

라이다 관측자료를 이용한 미세먼지 농도 산정

김만해¹⁾ · 여희동¹⁾ · Nobuo Sugimoto²⁾ · 임한철³⁾ · 이철규³⁾ ·
허복행³⁾ · 유영석³⁾ · 손병주¹⁾ · 윤순창¹⁾ · 김상우^{1),*}

¹⁾서울대학교 지구환경과학부, ²⁾일본국립환경연구소, ³⁾기상청 기후변화감시센터

(접수일: 2014년 12월 23일, 수정일: 2014년 12월 23일, 게재확정일: 2015년 2월 2일)

Estimation of Particle Mass Concentration from Lidar Measurement

Man-Hae Kim¹⁾, Huidong Yeo¹⁾, Nobuo Sugimoto²⁾, Han-Cheol Lim³⁾, Chul-Kyu Lee³⁾, Bok-Haeng Heo³⁾,
Yung-Suk Yu³⁾, Byung-Ju Sohn¹⁾, Soon-Chang Yoon¹⁾, and Sang-Woo Kim^{1),*}

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

²⁾National Institute of Environmental Studies, Tsukuba, Japan

³⁾Korea Global Atmosphere Watch Center, Korea Meteorological Administration, Taeahn, Korea

(Manuscript received 23 December 2014; revised 23 December 2014; accepted 2 February 2015)

Abstract Vertical distribution of particle mass concentrations was estimated from 8-year elastic-backscatter lidar and sky radiometer data, and from ground-level PM10 concentrations measured in Seoul. Lidar ratio and mass extinction efficiency were determined from aerosol optical depth (AOD) and ground-level PM10 concentrations, which were used as constraints to estimate particle mass concentration. The mean lidar ratio (with standard deviation) and mass extinction efficiency for the entire 8-year study period were 60.44 ± 23.17 sr and 3.69 ± 3.00 m² g⁻¹, respectively. The lidar ratio did not vary significantly with the Ångström exponent (less than $\pm 10\%$); however, the mass extinction efficiency decreases to 1.82 ± 1.67 m² g⁻¹ (51% less than the mean value) when the Ångström exponent is less than 0.5. This result implies that the particle mass concentration from lidar measurements can be underestimated for dust events. Seasonal variation of the particle mass concentration estimated from lidar measurements for the boundary layer, was quite different from ground-level PM10 measurements. This can be attributable to an inhomogeneous vertical distribution of aerosol in the boundary layer.

Key words: Particulate Matter (PM) concentration, lidar ratio, mass extinction efficiency, aerosol, Ångström exponent

1. 서 론

중국은 세계 최대의 에어로졸 배출원 중 하나로 Ramanathan et al. (2008)에 따르면 2002년 중국의 에어로졸 배출량은 1950년에 비해 검댕(soot)은 5배 황(sulphur)은 10배 증가한 것으로 보고되고 있다. 최근

한반도에는 이러한 중국발 미세먼지의 유입에 의한 에어로졸 고농도 사례가 빈번하게 발생하고 있어 이에 대한 정확한 관측을 통한 영향 분석이 필요하다. 현재 기상청에서는 중국으로부터 유입되는 황사 및 미세먼지 관측을 위해 전국 28개 관측소를 구축하고 PM10 질량농도의 실시간 감시를 수행하고 있다. 그러나 기상청을 포함한 대부분의 미세먼지 관측은 지상 직접(in-situ) 관측이 대부분이기 때문에 에어로졸의 연직 분포와 이동 및 통과 고도 등에 대한 분석은 부족한 실정이다. 라이다(Light detection and ranging; LIDAR) 관측을 통해 에어로졸의 연직분포를 파악할

*Corresponding Author: Sang-Woo Kim, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, 1 Gwanak-ro, Gwanak-gu, Seoul 151-742, Korea.
Phone : +82-2-880-6716, Fax : +82-2-883-4972
E-mail : sangwookim@snu.ac.kr

수는 있으나 지금까지 대부분의 라이다 관측 연구는 에어로졸 연직분포에 대한 정성적 분석이나 소산계수 산출에 그치고 있으며 에어로졸 질량농도를 정량적으로 산출한 연구는 수행된 바 없다.

라이다는 대기 중으로 레이저를 발사하여 후방산란된 빛을 관측함으로써 에어로졸이나 구름의 연직분포를 파악할 수 있는 장비로 에어로졸 연직분포 관측에 유용하게 사용되고 있다. 원격 광학장비인 라이다는 일반적으로 대기 중 에어로졸의 광학적인 양을 나타내는 에어로졸 소산계수나 광학두께를 산출하는 데 사용된다(e.g., Murayama et al., 2003; Won et al., 2004; Noh et al., 2007; Yoon et al., 2008). Kim et al. (2011)은 서울에서 장기간의 라이다 관측을 통해 에어로졸 소산계수의 연직 분포와 라이다 상수(lidar ratio)를 산출하고 계절변동성을 분석한 바 있다.

본 연구에서는 서울에서 2006년 6월~2014년 5월(8년)의 라이다 관측 결과를 이용하여 에어로졸 소산계수를 계산하고 이로부터 에어로졸 질량농도의 연직분포를 산출하였다. 산출에 필요한 라이다 상수와 질량 소산효율은 라이다와 동시에 관측된 스카이 라디오미터 및 지상 PM10 관측 결과를 이용하여 결정하였으며 산출된 에어로졸 질량농도의 연직분포 특성과 계절 변동성 분석을 수행하였다.

