

에어로졸 광학변수가 대기복사가열률 산정에 미치는 민감도 분석

김상우^{1)*} · 최인진²⁾ · 윤순창¹⁾ · 김유미¹⁾

¹⁾서울대학교 지구환경과학부

²⁾한국형 수치예보모델개발사업단

(접수: 2012년 8월 24일, 수정: 2012년 12월 27일, 게재확정일: 2013년 1월 3일)

Sensitivity of Aerosol Optical Parameters on the Atmospheric Radiative Heating Rate

Sang-Woo Kim^{1)*}, In-Jin Choi²⁾, Soon-Chang Yoon¹⁾, and Yumi Kim¹⁾

¹⁾School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

²⁾Korea Institute of Atmospheric Prediction Systems, Seoul 156-849, Korea

(Received: 24 August 2012, Revised: 27 December 2012, Accepted: 3 January 2013)

Abstract We estimate atmospheric radiative heating effect of aerosols, based on AEROSOL RObotic NETwork (AERONET) and lidar observations and radiative transfer calculations. The column radiation model (CRM) is modified to ingest the AERONET measured variables (aerosol optical depth, single scattering albedo, and asymmetric parameter) and subsequently calculate the optical parameters at the 19 bands from the data obtained at four wavelengths. The aerosol radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere, and atmospheric absorption on pollution (April 15, 2001) and dust (April 17~18, 2001) days are 3~4 times greater than those on clear-sky days (April 14 and 16, 2001). The atmospheric radiative heating rate (ΔH) and heating rate by aerosols ($\Delta H_{aerosol}$) are estimated to be about 3 K day⁻¹ and 1~3 K day⁻¹ for pollution and dust aerosol layers. The sensitivity test showed that a 10% uncertainty in the single scattering albedo results in 30% uncertainties in aerosol radiative forcing at the surface and at the top of the atmosphere and 60% uncertainties in atmospheric forcing, thereby translated to about 35% uncertainties in ΔH . This result suggests that atmospheric radiative heating is largely determined by the amount of light-absorbing aerosols.

Key words: Aerosol, aerosol optical depth, radiative heating rate, single scattering albedo

1. 서 론

블랙카본 (black carbon), 브라운카본 (brown carbon), 그리고 황사와 같이 태양복사흡수효율이 높은 광흡수 에어로졸들은 태양 빛을 효과적으로 산란 및 반사시키는 황산염과 같은 에어로졸들과 함께 지표면에 도달하는 태양복사에너지를 감소시켜 지표면 냉각효과를 유발하지만, 한편으로는 온실기체와 더불어 대기

를 가열하는 역할을 한다 (Carlson and Benjamin, 1979; Quijano *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2004; Ramanathan and Carmichael, 2008; Park *et al.*, 2010; Raman *et al.*, 2010). 특히, 화석 연료와 바이오 연료 및 바이오 매스 연소 시 주로 발생하는 블랙카본은 대기 중에서 태양복사에너지를 흡수하고, 흡수한 복사에너지를 열을 지닌 적외선으로 전환시켜 대기로 재방출함으로써 이산화탄소 다음으로 큰 지구온난화 효과를 유발하는 것으로 보고되고 있다 (Ramanathan and Carmichael, 2008; Ramana *et al.*, 2010).

광흡수 에어로졸에 의한 대기의 가열과 지표면 냉각은 대기 기주의 안정도를 증가시킴으로써 대류를

*Corresponding Author: Sang-Woo Kim, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea.

Phone : +82-2-880-6716, Fax : +82-2-883-4972
E-mail : sangwookim@snu.ac.kr

약화시킬 수 있을 뿐만 아니라 (Ramanathan and Carmichael, 2008), 대기 가열은 구름 입자의 증발을 통한 구름 소멸 (Ackerman *et al.*, 2000)을 초래하는 등 이차적으로 대기의 순환과 구름 등에 영향을 미칠 수 있다.

대기복사가열률 (atmospheric radiative heating rate)은 두 고도 (즉, 에어로졸층의 상부와 하부)에서의 순복사를 통해 계산된다. 모델을 이용하지 않고 관측자료에 근거하여 대기복사가열률을 직접 산정하기 위해서는 상향 및 하향 복사계 (예, pyranometer)를 탑재한 2대 이상의 유·무인 비행기의 동시 비행을 통해 에어로졸층의 상부와 하부에서 상, 하향 복사량을 동시 측정할 자료가 있는 지극히 제한적인 경우에 가능하다 (Ramanathan *et al.*, 2007; Ramana *et al.*, 2010; 김상우와 윤순창, 2010). 따라서, 대부분의 연구들은 대기복사전달모델을 이용하여 대기복사가열률을 계산하며 (예, Quijano *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2004), 이때 모델의 입력자료로 필요한 에어로졸 광학변수들은 Optical Properties of Aerosols and Clouds (OPAC, Hess *et al.*, 1998)과 같이 기존의 에어로졸 광학모델에서 주어진 값을 사용하고 있다.

한편, Won *et al.* (2004)은 대기복사전달모델의 입력자료로 사용되는 에어로졸 광학 변수들이 지표와 대기상단에서의 에어로졸 직접복사강제력 산정에 미치는 영향을 제시한 바 있으나, 이러한 에어로졸 광학 변수들이 대기복사가열률 산정에 미치는 영향에 대한 연구가 미미한 실정이다.

