



Title	積雪期のヒートアイランド（Ⅱ）：数値計算
Author(s)	大平, 貴裕; OHIRA, Takahiro; 播磨屋, 敏生 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 45, 15-27
Issue Date	1985-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.45.15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14132
Type	departmental bulletin paper
File Information	45_p15-27.pdf



積雪期のヒートアイランド (II)
—— 数値計算 ——

大平 貴裕*

北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻

播磨屋敏生

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和59年11月19日受理)

The Urban Heat Island during the Snow Cover Period (II)
—— Numerical Calculation ——

By Takahiro OHIRA*

Division of Environmental Structure,

Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

Toshio HARIMAYA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 19, 1984)

An energy balance model was presented and tested regarding the diurnal variations at two observational points and the observed horizontal distributions of temperature. Good agreements between observed and simulated results showed the validity of this model. Using this model, horizontal distributions of surface temperature were calculated for eight kinds of soil conditions in the case of no snow cover. It was shown that in the case of cities with sandy or clayey soil in rural areas, snow cover of about one meter in depth strengthened the heat island intensity, because the snow cover cut off most of conductive heat from the soil and this effect was remarkable in rural areas. In the case of a city with peaty soil in rural areas, the snow cover had little influence on the intensity, because of the resemblance between thermal

* 現在所属：日本気象協会関西本部

* Present affiliation : Kansai Branch, Japan Weather Association

conductivities of peaty soil and snow cover.

Because in Iwamizawa, the kind of soil in the northwest rural area is peat, the intensities of the nocturnal heat island in the cases of abundant and no snow cover were estimated to be almost equal from the energy balance model. This was consistent with the observational results in which the intensities were almost equal on typical clear nights in the shallow and deep snow cover periods.

I. ま え が き

パート I (播磨屋他, 1985) では, 観測結果と統計解析から, 積雪が都市のヒートアイランドに及ぼす効果を明らかにした. 一般的には積雪は地中からの伝導熱を遮断するので, ヒートアイランド形成に積雪量は影響を与えると考えられる. しかし, 早朝のヒートアイランドの強さに対する積雪量の効果について, 積雪の多い時期と少ない時期とで岩見沢市では顕著な差が見られなかった. 本論文では, この理由とヒートアイランド形成に及ぼす積雪の効果とを数値計算によって考察する. ヒートアイランドのモデルには, 幾種類かあるが, 地表面におけるエネルギー収支を考えたモデルが, 地表付近の気温分布を比較的よく再現することが Tapper et al. (1981) などによって示されている. 本論文で作成したモデルも基本的な手法は, Tapper et al. (1981) と同様である.

II. 数 値 モ デ ル

1. 構成する式

エネルギー収支の基本式は,

$$R_n = H + LE + G - AH \quad (1)$$

である. ここで,

R_n : 正味放射量 ($W \cdot m^{-2}$)

H : 大気への顕熱フラックス ($W \cdot m^{-2}$)

LE : 大気への潜熱フラックス ($W \cdot m^{-2}$)

G : 地中への熱フラックス ($W \cdot m^{-2}$)

AH : 人工熱 ($W \cdot m^{-2}$)

である. 左辺は地表面 (雪面) に入ってくる場合が正であり, 右辺は地表面から出ていく場合が正である.

(a) 正味放射量 R_n

Kondo (1967) の式を使用し,

$$R_n = S_0(1-\alpha)(d/\bar{d})^{-2} \cos Z (0.3 + 0.7 \times 10^{-0.055(1+0.04e)^{\sec Z}}) \\ + \varepsilon \sigma T_a^4 \{1 - (0.49 - 0.066\sqrt{e}) \cdot C\} - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (2)$$

ここで, 第 1 項が太陽からの短波放射, 第 2 項が下向き長波放射, 第 3 項が上向き長波放射であり,

S_0 : 太陽定数 ($1353 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)

α : 地表面 (雪面) のアルベード

d : 地球-太陽間距離

\bar{d} : 地球-太陽間平均距離 ($d/\bar{d}=0.995$, 3月)

Z : 天頂角 (deg.)

e : 日平均の百葉箱高度の水蒸気圧 (mb)

ϵ : 地表面 (雪面) の射出率 (0.95)

σ : ステファン・ボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$)

T_a : 百葉箱高度の気温 ($^{\circ}\text{C}$)

T_0 : 地表面 (雪面) の温度 ($^{\circ}\text{C}$)

