

(25) $k-\epsilon$ / メソスケール気象モデルによる濃尾平野の局地風解析
— 様々なスケールの地形効果 —

NUMERICAL ANALYSIS OF CHARACTERISTIC LOCAL WINDS
IN NOHBI PLAIN, JAPAN, USING A MESO-SCALE
METEOROLOGICAL MODEL WITH $k-\epsilon$ TURBULENCE MODEL
— TOPOGRAPHY EFFECTS IN VARIOUS SPATIAL SCALES —

北田敏廣*、岡村 聖*、高木久之**

Toshihiro KITADA, Kiyoshi OKAMURA, Hisayuki TAKAGI

ABSTRACT: Local winds provide important background for atmospheric environment through transport of pollutants, heat etc. Thus, urban and regional planning are required to take these winds into account for creating better living space with energy-saving ways. By understanding the mechanism of the winds system in a particular region, we can better estimate possible influence on climate of our planning activity such as urbanization. In this study we investigated how the local flow system in Nohbi plain is affected by topography of various spatial scales, the topography ranging from local coast line to the large mountain range of the size of the Japanese Alps. Using a meso-scale meteorological model which includes $k-\epsilon$ model for turbulence, the development-mechanism of sea breeze system in the plain area was clarified. One of the major findings is that the local circulations of valley winds and plain-plateau winds, caused by the Japanese Alps, i.e. the largest scale topography considered, dominate flows over Nohbi plain by strongly heating air mass there during daytime, although the mountains is quite far from the plain, i.e. located more than 100 km north-east to the plain.

KEYWORDS: Local wind, Sea breeze, Regional planning, Meteorological model, $k-\epsilon$ model.

1. はじめに

海陸風や山谷風や台地—平地風などの局地風の地域特性が、地域規模の熱環境や大気汚染の動態を考える上で基礎的な背景を与えることは、よく知られている。これらの局地風は、種々の空間スケールの地形効果に影響されて、特有の日変化、空間分布を持つと考えられる。これら自然地形の効果に埋め込まれた、土地利用の変化など人為的な地形改変が、どの程度この局地風系に影響を与え得るかを予測するためにも、種々の地形効果と地域の流れ場の関係を明らかにしておくことが重要である。

本研究は、 $k-\epsilon$ 乱流モデルを組み込んだメソスケール気象モデル（静力学平衡、非降水、従属変数：流速ベクトル V 、温位 θ 、比湿 Q 、気圧 P 、空気密度 ρ ）を濃尾平野を中心とする中部地方に適用し、地域特有の局地風生成に及ぼす種々のスケールの地形効果（伊勢湾・三河湾の影響、美濃・三河山地や鈴鹿山脈の影響、中部山岳の影響）を、晴天を仮定した、シノプティックな気圧傾度なしの条件で調べた。濃尾平野・伊勢湾を囲む小領域と中部山岳、関東平野、紀伊半島など本州の中央部全域を含む大領域の二つの計算領

* 豊橋技術科学大学 (Dept. Ecological Eng., Toyohashi Univ. Technol., Toyohashi 441, Japan)

** 気象協会東海本部 (Tokai Branch, Japan Weather Association, Nagoya 462, Japan)

域に対し、それぞれ山なし、山ありの計算を実行することにより、濃尾平野の流れに対する各種空間スケールの地形効果を抽出した。実測風との比較を行い、当然ながら、大規模山ありのケースがもっとも実測に近いこと、さらに、濃尾平野海風の特徴である、午後遅くから夜間にかけて平野のほぼ全域でかなり強い南東風となることなどは、中部山岳の効果なしに再現できないことを示し、そのメカニズムについても論じた。

2. 気象数値モデル

2. 1 基礎方程式系

モデルは、筆者らの研究室で、従来から継続的に研究を行ってきたもの^{1, 2, 3, 4)}で、主要な式を以下のうに(1)~(13)に示す。

$$\frac{DU_i}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} (-\bar{u}_i \bar{u}_j) + f_i (\delta_{i1} U_2 - \delta_{i2} U_1) - \bar{f}_2 \delta_{i1} U_3, \quad i = 1, 2 \quad (1)$$

$$-\bar{u}_j \bar{\theta} = \frac{\nu_t}{\sigma_\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x_j} \quad (8)$$

$$-\bar{u}_j \bar{q} = \frac{\nu_t}{\sigma_q} \frac{\partial Q}{\partial x_j} \quad (9)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x_3} = -\rho g \quad (2)$$

$$-\left(k' + \frac{p}{\rho}\right) u_j = \frac{\nu_t}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x_j} \quad (10)$$

$$\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{D\epsilon}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial x_j} \right) + c_{1\epsilon} \frac{\epsilon}{k} \{ S + (1 - c_{3\epsilon}) G \} c_{2\epsilon} \frac{\epsilon^2}{k} \quad (11)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} (-\bar{u}_j \bar{\theta}) \quad (4)$$

$$\frac{DQ}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_j} (-\bar{u}_j \bar{q}) \quad (5)$$

$$\nu_t = c_\mu \frac{k^2}{\epsilon} \quad (12)$$

$$\frac{Dk}{Dt} = \underbrace{(-\bar{u}_i \bar{u}_j) \frac{\partial U_i}{\partial x_j}}_S + \underbrace{\frac{g}{\Theta_0} \bar{u}_3 \bar{\theta}}_G + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ -\left(k' + \frac{p}{\rho}\right) u_j \right\}}_T - \epsilon \quad (6)$$

$$c_\mu = 0.09, \quad c_{1\epsilon} = 1.44, \quad c_{2\epsilon} = 1.92, \quad \sigma_\theta = 1.0,$$

$$\sigma_q = 1.0, \quad \sigma_k = 1.0, \quad \sigma_\epsilon = 1.3,$$

$$c_{3\epsilon} = 0 \text{ for unstable condition and } 1 \text{ for stable condition} \quad (13)$$

$$\xi = x, \quad \eta = y, \quad \sigma = \frac{z - Z_G(x, y)}{H(x, y) - Z_G(x, y)} \quad (14)$$

$$-\bar{u}_i \bar{u}_j = \nu_t \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \delta_{ij} k \quad (7)$$

式中 U, P, θ 等の大文字は平均量を、 u, p, θ 等の小文字は乱れによる変動量を表す。変数につけられた空間座標を表す添字 i, j は断りがなければ、1~3まで変化するものとする。また、添字に関する Einstein の規約が使われている。ここに、ほとんどの変数名は通常使用されているものに同じである。例えば、 U_i 平均流速、 θ 平均温位等であるが、それ以外には、 Q は平均比湿、また $k' \equiv (1/2) u_j^2$ であり乱流運動エネルギーの瞬時値を表す。また、 $D/Dt \equiv \partial/\partial t + U_j \partial/\partial x_j$ は実質微分を表す。

