

액적의 크기 분포를 고려한 일차원 적운 모델의 개발에 관한 연구

A Study on the Development of One-Dimensional Time — Dependent Cumulus Cloud Model

곽노혁 · 김이호¹⁾ · 홍민선

아주대학교 공과대학 환경공학과

¹⁾한국건설기술연구원

(원고접수 : 1990. 9. 26)

No-Hyuk Kwak, Ree-Ho Kim¹⁾, Min-Sun Hong

Dept. of Environmental Engineering, A Jou University

¹⁾Korea Institute of Construction Technology

(Received 26 September 1990)

Abstract

A one dimensional cumulus cloud model has been developed to investigate the size distribution of hydrometeors at different heights and at different stages of cloud development. The model results show that the exponential distribution of droplet radius that was employed by many investigators can misinterpret the cloud dynamic fields during the life cycle of cumulus cloud. The results also show the bimodal distribution of cloud water mixing ratios at 25 μm and 645 μm in radius at 45 minutes of simulation time. The developed model can be applied in future on the parameterization of cloud microphysical processes and air pollution models.

1. 서 론

급속한 산업화와 화석연료 사용의 증가는 대기 질을 저하시키고 강우의 산도를 높혀 막대한 손실을 입히고 있다. 특히 미국과 캐나다간, 서유럽 국가간의 산성비 분쟁은 국제적인 문제를 야기시키고 있으며 동아시아 각국의 산업화가 가속되고 있는 90년대에는 이 지역에서 유사한 분쟁이 일어날 소지를 안고 있다.

산성우 연구에는 구름역학(Cloud Dynamics)과 미세물리과정(Microphysical-Processes)을

동시에 고려한 기상 모델의 개발이 필수적인데 구미 각국에서는 60년대 이후 많은 기상모델이(Berry, 1967; Beard, 1974; Hall, 1980) 개발되어 왔으며 계산 시간의 과다로 인하여 여러 형태의 매개변수화 기법이(Lin et al., 1983; Lee and Hong, 1987) 응용되어 왔다. 특히 광범위하게 분포하는 액적 및 빙적의 크기 분포는 자연 지수분포(Lin et al., 1983)를 가정하였으며 구름의 생성 단계에 따른 크기 분포의 변화는 거의 무시되어 왔다.

본 연구에서는 액적 크기의 자연 지수 분포를 가정하지 않고 구름의 생성, 성장 및 소멸 과정에서

의 액적 크기 분포의 변화를 조사하였다.

제시된 1차원의 예측모델은 구름지역과 구름외 지역으로 구분되며 지역간 유출입과 고도별 상승, 하강 기류가 고려되었고 에어로졸의 활성화와 그에 의한 응결, 충돌에 의한 액적의 성장, 증발에 의한 액적 크기에 감소 등이 고려되었다. 또한 모델은 풍속, 기온, 액적의 혼합비 등을 시간별, 지역별로 계산하며 액적의 반경은 $1\ \mu\text{m} \sim 2,580\ \mu\text{m}$ 까지 분포하며 18개의 구간으로 구분하였다.

2. 모델의 개발

2.1 구름 역학(Cloud Dynamics)

구름과 강우의 형성 과정은 상승기류에 의한 에어로졸의 활성화와 그에 따른 응결, 잠열의 발생에 의한 부력, 구름의 지역과의 난류혼합과 강우의 하강에 의한 증발 등 미세물리 과정(Micro-

physical Processes)과 역학(Dynamic Field)의 혼합과정을 거쳐 이루어진다.

