

## 부산의 지형적 특성을 고려한 O<sub>3</sub>의 건성 침적속도 시뮬레이션

### A Simulation of the O<sub>3</sub> Dry Deposition Velocity Considering Topographical Characteristics in Pusan

원 경 미 · 이 화 운

부산대학교 대기과학과

(1997년 9월 26일 접수, 1998년 9월 28일 채택)

Gyeong-Mee Won and Hwa-Woon Lee

*Dept. of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Korea*

(Received 26 September 1997; accepted 28 September 1998)

#### Abstract

Deposition processes limit the life time of pollutants in the atmosphere and control the distance travelled before deposition. Thus the understanding about atmospheric deposition processes is essential for a proper assessment of the environmental impacts due to the anthropogenic pollutants. The dry deposition velocities are related to surface types, atmospheric stabilities, friction velocities, air pollutants and so on.

In this study we simulated the dry deposition velocities of O<sub>3</sub> in Pusan region. The calculated deposition velocities compared to the observed O<sub>3</sub> data obtained during the summer of 1988 over a deciduous forest in Canada. The comparison showed that the model somewhat overpredicted deposition velocities for the average diurnal variations with maxima in daytime and minima in nighttime mostly due to the turbulence intensity.

**Key words** : deposition process, environmental impact assessment, dry deposition velocity, O<sub>3</sub>, model

#### 1. 서 론

대기오염물질의 농도를 예측할 경우 지표면에서 완전 반사된다는 가정을 기초로 두는 경우가 대부분이다. 그러나 대기오염물질에 의한 농작물의 피해나 식물의 성장장애, 토양오염 및 수질오염 등의 환경문제의 해석에 있어서, 대기로부터의 지표면과 수면에서의 침적과정을 고려해야 함은 물론이거니와 대기오염물질의 농도예측을 정확하게 하기 위해서도 침적과정은 중요한 의미를 갖는다. 만일 오염원에서

배출되거나 바람의 이류에 의해서 수송되어 대기 중에 존재하게 되는 산성오염물질이 지표면으로 침적된다면 외부에 노출되어 있는 물체를 부식시킬 뿐만 아니라 토양 및 수질의 산성도를 높여 식물체에 직접적인 해를 끼치고 식물체 활동을 저하시키게 된다.

대기에서 오염물질의 건성침적 제거에 대한 선행 연구(Hicks *et al.*, 1980; Garland, 1978; Wesely and Hicks, 1977)의 결과에 의하면, SO<sub>2</sub>의 경우 대기로부터 배출된 배출량의 1/3 이상이 제거되어지므로, 건성침적에 대한 적절한 모수화는 지상농도를 추정하는데

있어서 매우 중요하다고 할 수 있다. 또한 이화운과 이순환(1994)은 대기모형과 canopy 모형, 지중모형을 수치화하고 이들을 결합시켜 식물계의 물리적 현상이 고려된 지표, 대기 상호 연관관계를 고찰한 바 있다. 박순웅(1995)은 지상정규 관측자료와 지역 산성 침적모델(RADM)에 사용된 경험 상수를 이용하여 건성침적속도를 추정하는 방법을 연구하였고, 이를 라그랑지 입자확산 모델에 적용시켜 지상오염 농도를 추정해 보았다. 건성침적을 고려한 경우가 지상에서 오염물질이 완전 반사되는 경우에 비하여 지상최대 오염농도가 10% 가량 감소됨을 나타냈다. 김시완과 박순웅(1996)은 건성침적량을 추정할 수 있는 Wesely(1989)의 저항 유사법을 서울지방에 적용하여 산성오염물질인 SO<sub>2</sub>와 NO<sub>2</sub>의 건성침적량을 정량적으로 추정해 보았다.

그리고 Sheih *et al.*(1979), Wesely *et al.*(1978), Wesely와 Hicks(1977)는 건성침적속도의 기본개념에 대해 논의하였고, Pleim *et al.*(1984)은 O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>, 기타 물질들에 대한 건성침적속도 V<sub>d</sub>를 추정하기 위해 ADOM(Acid Deposition and Oxidant Model)의 건성침적속도 module을 실행하였다. Wesely(1989), Meyers and Baldocchi(1988)는 높은 수직 분해능과 high-order closure scheme을 이용하여 모델을 발전시켰지만, 관측과 비교한 V<sub>d</sub>의 예측은 거의 없었다. 그러나 Padro *et al.*(1992, 1991)과 Padro and Edwards(1991)는 ADOM에서 O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>와 NO<sub>2</sub>의 침적속도 부분을 다양한 지표면 상태에 대해 관측값과 비교하면서 조사하였다. 또한 O<sub>3</sub>와 SO<sub>2</sub>에 대한 각 저항 성분들의 민감도 분석에서 canopy wetness가 중요한 파라메타임을 밝혔다.

본 연구에서는 대기질 예측모델에 필요한 건성침적모델을 모수화하고, 모델에서 계산된 침적속도 및 지표 파라메타들을 관측값과 비교해 보았다. 사용된 관측값은 바람과 온도 및 O<sub>3</sub>에 대한 침적속도로서 1988년 7월과 8월 캐나다 환경청에서 EMEFS(Eulerian Model Evaluation Field Study)의 여름집중 측정의 일환으로 관측된 것이다(Padro *et al.*, 1991). 따라서 본 연구에서도 O<sub>3</sub>에 대해서 건성침적속도를 수치 모의하였으며, 이를 부산지역의 지형적 특성을 고려한 대기 유동장 모델에 결합시켜 고찰하여 보았다.

