

Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Nizinie Polskiej

Jan Szewczyk*

Evidences of the Pleistocene–Holocene climatic changes in the deep well temperature profiles from the Polish Lowlands. *Prz. Geol.*, 50: 1109–1114.

Summary. Past and current climatic changes on the Earth may be recorded in the subsurface temperature profiles observed in deep boreholes. Analysis of such profiles measured in boreholes few thousand metres deep may provide information on past climatic conditions existing in on the studied area. Terrestrial heat flow data may be considerably influenced by this factor and should be corrected for all data accordingly.

Results of analysis based both on constructions of synthetic thermal logs (T_s) and on the results of further modelling show that the last glaciation has left evident paleoclimatic temperature signals in nearly all observed subsurface temperature profiles in deep boreholes from the Polish Lowlands. Preliminary results on the average annual ground surface temperature for the Polish Lowlands in the Late Pleistocene have been obtained ($GST = -6.8^\circ\text{C}$).

Key words: paleoclimate, temperature logs, glacial/interglacial temperature contrast, Weichselian glaciation, heat flow determination, Polish Lowlands

Zmiany klimatyczne jakie miały i mają miejsce na Ziemi mogą pozostawiać swoje ślady w postaci zmian temperatur obserwowanych w profilach głębokich otworów wiertniczych. Powolny charakter procesów dyfuzyjnych, związanych z rozchodzeniem się energii cieplnej powoduje, że nieustannie zmieniające się temperatury powierzchni Ziemi, zarówno krótkookresowe, jak i długookresowe, są propagowane w górne warstwy litosfery. Analiza głębokościowej zmienności temperatur prowadzona w otworach wiertniczych może być, obok innych metod badań zmian klimatycznych, źródłem niezależnych informacji o warunkach klimatycznych, jakie panowały w różnych okresach czasu na różnych obszarach Ziemi. Możliwość wykorzystania tego zjawiska w badaniach zmian paleoklimatycznych, została dostrzeżona całkiem niedawno, bo dopiero pod koniec lat osiemdziesiątych przez Lachenbrucha i Marshalla (1986), stając się w ostatnich latach jednym z ważniejszych zagadnień badawczych związanych z zastosowaniem metody geotermicznej w badaniach globalnego ocieplenia (Beck, 1992; Beltrami & Harris, 2001; Safanda & Kubik, 1992; Majorowicz & Safanda, 2001). W przeciwieństwie do tradycyjnych metod badań zmian klimatycznych nazywanych w skrócie metodami „proxy”, takich jak badanie przyrostów słoików drzew, badań koralu, czy zawartości stabilnych izotopów, takich pierwiastków jak wodór (D/H), tlen ($\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$) czy węgiel ($\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$), mających charakter metod pośredniego określania temperatury — metoda geotermiczna daje wynik bezpośrednio informujący o zmianach temperatury związanych ze zmianami klimatycznymi (Clauser, 1999).

Historia zmian temperatur powierzchni Ziemi (GSTH — ang. *Ground Surface Temperature History*) jakie miały miejsce w przeszłości, wpływa zarówno na obserwowane współcześnie pole temperatur wglębnych (T), jak i gęstość ziemskiego strumienia cieplnego (Q) płynącego z wnętrza Ziemi ku jej powierzchni.

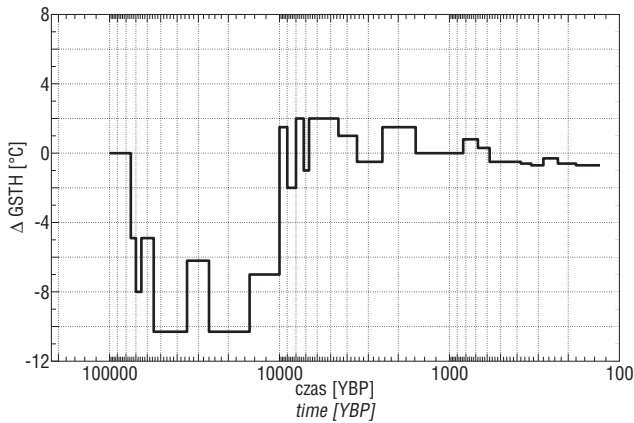
Ziemski strumień ciepły a zmiany klimatyczne

Największym wydarzeniami w historii klimatycznej ostatnich 100 tysięcy lat było niewątpliwie późnoplejstoceńskie zlodowacenia wisły oraz mającego po nim miejsce gwałtownego ocieplenia związanego z początkiem holocenu. Na rycinie 1 przedstawiono historię zmian temperatur w tym okresie na przykładzie obszaru Niemiec (Zoth & Haenel, 1988). Długi czas trwania zlodowacenia (60 tys. lat), a także bardzo niskie wartości średnich temperatur rocznych, jakie towarzyszyło temu wydarzeniu, jak to zostanie pokazane w dalszej części artykułu, wpłynęło w sposób bardzo istotny na rozkład temperatur wglębnych obserwowany współcześnie do głębokości sięgającej nawet kilku tysięcy metrów.

