

冷海風の陸上移流に伴う昇温過程の数値実験

誌名	農業氣象
ISSN	00218588
巻/号	271
掲載ページ	p. 1-10
発行年月	1971年7月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波事務所
Tsukuba Office, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council Secretariat



冷海風の陸上移流に伴う昇温過程の数値実験*

井 上 君 夫
(国立防災科学技術センター)Numerical Experiments on the Temperature Rising Processes of
Cooler Air Mass over the Land

Kimio INOUE

(Natl. Research Center for Disaster Prevention, Ginza 6-15-1, Chuo-Ku, Tokyo)

1. はしがき

北日本の沿岸地帯では周辺の海水温が概して低いため海上を吹送する過程で冷された海風が内陸部に侵入し、農作物に被害を与えることが多い(小沢1966)。一般的にいえば、海浜に到達した海風気塊は内陸部に侵入するにつれ地表とのエネルギー交換でしだいに変質を受ける(井沢1952, Берлянд1956)。これらの変質過程とくに温度の上昇過程については沿岸および内陸部で実施された地上気象、ならびに低層気象の同時観測によって明らかにされている(小沢他1970)が、限られた期間内での観測であるため、昇温過程におよぼす関係諸要因の役割の定量的な評価はまだ十分でない。

一方、このような現地観測とは別に、海風や海陸風を対象とした数値モデルによる数値実験の報告はいくつかみられるが(ESTOQUE 1963, MAGATA 1965)、海風の内陸部における温度変化に注目した比較的小さなスケールでの数値実験はみあたらないようである。現地観測の結果によれば海風気塊の温度変化は内陸部数 km においてとくに顕著であるが、このような比較的小さい吹送距離間における昇温過程に関与している諸要因の役割の定量的な評価をおこなうために、6種のモデルによる数値実験をおこない一応の成果を得たのでその概要を報告する。この数値モデルの設定にあたっては観測資料が活用された。

なお、この研究をおこなうにあたって第1研究部異常気候防災研究室長小沢行雄博士、農業技術研究所物理第1研究室長内嶋善兵衛博士、異常気候防災研究室岩切敏

技官に終始御指導をいただき、さらに電子計算機の使用に際しては第3研究部長菅原正巳博士をはじめ、第3研究部幾志新吉、大村一夫両技官から多大の便宜を与えていただいた、ここに記して深甚なる謝意を表します。

2. 基本方程式と境界条件

海風が陸地を吹送する過程で陸地表面との熱交換によつて受ける温度変化は移流項を含む非定常拡散方程式で表わすことができる。いま半無限の沿岸汀線を考え気塊の進行方向を x 、鉛直方向を z とし、地表面の均一加熱を仮定すると横方向の熱交換は無視でき、内陸部任意地点の気温ならびに地温の変化は次式で表わされる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad z > 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = K_g \frac{\partial^2 T_g}{\partial z^2}, \quad z < 0 \quad (2)$$

ここで T , T_g , 気温, 地温 ($^{\circ}\text{C}$); U , 風速 (cm/sec); K , K_g , 大気中および地中の熱拡散係数 (cm^2/sec)。 (1) および (2) 式を解く場合の境界条件はつぎのようにあらわすことができる。

$$T = T(t, z)_{z=0}, \quad (3)$$

$$T_g = T_g(t, x)_{z=-h}, \quad (4)$$

$$\left(R_s(1-a) - R_e + C_g \rho_g K_g \frac{\partial T_g}{\partial z} + C_p \rho K \frac{\partial T}{\partial z} + lE \right)_{z=0} = 0, \quad (5)$$

$$(T)_{z=0} = (T_g)_{z=0}, \quad (6)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=H} = 0, \quad (7)$$

ここで R_s , 全短波放射量 (ly/sec); R_e , 長波有効放射量 (ly/sec); lE , 潜熱交換量 (ly/sec); a , 地表面の

* 昭和45年4月2日 全国大会にて発表

アルベド (0~1.0); C_g, ρ_g , 土壌の比熱 (cal/gr °C) と密度 (gr/cm³); C_p, ρ , 空気の定圧比熱 (cal/gr °C) と密度 (gr/cm³).

(3) 式は海風気塊が海浜に到達したときの気温分布, (4) 式は地温が日変化しない深さにおける x 方向の分布を示しており, (5) 式は地表面における熱収支条件を示し, (6) 式は地表面での温度連続の条件, (7) 式は $z=H$ の高さで鉛直方向の温度傾度が消失する, つまり等温となる条件を示している。このような境界条件のもとで連立方程式 (1), (2) 式を解けば内陸部の気温ならびに地温分布が得られるわけであるが, これの解析解を求めることは非常に困難である。そこで (1), (2) 式を上述の境界条件ならびに初期条件をもちいて数値的に解くことを試みた。その方法の概要を次節で説明する。

3. 数値解法

まず最初に基本方程式, 境界条件を微差方程式に書きかえ, これによる近似計算をおこなう。実際に計算を進めるに当っては海岸汀線上の1地点に原点をおく直角座標系を設け, 前述のように鉛直方向を z 軸, 気塊の進行方向を x 軸にとり, $x-z$ 平面を第1図のように格子分割する。

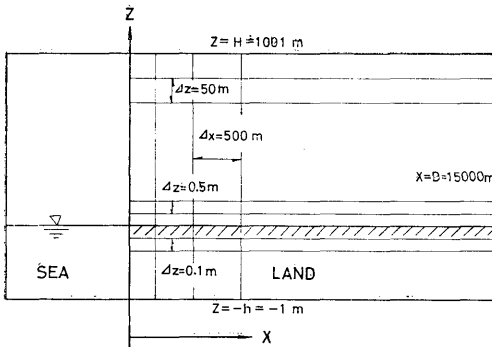


Fig. 1. The system of coordinates and the geometry of the model used for numerical experiments.

