

황사의 크기 및 침착량에 대한 수치 모의

A Numerical Study on the Size and Depositions of Yellow Sand Events

정 관 영 · 박 순 응¹⁾

기상연구소 수문기상연구소, ¹⁾서울대학교 대기과학과
(1997년 7월 8일 접수, 1998년 4월 15일 채택)

Kwan-Young Chung, Soon-Ung Park¹⁾

Hydrometeorology Lab., Meteorological Research Institute, KMA, Seoul, Korea,
¹⁾Dept. of Atmospheric Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea

(Received 8 July 1997; accepted 15 April 1998)

Abstract

Estimations of dry and wet depositions in Korea and the size distributions of yellow sand above Korea have been carried out using the Eulerian aerosol model with the simulated meteorological data from the SNU mesoscale meteorological model.

The estimated particle size distribution in Korea shows a bimodal distribution with peak values at 0.6 μm and 7 μm and a minimum at 2 μm in the lower layer. However, as higher up, the bimodal distribution becomes an unimodal distribution with a peak value at 4 ~ 5 μm .

Among the total amount of yellow sand deflated in the source regions, the dry and wet deposition fluxes were about 92%, and about 1.3 ~ 0.5%, respectively, and the rest (5 ~ 6%) is suspended in the air.

Most of dust lifted in the air during the clear weather is deposited in the vicinity of the source regions by dry deposition and the rest undergoes the long-range transport with a gradual removal by the wet deposition processes.

Over Korean peninsula, the total amount of yellow sand suspended in the air was about 6 ~ 8% of the emissions in the source region and the dry and wet deposition fluxes were about 0.005 ~ 0.7% and 0.003 ~ 0.051% of the total emitted amount, respectively. It is estimated that 2.7 ~ 8.9 mega-tons of yellow sand is transported annually over the Korean peninsula with the annual mean dry deposition of 2.1 ~ 490 kilo-tons and the annual mean wet deposition of 1.5 ~ 65 kilo-tons.

Key words : Yellow sand, dry and wet deposition, size distribution, Eulerian Aerosol model

1. 서 론

대기 중에 부유하는 분진은 자연적으로 발생하는

것과 인간의 활동에 의해 발생하는 것이 있다. 자연적으로 발생하는 분진은 바람에 의해 건조지에서 부유하는 토양입자와 바다에서 배출된 해염입자 그리고 화산활동에 의해 대기로부터 방출된 입자 등이 있

으며, 인간의 활동에 의해 발생하는 부유분진은 산업활동에 의해 배출된 분진이나 가스들이 여러 화학작용을 거쳐 입자상의 물질로 전환된 입자로 구성된다. 이 중 바람에 의해 토양에서 대기 중으로 배출된 입자의 양이 자연발생 분진량의 가장 많은 부분을 차지하고 있으며 이 양은 인간 활동에 의해 생성되는 양보다 많다(Joussauime, 1990).

사막에서 발생한 먼지보라는 그 지역의 시정을 악화시키고, 인간의 활동에 영향을 미칠 뿐만 아니라, 이 중 작은 입자($0.1 \sim 10 \mu\text{m}$)는 장거리 수송된다(Duce *et al.*, 1980; Prospero and Carlson, 1972). 미세한 입자는 태양광의 산란, 흡수 등에 의해 대기의 복사수지에 영향을 미치며, 구름내에서는 응결핵의 역할을 하기도 한다. 토양에서 유래한 분진의 주성분은 Si, Ca, Al, Fe, K 등으로 지구화학적 순환에 매우 중요한 역할을 하며, 심해 퇴적물에서 발견되는 점토광물 입자의 주 요인이기도 하다(Prospero and Carlson, 1986; Duce *et al.*, 1980). 광물성 분진은 화학반응을 잘 하지 않으며, 대기 중에서 잔류 기간이 길어 장거리 수송이 가능하고, 위성으로 직접 관측할 수 있으므로 대기흐름의 추적자로서 사용될 수 있다(Prospero and Merrill, 1986).

황사의 발생지는 연 강수량이 200 mm 이하의 건조 지역인 몽고 고원, 중국과 몽고의 국경 부근의 고비사막, 중국 북부의 황토고원 등으로 알려져 있다. 이 지역에서는 한랭전선 후면 한기역에서 강한 바람에 의해 먼지보라가 발생한다(정관영과 박순웅, 1995; Murayama, 1988; Ing, 1972). 대기 중으로 부유된 황사는 편서풍을 타고 마셜군도, 하와이, 미드웨이섬까지 이동하며, 북태평양의 심해 퇴적물의 주요 공급원이 된다(Gao *et al.*, 1992; Merrill *et al.*, 1989, 1985; Blank *et al.*, 1985; Uematsu *et al.*, 1983; Darzi and Winchester, 1982; Duce *et al.*, 1980; Shaw, 1980).

정관영과 박순웅(1997a, b)은 동아시아에서 발생하는 황사를 수치모델할 수 있는 에어로졸모델을 개발하였고, 이를 이용하여 한반도로 수송되는 황사의 수송과정은 황사의 발원지인 고원과 평지의 순환에 따른 혼합층의 이류로서 설명되었다. 본 연구는 황사의 발원지와 한반도에서 관측된 황사와의 관계를 정량적으로 추정하고, 나아가 한반도에 침착되는 양을 계산하고자 한다. 또한 한반도에서 모의

된 황사의 크기별 분포를 이용하여 발원지에서 먼지보라가 발생할 때 먼지입자의 분포를 논의하고자 한다.

2. 모 델

한반도에 영향을 미치는 황사의 발원지는 주로 고비사막 및 황토고원지대이며(정관영과 박순웅, 1995) 이 발원지를 포함한 모델영역을 그림 1에 나타내었다. 이 그림에서 음영된 부분이 본 연구에서 중국의 토양지도를 이용하여 설정된 발원지(고비사막과 황토고원)이며, 실선은 지형고도를 의미한다.

기상장은 서울대 중규모모델인 MAPMS/SNU를 이용하여 계산하였다(이동규, 1994). 수평격자거리는 60 km로 81×64 개로 구성되며, Lambert 공형도법이 사용되고, 연직격자 체계는 시그마(σ) 좌표계로서 $\sigma = (P - P_t) / (P_{st} - P_t)$ 이다(여기서 P 는 기압, P_t 는 모델 top의 기압, P_{st} 는 지상기압). 수평과 연직격자체계는 차격자계이다.

본 연구에서는 우선 이 중규모모델을 수행하여 3 시간 간격으로 수평바람(u, v), 기온(T), 습도(q), 강수량, 지상기압, 지표온도 등의 기상변수들을 산출하여 에어로졸 모델의 입력자료로 사용하였다. 에어로졸 모델의 영역, 공형도법, 격자체계 등은 중규모모

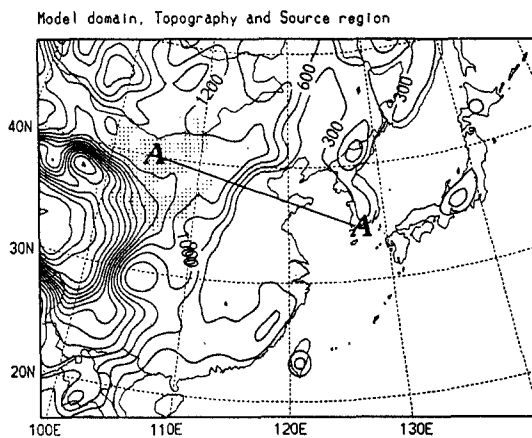


Fig. 1. Distributions of Topographical height (300 m interval) and source regions (shaded area) in the model domain. The distance between Gobi desert (A) and the Southern part of Korea (A') is about 2380 km.

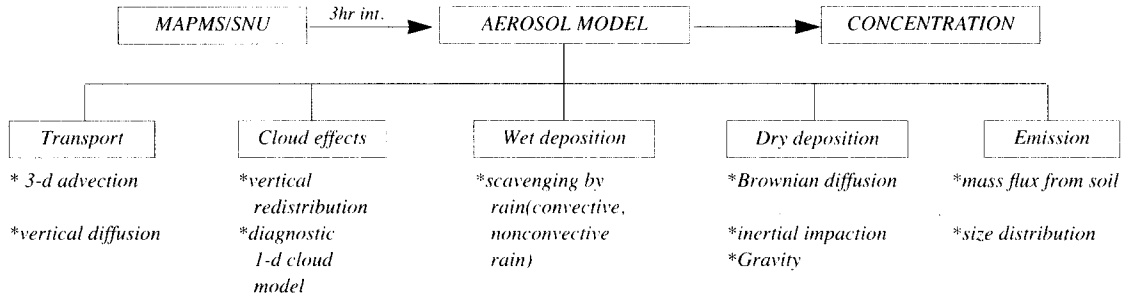


Fig. 2. The flow chart of the model.

델과 같이 구성하였으며, 이 모델에서 계산되는 기상변수는 중규모 모델의 출력자료로부터 진단 변수인 연직속도 ($\dot{\sigma}$), 난류확산계수 등과 1차원 진단 구름모델에 의한 구름매개변수들이다. 이러한 기상장을 바탕으로 발원지에서의 배출량, 확산 및 수송과정, 그리고 침착과정 등이 포함되어 각 격자점에서 농도가 계산된다(그림 2).