静力学平衡の仮定、 $k-\epsilon$ モデルの使用などほぼ我々の以前のモデルの枠組みを踏襲しているが、新たに水蒸気の輸送方程式を加え、さらに通常の地形を考慮した鉛直方向変数変換(式(14))を採用した。式(14)において、 $H(x, y)$ は平均海面 ($z = 0$) から上空境界面までの距離を、また $Z_G(x, y)$ は同じく地表面高さを表す。本研究では、 $H(x, y)$ を一定としている。最下層 30m 以下について接地層を仮定している。以下、地表面境界についていくつか取り入れた方法について述べる。

2. 2 地表境界条件

地表面での熱収支式に次式を用い、地表面温度 T_s を計算した。

$$K \downarrow (1 - \alpha) + R \downarrow + Q_A - \epsilon \cdot \sigma T_s^4 - H_s - LE_s - G_s = 0 \quad (15)$$

ここに、 $K \downarrow$: 地表に到達する短波放射流束、 $R \downarrow$: 大気からの長波放射 (Swinbank の経験式⁵⁾を使用)、 Q_A : 人工熱源強度 (本研究では 0 と仮定)、 T_s : 地表面温度、 σ : シュテファンボルツマン定数 ($5.7 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 H_s : 大気への顕熱流束、 E_s : 大気中への水蒸气流束、 L : 水の気化熱 (定数)、 G_s : 地中への熱流束。また、 α : アルベド (地表の太陽放射に対する反射率: 水面 0.2, 森林 0.2)、 ϵ : 地表面の長波放射率 (水面、森林ともに 0.97) である。本研究では陸地の土地利用は全て森林とし、水蒸気の輸送方程式(式(5))は簡便のため解かず、潜熱流束 LE_s は、ボーエン比 (= 顕熱流束/潜熱流束, Bowen's

ratio) を用いて顕熱流束に従属させる形で与えた。またこのボーエン比につき陸地面では森林相当の値で一律に 0.5 (ただし、夜間は 3.0) を与えた。

さらに地中への熱流束を見積もるために、深さ 100cm までの土壌層の温度を、1 次元非定常の熱伝導方程式により表した。式 (15) は、以前に濃尾平野の熱輸送計算に用いたものであり、使用されている接地層の普遍関数 ϕ_m , ϕ_h の表式等は、そちらに述べられている (北田、米津⁶⁾)。

乱流運動エネルギー (k) およびその散逸率 (ε) の境界条件は、以下のものであり、鉛直方向第 3 主格子点 (約 10m) で適用している。

$$\begin{aligned} k &= (u_*^2/\sqrt{c_\mu})\{1-R_i(1-16R_i)^{1/4}\} & \text{for unstable condition} \\ &= (u_*^2/\sqrt{c_\mu})(1-R_i) & \text{for stable condition} \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} \varepsilon &= (u_*^3/\kappa z)\{(1-16R_i)^{-1/4}-R_i\} & \text{for unstable condition} \\ &= (u_*^3/\kappa z)(1-R_i)/(1-5R_i) & \text{for stable condition} \end{aligned} \quad (17)$$

ここに、Gradient Richardson 数 $R_i = (g/T)(\Delta T/\Delta z)/(\Delta U/\Delta z)^2$ である。 T は気温 (K)、差 (Δ) は鉛直第 3 格子点 (高さ約 10 m) と第 1 格子点との差を示す。例えば、 $\Delta T = T_3 - T_1$ である。式 (16),

(17) はいずれも乱流運動エネルギー (k) のシアー生成項と浮力生成 (消滅) 項が散逸率 (ε) と局所的に釣り合っているという仮定と接地層の相似則から得られる諸関係を用いて得られたものである。接地層の関係式としては、Businger-Dyer の ϕ_m に関する式、 z/L と R_i の関係に関する Businger-Dyer-Pandolfo の式などを用いている (これらの式はいずれも、例えば、Panofsky and Dutton⁷⁾ に述べられている)。

2. 3 その他の境界条件

側方および上方境界条件はいずれも境界面に直角方向の勾配 0 で与えた。初期条件について、先述のように、総観規模の気圧傾度を 0 とし、また温位の鉛直分布は至る所一定 (すなわち、海拔高度 6.5km の境界上端で 323.55K とし、下方に 5.5K/km の一定割合で減少させる)、流速三成分はいずれも 0 とした。なお、海面上の表面気温は、計算対象とした 5 月頃の伊勢湾口の表層水温をそのまま用いた。計算開始の 7:00 の時点で上で述べた方法で地表に降ろしてきたときの温位よりも海表面の方が約 3K 高い。表層水温は 1 日の間で 18.6~20.0 °C 程度まで変化した。

2. 4 計算領域格子サイズ及び数値解法

計算領域を、Fig. 1a, b に示す。後述のように、濃尾平野・伊勢湾とそれを囲む小領域を対象とする場合には Fig. 1a を、また中部山岳も含む大領域を対象とする場合には Fig. 1b を用いている。なお、鉛直方向の領域上端は、海拔高度 6.5km に設定している。

格子はスタッガードグリッドであり、主格子点で θ , P , ρ , k , ε , Q を定義し、 U , V , W については主格子点から、それぞれの方向に半グリッドずつずらした点で定義している。

鉛直方向に変動格子長を用いている。第 4 格子点 (海上、平地上で約 30m) 以下を接地層として扱っており、高度約 1km までの格子点は順に 0.06, 0.1, 0.16, 0.25, 0.35, 0.45, 0.56, 0.68, 0.81, 0.95 km である。上空に行くほど格子長は粗く、最大長は 400m である。なお、鉛直方向格子点の総数は 36 である。また、地表面下の領域は 100cm であり格子長は下方に順に 0.47, 1.11, 2.17, 3.66, 5.84, 9.05, 13.76, 20.69, 30.86, 45.8, 67.75, 100.0 cm である。

水平方向格子長は Fig. 1a と 1b で異なる。Fig. 1a の小領域については x 方向 (東西方向) に $\Delta x = 2.286\text{km}$ 、 y 方向に $\Delta y = 1.848\text{km}$ の均一格子長を採用しており格子点総数は 41×71 で約 2900 である。一方、Fig. 1b では、Fig. 1a の相当領域に対して同じ格子点を用いており、それ以外の場所では段階的に粗くし、最大約 11.43km である。また、計算のための時間刻みは $\Delta t = 30\text{sec}$ である。

離散化には差分法を用いた。空間微分項はおおむね中心差分で表した時間微分項は完全陰伏的に扱った。ただし、慣性項と粘性項の離散化では cell Reynolds 数の大きさによって、離散化の方法を変える “power-law scheme” の考え方 (Patankar⁸⁾) を採用している。離散化の結果得られた非線形代数方程式系は非線形

方程式に対する逐次代入による収束計算と線形代数方程式系に対するSOR (Successive Over Relaxation) 法を組み合わせで解いた。

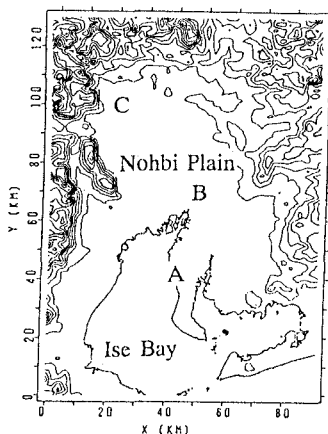


Fig. 1a. Calculation domain for Case 1 and 2. Latitude and longitude at the south-west and the north-east corners are: (34.5°N, 136.4°E) and (35.7°N, 137.4°E), respectively. Symbols: 'A' for Tokoname, 'B' for Nagoya, and 'C' for Ogaki. Minimum contour-value is 100 m, and the contour interval 100 m.

