

温熱環境に及ぼす植生の緩和効果に関する数値実験

井上君夫*¹・中園 江*¹・川方俊和*²

I はじめに

地表面上の熱収支構造は植生や水体の有無、土壌水分などによって大きく変化するが、それらの熱収支配分の特徴はボーエン比の大小で表すことができる(内嶋⁽⁴⁰⁾、近藤⁽²⁷⁾)。ボーエン比が1以下となる夏期の水田は旺盛な蒸発散作用から大きな気候緩和効果(温度抑制効果)を有すると考えられている。一般に気候緩和効果は、裸地と植被面上の風速場や温・湿度場の違いによって論議するのが普通であるが、これを熱的環境に及ぼす植生の緩和効果といった今日的視点から論じる場合、小規模な農耕地の改変が周辺気象に及ぼす影響、たとえば草地が住宅地に転用された後の地表面の温度分布やボーエン比の変化、地表付近の体感温度と土地利用との関係についての解明が重要となってくる。

農業気象において、この気候緩和効果の研究が定着したのは十年ほど前からである。それ以前は作物の風害や霜害を防風林や垣根によって守る気象災害的研究(Maki et al.⁽³²⁾)が主流であったが、最近では公園の夏季緑陰の温熱環境評価や屋上・室内および都市空間内の緑化研究を含め本格的に研究されるようになってきた(井上ら⁽¹²⁾、山田⁽⁴³⁾、仁科⁽³⁵⁾、本條⁽⁸⁾)。一方、気象学においては1960年代の都市気候・大気汚染の研究(河村⁽²¹⁾、Oke⁽³⁶⁾)や局地気象モデルの研究(Kimura・Takahashi⁽²³⁾、Wood・Mason⁽⁴²⁾)において論じられてきた。最近、このような気候緩和効果に関する研究が本格化してきた背景には、地球温暖化によるヒートアイランド現象等の解明に数値モデルが威力を発揮するようになったことと、温暖化および土地利用の荒廃に対して緑化対策等が必要になってきたことが上げられる。

農耕地の気候緩和効果に関する研究には微気象観

測やリモートセンシング観測を主体とする実験的方法と気象力学モデルのシミュレーションを主体とする理論的方法がある。前者はAMeDASやLANDSATデータによって広域的、かつ瞬時に温度分布を把握することはできるが、それらにはヒートアイランド効果や海陸風の影響が内在している場合が多いために、データ解析から植生群落のもつ固有の温度抑制効果を抽出して定量化することは簡単ではない(Holmes⁽⁶⁾、金子・日野⁽²⁰⁾)。これに対して、理論的方法は物理・生物学的現象に基づいて構築された数理モデルであれば、幅広い気象・植生条件を設定したモデル実験、たとえば植生の密度や配列を変えたときの温度分布や温度抑制効果を容易に予測することができることから、最近の研究の主流となっている(神田・日野⁽¹⁹⁾、Kusaka et al.⁽²⁸⁾)。

つぎに気候緩和効果の指標化については、従来から農業気象分野で使われているボーエン比などの気候指数や生気象学分野で使われている不快指数などの体感温度の活用が考えられる(神山⁽¹⁸⁾、内嶋⁽⁴⁰⁾)。体感温度は複数の気象要素を組み合わせて一つの尺度とする場合が多く、乾・湿球温度から計算される不快指数は最も単純な尺度である。これに対してLinke⁽¹⁸⁾は風速・気温・日射の3要素から計算される体感温度を提示し、Hendrick⁽⁵⁾は風速・乾球温度・湿球温度・日射の4要素の組み合わせによるWCI(天気快適指数)を提示している。これらは気象分野で用いられる指標であるが、この他に建築環境工学の分野で温熱快適性の評価に使われるPMV、緑陰の温熱環境および労働環境の評価に使われるGTやHSIがある(山田⁽⁴³⁾)。人体の代謝量などを使った環境評価は今後の研究に委ねることとし、本研

究ではフィールド条件であることから気象分野で用いられ、物理的根拠が明確なLinkeの式を使って体感温度の二次元分布を作成し、土地利用変化との関係について考察する。

気象力学モデルについては、現在まで数多くの乱流拡散モデル (Yamada⁽⁴⁴⁾)、光化学大気汚染モデル (木村⁽²²⁾)、水田微気象モデル (井上⁽¹²⁾)、SiBモデル (Sellers・Dorman⁽³⁸⁾) が開発され、気象現象の解明や予測に幅広く利用されている。これらの各種気象モデルは大気-植生間相互作用を基礎に開発されているが、井上⁽¹²⁾のモデルを除けば、何れも植生群落内の風速・温度場の予測精度を高める必要がある。この点では、神田・日野⁽¹⁹⁾のNEO SPAMは植生群落に対する移流効果や気候緩和効果がシミュレーションできる優れたモデルであるが、二次元数値モデルであるために、混在する複雑な土地利用への適用には限界がある。

本研究に最適なモデルとは、局地気象環境や土地

利用条件が大気-植生-土壌間の熱・水蒸気フラックス輸送に正しく反映されていること、すなわち実際の農耕地に適用できる微気象モデルと複雑な地形に適用可能な局地気象モデルを結合した大気-植生-(水体)-土壌系システムモデルが必要である。現在のところ、この目的に沿う三次元非定常システムモデルは著者⁽¹⁶⁾が1995年に開発したCAPSM以外に見当たらない。そこで、本研究ではこのCAPSMを実際の農耕地に容易に適用できるようにモデルの拡張を行うとともに、夏期の局地気象条件下におけるシミュレーション結果から植生群落の温熱環境の解明、土地利用の改変による気候緩和効果への影響の解明などを行う。さらに、風速場や温度場に及ぼす植生群落の影響を論じる場合、地表面の粗度条件や気象条件と温度遷移境界層の発達過程について検証する必要があることから、1996年の夏期につくば市において大規模な野外実験を行った。

II CAPSMの概要と各種境界条件

2.1 基本方程式

本研究では、著者⁽¹⁵⁾の開発した三次元非定常モデルを基本方程式としているが、これは著者⁽¹²⁾、⁽¹⁴⁾の群落微気象モデルと木村⁽²²⁾の局地気象モデルとの結合である。これをCAPSM (Coupled Atmosphere-Plant-Soil Model) とよぶことにする。局地気象モデルはBoussinesq近似、静力学平衡を仮定した各種方程式から構成されており、これは海陸風のように大気の厚さに比べて薄い対流循環を表すのに適している。モデルは非直交座標系 (Z*系) で以下のように書き表される。

a. 大気境界層内の風速場、温度場、湿度場のサブモデル

運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial hu u}{\partial x} + \frac{\partial hu v}{\partial y} + \frac{\partial hu w^*}{\partial z^*} &= fhv - h\theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} \\ + gh \frac{\theta'}{\theta} \cdot \frac{(Z_M - Z^*)}{Z_M} \frac{\partial Z_G}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (hK_h \frac{\partial u}{\partial x}) \\ + \frac{\partial}{\partial y} (hK_h \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{Z_M^2}{h} \cdot \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial u}{\partial z^*}) &\dots\dots (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial hu v}{\partial x} + \frac{\partial hv v}{\partial y} + \frac{\partial hu w^*}{\partial z^*} &= -fhu - h\theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} \\ + gh \frac{\theta'}{\theta} \cdot \frac{(Z_M - Z^*)}{Z_M} \frac{\partial Z_G}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (hK_h \frac{\partial v}{\partial x}) \\ + \frac{\partial}{\partial y} (hK_h \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{Z_M^2}{h} \cdot \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial v}{\partial z^*}) &\dots\dots (2) \end{aligned}$$

熱力学の式

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\theta'}{\partial t} + \frac{\partial hu \theta'}{\partial x} + \frac{\partial hv \theta'}{\partial y} + \frac{\partial hu w^* \theta'}{\partial z^*} &= \frac{\partial}{\partial x} (hK_h \frac{\partial \theta'}{\partial x}) \\ + \frac{\partial}{\partial y} (hK_h \frac{\partial \theta'}{\partial y}) + \frac{Z_M^2}{h} \cdot \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}) &\dots\dots (3) \end{aligned}$$

連続の式

$$\frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hu v}{\partial y} + \frac{\partial hu w^*}{\partial z^*} = 0 \dots\dots (4)$$

静力学平衡の式

$$\frac{\partial \pi'}{\partial x} = \frac{h}{Z_M} \cdot \frac{g\theta'}{\theta^2} \dots\dots (5)$$

混合比の式

$$\frac{\partial hq}{\partial t} + \frac{\partial hqu}{\partial x} + \frac{\partial hqv}{\partial y} + \frac{\partial hqw^*}{\partial z^*} = \frac{\partial}{\partial z^*} (hK_h \frac{\partial q}{\partial z^*}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_q \frac{\partial q}{\partial y}) + \frac{Z_M^2}{h} \cdot \frac{\partial q}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial q}{\partial z^*}) \dots\dots(6)$$

ここで、 z^* は非直交座標系の鉛直座標で、デカルト座標系の Z とはつぎの関係にある。

$$z^* = Z_M \frac{(Z - Z_G)}{h}, \quad h = Z_M - Z_G.$$

ここで、 Z_M はモデル上面大気の高さ、 Z_G は地面の高さ、 h は地面から上面大気までの高さである。その他の記号は習慣に従うものとする。

微気象モデルは群落内の温・湿度場のサブモデル、水田水温のサブモデル、土壌水分のサブモデル、群落内の風速場のclosureサブモデルなど多くの方程式系で構成されている。ここでは、主なサブモデルについてのみ記述する。

b. 群落内の温・湿度場のサブモデル

群落層全体の熱収支式はベクトル表示すると以下のとおりである。

$$[R_n] = [H] + [E] + [B], \quad \dots\dots(7)$$

顕熱フラックス $[H]$ 、潜熱フラックス $[E]$ および葉温 $[T_l]$ は次式で与えられる。

$$[H] = [C_1[Q_H] + C_2[Q_E]]^{-1} \times [C_2[Q_E]([R_n] - [B]) - [D]],$$

$$[E] = [R_n] - [H] - [B],$$

$$[T_l] = C_2[Q_E] \cdot [E] - [D],$$

$$C_1 = (\rho C_p)^{-1}, \quad C_2 = A/\rho C_p \Delta. \quad \dots\dots(8)$$

ここで、 R_n は純放射フラックス、 B 土壌伝導フラックス、 Q_H 顕熱輸送抵抗、 Q_E 潜熱輸送抵抗、 D 飽差、 A 乾湿計定数である。

c. 水田水温のサブモデル (Tw)

$$C_w \rho_w H_w \frac{dT_w}{dt} = (R_n)_N + \frac{a_l \rho D_{Nv}}{p} [e(T_w) - e_a] + C_p \rho D_T (T_a - T_w) + \lambda_s \frac{dT_s}{dz^*}. \quad \dots\dots(9)$$

ここで、 H_w は水深、 D_w 潜熱の交換速度、 D_T 顕熱の交換速度、 T_a 気温である。

d. 土壌水分のサブモデル

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = - \frac{\partial H_s}{\partial z^*},$$

$$\rho_w \frac{\partial T \eta}{\partial t} = - \frac{\partial W_s}{\partial z^*},$$

$$H_s = -\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z^*} - L \rho_w D \eta \cdot \text{vap} \frac{\partial \eta}{\partial z^*},$$

$$W_s = -\rho_w D \eta \frac{\partial \eta}{\partial z^*} - \rho_w D_T \frac{\partial T_s}{\partial z^*} - \rho_w K_w \dots\dots(10)$$

