

Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniową Ziemi

Jan Szewczyk*



J. Szewczyk

Climate changes and their influence on subsurface temperature of the Earth. Prz. Geol., 53: 77–86.

Summary. Climate changes are accompanied by temperature changes on the Earth's surface. Over the past century the Earth's surface temperature has been increasing. Is the observed warming simply a natural climatic fluctuation or is it tied to industrialization? A key to the understanding of the climate change is to understand past climate fluctuations. Temperature changes at the Earth's surface spread into the subsurface by heat conduction, and manifest at a later time by perturbations in the background of temperature field. Boreholes of several hundreds or thousands of meters depth contain a record of responses to ground surface temperature history over thousands or even of hundreds of thousands years, back to the last glaciation. Geothermal data provide an important supplement to traditional proxy records of surface temperature change. The paper presents results of our investigations of this problem starting from daily temperature fluctuations to the temperature of Weichselian glaciation.

Key words: climate, palaeoclimate, global warming, temperature logs, glacial/interglacial temperature contrast, vistulin glaciation, heat flow density, Polish Lowland, heat pumps

Zmiany klimatyczne czy pogodowe budziły i zawsze, jak się wydaje, budzić będą zainteresowanie ludzi. Szczególnie duże zainteresowanie, z oczywistych względów, towarzyszyło zawsze ekstremalnym zjawiskom atmosferycznym, takim, jak powodzie, mroźne zimy, upalne i bezdeszczowe lata, huragany itp. Zjawiskom tym przypisywano często związek z rzeczywistymi lub rzekomymi zmianami klimatycznymi. W ostatnich latach powszechne zainteresowanie wzbudza sprawa globalnego ocieplenia i towarzyszące mu dyskusje na temat udziału wpływu czynników antropogenicznych na wielkość i tempo tych zmian (Jaworowski, 2003). W dyskusjach tych nieliczni badacze kwestionują sam fakt występowania globalnego ocieplenia klimatu na Ziemi, natomiast rzeczywiste jądro dyskusji dotyczy zagadnienia, czy i w jakim stopniu, do zmian klimatycznych przyczynia się działalność człowieka, a szerzej — rozwój cywilizacji, a w jakim stopniu są one efektem naturalnych procesów przyrodniczych (Alverson i in., 2003). Kluczowym zagadnieniem dla próby rozwiązania tych problemów jest zrozumienie mechanizmów rządzących zmianami klimatu, które zachodziły na Ziemi w przeszłości. Jedną z metod badań zmian paleoklimatycznych jest metoda geotermiczna. W przeciwieństwie do innych metod badań zmian klimatycznych określanych jako „proxy”, metoda ta nie wymaga kalibracji wyników, gdyż bezpośrednio informuje o bezwzględnej wielkości zmian temperaturowych (Beltrami & Harris, 2001).

Przeszłe i obecne zmiany klimatu i związane z nimi zmiany temperatur powierzchni Ziemi, pozostawiają swoje ślady w postaci zmian temperatury litosfery i to zarówno w obrębie warstw przypowierzchniowych, jak i utworów osadowych i krystalicznych zalegających na głębokości kilku kilometrów. Niewielka szybkości dyfuzji energii termicznej w skałach wpływa to na to, że w zakresie głębokości do kilkuset czy kilku tysięcy metrów zachowały się do czasów współczesnych informacje o zmianach klimatycznych, jakie miały miejsce na Ziemi w przeszłości na przestrzeni dziesiątków, setek, a nawet wielu tysięcy lat.

Możliwość wykorzystania tego zjawiska do badań zmian paleoklimatycznych została dostrzeżona całkiem

niedawno, bo dopiero pod koniec lat osiemdziesiątych przez Lachenbrucha i Marschalla (1986), stając się w ostatnich latach jedną z ważniejszych dziedzin badawczych w badaniach globalnego ocieplenia (Beck, 1992; Beltrami i in., 2001; Šafanda & Kubik, 1992; Majorowicz i in., 2001, 2002). Badania zmienności temperatur podpowierzchniowych stały się w ostatnich kilku latach jednym z uznanych narzędzi badań zmian klimatycznych, w tym szczególnie globalnego ocieplenia (Majorowicz, 2001, 2004; Šafanda 1993, 2001). W badaniach tych jest stosowana zazwyczaj metoda inwersji temperatur podziemnych, prowadząca do rekonstrukcji temperatur powierzchni gruntu istniejących w przeszłości na badanym obszarze. Pierwsza próba zastosowania tej metody do badań paleoklimatycznych dla obszaru Polski dokonana została przez Majorowicza i in. (2001), gdzie został przedstawiony zarówno opis metody badań, jak i zakres jej zastosowań. W pracy tej przedstawiona została historia zmian klimatycznych ostatnich 500 lat na obszarze Polski. Wielkość efektu globalnego ocieplenia dla okresu ostatnich 100 lat dla obszaru Polski została określona na +0,9 +/-0,1°C. Zbliżoną wartość (+1,0°C) uzyskali ostatnio Šafanda i in. (2004) dla Polski północno-wschodniej.

Zmiany temperatur warstw przypowierzchniowych związane ze zmianami klimatycznymi mają również istotny wpływ na wielkość strumienia cieplnego i jego uwzględnienie może mieć istotny wpływ na poprawność wyznaczenia tego parametru (Szewczyk, 2002). W najnowszej, opracowywanej obecnie mapie strumienia cieplnego dla obszaru Polski, wpływ tego czynnika został uwzględniony.

Poznanie mechanizmów wpływu powierzchniowych zmian temperatury na temperatury wgłębne ma również istotne znaczenie dla zagadnień związanych z wykorzystaniem energii geotermalnej, tak związanych z głębokimi poziomami wodonośnymi, jak i pomp ciepła związanych z eksploatacją energii geotermalnej zgromadzonej w płytkich formacjach geologicznych (Ostaficzuk, 1996). Prowadzone od kilku lat na terenie całego kraju w otworach hydrogeologicznych Sieci Stacjonarnych Obserwacji Hydrogeologicznych (SOH) systematyczne, coroczne obserwacje temperatur mogą być źródłem informacji dla analiz warunków geotermicznych warstw oraz wód podziemnych. W Zakładzie Hydrogeologii i Geologii Inżyn-

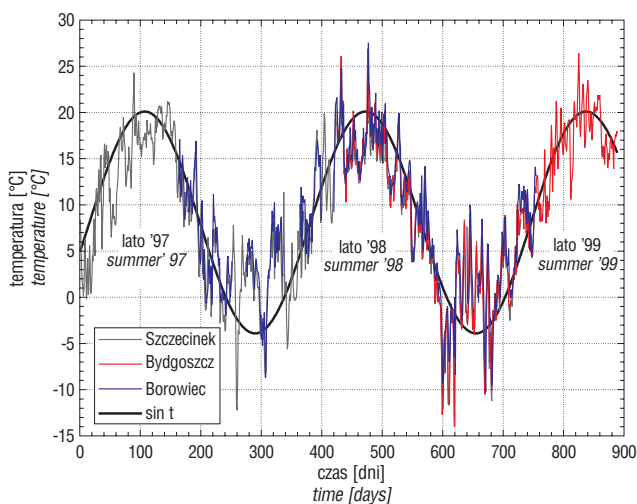
*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jan.szewczyk@pgi.gov.pl

nierskiej Państwowego Instytutu Geologicznego są prowadzone prace przygotowawcze, których celem będzie m.in. opracowanie map temperatury poziomów wód użytkowych. Dla realizacji tych prac, niezbędny proces homogenizacji danych, tzn. doprowadzenia do porównywalności wyników. Prezentowane w niniejszym artykule wyniki są elementem składowym tych prac.

Temperatura powierzchni Ziemi a temperatura wglębna

Klimat ziemski podlega nieustannym zmianom, zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Towarzyszące zmianom klimatycznym zmiany temperatury powietrza oddziałują na temperaturę powierzchni Ziemi, a za jej pośrednictwem na warstwy przypowierzchniowe. Reżim termiczny Ziemi, szczególnie w zakresie do kilku kilometrów, jest funkcją zarówno wielkości strumienia ciepłego płynącego z jej wnętrza, jak temperatury panującej na jej powierzchni (Beltrami i in., 2001; Szewczyk, 2002a). Powolny przebieg procesów dyfuzyjnych związanych z rozchodzeniem się energii cieplnej powoduje, że nieustanne fluktuacje temperatury powierzchni Ziemi, zarówno krótkookresowe, jak i długookresowe, są propagowane w górne warstwy litosfery. Zmiany te, odzwierciedlające się w postaci zmian temperatury ośrodka, dokonują się z pewnym opóźnieniem wynikającym z powolnego przebiegu propagacji dyfuzji termicznej w ośrodku skalnym.

