

植生の影響을 고려한 蔚山地域의 中規模 地域氣象場에 관한 研究

Numerical Analysis of Meso-Scale Circulation with Inclusion of a Layer of Vegetation over Ulsan Area

이 성 대*
Lee, Seong-Dae

.....

Abstract

A three-dimensional numerical model for the simulation of meso-scale local circulation is developed and it is applied to the land and sea breezes which take place around Ulsan. The surface temperature and moisture on the land are determined by means of the surface heat budget with a layer of vegetation considered. The vertical diffusion coefficients of momentum, heat and specific humidity at the surface layer are obtained by the level-2 model of the turbulence closure proposed by Yamada (1982). This model proved to be effective in simulating the structure of the land and sea breezes around Ulsan.

.....

요 지

울산지역의 해륙풍장을 해석하기 위해 3차원 중규모 지역기상 수치모형을 개발하여 흐름장의 변동을 수치해석하였다. 식생의 영향을 고려한 지표면 열수지모형을 이용하여 지표면의 온도 및 습도를 결정하도록 하였다. 그리고 접지층에서의 연직방향 확산계수는 Businger의 모형을, Eckman층에서는 Yamada의 난류 closure모형을 사용하여 계산하였다. 그 결과 울산지역의 해륙풍장의 거동특성을 해석하는데 있어서 본 모형은 효과적임을 알 수 있었다.

.....

keywords : numerical analysis, meso-scale circulation, diffusion coefficient, level-2 model, turbulence closure

* 한라공과대학교 건설공학부 조교수

1. 서 론

최근 도시주변지역의 도시화 및 공업화에 따른 토지이용(Land Use)의 변화가 대기환경에 어떤 영향을 미치는가를 조사·연구하는 것은 매우 중요한 문제로 대두되고 있다. 특히 우리나라 최대의 중화학 공업도시인 울산지역은 이같은 공업화 및 도시화가 급격히 이루어지고 있으며 이에 수반된 대기질의 악화는 심각한 사회문제가 되고 있다. 울산지역의 대기오염의 특색은 대기오염원이 해안선 근방에 집중되어 이들 오염원으로 부터 대량의 오염물질이 배출되고 있으며, 도시화에 따라 자연 식생환경이 파괴되어 그 대신 콘크리트·아스팔트 등과 같은 인공환경이 들어섬으로서 기상장의 형태가 변하고 있다. 따라서 울산지역에서의 토지이용 변화에 따른 기상장의 변동 및 대기오염물질의 거동을 파악하는 것은 환경영향평가를 행하는데 대단히 중요하며 이를 위해 해안선 근방의 고유한 국지풍 순환인 해륙풍의 기구를 이해하고 그 풍계를 파악하는 것이 매우 필요하다 하겠다.

울산지역은 평야부가 좁고 그 배후지에 영남알프스라고 일컬어지는 해발 1000m이상의 고산지대가 존재하고 있어서 해륙풍계는 동시에 산곡풍계의 영향을 받게 된다. 이때문에 해륙풍계의 입체구조 자체는 매우 복잡하며 이의 이해 또한 매우 어렵다 하겠다. 일반풍이 거의 없고 맑아 해륙풍이 발달하여 임해지역을 덮고 있는 폐쇄형의 순환류가 형성되는 경우, 특히 울산지역과 같은 대단위 공업지대에서는 대기오염이 심각한 문제가 될때가 많이 있다. 이때의 흐름장의 입체구조는 대단히 복잡하고 높이에 따라 풍향이 크게 변화하여 흐름 패턴이 하루를 통해 역전하고 오염물질의 이류과정이 시간 뿐만 아니라 장소적으로도 변화하게되므로 이의 특성을 이해하는 것은 매우 중요하다.

이같은 해륙풍이나 중규모(Meso-scale)지역풍계의 해석은 대상이 되는 영역 내부의 현상을 지배하는 기본방정식과 적절한 초기조건 및 경계조건을 이용하여 모형화할 수 있으며 이에 관해서는 Kozo (1982), Takano (1985), Yoshikawa 등 (1987)의 연구가 있다. 하지만 이들 해륙풍 모델에 사용되어 온 지표면의 경계조건은 온도 및 습도에 대해서는

sine함수나 기타 적당한 함수를 취하여 왔기 때문에 대상지역이 변화함에 따라 지표면 열수지의 매개변수를 적당히 바꾸어 계산하여 근사시키는 방법을 택하여 왔다. 하지만 대부분의 기상환경은 중규모 지역풍 뿐만 아니라 식물이나 건축물 등에 의한 미기상의 영향을 동시에 받고 있으며 특히 식물은 수분의 증산과 일사의 차단에 의해 주위의 온도가 상승하는 것을 억제하고 야간에는 방풍효과 등에 의해 온도의 저하를 막는 효과가 있다. 이같은 식생환경을 Deardorff (1978)는 단층으로 매개변수화하여 식생과 지면에 대한 열수지와 수분량을 정식화하였으며 Yamada (1982)는 식생내부와 그 상공에서의 난류흐름을 실측결과를 통해 모형화하였다.

본 연구에서는 일반풍이 없는 청천일을 대상으로 지표면 경계에 식생모델과 지형의 영향을 고려한 3차원 해륙풍모델을 이용하여 울산지역을 중심으로 하는 우리나라 동남해안 지역의 기상장의 거동특성을 수치해석하였다.