본 모델은 그림 1과 같이 구름 지역과 구름외 지역으로 분류되며 안의 원기둥은 구름지역을 나타내고 바깥의 원기둥은 구름외 지역을 나타낸다. 반경은 각각 a 와 b 로 나타나고 $\sigma^2(=a^2/b^2)$ 으로 정의된 면적비는 모델의 모든 횡단면 지역에 대한 구름 지역의 비율이다. 구름 지역과 구름외 지역의 상호작용은 양 지역 사이의 가온도차, 구름이 성장하는 동안 생성된 액적의 양, 역학적 유입, 경계면에서의 난류 혼합에 의존한다. 구름 지역과 구름외 지역의 지역 상승기류 w , 기온 T , 수증기 혼합비 q , 크기별 액적농도 n 의 물질수지 식은 식 (1)~(7)으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{2}{a} (w - \tilde{w}) u - \frac{2\mu|w|}{a(1-\sigma^2)} (w - w') + \frac{T_v - T_{vo}}{T_{vo}} g - Qg \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{2}{a} (T - \tilde{T}) u - \frac{2\mu|w|}{a(1-\sigma^2)} (T - T') - \frac{g}{C_p} w + \frac{L}{C_p} M \quad (2)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{2}{a} (q - \tilde{q}) u - \frac{2\mu|w|}{a(1-\sigma^2)} (q - q') - M \quad (3)$$

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = - (w - V_i) \frac{\partial n_i}{\partial z} + \frac{2}{a} (n_i - \tilde{n}_i) u - \frac{2\mu|w|}{a(1-\sigma^2)} (n_i - n_i') + \left(\frac{\partial n_i}{\partial t} \right)_e + \left(\frac{\partial n_i}{\partial t} \right)_c + \frac{n_i w}{\rho_a} \frac{\partial \rho_a}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -w' \frac{\partial T'}{\partial z} - \frac{2\sigma^2}{a(1-\sigma^2)} (T' - \tilde{T}') u + \frac{2\mu\sigma^2|w|}{a(1-\sigma^2)^2} (T - T') - \frac{g}{C_p} w' + \frac{L}{C_p} M' \quad (5)$$

$$\frac{\partial q'}{\partial t} = -w' \frac{\partial q'}{\partial z} - \frac{2\sigma^2}{a(1-\sigma^2)} (q' - \tilde{q}') u + \frac{2\mu\sigma^2|w|}{a(1-\sigma^2)^2} (q - q') - M' \quad (6)$$

$$\frac{\partial n_i'}{\partial t} = -w' \frac{\partial n_i'}{\partial z} - \frac{2\sigma^2}{a(1-\sigma^2)} (n_i' - \tilde{n}_i') u + \frac{2\mu\sigma^2|w|}{a(1-\sigma^2)^2} (n_i - n_i') + \left(\frac{\partial n_i'}{\partial t} \right)_e + \left(\frac{\partial n_i'}{\partial t} \right)_c + \frac{n_i' w'}{p} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (7)$$

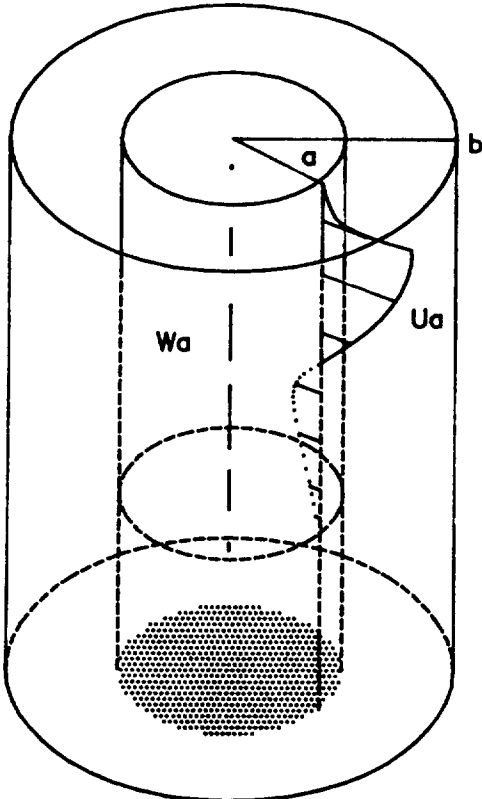


Fig. 1. Schematic diagram for cumulus dynamics.

