

Określanie prędkości fal poprzecznych (V_S) na podstawie danych geofizyki otworowej

Maria Bała¹



Shear wave velocity (V_S) determinations on the basis of well log data. *Prz. Geol.*, 57: 1057–1066.

A b s t r a c t. The knowledge of elastic parameters, especially of P-wave and S-wave velocities as a function of depth, is important for interpretation of seismic waves and well log data. Information on velocities of P and S waves is obtained from quantitative interpretation of acoustic full waveforms recorded in a borehole in addition to standard PA measurements.

When acoustic full-waveform data are not acquired in boreholes, one of methods for calculating P-wave and S-wave velocities is their estimation with the use of theoretical models of porous media. This requires introduction of several lithological and reservoir parameters of rocks that are obtained from interpretation of well log data.

Other methods of S-wave velocity calculation is based on statistical relationships between velocities of both types of waves obtained on the basis of laboratory studies. In this paper, the theoretical Biot–Gassmann's and the Kuster–Toksöz's models are briefly described and results of calculations of P-wave and S-wave velocities are given. The empirical relationships between V_P and V_S , which are applied in many computer programs used by major geophysical companies, were also analysed.

Keywords: velocity of compressional waves, velocity of shear waves, acoustic wavetrains, elastic module, well logging, porosity, bulk density

Podstawowe modele stosowane do obliczeń prędkości fal P i S

Najbardziej znane i szeroko stosowane w programach komputerowych do obliczania prędkości fal podłużnych i poprzecznych są **modele Biot–Gassmanna** i **Kustera–Toksöza**.

Gassmann w swojej pracy (1951) przedstawia związki pomiędzy modułami odkształcenia objętości i postaci w ośrodku nasyconym cieczą (K_{sat} , μ_{sat}) i modułami „suchego” szkieletu skalnego, zbudowanego z ziaren wraz z porami (K_{dry} , μ_{dry}) oraz fazą stałą (matryca) (K_{ma}) i cieczą nasycającą (K_f). Wzory te były wielokrotnie cytowane przez różnych autorów (m.in. Bała, 1997; Bała & Cichy, 2007).

Prędkość fal podłużnych ($V_{P_{sat}}$) i poprzecznych ($V_{S_{sat}}$) w skałach nasyconych medium złożowym można obliczyć z równań:

$$V_{P_{sat}} = \left[\frac{1}{\rho_{sat}} \left(K_{sat} + \frac{4}{3} \mu_{sat} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$V_{S_{sat}} = \left(\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

gdzie:

K_{sat} — moduł odkształcenia objętości,

μ_{sat} — moduł odkształcenia postaci,

ρ_{sat} — gęstość objętościowa formacji nasyconych.

Gęstość skały nasyconej cieczą można wyrazić w postaci:

$$\rho_{sat} = (1 - \Phi) \rho_{ma} + \Phi \rho_f \quad (3)$$

gdzie:

ρ_f — gęstość medium nasycającego pory,

ρ_{ma} — gęstość szkieletu skalnego (fazy stałej),

Φ — porowatość skały.

Biot (1956; por. Krief i in., 1990; Bała, 1994; Bała & Cichy, 2007) w relacjach pomiędzy modułami skały nasyconej i szkieletem (matrycą) wprowadza współczynnik β , który zawiera się w przedziale od 0 do 1 i jest funkcją porowatości skały.

Wyniki badań zależności $\beta = f(\Phi)$ zostały przedstawione w wielu publikacjach (np. Krief i in., 1990; Bała, 1997; Bała & Cichy, 2007; Lee, 2002).

Gassmann (1951) założył, że:

□ Mineralny szkielet jest jednorodny oraz przestrzeń porowa jest izotropowa, nie precyzuje jednak założeń co do samej geometrii porów.

□ Dla niskiej częstotliwości można przyjąć, że ruch w porach odbywa się zgodnie z prawem Poiseuille'a. Przy czym częstotliwość (10–20 kHz) stosowana w pomiarach sejsmicznych, jak również akustycznych w otworach w ośrodkach nasyconych wodą, ropą i gazem mieści się w zakresie obowiązywania prawa Poiseuille'a, natomiast pomiary laboratoryjne (>500 kHz) są już poza tym przedziałem (np. Mavko i in., 1998).

Biot (w: Biot & Willis, 1957; Biot, 1961, 1962), podając relacje między naprężeniami i odkształceniami, rozważa również ośrodki makroskopowo jednorodne i izotropowe, uwzględnia także anizotropię skały. Zakłada, że długość fali jest większa od rozmiarów elementarnej objętości skały, a tym samym od rozmiarów porów, ziaren i wtrąceń. Inne założenia dotyczą ciągłości fazy ciekłej i niewielkich deformacji zarówno fazy stałej jak i ciekłej.

W modelu przedstawionym przez Kustera i Toksöza (1974; Toksöz i in., 1976), zmodyfikowanym przez Bałę (1989, 1992), niejednorodność ośrodka porowatego jest opisana przez rozkład statystyczny współczynnika kształtu porów (α_m), który charakteryzuje pory elipsoidalne:

$$\alpha_m = a/c \quad (4)$$

gdzie: a — półoś mniejsza, c — półoś większa. Całkowita porowatość takiego ośrodka będzie określona sumą „koncentracji” porów („gęstości” porów) o zadanych wartościach współczynnika α_m . W publikacjach (Toksöz i in., 1976; Cheng & Toksöz, 1979) przedstawiono wzory

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, bala@geol.agh.edu.pl

opisujące moduły sprężystości K^* i μ^* tzw. efektywnego ośrodka porowatego za pomocą parametrów sprężystych szkieletu K_{ma} , μ_{ma} i medium porowego K_f oraz współczynnika kształtu porów $\alpha_{m,n}$. Wskaźnik dolny m oznacza różne kształty porów, wskaźnik n odnosi się do mediów nasycających dane pory. Ośrodek można aproksymować ekwiwalentnym ośrodkiem jednorodnym o efektywnych parametrach sprężystości wtedy, gdy długość fali jest większa w porównaniu do rozmiarów wtrąceń (porów).

Prędkość efektywną fal podłużnych i poprzecznych można wyznaczyć ze wzorów (1, 2), w których zamiast K_{sat} i μ_{sat} podstawia się obliczone moduły efektywne K^* i μ^* , a w miejsce gęstości ρ_{sat} gęstość efektywną ρ^* . Kuster i Toksöz (1974) zakładają, że:

□ ośrodek jest definiowany przez dwie fazy jednorodne o różnych właściwościach,

□ w fazie stałej (sprężysta matryca) rozpatruje się przypadkowo ułożone wtrącenia drugiej fazy, która może być stała, ciekła lub gazowa.

We wszystkich modelach można rozpatrywać ośrodki wielofazowe, wprowadzając dowolną liczbę składników mineralnych w szkielecie skalnym, jak również uwzględniać kilka mediów występujących w przestrzeni porowej (np. Bała, 1989, 1994).

Poza modelami teoretycznymi, wiążącymi prędkość i moduły sprężyste skał z parametrami zbiornikowymi (współczynnik porowatości, objętości składników mineralnych, objętość frakcji ilastej i współczynniki nasycenia wodą, ropą lub gazem), w praktyce przemysłowej wykorzystuje się modele półempiryczne: **model Wylliego** i **model Raymera–Hunta–Gardnera**. Są one ogólnie znane i dobrze omówione w publikacjach samych autorów (Wyllie i in., 1956; Raymer i in., 1980) lub w pracach wykorzystujących te relacje (np.: Bała, 1994; Mavko i in., 1998; Bała & Cichy, 2007). Wzory Wylliego i Raymera–Hunta–Gardnera, służące do estymowania tylko V_P , próbuje się również wykorzystać do określania prędkości V_S .

Według przedstawionych modeli teoretycznych i półempirycznych został opracowany komputerowy program interpretacyjny pod nazwą *Estymacja* (Bała & Cichy, 2003), pozwalający na obliczanie takich parametrów sprężystych skał jak: V_P , V_S , stosunków V_P/V_S , modułów sprężystości i współczynników Poissona, a także gęstości objętościowej, dzięki wykorzystaniu rejestrowanych profilowań i wyników ich interpretacji ilościowej. Program *Estymacja* został włączony jako osobna aplikacja do systemu geofizyki otworowej *GeoWin* (Jarzyna i in., 2007).

Analiza granicznych wartości w stosowanych relacjach określających parametry sprężyste

Do modułów sprężystości opisujących ośrodki dwu- i więcej fazowe zostały wprowadzone pewne granice, które w literaturze są znane jako granice Hashina i Shtrickmana, granica (lub uśrednienie) Voita oraz granica Reussa (lub Wooda).

Granice Hashina i Shtrickmana. Hashin i Shtrickman (1963), wprowadzili graniczne wartości dla modułów opisujących ośrodki efektywne zawierające dwie fazy (składniki) lub więcej.