본 연구에서는 2001년 4월 제주 고산기후관측소에서 AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) sun/sky radiometer와 Micro Pulse Lidar (MPL, 523 nm)를 통해 관측된 에어로졸 광학적 두께 (aerosol optical depth; AOD), 단산란 알베도 (single scattering albedo; SSA), 비대칭 변수 (asymmetric parameter; ASY), 에어로졸 소산계수 프로파일 등을 대기복사모델의 입력 자료로

이용하여 맑은 날, 황사와 오염입자가 우세히 존재하는 사례일의 대기 가열효과를 산정하고, 각각의 광학 변수가 대기복사가열률에 미치는 영향을 분석하였다.

2. 대기복사전달모델 및 입력 자료

대기복사가열률 (atmospheric radiative heating rate, $\partial T/\partial t$)은 일반적으로 다음 식 (1)과 같이 정의된다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_p \rho} \frac{\Delta F_\lambda}{\Delta z} \quad (1)$$

여기서, T 는 온도, t 는 시간, C_p 는 일정 압력하의 비열 용량, ρ 는 층의 공기 밀도, ΔF 는 두 고도에서의 순복사 차이, 그리고 Δz 는 고도 차를 의미한다.

본 연구에서는 대기복사가열률을 계산하기 위하여 NCAR Climate Community Model (CCM-3.6)에 포함되어 있는 복사 모듈인 Column Radiation Model (CRM-2.1.2; <http://www.cgd.ucar.edu/cms/crm>)을 AERONET sun/sky radiometer와 라이다 관측자료를 모델의 입력자료로 사용할 수 있도록 수정하여 사용하였다. 초기 버전과 비교하여, 모델의 연직 계산을 18층에서 54층 (지표면부터 약 고도 63 km)으로 확대하였다. CRM은 19개 파장에서의 계산을 통해 0.2~5 μm 파장 범위의 태양복사 플럭스를 산출하기 때문에, AERONET sun/sky radiometer로부터 관측된 4 파장 (440, 670, 870, 그리고 1020 nm; Table 1 참고)에서의 에어로졸 광학적 두께, 단산란 알베도, 비대칭 변수 자료를 log λ -log χ 평면 (λ : 파장, χ : 3가지 관측 자료)에서 선형 회귀 방법을 이용하여 CRM에서 필요로 하는 19개 파장에서의 에어로졸 광학 변수 값을 산출할 수 있도록 CRM 내의 에어로졸 모듈을 수정하였다. 한편, 대기복사가열률 프로파일을 산출하기 위해서는 에어로졸의 연직 분포가 중요하다 (Carlson and Benjamin, 1979; Quijano *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2004). 본 연

Table 1. Daily-averaged aerosol parameters at 4 wavelengths (*i.e.*, 440, 670, 870 and 1020 nm) used for the radiative flux calculations.

Date (April in 2001)	Aerosol optical depth	Single scattering albedo	Asymmetric parameter
14	0.159, 0.091,	0.923, 0.908,	0.680, 0.619,
	0.077, 0.064	0.904, 0.906	0.603, 0.607
15	0.361, 0.217,	0.882, 0.867,	0.685, 0.634,
	0.172, 0.146	0.860, 0.861	0.630, 0.639
16	0.136, 0.079,	0.913, 0.882,	0.659, 0.619,
	0.066, 0.055	0.857, 0.866	0.624, 0.641
17	0.675, 0.588,	0.918, 0.955,	0.732, 0.709,
	0.554, 0.526	0.964, 0.969	0.709, 0.711
18	0.417, 0.353,	0.931, 0.964,	0.727, 0.698,
	0.334, 0.311	0.974, 0.978	0.695, 0.697

구에서는 MPL로 관측된 에어로졸 소산계수의 연직 분포를 사용하였다 (Murayama *et al.*, 2001; Yoon *et al.*, 2008). MPL 자료의 경우, 라이다 중첩합수 보정을 한 후 에어로졸 소산계수 산정하였으며, 강수가 있는 경우의 MPL 관측 자료는 대기복사가열을 산정 시 제외하였다. MPL 자료 처리 과정에 대한 자세한 설명은 Yoon *et al.* (2008)에 제시되어 있다.

에어로졸 소산계수를 연직 적분하면 에어로졸 광학적 두께를 얻을 수 있으므로, 본 연구에서는 AERONET sun/sky radiometer로부터 관측된 에어로졸 광학적 두께를 MPL로부터 관측된 에어로졸 소산계수 프로파일에 할당하여 적용하는 방법으로 에어로졸 연직 분포를 고려하였다. 그러나, AERONET sun/sky radiometer의 경우 연직 적분된 에어로졸 광학 특성을 관측하기 때문에 대기복사가열을 계산 시 단산란 알베도와 비대칭 변수는 AERONET sun/sky radiometer에서 관측된 값을 고도와 무관하게 적용하였다. 마지막으로 복사 전달 계산에 있어 중요한 변수 중 하나인 지표 알베도는 NASA/LaRC의 Atmospheric Sciences Data Center에서 제공하는 $2.5 \times 2.5^\circ$ 수평 해상도를 지닌 Surface Radiation Budget 자료를 이용하였다.

