Rozkład pola cieplnego nad wybranymi modelami geotermicznymi

Józef Stajniak*

W dobie wielkiego zanieczyszczenia środowiska naturalnego i uświadomienia wynikających stąd szkód, są podejmowane różne próby i przedsięwzięcia naprawcze, zmierzające do zmniejszenia zanieczyszczeń oraz poprawy stanu tego środowiska. Jednym z głównych źródeł zanieczyszczeń jest masowe spalanie takich tradycyjnych nośników energii, jak: węgiel kamienny, węgiel brunatny oraz ropa naftowa. Prostym rozwiązaniem tego problemu byłoby ograniczenie spalania tych nośników, jednak rozwój cywilizacyjny powoduje nieustanny wzrost zapotrzebowania na energię. Pogodzeniu tych przeciwności ma służyć coraz większe wykorzystanie tzw. niekonwencjonalnych źródeł energii, jak jądrowej, słonecznej, wodnej, wiatru czy geotermalnej.

Jeżeli chodzi o energię geotermalną, to najbardziej poszukiwanym jej źródłem jest wysokotemperaturowa, przegrzana woda lub para wodna. Gdy ich zasoby są duże, to zwykle są wykorzystywane przez elektrownie geotermalne, gdy mniejsze — w inny sposób. Współczesna technika pozwala na wykorzystywanie również niskotemperaturowych źródeł energii geotermalnej, np. przez zastosowanie tzw. pomp cieplnych. W praktyce są wykorzystywane zarówno głębokie, jak i płytkie źródła tej energii. Punktem wyjścia, do racjonalnego wykorzystania tych źródeł energii, powinno być odpowiednie rozpoznanie rozkładu naturalnego ziemskiego pola cieplnego w danym rejonie. Rozpoznaniu temu służą badania geotermiczne, realizowane w dwóch kierunkach. Pierwszy stanowią pomiary głębokie, wykonywane w otworach wiertniczych na głębokości setek i tysięcy metrów, drugi natomiast pomiary płytkie, realizowane zwykle na głębokości nie przekraczającej kilku metrów. Kierunek pierwszy jest starszy; zapoczątkowano go w XIX w. Kierunek drugi jest znacznie młodszy, gdyż powstał dopiero w drugim ćwierćwieczu obecnego wieku. W początkowym okresie pierwszego kierunku uważano, że pomiary temperatury, strefy sięgającej do ok. 20 m, nie mogą być wykorzystywane do celów praktycznych: zmiany temperatury w tej strefie były uznawane jedynie jako czynnik zaburzający i utrudniający rozpoznanie głębszego pola cieplnego. Później, zarówno na drodze teoretycznej, jak i eksperymentalnej, wykazano jednak, że odpowiednio wykonane i opracowane płytkie pomiary geotermiczne mogą nieść cenne informacje o wgłębnych czynnikach i źródłach wywołujących określony rozkład pola cieplnego w strefie przypowierzchniowej. Należy tu podkreślić jeden niezwykle istotny aspekt, a mianowicie to, że kierunek pierwszy jest uwarunkowany dostępnością głębokich, a więc i niezwykle kosztownych otworów wiertniczych, podczas gdy możliwości realizacji pomiarów płytkich są nieporównywalnie większe. Niniejsza praca, mająca charakter metodyczno-studialny, dotyczy badania rozkładu pola ciepnego nad wybranymi modelami geotermicznymi. Podjęto ją w celu bliższego poznania, jaki rozkład pola temperatur na małych głębokościach wywołują określone przyczyny wgłębne i jak zmiany parametrów źródła wpływają na charakter obserwowanych anomalii.

*Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa

Kształtowanie się pola cieplnego w skorupie ziemskiej

Jeżeli w dowolnym ośrodku materialnym różne jego części mają różną temperaturę, to ciepło rozprzestrzenia się od części o wyższej temperaturze do części o temperaturze niższej, przy czym proces ten może zachodzić trzema różnymi sposobami, a mianowicie poprzez:

1) przewodnictwo cieplne, w wyniku którego ciepło przepływa przez samą materię; jest to tzw. przewodnictwo molekularne,

2) konwekcję, w wyniku której rozprzestrzenianie się ciepła jest związane z ruchem nagrzanych cząstek ośrodka,

3) promieniowanie, w wyniku którego przenoszenie ciepła odbywa się sposobem falowym.

W ośrodkach o różnych stanach skupienia poszczególne sposoby przenoszenia ciepła odgrywają różną rolę. W cieczach i gazach ciepło przenosi się przez konwekcję i promieniowanie, w ciałach stałych — głównie przez przewodnictwo molekularne.

Skały są mieszaniną trzech stanów skupienia, przy czym ich wzajemne proporcje ilościowo-objętościowe bywają różne. Niemniej jednak ogólnie zdecydowanie przeważa stały stan skupienia, a w pewnych przypadkach można uważać, że stan ten jest jedynym składnikiem skały. Skały tworzą odpowiednie warstwy, a określony układ tych ostatnich — budowę geologiczną. Pole fizyczne, w tym i cieplne, w ośrodku jednorodnym i izotropowym jest jednorodne. Ponieważ jednak górne warstwy skorupy ziemskiej nie stanowią takiego ośrodka, to też i pole cieplne w tym ośrodku nie jest jednorodne, lecz w swoisty sposób złożone, innymi słowy jego rozkład jest anomalny.

Omawiając w sposób ogólny ziemskie pole cieplne, należy przypomnieć, że z głębi Ziemi ku jej powierzchni płynie stacjonarny strumień ciepła, wymuszany przez wysoką temperaturę wnętrza. Wewnętrzne ciepło Ziemi jest z jednej strony pozostałością ciepła związanego, czy też wytworzonego w chwili powstania globu ziemskiego, z drugiej natomiast jest ono uzupełniane przez rozpad pierwiastków promieniotwórczych. Warunki cieplne w skorupie ziemskiej charakteryzują się temperaturą, gradientem i stopniem geotermicznym oraz gęstością strumienia cieplnego. Określmy teraz, jakie czynniki geologiczne kształtują rozkład pola cieplnego. Otóż rozkład ten determinują następujące czynniki:

— litologiczny,
— tektoniczny,
— hydrogeologiczny.

