

부산 연안에서의 3차원 해륙풍 수치 모의

문승의 · 김유근 · 이화운 · 전병일

부산대학교 대기과학과
(1993년 6월 5일 접수)

A Three Dimensional Numerical Simulation of the Land and Sea breeze over Pusan Coastal Area, Korea.

Sung-Eui Moon, Yoo-Keun Kim, Hwa-Woon Lee and Byung-Il Jeon

*Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University,
Pusan, Korea*

(Manuscript received 5 June 1993)

Abstract

The land and sea breeze over the Pusan coastal area is studied by three dimensional mesoscale numerical model.

According to the results of the simulation experiments, both Pusan areas and Kimhae areas, the sea breeze began at 0800LST and the strongest at 1500LST and then at 1800LST. After midnight, the sea breeze changed about the land breeze and become weaker than that of the sea breeze in the daytime.

Comparisons between calculations and observations showed that the characteristics of diurnal variation and v-component of the wind velocity relatively is similar to the Pusan areas. On the Kimhae areas, however, observations showed time lag which compared to the results of simulation experiments in the velocity of sea breeze and diurnal variation. From the above results, comparisons between calculations and observations is much more similar to the coastal areas than on the inland area.

Key Words : three-dimensional numerical simulation, land and sea breeze, planetary boundary layer, surface boundary layer

1. 서 론

해륙풍 수치 모델에 대한 연구의 역사는 Estoque (1961, 1962)가 2차원 모델을 개발한 것을 시작으로 하여, Neumann과 Mahrer(1974)는 Estoque 모델을 정역학과정의 제거되고 연속방정식이 질량보존에 직접적으로 사용되도록 수정하였으며, 부가적으로 그들은 물리적 영향과 진보된 모수화 scheme

를 내삽함으로써 여러 가지를 향상시켰다.

Pielke(1974)는 3차원 모델을 개발하여 남부 플로리다(Florida)에서 해륙의 지형적인 분포를 도입하고, 그 지역 위의 복잡한 바람장의 형태를 재구성함으로써, 해풍을 성공적으로 모의하였다. 지형의 영향과 지표면 열수지를 포함한 해륙풍의 3차원 모델은 Pielke와 Mahrer (1975)에 의해 불규칙한 지형에 적용시키기 위해서 개발되었다.

우리 나라에서의 해륙풍에 대한 수치 시뮬레이션에 대한 연구로는 2차원으로서 문승의 등(1990)과 장광미 등(1993)이 지표면 온도, 대기 확산 계수 그리고 지형을 달리하여 해륙풍을 모의하였고, 박순웅과 윤일희(1989)는 종관 바람장의 변화를 고려하여, 신동빈과 이태영(1989)은 한반도 중부 지방에서 지형이 해륙풍 순환에 어떠한 영향을 미치는가를 규명하였고, 김유근(1988)은 제주도 지방에서 한라산의 지형을 고려한 해륙풍을 모의하였으며, 3차원으로는 이태영과 신동빈(1989)은 중규모 모델을 이용해 남한 지역에서 종관 규모의 기상 현상이 없는 맑은 여름날의 대기 순환을 조사하였고, 박순웅(1990)은 지표면 열수지와 장파단파에너지를 매개 변수화한 해륙풍 모델을 이용해 한반도의 중규모 대기순환을 연구하였다. 그리고 현중훈과 이동규(1990)는 Anthes와 Warner가 개발한 PSU/NCAR 중규모 모델을 이용해 제주도 지방의 해륙풍을 모의하였다.

본 연구 지역인 부산 연안에서의 해륙풍의 수치 모의에 대한 연구로는 장광미 등(1993)에 의해 지형을 고려한 2차원 해륙풍을 수치 모의한 바 있다.

따라서 본 연구에서는 부산 연안 지형의 영향이 고려되고, 국지적인 효과가 비교적 정확하게 표현될 수 있는 3차원 해륙풍 모델을 개발하여, 실제로 부산 연안에서 관측한 바람과 비교해 보고자 한다.

2. 수치 모델

본 연구에서 이용하는 수치 모델은 보통 중규모 국지풍계 중에서도 비교적 해륙풍에 잘 이용되어 흔히 해륙풍 모델이라고 불리는 것으로 여러 유형의 지형과 지표면의 상태 등을 고려하여 그에 따른 국지풍계를 묘사할 수 있다.

2.1 기초 방정식

기초 방정식계는 운동량, 질량, 열에너지 등의 보존칙에 기초한 운동방정식, 비습방정식, 연속식, 정역학평형식이다. 지형의 영향을 고려하기 위해 임의로 변화하는 지표면을 표현하는 방법으로 직교 좌표계에서의 기초방정식을 z^* 좌표계로 변환한 방정식을 이용한다. z^* 좌표계로의 변환식은 연직 좌표로

$$z^* = \frac{z - z_G(x,y)}{s(x,y,t) - z_G(x,y)} \quad (1)$$

을 이용한다. 여기서 z 는 높이, z_G 는 지형고도, \bar{s} 는 계산영역 상면의 고도, s 는 상면의 경계 높이를 고정시키지 않고 질량의 보존을 고려하여 시간과 장소에 의해 변하는 물질 표면이다.