Znając objętościowe zawartości tych składników (f_1, f_2) i ich moduły (K_1, K_2, μ_1, μ_2) można napisać:

$$K_1 + \frac{f_2}{\frac{1}{K_2 - K_1} + \frac{f_1}{K_1 + \frac{4}{3}\mu_1}} \leq K_{ef}$$

$$K_{ef} \leq \frac{f_1}{\frac{1}{K_1 - K_2} + \frac{f_2}{K_2 + \frac{4}{3}\mu_2}} \quad (5)$$

oraz

$$\mu_1 + \frac{f_2}{\frac{1}{\mu_2 - \mu_1} + \frac{2f_1(K_1 + 2\mu_1)}{5\mu_1(K_1 + \frac{4}{3}\mu_1)}} \leq \mu_{ef}$$

$$\mu_{ef} \leq \mu_2 + \frac{f_1}{\frac{1}{\mu_1 - \mu_2} + \frac{2f_2(K_2 + 2\mu_2)}{5\mu_1(K_2 + \frac{4}{3}\mu_2)}} \quad (6)$$

Wszystkie obliczone moduły będą się zawierać pomiędzy dolną (z lewej strony) i górną (z prawej) granicą.

Granice Voigta i Reussa. Uproszczone wzory na graniczne wartości modułów zostały przedstawione przez Voigta i Reussa (Han & Batzle, 2004).

Górną granicę, określoną przez Voigta dla dowolnych parametrów sprężystości efektywnego ośrodka skalnego (np. K_V i μ_V) złożonego z kilku składników ($i = 1, 2, \dots, N$), można przedstawić jako:

$$K_V = \sum_{i=1}^N f_i \cdot K_i \quad \text{oraz} \quad \mu_V = \sum_{i=1}^N f_i \cdot \mu_i \quad (7a, b)$$

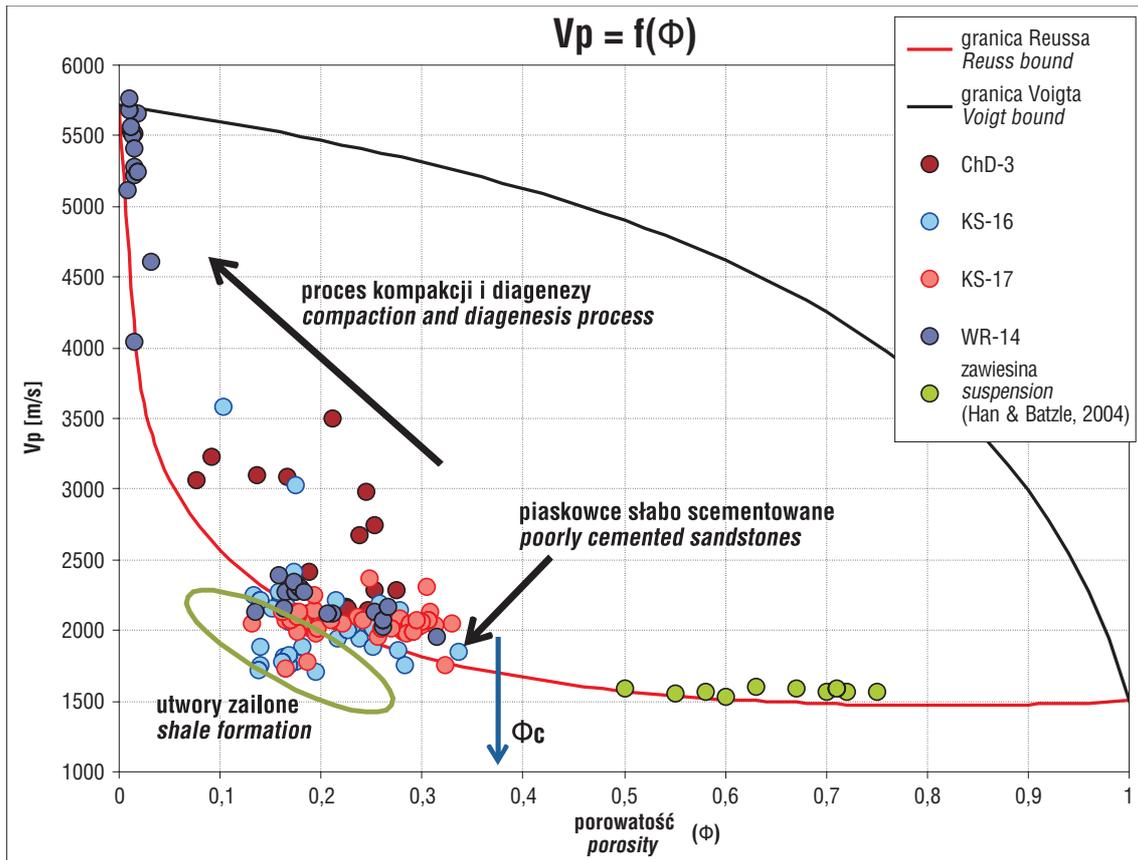
Dolna granica, określona przez Reussa dla modułów efektywnego ośrodka K_R i μ_R , będzie opisana wzorami (wskaźnik dolny R oznacza granicę Reussa):

$$1/K_R = \sum_{i=1}^N f_i / K_i \quad \text{i} \quad 1/\mu_R = \sum_{i=1}^N f_i / \mu_i \quad (8a, b)$$

Wzory są słuszne, jeśli założymy, że każda składowa występująca w ośrodku jest izotropowa i doskonale sprężysta. Gdy jedna ze składowych jest cieczą lub gazem, której moduł odkształcenia postaci $\mu = 0$, wtedy uśrednienie Reussa daje takie same wartości jak dolna granica Hashina–Shtrickmana.

Często wzór (8a), przedstawiony również przez Wooda (1955), jest wykorzystywany do obliczenia modułu K_f w przypadku występowania dwóch składników mediów porowych (np. woda i gaz lub woda i ropa) (np. Bała, 1989, 1994; Mavko i in., 1998).

Na rycinie 1 przedstawiono zależność prędkości fali podłużnej V_P w funkcji porowatości. Naniesione punkty odpowiadają wartościom określonym na podstawie badań laboratoryjnych wykonanych przez zespół Zalewskiej i in., (2007). Próbkę skalną pochodziły z otworów Książpol-16, 17 i Wola Różaniecka-14, leżących w części północno-wschodniej zapadliska przedkarpackiego i zostały pobrane z interwałów występowania utworów piaszczowemułowcowo-ilastych miocenu autochtonicznego. Na wykres naniesiono granice górną i dolną obliczone ze wzorów Voigta i Reussa (7, 8) dla następujących parametrów: prędkość fali P w szkielecie (faza stała) (V_{Pma}) = 5,7 km/s, prędkością w medium (V_f) = 1,5 km/s. Dla porównania zaznaczono też próbki odpowiadające zawiesinie na podstawie pracy (Han & Batzle, 2004). Pokazano również tzw.



Ryc. 1. Zależność prędkości V_P od porowatości w próbkach nasyconych wodą. Zaznaczono też granice Voigta i Reussa
Fig. 1. P-wave velocity versus porosity for a variety of water-saturated sediments, compared with the Voigt and Reuss bounds
 otwory, wells: ChD-3 — Chałupki Dębniańskie-3; KS-16, 17 — Książpol-16, 17; WR-14 — Wola Różaniecka-14

krytyczną wartość porowatości (strzałka niebieska) wprowadzoną m.in. przez Nura i in. (1998). Wartość krytyczna Φ_c oddziela strefę, poniżej której ziarna (faza stała) stykają się ze sobą i są odpowiedzialne za przenoszenie naprężeń ($\Phi < \Phi_c$), od strefy ($\Phi > \Phi_c$), w której ziarna nie kontaktują się ze sobą, naprężenia zaś przejmuje w całości faza nasycająca. Z analizy ryciny 1 wynika, że dla $\Phi > \Phi_c$ próbki osadów morskich leżą na dolnej granicy Reussa i odpowiadają zawiesinie, a próbki piaskowco-mułowcowo-ilaiste miocenu zajmują położenie w strefie $\Phi < \Phi_c$ i wykazują zróżnicowany wpływ diagenety i kompaktacji (strzałka skierowana w lewo do góry). Część danych grupujących się z lewej strony wykresu, poniżej dolnej granicy Reussa, odpowiada utworom rozluźnionym bądź silnie zailonym (charakteryzują się podwyższonymi wartościami promieniotwórczości naturalnej).

Określanie prędkości fali S (V_S)

Poza opisanymi modelami Biota–Gassmanna i Kuster–Toksöza, pozwalającymi określić prędkość obu fal, V_P i V_S , ocena prędkości fali poprzecznej V_S opiera się na związkach, najczęściej statystycznych, z prędkością fali P otrzymanych z badań laboratoryjnych zbiorów próbek rdzeni lub wyznaczonych na podstawie akustycznych obrazów falowych rejestrowanych w otworach.

