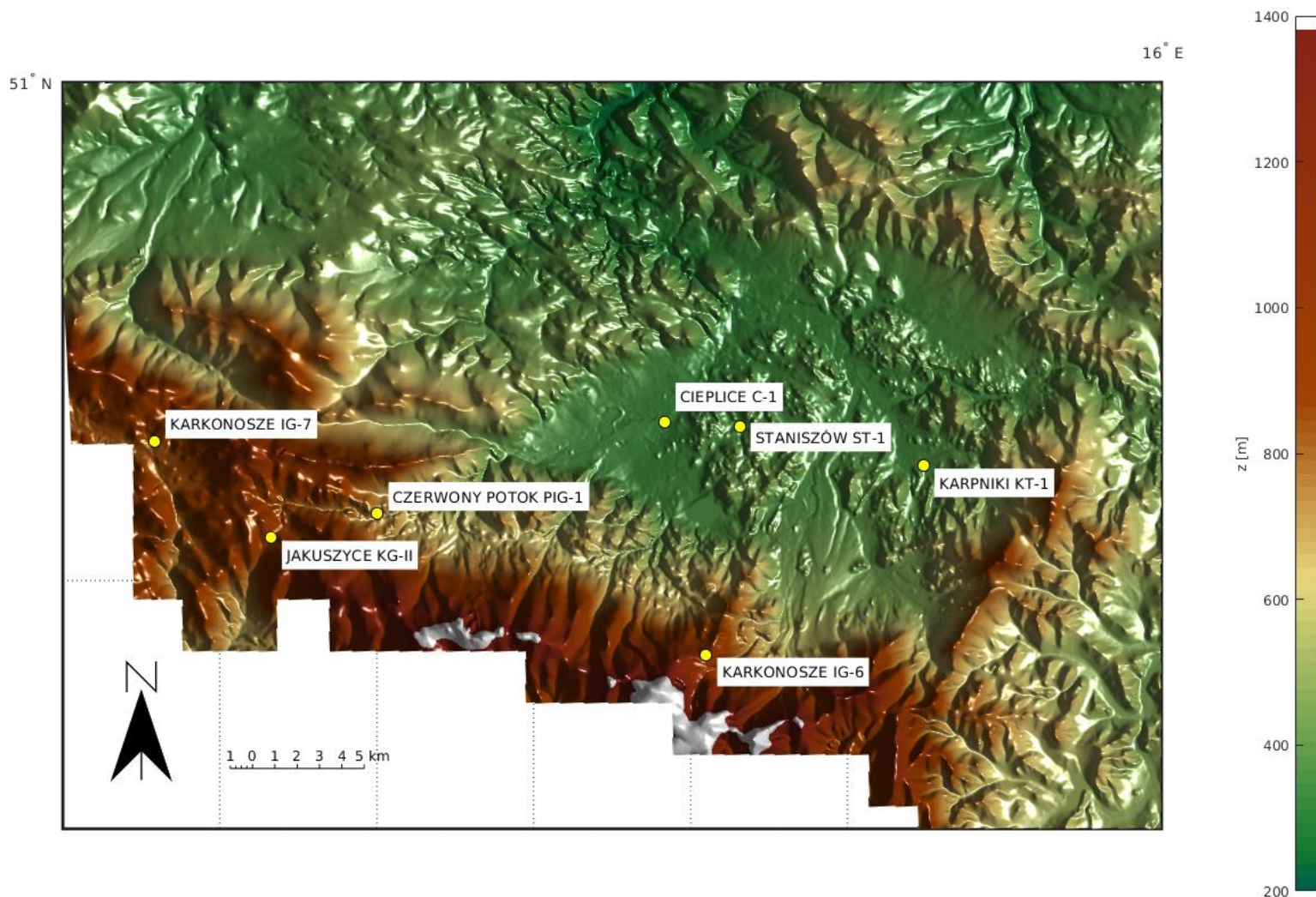


## 10 Modelowanie pola temperatury i strumienia ciepłego na przykładzie granitoidowego masywu Karkonoszy

W warunkach stacjonarnych rozkład temperatury w ośrodku skalnym zależy od trzech podstawowych czynników: przewodności cieplnej ośrodka, w tym jej zależności od temperatury i ciśnienia, przestrzennej dystrybucji ciepła radiogenicznego oraz warunków brzegowych. Rozwiązanie stacjonarnego równania termiki wymaga uwzględnienia wszystkich wymienionych czynników, a temperaturowa zależność przewodności cieplnej sprawia, że rozpatrywany problem nabiera nieliniowego charakteru. Zagadnienia związane z ciepłem radiogenicznym oraz przewodnością cieplną zostały szczegółowo omówione w rozdziałach 8 i 9 tego raportu. Ze względu na niejednorodny charakter badanego ośrodka oraz jego dostępność ograniczoną do strefy przypowierzchniowej (niekiedy silnie przeobrażonej pod wpływem procesów wietrzenia) oraz niewielkiej ilości punktowy profili pionowych (otwory wiertnicze) rozpoznanie parametrów termicznych skał siłą rzeczy charakteryzuje duża doza niepewności, która gwałtownie narasta wraz ze zwiększaniem głębokości. Dla skał występujących w dolnej skorupie jedynym sposobem oceny ich parametrów termicznych są metody pośrednie bazujące na badaniach ekshumowanych analogów powierzchniowych lub w oparciu o interpretacje obrazowań geofizycznych. W nielicznych sytuacjach możemy mieć dostęp do materiału dolnoskorupowego w postaci enklaw w skałach wulkanicznych, ale często są one dość silnie przeobrażone. Stanowi to zaprzeczenie typowej sytuacji, z którą mamy do czynienia w inżynierii, gdzie materiały są najczęściej jednorodne, a ich parametry dobrze rozpoznane. W efekcie ma to przełożenie na sposób prowadzenia modelowania termicznego w dużej skali dla ośrodków skalnych. Zasadnym jest prowadzenia symulacji o charakterze syntetycznym, które mają na celu rozpoznanie efektów związanych z różnicowaniem parametrów termicznych. Tak skonstruowane wariantowe modele przy wystarczająco szerokim spektrum zmienności poszczególnych parametrów pozwalają na określenie siły ich wpływu, co może stanowić wskazówkę dla ich dalszych badań uszczegóławiających. Kolejnym kluczowym z punktu widzenia modelowania czynnikiem jest właściwe rozpoznanie warunków brzegowych. O ile określenie temperatury powierzchniowej (średnia temperatura roczna) nie stanowi większego problemu, to sytuacja znacznie komplikuje się w przypadku rozkładu temperatury na brzegu modelu znajdującym się w głębi ziemi. Obserwacje geofizyczne (np. sejsmologicznie oznaczana granica litosfera-astenosfera) i petrologiczne (np. geotermobarometryczne badania enklaw) pozwalają nam niekiedy w sposób pośredni wnioskować o rozkładzie temperatury na dużych głębokościach. Innym podejściem jest przyjęcie dla dużych obszarów (prowincji termicznych) jednorodnej gęstości strumienia ciepłego w spągu skorupy i późniejsze różnicowanie jego wartości w toku modelowania. W tak prowadzonym modelowaniu inwersyjnym szuka się zgodności między obserwowanym a wyliczonym rozkładem powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego. W przypadku uproszczonych modeli jednowymiarowych ich rozwiązania mogą wprost bazować na powierzchniowych wartościach temperatury i strumienia. Jednowymiarowe modele termiczne często mogą być rozwiązane z użyciem metod analitycznych, podczas gdy trójwymiarowe modele, uwzględniające oboczną zmienność parametrów lub topografię, zazwyczaj wymagają zastosowania metod numerycznych. W tym opracowaniu skupimy się na jednowymiarowych stacjonarnych modelach termicznych dla ważnego obszaru jakim jest granitowy masyw Karkonoszy. Głównym celem prowadzonych prac jest rozpoznanie wpływu powierzchniowych warunków brzegowych oraz parametrów termicznych skał, w zakresie ich rozpoznanej zmienności, na rozkład temperatury do głębokości 4000 m.



**Figura 10.1** Lokalizacja analizowanych otworów z granitoidowego masywu Karkonoszy na tle topografii Kotliny Jeleniogórskiej, Karkonoszy, Rudaw Janowickich, Gór Kaczawskich, Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego

Figura 10.1 pokazuje lokalizacje siedmiu otworów, które zostaną użyte w toku prowadzonych analiz. Otwory te zostały odwiercone w skałach plutonicznych masywu karkonoskiego. Trzy głębokie hydrogeologiczne otwory: Cieplice C-1, Staniszków ST-1 oraz Karpniki KT-1 zlokalizowane są w bliskim sąsiedztwie w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej na wysokościach 340 m, 362 m oraz 372 m n.p.m. W otworach Cieplice C-1 oraz Karpniki KT-1 osiągnięto głębokość 2000 m p.p.t., otwór Staniszków ST-1 odwiercono do głębokości 1581 m p.p.t.. Otwory Karpniki KT-1 i Staniszków ST-1 zostały wykonane w latach 2013-14, a otwór Cieplice C-1 przegłębiono w 1997 r. Pozostałe otwory z masywu karkonoskiego znajdują się na obszarach górskich - w Karkonoszach i Górach Izerskich. Badawczy otwór Jakuszyce KG-II (wys. 872 m n.p.m.) został odwiercony w 1983 r. do głębokości 1000 m p.p.t.. Złożowe otwory Karkonosze IG-6 i IG-7 wykonane zostały w pierwszej połowie lat 80. XX w. i osiągnęły gł. 500 m p.p.t.. Otwór Karkonosze IG-6 zlokalizowany był w pobliżu Karpacza Górnego na wysokości 1049 m n.p.m., natomiast otwór Karkonosze IG-7 wykonano w rejonie Hali Izerskiej na wysokości 850 m n.p.m. Najpłytszy spośród analizowanych, wykonany w 2011 r., badawczy otwór Czerwony Potok PIG-1 sięgnął głębokości 200 m p.p.t.. Otwór ten zlokalizowano w pobliżu kam. Szklarska Poręba Huta na wys. 723 m n.p.m. Dodatkowo, w celach porównawczych, analizowano znajdujący się w odległości ok. 40 km ku E od Jeleniej Góry, zlokalizowany na bloku przedsudeckim otwór Szymanów IG-1, który osiągnął głębokość 900 m p.p.t..

