에어로솔의 대륙 층운형 구름 연직발달(Invigoration)에 미치는 영향 분석

김유준^{1),2)} · 한상옥¹⁾ · 이철규³⁾ · 이승수⁴⁾ · 김병곤^{2),*}

¹⁾국립기상연구소 예보연구과 재해기상연구센터, ²⁾강릉원주대학교 대기환경과학과,

³⁾국립기상연구소 응용기상연구과, ⁴⁾(미)국립해양대기청 지구시스템연구소

(접수: 2013년 6월 9일, 게재확정일: 2013년 7월 29일)

An Analysis of Aerosols Impacts on the Vertical Invigoration of Continental Stratiform Clouds

Yoo-Jun Kim^{1),2)}, Sang-Ok Han¹⁾, Chulkyu Lee³⁾, Seung-Soo Lee⁴⁾, and Byung-Gon Kim^{2),*}

¹⁾High Impact Weather Research Center, Forecast Research Division, National Institute of Meteorological Research, Korea Meteorological Administration, Gangneung, Korea

²⁾Department of Atmospheric Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, Gangneung, Korea

³⁾Applied Meteorological Research Division, National Institute of Meteorological Research, Korea Meteorological Administration, Seoul, Korea

⁴⁾Earth System Research Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, USA

(Received: 9 June 2013, Accepted: 29 July 2013)

Abstract This study examines the effect of aerosols on the vertical invigoration of continental stratiform clouds, using a dataset of Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Intensive Operational Period (IOP, March 2000) at the Southern Great Plains (SGP) site. To provide further support to our observation-based findings, the weather research and forecasting (WRF) sensitivity simulations with changing cloud condensation nuclei (CCN) concentrations have been carried out for the golden episode over SGP. First, cross correlation between observed aerosol scattering coefficient and cloud liquid water path (LWP) with a 160-minutes lag is the highest of $r = 0.83$ for the selected episode, which may be attributable to cloud vertical invigoration induced by an increase in aerosol loading. Modeled cloud fractions in a control run are well matched with the observation in the perspective of cloud morphology and lasting period. It is also found through a simple sensitivity with a change in CCN that aerosol invigoration (AIV) effect on stratiform cloud organization is attributable to a change in the cloud microphysics as well as dynamics such as the corresponding modification of cloud number concentrations, drop size, and latent heating rate, etc. This study suggests a possible cloud vertical invigoration even in the continental stratiform clouds due to aerosol enhancement in spite of a limited analysis based on a few observed continental cloud cases.

Key words : ARM, aerosol, invigoration, cloud condensation nuclei, latent heating

*Corresponding Author: Byung-Gon Kim, Department of Atmospheric Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University, Gangneung, Korea.
Phone : +82-33-640-2326, Fax : +82-33-640-2320
E-mail : bgk@gwnu.ac.kr

1. 서 론

대기 중에 자연적 또는 인위적으로 생성된 에어로솔은 구름을 변조시킴으로써 기상 및 기후에 수많은 영향을 미치고 있다(Ramanathan *et al.*, 2001; Feingold *et al.*, 2005). 에어로솔 중 일부는 구름응결핵(Cloud Condensation Nuclei, CCN) 역할을 하는데 다량의 에어로솔은 구름방울 크기를 감소시키고, 충돌·병합 과정을 억제함으로써 온난 구름(warm cloud)의 강수 형성 과정을 억제시키는 것으로 보고되고 있다(Warner and Twomey, 1967; Rosenfeld, 1999). 이 과정에서 강수는 지체되고 높은 고도까지 상승하게 되며, 수증기 빙결 과정에서 발생하는 추가 잠열은 구름의 연직발달을 활성화(invigoration) 시킬 수 있다(Stevens and Feingold, 2009; Koren *et al.*, 2010).

이러한 에어로솔의 구름 연직발달 효과(Aerosol InVigoration effect, AIV)는 강수뿐만 아니라 대기 순환 및 지역/전 지구 기후 변화에 잠재적으로 중요한 역할을 할 수 있다(Fan *et al.*, 2012; Koren *et al.*, 2012; Rosenfeld *et al.*, 2012; Teng *et al.*, 2012). 또한 AIV로 인한 상층 대기에서 부가적인 잠열 가열 효과는 광학적으로 얇은 구름에 미치는 에어로솔 복사 강제력의 냉각 효과를 일부 상쇄시킬 수 있기 때문에 최근 중요한 이슈로 부각되고 있으며 모델링 및 관측 연구 등이 활발히 진행중에 있다(Fan *et al.*, 2012).

