

Anna PRZELASKOWSKA¹, Katarzyna DRABIK¹, Jolanta KLAJA¹

SZACOWANIE WARTOŚCI WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNOŚCI CIEPLNEJ PIASKOWCÓW MEZOPALEOZOICZNYCH PODŁOŻA KARPAT NA PODSTAWIE SKŁADU MINERALNEGO

STRESZCZENIE

W ramach przedstawionej pracy przeprowadzono analizę modeli matematycznych umożliwiających ocenę wartości współczynnika przewodności cieplnej skały na podstawie składu mineralnego i porowatości. Zastosowano różnego rodzaju modele, od najprostszych, zakładających warstwową budowę skały, do bardziej skomplikowanych modeli inkluzji niesferycznych. Wartości obliczone porównano z danymi laboratoryjnymi. Uzyskane wyniki umożliwiły dobór optymalnych modeli służących do obliczenia przewodności cieplnej piaskowców podłoża Karpat.

SŁOWA KLUCZOWE

Przewodność cieplna, modele matematyczne, skład mineralny

* * *

¹ Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy, Lubicz 25A, 30-001 Kraków; e-mail: przelaskowska@inig.pl

WPROWADZENIE

Przewodność cieplna skały jest funkcją składu mineralnego i porowatości, dlatego też do określania tego parametru można wykorzystywać modele matematyczne uwzględniające objętościową zawartość poszczególnych minerałów wraz z odpowiadającymi im wartościami przewodności cieplnej. Określenie przewodności cieplnej na podstawie składu mineralnego pozwala na szacowanie tego parametru w profilach głębokich otworów, gdy ilość materiału rdzeniowego jest niewystarczająca do wykonania pomiarów laboratoryjnych. Wykorzystanie tej metody jest również niezwykle pomocne w przypadku, gdy badany materiał skalny pochodzi z odsłoneń powierzchniowych bądź też z płytkich odwiertów (głębokość do około 100 m), które wykonywane są na potrzeby geotermii niskotemperaturowej. Tego typu materiał jest zwykle zwietrzały lub słabo zwięzły, co znacznie utrudnia uzyskanie próbki o parametrach niezbędnych do wykonania pomiarów przewodności cieplnej (próbka o grubości około 2 cm i średnicy lub boku 5 cm). Przewodność cieplna jest wielkością wektorową i, jako taka, zależy nie tylko od zawartości objętościowej i przewodności cieplnej poszczególnych minerałów, ale także od ich dystrybucji oraz od wewnętrznej struktury skały wpływającej na sposób przepływu ciepła. Dlatego też w ocenie tego parametru nie można zastosować prostej sumy iloczynów objętości i przewodności cieplnej poszczególnych składników, lecz bardziej skomplikowane modele uwzględniające strukturę skały. W artykule dotyczącym szacowania wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców fliszowych (Przelaskowska 2018) opisano modele warstwowe i inkluzji sferycznych. W przedstawionej pracy przetestowano również modele inkluzji niesferycznych. Modele takie opisują skały zbudowane ze szkieletu ziarnowego ze sferoidalnymi, nieprzecinającymi się porami i wykorzystywane są w symulowaniu własności mechanicznych i akustycznych (Zimmerman 1989). Sferoida, inaczej elipsoida obrotowa, to elipsoida z dwiema osiami o takiej samej długości. Parametrem, który charakteryzuje kształt elipsoidy obrotowej jest współczynnik kształtu α , określający stosunek długości osi nierównej do jednej z osi równych. W przypadkach granicznych elipsoida obrotowa może przyjmować kształt wąskiego, wydłużonego kanalika ($\alpha \rightarrow \infty$), sfery ($\alpha \rightarrow 1$) lub rozległej, spłaszczonej szczeliny w kształcie dysku ($\alpha \rightarrow 0$) (Zimmerman 1989; Schön 2011).

W pracy przedstawiono model porów niesferycznych oparty na generalizacji modelu inkluzji sferycznych Clausius-Mossottiego (Schön 2011):

$$\lambda = \lambda_m \frac{1 - 2\phi R^{mi} (\lambda_m - \lambda_p)}{1 + \phi R^{mi} (\lambda_m - \lambda_p)} \quad (1)$$

gdzie:

- λ – przewodność cieplna skały [W/mk],
- λ_m – przewodność cieplna szkieletu skały [W/mk],
- λ_p – przewodność cieplna roztworów porowych [W/mk],
- ϕ – porowatość [%].

W modelu tym zastosowany jest parametr R^{mi} , będący funkcją współczynników depolaryzacji wzdłuż osi elipsoidy L_a, L_b, L_c (Berryman 1995):

$$R^{mi} = \frac{1}{9} \sum_{k=a,b,c} \frac{1}{\lambda_p L_k + (1 - L_k) \lambda_m} \quad (2)$$

W tabeli 1 podano wartości współczynników depolaryzacji i parametru R^{mi} dla wybranych kształtów porów (dla przypadków granicznych) (Berryman 1995; Schön 2011).