Pickett (1963) podaje następujące związki określone na podstawie danych laboratoryjnych:

$$\text{dla wapieni } V_S = V_P/1,9 \quad (9a)$$

$$\text{dla dolomitów } V_S = V_P/1,8 \quad (9b)$$

Han (Han i in., 1986) przedstawia relację określoną dla zbioru próbek pobranych z dobrze scementowanych piaskowców i piaskowców zailonych, nasyconych wodą, pochodzących ze złóż Gulf Coast:

$$V_S = 0,794 V_P - 0,849 \quad (10a)$$

Podaje również wzory uwzględniające współczynniki porowatości i objętości materiału ilastego:

$$V_P = 5,59 - 6,934\Phi - 2,18V_{sh} \quad (\text{współczynnik korelacji } R = 0,985) \quad (10b)$$

$$V_S = 3,52 - 4,01\Phi - 1,89V_{sh} \quad (\text{współczynnik korelacji } R = 0,959) \quad (10c)$$

Badane próbki charakteryzowały się dużą zmiennością współczynnika porowatości 3–30% oraz zmiennym zailemieniem 0–55%. Zbiór obejmował ponad 70 elementów. Wykonano również pomiary V_P i V_S pod zmiennym ciśnieniem 5–40 MPa i w częstotliwości ultradźwiękowej.

Stosowanie podobnych do przedstawionych przez Hana wzorów korelacyjnych dla skał piaskowcowo-ilaistych wymaga przeprowadzenia „kalibracji statystycznej” na danych testowych pochodzących z opracowywanego rejonu.

Eberhart-Phillips i in. (1989) zastosowali analizę wielowymiarową dla tego samego zbioru danych (Han i in., 1986) i otrzymali następujące relacje dla V_P i $V_S = f(\Phi, V_{sh}, P_{ef})$, gdzie P_{ef} oznacza efektywne ciśnienie.

$$V_P = 5,77 - 6,949\Phi - 1,73\sqrt{V_{sh}} + 0,446(P_{ef} - \exp(-16,7P_{ef})) \quad (11a)$$

$$V_S = 3,70 - 4,944\Phi - 1,57\sqrt{V_{sh}} + 0,361(P_{ef} - \exp(-16,7P_{ef})) \quad (11b)$$

Podobne badania próbek piaskowcowo-ilastych przeprowadzano w wielu laboratoriach na świecie (np.: Katarahara, 1996; Prasad, 2001; Eberli i in., 2003).

Inna metoda oceny prędkości fal P i S opiera się na analizie akustycznych obrazów falowych rejestrowanych w otworach.

Na podstawie szczegółowej interpretacji akustycznych obrazów falowych pomierzonych w zróżnicowanych poziomach litostratygraficznych w otworach Kuźnica Grabowska-1 (KG-1), Rylowa-3 (R-3), Łakta-28 (Ł-28) i Sobniów-23 (S-23), leżących w różnych rejonach Polski, został określony czas interwałowy i prędkość fal podłużnych i poprzecznych oraz ich stosunek V_P/V_S (Bała, 1989). Obrazy falowe były rejestrowane w interwałach dokumentowanych rdzeniami wiertniczymi, co gwarantowało możliwość wykonania standardowych badań laboratoryjnych.

W otworze KG-1 obrazy falowe zarejestrowano w stropowej części czerwonego spągowca, litologicznie odpowiadającej mułowcom i piaskowcom oraz dolną partię cechsztynu, obejmującą utwory wapienia i anhydrytu, w interwale 2265–2295 m (dolna część Werry). Dodatkowo rejestrację wykonano na głębokości 1993–2061,5 m, która odpowiadała dolomitom, dolomitom zailonym i anhydrytom (Leine, Stassfurt i stropowa część Werry).

Obrazy falowe rejestrowane w otworze R-3 zostały wykonane w serii wapieni jurajskich malmu, piaskowcach cenomanu — w dolnej części zawodnionych, a w stropowej nasyconych gazem — oraz w wapieniach turonu. Interwał pomiarowy obejmował głębokość 1033–1088 m.

W otworze Ł-28 dysponowano zapisami falowymi wykonanymi w interwale głębokościowym 2235–2326,9 m w utworach węglanowych jury (seria dolomitowo-wapienna malmu), w serii piaskowca cenomańskiego oraz w spągowej części miocenu, zawierającej warstwę ilasto-mułowcowe.

Rejestrację obrazów falowych w otworze S-23 wykonano w dwóch interwałach: 1403–1440 m i 1810–1927 m odpowiadających utworom piaskowcowo-ilastym kredy (tzw. poziomy istebniańskie).

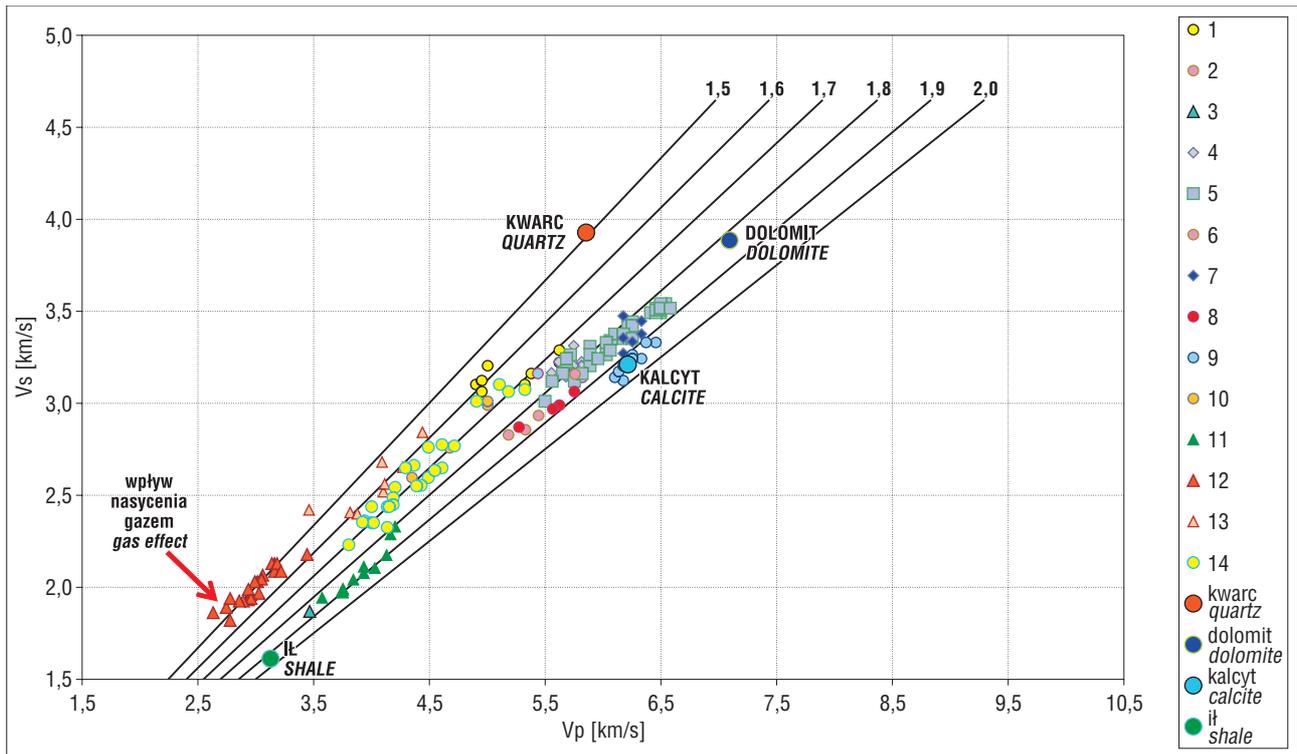
W tabeli 1 zamieszczono przedziały zmienności i średnie wartości parametrów sprężystych wyinterpretowanych dla różnych utworów. Wartości V_P i V_S zestawiono na rycinie 2. Analizując tabelę 1 oraz rycinę 2, należy zauważyć, że w stosunku do warstw wodonośnych horyzonty piaskowcowe nasycone gazem charakteryzują się znacznie obniżonymi wartościami V_P/V_S . Jest to jeden ze wskaźników obecności gazu, który znacznie obniża prędkość rozchodzenia się fali podłużnej, a na prędkość fali poprzecznej ma znacznie mniejszy wpływ (Tatham, 1982; Bała, 1989, 1997). Inaczej niż gaz, materiał ilasty podnosi stosunek V_P/V_S . Jak wynika z obliczeń, przeprowadzonych przy uży-

Tab. 1. Przedziały zmienności prędkości V_P , V_S oraz stosunków V_P do V_S określonych na podstawie rejestracji akustycznych obrazów falowych w otworach zróżnicowanych litologicznie i stratygraficznie

