Atmosphere. Korean Meteorological Society Vol. 24, No. 1 (2014) pp. 111-122 http://dx.doi.org/10.14191/Atmos.2014.24.1.111 pISSN 1598-3560 eISSN 2288-3266

기 술 노 트 (Technical Note)

기상청 지구시스템모델에서의 구름입자 수농도 모수화 방법 개선

이한아¹⁾ · 염성수^{1),*} · 심성보²⁾ · 부경온²⁾ · 조천호³⁾

¹⁾연세대학교 대기과학과 구름물리연구실, ²⁾국립기상연구소 기후연구과, ³⁾국립기상연구소 예보연구과

(접수일: 2013년 11월 4일, 수정일: 2013년 12월 4일, 게재확정일: 2013년 12월 11일)

Improvement of Cloud Physics Parameterization in the KMA Earth System Model

Hannah Lee¹⁾, Seong Soo Yum^{1),*}, Sungbo Shim²⁾, Kyung-On Boo²⁾, and ChunHo Cho³⁾

¹⁾Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, Seoul, Korea

²⁾Climate Research Laboratory, National Institute of Meteorological Research, KMA, Seoul, Korea ³⁾Foercast Research Laboratory, National Institute of Meteorological Research, KMA, Seoul, Korea

(Manuscript received 4 November 2013; accepted 11 December 2013)

Abstract In the Korea Meteorological Administration earth system model (HadGEM2-AO), cloud drop number concentration is determined from aerosol number concentration according to the observed relationship between aerosol and cloud drop number concentrations. However, the observational dataset used for establishing the relationship was obtained from limited regions of the earth and therefore may not be representative of the entire earth. Here we reestablished the relationship between aerosol and cloud drop number concentrations based on a composite of observational dataset obtained from many different regions around the world that includes the original dataset. The new relationship tends to provide lower cloud drop number concentration for aerosol number concentration $< 600 \text{ cm}^{-3}$ and the opposite for $> 600 \text{ cm}^{-3}$. This new empirical relationship was applied to the KMA earth system model and the historical run (1861~2005) is made again. Here only the 30 year (1861~1890) averages from the runs with the new and the original relationships between aerosol and cloud drop number concentrations (newHIST and HIST, respectively) were compared. For this early period aerosol number concentrations were generally lower than 600 cm⁻³ and therefore cloud drop number concentrations were generally lower but cloud drop effective radii were larger for newHIST than for HIST. The results from the complete historical run with the new relationship are expected to show more significant differences from the original historical run.

Key words: KMA earth system model, cloud droplet number concentration parameterization

1. 서 론

IPCC 보고서(2007)는 에어로졸 효과에 의한 복사

*Corresponding Author: Seong Soo Yum, Department of Atmospheric Sciences, College of Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea. Phone : +82-2-2123-7613, Fax : +82-2-365-5163

E-mail : ssyum@yonsei.ac.kr

강제력이 음의 강제력을 가지며 지구 온난화에 기여 하는 양의 복사강제력을 상당부분 소거시킬 수 있음 을 보여준다. 그러나 에어로졸 효과에 의한 복사강제 력은 여전히 많은 불확실성을 포함하고 있으며, 이에 대한 정확한 이해나 정보가 부족한 실정이다. 에어로 졸 효과에 대한 많은 연구가 이루어지고 있으나 에어 로졸은 지역적 특성과 기후, 기상상태에 따라 배출량, 성분, 농도 등이 시시각각 변할 수 있기 때문에 이에 대한 정확한 정보를 얻는 것은 매우 어렵다. 에어로 졸로부터 생성되는 구름입자의 수농도는 구름입자의 유효 반경(effective radius)과 강수 효율, 구름의 지속 시간을 결정하는 주요 인자로서 에어로졸 간접적 효 과에 결정적인 영향을 미친다. 그러나 에어로졸이 구 름입자로 활성화되어 강수로 연결되는 과정은 에어로 졸 성분과 과포화도에 민감할 뿐 아니라 그 과정 자 체가 복잡하고 매우 짧은 시간에 이루어지기 때문에 기후모델에서 직접적으로 계산하는 것은 불가능하다. 따라서 여러 기후모델들이 에어로졸로부터 생성되는 구름입자 수농도를 계산하기 위해 여러 가지 모수화 방법을 사용하고 있다.

