

샤락눈 종단 속도의 불확실성이 구름 모의에 미치는 영향

이현호* · 백종진

서울대학교 지구환경과학부

(접수일: 2016년 5월 24일, 수정일: 2016년 7월 4일, 게재확정일: 2016년 7월 26일)

Effects of Uncertainty in Graupel Terminal Velocity on Cloud Simulation

Hyunho Lee* and Jong-Jin Baik

School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea

(Manuscript received 24 May 2016; revised 4 July 2016; accepted 26 July 2016)

Abstract In spite of considerable progress in the recent decades, there still remain large uncertainties in numerical cloud models. In this study, effects of uncertainty in terminal velocity of graupel on cloud simulation are investigated. For this, a two-dimensional bin microphysics cloud model is employed, and deep convective clouds are simulated under idealized environmental conditions. In the sensitivity experiments, the terminal velocity of graupel is changed to twice and half the velocity in the control experiment. In the experiment with fast graupel terminal velocity, a large amount of graupel mass is present in the lower layer. On the other hand, in the experiment with slow graupel terminal velocity, almost all graupel mass remains in the upper layer. The graupel size distribution exhibits that as graupel terminal velocity increases, in the lower layer, the number of graupel particles increases and the peak radius in the graupel mass size distribution decreases. In the experiment with fast graupel terminal velocity, the vertical velocity is decreased mainly due to a decrease in riming that leads to a decrease in latent heat release and an increase in evaporative cooling via evaporation, sublimation, and melting that leads to more stable atmosphere. This decrease in vertical velocity causes graupel particles to fall toward the ground easier. By the changes in graupel terminal velocity, the accumulated surface precipitation amount differs up to about two times. This study reveals that the terminal velocity of graupel should be estimated more accurately than it is now.

Key words: Graupel terminal velocity, cloud simulation, bin microphysics cloud model, precipitation, uncertainties in cloud models

1. 서 론

지난 수십 년 동안 수치적인 방법을 이용한 구름 모델링이 비약적으로 발전하였다. Kessler (1969)는 구름 안의 물방울을 구름 방울과 빗방울로 나누어 온난 구름 안에서 일어나는 미세물리 과정을 효과적으로

모수화하였고, Lin et al. (1983)은 구름 안의 다양한 얼음 입자 사이에서 일어나는 미세물리 과정을 체계적으로 모수화하였다. 각 대기수상의 질량농도뿐 아니라 수농도를 함께 예측하여 보다 현실에 가깝게 구름을 모의하는 방법도 개발되어 날씨 예보 모형에 널리 이용되고 있다(e.g., Cohard and Pinty, 2000; Morrison et al., 2005; Thompson et al., 2008; Lim and Hong, 2010). 또한 대기수상에 대한 크기 분포를 특정한 형태의 함수로 가정하는 대신 입자의 크기를 구간으로 나누어 각 구간별 수농도를 직접 예측하는 bin 구름 미세물리 모형도 개발되어 이용되고 있다

*Corresponding Author: Hyunho Lee, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, 1 Gwanak-ro, Gwanak-gu, Seoul 08826, Korea
Phone: +82-2-880-1474, Fax: +82-2-883-4972
E-mail: leehh@snu.ac.kr

(e.g., Ogura and Takahashi, 1973; Soong, 1974).

이러한 발전에도 불구하고, 구름 모델링에는 여전히 다양한 종류의 불확실성이 존재한다. 특히 구름을 구성하는 얼음 입자는 그 모양이 매우 다양하여 이에 대한 이론적 연구가 물방울에 비해 어렵고, 일부 지역을 제외하면 상대적으로 관측이 어려운 구름의 중상층에 존재하는 경우가 많아서 이에 대한 관측 연구 역시 까다롭다. 이로 인해 구름 안에 있는 얼음 입자의 성질과 크기 분포에는 상당히 큰 불확실성이 존재한다(e.g., Wang, 2002). 이러한 얼음 입자의 성질과 크기 분포에 대한 불확실성은 수치적으로 모의된 구름의 특성에 큰 영향을 끼치는데, Gilmore et al. (2004)은 짜락눈(graupel)의 크기 분포를 결정하는 함수에 사용되는 절편 매개변수(intercept parameter: 구름 입자의 크기 분포를 나타내는 함수에서 사용되는 비례 상수)를 여러 관측 연구에서 제시한 결과를 이용하여 바꾸었을 때 지표 강수량이 최대 약 4배까지 차이가 날 수 있음을 보였다.

구름을 구성하는 얼음 입자 가운데 눈송이(snowflake), 짜락눈, 그리고 우박(hail) 입자는 종단 속도가 상대적으로 커서 대기 조건에 따라 구름의 하층 또는 지표면까지 도달할 수 있고 따라서 지표 강수에 큰 영향을 끼친다. 그러나 이러한 얼음 입자의 종단 속도에는 큰 불확실성이 존재한다. 특히 짜락눈은 깊은 대류 구름의 중상층에서 눈송이와 과냉각 물방울 간의 결착 과정을 통해 주로 생성되는데, 종단 속도가 눈송이에 비해 커서 지표 강수에 큰 영향을 끼친다(e.g., Hong and Lim, 2006; Lee et al., 2014). 그러나 짜락눈은 그 형태가 매우 다양하고 밀도가 물방울이나 우박에 비해 비교적 낮아서 지난 수십 년 동안의 관측 및 실험 연구에도 불구하고 종단 속도를 측정하는 데 여전히 큰 불확실성이 존재한다. Garrett and Yuter (2014)는 카메라를 이용하여 대기 중에 있는 짜락눈의 종단 속도를 측정된 결과 구름 안에 있는 강한 난류의 영향으로 인해 짜락눈의 크기-종단 속도 관계가 뚜렷하게 나타나지 않음을 보였다. 짜락눈의 종단 속도에 대한 여러 이론 및 관측, 실험 연구를 집성한 Mitchell and Heymsfield (2005)와 Heymsfield and Wright (2014)에 따르면 주어진 짜락눈의 크기에 대한 종단 속도의 오차 범위(최댓값과 최솟값의 비)는 약 수 배-10배 정도에 이른다(Fig. 1). 이처럼 짜락눈 종단 속도의 불확실성은 다른 구름 미세물리 과정이나 요소에 비해 상대적으로 큰 불확실성을 보인다.