## 2. 건성 침적모델

대기 중의 오염물질이 지표면으로 수송되어서 나타나는 건성침적 flux를 추정하기 위해서는 Fig. 1과 같이 두 개의 층에서 발생하는 오염물질의 수송을 생각하는데, constant flux layer에서의 오염물질의 수송은 난류확산에 의하고, deposition layer에서는 난류와 층류의 과정으로 묘사되며, surface에 대한 수송은 지표면과 지면을 덮고 있는 canopy의 형태에 따라 달라진다. 이같은 세 단계의 지표면으로의 건성침적을 다루는 일반적인 방법으로 저항유사법(resistance analogy)이 사용된다(Garland, 1977; Thom, 1972; Chamberlain, 1966).

저항유사법으로부터 오염물질의 농도와 flux 및 저항과의 관계를 식으로 나타내면

$$F_d = V_d \times C_i \tag{1}$$

로 나타낼 수 있다. 여기서 F<sub>d</sub>는 건성침적 flux이며, C<sub>i</sub>는 constant layer에서의 농도, V<sub>d</sub>는 건성침적속도로서 다음과 같이 정의된다.

$$V_d = \frac{1}{(R_a + R_b + R_c)} \tag{2}$$

여기서 R<sub>a</sub>는 공기 역학적 저항(aerodynamic resistance), R<sub>b</sub>는 점성층 저항(quasi-laminar sublayer resistance), 그리고 R<sub>c</sub>는 canopy 저항(canopy resistance)이다.

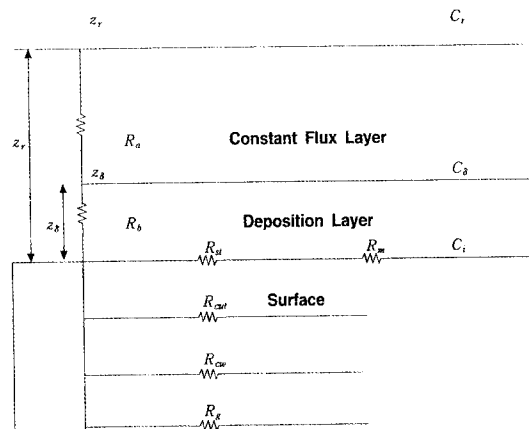


Fig. 1. Resistance network of components included in the dry deposition model.

### 2.1 공기 역학적 저항

공기 역학적 저항은 저층 대기에서의 풍속과 안정도 그리고 land-used type의 지표 거칠기로 계산되며 다음과 같이 표현된다.

$$R_a = \frac{\ln(z_r/z_0) - \Psi_H}{\kappa u_*} \quad (3)$$

여기서  $z_r$ 은 deposition layer의 top이고,  $z_0$ 는 roughness length,  $\Psi_H$ 는 보편함수,  $\kappa$ 는 von karman 상수,  $u_*$ 는 마찰속도이다.

마찰속도  $u_*$ 는 Bulk Richardson수  $R_{iB}$ 를 사용하여 계산되며, Louis (1979)에 의해 아래와 같이 불안정한 경우와 안정한 경우로 나누어 나타낸다.

$$u_* = \frac{\kappa u}{\ln \frac{z}{z_0}} \left[ 1 - 9.4 \frac{R_{iB}}{(1 + 7.4B)} \right]^{1/2} \quad (R_{iB} < 0) \quad (4)$$

$$u_* = \frac{\kappa u}{\ln \frac{z}{z_0}} \left[ \frac{1}{\left( 1 + \frac{9.4}{R_{iB}} \right)} \right] \quad (R_{iB} < 0) \quad (5)$$

$$R_{iB} = \frac{gz\Delta\theta_{va}}{\theta_{vg}u^2} \quad (6)$$

여기서,  $B = 9.4\sqrt{R_{iB}} \frac{z}{z_0} (\kappa/\ln(z/z_0))^2$ 이며,  $g$ 는 중력가속도,  $z$ 는 저층 대기의 높이,  $u$ 는 풍속,  $\theta_{va}$ 는 저층 대기의 가운데위,  $\theta_{vg}$ 는 ground에서의 가운데위이다.

또한 보편함수  $\Psi_H$ 는 Louis (1979)의 모수화된 식을 사용하여 다음과 같이 표현된다.

$$\Psi_H = \exp \left[ 0.598 + 0.39 \ln \left( -\frac{z}{L} \right) - 0.09 \ln \left( -\frac{z}{L} \right)^2 \right] \quad (R_{iB} \leq 0) \quad (7)$$

$$\Psi_H = -\frac{5z}{L} \quad (R_{iB} > 0) \quad (8)$$

로 나타내며, Monin-Obukhov Length  $L$ 은

$$L = \frac{\theta_{vg} u_*^3}{\kappa g H} \quad (9)$$

으로,  $H$ 는 저층대기에서의 열속으로서

$$H = \frac{u\Delta\theta_v}{0.74} \left( \frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}} \right)^2 \left[ 1 - \frac{9.4R_{iB}}{1 + 5.3B} \right] \quad (R_{iB} < 0) \quad (10)$$

$$H = \frac{u\Delta\theta_v}{0.74} \left( \frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}} \right)^2 \left[ \frac{1}{1 + \frac{9.4}{2} R_{iB}} \right]^{1/2} \quad (R_{iB} > 0) \quad (11)$$

이다.

### 2.2 점성층 저항

deposition layer을 통한 수송에 대해서는 입자에 대한 분자확산이나 브라운 확산만이 의미를 갖는다. 지표와 접촉하고 있는 얇은 층에서의 가스상 입자의 수송에 대한 저항은 Pleim *et al.* (1984)과 Wesely와 Hicks (1977)에 의해 근사된

$$R_b = \frac{1}{u_*} \left( \frac{v}{D_j} \right)^{2/3} \quad (12)$$

을 사용하였다. 여기서  $D_j$ 는  $j$ 종류의 가스의 diffusivity이고,  $v$ 는 공기의 점성도이다.

