

Analiza wpływu obecności gazu w porach skalnych na prędkość fal sprężystych na przykładzie wybranych horyzontów złoża „R”

Maria Bała*

Analysis of the influence of gas present in the pore space exemplified by the velocity of elastic waves for selected horizons of hydrocarbon field "R". Prz. Geol., 49: 1167–1175.

Summary. The objective of the study was to determine a relationship between P-wave and S-wave velocity and reservoir parameters of rocks, with particular regards to variable water and gas saturation in the pore space. Based on the velocity models derived from acoustic logs and application of porosity coefficients (Φ), water saturation (S_w), gas saturation (S_g), clay content (V_{sh}) and mineral composition (V_{ma}) obtained from interpretation of well logs from 10 boreholes in structure "R", nine layers were chosen for further modeling. The Kuster and Toksöz's model, modified by the author, was used in studying the relationship $V_p = f(\Phi, V_{sh}, V_{ma}, S_w, S_g)$. Those features of porous media that affect elastic parameters of sedimentary rocks were also analyzed. The results of the analysis were taken into account in calculations for selected layers (models). The elucidation of the behaviour of P-wave and S-wave velocity in porous media is of great importance to modeling and interpretation of wave patterns over hydrocarbon deposits.

Key words: compressional and shear velocity, fluid properties, reservoir properties, porosity, water and gas saturation, acoustic logging

Parametry fizyczne mediów złożowych nasycających skały zbiornikowe wpływają między innymi na ich właściwości sprężyste. Z kolei nasycenie skał zbiornikowych węglowodorami ma istotny wpływ na prędkość propagacji fal podłużnych (V_p) i poprzecznych (V_s) oraz wielkość ich tłumienia. Zmienność tych parametrów może w sposób istotny wpływać na zapis sejsmiczny, co prowadzi do powstawania anomalnego pola falowego w strefach złożowych.

Wiele publikacji w literaturze światowej, w okresie ostatnich kilkunastu lat, przedstawia wyniki prac dotyczących związków pomiędzy prędkościami fal sprężystych, a parametrami zbiornikowymi skał porowatych, w szczególności zmiennego nasycenia wodą i węglowodorami. Wyczerpujące kompilacje na ten temat można znaleźć np. w pracy Bała (1989). Do najbardziej znanych modeli, opisujących wspomniane związki, a wykorzystywanych w interpretacyjnych systemach komputerowych geofizyki wiertniczej stosowanej w prospekcji naftowej, należą modele Wylliego, Raymera, Hunta i Gardnera oraz model Biota-Gassmanna. Autorka pracy zajmowała się rozwinięciem i adaptacją relacji Kustera i Toksöza dla potrzeb modelowania zmian parametrów sprężystych w funkcji porowatości i zmiennego nasycenia porów wodą i węglowodorami, przy założeniu „rozkładu” elipsoidalnych porów skalnych o różnym stopniu wydłużenia. Na bazie tych prac zostały wykonane obliczenia zależności prędkości V_p i V_s w funkcji zmiennego nasycenia gazem i wodą dla wybranych horyzontów złoża „R”.

Wyjaśnienie mechanizmu propagacji fal sprężystych w ośrodkach porowatych ma duże znaczenie między innymi przy modelowaniu sejsmicznych obrazów falowych nad złożami węglowodorów. Zmienność parametrów sprężystych górotworu pod wpływem zmiennego nasycenia skał gazem powoduje, że coraz częściej badania sejsmiczne są wykorzystywane również do określania nasycenia pułapek, czyli do lokalizacji złóż. Identyfikowane w zapisie sejsmicznym tzw. „kominy dyfuzyjne” oraz anomalie geochemiczne są związane z procesem ciągłego rozpraszania

nia nagromadzonych węglowodorów od złoża ku powierzchni (Pietsch & Bała, 1996).

Właściwości mediów złożowych

Parametry fizyczne mediów złożowych nasycających skały zbiornikowe wpływają między innymi na ich właściwości sprężyste. Zarówno interpretacja danych sejsmicznych, jak i geofizyki otworowej bazują na ogół na uproszczonej estymacji właściwości medium porowego. Przyjmuje się zwykle średnie bądź przybliżone wartości gęstości (ρ_w, ρ_o, ρ_g), modułów odkształcenia objętości (K_w, K_o, K_g), prędkości ($V_w, V_{sol}, V_{ropy}, V_g$) i lepkości (η) cieczy porowych (wody, solanki, ropy) i gazów.

Wiele modeli matematycznych stosowanych do opisu relacji między parametrami sprężystymi i zbiornikowymi skał uwzględnia wpływ mediów porowych (Gassmann, Biot, Kuster, Toksöz, O'Connell, Budiansky, Mavko, Jizba). Brane są pod uwagę takie parametry cieczy i gazów, jak gęstości, moduły odkształcenia objętości K , prędkości rozchodzenia się fal sprężystych oraz lepkości (kinetyczne). Ta ostatnia ma znaczący wpływ na tłumienie fali i dyspersję prędkości.

Faza gazowa. Faza gazowa występująca w przestrzeniach porowych skał zbiornikowych zawiera głównie metan oraz zmienne i najczęściej niewielkie ilości węglowodorów parafinowych, jak etan, propan, itp. a w niektórych przypadkach również i cięższe węglowodory. Niekiedy w gazie ziemnym występuje tlenek węgla i gazy nienasycone oraz para wodna czy też siarkowodor (Levorsen, 1972). Właściwości poszczególnych składników rzutują w sposób istotny na właściwości gazów, które silnie zależą od ciśnienia i temperatury.

Dla czystych związków fazy gazowe i ciekłe są w równowadze i wraz ze zmianą ciśnienia i temperatury zbliżają się do tzw. punktu „krytycznego” (punkt homogenizacji faz). Według Thomasa i in. (1970) zmiany gęstości gazu w funkcji ciśnienia i temperatury, a więc i głębokości, można przedstawić następującą aproksymacją:

$$\rho \cong \frac{28,8 \cdot G \cdot P}{Z \cdot R \cdot T} \quad [1]$$

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

gdzie:

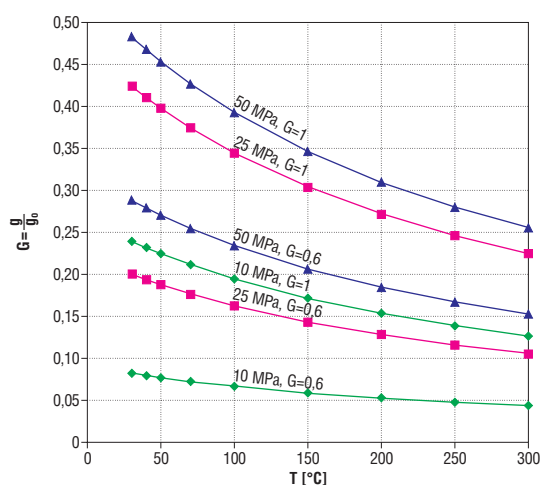
G — wyraża stosunek gęstości mieszaniny gazów do gęstości powietrza przy ciśnieniu atmosferycznym i $T = 15,6^{\circ}\text{C}$. G przyjmuje wartości od 0,56 dla czystego metanu do 1,8 dla gazów zawierających ciężkie frakcje węglowodorów. Wielkość Z jest funkcją zredukowanych ciśnień i temperatur odniesionych do tzw. punktu „krytycznego” (Batzle & Wang, 1992; Thomas i in., 1970).

Z analizy wzoru [1] (ryc. 1) widać, że gęstość rośnie ze wzrostem ciśnienia i maleje ze wzrostem temperatury. Znacznie łagodniejsze zmiany zaznaczają się dla gazów o niskim $G = 0,6$ niż dla cięższych frakcji ($G = 1$).

Podobnie jak gęstość zachowuje się moduł odkształcenia objętości (K_g) dla gazu oraz prędkość fali podłużnej. Parametry te rosną ze wzrostem ciśnienia i maleją ze wzrostem temperatury.

Zmiany lepkości gazu można przedstawić stosując teorię ruchu cząsteczek. Jednak obliczenia będą poprawne tylko dla gazów o prostym składzie. Dla substancji złożonych stosuje się podejście empiryczne. Lepkość gazu zależy od jego gęstości wyrażonej poprzez wielkość G oraz od temperatury i temperatury punktu krytycznego.