Tabela 1

Wartości współczynników depolaryzacji i parametru R^{mi} dla porów o kształcie wydłużonego kanalika, sfery i dysku

Table 1

Values of the polarization coefficient and R^{mi} for sphere, needle and disk shaped pores

Kształt porów	Współczynniki depolaryzacji	Parametr R^{mi}
sfera	$L_a = L_b = L_c = 1/3$	$\frac{1}{\lambda_p + 2\lambda_m}$
kanalik	$L_a = L_b = 1/2, L_c = 0$	$\frac{1}{9} \left(\frac{1}{\lambda_m} + \frac{4}{\lambda_p + 2\lambda_m} \right)$
dysk	$L_a = L_b = 0, L_c = 1$	$\frac{1}{9} \left(\frac{2}{\lambda_m} + \frac{1}{\lambda_p} \right)$

1. CHARAKTERYSTYKA MATERIAŁU BADAWCZEGO

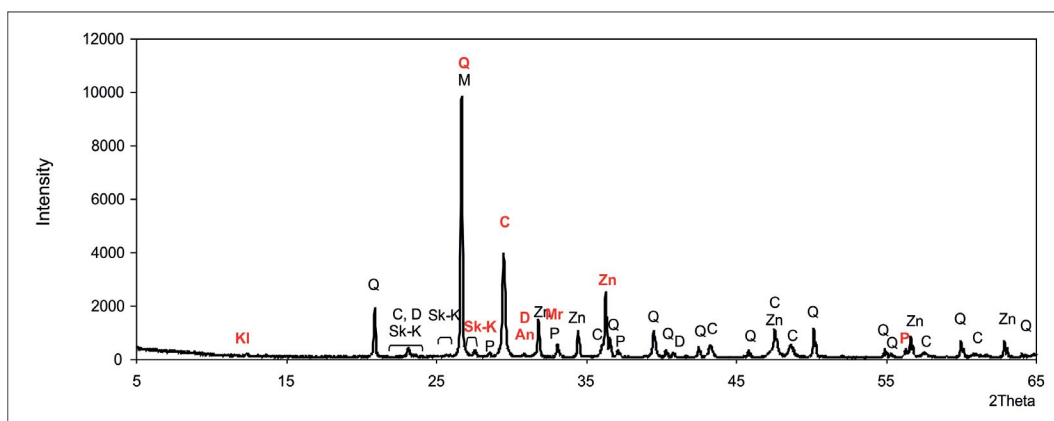
Badania przeprowadzono dla piaskowców mezopaleozoicznych zapadliska przedkarpackiego z trzech otworów wiertniczych P-1, O-3 i Zg-2. Dla wszystkich próbek określono wartość przewodności cieplnej próbki suchej i nasyconej oraz porowatość, gęstość właściwą, gęstość objętościową i ilościowy skład mineralny.

Pomiary współczynnika przewodności cieplnej wykonane zostały metodą ustalonego przepływu ciepła, przy pomocy aparatu FOX 50 firmy LaserComp, poprzez pomiar wielkości strumienia cieplnego przepływającego przez próbkę. Badania przewodności cieplnej wykonano w średniej temperaturze 25°C, przy różnicy temperatur na płytach grzejnej

i chłodzącej 20°C. Pomiary przeprowadzono dla próbek suchych (próbki suszone 3 godziny w temperaturze 105°C) i po nasyceniu wodą destylowaną. Gęstość właściwą, gęstość objętościową oraz porowatość wyznaczono przy pomocy dwóch współpracujących ze sobą aparatów: AccuPyc 1330 oraz GeoPyc 1360 firmy Micromeritics. Analizę składu mineralnego przeprowadzono na podstawie ilościowej analizy rentgenowskiej opartej na metodzie Rietvelda (Kowalska 2013) przy pomocy dyfraktometru rentgenowskiego X'Pert Pro firmy Panalytical. Na rysunku 1 przedstawiono przykładowy dyfraktogram piaskowca.

Skład mineralny badanych skał jest zróżnicowany (tab. 2). Utwory jury środkowej reprezentowane są przez piaskowce kwarcowe (ponad 80% kwarcu) pozbawione całkowicie minerałów ilastych oraz przez grupę piaskowców wapnistych (rys. 2a) zawierających około 60% kwarcu, 10% skalenia potasowego i zróżnicowane ilości węglanów (od 13 do 36%). W obrębie skał triasowych wyróżniono grupę piaskowców kwarcowych (rys. 2b) zawierających ponad 90% kwarcu i niewielkie domieszki minerałów ilastych oraz piaskowce wapniste zawierające około 18% kalcytu.

Wartości porowatości skał mezopaleozoicznych cechuje duża rozpiętość, od 1,13% do powyżej 20%. Wartości współczynnika przewodności cieplnej λ dla próbek suchych mieszczą się w przedziale od 1,62 do 2,74 W/mK; jedynie próbka dewońskiego piaskowca kwarcowego o niskiej porowatości (1,13%) wyróżnia się wyższą wartością λ (4,43 W/mK). Przewodność cieplna większości próbek nasyconych mieści się w granicach od 3,2 do 4,5 W/mK (rys. 3). Nieco niższymi (poniżej 3 W/mK) wartościami przewodności cieplnej pomierzonej na próbkach nasyconych charakteryzuje się kilka próbek triasowych o wysokiej (>20%) zawartości węglanów.