### 2.3 canopy 저항

식물이 있는 지표의 경우 식물이 성장하는 시기의 지면에 대한 침적현상은 식물체에 의한 uptake에 비해 무시될 정도로 적다. 특히 밤에 잎의 표피와 드러나온 식물들의 표면에 대한 침적은 지면에 대한 침적보다 더욱 중요하다. 여기서 지표의 성질에 따라 가장 큰 차이를 보이는 것이 canopy저항이므로 다른 층의 저항보다 지표의 성질을 잘 고려해서 계산하여야 한다.

각 저항의 구조는 Fig. 1에 나타내었고, 총 canopy 저항은

$$\frac{1}{R_c} = \frac{1}{R_p} + \frac{1}{R_{cut}} + \frac{1}{R_{cw}} + \frac{1}{R_g} \quad (13)$$

로 나타낼 수 있다. 여기서  $R_c$ 는 총 canopy 저항이고,  $R_p$ 는 foliage 저항으로 기공(stomatal) 저항  $R_{st}$ 와 엽육(mesophyll) 저항  $R_m$ 의 합으로 표현된다.

$$R_p = R_{st} + R_m = \frac{r_{st} + r_m}{LAI} \quad (14)$$

여기서  $r_{st}$ 는 local 엽육 저항,  $r_m$ 는 local canopy 기

공저항. LAI는 leaf area index이다.

$$r_w = \frac{P}{(B * D_s)} \quad (15)$$

B는 stomatal slit width로서

$$B = B_{max} \sin\left((t - t_d) \frac{\pi}{12}\right) + B_{min} \quad (16)$$

t는 시간, t<sub>d</sub>는 해뜨는 시간, B<sub>max</sub>는 10 μm, B<sub>min</sub>는 0.1 μm이다. P는 기공 상수로서 2.3 × 10<sup>-8</sup> m<sup>2</sup>를 사용하였다.

그리고 식 (13)에서 R<sub>cut</sub>는 건조한 표피 저항으로

$$R_{cut} = \frac{r_{cut}}{LAI * (1 - CWC)} \quad (17)$$

CWC는 canopy water content이며 canopy 표피의 습한 정도를 나타내는 파라메타이다. 여기서 r<sub>cut</sub>는 local leaf resistance로

$$r_{cut} = \frac{A_0}{A_j} r_{cut0} \quad (18)$$

A<sub>0</sub>는 표피나 canopy의 지표에 대한 화학적 반응성에 대한 파라메타이고, A<sub>j</sub>는 j종류의 생물학적 반응성에 대한 파라메타이다. r<sub>cut0</sub>는 A<sub>j</sub>에 해당하는 저항상수로 17 s cm<sup>-1</sup>이다.

이슬로 인해 이루어진 습한 표피저항을 나타내는 R<sub>cw</sub>는

$$R_{cw} = \frac{r_{cw}}{LAI * CWC} \quad (19)$$

이고, r<sub>cw</sub>는 local leaf resistance로서

$$r_{cw} = \frac{H_j}{\alpha_j^*} \left(\frac{10^5}{u}\right) \quad (20)$$

이다. 여기서 H<sub>j</sub>는 Henry's law constant이며, α<sub>j</sub><sup>\*</sup>는 물에서 가스의 용해정도를 나타내는 파라메타(Slinn et al., 1978)로서, O<sub>3</sub>의 경우 각각 0.01과 10으로 계산하였다.

R<sub>e</sub>는 지표면 저항으로 토양에 대한 저항은 토양 수분에 가장 크게 의존하며, 가스와 pH, 반응성 정도에도 영향을 받는다. 지표면 저항은

$$R_e = \frac{A_0}{A_j} R_{e0} \quad (21)$$

으로 표현되며, 여기서 반응성에 대한 파라메타는 표피에 대한 것과 같고, R<sub>e0</sub>는 A<sub>j</sub>에 해당하는 저항상수로 5 s cm<sup>-1</sup>이다.

### 3. 대기유동장

지형좌표계에 의한 3차원 중규모 대기유동의 기초방정식은 운동방정식과 온위방정식, 비습방정식, 연속방정식, 정역학방정식, 지중온도방정식으로 구성된다.

연직방향의 확산계수는 대기경계층을 지상으로부터 50 m까지를 접지층, 그 위를 에크만층으로 나누어 각각 다른 모델화를 행하였다. 접지층내에서의 수송저항은 Monin-Obukhov의 상사이론을 풍속 및 온위의 연직분포에 적용한 Businger et al. (1971)의 무차원 풍속, 온위표현식을 이용하여 운동량과 열속 및 연직방향 확산계수를 구하였다. 에크만층은 대기 상태에 따른 난류효과를 잘 표현한다고 생각되는 Yamada (1975)에 의한 종결모델(Closure model)을 사용하여 난류확산계수를 계산하였다.

지표면 열수지방정식은 복사열로 태양복사속과 장파복사속, 대류열로 현열속과 잠열속, 그리고 지중열속, 인공열로 구성된다.

3차원 중규모 대기유동을 나타내는 방정식의 차분식은 explicit method로 이류항에는 풍상차분법, 확산항은 Mahrer와 Pielke (1975)의 Dufort-Frankel 법, 시간에 대해서는 전진차분법을 사용하고, 나머지 항들은 중앙차분법을 사용한다. 각 변수에 대한 격자망은 변수의 정의점이 다른 불균등 격자망을 이용하였다.