ここで、 T_s は地温、 η 容積含水率、 $D \eta$ 水蒸気拡散率、 D_T 温度拡散率、 K_w 透水係数、 H_s 土壌の熱フラックス、 W_s 土壌の水分フラックスである。

e. closure サブモデル

$$- \frac{d \bar{u} \bar{w}}{dz^*} - C_d f_0(z^*) U^2 = 0,$$

$$- \bar{\omega}^2 \frac{dU}{dz^*} - 2 \frac{d}{dz^*} (q \lambda_1 \frac{d \bar{u} \bar{w}}{dz^*}) - \frac{q}{3 \lambda_2} \bar{u} \bar{w} + C_q^2 \frac{dU}{dz^*} = 0,$$

$$- 2 \bar{u} \bar{w} \frac{dU}{dz^*} + \frac{d}{dz^*} (q \lambda_1 \frac{d \bar{u}^2}{dz^*}) + 2 C_d f_0(z^*) U^3$$

$$- \frac{q}{3 \lambda_3} (\bar{u}^2 - \frac{q^2}{3}) - \frac{2}{3} \frac{q^3}{\lambda_3} = 0,$$

$$\frac{d}{dz^*} (q \lambda_1 \frac{d \bar{v}^2}{dz^*}) - \frac{q}{3 \lambda_2} (\bar{v}^2 - \frac{q^2}{3}) - \frac{2}{3} \frac{q^3}{\lambda_3} = 0,$$

$$3 \frac{d}{dz^*} (q \lambda_1 \frac{d \bar{w}^2}{dz^*}) - \frac{q}{3 \lambda_2} (\bar{w}^2 - \frac{q^2}{3}) - \frac{2}{3} \frac{q^3}{\lambda_3} = 0.$$

.....(11)

ここで、 U は平均風速、 $\bar{u} \bar{w}$ レイノルズ応力、 C_d 抵抗係数、 u, v, w 風下方向・水平方向・鉛直方向の変動風速成分、 λ 長さスケールである。

CAPSMの座標はFig.1に示すとおり、地面の凹凸に沿った非直交座標系 (Z^* 系) とし、この座標系で記述された基礎方程式 (1) ~ (6) 式は中央 (前方) 差分と松野スキームを使って差分方程式系に書き換えられ、数値解法された。

一方、群落微気象モデル (7) ~ (11) 式はすで

に水稻群落や畑作物群落内外の微気象環境の予測や結露時間の推定に活用できることは報告したとおりであり、本モデルはとくに風速・乱流場に関して予測精度の高いのが特徴である (Inoue⁽¹⁰⁾, 井上^{(12),(14)})。CAPSMの乱流場に関しては群落微気象モデルと同様に乱流フラックス方程式中に表れる2次以上の高次モーメントをクルーズドさせたlevel 2の乱流 closure model (11) 式を適用した。群落内の温・湿度場のサブモデル (7) ~ (8) 式は層別熱収支式で構成され、それを群落内の各格子点上に適用された。熱収支項となる群落内の顕・潜熱フラックスは気温や湿度 (混合比) の鉛直分布から求められた。本法については、畦間内に卓越する乱渦が存在すると、それが各種フラックスの推定精度に影響することも考えられるが、群落内の数値積分の時間間隔が $\Delta t=0.01\text{sec}$ と十分に小さいことから問題にならないと判断される。同様に、群落上の大気境界層内における乱流拡散係数の推定が重要となるが、これにつ

いては現在までよく使われている層別の風速勾配とリチャードソン数、混合距離などの関数で表される Estoque・Bhumralkar⁽³⁾ の式を使った。

CAPSMのシステム構成および座標系と鉛直方向の格子番号をFig.1に示した。なお、ここでの表示は2層モデルのイメージ図であり、3層モデルの場合は土壌層と植被層の間に水層が入る。上層大気は接地境界層、M層、自由大気層で構成され、下層大気は植被層・水層・土壌層の3層で構成する場合と植被層・土壌層の2層で構成する場合の2ケースとし、前者を3層モデル、後者を2層モデルで表現した。水田、沼地、河川については3層モデルが適用され、その他の土地利用については植被層と土壌層の2層モデルが適用された。Fig.1に示すとおり、草高の異なる種々の植被層はすべて高さ1mのモデルキャノピーに置き換え、数値計算ではモデル群落を8分割し、各層に熱収支式を適用した。Fig.2に示す全計算領域 ($26 \times 26 \times 5\text{ km}$) は鉛直方向 (Z^*) に45分割 ($k=1 \sim 46$)、X-Y方向に各々19分割 ($x, y=1 \sim 20$) された。したがって、X-Y方向の格子間隔は約1.3kmであった。

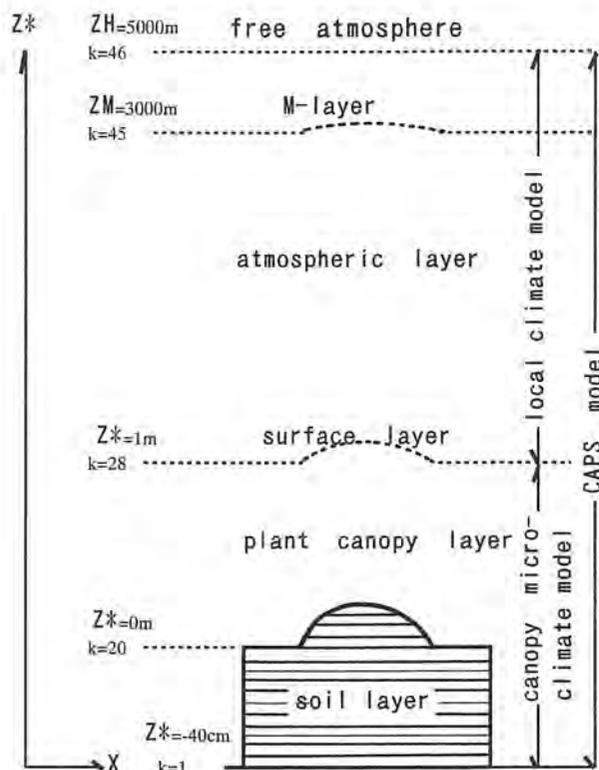


Fig. 1 Internal configuration of CAPSM used in simulation experiments.

Z^* and k indicate the terrain-following vertical coordinate and grid numbers. Z_H and Z_M denote the height of the upper boundary layer and the height of the M-layer.

2.2 地表面の取扱い

既に著者⁽¹⁵⁾が報告しているとおり、茨城県中央部の筑波山や霞ヶ浦を含む約60km四方の領域にCAPSMを適用して複雑地形上の空気の流れのシミュレーションを行い、筑波山などの起伏地形の影響が風速場によく反映されていること、およびその時に想定したトウモロコシ群落内外の風速場、温・湿度場の時・空間分布が観測事実とよく一致することなどを明らかにした。したがって、CAPSMの基本的検討は既に終わっていると判断し、本項ではこのCAPSMを実際の土地利用下に簡単に適用できるようにするためのモデルの拡張について説明する。まず地表面の湿潤度や顕・潜熱交換速度のパラメタリゼーションである。これはモデルの成否を決める重要な物理過程の一つであり、それによって種々の植生群落の熱収支特性や植生のもつ気候緩和効果の信頼性が違ってくる。

地表面の取扱いは灌水状態の水田モデルと非灌水状態の畑地モデルでは全く異なる。前者は土壤水分を求める必要はないが、平衡水温と地温分布を水体の熱収支式および土壤の熱伝導方程式から推定しな

なければならない(井上⁽¹²⁾)。後者の場合は地温と土壌水分および地表面湿潤度を推定しなければならず、ここではPhilip⁽³⁷⁾の不飽和土壌モデルを使った(井上⁽¹⁴⁾)。すなわち、地温(熱フラックス)は土壌中の水蒸気輸送量と顕熱輸送量の和から算出され、土壌水分(水蒸気フラックス)は液化および気化状態の水分の拡散輸送量と熱伝導輸送量の和から算出される。土壌の熱容量などは過去の測定値を参考とした。地表面湿潤度を表すパラメータにはKondo・Saigusa⁽²⁰⁾の α 法を採用し、地表面の熱・水収支の数値解法にはCamillo et al.⁽²⁾の手法を参考とした。

2.3 土地利用分類

2.1の基本方程式の項で述べたとおり、本研究で対象とする約26km四方の計算領域は以下のような検討結果に基づいている。まず、温度分布などから植生の気候緩和効果を明らかにする場合、衛星熱画像のような瞬時値ではなく、月単位の平均値で評価すべきであるとの考えから、月別日変化のシミュレーションを実施する。この時に必要な空間スケールは約26km四方であることをメッシュ気候値の重回帰分析から推測した。すなわち、温度の地点間の相互相関係数がこれ以上では著しく低下する距離であり、気候学的に意味のある空間スケールと考えられる。

つぎに対象地域であるが、Fig.2 (b) に示すと

り、平坦で主に水田地帯からなる利根川流域の土浦-水海道-柏-龍ヶ崎を選んだ。この領域の北東域に気象研究所の気象観測用鉄塔(213m)および高層気象台があり、ここの高層観測データがシミュレーションの初期条件や境界条件として利用された(気象研究所⁽³⁸⁾)。

対象地域の土地利用分類には国土地理院発行(1981年調査)の土地利用図(1/25000)を使い、約1.3km四方の各格子内の平均標高と土地利用分類を読みとった。分類は水田、畑地、草地、林地、沼地、河川、工場、住宅、ビルの9分類としたが、混在している場合には、面積の大きい方に分類した。全体に占める各土地利用率は水田36.6%、畑地27.3%、ビル10.3%、草地8.0%、林地7.5%、住宅5.6%、河川3.0%、沼地1.0%、工場0.7%であった。この領域の土地利用分類を地図と一緒にFig.2 (a) に示したが、標高10mほどの利根川沿いには、水田地帯が広がり、それより少し高い20mほどの地域には畑作地帯が広がっている。対象領域全体をみても最大標高差は約20mで、起伏地形が風速・乱流場に大きな影響を及ぼさないと考えられることから、計算の安定性をより重視して標高差はない($Z_G = 0$ m)と仮定した。

2.4 植生関数

Fig.2のように混在する土地利用下において、夏の栽培作物を特定したり、その作物の葉面積指数

Table 1 Land-use and vegetation parameters for case studies in summer (July).

landuse (July) ¹⁾	canopy height h, m ²⁾	roughness length Z_0 , m ³⁾	zero-plane displacement d, m ³⁾	leaf area (surface area) index LAI (SAI) ³⁾	parameter (closure model) ($\beta_1, \beta_2, \beta_3$) ⁴⁾	radiation types ⁵⁾	minimum stomatal resistance s/m
paddy field (panicle formation stage)	0.7 (1)	0.05 (0.03)	0.42 (0.60)	4 (2.8)	1, 0.4, 10	C	200
field crop (leaves, stems vegetables)	0.5 (1)	0.03 (0.02)	0.30 (0.60)	2 (1.0)	1, 0.3, 8	B	1000
grassland (pasture plant)	1.0 (1)	0.07 (0.07)	0.60 (0.60)	2 (2.0)	1, 0.3, 5	D	500
forest (pine wood, cedar wood)	5.0 (1)	0.05 (0.25)	2.00 (0.40)	1 (5.0)	6, 1.0, 20	E	1000
bogland (ditch reed)	0.5 (1)	0.03 (0.02)	0.25 (0.50)	1 (0.5)	5, 0.8, 18	A	100
riverbed (ditch reed)	1.0 (1)	0.05 (0.05)	0.50 (0.50)	1 (1.0)	1, 0.3, 5	B	100
factory (concrete)	5.0 (1)	0.01 (0.05)	2.00 (0.40)	0.1 (0.5)	5, 0.8, 18	A	5000
house (wood)	3.0 (1)	0.02 (0.06)	1.00 (0.33)	0.2 (0.6)	5, 0.8, 18	A	2000
office building (concrete)	5.0 (1)	0.01 (0.05)	2.00 (0.40)	0.2 (1.0)	5, 0.8, 18	B	2000