O tym, że również okres największych zmian klimatycznych w przeszłości związany z cyklami glacialnymi mógł mieć wpływ na współczesny reżim termiczny wiadomo od dawna (Lene, 1929; Stenz, 1964; Čermak, 1971). Przez długi czas nie potrafiono w sposób jednoznaczny zaobserwować tego wpływu. Dopiero całkiem niedawno

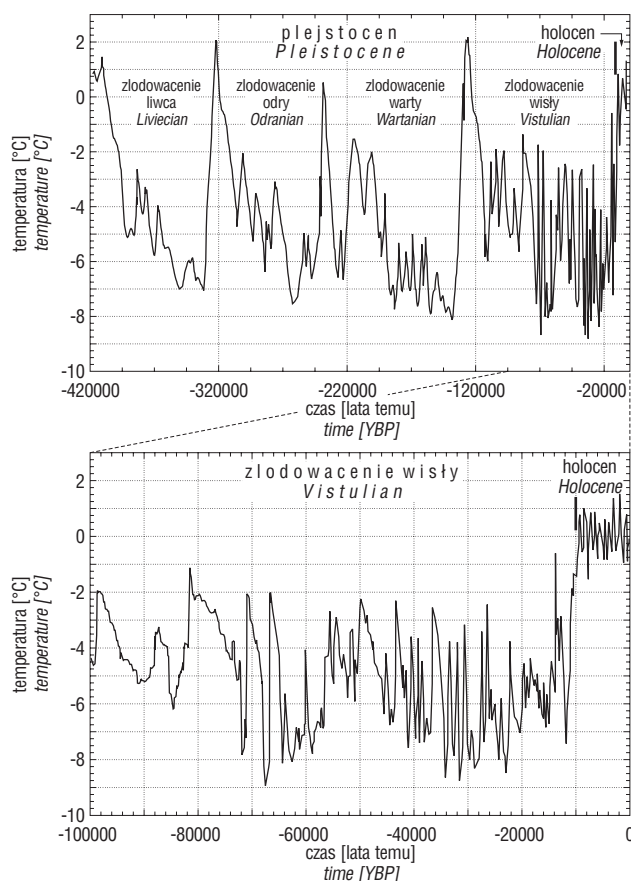


Ryc. 1. Zmiany temperatury powietrza w okresie 1997–1999 mierzone w różnych okresach czasu na stacjach meteorologicznych Bydgoszcz, Szczecinek oraz Borowiec w okresie wykonywania pomiarów termicznych w otworach wiertniczych na badanym obszarze. Dla porównania przedstawiono przebieg teoretycznych zmian temperatury opisywany przez funkcję harmoniczną sinus

Fig. 1. Surface air temperature for years 1997–1999 observed in various time periods in meteorological stations Bydgoszcz, Szczecinek and Borowiec located in the vicinity of investigated boreholes. For comparison, theoretical temperature based on harmonic function sine has been shown

wpływ ten został dostrzeżony w profilach temperatury niektórych głębokich otworów wiertniczych. Wpływ zlodowaceń na profile temperatur wglębnych, na obszarze środkowej Europy, był sygnalizowany między innymi w supergłębokim otworze KTB, wykonanym na obszarze Niemiec (Rybach, 1992; Clauser, 1999), w otworach na obszarze Czech (Šafanda, 1992, 2001), we wschodniej Karelii (Kukkonen i in., 1998, 2003), w Słowenii (Šafanda & Rafter, 2001) czy w Rumunii (Serban i in., 2001).

Również na obszarze Polski dostrzeżono wpływ czynnika paleoklimatycznego na temperatury podpowierzchniowe (Szewczyk, 2002a, b). Do badania tego zjawiska została zaproponowana przez autora niniejszego artykułu oryginalna metoda oparta na obliczeniach wglębnej paleotemperatury (Szewczyk, 2002a, b, 2003). Wyniki przeprowadzonych prac interpretacyjnych pozwoliły na sformułowanie tezy o powszechnym występowaniu efektów paleotermicznych w utworach osadowych na obszarze Niżu Polskiego. Bardzo spektakularnym odkryciem było udowodnienie, że unikatowa w skali Europy, termiczna inwersja głębokościowa, obserwowana w rejonie Suwałk, jest pozostałością głębokiej wiecznej zmarzliny o pierwotnej miąższości przekraczającej 550 m (Šafanda i in., 2004). Obecnie najlepiej zachowane pozostałości wiecznej zmarzliny, w formie minimum temperatury, jak i obecności dobrze zachowanych wód prze-



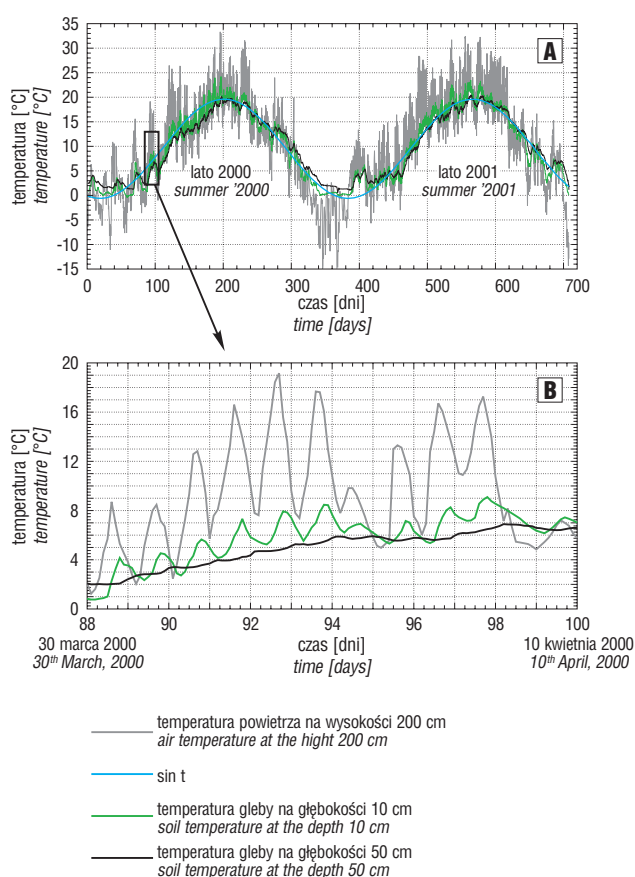
Ryc. 2. Przebieg względnych zmian temperatury powietrza dla stacji Vostok na Antarktydzie (Petit, 1998) dla ostatnich 420 000 lat określony na podstawie badań izotopów O^{18}/O^{16} dla rdzeni lodowych z otworu badawczego o głęb. 3459 m

Fig. 2. Relative air-temperature time series for Vostok station on Antarctica for the past 420,000 years (Petit, 1998) based on results of analysis of O^{18}/O^{16} ratios and deuterium from ice cores from borehole 3459 m deep

obrażonych kriogenicznie, obserwowane są na głębokości ok. 400 m w obrębie utworów kredy dolnej (Szewczyk i in., 2003a).

Klimat a zmiany temperatury powietrza

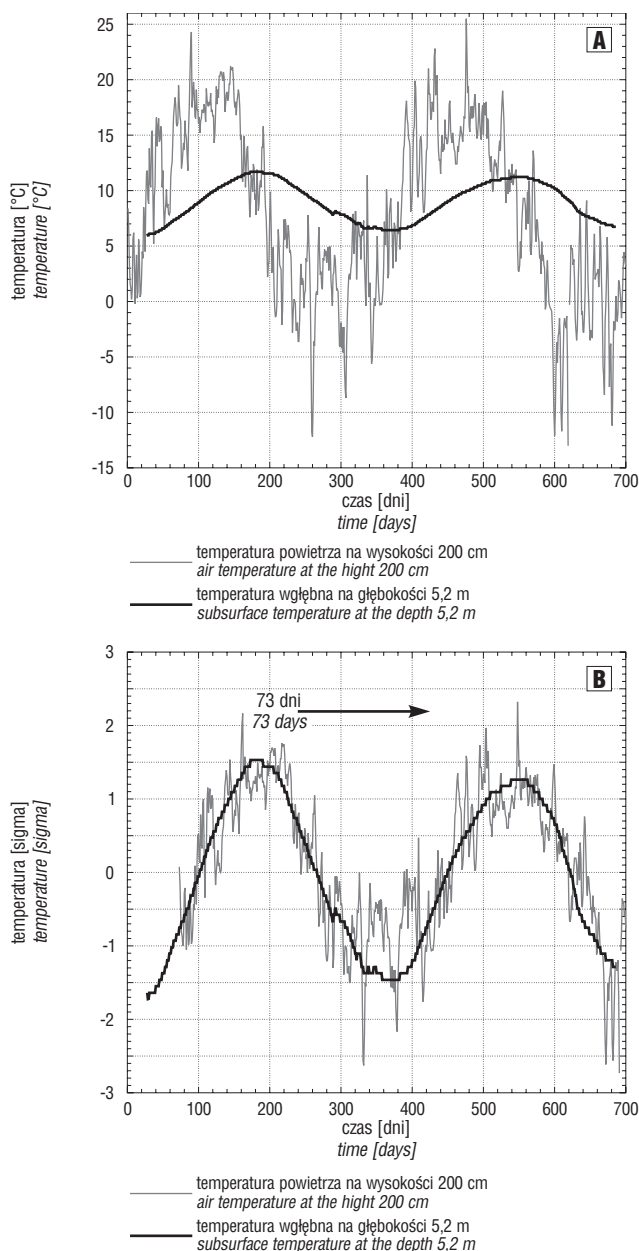
Czynnikiem decydującym o temperaturze powierzchni Ziemi jest przede wszystkim ilość energii cieplnej docierającej do jej powierzchni od Słońca. Ilość tej energii jest związana zarówno z cyklicznymi zmianami dobowymi, czy też sezonowymi (rocznymi) jak i nieperiodycznymi zmianami pogodowymi. Na ryc. 1 przedstawiony został przebieg zmian średniodobowych temperatury powietrza mierzonych na stacjach meteorologicznych Bydgoszczy, Borowca oraz Szczecinka w latach 1997–2000 (posiadane dane pochodziły z niektórych fragmentach z nieco innych okresów rejestracji). Dane z tych stacji stanowiły punkt odniesienia dla analiz wgłębnych zmian temperatury omawianych w dalszej części artykułu. Dla porównania, na omawianej figurze przedstawiono teoretyczny przebieg zmian rocznych przybliżonych funkcją harmoniczną o stałej amplitudzie.