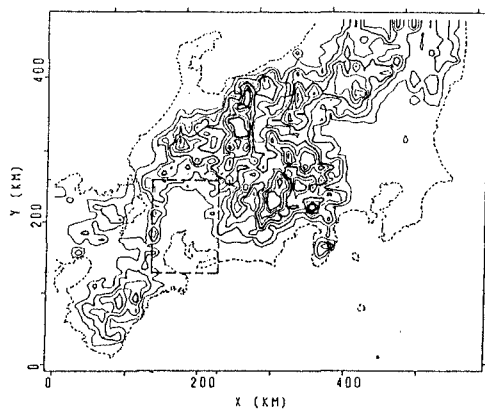


Fig. 1b. As in Fig. 1a but for Case 3 and 4. South-west corner: (33.4°N, 134.9°E), north-east corner: (37.7°N, 141.3°E).

The area circled with dashed line corresponds to the area shown in Fig. 1a. Minimum contour value is 250 m, and the contour interval 250 m.

3. 濃尾平野・伊勢湾域における海陸風場の特徴

日本中央部が緩やかな気圧傾度の高気圧におおわれ晴天のとき、濃尾平野では流れ場に特徴的な日変化が見られる。5月の典型例を上げれば、海風・谷風の時間変化は、ほぼ3つのステージに分けられる^{9, 10)}。

(i) 最初は、午前11時頃まで、海風や谷風がローカルな海岸線や谷筋の地形に影響されてそれぞれ独立に吹く段階。続いて、(ii) 伊勢湾から濃尾平野に向かう南南西～南西の風が支配的な段階が15時頃まで続く。さらに、次の段階では、(iii) この海風システムが15時頃を境に切り換わり、次第に南南東～南東系の海風が優勢になって、22～23時頃まで続く。Fig. 2aが第2ステージを代表する流れで、伊勢湾と陸部の対比及び濃尾平野と三河山地の対比などの地形効果に基づくと推測させる流れ場である。一方、Fig. 2bは第2ステージから第3ステージへの遷移期と見なせる流れ場で、知多半島、渥美半島で南東系の海風が吹き始めている。Fig. 2c, dは第3ステージを代表する流れ場であり、濃尾平野に吹く南東系の海風が、太平洋や中部山岳等、より上位の地形効果を推測させる。この第3ステージの海風は風速も大きく、厚みが600m程度の明確な層を成し、第1、第2ステージの海風とは性質が大きく異なる⁴⁾。ここで述べた三つのステージの流れ場に、それぞれどの空間スケールの地形が、どのようにかかわっているのかを次章以降で明らかにする。

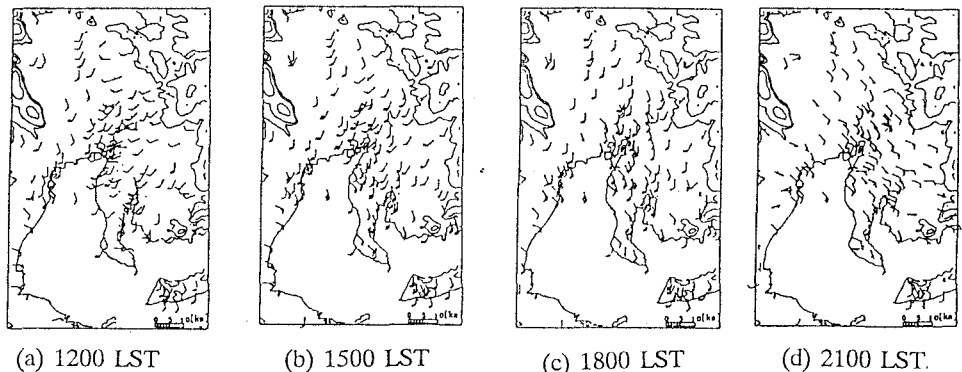


Fig. 2. Temporal change of the measured surface winds for a typical land and sea breezes day: May 17, 1985 (Mori et al.¹⁰⁾). (a) 1200 LST, (b) 1500 LST, (c) 1800 LST, and (d) 2100 LST.

4. シミュレーションケース

3章で述べた濃尾平野の海風場に及ぼす各種空間スケールの地形効果を明らかにすべく Table 1 に示す4つの場合を想定した。明らかにしたいと考えた地形効果は、(i)海陸分布、すなわち、伊勢湾、三河湾等の海岸線の形状、(ii)濃尾平野・伊勢湾域を西、北および東側から取り囲む鈴鹿山脈、美濃、三河山地等の直近の山の効果、(iii)中部山岳、太平洋、日本海など大規模地形効果、である。

Case 1 は Fig. 1a の狭い領域を対象とし、山岳を考慮しない場合に相当する。局地的な海陸分布や海岸線形状が濃尾平野の流れに及ぼす効果を際だたせることができる。Case 2 は同じく狭い領域を対象として、かつ、山岳を考慮する場合に相当する。Case 2 の結果と比べることにより、濃尾平野の直近の山が与える効果を調べることができる。Case 3 は Fig. 1b に示されている広い領域を対象とする山なしの場合を代表する。最後に、Case 4 は広い領域で山岳をも考慮する場合で、Case 2 との比較により、特に中部山岳や太平洋など大スケールの地形効果を知ることができると考えられる。

Table 1 Simulation Case

Case No.	Description	Region
1	Narrow area. <u>Without</u> mountains.	Fig. 1a
2	Narrow area. <u>With</u> mountains.	Fig. 1a
3	Broad area. <u>Without</u> mountains.	Fig. 1b
4	Broad area. <u>With</u> mountains.	Fig. 1b

5. シミュレーション結果と解析

5. 1 海陸分布－海岸線の形状が濃尾平野の流れに及ぼす効果

小領域で山の地形を考慮しない場合 (Case 1)、海岸線によって縁取られる海陸分布に基づく海風の特性のみが、昼間の局地風を支配する。当初、11時頃まで場所ごとの海岸線に直角な方向の海風が吹き、それらは午後になって次第に伊勢湾・三河湾・太平洋を含む海洋から陸地に向かう南南西の海風に組織化される (Fig. 3a がこの段階を表す)。計算領域を大領域にとっても、山なしの場合 (Case 3) は、濃尾平野の風については上で述べた Case 1 と変わらない。しかしながら、濃尾平野は若狭湾等の日本海からも近く、18時には領域の北西部に両方からの海風による収束線が出現する (Fig. 3b 参照)。Fig. 3c はこのときの大領域全体の流れ場を示す。

