

얼음 미시물리 과정이 도시 열섬이 유도하는 대류와 강수에 미치는 영향

한지영 · 백종진*

서울대학교 지구환경과학부

(2007년 5월 4일 접수; 2007년 6월 20일 승인)

Influences of Ice Microphysical Processes on Urban Heat Island-Induced Convection and Precipitation

Ji-Young Han and Jong-Jin Baik*

School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University

(Manuscript received 4 May 2007; in final form 20 June 2007)

Abstract

The influences of ice microphysical processes on urban heat island-induced convection and precipitation are numerically investigated using a cloud-resolving model (ARPS). Both warm- and cold-cloud simulations show that the downwind upward motion forced by specified low-level heating, which is regarded as representing an urban heat island, initiates moist convection and results in downwind precipitation. The surface precipitation in the cold-cloud simulation is produced earlier than that in the warm-cloud simulation. The maximum updraft is stronger in the cold-cloud simulation than in the warm-cloud simulation due to the latent heat release by freezing and deposition. The outflow formed in the boundary layer is cooler and propagates faster in the cold-cloud simulation due mainly to the additional cooling by the melting of falling hail particles. The removal of the specified low-level heating after the onset of surface precipitation results in cooler and faster propagating outflow in both the warm- and cold-cloud simulations.

Key words: ice microphysical processes, urban heat island, convection and precipitation, cloud-resolving model (ARPS)

1. 서론

많은 관측 연구는 도시 지역 풍하측에서 대류와 번개의 발생 빈도가 높고 강수가 증가함을 보여준다 (예, Orville *et al.* 2001; Shepherd *et al.* 2002; Inoue and Kimura 2004; Diem and Mote 2005). 도시 지역에서 뇌우와 같은 대류 현상을 유발시키거나 변화시키는 원인에는 도시 열섬, 도시 표면의 거칠기 증가, 대기 오염에 의한 구름 응결핵 수 증가 등이 있다 (Shepherd

2005). Baik *et al.* (2001)은 구름 미시물리 과정을 포함하는 수치 모형을 이용하여 적당한 열역학 조건이 만족될 때 하층 열원이 유도한 풍하측의 상승 기류 세포가 습윤 대류를 유발하고 유발된 습윤 대류가 도시 열섬의 풍하측에 강수를 발생시킬 수 있음을 보였다. Baik *et al.* (2007)은 비선형 수치 모형과 선형 이론 모형을 사용하여 대기 경계층의 안정도가 도시 열섬이 유도하는 순환에 미치는 영향을 조사하였다. 그들은 대기 경계층이 덜 안정할수록 하층 열원이 유도하는 풍하측의 상승 기류 세포가 더 강화되는 것을 보였고 이를 바탕으로 도시 열섬 효과는 상대적으로 약하게 나타나지만 대기 경계층이 거의 중립이거나 덜 안정한 늦은 오후나 저녁에 도심 지역에서 뇌우의 발생 빈도가 높게 나타나는 현상을 설명하였다.

얼음 미시물리 과정은 강수 과정에서 중요한 역할

*Corresponding Author: Jong-Jin Baik, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea.
Phone : +82-2-880-6990, Fax : +82-2-883-4972
E-mail: jjbaik@snu.ac.kr

을 한다. McCumber *et al.* (1991)은 열대 대류에 관한 수치 실험을 통해 물의 얼음상을 포함하지 않거나 2가지 얼음상 (구름 얼음과 싹락눈/우박)만을 포함하는 수치 모의 결과에 비해 3가지 얼음상 (구름 얼음, 눈, 싹락눈/우박)을 포함한 수치 모의 결과가 실제 관측과 더 잘 일치함을 확인하였다. Johnson *et al.* (1993)은 얼음 미시물리 과정이 초대형세포 폭풍 모의에 미치는 영향을 조사하여 얼음 미시물리 과정이 폭풍의 역학, 운동학, 열역학, 물의 분포 등을 상당 부분 변화시킨다는 결과를 얻었다. Gilmore *et al.* (2004)은 얼음 미시물리 과정을 고려할 경우 구름 내 강수 생성률의 증가와 하층 강수 플럭스의 강화로 인해 액체상만 고려한 경우에 비해 많은 강수가 발생함을 확인하였다.

본 연구는 구름 미시물리 과정의 모수화 방법으로 물의 2가지 액체상 (구름 물과 빙물)만을 고려하는 Kessler (1969)의 온난 구름 용적 모수화를 사용한 Baik *et al.* (2001) 연구의 연장으로, 물의 얼음상을 포함하는 미시물리 과정이 도시 열섬이 유도하는 대류와 강수에 미치는 영향을 살펴보고자 한다.

2. 수치 모형과 실험 계획

본 연구를 위해 미국 오클라호마 대학의 CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms)에서 개발한 수치 모형인 ARPS (Advanced Regional Prediction System; Xue *et al.* 2000, 2001)를 사용하였다. 열섬 외에 도시 지역의 대류와 강수에 영향을 미칠 수 있는 요소를 제거하기 위해 평평한 지면을 가정하였으며 복사 과정과 지면 물리 과정, 그리고 지구 자전 효과를 고려하지 않았다. 아격자 규모의 난류 모수화 방법으로 난류 운동 에너지 방정식을 이용하는 1.5차 난류 종결 방안을 사용하였으며 구름 미시물리 과정의 모수화 방법으로 Lin-Tao (Lin *et al.* 1983; Tao and Simpson 1993)의 한랭 구름 용적 모수화를 사용하였다. 물의 2가지 액체상만을 고려하는 온난 구름 모의와 물의 액체상 외에 얼음상도 고려하는 한랭 구름 모의를 수행하였으며 이들 모의 결과를 비교하여 얼음 미시물리 과정이 도시 열섬이 유도하는 대류와 강수에 미치는 영향을 조사하였다. 본문에 언급된 각각의 미시물리 과정을 부록에 제시하였다 (부록에서는 CGS 단위를 사용하였다).

2차원을 고려한 본 연구에서 x 방향의 기본류 U 는 4 m s^{-1} 로 고도에 따라 일정하게 주었다. 기본 상태의 온

도는 지면부터 $z = 1 \text{ km}$ 까지 중립 상태 (온위가 고도에 따라 일정)이고 그보다 높은 고도에서는 표준 대기의 온도도를 따른다. 이 온도 프로파일의 녹는 고도는 $z = 2.3 \text{ km}$ 이고 물이 얼음상으로만 존재하는 고도 (-35°C 가 나타나는 고도)는 $z = 7.7 \text{ km}$ 이다. 기본 상태의 상대 습도는 지면부터 $z = 1 \text{ km}$ 까지 90%로 일정하고 그 위로부터 $z = 11 \text{ km}$ 까지 선형적으로 감소하다가 그보다 높은 고도에서 다시 10%로 일정한 값을 갖는다. 모형 영역의 크기는 x 방향으로 150 km , z 방향으로 15 km 이고 수평 격자 간격은 1 km , 연직 격자 간격은 150 m 이다. 경계에서 파가 반사되는 것을 최소화하기 위해 측면 경계 조건으로 복사 경계 조건을 사용하였으며 $z = 12 \text{ km}$ 에서 모형 꼭대기까지 레일리 감쇠층을 두었다. 큰 시간 간격을 4초, 작은 시간 간격을 1초로 하여 6시간 동안 모형 적분을 수행하였다.