とりうる距離格子間隔 $\Delta x, \Delta z$, ならびに時間格子間隔 Δt の値は相互に関係しており, 最も適したそれらの値は計算の安定性で規定される。その目安となるのはつぎの不等式である (RICHTMYER・MORTON 1976)。

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{U}, \quad \Delta t < \frac{(\Delta z)^2}{2K}$$

この不等式が十分満される範囲内で, 出来るだけ演算時間が短かくしかも精度の高い値を得ることが望ましい。われわれの場合, つぎのような格子間隔をとればよ

い近似解が得られることが試行錯誤的に明らかにされた。すなわち $\Delta x=500$ m, Δz については負の方向 (地中) に $\Delta z=10$ cm, 地表から高さ 1 m までは $\Delta z=50$ cm とし, それ以上は $\Delta z=50$ m とした。また Δt は地中から 1 m 高さまでの計算にあつては $\Delta t=1$ sec, それ以上の高さについては $\Delta t=15$ sec とした。なお計算の範囲として, 鉛直方向の上限境界は $z=H=1001$ m, 下限境界は $z=-h=-1.0$ m とし, 水平方向は $x=D=15$ km とした。

4. 地表付近の熱拡散係数

非定常拡散方程式を解く場合には, それに含まれている拡散係数の絶対値および垂直分布形の決定が最も重要になってくる。この場合, 大気下層での気塊の温度変化をとくに問題にしているの地表付近の拡散係数の決定が重要になってくる。

ところで, 接地境界層内での拡散係数は大気の安定度を考慮した無次元の風のシアの関数として表わされる (YAMAMOTO・SHIMANUKI 1966)。拡散係数の決定にあつてはつぎに示すような4つの関係式をもちいた。

$$\partial\theta/\partial z = \theta_*\varphi/\kappa z, \quad (8)$$

$$\eta = -\sigma\kappa g\theta_*z/U_*^2\theta, \quad (9)$$

$$\left. \begin{aligned} \varphi^4 - |\eta|\varphi^3 - 2\varphi^2 + 1 &= 0, \\ (\text{安定気層条件下}) \end{aligned} \right\} (10)$$

$$\left. \begin{aligned} \varphi^4 - |\eta|^{2/3}\varphi^3 - 2\varphi^2 + 1 &= 0, \\ (\text{不安定気層条件下}) \end{aligned} \right\} (10)$$

$$K = \kappa z U_* / \varphi, \quad (11)$$

ここで θ , 温位 (°K); θ_* , 摩擦温度 (°K); κ , カルマン常数 (=0.41); η , 無次元パラメータ ($= -\frac{\sigma z}{L}$); σ , 経験常数 (≈ 15); g , 重力の加速度 (cm/sec²); U_* , 摩擦速度 (cm/sec); φ , 無次元の風のシア; K , 熱拡散係数 (cm²/sec)。

K を決定する場合, まず U_* , 地表と接地境界層の高さ z_h までの間の温位差 $[\theta]_{z=0}^{z=z_h}$, ならびに θ_* がある値 $\theta_* = \theta_*^{(1)}$ を与え, η を決定し (10) から φ を求め, (8) 式を積分して $\theta_*^{(2)}$ を決定する,

$$\theta_*^{(2)} = \kappa [\theta]_{z=0}^{z=z_h} / \int_0^{z_h} \varphi/z \cdot dz.$$

つぎに $\theta_*^{(1)}$ を逐次変えていつて $\theta_*^{(2)}$ と等しくなったときの $\theta_*^{(1)}$ を $\theta_*^{(1)} = \theta_*$ として φ を決定する。そして (11) 式から拡散係数 K を求める。なお地表付近においては $(\partial T/\partial z) \approx (\partial\theta/\partial z)$ と仮定した。接地境界層の高さ z_h は普通日変化するが, ここでは $z_h=50$ m と仮定した。

また接地気層より上方における拡散係数の決定方法については, KEYPS の式を全境界層に拡張して安定度の

影響を明らかにした YAMAMOTO, et al (1968) や、次元的な考察に基づいた GILL (1968) の研究等がある。しかし接地気層より上方における拡散係数が多少変化しても、ここで問題にしている接地気層での気温分布には本質的な差異をもたらさないことが事前の計算でわかつたので z_h 以上の高さでの拡散係数の大きさは接地境界層の上限の値に等しいと仮定した。

5. モデルとその構成要因

大気下層の気温分布に影響をおよぼす気象要素は日射強度、風速分布、湿度分布、地中熱伝導係数等非常に多く、また相互に複雑に関連している。これら多くの要素すべての組合せについて数値計算をおこない、その効果を調べることは電子計算機の制約から実際上困難である。そこで最も基本的な要因と考えられる日射強度、地表面の湿潤状態ならびに風速分布に重点をおきモデルを設定した。

日射条件

日射量についてはつぎのような根拠のもとに段階を設けた。北日本における豊作年と凶作年では日射量に著しい違いがあるのが特徴的であり、たとえば帯広における昭和29年(凶作年)と30年(豊作年)の7、8月平均日射量をみると前者は 362, 266 ly であるのに対し、後者は 506, 399 ly と約 140 ly/day の差がある。そこで日射量 540 ly/day, 290 ly/day の2つの場合を考えることにした。他の要素を主眼においたモデルでは日射量 540 ly/day をもちいた。これは出来るだけ内陸部温度変化を明瞭にするためである。日射量の時間変化はそれぞれつぎのように与え、同時に第2図に示されている。

$$R_s = 0.01247 - 0.0125 \cdot \cos(\pi/360 \cdot t) + 0.00003 \cdot \cos^2(\pi/360 \cdot t), \quad (6 \text{ 時} \sim 18 \text{ 時})$$

(多照条件下)

$$R_s = 0.00667 - 0.00822 \cdot \cos(\pi/360 \cdot t) + 0.00167 \cdot \cos^2(\pi/360 \cdot t), \quad (6 \text{ 時} \sim 18 \text{ 時})$$

(少照条件下)