## 10.1 Gradient termiczny

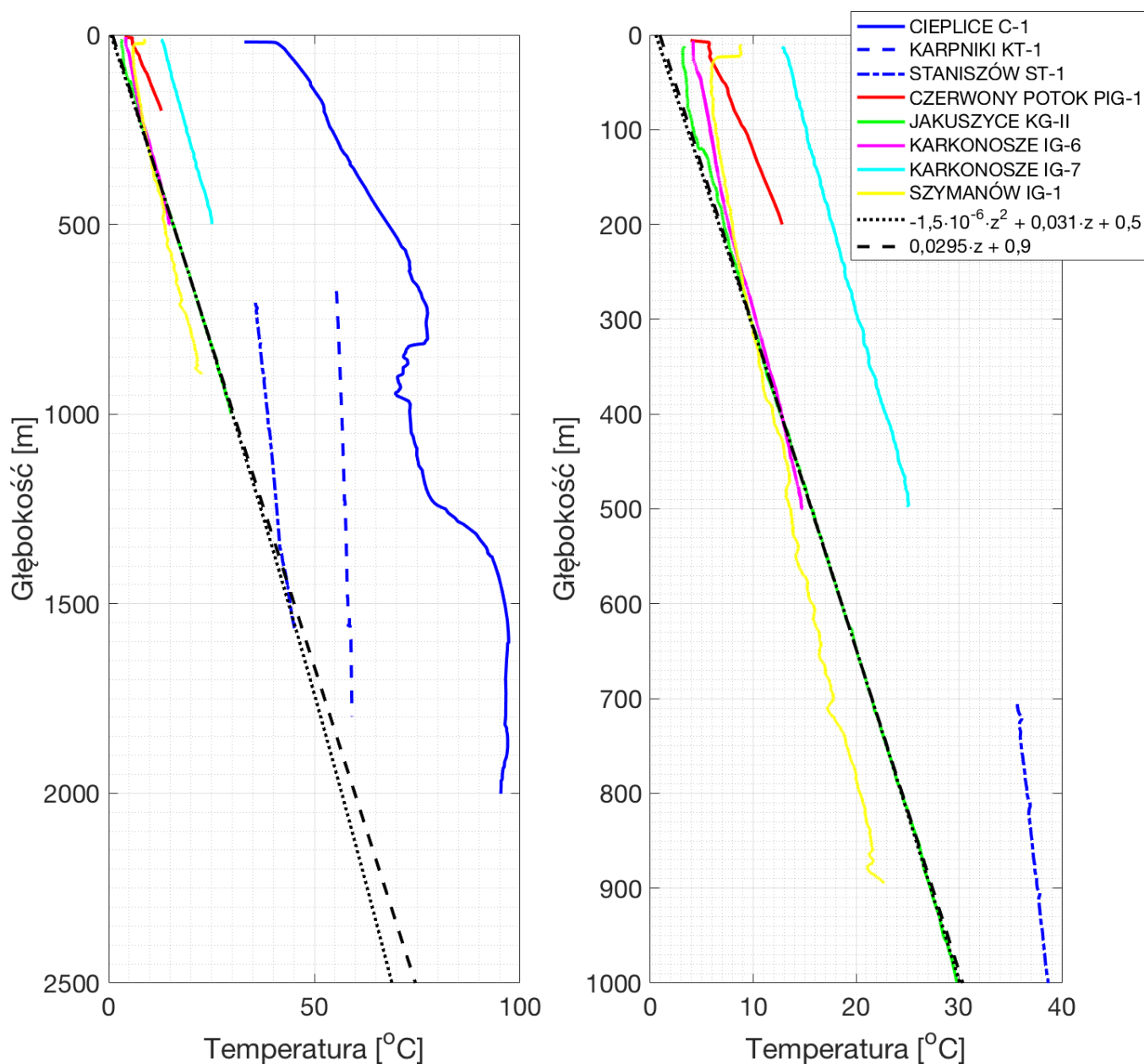
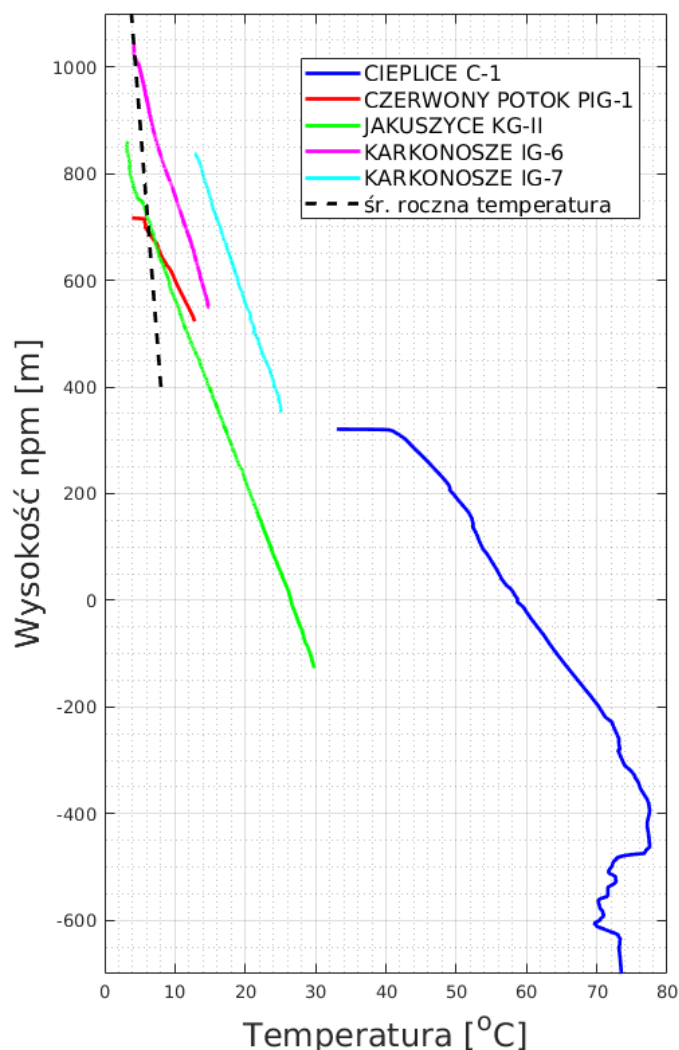


Figura 10.2 Profile temperaturowe w otworach z obszaru granitoidowego masywu Karkonoszy oraz z pobliskiego otworu Szymanów IG-1. Pokazano także ekstrapolację liniową i paraboliczną krzywej najlepszego dopasowania dla otworu Jakuszyce KG-II (dopasowanie krzywych przeprowadzono względem zapisu na odcinku od głębokości 300 m do dna otworu). Wykres po prawej stronie stanowi wycinek wykresu po lewej stronie po zawężeniu głębokości do zakresu 0 – 1000 m.

Na Figura 10.2 zestawiono profile termiczne zarejestrowane w siedmiu analizowanych otworach z obszaru masywu karkonoskiego oraz ze zlokalizowanego w obrębie bloku przedsudeckiego otworu Szymanów IG-1. Otwór Cieplice C-1 profilowany był w całości (do gł. 2000 m), a pomiary termiczne w otworze Karpniki KT-1 zrealizowane zostały na odcinku 675 – 1797 m. W otworze Staniszków ST-1 profilowanie temperatury objęło odcinek 706 – 1569 m. W pozostałych otworach karotaż termiczny został wykonany praktycznie na całej długości. Wszystkie dotychczas wspomniane otwory przewiercały skały plutoniczne (głównie granity) z wkładkami skał żyłowych (głównie apłity). Złożowy otwór Szymanów IG-1 przewiercił utwory neogeńskiego rowu tektonicznego oraz jego metamorficzne podłoże.



**Figura 10.3 Profile temperaturowe w wyselekcjonowanych otworach z obszaru granitoidowego masywu Karkonoszy. Wyniki profilowań pokazano w funkcji wysokości npm. Linia przerywaną oznaczono średnią temperaturę roczną.**

Figura 10.3 pokazuje profile temperaturowe w funkcji wysokości nad poziomem morza w tych spośród analizowanych otworów z obszaru masywu karkonoskiego, w których zapis temperatury był ciągły od powierzchni terenu. Na wykresie pokazano także wysokościową zmienność średniej rocznej temperatury powierzchniowej dla analizowanego obszaru.

Profil temperaturowy z otworu Cieplice C-1 charakteryzuje się złożonym przebiegiem i został on szczegółowo omówiony m.in. w pracach Dowgiałło & Fistek (1998) oraz Dowgiałło (2000). W strefie przypowierzchniowej obserwowano wysokie temperatury sięgające 40 °C (Figura 10.2). Przy zwiększaniu głębokości do ok. 800 m temperatura systematycznie wzrastała, osiągając niemalże 80 °C. Na tym odcinku lokalnie szacowany gradient termiczny przekraczał 50 °C/km (Figura 10.4). Przy dalszym zwiększaniu głębokości obserwowano wyraźny spadek temperatury, a po przekroczeniu ok. 950 m temperatura ponownie wzrastała z głębokością. Znajduje to odzwierciedlenie w ujemnych wartościach gradientu termicznego wyznaczanego nawet dla szerokiego okna obliczeniowego o rozmiarze 400 m. W interwale między 1300 a 1400 m nastąpił wyraźny wzrost temperatury, która osiągnęła poziom

przekraczający  $90\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Na tym odcinku obserwowano najwyższe lokalne wartości gradientu termicznego, które dla okna obliczeniowego o rozmiarze  $100\text{ m}$  dochodziły do poziomu  $100\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . W dolnej partii przegłębionego otworu obserwowano stabilizację temperatury, a od gł. ok.  $1600\text{ m}$  gradient termiczny stagnował na poziomie zbliżonym do  $0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Zaobserwowany złożony rozkład temperatury w otworze Cieplice C-1 Dowgiąłło (2000) wiązał z brakiem jej ustabilizowania powodowanym silnymi dopływami i mieszaniem wód o zróżnicowanych temperaturach pochodzących z różnych głębokości. Według cytowanego autora uśredniony gradient termiczny w otworze wyniósł  $28\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Zbliżony wynik uzyskano w toku analizy prowadzonych w tym opracowaniu przy dopasowywaniu liniowego profilu do zapisu temperaturowego w otworze Cieplice C-1 na odcinku  $50 - 2000\text{ m}$  (Figura 10.4). Wynik ten opiera się jednak na wysokiej przypowierzchniowej temperaturze płynu w otworze (niemalże  $40\text{ }^{\circ}\text{C}$  na głębokości kilkudziesięciu metrów). Przyjmując temperaturę powierzchniową na poziomie odpowiadającym średniej temperaturze rocznej w Kotlinie Jeleniogórskiej (ok.  $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; Figura 10.3) oraz bazując na temperaturze odczytanej na dnie otworu, uśredniony gradient termiczny osiąga aż  $44\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Jednakże, ze względu na silny udział adwekcji płynów w dolnych partiach otworu wyniku tego nie należy traktować jako reprezentatywnego dla otaczającego ośrodka skalnego, a w szczególności nie powinien być używany do oznaczenia bazowego przypowierzchniowego strumienia cieplnego dla całego obszaru masywu karkonoskiego.

W położonych w pobliżu otworu Cieplice C-1 otworach Staniszków ST-1 (odległość od otworu Cieplice C-1 ok.  $3\text{ km}$ ) i Karpniki KT-1 (oddalony od otw. Cieplice C-1 o ok.  $10\text{ km}$ ) profile termiczne zostały zarejestrowane jedynie w ich środkowych partiach. W obrębie zarejestrowanych profili zaobserwowano wyjątkowo niskie wzrosty temperatury z głębokością ( $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  w otworze Karpniki KT-1 i  $10,0 - 15,0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  w otworze Staniszków ST-1), co można interpretować jako wskaźnik silnej adwekcji płynów otworze. Należy przyjąć, że w ten sposób oszacowane gradienty termiczne nie są ustabilizowane i niestety w żadnej mierze nie odzwierciedlają gradientu termicznego w otaczającym ośrodku skalnym. Przyjmując powierzchniową temperaturę równą  $8\text{ }^{\circ}\text{C}$  oraz biorąc pod uwagę najgłębiej zmierzone temperatury, uśredniony gradient termiczny dla otworu Karpniki KT-1 (temp.  $59,12\text{ }^{\circ}\text{C}$  na gł.  $1797\text{ m}$ ) wynosi  $28,5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . W swoim opracowaniu Liber-Makowska i Łukaczyński (2016) podają  $27,0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  jako uśrednioną wartość gradientu termicznego dla tego otworu. Podobna procedura w przypadku otworu Staniszków ST-1 (temp.  $45,17\text{ }^{\circ}\text{C}$  na gł.  $1569\text{ m}$ ) prowadzi do oszacowania gradientu termicznego na nieco niższym poziomie wynoszącym  $23,7\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