Rys. 1. Dyfraktogram piaskowca wapnistej jury środkowej
Q – kwarc, *C* – kalcyt, *D* – dolomit, *P* – piryt, *Mr* – markasyt, *Sk-K* – skalenie potasowe, *Kl* – kaolinit,
Σil – suma mineralów ilastych, *Zn* – cynkit (wzorzec)

Fig. 1. Diffraction pattern of a calcareous Jurassic sandstone
Q – quartz, *C* – calcite, *D* – dolomite, *P* – pyrite, *Mr* – marcasite, *Sk-K* – potassium feldspar, *Kl* – kaolinite,
Σil – sum of clay minerals, *Zn* – zincite (standard)

Tabela 2

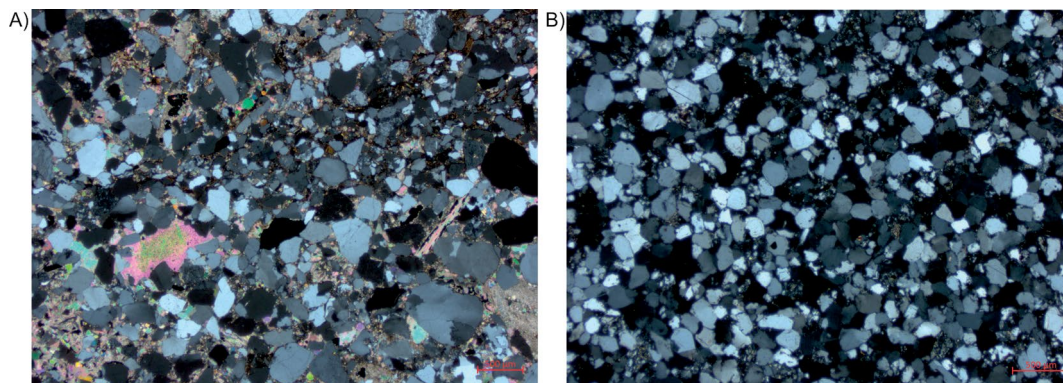
Wyniki analizy ilościowej składu mineralnego oraz pomiarów porowatości i przewodności cieplnej badanych skal

Table 2

Results of the mineral composition quantitative analysis and the measurements of porosity and thermal conductivity of the investigated rocks

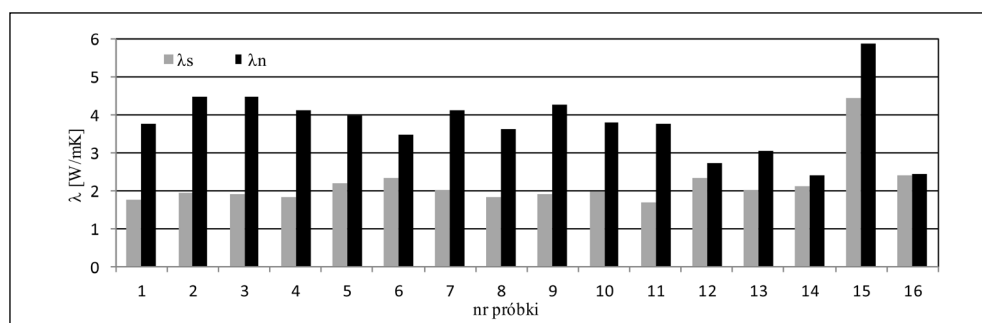
Lp.	Stratygrafia	KpHel [%]	λ_s [W/mK]	λ_n	Q [%]	Sk-K [%]	C [%]	D [%]	An [%]	P [%]	Mr	Hm	A [%]	m+I [%]	I/S [%]	Ch [%]	KL [%]	Suma [%]	Σil [%]
1		11,19	1,74	3,76	84,1	6,0	7,5	1,1						1,3				100,0	1,3
2		15,48	1,95	4,48	80,7	10,8	8,5											100,0	0,0
3		18,77	1,90	4,48	86,2	8,5	5,3											100,0	0,0
4		17,07	1,83	4,10	79,3	8,6	9,4										2,7	100,0	2,7
5	Jura śr.	5,63	2,20	3,97	61,8	9,9	18,9	2,5	4,0								2,9	100,0	2,9
6		4,38	2,33	3,46	43,4	7,8	34,9	1,3		7,5	2,6						2,5	100,0	2,5
7		15,40	2,00	4,11	66,0	11,6		5,6	7,3				3,8	2,9			2,8	100,0	5,7
8		13,32	1,83	3,60	66,7	12,3	6,3	3,9	5,1				2,3				3,4	100,0	3,4
9		20,01	1,90	4,26	88,8									6,2			5,0	100,0	11,2
10		21,58	1,98	3,78	96,1												3,9	100,0	3,9
11		22,80	1,68	3,74	92,1								2,4				5,5	100,0	5,5
12	Trias	4,77	2,34	2,73	54,3	5,9	17,9	1,1						4,6	3,9	6,9	5,4	100,0	20,8
13		5,71	2,00	3,04	66,6	5,7	18,3							7,2			2,2	100,0	9,4
14		3,89	2,10	2,39	31,8	3,4	30,3					1,9		23,6	0,8	3,2	5,0	100,0	32,6
15		1,13	4,43	5,87	94,3		1,2	2,0	2,5									100,0	0,0
16	Dewon	6,02	2,40	2,45	48,3	2,0	0,5	23,6	5,9					14,9	2,4		2,4	100,0	19,7

Symbole: KpHel – porowatość; λ_s – przewodność cieplna próbki suchej; λ_n – przewodność cieplna próbki nasyczonej; Q – kwarc, Sk-K – skalenie potasowe; C – kalcyt, D – dolomit, An – ankeryt, P – piryt, Mr – markasyt, Hm – hematyt, A – anhydryt, m – miki, I – minerały z grupy illitu, I/S – mineral mieszanopakietowy illit – smektyt, Ch – chloryt; Kl – kaolinit, Σil – suma minearów ilastych.