도시 열섬 효과를 고려하기 위해 수평 방향으로 종형 함수 형태를, 연직 방향으로 고도에 따라 지수적으로 감소하는 형태를 갖는 다음의 하층 열원을 열역학 에너지 방정식에 추가하였다.

$$q(x, z) = \frac{\rho q_0}{c_p} \frac{a^2}{(x-c)^2 + a^2} e^{-z/h}. \quad (1)$$

여기서 ρ 는 공기의 밀도이고 c_p 는 공기의 정압 비열이다. 도시 열섬의 강도를 나타내는 열원의 강도 q_0 은 $0.8 \text{ J kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 로 주었고 이는 가열율 2.87 K h^{-1} 에 해당한다. 종형 함수의 x 방향 반폭 a 는 10 km , 열원 중심과 왼쪽 경계 사이의 거리 c 는 50 km , 그리고 e -folding 열원 깊이 h 는 700 m 로 주었다.

3. 결과 및 고찰

온난/한랭 구름 모의에서 구름 물은 열원의 중심 ($x = 50 \text{ km}$)에서 풍하측으로 4 km 떨어진 대기 하층에서 모형 적분 후 17분만에 발생하였으며 이 시각 풍하측의 최대 상승 운동은 같은 위치에서 0.05 m s^{-1} 의 크기를 갖는 것으로 나타났다. Baik *et al.* (2001)의 습윤 모의 결과와 마찬가지로, 최대 상승 운동이 나타나는 위치와 구름 물이 형성된 위치가 일치하는 것을 통해 도시 열섬이 유도한 풍하측의 상승 운동에 의해 습윤 대류가 유발되었음을 알 수 있다. 구름 물이 형성되면서 수증기 응결에 따른 잠열 방출 [부록에서 (A1)]에 의해 상승 기류가 급속하게 강화되고 이로 인해 구름 물로

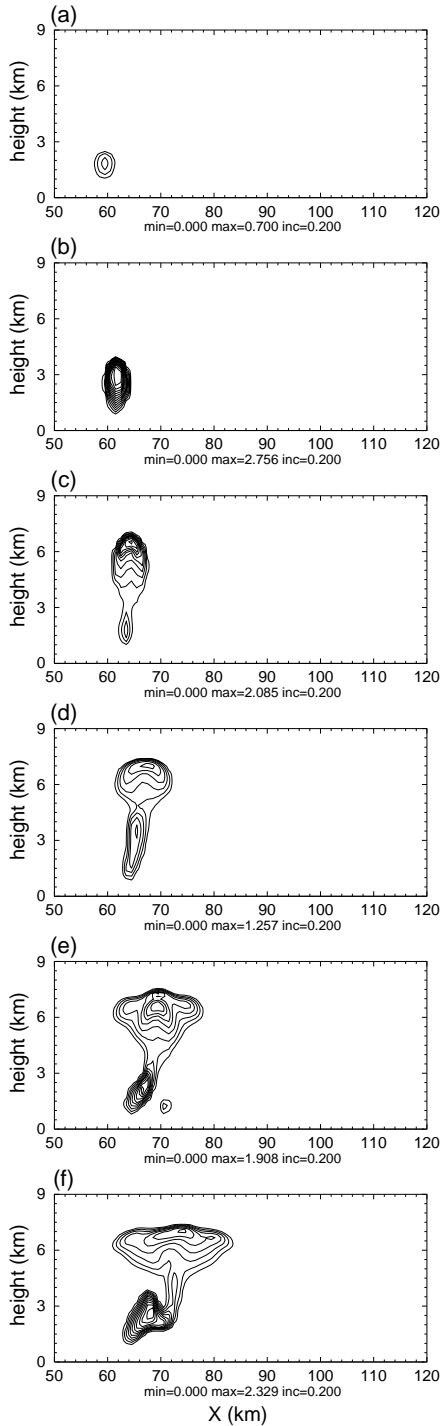


Fig. 1. The time evolution of cloud water mixing ratio field (g kg^{-1}) in the warm-cloud simulation: $t =$ (a) 50, (b) 60, (c) 70, (d) 80, (e) 90, and (f) 100 min. In these and subsequent fields, the minimum (min) and maximum (max) values and the contour interval (inc) are shown at the bottom of each figure.

이루어진 습윤 대류가 빠르게 성장한다 (Figs. 1a,b, Figs. 3a,b, 그리고 Figs. 9a,b). Lin-Tao의 용적 구름 모수화에서는 구름 물 (구름 물방울) 간의 충돌 · 병합에 의한 빗물 (빗방울) 형성 과정을 구름 물 혼합비가 임계값 ($= 2 \times 10^{-3} \text{ g g}^{-1}$)을 넘게 되면 빗물이 형성되는 자동전환 과정 (A2)으로 모수화한다. 빗물은 이 과정에 의해 아주 작은 양이기는 하지만 구름 물이 생성되자마자 형성되는 것으로 나타났다.

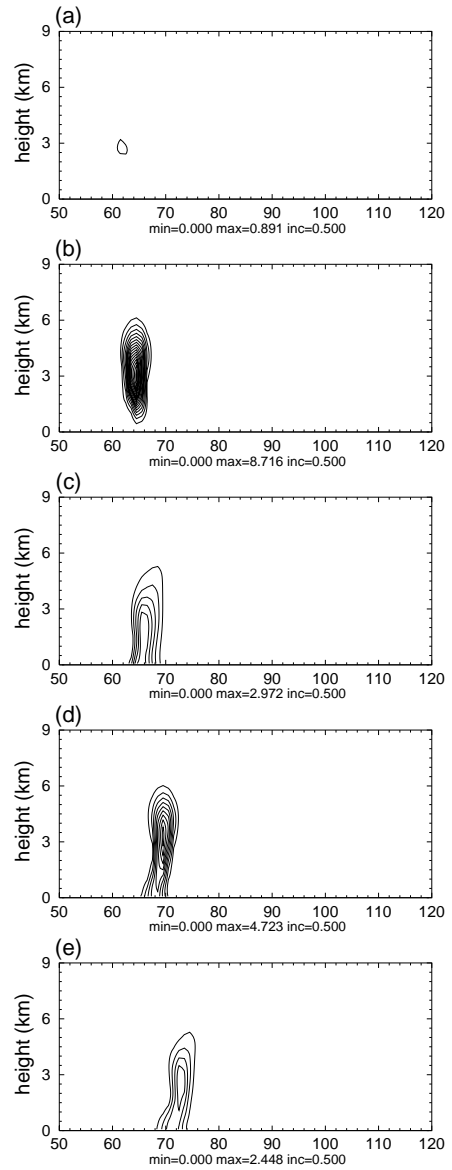


Fig. 2. The time evolution of rainwater mixing ratio field (g kg^{-1}) in the warm-cloud simulation: $t =$ (a) 60, (b) 70, (c) 80, (d) 90, and (e) 100 min.

