_h < 0,5$

gdzie:

DT — czas interwałowy w skale [us/m],

V_{sh} i $V_{min(i)}$ — oznaczają objętościowe zawartości frakcji ilastej (zailenie) oraz objętościowe zawartości i-tego minerału budującego szkielet skały,

$S_{w(xo)}$ — nasycenie wodą w strefie przemytej,

$DT_{min(i)}$ — czas interwałowy w i-tym mineralu budującym szkielet skały,

DT_h — czas interwałowy w węglowodorach,

DT_o — czas interwałowy w ropie (oil),

ρ_h — gęstość węglowodorów.

W przypadku występowania porowatości wtórnej w skale we wzorze Wylliego pojawia się czynnik uwzględniający jej obecność.

Model Raymera-Hunta-Gardnera. Obok modelu Wylliego w interpretacji materiałów geofizyki otworowej wykorzystuje się bardziej dokładną empiryczną relację Raymera i in. (1980).

Zmodyfikowane równanie uwzględniające obecność węglowodorów ma następującą postać:

$$\frac{1}{DT} = \left[\frac{(1 - V_{sh})}{DT_{ma}} + \frac{V_{sh}}{DT_{sh}} \right] \cdot (1 - \Phi)^{\alpha-1} + \frac{F}{DT_f} \quad [16]$$

gdzie:

$$DT_f = \sqrt{\rho_f \cdot C_f}$$

$\rho_f = \rho_h \cdot S_g + \rho_{mf} \cdot S_{w(xo)}$ — gęstość medium nasycającego pory,

$C_f = S_w \cdot (DT_{mf}^2 / \rho_{mf}) + S_h \cdot (DT_h^2 / \rho_h)$ — ściśliwość medium nasycającego pory skalne,

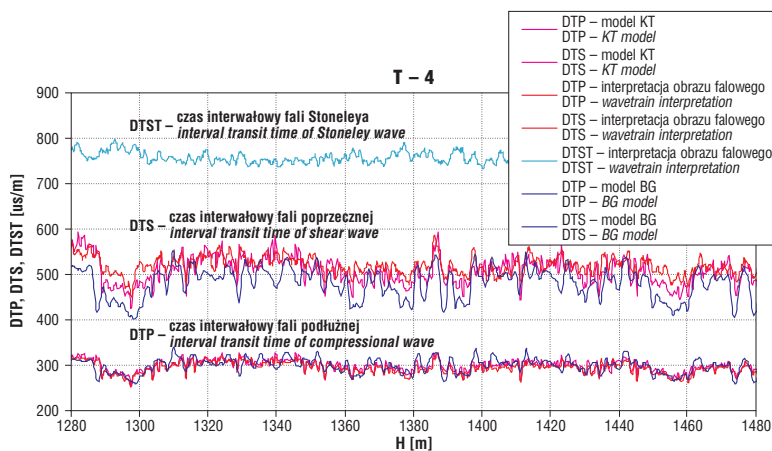
α — wykładnik w równaniu RHG.

Przykłady zastosowania opracowanych programów w różnych jednostkach litostratygraficznych

Na podstawie przedstawionych modeli teoretycznych i odpowiednich algorytmów opracowano program, który pozwala na obliczanie teoretycznych czasów interwałowych fali podłużnej (DTP), fali poprzecznej (DTS), modułów sprężystości Younga, Kirchoffa, odkształcenia postaci, współczynnika Poissona oraz gęstości objętościowej (RHOB). Program ten może współpracować z systemem GeoWin opracowanym w ramach projektów badawczych nr 9T12B015017 i nr 9T12B 019 98C/4202 przez zespół specjalistów geofizyków i informatyków z Zakładu Geofizyki WGGiOŚr AGH oraz pracowników Geofizyki Kraków Sp. z o.o. pod kierownictwem prof. dr hab. inż. Jadwigi Jarzyny. Szczegółowy opis funkcjonowa-

