地表—接地気層—大気系における物質と エネルギーの輸送に関する研究

(Ⅲ) 局地冷源による内部境界層の特徴

早川誠而・元田雄四郎・坂上 務

(九州大学農学部)

A Numerical Study of Mass and Energy Transfers of Surface,
Surface Boundary Layer and Planetary Boundary Layer.
(III) The Characteristics of Internal Boundary Layer
Due to the Localized Cool Source Effect

Seiji HAYAKAWA, Yushiro MOTODA and Tsutomu SAKANOE

(Laboratory of Agricultural Meteorology, Faculty of Agriculture,
Kyushu University, Fukuoka 812, Japan)

1. ま え が き

接地気層は作物生産に関連して最も身近な大気であり、人間の生活と深いかかわりをもつため、農業気象学の重要な研究分野の一つとなっている。このため、接地気層については理論あるいは応用面から多くの研究が行われ、それぞれの成果が得られているが、われわれが農業生産や生活の対象としている地表環境は非常に複雑で、その地域特有の特徴的な環境がকাশ出されているため、まだ十分解明されていない問題が多い。とくに、日本のように地形が複雑なところでは十分な広がりをもつような地域はまれで、通常は異なった地被地形状態にある。このような条件下では周囲からの影響が接地境界層の特徴を大きく左右する。

筆者らはこのような移流に伴う現象を理解するため、局地熱源の大きさが内部境界層の発達にどのような影響を及ぼすかを調べ、安定度の取扱いによって流れの場や温度場が大きく変化し、内部境界層の発達もそれにつれて異なった形態になることを数値計算から明らかにした。今回は同一地被状態の中に冷源が存在する場合をとりあげ、熱源が存在する場合とどのような違いを示すかについて調べるとともに、実測との比較およびそれにもとづく考察を行った。

2. 局地冷源が存在する場合の シミュレーション

2.1 計算方法

解析のために使用した計算式は海陸風循環などの支配方程式に使われるもので、 x 、 z 方向に変化する二次元定常場を考えた次の諸式を用いた。

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -(1/\rho) \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = -(1/\rho) \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -g/\theta \quad (5)$$

ただし、 $\pi = C_p (P/P_0)^{\kappa}$; $\kappa = R_c/C_p$ である。

ここで、 u 、 v 、 w : x 、 y 、 z 方向の風速、 C_p : 空気の定圧比熱、 R_c : 気体定数、 f : コリオリ係数、 θ : 温位、 P : 気圧、 P_0 : 地上気圧である。

数値計算はEstoque and Bhumralkar (1970)と同様に上式を差分に直し実行した。計算にあたっては各層の安定度をどう評価するのか、また拡散係数の大きさをどのように決定するのが大きな問題となる。今回の計算

でも熱源の場合(早川ら, 1981)と同様に, 0 mと100 m高度の風速と温位から求めたリチャードソン数(Ri_b 数)と各層の安定度を考慮に入れたグラディエントリチャードソン数(Ri_g 数)の2通りの安定度指数を用いて計算を行い, 安定度評価法の違いが拡散係数の鉛直分布にどのような違いをもたらし, 流れの場や温度場にどのような影響を及ぼすかを検討した。拡散係数の算定はEstoque and Bhumralkar (1970) とほぼ同じ次式による。

$$K(z) = \begin{cases} l^2 |\partial U / \partial z| (1 + \alpha Ri(z)) & Ri(z) \geq 0 \\ l^2 |\partial U / \partial z| (1 - \alpha Ri(z))^{-1} & Ri(z) < 0 \end{cases} \quad (6)$$

ここで, $l = \{k_0(z+z_0)\} / \{1 + k_0(z+z_0)/\lambda\}$, $\lambda = 0.00027 U_g f^{-1}$, $U = (u^2 + v^2)^{1/2}$, $\alpha = -3.0$ であり, k_0 はカルマン常数($=0.4$), 添字 g は地衡風を意味する。ただし, 上式を用いる場合に安定時における取り扱いをどうするのが問題になる。今回は $Ri > 0.3$ のときある高度の拡散係数の値が $K_{\min}$ であるという条件を与え, 拡散係数の鉛直分布は前報(早川ら, 1981)と同じ式を用いた。