본 연구에서는 이러한 짜락눈 종단 속도의 불확실성이 수치적으로 모의한 구름과 강수에 끼치는 영향을 알아보려 한다. 이를 위해 bin 구름 미세물리 모형을 이용하여 이상적인 대기 조건에서 짜락눈의 종단 속도를 바꾸어가며 수치 실험을 수행한 후, 각각

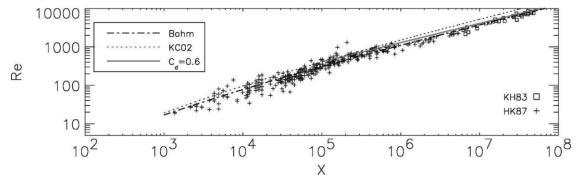


Fig. 1. Relations between Best number (X) and Reynolds number (Re) from theories (curves) and observations (symbols). Bohm and KC02 denote the curves from Bohm (1989) and Khvorostyanov and Curry (2002), respectively. The solid gray line is derived using a constant drag coefficient C_d of 0.6. Data for hail (squares) from collections in a convective cloud are from Knight and Heymsfield (1983), and data for graupel (crosses) from collections at the surface are from Heymsfield and Kajikawa (1987). [after Mitchell and Heymsfield (2005).]

의 경우에서 구름의 발달과 강수가 어떻게 달라지는지를 살펴보고자 한다.

2. 수치 모형과 실험 설계

본 연구에서 사용한 수치 모형은 이스라엘의 히브리대학교에서 개발한 HUCM (Hebrew University Cloud Model)으로, 역학 과정으로는 2차원의 비정역학, 비탄성 지배 방정식의 해를 계산하고 구름 미세물리 과정으로는 질량 배증 bin을 사용하여 계산하는 모형이다(Khain and Sednev, 1996; Khain et al., 2011). 총 7종류의 대기수상[물방울, 얼음 결정(기둥, 판, 가지 모양), 눈송이, 짜락눈, 우박]과 에어로졸을 고려하고, 각각의 입자 종류에 대해 총 43개의 질량 배증 bin을 사용하여 각 bin에서의 수농도를 계산한다. 세부 구름 미세물리 과정으로 핵형성 과정, 수증기의 응결, 증발, 침적, 승화 과정, 결빙 및 용융 과정을 고려한다. 또한 각 입자들 간의 충돌 과정을 고려하는데, 이 과정에서 물방울과 눈송이의 분열 과정, 그리고 이차 얼음 결정 형성 과정(Hallett and Mossop, 1974)을 고려한다. 난류에 의해 구름 입자들의 충돌이 증강되는 효과가 반영되어 있다(Pinsky et al., 1998; Pinsky et al., 2008).

짜락눈의 크기 등에 따라 결정되는 베스트 수(Best number)와 짜락눈의 종단 속도에 선형으로 비례하는 레이놀즈 수(Reynolds number)의 관계를 이용하여 짜락눈의 종단 속도 근사식을 제안한 Heymsfield and Wright (2014)의 결과를 이용하여 기준(control) 실험에서의 짜락눈 종단 속도를 설정하였다. 레이놀즈 수 Re 로부터 짜락눈의 종단 속도 V 는 다음과 같이 계산된다.

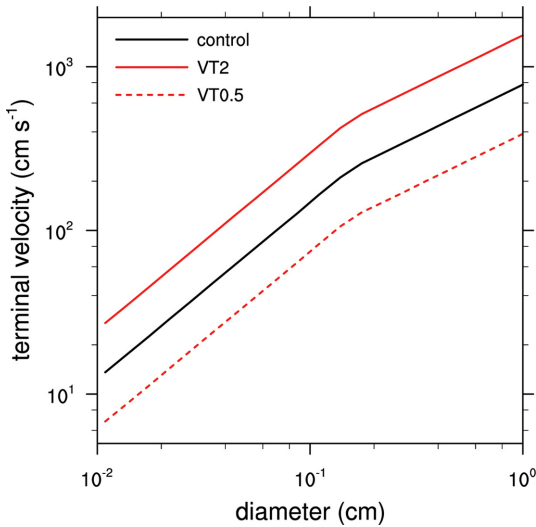


Fig. 2. Parameterized terminal velocities of graupel particles as a function of graupel particle diameter used in the control, VT2, and VT0.5 experiments.

$$V_t = \frac{vRe}{D}, \tag{1}$$

여기서 v 는 공기의 운동학적 점성 계수이고 D 는 싹눈의 지름이다. Heymsfield and Wright (2014)가 제안한 관계식은 다음과 같다.

$$Re = \begin{cases} 0.106X^{0.693} & \text{for } X < 6.77 \times 10^4 \\ 0.55X^{0.545} & \text{for } X \geq 6.77 \times 10^4 \end{cases}, \tag{2}$$

여기서 베스트 수 X 는 다음과 같이 정의된다.

$$X = \frac{2mD^2g}{\rho_a v^2 A}, \tag{3}$$

여기서 m 은 싹눈의 질량, g 는 중력가속도, ρ_a 는 공기의 밀도, 그리고 A 는 싹눈의 단면적이다. 싹눈은 구형으로 가정하였고 싹눈의 밀도로 HUCM에서 싹눈의 기본 밀도로 설정한 0.4 g m^{-3} 을 이용하였다.

싹눈 종단 속도에 대한 민감도를 고려하기 위해 Mitchell and Heymsfield (2005), Heymsfield and Wright (2014)에 나타난 싹눈 종단 속도의 불확실성을 감안하여 표준 실험에서 사용한 싹눈의 종단 속도에 2배를 한 경우(VT2 실험)와 0.5배를 한 경우(VT0.5 실험)를 각각 고려하였다. 본 연구에서 고려한 싹눈의 크기에 따른 종단 속도를 Fig. 2에 나타내었다.

이상적인 깊은 대류 구름을 모의하기 위해 본 연구에서 사용한 실험 조건은 싹눈의 종단 속도를 제외하고 Lee et al. (2014)에서 사용한 것과 같다. Weisman

and Klemp (1982)에서 제안한 열역학 탐측 자료를 배경 대기 온도로 설정하였고 배경 바람은 모든 고도에서 3 m s^{-1} 로 일정하게 하였다. 초기 에어로졸의 수농도는 Köhler (1936)와 Twomey (1959)에서 제안한 분포를 따르도록 하였으며 과포화도가 1%일 때의 구름 응결핵 수농도가 지표면 부근에서 500 cm^{-3} 이 되도록 하였다. 계산 영역의 크기는 수평 256 km, 연직 18 km이고 격자 간격은 수평 250 m, 연직 125 m이다. $z = 14 \text{ km}$ 부터 계산 영역 꼭대기까지는 중력파의 반사를 막기 위한 감쇠층으로 설정하였다. 적분 시간은 4시간이고 시간 간격은 4초이다.