z^* 좌표계에 의한 3차원 중규모 대기 운동의 기초 방정식은 다음과 같다. 먼저 운동방정식은

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} = & fv - C_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial x} + g \frac{z^* - \bar{s}}{s} \left(\frac{\partial Z_G}{\partial x} \right) \\ & - g \frac{z^*}{s} \frac{\partial s}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_V^{(m)} \frac{\partial u}{\partial z^*} \right), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} = & -fu - C_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial y} + g \frac{z^* - \bar{s}}{s} \left(\frac{\partial Z_G}{\partial y} \right) \\ & - g \frac{z^*}{s} \frac{\partial s}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_V^{(m)} \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

으로 표시된다. 온도방정식과 비습방정식은 각각

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_V^{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_v}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial q_v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial q_v}{\partial y} \right) \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_V^{(q)} \frac{\partial q_v}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

이고, 연속방정식은

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{s - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) \\ + \frac{1}{s - z_G} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

이고, 정역학방정식과 지중온도방정식은 각각

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z^*} = -\frac{s-z_G}{\bar{s}} \frac{g}{c_p \theta}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right), \quad (8)$$

이다. 여기서

$$\frac{\partial s}{\partial x} = -\frac{1}{\bar{s}} \int_0^{\bar{s}} \left[\frac{\partial}{\partial x} \{ u(s-z_G) \} \right. \\ \left. \frac{\partial}{\partial y} \{ v(s-z_G) \} \right] dz^* \quad (9)$$

$$w^* = w \frac{\bar{s}}{s-z_G} + \frac{z^* - \bar{s}}{s-z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) \\ + \frac{z^*}{s-z_G} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right), \quad (10)$$

$$\Pi = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{R/C_p}, \quad (11)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*}, \quad (12)$$

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}, \quad (13)$$

$$f = 2\Omega \sin \phi \quad (14)$$

이다.

2.2 연직 방향과 수평 방향의 확산 계수와 지표면 열수지 모델

대기층 중 대기의 운동과 온도 등에 영향을 미치는 지표로부터 높이 1~2km까지의 부분은 대기 경계층(Atmospheric Boundary Layer) 혹은 행성 경계층(Planetary Boundary Layer)이라고 부르며, 열적·역학적 원인으로 생기는 난류가 강한 것이 특징이다. 대기 경계층 중에서도 지표로부터 수 10m까지의 기층은 특히 지표면의 영향이 현저하기 때문에 지표경계층(Surface Boundary Layer) 또는 운동량과 열의 연직 방향의 플럭스(flux)가 지표의 값과 같다고 보는 기층으로 플럭스 일정한 기층(Constant Flux Layer)이라고 불리기도 한다. 모델에 있어서 대기 중의 각 변량은 격자의 크기로 평균치를 대표한다. 이것보다 작은 것에 의한 물리량의 수송 저항 및 에너지 소산의 현상은 매개 변수화가 필요하다.

본 연구는 대기 경계층 중에 지상으로부터 50m까지를 접지경계층 그 위를 에크만층이라 하고 각각 다른 모델화를 행하였다. 난류 효과에 대해서는 여

러 가지 모델화가 되어 있지만, 본 연구에서는 대기 상태에 따른 난류 효과를 잘 표현한다고 생각되는 Yamada(1975)에 의한 종결 모델을 사용하여 에크만층에서의 난류 확산 계수를 표현하였고, 접지경계층내에서의 수송 저항은 Monin-Obukov의 상사이론에 기초한 Businger *et al.*(1971)의 무차원풍속·온위의 표현식을 이용하여 운동량과 열플럭스 및 연직 방향 확산 계수를 나타내었다. 그리고 운동량, 열, 비습의 연직 방향의 난류 확산 계수의 최소치는 다음과 같이 가정하였다.

$$K_v^{(m)}, K_v^{(\theta)}, K_v^{(q)} \geq K_{vmin} \quad (15)$$

여기서, K_{vmin} 은 연직 방향 확산 계수의 최소치이다.

수평 방향의 확산 계수는 계산이 불안정하게 하지 않을 정도의 충분히 큰 값인

$$K_H = 10000(m^2/s) \quad (16)$$

으로 하였다.

지표면에서의 열축적이 없다면, 지표면에서의 열수지 방정식은

$$R_s + R_L + H + LE - Q_G + Q_A = 0 \quad (17)$$

로 나타낼 수 있다. 여기서, R_s 는 태양복사 플럭스(cal/m^2s), R_L 는 장파복사 플럭스(cal/m^2s), H 는 현열 플럭스(cal/m^2s), LE 는 잠열 플럭스(cal/m^2s), Q_G 는 지중열 플럭스(cal/m^2s), Q_A 는 인공열(cal/m^2s)를 나타낸다. 위식을 수식화하여 나타내면

$$(1 - A) T_r R_0 \cos Z + \sigma [\{ E_a (1 - C_{cloud}) + C_{cloud} \} T_a^4] - \sigma T_G^4 + \rho C_p u_* \theta_* + \rho L_w u_* q_* \\ - \rho_s C_s \int_{-z_{\infty}}^0 \frac{\partial T_s}{\partial t} dz + Q_A = 0 \quad (18)$$

으로 표현되므로, 이 식을 이용하여 지표면 온도 T_G 를 구할 수가 있고, E_a 는 $1 - 0.261 \exp\{-7.77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2\}$ 이다. 위 식에서 사용된 변수는 부록에 자세하게 제시하였다.