2.1 모델 방정식계

본 연구에서 사용된 모델은 모델은 입자의 발생, 소멸, 이류, 확산과 구름의 역할을 포함하며, 에어로졸의 연속 방정식을 이용하여 황사의 크기별 농도를 예측할 수 있는 모델이다(정관영과 박순웅, 1997a).

$$\frac{\partial C(r)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{V}C(r)) + \nabla \cdot (K_e \nabla C(r)) + E(r) + \left(\frac{\partial C(r)}{\partial t}\right)_{clouds} + \left(\frac{\partial C(r)}{\partial t}\right)_{dry} \quad (1)$$

여기서 $C(r)$ 은 반경 r 인 에어로졸의 농도 ($\mu\text{g m}^{-2} \Delta\sigma^{-1}$)이며 (본 연구에서는 입자 반경이 0.1 μm 에서 30 μm 까지 10구간으로 구분하여 연속방정식을 구성), \vec{V} 는 모델영역에서 각격자점의 3차원 바람, K_e 는 대기 난류에 의한 에어로졸의 에디 확산계수, $E(r)$ 는 토양에서 대기로 유입되는 에어로졸의 배출량 ($\mu\text{g m}^{-2} \Delta\sigma^{-1} \text{sec}^{-1}$)을 나타내며, $(\partial C(r)/\partial t)_{clouds}$ 은 구름에 의한 에어로졸의 재분배와 습성 침착이며, $(\partial C(r)/\partial t)_{dry}$ 은 건성 침착에 따른 에어로졸 농도의 변화율이다.

입자 상호간의 부착(coagulation)은 입자의 수농도가 클 때, 입자의 크기분포에 중요한 역할을 담당

하지만, 황사의 경우 입자가 상대적으로 크고 수농도가 낮기 때문에 본 과정을 생략했다(Westphal et al., 1987). 이들의 연구결과에 따르면 부착과정을 포함한 경우와 그렇지 않은 경우 사하라 사막의 먼지보라에 대하여 수치모의했을 때 두 경우 큰 차이를 보이지 않았기 때문이다.

본 모델에서는 황사가 화학적으로 안정하다고 가정하여 가스-입자의 상호작용을 무시하였다. 이는 황사의 발생이 대부분 고기압 전면의 건조역에서 발생하며, 이동시에도 고기압의 이동과 밀접한 관계가 있기 때문에(정관영과 박순웅, 1995) 황사입자와 황사 표면의 화학적 작용을 일으키는 수증기등과 섞일 수 있는 경우가 드물다고 판단했기 때문이다. 실제로 본 연구의 한반도에서 강한 황사가 나타났던 사례에서 건성 침착량이 습성 침착량에 비해 약 20배 정도 크게 모의되어 이의 가능성을 뒤받침해 주고 있다(그림 11b). 그러나 때때로 이들 두 양이 비슷한 경우(그림 11a) 황사 입자와 구름내 액상의 화학적 작용이 중요하게 일어 날 수 있으며, 이런 경우 입자의 크기분포 및 침착량의 분포 또한 다르게 나타날 수 있다.

2.2 황사부유량의 매개변수화

바람이 건조한 토양에 응력을 가해 토양입자를 공기 중으로 부유시키게 되는데, 토양입자가 부유하기 시작하는 풍속을 임계속도(V_i)라고 부른다. 이 임계속도는 토양의 성질, 건조도에 따라 결정되나 같은 풍속이라 할지라도 대기의 안정도에 따라서 토양이 받는 응력은 달라지므로 본 연구에서는 이를 표현할 수 있는 임계마찰속도를 사용하였다.

마찰속도(u_*)는 지표층 상사이론으로부터 추정될 수 있다. 즉

$$u_* = \kappa V_z / [\ln(z_0/z_0) - \phi_m(z_0/L)] \quad (2)$$

이 된다. 여기서 V_z 는 관측고도 z_0 에서의 풍속이고, κ 는 von Karman 상수, ϕ_m 은 운동량에 대한 안정도 함수이며, z_0 는 지표면 거칠기길이, L 은 Monin-Obukhov 길이이다. 사하라 사막에서 임계마찰속도(u_{*c})는 20~150 cm s⁻¹로 알려져 있으며, 본 연구에서는 정관영과 박순웅(1997a)과 같이 60 cm s⁻¹를 사용하였다.

2.3 부유량 추정

각 토양에 따라 입자의 크기가 0.1 μm에서 10 μm까지 바람에 의해 지면에서 대기로 부유하는 분진의 플럭스 (F_a , g cm⁻² s⁻¹)는 마찰속도의 함수로서

$$\begin{aligned} F_a &= 10^{-14} u_*^4 \quad \text{만일 } u_* \geq u_{*c} \\ F_a &= 0 \quad \text{만일 } u_* < u_{*c} \end{aligned} \quad (3)$$

로 표시된다(Westphal *et al.*, 1987). 여기서 u_{*c} 는 임계마찰속도이고, 식(1)의 $E(r)$ 항은 $F_a/\Delta\sigma$ 로 주어진다.

총부유분진량을 식(3)으로 추정할 수 있으나 입자의 크기에 따른 부유량을 추정할 수 없다. 따라서 Westphal *et al.*, 1987, 1988) (이후 WTC87, WTC88로 기술)의 방법과 같이 각입자의 크기에 따른 부유량의 플럭스를 입자크기의 1.5승에 비례하는 것으로 가정하여 입자크기에 따른 부유 분진양을 추정하였다(식(4)에서 r 값을 1, 1.5, 그리고 2로 변화시키면서 수치 실험하였을 때, 1.5에서 작은 입자와 큰 입자의 비, TSP 농도 등이 가장 관측에 가까운 값을 나타냈다).

$$\frac{dF}{d \log r} \propto r^{1.5} \quad (4)$$

0.1 μm에서 30 μm까지 배출율을 구하기 위하여 식(4)를 이용하여 식(3)을 30 μm까지 외삽하면, 다음과 같다.

$$F_a = 5.2 \times 10^{-14} u_*^4 \quad (5)$$

그러므로 임계마찰속도 이상인 발원지에 속한 격자점에서 황사 총발생량은 식(5)에서 구해지며, 식(4)

를 이용하여 황사의 입경별 배출량을 배분하게 된다. 또한 황사 부유시 각 격자점에서 돌풍(gustiness) 현상에 의한 먼지보라 발생에 대한 매개변수화 방법은 Rayleigh 확률밀도함수를 이용하였다(정관영과 박순웅, 1997a).

3. 사례 선정 및 관측과의 비교

그림 3은 1988년 4월 10~14일과 16~20일 까지 서울에서 관측된 TSP 농도의 시계열을 나타낸다. 중국에서 황사 기간이 가장 길었고 중국전역에 영향을 주었던 사례로서 기록되었으나 한반도에서는 비교적 TSP 농도가 낮고 황사기간 또한 짧게 나타났다. 이 사례를 선정사례 1(이후 사례 1)로 정하였다. 또 다른 사례는 하층 TSP 농도가 최고 900 μg m⁻³였고, 황사전에 강수량이 10 mm 이상, 황사기간에도 강수량이 2 mm 정도 관측되었던 심한 황사(severe Yellow sand event)의 사례를 선정사례 2(이후 사례 2)로 선택하여 각각 사례를 비교 분석하였다.

3.1 사례 1의 증관장

그림 4는 사례 1(1988년 4월 10~14일까지)의 12 UTC에서 관측된 지상일기도이다. 일기도에서 음영된 곳은 황사가 보고된 지역을 연결하여 나타낸 것이다.

4월 10일 12UTC(그림 4a)에서는 중국의 서북쪽에서 한랭한 시베리아 고기압이 장출하면서 황사의 발원지로 접근하고 있었으며, 일본남쪽에 중심을 둔 이동성 고기압과 그 시베리아 고기압 사이로 기압골이 북동쪽에서 남서쪽으로 길게 뻗어 있었다. 발원지에서는 이 기압골의 후면(차가운 대륙성 고기압 전면)에서 강한 기압경도력으로 강한 바람이 발달하였고 일부 고비사막 부근에서는 먼지보라가 보고되었다.

4월 11일(그림 4b)에는 차가운 대륙성 고기압이 남동진하였고, 일본 남쪽에 위치한 고기압은 거의 정체하면서 약간 강화되었다. 한편, 이 고기압들 사이에서 북만주에서는 저기압이 전날에 비해 강화되었으며, 발해만 근처에서는 또 하나의 저기압이 발달하고 있었다. 이 저기압과 관련된 한랭전선 후면에서 황사가 보고되고 있었다. 이날 베이징에서는

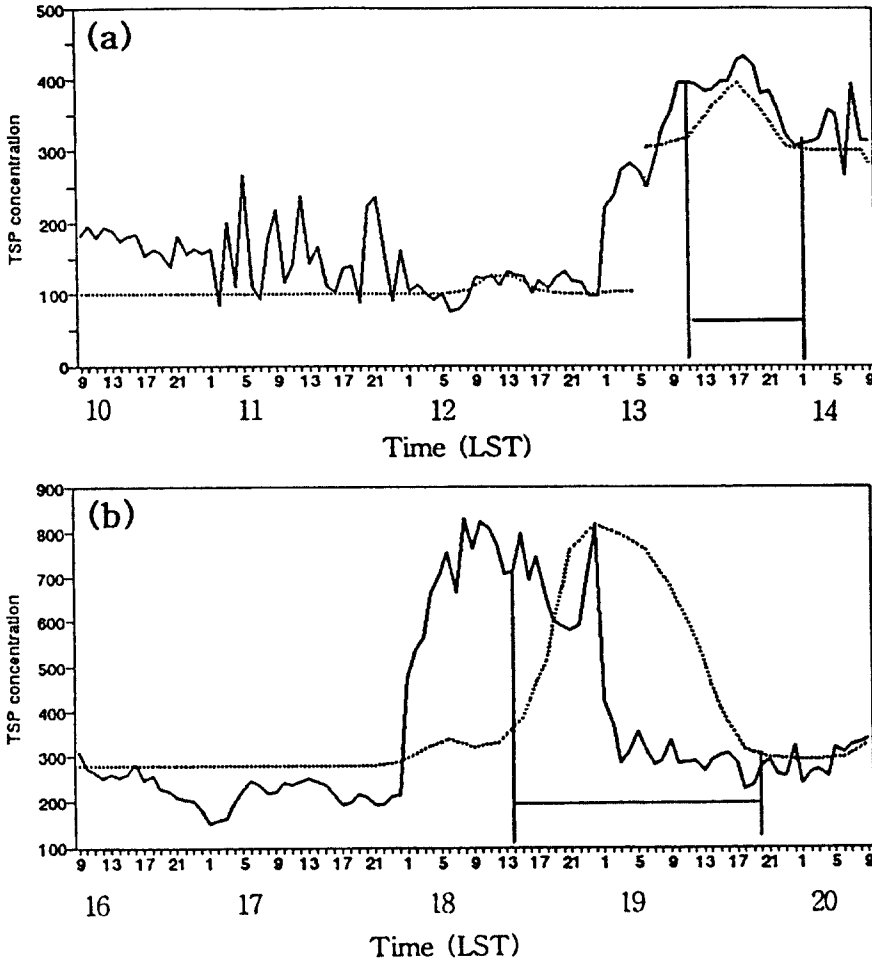


Fig. 3. Time variations of TSP concentration ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) of observations (solid line) and simulations added by assumed back-ground concentration (dashed lined) for (a) Case 1, (b) Case 2.