3. 에어로졸 직접복사강제력 및 대기복사가열을 산정: 2001년 4월 사례

Fig. 1(a)는 제주 고산기후관측소에서 2001년 4월 14일부터 18일까지 단파장 MPL (523 nm) 관측으로부터 산출된 에어로졸 소산계수의 연직 분포를 그린 것이다. 에어로졸 소산계수는 Fernald (1984)에서 제시된 방법을 이용하여 계산하였으며, 에어로졸 소산계수 계산 시 필요한 라이다 상수는 과거의 연구에서 보고된 50 sr을 고도에 따라 일정한 상수로 가정하여 사용하였다 (Yoon *et al.*, 2008; 윤순창 등, 2010; 김만해 등, 2011). 4월 15일 02 LST부터 24 LST까지, 그리고 4월 16일 20 LST부터 4월 18일 20 LST무렵까지 에어로졸층이 각각 약 0.5~2 km와 0.5~2.5 km 고도에 안정적으로 존재함을 볼 수 있다. MPL과 동일한 지점에서 관측된 AERONET sun/sky radiometer 자료를 보면 (Table 1), 4월 15일, 17일, 그리고 18일의 에어로졸 광학적 두께 (675 nm)는 각각 0.217, 0.588, 그리고 0.353, Ångström exponent (440-870 nm)는 각각 1.14, 0.38, 그리고 0.36이었다. 이를 통해 4월 15일 관측된 에어로졸층의 경우 상대적으로 크기가 작은 오염 에어로졸이 우세하게 존재하고, 4월 17-18일에 관측된 에어로졸층의 경우 입자 크기가 상대적으로 큰 황사 입자가 우세하게 존재함을 알 수 있다. 이 기간 지상에서 각각 $30 \mu\text{g m}^{-3}$ 과 $15 \mu\text{g m}^{-3}$ 이하로 관측된 PM_{10} 과 $\text{PM}_{2.5}$ 의 질량농도로부터 떠 있는 에어로

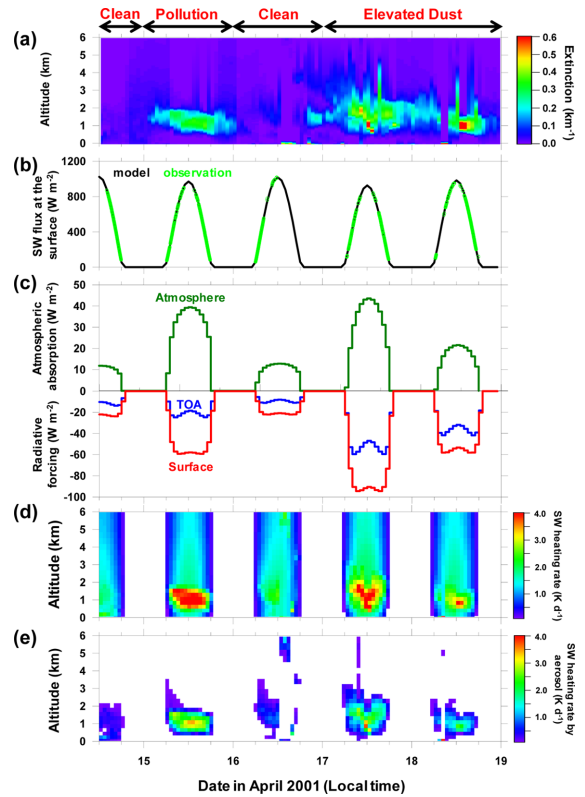


Fig. 1. Temporal evolution of (a) aerosol extinction (523 nm, km^{-1}) profile measure by micro-pulse lidar, (b) shortwave radiation flux (W m^{-2}) at the surface measured by radiometers (dot) and calculated by CRM with AERONET data (solid line) at top of the atmosphere (TOA), atmosphere and surface, (c) CRM simulation result of instantaneous aerosol direct radiative forcing (W m^{-2}), (d) atmospheric shortwave heating rate (K d^{-1}), and (e) heating rate by aerosols (K d^{-1}) at Gosan during 14~18 April 2001.

졸층이 지표면의 조대 및 미세 에어로졸의 농도에는 영향을 주지 않았음을 재확인할 수 있었다 (Kim *et al.*, 2005a).

한편, Table 1에서 보면 에어로졸 광학적 두께는 황사 또는 오염 입자가 우세히 존재하는 경우나 맑은 날 모두 파장이 증가함에 따라 감소하는 경향을 보이나, 단산란 알베도의 경우 맑은 날은 파장에 따라 그 값이 감소하지만, 황사가 관측된 날의 경우 반대로 파장에 따라 증가하는 그 특징을 보인다. 비대칭 변수의 경우 파장 의존성이 뚜렷하지 않았다 (Won *et al.*, 2004).

Fig. 1(b)는 Table 1에 제시된 AERONET sun/sky radiometer 관측자료를 대기복사전달모델의 입력자료

로 사용하여 계산한 결과를 동일 지점에서 Pyranometer를 통해 관측된 지표면에서의 단파영역 태양복사 (Kim *et al.*, 2005b)와 비교하여 그린 것으로, 본 연구의 모델 결과가 관측과 잘 일치함을 확인할 수 있다.