Faza ciekła — ropa. Skład chemiczny rop naftowych, wydobywanych ze złóż jest zmienny, zwłaszcza gdy chodzi o zawartość związków węglowodorowych. Zmienne są w związku z tym ich cechy fizyczne takie jak gęstość, prędkość rozchodzenia się fal, lepkość. W stanie naturalnym w złożu ropa naftowa i gaz ziemny występują w warunkach wyższych ciśnień i temperatur niż na powierzchni. Kiedy ropa jest wydobywana, na skutek obniżania się ciśnienia, wydzielają się z niej zazwyczaj pęcherzyki gazów pierwotnie w niej rozpuszczonych. Ropy naftowe są mieszaniną złożonych składników organicznych, zawierają różnorodnie węglowodory od lekkich tzw. nasyconych węglowodorów szeregu parafinowego do ciężkich o dużej gęstości zawierających obok asfaltów (ciężkie węglowodory) duże ilości siarki (Levorsen, 1972). Przy obecności ekstremalnie ciężkich bituminów i kerogenie, gęstości takich rop naftowych mogą być większe niż wód złożowych. Przy występowaniu zaś ekstremalnie lekkich węglowodorów są one kondensatami, które w wyniku zmian ciśnienia i temperatury mogą stać się płynne. Lekkie ropy pod ciśnieniem mogą adsorbować



Ryc. 1. Wykres zmian gęstości w funkcji temperatury dla gazów. Obliczenia wykonano przy wykorzystaniu wzoru [1]

Fig. 1. Gas density as a function of temperature on the basis of equation [1]

duże ilości gazowych węglowodorów, co w znaczący sposób wpływa na obniżenie ich modułów i gęstości.

W warunkach pokojowych gęstości rop zmieniają się od $0,5 \text{ g/cm}^3$ do powyżej 1 g/cm^3 , jednak przeważająca gęstość rop naftowych mieści się w przedziale gęstości od $0,7$ do $0,85 \text{ g/cm}^3$.

Przy obliczeniach modułów sprężystości, prędkości propagacji fal oraz gęstości dla rop naftowych można korzystać z równania stanu równowagi w podobny sposób, jak dla gazów. Jednak jest wiele uwarunkowań dotyczących ich stosowności i wymagań dotyczących znajomości dokładnego składu. Skład ropy jest jednak bardzo zmienny i nawet w obrębie tego samego złoża, w sąsiadujących ze sobą horyzontach roponośnych może zmieniać się typ ropy i proporcje węglowodorów oraz domieszki innych substancji. Różnice wykazują także rop występujące w tej samej skale zbiornikowej ale znajdujące się w innych pułapkach, a także występujące w tym samym pokładzie ale w różnej sytuacji strukturalnej (Levorsen, 1972). W związku z tym Batzle i Wang (1992) proponują wprowadzić pewien trend bazowy, który częściowo wyeliminowałby różnice składu. Na podstawie prac prowadzonych w różnych ośrodkach naftowych na przestrzeni wielu lat można przyjąć, że prędkości, gęstości i moduły sprężystości zachowują się prawie liniowo ze zmianami ciśnienia i temperatury. W cieczach organicznych, takich jak ropa naftowa, moduły maleją ze wzrostem temperatury i obniżaniem się ciśnienia. Wang i Nur (1986) przebadali cały szereg lekkich alkanów (węglowodorów nasyconych — szereg parafinowy), alkenów i cykloparafin (szereg naftenowy) i znaleźli prostą relację dla zmian prędkości, gęstości i modułów z temperaturą i ciśnieniem cząsteczkowym rop.

Zmiany gęstości wywołane zmianami ciśnienia najprościej można przedstawić przy pomocy wielomianu (McCain, 1973):

$$\rho_p = \rho_0 + (0,00277 \cdot P - 1,71 \cdot 10^{-7} \cdot P^3) \cdot (\rho_0 - 1,15)^2 + 3,49 \cdot 10^{-4} \cdot P \quad [2]$$

Natomiast wpływ temperatury według Dodsona i Standinga (Batzle & Wang, 1992) można obliczyć w warunkach *in situ* ze wzoru:

$$\rho = \rho_p / [0,972 + 3,81 \cdot 10^{-4} (T + 17,78)^{1,175}] \quad [3]$$

Jest to wzór empiryczny uzyskany na podstawie badań w otworach. Na rycinie 2 przedstawiono zachowanie się gęstości ropy w funkcji temperatury i ciśnienia. Obliczenia wykonano wykorzystując cytowane wzory [2 i 3] dla rop o gęstości odniesienia $\rho_0 = 0,78 \text{ g/cm}^3$, $0,85 \text{ g/cm}^3$ i $1,0 \text{ g/cm}^3$, dla ciśnień $P = 0,1 \text{ MPa}$, 25 MPa i 50 MPa oraz temperatur od 30°C do 200°C . Można zaobserwować (ryc. 2) obniżanie się gęstości ropy naftowej ze wzrostem temperatury oraz niewielki wzrost gęstości ze wzrostem ciśnienia (krzywe a, b, c).

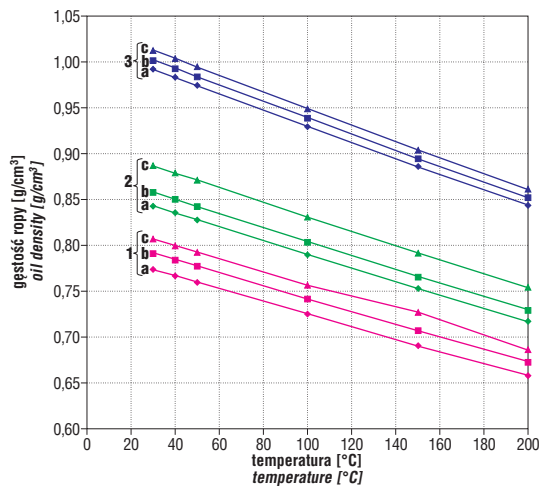
Uwzględniając powyższe zmiany gęstości Wang i in. (1990) wykazali, że prędkości i moduły sprężystości rosną dość znacznie w miarę wzrostu gęstości i ciśnienia, a więc i głębokości. Dla prędkości przedstawiają wzór uzyskany doświadczalnie:

$$V_{\text{ropy}} = 2096 \frac{\rho}{2,6 \rho_0} - 3,7 \cdot T + 4,64 \cdot P + 0,0115 \cdot [4,12 \cdot (1,08/\rho_0 - 1)^{1/2} - 1] \cdot T \cdot P \quad [4]$$

Na ryc. 3 przedstawiono wykres zmian prędkości fali podłużnej dla ropy V_{ropy} w funkcji gęstości ρ_0 dla stałych

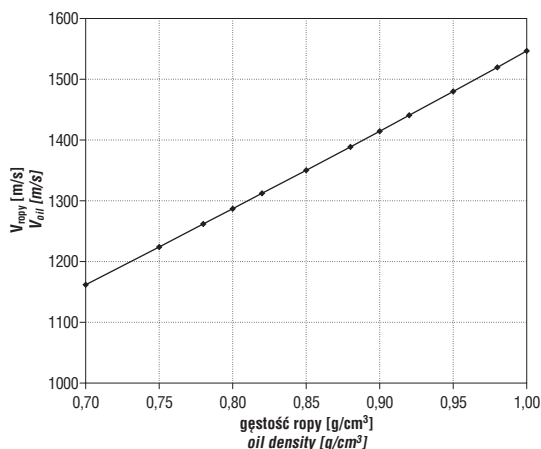
temperatury ($T = 30^{\circ}\text{C}$) i ciśnienia ($P = 0,1 \text{ MPa}$) obliczony według powyższego wzoru [4].