計算を実行する際の境界条件は局地冷源域を除いて熱源の場合(早川, 1978)と全く同様に与えた。即ち水平方向(x)に19の格子点を取り, 冷源域($6 \leq I \leq 10$)は周辺より10℃低い293°Kとした。冷源のスケールは多くの例について計算を行ったが, 今回の報告で述べる結果は局地冷源の大きさが1 kmの場合についてである。

2.2 計算結果および考察

(1) 各層の安定度の鉛直分布の特徴

Fig. 1は定常に達した時の各層の Ri_g 数の高度分布である。熱源の存在する場合(早川ら, 1981)と異なり,

Fig. 1. Spatial distribution of gradient Richardson number (Ri_g) for $L=1$ km. L is the scale of a localized cool source (LCS).

冷源域の上の層は安定となり, 高度0.5~2 mの安定度は水平方向に均質な場($I=1$ の地点)における高度30~100 mの安定度と対応している。また, 最も安定な層は高度16~60 m付近に形成されているが, この最も安定な層の生成高度は冷源のスケールによって異なる。一方, 不安定成層は局地冷源の風下側にみられ下層から形成された不安定成層が高度10 m付近まで達している。とくに不安定な層は局地冷源のすぐ風下(250~500 m風下)の高度1~6 m付近にみられる。この風下に形成される境界層の発達には局地熱源の場合(早川ら, 1981)にくらべかなりおさえられていることがわかる。

(2) 安定度の評価の違いが拡散係数の鉛直プロファイルに与える影響

Fig. 2は Ri_b 数および Ri_g 数を用いた時の各風下地点における拡散係数の鉛直プロファイルである。 Ri_b 数を用いた場合は, 冷源域($P=7\sim 10$)は常に下層が冷たく上層が暖かい温度となるため非常に安定と評価される。このため, 拡散係数の値は水平方向に均質な場($P=1$)の1/10以下の小さな値となっている。また, 冷源域以外の地域では水平方向に均質な場とほぼ同じ値となっている。これはFig. 1からもわかるように冷源域の大きさ

Fig. 2. Vertical profiles of the diffusion coefficient over the several grid points along X axis with $L=1$ km. Upper is based on Ri_b and lower on Ri_g . Ri_b is the Richardson number assumed to be constant with height and is equal to the average value between the surface and 100 m. Ri_g is the Richardson number assumed to vary with height. P is the horizontal grid point along X axis.

が小さいために冷源域の冷たい空気が冷源域を通過しても100 mの層まで達することが出来ず、 Ri_b 数を用いた場合と同じ安定度と評価され拡散係数の値もほぼ同じ値を示すためである。

一方、 Ri_g 数を用いた場合は、拡散係数の鉛直分布は各風下距離によって異なった分布を呈し、Fig. 1の Ri 数の分布と比較して分るように各層の安定度がうまく表現されている。すなわち、局地冷源の中央地点(P-8)の下層の拡散係数は他の地点にくらべ最も小さく、ついで冷源のすぐ風下の地点(P-11)、P-19の地点へと推移し、冷源の影響による安定成層が次第に風下上空へと発達していく過程がうかがえる。とくに冷源のすぐ風下の地点では高度6 m付近に一つの極大が現われ、20 m付近では極小値が現われるがFig. 1の Ri 数の分布に見られる高度6 m付近の不安定成層とその上の安定成層の分布とよく対応した分布を示していることがわかる。

(3) 流れの場の特徴

Fig. 3は Ri_b 数あるいは Ri_g 数を用いて計算を行い、定常に達した時の上昇場の様子を示す。 Ri 数の取り方の違いによって上昇場は逆の結果となっている。すなわち、 Ri_b 数を用いた場合は水平風速が冷源に達すると加