Czynnik litologiczny, w ujęciu fizycznym i w zakresie nas interesującym, to właściwości cieplne skał, spośród których najistotniejsze jest tu przewodnictwo cieplne bądź jego odwrotność, określana mianem cieplnego oporu właściwego. Przewodnictwo cieplne skał, wyrażane w W/m°C, zmienia się od ok. 0,1 (węgle) do ok. 7,6 (kwarcyty), a więc w przedziale dwóch rzędów wielkości. Istnieją utwo-

Tab. 1. Parametry modeli 1–8

Parametry	Numer modelu							
	1	2	3	4	5	6	7	8
h_1; m	20	50	100	50	20	50	50	100
h_2; m	–	–	–	–	–	–	–	–
l_1;m	30	30	30	30	30	30	30	30
l_2; m	200	200	200	200	200	200	200	200
λ_1; W/m^{o}C	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	1	1
λ_2; W/m^{o}C	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	3	3
λ_3; W/m^{o}C	–	–	–	–	–	–	–	–
α;^{o}	70	70	70	70	70	70	70	70
e ;W/m^2 ^{o}C	0,1	0,1	0,1	0,1	1	1	1	1
T_p;^{o}C	15	15	15	20	15	15	15	15
T_s;^{o}C	30	30	30	30	30	30	30	30
H_s;km	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6

Tab. 2. Parametry modeli 9–16

Parametry	Numer modelu							
	9	10	11	12	13	14	15	16
h_1; m	5	5	5	5	5	5	5	5
h_2; m	20	50	100	20	50	20	50	50
l_1; m	30	30	30	30	30	30	30	30
l_2; m	200	200	200	200	200	200	200	200
λ_1; W/m^{o}C	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1
λ_2; W/m^{o}C	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
λ_3; W/m^{o}C	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5
α;^{o}	70	70	70	70	70	70	70	70
e; W/m^2 ^{o}C	0,1	0,1	0,1	1	1	10	10	10
T_P;^{o}C	15	15	20	15	15	15	15	15
T_s; ^{o}C	30	30	30	30	30	30	30	30
H_s; ; km	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6

ry, jak np. rudy metali charakteryzujące się jeszcze wyższym przewodnictwem cieplnym. Zmiany temperatury z głębokością są charakteryzowane stopniem geotermicznym, którego wartość przy stałej gęstości strumienia cieplnego zależy tylko od oporu cieplnego, a więc od rodzaju skał. Tak np. skały magmowe i metamorficzne mają mniejszy cieplny opór właściwy niż skały osadowe. Wśród skał osadowych najwyższy opór cieplny mają węgle i suche nasycone gazem luźne skały. Przechodząc do bardziej zwięzłych skał węglanowych opór ten maleje 2–3-krotnie, osiągając najmniejsze wartości w przypadku utworów hydrochemicznych. Tak więc, zmiana typu skał będzie za sobą pociągać, istotne skutki w rozkładzie pola cieplnego.

Omawiając ogólnie czynnik tektoniczny, należy stwierdzić że w warunkach ośrodka niejednorodnego, składającego się z utworów o różnym przewodnictwie cieplnym, rozkład pola cieplnego zależy od przestrzennego ułożenia tych utworów. Tak więc niezgodności w ułożeniu warstw, dyslokacje i wszelkie inne zaburzenia tektoniczne w istotny sposób wpływają na rozkład tego pola. Stwierdzono że np. w utworach, pokrywających wysady solne, podniesienia skał metamorficznych, magmowych, węglanowych i innych o wysokim przewodnictwie cieplnym obserwuje się podwyższone wartości gęstości strumienia cieplnego, temperatury i gradientu geotermicznego. Stwierdzono więc wyraźny związek między warunkami cieplnymi a występującymi w głębi czynnikami tektoniczno-strukturalnymi.

I wreszcie trzecim czynnikiem warunkującym ten rozkład są warunki hydrogeologiczne, a szczególnie dynamika wód podziemnych. Wzdłuż poziomów wodonośnych i szczelin prowadzących wodę obserwuje się najsilniejsze przenoszenie ciepła na skutek bardzo wysokiego przewodnictwa cieplnego tych stref, jak i wskutek bezpośredniej konwekcji.

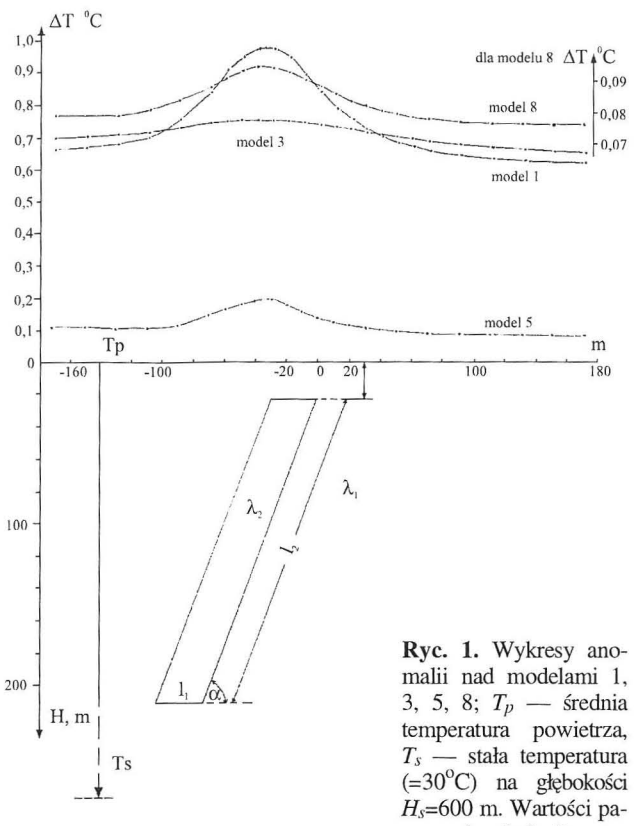
Podobnie jak w innych działach geofizyki, również w geotermice można wyróżniać pola (anomalie) regionalne oraz pola (anomalie) lokalne. Główna różnica między pierwszymi a drugimi polega na wielkości zajmowanych przez nie obszarów, mogą jednak być i inne (przyczyny ich powstania, amplitudy anomalii itp.).

