

Jolanta Klaja

Institut Nafty i Gazu

Wykorzystanie zjawiska samodyfuzji protonów do wyznaczania przepuszczalności skał

Pomiary PFG-NMR (*pulsed-field gradient nuclear magnetic resonance*) na próbkach skał nasyconych solanką dostarczają ważnych informacji na temat geometrii struktury porowej. Obserwacje samodyfuzji protonów umożliwiła sekwencja pomiarowa PFGS oparta na echu stymulowanym. Badania zrealizowano dla trzynastu próbek piaskowców nasyconych solanką 50 g/l. Wyniki pomiarów dyfuzyjnych wykorzystano do opracowania modeli matematycznych umożliwiających szacowanie przepuszczalności skał.

Słowa kluczowe: magnetyczny rezonans jądrowy, współczynnik samodyfuzji, przepuszczalność, piaskowce.

The use of the self-diffusion of protons phenomena to determine the permeability of rocks

Self-diffusion stimulated echo PFG-NMR measurements of brine saturated rock samples yield important information about pore structure geometry. Measurements were conducted on 13 sandstone samples saturated with 50 g/l brine. The results of the diffusion measurements were used for the development of mathematical models to allow the estimation of rock permeability.

Key words: Nuclear Magnetic Resonance, self-diffusion coefficient, permeability, sandstones.

Wprowadzenie

Badanie przepływów płynów złożowych wymaga znajomości parametrów charakteryzujących geometrię przestrzeni porowej skał. Wykorzystanie w metodzie magnetycznego rezonansu jądrowego pomiaru samodyfuzji¹ protonów zawartych w jednorodnym płynie wypełniającym przestrzeń porową skały pozwala wyznaczyć wielkości związane z geometrią porów, tj. stosunek powierzchni porów do ich objętości (S/V_p) i krętość porów (T_{diff}). Parametry te są bardzo istotne w modelowaniu przepływów płynów złożowych i prawidłowej eksploatacji złóż węglowodorów [17]. Pomiar samodyfuzji wykonywany jest przy użyciu gradientu pola magnetycznego, który pozwala zaobserwować wpływ rozmiaru porów na współczynnik samodyfuzji D [6, 14]. W Laboratorium Geofizycznych Parametrów Skał i Płynów Złożowych INiG w Krakowie uruchomiono w 2008 r. sekwencję pomiarową umożliwiającą obserwację

dyfuzji protonów ograniczonej wielkością porów oraz wykonano badania pilotażowe, w trakcie których wyznaczono wielkość stosunku objętości do powierzchni porów dla piaskowców o zróżnicowanej budowie przestrzeni porowej [6]. Uzyskane wyniki potwierdziły możliwość wykonywania tego typu pomiarów na posiadanym sprzęcie (spektrometr Maran 7 – częstość rezonansowa precesji protonów 7,9 MHz). W następnym etapie prac nad wykorzystaniem zjawiska samodyfuzji w badaniach skał zastosowano pomiar samodyfuzji protonów do wyznaczania krętości porów [7]. Celem badań przedstawionych w niniejszym artykule było zastosowanie pomiaru samodyfuzji protonów ograniczonej wielkością porów do szacowania przepuszczalności skał, jednego z najważniejszych parametrów, który ma decydujące znaczenie w ocenie zdolności produkcyjnych skał zbiornikowych.

Większość zależności stosowanych w badaniach przepływów mediów złożowych w skałach bazuje na równaniu Kozeny-Carmana [9]:

¹W pracy dla zjawiska samodyfuzji stosowano zamiennie termin „dyfuzja”.

$$K_{pr} = \frac{K_p R_h^2}{fT} = \frac{K_p}{fT(S/V_p)^2} \quad (1)$$

gdzie:

K_p – porowatość,

R_h – promień hydrauliczny, definiowany jako V_p/S ,

f – współczynnik kształtu kanałów porowych (wielkość niemianowana przyjmująca wartości z zakresu od 1,7 do 3),

T – krętość porów.

Zależność (1) przedstawiana jest również jako [8]:

$$K_{pr} = \frac{CK_p d^3}{k^2(S/V_p)^2} \quad (2)$$

gdzie:

$K_{p,d}$ – porowatość dynamiczna,

C – stała związana z kształtem poprzecznego przekroju kanałów porowych,

k – współczynnik krętości porów.

Riepe [10], bazując na zależności Kozeny-Carmana, uzyskał wzór [5, 10]:

$$K_{pr} = \frac{K_p}{2T \cdot (S/V_p)^2} \quad (3)$$

Zależności te wskazują, że parametry związane z geometrią porów mają bezpośredni wpływ na wielkość przepuszczalności.

Podstawy teoretyczne metody PFG-NMR

Zjawisko dyfuzji protonów w jednorodnym płynie wypełniającym por opisuje równanie Mitry [14]:

$$\frac{D(t_{obs})}{D_0} \approx 1 - \frac{4}{9\sqrt{\pi}} \sqrt{D_0 t_{obs}} \frac{S}{V_p} \quad (7)$$

gdzie:

$D(t_{obs})$ – współczynnik samodyfuzji zależny od czasu obserwacji t_{obs} [mm²/s],

D_0 – współczynnik samodyfuzji dyfuzji objętościowej (samodyfuzja w objętości płynu, nieograniczona) [mm²/s],

t_{obs} – czas obserwacji [s],

S – powierzchnia poru [m²],

V_p – objętość poru [m³].