速され局地冷源の上空は下降流となるが、 Ri_g 数を用いた場合は水平風速が冷源域で減速し上昇流となる。しかも Ri_g 数を用いた場合は上昇流あるいは下降流の強い部分が Ri_b 数を用いた場合にくらべ局所的に存在し、複雑になっている。流れの場を規定するものとして安定度の評価の仕方の違い以外に粗度長、熱冷源の大きさ、熱冷源の強さ、拡散係数さらには上空の風の強さ等の違いが考えられる。今回は拡散係数の評価の仕方の違いの影響を見る事に主眼を置いたため、冷源域を除いてEstoque and Bhumralkar (1970)と同一の境界条件を用い、上空の風は10 m/s、粗度長は各格子点とも0.1 cmとした時の結果であるため実際の現象と比較するにはさらに検討の余地があるところである。

(4) 温度場の特徴

Fig. 4には Ri_b 数あるいは Ri_g 数を用い、収束判定条件を満足した時の均質な場からの温位の偏差を示す。

図を見てまず考えられる事は、 Ri_b 数を用いた場合は、 Ri_g 数を用いた場合にくらべ下層の冷源の影響が周辺に伝達されるのが著しくおさえられている。この原因は拡散係数の分布(Fig. 2)が Ri_b 数を用いた場合、冷源域上では下層の温度が低いいため非常に安定となり、拡散係数が小さくなり、周辺への影響が極力おさえられたためであろう。

一方、 Ri_g 数を用いた場合は、各層の安定度に対応した拡散係数の分布(Fig. 2)を示し、これが温位の分布にも影響を及ぼしたのであろう。ただし、今回の局地冷源の結果は、局地熱源の場合(早川ら, 1981)にくらべ水平および鉛直方向への影響度合は小さくなっている。

Fig. 3. Distributions of vertical velocity (cm/sec). Upper is based on Ri_b and lower on Ri_g .

Fig. 4. Distribution of perturbation in potential temperature θ' (°C). Solid lines show used for Ri_g number and dashed lines for Ri_b number.

3. 実測とシミュレーション結果との比較

局地冷源が存在する場合、局地熱源の場合と同様に安定度の評価の仕方によって接地境界層における流れの場が著しく変わり、結果的に温度分布にも大きい相違をもたらすことがわかった。このシミュレーションで得られた特徴が、実際の気象現象とどのように結びつくのか、あるいはどの程度現象を再現し得るものであるかを知るため野外における観測を行った。

観測を行うに当たってはつぎの条件を考慮した。

1) 大きい温度差をもつ境界面を含み、しかも境界層の発達を観測によって得られるような十分なフェッチを有する平坦地。

2) シミュレーションで得られた結果と対応できるような温度の鉛直プロファイルが得られる観測方法。

3) シミュレーションを行う際の境界条件、初期条件が設定出来るデータの取得を行った。

シミュレーションには二次元定常場を考えているので、観測に当っては計算を行う際の条件が十分満されるような注意を払った。すなわち、晴天日で風向、風速の変化があまりないような時刻を選びデータを得ようとした。

3.1 観測場所と方法

観測は福岡市郊外の水田跡地で行った。観測の対象とした地域はFig. 5に見られるように、耕地の中に縦約70 m、横約30 m のため池があり、周辺は稲を刈り取った後ではほぼ均一な粗度状態であった。

温度の測定には熱電対を用い、測定地点はFig. 5に見られるように風上側2地点、風下側2地点とし、測定高度は地表面、10, 25, 50, 100, 200 cmであった。10 ~ 200 cmまでの高度については放射覆いを取りつけ、温度センサ部は通風式とし、クリーンを通して吸引する方

Fig. 5. Fukuoka area (a) and location of the observation area (b), and the observation points of temperature and wind.