현재 국립기상연구소는 영국 기상청 해들리센터와 의 협력을 통해 HadGEM2-AO (Hadley Centre Global Environment Model version 2 - Coupled Atmosphere-Ocean model)를 지구시스템모델로 도입하여 기후변화 시나리오 개발 및 연구를 진행하고 있다. 국립기상연 구소에서 발표한 기후변화 시나리오 보고서 2011 (2011) 에서는 지구시스템모델의 현재 기후 모의 성능을 평 가하기 위해 기온과 강수량을 분석하였는데, 대체로 관측 추세를 잘 모의하고 있는 것으로 나타났다. 그러 나 기온 값은 북반구 내륙에서 한랭 편차가 존재하 며, 강수량은 전반적으로 과대모의하는 경향이 있는데, 주요 몬순지역을 살펴보면 동아시아 지역은 전반적으 로 과다하게, 인도몬순지역은 과소 모의하는 경향을 보였다. 이러한 기후값들은 구름에 의한 에어로졸 효 과와 밀접한 연관을 가지고 있으며, 구름물리 모수화 과정의 개선이 관측과의 격차를 줄일 수 있는 가능성 이 있음을 시사한다. 현재 지구시스템모델은 구름입자 수농도를 계산함에 있어 특정 지역의 관측값을 바탕 으로 구한 에어로졸 수농도와 구름입자 수농도의 관 계식을 사용해 모수화하고 있다. 따라서 관계식을 구 하는데 포함되지 않은 지역에 대해서도 동일한 모수 화 방법을 적용하는 것은 타당하지 않을 수 있다. 실 제로 일부 지역의 관측값은 현재 모수화에 사용된 관 측값들과 다른 경향을 보인다. 영국 기상청이 보유한 상위 버전의 기후모형인 HadGEM2-ES (Earth System) 는 대기 화학과 에어로졸 관련 변수들을 예단적으로 계산할 수 있도록 개발된 UKCA (United Kingdom Chemistry and Aerosols) 모듈이 장착되어 앞에 언급한 문제점들이 개선된 상태이다. UKCA는 Khler 이론을 기반으로 한 Abdul-Razzak and Ghan (2000)의 에어로 졸 활성화 과정을 포함하고 있다. 그러나 현재 우리나 라 기상청 및 국립기상연구소에서는 HadGEM2-AO 모 델을 이용하여 연구가 수행되고 있는 만큼 이 과정의 계산방법의 개선이 필요하다. 본 연구를 통해 기상청 지구시스템 모델에서의 구름입자 수농도 모수화 방법 을 점검하고 이에 대한 개선방법을 제시하고자 한다.

한국기상학회대기 제24권 1호 (2014)

2. 기후모델 및 실험 설계

2.1 기후모델

기상청 지구시스템모델은 영국기상청의 대기-해양 결합 모델인 HadGEM2-AO를 기반으로 한다. 대기 모델은 비정역학 방정식계로 동서/남북 바람과 온위, 기압, 밀도, 수분 변수들을 예단한다. 대기모델의 분 해능은 수평적으로 N96 (1.25°×1.875° 간격, 192× 145 격자)이며 연직적으로는 38층(~39 km 고도)으로 구성된다. 해양모델의 주요 예측 변수는 해류, 온위, 염분이며, 분해능은 동서방향으로 1°, 남북으로 1° (적도부근에서는 1/3°) 간격(360×216 격자)이며, 연 직적으로는 표층부근이 더 조밀하게 이루어진 비균 질한 간격으로 40개의 층을 갖는다(Jones *et al.*, 2010).