Z powyższego wzoru wynika, że mierzony współczynnik dyfuzji w ośrodku porowym zależy od czasu obserwacji. Na rysunku 1 przedstawiono poglądowo, jak zmienia się proces dyfuzji w czasie dla pojedynczego poru. Rysunek 1a odnosi się do bardzo krótkich czasów dyfuzji, w których cząsteczki nie osiągają ścian poru. Wówczas średnie prze-

Na bazie wzoru Kozeny-Carmana powstało wiele innych zależności. Zespół Sena [12] prowadził badania na 100 próbkach piaskowcowych, wykorzystując do szacowania przepuszczalności pojemność wymiany kationowej Q_v , czas relaksacji podłużnej T_1 i stosunek powierzchni porów do ich objętości S/V_p , wyznaczony metodą adsorpcji:

$$K_{pr} = 10^{6,59} (K_p^m V_p/S)^{2,08}, R = 0,90 \quad (4)$$

$$K_{pr} = 10^{2,65} (K_p^m/Q_v)^{2,11}, R = 0,79 \quad (5)$$

$$K_{pr} = 10 - 0,1(K_p^m T_1)^{2,15}, R = 0,94 \quad (6)$$

gdzie:

K_p – porowatość,

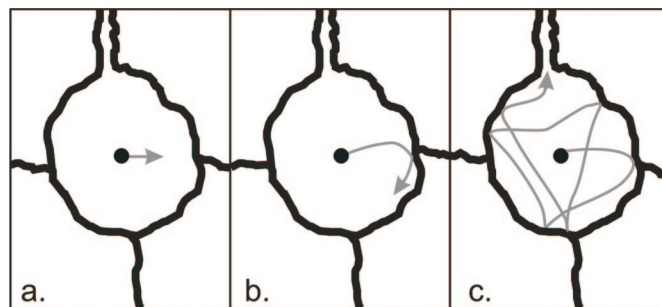
m – wskaźnik struktury porowej.

Zespół Borgii [2] uwzględnił w badaniach parametry S/V_p i T_1 , uzyskując najlepsze korelacje przepuszczalności z $[K_p^4 \cdot (V_p/S)^2]^{0,76}$ oraz $(K_p^4 T_1^2)^{0,72}$.

Badania wykonane przez oba zespoły wykazały, że przepuszczalność koreluje dobrze z parametrem S/V_p , jeżeli model uwzględnia wielkości: K_p^4 lub K_p^m , gdzie m – wskaźnik struktury porowej [9].

Powyższe doświadczenia wykorzystano w procesie konstruowania modeli matematycznych umożliwiających szacowanie przepuszczalności piaskowców przy uwzględnieniu parametrów związanych z geometrią przestrzeni porowej wyznaczonych metodą PFG-NMR.

mieszczenie molekuł jest mniejsze od rozmiaru poru i dyfuzja pozostaje nieograniczona. Rysunek 1b prezentuje proces dyfuzji obserwowany w krótkim czasie, w którym molekuly docierają do ścian poru. Część c rysunku 1 przedstawia ten sam por po długim czasie dyfuzji – molekula może wtedy wyjść na zewnątrz poru i przemieścić się w obrębie matrycy skalnej.



Rys. 1. Dyfuzja molekuly w przestrzeni poru

a – dyfuzja w objętości płynu (nieograniczona), b – dyfuzja ograniczona wielkością poru (początkowa faza zjawiska), c – dyfuzja ograniczona dla długich czasów obserwacji

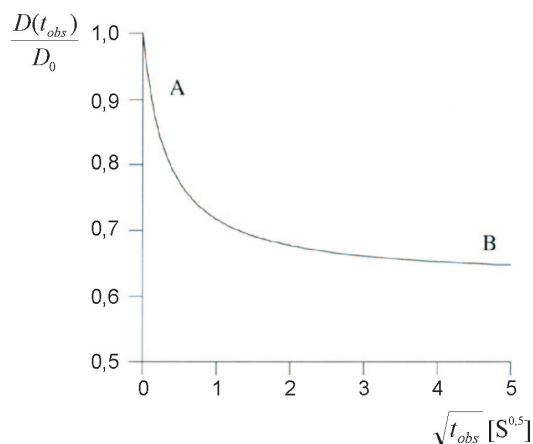
Analizując równanie Mitry (7), łatwo zauważyć, że dla bardzo krótkich czasów obserwacji współczynnik samodyfuzji D osiąga wartość bliską D_0 {dla $t_{obs} \approx 0$ $D(t_{obs}) = D_0$ }. Wraz ze wzrostem czasu obserwacji współczynnik D maleje, przy czym proces ten zależy od geometrii porów:

- dla krótkich czasów obserwacji D maleje względem D_0 proporcjonalnie do wielkości określonej stosunkiem $\frac{S}{V_p}$ (S – powierzchnia porów, V_p – objętość porów) oraz do wielkości: $\sqrt{D_0 t_{obs}}$ (7),
- dla długich czasów obserwacji molekuly penetrują połączenia pomiędzy porami [13], wówczas $\frac{D(t_{obs})}{D_0}$ zmierza asymptotycznie do wartości równej odwrotności krętości, $\frac{1}{T_{diff}}$ (rysunek 2):

$$\lim_{t \rightarrow \infty} \frac{D(t_{obs})}{D_0} = \frac{1}{T_{diff}} \quad (8)$$

Na rysunku 2 zaprezentowano przykład wyniku pomiaru dyfuzji dla medium porowego, gdzie wyznaczoną wielkość współczynników dyfuzji $\frac{D(t_{obs})}{D_0}$ odniesiono do pierwiastka

kwadratowego czasu obserwacji ($\sqrt{t_{obs}}$) [4]. Część A wykresu (pomiar samodyfuzji dla krótkich czasów obserwacji) pozwala wyznaczyć parametr $\frac{S}{V_p}$ (7), natomiast część B wykorzystuje się do wyznaczenia krętości porów (8).