Table 1. The intervals of changeability of velocities of P- and S-waves (V_P/V_S) and the V_P/V_S ratio determined for different litho-stratigraphic formations on the basis of acoustic full-waveform data

| Otwór Well | Stratygrafia Stratigraphy | Litologia Lithology | V_P [km/s] | V_S [km/s] | V_P/V_S | Średnia Average V_P/V_S |
|--------------------------|--|---|-----------------|-----------------|-----------|---------------------------------|
| KG-1 | Cechsztyń Zechstein | wapienie*, <i>limestones*</i> | 5,43–5,81 | 3,14–3,21 | 1,72–1,89 | 1,85 |
| | | anhydryty, <i>anhydrites</i> | 5,18–5,88 | 2,83–3,23 | 1,73–1,84 | 1,80 |
| | | dolomit, <i>dolomites</i> | 5,21–6,25 | 3,07–3,55 | 1,7–1,87 | 1,83 |
| | Czerwony spągowiec, <i>Rotliegendes</i> | piaskowce, <i>sandstones</i> | 4,90–5,62 | 3,07–3,21 | 1,56–1,71 | 1,64 |
| Ł-28 | Jura <i>Jurassic</i> | dolomity, <i>dolomites</i> | 5,71–6,41 | 3,13–3,51 | 1,78–1,91 | 1,86 |
| | | wapienie, <i>limestones</i> | 5,00–6,45 | 2,63–3,33 | 1,83–2,09 | 1,91 |
| | Kreda <i>Cretaceous</i> | piaskowce wodonośne <i>water-bearing sandstones</i> | 4,35–5,00 | 2,6–3,01 | 1,66–1,69 | 1,68 |
| | | piaskowce gazonośne <i>gaseous sandstones</i> | 4,05–4,17 | 2,53–2,65 | 1,54–1,62 | 1,59 |
| Miocen <i>Miocene</i> | mułowce, <i>mudstones</i> | 3,57–4,20 | 1,93–2,33 | 1,79–1,89 | 1,85 | |
| | łupki ilaste, <i>shales</i> | 3,76–4,13 | 1,97–2,17 | 1,9–1,92 | 1,91 | |
| S-23 | Kreda <i>Cretaceous</i> | piaskowce wodonośne <i>water-bearing sandstones</i> | 3,80–5,32 | 2,23–3,11 | 1,62–1,78 | 1,69 |
| | | piaskowce gazonośne <i>gaseous sandstones</i> | 3,46–5,62 | 2,40–3,56 | 1,43–1,62 | 1,57 |
| | | łupki ilaste, <i>shales</i> | 3,1–3,54 | 1,64–1,92 | 1,86–1,98 | 1,91 |
| R-3 | Jura, malm <i>Jurassic</i> | wapienie, wapienie zailone <i>limestones, shaly limestones</i> | 3,94–5,0 | 2,04–2,60 | 1,9–1,94 | 1,93 |
| | Kreda <i>Cretaceous</i> | piaskowce wodonośne <i>water-bearing sandstones</i> | 3,45–4,39 | 1,99–2,67 | 1,64–1,76 | 1,7 |
| | | piaskowce gazonośne <i>gaseous sandstones</i> | 2,63–3,45 | 1,82–2,17 | 1,42–1,59 | 1,5 |
| | Kreda <i>Cretaceous</i> | wapienie, <i>limestones</i> | 4,35–5,0 | 2,23–2,72 | 1,84–1,95 | 1,88 |

*z domieszkami kwarcu i anhydrytu, *with admixture quartz and anhydrite*



Ryc. 2. Wykres zależności V_S w funkcji V_P określony na podstawie interpretacji akustycznych obrazów falowych w zróżnicowanych seriach litostratigraficznych. 1 — piaskowce, perm, Kuźnica Grabowska-1 (KG-1); 2 — wapień, cechsztyń, KG-1; 3 — szary il solny, cechsztyń, KG-1; 4 — anhydryty, cechsztyń, KG-1; 5 — dolomity, dolomity wapniste, cechsztyń, KG-1; 6 — anhydryty zailone, cechsztyń, KG-1; 7 — dolomity, jura, Łąka-28 (Ł-28); 8 — wapień, jura, Ł-28; 9 — wapień, wapień dolomityczne, jura, Ł-28; 10 — piaskowce wodonośne, kreda, Ł-28; 11 — mułowce, łupki, miocen, Ł-28; 12 — piaskowce z gazem, kreda, Ryłowa-3 (R-3); 13 — piaskowce gazonośne, kreda, Sobniów-23 (S23); 14 — piaskowce wodonośne, kreda, S-23

Fig. 2. Plot of V_S versus V_P calculated from interpretation of acoustic full waveforms in different litho-stratigraphic series. 1 — sandstones, Permian Kuźnica Grabowska-1 (KG-1); 2 — limestones, Zechstein, KG-1; 3 — grey salt shale, Zechstein, KG-1; 4 — anhydrites, Zechstein, KG-1; 5 — dolomites, calcareous dolomites, Zechstein, KG-1; 6 — clayey anhydrites, Zechstein, KG-1; 7 — dolomites, Jurassic Łąka-28 (Ł-28); 8 — limestones, Jurassic, Ł-28; 9 — limestones, dolomitic limestones, Jurassic, Ł-28; 10 — water-bearing sandstones, Cretaceous, Ł-28; 11 — mudstones, shales, Miocene, Ł-28; 12 — sandstones with gas, Cretaceous, Ryłowa-3 (R-3); 13 — gas-bearing sandstones, Cretaceous, Sobniów-23 (S-23); 14 — water-bearing sandstones, Cretaceous, S-23

ciu programu *Estymacja* dla modelu piaskowcowego, V_P/V_S wzrasta wraz ze wzrostem zailenia i w zależności od współczynnika porowatości oscyluje między 1,65 (brak zailenia), aż do 2,3 (duże zawartości frakcji ilastej) (Bała, 2007). Na rycinie 2 łupki ilaste oraz mułowce, charakteryzujące się dużą zawartością materiału ilastego, oscylują wokół linii $V_P/V_S = 1,9$, a naniesiony punkt czystego iltu ma wartość 1,938 — przyjętą jako średnią na podstawie wielu publikacji (m.in. Eastwood & Castagna, 1983; Bała, 1989). W pracy Zhu i in. (2001) przedstawiono podobne wnioski; zmiany V_P/V_S mają charakter liniowy i przyjmują wartości od 1,6 dla czystych piaskowców aż do 2,1 dla czystych iltów.

Dodatkowym czynnikiem zaburzającym relację V_P do V_S jest zjawisko anizotropii parametrów sprężystych, którą wykazują skały ilaste (Katahara, 1996; Bała, 2007).

Relacje empiryczne Castagna

Wykorzystując dane laboratoryjne przedstawione przez Picketta (1963) i innych autorów, Greenberg i Castagna (1992) podają empiryczne związki pomiędzy prędkością fal V_P i V_S . Założono, że wszystkie parametry wpływają w ten sam sposób na prędkość fali P i S. Próbkę pochodzący ze skał „czystych” litologicznie, nasyconych w 100% wodami złożowymi.

Relacje empiryczne przedstawione zostały w postaci wielomianu:

$$V_S^i = a_{2i}V_P^2 + a_{1i}V_P + a_{0i} \quad (12)$$

gdzie:

V_P — prędkość fali P,

a_{2i} , a_{1i} , a_{0i} — empiryczne współczynniki dla „czystych” składników litologicznych dopasowane do danych laboratoryjnych,

V_S^i — prędkość fali S w „czystym” składniku litologiczny (i).

W tabeli 2 zamieszczono odpowiednie współczynniki zależnie od litologii (Greenberg & Castagna, 1992). Należy zdawać sobie sprawę z tego, że w zależności od zbioru danych, czy to pomierzonych laboratoryjnie na próbkach, czy też rejestrowanych za pomocą profilowania akustycznego w otworach, współczynniki występujące w relacjach empirycznych będą inne i aby je stosować należy wykonać „kalibrację” statystyczną.

Spotyka się również i inne przybliżenia, podane w publikacji Castagna i in. (1993), np. dla nasyconych wodą dolomitów:

$$V_S = 0,583V_P - 0,078 \text{ (km/s)} \quad (13a)$$

$$\text{dla piaskowców zailonych:} \\ V_S = 0,862V_P - 1,172 \text{ (km/s)} \quad (13b)$$

Ostatni wzór jest znany w literaturze zagranicznej pod nazwą *mudrock line*.

Jako przykład braku dopasowania danych do linii piaskowców zailonych przedstawiono na rycinie 3 wyniki odnoszące się do danych obliczonych dla utworów mioceńskich z otworu Chałupki Dębnińskie-2, położonego w części centralnej zapadliska przedkarpackiego (Bała, 2004). Widać wyraźne odchylenie pomiędzy wartościami prędkości, określonymi na podstawie akustycznych obrazów falowych w piaskowcach gazonośnych i wodonośnych, od prędkości obliczonej ze wzoru (13b), stosowanej często podczas modelowań sejsmicznych.