식 (1)~(4)는 구름 지역의 수지식이고 (5)~(6)은 구름의 지역의 수지식을 나타낸다.

식 (1)~(7)에서 아래첨자 i 는 수직의 크기지수를, j 는 대기오염 물질의 종류를 나타내며 k 는 액상화학 물질을 나타내는 지수이다. 여기에서, L 은 증발잠열, C_p 는 건조공기 등압비열, M 은 응결열, g 는 중력가속도, μ 는 유입계수, T_v 는 구름의 가온도, T_{vo} 는 전체 지역의 가온도이다.

식 (1)~(7)에서 오른쪽 첫째항은 상승기류, 둘째항은 구름과 구름의 지역의 역학적 유출입, 셋째항은 난류혼합을 나타낸다. 식 (1)의 넷째, 다섯째항은 부력과 수직의 중력에 의한 상승기류 속도의 변화를 나타내고 식 (2), (5)의 넷째, 다섯째항은 압력 변화와 응결 및 증발에 의한 기온 변화를 나타낸다. 식 (3), (6)의 넷째항은 응결과 증발에 의한 수증기 양의 변화를 나타내고 식 (4)의 다섯째, 여섯째 그리고 일곱째 항은 응결에 의한 액적수의 변화, 충돌에 의한 액적수의 변화 그리고 고도의 변화와 그에 따른 액적수의 변화를 나타낸다.

수상의 전체 혼합비는 식 (8)과 같이 나타낼 수 있다.

$$Q = \frac{4\pi}{3} \frac{\rho_w}{\rho_a} \sum n_i r_i^3 \quad (8)$$

식 (8)에서 r_i , ρ_w , ρ_a 는 반경지수 i 인 액적의 반경, 액적의 밀도, 그리고 공기의 밀도를 나타낸다. 구름지역과 구름외 지역 사이의 질량보존, 가온도 관계, 그리고 수직속도 관계는 식 (9)~(10)까지로 나타낼 수 있다.

$$\frac{2}{a}u + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 w) = 0 \quad (9)$$

$$\sigma^2 T_v + (1 - \sigma^2) T_v' = T_{vo} \quad (10)$$

$$\sigma^2 w + (1 - \sigma^2) w' = 0 \quad (11)$$

식 (9)~(11)에서 ρ_0 는 구름지역과 구름외 지역을 포함한 전 면적의 평균공기 밀도를 나타낸다.

식 (2)~(7)에서 전체 물질 및 에너지 보존식은 식 (12), (13)으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{d}{dt} (q_0 + Q_0) = 0 \quad (12)$$

$$\frac{d}{dt} (C_p T + gz + Lq_0) = 0 \quad (13)$$

여기에서, T_0 , q_0 그리고 Q_0 는 각각 기온, 수증기 혼합비 그리고 수상의 혼합비에 관한 구름지역

과 구름외 지역을 포함한 단면적내에서 대표하는 평균값들이다.

2.2 구름 미세물리 과정 (Cloud Microphysical Processes)

본 연구에 사용된 액적의 반경지수와 그에 상응하는 반경 및 종말속도는 표 1에 나타나 있다. 반경지수는 계산 시간을 고려해 체적의 크기가 4배로 변하도록 정하였고 반경 $1 \mu\text{m} \sim 40 \mu\text{m}$ 미만의 액적은 구름으로 $40 \mu\text{m}$ 이상인 액적은 비로 분류하였으며 액적이 성장할 수 있는 한도는 0.25 cm 로 한계를 지었다.