Khain *et al.*(2008)과 Fan *et al.*(2009)는 약한 윈드시어(shear)와 상대적으로 습윤한 조건에서 AIV 효과가 대류성 구름을 강화하는 것을 모델 모의를 통해 밝힌 바 있으며, Lee and Feingold(2010)는 Goddard Cumulus Ensemble(GCE) 모델을 이용하여 열대 서태평양 혼합상(mixed-phase) 구름 시스템에서 에어로솔의 10배 증가로 인해 대류성 강수가 약하게 증가하는(9%) 경향을 모의하였다. 또한 최근 Lee *et al.*(2012)은 Weather Research and Forecasting(WRF) Large-Eddy Simulation(LES) 모의를 통해 에어로솔 효과가 구름층 내의 추가적인 잠열 방출로 인해 불안정을 강화시킬 수 있으며, 주변 환경과 구름 사이의 상호관계에 미치는 여러 가지 에어로솔 효과에 관한 모델 연구를 수행하였다.

한편, 관측 연구결과들을 살펴보면, Koren *et al.*(2010)이 열대 대서양 지역에서 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS) 위성 자료를 이용하여 에어로솔 광학두께(Aerosol Optical Depth, AOD)가 운량(Cloud Fraction, CF) 또는 운정기압(Cloud Top Pressure, CTP)과 강한 양의 연관성이 나타남을 확인한 바 있으며, 스모크(smoke) 에어로솔이 아마존 지역에서 강한 뇌우를 야기시킨다는 연구 결과도 있다

(Andreae *et al.*, 2004). 또한 Li *et al.*(2011)은 미국 Atmospheric Radiation Measurement(ARM) 프로그램의 최근 10년간 지상관측 자료를 활용하여 윈드시어가 약하고 운저가 따뜻한 여름철이 다른 계절에 비해 AIV 효과가 뚜렷함을 제시하였다.

하지만 지금까지의 AIV 효과는 장기간의 자료를 이용한 통계적인 측면의 관측연구이거나 중규모 구름모델링 차원의 분석이 이루어지고 있으며, 실제 구름연직발달 규모에서의 에어로솔-구름 발달 현상학적 관측 분석은 없는 실정이다. 또한 아직 어떠한 기후 모델링 연구에 있어서도 AIV 효과가 고려되지 않고 있다. 본 연구는 General Circulation Model(GCM) 개선을 위한 노력의 일환으로 ARM의 대표관측소인 Southern Great Plains(SGP) 지점에서 집중관측이 가능했던 Intensive Operational Period(IOP) 중 이상적인 사례를 선정하여 에어로솔이 구름 연직발달에 미치는 영향을 주로 미세물리 규모 관점에서 분석하였고, 더불어 WRF 모델을 이용하여 CCN 변화에 따른 민감도 실험을 수행하였다.

2. 연구 방법

본 연구에서는 AIV 효과 분석을 위하여 미국 ARM 프로그램의 집중 관측 지점인 SGP(36.6°N, 97.5°W) 측정소의 2000년 3월 집중관측기간(IOP) 자료를 이용하였다. Active Remotely Sensed Cloud Location (ARSCL)의 반사도(reflectivity), 운저와 운정 고도 등의 자료를 통해 구름의 경계(cloud boundary)를 추정하였으며, 연직으로 누적된 구름수함량(Liquid Water Path, LWP)은 Microwave Radiometer(MWR), 에어로솔 농도를 대변할 수 있는 에어로솔 산란계수(σ_{sp})는 Aerosol Observation System(AOS)의 자료를 이용하였다. 또한 이론적인 에어로솔의 구름 활성화 효과(AIV)를 분석하기 용이한(운저 고도 1 km 내외, 운정 고도 2~3 km) 혼합상(mixed-phase) 구름을 선정하였고, 지상 에어로솔의 효과를 분석하기 위하여 단일층 구름만을 대상으로 하였다. 또한 에어로솔과 구름의 시간차를 고려한 정량적인 상관성 분석을 위해 선행 연구들(Anderson *et al.*, 2003; McComiskey and Feingold, 2012)에서 많이 활용하였던 식 (1)의 상호상관관계(cross-correlation) 분석을 수행하였다.

