

# Analiza wpływu zwilżalności ośrodka skalnego na parametry termiczne na podstawie profilowań geofizycznych i danych laboratoryjnych

## Analysis of effect of rock wettability on the thermal parameters based on well log data and laboratory measurements

Anita Lis-Śledziona, Małgorzata Słota-Valim, Marek Stadtmüller

*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**STRESZCZENIE:** Celem prowadzonych badań była analiza i oszacowanie wpływu systemu zwilżalności ośrodka skalnego na jego parametry termiczne. W zależności od temperatury, składu mineralnego, porowatości i nasycenia wodą skałę charakteryzuje określona przewodność cieplna. Jednak nie tylko ilość wody w formacji wpływa na przewodność cieplną. Ważne jest także rozmieszczenie wody w skałe, które w znacznym stopniu determinowane jest przez zwilżalność. Woda w skałach wodozwilżalnych pokrywa ziarna i tworzy tzw. film wodny na powierzchni mineralów, wypełnia także małe pory skały, tworząc strugi, ścieżki perkolacji dla migracji fazy przewodzącej ciepło (wody), ale też przewodzącej prąd elektryczny. W skałach hydrofobowych film wodny na powierzchni ziaren mineralnych jest nieciągły lub w ogóle go brak, gdyż większa część powierzchni skały pokryta jest ropą, natomiast woda w większości wypełnia centralną część porów o dużych średnicach. W pracy wykazano, że istnieje zależność pomiędzy systemem zwilżalności skały a przewodnością termiczną oraz przeprowadzono modelowanie ilościowe. Analizowano dane literaturowe z badań na hydrofilowych i hydrofobowych próbkach piasku przy różnym stopniu nasycenia wodą. Obserwacja eksperymentu prowadzącego do zmiany charakteru zwilżalności skały z hydrofilowej na hydrofobową na drodze powleczenia ziaren piasku polimerem zainspirowała autorów niniejszej pracy do zaproponowania dwóch równań przedstawiających zależność przewodności termicznej ( $\lambda$ ) od współczynnika nasycenia wodą ( $S_w$ ) dla skał wodozwilżalnych i skał ropozwilżalnych. W skałach wodozwilżalnych zaobserwowano wykładniczy wzrost przewodności cieplnej wraz ze wzrostem współczynnika nasycenia wodą, natomiast w skałach ropozwilżalnych zależność  $\lambda$  od  $S_w$  przedstawiono przy wykorzystaniu funkcji logistycznej. W ramach testowania modeli wykonano serię obliczeń dla czterech hipotetycznych skał klastycznych i czterech skał węglanowych. Przeprowadzono analizę wyników i obliczono przewodność termiczną w rzeczywistym ośrodku skalnym, wykształconym w postaci piaszczysto-ilastych utworów paleozoicznych, dla którego istniały opracowane wcześniej przez autorów wyniki interpretacji parametrów litologiczno-złożowych. Jednym z takich parametrów była obliczona i skalibrowana z wynikami badań laboratoryjnych krzywa zwilżalności. Stanowiła ona podstawę do podziału interpretowanego interwału na strefy wodozwilżane i ropozwilżalne. Ostatecznym wynikiem pracy jest estymacja zakresów zmienności przewodności cieplnej analizowanych skał w funkcji zwilżalności oraz parametrów petrofizycznych (zailenie  $V_{cl}$ , porowatość efektywna  $PHI$ , współczynnik nasycenia wodą  $S_w$ ).

**Słowa kluczowe:** parametry termiczne, zwilżalność, system zwilżalności, profilowania geofizyki wiertniczej, parametry petrofizyczne, współczynnik Amotta, modelowanie, funkcja logistyczna.

**ABSTRACT:** The study aimed to evaluate the impact of the rock medium's wettability system on the thermal properties of the rock. The rock exhibits a specific thermal conductivity depending on the temperature conditions, mineral composition, porosity, and water saturation. However, it is not only the amount of water in the rock that affects its thermal conductivity. The water distribution in the rock, which is mostly determined by its wettability, is also essential. Water in the water-wet rocks covers the grains and creates a so-called water film on the minerals' surfaces. It also fills the tiny pores of the rock, creating streams and percolation paths for the migration of the heat-conducting and electrically conductive phases. In hydrophobic rocks, the water film on the surfaces of the minerals grains is discontinuous or non-existent as most of the rock surface is covered with oil, while water fills the central part of the pores of larger diameters. The results of the study confirmed the existence of a relationship between the rock wettability system and thermal conductivity based on the quantitative modeling that was carried out. The data from the literature were analyzed and tested by taking the hydrophilic and hydrophobic sand samples at various degrees of water saturation. The results of the experiment found in the literature leading to a change in the characteristics of the sand samples from initially hydrophilic into hydrophobic by coating sand grains with thermosensitive polymer led to an idea of proposing two equations presenting the dependence of thermal conductivity on the water saturation coefficient for water-wet and oil-wet rocks. In water-wet rocks, an exponential increase in thermal conductivity was observed with an increase in the water saturation coefficient. In contrast, in oil-wet rocks, the dependence of thermal conductivity  $\lambda$

Autor do korespondencji: A. Lis-Śledziona, e-mail: [anita.lis-sledziona@inig.pl](mailto:anita.lis-sledziona@inig.pl)

Artykuł nadesłano do Redakcji: 29.12.2022 r. Zatwierdzono do druku: 28.03.2023 r.

on  $S_w$  was expressed using a logistic function. As part of model testing, a series of calculations were carried out for four hypothetical clastic rocks and four carbonate rocks. The analysis of the obtained results allowed to calculate thermal conductivity for real clastic rock medium represented by Paleozoic sandy claystone formation, with previously developed by the authors lithological interpretation and 1D models of reservoir properties. Among these parameters, a wettability curve was calculated and calibrated with the laboratory data. The wettability was used to distinguish interpreted intervals into the water- and oil-wet zones. Finally, as a result, the variability ranges of thermal conductivity of analyzed rocks were estimated as a function of wettability and petrophysical parameters ( $V_{cl}$  clay volume,  $PHI$  effective porosity,  $S_w$  water saturation).

Key words: thermal parameters, wettability, wettability system, well logs, petrophysical parameters, Amott coefficient, modelling, logistic function.

## Wprowadzenie

Do fizycznych właściwości ośrodków porowatych mających fundamentalne znaczenie dla zagadnień geotermalnych można zaliczyć: zdolność skały do przewodzenia energii cieplnej (Vosteen i Schellschmidt, 2003; Schön, 2011), czyli termiczną przewodność ( $\lambda$ ) (ang. *thermal conductivity*), zdolność skały do gromadzenia energii cieplnej, czyli pojemność cieplną ( $c_p$ ) (ang. *thermal capacity*) oraz zdolność skały do transportu energii cieplnej i szybkość jej oddawania do infrastruktury geotermalnej, czyli dyfuzyjność termiczną (przewodność temperaturową) ( $\alpha$ ) (ang. *thermal diffusivity*). Transport energii cieplnej w ośrodkach materialnych odbywa się poprzez trzy podstawowe zjawiska fizyczne:

- przewodzenie ciepła (ang. *conduction*), oparte na drganiach termicznych cząstek budujących ośrodek materialny;
- konwekcję (ang. *convection*), opartą na ruchu mas ośrodka w kierunku obszarów o niższej temperaturze;
- radiację (ang. *radiation*), będącą wynikiem rozpadu cząstek radioaktywnych i propagacji energii w postaci kwantów gamma lub cząstek beta i alfa. To zjawisko ma generalnie małe znaczenie w analizie globalnego strumienia ciepłego litosfery, aczkolwiek w zagadnieniach lokalnych, dotyczących skał macierzystych charakteryzujących się nagromadzeniem materii organicznej, a co za tym idzie – podwyższonym poziomem zawartości radioaktywnych izotopów uranu, może mieć istotne znaczenie (np. skały dolomitu głównego, Ca2).

Podstawowym pomiarem wykonywanym w warunkach otworowych umożliwiającym estymację parametrów termicznych ośrodka skalnego jest pomiar temperatury (PT) (Plewa, 1972). Może on być wykonywany w tzw. warunkach ustalonych (PTu). Ta wersja pomiarów wykonywana jest w równowadze termicznej odwiertu z otaczającymi skałami. W tych warunkach przyrost temperatury z głębokością jest proporcjonalny do oporności cieplnej ( $\zeta$ ), dlatego często nazywa się to profilowaniem profilowaniem oporności cieplnej. Natomiast wyniki profilowania temperatury w „warunkach nieustalonych” (PTn) są proporcjonalne do przewodności temperaturowej (dyfuzyjności) ośrodka skalnego, dlatego nazywa się je profilowaniem przewodności temperaturowej.

Obecność gradientu temperatury w litosferze związana jest ze zjawiskiem tzw. strumienia ciepłego i procesem ciągłej emisji energii termicznej pochodzącej z wnętrza Ziemi do otaczającej atmosfery (Szewczyk, 2001). Rozkład gęstości strumienia ciepłego zależy przede wszystkim od właściwości termicznych skał budujących litosferę w danej lokalizacji. Jedną ze składowych strumienia ciepłego Ziemi jest ciepło radiogeniczne skał, wynikające z obecności radioaktywnych nuklidów uranu i potasu, których zawartość może być oszacowana z bezpośrednich pomiarów in situ naturalnego promieniowania gamma w wersji spektrometrycznej, wykonywanych rutynowo w odwiertach naftowych (Rybach, 1976; Plewa, 1988; Ciechanowska i Gąsior, 2000; Krawiec, 2007; Bała i Waliczek, 2012).

Badania właściwości termicznych skał oraz analizowane w opracowaniu zagadnienie wykorzystania pomiarów geofizyki wiertniczej w ich estymacji były przedmiotem wielu opracowań naukowych, zarówno krajowych, jak i zagranicznych (Walsh i Decker, 1966; Horai, 1971; Goss et al., 1975; Evans, 1977; Brigaud et al., 1990; Plewa, 1994; Bücker i Rybach 1996; Hartmann et al., 2005; Gąsior i Przelaskowska, 2006, 2010, 2014; Przelaskowska, 2018).

Przytoczone pozycje literaturowe opisują przypadki (ang. *case study*) wykorzystania profilowań geofizyki wiertniczej bezpośrednio do estymacji parametrów temperaturowych skał (profilowanie akustyczne, profilowanie gęstości, profilowanie gamma) lub ich interpretacji ilościowych: składu mineralnego matrycy skalnej, porowatości i nasycenia z wykorzystaniem modeli teoretycznych (Woodside i Messmer, 1961a, 1961b; Hashin i Shtrikman, 1962; Hutt i Berg, 1968; Zimmerman, 1989; Berryman, 1995; Vasseur et al., 1995; Tong et al., 2009; Schön, 2011; Alishaev et al., 2012; Fuchs et al., 2013) oraz właściwości termicznych płynów złożowych nasycających skały (Kestin et al., 1984; Lemmon et al., 2000; Watanabe, 2003; Abdulagatov et al., 2005; Schön, 2011).

Należy zwrócić uwagę na konieczność wykonywania badań laboratoryjnych na próbkach z rdzeni wiertniczych w celu kalibracji uzyskiwanych wyników analiz danych otworowych, gdyż modele używane w trakcie estymacji parametrów termicznych mają z reguły charakter empiryczny i mogą być stosowane jedynie dla konkretnych rejonów czy formacji skalnych.

Autorzy podjęli próbę określenia wpływu zwilżalności (ang. *wettability*) na parametry termiczne skały. System zwilżalności skały rozumiany jest jako dominujący typ zwilżalności, który pod wpływem zjawisk fizycznych zachodzących w górotworze, jak również prowadzonej eksploatacji może ulec zmianie. Autorzy wykonali obliczenia przewodności cieplnej dla czterech hipotetycznych modeli skały klastycznej wodoswilżalnej oraz czterech modeli skały węglanowej ropozwilżalnej. Obliczenia przeprowadzono dla zmiennych wartości współczynnika nasycenia wodą ( $S_w$ ). Opracowane równania zastosowano do obliczenia przewodności cieplnej piaskowca o znanej zwilżalności.

### Parametry termiczne skał

Do parametrów termicznych skał zaliczane są następujące parametry (Plewa, 1972; Resnick i Halliday, 1990; Schön, 2011):

*Strumień cieplny,  $q$  (prawo Fouriera)*

$$q = -\lambda \text{grad}T = -\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \quad [\text{mW/m}^2] \quad (1)$$

gdzie:

$\lambda$  – współczynnik przewodności cieplnej [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ],

$\text{grad}T$  – gradient temperaturowy.

Współczynnik  $\lambda$  wyraża zdolność skały do przewodzenia energii cieplnej.

*Oporność cieplna,  $\xi$*

$$\xi = 1/\lambda \quad [\text{mKW}^{-1}] \quad (2)$$

Oporność cieplna maleje ze wzrostem gęstości skał oraz ze spadkiem porowatości (wilgotności).

*Pojemność cieplna właściwa,  $C_p$*

Pojemność cieplna właściwa jest to ilość ciepła potrzebna do podniesienia temperatury jednostki masy danego ciała o jeden stopień.

$$C_p = Q/m\Delta T \quad [\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}] \quad (3)$$

Pojemność cieplna charakteryzuje zdolność ciała do gromadzenia energii cieplnej.

*Przewodność temperaturowa,  $\alpha$*

Przewodność temperaturowa skał jest to parametr charakteryzujący szybkość transferu ciepła w skale.

$$\alpha = \lambda/C_p\rho \quad [\text{m}^2\text{s}^{-1}] \quad (4)$$

gdzie:  $\rho$  – gęstość [ $\text{kgm}^{-3}$ ].