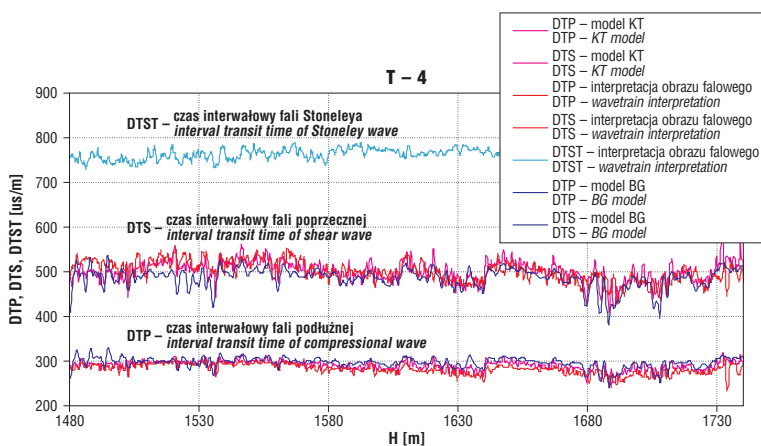
nia systemu i poszczególnych aplikacji znajduje się w pracy Jarzyna i in. (2002).

Wykonano testowe obliczenia parametrów sprężystych w otworach T-4 oraz WMA-1. Obok profilowania geofizyki otworowej oraz wyników ciągłej interpretacji ilościowej, niezbędnych do zastosowania programu, dysponowano również zapisami obrazów falowych rejestrowanych sondą akustyczną LSS firmy Halliburton (Bała i in., 2001–2003). Dzięki rejestracjom akustycznych obrazów falowych można było, przy zastosowaniu aplikacji FalaWin znajdującej się w pakiecie programów GeoWin, obliczyć niezależnie czasy interwałowe i prędkości oraz moduły sprężystości i współczynniki Poissona, które stanowiły dane porównawcze dla opracowywanych modeli teoretycznych.



Ryc. 1a. Porównanie wyników obliczeń czasów interwałowych fal P i S różnymi modelami z wynikami interpretacji akustycznych obrazów falowych w otworze T-4 w interwale od 1280,0 m do 1480,0 m (miocen autochtoniczny)

Fig. 1a. Comparison of interval transit times for P and S waves calculated for different models with results of acoustic wavetrain interpretation. Borehole T-4, depth interval 1280.0–1480.0 m (autochthonous Miocene)



Ryc. 1b. Porównanie wyników obliczeń czasów interwałowych fal P i S różnymi modelami z wynikami interpretacji akustycznych obrazów falowych w otworze T-4 w przedziale 1480,0–1730,0 m (miocen autochtoniczny), (c.d.)

Fig. 1b. Comparison of interval transit times for P and S waves calculated for different models with results of acoustic wavetrain interpretation. Borehole T-4, depth interval 1480.0–1730.0 m (autochthonous Miocene), (continuation)

Tab. 1. Parametry szkieletowe stosowane przy interpretacji danych z otworu T-4

Table 1. Matrix parameters used for interpreting data from well T-4

| Parametry szkieletowe Matrix parameters | Piaskowiec Sandstone | | H Shale |
|--|-------------------------|------------------------|------------|
| | Odcinek 1 Section 1 | Odcinek 2 Section 2 | |
| ρ_{ma} [g/cm ³] | 2,65 | 2,65 | 2,55 |
| DTP _{ma} | 179 | 173 | 380 |
| K _{ma} [GPa] | 15,45 | 30,5 | 10,83 |
| μ_{ma} [GPa] | 8,81 | 20,81 | 5,04 |