2. 관측 기기 및 자료

본 연구에서는 2006년 6월부터 2014년 5월까지 서울대학교 캠퍼스의 동일 장소에서 관측된 라이다와 스카이 라디오미터 자료를 사용하였다. 라이다는 대기 중으로 레이저를 발사하여 에어로졸이나 구름, 공기 분자 등에 의해 후방산란되는 빛을 감지하여 대기의 연직 분포를 파악하는 관측 장비이다. 연구에 사용된 라이다는 532 nm와 1064 nm의 2파장을 이용하여 관측을 수행하며 532 nm 파장은 후방산란된 빛의 수평 및 수직 성분을 구분하여 총 3 채널의 신호를 측정한다. 1064 nm 파장의 신호는 상대적으로 큰 입자에 민감하여 황사 관측 등의 목적으로 사용되나 신호의 강도가 약하여 본 연구에서는 사용하지 않고 532 nm의 수평, 수직 채널 관측 결과로부터 산출된 후방산란강도(attenuated backscatter)와 편광소멸(depolarization ratio)를 사용하였다. 후방산란강도는 대기 중 에어로졸이나 구름의 상대적인 양을 나타내는 값이며 편광소멸도는 입자의 모양에 의해 결정되는 값으로 비구형 정도가 강할수록 큰 값을 갖는다. 관측 주기는 15분으로 5분 관측 후 10분 휴식하며 연직 해상도는 6 m이다(Yoon et al., 2008; Kim et al., 2011).

스카이 라디오미터(POM01; Prede Co. Ltd.)는 총 7개의 파장(315, 400, 500, 675, 870, 940, 1020 nm)에

서의 직달 및 산란 일사를 측정하여 400, 500, 675, 870, 1020 nm의 총 다섯 파장에서 에어로졸 광학두께(AOT; aerosol optical thickness)와 옹스트롬 지수(Ångström exponent)를 산출하고 SKYRAD.pack(Nakajima et al., 1996)의 알고리즘을 이용하여 단산란 알베도(single scattering albedo)와 에어로졸의 입경별 부피분포를 산출한다. 스카이 라디오미터와 라이다의 파장이 다르기 때문에 에어로졸 광학두께의 파장 의존도를 나타내는 옹스트롬 지수를 이용하여 500 nm의 에어로졸 광학두께로부터 532 nm에서의 값으로 내삽(interpolate)하여 사용하였다.

PM10은 입자의 직경이 10 μm 이하의 에어로졸(particulate matter; PM) 질량 농도(μg m⁻³)이다. 관측에 사용되는 기기는 베타선분진측정기(FH62C14; Thermo Andersen)로 베타 게이지(β gauge)를 이용하여 자동 연속 측정을 수행한다. 본 연구에서는 라이다 및 스카이 라디오미터와 동일한 기간 동안 기상청에서 운영하고 있는 관악산 관측소에서의 값을 1시간 평균하여 사용하였다.

3. 에어로졸 질량농도 산출방법

라이다 관측 결과로부터 에어로졸 소산계수를 산출하기 위해서는 다음의 라이다 방정식을 풀어야 한다(Klett, 1981; Fernald, 1984).

$$P(z) = \frac{C}{z^2 O(z)} [\beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z)] \exp\{-2 \int_0^z [\sigma_{aer}(r) + \sigma_{mol}(r)] dr\}, \quad (1)$$

여기서, $P(z)$ 는 고도 z 에서 후방산란 되어 돌아온 신호로 라이다 관측으로 얻는 값을 나타내며, C 는 라이다에서 발사된 빛의 강도, 망원경의 크기, 수신율 등을 포함한 기기상수, $O(z)$ 는 중첩보정함수, β 와 σ 는 각각 에어로졸(아래첨자 *aer*)과 공기분자(아래첨자 *mol*)에 의한 후방산란계수와 소산계수를 나타낸다. 중첩보정함수는 라이다의 기기 특성 상, 지표면 근처에서 후방산란 되는 빛을 전부 수신하지 못하는 현상을 보정하기 위한 값으로 본 연구에 사용되는 라이다는 지표면으로부터 600 m까지 중첩보정이 필요하다. 그러나 중첩보정을 하더라도 지표면 부근의 매우 낮은 고도에서는 오차가 매우 크기 때문에 본 연구에서는 지상 200 m 이하의 고도에서는 대기 혼합에 의해 에어로졸이 일정하게 분포한다고 가정하였다. 위 식(1)에서 공기분자에 의한 후방산란계수(β_{mol})와 소산계수(σ_{mol})는 오산에서의 라디오존데 관측 자료를 이용하여 계산하였다(Bucholtz, 1995). 서울과 오산의 기온 및 기압 차이가 있을 수 있으나 공기분자의 후방산란