C : 雲や降水の影響を表わすパラメーター

である。

(b) 顕熱フラックス H , 潜熱フラックス LE

$$H = -K \cdot C_p (T_2 - T_0 + \Gamma_d \cdot z_2), \quad (3)$$

$$LE = -K \cdot L (q_2 - q_0). \quad (4)$$

ここで,

K : 拡散係数 ($\text{m}^2\cdot\text{S}^{-1}$)

C_p : 空気の定圧比熱 ($1010 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)

L : 蒸発・凝結の潜熱 ($2.501 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$)

Γ_d : 乾燥断熱減率 ($9.8 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$)

z_2 : 上空の境界の高度 (m)

T_2 : 上空の境界の気温 ($^{\circ}\text{C}$)

q_2 : 上空の境界の比湿 (kg/kg)

q_0 : 地表面の比湿 (kg/kg) で,

$$q_0 = R \cdot q_s = R \cdot \frac{0.622 E}{P - 0.378 E} \quad (5)$$

の式を用いた。ここで,

R : 蒸発散面積 (%)

q_s : 飽和比湿 (kg/kg)

P : 気圧 (mb)

E : 飽和水蒸気圧 (mb)

であり, E は Tetens の実験式を用い, 地表面温度 T_0 の関数として,

$$E = 6.11 \times 10^{7.5T_0/(237.3+T_0)} \quad (6)$$

で算出した。

また拡散係数 K は, Tapper et al. (1981) と同様に見積った。

(c) 地中への熱フラックス G

$$G = \kappa_s (T_0 - T_z) / z \quad (7)$$

ここで、

κ_s : 土 (積雪) の熱伝導度 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)

z : 地中 (積雪中) の深さ (m)

T_z : 深さ z での温度 ($^{\circ}\text{C}$)

である。地中 (積雪中) の温度分布は、深さ 1 m での温度を固定 (積雪が約 1 m あるときは 0°C 、積雪がないときは 2°C) して、1次元熱伝導方程式

$$\frac{\partial T_z}{\partial t} = \frac{\kappa_s}{\rho_s c_s} \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} \quad (8)$$

で決めた。ここで、

ρ_s : 土 (積雪) の密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)

c_s : 土 (積雪) の比熱 ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)

t : 時間 (sec)

である。

(d) 人工熱 AH

石川他 (1978) と同様の方法で、家屋からの熱としては暖房用石油の消費による熱を考え、市販の石油ストーブの平均的発熱量に各グリッドの世帯密度を乗じて見積った。すなわち、

$$AH = 4950 (\text{W}/\text{戸}) \times \text{世帯密度} (\text{戸}/\text{m}^2) \quad (9)$$

である。

以上の R_n , H , LE , G の 4 項は、その算出式に地表面温度 T_0 を含んでおり、(1)式を $1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ の精度で満足するように、 T_0 を正割法 (secant algorithm) によって各グリッドごとに求めた。計算は 12 時を初期時刻として、15 分の時間間隔で翌日 9 時まで行われた。

2. グリッドとパラメーターの値

グリッドは観測網に近づけるため、Fig. 1 に示されるように都心部で $400 \text{ m} \times 400 \text{ m}$ 、その周辺は $600 \text{ m} \times 600 \text{ m}$ 、外側の郊外は $800 \text{ m} \times 800 \text{ m}$ とした。全体で $6.4 \text{ km} \times 5.2 \text{ km}$ の領域を対象とする。この対象領域を 12 の土地利用に分類し、それぞれに Oke (1978), Tapper et al. (1981), Hjelmfelt (1982) などの値を参考にし、積雪が覆う割合を考慮に入れて、アルベード、地表面粗度、熱容量、熱伝導度、蒸発散面積を Table 1 のように決めた。各グリッドごとに、各土地利用の占める割合を読みとり、その割合に応じて加重平均し、各パラメーターの値を求めた。

一方、上空の境界のパラメーターは、観測から決められた。日中と早朝の 2 回の測定値 (Table 2) を、それぞれ最高、最低として正弦曲線で結び、各時刻の上空の気温、風速、比湿をそれぞれで近似した。