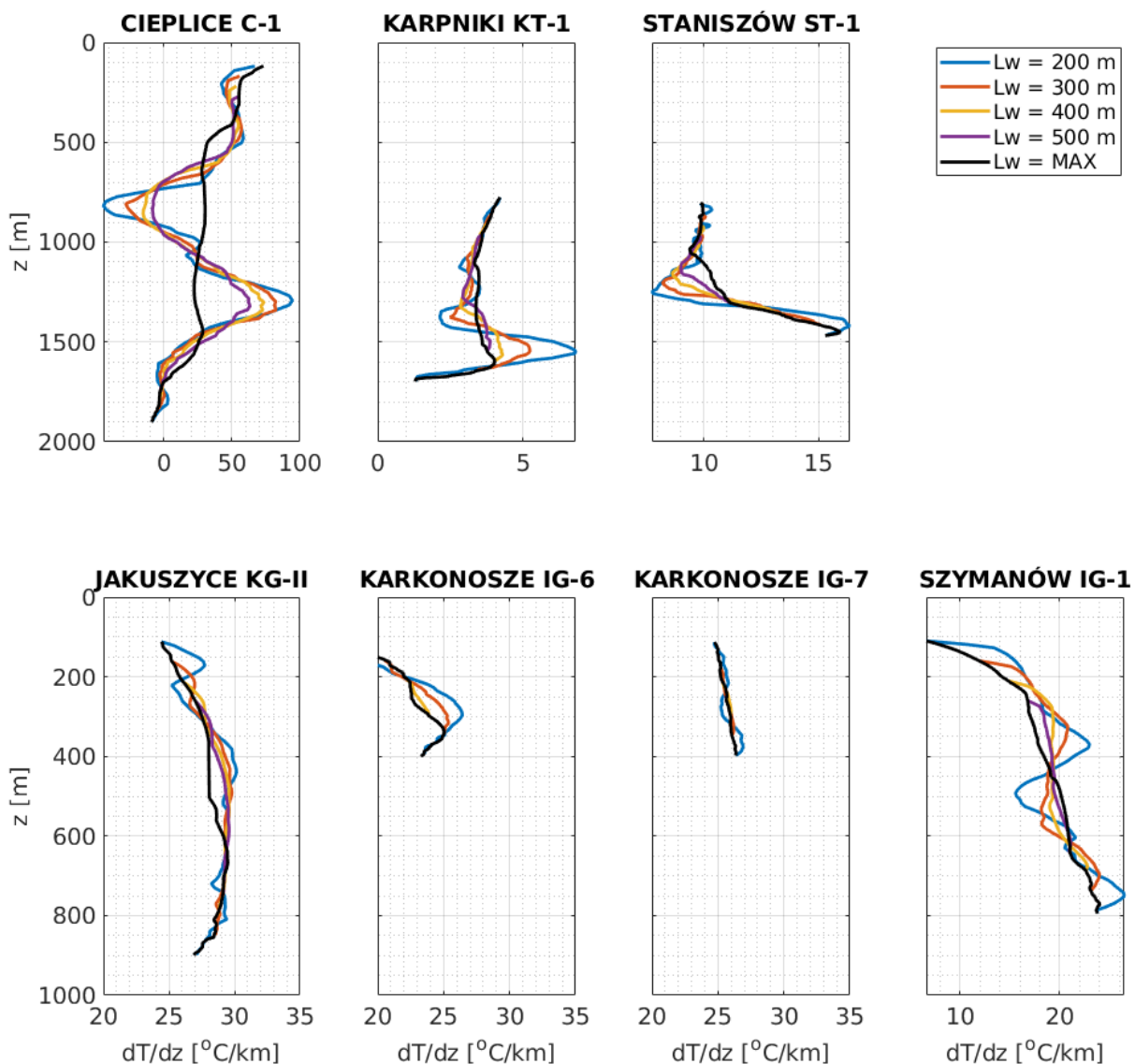


Figura 10.4 Rozkład gradientu termicznego w badanych otworach w zależności od przyjętej długości okna obliczeniowego. Oznaczenia gradientu przeprowadzono z użyciem dopasowania funkcji liniowej w ruchomym interwałach obliczeniowych o długości między 200 a 500 m oraz w wariancie dla symetrycznego okna o maksymalnym rozprzestrzenieniu wokół jego środka (minimum 200 m). W analizie pominięto otwór Czerwony Potok PIG-1 ze względu na jego zbyt małą głębokość.

W otworach Karkonosze IG-6 (okolice Karpacza Górnego, wys. 1049 m n.p.m) oraz Karkonosze IG-7 (Hala Izerska, 850 m n.p.m) profile temperaturowe zostały zarejestrowane do głębokości 500 m. Charakteryzują się one dość regularnym, zasadniczo monotonicznym przebiegiem. Gradienty termiczne wyznaczone na podstawie współczynników kierunkowych prostych najlepszego dopasowania biorąc pod uwagę zapisy od głębokości 100 m wyniosły dla otworów Karkonosze IG-6 i IG-7 odpowiednio 23,9 i 26,0 °C/km (okno o szerokości 400 m wokół punktu na gł. 300 m na wykresach Figura 10.4). Warto podkreślić, że profil w otworze Karkonosze IG-7 miał nadzwyczaj stabilny charakter, a obliczony gradient termiczny mieścił się w wąskim zakresie między 25,0 a 27,0 °C/km nawet przy najkrótszym, 200 m interwale analizy. W tym otworze obserwowano systematyczny, choć niewielki wzrost gradientu z głębokością. W przypadku otworu Karkonosze IG-6 gradient termiczny wahał

się w dużo szerszym zakresie między 20 a 26 °C/km, w zależności od przyjętego okna obliczeniowego. Do głębokości 300 m wykazywał on tendencję wzrostową, a później obserwowano jego niewielki spadek. Zgodnie z obliczoną na bazie temperatur zarejestrowanych na odcinku między 100 a 500 m prostą najlepszego dopasowania temperatura powierzchniowa (wyraz wolny) dla tych otworów wyniosła 3,0 i 12,5 °C. Warto zauważyć, że profil temperaturowy w otw. Karkonosze IG-7 jest przesunięty w stronę wyższych temperatur o ok. 10 °C względem profilu z pobliskiego i położonego na zbliżonej wysokości otw. Jakuszyce KG-II (Figura 10.1 i Figura 10.3). Zauważmy, że temperatura 12,5 °C jest zdecydowanie wyższa od oczekiwanej średniej rocznej temperatury na wysokości 850 m na terenie Hali Izerskiej. Może to wskazywać na systematyczny błąd danych w przypadku otworu Karkonosze IG-7.

Profil temperaturowy zmierzony w badawczym otworze Czerwony Potok PIG-1 miał jedynie 200 m długości. Gradient termiczny szacowany na odcinku między 100 a 200 m wyniósł 36,5 °C/km, a szacowana temperatura powierzchniowa (wyraz wolny dopasowania) osiągnęła 5,5 °C i jest to wartość zgodna z oczekiwaną średnią roczną temperaturą powierzchniową (Figura 10.3). Ze względu na niewielką głębokość otworu nie było możliwości przeprowadzenia analiz gradientu termicznego z użyciem wcześniej stosowanych okien obliczeniowych.

W otworze Jakuszyce KG-II (wys. 772 m n.p.m) zarejestrowano profil temperaturowy o długości ok. 1 km. Jest to najdłuższy spośród analizowanych ustabilizowany profil termiczny. Na całej długości otworu lokalnie uśredniony gradient termiczny zmieniał się w zakresie między 24 a 30 °C/km. W płytszych partiach otworu obserwowano stopniowy wzrost gradientu, co może być nieco sztucznym efektem związanym z występowaniem niewielkiego skoku temperatury na gł. ok. 120 m. Od głębokości ok. 300 m otrzymywano bardzo stabilne wyniki obliczeń, które dla szerokiego spektrum rozmiaru okna obliczeniowego wynosiły ok. 29,5 °C/km. W dolnych partiach odwiertu zaobserwowano niewielki spadek gradientu temperatury. Dla temperatur zarejestrowanych na odcinku 300 – 1000 m dodatkowo przeprowadzono dopasowanie krzywej parabolicznej otrzymując wyrażenie

$$T = -1,5 \cdot 10^{-6} \cdot z^2 + 0,031 \cdot z + 0,5 \quad (10.1)$$

gdzie T to temperatura w °C, a z to głębokość wyrażona w m. Przy uwzględnieniu wyrazu kwadratowego uśredniony gradient termiczny (współczynnik stojący przy wyrazie liniowym) wynosi 31 °C/km. Na głębokości 1000 m efekt temperaturowy związany z dopasowanym wyrazem kwadratowym wynosi zaledwie 1,5 °C. W efekcie wyznaczona w toku regresji wartość współczynnika stojącego przy wyrazie kwadratowym może być obciążona znacznym błędem i powinna być traktowana z dużą ostrożnością. Na Figura 10.2 przedstawiono ekstrapolację otrzymanego dopasowania parabolicznego, wzór ( 10.1 ) oraz liniowy profil dla gradientu 29,5 °C/km i temperatury powierzchniowej 0,9 °C. Do głębokości 1500 m rozbieżności między tymi modelami są znikome, a na gł. 2500 m wynoszą ok. 6 °C. Należy zauważyć, że temperatura zmierzona na dnie otworu Staniszków ST-1 (1569 m, 45,17 °C) pokrywa się z przewidywaniami ekstrapolowanych geoterm wyznaczonych na bazie analizy temperatur zarejestrowanych w otworze Jakuszyce KG-II. Podobnie w przypadku otworu Karpniki KT-1 rekonstruowana temperatura na dnie otworu (ekstrapolacja liniowa do gł. 2010 m: 60,09 °C) przyjmuje niemalże taką samą wartość co ekstrapolacja liniowej geotermii dla otworu Jakuszyce KG-II. Przy tych porównaniach warto pamiętać, że otwór w Jakuszycach jest zlokalizowany w terenie znacznie wyżej niż otwory w Karpnikach i Staniszkowie.

W otworze Szymanów IG-1 obserwowano dość dużą zmienność gradientu termicznego. Pomijając przypowierzchniowe 200 m jego wartość zmieniała się w granicach między 16 a 24

°C/km, natomiast w interwale 300-600 m stabilizował się on na poziomie ok. 20 °C/km. W tym otworze gradient termiczny wykazywał generalny wzrost z głębokością.

Brak stabilizacji termicznej, związany w dużej mierze z adwekcją wód termalnych, zdecydowanie utrudnia ocenę gradientu termicznego w trzech najgłębszych otworach znajdujących w obrębie analizowanego obszaru. Przyjmując średnią roczną temperaturę na poziomie 8 °C oraz bazując na pomiarach temperatury na dnie otworu, gradient termiczny dla otw. Cieplice C-1 oraz Staniszków ST-1 szacowano na poziomie 44 °C/km oraz 23,7 °C/km. W przypadku otworu Karpniki KT-1 otrzymano wynik 28,5 °C/km, ale użycie temperatury rekonstruowanej do poziomu dna otworu (2010 m, 60,1 °C) prowadziłoby do nieco zredukowanego oszacowania wynoszącego 25,9 °C/km. Ze względu na duże zaburzenia związane z krążeniem wód termalnych wynik otrzymany dla otworu Cieplice C-1 nie może być traktowany jako reprezentatywny dla otaczającego ośrodka skalnego. Natomiast w przypadku otworów Staniszków ST-1 i Karpniki KT-1 niezmiernie cenne byłoby powtórne przeprowadzenie pomiarów w warunkach ustabilizowanych i potwierdzenie szacowań uzyskanych na podstawie analizy temperatury z dna otworu. Zauważmy, że otrzymane wartości gradientu termicznego dla tych zbliżonych do siebie w terenie otworów są dość spójne (23,7 i 25,9 °C/km) i mogą być uznane za reprezentatywne dla otaczającego ośrodka skalnego. Gradient termiczny oznaczony na podstawie rejestracji temperatury w 1000 m otworze Jakuszyce KG-II wyniósł w jego środkowej części między 29,5 a 31,0 °C/km. Z kolei w pobliskim 500 m otworze Karkonosze IG-7 (Hala Izerska) wyznaczono gradient termiczny równy 26,0 °C/km. W odwierconym w okolicy Karpacza Górnego 500 m otworze Karkonosze IG-7 gradient wynosił średnio 23,9 °C/km i zbliżony był do wyniku z otw. Staniszków ST-1. Najwyższą, wynoszącą 36,5 °C/km, wartość gradientu w grupie ustabilizowanych profili temperaturowych otrzymano dla 200 m otw. Czerwony Potok PIG-1.