Głębokościowy rozkład temperatur w najbardziej zewnętrznej części skorupy ziemskiej do głębokości kilku kilometrów jest przede wszystkim funkcją wielkości strumienia cieplnego płynącego z wnętrza Ziemi ku jej powierzchni. Wielkość tego strumienia jest zależna zarówno od temperatury górnych warstw jej płaszcza oraz od zmian temperatury powierzchni Ziemi odpowiadającym warunkom klimatycznym panującym w tym okresie na danym obszarze. Podczas gdy ta pierwsza temperatura zmienia się w skali czasu geologicznego, czyli bardzo wolno, temperatura powierzchni Ziemi (GST) podlega wielokrotnie szybszym zmianom związanym ze zmianami klimatycznymi. Na rycinie 2 przedstawiono w sposób schematyczny zakres maksymalnych zmian wglębnych temperatur odpowiadających opisanemu modelowi dla przyjętej wartości gradientu temperatury równej 25 mK/m.

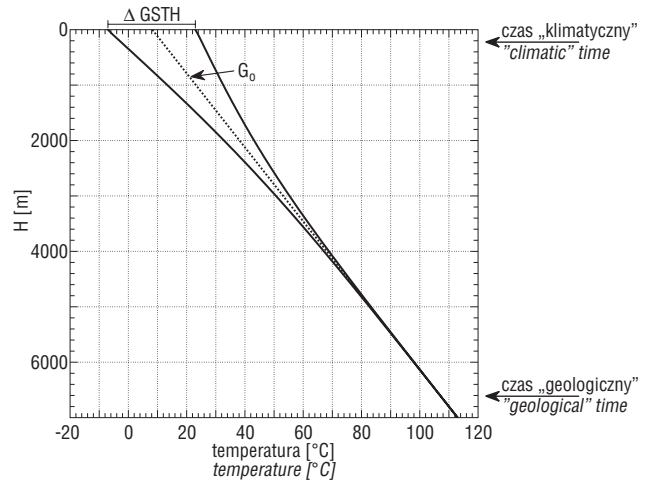
Zmiany temperatury powierzchni Ziemi wpływają na zmiany obserwowanej wielkości strumienia cieplnego, który zgodnie z opisującym to zjawisko równaniem dyfuzji (Szewczyk, 2001a) „usiłuje” dostosować swoją wielkość do istniejącego w danym momencie różnic temperatur. Zmiany te, odwzorowujące się w postaci zmian temperatur ośrodka, dokonują się z pewnym opóźnieniem wynikającym z powolnego charakteru propagacji dyfuzji termicznej w ośrodku skalnym. Analizując głębokościowe rozkłady temperatur, mamy możliwość określenia m.in.

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jsze@pgi.waw.pl



Ryc. 1. Średnie temperatury warstwy przypowierzchniowej (GSTH) na obszarze Niemiec w ciągu ostatniego miliona lat (Haenel i in., 1988); YBP — lata temu
Fig. 1. History of average subsurface temperatures (GSTH) of the last million years in Germany (Haenel et al., 1988); YBP — age in years BP

wartości temperatur na powierzchni Ziemi w różnych okresach czasu związanych z panującymi w tym czasie warunkami klimatycznymi. Niewielkie szybkości dyfuzji energii termicznej w skałach wpływają na to, że w zakresie głębokości do setek czy tysięcy metrów zachowały się do czasów współczesnych informacje o zmianach klimatycznych, zachodzących przez wiele tysięcy lat na Ziemi. Przyjmując jako najbardziej prawdopodobny, i jednocześnie dostatecznie dokładny dla prowadzonych tu rozważań, skokowy model zmian GSTH, można policzyć wielkość „oscyla-

