長崎県南部地域における夏季の地表風の特性

Characteristics of Surface Wind at the Summer season on the Southern Region of Nagasaki Prefecture

* * * * * * * * * *

薦田 廣章 ・ 古本 勝弘 ・ 武政 剛弘 ・ 吉永 哲典

By Hiroaki KOMODA, Katsuhiro FURUMOTO, Takehiro TAKEMASA and Tetsunori YOSHINAGA

In this paper, we compared the numerical values with the observed values of the wind system at the summer season on the southern region of Nagasaki Prefecture. And we investigated the characteristics of the wind system. On the summer season, it is noted by observation that land and sea breeze is almost prominent all over the above mentioned region.

The numerical calculation shows a liitel larger wind speed than observed, but the shape of hodograph of wind agrees with the observation except in the mid night.

Keyword:land and sea breeze, numerical calculation, hodograph

1. はじめに

海陸風は、海陸間の温度差により、一日を周期として昼間は海から陸へ向かう海風と、夜間は陸から海へ向かう陸風が交替する風系である。この風系は、海岸線の幾何学形状や陸地部分の起伏、季節、緯度などの影響を受け、複雑な状況を呈するために、これまで数多くの観測や数値計算がなされてきた。対象領域を九州に限っても、楠田ら¹⁾や局地風観測グループ^{2), 3)}による観測的研究、大河内ら^{4), 5), 6)}による数値計算に関する一連の研究が報告されている。

長崎県南部地域の中心に位置する長崎市は、大きく入り込んだ長崎湾と東西両側は比較的急峻な山地で囲まれた起伏に富む谷間に形成されており、その山麓は標高200～300m付近まで住宅が密集している人口約45万人の斜面都市である。このような海と丘陵を有する斜面都市における温度・風環境を評価するためには、局地気象に与える海陸風や山谷風の影響を知ることは重要である。

* 正会員 農修 長崎大学助手 大学院海洋生産科学研究科
(〒852 長崎市文教町1-14)

正会員 工博 長崎大学教授 工学部社会開発工学科
(〒852 長崎市文教町1-14)

*** 正会員 農博 長崎大学助教授 工学部社会開発工学科
(〒852 長崎市文教町1-14)

**** 学生員 長崎大学大学院生 工学研究科社会開発工学専攻
(〒852 長崎市文教町1-14)

本論文では、海洋や山地が局地的な風系に与える影響を調べるために、海陸風に関する3次元数値モデルを導入し、シミュレーションを行った。

さらに、数値計算結果と長崎県が行っている地表風の実測データとの比較を行い、対象領域が有する風系の特性の抽出と数値モデルの妥当性の検討を行った。

2. 解析対象領域と資料に基づいた風系の解析方法

長崎県は良好な大気環境を保全するための資料として、県下55地点で風向・風速などを1時間間隔で測定している。今回、解析対象領域とした島原半島を除く長崎市を中心とする長崎県南部地域には、18カ所の測定局が設置されている(図-1)。測定局の一覧を表-1に示す。

対象地域の風系の総観的な特性を知るために、1994年4月から1995年3月までの1年間のデータを用いて、月別の風配図、風速スカラー図、ホドグラフ、日積図を作成した。さらに、海陸風の影響が顕著になると考えられる夏季晴天日75日のデータを抽出して、同様に上記の諸図を作成した。なお、晴天日の判定は気象月報を用いた。

3. 風系の数値シミュレーション

3.1 基礎方程式

大気層を接地境界層とエクマン層に分け、それぞれの層に対してモデル化を行った。

(a) エクマン層のモデル化

エクマン層における基礎方程式は、Navier-Stokesの運動方程式、熱の輸送方程式および連続式である。

基礎方程式の誘導においては、浮力に関する項以外は密度の変動を無視する、いわゆるBoussinesq近似

表-1 対象区域内の測定局名

測定局番号	測定局名
P.1	小ヶ倉支所
P.2	長崎県庁
P.3	稲佐小学校
P.4	西浦上
P.5	長崎保健所
P.6	時津小学校
P.7	三重檜山
P.8	黒崎中学校
P.9	神浦
P.10	雪浦
P.11	遠見岳
P.12	村松
P.13	多良見町役場
P.14	西諫早
P.15	諫早市役所
P.16	諫早保健所
P.17	大村保健所
P.18	口之津