$$r_{x,y}(k) = \frac{\sum_i [(x_i - m_x)(y_i - m_y)]}{s_x s_y} \quad (1)$$

여기서, x , y 는 서로 다른 변수, s 는 표준 편차, m 은 평균을 나타낸다. 이러한 통계적인 방법은 2개 이상의 서로 다른 자료 사이에서 주기성 또는 연관성을

Fig. 1. Model domains with the horizontal grid size of 27-km (D1), 9-km (D2), and 3-km (D3), respectively.

확인하는데 유용하게 사용된다.

한편 에어로솔의 증감에 따라 AIV 효과를 살펴보고자 IOP 기간 중 2000년 3월 21일 사례를 선정하여 WRF 수치모의를 수행하였다. 모델 영역은 Fig. 1과 같고, 각 도메인의 수평 격자는 각각 27 km(D1), 9 km (D2), 3 km(D3) 등지격자 방법을 이용하였다. 모델 초기장과 배경장은 북미 지역에 적합한 National Centers for Environmental Prediction(NCEP) North American Regional Reanalysis(NARR) 자료(32 km 해상도, 3시간 간격)를 사용하였으며, 구름미세물리 과정은 WDM6 (WRF Double-Moment 6) Scheme(Lim and Hong, 2010)의 벌크 (Bulk) 방법을 적용하였다. 본 연구에 사용한 구체적인 모델 설정은 Table 1에 제시하였다. 또한 CCN 농도에 따른 민감도 실험을 위해 D3에서 Li *et al.*(2011)의 방법과 유사하게 CCN 농도를 각각 100 cm^{-3} (CTL; 규준실험), 280 cm^{-3} (2N), 840 cm^{-3} (8N), 1680 cm^{-3} (16N)으로 변화시키며 그 차이를 비교 분석하였다. 여기서 CCN 농도는 Song and Yum(2012)의

Large-Eddy Simulation(LES) 모델링 연구에 활용된 CCN 농도 수준을 이용하였다.

기본적인 구름미세물리 변수 중 구름방울 유효반경 (R_e)은 수치 모델 복사 스킴에 적합한 구름층 내의 모수화 식(Martin *et al.*, 2004)을 이용하여 다음과 같이 계산하였다.

$$R_e = \left(\frac{3q_c}{4\pi\rho_w k N_c} \right)^{1/3} \quad (2)$$

여기서, q_c 는 구름혼합비, ρ_w 는 물의 밀도, N_c 는 구름방울 개수농도, k 는 지역 특성에 따른 경험상수이다. 본 연구에서 q_c 와 N_c 는 각각 구름층내의 구름혼합비, 구름방울 개수농도를 평균하여 계산하였고 k 는 미국의 대륙성 기단 특성을 고려한 경험상수(0.67 ± 0.07)를 적용하였다.

에어로솔의 연직 활성화 효과를 살펴보기 위해서는 구름미세물리 과정뿐만 아니라 역학적인 관점에서 분석이 요구되어지므로, 잠재 가열률(latent heating rate), 연직 속도 등을 추가 분석하였다. 특히 에어로솔 부하량 증가로 인한 AIV 효과는 높은 고도에서 잠재 가열률의 증가와 관련 있는 것으로 보고되고 있다 (Lebo *et al.*, 2012). 따라서 본 연구에서는 에어로솔 효과로 추가적으로 더해진 응결된 물의 양(q_c)과 응결 잠열(L_v)을 이용하여 아래의 식 (3)과 같이 잠열(L ; latent heat)을 계산하였으며, 이것을 시간에 따른 온도변화의 에너지 형태로 잠재 가열률을 나타낼 수 있다(식 (4)). 여기서, L_v 는 $2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, c_p 는 정압비열로 $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 의 값을 사용하였다.

$$L = L_v \times q_c \quad (3)$$

$$c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial L}{\partial t} \quad (4)$$

Table 1. Summary of the WRF model setup used in this study.