### Zmiana jednostek

Ponieważ badania nad właściwościami termicznymi skał zapoczątkowano w pierwszej połowie ubiegłego stulecia,

potrzebne jest w niektórych przypadkach wprowadzenie przeliczeń jednostek używanych w obowiązującym w przypadku starszych prac układzie CGS na aktualnie obowiązujący układ SI. Przeliczenie to oparte jest na tzw. mechanicznym równowniku ciepła, który pierwszy wyznaczył w 1843 r. James Prescott Joule w swoim słynnym doświadczeniu potwierdzającym prawdziwość zasady zachowania energii w układach odosobnionych.

Obecnie przyjmuje się, że:

$$1 \text{ cal} \approx 4,1867 \text{ J}$$

gdzie: 1 cal – jednostka ciepła, kaloria; 1 J – jednostka pracy, dżul, wobec czego w tabeli 1 zebrano formuły przeliczeniowe.

**Tabela 1.** Zestawienie konwersji jednostek parametrów termicznych skał w układach SI i CGS

**Table 1.** Units conversion of thermal parameters of rocks in the SI and CGS systems

Par.	SI	CGS	Przeliczenie
$\lambda$	$\text{Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$	$\text{cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$	$1 \text{ Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1} = 2,388 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ $1 \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} = 418,7 \text{ Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$
$\alpha$	$\text{m}^2\text{s}^{-1}$	$\text{cm}^2\text{s}^{-1}$	$1 \text{ m}^2\text{s}^{-1} = 10^4 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$
$C_p$	$\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$	$\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$	$1 \text{ Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1} = 0,2388 \cdot 10^{-3} \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
Jednostka mocy, wat, W = Js <sup>-1</sup>			$1 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} = 4,187 \text{ kJkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$

### Parametry termiczne minerałów i płynów porowych

Z dotychczasowych licznych badań nad wartościami parametrów termicznych minerałów skałotwórczych oraz płynów wypełniających przestrzeń porową zebrano średnie wartości tych parametrów – przedstawiono je w tabeli 2.

Po pierwsze, trzeba zauważyć duży rozrzut wartości współczynnika  $\lambda$ , który przyjmuje największe wartości w przypadku minerałów zawierających związki żelaza, np. piryt, magnetyt. Po drugie, badania wykazały istotną zależność  $\lambda$  od temperatury oraz wewnętrznej struktury sieci krystalicznej. Przykładem może być kwarc, dla którego zależność  $\lambda$  od temperatury dla różnych postaci podają empiryczne formuły (5)–(6) (Schön, 2011):

$$\lambda = \frac{1}{0,1450 + 0,578 \cdot 10^{-3} \cdot T} \quad \text{dla } Q - \alpha \quad (0^\circ\text{C} < T < 120^\circ\text{C}) \quad (5)$$

$$\lambda = 1,323 + 0,00193 \cdot T - 0,67 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 \quad \text{dla } Q_{\text{amorf.}} \quad (-150^\circ\text{C} < T < 60^\circ\text{C}) \quad (6)$$

Szczególne znaczenie dla analizy parametrów termicznych skał ma zależność przewodności termicznej od temperatury dla wody złożowej wypełniającej zwykle przestrzeń porową.

**Tabela 2.** Zestawienie parametrów termicznych wybranych minerałów skałotwórczych i płynów porowych (Schön, 2011)

**Table 2.** Thermal parameters of selected rock-forming minerals and pore fluids (Schön, 2011).

Material	$\lambda$ [Wm <sup>-1</sup> °K <sup>-1</sup> ]	$\xi$ [m °K W <sup>-1</sup> ]	$C_p$ [kJkg <sup>-1</sup> °K <sup>-1</sup> ]
<b>Kwarc</b>			
Kwarc – $\alpha$	7,69–7,70	0,13	0,70–0,74
Q <sub>amorf.</sub>	1,36	0,74	
Q <sub>średnie</sub>	6,50	0,15	
<b>Glinokrzemiany</b>			
Muskowit	2,28–2,32	0,43	0,76
Biotyt	0,70–2,02	0,74	0,78
Talk	6,10	0,16	0,87
Chloryt	4,20–5,15	0,21	0,60
Illit	1,90	0,52	
Kaolinit	2,60	0,38	0,93
Minerały ilaste średnie	1,70–2,90	0,43	
<b>Skalenie</b>			
Skalenie średnie	2,00–2,30	0,46	
Ortoklaz	2,31–2,40	0,42	0,61–0,75
Mikroklin	2,49–2,90	0,38	0,67–0,69
Albit	2,14–2,31	0,45	0,71
<b>Związki żelaza</b>			
Magnetyt	4,70–5,10	0,20	0,60
Hematyt	11,20–0,08	0,08	0,61–0,62
Piryt	13,90–19,21	0,05	0,52
<b>Siarczany</b>			
Baryt	1,50–1,80	0,61	0,48–0,60
Anhydryt	4,76–5,40	0,20	0,52–0,62
Gips	1,00–1,30	0,87	1,07
<b>Węglany</b>			
Kalcyt	3,25–3,90	0,28	0,79–0,83
Dolomit	5,30–5,51	0,18	0,86–0,93
Aragonit	2,23–2,24	0,44	0,78–0,79
Magnezyt	4,60–5,84	0,19	0,86–0,88
Syderyt	3,00	0,33	0,68–0,76
<b>Fosforany</b>			
Apatyt	1,37–1,40	0,72	0,70
<b>Sole</b>			
Halit	5,30–7,20	0,16	0,79–0,84
Sylwit	6,40–10,00	0,12	0,55–0,63
Fluoryt	9,00–10,20	0,10	0,85–0,90
<b>Materia organiczna</b>			
Kerogen	0,25–1,00	1,67	
<b>Gazy</b>			
Powietrze	0,025	40,00	1,005
Metan	0,027	37,04	2,370
<b>Ciecze</b>			
Ropa	0,14–0,15	6,89	2,130
Woda	0,50–0,59	1,83	4,220

Empiryczna relacja podawana w źródłach literaturowych przyjmuje postać równania trzeciego stopnia (7):

$$\lambda_w = 0,56 + 0,002 \cdot T - 1,01 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 + 6,71 \cdot 10^{-9} \cdot T^3 \quad (7)$$

### Właściwości termiczne skał osadowych

Analizując dane z tabeli 2, można w ogólności przewidywać, że przy wzroście porowatości i szczelinowatości ośrodka skalnego należy spodziewać się obniżenia przewodności cieplnej skały oraz niższej przewodności termicznej dla skał suchych lub nasyconych gazem czy ropą niż w przypadku skał nasyconych wodą (Jarzyna et al., 2021).

Liczne badania na próbach laboratoryjnych pozwoliły na estymację liniowych zależności zmienności przewodności cieplnej od gęstości i porowatości dla specyficznych zakresów zmienności tych parametrów w przypadku piaskowców suchych (8), (9), zawodnionych (10), (11) oraz węglanów wieku jurajskiego (12).

W ogólnym przypadku zależności te jednak nie są liniowe i należy je opracowywać dla każdego rejonu i formacji skalnej na podstawie reprezentatywnych badań laboratoryjnych.

Dla piaskowców suchych (gęstość,  $\rho = 2,52$  g/cc; porowatość,  $\varphi = 0,11$ ) (Schön, 2011):

$$\lambda = -22,044 + 0,0093\rho \quad (8)$$

$$\lambda = 3,153 - 14,15\varphi \quad (9)$$

Dla piaskowców nasyconych wodą ( $\rho = 2,52$  g/cc;  $\varphi = 0,11$ ):

$$\lambda = -13,343 + 0,0062\rho \quad (10)$$

$$\lambda = 3,430 - 10,48\varphi \quad (11)$$

Dla wapieni jurajskich (Plewa, 1976):

$$\lambda = 4,12 - 0,82\varphi \quad (12)$$

W literaturze światowej funkcjonują również nieliniowe estymacje danych laboratoryjnych  $\lambda$  w funkcji porowatości, formuły (13)–(16), dla różnych litologii skał osadowych zilustrowane graficznie na wykresie (rysunek 1).

Dla skał ilastych:  $\lambda = 0,46\varphi^3 3,43^{(1-\varphi)} \quad (13)$

Dla piaskowców:  $\lambda = 0,69\varphi^4 8,88^{(1-\varphi)} \quad (14)$

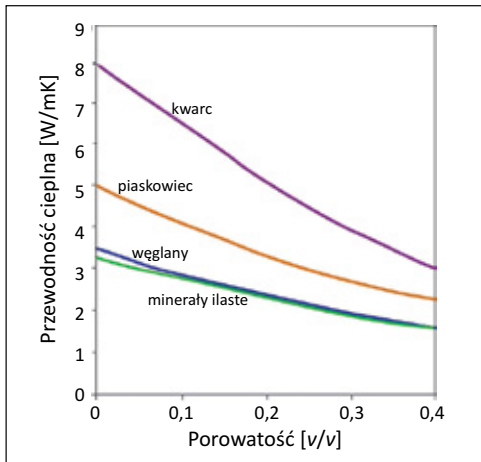
Dla piasków:  $\lambda = 0,64\varphi^8 8,58^{(1-\varphi)} \quad (15)$

Dla węglanów:  $\lambda = 0,54\varphi^3 3,24^{(1-\varphi)} \quad (16)$

### Problem anizotropii

Z trzech podstawowych parametrów termicznych warunkujących przepływ ciepła przez ośrodek skalny złożony z dowolnej liczby  $n$  faz jedynie pojemność cieplna  $C_p$  jest wielkością skalarną i nie zależy od kierunku dystrybucji zmienności budowy ośrodka skalnego. Dlatego zawsze możemy obliczyć ten parametr jako sumę iloczynu objętości  $i$ -tego składnika  $V_i$  oraz wielkości jego pojemności cieplnej  $C_{pi}$  – formuła (17):

$$C_p = \sum_{i=1}^n V_i c_{pi} \quad (17)$$



**Rysunek 1.** Zestawienie zmienności przewodności cieplnej w funkcji porowatości dla kwarcu, piaskowca, węglanów oraz minerałów ilastych (za Schön, 2011)

**Figure 1.** Comparison of thermal conductivity variations as a function of porosity for quartz, sandstone, carbonates and clay minerals (Schön, 2011)

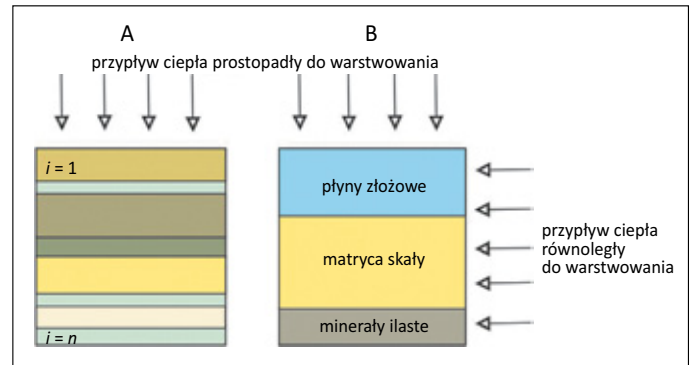
Pozostałe parametry  $\lambda$ ,  $\xi$ ,  $\alpha$  są tensorami, w związku z czym pojawia się problem ośrodków anizotropowych, jakimi niewątpliwie w swej przeważającej części są skały osadowe. W ogólnym przypadku jest to zagadnienie trudne do ilościowego opisu. Upraszcza się jednak w przypadku ośrodków warstwowych, dla których możemy zdefiniować przewodność cieplną  $\lambda_{\perp}$  – prostopadłą do uwarstwienia oraz  $\lambda_{\parallel}$  – równoległą do uwarstwienia. Na podstawie wspomnianych wielkości definiuje się współczynnik anizotropii cieplnej ośrodka według formuły (18):

$$K_{\lambda} = \sqrt{\frac{\lambda_{\parallel}}{\lambda_{\perp}}} \quad (18)$$

### Modele teoretyczne

Podstawowymi modelami do analizy i modelowania parametrów termicznych skał są modele warstwowe (laminowane) wraz z zasadami ich „mieszania” (ang. *mixture theories*) oraz bardziej wyrafinowane modele inkluzji. Modele tego drugiego rodzaju, oparte na parametryzacji fizycznych obiektów, jakimi są szczeliny czy pory o odpowiednich kształtach, są trudne do zastosowań bezpośrednich danych geofizyki wiertniczej, gdyż wymagają analizy mikrostruktur na szlifach rdzeni lub analiz mikroskopowych. Z tego powodu w ramach tego opracowania przedstawiono dalej szczegółowo modele warstwowe oraz możliwości ich bezpośredniego zastosowania do wyników ilościowej analizy danych geofizyki wiertniczej.

Rysunek 2 przedstawia ogólną ideę modelu  $n$ -warstwowego, w którym każda z warstw charakteryzuje się pewną objętościową zawartością danego składnika skały  $V_i$  i przewodnością cieplną  $\lambda_i$ . Takie podejście pozwala całkowity przepływ energii cieplnej przez skałę charakteryzowany cieplną przewodnością  $\lambda$



**Rysunek 2.** Szkic idei przepływu ciepła przez ośrodek warstwowy; A – przypadek ogólny, B – prosty model skały porowatej (Schön, 2011)

**Figure 2.** Sketch of the idea of heat flow through a layered medium; A – the general case, B – simple porous rock model (Schön, 2011)

podzielić na przypadek modelu równoległego do granic warstw (19) oraz modelu prostopadłego do granic warstw (20):

$$\lambda_{\parallel} = \sum_{i=1}^n V_i \lambda_i \quad (19)$$

$$\lambda_{\perp} = \left[ \sum_{i=1}^n V_i \lambda_i^{-1} \right]^{-1} \quad (20)$$

Dla prostego modelu skały porowatej wzory (19) i (20) przyjmują postać:

$$\lambda_{\parallel} = (1 - PHI)\lambda_{ma} + PHI\lambda_{fl} \quad (21)$$

$$\lambda_{\perp} = [(1 - PHI)\lambda_{ma}^{-1} + \varphi PHI \cdot \lambda]^{-1} \quad (22)$$

gdzie:

$\lambda_{ma}$  – przewodność cieplna matrycy,

$\lambda_{fl}$  – przewodność cieplna płynu,

$\varphi$  – porowatość.