Rys. 2. Przykład wyniku pomiaru samodyfuzji dla płynu porowego. Nachylenie krzywej w zakresie krótkich czasów obserwacji (A) dostarcza informacji o wielkości parametru S/V_p , wartość osiągnięta w części B jest odwrotnością krętości T_{diff} [4]

Wykonane badania

W artykule przedstawiono wyniki badań wykonanych dla trzynastu piaskowców o zróżnicowanych własnościach petrofizycznych. Cztery z nich to piaskowce szydlowieckie, dwa – piaskowce ciężkowickie, pozostałe – piaskowce

miocieńskie. Pomiar samodyfuzji i przepuszczalności dla dziewięciu z trzynastu próbek piaskowców wykorzystano już wcześniej, w pracy dotyczącej szacowania krętości kanałów porowych na podstawie pomiarów samodyfuzji protonów [7].

Wyznaczenie przepuszczalności absolutnej, wskaźnika struktury porowej m i porowatości

Pomiar przepuszczalności absolutnej wykonano za pomocą aparatu Gas Permeameter firmy Temco przy użyciu azotu [15]. Zadając trzy różne wartości przepływu objętościowego, wyznaczono współczynnik przepuszczalności dla trzech różnic ciśnień. W pomiarach uwzględniono występowanie tzw. efektu Klinkenberga, który powoduje zawyżanie mierzonych wartości w skałach o niskiej przepuszczalności (do 30 mD). Wyniki zamieszczono w tabelicy 1.

W badaniach mających na celu wyznaczenie wskaźnika struktury porowej m wykorzystuje się fakt, że parametr ten odzwierciedla wpływ struktury porowej na elektryczną oporność właściwą skały. Wskaźnik struktury m związany jest z parametrem porowatości Pp poprzez porowatość Kp [11, 16]:

$$Pp = Kp^{-m} \quad (9)$$

Zgodnie z wprowadzoną przez Archiego [1] zależnością parametru porowatości (Pp) od oporności właściwej porowa-

tej próbki (ρ_{wp}) o nieprzewodzącym szkielecie wypełnionej elektrolitem oraz oporności właściwej samego elektrolitu (ρ_{we}) przyjmuje się:

$$Pp = \frac{\rho_{wp}}{\rho_{we}} \quad (10)$$

Celem wyznaczenia elektrycznej oporności właściwej badanych próbek skał nasyconych solanką o mineralizacji 50 g/l wykonano pomiary elektrycznej oporności próbek (R) za pomocą miernika ESCORT ELC 3131D. Elektryczną oporność właściwą skał obliczono według wzoru:

$$\rho_{wp} = p \cdot R \quad (11)$$

gdzie $p = S/l$ [m],
 S – powierzchnia przekroju próbki [m²],
 l – długość próbki [m],
 R – opór elektryczny próbki [Ω].

Wskaźnik struktury porowej m wyznaczono po przekształceniu zależności (9):

$$m = -\frac{-\log_{10} Pp}{\log_{10} Kp} \quad (12)$$

Wielkość porowatości (Kp) obliczono na podstawie różnicy mas (ΔW) próbki nasyconej całkowicie solanką (W_2) i próbki suchej (W_1):

$$Kp = \frac{\Delta W}{V \cdot \delta s} \cdot 100\% \quad (13)$$

gdzie:

V – objętość próbki [cm^3],
 δs – gęstość solanki [g/cm^3].

Objętość V zmierzono za pomocą urządzenia GeoPyc 1360. Aparat wyznacza objętość całkowitą próbki poprzez porównanie objętości znajdującego się w cylindrze pomiarowym nośnika (*Dry Flow*) V_N [cm^3] z objętością tego nośnika wraz z „zanurzoną” w nim próbką: V_{N+P} , przy czym: $V_P = V_{N+P} - V_N$ [cm^3].

Wyniki pomiarów elektrycznych parametrów skał wraz z porowatością i przepuszczalnością zamieszczono w tabelicy 1.

Tabela 1. Zestawienie wyników pomiarów elektrycznych parametrów wraz z porowatością i przepuszczalnością badanych skał

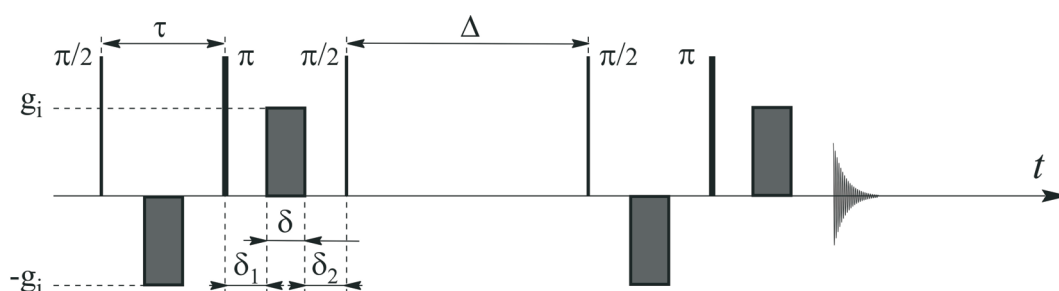
Numer próbki	Litostratygrafia	Przepuszczalność Kpr [mD]	Porowatość Kp [%]	Oporność właściwa ρ_{vp} [Ωm]	Parametr porowatości Pp	Wskaźnik struktury porowej m
1	piaskowiec szydlowiecki	334,0	21,99	6,18	44,16	2,50
2	piaskowiec szydlowiecki	247,7	22,66	6,28	44,89	2,56
3	piaskowiec szydlowiecki	438,8	20,36	5,43	38,76	2,30
4	piaskowiec szydlowiecki	543,5	20,34	6,89	49,03	2,44
5	piaskowiec mioceński	48,3	18,61	6,04	43,18	2,24
6	piaskowiec mioceński	151,4	22,88	4,50	32,11	2,35
7	piaskowiec mioceński	131,5	19,21	6,53	46,66	2,33
8	piaskowiec mioceński	139,9	21,27	6,46	46,11	2,48
9	piaskowiec mioceński	74,6	20,63	7,38	52,70	2,51
10	piaskowiec mioceński	191,1	25,41	3,11	22,20	2,26
11	piaskowiec mioceński	344,0	24,41	3,15	25,50	2,21
12	piaskowiec ciężkowicki	7,7	10,72	14,56	103,98	2,08
13	piaskowiec ciężkowicki	15,4	12,26	14,08	100,54	2,20