3. 결과 및 고찰

모든 경우에서 꼭대기가 $z \sim 12 \text{ km}$ 까지 이르는 깊은 대류 구름이 모의되었다. 전체 모형 적분 시간 동안 대략 40-60분 간격으로 구름이 발달과 쇠퇴를 반복하였고(Fig. 8 참고), 이를 토대로 $t = 120\text{-}150 \text{ min}$ 을 구름의 발달과 쇠퇴 양상을 대표하는 시간으로 간주하여 주요 분석 시간으로 설정하였다. 각각의 경우에 대해 수평 방향으로 평균한 대기수상의 연직 질량 분포를 Fig. 3에 나타내었다. 얼음 결정은 기둥, 판, 가지 모양 세 종류 중에서 판 모양이 가장 많고 $8 \text{ km} \leq z \leq 12 \text{ km}$ 의 고도에 주로 존재한다. 싹눈은 $2 \text{ km} \leq z \leq 12 \text{ km}$ 의 넓은 범위의 고도에 존재하며 특히 $4 \text{ km} \leq z \leq 8 \text{ km}$ 에서는 전체 구름의 질량에서 가장 높은 비율을 차지하는 대기수상이어서 싹눈의 종단 속도에 대한 민감도를 알아보기에 적합한 실험 조건임을 알 수 있다. 우박 입자는 구름의 중층에 다소 존재하나 그 질량농도는 높지 않고, 눈송이의 질량농도 역시 매우 낮다.

분석 시간 전체에 걸쳐 싹눈의 질량농도는 VT0.5 실험에서 가장 높고 VT2 실험에서 대체로 가장 낮다. 특히 VT0.5 실험에서는 다른 두 경우에 비해 상층의 싹눈 질량농도가 현저히 높아서, VT0.5 실험과 다른 두 실험과의 차이가 표준 실험과 VT2 실험 사이의 차이보다 훨씬 크다. 그러나 고도가 낮아질수록 각 실험 간의 싹눈 질량농도 차이는 줄어들어, 대기 하층($z \leq 2 \text{ km}$)에 존재하는 빗방울의 질량농도는 중상층의 싹눈 질량농도 분포와는 반대로 VT2 실험에서 대체로 가장 높고 VT0.5 실험에서 가장 낮다.

연직 분포에서 나타난 싹눈의 분포 특성을 보다 면밀히 파악하기 위해 싹눈의 공간 분포를 Fig. 4에 나타내었다. 싹눈의 종단 속도 변화에 따라 싹눈의 공간 분포 특성이 현저히 달라지는 것을 확인할 수 있다. VT2 실험에서는 $t = 120\text{-}130 \text{ min}$ 까지 싹눈이 주로 하층에 분포하다가 시간이 지남에 따라 점차 농도가 줄어드는 반면, 표준 실험에서는 싹눈

