

# 気候変化予測モデルによる大規模緑地の気温予測

伊藤 政志 宇田川 満

## 要 旨

1次元及び2次元の数値解析による気候変化予測モデルによって、緑化対策の効果及び人工排熱抑制効果を定量的に評価した。その結果、緑地による気温低減効果は、地表面に近い部分（高さ1.5m）では、緑地の規模に比例せず、緑地の端から風下に向かって500m程度までは気温が急激に減少し、市街地と比較し3℃ほど下がるが、それ以上の延長の緑地があっても気温はあまり下がらないことが分かった。しかし、地表面から離れるにつれて、気温の低減効果は緑地規模に比例するようになる。また、風下方向500m以上の緑地の中心部で下降気流が予測されており、風下方向1500m程度の緑地周辺の市街地では、緑地の端から300m程度まで気温の低減効果が認められた。また、人工排熱の気温に対する影響は比例関係にあり、一般的な市街地（新宿周辺の平均）で、地表気温を昼間で、約1℃、夜間で、約4℃上昇させている。

Temperature Prediction of large Scale Green Area by Climatological Simulation Model.

Masashi Ito, Mitsuru Udagawa

## Summary

The counter-measures of mitigating heating effect in urban area by tree-planting and reduction of anthropogenic heat are evaluated by means of numerical analysis of one- and two-dimensional models.

As a result, cooling effect by a green space is not in proportion to scale of green area at surface layer (1.5 m high), and surface temperature of green space decreases suddenly about 3 degrees compared with urban area in around 500m down wind direction from boundary, but there is no more cooling effect even if there is a green space more than that. However, the cooling effect of green space becomes proportion to the scale of green space in boundary layer. And, descending air flow is predicted in the center area in case of green space more than 500 m. The cooling effect was found to be from the edge of green tract to around 300 m in the urban area that is located next to the green area of 1500m spread. The relationship between anthropogenic heat and heating effect of surface temperature is proportional in relation, and artificial heating lets the surface temperature rise approximately 1 degree and 4 degrees at day-time and night-time respectively in a general urban area (average of Shinjuku district).

### 1 はじめに

最近社会問題化しているヒートアイランド現象を解明し、その緩和対策を模索するために、東京都環境科学研究所では平成2年度からヒートアイランドに関する調査研究を実施している。大規模なヒートアイランドのシミュレーションについては、幾つか研究が行われており(例えば、Kimura et al.(1990)<sup>1)</sup>、水鳥(1994)<sup>2)</sup>)、都市構造の改変、緑地の増加などが気候変化に及ぼす影響を予測している。ところが、これらのシミュレーションは、水平メッシュは1km以上であり、公園緑地の影響のようなこれより小さいスケールの現象を把握することはできない。そこで、ミクロスケールの現象を記述するため、都市域における地表形成要素及び人工排熱が地域内の気候に及ぼす影響を定量的に把握し、緑地の気温低減効果、排熱抑制による緩和効果などを算出するため1次元及び2次元のミクロスケールの数値モデルによる計算を行ったので報告する。なお、シミュレーションに当たっては、三上他(1993)<sup>3)</sup>の実測結果のある代々木公園、明治神宮の大規模緑地を念頭においた。

### 2 モデルの概要

ミクロスケールモデルのフレームを、表1に示す。モデルは1次元及び2次元モデルによって構成されている。1次元モデルでは、鉛直1次元の運動方程式、熱輸送方程式、水蒸気の輸送方程式を解く。都市構造は粗度として扱い、都市のキャノピー内部の複雑な気流や顕熱、潜熱輸送や放射のプロセスは扱わない。地表面における摩擦応力、顕熱・潜熱フラックスは流体計算と地表面の1次元熱収支モデルを連立させて与える。地表面における短波長放射、長波長放射、顕熱及び潜熱の輸送、地中への熱伝導、人工排熱などの収支式を解く。また、風速、温度の鉛直分布がモーニン・オブコフの相似則を満たすと仮定して地表面における摩擦応力、顕熱・潜熱フラックスの評価式を与える。

2次元モデルは、1次元モデルから流入条件を与え、2次元場での運動方程式、熱輸送方程式、水蒸気輸送方程式などを解く。乱流拡散係数は $k-\epsilon$ モデルを利用する。地表面は1次元モデルと同様に、粗度と地表面熱収支モデルによって表現できる他、建物境界として表現することも可能である。モデルの構成を次に示す。