Table 1. Size categories of hydrometeors.

| Hydrometeor Type | Bin Number | Radius (μm) | Terminal Velocity (cm/sec) at 1000 mb |
|------------------|------------|--------------------------|---------------------------------------|
| Cloud | 1 | 1.0000 | 0.0134 |
| | 2 | 1.5874 | 0.0328 |
| | 3 | 2.5198 | 0.0810 |
| | 4 | 4.0000 | 0.2014 |
| | 5 | 6.3496 | 0.5034 |
| | 6 | 10.0794 | 1.2488 |
| | 7 | 16.0000 | 3.1174 |
| | 8 | 25.3984 | 7.6599 |
| Rain | 9 | 40.3175 | 17.8602 |
| | 10 | 64.0000 | 38.1016 |
| | 11 | 101.5937 | 73.3345 |
| | 12 | 161.2699 | 129.1483 |
| | 13 | 256.0000 | 214.6476 |
| | 14 | 406.3746 | 343.4653 |
| | 15 | 645.0798 | 508.0849 |
| | 16 | 1023.9998 | 688.6112 |
| | 17 | 1625.4679 | 868.3795 |
| | 18 | 2580.3179 | 955.0560 |

응결에 의한 액적의 성장은 대기의 열역학적 성질과 응결핵 (Condensation Nuclei)의 성질에 의해 (Mason, 1971) 식 (14)과 같이 나타난다.

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{\{S - 2\sigma M_w / \rho_w R T r + \beta_n \rho_n r_n^3 / \rho_w (r^3 - r_n^3)\}}{\left\{ \frac{L \rho_w}{K T} \left(\frac{L M_w}{R T} - 1 \right) + \frac{\rho_w R T}{D_w M_w c_s} \right\}} \quad (14)$$

여기에서 S는 과포화도, M_w 는 물의 분자량, D_w 는 수증기 확산율, e_s 는 온도 T에서 물에 관한 포화 증기압, R은 기체상수, σ 는 표면장력, r_n 은 에어로졸의 반경, ρ_n 은 에어로졸의 밀도, K는 열전도율, ρ_w 는 물의 밀도이다.

식 (14)에서 표면장력 σ 는 Hänel (Hänel, 1972)의 식 (15)로 나타낼 수 있다.

$$\sigma = \sigma_w + A_1(T_0 - T) + A_2 \left(\frac{m_s}{m_n} \right) / \left(\frac{m_w}{m_n} \right) \quad (15)$$

여기에서 T_0 는 273.15°K, A_1 은 0.153 dyn cm⁻¹ K⁻¹, A_2 는 20 dyn cm⁻¹, m_s 는 침강하는 에어로졸 속에 녹아있는 물의 질량이다.

응결과 증발에 의한 액적 반경의 변화는 단위 체적당 액적수의 변화로 나타낼 수 있으며 분사방정식(식 (16))으로 나타낼 수 있다.

$$\left(\frac{\partial n_i}{\partial t} \right)_c = - \frac{\partial}{\partial r} \left(n_i \frac{dr_i}{dt} \right) \quad (16)$$

또한 각기 다른 반경과 종말속도를 갖는 액적의 충돌로 인하여 단위 체적당 액적수가 변화하는데 이는 식 (17)로 나타난다.

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial n_i}{\partial t} \right) = & -n_i \sum_{j=1}^i K_{ij} n_j - K_{ij} n_i^2 + \sum_{j=1}^{i-1} K_{ij} n_i n_j \\ & (v_i + v_j) \left(\frac{v_{i+1} - v_i - v_j}{v_{i+1} - v_i} \right) \left(\frac{1}{v_i} \right) + \sum_{j=1}^{i-1} K_{i-1-j} n_{i-1} n_j \\ & (v_{i-1} + v_j) \left(\frac{v_j}{v_i - v_{i-1}} \right) \left(\frac{1}{v_i} \right) \end{aligned} \quad (17)$$

식 (17)에서 K_{ij} 는 반경 지수 i와 j인 액적의 포집 계수(Collection Kernel)를 나타내며 식 (18)과 같이 나타난다.

$$K_{ij} = \pi (r_i + r_j)^2 E_{ij} (v_i - v_j) \quad (18)$$

여기에서 v는 종말속도이고 E는 충돌효율을 말한다.