Rys. 2. A) Piaskowce wapienste jury środkowej; B) Triasowe piaskowce kwarcowe
 Obserwacje płytek cienkich w mikroskopie stereoskopowym, w świetle spolaryzowanym

Fig. 2. A) Middle Jurassic calcareous sandstones; B) Triassic quartz sandstones
 Thin sections observations with the stereomicroscope in crossed polarized light



Rys. 3. Wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców pomierzone na próbkach suchych (λ_s) i nasyconych (λ_n)

Fig. 3. Values of thermal conductivity coefficient measured on dry (λ_s) and saturated (λ_n) samples

2. MODELE PRZEWODNOŚCI CIEPLNEJ

Modelowanie wartości przewodności cieplnej skał przeprowadzono dla 16 próbek piaskowców mezopaleozoicznych przy zastosowaniu modeli warstwowych i modeli inkluzji sferycznych oraz modeli inkluzji niesferycznych.

Symbole stosowane w tekście:

- λ_{lab} – przewodność cieplna próbki nasyconej pomierzona laboratoryjnie,
- λ_m – przewodność cieplna matrix (szkieletu skały),
- λ_{aryt} – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona za pomocą średniej arytmetycznej,

- λ_{harm} – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona za pomocą średniej harmonicznej,
- λ_{geom} – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona za pomocą średniej geometrycznej,
- $\lambda_{\text{HS-}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu granic Hashina-Shtrikmana, dolna granica,
- $\lambda_{\text{HS+}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu granic Hashina-Shtrikmana, górna granica,
- $\lambda_{\text{HS-średnia}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu granic Hashina-Shtrikmana, wartość średnia,
- $\lambda_{\text{sf_m}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji sferycznych, model Clausius-Mossottiego dla skały składającej się ze szkieletu ziarnowego i porów w postaci inkluzji sferycznych,
- $\lambda_{\text{sf_r}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji sferycznych, model Clausius-Mossottiego przy założeniu, że skała składa się ze sferycznych ziarn rozproszonych w roztworze porowym,
- $\lambda_{\text{sf-średnia}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji sferycznych, model Clausius-Mossottiego, wartość średnia,
- $\lambda_{\text{niesf_s}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji niesferycznych, przypadek $\alpha \rightarrow 1$ – pory o kształcie sferycznym,
- $\lambda_{\text{niesf_k}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji niesferycznych, przypadek $\alpha \rightarrow \infty$ – pory o kształcie wydłużonych kanalików,
- $\lambda_{\text{niesf_d}}$ – przewodność cieplna skały nasyconej obliczona przy zastosowaniu modeli inkluzji niesferycznych, przypadek $\alpha \rightarrow 0$ – pory w formie szczelin o kształcie dysków.

Zastosowano następujący schemat działania:

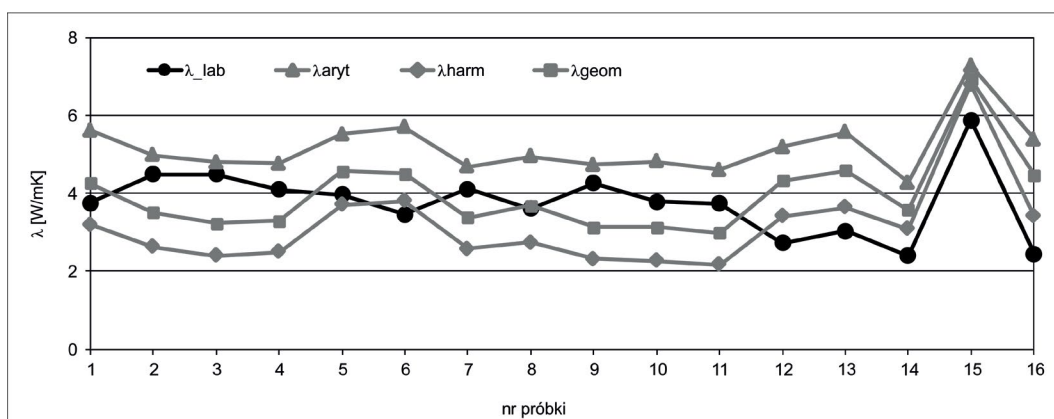
1. Obliczenie przewodności cieplnej matrix (szkieletu ziarnowego) na trzy sposoby: za pomocą średniej arytmetycznej, harmonicznej i geometrycznej.
2. Określenie przewodności cieplnej próbki nasyconej za pomocą średniej arytmetycznej, harmonicznej i geometrycznej oraz porównanie uzyskanych wartości z λ_{lab} .
3. Zastosowanie granic Hashina-Shtrikmana; w równaniach H-S zaimplementowano wartości przewodności cieplnej szkieletu ziarnowego wyliczone przy pomocy średniej geometrycznej, arytmetycznej i harmonicznej, a następnie porównano otrzymane wyniki z wartościami przewodności cieplnej pomierzonymi (λ_{lab}) oraz λ_{geom} , λ_{aryt} i λ_{harm} .
4. Analiza uzyskanych wyników i wybór modelu właściwego dla obliczania przewodności cieplnej szkieletu ziarnowego skały w toku dalszych prac.
5. Określenie przewodności cieplnej próbki nasyconej za pomocą modeli inkluzji sferycznych (modele Clausius-Mossottiego).
6. Określenie przewodności cieplnej próbki nasyconej za pomocą modeli inkluzji niesferycznych.