2.2 에어로졸 간접 효과

에어로졸 간접 효과는 일반적으로 크게 Twomey 효 과(First aerosol indirect effect cloud/Cloud albedo effect)와 Albrecht 효과(Second aerosol indirect effect/ Cloud lifetime effect)로 구분된다(IPCC, 2007). Twomey 효과는 에어로졸 수농도 증가에 따라 구름입자의 수 농도는 증가하고 그 크기는 감소함에 따라 태양 복사 를 더 많이 반사시키는 효과이고, Albrecht 효과는 구 름입자 크기의 감소로 인해 강수입자의 생성 효율이 떨어져 구름의 지속시간이 증가하는 효과이다. 지구 시스템모델에서는 구름입자 수농도(cloud droplet number concentration, N_d)의 함수로 이루어진 유효 반경(Effective radius, re)과 강수입자 자동전환율 (Autoconversion rate, Rauto)을 계산하는 과정을 통해 Twomey 효과와 Albrecht 효과를 다루고 있다(Jones et al., 1994, 2001). 먼저 구름입자의 유효반경은 아래와 같은 식으로 계산된다.

$$r_e = (3q_c \rho_o) 4\pi \rho_w \kappa N_d)^{1/3},$$
 (1)

여기서 q_c 는 구름물 수액량(cloud liquid water content), ρ_o 와 ρ_w 는 공기와 물의 밀도, 그리고 κ 는 고정 값으 로 해양 위에서는 0.8, 대륙 위에서는 0.67의 값이 사 용된다. 강수입자 자동전환율 R_{aug} 는 다음과 같다.

$$R_{auto} = \frac{0.104gE_c\rho_0^{4/3}}{\mu\rho_w^{1/3}} \frac{q_c^{7/3}}{N_d^{1/3}},\tag{2}$$

여기서 g는 중력가속도, E_c 는 물방울의 충돌/병합 효 율(collision/collection efficiency), μ 는 공기의 역학 점 성도(dynamic viscosity of air)이다. r_e 와 R_{auto} 는 모두 N_d 의 함수로, N_d 가 증가하면 r_e 와 R_{auto} 는 감소한다. 즉, 구름입자의 수농도가 증가하면 구름입자 크기는 감소

2.3 구름입자 수농도 모수화 방법의 개선

기상청 지구시스템모델은 에어로졸과 구름물의 질 량 농도(mass concentration)는 예단되지만 수농도는 계산되지 않는다. 따라서 N_d는 관측값을 바탕으로 한 모수화 방법을 사용하고 있다. Jones *et al.* (1994)은 Martin *et al.* (1994)의 관측값으로부터 아래와 같이 N_d와 에어로졸 수농도(N_{aer})와의 관계식을 구하여 지 구시스템모델에 적용하였다.

$$N_d = 3.75 \times 10^8 [1 - \exp(-2.5 \times 10^{-9} N_{aer})], \qquad (3)$$

그러나 이것은 북해(North Sea, 유럽 대륙과 Great Britain 섬 사이에 있는 대서양의 얕은 바다)와 동태 평양 지역에서 관측된 값만을 기반으로 계산된 것이 므로 전구를 대표한다고 보기 어렵다. 특히 인도양이



Fig. 1. Scatterplot of aerosol concentration (N_{aer}) versus adiabatic cloud droplet number concentration (N_d) measured and estimated from many different regions around the earth. The different symbols indicate different regions of the measurement: "S1" and "S2" over the west coast of Tasmania, Australia during Southern Ocean Cloud Experiment I and II (SOCEX I and SOCEX II. Yum and Hudson, 2004); "A" over the Southern Ocean during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1, Yum *et al.*, 1998); "S" over the east coast of Florida during Small Cumulus Microphysics Study (SCMS, Hudson and Yum, 2001); "F" over the northeastern Pacific during the First ISCCP Regional Experiment (FIRE, Yum and Hudson, 2002); "X" over the northeastern Atlantic during Atlantic Stratocumulus Transition Experiment (ASTEX, Yum and Hudson, 2002); "I" over the Indian Ocean during Indian Ocean Experiment (INDOEX) (Hudson and Yum, 2002); "A2" over the eastern Atlantic during ACE 2 (Pawlowska and Brenguier, 2000); "As" over the northeastern Atlantic during ASTEX (Taylor and Mchaffie, 1994); "NA" over the north Atlantic (Gultepe *et al.*, 1996); "AA" over east Asian seas during ACE-Asia (Song and Yum, 2004); and closed circles over the North Sea (Martin *et al.*, 1994) used for establishing the original relationship used in the KMA earth system model. The solid line is the proposed new fitting line for all data points and the dashed line is the original fitting line (only for closed circles).