ここで t , 時間 (min)。

地表面の湿潤度

つぎに地表面の湿潤状態をボーエン比で示すと、一般に $R=0.4$ (湿つた土壌), $R=1.68$ (やや乾燥した土壌) となるといわれている (農業気象ハンドブック 1961)。ここでは潜熱交換量を純放射量に対する割合であらかじめ規定しておき、熱収支の結果から R を算出した。それには

$$L = \frac{-(S+B)}{1+(1/R)}, \quad IE = \frac{-(S+B)}{1+R}$$

の2式から $(S+B)$ を消去して

$$L(1+1/R) = IE(1+R)$$

を得る。ここで L, IE に数値を代入してやると平均的な R が求められる。モデルに包含しているボーエン比は

$$R=0.33, \quad R=0.55, \quad R=3.3$$

の3段階である。

風速条件

風速分布の差異はフラックスの輸送速度に影響を与え、その結果内陸部の気温分布に変化が生ずる。そこで風速分布をつぎのように決定した。内陸部での風速は海風に支配されると仮定し、高さについてだけ変化させ吹送距離にともなう変化はないとした。この条件は海風吹送時の風速の日変化が比較的少なく、また風速の内陸部における変化も明らかでないという観測結果 (小沢他 1970) にもとづいている。風速分布は第3図に示されている。

以上述べてきた気象要素を組合せてモデル1~6を設定した(第1表)。

Table 1. Classification of models

	Solar radiation R_s , (ly·day ⁻¹)	Bowen ratio R	Wind Profile	Roughness length z_0 , (cm)	Albedo a	Thermal Conductivity λ , (cal·cm ⁻¹ ·sec ⁻¹ ·°C ⁻¹)
model- 1	540	0.55	(b)*	5	0.15	0.002
2	290	0.57	(b)	5	0.15	0.002
3	540	3.30	(b)	5	0.15	0.002
4	540	0.33	(b)	5	0.15	0.002
5	540	0.55	(c)	5	0.15	0.002
6	540	0.55	(a)	5	0.15	0.002

* (a), (b), (c) Correspond to the symbol in fig. 3.

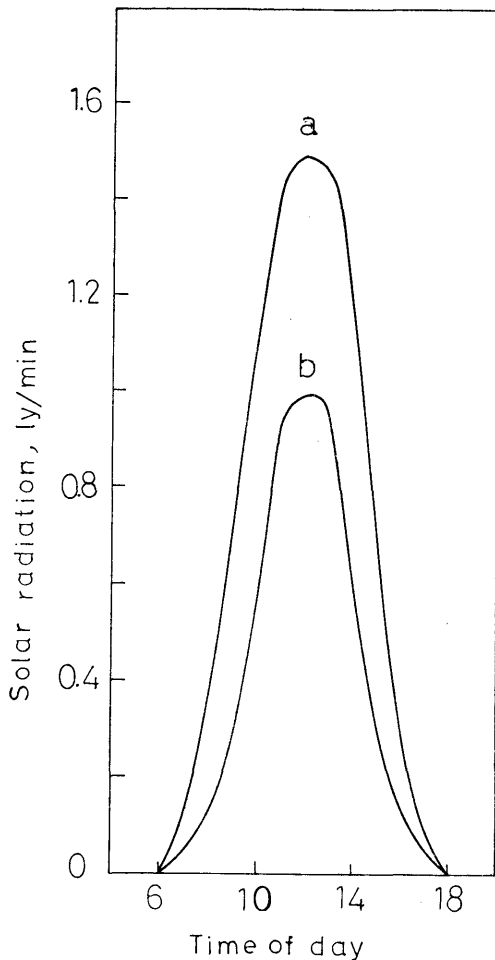


Fig. 2. Hourly changes of solar radiation (R_s) used for numerical model.

- a : $R_s = 540 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day}$,
 b : $R_s = 290 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{day}$.

6. 数値実験の結果と考察

種々の気象要素の組合せによつて設定されたモデルによる数値計算の結果を気温日変化、あるいは吹送距離にともなう温度変化に重点をおいて検討した。

(1) 気温上昇におよぼす日射量、ボーエン比の影響 温度差の二次元分布

これはモデル1～4を用いて比較される。第4図には各々のモデルによる内陸部任意地点の高さ50mの気温と海岸地点における同一高度での気温との差 $\Delta T = T(x, z) - T(0, z)$ と吹送距離 x の関係が時刻別に表わされている。ここで日射量の異なるモデル1とモデル2を比較してみる。多照条件を示すモデル1では9時における

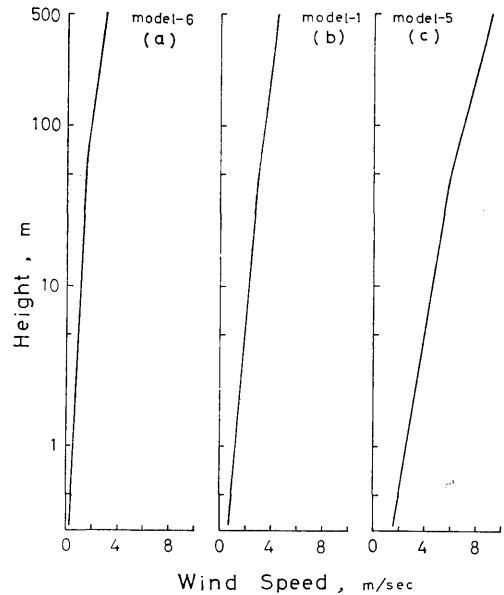


Fig. 3. Wind profiles used for experiments.

内陸部5km地点の温度差 ΔT は 1°C であるが、これに対して少照条件を示すモデル2では同時刻でほとんど昇温していない。つぎに同じモデルの13時における温度差は5km, 15km地点で前者が 3.2°C , 5.9°C であるのに対し、後者は 1.8°C , 3.2°C である。明らかに温度差は日射量の多少に比例しており、後者は約半分程度の温度上昇にとどまっている。地表付近の高さ1mの13時における温度差はモデル1の5km, 15km地点でそれぞれ 7.4°C , 9.9°C であり、モデル2では 3.1°C , 4.5°C という結果が得られた。

同様に、ボーエン比の異なるモデル3, 4の結果が第4図に示されている。特徴的なことはモデル3では、気温上昇がかなり著しいのに反してモデル4では非常にゆるやかなことである。このような差異はモデル3では非常に乾燥している状態(乾燥した砂地, 砂漠)で地表面に与えられた日射がほとんど気温上昇についやされているのに対し、モデル4は非常に湿つた状態(沼地, 多湿な水田)でほとんど日射が蒸発についやされることによるものである。すなわち、多湿な陸地上に移流した冷気塊の気温上昇はきわめてすくない。