Przewodność cieplną szkieletu skały (matrix) wyliczono na podstawie zawartości poszczególnych minerałów i ich przewodności cieplnej Zawartości minerałów (% wagowe)

w próbkę uzyskano, stosując ilościową analizę rentgenowską. Wartości przewodności cieplnej minerałów przyjęto według danych literaturowych (Brigaud 1992; Clauser i Hueniges 1995; Demongodin i in. 1993; Horai 1971; Schön 2011).

2.1. Modele warstwowe

Porównanie wartości λ_{aryt} , λ_{geom} i λ_{harm} (rys. 4) z pomiarami laboratoryjnymi potwierdziło założenia teoretyczne: najwyższe wartości wykazuje λ_{aryt} (model zakładający przepływ ciepła równoległe do warstw), a najniższe λ_{harm} (model zakładający przepływ ciepła prostopadle do warstw). Wartości uzyskane na podstawie modelu λ_{geom} plasują się pośrodku.



Rys. 4. Porównanie wartości: λ_{aryt} , λ_{harm} i λ_{geom} z λ_{lab} ; zaznaczone piaskowce kwarcowe o wysokiej porowatości (okrąg) oraz piaskowce o spoiwie węglanowym (prostokąt)

Fig. 4. Comparison of λ_{aryt} , λ_{harm} i λ_{geom} values with λ_{lab} , porous quartz sandstones indicated by a circle, calcareous sandstones indicated by a rectangle

λ_{lab} – measured thermal conductivity

λ_{aryt} , λ_{harm} , λ_{geom} – thermal conductivity of a saturated rock calculated with the use of the harmonic mean

Widoczne jest zróżnicowanie dopasowania poszczególnych modeli w zależności od litologii, przy czym żaden z modeli nie daje jednoznacznie najlepszych wyników. Dla próbek piaskowców kwarcowych o wysokiej porowatości (powyżej 15,5%) najlepsze dopasowanie uzyskano dla modelu λ_{aryt} . Dla grupy skał o najniższej porowatości (poniżej 5%) i o wysokiej zawartości węglanów wszystkie trzy modele dają wartości zawyżone, a najbliższe rzeczywistym są wartości λ_{harm} . Wartości λ_{geom} wykazują natomiast najlepszą zgodność z pomierzonymi dla próbek o pośrednich wartościach porowatości.

2.2. Granice Hashina-Strikmana

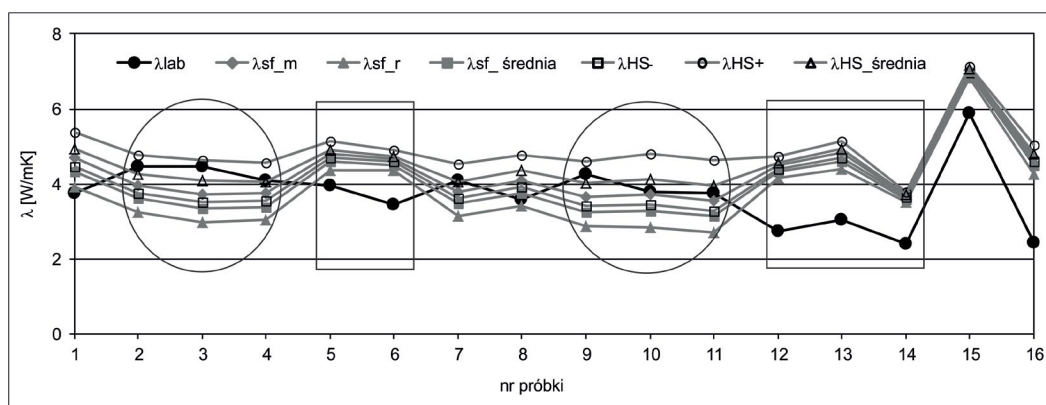
Zastosowanie granic Hashina-Shtrikmana umożliwia dalsze zawężenie zakresu określonego przez modele warstwowe (Fuchs i in. 2013; Hartmann i in. 2005). W równaniach H-S

zaimplementowano wartości przewodności cieplnej szkieletu ziarnowego wyliczone przy pomocy średniej geometrycznej, arytmetycznej i harmonicznej. Obliczone wartości przewodności cieplnej całej skały porównano z wartościami pomierzonymi (λ_{lab}). Prawidłowe wyniki uzyskano dla modeli, w których przewodność cieplną szkieletu skały wyliczono metodą średniej geometrycznej. W tym przypadku spełnione jest przytoczone powyżej teoretyczne założenie, że granice H-S zawężają zakres wartości określony przez modele warstwowe. Zastosowanie λ_{m_aryt} i λ_{m_harm} dało zdecydowanie zawyżone wartości HS_+ i HS_- . Uzyskane wyniki wskazały jednoznacznie na zasadność stosowania średniej geometrycznej do obliczania λ_m . Metodę tę zastosowano w kolejnych testowanych modelach.