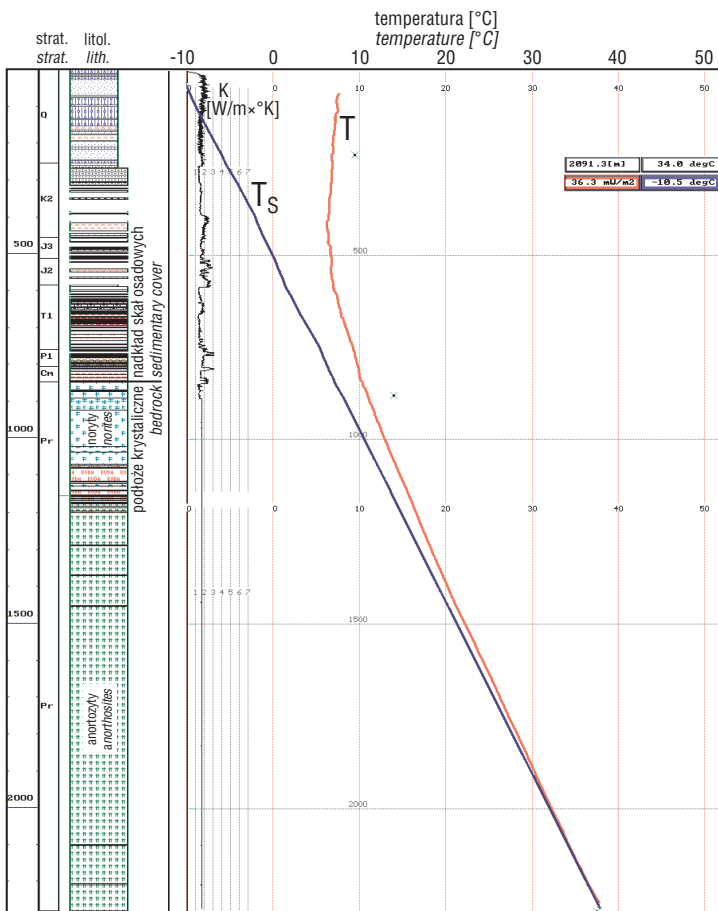


Ryc. 2. Schematyczne przedstawienie zakresu głębokościowych zmian temperatury w funkcji czasu „klimatycznego” oraz „geologicznego” dla zlodowacenia wisły. G_0 — gradient temperatury dla warunków stacjonarnych

Fig. 2. Diadrammatic relationship between depth and temperature as a function of „climatic” and „geological” time during the Weichselian glaciation. G_0 — steady-state temperature gradient
 „climatic” and „geological” time during the Weichselian glaciation. G_0 — steady-state temperature gradient
 „climatic” and „geological” time during the Weichselian glaciation. G_0 — steady-state temperature gradient

Wpływ zlodowaceń na profile temperatur na obszarze Europy

O tym, że zmiany klimatyczne mogą wpływać na poprawność obliczeń strumienia ciepłego wiedzano od dawna (Lane, 1929), jednak ograniczone możliwości obliczeniowe związane szczególnie z określaniem wartości przewodności cieplnej powodowały, że określenie oraz uwzględnienie wielkości tego wpływu było bardzo wątpliwe bądź praktycznie nawet niemożliwe (Clauser, 1984). Fakt wpływu zlodowaceń na profile temperatur głębokich, na obszarze Środkowej Europy, była sygnalizowana w ostatnim czasie w wielu pracach. Wpływ ten dostrzeżono między innymi w supergłębokim otworze KTB wykonanym na obszarze Niemiec (Rybach, 1992; Clauser, 1999), w otworach na obszarze Czech (Safanda & Kubik, 1992; Safanda & Rajver, 2001), we wschodniej Karelii (Kukkonen i in. 1998), Słowenii (Safanda & Rafter, 2001) czy w Rumunii (Serban i in., 2001).



Ryc. 3. Przykład profili temperatury (T) z obszaru NE Polski z występującą głębokościową inwersją temperatury (otwór Udryń IG-8, czas stabilizacji termicznej — 11 dni). Dla porównania pokazano wynik syntetycznego profilowania termicznego (T_s) unormowanego dla dolnego odcinka profilu

Fig. 3. Example of temperature log (T) from NE Poland with the observed depth temperature inversion (well Udryń IG-8, temperature stability time — 11 days). The synthetic temperature log (T_s) normalized for well bottom part is shown

Na obszarze Polski przebieg zmian średniorocznych temperatur dla rejonu zlewni rzeki Prosną dla ostatnich 140 tysięcy lat podał Rotnicki (1996). Średnia temperatura dla okresu późnego plejstocenu została określona metodą bilansu wodnego na -6°C , a amplituda zmiany temperatury między tym okresem a holocenem określono na 14°C (od -6 do $+8$).

Możliwość wpływu czynnika paleoklimatycznego na pomiary geotermiczne zasygnalizował J. A. Majorowicz już w 1976 r. Uznał on obserwowane w otworach wiertniczych na obszarze wyniesienia mazursko-suwańskiego w rejonie Krzemianki oraz Udrynia głębokościowe inwersje temperatury (ryc. 3), jako bezpośredni efekt zlodowaceń występujących w przeszłości na tym obszarze. Warto podkreślić, że jest to równocześnie jedyny obszar na terenie Polski (a być może nawet całej Europy), w którym jest stwierdzane istnienie zjawiska inwersji temperatury.

Ze względu na zbliżony przebieg zmian paleoklimatycznych we wschodnim rejonie Polski i wschodniej Karelii, szczególnie interesujące są wyniki badań tego zagadnienia przedstawione w pracy Kukkonena i in. (1998). Przeprowadzone w tym obszarze badania miały wyjaśnić przyczyny obserwowanych tu anomalnie niskich wartości strumienia ciepłego ($Q < 10 \text{ mW/m}^2$). Na podstawie wykonanych modeli geotermicznych uznano, że przyczyną tego zjawiska był wpływ zmian paleoklimatycznych związanych ze zlodowaceniem wiśły. Rzeczywiste wartości strumienia ciepłego okazały się znacznie wyższe od

przyjmowanych początkowo o ok. 12 do 25 mW/m^2 . Wykonane przez autorów omawianej pracy modelowania metodą wprost (ang. *forward modelling*) wykazały, że wyjaśnienie obserwowanego rozkładu temperatur w głębinach wymaga przyjęcia istnienia w okresie późnego plejstocenu średnich temperatur rocznych na tym obszarze rzędu -10°C do -15°C .