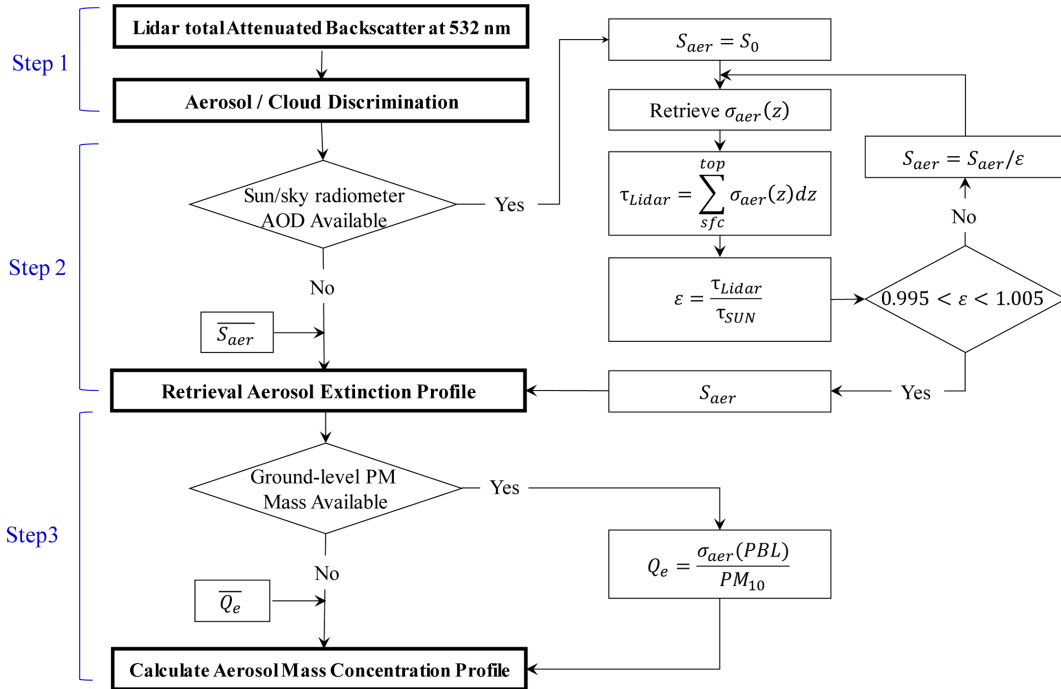


Fig. 1. A schematic diagram for the calculation of aerosol mass concentration from 2-wavelength polarization lidar, sun/sky radiometer and ground-level PM10 measurements.

계수 및 소산계수에 미치는 영향이 미미하기 때문에 고려하지 않았다.

식(1)에서 공기분자에 의한 소산과 산란 및 기기상수를 알고 있다고 하더라도 관측을 통해 얻는 값은 $P(z)$ 뿐이기 때문에 여전히 두 미지수, β_{aer} 과 σ_{aer} 이 남아 해를 얻을 수 없다. 따라서 두 미지수를 하나로 줄이기 위해 에어로졸에 의한 소산과 후방산란의 비를 라이다 상수(lidar ratio; S_{aer})로 정의하여 사용한다.

$$S_{aer}(z) = \frac{\sigma_{aer}(z)}{\beta_{aer}(z)}. \quad (2)$$

라이다 상수는 에어로졸의 물리적, 화학적 특성에 의해 결정되는 값으로 고도에 따라서도 변하는 값이다. 일반적으로 해염 입자나 황사 입자와 같이 상대적으로 큰 에어로졸은 작은 라이다 상수(20~40 sr)를 가지며 오염물질이나 생체소각(biomass burning) 에어로졸과 같이 작은 입자의 에어로졸은 보다 큰 라이다 상수(~70 sr)를 갖는다(e.g., Cattrall et al., 2005; Omar et al., 2009). 본 연구에서는 연직 평균한 라이다 상수를 가정하여 고도에 관계없이 일정한 값을 사용하였다. 이러한 가정을 하게 되면 서로 다른 종류의 에어로졸 층이 두 개 이상 존재할 경우 각각의 층에서의 라이다 상수가 달라 에어로졸 소산계수 산출에 오차가 발

생할 수 있으나 연직 평균된 라이다 상수를 사용하는 것이므로 연직 기주 내 에어로졸의 총량에는 영향을 미치지 않는다. 이처럼 라이다 상수를 이용하여 미지수를 하나로 줄이고 식(1)을 풀면 에어로졸 소산계수를 얻을 수 있다(Sasano et al., 1985; Kim et al., 2011).

라이다 관측 결과로부터 산출된 에어로졸 소산계수의 연직분포는 질량소산효율(mass extinction efficiency)로 나누어 줌으로써 에어로졸 질량농도의 연직분포로 전환이 가능하다. 에어로졸 질량소산효율은 단위질량의 에어로졸에 의한 소산을 의미하는 값으로 관측을 통한 직접 산출이 어렵기 때문에 일반적으로 물리적, 광학적 성질을 가정하고 에어로졸 크기분포로부터 미산란 이론을 통해 얻거나 에어로졸 질량농도와 소산계수를 독립적으로 관측하여 산출한다. 본 연구에서는 라이다와 지상 PM10 관측 자료가 동시에 분포할 때 라이다로 산출된 에어로졸 소산계수를 PM10 질량농도로 나누어 에어로졸 질량소산효율을 계산하였다. 이 때에도 라이다 상수와 마찬가지로 고도에 따른 에어로졸의 물리적, 광학적 특성 변화는 고려하지 않고 일정한 값을 사용하였다.

라이다 관측결과로부터 에어로졸 질량농도의 연직분포를 산출하는 과정을 간략히 도식화하여 나타내면 Fig. 1과 같다. 전체 과정은 크게 세 단계로 나누어 불

수 있는데, 먼저 라이다로 관측된 532 nm의 후방산란강도를 이용하여 에어로졸과 구름을 구분하여 구름이 존재하는 경우 분석에서 제외한다. 본 연구에서는 라이다 관측으로 산출된 초기자료에서 기기상수와 거리에 대해 표준화 한 값인 total attenuated backscatter가 1 km 이상의 고도에서 $10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ 보다 클 경우와 1 km 이하의 고도에서 $1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ 보다 클 경우 구름으로 판단하였다. 일반적으로 구름은 에어로졸에 비해 더 좁은 고도 구간에서 더 강한 신호를 보이기 때문에 이와 같은 방법을 통해 거의 대부분의 구름이 제거 가능하다. 이러한 방법은 광학적으로 매우 두꺼운 에어로졸 층이 존재할 경우 구름으로 판단하여 제외할 수 있으며 매우 얇은 구름 층을 제거하지 못할 가능성이 있으나 본 연구에서는 구름 판단의 기준을 엄격하게 적용하여 일부 에어로졸 층이 포함되더라도 구름을 최대한 제거하도록 하였다.