08LST에 한랭전선이 통과한 후 12 m s^{-1} 가 넘는 지상풍과 함께 먼지보라가 발생하여 시정이 1 km 이하로 악화되었다(Qiu and Sun, 1994). 베이징에서는 TSP 농도가 평상시보다 15배 정도 많은 최고 $5118\ \mu\text{g m}^{-3}$, Lin'an에서는 2.4배가 높은 $1526\ \mu\text{g m}^{-3}$ 을 기록하였다(Yang *et al.*, 1991).

12일에는(그림 4c) 전날 발해만에 위치했던 저기압은 동해로 이동하였으며, 북만주에 있었던 저기압은 약화되면서 약간 남하하였다. 한편 또다른 기압골이 북만주에서 남서로 뻗으면서 발달하고 있었으며, 황사는 화중과 화남지방에서 보고되고 있었다.

이동성고기압 후면에서 발달하고 있었던 기압골의 전면의 남서류를 따라 한반도로 황사가 수송되기 시작하였다.

13일에는(그림 4d)에서는 화남지방의 이동성고기압은 정체하면서 대부분의 황사는 화중 및 화남지방에서 관측이 되었으며, 일부는 전날에 나타났던 기압골의 남서류를 따라 한반도 전역으로 유입되었고, 또다른 일부는 동지나해로 수송되어 동서로 길게 뻗어 있었다. 한반도에서는 남서쪽으로부터 황사가 유입되고 있었으며, 이 황사의 후면에 약한 기압골이 위치하고 있어서 이 기압골과 12일에 통과한

기압골 사이에 황사가 유입되고 있었다.

14일에는(그림 4e) 기압계가 남동진하면서 한반도에 유입되었던 황사는 일본까지 이동되었으며, 화남지방의 황사는 이동성고기압의 북동류를 따라 남쪽으로 수송되어 화남지방, 대만북쪽, 동지나해 그리고 일본 남쪽 등지에서 동서로 길게 놓이게 되었으며, 한반도는 황사의 영향에서 벗어났다.

3.2 사례 2의 증관장

그림 5는 사례 2(1988. 4. 16~20)의 지상일기도 및 황사가 관측된 영역을 나타낸다.

16일에는(그림 5a) 사례 1과 같이 북만주에 중심을 둔 기압골의 후면의 한기역에서 강한 바람에 의해 고비사막 및 황토고원에서 먼지보라가 보고되고 있었다.

17일에는(그림 5b) 북만주의 저기압은 약화되어 여러 개로 분리되면서 정체하였으나, 북서쪽에 위치한 고기압이 화중과 화남지방까지 이동하여 서해와 남지나해상에 깊은 기압골이 발달하였다. 황사는 이동성 고기압의 전면부를 따라 베이징을 포함하여 산둥반도까지 이동하였으며, 일부는 서해상까지 이동하였다.

18일에는(그림 5c) 사례 1과 달리 이동성 고기압은 빠른 속도로 동지나해로 이동하였다. 한반도에서는 저기압이 통과한 후 모든 곳에서 황사가 보고되었으며 황사의 일부는 동지나해까지 남북으로 길게 뻗어 있었다. 또한 화중 및 화남지방에서도 황사가 보고되었다.

19일에는(그림 5d) 한반도 서해에 작은 고기압이, 동해에는 저기압이 위치해 있었으며, 황사는 한반도 남쪽과 동지나해 및 일본 등으로 확산되고 있었다. 한편 또 다른 시베리아 고기압이 황사의 발원지로 이동해 옴에 따라 이곳에서는 또다시 먼지보라가 발생하기 시작했다.

20일에는(그림 5e, f) 북만주에서 남북으로 뻗어 있는 기압골 전면에서 16일에 발생한 황사가 한반도 남부 및 일본에서 나타나고 있었으며, 이 후면에서는 18~19일에 발생한 황사가 베이징 등에서 보고되고 있었다. 18~19일에 발생한 황사가 한반도로 유입되면서 한반도에서는 23일까지 황사가 지속되어 가장 오래 지속된 황사로 기록되었다.

이상의 두 사례를 요약하면, 사례 1은 이동성고기

압이 남동진하여 화남지방에 정체하면서 중국전역에 심한 황사 현상이 관측되었고, 한반도는 이 일부가 이동하여 비교적 짧은 기간에 영향을 미친 경우이고, 사례 2는 이동성고기압이 빠르게 남동진하여 넓은 영역의 황사구름이 한반도에 유입된 후, 또다른 황사가 발생하여 이전에 발생한 황사와 기압골을 사이에 두고 이동하여 한반도에 장시간 황사의 영향을 미친 경우이다.

3.3 관측과의 비교

본 두 사례 대하여 모의된 농도 및 공간 분포등을 비교할 때(정관영과 박순웅(1997a)의 그림 7, 8 and 9), 대체적으로 한반도에 유입된 황사의 시작 시간과 종료시간, 공간분포 그리고 황사의 농도 등은 관측과 매우 유사하여 한반도로 수송되는 황사의 수치모의 가능성을 제시해 주고 있었다.

4. 황사의 크기 및 침착량의 분포

한반도에서 관측된 황사현상과 관련된 발원지를 설정하여 이 발원지에서 황사의 발생조건 및 발생량을 매개변수화한 구간별 에어로졸 모델을 이용하여, TSP 농도와 황사 지속시간이 다른 사례들에 대해, 수치모의한 결과를 크기별분포 및 공간분포의 측면에서 분석하였다. 즉, 한반도에 장거리 수송된 황사의 크기분포, 수송량, 건성/습성 침착량, 그리고 설정된 발원지와 receptor와의 관계 등을 고찰하였다.

4.1 발원지에서 부유된 황사의 양

Gillette(1981)의 실험에 의하면, 입자가 큰 모래 토양인 경우 배출속은 마찰속도(u_*)의 3승에 비례하며, 작은 입자로 구성된 토양(점토 등)은 u_*^4 정도에 비례한다고 하였다. 또한 먼지보라가 발생하기 시작하는 임계마찰속도(u_{*c})는 지역적 특성과 계절적 특성 그리고 토양의 습윤도에 따라 매우 다르게 나타난다. 본 연구에서는 u_{*c} 의 값을 60 cm s^{-1} 로 선정하였으며(정관영과 박순웅, 1997a), 이 값은 사하라사막에서 WTC88이 사용했던 값과 동일하다.

그림 6은 발원지에서 대기로 부유된 먼적 평균한 황사 양의 누적값과 각 시간에 부유된 값을 나타낸 것이다. u_* 의 값이 u_{*c} 의 값보다 작을 때도 플럭스가

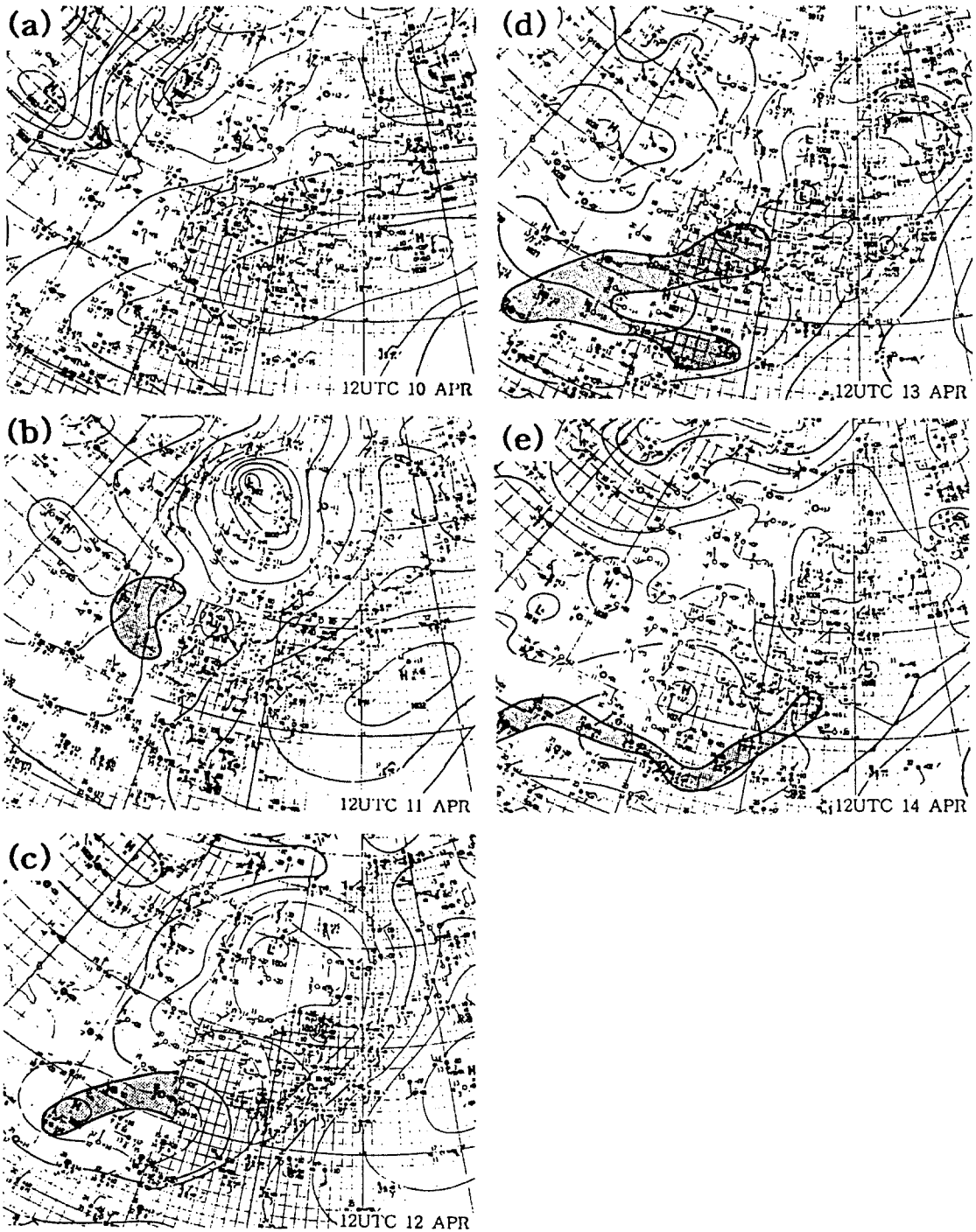


Fig. 4. The surface weather maps for Case 1 at a) 12UTC 10, b) 12UTC 11, c) 12UTC 12, d) 12UTC 13, and e) 12UTC 13, April 1988. Shaded areas represent the regions reported Yellow sand.