Model	WRF Version 3.4		
Domain	D1	D2	D3
Horizontal grid size (km)	27	9	3
Dimension	$49 \times 49 \times 30$	$49 \times 49 \times 30$	$49 \times 49 \times 30$
Feedback	One-way nesting		
Initial & Boundary condition	NCEP/NARR (3-hourly, 32 km resolution)		
Microphysics	WDM6 scheme (Lim and Hong, 2010)		
Planetary Boundary Layer	YSU scheme (Hong <i>et al.</i> , 2006)		
Cumulus Parameterization	Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1993)		Not used
Land-Surface Model	Noah LSM (Chen and Dudhia, 2001)		
Short-wave radiation scheme	RRTMG (Iacono <i>et al.</i> , 2008)		
Integration period	1800 UTC, 20 March 2000~0000 UTC, 22 March 2000		

3. 결과 및 고찰

3.1 관측 사례 분석

본 연구에서는 SGP 관측소의 2000년 3월 집중관측 기간(IOP) 중 3월 21일 사례를 AIV 효과를 제시하기에 가장 적합한 관측사례로 선정하고 Fig. 2와 같이 시계열 분석을 수행하였다. 에어로솔 산란계수(σ_{sp})가 계속 증가하다가 0930 UTC(Universal Time Coordinated, 지역시간으로 오전 3시 30분)에 최대값(48 Mm^{-1})을 보인 이후 다시 20 Mm^{-1} 내외의 수준으로 값이 낮아지는 것을 볼 수 있다(Fig. 2e). σ_{sp} 의 최대값 이후 약 2~3시간의 지체 시간(lag time)을 두고 LWP가 최대값을 보이며 구름이 발달하는 것을 확인할 수 있다(Fig. 2c, e). 강수는 없었으며 주변 기상상태의 변화가 없는 조건(평균 풍속 6.3 m s^{-1} , 동풍계열; Fig. 2d)에서 운저 고도 1.1 km, 운정 고도 3 km의 구름이 발달하였고 평균 LWP는 400 g m^{-2} 이었다(Fig. 2a~c). 집중관측기간(IOP) 중 또 다른 관측 사례인 3월 14일의 경우에서도 에어로솔 증가 후 4~5시간의 지체 현상이 있는 후 구름이 발달하는 경향을 확인할 수 있었다.

에어로솔 증가에 따른 대류성 구름의 AIV 효과를 살펴보기 위해서는 미세한 시간 규모에서 에어로솔과 구름 특성 변화를 파악하는 것이 필요하다. 본 연구

Fig. 2. Time series of (a) radar reflectivity, (b) the boundaries of cloud base (C_b) and cloud top (C_t), (c) LWP, (d) wind speed and direction, and (e) aerosol light scattering coefficient (σ_{sp}) on 21 March 2000.

Fig. 3. Lagged cross-correlation between σ_{sp} and LWP on 21 March 2000. The analysis period is from 0800 UTC to 1400 UTC of March 21.

에서는 에어로솔과 구름의 정량적인 연관성 비교를 위해 앞서 2절에서 제시한 방법을 통해 상호상관성(cross-correlation)을 분석하였다. 본 연구에 사용한 두 가지 변수는 에어로솔 산란계수(σ_{sp})와 구름수함량(LWP)이며, σ_{sp} 는 에어로솔 부하량을 대변할 수 있고 LWP는 단일적인 조건에서 구름 두께의 제곱에 비례하므로(Albrecht *et al.*, 1990), 구름의 거시적 특성을 대변할 수 있을 것으로 생각된다.

분석 결과, 3월 21일 사례의 에어로솔 산란계수와 구름수함량의 상호상관계수가 가장 높을 때의 지체 시간은 160분(2시간 40분)이었으며, 상호상관계수(r)는 0.83이었다(Fig. 3). 즉 에어로솔이 증가하기 시작한 후 약 160분이 지난 후 구름수함량과 유의한 수준의 높은 상관성($r > 0.8$)을 보였다. 3월 14일 사례의 경우도 동일한 방법을 적용하여 분석한 결과 270분(4시간 30분)에 가장 높은 상관계수($r = 0.8$)를 나타냈다. 이처럼 에어로솔이 증가한 후 시간이 경과한 다음 구름두께가 증가하는 경향을 관측을 통해 확인할 수 있었다.