나 동아시아, 남반구의 관측값은 Martin *et al.* (1994) 의 관측값과 차이를 보인다. Figure 1은 전 지구의 다 른 지역에서 관측된 에어러솔과 구름입자 수농도의 값을 나타낸 것이다. 검은색 점으로 표시된 것은 본 모형에서 사용하고 있는 Martin *et al.* (1994)의 값을 나타낸 것이고, 그 외의 값들은 호주 남쪽 해역(Southern Ocean)을 비롯해 태평양, 대서양, 인도양 등 전 지구 여러 지역에서 관측된 값을 나타낸다. 또한 이 관계 식에 의하면 에어로졸 수농도가 높아지더라도 구름입 자 수농도의 최대값이 375 cm⁻³로 제한되므로 특히 에 어로졸 수농도가 매우 높은 지역에서는 이 관계식으 로 계산된 N_d와 실제 값이 차이를 보일 수 있다. 따 라서 본 연구에서는 더 많은 지역의 관측값을 추가하 여 전구를 대표할 수 있는 새로운 관계식을 아래와 같이 제안하였다.

$$N_d = 4.34 \times 10^8 [1 - \exp(-1.8 \times 10^{-9} N_{aer})], \qquad (4)$$

Figure 1은 기존의 N_{aer}와 N_d의 회기선(regression line) 과 새로 제안된 회기선을 보인 것으로 각 기호들은 다른 지역의 관측값을 나타낸다. 새로운 관계식을 사



Fig. 2. (a) Thirty years (1861~1890) average droplet number concentrations (N_d) [cm⁻³] at 1 km altitude from newHIST, and (b) the difference of newHIST and HIST.

용할 경우 N_d 의 최대값은 434 cm⁻³이며, N_{aer} 의 값이 약 600 cm⁻³ 이하에서는 N_d 의 값이 기존 값보다 약간 작게 나타나고 그 이상에서는 더 크게 나타난다. 따 라서 에어로졸 수농도가 낮은 지역에서는 N_d 값이 약 간 감소하거나 큰 차이를 보이지 않을 것이고, 에어 로졸 수농도가 매우 높은 지역에서는 기존 결과와 큰 차이를 보일 것으로 예상할 수 있다.

2.4 실험 설계

본 실험은 현재 국제적으로 수행되고 있는 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) 실험의 과거 기후 모의실험(historical run, 본 연구에서는 HIST라 명칭함)과 동일한 조건으로 수행되었다. 적분 기간은 산업화 시점인 1860년으로부터 2005년까지 총 146년 으로 설정하였으며, 현재 실험 수행 중에 있다. 실험



Fig. 3. Same as Fig. 2 except droplet effective redius (r_e) [µm] seen at the top of atmosphere.

분 결과를 얻었으며, 향후 2005년까지 모든 적분이 완 료되는 대로 추가 분석이 이루어질 예정이다. 본 연 구에서는 현재 모의된 30년의 결과에 대해서만 논의 하였으며, 그림으로 나타낸 모든 결과는 1861년부터 1890년까지 30년 평균값이다. 산업화 이후 에어로졸 의 급격한 증가는 1900년대 중반에 나타나므로 본 연 구에서 보여질 결과는 산업화되지 않은 대기상태에

은 과거기후 모의실험(HIST)과 새로운 관계식을 적용 한 과거기후 모의실험(newHIST), 두 가지로 수행되고 있다. CMIP5의 과거기후 모의실험 조건으로 실험할 경우 관측자료와의 비교가 가능하므로, 새로운 관계 식을 적용하는 개선 방법이 본 모형의 실제 기후 모 의 성능을 향상시킬 수 있는지 검증하는 데 용이할 것으로 생각된다. 현재 1860년 이후 30년 정도의 적



Fig. 4. Same as Fig. 2 except total cloud amount seen at the top of atmosphere.