図-1 長崎南部地域の地形図および同区域内の測定局の位置

を施し、Mahrer & Pielke⁷⁾や大河内ら⁴⁾と同様の方法を用いて上述の方程式を変換する。

この際、鉛直座標 z の代わりに、次式で定義する新しい鉛直座標 z^* を導入する。

$$z^* = \frac{z - z_0}{D} \quad (1) \quad D = \frac{z_T - z_0}{z_T} \quad (2)$$

ここに、 z_0 は地表面の標高、 z_T は大気層上端の高度、 D は相対的な大気層の厚さである。

ここで、式(2)の z_T を一定とみなし、静水圧分布を仮定する。さらに、基礎式は、平衡値からの変動量に関して、保存系で定式化する。 z^* 座標系で表示した水平方向の運動方程式および熱輸送方程式は次式となる。なお、 z 軸は一般には鉛直上方にとるので、 x および y 座標はそれぞれ南および東向きにとる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (Du^2) - \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (Duv) - \frac{\partial}{\partial z^*} (uw^*) + fv - \Theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{\theta}{\Theta} \left(1 - \frac{z^*}{z_T}\right) \frac{\partial z_0}{\partial x} \\ & + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (DK_u \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (DK_u \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{1}{D^2} \cdot \frac{\partial}{\partial z^*} (K_v \frac{\partial u}{\partial z^*}) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (Duv) - \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (Dv^2) - \frac{\partial}{\partial z^*} (vw^*) - fu - \Theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{\theta}{\Theta} \left(1 - \frac{z^*}{z_T}\right) \frac{\partial z_0}{\partial y} \\ & + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (DK_u \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (DK_u \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{1}{D^2} \cdot \frac{\partial}{\partial z^*} (K_v \frac{\partial v}{\partial z^*}) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (Du \theta') - \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (Dv \theta') - \frac{\partial}{\partial z^*} (w^* \theta) - DS w' - \left(u \frac{\partial z_0}{\partial x} + v \frac{\partial z_0}{\partial y}\right) \cdot S \cdot \left(1 - \frac{z^*}{z_T}\right) - \Lambda \theta' \\ & + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (DK_\theta \frac{\partial \theta'}{\partial x}) + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (DK_\theta \frac{\partial \theta'}{\partial y}) + \frac{1}{D^2} \cdot \frac{\partial}{\partial z^*} (K_v \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}) \end{aligned} \quad (5)$$

静水圧分布を仮定しているので、鉛直方向の運動方程式は、次式のようにエクスナ関数 π の平均値 Π からの変動量 π' を用いて簡素化することができる。

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = g \frac{\theta'}{\Theta^2} D \quad (6)$$

ここに、 u 、 v 、 w^* はそれぞれの方向の風速成分、 θ' は温位 θ の平均値 Θ からの変動量、 S は温位の鉛直安定度 ($S = d\Theta/dz$)、 Λ は Newton の冷却係数、 f はコリオリパラメータおよび g は重力加速度である。運動方程式中の渦動粘性係数と熱輸送方程式中の渦拡散係数は等しいとし、水平方向のものを K_u 、鉛直方向のものを K_v で表示する。

また、非圧縮性流体に関する連続式を z^* 座標系に変換すると、次式となる。

$$\frac{\partial}{\partial x} (Du) + \frac{\partial}{\partial y} (Dv) + \frac{\partial}{\partial z^*} (Dw^*) = 0 \quad (7)$$

z^* 成分の風速 w^* と、 z 座標における風速成分 w との間には次の関係がある。

$$w^* = \frac{z_T}{z_T - z_0} w + \frac{z^* - z_T}{z_T - z_0} \left(u \frac{\partial z_0}{\partial x} + v \frac{\partial z_0}{\partial y}\right) \quad (8)$$

また、エクスナ関数 π および温位 θ は、それぞれ次式で示される。

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/C_p} \quad (9) \quad \theta = \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/C_p} T \quad (10)$$