1). see Fig. 2

2). (1) model canopy

3). (1) equivalent values

4). see Inoue⁽¹⁰⁾

5). see Fig. 3

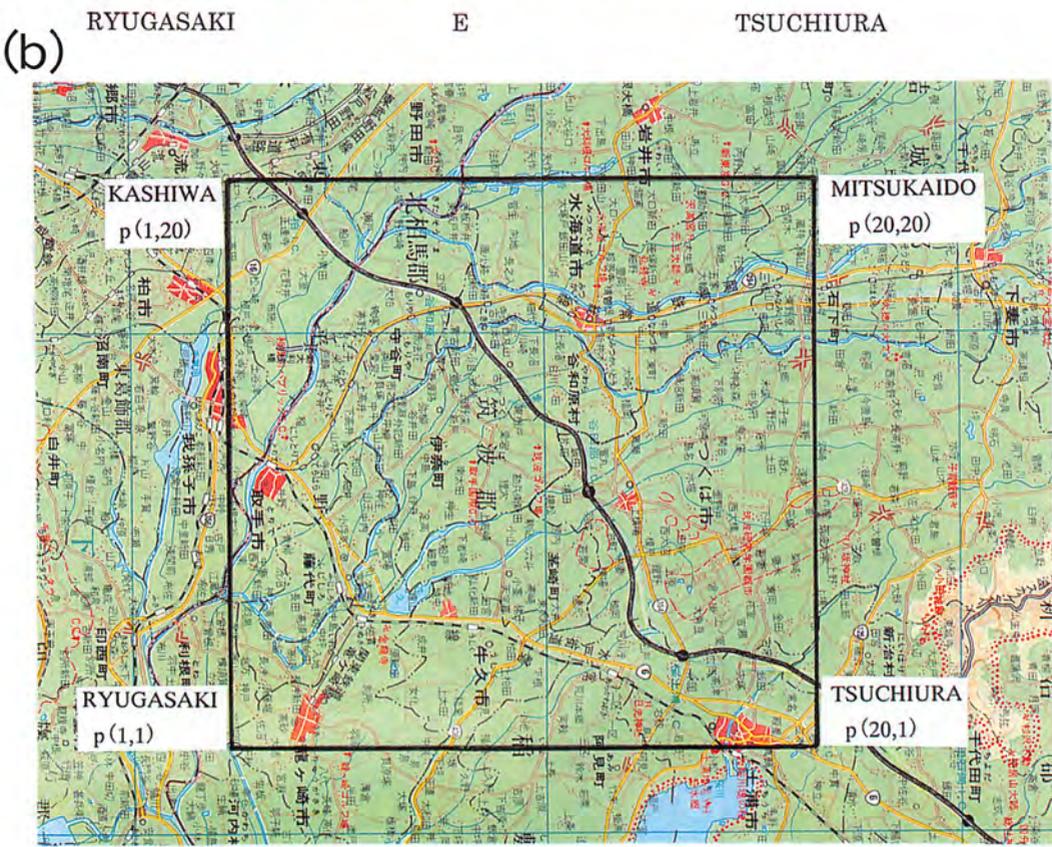
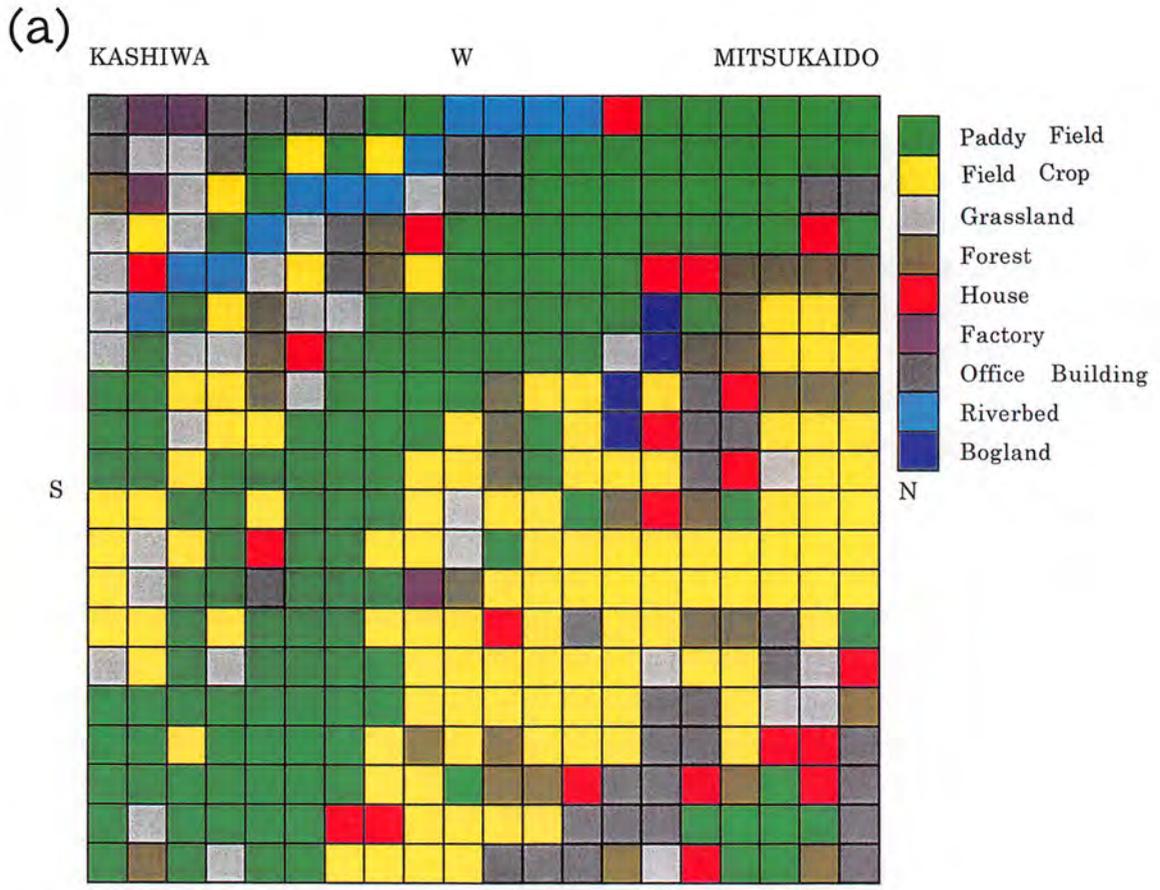


Fig. 2 Land-use pattern (a) in the study area for numerical experiments in 1981 and (b) topographic map.

を調査することは現実には極めて難しく、また土地利用分類別に地表面粗度やアルベドの代表値を実測によって決めることも極めて困難である。本実験では、過去の研究報告から植生群落と微気象パラメータに関するデータを整理し、代表的な植生関数を Table 1 のように決めた (Lettau⁽³¹⁾, Kondo⁽³¹⁾, Oke⁽³⁶⁾, 内嶋⁽⁴⁰⁾, 井上⁽¹²⁾, 近藤⁽²⁷⁾)。

つぎに大気環境を決めなければならないが、ここでは代表的な夏期の天候条件として気圧配置が安定し、晴天に恵まれた1996年の7月を選んだ。後述する気層変質の野外実験は、この年の7月から9月に行われている。7月の場合、水稻の最大繁茂期である水田は水深5cmの灌水状態と仮定した。畑地には葉・茎菜類が主に栽培されていると仮定した。河川は河川敷を含めて河川に分類し、河川敷には葦などの植物が自生していると仮定した。実際の利根川や小貝川および牛久沼には流れがあり、その水深は数mに達すると考えられるが、それをモデル化すると川底や沼底に凹凸ができ、CAPSMが極めて複雑になる。このような事態を避けるため、河川や沼地は流れによる熱輸送がなく、水深は水田に合わせて5cm

と仮定し、水体の熱収支式から平衡水温を求めた。ビルや工場はコンクリートの建造物を仮定し、住宅は2階建の本造として各種の物理パラメータを決定したが、ここでは建物内から出る熱エネルギーおよび貯留熱はないと仮定した。実際の植生群落や構造物の高さもそれぞれ異なるため、上面には凹凸ができ、その周囲には複雑な渦流が形成させると考えられる (Oke⁽³⁶⁾)。しかし、そのモデル化は進んでいないこと、および格子間隔が乱流スケールより遥かに大きくて考慮するのが難しいことなどから、本研究では種々の高さの群落やビルを高さ1mにモデル化することによって滑らかな下表面とした。

すなわち、Table 1のcanopy heightの欄に()で示したように、全ての植生群落、ビル、住宅を高さ1mのモデル群落に統一した。これによって変る下表面上の空気力学的特性を補正するため、粗度長、地面修正量、表(葉)面積指数は次式で定義される等価粗度長、等価地面修正量、等価表(葉)面積指数で置換した。

$$\begin{aligned} (Z_0'/Z_0) &= (h/h'), \\ (L'/h) &= (L/h'), \\ (d'/h) &= (d/h). \end{aligned} \quad \dots\dots(12)$$

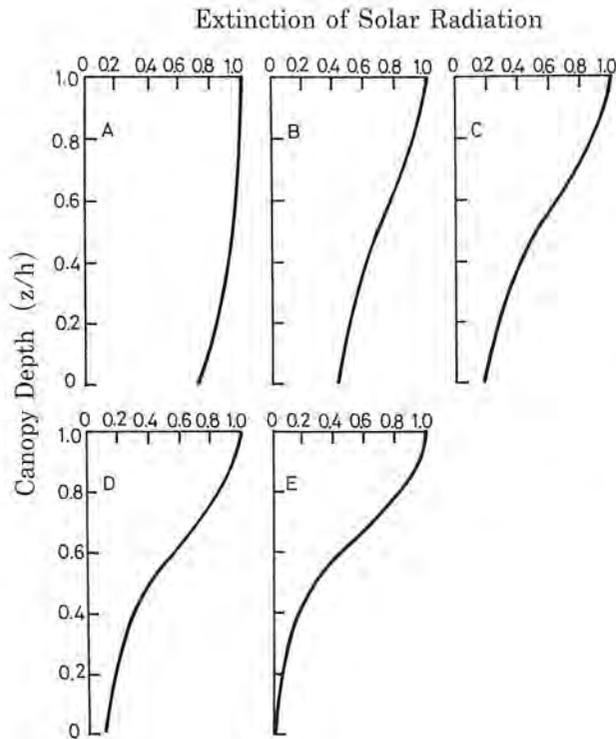


Fig. 3 Extinction of solar radiation flux within 5 model canopies used for numerical experiments.

ここで、 Z_0 , d , h , L は実際の粗度長、地面修正量、草丈(高さ)、表(葉)面積指数であり、(')は置換した等価パラメータである。しかしながら、(12)式の適用域には限界があり、たとえば密な林地で粗度長が大きい場合には等価粗度長が増大し、乱流拡散係数を過小評価する可能性があるため、雑木林は比較的樹高が低く、繁茂度も少ないと仮定した。

つぎに表(葉)面積密度分布と日射減衰率に関しては多くの報告があることから、それらを参考に代表的な密度分布と減衰曲線を決定した。日射分布は Fig. 3 に示すA, B, C, D, Eの5パターンに分類した。接地境界層内の風速分布および三次元乱流構造はTable1の乱流closure modelの乱流パラメータ($\delta_1, \delta_2, \delta_3$)で変更できるようにした (Inoue⁽¹⁰⁾)。また、植物葉からの蒸散を制御する蒸散パラメータは過去の測定データを参考に決めたが、工場や住宅といった都市キャノピーについては工場敷地や住宅地に樹木や芝生があることからキャノピー群落と同様に取り扱い、ここでは最小の蒸散(気孔)抵抗値

を植生の最大値の約10倍の2000~5000 s/mとする疑似キャノピーモデルとして取り扱った (Inoue et al.⁽¹¹⁾).