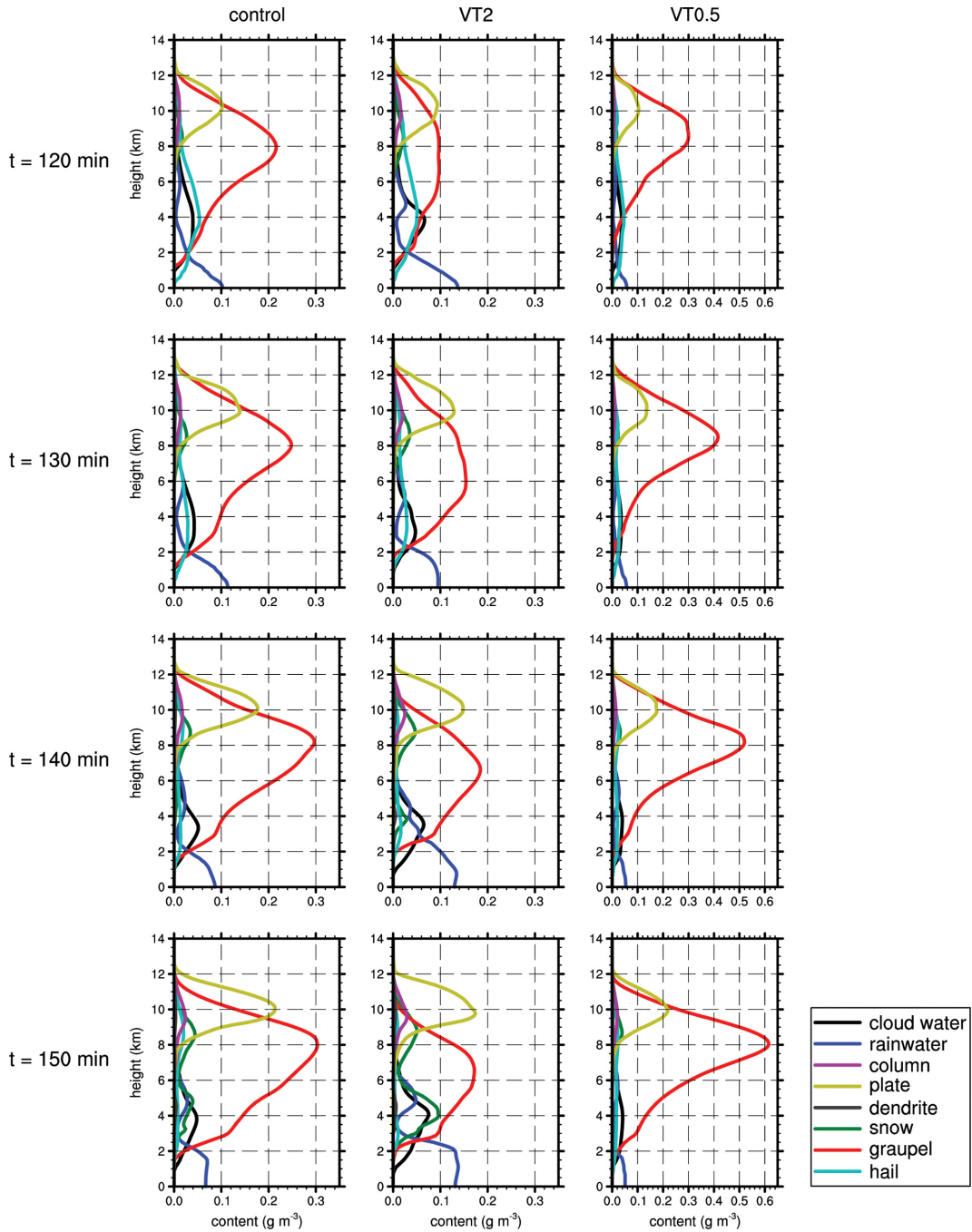


Fig. 3. Vertical distributions of horizontally averaged mass of each hydrometeor type at $t =$ (top to bottom) 120, 130, 140, and 150 min in the (left to right) control, VT2, and VT0.5 experiments.

이 $t = 120-140$ min까지 주로 중상층에 분포하다가 $t = 150$ min에 이르러 하층에 집중된다. VT0.5 실험에서는 모든 분석 시간대에서 싸락눈이 상층에 집중되어

있다. 싸락눈의 수평 분포 범위는 모든 경우에서 시간이 지날수록 증가하는데, VT2 실험에서는 상대적으로 싸락눈의 수평 분포 범위가 좁은 반면(~ 20 km),

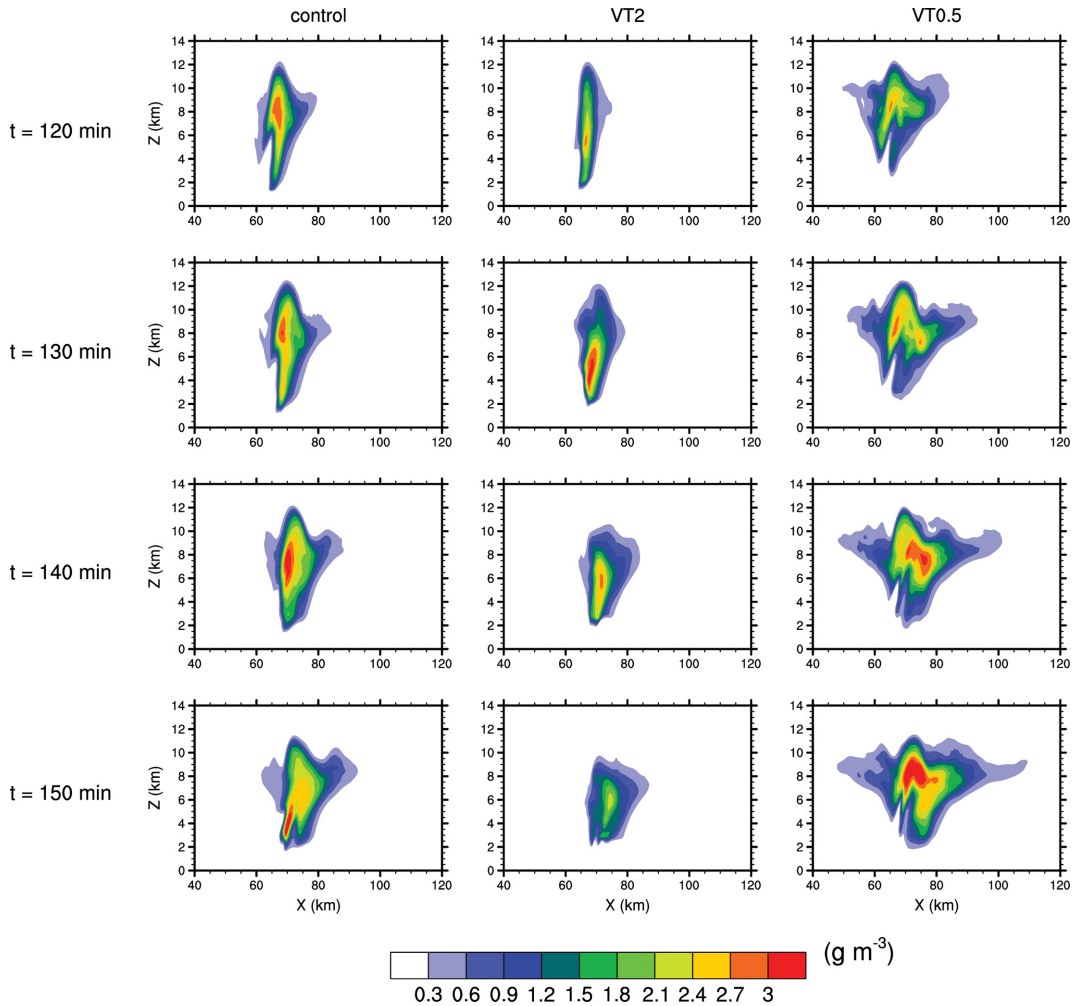


Fig. 4. As in Fig. 3 but for the spatial distributions of graupel mass.

VT0.5 실험에서는 싹라눈이 수평 방향으로 상대적으로 넓은 범위에 걸쳐 존재한다(~35 km).

Figure 4에 나타난 싹라눈의 공간 분포에서 싹라눈의 중단 속도가 클수록 상층($z \sim 8$ km)에서는 비교적 좁은 수평 범위에 분포하고 싹라눈의 질량이 주로 하층에 집중되는 반면, 싹라눈의 중단 속도가 작을수록 상층에서는 넓은 범위에 분포하는 대신 하층에는 싹라눈의 질량이 적다. 이러한 싹라눈의 중단 속도 변화에 따른 싹라눈의 공간 분포 변화를 파악하기 위해 $t = 130$ min일 때의 고도에 따른 싹라눈 크기 분포를 Fig. 5에 나타내었다. 싹라눈의 수농도 분포에서(Figs. 5a, c, e), $z = 6$ km 이하에서는 VT2 실험에서 싹라눈의 수농도가 가장 크고 고도가 낮아질수록 그 차이가 두드러진다. 이는 싹라눈의 중단 속도가 클수록 지표로 하강하는 싹라눈이 증가하여 하층으로 갈수록 싹라눈