ここに、 T は絶対温度、 p は気圧、 p_0 は標準気圧、 R および C_p はそれぞれ空気の気体定数および定圧比熱である。

(b) 接地境界層のモデル化

接地境界層は、運動量や熱の鉛直方向の輸送フラックスが高度によらず一定とみなされる地表面近傍の大気層で、層の厚さは大気の安定度や表面の粗度によって異なる。

接地境界層における風速と温位の鉛直プロファイルは、Monin-Obukhov の相似則が成り立つものとして決定する。Karman定数 κ 、摩擦速度 $u_* (= \kappa du/d \ln z)$ 、摩擦温度 $T_* (= \kappa d\theta/d \ln z)$ および接地境界層の平均的な気温 T_0 を用いて、Monin-Obukhov の安定度のスケール L を、

$$L = \frac{u_*^2}{\kappa (g/T_0) T_*} \quad (11)$$

で定義すると、無次元高度 $\zeta = z/L$ における風速および温位はそれぞれ次式で示される。

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \phi_M(\zeta) \quad (12)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \phi_H(\zeta) \quad (13)$$

$\phi_M(\zeta)$ 、 $\phi_H(\zeta)$ は、風速および温位の鉛直プロファイルに関する普遍関数で、それぞれ以下の式を用いる。不安定な条件 ($-10 < \zeta < 0$) において

$$\phi_M(\zeta) = (1-16\zeta)^{-1/4} \quad (14)$$

$$\phi_H(\zeta) = (1-16\zeta)^{-1/2} \quad (15)$$

安定な条件 ($\zeta > 0$) において

$$\phi_M(\zeta) = 1 + (7\zeta + 70\zeta^3)/(1 + 3\zeta + 10\zeta^3) \quad (16) \quad \phi_H(\zeta) = 1 + (7\zeta + 4\zeta^3)/(1 + 0.0175\zeta + 0.005\zeta^2) \quad (17)$$

3.2 数値計算の方法および境界条件

基礎方程式は、空間的には staggered grid を用いて離散化する。計算対象領域は、北緯 $32^\circ 59' 30''$ 、東経 $129^\circ 33' 20''$ の点と、北緯 $32^\circ 26' 30''$ 、東経 $130^\circ 12' 00''$ の点を対角にもつ $62\text{Km} \times 62\text{Km}$ の正方形領域である。水平方向の格子間隔 Δx 、 Δy は、それぞれ一様に 2Km とし、 32×32 の格子網を配する。ただし、地表面標高 z_0 に関しては、 1Km メッシュ間隔で入力した。鉛直方向の大気層に関しては、式 (2) の鉛直計算領域の上限 z_r を 2800m 、接地境界層の厚さを 30m とした。接地境界層の上部に、 28 メッシュのエクマン層を配し、エクマン層の最下層のメッシュ厚さのみを 70m 、それより上部のメッシュ厚さは一様に 100m とした。したがって、計算対象の大気層の総格子数は地表面を含めて $32 \times 32 \times 30$ である。

地表面での熱バランスは以下の式が成り立つものとして、地表面温度を決定する。

$$R_s + R_L \downarrow - R_L \uparrow - H - E - G = 0 \quad (18)$$

R_s は太陽からの短波放射量の入射フラックス、 $R_L \downarrow$ は大気からの長波放射の入射フラックス、 $R_L \uparrow$ は地表面から上空への黒体放射量、 H は顕熱の輸送フラックス、 E は潜熱の輸送フラックス、および G は地中への熱輸送フラックスである。ただし、都市部でのエネルギー消費などに伴う人工排熱は考慮していない。熱収支式 (18) の各項の評価について以下に記述する。

太陽からの短波放射の正味の入射量 R_s は、次式となる（大河内ら⁴¹⁾）。

$$R_s = (1-A)CQ_s \quad (19)$$

A はアルベド、 C は大気中の水蒸気による短波放射量の減少率、 Q_s は地表面へ入射する短波放射フラックスで、太陽定数 Q_0 との間には次の関係が成り立つ。

$$Q_s = Q_0 \cos i_0 \quad (20) \quad \cos i_0 = \cos \alpha \cos Z_0 + \sin \alpha \sin Z_0 \cos(\beta - \eta) \quad (21)$$