Case 1, 3 (Table 1 参照) の山なし地形の条件で定性的にでも再現できるのは、第3章で述べた 12時頃までの流れ場であり、それ以後の特徴、特に主たる風向が南西系から南東系に変化することを再現することは不可能であった。これらは、Fig. 3a, b と Fig. 2c, d との比較により明らかである。

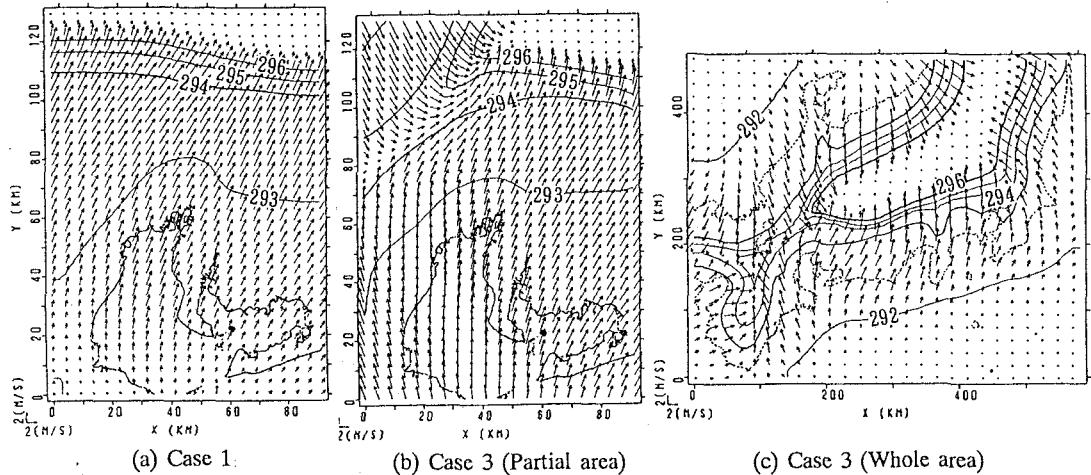


Fig. 3. Computed winds and potential temperature (K) at a height of 30 m above ground at 1800 LST. (a) Case 1, (b) Case 3 (partial area: the area circled with dashed line in Fig. 1b), and (c) Case 3 (whole area: the area shown in Fig. 1b). Contour interval is 1 K.

5. 2 濃尾平野を囲む近隣の山岳が流れに及ぼす効果

Fig. 1a に示されているように濃尾平野は、北および東西を山に囲まれている。これらの山が日中谷風や斜面上昇の流れを誘起する。それらの小規模循環が濃尾平野上空の大気加熱に寄与し、そのことが海風を強め、内陸への進入を早めることが予測される。同様のことを Kondo⁽¹¹⁾ は種々のモデル地形を想定した数値実験によって、海岸に続く“谷”構造が単なる斜面構造よりもはるかに海風の規模を大きくすることを確かめている。

Fig. 4a は Case 1（小領域山なし）の15時における流れ場（“地表風”：地上高度30m）を示し、Fig. 4b は Case 2（小領域山あり）の同様の場を示す。流れ場に対する山および谷地形の効果が両図の比較によって明瞭に示されている。すなわち、Case 1 の場合（Fig. 4a），海風前線は伊勢湾最奥の海岸線からまだ30km 程度内陸に入った線にとどまっているが、Fig. 4b では近隣の山岳を考慮することにより、Fig. 2b に見られる濃尾平野北西部の南南東風および中央部から東部の南西風が、山を考慮しない場合（Fig. 4a）にくらべて、はるかに良く表現されている。

この Case 2 の問題点は、(i) 15 時頃の時点で三河湾、知多半島から濃尾平野の南部に向けて吹く海風の強さが十分でないこと、そしてさらに注目すべきことは、(ii) 午後の遅い時点であらわれる海風の特徴を十分に表せないことである。Fig. 2d に見られるように、典型的な海風では、午後から夜にかけて、濃尾平野一帯で全域が南東系の風でおおわれる。一方、Fig. 5a に見られるこの時刻に対応する Case 2 の地表風は風向および風速いずれの点でも観測風の特徴を表現できていない。

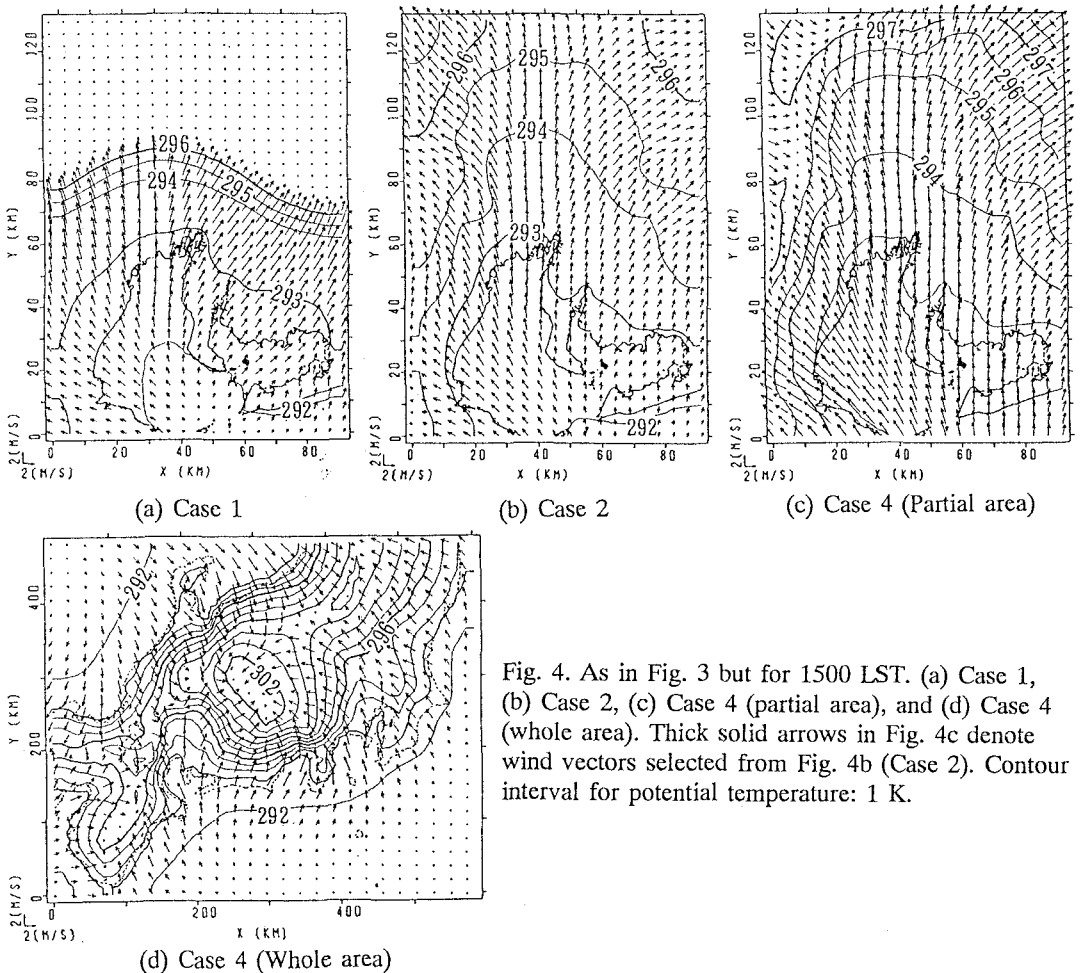


Fig. 4. As in Fig. 3 but for 1500 LST. (a) Case 1, (b) Case 2, (c) Case 4 (partial area), and (d) Case 4 (whole area). Thick solid arrows in Fig. 4c denote wind vectors selected from Fig. 4b (Case 2). Contour interval for potential temperature: 1 K.