두 번째 단계에서는 구름을 제거한 라이다 자료를 1시간 평균하여 에어로졸 소산계수를 산출한다. 에어로졸 소산계수 계산을 시작하는 기준고도는 6 km로 정하여 6 km 이상의 고도에서는 에어로졸이 없다고 가정하였다. 실제로 봄철과 같이 중국 대륙으로부터 장거리 수송이 빈번하게 발생하는 경우 6 km 이상의 고도까지 에어로졸이 상승하기도 한다. 그러나 기준고도를 높이면 라이다 신호에 비해 잡음(noise)이 증가하기 때문에 고도가 증가함에 따라 감소하는 신호대 잡음비(signal to noise ratio; SNR)와 서울지역 에어로졸의 최대 상승 고도 및 그 빈도를 동시에 고려하여 기준고도를 정하였다.

라이다 관측 결과로부터 에어로졸 소산계수를 산출하는 과정에서 가장 중요한 변수인 라이다 상수는 동일 시각 스카이 라디오미터의 에어로졸 광학두께 관측 결과 유무에 따라 서로 다르게 결정하였다(Fig. 1). 동일 관측된 스카이 라디오미터의 에어로졸 광학두께 자료가 이용 가능할 경우에는 이를 이용하여 라이다 상수를 가정하지 않고 직접 구할 수 있다. 먼저 라이다 상수를 임의의 값(S_0)으로 가정하여 에어로졸 소산계수의 연직분포를 계산한다. 에어로졸 소산계수를 연직 적분하면 에어로졸 광학두께(τ_{Lidar})를 얻을 수 있는데 이를 스카이 라디오미터 관측으로 산출된 값(τ_{SN})과 비교하여 라이다 상수를 보정한다. 두 관측기로부터 얻은 에어로졸 광학두께의 값이 0.5% 이내에서 일치하게 하는 라이다 상수를 최종 선택하여 에어로졸 소산계수를 산출하게 된다. 이와 같은 방법을 전 기간 관측 자료에 적용하여 서울지역의 평균 라이다 상수 값($\overline{S_{aer}}$)을 얻고 라이다와 동일 시각 관측된 스카이 라디오미터 자료가 없을 때에는 이 값을 이용하였다.

마지막 단계는 에어로졸 소산계수를 에어로졸 질량

농도로 전환하는 과정이다. 에어로졸 질량농도 전환에 필요한 에어로졸 질량소산효율은 지상 PM10 관측 자료를 이용해 결정한다. 라이다 관측 결과는 지표면 근처의 신호에 대한 정확도가 떨어지기 때문에 지상 PM10 농도와 직접적인 비교가 어렵다. 본 연구에서는 대기 혼합층에서 에어로졸이 균일하게 분포한다고 가정하여 혼합층 내 평균 에어로졸 소산계수를 지표면에서의 값으로 사용하였다. 대기 혼합층은 라이다 관측 자료 결과를 이용하여 지표면에서 3 km 구간에서 신호가 가장 급격하게 감소하는 구간을 혼합층의 상부 경계로 하였다. 혼합층은 일변화 및 계절변화에 따라 그 고도가 달라지는데 겨울철 야간에는 수백 미터 정도로 낮아진다. 중첩고도가 높은 라이다를 사용할 경우 이로 인해 혼합층 고도 산정에 오차가 발생할 수 있으나 본 연구에 사용된 라이다는 200 m 이상의 고도에서는 중첩보정을 통해 안정적인 자료를 생산할 수 있기 때문에 이러한 문제는 고려하지 않았다. 에어로졸 질량소산효율(Q_e)은 식(3)과 같이 나타낼 수 있으므로 라이다 관측으로 산출된 혼합층 내 평균 에어로졸 소산계수를 지상 PM10 농도로 나누어 얻을 수 있다.

$$Q_e = \frac{\sigma_{aer}(PBL)}{PM_{10}} \quad (3)$$

위 식에서 $\sigma_{aer}(PBL)$ 은 혼합층 내 평균 에어로졸 소산계수(m^{-1})이고 PM_{10} 은 지상 PM10 질량농도를 나타낸다. 이렇게 계산된 에어로졸 질량소산효율을 각 고도에서의 에어로졸 소산계수에 나누어 줌으로써 에어로졸 질량농도의 연직분포를 산출한다. 라이다와 동일 시간에 관측된 지상 PM10 질량농도가 없을 때에는 두 번째 단계에서의 라이다 상수와 마찬가지로 관측 전기간의 자료로 산출된 평균값($\overline{Q_e}$)을 사용하였다.