2.3 기초 방정식의 유한 차분 방법

기초 방정식의 차분 근사법으로서는 대상으로 하

는 문제와 계산의 안정성 등에 의해 여러 가지의 방법이 사용되고 있다. 본 연구에서는 복잡한 지형에서의 확산 계수의 계산, 3차원모델에의 확장 등 대기 경계층내의 제문제를 포함한 수치 계산 모델을 모의하기 위해서는 계산의 안정성을 고려하여 다음과 같은 차분 방법을 사용하였다. 즉 이류항은 풍상 차분법, 확산항은 Mahrer와 Pielke(1975)에 의한 새로운 DuFort-Frankel method, 시간에 대해서는 전진 차분법을 이용하였으며, 그 외의 항은 중심 차분법을 사용하였다.

각 변수에 대한 격자망은 Fig. 1과 같이 대상으로 하는 변수의 정의점이 다른 격자망(Staggered grid mesh)을 이용하였다. 이 방법은 미정의 점에 있어서의 값이 필요한 경우 정의점의 값으로부터 선형 내삽에 의해 구할 필요가 있을 때 사용되며, 같은 격자점에서 모든 변수를 계산하는 방법보다 상당히 까다로운 점이 있지만 적은 격자점에서도 합리적인 해를 얻을 수 있기 때문에 일반적으로 널리 이용되고 있다.

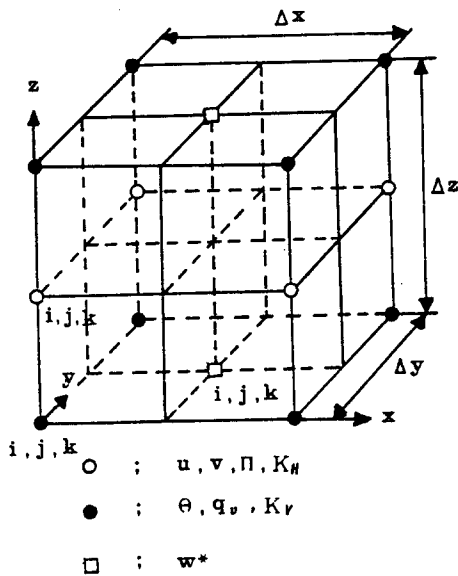


Fig. 1. Schematic picture of model grid mesh.

2.4 계산 영역과 격자 간격

부산 연안을 중심으로 한 계산 영역은 Fig. 2와 같이 수평 방향을 각각(x와 y)80km로 하고, 격자 간격

은 4km로 21×21 격자점을 이용했다. 연직 방향으로 Fig. 3과 같이 3000m까지 10층으로 나누어 u, v의 두번째의 격자점이 있는 높이 50m를 접지층이라고 가정했다. 지중은 1m까지를 14층으로 나누어 지중 1m에서의 경계 조건은 플럭스를 0으로 했다.

실제의 지형은 계산상 다음과 같이 평활화를 하였고 평활화후 50m이하는 평지로 보았다.

$$z_G(i,j) = 0.15(z_G(i+1,j)+z_G(i-1,j))+z_G(i,j-1)+z_G(i,j+1))+0.4 \times z_G(i,j) \quad (19)$$

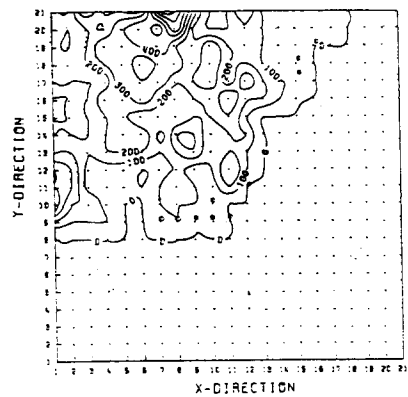


Fig. 2. Model input smoothed topography and integration domain.

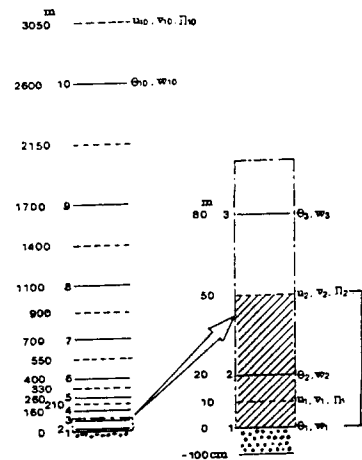


Fig. 3. Computation domain of vertical direction.

2.5 초기 조건과 경계 조건

본 모델에 사용한 초기 조건으로 연직 방향의 풍속 성분은 전 영역에서 w=0으로 하였다. 수평 방향

의 풍속 성분 u, v 도 지균풍이 없는 경우를 가정해서 계산하였으므로 $u=v=0$ 을 초기 조건으로 하였으며, 온위에 대해서는

$$\theta = \theta_{sea} + \Gamma [z^* \{ \bar{s} - z_G(x, y) \} \bar{s}^{-1} + z_G(x, y)] \quad (20)$$

을 사용했으며, 여기서 Γ 는 온위의 연직 방향의 감률이다. 그리고 압력 Π 는 좌표원점의 값을 1.0037(1013hPa)로 가정하여 계산하였다. 비습은 지균풍이 없는 경우에 온위와 같이

$$q_v = q_{vG0} + \Gamma_q [z^* \{ \bar{s} - z_G(x, y) \} \bar{s}^{-1} + z_G(x, y)] \quad (21)$$

여기서, q_{vG0} 는 표면에서의 초기 비습, Γ_q 는 비습의 연직 방향의 감률이며, 지중 온도에 대해서는

$$T_s = \theta_G = \theta_{sea} \quad (22)$$

로 하였다.