Jeszcze inną koncepcję określania V_S przedstawia Dvorkin w publikacji z 2008 r. Opierając się na znanym równaniu Raymera–Hunta–Gardnera (1980), opisującym związek $V_{P_{sat}}$ z prędkością fali P w szkielecie (faza stała) $V_{P_{ma}}$, z prędkością w medium V_f i porowatością skały Φ , formułuje podobną relację dla $V_{S_{sat}}$:

$$V_{S_{sat}} = (1 - \Phi)^2 \cdot V_{S_{ma}} \sqrt{\frac{(1 - \Phi)\rho_{ma}}{(1 - \Phi)\rho_{ma} + \Phi\rho_f}} \quad (14)$$

Na tej podstawie Dvorkin (2008) przeprowadza testowe obliczenia dla zbioru próbek zamieszczonych w publikacji Hana i in. (1986) i dostaje dobrą zgodność obliczonych wyników V_S z pomierzonymi laboratoryjnie.

Testowanie wyników obliczeń prędkości V_S i dyskusja

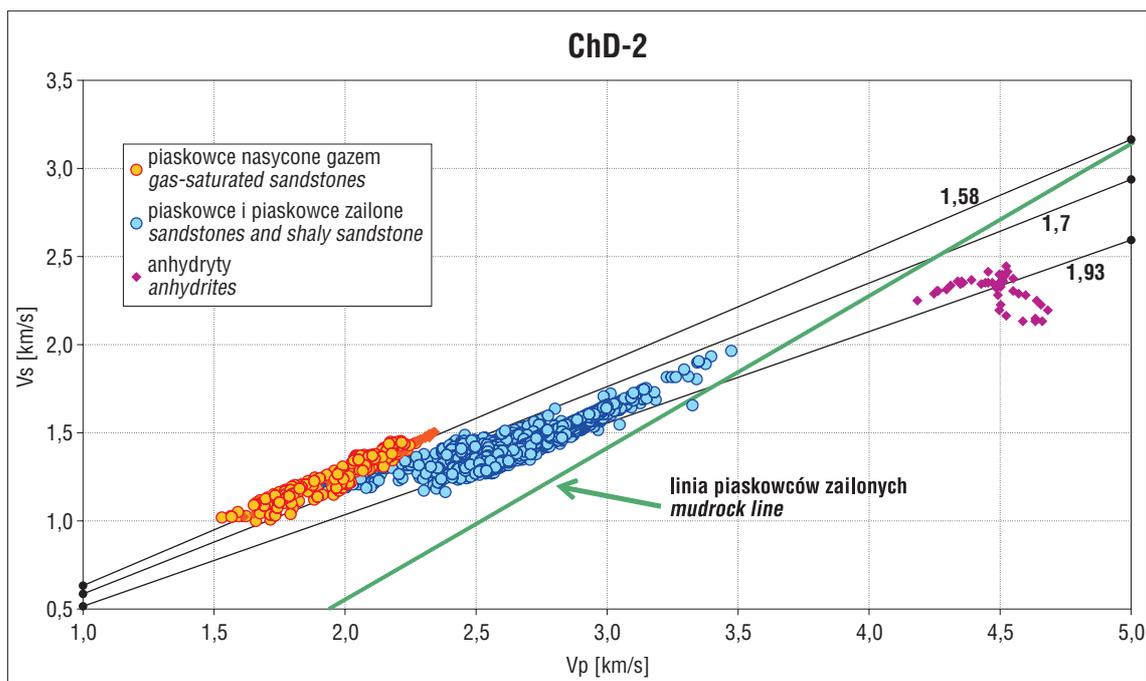
Testowanie wyników obliczonej prędkości wykonano w dwóch otworach: Wierzchowice WMA-1 i Książpol-16. W przypadku otworu Wierzchowice WMA-1, położonego na monoklinie przedsudeckiej, obliczenia przeprowadzono w interwale 1502–1651 m, obejmującym utwory cechsztynu, które litologicznie odpowiadają anhydrytom, wapieniom dolomitycznym i dolomitom ze znacznymi domieszkami anhydrytu, oraz w odcinku 1566,1–1651 m, zaliczanym do czerwonego spągowca, odpowiadającym

Tab. 2. Wartości współczynników występujących w równaniu (12) w zależności od litologii (Greenberg & Castagna, 1992)
Table 2. Values of coefficients in polynomial equation (12) for different lithologies (Greenberg & Castagna, 1992)

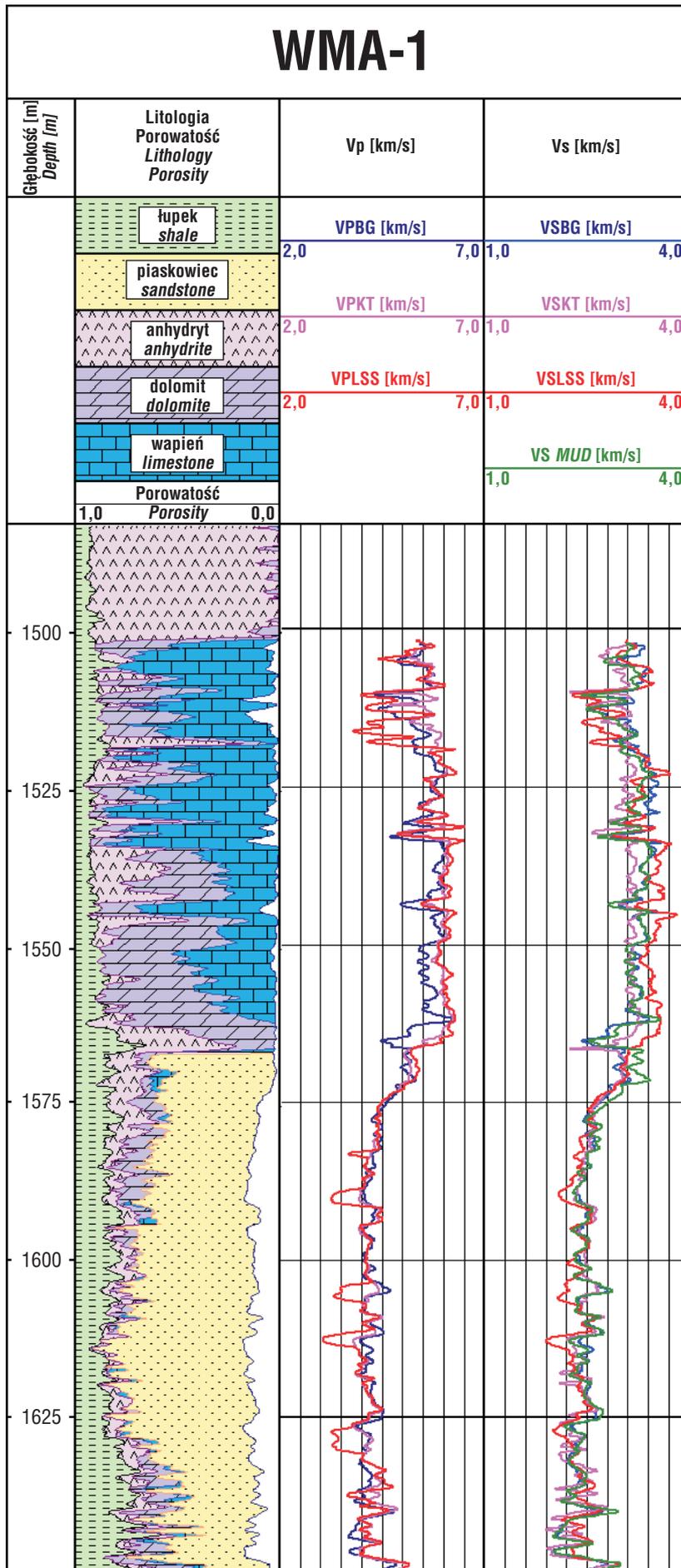
| Litologia <i>Lithology</i> | Współczynniki w równaniu (12) <i>Coefficients in equation (12)</i> | | |
|--------------------------------|---|----------|----------|
| | a_{2i} | a_{1i} | a_{0i} |
| Piaskowce <i>Sandstones</i> | 0 | 0,80416 | -0,85558 |
| Łupki, <i>Shales</i> | 0 | 0,76969 | -0,86735 |
| Wapień <i>Limestones</i> | -0,05508 | 1,01677 | -1,03049 |
| Dolomity <i>Dolomites</i> | 0 | 0,58321 | -0,07775 |

piaskowcom z niewielkimi domieszkami anhydrytów i węglanów (ryc. 4, ścieżka 1) (Nowak i in., 2002). Na wykres zostały naniesione wyniki obliczonej różnymi wzorami prędkości fal P i S (ścieżki 2 i 3). Można zauważyć dużą zgodność pomiędzy wartościami prędkości fal S obliczonych modelem Biota–Gassmanna — krzywa VSBG, modelem Kustera–Toksóza — krzywa VSKT i wyinterpretowanymi z akustycznego obrazu falowego rejestrowanego sondą *Long Space Sonic* (LSS) dzięki zastosowaniu funkcji *semblance* (aplikacja *FalaWin* systemu *GeoWin*, zob. Jarzyna i in., 2007) oznaczoną jako VSLSS. Krzywa VSMUD — obliczona na podstawie wzorów (13a, b) też wykazuje dobrą estymację w interwałach zarówno cechsztynu, jak i czerwonego spągowca. Współczynnik determinacji R^2 , obliczony dla równań regresji liniowej pomiędzy VSLSS i VSBG oraz VSKT, jest wysoki i przyjmuje kolejno wartości: 0,8615 i 0,853 (Bała & Cichy, 2007).

