

MODELOWANIE POŁA TEMPERATURY

WPLYW WŁAŚCIWOŚCI TERMICZNYCH PODŁOŻA NA INTENSYWNOŚĆ MIEJSKIEJ WYSPY CIEPŁA – ANALIZA MODELOWA NOCNEGO WYCHŁADZANIA POWIERZCHNI GRUNTU

Krzysztof Fortuniak
Uniwersytet Łódzki
Zakład Meteorologii i Klimatologii

Wstęp

Zjawisko miejskiej wyspy ciepła należy do najlepiej poznanych cech klimatu terenów zurbanizowanych. Powszechnie przyjmuje się, że jest ono wynikiem współdziałania wielu czynników modyfikujących między innymi procesy radiacyjne, turbulencyjną wymianę ciepła jawnego i utajonego, czy strumień ciepła do gruntu. Czynniki najczęściej wymieniane to: zwiększone pochłanianie promieniowania krótkofalowego i zmniejszona emisja w paśmie długofalowym, będące wynikiem złożonej geometrii miasta; „relatywnie” mały strumień ciepła utajonego; emisja ciepła sztucznego oraz stosunkowo duża pojemność cieplna materiałów budowlanych (Oke 1982; Oke i in. 1991). Chociaż procesy fizyczne składające się na wymienione efekty są znane, wkład jaki wnoszą one w zjawisko miejskiej wyspy ciepła, jest trudny do ilościowego oszacowania. W wielu przypadkach praktycznie jedyną możliwością oszacowań tego typu jest wykorzystanie wyników modelowania wybranych cech klimatu miasta. Najczęściej wykorzystywane są w tym celu numeryczne modele bilansu cieplnego, nieco rzadziej fizyczne modele struktur urbanistycznych bądź trójwymiarowe symulacje numeryczne. W opracowaniu przedstawiono przykład numerycznego modelowania nocnego wychładzania powierzchni gruntu. Wykorzystano w tym celu skonstruowany przez autora model oparty na numerycznym rozwiązaniu jednowymiarowego równania dyfuzji cieplnej w gruncie. Otrzymane rezultaty posłużyły próbie określenia wpływu różnic właściwości cieplnych podłoża miasta i terenów zamiejskich na intensywność miejskiej wyspy ciepła.

Model przewodnictwa ciepła w gruncie

Istota proponowanego modelu sprowadza się do numerycznego rozwiązania równania dyfuzji cieplnej w gruncie na 10 poziomach o różnej grubości. Użycie modelu zawierającego wiele warstw daje lepsze rezultaty niż modele bardziej zgeneralizowane (Stull 1988). W rozwiązaniach numerycznych wykorzystano schemat Crnak-Nicholsona (Pielke 1984).

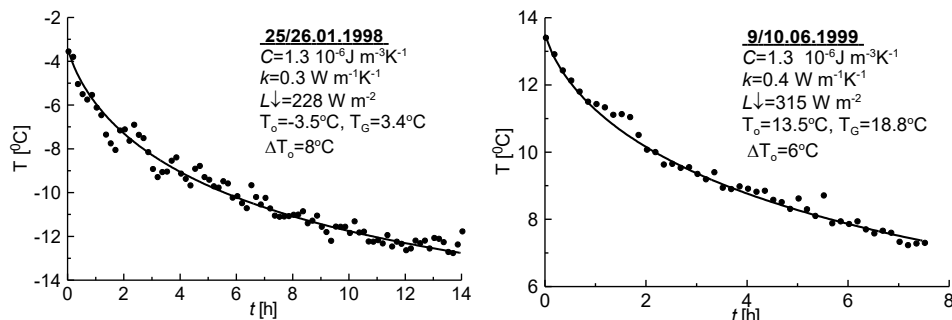
Przyjęto założenie o jednorodności gruntu, przy którym równanie dyfuzji ciepłej, opisujące zmiany temperatury podłoża (T) w czasie (t) przyjmuje postać:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (1)$$

gdzie z oznacza głębokość, a $\nu = k/C$ jest tzw. dyfuzyjnością termiczną, zależną od pozostałych charakterystyk termicznych gleby: pojemności cieplnej (C), przewodnictwa cieplnego (k), czy admitywności termicznej ($\mu = \sqrt{kC}$). W nocy, kiedy turbulencyjne strumienie ciepła jawnego i utajonego są bardzo małe, a bilans radiacyjny ogranicza się do bilansu w zakresie promieniowania długofalowego (L^*), warunki brzegowe równania (1) określone są przez zależności:

$$L^* = Q_G \quad \text{oraz} \quad T_G = \text{const}. \quad (2)$$

Q_G oznacza tu strumień ciepła do gruntu, a T_G temperaturę głębszych warstw gruntu (temperaturę na głębokości kilkudziesięciu centymetrów). Warunki początkowe określa profil temperatury w gruncie w chwili zachodu Słońca. Weryfikację modelu przeprowadzono przez porównanie z rozwiązaniem analitycznym, porównanie z danymi pomiarowymi i rezultatami innych modeli (Johnsona i in. 1991). Wyniki modelu dla przyjętych parametrów podłoża i wartości promieniowania długofalowego porównano również z przebiegiem temperatury na stacji Łódź-Lublinek na wysokości 5 cm nad gruntem w wybrane bezwietrzne, bezchmurne noce. Na rysunku 1 przedstawiono dwa takie przykłady dla nocy z 25/26 stycznia 1998 i 9/10 czerwca 1999. Chociaż ze względu na dużą dowolność w wyborze parametrów wyniki te trudno uznać za weryfikację modelu, wykazują one dobrą zgodność z danymi pomiarowymi. Uzasadnia to jednak użycie proponowanego modelu do badania procesów termicznych gruntu w okolicach Łodzi. Należy nadmienić, że chociaż parametry cieplne gruntu przyjęto w sposób arbitralny, są one zbliżone do siebie we wszystkich analizowanych przypadkach (pewne różnice mogą być wynikiem odmiennej zawartości wody w glebie), również tych nie przedstawionych na rysunku 1. Przyjęte wartości promieniowania długofalowego odpowiadają natomiast oszacowaniom otrzymanym z formuł empirycznych na podstawie przyziemnych wartości parametrów meteorologicznych.



Rys. 1. Porównanie przebiegu temperatury po zachodzie Słońca (5 cm nad gruntem) na stacji Łódź-Lublinek (punkty) z modelowaną temperaturą powierzchni gruntu (linia ciągła).

Fig. 1. Comparison of the course of temperature after the sunset (5 cm above the ground) at the weather station Lodz-Lublinek (dots) with the model-generated temperature of the surface of the ground (solid line)

Właściwości cieplne podłoża a miejska wyspa ciepła

Opisany model dyfuzji cieplnej podłoża może być zastosowany do oszacowania wpływu właściwości termicznych materiałów budowlanych na intensywność miejskiej wyspy ciepła. W analizie modelowej miasto jest traktowane jako jednolita bryła materiału o właściwościach termicznych różnych od właściwości terenów zamieszkanych. Takie uproszczenie pozwala na analizę wyizolowanego, niezaburzonego przez inne czynniki, wpływu właściwości termicznych podłoża na klimat miasta. W tabeli 1 zestawiono modelowane wartości temperatury powierzchni gruntu po upływie 10 godzin po zachodzie Słońca. Obliczenia wykonano w odniesieniu do podłoża o admitancji termicznej μ równej: 600, 1000, 1400, 1800 i 2200 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$. Jako parametr przyjęto wartość admitancji termicznej, gdyż wielkość ta najlepiej charakteryzuje różnice we właściwościach cieplnych gruntu. Admitancja $\mu = 600 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$ jest charakterystyczna dla suchych, lekkich gleb, piaszczystych pustyń oraz starego śniegu. Odpowiada ona również parametrom przyjętym na stacji Łódź-Lublinek w przykładach przedstawionych na rys. 1. Wartości μ rzędu 2200 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$ są charakterystyczne dla betonu, skał i mocno wilgotnych gleb. W pewnym sensie odpowiadają one również cechom termicznym miasta. Częściej jednak jako wartość średnią dla terenów miejskich przyjmuje się μ z zakresu 1200-2000 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$, a dla terenów podmiejskich 800-1700 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$. Dla terenów rolniczych za typowe przyjmuje się μ rzędu 1000-2000 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$ (Oke 1981).