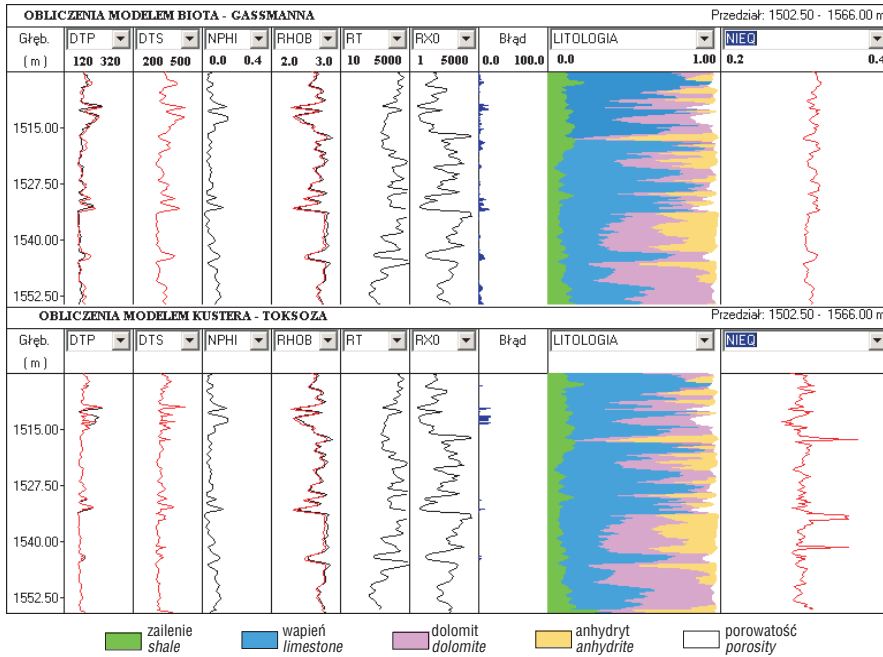
Interpretacja i analiza wyników w otworze T-4

Obliczenia dla otworu T-4 wykonano w przedziale występowania utworów miocenu autochtonicznego, w interwale głębokościowym od 540 m do 1760 m. Utwory te odpowiadały naprzemianległym wkładkom piaskowca drobno- i średnioziarnistego przewarstwionych łupkami i mułowcami. W składzie mineralnym piaskowców występowały oprócz kwarcu miki, czasem ziarna skaleni, pojawiały się też minerały ciężkie. Spoiwo piaskowców było najczęściej ilaste, rzadziej wapniste.

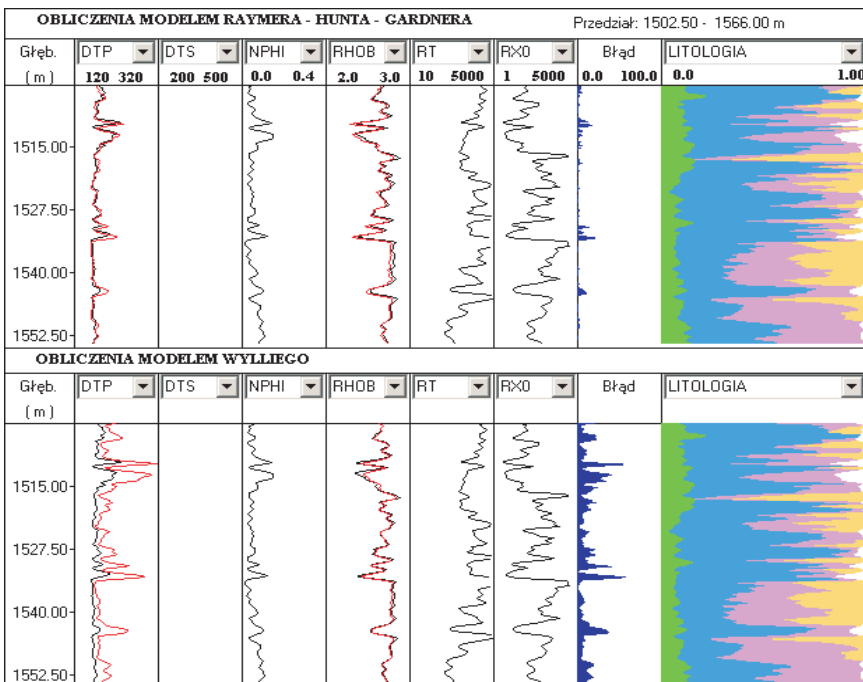
Obliczenia przeprowadzono w dwóch interwałach: od 540 m–1179 m i od 1180 do 1760 m. W każdym z nich zadawano parametry szkieletowe podane w tabeli 1.