2.5 境界条件

Fig. 2の計算領域内にある気象研 (i=16, j=6) の気象用鉄塔で観測された風向・風速, 気温, 日射の時間別・高度別月平均データ (気象研究所⁽³³⁾) と高層気象台 (i=16, j=6) のレーウィンゾンデ観測による気圧, 風向・風速, 気温, 湿度の鉛直分布データおよび中央農研 (i=12, j=13) と農環研 (i=13,

j=7) の地上データがシミュレーションの初期条件と境界条件および結果の検証に用いられた. 1996年の7月の大気状態は下層から上層までほぼ定期的に北東風が吹き, 天気は農環研の地上気象観測によると月集計の日照時間は101時間, 日射量は472.2MJ/m²と晴天に恵まれ, 風速場と天候の安定した月であった. ここで, 各地点の座標P(i, j)はFig. 2の南東隅をP(1, 1), 北東隅をP(20, 1), 北西隅をP(20, 20), 南西隅をP(1, 20)と表した.

III 結果と考察

3.1 気候緩和効果に関する数値実験

a. 気層の温・湿度分布 (CAPSM実験)

気塊が地表面上を吹走すると, 大気-地表面間で熱や水蒸気の交換が起こって気塊自身も変質する. それらの交換速度は風下距離に伴って弱まり, やがて等質な気層となる. このような気層変質問題は以前から研究されており, たとえば著者 (井上⁽⁹⁾) は風速と拡散係数を一定と仮定して2次元移流方程式を解き, 地表面の熱的影響の及ぶ高さは吹走時間(x/U)と拡散係数の積の平方根で表されることを明らかにしている. これは佐々木・ト蔵⁽³⁹⁾の観測結果とも一致しており, 実際にも適用可能な実験式といえるが, 拡散係数の推定に仮定をおいたり, 均一な地表面状態が仮定されている.

それに対して, CAPSMは乱流拡散係数や土壌水分に関する予報方程式を含んでいるために仮定が少なくすみ, 実際のフィールド条件に近いシミュレーション実験ができる. そこで, 本モデルを不連続な前縁付近での気層の温度変化の予測に適用して大気安定度や地表面粗度の影響を解明するとともに, 野外実験においては風向別の風速・地表面粗度と気層の温度変化との関係から温度抑制効果の要因解析を試みた.

モデル実験は草丈30cmの均一な二次元草地群落を想定し, 1996年7月の局地気象条件及び風上 (前縁) 地点の境界条件を定常状態の下で, 地表面の温・湿度分布や大気安定度を予測する場合 (a), (b) および既定値とする場合 (c) についてシミュレーションを行った. Fig. 4は草地群落の前縁からの距離に伴う群落上の無次元温度変化である. 任意

高さの気温の振幅は日射や風速および高度によって変化することから, 風上側および草地群落の影響が反映した遷移境界層内にある高さ $Z^*=Z=10.3\text{m}$ を規準に, 水平 (風下) 方向の温度変化を無次元化することで普遍的な関係を導いた. すなわち, 次式は前縁地点と任意風下地点との温度差を, 同じく前縁地点と後縁地点との温度差で無次元化 (DTD) されている.

$$\text{DTD} = \frac{(T(x, 10.3\text{m}) - T(x_0, 10.3\text{m}))}{(T(X, 10.3\text{m}) - T(x_0, 10.3\text{m}))}$$

ここで, x_0 (=0 km) は風上 (前縁) 地点の距離, x は前縁からの風下距離 (km), X (=25.75 km) は風下方向の畑地の長さである.

Fig. 4の (a) は安定度パラメータを考慮した乱流拡散係数と地表面温度を予測した場合であり, 実際に最も近い条件と考えられる. (b) は下層大気の温度傾勾が中立状態で, 地表面温度を予測した場合, (c) は同じく中立状態で, 一定の地表面温度 (既定値) を与えた場合, d は風下距離の1/2乗に比例する解析解 (井上⁽⁹⁾) である. Fig.4の結果は実験条件によってフェッチ効果が大きく違ってくことを示唆しているが, これまでの報告から実際の圃場条件下では気層と地表面との熱交換が速やかに行われ, フェッチ効果は圃場近傍で消滅するという (a) の結果を支持している. しかしながら, これらに関する詳細な実証的研究は少ないことから, 最初に次項 (b) に述べる野外実験の結果を用いて検証する. Fig. 6に示す野外実験と数値実験の時・空間スケー

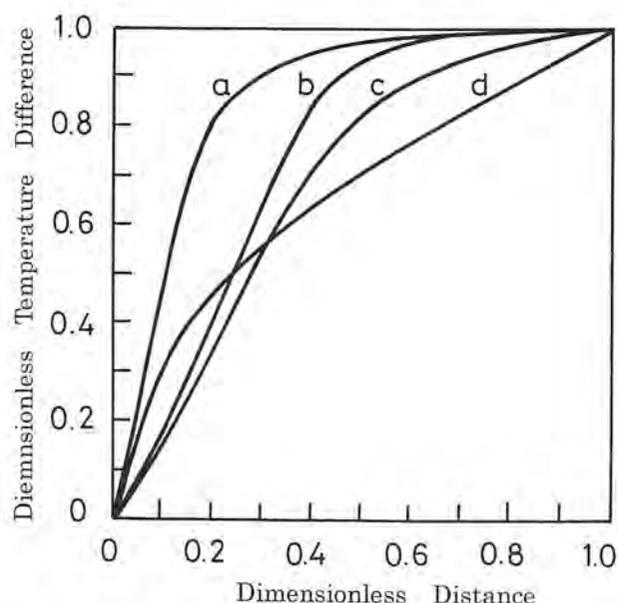


Fig. 4 Dependence of temperature changes (T/T_{max}) dimensionless by maximum temperature change (T_{max}) on dimensionless fetch (x/X) under 4 conditions. T_{max} denotes the temperature changes (T_{max}) at maximum fetch (X) of experimental field.

- (a) Surface temperature calculated by the CAPSM in which the atmospheric stability in the surface layer is taken into consideration.
- (b) Surface temperature calculated by CAPSM assuming the atmospheric layer is neutral.
- (c) Surface temperature assumed as a constant in the experimental field.
- (d) Surface temperature calculated assuming that temperature changes obey $x^{1/2}$ (Inoue⁽¹¹⁾).

ルは異なるが、地表面粗度や日射条件が合致すれば、温度遷移境界層の発達に相似性が成立する。そこで、このフィルム面上の温度変化に注目すると、T3とT4はほぼ等温であることから、温度上昇はT3地点付近までであると見なすことができる。このT3地点はフィルム全長の約0.27であり、この比率はFig. 4の(a)の結果(DTD=0.9)と一致する。また、Vugts・Businger⁽¹¹⁾の観測によると、ステップ・チェンジする海浜の温度上昇は約10mの高さで温度変化がほぼ終わるのは全長の約0.33という結果を得ており、この比率もまたCAPSMの結果(DTD=0.92)と一致していることがわかる。

すなわち、地表面のコントラストによって誘起される気層変質過程を議論する場合、大気安定度を考慮した乱流拡散係数を使い、熱収支式に基づく地表

面温・湿度場の予測が可能なモデルでなければならない。さらに、CAPSMのシミュレーション結果によると、植生と大気間の熱の鉛直混合は吹走距離に伴って急速に進み、不連続面のフェッチ効果は全吹走距離の0.2~0.3付近までで、その後方では所定の温度に収束することを示している。置換すれば、この収束した任意温度には種々の土地利用の違いが十分に反映されていることと同義である。したがって、これらの平均温度の差異から植生のもつ温度抑制効果を評価することができる。

b. 草地/裸地(フィルム)面上の温度変化(野外実験)

不連続面が存在する領域内の地表面温度は日射や風速および風向別の地表面粗度によって変化する。この風向別の地表面粗度については、Kondo・Yamazaki⁽¹⁵⁾が風上側にある水田や畑の土地分類別に重み付けした平均粗度長の推定法を提案している。ここでのフィールド実験は、風向別の地表面粗度や日射条件などの気象要素が気候緩和効果の中で果す役割について実証するのが目的である。これと類似の研究として、Bradley⁽¹¹⁾は人工粗度をもつ抵抗盤を地面に設置し、それによって形成される遷移過程の風速分布にPanofsky-Townsend TheoryおよびTaylor Theoryを適用して風速シャーの研究を行っている。不連続な地表面上に形成される乱流境界層を研究対象としている点では共通するが、著者らの実験は自然植生を使って、温度場の遷移過程から植生群落のもつ気候緩和効果を解明するのがねらいである。

野外実験はつくば市大角豆の約4万平方メートルの草地で実施した。その中央付近に、蒸散を抑制して内部境界層の発達を促すために約30×30mの厚手で透明の農業用ビニールを敷き詰めた。フィルム域の中央の高さ2mに微風速・風向計(YOUNG製)、NNW-SSEとENE-WSWのライン上の12カ所に高さ1mの通風式白金抵抗温度計(Pt-100Ω)を配置した。観測は1996年7月19日から翌年の2月28日まで続けたが、統計解析には温度境界層がよく発達すると思われる7月から9月の期間の気象データを用いた。用いたデータは前日に降雨がなく、測定ラインにほぼ平行な風が30分以上継続して吹いたときの10分間の平均気温である。

Fig. 5は最多風向であったENEの風に対する気温

の水平分布である。データ数は117、平均風速は野外としては弱い1.12m/secであった。最風上地点の等温線は21.1°Cで、その気塊は一時的に温度を下げるが、フィルム面上で急速に昇温し、フィルムの最後方では21.43°Cまで上昇していることが分かる。気温分布はENE-WSWを軸にほぼ対称で、抽出されたデータには下表面の影響が均等に反映されていたことの表れである。この0.33°Cという少差が有意で

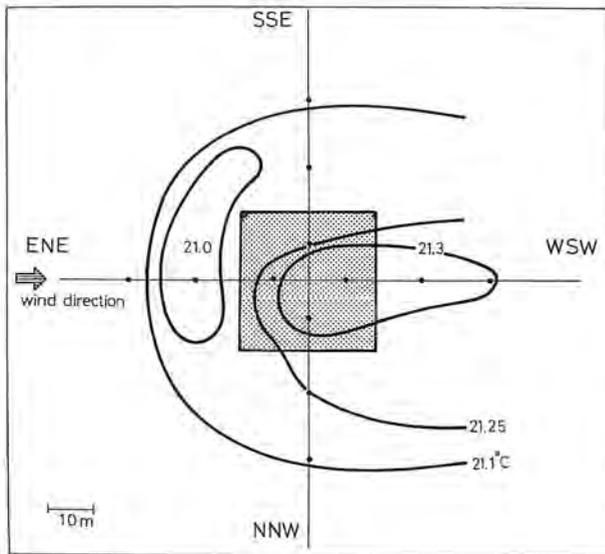


Fig. 5 Spatial distribution of air temperature at $z=1$ m in the observation field during 3 months in 1996. The prevailing wind direction was ENE.