法をとった。また、地表面の温度は熱電対の感部がほんの少し土がかかる程度とした。気温の測定と同時に水深約3 cmの水温のデータも併せて連続観測した。

風向、風速の測定は、三杯光電式微風向風速計を用い、50, 100, 190, 300, 550 cmの各高度で連続観測した。

3.2 設定モデル

実測の結果と対照するためのシミュレーションに設定したモデルはFig. 6に示すとおりで、高さ方向には八つの格子点(J)を、水平方向には20の格子点(I)をとり、 $7 \leq I \leq 12$ の範囲を池の領域と考え、ここに各測定時刻の池の水温を与えた。高さ方向の格子点は0, 10, 25, 50, 100, 200, 400, 1000 cmとした。

Fig. 6. Computational region and given boundary conditions (T_a , T_b , T_p and $U(z)$). The configurations of T and K on the grid are shown in the upper right part.

Fig. 5 からわかるように風向により池のフェッチは異なり、格子間距離(Δx)もその都度変化する。このため、各測定ごとに Δx の値を変えて計算を実行した。

3.3 計算方法

解析を簡単にするためと、今回の実験場所に使用した池の大きさでは周辺から吹いてきた風は平均的にはほとんど影響されない(早川ら, 1981)と考えられることから、一様な風の吹いている場として取り扱った。そこで二次元定常場で x 方向について風が変化しないと考える(3)式の支配方程式は次のようになる。

$$u \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (7)$$

上式を差分に直すと次式が得られる。

$$\frac{u(I, J) \{ \theta(I, J) - \theta(I-1, J) \}}{x(I) - x(I-1)} = \frac{2}{z(J+1) - z(J-1)} \times \left\{ K(I, J) \frac{\theta(I, J+1) - \theta(I, J)}{z(J+1) - z(J)} - K(I, J-1) \frac{\theta(I, J) - \theta(I, J-1)}{z(J) - z(J-1)} \right\} \quad (8)$$

ここで、 $I, J: x, z$ 方向の格子点、 θ : 温位、 K : 拡散係数である。

この式に適当な境界条件を与えてやると、二次元定常場の移流を考えた時の各格子点の温度が得られる。境界条件としては上限と下限の温度と風速の鉛直プロファイルを与えてやれば良い。風速のプロファイルは5点の実測値を片対数方眼紙にプロットし、シミュレーションのために設定した各高度の風速を読みとった。一方、気温については最下点(地表面)の温度は実測値を用い、上限の10mの温度は、風速と同様に実測の温度を片対数方眼紙にプロットし10mの気温を推定し上限温度の境界条件として与えた。

また、対象とする現象をよりよく表現するためには、拡散係数の型を決めてやる必要がある。このため、いろいろな安定度に対する各フラックスを求める普遍的なパラメータも求められている(Yaglom, 1977; 竹内, 近藤, 1981)が今回の計算に用いた拡散係数の求め方は次式に示す2通りの方法による。

i) 風の鉛直プロファイルが対数分布であると仮定した時(ケース1)

$$K(z) = k^2 (u_2 - u_1) z / \ln(z_2/z_1) \quad (9)$$

ii) 各層の安定度を考慮した時(ケース2)

$$\begin{cases} K(z) = [k(z+z_0)(1+\alpha Ri(z))]^2 \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \\ |1/\alpha| \geq Ri(z) \geq (Ri)_c \quad (10) \\ K(z) = \lambda z^2 \left(\frac{g}{\theta} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| \right)^{1/2} \quad Ri(z) < (Ri)_c \end{cases}$$

ここで、 $Ri(z)$: 高度 z でのリチャードソン数、 $\lambda = 0.9$ 、 z_0 : 粗度長、 $(Ri)_c = -0.03$ である。 $(Ri)_c$ はリチャードソン数の臨界値でリチャードソン数がこの値より小さくなると不安定な温度成層による乱れ(自由対流)が卓越する。