Przy analizie właściwości fizyko-chemicznych rop należy uwzględnić ropy zawierające dużą liczbę rozpuszczonych gazów lub lekkich węglowodorów. Bardzo lekkie ropy są często kondensatami fazy gazowej. Właściwości tej tak zwanej „żywej” ropy zasadniczo różnią się od ropy „martwej” czyli wolnej od gazów. Wpływ rozpuszczonego gazu na właściwości sprężyste rop nie był dokładnie badany. Zauważono tylko, że gaz rozpuszczony redukuje prędkości zarówno rop, jak i wód złożowych. Jednak jak wynika z obliczeń według relacji stosowanych dla modeli ośrodków porowatych (Toksöz i in., 1976; Bała, 1989, 1994; Gassmann i in., 1995) obecność gazu w mediach



Ryc. 2. Zależność gęstości ropy od temperatury, ciśnienia i składu chemicznego (wyrażonego poprzez ρ_0) obliczona wg wzorów [2] i [3]. Obliczenia wykonano dla ciśnień: a) 0,1 MPa, b) 25 MPa, c) 50 MPa oraz dla następujących gęstości odniesienia: 1) $\rho_0 = 0,78 \text{ g/cm}^3$, 2) $0,85 \text{ g/cm}^3$, 3) $1,0 \text{ g/cm}^3$

Fig. 2. Oil density as a function of temperature, pressure and composition (ρ_0), calculated on the basis of equations [2] and [3]. Densities are plotted for pressures: a) 0.1 MPa, b) 25 MPa, c) 50 MPa for reference densities (ρ_0): 1) 0.78 g/cm^3 , 2) 0.85 g/cm^3 , 3) 1.0 g/cm^3 .



Ryc. 3. Wykres zmian prędkości V_{ropy} dla ropy w zależności od jej gęstości ρ_0 dla stałej temperatury ($T = 30^{\circ}\text{C}$) i ciśnienia ($P = 0,1 \text{ MPa}$). Obliczenia wykonane wg wzoru [4]

Fig. 3. The relationship between compressional velocity of oil and its reference density for constant temperature ($T = 30^{\circ}$) and pressure ($P = 0.1 \text{ MPa}$) using equation [4]

ciekłych może zmienić w sposób bardzo gwałtowny prędkości i moduły sprężystości skał (zagadnienie to jest omówione nieco dalej — ryc. 5). Podobnie zauważono silny wpływ gazu na obrazie sejsmicznym (*bright spots*). Badania Clark (1992) wskazują na znaczną redukcję prędkości rop ze wzrostem obecności gazów. Tzw. „żywa” ropa zaznacza się w sposób szczególny na sekcjach sejsmicznych i profilowaniach akustycznych.

Analiza wpływu temperatury i ciśnienia oraz składu chemicznego objęła również badanie lepkości rop. Wszystkie problemy, o których była wcześniej mowa, dotyczą również tego parametru. Jednak przy znacznym obniżaniu się temperatury ropa może charakteryzować się bardzo dużą lepkością, co wywołuje wzrost właściwości tłumiących fale rozchodzących się w horyzontach nasyconych takimi mediami i wzrost ich prędkości. Problem ten był badany między innymi przez Jonesa (1986). W pracy Beggsa i Robinsona (1975) podano wzory empiryczne łączące lepkość ropy nie zawierającej gazu jako funkcję temperatury, z poprawką na wpływ ciśnienia wprowadzaną wg relacji Beala. Obecność gazu w ropie powoduje obniżenie jej lepkości.

Faza wodna — solanka. Wody złożowe nasycające skały zbiornikowe charakteryzują się zróżnicowanymi właściwościami fizyko-chemicznymi. Ich zasolenie zmienia się w szerokim przedziale, od śladowych części mg/l do kilkuset, a nawet kilkuset tysięcy mg/l w przypadku solanek stężonych.

Związek pomiędzy zasoleniem, temperaturą i opornością właściwą wód złożowych jest badany rutynowo przy pomiarach geofizyki otworowej. Proste relacje do obliczenia oporności fazy wodnej dla danej temperatury i zasolenia można znaleźć w instrukcjach światowych firm geofizycznych (np. Schlumberger Log Interpretation Charts, 1990; Halliburton Log Interpretation Charts, 1991). Dla roztworu NaCl:

$$Rw(t_2) = Rw(t_1) \cdot \left(\frac{t_1 + K}{t_2 + K} \right) \quad [5]$$

gdzie:

$Rw(t_1)$ i $Rw(t_2)$ są to oporności wody złożowej odpowiadające temperaturom t_1 i t_2 .

Współczynnik $K = 21,5$ jeśli temperatura jest wyrażona w $^{\circ}\text{C}$ lub $6,77$ gdy w $^{\circ}\text{F}$.

Właściwości wód złożowych zależą zarówno od ich składu mineralnego, jak i temperatury, w mniejszym stopniu od ciśnienia. W wielu publikacjach cytowane są wzory, najczęściej uzyskiwane na drodze badań laboratoryjnych, które wiążą ze sobą te parametry i silnie wpływają na zmiany gęstości, prędkości, rozchodzenia się fali podłużnej i modułów sprężystości. Wzrost stężenia soli rozpuszczonych w wodach wywołuje wzrost gęstości. Wykorzystując wyniki cytowane w szeregu publikacjach Batzle i Wang (1992) przytaczają relację aproksymowaną prostym wielomianem dla gęstości solanki w zależności od temperatury i ciśnienia:

$$\rho_w = 1 + 1 \cdot 10^{-6} \cdot (-80 \cdot T - 3,3 \cdot T^2 + 0,00175 \cdot T^3 + 489 \cdot P - 2 \cdot T \cdot P + 0,016 \cdot T^2 \cdot P - 13 \cdot 10^5 \cdot T^3 \cdot P - 0,333 \cdot P^2 - 0,002 \cdot T \cdot P^2) \quad [6]$$

$$\rho_{\text{SOL}} = \rho_w + S \cdot \{0,668 + 0,44 \cdot S + 1 \cdot 10^{-6} \cdot [300 \cdot P - 2400 \cdot P \cdot S + T \cdot (80 + 3 \cdot T - 3300 \cdot S - 13 \cdot P + 47 \cdot P \cdot S)]\} \quad [7]$$

gdzie :

ρ_w w $[g/cm^3]$; S jest zasoleniem wyrażonym w [ppm] dla chlorku sodu;
T w $[^\circ C]$ i P w [MPa]

Wartość prędkości fali podłużnej dla cieczy (wody i solanki) w postaci uproszczonego równania dostarcza Chen i in. (1978):

$$V_{SOL} = V_w + S \cdot (1170 - 9,6 \cdot T + 0,055 \cdot T^2 - 8,5 \cdot 10^{-5} \cdot T^3 + 2,6 \cdot P - 0,0029 \cdot T \cdot P - 0,0476 \cdot P^2) + S^{1,5} \cdot (780 - 10 \cdot P + 0,16 \cdot P^2) - 820 \cdot S^2 \quad [8]$$

gdzie:

V_w — prędkość dla wody jest opisana relacją cytowaną w pracy Millero i in. (1977) i Chen i in. (1978).

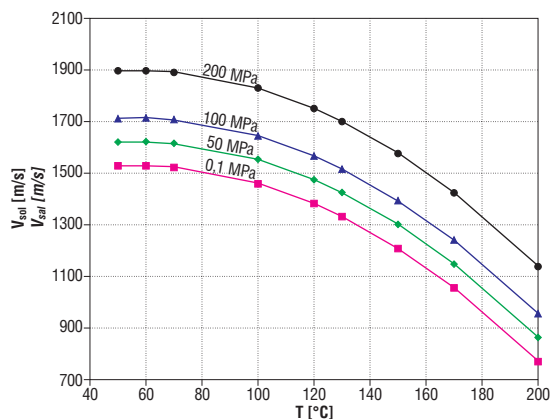
Wzór [8] opisywał zachowanie się czystej wody w temperaturze do $100^\circ C$ i ciśnienia do około 100 MPa. Millero i in. (1977) i Chen i in. (1978) wprowadzają korektę na zasolenie do 55 000 ppm, a Batzle i Wang (1992) aż do 150 000 ppm. Należy zaznaczyć, że w tej ostatniej publikacji przedstawione są równania z nieco innymi stałymi, które są dopasowane do dodatkowych danych laboratoryjnych. Niezależnie od cytowanych wyżej wzorów w publikacji Brechovskich (Bała, 1989) przedstawiony jest wzór otrzymany empirycznie dla prędkości fali podłużnej rozchodzącej się w wodach o zmiennym zasoleniu, a uwzględniający również ciśnienie i temperaturę:

$$V_{SOL} = 1410 + 4,21 \cdot T - 0,037 \cdot T^2 + 1,14 \cdot 10^{-3} \cdot S + 1,84 \cdot P \quad [9]$$

We wzorze tym P jest wyrażone w MPa, T w $^\circ C$, a zasolenie w kg/m^3 .