평균값을 보인 것이고 Fig. 2b는 newHIST와 HIST의 차이(newHIST-HIST)를 보인 것이다. 우선 전구 대부분 지역의 N_d 값이 300 cm⁻³ 이하로 나타난 것을 볼 수 있 는데 이는 결과로 보인 기간이 아직 산업화로 인한 인 위적 에어로졸 방출이 미미한 수준으로 에어로졸 수농 도가 높지 않기 때문이라 볼 수 있다. 기후변화 시나

대한 것으로 생각할 수 있다.

3. 결과 및 분석

3.1 구름입자 수농도(N_d) 및 유효반경(r_e) Figure 2a는 newHIST의 1 km 고도에서의 N_d의 30년



-0.06 -0.05 -0.04 -0.03 -0.02 -0.01 0 0.01 0.02 0.03 0.04 0.05 0.06

Fig. 5. Same as Fig. 2 except cloud amount at 1 km altitude. Dashed lines in (b) indicate the boundary of cloud amount = 0.15 from newHIST.

리오 보고서 2011 (2011)에 의하면 인위적 에어로졸의 방출량은 산업화 이후 1900년대 중반까지는 완만한 증 가를 보이다가 1950년경 이후 급격한 증가를 보이고, 1980년 경에 최대값을 보인 후 감소하기 시작한다. Figure 2b에서도 새로운 관계식 적용으로 인해 newHIST 의 N_d 가 일부 지역을 제외하고 전반적으로 감소한 것 을 확인할 수 있다. 식 (1)에 의하면 N_d 의 감소는 r_e 를 증가시키는 효과를 가져온다. Figure 3a에 의하면 newHIST의 *r_e*가 육지 위에서는 10 μm 이하의 값을 갖 고 해양 위에서는 12 μm 이상으로, 대체로 해양이 육 지보다 큰 입자들로 이루어져 있다. Figure 3b에서 newHIST의 *r_e*는 HIST에 비해 전체적으로 증가한 것을 볼 수 있다. 그러나 에어로졸 방출이 증가하는 1900년 대의 결과는 이와 다르게 나타날 것으로 예상된다.



Fig. 6. Same as Fig. 5 except at 10 km altitude.



Fig. 7. Thirty years (1861~1890) average horizontal wind vector $[m s^{-1}]$ at 10 km altitude from newHIST. Color shadings indicate the difference of wind speed from newHIST and HIST.

3.2 운량

Figure 4는 대기 상단에서 바라보았을 때의 총 운 량을 보인 것이다. Na와 ra의 경우 새로운 관계식 적 용에 의해 증가하거나 감소하는 경향이 거의 동일하 게 나타난 반면 총 운량은 지역에 따라 증가하고 감 소하는 경향이 뚜렷이 다르게 나타난 것이 특징이다. 특히 태평양의 적도 부근 총 운량은 북반구에서는 감 소하고 남반구에서는 증가하는 양상을 보였다. Figures 5a, b는 각각 1 km 고도에서의 newHIST의 운량과 newHIST와 HIST의 차이를 나타낸 것이고, Figs. 6a, b는 10 km 고도에서의 값을 보인 것이다. Figures 5b 와 6b에서 점선은 각각 1 km와 10 km의 고도에서 newHIST의 값이 0.15인 경계를 나타낸 것으로 경계 선 안쪽은 운량이 주변보다 상대적으로 높은 영역이 다. Figure 5b에 의하면 적도부근의 하층운이 상대적 으로 많이 존재하는 지역에서 대체로 운량이 감소한 것을 알 수 있다. 10 km 고도의 운량도 이와 비슷한 경향을 보인다. 즉, Fig. 6a의 운량이 많은 적도부근 은 대류운이 발달하는 지역인데, 이 지역(Fig. 6b의 점 선 안쪽의 운량 많은 지역)에서 대체로 감소하는 경 향을 보였다. Figure 2에 보인 바와 같이 N₄가 감소하 였으므로 식 (2)에 따라 강수 효율이 증가하여 구름 이 많은 곳의 운량이 감소한 것으로 생각된다. 적도 부근의 운량이 증가한 지역은 상층의 동풍 속도가 감 소하면서 대류운이 동쪽으로 확장되어 나타난 것으로