에어로졸층이 존재하지 않은 맑은 날인 4월 14일과 16일은 지표면과 대기상단에서의 에어로졸 직접복사 강제력이 각각 $-20 \sim -25 \text{ W m}^{-2}$ 와 $-10 \sim -15 \text{ W m}^{-2}$ 으로, 지표면과 대기상단에서의 에어로졸 직접복사 강제력 차이인 대기 중 에어로졸에 의한 흡수, 즉 대기복사 강제력이 $+10 \sim +15 \text{ W m}^{-2}$ 범위에서 산정되었다 (Fig. 1(c)). 에어로졸층이 관측된 4월 15일과 4월 17-18일의 경우 지표면, 대기, 대기상단의 에어로졸 복사강제력이 맑은 날에 비해 3~4배 정도 크게 산정되었으며, 이는 오염 및 황사 에어로졸에 의해 지표면 및 대기상단에서의 냉각 효과가 증가하였으나 대기 가열로 귀결되는 대기에서의 태양복사 흡수가 증가함을 의미한다.

Fig. 1(d)는 단파영역에서의 대기복사가열률 (atmospheric shortwave heating rate, ΔH)을 그린 것으로 에어로졸 뿐만 아니라 수증기, 오존 등 단파영역에서 태양복사를 흡수하는 기체상 물질의 영향이 모두 반영된 것이다. Fig. 1(e)는 에어로졸에 의한 대기복사가열률 ($\Delta H_{aerosol}$)을 그린 것으로, Fig. 1(d)에 제시된 대기복사가열률 (ΔH)과 에어로졸이 전혀 없는 조건 (즉, 에어로졸 광학적 두께 = 0)일 때 계산된 대기복사가열률 ($\Delta H_{AOD=0}$)과의 차이를 그린 것이다 (즉, $\Delta H_{aerosol} = \Delta H - \Delta H_{AOD=0}$). ΔH 의 경우 앞의 Fig. 1(c)에서 언급한 대기복사강제력과 동일한 맥락에서, 수증기나 오존 등의 광흡수 기체에 의한 단파영역 태양복사 흡수로 인해 에어로졸층이 관측되지 않았던 4월 14일과 16일에도 대기의 흡수는 $1 \sim 2 \text{ K day}^{-1}$ 정도 산출되었으며, 4월 15일과 4월 17-18일에는 MPL 관측에서 보여지는 에어로졸층에서 3 K day^{-1} 이상의 ΔH 가 산정되었다. 4월 15일과 17-18일의 $\Delta H_{aerosol}$ 는 약 $1 \sim 3 \text{ K day}^{-1}$ 범위에서 산정되었다. 이는 Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (SBDART) 모델을 이용하여 황사층의 단파영역 ΔH 를 $2 \sim 3 \text{ K day}^{-1}$ 산출한 결과 (Kim *et al.*, 2004)와 본 연구에 사용된 동일한 CRM을 사용하여 황사층 중심부에서 2 K day^{-1} 이상의 ΔH 가 산정된다는 결과를 보여준 Won *et al.* (2004)의 결과와 일치한다.

이러한 에어로졸에 의한 대기 가열 정도는 에어로졸의 양 (에어로졸 광학적 두께)뿐만 아니라 존재하는 에어로졸의 태양복사 흡수 특성 (즉, 단산란 알베도) 그리고 빛의 산란각에 영향을 미치는 입자 형태 (비대칭 변수)에 의해 결정된다. 이러한 3가지 에어로졸 광학 변수가 대기복사가열률에 미치는 영향은 다음 장에 자세히 기술되어 있다.

4. 에어로졸 특성이 대기복사가열률에 미치는 영향: 민감도 실험

Fig. 2(a)는 4월 15일 정오에 관측된 에어로졸 소산 계수와 계산된 대기복사가열률 (ΔH) 프로파일을 그린 것이다. 이 때의 태양고도각은 30.5° 였으며, 675 nm 파장에서의 에어로졸 광학적 두께, 단산란 알베도 그리고 비대칭 변수는 각각 0.22, 0.87 그리고 0.63이었다. 앞의 Fig. 1(e)에서 설명하였듯이, $0.5 \sim 2.1 \text{ km}$ 고도의 에어로졸층에서 ΔH 가 증가함을 볼 수 있다. 즉 에어로졸이 존재하지 않는 고도의 ΔH (약 $1.5 \sim 1.8 \text{ K day}^{-1}$)와 비교하여 에어로졸층에서는 ΔH 가 최대 5 K day^{-1} (약 1.3 km 고도)로 나타났다. 에어로졸이 전혀 없는 대기 조건과 에어로졸이 존재하더라도 (675 nm 파장의 에어로졸 광학적 두께 = 0.22) 태양복사를 흡수하는 에어로졸이 전혀 없는 조건 (즉, 단산란 알베도 = 1.0)을 가정하여 ΔH 를 계산한 경우 (Fig. 2(b)), 에어로졸층의 ΔH 가 급격히 감소하여 (Fig. 2(b)의 화살표) 에어로졸이 존재하지 않는 다른 고도와 유사한 값을 보였다. 이는 ΔH 또는 $\Delta H_{aerosol}$ 이 태양복사를 효과적으로 흡수하는 에어로졸의 양에 크게 좌우됨을 의미하며, Fig. 3에서도 확인할 수 있다.