Tab. 2. Parametry szkieletowe stosowane przy interpretacji danych z otworu WMA-1
 Table 2. Matrix parameters used for interpreting data from well WMA-1

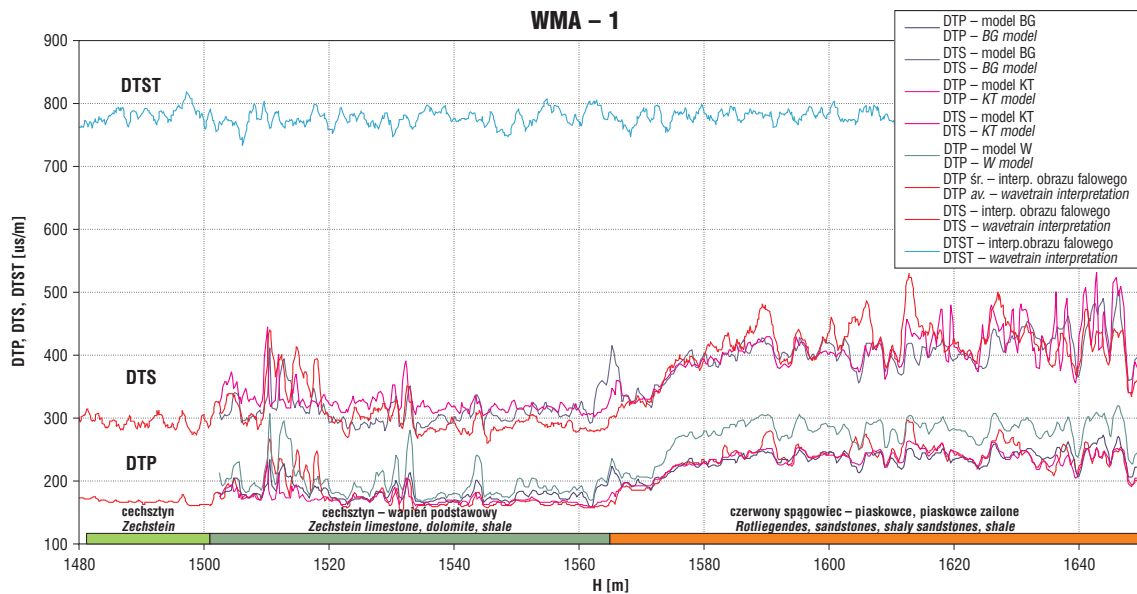
| Parametry szkieletowe Matrix parameters | Kalcyt Calcite | Dolomit Dolomite | Anhydryt Anhydrite | Piaskowiec (kwarc) Sandstone (quartz) | II Shale |
|--|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--|-------------|
| | Odcinek 1 i 2 Sections 1, 2 | Odcinek 1 i 2 Sections 1, 2 | Odcinek 1 i 2 Sections 1, 2 | Odcinek 2 Section 2 | |
| ρ_{ma} [g/cm ³] | 2,71 | 2,87 | 2,96 | 2,65 | 2,50 |
| DTP _{ma} [us/m] | 154,00 | 143,00 | 164,00 | 163,00 | 330 |
| K _{ma} [GPa] | 71,48 | 84,19 | 71,50 | 35,50 | 16,83 |
| μ_{ma} [GPa] | 29,91 | 42,12 | 28,92 | 31,00 | 7,04 |



Ryc. 2. Porównanie wyników obliczonych czasów interwałowych fal P i S modelem Biota-Gassmanna (u góry) i Kustera i Toksöza (u dołu)
Fig. 2. Comparison of interval transit times for P and S waves calculated for Biot-Gassmann model (top) and Kuster-Toksöz model (bottom)



Ryc. 3. Porównanie wyników czasów interwałowych fali P obliczonych modelami Raymera-Hunta-Gardnera (u góry) i Wylliego (u dołu) (takie same skale na obu wykresach)
Fig. 3. Comparison of interval transit times for P wave calculated for Raymer-Hunt-Gardner model (top) and Wyllie model (bottom). The same scales on both plots