2.3. Model inkluzji sferycznych Clausius-Mosottiego

W kolejnym etapie badań przetestowano model inkluzji sferycznych Clausius-Mosottiego (Schön 2011). Wyniki uzyskane na podstawie równań H-S i modeli Clausius-Mosottiego (opartych na tym samym teoretycznym modelu budowy skały – model sferycznych inkluzji) są generalnie zbieżne, przy czym wartości uzyskane dla modeli Clausius-Mosottiego są niższe niż dla modeli H-S.

Podobnie jak w przypadku modeli warstwowych widoczne jest zróżnicowanie dopasowania poszczególnych modeli w zależności od litologii. Dla piaskowców kwarcowych o wysokiej porowatości najlepsze dopasowanie uzyskano dla modelu λ_{sf_m} (skała zbudowana ze szkieletu ziarnowego i porów w postaci inkluzji sferycznych), zbliżone wyniki daje model $\lambda_{HS_średnia}$ (rys. 5). W przypadku skał o najniższej porowatości (poniżej 5%) i o wysokiej zawartości węglanów wszystkie wyliczone wartości współczynnika przewodności cieplnej



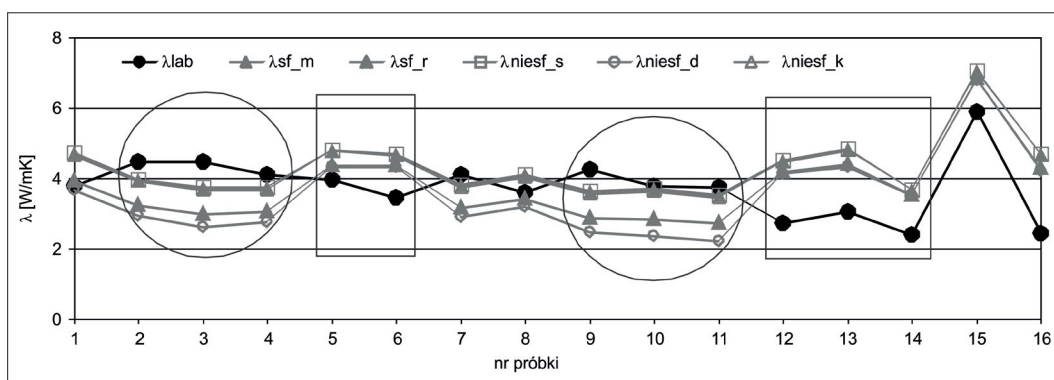
Rys. 5. Porównanie wartości przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanej za pomocą modeli inkluzji sferycznych Clausius-Mosottiego, z wynikami uzyskanymi za pomocą równań H-S oraz wartościami pomierzonymi laboratoryjnie; zaznaczone piaskowce kwarcowe o wysokiej porowatości (okrąg) oraz piaskowce o spoiwie węglanowym (prostokąt)

Fig. 5. Comparison of saturated rock thermal conductivity values calculated with the use of the spherical inclusion Clausius-Mosotti models, with the H-S models values and laboratory measurements results λ_{lab} , porous quartz sandstones indicated by a circle, calcareous sandstones indicated by a rectangle

są zawyżone, przy czym najbardziej zbliżone do pomierzonych są wartości uzyskane na podstawie modelu λ_{sf_r} (skała składa się ze sferycznych ziarn rozproszonych w roztworze porowym) (rys. 5).

2.4. Modele inkluzji niesferycznych

Dla modeli zakładających pory o kształtach elipsoidalnych przeanalizowano skrajne przypadki porów wydłużonych, w kształcie kanalików (λ_{niesf_k}), porów o kształtach sferycznych (λ_{niesf_s}) oraz porów w kształcie dysków (λ_{niesf_d}) (rys. 6). Podobnie jak w przypadku poprzednio opisywanych rozwiązań widoczne jest zróżnicowanie dopasowania poszczególnych modeli w zależności od litologii. Najlepszą zbieżność z wynikami laboratoryjnymi uzyskano przy pomocy modeli λ_{niesf_s} i λ_{niesf_k} dla piaskowców kwarcowych o wysokiej porowatości (rys. 6). Dla skał o najniższej porowatości (poniżej 5%) i o wysokiej zawartości węglanów wszystkie modele dały wartości zawyżone, przy czym najbliższe pomierzonym są wartości uzyskane na podstawie modelu λ_{niesf_d} .