계산의 초기조건과 경계조건 및 대기유동장에 대한 자세한 내용은 이화운 등(1997)의 연구에 잘 나타나 있다.

계산에 사용되어진 영역은 Fig. 2와 같이 부산광역시를 나타내는 성긴격자 영역(coarse mesh grid, 80 km × 80 km, 수평격자간격: 5 km)과 부산지역만을 나타내는 상세격자 영역(fine mesh grid, 31 km × 31 km, 수평격자간격: 1 km)이다. 대기유동장의 수치모의 실행은 부산광역시를 포함하는 성긴격자영역의

계산을 먼저 수행하고, 이를 경계치로 하여 부산지역만을 포함하는 상세격자영역을 계산하는 nesting 방법을 사용하였다. 경계조건의 설정방법은 Clark와 Rarley (1984)의 수치실험에 의해 계산정밀도가 높은 2차 삼입식을 사용하였다. 실행결과는 부산지역의 지형적 특성이 세밀하게 나타나는 상세격자 영역에서 실행한 결과만을 도시하였다.

Fig. 3에서 1000LST에 해안 주위로 해풍이 나타나기 시작하며, 지형 주위에서는 곡풍이 강하게 발달하였다. 1300LST에는 금정산과 백양산을 중심으로 바람장의 수렴대가 조성되고, 해안선 주위에서는 아주 뚜렷한 해풍이 불고 있다. 특히 산주위에는 해풍과 곡풍의 합쳐진 지역풍으로 바람은 더 강하였고, 백양산과 구덕산 사이 골을 흐르는 배수류가 발생하였다. 1700LST에는 지형에 의한 지역풍들은 거의 소멸되고, 남풍인 해풍이 아주 우세하게 바람장을 지배하였다. 2200LST에서는 바람이 약한 안정한 상태이므로 육풍은 나타나지 않지만, 지형에 의한 약한 산풍이 서서히 불기 시작하였고, 지형이 없는 평지에서는 바람이 거의 나타나지 않았다. 0100LST에서는 육풍과 산풍이 합성되어 흐름은 강해졌으며, 특히 해안에 위치한 지역에서 더 강한 바람이 발생하였다.

#### 4. 결과 및 토의

##### 4.1 지표면 상태에 따른 침적속도의 차이

건성침적모델에서 지표면의 상태에 따른 침적속도의 차이를 보기 위해 농경지(agriculture), 활엽수림(deciduous), 침엽수림(coniferous), 목초지(range), 물(water) 5개의 land-used type에 대해 안정도별로 고려하였다. 여기에서 사용한 안정도는 (6)식에서

Table 1. Canopy resistance and surface roughness for O<sub>3</sub> in mid summer. (NCAR, 1985; Pleim et al., 1984)

Land-Used Type	Canopy Resistance (s/m)	Roughness (cm)
Agriculture	72	25
Deciduous	78	100
Coniferous	144	100
Range	84	5
Water	0	*

계산되어진 Bulk Richardson수  $R_{ih}$ 이다. 또한 3가지의 저항을 잘 고려할 수 있는 적합한 고도에서 침적속도를 계산하였는데, 활엽수림, 침엽수림인 경우는 33.4 m에서, 농경지에서는 9.4 m, 목초지에서는 3 m, 물인 경우는 1 m에서 각각 계산을 하였다. 여기의 계산에서는 canopy 저항,  $R_c$ 는 각 지표면 특성에 따라 주어진 field 측정치 (NCAR, 1985)를 사용하였

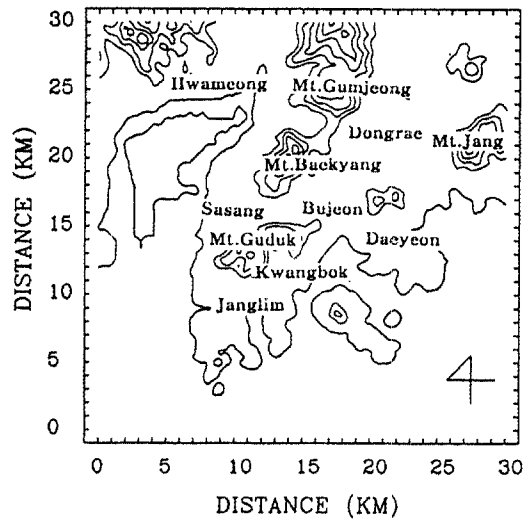
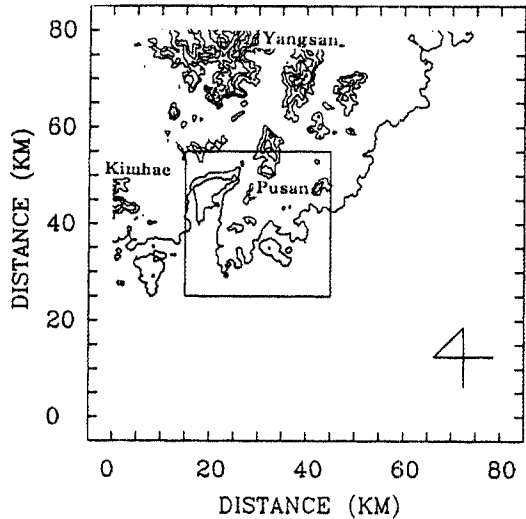


Fig. 2. Calculation region of the coarse mesh grid in Pusan coastal urban area. The inner box shows fine mesh grid domain. (contour interval : 100 m)