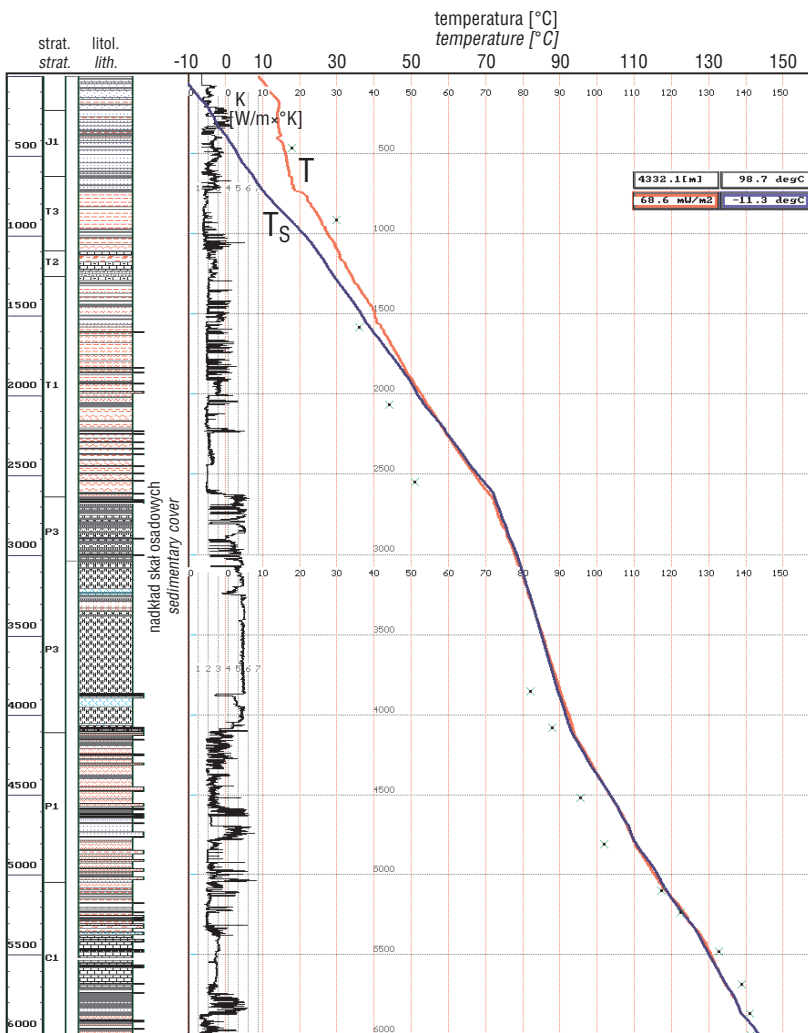
Efekty paleoklimatyczne w pomiarach geotermicznych z obszaru Niżu Polskiego

W dotychczas opublikowanych pracach dotyczących zagadnień geotermicznych na obszarze Polski, poza wspomnianym już rejonem Krzemianki i Udrynia, nie zaobserwowano śladów wpływu zmian klimatycznych na rejestrowane wartości temperatur w głębinach (Plewa, 1994).

Przełomowy charakter miało w tym względzie zastosowanie opracowanej w ostatnim okresie metody geofizycznej ciągłej estymacji wartości przewodności cieplnej (Szewczyk, 2001). Określenie tego kluczowego dla badań geotermicznych parametru umożliwia obliczenie zarówno syntetycznego profilowania temperatury (T_s), jak i gęstości strumienia ciepłego (Q). W metodzie tej przyjmowane jest założenie o istnieniu stałej (stacjonarnej) wartości strumienia ciepłego w całym profilu danego otworu wiertniczego. Zastosowanie opisanej metody pozwoliło stwierdzić, że w profilach termicznych większości głębokich ($H > 3000 \text{ m}$) otworów wiertniczych z obszaru Niżu Polskiego,

jest obserwowana dla odcinków o głębokościach mniejszych niż $1500\text{--}2500 \text{ m}$ bardzo zdecydowana rozbieżność między obliczonymi (T_s) a obserwowanymi (T) wartościami temperatur (ryc. 4). Ponieważ wielkość tej rozbieżności znacznie przekracza wielkość błędów określeń zarówno wartości T_s , jak i błędów pomiarów wartości T , oznacza to zmianę, w tym przypadku zmniejszenie, efektywnej wielkości strumienia ciepłego Q w górnej części badanych profili w stosunku do jego wartości w części dolnej. Równocześnie uzyskiwana wartość temperatury dla strefy przy powierzchniowej (GST) obliczona powyższym sposobem jest wyraźnie niższa w stosunku do wartości współcześnie obserwowanych (± 8 z przedziałem zmienności $\pm 2^{\circ}\text{C}$ — *vide* Królikowski & Stajniak, 1994).