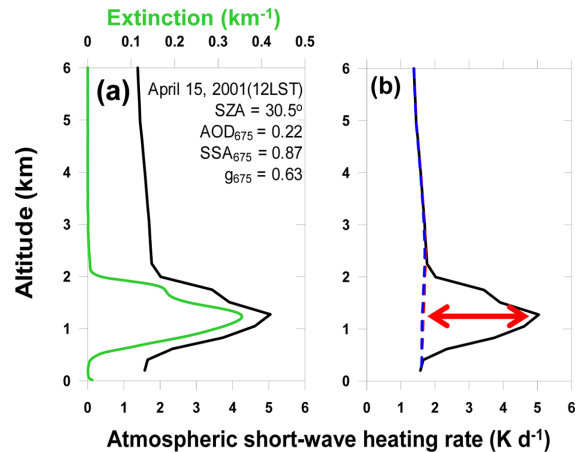


Fig. 2. (a) The profiles of aerosol extinction coefficient at 523 nm (green line) and atmospheric shortwave heating rate (black line) calculated by CRM with AERONET data at 12 LST on April 15, 2001. (b) Comparison of atmospheric shortwave heating rate profiles calculated for no aerosol condition (*i.e.*, $AOD = 0$, blue dashed line) and totally scattering aerosols (*i.e.*, $SSA = 1.0$, red dashed line). The black solid line indicates the atmospheric shortwave heating rate profile calculated by CRM with AERONET sun/sky radiometer data.

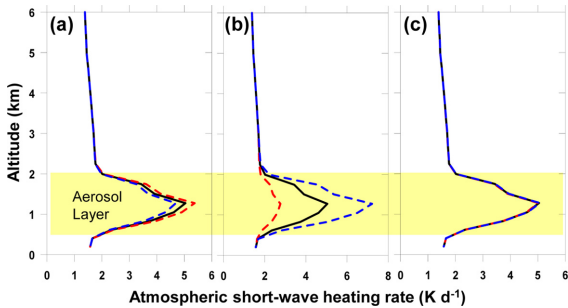


Fig. 3. Rudimentary sensitivity test results for atmospheric shortwave heating rate by 10% change of (a) AOD, (b) SSA and (c) asymmetric parameter. The black solid line indicates the atmospheric shortwave heating rate profile calculated by CRM with AERONET sun/sky radiometer data (see Fig. 2 for details) and the dashed lines are atmospheric shortwave heating rate profiles by an increase of 10% and decrease of 10% in aerosol parameters. The shaded area indicates the aerosol layer.

Fig. 3은 Fig. 2(a)에 제시된 에어로졸 광학적 두께, 단산란 알베도, 그리고 비대칭 변수 값을 각각 10% 증감하여 계산하였을 때의 ΔH 프로파일을 그린 것이다. Che *et al.* (2008)에 제시된 바와 같이 관측 방법과 자료 분석 알고리즘에 따라, 특히 단산란 알베도의 경우 많은 차이를 나타내기 때문에 본 연구에서는 10%의 변화를 통한 민감도 분석을 수행하였다. 에어로졸 광학적 두께 (Fig. 3(a))와 비대칭 변수 (Fig. 3(c))의 변화에 따른 에어로졸층의 ΔH 변화는 미미하였으나, 단산란 알베도의 10% 변화는 최대 약 2 K day^{-1} 정도의 ΔH 변화를 초래하였다.

Table 2를 보면, 에어로졸 광학적 두께의 10% 변화는 지표면과 대기상단, 그리고 대기의 복사강제력의

약 10%의 차이를, 에어로졸층의 ΔH 은 약 5~6%의 차이를 유발하였다. 그러나 단산란 알베도의 10% 증감은 지표면과 대기상단에서의 에어로졸 직접복사강제력의 30%, 대기복사강제력의 약 60%, 그리고 에어로졸층 ΔH 의 약 35% 변화를 유발하였다. 이는 에어로졸 광학적 두께 10% 변화와 비교하여 대기흡수 또는 에어로졸층의 가열 및 냉각 효과가 6배 가량 큰 결과로, 태양 복사를 효과적으로 잘 흡수하는 에어로졸의 양에 의해 대기가열 또는 ΔH 이 크게 좌우됨을 의미한다. 이는 5%의 단산란 알베도 변화를 통해 15%의 지표면과 대기상단의 에어로졸 직접복사강제력이 변화하고, 30%의 대기복사강제력의 차이를 유발함을 보고한 Won *et al.* (2004)의 민감도 실험 결과와 일치한다.

지상에서 Sun/sky radiometer를 이용한 에어로졸 광학적 두께 관측의 경우 비교적 정확하나 (Kim *et al.*, 2008), Almucantar와 Principle plane 과정을 통해 측정된 산란일사자료로부터 산출되는 단산란 알베도의 경우 에어로졸 광학적 두께와 비교하여 상대적으로 오차가 큰 편이기 때문에 (Che *et al.*, 2008; Hashimoto *et al.*, 2012), 대기 중 에어로졸에 의한 대기가열 효과 산정의 불확실성을 줄이기 위해서는 단산란 알베도 산출의 정확도 향상이 요구된다.