지표면의 경계 조건으로는 연직 방향의 풍속에 대해서는 $w=0$ 으로 하였고, 수평 방향 풍속 u, v 에 대해서는 Fig. 1로부터 알 수 있듯이 지표면에 격자점이 없기 때문에 지표면에 최대한 가까운점의 값 $u_{i,j,1}$ 및 $v_{i,j,1}$ 을 지표층의 마찰 속도로부터 구해 그 값을 경계치로 한다. 온위에 대해서는 바다와 육지로 분리하여 해면은

$$\theta = \theta_{sea} : \text{const} \quad (23)$$

으로 하고, 육지 표면은 2.2에 나타낸 지표면 열수지 모델을 이용해서 결정된 T_G 를 경계치로 사용했다.

비습에 대해서는 지면의 습윤도, 온도 등의 함수로 나타내는

$$q_{vG} = F_w q_{vG, \text{sat}} + (1 - F_w) q_v(z_2) \quad (24)$$

를 사용하였다. 여기서 F_w 는 지표면의 습도, $q_v(z_2)$ 는 높이 z_2 에서의 비습, $q_{vG, \text{sat}}$ 는 지표에서의 포화 비습이다. 지중 온도에 대해서는 $z_{G0}=100\text{m}$ 에서

$$\frac{\partial T_s}{\partial z} = 0 \quad (25)$$

로 하였다.

상면에서의 경계 조건은 지표면 가열에 의해서 일어나는 일변화가 상면에서는 일어나지 않는다고 가정하고 다음과 같이 하였다. u, v 는 Fig. 4와 같이 상면에서 정의점이 없기 때문에 상면에서 지균풍에 일치한다고 하였다. 즉

$$\frac{u_{i,j,k_{\text{max}}} + u_{i,j,k_{\text{max}}-1}}{2} = U_g \quad (26)$$

$$\frac{v_{i,j,k_{\text{max}}} + v_{i,j,k_{\text{max}}-1}}{2} = V_g \quad (27)$$

으로 정하였고, 또 전 변수에 대해서는

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_v}{\partial t} = \frac{\partial \Pi}{\partial t} = 0 \quad (28)$$

로 하였다.

측면에서의 경계 조건으로, 유입측(inflow)에서는

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial q_v}{\partial x} = \frac{\partial \Pi}{\partial x} = 0 \quad (29)$$

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\partial q_v}{\partial y} = \frac{\partial \Pi}{\partial y} = 0 \quad (30)$$

으로 하고, 유출측(outflow)에서는 벡터양(u, v)과 스칼라양(θ, q_v)으로 나누고 각각 다음과 같이 하였다. 수평 풍속의 법선 성분에 대해서는 Klemp 와 Wilhelmson(1978)의 경계조건

$$\frac{\partial V_n}{\partial t} + c \frac{\partial V_n}{\partial n} = 0 \quad (31)$$

을 사용하고 여기서, $\partial/\partial n$ 은 측면의 법선 방향의 미분, c 는 요란의 위상속도이다. z_G 에 대해서는 양측면에서

$$\frac{\partial z_G}{\partial x} + c \frac{\partial z_G}{\partial y} = 0 \quad (32)$$

으로 하였다.

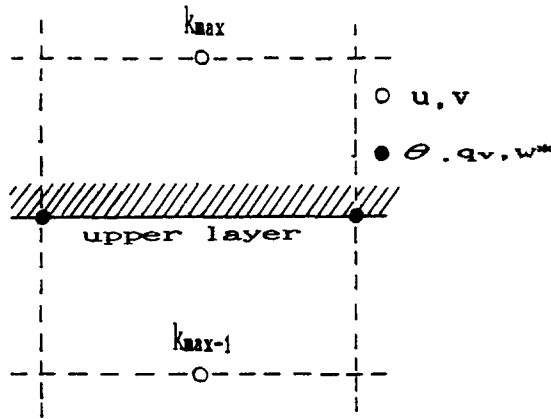


Fig. 4. Boundary of u, v component in upper layer of computation domain.

2.6 상수의 설정

본 수치 모델에 사용된 계산 상수는 Table 1과 같다.

Table 1. Constant of computation

K_H	10000(m ² /s)	K_{Vmin}	1(mp ² /s)
f	$0.83 \times 10^{-4}(s^{-1})$	ρ	1.226(kg/m ³)
L_w	588.7 (cal/g)	R_0	323.3 (cal/m ² s)
ϕ	35°08'(deg)	ϕ_{lon}	129°04'(deg)
P_{00}	1000(mb)	Γ	0.005(K/m)
Γ_q	0.006(g/kg.m)	g	9.81(m/s ²)
Ω	$7.27 \times 10^{-5}(rad/s)$	σ	$1.38 \times 10^{-8}(cal/m^2K^4s)$
C_P	239.05(cal/kgK)		

본 모델은 지형의 효과를 고려하기 때문에 지표면의 상태에 따라 Fig. 2에서 0으로 표시한 부분은 도시(urban)으로 하고, 산지를 시골(rural)로 하였으며, 그 외 지역을 교외(suburban)으로 하였다. 그에 따른 열수지 parameter의 값은 Table 2와 같다.

Table 2. Values of heat balance parameter due to surface condition.