i_0 は地表面に対する太陽の入射角、 α は水平面と地表面がなす傾斜角、 Z_0 は太陽の天頂角、 β は太陽の方位角、 η は地表面の方位角である。また、太陽の天頂角 Z_0 は、次式で求められる

$$\cos Z_0 = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (22)$$

ここに、 ϕ は緯度、 δ は太陽の視赤緯、 ω は太陽時角で正午を 0 とする。

長波放射の入射フラックス R_{Li} は、山本・Brunt の式

$$R_{Li} = \sigma T_s^4 (0.52 + 0.064 \sqrt{e_m}) \cos \alpha \quad (23)$$

を用いて近似する。 σ は Stefan-Boltzmann 定数、 T_s は地表面近傍の気温で、ここでは地上より 100m 上空の気温を用いる。 e_m は hPa で表示した接地境界層内の平均的な水蒸気圧である。

R_{Li} 、 H 、 E はそれぞれ次式で示される。

$$R_{Li} = \sigma T_s^4 \quad (24) \quad H = -C_p \rho u T_s \quad (25) \quad E = H/B \quad (26)$$

ここに、 T_s は地表面の温度、 ρ は空気の密度である。潜熱による熱輸送フラックス E を求めるためには、比湿に関する輸送方程式を解かなければならないが、簡素化するために、Bowen 比 B を用いて、顕熱のフラックス H で評価する。

地表面から地中へ向かう熱輸送フラックス G は、1 次元熱伝導方程式

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_s \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (27)$$

を解くことによって、求めることができる。ここに、 C_s 、 K_s はそれぞれ土壌の熱容量、熱伝導率である。そこで、地中の鉛直格子をそれぞれ 5cm、15cm、35cm および 75cm の位置に置き、最下層においては、地温の変動はないものとする。最下層の格子における温度と地表面温度を境界条件として、式 (27) を解き、

$$G = -K_s \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{at } z = 0 \quad (28)$$

で、地中への熱輸送フラックス G を評価する。

地表面温度は以下のようにして決定する。エクマン層の最下端、接地境界層の最上端は同じ高度なので、風速、温位はそれぞれ一致し、粗度高さ z_0 においては風速は 0、温度は地表面温度 T_s とみなすことができる。式 (11) の Monin-Obukhov の安定度のスケール L が分かると、式 (12)、(13) より、風速および温位の鉛直プロファイルは決定される。そこで、地表面温度 T_s を仮定し、それぞれの鉛直プロファイルより、摩擦速度 u_* 、摩擦温度 T_* の第 1 次近似を求め、仮の安定度スケール L を求める。地表面における熱収支式 (18) の第 3～6 項は地表面温度 T_s の関数となっているので、Newton-Raphson 法で収束計算を行い、地表面温度 T_s を補正する。補正された地表面温度 T_s を用いて、摩擦速度 u_* 、摩擦温度 T_* 、安定度スケール L の第 2 近似を求める。これらの第 2 近似の値をもとに、地表面温度を補正する。式 (18) を必要精度で満足するまで、同様の手法を繰り返し、真の地表面温度 T_s を決定する。

境界条件は、地表面で、 $u, v, w^* = 0$ とし、計算領域の上限 ($z_t = 2800\text{m}$) では、水平運動はないものとみなし、 $u, v, \partial w^*/\partial z, \theta', \pi' = 0$ とする。また、対象領域の側面の境界は、各物理量の法線方向の変化はないものとして、 $\partial u/\partial n, \partial v/\partial n, \partial w^*/\partial n, \partial \theta'/\partial n, \partial \pi'/\partial n = 0$ を与える。

式 (3)～(5) の渦拡散係数については、Ookouchi et al.⁵⁾ に従い、水平方向 K_H は一様な値を与えるが、鉛直方向 K_v に関しては、各層での大気の成層の安定状態を加味して決定する。

Bowen 比 B に関しては、土地利用状況を考慮して、陸地部分を都市・住宅域、山林・農地、水域の 3 種類に分類し、Bowen 比の逆数をそれぞれ 0、2、5 とし、各格子内で 3 種類の領域が占める面積を求め、この面積を重みとして Bowen 比を決定したが、夜間は一様に ∞ とした。