現地観測の資料(小沢他1970)から1968年8月14日, 15日を選び、それらと比較しながら数値計算の結果を検討した。8月14日は地中海寄りの風に支配され、天気は曇りで、日射量は約 150 ly/day と非常に少なかった。他方、8月15日は晴天に恵まれ典型的な海風が発達し、日射量は約 420 ly/day であつた。また地表面の湿度条

件はボーエン比で0.5~0.6であり比較的湿つた状態であつた。両日の13時における5 km, 15 km 地点の平均的な温度差は8月14日の場合0.3°C, 0.9°C, 15日の場合2.1°C, 4.1°Cであつた。両日の気象条件は日射条件を除きそれぞれモデル2, モデル1の条件に近い状態下にあるとみなされたが, このことを考慮してもモデル2の温度差はやや大きすぎるように思われる。これは, 14日には雲量分布が一様でなく内陸部程厚い雲におおわれており, 本研究で仮定したような地表面の均一加熱の条件になかつたためと考えられる。15日の場合はモデル1より少ない日射条件下にあるので温度差の実測値は5 km 地点で1.1°C, 15 km 地点で1.8°C といずれも計算値より低いが, 日射量の差異を考慮するとモデル1の温度差がほぼ妥当な値であることがわかる。

平均温度上昇率

このように温度差はまず日射量の大小の影響を受け, つぎにボーエン比で表わされる地表面の湿潤度の影響を受けるので, 内陸部5 km, 15 km 地点までの平均温度上昇率(°C/km)と純放射量との関係はボーエン比 R をパラメーターとして整理することができる。その結果を図示したものが第5図であり, この図からつぎのことが明らかになつた。内陸部5 km, 15 km までの平均温度上昇率は(純放射量が0.7~0.8 ly/min 以下の条件下では)ほぼ直線的に増大するが, 極端に乾燥した条件(モデル3)の場合には平均温度上昇率がきわめて大きく, 通常の湿潤度条件の場合と全く異なる変化を示す。

またボーエン比の差異が平均温度上昇率に与える影響の度合は R の小さいところで大きいことがこの図からわかる。さらに2地点の比較をしてみると, モデル1においては5 km, 15 km までの平均温度上昇率はそれぞれ0.24°C/km, 0.17°C/km (いずれも $S=0.6$ ly/min での値)であり, 海岸から5 km 付近までの変化が特に大きい。この温度上昇率が小さいということは海浜における気温分布が内陸部奥深くまで影響しているともみることができる。これらを観測結果(1968年8月15日)と比較してみると, 12時における5 km, 15 km までの平均温度上昇率はそれぞれ約0.34°C/km, 約0.3°C/km で, これはモデル1の0.36°C/km, 0.18°C/km (いずれも純放射強度 $S=0.8$ ly/min での値)と比較して15 km までの平均温度上昇率がかなり大きい。8月15日の実測値0.3°C/km は現地の農業気象観測資料を整理して得た平均温度上昇率0.12°C/km~0.24°C/kmの値(小沢他1970)とくらべるとやや大きいように思われるので数値計算によつて得られた値はほぼ妥当な結果とみることができる。

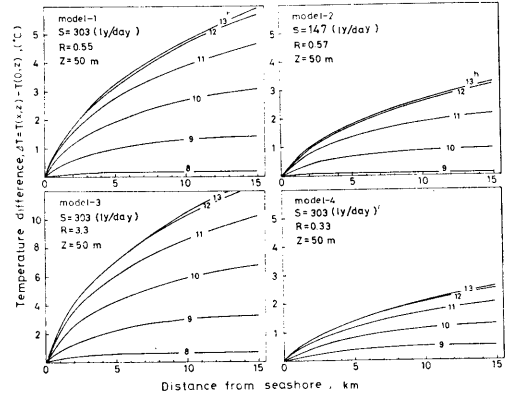


Fig. 4. Dependence of temperature difference ($\Delta T = T(x, z) - T(0, z)$) on the distance from seashore. Numerals in figures denote the time of day. $z=50$ m.

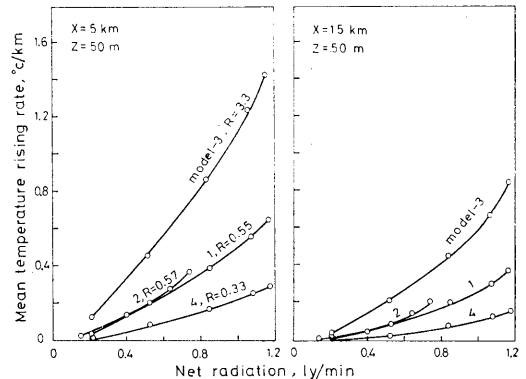


Fig. 5. Dependence of mean rising rate of air temperature ($\Delta T/x$, $x=5, 15$ km) on net radiation intensity (S) and on Bowen ratio (R).

以上数値計算の結果を観測値と対比しながら考察をすすめてきたが, これらのことから, このような比較的単純なモデルによる数値計算が吹送る気塊の温度変化の予測に十分役立つことがわかる。

(2) 熱収支構造の差異が気温上昇におよぼす影響

海岸から1, 5, 15 km 地点での熱収支の日変化が第6図に説明されている。モデル1はボーエン比 $R=0.55$ で比較的湿潤な状態下であり, 耕地面で通常みられる熱配分となつている ($IE/S=60\%$, $B/S=5\%$)。モデル3はボーエン比 $R=3.3$ で地表面が乾燥し極端に蒸発が抑制された状態下での熱配分を示している。この場合地表温度の上昇が著しく, 気温分布にも大きな変化があらわれることが予想される。このモデルから得られた熱配

分の主な特徴点は潜熱交換量が小さいことと地中熱交換量が大きくなっていることである ($IE/S=20\%$, $B/S=13\%$)。

これとは逆にボーエン比 $R=0.33$ としたモデル4では純放射量の約80%が蒸発についやされるため地表面温度、ならびに気温の日変化振幅は小さいことが予想される。このモデルの熱配分の特徴は顕熱交換量が小さく、また地中熱交換量も極端に小さいことである ($L/S=25\%$, $B/S=2.5\%$)。しかし、いずれのモデルにおいても地表面温度の差異による長波有効放射量の差異を考慮に入れたにもかかわらず地表面へ入る正味の放射熱量にはごくわずかのちがいがいしかみられない。