3.1 온난 구름 모의

온난 구름 모의의 경우 일단 빗물이 형성되면 자동 전환 과정뿐만 아니라 빗물에 의한 구름 물 포착 과정 (A3)에 의해 구름 중심 부근의 빗물 혼합비는 급속하게 증가하는 반면 구름 물 혼합비는 감소한다 (Figs. 2a,b와 Figs. 3b,c). Fig. 4는 강수 발생 지역의 평균 지

면 강수율 ($= \sum_{i=1}^n p(x_i)/n$, 여기서 $p(x_i)$ 는 격자점 x_i 에서의 지면 강수율, n 은 강수가 발생한 격자점의 총 개수)의 시간 변화를 나타낸 것이다. 빗물이 형성된 지 50분 만에 ($t = 67$ 분) 지면 강수가 발생하기 시작하고 8분 뒤에 지면 강수율의 최대값이 나타나는 것을 확인할 수 있다. 구름 물과 빗물로 이루어진 대류 구름은 성장하여 구름 꼭대기가 8 km 높이에 이르고 구름의 상부

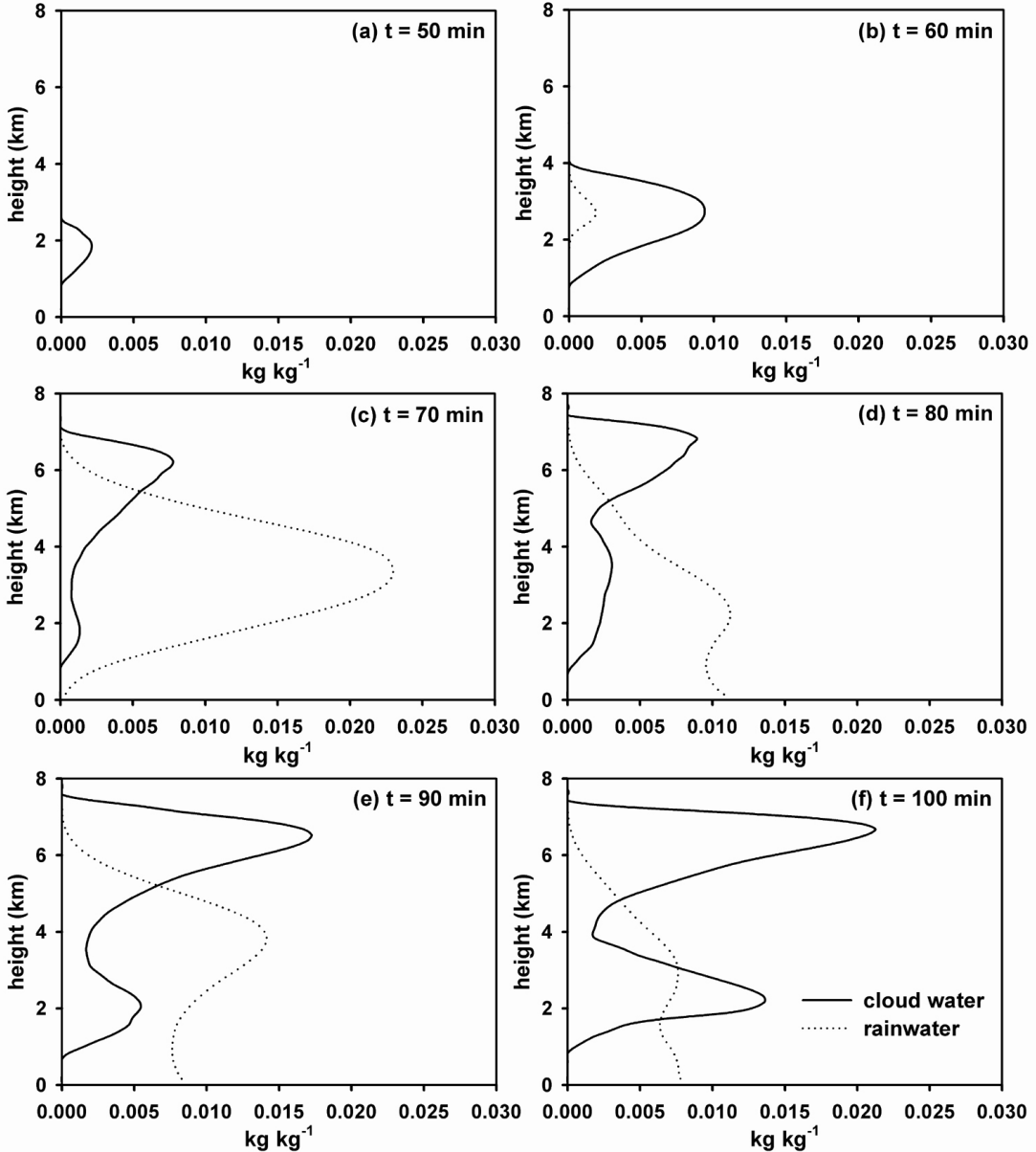


Fig. 3. The vertical distribution of horizontally summed cloud water and rainwater mixing ratios (kg kg^{-1}) at $t =$ (a) 50, (b) 60, (c) 70, (d) 80, (e) 90, and (f) 100 min in the warm-cloud simulation.

에 구름 물로 이루어진 모루 구름이 발생하여 옆으로 퍼져나간다 (Figs. 1d-f와 Figs. 3d-f).

Fig. 5a는 $t = 100$ 분일 때의 연직 속도장을 나타낸 것이다. 구름 내 강한 상승 기류의 양 옆에서는 질량 연속에 의한 보상 하강 운동이 존재한다. 대기 하층에는 떨어지는 빔물의 하향 항력이 하강 기류를 유발하고

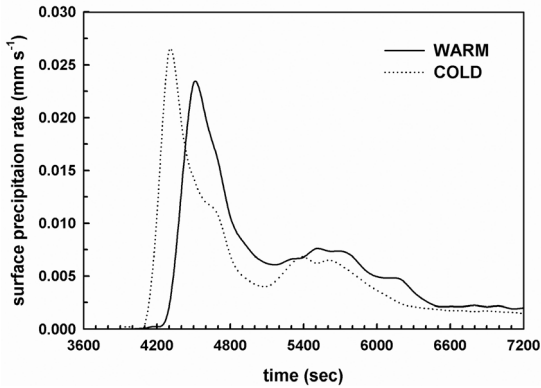


Fig. 4. The average surface precipitation rate (mm s^{-1}) over the precipitating region as a function of time in the warm- (WARM) and cold- (COLD) cloud simulations.