2. 기본 방정식

3차원 지역기상을 지배하는 대기운동의 기본방정식은 운동량, 질량, 열에너지 등의 보존법칙에 기초하는 운동방정식, 온도방정식, 비습방정식, 연속방정식 및 정역학 평형방정식이며 이들은 각각 다음과 같다.

$$\frac{du}{dt} = f_v - C_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_v^m \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f_u - C_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_v^m \frac{\partial v}{\partial z}) \quad (2)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_v^e \frac{\partial \theta}{\partial z}) \quad (3)$$

$$\frac{dq_v}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial q_v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial q_v}{\partial y})$$

$$+\frac{\partial}{\partial z}(K_v^q \frac{\partial q_v}{\partial z}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z} = -\frac{g}{C_p \theta} \quad (6)$$

$$\Pi = \left(\frac{P}{P_\infty}\right)^{R/C_p} \quad (7)$$

여기서 P는 압력(hecto-Pascal), P_∞ 는 기준압력 (=1000 hecto-Pascal), R은 건조공기의 가스정수, C_p 는 정압비열, g는 중력가속도, x, y, z는 직교좌표계의 동서, 남북, 연직방향, u, v, w는 x, y, z 방향의 속도성분, t는 시간, θ 는 온위, q_v 는 비습, f는 Coriolis parameter, K_H 는 수직방향 확산계수, K_v^m , K_v^θ , K_v^q 는 각각 운동량, 열, 비습의 연직방향 확산계수를 나타낸다.

그리고 지중에서의 온도방정식은 다음과 같다.

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

여기서 T_s 는 지중의 온도, K_s 는 흙에서의 열확산계수를 의미한다.

본 연구에서는 장방향 격자에서 수치계산을 행하는 경우, 직교좌표계에서는 임의로 지형을 나타낼 수 없음을 고려하여 凹凸에 의한 Z*좌표계를 이용하였다. Z*좌표계에의 변환식은 다음과 같다 (Pielke, 1984).

$$Z^* = S \frac{Z - Z_G}{S - Z_G} \quad (9)$$

여기서 Z = 높이, Z_G = 표고, S = 계산영역의 높이 (=2800m)이다.

연직방향 확산계수는 대기경계층을 크게 2층으로

나누어 지상에서 50m까지를 접지층(constant flux layer), 그 윗부분을 Eckman층이라 하여 각각 다른 모형을 적용하였다.

난류의 영향에 관해서는 여러가지 이론이 제안되고 있으나 여기서는 Yamada에 의한 난류 closure 모형 (Yamada, 1975)에 의해 Eckman층에서의 난류확산계수를 나타내었다.

$$K_v^m = lqS_M \quad (10)$$

$$K_v^\theta = K_v^q = lqS_H \quad (11)$$

여기서 K_v^m , K_v^θ , K_v^q 는 각각 운동량, 열 및 비습의 연직방향 확산계수, q^2 은 속도 변동의 에너지, l은 난류의 길이 Scale이다. 그리고,

$$S_M = C_M \frac{(R_{ifc} - R_{if})(R_{f1} - R_{if})}{(1 - R_{if})(R_{f2} - R_{if})} \quad (12)$$

$$S_H = C_H \frac{(R_{ifc} - R_{if})}{(1 - R_{if})} \quad (13)$$

$$l = \kappa z / (1 + \kappa z / l_o) \quad (14)$$

$$l_o = 0.1 \int_0^\infty z q dz / \int_0^\infty q dz \quad (15)$$

이 되며, 여기서 C_M , C_H , R_{f1} , R_{f2} 는 실험정수 ($C_M = 1.4326687$, $R_{f1} = 0.3257390$, $R_{f2} = 0.3161959$), R_i 는 흐름률(flux) Richardson수, R_{ifc} 는 임계 흐름률 Richardson수 (=0.2748189), κ 는 Kalman 상수이다.

지상에서 상공 50m까지의 접지층에서는 Monin-Obukov의 상사법칙 (竹内와 近藤, 1981)을 풍속 및 기온의 평균치의 연직분포에 적용하여 운동량과 열 흐름률(flux) 및 연직방향 확산계수를 구하였다. 수평방향에 따라 일정하다고 하는 가정에서 평균풍속 및 기온의 연직경사는 보편함수(universal function)로 나타낼 수 있다. 이 함수를 이용하여 운동량과 열의 연직방향 확산계수를 나타내면 다음과 같이 된다.

$$K_v^m = \frac{\kappa u_* z}{\psi_m} \quad (16)$$

$$K_v^a = K_v^\theta = \frac{\kappa u_* z}{\psi_h} \quad (17)$$

여기서 u_* 는 마찰속도이며, 보편함수 ψ_m, ψ_h 는 여러 가지 실험식이 제안되고 있으나 여기서는 Businger 등(Businger 등, 1971)의 식을 사용하였다.

$$\psi_m = 1.14(1 - 13.1\zeta)^{-\frac{1}{4}}, \quad \zeta \leq 0; \text{ unstable case}$$

$$1.14(1 + 4.1\zeta), \quad \zeta > 0; \text{ stable case} \quad (18)$$

$$\psi_h = 0.84(1 - 7.9\zeta)^{-\frac{1}{2}}, \quad \zeta \leq 0; \text{ unstable case}$$

$$1.14(0.79 + 4.1\zeta), \quad \zeta > 0; \text{ stable case} \quad (19)$$

여기서 $\zeta = z/L$, L 은 Monin-Obukov의 길이이다.