4. 결과 및 토의

4.1 평균 라이다 상수 및 질량소산효율 산출

2006년 6월부터 2014년 5월까지의 1 시간 평균 관측 자료 중 라이다, 스카이 라디오미터 및 지상 PM10 관측 자료가 모두 존재하며 정상적으로 질량농도 산출이 가능한 총 7482개의 관측 자료를 선택하여 라이다 상수와 질량소산효율을 산출하였다. Fig. 2는 산출된 라이다 상수와 질량소산효율의 빈도 분포를 나타낸 것이다. 라이다 상수는 평균 60.44 ± 23.17 sr로 황사와 같은 먼지 입자가 대략 40 sr, 오염물질이 70 sr 정도의 값을 가짐을 고려해 볼 때(Omar et al., 2009), 주로 인위적인 배출원에 의한 오염물질에 의한 값이나 황사와 같은 다른 에어로졸과 혼합되어 있음을 추측해 볼 수 있으며 선행 연구에서 보고된 동아시아

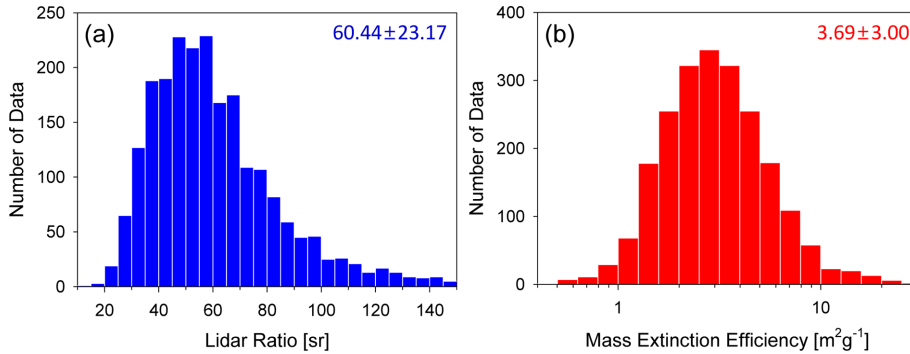


Fig. 2. Number distribution of (a) lidar ratio and (b) mass extinction efficiency determined from Lidar, sun/sky radiometer and ground-level PM10 measurements at Seoul from June 2006 to May 2014.

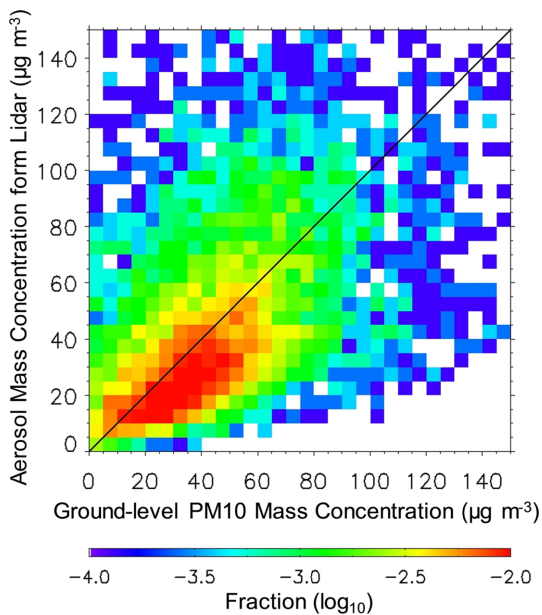


Fig. 3. Comparison of aerosol mass concentration from lidar and ground-level PM10 measurements. The mean values of aerosol lidar ratio (60.44 ± 23.17 sr) and mass extinction efficiency (3.69 ± 3.00 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$) for whole period are used to retrieve aerosol mass concentration from lidar measurements.

지역의 라이다 상수와도 비슷한 값을 보였다(e.g., Anderson et al., 2000; Catrall et al., 2005).

에어로졸 질량소산효율은 평균 3.69 ± 3.00 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ 로 나타났다. 이는 2001년 ACE-Asia 캠페인 기간 동안 고산에서 관측된 550 nm 파장에서 오염물질의 질량소산효율(4.5 ± 1.3 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)보다 낮고 황사의 질량소산효율(2.2 ± 0.1 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)보다는 높은 값이다(Kim et al., 2005). 또한, Hand and Malm (2007)은 이론적인 방법과 관측에 의한 방법을 이용한 60여개의 선행연

구로부터 미세입자(fine mixed)와 조대입자(coarse mixed)의 질량소산효율은 평균적으로 각각 3.6 ± 1.2 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$, 1.0 ± 0.9 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ 이며 유기물(particulate organic matter)은 3.5 ± 1.0 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$, 먼지(dust) 입자는 1.1 ± 0.4 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ 임을 보였다.

스카이 라디오미터와 지상 PM10 관측자료가 없을 경우 라이다 상수와 질량소산효율을 장기간 평균값을 사용함으로써 발생할 수 있는 오차에 대해 살펴보기 위해 라이다 관측 자료로부터 위에서 산출된 평균 라이다 상수와 질량소산효율을 이용해 관측 전 기간에 대해 에어로졸 질량농도를 산출하고 이를 지상 PM10 관측 결과와 비교해 보았다(Fig. 3). 지상 PM10 관측 결과와의 비교를 위해 라이다로부터 산출된 에어로졸 질량농도는 혼합층 내 평균값을 이용하였다. Fig. 3에서 볼 수 있듯이 라이다로 산출된 에어로졸 질량농도와 지상 PM10 관측 결과는 60 $\mu\text{g m}^{-3}$ 이하의 상대적으로 낮은 농도 구간에서는 지상 PM10 관측 결과가 약간 높게 나타나지만 평균은 각각 44.83 ± 29.05 $\mu\text{g m}^{-3}$, 44.51 ± 26.23 $\mu\text{g m}^{-3}$ 로 잘 일치하는 것을 확인할 수 있다.