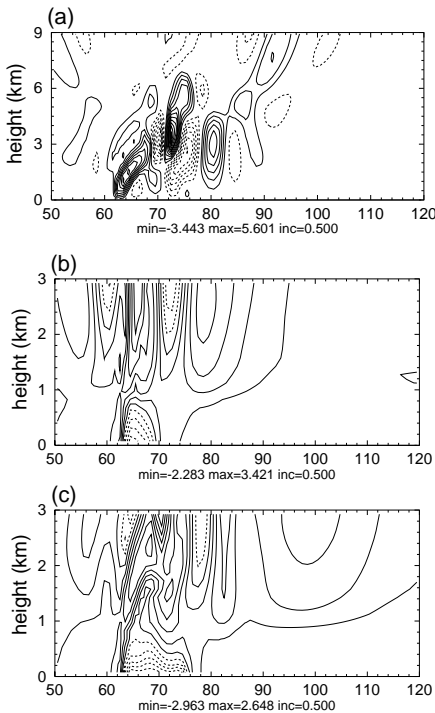


Fig. 5. The (a) vertical velocity field (m s^{-1}) at $t = 100$ min and perturbation potential temperature fields (K) at $t =$ (b) 80 and (c) 100 min in the warm-cloud simulation.

빗방울 증발 (A4)이 이를 강화시켜 하강 기류가 지속적으로 존재한다. 섭동 온위장 (Figs. 5b,c)을 살펴보면 하강 기류에 의해 유입된 차가운 공기와 떨어지는 빔방울이 증발하면서 냉각된 공기가 지면을 따라 퍼져나가 찬공기풀 유출이 형성된 것을 확인할 수 있다. Fig. 6은 모형 최하층에서 조사한 최소 섭동 온위의 시간 변화를 나타낸 것이다. 지면 강수의 급격한 증가가 나타나는 시기 ($t = 73$ 분)에 지면 근처의 섭동 온위도 급격히 감소하는 것을 확인할 수 있다. 모의한 유출 (밀도류)의 3시간 평균 이동 속도는 5.7 m s^{-1} 이다.

3.2 한랭 구름 모의

한랭 구름 모의에서 물의 얼음상 입자인 구름 얼음, 눈, 우박은 구름 물과 빔물이 형성된 지 30분만에 ($t = 47$ 분) 열원의 중심에서 풍하측으로 9 km 떨어진 지점의 녹는 고도 근처에서 거의 동시에 발생한다. 발생 초기 단계의 구름은 주로 구름 물로 이루어져 있고 구름의 상부에 약간의 구름 얼음이, 중심 부근에 약간의 빔물, 우박, 눈이 존재한다 (Fig. 9b). 시간이 지남에 따라 구름은 성장하여 구름 꼭대기의 높이가 $z = 8 \text{ km}$ 에 이르고 온난 구름 모의보다 조금 빠른 시각 ($t = 64$ 분)에 빔물로 이루어진 지면 강수가 발생하기 시작한다 (Fig. 4). 4분 뒤에는 빔물과 함께 소량의 우박으로 이루어진 지면 강수가 나타나기 시작한다 (Figs. 7b,e와 Fig. 9c). $t = 2$ 시까지의 누적 강수량을 분석한 결과 지면 강수량

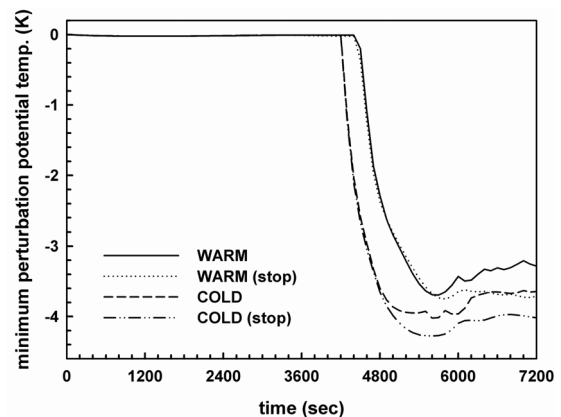


Fig. 6. The minimum perturbation potential temperature (K) at the lowest model level as a function of time in the warm- (WARM) and cold- (COLD) cloud simulations. The word 'stop' represents the simulation in which the specified low-level heating is removed after the onset of surface precipitation.

의 97%를 빗물이, 3%를 우박이 차지하고 있는 것으로 나타났다. 지면 강수의 발생 시기뿐 아니라 그 최대값이 나타나는 시기도 온난 구름 모의에 비해 빠르게 나타나는 것으로 분석되었다 (Fig. 4). $t = 80$ 분에는 구름의 상부에 눈과 소량의 구름 얼음으로 이루어진 모루 구름이 발달하기 시작한다 (Figs. 8c,d와 Fig. 9d).

한랭 구름 모의를 수행하였을 때 대기수상 (hydro-

meteor) 혼합비의 연직 분포를 살펴보면 (Fig. 9), 발달한 대류 구름 내에서 구름 물과 우박은 구름의 전 고도에 걸쳐 존재하고 빗물은 녹는 고도 이하의 대기 하층에, 구름 얼음과 눈은 구름의 상부에 주로 존재한다. 구름 얼음이 녹는 고도 이상의 높이에만 존재하는 것과 달리 눈은 녹는 고도 이하의 높이에도 적은 양 존재한다. 하지만 눈은 우박에 비해 천천히 떨어지기 때문에

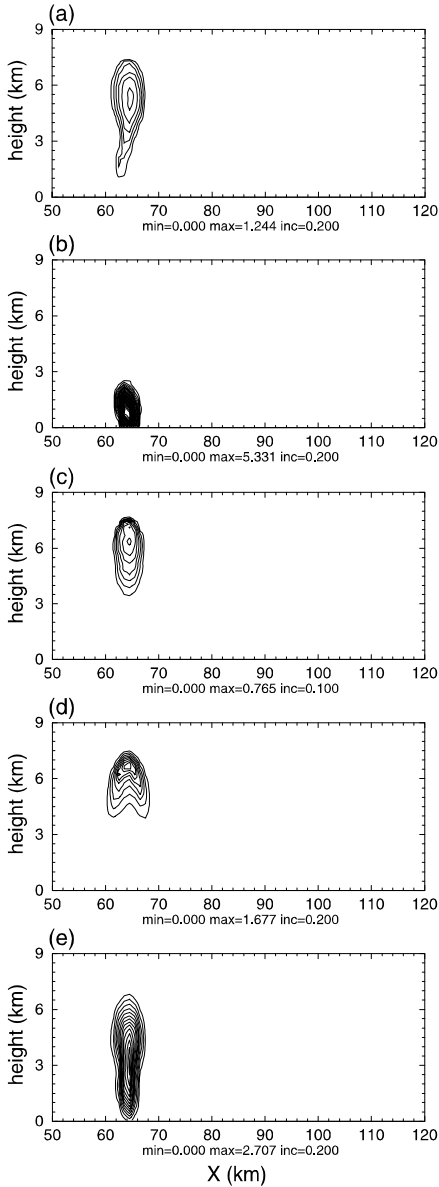


Fig. 7. The (a) cloud water, (b) rainwater, (c) cloud ice, (d) snow, and (e) hail mixing ratio fields (g kg^{-1}) at $t = 70$ min in the cold-cloud simulation.