Określenie parametrów charakteryzujących geometrię porów metodą PFG-NMR

Badania zrealizowano przy wykorzystaniu relaksometru niskopolewego Maran 7 (7,9 MHz) firmy Resonance. Pomiar wykonano dla próbek nasyconych solanką 50 g/l w temperaturze ok. 26,5°C (zakres zmian temperatury 26,2÷26,7°C). Celem wyznaczenia współczynnika samodyfuzji D użyto sekwencji pomiarowej z gradientami bipolarnymi zaproponowanej przez Cottsa [3, 18]. W sekwencji tego rodzaju zwykły impuls gradientowy jest zastąpiony przez dwa impulsy gradientowe bipolarne przedzielone impulsem radiowej częstotliwości π . Pozwala to na zminimalizowanie wpływu we-

wewnętrznych gradientów powstających w mierzonej próbce na wynik pomiarów [3]. Wybrano wersję z symetrycznymi gradientami (rysunek 3).

Impulsy gradientowe „uczulają” sekwencję pomiarową na zjawisko samodyfuzji. Pierwszy impuls gradientowy bipo-



Rys. 3. 13-segmentowa sekwencja pomiarowa PGSE oparta na echu stymulowanym; $\pi/2$, π – impulsy radiowej częstotliwości, g_i – amplituda impulsu gradientowego (zaciemniony szarym kolorem), δ – czas trwania impulsu gradientowego, Δ – czas pomiędzy impulsami $\pi/2$. Parametry sekwencji: $\tau = 2$ ms, $\delta = 1$ ms, $\delta_1 = \delta_2 = 500$ μs

larny powoduje rozfalowanie, drugi – ponowne sfazowanie cząstkowych magnetyzacji pochodzących od różnych jąder. Jeżeli cząsteczka zmieniła swoje położenie na skutek zjawiska samodyfuzji, znajdzie się w nieco innym polu magnetycznym (ze względu na przyłożony gradient pola magnetycznego), co przekłada się na nieco inną częstotliwość precesji Larmora w nowym położeniu. W takim przypadku drugi impuls gradientowy bipolarny nie spowoduje ponownego sfazowania wkładu do magnetyzacji wypadkowej pochodzącego od danej cząsteczki – efektem będzie osłabienie sygnału. Pomiar współczynnika D dla ustalonego czasu obserwacji t_{obs} był wykonywany poprzez kolejne uruchomienia sekwencji pomiarowej z różnymi wartościami gradientu (g , zmienia-

no od $0 \div 0,54$ [T/m]). Tłumienie sygnału NMR wyraża się następującą zależnością:

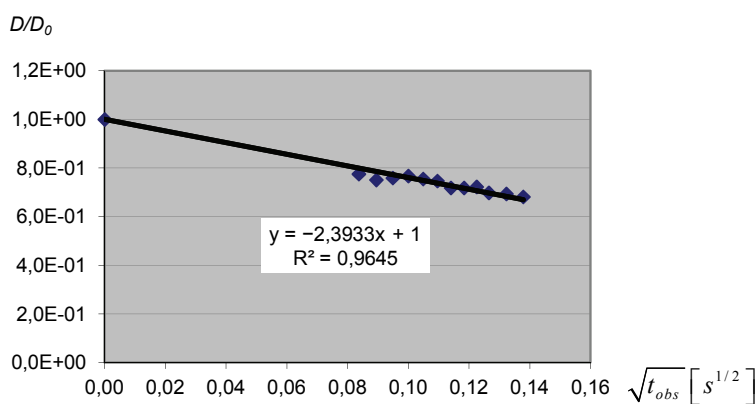
$$\frac{S(g_i)}{S(g=0)} = e^{-\gamma^2 D \left(\Delta + \frac{3\tau}{2} - \frac{\delta}{6} \right) g_i^2 (2\delta)^2} \quad (14)$$

gdzie:

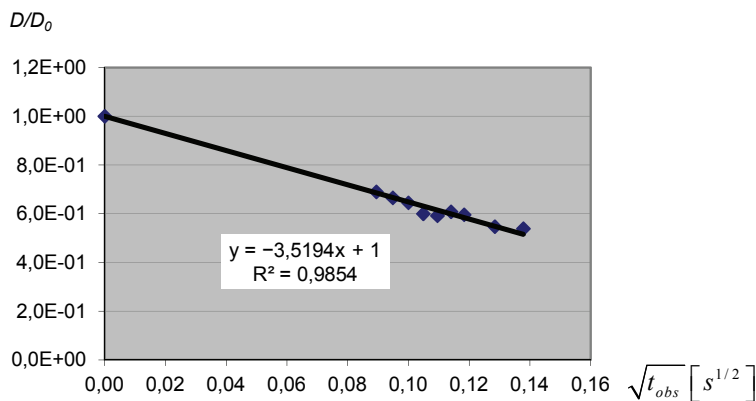
γ – współczynnik żyromagnetyczny (1H : $\gamma = 2,67 \cdot 10^8$ (Ts) $^{-1}$).