Dodatkowo możemy zawęzić zakres obliczonych wartości z modeli warstwowych, stosując dolne ( $\lambda_{HS-}$ ) oraz górne ( $\lambda_{HS+}$ ) granice Hashina–Shtrikmana (Fuchs et al., 2015), wzory (23) i (24). Model ten zakłada, że badane skały są izotropowe i homogeniczne, a dolna granica odpowiada takiej geometrii, dla której sferyczne ziarna szkieletu ziarnowego rozproszone są w roztworze porowym, zaś górna granica reprezentuje skałę, w której szkielecie ziarnowym występują sferyczne inkluzje roztworu porowego.

$$\lambda_{HS-} = \lambda_{p+} + \frac{1 + PHI}{\left( \frac{1}{\lambda_p - \lambda_m} \right) + \left( \frac{PHI}{3\lambda_m} \right)} \quad (23)$$

$$\lambda_{HS+} = \lambda_{m+} + \frac{PHI}{\left( \frac{1}{\lambda_p - \lambda_m} \right) + \left( \frac{1 - PHI}{3\lambda_m} \right)} \quad (24)$$

Wyniki powyższych modeli stanowią granicę możliwych zmienności przewodności cieplnej formacji o konkretnym

składzie litologicznym, porowatości i nasyceniu i odpowiadają idealnej sytuacji przepływu ciepła jedynie prostopadle lub równoległe do granic warstw. W rzeczywistości mamy do czynienia z kombinacją tych warunków przepływu, a modele im odpowiadające to właśnie owe zależności „mieszane”. Najprostsze z nich to (25)–(27):

$$\text{średnia arytmetyczna} \quad \lambda_A = \frac{\lambda_{\parallel} + \lambda_{\perp}}{2} \quad (25)$$

$$\text{średnia geometryczna} \quad \lambda_{geom} = \prod_{i=1}^n (\lambda_i^{V_i}) \quad (26)$$

dla prostego modelu ośrodka porowego

$$\lambda_{geom} = \lambda_{ma}^{1-PHI} \lambda_{fl}^{PHI} \quad (27)$$

### Laboratoryjne metody wyznaczania przewodności cieplnej

Przewodność cieplną można eksperymentalnie wyznaczyć metodą stacjonarną poprzez rozwiązanie zagadnienia brzegowego dla badanej próbki, a następnie – w oparciu o temperatury zmierzone w ściśle określonych punktach rozpatrywanej próbki – obliczenie współczynnika  $\lambda$ . W badanym ośrodku wprowadza się zaburzenie termiczne i obserwuje się pole temperatury. Wyznaczanie przewodności cieplnej polega więc na rozwiązaniu zagadnienia inwersyjnego przewodzenia ciepła – znane jest pole temperatury i warunki brzegowe, a wyznacza się właściwości ośrodka, w którym odbywa się przewodzenie.

Przewodność cieplną można wyznaczyć za pomocą metod stanu ustalonego stosowanych w ciepłomierzu i aparaturze z dzielonymi prętami lub metod niestabilnych stosowanych w aparacie z gorącym drutem i sondą termiczną opisanych w normie BS 874: 1973, gdzie odpowiednia metoda pomiaru zależy od takich czynników jak oczekiwana przewodność cieplna i zakres temperatury. Metody przejściowe mają ograniczenia związane z kontaktem elementu grzejjego z otaczającą skałą (Jeschke, 1978), podczas gdy bardziej jednorodnie, ustalone gradienty temperatury mogą być utrzymywane przy użyciu metody płytowej (Bode, 1985). Dla gleb i skał odpowiednia metodologia jest zawarta w normie ASTM E1225 (1987), gdzie jednowymiarowy przepływ ciepła, opisany równaniem 28, w kierunku  $q_z$  odnosi się do przewodności cieplnej,  $\lambda_z$ :

$$q_z = -\lambda_z \cdot dT/dz \quad (28)$$

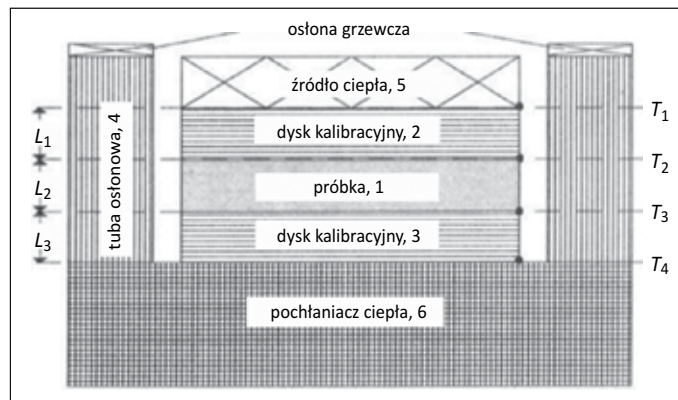
gdzie  $dT/dz$  to gradient temperatury w kierunku  $z$ .

Rysunek 3 przedstawia aparaturę badawczą, w której ustalony jest stały przepływ ciepła od źródła ciepła na górze – 5 do pochłaniacza ciepła na dole – 6. W warunkach równowagi mierzony jest gradient termiczny w poprzek badanej próbki i przepływ ciepła przez kolumnę poprzez pomiar temperatury

na termoparach, gdzie przewodność cieplną  $\lambda_s$  próbki badanej oblicza się ze wzoru (29):

$$\lambda_s = x = \frac{\lambda_c L_2}{2(T_3 - T_2)} \left( \frac{(T_1 - T_2)}{L_1} + \frac{(T_3 - T_4)}{L_3} \right) \quad (29)$$

gdzie  $\lambda_c$  to przewodność cieplna dysków kalibracyjnych.



Rysunek 3. Aparat do pomiaru przewodności cieplnej

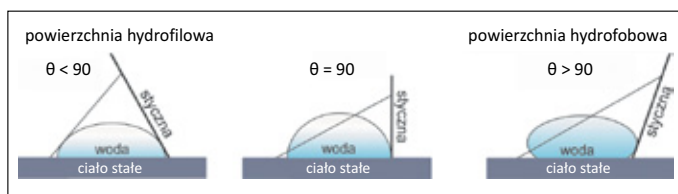
Figure 3. Apparatus for measuring thermal conductivity

### Laboratoryjne metody wyznaczania zwilżalności skał

#### Pomiar kąta zwilżania

Zwilżalność układu płyn złożowy–skała (ang. *wettability*) ma wpływ na rozkład płynów w ośrodku porowatym będącym zbiornikiem dla węglowodorów, nośnika ciepła geotermalnego czy innego magazynowanego medium. Na zwilżalność skały wpływa wiele czynników, takich jak początkowe nasycenie wodą, historia nasycenia, pH, skład ropy, zawartość ilów oraz stabilność cienkiego filmu na powierzchni skały (Punase et al., 2014). Właściwości te podlegają zmianom w historii produkcji lub zatłaczania medium do skały, dlatego istotna jest ocena wpływu zmian temperatury na zwilżalność skały złożowej. Ponadto zwilżalność jest jednym z ważnych parametrów petrofizycznych kontrolujących i regulujących migrację ropy naftowej i wody w skałe. Stąd scharakteryzowanie tego parametru odgrywa ważną rolę m.in. w optymalizacji wydobycia ropy naftowej. Zwilżalność definiujemy jako zdolność do przylegania do powierzchni ciała stałego jednego płynu w obecności drugiego. Jeżeli dwie niemieszające się fazy kontaktują się z powierzchnią ciała stałego, to jedna spośród nich zazwyczaj jest przyciągana do ciała stałego z większą siłą niż druga. Faza, która przyciągana jest mocniej, jest nazywana fazą zwilżającą. Zwilżalność jest zatem miarą tendencji, pod wpływem której jedna ciecz wypiera drugą. Zwilżalność można mierzyć laboratoryjnie na próbkach skał. Wykorzystuje się metodę pomiaru kąta kontaktu (zwilżania), czyli kąta pomiędzy prostą styczną do cieczy w punkcie styku ze skałą, a jejgo powierzchnią. Przyjmuje się, że skały o kącie kontaktu niższym

niż  $90^\circ$  są hydrofilowe, zaś skały o kącie kontaktu wyższym niż  $90^\circ$  są hydrofobowe (rysunek 4). Jeśli wartości oscylują wokół  $90^\circ$ , to skała charakteryzuje się neutralnym systemem zwilżalności. Kąt zwilżania zależy od: napięcia powierzchniowego kontaktujących się płynów, energii powierzchniowej, właściwości fazy stałej. Rodzaj skały i skład chemiczny cieczy mają znaczący wpływ na wartość kąta zwilżania. Zwilżalność jest właściwością wpływającą na ciśnienie kapilarne, właściwości elektryczne, względną przepuszczalność, produkcję wody i intensyfikację procesów wydobywania. Ze względu na wpływ zwilżalności na rozkład płynów w przestrzeni porowej jest to kluczowy parametr pozwalający kontrolować ruch płynów w złożu. W warunkach złożowych czynnikami wpływającymi na wielkość napięcia powierzchniowego są: temperatura (im wyższa, tym niższe napięcie powierzchniowe), ciśnienie (im wyższe, tym niższe napięcie powierzchniowe), różnica gęstości i lepkości między ropą i wodą (im mniejsze są te różnice, tym mniejsze jest napięcie powierzchniowe na granicy rozdziału), ilość gazu rozpuszczonego w ropie (wzrost ilości gazu powyżej ciśnienia nasycenia zmniejsza napięcie powierzchniowe, natomiast poniżej ciśnienia nasycenia – powoduje wzrost napięcia powierzchniowego) (Speight, 2017).



**Rysunek 4.** Kąt kontaktu (zwilżania) dla skał hydrofilowych, neutralnych i hydrofobowych

**Figure 4.** Contact angle for hydrophilic, neutral and hydrophobic rocks

### Test Amotta

Zwilżalność można oznaczyć na próbkach także przy wykorzystaniu testu Amotta. Metoda ta stanowi jeden z głównych sposobów wyznaczania zwilżalności skały nasyconej różnymi płynami, a zarazem podstawową metodę wyznaczania zwilżalności w praktyce przemysłu naftowego. Pomiar zwilżalności Amotta pozwala na wyznaczenie makroskopowej średniej zwilżalności skały przez określone płyny. Polega na pomiarze ilości płynów samoczynnie wchłanianych i zatłaczanych do próbki skały. Metoda Amotta nie dostarcza zwilżalności bezwzględnej, ale jest standardem przemysłowym do porównywania zwilżalności rdzeniowych próbek różnych skał. Pomiar obejmuje cztery podstawowe etapy, podczas których mierzy się:

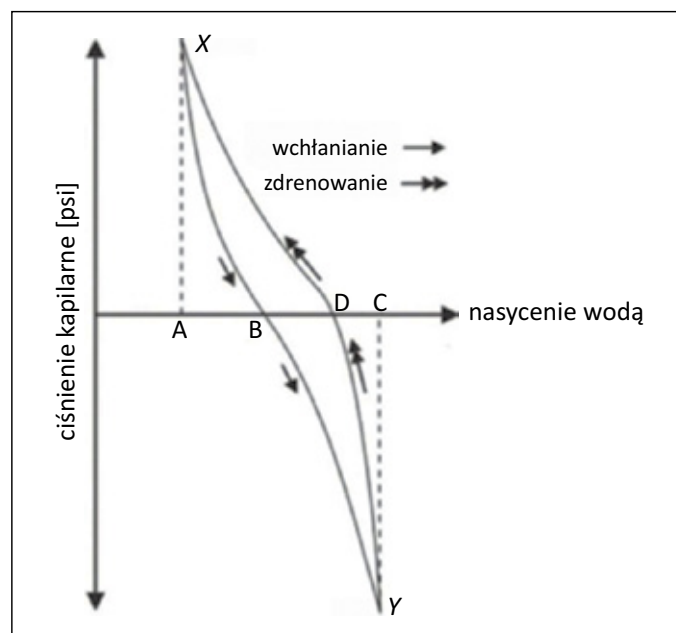
- ilość wody lub solanki samoczynnie wchłoniętej = ilość oddanej ropy w kroku 1 (AB na rysunku 5);
- ilość wody lub solanki zatłoczonej = ilość oddanej ropy w kroku 2 (BC na rysunku 5);

- ilość samoczynnie wchłoniętej ropy = ilość oddanej wody w kroku 3 (CD na rysunku 5);
- ilość zatłoczonej ropy = ilość oddanej wody w kroku 4 (DA na rysunku 5).