Modele oraz metoda i wyniki obliczeń

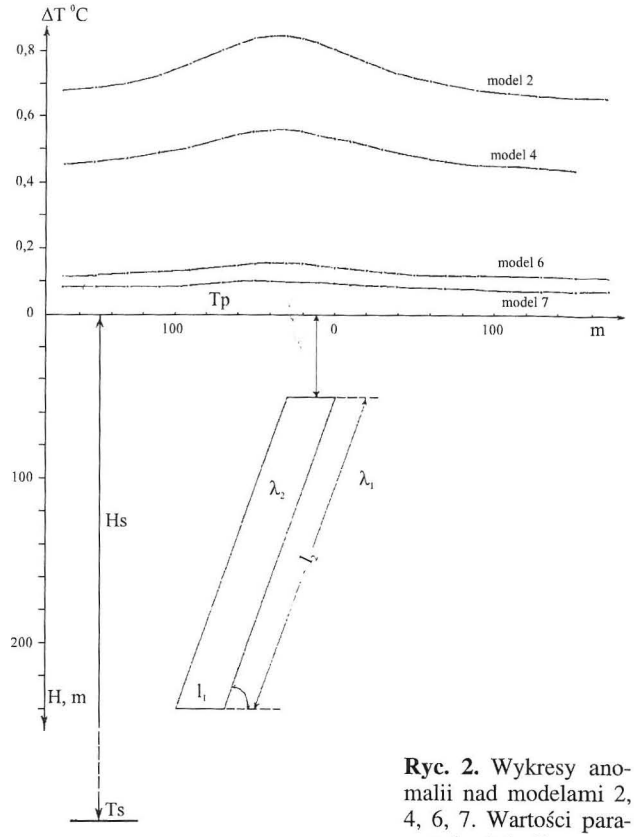
Do obliczeń efektów anomalnych wykorzystano program napisany na podstawie rozwiązania stacjonarnego równania przewodnictwa cieplnego dla struktur dwuwymiarowych metodą różnic skończonych [1]. Opracowany algorytm i program pozwalają na wyznaczenie efektu geotermalnego pochodzącego od dowolnego ciała dwuwymiarowego, znajdującego się w ośrodku, w którym przepływ ciepła z głębi Ziemi ku jej powierzchni następuje w wyniku przewodnictwa molekularnego. Model, dla którego chcemy wyznaczyć omawiany efekt, musi by opisany odpowiednimi parametrami geometrycznymi i geotermicznymi. Parametry geometryczne — to głębokość ciała anomalnego, jego szerokość, miąższość, wielkość zrzutu uskoku, miąższość warstwy pokrywającej itp. Natomiast parametry geotermiczne — to przewodnictwo cieplne ciała anomalnego i ośrodka otaczajcego, to warunki termiczne na powierzchni i na określonej głębokości oraz pewien dodatkowy parametr charakteryzujący mechanizm przenoszenia ciepła z Ziemi do atmosfery. Ten ostatni parametr to, tzw. współczynnik przejmowalności energii cieplnej, oznaczany np. literą e i wyrażany w W/m^2 ^{o}C. Jeżeli chodzi o przewodnictwo cieplne skał — to w tym zakresie, zarówno w kraju, jak i w świecie wykonano wiele pomiarów i zagadnienie to jest dość wiarygodnie poznane. Nie można tego powiedzieć o drugim parametrze; jego rzeczywiste wartości dla określonych warunków nie są bowiem poznane w sposób zadowalający, lecz tylko szacunkowy. Przyjmuje się też, że zmienia się ona w szerokim przedziale [2]. Z tego względu

Tab. 3. Parametry modeli 17–29

Parametry	Numer modelu												
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
h_1;m	40	40	100	100	100	100	32	32	32	32	40	40	40
$h_{2;m}$	–	–	–	–	–	–	382	382	192	382	400	400	–
l_1;m	40	40	20	20	40	40	40	40	40	40	–	–	–
λ_1;m	2	2	1,5	1,5	1,5	1,5	1	1	1	1	3	3	3
λ_2; W/m^{o}C	1	1	2	2	2	2	2	4	4	2	1,5	1,5	1,5
λ_3; W/m^{o}C	4	4	4	4	4	4	–	–	–	–	–	–	–
α;^{o}	60	60	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
e; W/α^2^{o}C	0,1	10	10	20	10	20	0,1	0,1	0,1	10	0,1	0,1	10
T_p; ^{o}C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
T_s;; ^{o}C	30	30	40	40	40	40	30	30	30	30	30	30	30
H_s; km	0,6	0,6	1	1	1	1	0,58	0,58	0,58	0,58	0,6	0,6	0,6



Ryc. 1. Wykresy anomalii nad modelami 1, 3, 5, 8; T_p — średnia temperatura powietrza, T_s — stała temperatura (=30°C) na głębokości H_s=600 m. Wartości parametrów (tab. 1)



Ryc. 2. Wykresy anomalii nad modelami 2, 4, 6, 7. Wartości parametrów (tab. 1)

dla rozważanych modeli przyjęto kilka dość różniących się wartości tego parametru, w celu zbadania jego wpływu na wielkość anomalii wywoływanej przez czynnik zaburzający.

W niniejszej pracy są prezentowane wyniki obliczeń efektu geotermalnego na głębokości 2 m, dla 29 modeli. Oczywiście każdy model jest inny, jeżeli nie w sensie geometrycznym, to w charakterystyce parametrów geotermicznych. W zależności od przyjętych kryteriów można dokonać różnego podziału zbioru tych modeli. Uwzględniając np. tylko kryteria geometryczne, to zbiór dzieli się na trzy zasadnicze grupy obejmujące: dobrze przewodzące ciepło warstwy pionowe nachylone oraz pionowe uskoki, z możliwością wydzielenia dwóch podgrup, uwzględniających bądź nie uwzględniających istnienie pokrywającej model warstwy powierzchniowej. Inne możliwości podziału stwarzają parametry geotermiczne. Na przykład przyjęte warunki termiczne dzielą zbiór modeli na dwie grupy. Grupa pierwsza obejmuje modele 1–16, grupa druga pozostałe. Tak się zresztą złożyło, że efekty geotermiczne modeli pierwszej grupy zostały obliczone na doraźne zapotrzebowanie. Są to fizyczne modele pewnej rzeczywistej budowy geologicznej dotyczącej złoża rud hematytu. Dlatego też, przyjęto tak wysokie przewodnictwo cieplne warstwy nachylonej (10,5 W/m°C).