初期条件としては、快晴で無風状態を、大気に関しては温位は安定を仮定し、鉛直安定度はSで与えた。また、計算期間はすべて快晴とし、水面温度は28℃(301K)とし、地中最下層(75cm)の温度もこれに等しく不変とした。時間積分に関しては3段階のleap-frog法を採用し、時間差分 Δt は12秒とした。06:00LSTを計算開始時刻とし、48時間の計算を行った。時刻はすべてLSTを用いて表示する。なお、計算対象領域の東経は、ほぼ130°なので、06:00LSTは06:20JSTに相当する。また、数値計算に用いた主なパラメータの値を表-2に示す。

3.3 数値計算結果

計算は2日間行ったが、第1、2日の計算結果を比較し、開始から4時間経過後の10:00LSTには、両者の計算結果にはほとんど差異がないことを確認して、2日目の06:00LSTからの計算結果を採用した。一例として、08:00LSTから4時間ごとの $z^*=30\text{m}$ における平面風速ベクトル図を図-2に示す。同図より以下のことが分かる。

08:00LSTは、すでに日の出(05:10LST)を迎えているので、陸地は熱せられ、弱い海風が観察される。しかし、日射はまだ弱く、大気の安定度は不安定になり始めたばかりで、陸風から風の状態を経て、海風へ交替し始めた時刻である。

12:00LSTでは、内陸の大気は地表面で熱せられ、不安定さを増し、

表-2 数値計算に用いた主なパラメータの値

A	0.3
C_z	$2.1 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$
C_p	$1.004 \times 10^3 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
K_z	$0.84 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
K_H	$500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Q_0	$1.353 \times 10^3 \text{ W m}^{-2}$
S	$3.8 \times 10^{-3} \text{ Km}^{-1}$
e_m	27 hPa
f	$8.05 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
g	9.8 m s^{-2}
z_0	0.1 m
Λ	$2.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
δ	18°
ρ	1.2 Kg m^{-3}
σ	$5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
ϕ	33° 40'

図-2 $z^*=30\text{m}$ における平面風速ベクトル図

激しい上昇気流が発生する。その結果、海から陸へ向かう海風が生ずる。風の収束点は、計算領域の北東部に位置する多良岳付近、北西部に位置する飯盛山付近、長崎市北東部の帆場岳、天草下島の柱岳などである。風速の大きさとしては、多良岳などでは 5 m/s を超えている。これらの地点では、各方向からの海風と谷風が合成された複雑な大気の流れを呈する。

16:00LSTでも、依然としてまだ海風が観測されるが、12:00LSTと比較して、風速が小さく、かつ平滑化される。

20:00LSTでは、気圧傾度は日中と逆になり、陸風が観測される。発散点は、多良岳付近および飯盛山付近が目立つ。これらの地点では、標高が高く、周囲よりも冷えた空気の塊が、山地の斜面に沿って吹き降りる山風の影響も現れたものと思われる。

00:00LSTになると、陸地と海水との温度差がさらに増し、一段と陸風が強くなる。風速も最大 $4\sim 5\text{ m/s}$ となっている。

04:00LSTになると、気温は一段と下がり、陸風もさらに強まる。多良岳や柱岳からの下降風は、コリオリ力の影響を受け、時計回りに回転していることが分かる。

12:00LSTと00:00LSTにおける地上2mの気温分布を図-3に示す。同図より、時刻にかかわらず都市域は高温、農村域、山麓、山頂などは低温で、土地利用状況によって変化する。

図-3 地上2mにおける気温分布図。単位は $^{\circ}\text{C}$ 。

4. 実測と計算より求めたホドグラフの比較

夏季晴天日のみを抽出した75日の実測データの平均と数値計算を用いて、両者の風の日変化ホドグラフを描き、比較した。この際、西から東、南から北へ吹く風を正として表した。数値計算の平面格子間隔は一定の 2 Km としているので、格子点と測定局の位置は一致しないが、最も近い格子点の計算と比較した。前述のように、長崎におけるLSTはJSTよりも約20分遅くなるが、観測はJSTでなされているので、ここではそれらの遅れ時間は無視した。