4.2 에어로졸 입자의 크기에 의한 에어로졸 질량농도 산출 오차

선행연구에 따르면 에어로졸 질량소산효율은 에어로졸의 밀도나 굴절률(refractive index)보다는 입자의 크기분포에 더 큰 영향을 받는 것으로 알려져 있다(Hand and Malm, 2007). 특히, 한반도는 서로 다른 배출원에서 유입된 에어로졸이 빈번히 혼재하기 때문에 라이다 상수나 질량소산효율이 다양한 값을 가질 수 있다. 장기간 평균된 단일한 값을 사용함에 따라 발생할 수 있는 오차를 고려하기 위해 스카이 라디오미터를 이용하여 산출된 옹스트롬 지수를 이용하여 입자의 크기에 따른 라이다 상수와 질량소산효율의 변화에 대해 살펴보았다.

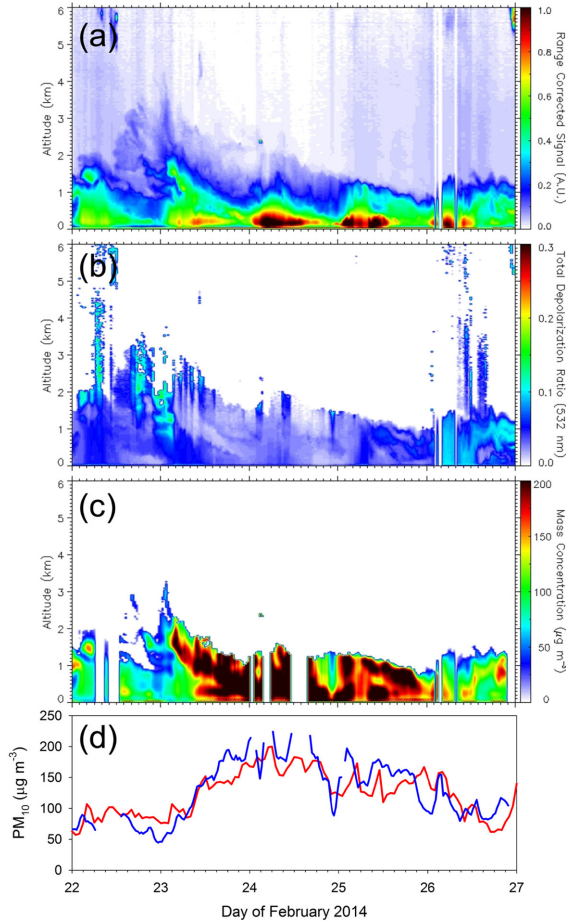


Fig. 4. Time-height image (THI) of (a) total attenuated backscatter, (b) total depolarization ratio at 532 nm, (c) aerosol mass concentration, and time series of (d) aerosol mass concentration from PBL mean of lidar measurement (blue) and from ground-level PM₁₀ (red) from February 22 to 26, 2014. Mean values for aerosol lidar ratio (60.44 sr) and mass extinction efficiency (3.69 m² g⁻¹) are used.

본 연구에서 제시된 방법을 대표적인 오염 사례와 황사 사례에 적용해 보았다. Fig. 4는 위에서 결정된 평균 라이다 상수와 질량소산효율을 이용하여 2014년 2월 22일부터 26일까지의 라이다 관측 결과에 적용한 결과이다. 지상 약 2 km 이내의 고도에 에어로졸 층이 분포하고 있으며 편광소멸도가 에어로졸 층에서 매우 낮은 값을 보이는 것을 보아 입자의 크기가 작고 구형에 가까운 인위적인 오염물질이 주로 분포하고 있음을 알 수 있다. 산출된 에어로졸 질량농도의 연직분포는 Fig. 4c와 같이 나타났으며 이 값을 혼합층 내 평균하여 지상 PM₁₀ 관측 결과와 비교하여 Fig. 4d에 나타내었다. 그림에서 확인할 수 있는 것처럼

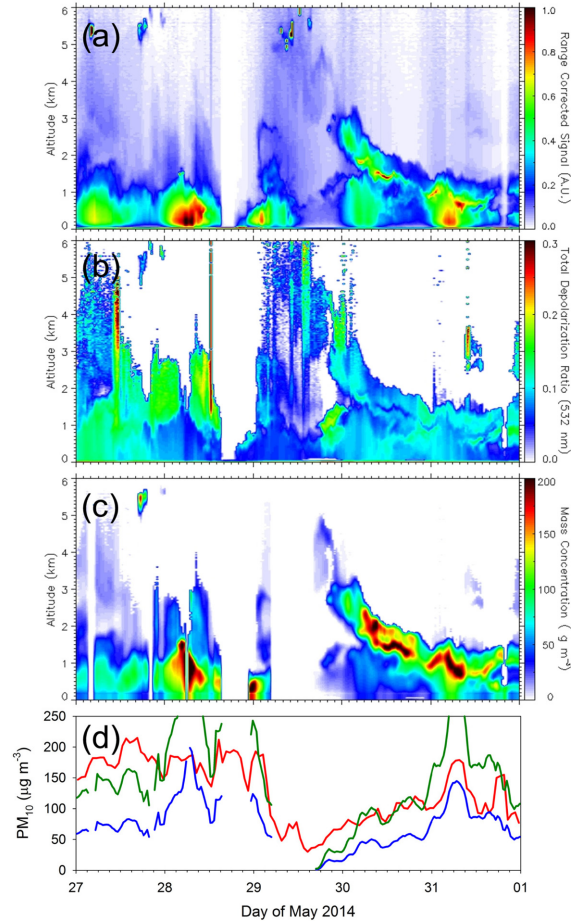


Fig. 5. Same as Fig. 4 but from May 27 to 31 2014. Green line in (d) represents aerosol mass concentration from lidar measurements using lidar ratio (57.22 sr) and mass extinction efficiency (1.82 m² g⁻¹), which are mean values for Ångström exponent less than 0.5.