表1 ミクロスケールモデルのフレーム

分析スケール	1～2km エリアを対象とし、その中を20～50m 区画単位で解析
対象地域	市街地、公園緑地の混在地域
分析方法	2次元数値モデルによる定常解 (1次元モデルにより流入条件設定)
評価項目	気温、湿度

### 3 基礎方程式

#### (1) 1次元モデル

1次元モデルの基礎方程式を次に示す。

x方向風速 (u)

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{mz} \frac{\partial u}{\partial z} \right] + f(V - V_g)$$

y方向風速 (v)

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{mz} \frac{\partial v}{\partial z} \right] - f(U - U_g)$$

温位 ( $\theta$ )

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{hz} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + Q_M$$

比湿 (S)

$$\frac{DS}{Dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{hz} \frac{\partial S}{\partial z} \right]$$

ただし、

$K_{mz}$  : z方向拡散係数 (運動量)

$K_{hz}$  : z方向拡散係数 (熱)

$Q_M$  : 人工熱による加熱項

f : コリオリ係数

$U_g, V_g$  : 地衡風速成分

乱流モデルは、Mellor and Yamada (1974)<sup>3)</sup>のレベル2モデルを使用した(モデルフレーム、乱流モデルの項を参照)。

また、地表面温位及び地中温位は、次式により算出した。

・地表面温位 ( $\Theta_{sfc}$ )

$$\frac{\partial \Theta_{sfc}}{\partial t} = \frac{Q_{sfc}}{\Delta Z_s \rho_s C_s}$$

$Q_{sfc}$  は地表面熱収支式より算出

・地中温位 ( $\Theta_s$ )

$$\frac{\partial \Theta_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 \Theta_s}{\partial z^2}$$

$\Delta Z_s$  : 地表面の土壌の厚さ

$C_s$  : 土壌の比熱

$\rho_s$  : 土壌の密度

$K_s$  : 土壌の熱拡散係数

(2) 2次元モデル

2次元モデルの基礎方程式を次に示す。

x 方向風速 u

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{mz} \frac{\partial u}{\partial z} \right]$$

z 方向風速 w

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial w}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{mz} \frac{\partial w}{\partial z} \right] - g \frac{\Delta \Theta}{\Theta_0}$$

連続の式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

温位 ( $\Theta$ )

$$\frac{D\Theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{mz} \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right] + Q_M$$

比湿 (S)

$$\frac{DS}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{mz} \frac{\partial S}{\partial z} \right]$$

ただし、

P : 大気圧

$\rho$  : 大気密度

$K_x$  : x方向拡散係数

$K_{mz}$  : z方向拡散係数(運動量)

$K_{hz}$  : z方向拡散係数(熱)

$Q_M$  : 人工熱による加熱項

$\Theta_0$  : 代表温位、 $\Delta \Theta = \Theta - \Theta_0$

乱流モデルは、 $k-\epsilon$ モデル(モデルフレームの項を参照)を、数値解法は、コントロールボリューム法を使用した。

3 モデルフレーム

(1) 1次元モデル

本モデルは、2次元モデルの流入条件を合理的に与えるための鉛直1次元モデルである。計算フローを図1に示す。計算に必要なパラメーターとして与えるものは表2に示すとおりである。これらの初期設定条件のもとで、地表面熱収支式を解き、地表面温度を計算し、次に4本

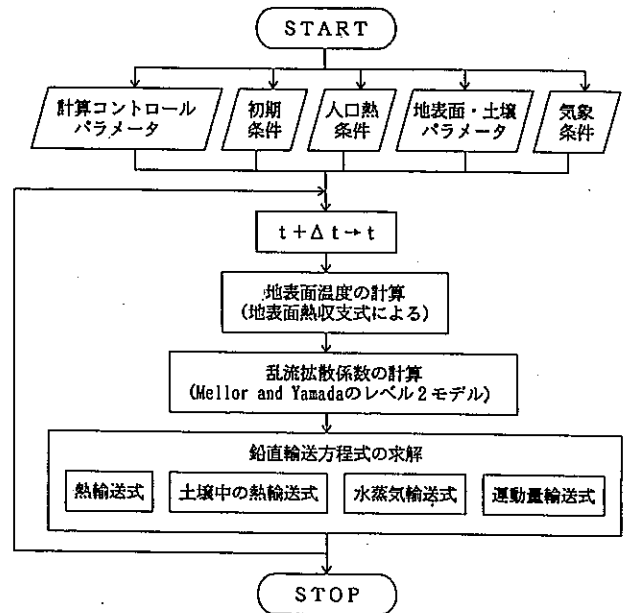


図1 1次元モデルの計算フロー

の鉛直輸送方程式を解き、温位、比湿及び風速の鉛直分布が求められる。

表 2 計算に必要なパラメーター

計算パラメーター	グリッドサイズ、グリッド数、タイムステップ
初期条件	風速、温位、比湿の鉛直分布
人工熱条件	地表面への人工排熱、大気層への人工排熱分布
地表面・土壌パラメーター	土壌物性値、アルベド、放射率、蒸発効率
気象条件	全天日射量、雲量、地衡風