Na rycinie 4 są przedstawione zmiany prędkości w funkcji P i T obliczone według wyżej wymienionego wzoru dla zasolenia $S = 50 kg/m^3$ i ciśnień $P = 0,1 MPa, 50 MPa, 100 MPa$ i $200 MPa$ oraz w zakresie zmian temperatur od $50^\circ C$ do $200^\circ C$. Widać wyraźny wzrost prędkości V_{SOL} ze wzrostem ciśnienia i obniżanie się prędkości ze wzrostem temperatury. Zmiany zasolenia wywołują bardzo minimalne zmiany w zakresie przedstawionych temperatur i ciśnień według powyższego wzoru, chociaż obliczenia przy wykorzystaniu równań przedstawianych w pracy Chen i in. (1978) wskazują na dość istotny wpływ na prędkości V_{SOL} i moduły sprężystości (K_{SOL}), ale w zakresie bardzo dużych koncentracji soli (150 000 ppm i 300 000 ppm).

Lepkość solanki wykazuje zmiany z temperaturą ale stosunkowo mało zależy od ciśnienia, natomiast wzrost



Ryc. 4. Wykres zależności V_p w funkcji temperatury i ciśnienia dla wodnego roztworu o zasoleniu $S = 50 kg/m^3$. Obliczenia wykonano na podstawie wzoru [9]

Fig. 4. Compressional velocity of pore water as a function of temperature and pressure for constant salinity $S = 50 kg/m^3$. These values were calculated using equation [9]

zasolenia wpływa na podwyższenie się lepkości roztworu. Jednak te wnioski dotyczą znowu roztworów o bardzo dużych zasoleniach (100 000 ppm i 240 000 ppm).

Fazy mieszane — woda z gazem. Często w złożach, jak już było wcześniej wspomniane, występują ropy naftowe z rozpuszczonym gazem, jak również wody zawierające pewne domieszki gazu. Na rycinie 5 przedstawiono wykres zależności modułu sprężystości dla wody z gazem w funkcji zawartości gazu w solance. Wykorzystano do obliczeń wzory Kustera i Toksoza (Bała, 1989, 1998; Bała i in., 2001), które przechodzą w granicznym przypadku w równanie znane jako równanie Wooda.

$$\frac{1}{K_f} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{1-S_w}{K_g} \quad [10]$$

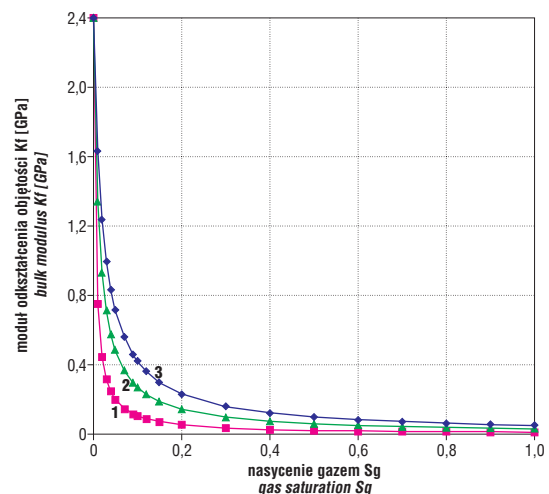
gdzie:

K_f — moduł odkształcenia objętości dla mieszaniny,

S_w — objętość wody w mieszaninie,

K_w, K_g — moduły odkształcenia objętości dla wody i gazu.

Jak widać, obecność nawet małej ilości gazu powoduje gwałtowne zmiany właściwości sprężystych mediów złożowych. Znacznie łagodniej wpływa na zmiany gęstości mieszaniny.



Ryc. 5. Zmiany modułu odkształcenia objętości medium porowego (K_f) w zależności od zawartości gazu (S_g) w solance, zadano następujące parametry dla gazu K_g : 1) 0,01 GPa, 2) 0,03 GPa, 3) 0,05 GPa, dla wody $K_w = 2,4 GPa$

Fig. 5. The bulk modulus of pore fluid (K_f) as a function of gas saturation (S_g) in the brine. The bulk modulus of gas (K_g): 1) 0.01 GPa, 2) 0.03 GPa, 3) 0.05 GPa and the bulk modulus of brine: $K_w = 2.4 GPa$

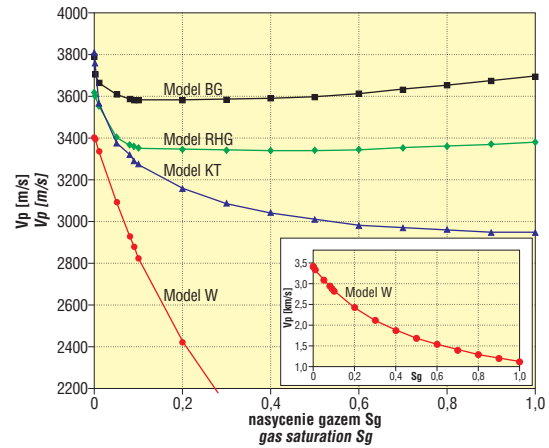
Zmiany V_p i V_s w funkcji nasycenia przestrzeni porowej wodą lub gazem

Właściwości fizyczne mediów złożowych wpływają w sposób istotny na właściwości skał zbiornikowych. Prędkości fal sprężystych w skałach zawierających węglowodory, w szczególności gaz, zmieniają się w stosunku do prędkości fal w skałach nasyconych wodami złożowymi. Potwierdzają to zarówno badania sejsmiczne wykorzystywane do lokalizacji złóż, jak również pomiary akustyczne w otworach wiertniczych z rejestracją pełnych obrazów falowych, a także badania laboratoryjne. Jednak obniżenie prędkości fal podłużnych, w mniejszym stopniu poprzecz-

nych, nie zależy tylko od objętości lotnych węglowodorów w przestrzeni porowej. Przekonano się, że nawet mała zawartość gazu dość gwałtownie obniża V_p . Czynnikiem, który również wpływa na kształtowanie się parametrów sprężystych w skałe gazonośnej jest sposób rozmieszczenia fazy gazowej w porach.

Wiele publikowanych prac przedstawia zależność prędkości fal, ich tłumienia, modułów sprężystości od wielkości nasycenia wodą i gazem, określonych na podstawie pomiarów laboratoryjnych oraz modeli teoretycznych. Zauważono, w trakcie badań na próbkach, znaczne różnice w zachowaniu się prędkości fal przy wzrastającym i malejącym nasyceniu próbek wodą. Przy rosnącym współczynniku zawodnienia (S_w) aż do około 80% (a tym samym malejącym nasyceniu powietrzem) prędkość V_p wykazywała niewielkie zmiany, natomiast w przedziale od 80% do 90% gwałtownie rosła. Jednak, gdy z tej samej próbki usuwano wodę, zachowanie się V_p było zupełnie odmienne. Obserwowano wyraźną „histerezę” prędkości w przedziale od 30%–90% (S_w). Przypuszczano więc, że przyczyną takiego kształtowania się parametrów sprężystych przy różnych technikach nasycania próbek wodą i powietrzem mogą być zmiany w geometrycznym rozkładzie fazy ciekłej i gazowej w porach skalnych (Domenico, 1976; Murphy, 1982). Obliczenia wykonane przy wykorzystaniu modeli teoretycznych ośrodków porowatych potwierdziły obserwacje laboratoryjne (Toksöz i in., 1976; Bała, 1989, 1991, 1994; Enders & Knight, 1989).