브라운 운동에 의한 충돌은 약 1 μm의 입자 또는 이것보다 작은 입자에 대해 중요하게 작용하지 만 수 μm보다 큰 입자들에게는 난류와 중력에 의한 응집이 더 중요하게 작용한다(Pruppacher and Klett, 1980). 같은 크기의 액적끼리는 상대 속도가 0이 되므로 충돌이 일어나지 않는다는 가정을 하였다(Hall, 1980).

본 연구에서 액적끼리의 충돌효율은 Neiburger 등(Neiburger et al., 1974)이 제안한 식을 사용

하였고 비와 구름의 종말속도는 Beard(Beard, 1974)가 제안한 식을 이용하였으며 종말속도는 액적의 크기와 고도에 따라 증가한다.

2.3 모 사

본 모사에서 구름지역의 면적비는 0.1로 가정하였고 모사범위는 지상에서 400 mb, 모사시간은 80 분간 행하였다. 모사의 초기 조건은 표 2에 나타나 있으며 500 mb에서 역전층을 가정하였다.

Table 2. Initial soundings chosen for the present computations.

| Air Pressure (mb) | Air Temperature (°C) | Relative Humidity (%) |
|-------------------|----------------------|-----------------------|
| 1000.0 | 29.0 | 80.0 |
| 900.0 | 20.0 | 95.0 |
| 850.0 | 16.2 | 92.5 |
| 700.0 | 5.5 | 90.0 |
| 600.0 | - 0.5 | 80.0 |
| 500.0 | - 5.0 | 75.0 |
| 400.0 | 0.0 | 60.0 |

식 (1)~(7)을 유한차법으로 동시에 계산하여 2장에 나타난 역학과 미세물리 과정을 계산하였다.

표 2의 초기 상태에서 구름을 성장시키기 위해 고도 1 km와 2 km 사이에서 최대값을 1 m/s로 가정하는 sine 함수의 수직 속도를 가정하였다.

그림 2는 계산의 단계적 과정을 보여주고 있다.

3. 결과 및 고찰

본 모사 결과에서 상승 기류는 25분후 3 km 고도에서 약 4 m/s의 최대값을 보였으며 구름의 지역으로의 유출 속도는 25분후 3.5 km 고도에서 3.5 m/s의 최대값을 나타냈다. 또한 구름의 지역으로부터의 유입 속도는 15분 후 1 m/s로 나타났다. 그림 3은 80분간의 모사에서 고도별로 나타난 액적의 혼합비를 나타내는데 25분후 지상 3 km에서 1.7 g/kg의 약간 높은 혼합비를 나타냈다. 그림 4는 강우로 분류된 반경 40 μm 이상의 액적만을 시간별, 고도별로 나타낸 것인데 비교적 큰 종말 속도로 강하하고 있는 것을 알 수 있다. 강우