Początkowo próbka rdzenia jest nasycona ropą przy początkowym, resztkowym poziomie nasycenia wodą (punkt X na rysunku 5). Pomiary samoczynnego wchłaniania są przeprowadzane przez umieszczenie próbki w pojemniku zawierającym znaną objętość płynu do wchłonięcia, tak aby była ona całkowicie zanurzona odpowiednio w wodzie i ropie, i zmierzenie objętości płynu wypartego przez nasączający płyn (kroki 1 i 3 na rysunku 5). Pomiary z zatłaczaniem cieczy są wykonywane przez wstrzykiwanie płynu do próbki skały i pomiar ilości wypartego płynu (kroki 2 i 4 na rysunku 5). Próbki wodozwilżalne samoczynnie wchłaniają tylko wodę, natomiast próbki ropozwilżalne samoczynnie wchłaniają tylko ropę, a te, które samoczynnie nie wchłaniają żadnej z nich, nazywane są neutralnie zwilżalnymi. Współczynniki zwilżalności dla wody (AB/AC) lub ropy (CD/CA) są stosunkami samoczynnego nasiąkania do całkowitego nasiąkania każdego płynu.

$$\text{współczynnik zwilżalności ropy} = \frac{\text{samoczynnie wchłonięta ropa}}{\text{całkowita ilość wchłoniętej ropy}} = \frac{CD}{CA} \quad (30)$$

$$\text{współczynnik zwilżalności wody} = \frac{\text{samoczynnie wchłonięta woda}}{\text{całkowita ilość wchłoniętej wody}} = \frac{AB}{AC} \quad (31)$$



**Rysunek 5.** Cztery etapy nasycenia skały: samoczynne i wymuszone nasycenie wodą, AB i BC, oraz samoczynne i wymuszone nasycenie ropą, CD i DA

**Figure 5.** Four stages of rock saturation; spontaneous and forced water imbibition AB and BC and spontaneous and forced oil imbibition CD and DA

Metodyka modelowania

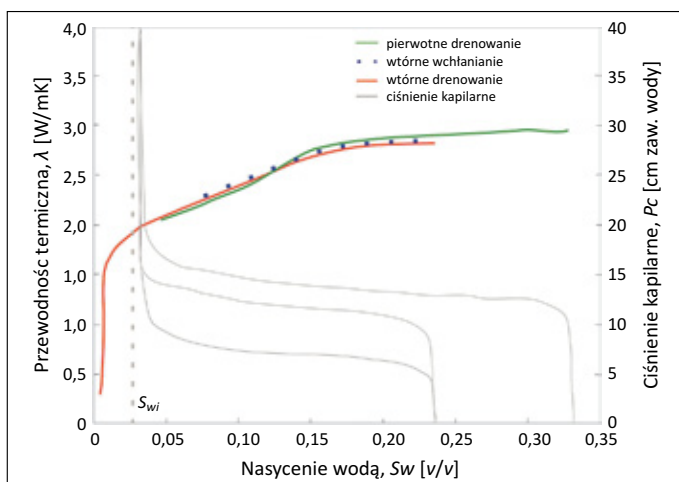
Do tej pory opracowano wiele modeli umożliwiających szacowanie przewodności cieplnej, bazując na składzie mineralnym skały, jej porowatości i nasyceniu płynami złożowymi (Middleton et al., 1994; Hartmann et al., 2005; Goutorbe et al., 2006; Schön, 2011). Wykonano również znaczną liczbę badań laboratoryjnych przewodności cieplnej dla poszczególnych typów skał oraz minerałów, zatem znając skład mineralogiczny skały, jej porowatość oraz współczynnik nasycenia wodą, ropą i gazem, możemy wykorzystać model litologiczno-porowatościowy, stanowiący średnią geometryczną udziału poszczególnych minerałów w skale ( $V_i$ ) oraz przypisanych tych minerałom wartości przewodności cieplnej ( $\lambda_i$ ).

Przewodność cieplna jest wielkością wektorową; jej wartości zależą także od geometrii, kształtu i wielkości porów (Gegenhuber i Schoen, 2012), ale też od ilości i rozmieszczenia wody w skale. Smits w swojej pracy (Smits et al., 2010) badał zmienność przewodności cieplnej ( $\lambda$ ), ciśnienia kapilarnego ( $P_c$ ) i temperatury ( $PT$ ) dla czterech hydrofilowych próbek piasków o różnej porowatości i uziarnieniu przy różnym stopniu nasycenia wodą ( $S_w$ ). Przeprowadzony eksperyment wykazał, że przewodność cieplna wzrastała wraz ze wzrostem zawartości wody w skale. Natomiast nie miało znaczenia, czy nasyconą w 100% próbkę poddawano procesowi osuszania (ang. *drainage*), czy osuszoną próbkę nawadniano (ang. *wetting*), zależność przybierała podobny przebieg (rysunek 6). Wpływ porowatości na rejestrowane wartości przewodności cieplnej był zauważalny powyżej resztkowego nasycenia wodą

( $S_{wi}$ ), jednak zależności  $\lambda$  vs  $PHI$  przy danym nasyceniu wodą były zbliżone. Efekt wielkości ziarna dla badanego zakresu (0,36–1,04 mm) był nieistotny.

Hydrofobowość ma wpływ na termiczną i elektryczną przewodność skał, jednak zależność ta nie jest dokładnie rozpoznana.

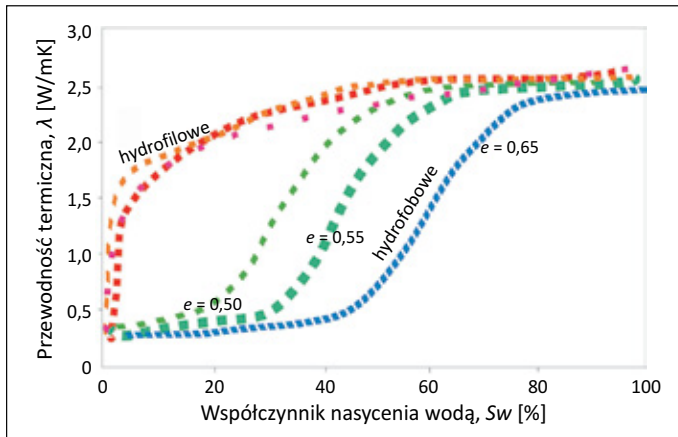
Dong i Pamukcu (2014) prowadzili badania na hydrofilowych i hydrofobowych próbkach piasku przy różnym stopniu nasycenia wodą. Piaski hydrofobowe uzyskane poprzez powlekanie powierzchni ziaren piasku silanem organicznym zostały wykorzystane do zbadania wpływu zwilżalności na cieplną i elektryczną przewodność ośrodka skalnego. W celu regulowania nasycenia próbek wodą poddawano je procesowi kontrolowanego osuszania, rejestrując jednocześnie zmieniające się właściwości termiczne próbek. Zaobserwowano, że rozmieszczenie wody w próbce silnie zależy od jej stanu zwilżalności, co z kolei miało znaczący wpływ na przewodność elektryczną i termiczną ziaren piasku. Eksperyment przeprowadzono w komorze testowej z wymuszoną konwekcją. Probki osadów (piasku) zostały umieszczone na wadze cyfrowej i wysuszone poprzez odparowanie wody ze 100% nasycenia do 0% nasycenia. Podczas procesu parowania waga próbek była monitorowana i rejestrowana w sposób ciągły. Na koniec próbki zostały całkowicie wysuszone w piecu w temperaturze 120°C w celu określenia, czy jakkolwiek wilgoć pozostała na cząstkach po odparowaniu wody w komorze testowej. Masa ta była znikoma. Podczas procesu parowania termiczne i elektryczne wartości przewodnictwa były mierzone i rejestrowane co 30 minut. Przyjęto, że próbki we wszystkich testach były jednorodnie upakowane i miały właściwości izotropowe. Eksperyment przeprowadzono na trzech próbkach wodozwilżalnych (oznaczonych na rysunku 7 kolorem różowym, pomarańczowym i czerwonym) oraz trzech próbkach ropozwilżalnych (oznaczonych kolorem niebieskim, morskim i jasnozielonym). Probki oprócz zwilżalności różniły się także gęstością. Maksymalne przewodności wszystkich próbek przy 100-proc. nasyceniu wodą wynosiły około 2,5 W/mK, natomiast wartości minimalne były w przybliżeniu równe 0,25 W/mK. Jednak sam przebieg zależności  $\lambda$  vs  $S_w$  przy zmieniającym się nasyceniu wodą znacznie się różnił w zależności od tego, czy próbka była hydrofilowa, czy hydrofobowa. W przypadku próbek wodozwilżalnych o różnej gęstości (a zatem także o różnej porowatości) podczas procesu osuszania do około 50%  $S_w$  praktycznie nie dostrzeżono znaczących zmian przewodnictwa termicznego, dopiero gdy zawartość wody wynosiła poniżej 50%, zauważono liniowy spadek przewodności cieplnej – aż do momentu, gdy zawartość wody w próbce spadła do około 5% ( $\lambda \approx 1,7$  mK), wówczas następowało gwałtowne obniżanie się przewodnictwa termicznego, które przy 0-proc. nasyceniu wodą osiągnęło minimum (0,25 W/mK).



**Rysunek 6.** Zależność przewodności cieplnej od zawartości wody dla piaskowca (porowatość = 0,33, gęstość objętościowa = 1,78 g/cm<sup>3</sup>) na różnych etapach cyklu osuszania i nawadniania próbki skalnej (na podstawie Smits et al., 2010)

**Figure 6.** Dependence between thermal conductivity and water content for sandstone (porosity = 0.33, bulk density = 1.78 g/cm<sup>3</sup>) at different stages of the drainage and imbibition cycle of a rock sample (based on Smits et al., 2010)





**Rysunek 7.** Wpływ nasycenia wodą na wartości przewodnictwa cieplnego dla skał hydrofilowych i hydrofobowych (zmienione za Dong i Pamukcu, 2014). Współczynnik  $e$  jest związany z porowatością skały – im bardziej porowata skała, tym wyższe wartości  $e$

**Figure 7.** Effect of water saturation on thermal conductivity values for hydrophilic and hydrophobic rocks (after Dong and Pamukcu, 2014), the coefficient  $e$  is related to the porosity of the rock, the higher the porosity the higher  $e$  values

Zależność ta była bardzo podobna dla wszystkich trzech hydrofilowych próbek różniących się gęstością (porowatością). Bardzo podobną zależność  $\lambda$  od  $S_w$  dla próbek wodorozwilżalnych uzyskał Smits (Smits et al., 2010) (rysunek 6). W przypadku próbek hydrofobowych w zależności od gęstości próbki obserwujemy maksymalne wartości przewodnictwa cieplnego dla nasycenia  $S_w$  80–100% dla próbki o najniższej gęstości (kolor niebieski) i  $S_w$  50–100% dla próbki o najwyższej gęstości (kolor jasnozielony). Przy dalszym osuszaniu próbek przewodność termiczna obniża się i uzyskuje minimalne wartości 0,25 W/mK już przy 20-proc. nasyceniu wodą, a więc wcześniej niż w przypadku próbek hydrofilowych. Dodatkowo zaobserwowano, że gęste (mniej porowate) próbki lepiej przewodzą ciepło, maksymalne wartości przewodności cieplnej utrzymują się aż do momentu, gdy próbka osiągnie 50% nasycenia wodą, dopiero poniżej tych wartości obserwujemy obniżanie przewodności cieplnej. Dla wysokich wartości nasycenia wodą, powyżej 80%, nie ma większego znaczenia, czy próbka jest hydrofilowa, czy hydrofobowa, przewodnictwo ciepła jest podobne, natomiast w przypadku, gdy zawartość wody jest niższa niż 50%, zdecydowanie lepiej przewodzą ciepło próbki hydrofilowe, w których dopiero przy nasyceniu wodą poniżej 5% następuje gwałtowny spadek przewodności cieplnej. W przypadku próbek hydrofobowych, niezależnie od gęstości próbki, minimalne wartości przewodności uzyskiwane są już przy 20-proc. nasyceniu wodą. Dodatkowo w przypadku piasków ropozwilżalnych widać zdecydowanie większy wpływ gęstości (porowatości) na efekt przewodnictwa cieplnego. Dla piasków wodorozwilżalnych efekt ten jest prawie niezauważalny.

### Równania opisujące wpływ zwilżalności na przewodność cieplną skały w funkcji nasycenia wodą

System zwilżalności determinuje zależność pomiędzy przewodnictwem cieplnym a nasyceniem wodą. Na podstawie wcześniejszych obserwacji dla skał wodorozwilżalnych można estymować tę zależność przy wykorzystaniu funkcji logarytmicznej w postaci (30) (rysunek 8):

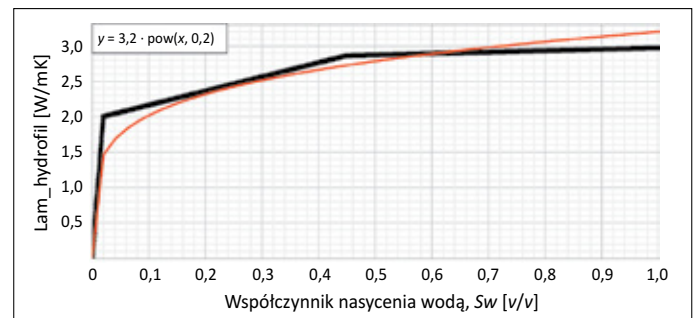
$$\lambda_w = aS_w^b \quad (32)$$

gdzie:

$\lambda_w$  – przewodnictwo cieplne skały hydrofilowej,

$a$  – maksymalna wartość przewodności cieplnej dla 100% nasycenia skały wodą,

$b$  – minimalna wartość przewodności cieplnej dla 0% nasycenia skały wodą, zależne od zwilżalności skały.



**Rysunek 8.** Model przedstawiający zależność pomiędzy przewodnością cieplną skały hydrofilowej ( $Lam\_hydrofil$ ) a współczynnikiem nasycenia wodą ( $S_w$ )

**Figure 8.** Model of dependency between the thermal conductivity of a hydrophilic rock ( $Lam\_hydrofil$ ) and the water saturation coefficient ( $S_w$ )

Dla skał ropozwilżalnych zależność  $\lambda_0 = f(S_w)$  można przedstawić za pomocą funkcji logistycznej (33):

$$\lambda_0 = f(S_w) = \frac{a}{1 + b^{-S_w + c}} \quad (33)$$

gdzie:

$\lambda_0$  – przewodnictwo cieplne skały hydrofobowej,

$a, b, c$  – współczynniki kalibracyjne zależne od zwilżalności i porowatości skały,

$S_w$  – wartość współczynnika nasycenia wodą.