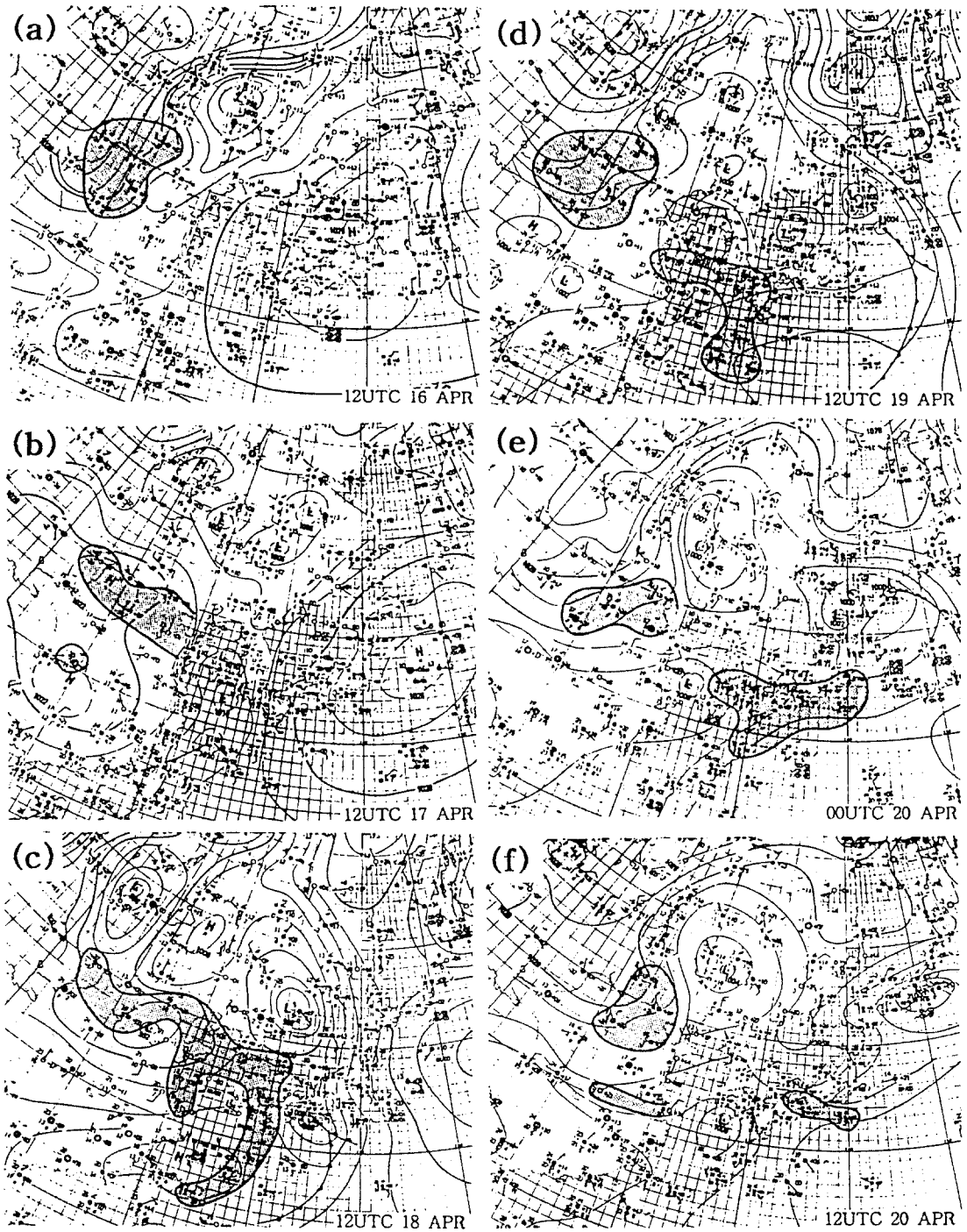


Fig. 5. The same as in Fig. 4 but for a) 12UTC 16, b) 12UTC 17, c) 12UTC 18, d) 12UTC 19, e) 00UTC, 20 and f) 12UTC 20, April 1988.

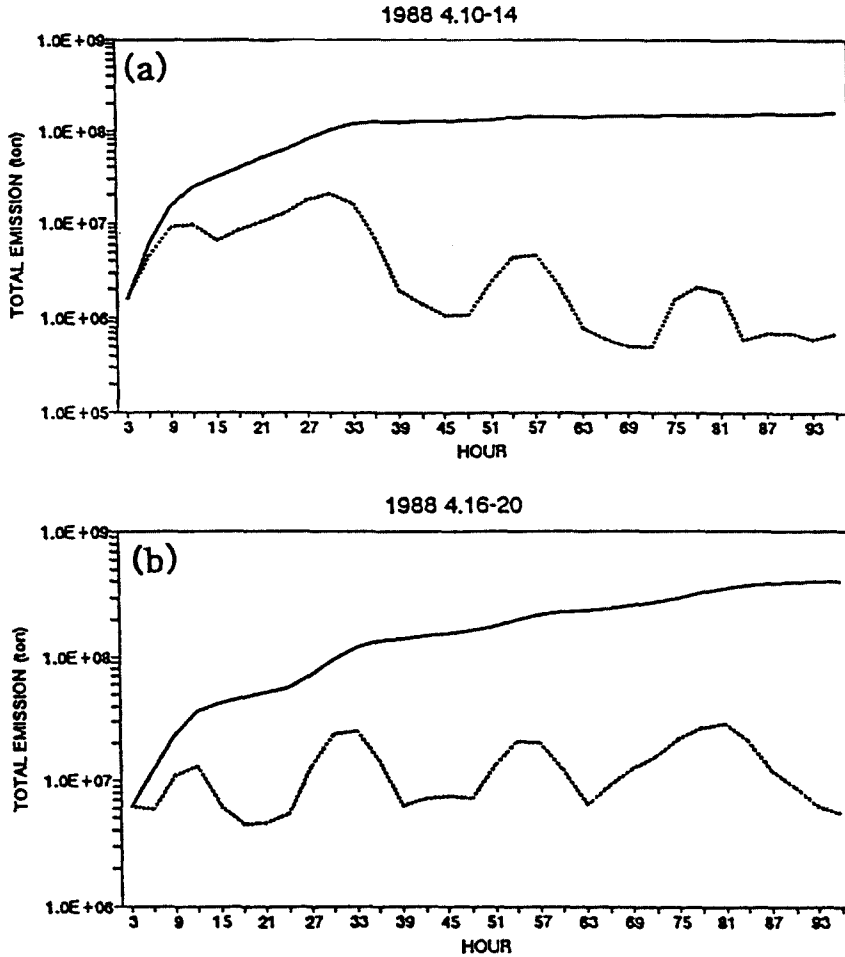


Fig. 6. The time variations of the amount of sand into atmosphere from source regions (dashed line) for (a) Case 1, and (b) Case 2. The solid line represent the accumulated values.

존재 할 수 있으며, 이는 u_x 에 대한 확률분포함수를 가정했기 때문이다. WTC88과 87이 0.1~80 μ m까지 30구간으로 나눈 에어로졸 모델을 수행했으나 본 연구에서는 30 μ m 이상의 입자는 부유후 대부분 발원지 근처에 낙하되어 장거리 수송되지 않았므로 (0.1~80 μ m까지 입자를 30구간으로 나누어 수행한 결과와 0.1~30 μ m까지 10구간으로 나누어 수행한 결과가 비슷하였음) 본 연구에서는 0.1~30 μ m까지 10구간으로 나누어 모델을 수행하였기 때문에, 그림 6은 발원지에서 입자의 반경이 0.1~30 μ m까지의 입자가 대기로 부유한 총량을 의미한다.

사례 1의 경우 총량이 159메가톤으로 대부분 10일과 11일에 대기 중으로 유입되었다. 사례 2의 경우는 16~20일까지 매일 먼지보라가 발생하면서 총량 408메가톤이 배출되었으며, 이 기간동안 사례 1과 사례 2의 평균 배출율은 각각 $8.39 \times 10^{-4} \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 와 $2.10 \times 10^{-3} \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 로 나타났다.

4.2 황사의 크기별 분포

그림 7은 고비사막, 베이징, 서울 그리고 동경에서 1988년 4월16일~20일까지 황사가 나타났던 기간동안 평균하여 높이별로 입자의 크기에 따른 모

의된 농도의 분포를 나타낸다.

발원지(그림 7a)의 지표면 근처에서는 입자의 크기분포에서와 같이 반경이 1 μm 이하에서는 1.5승의 누승분포를 보이고 있으며, 반경이 2 μm ~10 μm 근처에서는 관성충돌에 의해, 10 μm 이상에서는 큰 낙하속도로 인해 누승 분포와 매우 다르게 나타나고 있었다. 그러나 침착과정이 일어나지 않는 상층으로 갈수록 7~8 μm 까지는 1.5승의 누승법칙을 잘 나타내고 있었으며, 낙하속도가 큰 그 이상의 입자에서는 농도가 낮게 나타나고 있었다.