한편, 비대칭 변수의 경우 10% 증감에 따른 전·후방 산란양의 변화로 대기상단과 지표면에서의 복사강제력이 각각 26~27%와 9%의 변화를 보였으나, 대기흡수와 에어로졸층 ΔH 는 1%와 0.5%의 미미한 변화를 보였다. 이는 대기복사가열을 계산에 있어서 에어로졸의 형태는 큰 영향을 주지 않음을 의미한다.

한편, 에어로졸 광학 변수가 대기복사가열률에 미치는 영향에 대한 민감도 실험 결과에서 보여 주었듯이, 에어로졸의 종류 (예, 황사와 오염 에어로졸)에 따른 광학 특성이 $\Delta H_{aerosol}$ 을 좌우한다. 이러한 황사

Table 2. Sensitivity of aerosol parameters to the aerosol direct radiative forcing (ADRF) at TOA, surface, and atmosphere, and layer-averaged heating rate at shortwave regime.

	baseline	aerosol optical depth		single scattering albedo		asymmetric parameter	
		+10%	-10%	+10%	-10%	+10%	-10%
TOA ADRF (W m^{-2})	-18.44	-20.08 (+9%)	-16.70 (-9%)	-24.67 (+34%)	-12.65 (-31%)	-13.66 (-26%)	-23.39 (+27%)
Surface ADRF (W m^{-2})	-57.88	-63.37 (+9%)	-52.15 (-10%)	-38.70 (-33%)	-76.32 (+32%)	-52.58 (-9%)	-63.32 (+9%)
Atmospheric Absorption (W m^{-2})	+39.44	+43.30 (+10%)	+35.45 (-10%)	+14.03 (-64%)	+63.67 (+61%)	+38.92 (-1%)	+39.93 (+1%)
Layer-averaged Shortwave Heating Rate (K d^{-1})	+3.59	+3.78 (+5%)	+3.39 (-6%)	+2.29 (-36%)	+4.82 (+34%)	+3.57 (-0.6%)	+3.60 (+0.3%)

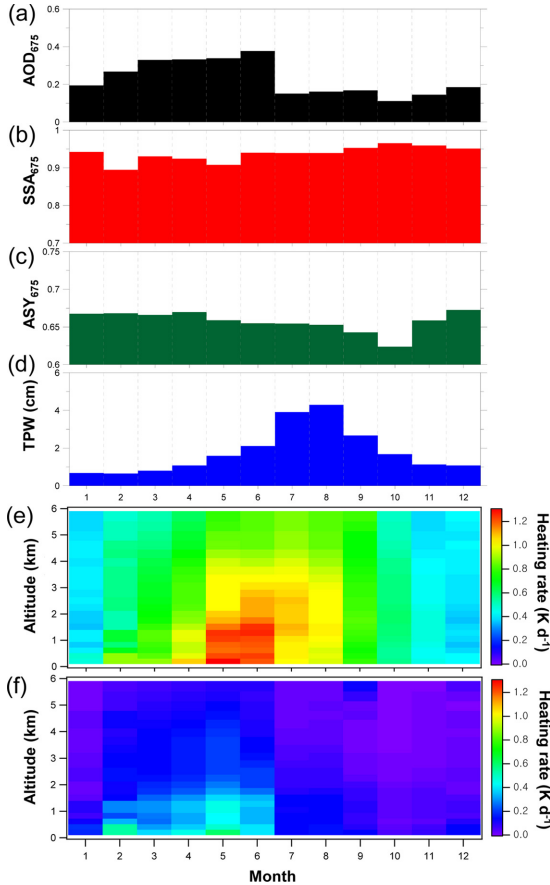


Fig. 4. Monthly variations of (a) aerosol optical depth at 675 nm, (b) single scattering albedo at 675 nm, (c) asymmetric parameter at 675 nm, (d) total precipitable water (cm), (e) atmospheric shortwave heating rate ($K d^{-1}$), and (f) heating rate by aerosols ($K d^{-1}$) at Gosan, averaged from April 2001 to March 2008.

와 오염 에어로졸에 의한 $\Delta H_{aerosol}$ 을 정량적으로 산출하고, 이를 통해 월 및 계절 변화 특성을 이해하기 위하여 본 연구에서는 2001년 4월부터 2008년 3월까지 약 7년간 제주 고산에서 AERONET sun/sky radiometer 관측 자료 (총 관측 자료 수: 9692개)와 MPL 자료 (총 17,437개의 시간 평균된 소산계수 프로파일)를 이용하여 ΔH 와 $\Delta H_{aerosol}$ 를 계산하였다. Fig. 4는 계산된 ΔH 와 $\Delta H_{aerosol}$ 의 월변화를 그린 것으로, 앞에서 언급하였듯이 본 연구에서 ΔH 와 $\Delta H_{aerosol}$ 는 단파영역인 $0.2\sim 5.0 \mu m$ 파장범위에서 계산된 것이며, 대기 중 수증기에 의한 단파영역의 복사흡수효과 (Harries, 1997; Kim *et al.*, 2004)로 인해 ΔH 와 $\Delta H_{aerosol}$ 간의 큰 시간적 (계절적) 변화뿐만 아니라 고도에 따른 차이를

보여주고 있다.