(9)、(10)式を用いて各格子点間の拡散係数を計算し、温度の鉛直プロファイルを求めた。まず、風の対数プロファイルを仮定すると(9)式から拡散係数の値が定まり、移流を考えた(8)式にこの拡散係数を代入する事によって各格子点の温度が計算できる。つぎに各層の安定度を考慮した場合は、まず対数プロファイルと仮定して求めた各格子点の温度から(10)式を用いて次のステップの各層の新しい安定度に対する拡散係数を計算し、この時の安定度に対する温度を求めた。この計算手順を収束条件を満たすまでくり返し行った。

(10)式は接地気層内で成り立つように定式化された式である(Estoque, 1961)。この式が接地気層内の特性を表現するのに十分とは厳密には言えないが、よく利用される風速の対数分布から求めた拡散係数を用いた場

合とどのような違いを呈するのか、あるいは実測のプロファイルに対し両者がどのような特性を示すのかを主なる解析の対象とした。

3.4 実測と計算結果との比較

Fig. 7は12時における拡散係数の鉛直プロファイルを示す。風の対数プロファイルを仮定して求めた拡散係数を用いた場合(ケース1, (9)式)と各層の安定度を考慮した時(ケース2, (10)式)の比較である。この他に10時30分、11時、15時についても比較したが(図は省略)全ての時刻に共通して次のような特徴が見られた。

一つは、ケース2の場合、冷源の風上側の全ての範囲と風下側の遠く離れたところではケース1にくらべ各高度の拡散係数の値が5~8倍位大きくなる。この原因は、観測が日中に得られた結果であるため、日射により地表が暖められ成層が不安定となったためであり、各層の不安定度が考慮された影響が現われている。

もう一つの特徴は、ケース2の場合、冷源域の中央の地点(P_2)では高度約50cm付近までは P_1 、 P_3 地点にくらべ著しく小さな値となり、しかもケース1の場合よりも小さくなって下層の冷源の影響による安定な状態がうまく評価されており、この違いが温度の分布にも影響を及ぼしている。

Fig. 7. Comparison of the vertical profiles of the diffusion coefficient calculated by equation (9) (Case 1) with those by equation (10) (Case 2).

Fig. 8は11時と12時における実測の風と温度を境界条件として与えた時の計算で得られた各格子点の温度をもとに分布図を描いたものである。同一高度での温度を比較すると、池の風上、風下の耕地上ではケース2の方がケース1より温度が高くなっている。すなわち、日中の測定であるため、安定度を考慮に入れた方が下層の熱が上層に良く伝播している。これはFig. 7に示した拡散係数の分布からわかるように、安定度を考慮に入れた事

Fig. 8. Distribution of vertical temperature field obtained from simulation. Solid lines are obtained with Ri_g in consideration of the stability of each layer (Case 2) and dashed lines are logarithmic profile model (Case 1). Upper is at 11:00 and lower at 12:00.

による拡散係数の増大が下層の熱を上層へ伝える作用をしたものと思われる。

一方、冷源上における同一高度での比較を行うと、ケース2の方が低い値となっている。すなわち、ケース2の場合は周辺の温度の高い耕地からの移流の影響は小さく、ケース1の方が周辺からの移流の影響を強く受けて温度は高くなっている。これは安定度を考慮した事による池の上の気層における拡散係数の減少 (Fig. 7) から説明がつく。

つぎに、温度の鉛直プロファイルの実測値と計算値の比較を行ったのが Fig. 9 である。この図は実測値 (●) と各層の安定度を考慮に入れた計算値 (○) および風の対数分布から拡散係数を定めた計算値 (×) の比較である。

1) 不安定場の気層の変質

池 (局地冷源) のすぐ風上側の地点を見ると、両時刻ともケース2の方が実測に近い分布となることがわかる。とくに、11時の結果を見ると最下層10 cmの温度実測値が15.2°Cに対し、ケース2の場合は14.9°Cと近い値であ

Fig. 9. The vertical profiles of temperature at the windward edge and at the leeward edge of localized cool source (pond). Points are obtained from observation, circles from simulation in consideration of each layer stability (Case 2) and crosses from simulation in logarithmic profiles (Case 1). Upper is at 11:00 and lower at 12:00.