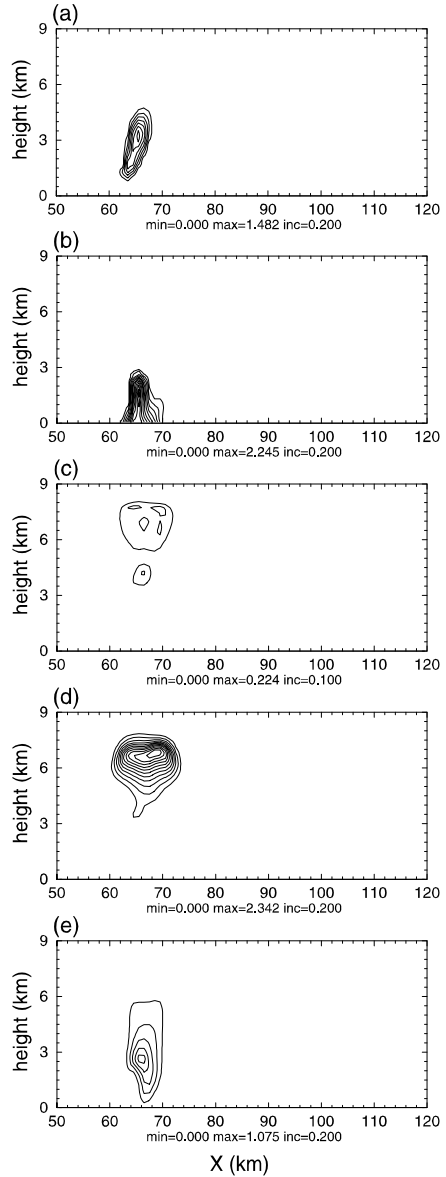


Fig. 8. The same as in Fig. 5 except for $t = 80$ min.

지면에 닿기 전에 녹아버려 지면 강수로는 나타나지 않는다.

Fig. 10은 구름 내 최대 상승 운동의 시간 변화를 나타낸 것이다. 한랭 구름 모의를 수행한 경우 얼음상 입자들의 생성 과정에서 발생하는 잠열 방출에 의해 온난 구름 모의를 수행한 경우에 비해 강화된 상승 운동이 나타난다. 한랭 구름 모의에서는 강수 발생 지역의

대기 하층에 빗방울의 증발뿐 아니라 우박, 눈의 녹음에 의한 냉각이 존재하기 때문에 온난 구름 모의에 비해 더 낮은 온도의 찬공기풀 유출이 (Fig. 6) 더 넓은 지역에 걸쳐 존재한다 (Fig. 5c와 Fig. 11b). $t = 4$ 시까지는 빗방울의 증발에 의한 냉각이 주로 일어나 평균적으로 하층 냉각의 88%는 빗방울의 증발에 의해, 12%는 우박의 녹음 (A5)에 의해 나타나는 것으로 분

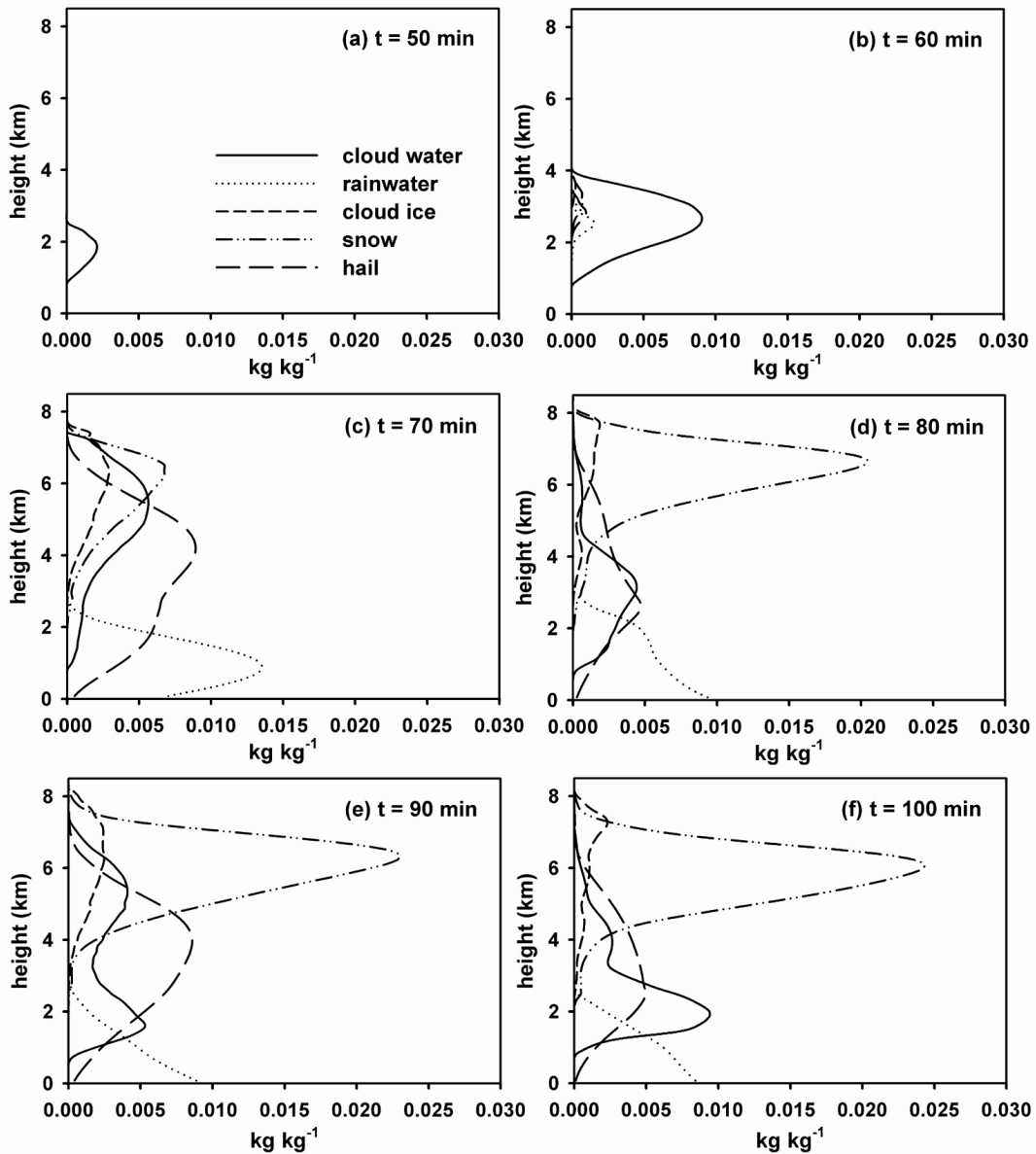


Fig. 9. The vertical distribution of horizontally summed cloud water, rainwater, cloud ice, snow, and hail mixing ratios (kg kg^{-1}) at $t =$ (a) 50, (b) 60, (c) 70, (d) 80, (e) 90, and (f) 100 min in the cold-cloud simulation.