ΔH 는 4~8월 사이에 대류권 하부에서 약 $1.0 K day^{-1}$ 이상으로 뚜렷하게 나타났다. 특히, 5월과 6월의 경우 2~3 km 고도 이하에서 가을이나 겨울철에 비해 약 2 배 이상의 ΔH 값 (약 $> 1.2 K day^{-1}$)이 관측되었는데, 이는 Kim *et al.* (2007)에 제시되어 있듯이, 계절적으로 증가한 수증기와 에어로졸 농도뿐만 아니라, 대기 혼합고 증가 등의 복합적 효과에 기인한 것으로 사료된다. ΔH 와 비교하여, 지표면 부분의 에어로졸층뿐만 아니라 대류권 하부에서 광범위하게 나타나는 수증기에 의한 대기가열 효과가 제거된 $\Delta H_{aerosol}$ 의 경우 2월부터 6월까지 고도 2 km 이하에서 약 $0.8 K day^{-1}$ 이하의 범위에서 나타나는데, 이는 다른 달에 비해 상대적으로 에어로졸 광학적 두께가 높고, 단산란 알베도가 유사하거나 낮음에 기인한 것으로, Kim *et al.*, (2007) 등 다수의 논문에서 보고하고 있듯이, 대부분의 에어로졸이 지표면 부근의 대기경계층에 존재하며, 봄철 황사와 오염 에어로졸의 증가에 의한 영향으로 사료된다. 한편, 일반적으로 배출이 증가하여 에어로졸 오염도가 증가하는 겨울철의 대기복사가열률이 낮은 이유는, Fig. 4에서 보듯이 다른 계절과 비교하여 대기 기주의 에어로졸 광학적 두께가 낮고, 단산란 알베도가 높기 때문이다. 이는 겨울철의 강한 북서기류 영향에 의한 오염 에어로졸의 확산이 상대적으로 활발하기 때문으로 판단된다 (Kim *et al.*, 2007).

5. 요약

2001년 4월 제주 고산기후관측소에서 AERONET sun/sky radiometer와 MPL을 통해 관측된 에어로졸 광학적 두께, 단산란 알베도, 비대칭 변수, 에어로졸 소산계수 프로파일 등을 대기복사모델의 입력 자료로 이용하여 대기가열효과를 산정하고, 이들 광학변수가 대기복사가열률에 미치는 영향을 분석하였다. 본 연구에서는 NCAR Climate Community Model (CCM-3.6)에 포함되어 있는 복사 모듈인 Column Radiation Model (CRM-2.1.2)을 연직 54층으로, AERONET sun/sky radiometer로부터 관측된 4 파장 (440, 670, 870, 그리고 1020 nm)에서의 관측 자료를 19개의 파장에서 계산 가능하도록 수정하였다. 에어로졸층이 존재하지 않은 맑은 날 (4월 14일과 16일)은 지표면과 대기상단에서의 에어로졸 직접복사강제력이 각각 $-20\sim -25 W m^{-2}$ 와 $-10\sim -15 W m^{-2}$ 로, 대기 중 흡수는 $+10\sim +15 W m^{-2}$ 였다. 에어로졸층이 관측된 4월 15일과 4월 17~18일의 경우 지표면, 대기, 대기상단의 에어로졸 복사강제력이 맑은 날에 비해 3~4배 정도 크게 나타났다. 4월 14일과 16일에서의 대기복사가열률 (ΔH)는 $1\sim 2 K day^{-1}$ 범위에서 산출되었으며, 4월 15일과 4월

17~18일에는 MPL 관측에서 보여지는 에어로졸층에서의 ΔH 와 $\Delta H_{aerosol}$ 가 각각 3 K day^{-1} 이상과 $1\sim 3 \text{ K day}^{-1}$ 범위에서 산정되었다. 에어로졸 광학적 두께와 비대칭 변수의 변화에 따른 에어로졸층의 ΔH 변화는 미미하였으나, 단산란 알베도의 10% 변화는 지표면과 대기상단에서의 에어로졸 직접복사강제력의 30%, 대기복사강제력의 약 60%, 그리고 에어로졸층 ΔH 의 약 35% 변화를 유발하였다. 이는 에어로졸 광학적 두께 10% 변화와 비교하여 대기흡수 또는 에어로졸층의 가열 및 냉각 효과가 6배 가량 큰 결과로, 태양복사를 효과적으로 잘 흡수하는 에어로졸의 양에 의해 대기가열 또는 ΔH 가 크게 좌우됨을 의미한다. 2001년 4월부터 2008년 3월까지 제주 고산기후관측소에서의 AERONET sun/sky radiometer 관측 자료를 이용하여 계산한 ΔH 와 $\Delta H_{aerosol}$ 의 월변화를 보면, ΔH 는 4~8월 사이에 대류권 하부에서 약 1.0 K day^{-1} 이상으로 뚜렷하게 나타났으나, $\Delta H_{aerosol}$ 의 경우 2월부터 6월까지 고도 2 km 이하에서 약 0.8 K day^{-1} 이하의 범위에서 나타나는데, 이는 대부분의 에어로졸이 지표면 부근의 대기경계층에 존재하며, 봄철 황사와 오염 에어로졸의 증가에 의한 영향으로 판단된다.