るがケース1の場合は14.3°Cとなって0.9°Cの違いとなっている。12時に地表面温度が21.8°Cとなったとき、高さ25 cmでは16.8°Cとなって地表面付近の気温の減率は著しいが、更に大きい気温の減少を示した解析例 (Yamada, 1979) もある。

もう一つの特徴的なことは、高度25~50 cm付近までは実測あるいはケース2の方がケース1にくらべ気温が高く、それ以上の高度になると逆にケース1の方が温度が高くなっている。すなわち、実測では高度25 cm付近までは地表面の温度に強く影響されるが、ケース1の場合はこの状態をうまく表現出来ず、各層の安定度を考慮に入れたケース2の場合は現実をかなり忠実に再現し得ることになる。

2) 冷源域を通過した気層の変質

池 (局地冷源) を通過した気層がどのように変質するかを明らかにするため、池のすぐ風下地点における温度のプロファイルの比較を行ったのが Fig. 9 の点線である。11時の結果について見ると、実測の結果はケース1とケース2の間に位置し、ケース1は実測にくらべ高い値を示し、ケース2は逆に低い値となっている。つぎに12時の結果を見ると、最下層を除いて、高度50~200 cm

付近まではケース2の場合は実測との差は0.1～0.2℃であるが、ケース1の場合は0.6～0.8℃の大きな差となっている。すなわち、各層の安定度を考慮したケース2は冷源の影響がかなり上の層まで伝わるが、風速の対数分布から拡散係数を定めたケース1の場合は冷源の影響があまり伝わらない。また、12時の結果について実測とケース2の場合を比較すると、約25 cm付近までは実測値の方が温度が高く、それより上の層では計算結果の方が温度が高くなっている。これはFig.7の拡散係数の分布に見られるように計算では冷源のため下層が安定と評価され、このため高度約50 cmまでは小さな拡散係数となり上からの熱輸送(冷源上では上の方が温度が高くなるため)が小さくなり下層は冷源の影響をより強く受けるのに対し、実際の池の上の気層は乱流状態のため拡散が大きくなり上からの暖かい温度を下層に運んだ事によって高温になった事が考えられる。一方、より上の層になるとFig.7に見られるように周囲の高温域の畑地からの温度移流のため計算結果では大きな拡散係数となって熱輸送を盛んにし実測に近づいた事が考えられるが、これらの原因については今後更に詳しい観測ならびに解析によって確かめる必要がある。

4. ま と め

境界層内に局地冷源域が存在する場合、層内の流れや温度場へ与える影響についてシミュレーションを行うとともに、耕地の中のため池を局地冷源となぞらえて観測を行い、計算および実測結果との比較から次のような特徴を要約することができた。

1) 各層の安定度を考慮に入れるか否かは拡散係数の鉛直分布を決定する上で大きな影響を与え、ひいては流れの場や温度場に大きな影響を与える。

2) 局地冷源域が存在する場合の流れの場の特徴を見ると、局地熱源域が存在する場合と全く逆になる。すなわち、 Ri_b 数(0 mと100 mの高度の風速と温位を用いたリチャードソン数)を用いた場合は冷源域上で風速が速くなり、このため下降流となるが、 Ri_g 数(各層の安定度を考慮に入れたグラディエントリチャードソン数)を用いた場合は、冷源上で風速が遅くなり上昇流の場となる。

3) 温度場の特徴を見ると、 Ri_g 数を用いた場合の方が下層の冷源が周辺におよぼす影響が強い。すなわち、 Ri_b 数を用いた場合は、冷源の影響が遠くへおよぼす、移流による周辺からの影響が強く現われる。