Podobne testowanie wyników wykonano w otworze Książpol-16, leżącym w części północno-wschodniej zapadliska przedkarpackiego, w utworach klastycznych miocenu autochtonicznego zawierających serie piaskowcowo-



Ryc. 3. Wykres obliczonych V_P i V_S dla utworów miocenu autochtonicznego (otwór Chałupki Dębnińskie-2) (Bała, 2004)
Fig. 3. Plot of V_P and V_S calculated for autochthonous Miocene deposits (Chałupki Dębnińskie-2 well) (Bała, 2004)



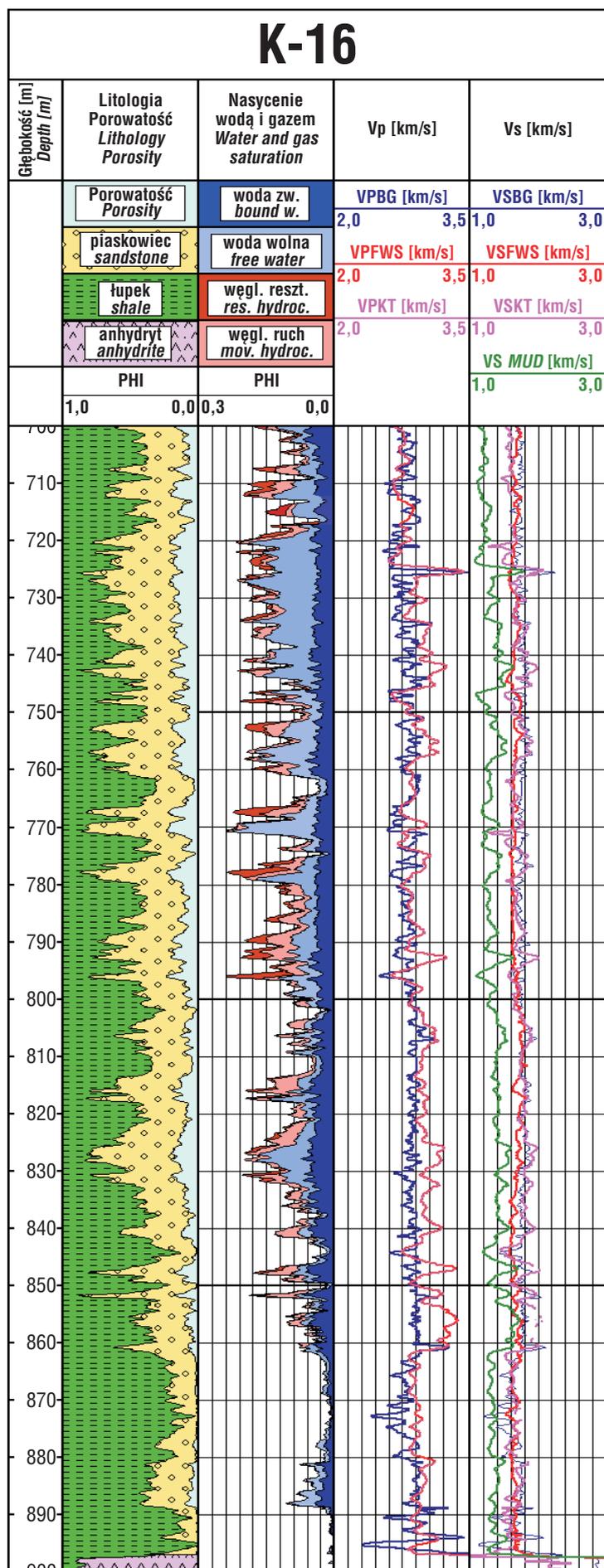
-mułowcowo-ilaste, w których wkładki piaskowców są nasycone gazem. Profil litologiczny, zmiany porowatości oraz nasycenia wodą i węglowodorami uzyskane w wyniku interpretacji ilościowej profilowań geofizyki otworowej w utworach miocenu w interwale 700–900 m przedstawiono na rycinie 5, na ścieżkach 1 i 2. Interpretację wykonano w ramach pracy (Nowak i in., 2005). Na rycinie 5 zestawiono również wartości prędkości fal P i S obliczone różnymi metodami i wyinterpretowane z obrazów falowych rejestrowanych sondą *Full Wave Sonic* (FWS) (ścieżki 3 i 4). Analizując wyniki obliczeń można zauważyć, że najbardziej zaniżona w stosunku do krzywych VSBG i VSKT (estymowanych modelem Biot–Gassmanna i Kustera–Toksöza i wyinterpretowanym z zarejestrowanego sondą FWS akustycznego obrazu falowego — krzywa VSFWS) jest prędkość uzyskana ze wzoru (13b) i oznaczona na rycinie 5 symbolem VSMUD. Obliczone korelacje liniowe pomiędzy poszczególnymi wartościami czasów interwałowych fal S, określonych wg modeli teoretycznych i akustycznych obrazów falowych tych utworów, charakteryzują się niskim współczynnikiem determinacji — $R^2 \in (0,2; 0,69)$. Świadczy to o dużym zróżnicowaniu utworów w rozpatrywanym interwale głębokościowym (203–906 m), wykazujących zmienne nasycenie gazem i wodą złożową oraz zaileniem.

Wyjaśnienie dużej rozbieżności uzyskanych wyników w otworze Książpol-16 wymagało szczegółowego przeanalizowania zmienności utworów. Jako wynik tej analizy przedstawiono, dla przykładu, dwa wykresy krzyżowe (ryc. 6) skonstruowane dla osadów sarmatu i badenu. Rycina 6a obrazuje zróżnicowanie obliczonej prędkości VPBG w zależności od porowatości wyinterpretowanej na podstawie krzywych geofizyki otworowej. W dolnej części przedstawiono kolorem zielonym

←

Ryc. 4. Zestawienie litologii i porowatości na podstawie interpretacji ilościowej danych geofizyki otworowej i obliczone krzywe prędkości (wykorzystano modele teoretyczne Biot–Gassmanna, Kustera–Toksöza oraz równania 13a, b) z danymi wyinterpretowanymi z akustycznych obrazów falowych zarejestrowanych sondą LSS (otwór Wierchowice WMA-1)

Fig. 4. Comparison of lithological and porosity data obtained from quantitative interpretation of well log data and depth changes of P-wave and S-wave velocities calculated with the use of theoretical Biot–Gassmann and Kuster–Toksöz models and equation (13a, b) and results of analysis of acoustic waveforms recorded with LSS tool (Wierchowice WMA-1 well)