## 10.2 Powierzchniowa gęstość strumienia ciepłego

Gęstość strumienia ciepłego dana jest wyrażeniem  $q = -\lambda \cdot \frac{dT}{dz}$ , gdzie  $\lambda$  to przewodność cieplna. Na podstawie pomiarów temperatury przeprowadzonych w otworze Cieplice C-1 Dowgiałło (2000) szacował strumień ciepły dla tego otworu na poziomie 79 mW·m<sup>-2</sup>. Bazując na przeprowadzonych badaniach przewodności cieplnej próbek pobranych z rdzenia (średnia wartość ok. 2,5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>) oraz oszacowaniu gradientu termicznego (27,0 °C/km), Liber-Makowska i Łukaczyński (2016) dla otworu Karpniki KT-1 podają wartość ok. 70 mW·m<sup>-2</sup>. Są to wyniki nieco wyższe niż wskazywane dla obszaru masywu karkonoskiego (ok. 60 mW·m<sup>-2</sup>) w opracowaniu Bruszewskiej (2000). Na mapie rozkładu powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego na obszarze Polski przedstawionej przez Szewczyka i Gientkę (2012) w rejonie masywu karkonoskiego wskazano wartości między 70 a 80 mW·m<sup>-2</sup>. Wyniki te uwzględniają poprawkę paleoklimatyczną.

W rozdziale 9.5 tego raportu przedstawiono szczegółowe analizy pomiarów przewodności cieplnej granitów karkonoskich wykonanych w ramach projektu HDR (Wójcicki i in., 2013) oraz dokumentowania wyników wierceń Karpniki KT-1 oraz Staniszków ST-1 (Łukaczyński i Polaczek, 2014a i b). Omówiono także wyniki własnych pomiarów przewodności cieplnej granitoidów pochodzących z bloku przedsudeckiego. Jednym z głównych wniosków analiz było stwierdzenie wyraźnego wpływu mikroszczelinowatości próbek na wyniki pomiarów przewodności cieplnej oraz wskazanie techniki pomiaru na mokro jako sposobu obejścia tego problemu, bez konieczności ich prowadzenia w warunkach wysokich ciśnień. Można przyjąć, że wyniki pomiarów wykonanych na suchych próbkach są o ok. 15-20% za niskie w stosunku do właściwej przewodności cieplnej szkieletu skały. Sugerowałoby to, że typowa wartość  $\lambda$



granitów karkonoskich wynosi  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a nie  $2,5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  jak przyjmowano w dotychczasowych opracowaniach. Dodatkowo przeprowadzone analizy zależności między efektywną przewodnością cieplną a składem mineralnym sugerują, że przewodność badanych granitoidów może być jeszcze wyższa i w warunkach pokojowych sięgać poziomu  $3,3 - 3,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Ze względu na spadek przewodności cieplnej z temperaturą w temperaturze  $50 \text{ }^\circ\text{C}$  (temperatura osiągnięta w masywie karkonoskim na gł. ok. 1500-2000m) wykazuje już ona wyraźną redukcję względem wartości mierzonej w warunkach temperatury pokojowej, ale dla pokojowej wartości  $\lambda_{25^\circ\text{C}} = 3,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  jest to wciąż powyżej  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Nakreślony problem wymaga niewątpliwie dalszych, systematycznych badań. W dalszej części opracowania konserwatywnie przyjęto wartość  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  jako reprezentatywną dla przewodności cieplnej granitów karkonoskich w warunkach temperatury pokojowej. Dla typowo obserwowanych w otworach na obszarze masywu karkonoskiego wartości gradientu termicznego między  $25$  a  $30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$  oznacza to powierzchniową gęstość strumienia na poziomie między  $75$  a  $90 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ . Przyjęcie mniej konserwatywnych, wyższych wartości przewodności cieplnej ( $>3,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), zgodnie z przesłankami płynącymi z analizy przedstawionych w rozdziale 9.5.4, mogłoby to prowadzić do wartości powierzchniowego strumienia cieplnego przekraczających  $100 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ .

### 10.3 Ciepło radiogeniczne

W warunkach stacjonarnych i przy braku adwekcji płynów rozkładem pola temperatury rządzi następujące równanie różniczkowe cząstkowe drugiego rzędu

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda_x \frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda_y \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_z \frac{\partial T}{\partial z}\right) + A = 0 \quad (10.2)$$

gdzie  $\lambda_i$  oznacza składowe tensora przewodności cieplnej, a  $A$  ciepło radiogeniczne. Zakładając izotropowość ośrodka  $\lambda_x = \lambda_y = \lambda_z = \lambda$ , jego jednorodność oraz translacyjną symetrię w płaszczyźnie  $xy$  otrzymujemy jednowymiarowe równanie termiki

$$\lambda \frac{d^2 T}{dz^2} + A = 0 \quad (10.3)$$

Dla niezmiennego w profilu ciepła radiogenicznego  $A = \text{const}$  rozwiązanie ogólne przyjmuje postać

$$T = -\frac{A}{2\lambda} z^2 + C_2 z + C_1 \quad (10.4)$$

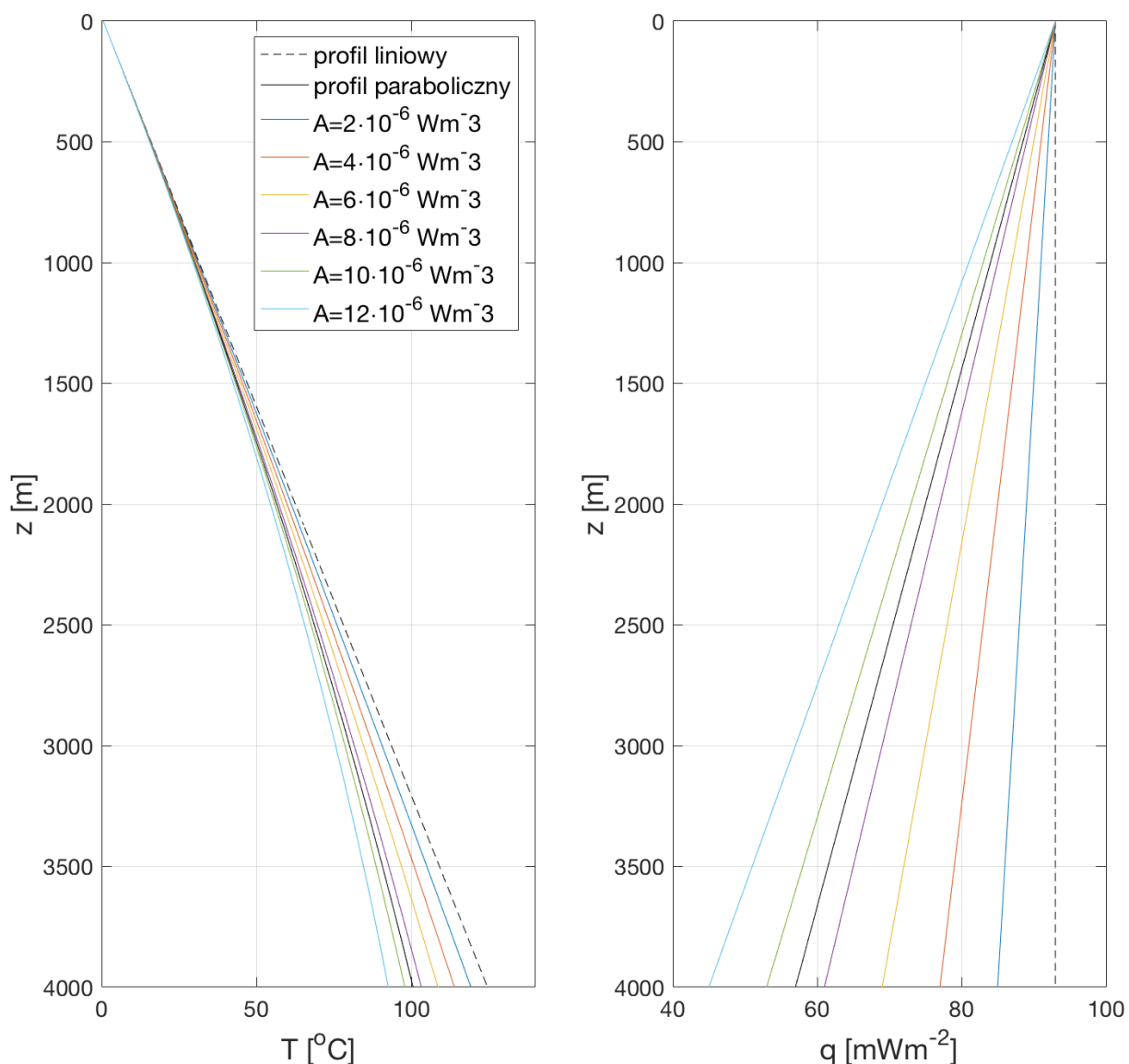
gdzie  $C_1$  i  $C_2$  oznaczają stałe całkowania. Stosując jako warunek brzegowy powierzchniową temperaturę  $T(z=0) = T_0$  oraz powierzchniową gęstość strumienia cieplnego

$$q_0 = -\lambda \cdot \frac{dT}{dz}(z=0) \quad (10.5)$$

otrzymujemy następujący jednowymiarowy rozkład temperatury

$$T = -\frac{A}{2\lambda} z^2 - \frac{q_0}{\lambda} z + T_0 \quad (10.6)$$

Zauważmy, że przyjmując skierowany ku wnętrzu ziemi układ współrzędnych przy wzroście temperatury z głębokości (dodatni gradient) gęstość strumienia ciepłego jest formalnie ujemna. Wzór ( 10.6 ) zastosujemy do przeprowadzenia analizy wpływu generowanego ciepła radiogenicznego na stacjonarny rozkład temperatury z głębokością.



**Figura 10.5** Wpływ ciepła radiogenicznego na rozkład temperatury (wykres po lewej) oraz gęstości strumienia ciepłego (wykres po prawej) z głębokością. Modele zostały skonstruowane dla temperatury powierzchniowej równej  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  oraz powierzchniowego gradientu termicznego wynoszącego  $31 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . Użyto stałej w profilu przewodności cieplnej wynoszącej  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Ciepło radiogeniczne badano w zakresie między  $2$  a  $12 \text{ } \mu\text{Wm}^{-3}$  (kolorowe linie, model C) Na wykresie temperatury pokazano ekstrapolację paraboliczną krzywej najlepszego dopasowania (czarna linia ciągła, model B) dla otworu Jakuszyce KG-II oraz przebieg geotermii liniowej dla  $31 \text{ }^\circ\text{C/km}$  (czarna linia przerywana, model A).

Na Figura 10.5 przedstawiono jednowymiarowe stacjonarne rozkłady temperatury w jednorodnym ośrodku, w którym ciepło radiogeniczne przyjmuje wartość niezmienną z głębokością. We wszystkich modelach przyjęto powierzchniową temperaturę równą  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  oraz powierzchniowy gradient termiczny na poziomie  $31 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . Przyjęte wartości są zgodne z paraboliczną krzywą dopasowania dla otworu Jakuszyce KG-II, która dana jest wzorem ( 10.1 ). Ewentualne użycie zmodyfikowanej powierzchniowej temperatury sprowadza się do translacji całego profilu o wartość odpowiadającą różnicy między zmodyfikowaną a

pierwotną temperaturą powierzchniową. Na wykresach przedstawiono referencyjny liniowy profil termiczny (model A) zgodny z wartościami parametrów temperatury powierzchniowej i gradientu termicznego uzyskanymi w dopasowaniu parabolicznym. Pokazano także ekstrapolację parabolicznej krzywej najlepszego dopasowania (model B). W toku modelowania systematycznie analizowano wpływ ciepła radiogenicznego na przebieg krzywych temperaturowych oraz strumienia ciepłego. Rozpatrywano szeroki zakres wartości  $A$  między 2 a  $12 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Dla wszystkich modeli przyjęto stałą wartość przewodności cieplnej  $\lambda$  wynoszącą  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Efekt związany z ciepłem radiogenicznym opisany jest przez pierwszy człon wzoru ( 10.6 )

$$-\frac{A}{2\lambda}z^2 \quad (10.7)$$

Dla przyjętej wartości przewodności cieplnej oraz dla ciepła radiogenicznego wynoszącego  $6,0 \mu\text{Wm}^{-3}$  wyrażenie  $A/2\lambda$  przyjmuje wartość  $1,0 \cdot 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^{-2}$ . Oznacza to, że przy tak dobranych parametrach termicznych efekt temperaturowy związany z generacją ciepła radiogenicznego powoduje na głębokości  $Z$  km obniżenie temperatury względem referencyjnego profilu liniowego o  $Z^2$  °C. Dla 1 km jest to praktycznie niezauważalna różnica 1 °C, ale już na gł. 3 km efekt ten wynosi 9 °C, a przy maksymalnej rozpatrywanej głębokości 4 km sięga 16 °C. Użycie innej wartości ciepła radiogenicznego w profilu sprowadza się do prostego przeskalowania wyniku. Dla przewodności cieplnej wynoszącej  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  współczynnik stojący przed członem kwadratowym w krzywej najlepszego dopasowania ( 10.1 ) dla otworu Jakuszyce KG-II odpowiada ciepłu radiogenicznemu wynoszącemu  $9,0 \mu\text{Wm}^{-3}$ . W przypadku maksymalnej spośród analizowanych, wysokiej wartości ciepła radiogenicznego wynoszącej  $12 \mu\text{Wm}^{-3}$  odchyłka stacjonarnej geotermii od profilu liniowego na gł. 4 km wynosi aż 32 °C. Tak duże odstępstwo znajduje odzwierciedlenie w szerokim rozwarciu wachlarza geotermii prezentowanych na Figura 10.5. Należy jednak zauważyć, że przyjęcie nawet tak wysokiego poziomu ciepła radiogenicznego powoduje na gł. 1 km spadek temperatury o zaledwie 2 °C. Należy stwierdzić, że użycie właściwie ustabilizowanego profilowania temperaturowego z otworu o głębokości już 1,5 - 2 km, takich jak np. otwory Karpniki KT-1 lub Staniszków ST-1, pozwoliłoby na zdecydowanie wiarygodniejszą ocenę efektów temperaturowych związanych z generacją ciepła radiogenicznego w skałach masywu karkonoskiego.