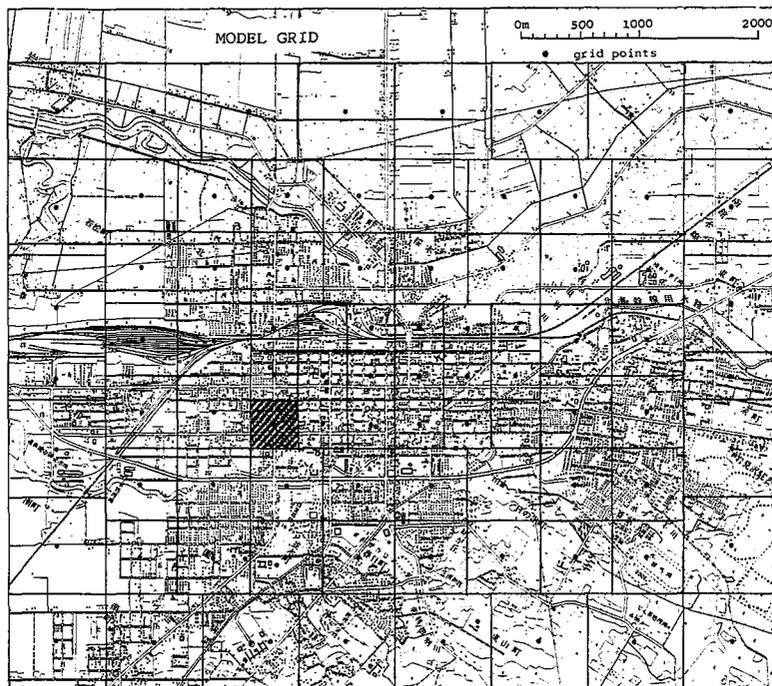


Fig. 1. Grids and grid points used in the calculation.

Table 1. Types of land use and values of parameters on the surface.

type of land use	albedo	roughness (m)	heat capacity, ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1} \times 10^6$)	conductivity ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	wet fraction (%)
industrial	0.60	0.30	1.680	0.663	60
moderate commercial	0.45	0.70	1.820	0.743	40
light commercial	0.50	0.20	1.500	0.829	50
common residential	0.60	0.125	1.360	0.914	60
dense residential	0.50	0.30	2.040	0.829	50
compact residential	0.50	0.50	1.820	0.743	50
bare ground, urban natural, agricultural rural	0.80	0.001	0.735	0.400	100
road	0.50	0.05	1.512	0.750	70
river	0.30	0.01	4.180	0.570	100
forest	0.70	1.00	0.900	0.400	80

Table 2. Values of parameters on the upper boundary level and air temperature.

	9 MAR.	~	10 MAR.
upper boundary level	250m		
	(13:15)		(04:30)
temperature (°C)	-1.6		-2.6
wind speed (m/s)	1.2		6.2
specific humidity (g/kg)	1.40		2.34
	(13:00)		(04:15)
air temperature (°C)	1.0		-6.3

III. 感度解析

モデルが予測する地表面温度に、どのパラメーターの変化が効くかを調べるために、比較的よく晴れた3月9日～10日の条件を使って、一つずつパラメーターの値を変えて数値計算を行なった。用いたグリッドは、Fig.1の斜線を施した都心の定点Uを含むグリッドである。各パラメーターが変化するにつれて、最高温度と最低温度がどのように変化するかをFig.2に示す。モデル