あることは、測定に用いた温度センサの器差が $\pm 0.02^\circ\text{C}$ と非常に小さいことから明らかである。

つぎに、先の条件で選ばれたENE以外の風を含む168事例の平均値を対象に、吹走距離に伴う気塊の温度変化を風上側のT1と風下側のT2, T3, T4, T5, T6との温度差で表したのがFig.6である。温度差は最大で0.3°Cと小さいが、この温度差は温度センサの器差との比較から有意であると判断した。風上のT1と風下のT6の温度センサの距離は80mで、25mから55mの間にフィルムが敷き詰められている。気塊の平均的な温度はT1からT2の間で下がるが、フィルム面上で上昇に転じた後は草地上で再び低下する。168事例中の156事例がENEおよびSSEの風向をもつこの気塊は風上の住宅地や畑地上を吹走する間に乾き暖められながら草地上に到達した直後、植生によって顕熱が奪われ、T2付近で温度が下がったと思われる。さらにフィルム面上で加熱された気塊は極度に不安定となり、温度の遷移境界層の発達が急速に進んだ結果、フィルム後方付近ではほぼ平衡状態に達していたことがT3, T4の温度分布から推測される。

Fig. 6から吹走距離に伴う温度変化率を求めると、フィルム面上では約 $0.06^\circ\text{C}/30\text{m}$ の上昇があり、その後方の草地上では約 $0.2^\circ\text{C}/25\text{m}$ の低下である。この温度差は1高度のみの値であることから、地表面境界層の発達過程についてはよく分からない。そこ

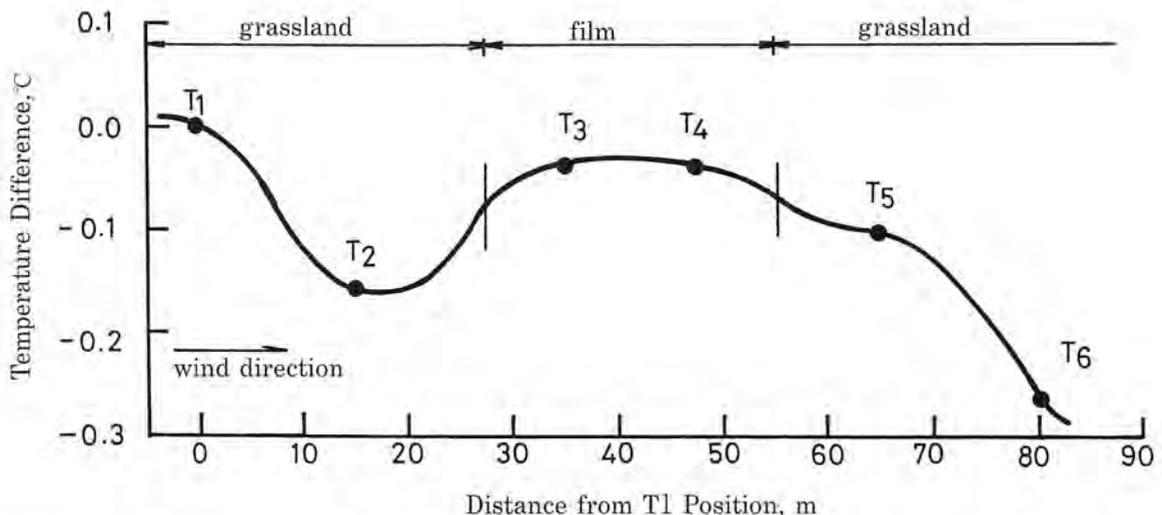


Fig. 6 Change in air temperature at $z=1$ m with prevailing wind direction in grassland during 3 months in 1996. Temperature differences indicate differences in air temperature between upwind edge (T1) and at each point (T2-T6).

で、Laikhtman⁽³⁰⁾の誘導境界層理論から内部境界層の高さの推定を試みた。まず、観測期間中の平均草丈は5~90cmであることを写真計測から明らかにした。この平均草丈に対する粗度長は従来の経験式から3~8cmと求められ、この粗度長に対する理想的な内部境界層の高さは40~60cmと推定される結果、高さ1mの測定点はこの内部境界層外であることになる。しかしながら、周囲の植生が数10cmの草丈であったこと、草地やフィルム面の特性がFig.6の等温分布に十分に反映されていると認められることなどから、実際の温度遷移境界層は理論値の2倍程に発達していたものと推測される。すなわち、フィールド上にはPanofsky-Townsend Theoryが仮定でき、風上側の粗度長や風速の影響が温度変化に反映されている。そこで、フィルム面上の気温(T4)および風下の草地上の気温(T6)を目的変数、風速(U)、日射(R)、粗度長(Zo)を説明変数として逐次選択型重回帰分析を行い、つぎのような推定式を得た。

$$T4=24.76-0.237\cdot U+2.849\cdot R-0.711\cdot Zo_{up} \quad \dots\dots(13)$$

$$(r=0.739, r^2=0.546, n=168)$$

$$T6=24.406+0.096\cdot U+2.582\cdot R-0.473\cdot Zo_{dn} \quad \dots\dots(14)$$

$$(r=0.755, r^2=0.570, n=168)$$

ここで、Zo_{up}フィルム前方の草地の粗度長(cm)、Zo_{dn}フィルム後方の草地の粗度長(cm)、r重相関係数、r²寄与率、nデータ数である。

上式(13)はアスファルト舗装のように蒸発散がほとんど無視できる場合の推定式である。これによるとフィルム上のT4の温度は風速と日射およびフィルム前方の粗度長の関数として大部分が説明でき、風速の増加は温度上昇を抑制する効果、日射は高める効果、植生の繁茂状態で異なる粗度長はやはり抑制する効果をもつことがわかる。ここでの粗度長はKondo・Yamazaki⁽²⁵⁾と同様に風向別粗度長を意味する。これは風上側に緑地や農地がある都市気候の問題と類似しており、既に気候緩和効果を季節別に調査したり、緑地面積とその効果範囲などについて多くの研究がある。たとえば、本條ら⁽⁷⁾が農場と周辺都市域で行った微気象観測によると、日射のない晴天夜間の場合、風速が2m/s以上では冷気の流

入によって農場一都市域の温度差が大きく減少する結果を得ており、風が明らかに都市域の最低気温を下げる効果を担っている。

これに対して、風上側に裸地(フィルム)面をもつ草地上のT6の推定式は、風速と日射の増加は温度を上昇させ、粗度は抑制する働きをする。熱風が風上側から吹くことによって、その風下で強制蒸発散が起きる現象をオアシス効果とよぶが、この場合もフィルム後方の草地の繁茂状態(蒸発散能の違い)が温度抑制効果の要因であるという結果が明らかとなった。後述する体感温度の(15)式を、上式(13)の低温域/高温域という構図に対して低温域/人体という構図でとらえると、風速は体感温度を下げ、日射は上げる働きをする。この(15)式に粗度長が関数として入っていないが、周辺の気温Tが粗度長によって変化すると考えると、両式の解釈は一致する。なお、これについては再度CAPSMのシミュレーション結果によって検証される。

3.2 気候緩和効果および体感温度への土地利用の影響

a. 気候緩和効果

CAPSMによる数値実験から、植生群落内外の気温、葉温、水温、地温などが推定できる。たとえば、推定される群落表面温度はHolmes⁽⁶⁾の飛行機観測で得られる地表面(放射)温度とほぼ同じ特徴量と考えられる。ここでは、これをキャノピー表面温度と呼ぶことにするが、これには畑地、水田、森林、住宅といった土地利用の違いが最も鮮明に現われる。このキャノピー表面温度はFig.7のキャノピー内温度T_cと類似していることから図示しなかったが、この温度分布について考察する。1996年7月12:00の温度分布によると、表面温度はビル37~39℃、畑地34~37℃、水田25~28℃と構造物が最も高く、次に畑状態の草地や野菜畑、水のある河川や水田の順に低くなる。これらは既往の熱収支観測結果からも明らかのように、大気-植生間の熱収支活動が植生表面の温・湿度分布に現われていることを示している(内嶋⁽⁴⁰⁾、近藤・鈴木⁽²⁸⁾)。

しかし、植被・水・土壌層全体の温度環境は、この葉群温度と気層温度から成り立っている。すなわち、植生などのもつ気候緩和効果をより正確に評価するには、キャノピー表面温度よりも植物の葉温と

畦間内の気温との平均値、あるいはビルの表面温度とキャニオン内の気温との平均値であるキャノピー内温度 T_c が適切である。

そこで、1996年7月12:00におけるキャノピー内温度 T_c の二次元分布をFig.7に示した。群落内外の気温日変化は12:00に最高気温を示しており、この時間帯のキャノピー内温度分布に植生群落のもつ温度緩和効果が最も明瞭に現われる。Fig. 7の二次元分布をみると、34℃以上の最高温度を示したのは一部のビルと住宅、31~34℃の高温域が住宅、工場、ビルとなっている。また構造物間に多少の温度差が現われているが、これは個々のキャニオン内の日射減衰曲線の違いによるものである。一方、水のある水田や河川は25~28℃、沼地は25℃以下と構造物より10℃近く下がっている。これは多くの観測結果が示すように、蒸発散の潜熱放出による温度抑制効果の現われであり、このときのボーエン比の日平均値は1以下であった。また、林地の温度が低いのは大量の葉群による蒸散冷却効果と推測される。これらの個々の結果を観測データから実証するのは難しいが、放射温度計で芝生や水田上の表面温度を測り、相互比較した研究は数多くある。たとえば、近藤・鈴木⁽²⁸⁾の測定事例をみると、1979年7月31日10:30~11:30の晴天時の水面、雑草群落、芝生、グラウンド、アスファルト舗装道路の各温度は各々28.6、33.7、34.8、39.8、48.7℃であり、この時の気温が32.9℃であった。やはり、水面は気温より4.3℃低く、日較差も最も小さいのに対して、植生であっても水分ストレスが高いと思われる芝生では気温より1.9℃高くなるなど、モデル実験の傾向とよく一致する。

つぎに風上側の影響が後方域に現れているかをFig.7で精査してみる。まず、水田地帯の風上にあるビルの温度は34℃以上であるが、孤立している住宅やビル、あるいは水田の風下側にあるP(2,16)、P(5,20)、P(7,20)、P(14,20)の地点では1ランク温度が下がっており、水田の温度抑制効果あるいは冷風効果が認められる。また、先の3.1(b)で述べたように、周辺気候に及ぼす緑地効果はその面積によって違ってくるがよく知られている。そこで、Fig.7の結果を精査したが、平均的な温度場でみれば、判断しなかった。

本研究において、植生の気候緩和効果は主に蒸散

冷却効果であることが示されたが、神田・日野⁽¹⁹⁾、Kimura・Takahashi⁽²³⁾もモデル実験から植生の気候緩和効果には潜熱効果が不可欠であると述べており、この点に関して一致する。この他に指摘できることは河川や沼地での水の存在が大きな役割を担っていることである。これは長期的には地温分布にも影響を及ぼすことから、CAPSMを領域気候モデルとする場合などには十分に検討しなければならない課題である。つぎに人工構造物のモデル化について若干の検討を行う。都市キャノピー層内のヒートアイランドの原因として、Oke⁽³⁶⁾は放射環境の変化や人工排熱など7項目をあげている。前者のキャニオン内の放射分布については研究が進められており、本実験では土地利用分類に関係なく一定のアルベドを与えているが、人工構造物などのアルベドを変えたケースでは、構造物の表面温度も明らかに変わることが確認できた。しかし、後者の人工排熱のモデル化については、一般家庭からの排熱量は20~50W/m²と推定されているが、データが未整備であることからモデル実験では取り扱わなかった(Oke⁽³⁶⁾、近藤⁽²⁷⁾)。

