

## 9. Parametry termiczne skał sudeckich – przewodność cieplna

### 9.1. Wstęp teoretyczny i przegląd literatury

#### 9.1.1. Przewodność cieplna i prawo Fouriera

Przewodność cieplna określa zdolność materiału do przenoszenia ciepła za pośrednictwem drgań sieci krystalicznej (fonony), bez udziału mechanizmu radiacyjnego oraz czynnika adwekcji. W typowych warunkach przewodnictwo cieplne dominuje nad pozostałymi mechanizmami przenoszenia ciepła w skorupie ziemskiej. Wyjątkiem od tej reguły są silnie porowate lub szczelinowate ośrodki o wysokiej przepuszczalności hydraulicznej, w których może dochodzić do rozwoju konwekcji płynów, co w znacznym stopniu zwiększa wydajność transferu energii cieplnej. W wysokich temperaturach zwiększoną rolę odgrywać może dodatkowo radiacyjny mechanizm transportu energii.

Zgodnie z potwierdzonym przez liczne eksperymenty prawem Fouriera w ośrodkach izotropowych wektor gęstości strumienia cieplnego  $\vec{q}$  jest zwrócony w przeciwnym kierunku do wektora gradientu temperatury  $\nabla T$  (ciepło płynie w kierunku spadku temperatury), a ich moduły są do siebie proporcjonalne

$$\vec{q} = -\lambda \nabla T \quad (9.1)$$

Gęstość strumienia cieplnego jest wielkością wektorową i opisuje ilość energii cieplnej transferowanej w jednostce czasu przez jednostkowy przekrój i wyrażana jest odpowiednio w jednostce  $\text{Wm}^{-2}$ . Gradient temperatury to wektor, którego składowe w układzie kartezjańskim dane są przez pochodne cząstkowe pola temperatury względem współrzędnych przyjętego układu odniesienia

$$\nabla T = \left( \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (9.2)$$

Gradient temperatury wyrażany jest w  $\text{Km}^{-1}$  i określa kierunek największego lokalnego przyrostu temperatury w przestrzeni. Współczynnikiem proporcjonalności w prawie Fouriera jest przewodność cieplna, której jednostką w układzie SI jest  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Zgodnie z zasadami termodynamiki przewodność cieplna przyjmuje wartości nieujemne. W przypadku skał osadowych oraz metamorficznych, które często charakteryzują się obecnością kierunkowej tekstury, przewodność cieplna może być wielkością anizotropową (wielkość tensorowa drugiego rzędu)

$$q_i = -\lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad (9.3)$$

W ośrodkach anizotropowych kierunki gradientu temperatury i wektora gęstości strumienia cieplnego nie są do siebie w ogólności równoległe. W zgodzie z zasadą Onsagera tensor przewodności cieplnej jest symetryczny.

Dla jednowymiarowych rozkładów temperatury prawo Fouriera przyjmuje uproszczoną postać

$$q_x = -\lambda \frac{dT}{dx} \approx -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad (9.4)$$

Przewodność cieplna skał zmienia się w dość szerokim zakresie i zależy przede wszystkim od ich składu mineralnego, warunków temperatury oraz ciśnienia, porowatości i szczelinowatości oraz od rodzaju płynów wypełniających przestrzeń porową. Typowe wartości przewodności cieplnej skał mieszczą się w zakresie między 1 a 6 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a jako reprezentatywny zakres wartości przewodności typowy dla skorupy ziemskiej przyjmuje się 2.0-2.5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> (Beardsmore i Cull, 2001). Przy typowym dla górnej skorupy zakresie gradientu termicznego 20-30 °C/km przekłada się to na gęstość strumienia cieplnego na poziomie między 40 a 75 mWm<sup>-2</sup>. Warto podkreślić, że rozkład przestrzenny przewodności cieplnej skał, obok dystrybucji ciepła radiogenicznego, odgrywa zasadniczą rolę w kształtowaniu pola termicznego w skorupie ziemskiej.

### 9.1.2. Przewodność cieplna minerałów

Przewodność cieplna skał magmowych oraz metamorficznych (skały krystaliczne), a także skał osadowych o niskiej porowatości, np. ewaporatów, zależy przede wszystkim od ich składu mineralnego oraz temperatury. Przewodność cieplna minerałów skałotwórczych jest stosunkowo dobrze rozpoznana, chociaż należy pamiętać o tym, że może ona zmieniać się w dość szerokim zakresie w minerałach tworzących szeregi izomorficzne. W efekcie zróżnicowanie chemizmu minerałów może sprawiać problemy techniczne podczas systematycznych pomiarów ich przewodności cieplnej. W przypadku minerałów o ustalonym składzie chemicznym przewodność cieplna zaburzana jest niekiedy obecnością domieszek. Trudności pomiarowe powodują też niewielkie rozmiary kryształów niektórych minerałów. Pewnym obejściem tego problemu jest prowadzenie analiz na próbach proszkowych (np. Horai, 1971), ale takie podejście uniemożliwia w zupełności analizę anizotropii przewodności cieplnej. Dodatkowo pojawiają się trudności związane z oceną porowatości w obrębie sproszkowanej próbki, a w efekcie z przeliczeniem efektywnej przewodności porowatego agregatu na przewodność cieplną szkieletu mineralnego. Należy pamiętać też o tym, że wyniki pomiarów prowadzonych w temperaturze pokojowej nie są reprezentatywne dla warunków in situ odpowiadających pograżeniu skał w głębi skorupy ziemskiej. Silna zależność temperaturowa przewodności cieplnej minerałów jest kolejnym czynnikiem komplikującym jej pomiar. Generalnie obserwowany jest spadek wydajności fononowego przewodnictwa cieplnego wraz ze wzrostem temperatury, a modele teoretyczne przewidują odwrotną proporcjonalność między przewodnością cieplną a temperaturą (np. Beardsmore & Cull, 2001). Należy podkreślić, że wydajność składowej radiacyjnej, która w warunkach laboratoryjnych mierzona jest wraz ze składową fononową, rośnie zgodnie z sześcianiem temperatury. W konsekwencji, wyznaczana laboratoryjnie przewodność cieplna wykazuje przewidziany teoretycznie spadek wraz ze wzrostem temperatur, ale tylko do pewnego charakterystycznego poziomu temperatury, zależnego od badanej fazy mineralnej. Po przekroczeniu tego poziomu i przy dalszym zwiększaniu temperatury obserwowane jest odwrócenie trendu związane z narastającym udziałem mechanizmu radiacyjnego.

Poniżej przedstawiony zostanie przegląd przewodności cieplnej minerałów, w którym skupimy się na minerałach skałotwórczych wchodzących w skład skał granitoidowych.

### 9.1.2.1. Kwarc (niskotemperaturowa odmiana kwarcu $\lambda$ )

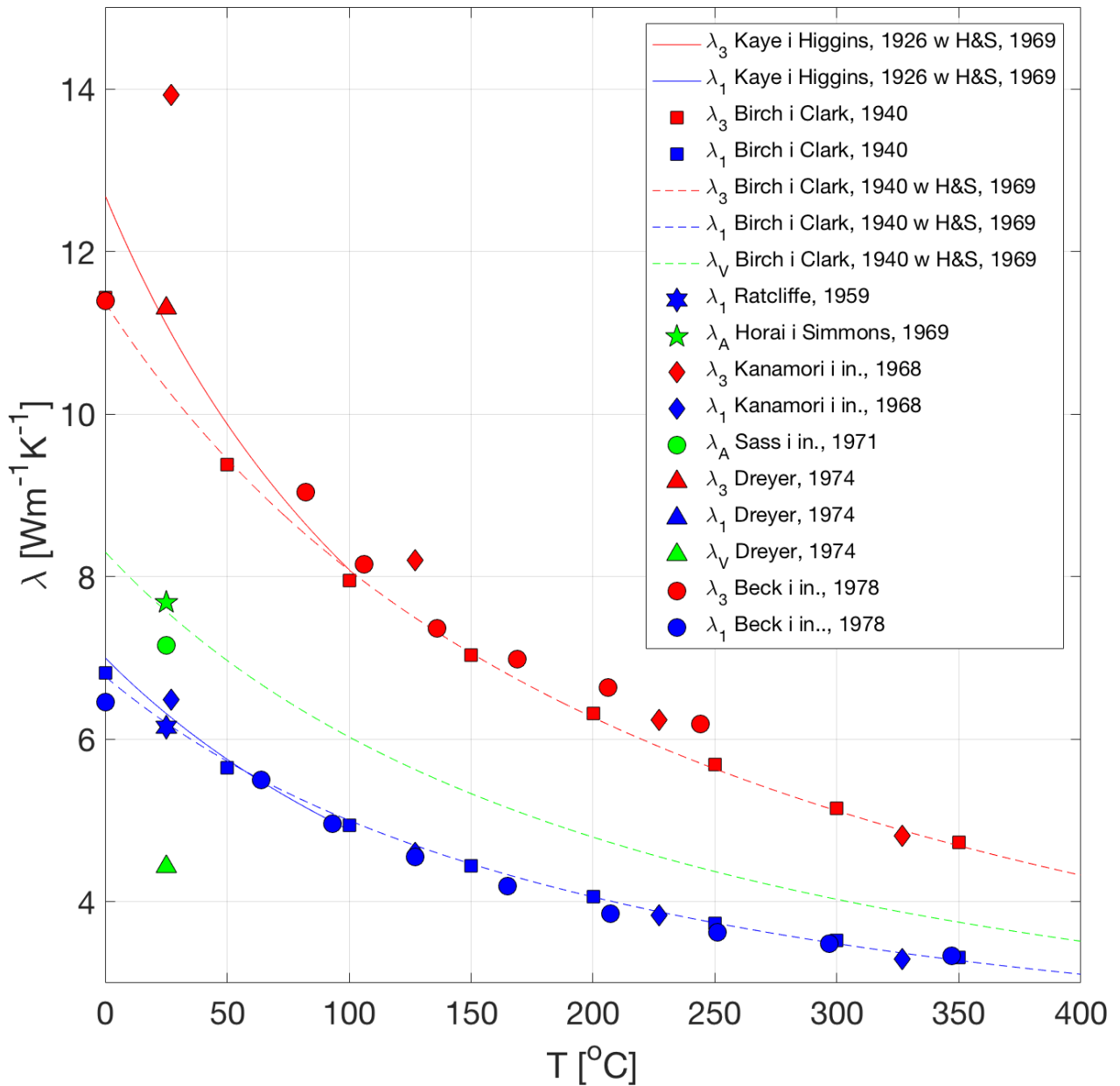


Figura 9.1 Kompilacja pomiarów przewodność cieplna niskotemperaturowego kwarcu  $\alpha$  w funkcji temperatury. Kolorem zielonym oznaczono pomiary wykonane na agregatach proszkowych lub obliczone jako średnia Voigta z pomiarów składowych na kryształach. Kolorem niebieskim oznaczono pomiary składowej poprzecznie do osi c (składowa  $\lambda_1$ ), a kolorem czerwonym składowej zgodnej z osią c (składowa  $\lambda_3$ ). W zestawieniu użyto wyników pomiarów przewodności cieplnej kwarcu z prac Kaye i Higgins (1926), Birch i Clark (1940), Ratcliffe (1959), Kanamori i in. (1968), Horai i Simmons (1969), Saas i in. (1971), Dreyer (1974) oraz Beck i in. (1978).

Niskotemperaturowy kwarc  $\alpha$  należy do minerałów najbardziej rozpowszechnionych w skorupie ziemskiej, a w szczególności jest jednym z głównych minerałów wchodzących w skład granitoidów. Przewodność cieplna kwarcu  $\alpha$  jest wyraźnie większa od przewodności cieplnej innych minerałów skałotwórczych, a także charakteryzuje się dość silną anizotropią o wyraźnej przewodze składowej równoległej do osi c kryształu. Figura 9.1 przedstawia wyniki bezpośrednich pomiarów laboratoryjnych oraz opracowane krzywe kalibracyjne

przewodności cieplnej kwarcu  $\alpha$  w funkcji temperatury. Wyniki te oraz opracowane na ich podstawie kalibracje zostaną szczegółowo omówione w dalszej części tej sekcji.

Na podstawie analizy pomiarów laboratoryjnych przedstawionych w pracy Kaye i Higgins (1926) Horai i Simmons (1969) zaproponowali następujące modele interpolacyjne temperaturowej zależności składowych przewodności cieplnej  $\lambda_3$ , (wzdłuż osi c) i  $\lambda_1$  (prostopadle do osi c) w zakresie 0 - 100 °C

$$\lambda_3 = 12,6788 / (1 + 5,684 \cdot 10^{-3} \cdot T) \quad (9.5)$$

$$\lambda_1 = 6,9967 / (1 + 4,334 \cdot 10^{-3} \cdot T) \quad (9.6)$$

gdzie T oznacza temperaturę wyrażoną w °C, a przewodność otrzymywana jest w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (oryginalne wyrażenia zostały w niewielkim stopniu przeobrażone, a także zmodyfikowane w celu dopasowania odpowiedzi do układu jednostek SI). Zgodnie z przedstawioną kalibracją w warunkach pokojowych składowa przewodność równoległa do osi c wynosi  $11,1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a składowa prostopadła  $6,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W tych warunkach oznaczony na podstawie omawianego zestawu danych współczynnik anizotropii przewodności cieplnej  $\delta = \lambda_3 / \lambda_1$  kwarcu  $\alpha$  kształtuje się na poziomie 1,76. Zauważalny jest duży spadek przewodności cieplnej z temperaturą. Większym spadkiem charakteryzuje się składowa  $\lambda_3$ , która dla górnego zakresu analizowanych temperatur wynoszącego 100 °C zredukowana jest do poziomu  $8,1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , podczas gdy składowa  $\lambda_1$  osiąga wartość ok.  $4,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W efekcie współczynnik anizotropii przewodności cieplnej kwarcu w temperaturze 100 °C spada do poziomu 1,65.

Systematyczne pomiary przewodności cieplnej kwarcu  $\alpha$  dla temperatur w zakresie między 0 a 350 °C zostały przedstawione w klasycznej pracy Birch i Clark (1940). Wyniki te są często raportowane w zbiorczych zestawieniach parametrów termicznych minerałów (np. Roberson, 1988; Clauser i Huenges, 1995). Do zestawu pomiarów z pracy Birch i Clark (1940) Horai i Simmons (1969) dostosowali następujące krzywe interpolacyjne dla zależności temperaturowej

$$\lambda_3 = 11,3634 / (1 + 4,066 \cdot 10^{-3} \cdot T) \quad (9.7)$$

$$\lambda_1 = 6,7680 / (1 - 4,334 \cdot 10^{-3} \cdot T + 1,9735 \cdot 10^{-6} \cdot T^2) \quad (9.8)$$

gdzie T to ponownie temperatura mierzona w °C, a wynikowa przewodność cieplna wyrażona jest w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (oryginalne wyrażenia zostały ponownie w niewielkim stopniu przeobrażone oraz zmodyfikowane w celu dopasowania otrzymanej przewodności do układu jednostek SI). W temperaturze pokojowej wartość składowej  $\lambda_3$  otrzymywana w tej kalibracji jest niższa w porównaniu z poprzednią kalibracją i wynosi  $10,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W analogicznym porównaniu składowa  $\lambda_1$  jest tylko nieznacznie obniżona i osiąga  $6,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przekłada się to na współczynnik anizotropii na poziomie 1,66. W temperaturze 100 °C składowe  $\lambda_3$  i  $\lambda_1$  wynoszą odpowiednio  $8,1$  i  $5,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  i są to wartości bardzo zbliżone do uzyskanych w poprzedniej kalibracji. Po zwiększeniu temperatury do 200 °C składowa  $\lambda_3$  spada do poziomu ok.  $6,25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co odpowiada w przybliżeniu wartości  $\lambda_1$  zmierzonej w temperaturze pokojowej. W 200 °C składowa  $\lambda_1$  kształtuje się na poziomie  $4,1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a współczynnik anizotropii wynosi ok. 1,5. W temperaturze 350 °C przewodność cieplna kwarcu  $\alpha$  wynosi  $4,73 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  wzdłuż osi c kryształu oraz  $3,31 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  w kierunku prostopadłym, a współczynnik anizotropii spada do poziomu 1,43.

W pracy Kanamori i in. (1968) zaprezentowane zostały wyniki pomiarów dyfuzyjności termicznej kilkunastu minerałów, w tym niskotemperatutowego kwarcu  $\alpha$ , dla zakresu

temperatur między 300 a 1100 K. Na podstawie znajomości gęstości kwarcu oraz rozpoznaniu temperaturowej zależności ciepła właściwego parametr dyfuzyjności termicznej został przeliczony na przewodność cieplną. Zmiany wartości składowej  $\lambda_1$  z temperaturą wyznaczone w ten sposób nie wykazują istotnych odstępstw od krzywej interpolacyjnej opracowanej na podstawie danych Bircha i Clarka (1940). Natomiast w przypadku składowej  $\lambda_3$  uzyskane zostały wyraźnie większe wartości w niskich temperaturach. W szczególności w temperaturze pokojowej otrzymano wynik  $13,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co prowadzi do współczynnika anizotropii wynoszącego aż 2,15. Te rozbieżności maleją wraz ze wzrostem temperatury.

Uwzględniając efekty związane z wypełnieniem płynami przestrzeni porowej sproszkowanej próbki Horai i Simmons (1969) oznaczyli przewodność cieplną izotropowego agregatu kwarcowego. Otrzymano wartość  $7,69 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wynik ten jest często raportowany w tabelarycznych zestawieniach parametrów termicznych minerałów (np. Horai, 1971; Diment i Pratt, 1988; Clauser i Huenges, 1995) i traktowany jako referencyjny. W literaturze raportowano także nieco niższą wartość przewodności cieplnej agregatu kwarcowego wynoszącą  $7,15 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Saas i in., 1971), a przyjęcie analogicznej metodyki przetwarzania danych pomiarowych, co w pracy Horai i Simmons (1969) prowadziło do otrzymania jeszcze niższej wartości. Warto wspomnieć, że uśrednienie wyników Bircha i Clarka (1940) z wykorzystaniem średniej Voigta  $1/3 \lambda_3 + 2/3 \lambda_1$  prowadzi w warunkach pokojowych do wartości  $7,69 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co jest wynikiem bardzo zbliżonym do uzyskanego w eksperymentach opisanych w pracy Horai i Simmons (1969).

Ratcliff (1959) raportuje pojedynczy pomiar uzyskany w temperaturze pokojowej dla składowej prostopadłej do osi c. Otrzymany wynik  $6,15 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  jest zgodny z wcześniej omówionymi kalibracjami. W przeglądowym rozdziale autorstwa Clauser i Huenges (1995) wspomniane zostały też pomiary przewodności cieplnej raportowane dla kwarcu  $\alpha$  w opracowaniu Dreyera (1968). Ponownie wynik otrzymany w warunkach pokojowych dla składowej  $\lambda_1$  wynoszący  $6,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  nie odbiega istotnie od wcześniejszych kalibracji (bardzo dobrze zgadza się z wynikiem Kanamori i in. (1968)). Natomiast wynik uzyskany dla składowej  $\lambda_3$  wynoszący  $11,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  zgadza się z kalibracją opracowaną na podstawie wyników Kaye'a i Higginsa (1926).

Beck i in. (1978) przedstawili pomiary przewodności cieplnej kwarcu dla temperatur w zakresie 273-620 K. W temperaturze 273 K (0 °C) pomiar składowej  $\lambda_1$  dał wynik  $6,46 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a składowej  $\lambda_3$   $11,39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Są to wyniki zbliżone do uzyskanych wcześniej. Zwiększenie temperatury o 100 °C powodowało spadek składowych  $\lambda_1$  i  $\lambda_3$  do poziomów ok. 4,96 oraz  $8,15 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

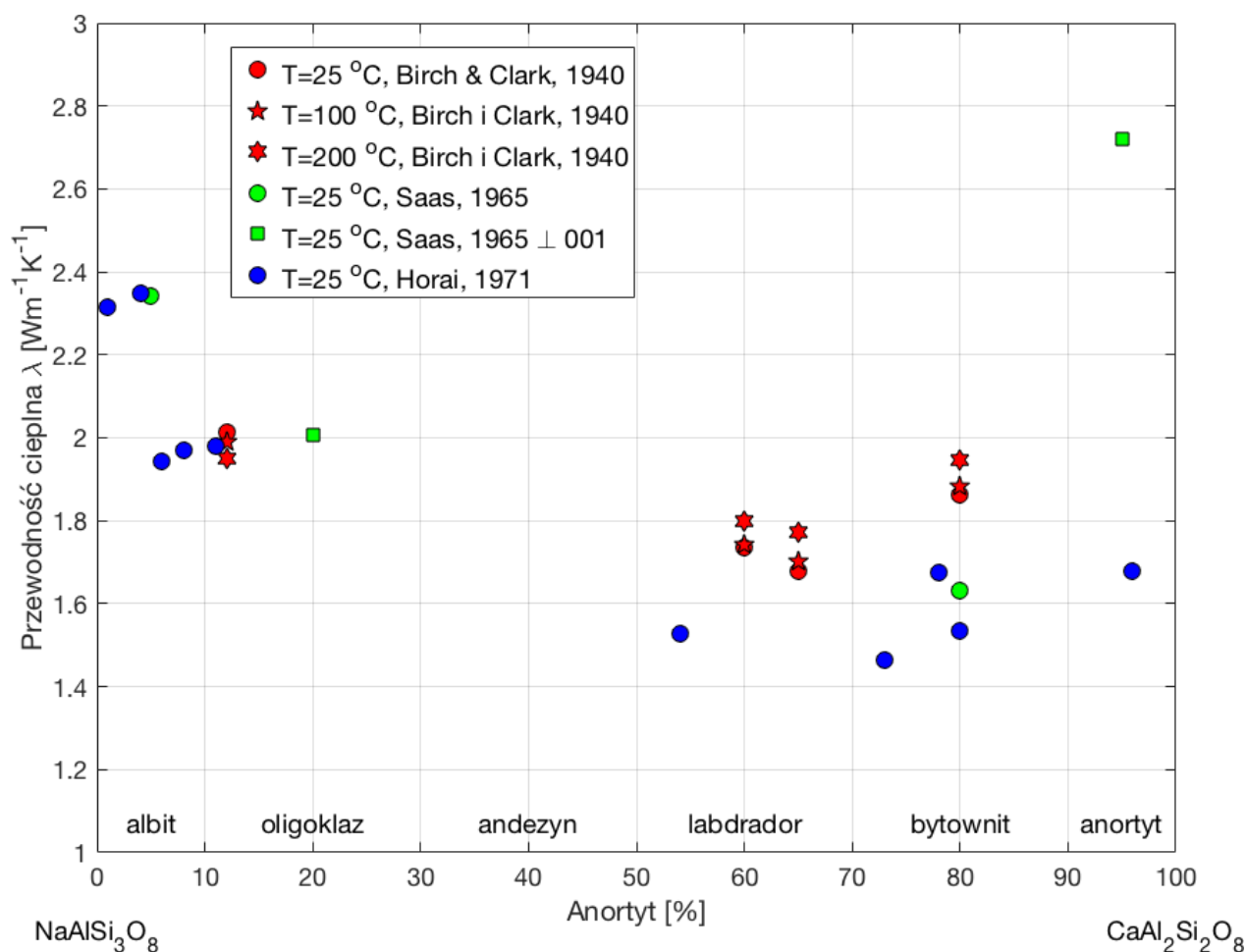
Horai i Susaki (1989) badali wpływ ciśnienia na przewodność cieplną skał. W celach kalibracyjnych cytowani autorzy przebadali także próbkę syntetycznego niskotemperaturowego kwarcu  $\alpha$ . Maksymalne ciśnienie podczas prowadzonych pomiarów osiągało wartość 12 kbar. Ze względu na zastosowaną metodę bezpośredniego pomiarowi poddana była jedynie prostopadła od osi c składowa  $\lambda_1$ . Druga z używanych konfiguracji pomiarowych pozwoliła na oszacowanie wartości średniej geometrycznej głównych składowych przewodności  $\sqrt{\lambda_1 \lambda_3}$ , co pozwoliła na oznaczenie w sposób pośredni składowej  $\lambda_3$ . W pokojowych warunkach temperatury i ciśnienia otrzymano wyniki  $6,31 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla  $\lambda_3$  oraz  $10,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla składowej  $\lambda_1$ , które są zgodne z wcześniejszymi oznaczeniami dla niskotemperaturowego kwarcu (np. Birch i Clark, 1940). Przy zwiększaniu ciśnienia

obserwowano silny wzrost przewodności cieplnej. W przypadku składowej  $\lambda_1$  zarejestrowano przyrost na poziomie  $0,3223 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ , co przy ciśnieniu 1 GPa skutkowało przewodnością cieplną kwarcu mierzoną prostopadłe do osi c na poziomie ok.  $9,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Zmierzony przyrost średniej geometrycznej składowych przewodności był nieco słabszy i wynosił  $0,2397 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ , a wyliczona na podstawie tego pomiaru składowa  $\lambda_3$  nie przekroczyła  $11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  przy ciśnieniu sięgającym 1 GPa. Należy zauważyć, że wzrost ciśnienia skutkuje spadkiem współczynnika anizotropii przewodności cieplnej kwarcu  $\alpha$ .

W swoim zbiorczym opracowaniu Robertson (1988) raportuje za Darbha i Schloessien (1975) następujące wartości ciśnieniowego współczynnika relatywnego wzrostu przewodności cieplnej niskotemperaturowego kwarcu dla składowych  $\lambda_3$  i  $\lambda_1$ : 21,7 oraz  $17,1 \text{ Mb}^{-1}$ . Oznacza to względny przyrost przewodności cieplnej o odpowiednio 0,0217 i 0,0171 wraz ze wzrostem ciśnienia o kbar. Przeliczenie wyników z pracy Horai i Susakiego (1989) na przyrosty względne daje odpowiednio 0,023 oraz  $0,051 \text{ kbar}^{-1}$ . O ile można mówić o dużej zbieżności wyników w przypadku składowej  $\lambda_3$ , to dla składowej  $\lambda_1$  obserwowana jest bardzo duża rozbieżność. Beck i in. (1978) przeprowadzili badania przewodności cieplnej kwarcu dla ciśnień sięgających aż 5 GPa. W temperaturze pokojowej dla składowej  $\lambda_1$  wyznaczono ciśnieniowy współczynnik przyrostu przewodności na poziomie ok.  $0,011 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ , a dla składowej  $\lambda_3$  wyniósł on  $0,223 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ . Pierwszy z wyników bardzo odbiega od wcześniej przedstawionych oznaczeń.

#### **9.1.2.2. Skalenie**

Skalenie należą do najpospolitszych minerałów występujących w skorupie ziemskiej. Plagioklasy tworzą izomorficzny szereg skaleni sodowo-wapniowych o skrajnych członach reprezentowanych przez albit (skaleń sodowy) oraz anortyt (skaleń wapniowy), a w grupie skaleni potasowych najistotniejszą rolę odgrywają ortoklaz i mikroklin. Łącznie skalenie potasowe i sodowo-wapniowe często stanowią dominujący składnik granitoidów. W granitach przeważają skalenie potasowe, a w przypadku granodiorytów i tonalitów są to plagioklasy. Sjenity i dioryty, które należą do ubogich w kwarc granitoidów, definiowane są przez przewagę skaleni potasowych bądź plagioklazów. Z kolei monzonity charakteryzują się zrównoważoną proporcją między potasowymi i wapniowo-sodowymi odmianami skaleni.



**Figura 9.2 Przewodność cieplna plagioklazów w zależności od ich chemizmu. Przedstawiono wyniki pomiarów z prac Birch i Clark (1940), Saas (1965) oraz Horai (1971).**

Przewodność cieplna agregatów zbudowanych z plagioklazów bogatych w sód (albit, oligoklaz) przyjmuje wartości między 2 a 2.4 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> (Figura 9.2), a wyniki uzyskane przez różnych autorów (Birch i Clark, 1940; Saas, 1965; Horai, 1971) wykazują dość wysoką zgodność. Birch i Clark (1940) przeprowadzili pomiary przewodności cieplnej oligoklazytu – naturalnego monomineralnego skupienia oligoklazytu z wtrąceniami aktynolitu - w zakresie temperatur od 0 do 300 °C, obserwując jej niewielki spadek od początkowej wartości 2,01 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> w 0 °C, przez 1,95 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> w temperaturze 200 °C, do 1,88 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> w 300 °C. Wśród czterech pomiarów przewodności cieplnej plagioklazów Saas (1965) przedstawił wynik dla kryształu oligoklazytu. Pomiar został przeprowadzony prostopadłe do ściany 001, a wartość zmierzonej przewodności cieplnej wyniosła ok. 2,0 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Birch i Clark (1940) wykonali także pomiary przewodności cieplnej dla próbek naturalnych „anortozytów” o składzie plagioklazów odpowiadającym labradorowi (labradora) oraz bytownitowi (bytownitytu). W warunkach pokojowych przewodność cieplna labradora była zauważalnie niższa w porównaniu z albitami i wynosiła ok. 1,7 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Najniższą wartość przewodności (1,68 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) zaobserwowano dla próbek ze skaleniami o zawartości anortytu na poziomie 65%. Natomiast przewodność cieplna próbki bytownitytu była już zauważalnie wyższa od przewodności próbek labradora i w warunkach temperatury pokojowej wynosiła 1,86 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Na podstawie otrzymanych wyników Birch i Clark (1940) sformułowali hipotezę o występowaniu minimum przewodności cieplnej zlokalizowanego w pośrednich ogniwach szeregu izomorficznego plagioklazytu. Wyniki Birch i Clark (1940)

pokazały także niewielki, dochodzący do 5%, wzrost przewodności cieplnej labradorytów i bytownitytów wraz ze wzrostem temperatury od 0 do 200 °C. Wyniki pomiarów przewodności cieplnej plagioklazów przeprowadzonych w warunkach pokojowych przedstawione w systematycznym zestawieniu zaprezentowanym przez Horai'ego (1971) potwierdziły występowanie lokalnego minimum dla plagioklazu o składzie bytownitu. Należy jednak wspomnieć, że wyniki uzyskane dla plagioklazów o składzie labradoru i bytownitu przez Horai'ego (1971) były wyraźnie niższe od raportowanych wcześniej przez Bircha i Clarka (1940). W przypadku próbki bytownitu o składzie  $An_{73}$  zmierzona przewodność cieplna osiągnęła wartość zaledwie  $1,45 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla agregatu o składzie  $An_{80}$  Saas (1965) otrzymał wartość przewodności cieplnej zbliżoną bardziej do wyników Horai'ego (1971) niż Bircha i Clarka (1940), ale we wszystkich analizowanych przypadkach można zastanawiać się nad dokładnością oznaczenia składu plagioklazu. Horai (1971) dla agregatu zbudowanego z anortytu o składzie  $An_{96}$  raportuje wartość przewodności  $1,66 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co jest wynikiem nieco niższym niż najniższa spośród wszystkich zmierzonych dla plagioklazów przez Birch i Clark (1940) dla  $An_{65}$ . Przynajmniej jest to jednak wynik zdecydowanie niższy niż raportowany przez Saasa (1965) dla kryształu anortytu (pomiar wykonywany prostopadłe do ściany 001), który wyniósł aż  $2,7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Może to wskazywać na dość duży współczynnik anizotropii przewodności cieplnej anortytu. Warto wspomnieć, że w popularnej współczesnej kompilacji parametrów termicznych minerałów i skał autorstwa Clauser i Huenges (1995) pomiar ten jest błędnie raportowany jako wynik dla agregatu izotropowego, a w efekcie niekiedy używana jako reprezentatywny dla silnie wapniowych plagioklazów.

Wyniki pomiarów zależności temperaturowej przewodności cieplnej plagioklazów, które zostały prowadzone przez Magnitskii i in. (1971), zostały zaraportowane w opracowaniu Dimenta i Pratta (1988). Wyniki te są spójne z wynikami Bircha i Clarka (1940). Przewodność cieplna plagioklazów o przewadze cząsteczki albitowej (albit, oligoklaz, andezyn) malała ze wzrostem temperatury, a w przypadku plagioklazów o składzie labradoru, bytownitu i anortytu obserwowano jej wzrost ze wzrostem temperatury. Linnvill i in. (1984) prowadzili badania przewodności cieplnej skaleni w zakresie temperatur 0,3-500 K. Analiza wykresów przedstawionych w tej pracy wskazuje na obecność słabej tendencji wzrostowej przewodności cieplnej labradoru przy zwiększaniu temperatury powyżej temperatury pokojowej, a w przypadku albitu rejestrowano dość wyraźną systematyczną tendencję spadkową już od kilkunastu stopni K, którą utrzymywała się aż do temperatury ok. 200 °C. Niestety wyniki przedstawione w tej pracy, choć systematyczne, są mało użyteczne z punktu widzenia celów tego opracowania, gdyż jego autorzy zdecydowanie skupili się na pomiarach wykonywanych w reżimie bardzo niskich temperatur. Należy podkreślić brak współczesnych opracowań, które opisywałyby systematyczne pomiary przewodności cieplnej plagioklazów w funkcji ich chemizmu oraz temperatury. Nie prowadzono też systematycznych badań anizotropii przewodności cieplnej plagioklazów.

Saas (1965) przedstawił wyniki pomiarów przewodności cieplnej trzech kryształów ortoklazu. Pomiary były prowadzone w warunkach temperatury pokojowej. Przewodność cieplna w kierunku prostopadłym do płaszczyzny sieciowej (010) była najwyższa i wyniosła  $2,68 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla kierunku prostopadłego do (100) otrzymano wyniki 2,41 oraz  $2,24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a do (001) 2,49 oraz  $2,07 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (analizowano różne kryształy). Z kolei przewodność cieplna mikroklinu w kierunku prostopadłym do płaszczyzny sieciowej (001) została oznaczona dla dwóch różnych kryształów na poziomie 2,28 oraz  $2,70 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Pomiary na agregatach



ortoklazu i mikroklinu (trzy próbki) dały odpowiednio wyniki 2,31 oraz  $2,49 \pm 0,08$  (Horai, 1971). Kanamori i in. (1968) badali współczynnik dyfuzyjność cieplnej skalenia potasowego w szerokim zakresie zmienności temperatury. Na podstawie znajomości gęstości  $\rho$  oraz zależnego od temperatury ciepła właściwego  $C_p$  współczynnik dyfuzyjności  $\kappa$  może zostać przeliczony na przewodność cieplną zgodnie ze wzorem  $\lambda = \rho C_p \kappa$ . Wyniki Kanamori i in. (1968) wskazują na systematyczny wzrost przewodności cieplnej skalenia potasowego wraz ze wzrostem temperatury (patrz też Diment i Pratt, 1988). Obserwacja ta nie znalazła jednak potwierdzenia w pomiarach prowadzonych przez Magnitskiego i in. (1971). Podobnie jak w przypadku plagioklazów zaznacza się brak współczesnych systematycznych badań przewodności cieplnej skaleni alkalicznych.

### 9.1.2.3. Łyszczyki (miki)

Łyszczyki to pospolicie występujące minerały skorupy ziemskiej, które mogą stanowić nawet kilkanaście procent składu mineralnego granitoidów. Tworzą one kryształy o mocno anizotropowym pokroju blaszkowym. W granitoidach spotykane są zarówno miki jasne (muskowit), jak i ciemne (biotyt, flogopit), a niekiedy mogą one ze sobą współwystępować. Uśrednione pomiary przewodności cieplnej 3 agregatów muskowitu dały w warunkach pokojowych wynik  $2,28 \pm 0,07 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Horai, 1971). Natomiast pomiary przeprowadzone na pojedynczych kryształach muskowitów wykazały wybitnie anizotropowy charakter jego przewodności cieplnej. Diment i Pratt (1988) raportują wyniki pomiarów przewodności cieplnej muskowitu na poziomie  $3,89 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla składowej wzdłuż płaszczyzny łupliwości (2 pomiary) i  $0,62 \pm 0,11$  dla składowej poprzecznej (4 pomiary), co prowadzi do współczynnika anizotropii sięgającego aż 6,3. Pomiary przewodności cieplnej biotyту wzdłuż płaszczyzny łupliwości dały wynik  $3,14 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a poprzecznie  $0,52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Diment i Pratt, 1988), co zbliżoną do muskowitu wartość współczynnika anizotropii. Przewodność cieplna agregatu biotyту została określona na poziomie  $2,02 \pm 0,32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Horai, 1971). Gray i Uher (1977) wykonali pomiary przewodności cieplnej kryształów muskowitu i flogopitu (magnezowa mika ciemna) w zakresie od 3 do 320 K. W temperaturze pokojowej przewodność cieplna muskowitu wzdłuż płaszczyzny łupliwości wyniosła  $4,05 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , podczas gdy składowe poprzeczna jedynie  $0,46 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla flogopitu było to odpowiednio 3,7 oraz  $0,44 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla tego zestawu pomiarów współczynnik anizotropii przewodności cieplnej muskowitu wyniósł aż 8,8. Robertson (1988) raportuje dość silną zależność przewodności cieplnej mik od ciśnienia.

#### 9.1.2.4. Pozostałe minerały skałotwórcze i akcesoryczne

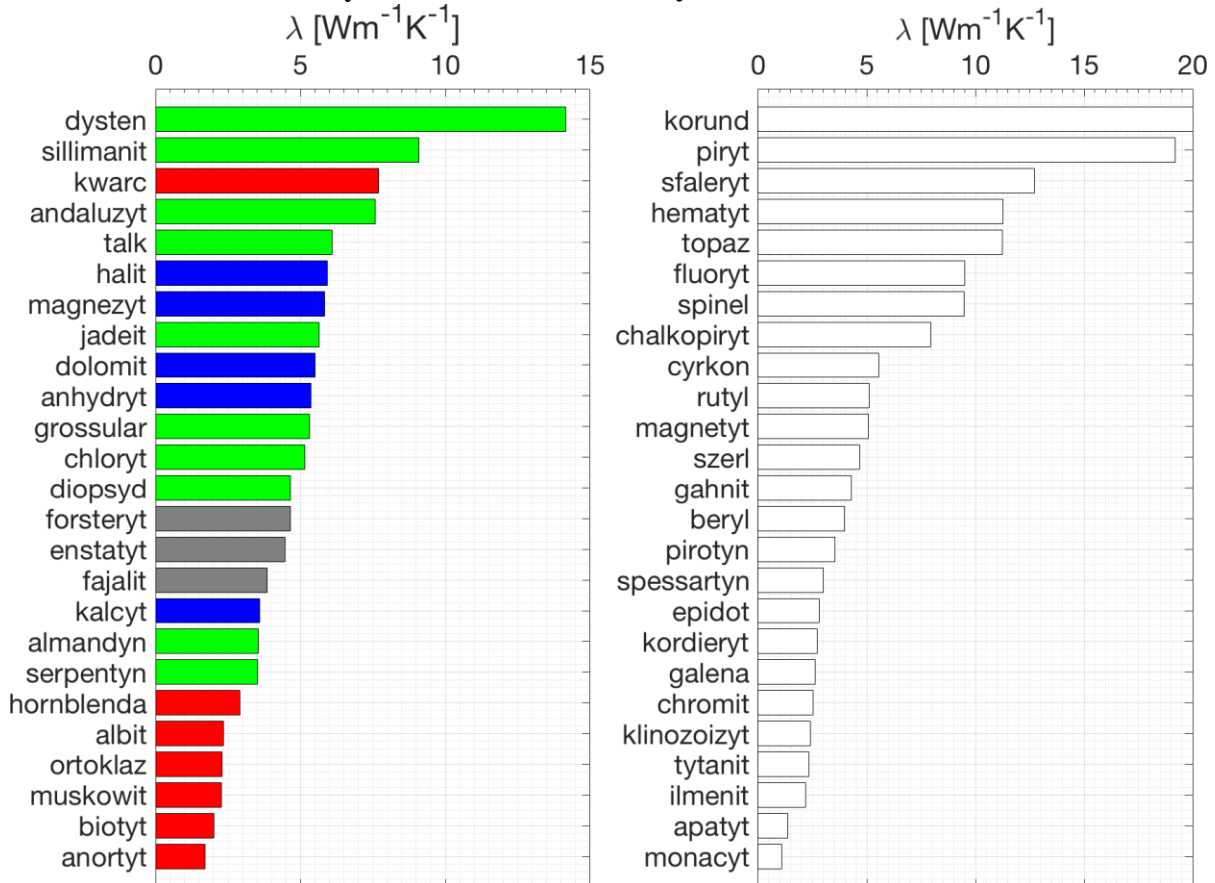
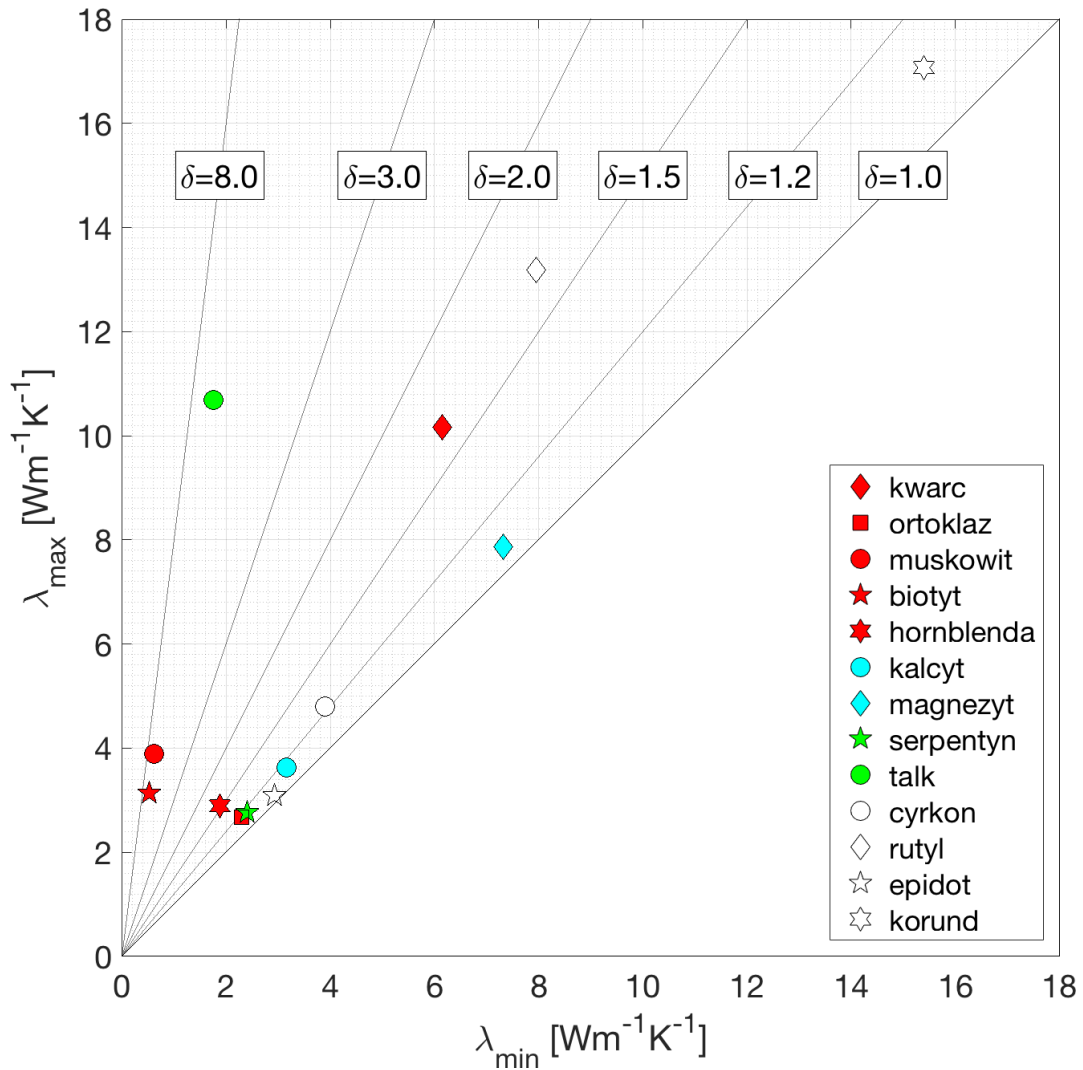


Figura 9.3 Zestawienie przewodności cieplnej wybranych minerałów skałotwórczych (diagram po lewej stronie) i akcesorycznych (diagram po prawej stronie) mierzony na agregatach proszkowych w temperaturze pokojowej (Horai, 1971; Diment i Pratt, 1988; Clauser i Huenges, 1995). Kolorem czerwonym oznaczono minerały skałotwórcze typowo występujące w granitoidach, kolorem szarym minerały skałotwórcze zasadowych i ultrazasadowych skał magmowych, kolorem niebieskim minerały skałotwórcze chemicznych skał osadowych, a kolorem zielonym minerały typowe dla skał metamorficznych.

Figura 9.3 przedstawia porównanie przewodności cieplnej wybranych minerałów skałotwórczych, a także wyselekcjonowanego zestawu minerałów akcesorycznych. Porównanie skonstruowano na bazie pomiarów prowadzonych na próbkach proszkowych w temperaturze pokojowej (Horai, 1971; Diment i Pratt, 1988; Clauser i Huenges, 1995). Przewodność cieplna większości omawianych minerałów skałotwórczych mieści się w zakresie między 2,0 a 8,0  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a jedynie dysten charakteryzuje się przewodnością cieplną powyżej 10  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Zwraca uwagę wysoka w porównaniu z innymi minerałami skałotwórczymi wartość przewodności cieplnej kwarcu  $\alpha$ , która dla pomiarów realizowanych na agregatach proszkowych sięga niemalże 8  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W obrębie analizowanego zestawu minerałów zbliżony do kwarcu poziom przewodności cieplnej osiągają także sillimanit i andaluzyt. Dość wysoką przewodnością, osiągającą ok. 6  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , charakteryzuje się talk, ale należy pamiętać, że jest to minerał o silnie anizotropowych parametrach fizycznych. Kolejnym minerałem o wysokiej przewodności cieplnej jest halit, która w temperaturze pokojowej wynosi także ok. 6  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Niewiele niższe wartości przewodności wykazują takie węglany jak magnezyt i dolomit, natomiast w przypadku kalcytu jest to już wartość na poziomie nieco poniżej 4  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Warto też wspomnieć o stosunkowo wysokiej przewodności cieplnej anhydrytu, która przekracza 5

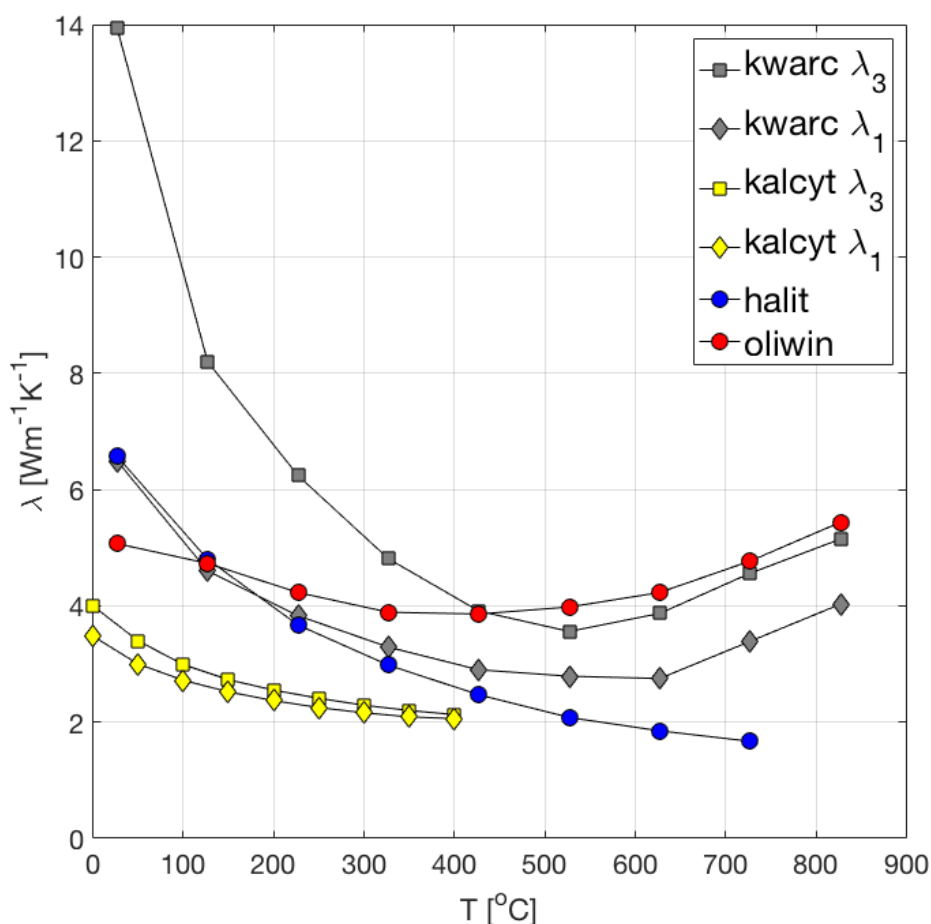
$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Minerale skałotwórcze z grupy oliwinu (forsteryt, fajalit) oraz piroksenów (jadeit, enstatyt, diopsyd), które stanowią budulec zasadowych i ultrazasadowych skał magmowych i metamorficznych, w temperaturze pokojowej charakteryzują się dość wysokimi wartościami przewodności cieplnej, zazwyczaj przekraczającymi  $4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przewodność cieplna granatów dość wyraźnie zależy od ich chemizmu – przewodność grossularu wynosi  $5,32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , podczas gdy dla almandynu jest to już tylko  $3,56 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przewodność cieplna serpentynu wynosi  $3,53 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , ale warto wspomnieć, że w innych źródłach raportowane są wartości na poziomie ok.  $2,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W temperaturze pokojowej przewodność cieplna omówionych już wcześniej skaleni waha się w zakresie od ok.  $1,7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (anortyt; niekiedy raportowane są nieco wyższe wartości dla plagioklazów o składzie anortytu) do ok.  $2,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (ortoklaz, albit), co stawia je w grupie minerałów skałotwórczych charakteryzujących się najniższymi wartościami przewodności cieplnej. Podobnie niskimi wartościami przewodności cieplnej charakteryzują się minerały z grupy łuszczyków (zaledwie  $2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  w przypadku agregatu biotytowego), ale należy pamiętać, że są to minerały wykazujące silną anizotropię parametrów fizycznych.

Na Figurze 9.3 zestawiono także przewodność cieplną wybranych minerałów akcesorycznych. Większość z analizowanych faz może tworzyć wtarcenia w obrębie granitoidów, ale należy pamiętać, że najczęściej są one silnie rozproszone i mają jedynie niewielki udział w ich całościowym składzie mineralnym. W efekcie wpływ minerałów akcesorycznych na efektywną przewodność cieplną skały jest zazwyczaj marginalny, ale bywają odstępstwa od tej reguły. W zestawie raportowanych minerałów najwyższą wartością przewodności cieplnej charakteryzuje się korund ( $23,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , choć raportowane są niekiedy dużo wyższe wartości). Warto wspomnieć, że przewodność cieplna agregatu grafitowego wynosi aż  $155 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a w przypadku diamentu może sięgać skrajnie wysokich wartości na poziomie  $545 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wysoką przewodność cieplną wynoszącą  $19 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  charakteryzuje się piryt. Sfaleryt, hematyt, topaz, fluoryt, spinel i chalkopiryt należą do grupy minerałów bardzo dobrze przewodzących ciepło, a ich przewodność cieplna kształtuje się powyżej  $8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przewodność cieplna cyrkonu, rutylu, magnetytu, turmalinu (szerl), gahnitu, berylu i pirotynu leży w zakresie  $3,5\text{-}5,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co stawia je w grupie dobrych przewodników ciepła. Spessartyn, epidot, kordieryt, galena, chromit, klinozoizyt, tytanit i ilmenit należą do przeciętnie przewodzących ciepło minerałów, a ich przewodności cieplna zmienia się w zakresie między  $2,0$  a  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Słabym przewodnictwem cieplnym charakteryzuje się apatyt ( $1,38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), a najniższa raportowana w omawianym zestawieniu wartość przewodności cieplnej charakteryzuje monacyt i wynosi ona jedynie  $1,09 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .



**Figura 9.4** Anizotropia przewodności cieplnej wybranych minerałów skalotwórczych i akcesorycznych w warunkach temperatury pokojowej. Dane zostały zaczerpnięte z zestawienia w Diment i Pratt (1988).

Na Figurze 9.4 przedstawione zostały wyniki prowadzonych w warunkach pokojowych pomiarów maksymalnej  $\lambda_{\max}$  i minimalnej  $\lambda_{\min}$  składowej przewodności cieplnej wybranych minerałów. Dane zostały zaczerpnięte z zestawienia Dimenta i Pratta (1988). Stopień anizotropii przewodności cieplnej może zostać scharakteryzowany współczynnikiem anizotropii zdefiniowanym przez wyrażenie  $\delta = \lambda_{\max}/\lambda_{\min}$ . W grupie analizowanych minerałów najwyższymi wartościami współczynnika anizotropii przewodności cieplnej charakteryzują się krzemiany warstwowe: muskowit, biotyt oraz talk. W przypadku muskowitu współczynnik anizotropii wynosi 6,3, a dla biotyту i talku jest to ok. 6,0. Anizotropia przewodności cieplnej kwarcu i rutilu w warunkach pokojowych kształtuje się na poziomie zbliżonym do  $\delta=1,65$ . Dość wysokim współczynnikiem anizotropii charakteryzuje się hornblenda ( $\delta=1,50$ ), a w przypadku cyrkonu jest to ok.  $\delta=1,23$ . W warunkach temperatury pokojowej współczynnik anizotropii przewodności cieplnej serpentynu, ortoklaz, korund oraz kalcytu mieści się w zakresie między 1,1 a 1,2, a w przypadku magnezytu i epidotu spada poniżej 1,1.



**Figura 9.5** Przewodność cieplna kwarcu, kalcytu, halitu oraz oliwinu w funkcji temperatury. Dane na podstawie Kanamori i in. (1968) oraz Young (1981).

Na Figura 9.5 przedstawiono porównanie zależności współczynnika przewodności cieplnej od temperatury dla kilku wybranych faz mineralnych na podstawie danych zaprezentowanych w pracy Kanamori i in. (1968) oraz danych dla soli z zestawienia Young (1981). Analizowane wcześniej krzywe dla niskotemperaturowej odmiany kwarcu  $\alpha$  zostały tutaj pokazane dla pełnego zakresu temperatury, aż do ponad 800 °C. Wyraźnie zaznacza się załamanie spadku obydwu składowych przewodności w temperaturze ok. 500 °C (w tej temperaturze zachodzi przemiana polimorficzna kwarcu  $\alpha$ - $\beta$ ) oraz późniejszy wzrost wskazujący na rosnący udział składowej radiacyjnej. Ważnym przykładem jest tutaj halit, którego przewodność cieplna zmienia się w zakresie od ok. 6,5 do ok. 4,0 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> przy wzroście temperatury od 20 do 200 °C i spada poniżej 3,0 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> po przekroczeniu 300 °C. W przypadku oliwinu wzrostowi temperatury w zakresie od 20 do 300 °C towarzyszy spadek przewodności cieplnej od 5,0 do 4,0 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a dalsze zwiększanie temperatury prowadzi do wzrostu przewodności pod wpływem wzrostu aktywności mechanizmu radiacyjnego. Po przekroczeniu temperatury 800 °C przewodność cieplna oliwinu kształtuje się na poziomie 5,5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. W porównaniu z kwarcem kalcyt charakteryzuje się znacznie słabszą anizotropią przewodności cieplnej, która w temperaturze pokojowej sięga ok. 15%. Wzrostowi temperatury w przedziale od 0 do 400 °C towarzyszy niemalże dwukrotny spadek  $\lambda_{\max}$  kalcytu oraz niemalże pełen zanik anizotropii, która w temp. 400 °C wynosi zaledwie 3%.

### 9.1.3. Przewodność cieplna skał

Skład mineralny skał ma dominujący wpływ na ich efektywną przewodność cieplną. Wśród minerałów skałotwórczych niskimi wartościami przewodności cieplnej charakteryzują się skalenie, a wyjątkowo dobrym przewodnikiem ciepła jest kwarc. Za zmianami proporcji między minerałami skałotwórczymi podążają zmiany efektywnej przewodności skały. W ogólności wysoki udział skalenia w składzie mineralnym skały skutkuje relatywnie niską wartością przewodnością cieplnej skały, podczas gdy wysoka zawartość kwarcu daje w efekcie wysokie wartości przewodności cieplnej. Na przykład przewodność cieplna kwarcytów kształtuje się na wysoki, zbliżającym się do  $6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  poziomie. Należy jednak pamiętać, że makroskopowa przewodność cieplna skały zależy nie tylko od proporcji objętościowych jej składników, ale także od ich uporządkowania przestrzennego i krystalograficznego (tekstura skały). Zauważalny wpływ na efektywną przewodność cieplną skały mogą niekiedy mieć minerały akcesoryczne, zwłaszcza o silnie blaszkowym pokroju. Szczególnym przypadkiem jest tekstura kierunkowa, która może prowadzić do anizotropii przewodności cieplnej, czyli jej zależności od kierunku przepływu ciepła. Transfer ciepła jest zazwyczaj bardziej wydajny wzdłuż foliacji lub warstwowania niż w kierunku poprzecznym do struktur planarnych w skale.