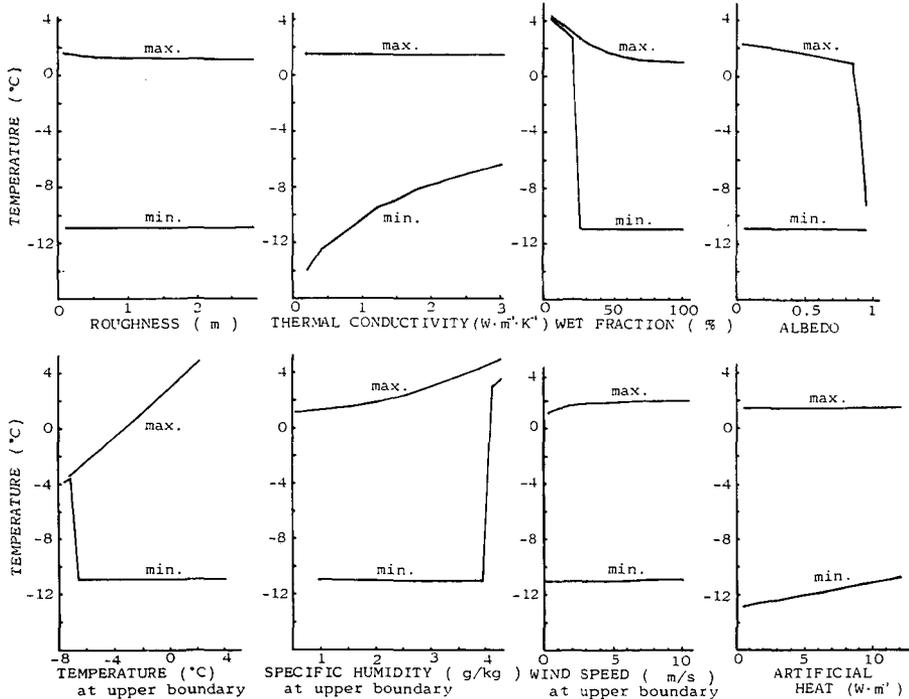


Fig. 2. Sensitivities of each parameter for maximum and minimum temperatures.

が予測する最高温度は、上空の境界の気温と比湿の変化に非常に敏感であり、またアルベードと蒸発散面積にも敏感であった。しかし、他のパラメーターの変化に対しては、ほとんど変化を示さなかった。

一方、最低温度については、土(積雪)の熱伝導度と人工熱がよく効くパラメーターであり、他のパラメーターに対しては全く鈍感であった。

また、蒸発散面積、アルベード、上空の気温、比湿に不連続が見られるが、この理由は、このモデルにおいて気層のリチャードソン数が0.2を越えると、顕熱および潜熱フラックスがゼロとなるためである。

IV. モデルの妥当性の検討

モデルによる計算結果を観測結果と比較することによって、モデルの妥当性を調べた。

(i) まず、都心の定点 *U* と郊外の定点 *R* での自記温度計の記録 (地上約 1.5 m) と、その定点を含むグリッドでの計算された地表面温度の時間変化を比較する。Fig. 3 の中段の図において、観

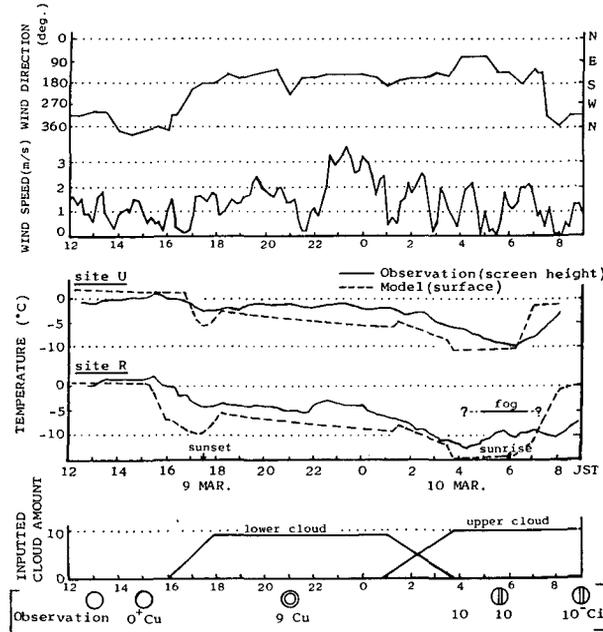


Fig. 3. Comparison between observational values and calculated values at fixed sites *U* and *R* (middle). Top shows wind direction and wind speed, and bottom shows observational results for cloud and cloud amount values used in the calculation.

測値を実線で、計算値を破線で示している。初期時刻から十分に経過した後は、観測値と計算値の高度差を考慮すれば、よく一致している。夜間に多少ずれが見られるが、これは主としてモデルでは考慮されていない移流の効果と思われる。移流はFig. 3 上段の図から明らかなように、南東の風が約 3 m/s のときに強くなり、特に郊外の定点 *R* では、風上の都心部から熱が移流しているようである。また計算において雲量を Fig. 3 下段の図のように与えたが、夜間の雲の状態を把握することが困難であったことも、ずれを生じた一因である。さらに早朝には、定点 *R* で放射霧の発生があり、モデルではこのような現象を考慮していないため、それによってもずれが生じたと考えられる。

(ii) 次に、Fig. 4 に示された早朝 5 時の観測された地上約 2.7 m の気温分布 (上段の図) と計算された地表面の温度分布 (下段の図) とを比較する。この日は、放射冷却により強い温度の接地逆転が存在したため、各グリッド点間の標高差の影響があらわれたが、このモデルではそれを考慮していないので、モデルによる計算結果を都心の定点 *U* における気温プロファイルを使って、実際の標高に直した図 (下段の図) を用いて比較を行なった。両者の等温線パターンは、非常によく似ている。東～南東の風によって、観測の方 (上段の図) が、やや風下の方へシフトしているところも見られる。両者の温度の差は約 3 °C 程度であるが、観測の値は地上約 2.7 m の気温で、