수평방향 확산계수는 대기의 상태에 따라 결정되는 연직방향 확산계수와는 달리 계산을 안정하게 행하기 위한 목적으로 사용하는 경우가 대부분이다. 따라서, 수평방향 확산계수는 일정치로서 $10^3 \sim 2 \times 10^4$ (m^2/sec) 정도의 값을 주는 방법(Ozoe 등, 1983)이나 기본방정식에서의 확산항을 무시함에 따라 발생하는 계산의 불안정성을 배제하기 위한 Filtering을 이용하는 방법(Kozo, 1982) 등이 사용되고 있다. 여기서는 계산이 불안정하지 않을 정도로 큰 값

$$K_H = 10000 \text{ (m}^2\text{/sec)} \quad (20)$$

을 상수로서 사용하였다.

지표면 열수지의 계산은 식생을 고려한 모형(김인호 등, 1996)을 사용하였으며, 이 모형의 개략도는 그림 1에 나타내었다. 이 모형에서는 식(21)과 같은 식생상에서의 열수지식에서 부터 식생내 온도 T_{af} 와 비습 q_{af} 를 결정한다.

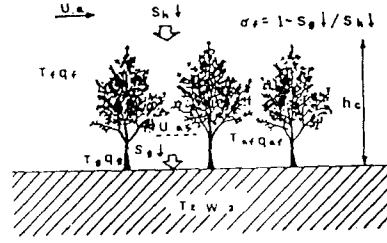


Fig. 1. Model of Vegetation Environment

$$S_h \downarrow + R_h \downarrow - S_h \uparrow - R_h \uparrow - (S_g \downarrow + R_g \downarrow - S_g \uparrow - R_g \uparrow) = H_f + L_w E_f \quad (21)$$

여기서, S 는 태양의 단파방사, R 은 장파반사이며 화살표는 흐름들의 방향, H 는 현열(전도) 흐름률, E 는 잠열(증발) 흐름률이고 L_w 는 잠열을 나타내고 있다. 또 첨자 h 는 식생의 상공, f 는엽상 그리고 g 는 지면을 각각 나타내고 있다.

그리고 태양의 단파방사(일사) $S_h \downarrow$ 는 다음과 같다.

$$S_h \downarrow = T_r R_o \cos z \quad (22)$$

여기서 T_r 은 대기의 투과율, R_o 는 태양상수($=323.3 \text{ cal/m}^2\text{sec}$), z 는 천정각을 의미한다.

또한 장파반사 $R_h \downarrow$ 는 다음식과 같다.

$$R_h \downarrow = \{C_{\text{cloud}} + (1 - C_{\text{cloud}})0.67(1670q_a)^{0.08}\} \sigma T_a^4 \quad (23)$$

여기서 C_{cloud} 는 운량, q_a 는 식생상에서의 비습, σ 는 Stefan-Boltzman상수, T_a 는 식생상에서의 온도를 나타내고 있다.

상기 식들을 기지로 하여 식(21)의 각 항들을 $S_h \downarrow$ 와 $R_h \downarrow$ 로 나타내면 다음과 같이 된다.

$$S_g \downarrow = (1 - \sigma_f) S_h \downarrow \quad (24a)$$

$$S_g \uparrow = \alpha_g (1 - \sigma_f) S_h \downarrow \quad (24b)$$

$$R_g \uparrow = (1-\sigma_f)\{\epsilon_r \sigma T_g^4 + (1-\epsilon_r)R_h \downarrow\} + \sigma_f \frac{\epsilon_r \sigma T_g^4 + (1-\epsilon_r)\epsilon_f \sigma T_f^4}{\epsilon_f + \epsilon_r - \epsilon_f \epsilon_r} \quad (24c)$$

$$S_h \uparrow = (1-\sigma_f)\alpha_r \alpha_h \downarrow + \sigma_f \alpha_f S_h \downarrow \quad (24d)$$

$$R_h \uparrow = (1-\sigma_f)\{\epsilon_r \sigma T_g^4 + (1-\epsilon_r)R_h \downarrow\} + \sigma_f\{\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1-\epsilon_r)R_h \downarrow\} \quad (24e)$$

$$R_h \downarrow = (1-\sigma_f)R_h \downarrow + \sigma_f \frac{\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1-\epsilon_f)\epsilon_r \sigma T_g^4}{\epsilon_f + \epsilon_r - \epsilon_f \epsilon_r} \quad (24f)$$

여기서 α_r , ϵ_r , T_r 는 각각 지면에서의 Albedo, 사출률, 온도를 그리고 α_f , ϵ_f , T_f 는 각각 식물의 잎에서의 Albedo, 사출률, 온도를 나타내고 σ_f 는 식생에 의한 지면의 피복도를 의미하고 있다.

상기 각 식들은 식생에서의 열수지식에 적용하여 선형화함으로서 T_f 의 값을 얻을 수 있으며 식생내 비습 q_{af} 는 잠열 흐름률(flux) (증발량) E_f 를 이용하여 얻을 수 있다. 그리고 지면의 온도 T_r 와 비습 q_r 를 구하기 위해서는 지표면에서의 흐름률(flux)을 지중에서의 온도를 포함한 복원항에 의해 수정하는 force restore법(Bhumralkar, 1975)을 이용하여 식 (7)로부터 계산하였다.