大都市では、Oke⁽³⁶⁾が指摘するように放射環境の変化などに伴う明らかなヒートアイランド現象が観測されるが、田園地帯に散在する住宅街でどの程度の昇温現象が見られるのかはよく分かっていない。そこで、著者ら⁽¹⁶⁾はFig. 2の領域内で気象観測を実施した。観測は1999年の7月、測定点はFig. 2の水田地帯北端の谷和原P(12,13)、中央の伊奈P(7,13)、南端に位置する住宅地帯の戸頭P(4,13)の3地点で、高さ1.5mの気温日変化を測定した。この観測は住宅地での気温の上昇程度や水田地帯の気候緩和効果を検証するためである。まず、風下に位置する住宅街の戸頭は風上の伊奈の水田上の気温と同様の日変化を示したことから、水田の影響を直接的に受けていたと考えられる。反対方向の戸頭から伊奈、谷和原に流入してきた気塊は、風下の水田地帯で逆に昇温し、7月30日の水田上の最高気温は約33℃、31日は約32℃であった。これらの結果は水田地帯でも水分ストレスのかかる晴天時には日最高気温が相当上昇すること、住宅街の気温は風上側の水田地帯の影響を受けていること、集落をなす住宅街の気温上昇は典型的な都市域のように顕著でないことを示している。これらの実験結果はCAPSMの結果とも一致し

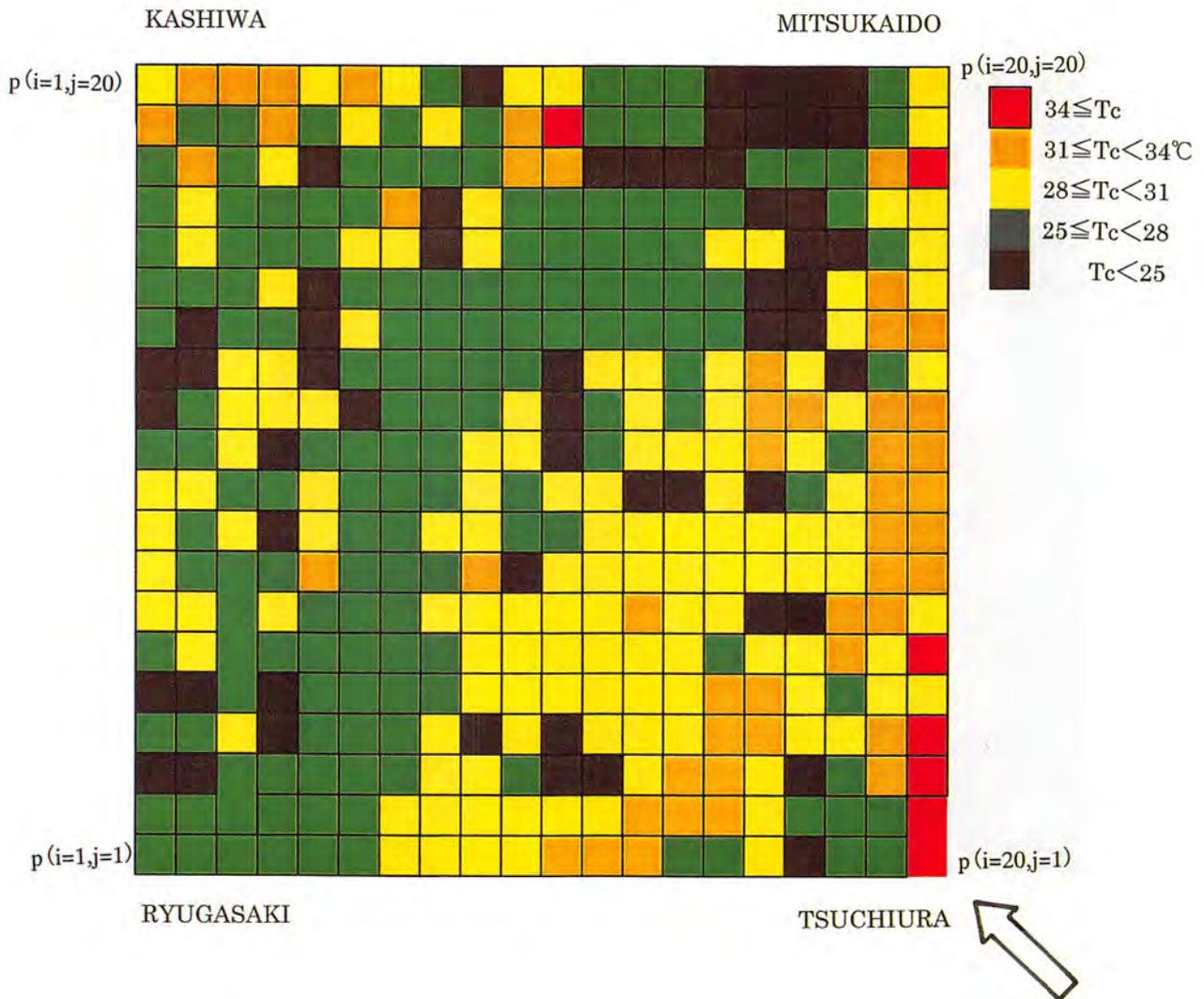


Fig. 7 Spatial distribution of monthly mean air temperature and canopy temperature in plant canopy in experimental fields with different land-use plots at 12: 00 JST in July 1996.

ており、モデルの妥当性を裏づけている。

b. 体感温度

局地スケール、あるいは微気象スケールの温熱環境に及ぼす植生効果の解明が本研究の一つの目的であり、ボーエン比がマクロインディケータとして有用であることは後述するが、ここでは、この植生による環境変化を通して気候学的恩恵を受ける人間に対する指標化について考察する。

仁科⁽³⁵⁾はグリーンアメニティの観点から建築環境工学の分野で最近よく用いられているPMV (predicted mean vote) を指標として温熱快適性を評価している。PMVは環境と人体に関する6条件より求められる指標である。また、山田⁽⁴³⁾は夏季緑陰の温熱環境指数として不快指数や熱ストレス指数な

ど6つの計算式について検討している。一方、生気象分野においても体感指標の研究が以前から行われ、乾球温度・湿球温度を用いる不快指数、気温・風速・日射の3要素を用いるLinkeの式、気温・風速・湿度・日射の4要素を用いるWCI (weather comfort index, 天気快適指数) の各種指標が報告されている (Hendrick⁽⁵⁾, 神山⁽¹⁸⁾)。

このように様々な体感指標が提示されているが、フィールド実験であることから人体の代謝量などを用いる実験式は対象から外して物理的意味づけが明確なLinkeの式を用いることにした。この(15)式は風速が体感温度を下げ、気温と日射が体感温度を上げる働きをすることがわかる。

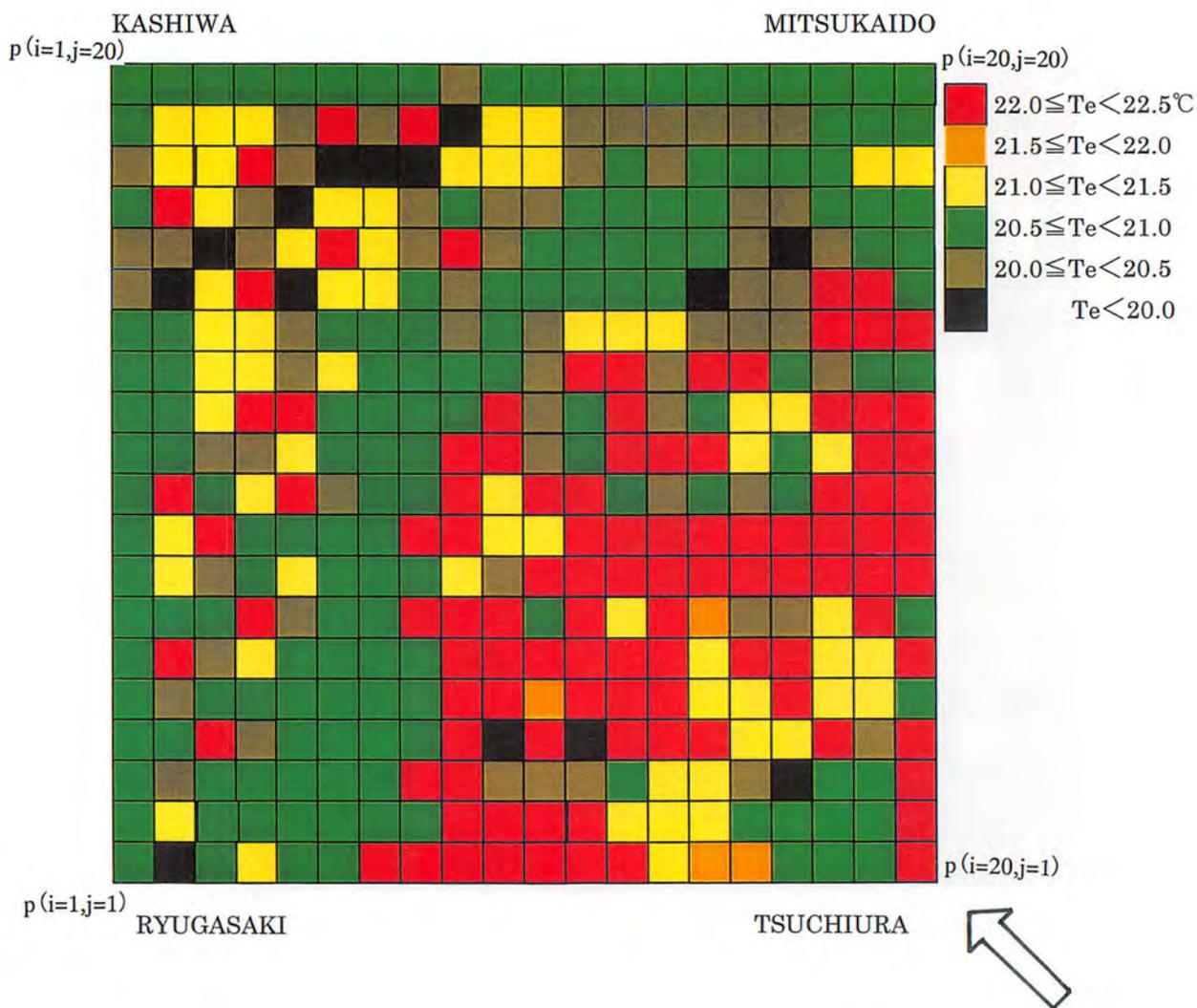


Fig. 8 Spatial distribution of monthly mean sensible temperature at 1.5m in experimental fields with different land-use plots at 12:00 JST in July 1996.