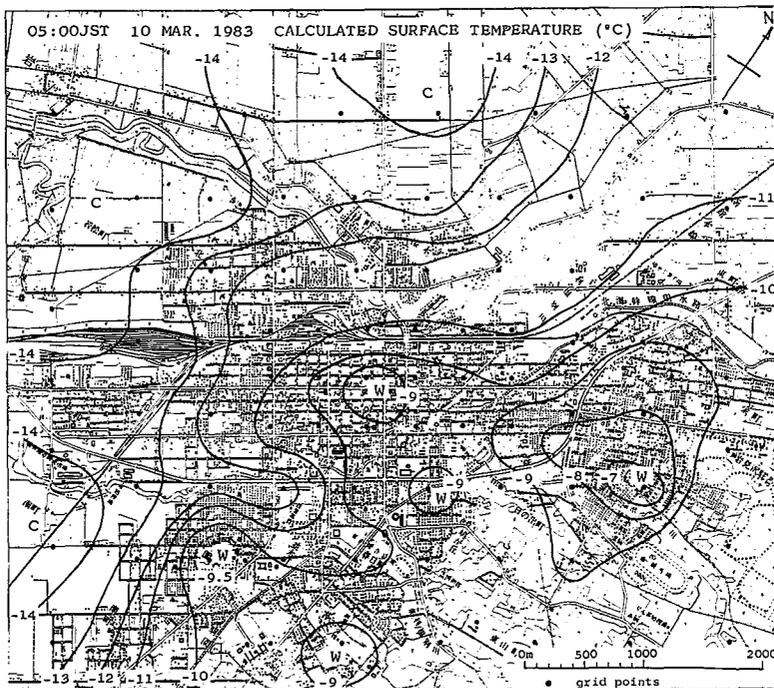
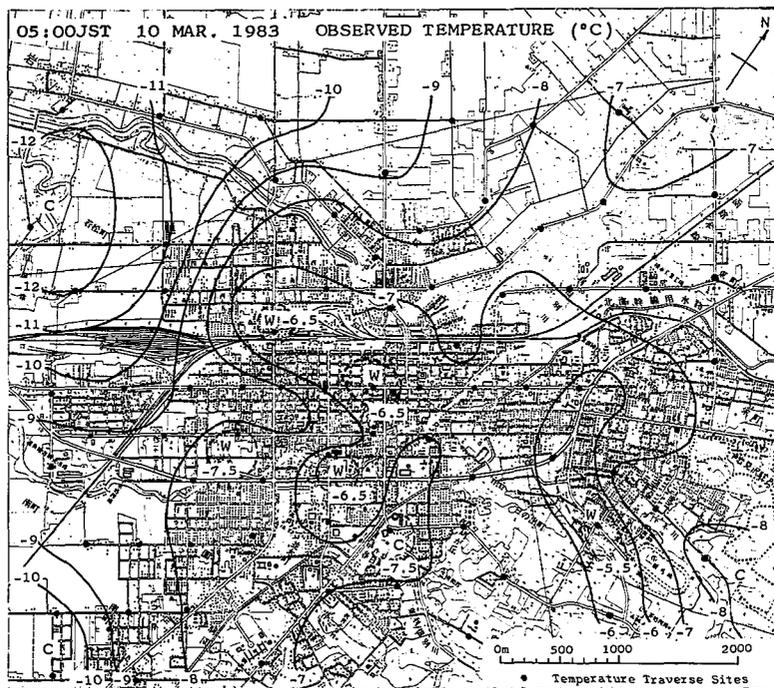


Fig. 4. Observed horizontal distribution of temperature at about 2.7 m above the ground (top) and calculated horizontal distribution of temperature on the surface (bottom).