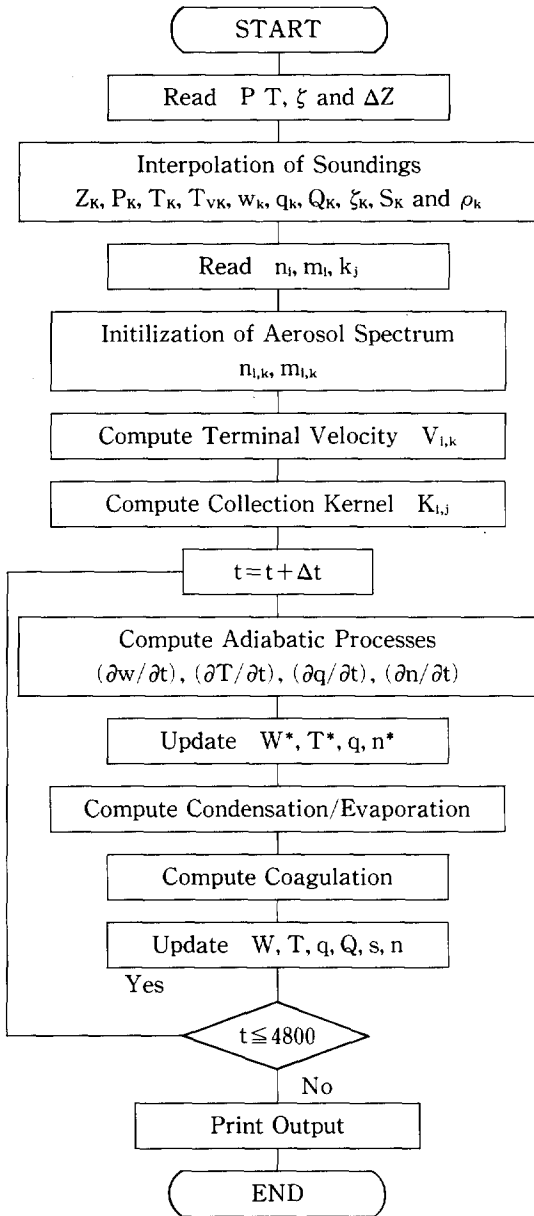


Fig. 2. General flow diagram for the program.

의 최대치는 40분후 고도 2.5 km에서 0.13 g/kg의 최대값을 나타내는데 강우는 병합에 의한 생성율이 응결에 의한 것보다 큰 것으로 나타났다. 그림 3과 그림 4에서 구름 및 강우의 최대치를 나타내는 고도에서 크기분포는 혼합비로 나타낼 경우 크게 다르게 나타난다. 그림 5는 모사 30분 후

1350 m, 1950 m 및 3150 m 고도에서의 액적의 혼합비 분포를 나타내는데 일차원 예측 모델은 이차원 정상상태(steady state)로 볼 수 있다. 그림 5에서는 액적의 크기가 상대적으로 작아 종말속도에 의한 하강보다는 상승기류에 의한 이동이 두드

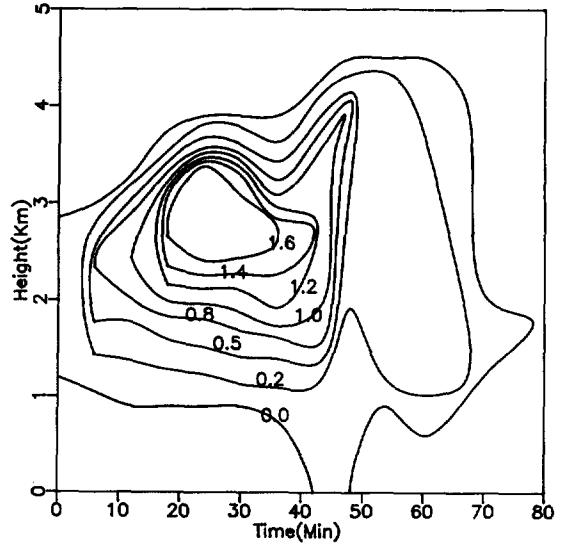


Fig. 3. Temporal and spatial variation of cloud water mixing ratios in g/kg.

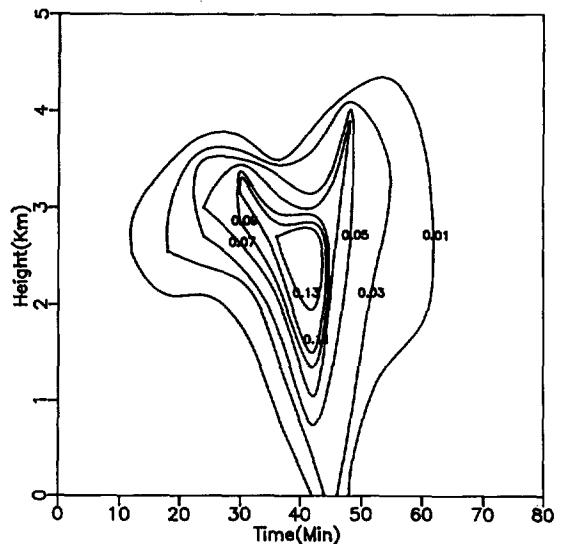


Fig. 4. Temporal and spatial variation of rain water mixing ratios in g/kg.