두 결과는 매우 잘 일치하였다.

Figure 5는 2014년 5월 27일부터 31일까지의 관측 결과로 에어로졸 층에서 편광소멸도의 값이 0.1 이상의 값을 보여 황사 입자가 주로 분포하거나 다른 에어로졸과 황사가 섞여 있는 것을 알 수 있다. Fig. 5d를 보면 전 기간 평균한 라이다 상수와 질량소산효율을 사용하여 산출된 에어로졸 질량농도(푸른색 실선)는 지상 PM₁₀ 관측 결과(붉은색 실선)에 비해 전체적으로 낮은 값을 보이는 것을 알 수 있다. 특히, Fig. 5b에서 지표면 부근의 편광소멸도가 높아 황사 입자가 주도적인 것으로 판단되는 5월 27일에는 그 차이가 두드러지게 나타난다. 이는 Fig. 4d에서 편광소멸도가 낮을 때 두 결과가 잘 일치하는 것과 대조적으

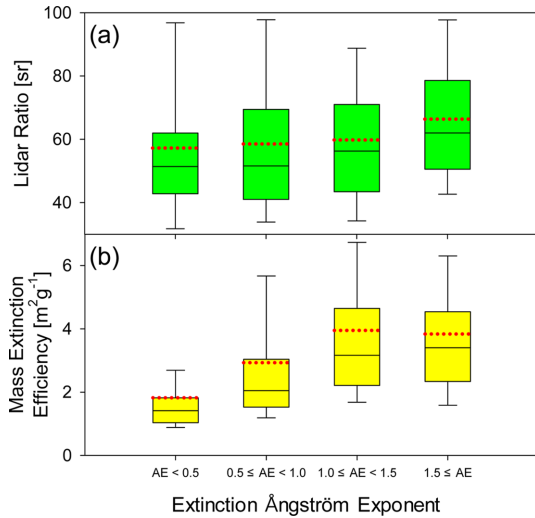


Fig. 6. Box-whisker plot of (a) lidar ratio and (b) mass extinction efficiency based on collocated measurements of Ångström exponent from sun/sky radiometer. Top and bottom of boxes and whiskers represent 75th, 25th, 95th and 5th percentile, respectively. Red dashed lines represent mean values.

로 인위적인 오염물질이 주로 분포할 경우 라이다로 산출된 에어로졸 질량 농도가 지상 PM10 농도와 비슷하게 나타나지만 황사가 존재하면 과소모의 됨을 의미한다. 실제로 서울지역에서 라이다로 관측한 에어로졸 층은 대부분 인위적인 오염물질에 의한 것이며 편광소멸도가 0.1 이상으로 높아 황사가 발생한 것으로 판단되는 자료는 전체의 약 2.5%로 그 빈도가 매우 작은 것으로 나타났다. 따라서 Fig. 4와 같이 편광소멸도가 낮아 오염물질이 주된 에어로졸 층은 라이다 상수와 질량소산효율을 전 기간 평균값으로 적용하여 에어로졸 질량농도를 산출할 경우 지상 PM10 결과와 잘 일치하지만 Fig. 5와 같이 황사층이 뚜렷하게 나타날 때에는 오차가 증가함을 알 수 있다.

황사 층에 대한 라이다 상수와 질량소산효율에 대해 살펴보기 위해 스카이 라디오미터로 관측된 옹스트롬 지수에 따른 변화를 Fig. 6에 나타내었다. 옹스트롬 지수는 에어로졸 광학두께의 파장 의존도를 나타내는 값으로 낮을수록 에어로졸 입자의 크기가 큰을 의미하기 때문에 황사의 관별에 유용하게 사용된다. Fig. 6에서 옹스트롬 지수가 증가함에 따라 라이다 상수와 질량소산효율이 모두 증가하는 것을 확인할 수 있다. 특히, 약 10% 이내에서 변동하는 라이다 상수와 달리 질량소산효율은 옹스트롬 지수가 0.5 이하일 때에는 $1.82 \pm 1.67 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 로 전체 평균인 $3.69 \pm 3.00 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 에 비해 51% 낮게 나타났다. 이는 황사

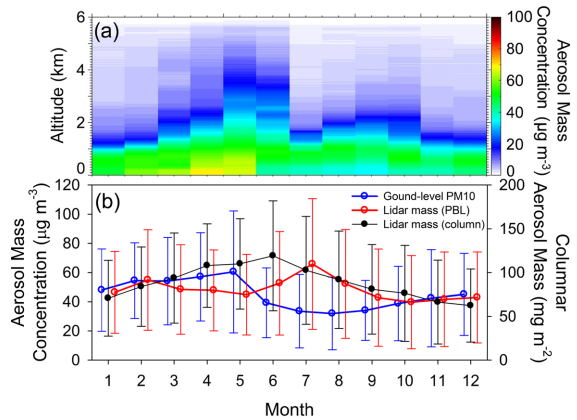


Fig. 7. Monthly variation of aerosol mass concentration; (a) vertical profile, (b) ground-level PM10 (blue), PBL mean (red) and columnar mass (black) from lidar measurements at Seoul from June 2006 to May 2014.