의 수농도가 증가하기 때문이다. 싹라눈의 질량농도 분포를 살펴 보면(Figs. 5b, d, f), $z = 8$ km일 때에는 VT0.5 실험에서 싹라눈의 질량농도가 가장 높지만 $z = 4$ km일 때에는 VT2 실험에서의 싹라눈 질량농도가 VT0.5 실험에서의 싹라눈 질량농도보다 높아 Fig. 4에 나타난 싹라눈의 공간 분포 특성을 반영한다. $z = 4$ km일 때 싹라눈의 질량분포에서 극댓값이 나타나는 싹라눈의 반지름은 VT0.5 실험에서 가장 크고 VT2 실험에서 가장 작다. 즉 VT0.5 실험에서는 반지름이 대체로 1 mm 이상인 매우 큰 크기의 싹라눈만이 구름 내에 존재하는 상승 기류를 거슬러 지표로 향해 하강할 수 있고, 그보다 작은 크기의 싹라눈은 지표로 하강하기가 어려워 상층에 남아 발산 기류에 의해 넓은 수평 범위에 분포하게 된다. 반면에 VT2 실험에서는 반지름이 수백 μm 인 싹라눈도 상승 기류를 거스를

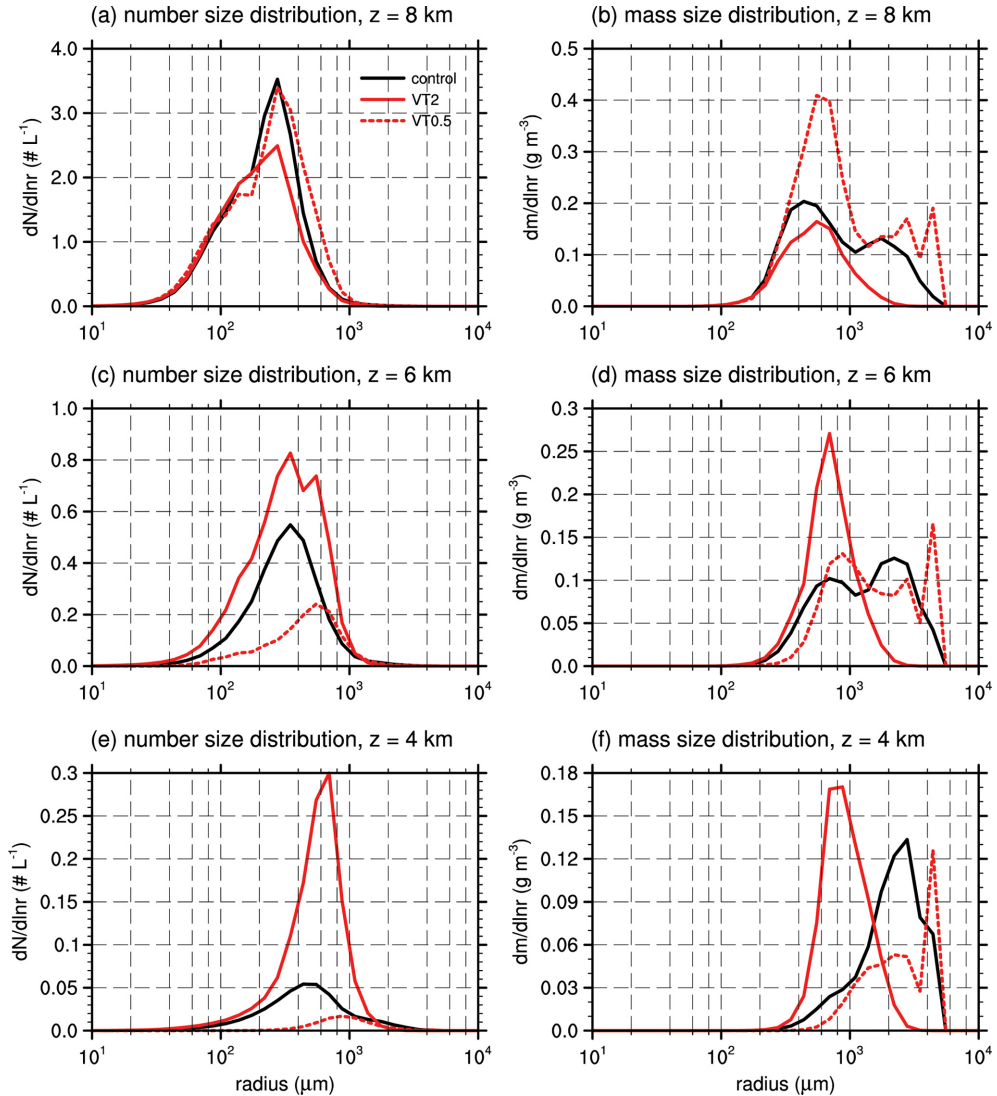


Fig. 5. Number size distributions of graupel particles at $t = 130$ min and at $z =$ (a) 8, (c) 6, and (e) 4 km. (b), (d), and (f) are the same as (a), (c), and (e) but for mass size distributions.

정도의 충분한 중단 속도를 가지고 지표를 향해 하강하게 되고 상층에서의 체류 시간은 짧아 상대적으로 좁은 수평 범위에 분포하게 됨을 알 수 있다.

짜락눈의 하강에 밀접하게 영향을 끼치는 상승 기류를 Fig. 6에 나타내었다. 모든 경우에서 최대 강도가 약 10 m s^{-1} 이상인 상승 기류가 나타난다. 상승 기류는 상층으로 올라갈수록 풍하층으로 기울어진 형태를 보이고, 구름 꼭대기 부근에서 상승 기류 양쪽으로 강한 하강 기류가 나타난다. VT2 실험에서 상승 기류가 대체로 가장 약한데, 특히 하층으로 갈수록 상승 기류의 강도가 약해져서 $x \sim 65\text{-}70$ km 부근에

서는 지표 부근에서 하강 기류가 형성된다. 규준 실험에서는 $t = 150$ min에 이르러 상승 기류의 강도가 다소 약해지고, VT0.5 실험에서는 분석 시간대에서 최대 상승 속도가 거의 변하지 않는다. VT2 실험에서의 상대적으로 약한 상승 기류는 우선 짜락눈의 중단 속도가 커질수록 대기 중하층에 존재하는 대기수상의 양이 증가하면서 이로 인한 부력의 감소에 의해 나타난 것이다(Houze, 1993; Khain and Sednev, 1996).