3.2 에어로솔 민감도 실험

앞절에서 상호상관관계 분석을 통해 에어로솔 증가 이후 구름이 연직으로 발달하는 경향을 확인하였다. 에어로솔 농도에 따른 구름 연직발달 효과를 정량적으로 분석하기 위하여 2절에 제시한 초기 CCN 농도를 각각 2배, 8배, 16배로 변화시키며 민감도 실험을 수행하였다.

Figure 4a는 모델 영역 D3의 SGP 관측소 지점 격자에서 운량의 규준실험(CTL) 결과를 고도에 따른 시간 변화로 나타낸 것이다. 앞서 관측한 구름(Fig. 2a)에 비해 약 3시간 정도 늦게 모의를 하였으나, 구름 형태(morphology)나 지속 시간(약 8시간)은 비교적 잘

Fig. 4. Modeled cloud fraction (CF) under initial cloud condensation nuclei (CCN) concentrations of (a) 100 cm^{-3} (CTL), (b) 280 cm^{-3} (2N), (c) 840 cm^{-3} (8N), and (d) 1680 cm^{-3} (16N). All outputs were extracted at 5-min interval.

모의하는 것을 알 수 있다. Single Column Model(SCM)이나 Cloud Resolving Model(CRM)과 같은 고해상도 구름모델이 아닌 등지 격자(nesting) 방법의 중규모 수치모델의 실험임을 감안한다면 모델의 재현성이 우수한 것으로 판단된다. 다음으로 초기 CCN 농도를 표준 실험에 비해 2배 증가(2N)시켰을 경우(Fig. 4b), 1630 UTC에 구름이 뚜렷하게 발달하고 있으며 표준실험의 1800~2100 UTC에 발달하지 않고 2 km 이하의 하층에 머물던 구름이 상층으로 점차 발달하는 경향을 알 수 있다. CCN 농도를 8배로 증가시켰을 경우, 2N 실험보다 더욱 뚜렷한 구름 형태를 보이며 모의 시간 내내 1.5~3 km의 구름이 지속적으로 유지됨을 확인할 수 있다(Fig. 4c). 16배의 민감도 실험(16N)에서는 8배(8N)와는 별다른 차이 없이 유사한 결과를 나타냈다(Fig. 4d). 즉 에어로솔 농도 증가에 따른 구름의 발달 경향은 서로 뚜렷한 연관성을 가지지만, 적정 수준 이상(8N)에서는 큰 변화가 없는 임계 범위(optimal range)가 존재할 가능성 역시 나타났다.

CCN 농도의 민감도 실험과 표준 실험(CTL)의 뚜렷한 차이를 확인하고자 Fig. 5와 같이 운량의 차이

(difference)를 제시하였다. 또한 구름 발달 시간대를 구분하고자 1차 모의시간(1500~1800 UTC)과 2차 모의시간(1800~2400 UTC)으로 나누어 살펴보았다. 1차 기간의 경우, 3개의 민감도 실험 모두 미미한 차이를 보이며 표준 실험과 유사한 결과를 보였다. 반면 2차 기간에서는 CCN 농도의 변화에 따른 민감도가 상층과 하층의 뚜렷한 대조를 보여주고 있었다. 앞서 Fig. 4에서도 언급 하였던 CCN 농도를 2배(2N), 8배(8N) 증가했을 경우 1.5 km 상층으로 더욱 발달하는 경향을 보였으나 16배(16N)의 민감도 실험에서는 8배(8N)와 비교하여 뚜렷한 차이를 보이지 않았다. 반면 1.5 km 이하의 하층에서는 모든 민감도 실험에서 운량이 감소하는 경향이 나타났다.

3.3 구름미세물리 특성

민감도 실험을 통해 에어로솔 수농도 증가가 상대적으로 높은 고도에서 구름이 연직적으로 활성화됨을 확인하였지만 AIV 효과를 뒷받침할 수 있는 구름 미세물리 특성(구름방울 개수농도, 구름방울 크기 등)의 이해가 추가적으로 필요하기 때문에 에어로솔 농도

Fig. 5. As in Fig. 4, but for the (a) control run and difference field of (b) 2N-CTL, (c) 8N-CTL, and (d) 16N-CTL.