Symbol	Units	Model value		
		Rural	Suburban	Urban
A	--	0.2	0.18	0.15
T_r	--	0.71	0.7	0.664
F_w	--	0.2	0.1	0.05
$\rho_s C_s$	calcm ⁻³ K ⁻¹	0.4	0.46	0.52
K_s	cm ² s	0.005	0.007	0.01
Q_A	calcm ⁻² s ⁻¹	0.0	5.95	16.36
z_0	cm	10	30	100

3. 부산 연안 해륙풍의 수치 모의

여기서는 2장에서 서술한 3차원 모델을 사용하여 모의를 하였다. 계산 시작 시각은 8시로 하고 2일간의 분량을 개인용 컴퓨터로 계산하여 2일째의 값을 취하였고, 계산 간격은 계산의 안정성을 고려하여 60초로 하였으며, 계산 조건은 우리 나라가 동서고압대하에서 해륙풍이 잘 발생했다고 생각되는 1990년 9월 21일~22일을 선정하여 계산을 행하였고, 이 날의 부산과 김해의 하늘 상태는 쾌청(운량:0)이었고, 부산의 최고 기온은 26.1℃(김해 28.4), 최저 기온은 18.2℃(김해 15.4)였고, 부산의 평균 상대 습도는 79%이었다. 해수면 온도(θ_{sea})는 293K로 하였으며, 일중 해륙 온도차의 최대치(A)는 6K로 하여 계산하였다.

3.1 계산 결과

1990년 9월 21일의 자료를 이용하여 지표로부터 50m되는 높이에서의 풍계의 일변화를 3시간 간격으로 1일분을 Fig. 5과 Fig. 6에 나타내었다. 9시부터 부산만에서의 해풍이 불기 시작하면서 점점 강해져 1500LST에는 곡풍과 상승 효과를 나타내면서 최대 로 발달하여, 부산의 해안선에서 최대 풍속이 4m/s에 달하고 있다. 1800LST에 접어들면서 해풍은 점차 약화되기 시작하였으며, 2100LST에는 뚜렷한 풍향을 알아볼 수 없을 정도로 풍속이 약화되었고(evening calm), 2400LST부터 육풍이 연안역에서 형성되면서 0300LST까지 지속되었다. 0600LST에는 다시 주풍향을 알아볼 수 없을 정도(morning calm)로 풍속이 약화 되었다.