Ryc. 4. Zestawienie wyników obliczonych czasów interwałowych fal P i S z wynikami automatycznej interpretacji obrazów falowych zarejestrowanych sondą LSS dla utworów cechsztylnu i czerwonego spagowca

Fig. 4. Calculated interval transit times for P and S waves and results of automatic interpretation of acoustic wavetrains recorded with LSS tool for Zechstein and Rotliegendes

Początkowo wprowadzono dla piaskowca $K_{ma} = 35,454$ GPa i $\mu_{ma} = 39,81$ GPa co odpowiada minerałowi kwarcu. Jednak dla tych parametrów w wielu interwałach uzyskiwano bardzo duże błędy w metodzie KT — optymalizacja. To spowodowało, że zaczęto dobierać powyższe wartości sugerując się składem mineralnym piaskowca i jego głębokością zalegania. Po zmianie tych parametrów uzyskano znacznie lepsze wyniki dopasowania DTP estymowanego modelem KT z DTP(PA) rejestrowanym.

W pierwszym interwale błąd δ nie przekraczał 2–15% w metodzie Biota-Gassmanna (BG), w metodzie Wylliego błąd był nieco wyższy, zwłaszcza w interwałach o dużych współczynnikach porowatości; większe oscylacje od DT(PA) dawał model Raymera-Hunta-Gardnera (od minimalnych wartości do 20%). Dla modelu optymalizacyjnego Kustera-Toksöza (KT) uzyskano idealne dopasowanie DTP. Podobne wyniki uzyskano dla odcinka 2.

Na ryc. 1a, b zostały przedstawione wyniki obliczeń czasów interwałowych fali P (DTP) oraz fali S (DTS) w interwale od 1280 m do 1740 m. Czas DTS był liczony tylko modelem BG i KT (modele W i RHG nie dają takiej możliwości). Zestawiono również na tym samym wykresie wartości DTP i DTS oraz DTST (fali Stoneleya) wyinterpretowane na podstawie akustycznych obrazów falowych przy zastosowaniu okna czasowego 150 μ s. Można zauważyć, że czasy DTP obliczone modelami BG (krzywa granatowa) i KT (krzywa amarantowa) zbliżone są do DTP (krzywa czarna) z obrazu falowego. Czas interwałowy wyestymowany z modelu KT dla fali S jest bardziej zbliżony do wyników interpretacji obrazów falowych niż z modelu BG (wartości DTS są w niektórych interwałach niższe niż z interpretacji obrazów akustycznych).

Omówienie wyników interpretacji w otworze WMA-1

W otworze WMA-1 obliczenia wykonano w interwale od 1502 m do 1651,0 m. Odcinek 1 od 1502,0 do 1566 m odpowiada utworom cechsztylnu, a litologicznie stanowią go anhydryty, wapień dolomityczny i dolomity ze znacz-

nymi domieszkami anhydrytu. Odcinek 2 od 1566 m do 1651,0 m to osady czerwonego spagowca — piaskowce z domieszkami anhydrytów i węglanów. Pod czerwonym spagowcem zalegają utwory karbonu silnie zailone.

Przy obliczeniach przyjmowano parametry szkieletowe dla poszczególnych minerałów podane w tabeli 2. Zarówno przy zastosowaniu modelu BG, jak i KT, w obu interwałach (odcinek 1 i odcinek 2), otrzymano wartości czasów DTP estymowanych bardzo zbliżone do wartości pomierzonych przy profilowaniu akustycznym DT(PA).

Błąd względny w obu odcinkach dla modelu BG waha się od 0–13% przy czym jego wartość średnia wynosi 2,8%. Obliczony jest on następująco:

$$\delta = \left[\frac{\text{DTP(est)} - \text{DTP(PA)}}{\text{DTP(PA)}} \right] \cdot 100\% \quad [17]$$

Na ryc. 2 zestawiono wyniki obliczeń metodą BG i KT w interwale występowania utworów cechsztylnu (odcinek 1). Na ścieżce 2 (u góry) widać krzywe czasów fali P (DTP) obliczone modelem BG (czerwona) i pomierzoną DT(PA) (czarna), a na ścieżce 8 błąd względny δ . Na ścieżce 3 znajdują się wyestymowane wartości DTS fali S, a na 5 obliczona (krzywa czerwona) i pomierzona (krzywa czarna) gęstość objętościowa. Na ostatniej zestawiono wyestymowaną wartość współczynnika Poissona w przedziale od 0,2 do 0,4. U dołu ryciny znajdują się analogiczne krzywe obliczone przy wykorzystaniu modelu KT.