5. 3 中部山岳等の大規模地形が濃尾平野の流れ場に与える影響

濃尾平野・伊勢湾を囲む小領域のシミュレーションでも周辺の山岳地形が考慮されておれば (Case 2)、現実の地表風場 (Fig. 2b) をかなりの程度説明できること (Fig. 4b)、しかしながら、この地域の第3ステージの南東系の海風 (Fig. 2c, d) を表せない (Fig. 5a) こと等を前項で示した。本項では、Fig. 1a の領域の背後にある大規模地形 (Fig. 1b) が、濃尾平野の流れ場にどう影響し得るかを検討する。

Fig. 4c (時刻15時) は、Case 4 (大領域山あり) の結果 (Fig. 4d) から小領域に該当する部分を切り出したものである。図中に、Case 2 (Fig. 4b) の結果を何点か抜き出して太い矢印でプロットしている。Fig. 4c と b の比較から読み取れることは、大規模地形が風速の増大に、特に、渥美半島、三河湾、知多半島、伊勢湾等の沿岸部で寄与していることである。そして、これらは Fig. 2b に見られる観測風の傾向と良く一致している。さらに、21 時の流れ場を表わす Fig. 5b (Fig. 5c の大領域の結果から切り出した) は、大規模地形が濃尾平野・伊勢湾域の南東風の形成と強化に大きく寄与することを示している。しかも、Fig. 2d に見られる当該時刻の観測風場は、Fig. 5a (Case 2 : 小領域山あり) よりも、Fig. 5b の大領域の結果により良く再現されている。この南東風は、真夜中頃まで、かなり長く継続することが観測により知られているが、Case 4 のシミュレーションでもやはり 24 時頃までこの流れが続く。午後遅い段階でこの南東風が卓越するに至る原因を探るために、Fig. 5c (21時) と別の時刻の結果 Fig. 4d (15時) を比較する。両図より、15 時の段階

(Fig. 4d) では中部山岳地帯に地表面の加熱により温位の高い領域が形成され、下層風の収束が見られるのに対して (いわゆる熱的低気圧の形成)、21時 (Fig. 5c) の段階ではほぼそれが解消されており、15 時に存在していた“地表面レベル”で濃尾平野の中心から中部山岳に向かう北東方向への気圧傾度力が 21 時ではなくなったことを示唆する。一方、南東から北西の方向に延びる濃尾平野を通る谷筋 (Fig. 1a 参照) に沿って、先述のように、21 時でも南東風が残っており (Fig. 5b, c)、地表近くの下層で太平洋側からこの谷奥に向かう気圧傾度力が存在することを示唆する。この気圧傾度の原因として考えられるのは、日中濃尾平野上空の大気が平野部および周辺の山岳の地表面から熱を受け取り暖まることである。加熱に寄与する機構 (すなわち、熱を効率よく上層に伝える機構) は、熱的不安定による混合層の発達および斜面や谷地形に伴う循環流の存在であろう。これらの循環流は、また、平野部上空の下降流による断熱昇温という形で加熱にも寄与すると考えられる。結局、この

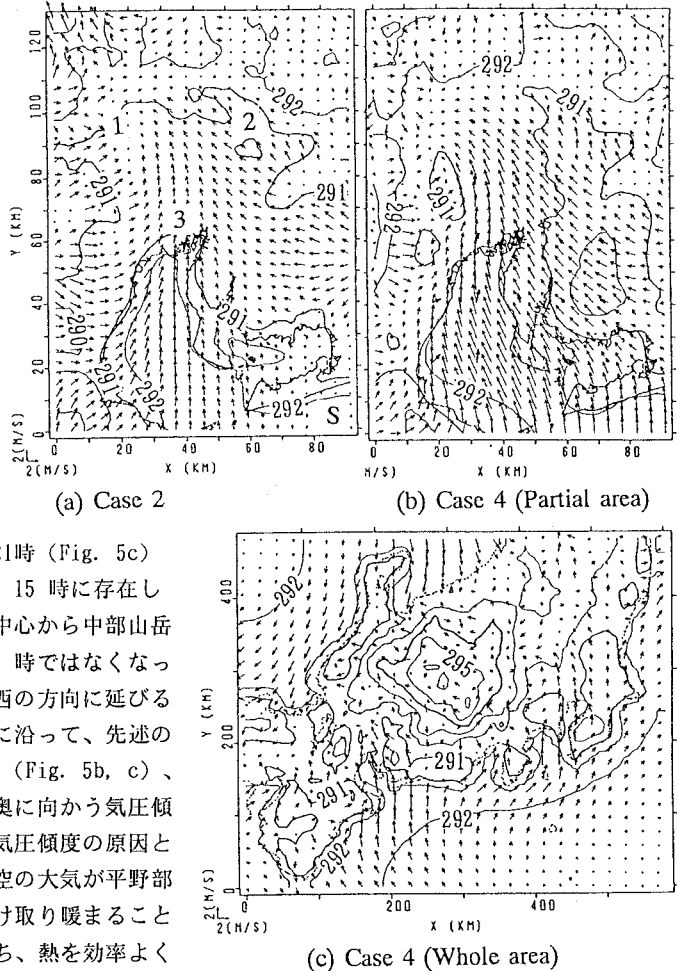


Fig. 5. As in Fig. 3 but for 2100 LST. (a) Case 2, (b) Case 4 (partial area), and (c) Case 4 (whole area). Thick solid arrows in Fig. 5b denote wind vectors selected from Fig. 5a (Case 2). Symbols '1', '2', '3', and 'S' in Fig. 5a show the key locations where vertical profiles of potential temperature and pressure are discussed in text, and Figs. 6 & 7. Contour interval for potential temperature: 1 K.