Funkcja logistyczna jest modelem matematycznym pozwalającym opisać wpływ kilku zmiennych  $x_1, x_2, x_3, \dots$  na zmienną wartość  $y$ . Funkcja przyjmuje wartości od 0 (gdy  $x \rightarrow -\infty$ ) do 1 (gdy  $x \rightarrow \infty$ ). Kształt funkcji przypomina literę S, do pewnej granicznej wartości progowej wzrost wartości jest minimalny, następnie od wartości progowej ( $p$ ) następuje szybki wzrost wartości funkcji aż do uzyskania maksimum; przy dalszym wzroście wartości  $x$  wartości  $y$  nie ulegają

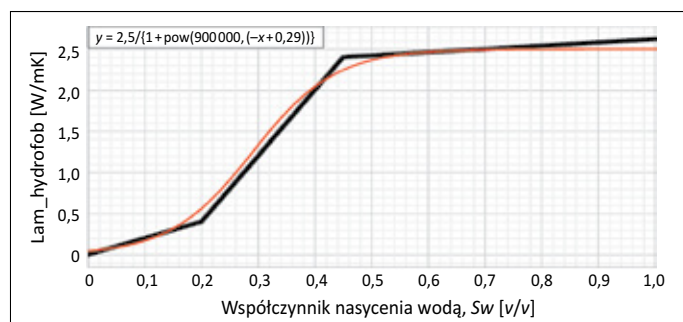
zmianie. Zakres zmienności na osi  $y$  wynosi  $(0; 1)$ , a na osi  $x$   $(-1; 1)$ .

Aby wzrost wartości  $y$  nie następował dla  $x = 0$ , należy wprowadzić zmienną  $c$  pozwalającą przesunąć wykres w poziomie, czyli definiować wartość progową ( $p$ ), po której przekroczeniu będzie następował wzrost wartości  $y$ , czyli przewodnictwa cieplnego, opisanego równaniem (32). W praktyce wartość  $p$  będzie zależeć od porowatości skały hydrofobowej – im wyższa porowatość, tym wyższa wartość progowa  $p$ . Z kolei parametr  $b$  steruje nachyleniem krzywej  $f(S_w)$ , czyli wpływa na szybkość wzrostu przewodności termicznej po przekroczeniu wartości progowej ( $p$ ). Wartości  $b$  zależne będą najprawdopodobniej od stopnia ropozwilżalności skały – im bardziej ropozwilżalna skała, tym powolniejszy wzrost przewodności cieplnej po przekroczeniu wartości progowej ( $p$ ). Wartości  $a$  stanowią maksymalne wartości przewodności cieplnej dla  $S_w = 100\%$ . Dla modelowego przypadku, gdy wartość progowa  $p = 0,2$ , maksymalna przewodność cieplna wynosi  $2,5 \text{ W/mK}$ , dla  $x \sim 50\%$ ,  $f(50) \sim 2,5$ , funkcja przyjmuje postać opisaną równaniem (34) i została zilustrowana na rysunku 9.

$$\lambda_0 = f(S_w) = \frac{2,5}{1 + 9 \cdot 10^{5-S_w+0,29}} \quad (34)$$

gdzie:  $a = 2,5$ ,  $b = 900\,000$ ,  $c = 0,29$ , współczynnik  $c$  maleje ze wzrostem porowatości skały.

Tempo wzrostu pomiędzy wartością progową ( $x = p$ ) a wartością, dla której  $f(x) = f_{\max}$ , zależy najprawdopodobniej nie tylko od porowatości skały, ale też od stopnia hydrofobowości skały – im bardziej hydrofobowa skała, tym wolniejszy będzie wzrost przewodności cieplnej. Zwilżalność ma zatem pośredni wpływ na przewodność cieplną skał. Wzrost przewodności cieplnej w funkcji nasycenia wodą przyjmuje inną postać dla skał wodorozwilżalnych niż dla ropozwilżalnych. Na podstawie



**Rysunek 9.** Model przedstawiający zależność pomiędzy przewodnością cieplną skały hydrofobowej ( $Lam\_hydrofob$ ) a współczynnikiem nasycenia wodą ( $S_w$ ) przy wykorzystaniu funkcji logistycznej

**Figure 9.** Model of dependency between the thermal conductivity of a hydrophobic rock ( $Lam\_hydrofob$ ) and the water saturation coefficient ( $S_w$ ) with the use of logistic function

danych literaturowych opisujących te zależności zaproponowano modele  $\lambda_0 = f(S_w)$  dla skał hydrofilowych i hydrofobowych.

### Testowanie modeli dla hipotetycznych ośrodków ropo- i wodorozwilżalnych

W celu prześledzenia zmian wartości przewodności cieplnej dla różnych wartości zailenia i porowatości przy zmieniającym się nasyceniu wodą założono cztery modele skały klastycznej (tabela 3). Następnie obliczono wartości przewodności cieplnej według zaproponowanych wzorów przy zmieniających się wartościach nasycenia wodą ( $S_w$ ) z krokiem  $0,005$ . Podobny eksperyment wykonano dla czterech modeli ropozwilżalnej skały węglanowej (tabela 4). Dla każdego modelu policzono  $\lambda_{S_w}$  przy użyciu wzoru (26). Wartości te wykorzystano do estymowania wartości parametru  $a$ , które stanowią maksymalne wartości  $\lambda$  dla  $S_w \approx 1$ .

W tabeli 5 zestawiono przyjęte w obliczeniach wartości przewodności cieplnej  $\lambda$  dla poszczególnych minerałów i płynów złożowych, podano także wartości pojemności cieplnej  $C_p$ .

Wyniki przeprowadzonych obliczeń przedstawiono na rysunkach 10 i 11.

Przedstawione w początkowej części opracowania wzory (19)–(27) do obliczania przewodności cieplnej umożliwiają obliczenie ekstremów, granicznych wartości  $\lambda$ . Jednak już przebieg zmienności  $\lambda$  od  $S_w$  jest inny, niż wynika z konwencjonalnie stosowanych modeli, zwłaszcza w przypadku skał ropozwilżalnych. Największe różnice zaznaczają się dla skał wodorozwilżalnych dla  $S_w$  z zakresu  $0-0,5$  oraz dla skał ropozwilżalnych dla  $S_w$  od  $0$  do  $0,3$ . Zatem aby obliczyć wartości  $\lambda(S_w)$ , musimy w zależności od systemu zwilżalności skały wykorzystać jeden z zaproponowanych modeli. Woda w skałach wodorozwilżalnych pokrywa ziarna minerałów i tworzy tzw. film wodny na powierzchni minerałów, wypełnia także małe pory skały, tworząc strugi, ścieżki perkolacji dla migracji fazy przewodzącej ciepło, ale też przewodzącej prąd elektryczny. Zależność przewodności cieplnej i elektrycznej od zwilżalności może mieć zbliżony charakter. Ropa w przeciwieństwie do wody nie jest dobrym przewodnikiem ciepła ( $\lambda = 0,14$ ), zaś w przypadku wody, w zależności od temperatury,  $\lambda = 0,4-0,62$ . W skałach ropozwilżalnych woda występuje głównie w dużych porach skały i często jest izolowana, nie tworzy ścieżek migracji dla fazy niezwilżającej, jaką jest w tym przypadku ropa. Zatem przewodnictwo ciepła jest w tym przypadku ograniczone.

Wyniki modelowania wskazują, że w przypadku skał wodorozwilżalnych wpływ systemu zwilżalności na wartości przewodności termicznej przy zmniejszającym się nasyceniu wodą jest mniejszy niż w przypadku skał ropozwilżalnych. W skałach wodorozwilżalnych największy spadek przewodności termicznej obserwujemy dopiero, gdy nasycenie wodą w skale spada poniżej  $0,05$ , co w rzeczywistości występuje rzadko. Zawsze

**Tabela 3.** Parametry przyjęte do obliczenia przewodności cieplnej dla czterech modeli skały klastycznej wodozwilżalnej**Table 3.** Parameters adopted to calculate thermal conductivity for four models of water-wet elastic rock

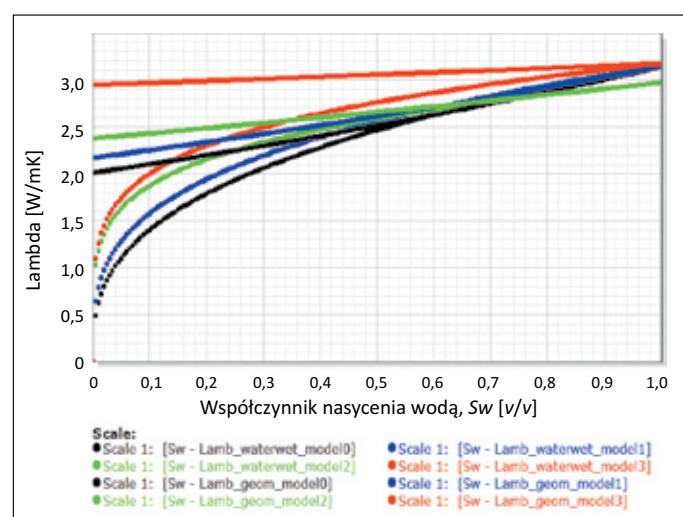
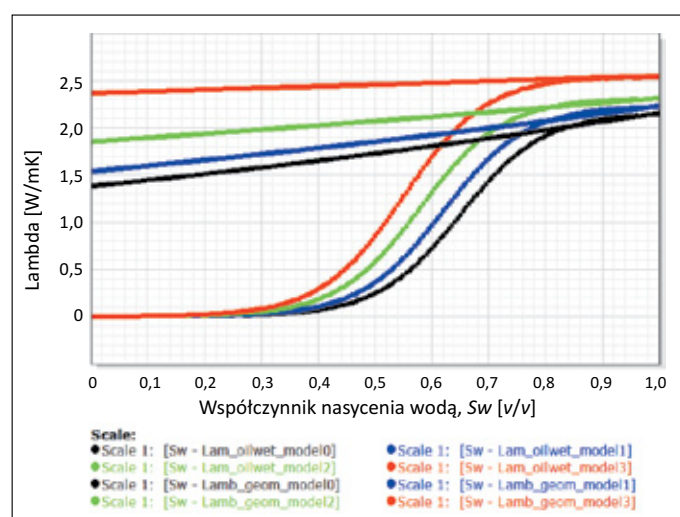
Modele	$Vcl$	$Vpsc$	$Phie$	$\lambda_{sw1}$ dla $Sw = 1$	Litologia	$b$
	[v/v]	[v/v]	[v/v]	[W/mK $\approx a$ ]		
0	0,10	0,60	0,30	3,140	piaskowiec 1	0,35
1	0,20	0,55	0,25	3,146	piaskowiec 2	0,30
2	0,45	0,40	0,15	2,970	mułowiec	0,20
3	0,60	0,35	0,05	3,172	iłowiec	0,20

**Tabela 4.** Parametry przyjęte do obliczenia przewodności cieplnej dla czterech modeli skały węglanowej ropozwilżalnej**Table 4.** Parameters adopted for the calculation of thermal conductivity for four models of oil-wet carbonate rock

Modele	$Vcl$	$Vpsc$	$Phie$	$\lambda_{sw1}$ dla $Sw = 1$	Litologia	$b$	$c$
	[v/v]	[v/v]	[v/v]	[W/mK $\approx a$ ]			
0	0,10	0,60	0,30	2,154	węglan 1	$9 \cdot 10^{-5}$	0,65
1	0,20	0,55	0,25	2,230	węglan 2	$9 \cdot 10^{-5}$	0,62
2	0,45	0,40	0,15	2,310	margiel	$9 \cdot 10^{-5}$	0,58
3	0,60	0,35	0,05	2,540	iłowiec marglisty	$9 \cdot 10^{-5}$	0,55

**Tabela 5.** Przyjęte w obliczeniach wartości przewodności cieplnej ( $\lambda$ ) i pojemności cieplnej ( $Cp$ ) dla poszczególnych minerałów i płynów złożowych**Table 5.** Values of thermal conductivity ( $\lambda$ ) and heat capacity ( $Cp$ ) for individual minerals and reservoir fluids

	Minerały ilaste	$Vpsc$	$Vwap$	Woda	Ropa
$\lambda$ [W/mK]	2,20	7,50	4,00	0,62	0,14
$Cp$ kJkg <sup>-1</sup> °K <sup>-1</sup>	0,70–0,93	0,70–0,74	0,79–0,93	4,22	2,13

**Rysunek 10.** Obliczone wartości przewodności cieplnej  $\lambda$  przy wykorzystaniu modelu geometrycznego ( $Lamb\_geom$ , równanie (26)) oraz modelu opisanego równaniem (32) ( $Lamb\_waterwet$ ) dla czterech modeli skały klastycznej, wodozwilżalnej**Figure 10.** Calculated values of thermal conductivity  $\lambda$  using the geometric model ( $Lamb\_geom$ , equation (26)) and the model described by equation (32) ( $Lamb\_waterwet$ ), for 4 models of clastic, water-wet rock**Rysunek 11.** Obliczone wartości przewodności cieplnej ( $\lambda$ ) przy wykorzystaniu modelu geometrycznego ( $Lamb\_geom$ , równanie (26)) oraz modelu opisanego równaniem (33) ( $Lamb\_oilwet$ ) dla czterech modeli skały węglanowej, ropozwilżalnej**Figure 11.** Calculated values of thermal conductivity ( $\lambda$ ) using the geometric model ( $Lamb\_geom$ , equation (26)) and the model described by equation (33) ( $Lamb\_oilwet$ ), for 4 models of oil-wet carbonate rock

w skale jest obecna pewna ilość wody, tzw. woda nieredukowalna ( $S_{wi}$ ), której ze skały nie można usunąć. Zawartość wody nieredukowalnej jest ściśle związana z litologią skały – im większe zailenie i niższa porowatość, tym wyższe  $S_{wi}$ . Nawet tzw. czyste piaskowce, w których zawartość iłów jest bardzo niska, zawierają od 5% do 10% wody nieredukowalnej. W modelu przedstawiającym ropozwilżalną skałę węglanową wartości przewodności cieplnej utrzymują się na wysokim poziomie w czystych porowatych węglanach do około 55% nasycenia wodą, a w marglistym iłowcu – do 75% nasycenia wodą. Punkt graniczny, po którego przekroczeniu następuje obniżanie wartości  $\lambda$  wraz ze spadkiem  $S_w$ , definiuje kilka czynników: porowatość, litologia, stopień ropozwilżalności. Im bardziej porowata i ropozwilżalna jest skała, tym wyższe wartości  $S_w$ , dla których obserwujemy spadek  $\lambda$ . W przedstawionych modelach zakres nasycenia wodą ( $S_w$ ), dla którego obserwujemy największe zmiany  $\lambda$ , odpowiada wartościom od 0,3 do 0,7. Obniżenie przewodności termicznej w skałach klastycznych spowodowane jest: wzrostem zailenia, wzrostem porowatości oraz obniżeniem hydrofilności skały (system neutralny, neutralno-ropozwilżalny).