Istotnym czynnikiem wpływającym na przewodność skały jest jej porowatość i w przypadku skał osadowych odgrywa ono zasadniczą rolę. Wraz ze wzrostem porowatości przewodność cieplna skały maleje, ale jej wypadkowa wartość zależna jest od wysycenia porów płynami. Tu warto pamiętać, że przewodność cieplna wody czy węglowodorów jest znacznie wyższa niż powietrza, które może być w praktyce traktowane jako izolator termiczny. Porowatość skał krystalicznych jest zazwyczaj niska, ale najczęściej przyjmuje ona formę licznych, silnie spłaszczonych mikroszczelin, odgrywających rolę barier termicznych i mogących prowadzić do wyraźnego obniżenia przewodności skały. Geneza mikroszczelin może być częściowo związana z procesami technologicznymi, a ich obecność stanowi poważne utrudnienie podczas pomiarów przewodności cieplnej skał krystalicznych. Optymalnym rozwiązaniem jest tutaj przyłożenie do badanej próby obciążenia, co pozwala imitować warunki in situ pogrążonego ośrodka skalnego i prowadzi do zamknięcia mikroszczelin i likwidacji barier termicznych. Niestety pomiary pod obciążeniem nie są wykonywane rutynowo. Praktycznym rozwiązaniem problemu jest prowadzenie pomiarów w warunkach wysycenia prób wodą (tzw. pomiary „na mokro”), co znacznie redukuje zaburzający wpływ mikroszczelinowości na mierzoną przewodność cieplną skał krystalicznych.

Wraz ze wzrostem temperatury obserwuje się zazwyczaj spadek przewodności cieplnej minerałów i skał. Z kolei wzrostowi ciśnienia towarzyszy wzrost przewodności, który jest szczególnie silny w początkowej fazie, co wiąże się z zamykaniem mikroszczelin. W związku z tym można oczekiwać, że z głębokością efekty związane ze wzrostem ciśnienia i temperatury działają na siebie kompensująco. Biorąc jednak pod uwagę, że efekt temperaturowy jest zazwyczaj silniejszy przewodność cieplna danej odmiany skał wraz z głębokością najczęściej maleje. Warto też wspomnieć o efektach pośrednio związanych ze zmianami temperatury i ciśnienia. Na przykład przewodność cieplna może skokowo zmieniać się w związku z przemianami fazowymi, które kontrolowane są właśnie przez temperaturę i ciśnienie. Obciążanie i odciążanie ośrodka, a także cykliczne zmiany warunków temperatury mogą prowadzić do powstawania nowych generacji mikrospękań w ośrodku skalnym, co może skutkować wyraźnym obniżeniem przewodności cieplnej.

### 9.1.3.1. Anizotropia przewodności cieplnej skał

Przewodność cieplna skał może być anizotropowa, czyli zależeć od kierunku przepływu ciepła (np. Clauser i Huenges, 1995). Wcześniej omówiona została anizotropia przewodności cieplnej pojedynczych kryształów i jest ona charakterystyczna dla procesów termicznych operujących w mikroskali. W skałach wykazujących uprzywilejowaną więźbę krystalograficzną, takich jak np. podatnie zdeformowane skały metamorficzne, anizotropia przewodności cieplnej pojedynczych kryształów może przekładać się na efektywną anizotropię przewodności skały, w tym w skali próbek laboratoryjnych. Z drugiej strony, nawet silna anizotropia przewodności cieplnej minerałów nie ma wpływu na efektywną anizotropię przewodności całej skały, jeśli ziarna mineralne charakteryzują się brakiem uporządkowania orientacji ich sieci krystalograficznych. Innym ważnym czynnikiem prowadzącym do występowania efektywnej anizotropii przewodności cieplnej w makroskali jest obecność kierunkowej tekstury. Ważnym przykładem jest tutaj uwarstwienie skały, którego rozwój może mieć genezę związaną z aktywnością procesów sedymentacyjnych, przepływem magmy, metamorfizmem, a przede wszystkim deformacją. Warto zauważyć, że stopień uporządkowania przestrzennego składników mineralnych w skałach może być dość zróżnicowany, a obok tekstur planarnych mogą występować też tekstury liniowe. Z perspektywy skorupowej anizotropia przewodności cieplnej może być związana z wielkoskalową strukturą ośrodka skalnego, np. z architekturą wypełnienia basenów osadowych. W strefie przypowierzchniowej ważnym czynnikiem wpływającym na poziom anizotropii przewodności może być obecność kierunkowych spękań w ośrodku skalnym. Warto pamiętać, że spękania mają też wpływ na anizotropię efektywnej przewodności cieplnej próbek badanych w warunkach laboratoryjnych. W tym przypadku istotną rolę odgrywają przede wszystkim mikrospełkania, których geneza może być związana z procesami technologicznymi aktywnymi w trakcie wiercenia i pozyskiwania rdzenia, czy też podczas przygotowywania prób laboratoryjnych.

Przewodność cieplna skał mierzona zgodnie z orientacją ich foliacji, laminacji lub uławicenia jest często wyższa niż podczas pomiaru realizowanego w kierunku poprzecznym. Jako definicję współczynnika anizotropii przewodności cieplnej skał przyjmuje się stosunek jej składowej równoległej do poprzecznej względem orientacji obecnej w skale struktury planarnej. Anizotropia przewodności skał, podobnie jak sama przewodność, charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem. W gnejsach opisywanych z otworu KTB anizotropia sięgała niekiedy poziomu 50% (Huenges i in., 1990; Pribnow i Umsonst, 1993). Znacznie słabszą anizotropię zaobserwowano w nawiercanych w tym otworze amfibolitach. Warto zauważyć, że zbliżony poziom anizotropii notowano przy pomiarach wykonywanych na sucho i na mokro, co wskazywało na niewielkie jej powiązanie w tym akurat przypadku ze szczelinowatością ośrodka. Seipold i Huenges (1998) raportowali sięgającą 20-25% anizotropię przewodności cieplnej w obrębie płaszczyzny foliacji w gnejsach z silnie rozwiniętą lineacją. Tego typu anizotropia może być wiązana z kierunkowym ułożeniem łyszczyków na powierzchniach foliacji. Cytowani autorzy wskazują także na wyraźny spadek współczynnika anizotropii wraz ze wzrostem temperatury oraz brak jego zależności od ciśnienia. Popov i Mandel (1998) raportują wysokie wartości, sięgające niekiedy poziomu 2,0, współczynnika anizotropii przewodności cieplnej skał metamorficznych pochodzących z różnych obszarów, w tym z głębokiego odwiertu Kola SG-3.

Na podstawie analizy dużego zestawu pomiarów anizotropii przewodności skał osadowych i metamorficznych Deming (1994) zaproponował empiryczny model, zgodnie z którym

współczynnik anizotropii spada wraz ze wzrostem składowej przewodności mierzonej prostopadle do warstwowania skały. Model ten nie znalazł potwierdzenia w późniejszych badaniach przeprowadzonych przez Davisa i in. (2007). W szczególności średni współczynnik anizotropii w zestawie ok. 20 prób skał osadowych (piaskowce, łupki, wapień) wyniósł zaledwie 1,04, a jego wartości mieściły się w zakresie między 0,64 a 1,18. Silna anizotropia charakteryzowała prekambryjskie argility, a także badane skały metamorficzne. Wyjątkiem były tu kwarcyty, których współczynnik anizotropii mieścił się w zakresie 0,86-0,96, a jednocześnie wartości przewodności cieplnej były bardzo wysokie i sięgały ok.  $8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Pomiary przeprowadzone przez Davisa i in. (2007) dla 30 próbek skał magmowych (granity, granodioryt, kwarcowe monzonity) nie odbiegały w granicach błędu od izotropii. Średni współczynnik anizotropii dla tej puli skał został określony na poziomie 1,01, a jego odchylenie standardowe wyniosło zaledwie 0,02. Ray i in. (2015) opisują niski stopień anizotropii (maksymalny współczynnik na poziomie 1,08) przewodności cieplnej skał krystalicznych, w tym gnejsów, z Południowej Prowincji Granulitowej kontynentu indyjskiego.

### **9.1.3.2. Wpływ porowatości na przewodność cieplną skał**

W przypadku skał osadowych oraz wulkanicznych głównym czynnikiem wpływającym na ich efektywną przewodność cieplną jest stopień ich porowatości oraz rodzaj płynu wypełniającego pory skalne. Przewodność cieplna płynów porowych (powietrze, metan, ropa naftowa, solanka) jest wyraźnie niższa od przewodności cieplnej minerałów (np. Clauser i Huenges, 1995). W przypadku wody jest to ok.  $0,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a przewodność cieplna ropy naftowej kształtuje się w zakresie między  $0,12$  a  $0,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Natomiast powietrze, które przy braku aktywności konwekcji jest dobrym izolatorem termicznym, charakteryzuje się przewodnością cieplną wynoszącą zaledwie  $0,025 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Ze względu na znaczenie w przemyśle naftowym zagadnienie wpływu porowatości oraz jej wysycenia płynami na efektywną przewodność cieplną skał osadowych było szczegółowo analizowane w literaturze (Somerton, 1992; Alishaev i in., 2012; Fuchs i in., 2013; Chen i in., 2017). W tym opracowaniu skupimy się na wpływie mikroszczelin na przewodność cieplną skał krystalicznych. Badania eksperymentalne Walsh i Deckera (1966) pokazały, że wysycenie próbek granitu wodą, pomimo ich niskiej porowatości, może prowadzić do bardzo wyraźnego wzrostu mierzonej przewodności cieplnej. Analogiczny wzrost przewodności uzyskano przez poddanie badanych próbek obciążeniu okólnemu, co prowadziło do zamknięcia licznie obecnych mikroszczelin. W ten sposób wykazano, że silnie wydłużone, wypełnione powietrzem mikroszczeliny, pomimo ich niewielkiej sumarycznej relatywnej objętości względem objętości próby, stanowią dużą przeszkodę dla transferu ciepła. W efekcie prowadzi to do znacznego obniżenia przewodności cieplnej skał krystalicznych mierzonej w warunkach suchych pod ciśnieniem atmosferycznym. Z drugiej strony wyniki pomiarów przewodności cieplnej prowadzonych w stanie wysycenia przestrzeni porowej płynem (wodą) dość dobrze odzwierciedlają przewodność cieplną szkieletu skały, a w efekcie odpowiadają przewodności oczekiwanej w warunkach obciążenia in situ, prowadzących do silnej redukcji mikroszczelinowości ośrodka. Obserwacje Walsh i Deckera (1966) zaowocowały rekomendacją prowadzenia pomiarów przewodności cieplnej w warunkach wysycenia próbek wodą.

Wnioski przedstawione przez Walsh i Deckera (1966) znalazły potwierdzenie w kolejnych badaniach. Schärli i Rybach (1984) udokumentowali wzrost przewodności cieplnej pod



wpływem wysycenia przestrzeni porowej skał krystalicznych sięgający nawet 30% przy porowatości skały poniżej 1%. Tak silny efekt przy tak niskiej porowatości może być związany wyłącznie z przestrzenią porową o charakterze mikroszczelin. Cytowani autorzy zaproponowali i zweryfikowali procedurę szacowania porowatości skał krystalicznych na bazie oznaczenia różnicy wartości przewodności cieplnej mierzonej w warunkach mokrych i suchych. W tym celu opracowana została liniowa kalibracja między relatywnym wzrostem przewodności cieplnej pod wpływem wysycenia porów wodą a porowatością. Warto nadmienić, że autorzy w swoich analizach powoływali się na teoretyczny model, który został już przedstawiony w pracy Walsha i Deckera (1966), a którego przewidywania zgadzały się z obserwowanym silnym spadkiem przewodności już przy porowatości (szczelinowatości) na poziomie kilku dziesiątych procenta.

Cho i Kwon (2010) badali wpływ częściowego wysycenia przestrzeni porowej próbek granitów na ich efektywną przewodność cieplną. Wraz ze zwiększaniem wysycenia porów wodą obserwowano systematyczny wzrost przewodności cieplnej. Efektywna przewodność cieplna mierzona w warunkach suchych spadała wraz ze wzrostem porowatości. Przy zbliżonym stopniu saturacji porów zmniejszanie porowatości prowadziło do wzrostu przewodności. Natomiast w warunkach pełnego wysycenia zmiany porowatości nie miały już dużego wpływu na efektywną przewodność cieplną badanych skał. Cytowani autorzy zaproponowali i zweryfikowali działanie zmodyfikowanego modelu średniej geometrycznej do oceny efektywnej przewodności cieplnej badanych granitów. Dla analizowanej puli danych względny błąd modelu nie przekroczył 10%. Uzyskana kalibracja została także użyta do wyników otrzymanych przez innych autorów dla pełnego wysycenia próby i ponownie względny błąd mieścił się w granicach 10%.

Nagaraju i Roy (2014) przedstawili pomiary przewodności cieplnej w warunkach suchych i pełnego wysycenia wodą dla kilkudziesięciu skał pochodzących z tarczy indyjskiej. Wśród analizowanych skał znalazło się kilkanaście prób granitoidów o średniej porowatości na poziomie 0,2 %. Autorzy nie obserwowali systematycznego wzrostu przewodności cieplnej przy wysyceniu przestrzeni porowej analizowanych granitoidów, co tłumaczone było ich b. niską porowatością. Warto zauważyć, że nawet w przypadku porowatości  $>0,5$  % obserwowano niewielkie wzrosty, a niekiedy nawet spadki przewodności cieplnej przy wysycaniu prób wodą. Autorzy wskazywali na obecność wyraźnych efektów związanych z wysycaniem porów przy porowatościach na poziomie ok. 5% (próby piaskowców), a do ich opisu użyto modelu średniej geometrycznej. Niewielki wpływ wysycania porów wodą na efektywną przewodność cieplną skał krystalicznych (głównie granulity) o porowatości  $<1\%$  był także raportowany przez Raya i in. (2015).

Zhao i in. (2016) przedstawili wyniki pomiarów przewodności cieplnej 40 próbek granitoidów z regionu Beishan (prowincja Gansu, NW Chiny). Udokumentowano systematyczny wzrost przewodności cieplnej badanych prób wraz z ich wysycaniem wodą. Relatywny wzrost przewodności był zauważalnie większy w skałach charakteryzujących się wyższą porowatością. Wyniki omawiane wcześniej, a także pomiary Zhao i in. (2016) zostały przedstawione na Figura 9.6, wraz zaproponowaną przez cytowanych autorów empiryczną zależnością między relatywnym wzrostem przewodności cieplnej pod wpływem wysycania porów a porowatością.

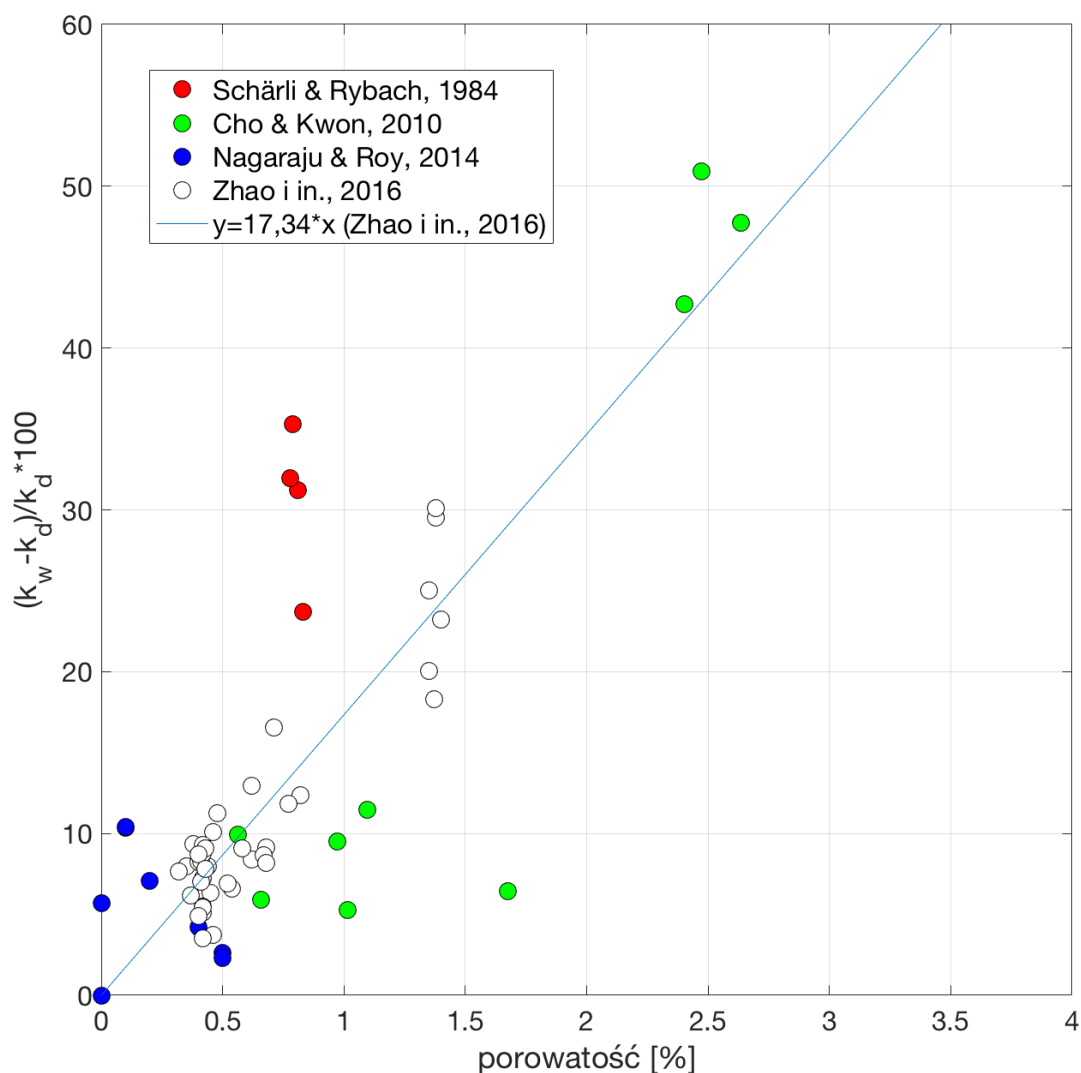


Figura 9.6 Relatywny wzrost przewodności cieplnej granitoidów pod wpływem wysycenia porów wodą w funkcji porowatości badanej próby. Wyniki pomiarów zaprezentowanych w pracach Schärli i Rybach (1984), Cho i Kwon (2010), Nagaraju i Roy (2014) oraz Zhao i in. (2016) pokazano na tle prostej najlepszego dopasowania zaproponowanej przez Zhao i in. (2016).

### 9.1.3.3. Zależność temperaturowa przewodności cieplnej skał

Przewodność cieplna skał w temperaturze sięgającej 400-600 °C zdominowana jest przez mechanizm fononowy, którego wydajność jest odwrotnie proporcjonalna do wzrostu temperatury (Birch i Clark, 1940b). Efekt ten został już omówiony w odniesieniu do minerałów i stanowi on podstawową przyczynę spadku przewodności cieplnej skał wraz ze wzrostem temperatury. Należy jednak pamiętać także o tym, że wzrostowi temperatury towarzyszy zmiana objętości, a ogólniej kształtu, ziaren mineralnych budujących daną skałę. Zróżnicowanie współczynnika rozszerzalności cieplnej minerałów budujących daną skałę może prowadzić do lokalnych koncentracji naprężeń oraz rozwoju mikroszczelin. W przypadku skał monomineralnych efekt ten może rozwinąć się ze względu na nieuporządkowaną orientację sieci krystalograficznych ziaren mineralnych o anizotropowym współczynniku rozszerzalności cieplnej. Generalnie przyjmuje się, że rozwój mikroszczelin w skałe może znacząco wpływać na obniżenie przewodności cieplnej mierzonej podczas zwiększania temperatury przy zachowanym ciśnieniu atmosferycznym (Clauser i Huenges,

1995), ale nie zawsze znajduje to potwierdzenie w badaniach laboratoryjnych (np. Seipold, 1998).

Przewodność cieplna skał osadowych, zarówno klastycznych, jak i węglanowych, charakteryzuje się ok. dwukrotnym spadkiem przy wzroście temperatury w zakresie od 0 do 300 °C. Na zależność temperaturową przewodności cieplnej skał magmowych duży wpływ ma zawartość skaleni w stosunku do kwarcu. Przewodność skał plutonicznych bogatych w skalenie wykazuje niewielką zależność od temperatury przy jej wzroście do 300 °C, w odróżnieniu od skał bogatych w kwarc, które cechują się wyraźnym spadkiem przewodności cieplnej, sięgającym 40-50% (Clauser i Huenges, 1995). W przypadku skał obfitujących w skalenie nietypowe zachowanie przewodności cieplnej w początkowej fazie podnoszenia temperatury można bezpośrednio wiązać z anomalnymi własnościami termicznymi niektórych odmian skaleni. Efekt ten jest na tyle silny, iż w pełni potrafi skompensować typowy temperaturowy spadek przewodności cieplnej pozostałych składników mineralnych występujących w skale. Przy dalszym zwiększaniu temperatury następuje powolny spadek przewodności, także w przypadku skał bogatych w skalenie. Zależność temperaturowa przewodności cieplnej skał metamorficznych podobnie jak w przypadku skał plutonicznych determinowana jest względną zawartością kwarcu i skaleni. W przypadku kwarcytów spadek przewodności cieplnej jest bardzo wyraźny i może sięgać 65% przy wzroście temperatury od 0 do 500 °C (Clauser i Huenges, 1995). W skałach ubogich w kwarc spadek przewodności jest słabszy i może osiągać 30% przy wzroście temperatury od 0 do 300 °C. Ze względu na opisaną zależność temperaturowego spadku przewodności cieplnej od zawartości kwarcu i skaleni generalnie maleje ona silniej w skałach, które charakteryzują się wysokimi wartościami przewodności cieplnej w temperaturze pokojowej (np. Seipold, 1998). Natomiast obserwowany niekiedy wzrost przewodności cieplnej próbek skalnych traktowany jest jako wskaźnik obecności w skale substancji amorficznych (np. Seipold, 1998).

Temperaturową zależność przewodności cieplnej skał opisywano z wykorzystaniem różnorodnych zależności empirycznych. Zależności te często odzwierciedlają przewidywania modeli teoretycznych opracowanych dla wyidealizowanych ośrodków krystalicznych. Jednym z najprostszych modeli jest wyrażenie używane już przez Bircha i Clarka (1940a)

$$\lambda^{-1} = A + B \cdot T \quad (9.9)$$

zgodnie z którym odwrotność przewodności cieplnej (oporność cieplna) rośnie liniowo wraz ze wzrostem temperatury. Wyrażenie to może być przedstawione w równoważnej postaci

$$\lambda = \frac{\lambda_0}{1 + cT} \quad (9.10)$$

gdzie  $\lambda_0$  oznacza przewodność cieplną w temperaturze 0 °C, a temperatura mierzona jest w °C. Wyniki eksperymentów pokazują, że stała  $C$  zmienia się dla większości skał w zakresie 0-0.003 °C<sup>-1</sup>, a Čermák i Rybach (1982) przyjmują wartość 0.001 °C<sup>-1</sup> jako reprezentatywną dla górnej skorupy.

Zoth & Haenel (1988) zaproponowali następujący model empiryczny

$$\lambda = A + \frac{B}{350 + T} \quad (9.11)$$

gdzie temperatura jest wyrażona w °C. Analizy zależności temperaturowych przewodności cieplnej dla różnych grup skalnych pozwoliły autorom na określenie odpowiednich dla nich wartości stałych A i B. Przykładowo dla skał kwaśnych stała A wynosiła 0,64 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a stała B 807 Wm<sup>-1</sup>, a dla analizowanej puli skał zasadowych A=1,18 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a B=474 Wm<sup>-1</sup>.

Saas i in. (1992) zaproponowali i przetestowali w zakresie temperatur od 0 do 250 °C generyczny, niezależny od składu mineralnego skały, model wpływu temperatury na przewodność cieplną dany wyrażeniem

$$\lambda(T) = \frac{\lambda(0)}{1.007 + T \cdot \left( 0.0036 - \frac{0.0074}{\lambda(25)} \right)} \quad (9.12)$$

gdzie

$$\lambda(0) = \lambda(25) \left[ 1.007 + 25 \cdot \left( 0.0037 - \frac{0.0074}{\lambda(25)} \right) \right] \quad (9.13)$$

a  $\lambda(25)$  oznacza przewodność cieplną zmierzoną w warunkach temperatury pokojowej.

Na podstawie własnych kompilacji oraz zaczerpniętych z literatury pomiarów temperaturowej zmienności przewodności cieplnej skał krystalicznych Seipold (1998) przeprowadził testy dopasowania trzech modeli zależności. Obok bazowego modelu  $\lambda = 1/(A + B \cdot T)$ , użył jego wersji wzbogaconej o człon radiacyjny  $C \cdot T^3$ , a także testował model zależności potęgowej  $\lambda = D/T^n$ . W przypadku modelu bazowego dla puli pomiarów własnych skalibrowana została liniowa zależność między stałymi A i B przyjmująca postać

$$A = -(532 \pm 45) \cdot B + (0,448 \pm 0,014) \quad (9.14)$$

Współczynnik korelacji kształtował się na poziomie ok. -0,85. Warto też zauważyć, że rozszerzenie analizowanej puli pomiarów o pomiary zaczerpnięte z literatury nie powodowało znaczących różnic w wartościach wyznaczonych współczynników w toku regresji liniowej. Uwzględniając zaobserwowany związek liniowy między stałymi A i B otrzymano następujące finalne wyrażenie opisujące temperaturową zależność przewodności cieplnej

$$\lambda = 1/[B \cdot (T - 532 \pm 45) + 0,448 \pm 0,014] \quad (9.15)$$

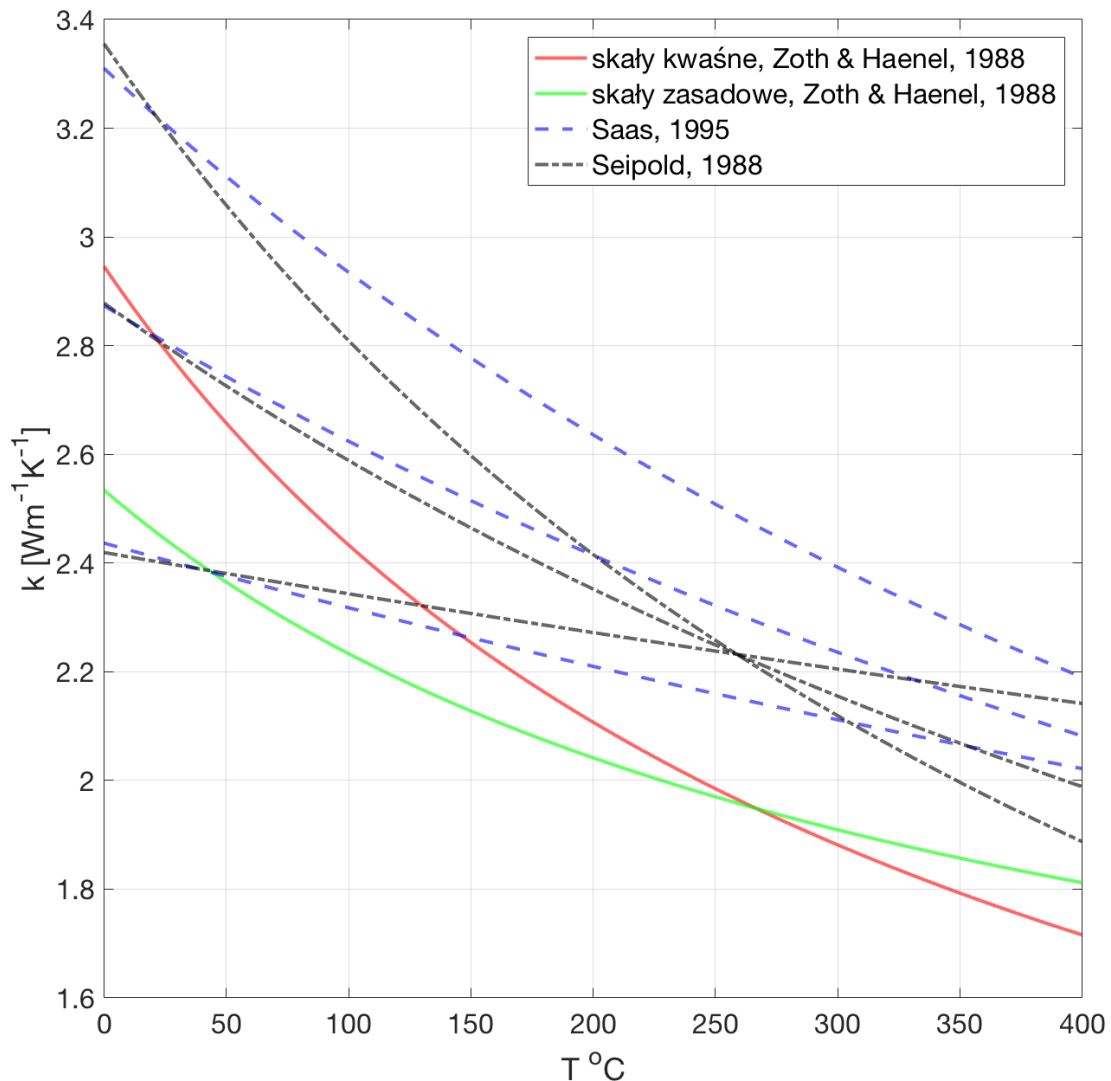
gdzie T to temperatura wyrażona w stopniach Kelwina. W ramach zaproponowanego uniwersalnego modelu skalowania przewodności cieplnej z temperaturą do jej określenia dla danej skały wystarczająca jest tylko znajomość jej przewodności cieplnej w temperaturze pokojowej. Cytowany autor zaproponował także modyfikację bazowego modelu do postaci

$$\lambda = T/(E + F \cdot T) \quad (9.16)$$

która w wielu przypadkach pozwoliła na lepsze dopasowanie do danych eksperymentalnych. Ponownie poszukiwano zależności linowej między stałymi E i F uzyskując nieco niższy współczynnik korelacji niż w modelu bazowym. Po podstawieniu otrzymanych współczynników regresji ostateczne wyrażenie przyjęło postać

$$\lambda = T/[F \cdot (T - 314 \pm 35) + 122 \pm 20] \quad (9.17)$$

Model bazowy wzbogacony o człon radiacyjny pozwalał na lepsze dopasowanie do danych eksperymentalnych, ale w niektórych przypadkach otrzymywano niefizyczne, ujemne wartości stałej  $C$ . Dodatkowo większe było standardowe odchylenie parametrów regresji liniowej wyznaczonej między współczynnikami  $A$  i  $B$ . Stopień dopasowania do danych eksperymentalnych obserwowany w modelu potęgowym był zbliżony do uzyskiwanego w przypadku modelu bazowego. Porównanie przewidywani modelu bazowego Seipold (1998) z modelami Zotha i Haenala (1988) oraz Saasa i in. (1995) zostało przedstawione na Figurze 9.7.



**Figura 9.7** Zgeneralizowane modele zależności temperaturowej przewodności cieplnej skał. Pokazano kalibracje Zotha i Haenela (1998) dla skał kwaśnych i zasadowych oraz Saasa i in. (1995) i jedną z kalibracji Seipolda (1988) przyjmując referencyjne przewodności cieplne w warunkach pokojowych (25 °C) na poziomie, 2.4, 2.8 i 3.2 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>.

#### 9.1.3.4. Wpływ ciśnienia na przewodność cieplną skał

Przewodność cieplna skał wykazuje zależność od ciśnienia, ale jest ona wyraźnie słabsza od zależności temperaturowej. Zasadnicze zmiany zachodzą w reżimie niskich ciśnień podczas zwiększania ciśnienia do poziomu ok. kilkunastu lub kilkudziesięciu MPa, czemu towarzyszy zamykanie mikroszczelin w ośrodku, typowo skutkujące przyrostem przewodności cieplnej o

ok. 10-20% (Clauser i Huenges, 1995). Warto przypomnieć, że szczelinowatość ośrodka skalnego najczęściej rozwija się podczas ostatniej, płytkiej fazy odciążania górotwóru, ale niekiedy może być też indukowana procesami technologicznymi, działającymi np. podczas wykonywania otworu wiertniczego lub przygotowywania próbek skalnych do pomiaru. Dalszy wzrost ciśnienia zazwyczaj powoduje już tylko niewielki przyrost przewodności cieplnej skały. Można go wiązać z zamykaniem resztkowej szczelinowatości oraz porowatości, ale także ze wzrostem przewodności cieplnej składników mineralnych w skale pod wpływem zmiany ich objętości. W pracy Walsh i Decker (1966) przedstawione są wyniki „suchych” pomiarów przewodności cieplnej dla 2 próbek granitów poddanych stopniowemu obciążaniu. W początkowej fazie eksperymentu obserwowano silny, nieliniowy wzrost, który po osiągnięciu rozmiaru ok. 10% w stosunku do początkowej wartości przewodności przy obciążeniu na poziomie ok. 40 MPa ulegał wyraźnemu „spłaszczeniu” wraz z dalszymi zmianami ciśnienia.

Zgodnie z teoretycznymi modelami przewodności cieplnej dla idealnych faz krystalicznych jej zależność ciśnieniowa przyjmuje postać (np. Beardsmore i Cull, 2001):

$$\frac{\partial \lambda}{\partial p} = \lambda_0 \left( 3\gamma_0 + \frac{2}{3} \right) \beta \quad (9.18)$$

gdzie  $\gamma = \alpha / (\rho C \beta)$  to współczynnik Gruneisena,  $\alpha$  oznacza współczynnik rozszerzalności cieplnej,  $\beta$  współczynnik ściśliwości,  $\rho$  gęstość fazy, a  $C$  to ciepło właściwe. Przyjmując parametry typowe dla granitu (Beardsmore i Cull, 2001, str. 93-94) otrzymujemy wartość pochodnej przewodności cieplnej względem zmian ciśnienia na poziomie ok.  $10^{-2} \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ , co przekłada się na wzrost o ok.  $2,6 \cdot 10^{-3} \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{km}$ , czyli relatywnie o ok. 0,1%/km. Tak niewielki wzrost mógłby być zaniedbany nawet w skali całej skorupy.

Seipold i Gutzeit (1980) badali wpływ ciśnienia i temperatury na przewodność cieplną granulitów. Autorzy wskazywali na istotną rolę sposobu obciążania próbki. Przy obciążaniu hydrostatycznym wzrost przewodności cieplnej miał charakter liniowy, z pominięciem początkowego nieliniowego etapu. Natomiast obciążanie quasi-hydrostatyczne powodowało wyraźnie nieliniowy, gwałtowny wzrost przewodności w zakresie 0 – 1 kbar, po którym wraz z dalszym zwiększaniem ciśnienia następował stabilny liniowy przyrost. Cytowani autorzy wiązali ten efekt z rozwojem dodatkowych mikroszczelin przy odbiegającym od hydrostatycznego sposobie obciążaniu. Dla badanego zakresu zmian ciśnienia sięgającego 8 kbar ciśnieniowy współczynnik przyrostu względnego przewodności cieplnej wynosił dla badanych granulitów między 0,001 a 0,01  $\text{kbar}^{-1}$ . Autorzy prowadzili też badania wpływu temperatury na przewodność cieplną badanych próbek granulitów poddanych obciążeniom. Wyniki eksperymentów ujawniły silniejszy wpływ zmian temperatury niż ciśnienia na przewodność cieplną analizowanych skał. W opinii cytowanych autorów zmiany przewodności cieplnej w obrębie jednorodnych kompleksów skalnych występujących w górnych partiach skorupy zasadniczo kontrolowane są przez wzrost temperatury z głębokością. Jednak nieliniowy efekt temperaturowy, który można dość dobrze opisać teoretyczną zależnością  $1/T$ , słabnie wraz ze wzrostem temperatury, podczas gdy wpływ ciśnienia jest liniowy w szerokim zakresie jego zmian. Dodatkowo w reżimie litostatycznym przyrost ciśnienia w litosferze postępuje zasadniczo liniowo, natomiast wzrost temperatury słabnie wraz z głębokością. Nałożenie tych współdziałających ze sobą efektów osłabiających

wpływ temperaturowy może prowadzić do odwrócenia trendu w dolnych partiach litosfery i wzrostu przewodności cieplnej przy dalszym zwiększaniu głębokości.

Robertson (1988) zestawiał oznaczenia współczynnika liniowej zależności przewodności cieplnej od ciśnienia dla kilkudziesięciu skał i minerałów. Wszystkie badane skały i minerały charakteryzowały się wzrostem przewodności cieplnej z ciśnieniem. Wśród analizowanych skał magmowych wysokimi wartościami ciśnieniowego współczynnika przyrostu względnego przewodności cieplnej charakteryzowały się bazalty poddane pomiarom na sucho w zakresie ciśnień do 1 kbar. Współczynniki te wynosiły do ok.  $0,2 \text{ kbar}^{-1}$  (względny wzrost przewodności o 20% na każdy kilobar przyrostu ciśnienia), a tak wysokie wartości można oczywiście wiązać z zamykaniem mikroszczelin. Przy pomiarach prowadzonych dla próbek bazaltów przy znacznie większym zakresie ciśnień (do 12 kb) uzyskiwano efektywne współczynniki na poziomie  $0,002\text{-}0,004 \text{ kbar}^{-1}$ . Dość wysoką wartość współczynnika na poziomie  $0,054 \text{ kbar}^{-1}$  odnotowano dla próbki perydotytu dla ciśnienia zmienianego w zakresie  $0\text{-}7,2 \text{ kbar}$ , a dla eklogitu było to  $0,013 \text{ kbar}^{-1}$  w zakresie  $0\text{-}17 \text{ kbar}$ .

Horai i Susaki (1989) przeprowadzili badania zależności przewodności cieplnej od ciśnienia w zakresie do 12 kbar. Badaniom poddano 20 próbek skalnych. Obserwowano wyraźny przyrost przewodności cieplnej między pomiarami przeprowadzonymi w warunkach pokojowych i pod ciśnieniem 2 kbar (200 MPa), co wiązano z efektem zamykaniem szczelin w tym początkowym zakresie zmian ciśnienia. Dalszemu wzrostowi ciśnienia towarzyszył już stały, liniowy wzrost przewodności cieplnej, którego współczynnik dla większości badanych próbek przyjmował wartości między  $0,00$  a  $0,09 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ . Dla typowego litostatycznego profilu ciśnienia średni uzyskany współczynnik na poziomie  $0,05 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$  przekłada się na wzrost przewodności cieplnej wynoszący ok.  $0,014 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{km}$ . Brak zależności przewodności cieplnej od ciśnienia zaobserwowano dla próbki obsydianu. W badanej puli skał dominowały skały maficzne i ultramaficzne (bazalty, toleity, gabro, dunit, lherzolit, harzburgit, doleryt, boninit). Współczynniki ciśnieniowej zależności przewodności cieplnej bazaltów kształtował się w zakresie między  $0,01$  a  $0,05 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ . Skały ultramaficzne charakteryzowały się wartościami  $0,05 - 0,06$ , gabro  $0,04$ , a najwyższa wartość w tej grupie skał została zmierzona dla próbki boninitu i wyniosła  $0,09 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ . Dość niskie wartości zmierzono dla próbek andezytu ( $0,005 - 0,037 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ ), a dla dwóch próbek granitów otrzymano wyniki:  $0,062$  oraz  $0,048 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ . Najwyższą wartość współczynnika ciśnieniowej zależności przewodności cieplnej otrzymano dla próbki piaskowca i wyniosła ona  $0,091 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}/\text{kbar}$ .

Seipold (1992) badał przewodność cieplną granitów (10 próbek) w warunkach podwyższonych temperatur (do  $750 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) i ciśnień (do 5 kbar). W pracy raportowana jest średnia wartość ciśnieniowego współczynnika względnego przyrostu przewodności cieplnej wynosząca  $0,0122 \text{ kbar}^{-1}$ . Autor podkreśla jednak, że przyrost jest zdecydowanie mocniejszy w początkowej fazie wzrostu ciśnienia. Analiza przykładowej krzywej przedstawionej w artykule wskazuje na to, że praktycznie cały przyrost realizuje się w zakresie  $0 - 1 \text{ kbar}$ , a przy dalszym zwiększaniu ciśnienia zmiany są już słabo zauważalne.

#### **9.1.3.5. Przewodność cieplna granitoidów**

Birch i Clark (1940) przeprowadzili pomiary zależności temperaturowej przewodności cieplnej czterech odmian granitów, kwarcowego monzonitu, tonalitu i syenitu. Wszystkie z badanych próbek granitoidów charakteryzowały się spadkiem przewodności cieplnej wraz ze

wzrostem temperatury. W temperaturze 0 °C przewodność cieplna badanych granitów mieściła się w zakresie między ok. 2,4 a 3,8 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a przy wzroście temperatury do 200 °C jej spadek wyniósł między 12 a 25%. Przewodność cieplna badanego kwarcowego monzonitu w 0 °C przyjmowała wartość 3,16 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a przy wzroście temperatury do 200 °C spadała o 22 %. W temp. 0 °C tonalit charakteryzował się przewodnością cieplną równą 2,69 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a jej spadek wyniósł 15 % przy wzroście temperatury do 200 °C. Przewodność cieplna próbki syenitu była najniższa w badanej puli granitoidów i wynosiła 2,2 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> w 50 °C. Najmniejszy był też jej spadek i wyniósł on zaledwie 5 % przy podgrzaniu próbki od 50 °C do 200 °C. Wyniki tych pomiarów zostały przedstawione graficznie w raporcie USGS (Robertson, 1988), a także na Figurze 9.8.

W swojej przeglądowej pracy dotyczącej parametrów termomechanicznych granitów Heuze (1983) porównał zebrane z literatury krzywe eksperymentalne opisujące temperaturowe zmiany przewodności cieplnej granitów z następującą empiryczną zależnością zaproponowaną przez Clarka (1966)

$$k = 2,61 - 2,78 \cdot 10^{-3} \cdot T + 1,41 \cdot 10^{-6} \cdot T^2 [Wm^{-1}K^{-1}] \quad (9.19)$$

gdzie  $T$  to temperatura wyrażona w °C. Zaproponowana krzywa empiryczna dość dobrze opisywała zmierzoną eksperymentalnie zmienność temperaturową przewodności cieplnej (w przytaczanych eksperymentach osiągnęto maksymalną temperaturę 300 °C), ale pod względem wartości bezwzględnych najlepiej nawiązywała do eksperymentów z najniższymi zmierzonymi wartościami przewodności. Z tego względu zaproponowana empiryczna relacja może być traktowana jako ograniczenie dolne. Zgodnie z przedstawionym wyrażeniem reprezentatywna przewodność cieplna granitu w temperaturze pokojowej wynosi 2,53 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> i spada do poziomu 2,35 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> w 100 °C oraz 2,11 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> w temp. 200 °C. Są to spadki na poziomie odpowiednio 7 i 16 %. Omawiany model empiryczny został przedstawiony na Figura 9.8.

W publikacji dotyczącej analizy porównawczej pomiarów wykonywanych różnymi metodami Saas i in. (1984) raportują m.in. wyniki dla 5 prób granitów oraz 1 próby diorytu. Pomiary były wykonywane wielokrotnie dla każdej z prób w celu zniwelowania błędów, który był ostatecznie szacowany na poziomie niekiedy wciąż wyraźnie przekraczającym 0,10 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Przewodność cieplna granitów mierzona w warunkach temperatury pokojowej metodą niestacjonarną mieściła się w zakresie między 2,55 a 3,14 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> podczas gdy konwencjonalna stacjonarna metoda pomiaru dała wyniki w zakresie między 2,40 a 2,96 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Przewodność cieplna próbki diorytu została określona na poziomie 2,55 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>.

Schärli i Rybach (1984) w pracy poświęconej możliwości analizie porowatości skał krystalicznych na podstawie analizy ich przewodności cieplnej mierzonej w warunkach suchych oraz pełnego wysycenia przestrzeni porowej przedstawili wyniki pomiarów przeprowadzonych dla 5 prób granitoidów (qtz: 27-34%, kfsp: 7-25%, plg: 33-52%, bt: 9-14%) o porowatości między ok. 0,6 a 0,8%. Przewodność mierzona na sucho mieściła się w zakresie między 2,38 a 2,69 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, podczas gdy pomiary przeprowadzone w warunkach wysycenia porów wodą dały wyniki o ok. 30% wyższe, które mieściły się w zakresie między 2,94 a 3,53 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>.



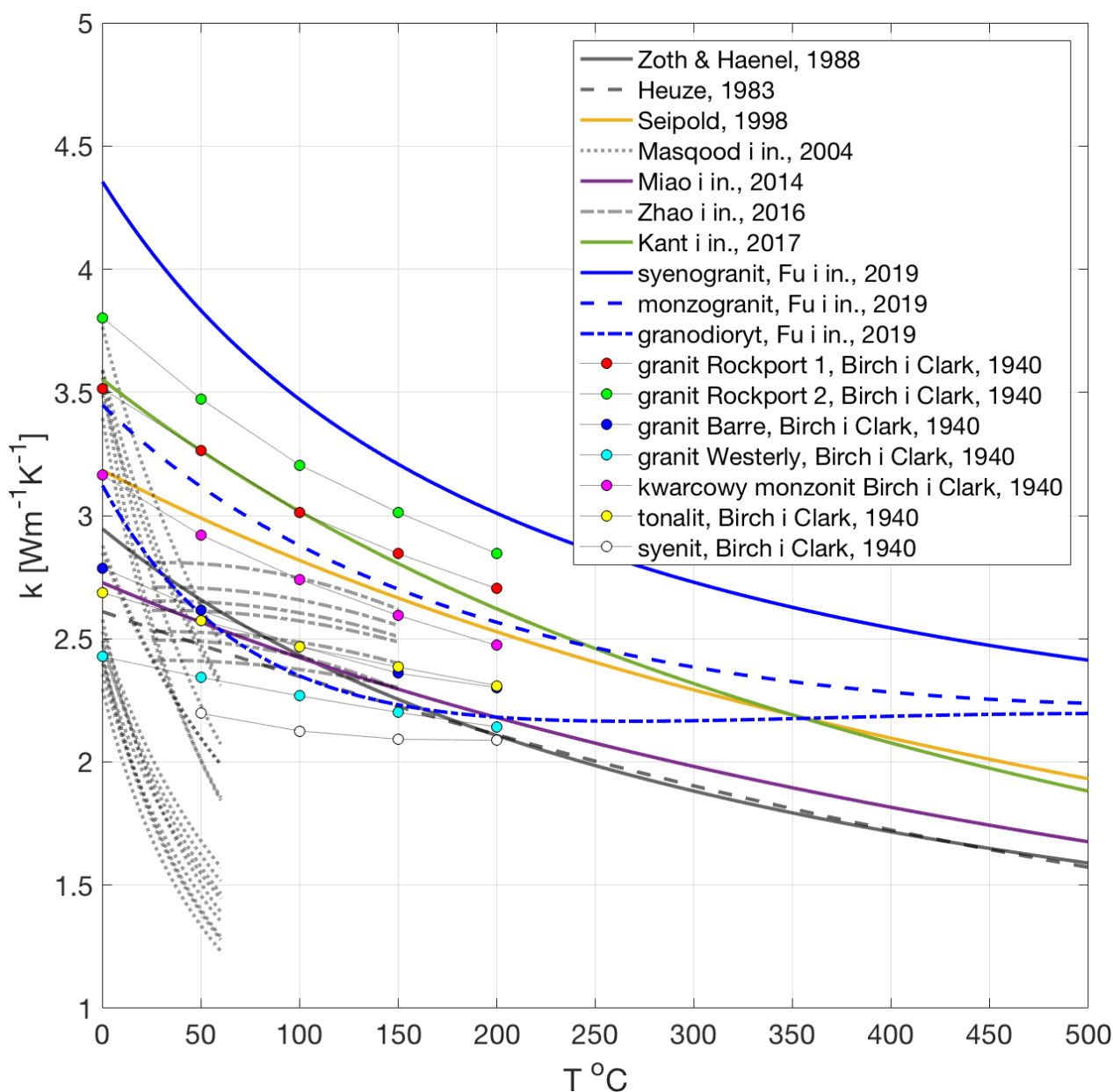


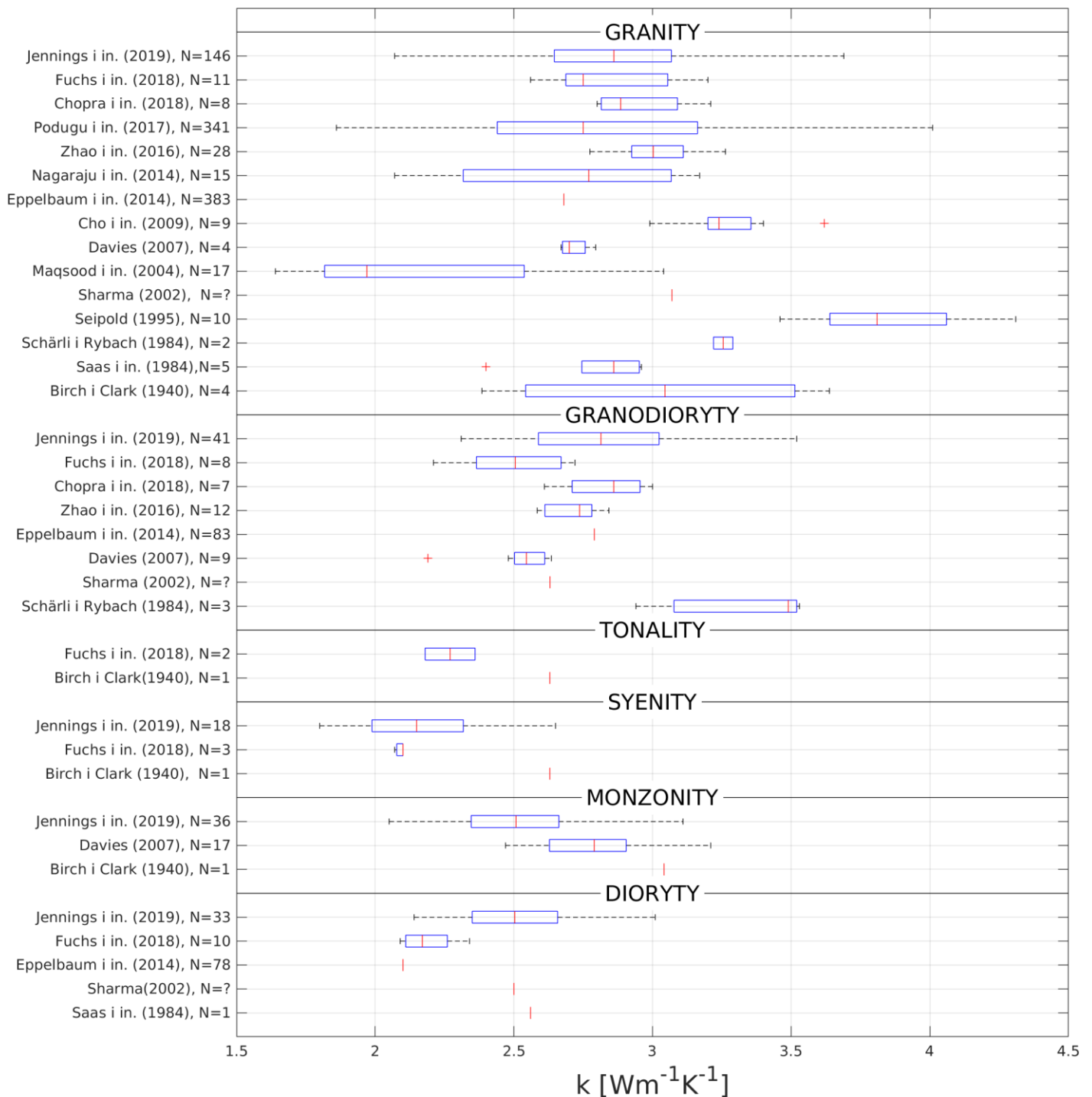
Figura 9.8 Zależność przewodności cieplnej granitoidów od temperatury. Zależność podana w pracy Zoth i Heanel (1988) odpowiada zgeneralizowanemu zachowaniu przewodności cieplnej skał kwaśnych. Heuze (1983) testował empiryczną zależność podaną wcześniej przez Clarka (1966). Seipold (1998) podaje uśrednioną zależność dla puli 10 próbek granitów. Masqood i in. (2004) raportuje zależności  $k(T)$  dla 17 próbek granitów. Pokazano także zależność przewodności cieplnej zbadanej w szerokim zakresie temperatury dla próbki granitu omawianej w pracy Miao i in. (2014). Zhao i in. (2016) podają zależność  $k(T)$  dla kilkunastu próbek granitoidów (granity i granodioryty). Kant i in. (2017) przeprowadzili pomiary  $k(T)$  dla próbki granitu. Fu i in. (2019) badali zależność przewodności cieplnej od temperatury dla próbek syeno- i monzogranitu oraz granodiorytu aż do osiągnięcia wysokich temperatur. Pokazano także klasyczne wyniki pomiarów dla zestawu granitoidów (próbki granitów, kwarcowego monzonitu, tonalitu oraz syenitu) przeprowadzone przez Bircha i Clarka (1940). W tym ostatnim przypadkuna wykresie pokazane zostały bezpośrednio zmierzone wartości przewodności cieplnej w temperaturach 0, 50, 100, 150 i 200 °C, w pozostałych prezentowane są przebiegi krzywych dopasowania zgodnie z parametrami przedstawionymi przez cytowanych autorów.

Seipold (1992) dla badanej puli 10 próbek granitów podaje  $3,16 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  jako wartość średnią przewodności cieplnej w warunkach pokojowych. W cytowanej pracy analizowano zmiany przewodności cieplnej granitów pod wpływem wzrostu temperatury i ciśnienia w zakresie ich zmienności typowej dla skorupy ziemskiej. Reprezentatywna przewodność

cieplna granitów pograżonych na głębokość 2 km została określona na poziomie  $2,90 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a przy 4 km pograżeniach spadała do poziomu  $2,71 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Według autora granity poddane warunkom ciśnienia i temperatury typowym dla głębokości 10 km charakteryzują się wyraźnie obniżoną wartością przewodności cieplnej wynoszącą zaledwie  $2,35 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W oparciu o analizę pomiarów przewodności cieplnej 15 próbek granitu Seipold (1998) zaproponował dla granitów dopasowanie parametrów w zależności empirycznej  $k = 1/(A + B \cdot T)$ , dające  $A=0,203\pm 0,069$  oraz  $B=(4,07\pm 1,00)\cdot 10^{-4}$ . Według tej kalibracji typowa przewodność cieplna granitu w temperaturze pokojowej wynosi  $3,08 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , w temperaturze  $100 \text{ }^\circ\text{C}$   $2,81 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a w temperaturze  $200 \text{ }^\circ\text{C}$   $2,53 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (krzywa została przedstawiona na Figura 9.8).

Maqsood i in. (2004) przeprowadzili badania własności termicznych 17 próbek granitów z Pakistanu. Badania były prowadzone w dość wąskim zakresie zmienności temperatury wynoszącym między  $-20$  a  $60 \text{ }^\circ\text{C}$ . Wartości przewodności cieplnej zmierzone w warunkach temperatury pokojowej mieściły się w zakresie między  $1,67$  a  $2,92 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , przy czym średnia wartość wyniosła zaledwie  $2,20 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Jest to wynik wyraźnie odbiegających od typowo raportowanych dla granitów (Figura 9.8) Przewodność cieplna wszystkich badanych próbek spadała wraz ze wzrostem temperatury, a obserwowane spadki były wyjątkowo duże. Zgodnie z dopasowaniem krzywej temperaturowej zależności przewodności cieplnej typu  $k = 1/(E + F \cdot T)$  średnia wartość parametru  $F$  wyniosła  $4,2\cdot 10^{-3} \text{ W}^{-1}\text{m}$  i jest to wartość o rząd wielkości większa niż podana przez Seipolda (1998). Przy wzroście temperatury do poziomu  $60 \text{ }^\circ\text{C}$  przekłada się to na ponad 20% spadki względem wartości mierzonych w warunkach pokojowych ( $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Zgodnie z wynikami przedstawionymi w omawianej pracy średnia wartość przewodności cieplnej w temperaturze  $60 \text{ }^\circ\text{C}$  wyniosła zaledwie  $1,73 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Znajduje to odzwierciedlenie w wyraźnie odmiennym od typowego przebiegu krzywych przewodności cieplnej z temperaturą (Figura 9.8).

Cho i in. (2009) badali wpływ porowatości i stopnia jej wysycenia wodą na przewodność cieplną granitu. Wartości przewodności cieplnej zmierzone podczas pomiarów wykonywanych na sucho mieściły się w zakresie między ok.  $2,1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (próbka o niskiej porowatości) a ok.  $3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (próbki o niskiej porowatości), a średnia z pomiarów w obrębie analizowanego zestawu 14 próbek wyniosła  $2,8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Należy jednak podkreślić, że obserwowano odstępstwa od prostego trendu spadku przewodności z porowatością, co cytowani autorzy wiąźali częściowo ze zróżnicowaniem składu mineralnego badanych skał. Przy zwiększaniu stopnia wysycenia przestrzeni porowej wodą rejestrowano systematyczny wzrost przewodności cieplnej, który średnio wyniósł 17% (nie dla wszystkich próbek osiągnięto pełną saturację) i wahał się między 5 a 50% (Figura 9.9). Przy pełnym wysyceniu porów minimalne i maksymalne wartości zmierzonej przewodności cieplnej wyniosły odpowiednio  $2,99$  a  $3,62 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a większość pomiarów mieściła się w zakresie między  $3,1$  a  $3,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Jest to zauważalnie mniejsza relatywna zmienność w porównaniu z wynikami otrzymanymi w pomiarach na sucho. W warunkach wysycenia porów autorzy nie obserwowali wyraźnej zależności między przewodnością a porowatością. Wyniki otrzymane w toku pomiarów przeprowadzonych na mokro są wyraźnie wyższe niż zwyczajowo raportowane wartości dla granitów (Figura 9.9), które jednak najczęściej mierzono są w warunkach suchych.