Dopasowując dane pomiarowe według powyższego równania, otrzymujemy wartość współczynnika D .

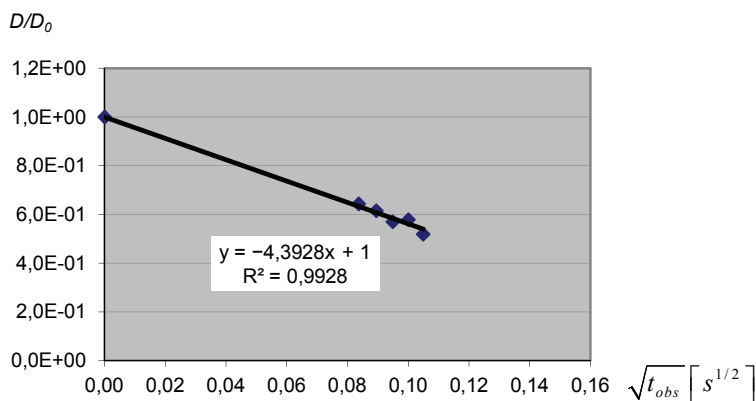
W procesie interpretacji danych pomiarowych należy uwzględnić wielkość współczynnika samodyfuzji objętościo-



Próbka nr 4
piaskowiec szydlowiecki
 $a = 2,3933$
 $S/V_p = 1,93E-01 \mu\text{m}^{-1}$



Próbka nr 8
piaskowiec mioceński
 $a = 3,5194$
 $S/V_p = 2,84E-01 \mu\text{m}^{-1}$



Próbka nr 13
piaskowiec ciężkowicki
 $a = 4,3928$
 $S/V_p = 3,42E-01 \mu\text{m}^{-1}$

Rys. 4. Przykłady interpretacji pomiarów dyfuzyjnych dla krótkich czasów obserwacji

a – nachylenie liniowego odcinka krzywej tłumienia

wej solanki D_0 , którą nasycone są badane próbki. W przypadku solanki 50 g/l parametr D_0 wynosi $2,45E-03 \pm 1,83E-05$ [7]. Wyznaczono wielkość stosunku powierzchni porów do ich objętości S/V_p oraz krętość porów T_{diff} .

Wyznaczenie parametru S/V_p

Jak już wcześniej stwierdzono, dla krótkich czasów obserwacji zmiana wielkości współczynnika samodyfuzji cząstek wody wypełniającej por w porównaniu z wielkością współczynnika samodyfuzji objętościowej zależy jedynie od stosunku powierzchni poru do jego objętości S/V_p [14]. Dla ośrodka porowego, jakim jest skała, należy założyć, że promień porów zmienia się w dużym zakresie. Jeżeli ξ_i jest cząstkową objętością porów o stosunku powierzchni poru do objętości S/V_p , równanie (7) przyjmuje postać [14]:

$$\sum_i \xi_i \frac{D_i}{D_0} \approx \sum_i \xi_i \left[1 - \frac{4}{9\sqrt{\pi}} \sqrt{D_0 t} \left(\frac{S}{V_p} \right)_i \right] = \left(1 - \frac{4}{9\sqrt{\pi}} \sqrt{D_0 t} \left(\frac{S}{V_p} \right) \right) \quad (15)$$

Pomiary współczynnika samodyfuzji w zależności od czasu obserwacji w połączeniu z liniowym dopasowaniem

danych pomiarowych względem pierwiastka kwadratowego czasu obserwacji pozwalają wyznaczyć średnią wartość stosunku powierzchni poru do jego objętości (S/V_p) .

Punkty pomiarowe do regresji liniowej $\frac{D}{D_0}(\sqrt{t_{obs}})$ były dobierane tak, by znajdowały się na liniowym odcinku krzywej tłumienia sygnału NMR. Czyli były tak dobrane, by znajdować się w tzw. reżimie krótkich czasów obserwacji. Zastosowano dopasowanie z nałożeniem więzów (punkt pomiarowy odpowiadający zerowemu czasowi obserwacji – w tym punkcie $D = D_0$). Znajomość nachylenia liniowego odcinka krzywej tłumienia (rysunek 4) pozwala wyznaczyć wielkość (S/V_p) [6, 14]. Otrzymane rezultaty (współczynnik nachylenia krzywej tłumienia dla krótkich czasów obserwacji oraz parametr (S/V_p)) zamieszczono w zbiorczej tabelicy wyników pomiarów dyfuzyjnych (tablica 2), natomiast na rysunku 4 przedstawiono przykład interpretacji pomiarów dyfuzyjnych dla trzech wybranych próbek piaskowców.

Wyznaczenie krętości porów (T_{diff})

Do wyznaczenia krętości porów wykorzystano współczynniki samodyfuzji określone dla długich czasów obserwacji. Wyniki pomiarów uzyskane dla poszczególnych próbek wraz z podaniem średniej wartości D/D_0 w zakresie długich czasów obserwacji zamieszczono w tabelicy 2.