4) 日中、地表面が加熱された不安定成層における高

さ10 cmの実測の温度分布は地表面の影響を受けかなり高温となる。この時のシミュレーションの結果によれば、各層の安定度を考慮に入れた方が風速の対数分布から拡散係数を定めた場合より地面付近の高温の状態をよく表現することが出来た。

5) 冷源域を通過した気層の変質を見るため冷源域のすぐ風下点における実測の気温との比較を行うと、計算値は風速の対数分布による拡散係数を用いた場合は実測の温度プロファイルより高くなり冷源の影響をうまく表現し得ない。一方、各層の安定度を考慮に入れた場合は下層付近を除いて0.1～0.2℃の差でかなり実際の現象を表現できることがわかった。

以上の結果から、各層の安定度を考慮に入れた方が実測に近い温度の分布を表現し得ることがわかった。ただし、今回のシミュレーションの結果は2次元定常場の結果であり、局地冷源は小さいため風の場合は変化しないと仮定したもので必ずしも十分な条件近似とは言えない。また、拡散係数の評価に用いたりチャードソン数は普遍的なパラメータとは言えず、得られたものは特徴的な表現にすぎないかも知れない。今後は拡散パラメータについて本質的な研究を指向する予定である。

引用文献

- 1) Estoque, M. A., 1961: A theoretical study of the sea breeze. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **87**, 136–146.
- 2) Estoque, M. A. and Bhumralkar, C. M., 1970: A method for solving the planetary boundary-layer equations. *Boundary-Layer Meteorol.*, **1**, 169–196.
- 3) 早川誠而, 1978: 地表－接地気層－大気系における物質とエネルギー輸送に関する研究(Ⅰ)－熱源のスケールが流れおよび温度環境におよぼす影響, *農業気象*, **34**, 109–118.
- 4) 早川誠而・坂上 務・元田雄四郎: 地表－接地気層－大気系における物質とエネルギー輸送に関する研究(Ⅱ)－移流とその影響による内部境界層の特徴, *農業気象*, **36**, 237–249.
- 5) 竹内清秀・近藤純正, 1981: 地表に近い大気, *大気科学講座(1)*, 東京大学出版会, p. 226.
- 6) Yaglom, A. M., 1977: Comments on wind and temperature flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorol.*, **11**, 89–102.
- 7) Yamada, T., 1979: An application of three-dimensional, simplified second-moment closure numerical model to study atmospheric effects of a large cooling-pond. *Atmospheric Environment*, **13**, 693–704.

Summary

In this paper are presented the results of numerical and observational studies of air temperature change as moves over a localized cool source (*LCS*). Observations of air temperatures influenced by localized cool source were carried out at a paddy field with a small irrigation pond. The results are summarized as follows:

1) The flow pattern with the Ri_b shows that the prevailing flow accelerates on encountering the windward edge of the *LCS* and decelerates on leaving the leeward edge; as a consequence of the horizontal variation there is a downwind above the *LCS* and a upwind in most parts of the leeward area. On the other hand the flow pattern with the Ri_g is contrary to the flow pattern with the Ri_b , i.e., there is a upwind over the *LCS* and a downwind in the leeward area. The characteristics of the flow pattern of the localized cool source are completely contrary to the flow pattern of the localized heat source (*LHS*).

2) The perturbation of potential temperature caused by Ri_g develops in the vertical and horizontal directions compared with the result using Ri_b . The characteristics of this temperature field of the *LCS* are also contrary to that of the *LHS*. The reasons for these significant differences are due to the different diffusion coefficient caused by a different definition of the Richardson number.

3) It has been found from the vertical temperature profiles obtained during daytime observation that the surface temperature strongly affects the air temperature near the ground. The observed vertical temperature is very much like the theoretical profiles obtained from the evaluation using Ri_g in consideration of the stability of each layer and the evaluation using a logarithmic profile does not provide a very good fit. These large differences are probably caused by different ways of determining the diffusion coefficient.