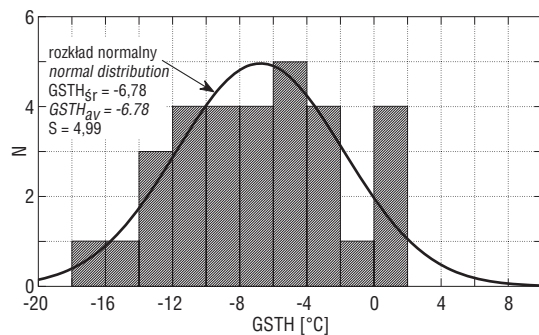
Na ryc. 5 przedstawiony został histogram wartości GST obliczonych powyższym sposobem dla ponad 30 głębokich ($H > 3000 \text{ metrów}$) reprezentatywnych



Ryc. 4. Obserwowane (T) oraz obliczone (T_s) wartości temperatur dla otworu Czaplinek IG-1. Czas stabilizacji — 10 dni

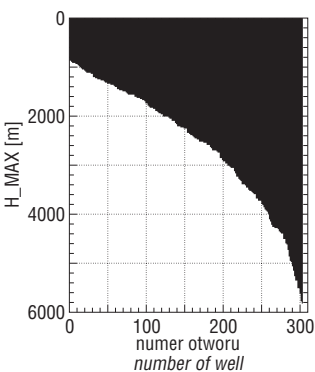
Fig. 4. Observed (T) and synthetic (T_s) temperature logs for the well Czaplinek IG-1. 10-days thermal stability time

otworów wiertniczych z obszaru Nizy Polskiego. Średnia wartość określonych tym sposobem temperatur wynosi ok. $-6,85^{\circ}\text{C}$. Obliczona powyższym sposobem wartość temperatury odpowiada reżimowi cieplnemu jaki panował w okresie zlodowaceń plejstocenijskich. Opisane powyżej wyraźne „ocieplenie” górnej części profilu temperatury może być efektem znacznego wzrostu temperatur w holocenie — przy pozostawianiu jego części umownie nazywanej częścią dolną — pod wpływem znacznie niższych temperatur istniejących w okresie zlodowacenia w późnym plejstocenie. Niekiedy, w przypadku niepełnej stabilności termicznej otworów wiertniczych, efekt „ocieplenia” górnej części profilu jest powiększany dodatkowo o efekt „nagrzenia”, związany z długim okresem cyrkulacji płuczki wiertniczej w otworze wiertniczym (Plewa, 1994; Szewczyk, 2001). Zjawisko to, co autor chciałby z całym naciskiem podkreślić, nie wpływa na sygnalizowaną obecność obserwowanych efektów paleoklimatycznych.



Ryc. 5. Histogram średnich wartości temperatury warstwy przy powierzchniowej (GST) obliczony dla profilowań termicznych z 31 głębokich otworów badawczych z obszaru Nizy Polskiego

Fig. 5. Histogram of subsurface temperature (GST) calculated for 31 deep research wells from the Polish Lowlands



Ryc. 6. Głębokościowy zasięg anomalii temperatury wywołanych zlodowaceniem wistły dla ośrodków o różnych parametrach dyfuzyjnych (A) dla $\Delta\text{GSTH} = 14^{\circ}\text{C}$. Dla porównania przedstawiono zestawienie maksymalnych głębokości pomiarów termicznych wykonanych na obszarze Polski w warunkach ustalonej równowagi cieplnej

Fig. 6. Postglacial Weichselian depth distribution of paleoclimatic temperature anomaly as a function of diffusive properties of rocks for $\Delta\text{GSTH} = 14^{\circ}\text{C}$ (A). Labels indicate thermal diffusivity in mm^2s^{-1} . Maximum depth of temperature logs carried out in Poland in the steady-state thermal condition are shown for comparison

Interesujące w tej sytuacji są odpowiedzi na pytania czy powyższa interpretacja rozbieżności między obliczonymi (T_s) a obserwowanymi wartościami temperatur w głębinach (T) w istocie jest związana z czynnikiem paleoklimatycznym? Jaki jest głębokościowy zasięg zmian paleoklimatycznych, oraz jak dużych zmian temperatury można oczekiwać w związku ze zmianami klimatycznymi? Odpowiedzi na powyższe pytania mogą dostarczyć wyniki modelowań geotermicznych oraz oparta na nich analiza danych pomiarowych uwzględniająca w możliwie szerokim stopniu znajomość parametrów termicznych ośrodka.

Modelowanie wpływu zmian paleoklimatycznych

Zmiany temperatury w górotworze w funkcji czasu (t) oraz głębokości (z) mogą być opisane następującą zależnością (Clauser, 1999):

$$T(t,z) = T_0 + Q_0 R(z) - M(z) + T_c(t, z) \quad [1]$$

gdzie:

T_0 — temperatura równowagi,

z — głębokość,

Q_0 — stacjonarny powierzchniowy strumień cieplny (HFD),

R — oporność termiczna ośrodka skalnego $R(z) = \int dz/K(z)$,

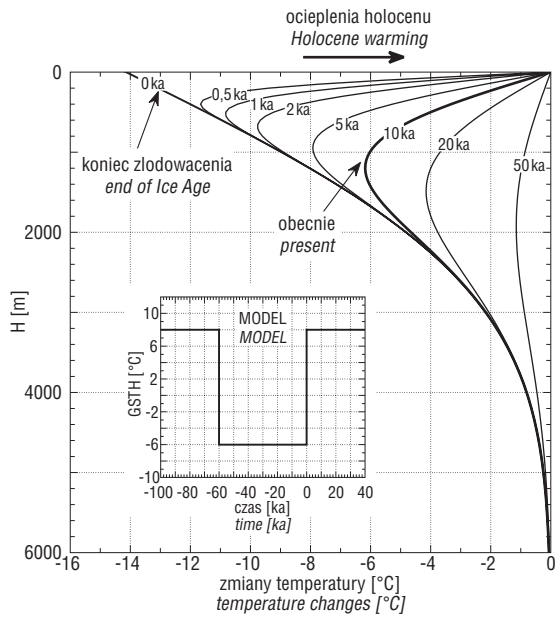
$K(z)$ — przewodność cieplna,

$M(z)$ — ciepło radiogeniczne, $M(z) = t dz/K(z) \int H(z) dz$,

$T_c(z,t)$ — składowa paleoklimatyczna związana ze zmianą temperatury powierzchniowej GSTH,

Prezentowane wyniki modelowań zostały zrealizowane, podobnie jak w cytowanej wcześniej pracy Kukkonena i in. (1998), metodą modelowań wprost (ang. *forward modelling*). W najogólniejszym ujęciu metoda ta polega na obliczaniu efektów pomiarowych, w tym przypadku głębokościowych zmian temperatury, w zależności od przyjmowanych warunków brzegowych i początkowych. W modelowaniu przyjmowano założenie o jednowymiarowym charakterze ośrodka, jego jednorodności termicznej oraz o braku źródeł ciepła radiogenicznego, a także brak wpływu przemian fazowych związanych z powstawaniem i zanikiem wiecznej zmarzliny.

Na ryc. 6 przedstawiono głębokościowy zasięg efektów paleoklimatycznych w zależności od dyfuzyjnych właściwości ośrodka oraz zakładanej wartości amplitudy DGST między plejstoceniem i holoceniem. Przyjęte parametry odpowiadają warunkom, jakie mogło wywołać zlodowacenie wistły dla współcześnie obserwowanych anomalii temperatury. Zasięg głębokościowy w zależności od właściwości dyfuzyjnych ośrodka skalnego sięga blisko 6000 m. Przy najbardziej typowej dla skał osadowych wartości współczynnika dyfuzji ($A=1,0 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$) wielkość anomalii termicznej maleje poniżej głębokości 4000 m do wartości mniejszej niż 1°C . Wielkość anomalii nie zależy od właściwości termicznych ośrodka, a jedynie od wartości GSTH oraz czasu trwania oziębnienia klimatu. Wyniki modelowań zestawiono na omawianej rycinie z informacją o zakresach głębokościowych wykonanych w Polsce pomiarów geotermicznych



Ryc. 7. Zmiany czasowe oraz głębokościowe anomalii temperatury związanych ze zlodowaceniem wistły. Parametry podane przy krzywych określają czas jaki upłynął od końca zlodowacenia (ka=1000 lat). Pokazano model zmian temperatury (GSTH) przyjęty w obliczeniach modelowych

Fig. 7. Time and depth changes of temperature anomalies of the last glaciation. Labels on curves indicate different moments of postglacial time (ka=1000 years). The used calculation model of subsurface temperature history (GSTH) is shown

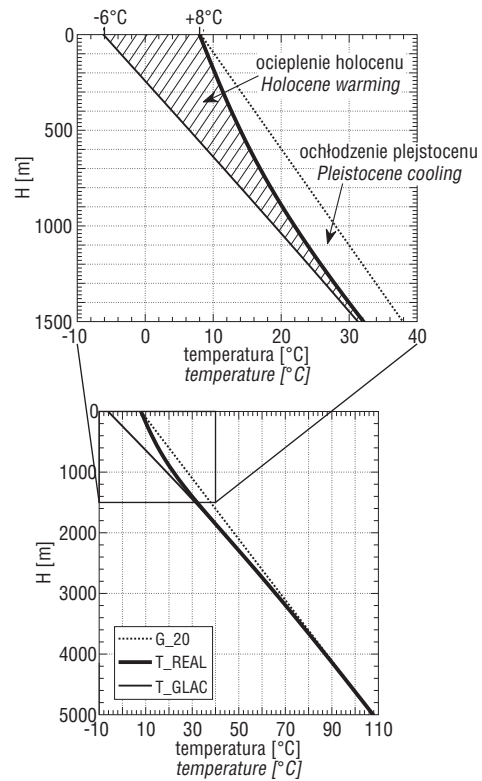
nych. Jak widać — zdecydowana większość tych pomiarów pozostaje w „zasięgu” głębokościowym czynnika paleoklimatycznego

Na ryc. 7 pokazano zmiany anomalii temperatury związanej z efektem paleoklimatycznym w funkcji czasu obserwacji (czas ten jest liczony od momentu ustąpienia zlodowacenia tj. początku holocenu). Obserwowane jest wyraźne zwiększanie się głębokości występowania maksimum anomalii przy równoczesnym zmniejszaniu się jej wartości wraz z czasem. Całkowity zanik anomalii temperatury związanej ze zlodowaceniem wistły nastąpi nie wcześniej niż po 50 000 latach od chwili ustąpienia zlodowacenia. Z przedstawionych danych wynika również, że wydarzenia klimatyczne i związane z nimi zmiany temperatur, które miały miejsce wcześniej niż 100 ka lat temu praktycznie nie mają wpływu na obecny rozkład głębokościowy temperatur.