**Figura 9.9** Porównanie przewodności cieplnej granitoidów mierzonej w warunkach pokojowej na podstawie kompilacji danych literaturowych. Birch i Clark (1940) – średnia z pomiarów wykonanych na sucho w temp. 0 i 25 °C. Schärli i Rybach (1984) – pomiary na mokro. Saas i in. (1984) – pomiary na sucho. Seipold (1995) – pomiary pod obciążeniem. Sharma (2002) – kompilacja pomiarów, brak informacji o standardowym odchyleniu oraz zakresie. Maqsood i in. (2004) – pomiary na sucho. Davies i in. (2007) – pomiary na sucho. Cho i in. (2009) – pomiary na mokro. Eppelbaum i in. (2014) – kompilacja pomiarów, brak informacji o standardowym odchyleniu oraz zakresie. Nagaraju i in. (2014) – pomiary na mokro. Zhao i in. (2016) – pomiary na mokro. Podugu i in. (2014) – pomiary na mokro. Chopra i in. (2018) – pomiary na mokro. Fuchs i in. (2018) – pomiary na mokro. Jennings i in. (2019) – kompilacja pomiarów.

Miao i in. (2014) opisują wyniki badań parametrów termicznych 4 próbek skał krystalicznych, w tym granitu i granodiorytu, dla szerokiego zakresu temperatur sięgających 1200 K. Spośród badanych skał próbka granitu charakteryzowała się największym spadkiem przewodności cieplnej z temperaturą. Zgodnie z podanymi przez autorów stałymi dopasowania w modelu typu  $k = 1/(A + B \cdot T)$  w warunkach pokojowych przewodność cieplna badanej próbki granitu wynosiła  $2,64 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , w temperaturze  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  -  $2,42 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a w  $200 \text{ }^\circ\text{C}$  -  $2,18 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co stanowi 18% spadek względem wartości wyznaczonej dla temperatury pokojowej (Figura 9.8). W temperaturze  $500 \text{ }^\circ\text{C}$ , która mieści się w obrębie zakresu stosowalności prezentowanej kalibracji, przewodność cieplna granitu wynosi zaledwie  $1,68 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Spadek przewodności cieplnej badanej próbki granodiorytu był zauważalnie słabszy i zbliżony do zaobserwowanego w przypadku pozostałych próbek (gabro, amfibolit). W warunkach pokojowych przewodność cieplna granodiorytu została oznaczona na poziomie  $1,95 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a jej spadek ze wzrostem temperatury wyniósł odpowiednio 5 i 11% dla  $100$  i  $200 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Zhao i in. (2016) przedstawili wyniki pomiarów przewodności cieplnej 40 próbek granitoidów z regionu Beishan (prowincja Gansu, NW Chiny) przeprowadzone zarówno w warunkach suchych, jak i pełnego wysycenia przestrzeni porowej wodą, a także przy zmianach temperatury oraz pod obciążeniem. Badana pula próbek została podzielona na 8 grup litologicznych obejmujących monzogranity oraz granodioryty, a uzyskane wyniki pomiarów charakteryzowały się dużą spójnością w obrębie wydzielonych grup. Średnie wartości mierzonej na sucho przewodności dla poszczególnych grup mieściły się w zakresie  $2,41$  a  $2,81 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a w warunkach pełnego wysycenia prób wodą wahały się one między  $2,60$  a  $3,16 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Uśredniona dla grup porowatość badanych granitoidów zmieniała się w zakresie  $0,40$  a  $1,37\%$ , a wzrost przewodności cieplnej w efekcie wysycenia prób wodą między  $6,5\%$  a  $24,2\%$ . Większe przyrosty przewodności obserwowano w przypadku skał charakteryzujących się relatywnie wysoką porowatością (Figura 9.8). Przeprowadzone na sucho badania zmian przewodności cieplnej w zakresie temperatury między  $25$  a  $150 \text{ }^\circ\text{C}$  wykazały systematyczny spadek przewodności wraz ze zwiększaniem temperatury dla wszystkich badanych próbek. Przewodność cieplna oznaczona w temperaturze  $150 \text{ }^\circ\text{C}$  była między  $5,7$  a  $8,7 \%$  niższa w porównaniu z wartościami mierzonymi w temperaturze pokojowej. Autorzy zaproponowali następującą zależność opisującą spadek przewodności cieplnej z temperaturą

$$k = k_0 - AT^2 \quad (9.20)$$

gdzie współczynnik  $A$  został określony w drodze dopasowania proponowanej zależności do danych pomiarowych,  $T$  to temperatura wyrażona w  $^\circ\text{C}$ , a  $k_0$  to według autorów wartość przewodności cieplnej w temperaturze  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  (można domniemywać, że w takim razie temperatura w proponowanej zależności jest zredukowana względem temperatury pokojowej). Wyznaczone wartości współczynnika  $A$  wahały się między ok.  $5,6$  a  $8,8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-3}$ , a współczynniki determinacji dopasowania były powyżej  $0,92$  i sięgały poziomu  $0,99$ . Należy podkreślić, że zaproponowane krzywe wyraźnie odbiegają swoim kształtem od raportowanych przez innych autorów (Figura 9.8). Autorzy rozpoznali zależność współczynnika  $A$  od porowatości próbki  $n$ , która została opisana przez następujące równanie empiryczne

$$A = 9,43 - 0,71/n^2 \quad (9.21)$$

Autorzy podkreślają, że stosowalność zaproponowanego modelu jest ograniczona do badanego przez nich zakresu temperatur.

Niska wartość przewodności cieplnej granitów mierzona w warunkach pokojowych, przy braku wysycenia próbek wodą jest jednoznacznie wiązana z obecnością mikrospękań (Walsh i Decker, 1966). Gęstość mikrospękań obecnych w skale jest złożoną funkcją ich historii tektonicznej, a ich geneza może mieć też związek z procesami technologicznymi. Kant i in. (2017) przedstawili wyniki badań eksperymentalnych przewodności cieplnej granitów poddanych cyklom termicznym o amplitudzie sięgającej 500°C (poniżej temperatury przejścia fazowe kwarcu  $\alpha$ - $\beta$ ). Obserwowany spadek przewodności cieplnej wyniósł ok. 25% po pierwszym cyklu, a zasadnicza część zmian zaszła w trakcie ogrzewania próby. Na Figura 9.8 przedstawiono wyniki uzyskane w trakcie pierwszego cyklu grzania. Kolejne cykle termiczne, przy zachowanej ich amplitudzie, nie prowadziły już do dalszego spadku przewodności, co można tłumaczyć efektem Kaisera. Autorzy pracy przeprowadzili szczegółową analizę wzrostu gęstości mikrospękań w badanych próbach granitu, uzyskując spójne wyniki z obserwowanym spadkiem przewodności cieplnej, zgodnie z przewidywaniami szeroko stosowanego modelu wpływu mikrospękań na efektywną przewodność cieplną skał (Zimmerman, 1989).

Jennings i in. (2019) przedstawiają kompilację ok. 450 pomiarów przewodności cieplnej skał plutonicznych, spośród których dużą część stanowią granitoidy. Najliczniej reprezentowana grupa granitów (N=146) charakteryzuje się średnią wartością przewodności cieplnej wynoszącą 2,87 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, przy standardowym odchyleniu 0,32 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> i wartościach minimalnych i maksymalnych równych odpowiednio 2,08 i 3,69 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Nieco niższą wartość średniej przewodności wynoszącą 2,68 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> raportują dla obejmującej 383 oznaczenia puli granitów Eppelbaum i in. (2014). Z kolei Sharma (2002) podaje jako reprezentatywną granitów dużo wyższą wartość przewodności cieplnej, która osiąga aż 3,07 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Dla dużej puli sodowych granitów z tarczy indyjskiej Podugu i in. (2017) raportują średnią przewodność cieplną wynoszącą 2,93 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, przy standardowym odchyleniu 0,4 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> i zakresie między 2,34 a 3,4 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Z kolei granity potasowe charakteryzowały się nieco niższą przewodnością cieplną o wartości średniej 2,81 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, odchyleniu standardowym 0,5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> i zakresie między 1,86 a 4,01 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Przewodność cieplna w obrębie ostatniej wyróżnionej grupy granitów biotytowych wynosiła średnio 2,79 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, przy odchyleniu standardowym 0,2 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> i zakresie między 2,48 a 3,28 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Wyniki tych badań zostały ujęte zbiorczo w zestawieniu na Figura 9.9. Oznaczona w kompilacji Jennings i in. (2019) wartość średnia przewodności cieplnej granodiorytów (N=41) osiągnęła niewiele niższy od granitów pułap 2,81 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Bardzo zbliżoną wartość przewodności dla granodiorytów raportuje na podstawie 78 oznaczeń Eppelbaum (2014), a nieco niższą (2,63 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) Sharma (2002). Dioryty (N=33) oraz kwarcowe monzonity (N=36) w bazie Jennings i in. (2019) charakteryzowały się niższą od granitów i granodiorytów średnią wartością przewodności cieplnej, wynoszącą 2,51 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Średnia wartość przewodności cieplnej w puli 17 kwarcowych monzonitów badanych przez Davisa i in. (2007) była wyraźnie wyższa niż w bazie Jennings i in. (2019) i osiągnęła 2,77 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Sharma (2002) raportuje podobny do Jennings i in. (2019) wynik dla diorytów, a wartość średnia dla 9 próbek granodiorytów badanych przez Davisa i in. (2007) też wyniosła 2,51 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Natomiast Eppelbaum (2014) podaje 2,10 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> jako reprezentatywną wartość dla diorytów. Podobnie niskie średnie wartości przewodności cieplnej zostały oznaczona w bazie Jennings i in. (2014) dla ubogich w kwarc syenitów (N=18; 2,15 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) i monzonitów

( $N=10$ ;  $2,12 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Można domyślać się, że rozbieżności między poszczególnymi bazami danych mogą przede wszystkim wynikać z prowadzenia pomiarów w odmiennych warunkach wysycenia przestrzeni porowej płynami, a także ze zróżnicowania chemizmu oraz składu mineralnego w obrębie analizowanych, niekiedy niewielkich pul skał. Omawiane wyniki własnych pomiarów oraz kompilacje przewodności cieplnej granitoidów zostały przedstawiona na Figura 9.9.

Fu i in. (2019) przeprowadzili badania przewodności cieplnej oraz dyfuzyjności termicznej 4 prób granitoidów (syenogranit, monzogranit, granodioryt, granit alkaliczny) w szerokim zakresie ciśnienia (0,3 – 1,5 GPa) oraz temperatury (10 - 715 °C). We wszystkich przypadkach obserwowano wyraźny spadek przewodności cieplnej przy początkowym zwiększaniu temperatury, jej późniejszą stabilizacją oraz lekki wzrost wraz z dalszym zwiększaniem temperatury. Do opisu zależności przewodności cieplnej od temperatury używano następującego modelu

$$K(T) = b_0 + b_1/T + b_2/T^2 + b_3 \cdot T^3 \quad (9.22)$$

gdzie  $T$  to temperatura bezwzględna mierzona w K, współczynniki  $b_0$ ,  $b_1$  oraz  $b_2$  związane są z mechanizmem fononowym przewodności cieplnej, a współczynnik  $b_3$  z mechanizmem radiacyjnym. W temperaturze pokojowej przewodność cieplna badanych granitoidów mieściła się w zakresie między 3,00 a 4,24  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a w warunkach podwyższonej temperatury przyjmowała minimalną wartość na poziomie ok. 2,2  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (Figura 9.8). Spadek przewodności mierzonej w minimum względem wartości pokojowej był mniejszy w przypadku granitoidów o relatywnie niskiej zawartości kwarcu. Zależność przewodności cieplnej od ciśnienia opisywana była związkiem liniowym, a wyznaczone współczynniki kierunkowe prostych mieściły się w zakresie 0,22 – 0,56  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}\text{GPa}^{-1}$ . Warto zauważyć, że są to wartości zbliżone do uzyskanych przez Horaiego i Susakiego (1989). Nie obserwowano wyraźnego wpływu ciśnienia na zależność temperaturową przewodności cieplnej. W obrębie badanej puli skał o dość zróżnicowanym składzie mineralnym zaobserwowano wyraźny wzrost przewodności cieplnej wraz ze wzrostem zawartości kwarcu.

#### 9.1.4. Modele przewodności cieplnej skał

Najbardziej wiarygodnym sposobem oznaczenia przewodności cieplnej skał i minerałów jest niewątpliwie bezpośredni pomiar. Metody pomiaru przewodności cieplnej można zasadniczo podzielić na kontaktowe i bezkontaktowe techniki niestacjonarne oraz metody stacjonarne. Szczegółowy opis założeń teoretycznych, a także omówienie zalet i wad poszczególnych technik pomiarowych zostały przedstawione m.in. w pracy Popova i in. (2016). Prowadzono także badania porównawcze wyników otrzymanych z użyciem różnych metod (np. Saas i in., 1984). Przy zachowaniu odpowiednich procedur oraz właściwej preparatyce i przygotowaniu próbek nowoczesne metody pomiarowe, takie jak na przykład dostępna w PIG-PIB metoda optycznego skanowania, pozwalają na uzyskanie powtarzalnych wyników o wysokiej dokładności, z błędem pomiarowym szacowanym na poziomie <3% (Popov i in., 1999). Należy jednak zaznaczyć, że koszt profesjonalnych urządzeń pomiarowych jest wysoki, a same pomiary są dość czasochłonne. Jakość pomiaru w dużym stopniu zależy od właściwego doboru i przygotowania badanych prób. W przypadku pomiarów wykonywanych w warunkach ciśnienia atmosferycznego szczególnie istotne jest wysycenie przestrzeni porowej płynem (wodą), gdyż otwarte i suche mikroszczeliny mogą zaniżyć przewodność cieplną skał krystalicznych niekiedy o kilkadziesiąt procent (szczegółowe omówienie tego zagadnienia

znalazło się w rozdziale 9.1.3.2). Osiągnięcie pełnej saturacji prób skał krystalicznych wymaga zastosowania techniki nasycania próżniowego i jest to proces mogący zająć kilkadziesiąt godzin. Ważne jest też zachowanie ostrożności podczas poboru i przygotowania prób w celu uniknięcia wzrostu technologicznych mikropęknięć. Warto też zwrócić uwagę na to, że ze względu na dużą niejednorodność ośrodków skalnych tylko odpowiednio gęste opróbowanie badanych skał pod kątem pomiarów przewodności gwarantuje uzyskanie odpowiednio reprezentatywnego zestawu danych pomiarowych.

Bezpośrednie wyniki pomiarów prowadzonych w pokojowych warunkach temperatury i ciśnienia nie są reprezentatywne dla warunków *in situ*, jakich doświadczają skały. Ma to szczególne znaczenie dla aplikacji nastawionych na systemy geotermalne średnich i dużych głębokości, a także w przypadku badań zakrojonych w skali skorupowej. Tylko część spośród standardowych metod pomiarowych przewodności cieplnej pozwala na prowadzenie badań w warunkach podwyższonego ciśnienia i temperatury. Uzyskanie podwyższonych ciśnień wymaga użycia specjalistycznej aparatury, co znacznie podwyższa koszty badań, a także dyskwalifikuje część technik pomiarowych. Specjalistyczna aparatura wymaga jest także w przypadku badań prowadzonych w warunkach podwyższonej temperatury, a otrzymanie wiarygodnej krzywej temperaturowej zależności przewodności cieplnej skały jest zadaniem szczególnie czasochłonnym ze względu na konieczność zagwarantowania stabilizacji termicznej na każdym etapie wielostopniowego pomiaru. Interesującą opcję stanowią tutaj rozwijane w ostatnich latach techniki bezpośredniego pomiaru przewodności cieplnej w otworach wiertniczych (Sauer i in., 2017). Należy jednak zauważyć, że częstym problemem jest w tym przypadku uzyskanie odpowiedniego kontaktu między sondą pomiarową a ośrodkiem skalnym, a także odpowiednia stabilizacja termiczna (Burhardt i in., 1990). Z przyczyn fizycznych uzyskanie wiarygodnych wyników wymaga odpowiednio długiego sondowania w każdym badanym punkcie, co uniemożliwia błyskawiczne profilowanie przewodności cieplnej w otworach.

W przypadku otworów wiertniczych rozwiązaniem zastępczym są metody pośrednie bazujące na empirycznych korelacjach między przewodnością cieplną a innymi parametrami petrofizycznymi, które oznaczane są rutynowo w ramach karotażu. Tego typu oznaczenia przewodności cieplnej charakteryzują się znacznie niższą dokładnością w porównaniu z bezpośrednimi pomiarami, ale ich zaletą jest to, że dostarczają masowych rezultatów, a bazowe parametry petrofizyczne mierzone są w warunkach quasi-*in situ*. Dodatkowo metody empiryczne mogą być zastosowane w przypadku badań prowadzonych dla głębszych partii skorupy, które nie są dostępne do bezpośrednich badań. W tych przypadkach przewodność cieplna może zostać wyznaczona pośrednio na podstawie sondowań geofizycznych, np. oznaczeń pola prędkości fal sejsmicznych.

Szczególnym przykładem metody pośredniej są modele fizyczne wiążące przewodność cieplną ze składem mineralnym skały. W przypadku otworów wiertniczych metody te mogą opierać się na rekonstrukcjach składu mineralnego bazujących na geofizyce otworowej. Należy jednak podkreślić, że zakres zastosowań modeli teoretycznych jest znacznie szerszy. Pomiary przewodności cieplnej wymagają prób odpowiednich gabarytów, co znacznie utrudnia ich prowadzenie w zastosowaniu do zwiercin, które w przypadku otworów nierdzeniowanych stanowią cenne źródło danych o nawiercanym ośrodku skalnym. Znacznie prostszym zadaniem jest analiza ich składu mineralnego, który może posłużyć do pośredniego oznaczenia ich przewodności cieplnej w oparciu o przewidywania modeli teoretycznych.

Warto zauważyć, że modele teoretyczne, choć siłą rzeczy niedoskonałe, pozwalają jednak w pełni kontrolować wpływ poszczególnych czynników, co pozwala m.in. uniknąć niekorzystnych efektów związanych na przykład ze szczelinowością ośrodka i wieloma innymi zakłócającymi pomiar efektami. Korzystając z omawianych już eksperymentalnych oznaczeń zależności przewodności cieplnej minerałów od ciśnienia i temperatury i stosując modele fizyczne przewodności cieplnej łatwym staje się przeliczenie jej dla szerokiego spektrum ciśnienia i temperatury. Modele teoretyczne pozwalają też na ocenę spójności opracowywanych zestawów parametrów termicznych skał, a także umożliwiają głębsze wniknięcie w naturę czynników warunkujących przewodność cieplną skał. Oczywiście ostatecznym punktem odniesienia powinien zawsze być precyzyjnie wykonany pomiar (o ile jest to możliwe), który każdorazowo w pełni uwzględni złożoność ośrodka skalnego.

#### **9.1.4.1. Modele empiryczne**

Kukkonen i Peltoniemi (1998) przeprowadzili badania petrofizyczne ok. 2500 próbek skał krystalicznych, głównie magmowych, z Finlandii. Cytowani autorzy stwierdzają brak korelacji między przewodnością cieplną a ciepłem radiogenicznym (współczynnik korelacji na poziomie  $r=0,17$ ). Na wykresie przewodnością cieplną w funkcji gęstością skały ujawnia się generalny malejący trend, który można tłumaczyć efektami związanymi z obecnością kwarcu charakteryzującego się wysoką przewodnością cieplną oraz relatywnie niską gęstością. Jednak współczynnik korelacji dla tej zależności wynosi zaledwie  $r=-0,03$ . Nie obserwowano także oczekiwanej korelacji między przewodnością cieplną a prędkością fal P ( $r=-0,11$ ), co autorzy tłumaczą zbyt małym zakresem zmienności wspomnianych parametrów w obrębie analizowanej puli skał. W przypadku skał paramagnetycznych obserwowano słabą korelację ( $r=0,29$ ) między przewodnością cieplną a podatnością magnetyczną. W konkluzji autorzy stwierdzają, że niski poziom korelacji między przewodnością cieplną a innymi parametrami petrofizycznymi, odzwierciedlający słabo zdefiniowane trendy oraz znaczne od nich odstępstwa, uniemożliwia jej wiarygodną rekonstrukcję na podstawie rejestracji geofizyki otworowej.

Na podstawie pomiarów i analizy własności petrofizycznych dużej puli skał, głównie osadowych, Popov i in. (2003) prezentują kalibracje korelacji między przewodnością cieplną a innymi parametrami takimi jak prędkość fal akustycznych, porowatość, gęstość oraz przepuszczalność hydrauliczna i oporność elektryczna. Cytowani autorzy podkreślają istotne znaczenie anizotropii przewodności cieplnej i przy kalibracjach zależności między parametrami petrofizycznymi rekomendują użycie składowej równoległej do warstwowania. W przypadku prób suchych współczynnik korelacji między przewodnością cieplną a prędkością fal akustycznych lub opornością elektryczną kształtował się na poziomie zbliżonym do 0,8. Korelacja między przewodnością cieplną a prędkością fal akustycznych była wyraźnie słabsza, gdy pomiary wykonywano na próbach wysyconych wodą. W przypadku oporności elektrycznej istotną rolę odgrywa stopień zasolenia płynu porowego. Wskazano na występowanie wyraźnej korelacji między zmianą przewodności cieplnej pod wpływem wysycenia porów płynem a porowatością oraz przepuszczalnością hydrauliczną. Należy zauważyć, że badane skały charakteryzują się dość wysokimi porowatościami, a w przypadku podgrupy niskoporowatych skał krystalicznych nie obserwowano tak wyraźnych korelacji.

Sundberg i in. (2009) proponują dla badanych granitoidów z SE Szwecji empiryczną zależność między przewodnością cieplną a gęstością w jej zakresie między 2625



a  $2850 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  (współczynnik korelacji  $r=0,93$ ). W podanym zakresie gęstości, typowym dla skał kwaśnych i przejściowych, przewodność cieplna wraz z jej wzrostem maleje od poziomu  $3,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  do  $2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przy dalszym zwiększaniu gęstości, który prowadzi do przejścia od skał o chemizmie przejściowym do skał maficznych, następuje odwrócenie trendu i wyraźny wzrost przewodności cieplnej. Opisywane trendy zostały zrekonstruowane w modelu fizycznym przewodności cieplnej bazującym na typowych dla opisywanych skał składach mineralnych. Zaproponowana przez cytowanych autorów kalibracja empiryczna została użyta do interpretacji zapisów karotażu, co pozwoliło w efekcie uzyskać ciągły rozkład przewodności cieplnej dla analizowanego batolitu granitowego.

Jennings i in. (2019) analizują empiryczne zależności między przewodnością cieplną a składem chemicznym lub mineralnym w obrębie liczącej ponad 450 sztuk puli skał magmowych, z czego większą część stanowiły własne próby cytowanych autorów. Duża grupa analizowanych skał pochodziła z Australii, ale badana pula była silnie zróżnicowana pod względem litologicznym i uwzględniała też próby z Azji, Europy, Afryki oraz Ameryki Płn. Zawartość  $\text{SiO}_2$  w obrębie badanego zestawu próbek zmieniała się w szerokim zakresie między 33,4 a 99,5 %, a porównania z wcześniejszymi globalnymi kompilacjami skał magmowych wskazują na jej dobrą reprezentatywność dla ogółu skał magmowych. Podczas doboru skał do badań preferowano próby o jednorodnej teksturze, a unikano prób spękanych, przeobrażonych lub wykazujących anizotropię. Dla badanej puli skał dysponowano oznaczeniami składu chemicznego, a ok. 30 próbek posiadało manualne oznaczenia modalnego składu mineralnego. Na podstawie znajomości składu chemicznego wykonano przeliczenia składu normatywnego zgodnie z normą CIPW, a dla ok. 80 próbek wykonano dodatkowo automatyczne oznaczenia składu modalnego z wykorzystaniem metod analizy obrazu. Pomiarów własnej przewodności cieplnej przeprowadzane były w warunkach suchych z użyciem skanera optycznego. Podczas analiz statystycznych użyto czterech rodzajów średnich: arytmetycznej, harmonicznej, geometrycznej oraz pierwiastkowej. Analizy regresji liniowej prowadzone były w wariancie ważonym, uwzględniającym poziom błędów związany z poszczególnymi oznaczeniami. Do oceny stopnia dopasowania używano błędów średniokwadratowego. Zaobserwowane generalne trendy w obrębie analizowanej puli skał odzwierciedlały ogólnie akceptowany spadek przewodności ze wzrostem indeksu maficzności w obrębie skał kwaśnych i pośrednich i ponowny jej wzrost przy przejściu od skał maficznych do ultramaficznych. W szczegółowych analizach i modelowaniu znajdowało to swoje odbicie w wyraźnym wzroście przewodności cieplnej wraz ze zwiększaniem zawartości  $\text{SiO}_2$  pow. 60%. Wyraźny wzrost przewodności cieplnej obserwowano także przy zawartości  $\text{SiO}_2$  spadającej pon. 50%. Pozytywną korelację obserwowano także między przewodnością cieplną a zawartością  $\text{K}_2\text{O}$ . Najsilniejszy ujemny trend występuje dla  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , a nieco słabszy w przypadku  $\text{CaO}$ . Pozostałe tlenki składowe wykazywały mniej wyraźne korelacje z przewodnością cieplną. Opisane zależności znajdują odzwierciedlenie w korelacjach między przewodnością cieplną a składem normatywnym. Wzrostowi zawartości kwarcu towarzyszy wyraźny wzrost przewodności cieplnej. Podobne zachowanie obserwowano w przypadku oliwinu. Natomiast wzrost zawartości plagioklazów prowadzi do spadku przewodności cieplnej. Zbliżone trendy zostały wyznaczone także w przypadku składów modalnych (znacznie mniejsza próba statystyczna), a odmienne zachowanie zostało zaobserwowane jedynie w przypadku skalenia potasowego.

W analizowanych modelach regresji najlepsze dopasowanie uzyskiwano dla uśredniania geometrycznego (błąd średniokwadratowy na poziomie ok.  $0,27 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), ale różnice

względem średniej arytmetycznej oraz pierwiastkowej nie były duże. Natomiast zauważalnie słabsze poziomy predykcji uzyskiwano dla średniej harmoniczej. Wyraźnie gorzej w porównaniu z modelami opierającymi się na składzie chemicznym lub normatywnym wypadały modele bazujące na składzie modalnym, a w szczególności nieregresyjne modele oparte na laboratoryjnie określonych przewodnościach cieplnych. W modelach bazujących na składzie chemicznym otrzymywane w toku regresji efektywne przewodności cieplne związane z poszczególnymi tlenkami charakteryzowały się dość znacznym poziomem niepewności wyznaczenia. W szczególności efekt ten zaznaczał się w przypadku uśredniania harmonicznego. W przypadku części tlenków uzyskano wartości ujemne. Efektywna przewodność cieplna powiązana z SiO<sub>2</sub> kształtowała się na poziomie 5,5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> (wyjątkiem był model śr. harmoniczej), co dość dobrze odpowiada przewodności cieplnej kwarcytów mierzonej na sucho. W modelach regresji opartych na składach modalnych lub normatywnych otrzymywano dość realistyczne, spójne wartości efektywnej przewodności cieplnej uwzględnionych w modelach składników mineralnych. Nieco gorsze wyniki obserwowano w przypadku modeli opartych na średniej harmoniczej, chociaż prowadziły one do najbardziej realistycznej wartości przewodności cieplnej kwarcu. Praktycznie wszystkie spośród wyznaczonych w toku regresji efektywnych przewodności cieplnych minerałów były nieujemne. Należy jednak zauważyć, że nawet przy uwzględnieniu niepewności ich oznaczenia (poziomy ufnosci parametrów regresji liniowe) w niektórych przypadkach odbiegały one o kilkadziesiąt procent od typowych wartości mierzonych laboratoryjnie.

Autorzy przeprowadzili także analizę wpływu redukcji liczby użytych podczas regresji składników na poziom dopasowania modeli. W przypadku modeli bazujących na tlenkach zastosowanie zaledwie 3 składników SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O i K<sub>2</sub>O nie prowadziło do znacznego pogorszenia jakości dopasowania. Ostateczna, preferowana kalibracja, bazująca na składzie chemicznym oraz średniej geometrycznej, uwzględniała jeszcze odpowiadający bardziej maficznemu ogniwom skalnym tlenek MgO i przyjmowała postać

$$\lambda_e = \exp(1,72 \cdot C_{SiO_2} + 1,018 \cdot C_{MgO} - 3,652 \cdot C_{Na_2O} - 1,791 \cdot C_{K_2O}) \quad (9.23)$$

Korzystając z opublikowanych relacji między składem chemicznym a prędkością fal sejsmicznych P cytowani autorzy przedstawili następującą uproszczoną korelację między prędkością fal P a przewodnością cieplną

$$\lambda_e = 0,5822 \cdot V_p^2 - 8,263 \cdot V_p + 31,62 \quad (9.24)$$

W opinii autorów zaproponowana zależność empiryczna pozwala na oznaczenie przewodności cieplnej z dokładnością na poziomie 0,32 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> dla prędkości sejsmicznych w zakresie 6-8 km/s.

#### 9.1.4.2. Modele teoretyczne

Efektywna przewodność cieplna skały  $\lambda_e$  może być szacowana na podstawie oznaczenia składu mineralnego skały w oparciu o znajomość przewodności cieplnej bazowych minerałów. Schematy uśredniania przewodności mogą też korzystać z informacji o teksturze skały. Poniżej skrótowo omówione zostaną podstawowe modele fizyczne efektywnej przewodności cieplnej niejednorodnych ośrodków skalnych.

### Oszacowania graniczne

Zgodnie z teorią kompozytów efektywna przewodność cieplna niejednorodnego ośrodka skalnego jest ograniczona od dołu i góry przez harmoniczną i arytmetyczną średnią z przewodności cieplnych minerałów składowych ważoną przez ich zawartości. Wazona średnia harmoniczna (ograniczenie Reussa) dana jest wzorem

$$\frac{1}{\lambda_e} = \sum_i \frac{\phi_i}{\lambda_i} \quad (9.25)$$

gdzie  $\phi_i$  oznacza zawartość i-tego składnika mineralnego, a  $\lambda_i$  jego przewodność cieplną. Warto zauważyć, że przewodność cieplna ośrodka uwarstwionego związana z przepływem ciepła skierowanym poprzecznie do warstwowania dana jest też przez ważoną średnią harmoniczną i w efekcie odpowiada minimalnej teoretycznej wartości przewodności cieplnej jaką może przyjąć dany ośrodek. Z kolei średnia arytmetyczna (ograniczenie Voigta)

$$\lambda_e = \sum_i \phi_i \lambda_i \quad (9.26)$$

która ogranicza od góry efektywną przewodność ośrodka, znajduje swoją realizację w ośrodku uwarstwowym płasko-równolegle podczas przepływu ciepła skierowanego wzdłuż warstwowania. W efekcie iloraz średniej arytmetycznej i harmonicznej określa maksymalny dopuszczalny współczynnik anizotropii przewodności cieplnej w danym ośrodku.

Różnica między średnią harmoniczną a arytmetyczną potrafić być dość znaczna. Do zilustrowania tego problemu posłużymy się przykładem hipotetycznego ośrodka skalnego złożonego w równych częściach z kwarcu ( $\lambda=7,7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) i plagioklaz (  $\lambda=2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Wazona średnia harmoniczna wynosi w tym przypadku  $3,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , podczas gdy użycie średniej arytmetycznej daje wynik  $4,85 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Bardziej zawężony zestaw dolnego i górnego szacowania granicznego został zaproponowany przez Hashina i Shtrikmana (1962) dla ośrodków, których efektywna przewodność cieplna jest izotropowa. Dolne ograniczenie  $HS^-$  dane jest wzorem

$$\lambda_e = \lambda_{min} + \frac{A_{min}}{1 - \alpha_{min} A_{min}} \quad (9.27)$$

gdzie

$$\lambda_{min} = \min(\lambda_1, \dots, \lambda_n) \quad (9.28)$$

$$\alpha_{min} = (3\lambda_{min})^{-1} \quad (9.29)$$

$$A_{min} = \sum_{\lambda_i \neq \lambda_{min}} \phi_i [(\lambda_i - \lambda_{min})^{-1} + \alpha_{min}]^{-1} \quad (9.30)$$

a górne  $HS^+$

$$\lambda_e = \lambda_{max} + \frac{A_{max}}{1 - \alpha_{max} A_{max}} \quad (9.31)$$

gdzie

$$\lambda_{max} = \max(\lambda_1, \dots, \lambda_n) \quad (9.32)$$

$$\alpha_{max} = (3\lambda_{max})^{-1} \quad (9.33)$$

$$A_{max} = \sum_{\lambda_i \neq \lambda_{max}} \phi_i [(\lambda_i - \lambda_{max})^{-1} + \alpha_{max}]^{-1} \quad (9.34)$$

W układach dwuskładnikowych przyjmując  $\lambda_2 > \lambda_1$  przyjmują one postać

$$\lambda_1 + (1 - \phi_1) / \left( \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} + \frac{\phi_1}{3\lambda_1} \right) \leq \lambda_{eff} \leq \lambda_2 + \phi_1 / \left( \frac{1}{\lambda_1 - \lambda_2} + \frac{1 - \phi_1}{3\lambda_2} \right) \quad (9.35)$$

Wprowadzając pomocniczą funkcję  $\Sigma(s)$  (Berryman, 1995)

$$\Sigma(s) = \left( \sum_i \frac{\phi_i}{\lambda_i + 2s} \right)^{-1} - 2s \quad (9.36)$$

można pokazać, że oszacowania graniczne Hashina-Shtrikmana odpowiadają  $\Sigma(\lambda_{min})$  i  $\Sigma(\lambda_{max})$ .

Zgodnie z oszacowaniami granicznymi Hashina-Shtrikmana w analizowanym przykładzie hipotetycznego ośrodka składającego się w równych częściach objętościowych z kwarcu i plagioklazu efektywna przewodność cieplna powinna mieścić się w zakresie między 3,93 a 4,45  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Jest to wyraźnie węższy zakres niż w przypadku klasycznych ograniczeń Voigta i Reussa.

Na Figura 9.10 pokazano przebieg ograniczeń Voigta i Reussa oraz Hashina-Shtrikmana dla pełnego zakresu zmienności składu w przykładowym dwufazowym ośrodku złożonym z kwarcu i plagioklazu.

### Modele heurystyczne

W praktyce często poszukiwane są bardziej dokładne od oszacowań granicznych metody wyznaczania efektywnej przewodności cieplnej niejednorodnych ośrodków skalnych. W tym celu używane są zarówno metody empiryczne, jak i bazujące na fizycznych modelach przepływu ciepła w ośrodkach niejednorodnych. Wśród modeli empirycznych szeroko rozpowszechniony jest schemat ważonej średniej geometrycznej (Lichtenecker, 1924)

$$\lambda_e = \prod_i \lambda_i^{\phi_i} \quad (9.37)$$

Użycie średniej geometrycznej odpowiada zastosowaniu średniej arytmetycznej z logarytmów przewodności. Dla analizowanego przykładu hipotetycznego ośrodka złożonego w równych częściach z kwarcu i plagioklazu, metoda ważonej średniej geometrycznej przewiduje efektywną przewodność cieplną wynoszącą 3,92  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , czyli nieco poniżej dolnego oszacowania granicznego Hashina-Shtrikmana. Przyjmuje się, że średnia geometryczna stanowi generalnie dobre przybliżenie dolnego szacowania granicznego HS<sup>-</sup>.

W użyciu jest też metoda bazująca na ważonej średniej pierwiastków kwadratowych

$$\sqrt{\lambda_e} = \sum_i \phi_i \sqrt{\lambda_i} \quad (9.38)$$

Metoda ważonej średniej pierwiastków kwadratowych jest zazwyczaj preferowana względem metody średniej geometrycznej. Dla analizowanego przypadku uśrednianie pierwiastków kwadratowych przewodności składników prowadzi do efektywnej przewodności cieplnej

równej  $4,39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , czyli o ok. 11% większej względem średniej geometrycznej. Zauważmy, że wartość ta mieści się w zakresie danym przez szacowania graniczne Hashina-Shtrikmana i zbliżona jest do wartości ograniczenia górnego  $HS^+$ .

Niekiedy używany jest też schemat średniej arytmetyczno-harmonicznej (średnia Voigta-Reussa-Hilla), a szeroko rozpowszechnionym modelem jest uśrednienie oszacowań granicznych Hashina-Shtrikmana. Dla analizowanego przykładu podejścia te dają odpowiednio  $4,01$  i  $4,19 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Na Figura 9.10 pokazano przebieg omówionych schematów empirycznych dla pełnego zakresu zmienności składu w analizowanym przykładowym dwufazowym ośrodku złożonym z kwarcu i plagioklazu.

### Modele fizyczne

Opisane w poprzedniej sekcji wybrane empiryczne schematy szacowania efektywnej przewodności cieplnej niejednorodnych ośrodków zasadniczo pozbawione są fizycznej interpretacji. Konkurencyjnym podejściem są metody teoretyczne oparte na fizycznych modelach przepływu ciepła w niejednorodnych ośrodkach (ang. *effective media approximations*)i. Bazowym układem fizycznym, stanowiącym punkt wyjścia do wyprowadzania schematów uśredniania, jest zagadnienie przepływu ciepła wokół elipsoidalnej niejednorodności w warunkach stałego strumienia cieplnego tła. W tym opracowaniu ograniczymy się do podania finalnych wyrażeń dla wybranych schematów. Podwaliny teoretyczne, wyprowadzenia schematów, a także ich szczegółowe analizy zostały przedstawione m.in. w książkach Milnona (2002) i Torquato (2002). Przeglądowe zestawienia schematów zostały zaprezentowane przez Berrymana (1995) oraz Mavko i in. (2020).

Metoda Clausiusa-Mossotiego (inne nazwy schematu to metoda Lorentza-Lorenca lub Maxwella-Gartnera) pozwala na wyróżnienie w ośrodku fazy o charakterze nie mających ze sobą kontaktu inkluzji (faza 1) oraz fazy otaczającej (faza 2), która stanowi podstawowe wypełnienie przestrzeni. Efektywna przewodność cieplna w metodzie Clausiusa-Mossotiego dla inkluzji sferycznych dana jest następującym wyrażeniem (Mavko et al., 2009):

$$\frac{\lambda_e - \lambda_2}{\lambda_e + 2\lambda_2} = \phi_1 \frac{\lambda_1 - \lambda_2}{\lambda_1 + 2\lambda_2} \quad (9.39)$$

W metodzie Clausiusa-Mossotiego może ona zostać wyrażona jawnie

$$\lambda_e = \lambda_2 \frac{3\lambda_1 + 2(\lambda_2 - \lambda_1)\phi_2}{3\lambda_2 - (\lambda_2 - \lambda_1)\phi_2} \quad (9.40)$$

Warto zauważyć, że w przypadku inkluzji sferycznych metoda Clausiusa-Mossotiego (dwa różne oszacowania przy zamianie roli, jaką odgrywają poszczególne fazy w ośrodku) oraz oszacowania graniczne Hashina-Shtrikmana dają takie same wyniki i nie ma potrzeba oddzielnego ich omawiania.

Ważnym modelem jest schemat samouzgodniony (ang. *self-consistent averaging; SCA*), w którym pod względem algebraicznym wszystkie fazy traktowane są identycznie (Bruggeman, 1935). W efekcie jest to schemat znajdujący głównie zastosowanie do ośrodków o strukturze, w której żaden ze składników nie jest wyróżniony. W przypadku struktury izotropowej efektywna przewodność dana jest rozwiązaniem następującego nieliniowego równania (Mavko et al., 2009)

$$\sum_i \phi_i \frac{\lambda_i - \lambda_e}{\lambda_i + 2\lambda_e} = 0 \quad (9.41)$$

lub korzystając z wprowadzonej wcześniej funkcji  $\Sigma(s)$

$$\lambda_e = \Sigma(\lambda_e) \quad (9.42)$$

Dla dwóch składników model SCA sprowadza się do rozwiązywania równania kwadratowego postaci

$$2\lambda_e^2 - [\phi_1(2\lambda_1 - \lambda_2) + \phi_2(2\lambda_2 - \lambda_1)]\lambda_e - \lambda_1\lambda_2 = 0 \quad (9.43)$$

a efektywna przewodność cieplna dana jest przez jego pierwiastek dodatni.

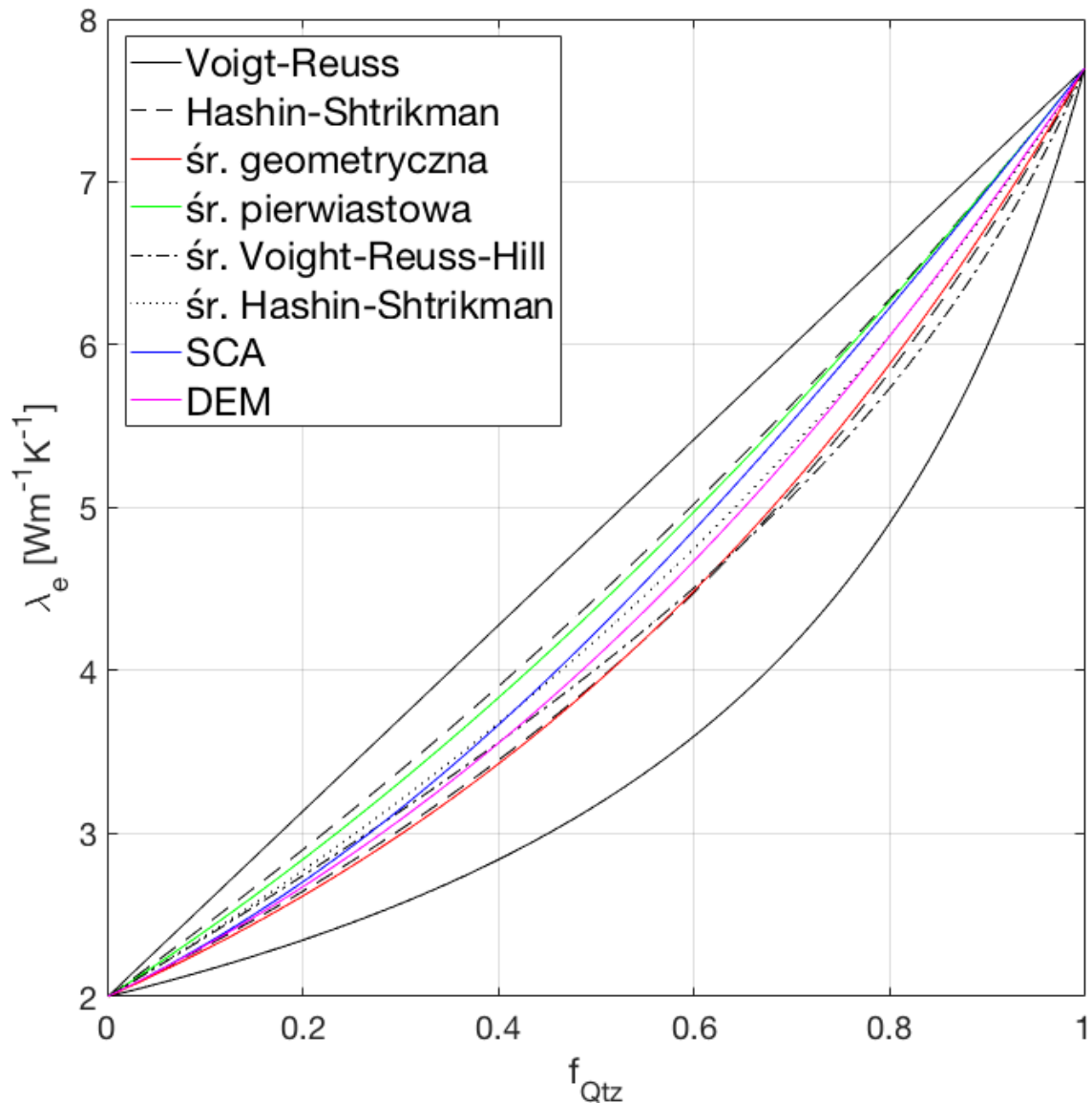
Rozwinięciem podejścia Clausiusa-Mossotiego jest metoda DEM (ang. *differential effective media*), która bazuje na podejściu różniczkowym, pozwalającym na stopniowe zwiększanie koncentracji fazy o charakterze inkluzji i systematyczne przeliczanie efektywnej przewodności. W przypadku ośrodka dwufazowego oraz inkluzji o kształcie sferycznym rozwiązanie modelu DEM może zostać zapisane w postaci

$$\frac{\lambda_2 - \lambda_e}{\lambda_2 - \lambda_1} \left[ \frac{\lambda_1}{\lambda_e} \right]^{1/3} = 1 - \phi_2 \quad (9.44)$$

które można sprowadzić do równania trzeciego stopnia

$$(\lambda_e - \lambda_2)^3 + \frac{(1 - \phi_2)^3 (\lambda_2 - \lambda_1)^3}{\lambda_1} \lambda_e = 0 \quad (9.45)$$

Dla analizowanego syntetycznego przykładu ośrodka złożonego w równych częściach z kwarcu ( $\lambda=7,7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) i plagioklazem ( $\lambda=2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), model SCA przewiduje efektywną przewodność cieplną o wartości  $4,24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Traktując kwarc jako fazę o charakterze inkluzji izolowanych przez skałę w schemacie DEM otrzymujemy  $4,08 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wyniki te mieszczą się w zawężonym zakresie dopuszczalnych wartości zgodnie z oszacowaniami granicznymi Hashina-Shtrikmana, co jest cechą charakterystyczną schematów SCA i DEM.



**Figura 9.10** Oszacowania graniczne, schematy empiryczne oraz modele fizyczne efektywnej przewodności cieplnej syntetycznego ośrodka złożonego z kwarcu ( $\lambda=8\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) oraz skalenia ( $\lambda=2,0\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) w funkcji zawartości kwarcu. Szczegółowe objaśnienia w tekście.

Figura 9.10 pokazuje wpływ zawartości kwarcu ( $\lambda=7,7\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) na efektywną przewodność cieplną dwuskładnikowego syntetycznego ośrodka złożonego z kwarcu i skalenia ( $\lambda=2,0\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) zgodnie z przewidywaniami omówionych wcześniej oszacowań granicznych, schematów empirycznych oraz modeli fizycznych. W schemacie DEM kwarc traktowany jest jako faza o charakterze inkluzji izolowanych przez otaczający skaień. Wszystkie uzyskane wyniki w pełnym zakresie zmienności składu badanego kompozytu mieszają się w granicach wyznaczonych od dołu przez średnią harmoniczną (Reuss) i od góry przez średnią arytmetyczną (Voigt). Średnie geometryczna oraz pierwiastkowa stanowią dość dobre przybliżenia dla oszacowań granicznych Hashina-Shtrikmana, ale pewnych zakresach składu generują przewidywania, które w niewielkim stopniu odbiegają od zakresu dopuszczalnych wartości przewidzianych przez model HS. Przy dużych zawartościach kwarcu schemat średniej Voigta-Reussa-Hilla prowadzi do oszacowań efektywnej przewodności cieplnej poniżej oszacowania dolnego HS. Wszystkie pozostałe schematy mieszczą się w zakresie wartości dopuszczalnych przez model Hashina-Shtrikmana. Dla niewielkich koncentracji

kwarcu przewidywania schematów SCA i DEM są do siebie zbliżone. Dla zawartości kwarcu powyżej 20% metoda DEM przewiduje nieco niższą efektywną przewodność cieplną niż metoda SCA. Przy niskiej koncentracji kwarcu model średniej Hashina-Shtrikmana generuje wartości efektywnej przewodności wyższe od przewidywań modeli SCA i DEM. Przy zwiększaniu koncentracji kwarcu powyżej 40% model SCA prowadzi do szacowania większego niż przewidywanie modelu średniej HS, natomiast dla bardzo wysokich zawartości kwarcu wyniki uzyskane w modelach średniej HS i DEM są do siebie dość zbliżone.

#### **9.1.5. Przykłady zastosowań modeli teoretycznych**

Birch i Clark (1940b) uzyskali dość dobre przybliżenie zmierzonych wcześniej przewodności cieplnych skał (Birch i Clark, 1940a), w tym granitów, korzystając ze schematu średniej harmoniczej. Autorzy zastosowali go także do oceny przewodności cieplnej w warunkach podwyższonych temperatur, a błąd względny wyznaczonych wartości przewodności w porównaniu z pomiarami w wielu analizowanych przypadkach był poniżej 5%. Zaobserwowane w przypadku niektórych próbek odstępstwa w postaci wyższych wartości pomiarów względem przewidywań modelu tłumaczono dużym rozmiarem ziarna w relacji do rozmiaru próbki, co może sprawiać, że przydatniejszym do wyznaczania efektywnej przewodności cieplnej staje się schemat średniej arytmetycznej.

Beck i Beck (1965) zastosowali modele efektywnej przewodności cieplnej do analizy zestawu pomiarów dla kilkudziesięciu próbek granitu. Skupiono się na schematach średnich arytmetycznej oraz harmoniczej, a także średniej geometrycznej traktowanej jako przybliżenie bardziej zaawansowanego modelu Maxwella (odpowiadającemu dolnemu ograniczeniu Hashina-Shtrikmana). W toku analiz oznaczano przewodności cieplne skaleni oraz biotyty przy założeniu znajomości przewodności cieplnej kwarcu, a w jednym z wariantów traktowano przewodności wszystkich składników jako wielkości niewiadome. Otrzymane wyniki porównywane były z niezależnymi oznaczeniami przewodności cieplnych minerałów. Cytowani autorzy wskazywali na przewagę schematów średniej geometrycznej oraz harmoniczej nad modelem średniej arytmetycznej. Przy użyciu dość realistycznego zestawu wartości przewodności cieplnej minerałów składowych stosując schemat średniej geometrycznej uzyskiwano wyniki nieodbiegające od pomiarów o więcej niż 5%. W pracy przeprowadzona została także dyskusja problemu anomalnych wartości oporu kontaktowego, który autorzy wiążą w dużym stopniu z podwyższą przewodnością cienkich dysków. Podobnie jak w przypadku interpretacji Bircha i Clarka (1940b) tłumaczone to jest dużym rozmiarem ziaren (kwarcu) względem grubości próbki, co może skutkować rozwojem „mostków cieplnych”. Dla tego typu prób autorzy wskazują przewagę modelu średniej arytmetycznej, która lepiej nadaje się do systemów o charakterze układu równoległego niż szeregowego.

W pracy Horai i Baldrige (1972) przeanalizowano trzy warianty modelowania przewodności cieplnej skał. W wariacie pierwszym przewodność cieplna obliczana jest na podstawie oznaczenia modalnego składu mineralnego. Autorzy stosują schemat polegający na uśrednieniu górnego i dolnego ograniczenia Hashina-Shtrikmana. W wariacie drugim znany jest skład chemiczny skały, na podstawie którego oznaczany jest jej normatywny skład mineralny, który służy do wyznaczenia przewodności cieplnej z zastosowaniem tego samego schematu uśredniania, co w wariacie pierwszym. W metodzie trzeciej cytowani autorzy proponują użycie empirycznego modelu bazującego na średniej masie atomowej oraz gęstości skały. Zaproponowany model empiryczny był wcześniej testowany dla minerałów (Horai,



1971). W opinii autorów modele bazujące na modalnym lub normatywnym składzie mineralnym dostarczają lepszych przewidywań niż model trzeci, przy czym zastosowanie innego schematu uśredniania mogłoby jeszcze ulepszyć poziom dopasowania. Wariant drugi jest zasadniczo ograniczony do skał magmowych, dla których skalibrowane zostały modele składu normatywnego. Atrakcyjność wariantu trzeciego leży w jego prostym sformułowaniu (obliczenie średniej masy atomowej skały na podstawie znajomości składu chemicznego jest prostszym zadaniem niż przeliczenie składu normatywnego), ale wymaga on znajomości gęstości skały.

Przewodności cieplne granitu, granodiorytu, gabra i amfibolitu zmierzone przez Miao i in. (2014) w warunkach pokojowych były zbliżone lub niższe od przewidywań modelu średniej harmonicznej, który w teorii powinien stanowić absolutne dolne ograniczenie dla przewodności cieplnej badanego ośrodka skalnego. Autorzy wskazują na wpływ mikroszczelin w kształtowaniu efektywnej przewodności cieplnej badanej skały i podkreślają istotną rolę, jaką odgrywają bezpośrednie pomiary przewodności cieplnej.

Ray i in. (2015) przeprowadzili pomiary przewodności cieplnej oraz wykonali oznaczenia składu modalnego (analizy XRD, pomiary na mikrosondzie) 26 próbek skał metamorficznych facji granulitowej pochodzących z S Indii. Uzyskane wyniki pomiarów w warunkach wysycenia przestrzeni porowej wodą zostały porównane z wynikami modelowania przeprowadzonego z wykorzystaniem 6 schematów uśredniania: średniej harmonicznej, geometrycznej oraz arytmetycznej, dolnego i górnego ograniczenia Hashina-Shtrikmana, oraz schematu Bruggemana. Przy stosowaniu bazowych wartości przewodności cieplnej minerałów (średnie wartości otrzymane na podstawie kompilacji danych raportowanych w literaturze) najlepsze predykcje zostały wygenerowane przez schemat średniej harmonicznej, a wszystkie pozostałe schematy dawały wyraźnie większe wartości względem mierzonych. W przypadku schematu średniej harmonicznej rozbieżności mieściły się w zakresie między -11 a 16%, a uśredniona rozbieżność wyniosła -1,2%. Natomiast schemat średniej arytmetycznej prowadził do przeszacowania aż o średnio 35%. Cytowani autorzy podkreślali stosunkowo izotropową teksturę badanych skał, a także niski poziom anizotropii przewodności cieplnej. W efekcie brak jest wyraźnego uzasadnienia dla stosowania schematu średniej harmonicznej, który fizycznie odpowiada sytuacji przepływu ciepła poprzecznie do uwarstwienia w ośrodku. Użycie minimalnych dopuszczalnych wartości przewodności cieplnej składowych minerałów sprawia, że najlepiej spisują się schematy dolnego ograniczenia HS (średni błąd 4,5%) oraz średniej geometrycznej (średni błąd 5,4%). Jako powody obserwowanych rozbieżności między przewidywaniami analizowanych schematów a zmierzonymi wartościami przewodności cytowani autorzy wskazują niedokładne rozpoznanie bazowej przewodności cieplnej minerałów oraz systematyczne błędy związane ze stosowaniem uproszczonych schematów do polikrystalicznych ośrodków o złożonej teksturze jakimi są skały. W opinii autorów błędy analityczne oraz pomiarowe mają drugorzędne znaczenie.

Dla zestawu 40 pomiarów otrzymanych w warunkach wysycenia przestrzeni porowej wodą Zhao i in. (2016) przeprowadzili modelowanie przewodności cieplnej używając schematów średniej arytmetycznej oraz geometrycznej, średniej Hashin-Shtrikmana (HS) oraz schematu Bruggemana. Na podstawie analizy płytek cienkich dla badanych skał oznaczony został skład modalny. Wszystkie zastosowane podejścia, z wyjątkiem metody średniej HS, prowadziły do zaniżonych względem pomiarów wartości przewodności cieplnej. Natomiast metoda średniej

HS pozwoliła na wygenerowanie stosunkowo dobrej jakości predykcji dla wszystkich badanych grup granitoidów.

Chopra i in. (2018) wykonali pomiary przewodności cieplnej 21 próbek granitoidów oraz gnejsów (próbki wysycone wodą) wraz z oznaczeniami składu modalnego i normatywnego. Przeprowadzone zostały systematyczne porównania między uzyskanymi pomiarami a wynikami modelowania bazującego na modelach średniej arytmetycznej, harmonicznej, geometrycznej, harmoniczno-arytmetycznej (Voigt-Reuss-Hill), dolnego i górnego ograniczenia oraz średniej Hashina-Shtrikmana, a także modelu efektywnej przewodności Bruggemana. Otrzymane przewodności cieplne badanych granitoidów mieściły się w zakresie między 2,6 a 3,2  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Cytowani autorzy uznali, że najlepiej wypadły przewidywania schematu średniej harmonicznej, których uśrednione odchylenie od wartości zmierzonych, w zależności od użytego wariantu modelu (różne warianty przewodności cieplnej minerałowych, skład modalny lub normatywny), mieściło się w zakresie kilkunastu procent. Należy podkreślić, że wbrew uogólnionemu wnioskowi autorów w niektórych wariantach zaprezentowanego modelowania lepiej spisywały się modele średniej geometrycznej oraz dolnego ograniczenia Hashina-Shtrikmana, podobnie jak w przypadku porównania zaprezentowanego przez Raya i in. (2015).