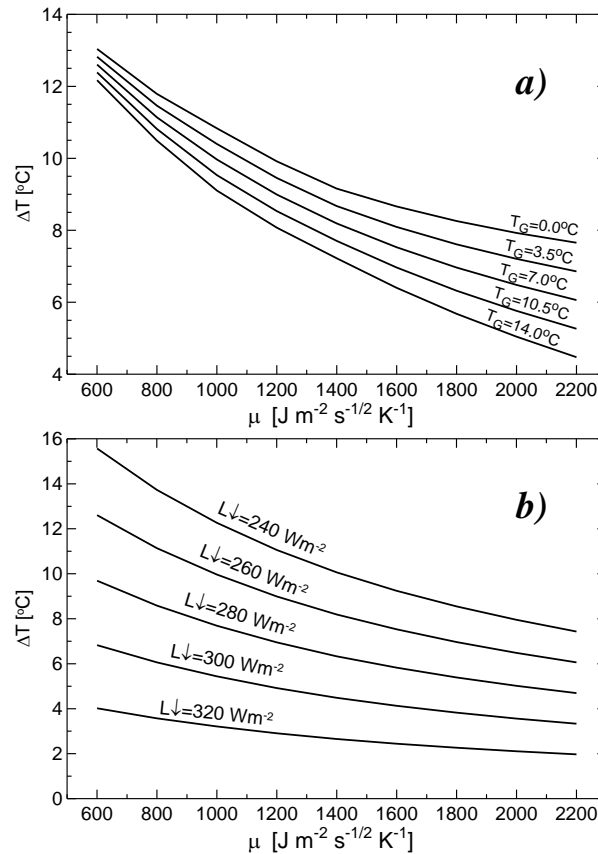
Tabela 1. Modelowane wartości temperatury powierzchni gruntu (w °C) o różnych wartościach admitancji termicznej (μ) po 10 godzinach nocnego wychładzania przy wybranych kombinacjach początkowej temperatury powierzchni gruntu (T_0 , °C), temperatury głębokich warstw gruntu (T_G , °C) oraz długofalowego promieniowania atmosfery ($L\downarrow$, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)

Table 1. The modelled values of temperature of the surface of the ground [in °C] characterised by various values of thermal admittance (μ) after 10 hours of nocturnal cooling, for selected combinations of the initial temperature of the ground (T_0), the temperature of the deep layers of the ground (T_G), and the long-range radiation of the atmosphere ($L\downarrow$)

Temperatura początkowa i $L\downarrow$		Temperatura końcowa powierzchni gruntu (w °C)				
		$T_{\mu=600}$	$T_{\mu=1000}$	$T_{\mu=1400}$	$T_{\mu=1800}$	$T_{\mu=2200}$
$T_0 = 7^\circ\text{C}$, $L\downarrow = 260 \text{ Wm}^{-2}$	$T_G = 0^\circ\text{C}$	-7,3	-5,2	-3,8	-2,8	-2,1
	$T_G = 7^\circ\text{C}$	-5,6	-3,0	-1,2	0,0	0,9
	$T_G = 14^\circ\text{C}$	-3,9	-0,7	1,4	2,9	4,0
$T_0 = T_G = 7^\circ\text{C}$	$L\downarrow = 245 \text{ Wm}^{-2}$	-7,8	-4,7	-2,6	-1,2	-0,1
	$L\downarrow = 260 \text{ Wm}^{-2}$	-5,6	-3,0	-1,2	0,0	0,9
	$L\downarrow = 275 \text{ Wm}^{-2}$	-3,4	-1,3	0,2	1,2	2,0

Wyniki przedstawione w tabeli 1 wskazują, że w przypadku miasta cechującego się dużym udziałem powierzchni sztucznych, położonego na lekkich, suchych glebach, wpływ właściwości cieplnych podłoża na kontrasty termiczne między miastem a terenami zamieszkanych może być stosunkowo silny – różnice $T_{\mu=2200} - T_{\mu=600}$ (przy $T_0 = T_G$) są rzędu 6,5°C (przy typowych wartościach $L\downarrow = 260 \text{ Wm}^{-2}$). W przypadku miasta położonego na

terenach podmokłych lub na podłożu skalistym właściwości termiczne podłoża mogą wręcz powodować redukcję efektu miejskiej wyspy ciepła. Należy zaznaczyć, że intensywność nocnego wychładzania powierzchni jest nieliniową funkcją właściwości cieplnych podłoża (rys. 2) i takie same różnice admityncji mogą prowadzić do nieco odmiennych kontrastów termicznych.



Rys. 2. Różnica między temperaturą powierzchni gruntu o zachodzie Słońca i po 10 godzinach nocnego wychładzania (ΔT) w funkcji admityncji termicznej podłoża (μ): a) zależności przy wybranych wartościach temperatury głębszych warstw gruntu i przy stałej wartości promieniowania atmosfery $L\downarrow=260\text{ Wm}^{-2}$; b) zależności przy wybranych wartościach promieniowania atmosfery przy stałej temperaturze głębszych warstw gruntu, $T_G=7^\circ\text{C}$. We wszystkich przypadkach przyjęto temperaturę powierzchni gruntu o zachodzie Słońca równą $T_o=7^\circ\text{C}$

Fig. 2. The difference between the temperature of the ground surface at the sunset and after 10 hours of the nocturnal cooling (ΔT) as a function of thermal admittance of the bedding (μ): (a) dependencies for the selected values of temperature of the deeper layers of the ground for the constant value of radiation of the atmosphere $L\downarrow=260\text{ Wm}^{-2}$; (b) dependencies for the selected values of radiation of the atmosphere given the constant temperature of the deeper layers of the ground, $T_G=7^\circ\text{C}$. In all cases the temperature of the surface of the ground at the sunset time was assumed to be equal to $T_o=7^\circ\text{C}$