Tablica 2. Wyniki pomiarów dyfuzyjnych

Numer próbki	Litostratygrafia	Wartość średnia D/D_0 (zakres długich czasów obserwacji)	Krętość porów T_{diff}	Współczynnik nachylenia krzywej tłumienia $\frac{D}{D_0}(\sqrt{t_{obs}})$ (zakres krótkich czasów obserwacji)	Powierzchnia porów/objętość porów S/V_p [μm^{-1}]
1	piaskowiec szydlowiecki	4,10E-01	2,44	2,7349	2,20E-01
2	piaskowiec szydlowiecki	4,00E-01	2,50	2,9841	2,36E-01
3	piaskowiec szydlowiecki	5,18E-01	1,93	2,8582	2,21E-01
4	piaskowiec szydlowiecki	4,59E-01	2,18	2,3933	1,93E-01
5	piaskowiec mioceniński	3,21E-01	3,12	3,8470	3,10E-01
6	piaskowiec mioceniński	3,72E-01	2,69	3,0769	2,48E-01
7	piaskowiec mioceniński	4,20E-01	2,38	3,1402	2,50E-01
8	piaskowiec mioceniński	2,79E-01	3,59	3,5194	2,84E-01
9	piaskowiec mioceniński	2,60E-01	3,84	3,7086	2,99E-01
10	piaskowiec mioceniński	3,88E-01	2,58	3,5611	2,87E-01
11	piaskowiec mioceniński	4,17E-01	2,40	2,6246	2,11E-01
12	piaskowiec ciężkowicki	2,85E-01	3,51	4,6231	3,73E-01
13	piaskowiec ciężkowicki	3,04E-01	3,29	4,3928	3,42E-01

Opracowanie modeli matematycznych do szacowania przepuszczalności piaskowców

Zasadniczym celem badań było określenie zależności do szacowania przepuszczalności piaskowców przy uwzględnieniu parametrów wyznaczonych metodą PFG-NMR, tj. stosunku powierzchni porów do ich objętości S/V_p oraz krętości porów T_{diff} .

W obliczeniach wykorzystano następujące dane:

K_{pr} – przepuszczalność [mD],

K_p – porowatość całkowita [w ułamku jednostki],

m – wskaźnik struktury porowej,

T_{diff} – krętość kanałów porowych (metodą PFG-NMR),

S/V_p – stosunek powierzchni porów do ich objętości (metoda PFG-NMR) [μm^{-1}].

Na podstawie wyżej wymienionych parametrów skonstruowano modele matematyczne (tablica 3). Obliczenia wykonano za pomocą programu STATISTICA 7. Do wyznaczenia stałych dopasowania korelowanych danych zastosowano estymację nieliniową. Wartości współczynników estymacji nieliniowej (a , b , c) i korelacji (R) dla zaproponowanych modeli matematycznych zestawiono w tablicy 3.

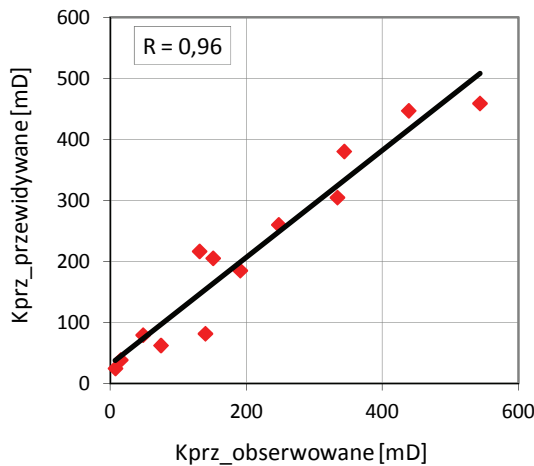
Na rysunku 5 przedstawiono korelacje przepuszczalności

przewidywanych względem obserwowanych dla sześciu wybranych modeli matematycznych.

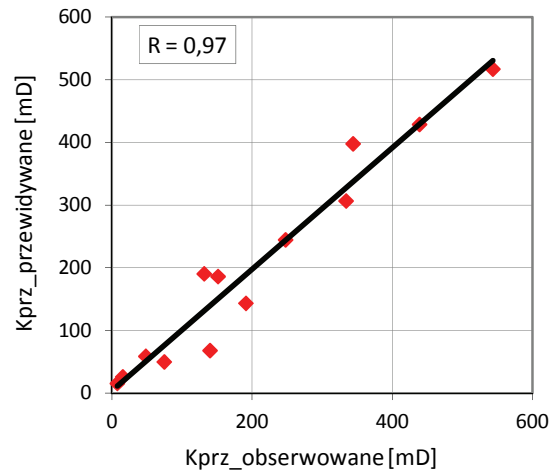
Tablica 3. Parametry modeli do szacowania przepuszczalności K_{pr}

Model	a	b	c	R
$K_{pr} = \frac{K_p}{aT_{diff}^2 \cdot (S/V_p)^2}$	0,003	–	–	0,96
$K_{pr} = \frac{K_p}{aT_{diff}^b \cdot (S/V_p)^2}$	0,002	2,23	–	0,96
$K_{pr} = \frac{K_p}{aT_{diff}^b \cdot (S/V_p)^c}$	0,014	1,82	3,02	0,97
$K_{pr} = \frac{a}{(S/V_p)^b}$	0,620	4,14	–	0,95
$K_{pr} = \frac{K_p^a}{(S/V_p)^b}$	0,220	4,05	–	0,95
$\log_{10} K_{pr} = a \log_{10} \frac{K_p^m}{S/V_p} + b$	1,900	4,13	–	0,88
$\log_{10} K_{pr} = a \log_{10} \frac{K_p^m}{(S/V_p)^2} + b$	1,580	2,87	–	0,94
$\log_{10} K_{pr} = a \log_{10} \frac{K_p^4}{S/V_p} + b$	1,000	4,37	–	0,91
$\log_{10} K_{pr} = a \log_{10} \frac{K_p^4}{(S/V_p)^2} + b$	0,920	3,63	–	0,94
$\log_{10} K_{pr} = a \log_{10} \frac{K_p}{S/V_p} + b$	2,990	2,47	–	0,97
$\log_{10} K_{pr} = a \log_{10} K_p - b \log_{10} \frac{S}{V_p} + c$	2,080	4,22	1,12	0,98