Analiza wpływu zwilżalności na wartości przewodnictwa cieplnego w rzeczywistych ośrodkach jest bardzo trudna, gdyż należałoby wykonać badania laboratoryjne dla kilku grup danych o takim samym składzie mineralnym, porowatości i zaileniu, natomiast różniących się znacząco zwilżalnością. Tylko w takim przypadku możemy wyeliminować wpływ tych parametrów na wartości przewodności termicznej.

### Modelowanie parametrów termicznych skał rzeczywistych na przykładzie kambryjskich piaskowców

Omawiane powyżej teoretyczne modele zależności  $\lambda(S_w)$  przetestowano na danych rzeczywistych. Wybrano interwał piaskowców nasyconych ropą, w których dysponowano pomiarami zwilżalności. W piaskowcach tych przedstawiono zwilżalność jako parametr zależny od: nasycenia wodą nieredukowalną, wielkości porów oraz szorstkości (ang. *roughness*). Metoda została dokładnie opisana w publikacji Lis-Śledziony (2020). Nasycenie wodą nieredukowalną obliczono, opierając się na danych geofizyki wiertniczej, natomiast wielkości porów oszacowano na podstawie zależności pomiędzy przepuszczalnością a laboratoryjnymi pomiarami średnic porów. Obliczone wartości wodoswilżalności ( $AWI_{cal}$ ) zawierają się w przedziale od  $-1$  do  $1$ . Wartości od  $-1$  do  $0$  odpowiadają skałom wodoswilżalnym, wartości powyżej  $0,25$  – skałom ropozwilżalnym, natomiast wartości z zakresu od  $0$  do  $0,25$  reprezentują skały o neutralnym lub mieszanym systemie

wodoswilżalności. Piaskowce są z reguły wodoswilżalne, jednak w niektórych przypadkach na skutek prowadzonej eksploatacji system zwilżalności może ulec zmianie. W analizowanym przypadku tylko nieliczne interwały o wysokim nasyceniu ropą i wyższych porowatościach wykazywały niewielką ropozwilżalność bądź charakteryzowały się neutralnym systemem zwilżalności  $AWI_{cal}$  ( $0,25-0,35$ ). W wybranych czterech odwiertach dysponowano także interpretacją danych geofizyki wiertniczej wykonaną przez autorów opracowania. Obliczone parametry zbiornikowe: zailenie, zawartość kwarcu, porowatość efektywna, nasycenie wodą nieredukowalną i wodą wolną zostały wykorzystane do wyznaczenia wartości przewodności cieplnej przy wykorzystaniu czterech metod:

- **Lamb\_geom** – wartości przewodności cieplnej obliczone ze wzoru (26) jako średnia geometryczna, z przypisaniem poszczególnym składowym skały wartości z tabeli 6. Model ten pozwala oszacować średnie wartości przewodności cieplnej, które mieszczą się pomiędzy wartościami minimalnymi w przypadku założenia przepływu ciepła prostopadle do warstwowania oraz wartościami maksymalnymi w przypadku założenia przepływu ciepła równoległe do warstwowania;
- **Lamb\_geom\_Sw1** – wartości przewodności cieplnej obliczone ze wzoru (26) przy założeniu całkowitego nasycenia wodą  $S_w = 1$ ;
- **Lamb\_water\_wet** – wartości przewodności cieplnej obliczone z modelu opisanego wzorem (32) dla skał wodoswilżalnych;
- **Lamb\_oilwet** – wartości przewodności cieplnej obliczone z modelu opisanego wzorem (33) dla skał ropozwilżalnych.

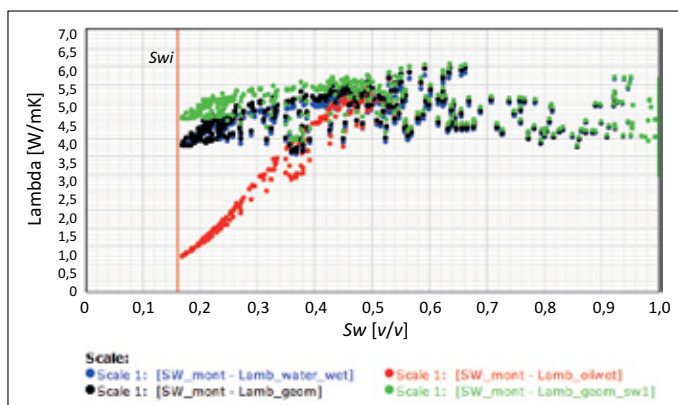
Następnie przeprowadzono podział piaskowca na interwały wodoswilżalne, dla których wartości obliczonej zwilżalności  $AWI_{cal} \leq 0,25$ , oraz interwały ropozwilżalne, w których wartości  $AWI_{cal} > 0,25$ . Na podstawie przeprowadzonej klasyfikacji obliczono rzeczywistą krzywą przewodności cieplnej, przypisując interwałom wodoswilżalnym wartości **Lamb\_water\_wet**, a ropozwilżalnym: **Lamb\_oilwet**. Wartości przewodności cieplnych obliczonych czterema metodami dla dwóch otworów przedstawiono na rysunkach 12–14. Wartości temperatury w interwale złożowym wynoszą  $79-80^\circ\text{C}$  i zostały przyjęte na podstawie ustalonych profilowań temperatury wykonanych w odwiertach.

Analiza uzyskanych wartości przewodności cieplnej wskazuje, że najwyższe wartości  $\lambda$  otrzymano dla modelu **Lamb\_geom\_Sw1** (równanie 26) przy założeniu całkowitego nasycenia skały wodą. Wartości **Lamb\_geom\_Sw** obliczone dla zmiennej nasycenia wodą i wartości uzyskane przy zastosowaniu modelu dla skał wodoswilżalnych (**Lamb\_water\_wet**) są zbliżone. Najniższe wartości  $\lambda$  cechują skały ropozwilżalne, zwłaszcza w interwałach, gdzie nasycenie wodą jest niższe

**Tabela 6.** Przyjęte wartości przewodności cieplnej dla poszczególnych składowych skały oraz wartości parametrów  $a$  i  $b$  w modelu dla skał wodozwilżalnych

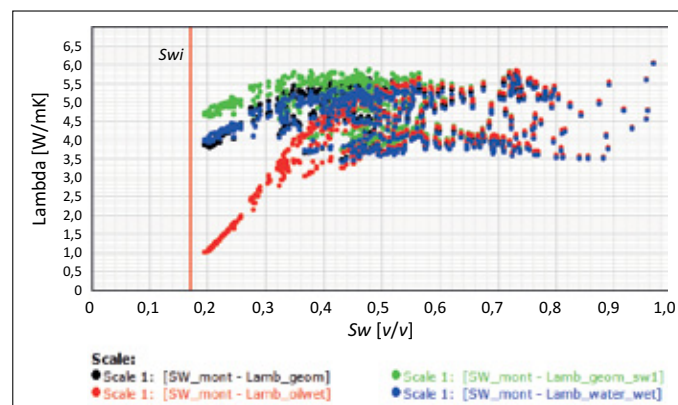
**Table 6.** The assumed values of thermal conductivity for individual rock components and the values of  $a$  and  $b$  parameters for water-wet rock model

Lamb $Vcl$	Lamb $Vpsc$	Lamb_ropa	Lamb_woda	$a = \lambda$ dla $Sw = 1$	$b$
[W/mK]	[W/mK]	[W/mK]	[W/mK]	[W/mK $\sim a$ ]	
2,2	7,5	0,14	0,62	Lamb_geom_sw1	0,1



**Rysunek 12.** Wyniki obliczonej przewodności cieplnej ( $\lambda$ ) w odwiercie A zestawione z wartościami współczynnika nasycenia wodą. Krzywa Lamb\_oilwet –  $\lambda$  obliczona z modelu dla skał ropozwilżalnych (równanie 33), Lamb\_water\_wet –  $\lambda$  obliczona z modelu dla skał wodozwilżalnych (równanie 32), Lamb\_geom –  $\lambda$  obliczona z równania (26), Lamb\_geom1 –  $\lambda$  obliczona z równania (26) przy założeniu całkowitego nasycenia wodą

**Figure 12.** The results of the calculated thermal conductivity ( $\lambda$ ) in the well A compared with the values of the water saturation coefficient. Lamb\_oilwet –  $\lambda$  calculated from the model for oil-wet rocks (equation 33), Lamb\_water\_wet –  $\lambda$  calculated from the model for water-wet rocks (equation 32), Lamb\_geom –  $\lambda$  calculated from equation (26), Lamb\_geom1 –  $\lambda$  calculated from equation (26) assuming the rock is fully water saturated



**Rysunek 13.** Wyniki obliczonej przewodności cieplnej ( $\lambda$ ) odwiercie B w funkcji zmiennego nasycenia wodą. Krzywa Lamb\_oilwet –  $\lambda$  obliczona z modelu dla skał ropozwilżalnych (równanie 33), Lamb\_water\_wet –  $\lambda$  obliczona z modelu dla skał wodozwilżalnych (równanie 32), Lamb\_geom –  $\lambda$  obliczona z równania (26), Lamb\_geom1 –  $\lambda$  obliczona z równania (26) przy założeniu całkowitego nasycenia wodą

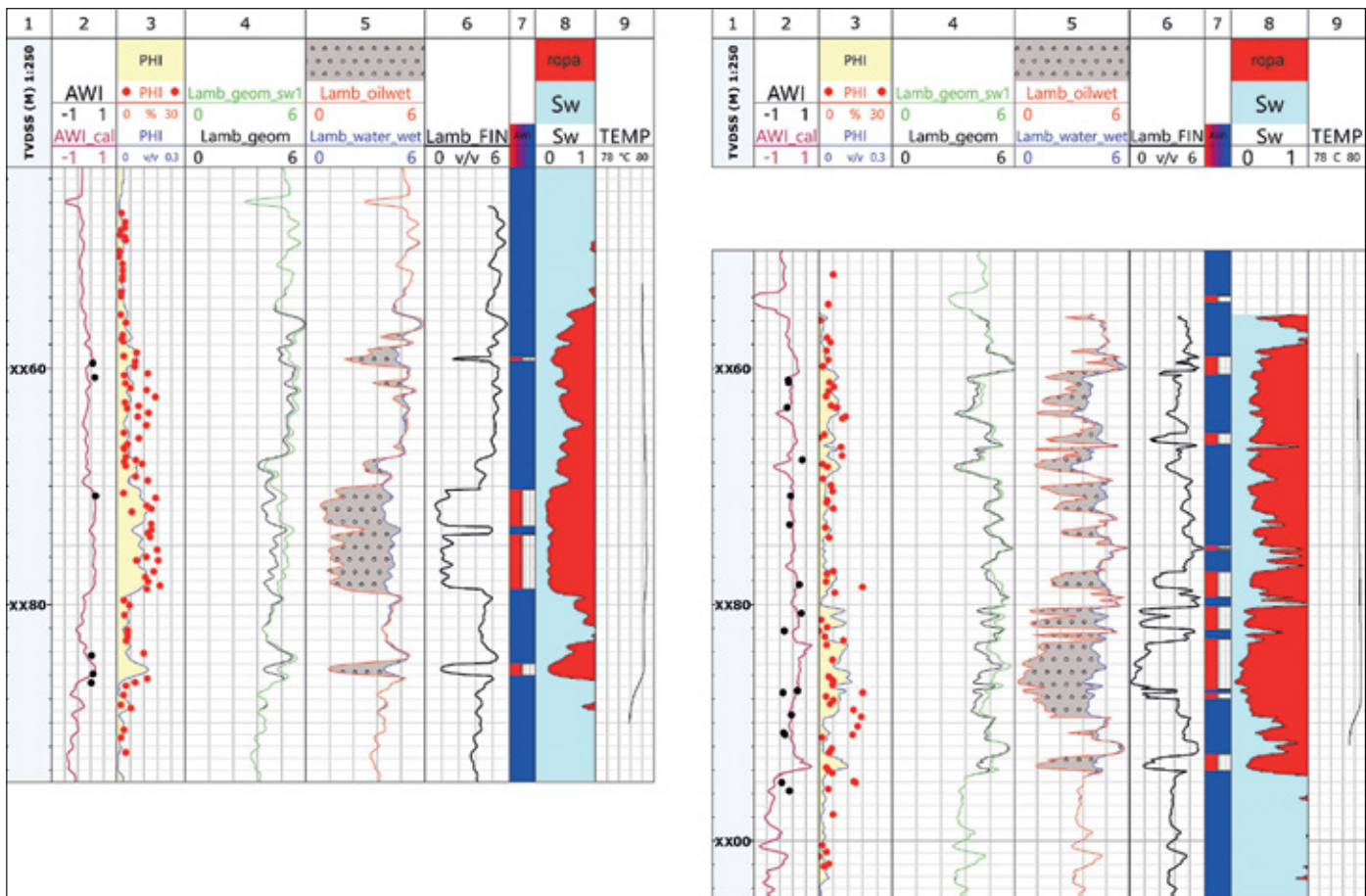
**Figure 13.** The results of the calculated thermal conductivity ( $\lambda$ ) in the well B compared with the values of the water saturation coefficient. Lamb\_oilwet –  $\lambda$  calculated from the model for oil-wet rocks (equation 33), Lamb\_water\_wet –  $\lambda$  calculated from the model for water-wet rocks (equation 32), Lamb\_geom –  $\lambda$  calculated from equation (26), Lamb\_geom1 –  $\lambda$  calculated from equation (26) assuming the rock is fully water saturated