Ryc. 3. A — zmiany temperatury powietrza oraz gleby na głębokości 10 i 50 cm na internetowej stacji meteorologicznej METEO w Ursusie pod Warszawą dla okresu obserwacji 2000–2001; **B** — zmiany temperatury dla obserwacji zawężonych do kilkunastu dni

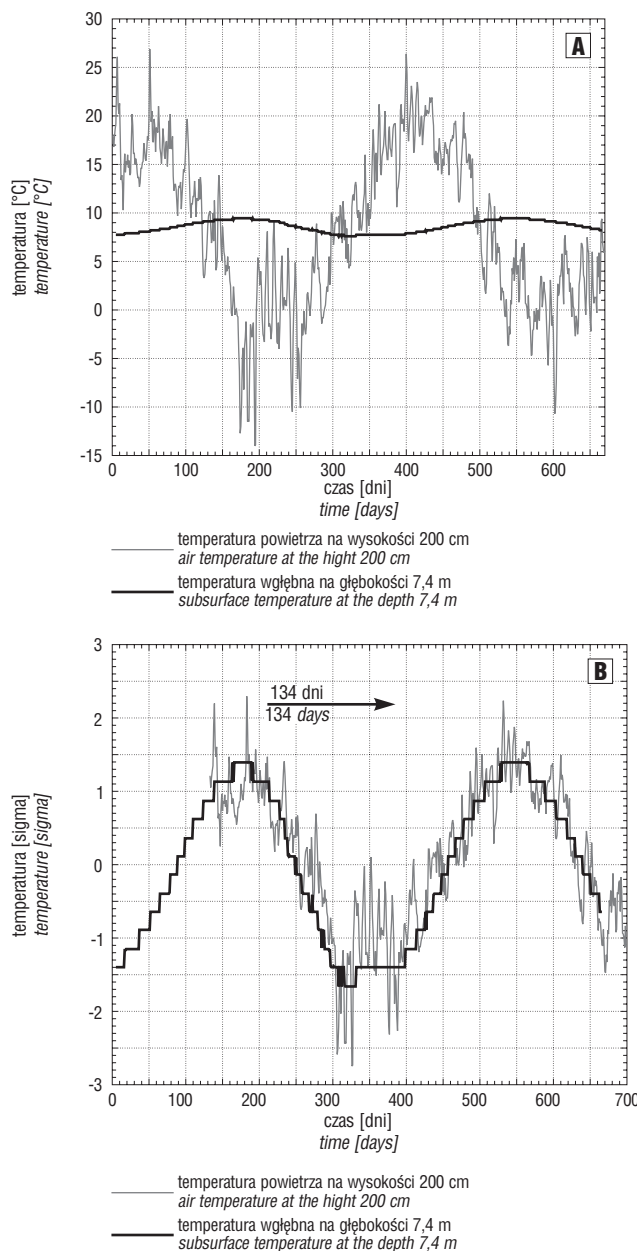
Fig. 3. A — air and subsurface temperature at depths 10 and 50 cm from an internet meteo station METEO located in Ursus, Warsaw for 2000–2001; **B** — example of temperature data for a short part of the investigated time interval (several days)

Oprócz periodycznych zmian dobowych oraz rocznych, na wielkość temperatury wpływają również zmiany wieloletnie związane z cyklami aktywności słonecznej (przede wszystkim cykl 11-letni), a dla dłuższych okresów obserwacji przede wszystkim z cyklami glacialnymi. Szczególnie wpływ tych ostatnich zmian o okresie 101 ka ma najważniejsze znaczenie dla reżimu termicznego skorupy ziemskiej. Tak jak krótkookresowe zmiany dobowe, roczne czy wieloletnie są naturalnymi, powszechnymi zjawiskami przyrodniczymi, towarzyszącymi ludzkości w



Ryc. 4. A — zmiany temperatury wgłębnej rejestrowane na głęb. 5,2 m w otworze Spore w okresie 27.04.1997–3.03.1999. Dla porównania przedstawiono zmiany temperatury powietrza dla tego okresu rejestrowane przez stację meteorologiczną Szczecinek; **B** — zestawienie zestandaryzowanych (SD) oraz przesuniętych w czasie wartości temperatur (obliczona wielkość opóźnienia 73 dni)

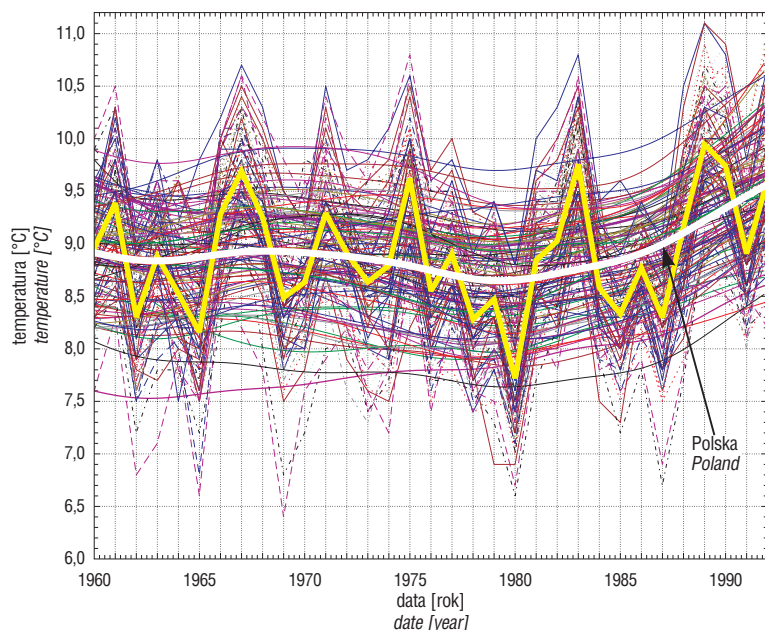
Fig. 4. A — subsurface temperature registered on depth 5.2 meters in borehole Spore between 27th April, 1997 and 31st March, 1999. For comparison, air temperature from Szczecinek meteo station are shown; **B** — standardized (SD) and time displaced temperature data (calculated time lag — 73 days)



Ryc. 5. A — zmiany temperatury wglębnej rejestrowanej na głębokości 7,4 m w otworze Jagodowo w okresie 5.05.1998–31.03.2000. Dla porównania przedstawiono zmiany temperatury powietrza dla tego okresu rejestrowane przez stację meteorologiczną Bydgoszcz; **B** — zestawienie analogicznych danych dla wartości zestandaryzowanych oraz unormowanych czasowo (obliczona wielkość opóźnienia 134 dni)

Fig. 5. A — subsurface temperature registered on depth 7.4 meters in borehole Jagodowo between 5th May and 31th March, 2000. For comparison, air temperature from Bydgoszcz meteo station has been shown; **B** — standarized and time displaced temperature data (calculated delay time 134 days)

nowożytnym okresie jej istnienia, to zmiany glacialne mają (i będą miały) znaczne bardziej długotrwały i bardziej dramatyczny wpływ na klimat na Ziemi. Ich powodem są cykliczne nieregularności w ruchu Ziemi względem Słońca określane mianem cykli Milankovića (Muller & MacDonald, 2000). Wyróżniane są tu cykle o okresach 23, 41 oraz 100 ka, z których ostatni ma dominujący wpływ na glacialne cykle klimatyczne na Ziemi. Na ryc. 2 zostały pokazane względne zmiany temperatury dla stacji Vostok na Antarktydzie dla ostatnich 420 000 lat, oparte na badaniach rdzeni lodowych z otworu o głęb. 3310 m (Petit, 1999). Są to, w przeciwieństwie do wcześniej opisanych zmian — zmiany periodyczne, ale nie harmoniczne. Czas trwania okresów chłodnych tj. okresów glacialnych (85–90 ka) jest wielokrotnie dłuższy od okresów ciepłych czyli okresów interglacialnych (10–20 ka). Istota problemu tzw. globalnego ocieplenia polega na określeniu stopnia stabilności klimatu, tj. wyjaśnieniu czy pojawienie się jakiejś szczególnie silnej jednorazowej akcji — nie wywoła trwałej i w dodatku stosunkowo szybkiej zmiany klimatu Ziemi (Alverson i in., 2001). Tym czynnikiem może być czynnik antropogeniczny związany np. ze stopniowym wzrostem ilości gazów cieplarnianych w atmosferze Ziemi. Czas trwania obecnego ciepłego okresu klimatycznego 14 ka (nie należy go mylić z okresem trwania holocenu 10,3–10,5 ka), zbliża nas nieuchronnie do kolejnego okresu klimatu zimnego.