3. 수치 해석

3.1 초기 조건

계산의 초기조건으로서 전 영역이 정류상태에 있다고 가정하여 다음과 같이 나타내었다.

3.1.1 풍속

$$u=v=w=0 \quad (25)$$

3.1.2 온위

$$\theta = \theta_{sea} + \Gamma \cdot z \quad (26)$$

여기서 Γ 는 온위의 연직방향구배, θ_{sea} 는 해측의 온위이다.

3.1.3 압력

압력 P 에 대해서는 좌표의 원점에서의 값을 1013hecto-Pascal로 가정하고 온위의 초기분포를 이용하여 측면 상단에서의 값을 구한다.

3.1.4 비습

$$q = q_{G0} + \Gamma_q \cdot z \quad (27)$$

여기서 q_{G0} 는 지표면에서의 초기비습 Γ_q 는 비습의 연직방향 기울기이다.

3.2 경계조건

지표면에서의 온위 및 비습의 경계조건은 식생의 영향을 고려하여 계산하였다.

3.2.1 지표면에서의 경계조건

육지측 온위의 경계조건은

$$\theta_{land} = \sigma \theta_f + (1-\sigma)\theta_r \quad (28)$$

이고, θ_r , θ_f 는 식생모형의 T_r , T_f 를 온위로 변환한 지면 및 잎에서의 대표 온위이다.

해면에서의 온위의 경계조건은

$$\theta_{sea} = 300 \text{ [K]} \quad (29)$$

해안선 상에서는

$$\theta_G = \frac{\theta_{sea} + \theta_{land}}{2} \quad (30)$$

풍속에 대해서는

$$u=v=w=0 \quad (31)$$

으로 하였다.

3.2.2 상면에서의 경계조건

지표면 가열에 의해 발생하는 일 변화는 상면에는 영향을 미치지 않는다고 가정하여 다음과 같이 나타내었다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial \Pi}{\partial t} = 0 \quad (32)$$

3.2.3 측면에서의 경계조건

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial \Pi}{\partial x} = 0 ; \text{유입측} \quad (33a)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + c \frac{\partial u}{\partial n} = 0 ; \text{유출측} \quad (33b)$$

여기서 c 는 교란의 위상속도(celerity)로서 Brunt-Vaisala frequency의 함수(Durran and Klemp, 1982)이다.

3.3 유한차분법

본 연구에서는 유한차분법을 통해 기본방정식을 이산화하여 수치적분에 의해 근사해를 구하였으며,

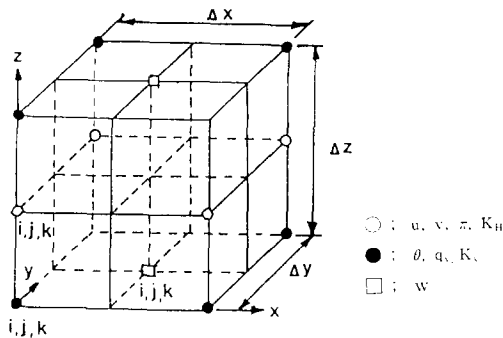


Fig. 2. The Staggered Grid Arrangement

그림 2에 나타난 바와 같은 교호(staggered) 격자망(Takano, 1985)을 사용하였다. 본 수치계산은 중규모 지역기상예측에 적용된 Kondo 등의 모형(Kondo 등, 1990)을 기본으로 하였다.

일반적으로 수치계산을 행하는데 시간 Step Δt 의 차에 따라 계산결과에 약간의 변동이 있다고 알려져 있으나 여기서는 계산비용과 안정성 등을 고려하여 $\Delta t = 120\text{sec}$ 로 취하였다. 그리고 대상지역은 경남 울산시를 중심으로 하는 우리나라 동남 해안지역을 선정하여 수평방향(x-y평면)의 격자간격을 5km, 21 × 21의 격자점을 사용하였으며 연직방향은 높이 2800m까지를 10층으로 분할하고, u, v의 2번째 격자점의 높이 50m까지를 접지층이라 가정하였다. 대상영역은 그림 3에 나타내었다. 그리고 토지이용상황은 국립지리원 발행 1:50000 지형도로 부터 도시부, 반도시부, 전원지역 등으로 구분하여 계산을 행하였으며, 각 토지이용에 대한 열수지파라미터의 값은 표 1에 제시하였다.

Table 1. Parameters Used in Numerical Experiment

	rural	suburban	urban
Surface Roughness	0.5	0.3	1.0
Transmission Factor	0.85	0.7	0.664
Shielding Factor	0.9	0.3	0.1
Albedo	0.18	0.2	0.2
Discharge of Artificial Heat	0.0	5.85	16.86

지형에 대해서는 각 격자점에서의 표고를 지형도로부터 읽고 계산상 다음과 같이 평활화(smoothing)를 행하였다.

$$Z_G(i,j) = 0.15[Z_G(i+1,j) + Z_G(i-1,j) + Z_G(i,j-1) + Z_G(i,j+1)] + 0.4 \cdot Z_G(i,j) \quad (34)$$

중규모 지역기상모델의 흐름장은 계산 대상일(계절) 등의 변화에 따라 크게 바뀌나 여기서는 8월의 청천일($C_{\text{cloud}} = 0$)을 대상으로 하여 계산을 하였다.