Na ryc. 3 przedstawiono podobnie wyniki estymacji czasów interwałowych tylko dla fali P obliczonych przy wykorzystaniu modelu RHG i W. Największe błędy obserwuje się dla modelu W, co świadczy o znacznie gorszym dopasowaniu tego modelu do zinterpretowanego profilu litologicznego.

Na ryc. 4 zestawiono wyniki obliczeń z wynikami automatycznej interpretacji obrazów falowych zarejestrowanych akustyczną sondą LSS (krzywe czerwone) i obliczone przy pomocy aplikacji FalaWin z zastosowaniem okna czasowego 150 μ s i filtru 7 punktowego. Można przed-

dobrą zgodność wyestymowanych czasów interwałowych fali P modelami BG, KT i RHG oraz dla fali S modelem BG i KT z wyinterpretowanymi z obrazów akustycznych. Tylko krzywa zielona odpowiadająca wyestymowanym, przy użyciu modelu W, czasem fali P charakteryzuje się największymi rozbieżnościami w stosunku do DTP wyinterpretowanego z obrazów falowych.

Podsumowanie

Analiza uzyskanych wyników pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

□ Zaproponowany model teoretyczny Biot-Gassmana stwarza możliwość estymacji, zarówno czasów interwałowych oraz prędkości fal podłużnych i poprzecznych na podstawie wyinterpretowanych, z pomiarów geofizyki wiertniczej, parametrów złożowych, nawet bez znajomości profilowania akustycznego DT(PA). Daje dobre wyniki w porównaniu z zarejestrowanymi obrazami falowymi, zarówno w utworach węglanowych, jak i piaszczysto-iltych.

□ Model Kustera i Toksöza może być wykorzystany do określania czasów i prędkości fal poprzecznych S. Obliczony czas interwałowy fali podłużnej jest optymalizowany w stosunku do pomierzonego DT(PA). Estymowane wartości DTS i V_S są poprawne w interwałach nasyconych zarówno wodami jak i węglowodorami, jednak czasy DTS wydają się być w strefach gazonośnych nieco zawyżone (obniżone V_S).

□ Modele Raymera-Hunta-Gardnera i Wylliego pozwalają na estymację tylko parametrów sprężystych fali P. Pierwszy z nich w testowanych interwałach dawał znacznie lepsze wyniki niż model Wylliego. Ten ostatni sprawdza się w strefach o niskich porowatościach, w strefach o dużych porowatościach i nasyconych gazem daje znaczne przewyższenie DTP niż inne modele.

□ Duże znaczenie przy stosowaniu zaproponowanych modeli ma odpowiedni dobór parametrów „szkieletowych” zadawanych przed obliczeniami. Przy ich wyborze należy kierować się litologią (składem mineralnym) i głębokością zalegania, przez co uwzględnia się procesy kompaktacji i diagenety, jakie zachodzą w skałach występujących na większych głębokościach.

□ Uwzględnianie realnych własności mediów porowych (gazów, rop, wód) w obliczeniach modelowych ma zasadnicze znaczenie w określaniu parametrów sprężystych skał, a w efekcie końcowym może zadecydować o poprawności interpretacji sejsmicznych obrazów falowych, ukierunkowanej na wykrywanie węglowodorów. Podobny wniosek przedstawiono w pracy Castagna i in. (1995).

Praca była finansowana przez KBN w ramach projektu badawczego nr 8 T12B046 20.