보인다. Figure 7은 newHIST의 10 km 고도의 수평바 람 벡터를 나타낸 것이고, 음영은 newHIST와 HIST의 바람속도 차이를 나타낸 것으로 동풍이 부는 적도부 근에서 바람 속도가 감소한 것을 확인할 수 있다. 다 시 말해 새로운 관계식을 적용함으로 인해 구름입자 수농도가 감소하고, 강수로의 전환율이 높아져 운량은 대체로 감소하였으나 대류운 영역이 확장되면서 구름 이 거의 없던 지역에서 약간의 운량 증가가 나타났다.

3.3 강수량과 기온

newHIST의 평균 일강수량(mm day⁻¹)과 newHIST 와 HIST의 차이를 Fig. 8에 나타내었다. 강수량은 대 류운이 발달하는 적도 부근을 제외하고는 큰 차이를 보이지 않았으며, 강수량의 증가와 감소 지역은 총 운량의 증가/감소 지역과 비슷한 경향을 보였다. 1.5 m 고도에서의 기온은 newHIST에서 전반적으로 증가하 였다(Fig. 9). 고위도에서는 하층운이 증가한 지역(Fig. 5b)에서 기온 증가 경향을 보였다. 극지방의 경우 지 표면의 알베도가 높아 운량이 증가할 경우 지표로부 터 반사되는 태양복사를 다시 지표로 방출함으로써 기온 증가에 기여한다. 그러나 중위도나 저위도에서 는 일반적으로 상층운은 상대적으로 많은 태양복사 를 투과시키고 지표복사는 반사시키는 반면 하층운 은 주로 태양복사를 반사시키는 경향을 보인다. 따라 서 상층운의 증가는 지표온도를 높여주는 역할을 하



Fig. 8. Same as Fig. 2 except average daily precipitation [mm day⁻¹].

고 하층운의 증가는 지표온도를 낮추어주는 역할을 한다. 층적운이 주로 생성되는 캘리포니아 앞바다와 페루 앞바다는 Fig. 5b에 의하면 운량이 감소하였으 므로 기온 증가에 기여한다. 대류운의 확장으로 생성 된 적도 부근의 상층운 증가 지역 역시 기온 증가에 기여했을 것으로 생각된다. 따라서 기온 증가는 상층 운이 증가한 영역에서 더 뚜렷하게 나타났다. 반면 북태평양 부근에서는 기온 감소가 나타났는데 이것 에 대한 원인 분석이 추가적으로 이루어져야 할 것 으로 생각된다.

4. 요약 및 결론

HadGEM2-AO를 기반으로 한 기상청 지구시스템모



Fig. 9. Same as Fig. 2 except temperature [K] at 1.5 m altitude.

1861년부터 1890년까지 30년간의 평균값 분석을 통 해 새로운 관계식을 사용하였을 때 N_d는 감소하고 r_e 는 전반적으로 증가한 것을 알 수 있었다. 운량의 경 우 하층운은 감소하고 상층운은 증가하였으며, 지표 강수량은 총 운량의 증가/감소 지역과 같은 경향성을 보였다. 지표 온도는 전반적으로 증가하여 나타났다. 그러나 본 결과는 산업화가 본격적으로 진행되기 이

델에서의 구름입자 수농도는 관측값으로부터 구한 에 어로졸과 구름입자 수농도의 관계식을 이용한 모수화 방법으로 계산되고 있으나 이 관계식은 전구를 대표 하는 값이 아니므로 이에 대한 개선의 필요성이 제기 되었다. 따라서 본 연구에서는 전 지구 여러 지역에 서 관측된 값을 추가하여 새로운 관계식을 제시하고 이를 적용하여 기존 방법과 비교하는 실험을 수행하였다.