Modele te, jak i inne podobne z warstwą nachyloną czy pionową o niższym, chociaż nadal podwyższonym przewodnictwie, mogą reprezentować również np. strefy uskokowe lub inne anomalne ciała. Modele dotyczące uskoku pionowego, komentarza nie wymagają. Parametry modeli zestawiono w tabelach 1–3.

Należy wspomnieć o zasadach, którymi kierowano się w doborze parametrów. Otóż poza uwagami, przedstawionymi wyżej, pierwszą zasadą było dążenie do przyjmowania realnych wartości, a więc takich, jakie można spotkać w warunkach naturalnych, drugą natomiast — to podejście metodyczne polegające na zmianie wartości zwykle tylko jednego parametru w tej samej grupie kolejnych modeli. Tylko bowiem takie postępowanie umożliwia wyznaczenie wpływu zmiany danego parametru na wielkość efektu anomalnego wywołanego przez model. Na przykład modele 1, 2 i 3 różnią się między sobą jedynie głębokością stropu warstwy przewodzącej, modele 1 i 5 — wartością współczynnika przejmowalności energii cieplnej.

Wyniki obliczeń anomalii przedstawiono graficznie na czternastu rycinach. Numery rycin i odpowiadających im modeli zestawiono w tab. 4.

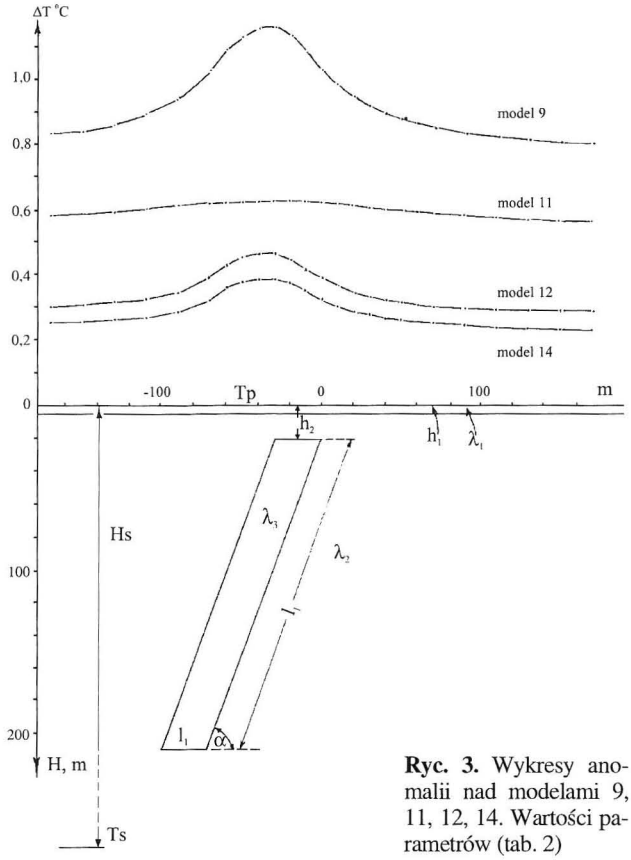
Z modeli, których efekty zestawiono na ryc. 1, anomalię o najwyższej amplitudzie (0,34°C) powoduje model nr 1. Ponieważ jest to model warstwy nachylonej, więc wywołana przez niego anomalia jest w pewnej mierze asymetryczna. Charakteryzując tę anomalię należy podać, że:

1) maksimum występuje nad lewą krawędzią stropu warstwy przewodzącej,

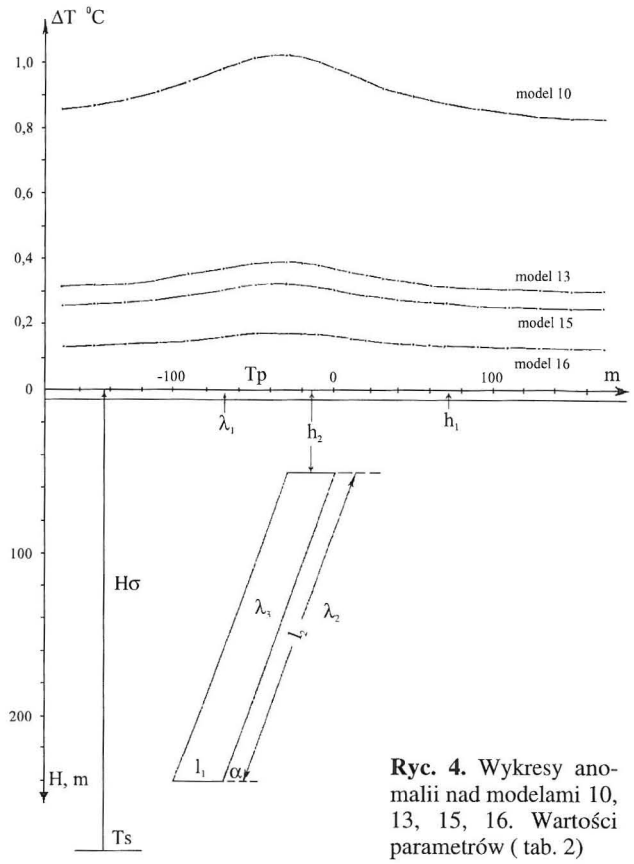
2) ze szczegółowego porównania danych liczbowych wynika, że w punktach jednakowo oddalonych od maksimum, nad ciałem anomal-