Fuchs i in. (2018) analizują jakość oszacowań dziewięciu schematów uśredniania dla zestawu pomiarów przewodności cieplnej kilkudziesięciu skał magmowych o silnie zróżnicowanym składzie mineralnym. Pomiary zostały przeprowadzone na mokro, a analizowane próbki charakteryzowały się jednorodną i izotropową strukturą. Analogicznie do wniosków przedstawionych w pracach Raya i in. (2015) oraz Chopra i in. (2018) cytowani autorzy wskazują na wyraźną przewagę schematu średniej harmonicznej nad pozostałymi modelami. Raportowany średni błąd względny między pomiarami a przewidywaniami modelu średniej harmonicznej wyniósł dla analizowanej puli 5,8% i mieścił się w zakresie między -5,5 a 13,1%. W kolejnym kroku autorzy skorygowali otrzymane wyniki modelowania o wpływ związany z obecnością porów (wypełnionych wodą). W efekcie średnia rozbieżność między pomiarami a przewidywaniami modelu została zredukowana do poziomu 1,4%, przy czym największe rozbieżności nie przekroczyły 10%. Autorzy podkreślają, że w przypadku badanych skał, które charakteryzują się izotropową przewodnością cieplną, brak jest fizycznych podstaw do stosowania schematu średniej harmonicznej, a przyczyny jego przewagi nad pozostałymi modelami są na obecnym etapie badań niejasne.

Fu i in. (2019) testowali zastosowanie modeli średniej geometrycznej oraz górnego ograniczenia Hashina-Shtrikmana do zestawu własnych pomiarów przewodności cieplnej oraz dyfuzyjności termicznej 4 próbek granitoidów przeprowadzonych w szerokim zakresie temperatury i ciśnienia. Znacznie lepsze predykcje uzyskano w przypadku dyfuzyjności termicznej niż przewodności cieplnej. Cytowani autorzy obserwowane rozbieżności w części przypisali problemom związanym z błędami pomiarowym, ale przede wszystkim wskazywali na uproszczony charakter modeli teoretycznych, złożoność struktury ośrodka skalnego oraz niepewności oznaczeń przewodności cieplnych minerałów, szczególnie w warunkach podwyższonych ciśnień, a także efekty związane z wysyceniem próbek wodą.

#### **9.1.6. Podsumowanie**

Przewodność cieplna skał jest ważnym parametrem materiałowym, który, obok ciepła radiogenicznego, zasadniczo wpływa na obraz pola termicznego w skorupie ziemskiej.

Właściwie rozpoznanie przewodności cieplnej badanego ośrodka skalnego stanowi kluczowy element przy konstrukcji modeli termicznych. Najbardziej wiarygodnym sposobem określenia przewodności cieplnej jest jej bezpośredni pomiar. Czynnikiem zaburzającym pomiary przewodności cieplnej skał krystalicznych jest obecność otwartych w warunkach atmosferycznych mikropęknięć, które stanowią bariery dla przepływu ciepła i prowadzą do sztucznego zaniżenia otrzymanych wartości przewodności. Rekomendowanym rozwiązaniem praktycznym jest wykonywanie pomiaru w warunkach wysycenia przestrzeni porowej płynem, co w dużej mierze niweluje niepożądany efekt związany z mikropęknięciami. Przewodność cieplna granitoidów wyraźnie maleje z temperaturą i czynnik ten powinien być uwzględniony w modelach termicznych. Pomiary temperaturowej zależności przewodności cieplnej wymagają użycia specjalistycznej aparatury i są dość czasochłonne. Problemem jest m.in. utrzymanie odpowiedniego wysycenia przestrzeni porowej w trakcie pomiarów. Optymalne pomiary przewodności cieplnej powinny odbywać się pod ciśnieniem odpowiadającym warunkom in situ pogrążenia skał.

Podjęciem alternatywnym do bezpośredniego pomiaru przewodności są metody pośredniego jej oznaczania, które znajdują szczególne zastosowanie w przypadku braku lub słabej dostępności materiału do badań (otwory nierdzieniowane, zwierciny, badania w skali skorupowej). Metody pośredniego oznaczania przewodności cieplnej mogą bazować na empirycznych kalibracjach między przewodnością a innymi parametrami fizycznymi, których oznaczenia są dostępne (geofizyka otworowa, skład chemiczny zwiercin, prędkość fal P w ośrodku, itp). Innym podejściem pośrednim są metody opierające się na fizycznych rozwiązaniach zagadnienia przepływu ciepła w ośrodku niejednorodnym. Efektywna przewodność cieplna skał krystalicznych w dużej mierze zależy od ich składu mineralnego. Dzięki znajomości przewodności cieplnej składowych minerałów i zastosowaniu modeli fizycznych możliwe jest oznaczenie efektywnej przewodności cieplnej skały. Pozwala to niekiedy na masowe oznaczenie przewodności skał w badany obszarze, w tym z uwzględnieniem zmienności z temperaturą. Problemem jest wciąż słabo rozpoznana przewodność cieplna minerałów, szczególnie tworzących szeregi izomorficzne, a także złożoność tekstury ośrodków skalnych, które wymykają się prostym schematom teoretycznym.

## 9.2. Metodyka i walidacja pomiarów przewodności cieplnej

### 9.2.1. Skaner optyczny



Figura 9.11 TCS Thermal Conductivity Scanning firmy Lippmann and Rauhen GbR (Niemcy) – skaner przewodności i dyfuzyjności termicznej (zdjęcie ze strony producenta: [www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/](http://www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/))

Wysokoprecyzyjna bezkontaktowa metoda pomiaru przewodności cieplnej i współczynnika dyfuzji termicznej została opracowana przez Yuriego Popova z Moskiewskiej Państwowej Akademii Geologicznej. Urządzenie służące do pomiaru parametrów termicznych przedstawiono na Figurze 9.11.

Zasada działania sprowadza się do skanowania powierzchni próbki za pomocą poruszającego się, skupionego źródła ciepła i systemu czujników temperatury działających na podczerwień. Zgodnie z artykułem Popova i in. 1985, teoria pomiaru opiera się na rozkładzie pola temperatury w półprzestrzeni, ogrzewanej przez poruszające się ze stałą prędkością źródło ciepła. Rozkład takiego pola można zapisać w postaci (Carslaw i Jaeger 1959):

$$T(x, y, z) = \frac{q}{2\pi\lambda R} \exp\left(-\frac{vx_0}{2\kappa} - \frac{vR}{2\kappa}\right) \quad (9.46)$$

$T(x, y, z)$  – temperatura ciała w punkcie o współrzędnych  $x, y, z$  [K],

$q$  – moc źródła ciepła [W],

$R$  – odległość źródła ciepła od powierzchni, na której badany jest rozkład temperatury [m],

$v$  – prędkość źródła ciepła [m/s],

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

$\kappa$  – współczynnik dyfuzyjności termicznej ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).

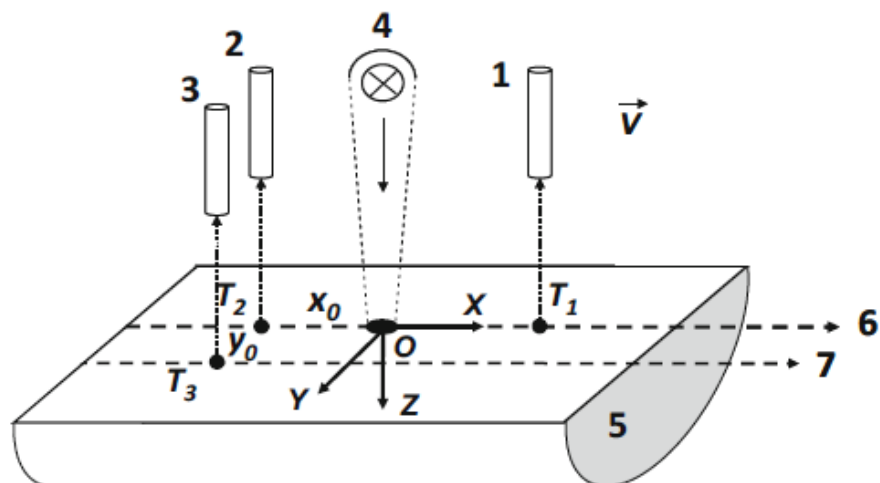


Figura 9.12 Podstawowe elementy systemu pomiaru parametrów termicznych (rycina z pracy Popova i in. 2016)

Ciepło wnika do wnętrza próbki na głębokość od 1 do 2 cm w zależności od jej współczynnika przewodności cieplnej (Jorand i in. 2013).

Podstawowe elementy systemu do optycznego pomiaru parametrów termicznych przedstawia Figura 9.12 (Popov i in. 2016), gdzie płaska powierzchnia skalna (5) jest ogrzewana przez poruszające się źródło ciepła (4), a pomiar temperatury w podczerwieni realizowany jest przez trzy czujniki temperatury (1, 2 i 3). Przy czym, czujnik (1) mierzy temperaturę przed punktowym ogrzaniem próbki, zaś (2 i 3) bezpośrednio po jej ogrzaniu.  $x_0$  to odległość pomiędzy ogrzewanym punktem na powierzchni skalnej (punkt O) a polem widzenia czujnika (2) położonego na linii skanowania (6), zaś  $y_0$ , to odległość pomiędzy linią skanowania (6) i (7), wzdłuż której porusza się czujnik temperatury (3). Cały układ do ogrzewania próbki i pomiaru temperatury jest poruszany ze stałą prędkością wzdłuż próbki skalnej tak, że źródło ciepła i czujniki temperatury poruszają się wzdłuż linii skanowania (6) i (7). Różnice temperatur ( $T_2 - T_1$ ) oraz ( $T_3 - T_1$ ) można wyznaczyć ze wzoru (1):

$$T_2 - T_1 = \frac{q}{2\pi\lambda R} \quad (9.47)$$

$$T_3 - T_1 = \frac{q}{2\pi\lambda R} \exp\left(-\frac{vx_0}{2\kappa} - \frac{vR}{2\kappa}\right) \quad (9.48)$$

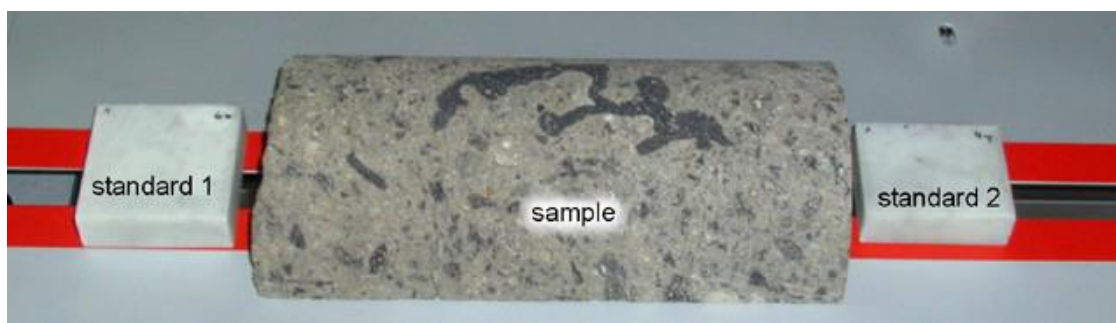


Figura 9.13 Próbka skalna („sample”) wraz z dwoma wzorcami („standard 1” i „standard 2”) ułożona na torze pomiarowym urządzenia TCS (zdjęcie pochodzi z instrukcji użytkownika skanera TCS [www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/downloads/TCS-Manual.pdf](http://www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/downloads/TCS-Manual.pdf)).

Przewodność cieplna, jak i współczynnik dyfuzji termicznej mogą być wyznaczone z Równań 9.47 i 9.48, pod warunkiem, że na linii skanowania wraz z próbkami ułożone zostaną dwie próbki wzorcowe (Figura 9.13) o znanych współczynnikach przewodności cieplnej ( $\lambda_{R1}$  i  $\lambda_{R2}$ ) oraz dyfuzji termicznej ( $\kappa_{R1}$  i  $\kappa_{R2}$ ):

$$\lambda = \frac{\lambda_{R1} \cdot (T_{2R1} - T_{1R1}) + \lambda_{R2} \cdot (T_{2R2} - T_{1R2})}{2(T_2 - T_1)} \quad (9.49)$$

$$\kappa = \frac{\kappa_{R1} \cdot \ln\left(\frac{\lambda_{R1} \cdot (T_{3R1} - T_{1R1})}{\lambda_{R2} \cdot (T_{3R2} - T_{1R2})}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_{R1} \cdot (T_{3R1} - T_{1R1})}{\lambda_{R2} \cdot (T_{3R2} - T_{1R2})}\right) + \frac{\kappa_{R2} - \kappa_{R1}}{\kappa_{R2}} \ln\left(\frac{\lambda \cdot (T_3 - T_1)}{\lambda_{R1} \cdot (T_{3R1} - T_{1R1})}\right)} \quad (9.50)$$

gdzie:  $R_1$  i  $R_2$  w indeksach dolnych oznaczają parametry próbek wzorcowych (1 i 2 z Figury 9.13).

Dzięki bezkontaktowej zasadzie pomiaru, próbka skalna nie wymaga specjalnych przygotowań. Wystarczy, że będzie posiadać względnie równą powierzchnię o wymiarze min. 30x50mm. Dopuszczalne są również pomiary na powierzchniach cylindrycznych, np. rdzeniach wiertniczych. Próbki nie trzeba szlifować lub wycinać z niej konkretnego kształtu z zadaną precyzją. Producent deklaruje dokładność metody pomiarowej na poziomie  $\pm 3\%$  dla współczynnika przewodności cieplnej i  $\pm 5\%$  dla współczynnika dyfuzji termicznej.

## 9.2.2. Fox50-90

W podrozdziale przedstawiono budowę i zasadę działania aparatu Fox50-90 do badania przewodności cieplnej. Cały tekst niniejszego podrozdziału przeniesiono z raportu pani dr inż. Edyty Puskarczyk, która wykonała badania przewodności cieplnej prób skalnych na potrzeby projektu.

### 9.2.2.1. Zasada pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego

Zasada pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego oparta jest na jednowymiarowym równaniu Fouriera, które mówi, że gęstość strumienia cieplnego  $q$  jest proporcjonalna do gradientu temperatury mierzonego wzdłuż kierunku przepływu ciepła:

$$q = -\lambda \left( \frac{dT}{dx} \right) \quad (9.51)$$

gdzie:

$q$  – gęstość strumienia ciepła o kierunku normalnym do powierzchni izotermicznej [ $W/m^2$ ],

$\lambda$  – przewodność cieplna (współczynnik przewodzenia ciepła) [ $Wm^{-1}K^{-1}$ ],

$dT/dx$  – gradient temperatury [ $K/m$ ].

Jeśli płaska próbka zostanie umieszczona między dwoma płaskimi powierzchniami, utrzymującymi stałą temperaturę, a których temperatury są różne, utworzy się po pewnym czasie jednowymiarowe pole temperaturowe w całej objętości próbki (jest to pewne przybliżenie, które jest spełnione, gdy średnica płytek jest wyraźnie większa niż grubość próbki). Gradient temperatury w próbce równy jest różnicy pomiędzy temperaturami płytki cieplejszej ( $T_U$ ) i zimniejszej ( $T_L$ ), podzielonej przez grubość tejże próbki  $\Delta x$ :

$$\frac{dT}{dx} = -\frac{T_U - T_L}{\Delta x} \quad (9.52)$$

Przewodność cieplna (współczynnik przewodności cieplnej)  $\lambda$  dla skał jest parametrem charakterystycznym dla fazy stałej skały i charakteryzuje intensywność wymiany ciepła na drodze przewodzenia w badanym ośrodku skalnym, jest to zatem parametr fizyczny określający zdolność skały do przewodzenia ciepła. Wyrażana jest w jednostkach  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , czyli wat na metr Kelwin. Przewodność cieplną  $\lambda$  można wyrazić wzorem (9.53), przy gradiencie temperatury  $1^\circ/\text{m}$ :

$$\lambda = \frac{Q \cdot l}{s(T_U - T_L)t} \quad (9.53)$$

gdzie:

$Q$  – ilość ciepła przechodząca między płaszczyznami równoległymi ośrodka skalnego na drodze  $l$ ,

$l$  – droga przewodzenia ciepła między dwoma równoległymi płaszczyznami, charakteryzując się stałością temperatury  $T_U$  i  $T_L$  ( $T_U > T_L$ ),

$t$  – czas, s,

$s$  – pole powierzchni próbki,  $\text{m}^2$ .

Wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego dla skał zmieniają się w szerokim zakresie, ze względu na wpływ takich czynników jak: skład mineralny i typ skały, porowatość, medium nasycające przestrzeń porową, temperatura, ciśnienie, anizotropia.

#### 9.2.2.2. Opis aparatury

Pomiary współczynnika przewodnictwa cieplnego wykonane zostały zestawem pomiarowym FOX50-190, firmy LaserComp, USA. W skład zestawu pomiarowego wchodzi: miernik, chłodnica, sprężarka, wzorce kalibracyjne oraz PC z dedykowanym oprogramowaniem WinTherm50 v.3.0. Urządzenie umożliwia pomiary własności cieplnych w zakresie temperatur od  $-10^\circ\text{C}$  do  $190^\circ\text{C}$ . Zakres mierzonego współczynnika przewodnictwa cieplnego wynosi:  $0.1 - 10 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Projekt urządzenia oparty jest na standardach Amerykańskiego Stowarzyszenia Badań i Materiałów: ASTM C518 i ASTM E1530-06. Do prawidłowego określenia wartości  $\lambda$  konieczne jest wykorzystanie danych kalibracyjnych. Można wykorzystać współczynniki kalibracji dostępne w bibliotece WinTherm50 lub wykonać samodzielnie kalibrację wykorzystując próbki wzorcowe.

Badana próbka umieszczana jest pomiędzy dwoma płytkami grzejnymi. Każda z płyt ma zespolony ze swoją powierzchnią przetwornik przepływu ciepła, a elementy pomiarowe każdego z przetworników przepływu ciepła zbudowane są z wielu małych czujników temperatury. Do powierzchni każdego przetwornika przymocowana jest termopara typu E, pozwalająca na precyzyjny odczyt temperatur na powierzchniach płytek. Obszar pomiarowy przetwornika wynosi około  $25 \times 25 \text{ mm}$ . 24-bitowy konwerter analogowo-cyfrowy przetwarza analogowe sygnały z termopar do domeny cyfrowej z rozdzielczością  $0,6 \mu\text{V}$ . Dokładność pomiaru temperatury wynosi  $0.01^\circ\text{C}$ . Standardowo temperatura niższej płyty jest o  $10^\circ\text{C}$  niższa niż temperatura wyższej płyty, przy stabilności temperatury na płytce  $\pm 0,02^\circ\text{C}$ .

Głównym zadaniem procesora sygnałowego DSP (Digital Signal Processor) jest kontrola stabilności temperatur na płytkach (algorytm PID, Proportional-Integral-Derivative Controller), ale też ma on za zadanie: określenia grubości próbki wraz z kontrolą mechanizmu pneumatycznego urządzenia, wzmocnienie danych, obliczenie rezultatów badań, transmisję danych oraz sprawdzenie procesu osiągnięcia równowagi termicznej.

Każde badanie  $\lambda$  składa się z setek/tysięcy (w zależności od spełnienia kryteriów równowagi) pojedynczych pomiarów, z których obliczane są średnie w ramach bloków pomiarowych. Jeden blok pomiarowy składa się z 256 pojedynczych pomiarów. Dane niezbędne do obliczania warunków równowagi termicznej składają się z temperatur dolnej (Lower) i górnej (Upper) płytki ( $T_L$  i  $T_U$ ), a także z sygnałów przetworników przepływu ciepła ( $Q_L$  i  $Q_U$ ). Po wykonaniu całego zestawu cykli pomiarowych, dane wymienione powyżej są uśredniane, ponieważ do sprawdzania kryteriów równowagi wykorzystuje się średnie wartości  $T_L$ ,  $T_U$ ,  $Q_L$  i  $Q_U$  dla całego bloku pomiarowego. Uzyskane w ten sposób średnie są porównywane z poszczególnymi średnimi poprzedniego bloku. Gdy różnica między dwoma kolejnymi średnimi jest odpowiednio mała, wówczas próbka spełnia dane kryterium równowagi termicznej. Po każdym bloku pomiarowym układ sterujący sprawdza, czy osiągnięte zostały kryteria równowagi termicznej. Im bardziej gładkie powierzchnie próbki, tym szybciej osiągnięty będzie stan równowagi termicznej. Wynik badania jest wiarygodny dopiero po spełnieniu wszystkich kryteriów równowagi termicznej.

Kryteria równowagi termicznej, spełnienie których warunkuje poprawność pomiaru:

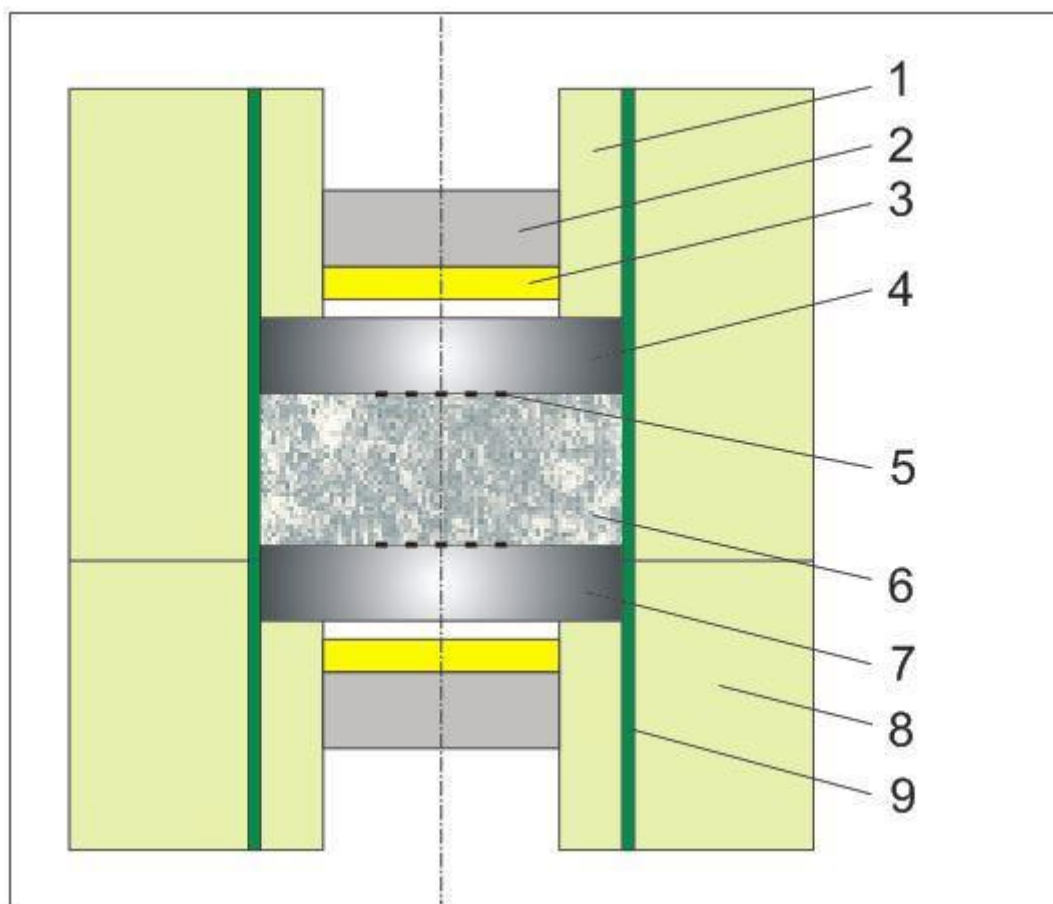
- Kryterium równowagi temperaturowej - T.E. (Temperature Equilibrium) - aby było spełnione, średnia temperatura płytki w danym bloku powinna być równa temperaturze, jaka została zadana płytce, z określoną przez T.E. dokładnością.
- Kryterium "pół-równowagi" - S.E. (Semi-Equilibrium) - średnia wartość sygnałów z przetworników dla dwóch kolejnych bloków musi być równa, z określoną przez S.E. dokładnością.
- Kryterium procentowe - P.E. (Percent Equilibrium) - średnia wartość sygnałów z przetworników dla dwóch kolejnych bloków musi być równa, z określoną przez P.E. dokładnością.
- Liczba kolejnych bloków pomiarowych spełniających kryterium procentowe - minimalna liczba kolejnych bloków pomiarowych spełniających kryterium procentowe, po osiągnięciu której można uznać, że równowaga termiczna została osiągnięta.
- Liczba bloków pomiarowych wykorzystanych do obliczenia rezultatów badań - liczba określająca, ile ostatnich bloków pomiarowych wykorzystywanych jest do wyznaczenia ostatecznych wyników pomiarów
- Kryterium zmiany - różnica między średnimi wartościami sygnałów z przetworników dla dwóch kolejnych bloków nie może mieć zawsze tego samego znaku. Kryterium jest spełnione, gdy znak opisanej różnicy zmienia się lub gdy różnica wyniesie 0 dla bloków spełniających kryterium P.E.

Po spełnieniu wszystkich kryteriów równowagi termicznej, tworzony jest raport z przebiegu pomiarów oraz obliczana jest ostateczna wartość parametrów cieplnych dla mierzonej próbki.

Płytki, które otulone są izolującymi cylindrami utrzymującymi stałą temperaturę podczas przeprowadzania pomiarów, są okrągłe i mają średnicę 6,34 cm (2,5 cala). Taka jest więc



maksymalna średnica próbki, której przewodność cieplna może być zmierzona przez instrument FOX50-190. Powierzchnia pomiarowa na płytkach, czyli powierzchnia termopar, to kwadrat o boku 25 mm (1 cal) usytuowany w centralnej części płytki. Grubość próbki nie powinna być mniejsza (w milimetrach) niż trzykrotność przewidywanej przewodności cieplnej. Rekomendowana grubość badanej próbki to mniej więcej kilkanaście mm, najlepiej nie więcej niż 25 mm. Maksymalna rozpiętość między płytkami, osiągnięta, gdy płytki są w stanie "spoczynkowym", wynosi 40 mm.



**Figura 9.14** Schematyczny rysunek budowy urządzenia FOX50-190 do pomiaru przepływu ciepła (Instrument Manual). 1 – izolacja; 2 – metalowe radiatory chłodzone przez wodę; 3 – moduł Peltiera, 4 – górna płytka, 5 – przetworniki przepływu ciepła z termoparą; 6 – próbka; 7 – dolna płytka; 8 – izolacja zabezpieczająca (cylinder); 9 – plastikowa cylindryczna ścianka.

### 9.2.2.3. Metoda pojedynczej grubości

Pomiary prowadzone są z wykorzystaniem wartości kontaktowego oporu cieplnego uzyskanej podczas kalibracji (metodą podwójnej grubości) dla próbek wzorcowych.

Przewodność cieplna pojedynczej próbki jest obliczana za pomocą wzoru:

$$\lambda = \frac{\Delta x}{\frac{\Delta T}{S_{cal} \cdot Q} - 2 \cdot R_C} \quad (9.54)$$

Jednopróbkowe badania doświadczalne przeprowadzone przez producenta aparatury FOX50-190 wykazały (Instrument Manual), że urządzenie FOX50 pozwala na uzyskiwanie poprawnych wartości przewodności cieplnych, przy zachowaniu pewnych zasad doboru materiału kalibracyjnego.



Figura 9.15 Próbka RO11 przygotowana do pomiaru.

#### 9.2.2.4. Informacje uzupełniające

Wszystkie pomiary przewodności cieplnej zostały przeprowadzone dla 10 temperatur podczas jednorazowego uruchomienia zestawu pomiarowego (ciągły pomiar dla zadanych temperatur, bez wyciągania próbki z układu pomiarowego). Każda próbka na czas trwania pomiaru

poddawana była jednoosiowemu ściskaniu pod ciśnieniem ok. 4-5 barów (~0,5 MPa) oraz odizolowana od otoczenia. Czas trwania pomiaru przewodności dla 1 temperatury wynosił od około 20 minut do 1 godziny. Warto podkreślić, że operator aparatury FOX50-190 nie jest w stanie dokładnie przewidzieć czasu, jaki będzie mu potrzebny do zbadania danej próbki skalnej. Może on jedynie, odpowiednio dobierając kryteria równowagi termicznej, kontrolować minimalny czas potrzebny do uzyskania wyniku. Kryteria równowagi termicznej opisują zasady uznania pomiaru za zakończony, a jego rezultaty obliczone i wyświetlone. Najważniejsze z kryteriów równowagi, jakie zostały użyte w omawianych badaniach, to konieczność przeprowadzenia na próbce minimum 8 bloków pomiarowych, po osiągnięciu zadanej temperatury, gdzie każdy blok złożony jest z cyklu 256 pojedynczych pomiarów przewodności cieplnej. Aby próbka została uznana za przebywającą w stanie równowagi termicznej, różnica w średnich wartościach przewodności cieplnej wyznaczanych w dwóch kolejnych blokach pomiarowych, nie mogła być większa niż 2%. Do wyznaczenia końcowych rezultatów badań dla danej próbki skalnej wykorzystywano średnią z 3 ostatnich bloków pomiarowych spełniających to kryterium procentowe.

### **9.2.3. Metodyka przygotowania próbek do pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego**

Pomiary przewodności cieplnej za pomocą skanera optycznego TCS (podrozdział 9.2.1) wykonano dla 25 prób skalnych pobranych z 13 kamieniołomów skał magmowych i metamorficznych (mapę z lokalizacjami kamieniołomów przedstawiono na Figurze 9.16). Natomiast za pomocą aparatu Fox50-190 przeprowadzono pomiary dla prób z 7 ww. kamieniołomów, tj: Gęsiniec, Goczałków, Górka Sobocka, Kantyna, Kośmin, Pożarzysko, Rogoźnica 2. Pobrane próby skalne zostały przecięte na dwie części, jedna z nich została przeznaczona na badania przewodności, zaś druga (o masie do 1kg) po odpowiednim przygotowaniu została przeznaczona do analiz chemicznych, przy czym do analiz chemicznych skierowano 22 (z 11 kamieniołomów) z 25 pobranych prób. W pobliżu pobrania wspomnianych 22 prób zmierzono zawartości K, U, Th, trzema połowymi spektrometrami gamma, tj. GSII/1, RS230 i GT-40. Wyniki badań spektrometrycznych, jak i analiz chemicznych przedstawiono w rozdziale dotyczącym ciepła radiogenicznego (rozdział 8 oraz załącznik 8.1).

Przy pomocy skanera optycznego TCS dla każdej z 25 prób przeprowadzono trzykrotne skanowanie temperaturowe w celu wyznaczenia przewodności cieplnej. Dodatkowo, dla oceny wpływu mikrospektań oraz mikroporowatości na współczynnik przewodności cieplnej próby (np. Cho i in. 2009), wykonano również trzykrotne skanowania prób nasyconych wodą. Woda ma 25-krotnie większy współczynnik przewodności cieplnej niż powietrze, zatem zastępując powietrze wodą w otwartych mikroporowatościach skały znacząco niwelujemy ich wpływ na wypadkową przewodność skały (podrozdział 9.1.3). Nasylenie uzyskano przez zanurzenie prób w wodzie na czas 60 godzin, które po wyjęciu z wody osuszono ręcznikiem papierowym i pozostawiono na 3 godziny w temperaturze pokojowej celem odparowania cienkiej warstwy wody na powierzchni próbek, która mogłaby zakłócić pomiar metodą optyczną.

Najodpowiedniejszą metodą pomiaru w tym przypadku byłby pomiar przewodności cieplnej przeprowadzony na skale w warunkach zbliżonych do *in-situ*, gdzie mikroszczeliny są zamknięte wskutek działających na skałę wysokich ciśnień. Jednakże, biorąc pod uwagę

wysokie koszty takiego pomiaru, zdecydowano się na metodę, która w sposób pośredni pozwala na wyeliminowanie efektu mikroszczelin poprzez wypełnienie je wodą.

Do badania przewodności cieplnej skanerem TCS próby skalne musiały posiadać przynajmniej jedną płaską powierzchnię o wymiarach min. 30x50mm, którą uzyskano przez przecięcie próby piłą tarczową. Na jej płaską powierzchnię naniesiono pasek czarnego lakieru akrylowego o szerokości ok. 15mm, w celu lepszej absorpcji promieniowania cieplnego. Wzdłuż naniesionego paska lakieru odbywało się skanowanie sondami temperaturowymi sprzężonymi ze źródłem ciepła. Więcej informacji nt. metodyki pomiaru można znaleźć w instrukcji obsługi urządzenia ([www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/downloads.html](http://www.geophysik-dr-rauen.de/tcscan/downloads.html)). Pomiar współczynnika przewodnictwa cieplnego przy użyciu urządzenia TCS, wykonany został przez dr. Krystiana Wójcika z PIG-PIB.

Próbki do pomiaru aparatem Fox50-90 miały postać walców o średnicy ok. 50mm i wysokości kilkunastu mm (przykład próbki przygotowanej do pomiaru przedstawiono na Figurze 9.15). Żeby zapewnić dobry kontakt między próbką, a płytami grzejnymi i czujnikami ciepła, górna i dolna powierzchnia próbki zostały zeszlifowane i wypolerowane, w celu zminimalizowania szorstkości i zapewnienia równoległości pomiędzy nimi. Pomiary przewodności cieplnej zostały wykonane dla prób nasyconych wodą. Nasycanie przeprowadzono w saturatorze próżniowym przez okres 24 godzin. Dla próby z Gęsińca (G31) zbadano również współczynnik przewodnictwa cieplnego w stanie nie wysyconym wodą, w celu pokazania wpływu mikroszczelin na przewodnictwo cieplne. Pomiary na aparaturze Fox50-190 wykonała pani dr inż. Edyta Puskarczyk z katedry Geofizyki, Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

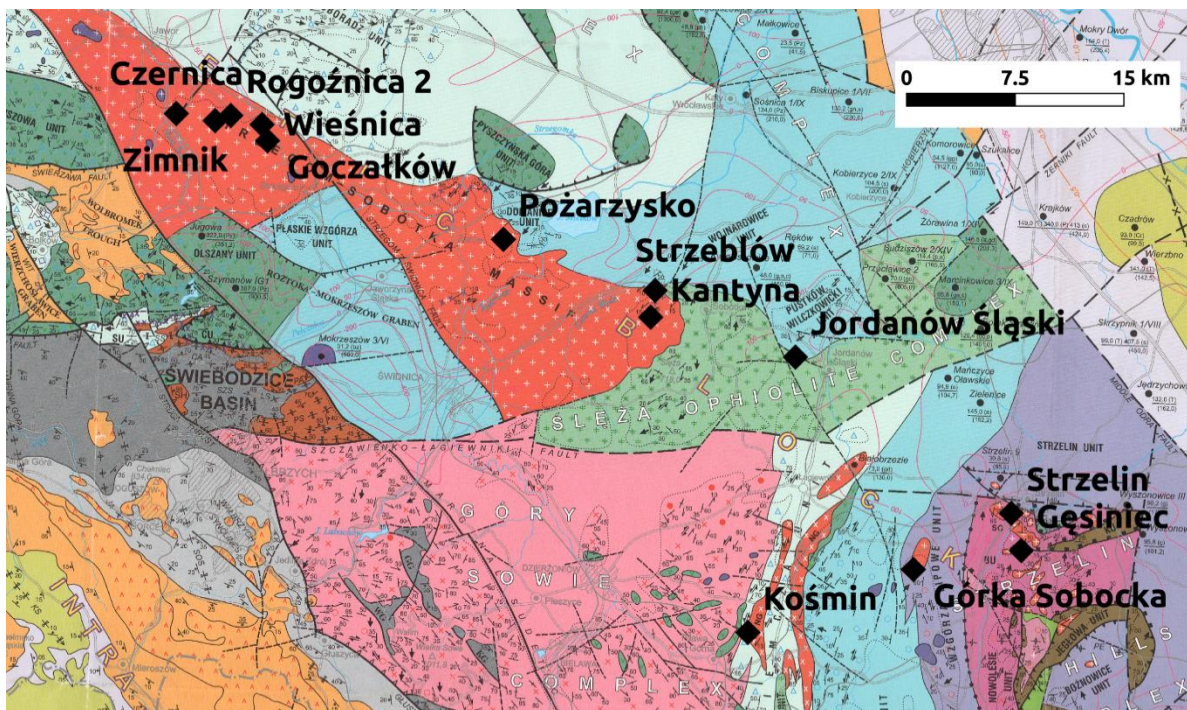


Figura 9.16 Lokalizacje kamieniołomów, w których pobrano próbki do badania przewodności cieplnej

#### 9.2.4. Korelacje pomiędzy wynikami na mokro i na sucho dla skanera optycznego

W tym podrozdziale przedstawiono korelacje pomiędzy współczynnikami przewodnictwa cieplnego wykonanymi dla skał nienasyconych wodą, a nasyconych wodą dla 25 próbek przebadanych skanerem TCS (Figura 9.17). Przy czym, jeden punkt na wykresie tej figury odpowiada średniej wartości z trzech skanów na mokro (oś pionowa) i na sucho (oś pozioma). Pomiar z każdego kamieniołomu oznaczono osobnym kolorem opisanym w legendzie. Linie pionowe i poziome przy każdym punkcie to odchylenia standardowe pomiędzy trzema wynikami dla każdej próbki (tj. średnimi wartościami z 3 skanów), odpowiednio dla prób mokrych i suchych.

Pierwszą rzeczą, na którą warto zwrócić uwagę, to duże różnice pomiędzy pomiarami przewodności na mokro i sucho. W niektórych przypadkach różnice te sięgają ponad 30% (np. dla Goczałkowa i Kośmina), co jest zbieżne z obserwacjami innych badaczy poczynionymi dla granitoidów i przedstawionymi w podrozdziale 9.1.3.2. Pokazuje to jak duży wpływ ma nasycenie mikroszczelin występujących w skałach wodą, które jeżeli są wypełnione powietrzem są po prostu dobrym izolatorem i w znacznym stopniu potrafią zaniżyć przewodność całej próbki. Jednakże żeby to dokładnie stwierdzić zalecane byłoby skorelowanie większej liczby wyników dla bardziej zróżnicowanych litologii i dodatkowe badania mikroskopowe, pozwalające ocenić ilościowo stopień spękania danej próbki. Nie bez znaczenia są też dalsze prace nad udoskonalaniem metodyki pomiaru, takie jak: użycie saturatora próżniowego do dokładniejszego wysycenia skały wodą przed każdym skanowaniem, dokładna kontrola wagi próbki przed wysyceniem i po wysyceniu, konieczność dokładnego suszenia prób przed pomiarem na sucho oraz pomiary porównawcze wykonane inną metodą, również na mokro i sucho.

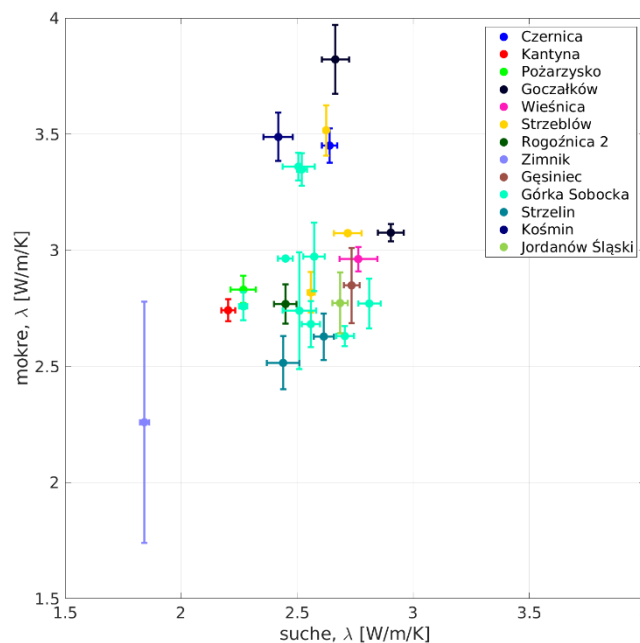


Figura 9.17 Korelacja współczynnika przewodnictwa cieplnego dla próbek suchych (oś pozioma) i mokrych (oś pionowa) dla 13 kamieniołomów z rejonu Strzegomia, Sobótki i Strzelina. Czarna linia, to linia dopasowania wyników mokrych do suchych wraz z opisującym ją wzorem.

### 9.2.5. Współczynnik przewodnictwa cieplnego w zależności od temperatury (aparatus Fox50-190)

Szczegółowy przegląd literatury światowej dotyczący zmian przewodności cieplnej w zależności od temperatury wraz z proponowanymi modelami przedstawiono w podrozdziałach 9.1.3.3 oraz bardziej szczegółowo dla granitoidów 9.1.3.5. Wraz ze wzrostem temperatury w zakresie 0-300°C zmiany przewodności dla skał krystalicznych mogą przekroczyć nawet 30%.

W celu zbadania tej zależności pomierzono przewodności cieplne dla próbek skalnych z kamieniołomów: Gęsiniec, Goczałków, Górka Sobocka, Kantyna, Kośmin, Pożarzysko, Rogoźnica 2 (patrz Figura 9.16), w stanie nasyconym wodą w temperaturach 10, 30, 50, 70, 90, 110, 130, 150, 170 i 180°C. Dla celów porównawczych, dla jednej próby z Gęsińca G31, przeprowadzono pomiary również na sucho (patrz załącznik 8.1).

Figura 9.18 przedstawia wykres zależności współczynnika przewodnictwa cieplnego w zależności od temperatury dla próbek z ww. kamieniołomów. Na początku warto przeanalizować przebieg charakterystyk temperaturowych dla przewodności pomierzonej dla próby z Gęsińca, gdyż została ona przebadana na sucho i mokro. Nasycenie wodą tej próby daje efekt około 8% procentowego przyrostu przewodności cieplnej w temperaturach < 90°C, co potwierdza też metoda skanowania optycznego 9.2.1, dla temperatury pokojowej. Może to świadczyć o niskim stopniu spękania próbki. Najszybszy spadek przewodności z temperaturą notuje się dla próbki z Pożarzyska, dla której przy 180°C, przewodność spada o 40% w stosunku do wartości początkowej.

Przyspieszony spadek przewodności cieplnej dla wszystkich próbek w przedziale temperatur 90-110°C jest najprawdopodobniej spowodowany intensywnym wyparowywaniem wody z próbki. W celu zniwelowania tego efektu, należałoby dopracować metodykę pomiaru, np. poprzez zastosowanie elementu uszczelniającego boczne ścianki próbki (koszulka termokurczliwa).

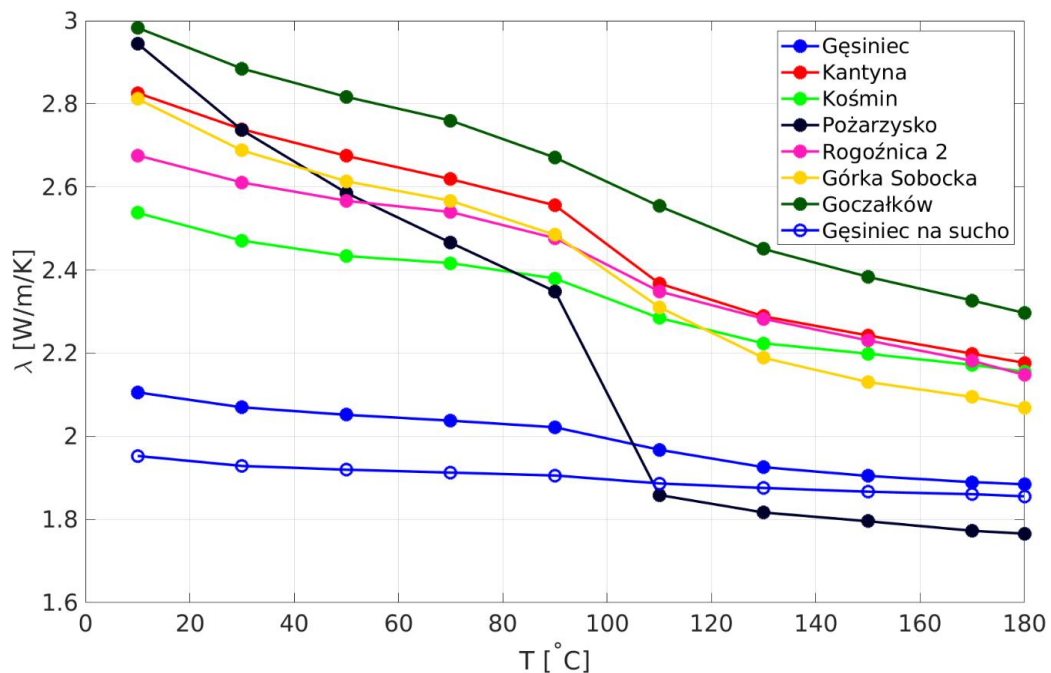


Figura 9.18 Wykres zależności współczynnika przewodnictwa cieplnego od temperatury.

### 9.3. Pomiary przewodności cieplnej skał sudeckich

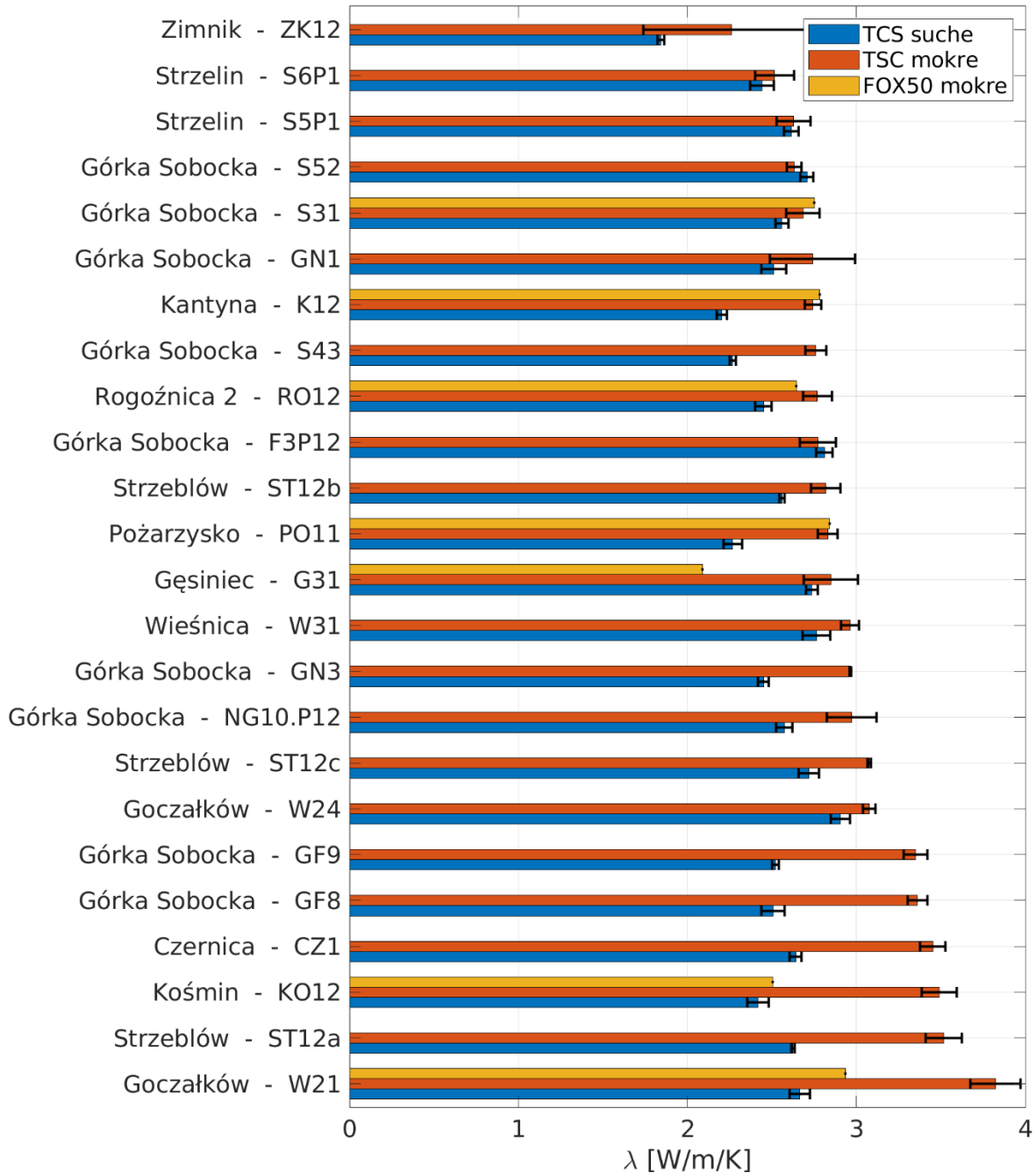


Figura 9.19 Współczynnik przewodności cieplnej dla 24 próbek nienasyconych i nasyconych wodą. Czarne pionowe linie oznaczają odchylenie standardowe pomiędzy trzema pomiarami.

Na Figurze 9.19 zestawiono wyniki badań współczynnika przewodności cieplnej dla 24 próbek z kamieniołomów w rejonie Strzegom, Sobótka i Strzelin. Pomiary przeprowadzono dla próbek suchych i mokrych za pomocą skanera optycznego TCS. Dodatkowo dokonano pomiarów porównawczych dla 7 próbek mokrych za pomocą aparatu Fox50-190. Przebadane próbki pochodzą w głównej mierze z kamieniołomów granitu (22 próbki) oraz po jednej

próbie z kamieniołomów sjenitu (KO12 - Kośmin), serpentynitu oraz diorytu (G31 - Gęsiniec) z rejonów Strzegomia, Sobótki i Strzelina. Ze względu na znacznie różniące się litologię w zestawieniu pominięto wyniki dla próby Jordanów (JR).

Dla prób nienasyconych wodą otrzymane wyniki ze skanera TCS zawierają się w przedziale od  $1,84 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (ZK12 - Zimnik) do  $2,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (W24 - Goczałków) dla granitów, dla sjenitu wynoszą  $2,42 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  oraz dla diorytu  $2,74 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wahania współczynnika przewodności cieplnej w obrębie jednego kamieniołomu są znacznie mniejsze i wynoszą odpowiednio: dla Goczałkowa  $2,67\text{-}2,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , Górki Sobockiej  $2,27\text{-}2,81 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  i Strzeblowa  $2,56\text{-}2,72 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Rozbieżności z kamieniołomu w Strzeblowie są najmniejsze co wynika z tego, że trzy przebadane próbki zostały wypreparowane z jednej kilkukilogramowej litologicznie jednolitej próbki skalnej.

Dla prób nasyconych wodą wartości współczynnika przewodności ze skanera TCS dla skał granitowych w większości przypadków są wyższe od tych dla prób nienasyconych oraz wahają się w znacznie większym zakresie, bo od  $2,26$  do  $3,82 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Niemniej, uzyskane wyniki jasno wskazują, na istnienie mikrospektań i mikroporowatości, które w warunkach odprężenia skały mogą zaniżyć wynik przewodności cieplnej.

Wyniki z aparatu Fox50-190, zgadzają się w granicy błędu (podanej dla skanera TCS) dla 4 prób (S31 - Górka Sobocka, K12 – Kantyna, RO12 – Rogoźnica 2, PO11 – Pożarzysko). Dla trzech prób (G31 – Gęsiniec, KO12 – Kośmin, W21 – Goczałków) zgodności te są słabsze.

#### **9.4. Kompilacja danych literaturowych, archiwalnych i pomiarów własnych**

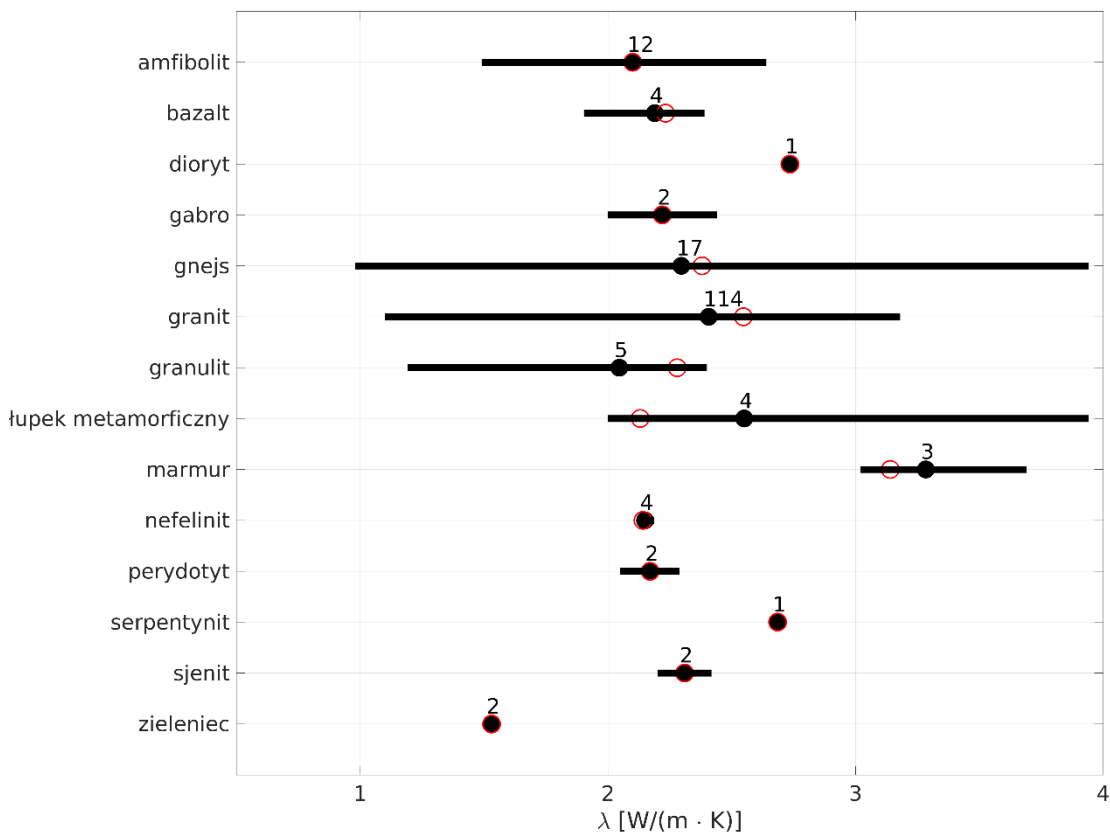
Obszerny zbiór oznaczeń współczynnika przewodności cieplnej na terenie Sudetów został opublikowany w pracy pod redakcją Marii Plewy w 1996 roku, wykorzystano łącznie 43 oznaczenia, 10 pomiarów pozyskano z pracy Puziewiczza i in. 2012 oraz łącznie 17 pomiarów przewodności cieplnej na próbkach z otworów Staniszków ST-1, Karpniki KT-1 i Łądek Zdrój LZT-1 (Łukaczyński i in. 2014a i 2014b, Rasała i in 2019). Na próbkach z otworu Łądek Zdrój LZT-1 (3 próbki), przeprowadzono badania przewodności dla próbek nasyconych wodą, celem zniwelowania wpływu mikrospektań na współczynnik przewodności cieplnej. Niestety autorzy nie zdecydowali się na badania prób suchych, więc tak naprawdę trudno ostatecznie ocenić, jaki wpływ ma wysycenie wodą mikroszczelin na przewodność cieplną w tym przypadku. Niemniej cieszy fakt, że badacze zaczynają zwracać uwagę na to zjawisko.

W zakończonym w 2013 roku projekcie prowadzonym przez PIG-PIB pt. *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (hot dry rocks) w Polsce* przebadano 79 próbek skalnych, otworów wiertniczych: Czerwony Potok PIG-1 (24 prób w interwale głębokości 9-200m), Karkonosze JG-1 (5 prób, głębokości pobrania prób nie są bliżej znane), Karkonosze IG-6 (36 prób, w interwale 4-500m) oraz 14 próbek z odkrywek, głównie w kamieniołomach granitu na terenie bloku przedsudeckiego i sudeckiego. Autorzy opracowania podają trzy wartości przewodności cieplnej  $K_{\min}$ ,  $K_{\max}$  i  $K_{\text{sr}}$ , bez ich dokładnej definicji. Po skorelowaniu tych wartości ze przewodnością wymodelowaną ze składu mineralnego skały oszacowanego z analiz chemicznych wybrano wartość  $K_{\min}$ , jako wartość najlepiej korelującą się z wartością modelową (podrozdział 9.5).