전에 대한 것으로 인위적 에어로졸 배출이 급격히 높 아지는 1900년대에는 구름입자의 수농도 역시 급격히 증가할 것이고, 결과 역시 본 연구의 결과와 다른 양 상을 보일 것으로 예상된다. 에어로졸 수농도가 낮은 상태에서는 개선된 관계식을 사용하더라도 구름입자 수농도의 변화가 크지 않음에도 불구하고 그 반응이 민감하게 나타난 것을 확인할 수 있었다. 따라서 에 어로졸 수농도가 높아진 후의 결과는 더 확연한 변화 를 보일 것으로 예상된다. 또한 본 연구에서 보인 결 과값은 1900년대 이전의 것으로 검증을 위한 비교 관 측 자료가 절대적으로 부족하다. 구체적인 검증을 위 해서는 1950년 이후 값이 산출된 후 가능할 것으로 생각된다. 또한 현재 운량의 증가 감소와 관련된 바 람속도의 변화나 북태평양에서의 기온 감소와 같은 현상들에 대한 분석이 아직 미흡한 실정이다. 추후에 개선결과의 검증과 함께 구름과 관련된 변수가 바람 과 기온에 미치는 영향에 대한 분석이 추가적으로 이 루어져야 할 것이다.

본 연구에서 제시하는 구름물리 모수화 개선 방안 은 지구시스템모델의 신뢰도를 높이는 데 기여할 수 있을 것이다. HadGEM2-ES의 경우 구름입자의 활성 화 과정이 포함되어 있어 앞서 지적한 문제점을 고려 할 필요가 없으나 현재 우리나라 현업에서 쓰이고 있 는 지구시스템모델은 여전히 기존의 방법으로 사용되 고 있는 만큼 본 연구가 현업 연구 성과를 높이는 데 유용하게 사용될 것으로 기대한다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2012-5031)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Abdul-Razzak, H., and S. J. Ghan, 2000: A parameterization of aerosol activation 2. Multiple aerosol types. J. Geophys. Res., 105, 6837-6844.
- Climate Research Laboratory, National Institute of Meteorological Research, KMA, 2011: Climate change scenario report 2011 for responding to IPCC Assessment Report 5. *Natl. I. Meter. Res.*, 117 pp.
- Gultepe, I., G. A. Isaac, W. R. Leaitch, and C. M. Banic, 1996: Parameterizations of marine stratus microphysics based on in situ observations: Implications for

GCMS. J. Climate, 9, 345-357.

- Hudson, J. G., and S. S. Yum , 2001: Maritime/continental drizzle contrasts in small cumuli. J. Atmos. Sci., 58, 915-926.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, New York, 996 pp.
- Jones, A., D. L. Roberts, and A. Slingo, 1994: A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. *Nature*, **370**, 450-453.
- _____, D. L. Roberts, M. J. Woodage, and C. E. Johnson, 2001: Indirect sulphate aerosol forcing in a climate model with an interactive sulphur cycle. *J. Geophys. Res.*, **106**, 20293-20310.
- _____, J. Haywood, O. Boucher, B. Kravitz, and A. Robock, 2010: Geoengineering by stratospheric SO2 injection: results from the Met Office HadGEM2 climate model and comparison with the Goddard Institute for Space Studies ModelE. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 5999-6006.
- 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.
- Pawlowska, H., and J. -L. Brenguier, 2000: Microphysical properties of stratocumulus clouds during ACE-2. *Tellus*, 52B, 868.
- Song, K. Y., and S. S. Yum, 2004: Maritime-continental contrasts of cloud microphysical during ACE-Asia. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 40, 177-189.
- Taylor, J. P., and A. McHaffie, 1994: Measurements of cloud susceptibility. J. Atmos. Sci., 51, 1298-1306.
- Yum, S. S., J. G. Hudson, and Y. Xie, 1998: Comparisons of cloud microphysics with cloud condensation nuclei spectra over the summertime Southern Ocean. J. *Geophys. Res.*, 103, 16625-16636.
- _____, and _____, 2002: Maritime/continental microphysical contrasts in stratus. *Tellus, Ser. B*, **54**, 61-73.
 - _____, and _____, 2004: Wintertime/summertime contrasts of cloud condensation nuclei and cloud microphysics over the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, **109**, D06204, doi:10.1029/2003JD003864.