Fig. 6. As in Fig. 4, but for the cloud droplet number concentrations (N_c).

차이에 따른 구름미세물리 특성 변화를 분석하였다.

일반적으로 에어로솔 중 일부는 구름의 응결핵 역할을 하며 에어로솔 농도의 증가는 미세한 크기의 구름방울 개수농도를 증가시키는 경향이 있다. Figure 6은 구름응결핵(CCN) 농도를 변화시켰을 때 구름방울 개수농도(N_c)의 고도에 따른 시간변화를 나타낸 것이다. 예상했던 대로 기준실험(Fig. 6a)에 비해 CCN이 증가(2N, 8N, 16N)함에 따라 평균 N_c 가 각각 1 cm^3 당 7개, 42개, 96개의 값을 나타내며 지수함수적으로 증가함을 확인하였다(Figs. 6b~d).

다음은 모의 기간 동안 구름층 내의 평균 구름혼합비와 구름방울 개수농도(N_c)를 계산한 후 식 (2)를 적

용하여 모의시간에 따른 구름방울 유효반경(R_e)을 제시하였다(Fig. 7a). 2000 UTC경 기준실험(CTL)이 2N 실험보다 작은 R_e 를 나타내는 등 일부를 제외하고 CCN 증가(2N, 8N, 16N)에 따라 기준 실험 대비 평균 R_e 가 각각 0.8배, 0.5배, 0.4배 감소하였다. 특히 CCN 농도를 8배(8N) 증가시켰을 경우, 전반적으로 구름방울크기가 50% 정도 감소하는 경향을 잘 보여주고 있다. 한편 구름 두께와 밀접한 관련이 있는 구름수함량(LWP)은 각 민감도 실험에서 모의된 구름혼합비를 연직으로 적분하여 계산하였다. 분석 결과 관측된 평균 LWP(400 g m^{-2})와 비교해서는 기준실험(160 g m^{-2})이 과소 모의하는 경향이 있지만, CCN 증가(2N, 8N, 16N)에 따라 기준실험에 비해 LWP가 각각 2.5배, 4.6배, 4.9배 증가하였다(Fig. 7b). 그러나 8N과 16N의 차이는 2% 내외로 작았다. 즉 CCN 농도 증가에 따라 작은 크기의 구름방울 개수농도가 증가하고 이와 함께 구름수함량도 증가하는 경향을 잘 보여주고 있다.

3.4 구름 역학적 특성

앞 절에서 에어로솔 민감도 실험을 통해 에어로솔 농도에 따른 구름미세물리 특성 차이를 확인하였지만 최근 Kim *et al.*(2012) 논문에서 제시한 것처럼 에어로솔-구름 상호작용은 대기 안정도, 단열도 등의 구름 주변 환경의 영향을 배제할 수 없기 때문에 구름역학적 변수와 관련한 연직속도(w)와 잠재 가열률(latent heating rate) 등을 추가 분석하였다.

연직속도(w)는 1000 hPa 고도면에서의 기압연직속도(ω)와 이상기체 상태방정식을 이용하여 계산하였으며($w = (-\omega/p_g) \times 100$), 민감도 실험에 따라 구름이 가장 발달했던 2차 기간에 대해 모의 평균하였다. 기준

Fig. 7. Time series of (a) cloud effective radius (R_e) and (b) cloud liquid water path (LWP) of each sensitivity test (CTL, 2N, 8N, and 16N) during the simulation period.

Fig. 8. Simulated latent heating rates for the (a) 1st period (1500~1800 UTC, 3/21), (b) 2nd period (1800~2400 UTC, 3/21), and (c) difference (2nd period minus 1st period) field. Results are shown for the aerosol sensitivity tests of CTL (solid), 2N (dotted), 8N (dashed), and 16N (dash-dotted).

실험에서 연직속도가 가장 작았으며(0.21 m s^{-1}), 8N과 16N 실험의 경우 기준 실험에 비해 30% 정도 더 큰 값(0.3 m s^{-1})을 보이는 등 고농도 실험에서 연직속도가 증가하는 것을 모의하였다. 또한 앞서 2절에 언급한 방법을 이용하여 에어로솔 민감도 실험에 따른 연직 고도별 잠재 가열률을 Fig. 8에 제시하였다. 연직적인 구름 발달 정도에 따른 잠재 가열률의 상대적인 변화 양상을 살펴보기 위하여 모의기간을 2개 기간으로 구분하였다.