석되었다. 그러나 그 이후부터는 빗방울의 증발에 의한 냉각은 감소하는 반면 우박의 녹음에 의한 냉각은 증가하여 두 과정이 하층 냉각에 미치는 영향이 비슷하게 나타나는 것으로 분석되었다 (Fig. 12). 유출의 3 시간 평균 이동 속도는 7.2 m s^{-1} 로 온난 구름 모의에 비해 빠르게 이동하는 것으로 나타났다 (Figs. 5b,c와 Figs. 11a,b). 이는 찬공기풀 유출의 온도가 낮을수록 유출의 이동 속도가 증가하는 것으로 나타난 Droegemeier and Wilhelmson (1987)의 수치 실험과 일치하는 결과이다.

열원이 존재하는 흐름 계에서 수평 속도 섭동과 기본류의 비를 나타내는 비선형성 계수 $\mu [= gq_0L(c_pT^*N)^{-1}]$, L 은 비단열 강제 수평 방향 길이 규모, T^* 는 기준 온도, N 은 부력 진동수]는 기본류의 제곱에 반비례한다 (Chun 1991; Lin and Chun 1991). 따라서 같은 강도의 하층 열원에 대해 기본류의 크기가 감소할수록 계의 비선형성의 정도가 증가하게 된다. Baik *et al.* (2001)은 Kessler (1969)의 온난 구름 용적 모수화를 사용한 모의를 통해 기본류의 크기가 감소할수록 (즉, 계의 비선형성의 정도가 증가할수록) 구름 물과 빗물 형성에 필요한 시간이 줄어들고 구름 물과 빗물의 발생 위치가 열원의 중심과 가까워진다고 하였다. Fig. 13은 한랭 구름 모의를 수행하였을 때 기본류의 크기 변화에 따른 액체상 구름 입자 (구름 물과 빗물)와 얼음상 구름 입자 (구름 얼음, 눈, 우박)의 발생 시기 및 위치 변화를 나타낸 것이다. Lin-Tao의 용적 구름 모수화를 사용한 경우에도 구름 물과 빗물의 발생 위치는 기본류의 크기가 감소할수록 이류 효과가 약해지면서 열원과 더 가까운 풍하측에 나타나는 것으로 분석되었으나 발생 시점은 변하지 않는 것으로 나타났다. 한편 구름 얼음, 눈, 우박 등의 얼음상 입자들은 구름 물, 빗물과 달리 기본류의 크기가 감소할수록 열원의 중심과 더 가까운 풍하측에서 더 빠르게 형성되는 것으로 나타났다. 기본류의 크기가 감소함에 따라 지면 강수의 발생 시기와 그 최대값이 나타나는 시기도 빨라지는 것으로 나타났다. 또한 기본류의 크기가 작은 경우 열원의 중심에서 멀지 않은 풍하측의 좁은 영역에 집중되어 나타났던 강수 지역이 기본류의 크기가 증가할수록 열원에서 멀리 떨어진 풍하측의 넓은 영역에 퍼져 나타나는 경향이 있음을 확인하였다. 기본류의 크기에 따른 찬공기풀 강도의 특징적인 변화 경향은 나타나지 않는다. 하지만 강화된 이류 효과에 의해 기본류의 크기가 증가할수록 유출의 이동 속도가 거의 선형적으로

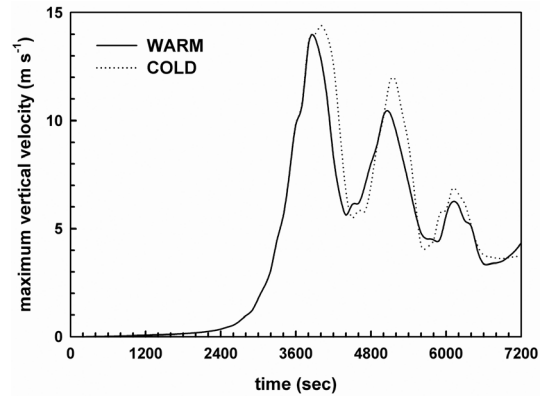


Fig. 10. The maximum vertical velocity (m s^{-1}) as a function of time in the warm- (WARM) and cold- (COLD) cloud simulations.

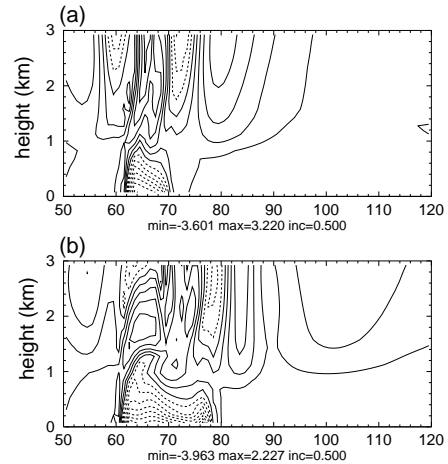


Fig. 11. The perturbation potential temperature fields (K) at $t =$ (a) 80 and (b) 100 min in the cold-cloud simulation.

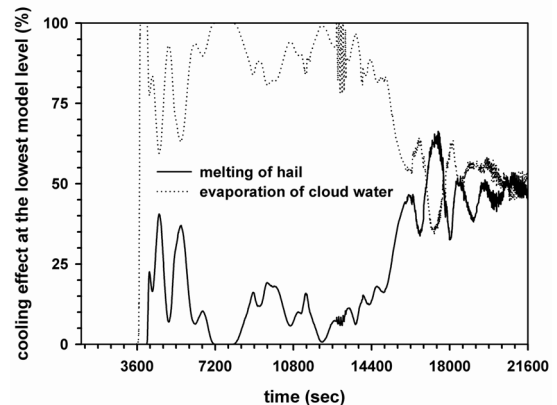


Fig. 12. The cooling effect (%) at the lowest model level as a function of time in the cold-cloud simulation.