Wartości temperatur obserwowane w otworze wiertniczym (T) są, jak to wynika z zależności [1], sumą dwóch składowych tj. wartości temperatury odpowiadających stacjonarnym warunkom geotermicznym (G_0) oraz składowej (T_c) związanej z zaburzeniem paleoklimatycznym. Na ryc. 8 przedstawiono elementy pola termicznego odpowiadające teoretycznie przypadkowi temperatur obserwowanych w końcu okresu zlodowacenia (T_{GLAC}) oraz temperaturom obserwowanym współcześnie (T_{REAL}).

Pierwsza wartość jest odpowiednikiem przedstawianych na ryc. 3 oraz 4 syntetycznych profilowań temperatury (T_s), druga natomiast temperaturom bezpośrednio mierzonym w otworach wiertniczych (T).

Wartości temperatur poniżej głęb. 1500–2500 m są efektem warunków klimatycznych, jakie panowały na powierzchni Ziemi w końcowym okresie zlodowaceń póź-



Ryc. 8. Wyniki modelowań temperatury dla różnych czasów obserwacji. Obliczenia wykonano przy przyjęciu wartości $\Delta GST = 14^\circ C$, stałej dyfuzji ośrodka jednorodnego $A = 1,0 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$ oraz stacjonarnej wartości gradientu temperatury $G_0 = 20 \text{ mK m}^{-1}$; G_{20} — temperatura odpowiadająca stacjonarnemu gradientowi temperatury; T_{GLAC} — temperatura bezpośrednio po ustąpieniu lodowca; T_{REAL} — temperatura obecnie obserwowana

Fig. 8. Results of geothermal modelling of temperature as function of depth and time. ($\Delta GST = 14^\circ C$, thermal diffusion for homogeneous half space $A = 1.0 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$, steady-state gradient $G_0 = 20 \text{ mK m}^{-1}$ were assumed); G_{20} — temperature for steady-state gradient; T_{GLAC} — postglacial temperature; T_{REAL} — observed temperature.

nopejstoczeńskich, gdyż do tej części profilu nie dotarł jeszcze sygnał o wystąpieniu ocieplenia holocenu.

Paleoklimatyczna interpretacja pomiarów geotermicznych

Przedstawione powyżej wyniki modelowań mimo ich przybliżonego charakteru (jednorodny model 1D) wskazują, że podstawowym powodem znacznych rozbieżności między obserwowanymi w górnej części profili otworów wiertniczych wartościami temperatur (T) a wartościami obliczonymi (T_s) jest wpływ czynnika paleoklimatycznego. Obserwowany na ryc. 6 znaczny rozrzut wartości GSTH może mieć swoją przyczynę zarówno w naturalnym przyrodniczym ich rozkładzie przestrzennym, jak również w pewnej części może mieć swoje źródło w błędach kalibracyjnych pomiarów termicznych. Dane literaturowe (Safanada & Kubik, 1992; Safanada & Rajver, 2001; Kukkonen i in., 1998) wskazują na dużą zmienność wartości GSTH nawet na stosunkowo małym obszarze. Przyczyna przyrodnicza to np. różna szybkość przemieszczania się lądolodu, grubość wiecznej zmarzliny oraz czas jej istnienia na danym obszarze, a także ewentualne pionowe ruchy

izostatycznych. Z wymienionych przyczyn największy wpływ na rozkład temperatur w górotworze (i w konsekwencji na wartość GST), mogła mieć obecność wiecznej zmarzliny (Kukkonen & Safanada, 2001). Zdaniem tych autorów efekty te mogły się zaznaczyć szczególnie silnie na obszarach bezpośrednio przylegających do lądolodu, gdzie wartość średniej temperatury mogła być wyjątkowo niska. Takim obszarem była m.in. Karelia, ale również mógł być rejon Krzemianki oraz Udrynia. Na obszarach przykrytych czapą lodową efekty „paleo” wykazują znacznie mniejsze wielkości.

Zakładając, że analizowane dane geotermiczne są reprezentatywne dla obszaru Niżu Polskiego można przyjąć, że wartość różnicy średnich temperatur istniejących w późnym plejstocenie oraz holocenie wynosi ok. 14,8°C (od -6,8 do +8,0°C). Uwagę zwraca zgodność uzyskanej wartości z jej odpowiednikiem uzyskanym metodą „proxy” przez Rotnickiego (1996) dla rejonu zlewni rzeki Proсны. Dalsze badania oparte na większej liczbie danych geotermicznych powinny określić czy powyższa zbieżność ma charakter przypadkowy, czy też uzyskiwane wartości są poprawną oceną omawianego parametru.

Zarówno zasięg głębokościowy zmian paleoklimatycznych, jak i ich wielkość wskazuje, że czynnik ten może mieć istotny wpływ na efektywną wartość strumienia ciepłego (Szewczyk, 2001b). Bez jego uwzględnienia wartość strumienia ciepłego w zależności od przyjmowanej do obliczeń odcinka głębokościowego będzie zawyżana (głównie dla otworów głębokich) bądź zaniżana (dla otworów płytkich).