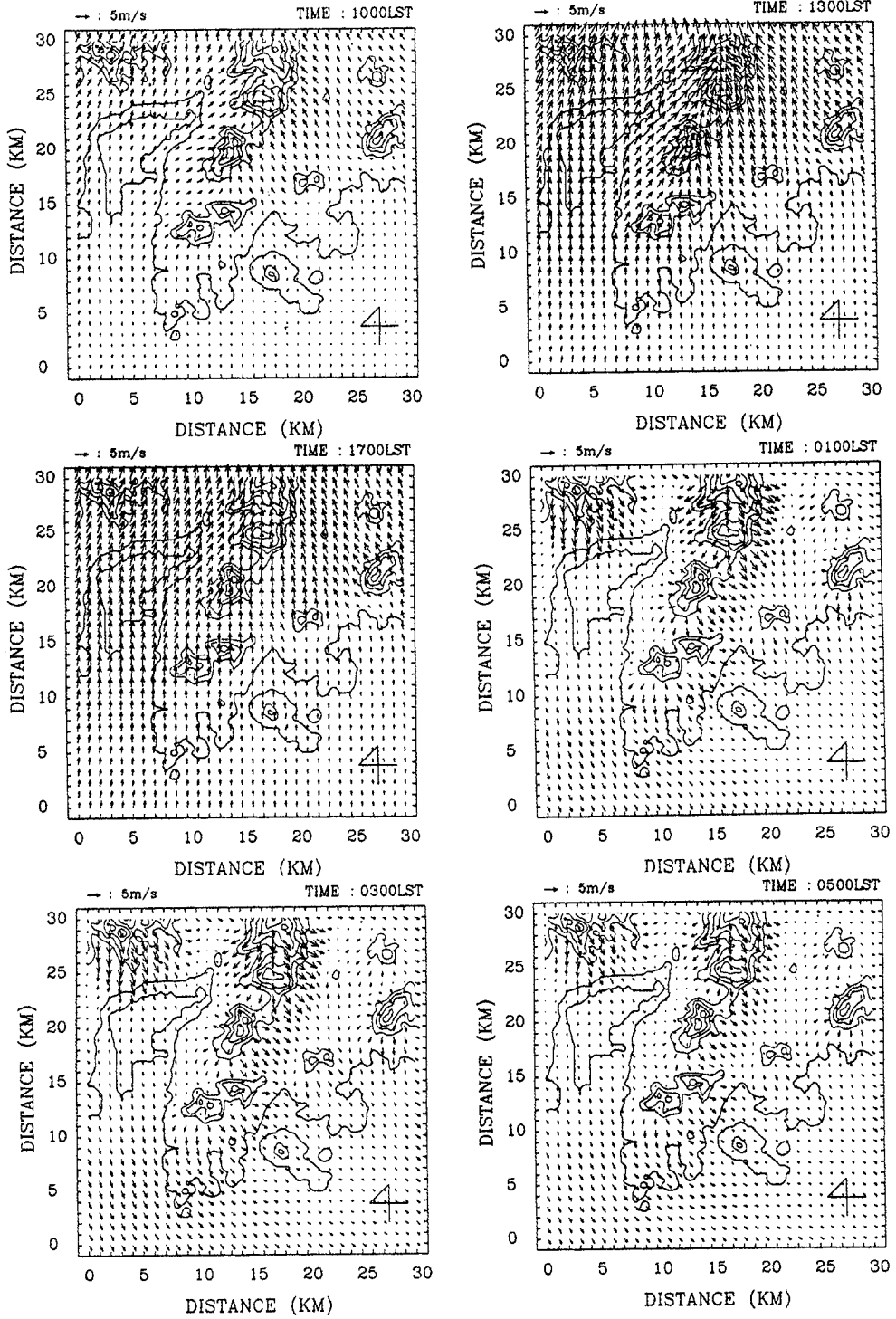


Fig. 3. Horizontal wind fields at  $z^*=50$  m in the fine mesh grid region.

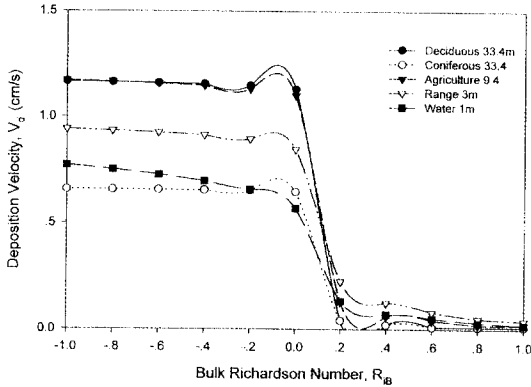


Fig. 4. The comparison of deposition velocity of O<sub>3</sub> over 5 land-used types.

다 (Table 1).

침적 표면 대상이 물인 경우의 거칠기는 Hicks와 Liss(1976)에 의해 모수화 된 식

$$z_0 = \frac{v}{(9.1u_*')} + 0.016 \frac{u_*'^2}{g} \quad (22)$$

을 사용하였고, 여기서  $g$ 는 중력가속도,  $v$ 는 공기의 점성도이다.

Fig. 4의 계산결과를 보면, 대기상태가 불안정한 경우 침적속도는 지표면의 특성이나 고도에 대한 의존도가 큰 반면, 대기상태가 안정한 경우는 그 의존도가 적음을 볼 수 있다. 지표면 상태별로는 농경지와 활엽수림에서 침적속도가 크게 나타났으며, 다음으로 목초지, 물, 침엽수림 순으로 나타났다. 이는 지표면의 거친 정도에 따라 나타난 것으로 특히 대기가 불안정한 경우 난류활동이 활발해서 canopy 저항의 영향이 큰 것으로 보아진다. 따라서 지표면의 상태를 잘 고려해 주기 위해서는  $R_B$  값을 일정하게 하는 것보다 건성침적모델에서 모수화된 것처럼 지표면의 여러 저항을 고려해 주는 것이 필요함을 알 수 있다.