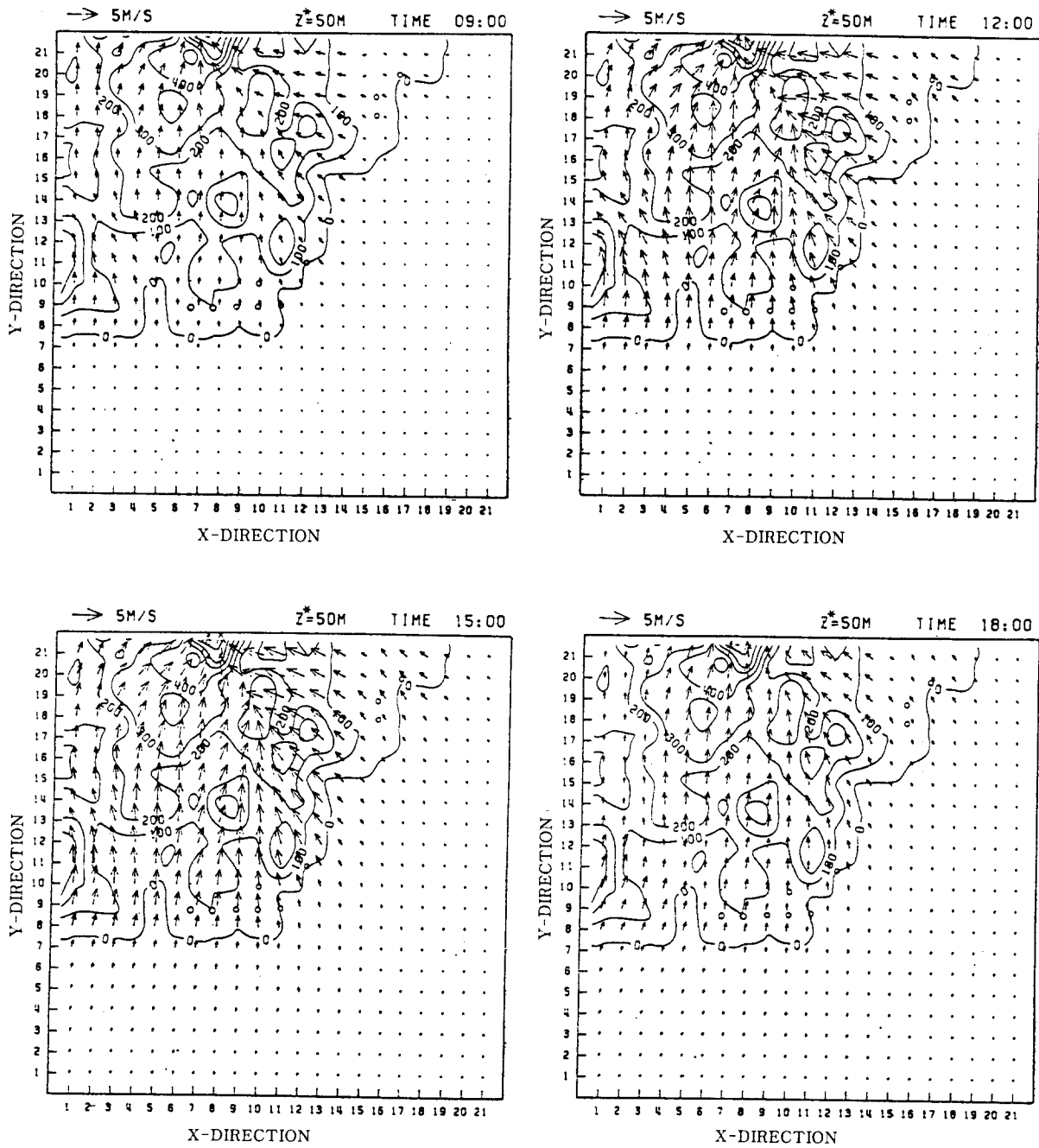


Fig. 5. Model results of horizontal wind system over Pusan coastal area at 0900LST, 1200LST, 1500LST, 1800LST, September 21, 1990.

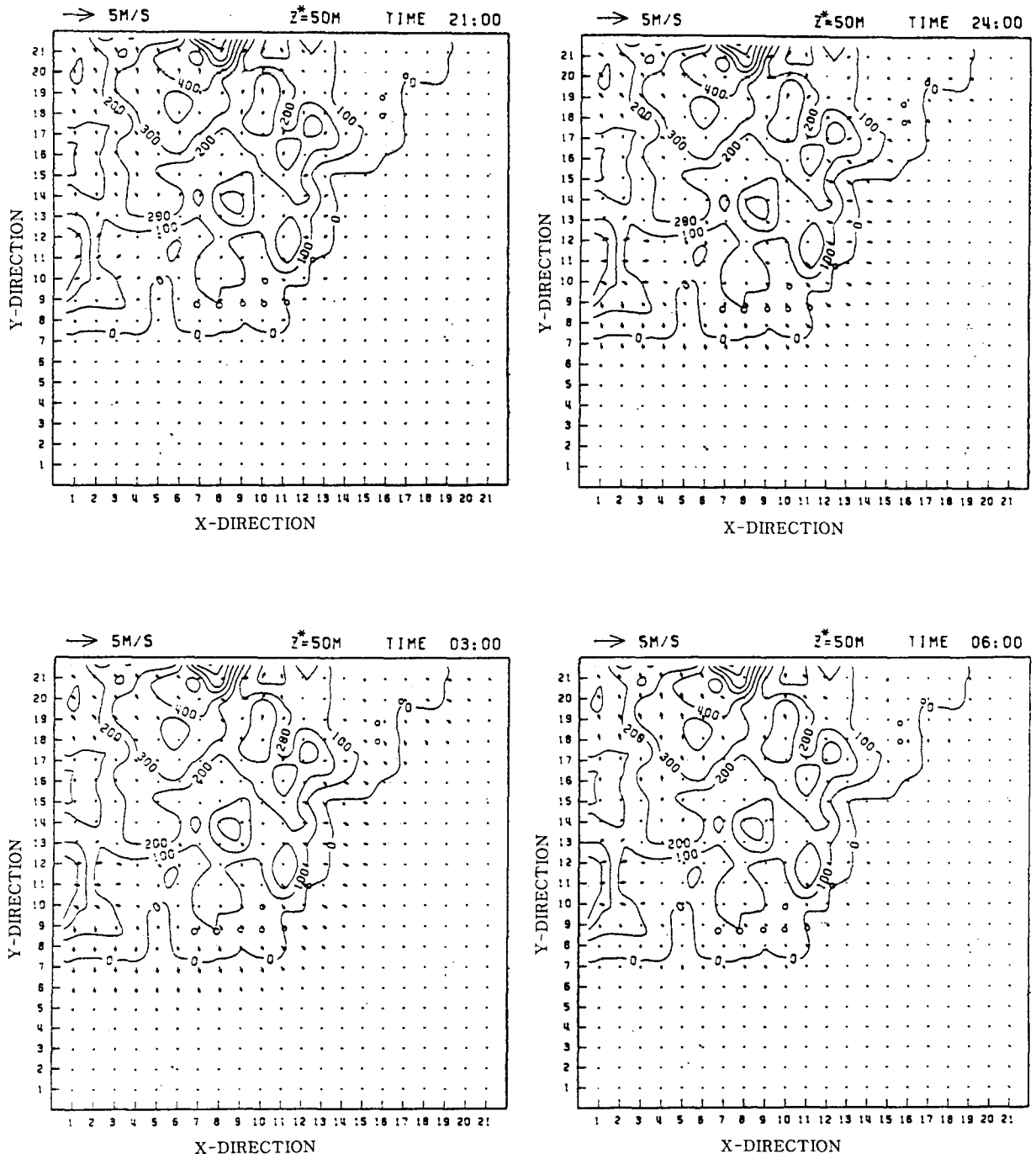


Fig. 6. As in Fig 5, but for 2100LST 2400LST, 0300LST, 0600LST, September 21, 1990.

3.2 관측 결과와 계산 결과의 비교

위에서 선정한 1990년 9월 21일에 대해 수치모의한 결과의 지상풍과 이 날의 부산 지방기상대, 김해 공군기상대, 가덕도 등대에서 관측한 지상풍을 벡터 분석하여 해안선과 비교적 수직인 v성분만을 비교하여 Figs. 7~9에 나타내었다.