베이징에서는(그림 7b) 지표면에서 0.7 μm 과 15

μm 에서 극대값이 나타나는 쌍봉형(bimodal) 분포가 뚜렷이 나타났으며, 0.7 μm 까지는 발원지에서와 같이 1.5승의 법칙을 따르고 있었다. 시그마(σ)가 0.92(높이 약 800 m), 0.73(높이 약 2.7 km), 그리고 0.45(높이 약 6 km)에서 반경이 10 μm 이상의 입자의 양을 살펴보면, 낙하속도에 의해 하층으로 갈수록 그 양이 많이 나타나고 있었으나, 지표면에서는 침착과정에 의해 시그마(σ) 0.92 고도 보다 그 양이 작게 나타났다. 또한 0.7 μm 까지는 0.45 시그마(σ) 면을 제외하고는 비슷한 분포를 하고 있었다. 그러므로 작은 입자는 0.73-시그마(σ)면까지 확산에 의

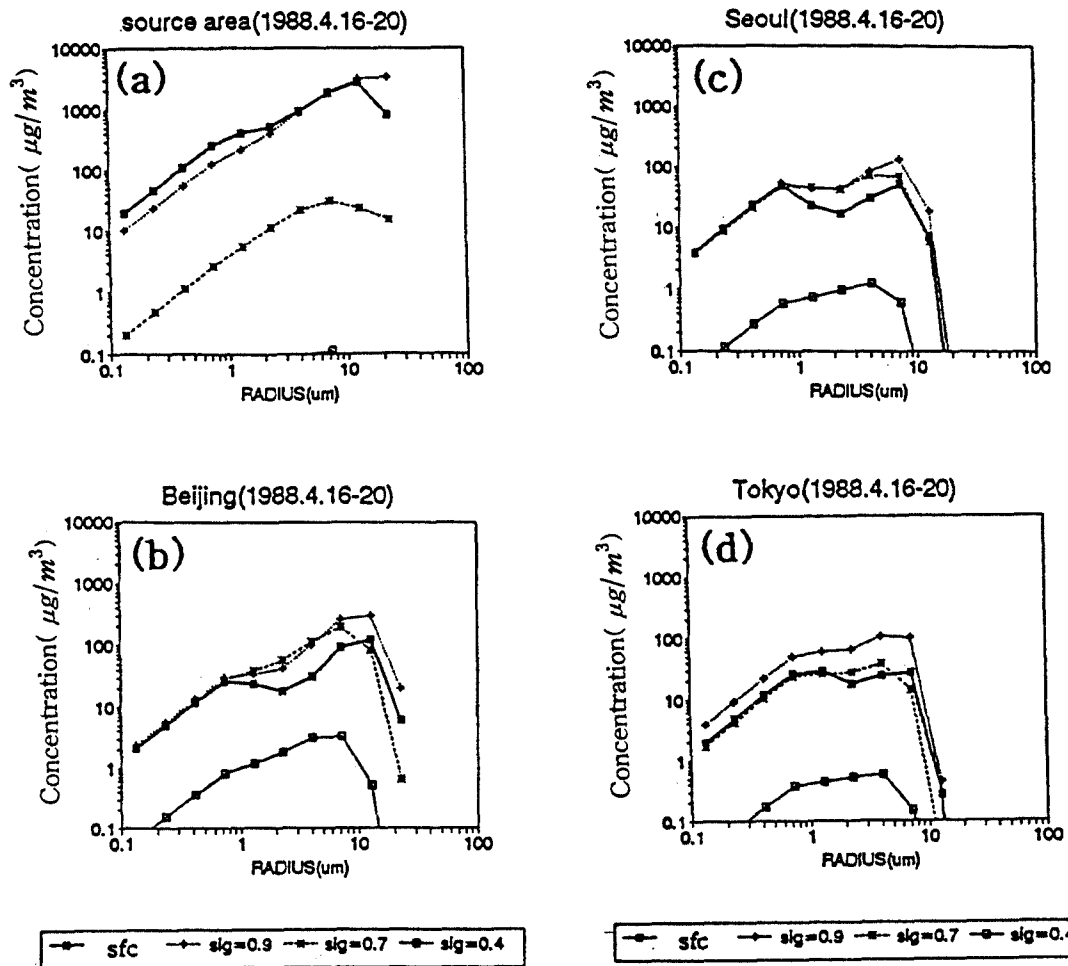


Fig. 7. The mass size distributions of suspended particles according to particle radius and heights (surface, 0.92, 0.73, 0.455 of sigma layer) for the period of 16-20 April 1988 in (a) Gobi desert, (b) Beijing, (c) Seoul, and (d) Tokyo.

해 고루 분포하여 수송되고, 큰 입자는 낙하속도로 인해 고도별로 차등 이류됨을 알 수 있다. 시그마 (σ)가 0.45인 높이에서는 WTC87 및 WTC88과 같이 7 μm 정도에서 최대가 되며, 그 이상에서 급격히 적어지는 일봉형(unimodal) 분포를 하고 있었다.

서울과 동경에서는(그림 7c, d) WTC88과 같이 2 μm 를 기준으로 0.7 μm 과 7 μm 에서 극대가 되는 쌍봉형(bimodal)의 분포가 나타났다. 또한 0.7 μm 이하에서도 1.5승의 법칙이 유지되고 있었다. 이민희 등(1986)은 1982~1985년까지 봄철 한반도에 황사 현상이 나타났을 때 관측된 입자의 크기분포는 0.43

μm ~0.65 μm 와 3.3 μm ~4.7 μm 에서 극대값이, 1.6 μm ~2.1 μm 에서 안장점이 나타나는 쌍봉형의 분포가 나타남을 보였다. 이와 비교해 볼 때, 모의 결과는 쌍봉형의 분포는 대략 일치하나 큰입자의 최대값이 보다 큰 곳에서 나타나는 차이점이 있다.

모의된 TSP 농도의 크기 분포중 10 μm 이상의 큰 입자는 대부분이 발원지 근처에 낙하하여 서울 등에서는 매우 작은 값을 보이고 있었으나, 서울이나 베이징에서의 관측 결과에 따르면 20 μm 이상의 입자도 풍부하게 존재하고 있었다(Parungoand Li, 1995; 이민희 등, 1986). 이러한 현상은 사하라 사막

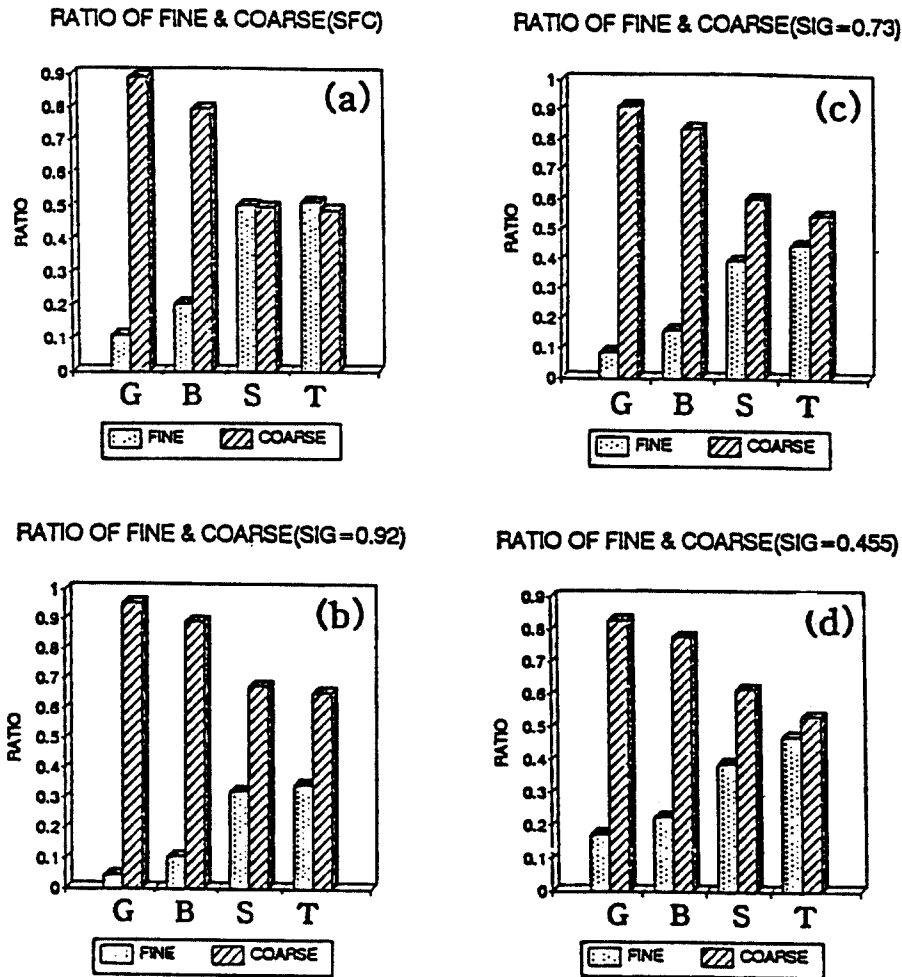


Fig. 8. The ratio of fine and coarse particles in Gobi (G), Beijing (B), Seoul (S), and Tokyo (T) (a) at surface, (b) 0.92, (c) 0.73, and (d) 0.455 sigma level. Fine particle means the radius less than 2.1 μm , and coarse particle greater than it.

에서의 수치모의에서도 나타났으며, 이의 요인들로서 발원지에서 먼지부유시 큰 입자의 과소평가, 대기 중의 입자들의 잔류시간에서의 차이, 그리고 지역적으로 형성된 토양 입자에 의한 영향 등을 고려할 수 있을 것이다.