Obliczone zależności $V_p = f(S_g)$ dla piaskowca przy wykorzystaniu relacji Biota i Gassmanna (BG), szczególnie opisanej w pracach (Bała, 1989, 1998; Krief i in., 1990), Raymera, Hunta i Gardnera (RHG) (1980) oraz Wylliego (W) (Wyllie, 1956) przedstawiono na ryc. 6. Zastosowane modele należą do najbardziej znanych i są wykorzystywane (dwa ostatnie) w systemach komputerowych w interpretacji profilowań geofizyki otworowej. Parametrem krzywych jest współczynnik porowatości $\Phi = 0,25$. W przypadku modelu BG obserwuje się najpierw spadek V_p przy niewielkiej zawartości gazu ($S_g = 0,05$ – $0,1$), a następnie wzrost prędkości. Wartości V_p przy całkowitym nasyceniu gazem mogą nawet nieco przewyższać prędkości określone przy pełnym nasyceniu porów wodą. Przypadek ten ma miejsce tylko w skałach o bardzo niskich porowatościach. Zmiany prędkości fali S w funkcji nasycenia wodą i gazem są bardzo nieznaczne. Powoduje to obniżenie stosunku obu prędkości V_p/V_s , co może być potraktowane jako wskaźnik nasycenia gazem formacji skalnych (Tatham & Stoffa, 1976; Bała, 1988). Nieco inaczej zachowuje się $V_p = f(S_g)$ w modelu RHG. Początkowo również dość gwałtownie spada V_p ze wzrostem S_g , potem natomiast kształtuje się prawie na stałym poziomie. Model W daje ciągle, dość znaczne, w stosunku do



Ryc. 6. Wykres zależności $V_p = f(S_g)$ obliczonych na podstawie różnych relacji dla modelu piaskowca o porowatości $\Phi = 0,25$. Przy obliczeniach relacją KT zakładano rozkład przestrzeni porowej podany w tabeli 1 oraz przyjęto wariant, w którym dwie fazy (gaz i solanka) nie mieszają się wzajemnie, a mogą występować obok siebie np. gaz w postaci pęcherzyków w cieczy

Fig. 6. Compressional velocity as a function of gas saturation ($V_p = f(S_g)$) calculated for different theoretical models. Porosity of the sandstone $\Phi = 0.25$. The pore spectrum of the sandstone for the KT model is in table 1; it was assumed that gas in the brine occurred bubbles

poprzednich relacji, obniżanie się prędkości fal podłużnych w miarę narastania nasycenia gazem.

Obliczenia $V_p = f(S_g)$ wykonano również wykorzystując zmodyfikowane wzory Kustera i Toksöza (Bała, 1989, 1998) zakładając zmienne spectrum przestrzeni porowej (α_m) i $C(\alpha_m)$ (tab. 1). Przy estymowaniu przestrzeni porowej założono osiem typów porów o różnych α_m i $C(\alpha_m)$. Rozkład porów dla modelu piaskowca potwierdzają badania porozymetryczne. Uwzględniono również wariant w którym dwie fazy (woda i gaz) nie mieszają się wzajemnie, a mogą występować obok siebie np. gaz w postaci pęcherzyków w cieczy.

Charakterystyka warstw wybranych do modelowania.

Na podstawie opracowanych modeli prędkościowych, uzyskanych z profilowań akustycznych oraz wartości współczynników porowatości (Φ), współczynników nasycenia wodą (S_w) i gazem (S_g), zawartości frakcji ilastej (V_{sh}) i składu mineralnego (V_{ma}), określonych przy pomocy kompleksowej interpretacji danych geofizyki wiertniczej, wykonanej w ramach prac (Pietsch i in., 1998) w otworach R -1, 2, 3, 7, 8, 9, 27, 28, W-3 oraz K-3 opracowany został „syntetyczny” model ośrodka. W oparciu o uśredniony model prędkości (ryc. 7), wytypowano horyzonty zbiornikowe, z których mogła następować migracja lotnych węglowodorów ku powierzchni („kominy dyfuzyj-

Tab. 1. Parametry przyjęte do obliczeń dla warstwy piaskowca w modelu KT

Table 1. Parameters of sandstone taken for calculation in KT model

Model	Kma [GPa]	μ_m [GPa]	ρ_m [kg/m ³]	Współczynnik kształtu α_m	Koncentracja porów $C(\alpha_m)$	$\Sigma(C\alpha_m)[\Phi]$	Uwagi
piaskowiec	34,85	39,66	2650	1,0 0,1 0,0025 0,002 0,0015 0,001 0,0005 0,0001	0,18 0,069 0,0001 0,0001 0,00015 0,0002 0,0001 0,00002	0,25	α_m i $C(\alpha_m)$ podobny do piaskowców Boisse (Toksöz i in., 1976)

ne”). Takie zjawiska mogą powodować powstanie powierzchniowych anomalnych pól geochemicznych nad niektórymi złożami, jak również mają wpływ na obraz pól falowych i są przyczyną powstawania anomalii sejsmicznych (Pietsch & Bała, 1996).

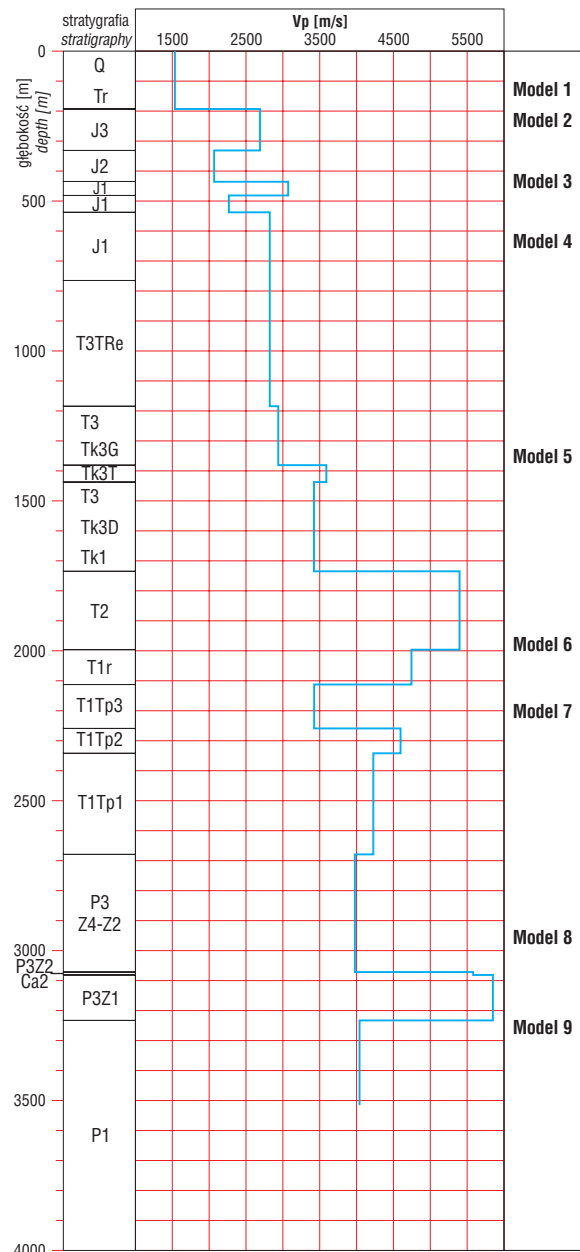
Do poziomów o najlepszych parametrach zbiornikowych (najbardziej porowatych i równocześnie o najmniejszej zawartości frakcji ilastej) zaliczyć można trzeciorzędowe piaski i żwiry (Tr), wapienie górnej jury (J3), dwa poziomy piaskowce dolnej jury (J1), piaskowiec „trzciniowy” (T3, Tk3T), utwory retu (T1 Ret) oraz warstwę piaskowca dolnego pstrego piaskowca (T1 Tp). Dolomit główny, poziom nasycony węglowodorami w badanych otworach, charakteryzuje się zmienną porowatością (1–15,9%) i zailnieniem (8–48%). Skały wymienione powyżej, o najlepszych własnościach zbiornikowych, stanowią potencjalne poziomy kumulujące gaz migrujący wzdłuż uskoków i poprzez przestrzeń porową ośrodka skalnego.

W wytypowanych horyzontach zbiornikowych badano charakter zmian prędkości fal podłużnych i poprzecznych w zależności od zmian nasycenia gazem. Po wykonaniu szczegółowej analizy różnych modeli teoretycznych zdecydowano się stosować relacje Kustera i Toksöza, które wykazują zmiany V_p już przy bardzo niskim, rzędu kilku %, nasyceniu gazem przestrzeni porowej skał.