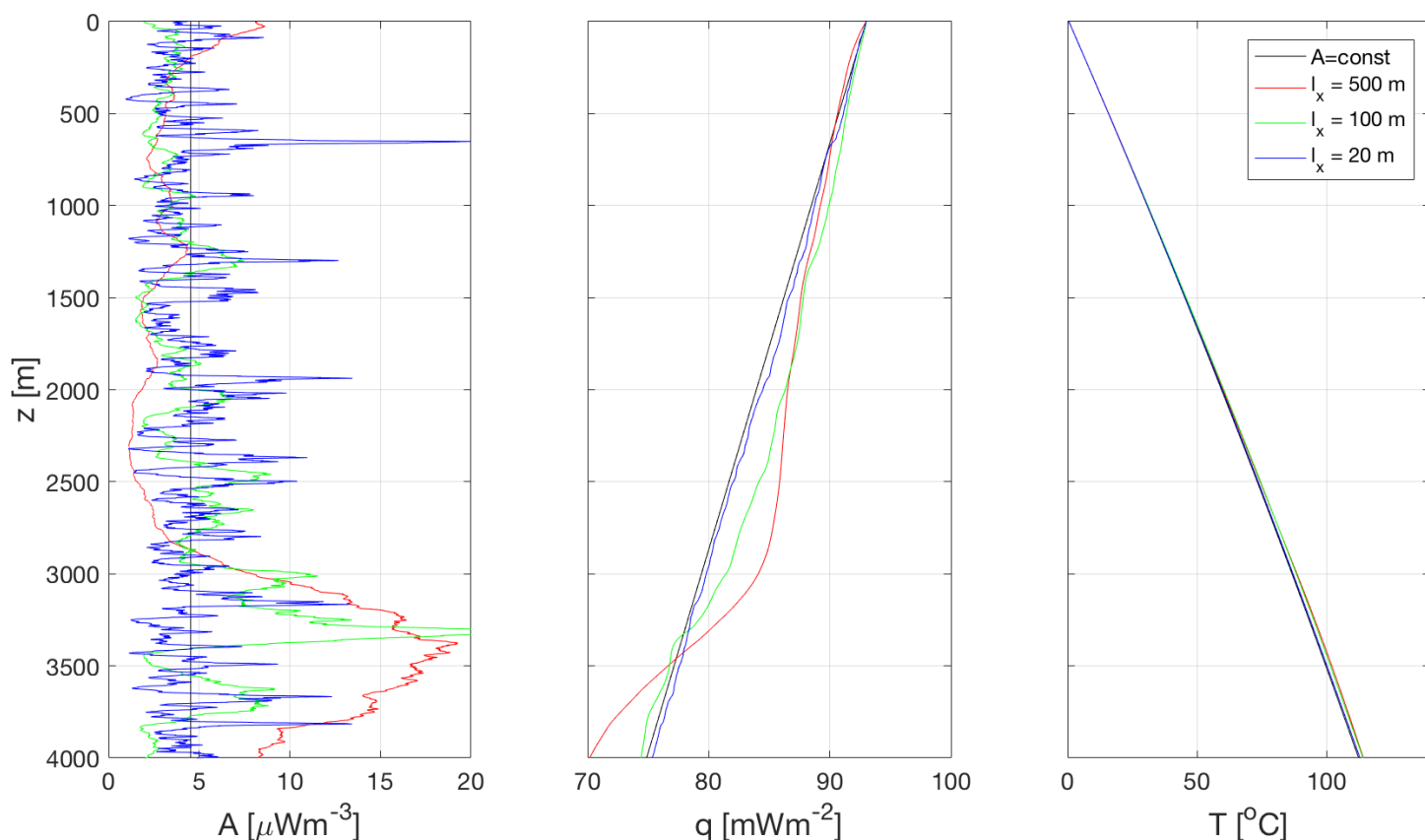
Na Figura 10.5 przedstawiono zmiany (gęstości) strumienia ciepłego z głębokością związane z ciepłem radiogenicznym. Zmiana strumienia z głębokością przy stałym ciepłe radiogenicznym jest liniowa, a współczynnik kierunkowy jest wprost dany przez wartość generowanego ciepła. Dla przewodności cieplnej  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  i przy gradiencie termicznym 31 °C/km powierzchniowa gęstość strumienia ciepłego wynosi  $93 \text{ mWm}^{-2}$ . Przy wartości generowanego ciepła na poziomie  $6,0 \mu\text{Wm}^{-3}$  gęstość strumienia ciepła spada o  $6 \text{ mWm}^{-2}$  na każdy kilometr. Dla takiego doboru parametrów na głębokości 4 km strumień ciepły spada do poziomu ok.  $70 \text{ mWm}^{-2}$ , co stanowi jego spadek o ok. 25% względem wartości powierzchniowej. Natomiast w przypadku maksymalnej rozpatrywanej wartości  $A = 12,0 \mu\text{Wm}^{-3}$  strumień ciepły na gł. 4 km spada o ok. 50%, niemalże do poziomu  $40 \text{ mWm}^{-2}$ . Ekstrapolacja parabolicznego dopasowania dla otworu Jakuszyce KG-II (model B), przy założeniu niezmiennej w profilu przewodności cieplnej, prowadzi do spadku strumienia ciepłego poniżej  $60 \text{ mWm}^{-2}$ . Warto zauważyć, że już nawet na głębokości 1000 m relatywne zmiany strumienia ciepłego są już dość zauważalne i nawet przy dość standardowych

wartościach ciepła radiogenicznego dla granitów sięgają kilku procent wartości powierzchniowej.

W rozdziale 8.4.5 przedstawiono kompilację wyników pomiarów ciepła radiogenicznego granitów karkonoskich. Średnia wartość ciepła radiogenicznego dla całego masywu karkonoskiego wyniosła ok.  $5,5 \mu\text{Wm}^{-3}$ . W jego NE części, na północ od linii Podgórzyn – Strużnica, obserwowano wysokie wartości  $A$  mieszczące się typowo w przedziale  $5 - 7,5 \mu\text{Wm}^{-3}$ , ale lokalnie przekraczające poziom  $10 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Wysokie wartości ciepła radiogenicznego, zazwyczaj lokujące się w zakresie  $4,5 - 6,6 \mu\text{Wm}^{-3}$ , charakteryzują też SE część masywu na linii Szklarska Poręba – Śnieżka. W centralnej strefie o przebiegu NW-SE na linii Piechowice-Kowary obserwowano nieco obniżone wartości generowanego ciepła, ale wciąż wyraźnie powyżej  $3 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Wykonane w ramach projektu HDR (Wójcicki i in., 2013) oznaczenia radiometryczne dla prób pochodzących z otworu Czerwony Potok PIG-1 dały uśrednioną wartość ciepła radiogenicznego równą  $5,33 \mu\text{Wm}^{-3}$ , a w przypadku otworu Karkonosze IG-6 było to  $6,73 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Przeprowadzone w tym rozdziale analizy pokazały, że dla ciepła radiogenicznego na zbliżonym do raportowanej średniej wartości dla całego masywu karkonoskiego poziomie  $6,0 \mu\text{Wm}^{-3}$  redukcja temperatury względem geotermii liniowej wynosi  $Z^2 \text{ } ^\circ\text{C}$ , gdzie  $Z$  to głębokość wyrażona w km. Dla głębokości przekraczających  $1,5 - 2,0$  km efekt ten powinien być już wyraźnie mierzalny w warunkach pomiarów otworowych przy ustabilizowanym profilu temperaturowym. Zauważmy, że na  $5$  km ciepło radiogeniczne powoduje wygięcie geotermii o amplitudzie  $25 \text{ } ^\circ\text{C}$ , co przy gradiencie temperatury na poziomie  $25 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$  daje efekt dokładnie odpowiadający zredukowaniu pograżenia o  $1$  km. Dla otworu Jakuszyce KG-II przeprowadzono dopasowanie krzywej parabolicznej, wskazujące na obecność efektu termicznego równoważnego z generacją ciepła radiogenicznego na poziomie  $9,0 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Należy jeszcze raz podkreślić, że wiarygodność tego typu nieliniowego dopasowania przy dostępnej długości profilowania termicznego ( $1$  km) jest dość niska. Niemniej jednak, w świetle przedstawionych wyników kompilacji parametru ciepła radiogenicznego granitów masywu karkonoskiego jest to wartość dopuszczalna, chociaż raczej o charakterze lokalnej anomalii. Rozprzestrzenienie wglębne granitów masywu karkonoskiego nie jest dobrze rozpoznane, ale szacuje się, że może to być nawet powyżej  $10$  km. Przy stałym w profilu pionowym cieple radiogenicznym sięgającym  $9,0 \mu\text{Wm}^{-3}$  redukcja temperatury względem profilu liniowego na gł.  $10$  km wynosi aż  $150 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Przy gradiencie temperatury na poziomie  $30 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$  prowadziłoby to do zredukowania jej bazowego liniowego wzrostu o ponad połowę. Towarzyszący temu spadek strumienia cieplnego osiągnąłby wartość  $90 \text{ mWm}^{-2}$ , co, przyjmując dotychczasowe szacunki powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego, prowadziłoby do odwrócenia kierunku przepływu ciepła w pionie. Oczywiście jest to mało realistyczny scenariusz, co może wskazywać na to, że tego typu wysokie wartości generowanego ciepła radiogenicznego mają jedynie charakter lokalnych anomalii. Z drugiej strony zaakceptowanie tak wysokiej wartości  $A$  w całym profilu dla batolitu o korzeniach sięgających głębokości pow.  $10$  km wymagałoby niewątpliwie zrewidowania oznaczeń powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego oraz szacunków rozkładu przewodności cieplnej w profilu.

Warto wspomnieć, że dodatkowym czynnikiem, który może prowadzi do parabolicznego uginania profilu temperaturowego jest wynoszenie ośrodka skalnego połączone z jego erozją (ekshumacja skał). Efekt termiczny działania tego procesu jest równoważny obecności źródła ciepła o mocy  $\rho C_p V_z \frac{\partial T}{\partial z}$ . Przyjęcie typowych parametrów dla granitów oraz gradientu  $30 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$  prowadzi do wyrażenia  $2 \cdot V_z \mu\text{Wm}^{-3}$ , gdzie  $V_z$  to prędkość wynoszenia (w założeniu całkowicie kompensowana erozją) wyrażona w  $\text{km}/\text{My}$ . Ze względu na szacowane dla

czwartorzędu tempa wynoszenia skał w masywie karkonoskim można stwierdzić, że jest to przyczynek, który może zostać w zupełności zaniedbany.