그러나 $0.7\ \mu\text{m}$ 이하의 반경에서는 발원지에서뿐만 아니라 장거리 수송 시에도 누승의 분포가 계속

유지되었으므로 먼지보라 발생시 배출량의 입자분포가 누승의 분포를 하고 있다면, 발원지 외의 다른 지역에서 작은입자의 분포로써 발원지의 입자분포를 간접적으로 추정할 수 있을 것이다.

그림 8은 모델에서 모의된 고비, 베이징, 서울과 동경에서의 작은입자와 큰입자의 비를 각 고도별로 나타낸 것이다. 지표근처(그림 8a)에서는 이 비율이

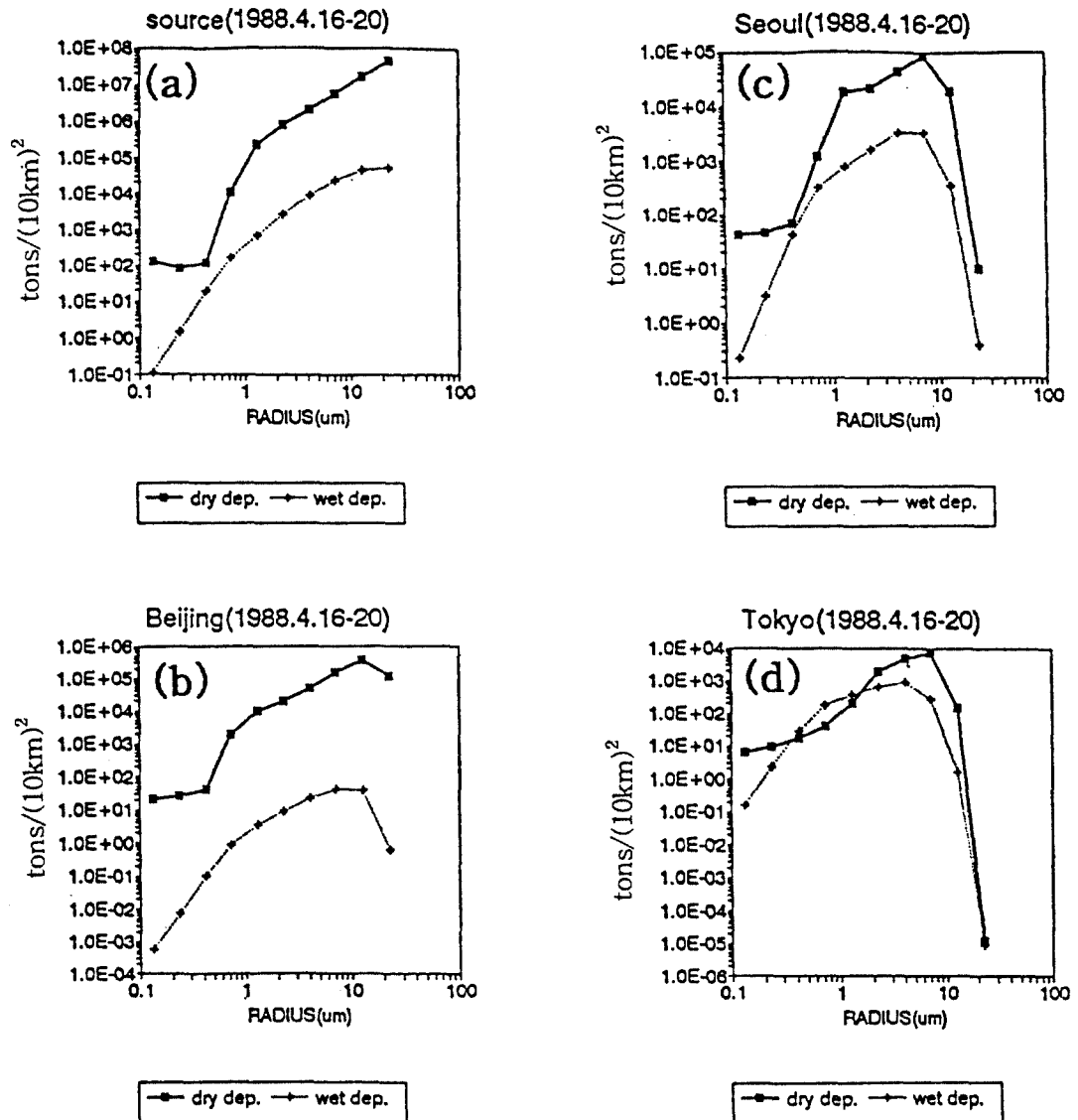


Fig. 9. The mass distribution of dry (solid line) and wet (dashed line) deposition on the surface according to radius for the period of 16-20 April 1988 in (a) Gobi desert, (b) Beijing, (c) Seoul, and (d) Tokyo.

고비, 베이징과 서울에서 각각 1:9, 2:8 그리고 5:5로 나타났고, 동경에서는 미세입자가 약간 많이 존재하였다. 또한 지표근처의 큰 입자는 작은 입자에 비해 빨리 침착이 일어나지만 이 과정이 일어나지 않은 상층($\sigma=0.92$, 그림 8b)에서는 고비, 베이징, 그리고 서울과 동경에서 작은 입자가 차지하는 비율이 각각 5%, 10%, 그리고 30% 등으로 나타났다. 대체적으로 상층으로 갈수록, 발원지에서 멀리 떨어질수록 미세입자의 비율은 증가하였다(그림 8c, d).

그림 9은 4개의 각각의 지점에서 모의된 입자의 크기에 따른 건성침착량과 습성침착량의 분포를 나타낸다. 지표면에서 건성침착속은 $F=C \cdot V_d$ 로 표시되므로 지표면에서의 농도 분포와 유사하게 나타났으나, 건성침착속도의 차이로 인해 쌍봉형의 분포보다는 큰입자에서 최대값이 나타나는 일봉형의 분포가 나타났다. 또한 건성침착과 습성침착이 최대로 나타나는 입자의 반경은 대체적으로 일치하였으나 동경에서는(그림 9d) 습성침착의 최대값은 입자반경이 3~4 μm , 건성침착의 최대값은 6~7 μm 에서 나타났다. 이는 지표에서만 일어나는 건성침착과정과 달리 습성침착과정은 빗방울에 의해서 작은입자가 많은 상층에서부터 누적되어 씻겨 내려오기 때문에, 발원지에서 멀어질수록 건성침착량의 최대값이 나타나는 입자의 크기보다 습성침착량의 최대값이 나타나는 입자의 크기가 작게 된다. 또한 발원지에서 멀어질수록 점차 건성침착량과 습성침착량의 차이가 감소하게 된다.

4.3 침착량의 분포

표 1은 두 사례의 전 모델영역에서 적분 시작시간으로부터 48시간과 96시간후의 총배출량, 공기중에 떠 있는 양, 그리고 침착된 양을 나타낸다.

48시간 후에는 총배출량의 92% 정도가 건성침착

되었으며, 1% 정도가 습성침착, 그리고 5~6%가 대기중에 부유하고 있었다. 96시간 후에는 총배출량의

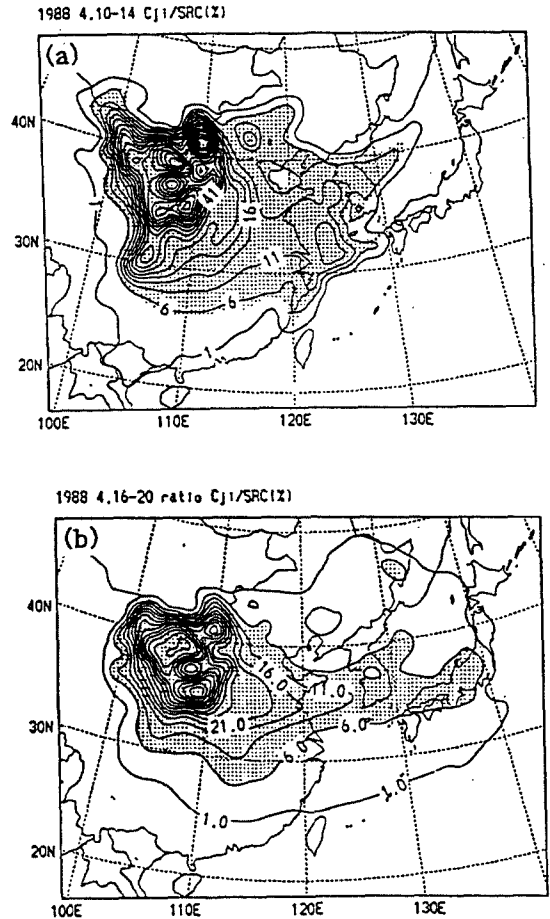


Fig. 10. The spatial distributions of suspension ratio (SR) of (a) Case 111, and (b) Case 2. The shaded area represents the area greater than 5.

Table 1. The budget of mass after 48 hours and 96 hours from the starting time of model integration.

	48 HOUR				96 HOUR			
	Emission	Dry deposition	Wet deposition	Suspension	Emission	Dry deposition	Wet deposition	Suspension
Case I	133 Mton	122 Mton	1.46 Mton	8.2 Mton	159 Mton	147 Mton	2.04 Mton	7.95 Mton
		91.8%	1.1%	6.2%		92.3%	1.28%	5.0%
Case II	163 Mton	151 Mton	2.1 Mton	8.15 Mton	408 Mton	375 Mton	0.21 Mton	26.5 Mton
		92.3%	1.28%	5.0%		92.0%	0.51%	6.5%

92%는 건성침착이, 습성침착은 사례 1인 경우 1.28%, 사례2는 0.51%로서 사례 1이 많은 부분을 차지했고, 각각 5%와 6.5%는 대기 중에 부유하였다. 사례2에서 48시간과 비교하여 대기 중에 부유한 양의 비가 증가한 것은 적분이 끝나는 날에 매우 큰 먼지보라의 발생이 모의 실험에서 일어났기 때문이다. 맑은날에 발생하는 먼지보라의 대부분은 주변지역에 낙하하여 건성침착되고, 장거리 수송이 되면서 점차 습성침착에 의해 공기중에서 제거되는 과정을 거치게 된다(Tegen and Fung, 1994). 그러므로 사례 1의 습성침착량의 비가 사례 2에 비해 증가한 것은, 사례 1은 10일과 11일에 강한 먼지보라

가 발생한 후 강한 먼지보라가 발생하지 않았기 때문에 매일 먼지보라가 발생한 사례 2에 비해 확산 시간(diffusion time)이 길어 강수체에 포함된 양이 많아졌기 때문으로 생각된다.