Literatura

- BAŁA M. 1989 — Analiza obrazu falowego zarejestrowanego przy profilowaniu akustycznym w odwiercie pod kątem oceny parametrów sprężystych i zbiornikowych skał. Zesz. Nauk. AGH, Geof. Stosow., 3 Nr 1247: 1–167.
- BAŁA M. 1994 — Effect of water and gas saturation in layers on elastic parameters of rocks and reflection coefficients of waves. Acta Geoph. Pol., 42: 149–158.
- BAŁA M., JARZYNA J., CICHY A. & MIREK J. 1997 — Opracowanie programu automatycznej interpretacji akustycznych zapisów sondy LSS, pod kątem wyznaczania czasów interwałowych i prędkości różnych typów fal. Arch. ZG WGGiOŚ AGH.
- BAŁA M. 1998 — Porównanie prędkości fal sprężystych obliczonych przy pomocy różnych modeli teoretycznych w zależności od parametrów petrofizycznych skał. Tech. Poszuk. Geol. Geosynopt. Geoter., 3: 71–81.
- BAŁA M., JARZYNA J. & CICHY A. 2001–2003 — Modelowanie prędkości propagacji i tłumienia fal podłużnych i poprzecznych w skałach porowatych w powiązaniu z otworowymi badaniami geofizycznymi. Projekt badawczy KBN nr 8 T12B046 20.
- BERRYMAN J.G. 1999 — Origin of Gassmann's equations. Geophysics, 64: 1627–1629.
- BIOT M.A. 1956 — Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range. Jour. Acoustic Soc. Am., 28: 168–191.
- CASTAGNA J.P., DE HUA HAN & BATZLE M.L. 1995 — Issues in rock physics and implications for DHI interpretation. The Leading Edge, August, 883–885.
- DOMENICO S.N. 1984 — Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. Geophysics, 49: 1188–1195.
- GASSMANN F. 1951 — Elastic waves through a packing of spheres. Geophysics, 16: 673–685.
- GOLDBERG I. & GUREVICH B. 1999 — A semi-empirical velocity-porosity-clay model for petrophysical interpretation of P- and S-velocities. Geoph. Prosp., 46: 271–285.
- Halliburton Log Interpretation Charts, 1991.
- HAN D.H., NUR A. & MORGAN D. 1986 — Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. Geophysics, 51: 2093–2107.
- JARZYNA J., BAŁA M., CICHY A., KARCZEWSKI J., MARZENCKI K., ZORSKI T., GADEK W., STADTMULLER M., TWARÓG W. & GAŚSIOR I. 2002 — Przetwarzanie i interpretacja profilowań geofizyki wiertniczej systemem GeoWin. Wyd. WGGiOŚ AGH, Wyd. Arbor, Kraków.
- KNIGHT R., DVORKIN J. & NUR A. 1998 — Acoustic signatures of partial saturation. Geophysics, 63: 132–138.
- KNIGHT R. & NOLEN-HOEKSEMA R. 1990 — A laboratory study of the dependence of elastic wave velocities on pore scale fluid distribution. Geophys. Res. Lett., 17: 1529–1532.
- KRIEF M., GARAT J., STELLINGWERFF J. & VENTRE J. 1990 — A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (Full-waveform sonic). The Log Analyst., 31: 355–369.
- KUSTER G.T. & TOKSÓZ M.N. 1974 — Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Part I, Theoretical Formulations. Geophysics, 39: 587–606.
- LEE M. W. 2002 — Biot-Gassmann theory for velocities of gas hydrate-bearing sediments. Geophysics, 67: 1711–1719.
- RAYMER L.L., HUNT E.R. & GARDNER J.S. 1980 — An improved sonic transit time to porosity transform. 21-st SPWLA, July 8–11.
- Schlumberger Log Interpretation Charts, 1990.
- TAO G. & KING M. S. 1993 — Porosity and pore structure from acoustic well logging data. Geoph. Prospecting, 41: 435–451.
- TOKSÓZ M.N., CHENG C.H. & TIMUR A. 1976 — Velocities of seismic waves in porous rocks. Geophysics, 41: 621–645.
- WYLLIE R.J., GREGORY A.R. & GARDNER L.W. 1956 — Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media.