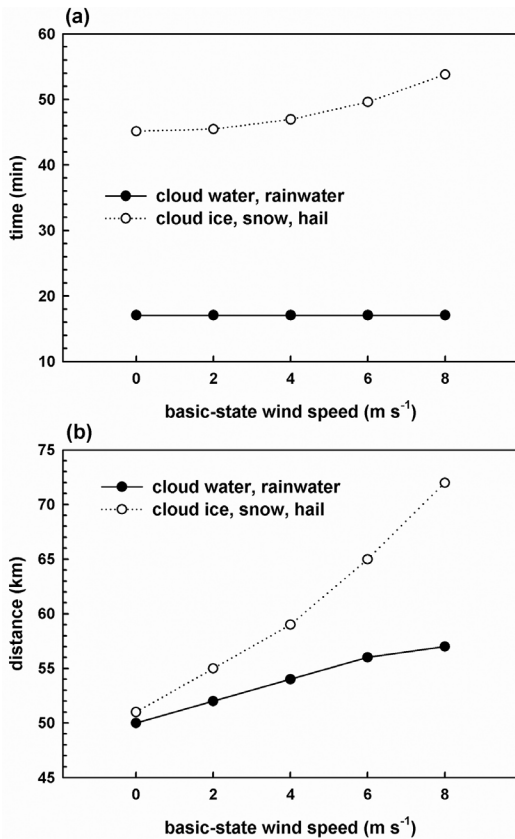


Fig. 13. The (a) time and (b) horizontal location at which liquid (cloud water and rainwater) and ice (cloud ice, snow, and hail) phase particles are first produced as a function of basic-state wind speed in the cold-cloud simulations.

증가하는 것으로 나타났다.

날씨가 흐리거나 비가 올 경우 도시와 그 주위 교외 지역의 기온은 거의 차이를 보이지 않는다 (즉, 도시 열섬 효과가 거의 나타나지 않는다). 이를 고려하기 위해 지면 강수가 발생하면 열역학 에너지 방정식에 추가했던 하층 열원을 제거한다는 조건을 포함시켜 수치 모의를 수행하였다. 하층 열원의 제거는 추가적인 하층 냉각 효과를 가져오기 때문에 지속적인 하층 열원이 존재하는 경우에 비해 낮은 온도의 찬공기질 유출이 형성되어 (Fig. 6) 더 빠른 속도로 전파해 나간다. 이 경우 한랭 (온난) 구름을 고려했을 때 모의한 유출의 3시간 평균 이동 속도는 7.7 (7.1) m s⁻¹이다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 얼음 미시물리 과정이 도시 열섬이

유도하는 대류와 강수에 미치는 영향을 조사하였다. 이를 위해 용적 구름 미시물리 과정을 포함하는 2차원 ARPS 모형을 이용하여 물의 2가지 액체상 (구름 물과 빗물)만을 고려하는 온난 구름 모의와 물의 액체상 외에 3가지 얼음상 (구름 얼음, 눈, 우박)도 고려하는 한랭 구름 모의를 수행하였다. 기본류는 고도에 따라 일정하다고 가정하였으며 도시 열섬 효과를 고려하기 위해 수평 방향으로 종형 함수 형태를, 연직 방향으로 고도에 따라 지수적으로 감소하는 형태를 갖는 하층 열원을 열역학 에너지 방정식에 추가하였다. 온난/한랭 구름 모의 모두 최대 상승 운동이 나타나는 위치와 구름 물이 형성된 위치가 일치하는 것을 통해 하층 열원이 유도한 풍하층의 상승 운동에 의해 습윤 대류가 유발되는 것을 확인하였다 (Baik *et al.* 2001). 얼음상 입자의 유무로 인해 강수의 발생 시기와 지역 등에 차이가 존재하지만 두 모의 모두 성장한 습윤 대류에 의해 하층 열원의 풍하층에 지면 강수가 발생하였다. 이를 바탕으로 도시 열섬이 도시 지역의 풍하층에서 발생하는 뇌우와 같은 대류 현상을 유발시키는 요인으로 작용한다는 것을 확인하였다. 지면 강수의 발생 시기와 그 최대값이 나타나는 시기는 한랭 구름 모의에서 더 빠르게 나타나는 것으로 분석되었다.

연직 바람 시어를 고려한 선행 연구 (Johnson *et al.* 1993; Gilmore *et al.* 2004)와 비교해 볼 때 얼음 미시물리 과정의 영향은 작게 나타났다. 하지만 한랭 구름 모의를 수행한 경우 얼음상 입자들의 생성 과정에서 발생하는 빙결, 침적 잠열에 의해 물의 액체상만 고려한 경우에 비해 좀 더 강화된 상승 운동이 나타났다. 또한 강수 발생 지역의 대기 하층에 빗방울의 증발에 의한 냉각뿐 아니라 얼음상 입자들의 녹음에 의한 냉각도 존재하기 때문에 온난 구름 모의보다 더 낮은 온도의 찬공기질 유출이 형성되어 더 빠른 속도로 전파해 나가는 것을 확인하였다. 얼음 미시물리 과정을 고려했을 때 기본류의 크기 변화가 도시 열섬이 유도하는 대류와 강수에 미치는 영향을 조사한 결과, 기본류의 크기가 감소할수록 물의 액체상 및 얼음상으로 이루어진 습윤 대류와 지면 강수의 발생 시기가 빠르게 나타나고 열원에서 멀지 않은 풍하층의 좁은 영역에 강수가 집중되어 나타났다.

본 연구에서는 비교적 간단한 상황을 설정하여 얼음 미시물리 과정이 도시 열섬이 유도하는 대류와 강수에 미치는 영향을 조사하였다. 향후 연구에서는 3차원, 연직 바람 시어, 도시 열섬 강도의 일변화 등을 고

려하여 좀 더 현실적인 조건에서 도시 열섬이 유도하는 대류와 강수 현상을 살펴보고자 한다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER 2006-2202)의 지원으로 수행되었습니다. 논문에 대해 유익한 지적을 해주신 심사위원님께 감사드립니다.

참고문헌

- Baik, J.-J., Y.-H. Kim, and H.-Y. Chun, 2001: Dry and moist convection forced by an urban heat island. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1462-1475.
- _____, _____, J.-J. Kim, and J.-Y. Han, 2007: Effects of boundary-layer stability on urban heat island-induced circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, **89**, 73-81.
- Chun, H.-Y., 1991: Role of a critical level in a shear flow with diabatic forcing. Ph.D. dissertation, North Carolina State University, 159 pp.
- Diem, J. E., and T. L. Mote, 2005: Interepothal changes in summer precipitation in the southeastern United States: Evidence of possible urban effects near Atlanta, Georgia. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 717-730.
- Droegemeier, K. K., and R. B. Wilhelmson, 1987: Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- Gilmore, M. S., J. M. Straka, and E. N. Rasmussen, 2004: Precipitation and evolution sensitivity in simulated deep convective storms: Comparisons between liquid-only and simple ice and liquid phase microphysics. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1897-1916.
- Inoue, T., and F. Kimura, 2004: Urban effects on low-level clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05103, doi:10.1029/2003GL01808.
- Johnson, D. E., P. K. Wang, and J. M. Straka, 1993: Numerical simulations of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without ice microphysics. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 745-759.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr. No.*, **10**, Amer. Meteor. Soc.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- _____, and H.-Y. Chun, 1991: Effects of diabatic cooling in a shear flow with a critical level. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2476-2491.
- McCumber, M., W.-K. Tao, and J. Simpson, 1991: Comparison of ice-phase microphysical parameterization schemes using numerical simulation of tropical convection. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 985-1004.
- Orville, R. E., G. Huffines, J. Nielsen-Gammon, R. Zhang, B. Ely, S. Steiger, S. Phillips, S. Allen, and W. Read, 2001: Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2597-2600.
- Shepherd, J. M., 2005: A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, **9**, 1-27.
- _____, H. Pierce, and A. J. Negri, 2002: Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 689-701.
- Tao, W.-K., J. Simpson, and M. McCumber, 1989: An ice-water saturation adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 231-235.
- _____, and _____, 1993: Goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 35-72.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, and V. Wong, 2000: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteor. Atmos. Phys.*, **75**, 161-193.
- _____, _____, _____, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, Y. Liu, and D. Wang, 2001: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. *Meteor. Atmos. Phys.*, **76**, 143-165.