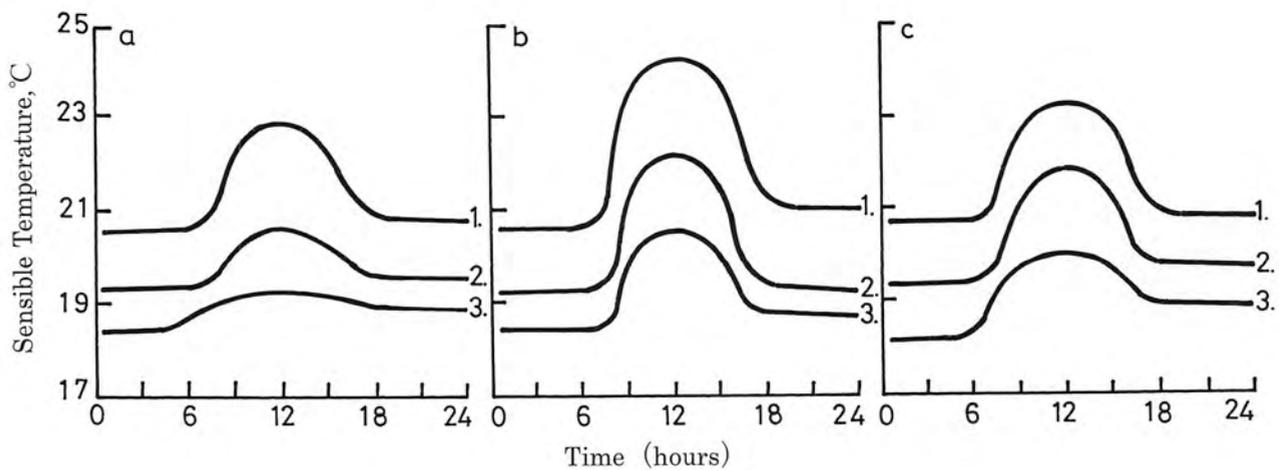


Fig. 9 Diurnal variation in sensible temperature at 1.5 m for (a) paddy canopy, (b) field (upland) crop, and (c) grassland in July 1996.

$$T_e = T - 0.15\sqrt{U} + 12R \quad \dots\dots (15)$$

ここで、 T_e と T は体感温度（℃）と気温（℃）、 U は風速（cm/sec）、 R は日射量（cal/cm²・min）、右辺第2、3項の数値は次元をもった経験定数である。

Fig. 8に示したのは、Fig. 7に示した1996年7月12:00の $z=1.5$ mの風速・気温・日射から求めた体感温度 T_e である。領域全体の36.6%を占める水田地帯のキャノピー内温度 T_c は25～28℃と低かったが、やはり体感温度 T_e も20～21℃と低い値を示した。この他に沼地・河川・森林でも同じ体感温度を示し、その温度幅は20～21℃と1℃ほどであった。これは T_e の温度幅3℃より小さくなっているが、その理由は T_e が主に葉群温度から計算されるのに対して、 T_c は群落上の気温から計算されるためと考えられる。一方、キャノピー内温度の高い住宅やビルについては、植生が風上側にあるか風下側にあるかによって僅かな温度差を見出すことができることは先に述べたとおりであるが、そのような傾向が体感温度についても認められた。

つぎに植生群落や気象条件によって変化すると予想される体感温度のシミュレーション実験を行った（Fig. 9）。Fig. 9の（a）は水稲群落で、1が（0.5U, 1.5R）の風速・日射条件、2が（U, R）の条件、3が（1.5U, 0.5R）の条件である。同様に、（b）は畑地群落で、1（0.5U, R）、2（U, R）、3（1.5U, R）、（c）は草地群落で、1（0.5U, R）、2（U, R）、3（1.5U, R）を示している。ここで0.5Uと1.5Rとは1996年7月の気象条件を基準として、0.5Uとは1/2の風速を表し、1.5Rは1.5倍の日射条件を表しており、何れも領域全体に均一な水稲、畑地、草地の各群落を設定した。

Fig. 9に示されているように、体感温度は昼間に高く、夜間に低くなる日変化を呈している。また、群落表面温度 T_c の変化より小さくはなっているが、日射・風速および水の存在が体感温度を左右する重要な要素であることが明らかとなった。たとえば、水田上の体感温度が低いことはFig. 7からも予想されるが、ここで水田の気象条件を（1.5R, 0.5U）にすると、水田上の日中の体感温度は大幅に上昇し、畑地（U,R）や草地（U,R）のそれを上回るようになる。すなわち、一般に低いとされている水田上でも風速が弱く、日射が強い条件下では稲体温度と畦

間温度が上昇することによって、体感温度が畑地上より高くなったと考えられる。これは、先の著者ら⁽¹⁶⁾の観測からも予想できる結果である。

一方、夜間の場合は日射の項が0となって体感温度は下がるが、風速の弱い夜間は比較的体感温度も高く、これが日中の体感温度を高く維持する結果となる。モデル条件2は夜間の弱風条件に相当しており、モデルによる体感温度19.2℃は農環研の最低気温19.2℃とまったく一致する値である。また、先に述べたようにCAPSMから比湿分布がアウトプットされており、体感温度の計算に湿度を考慮することは容易にできたが、ここでは4要素を用いるWCIではなくLinkeの（15）式を用いたが、その理由は湿度の効果が小さいと予想されるのに、敢えて物理的根拠のはっきりしないWCIを使う必要はないと考えたからである。そこで、どの程度であるかを以下の方法で検討してみる。ここでは不快指数（DI）に対する湿球温度の感度計算を行って見た。農環研の地上気象観測から、1996年7月の相対湿度の旬平均値82.2、80.6、87.3%と月平均気温25.3℃をDIの式に代入すると、DIの旬別平均値は57.96、58.13、57.41%となり、その差は最大で0.72%であった。これは予想どおりで、体感温度への影響の小さいことは明らかである。

3.3 土地利用の改変に伴う気候緩和効果の変化

水田や沼地が高い昇温抑制効果をもっていることはシミュレーション結果から明らかになったが、本項では土地利用の改変が気候緩和効果に与える影響をモデル実験によって解明する。この気候緩和効果が失われる状況として、蒸散冷却効果の高い水田や沼地が住宅や工場に転用される場合が考えられる。そこで、先のモデル実験と同様に1996年7月の気象条件の下に、まずFig. 2に示した実際の土地利用下でシミュレーションを行って領域全体の月平均気温・月平均最高気温（ $z=1.5$ m）およびボーエン比を求める。つぎに領域全体を同一の草地や住宅に変えて同様のシミュレーションを行い、両者の温度差によって気候緩和効果を評価した。

モデル実験の結果をFig. 10に示した。土地利用の改変に伴って変化する最高・平均気温はボーエン比（ β ）でよく表すことができる。図中の実線は月別

の日平均気温 (○) とボーエン比との関係を、破線は月別の日最高気温 (□) とボーエン比との関係を示している。図中の◇印は様々な土地利用方法が混在する実際の土地利用下における高さ1.5mの月別平均気温と月別最高気温を示し、その他のカラーはFig. 2 (a) に示されている。植被を含む地表面の湿潤度を表すボーエン比は8時~16時の時間帯における領域全体の平均値である。日中の時間帯としたのは、日出・日没および夜間の時間帯では、分母の潜熱フラックスが小さくなって、ボーエン比が著しく大きくなるが、それには地表面の熱収支配分が正しく反映していないからである。

7月の平均気温をみると、現在の土地利用下における平均気温は22.77℃ ($\beta=0.87$) であるのに対して、これより低温となるのが林地・沼地・河川・水田の4種類、ほぼ同じ気温を示したのが住宅と工場、その他の草地・畑地・ビルの3種類は高温となった。このときの草地と畑地のボーエン比は1.40、1.77と両方とも1.0を大きく上回っており、これは従来からいわれている結果と一致する。低温側に分類される沼地・河川・水田では明らかに蒸発散による放熱効果が大きいため、この領域内の気温や地温の上昇を抑制している。一方、高温側に分布する草地・畑地・ビルは日射エネルギーの大部分が顕熱伝達と地中伝導のエネルギーとして費やされ、地・物の表面温度が上昇した結果、群落上の気温も上昇したものと考えられる。

当初、住宅・工場・ビルの平均気温は畑地などよりも相当高温になると予想していたが、蒸発散フラックスを制御する蒸散抵抗値を大きくしても顕著な気温上昇は見られなかった。そこで、Oke⁽³⁶⁾ は都市キャノピー層内のヒートアイランドの原因として、下向きの長波放射の増大、アルベドの変化による短波放射の吸収の増大、建物の蓄熱および人工熱の放出を上げていることから、本実験でもアルベドを小さくして正味日射量を増やした場合と建物の表面温度に対する水蒸気圧を湿潤度パラメータで表現した場合 (Grace⁽⁴⁾) についてシミュレーションを行った。その結果によると、前者については明らかに表面温度が上昇し、また後者についても潜熱フラックスの減少 (β の増大) によって表面温度が上昇することを確認した。しかし、これらのモデル化については検討すべき事項が多くあることから、今後の研

究テーマとしていきたい。

つぎに最高気温の変化もボーエン比でよく整理できることがわかった。その温度変化は平均気温の約2倍と大きく、ボーエン比の0.5から2.0の範囲で、最高気温は約2.5℃上昇する。平均気温より最高気温の振幅が大きいことは、一般的に都市や田園地帯で観測される晴天日の気温日変化から導かれる結論と一致する (内嶋⁽⁴⁰⁾、Kimura・Takahashi⁽³⁸⁾、金子・日野⁽³⁰⁾)。また、その数値の妥当性については、金子ら⁽²⁰⁾ の結果と比較してみる。金子らは植生率をNDVIで表して植生による気候緩和効果 (最高気温の差異) をアメダスデータを用いて調査した結果によると、0.7のNDVIの違いが5℃以上の温度差となって現われていると報告している。この値はFig. 10から予想される温度差の約2倍であり、アメダスデータには植生率の違いの他に、都市化の影響が含まれている可能性が指摘できる。これらはモデルと観測との直接的な比較の難しさを物語っている。

図中の2つの直線を β の関数として表すと (16) 式のようになる。この結果は熱収支配分の特徴量であるボーエン比が混在する植生群落上の温度環境の変化を示す指標となり得ることを示している。それゆえ、長期間にわたる熱収支観測の結果から広域のボーエン比が求められれば、その地域がもつ固有の気候緩和効果を推定することができる。

$$T_{\max} = 22.2 + 1.68\beta,$$

$$T_{\text{mean}} = 22.1 + 0.71\beta. \quad \dots (16)$$

ここで、 T_{mean} と T_{\max} は各々月別の日平均気温と日最高気温 (℃) である。

Fig. 10から明らかなように、現在のところ対象地域には水田地帯による温度抑制効果が十分に働いていると推察されるが、この地域全体を畑地に改変したと仮定すると、1996年7月の天候の場合、日平均気温で0.64℃、日最高気温で1.51℃上昇すると推定される。先に述べた金子・日野⁽³⁰⁾ の報告によると、植生の多い松江の月平均気温は、蒸発散の盛んな春・夏の5、6、9月と東京のそれとを比較すると、東京が松江より1.5℃程度高くなる結果を得ている。また、1998年に農水省の「農業・農村の公益的機能の評価検討チーム」が気温低下度からエアコン運転の節約料金を試算しているが、その基礎となった気

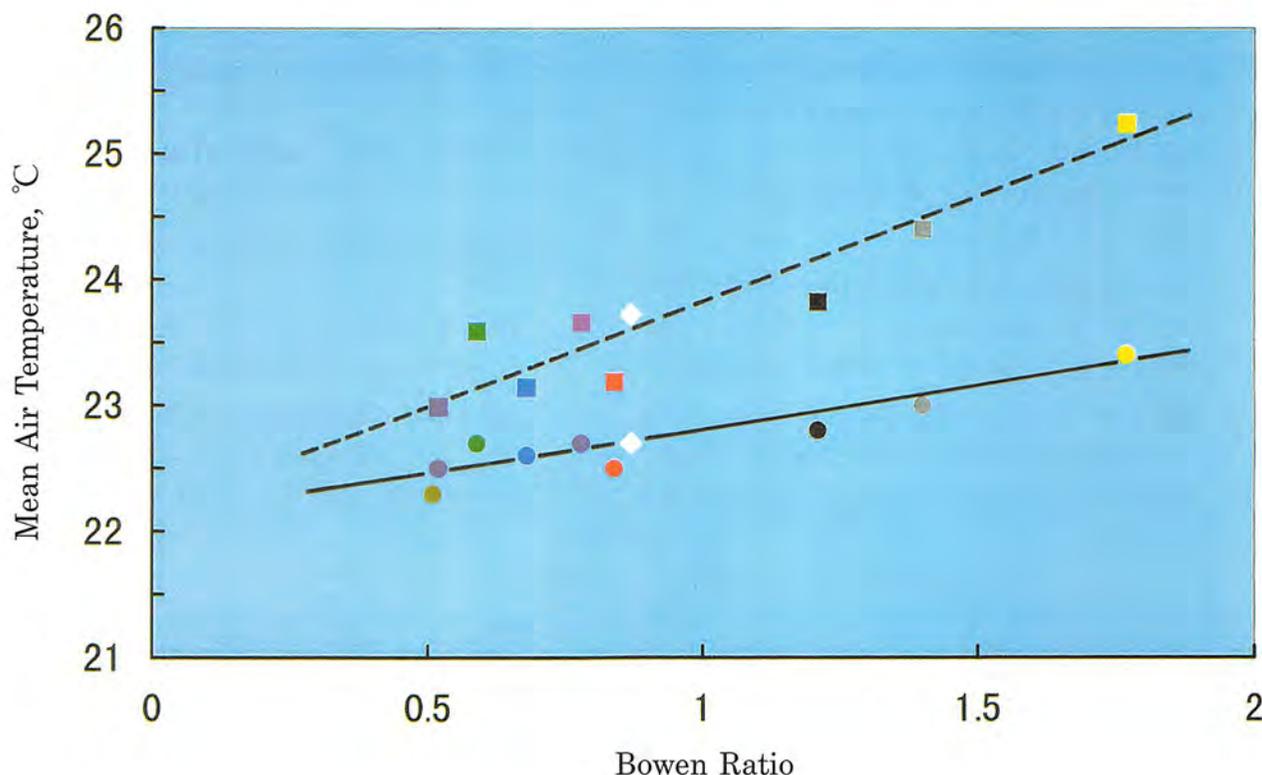


Fig. 10 Dependence of monthly mean air temperature (solid line) and monthly mean maximum air temperature (dotted line) on Bowen ratio as affected by changes in land-use patterns.