#### 4.2 침적속도의 계산결과와 관측결과의 비교

이용한 관측자료는 1988년 여름, 줄리우스력 215일과 216일, 캐나다 환경청의 EMEFS 자료 (Padro et al., 1991) 중 바람과 온도 및 침적속도이다. 또한 건성침적속도의 계산에 사용된 입력자료로서는 바람과 온도의 관측자료이며, 이를 연속적인 날의 건성

침적모델에서 계산된 침적속도의 일변화와 관측된 침적속도를 비교하였다 (Fig. 5). 여기에서 침적속도의 계산시 4.1절에서 처럼  $R_B$ 를 일정하게 두지 않고 식 (13)을 사용하여 canopy 저항의 영향을 고려하였다.

Fig. 5의 (a)그림은 이틀간의 침적속도의 일변화를 나타낸 것이다. 해가 뜨기 시작하여 점점 대기상태가 불안정해지면서 점차로 침적속도는 커지는데 거의 낮시간에는 1.8 cm/s 정도의 큰 침적속도를 보인 반면, 일사량이 없는 새벽과 야간은 작은 침적속도를 보였다. 전체적으로 관측치와 비교해 볼 때 약간 과대평가되지만 경향은 서로 잘 일치하고 있음을 볼 수 있다.

또한 (b)의 그림에서 저층 대기의 온도 ( $T_a$ )에서 지면의 온도 ( $T_s$ )를 뺀 값은 대기의 열적 안정도를 나타내는 것으로, 지면의 온도가 더 높게 나타나는 대기가 불안정한 상태에서 높은 침적속도를 보임을 알 수 있고, 풍속과 마찰속도(그림 c) 역시 침적속도의 일변화와 비교할 때 그 경향이 유사하며, 특히 새벽과 야간시간에 약간 크게 나온 바람은 그 때의 침적속도 역시 크게 나옴을 볼 때 서로 밀접한 관계가 있음을 알 수 있다. 이를 통해 침적속도는 주간에는 일사량에, 야간에는 바람에 의해 크게 영향을 받음을 알 수 있다.

#### 4.3 부산지역 대기유동장에서의 침적속도의 변화

부산의 실제 지형을 고려한 대기유동장 (Fig. 3)에 건성침적모델을 결합하여 침적속도의 변화를 고찰하였다.

Fig. 6에서 나타난 바와 같이 하루를 주기로 변화하는 해륙풍 순환의 효과가 시간의 경과에 따라 잘 나타나고 있다. 해륙풍 순환과 함께 나타난 오염물질의 침적속도 변화는 지표면의 영향을 많이 받아 지형이 특히 복잡한 지표면에서 침적속도가 크게 나타났다. 지역별로는 동래내륙지역과 북쪽 화명동 지역이 대체로 침적속도가 컸다. 시간별 변화를 보면, 아침시간에는 침적속도의 값은 작지만 점차 증가되면서 오후시간인 1300LST 무렵 침적속도의 최대를 보였다. 그 후 약간씩 감소하다가 1900LST 이후에는 낮은 침적속도 분포를 나타냈으며, 야간에는 복잡한 산지지형과 해안지역을 제외하고는 낮은 값