先に一部ふれたように地中熱交換量にはかなりの差異が表われ、たとえばモデル4では昼間地中に蓄積される熱量は 7 ly/day と極端に小さいのに対し、モデル3で

は 40 ly/day である。さらに地中熱交換が下向き(受熱型)になる時刻はモデル4の場合9時、モデル3では7時30分で約1時間30分の時間差があつた。これは、乾燥条件下では地表面温度の上昇が早いことに起因している。逆に上向き(放熱型)になる時間差はわずかで約30分程度であつた。いずれのモデルにおいても地中熱交換量は内陸部に進むにつれ増大していることが第6図からわかる。

そこでこのことに注目して、一般に用いられている貯熱比 (B/S) と地表面および高さ 50 m における温度日較差との関係を第7図に示した。地表面あるいは高さ 50 m のいずれの場合にも温度較差の増加にともなつて貯熱比は増加しており、両者は密接に関係していることがあきらかである(内嶋1964)。

これまでの考察は内陸部任意地点での温度変化についてであるが、冷害気象においては短時間の気温分布だけでなく、気温の絶対値とくに日最高気温が問題となる。そこで高さ $0, 50 \text{ m}$ での温度日変化を第8図に示した。 15 km 地点における高さ 50 m の最高気温はボーエン比 R の小さい順に 18.4°C , 21.7°C , 28.7°C であり、下表面の乾燥度によつて 10°C 以上の差異がみられる。地表面温度においてはさらにその差異は大きい。このように潜熱交換量の大小が地表面温度、あるいは気温分布におよぼす影響は非常に大きく、下表面の乾燥化にともなつて温度の上昇は著しくなる。これは近藤・内藤(1969)の一次元非定常モデルによる数値計算の結果ともよく一致している。第8図に示されているモデル4ならびにモ

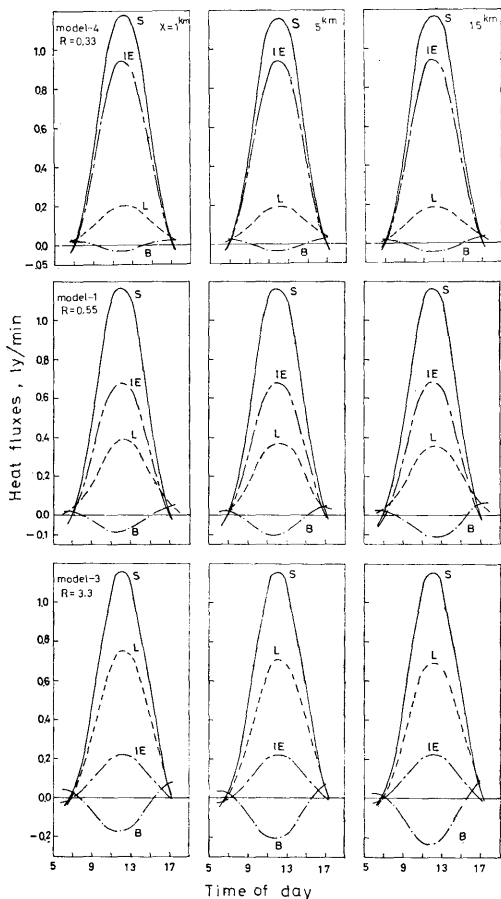


Fig. 6. Change of heat balance characteristics with distance from seashore. S denotes net radiation flux, IE latent heat flux, L sensible heat flux and B soil heat flux.

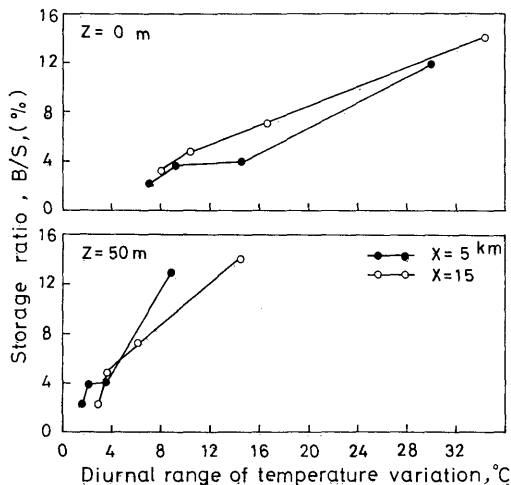


Fig. 7. Dependence of storage ratio B/S on diurnal range of temperature variation ($\Delta T_a = T_{\max} - T_{\min}$) at the height of 0 and 50 m .

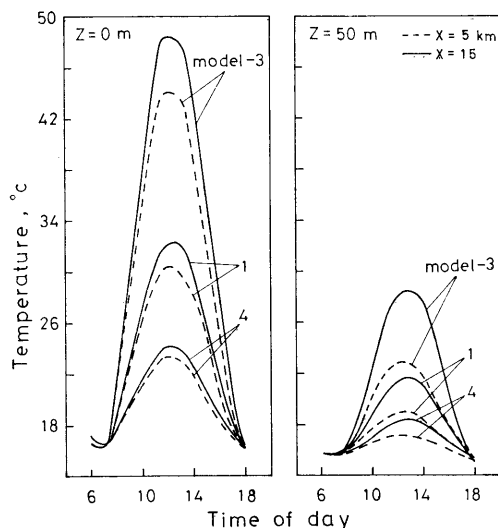


Fig. 8. Comparison of diurnal changes of air temperature over lands with different moisture conditions (model 3, dry; model 1, moderately wet; model 4, wet).