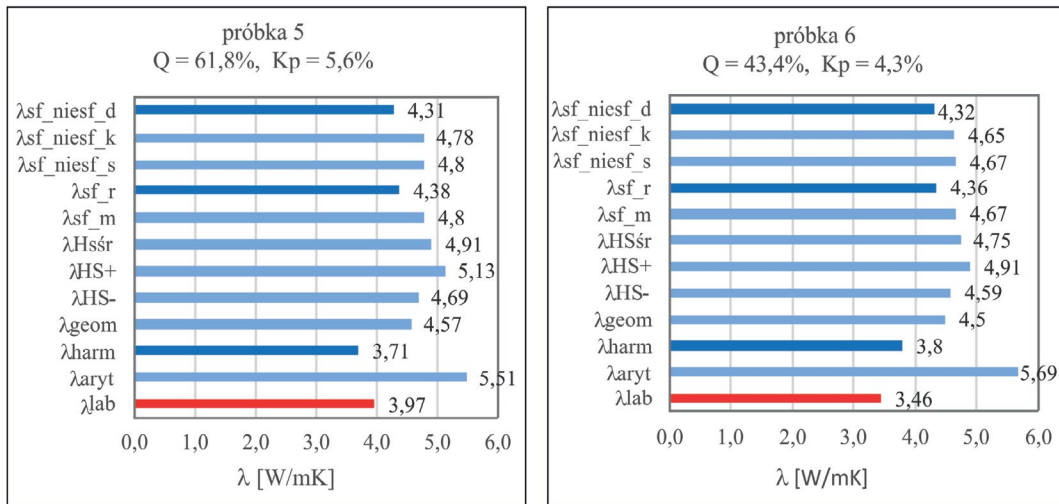


Rys. 6. Porównanie wartości przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanej za pomocą modeli niesferycznych z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie; zaznaczone piaskowce kwarcowe (okrąg) oraz piaskowce o spoiwie węglanowym (prostokąt)

Fig. 6. Comparison of saturated rock thermal conductivity values calculated with the use of the nonspherical inclusion models, with the laboratory measurements results λ_{lab} , porous quartz sandstones indicated by a circle, calcareous sandstones indicated by a rectangle

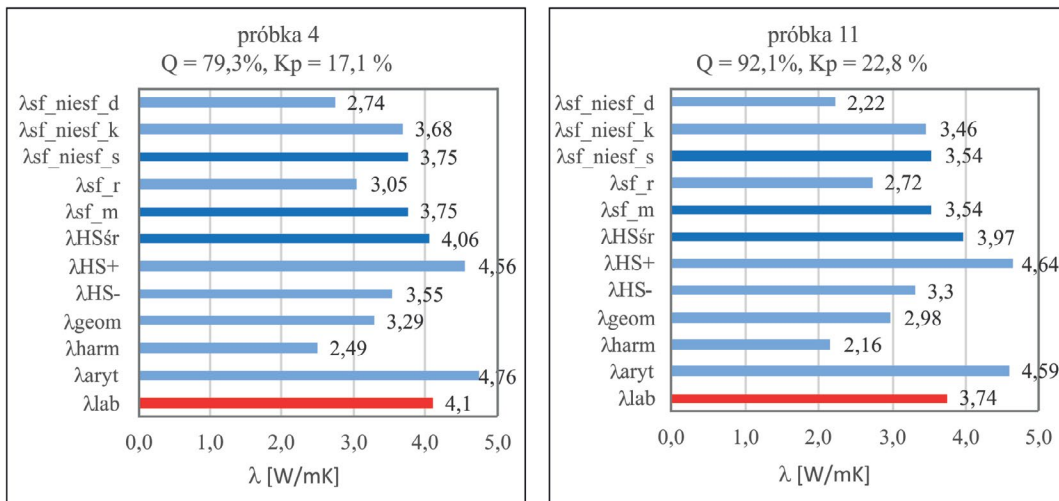
Analiza porównawcza wyników uzyskanych na podstawie poszczególnych modeli matematycznych pozwoliła zaobserwować wyraźny wpływ litologii badanych skał na dopasowanie testowanych modeli.

Dla piaskowców o nierównomiernie rozłożonym spoiwie węglanowym i porowatości nieprzekraczającej 6% najlepsze dopasowanie otrzymano dla modeli λ_{harm} , λ_{sf_r} i λ_{niesf_d} (rys. 7). Dla piaskowców kwarcowych o wysokiej porowatości najbardziej zbliżone do pomierzonych wartości uzyskano z modeli λ_{HS} średnia, λ_{sf_m} i λ_{niesf_s} (rys. 8).



Rys. 7. Porównanie własności przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanej za pomocą zastosowanych modeli matematycznych z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie – piaskowce o spoiwie węglanowym i niskiej porowatości

Fig. 7. Comparison of the calculated saturated rock thermal conductivity values with the laboratory measurements results λ_{lab} , low porosity sandstones with carbonate cement



Rys. 8. Porównanie własności przewodności cieplnej próbki nasyconej uzyskanej za pomocą zastosowanych modeli matematycznych z wartościami pomierzonymi laboratoryjnie – piaskowce kwarcowe o wysokiej porowatości

Fig. 8. Comparison of the calculated saturated rock thermal conductivity values with the laboratory measurements results λ_{lab} , high porosity quartz sandstones

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W ramach przedstawionej pracy przeprowadzono analizę modeli matematycznych uwzględniających objętościową zawartość poszczególnych minerałów wraz z odpowiadającymi im współczynnikami przewodności cieplnej. Analizę tę wykonano analogicznie jak dla piaskowców fliszowych. Zastosowano różnego rodzaju modele, od najprostszych, zakładających warstwową budowę skały do bardziej skomplikowanych modeli inkluzji sferycznych i niesferycznych. Wartości obliczone porównano z wynikami pomiarów laboratoryjnych. Przeprowadzenie badań skał o zróżnicowanych własnościach petrofizycznych i składzie mineralnym (piaskowce wapniste o niskiej porowatości i porowate piaskowce kwarcowe) pozwoliło na zaobserwowanie wyraźnego wpływu litologii na dopasowanie testowanych modeli matematycznych.