발원지와 각 격자점에서의 부유 및 침착량의 관계는

$$\text{대기 중에 부유비율 (SR)} = (\sum_j C_{ij} / T_{ij}) / \bar{E} \times 100 \quad (6)$$

$$\text{건성침착비율 (DPR)} = (\sum_j Dp_{ij} / T_{ij}) / \bar{E} \times 100 \quad (7)$$

$$\text{습성침착비율 (WPR)} = (\sum_j Wp_{ij} / T_{ij}) / \bar{E} \times 100 \quad (8)$$

으로 추정할 수 있다. 여기서 \bar{E} 는 먼지보라가 발생한 시간에 대해 면적평균한 발원지의 배출율(사례 1인 경우 $8.39 \times 10^{-4} \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, 사례 2인 경우 $2.1 \times$

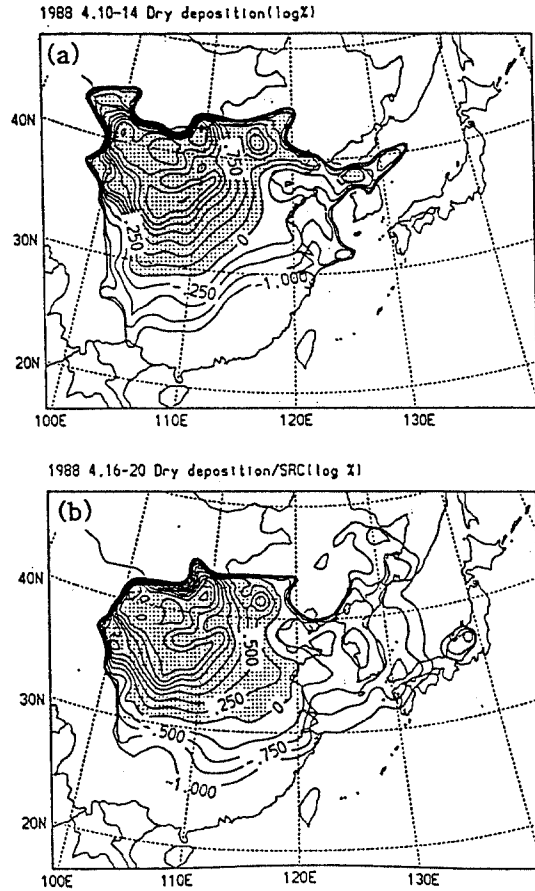


Fig. 11. The same as in Fig. 5 but for dry deposition ratio (DPR). The contour values are logarithm of DPR. Shaded area represents the area greater than 1%.

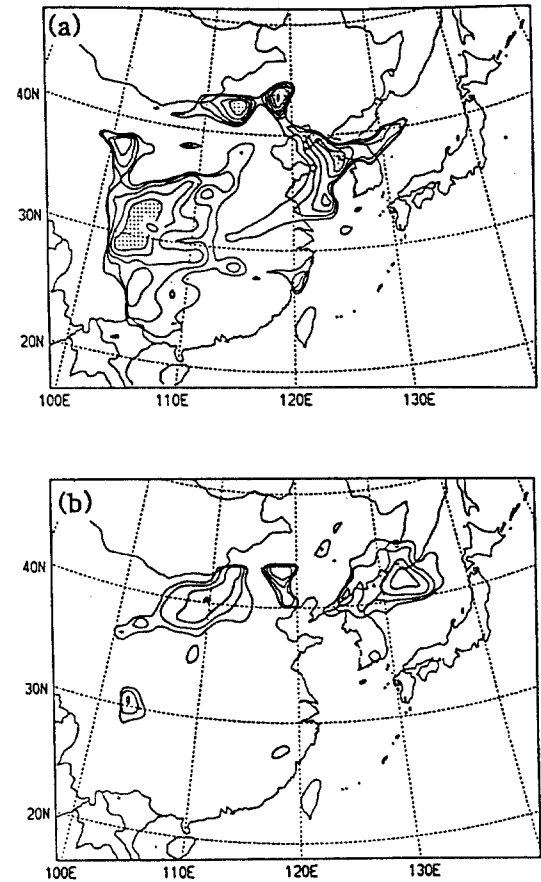


Fig. 12. The same as in Fig. 5 but for wet deposition ratio (WPR).

$10^{-3} \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), T_{ij} 는 (i, j) 의 격자점에서 관측된 황사의 기간(sec)이며, C_{ij} 는 단위면적당 떠 있었던 양, Dp_{ij} 는 단위면적당 건성침착된 양, Wp_{ij} 는 단위면적당 습성침착된 양을 나타낸다.

그림 10은 두 사례에 대한 SR의 공간분포이다. 사례 1(그림 10a)에서는 이동성 고기압의 남하와 정체로 남북으로 넓은 영역에 황사가 분포하였으나, 동쪽으로는 수송은 적게 일어나 한반도 및 동지나해등에서 급격히 감소하는 양상을 보였다. 그러나 사례 2(그림 10b)에서는 동서방향의 수송이 크게 일어나 일본에까지 6%의 선이 지나고 있었으며, 또한 북만주와 동지나해 그리고 일본 남쪽까지 폭넓

게 퍼져 있었다.

DPR의 분포(그림 11)는 대체적으로 SR의 분포와 유사하며, 지표의 거칠기차이로 침착속도가 큰 육지에서 해양보다 큰 값을 나타내고 있었다. WPR의 분포(그림 12)는 강수가 존재하는 곳에 습성침착이 발생하므로 상당히 흩어져 있는 형태가 나타났다. 사례 2 보다 사례 1에서 폭넓게 분포하고 있었으며, DRP의 분포와는 달리 발원지에서 멀리 떨어진 지역에서 최대값을 보이고 있었다.

그림 13은 한반도에서 모의된 누적 건성침착량과 습성침착량의 시계열을 나타낸다. 보통 황사는 기압골이 통과한 후 보고되고 있으나, 이 그림에서 보

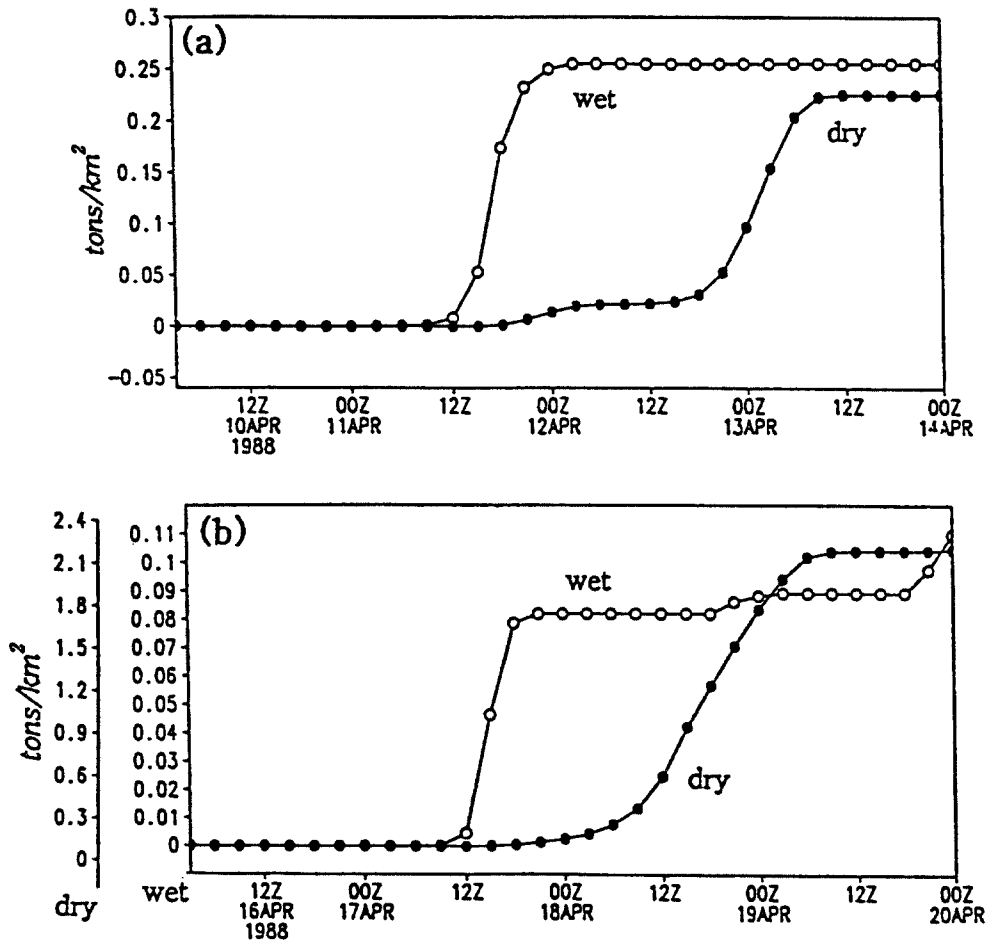


Fig. 13. Time variations of amounts of dry and wet deposition (tons/km²) over Korea for (a) Case 1, and (b) Case 2.

면, 황사가 보고되기 전에 통과하는 기압골에 의해서 한반도에서는 대부분 습성침착이 발생하고 있었으며, 황사가 시작되면서 건성침착량이 급격히 증가하였다. 사례 1은 이 두 양이 비슷하게 나타나 약 0.25 ton km^{-2} 을 기록하였고, 이때 지상농도의 최대값은 약 $70 \sim 80 \mu\text{g m}^{-3}$ 정도를 기록하였다. 사례 2는 17일경 강수에 의해 0.08 ton km^{-2} 습성침착량이 모의되었고, 본격적으로 황사가 시작하는 18일~19일에는 2.1 ton km^{-2} 이 건성침착되어 사례 1보다 약 10배 더 컸다. 이는 지상농도의 최대값은 $550 \mu\text{g m}^{-3}$ 정도 사례 1보다 큰 값을 나타냈고, 황사 기간도 사례 1보다 길었기 때문이다.