Tab. 4. Numery rycin i odpowiadające im modele

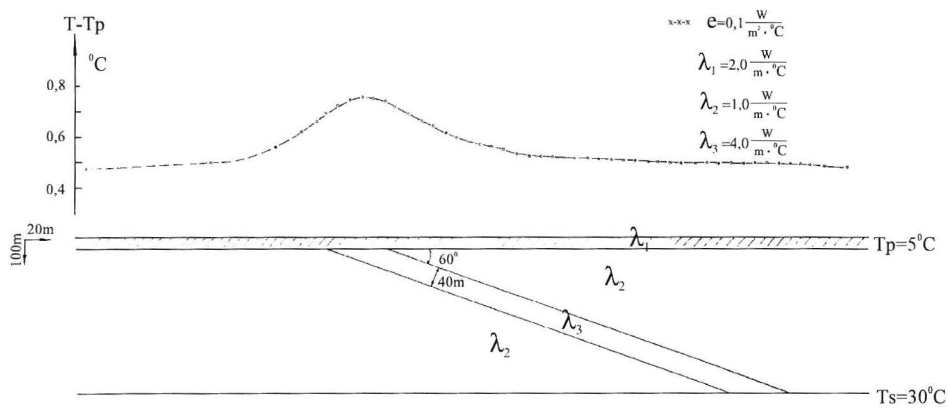
Nr ryciny	Nr modelu
1	1, 3, 5, 8
2	2, 4, 6, 7
3	9, 11, 12, 14
4	10, 13, 15, 16
5	17
6	18
7	19, 20
8	21, 22
9	23, 24
10	25
11	26
12	27
13	28
14	29



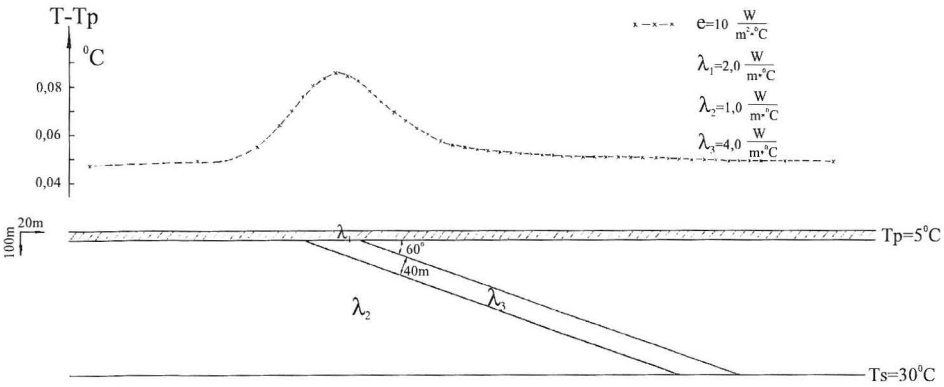
Ryc. 3. Wykresy anomalii nad modelami 9, 11, 12, 14. Wartości parametrów (tab. 2)



Ryc. 4. Wykresy anomalii nad modelami 10, 13, 15, 16. Wartości parametrów (tab. 2)



Ryc. 5. Wykres anomalii nad modelem 17; (Ryc. 5–14 wartości parametrów — patrz tab. 3).



Ryc. 6. Wykres anomalii nad modelem 18

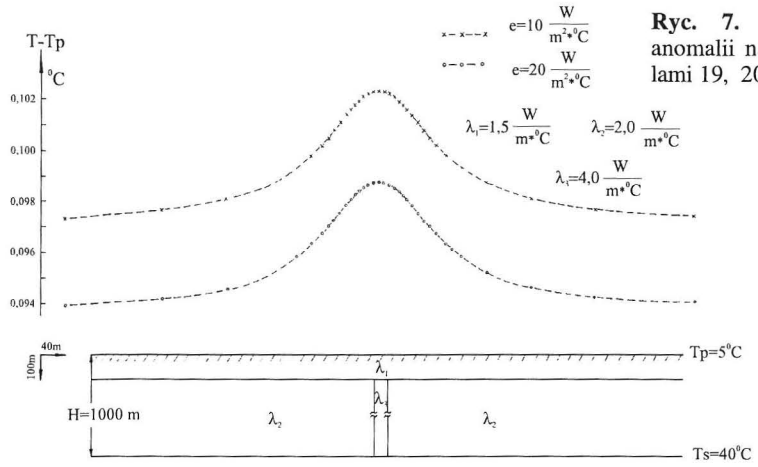
nym, wartości anomalii są nieco wyższe niż w punktach położonych na prawo od maksimum.

Uwaga o asymetryczności anomalii dotyczy wszystkich modeli z warstwami nachylonymi.

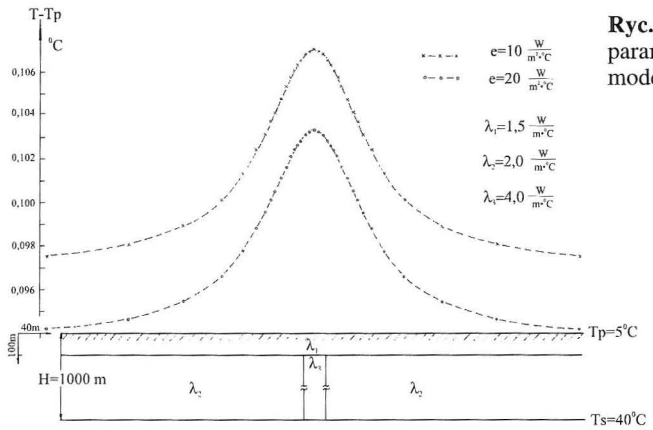
Zestawione na ryc. 1 wykresy anomalii wykazują, że wzrost głębokości stropu ciała anomalnego silnie zmniejsza amplitudę anomalii (np. model 1 i 3).