ア 地表面熱収支モデル

地表面温度  $T_{sfc}$  を以下の方法で予測する。

まず、地表面での熱収支式を評価する。熱収支式は、

$$Q_{sfc} = SR_{sfc} + IR_{sfc} - \sigma \epsilon_g T_{sfc}^4 +$$

$$\rho c_p u_* \theta_* + \rho L_v u_* S_* - \rho_s c_s k_s \frac{\partial T_s}{\partial z}$$

ここで、 $Q_{sfc}$  の式の右辺は順に、日射による短波放射、大気からの長波放射による加熱、地表面からの長波放射による冷却項、顕熱輸送、潜熱輸送、地中への伝熱項を示す。

次に、地表面温位  $\theta_{sfc}$  を、地表面での熱収支から以下の式で予測した。(Tremback and Kessler(1985)<sup>4)</sup>)

$$\frac{\partial \theta_{sfc}}{\partial t} = \frac{Q_{sfc}}{\Delta z_s \rho_s c_s}$$

ここで、 $\Delta z_s$  は地表面の soil layer の厚さ、 $\rho_s$ 、 $c_s$  はそれぞれ土壌の密度、比熱である。

1) 地表面における大気放射は次式によって表現した。

・日射による短波放射

$$SR_{sfc} = (1 - \alpha) R_s$$

$\alpha$  : アルベド

$R_s$  : 全天日射量

・大気からの長波放射

$$IR_{sfc} = \sigma \epsilon_g T_{sfc}^4 [1 - (0.49 - 0.066 \sqrt{e_a}) (1 - nC)]$$

$C$  :  $0.75 - 0.005 e_a$

$n$  : 雲量

$e_a$  : 大気最下層の水蒸気圧

$\sigma$  : ステファンボルツマン定数

$\epsilon_g$  : 地表面の射出率

・地表面からの長波放射 =  $\sigma \epsilon_g T_{sfc}^4$

2) 顕熱、潜熱輸送

地表面での熱輸送はモーニン・オブコフの相似則を満たすように Louis(1977)<sup>5)</sup> とそれを改良した Uno et al.(1995)<sup>6)</sup> の方法を用いた。

3) 地中温位は通常の熱伝導の方程式

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 \theta_s}{\partial z^2}$$

を解いた。

イ 乱流モデル

運動量及び熱の拡散係数は、Mellor and Yamada による  $q^2$ - $q^2$ 1モデルのレベル2モデル(Yamada(1983)<sup>7)</sup>)を用いて計算した。なお、渦スケール  $l$  は Mellor and Yamada (1974)<sup>8)</sup> に従って次式により与えた。

$$l = l_0 \frac{kz}{kz + l_0}$$

$$l_0 = 0.1 \frac{\int_0^\infty Zq dz}{\int_0^\infty q dz}$$

( $q$ : 乱流強度  $k = q^2/2$ )