Arao *et al.* (1986)은 일본상공에 떠 있는 황사의 연평균량은 $4.1 \sim 5.3$ 메가톤으로 추정하였으며, Iwasaka *et al.* (1983)은 1979년 황사 기간 중 일본상공을 통과해 북태평양으로 수송된 양은 1.6메가톤으로 추정하였고, Uemastu *et al.* (1983)은 북태평양으로 연간 6~12메가톤의 황사가 수송되는 것으로 추정한다.

본 사례들에서 한반도에서 면적 평균한 SR, DPR, WPR 등의 값을 살펴보면, 발원지에서 대기로 유입되는 플럭스($\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)와 황사현상시 한반도상공에 떠 있는 황사는 이 플럭스의 6~8%, 지표에서 건성침착률은 0.005~0.7%, 그리고 습성침착률은 0.0034~0.051% 정도로 나타났다. 대략적으로 이를 한반도에서 황사가 관측되는 연 평균 시간인 71.4시간(정관영, 1995)과 남한의 면적에서 계산해 보면, 황사시 2.65~8.91메가톤의 황사가 매년 한반도를 통과하는 것으로 추정되며 이는 Arao *et al.* (1986)의 결과와 비슷한 값이다. 또한 황사에 의해 한반도에서 건성침착 되는 양은 연간 2.1~490 킬로톤, 습성침착량은 연간 1.5~56킬로톤 정도가 추정되었다.

4. 요약 및 토의

동아시아에서 발생하는 황사를 수치모의하여 발원지와 한반도에서의 황사를 정량적으로 추정하고, 한반도에 침착되는 양을 계산하였다. 그 결과를 요약하면,

- 1) 황사현상시 한반도의 하층에서는 입자의 반경

이 $0.6 \mu\text{m}$ 와 $7 \mu\text{m}$ 에서 최대값이, $2 \mu\text{m}$ 에서 안장점이 나타나는 쌍봉형의 분포가 나타났고, 상층에서는 $4 \sim 5 \mu\text{m}$ 에서 최대값이 하나인 일봉형의 형태가 모의되었다.

- 2) 96시간 후에는 총배출량의 92%는 건성침착이, 습성침착은 1.28%~0.51%, 나머지 5%~6.5%는 대기 중에 부유하였다. 맑은 날 발생하는 먼지보라는 건성침착으로 주변지역에 대부분 낙하하고, 그 나머지가 장거리 수송이 되면서 점차 습성침착에 의해 대기 중에서 제거되었다.

- 3) 본 사례에서 황사현상시 한반도 상공에 떠 있는 황사는 발원지에서의 배출량의 6~8%, 지표에서 건성침착률은 0.005~0.7%, 그리고 습성침착률은 0.0034~0.051% 정도로 나타났다. 대략적으로 이를 한반도에서 황사가 관측되는 연간 평균 시간인 71.4시간과 남한의 전 면적에 대하여 계산해 보면, 연간 황사시 2.65~8.91메가톤의 황사가 한반도를 통과하는 것으로 추정되었으며, 건성침착량은 2.1~490킬로톤, 습성침착량은 1.5~56킬로톤 정도로 추정되었다.

한편, 모의된 TSP 농도의 크기 분포중 $10 \mu\text{m}$ 이상의 큰 입자는 대부분이 발원지 근처에 낙하하여 서울등에서는 매우 작은 값을 보이고 있었으나, 서울이나 베이징에서의 관측 결과에 따르면 $20 \mu\text{m}$ 이상의 입자도 풍부하게 존재하고 있었다(Parungoand Li, 1995; 이민희 등, 1986). 이러한 현상은 사하라 사막에서의 수치모의에서도 나타났으며, 이의 요인들로서 발원지에서 먼지부유시 큰 입자의 과소평가, 대기 중의 입자들의 잔류시간에서의 차이, 그리고 지역적으로 형성된 토양 입자에 의한 영향 등이 고려될 수 있을 것이다. 또한, $0.7 \mu\text{m}$ 이하의 반경에서는 발원지에서 뿐만 아니라 장거리 수송 시에도 누송의 분포가 계속 유지되었으므로 먼지보라 발생시 배출량의 입자분포가 누송의 분포를 하고 있다면, 발원지 외의 다른 지역에서 작은 입자의 분포로써 발원지의 입자분포를 간접적으로 추정할 수 있을 것이다.

감사의 글

기상장을 제공하여 주신 서울대학교 대기과학과

이동규교수님과 장동연님께 깊은 감사를 드립니다. 또한, 본 논문의 오류를 지적해 주시고 다듬어 주신 두 심사위원님들께 감사드립니다.

참 고 문 헌

- 이동규(1994) 서울대학교 중규모 분석 및 예보모델 시스템 개요서, 34p.
- 이민희, 한의정, 원양수(1986) 황사현상이 우리 나라에 미치는 영향. 한국대기보존학회지, 2(3), 34-44.
- 이민희, 한의정, 신찬기, 한진석, 김상균(1993) 황사현상시 대기 에어로졸 중 무기물질의 동태. 한국대기보존학회지, 9(3), 230-235.
- 정관영(1996) 퍼프 유적선 모델에 의한 대기오염 물질의 장거리 수송량의 평가. 한국대기보존학회지, 12(2), 167-177.
- 정관영, 박순웅(1995) 한반도로 수송되는 황사의 종관적 특징. 한국기상학회지, 31(1), 45-63.
- 정관영, 박순웅(1997a) 한반도에서 관측된 황사의 수치모의, I. 분진모델 개발 및 기초수치실험 결과. 한국기상학회지, 33(1), 179-199.
- 정관영, 박순웅(1997b) 한반도에서 관측된 황사의 수치모의, II. 황사의 상승 및 이동구조의 특징. 한국기상학회지, 33(1), 201-217.
- Blank, B.M. Leinen, and J.M. Prospero (1985) Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western north Pacific. *Nature*, 314, 84-86.
- Chung, K.-Y., and S.-U. Park (1995a) Numerical simulation of yellow sand event observed in Korea. *Proceedings of 1st international joint seminar on the deposition processes in the atmosphere*. Nov. 20-24, 1995, Seoul, Korea, 184-195.
- Darzi, M. and J.W. Winchester (1982) Aerosol characteristics at Mauna Loa observatory, Hawaii, after east Asian dust storm episodes. *J. Geophys. Res.*, 87(C2), 1251-1258.
- Duce, R.A., C.K. Unni, B.J. Ray, J.M. Prospero, and J.T. Merrill (1980) Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the North Pacific: Temporal variability. *Science*, 209, 1522-1524.
- Gao, Y., R. Arimoto, M.Y. Zhou, J.M. Merrill, and R.A. Duce (1992) Relationships between the dust concentrations over eastern Asia and the remote north Pacific. *J. Geophys. Res.*, 97(D9), 9867-9872.
- Gillette, D.A. (1981) Production of dust that may be carried great distances. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 186, 11-26.
- Ing, G.T.K. (1972) A dust storm over the central China, April 1969. *Weather*, 37, 136-145.
- Iwasaka, Y., H. Minpouura, and K. Nagata (1983) The transport and spatial scale of Asian dust-storm clouds: a case study of the dust-storm event of April 1979. *Tellus*, 35b, 189-196.
- Iwasaka, Y., M. Yamato, R. Imasu, and A. Ono (1988) Transport of Asian dust (KOSA) particles; importance weak KOSA events on the geochemical cycle of soil particles. *Tellus*, 40B, 494-503.
- Joussaume, S. (1990) Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 95(D2), 1909-1941.
- Junge, C.E. (1979) A study of aerosols in Pacific air mass. *J. of Appl. Meteor.*, 8, 340-347.
- Merill, J.T., R. Bleck, and D. Boudra (1985) Techniques of Lagrangian trajectory analysis in isentropic coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 571-581.
- Merill, J.T., M. Uematsu, and R. Bleck (1989) Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the north Pacific. *J. Geophys. Res.*, 94(D6), 8584-8598.
- Murayama, N. (1988) Dust clouds "Kosa" from the east Asian dust storms in 1982-1988 as observed by the GMS satellite. *Meteorological Satellite Center Technical Note*, No. 17 November, 1-8.
- Parungo, F. and Z. Li (1994) Gobi dust storm and the Great Green Wall. *Geophys. Res. Letters*, 21(11), 999-1002.
- Prospero, J.M. and T.N. Carlson (1972) Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial north Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 77, 5255-5265.
- Prospero, J.M. and T.N. Carlson (1986) Soil aerosols as tracers of long range transport. *Atmospheric tracer technology and applications*, edited by Jody Heiken, pp. 332-340.
- Shaw, G.E. (1980) Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian island. *J. Appl. Meteor.*, 19, 1254-1259.
- Tanaka, M. and M. Shiobara (1989) Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-Park I Observation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67(2), 267-278.
- Tegen, I. and I. Fung (1994) Modelling of mineral dust in the

- atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 99(D11), 22,987-22,914.
- Qui, J.H. and J.H. Sun (1994) Optically remote sensing of the dust storm and analysis. *Chinese Jour. Atmos. Sci.*, 18, 1-10.
- Uematsu, M., R.A. Duce, J.M. Prospero, L. Chen, J.T. Merrill, and R.L. McDonald (1983) Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 88, 5343-5352.
- Westphal, D.L., O.B. Toon, and T.N. Carlson (1987) A two-dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Sahara dust storms. *J. Geophys. Res.*, 92(D3), 3027-3049.
- Westphal, D.L., O.B. Toon, and T.N. Carlson (1988) A case study of mobilization and transport of Saharan dust. *J. Atmos. Sci.*, 45(1), 2145-2175.
- Yang, D., X. Xu, and Y. Wen (1991) A case study on sandstorm. *Acta Meteorologica Sinica*, 5(2), 150-159.