Ryc. 6. Zestawienie średniej rocznej temperatury rejestrowanej na głębokości 50 cm dla 85 stacji meteorologicznych w latach 1960–1992. Pokazane zostały równocześnie wartości średnie, a także trendy zmian określone metodą najmniejszych kwadratów, zarówno dla poszczególnych stacji, jak i dla wartości średnich dla wszystkich stacji

Fig. 6. Averaged subsurface temperature (50 cm) for 85 meteo station registered in Poland for years 1960–1992. The averaged values for all data and for all cases calculated with least square method are shown

Ważna jest odpowiedź na pytanie: Czy rozwój cywilizacji wpływa na ten proces?

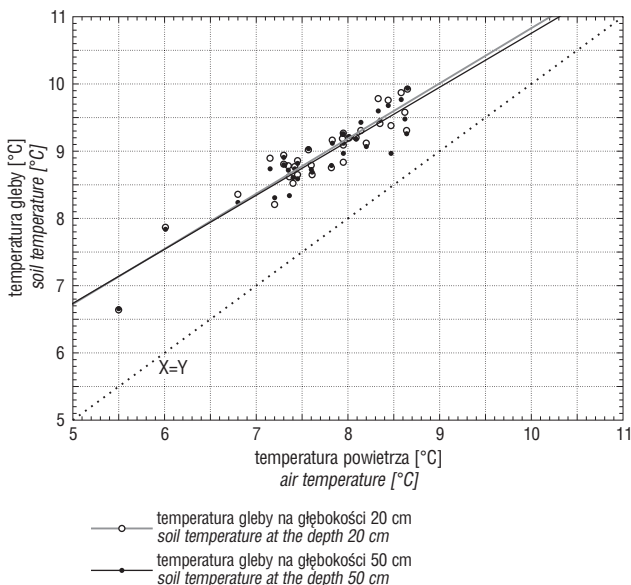
Zjawiska towarzyszące rozchodzeniu się energii cieplnej w skałach

Wszystkie wydarzenia wpływające na temperaturę na powierzchni Ziemi, kształtują również jej zmienność w obrębie płytkiej skorupy ziemskiej. Zjawiska te były od dawna przedmiotem badań zarówno klimatologów, w zakresie najpłytszych głębokości, jak i geofizyków zainteresowanych głębszymi jej fragmentami (Stenz, 1964).

Zmieniająca się pod wpływem zjawisk klimatycznych temperatura powierzchni Ziemi (w rytm zmian dobowych, sezonowych, rocznych, wiekowych czy glacialnych) wpływa w sposób znaczący na reżim termiczny Ziemi — do głębokości nawet kilku kilometrów.

Zjawisko przepływu ciepła było od dawna przedmiotem badań fizyków. Opis tego zjawiska ujęty jest równaniem przewodnictwa cieplnego (Carslaw & Jarger, 1959; Stenz, 1964). Uzyskiwane opisy ilościowe (matematyczne) odnoszą się na ogół do pewnych wyidealizowanych sytuacji, dotyczą przypadku ośrodków jednorodnych, przy przyjęciu molekularnego (konduktywnego) sposobu przenoszenia energii. Daje to jedynie bardzo przybliżony opis zjawiska rzeczywistej zmienności reżimu termicznego w ośrodku jednorodnym. Rzeczywisty ośrodek skalny znacznie odbiega od modeli przyjmowanych w rozważaniach teoretycznych, tak ze względu na jego niejednorodność, jak ze względu na zróżnicowany rodzaj mechanizmów przenoszenia energii (kondukcja, konwekcja, promieniowanie). W tej sytuacji szczególnie cenne są wyniki badań eksperymentalnych odnoszących się do konkretnych warunków geologicznych (Jumikis, 1977; Haenel i in., 1989).

Najczęściej pomiary temperatur dokonywane są w otworach wiertniczych. Główna trudność badań eksperymentalnych wynika z tego, że już sam fakt wykonywania

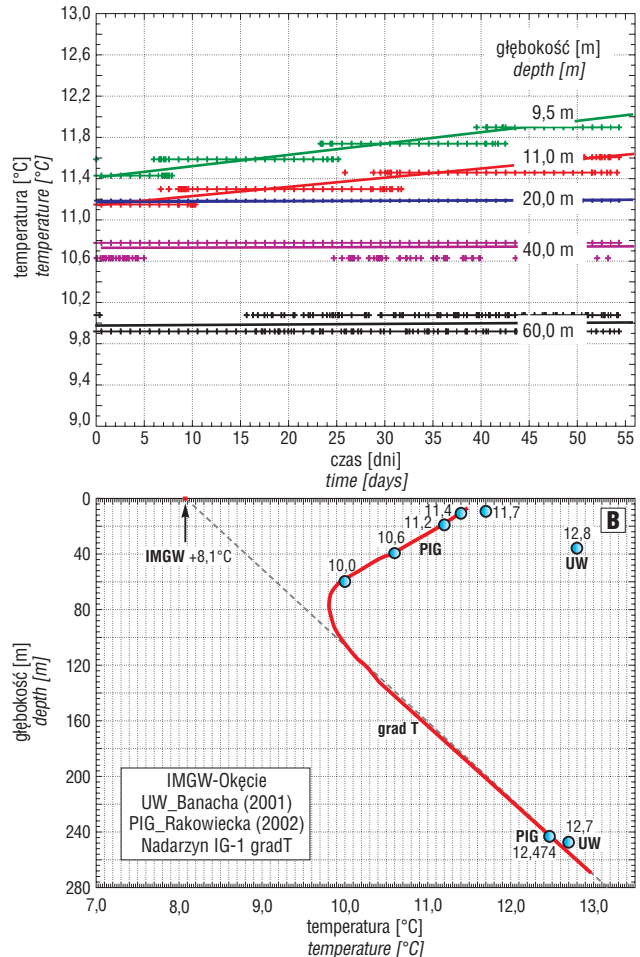


Ryc. 7. Zależność temperatury gleby na głębokości 20 oraz 50 cm od temperatury powietrza mierzonej na wysokości 200 cm zarejestrowane na 54 stacjach meteorologicznych na obszarze Polski w okresie 1960–1992

Fig. 7. Relationship between underground (20 and 50 cm) and surface air temperature (200 cm) for 54 meteo stations in Poland for the 1960–1992 period

otworu wiertniczego, a później również dokonywanie pomiaru temperatury wprowadza zaburzenie warunków termicznych naturalnego ośrodka. Długotrwała i na ogół intensywna cyrkulacją płuczki wiertniczej wywołuje na ogół znaczne i długotrwałe zaburzenia naturalnego stanu termicznego ośrodka (Majorowicz i in., 2002).

Szczególnie trudnym okazuje się prowadzenie obserwacji w dłuższych okresach czasu pozwalających na bezpośrednie stwierdzenie charakteru zmian temperatury.



Ryc. 8. A — zmiany czasowe temperatury dla różnych głębokości obserwacji mierzonej w hydrogeologicznym otworze badawczym nr 6 Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie; **B** — głębokościowa zmienność rejestrowanej średniej temperatury oraz temperatura wód czwartorzędowych oraz oligocenijskich w badanym otworze (ozn. PIG) oraz w otworze badawczym Uniwersytetu Warszawskiego (ozn. UW). Dla porównania przedstawiono teoretyczny przebieg temperatury obliczonej na podstawie wartości niezaburzonego termicznie gradientu geotermicznego określonego w głębokim otworze Nadarzyn IG-1 (18 km W) oraz wartości średnich rocznych temperatury powietrza dla stacji meteo Okęcie (+8,1°C)

Fig. 8. A — time changing of temperature for different depth of investigations in the hydrogeological well no 6 at the Polish Geological Institute in Warsaw; **B** — depth changes of averaged temperature, and temperature for waters for Quaternary and Oligocene aquifers in the investigated borehole (PIG) and in borehole at the Warsaw University (UW). For comparison of theoretical temperature log based on results of the background steady-state temperature gradient observed in deep well Nadarzyn IG-1 (18 km to the W) and air temperature from Okęcie Airport meteo station (+8,1°C annual average for 1980–2003) is shown

Również wyniki badań laboratoryjnych parametrów termicznych próbek często w sposób znaczący odbiegają od właściwości skał występujących *in situ*, co w sposób istotny ogranicza przydatność wyników modelowań (Jumkis, 1977).