1차 기간의 경우 모든 민감도 실험에서 2 km 근처에 최대 가열률을 보였으며, 기준실험에 비해 다른 민감도 실험(2N, 8N, 16N)이 대략 0.34 K hr^{-1} (고도 평균)의 높은 값을 보이며 유사한 경향을 나타냈다(Fig. 8a). 반면 2차 기간은 1차 기간에 비해 높은 고도(약 2.5 km)에서 최대 가열률을 보이는 특징을 나타냈으며, CCN 농도가 증가할수록 가열률이 급격히 증가함을 확인할 수 있었다(Fig. 8b). 또한 Fig. 8c는 2차 기간에서 1차 기간의 잠재 가열률 차이를 확연히 보여준 것인데, 기준실험과 2N 실험의 경우 약 2 km 고도 이하에서 음의 값을 나타내며 1차 기간에 비해 낮은 가열률을 모의하였지만 8N과 16N 실험은 2 km 이상의 상층에서 최대 2 K hr^{-1} 까지 응결 잠열이 증가함을 보였으며, 특히 2차 기간에 잠재 가열률이 현저하게 증가하는 것은 AIV 효과의 가능성을 보여주는 결과이다. 즉 이와 같은 결과는 에어로솔 증가에 따라 구름방울크기가 감소하고 구름발달이 지체되면서 1차 기간에 비해 2차 기간 상층에 추가적인 구름응결로 잠재 가열률이 증가하는 경향을 잘 모의하였던 것으로 판단된다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 2000년 3월 집중관측기간(IOP) ARM 관측 자료를 활용하여 비강수형 대류 층운형 구름에 대해 에어로솔이 구름 연직 발달에 미치는 영향을 확인하고, WRF 수치 모델을 이용한 간단한 CCN 민감도 실험을 통해 구름미세물리 및 구름역학 특성 관점에서 AIV 효과를 분석하였다. 2000년 3월 21일 관측 사례에 대해 에어로솔과 LWP와의 상호상관관계 분석 결과, 에어로솔이 최대로 증가한 이후 약 2시간 40분의 시간 경과가 있는 후 LWP가 최대값을 보이는 경향을 확인하였다. 이 사례에 대해 CCN 민감도 실험을 수행한 결과, 우선 기준실험에서 모의한 구름이 관측 구름의 형태나 지속시간을 잘 모의하였고, 에어로솔 농도 변화에 따른 구름연직 발달효과 차이를 확인할 수 있었다.

예상했던 대로 에어로솔 수농도(CCN)를 증가시켰을 경우 구름방울개수농도는 증가, 구름방울 유효반

경은 감소하는 등의 구름 미세물리 특성 변화를 확인할 수 있었고, 기준실험에 비해 고농도의 CCN 실험에서 LWP가 뚜렷하게 증가하는 경향을 모의하였다. 다음으로 구름 역학 특성을 대변할 수 있는 연직속도, 잠재 가열률의 분석 결과, 고농도 에어로솔 실험에서 연직속도가 강하게 나타났으며 모의실험 후반부 상층에 높은 잠재 가열률을 모의하였는데, 이는 에어로솔 증가에 따라 하층에서 구름방울크기가 감소하고 구름발달이 지체되면서 상층의 추가적인 잠열이 발생하기 때문에 구름의 연직발달을 활성화시켰을 것으로 판단된다.

본 연구는 장기간의 관측결과를 활용한 기후학적인 측면이나 중규모 구름모델링 차원에서 AIV 효과를 분석한 기존의 연구들(Li *et al.*, 2011; Fan *et al.*, 2012)과 달리 분석 대상을 대류성 층운형 구름으로 제한하였고, 선정된 사례를 중심으로 실제 구름발달규모 차원에서 에어로솔 변동에 의한 구름의 미시적·거시적 특성 분석과 관측결과를 기반으로 한 민감도 실험을 통해 에어로솔에 의한 구름연직발달 가능성을 분석하였다는 점에서 의의가 크다. 하지만 AIV 효과의 보다 의미 있는 해석을 위해서는 선정된 사례들과 같은 에어로솔에 의한 구름연직발달 증거들의 추가 확보가 필요하다. 또한 향후 국내에서도 구름 및 강수에 미치는 에어로솔의 다양한 영향을 이해하기 위해서는 구름, 에어로솔, 강수, 복사 등에 대한 장기간 고해상도의 통합관측이 이루어져야 할 것이다.