←

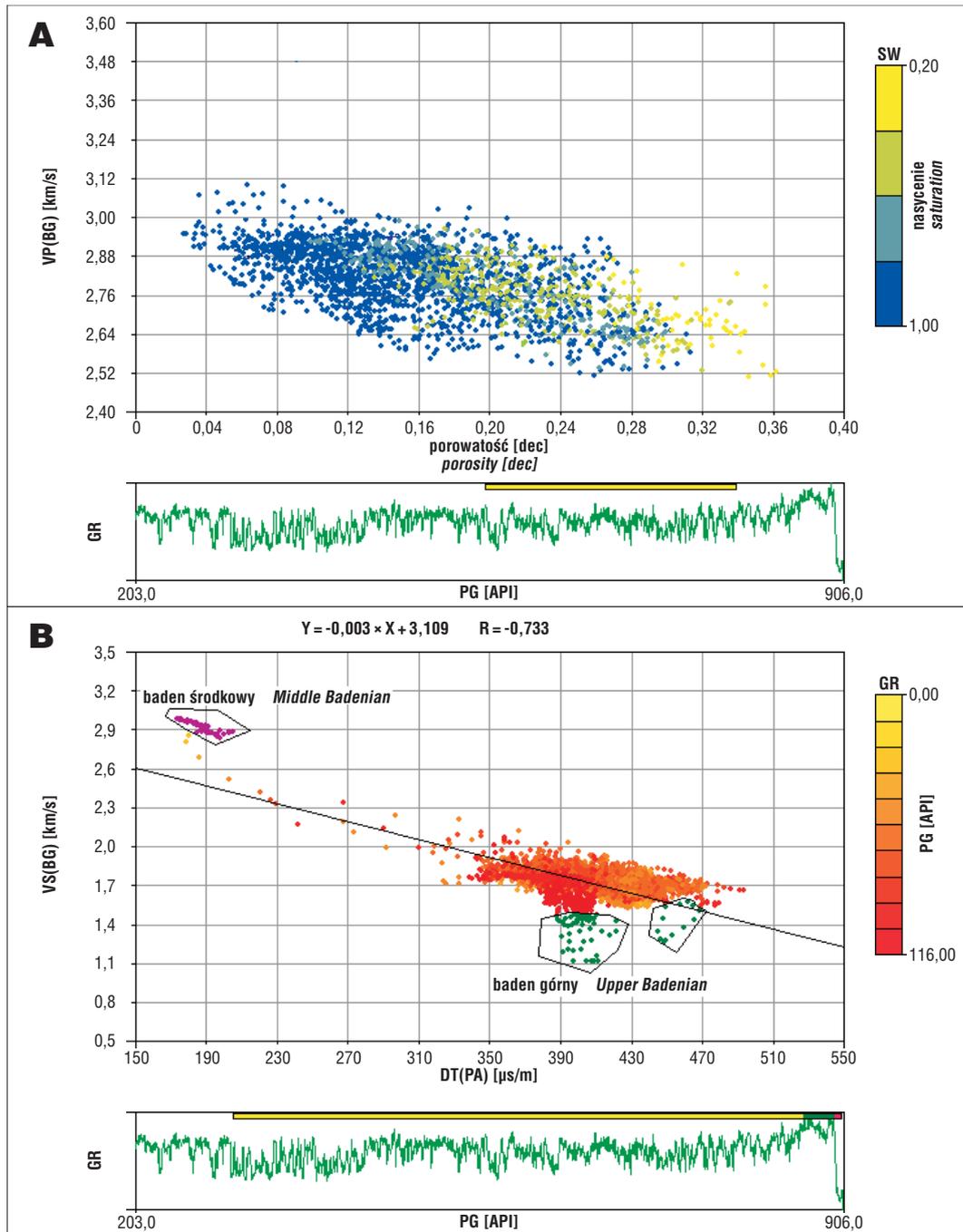
Ryc. 5. Zestawienie litologii i porowatości oraz nasycenia wodą i gazem na podstawie interpretacji ilościowej danych geofizyki otworowej i obliczone krzywe prędkości (wykorzystano modele teoretyczne Biota–Gassmanna, Kustera–Toksöza oraz równanie 13b) z danymi wyinterpretowanymi z akustycznych obrazów falowych zarejestrowanych sondą FWS (otwór Książpol-16)

Fig. 5. Comparison of lithological, porosity and water and gas-saturation data obtained from quantitative interpretation of well log data and depth changes in P-wave and S-wave velocities calculated with the use of theoretical Biot–Gassmann and Kuster–Toksöz models and equation (13b) and results of analysis of acoustic waveforms recorded with FWS tool (Książpol-16 well)

tw. krzywą korelacyjną, żółty prostokąt nad tą krzywą pokazuje interwał, z którego pochodzą punkty (550–850 m). Na głównym wykresie barwa punktów oznacza zmienne nasycenie wodą i gazem (skala SW z prawej strony wykresu). Żółte punkty, grupujące się w wyższych wartościach porowatości, odpowiadają nasyceniu SW 0,2–0,4 i charakteryzują warstwy o podwyższonym nasyceniu gazem (0,6–0,8). Na wykresie (ryc. 6b) zestawiono zależność obliczonej prędkości VSBG w funkcji czasu interwału DT fali P pomierzonego podczas profilowania akustycznego. Punkty pochodzą z głębokości 350–906 m odpowiadającej utworom sarmatu i badenu. Punkty otoczone poligonami (wielobokami) pochodzą z utworów badenu środkowego (zaznaczone kolorem fioletowym) i badenu górnego (ciemnozielone). Barwa pozostałych punktów (sarmat) pokazuje zmienność naturalnej promieniotwórczości (PG) odpowiadającej zróżnicowanemu zaileniu (punkty żółte i pomarańczowe — małe zailenie, czerwone — duże zailenie). Na wykresie zaznaczono również prostą regresji liniowej, obliczoną dla utworów sarmatu, przy której wartość współczynnika korelacji $R = 0,733$, co świadczy o istotnej zależności pomiędzy zmiennymi.

Z analizy wykresów i danych geofizyki otworowej przeprowadzonej w utworach miocenu autochtonicznego w różnych złożach zapadliska przedkarpacciego wynika duża zmienność zarówno składu mineralnego (piaskowce, piaskowce zailone, mułowce, łupki ilaste), jak i nasycenia wodą oraz gazem, który akumuluje się często w warstwach o małej miąższości. Również niewielka głębokość występowania horyzontów gazonośnych wpływa na znaczne obniżenie parametrów sprężystych skał.

Zatem dobre dopasowanie VSMUD w utworach cechsztynu i czerwonego spągowca do VSLSS obliczonego z obrazu falowego w otworze WMA-1 i znacznie gorsze w przypadku utworów miocenu autochtonicznego (duże zaniżenie wartości VSMUD w stosunku do VSFWS czy VSBG) można wyjaśnić zróżnicowaniem warunków sedymentacyjnych i różną głębokością występowania utworów, która odzwierciedla procesy kompaktacji.



Ryc. 6. Wykresy krzyżowe: **A** — obliczonej prędkości VPBG w funkcji porowatości, **B** — VSBG w funkcji DTP pomierzonego w utworach miocenu autochtonicznego w otworze Książpol-16

Fig. 6. Crossplots: **A** — calculated VPBG velocities versus porosity, **B** — calculated VSBG velocities versus interval transit time DTP registered for the Autochthonic Miocene in Książpol-16 well

Wnioski

1. Prędkość fal podłużnych i poprzecznych w skałach o dobrych właściwościach sprężystych, w przypadku gdy $V_S > V_P$, określa się na podstawie akustycznych obrazów falowych rejestrowanych w otworach. W skałach, dla których ten warunek nie jest spełniony, na obrazach falowych nie zaznacza się fala S.

2. Prędkość fali poprzecznej (V_S) może być obliczona na podstawie rejestrowanych krzywych geofizyki otworowej dzięki zastosowaniu teoretycznych modeli określonych dla ośrodków porowatych: wzory Biota–Gassmanna i Kustera–Tokszoja.

3. Wzory empiryczne przedstawiane w literaturze opierają się na związkach V_S z V_P określonych na podstawie badań laboratoryjnych.

4. Stosowanie wzorów empirycznych, np. Castagna (*mudrock line*), wymaga w każdym przypadku dobrania odpowiednich współczynników dla danych testowych pochodzących z opracowywanego rejonu.

5. Obecność gazu i materiału ilastego w horyzontach piaszczowocowo-mułowocowo-ilastych wpływa przeciwnie na prędkość fali podłużnej (V_P), podczas gdy na prędkość V_S gaz ma znacznie mniejszy wpływ. Przeliczenie prędkości V_S na podstawie V_P , określone zarówno z pomiarów profilowania akustycznego, jak i ze wzorów empirycz-

nych, może generować błędy w horyzontach gazonośnych i silnie zailonnych.

Praca została wykonana w ramach projektu badawczego nr 4 T12B, realizowanego od 10.2005 r. do 04.2008 r. pod kierunkiem Marii Bały i in. (2008), finansowanego przez MNiSW, oraz badań statutowych wykonywanych w Katedrze Geofizyki WGGiOŚ AGH w 2009 r.