niż 0,4, w miarę obniżania  $Sw$  od 0,4 do 0,17 następuje gwałtowny spadek przewodnictwa cieplnego do około 1 W/mK. Analiza zależności dla  $Sw < 0,17$  nie jest możliwa, jako że analizowany piaskowiec zawiera około 17% wody nieredukowalnej ( $Swi$ ), dlatego minimalne wartości  $Sw$  nie mogą być niższe niż  $Swi$ . W przypadku skał wodozwilżalnych można zauważyć, że uzyskano zbliżone wartości dla modelu Lamb\_geom i Lamb\_water\_wet, co sugeruje, że nie popełniono większego błędu, przyjmując model geometryczny. W obu przypadkach wartości nieznacznie obniżają się w miarę wzrostu nasycenia ropą, co widać zwłaszcza w interwale odpowiadającym wartościom  $Sw$  z zakresu 0,17–0,4. Minimalne wartości  $\lambda$  dla  $Sw = 0,17$  wynoszą około 3,75 W/mK. Jednak w przypadku skał ropozwilżalnych obliczone wartości  $\lambda$  z modelu geometrycznego są znacznie przeszacowane, w analizowanych odwiertach są o około 3 W/mK wyższe niż dla modelu Lamb\_oilwet. Należy zwrócić uwagę na fakt, że wartości  $\lambda$  dla  $Sw > 0,6$  są niższe niż dla  $Sw < 0,6$ . Jest to widoczne w przypadku wszystkich modeli

– fakt ten wynika ze zmiany litologii. Interwały zawdronione odpowiadają warstwom mułowców i ilowców występujących w obrębie interwału złożowego. Interwały te charakteryzują się wyższymi wartościami  $Vcl$ , a minerały ilaste mają niższą przewodność cieplną (1,7–2,9 W/mK) niż kwarc (6,5–7,7 W/mK).

Finalne wartości przewodności termicznej (Lamb\_FIN) w odwiertach A i C zostały przedstawione na rysunku 14 na ścieżce szóstej. Krzywa Lamb\_FIN jest wynikiem zastosowania równania (32) w interwałach wodozwilżalnych (Lamb\_water\_wet) i równania (33) w interwałach ropozwilżalnych (Lamb\_oilwet) – ścieżka czwarta. Na rysunkach przedstawiono także krzywą zwilżalności (AWI\_cal) (ścieżka druga), której wartości determinowały system zwilżalności (ścieżka siódma). Kolorem czerwonym oznaczono interwały ropozwilżalne, zaś niebieskim – wodozwilżalne. Ścieżka osma przedstawia obliczone wartości współczynnika nasycenia wodą ( $Sw$ ).

Na rysunku 15 zamieszczono wykres krzyżowy obrazujący zależność wartości Lamb\_FIN od nasycenia wodą.



**Rysunek 14.** Wyniki interpretacji w odwiercie A (po lewej) i C (po prawej). Ścieżka 1 – głębokość pozorna, 2 – porowatość, 3 – zwilżalność AWI\_cal, 4 – przewodność cieplna obliczona ze wzoru (26) dla skał w 100% nasyconych wodą – Lamb\_geom\_sw1 i dla wyliczonego nasycenia Sw – Lamb\_geom, 5 – przewodność cieplna obliczona z modelu dla skał wodozwilżalnych – Lamb\_water\_wet i ropozwilżalnych – Lamb\_oil\_wet, 6 – finalne wartości przewodności cieplnej Lamb\_FIN – z uwzględnieniem klasyfikacji na interwały wodo- i ropozwilżalne, 7 – klasyfikacja na interwały wodo- i ropozwilżalne, kolor niebieski: wodozwilżalne, kolor czerwony: ropozwilżalne, 8 – współczynnik nasycenia wodą Sw, 9 – profilowanie temperatury

**Figure 14.** Interpretation results in well A (left) and well C (right). Track 1 – apparent depth, 2 – porosity, 3- wettability AWI\_cal, 4 – thermal conductivity calculated from formula (26) for 100% water-saturated rock – Lamb\_geom\_sw1 and for calculated water saturation Sw – Lamb\_geom, 5 – thermal conductivity calculated from the model for water-wet rocks – Lamb\_water\_wet and oil-wet – Lamb\_oil\_wet, 6 – final values of thermal conductivity based on wettability classification – Lamb\_FIN, 7 – classification based on wettability values, blue- water-wet intervals, red – oil-wet intervals, 8 – water saturation coefficient Sw, 9 – well log temperature

W rozpatrywanych otworach maksymalne wartości przewodności cieplnej przy całkowitym zawodnieniu wynoszą 6 W/mK dla piaskowca i 4 W/mK dla iłowców. W przypadku wartości współczynnika nasycenia wodą od około 0,3 do 1 zmienność Lamb\_FIN jest niewielka: 4–6 W/mK, co ma najprawdopodobniej związek ze zmianami porowatości piaskowca. Wartości przewodności cieplnej dla mułowców i iłowców dla Sw z zakresu 0,3–1 W/mK są bardziej stabilne: 3,8–4,4 W/mK, gdyż zmienność porowatości w tych osadach jest niewielka. Natomiast interwały piaskowców o współczynniku nasycenia wodą z zakresu 0,17–0,3 wykazują szybki spadek przewodności cieplnej od 4 W/mK do 1 W/mK.

Sporządzono także wykresy krzyżowe różnicy przewodności cieplnej pomiędzy modelem dla skał wodozwilżalnych i ropozwilżalnych (35):

$$\begin{aligned} \text{dif water\_oilwet} &= \\ &= \text{Lambda\_water\_wet} - \text{Lambda\_oilwet} \quad (35) \end{aligned}$$

Wartości dif\_water\_oilwet zestawiono z wartościami porowatości na rysunku 16. W zakresie niskich porowatości, od 0 do 0,05, różnice pomiędzy wartościami przewodności cieplnej praktycznie nie występują, co wynika z faktu, że odpowiadają one głównie nasycenom wodą mułowcom i iłowcom. W przypadku gdy porowatość zaczyna wzrastać, wzrasta także różnica przewodności cieplnej. Można zatem wnioskować, że największy błąd oszacowania wartości  $\lambda$  popełniamy w przypadku skał porowatych o wysokim współczynniku nasycenia ropą i niskim Sw. W rzeczywistości skały takie będą odpowiadać głównie węglanom, choć także w przypadku piaskowców można wyróżnić interwały charakteryzujące się wyższym powinowactwem do ropy niż do wody.

## Wnioski

*Wnioski ogólne*

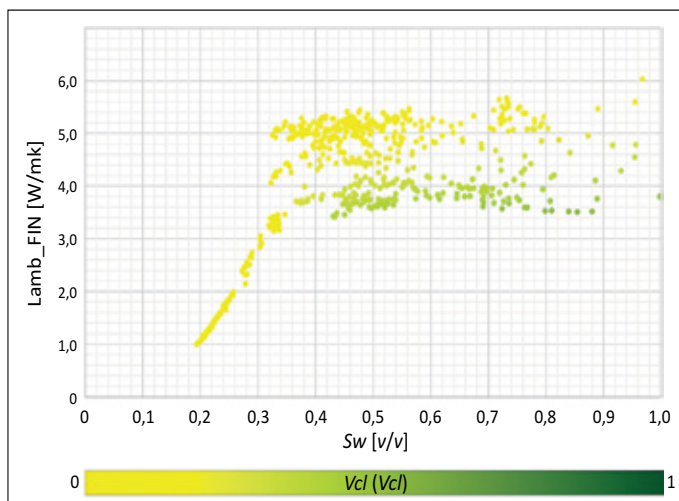
Przeprowadzone analizy pozwoliły na wysnucie wniosków o charakterze ogólnym dotyczących poruszanego w pracy wpływu zmiany zwilżalności skały na parametry termiczne.

1. Charakterystyka termicznych właściwości skały ma znaczące implikacje dla szerokiego zakresu zagadnień geotechnicznych i procesów inżynierskich, między innymi dla geotermii, sekwestracji dwutlenku węgla, pozyskiwania metanu z hydratów czy unieszkodliwiania odpadów nuklearnych.
2. Zwilżalność jest jednym z ważnych parametrów petrofizycznych kontrolujących i regulujących przepływ płynów w skale. Rozmieszczenie wody w skale silnie zależy od jej stanu zwilżalności, co z kolei ma znaczący wpływ na przewodność elektryczną i termiczną skały.
3. System zwilżalności skał, a więc hydrofilowy (wodozwilżalny), hydrofobowy (ropozwilżalny) lub też neutralny, determinuje zależność pomiędzy przewodnictwem cieplnym a nasyceniem wodą. Skały hydrofobowe i hydrofilowe przy wysokim stopniu nasycenia wodą, powyżej 80%, nie wykazują różnic w przewodnictwie cieplnym, natomiast w przypadku, gdy zawartość wody jest niższa niż 50%, zdecydowanie lepiej przewodzą ciepło skały hydrofilowe, w których dopiero przy nasyceniu wodą poniżej kilku procent następuje gwałtowny spadek przewodności cieplnej. W przypadku próbek hydrofobowych – niezależnie od porowatości próbki – minimalne wartości przewodności uzyskiwane są już przy 20-proc. nasyceniu wodą.
4. Przeprowadzone w pracy badania pozwoliły rozpoznać wpływ zwilżalności skały na parametr termiczny, jakim jest współczynnik przewodzenia. Jednak zwilżalność będzie wpływać także na pozostałe parametry termiczne ściśle powiązane ze współczynnikiem przewodzenia, takie jak: dyfuzyjność temperaturowa, pojemność cieplna, strumień cieplny czy oporność cieplna.

*Wnioski szczegółowe*

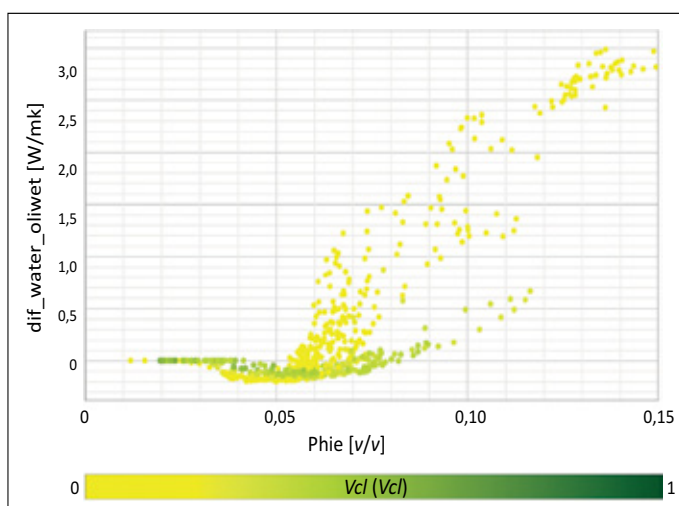
W wyniku przeprowadzonych modelowań dla piaskowców o znanej zwilżalności obliczono przewodność cieplną z wykorzystaniem modelu geometrycznego oraz opracowanych przez autorów modeli dla skał ropo- i wodozwilżalnych (32) i (33).

1. Przeprowadzone analizy wykazały, że najwyższe wartości przewodności cieplnej uzyskano dla modelu geometrycznego ( $\lambda_{geom}$ ) przy całkowitym nasyceniu skały wodą. W przypadku zastosowania modelu dla skał wodozwilżalnych uzyskano nieznacznie niższe wartości  $\lambda$ .
2. W wyniku przeprowadzonych obliczeń i analiz zaobserwowano, że przewodność cieplna skał o różnym systemie



**Rysunek 15.** Zależność pomiędzy finalną krzywą przewodności cieplnej  $\lambda_{FIN}$  a współczynnikiem nasycenia wodą w otworze B; skalą barw oznaczono zailenie ( $V_{cl}$ )

**Figure 15.** Crossplot of final thermal conductivity  $\lambda_{fin}$  and the water saturation coefficient in well B; the color scale indicates the shale volume ( $V_{cl}$ )



**Rysunek 16.** Zestawienie różnicy wartości przewodności cieplnej  $\text{dif\_water\_oilwet} = \lambda_{water\_wet} - \lambda_{oilwet}$  – z porowatością efektywną w odwiercie B; skalą barw oznaczono zailenie ( $V_{cl}$ )

**Figure 16.** Crossplot of the difference in thermal conductivity:  $\text{dif\_water\_oilwet} = \lambda_{water\_wet} - \lambda_{oilwet}$  and effective porosity in well B; the color scale indicates the shale volume ( $V_{cl}$ )

Przeprowadzone obliczenia pozwoliły rozpoznać wpływ zwilżalności skały na parametr termiczny, jakim jest współczynnik przewodzenia. Jednak zwilżalność będzie wpływać także na pozostałe parametry termiczne, takie jak: dyfuzyjność temperaturowa, pojemność cieplna, strumień cieplny czy oporność cieplna. Jak można zauważyć, zależna od zwilżalności przewodność cieplna jest parametrem występującym w równaniach (1)–(4), zatem ma wpływ na wartości wyżej wymienionych parametrów termicznych.

zwilżalności zależy także od stopnia nasycenia skały węglowodorami. Wraz ze wzrostem zawartości węglowodorów przewodność cieplna maleje – zarówno w skałach ropo-, jak i wodozwilżalnych. Jednak krzywa zmian wartości  $\lambda$  od  $S_w$  jest inna w obu przypadkach. Najniższe wartości  $\lambda$  cechują skały ropozwilżalne, zwłaszcza w interwałach, gdzie nasycenie wodą jest niższe niż 0,4. W miarę obniżania  $S_w$  od 0,4 do 0,17 następuje gwałtowny spadek przewodnictwa cieplnego do około 1 W/mK.