Przy wykorzystaniu profilowań akustycznych w problemach sejsmiki należy sobie zdawać sprawę z tego, z jakiej objętości skały dostarczana jest informacja z PA. Przy pomiarze sondą BHC lub SPAK profilowanie akustyczne bada strefę bliską, przy otworową, zmienioną najczęściej procesami wiercenia i filtracją płuczki do warstwy, spowodowaną przewyższeniem ciśnienia hydrostatycznego w stosunku do złożowego. Tylko sonda długa LSS firmy Halliburton pozwala na badanie strefy nieco dalej, która może odpowiadać niezmięnionej części skały.

W związku z tym, przy badaniu zmian prędkości spowodowanych obecnością gazu należało się zastanowić nad problemem jaka objętość węglowodorów pozostaje w strefie bliskiej, przemytej. Jest to najczęściej frakcja węglowodorów nieruchomych, zatrzymana w złożu na skutek działania sił kapilarnych. W zależności od składu mineralnego skał, a więc od obecności różnych minerałów skałotwórczych, mogą one wykazywać własności hydrofilowe bądź hydrofobowe. W skałach hydrofilowych o porowatości mniejszej od 15% i przy przepuszczalności od kilku do około 100 mD objętość węglowodorów płynnych kształtuje się na poziomie od 10%–20% dla ropy lekkiej do 20%–30% dla ropy o dużym ciężarze objętościowym. Przy porowatościach $\Phi > 15\%$ nasycenie ropą zawiera się między 20% a 30% (dla skał wykazujących właściwości hydrofobowe zależność objętości węglowodorów nieruchomych i ruchomych od przepuszczalności i porowatości w strefie bliskiej jest bardziej skomplikowana). Dla węglowodorów gazowych resztkowe nasycenie gazem w strefie przemytej jest zawsze wyższe niż dla ropy. Przy komplek-

sowej interpretacji profilowań geofizyki wiertniczej przyjmuje się na ogół (firmy takie jak: Schlumberger, Halliburton, Dresser Atlas i inne) nasycenie gazem w tej strefie równe 20% do 30%. Ilość ropy czy gazu pozostających w porach strefy przemytej jest uzależniona również od kształtu porów, ich połączenia i krętości, zależą więc od konfiguracji przestrzeni porowej. Parametry te wpływają



Ryc. 7. Wykres zależności uśrednionej prędkości warstwowej w funkcji głębokości dla syntetycznego modelu złoża „R”

Fig. 7. The plot of average velocities as a function of depth for the synthetic model of hydrocarbon reservoir in region "R"

Tab. 2. Wartości modułów K i μ oraz gęstości ρ dla szkieletu piaskowca, wapienia i dolomitu, materiału ilastego oraz mediów złożowych przyjęte do obliczeń

Table 2. Bulk and shear moduli and densities for the matrix of sandstone, limestone and dolomite and shale and pore fluid

Piaskowiec	Wapień	Dolomit	Materiał ilasty	Solanka	Gaz
$K_{ma} = 34,85$ GPa	$K_{ma} = 76,08$ GPa	$K_{ma} = 83,00$ GPa	$K_{sh} = 17,00$ GPa	$K_f = 2,40$ GPa	$K_g = 0,05$ GPa
$\mu_{ma} = 39,66$ GPa	$\mu_{ma} = 31,77$ GPa	$\mu_{ma} = 42,10$ GPa	$\mu_{sh} = 6,90$ GPa	$\mu_f = 0,00$ GPa	$\mu_g = 0,00$ GPa
$\rho_{ma} = 2650$ kg/m ³	$\rho_{ma} = 2710$ kg/m ³	$\rho_{ma} = 2870$ kg/m ³	$\rho_{sh} = 2450$ kg/m ³	$\rho_f = 1030$ kg/m ³	$\rho_g = 100$ kg/m ³

bardzo silnie na przepuszczalność skały. Obecność materiału ilastego ma również silny wpływ na własności akumulacyjne i filtracyjne skał, co w sposób ewidentny zmienia ich parametry sprężyste.

Modelowanie przestrzeni porowej skał i dobór parametrów modelu. Dla wytypowanych warstw — modeli wykonano, w pierwszej kolejności, obliczenia związane z doбором odpowiednich „rozkładów” przestrzeni porowej: współczynnika kształtu porów α_m i ich koncentracji c (α_m). Współczynnik kształtu porów α_m określa w modelu K-T pory elipsoidalne o pewnym spłaszczeniu wyrażonym jako stosunek półosi mniejszej do większej (a/b), natomiast koncentracja porów $C(\alpha_m)$ jest związana z porowatością skały w następujący sposób:

$$\sum_{m=1}^M C(\alpha_m) = \Phi \quad (m=1 \dots M)$$

gdzie:

M — ilość różnych współczynników kształtu porów.

Przy modelowaniu przestrzeni porowej w poszczególnych warstwach uwzględniano zarówno wyniki pomiarów laboratoryjnych, jak i danych geofizycznych. Oparto się na:

□ szczegółowej analizie wyników porozymetrycznych wykonanych na rdzeniach pochodzących z otworów danej struktury, stratygrafii i litologii oraz zastosowania analizy fraktalnej do wyrażenia wymiarów „fraktalnych”, charakteryzujących w sposób syntetyczny wykształcenie przestrzeni porowej (Such, 1998),

□ badaniu relacji pomiędzy wielkością przestrzeni porowej (Φ), a obecnością materiału ilastego określonego na podstawie profilowania gamma. Próbowano znaleźć relację między wielkością porów i zawartością materiału ilastego, bowiem obecność frakcji ilastej powoduje zmniejszanie się przestrzeni porowej,

□ dopasowaniu iteracyjnym spektrów porowych $C(\alpha_m)$ i α_m określonych dla poszczególnych modeli, dla których uzyskano najlepszą zgodność obliczonej prędkości fali podłużnej V_p z wartością pomierzoną z profilowania akustycznego, przy zadanych parametrach wyinterpretowanych z profilowań geofizyki otworowej (V_{sh} , Φ).

Na końcu spektrum porowe określano korzystając z relacji Kustera i Toksôza (model K-T), wykonując kolejne iteracje obliczeniowe. W pierwszej iteracji przyjmowano najprostszy rozkład porów $C(\alpha_m)$ równy całkowitej porowatości. Za kryterium poprawności doboru „rozkładu” (α_m) oraz $C(\alpha_m)$ przyjęto zgodność obliczonej prędkości fali podłużnej V_p , przy zadanym nasyceniu porów wodą złożową i minimalnym nasyceniu gazem, z wartościami wyinterpretowanymi z profilowania akustycznego, dla danych uśrednionych parametrów warstw. Najdrobniejsze pory (<5 mm) występujące w modelach są związane z frakcją ilastą. Obecność minimalnych nasycen gazem przyjęto, jako możliwe, przy jego ewentualnej migracji z dolnych poziomów dolomitu głównego.