상승 기류는 잠열 방출 및 흡수의 변화에 의해서도 영향을 받는다. Figure 7에 $t = 120\text{-}140$ min 동안 평균된 몇몇 구름 미세물리 과정에 의한 잠열 방출 및 흡

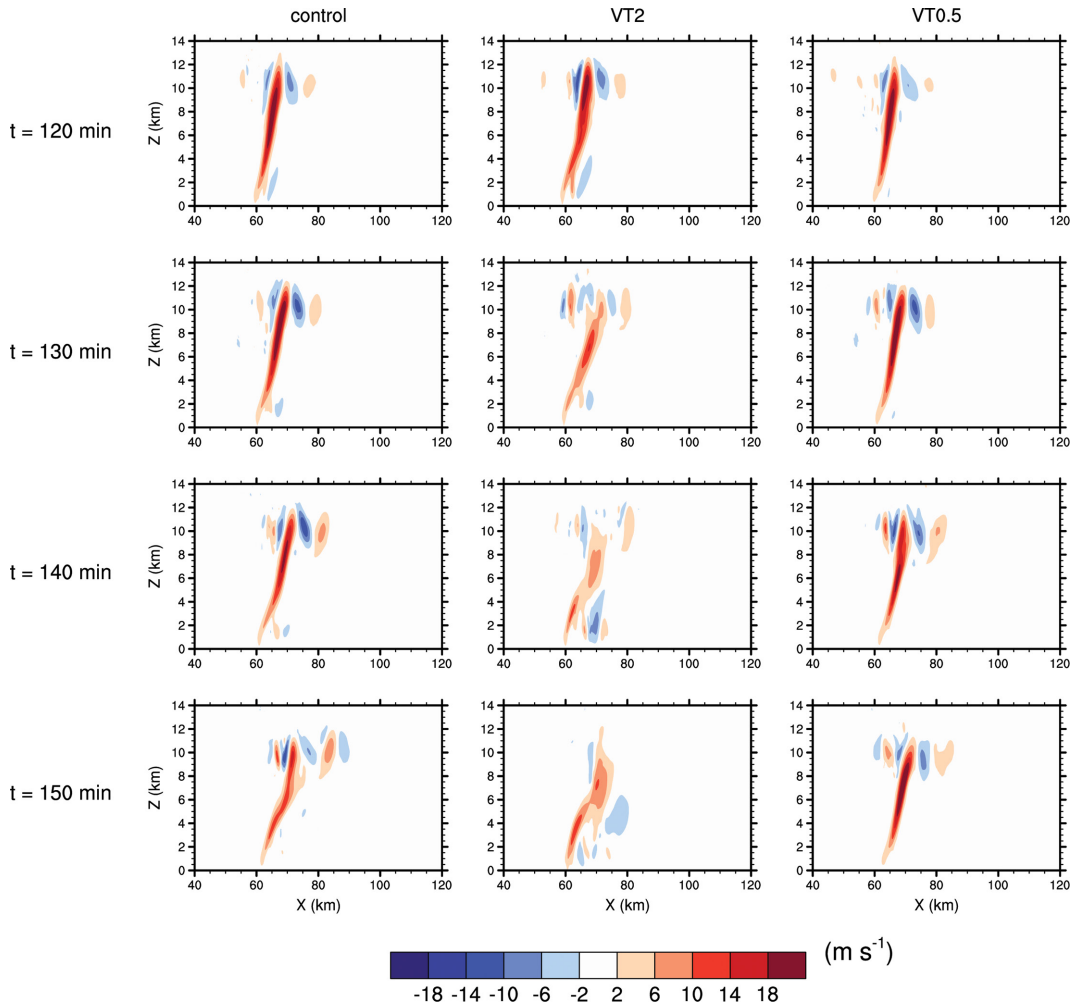


Fig. 6. As in Fig. 3 but for the vertical velocity.

수의 연직 분포를 나타내었다. VT2 실험에서 $z \sim 8$ km 부근에서의 싸락눈 질량농도가 감소함에 따라(Figs. 3-5) 결착 과정에 의한 잠열 방출이 감소한다. $z \sim 4-6$ km 부근에서는 싸락눈의 수농도가 증가함에 따라 얼음의 승화에 의한 잠열 흡수가 증가한다. $z \sim 3$ km 부근의 비교적 좁은 범위의 고도에서 얼음의 용융 과정이 집중적으로 일어나는데, VT2 실험에서 하층으로 하강한 싸락눈의 증가로 인해 용융 과정이 증가하고 이로 인해 대기 하층이 냉각되는 효과가 증가한다. 또한 용융 과정의 증가로 인해 하층 및 지표 부근에서의 빗방울 질량농도가 증가함에 따라 빗방울의 증발이 증가하는데 이 또한 대기 하층을 냉각시키는 작용을 한다. 결과적으로 VT2 실험에서는 상층에서 일어나는 결착 과정과 그로 인한 잠열 방출이 감소하는 반면, 중하층에서 일어나는 승화, 용융, 그리고 증발

과정과 그로 인한 잠열 흡수가 증가한다. 따라서 대기는 보다 안정하게 되고 이로 인해 상승 기류는 약해진다. 이러한 상승 기류의 약화는 싸락눈이 보다 작은 종단 속도로도 지표를 향해 하강할 수 있게 하고 따라서 양의 되먹임 효과를 갖는다.

각각의 경우에 대해 계산 영역에서 평균된 지표 강수율과 누적 지표 강수량의 시간 변화를 Fig. 8에 나타내었다. 모든 경우에서 지표 강수는 약 $t = 90$ min에 시작하여 큰 차이를 보이지 않는데, 이는 강수의 시작은 물방울 사이의 병합에 크게 영향을 받기 때문이다. 강수 시작으로부터 약 10분이 지나면 싸락눈의 종단 속도 변화에 의해 지표 강수율이 영향을 받을 수 있다. 지표 강수율의 시간 변화 양상은 싸락눈의 종단 속도에 큰 영향을 받는다. VT0.5 실험에서는 약 1 mm h^{-1} 의 다소 낮은 강수율이 $t \sim 200$ min까지 유