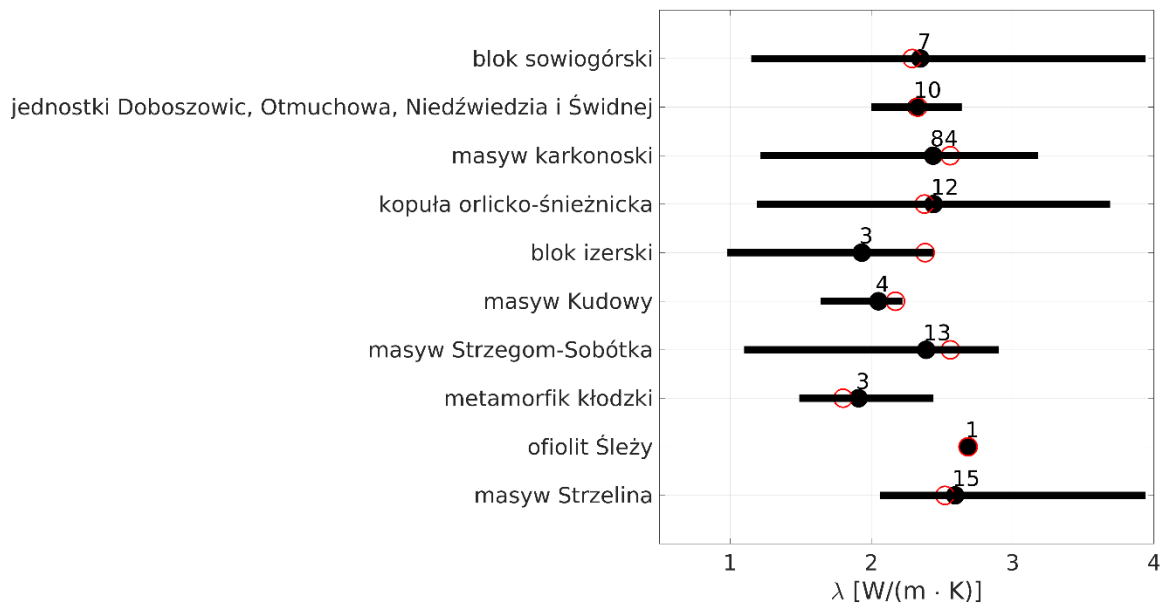


Dość dobrze rozpoznany teren pod względem przewodności cieplnej jest teren monokliny przedsudeckiej (dokładniej Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy, tzw. LGOM), który jest już poza obszarem naszych badań (np. Downorowicz 1983).

Z pomiarów własnych wybrano najbardziej liczny zestaw 25 pomiarów przewodności wykonanych skanerem optycznym. Dla zachowania jednorodności metodycznej, wybrano wyniki przewodności cieplnej dla skał nienasyconych wodą, ponieważ ponad 98% prezentowanych w kompilacji wyników jest wykonanych właśnie dla skał nienasyconych wodą. Niemniej biorąc pod uwagę wnioski z wcześniejszych podrozdziałów (podrozdział 9.2.5), trzeba mieć na uwadze, że różnica w przewodności cieplnej pomierzonej na skałe „suchej” i „mokrej” dla zwięzłych skał magmowych i metamorficznych o znikomej porowatości może przekraczać nawet 30%. Stąd wynika konieczność dalszego udoskonalania metodyki pomiaru współczynnika przewodności cieplnej, aby systematycznie wykonywane pomiary, nie tylko na terenie bloku przedsudeckiego i sudeckiego, ale całej Polski, dawały wiarygodne wyniki. Kompilacja znajduje się w załączniku 9.1.



**Figura 9.20** Przewodność cieplna dla podstawowych typów litologicznych na terenie Sudetów i bloku przedsudeckiego. Kropka pełna oznacza wartość średnią, kropka niewypełniona medianę, linia pokazuje zakres pomierzonych wartości, zaś liczbami wskazano ilość prób, dla których wykonano pomiar.



**Figura 9.21 Przewodność cieplna dla podstawowych w wytypowanych jednostkach geologicznych. Kolorem czarny oznaczono wartości z literatury i dane archiwalne, natomiast kolorem czerwonym pomiary wykonane z podczas realizacji tematu. Kropka pełna oznacza wartość średnią, kropka niewypełniona medianę, linia pokazuje zakres pomierzonych wartości, zaś liczbami wskazano ilość prób, dla których wykonano pomiar.**

Na Figurach 9.20-21 przedstawiono przegląd zebranych dotąd współczynników przewodności cieplnej z danych literaturowych, archiwalnych oraz pomiarów własnych. Większość z prezentowanych wartości przewodności cieplnej dotyczy granitów, gnejsów i amfibolitów. Na Figurze 9.20 prezentuje się przewodność cieplną w zależności od litologii danej skały, a na Figurze 9.21 przewodność cieplną z podziałem na główne jednostki geologiczne, w których wykonano pomiary przewodności.

Dla większości przebadanych litologii średnia, jak i mediana przewodności cieplnej zawiera się w przedziale 2-3  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Najwyższe przewodności zanotowano dla łupków metamorficznych (średnia i mediana: 3,28 i 3,14  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  odpowiednio). Średnie i mediany dla najbardziej licznej grupy skał w tym zestawieniu, tj. granitów i gnejsów zawierają się pomiędzy 2, a 2,5  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Zakresy przewodności cieplnych dla granitoidów z Figury 9.20 mieszczą się w zakresach przedstawionych w przeglądzie literatury światowej w podrozdziale 9.1.3.5.

Patrząc na wyniki przewodności w poszczególnych jednostkach geologicznych (Figura 9.21), najniższe średnie wartości notuje się w obrębie dwóch jednostek metamorficznych: bloku izerskiego i metamorfiku kłodzkiego (1,93 i 1,91  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). Wszystkie masywy granitowe charakteryzują się zbliżonymi średnimi wartościami do siebie i zawierają się w przedziale 2,38-2,6  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , za wyjątkiem masywu Kudowy, dla którego średnia wartość przewodności wynosi 2,05  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

### 9.5. Analiza przewodności cieplnej granitoidów sudeckich

Przeanalizowane zostały trzy zestawy pomiarów przewodności cieplnej granitoidów sudeckich mierzonej w warunkach temperatury pokojowej. Pod uwagę brano wyłącznie pomiary przewodności, którym towarzyszyły oznaczenia składu chemicznego lub modalnego składu mineralnego. Pierwszy analizowany zestaw danych to pomiary przewodności cieplnej i oznaczenia chemizmu 21 próbek granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego, które zostały wykonane w ramach raportowanego projektu. W tym zestawie pomiary przewodności były realizowane w warunkach suchych i mokrych. Drugi zestaw danych to 21 oznaczeń przewodności cieplnej (pomiary wykonywane wyłącznie na sucho) i chemizmu granitów karkonoskich, które zostały wykonane w ramach projektu pt. *Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (hot dry rocks) w Polsce* (Wójcicki i in., 2013). Trzeci zestaw to pomiary przewodności na sucho oraz oznaczenia modalne składu mineralnego wykonane na 12 próbkach granitów karkonoskich pochodzących z otworów Staniszów ST-1 i Karpniki KT-1 (Łukaczyński i Polaczek, 2014a i b).

W ramach wstępnej analizy pomiarów dla wyodrębnionych pul pomiarowych określono podstawowe parametry statystyczne takie jak średnia, odchylenie standardowe oraz wartości ekstremalne. W przypadku zestawu pierwszego dokonano oceny wpływu wysycenia prób wodą na mierzoną przewodność cieplną. Dla skał o określonym składzie chemicznym wykonano przeliczenia normatywnego składu mineralnego z wykorzystaniem programu GCDKit (Janoušek i in., 2006), a także przeprowadzono przeliczenie wagowego składu mineralnego na bardziej przydatny z punktu widzenia prowadzonych analiz skład objętościowy. Na podstawie wyznaczonych składów normatywnych (zestawy I i II) oraz modalnych (zestaw III) przeprowadzono klasyfikację badanych skał na diagramie QAP (Streckeisen i Zanettin, 2004). Przeprowadzono porównanie zaobserwowanych zakresów przewodności cieplnej z wynikami raportowanymi w literaturze dla skał o zbliżonej litologii.

Następnie przeprowadzono systematyczne analizy korelacji między przewodnością cieplną a składem chemicznym lub mineralnym skały. W tym celu posłużono się metodą ważonej regresji liniowej. Przy obliczeniach efektywnej przewodności cieplnej oparto się na modelu średniej arytmetycznej oraz zlinearyzowanych wariantach średnich geometrycznej, harmonicznej oraz pierwiastkowej. Zastosowane podejście stanowi rozwinięcie podejścia zaprezentowanego w pracy Jennings i in. (2019). Prowadzone modelowanie miało na celu określenie poziomu korelacji między przewodnością cieplną a składem chemicznym i/lub mineralnym, a także rozpoznanie najbardziej optymalnego modelu uśredniania przewodności dla badanych skał. Tego typu badania statystyczne pozwalają na rozpoznanie głównych czynników warunkujących efektywną przewodność cieplną badanych skał, a także umożliwiają opracowanie empirycznych kalibracji, które są dostosowane od specyfiki badanego obszaru. Pozwala to potencjalnie na masową ocenę rozkładu przewodności cieplnej w oparciu o kompilacje pomiarów chemizmu lub składu mineralnego skał występujących na badanym obszarze. Analizy korelacyjne pozwalają też na ocenę spójności przeprowadzonych pomiarów. W kolejnym kroku do wyznaczenia efektywnej przewodności cieplnej szkieletu skały posłużono się modelami teoretycznymi (oszacowania graniczne, modele heurystyczne, modele fizyczne). Wyniki modelowania zostały porównane z wynikami pomiarów, a zaobserwowane rozbieżności zostały omówione w kontekście podobnych badań prowadzonych na świecie.

Na koniec przeprowadzono analizę temperaturowej zależności przewodności cieplnej, która została zmierzona dla wyselekcjonowanej puli 7 granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego. Przeprowadzono dopasowanie kilku standardowych modeli empirycznych, a także porównanie uzyskanych parametrów z wynikami raportowanymi dla granitoidów w literaturze.

### 9.5.1. Wstępna analiza danych

Pierwszy analizowany zestaw danych składa się z pomiarów przewodności cieplnej i chemizmu skały dla 21 próbek granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego, z czego 10 oznaczeń wykonano dla próbek skał pobranych w kamieniołomach z okolic Strzelina (Górka Sobocka, Strzelin, Gęsiniec, Kośmin), 7 z okolic Strzegomia (Goczalków, Czernica, Wieśnica, Zimnik, Rogoźnica 2, Pożarzysko) oraz 4 z okolic Sobótki (Strzeblów, Kantyna). Do pomiarów przewodności cieplnej użyto skanera optycznego. Pomiar przeprowadzono dla prób suchych oraz wysyconych wodą. Dla każdej z prób wykonywano 3 profilowania przewodności cieplnej, a w Tabeli 9.1 raportowane są uśrednione wartości przewodności cieplnej dla każdego profilu. Dodatkowo podano wartość średnią z trzech oznaczeń dla każdej próby oraz różnicę między oznaczeniami skrajnymi. Szczegółowe informacje o metodyce pomiaru zostały przedstawione w rozdziale 9.2.

**Tabela 9.1 Wyniki pomiarów przewodności cieplnej dla puli granitoidów (N=21) z bloku przedsudeckiego. Nazwa próby, lokalizacja geograficzna miejsca poboru próby, litologia, współrzędne GPS w systemie 1992, wyniki pomiarów przewodności cieplnej w warunkach suchych oraz wysycenia próby wodą: wartość minimalna (kolumna „ $\lambda_{\min}$ ”), mediana („ $\lambda_{\text{med}}$ ”), maksymalna („ $\lambda_{\max}$ ”), a także średnia arytmetyczna („ $\lambda_{\text{sr}}$ ”) i różnica między maksymalną oraz minimalną („ $\Delta$ ”) wartością z 3 serii pomiarowych. W ostatnich dwóch rzędach podano wartości średnie oraz odchylenie standardowe przewodności cieplnej dla całej puli analizowanych skał.**

Lp	Próba	Lokalizacja	Litologia	Lokalizacja GPS		Przewodność cieplna [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]									
						próbki suche					próbki nasycone $\text{H}_2\text{O}$				
				Y_1992	X_1991	$\lambda_{\min}$	$\lambda_{\text{med}}$	$\lambda_{\max}$	$\lambda_{\text{sr}}$	$\Delta$	$\lambda_{\min}$	$\lambda_{\text{med}}$	$\lambda_{\max}$	$\lambda_{\text{sr}}$	$\Delta$
1	CZ1	Czernica	Granit	305154,74	352929,53	2,60	2,65	2,67	2,64	0,07	3,37	3,48	3,51	3,45	0,14
2	G31	Gęsiniec	Granit	363468,5069	322711,0748	2,71	2,72	2,77	2,73	0,06	2,66	2,94	2,94	2,85	0,28
3	W21	Goczalków	Granit	311448,9259	351046,5144	2,61	2,66	2,73	2,67	0,12	3,68	3,82	3,97	3,82	0,29
4	W24	Goczalków	Granit	311448,9259	351046,5144	2,86	2,88	2,97	2,90	0,11	3,04	3,07	3,11	3,07	0,07
5	GF8	Górka Sobocka	Granit	355971,783	321635,8088	2,43	2,54	2,56	2,51	0,13	3,30	3,38	3,41	3,36	0,11
6	GF9	Górka Sobocka	Granit	355958,8022	321634,3133	2,50	2,53	2,54	2,52	0,04	3,28	3,34	3,42	3,35	0,14
7	GN1	Górka Sobocka	Granit	355977,2509	321620,8264	2,45	2,49	2,59	2,51	0,14	2,45	2,84	2,93	2,74	0,48
8	GN3	Górka Sobocka	Granit	356022,5283	321428,6212	2,42	2,45	2,48	2,45	0,06	2,96	2,97	2,97	2,97	0,01
9	S31	Górka Sobocka	Granit	356023,0902	321406,3584	2,53	2,55	2,60	2,56	0,07	2,60	2,66	2,79	2,68	0,19
10	S43	Górka Sobocka	Granit	356026,5655	321404,4086	2,26	2,26	2,29	2,27	0,03	2,71	2,74	2,83	2,76	0,12
11	S52	Górka Sobocka	Granit	356029,121	321411,7538	2,67	2,71	2,74	2,71	0,07	2,58	2,65	2,66	2,63	0,08
12	K12	Kantyna	granodioryt	337891,3215	338851,173	2,17	2,20	2,23	2,20	0,06	2,69	2,74	2,79	2,74	0,10
13	KO12	Kośmin	granodioryt	344599,3859	317048,7743	2,35	2,44	2,47	2,42	0,12	3,40	3,46	3,60	3,49	0,20
14	PO11	Pożarzysko	Granit	327727,8977	344230,391	2,20	2,29	2,31	2,27	0,11	2,77	2,83	2,89	2,83	0,12
15	RO12	Rogoźnica 2	Granit	308914,9547	352796,0404	2,41	2,44	2,50	2,45	0,09	2,67	2,81	2,82	2,77	0,15
16	ST12a	Strzeblów	granodioryt	338198,7333	340697,7379	2,62	2,63	2,63	2,63	0,01	3,41	3,52	3,62	3,52	0,21
17	ST12b	Strzeblów	Granit	338198,7333	340697,7379	2,54	2,57	2,57	2,56	0,03	2,73	2,82	2,90	2,82	0,17
18	ST12c	Strzeblów	Granit	338198,7333	340697,7379	2,66	2,72	2,78	2,72	0,12	3,06	3,08	3,08	3,07	0,02
19	S6P1	Strzelin	Granit	362766,0346	325304,9228	2,38	2,43	2,52	2,44	0,14	2,41	2,51	2,64	2,52	0,23
20	W31	Wieśnica	Granit	311071,0667	352173,248	2,68	2,76	2,85	2,76	0,17	2,90	2,99	3,00	2,96	0,10
21	ZK12	Zimnik	Granit	307832,0306	352437,3961	1,83	1,83	1,86	1,84	0,03	1,66	2,53	2,59	2,26	0,93
wartość średnia						2,47	2,51	2,56	2,51	0,08	2,87	3,01	3,07	2,98	0,20
odchylenie standardowe						0,23	0,23	0,24	0,23	0,04	0,45	0,36	0,37	0,39	0,20

Podczas pomiarów prowadzonych bez wysycania skały wodą (pomiaru “na sucho”) żaden z wyników nie przekroczył pułapu  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a zmierzone wartości wahały się między  $1,83 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (próba ZK12 z Zimnika) a  $2,97 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (próba W24 z Goczałkowa). Maksymalna różnica między skrajnymi oznaczeniami dla poszczególnych prób osiągnęła  $0,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a średnio różnica wynosiła  $0,08 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Oznacza to, że względna dokładność (powtarzalność) pomiaru może być szacowana na ok. 3 %. Należy jednak podkreślić, że raportowane jest tutaj różnica między skrajnymi wartościami w obrębie trzech uśrednionych wyników dla pełnych profili przewodności (kilkadziesiąt pomiarów) mierzonych dla każdej próbki. Skrajne wartości zaobserwowane w obrębie poszczególnych profili przewodności, a także ich standardowe odchylenie, wykazują znacznie większą amplitudę. W tym raporcie nie raportujemy tych szczegółowych wyników. W klasie minimalnych zmierzonych wartości przewodności cieplnej  $\lambda_{\min}$  średnia dla całej puli wyniosła  $2,47 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , wśród wyników pośrednich  $\lambda_{\text{med}}$  wyniosła ona  $2,51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a wyników maksymalnych  $\lambda_{\max}$   $2,56 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Średnia dla całej puli z uśrednionej wartości przewodności cieplnej dla poszczególnych próbek  $\lambda_{\text{sr}}$  wyniosła  $2,51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wartości standardowego odchylenia w poszczególnych klasach pomiarów były do siebie zbliżone i mieściły się w zakresie  $0,23 - 0,24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co stanowi ok. 10% średniej wartości przewodności w analizowanej puli.

Wyniki pomiarów otrzymanych dla próbek wysyconych wodą były systematycznie wyższe w porównaniu z pomiarami wykonywanymi na sucho. Maksymalna zmierzona wartość wyniosła  $3,97 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla próby W21 z Goczałkowa. W klasie minimalnych wartości pomiarowych  $\lambda_{\min}$  średnia dla całej puli wyniosła  $2,87 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , dla mediany  $\lambda_{\text{med}}$   $3,01 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a wśród pomiarów maksymalnych  $\lambda_{\max}$   $3,07 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Średnia w obrębie całej puli z uśrednionego pomiaru dla poszczególnych próbek (klasa  $\lambda_{\text{sr}}$ ) różniła się nieco od średniej z  $\lambda_{\text{med}}$  i wynosiła  $2,98 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Zwraca uwagę to, że średnia z mediany jest wyraźnie bliższa średniej z pomiarów maksymalnych niż minimalnych. Dodatkowo obserwowany jest zwiększony rozrzut pomiarów w klasie  $\lambda_{\min}$ , co znajduje odzwierciedlenie w dość wysokiej wartości standardowego odchylenia sięgającego  $0,45 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  w porównaniu z  $0,36 - 0,37 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla pozostałych klas. Warto zwrócić uwagę, że nawet w tych ostatnich klasach przyrost standardowego odchylenia w porównaniu z obserwowanym dla pomiarów wykonywanych na sucho jest większy niżby wynikało z ok. 20% średniego wzrostu przewodności przy przejściu od prób suchych do prób mokrych. Znajduje to też odzwierciedlenie w 2,5-krotnym wzroście średniej różnicy między skrajnymi wartościami pomiarów dla poszczególnych prób ( $0,20 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), osiagającej poziom ok. 6-7% wartości średniej przewodności dla całej puli. Nie zaobserwowano korelacji pomiędzy różnicami skrajnych przewodności  $\Delta(=\lambda_{\max}-\lambda_{\min})$  w pomiarach prowadzonych na mokro i na sucho. Należy podkreślić, że na wysoką wartość średniej różnicy między skrajnymi pomiarami przewodności dla próbek mierzonych na mokro duży zaburzający wpływ może mieć niewielka grupa 4 próbek, w przypadku których zarejestrowano różnice przekraczające  $0,25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W szczególności dla próbek GN1 (Górka Sobocka) oraz ZK12 (Zimnik) wyniosła ona aż  $0,48$  i  $0,93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W obydwu przypadkach zaobserwowano wyjątkowo niskie wartości  $\lambda_{\min}$ , które były równe (GN1) lub wręcz niższe (ZK12) od wartości zarejestrowane podczas pomiarów na sucho. Problemy te mogą wynikać z opisanych w rozdziale 9.2.4

trudności technicznych związanych z prowadzeniem pomiarów przewodności cieplnej na próbkach wysyconych wodą.

**Tabela 9.2** Względna zmiana przewodności cieplnej pod wpływem wysycenia prób wodą dla badanej puli granitoidów z bloku przedsudeckiego. Wyniki obliczone na podstawie pomiarów uśrednionych (klasa pomiarowa  $\lambda_{sr}$ ; wyniki wyrażone w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ). W ostatniej kolumnie podano wyniki obliczeń efektywnej porowatości na podstawie empirycznej kalibracji przedstawionej przez Zhao i in. (2016). W ostatnich dwóch rzędach podano wartości średnie oraz odchylenie standardowe.

L p	Próba	Lokalizacja	$\lambda_{sr}^d$	$\lambda_{sr}^w$	$(\lambda_{sr}^w - \lambda_{sr}^d)/\lambda_{sr}^d$	$\phi$ [%]
1	CZ1	Czernica	2,64	3,45	0,31	1,77
2	G31	Gęsiniec	2,73	2,85	0,04	0,25
3	W21	Goczalków	2,67	3,82	0,43	2,48
4	W24	Goczalków	2,90	3,07	0,06	0,34
5	GF8	Górka Sobocka	2,51	3,36	0,34	1,95
6	GF9	Górka Sobocka	2,52	3,35	0,33	1,90
7	GN1	Górka Sobocka	2,51	2,74	0,09	0,53
8	GN3	Górka Sobocka	2,45	2,97	0,21	1,22
9	S31	Górka Sobocka	2,56	2,68	0,05	0,27
10	S43	Górka Sobocka	2,27	2,76	0,22	1,24
11	S52	Górka Sobocka	2,71	2,63	-0,03	
12	K12	Kantyna	2,20	2,74	0,25	1,42
13	KO12	Kośmin	2,42	3,49	0,44	2,55
14	PO11	Pożarzysko	2,27	2,83	0,25	1,42
15	RO12	Rogoźnica 2	2,45	2,77	0,13	0,75
16	ST12a	Strzeblów	2,63	3,52	0,34	1,95
17	ST12b	Strzeblów	2,56	2,82	0,10	0,59
18	ST12c	Strzeblów	2,72	3,07	0,13	0,74
19	S6P1	Strzeżin	2,44	2,52	0,03	0,19
20	W31	Wieśnica	2,76	2,96	0,07	0,42
21	ZK12	Zimnik	1,84	2,26	0,23	1,32
wartość średnia			2,51	2,98	0,19	1,17
odchylenie standardowe			0,23	0,39	0,14	0,76

Wysycenie próbek wodą spowodowało średni wzrost przewodności cieplnej o 19% (Tabela 9.2). Należy podkreślić, że obserwowano dość duże zróżnicowanie przyrostu przewodności cieplnej dla poszczególnych próbek. Zmiany przewodności (klasa  $\lambda_{sr}$ ) wahały się między 3% spadkiem a 43% przyrostem, przy czym w grupie jedynie 7 próbek mieściły się one w zakresie 10 – 30 %. Znajduje to odzwierciedlenie w wysokiej wartości odchylenia standardowego zaobserwowanych przyrostów względnych, które wyniosło 14%. Zgodnie z przewidywaniami modeli teoretycznych można przyjąć, że pomiary przeprowadzane w wysyceniu próbek wodą w dużej mierze odpowiadają przewodności cieplnej skały w warunkach in situ (wysycenie prób wodą przede wszystkim niweluje niepożądane efekty związane z obecnością licznych mikroszczelin w odciążonych próbkach.). W dalszych analizach wynik pomiarów na mokro będą traktowane jako preferowane w przypadku zestawu I. Wyniki pomiarów przeprowadzonych na sucho mają przede wszystkim wartość porównawczą. W Tabeli 9.2 raportowane są także wyniki szacowania porowatości skały na podstawie względnego przyrostu przewodności cieplnej zgodnie z metodą zaproponowaną przez Schärli i Rybach (1984) i z użyciem współczesnej kalibracji z pracy Zhao i in. (2016). Według wspomnianej kalibracji na każdy procent porowatości względny wzrost przewodności cieplnej wynosi 17,34 %. Obliczona porowatość waha się między 0,19 % (odrzucono wyniki ujemny) a 2,55 % i wynosi średnio 1,17 %. Dla analizowanych próbek

nie dysponowano pomiarami porowatości, ale są to wartości mieszczące się w zakresach raportowanych w literaturze.

**Tabela 9.3 Wyniki analiz głównego składu chemicznego skały dla puli granitoidów (N=21) z bloku przedsudeckiego. W ostatnich 2 kolumnach podano wartości średniej oraz standardowe odchylenie dla całej analizowanej puli.**

Lp	Próba	Lokalizacja	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
1	CZ1	Czernica	73,18	13,50	2,52	0,28	1,01	3,62	4,4	0,25	0,07	0,03
2	G31	Gęsiniec	73,42	14,74	1,37	0,51	0,72	3,15	4,74	0,14	0,03	0,03
3	W21	Goczałków	73,43	13,41	2,36	0,27	1,29	3,32	4,73	0,23	0,07	0,05
4	W24	Goczałków	71,78	14,05	2,78	0,36	1,53	3,54	4,64	0,29	0,11	0,05
5	GF8	Górka Sobocka	74,85	13,34	1,49	0,18	1,19	3,14	4,84	0,15	0,04	0,03
6	GF9	Górka Sobocka	74,94	13,37	1,45	0,20	1,24	3,11	4,75	0,16	0,04	0,03
7	GN1	Górka Sobocka	75,68	13,00	1,51	0,19	1,05	3,01	4,69	0,14	0,04	0,03
8	GN3	Górka Sobocka	74,42	13,79	1,40	0,17	1,07	3,06	5,22	0,15	0,03	0,03
9	S31	Górka Sobocka	73,64	13,86	1,41	0,17	1,12	3,36	5,36	0,14	0,04	0,03
10	S43	Górka Sobocka	74,77	13,54	1,40	0,18	1,04	3,09	5,18	0,15	0,04	0,03
11	S52	Górka Sobocka	74,59	13,18	1,24	0,16	1,28	3,01	5,01	0,13	0,04	0,03
12	K12	Kantyna	72,07	14,84	2,05	0,53	1,91	4,07	3,47	0,26	0,07	0,06
13	KO12	Kośmin	57,92	15,33	6,30	4,50	5,20	2,66	4,26	0,75	0,37	0,11
14	PO11	Pożarzysto	73,86	14,16	1,51	0,19	0,81	3,26	5,02	0,12	0,08	0,03
15	RO12	Rogoźnica 2	73,67	13,23	2,41	0,24	1,30	3,44	4,66	0,22	0,06	0,05
16	ST12a	Strzeblów	72,69	14,37	1,75	0,47	1,61	4,06	3,61	0,25	0,07	0,04
17	ST12b	Strzeblów	71,78	14,83	1,60	0,50	1,57	3,89	4,71	0,23	0,06	0,04
18	ST12c	Strzeblów	72,77	14,30	1,87	0,50	1,70	3,85	3,92	0,27	0,08	0,04
19	S6P1	Strzelin	71,22	14,51	2,97	0,57	2,17	3,41	3,96	0,35	0,11	0,05
20	W31	Wieśnica	72,37	13,62	3,04	0,32	1,55	3,32	4,79	0,30	0,08	0,05
21	ZK12	Zimnik	73,48	14,00	1,57	0,19	0,34	2,95	5,98	0,17	0,04	0,02
wartość średnia			72,69	13,95	2,10	0,51	1,46	3,35	4,66	0,23	0,07	0,04
odchylenie standardowe			3,59	0,64	1,12	0,93	0,95	0,38	0,59	0,14	0,07	0,02

W Tabeli 9.3 przedstawiono wyniki analiz zawartości wagowych głównych tlenków dla badanej puli granitoidów z bloku przedsudeckiego. Analizy zostały wykonane metodą ICP-ES w Bureau Veritas Minerals w Kanadzie. Szczegółowy opis metodyki przygotowania prób, a także pełne wyniki analiz, w tym pierwiastków śladowych metodą ICP-MS zostały przedstawione w rozdziale 8.2.4 oraz załączniku 8.1. Badana pula granitoidów charakteryzuje się dość zwartym składem chemicznym, z wyjątkiem próby z kamieniołomu „sjenitu” w Kośminie (KO12), która wyraźnie odbiegała pod względem składu chemicznego od pozostałych próbek. Dla większości próbek zawartości wagowe krzemionki (SiO<sub>2</sub>) i tlenku glinu (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) mieściły się w typowych dla granitów zakresach 71 – 76% oraz 13 - 15%. Natomiast zawartości wagowe tlenków sodu (Na<sub>2</sub>O) i potasu (K<sub>2</sub>O) zmieniały się odpowiednio w zakresach 2,9 – 4,1% oraz 3,5 – 6,0%. Zakresy zmienności zawartości wagowej tlenków żelaza (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), magnezu (MgO) i wapnia (CaO) kształtowały się następująco: 1,2 – 3,0%, 0,2 – 0,6% i 0,3 – 1,9%. Próba KO12 z Kośmina charakteryzowała się zawartością krzemionki pon. 60%, zawartością Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pow. 15%, zdecydowanie wyższą od pozostałych próbek zawartością Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> przekraczającą 6% wagowych, dużo wyższymi zawartościami MgO (4,5%) i CaO (5,2%) i obniżoną zawartością NaO (2,66%). Porównując z pozostałymi skałami w analizowanej puli, w próbce KO12 obserwowano też wyraźnie wyższe zawartości TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> i MnO. Wśród pozostałych badanych skał próbą nieco odbiegającą od reszty pod względem składu chemicznego jest próba ZK12 z Zimnika, która charakteryzuje się najwyższą zawartością potasu (5,98%), najniższą wapnia (0,34%) oraz stosunkowo niską zawartością sodu (2,95%).

**Tabela 9.4** Normatywny skład mineralny przeliczony na procenty objętościowe dla puli granitoidów z bloku przedsudeckiego. Skrótów mineralów (zgodnie z konwencją programu GCDKit): Q – kwarc, C – korund, Or – ortoklaz, Ab – albit, An – anortyt, Wo – wollastonit, Il – ilmenit, Hm – hematyt, Ap – apatyt, Bi – biotyt. W ostatnich 3 kolumnach podano znormalizowane zawartości kwarcu, skalenia alkalicznego oraz plagioklazu, które używane są do konstrukcji diagramu klasyfikacyjnego QAP. W ostatnich 2 rzędach podano wartości średnie oraz odchylenia standardowe wartości pomiarowych i wskaźników dla całej puli.

Lp	Próba	Lokalizacja	Q	C	Or	Ab	An	Wo	Il	Hm	Ap	Bi	Q	A	P
1	CZ1	Czernica	34,04	0,76	26,82	31,43	4,67	0,00	0,03	1,30	0,14	0,81	35,11	27,66	37,23
2	G31	Gęsiniec	36,29	2,17	28,40	27,39	3,47	0,00	0,03	0,71	0,06	1,47	37,98	29,72	32,30
3	W21	Goczałków	33,98	0,44	28,74	28,60	6,05	0,00	0,06	1,21	0,14	0,78	34,90	29,52	35,58
4	W24	Goczałków	31,08	0,47	28,08	30,60	7,02	0,00	0,06	1,43	0,22	1,04	32,12	29,01	38,87
5	GF8	Górka Sobocka	35,98	0,58	29,47	26,89	5,71	0,00	0,03	0,76	0,08	0,51	36,70	30,06	33,24
6	GF9	Górka Sobocka	36,49	0,64	28,87	26,62	5,96	0,00	0,03	0,74	0,08	0,57	37,26	29,48	33,26
7	GN1	Górka Sobocka	38,47	0,78	28,52	25,79	5,01	0,00	0,03	0,77	0,08	0,55	39,34	29,16	31,50
8	GN3	Górka Sobocka	34,74	0,83	31,80	26,18	5,17	0,00	0,03	0,71	0,06	0,48	35,49	32,49	32,03
9	S31	Górka Sobocka	31,55	0,40	32,64	28,74	5,36	0,00	0,03	0,72	0,08	0,48	32,10	33,21	34,70
10	S43	Górka Sobocka	35,11	0,70	31,49	26,42	4,95	0,00	0,03	0,71	0,08	0,51	35,84	32,14	32,02
11	S52	Górka Sobocka	35,74	0,38	30,66	25,83	6,18	0,00	0,03	0,63	0,08	0,46	36,32	31,16	32,52
12	K12	Kantyna	31,82	0,73	20,35	35,10	9,19	0,00	0,07	1,05	0,14	1,53	32,99	21,09	45,92
13	KO12	Kośmin	19,04	0,00	16,81	24,40	18,76	2,58	0,15	3,49	0,80	13,97	24,09	21,28	54,63
14	PO11	Pożarzysto	34,68	1,41	30,70	28,13	3,57	0,00	0,03	0,77	0,16	0,55	35,72	31,62	32,66
15	RO12	Rogoźnica 2	33,66	0,21	28,31	29,57	6,16	0,00	0,06	1,23	0,12	0,69	34,45	28,98	36,57
16	ST12a	Strzeblów	32,66	0,69	21,39	35,11	7,70	0,00	0,05	0,90	0,14	1,36	33,72	22,08	44,20
17	ST12b	Strzeblów	28,30	0,42	27,97	33,39	7,51	0,00	0,05	0,82	0,12	1,43	29,12	28,79	42,09
18	ST12c	Strzeblów	32,48	0,55	23,16	33,15	8,05	0,00	0,05	0,96	0,16	1,44	33,55	23,91	42,54
19	S6P1	Strzelin	32,69	0,63	23,43	29,50	10,27	0,00	0,06	1,54	0,22	1,65	34,09	24,44	41,47
20	W31	Wieśnica	32,17	0,24	29,02	28,58	7,29	0,00	0,06	1,56	0,16	0,92	33,14	29,90	36,96
21	ZK12	Zimnik	33,35	1,45	36,71	25,58	1,47	0,00	0,02	0,81	0,08	0,55	34,34	37,80	27,85
wartość średnia			33,06	0,69	27,78	28,90	6,64	0,12	0,05	1,09	0,15	1,51	34,21	28,74	37,05
odchylenie standardowe			3,92	0,48	4,56	3,17	3,41	0,56	0,03	0,62	0,16	2,89	3,23	4,18	6,25

W Tabeli 9.4 przedstawiono wyniki obliczeń normatywnego składu mineralnego dla analizowanej puli granitoidów z bloku przedsudeckiego. Obliczenia wykonano w programie GCDKit (Janoušek i in., 2006) według normy CIPW z uwzględnieniem hematytu oraz biotytu. W obliczeniach normy nie jest brana pod uwagę hornblenda. Otrzymane składy normatywne, które standardowo wyrażone są w procentach wagowych zostały w kolejnym kroku przeliczone na zawartości objętościowe używając następujących gęstości mineralów składowych: kwarc - 2,65 g/cm<sup>3</sup>, korund - 3,98 g/cm<sup>3</sup>, ortoklaz - 2,56 g/cm<sup>3</sup>, dla szeregu izomorficznego albit-anortyt – liniowa zmienność między 2,62 a 2,76 g/cm<sup>3</sup>, wollastonit - 2,86 g/cm<sup>3</sup>, ilmenit - 4,75 g/cm<sup>3</sup>, hematyt - 5,25 g/cm<sup>3</sup>, apatyt - 3,20 g/cm<sup>3</sup>, biotyt - 3,09 g/cm<sup>3</sup>. Na podstawie obliczonych zawartości objętościowych kwarcu, ortoklazu i plagioklazów (albit oraz anortyt sumarycznie) wyznaczono wskaźniki służące do klasyfikacji skał plutonicznych na diagramie QAP (ostatnie 3 kolumny w Tabeli 9.4).

Próbka z Kośmina (KO12), wyraźnie odbiegająca swoim normatywnym składem mineralnym od innych skał w badanej puli, zostanie omówiona osobno. Zawartość objętościowa kwarcu wśród pozostałych prób zmienia się w zakresie 28,3 – 38,5 %. Najniższa zawartość kwarcu została wyliczona dla próby ST12b ze Strzeblowa, a najwyższa dla próby GN1 z Górki Sobockiej. Średnia zawartość kwarcu wśród wszystkich prób wyniosła 33%, a standardowe odchylenie 3,9% (po wyłączeniu próby KO12 standardowe odchylenie zawartości kwarcu



spadło do poziomu 2,3% przy średniej zawartości równej 33,8%). Plagioklasy stanowią od 27 do 44% objętościowych skały. Najmniejszą zawartością plagioklazów charakteryzuje się próba z Zimnika, a największą z kamieniołomu Kantyna k. Sobótki. Skład plagioklazów mieści się w zakresie od 75 do 88% cząsteczki albitu (oligoklaz). Wyjątkiem jest tutaj próba z Zimnika (ZK12), dla której lokuje się on w polu albitu. Zawartości ortoklazu w skałach analizowanej puli zmienia się między 20,3 a 36,7%. Zgodnie z wyznaczonym normatywnym składem mineralnym najuboższą w skałen potasowy skałą jest próba z Kantyny, a zdecydowanie największą zawartość ortoklazu występuje w próbie z Zimnika. Według normy biotyt i hematyt występują w badanych granitoidach w podobnych ilościach, stanowiąc od ok. 0,5 do ok. 1,6% objętości skały. Udział korundu w składzie mineralnym skał waha się między 0,2 a 2,2%, osiągając najwyższą zawartość w próbce z Gęsińca (G31). Apatyt i ilmenit występują w ilościach zaniedbywalnych z punktu widzenia analizy przewodności cieplnej.

Po wyłączeniu z analizowanej puli próbki KO12 zmienność wskaźników Q, A i P (znormalizowane objętościowe proporcje kwarcu, skałeni alkalicznych oraz plagioklazów) jest dość niewielka. Średnie wartości tych wskaźników wynoszą odpowiednio 34,7%, 29,1% oraz 36%, a ich standardowe odchylenia 2,3%, 3,9% oraz 4,9%. Wskaźnik Q zmienia się w zakresie 29,1 – 39,3%, znormalizowana zawartość skałeni alkalicznych A w zakresie 21,1 – 37,8%, a plagioklazów P 27,8 – 45,9%. Dla większości próbek wskaźnik P jest większy niż A, a zaledwie w kilku są one do siebie zbliżone. Skały analizowane w tej puli na diagramie klasyfikacyjnym QAP tworzą dość zwartą grupę w centralnej części pola monzogranitów (Figura 9.22).

W normatywnym składzie mineralnym próby z Kośmina (KO12) dominuje plagioklaz o składzie andezynu stanowiący 43% objętości skały, zawartość kwarcu wynosi 19%, a skałenia potasowego 16,8%. W składzie pojawiają się dość znaczne ilości biotyту - 14%, a także hematytu - 3,5%. Obecny jest także normatywny wollastonit w ilości 2,6%. Należy jednak podkreślić, że w próbce makroskopowo rozpoznawalna jest hornblenda, która nie jest uwzględniona w użytej normie CIPW. Parametry Q, A i P dla tej próby wynoszą odpowiednio 24,1%, 21,2% oraz 54,6%. Spośród analizowanych prób granitoidów z bloku przedsudeckiego jest to skała cechująca się najmniejszą normatywną zawartością kwarcu oraz największą przewagą plagioklazu na skałeniu alkalicznym. Na diagramie klasyfikacyjnym QAP próbka KO12 lokuje się w polu granodiorytu, w wyraźnym oddaleniu od pozostałych skał należących do analizowanej puli.

W podsumowaniu można stwierdzić, że analizowaną grupę granitoidów w zestawie I tworzą dość zwarte pod względem składu chemicznego oraz normy CIPW monzogranity, a jedyne odstępstwo stanowi próbka granodiorytu z Kośmina. Istotne z punktu widzenia analizy przewodności cieplnej zakresy zmienności zawartości kwarcu oraz skałeni alkalicznych i plagioklazów nie przekraczają 10-15%. W toku dalszych analiz warto też brać pod uwagę obecność minerałów akcesorycznych takie jak biotyt, hematyt, czy też korund, które mogą stanowić kilka procent składu objętościowego skały. Pewną słabością użytej normy CIPW jest brak oznaczenia zawartości hornblendy.

**Tabela 9.5 Wyniki pomiarów przewodności cieplnej oraz oznaczenia chemizmu skały dla puli granitoidów (N=21) z masywu karkonoskiego. W kolumnach przedstawiono lokalizację poboru próby, głębokość w przypadku prób pobieranych z rdzenia, litologia (opisy oryginalne), wyniki pomiarów przewodności cieplnej (wartość średnia, maksymalna i minimalna) oraz skład chemiczny. W ostatnich dwóch rzędach podano wartości średnie oraz odchylenie standardowe dla całego zestawu II.**

Lp	Lokalizacja	Z [m]	Litologia	Przewodność cieplna [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]			Skład chemiczny [%]										
				$\lambda_{\text{sr}}$	$\lambda_{\text{min}}$	$\lambda_{\text{max}}$	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	
1	Czerwony Potok IG-1	51,40	granit	2,55	2,01	3,14	75,70	12,95	2,12	0,61	1,19	3,10	4,49	0,33	0,10	0,05	
2	Czerwony Potok IG-1	71,50	granit	2,93	2,74	3,23	76,20	12,25	0,90	0,20	0,76	3,39	4,70	0,12	0,02	0,02	
3	Czerwony Potok IG-1	81,60	granit	3,08	2,79	3,48	77,50	12,45	0,93	0,38	0,23	3,10	4,98	0,11	0,03	0,01	
4	Czerwony Potok IG-1	120,1	granit	3,04	2,55	3,64	68,30	17,15	2,30	0,84	0,21	5,59	5,46	0,20	0,09	0,08	
5	Czerwony Potok IG-1	153,8	granit	2,65	2,46	2,91	74,70	12,80	1,34	0,38	1,06	3,60	4,26	0,20	0,05	0,05	
6	Czerwony Potok IG-1	186,6	granit	3,21	2,65	3,60	77,50	12,00	1,48	0,54	0,58	2,98	4,74	0,19	0,05	0,04	
7	Czerwony Potok IG-1	190,5	granit	3,14	2,42	3,67	76,80	9,77	1,76	1,74	1,17	0,87	4,52	0,15	0,04	0,06	
8	Czerwony Potok IG-1	200,7	granit	3,05	2,58	3,59	75,10	12,60	1,39	0,36	0,84	3,36	4,82	0,20	0,06	0,04	
9	Czerwony Potok kam.	-	granit	3,31	2,47	4,55	76,00	13,50	1,18	0,27	0,91	3,72	4,56	0,15	0,05	0,03	
10	Szklarska Poręba Huta	-	granit	3,05	2,60	3,56	71,70	14,25	2,11	0,70	1,57	3,67	4,44	0,32	0,11	0,05	
11	Szklarska Poręba Huta	-	aplit	2,99	2,94	3,07	77,50	12,85	0,73	0,07	0,60	3,74	4,81	0,07	0,01	0,03	
12	Karkonosze JG-1	?	granit	3,08	2,52	3,62	72,50	13,55	2,06	0,64	1,58	3,57	3,89	0,33	0,10	0,05	
13	Karkonosze JG-1	?	granit	3,01	2,61	3,51	72,50	13,35	2,04	0,81	0,78	3,67	5,12	0,31	0,10	0,04	
14	Karkonosze IG-6	46,0	granit	2,42	2,04	2,71	73,80	12,75	1,68	0,48	1,24	3,18	4,73	0,24	0,07	0,03	
15	Karkonosze IG-6	179,0	granit	2,92	2,62	3,13	73,70	13,85	1,90	0,65	1,47	3,51	4,55	0,28	0,10	0,04	
16	Karkonosze IG-6	304,0	granit	2,98	2,73	3,76	74,60	12,70	1,92	0,84	0,67	3,01	4,92	0,28	0,09	0,05	
17	Karkonosze IG-6	347,0	granit	3,30	2,78	3,81	70,50	14,85	1,51	0,79	1,54	2,70	5,67	0,20	0,07	0,09	
18	Karkonosze IG-6	471,0	granit	3,17	2,72	3,67	76,50	12,55	1,62	0,62	0,69	3,17	4,59	0,21	0,07	0,04	
19	Karkonosze IG-6	499,0	granit	3,03	2,74	3,32	77,10	12,40	1,56	0,44	1,05	3,27	4,38	0,21	0,06	0,05	
20	Michałowice kam.	-	granit	2,77	2,14	3,25	74,30	12,90	2,52	0,80	1,68	3,10	4,39	0,39	0,13	0,05	
21	Michałowice droga	-	granit	2,64	2,15	3,27	73,60	13,10	2,03	0,63	1,55	3,18	4,34	0,31	0,15	0,04	
wartość średnia				2,97	2,54	3,45	74,58	13,07	1,67	0,61	1,02	3,31	4,68	0,23	0,07	0,04	
odchylenie standardowe				0,24	0,26	0,39	2,47	1,36	0,48	0,34	0,44	0,80	0,40	0,08	0,04	0,02	0,02

Drugi analizowany zestaw danych obejmuje pomiary przewodności cieplnej oraz chemizmu skały dla 21 próbek granitoidów pochodzących z obszaru masywu karkonoskiego. 8 prób pochodzi z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości między 50 a 200 m, 6 prób z otworu Karkonosze IG-6 z głębokości między 45 a 500 m, a 2 próby zostały pobrane z rdzenia otworu Karkonosze JG-1 (brak informacji o głębokości). Pozostałe próby (5 sztuk) zostały zebrane w kamieniołomach Czerwony Potok, Szklarska Poręba Huta oraz Michałowice. Pomiary przewodności cieplnej przeprowadzono z użyciem skanera optycznego w PIG-PIB. Metodyka pomiaru była następująca (Wójcicki i in., 2013): “Wykonane zostały dwukrotne pomiary wzdłuż dwóch kierunków pomiarowych prostopadłych do siebie (w przypadku rdzenia z otworu w kierunku prostopadłym i równoległym do osi otworu, w przypadku prób terenowych były to kostki sześciennie 4x4 x4 cm). Próby mierzono w stanie suchym. Wyniki w postaci wartości minimalnej, maksymalnej oraz średniej dla próby zostały umieszczone w bazie danych HDR.” Na podstawie powyższego opisu oraz analizy przedstawionych wartości można domyślać się, że raportowane wartości minimalne, maksymalne oraz średnie były wyznaczone z wszystkich zarejestrowanych pomiarów z profili termicznych, a nie uśrednionych wartości przewodności z dwóch serii pomiarowych dla każdej próby. Badania chemizmu skał zostały przeprowadzone w laboratorium ALS-Chemex (Wójcicki i in., 2013; w raporcie opublikowane są pełne wyniki analiz wraz z opisem metodyki przygotowania prób).

Średnie wartości przewodności cieplnej w raportowanych klasach  $\lambda_{sr}$ ,  $\lambda_{min}$  oraz  $\lambda_{max}$  wynoszą odpowiednio 2,97, 2,54 oraz 3,45  $Wm^{-1}K^{-1}$ . Szczególną uwagę zwraca wysoka wartość różnicy między średnimi wartościami  $\lambda_{max}$  i  $\lambda_{min}$ , która wynosi ok. 0,9  $Wm^{-1}K^{-1}$ . W przypadku analogicznych pomiarów wykonywanych na sucho dla analizowanej wcześniej puli skał z bloku przedsudeckiego wynosiła ona jedynie 0,09  $Wm^{-1}K^{-1}$ . Potwierdza to podejrzenia, że wartości maksymalne i minimalne raportowane dla skał w zestawie II dotyczą lokalnej zmienności przewodności cieplnej w obrębie poszczególnych profili termicznych otrzymywanych podczas pomiaru skanerem optycznym. Można podejrzewać, że raportowana wartość średnia jest wartością średnią z profilu (autorzy raportu wspominają o wykonywaniu dwóch profili dla każdej próbki i nie jest jasne, czy dodatkowo uśredniano pomiary uzyskane dla obydwu profili), którą można uznać za najbardziej reprezentatywne odzwierciedlenie przewodności cieplnej próbki. Niemniej jednak średnia wartość pomiarów w klasie  $\lambda_{sr}$  otrzymana dla puli próbek z masywu karkonoskiego jest wyraźnie wyższa od zarówno średnich, jak i indywidualnych wyników uzyskanych podczas pomiarów wykonywanych na sucho dla granitoidów z bloku przedsudeckiego. Natomiast zbliżona jest ona do średniej uzyskanej podczas pomiarów na mokro. Warto zwrócić uwagę na to, że wartość średnia w klasie  $\lambda_{min}$  dla granitoidów z masywu karkonoskiego wpasowuje się dość dobrze w zakres zmierzonych na sucho przewodności cieplnych granitoidów z bloku przedsudeckiego. Standardowe odchylenie dla całej puli próbek  $N=21$  w klasach  $\lambda_{sr}$  i  $\lambda_{min}$  wynosiło ok. 0,23  $Wm^{-1}K^{-1}$ , co jest wartością bardzo zbliżoną do otrzymanej wcześniej dla pomiarów na sucho próbek z pierwszego zestawu. W klasie  $\lambda_{max}$  standardowe odchylenie było wyraźnie wyższe. Należy podkreślić, że ze względu na inne znaczenie wyników pomiarów raportowanych w poszczególnych klasach  $\lambda_{min}$ ,  $\lambda_{sr}$  oraz  $\lambda_{max}$  bezpośrednie porównania między zestawami I i II są zdecydowanie utrudnione. Zgodnie z opisem preferowaną klasą dla zestawu II do dalszych analiz powinna być klasa  $\lambda_{sr}$ , jednak uzyskane wysokie wartości w warunkach braku wysycenia próbek wodą są zastanawiające.

Zawartość  $SiO_2$  w badanej puli mieści się w zakresie 68,3-77,5%, jej średnia wartość wynosi 74,6%, a standardowe odchylenie 2,5%. W porównaniu ze składem granitów z zestawu I (po wyłączeniu próby granodiorytu z Kośmina) jest to nieco większe zróżnicowanie. Wyraźnie odbiega tutaj próbka z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości 120,1 m, która charakteryzuje się dość niską zawartością krzemionki, a jej usunięcie z analizowanej puli powoduje spadek standardowe odchylenia do poziomu ok. 2,1%. Najwyższa zawartość  $SiO_2$  została wyznaczona także w jednej z próbek z otworu Czerwony Potok IG-1. Średnia zawartość  $Al_2O_3$  wynosi 13,1%, a standardowe odchylenie, a w szczególności zakresy były wyraźnie większe niż w przypadku pierwszego zestawu danych. Ponownie wartości skrajne zaobserwowano w próbkach pochodzących z otworu Czerwony Potok IG-1. W obydwu zestawach odnotowane dokładnie takie same średnie poziomy zawartości  $K_2O$ , a poziom zmienności, zarówno odchylenie standardowe, jak i zakresy, były do siebie zbliżone. Podobnie zbliżone do siebie były średnie zawartości  $Na_2O$ , ale już poziom zmienności  $Na_2O$  w puli z masywu karkonoskiego były zauważalnie większy, przy czym skrajne wartości zostały ponownie zaobserwowane w otworze Czerwony Potok IG-1 (w tym minimalna dla całej puli niska zawartość  $Na_2O$  na poziomie 0,87%). Uśredniona zawartość  $Fe_2O_3$  była nieco niższa niż w pierwszym zestawie, ale poziom jej zmienności dość zbliżony. Z kolei średnia zawartość, podobnie jak i zmienność  $MgO$  była wyraźnie wyższa. Znow skrajne wartości zostały zaobserwowane w próbkach z rdzenia otworu Czerwony Potok IG-1. Nie

zaobserwowano istotnych różnic między analizowanymi zestawami I i II pod względem zawartości CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> oraz MnO.

**Tabela 9.6** Normatywny skład mineralny przeliczony na procenty objętościowe dla puli granitoidów (N=21) z masywu karkonoskiego. Skróty mineralów: Q – kwarc, C – korund, Or – ortoklaz, Ab – albit, An – anortyt, Wo – wollastonit, Il – ilmenit, Hm – hematyt, Ap – apatyt, Bi – biotyt. W ostatnich 3 kolumnach podano znormalizowane zawartości kwarcu, skalenia alkalicznego oraz plagioklaz, które używane są do konstrukcji diagramu klasyfikacyjnego QAP. W dolnych 2 rzędach podano wartości średnie oraz odchylenia standardowe wartości pomiarowych i wskaźników dla całej puli.

Lp	Lokalizacja	Z [m]	Q	C	Or	Ab	An	Il	Hm	Ap	Bi	Q	A	P
1	Czerwony Potok IG-1	51,40	38,39	0,72	26,13	26,41	5,29	0,06	1,07	0,20	1,73	39,90	27,16	32,95
2	Czerwony Potok IG-1	71,50	37,32	0,17	28,57	29,14	3,70	0,02	0,46	0,04	0,57	37,80	28,94	33,26
3	Czerwony Potok IG-1	81,60	40,13	1,08	29,64	26,56	0,96	0,01	0,47	0,06	1,08	41,25	30,47	28,29
4	Czerwony Potok IG-1	120,1	14,78	1,26	31,58	48,09	0,46	0,10	1,17	0,17	2,39	15,58	33,27	51,15
5	Czerwony Potok IG-1	153,8	35,96	0,31	25,61	31,13	5,04	0,06	0,69	0,10	1,10	36,80	26,20	37,01
6	Czerwony Potok IG-1	186,6	41,05	0,69	27,79	25,46	2,57	0,05	0,75	0,10	1,53	42,37	28,69	28,94
7	Czerwony Potok IG-1	190,5	54,65	0,99	24,68	7,64	5,75	0,08	0,93	0,09	5,18	58,94	26,62	14,44
8	Czerwony Potok IG-1	200,7	35,95	0,32	29,01	28,96	3,85	0,05	0,71	0,12	1,03	36,77	29,67	33,55
9	Czerwony Potok kam.	-	35,00	0,60	27,17	31,54	4,20	0,03	0,59	0,10	0,76	35,75	27,75	36,50
10	Szklarska Poręba Huta	-	30,98	0,56	26,06	31,78	7,24	0,06	1,09	0,22	2,02	32,25	27,13	40,62
11	Szklarska Poręba Huta	-	35,72	0,28	28,95	31,54	2,90	0,03	0,36	0,02	0,20	36,04	29,21	34,75
12	Karkonosze JG-1	?	34,75	0,57	22,93	31,14	7,41	0,06	1,07	0,20	1,86	36,11	23,82	40,06
13	Karkonosze JG-1	?	30,78	0,40	29,98	31,88	3,31	0,05	1,05	0,20	2,34	32,08	31,25	36,67
14	Karkonosze IG-6	46,0	35,53	0,21	28,42	27,57	5,83	0,03	0,87	0,14	1,39	36,50	29,19	34,31
15	Karkonosze IG-6	179,0	33,27	0,48	26,49	29,98	6,70	0,05	0,97	0,20	1,86	34,50	27,47	38,04
16	Karkonosze IG-6	304,0	37,81	0,96	28,64	26,13	2,81	0,06	0,99	0,18	2,42	39,64	30,02	30,34
17	Karkonosze IG-6	347,0	30,89	1,12	33,77	23,49	7,38	0,11	0,78	0,14	2,30	32,33	35,35	32,32
18	Karkonosze IG-6	471,0	39,45	0,86	26,76	27,14	3,01	0,05	0,82	0,14	1,77	40,94	27,77	31,29
19	Karkonosze IG-6	499,0	39,19	0,34	25,71	27,73	4,83	0,06	0,79	0,12	1,24	40,21	26,38	33,41
20	Michałowice kam.	-	36,62	0,21	25,21	26,50	7,57	0,06	1,29	0,26	2,29	38,19	26,29	35,52
21	Michałowice droga	-	36,35	0,48	25,58	27,50	6,86	0,05	1,05	0,30	1,82	37,75	26,57	35,68
wartość średnia			35,93	0,60	27,56	28,44	4,65	0,06	0,86	0,15	1,76	37,22	28,53	34,24
odchylenie standardowe			6,94	0,33	2,50	6,83	2,13	0,02	0,25	0,07	1,01	7,44	2,60	6,65

W Tabeli 9.6 przedstawiono wyniki obliczeń normatywnego składu mineralnego dla analizowanej puli granitoidów z masywu karkonoskiego. Metodyka obliczeń była taka sama jak w przypadku pierwszego zestawu danych. Finalnie otrzymano normatywny skład mineralny, wyrażony w proporcjach objętościowy, bez uwzględnienia hornblendy.

Zgodnie z oczekiwaniami większa zmienność składu chemicznego skał w zestawie II znajduje odzwierciedlenie w większej zmienności normatywnego składu mineralnego w porównaniu z pulą skał z bloku przedsudeckiego. Średnia zawartość kwarcu wynosi 35,9% i jest nieco wyższa w porównaniu z zestawem I. Standardowe odchylenie wynoszące ok. 7% jest niemalże 2-krotnie wyższe niż w przypadku pierwszej puli. Zawartość kwarcu mieści się w zakresie między 14,8 a 54,6%, ale po odrzuceniu skrajnych wyników (próby pochodzące z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości 120,1 i 190,5 m) zakres ulega zawężeniu do między 30,8 a 41%, a standardowe odchylenie spada do poziomu 3%, co zbliża poziom zmienności kwarcu do obserwowanego w zestawie I. Średnia zawartość objętościowa plagioklazów w analizowanej puli wyniosła 33,1%, jej standardowe odchylenie 6,4%, i zmieniała się ona w zakresie między 13,4 a 48,5%. Jest to wyraźnie większy poziom zmienności niż w przypadku zestawu granitoidów z bloku przedsudeckiego, ale po odrzuceniu skrajnych wyników (te same próby z otworu Czerwony Potok IG-1 co wyżej) zakres zmienności zawęża się do między 27,5 a 39% i jest to już mniejsza zmienność w porównaniu z zestawem I (standardowe odchylenie spada do poziomu 3,2%). Średni skład

plagioklazów kształtował się na poziomie ok. 85% udziału cząsteczki albitu (oligoklaz), a jego zmienności mieściła się między 57 a 99%. Po wykluczeniu skrajnych wyników (ponownie te same próby z otworu Czerwony Potok IG-1) zakres zmienności wyraźnie zmniejszył się do między 76 a 97%. Wyznaczona normatywna zawartość ortoklazu wyniosła 27,6% i była bardzo zbliżona do wartości otrzymanej dla puli skał z bloku przedsudeckiego, ale zauważalnie mniejszy był poziom jej zróżnicowania. Wykluczenie dwóch charakteryzujących się skrajnym składem próbek z otworu Czerwony Potok IG-1 nie miało dużego wpływu na statystykę zawartości ortoklazu. Podobnie nieco wyższa była średnia normatywna zawartość biotyту, ale zmienność jego zawartości była mniejsza. Zarówno mniejsza była średnia zawartość, jak i standardowe odchylenie w przypadku hematytu i korundu. Podobnie jak w przypadku granitoidów z bloku przedsudeckiego apatyt oraz ilmenit mogą zostać zaniedbane ze względu na ich niske zawartości.