日中に加熱された暖気が夜に入っても残り太平洋上の海洋大気との間に北西に向かう気圧傾度力を形成することが、午後遅くから夜にかけて濃尾平野に吹く南東風の原因であると考えられる。実際、Fig. 6a は Fig. 5a に印した各地点（図中、1、2、3 の番号とアルファベットの S で表示した地点）での15時および21時の温位の鉛直分布（Fig. 6a 中、地点1、2、3、Sでの鉛直分布を、それぞれ TL1, TL2, TL3, L-SEA で表示；Case 4）を、Fig. 6b は同じく圧力差の鉛直分布（すなわち、Fig. 6b 中、陸地上の地点1、2、3での気圧から海上の S 点での気圧を差し引いたものの鉛直分布を、それぞれ TL1, TL2, TL3 と表示；同じく、Case 4）を表すが、15時では温位分布から見ても、また当然ながら圧力分布から見ても、下層の流れが濃尾平野の中心（地点3：分布 TL3）から北西（地点1：分布 TL1）および北東（地点2：分布 TL2）のいずれの方向に向かうのにも適した条件となっている（すなわち、下層では、圧力 TL3 が TL1, TL2 のいずれよりも大きい）。むしろ、海上（地点 S）から見れば陸上の点はいずれも（すなわち、地点1、2、3とも）下層の気圧が低いわけであるから（Fig. 6b において各グラフの下層部の横軸の値が負となっている状態）、この 15時では、気塊は海上から陸上に向かって加速され、上陸してからさらに内陸方向に加速されることを意味する。一方、Fig. 6b の 21時では北東方向に気圧傾度力が逆向き（地点2から3に向かう方向）になっており、北西方向にのみ、流れを維持できるようになっている。この場合も、陸上の各点の下層気圧は、海上の点のそれよりは低圧であるから、海から陸に向かって流れを推進・維持する方向で気圧傾度力は作用しているが、内陸では逆に、特に、濃尾平野（地点3：TL3）から北東（地点2：TL2）に向かって流れを強く抑える方向に気圧傾度が作用していることがわかる。地点2（各図における分布：TL2 が対応）は中部山岳の麓にあたるので、この場合その背後に広がる深く、高い谷地形が、より効率よく下層大気を冷却していることを示唆し、それが Fig. 5b に見られるように北東方向への流れを抑制することにつながっていると考えられる。

先述のように、小領域を対象とした Case 2 では、15時での内陸部の南西風が十分でなく（Fig. 4c の太い矢印）、また、午後遅くの南東風も弱い（Fig. 5b, 太い矢印）等の不備がある。いずれも、Case 2 の対象とする小領域（Fig. 1a）には含まれていない上位の地形、特に、中部山岳や太平洋の広い海域の存在を考えないことによる影響であると考えられる。例えば 15時の場合小領域の背後にあって、海拔高度のより高

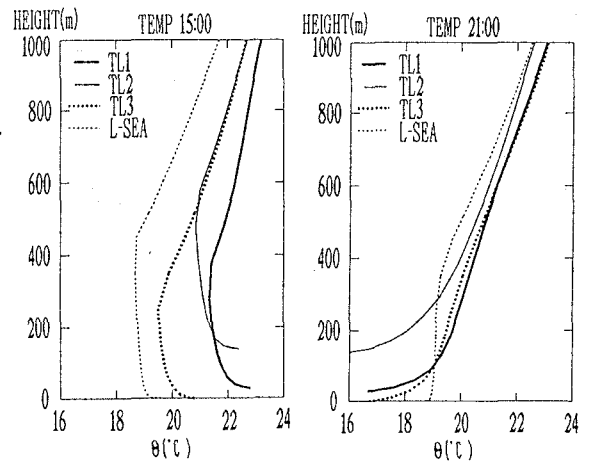


Fig. 6a. Vertical profiles of computed potential temperatures at 1500 and 2100 LST for Case 4, at the points '1', '2', '3', and 'S', which are shown in Fig. 5a. The profiles TL1, TL2, TL3, and L-SEA are for those at the points '1', '2', '3', and 'S', respectively.

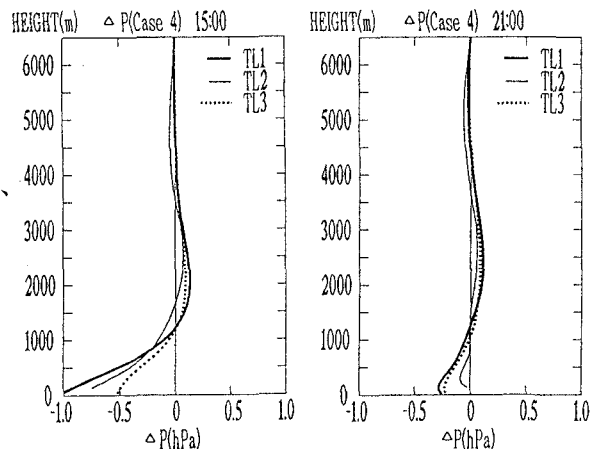


Fig. 6b. Vertical profiles of pressure difference, ΔP , between the point '1', '2', or '3' and the point 'S' at 1500 and 2100 LST for Case 4. See Fig. 5a for the points' locations. The profile TL1 denotes ΔP at '1', i.e., (pressure at '1') - (pressure at 'S'). Similarly, TL2 and TL3 show ΔP at '2' and '3', respectively.

い中部山岳を無視することにより上層での循環流、すなわち中部山岳と平野部との平地－台地風循環や、より高々度での谷風循環による中間高度の大気（高度 2km 以下）の加熱過程がなく、結果的に平野部の大気下層で海洋－陸地間の気圧傾度が現実よりも弱まっていると考えられる。実際、Fig. 7a に示す 15 時における温位差（Case 4 - Case 2）の鉛直分布は、Case 4（大領域山あり）の方が、地点 1（図中、分布：TL1）、地点 2（TL2）、地点 3（TL3）の各点（点の位置について、Fig. 5a 参照）で、下層から高度 2500m にわたって Case 2（小領域、山あり）よりも温位が高いことを示している。ただし、Fig. 7a でケース間温位差を算出する際に、陸地上の各点の温位からケース毎の海上の点（Fig. 5a 中、地点 S）の温位を差し引くという前処理を行っている。従って、この図は“海陸間の温位差”の“ケース間差”という意味を持つ。また、Fig. 7b は Fig. 6b（Case 4）に対応する Case 2 の場合の図であるが、両者を比較すると、Fig. 6b（Case 4）の方が Fig. 7b（Case 2）より、15 時、21 時のいずれの時間でも高度 1km ぐらいまで海陸間の気圧差が大きい（むしろ、海側が高い）ことがわかり、Fig. 7a の結果と符合する。ただし、Fig. 7b の“圧力”TS1、TS2、TS3 は、それぞれ Case 2 の場合の地点 1、2、3（Fig. 5a 参照）での分布を表す。

以上まとめると、Fig. 5b に見られる濃尾平野・伊勢湾上の南東風生成に対する大規模地形のかかわり方についても、基本的には中部山岳の存在による、より深い谷、より長い斜面によって日中により加熱された平野部大気と海洋大気間の気圧差が、小規模領域の場合よりは夜になってもより長く維持されることに基づくと考えられる。さらに、中部山岳の麓にあたる地点 2（Fig. 6a, b の 21 時における TL2 参照）の下層部が当該山岳の存在により、早く冷却され濃尾平野中心部からこの方向（北東方向）に向かう流れ（すなわち南西風）がより制限されることも、南東風を際立たせる補助的な原因となっている。