デル 1 の気温日変化曲線によると、5 km 地点での気温日較差は $2^{\circ}\text{C}\sim 4^{\circ}\text{C}$ とかなり小さいが、このような場合には内陸部での温度上昇が抑制されるため冷海風の影響が内陸部奥深くまでおよぶことを示している。またかなり寒冷な気塊が海から運ばれてきても放射強度が大であれば海岸から 5 km 以上の地点では農作物に障害を与えるような著しい低温は起こらないことがわかる (モデル 1)。

(3) 気温上昇におよぼす風速の影響

ここでは先に述べた気象要素のうち風速のみを変えた場合について説明する。風速の差異によつて水平方向のフラックス輸送速度ならびに鉛直方向の拡散量が変わり、その結果気温分布が変化する。第 3 図の風速分布はモデル 1, 5, 6 に用いたもので、いずれも粗度の長さ z_0 は 5 cm とした。また風速は z_0 から 50 m 高さまで対数分布をすと仮定し、それ以上では単調な増加関数とした。風速分布の差異による気温上昇の差異が地点別、高さ別に第 9 図に示されている。風速の増加につれて (1) 式に含まれる移流項の影響が増大するため、内陸部における気温は沿岸での気温分布の直接的影響を受ける度合が大きくなり、したがって気温の上昇がさまたげられる傾向のあることがよくわかる。

つぎにモデル 1, 6 では 15 km 地点の日最高気温の

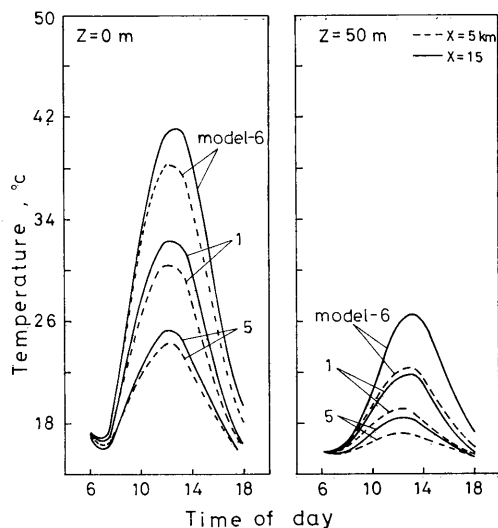


Fig. 9. Influence of wind regime in the surface air layer on diurnal change of air temperature. (model 1, moderate wind; model 5, strong wind; model 6, weak wind).

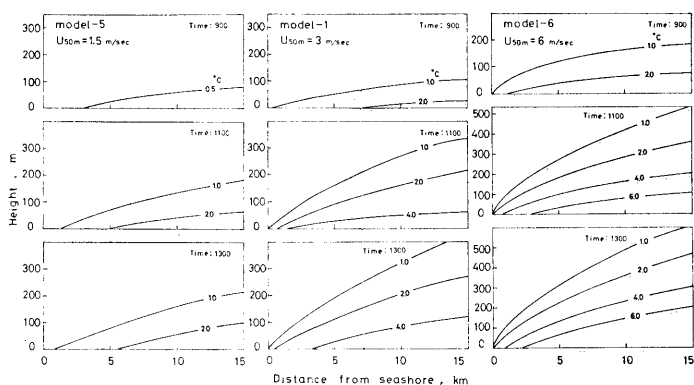


Fig. 10. Isothermal lines on x - z plane as a function of net radiation and of wind regime. Numerals on each line denote temperature difference $\Delta T = T(x, z) - T(0, z)$.

出現時刻が 5 km 地点のそれにくらべて約 30 分～1 時間おくられているが、モデル 5 ではそのような差がない。このような差異の原因は風速条件の差に帰せられる。第 10 図はモデル 1, 5, 6 の各時刻における温度差 ($\Delta T = T(x, z) - T(0, z)$) の等値線を示したものである。これから地表面の熱的影響のおよぶ高さは海岸からの距離にともなつて増加すること、またその影響のおよぶ高さは風速の大小によつて大きく異なることがわかる。

モデル 6 では $x=15$ km での 13 時における $\Delta T=1^{\circ}\text{C}$ の高さは 600 m 以上であり、地表付近では 6°C 以上の温度差を示している。また、これとは対照的にモデル

5において $\Delta T=1^\circ\text{C}$ の高さは最高 210 m 程度で、それより上空の気温分布は海岸地点での分布と変わらない。

(4) 気温変質層の厚さと風速および気層安定度

ここで気温変質層の厚さ z_H を温度差 $\Delta T=1^\circ\text{C}$ の高さで定義する。前述のように日射量の日変化ならびに風速の差異にともなつて熱的影響のおよぶ高さが大きく違ってくる。したがつて、このような気温変質層の厚さの日変化とその関連要因との関係を統一的に示すためには、主要な関係気象要素をもちいた複合パラメーターの導入が必要となる。この場合、もつとも重要な関連要素と考えられるのは風速と拡散係数であろう。複合パラメーターの導入のためにつぎのような考察をおこなつた。

まず、(1) 式の単純な形として定常拡散方程式を考え、さらに風速、拡散係数を一定と仮定した。そして境界条件はつぎのようにした。

$$(T)_{z=0}=0, (\partial T/\partial x)_{x=0}=\gamma, (\partial T/\partial z)_{z=0}=-\beta \quad (12)$$

このような境界条件のもとで定常拡散方程式を解くとつぎの式が得られる。

$$T=-\beta z + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \{T_0 + \gamma x\} \cdot \int_0^{\frac{z}{2\sqrt{K^*x}}} \exp(-\mu^2) d\mu, \quad (13)$$

ここで $K^* = \frac{K}{U}$; T_0 は座標原点における地表面温度である。(13) 式から地表面の熱的な影響のおよぶ高さ z_H は $\sqrt{K^*x}$ すなわち、吹送時間 $\left(\frac{x}{U}\right)$ と拡散係数 K の積の平方根の関数とみることができる。これらの結果を参照して z_H と $\sqrt{K^*x}$ の関係を純放射量 S をパラメーターとして第11図にあらわした。パラメーターに含まれる風速、拡散係数の値としてはいずれも高さ 50 m の値を使用した。

第11図によれば z_H は $\sqrt{K^*x}$ の増加にともなつて直線的に増加し、距離 x についてみるとその 1/2 乗に比例する。また純放射量の増加につれて同一距離での z_H の高さは急激に増すことがわかる。ここで z_H を $\sqrt{K^*x}$ とパラメーター S の関数とみなして関係式をもとめるとつぎようになる。

$$z_H = \alpha \sqrt{K^*x} - 30, \quad \alpha = 0.62 \cdot S,$$

ここで α は純放射量 S (ly/min) の関数で表わされる比例定数である。定常状態下での温度境界層の形成について SUTTON (1953) の解 ($z_H = \sqrt{0.32 Kx/U}$) があるが、そこでは地表面での熱収支条件の組入れはおこなわれていない。