우선 부산의 관측된 자료를 보면 1000LST에 해풍이 불기 시작하여 2300LST까지 13시간동안 해풍이 지속되었고, 육풍은 약하게 나타났다. 김해에서는 1400LST에 해풍이 불기 시작하여 2100LST까지 7시간동안 지속되었으며, 육풍은 2400LST부터 0300LST까지 약하게 불었으나 거의 무풍 상태였다. 가덕도는 부산과 김해에 비해서 풍속은 약했다.

이상의 관측값과 계산된 값을 비교하면, 부산에서는 계산된 해풍의 발생 시각(0800LST)이 관측된 발생시각(10시)보다 빠르고, 관측된 육풍의 풍속이 강하다는 것을 제외하고는 해풍의 풍속과 일변화의 경향은 대체로 일치하였다. 그러나 김해에서는 해풍의 발생시각과 해풍의 풍속 등에서 어느 정도 차이를 보이고 있으나, 육풍의 개시시각과 일변화는 어느 정도 일치하는 결과를 얻었다. 가덕도에서는 주간의 자료만 있기 때문에 야간에는 비교하지 못했으나, 주간의 계산값은 관측값과 비교적 일치하는 모습을 보여

주었다. 수치 계산의 결과를 관측값과 비교한 결과 내륙(김해)보다는 해안선(부산)부근과 해양(가덕도)에서 일치하는 경향을 보여 주었다.

4. 결 론

해류풍이 잘 발생한 1990년 9월 21일의 관측값과 지형의 기록에 관계 없이 자유롭게 계산될 수 있고 지표면 열수지 모델을 정식화하여 대기의 상태나 지표면 상황 등을 잘 표현 할 수 있는 3차원 해류풍 모델을 이용하여 수치 모의한 결과를 비교하여 다음과 같은 결론을 얻었다.

1) 모델을 모의한 결과 부산과 김해에서는 오전 0800LST경에 해풍이 시작하여 1500LST에 가장 강하였으며, 1800LST부터 약화되기 시작하여 2400LST이후에는 육풍으로 바뀌었으며, 해풍에 비하여 약한 풍속을 보였다.

2) 계산값과 관측값을 비교한 결과 부산에서는 해류풍의 일변화 경향과 v성분의 속도가 비교적 일치하였으나, 김해에서는 해풍의 속도와 일변화가 지연되는 현상이 나타나는 것으로 보아 내륙보다 해안선 부근에서 비교적 잘 일치한다는 것을 알 수 있었다.

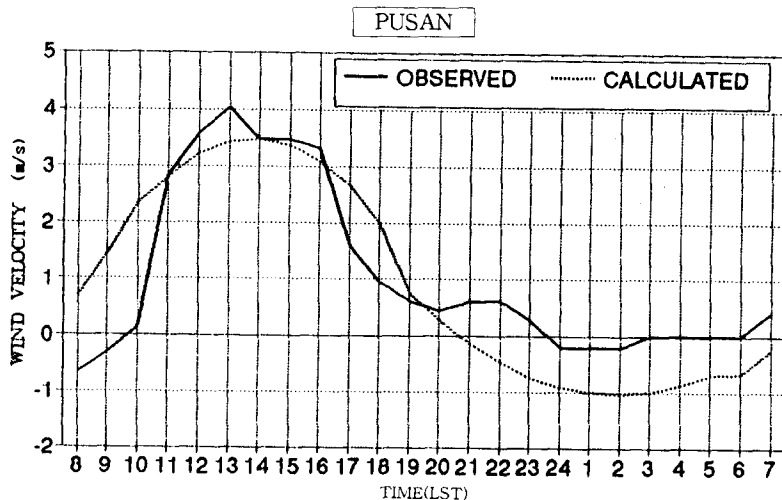


Fig. 7. Diurnal variation of the observed and calculated values for v-component, September 21~22, 1990 in Pusan.

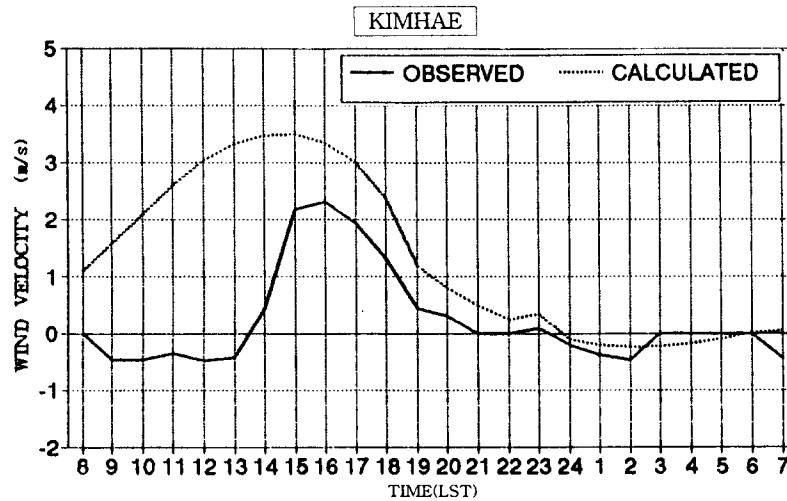


Fig. 8. Same as in Fig. 7. except for Kimhae.