4. 계산 결과

본 수치모형을 이용하여 울산지역을 중심으로 하는 중규모(10~100km)지역의 기상장을 계산하였으

며 계산은 오전 08:00부터 2일간 계산하여 후반 1일
분의 풍속과 온위 등을 결과로 취하였다.

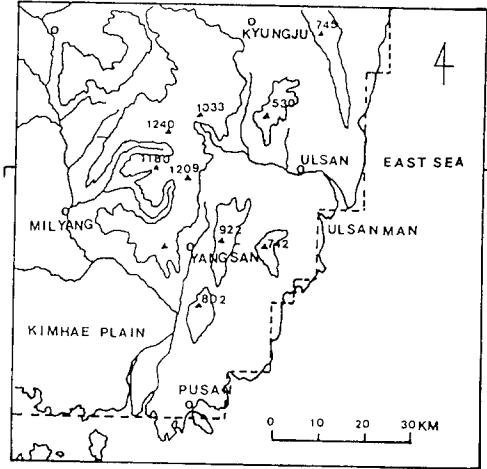


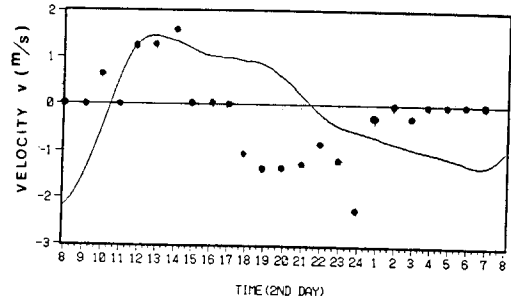
Fig. 3. Map of Ulsan Area and Coastline Used in the Experiment

울산지역은 북으로는 토함산, 서로는 고현산에서
신불산으로 이어지는 고산지역이 남으로 대운산까지
로 둘러싸여 있으며 동쪽에는 바다로 톽인 협소한 지
역으로 일반적으로 바람은 약하나 동계 대륙의 고기
압이 발달한 경우에는 북서 계절풍이 탁월하다. 일반
적으로 기압장에 의해 바람이 약한 경우에는 해륙풍
이 발달하고 이것이 대기오염에 큰 영향을 미치고 있
다. 해륙풍은 울산만과 그 주변지역에서의 하층의 대
기상태, 특히 바람의 상태에 지배되며, 울산만의 해면
온도와 주변지역의 지표면 온도와 온도차에 의해
발생한다. 통상, 낮 동안에는 지표면 온도가 해면온도
보다 높기 때문에 울산만에서 육지측을 향해 바람이
불고(해풍), 야간에는 역으로 된다(육풍).

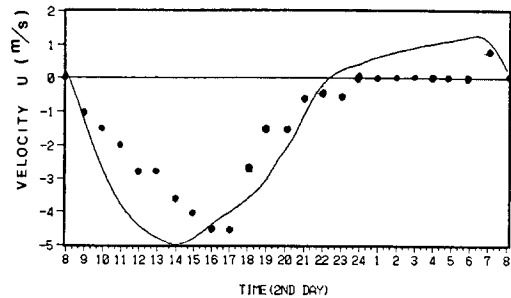
울산지역의 해륙풍의 거동을 해석한 본 수치모형
의 계산결과를 검증하기 위하여 8월의 청천일(운량
=0) 중에서도 가장 해륙풍이 발달한 1990년 8월
29일의 울산지방의 기상자료와 비교하였다. 그림 4
(a), (b)에 결과를 각각 나타내었는데 횡축은 계산개
시후 2일째 0800부터 익일 0800까지의 시간을 그리
고 종축은 풍속 u , v 를 의미하고 있다. 여기서 풍속 u
가 +이면 W풍, -이면 E풍을 나타내고 v 가 +이면

S 그리고 -이면 N의 풍향을 나타내고 있다.

대상위치는 울산측후소가 있는 울산시 중구[(x, y)
=(14,13)]의 50m상공($Z=2$ 격자점)을 나타내고
있다.



(a) south-north wind component



(b) east-west wind component

Fig. 4. Diurnal Variations of Wind Velocity in the
50m Level of Ulsan Meteorological Station
(— : Computed Value ● : Observed
value)

그 결과 풍속 u 에 대해서는 대체로 잘 일치하고 있
으나, v 에 대해서는 14:00에서 24:00까지에 약간의
편차를 보여주고 있다. 이는 지형풍을 무시한 때문이
라 판단되며 수치해석상 격자의 크기에다 다소의 영
향이 작용했으리라 생각된다.