W rzeczywistym ośrodku skalnym, szczególnie w strefach kilku czy kilkunastu metrów tj. obejmujących zarówno strefę aeracji, jak i saturacji, niezwykle cenne są wyniki bezpośrednich eksperymentów. Również przebieg rzeczywistych zmian temperatury powierzchni Ziemi z reguły znacząco odbiega od modeli przyjmowanych dla obliczeń teoretycznych. Na ryc. 3 pokazano zestawienie zmian temperatury obserwowanej w okresie 1999–2001 odpowiednio w powietrzu oraz na głęb. 10 cm oraz 50 cm. Na rycinie tej jest widoczne zarówno zjawisko spadku amplitudy, jak i opóźnienia związanego z czasem przejścia. Jest to szczególnie dobrze widoczne przy zawężeniu przedziału czasowego obserwacji do kilku czy kilkunastu dni* (ryc. 3B)

We wszystkich przypadkach obserwowana temperatura jest superpozycją zarówno zmian dobowych oraz rocznych, a także zmian nieperiodycznych związanych z czynnikiem pogodowym. Wyraźnie jest widoczne silne tłumienie zmian temperatury o krótszych okresach, tj. przede wszystkim dobowych, a ponadto przesunięcie czasowe (opóźnienie) wartości rejestrowanych w glebie w stosunku do wartości temperatury rejestrowanej w powietrzu.

Przy ogólnej zgodności wszystkich trzech pokazanych wielkości, pewne systematyczne odstępstwa są obserwowane w przypadkach wystąpienia ujemnej temperatury powietrza. Przyczyną jest występowanie przemian fazowych związanych z zamarzaniem oraz odmarzaniem wody zawartej w przestrzeni porowej gleb (niewykluczony jest również wpływ innych lokalnych bądź pomiarowych przyczyn). Niewątpliwie wpływ na wartości temperatury w glebie mają również inne czynniki pogodowe, takie jak występowanie pokrywy śniegowej, deszcze czy ciśnienie atmosferyczne. Prezentowane wyniki wskazują wyraźnie, że składowe zmiany temperatury o wysokich częstotliwościach ulegają wyraźnemu wy tłumieniu, a sumaryczna amplituda wahań zmniejszeniu. Tłumienie jest tym silniejsze, im krótszy jest okres zmian temperaturowych, w rezultacie czego zmiany temperatury w coraz większym stopniu są zbliżone do harmonicznych.

Dane pomiarowe z otworów wiertniczych

Większość wyników wgłębnych pomiarów temperaturowych uzyskano w otworach hydrogeologicznych Państwowej Służby Hydrogeologicznej, a w zakresie głębokich obserwacji — w otworach badawczych, głównie Państwowego Instytutu Geologicznego, wykonanych w latach 1960–1992 w ramach rutynowych badań geotermicznych.

Pomiary temperatury w otworach hydrogeologicznych prowadzono przy pomocy termometrów firmy ONSET pozwalających na dokonywanie ciągłych, cyfrowych rejestracji temperatur w okresie do 2 lat w otworach do głęb. ok. 300 m z dokładnością nie niższą niż 0,16 °C, w zakresie temperatury –4 °C do 37 °C. Cykl pomiarów był poprzedzany standaryzacją używanych termometrów wykonywaną

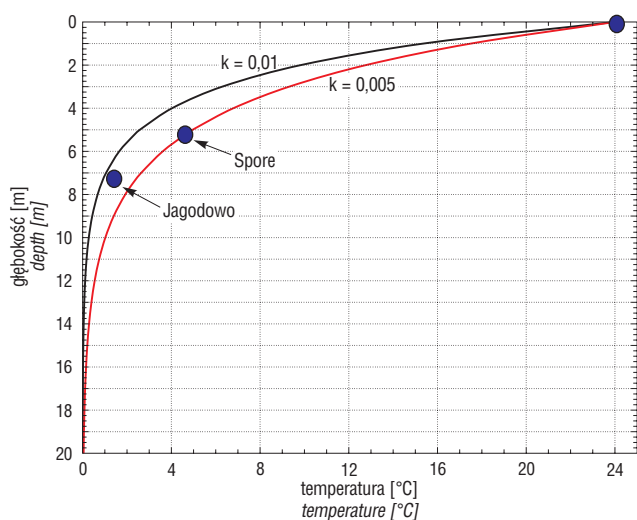
przed i po pomiarach. Rejestrowane wartości temperatur były kumulowane dla całego okresu rejestracji bezpośrednio w sondzie pomiarowej w postaci dyskretnej zapisu wartości, mieszczącej się obrębie 255 wartości obejmujących cały zakres pomiarowy. W procesie interpretacji danych zostały wykorzystane informacje o temperaturach powietrza oraz gleby, uzyskane z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Badania temperatur były wykonywane w otworach Sieci Obserwacji Hydrogeologicznych (SOH), gdzie rutynowo są dokonywane okresowe pomiary temperatury wód w trakcie próbnych pompowań. Pomiary takie są prowadzone okresowo od 4–6 lat w ponad 600 otworach obserwacyjnych na obszarze całego kraju. Głębokość tych otworów waha się od kilku do kilkuset metrów (Kazimierski, 2000).

W ramach prac badawczych w trzech otworach przeprowadzono długookresowe obserwacje zmienności temperatury dla poziomów wodonośnych. Były to stacje Sporek k. Szczecinka, Jagodowo k. Bydgoszczy oraz Borowiec k. Poznania. Obserwacje były prowadzone w sposób ciągły w okresie blisko 2 lat termistorowymi termometrami typu StowAway firmy Onset. Na ryc. 4 i 5 przedstawione zostały wyniki ciągłych rejestracji temperatur prowadzonych w tym okresie. Dla porównania przedstawione zostały wartości temperatury rejestrowane w powietrzu na najbliższych stacjach meteorologicznych. Termometry były umieszczone odpowiednio na głęb. 5,2 oraz 7,4 m. Badania te zostały wykonane w latach 1998–2000. W obydwu przypadkach obserwuje się odwzorowanie sezonowych zmian temperatur z wyraźnym zmniejszeniem wielkości amplitud wahań temperatur w stosunku do ich wartości, a także ich przesunięcie czasowe w stosunku do temperatury powierzchniowej, wynoszące odpowiednio 73 doby oraz 137 dób.

Odmianą sytuację obserwowano w przypadku otworu Borowiec, gdzie obserwacje prowadzone były na głęb. 24 m. Zarejestrowany tu został jedynie niewielki monotoniczny spadek temperatury sięgający zaledwie 0,3 °C. Ze względu na znaczną głębokość punktu obserwacji i monotoniczny spadek nie mógł on być związany ze zmianami rocznymi temperatur powierzchniowych, i — jak można przypuszczać — może być prawdopodobnie związany ze zmianami wieloletnimi. Potwierdzeniem tej sugestii mogą być wyniki obserwacji zmian temperatur gruntu na głęb. 50 cm wykonane na obszarze Polski w latach 1960–1993 w 86 stacjach meteorologicznych IMiGW. Na ryc. 6 przedstawiono zmienność temperatur dla tego okresu dla 85 głównych stacji meteorologicznych na terenie Polski, wartości średnie a także trendy obliczone metodą najmniejszych kwadratów. Obserwowane są tu wyraźne wieloletnie zmiany temperatur, obejmujące swoim zasięgiem obszar całej Polski. Zasięg głębokościowy takich zmian może wielokrotnie przekraczać zasięg zmian rocznych. Wyraźne różnice temperatury obserwowane są między temperaturą powietrza a temperaturą gleby (ryc. 7). Różnice te powiększają się dla rejonów o niższej średniej temperaturze rocznej. Dane, na podstawie których została wykonana ryc. 6 oraz 7, zaczerpnięto z opracowania Królikowskiego i Stajniaka (1994).

Jesienią 2002 r. w okresie od 25 września do 4 grudnia zostały wykonane obserwacje zmian temperatur w badawczym otworze hydrogeologicznym nr 6 na terenie

*Prezentowane dane pochodzą z internetowej, komercyjnej stacji meteorologicznej firmy METEO mieszczącej się w Ursusie pod Warszawą, udostępniającej bezpłatnie drogą internetową obserwacje pogodowe dla kilku miast na obszarze Polski (adres internetowy: meteo@ursus.pl)



Ryc. 9. Zależność średnich zmian rocznych amplitud temperatury obserwowanej w powietrzu oraz w otworach Spore oraz Jagodowo od głębokości. Dla porównania przedstawiono teoretyczną zmienność amplitudy temperatury obliczoną dla typowych utworów nieskonsolidowanych ($k=0,005$) oraz zwiezłych ($k=0,01$)

Fig. 9. Relationship between annual temperature anomaly and depth for air and underground data for wells Spore and Jagodowo. For comparisons results of theoretical calculation of this relation for unconsolidated ($k=0,005$) and consolidated ($k=0,01$) sediments is shown

Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Termometry zostały umieszczone w tym przypadku na głęb. 9,5, 11, 20, 40 oraz 60 m. Na ryc. 8A pokazano zbiorcze zestawienie czasowych zmian temperatury, a na ryc. 8B ich zmienność głębokościowa.

Analiza wyników badań

Punktem odniesienia dla analiz zmian temperaturowych były wyniki obserwacji temperatur na stacjach meteorologicznych IMiGW, i to zarówno dokonywanych standardowo w powietrzu na wysokości 200 cm, jak i pomiarów w gruncie na głęb. 20 oraz 50 cm.