Warianty obliczeniowe uwzględniały obecność materiału ilastego (V_{sh}) w warstwach modelach. Przy obliczeniach wstępnych zakładano, że materiał ilasty występuje

Tab. 3. Tabelaryczne zestawienie parametrów stosowanych do obliczeń dla wybranych horyzontów przy wykorzystaniu modelu KT

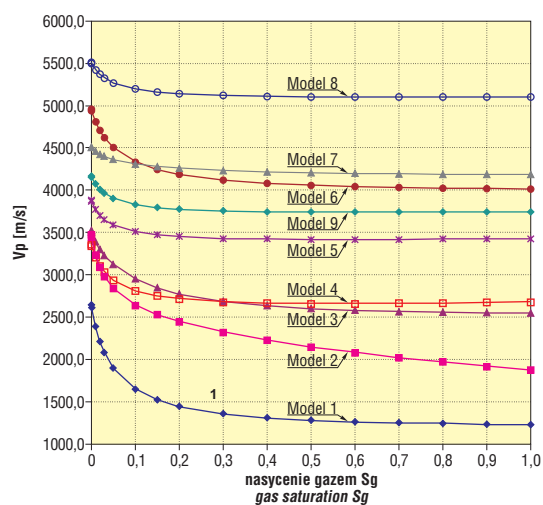
Table 3. Parameters used to calculation for the chosen horizons using KT theoretical model

Horyzonty Modele	Parametry otrzymane z profilowań geofizyki wiertniczej			Parametry szkieletowe wprowadzane do modelu KT			Spektrum porowe	
	Φ wart. śred. min.-maks.	V_{sh} wart. śred. min.-maks.	V_p [m/s]	K_{ma} [GPa]	μ_{ma} [GPa]	ρ_{ma} [g/cm ³] ρ_{sh} [g/cm ³]	α_m $\alpha_{(sh)}$	$C[\alpha_{(m)}]$ $C\alpha_{(sh)}$
Model 1 Tr — piaski zailone	0,197 0,95–0,27	0,253 0,16–0,50	1900	30,35	31,022	2600	0,3 0,05 0,5	0,09 0,007 0,253
Model 2 J3 — wapień, wap. margl. ilowce	0,122 0,02–0,238	0,275 0,15–0,33	2840 2195–5210	64,85	24,93	26399 245 0	0,1 0,05 0,001	0,04 0,002 0,001
Model 3 J1 — piaskowce	0,208 0,147–0,238	0,08 0,05–0,12	3125 2675–3970	33,42	37,039	2634 245 0	0,2 0,0095	0,22 0,008
Model 4 J1 — piaskowce, p-ce z wkł. ilowców	0,21 0,127–0,24	0,146 0,11–0,21	2940 2770–3095	32,24	34,88	2620 245 0	0,185 0,04 0,01	0,185 0,024 0,001
Model 5 T3Tk3T — piaskowiec	0,105 0,02–0,183	0,282 0,20–0,47	3580 3205–3905	29,82	30,42	2594 2450	0,1 0,01	0,104 0,001
Model 6 T1r (ret) — wapień z wkł. ilowca	0,05 0,0–0,11	0,20 0,09–0,32	4505 3095–5210	64,264	26,80	2698 265 0	0,15 0,0175	0,04 0,01
Model 7 T1Tp2 — piaskowce, mułowce	0,0316 0,0–0,103	0,323 0,22–0,38	4365 3400–6060	29,093	29,79	2650 265 0	0,08 0,006	0,0303 0,0011
Model 8 P3Z2Ca2 — dolomit	0,085 0,01–0,159	0,273 0,08–0,58 zał: 0.1	5130 4000–5990	76,41	38,58	2848 265 0	0,22 0,02	0,08 0,005
Model 9 P1 — piaskowce	0,071 0,02–0,167	0,264 0,12–0,53	3905 3390–4200	33,13	31,011	2650 265 0	0,1 0,035	0,06 0,011

obok matrycy skalnej. W drugim wariancie zailenia, charakterystycznym najczęściej przy dużej zawartości materiału ilastego, uwzględniano obecność frakcji ilastej w przestrzeniach porowych (Bała, 1989).

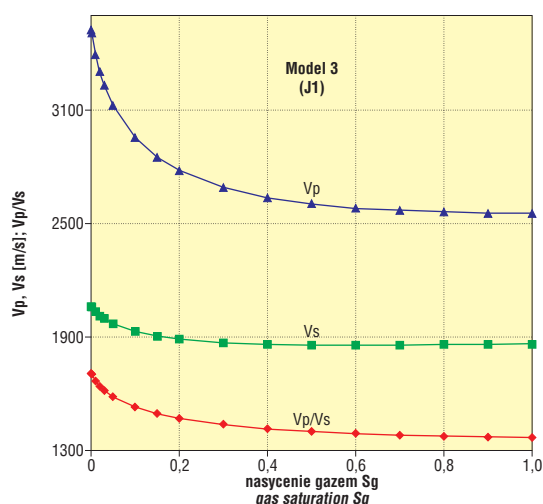
Wartości stałych szkieletowych — modułu odkształcenia objętości (K_{ma}), modułu odkształcenia postaci (μ_{ma}) oraz gęstości (ρ_{ma}) dla szkieletu (matrycy) piaskowca, wapienia i dolomitu oraz materiału ilastego (K_{sh} , μ_{sh} , r_{sh}) i mediów złożowych (solanka — K_w , μ_w , r_w), gaz — K_g , μ_g , r_g) przyjęto zgodnie z pracami (Toksöz i in., 1976; Bała, 1989; Eastwood & Castagna, 1983; Krief i in., 1989) i zamieszczono w tabeli 2. Przy wprowadzaniu parametrów wejściowych dotyczących faz — mediów złożowych uwzględniano sugestie zawarte w rozdziale 2.

Zmiany prędkości fali podłużnej P jako funkcję różnego nasycenia gazem i solanką modelowano uwzględniając wariant nasycenia, który zakłada że dwie fazy (solanka i gaz) nie mieszają się wzajemnie, a mogą występować



Ryc. 8. Wykres zmian prędkości fali podłużnej w funkcji nasycenia przestrzeni porowej gazem i solanką dla wybranych warstw z rejonu „R” przy wykorzystaniu modelu KT

Fig. 8. Compressional velocities as a function of gas and water saturation of pore space of rocks for the chosen horizons in region „R” using KT model



Ryc. 9. Wykres zależności V_p i V_s oraz V_p/V_s w funkcji nasycenia gazem S_g dla warstwy J1

Fig. 9. V_p , V_s and V_p/V_s ratio as a function of gas saturation for the horizon J1

obok siebie np. gaz w postaci pęcherzyków w cieczy. W tym wariancie, obserwuje się dość gwałtowne zmiany V_p przy małym nasyceniu gazem. Poprawność przyjętego rozkładu parametrów (α_m) oraz $C(\alpha_m)$ była uwarunkowana dodatkimi wartościami współczynnika Poissona ν , uzyskanymi przy założeniu nawet całkowitego nasycenia porów modelem gazem ($S_g = 100\%$). W kolejnej tabeli 3 przedstawiono, dla poszczególnych warstw — modeli, parametry uwzględniane przy obliczeniach zależności $V_p = f(\Phi, V_{sh}, S_w, S_g)$ przy wykorzystaniu relacji Kustera i Toksöza. Podano uzyskane spektra przestrzeni porowej dla (α_m) oraz $C(\alpha_m)$, dla których otrzymano najlepszą zgodność obliczonej prędkości fali P z wartością wyinterpretowaną z profilowania akustycznego. Poprawność przyjętego rozkładu parametrów (α_m) oraz $C(\alpha_m)$ była uwarunkowana dodatkimi wartościami współczynnika Poissona ν , uzyskanymi przy założeniu nawet całkowitego nasycenia porów modelem gazem ($S_g = 100\%$), oraz wartościami prędkości V_p , przy nasyceniu wodą w 90%–95%. Założono, że nasycenie gazem w strefie, którą bada profilowanie akustyczne może wynosić od 5–10%. W omawianych tabelach zamieszczono również wartości parametrów szkieletowych wynikających z uwzględnienia frakcji ilastej w szkielecie matrycy skalnej.

Na rycinie 8 przedstawiono obliczone zależności $V_p = f(S_w, S_g)$ dla dziewięciu modeli. Charakter obniżania się prędkości ze wzrostem nasycenia gazem jest podobny prawie we wszystkich przypadkach. Obserwuje się najpierw dość znaczne obniżenie V_p przy wzroście nasycenia S_g od ułamków % do mniej więcej 10%, potem V_p maleje bardzo nieznacznie przy wzroście nasycenia powyżej 10%. Największe zmiany dają się zauważyć w modelach od 1 do 4, których porowatości są dość duże. Znaczną trudność w obliczeniach sprawił model 1, w którym nie dysponowano rzeczywistymi wartościami prędkości z profilowania akustycznego (brak pomiarów PA w górnych odcinkach wszystkich interpretowanych otworów) i którą przyjęto charakterystyczną dla skał rozluźnionych.