数値計算の値は地表面（雪面）温度であることと強い気温逆転状態であったことを考慮すれば、この差は妥当であると考えられる。

V. 議 論

積雪が早朝のヒートアイランドに及ぼす効果を調べるために、比較的よく晴れた3月9日～10日の気象条件のもとで地上のパラメーターの値を変えて、積雪のない場合の分布を8例計算して積雪のある場合の計算結果と比較した。

比較は、標高差による影響を除くため、平坦面に直した「理想的な」都市で行なった。比較の基準となるのは、積雪が約1mあった3月10日5時の計算されたままの地表面温度分布図で、それを Fig. 5 に示す。ヒートアイランドの強さは 5.4°C であった。

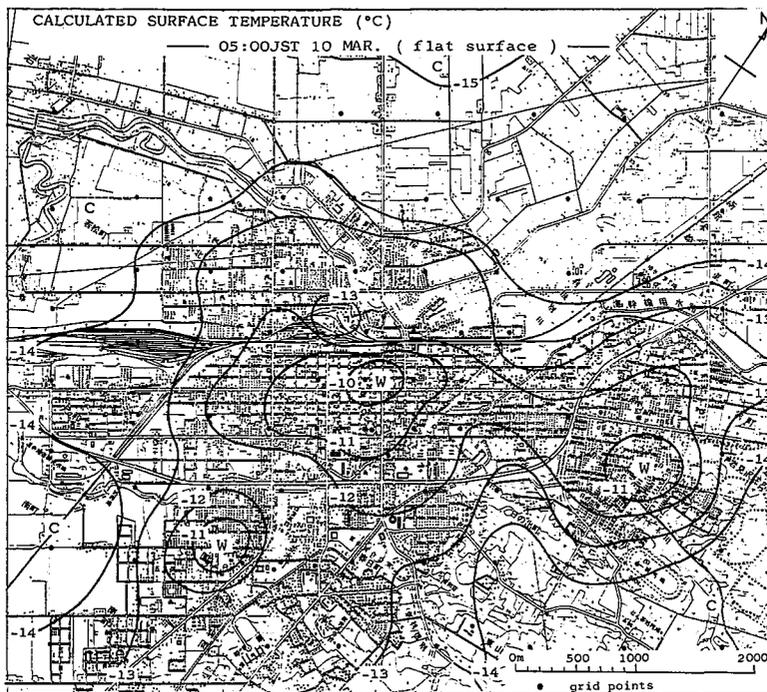


Fig. 5. Calculated horizontal distribution of temperature on the surface as reference.

積雪のない場合の計算に使われた地上のパラメーター値は、Table 3 に示されている。ただし、*印を付記した値は、主として郊外の土地利用であるが、ケース1～ケース8の場合では Table 4 のように置換えた。Table 4 の値はOke(1978)から推定したものであり、Table 3 の他の値はHjelmfelt (1982), Oke (1978), Tapper et al. (1981) を参考にして決めたものである。積雪のない場合の温度分布図8例のうち、ケース2とケース3とをそれぞれ Fig. 6 と Fig. 7 に示す。

Fig. 6 は、郊外が主に粘土状土壌（空隙率40%、その空隙の1/2を水が占める）で、土壌水が凍結している場合である。ヒートアイランドの強さは 2.0°C で弱い。

Table 3. Values of parameter on the surface used in the calculation under the condition of no snow cover.

type of land use	albedo	roughness (m)	heat capacity ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1} \times 10^6$)	conductivity ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	wet fraction (%)
industrial	0.24	0.30	2.144	1.26	30
moderate commercial	0.21	0.70	1.600	0.84	20
light commercial	0.20	0.20	2.352	1.05	25
common residential	0.24	0.125	2.480	1.68	30
dense residential	0.20	0.30	2.272	1.26	25
compact residential	0.18	0.50	1.800	0.84	25
bare ground, urban natural	0.20	0.01	*1.282	*1.58	50
agricultural rural	0.29	0.01	*1.282	*1.58	50
road	0.14	0.05	3.084	1.07	50
river	0.30	0.01	4.180	0.57	100
forest	0.18	1.00	1.285	1.26	50

Table 4. Values of parameter on the surface of rural areas used in the eight cases of calculation.

case	density ($kg \cdot m^{-3} \times 10^3$)	specific heat ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1} \times 10^3$)	thermal conductivity ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)	wetness (%)	
1	1.78	0.72	1.58	20	SAND, frozen (porosity=40%)
2	1.78	0.80	1.25	20	CLAY, frozen (porosity=40%)
3	1.08	3.54	0.58	20	PEAT, frozen (porosity=40%)
4	0.67	1.96	0.95	40	PEAT, frozen (porosity=80%)