Średnie wartości wskaźników Q, A i P dla zestawu II wyniosły odpowiednio 37,2%, 28,5% oraz 34,2%. Uśredniona wartość wskaźnika A jest niemalże identyczna z wyznaczoną dla pierwszego zestawu, natomiast pozostałe wskaźniki są do siebie zbliżone. Poziom zmienności wskaźnika P jest podobny w obydwu zestawach, wskaźnika Q większy w drugim zestawie, a wskaźnika A większy w pierwszym zestawie. Dwie próby z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości 120,1 i 190,5 m, które wyraźnie odbiegają składem od pozostałych prób w zestawie II, charakteryzują się też skrajnymi wartościami wskaźnika Q wynoszącymi 15,6% oraz 58,9%. Dla pozostałych skał w puli mieści się on zakresie między 32,0% a 42,3%. Wskaźnik A zmienia się w zakresie między 23,8% a 35,3%, a odrzucenie dwóch wspomnianych prób z otworu Czerwony Potok IG-1 nie wpływa na te wartości graniczne. Natomiast po ich wykluczeniu wyraźnie zawęża się zakres zmienności parametru P z między 14,4% a 51,1% na między 28,3% a 40,6%. Po wyłączeniu z puli dwóch prób z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości 120,1 i 190,5 m wszystkie pozostałe próby lokują się w centralnej części pola monzogranitów (Figura 9.22). Wśród analizowanych granitoidów z masywu karkonoskiego jedynie w trzech próbkach zaobserwowano przewagę zawartości skalenia alkalicznego nad plagioklazem. Próby z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości 120,1 i 190,5 m o odbiegającym od reszty składzie chemicznym lokują się w polach kwarcowych monzonitów oraz na granicy między polem granitów a kwarcowych granitoidów. Warto zauważyć, że przewodności cieplne tych próbek wynoszą odpowiednio 3,04 i 3,14 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> i nie są to wartości skrajne w analizowanej puli.

Badania porozymetryczne dla szerokiej puli próbek granitoidów karkonoskich badanych w ramach projektu HDR pozwoliły określić ich średnią porowatość na poziomie 1,15 %. Zmierzona porowatość zmieniała się w dość szerokim zakresie (standardowe odchylenie wynosiło 0,83 %), maksymalne notowane wartości wyniosły niemalże 4 %, a minimalne 0,36 %. Zgodnie z kalibracją Zhao i in. (2016) z porowatością na poziomie 1,15 % można wiązać 20% relatywny przyrost przewodności cieplnej przy wysycaniu prób wodą. Zauważmy, że bardzo zbliżoną wartość średniej porowatości (1,17 %) wyznaczyliśmy dla zestawu I na gruncie analizy różnic przewodności mierzonych w warunkach suchych i mokrych.

Zarówno skład chemiczny, jak i normatywny skład mineralny pierwszego i drugiego zestawu są do siebie zbliżone. Po wykluczeniu próbek skrajnych – granodiorytu z Koźmina w pierwszym zestawie oraz dwóch prób z otworu Czerwony Potok IG-1 z głębokości 120,1 i 190,5 m – poziom zróżnicowania chemizmu i skład mineralny w tych zestawach jest także

zbliżony. Wszystkie te próby mieszczą się w centralnej części pola monzogranitów o przewadze zawartości plagioklazu nad skaleniem alkalicznym (Figura 9.22).

**Tabela 9.7 Przewodność cieplna oraz modalny skład mineralny dla puli granitoidów (N=12) z otworów Staniszów oraz Karpniki (masyw karkonoski). W ostatnich 3 kolumnach podano znormalizowane zawartości kwarcu Q, skalenia alkalicznego A oraz plagioklazu P, które używane są do konstrukcji diagramu klasyfikacyjnego QAP. W dolnych 2 rzędach podano wartości średnie oraz odchylenia standardowe wartości pomiarowych i wskaźników dla całej puli.**

Otwór	Głębokość [m]	Przewodność cieplna [Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]				Skład modalny [%]					QAP		
		$\lambda_{\text{sr}}$	$\lambda_{\text{min}}$	$\lambda_{\text{max}}$	$\Delta$	Kwarc	Skalenie alkaliczne	Plagioklasy	Biotyt	Inne	Q	A	P
Staniszów ST-1	193.9-194	2,6	2,57	2,61	0,04	34	32	26	5	3	36,96	34,78	28,26
Staniszów ST-1	424.1-424.2	2,85	2,84	2,87	0,03	32	35	18	10	5	37,65	41,18	21,18
Staniszów ST-1	604.5-604.5	2,76	2,72	2,8	0,08	35	32	24	6	3	38,46	35,16	26,37
Karpniki KT-1	342.8-343	1,82	1,75	1,91	0,16	36	35	16	10	3	41,38	40,23	18,39
Karpniki KT-1	538.8-539	2,6	2,5	2,67	0,17	36	34	18	7	5	40,91	38,64	20,45
Karpniki KT-1	750.7-750.9	2,25	2,21	2,29	0,08	33	36	22	8	1	36,26	39,56	24,18
Karpniki KT-1	951.0-951.1	2,36	2,28	2,47	0,19	36	34	18	7	5	40,91	38,64	20,45
Karpniki KT-1	1148-1148.2	2,53	2,44	2,6	0,16	39	30	17	10	4	45,35	34,88	19,77
Karpniki KT-1	1346.2-1346.4	2,64	2,59	2,68	0,09	32	34	22	7	3	36,36	38,64	25,00
Karpniki KT-1	1544.2-1544.3	2,58	2,49	2,69	0,2	37	31	21	7	4	41,57	34,83	23,60
Karpniki KT-1	1749.8-1750	2,61	2,57	2,65	0,08	34	32	22	2	10	38,64	36,36	25,00
Karpniki KT-1	1951.8-1951.9	3,18	3,15	3,21	0,06	32	30	10	2	26	44,44	41,67	13,89
wartość średnia		2,56	2,51	2,62	0,11	34,67	32,92	19,50	6,75	6,00	39,91	37,88	22,21
odchylenie standardowe		0,33	0,34	0,31	0,06	2,23	2,02	4,25	2,73	6,66	3,02	2,57	3,96

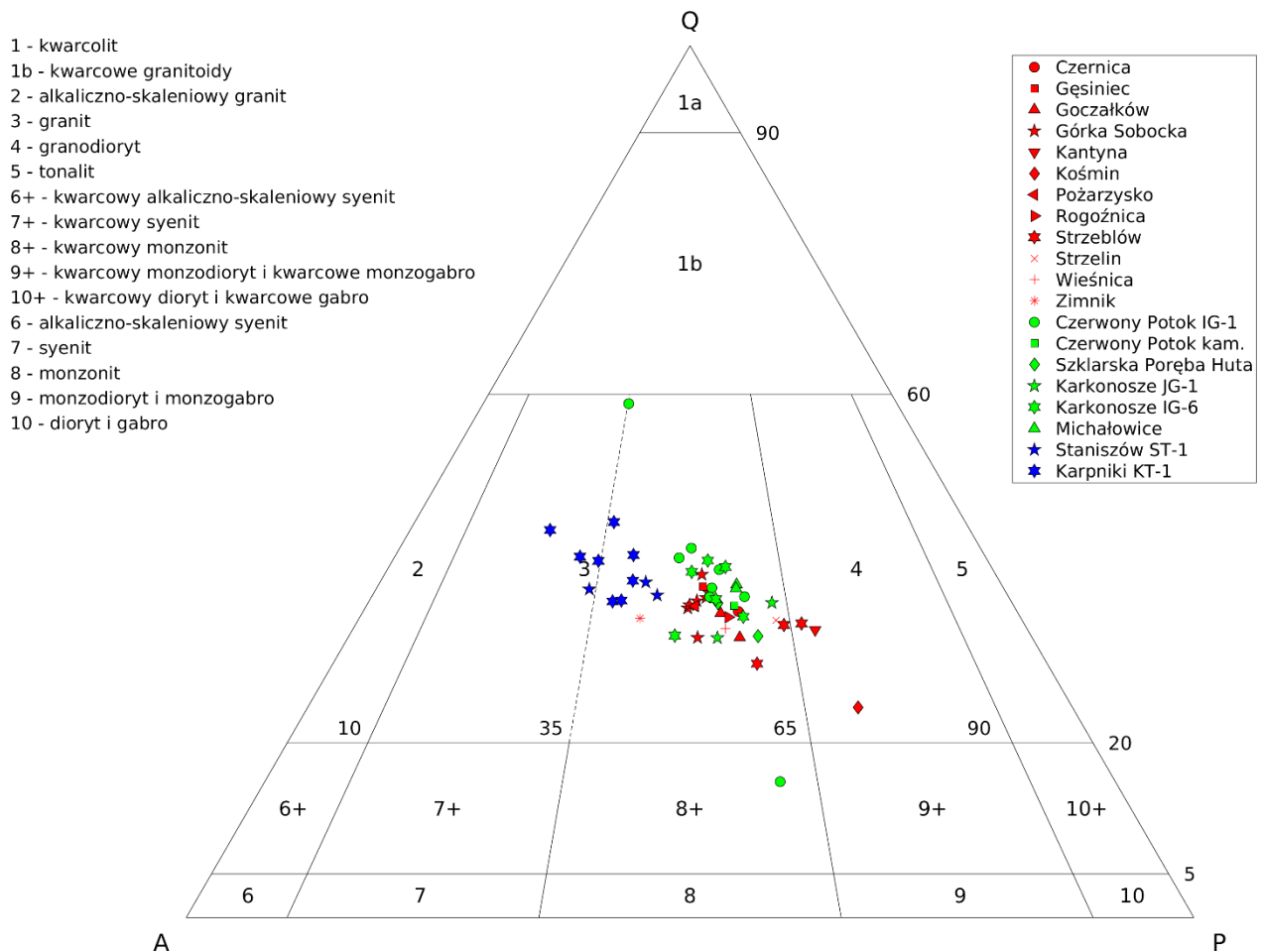
Trzeci zestaw danych obejmuje wyniki pomiarów przewodności cieplnej oraz analiz modalnego składu mineralnego dla 12 próbek granitów pochodzących z otworów Staniszów ST-1 oraz Karpniki KT-1 (Łukaczyński i Polaczek, 2014a i b). Pomimo tego, że otwory te zostały wykonane w granicie karkonoskim, pula tych pomiarów została potraktowana odrębnie ze względu na oznaczenia modalne a nie normatywne składu mineralnego oraz inną metodę pomiaru przewodności cieplnej w porównaniu z zestawem II. Większość próbek (9 sztuk) pochodzi z otworu Karpniki KT-1 z głębokości w zakresie od 340 do 1950 m ze skokiem o ok. 200 m. Trzy próbki pochodzą z otworu Staniszów ST-1 z głębokości między ok. 190 a 600 m. W Tabeli 9.7 przedstawione zostały wyniki pomiarów przewodności cieplnej oraz analiz składu mineralnego. Przewodność cieplna została zmierzona metodą niestacjonarną urządzeniem *Heat Transfer Analyzer ISOMET 2104*. Pomiarów wykonywano po wysuszeniu próbek, a temperatura pomiaru nie przekraczała 30 °C. Dokładność pomiaru szacowano na 5 %. Wynik raportowany w klasie  $\lambda_{\text{sr}}$  stanowi średnią z trzech pomiarów. W Tabeli 9.7 podano także zmierzone wartości minimalne  $\lambda_{\text{min}}$  i maksymalne  $\lambda_{\text{max}}$ . Na potrzeby analiz prowadzonych w niniejszym opracowaniu obliczono różnicę między  $\lambda_{\text{max}}$  a  $\lambda_{\text{min}}$  i przyjęto, że stanowi ona odzwierciedlenie błędu pomiaru. Oznaczenia modalnego składu mineralnego oparte były na analizie obrazu mikroskopowego płytek cienkich badanych próbek granitów.

Uśredniona wartość przewodności cieplnej raportowanej w klasie  $\lambda_{\text{sr}}$  dla całej badanej puli pomiarów z otworów Staniszów ST-1 oraz Karpniki KT-1 wynosi 2,56 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, a dla  $\lambda_{\text{min}}$  oraz  $\lambda_{\text{max}}$  jest to odpowiednio 2,51 oraz 2,62 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>, co oznacza, że średnia wartość  $\Delta$  osiąga 0,11 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Uśredniony wynik dla omawianej puli jest bardzo zbliżony do średniej z wyników uzyskanych w warunkach pomiaru na sucho dla zestawu I. Natomiast

standardowe odchylenie wyniosło ok.  $0,33 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  (klasa  $\lambda_{5r}$ ) i jest zauważalnie wyższe w porównaniu z pierwszym zestawem. Po odrzuceniu skrajnych pomiarów (1,82 oraz  $3,18 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla prób z głębokości 343 oraz 1952 m w otworze Karpniki KT-1) wszystkie wyniki mieszczą się w zakresie między 2 a  $3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a standardowe odchylenie w zredukowanej puli spada do poziomu  $0,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  i jest wyraźnie niższe w porównaniu z wcześniej analizowanymi zestawami.

Średnia zawartość kwarcu w badanej puli granitów wyniosła ok. 35% i jest to wynik zbliżony do średniej zawartości normatywnego kwarcu w pierwszym i drugim zestawie. Koncentracja kwarcu w poszczególnych próbach zmieniała się w zakresie od 32 do 39%. Uśredniona zawartość skaleni alkalicznych osiągnęła poziom niemalże 33% i jest to wartość wyraźnie wyższa niż średnie normatywne zawartości ortoklazu we wcześniej analizowanych zestawach, które wyniosły ok. 27%. Tak dużą różnicę można wiązać z problemem właściwego oznaczenia zawartości skaleni sodowo-potasowych w skale na podstawie wyników analizy normatywnej. Zawartość skaleni alkalicznych w badanej puli skał z otworów Staniszów ST-1 oraz Karpniki KT-1 zmieniała się w zakresie między 30 a 36%. Udział objętościowy plagioklazów w budowie analizowanych granitów zmieniał się od 10 do 26%, a średnia zawartość plagioklazów wyniosła 19,5%. W porównaniu ze wcześniej oznaczonymi średnimi normatywnymi zawartościami plagioklazów dla pierwszej (35,5%) i drugiej puli (33,1%) jest to wartość zdecydowanie niższa. Niską zawartość plagioklazów w zestawie III można częściowo wiązać z przypisaniem bogatych w albit plagioklazów do skaleni alkalicznych. Z drugiej strony zwraca uwagę wysoka zawartość biotyty oraz minerałów klasyfikowanych w kategorii „inne”. Zawartość modalna biotyty zmienia się w zakresie od 2 do 10%, a średnia wyniosła niemalże 7%, co jest wynikiem zdecydowanie wyższym w porównaniu z wynikami analiz normatywnych wykonanych dla pierwszego i drugiego zestawu granitoidów. Zawartość „minerałów innych” mieściła się w zakresie od 1 do aż 26%, przy średniej wynoszącej 6%. Po odrzuceniu wyniku skrajnego o wartość 26% otrzymanego dla próbki z głębokości 1952 m z otworu Karpniki KT-1, która jednocześnie charakteryzowała się wyjątkowo wysoką wartością przewodności cieplnej, zakres zmienności minerałów innych redukuje się do między 1 a 10%, a wartość średnia spada do poziomu 4,2%. Ze względu na brak oznaczenia chemizmu skały dla tych prób niestety nie ma możliwości porównania składu normatywnego z modalnym. Warto zwrócić też uwagę, że w składzie modalnym próby z otworu Karpniki KT-1 z głębokości 342 m, charakteryzującej się anomalnie niskim poziomem przewodności cieplnej ( $1,82 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), stwierdzono dość wysoką zawartość biotyty, a niską plagioklazów, ale podobne składy modalne oznaczono w przypadku dwóch innych prób, których przewodność cieplna mieściła się w typowym zakresie między  $2,5$  a  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Uśredniona wartość parametru Q dla zestawu III wyniosła 39,9%, co jest wynikiem nieco wyższym w porównaniu z wcześniej analizowanymi pulami granitoidów. Z kolei średnia wartość parametru A wyniosła 37,9% i jest to wynik zdecydowanie wyższy od otrzymanych wcześniej. W efekcie średnia wartość parametru P, wynosząca 22,2%, jest wyraźnie niższa od średnich uzyskanych dla pierwszego i drugiego zakresu. Odchylenia standardowe wartości parametrów Q, A i P dla całej analizowanej próby były dość niskie i nie przekroczyły 4%. Na diagramie QAP próby z zestawu III lokują się centralnej części pola granitów, na granicy między syeno- i monzogranitami.

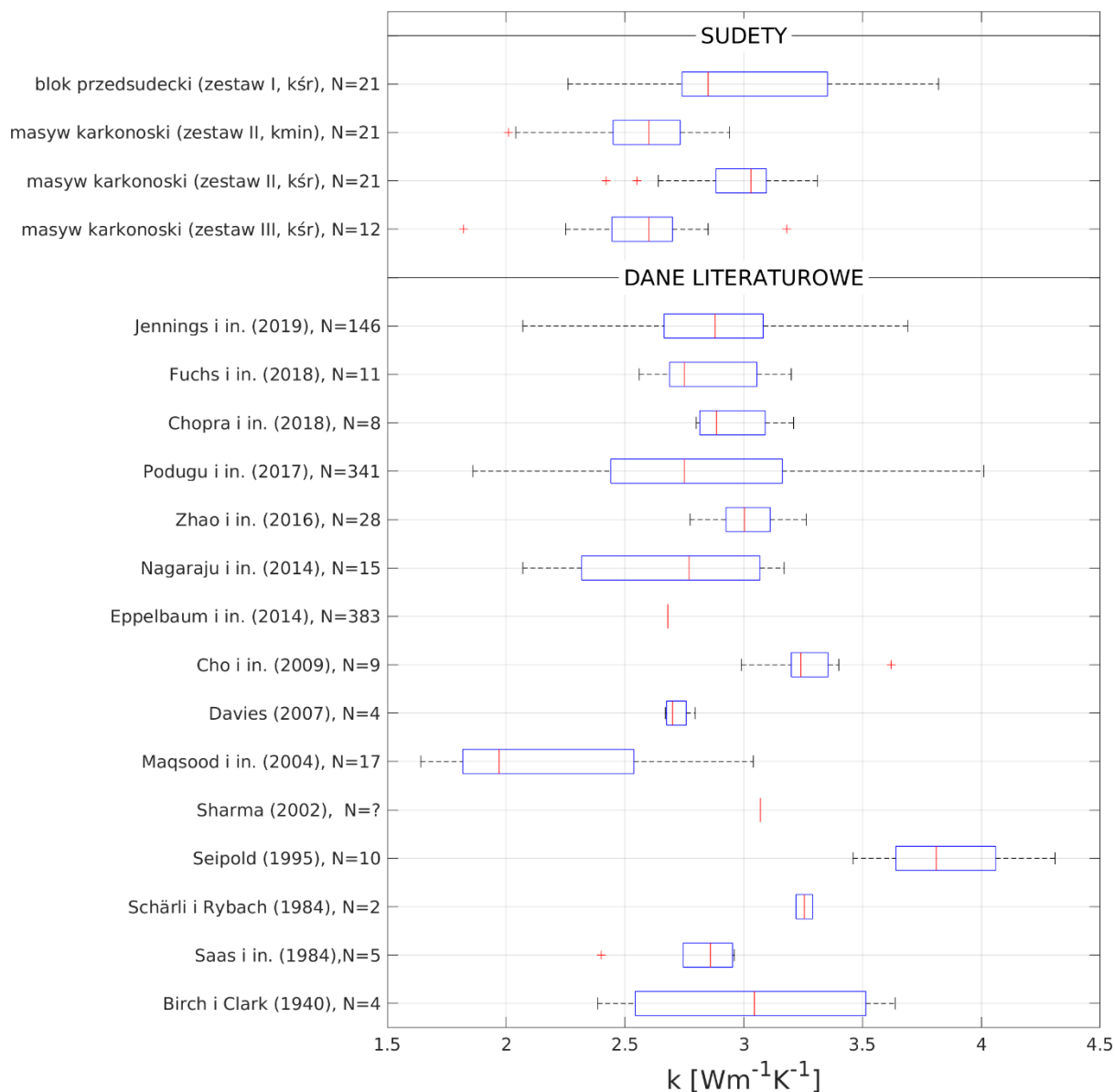


**Figura 9.22** Klasyfikacja analizowanych próbek skalnych na diagramie QAP dla skał plutonicznych. Klasyfikacja przeprowadzona w oparciu o skał normatywny dla granitoidów z bloku przedsudeckiego (zestaw I; symbole czerwone; N=21) i granitoidów z masywu karkonoskiego (zestaw II; symbole zielone; N=21) oraz w oparciu o skład modalny dla próbek granitoidów karkonoskich z otworów Staniszków ST-1 oraz Karpniki KT-1 (zestaw III; symbole niebieskie; N=12).

Figura 9.22 przedstawia położenie analizowanych prób na diagramie klasyfikacyjnym QAP dla skał plutonicznych. Zdecydowana większość prób lokuje się w polu granitów, przeważnie w obrębie podgrupy monzogranitów. W polu granodiorytów znalazły się 3 próby z puli granitoidów z bloku przedsudeckiego: wyraźnie odbiegająca od średniego składu w zestawie próba z Kośmina oraz próby ze Strzeblowa i z kamieniołomu Kantyna k. Sobótki. Jedna z prób z otworu Czerwony Potok IG-1 lokuje się w polu kwarcowych monzonitów, a inna z kolei jest na granicy między polem granitów a kwarcowych granitoidów. Nie można wykluczyć, że są to skały o charakterze żyłowym. Próba z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta opisana jako aplit nie odbiega swoim normatywnym składem mineralnym od pozostałych skał w badanej puli granitoidów karkonoskich. Pomijając wspomniane już wyjątki rozrzut położenia na diagramie QAP dla prób pochodzących z zestawów I i II jest bardzo do siebie zbliżony. Natomiast próby z zestawu III są wyraźnie przesunięte w stronę pola syenogranitów. Efekt ten jest zapewne związany z omawianymi wcześniej trudnościami podczas rekonstrukcji składu skalenii w toku normatywnego oznaczania składu mineralnego



skaf. Niemniej jednak można stwierdzić, że analizowane próbki granitoidów stanowią pod względem petrograficznym dość zwartą grupę .



**Figura 9.23** Przewodność cieplna badanych granitoidów sudeckich na tle kompilacji przewodności cieplnej granitów. Czerwona pionowa linia oznacza medianę pomiarów w danym zbiorze, a szerokość niebieskiego prostokąta odpowiada dolnemu i górnemu kwartyłowi. Przerwaną czarną linią oznaczono pełen zakres zmienności przewodności cieplnej, a czerwone krzyżyki oznaczają pomiary uznane za obserwacje odstające.

Figura 9.23 przedstawia porównanie zakresu zmienności przewodności cieplnej badanych granitoidów sudeckich z wartościami raportowanymi w literaturze dla granitów. Zgodnie z wcześniejszymi obserwacjami przewodność cieplna raportowana w klasie  $\lambda_{sr}$  dla zestawu II (pomiary na sucho) jest zaskakująco wysoka w porównaniu z innymi zestawami pomiarów, w tym mierzonymi na mokro. Z kolei pomiary dla zestawu III są dość niskie, chociaż mieszają się w zakresie raportowanej zmienności przewodności cieplnej granitów. Zestaw I charakteryzuje się największą zmiennością spośród trzech badanych zestawu granitoidów sudeckich, a także dość wysoką wartością maksymalną, które jednak mieści się w obrębie raportowanych zakresów zmienności przewodności cieplnej granitów.

### 9.5.2. Empiryczny model zależności przewodności cieplnej od chemizmu skały

W pierwszym etapie analizy zastosowano podejście empiryczne i poszukiwano zależności między przewodnością cieplną a chemizmem skały z użyciem metody wielowymiarowej regresji liniowej. W modelach bazowano na zestawie 7 podstawowych tlenków:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$ , których sumaryczny udział w składzie chemicznym skały był zbliżony do 100%. W przypadku pierwszego (granitoidy z bloku przedsudeckiego) i trzeciego (granitoidy z otworów Staniszków ST-1 oraz Karpniki KT-1) zestawu danych podczas analiz korzystano z przewodności cieplnej raportowanej w klasie  $\lambda_{\text{sr}}$  (wartości średnie), natomiast różnica między  $\lambda_{\text{max}}$  i  $\lambda_{\text{min}}$  posłużyła do oszacowania rozmiaru błędu dla poszczególnych oznaczeń. Szacowany błąd pomiarowy został użyty przy konstruowaniu wag w ważonym wariancie regresji liniowej. W przypadku zestawu drugiego II (granitoidy karkonoskie) przeprowadzono wariantowe analizy używając każdej z klas pomiarowych (minimalnej, średniej i maksymalnej). W zestawie I preferowano pomiary przeprowadzone w warunkach wysycenia próbek wodą.

Analizy prowadzono z wykorzystaniem średnich: arytmetycznej, geometrycznej, harmonicznej oraz z pierwiastków (Jennings i in., 2019):

$$\begin{aligned}\lambda_{fit} &= \sum \varphi_i \lambda_i \\ \lambda_{fit}^{-1} &= \sum \varphi_i \lambda_i^{-1} \\ \ln(\lambda_{fit}) &= \sum \varphi_i \ln(\lambda_i) \\ \sqrt{\lambda_{fit}} &= \sum \varphi_i \sqrt{\lambda_i}\end{aligned}$$

gdzie  $\varphi_i$  oznacza ułamek zawartości wagowe tlenków, a  $\lambda_i$  to poszukiwane w toku regresji efektywne parametry przewodności cieplnej, która mogą być powiązane z uwzględnionymi w analizie tlenkami. Parametry  $\lambda_i$  otrzymywane są poprzez minimalizowanie odstępstwa między modelowanymi  $\lambda_{fit}$  i obserwowanymi  $\lambda_{lab}$  wartościami przewodności cieplnej. W tym celu używana jest metoda najmniejszych kwadratów, a minimalizowanymi wielkościami dla poszczególnych średnich są

$$\begin{aligned}&\sum (\lambda_{fit} - \lambda_{lab})^2 \\ &\sum (\lambda_{fit}^{-1} - \lambda_{lab}^{-1})^2 \\ &\sum (\ln(\lambda_{fit}) - \ln(\lambda_{lab}))^2 \\ &\sum (\sqrt{\lambda_{fit}} - \sqrt{\lambda_{lab}})^2\end{aligned}$$

gdzie sumowanie zachodzi po liczbie próbek w analizowanej puli. Przyjęcie powyższych, sprzężonych z poszczególnymi średnimi, miar poddanych optymalizacji pozwala na zastosowanie liniowej metody regresji. Wariantowo prowadzono także analizy dla składu chemicznego skały zredukowanego względem średniej z całego analizowanego zestawu próbek. W tym sformułowaniu dopuszczono użycie średnich z wyrazem wolnym, co

oznaczało wprowadzenie dodatkowego stopnia swobody. Dla przykładu zmodyfikowana średnia arytmetyczna przyjmowała postać

$$\lambda_{fit} = \lambda_0 + \sum \bar{\varphi}_i \lambda_i$$

gdzie  $\bar{\varphi}_i$  oznacza zredukowane względem wartości średniej w analizowanej puli zawartości wagowe tlenków, a parametr  $\lambda_0$  może być utożsamiony z wypadkową przewodnością cieplną ośrodka o składzie chemicznym odpowiadającym składowi średniemu.

Do opisu poziomu dopasowania przewidywań modelu do danych pomiarowych stosowano dwa parametry. Współczynnik R-kwadrat (współczynnik determinacji) jest zdefiniowany następująco

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (\lambda_{fit} - \lambda_{lab})^2}{\sum (\lambda_{lab} - \bar{\lambda}_{lab})^2}$$

W tym wyrażeniu sumowanie zachodzi po zbiorze badanych prób, a  $\bar{\lambda}_{lab}$  oznacza średnią z pomiarów. W przypadku regresji liniowej uwzględniającej wyraz wolny współczynnik determinacji podniesiony do kwadratu jest równy współczynnikowi korelacji Pearsona. Dodatkowo do oceny stopnia dopasowania modeli używano także błędu średniokwadratowego (ang. *root mean square error*, RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (\lambda_{fit} - \lambda_{lab})^2}{n}}$$

gdzie  $n$  oznacza liczbę badanych prób. Podczas modelowania analizowano także przedziały ufności wyznaczenia współczynników regresji (poziom ufności 95%), co odpowiada poziomowi dokładności oznaczenia efektywnych przewodności cieplnych składników uwzględnionych w systemie.

Prowadzono także analizy bazujące na metodzie ważonej regresji liniowej. Przykładowo w przypadku średniej arytmetycznej minimalizowane jest wyrażenie

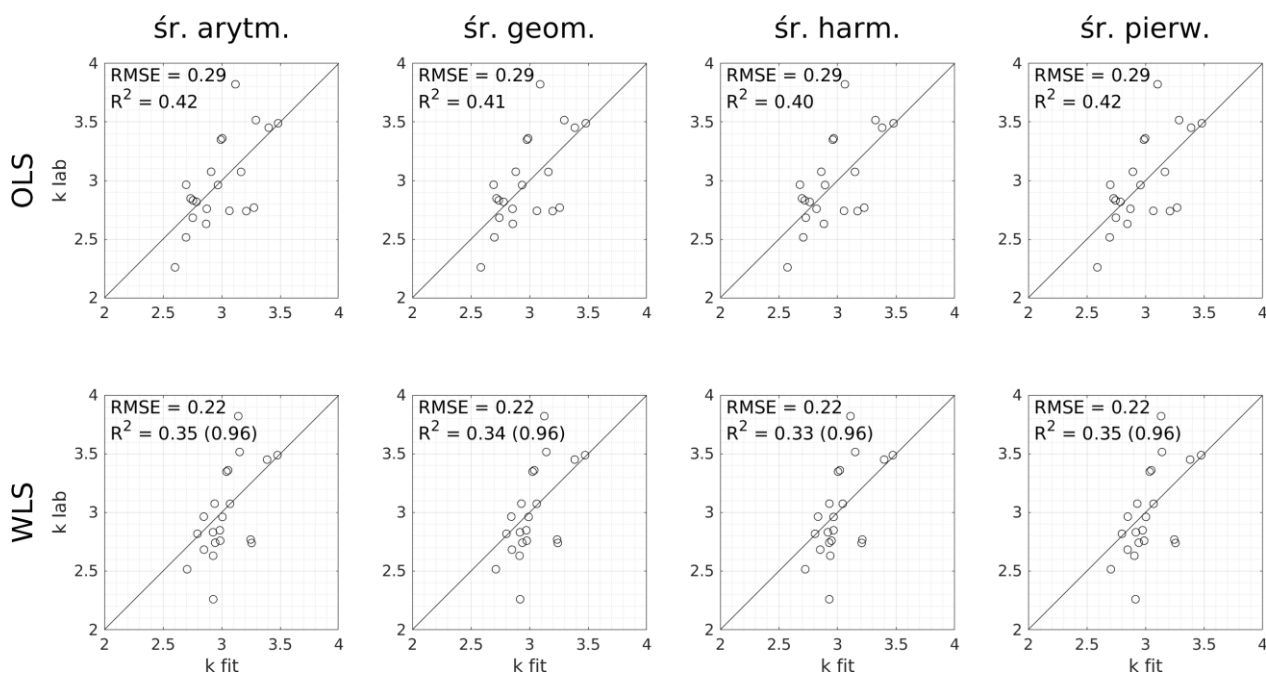
$$\sum w_i (k_{fit} - k_{lab})^2$$

gdzie  $w_i$  oznacza wagi związane z poszczególnymi pomiarami. Dla wariantu ważonej regresji używano odpowiednio zmodyfikowanych parametrów R-kwadrat i błędu średniokwadratowego, a także przedziałów ufności. W szczególności dla ważonego R-kwadrat używano wariantu konserwatywnego

$$R^2 = 1 - \frac{\sum w_i (\lambda_{fit} - \lambda_{lab})^2}{\left( \sum w_i \lambda_{lab}^2 - \frac{1}{N} \left( \sum w_i \lambda_{lab} \right)^2 \right)}$$

oraz silnie ważonego

$$R^2 = 1 - \frac{\sum w_i (\lambda_{fit} - \lambda_{lab})^2}{\left( \sum w_i \lambda_{lab}^2 - \frac{1}{N} \left( \sum \sqrt{w_i} \lambda_{lab} \right)^2 \right)}$$



**Figura 9.24** Modele standardowej (górny rząd; OLS) oraz ważonej (dolny rząd; WLS) regresji liniowej przewodności cieplnej (pomiar w warunkach wysycenia próbek wodą) granitoidów bloku przedsudeckiego (zestaw I) względem zawartości wagowej 7 głównych tlenków  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$ . Na osi rzędnej wykresów odłożono przewodność cieplną wyznaczoną w modelu ( $\lambda_{\text{fit}}$ ), a na osi odciętych przewodność zmierzona w laboratorium ( $\lambda_{\text{lab}}$ ). Przewodność cieplna wyrażona jest w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Pokazano wyniki dla czterech wariantów uśredniania. Na wykresach podano wartości parametru R-kwadrat oraz błędu średniokwadratowego.

Na Figurze 9.24 przedstawiono modele regresji liniowej przewodności cieplnej granitoidów bloku przedsudeckiego ( $N=21$ ) względem zawartości wagowej podstawowych siedmiu tlenków. Modele bazowały na uśrednionej z trzech profili przewodności średniej  $\lambda_{\text{sr}}$ . Górny rząd wykresów przedstawia wyniki otrzymane w modelu standardowej regresji liniowej. We wszystkich wariantach uśredniania efektywnej przewodności powiązanej z tlenkami (średnia arytmetyczna, geometryczna, harmoniczna oraz z pierwiastków) uzyskane wartości współczynnika R-kwadrat mieściły się w zakresie 0,40-0,42. W efekcie wyniki te nie pozwalają na wskazania preferowanego rodzaju uśrednianiu elementarnych przewodności poszczególnych tlenków. W przypadku zestawu 7 bazowych tlenków nie zaobserwowano istotnego wpływu użycia zredukowanego składu chemicznego i dodatkowego stopnia swobody (wyrazu wolnego) na otrzymywaną wartość parametru stopnia dopasowania R-kwadrat. Przeprowadzone modelowania wskazują na obecność powiązania między przewidywaniami modelu a pomiarami laboratoryjnymi o współczynniku korelacji na poziomie ok. 0,65 ( $=\sqrt{0,42}$ ). Błąd średniokwadratowy wynosił  $0,29 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  i jest to wartość zbliżona do raportowanej przez Jennings i in. (2019). Należy jednak podkreślić, że ich kalibracja została opracowana dla znacznie większego i bardziej zróżnicowanego zestawu skał. Biorąc pod uwagę średnią wartość z pomiarów przeprowadzonych na mokro w klasie  $\lambda_{\text{sr}}$ , która wynosiła  $2,98 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , błąd relatywny predykcji w analizowanym modelu regresji osiągnął ok. 9 %. Modele opracowane dla zredukowanego względem średniej chemizmu, które są wzbogacone o dodatkowy stopień swobody w postaci wyrazu wolnego, charakteryzowały się zbliżonymi poziomami korelacji.

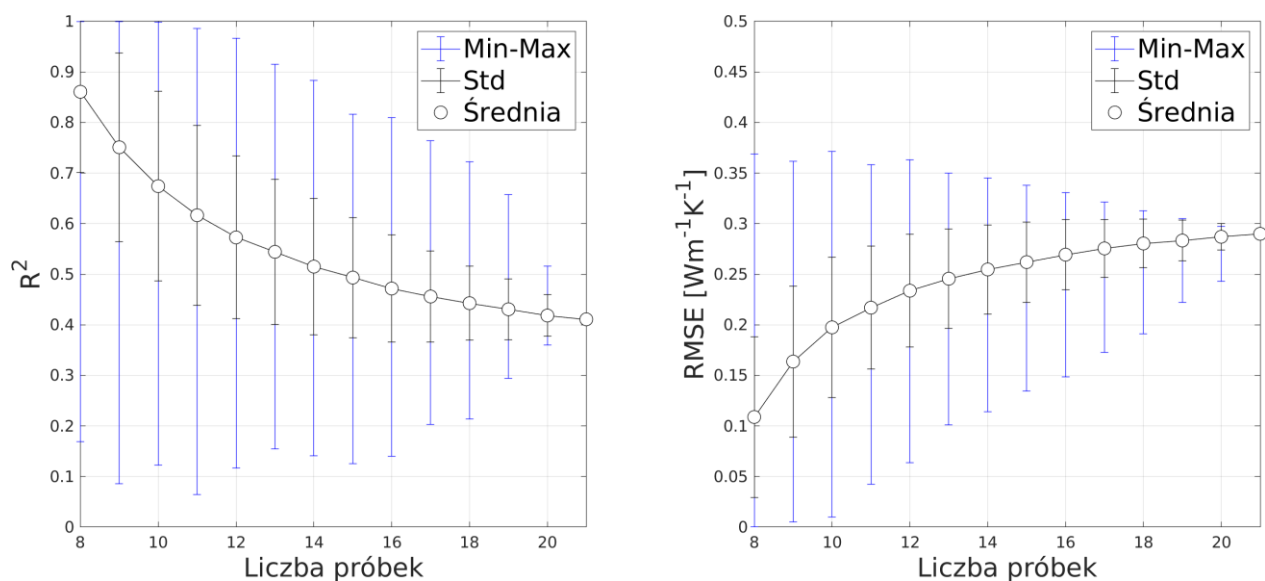
Dolny rząd wykresów na Figurze 9.24 przedstawia wyniki otrzymane w modelu regresji liniowej ważonej. W celu konstrukcji wag zaproponowano następujące wyrażenie

$$w_i = 1/(0,02 + \lambda_{max} - \lambda_{min}) \quad (9.55)$$

gdzie wartości  $\lambda_{max}$  i  $\lambda_{min}$  wyrażone są w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W kolejnym kroku wagi zostały znormalizowane tak aby zapewnić ich sumowanie do wartości odpowiadającej liczbie punktów w analizowanym zestawie ( $N=21$ ). Otrzymane modele charakteryzują się wartościami parametru R-kwadrat na poziomie 0,33-0,35 w wariancie konserwatywnym lub 0,96 w jego wariancie silnie ważonym. Ponownie nie obserwowano przewagi żadnego z użytych modeli uśredniania. Ważony błąd średniokwadratowy wyniósł  $0,22 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

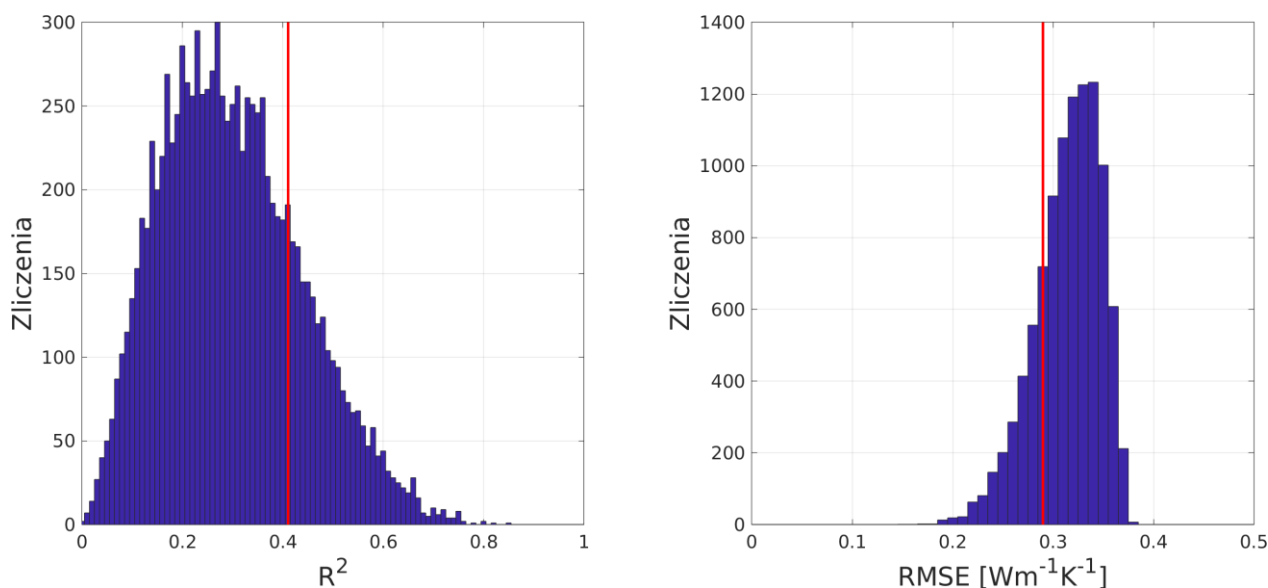
Wyznaczane w toku regresji liniowej efektywne parametry przewodności cieplnej stowarzyszone z poszczególnymi bazowymi tlenkami nie mają bezpośredniej interpretacji i mogą wręcz przyjmować wartości ujemne (Jennings i in., 2019). Przykładowo w modelu bazującym na średniej arytmetycznej dla analizowanego zestawu podstawowych tlenków  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$  otrzymano następującą sekwencję przewodności efektywnych:  $9\pm 7$ ,  $-40\pm 42$ ,  $11\pm 36$ ,  $87\pm 90$ ,  $-29\pm 71$ ,  $63\pm 95$ ,  $-13\pm 52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W modelu regresji ważonej parametry te wyniosły odpowiednio  $8\pm 7$ ,  $-30\pm 41$ ,  $13\pm 30$ ,  $83\pm 85$ ,  $-41\pm 72$ ,  $40\pm 92$ ,  $-9\pm 54 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W modelu dla zredukowanego chemizmu parametry efektywnej przewodności cieplnej wyniosły dla modelu regresji nieważonej:  $2,98\pm 0,17$  (efektywna przewodność związana z wyrazem wolnym),  $7\pm 95$ ,  $-43\pm 97$ ,  $8\pm 109$ ,  $82\pm 206$ ,  $-31\pm 96$ ,  $60\pm 152$ ,  $-16\pm 115 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wartości bezwzględne uzyskanych parametrów są wyraźnie wyższe w porównaniu z raportowanymi przez Jennings i in. (2019). Zwraca też uwagę wysoka niepewności ich oznaczenia, wiążąca się zapewne z niedokładnościami pomiarowymi, których wpływ jest mocno zauważalny ze względu na niewielki rozmiar analizowanej zestawy. W modelu bazującym na zredukowanym składzie chemicznym zwraca uwagę wysoka dokładność wyznaczenia przewodności cieplnej dla ośrodka o uśrednionym składzie, natomiast pozostałe parametry charakteryzują się bardzo wysoką niepewnością.

Już we wstępnej fazie prac pominięte zostały tlenki  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  oraz  $\text{MnO}$ , których wpływ na uzyskiwane wyniki był niewielki. Przy testowych kalibracjach silnie uproszczonych modeli opartych na pojedynczych tlenkach otrzymywano wartości współczynnik determinacji w zakresie między 0,001 dla  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a 0,13 dla  $\text{K}_2\text{O}$  (standardowe modele bez ważenia oparte na średniej geometrycznej). Należy jednak podkreślić, że poziom korelacji obserwowany dla wyodrębnionych, pojedynczych składników nie ma prostego przełożenia na optymalny dobór tlenków w modelach wielokomponentowych. Na przykład wśród modeli opartych na 3 tlenkach zdecydowanym liderem pod względem stopnia dopasowania jest model bazujący na  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  oraz  $\text{Na}_2\text{O}$ , dla którego współczynnik determinacji wynosi 0,36. Biorąc pod uwagę, że dla wszystkich 7 składników osiągał on 0,41, jest to wynik zaskakująco dobry. W tym modelu błąd średniokwadratowy wyniósł  $0,30 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dołożenie czwartego składnika do tak skonstruowanego modelu trójskładnikowe pozwala zwiększyć wartość współczynnika R-kwadrat jedynie do poziomu 0,37-0,38. W przypadku modeli o niewielkiej liczbie składników kluczowe było użycie ich rozszerzonego wariantu, wzbogaconego o wyraz stały. W przeciwnym razie notowano niekiedy bardzo niskie, często ujemne wartości współczynnika determinacji (stosunkowo najlepiej działał w tych przypadkach model średniej harmonicznej). Warto dodać, że w modelach z niską liczbą składników nie obserwowano spadku niepewności wyznaczenia parametrów efektywnej przewodności związanej z analizowanymi tlenkami.



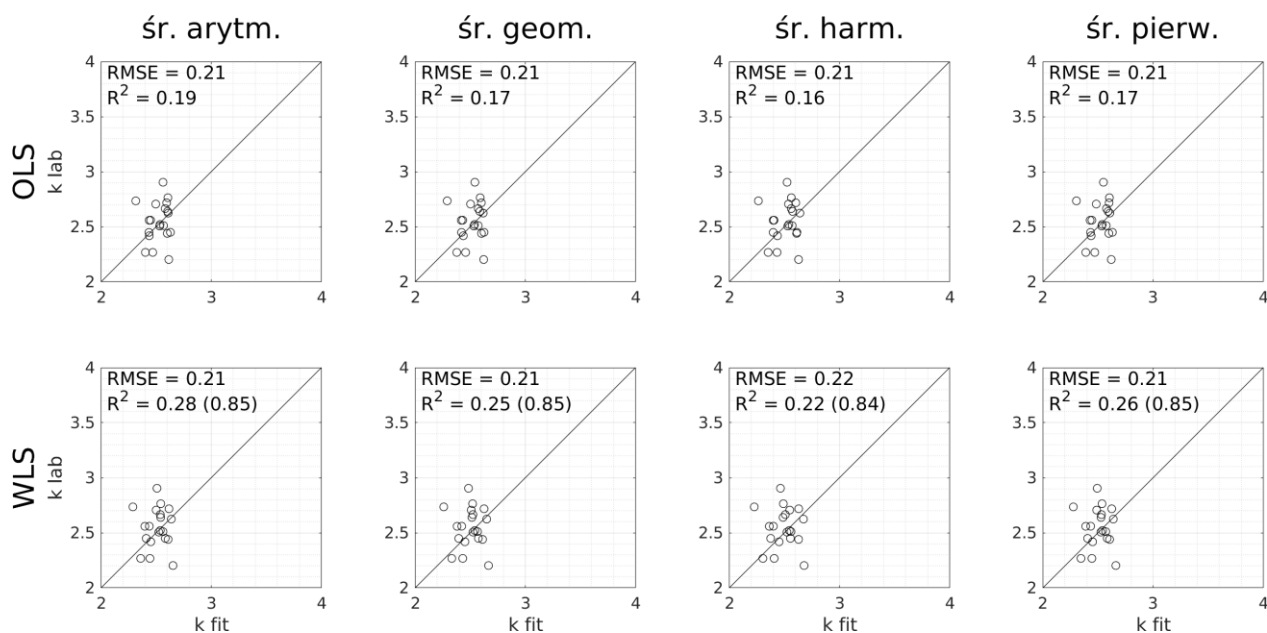
**Figura 9.25** Współczynnik R-kwadrat (wykres po lewej) oraz błąd średniokwadratowy (wykres po prawej) standardowej (nieważonej) regresji liniowej przeprowadzonej dla zredukowanej puli prób. Objasnienia w tekście.

W celu dalszego rozpoznania efektów związanych z niewielkim rozmiarem analizowanej puli skał przeprowadzono symulacje polegające na wielokrotnym losowaniu podgrup próbek i dla tak przygotowanych zestawów o zredukowanej liczności przeprowadzono regresję liniową. Podczas eksperymentu wykonywano kilkadziesiąt tysięcy losowań, które pozwoliły na dobre rozpoznanie wpływu zawężenia analizowanej puli na jakość otrzymanego dopasowania w modelu. Na Figurze 9.25 przedstawiono zależność parametru R-kwadrat oraz błędu średniokwadratowego w funkcji liczby próbek w ich zawężonej grupie. Dla pul modeli o danej liczności oznaczano wartość średnią, standardowe odchylenie oraz wartości minimalne i maksymalne. Użycie dowolnego zestawu prób o liczności równoważnej liczbie składników (7) prowadzi do sztucznego, idealnego dopasowania, dającego w efekcie  $R^2=1$  oraz  $RMSE=0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Oczywiście tego typu kalibracja w ogólności nie przedstawia sobą dużej wartości ze względu na dużą podatność na błędy pomiarowe. Wraz ze zwiększaniem liczby prób w analizowanych pulach następuje spadek parametru R-kwadrat i wzrost błędu średniokwadratowego. Warto zwrócić uwagę, że ekstrapolacja spadku współczynnika determinacji ze wzrostem liczności puli może wskazywać na to, że dla bardzo licznego zestawu o podobnych własnościach statystycznych powinien on osiągnąć wartość graniczną w zakresie między 0,35 a 0,4. Podobnie w przypadku błędu średniokwadratowego można oczekiwać, że nie powinien on przekroczyć wartości ok.  $0,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Zwracają uwagę dość szerokie zakresy wartości osiągnięte przez parametr  $R^2$  dla zawężonych pul o nawet dość znacznej liczności. Przykładowo zredukowanie pierwotnej badanej puli o w sposób szczególnie wyselekcjonowane 3 prób pozwoliłoby na zwiększenie parametru  $R^2$  do poziomu powyżej 0,7.



**Figura 9.26** Histogramy zliczeń parametrów R-kwadrat oraz RMSE w symulacji polegającej na wielokrotnym permutowaniu całej badanej puli w zestawie I (N=21). Użyto bazowego układu 7 tlenków oraz standardowego (nieważonego) modelu regresji liniowej. Dalsze objaśnienia w tekście.

W celu dalszego rozpoznania jakości dopasowania modelu regresji liniowej do analizowanego zestawu danych przeprowadzono eksperyment numeryczny polegający na wyznaczeniu parametrów R-kwadrat oraz RSME dla losowo przemieszanej puli próbek. Eksperyment miał na celu określenie bazowych poziomów  $R^2$  oraz RMSE dla próby losowej o zbliżonych parametrach statystycznych do próby badanej. W toku symulacji poddawano wyniki pomiarów przewodności cieplnej losowej permutacji, a następnie stosowano standardowy model regresji liniowej i zapisywano uzyskane wartości parametrów  $R^2$  oraz RMSE. Po wykonaniu kilkudziesięciu tysięcy losowań przeanalizowano częstość występowania wyników w obrębie niewielkich interwałów mieszających się w zakresie ich globalnej zmienności (Figura 9.26). Otrzymane rozkłady charakteryzowały się dość dużą skośnością. Rozkład  $R^2$  miał charakter rozkładu log-normalnego, natomiast w przypadku RMSE dużo stromsza gałąź występowała po stronie wysokich wartości. Mediana rozkładu w przypadku  $R^2$  lokowała się w pobliżu wartości 0,22-0,23 i była zauważalnie niższa niż współczynnik determinacji wyznaczony dla badanej próby, który wynosił ok. 0,41. Należy jednak podkreślić, że ok. 20-30% modeli w zrandomizowanej próbie charakteryzowało się wyższym współczynnikiem R-kwadrat, przy czym maksymalna zaobserwowana wartość wyniosła ponad 0,80. W przypadku parametru RMSE wartość zmierzona dla analizowanej próby (ok.  $0,30 Wm^{-1}K^{-1}$ ) była nieco niższa niż mediana w zrandomizowanej próbie, a najniższa osiągnięta wartość wyniosła poniżej  $0,20 Wm^{-1}K^{-1}$ . Przedstawione wykresy obrazują dość niską jakość dopasowania w analizowanych modelach regresji dla zestawu I i podobnie jak omawiane wcześniej wyniki, a w szczególności wysoki poziom niepewności wyznaczenia współczynników, mogą wskazywać na problemy ze spójnością pomiarów w obrębie tego niewielkiego zestawu danych.

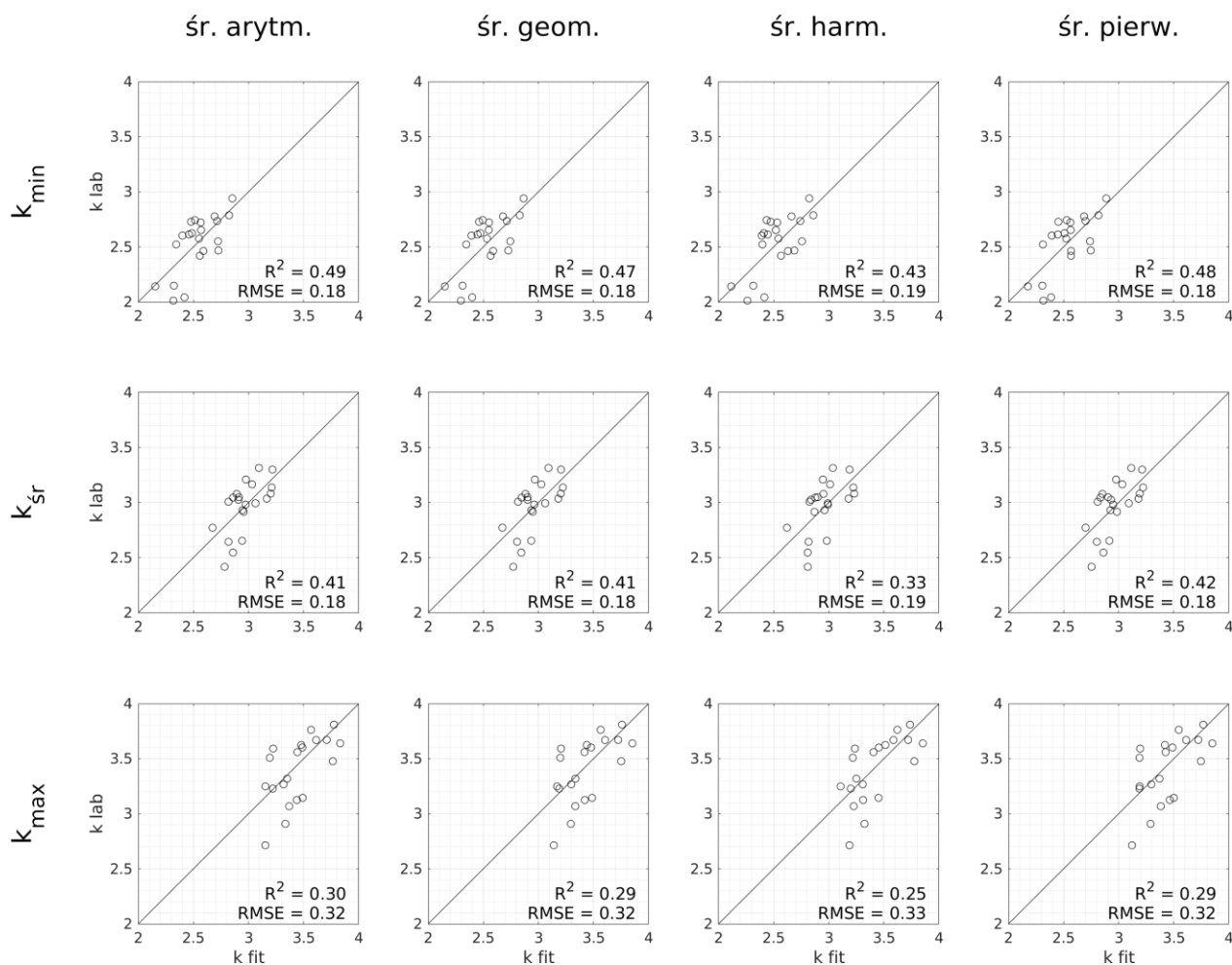


**Figura 9.27** Modele regresji liniowej przewodności cieplnej granitoidów bloku przedsudeckiego (zestaw I) zmierzonej w warunkach suchych. Pozostały opis jak w Figura 9.24.

Na Figurze 9.27 raportowane są wyniki regresji liniowej zmierzonej na sucho przewodności cieplnej granitoidów bloku przedsudeckiego względem zawartości wagowych podstawowego zestawu 7 tlenków. Modele te charakteryzowały się znacznie niższymi wartościami współczynnika R-kwadrat, który mieścił się w zakresie od 0,16-0,19. Na wykresach znajduje to odzwierciedlenie w dość chaotycznym rozkładzie punktów w obrębie wydłużone w kierunku pionowym eliptycznego pola. Przy tak niskim poziomie korelacji zdolność tych modeli do uchwycenia zmienności przewodności cieplnej z chemizmem skały należy uznać za znikomą. Niewiele wyższe wartości współczynnika determinacji zaobserwowano w przypadku modeli ważonej regresji liniowej i w wariancie konserwatywny wyniósł on między 0,22 a 0,28.