(2) 2次元モデル

2次元モデルは、Navie-Stokesの方程式(運動方程式)及び熱と水蒸気の輸送方程式に、乱流モデルを加えて連立させたものである。計算フローを図2に示す。

地表面の影響を「粗度」として表現する場合には、地表面における顕熱と潜熱のフラックスは地表面熱収支モデルを解いて与えている。もう一つの方法としては、建

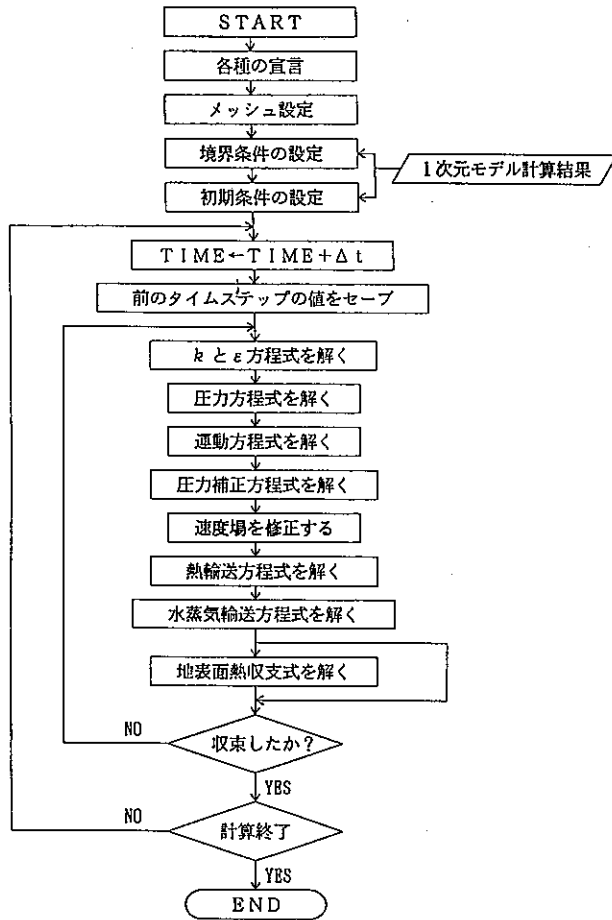


図2 2次元モデルの計算フロー

物境界を直接的に表現する方法も可能であり、この場合には境界上の温位と比湿は一定値のまま保たれる。

ア 乱流モデル

乱流モデルには、 $k-\epsilon$ モデルを使用し、乱流エネルギー( $k$ )とその消散率( $\epsilon$ )についての保存形の方程式により構成され、次のように表現される。

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + w \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial k}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \Gamma_k \frac{\partial k}{\partial z} \right] + P_s + G - \epsilon$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} + u \frac{\partial \epsilon}{\partial x} + w \frac{\partial \epsilon}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial \epsilon}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \Gamma_\epsilon \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right] + S_\epsilon$$

ただし、 $P_s$  は shear による乱流生成項

$$P_s = K_m \left( \frac{\partial U_j}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_j} \right) \frac{\partial U_j}{\partial x_j}$$

$G$  は浮力による乱流生成項で、

$$G = - \frac{g}{\Theta_0} K_h \frac{\partial \Theta}{\partial z}$$

$S_\epsilon$  は  $\epsilon$  の生成項で、

$$S_\epsilon = C_{1\epsilon} \frac{\epsilon}{k} (P_s + G) (1 + C_{3\epsilon} R_f) - C_{2\epsilon} \frac{\epsilon^2}{k}$$

$$R_f = - \frac{G}{P_s}$$

$$K_h / K_m = 1.2 \frac{(1 - 10 R_f)}{(1 - R_f)^2}$$

$$K_m = C_p \frac{k^2}{\epsilon}$$

$$\Gamma_k = K_m / \sigma_k$$

$$\Gamma_\epsilon = K_m / \sigma_\epsilon$$

( $C_p, C_{1\epsilon}, C_{2\epsilon}, C_{3\epsilon}, \sigma_k, \sigma_\epsilon$ ) = (0.09, 1.44, 1.92, 0.8, 1.0, 1.3)

なお、 $S_\epsilon$  には Rodi モデルを、 $K_h / K_m$  には Ueda et al.(1981) の結果を用いた。

4 計算条件及び解析結果

(1) 1次元モデル

1次元モデルによる感度解析は、昼間加熱過程及び夜間冷却過程について、日射強度、地衡風速、地表特性、地表比湿、人工排熱、夜間雲量を変化させ、表3に示すようにパラメーターを変えてシミュレーションを行い、気温、地中温度、風速、比湿、拡散係数の鉛直分布がどのように変化するか調べた。モデルの定数を表4に示す。

計算条件は、以下のとおりである。

計算格子：大気 34層(1.5-4000m)  
 土壌 10層(0-0.78m)

表3 ケース別パラメーター

ケース					草地	森林			曇り
項目	標準	日射量 変更	日射量 変更	地衡風 変更	地表面 変更	地表面 変更	地表比 湿 変更	人工 排熱 変更	雲量 変更
地衡風速(m/s)	10	10	10	5	10	10	10	10	10
日射量(cal/m <sup>2</sup> /s)	200	100	50	200	200	200	200	200	200
雲量	0	0	0	0	0	0	0	0	10
粗度長(m)	0.5	0.5	0.5	0.5	0.01	0.5	0.5	0.5	0.5
アルベド	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.59 <sup>-1</sup>	0.16	0.16	0.16
蒸発係数	0.05	0.05	0.05	0.05	0.3	0.3	0.05	0.05	0.05
地表比湿(g/kg)	5	5	5	5	5	2	5	5	5
土壌熱伝導率(cal/s/cm/K)	0.0036	0.0036	0.0036	0.0036	0.0036	0.0036	0.0036	0.0036	0.0036
人工排熱(cal/m <sup>2</sup> /s)	0	0	0	0	0	0	20 <sup>-1</sup>	20	20