4.1 지상풍

그림 5(a)~(f)는 계산개시 2일째의 계산결과 중

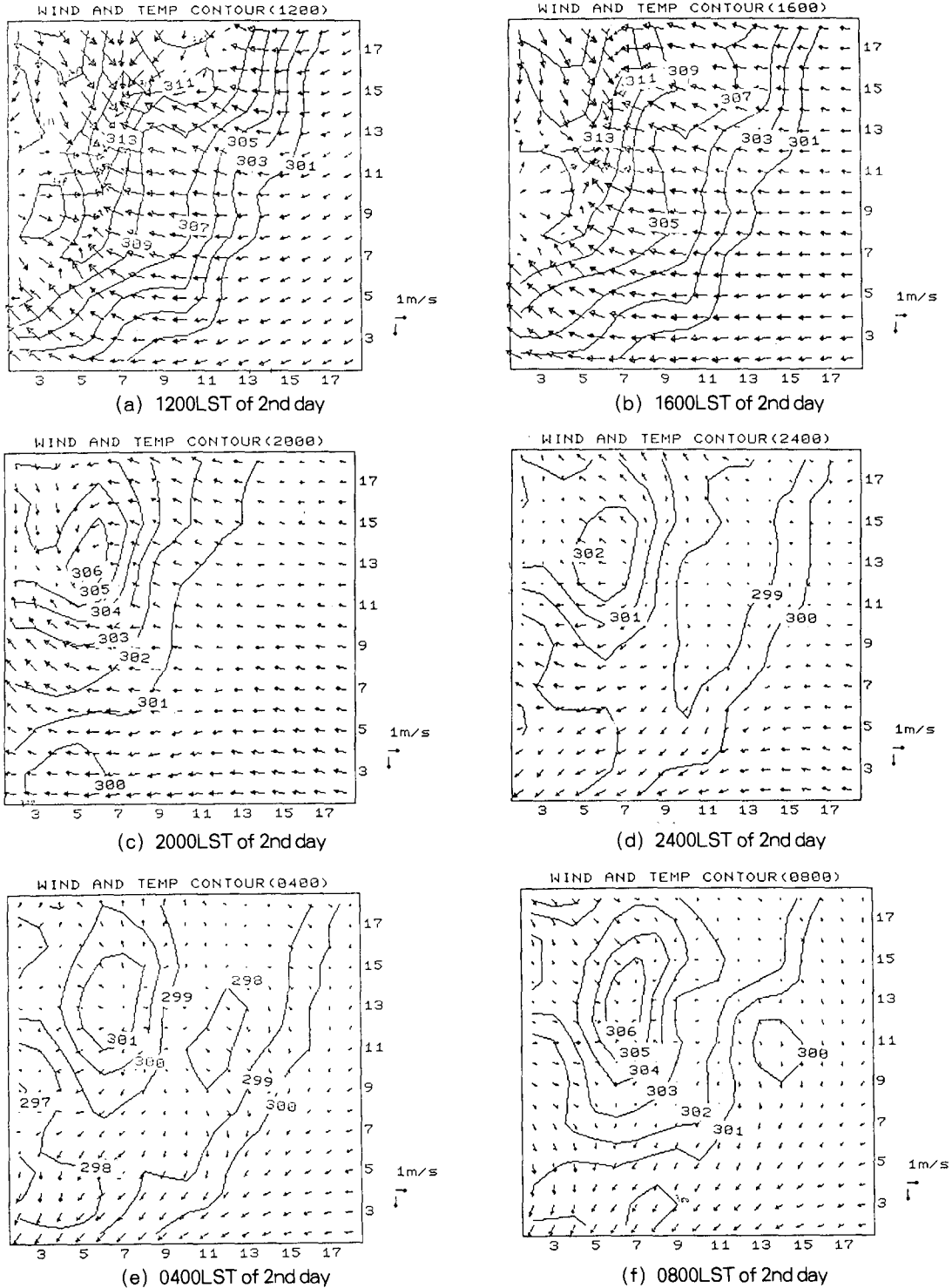


Fig. 5. Horizontal Wind Vectors and Potential Temperature($^{\circ}$ K) in the 50m Level over Ulsan Area (No. of X, Y Coordinates: Grid Point ——— : Coast Line).