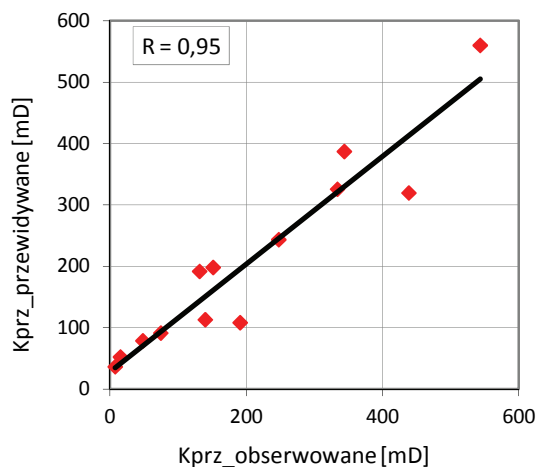
Model 1: $K_{pr} = \frac{K_p}{0,003T_{diff}^2 \cdot (S/V_p)^2}$



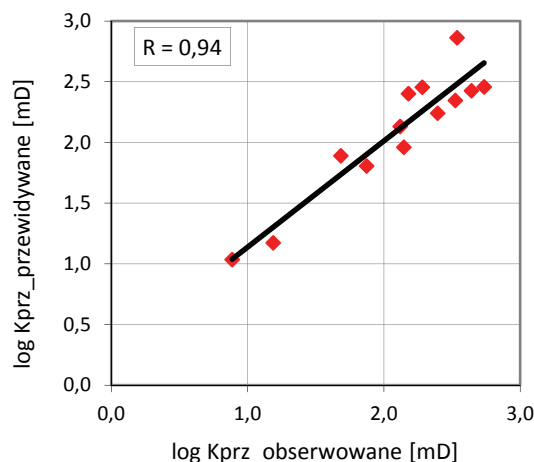
Model 3: $K_{pr} = \frac{K_p}{0,014T_{diff}^{1,82} \cdot (S/V_p)^{3,02}}$



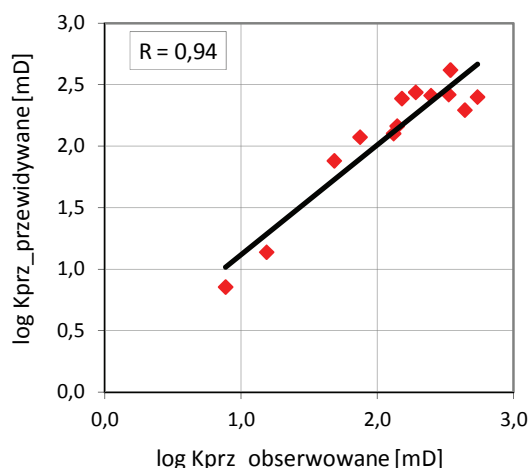
$$\text{Model 4: } Kpr = \frac{0,62}{(S/V_p)^{4,14}}$$



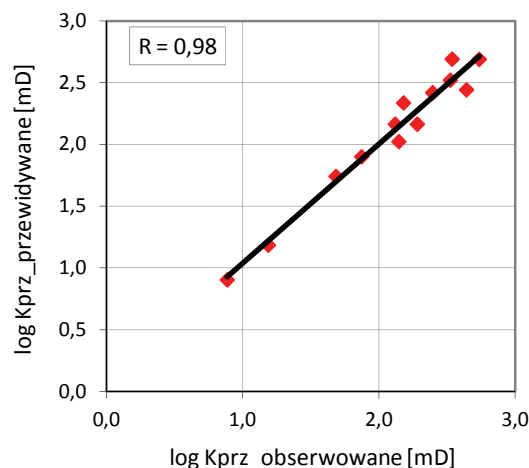
$$\text{Model 7: } \log_{10} Kpr = 1,58 \log_{10} \frac{Kp^m}{(S/V_p)^2} + 2,87$$



$$\text{Model 9: } \log_{10} Kpr = 0,92 \log_{10} \frac{Kp^4}{(S/V_p)^2} + 3,63$$



$$\text{Model 11: } \log_{10} Kpr = 2,08 \log_{10} Kp - 4,22 \log_{10} \frac{S}{V_p} + 1,12$$



Rys. 5. Korelacja parametrów Kpr przewidywanych z obserwowanymi dla wybranych modeli matematycznych

Podsumowanie i wnioski

Przedstawione badania są badaniami testowymi, niemniej jednak uzyskane wyniki świadczą o tym, że pomiary dyfuzyjne wykonywane na relaksometrze 7,9 MHz mogą być wykorzystane pod kątem tworzenia modeli matematycznych do szacowania przepuszczalności skał. Spośród jedenastu opracowanych modeli większość charakteryzuje dobra zgodność danych obserwowanych i przewidywanych. Współczynniki korelacji modeli matematycznych osiągają wysokie wartości (0,88÷0,98).