감사의 글

본 연구는 국립기상연구소 주요사업 ‘재해기상연구센터 설립·운영(사업관리번호: NIMR-2012-B-7)’의 일환으로 수행되었으며, 일부 ‘인공증설 수치모델링 기술개발연구’와 기상청 기상기술개발사업(CATER 2012-6050)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Albrecht, B. A., W. F. Christopher, W. T. Dennis, and B. W. Allen, 1990: Surface-based remote sensing of the observed and the adiabatic liquid water content of stratocumulus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 89-92.
- Anderson, T. L., R. J. Charlson, D. M. Winker, J. A. Ogren, and K. Holmen, 2003: Mesoscale variations of tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 119-136.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva-Dias, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1737-1742.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land

- surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Fan, J., D. Rosenfeld, Y. Ding, L. R. Leung, and Z. Li, 2012: Potential aerosol indirect effects on atmospheric circulation and radiative forcing through deep convection. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09806.
- _____, T. Yuan, J. M. Comstock, S. Ghan, A. Khain, L. R. Leung, Z. Li, V. J. Martins, and M. Ovchinnikov, 2009: Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *J. Geophys. Res.*, **114**, D22206.
- Feingold, G., H. Jiang, and J. Y. Harrington, 2005: On smoke suppression of clouds in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02804.
- Hong, S.-Y., Y. Noah, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.
- Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins, 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103, doi:10.1029/2008JD009944.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *Meteor. Monogr.*, **24**, 165-170.
- Khain, A. P., N. BenMoshe, and A. Pokrovsky, 2008: Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1721.
- Kim, Y.-J., B.-G. Kim, M. Miller, Q. Min, and C.-K. Song, 2012: Enhanced aerosol-cloud relationships in more stable and adiabatic clouds. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **48**, 283-293.
- Koren, I., G. Feingold, and L. A. Remer, 2010: The invigoration of deep convective clouds over the Atlantic: aerosol effect, meteorology or retrieval artifact?. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 8855-8872.
- _____, O. Altaratz, L. A. Remer, G. Feingold, J. V. Martins, and R. H. Heiblum, 2012: Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes. *Nature Geosci.*, **5**, 118-122.
- Lebo, Z. J., H. Morrison, and J. H. Seinfeld, 2012: Are simulated aerosol-induced effects on deep convective clouds strongly dependent on saturation adjustment?. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 9941-9964.
- Lee, S. S., and G. Feingold, 2010: Precipitating cloud-system response to aerosol perturbations. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L23806.
- _____, G. Feingold, and P. Chuang, 2012: Effects of aerosol on cloud-environment interactions in trade cumulus. *J. Atmos. Sci.*, doi:10.1175/JAS-D-12-026.1.
- Li, Z., F. Niu, J. Fan, Y. Liu, D. Rosenfeld, and Y. Ding, 2011: Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. *Nature Geosci.*, doi:10.1038/NGEO1313.
- 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.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823-1842.
- McComiskey, A., and G. Feingold, 2012: The scale problem in quantifying aerosol indirect effects. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 1031-1049.
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, and D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2123.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3105-3108.
- _____, W. L. Woodley, A. Khain, W. R. Cotton, G. Carraro, I. Ginis, and J. H. Golden, 2012: Aerosol effects on microstructure and intensity of tropical cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 987-1001.
- Song, K. Y., and S. S. Yum, 2012: Anthropogenic radiative forcing of marine stratocumulus clouds under different thermodynamic conditions - An LES model study. *Atmos. Res.*, **118**, 370-389.
- Stevens, B., and G. Feingold, 2009: Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, **461**, 607-613.
- Teng, H., W. M. Washington, G. Branstator, G. A. Meehl, and J. F. Lamarque, 2012: Potential impacts of Asian carbon aerosols on future US warming. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L11703.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.
- Warner, J., and S. Twomey, 1967: The production of cloud nuclei by cane fires and the effects on cloud droplet concentration. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 704-706.