Literatura

- BAŁA M. 1989 — Analiza obrazu falowego zarejestrowanego przy profilowaniu akustycznym w odwiercie pod kątem oceny parametrów sprężystych i zbiornikowych skał. Zesz. Nauk. AGH, 1247, Geof. Stosowana, 3: 1–166.
- BAŁA M. 1992 — The evaluation of the influence of various parameters on the velocity of elastic wave propagation in a rock medium. *Transp. Porous Media*, 9, 1-2: 123–134.
- 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. 1997 — Changes of elastic parameters in gaseous formation on the basis of theoretical model of porous rocks. [In:] *Extended abstracts book: 59th EAGE Conference and Technical Exhibition*, Geneva, Switzerland, 26–30 May 1997. *Rock Physics*. EAGE, Zeist, P063.
- BAŁA M. 2004 — Model prędkościowy P i S z głębokością. [W:] Pietsch K., Gruszczyk E., Bała M., Jarzyna J., Leśniak A., Danek T., Kobylarski M., Marzec P., Stadtmüller M., Tatarata A., Franczyk A. & Witek K., 2003–2004 *Opracowanie kryteriów sejsmicznej lokalizacji złóż węglowodorów dla warunków zapadliska przedkarpackiego w oparciu o nowe techniki trójskładowych pomiarów sejsmicznych (3c) i modełowań całkowitego pola falowego. Projekt celowy nr 6T12 2003 C/06006, 2003–2004*. Arch. Katedry Gologii WGGiOŚ AGH, Kraków: rozdz. 3.2.
- BAŁA M. 2007 — Wpływ obecności iłów, porowatości oraz nasycenia porów wodą i gazem na parametry sprężyste skał zbiornikowych określanych na podstawie teoretycznych modeli ośrodków porowatych i danych geofizyki wiertniczej. *Prz. Geol.*, 55, 1: 49–53.
- BAŁA M. & CICHY A. 2003 — Estymacja prędkości fal podłużnych i poprzecznych przy wykorzystaniu modeli teoretycznych oraz danych geofizyki wiertniczej. *Prz. Geol.*, 51, 12: 1058–1063.
- BAŁA M. & CICHY A. 2007 — Comparison of P- and S-waves velocities estimated from Biot–Gassmann and Kuster–Toksöz models with results obtained from acoustic wavetrains interpretation. *Acta Geoph.*, 55, 2: 222–230
- BAŁA M., CICHY A., PIETSCH K., WOŹNICKA U., ZORSKI T., OSSOWSKI A., DRABINA A., KOBYLARSKI M., WITEK K., RZEMIE- NIARZ A., DANEK T., KRAWIEC J., CICHA M. & GOŁĘBIOWSKA M. 2008 — Modelowanie wpływu zmiennego nasycenia gazem przestrzeni porowej skał na wyniki pomiarów akustycznych i innych profilowań w otworach oraz sejsmicznych pól falowych: projekt badawczy nr 4 T12B 05629, 10.2005–04.04.2008. Kraków, ARBOR.
- BIOT M.A. 1956 — Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. I. Low frequency range. II. Higher frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 2: 168–191.
- BIOT M.A. 1961 — Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media. *J. Acoust. Soc. Am.*, 34, 9: 1254–1264.
- BIOT M.A. 1962 — Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *J. Applied Phys.*, 33, 4: 1482–1498.
- BIOT M.A. & WILLIS D.G. 1957 — The elastic coefficients of the theory of consolidation. *J. Appl. Mech.*, 24: 594–601.
- CASTAGNA J.P., BATZLE M.I. & KAN T.K. 1993 — Rock physics — the link between rock properties and AVO response. *Invest. Geoph.*, 8: 3–36.
- CHENG C.H. & TOKSÖZ M.N. 1979 — Inversion on seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock. *J. Geoph. Res.*, 81: 7533–7543.
- DVORKIN J.P. 2008 — Yet another Vs equation. *Geophysics*, 73, 2: 35–39.
- EASTWOOD R.L. & CASTAGNA J.P. 1983 — Basic for interpretation of Vp/Vs ratios in complex lithologies. [In:] 24th SPWLA Annual Logging Symposium, June 27–30, Calgary, Alberta, Canada. Paper G.
- EBERHART-PHILLIPS D.M., HAN D.H. & ZOBACK M.D. 1989 — Empirical relationships among seismic velocity, effective pressure, porosity and clay content in sandstone. *Geophysics*, 54: 82–89.
- EBERLI G.P., BAECHLE G.T., ANSELMETTI F.S. & INCZE M.L. 2003 — Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge*, July.
- GASSMANN F. 1951 — Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, 16, 4: 673–685.
- GREENBERG M.L. & CASTAGNA J.P. 1992 — Shear-wave velocity estimation in porous rock: Theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geoph. Prosp.*, 40: 195–209.
- HAN D.H. & BATZLE M.L. 2004 — Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities. *Geophysics*, 69, 2: 398–405.
- HAN D.H., NUR A. & MORGAN D. 1986 — Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, 51: 2093–2107.
- HASHIN S. & SHTRICKMAN S. 1963 — A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 11: 127–140.
- JARZYNA J., BAŁA M., CICHY A., GADEK W., KARCZEWSKI J., MARZENCKI K., STADTMÜLLER M., TWARÓG W. & ZORSKI T. 2007 — Przetwarzanie i interpretacja profilowań geofizyki wiertniczej — System GeoWin. Cz. II. Arbor, Kraków.
- KATAHARA K.W. 1996 — Clay mineral elastic properties. [In:] 66th SEG Annual International Meeting. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 15, paper RP1.4: 1691–1694.
- KRIEF M., GARAT J. STELLINGWERFF J & VENTRE J. 1990 — A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (Full-waveform Sonic). [In:] 12th International Formation Evaluation Symposium. Paris.
- KUSTER G.T. & TOKSÖZ M.N. 1974 — Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Part I, Theoretical formulations. *Geophysics*, 39, 5: 587–606.
- LEE M.W. 2002 — Biot–Gassmann theory for velocities of gas hydrate-bearing sediments. *Geophysics*, 67, 6: 1711–1719.
- MAVKO G., MUKERJI T. & DVORKIN J. 2003 — *Rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media*. Cambridge University Press.
- NOWAK J., INDYK A. & PASEK P. 2002 — Wstępne przetwarzanie akustycznych obrazów falowych oraz interpretacja danych otworowych pod kątem oceny składu mineralnego, zailenia, porowatości, nasycenia oraz przepuszczalności dla wybranych otworów. Podzlecenie WGGiOŚ/b/263/2002. [W:] Bała M., Cichy A. & Jarzyna J. 2003 — Modelowanie prędkości propagacji i tłumienia fal sprężystych podłużnych i poprzecznych w skałach porowatych w powiązaniu z otworowymi badaniami geofizycznymi. Projekt badawczy Nr: 8 T12B 046 20. Arch. Katedry Gologii WGGiOŚ AGH, Kraków.
- NOWAK J., INDYK A. & PASEK P. 2005 — Końcowe opracowanie pt.: Opis pomiarów geofizyki wiertniczej oraz wyniki prac interpretacyjnych. [W:] Pietsch K., Bała M., Jarzyna J., Górecki W., Leśniak A., Porębski S., Trzeźniowski Z., Zorski T., Danek T., Marzec P., Maćkowski T. & Tatarata A. 2007 — *Opracowanie i wdrożenie metodyki analiz anomalii sejsmicznych w miocenie zapadliska przedkarpackiego wiążących zależność zapisu sejsmicznego z występowaniem złóż węglowodorów*. CAG PIG, Warszawa, nr arch. 947836.
- NUR A., MAVKO G., DVORKIN J. & GALMUDI D. 1998 — Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks. *The Leading Edge*, 17: 357–362.
- PICKETT G.R. 1963 — Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *J. Petrol. Tech.*, 15: 650–667.
- PIETSCH K., GRUSZCZYK E., BAŁA M., JARZYNA J., LEŚNIAK A., DANEK T., KOBYLARSKI M., MARZEC P., STADTMÜLLER M., TATARATA A., FRANCZYK A. & WITEK K. 2003–2004 — *Opracowanie kryteriów sejsmicznej lokalizacji złóż węglowodorów dla warunków zapadliska przedkarpackiego w oparciu o nowe techniki trójskładowych pomiarów sejsmicznych (3c) i modełowań całkowitego pola falowego. Projekt celowy nr 6T12 2003 C/06006, 2003–2004*. Arch. Katedry Gologii WGGiOŚ AGH, Kraków.
- PRASAD M. 2001 — Acoustic measurements in unconsolidated sands at low effective pressure and overpressure detection. *Geophysics*, 67, 2: 405–412.
- RAYMER L.L., HUNT E.R. & GARDNER J.S. 1980 — An improved sonic transit time to porosity transform. [In:] 21st SPWLA, July 8–11.
- TATHAM R.H. 1982 — Vp/Vs and lithology. *Geophysics*, 47, 3: 837–849.
- TOKSÖZ M.N., CHENG C.H. & TIMUR A. 1976 — Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, 41: 621–645.
- WOOD A.W. 1955 — *A textbook of sound*. MacMillan, New York.
- WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R. & GARDNER L.W. 1956 — Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21, 1: 41–70.
- ZALEWSKA J., GAŚSIOR I., CEBULSKI D., KLAJA J., PRZELASKOWSKA A., KOTWICKI A. & KIERNICKI J. 2006 — Wyznaczenie parametrów petrofizycznych na podstawie wykonanych badań laboratoryjnych i danych archiwalnych. *Prace kooperacyjne (zadanie 1)*. [W:] Pietsch K., Bała M., Jarzyna J., Górecki W., Leśniak A., Porębski S., Trzeźniowski Z., Zorski T., Danek T., Marzec P., Maćkowski T. & Tatarata A. 2007 — *Opracowanie i wdrożenie metodyki analiz anomalii sejsmicznych w miocenie zapadliska przedkarpackiego wiążących zależność zapisu sejsmicznego z występowaniem złóż węglowodorów*. CAG PIG, Warszawa, nr arch. 947836.
- ZHU F., GIBSON R.L. & ESTIL R. 2001 — A critical clay content model of sand-shale mixtures from log data in the Gulf of Thailand. [In:] 2001 annual meeting technical program expanded abstracts. Society of Exploration Geophysicists, CD-ROM: 1–5.

Praca wpłynęła do redakcji 6.05.2009 r.
Po recenzji akceptowano do druku 29.07.2009 r.