\*1 キャノピー層のモデルは組み込んでいないため、地表面入射日射強度を半減してみた。  
(日傘効果)  
\*2 50%を第一層の直接加熱、50%を地面加熱とする。  
\*3 夜間冷却過程のケースは、日射量を0にする以外は同じ条件である。

表4 1次元モデルの定数表

項目	数値
緯度	35°
カルマン定数	0.4
大気動粘性係数	0.15 × 10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /s
空気比熱	0.24 cal/K/g
ステファン-ボルツマン定数	1.354 × 10 <sup>-8</sup>

初期条件

等温位エクマン風速分布

地表温度 加熱過程 303K

冷却過程 296K

土壤温度 加熱過程 最深部を297K とする直線分布

冷却過程 最深部を297K、10cmにピークを持つ非線形分布

積分時間 5時間

[解析結果]

ア 昼間加熱過程

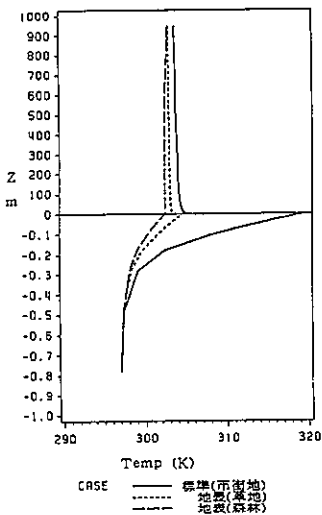
(ア) 日射量の変化の影響 (日射量を200→100→50 cal/m<sup>2</sup>/s と変化させた場合)

日射量の変化に大きく影響を受けるのは、地表面温度、気温、拡散係数であり、日射量が200から1/2の100になると最下層の気温が2℃低下する。さらに1/2の50ではさらに2℃低下し、この場合地表面温度が気温より低くなる。拡散係数はその鉛直分布のピークが600m, 400m, 70mと低くなり、その値も110, 30, 6 (m<sup>2</sup>/s)と変化する。風速の鉛直分布は100mより下層で安定側になる。

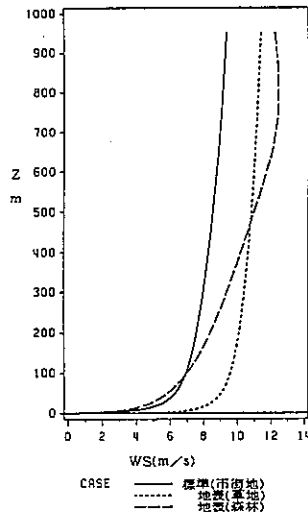
(イ) 地衡風速の変化の影響 (地衡風速を10→5 m/sと変化させた場合)

風速の鉛直分布は当然1/2になる。大気層の気温は、全体として、0.3℃ほど下がるが、これは風による上向きの顕熱輸送が抑えられるからである。その他の項目は

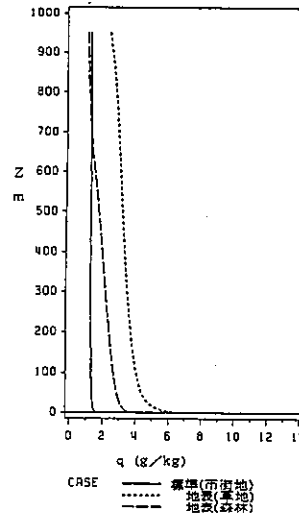
地表特性による比較



地表特性による比較



地表特性による比較



地表特性による比較

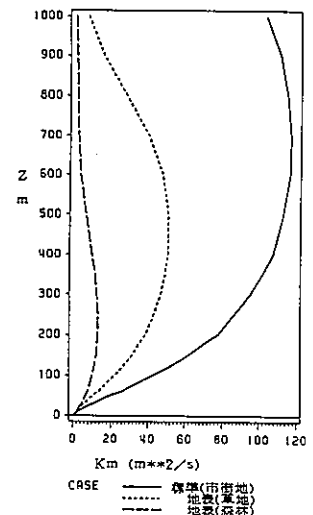


図3 地表特性の変化による影響 (昼間加熱過程)