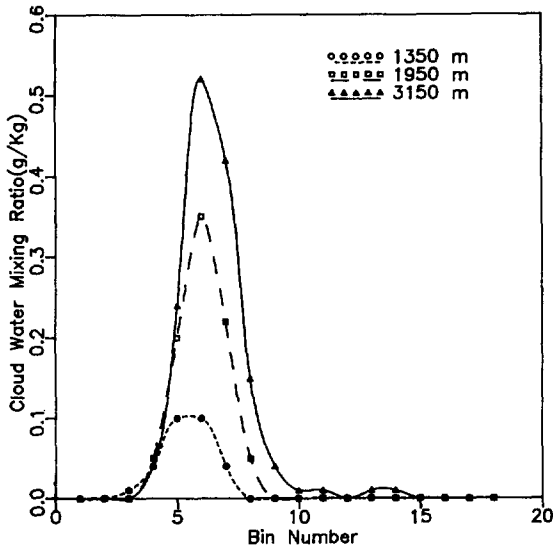


Fig. 5. Size spectrum of droplets at three different heights after 30 minute of real time simulation.

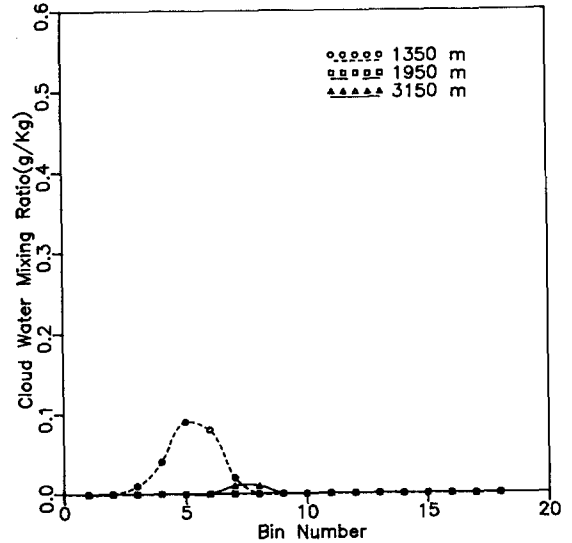


Fig. 7. Size spectrum of droplets at three different heights after 60 minute of real time simulation.

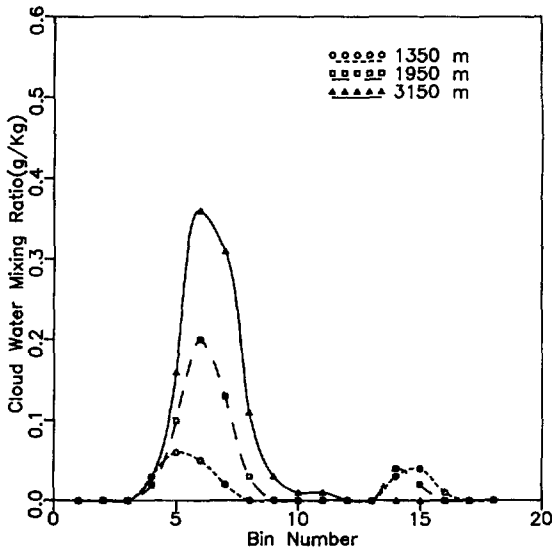


Fig. 6. Size spectrum of droplets at three different heights after 45 minute of real time simulation.