- Analiza zależności dla bardzo niskich wartości  $S_w$ , poniżej zawartości wody nieredukowalnej ( $S_{wi}$ ), nie jest możliwa z uwagi na to, że każda skała zawiera pewną ilość  $S_{wi}$ .
- W przypadku skał wodozwilżalnych można zauważyć, że uzyskano zbliżone wartości  $\lambda$  dla modelu Lamb\_geom i Lamb\_water\_wet, co sugeruje, że nie popełniamy większego błędu, przyjmując model geometryczny. W obu przypadkach wartości nieznacznie obniżają się w miarę wzrostu nasycenia ropą.
- Natomiast w przypadku skał ropozwilżalnych obliczone wartości  $\lambda$  z modelu geometrycznego są znacznie przeszacowane, w analizowanych odwiertach są wyższe o 3 W/mK w porównaniu z modelem Lamb\_oilwet. Należy także zwrócić uwagę na fakt, że wartości  $\lambda$  dla  $S_w > 0,6$  są znacznie niższe niż dla  $S_w < 0,6$  w przypadku wszystkich modeli, co jest związane ze zmianą litologii. Interwały zawodnione odpowiadają warstwom mułowców i iłowców.

Artykuł powstał na podstawie pracy statutowej pt. *Wpływ zwilżalności na wartości parametrów termicznych skał na podstawie profilowań geofizycznych i danych laboratoryjnych* – praca INiG – PIB; nr zlecenia 0051/SG/2022, nr archiwalny DK-4100-0039/2022.

## Literatura

- Abdulagatov I.M., Abdulagatov A.I., Kamalov A.N., 2005. Thermophysical properties of pure fluids and aqueous systems at high temperatures and high pressures. *Begell House, New York*.
- Alishaev M.G., Abdulagatov I.M., Abdulagatova Z.Z., 2012. Effective thermal conductivity of fluid-saturated rocks Experiment and modeling. *Engineering Geology*, 135–136: 24–39. DOI: 10.1016/j.enggeo.2012.03.001.
- Bała M., Waliczek M., 2012. Obliczanie ciepła radiogenicznego osadów cechsztynu i karbonu na podstawie danych geofizyki otworowej w rejonie rafy Brońsko. *Przegląd Geologiczny*, 60(3): 155–163.
- Berryman J., 1995. Mixture Theories for Rock Properties. [W:] Arens T.J. (ed.). *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants, Washington, DC: AGU*, 3: 205–228. DOI: 10.1029/RF003p0205.
- Bode K.H., 1985. Thermal conductivity measurements with plate apparatus: influence of the guard ring width on the accuracy of measurements. [W:] Shirliffé C.J., Tyre R.P. (eds.). *Guarded Hot Plate and Heat Flow Meter Methodology. ASTM Special Publication*, 879. DOI: 10.1520/STP879-EB.
- Brigaud F., Chapman D.S., Le Douaran S., 1990. Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *The American Association of Petroleum Geologists*, 74(9): 1459–1477.
- Bücker C., Rybach L., 1996. A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. *Marine and Petroleum Geology*, 13(4): 373–375. DOI: 10.1016/0264-8172(95)00089-5.
- Ciechanowska M., Gąsior I., 2000. Ciepło radiogeniczne emitowane przez utwory mioceńskie przedgórze Karpat. *Nafta-Gaz*, 56(4): 197–208.
- Dong Y., Pamukcu S., 2014. Thermal and electrical conduction in unsaturated sand controlled by surface wettability. *Acta Geotechnica*, 10: 821–829. DOI: 10.1007/s11440-014-0317-0.
- Evans T.R., 1977. Thermal properties of North Sea rocks. *Log Analyst*, 18(2): 3–12.
- Fuchs S., Balling N., Förster A., 2015. Calculation of Thermal Conductivity, Thermal Diffusivity and Specific Heat Capacity of Sedimentary Rocks Using Petrophysical Well Logs. *Geophysical Journal International*, 203(3): 1977–2000. DOI: 10.1093/gji/ggv403.
- Fuchs S., Schütz F., Förster H.-J., Förster A., 2013. Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: Correction charts and new conversion equations. *Geothermics*, 47: 40–52. DOI: 10.1016/j.geothermics.2013.02.002.
- Gąsior I., Przelaskowska A., 2006. Ocena współczynnika przewodności cieplnej na podstawie danych geofizyki wiertniczej. *Nafta-Gaz*, 62(8): 217–221.
- Gąsior I., Przelaskowska A., 2010. Charakterystyka parametrów termicznych skał mezopaleozoicznych z rejonu Kraków–Dębica. *Nafta-Gaz*, 66(8): 663–667.
- Gąsior I., Przelaskowska A., 2014. Estimating Thermal Conductivity from Core and Well Log Data. *Acta Geophysica*, 62(4): 785–801. DOI: 10.2478/s11600-014-0204-y.
- Gegenhuber N., Schoen J., 2012. New approaches for the relationship between compressional wave velocity and thermal conductivity. *Journal of Applied Geophysics*, 76: 50–55. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2011.10.005.
- Goss R., Combs J., Timur A., 1975. Prediction of thermal conductivity in rocks from other physical parameters and from standard geophysical well logs. *SPWLA 16<sup>th</sup> Annual Logging Symposium, New Orleans, Louisiana*. SPWLA-1975-MM.
- Goutorbe B., Lucazeau F., Bonneville A., 2006. Using neural networks to predict thermal conductivity from geophysical well logs. *Geophysical Journal International*, 166(1): 115–125. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.02924.x.
- Hartmann A., Rath V., Clauser C., 2005. Thermal conductivity from core and well log data. *International Journal Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(7–8): 1042–1055. DOI: 10.1016/j.ijrmms.2005.05.015.
- Hashin, Z., Shtrikman, S., 1962. A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. *Journal of Applied Physics*, 33(10): 3125–3131. DOI: 10.1063/1.1728579.
- Horai K., 1971. Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research*, 76(5): 1278–1308. DOI: 10.1029/JB076i005p01278.
- Hutt J.R., Berg J.W., 1968. Thermal and electrical conductivities of sandstone rocks and ocean sediments. *Geophysics*, 33: 489–500. DOI: 10.1190/1.1439946.
- Jarzyna J.A., Baudzis S., Janowski M., Puskarczyk E., 2021. Geothermal Resources Recognition and Characterization on the Basis of Well Logging and Petrophysical Laboratory Data, Polish Case Studies. *Energies*, 14(4), 850. DOI: 10.3390/en14040850.



- Jeschke P., 1978. Thermal conductivity of refractories: working with the hot-wire method. [W:] Tyre R.P. (ed.). *Thermal Transmission Measurements of Insulation. ASTM Special Publication 660*.
- Kestin J., Sengers J.V., Kamgar-Parsi B., Levelt Sengers J.M.H., 1984. Thermophysical properties of fluid H<sub>2</sub>O. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 13(1): 175–83. DOI: 10.1063/1.555707.
- Krawiec J., 2007. Ciepło radiogeniczne generowane przez mioceńskie utwory piaskowcowo-ilaste w rejonie złoża Husów. *Nafta-Gaz*, 63(3): 175–178.
- Lemmon E.W., Jacobsen R.T., Penonchello S.G., Friend D.G., 2000. Thermodynamic properties of air and mixtures of nitrogen, argon, and oxygen from 60 to 2000 K at pressures to 2000 MPa. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 29(3): 331–85. DOI: 10.1063/1.1285884.
- Lis-Śledziona A., 2020. Estimation of wettability from well log and laboratory measurements for clastic rocks. *Nafta-Gaz*, 76(7): 431–440. DOI: 10.18668/NG.2020.07.01.
- Middleton M., 1994. Determination of Matrix Thermal Conductivity from Dry Drill Cuttings. *AAPG Bulletin*, 78(11): 1790–1799.
- Plewa M., 1988. Wyniki badań ciepła radiogenicznego skał obszaru Polski. *Zeszyty Naukowe AGH, Geofizyka Stosowana*, 1.
- Plewa S., 1972. Geofizyka wiertnicza. *Wydawnictwo Śląsk, Katowice*.
- Plewa S., 1976. Correlation between thermal conductivity and Rother physical parameters of rocks. [W:] Adam A. (ed.). *Geoelectric and geothermal studies. KAPG Geophysical monograph. Akadémiai Kiadó, Budapest*.
- Plewa S., 1994. Rozkład parametrów geotermicznych na obszarze Polski. *Wydawnictwo CPPGSM i PAN, Kraków*.
- Przelaskowska A., 2018. Szacowanie wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców fliszowych na podstawie składu mineralnego. *Nafta-Gaz*, 74(6): 337–372.
- Punase A., Zou A., Elputranto R., 2014. How Do Thermal Recovery Methods Affect Wettability Alteration? *Journal of Petroleum Engineering*, 538021. DOI: 10.1155/2014/538021.
- Resnick R., Halliday D., 1990. *Fizyka. Tom 1. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa*.
- Rybach L., 1976. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pure and Applied Geophysics*, 114: 309–317.
- Schön J.H., 2011. Physical Properties of Rocks. *Handbook of Petroleum Exploration and Production*. <[https://www.academia.edu/9805929/Physical\\_Properties\\_of\\_Rocks\\_HANDBOOK\\_OF\\_PETROLEUM\\_EXPLORATION\\_AND\\_PRODUCTION](https://www.academia.edu/9805929/Physical_Properties_of_Rocks_HANDBOOK_OF_PETROLEUM_EXPLORATION_AND_PRODUCTION)> (dostęp: 5.09.2022).
- Smits K.M., Sakaki T., Limsuwat A., Illangasekare T.H., 2010. Thermal Conductivity of Sands under Varying Moisture and Porosity in Drainage–Wetting Cycles. *Vadose Zone Journal*, 9(1): 172–180. DOI: 10.2136/vzj2009.0095.
- Speight J.G., 2017. Handbook of Petroleum Refining. *Chromatography*, 80: 831. DOI 10.1007/s10337-017-3268-4.
- Szewczyk, J., 2001. Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań właściwości termicznych ośrodka. *Przegląd Geologiczny*, 49(11): 1083–1088.
- Tong F., Jing L., Zimmerman R.W., 2009. An effective thermal conductivity model of geological porous media for coupled thermo-hydro-mechanical systems with multiphase flow. *International Journal Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46(8): 1358–1369. DOI: 10.1016/j.ijrmms.2009.04.010.
- Vasseur G., Brigaud F., Demongodin L., 1995. Thermal conductivity estimation in sedimentary basins. *Tectonophysics*, 244(1–3): 167–174. DOI: 10.1016/0040-1951(94)00225-X.
- Vosteen H.-D., Schellschmidt R., 2003. Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9–11): 499–509. DOI: 10.1016/S1474-7065(03)00069-X.
- Walsh J.B., Decker E.R., 1966. Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock. *Journal of Geophysical Research*, 71(12): 3053–3061. DOI: 10.1029/JZ071i012p03053.
- Watanabe H., 2003. Thermal conductivity and thermal diffusivity of sixteen isomers of alkanes: C<sub>n</sub>H<sub>2n+2</sub> (n = 6 to 8). *Journal of Chemical and Engineering Data*, 48(1): 124–136. DOI: 10.1021/je020125e.
- Woodside W., Messmer J., 1961a. Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated Sands. *Journal of Applied Physics*, 32(9): 1688–1699. DOI: 10.1063/1.1728419.
- Woodside W., Messmer J., 1961b. Thermal conductivity of porous media. II. Consolidated Rocks. *Journal of Applied Physics*, 32(9): 1699–1706. DOI: 10.1063/1.1728420.
- Zimmerman R.W., 1989. Thermal conductivity of fluid-saturated rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 3(3): 219–227. DOI: 10.1016/0920-4105(89)90019-3.

#### Akty prawne i dokumenty normatywne

- Norma ASTM E1225, 1987. Standard test method for thermal conductivity of solids by means of the guarded comparative longitudinal heat flow technique. American Society for Testing and Materials.
- Norma BS 874, 1973. Methods for determining thermal insulating properties with definitions of thermal insulating terms. British Standards Institute.



Dr inż. Małgorzata SŁOTA-VALIM  
Adiunkt w Zakładzie Geologii i Geochemii  
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25 A  
31-503 Kraków  
E-mail: [malgorzata.slota-valim@inig.pl](mailto:malgorzata.slota-valim@inig.pl)



Mgr inż. Marek STADTMÜLLER  
Starszy specjalista badawczo-techniczny w Zakładzie Geologii i Geochemii  
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25 A  
31-503 Kraków  
E-mail: [marek.stadtmuller@inig.pl](mailto:marek.stadtmuller@inig.pl)



Dr inż. Anita LIS-ŚLEDZIONA  
Adiunkt w Zakładzie Geologii i Geochemii  
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25 A  
31-503 Kraków  
E-mail: [anita.lis-sledziona@inig.pl](mailto:anita.lis-sledziona@inig.pl)