ほとんど変化しない。

(ウ) 地表特性の変化の影響(市街地→草地→森林と変化した場合) (図3参照)

市街地を森林に変化させると、地表面温度は、17°Cほど低下し、地上気温も3°C程度低下する。この結果は、実測結果(三上他(1993)<sup>9)</sup>)とよく一致している。比湿

(単位空気質量当りの水蒸気質量)も大幅に変化し、1.5→6(g/kg)となる。風速分布は、地上100m程度までは市街地と森林は同程度だが、草地の風速は強い。この違いは粗度によって説明できる。上空にいくと(600m以上)風速の強さは熱的条件が効いて、森林、草地、市街地の順になる。拡散係数はこの逆となる。

(エ) 人工排熱の有無(0→20 cal/m<sup>2</sup>/sと変化した場合)(新宿地区の人工排熱算定結果(表5)によれば、夏季の昼間の平均排出熱量は17.0 cal/m<sup>2</sup>/sであるのでそれに近い20 cal/m<sup>2</sup>/sを使った。)

表5 新宿周辺地区人工排熱算定結果 (cal/m<sup>2</sup>/s)\*

	平均		100m付近最高値	
	12時	20時	12時	20時
8月	17.0	7.3	166	61
1月	41.6	21.7	378	117

\*土地利用現況調査、煤煙排出量調査等により算出した。

気温はどの高度でも1°C上昇する。また、上空の拡散係数はやや増加する。

イ 夜間冷却過程

(フ) 地衡風速の変化の影響(地衡風速を10→5 m/sと変化した場合)

風速及び拡散係数はほぼ半分になる。その他はあまり変化がない。

(イ) 地表特性の変化の影響(市街地→草地→森林と変化した場合) (図4)

草地と森林の場合は市街地と比較して、地上気温が3°C程度低下する。この影響は上空にゆくほど小さくなり、高度200 mではほとんどなくなる。風速に対する影響は、地上400 m程度まであり、昼間同様草地の風速が大きい。比湿に対する影響も昼間と同様であるが、影響高度は地上400 m程度までである。

(ウ) 雲量の変化の影響(雲量0→10と変化した場合。)

放射冷却が弱くなり、地上気温は、2.5°C上昇し、気温分布は中立に近くなる。

(エ) 人工排熱の有無(0→20 cal/m<sup>2</sup>/sと変化した場合。)

地上気温は4°C近く上昇し、この上昇の程度は、上空にゆくほど小さくなり、600mではほとんど差はなくなる。風速分布は中立側に寄る。拡散係数は、大きくなり、地上150mで、3倍程度となる。

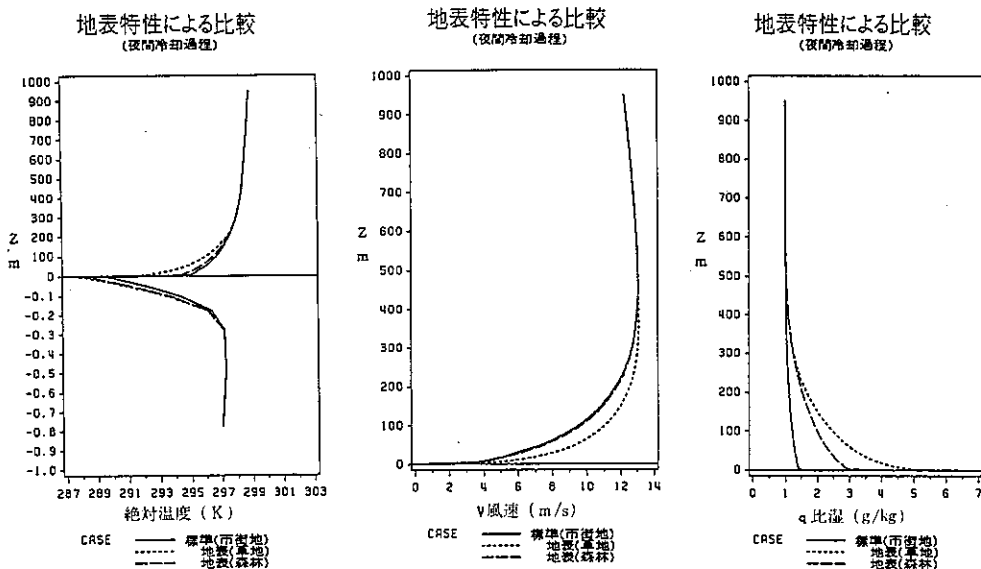


図4 地表特性の変化による影響(夜間冷却過程)