5	1.80	1.14	1.25	20	SAND (porosity=40%)
6	1.80	1.22	0.92	20	CLAY (porosity=40%)
7	1.10	4.37	0.25	20	PEAT (porosity=40%)
8	0.70	2.79	0.28	40	PEAT (porosity=80%)

Fig. 7は、郊外が主に泥炭状土壌（空隙率40%、その1/2を水が占める）で、土壌水が凍結している場合である。ヒートアイランドの強さは3.9℃で、等温線パターンもFig. 5の積雪がある場合と似ている。

これら9例のヒートアイランドの強さをまとめたのがTable 5である。積雪が約1mある場合は、4.8℃である。郊外が主として砂状土壌（ケース1とケース5）や粘土状土壌（ケース2とケース6）の場合では、ヒートアイランドの強さは積雪がないとき1.8~2.0℃であり、約1mの積雪があると4.8℃であった。したがって砂状あるいは粘土状土壌では、約1mの積雪はヒートアイランドを強めると考えられる。一方、郊外が主として泥炭状土壌の場合は、ケース4の土壌水が多く、それが全て凍結している場合を除くと、ケース3、ケース7、ケース8のように積雪がないときは3.9~5.8℃であり、約1mの積雪があると4.8℃であった。このようにヒートアイランド

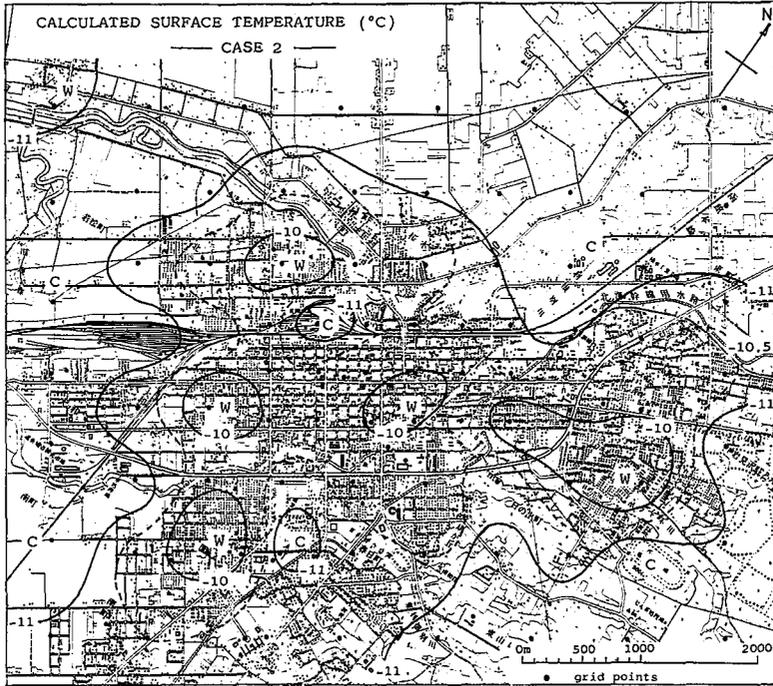


Fig. 6. Horizontal distribution of temperature on the surface calculated in case 2.

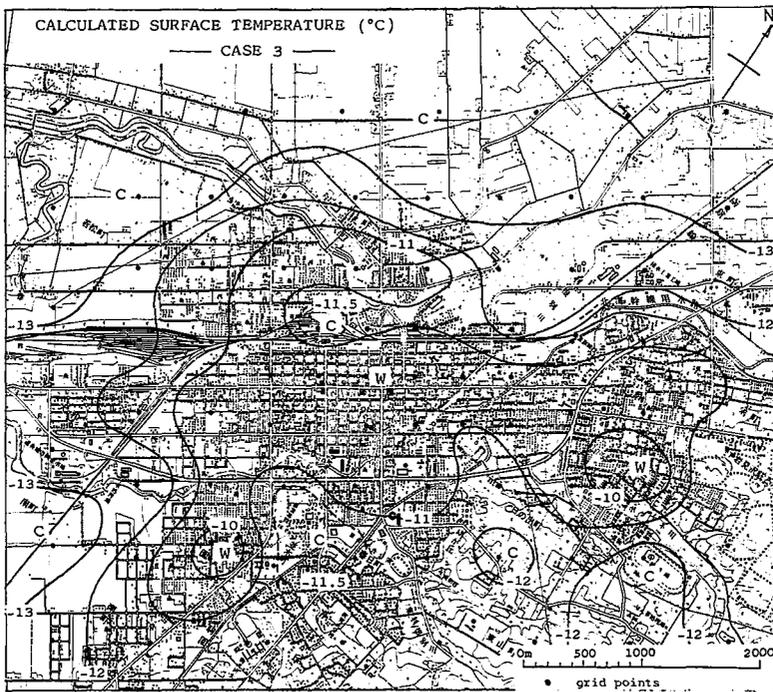


Fig. 7. As in Fig. 6 except for case 3.