Na ryc. 2 zestawiono wykresy anomalii wywołanych przez modele, w których strop warstwy przewodzącej leży na tej samej głębokości, a różnice dotyczą kontrastów przewodnictwa cieplnego warstwy przewodzącej i otoczenia (np. modele 6 i 7), wartości średniej temperatury powietrza, a tym samym i różnicy temperatury wgłębnej i powierzchniowej (np. modele 2 i 4) oraz wartości współczynnika przejmowalności energii cieplnej (np. modele 4 i 6). Z analizy tych przypadków porównawczych wynika, że:

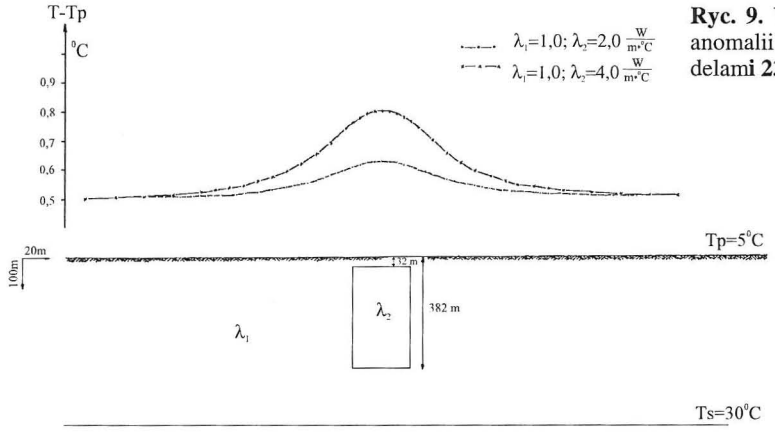
— zmniejszenie kontra-



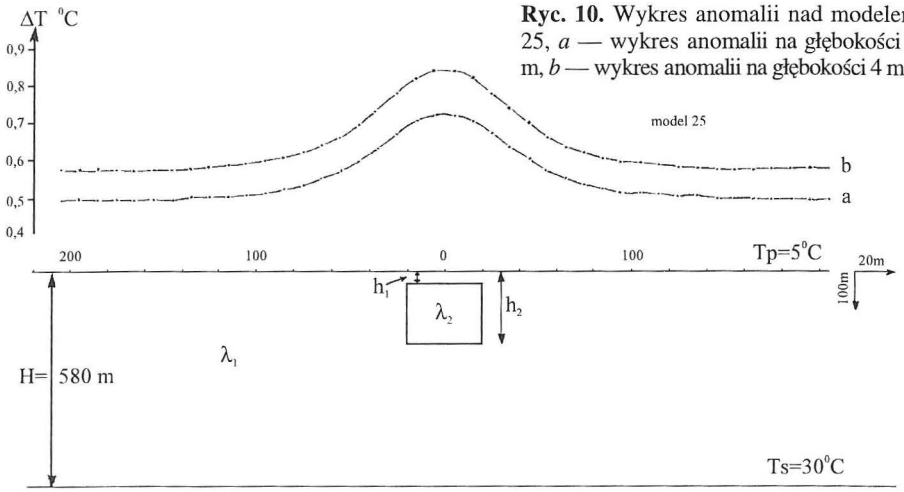
Ryc. 7. Wykresy anomalii nad modelami 19, 20



Ryc. 8. Wykresy parametrów nad modelami 21, 22



Ryc. 9. Wykresy anomalii nad modelami **23, 24**



Ryc. 10. Wykres anomalii nad modelem 25, *a* — wykres anomalii na głębokości 2 m, *b* — wykres anomalii na głębokości 4 m

stów przewodnictwa cieplnego,

— zmniejszenie różnicy T_s—T_p oraz

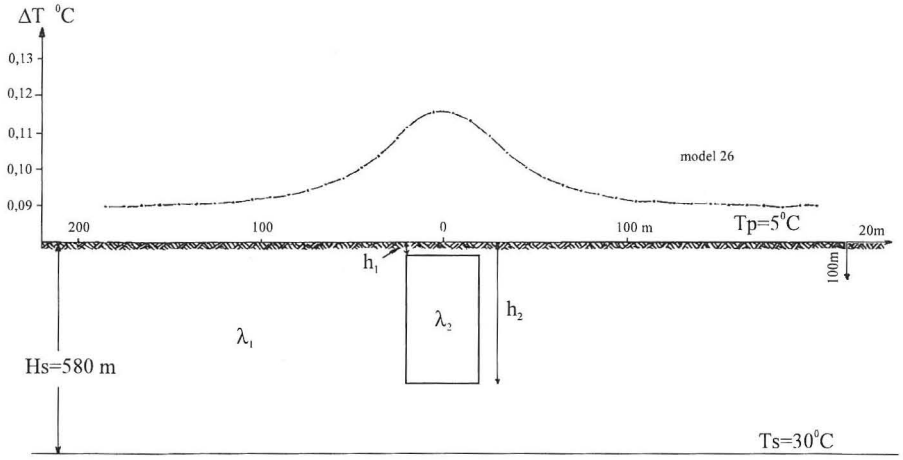
— zwiększenie wartości współczynnika *e* powodują zmniejszenie amplitudy obserwowanych anomalii. Na ryc. 3 zestawiono efekty anomalne modeli z dodatkową, słabo przewodzącą warstwą powierzchniową.

Omawiając te wykresy, należy zwrócić uwagę na relacje zachodzące między krzywymi 9 i 11 oraz 9, 12 i 14. W pierwszym przypadku, silne zmniejszenie anomalii, to przede wszystkim skutek zwiększenia głębokości stropu ciała anomalnego, w drugim przypadku natomiast wykresy 9, 12 i 14 pokazują wpływ zmian współczynnika przejmowalności energii cieplnej na amplitudę anomalii. I tak 10-krotne zwiększenie współczynnika *e* z wartości 0,1 do 1,0 (modele 9 i 12), powoduje 2-krotne zmniejszenie tej amplitudy, ale skutek dalszego 10-krotnego zwiększenia tego współczynnika z wartości 1 do 10 (modele 9 i 14) jest już o wiele słabszy; jest to bowiem ciąg następujących wartości: 0,34–0,17–0,14 a procentowo to 100–50–41.