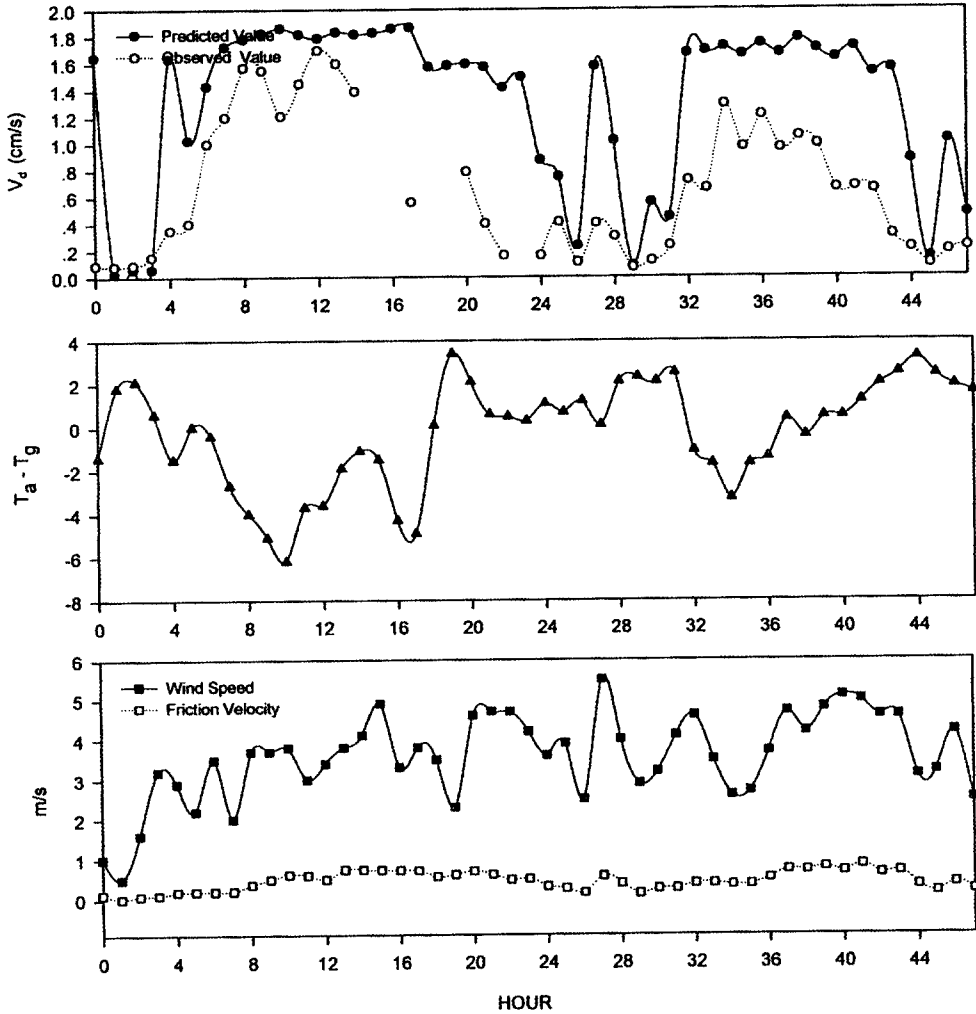


Fig. 5. Hourly variation of (a) modelled and observed dry deposition velocity  $V_d$  for  $O_3$ , (b) observed temperature difference between 34 m ( $T_a$ ) and surface ( $T_g$ ), (c) observed wind speed and friction velocity  $u_*$ , for Julian days 215 and 216 at the Borden forest, Canada.

을 나타냈다.

따라서 부산지역의 경우 낮동안에는 해풍의 영향과 지표면의 영향에 의해 불안정한 대기의 상태가 지속되면서 침적속도는 크게 나타났으며, 밤시간에는 육풍의 영향이 있기는 하였지만 지표복사 냉각으로 인해 대기가 안정화되면서 낮시간과 대조적으로 낮게 나타났다.

### 5. 결 론

발생원에서 대기중에 배출된 오염물질들이 대기 내 여러 작용을 거쳐 지표면으로 침적되어질 때, 침적현상을 침적속도를 통해 모수화해 보았다. 대체로 대기상태가 불안정한 경우 침적속도는 지표면의 특성이나 고도에 대한 의존도가 컸었는데, 지표면 상태별로는 농경지와 활엽수림에서 침적속도가 크게 나타났으며, 다음으로 목초지, 물, 침엽수림 순으로



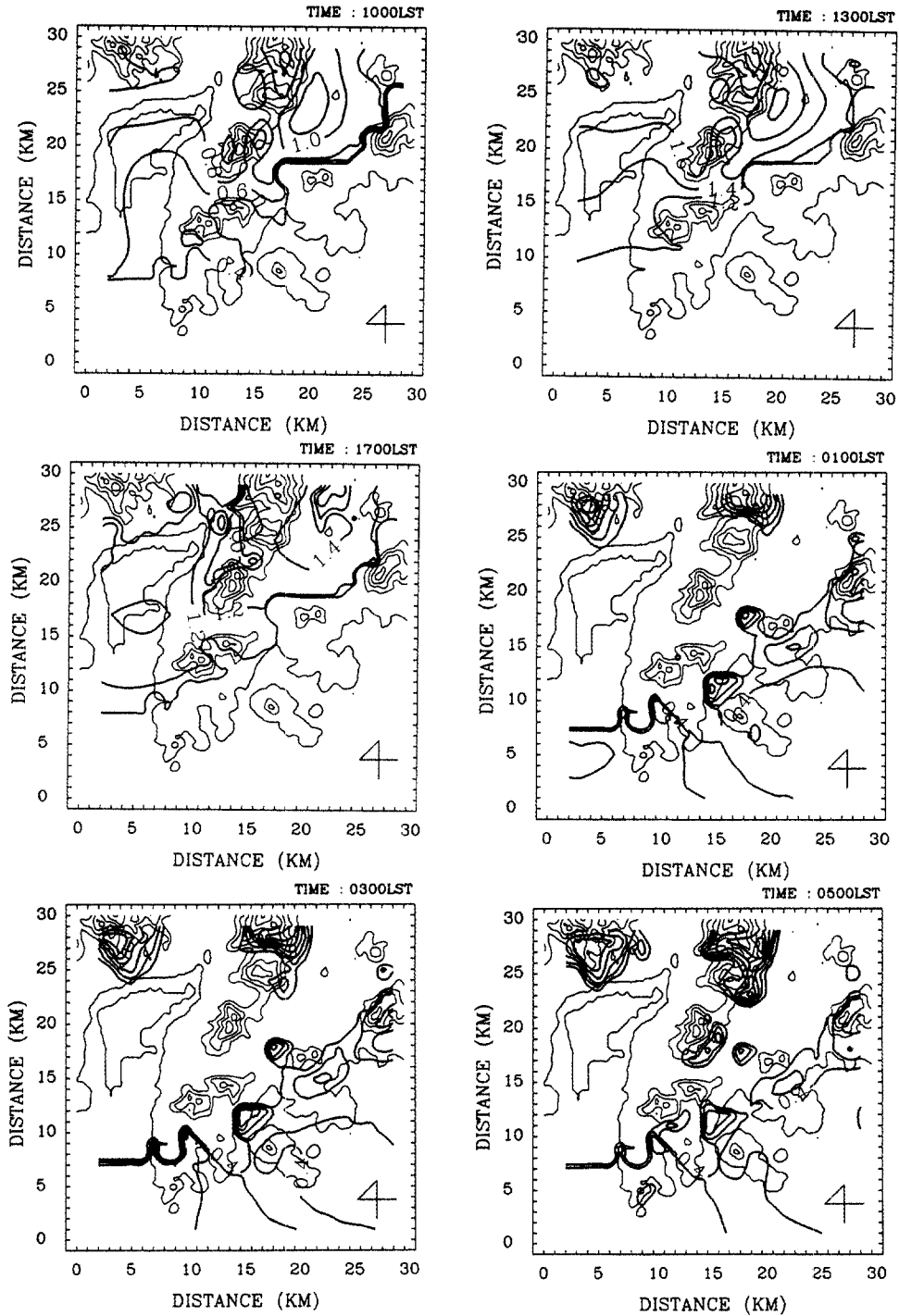


Fig. 6. Horizontal distributions of the estimated dry deposition velocity (cm/s) during the summertime in Pusan area.