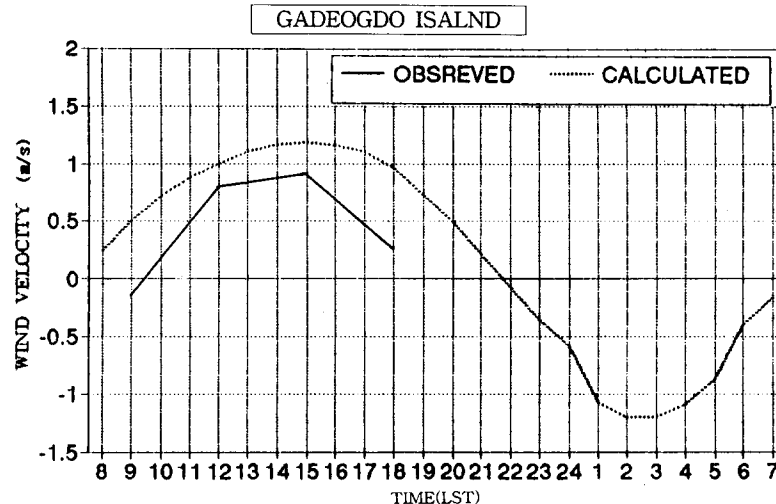


Fig. 9. Same as in Fig. 7. except for Gadeogdo island.

참 고 문 헌

- 김유근, 1988, 제주도 지방의 해륙풍의 기후학적 특성과 Simulation에 관한 연구, 부산대학교 박사학위논문, 122pp.
- 문승의, 장광미, 이화운, 1990, 해륙풍의 수치 모델에 관한 연구, 한국기상학회지, 26(2), 67-77.
- 박순웅, 1990, 한반도에서 3차원 해륙풍 수치 모델의 결과, 한국기상학회지, 26(2), 67-77.
- 박순웅, 윤일희, 1989, 중관바람장의 변화를 고려한 이차원 해륙풍 수치 모델링, 한국기상학회지, 25(2), 80-93.
- 신동빈, 이태영, 1989, 한반도 중부 지방에서의 해륙

- 풍 순환에 미치는 지형의 영향, 한국기상학회지, 25(2), 56-69.
- 이태영, 신동빈, 1989, 남한 지역에서의 대기 순환에 관한 수치적 연구, 한국기상학회지, 25(4), 276-288.
- 장광미, 문승의, 조병길, 1993, 부산지방 해륙풍에 관한 Simulation, 한국환경과학회지, 2(1), 9-16.
- 현종훈, 이동규, 1989, 3차원 중규모 모델을 이용한 제주도에서의 해륙풍 모의, 한국기상학회지, 25(2), 56-69.
- Businger, J. A. *et al.*, 1971, Flux-profile Relationships in the Atmospheric Surface

Layer, J. Atmos. Sci., 28, 181-189.

Estoque, M. A., 1961, Theoretical Study of the sea breeze, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87, 136- 146.

Estoque, M. A., 1962, The sea breeze as a function of the Prevailing Synoptic Situation, J. Meteo. Soi., 19, 244-250.

Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978, The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics, J. Atmos. Soi., 35, 1070-1096.

Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1975, A Numerical Study of Air Flow over Mountains Using the Two-Dimensionnal Version of the University of Virginia Mesoscale model, J. Atmos. Soi., 32, 2144-2155.

Neumann, J. and Y. Mahrer, 1974, A Theoretical study of the Sea and Land Breeze of Circular Island, J. Atmos. Sci., 31, 2027-2039.

Pielke, R. A. and Y. Mahrer, 1975, Representation of the Heated Planetary Boundary Layer in Mesoscale Models with Coarse Vertical Resolution, J. Atmos. Sci., 32, 2288-2308.

Pielke, R. A., 1974, A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breeze over South Florida, Mon. Wea. Rev., 102, 115-139.

Pielke, R. A., 1984, Mesoscale meteorological modeling, Academic Press Inc., 612pp.

Yamada, T., 1975, The Critical Richardson Number and the Ratio of the Eddy Transport Coefficients Obtained from a Turbulence Closure Model, J. Atmos. Sci., 32, 926-933.

부록. List of symbols

x, y, z	: cartesian좌표계(각각 동서방향, 남북 방향, 연직방향)
u, v, w	: x, y, z방향의 속도성분
w*	: z*좌표계에 의한 연직방향의 속도성분
t	: 시간 [s]
θ	: 온도 [k]
q	: 비습 [kg/kg]
T	: 대기온도 [K]
T _s	: 지중온도 [K]
R _d	: 건조공기의 기체상수 [cal/gK]
c _p	: 정압비열 [cal/kgK]
p	: 압력(mb)
P ₀	: 기준고도의 압력 [mb]
f	: Coriolis parameter [s ⁻¹]
Ω	: 지구자전각속도 [rad/s]
ϕ	: 위도 [deg]
g	: 중력가속도 [m/s ²]
K _H	: 수평방향확산계수 [m ² /s]
K _V ^(m) , K _V ^(θ) , K _V ^(q)	: 각각 운동량, 열, 비습의 연직 방향의 확산계수
K _s	: 토양의 확산계수
A	: 지표면 albedo
T _r	: 대기투과율
R ₀	: 태양상수
Z	: 천정각
σ	: Stefan-Boltzman상수
C _{cloud}	: 운량
T _a	: Stevenson screen고도(1.5m)의 기온
T _G	: 지표면온도
C _p	: 정압비열
u*	: 마찰속도
θ_*	: 마찰온도
q _{v*}	: 마찰비습
ρ	: 밀도
L _w	: 잠열
T _s , ρ_s , C _s	: 각각 토양의 온도, 밀도, 비열
Z _{GO}	: 지중경계의 깊이