(2) 2次元モデル

モデルの解法としては、地表面温度を与えて大気過程のみを解く方法と地表面熱収支も解く2つの方法が考えられるが、今回は簡便のため前者の方法によった。市街地部と緑地部の地表面温度差を7°K（夏期の夜間の実測結果（三上他(1993)<sup>9)</sup>）を参考にした。）としてシミュレーションを実施した。水平長さ方向2500mのうち、風上方向から風下に500mの市街地を置き、その後方の緑地規模を、350m、750m、1500mの3種類のケースを設定し、その後方は、市街地とした。なお、2次元モデルのシミュレーション条件を表6に示す。

表6 2次元モデルのシミュレーション条件

	1次元モデル条件	2次元モデル条件	
		市街地	緑地
地衝風速(m/s)	5	-	-
日射量(cal/m <sup>2</sup> /s)	0	0	0
雲量	0	0	0
粗度長(m)	0.5	0.5	0.5
アルベード	0.16	0.18	0.16
蒸発係数	0.05	0.05	0.05
地表比湿(g/kg)	5	5	5
土壌熱伝導率(cal/s/cm/K)	0.0036	0.0036	0.0027
最深部温度(K)	297	-	-
人工排熱(cal/m <sup>2</sup> /s)	0	10	0

計算条件は、以下のとおりである。

計算格子：大気 39層(1.5-1000 m)

土壌 10層(0-0.78 m)

水平方向 50m×50グリッド

初期条件及び境界条件：1次元モデルの解

積分時間 600 ~ 3200秒

[解析結果]

高度別に気温を予測した結果を図5に示す。その結果、緑地による気温低減効果は、地表面に近い部分（高さ1.5m）では、緑地の規模に比例せず、風下方向500m程度までは気温が急激に減少し、市街地と比較し3°Cほど下がるが、それ以上の緑地があってもあまり気温は下がらない。この結果は Honjo and Takakura(1990)<sup>8)</sup>の研究結果とかなりよく一致している。ところが、地表面から離れるにつれて、気温の低減に対する緑地規模の効

果は比例するようになる。また、17.5mの高度では、350m程度の緑地では効果がないことが分かる。このことは、緑地内の地上気温を低減させることを目的として公園緑地をつくる場合には、大規模な公園より小規模の公園を多数つくる方が効果のあることを示唆している。