Table 5. Heat island intensity of calculated eight cases and reference.

case	warmest (°C)	coldest (°C)	heat island intensity(°C)
1	-9.5	-11.3	1.8
2	-9.6	-11.6	2.0
3	-9.8	-13.7	3.9
4	-9.6	-12.1	2.5
5	-9.3	-11.1	1.8
6	-9.7	-11.7	2.0
7	-9.8	-15.4	5.6
8	-9.3	-15.1	5.8

Reference(05:00JST 10 MAR.)			
	-10.1	-14.9	4.8

の強さの変化は、±1℃程度であった。したがって泥炭状土壌では、約1mの積雪はヒートアイランドの強さをほとんど変化させないと考えられる。以上の結果より、積雪がヒートアイランド形成に影響を与えるのは、郊外の土壌の種類によることになる。また観測によると岩見沢市での早朝のヒートアイランドの強さは、積雪の多いときと少ないときとではあまり変化しなかった（播磨屋他，1985）。このことは、岩見沢市の北西側の郊外は泥炭状土壌であることを考慮すると、上記の数値計算の結果で説明できる。

VI. ま と め

岩見沢市で比較的良好に晴れた1984年3月9日～10日に行なった観測データに基づいて、エネルギー収支モデルを作成した。

定点において観測された気温の連続記録とその定点を含むグリッドにおいて、このモデルで計算した地表面温度の日変化とはよい一致を示した。また早朝において観測された気温の水平分布と、モデルで計算した地表面温度分布もよく似ていた。

このように妥当性が確かめられたモデルを用いて、積雪のない場合の地表面温度分布を土壌の種類、土壌水の状態を考慮して8例計算し、積雪がある場合の計算結果と比較した。それによると、以下のようなものである。

(i) 砂状土壌および粘土状土壌を郊外にもつ都市では、約1mの積雪は地中からの伝導熱を遮断しその効果は郊外において顕著にあらわれるためヒートアイランドを強める。

(ii) 泥炭状土壌を郊外にもつ都市では、土壌水の状態によって積雪はヒートアイランドを強めたり弱めたりするが、その大きさは±1℃以内で小さい。したがって泥炭状土壌を郊外にもつ都市の場合積雪の有無ではヒートアイランドの強さが大きな変動を示さないとと言える。

(iii) 岩見沢市での早朝のヒートアイランドの強さが、積雪の多少であまり変化しなかった観測結果は、岩見沢市の北西側の郊外は泥炭状土壌であることを考慮すると、(ii)の結果で説明できる。

謝辞 この研究のため観測資料を提供して下さいました岩見沢測候所、地図などを提供して下さいました岩見沢市役所都市計画課に感謝します。本研究の計算には、北海道大学大型計算機センターを利用させて頂いた。なお、本研究経費の一部は、北海道大学特定研究経費「寒冷地における大気境界層内の気象現象の形成過程に関する研究」(研究代表者菊地勝弘)から支出された。

文 献

- 播磨屋敏生・谷口恭・大平貴裕・平松親 (1985) : 積雪期のヒートアイランド(Ⅰ)——観測——。北海道大学地球物理学研究報告, **45**, 1-14.
- HJEIMFELT, M. R. (1982) : Numerical simulation of the effects of St. Louis on mesoscale boundary-layer airflow and vertical air motion : simulation of urban vs non-urban effects. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1239-1257.
- 石川信敬・油川英明・成瀬廉二 (1978) : 札幌市における放射冷却日の最低気温分布。低温科学物理篇, **36**, 121-137.
- KONDO, J (1967) : Analysis of solar radiation and downward long wave radiation data in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5*, **18**, 91-124.
- OKE, T. R. (1978) : *Boundary Layer Climates*, Methuen, 372 pp.
- TAPPER, N. J., P. D. TYSON, I. F. OWENS and W. J. HASTIE (1981) : Modeling the winter urban heat island over Christchurch, New Zealand. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 365-376.