5. 4 濃尾平野・伊勢湾域の代表的地点における風の日変化と地形効果

Fig. 2 に見られる海風時の風向、風速の時間変化に Table 1 のどのケースがもっとも良く追従するかを調べ、この変化に対する地形効果を検討した。代表として取り上げた地点は、常滑（知多半島の伊勢湾側）、名古屋、大垣（濃尾平野の北西端付近）である（地点の位置について、Fig. 1a 参照）。Fig. 8a に Case 1（小領域、山なし）の結果と観測風（Fig. 2）、Fig. 7b に Case 2（小領域、山あり）、Case 4（大領域、

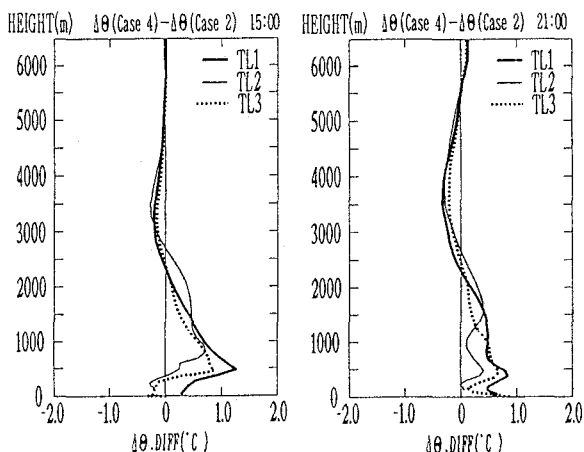


Fig. 7a. Vertical profiles of the difference of potential temperatures, $\Delta\Theta.DIFF$, between Case 4 and Case 2 at the points '1', '2', and '3' at 1500 and 2100 LST. The profile TL1 denotes $\Delta\Theta.DIFF$ at '1', i.e., $(\Theta \text{ at '1' } - \Theta \text{ at 'S' for Case 4} - (\Theta \text{ at '1' } - \Theta \text{ at 'S' for Case 2})$. TL2 and TL3 similarly show $\Delta\Theta.DIFF$ at '2' and '3', respectively.

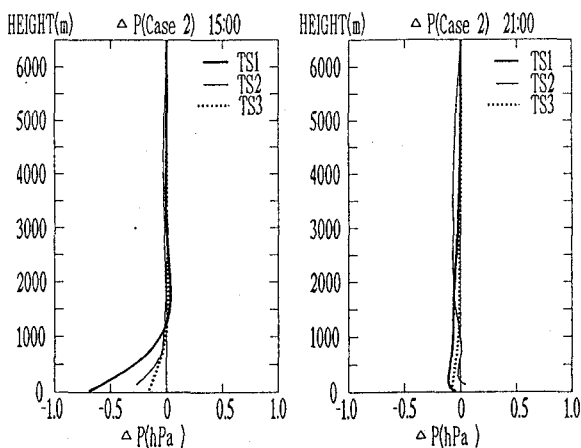


Fig. 7b. As in Fig. 6b but for Case 2. For example, TS1 denotes ΔP at '1', i.e., $(\text{pressure at '1' } - (\text{pressure at 'S' for Case 2} - (\text{pressure at '1' } - (\text{pressure at 'S' for Case 4}))$. Similarly, TS2 and TS3 show ΔP at '2' and '3', respectively.

山あり)と同じく実測の地表風 (Fig. 2) の hodograph の比較を示す。図中、始点が9時、終点が 24 時であり、観測結果については 3 時間毎に、シミュレーション結果については 1 時間毎にマークしている。小領域 (Fig. 1a) のほぼ中心に位置する常滑 (TOKONAME) と名古屋 (NAGOYA) の観測風は、特に午後によく似た風向、風速の変化を示す。いずれも午前中から 15 時頃まで南西系の海風が吹き、その後、15~18 時の間で風向が南東風の系統に変わって、それが真夜中まで続くという特性を持つ。Fig. 8a より、山なしの海岸線のための Case 1 (Case 3 も同様) の場合、午前中から午後の早い段階で吹く南西系の風は何とか追隨しているものの、これらの地点での最大の特徴である午後遅くから夜間にかけて支配的になる南東風の再現には全く失敗している。“小領域、山あり”の Case 2 では、Fig. 8b に見られるようにこの南東風をある程度表現できているが、全般に風速が小さく、特に常滑 (TOKONAME) では、それが著しい。これらのケースにくらべて“大領域山あり”の Case 4 では、はるかに良く観測風の変化の特徴を再現している。

濃尾平野の北西端に位置する大垣 (OGAKI) の風は、谷筋に吹く谷風と前述の午後遅くに吹く海風の影響で、日中ほぼ南東風が続き、夜に入ると弱い東系の風になる (Fig. 8a 観測風参照)。山岳地形を持たない Fig. 8a の Case 1 は、予想できるように全くこの観測風を再現できない。一方、Fig. 8b に示されている Case 2, 4 はいずれもかなりよく実測風の特徴を捕らえている。しかしながら、やはり小規模地形しか考慮していない Case 2 では、夜間に風が東系に変わることを表せず、大規模地形を含む Case 4 だけがこれを再現している。

6. 結論

日本のように海、山、川の複雑な自然地形を持つ国では、それぞれの地域特有の局地風が形成される。このような特有の風の場の特性を知ることは、大気汚染、地域の熱環境等を考慮して都市や地域の土地利用を考える上でも極めて重要である。例えば、ある地域の開発を行うことが、当該地域の熱環境にどう影響するかは、必ずしもその場所の局所的論理だけでは決まらない。