W przedstawionych przykładach nietrudno zauważyć silne tłumienia sygnałów temperaturowych wraz z głębokością. Na ryc. 9 pokazano zależność wielkości amplitud zmian rocznych w funkcji głębokości punktu obserwacji. Zmiany te mają przebieg zbliżony do eksponencjalnego. Dla porównania została pokazana teoretyczna zmienność głębokościowa amplitud temperatury dla zmian rocznych, dla ośrodków odpowiadających odpowiednio utworom luźnym ($k=0,005 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$) oraz skonsolidowanym ($k=0,01 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$). W obliczeniach przyjęto wielkość wyjściowej amplitudy temperatury odpowiadającej jej średniej wielkości obserwowanym na stacjach meteorologicznych (ryc. 1). Wpływ zmian rocznych praktycznie zanika na głębokościach 10–12 m. Zbliżoną ocenę zasięgu głębokościowego uzyskał Downarowicz (1983) badając zmiany temperatury w płytkich otworach wiertniczych na obszarze Lubińskiego Zagłębia Miedziowego.

Znacznie szybciej malała amplituda zmian dobowych — zasięg ten w zasadzie nie przekraczał 60–80 cm — co dobrze widać na ryc. 3B.

Interesującym jest zagadnienie głębokości, na której występuje odwrócenie faz anomalii termicznych, tj. wystąpienie maksimum temperatur podpowierzchniowych w okresie występowania minimalnych temperatur powietrza w okresie zimowym. Dla typowych utworów czwartorzędu na obszarze Polski głębokości ta wynosi od 6 do 8 m. Może to mieć istotne znacznie praktyczne np. dla optymalnego umieszczania odbiorników energii w pompach ciepła.

Bardzo ciekawe są wyniki badań uzyskanych w otworze badawczym na terenie PIG w Warszawie (ryc. 8A, B). Dla dwóch najpłytszych punktów obserwacji znajdujących się na głębokościach odpowiednio 9,5 oraz 11,0 m (powyżej i poniżej poziomu zwierciadła wody) — jest obserwowany wyraźny wzrost temperatury. Może być wiązany ze zmianami rocznymi, tj. wzrostem temperatury w okresie wiosny. Biorąc pod uwagę rodzaj tej zależności przedstawionej na ryc. 9, wydaje się to bardzo prawdopodobne. Dla głębszych punktów obserwacyjnych nie stwierdzono czasowych zmian temperatury, a obserwowany jest natomiast stopniowy spadek średnich wartości temperatur z głębokością (ryc. 8B) — co było faktem zaskakującym. Wydaje się, że ten spadek temperatury może być związany zarówno z globalnym ociepleniem klimatu, jak i jego lokalnym ociepleniem (ok. $+3,5^\circ\text{C}$) na obszarze miejskim Warszawy związanym z rozbudową miasta w okresie ostatnich 100–150 lat. Według Šafandy (2003, informacja pocztą elektroniczną) dla obszaru Berlina taki wzrost sięga obecnie ok. $+5^\circ\text{C}$. Na omawianej rycinie dla porównania zostały przedstawione wartości temperatury obserwowane dla wód oligocenów w omawianym otworze, a także bardzo zbliżone co do temperatury w hydrogeologicznym otworze badawczym zlokalizowanym na terenie Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego (Pawlicka, 2001). Przedstawiony został również przypuszczalny przebieg zmienności niezaburzonej temperatury wgłębnej obliczony na podstawie średnich wieloletnich temperatur powietrza na stacji meteorologicznej Okęcie-Lotnisko ($+8,1^\circ\text{C}$, średnia temperatura dla okresu 1980–2003) oraz gradientu temperatury obserwowanego w głębokim otworze badawczym Nadarzyn IG-1 usytuowanym ok. 18 kilometrów na zachód w stosunku do wymienionych wcześniej otworów hydrogeologicznych. Uwagę zwraca stosunkowo dobra zgodność obliczonej powyższym sposobem temperatury niezaburzonej z obserwowanymi temperaturami wód oligocenu.

Zmiany glacialne

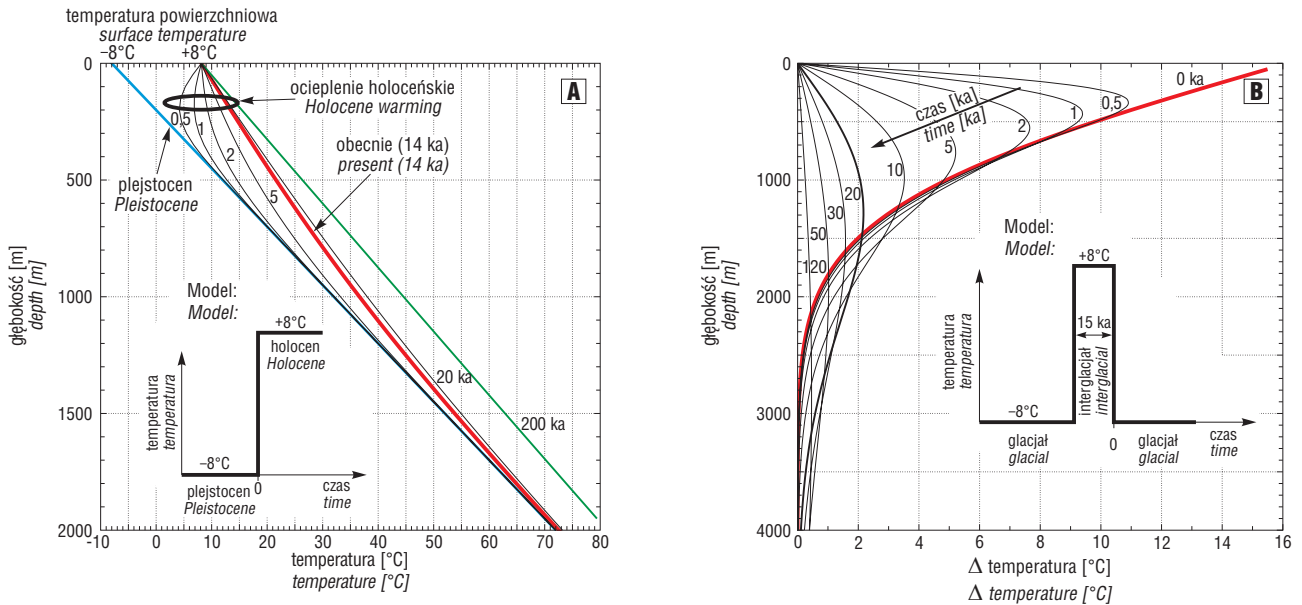
Pokazane wcześniej zmiany temperatury wgłębnej dotyczyły oddziaływania na nią krótkookresowych zmian (dobowych, rocznych czy wieloletnich) temperatury powietrza, który, jak to pokazano, może sięgać do kilkunastu bądź nawet kilkudziesięciu metrów. Do znacznie większych głębokości może sięgać wpływ zmian związanych z glacialnymi zmianami klimatycznymi. Są to zmiany z oczywistych względów znacznie trudniejsze do zaobserwowania.

O tym, że to zjawiska astronomiczne są przyczyną cykli glacialnych wiedzano od dawna. Zjawiska związane z cyklicznymi zaburzeniami klimatu wykrył jeszcze w latach 30. ubiegłego wieku chorwacki astronom Milutin Milanković (Muller i in., 2000).

Przez długie lata, ze względu na trudności w dokładnym ustaleniu typu tych zmian, uważano, że były to

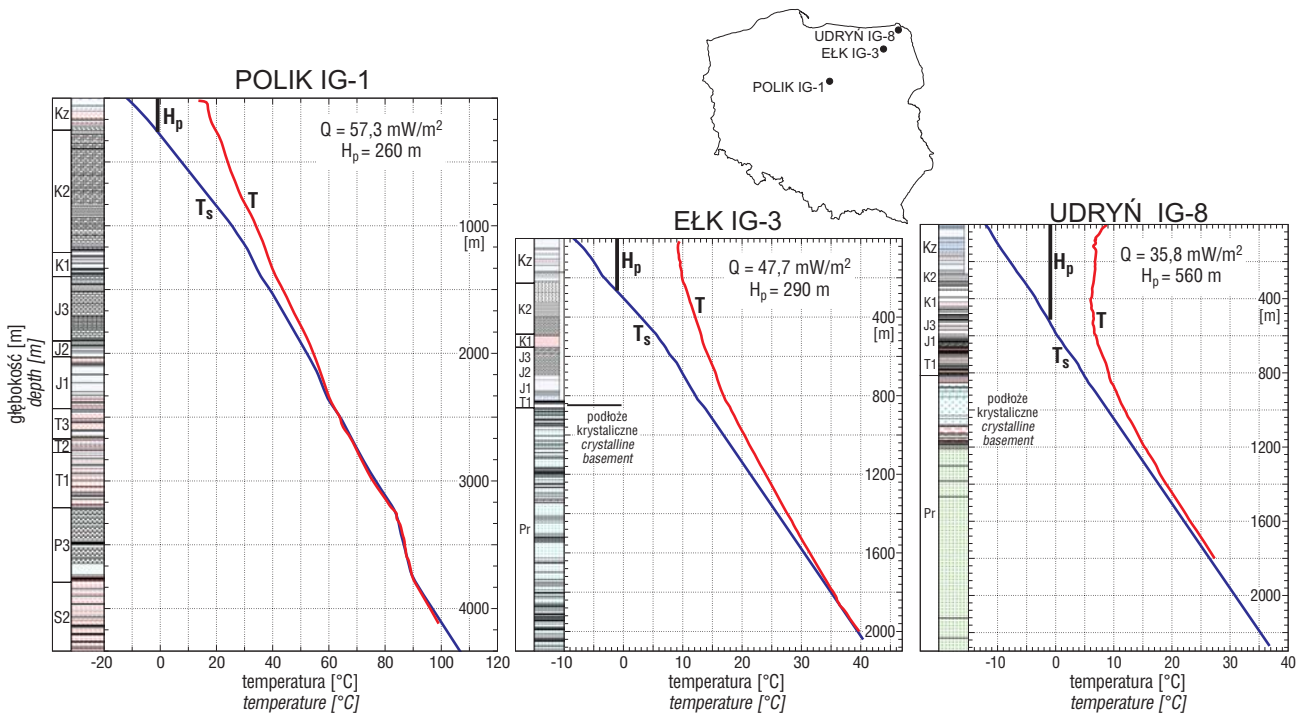
regularne, harmoniczne wahania temperatury o niewielkiej amplitudzie. Uważano również, że praktyczne zaobserwowanie tych zmian w warunkach istniejących w głębokich otworach będzie bardzo trudne, bądź nawet praktycznie