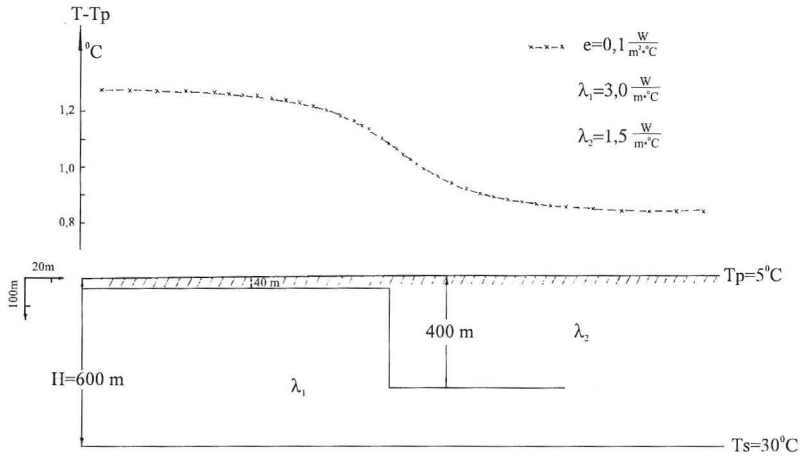
Wpływ zmian T_p na wielkość anomalii wynika z analizy efektów modeli 2 i 4. Otóż wzrost tego parametru o 5°C spowodował zmniejszenie amplitudy anomalii o 1/3. Wpływ cienkiej, słabo przewodzącej warstwy powierzchniowej natomiast można odczytać z porównania efektów dwóch par analogicznych modeli, tj. 1–5 oraz 9–12.

O ile w pierwszym przypadku przy przejściu od modelu 1 do 5 amplituda anomalii zmniejszyła się z wartości 0,34 do 0,09, o tyle w drugim, już podanym — z 0,34 do 0,17. A więc obecność nad ciałem przewodzącym warstwy słabo przewodzącej jest czynnikiem korzystnym, gdyż powoduje zwiększenie amplitudy obserwowanych anomalii.

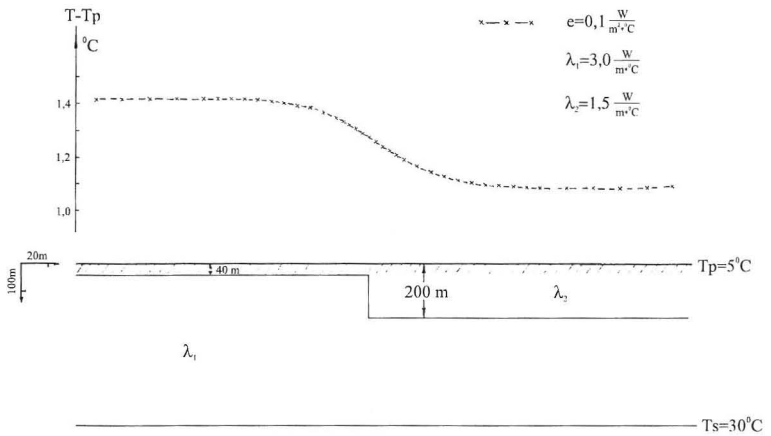
Na ryc. 4 zestawiono efekty pochodzące od modeli, w których strop ciała anomalne-



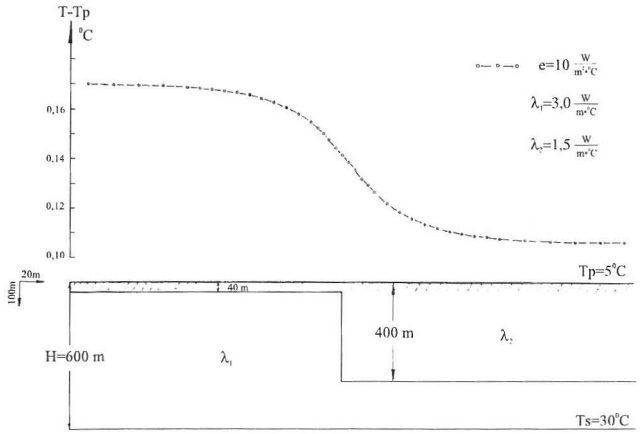
Ryc. 11. Wykres anomalii nad modelem 26



Ryc. 12. Wykres anomalii nad modelem 27



Ryc. 13. Wykres anomalii nad modelem 28



Ryc. 14. Wykres anomalii nad modelem 29
(Ryc. 5–14 wartości parametrów — patrz tab. 3)

go leży na jednakowej, ale 2,5-krotnie większej głębokości niż na modelach poprzednich.

Zbadano tu również wpływ zmian o dwa rzędy wielkości współczynnika *e* (modele 15, 16) na wielkość anomalii. W pierwszym przypadku amplitudy anomalii wynoszą odpowiednio 0,19–0,09–0,07, a procentowo 100–46–39, w drugim natomiast 0,07–0,04, czyli procentowo 100–62. A więc, relacje efektów pochodzących od modeli 10–13–15 są bardzo zbliżone do efektów modeli 9–12–14.

Przechodząc do omówienia efektów pozostałych modeli, należy stwierdzić, że tworzą one w zasadzie odrębną grupę.

Zasadnicza różnica, w stosunku do wyżej omówionych modeli, polega na przyjęciu znacznie niższej wartości średniej temperatury powietrza, a tym samym większej różnicy T_s–T_p. O ile w pierwszych 16 modelach różnica ta wynosiła 10 lub 15, o tyle w pozostałych 25 lub 35°C. Odnosząc to do warunków krajowych, można powiedzieć, że dotyczą one chłodnej pory roku, podczas gdy pierwsze — ciepłej. Występują też inne różnice dotyczące głównie geometrii modeli.

Na ryc. 5 i 6 pokazano anomalie również nad nachylonymi warstwami, ale o kącie $\alpha = 60^{\circ}$ i znacznie grubszej powierzchniowej warstwie pokrywającej przy dwóch różnych wartościach parametru *e*: 0,1 (model 17, ryc. 5) i 10 (model 18, ryc. 6).