**Figura 10.6** Wpływ długości korelacji  $l_x$  rozkładu ciepła radiogenicznego (wykres po lewej, dystrybucja logarytmicznie normalna) na rozkład gęstości strumienia (wykres centralny) oraz temperatury (wykres po prawej) w ośrodku skalnym. Szczegółowe objaśnienia w tekście.

W dotychczasowych rozważaniach przyjmowano niezmienną w profilu wartość ciepła radiogenicznego. Kompilacja danych literaturowych oraz pomiary własne (patrz rozdział 8.3 i 8.4 tego raportu) wskazują, że parametr  $A$  nawet w tak jednorodnych skałach jak granitoidy może wykazywać dość duże lokalne zróżnicowanie. Na Figura 10.6 przedstawiono wyniki numerycznego modelowania wpływu lokalnego zróżnicowania ciepła radiogenicznego na rozkład strumienia i temperatury w ośrodku. W analizie użyto dystrybucji logarytmicznie normalnej o parametrach  $\mu = 1.38$  oraz  $\sigma = 0,5 \mu\text{Wm}^{-3}$ , co daje wartość oczekiwaną równą ok..  $4,53 \mu\text{Wm}^{-3}$ , medianę  $4,0 \mu\text{Wm}^{-3}$  oraz wariancję  $5,83 \mu\text{Wm}^{-3}$ . Do wygenerowania rozkładu przestrzennego zastosowano metodę skorelowanego pola losowego z funkcją korelacyjną typu gaussowskiego, którą parametryzowano wykładnikiem Hursta  $H=0,8$  oraz długością korelacji  $l_x$  równą 20, 100 i 500 m. Użycie niskiej wartości długości korelacji odpowiada silniejszemu lokalnemu zróżnicowaniu ciepła radiogenicznego (linia niebieska). Dla dużej wartości parametru długości korelacji ( $l_x = 100$  i  $500$  m; linia zielona i czerwona) obserwowano dość wyraźne odstępstwa w przebiegu rozkładu strumienia ciepłego w porównaniu z referencyjnym modelem odpowiadającym stałemu, równoważnemu ciepłu radiogenicznemu równemu wartości oczekiwanej dla analizowanych rozkładów logarytmicznie normalnych. Przy niskiej wartości długości korelacji  $l_x=20$  m (zmiennosc ciepła radiogenicznego w skali odślonięcia) nawet silne lokalne zróżnicowanie  $A$  (linia niebieska) nie ma wyraźnego wpływu na rozkład strumienia z głębokością. W przypadku

temperatury rozbieżności między krzywymi były praktycznie niezauważalne. Wyniki tego modelowania pokazują, że nawet przy skorelowanej, ale losowej (brak trendu) zmienności  $A$  w ośrodku decydujący wpływ na rozkład temperatury ma jego uśredniona wartość.

#### 10.4 Temperaturowa zależność przewodności cieplnej

Przewodność cieplna, a w szczególności jej zmienność w profilu, ma pierwszorzędny wpływ na stacjonarny rozkład temperatury z głębokością. Przewodność cieplna skał krystalicznych zależy przede wszystkim od ich składu mineralnego, ale wykazuje też zależność od ciśnienia i temperatury. Zagadnienie to zostało szczegółowo omówione w rozdziale 9.1. W trakcie modelowania skupimy się na temperaturowej zależności przewodności cieplnej, która w warunkach górnoskorupowych zdecydowanie dominuje nad efektem związanym ze zmianami ciśnienia. Posłużymy się kalibracją, która została opracowana na podstawie pomiarów temperaturowej zależności przewodności cieplnej granitoidów pochodzących z bloku przesudeckiego. W rozdziale 9.5.6 została ona przedstawiona w postaci

$$\lambda(T) = [0,557 \cdot (T - 25)/415 + 1/\lambda(25^\circ\text{C}) \cdot (440 - T)/415]^{-1} \quad (10.8)$$

gdzie  $\lambda(25^\circ\text{C})$  oznacza przewodność cieplną mierzoną w warunkach pokojowych,  $T$  – temperaturę wyrażoną w  $^\circ\text{C}$ , a wynikowa przewodność cieplna  $\lambda$  wyrażona jest w  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Przekształcając wzór (10.8) do często stosowanej formy

$$\lambda = \frac{1}{a + bT} \quad (10.9)$$

otrzymujemy następujące wyrażenia dla stałych  $a$  [ $\text{W}^{-1}\text{mK}$ ] i  $b$  [ $\text{W}^{-1}\text{m}$ ]

$$\begin{aligned} a &= -\frac{0,557 \cdot 25}{415} + \frac{1}{\lambda(25^\circ\text{C})} \cdot \frac{440}{415} \cong -3,36 \cdot 10^{-2} + \frac{1,06}{\lambda(25^\circ\text{C})} \\ b &= \frac{0,557}{415} - \frac{1}{\lambda(25^\circ\text{C})} \cdot \frac{1}{415} \cong 1,34 \cdot 10^{-3} - \frac{2,41 \cdot 10^{-3}}{\lambda(25^\circ\text{C})} \end{aligned} \quad (10.10)$$

Z postaci tej skorzystamy podczas całkowania równań termiki. Warto zauważyć, że opracowana kalibracja przewiduje spadek przewodności cieplnej ze wzrostem temperatury, jeśli spełniony jest warunek

$$\lambda(25^\circ\text{C}) > 1,80 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1} \quad (10.11)$$

W Tabeli 10.1 przedstawiono wynikowe parametry  $a$  i  $b$ , zgodnie z wyrażeniami (10.10), dla używanego zakresu wartości przewodności cieplnej w warunkach pokojowych. Wyraźnie zaznacza się wzrost  $b$  i spadek  $a$  przy zwiększaniu  $\lambda(25^\circ\text{C})$ , co wskazuje na silniejszą zależność od temperatury dla dużych wartości  $\lambda(25^\circ\text{C})$ . Raportowane wartości parametrów  $a$  i  $b$  mieszczą się w zakresach typowych dla granitoidów (patrz rozdział 9.1).

$\lambda(25^\circ\text{C})$ [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ]	2,4	2,7	3,0	3,3	3,6
$a$ [ $\text{W}^{-1}\text{mK}$ ]	0,41	0,36	0,32	0,29	0,26
$b \cdot 10^4$ [ $\text{W}^{-1}\text{m}$ ]	3,38	4,50	5,39	6,12	6,73

**Tabela 10.1** Używane w modelowaniu parametry  $a$  i  $b$  dla empirycznego związku opisującego temperaturową zależność przewodności cieplnej  $\lambda=1/(a+bT)$  w zależności od wartości przewodności w temperaturze pokojowej  $\lambda(25^\circ\text{C})$

Dla temperaturowej zależności przewodności cieplnej danej wzorem ( 10.9 ) jednowymiarowe stacjonarne pole temperatury spełnia następujące równanie różniczkowe drugiego rzędu

$$\frac{d}{dz} \left( \frac{1}{a + bT} \cdot \frac{dT}{dz} \right) + A = 0 \quad (10.12)$$

Zakładając niezmiennie w profilu ciepło radiogeniczne i całkując równanie ( 10.12 ) otrzymujemy

$$\frac{1}{a + bT} \cdot \frac{dT}{dz} = -Az + C \quad (10.13)$$

gdzie  $C$  to stała całkowania. Rozdzielenie zmiennych i ponowne całkowanie prowadzi do wyrażenia

$$\ln \frac{a + bT}{a + bT_0} = -\frac{Abz^2}{2} + Cbz \quad (10.14)$$

gdzie za górną granicę całkowania przyjęto  $T$  i  $z$  ( temperatura oraz głębokość), a za dolną  $T_0$  (temperatura powierzchniowa) i  $z_0=0$ . Po przekształceniach

$$T = -\frac{a}{b} + \left( \frac{a}{b} + T_0 \right) \exp \left( -\frac{Abz^2}{2} + Cbz \right) \quad (10.15)$$

Stałą całkowania  $C$  wyznaczymy na podstawie znajomości powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego

$$q_0 = -\lambda(T_0) \cdot \frac{dT}{dz}(z_0) \quad (10.16)$$

Po zróżniczkowaniu wyrażenie ( 10.15 ) i podstawieniu  $z = 0$  otrzymujemy

$$\frac{dT}{dz}(0) = (a + bT_0) \cdot C \quad (10.17)$$

Korzystając z ( 10.16 ) stała  $C$  mozesz zostać bezpośrednio wyrażona przez powierzchniowy strumień cieplny

$$C = -q_0 \quad (10.18)$$

Pod nieobecność źródeł ciepła  $A = 0$  wyrażenie ( 10.15 ) przyjmuje postać

$$T = -\frac{a}{b} + \left( \frac{a}{b} + T_0 \right) \exp(-q_0bz) \quad (10.19)$$

a wzrost temperatury z głębokością jest wykładniczy (wartość stałej C jest dodatnia przy przepływie ciepła ku powierzchni ziemi; podobnie wartość parametru b jest w typowych warunkach dodatnia). Oczywiście należy pamiętać o temperaturowym zakresie stosowalności empirycznego prawa ( 10.8 ).

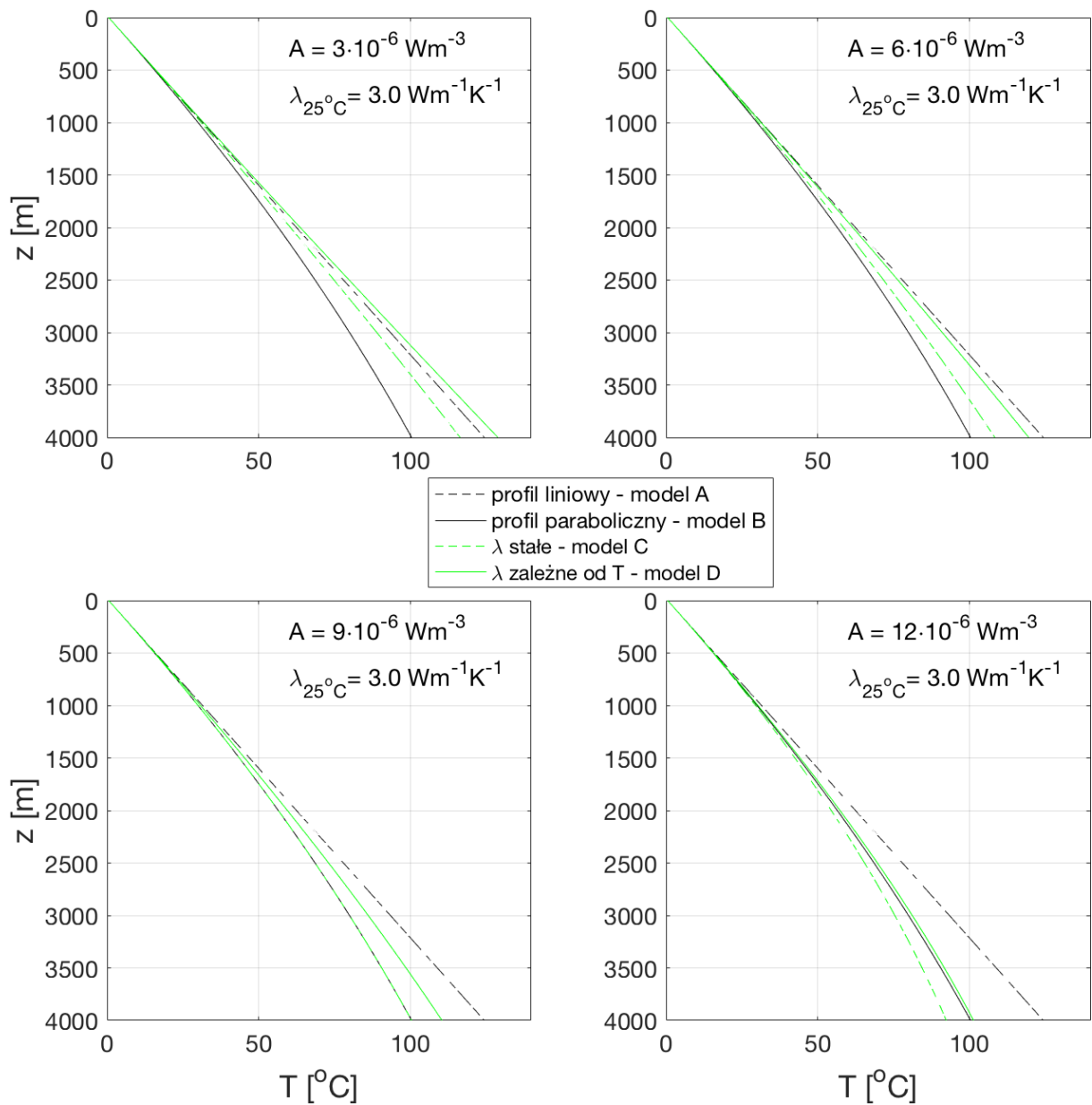


Figura 10.7 Porównanie profili temperaturowych z uwzględnieniem (zielona linia, model D) i bez uwzględnienia (zielona linia przerywana, model C) temperaturowej zależności przewodności cieplnej na tle ekstrapolacji krzywej najlepszego dopasowania (model paraboliczny) dla otworu Jakuszyce KG-II (czarna linia, model B) oraz uproszczonego modelu liniowego (czarna linia przerywana, model A). Modele zostały skonstruowane dla powierzchniowej temperatury oraz gradientu termicznego wynoszącego odpowiednio 0.5 °C oraz 31 °C/km. Przewodność cieplna w warunkach pokojowych wynosiła 3,0 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Na wykresach badano wpływ zmian ciepła radiogenicznego w zakresie między 3 a 12 μWm<sup>-3</sup>.