부 록

Lin-Tao의 용적 구름 모수화에서 수증기 응결량은 다음과 같이 모수화된다 (Tao *et al.* 1989).

$$\delta q_c = \frac{q_v^* - (q_c^* q_{ws}^* + q_i^* q_{is}^*) / (q_c^* + q_i^*)}{1 + (A_1 q_c^* q_{ws}^* + A_2 q_i^* q_{is}^*) A_3 / (q_c^* + q_i^*)} \text{CND}. \quad (\text{A1})$$

여기서

$$A_1 = (4098.026\bar{\pi}) / (\bar{\pi}\theta^* - 35.86)^2,$$

$$A_2 = (5807.695\bar{\pi}) / (\bar{\pi}\theta^* - 7.66)^2,$$

$$A_3 = (L_v \text{CND} + L_s \text{DEP}) / (c_p \bar{\pi}),$$

$$\text{CND} = (\bar{\pi}\theta^* - T_{00}) / (T_0 - T_{00}),$$

$$\text{DEP} = (T_0 - \bar{\pi}\theta^*) / (T_0 - T_{00}).$$

여기서 q_v , q_c , q_i 는 각각 수증기, 구름 물, 구름 얼음의 혼합비, q_{ws} , q_{is} 는 각각 물, 얼음의 포화 혼합비, $\bar{\pi}$ 는 무차원 압력, θ 는 온위, L_v 는 증발 잠열, L_s 는 승화 잠열, T_0 은 물의 어는 점, T_{00} 은 물이 얼음상으로만 존재하는 점, *는 이류, 확산 등의 과정을 거친 변수를 나타낸다.

구름 물 (구름 물방울)간의 충돌 · 병합에 의한 빗물 (빗방울) 생성률은 다음의 자동전환 과정으로 모수화된다.

$$P_{\text{RAUT}} = \frac{\rho(q_c - q_{0c})^2}{1.2 \times 10^{-4} + 1.569 \times 10^{-12} N_1 D_0^{-1} (q_c - q_{0c})^{-1}}. \quad (\text{A2})$$

여기서 q_{0c} 는 구름 물 혼합비의 임계값, N_1 은 구름 물 방울의 수 농도, D_0 은 분산을 나타낸다.

빗물에 의한 구름 물 포착률은 다음과 같이 모수화된다.

$$P_{\text{RACW}} = \frac{0.25\pi E_{RW} a n_{0R} \Gamma(3+b) q_c \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2}}{\lambda_R^{3+b}}. \quad (\text{A3})$$

여기서 E_{RW} 는 빗물에 의한 구름 물 포착 효율, a 와 b 는 상수, n_{0R} 은 빗방울 크기 분포의 차단 매개변수, Γ 는 감

마 함수, λ_R 은 빗방울 크기 분포의 기울기 매개변수, ρ_0 은 0°C , 1000 hPa에서의 공기의 밀도를 나타낸다.

빗방울의 증발률은 다음과 같이 모수화된다 ($S < 1$).

$$R_{\text{REVP}} = 2\pi n_{0R} (1-S) \left[\frac{0.78}{\lambda_R^2} + 0.31\Gamma\left(\frac{b+5}{2}\right) a^{1/2} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/4} \frac{S_c^{1/3}}{\lambda_R^{(b+5)/2} \nu^{1/2}} \right] \left[\frac{\rho L_v^2}{R_w K_a T^2} + \frac{1}{\psi q_{ws}} \right]^{-1}. \quad (\text{A4})$$

여기서 S 는 포화비, ν 는 공기의 동점성 계수, R_w 는 수증기의 기체 상수, K_a 는 공기의 열전도도, T 는 온도, ψ 는 물의 분자 확산 계수를 나타낸다.

우박의 용해율은 다음과 같이 모수화된다 ($T \geq T_0$).

$$P_{\text{GMLT}} = \frac{2\pi n_{0G} (K_a T_c - \rho L_v \psi \Delta r_s)}{L_f \rho} \left[\frac{0.78}{\lambda_G^2} + 0.31\Gamma(2.75) \left(\frac{4g\rho_G}{3C_D}\right)^{0.25} \frac{S_c^{1/3}}{\lambda_G^{2.75} \nu^{1/2} (\rho q_G)^{0.25}} \right] + \frac{C_w T_c}{L_f} (P_{\text{GACW}} + P_{\text{GACR}}). \quad (\text{A5})$$

여기서

$$P_{\text{GACW}} = \frac{0.25\pi E_{GW} n_{0G} \Gamma(3.5) q_c \left(\frac{4g\rho_G}{3C_D\rho}\right)^{1/2}}{\lambda_G^{3.5}},$$

$$P_{\text{GACR}} = \pi^2 E_{GR} n_{0G} n_{0R} |U_G - U_R| \left(\frac{\rho_w}{\rho}\right) \left(\frac{5}{\lambda_R^6 \lambda_G} + \frac{2}{\lambda_R^5 \lambda_G^2} + \frac{0.5}{\lambda_R^4 \lambda_G^3}\right).$$

여기서 n_{0G} 는 우박 크기 분포의 차단 매개변수, L_f 는 융해 잠열, T_c 는 섭씨 온도, Δr_s 는 0°C 에서의 우박과 주변의 수증기 혼합비 차이, λ_G 는 우박 크기 분포의 기울기 매개변수, g 는 중력 가속도, ρ_c 는 우박 밀도, C_D 는 항력 계수, q_G 는 우박 혼합비 C_w 는 물의 비열, E_{GW} 와 E_{GR} 는 각각 우박에 의한 구름 물과 빗물의 포착 효율, U_G 와 U_R 은 각각 우박과 빗물의 질량 가중 평균 중단 속도를 나타낸다. P_{GACW} 와 P_{GACR} 은 각각 우박에 의한 구름 물과 빗물의 결착률이다.