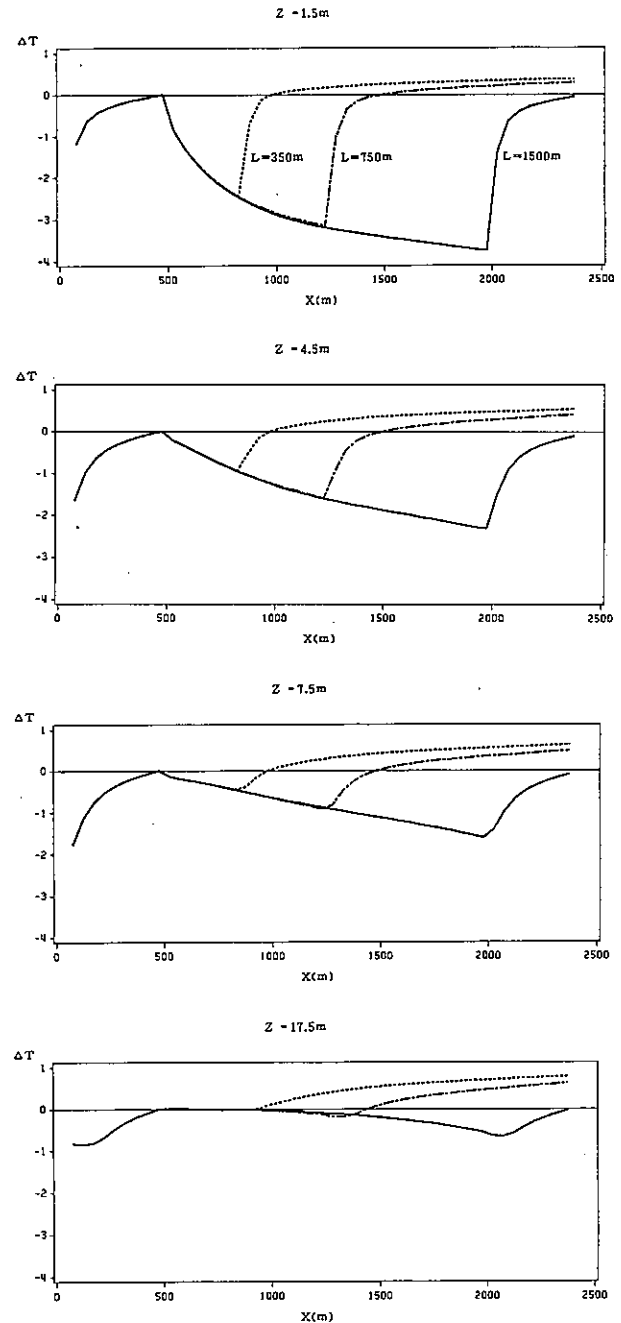


図5 緑地規模と気温分布の関係

気温の鉛直分布を図6（緑地が1500mの場合）に示す。緑地の端（風上側）では接地気層は、30mの高度まで不安定であるが、緑地内部に入るにしたがって、地表近く



の気温は低下し、緑地の端から 100m入るとほとんど中立になる。さらに風下では気温逆転層が形成され、その逆転の強度が増加し、緑地の端(風下側)では、強い逆転層(3°C/40m)が形成される。その高度は100mを越えている。この結果は実測結果よりやや高くなっている。

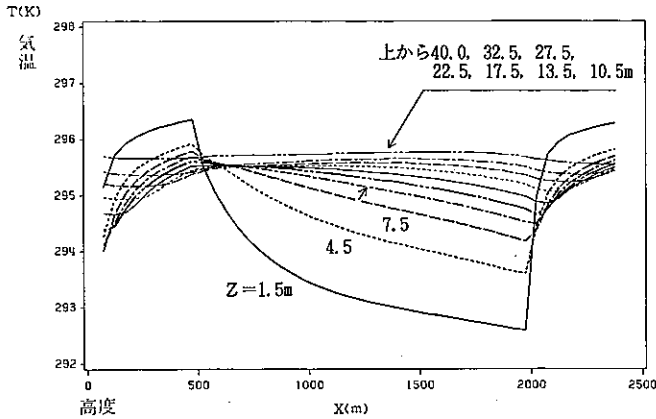


図6 気温の鉛直分布 (緑地が1500mの場合)

また、500m以上の緑地の中心部で下降気流が予測されており、1500m程度の緑地の風下側の市街地では、緑地の端から300m程度まで気温の低減効果が認められた。

5 おわりに

今回の2次元モデルでは、地表面温度を与えて大気過程のみを解く方法によるシミュレーションを行ったが、実測値と比較して妥当な結果が得られた。しかし、境界条件、初期条件について検討する部分が残されている。また、地表面温度は、種々の要素の変化に伴って変化するので、今後は直接地表面熱収支式を解く方法を検討する必要がある。2次元モデルで得られた結果は、水平の直角方向、即ち紙面に直行する方向は、均一であるという条件があるので、これらの結果を普遍的なものにするには、3次元モデルの計算が必要になってくる。

なお、今回のシミュレーションに際しては、モデル作成と計算について、それぞれ(財団法人)計量計画研究所の大原利真博士、神成陽谷博士に協力を得たので謝意を表します。

参考文献

1) Kimura F. and Takahashi S.(1991) : The

effect of land-use and anthropogenetic heating on the surface temperature in the Tokyo Metropolitan area, Atmos.Env. Vol2.5B, No.2, pp155-166.

2) 水鳥雅文、田村英寿、丸山康樹(1994) : 名古屋市とその周辺地域における熱環境シミュレーション、環境システム研究、Vol,22,1994年8月。

3) Mellor,G.L. and T.Yamada(1974) : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, J.Atmos.Sci.,31,1791-1806.

4) Tremback,C.and R.C.Kessler(1985) : A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale models. Proceedings of the Seventh Conference on Numerical Weather Prediction, June 17-20. Montreal, Quebec,Canada.

5) Louis,J.F.(1977) : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Boundary-Layer Meteorol,17,187-202.

6) Uno,I. et al.(1995) : A simple extension of the Louis method for rough surface layer modeling(submitted).

7) Yamada,T.(1983) : Simulations of nocturnal drainage flows by a q2l turbulence closure model, J.Atmos.Sci., 40,91-106.

8) Honjo, T. and Takakura T.(1990) : Simulation of thermal effects of urban green areas on their surrounding areas, Energy and Buildings, 15.16,443-446

9) 三上岳彦 他(1993) : 東京都心部における大規模公園緑地の熱環境(その1)、東京都環境科学研究所年報, 1993, p.19-24.