Na Figura 10.7 przedstawiono wyniki jednowymiarowego modelowania stacjonarnego rozkładu temperatury w ośrodku jednorodnym przyjmując warunki brzegowe odpowiadające warunkom wyznaczonym wcześniej dla otworu Jakuszyce KG-II. We wszystkich modelach



stosowano powierzchniową temperaturę wynoszącą  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  oraz gradient termiczny na poziomie  $31\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Na wykresach jako referencyjny przedstawiono liniowy model (model A) zgodny z wartościami parametrów temperatury powierzchniowej i gradientu termicznego wyznaczonymi dla otworu Jakuszyce KG-II w modelu parabolicznym. Pokazano także ekstrapolację otrzymanej dla analizowanego otworu parabolicznej krzywej najlepszego dopasowania, która dana jest wzorem ( 10.1 ) (model B). Różnice między przewidywaniami modelu liniowego i parabolicznego zostały już omówione w poprzednim rozdziale. Wykresy przedstawione na Figura 10.7 miały przede wszystkim na celu pokazanie wpływu temperaturowej zależności przewodności cieplnej na analizowane profile (model D). W modelowaniu stosowano model temperaturowej zależności przewodności opisany wzorem ( 10.8 ), dla którego stacjonarny rozkład temperatury z głębokością, przy stałym ciepłe radiogenicznym w profilu, dany jest wyrażeniem ( 10.15 ). W celach porównawczych na wykresach przedstawiono także, omawiane w poprzednim rozdziale, krzywe temperaturowe otrzymane dla stałej przewodności cieplnej w profilu (model C). W modelach tych używano przewodności cieplnej odpowiadającej temperaturze pokojowej. We wszystkich modelach przyjęto  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}} = 3,0\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Dla ciepła radiogenicznego przyjmującego wartość  $3\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$ , które może być uznane za niższe od przeciętnej wartości obserwowanej typowo w granitach, profil temperaturowy w modelu uwzględniającym spadek przewodności cieplnej z temperaturą charakteryzował się nieco szybszym wzrostem z głębokością od profilu liniowego. Na głębokości 1000 m przewidywania liniowego modelu referencyjnego A oraz obydwu modeli C i D mieściły się w wąskim zakresie między  $31$  a  $32\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a paraboliczny model B dopasowany do pomiarów temperatury z otworu Jakuszyce KG-II dawał tylko nieco niższą temperaturę równą  $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Na głębokości 2000 m rozbieżność między modelami C i D wynosiła wciąż zaledwie ok.  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , natomiast na głębokości 4000 m osiągnęła już zauważalny poziom  $12,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Temperatura w modelu D uwzględniającym temperaturową zależność przewodności cieplnej była o  $4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  wyższa od trendu liniowego w referencyjnym modelu A. Na tej głębokości ekstrapolacja parabolicznej krzywej dopasowania skutkowała wyraźnie niższym od pozostałych modeli poziomem temperatury, która ledwo przekraczała  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Dla ciepła radiogenicznego na typowym dla granitów karkonoskich poziomie  $6\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$ , model D uwzględniający spadek przewodności cieplnej z temperaturą przewidywał systematycznie nieco niższe temperatury niż referencyjny liniowy model A. Na głębokości 2000 m różnica między przewidywaniami modeli A i D wynosiła zaledwie  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a po osiągnięciu 4000 m osiągała poziom  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Na tej głębokości różnica między modelami C i D wynosiła ok.  $11\text{ }^{\circ}\text{C}$ , co jest rozbieżnością nieco niższą niż zaobserwowana w modelu z ciepłem radiogenicznym równym  $3\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$ . Po zwiększeniu ciepła radiogenicznego do wysokiego poziomu  $9\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$  obserwowano omówioną już w poprzednim rozdziale pełną zbieżność między przewidywaniami modeli B i C. Temperatury otrzymane w uwzględniającym temperaturową zależność przewodności cieplnej modelu D lokowały się pomiędzy przewidywaniami referencyjnych modeli A i B. Na głębokości 4000 m w modelu B (oraz C) temperatura wynosiła  $100,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , w modelu D  $110,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a w liniowym modelu A  $124,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Na ostatnim wykresie Figura 10.7 przedstawiono profile temperaturowe uzyskane dla bardzo wysokiej, przekraczającej typowy zakres zmienności dla granitów, wartości ciepła radiogenicznego wynoszącego  $12\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$ . Przy tak wysokiej wartości ciepła radiogenicznego ekstrapolacja parabolicznej krzywej dopasowania oraz profil temperaturowy uwzględniający spadek przewodności z głębokością (temperaturą) są do siebie bardzo zbliżone. Na głębokości 4000 m różnica temperatur między przewidywaniami modelu C i D wynosi  $8\text{ }^{\circ}\text{C}$  i jest najmniejsza w zestawie analizowanych modeli.

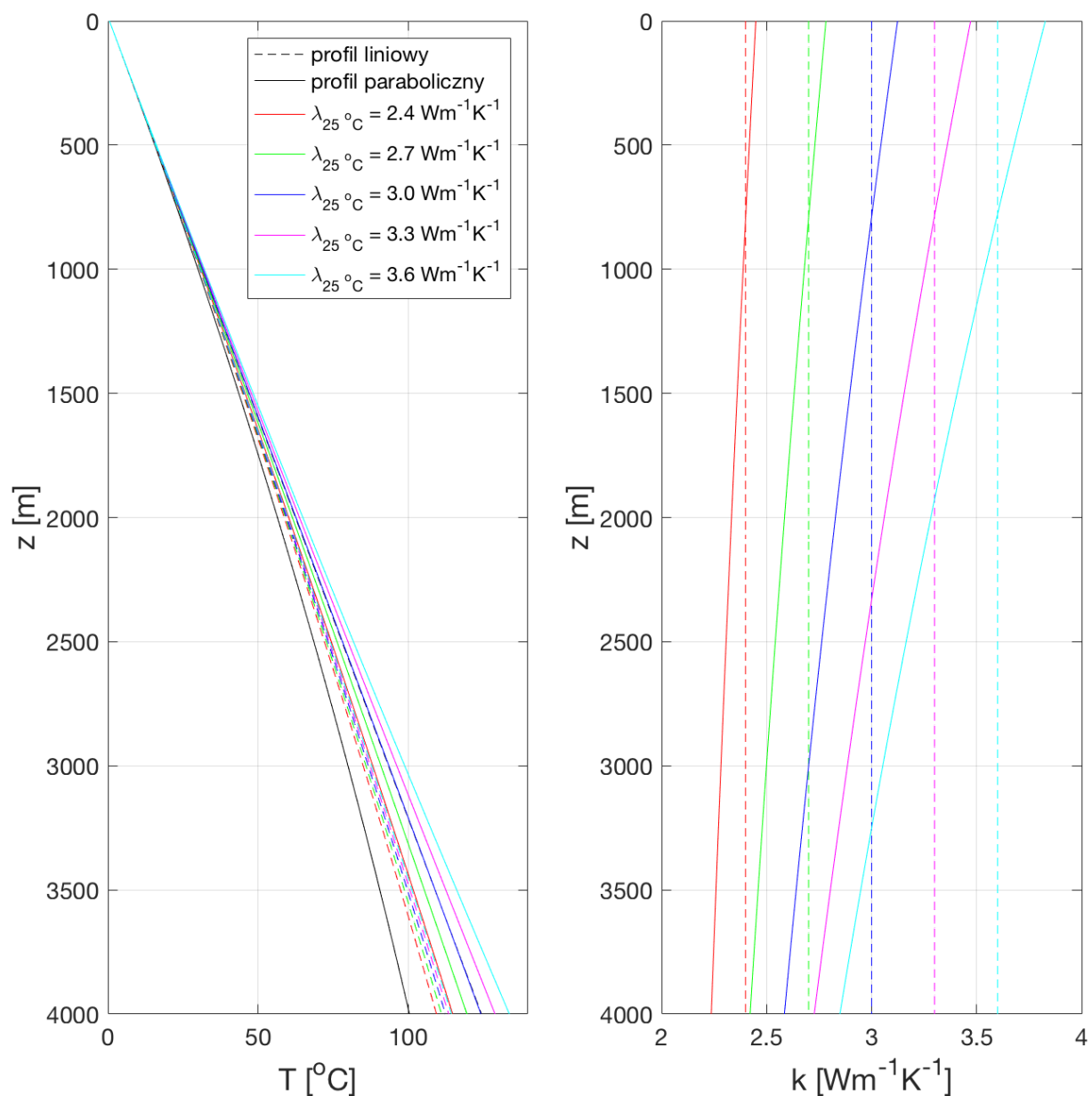


Figura 10.8 Porównanie profili temperaturowych (wykres po lewej stronie) oraz rozkładów przewodności cieplnej z głębokością (wykres po prawej stronie) z uwzględnieniem (kolorowe linie ciągłe, model D) i bez uwzględnienia (kolorowe linie przerywane, model C) temperaturowej zależności przewodności cieplnej. Profile temperaturowe pokazano na tle ekstrapolacji parabolicznej krzywej najlepszego dopasowania dla otworu Jakuszyce KG-II (czarna linia ciągła, model B) oraz uproszczonego modelu liniowego (czarna linia przerywana, model A). Modele zostały skonstruowane dla temperatury powierzchniowej oraz powierzchniowego gradientu termicznego wynoszącego odpowiednio  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  oraz  $31\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . We wszystkich modelach ciepło radiogeniczne ustawiono na poziomie  $4,5\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$ , a przewodność cieplna była zmieniana w zakresie między  $2,4$  a  $3,6\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

W kolejnym kroku szczegółowo analizowano wpływ przewodności cieplnej ośrodka na uzyskiwane rozkłady temperatury. W modelach uwzględniających jej temperaturową zmienność (model D) przewodność cieplna różnicowana była w zakresie między  $2,4$  a  $3,6\text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  dla warunków pokojowych. Ten sam zestaw wartości użyty został w modelach z niezmienną w profilu przewodnością (model C), które prezentowano w celach porównawczych (Figura 10.8). Na wykresie temperaturowym przedstawiono także referencyjne modele A i B. We wszystkich analizowanych przypadkach w tej serii analiz ciepło radiogeniczne wynosiło  $4,5\text{ }\mu\text{Wm}^{-3}$ .