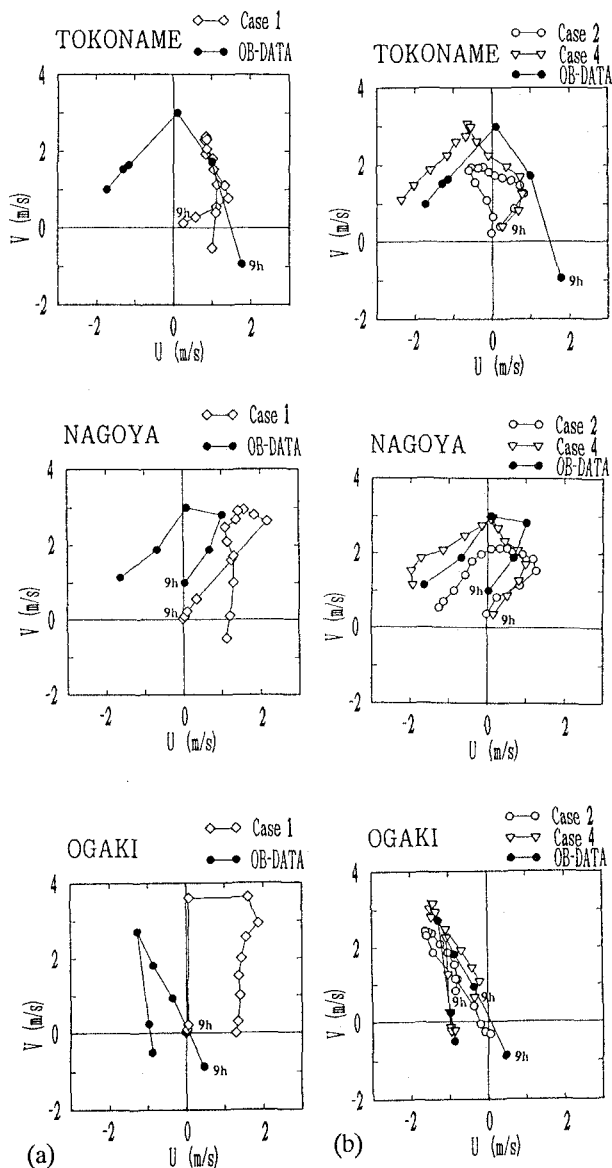


Fig. 8. Comparison of hodographs of the computed and the observed winds. (a) Case 1 and observation (OB-DATA), and (b) Case 2, Case 4, and observation. The locations of Tokoname, Nagoya, and Ogaki are shown in Fig. 1a. The hodographs start at 900 LST and end at 2400 LST. The observed winds are marked every three hours, while those computed are every one hour. All marks show the end points of wind vectors from the origin.

本研究は、濃尾平野の局地風の特性に影響を与えていると考えられる様々なスケールの地形効果（伊勢湾・三河湾の海岸線形状、濃尾平野を取り囲む近くの山々、中部山岳を含む大規模地形など）を明らかにするために、計算領域として（i）濃尾平野・伊勢湾地域をちょうど囲む山岳を含めた小領域と、（ii）日本の中央部をほとんど含む大領域を取り上げて、筆者らの $k-\epsilon$ 乱流モデルを組み込んだメソスケール気象モデルを適用し、両者の結果と実測風を比較・検討した。その結果以下のことが得られた：

（1）暖候期（例えば、5月）の濃尾平野の海風は三つのステージを持つことがわかっているが、山を考慮しない海陸の分布のみで説明できるのは、海風が局所的に生成する初期段階（第1ステージ）のみである。

（2）濃尾平野を囲む山岳を含めた小規模領域の地形効果で、第2ステージ（局所的な海風や谷風が組織化されて伊勢湾から北東に向かう一続きの海風・谷風系が生成）までほぼ説明できる。ただし、この場合でも、濃尾平野の南西風は弱く、知多半島、三河湾付近の風向が実測と異なる。また、第3ステージの特徴である濃尾平野全域にわたる南東風はうまく再現できない。

（3）中部山岳を含めた大領域の計算により、この第3ステージの南東系海風も含めて説明できる。小領域と大領域のこの違いは、結局、濃尾平野上空大気の加熱に対して、深い谷、長い斜面、高い山を持つ中部山岳を中心に生じる局地循環が大きく寄与していることから来ると考えられる。実際、Case 2（小領域、山あり）と Case 4（大領域、山あり）の間で、午後の段階で濃尾平野上空の温位の鉛直分布にかなりの差があった。すなわち、Case 4の方が2500m ぐらいまでの高度にわたってかなり暖かく（Fig. 7a に、それぞれの地点における Case 4 と Case 2 の温位差が示されている。横座標の正数は、Case 4の方が高温位であることを表す）、その結果、Case 4の方が夜になっても太平洋と濃尾平野間の気圧傾度が大きく、南東風を維持する原因となっている。また、濃尾平野の北東端で、中部山岳の影響により、夜間に下層大気が効率よく冷却されて地表付近の気圧が相対的に高くなることが（Fig. 6b の21時における TL2参照）、間接的に（海風が北東方向に向かうのを妨げると言う意味で）この南東風に寄与している。

（4）常滑、名古屋、大垣など濃尾平野伊勢湾域の代表的な点での地上風のホドグラフを比較した結果、大領域の結果（Case 4）が、もっとも良く実測に追隨していた。小領域の結果（Case 2）が、表現できないのは、やはり午後遅くから夜間にかけて濃尾平野中央部等で風向が南東方向に回り、かつ風速がそれほど弱まらない現象である。

以上、濃尾平野の局地風に、局所地形のみならず、むしろ、一見無関係に見える大規模地形の方が、大きな影響を与えていることを定量的に明らかにした。今後、どの程度の土地利用変更が、どのような状況で、どの程度、この局地風を修正し得るのかを定量的につめていきたいと考えている。

謝辞

本研究の一部分は、科学研究費一般研究（C）No. 06680490 および総合研究（A）No. 06302051（代表：東大教授花木啓祐）の補助を受けた。記して謝意を表します。また、本研究遂行の途中の段階で、筆者の研究室（豊橋技術科学大学建設工学系北田研究室）の多くの学生諸君の助力を得た。特に、菅谷朋宏氏（現株式会社中部）の貢献に対して謝意を表します。

参考文献

- 1) Kitada, T., 1987: Turbulence structure of sea breeze front and its implication in air pollution transport -Application of $k-\epsilon$ turbulence model. Bound.-Layer Meteor., **41**, 217-239.
- 2) Kitada, T., H. Takagi, and K. Kunii, 1991: Numerical investigation of the coastal atmospheric environment influenced by small-scale peninsula. Energy and Buildings, **15/16**, 979-992.
- 3) Kitada, T. and H. Takagi, 1992: Some remarks on the $k-\epsilon$ turbulence model applied to sea breeze simulation -Buoyancy effect on the ϵ -equation and horizontal eddy diffusivity.

Monitoring and Modelling in the Mesoscale, KFA, Jülich, Germany, 135-146.

- 4) 高木久之、北田敏廣, 1994: ドップラーソーダによる大気境界層下部の乱れの鉛直分布とその $k-\epsilon$ 乱流モデルによる解析, 天気, 41, 827-846.
- 5) Swinbank, W.C., 1963: Long-wave radiation from clear skies. Quart. J. Royal Meteorol. Soc., 89, 339-348.
- 6) 北田敏廣、米津千春, 1993: 都市域における緑被率、環境水面率の増加が夏季の地域規模の気候緩和に及ぼす影響. 環境工学研究論文集, 30, 361-370.
- 7) Panofsky, H. A. and J. A. Dutton, 1984: Atmospheric Turbulence. John Wiley & Sons, 397pp.
- 8) Patankar, S. V., 1980: Numerical Heat Transfer and Fluid Flow. Hemisphere Pub. Corp., 197pp.
- 9) 北田敏廣、国井克彦、久保田庄三, 1991: 地域規模の土地利用変化に伴う大気環境変化－濃尾平野の10年間(1975-1985)を例に. 衛生工学研究論文集, 27, 117-127.
- 10) 森博明、小川弘、北田敏廣, 1994: 濃尾平野における海陸風の特徴と広域海風の出現条件. 天気, 41, 379-385.
- 11) Kondo, H., 1990: A Numerical experiment on the interaction between sea breeze and valley wind to generate the so-called "Extended Sea Breeze". J. Meteor. Soc. Japan, 68, 435-446.