Piaskowce kwarcowe

W przypadku piaskowców kwarcowych o wysokiej porowatości najlepsze dopasowanie uzyskano dla modelu $\lambda_{HS_średnia}$, dobrze sprawdziły się również modele λ_{sf_m} i λ_{niesf_s} . Modele te odpowiadają skale o strukturze izotropowej i zwartym szkielecie z dobrze wysortowanym i otoczonym materiałem ziarnowym oraz równomiernie rozłożonych porach o sferycznych kształtach, a więc takiej, jak opisywane piaskowce.

Piaskowce wapniste

Dla piaskowców o spoiwie węglanowym i niskiej porowatości najlepsze wyniki uzyskano przy pomocy modelu λ_{harm} , zakładającego przepływ ciepła prostopadle do warstw. Efekt taki może być związany z anizotropią struktury badanych skał, wynikającą z występowania stref o cementie węglanowym. Dobrą zgodność wyników otrzymano także dla modeli λ_{sf_r} i λ_{niesf_d} . Wszystkie trzy modele zakładają taką budowę przestrzeni porowej, w której kontakty między ziarnami są ograniczone, bądź poprzez przewagę roztworów porowych nad ziarnami szkieletu (λ_{sf_r}), bądź też przez obecność rozległych szczelin (λ_{harm} , λ_{niesf_d}).

Podsumowując, wykonane badania pozwoliły na ocenę wpływu geometrii przestrzeni porowej oraz składu mineralnego skał na wartości przewodności cieplnej, uzyskane przy pomocy zastosowanych modeli matematycznych.

Artykuł powstał na podstawie pracy statutowej pt.: „Szacowanie wartości współczynnika przewodności cieplnej skał o zróżnicowanej litologii na podstawie składu mineralnego” – praca INiG-PIB na zlecenie MNiSW; nr archiwalny: DK-4100-15/2017, nr zlecenia: 28/SW/17.

LITERATURA

- Berryman, J. 1995. *Mixture Theories for Rock Properties* [W:] Arens T.J. red. *A Handbook of Physical Constants, American Geophysical Union*, s. 205–228.
- Brigaud i in. 1992 – Brigaud, F., Vasseur, G. i Cailliet, G. 1992. Thermal State in the North Viking Graben (North Sea) *Geophysics* v. 57, s. 69–88.

- Clauser, C. i Huenges, E. 1995. *Thermal Conductivity of Rocks and Minerals*. Rock Physics and Phase Relations. A Handbook of Physical Constants.
- Demongodin i in. 1993 – Demongodin, L., Vasseur, G. i Brigaud, F. 1993. Anisotropy of Thermal Conductivity in Clayey Formations. Basin modelling: Advances and Applications (Norwegian Petroleum Society Special Publications) t. 3, s. 209–217.
- Fuchs i in. 2013 – Fuchs S., Schütz F., Förster H.J. i Förster A. 2013. Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: Correction charts and new conversion equations. *Geothermics* vol. 47 s. 40–32
- Hartmann i in. 2005 – Hartmann, A., Rath, V. i Clauser, C. 2005. Thermal conductivity from core and well log data. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* vol. 42, s. 1042–1055, DOI: 10.1016/j.ijrmms.2005.05.015.
- Horai, K.I. 1971. Thermal Conductivity of Rock Forming Minerals. *Journal of Geophysical Research* t. 76, s. 1278–1308.
- Kowalska, S. 2013. Określenie ilościowego składu mineralnego skał zawierających minerały ilaste metodą Rietvelda. *Nafta-Gaz* nr 12, s. 894–902.
- Przelaskowska, A. 2018. Szacowanie wartości współczynnika przewodności cieplnej piaskowców fliszowych na podstawie składu mineralnego. *Nafta-Gaz* nr 6, s. 337–372.
- Schön, J.H. 2011. Physical Properties of Rocks. *Handbook of Petroleum Exploration and Production* t. 8.
- Zimmerman, R.W. 1989. Thermal Conductivity of Fluid-Saturated Rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering* vol. 3, s. 219–227.

ESTIMATING THE THERMAL CONDUCTIVITY VALUE OF THE CARPATHIAN BASEMENT MESO-PALEOZOIC SANDSTONES ON THE BASIS OF THEIR MINERAL COMPOSITION

ABSTRACT

Mathematical models for the estimation of the thermal conductivity of rocks on the basis of mineral composition and porosity were analyzed in the presented work. Different types of models from the simplest, layer models to more complex nonspherical inclusions models were introduced. The calculated values were compared with the laboratory data. The obtained results enabled the selection of the most effective models for the calculation of the thermal conductivity of the Carpathian basement sandstones.

KEYWORDS

Thermal conductivity, mathematical models, mineral composition