Aby uzyskać wyniki spełniające przyjęte w modelowaniu kryteria należało założyć w niektórych warstwach obecność frakcji ilastej w przestrzeni porowej skały (modele 1, 2, 3). Dla modelu 8 — dolomitu głównego, założono nieco niższe zailenie ($V_{sh} = 0,1$), a nie jak to wynikało ze średniej arytmetycznej obliczonej dla poziomów Ca2 ze wszystkich otworów. Również, w odróżnieniu od innych warstw modelowych, obliczenia wykonano przy nasyceniu gazem $S_g = 0,2$, uznając horyzont ten za nasyceny węglowodorami lotnymi, w którym w strefie przemętej może występować aż 20–30% gazu i z którego możliwa jest ewentualna migracja gazu do wyższych poziomów.

Na ryc. 9 przedstawiono dla przykładu obliczone krzywe zależności V_p , V_s oraz V_p/V_s w funkcji nasycenia wodą i gazem dla modelu piaskowca odpowiadającego warstwie J1 (model 3). Zmiany V_p są znacznie większe w zakresie nasycenia gazem S_g od 0,001 do 0,3 niż dla V_s , dla których zmiany prędkości ze wzrostem objętości gazu w porach skał są bardzo nieznaczne. Powoduje to obniżanie się stosunku obu prędkości V_p/V_s ze wzrostem nasycenia gazem od 1,71 przy pełnym nasyceniu wodą do 1,36 przy 100% nasyceniu gazem. Takie zachowanie się V_p/V_s (jak również anomalnie niska wartość współczynnika Poissona zależna od tego stosunku) może być potraktowane jako istotny wskaźnik nasycenia gazem formacji skalnych (Tatham & Stoffa, 1976; Bała, 1988).

Podsumowanie wyników i wnioski końcowe

Wyniki modelowań przedstawione powyżej potwierdzają, że obecność gazu w przestrzeni porowej wpływa zasadniczo na zmianę parametrów sprężystych ośrodków porowatych, a w szczególności na prędkości propagacji fal podłużnych, znacznie mniej wpływa na V_s .

□ Niewielkie zawartości gazu w przestrzeniach porowych horyzontów zbiornikowych mogą w znacznym stopniu obniżyć prędkości fal P, a tym samym zaburzyć obraz falowy rejestrowany w pomiarach sejsmicznych. Prędkości fali podłużnej w zależności od nasycenia porów gazem i wodą dla zróżnicowanych współczynników porowatości skał i zmiennego zailenia potwierdzają przypuszczenie o dużym wpływie nawet niewielkiej obecności gazu. Znacznie mniejszy wpływ wywiera natomiast na prędkość fali poprzecznej (V_s). W przypadku nasycenia porów gazem stosunek V_p/V_s obniża się dość znacznie i może być traktowany jako istotny wskaźnik obecności lotnych węglowodorów.

□ Czynnikiem, bardzo istotnie wpływającym na prędkości fal, jest sposób rozmieszczenia fazy gazowej w porach skalnych. Model Kustera i Toksöza z wariantem zmiennego nasycenia porów dwoma fazami (wodną i gazową) nie mieszającymi się wzajemnie daje najbardziej prawdopodobne wyniki przy modelowaniach złóż węglowodorów.

□ 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 projektów badawczych nr 9 T12B010 11 i nr 8 T12B046 20.

Literatura

BATZLE M. & WANG Z. 1992 — Seismic properties of pore fluid. *Geophysics*, 57: 1396–1408.
 BAŁA M. 1988 — V_p/V_s jako wskaźnik litologii skał, ich porowatości oraz nasycenia węglowodorami. IV Krajowa Konfer. Nauk. Techn. z zakresu Geof. Wiert. Dżonków.
 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: 1–167.
 BAŁA M. 1991 — Określenie zależności między modułem Younga i współczynnikiem Poissona a parametrami zbiornikowymi i strukturalnymi górotworu — model teoretyczny. *Mater. III Krajowej Konfer. Nauk.-Tech.*, II, Jaworze.
 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. 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 — 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.

BEGGS H.D. & ROBINSON J.R. 1975 — Estimating the viscosity of crude oil systems. *Jour. Petr. Tech.*, 27: 1140–1141.
 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: 168–19.
 CLARK V. 1992 — The properties of oil under in-situ conditions and its effect on seismic properties of rocks. *Geophysics*, 57: 894–901.
 MCCAIN W.D. 1973 — Properties of petroleum fluids. *Petroleum Publ. Co.*
 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.
 CHEN C.T., CHEN L.S. & MILLERO F.J. 1978 — Speed of sound in NaCl, MgCl₂, Na₂SO₄ and MgSO₄ aqueous solution as function concentration, temperature and pressure. *Jour. Acoust. Soc. Am.*, 63: 1795–1800.
 O'CONNEL R.J. & BUDIANSKY B. 1974 — Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *Jour. Geophys. Res.*, 79: 5412–5426.
 DOMENICO S.N. 1976 — Effect of brine — gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, 41: 882–894.
 EASTWOOD R.L. & CASTAGNA J.P. 1983 — Basic for interpretation of V_p/V_s ration in complex lithologies. 24-th Ann. Log Sympos. June 27–30, SPWLA, Calgary, Alberta, Canada.
 ENDERS A.L. & KNIGHT R. 1989 — The effect microscopic fluid distribution on elastic wave velocities. *The Log Analyst*, 30: 437–445.
 GASSMANN F. 1951 — Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*, 16: 673–685.
Halliburton Log Interpretation Charts, 1991
 JONES T.D. 1986 — Pore fluids and frequency-dependant wave propagation in rocks. *Geophysics*, 51: 1939–1953.
 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.
 MURPHY W.F. 1982 — Effect of partial water saturation on attenuation of Massilon sandstone and Vycor porous glass. *Jour. Acoustic Soc. Am.*, 71: 1458–1468.
 MAVKO G. & JIZBA D. 1991 — Estimating grain-scale fluid effects on velocity dispersion in rocks. *Geophysics*, 56: 1940–1949.
 MILLERO F.J., WARD G.K. & CHETIRKIN P.V. 1977 — Relative sound velocities of sea salts at 25°C. *Jour. Acoust. Soc. Am.*, 61: 1492–1498.
 LEVORSEN A.I. 1972 — Geologia ropy naftowej i gazu ziemnego. *Wyd. Geol.*
 PIETSCH K., BAŁA M., JAROSIŃSKI M., JARZYNA J. & STRZELSKI W. 1998 — Badania anomalii sejsmicznych i geochemicznych w strefach pionowej migracji gazu. Projekt badawczy KBN, nr 9 T12B010 11.
 PIETSCH K. & BAŁA M. 1996 — Badania anomalii sejsmicznych w strefach pionowej migracji gazu. *Prz. Geol.*, 44: 675–683.
 RAYMER L.L., HUNT E.R. & GARDNER J.S. 1980 — An improved sonic transit time to porosity transform. 21-st SPWLA, July 8–11.
 THOMAS L.K., HANKINSON R.W. & PHILIPS K.A. 1970 — Determination of acoustic velocities for natural gas. *Jour. Petr. Tech.*, 22: 889–892.
Schlumberger Log Interpretation Charts, 1990.
 SUCH P. 1998 — Analiza fraktalnej struktury przestrzeni porowej przy wykorzystaniu ciśnień kapilarnych otrzymanywanych metodą porozymetrii rteciowej. *Prz. Geol.*, 46: 1186–1190.
 TATHAM R.H. & STOFFA P.L. 1976 — V_p/V_s a potential hydrocarbon indicator. *Geophysics*, 41: 837–849.
 TOKSÓZ M.N., CHENG C.H. & TIMUR A. 1976 — Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, 41: 621–645.
 WANG Z. & NUR A. 1986 — The effect of temperature on the seismic wave velocities in rocks saturated with hydrocarbons. *Soc. Petr. Eng. (SPE) paper 15646*, Proc. 61-st Soc. Petr. Tech. Conf.
 WANG Z., BATZLE M. & NUR A. 1990 — Effect of different pore fluids on seismic velocities in rocks. *Can. Jour. Expl. Geophys.*, 26: 104–112.
 WYLLIE R.J., GREGORY A.R. & GARDNER L.W. 1956 — Elastic wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media.
 XU S. & WHITE R. 1995 — Poro-elasticity of clastic rocks: unified model. *SPWLA 36th Annual Logging Symp.*, June, paper V.