Wyniki zawarte w tab. 1 i zobrazowane na rys. 2 wskazują również na potencjalną rolę temperatury głębszych warstw gruntu oraz promieniowania atmosfery. W przypadku adwekcji ciepła ($T_o > T_G$) należy oczekiwać redukcji natężenia miejskiej wyspy ciepła (jeśli $\mu_{miasto} > \mu_{teren\ zamiejski}$). Adwekcja chłodu ($T_o < T_G$) powoduje natomiast intensyfikację kontrastów termicznych powierzchni o różnych μ . Wpływ temperatury głębszych warstw gruntu jest przy tym większy w przypadku materiałów o dużej admitancji termicznej (skały, beton), mniejszy w przypadku lekkich, piaszczystych gleb. Przy $\mu = 600 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$ różnice temperatury głębokich warstw gruntu rzędu 14°C wpływają na poranną wartość temperatury powierzchni w zakresie zaledwie 1°C , podczas gdy przy $\mu = 2200 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1/2}\cdot\text{K}^{-1}$ wpływ ten jest rzędu 3°C . Równie istotną rolę w powstawaniu kontrastów termicznych powierzchni o różnych właściwościach cieplnych ma długofalowe promieniowanie atmosfery. Wzrost wartości $L\downarrow$ prowadzi do redukcji różnic temperatury powierzchni o różnym μ , natomiast jego zmniejszenie wywołuje efekt przeciwny. Przy dużych wartościach $L\downarrow$ wychładzanie powierzchni gruntu jest niewielkie, a różnice temperatury nie przekraczają 1°C nawet w przypadku skrajnych wartości admitancji termicznej.

Wnioski

Przedstawione wyniki wskazują na dodatkowe czynniki, jakie należy uwzględnić przy konstrukcji modeli statystycznych intensywności miejskiej wyspy ciepła. W większości modeli regresyjnych natężenie miejskiej wyspy ciepła traktuje się jako funkcję prędkości wiatru i zachmurzenia. W świetle otrzymanych rezultatów istotne wydaje się uwzględnienie również takich wskaźników, jak: średnia temperatura w ciągu kilku ostatnich dni (wpływa na temperaturę głębszych warstw gruntu), suma opadów w dniach poprzedzających pomiar (zmienia uwilgotnienie, a więc i właściwości termiczne gruntu), czy charakterystyki wyższych warstw atmosfery – temperatura, wilgotność, zawartość aerozoli itp. (wpływają na wartość promieniowania długofalowego atmosfery). Przedstawione wyniki dowodzą również, że przy sprzyjającym usytuowaniu miasta same różnice we właściwościach cieplnych materiałów budowlanych i gleb terenów otaczających mogą być wystarczającym czynnikiem prowadzącym do powstania miejskiej wyspy ciepła.

Pracę wykonano w ramach projektu badawczego Nr 6PO4E01017 finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 1999-2002.

LITERATURA

- Johnson, G.T., Oke, T.R., Lyons, T.J., Steyn, D.G., Watson, I.D., Voogt, J.A., 1991, *Simulation of surface urban heat island under 'ideal' conditions at night. Part 1: Theory and test against field data.* Boundary-Layer Meteor., 56, 275-294.
- Oke T.R., 1981, *Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations.* J. Climatol., 1, 237-254.
- Oke T.R., 1982, *The energetic basis of the urban heat island.* Q.J.R. Meteorol. Soc., 108, 1-24.
- Oke T.R., Johnson G.T., Steyn D.G., Watson I.D., 1991, *Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night. Part 2: Diagnosis of causation.* Boundary-Layer Meteorol., 56, 339-358.
- Pielke, R.A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling.* Academic Press, ss. 612.
- Stull, R.B., 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology.* Kluwer Academic Pub., ss. 666.

Krzysztof Fortuniak
Uniwersytet Łódzki,
Zakład Meteorologii i Klimatologii

THE INFLUENCE OF THE THERMAL PROPERTIES OF THE BEDDING ON THE INTENSITY OF THE URBAN HEAT ISLAND – THE MODEL-BASED ANALYSIS OF THE NIGHTTIME COOLING OF THE GROUND SURFACE

SUMMARY

The paper presents the application of the model of thermal conductivity in the ground to the study of thermal contrasts arising from the nocturnal energy radiation from the surfaces having different thermal properties. Special attention was paid to the potential influence of the thermal properties of the bedding on the phenomenon of the urban heat island. Analysis was carried out for various values of radiation of the atmosphere and various temperatures of the deeper layers of the ground.