감사의 글

이 논문은 2012년도 ‘기상기후지진기술개발사업 (CATER 2012-3020)’의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

김만해, 김상우, 윤순창, Nobuo Sugimoto, 손병주, 2011: 라이다와 스카이 레이오미터 관측 자료를 이용한 서울지역 라이다 비의 특성 분석, *한국기상학회 대기지*, **21(1)**, 57-67.

김상우, 윤순창, 2010: 무인항공기를 이용한 대기갈색연무의 기후효과 연구, *한국기상학회 대기지*, **20(4)**, 519-530.

윤순창, 이영지, 김상우, 김만해, Nobuo Sugimoto, 2010: 라만-탄성 라이다를 이용한 황사 및 오염 에어로졸의 라이다 비 측정 연구, *한국기상학회 대기지*, **20(4)**, 483-494.

Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton, 2000: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**, 1042-1047, doi:10.1126/science.288.5468.1042.

Carlson, T. N. and S. G. Benjamin, 1979: Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 193-213.

Che, H., G. Shi, A. Uchiyama, A. Yamazaki, H. Chen, P. Goloub, and X. Zhang, 2008: Intercomparison between

aerosol optical properties by a PREDE skyradiometer and CIMEL sunphotometer over Beijing, China, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 3199-3214, doi:10.5194/acp-8-3199-2008.

Fernald, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Appl. Opt.*, **23**, 652-653.

Harries, J. E., 2007: Atmospheric radiation and atmospheric humidity, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 2173-2186, 1997.

Hashimoto, M., T. Nakajima, O. Dubovik, M. Campanelli, H. Che, P. Khatri, T. Takamura, and G. Pandithurai, 2012: Development of a new data-processing method for SKYNET sky radiometer observations, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, **5**, 4361-4407, doi:10.5194/amtd-5-4361-2012, 2012.

Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998: Optical Properties of Aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 831-844.

Kim, S.-W., S.-C. Yoon, A. Jefferson, J.-G. Won, E. G. Dutton, J. A. Ogren, and T. L. Anderson, 2004: Observation of enhanced water vapor in Asian dust layer and its effect on atmospheric radiative heating rates. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18113.

_____, _____, _____, J. A. Ogren, E. G. Dutton, J.-G. Won, Y. S. Ghim, B.-I. Lee and J.-S. Han, 2005a: Aerosol optical, chemical and physical properties at Gosan, Korea during Asian dust and pollution episodes in 2001, *Atmos. Environ.*, **39(1)**, 39-50.

_____, A. Jefferson, S.-C. Yoon, E. G. Dutton, J. A. Ogren, F. P. J. Valero, J. Kim, and B. N. Holben, 2005b: Comparisons of aerosol optical depth and surface shortwave irradiance and their effect on the aerosol surface forcing estimation. *J. Geophys. Res.*, **110** (D07204), 10.1029/2004JD004989.

_____, S.-C. Yoon, J. Kim, and S.-Y. Kim, 2007: Seasonal and monthly variations of columnar aerosol optical properties over east Asia determined from multi-year MODIS, LIDAR, and AERONET Sun/sky radiometer measurements. *Atmos. Environ.*, **41(8)**, 1634-1651.

_____, _____, E. G. Dutton, J. Kim, C. Wehrli, and B. N. Holben, 2008: Global surface-based sun photometer network for long-term observations of column aerosol optical properties: Intercomparison of aerosol optical depth, *Aerosol Sci. Technol.*, **42(1)**, 1-9.

Murayama T. and Coauthors, 2001: Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east

- Asia, *J. Geophys. Res.*, **106**, D16, 18345-18359.
- Park, R. J., M. J. Kim, J. J. Jeong, D. Yoon, and S.-W. Kim, 2010: A contribution of brown carbon aerosol to the aerosol light absorption and its radiative forcing in East Asia. *Atmos. Environ.*, **44**, 1414-1421.
- Quijano, A. L., I. N. Sokolik, and O. B. Toon, 2000: Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions, *J. Geophys. Res.*, **105**, 12207-12219.
- Ramana, M. V., V. Ramanathan, Y. Feng, S.-C. Yoon, S.-W. Kim, G. R. Carmichael, and J. J. Schauer, 2010: Warming influenced by the ratio of black carbon to sulphate and the black-carbon source, *Nature Geoscience*, **8(8)**, 542 - 545.
- Ramanathan, V., M. V. Ramana, G. Roberts, D. Kim, C. Corrigan, C. Chung, and D. Winker, 2007: Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption. *Nature*, **448**, 575-578.
- _____, and G. Carmichael, 2008: Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature Geoscience*, **1**, 221-227.
- Won, J.-G., S.-C. Yoon, S.-W. Kim, A. Jefferson, E. G. Dutton, and B. N. Holben, 2004: Estimation of direct radiative forcing of Asian dust aerosols with sun/sky radiometer and lidar measurements at Gosan, Korea, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 115-130.
- Yoon, S.-C., S.-W. Kim, M.-H. Kim, N. Sugimoto, and A. Shimizu, 2008: Ground-based Mie-Scattering Lidar Measurements of Aerosol Extinction Profiles During ABC-EAREX2005: Comparisons of Instruments and Inversion Algorithms, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 377-396.