Amplituda anomalii, w drugim przypadku, jest kilkakrotnie mniejsza niż w przypadku pierwszym. Przejdźmy do omówienia efektów modeli o pionowo ustawionym ciele anomalnym (ryc. 7–11, modele 19–26). Na ryc. 7 zestawiono anomalie nad pionową warstwą przewodzącą, pokrytą miąższą warstwą powierzchniową przy dwóch wartościach współczynnika *e*: 10 i 20 W/m°C. Ten drugi przypadek — to najwyższa wartość tego współczynnika, jaką uwzględniono w tej pracy. Z porównania obu anomalii wynika, że zwiększenie wartości współczynnika *e* z 10 do 20 powoduje niewielkie, kilkuprocentowe zmniejszenie amplitudy anomalii. Rycina 8 przedstawia efekty dwóch podobnych modeli, ale o 2-krotnie większej miąższości warstwy pionowej (20 i 40 m); spowodowało to prawie dwukrotne zwiększenie amplitudy anomalii.

Na ryc. 9 zestawiono anomalie pochodzące od dwóch modeli, różniących się jedynie wartościami przewodnictwa ciała anomalnego (2 i 4 W/m°C). Wykresy wykazują silny wpływ przewodnictwa na wielkość amplitudy anomalii.

Na ryc. 10 przedstawiono efekty pochodzące od modelu 25, z tym że przedstawiono tu — dla porównania — anomalie na głębokości 2 m (krzywa dolna) oraz 4 m (krzywa górna).

Oczywiście, zgodnie z oczekiwaniami, amplituda anomalii na głębokości 4 m jest większa niż na 2 m.

Model 26 (ryc. 11) różni się od modelu 23 (ryc. 9 — krzywa dolna) jedynie wartością współczynnika przejmowalności energii cieplnej; 100-krotnie jego zwiększenie spowodowało 5-krotne zmniejszenie amplitudy anomalii.

Wreszcie trzy ostatnie modele przedstawiają uskoki pionowe. Model 27 (ryc. 12) różni się od modelu 28 (ryc. 13) jedynie wielkością zrzutu. Jego dwukrotne zwiększenie powoduje zwiększenie amplitudy anomalii z 0,33 do 0,45C.

Ostatni (29) model (ryc. 14) od modelu 27 (ryc. 12) różni się tylko wielkością współczynnika *e*, jego 100-krotny wzrost spowodował w tym przypadku około 7-krotne zmniejszenie amplitudy anomalii.

Podsumowanie

Przeprowadzone obliczenia i pokazane anomalie nad różnymi modelami potwierdzają konstatację, że wszelkie niejednorodności ośrodka wywołują określone skutki w rozkładzie pola cieplnego, powodując jego zaburzenie i powstawanie anomalii. Charakter tych ostatnich zależy od geometrii i parametrów ciała anomalnego oraz ośrodka, w którym się znajduje. Amplituda anomalii w dużym stopniu zależy od głębokości występowania ciała anomalnego, jego rozmiarów, kontrastu przewodnictwa cieplnego ciała i ośrodka oraz od wartości współczynnika przejmowalności energii cieplnej, którego wzrost powoduje zmniejszenie amplitudy anomalii, szczególnie znacząco w przedziale bardzo małych jego wartości (0,1–1,0). Ważnym stwierdzeniem jest wykazanie, że wzrost różnicy T_s–T_p powoduje zwiększenie amplitudy anomalii, a różnica ta jest oczywiście większa w chłodnej porze roku, bowiem T_s jest stała. Tym samym właśnie chłodna pora roku jest preferowana do prowadzenia pomiarów. Oprócz określenia anomalii istotną kwestią jest ustalenie tendencji zmian efektów anomalnych w zależności od zmian wartości różnych parametrów. Amplitudy anomalii nad rozpatrzonymi modelami nie są duże, ale mierzalne. Należy bowiem podkreślić fakt, że współczesna technika pomiaru temperatury osiągnęła tak wysoki poziom, że wiarogodnie można pomierzyć zmiany tej wielkości już od rzędu 0,001°C.

Znaczne zróżnicowanie pola temperatur na małych głębokościach, odniesione oczywiście do tego samego momentu czasu, wykazują i potwierdzają liczne, wykonane dotychczas w kraju, terenowe pomiary geotermiczne. Oczywiście interesują nas tu anomalie pochodzące od wgłębnych przyczyn strukturalnych i wiele takich faktów zostało zarejestrowanych [3–6]. Amplitudy anomalii wynosiły około 1°C, niekiedy przekraczały 2, a nad jednym z uskoków w rejonie Jarocina aż 3°C. W przypadku uskoków, a właściwie stref uskokowych, za wielkość obserwowanych anomalii odpowiedzialne jest niewątpliwie również zjawisko konwekcji. Szerokość obserwowanych nad nimi anomalii jest różna; np. w rejonie Bierunia były to strefy o szerokości tylko 40 m, natomiast nad głębokimi uskokami w północnej Polsce stwierdzano dodatnie anomalie o szerokości nawet rzędu 2–3 km.

Z przedstawionych materiałów, rozważań i informacji wynika, jak ważne — nie tylko z poznawczego — ale i praktycznego punktu widzenia mogą być wyniki realizowanych w tym aspekcie badań geotermicznych. Nie jest obojętne, gdzie np. zostanie zlokalizowana pompa cieplna; okazuje się bowiem, że na odcinku tylko 20 m może wystąpić duże zróżnicowanie warunków geotermicznych. Bez rozpoznania będzie to lokalizacja przypadkowa, a może to oznaczać, że w ramach istniejących możliwości zostanie wybrana lokalizacja mniej korzystna.

Literatura

1 JÓŹWIAK W., NOWOŻYŃSKI K. 1984 — Biul. Inform. Geofiz. Stosow., 1/2: 20–33.
2 POLEY J.PH., STEVENINCK J.1970 — Geophys. Prosp. XVIII: 666–700.
3 STAJNIAK J. 1977 — Analiza możliwości zastosowania badań geotermicznych w rozwiązywaniu wybranych zagadnień geologicznych w Polsce. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
4 STAJNIAK J. 1979 — Biul. Inf. Geof. Stos., 2: 48–58.
5 STANIAK J. 1981 — 26th Geophysical Symposium. Proceedings II, Leipzig: 638–652.
6 STAJNIAK J. 1981 — Acta Geophys. Pol., 3: 217—224.