Zgodnie z oczekiwaniami temperatury otrzymane w modelu D były systematycznie wyższe od temperatur uzyskanych w modelu C, w którym nie została uwzględniona temperaturowa zależność przewodności cieplnej. W modelu D większe były też różnice temperatur między poszczególnymi krzywymi. Dla tej kategorii modeli temperatura na głębokościach 2000 i 3000 m zmieniała się odpowiednio w zakresach między 60 a 65 °C i między 88 a 99 °C, natomiast na finalnej rozpatrywanej w modelu głębokości 4000 m obserwowane temperatury mieściły się między 115 a 134 °C. Warto zauważyć, że przebieg krzywej temperaturowej otrzymanej dla modelu  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}} = 3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  był dla analizowanego zakresu głębokości bardzo zbliżony do rozkładu liniowego. W modelu C (przewodność cieplna stała w profilu) obserwowano niewielkie zróżnicowanie przebiegu geoterm. Należy pamiętać, że w modelach jako warunek brzegowy przyjęto powierzchniową wartość gradientu termicznego, co przy zmianach przewodności prowadzi do skalowania powierzchniowej gęstości strumienia cieplnego. W modelu C zakres zmienności temperatury na głębokości 4000 m dla analizowanego spektrum wartości przewodności cieplnej wynosił 5 °C. Do tej głębokości wszystkie temperatury uzyskane w modelu C były niższe w porównaniu z temperaturami obserwowanymi w modelu D, a dobór przewodności cieplnych sprawił, że profile termiczne stanowiące ograniczenia górne (model C,  $\lambda = 3,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) i dolne (model D,  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}} = 2,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) w tych modelach są praktycznie nierozróżnialne (należy jednak pamiętać, że wartości strumienia cieplnego są zasadniczo różne). Dla przyjętego poziomu ciepła radiogenicznego oraz zakresu zmienności przewodności cieplnej otrzymane profile termiczne charakteryzowały się wyraźnie szybszym wzrostem temperatury niż w przypadku parabolicznego modelu B, stanowiącego ekstrapolację kwadratowej krzywej najlepszego dopasowania dla otworu Jakuszyce KG-II.

Figura 10.8 (prawy wykres) pokazuje także głębokościowe rozkłady przewodności cieplnej stowarzyszone z krzywymi temperaturowymi otrzymanymi w modelu uwzględniającą temperaturową zależność przewodności cieplnej (model D). Dodatkowo pokazane zostały stałe wartości przewodności cieplnej używane w porównawczych modelach C. W modelu D wartości te osiągnęte są na głębokości ok. 800 m, gdy temperatura osiąga 25 °C (warunki pokojowe). Zgodnie z charakterystyką zastosowanego modelu empirycznej zależności przewodności od temperatury największy spadek – bezwzględny i relatywny - przewodności z głębokością obserwowano w przypadku modelu  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}} = 3,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Na głębokości 2000 m przewodność cieplna wynosiła  $3,3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , a na ok. 3200 m spadała do poziomu  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . W modelu pośrednim  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}} = 3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  przewodność na 3000 m osiągała poziom  $2,7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Dla najniższej wartości  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}} = 2,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  przewodność cieplna na głębokości 4000 m wynosiła ok.  $2,24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Modele o wyższej wartości  $\lambda_{25^{\circ}\text{C}}$  charakteryzowały się szybszym wzrostem temperatury, co stanowi dodatkowy czynnik wpływający na mocniej zaznaczający się spadek przewodności.

## 10.5 Podsumowanie

Przeanalizowano profile temperaturowe w siedmiu otworach z granitoidowego masywu Karkonoszy. W badawczym otworze Jakuszyce KG-II oraz złożowych otworach Karkonosze IG-6 i IG-7 zarejestrowano dość stabilne rozkłady temperatury, które umożliwiają bezpośrednią rekonstrukcję gradientu termicznego. Mała głębokość badawczego otworu Czerwony Potok PIG-1 utrudnia właściwą ocenę gradientu termicznego w tym otworze. Profile zarejestrowane w głębokich otworach hydrogeologicznych Cieplice C-1, Staniszków ST-1 oraz Karpniki KT-1 są ewidentnie niestabilizowane, a ich bezpośrednia użyteczność do wyznaczenia gradientu termicznego jest niska. W przypadku tych otworów gradient termiczny oszacowano na podstawie zmierzonej lub ekstrapolowanej wartości temperatury na

dnie otworu i przyjmując powierzchniową temperaturę na poziomie 8 °C. Dla otworów Staniszków ST-1, Karpniki KT-1 oraz Karkonosze IG-6 i IG-7 otrzymano spójne wartości gradientu termicznego na poziomie ok. 25 °C/km. Gradient termiczny zrekonstruowany dla stabilnego zapisu temperatury w otworze Jakuszyce KG-II wyniósł ok. 30 °C/km. Natomiast w otworach Czerwony Potok PIG-1 oraz Cieplice C-1 stwierdzono wyraźnie wyższe wartości gradientu termicznego, które można uznać za odzwierciedlenie lokalnych anomalii. Należy podkreślić, że niezmiernie cenne z punktu widzenia analizy stanu termicznego masywu karkonoskiego byłoby przeprowadzenie ponownego profilowania temperaturowego w otworach Staniszków ST-1 oraz Karpniki KT-1 w warunkach ustabilizowanych.

Na podstawie zrekonstruowanych wartości gradientu termicznego przeprowadzono oszacowanie wartości powierzchniowej gęstości strumienia ciepłego. Przedstawione w rozdziale 9 tego raportu badania i analizy pokazały, że przewodność cieplna granitów karkonoskich w warunkach temperatury pokojowej może kształtować się na wyraźnie wyższym niż dotychczas zakładano poziomie między 3,0 a 3,5 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup>. Przyjmując te wnioski oraz bazując na zrekonstruowanych wartościach gradientu termicznego w zakresie między 25 a 30 °C/km, powierzchniową gęstość strumienia ciepłego na obszarze masywu karkonoskiego można oszacować na poziomie między 75 a 105 mWm<sup>-2</sup>. Dotychczasowe szacunki wartości strumienia dla tego obszaru zbliżone są do zaproponowanej w tym raporcie dolnej granicy. Badana w rozdziale 9 tego raportu temperaturowa zależność przewodności cieplnej skał może powodować obniżenie zaproponowanych szacunków o ok. 10%. Należy podkreślić, że rozstrzygnięcie tych kwestii wymaga dalszych systematycznych badań przewodności cieplnej granitoidów sudeckich, ze szczególnym uwzględnieniem efektów związanych z jej temperaturową zależnością oraz z niepożądanym wpływem obecności mikroszczelin (konieczność prowadzenia pomiarów w stanie wysycenia próbek wodą).

W toku modelowania analizowano wpływ poziomu ciepła radiogenicznego na rozkład temperatury z głębokością. W ośrodku o stałej przewodności cieplnej wynoszącej 3,0 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> ciepło radiogeniczne na poziomie 6,0 μWm<sup>-3</sup> powoduje obniżenie temperatury względem referencyjnego liniowego profilu (utrzymane wartości temperatury i strumienia powierzchniowego) o Z °C na głębokości Z km. Użycie innej wartości ciepła radiogenicznego sprowadza się do prostego przeskalowania wyniku. Należy zauważyć, że dla rozsądnego zakresu ciepła radiogenicznego – w analizach stosowano zakres między 3 a 12 μWm<sup>-3</sup> – efekt ten na gł. 1 km jest niewielki, a odstępstwo może sięgać maksymalnie 2 °C. W tym świetle opracowana dla otworu Jakuszyce KG-II (1000 m głębokości) paraboliczna regresja profilu temperatury, która odpowiada ciepłu radiogenicznemu na poziomie 9 μWm<sup>-3</sup>, jest obciążona dużym stopniem niepewności. Ze względu na swój nieliniowy charakter efekt ten na głębokości 2 km jest już wyraźnie wyższy i przy typowej dla granitów karkonoskich wartości ciepła radiogenicznego wynoszącej ok. 6,0 μWm<sup>-3</sup> prowadzi już do obniżenia temperatury względem profilu liniowego o 4 °C. Zauważmy, że dotychczasowe badania ciepła radiogenicznego skał masywu karkonoskiego, opisane w rozdziale 8 tego raportu, pozwoliły stwierdzić dość duże lokalne zróżnicowanie tego parametru oraz wyróżnić strefy jego podwyższonych i obniżonych wartości. Niewątpliwie konieczne są dalsze szczegółowe badania rozkładu ciepła radiogenicznego w skałach masywu karkonoskiego, co pozwoliłoby na właściwą ocenę reprezentatywnych, uśrednionych wartości tego parametru. Przedstawione w tym rozdziale modelowania pokazują, że krytyczną z punktu widzenia rozkładu temperatury wielkością jest uśredniona wartość ciepła radiogenicznego w profilu, a jego nawet dość znaczna lokalna zmienność nie ma dużego wpływu na przebieg temperatury z głębokością. W tym kontekście bardzo cenne byłoby precyzyjne oznaczenie udziału

parabolicznej składowej w profilach temperaturowych na obszarze masywu karkonoskiego, gdyż odzwierciedla ona zintegrowany i automatycznie uśredniony efekt ciepła radiogenicznego w ośrodku. Doskonałymi lokalizacjami dla takich badań wydają się głębokie otwory Staniszków ST-1 oraz Karpniki KT-1, pod warunkiem przeprowadzenia pomiarów w warunkach ustabilizowanych.

Wraz ze wzrostem głębokości efekt temperaturowy związany z ciepłem radiogenicznym silnie narasta. W zależności od przyjętej uśrednionej wartości generacji ciepła w profilu różnice temperatury na głębokości 4-5 km mogą sięgać kilkudziesięciu °C względem uproszczonych liniowych geoterm. Przeprowadzone w tym rozdziale modelowania pokazują jednak, że efekt ten jest kompensowany przez spadek przewodności cieplnej przy wzroście temperatury. Używając opracowanej w rozdziale 9 kalibracji temperaturowej zależności przewodności cieplnej pokazano, że przy niskiej wartości ciepła radiogenicznego, a wysokiej wartości przewodności w warunkach pokojowych może dochodzić wręcz do wzrostu temperatury, przekraczającego liniowy wzrost tego parametru z głębokością. Dla przewodności cieplnej mierzonej w warunkach pokojowych wynoszącej  $3,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  oraz przy ciepłe radiogenicznym na poziomie  $4,5 \mu\text{Wm}^{-3}$  obserwowano niemalże pełną kompensację tych efektów, prowadzącą do liniowego profilu temperaturowego w zakresie analizowanych głębokości do 4000 m. Dalsze, uszczegóławiające badania przewodności cieplnej granitoidów karkonoskich, a w szczególności jej temperaturowej zależności, pozwoliłyby na opracowanie dokładniejszych modeli rozkładu temperatury w masywie karkonoskim.

Rozwinięciem przedstawionego modelowania mogłoby być użycie modeli trójwymiarowych, co pozwoliłoby na rozpoznanie efektów związanych z topografią, z oboczną zmiennością parametrów termicznych, adwekcją płynów, a także trójwymiarową (słabo rozpoznaną) strukturą batolitu. Modelowanie stacjonarne mogłoby też zostać uzupełnione modelowaniem niestacjonarnym, które umożliwiłoby szczegółową ocenę wpływu czynników klimatycznych (poprawka paleoklimatyczna) dla analizowanego obszaru.

## Literatura

**Bruszevska, B. 2000** - Warunki geotermiczne Dolnego Śląska. Przegląd Geologiczny t. 48, nr 7.

**Dowgiałło, J., Fistek, J. 1998** - Wstępne wyniki hydrogeologiczne wiercenia C-1 w Jeleniej Górze Cieplicach. Przegląd Geol. 46, 178.

**Dowgiałło J., 2000** - Thermal water prospecting results at Jelenia Góra-Cieplice (Sudetes, Poland) versus geothermometric forecasts. Environmental Geology, 39 (5): 433-436.

**Liber-Makowska, E., Łukaczyński, I., 2016** - Charakterystyka nowo rozpoznanego złoża wód termalnych w Karpnikach na tle warunków geotermicznych Kotliny Jeleniogórskiej. Technika Poszukiwań Geologicznych, r. 55, nr 2, 5-16

**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.

**Szewczyk J., Gientka D. 2009** - Terrestrial heat flow density in Poland - a new approach. Geological Quarterly, 53 (1): 125-140

**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, opracowanie na zlecenie Ministerstwa Środowiska, nr archiwalny: 3738/2020, CAG PIG Warszawa.