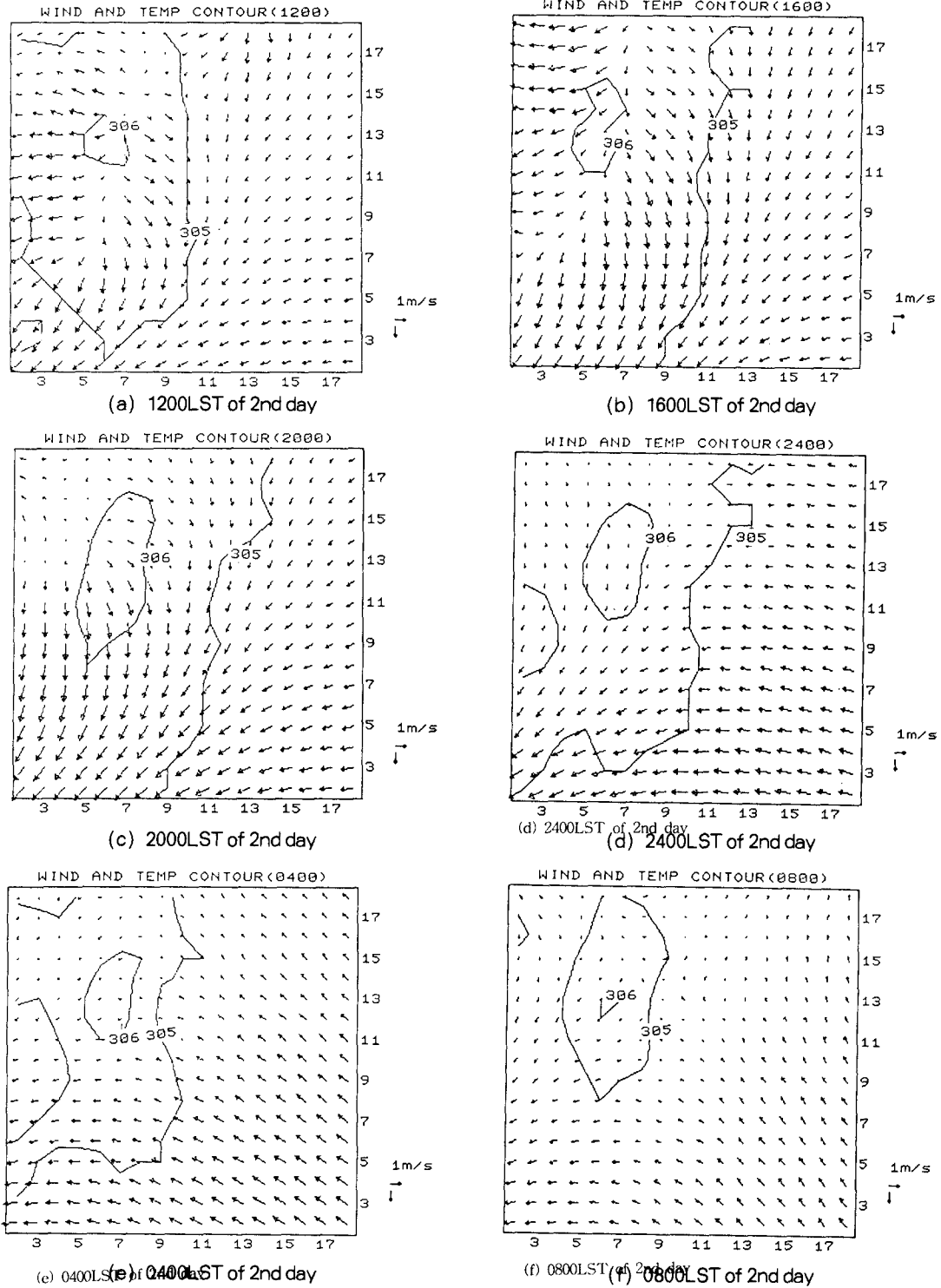


Fig. 6. Horizontal Wind Vectors and Potential Temperature($^{\circ}$ K) in the 1100m Level over Ulsan Area (No. of X, Y Coordinates: Grid Point ——— : Coast Line)

에서 지표로부터 높이 50m에서의 풍속 및 온위분포를 4시간 간격으로 1일분을 나타내었다.

주간에는 해풍과 곡풍이, 또 야간에는 육풍과 산풍이 탁월하며, 전체 영역내에서 지상풍의 변화가 나타남을 알 수 있다. 그림 4와 5로부터 8시경부터 해풍이 불기 시작하여 12시경에는 울산지역 전체로 확대된다. 그리고 16시에는 최대풍속이 되어 산지에서는 곡풍이 보이고 있다. 육풍은 24시경 가지산을 중심으로 하는 산악지대에서 불기 시작하여 4시경에는 최대가 되며 8시경 까지 이어짐을 알 수가 있다. 이같은 현상은 온위분포에서도 명백히 알 수 있는 바 24시경부터 울산지역이 주변지역에 비해 온위가 낮아져 4시경에는 그 차가 심해져 8시경까지 이어지고 있다. 따라서 전체적인 바람의 특성은 해륙풍과 지형 등에 의한 국지풍이 복잡하게 합해져 울산지역의 풍계를 형성하고 있음을 알 수 있다.

울산지역의 해륙풍은 주간의 해풍이 야간의 육풍보다 강하게 나타나는데 이는 지표면 열수지에 식생환경모형을 고려하여 주간의 바다와 육지의 온도차가 크게된 때문이라 판단된다. 또 울산의 도시영역의 온도상승은 낮동안에도 북부와 남부 대운산 부근의 산지에서 부터 부는 산풍을 발생시키고 있다. 그리고 이 산풍과 해풍의 작용으로 울산지역의 지상풍은 풍속을 증가시켜 울산 서부의 산악지대에 강한 곡풍을 형성한다고 판단된다. 즉, 도시영역은 전원부 등과 같은 지표면 상태의 영역에 비해 고온이 되므로 해안선에 밀집한 도시영역 상으로 부는 해풍은 그 풍속이 보다 크게되어 불게 되는 것이다. 그리고 이 영향을 받는 주간의 곡풍 또한 강하게 나타났으리라 판단된다.

4.2 상층풍

여기에서는 4.1절과 동일한 조건하에서 계산된 결과중에 고도 1100m상공에서의 풍향벡터를 그림 6(a)~(f)에 나타내었다. 그림에서 보듯이 대부분의 풍속은 지상풍(고도 50m)의 풍속보다 작다. 또 지상풍의 풍향과 거의 90°에서 120°의 각도로 방향이 변하여 불고 있음을 보여주고 있다. 특히 야간에 이같은 경향이 강하게 나타난다. 이것은 보상풍 때문이라 생각이 되나 지상풍과 비교하여 완전한 역방향이 아니기 때문에 지형 등과 같은 원인에 의해 보다 복잡한

흐름이 형성되었으리라 판단된다. 이같은 현상은 해풍과 육풍이 가장 강하게 되는 16:00경, 04:00경에 지상풍에 비해 풍향이 크게 변하고 있다.