Wyniki pomiarów na sucho były wyraźnie niższe w porównaniu z pomiarami wykonywanymi na mokro. Średnia wartości  $\lambda_{\text{sr}}$  dla całej puli wyniosła  $2,51 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , podczas gdy dla pomiarów wykonywanych w warunkach wysycenia płynami było to  $2,98 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , czyli o ok. 20% więcej. Wyraźnie większy był też rozrzut wyników pomiarów wykonywanych w warunkach wysycenia przestrzeni porowej próbki wodą –standardowe odchylenie wynosiło tutaj ok.  $0,38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a w przypadku pomiarów przeprowadzanych na próbkach suchych kształtowało się ono na poziomie ok.  $0,22 - 0,24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Może to wskazywać na istotny wpływ mikroszczelin na pomiar wykonywany w warunkach suchych, co istotnie zaburza obraz zależności przewodności cieplnej od składu chemicznego. W przypadku modelowania regresji dla pomiarów na sucho, pomimo słabego poziomu korelacji między modelem a obserwacjami, otrzymywano dość niską wartość błędu średniokwadratowego, która wynosiła ok.  $0,21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Ma to związek z tym, że w porównaniu z pomiarami na mokro wartości przewodności cieplnej mierzone na sucho były dość niskie, a ich rozrzut wyraźnie mniejszy. Wskazuje to na konieczność zachowania ostrożności przy interpretowaniu wskaźników dopasowania modelu. Z kolei, w modelach ważonej regresji dość wysokie wartości współczynnika R-kwadrat w jego silnie ważonym wariancie nie znajdują odzwierciedlenia w wysokim poziomie korelacji między predykcjami modelu a pomiarami laboratoryjnymi.





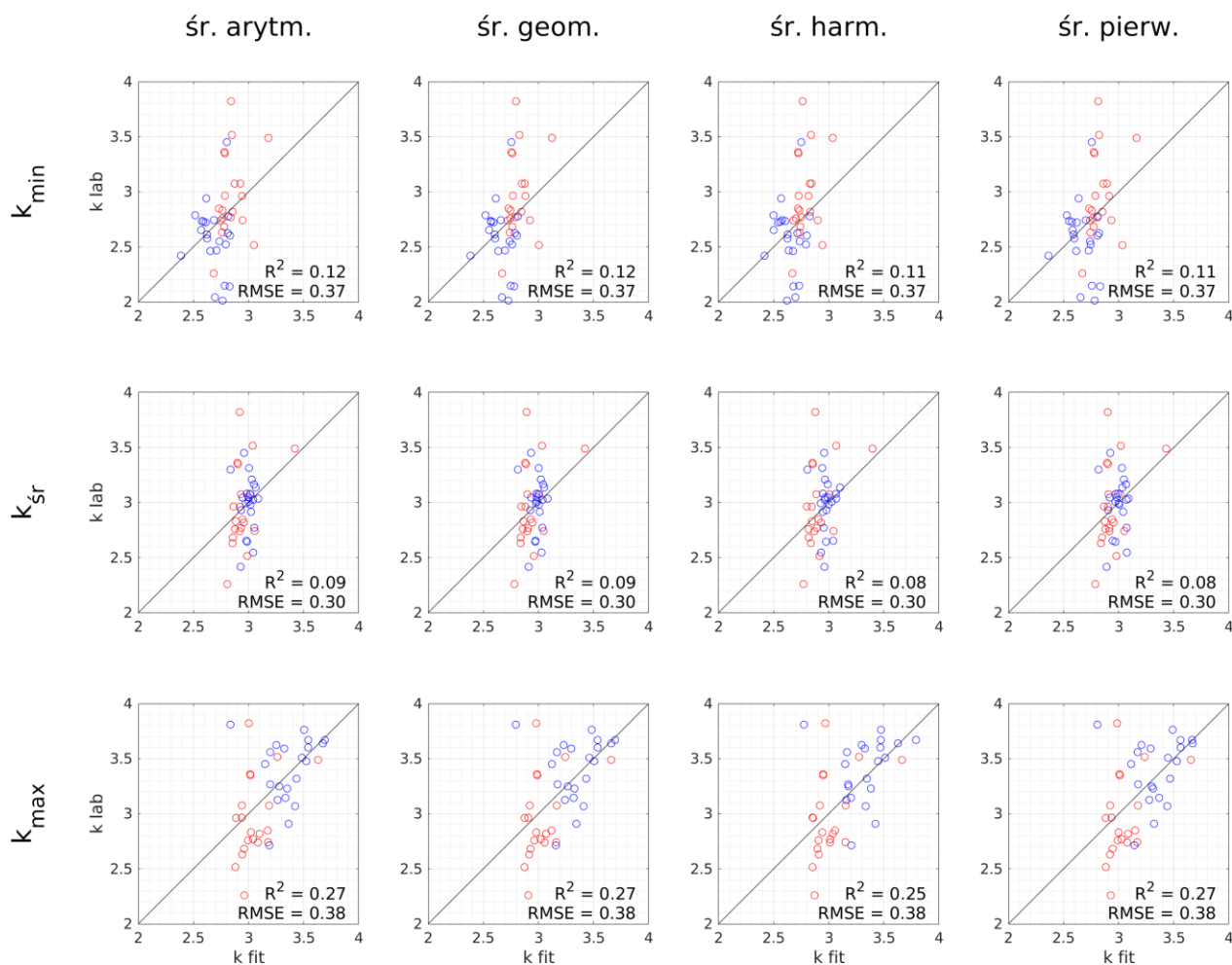
**Figura 9.28** Modele standardowej regresji liniowej przewodności cieplnej (pomiar w warunkach suchych) granitoidów masywu karkonoskiego (zestaw II) względem zawartości wagowej zestawu 7 głównych tlenków  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$ . Pozostałe objaśnienia jak na Figura 9.24.

Figura 9.28 przedstawia wyniki modelowania standardowej (nieważonej) regresji liniowej dla zestawu pomiarów przewodności cieplnej granitoidów karkonoskich ( $N=21$ ) uzyskanych podczas realizacji projektu HDR (Wójcicki i in., 2013). Pomiary te zostały wykonane na próbach suchych. Analizy zostały przeprowadzone niezależnie dla każdej z raportowanych klas pomiarowych  $\lambda_{\min}$ ,  $\lambda_{\text{śr}}$  oraz  $\lambda_{\max}$ . W przypadku maksymalnej raportowanej wartości przewodności cieplnej ( $\lambda_{\max}$ ) otrzymane wartości współczynnika R-kwadrat wynosiły ok. 0,30, a w przypadku modelu bazujących na średniej harmonicznej wynosił on 0,25. Błąd średniokwadratowy osiągnął ok.  $0,33 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co przy średniej wartości  $\lambda_{\max}$  dla całej puli wynoszącej aż  $3,41 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  stanowi ok. 10%. Nieco wyższe wartości współczynnika R-kwadrat zaobserwowano w modelach skalibrowanych dla  $\lambda_{\text{śr}}$ . W przypadku modelu bazującego na średniej harmonicznej wyniósł on ok. 0,33, a w pozostałych wariantach uśredniania było to ok. 0,40, co jest wynikiem zbliżonym do uzyskanego dla pierwszej puli pomiarowej. Błąd średniokwadratowy w modelach opartych na  $\lambda_{\text{śr}}$  wynosił ok.  $0,18 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , przy odchyleniu standardowym dla całej analizowanej puli na poziomie  $0,25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przy średniej wartości przewodności cieplnej w tej klasie pomiarowej wynoszącej  $2,94 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  przekłada się to na średni relatywny błąd predykcji na poziomie ok. 6%. Należy jednak pamiętać, że zmienność pomiarów (standardowe odchylenie) w obrębie analizowanej puli kształtuje się na poziomie 8,5% wartości średniej. Natomiast w przypadku modeli bazujących

na  $\lambda_{\min}$  wyznaczono dość wysoką wartość współczynnika determinacji, sięgającą poziomu 0,47 – 0,49, z wyjątkiem modelu opartego na średniej harmoniczej, dla którego  $R^2=0,43$ . Błąd średniokwadratowy wynosił  $0,18 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , przy wartości średniej i standardowym odchyleniu na poziomach odpowiednio 2,51 oraz  $0,26 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Oznacza to relatywny średni błąd ok. 7,5% przy relatywnej zmienności pomiaru ok. 10%.

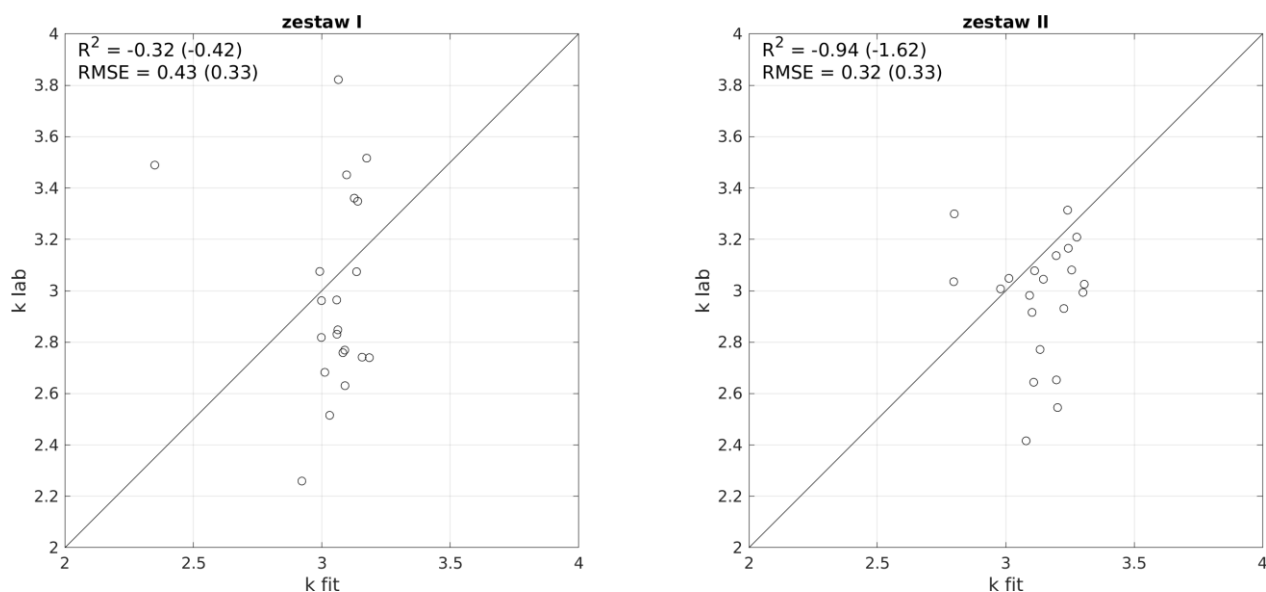
Analiza efektów związanych z liczebnością próby (symulacje analogiczne do przedstawionych na Figura 9.25) pokazała, że w przypadku drugiego zestawu pomiarowego można spodziewać się, że dalsze dołączanie prób mogłoby spowodować spadek obserwowanego poziomu korelacji. Wskazuje to, że analizowany zestaw danych przy poziomie jego wewnętrznej spójności jest zbyt mało liczny do opracowania wiarygodnego modelu empirycznego. Prowadzone analizy pokazały, że usunięcie 3-4 prób z zestawu potrafi zasadniczo zwiększyć poziom dopasowania modelu. Z drugiej strony dodanie pomiaru przeprowadzonego dla próbki granitoidu z Kudowy Zdrój powodowało dość wyraźny spadek współczynnika  $R^2$  we wszystkich klasach pomiarowych. Przy randomizowaniu badanej puli (modelowanie analogiczne do przedstawionego na Figurze 9.26) w przypadku pomiarów w klasie  $\lambda_{\text{sr}}$  zaobserwowano dość zbliżone relacje między wyznaczonymi wartościami  $R^2$  i RSME a ich medianami do tych, które zostały opisane wcześniej dla zestawu I. Natomiast w przypadku pomiarów w klasie  $\lambda_{\min}$  wyznaczone wartości  $R^2$  i RSME były zauważalnie większe względem ich median dla zrandomizowanej puli. Należy jednak zauważyć, że wciąż kilkanaście procent zrandomizowanych modeli charakteryzowało się wyższym poziomem dopasowania, a maksymalne zmierzone wartości współczynnika  $R^2$  przekroczyły 0,80. W klasie pomiarów  $\lambda_{\text{sr}}$  zrekonstruowane efektywne przewodności cieplne stowarzyszone z  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$  wyniosły  $2,7\pm 1,6$ ,  $23\pm 32$ ,  $-35\pm 48$ ,  $43\pm 76$ ,  $-20\pm 57$ ,  $-20\pm 61$  oraz  $-20\pm 53 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Podobnie jak w przypadku pierwszej zestawu pomiarów przedziały ufności wyznaczenia tych parametrów są bardzo szerokie, co uniemożliwia w efekcie ocenę spójności tych oznaczeń pomiędzy analizowanymi próbkami.

Podsumowując analizę regresji liniowej przewodności cieplnej względem chemizmu dla zestawu II, należy ponownie stwierdzić, że ten zestaw danych jest problematyczny ze względu na niejasną definicję klas pomiarowych  $\lambda_{\min}$ ,  $\lambda_{\text{sr}}$  oraz  $\lambda_{\max}$ . Utrudnia to bezpośrednie porównanie między wynikami uzyskanymi dla pierwszego i drugiego zestawu, a także uniemożliwia przeprowadzenie ważonej regresji liniowej. Warto przypomnieć, że średnia wartość  $\lambda_{\min}$  (pomiaru na sucho) dla analizowanej próby granitoidów karkonoskich była na zbliżonym poziomie do pomiarów przeprowadzonych na sucho dla granitoidów bloku przedsudeckiego. W przypadku granitoidów karkonoskich modele regresji liniowej skalibrowane dla  $\lambda_{\min}$  charakteryzowały się najwyższym poziomem korelacji i te kalibracje zdają się być najbardziej obiecujące pod kątem predykcji przewodności cieplnej dla skał z tego obszaru. Zastanawiająca jest zbieżność między średnią wartością w klasie  $\lambda_{\text{sr}}$  dla drugiego zestawu pomiarów, które wykonywane były na sucho, oraz analogiczną średnią wartością w przypadku wykonywanych na mokro pomiarów dla puli granitoidów z bloku przedsudeckiego. Wyjaśnienie dużej rozbieżności między minimalnymi i maksymalnymi wynikami pomiarów dla tej puli próbek mogłoby zasadniczo pomóc w prowadzeniu dalszych analiz.



**Figura 9.29** Modele standardowej regresji liniowej przewodności cieplnej dla połączonej puli granitoidów bloku przedsudeckiego i masywu karkonoskiego (pierwszy i drugi zestaw danych) względem zawartości wagowej 7 głównych tlenków  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$ . Punkty pomiarowe dla próbek z zestawu pierwszego zostały oznaczone na czerwono, a z drugiego na niebiesko. Pozostałe objaśnienia jak w opisie Figura 9.24.

Figura 9.29 pokazuje wyniki modelowania regresji liniowej względem składu chemicznego dla połączonego zestawu pomiarów przewodności granitoidów bloku przedsudeckiego (zestaw I), dla których używano wyłącznie wartości uśrednionych z klasy  $\lambda_{\text{sr}}$ , i masywu karkonoskiego (zestaw II), w przypadku których skorzystano wariantowo z każdej z klas pomiarowych. W żadnym z wariantów analizy współczynnik R-kwadrat nie przekroczył wartości 0,27. W przypadku użycia  $\lambda_{\max}$  w zestawie II uzyskana wartość współczynnika R-kwadrat dla połączonej puli była zbliżona do wartości otrzymanej wcześniej w obrębie samego zestawu II. Natomiast w analizach bazujących na  $\lambda_{\text{sr}}$  i  $\lambda_{\min}$  z drugiego zestawu współczynnik R-kwadrat przyjmował wartości bardzo niskie, wynoszące ok. 0,10. Tak niski poziom korelacji zaobserwowany dla połączonej puli można wiązać z ich zasadniczą niespójnością wynikającą z odmiennej procedury pomiarowej i różnego sposobu raportowania wyników. Generalnie notowano wysokie wartości błędu średniokwadratowego, a w modelach  $\lambda_{\min}$  i  $\lambda_{\max}$  osiągał on aż  $0,38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Należy uznać, że jakość modeli regresji liniowej skonstruowanych dla połączonego zestawu danych jest niska i, w obecnej formie, nie mogą one znaleźć zastosowania w praktyce.



**Figura 9.30** Dopasowanie między przewidywaniami otrzymanymi na podstawie modelu Jennings i in. (2019) a zmierzonymi wartościami przewodności cieplnej skał z zestawu I (lewy wykres) oraz II (prawy wykres). W nawiasach podano wartości  $R^2$  i RMSE w wariancie ważonym. Objasnienia w tekście.

Jennings i in. (2019) zaproponowali model bazujący na średniej geometrycznej ważonej zawartością wagową tlenków  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$  jako preferowaną uniwersalną kalibrację przewodności cieplnej dla całego analizowanego przez nich zestawu kilkuset skał magmowych o silnie zróżnicowanym składzie mineralnym. Cytowani autorzy podali następujące wyrażenie wiążące przewodność cieplną z zawartościami wagowymi tych tlenków (Jennings i in., 2019)

$$\lambda_{eff} = \exp(1,71 \cdot C_{\text{SiO}_2} + 1,018 \cdot C_{\text{MgO}} - 3,652 \cdot C_{\text{Na}_2\text{O}} - 1,791 \cdot C_{\text{K}_2\text{O}}) \quad (9.56)$$

Kalibracja ta została zastosowana do analizowanych zestawów pomiarów przewodności oraz składu chemicznego granitoidów bloku przedsudeckiego oraz karkonoskich (Figura 9.30). Otrzymane wartości parametru R-kwadrat były ujemne, a odchylenie standardowe w przypadku pierwszego zestawu danych wyniosło aż  $0,43 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Użycie parametrów dopasowania ważonych przez szacunki błędów, analogicznie do wcześniejszych analiz w wariancie ważonym, nie spowodowało poprawy jakości dopasowania. Należy jednoznacznie stwierdzić, że model zaproponowany przez Jennings i in. (2019) nie jest w stanie opisać trendów zmienności przewodności cieplnej w obrębie badanej puli skał, a nawet problematyczne jest wychycenie wartości średniej. Dobór zestawu tlenków też nie wydaje się najkorzystniejszy z punktu widzenia analizowanego zestawu skał. Przeprowadzając własną kalibrację współczynników (parametrów efektywnej przewodności cieplnej tlenków) dla tlenków  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  oraz  $\text{K}_2\text{O}$  w zestawie I otrzymano współczynnik R-kwadrat (determinacji) wynoszący 0,21, podczas gdy przy optymalnym doborze zestawu czterech tlenków można dojść do poziomu 0,38. Należy podkreślić, że otrzymane w toku kalibracji wartości współczynników znacząco odbiegały od używanych przez Jennings i in. (2019).

### 9.5.3. Empiryczny model zależności przewodności cieplnej od składu mineralnego skały

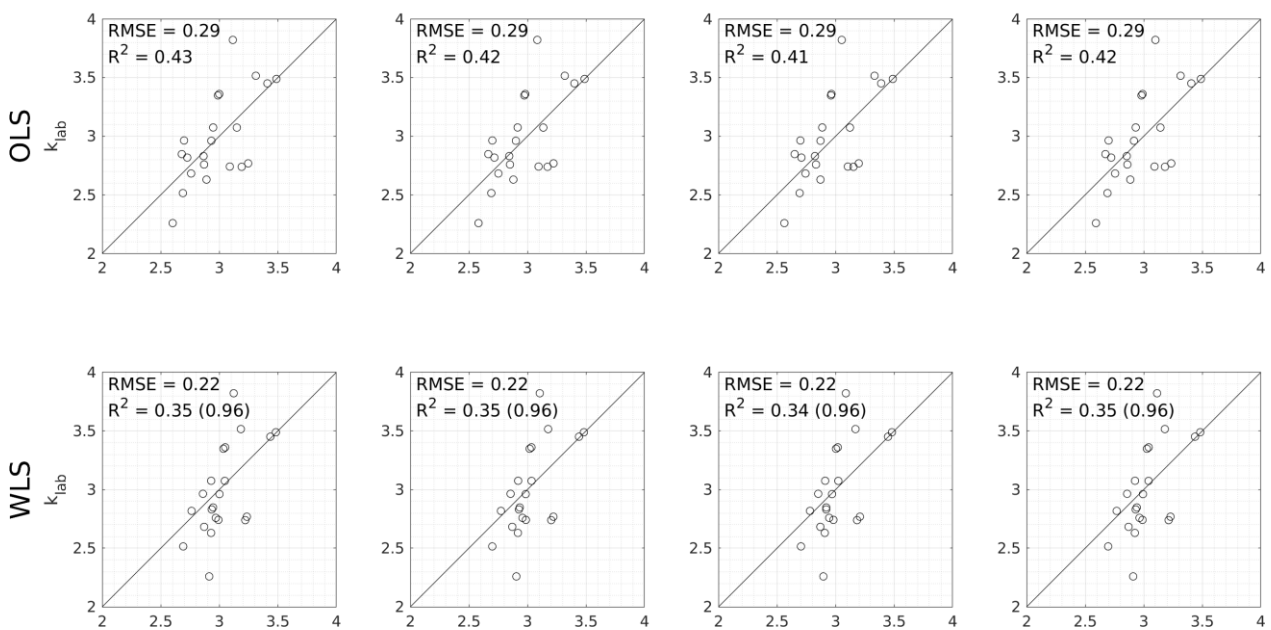
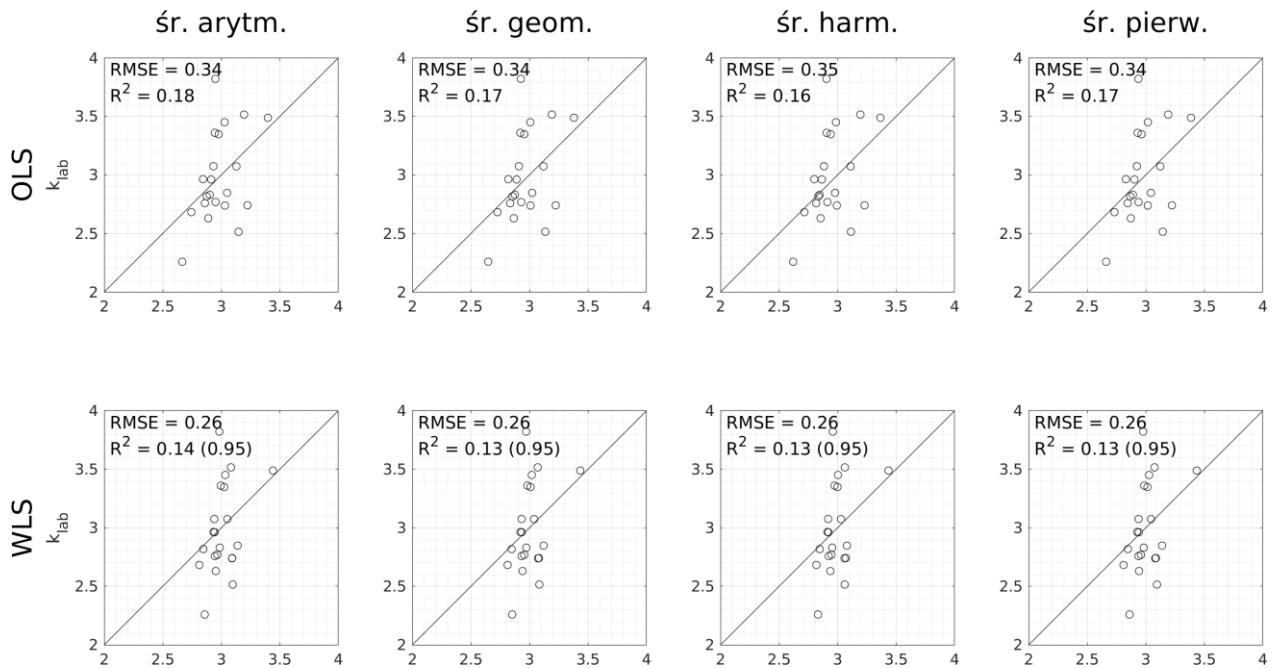


Figura 9.31 Modele standardowej (górny rząd; OLS) oraz ważonej (dolny rząd; WLS) regresji liniowej przewodności cieplnej granitoidów bloku przedsudeckiego (zestaw I) względem zawartości objętościowej 8 faz mineralnych: kwarcu, ortoklazu, albitu, anortytu, korundu, hematytu, biotytu i zbiorczego zestawu „minerałów Innych”. Pozostałe objaśnienia jak w opisie Figura 9.24.

W tej sekcji przedstawione zostaną wyniki modelowania regresji liniowej przewodności cieplnej względem składu mineralnego badanych próbek. W przypadku dwóch pierwszych zestawów danych bazowano na składzie normatywnym, a dla trzeciego dysponowano składem modalny. Użyta metodyka modelowania była analogiczna do zastosowanej w poprzednim rozdziale. W podstawowym zestawie składników znalazły się następujące minerały: kwarc, skałen potasowy, albit, anortyt, biotyt, hematyt, korund oraz zbiorczo minerały inne (ilmenit oraz apatyt).

Figura 9.31 przedstawia stopień dopasowania przewodności cieplnej opisanej modelem liniowej zależności względem normatywnego składu mineralnego dla puli granitoidów bloku przedsudeckiego. Otrzymane wartości współczynnika R-kwadrat, zarówno w modelu standardowym, jak i ważonym praktycznie nie odbiegają od wcześniej uzyskanych wyników w kalibracjach bazujących bezpośrednio na składzie chemicznym. Minimalnie wyższe wartości  $R^2$  można wiązać z tym, że w modelu użyto 8 składników mineralnych, podczas gdy bazowy zestaw tlenków liczył sobie 7 elementów. Otrzymane wartości błędu średniokwadratowego były także bardzo zbliżone do wartości uzyskanych wcześniej.

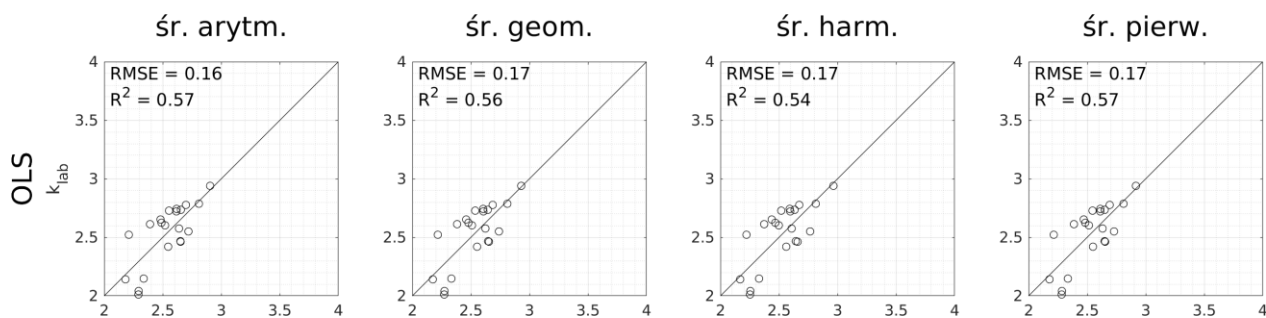
W przypadku ośmiuskładniowego bazowego zestawu minerałów efektywne przewodności cieplne minerałów uzyskiwane w toku modelowania przyjmowały niefizyczne wartości ujemne, charakteryzowały się wysokimi wartościami bezwzględnymi, a do tego wykazywały silne zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi wariantami uśrednień.



**Figura 9.32** Modele standardowej (górny rząd; OLS) oraz ważonej (dolny rząd; WLS) regresji liniowej przewodności cieplnej granitoidów bloku przedsudeckiego (pierwsza pula danych) względem zawartości objętościowej zredukowanej puli 4 mineralów: kwarcu, ortoklaz, plagioklaz i zbiorczego zestawu pozostałych mineralów. Pozostałe objaśnienia jak w opisie Figura 9.24.

W kolejnym kroku przetestowano zachowanie modelu po połączeniu zawartości hematytu i biotyту oraz włączeniu korundu do zbiorczej puli mineralów innych. Dla tak zdefiniowanego sześciokładnikowego układu nie zaobserwowano zasadniczego spadku poziomu dopasowania. W szczególności współczynnik R-kwadrat w przypadku analizy standardowej był wciąż większy od 0,40. Natomiast dalsze rozszerzenie puli mineralów innych (akcesorycznych) poprzez dołączenie hematytu i biotyту powodowało wyraźny spadek współczynnika R-kwadrat do poziomu 0,16-0,18 (Figura 9.32). Połączenie albitu i anortytu i użycie podczas modelowania zbiorczej zawartości plagioklaz nie miało już większego wpływu na poziom dopasowania. Błąd średniokwadratowy RMSE kształtował się na wysokim poziomie  $0,34 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W przypadku tak silnie zredukowanej czteroskładnikowej puli bazowej zastosowanie regresji liniowej uwzględniającej wyraz stały powodował wzrost współczynnika R-kwadrat do poziomu ok. 0,25. Warto przypomnieć, że dla optymalnego, trójskładnikowego modelu opartego na tlenkach otrzymano  $R^2=0,36$ .

W modelach bazujących na zredukowanej, czteroskładnikowej puli mineralów otrzymywano, z wyjątkiem modeli bazującego na uśrednieniu harmonicznym, nieco stabilniejsze wartości parametrów efektywnej przewodności cieplnej poszczególnych składników mineralnych. Przykładowo w modelu ważonej regresji dla uśrednienia arytmetycznego otrzymano  $5,1 \pm 5,7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla kwarcu,  $0,8 \pm 4,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla skalenia potasowego,  $2,3 \pm 2,9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla plagioklazów oraz  $7,1 \pm 6,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla zbiorczo ujętych mineralów akcesorycznych. Efektywne przewodności cieplne tych mineralów odbiegają dość znacznie od wartości mierzonych laboratoryjnie, które jednak mieszczą się w obrębie szerokich przedziałów ufności. Należy wspomnieć, że tak wyznaczone efektywne przewodności cieplne są jednak mocno niestabilne przy przejściu do modeli z dodatkowym stopniem swobody, w których używane są składy mineralne zredukowane względem średniego składu całej analizowanej puli.



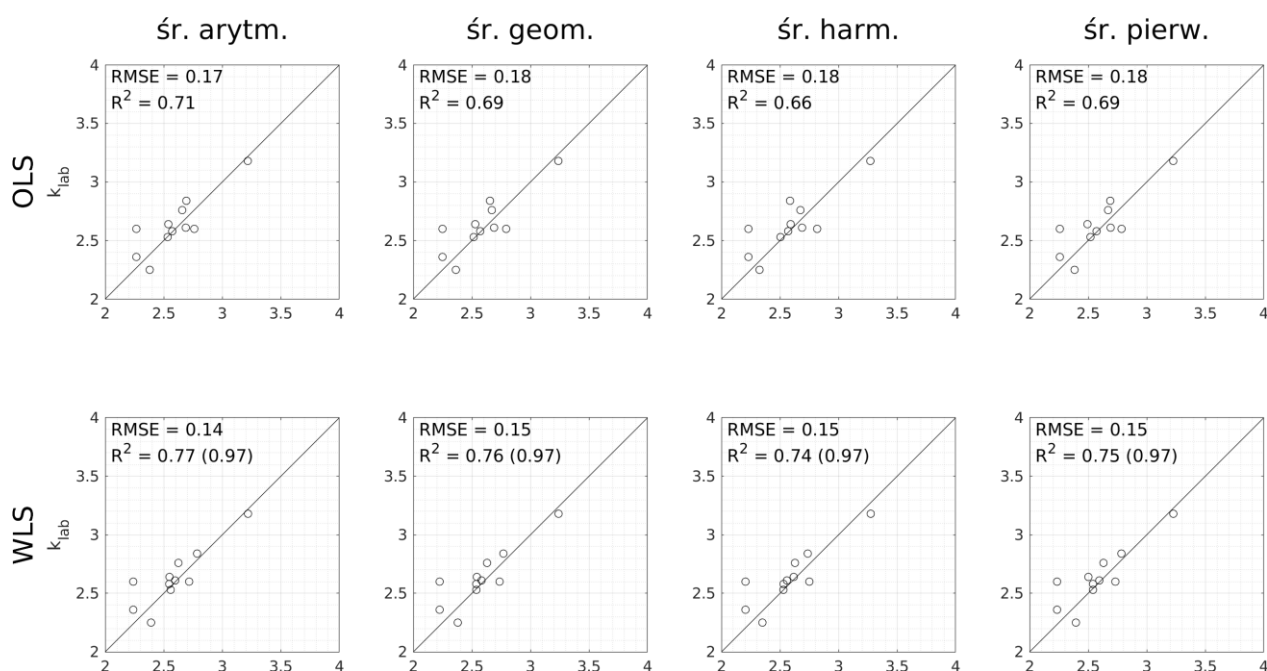
**Figura 9.33** Modele standardowej regresji liniowej przewodności cieplnej  $\lambda_{\min}$  granitoidów masywu karkonoskiego (pierwsza pula danych) względem zawartości objętościowej pełnej puli 8 minerałów. Użyto modelu regresji liniowej z uwzględnieniem wyrazu stałego. Pozostałe objaśnienia jak w opisie Figura 9.24.

Figura 9.33 przedstawia wyniki modelowania regresji liniowej uwzględniającej wyraz stały między przewodnością cieplną w klasie  $\lambda_{\min}$  a składem mineralnym (8 składników mineralnych) dla próbek granitoidów karkonoskich z zestawu II. Otrzymane wartości parametru R-kwadrat są wyraźnie wyższe od tych, które zostały uzyskane w modelu bazującym na składzie chemicznym (7 tlenków) i mieszczą się w zakresie 0,50 – 0,53, co przekłada się na współczynnik korelacji wynoszący 0,71 – 0,73. Z wyższym współczynnikiem  $R^2$  związany jest też nieco niższy błąd średniokwadratowy, wynoszący ok.  $0,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla tej puli danych nie zaobserwowano istotnych różnic w stopniu dopasowania pomiędzy modelami opartymi na różnych sposobach uśredniania. Po wyeliminowaniu dodatkowego stopnia swobody z modelu w postaci wyrazu wolnego wartości parametrów opisujących stopień dopasowania spadły do poziomu zbliżonego od tego, który został uzyskany w modelu bazującym na składzie chemicznym (w tym przypadku uwzględnienie wyrazu stałego w modelu regresji nie prowadziło do lepszego stopnia dopasowania).

W modelu czteroskładnikowym (kwarc, skaień potasowy, plagioklasy, minerały akcesoryczne) współczynnik R-kwadrat spadł do poziomu 0,27, a po wyeliminowaniu z modelu regresji wyrazu wolnego do 0,21. W obydwu modelach błąd średniokwadratowy kształtował się na poziomie ok.  $0,22 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W porównaniu z analogicznym modelem dla pierwszego zestawu danych są to wyniki zauważalnie lepsze.

W modelu bazującym na uśrednieniu geometrycznym ( $R^2=0,30$ ) otrzymano  $2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla kwarcu,  $10 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla skalenia potasowego,  $1,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla plagioklazów oraz  $0,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla zbiorczo ujętych minerałów akcesorycznych. Z wyjątkiem plagioklazów są to wyniki dalece odbiegające od laboratoryjnie wyznaczonych wartości, szczególnie w przypadku skalenia potasowego. Dla innych modeli uśrednienia oraz przy użyciu podejścia opartego na zredukowanych składach chemicznych otrzymywano wyniki zasadniczo różne, w tym także niefizyczne wartości ujemne. W związku z tym należy uznać, że są to wyniki niestabilizowane, m.in. ze względu na zbyt małą liczbę prób w badanej puli.

Modele regresji liniowej względem składu mineralnego dla połączonej puli danych (zestawy I i II) charakteryzowały się niskimi poziomami korelacji i wysokim poziomem błędu średniokwadratowego.



**Figura 9.34** Modele standardowej (górny rząd; OLS) oraz ważonej (dolny rząd; WLS) regresji liniowej przewodności cieplnej granitoidów z otworów Karpniki KT-1 oraz Staniszków ST-1 (zestaw III, N=12) względem modalnej zawartości mineralów: kwarcu, skalenia potasowego, plagioklaz, biotyту oraz mineralów innych. Pozostałe objaśnienia jak w opisie Figura 9.24.

Na Figurze 9.34 przedstawiono wyniki modelowania regresji liniowej przewodności cieplnej względem składu mineralnego próbek granitoidów (N=12) pochodzących z otworów Karpniki KT-1 oraz Staniszków ST-1. Dla badanych próbek wyznaczony został modalny skład mineralny z podziałem na zawartość kwarcu, skalenia potasowego, plagioklazów, biotyту i innych mineralów. W przypadku zestawu III zaobserwowano najwyższe z dotychczasowych wartości parametru R-kwadrat, które w standardowym, nieważonym modelu regresji osiągnął w przypadku uśredniania arytmetycznego wartość 0,71, co odpowiada współczynnikowi korelacji na poziomie sięgającym ok. 0,85. Zaobserwowano niewielkie różnice w poziomie dopasowania pomiędzy modelami opartymi na odmiennych rodzajach uśredniania, a użycie zredukowanego składu mineralnego i dodatkowego stopnia swobody prowadziło do jedynie nieco wyższej wartości współczynnika  $R^2$ . W modelach otrzymano dość niską, wynoszącą  $0,17 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , wartość błędu średniokwadratowego, który po przyrównaniu do wartości średniej z pomiarów w klasie  $\lambda_{sr}$  wynoszącej  $2,56 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  przekłada się na uśredniony relatywny błąd na poziomie ok. 6,5 %. Nieco wyższe wartości współczynnika R-kwadrat zaobserwowano w modelach ważonej regresji, czemu towarzyszył dość niski poziom ważonego błędu średniokwadratowego wynoszący  $0,15 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Należy jednak podkreślić, że obserwowane dobre dopasowanie modelu może być w dużej mierze artefaktem niskiej liczności próby względem liczby stopni swobody (N=12 przy 5 składnikach mineralnych). Niską licznoscią analizowanej puli można także tłumaczyć niestabilne i silnie odbiegające od laboratoryjnych oznaczeń, w tym ujemne, wartości efektywnych przewodności cieplnych mineralów, które wyznaczano w modelu.



#### 9.5.4. Modele fizyczne przewodności cieplnej granitoidów sudeckich

W kolejnym kroku przeprowadzono bezpośrednie wyliczenia efektywnej przewodności cieplnej dla analizowanych zestawów próbek na podstawie oznaczenia ich normatywnego (zestawy I i II) lub modalnego (zestaw III) składu mineralnego. Analizy przeprowadzono korzystając ze schematów: średniej harmoniczej, arytmetycznej, geometrycznej i pierwiastkowej, a także dolnego ( $HS^-$ ) i górnego ( $HS^+$ ) oszacowania granicznego Hashina-Shtrikmana oraz uśrednień średnich arytmetycznej i harmoniczej oraz oszacowań granicznych Hashina-Shtrikmana. Schematy te zostały przedstawione w rozdziale 9.1.4. W normatywnym składzie mineralnym próbek w zestawach I i II uwzględniano kwarc, ortoklaz, albit, anortyt, hematyt, biotyt, korund, apatyt, ilmenit oraz wollastonit. W składzie modalnym próbek pochodzących z zestawu III opisano kwarc, ortoklaz, plagioklaz, biotyt oraz „minerały inne”. Przewodność cieplna minerałów została szczegółowo przedstawiona w rozdziale 9.1.2. W toku modelowania dla kwarcu użyto przewodności cieplnej  $7,69 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  zgodnie z oznaczeniem dla prób proszkowych w temperaturze pokojowej. W przypadku ortoklazu była to wartość  $2,31 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla zestawów I i II zawartości albitu i anortytu zostały zsumowane, a plagioklazowi dla uproszczenia przypisano przewodność cieplną na poziomie  $2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co można uzasadnić domniemanym oligoklazowo-albitowym składem plagioklazu w badanych próbach. W modelowaniu dla hematytu, biotytu i korundu użyto przewodności cieplnej o wartościach równych odpowiednio  $11,27$ ,  $2,02$  oraz  $23,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W zestawach I i II pozostałe minerały (apatyt, ilmenit oraz wollastonit), których łączna zawartość wynosiła średnio  $0,2\%$  w potraktowano zbiorczo i przypisano im dość wysoką wartość przewodności cieplnej na poziomie  $2,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Należy podkreślić, że w tych zestawach wpływ „minerałów innych” na efektywną przewodność cieplną był praktycznie zaniedbywalny. W zestawie III minerały inne stanowiły najczęściej kilka procent składu objętościowego i przypisano im przewodność cieplną na poziomie  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

W wszystkich zestawach najlepsze przewidywania otrzymano korzystając z modelu średniej harmoniczej. W przypadku zestawu I średnia rozbieżność między przewidywaniami a pomiarem ( $\lambda_{sr}$ ) wynosiła jedynie ok.  $-3\%$  (Tabela 9.8). Należy jednak podkreślić, że błąd względny predykcji wykazywał duże zróżnicowanie dla poszczególnych próbek. W przypadku ośmiu próbek efektywna przewodność cieplna obliczona z użyciem schematu harmonicznego wykazywała odstępstwo od wartości zmierzonej na poziomie niższym niż  $5\%$ . Dla pięciu próbek schemat ten przewidywał wartość o ponad  $5\%$  większą od zmierzonej, a w przypadku próby z Zimnika było to aż  $29\%$ . Warto przypomnieć, że tego typu obserwacje są w sprzeczności z teorią, zgodnie z którą model ważonej średniej harmoniczej stanowi bezwzględnie dolne szacowania graniczne. Dla próby z Zimnika obserwowano wyjątkowo wysoką wartość różnicy  $\Delta$  między  $\lambda_{max}$  i  $\lambda_{min}$  wynoszącą aż  $0,93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Wysoką wartość  $\Delta=0,48 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  odnotowano także w przypadku próby GN1 z Górki Sobockiej. Traktując  $\Delta$  jako oszacowanie błędu pomiarowego w przypadku tych akurat próbek można przyjąć, że zmierzona przewodność cieplna mieści się w granicy błędu w obrębie teoretycznych szacowań granicznych danych przez schematy średniej harmoniczej i arytmetycznej. Natomiast w przypadku np. próby S52 z Górki Sobockiej przewidywania schematu harmonicznego są o  $11\%$  większe od wartości zmierzonej, co jest trudne do wytłumaczenia przy błędzie względnym pomiaru szacowanym na jedynie ok.  $3\%$ .

**Tabela 9.8 Przewidywania wyselekcjonowanych modeli efektywnej przewodności cieplnej dla zestawu I. W drugiej kolumnie przedstawiono oznaczenie próby. W trzeciej kolumnie podana została lokalizacja poboru próby lub nazwa otworu. Do wyznaczenia efektywnej przewodności cieplnej użyto modeli ważonych średnich harmonicznej (HARM), geometrycznej (GEOM), dolnego oszacowania granicznego Hashina-Shtrikmana (HS<sup>-</sup>), uśrednienia średnich arytmetycznej i harmonicznej (A-H), uśrednienia oszacowań granicznych Hashina-Shtrikmana (HSM), ważonej średniej z pierwiastków (SQ), górnego oszacowania granicznego Hashina-Shtrikmana (HS<sup>+</sup>) oraz ważonej średniej arytmetycznej (ARTM). W kolejnym bloku przedstawiony zostały względny błąd predykcji modeli w odniesieniu do wyniku pomiaru  $\lambda_{sr}$ . Kolorem wypełniono pola odpowiadające schematowi wykazującemu najmniejszą rozbieżność od wartości zmierzonej. Kolor zielony – moduł różnicy <5%, kolor żółty – moduł różnicy między 5 a 20 %, kolor czerwony: >20%. W ostatnich dwóch kolumnach podano wyrażone w  $Wm^{-1}K^{-1}$  wyniki pomiarów raportowane w klasie  $\lambda_{sr}$  oraz różnicę między  $\lambda_{max}$  i  $\lambda_{min}$  (zestaw I i III).**

Sym./ Gł.[m]	Lokalizacja	Przewodność cieplna [ $Wm^{-1}K^{-1}$ ] - Model								Błąd względny predykcji [%]								Pomiar	
		HARM	GEOM	HS <sup>-</sup>	A-H	HSM	SQ	HS <sup>+</sup>	ARTM	HARM	GEOM	HS <sup>-</sup>	A-H	HSM	SQ	HS <sup>+</sup>	ARTM	$\lambda_{sr}$	$\Delta$
CZ1	Czernica	2,88	3,43	3,43	3,59	3,78	3,83	4,12	4,30	-17	-1	-1	4	9	11	19	25	3,45	0,14
G31	Gęsiniec	3,00	3,63	3,61	3,84	4,02	4,10	4,43	4,69	5	27	27	35	41	44	56	65	2,85	0,28
W21	Goczałków	2,87	3,40	3,41	3,55	3,74	3,78	4,07	4,23	-25	-11	-11	-7	-2	-1	6	11	3,82	0,29
W24	Goczałków	2,79	3,28	3,29	3,44	3,61	3,65	3,93	4,09	-9	7	7	12	17	19	28	33	3,07	0,07
GF8	Górka Sobocka	2,93	3,48	3,49	3,63	3,83	3,88	4,16	4,33	-13	4	4	8	14	15	24	29	3,36	0,11
GF9	Górka Sobocka	2,94	3,51	3,51	3,66	3,86	3,91	4,20	4,37	-12	5	5	9	15	17	25	31	3,35	0,14
GN1	Górka Sobocka	3,01	3,61	3,61	3,77	3,97	4,04	4,33	4,52	10	32	32	37	45	47	58	65	2,74	0,48
GN3	Górka Sobocka	2,91	3,45	3,46	3,62	3,80	3,85	4,14	4,32	-2	17	17	22	28	30	40	46	2,97	0,01
S31	Górka Sobocka	2,80	3,28	3,29	3,43	3,59	3,63	3,90	4,05	5	22	23	28	34	35	45	51	2,68	0,19
S43	Górka Sobocka	2,92	3,46	3,46	3,61	3,80	3,85	4,14	4,31	6	25	26	31	38	40	50	56	2,76	0,12
S52	Górka Sobocka	2,92	3,45	3,46	3,59	3,79	3,83	4,11	4,27	11	31	32	37	44	46	56	62	2,63	0,08
K12	Kantyna	2,77	3,28	3,29	3,45	3,62	3,66	3,95	4,13	1	20	20	26	32	34	44	51	2,74	0,10
KO12	Kośmin	2,50	2,84	2,86	3,00	3,12	3,13	3,37	3,50	-28	-19	-18	-14	-11	-10	-3	0	3,49	0,20
PO11	Pożarzysto	2,93	3,50	3,50	3,69	3,86	3,93	4,23	4,44	3	24	24	30	36	39	49	57	2,83	0,12
RO12	Rogoźnica 2	2,85	3,37	3,38	3,51	3,69	3,74	4,01	4,16	3	22	22	27	33	35	45	50	2,77	0,15
ST12a	Strzeblów	2,79	3,31	3,32	3,48	3,65	3,69	3,98	4,16	-21	-6	-6	-1	4	5	13	18	3,52	0,21
ST12b	Strzeblów	2,69	3,12	3,14	3,28	3,43	3,46	3,71	3,86	-4	11	11	16	22	23	32	37	2,82	0,17
ST12c	Strzeblów	2,80	3,30	3,31	3,46	3,64	3,68	3,96	4,13	-9	7	8	13	18	20	29	34	3,07	0,02
S6P1	Strzelin	2,82	3,35	3,36	3,52	3,70	3,74	4,04	4,21	12	33	34	40	47	49	60	67	2,52	0,23
W31	Wieśnica	2,83	3,32	3,34	3,47	3,65	3,69	3,96	4,12	-5	12	13	17	23	25	34	39	2,96	0,10
ZK12	Zimnik	2,92	3,47	3,47	3,66	3,83	3,89	4,19	4,40	29	54	54	62	69	72	85	95	2,26	0,93
ŚREDNIA		2,85	3,37	3,38	3,54	3,71	3,76	4,04	4,22	-2,9	15,0	15,4	20,6	26,5	28,3	37,9	43,9	2,98	0,20

Dla czterech prób najniższy poziom błędu przewidywania można powiązać z modelem średniej geometrycznej, przy czym bardzo zbliżone wartości otrzymano w modelu dolnego szacowania granicznego Hashina-Shtrikmana. Warto podkreślić, że średni błąd przewidywań tych schematów dla całej analizowanej puli skał w zestawie I wynosił ok. 15 %. Dla próby ST12a ze Strzeblowa najlepiej zadziałał schemat średniej arytmetyczno-harmonicznej, a w przypadku próby W21 z Goczałkowa średniej z pierwiastków. Wyjątkowe zachowanie zostało zaobserwowane w przypadku próby z Kośmina, której wysoka przewodność cieplna została najdokładniej przewidziana przez schemat średniej arytmetycznej. Można to wiązać z nieuwzględnieniem w składzie normatywnym, a w efekcie w modelowaniu, obecnej w skale hornblendy, której przewodność cieplna jest stosunkowo wysoka.

**Tabela 9.9 Przewidywania wyselekcjonowanych modeli efektywnej przewodności cieplnej dla zestawu II. W drugie kolumnie podano głębokość, z której pochodził badany rdzeń. Pozostały opis jak w Tabela 9.8**

Gł. [m]	Lokalizacja	Przewodność cieplna [ $Wm^{-1}K^{-1}$ ] - Model								Błąd względny predykcji [%]								Pomiar	
		HARM	GEOM	HS <sup>-</sup>	A-H	HSM	SQ	HS <sup>+</sup>	ARTM	HARM	GEOM	HS <sup>-</sup>	A-H	HSM	SQ	HS <sup>+</sup>	ARTM	$\lambda_{sr}$	$\Delta$
51,4	Cz. Potok IG-1	3,01	3,61	3,61	3,76	3,97	4,04	4,34	4,52	18	42	42	48	56	59	70	78	2,55	-
71,5	Cz. Potok IG-1	2,94	3,49	3,50	3,62	3,82	3,87	4,14	4,29	0	19	19	23	30	32	41	46	2,93	-
81,6	Cz. Potok IG-1	3,08	3,71	3,70	3,87	4,08	4,15	4,45	4,65	0	20	20	25	32	35	45	51	3,08	-
120	Cz. Potok IG-1	2,42	2,69	2,70	2,87	2,93	2,94	3,16	3,32	-20	-11	-11	-5	-3	-3	4	9	3,04	-
153	Cz. Potok IG-1	2,89	3,44	3,45	3,58	3,77	3,82	4,10	4,26	9	29	30	35	42	44	55	60	2,65	-
186	Cz. Potok IG-1	3,09	3,73	3,73	3,87	4,09	4,16	4,46	4,64	-4	16	16	21	28	30	39	45	3,21	-
190	Cz. Potok IG-1	3,67	4,51	4,47	4,58	4,88	5,00	5,29	5,49	17	44	43	46	56	59	69	75	3,14	-
200	Cz. Potok IG-1	2,91	3,45	3,46	3,59	3,79	3,83	4,11	4,27	-4	13	14	18	24	26	35	40	3,05	-
-	Cz. Potok kam.	2,88	3,42	3,43	3,57	3,76	3,81	4,09	4,26	-13	3	3	8	13	15	23	29	3,31	-
-	Szkl. Poręba H.	2,77	3,26	3,27	3,42	3,58	3,62	3,90	4,07	-9	7	7	12	18	19	28	33	3,05	-
-	Szkl. Poręba H.	2,89	3,42	3,43	3,55	3,75	3,79	4,06	4,22	-3	14	15	19	25	27	36	41	2,99	-
?	Karkonosze JG-1	2,87	3,41	3,42	3,57	3,76	3,81	4,10	4,27	-7	11	11	16	22	24	33	39	3,08	-
?	Karkonosze JG-1	2,78	3,25	3,27	3,40	3,57	3,60	3,87	4,03	-8	8	9	13	19	20	29	34	3,01	-
46	Karkonosze IG-6	2,90	3,43	3,44	3,57	3,76	3,81	4,08	4,24	20	42	43	48	56	58	69	75	2,42	-
179	Karkonosze IG-6	2,83	3,35	3,36	3,50	3,68	3,72	4,01	4,17	-3	15	15	20	26	28	37	43	2,92	-
304	Karkonosze IG-6	3,01	3,61	3,61	3,77	3,98	4,04	4,35	4,54	1	21	21	27	33	36	46	52	2,98	-
347	Karkonosze IG-6	2,82	3,32	3,32	3,50	3,65	3,70	3,99	4,18	-15	1	1	6	11	12	21	27	3,30	-
471	Karkonosze IG-6	3,04	3,66	3,66	3,82	4,03	4,10	4,40	4,59	-4	16	16	21	27	29	39	45	3,17	-
499	Karkonosze IG-6	3,00	3,60	3,60	3,73	3,95	4,00	4,29	4,46	-1	19	19	23	30	32	42	47	3,03	-
-	Michałowice k.	2,93	3,49	3,50	3,63	3,84	3,88	4,17	4,33	6	26	26	31	38	40	50	56	2,77	-
-	Michałowice d.	2,93	3,49	3,50	3,64	3,84	3,89	4,18	4,35	11	32	32	38	45	47	58	64	2,64	-
ŚREDNIA		2,94	3,49	3,50	3,64	3,83	3,88	4,17	4,34	-0,4	18,4	18,6	23,5	29,9	31,9	41,4	47,1	2,97	-

W Tabeli 9.9 przedstawiono przewidywania analizowanych schematów efektywnej przewodności cieplnej dla próbek pochodzących z zestawu II. Uśredniony błąd względny dla schematu średniej harmonicznej wynosił jedynie -0,4 %. Niemniej jednak dla poszczególnych pomiarów ponownie obserwowano dość duży rozrzut błędów, mieszający się w zakresie między -20 a 20 %. W przypadku dziewięciu prób błąd był poniżej 5%, a dla sześciu prób przewidywanie schematu średniej harmonicznej było o ponad 5 % większe od pomiaru. W przypadku próby z otworu Karkonosze IG-6 z gł. 46 m błąd ten wyniósł 20%, przy czym próba ta charakteryzuje się najniższą wartością zmierzonej przewodności cieplnej w obrębie analizowanej puli. Ze względu na brak wiarygodnego wskaźnika błędów pomiarowych dla tej puli skał ewentualne dalsze analizy zaobserwowanych rozbieżności są utrudnione. Dla czterech prób najlepiej zadziałały schematy średniej geometrycznej lub dolnego szacowania granicznego Hashina-Shtrikman. Dla całej puli próbek schematy te charakteryzowały się zbliżonym poziomem uśrednionego błędów, który wynosił ok. 18,5 %. W przypadku jednej próby z wiercenia Czerwony Potok IG-1 najmniejszą wartość modułu błędów względnego zaobserwowano dla średniej pierwiastkowej (lub uśrednione wartości HS<sup>-</sup> i HS<sup>+</sup>).

**Tabela 9.10** Przewidywania wyselekcjonowanych modeli efektywnej przewodności cieplnej dla zestawu III. W drugie kolumnie podano głębokość, z której pochodził badany rdzeń. Pozostały opis jak w Tabela 9.8

	Gł. [m]	Otwór	Przewodność cieplna [Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ] - Model								Błąd względny predykcji [%]								Pomiar	
			HAR	GEOM	HS <sup>-</sup>	A-H	HSM	SQ	HS <sup>+</sup>	ARTM	HAR	GEOM	HS <sup>-</sup>	A-H	HSM	SQ	HS <sup>+</sup>	ARTM	λ <sub>sr</sub>	Δ
Z E S T A W I	194	StaniszówST-1	2,88	3,35	3,37	3,47	3,56	3,69	3,74	4,06	11	29	30	34	37	42	44	56	2,6	0,04
	424	StaniszówST-1	2,86	3,31	3,32	3,42	3,50	3,62	3,67	3,98	1	16	17	20	23	27	29	40	2,85	0,03
	604	StaniszówST-1	2,91	3,40	3,41	3,52	3,60	3,74	3,80	4,12	5	23	24	27	31	35	38	49	2,76	0,08
	343	Karpniki KT-1	2,96	3,46	3,47	3,57	3,67	3,80	3,86	4,19	63	90	91	96	101	109	112	130	1,82	0,16
	539	Karpniki KT-1	2,98	3,48	3,49	3,59	3,69	3,82	3,88	4,21	15	34	34	38	42	47	49	62	2,6	0,17
	751	Karpniki KT-1	2,84	3,30	3,32	3,42	3,50	3,63	3,68	4,00	26	47	47	52	56	61	64	78	2,25	0,08
	951	Karpniki KT-1	2,98	3,48	3,49	3,59	3,69	3,82	3,88	4,21	26	48	48	52	56	62	64	78	2,36	0,19
	1148	Karpniki KT-1	3,04	3,59	3,60	3,70	3,81	3,96	4,01	4,35	20	42	42	46	50	56	59	72	2,53	0,16
	1346	Karpniki KT-1	2,85	3,31	3,32	3,43	3,50	3,63	3,68	4,00	8	25	26	30	33	37	40	51	2,64	0,09
II	1544	Karpniki KT-1	2,98	3,50	3,51	3,61	3,71	3,85	3,91	4,24	16	36	36	40	44	49	51	64	2,58	0,20
	1750	Karpniki KT-1	2,98	3,45	3,46	3,56	3,64	3,77	3,82	4,13	14	32	33	36	39	44	46	58	2,61	0,08
	1952	Karpniki KT-1	3,14	3,57	3,57	3,66	3,73	3,86	3,90	4,17	-1	12	12	15	17	21	23	31	3,18	0,06
	ŚREDNIA			2,95	3,43	3,44	3,55	3,63	3,77	3,82	4,14	17,0	36,2	36,7	40,5	44,1	49,2	51,6	64,1	2,56

Tabela 9.10 pokazuje wyniki modelowania efektywnej przewodności cieplnej dla zestawu III, w przypadku którego dysponowano oznaczeniem składu modalnego. Należy też zauważyć, że wartości pomiarów wykonywanych na sucho raportowane dla tego zestawu były wyraźnie niższe niż w przypadku zestawu II. W efekcie obliczone wartości efektywnej przewodności cieplnej były wyraźnie wyższe niż wartości pomiarowe, a dla wszystkich próbek najmniejsze rozbieżności zaobserwowano w przypadku średniej harmonicznej. Średnia wartość błędu względnego dla tego schematu wyniosła 17 %. W przypadku jedynie dwóch próbek, które charakteryzowały się najwyższymi wartościami pomiarów przewodności cieplnej w analizowanej puli, rozbieżność była na poziomie niższym od 5 %. W przypadku próby z otworu Karpniki KT-1 z głębokości 1952 m odstępstwo wynosiło zaledwie -1 %, a dla próby tej określono wyjątkowo wysoką zawartość (26%) minerałów innych, co przy ich braku ich dokładnego opis i przyjęciu arbitralnej wartości przewodności cieplnej powinno raczej prowadzić do obniżonej jakości predykcji. Aż dla czterech próbek błąd względny wyniósł ponad 20%, a w przypadku próby z otworu Karpniki KT-1 z głębokości 343 m było to aż 63 %. Warto nadmienić, że próba ta charakteryzowała się najniższą, wyraźnie odstającą od pozostałych wartością pomiaru przewodności cieplnej w zestawie III. W przypadku pozostałych prób zaobserwowano dodatnią korelację między poziomem rozbieżności między przewidywaniami modeli i wartością pomiarową a szacowanym błędem pomiarowym. Należy jednak podkreślić, że szacowane wartości błędu pomiarowego są zbyt niskie do wytłumaczenia wysokiego poziomu rozbieżności między przewidywaniami modeli a pomiarami.