温上昇度は 1.3°C である。上記の報告や著者らのモデル実験から、都市域、あるいは水田が住宅地に転用された地域では、田園地帯と比較して平均気温で $0.5\sim 1^{\circ}\text{C}$ 、最高気温で $1\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ の温度上昇が見込まれる。このシナリオで推移するならば、将来的には人間の生活にも少なからぬ影響を与え、やがて化石エネルギー資源の消費増大をもたらすと推察される。

以上の考察から、水田農業が周辺気候の緩和効果に十分に役立っていること、同様の効果が森林や河

川、湖沼でも認められることが明らかとなったが、一方では水田農業が子実生産のために莫大な灌漑用水を使い、その生産行為はメタンや二酸化炭素の放出や硝酸態窒素の地下水汚染を招く原因ともいわれている (Minami et al. ⁽³⁴⁾)。この問題は環境保全および水資源の有効利用の観点から注目されており、著者 ⁽¹⁷⁾ は一つの処方箋として、それらの影響を適正な肥培管理や節水栽培によって極力抑制できる可能性と、その水管理を自動制御するための灌水装置の開発を既に終えていることを指摘しておきたい。

IV 結果と考察

本研究では、大気層と植被層および土壌層を含むシステムモデル (CAPSM) を開発し、農耕地のもつ気候緩和 (温度抑制) 効果および体感指標の定量的評価を数値実験によって行った。また、異なる地表面上で誘起される温度境界層の変質過程を把握するために、CAPSMによるモデル実験と野外実験を行った。得られた結果はつぎのように要約される。

(1) 土地利用方法の違いによる気候緩和効果を評

価するため、微気象モデルと局地気象モデルを結合して大気・植生・土壌結合モデル (CAPSM) を開発した。代表年として1996年の7月 (夏期) の気象条件で数値実験を行い、月平均値の時間別キャノピー温度およびキャノピー内温度を土地利用分類毎に算出した結果、シミュレーション結果は既往成果と比較しても妥当であり、群落パラメータなどのチ

ューニングも適切であることが分かった。水田などの気候緩和効果の評価にはキャノピー表面温度よりもキャノピー内温度を用いることがより適切であることが分かった。

- (2) つぎに土地利用方法を現況の混在した不均一群落から均一群落に変えてシミュレーションを行った結果、各々の土地利用分類毎の月別の平均気温と最高気温がボーエン比 (β) で整理できることがわかり、それらの関係式が求められた。現在の混合群落との比較などから、対象地域では気温上昇を抑制する気候緩和効果が十分に働いているが、この地域をす

べて畑地に改変すると、7月の平均気温で0.64°C、最高気温で1.51°C上昇すると推測された。

- (3) 気象要素 (気温, 風速, 日射) を使って、Linkeの式から求めた体感温度には群落表面の温度環境と群落上の風速などの影響が直接的に反映したもので、キャノピー内温度とは若干異なる特徴を示した。同じ気象条件下の場合、水田上の体感温度は畑地上のそれを大きく下回るが、水田地帯でも微風・強日射条件下になると、体感温度が高まり、先の畑地帯よりも快適性の劣ることが示唆された。

謝 辞

本研究において、局地気象モデルの構築および数値実験に際しては筑波大学の木村富士男教授よりご指導とご協力を頂戴し、また気候緩和機能の考察で

は宮崎公立大学前学長の内嶋善兵衛博士より貴重なご助言を頂戴した。これらの方々に深甚なる謝意を表す。

引 用 文 献

- Bradly E.F. (1968) A Micrometeorological Study of Velocity Profiles and Surface Drag in the Region Modified by a Change in Surface Roughness. *Q.J.Meteorol. Soc.*, 94, 361-379.
- Camillo P.J. (1983) A Soil and Atmospheric Boundary Layer Model for Evapo-transpiration and Soil Moisture Studies. *Water Resour. Res.*, 19 (2), 371-380.
- Estoque M.A. and Bhumralkar C.M. (1970) A Method for Solving the Planetary Boundary Layer Equations. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1, 169-196.
- Grace J. (1977) *Plant Response to Wind*. Academic Press, pp204.
- Hendrick R. (1959) An Outdoor Weather-Comfort Index for the Summer Season in Hartford, Connecticut. *Bull.American Meteorol. Soc.*, 40, 620-623.
- Holmes R.M. (1970) Meso-scale Effects of Agriculture and a Large Prairie Lake on the Atmospheric Boundary Layer. *Agron.J.*, 62, 546-549.
- 本條毅・水谷敦司・高倉 (1998) 都市緑地が周囲に及ぼす影響の微気象観測. *農業気象*, 54, 323-328.
- 本條毅 (2000) 都市緑地の熱環境. *農業気象*, 36, 227-233.
- 井上君夫 (1971) 冷海風の陸上移流に伴う昇温過程の数値実験. *農業気象*, 27, 1-10.
- Inoue K. (1981) A Model Study of Micro-structure on Wind Turbulence of Plant Canopy Flow. *Bull.Natl.Agric.Sic.*, A27, 69-89.
- Inoue K., Sakuratani T. and Uchijima Z. (1984) Stomatal Resistance of Rice Leaves as influenced by Radiation and Air Humidity. *J. Agr. Meteorol. Japan*, 40, 235-242.
- 井上君夫 (1985) 水田微気象環境のシミュレーションモデル. *農業気象*, 40, 353-360.
- 井上君夫・久米信夫・奥山富子 (1988) 市街地道路における街路樹の微気象緩和機能. *農技研報*, A4, 89-103.
- 井上君夫 (1990) 作物群落の微気象モデルとその応用. *水文・水資源学会誌*, 3, 14-20.
- 井上君夫 (1995) 大気-植生-土壌結合モデルに

- よる数値実験. 日本農業気象学会1995年度全国大会, 168-169.
16. 井上君夫・中園 江 (2000) 土地利用の改変に伴う気温変化の予測. 日本農業気象学会2000年度全国大会, 72-73.
 17. 井上君夫 (2001) 水稻の節水栽培と環境保全. 生物・気象, 1 (1), 17-22.
 18. 神山恵三 (1962) 体感温度. 気象研究ノート, 12, 214-248.
 19. 神田学・日野幹雄 (1990) 大気-植-土壌系モデル (NEO SPAM) によるシミュレーション (2) 植生の気候緩和効果の数値実験. 水文・水資源学会誌, 3, 47-55.
 20. 金子大二郎・日野幹雄 (1996) 植生指標NDVIと快晴日の日最高気温との関係-気温に及ぼす植生の緩和効果に関するNDVIを用いた推定法の一検証. 水文・水資源学会誌, 9 (3), 271-279.
 21. 河村武 (1975) 都市気候と大気汚染. 気象研究ノート, 18, 1-124.
 22. 木村富士男 (1984) 局地風モデルを利用した光化学大気汚染の数値シミュレーション. 気象研究所技術報告, 11, 217-296.
 23. Kimura F. and Takahashi S. (1991) The Effects of Land-use and Anthropogenic Heating on the Surface in the Experiment. Atmos. Environ., 25B, 2, 155-164.
 24. Kondo J. (1971) Relationship between the Roughness Coefficient and Other Aerodynamic Parameters. J.Meteorol.Soc., 49, 121-124.
 25. Kondo J. and Yamazaki H. (1986) Aerodynamic Roughness over an Inhomogeneous Ground Surface. Boundary Layer Meteorol., 35, 331-348.
 26. Kondo J. and Saigusa N. (1990) A Parametrization of Evaporation from Bare Soil Surfaces. J. Appl.Meteorol., 29, 385-389
 27. 近藤純正 (1994) 水環境の気象学. 朝倉書店, 348pp.
 28. 近藤三雄・鈴木誠考 (1983) 表面温度からみた都市植生の存在効果に関する実証的研究. 造園雑誌, 47, 1-15.
 29. Kusaka H., F.Kimura, H.Hirakuchi and M.Mizutori (2000) The Effects of Land-use Alteration on the Sea Breeze and Daytime Heat Island in the Tokyo Metropolitan Area. J. Meteorol. Soc. Japan, 78, 405-420.
 30. Laikhtman D.L. (1961) Boundary layer physics. (新編) 農業気象ハンドブック, 養賢堂書店, 253pp.
 31. Lettau H. (1969) Note on Aerodynamic Roughnessparameter Estimation on the Basis of Roughness element Description. J. Appl. Meteorol., 8, 28-32
 32. Maki T., Pan B. and Du M. (1994) Effects of Windbreaks on Climatic Elements in a Dry land, Proc. Japan-China Inter. Symp. on Study of Mechanism of Desertification, S.T.A., 315-322.
 33. 気象研究所 (1997) 気象観測用鉄塔観測資料, 6, 1-48.
 34. Minami K., A.Mosier and R.Sass (1997) CH₄ and N₂O. NIAES Series 2, Yokendo Publishers, Tokyo, 245pp.
 35. 仁科弘重 (1998) グリーンアメニティ (1). 農業及び園芸, 73, 1165-1172.
 36. Oke T.R. (1978) Boundary Layer Climates. Methuen & Co.Ltd, London, 372pp.
 37. Philip J.R. (1957) Evaporation, and Moisture and Heat Fields in the Soil J, Meteorol., 14, 354-366.
 38. Sellers P.L. and J.L. Dorman, (1986) Testing the Simple Biosphere Model (SiB) Using Point Micrometeorological and Biophysical Data. J.Climate and Appl. Meteorol., 26, 622-651.
 39. 佐々木信介・下蔵建治 (1970) やませ風時の気象的特質-特に日射量について-. 農業気象, 26, 143-146.
 40. 内嶋善兵衛 (1982) 農林・水産と気象, 朝倉書店, 207pp.
 41. Vughts H.F. and J.A. Businger (1977) Air Modification due to a Step Change in Surface Temperature. Boundary Layer Meteorol., 11, 295-305.
 42. Wood N. and P. Mason, (1991) The Influence of Static Stability on the Effective Roughness lengths for Momentum and Heat Transfer. Q.J.Meteorol.Soc., 117, 1025-1056.
 43. 山田宏之 (1996) 各種温熱環境指数を用いた夏季緑陰の温熱環境評価. ランドスケープ研究,

59, 65-68.

44. Yamada T. (1982) A Numerical Model Study of Turbulent Airflow in and above a Forest Canopy. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 60, 439-454.