러져 구름 상층부에서 비교적 큰 액적이 생성되는 것을 알 수가 있다. 고도 3150 m에서는 반경 수백 μm 이상의 액적이 생성되고 있음을 보여주고 있

다. 그림 6은 모사 45분 후 고도 1350 m, 1950 m 및 3150 m에서 액적의 혼합비를 나타내는데 고도가 낮을수록 강우의 혼합비가 큰 것을 보여주고 있다. 이 경우는 액적의 크기가 상대적으로 크므로 상승 기류에 의한 이동보다는 종말속도에 의한 하강이 두드러져 구름하층부에 $200\ \mu\text{m} \sim 800\ \mu\text{m}$ 의 강우가 생성되고 있음을 보여주고 있다. 그림 7은 모사 60분 후 적운이 소멸되는 과정에서의 크기 분포를 혼합비로 나타낸 것인데 $20\ \mu\text{m}$ 이하의 액적이 대부분을 차지하고 있음을 보여주고 있다. 본 모사를 통해서 액적의 크기분포는 구름의 생성과정에서 수십 μm 인 액적이 대부분을 차지하고 충돌 및 응결에 의해 크기 수백 μm 인 액적이 생성된 후에는 이항분포를 보여주고 있음을 알 수 있다. 본 연구를 통해서 기존 구름 생성 모델에 적용해 온 자연·지수 크기 분포는 비사실적인 역학장을 유발할 수 있고 실제 구름내 생성과정중 크기 분포의 변화를 비사실적으로 도출할 수 있음을 보여주고 있다. 본 연구에서 개발된 적운 모델은 에어로졸 및 가스상 대기오염 물질을 포함한 산성우 모델의 개발에 응용될 수 있으며 크기에 따른 액적내 산도의 시간별, 고도별 변화를 조사할 수 있으리라 믿어진다.

4. 결 론

본 연구에서는 강우의 생성과정에 따른 크기의 분포 변화를 조사하였다. 강우의 크기 분포는 혼합비로 나타낼 경우 적운의 고도, 생성시간에 따라 다르게 나타났으며 기존의 자연 지수 크기 분포 가정은 비사실적인 역학장을 유발할 수 있고 이에 따른 강우율의 시간별 변화를 예측하는데 오차가 있으리라 믿어진다. 또한 강우의 생성과정을 고려한 산성비 모델의 응용시 대기오염 물질의 시간에 따른 제거율 및 강우의 산도 예측에 오류를 범할 수 있으리라 믿어진다. 본 연구에서 개발된 모델은 또한 복잡한 구름내 미세물리 과정 (microphysical processes)의 매개 변수화에 응용될 수 있다.

(본 연구는 한국과학재단의 1988년도 연구과제 지원에 의해 수행된 논문임.)

참 고 문 헌

- Beard, K.V. (1974) Terminal velocity and deformation of raindrops aloft. Reprint Volume, Conference on Cloud Physics, American Meteorological Society, Tucson, Arizona, October 21~24, 1974, 116 — 119.
- Berry, E.X. (1967) Cloud droplet growth by collection. *J. Atmos. Sci.*, 24, 688 — 701.
- Hall, W.D. (1980) A detailed microphysical model within a two dimensional dynamics framework model description and preliminary result, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2486 — 2507.
- Hänel, G. (1972) The ratio of the extinction coefficient to the mass of atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity *Aerosol Sci.*, 3, 455 — 460.
- Lee, I.Y., G. Hänel and H.R. Pruppacher (1980) A numerical determination of the evolution of cloud drop spectra due to condensation on natural aerosol particles. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1839 — 1853.
- Lee, I.Y., M.S. Hong (1987) A review of parameterizations of microphysical processes in clouds for application in models of regional atmospheric deposition. Argonne National Lab. Report. ANL-87-32.
- Lin, Y.L., R.D. Farley, and H.D. Orvill (1983) Bulk-parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065 — 1092.
- Mason, B.J. (1971) *The Physics of Clouds*. Oxford University Press, pp 671
- Neiburger, M., I.Y. Lee, E. Lobl and L. Rodriguez Jr. (1974) Computed collision efficiencies and experimental collection efficiencies of cloud drops, Preprint Volume, Conference on Cloud Physics, American Meteorological Society, Tucson, Ariz., October 21~24, 73 — 78.
- Pruppacher, H.R. and J.D. Klett (1980) *Microphysics of Clouds and Precipitation*, D. Reidel, Boston, pp 714.