Optymizmem napawa fakt, że równie wysokie współczynniki korelacji uzyskano po wyłączeniu z korelowanych danych parametru T_{diff} , gdyż dokładność metody PFG-NMR zależy od wielkości stosunku sygnału do szumu SNR, a ten jest znacznie wyższy dla pomiarów dyfuzyjnych wyko-

nywanych w zakresie krótkich czasów relaksacji. Daje to szansę wykonania pomiarów dyfuzyjnych dla skał o niskiej porowatości.

Kolejny etap prac doświadczalnych powinien obejmować badania dla liczniejszej serii skał pochodzących z dobrze rozpoznanego basenu sedymentacyjnego, co pozwoli ostatecznie zweryfikować zastosowaną procedurę i wprowadzić konieczne poprawki celem zoptymalizowania parametrów pomiarowych. Wskazane jest również odniesienie wyników pomiarów dyfuzyjnych do innych metod stosowanych w analizie przestrzeni porowej, takich jak: obserwacje w mikroskopie optycznym i skaningowym, mikrotomografia rentgenowska oraz ilościowa analiza składu mineralnego skał.

Prosimy cytować jako: Nafta-Gaz 2013, nr 9, s. 664–672

Artykuł powstał na podstawie dokumentacji INiG DK-4100-57/12; zlec. wew.: 57/SW/12 pt.: *Wykorzystanie zjawiska samodyfuzji protonów do wyznaczenia przepuszczalności skał*, która została zrealizowana w ramach działalności statutowej, zleconej przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Literatura

- [1] Archie, G.E.: *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Transactions AIME 146, 1942, pp. 54–61.
- [2] Borgia G. C., Brighenti G., Fantazzini P., Fenti G. D., Mesini E.: *Specific surface and fluid transport in sandstones through NMR studies*. SPE Formation Evaluation 1992, vol. 7, no. 3, pp. 206–210.
- [3] Cotts R. M., Hoch M. R. J., Sun T., Markert J. T.: *Pulsed field gradient stimulated echo methods for improved NMR diffusion measurements in heterogeneous systems*. Journal of Magnetic Resonance 1989, vol. 83, pp. 252–266.
- [4] Davies C. J., Griffith J. D., Sederman A. J., Gladden L. F., Johns M. L.: *Rapid surface-to-volume ratio and tortuosity measurement using Difftrain*. Journal of Magnetic Resonance 2007, vol. 187, pp. 170–175.
- [5] Frosch G. P., Tillich J. E., Haselmeier R., Holz M., Athaus E.: *Probing the pore space of geothermal reservoir sandstones by Nuclear Magnetic Resonance*. Geothermics 2000, vol. 29, pp. 671–687.
- [6] Klaja J., Kulinowski P.: *Wykorzystanie zjawiska samodyfuzji do badania przestrzeni porowej piaskowców metodą magnetycznego rezonansu jądrowego*. Nafta-Gaz 2009, nr 10, s. 760–767.
- [7] Klaja J.: *Zastosowanie metody magnetycznego rezonansu jądrowego do wyznaczenia krętości porów*. Nafta-Gaz 2012, nr 9, s. 575–584.
- [8] Murtsovkin V. A.: *The Use of Multilattice Capillary Model for Calculating Permeability by NMR Data*. Colloid Journal 2009, no. 5, pp. 699–705.
- [9] Nelson Ph. H.: *Permeability-Porosity Relationships in Sedimentary Rocks*. The Log Analyst 1994, May–June, pp. 38–62.
- [10] Riepe L.: *Specific internal surface: the „forgotten?” petrophysical measurement! Or Application of fractal pore models for improved permeability estimations from logs!* SCA-9840, 1998.
- [11] Sarwaruddin M., Skauge A., Torsaeter O.: *Modeling of capillary pressure for heterogeneous reservoirs by a modified J-Function*. SCA 2001-35, 2001.
- [12] Sen P. N., Straley C., Kenyon W. E., Whittingham M. S.: *Surface-to-volume ratio, charge density, nuclear magnetic relaxation and permeability in clay-bearing sandstones*. Geophysics 1990, vol. 55, no. 1, pp. 61–69.
- [13] Sen P. N.: *Time-Dependent Diffusion Coefficient as a Probe of Geometry*. Concepts Magn. Reson., Part A 2004, vol. 23A, pp. 1–21.
- [14] Sørland G. H., Djurhuus K., Widerøe H. C., Lien J. R., Skauge A.: *Absolute pore size distributions from NMR*. Diffusion Fundamentals 2007, 5, 4.1–4.15.
- [15] Strona firmy Temco Instruments: <http://www.temcoinstruments.com/aboutus.asp> (dostęp: czerwiec 2012 r.).
- [16] Suman R., Ruth D.: *Formation Factor and Tortuosity of Homogeneous Porous Media*. Transport in Porous Media 1993, vol. 12, pp. 185–206.
- [17] Turkiewicz A., Falkowicz S., Kapusta P.: *Wpływ biocydów i neutralizatorów siarkowodoru na zmiany przepuszczalności skały zbiornikowej*. Nafta-Gaz 2009, nr 4, s. 304–316.
- [18] Watson A. T., Chang C. T.: *Characterizing porous media with NMR methods*. Progress in Nuclear Magnetic Resonance Spectroscopy 1997, vol. 31, pp. 343–386.



Mgr inż. Jolanta KLAJA
Specjalista badawczo-techniczny.
Instytut Nafty i Gazu
ul. Lubicz 25A
31-503 Kraków
E-mail: klaja@inig.pl