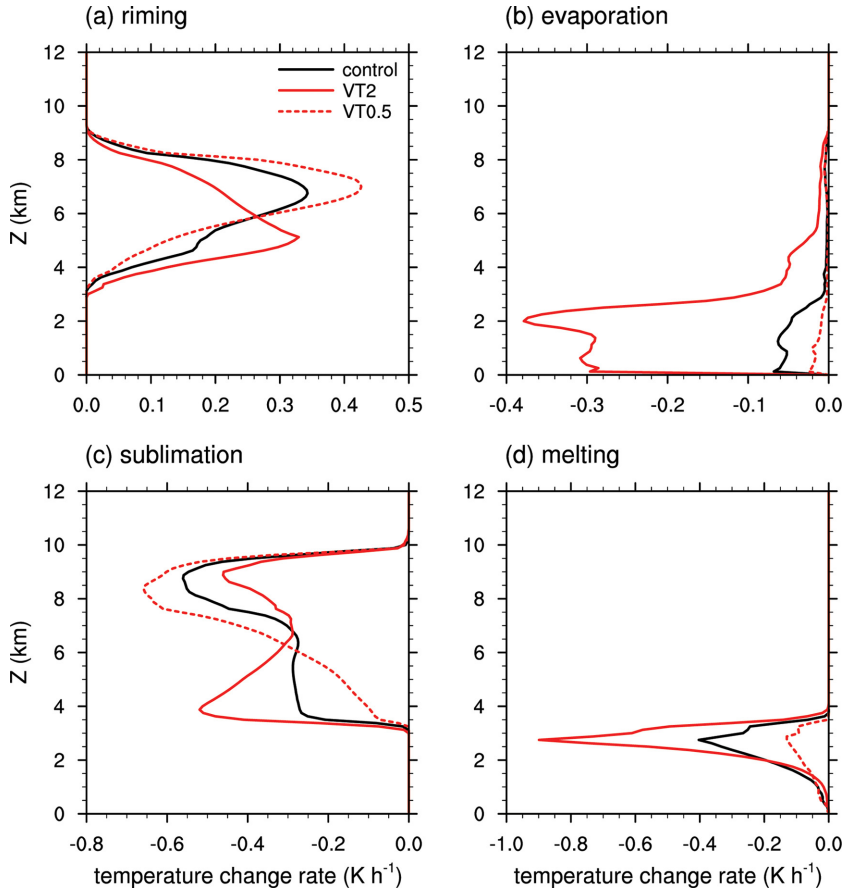


Fig. 7. Vertical profiles of horizontally averaged temperature change rate due to the latent heat from (a) riming, (b) evaporation, (c) sublimation, and (d) melting averaged for $t = 120-140$ min.

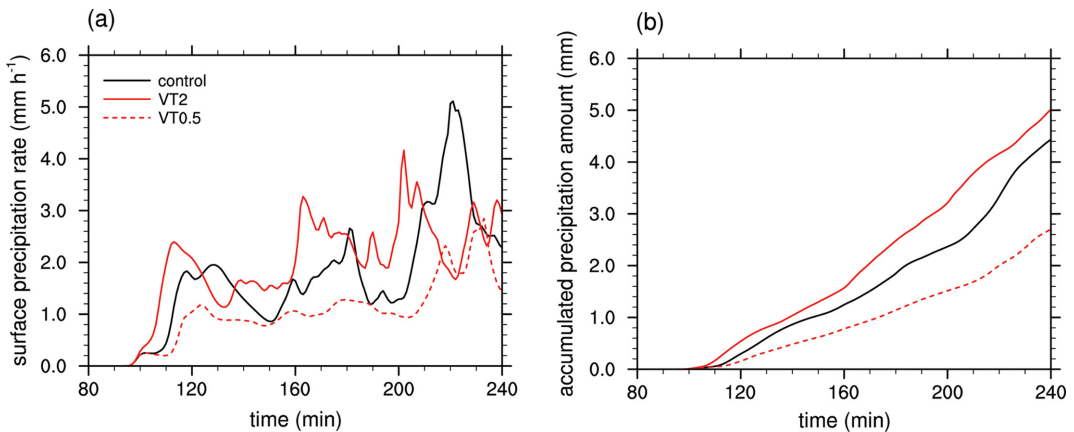


Fig. 8. Time series of (a) surface precipitation rate and (b) accumulated surface precipitation amount averaged over the domain.

지되는 반면, VT2 실험과 규준 실험에서는 지표 강수율이 약 40-60분의 주기로 강화와 약화를 반복하

고, 적분 시간 동안 그 주기가 점점 짧아지고 최대 강도가 점점 강해지는 경향을 보인다. 지표 강수율이 극

대를 보이는 순간부터 다음 극대를 보이는 순간까지를 주기로 설정하여 한 주기 동안의 강수량을 살펴보면, 첫 번째 주기에서 기준 실험에서는 54분 동안 1.39 mm, VT2 실험에서는 51분 동안 1.47 mm, 그리고 VT0.5 실험에서는 37분 동안 0.57 mm의 계산 영역 평균 누적 강수량을 나타내었다. 계산 시간 전체에서의 누적 지표 강수량 역시 VT2 실험, 기준 실험, VT0.5 실험 순으로 누적 지표 강수량이 많다. VT2 실험에서 싹락눈의 중단 속도가 다른 경우에 비해 커서 지표를 향해 하강하는 싹락눈이 증가하고 따라서 용융 과정에 의해 하층에서의 빗방울 양이 증가하여 지표 강수량이 증가한다. 4시간 동안 누적한 지표 강수량을 보면 VT2 실험에서의 누적 지표 강수량이 VT0.5 실험의 경우에 비해 약 2배 가깝게 많아 싹락눈 중단 속도에 따라 구름의 발달과 강수가 상당히 큰 영향을 받을 수 있다. 이는 싹락눈 중단 속도에 대해 보다 정교한 관측이 요구됨을 시사한다.

4. 요약 및 결론

구름을 수치적으로 모의하는 구름 모델링에는 다양한 종류의 불확실성이 존재한다. 이러한 불확실성이 구름의 발달과 강수의 수치 모의에 끼치는 영향을 파악하기 위해 이상적인 깊은 대류 구름을 모의하는 대기 조건 하에서 싹락눈의 중단 속도를 바꾸어가며 실험을 수행하였다. 싹락눈의 중단 속도는 기존의 연구 결과를 고려하여 기준 실험 값의 2배와 0.5배를 각각 사용하였다.