나타났다. 이는 대기가 불안정한 경우 난류활동이 활발해서 지표면 저항의 영향이 다른 저항보다 클 것으로 지표면 부근의 canopy 저항을 상세히 모사할 필요가 있음을 알 수 있다.

또한 모수화된 침적속도를 관측값과 비교하여 일 변화 경향을 살펴보면, 해가 뜨기 시작하여 점점 대기상태가 불안정해지면서 낮동안에는 침적속도가 큰 반면, 일사량이 없는 새벽과 야간은 낮은 침적속도를 보였다. 이는 관측치와 비교해 볼 때 약간의 과대평가를 보이지만 경향은 서로 잘 일치하였다.

그리고 부산의 실제 지형을 고려한 대기유동장 모델에 건성침적모델을 결합하여 침적속도의 변화를 고찰한 결과, 하루를 주기로 변화하는 해륙풍 순환의 효과가 잘 반영되었으며, 특히 낮시간에 지표면의 영향과 해풍의 영향을 받아 지형이 복잡한 지표면에서 침적속도가 크게 나타났고, 오후 1시 무렵 침적속도의 최대를 보였다.

## 참 고 문 헌

- 박순웅 (1995) 건성침착이 지상오염농도에 미치는 영향, 한국기상학회지, 31(2), 97-115
- 김시완, 박순웅 (1996) 서울지방의 산성오염물질의 건성침착량 추정, 한국기상학회지, 32(2), 325-338
- 이화운, 김유근, 원경미, 오은주 (1997) 연안도시지역의 대기유동장에서 대기오염물질의 확산과 이동에 관한 수치모의, 한국환경과학회지, 6(5), 437-449
- 이화운, 이순환 (1994) 식물계를 고려한 지표-대기 상호작용의 수치모의, 한국환경과학회지, 3(1), 17-29
- Businger, J.A., Wingaard, J.C., Izumi, Y. and F. Bradley (1971) Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, J. Atmos. Sci., 28, 181-189
- Chamberlain, A.C. (1966) Transport of Lycopodium spores and other small particles to rough surfaces, Proc. Roy. Soc. London, 296A, 45-70
- Clark, T.L., and R.D. Rarely (1984) Severe downslope wind-storm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting : A possible mechanism for gustiness, J. Atmos. Sci., 41(3), 329-350
- Hicks, B.B., M.L. Wesely, and J.L. Durham (1980) Critique of methods to measure dry deposition : Workshop summary, EPA-600/9-80-050, Environmental Protection Agency, Washington, D.C., 83
- Hicks, B.B. and P.S. Liss (1976) Transfer of SO<sub>2</sub> and other reaction gases across the air-sea interface, Tellus, 28, 348-354
- Garland, J.A. (1977) The dry deposition of sulfur dioxide to land and water surfaces, Proc. Roy. Soc. London, 354A, 245-268
- Louis, J.F. (1979) A parameteric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Boundary Layer Met., 17, 187-202
- Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1975, A numerical study of air flow over mountains using the two dimensional version of the university of Virginia mesoscale model, J. Atmos. Sci., 31, 2144-2155
- Meyers, T.P. and Baldocchi, D.D. (1988) A comparison of models for deriving dry deposition fluxes of O<sub>3</sub> and SO<sub>2</sub> to a forest canopy, Tellus, 40B, 270-284
- NCAR (1985) The NCAR Eulerian Regional Acid Deposition Model
- Padro, J. and Edwards, G.C. (1991) Sensitivity of ADOM dry deposition velocities to input parameters : a comparison with measurements SO<sub>2</sub> and NO<sub>2</sub> over three land use types, Atmos. Ocean., 29, 667-685
- Padro, J., den Hartog, G. and Neumann, H.H. (1991) An investigation of the ADOM dry deposition module using summertime O<sub>3</sub> measurements above a deciduous forest, Atmos. Environ., 25A, 1689-1704
- Padro, J., Neumann, H. H. and den Hartog G. (1992) Modeled and observed dry deposition velocity of O<sub>3</sub> above a deciduous forest in the winter, Atmos. Environ., 26A, 775-784
- Pleim, J., Venkatram, A. and Yamartino, R. (1984) ADOM/TADAP model development program, ERT P-B980-520, Prepared for OME, AES of Canada and the Umweltbundesamt, West Germany
- Sheih, C.M., Wesely, M.L. and Hicks, B.B. (1979) Estimated dry deposition velocities of sulphur over the Eastern United States and surrounding regions, Atmospheric Environ., 13, 1361-1368
- Thom, A.S. (1972) Momentum, mass and heat exchange of vegetation, J. Air Pollut. Control Assoc., 27, 1110-1116
- 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
- Wesely, M.L. and B.B. Hicks (1977) Some factors that affect the deposition rates of sulfur dioxide and similar

- gases on vegetation, J. Air Pollut. Control Assoc., 27, 1110-1116
- Wesely, M.L., Eastman, J.A., Cook, D.R. and Hicks, B.B. (1978) Daytime variation of ozone eddy fluxes to maize. Boundary Layer Met., 15, 361-373
- Wesely, M.L. (1989) Parameterization of surface resistance to gaseous dry deposition in regional scale numerical models, Atmos. Environ., 23(6), 1293-1304