第11図の関係は、 z_H の大きさに大気安定度が関与していることを暗示しているので、MONIN-OBUKHOV (1954) の安定度長さ L をもちいたつぎのようなパラメ

ーターを導入した。無次元の垂直距離、水平距離をつぎのようにあらわす。

$$z/L = \zeta, \quad \kappa^2 x/L = \xi, \quad (14)$$

ここで安定度長さ L は有限であるとする。

(14) 式から

$$\left. \begin{aligned} \partial/\partial z &= \partial/\partial \zeta \cdot d\zeta/dz = 1/L \cdot \partial/\partial \zeta, \\ \partial/\partial x &= \partial/\partial \xi \cdot d\xi/dx = \kappa^2/L \cdot \partial/\partial \xi. \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

定常方程式を (15) 式で変換し、(12) 式と同じ境界条件のもとで解くとつぎようになる。

$$T = -\beta' \zeta + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \{T_0 + \gamma' \xi\} \cdot \int_0^{\frac{\zeta}{2\sqrt{\frac{K^* \xi}{\kappa^2 L}}}} \exp(-\mu^2) d\mu. \quad (16)$$

(16) 式から地表面の熱的影響のおよぶ無次元高さ z_H/L は無次元吹送距離 $\sqrt{\frac{K^* \xi}{\kappa^2 L}}$ の関数とみることができ、第12図には縦軸に z_H/L 、横軸に $\sqrt{\frac{K^* \xi}{\kappa^2 L}}$ をとり、

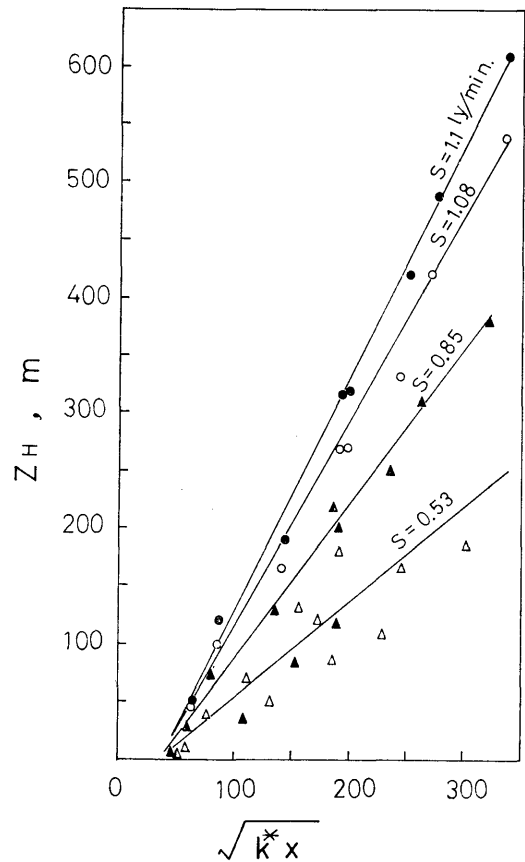


Fig. 11. z_H is defined as the height above the ground at which temperature excess of 1.0°C ($\Delta T = T(x, z) - T(0, z)$), is observed.

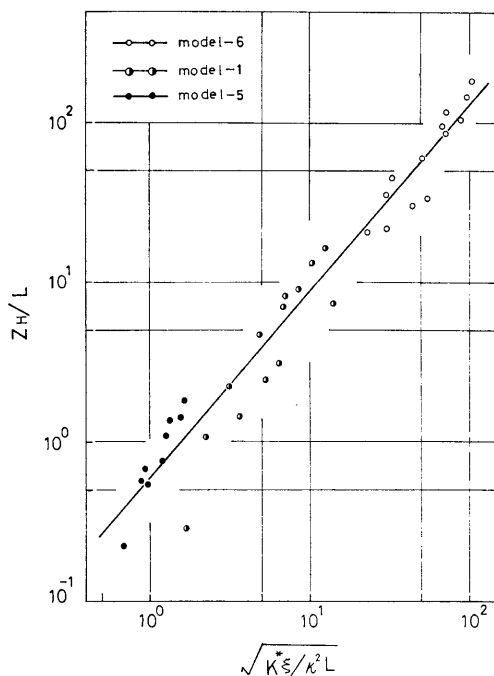


Fig. 12. Dependence of dimensionless height z_H/L on dimensionless distance from sea-shore $\sqrt{\frac{K \cdot \xi}{\kappa^2 L}}$.

$\Delta T=1^\circ\text{C}$ を示す高さの吹送距離（気層の安定度を考慮した無次元吹送距離）による変化が示されている。このようなパラメーターをもちいて座標変換をおこなうと、熱的な影響のおよぶ高さ z_H とそれに関与している諸気象要素との関連を統一的に示すことができる。第12図によれば気温変質層の厚さ z_H は近似的に距離 x の $3/5$ 乗に比例する。この数値計算では水平距離 $x=15\text{ km}$ で計算を打ち切っており、水平距離をさらに延長した場合 z_H がどのように変化するかについてはあきらかにできなかった。図中の各点は種々の日射程度ならびに風速条件に対応している。したがってこの関係は大規模な温度境界層形成の予測に利用できると考えられる。

なお、本研究では温度変化についてのみ検討したが、今後さらに湿度の変化についても検討を進める予定である。

7. 要 約

低温な海風気塊が内陸部を吹送する過程で受ける温度変化についての数値実験をおこなった。気象条件としては純放射量 $S=147\sim 303\text{ ly/day}$ 、ポーエン比 $R=0.33\sim 3.3$ の変化範囲を考え、さらに3種の風速分布を想定