niemożliwe (Stenz, 1964). Dopiero całkiem niedawno, bo zaledwie przed kilkoma laty (1998), na podstawie dokładnych badań rdzeni lodowych z profili lądolodów Antarktydy (stacja Wostok) oraz Grenlandii (stacja GRIP)



Ryc. 10. **A** — wyniki modelowania głębokościowych oraz czasowych zmian temperatury dla przypadku skokowej jej zmiany w okresie plejstocen–holocen dla jednorodnego ośrodka o wartości współczynnika dyfuzji termicznej równego $A=0,01 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. Przyjęto wartość amplitudy zmiany temperatury (ΔGST) równą 16°C oraz gradient temperatury 40 mK m^{-1} ; **B** — wyniki teoretycznego modelowania zmian czasowych oraz głębokościowych temperatury po trwającym 15 000 lat ciepłym okresie interglacjalny przy spadku temperatury $\Delta \text{GST}=16^\circ \text{C}$

Fig. 10. **A** — results of theoretical modeling of subsurface temperature changing as a function of depth and time. $\text{GST} = 16^\circ \text{C}$, coefficient of thermal diffusion for homogeneous half space $A = 0.01 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, steady-state gradient of 40 mK m^{-1} has been assume; **B** — Results of theoretical modeling of temperature anomaly changing after interglacial episode as function of depth and time. Duration of warm interglacial episode $t = 15 \text{ ka}$, temperature decrease $\text{GST} = 16^\circ \text{C}$ has been assumed



Ryc. 11. Obserwowane (T) oraz obliczone (T_s) wartości paleotemperatury. Pokazane zostały obliczone miąższości paleomiąższości wiecznej zmarzliny (H_p) dla otworów Polik IG-1, Ełk IG-3 oraz Udryn IG-8, a także wartości gęstości strumienia ciepłego (Q)

Fig. 11. Observed (T) and calculated (T_s) paleotemperature logs for the wells Polik IG-1, Ełk IG-1 and Udryn IG-8. Calculated paleo-thickness of permafrost (H_p) as well heat flow densities (Q) for these boreholes are shown

udało się ustalić ze stosunkowo dużą dokładnością czasowy przebieg globalnych zmian temperaturowych na Ziemi dla okresu ostatnich 420 000 lat (Petit i in., 1999) (ryc. 2). Zmiany klimatyczne obejmujące 4 cykle glacialne są śledzone obecnie praktycznie na obszarze całej Ziemi. Poważnym problemem badawczym pozostawało i pozostaje określenie bezwzględnych wielkości zmian temperatury (skala temperatury pokazana na tej figurze jest względna i bardzo przy tym przybliżona). Uważa się (Petit, 1999), że najdokładniejsza skala temperatury została ustalona dla badań wykonanych na rdzeniach lodowych Grenlandii dla stacji GRIP pobranych z otworu o głęb. ok. 3028,6 m. Ustalony tu skok średniej temperatury między maksimum ostatniego zlodowacenia (*Last Glacial Maximum* — LGM) późnego plejstocenu oraz holocenem wyniósł $23,0 \pm 2^\circ\text{C}$ (Dalh-Jensen i in., 1998). Odpowiednio współcześnie temperatura ta wynosi $-31,7^\circ\text{C}$, a w okresie LGM $-54,7^\circ\text{C}$. Wartość tej ostatniej temperatury została obliczona metodą inwersji rejestrowanego współcześnie głębokościowego profilu temperatury.

Analiza zmian klimatycznych pozwala stwierdzić, że dominującym typem klimatu w ciągu ostatnich 420 ka był niewątpliwie typ klimatu zimnego, związanego z okresami glacialnymi (Muller i in., 2000). Średni czas trwania okresów ciepłych był kilkakrotnie krótszy w stosunku do czasu trwania okresów zimnych i zawierał się w przedziale 10–18 ka. Okresy ciepłe (interglacjały) były z punktu widzenia reżimu termicznego, szczególnie dla większych głębokości, relatywnie krótkimi epizodami w historii klimatycznej, a ich wystąpienie zostaje szybko, bo już po czasie zaledwie ok. 20 ka „zapomniane” przez warstwy skalne, a energia cieplna, która dotarła do tych warstw uległa rozproszeniu. Sytuacja ta przedstawiona została na ryc. 10B, gdzie został pokazany przebieg zmian czasowo-głębokościowych dla hipotetycznego ocieplenia o okresie trwania 15 ka i o skoku temperatury 14°C . Sugestia normowania wartości ziemskiego strumienia ciepłego do okresów klimatu zimnego wysunięta została niedawno przez autora niniejszego artykułu (Szewczyk i in., 2003). Opracowywana obecnie nowa mapa strumienia ciepłego dla obszaru Polski spełnia ten postulat.

Współcześnie obserwowane w otworach wiertniczych wartości temperatur odbiegają w sposób istotny od wartości, które występowały w okresie ostatniego glacialu. Nie można na ich podstawie szacować wartości paleotemperatury, a tym samym warunków prowadzących do powstania wiecznej zmarzliny.

Opracowana niedawno geofizyczna metoda obliczania przewodności cieplnej skał stworzyła możliwości m.in. prognozowania paleotemperatury dla profili poszczególnych otworów wiertniczych (Szewczyk, 2001). Zastosowanie opisanej metody pozwoliło stwierdzić, że w profilach termicznych większości głębokich otworów wiertniczych z obszaru Niżu Polskiego dla odcinków o głębokościach mniejszych niż 1500–2500 m obserwowana jest wyraźna rozbieżność między obliczonymi (T_s), a obserwowanymi (T) wartościami temperatury. Przeprowadzona analiza tej rozbieżności pokazała, że powodem obserwowanego zjawiska jest bezpośredni wpływ czynnika paleoklimatycznego (Szewczyk, 2002a, b). Na ryc. 10A przedstawione zostały wyniki głębokościowych oraz czasowych modelowań teoretycznych zmian temperatury

obliczone numerycznie na podstawie znanych rozwiązań równania przewodnictwa (Carlslaw i in., 1959). Bezspornym faktem zaobserwowanym dla obszaru Niżu Polskiego, jest wyraźne „ocieplenie” górnej części profilu termicznych będące efektem znacznego wzrostu temperatur w holocenie (a ściślej, przed ok. 14 ka), przy pozostawaniu jego części, umownie nazywanej częścią dolną, pod wpływem znacznie niższych temperatur panujących w okresie zlodowacenia późnego plejstocenu. Obecność tego efektu w postaci zmian temperatury w otworach wiertniczych została dostrzeżona dopiero w ostatnim okresie (mimo, że teoretycznie zjawisko było przewidywane od dawna). Ostatnio pokazano, że przyczyną tej anomalii było istnienie wiecznej zmarzliny sięgającej w okresie zlodowacenia wisły głębokości ponad 550 m (Šafanda i in., 2004). Pokazano równocześnie, że czynnikiem sprawczym były tu bardzo niskie temperatury warstw przypowierzchniowych sięgające średnio wartości -10°C . Oznacza to że skok temperatury między okresem późnego plejstocenu a holocenem wyniósł ok. 18°C . Jest to wynik w sposób zdecydowany różniący się od wcześniejszych szacunków wielkości tej zmiany (Kukkonen & Jöeleht, 2003).