모든 실험에서 싹락눈이 구름을 구성하는 대기수상 중 가장 많은 질량 비율을 차지하여 싹락눈의 중단 속도 민감도를 조사하기 적절한 실험 설계임을 확인하였다. 싹락눈의 중단 속도가 클수록 상층에서는 상대적으로 적은 양의 싹락눈이 좁은 수평 범위에 분포하고 싹락눈 양이 하층에 집중되는 경향을 보인 반면에, 싹락눈의 중단 속도가 작을수록 대부분의 싹락눈이 상층에 집중되고 넓은 수평 범위에 걸쳐 분포하였다. 싹락눈의 질량농도 분포를 살펴 보면, 싹락눈의 중단 속도가 큰 실험에서는 구름 하부에 비교적 크기가 작은 싹락눈이 다수를 구성하는데 반해, 싹락눈의 중단 속도가 작은 실험에서는 크기가 매우 큰 싹락눈만이 하층으로 내려올 수 있어 하층에서의 싹락눈 크기 분포가 싹락눈의 중단 속도에 큰 영향을 받았다.

싹락눈의 중단 속도가 큰 실험에서는 구름 상층에서의 결착 과정 감소로 인한 잠열 방출 감소와 구름 중하층에서의 승화, 용융, 증발 과정 증가로 인한 잠열 흡수 증가로 인해 대기가 보다 안정화되었고 이에 따라 상승 기류가 약화되었다. 이러한 상승 기류의 약화는 다시 싹락눈이 보다 쉽게 지표를 향해 하강할

수 있도록 하여 양의 되먹임 작용을 할 수 있다.

싹락눈의 중단 속도가 클수록 하층의 싹락눈 질량이 증가함에 따라 지표 강수량이 증가하였다. 싹락눈의 중단 속도가 큰 실험에서와 기준 실험에서는 지표 강수가 수십 분의 주기로 강화와 약화를 반복하는 경향을 보인데 반해 싹락눈의 중단 속도가 작은 실험에서는 그와 같은 현상이 나타나지 않았다. 싹락눈의 중단 속도가 큰 실험과 작은 실험 간의 누적 지표 강수량의 차이는 약 2배에 달해 싹락눈의 중단 속도가 구름의 발달과 강수의 양상에 큰 영향을 끼쳤고 따라서 싹락눈 중단 속도에 대해 보다 정교한 관측이 요구됨을 알 수 있었다. 싹락눈 중단 속도의 관측 불확실성은 싹락눈이 하강할 때 입자가 기울어진 정도, 싹락눈 입자 모양의 다양함에 따른 단면 면적의 불확실성 등에 의해 영향을 받는다(Wang, 2002). 향후 정교한 관측 및 실험 연구를 통해 싹락눈의 중단 속도를 비롯한 구름 모형의 여러 매개변수를 보다 정확히 측정하고, 이러한 결과를 반영하여 수치 모형을 정교하게 하는 과정이 필요하다.

감사의 글

본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 두 분의 심사위원께 감사를 드립니다. 이 연구는 기상청 기상기술개발사업(KMIPA 2015-5190)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Bohm, H. P., 1989: A general equation for the terminal fall speed of solid hydrometeors. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2419-2427.
- Cohard, J.-M., and J.-P. Pinty, 2000: A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1815-1842.
- Garrett, T. J., and S. E. Yuter, 2014: Observed influence of riming, temperature, and turbulence on the fallspeed of solid precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6515-6522.
- Gilmore, M. S., J. M. Straka, and E. N. Rasmussen, 2004: Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2610-2627.
- Hallett, J., and S. C. Mossop, 1974: Production of secondary ice crystals during the riming process. *Nature*, **249**, 26-28.
- Heymsfield, A. J., and M. Kajikawa, 1987: An improved approach to calculating terminal velocities of plate-

- like crystals and graupel. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1088-1099.
- _____, and R. Wright, 2014: Graupel and hail terminal velocities: Does a “supercritical” Reynolds number apply? *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3392-3403.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129-151.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Kessler, E., 1969: *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation (Meteorological monographs)*. Amer. Meteor. Soc., 84 pp.
- Khain, A. P., and I. Sednev, 1996: Simulation of precipitation formation in the Eastern Mediterranean coastal zone using a spectral microphysics cloud ensemble model. *Atmos. Res.*, **43**, 77-110.
- _____, D. Rosenfeld, A. Pokrovsky, U. Blahak, and A. Ryzhkov, 2011: The role of CCN in precipitation and hail in a mid-latitude storm as seen in simulations using a spectral (bin) microphysics model in a 2D dynamic frame. *Atmos. Res.*, **99**, 129-146.
- Khvorostyanov, V. I., and J. A. Curry, 2002: Terminal velocities of droplets and crystals: Power laws with continuous parameters over the size spectrum. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1872-1884.
- Knight, N. C., and A. J. Heymsfield, 1983: Measurement and interpretation of hailstone density and terminal velocity. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1510-1516.
- Köhler, H., 1936: The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Trans. Far. Soc.*, **32**, 1152-1161.
- Lee, H., J.-J. Baik, and J.-Y. Han, 2014: Effects of turbulence on mixed-phase deep convective clouds under different basic-state winds and aerosol concentrations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 13506-13525.
- Lim, K.-S. S., and S.-Y. Hong, 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1587-1612.
- 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**, 1065-1086.
- Mitchell, D. L., and A. J. Heymsfield, 2005: Refinements in the treatment of ice particle terminal velocities, highlighting aggregates. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1637-1644.
- Morrison, H., J. A. Curry, and V. I. Khvorostyanov, 2005: A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1665-1677.
- Ogura, Y., and T. Takahashi, 1973: The development of warm rain in a cumulus model. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 262-277.
- Pinsky, M., A. Khain, D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 1998: Comparison of collision velocity differences of drops and graupel particles in a very turbulent cloud. *Atmos. Res.*, **49**, 99-113.
- _____, _____, and H. Krugliak, 2008: Collisions of cloud droplets in a turbulent flow. Part V: Application of detailed tables of turbulent collision rate enhancement to simulation of droplet spectra evolution. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 357-374.
- Soong, S.-T., 1974: Numerical simulation of warm rain development in an axisymmetric cloud model. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1262-1285.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095-5115.
- Twomey, S., 1959: The nuclei of natural cloud formation. Part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Pure Appl. Geophys.*, **43**, 243-249.
- Wang, P. K., 2002: *Ice Microdynamics*. Academic Press, 273 pp.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.