してモデルに組入れた。これら6種のモデルによる数値実験の結果はつぎのように要約される：

- (1) 水平方向の平均的溫度上昇率は純放射量に比例し、ポーエン比の変化にともなつて大きく変化する。特に地表面が乾燥している条件下では極端に大きい平均溫度上昇率を示すことがあきらかになつた。通常の湿潤条件下 ($R=0.55$) で期待される高さ 50 m での平均溫度上昇率は $S=0.6\text{ ly/min}$ のとき $0\sim 5\text{ km}$ 平均で 0.25°C/km 、 $0\sim 15\text{ km}$ 平均で 0.1°C/km である。
- (2) 海岸から 5 km 以上隔たつた区域では地表付近の風速が弱く、多照条件下にあるならば冷海風の影響はほとんどなく、吹送距離に比例して日中の気温が上昇する。しかし、地表付近の風速が強くと、少照条件下の場合には海岸から少なくとも 15 km までの区域は海岸部とほとんど同様な気温分布を示し、冷海風の侵入による直接的影響を受けることが明らかになされた。これは実測の結果ともよく一致している。
- (3) 地表に接する気層の熱交換強度に依存している貯熱比 (B/S) は温度日較差 ΔT_a と比例的関係にあり、地表において $\Delta T_a=8^\circ\text{C}$ のとき $B/S=4\%$ 、 $\Delta T_a=3.2^\circ\text{C}$ のとき $B/S=13\%$ であつた。
- (4) 温度差 $\Delta T=1.0^\circ\text{C}$ を示す高さとして定義した気温変質層の厚さ z_H は、風速が強い場合には内陸部 15 km 地点で $200\sim 300\text{ m}$ 程度であるが、風速が弱い場合には $600\sim 700\text{ m}$ 程度まで達し、風速によつてその高さは大きく変化するこゝがわかつた。
- (5) 気温変質層の厚さ z_H と吹送距離の関係は風速、拡散係数、大気の安定度を考慮した複合パラメーターの導入によつて普遍的な関係として示すことができる。

引用文献

- 1) Берлянд, М. Е. (1956): Предсказание и Регулирование Температуры Режима Приземного Слоя Атмосферы. Гидрометеоиздательство, Ленинград, 214-312.
- 2) ESTOQUE, M. A. (1963): A numerical model of the atmospheric boundary layer. J. Geophys. Res., **68**, 1103-1113.
- 3) GILL, A. E. (1968): Similarity theory and geostrophic adjustment. Quart. J. R. Met. Soc., **94**, 586-588.
- 4) 岩切 敏 (1967): 水稻栽培期間気候の農業気候学的研究 (1). 農業気象, **23**, 123-129.
- 5) 井沢竜夫 (1952): 海霧中の気温の垂直分布. 防霧林に関する調査研究報告, 25-31.
- 6) 加藤・橋本・中田・藤田 (1957): 微分方程式の近似解法 II. 岩波講座, 現代応用数学, 87-133.

- 7) 近藤純正・内藤玄一 (1969): 地表面近くの地温・気温日変化特性, 防災科学技術センター研究報告, **2**, 89-105.
- 8) MAGATA, M. (1965): A study of the seabreeze by the numerical. Reprinted from "experiment. Met. and Geo.", XVI, 23-37.
- 9) 農林省振興局研究部監修 (1961): 農業気象ハンドブック, 養賢堂, 69-88.
- 10) 小沢行雄 (1966): 低海水温の内陸部気温におよぼす影響について, 防災科学技術総合研究報告, **6**, 59-64.
- 11) 小沢・岩切・井上 (1967): 冷害気象の局地的発現機構に関する研究 (第1報). 防災科学技術総合研究速報, **7**, 3-28.
- 12) 小沢・岩切・井上・八木 (1970): 冷害気象の局地的発現機構に関する研究 (第2報). 防災科学技術総合研究報告, **23**, 3-29.
- 13) RICHTMYER, R. D., MORTON, K. W. (1967): Difference methods for initial-value problems. Interscience Publishers, 3-59.
- 14) SHIMANUKI, A. (1969): Formulation of vertical distributions of wind velocity and eddy diffusivity near the ground. J. Met. Soc. Japan, **47**, 292-297.
- 15) SUTTON, O. G. (1953): Micrometeorology. McGraw-Hill Book Co., 125-135.
- 16) 内嶋善兵衛 (1964): 技術者のための農業気象学講座 (V). 農業技術, 334-395.
- 17) YAMAMOTO, G., SHIMANUKI, A. (1966): Turbulent transfer in diabatic condition. J. Met. Soc. Japan, **44**, 301-307.
- 18) YAMAMOTO, G., SHIMANUKI, A. (1969): Effect of thermal stratification on the Ekman layer. J. Met. Soc. Japan, **46**, 442-455.

Summary

In order to describe the temperature rise of sea air moving from the sea shore to the inland, simultaneous equations for two-dimensional and non stationary diffusion process were numerically integrated on an electronic computer (TOSBAC-3400). Wind regime in the surface air layer, the wetness of ground surface and the thermal conductivity of soil were considered as the initial or boundary condition in the numerical experiments. Solar radiation intensity falling on the ground surface was also taken into consideration as the boundary condition.

The results obtained from the numerical experiments can be summarized as follows:

1) The mean values of temperature rising rate ($\Delta T/x$) calculated over the fetches of 5 and 15 km are respectively about 0.25°C/km and about 0.1°C/km, indicating good accordance with those observed by Ozawa et al. (1970). It was found that the mean temperature rising rate was in proportion to both the net radiation intensity and the dryness of soil.

2) Under conditions with light wind and with intensive solar radiation the transformation of sea air travelling inland is considerable due to strong heating from below. The transitional zone in such a case appeared to be about 5 km from seashore. On the other hand, the transitional zone on windy and cloudy days was lengthened to about 15 km. This implies that the influence of sea air on temperature regime over the inland becomes more considerable under such conditions. Similar phenomena have been frequently observed in years of cool summer.

3) The total influx of heat into soil layer for daylight hours goes up with increase of the distance from the sea shore. The storage ratio B/S , by which is characterized heat exchange between soil surface and the atmosphere, appeared to be proportional to the distance. A linear relationship was found between the storage ratio and the diurnal range of air temperature (Fig. 7).

4) A thickness of transitional air layer z_H was defined as the height of isoline of $\Delta T = T(x, z) - T(0, z) = 1.0^\circ\text{C}$.

z_H at the distance of 15 km was in range from about 250 m on a windy day to about 650 m on a relatively calm day. The results presented here indicate distinctly the transform of sea air moving inland is affected by wind regime. A universal relationship was obtained to relate the thickness z_H to the fetch, wind speed, eddy diffusivity and stability, by considering both the theory of heat conduction and the similarity theory of surface air layer (Fig. 12).