본 연구에서는 울산지역의 기상장 해석에 3차원 수치모형의 적용시도에 중점을 두었기 때문에 수치모형에 포함되는 많은 변수의 적절한 선정과정은 이루어지지 않았으나, 그럼에도 불구하고 대체로 만족할 만한 결과를 얻었다. 따라서 본 3차원 중규모 지역기상모델의 운용으로 인위적 또는 자연적 지형변화 및 토지이용변화에 대한 기상흐름의 거동을 예측할 수 있으며, 이를 바탕으로 환경영향평가 또는 환경개선에 필요한 방안을 제시할 수 있을 것이다. 이상의 수치해석 결과를 통해 본 모형은 3차원적 지역기상의 순환구조를 파악하는데 좋은 수단으로 사용될 수 있으며, 보다 합리적인 예측을 위해서는 현장관측 등과 연계하여 연구가 수행되어야 할 것이다.

5. 결 론

본 연구에서는 일반풍이 거의 없고 맑아 해륙풍이 발달하여 임해지역을 덮고 있는 폐쇄형의 순환류가 형성되는 경우 지표면 경계에 식생환경을 고려한 3차원 중규모 지역기상모형을 이용하여 울산지역에서의 해륙풍을 포함한 기상장을 수치해석하였다.

본 연구의 해석대상인 울산지역 및 그 주변지역은 최근 급속히 도시화가 진행되고 있으며 주위가 산으로 둘러 싸여져 산곡풍과 해륙풍이 복잡하게 결합되고 있음을 알 수가 있었다. 그리고 해륙풍은 낮동안의 해풍이 야간의 육풍에 비해 강하게 불고 있으며 해안선 근방에서는 해안선에 거의 수직으로 나타났다. 또 전반적인 풍향을 지배하는 것은 해륙풍이지만 산곡풍이 산지 및 구릉지역 근방의 풍속을 대단히 강하게 함을 알 수 있었다. 지상에서 부터 높이 1100m 상층풍과 지상풍을 비교하면 시간에 따라 특히 야간에 풍향의 변화가 심하였는데 이는 약한 보상풍이라 생각되나 반드시 지상풍과는 역방향은 아니고 보다 복잡한 흐름이 형성됨을 나타내었다. 하지만 낮 동안에는 풍향은 크게 변하지 않아 명확한 보상풍은 보이지 않았다. 특히 지표면 열수지에 식생모형을 적용함으로써 낮 동안의 해륙 온도차가 커지게 되어 해풍과 곡풍이 보다 강하게 형성됨을 알 수 있었으나 이 영향은

지상풍 외에 상층부에는 그다지 영향을 미치지 않았다.

본 수치모형이 보다 실제에 근접한 합리적인 모형이 되기 위해서는 열수지 매개변수의 검토와 보다 세부적인 토지이용의 분류가 요구되며 수평격자점 간격을 작게함으로서 지형 및 지표면 상태를 세부적으로 설정하여 보다 엄밀한 해석이 행해져야 한다.

본 수치모형은 열수지 변화에 따른 중규모 지역기상을 예측하기위한 것이므로 대규모 도시역이나 내륙지방의 열도(Heat Island)현상 또한 예측 가능하리라 판단되며 이들에 관해서는 차후 연구과제로 남긴다.

참 고 문 헌

김인호, 이성대, 이은태 (1996). "지표면상에서의 열 및 수분수지에 관한 연구." '96년 한국수자원학회 학술 발표회 논문집, 한국수자원학회, pp. 559-564
竹内清秀, 近藤純正 (1981). 大氣科學講座1, 地表に近い大氣. 東大出版會.
Bhumralkar, C.M. (1975). "Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model." *J. Appl. Meteor.*, Vol. 14, pp. 1246-1258.
Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., and Bradley, E.F. (1971). "Flux -profile relationship in the atmospheric surface layer." *J. Atm. Sci.*, Vol. 28, pp. 181-189.
Deardorff, J.W. (1978). "Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation." *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, pp. 1898-1903.

Durran, D.R., and Klemp, J.B. (1982). "On the effects of the moisture on the Brunt-Vaisala frequency." *J. Atm. Sci.*, Vol. 39, pp. 2152-2158.
Kondo, A., Yamaguchi, K., Turukawa, M., and Yosikawa, A. (1990). "Numerical simulation model of the land and sea breeze circulation and concentration of atmospheric pollutants." *Proc. 4th NFMS*, pp. 283-286.
Kozo, T.L. (1982). "A mathematical model of sea breeze along the Alaskan Beaufort Sea Coast pt. 2." *J. Appl. Meteor.*, Vol. 21, pp. 906-924.
Ozoe, H., Shibata, T., and Sayama, Y. (1983). "Characteristics of air pollution in the presence of land and sea breeze - A numerical simulation." *Atmos. Env.*, Vol. 17, pp. 35-42.
Pielke, R.A. (1984). *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press.
Takano, K. (1985). "Three dimensional numerical modelling of the land and sea breezes and the urban heat Island in the Kanto Plain." Sc. D. Thesis of Tokyo University.
Yamada, T. (1975). "The critical Richardson number and the ratio of the eddy transport coefficients obtained from a turbulence closure model." *J. Atm. Sci.*, Vol. 32, pp. 926-933.
Yamada, T. (1982). "A numerical model study of turbulent airflow in and above a forest canopy." *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 60, pp. 429-454.
Yoshikawa, A., Yamaguchi, K., Kondo, A., and Lee, H.W. (1987). "Three dimensional simulation of land and sea breeze over the Osaka Plain." *Tech. Reports, Osaka Univ.*, Vol. 37, pp. 381-385.

〈접수: 1996년 9월 17일〉