Na ryc. 11 pokazano przykłady obserwowanych oraz obliczonych wartości temperatury w kilku otworach wiertniczych reprezentatywnych dla obszaru północno-wschodniej oraz środkowej części Niżu Polskiego. W otworze Udryń IG-8 potwierdzona wynikami analiz hydrogeologicznych wód miąższość występowania wiecznej zmarzliny przekraczała 550 m, a dla części centralnej Niżu obliczona wstępnie jej miąższość zmieniła się od ok. 100 do 300 m. Średnia głębokość paleoizotermy -1°C dla całego obszaru Niżu Polskiego wynosi ok. 130 m (Nowicki & Szewczyk, 2003). Ze względu na niewielką sumaryczną miąższość utworów postglacialnych zlodowacenia wisły, głębokość wystąpienia tej izotermy jest bliska rzeczywistej maksymalnej miąższości wiecznej zmarzliny. Obecnie jest opracowywana mapa paleomiąższości wiecznej zmarzliny zlodowacenia wisły dla obszaru Niżu Polskiego.

Zakończenie

Zmiany klimatyczne na Ziemi przejawiające się m.in. zmianami temperatury jej powierzchni, w sposób niewątpliwie wpływają na obserwowane wartości temperatury podpowierzchniowej w dużym zakresie głębokościowym. Wpływają one również na efektywną wartość strumienia ciepłego płynącego z wnętrza Ziemi ku jej powierzchni. Wyjaśnienie zjawisk związanych z przemieszczaniem się energii cieplnej może być źródłem istotnych informacji tak w zakresie rozważań klimatycznych dotyczących zarówno badań historii klimatu na Ziemi, jak i przewidywania jego zmian. Może to być też źródło informacji czysto praktycznych związanych z określeniami optymalnych głębokości umieszczania odbiorników energii cieplnej, dla coraz bardziej popularnych dla pomp ciepła, jak dla ujęć wód termalnych z głębokich poziomów wodonośnych.

Autor, chciałby podziękować osobom, które poprzez udział w pracach pomiarowych oraz w dyskusjach, a także poprzez udostępnienie danych pomiarowych umożliwiły opracowanie przedstawionych danych geotermicznych. W szczególności chciałbym podziękować dr Bogdanowi Kazimierskiemu za udostępnienie danych geotermicznych z Sieci SOH oraz Panu inż. Mieczysławo-

wi Muranowiczowi za udział w pracach pomiarowych. Szczególnie podziękowania należą się dr Jackowi Majorowiczowi z Uniwersytetu Północnej Dakoty oraz dr Janowi Šafandzie z Czeskiej Akademii Nauk za liczne, twórcze i inspirujące dyskusje dotyczące problematyki zarówno płytkiej, jak i głębokiej geotermiki oraz jej związków ze strumieniem cieplnym oraz paleoklimatem.

Literatura

- ALVERSON K., BRADLAY R.S. & PETERSEN T.F. 2003 — Paleoclimate, Global Change and the Future. Springer.
- BECK A.E. 1992 — Inferring past climate change from subsurface temperature profiles: some problems and methods. *Glob. Planet. Change*, 98: 73–80.
- BELTRAMI H. & HARRIS R.N. 2001 — Inference of climate change from geothermal data. *Glob. Planet. Change*, 29: 149–152.
- BORDI L. & DOVENYI P. 2004 — Climate change of the last 2000 years inferred from borehole temperatures: data from Hungary. *Glob. Planet. Change*, 41: 211–133.
- CARSLAW H.S. & JARGERR J.C. 1959 — Conduction of Heat in Solids. 2nd ed. Oxford Univ. Press, London.
- ČERMAK V. 1971 — Underground temperatures and inferred climatic temperatures in the past millenium. *Palaeogeog. Paleoclima*, 10: 270–277.
- CLAUSER C. 1999 — Thermal Signatures of Heat Transfer Processes in the Earth's Crust. Springer.
- DALH-JENSEN D., MOSEGAARD K., GUNDESTRUP N., CLOW G. D., JOHNSEN S. J., HANSEN A.W. & BALLING N. 1998 — Past Temperature Directly form the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282: 268–271.
- DOWNOROWICZ S. 1983 — Geotermika złoża rud miedzi Monokliny Przedśudeckiej. *Pr. Inst. Geol.*, 106.
- HAENEL R., RYBACH L. & STEGNA L. 1988 — Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Kluwer.
- JAWOROWSKI Z. 2003 — Nowa epoka lodowa. *Polityka*, 2409, 28: 3–7.
- JUMIKIS A.R. 1977 — Thermal geotechnics. Rutgers University Press.
- KAZIMIERSKI B. 2000 — Sieć Stacjonarnych Obserwacji Hydrogeologicznych. *Prz. Geol.*, nr 6: 508–513.
- KRÓLIKOWSKI C. & STAJNIAK J. 1994 — Przypowierzchniowe zmiany temperatury Ziemi. *Prz. Geol.*, 42: 498–501.
- KUKKONEN I.T., GOSNOLD W. D. & ŠAFANDA J. 1998 — Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible paleoclimatic signature. *Tectonophysics*, 291: 235–249.
- KUKKONEN I.T. & JOELEHT A. 2003 — Weichselian temperatures from geothermal heat flow data. *Jour. Geophys. Res.*, 108(B3), 2163, doi: 10.1029/2001JB001579.
- 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 Copper county. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 34: 703–720.
- MAJOROWICZ J. A. & ŠAFANDA J. 2001 — Composite surface history from simultaneous inversion of borehole temperatures in western Canadian plains. *Glob. Plan. Change*, 29: 231–239.
- MAJOROWICZ J., ŠAFANDA J., PRZYBYŁAK R. & WÓJCIK 2001a — Rekonstrukcja zmian temperatury powierzchni gruntu w Polsce w ostatnim 500-leciu na podstawie profili geotermicznych. *Prz. Geofiz.*, 46: 305–321.
- MAJOROWICZ J., WRÓBLEWSKA M. & KRZYWIEC. P. 2002 — Interpretacja i modelowanie ziemskiego strumienia ciepłego na obszarze eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 — analiza krytyczna. *Prz. Geol.*, 50: 1082–1091.
- MAJOROWICZ J. A., ŠAFANDA J. 2004, PRZYBYŁAK R. & WÓJCIK G. 2004 — Ground surface temperature history in Poland in the 16th–20th centuries derived from the inversion of geothermal profiles. *Pure and Appl. Geophys.*, 161/2, 351–364.
- MULLER R.A. & MacDONALD J.G. 2000 — Ice Ages and Astronomical Causes. Springer.
- NOWICKI Z. & SZEWCZYK J. 2003 — Ocena miąższości wiecznej zmarzliny na podstawie danych geotermicznych jako element analizy paleohydrogeologicznej. [In:] *Mat. Symp. Gdańsk*.
- OSTAFICZUK S. 1996 — Wybrane aspekty energii geotermalnej w Polsce. *Prz. Geol.*, 44: 249–254.
- PAWLICKA D. 2001 — Wyniki badań zawartości tlenu i dwutlenku węgla w wodach podziemnych ujmowanych podczas próbnych pompowań na terenie stacji badawczej przy Wydziale Geologii UW. *Prz. Geol.*, 49: 1089–1095.
- PETIT J. R. (ed.) 1999 — Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429–436.
- POPOV Y.A., PEVZNER S. L. & PIMMENOV V. P. 1999 — New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3. *Tectonophysics*, 306: 345–366.
- RYBACH L. 1992 — An attempt to interpret the temperature of the KTB pilot drilling (Germany) by paleoclimatic considerations. *Glob. Planet. Change*, 98: 193–197.
- ŠAFANDA J. & KUBIK J. 1992 — Evidence from ground temperature change from two boreholes in the Bohemian Massif, *Glob. Planet. Change*, 6: 199–208.
- ŠAFANDA 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.
- ŠAFANDA J., SZEWCZYK J. & MAJOROWICZ J. 2004 — Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet. *Geoph. Research Letters*, 31, L07211, 1–4.
- SEGIERT M.J. 2001 — Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change. Wiley.
- SERBAN Z. D., NIELSEN S. B. & DEMETRESCU C. 2001 — Long wavelength surface temperature history from continuous temperature logs in the Transylvanian Basin. *Glob. Planet. Change*, 29: 201–217.
- STENZ W. 1964 — Geofizyka ogólna. PWN.
- SZEWCZYK J. 2001 — Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań własności termicznych ośrodka. *Prz. Geol.*, 49: 1083–1088.
- SZEWCZYK J. 2002a — Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 50: 1109–1113.
- SZEWCZYK J. 2002b — Evidences for the Pleistocene-Holocene climate changes from the deep well temperature profiles from the Polish Lowlands. [In:] *Proc. Inter. Conference: The Earts Thermal Field and Related Research Methods*, Yu. Popov (ed.). Moscow Un. Press: 271–275.
- SZEWCZYK J. & GIENKA D. 2003 — The late Pleistocene ground surface temperature and corrected heat flow density for northern part of Poland. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France 6–12 April vol. 5, 04137 CL19-1FR1P-1308.
- SZEWCZYK J., GIDZIŃSKI T. & GIENKA D. 2003 — Anomalia geotermiczno-hydrogeochemiczna rejonu Krzemianka–Udryń — pozostałość głębokiej zmarzliny. [In:] *Mat. XI Symp. Hydrogeol. Jastrzębia Góra*.
- ZOTH G. & HAENEL R. 1988 — Paleotemperatures. [In:] Haenel R. [ed.] *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination*. Kluwer.