西浦上 (P. 4) および三重檜山 (P. 7) におけるホドグラフの比較を図-4に示す。図中の数字は時刻であり、四角で囲んだ方が数値計算である。(a)の西浦上は商業・住宅地で、交通量もかなり多い長崎市の北部の中心街である。ホドグラフの形状はよく一致するが、計算の風速は実測よりもかなり大きくなる。(b)の三重檜山は西彼杵半島の西岸に位置し、まだほとんど開発がなされていない原野の中に位置する測定局である。夜間・早朝を除いては、実測と計算はよく一致する。

ここでの比較では、夜間より昼間、市街地より郊外、とくに沿岸域において、計算と実測はよく一致する。

実測より得られたホドグラフからは以下のことが分かる。ほとんどの測定局では、夜間から早朝にかけて、風速や風向の変化はともに小さくなり、日の出とともに風速は増大し、風ベクトルの時計回り回転

図-4 風のホドグラフ実測と数値計算の比較。

が顕著になる。しかし、数値計算では、夜間の風速や風向の変化は昼間とほとんど変わらず、これが実測と大きく異なる点である。また、ホドグラフの回転方向は実測とほとんど一致するが、大村湾岸の測定局では、形状とともにあまり一致しない。

5. まとめ

長崎県南部地域における夏季の晴天日の風系を、実測データおよび z^* 座標による3次元数値計算を用いて解析を行った。その結果、以下のことが分かった。

- ①対象地域では、夏季晴天日に海陸風の影響を受け、昼間と夜間では風向が交替する。
- ②実測では、風速は夜間に小さく、昼間には大きい。しかし、数値計算では夜間の風速は昼間と同様の大きさか、むしろ大きくなる傾向にある。これは、夜間の放射冷却を過大に評価したこと、人工排熱を無視したことなどによると考えられる。今後、地表面における熱収支を、とくに夜間においてさらに厳密に行う必要がある。
- ③昼間の風向および風速の大きさは、西彼杵半島の西海岸に位置する測定局では、実測と計算はほとんどよい一致を見るが、都市域では、風速の実測は計算よりかなり小さい。これは、数値計算で評価した地表風の高度と風速計が設置された高度との間の差、数値計算では都市キャノピー層を無視した影響もあるものと思われる。
- ④ホドグラフの形状は、数値計算より求めた方が滑らかであり、ホドグラフの回転方向は、ほとんどの測定局では時計回りで、実測ともよく一致するが、北部の大村湾ではあまり一致しない。これは、計算対象領域の西部および南部の陸地は海と接しており、また、境界もほとんど海であるのに対し、北部は比較的急峻な山地が多く、境界も陸地が占める割合が多いからであると思われる。したがって、計算領域の選定には十分考慮をはらう必要がある。
- ⑤ホドグラフの形状およびその回転方向は局地的な地形に大きく依存しているので、地表風を正確に評価するためには、メッシュ間隔をさらに小さくする必要がある。

謝辞

海陸風に関する3次元シミュレーションの基本アルゴリズムは、八代高専・大河内康正教授作成のものを参考にさせて頂き、また貴重な助言を賜った。記して謝意を表します。さらに、風向・風速データを提供して頂いた長崎県保健環境部衛生公害研究所に謝意を表します。最後に、この研究の一部は文部省科学研究費（一般研究(C)・代表者・薦田廣章）の援助を得たことを、記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 楠田信, 阿部信男, 1982: 大分市の夏季の海陸風, 天気, 29, 579-586.
- 2) 局地風観測グループ, 1986: 大分市における局地風の立体観測, 天気, 33, 52-61.
- 3) 局地風観測グループ, 1987: 八代市における局地風の一立体観測, 天気, 34, 19-26.
- 4) 大河内康正, 和方吉信, 1982: 山岳地形をもつ海陸風の三次元数値モデル, 八代高専紀要, 第4号, 9-18.
- 5) Ookouchi, Y. and Y. Wakata, 1984: Numerical simulation for the topographical effect on the sea-land breeze in the Kyushu Island, J. Meteor. Soc. Japan, 62, 864-879.
- 6) 大河内康正, 1994: 海陸風のシミュレーション, 局地気象研究会講演論文集, 第10号, 日本農業気象学会局地気象研究部会, 21-33.
- 7) Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1977: The effect of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model, Mon Wea Rev, 105, 1151-1162