Na Figurze 9.35 dla wszystkich analizowanych schematów efektywnej przewodności cieplnej przedstawiono graficznie porównanie między przewidywaniami modeli a wartościami zmierzonymi. Wykresy te potwierdzają brak wyraźnej korelacji między przewidywaniami a pomiarem nawet w przypadku schematu średniej harmonicznej.

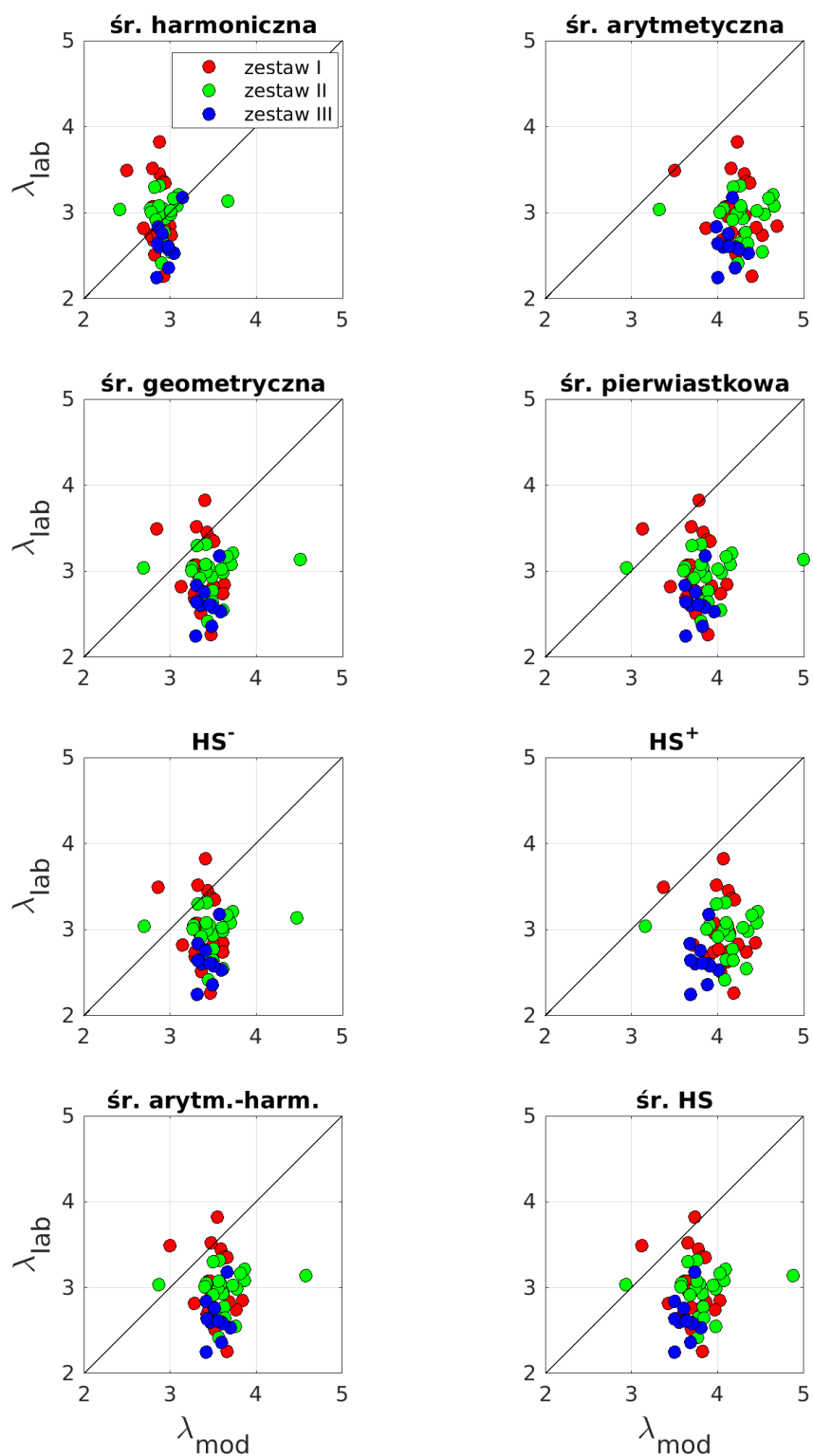


Figura 9.35 Zbiorcze porównanie wyników pomiarów przewodności cieplnej  $\lambda_{lab}$  dla wszystkich zestawów z przewidywaniami modeli  $\lambda_{mod}$ . Do wyznaczenia efektywnej przewodności cieplnej użyto modeli średniej harmonicznej, arytmetycznej, geometrycznej i pierwiastkowej, a także dolnego (HS<sup>-</sup>) i górnego (HS<sup>+</sup>) oszacowania granicznego Hashina-Shtrikmana oraz uśrednień średnich arytmetycznej i harmonicznej oraz oszacowań granicznych Hashina-Shtrikmana.

### 9.5.5. Temperaturowa zależność przewodności cieplnej granitoidów sudeckich

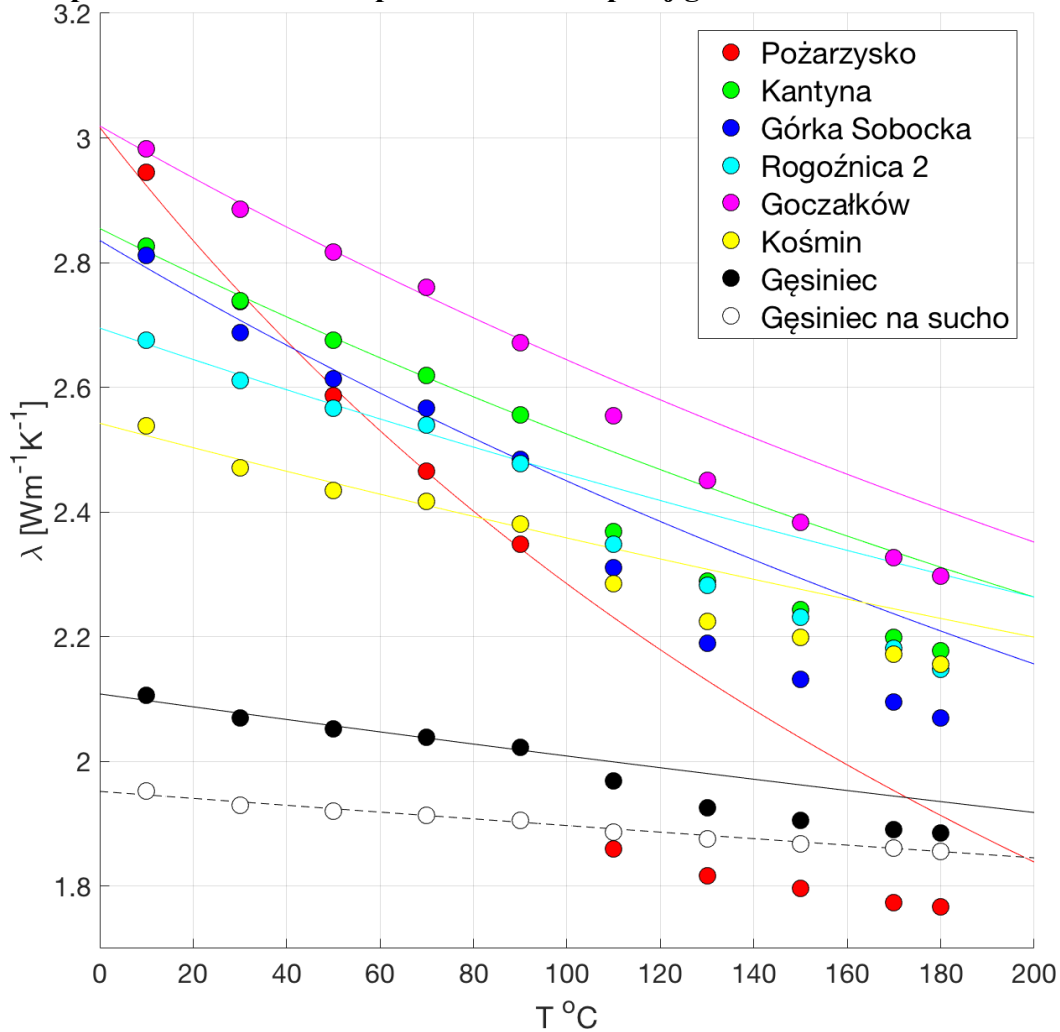


Figura 9.36 Temperaturowa zależność przewodności cieplnej 7 próbek granitoidów z bloku przedsudeckiego. Pomiary wykonywano w warunkach wysycenia przestrzeni porowej prób wodą, z wyjątkiem serii pomiarów na sucho wykonanych na próbce z Gęsińca. Kółkami oznaczono wyniki pomiarów, a liniami krzywe najlepszego dopasowania zgodnie z modelne  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$  bazujące na wynikach pomiarów otrzymanych w zakresie 10-90 °C.

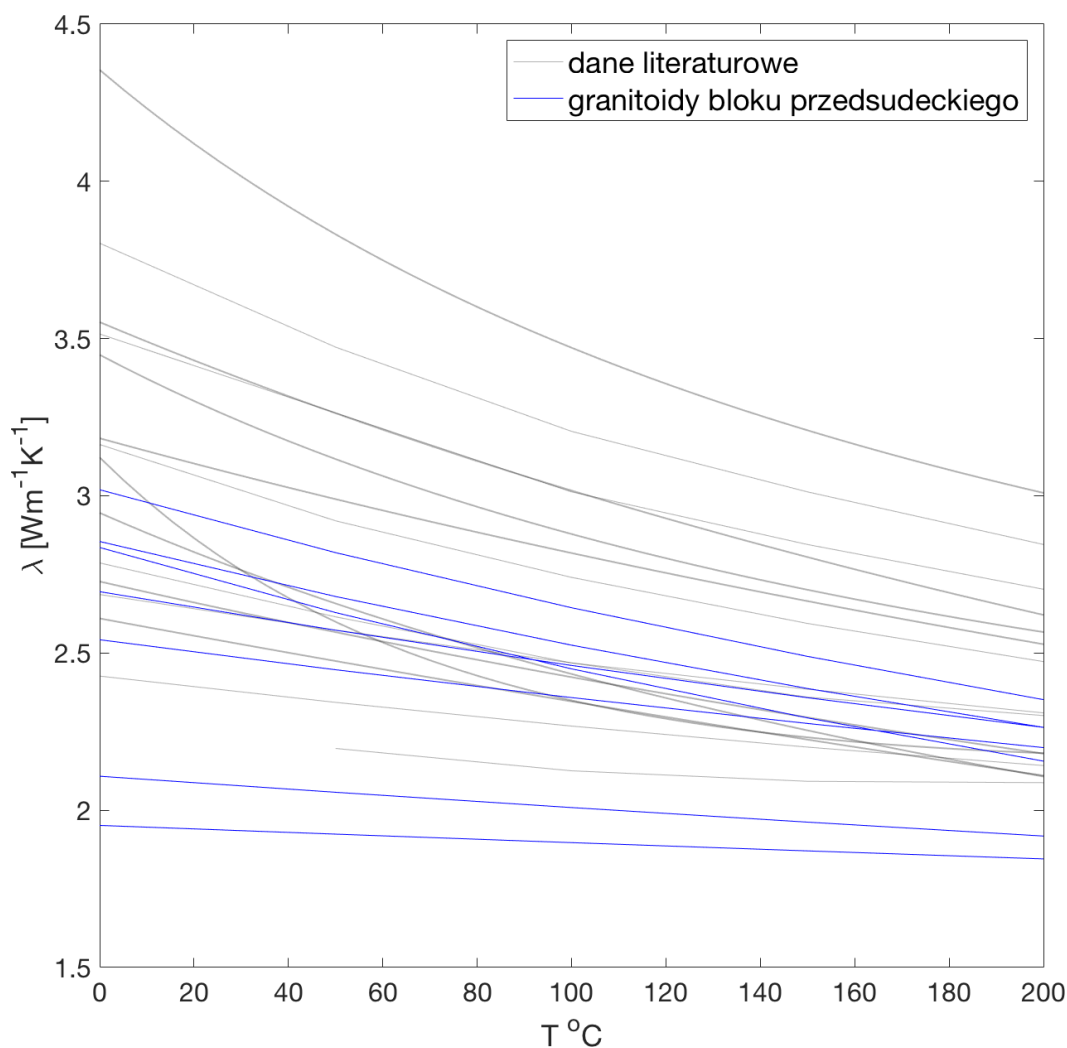
Figura 9.36 przedstawia wyniki pomiarów temperaturowej zależności przewodności cieplnej w zakresie 10-180 °C dla 7 próbek granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego. Szczegółowy opis metodyki pomiaru został przedstawiony w rozdziale 9.2. Przestrzeń porowa prób przed pomiarem została wysycona wodą. We badanej puli skał obserwowano systematyczny spadek przewodności cieplnej ze wzrostem temperatury. Im większa początkowa wartość przewodności, tym większy jej spadek z temperaturą. We wszystkich seriach pomiarowych przy przekraczaniu temperatury 100 °C zauważalny jest silny lub wręcz skokowy spadek przewodności cieplnej, który można wiązać z odparowywaniem wody z porów skały. Efekt ten jest w szczególności widoczny w przypadku charakteryzującej się wysoką porowatością próbki granitu z Pożarzyska. Próbka granitu z Gęsińca poddana została też serii pomiarów w stanie suchym. Przy wzroście temperatury pow. 100 °C wyniki uzyskiwane przy pierwotnym wysyceniu próbki wodą wyraźnie dążą do tych, które zostały otrzymane dla próbki przesuszanej.

**Tabela 9.11 Parametry empirycznej krzywej dopasowania  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$  temperaturowej zależności przewodności cieplnej wyznaczone dla 7 próbek granitoidów z bloku przedsudeckiego. Brano pod uwagę pomiary w zakresie temperatury 10-90 °C. W ostatnich dwóch kolumnach podano wartość średnią i odchylenie standardowe dla zestawu prób z kam. Kantyna, Górki Sobockiej, Rogoźnicy 2, Goczałkowa oraz Kośmina.**

	Pożarzysko	Gęsiniec na mokro	Gęsiniec na sucho	Kantyna	Górka Sobocka	Rogoźnica 2	Goczałków	Kośmin	Średnia	Odch. std
A [W <sup>-1</sup> mK]	0,331	0,474	0,512	0,350	0,353	0,371	0,331	0,393	0,360	0,023
B · 10 <sup>4</sup> [W <sup>-1</sup> m]	10,6	2,35	2,35	4,57	5,56	3,53	4,70	3,07	4,29	0,99
B/A · 10 <sup>4</sup> [K <sup>-1</sup> ]	32,02	4,96	4,59	13,06	15,75	9,51	14,20	7,81	12,07	3,31

Do otrzymanych serii pomiarowych zależności przewodności cieplnej od temperatury dopasowano krzywe empiryczne postaci  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$ . Ze względu na zaobserwowane zaburzenia pomiarów dla temperatur powyżej 100 °C dopasowanie przeprowadzono w oparciu o pomiary zarejestrowane w zawężonym zakresie między 10 a 90 °C. Wartości parametrów A i B zostały wyznaczone z użyciem regresji liniowej zastosowanej do oporności termicznej ( $1/\lambda$ ). Uzyskane wartości parametrów zostały przedstawione w Tabeli 9.11. Krzywe empiryczne odpowiadające poszczególnym próbom zostały przedstawione na Figurze 9.36. Można stwierdzić, że otrzymane dopasowania dość dobrze opisują mierzony przebieg zmienności przewodności cieplnej w zakresach ich stosowności 10 a 90 °C. Można też domniemywać, że ich przebieg wyekstrapolowany do wyższych temperatur mógłby odpowiadać wartościom pomiarowym w sytuacji utrzymania wysycenia porów wodą.

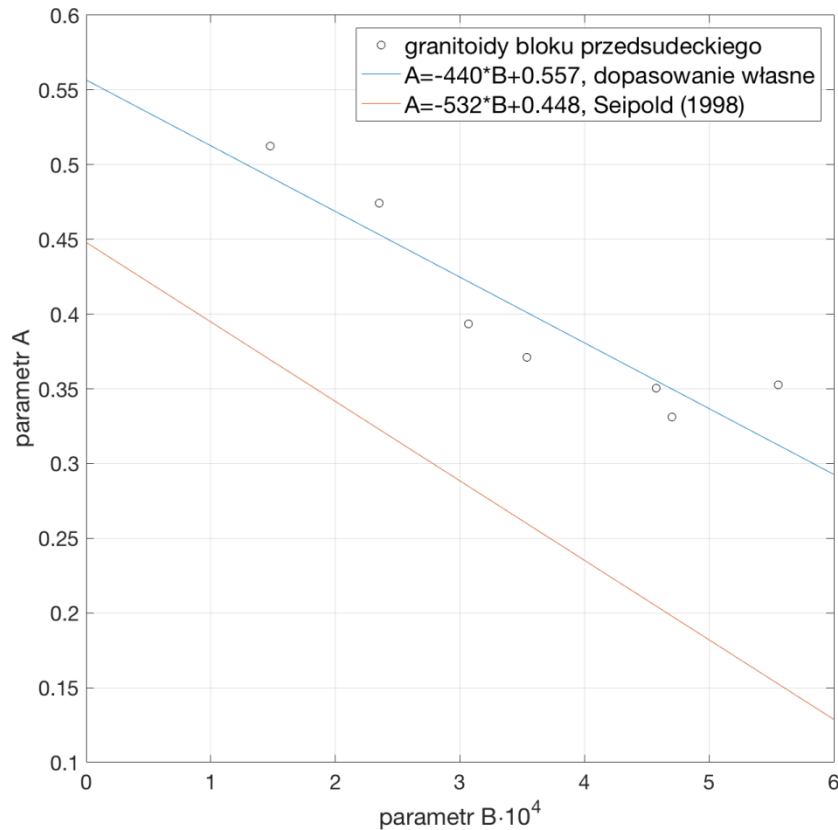
Parametry wyznaczone dla próby z Pożarzyska wyraźnie odbiegają od pozostałych, co ma zapewne związek z jej wysoką porowatością. W szczególności oznaczona wartość parametru B jest wyraźnie wyższa od pozostałych. W przypadku próbek z Gęsińca parametr A jest wyraźnie wyższy od oznaczeń dla pozostałych próbek w analizowanej puli, z parametr B jest z kolei zauważalnie niższy. Warto zauważyć, że otrzymane wartości parametru B były praktycznie identyczne w przypadku pomiarów wykonywanych na sucho i na mokro. Parametr A wyznaczonych dla pozostałych 5 próbek granitów (kam. Kantyna k. Sobótki, Górka Sobocka, kam. Rogoźnica 2, Goczałków i Kośmin) zmieniał się w dość wąskim zakresie między 0,331 a 0,393 W<sup>-1</sup>mK, a jego średnia wartość wyniosła 0,360 W<sup>-1</sup>mK. Z kolei parametr B mieścił się w zakresie między 3,07 a 5,56 W<sup>-1</sup>m, dając wartość średnią równą 4,29 W<sup>-1</sup>m. W Tabeli 9.8. raportowana jest też wartość stosunku B/A, który można bezpośrednio interpretować jako wskaźnik czułości przewodności cieplnej na zmiany temperatury zgodnie z nieco przeobrażoną postacią modelu empirycznego  $\lambda(T) = \lambda(0^\circ\text{C})/(1 + B/A \cdot T)$ , gdzie  $\lambda(0^\circ\text{C}) = 1/A$  oznacza przewodność cieplna w 0 °C. Dla próbki z Pożarzyska wynosi on aż 0,0032 K<sup>-1</sup>, dla próbki z Gęsińca ok. 0,00047 K<sup>-1</sup>, a dla pozostałych próbek jego średnia wartość wynosi ok. 0,0012 K<sup>-1</sup>, co odpowiada spadkowi przewodności cieplnej o 12 % przy wzroście temperatury z 0 do 100 °C. Dla granitów (N=15) Seipold (1998) raportuje wartość parametru A na poziomie  $0,203 \pm 0,069$  W<sup>-1</sup>mK, a dla parametru B  $(4,07 \pm 1,00) \cdot 10^{-4}$  W<sup>-1</sup>m. O ile wartość parametru B wyznaczona dla granitów z bloku przedsudeckiego jest zaskakująco zbliżona do podanej przez Seipolda, to parametr B jest wyraźnie wyższy. Z kolei np. Miao i in. (2014) dla badanej próbki granitu raportują  $A=0,366$  W<sup>-1</sup>mK i  $B=4,602 \cdot 10^{-4}$  i są to wartości dość zbliżone do otrzymanych dla granitów z bloku przedsudeckiego.



**Figura 9.37** Kolorem niebieskim wykreślone zostały empiryczne krzywe dopasowania zgodnie z modelem  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$  opisujące temperaturową zależność przewodności cieplnej badanych granitoidów z bloku przedśudeckiego. W tle pokazane zostały zbiorczo ujęte wyniki raportowane dla granitoidów w literaturze – krzywe w kolorze szarym. Uwzględniono pomiary i kalibrację temperaturowej zależności przewodności cieplnej granitoidów o szerokim spektrum chemizmu przedstawione w pracach Bircha i Clarka (1940), Heuze (1983), Zoth i Haenel (1988), Seipold (1998), Miao i in. (2014), Kant i in. (2017) oraz Fu i in. (2019)

Figura 9.37 pokazuje zbiorczo empiryczne krzywe dopasowania uzyskane dla badanych próbek granitoidów z bloku przedśudeckiego (zgodnie z parametrami przedstawionymi w Tabeli 9.11). Pominięta została krzywa dla wysokoporowatej próbki z Pożarzyska. W tle pokazano krzywe temperaturowej zależności przewodności cieplnej dla szerokiego spektrum kwaśnych skał plutonicznych. Wyniki uzyskane dla granitoidów bloku przedśudeckiego dość dobrze wpasowują się w trendy obserwowane w przypadku skał pochodzących z innych obszarów. W szczególności zaznacza się spadek nachylenia krzywych (słabsza zależność temperaturowa przewodności cieplnej) dla próbek charakteryzujących się niskimi wartościami przewodności cieplnej w warunkach pokojowych. Warto zauważyć, że otrzymane wartości przewodności cieplnej, zmierzone w warunkach wysycenia prób wodą, są dość niskie w porównaniu z wartościami raportowanymi w literaturze.



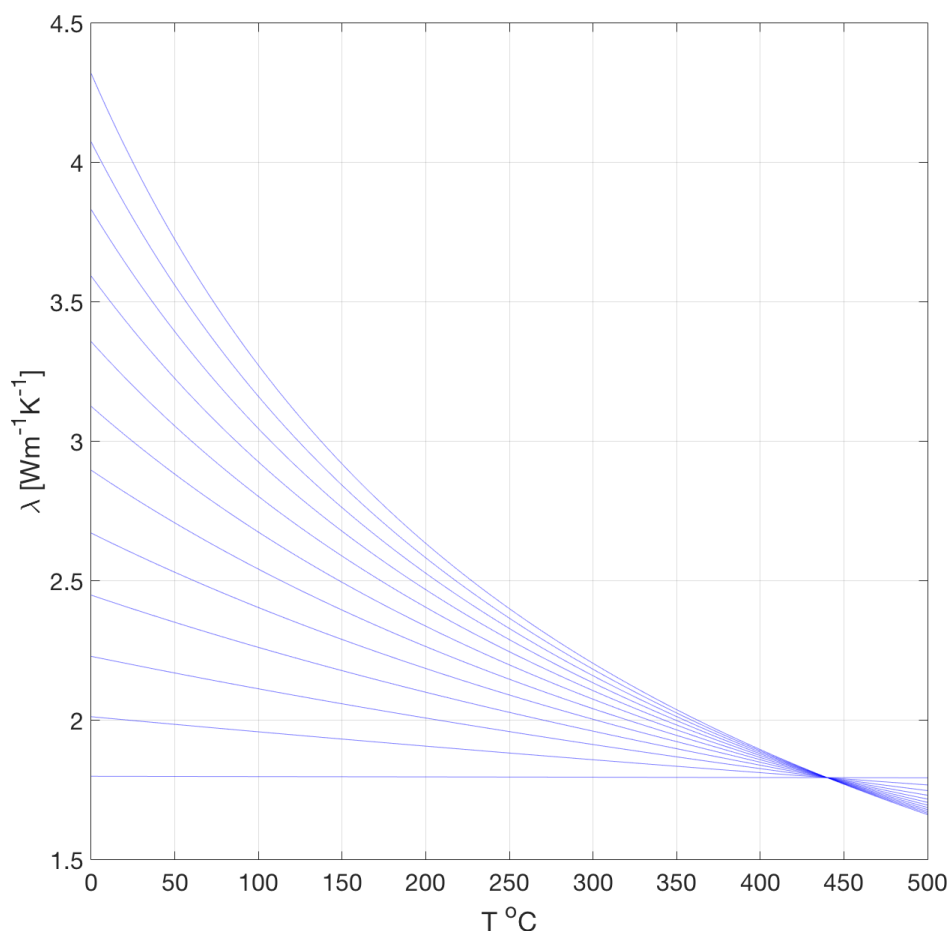


**Figura 9.38** Relacja między parametrami A i B w modelu dopasowania  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$  temperaturowej zależności przewodności cieplnej dla badanych próbek granitoidów z bloku przedsudeckiego (z puli wyłączono próbkę z Pożarzyska). Przedstawiono regresję liniową dla własnych danych oraz model zaproponowany przez Seipolda (1998).

Na podstawie analizy pomiarów temperaturowej zależności przewodności cieplnej dla dużej grupy skał Seipold (1998) zaobserwował obecność korelacji między stałymi A i B wyznaczanymi dla krzywych dopasowania postaci  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$ . W jego kalibracja zależność ta przyjmuje postać  $A = -(532 \pm 45) \cdot B + (0,448 \pm 0,014)$ . Na wykresie przedstawionym na Figurze 9.38 na osi rzędnych odłożono wartości B, a na osi odciętych wartości parametru A otrzymane dla badanych prób granitoidów z bloku przedsudeckiego, z wyjątkiem silnie porowatej próby z Pożarzyska. Zauważalny jest ich wyraźny malejący trend A przy zwiększaniu parametru B. Zastosowanie regresji liniowej ( $r = -0,91$ ) pozwoliło na wyznaczenie dla analizowanej serii pomiarowych relacji postaci  $A = -440 \cdot B + 0,557$ . Na Figurze 9.38 przedstawiono także przebieg kalibracji zaproponowanej przez Seipolda (1998). Różnica między uzyskanymi kalibracjami odzwierciedla wyraźnie niższe wartości parametru A otrzymane dla granitoidów z bloku przedsudeckiego. Uwzględniając otrzymaną kalibrację między stałymi A i B w stosowanym modelu dopasowania, możemy otrzymać zależność temperaturową przewodności cieplnej parametryzowaną wyłącznie jej wartością w warunkach pokojowych

$$\lambda(T) = [0,557 \cdot (T - 25)/415 + 1/\lambda(25^\circ\text{C}) \cdot (440 - T)/415]^{-1} \quad (9.57)$$

gdzie  $\lambda(25^\circ\text{C})$  oznacza przewodność cieplną mierzoną w warunkach pokojowych. Możemy przyjąć, że otrzymana kalibracja stanowi zgeneralizowane empiryczne dopasowanie temperaturowej zależności przewodności cieplnej dla typowych granitów bloku przedsudeckiego.



**Figura 9.39** Zgeneralizowana kalibracja temperaturowej zależności przewodności cieplnej dla granitoidów z bloku przedsudeckiego. Objasnienia w tekście.

Figura 9.39 przedstawia rodzinę krzywych opisanych wyrażeniem 9.57 dla przewodności cieplnych w warunkach pokojowych zmieniających się w zakresie między  $1,8$  a  $4,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  ze skokiem  $0,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przedstawiony nomogram może posłużyć do szybkiego oszacowania spadku przewodności cieplnej ze wzrostem temperatury przy znajomości jej wartości w warunkach temperatury pokojowej. Analiza wyrażenia 9.57 pokazuje, że krytyczna wartość przewodności cieplnej (mierzona w warunkach pokojowych), powyżej której obserwowany jest spadek przewodności z temperaturą wynosi  $1,795 (=0,557^{-1}) \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dodatkowo wszystkie krzywe kalibracyjne przecinają się w jednym punkcie, którego odcięta odpowiada krytycznej wartości przewodności cieplnej, w temperaturze  $440 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Powyżej tej temperatury następuje inwersja przewodności cieplnych względem ich uporządkowania w temperaturze pokojowej. Należy jednak podkreślić, że tak daleka ekstrapolacja otrzymanej kalibracji może być obciążona dużym błędem.

### 9.5.6. Podsumowanie

Przeanalizowano trzy zestawy pomiarów przewodności cieplnej próbek granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego oraz masywu karkonoskiego. Do analiz wyselekcjonowano próby, dla których dysponowano także oznaczeniami chemizmu lub składu mineralnego. Wstępna analiza danych pozwoliła na stwierdzenie dość dużej zwartości litologicznej analizowanej puli próbek, które w dominującej części lokowały się w polu granitów na diagramie klasyfikacyjnym QAP. Już na wstępnym etapie zaobserwowano problemy ze spójnością analizowanych danych. Dla zestawu I (pomiarów własnych)

dysponowano pomiarami przeprowadzonymi na sucho i na mokro, a także oszacowaniem błędu. W przypadku zestawu II pomiary wykonano w warunkach suchych, uzyskując zaskakująco wysokie ich średnie wartości. Dla tego zestawu nie dysponowano oszacowaniem błędu pomiarowego. Przewodność cieplna prób pochodzących z zestawu III została zmierzona na sucho, inną metodą niż w przypadku badanych skanerem optycznym w PIG-PIB prób z zestawów I i II. Raportowane dla tego zestawu minimalne i maksymalne wartości pomiarowe pozwoliły na oszacowanie poziomu błędu pomiarowego dla poszczególnych prób.

W pierwszym etapie prac przeprowadzono analizy wielowymiarowej standardowej i ważonej regresji liniowej przewodności cieplnej względem chemizmu skały dla zestawów I i II. Należy stwierdzić, że zaobserwowane poziomy korelacji (wartości współczynnika determinacji) były dość niskie. W przypadku granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego wyższe poziomy korelacji zaobserwowano dla pomiarów wykonywanych w warunkach wysycenia przestrzeni porowej wodą w porównaniu z pomiarami uzyskanymi na sucho. Wśród raportowanych klas pomiarowych dla próbek z zestawu II najwyższym poziomem korelacji charakteryzowały się pomiary  $\lambda_{\min}$ . Wyznaczane w toku analizy efektywne parametry termiczne tlenków charakteryzowały się bardzo wysokim poziomem niepewności, a ich średnie wartości zmieniały się w dość szerokim zakresie w zależności od użytego wariantu metody (schematu uśredniania). Nie zaobserwowano poprawy jakości tych oznaczeń w analizach prowadzonych dla zawężonej puli składników. Wzbogacone o wyraz wolny modele regresji bazujące na zredukowanym chemizmie pozwalały niekiedy na utrzymaniu poziomu korelacji przy zawężeniu puli składników, ale wyznaczone wartości efektywnej przewodności cieplnej były obciążone wyjątkowo wysokim poziomem niepewności. Do oznaczeń w zestawie I i II zastosowany został także zaproponowany przez Jennings i in. (2019) empiryczny model wiążący przewodność cieplną skały z jej składem chemicznym, ale jakość uzyskanych przewidywań była bardzo niska. W przypadku pierwszych dwóch zestawów modele oparte na normatywnym składzie mineralnym dostarczyły zbliżonych wyników do modeli bazujących na składzie chemicznym. Wyznaczane w toku regresji efektywne przewodności cieplne składowych minerałów często przyjmowały mało realistyczne, a niekiedy wręcz ujemne wartości, a poziom niepewności ich oznaczenia był wysoki we wszystkich wariantach metody. Stosunkowo wysokie poziomy korelacji (współczynnik determinacji ok 0.7) między zmierzoną przewodnością cieplną a modalnym składem mineralnym zaobserwowano w przypadku zestawu III. Należy jednak podkreślić niską liczebność prób w tym zestawie, a także mało realistyczne wartości efektywnej przewodności cieplnej składowych minerałów, który uzyskiwane były w toku prowadzonych analiz. Próby prowadzenia analiz dla połączonych pul danych prowadziły do wyraźnego obniżenia obserwowanego poziomu korelacji, co można wiązać z ich niespójnością.

W kolejnym kroku skorzystano z ośmiu schematów uśredniania do obliczenia efektywnej przewodności cieplnej badanych próbek na podstawie ich składu mineralnego. Dla wszystkich zestawów najniższe rozbieżności obserwowano najczęściej w przypadku dostarczającego teoretyczne bezwzględne szacowanie graniczne dolne schematu średniej harmoniczej. W kilku przypadkach nieco lepiej działał schemat średniej geometrycznej. W przypadku zestawów I i II średnie rozbieżności między przewidywaniami a obserwacjami wynosiły zaledwie kilka procent, ale dla znacznej części prób pomiary wypadały poniżej granicznego szacowania dolnego danego przez średnią harmoniczną. Większość prób z zestawu III

charakteryzowała się wyraźnie zaniżonymi względem obliczonych wartościami przewodności cieplnej.

Przeprowadzono także analizy wyników badań zależności temperaturowej przewodności cieplnej dla siedmiu próbek pochodzących z bloku przedsudeckiego. Otrzymane spadki przewodności cieplnej z temperaturą dość dobrze wpasowują się w trendy obserwowane w przypadku granitoidów, chociaż wyznaczone w warunkach temperatury pokojowej i wysycenia prób wodą wartości przewodności cieplnej były stosunkowo niskie. Przy zwiększaniu temperatury powyżej 100 °C obserwowano wyraźny, niekiedy skokowy spadek przewodności cieplnej, co można wiązać z silnymi odparowywaniem wody z porów skały. Dla badanych próbek przeprowadzono dopasowanie standardowego empirycznego modelu zależności przewodności od temperatury  $\lambda(T) = 1/(A + B \cdot T)$ , a uzyskane parametry A i B zostały porównane z raportowanymi w literaturze. Dodatkowo przeprowadzono analizę korelacji między parametrami A i B, co pozwoliło na wyrugowanie jedno z nich i uzyskanie zgeneralizowanego opisu zależności temperaturowej przewodności cieplnej badanej puli granitoidów

$$\lambda(T) = [0,557 \cdot (T - 25)/415 + 1/\lambda(25^{\circ}\text{C}) \cdot (440 - T)/415]^{-1}$$

gdzie  $\lambda(25^{\circ}\text{C})$  oznacza przewodność cieplną mierzoną w warunkach pokojowych, T – temperaturę wyrażoną w °C, a przewodność cieplna wyrażona jest w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

### 9.5.7. Dyskusja i rekomendacje

Przeprowadzone analizy wykazały niską spójność badanych zestawów pomiarów przewodności cieplnej sudeckich granitoidów. Zgodnie z rekomendacjami literaturowymi pomiary przewodności cieplnej skał krystalicznych powinny odbywać się na próbach wysyconych wodą w celu zniwelowania niepożądanych efektów związanych z obecnością mikroszczelin. Pomiarami wykonanymi na mokro dysponowano jedynie w przypadku zestawu I (granitoidy bloku przedsudeckiego). Wskazuje to na konieczność opracowania i wdrożenia standaryzacji krajowych procedur pomiarowych przewodności cieplnej, w szczególności wykonywanych dla skał krystalicznych. Analizy statystyczne oraz modelowanie efektywnej przewodności cieplnej wymagają użycia wysokiej jakości danych pomiarowych. W tym kontekście bardzo ważną rolę odgrywa wiarygodna ocena błędu pomiarowego. W przypadku badań skanerem optycznym wskazane wydaje się wykonywanie zwiększonej ilości skanów (5-7), które pozwoliłyby na dokładniejszą ocenę błędu pomiarowego, a w szczególności odrzucenie pomiarów odstających. Istotnym elementem powinny być także regularne pomiary kalibracyjne oraz metodyczne badania porównawcze. W świetle przedstawionych wyników zasadnym jest dalsze prowadzenie pomiarów i badań parametru przewodności cieplnej granitoidów sudeckich po odpowiednim ustandaryzowaniu procedury pomiarowej.

Niska jakość pomiarów zasadniczo utrudnia prowadzenie analiz korelacyjnych między przewodnością cieplną a składem chemicznym lub mineralnym badanych skał. Obok działań mających na celu standaryzację procedury pomiarowej, która przyczyniłaby się do zwiększenia jakości danych, a także do uspołnienia baz danych pochodzących z różnych projektów, jednym ze sposobów rozwiązania tego problemu jest zdecydowane zwiększenie liczności analizowanych pul pomiarowych. W szczególności korzystnym byłoby zwiększenie zróżnicowania litologicznego analizowanych próbek granitoidów, co mogłoby w dużym

stopniu ułatwić kalibrację empirycznych zależności metodą wielowymiarowej regresji liniowej. Użycie dokładniejszych pomiarów, zwiększenie liczebności puli oraz poszerzenie spektrum litologicznego pozwoliłoby m.in. na rozstrzygnięcie uniwersalności wiążącego przewodność cieplną z chemizmem skały modelu empirycznego zaproponowanego dla skał plutonicznych przez Jennings i in. (2019).

Problemy ze spójnością pomiarów mają też bezpośrednie przełożenie na analizy związków między przewodnością cieplną skały a jej składem mineralnym. Tutaj dodatkowe źródło niepewności stanowią oznaczenia normatywne składu mineralnego. Zasadnym byłoby rozwinięcie szczegółowych badań składu modalnego badanych granitoidów, ze szczególnym uwzględnieniem rozdziału skaleni alkalicznych i sodowo-wapniowych, które pozwoliłyby na ocenę dokładności oznaczeń normatywnych. Zalecane jest także użycie wariantowych norm mineralnych, które pozwoliłyby uwzględnić przy rekonstrukcji składu minerały z grupy amfiboli. Istotnym elementem z punktu widzenia modelowania efektywnej przewodności cieplnej skał plutonicznych jest też właściwa rekonstrukcja składu chemicznego plagioklazów.

Bazując na oznaczeniach laboratoryjnych przewodności cieplnej minerałów szacowano efektywną przewodność cieplną badanych skał na podstawie ich normatywnego lub modalnego składu mineralnego. Porównanie przewidywań modeli z wynikami pomiarów wskazywało na najlepsze działanie modelu średniej harmonicznej dla analizowanej puli skał. Należy jednak podkreślić, że zgodnie z przesłankami teoretycznymi efektywna przewodność cieplna skał plutonicznych, które charakteryzują się izotropową teksturą, nie powinna być niższa niż dolne oszacowanie graniczne Hashina-Shtrikmana. Wcześniejsze badania wykazały, że efektywna przewodność granitoidów bliska jest przewidywaniom uzyskiwanym w modelu średniej geometrycznej, które nie odbiegają znacząco od dolnej granicy HS. Przyjmując ten punkt widzenia można oczekiwać, że przewodność cieplna badanych granitoidów powinna być o ok. 15 % większa niż oznaczona w dotychczasowych pomiarach w przypadku zestawów I i II i o ok. 35 % w przypadku zestawu III. Tego typu korekta powinna zostać potwierdzona dalszymi pomiarami, najlepiej w warunkach podwyższonego ciśnienia. Gdyby przypuszczenia te okazały się prawdziwe, miałyby to bezpośrednie przełożenie na oszacowania powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego. W kolejnych etapach prac interesującą opcją byłoby zrekonstruowanie trójwymiarowej budowy reprezentatywnych próbek granitoidów metodami tomografii komputerowej i bezpośrednie modelowanie efektywnej przewodności cieplnej, w tym jej zależności temperaturowej, z użyciem wysokorozdzielczych metod numerycznych.

Pilotażowe badania przeprowadzone w ramach realizowanego projektu pozwoliły na wstępne określenie temperaturowej zależności przewodności cieplnej wyselekcjonowanych próbek granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego. Badania te powinny być kontynuowane w celu systematycznego rozpoznania tej ważnej z punktu widzenia modelowania stanu termicznego ośrodka relacji. Zalecane jest opracowanie ulepszonych procedur analitycznych, które umożliwiłyby badania przewodności cieplnej prób wysyconych cieczą w warunkach temperatur przekraczających 100 °C. Dalsze badania umożliwią ocenę uniwersalności zaproponowanej dla granitoidów bloku przedsudeckiego uproszczonej zależności między przewodnością cieplną a temperaturą.

## Literatura

- Abdulagatov, I. M., Emirov, S. N., Abdulagatova, Z. Z., & Askerov, S. Y.,** 2006 – Effect of pressure and temperature on the thermal conductivity of rocks. *Journal of Chemical & Engineering Data*, 51(1), 22-33.
- Alishaev, M. G., Abdulagatov, I. M., & Abdulagatova, Z. Z.,** 2012 – Effective thermal conductivity of fluid-saturated rocks: experiment and modeling. *Engineering geology*, 135, 24-39.
- Beardsmore, G. R., & Cull, J. P.,** 2001 – *Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling*. Cambridge University Press.
- Beck, J. M., & Beck, A. E.,** 1965 – Computing thermal conductivities of rocks from chips and conventional specimens. *Journal of Geophysical Research*, 70(20), 5227-5239.
- Beck, A. E., Darbha, D. M., & Schloessin, H. H.,** 1978 –Lattice conductivities of single-crystal and polycrystalline materials at mantle pressures and temperatures. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 17(1), 35-53.
- Berryman, J.,** 1995 – Mixture theories for rock properties. American Geophysical Union Handbook of Physical Constants 205–228.
- Birch, A. F., & Clark, H.,** 1940a – The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. *American Journal of Science*, 238(8), 529-558.
- Birch, A. F., & Clark, H.,** 1940b – The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition; Part II. *American journal of Science*, 238(9), 613-635.
- Bruggeman, D. A. G.,** 1935 – Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen. I. Dielektrizitätskonstanten und Leitfähigkeiten der Mischkörper aus isotropen Substanzen. *Annalen der Physik*, 416(7), 636–664.
- Burhardt, H., Honarmand, H., Pribnow, D.,** 1990 – First result of thermal conductivity measurements with a borehole tool for great depths. KTB Report 90-6a. *Grundlagenforschung und Bohrlochgeophysik* 245–258.
- Chen, F., Popov, Y. A., Sevostianov, I., Romushkevich, R., Giraud, A., & Grgic, D.,** 2017 – Replacement relations for thermal conductivity of a porous rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 97, 64-74.
- Cho, W. J., Kwon, S., & Choi, J. W.,** 2009 – The thermal conductivity for granite with various water contents. *Engineering Geology*, 107(3-4), 167-171.
- Cho, W. J., & Kwon, S.,** 2010 – Estimation of the thermal properties for partially saturated granite. *Engineering geology*, 115(1-2), 132-138.

**Chopra, N., Ray, L., Satyanarayanan, M., & Elangovan, R.,** 2018 – Evaluate best-mixing model for estimating thermal conductivity for granitoids from mineralogy: A case study for the granitoids of the Bundelkhand craton, central India. *Geothermics*, 75, 1-14.

**Čermák, V., & Rybach, L.,** 1982 – Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, Group V (Geophysics and Space Research), Volume Ia, (Physical Properties of Rocks)*, edited by G. Angenheister, Springer, Berlin-Heidelberg, 305-343.

**Clark, S. P. (Ed.),** 1966 – *Handbook of physical constants* (Vol. 97). Geological Society of America.

**Clauser, C., & Huenges, E.,** 1995 – Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, 3, 105-126, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, 3, 105-126

**Darbha, D.M., and Schloessin, H.H.,** 1975 – Anisotropic lattice thermal conductivity of OC-quartz as a function of pressure and temperature, in *Thermal Conductivity*, Klemens, P.G. and Chu, T.K., eds.: Plenum Press, N. Y., p. 183-190.

**Davis, M. G., Chapman, D. S., Van Wagoner, T. M., & Armstrong, P. A.,** 2007 – Thermal conductivity anisotropy of metasedimentary and igneous rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).

**Deming, D.,** 1994 – Estimation of the thermal conductivity anisotropy of rock with application to the determination of terrestrial heat flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 22087-22091.

**Diment, W. H., & H. R. Pratt,** 1988 – Thermal conductivity of some rock-forming minerals: a Tabulation, U.S.G.S. Open file report 88-690, 15 pp., U. S. Geol. Survey

**Downorowicz, S.,** 1983 – Geotermika złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej. Prace Instytutu Geologicznego v. 106, Warszawa.

**Eppelbaum, L., Kutasov, I., & Pilchin, A.,** 2014 – Applied geothermics (pp. 99-149). Springer Berlin Heidelberg.

**Fu, H., Zhang, B., Ge, J., Xiong, Z., Zhai, S., Shan, S., & Li, H.,** 2019 – Thermal diffusivity and thermal conductivity of granitoids at 283–988 K and 0.3–1.5 GPa. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 104(11), 1533-1545.

**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.

**Fuchs, S., Förster, H. J., Braune, K., & Förster, A.,** 2018 – Calculation of Thermal Conductivity of Low-Porous, Isotropic Plutonic Rocks of the Crust at Ambient Conditions

From Modal Mineralogy and Porosity: A Viable Alternative for Direct Measurement?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 8602-8614.

**Gegenhuber, N., & Schoen, J.**, 2012 – New approaches for the relationship between compressional wave velocity and thermal conductivity. *Journal of Applied Geophysics*, 76, 50-55.

**Gray, A. S., & Uher, C.**, 1977 – Thermal conductivity of mica at low temperatures. *Journal of Materials Science*, 12(5), 959-965.

**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.

**Horai, K. I., & Simmons, G.**, 1969 – Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 6(5), 359-368.

**Horai, K. I.**, 1971 – Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research*, 76(5), 1278-1308.

**Horai, K. I., & Baldrige, S.**, 1972 – Thermal conductivity of nineteen igneous rocks, II estimation of the thermal conductivity of rock from the mineral and chemical compositions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 5, 157-166.

**Horai, K. I., & Susaki, J. I.**, 1989 – The effect of pressure on the thermal conductivity of silicate rocks up to 12 kbar. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 55(3-4), 292-305.

**Huenges, E., Burkhardt, H., & Erbas, K.**, 1990 – Thermal conductivity profile of the KTB pilot corehole. *Scientific drilling*, 1(5), 224-230.

**Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V.**, 2006 – Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6):1255-1259

**Jennings, S., Hasterok, D., & Payne, J.**, 2019 – A new compositionally based thermal conductivity model for plutonic rocks. *Geophysical Journal International*, 219(2), 1377-1394.

**Kanamori, H., Fujii, N., & Mizutani, H.**, 1968 – Thermal diffusivity measurement of rock-forming minerals from 300° to 1100° K. *Journal of Geophysical Research*, 73(2), 595-605.

**Kaye, G. W. C., & Higgins, W. F.**, 1926 – The thermal conductivity of vitreous silica, with a note on crystalline quartz. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 113(764), 335-351.

**Kukkonen, I. T., & Peltoniemi, S.**, 1998 – Relationships between thermal and other petrophysical properties of rocks in Finland. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(3), 341-349.



**Lichtenecker, K. V.**, 1924 – Der elektrische Leitungswiderstand künstlicher und natürlicher Aggregate. *Physikalische Zeitschrift*, 25(8), 169-181.

**Linville, M., Vandersande, J., & Pohl, R. O.**, 1984 – Thermal conductivity of feldspars. *Bulletin de Minéralogie*, 107(3), 521-527.

**Łukaczyński I., Polaczek P.** 2014a – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód termalnych otworem KT-1 w Karpnikach k/ Jeleniej Góry, gm. Mysłakowice, pow. jeleniogórski, woj. Dolnośląskie, nr archiwalny: 38/2015, CAG PIG, Warszawa.

**Łukaczyński I., Polaczek P.**, 2014b – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód termalnych otworem ST-1 w Staniszowie k/ Jeleniej Góry, gm. Podgórzyn, pow. jeleniogórski, woj. Dolnośląskie, nr archiwalny: 39/2015, CAG PIG Warszawa.

**Magnitskii, V.A., Petrunin, G.E., and Yurchak, R.P.**, 1971 – Povedenie temperaturoprovodnosti nektorik polevik shpaton I plagioklazon pri temperaturak 300-1200% Doklady Akademiya nauk SSSR, v. 199, p. 1058-1060.

**Maqsood, A., Gul, I. H., & Anis-ur-Rehman, M.**, 2004 – Thermal transport properties of granites in the temperature range 253–333 K. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 37(9), 1405.

**Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J.**, 2020 – *The rock physics handbook*. Cambridge university press.

**Miao, S. Q., Li, H. P., & Chen, G.**, 2014 – Temperature dependence of thermal diffusivity, specific heat capacity, and thermal conductivity for several types of rocks. *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 115(2), 1057-1063.

**Milton, G.**, 2002 – *The Theory of Composites*. Cambridge University Press

**Nagaraju, P., & Roy, S.**, 2014 – Effect of water saturation on rock thermal conductivity measurements. *Tectonophysics*, 626, 137-143.

**Plewa, S.** (red.), 1994 – Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Kraków: CPPGSMiE PAN.

**Plewa M.** (red.), 1996 - Badania ciepła radiogenicznego skał krystalicznych i osadowych obszaru sudeckiego: praca zbiorowa . Wydaw. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energii PAN, Kraków.

**Podugu, N., Ray, L., Singh, S. P., & Roy, S.**, 2017 – Heat flow, heat production, and crustal temperatures in the Archaean Bundelkhand craton, north-central India: Implications for thermal regime beneath the Indian shield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(7), 5766-5788.

**Popov, Y. A., & Mandel, A. M.,** 1998 – Geothermal study of anisotropic rock masses. *Izvestiia Physics Of The Solid Earth C/C Of Fizika Zemli-Rossiiskaia Akademiia Nauk*, 34, 903-915.

**Popov, Y. A., Pribnow, D. F., Sass, J. H., Williams, C. F., & Burkhardt, H.,** 1999 – Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics*, 28(2), 253-276.

**Popov, Y., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D., & Pohl, J.,** 2003 – Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data. In *Thermo-hydro-mechanical coupling in fractured Rock* (pp. 1137-1161). Birkhäuser, Basel.

**Popov, Y., Beardsmore, G., Clauser, C., & Roy, S.,** 2016 – ISRM suggested methods for determining thermal properties of rocks from laboratory tests at atmospheric pressure. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49(10), 4179-4207.

**Pribnow, D., & Umsonst, T.,** 1993 – Estimation of thermal conductivity from the mineral composition: Influence of fabric and anisotropy. *Geophysical Research Letters*, 20(20), 2199-2202.

**Puziewicz, J., Czechowski, L., Krysiński, L., Majorowicz, J., Matusiak-Malek, M., & Wróblewska, M.,** 2012 – Lithosphere thermal structure at the eastern margin of the Bohemian Massif: a case petrological and geophysical study of the Niedźwiedź amphibolite massif (SW Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 101(5), 1211-1228.

**Rasała M., Ciężkowski W., Wąsik M., Kielczawa B.,** 2019 - Dokumentacja geologiczna z wykonania prac geologicznych niekończących się udokumentowaniem zasobów złoża kopaliny w związku z wykonaniem otworu poszukiwawczego za wodami termalnymi LZT-1 w Łądku Zdroju, gm. Łądek Zdrój, pow. kłodzki, woj. dolnośląskie, nr archiwalny: 9119/2019 Arch. CAG PIG, Warszawa.

**Ratcliffe, E. H.,** 1959 – Thermal conductivities of fused and crystalline quartz. *British Journal of Applied Physics*, 10(1), 22.

**Ray, L., Förster, H. J., Förster, A., Fuchs, S., Naumann, R., & Appelt, O.,** 2015 – Tracking the thermal properties of the lower continental crust: Measured versus calculated thermal conductivity of high-grade metamorphic rocks (Southern Granulite Province, India). *Geothermics*, 55, 138-149.

**Roberson, E. C.,** 1988 – Thermal Properties of Rocks, U.S.G.S. Open-File Report 88-441, U. S. Geol. Survey

**Sass, J. H., Lachenbruch, A. H., & Munroe, R. J.,** 1971 – Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations. *Journal of Geophysical Research*, 76(14), 3391-3401.

**Sass, J. H., Stone, C., & Munroe, R. J.,** 1984 – Thermal conductivity determinations on solid rock—a comparison between a steady-state divided-bar apparatus and a commercial

transient line-source device. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(1-2), 145-153.

**Sass, J. H., Lachenbruch, A. H., Moses Jr, T. H., & Morgan, P.**, 1992 – Heat flow from a scientific research well at Cajon Pass, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 5017-5030.

**Sauer, D., Wagner, S., Popov, Y., Rose, F., Schramm, A., Börner, E., & Pfeiffer, J.**, 2017 – Development of a new borehole probe for thermal conductivity scanning. *Geothermics*, 67, 95-101.

**Schärli, U., & Rybach, L.**, 1984 – On the thermal conductivity of low-porosity crystalline rocks. *Tectonophysics*, 103(1-4), 307-313.

**Sharma, P. V.**, 2002 – *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge university press.

**Seipold, U., & Gutzeit, W.**, 1980 – Measurements of the thermal properties of rocks under extreme conditions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 22(3-4), 267-271.

**Seipold, U.**, 1992 – Depth dependence of thermal transport properties for typical crustal rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 69(3-4), 299-303.

**Seipold, U.**, 1995 – The variation of thermal transport properties in the Earth's crust. *Journal of Geodynamics*, 20(2), 145-154.

**Seipold, U., & Huenges, E.**, 1998 – Thermal properties of gneisses and amphibolites—high pressure and high temperature investigations of KTB-rock samples. *Tectonophysics*, 291(1-4), 173-178.

**Seipold, U.**, 1998 – Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks—a general law. *Tectonophysics*, 291(1-4), 161-171.

**Somerton, W. H.**, 1992 – *Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems*. Elsevier.

**Streckeisen, A., & Zanettin, B.**, 2004 – *Igneous rocks: IUGS classification and glossary: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rock*. R. W. Le Maitre (Ed.). University of Cambridge.

**Sundberg, J., Back, P. E., Ericsson, L. O., & Wrafter, J.**, 2009 – Estimation of thermal conductivity and its spatial variability in igneous rocks from in situ density logging. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46(6), 1023-1028.

**Torquato, S.**, 2002 – *Random Heterogeneous Materials: Microstructure and Macroscopic Properties*. Springer, New York, NY

**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.

**Wójcicki A.** (red), 2013 Ocena potencjału, bilansu cieplnego i perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (hot dry rocks) w Polsce (raport końcowy), Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy na zlecenie Ministerstwa Środowiska, nr archiwalny: 3738/2020,CAG PIG Warszawa.

**Yang, J. M.**, 1981 – Thermophysical properties, in Physical Properties Data for Rock Salt, edited by L. H. Gevantman, pp. 205-221, Monograph 167, National Bureau of Standards, Washington.

**Zhao, X. G., Wang, J., Chen, F., Li, P. F., Ma, L. K., Xie, J. L., & Liu, Y. M.**, 2016 – Experimental investigations on the thermal conductivity characteristics of Beishan granitic rocks for China's HLW disposal. *Tectonophysics*, 683, 124-137.

**Zoth, G., & Haenel, R.**, 1988 – Thermal conductivity. *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, 449-468.