Zakończenie

Przedstawione powyżej wyniki analiz badań geotermicznych, oparte na metodzie konstrukcji syntetycznych profilowań termicznych (T_s) oraz modelowaniach geotermicznych wykazały istnienie wpływu czynnika paleoklimatycznego, związanego ze zlodowaceniem wisły, na wartości temperatur obserwowanych obecnie w otworach wiertniczych na obszarze Niżu Polskiego.

Wstępna interpretacja danych geotermicznych z ponad 30 głębokich otworów z tego obszaru pozwoliła na obliczenie średniej wartości temperatury warstwy przypowierzchniowej istniejącej na tym obszarze w okresie tego zlodowacenia (-6,85°C). W świetle tych wyników większość oznaczeń wartości strumienia ciepłego uzyskanych w większości w otworach o głębokościach mniejszych niż 3000 m, nie tylko dla obszaru Polski, powinna zostać zweryfikowana. Istniejące mapy strumienia ciepłego mogą w tej sytuacji ulec poważnym zmianom. Potwierdzeniem tej sugestii mogą być referaty N. Ballinga oraz I. Kukkonena wygłoszone pod koniec kwietnia 2002 r. w Nicei w trakcie obrad XXVII zjazdu *European Geophysical Society*.

Literatura

- BALLING N. 2002 — Observations of vertical variations in heat flow from deep borehole measurements in various tectonic provinces in NW Europe. [In:] Proc. of 27 European Geophysical Soc., Nice.
- BECK A.E. 1992 — Inferring past climate change from subsurface temperature profiles: some problems and methods. *Glob. Plan. Change*, 98: 73–80.
- BELTRAMI H. & HARRIS R.N. 2001 — Inference of climate change from geothermal data. *Glob. Plan. Change*, 29: 149–152.
- CLAUSER C. 1984 — A climatic correction on temperature gradients using surface temperature. *Tectonophysics*, 103: 33–46.
- CLAUSER C. 1999 — Thermal Signatures of Heat Transfer Processes in the Earth's Crust. Springer.
- HAENEL R., RYBACH L. & STEGNA L. 1988 — Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Kluwer AP.
- KRÓLIKOWSKI C. & STAJNIAK J. 1994 — Przypowierzchniowe zmiany temperatury Ziemi. *Prz. Geol.*, 42: 498–501.
- KUKKONEN I.T., GOSNOLD W.D. & SAFANDA J. 1998 — Anomalous low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible paleoclimatic signature. *Tectonophysics*, 291: 235–249.
- KUKKONEN I.T. & SAFANDA J. 2001 — Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene. *Glob. Plan. Change*, 29: 259–273.
- KUKKONEN I.T. & JOELEHT M. 2002 — Observations of vertical variations in heat flow from deep borehole measurements in various tectonic provinces in NW Europe. [In:] Proc. of 27 European Geophysical Soc., Nice.
- LACHENBRUCH A.H. & MARSHALL B.V. 1986 — Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, 234: 689–698.
- LANE A. C. 1929 — Geotherms from the Lake Superior cooper country. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 34: 703–720.
- MAJOROWICZ J.A. 1976 — Parametry geotermiczne rejonu Krzemianki i Udrynia na tle ziemskiego pola ciepłego NE Polski. *Prz. Geol.*, 26: 607–613.
- MAJOROWICZ J.A. & SAFANDA J. 2001 — Composite surface history from simultaneous inversion of borehole temperatures in western Canadian plains. *Glob. Plan. Change*, 29: 231–239.
- POPOV Y.A., PEVZNER S.L. & PIMMENOV V.P. 1999 — New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics*, 306: 345–366.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermicznych na obszarze Polski. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- ROTNIKI K. 1996 — Możliwość retrodykcji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu interglacjalno-glacialnym na podstawie danych paleobotanicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 153–160.
- RYBACH L. 1992 — An attempt to interpret the temperature of the KTB pilot drilling (Germany) by paleoclimatic considerations. *Glob. Plan. Change*, 98: 193–197.
- SAFANDA J. & KUBIK J. 1992 — Evidence from ground temperature change from two boreholes in the Bohemian Massif. *Glob. Plan. Change*, 6: 199–208.
- SAFANDA J. & RAJVER D. 2001 — Signature of the last ice age in the present subsurface temperatures in the Czech Republic and Slovenia. *Glob. Plan. Change*, 29: 241–257.
- SERBAN Z. D., NIELSEN S.B. & DEMETRESCU C. 2001 — Long wavelength surface temperature history from continuous temperature logs in the Transylvanian Basin. *Glob. Plan. Change*, 29: 201–217.
- SZEWCZYK J. 2001a — Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań własności termicznych ośrodka. *Prz. Geol.*, 49: 1083–1088.
- SZEWCZYK J. 2001b — Wpływ czynników paleoklimatycznych oraz hydrogeologicznych na strumień ciepły. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* (2001): 31–32.
- ZOTH G. & HAENEL R. 1988 — Paleotemperatures. [In:] Haenel R. (ed.), Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination. Kluwer.