에어로졸의 질량소산효율이 $2.2 \pm 0.1 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ 로 오염물질의 질량소산효율($4.5 \pm 1.3 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$)보다 낮게 나타나는 선행연구와도 잘 일치하는 결과이다(Kim et al., 2005). 즉, 에어로졸 층에 황사 입자가 포함되면 오염물질만 존재할 때보다 더 작은 질량소산효율을 사용해야 한다는 것을 의미하며 강한 황사가 발생하여 옹스트롬 지수가 0.5 이하로 매우 낮을 경우, 전 기간 평균 질량소산효율을 사용하면 에어로졸 질량농도가 실제의 절반 이하로 과소모의 될 수 있음을 나타낸다. 실제로 황사가 발생한 기간의 결과인 Fig. 5d에서 녹색 실선은 옹스트롬 지수가 0.5 이하일 때의 평균 라이다 상수와 질량소산효율을 사용하여 계산된 혼합층 평균 에어로졸 질량농도로 전 기간 평균값을 사용한 결과(푸른색 실선)보다 지상 PM10 관측 결과(붉은색 실선)와 더 잘 일치하는 것을 볼 수 있다.

4.3 에어로졸 질량농도 연직분포의 계절(월) 변동

위의 방법을 이용하여 월 평균 에어로졸 질량농도를 산출하고 계절 변동성을 분석하였다. 라이다로 산출된 에어로졸 질량농도를 월 평균하여 Fig. 7에 나타내었다. Fig. 7a는 월 평균 에어로졸 질량농도의 연직분포로 대부분의 에어로졸이 지표면 부근에 분포하는 것을 볼 수 있으며 에어로졸 농도가 급격하게 낮아지는 대기 혼합층의 월 변동을 파악할 수 있다. 주야간 평균된 대기 혼합층 고도는 겨울철에 약 1 km 정도로 가장 낮으며 5~6월에는 약 2 km까지 높아지는 것을 볼 수 있다. 여름철인 7월과 8월은 지표면 온도 상승으로 인해 대기 혼합층 고도가 높아질 것으로 예상되나 라이다 관측에 의한 에어로졸 연직 분포로 판단한 혼합고는 잦은 강우로 인해 6월에 비해 급격

히 낮아지는 것으로 사료된다.

지상 PM10 관측 결과와 라이다로 산출된 혼합층 내 평균 에어로졸 질량농도의 월변화는 혼합층 고도가 상대적으로 낮은 가을과 겨울철에는 비교적 잘 일치하나 봄, 여름철에는 매우 다른 양상을 보였다(Fig. 7b). Fig. 7a에서 봄철인 4월과 5월에는 혼합층 내 에어로졸 질량농도가 고도에 따라 감소하여 라이다 산출 결과를 혼합층 평균하면 지상 PM10 농도보다 낮게 나타나지만 6월부터 9월까지의 지표면 근처보다 지상 약 1 km 상공의 에어로졸 농도가 더 높아 반대 양상을 보인다. 특히, 여름철에는 혼합층 내부의 활발한 대류로 인해 혼합층 상부까지 에어로졸이 상승하고 야간에 혼합층 상부에 잔류하는 에어로졸 층(residual layer)이 빈번히 형성되어 지상 PM10보다 라이다로 산출된 에어로졸 질량농도가 더 높게 나타나는 것으로 판단된다. Fig. 7b의 검은색 실선은 단위면적 당 연직 기주 내 에어로졸 총 질량을 나타내는 값으로 봄철에 높은 값을 보이고 초여름(6월)에 가장 높은 값을 보인 후 점차 감소하여 겨울에 가장 낮은 값을 보였다. 이는 선행 연구에서 보고된 동아시아 지역 에어로졸 광학두께의 월 변동과 동일한 결과이다(Kim et al., 2007).

4. 요약 및 결론

2006년 6월부터 2014년 5월까지 서울대학교에서 관측한 탄성 산란 라이다 관측 결과로부터 에어로졸 질량농도를 산출하였다. 산출 과정은 크게 세 단계로 (1) 532 nm 파장의 라이다 관측 결과에서 구름을 제거하고 에어로졸 소산계수 산출이 가능한 프로파일을 선택하고, (2) 선택된 자료로부터 Klett (1981)의 방법을 이용하여 에어로졸 소산계수를 계산한 뒤, (3) 에어로졸 질량소산효율을 이용하여 에어로졸 질량농도의 연직분포를 산출한다. 산출 과정에서 가장 중요한 변수인 라이다 상수와 질량소산효율은 라이다와 동시 측정된 스카이 라디오미터 및 지상 PM10 관측 결과를 이용하여 결정하였다. 먼저 라이다로 관측 결과로부터 계산된 에어로졸 소산계수를 연직 적분하여 에어로졸 광학두께를 얻고 스카이 라디오미터로 산출된 값과 비교하여 라이다 상수를 결정하고, 결정된 라이다 상수를 이용하여 산출된 에어로졸 소산계수의 혼합층 내 평균값을 지상 PM10 관측 결과로 나누어 질량소산효율을 구한다. 동일시간 관측된 스카이 라디오미터나 지상 PM10 관측 자료가 없을 때에는 전 기간 자료를 통해 산출된 라이다 상수와 질량소산효율을 평균값을 사용하였다.

라이다 상수와 질량소산효율의 평균값을 사용하여 산출된 에어로졸 질량농도는 지상 PM10 관측 결과와

비교해 볼 때 평균적으로는 잘 일치하는 모습을 보이거나 입자의 크기에 따라 오차가 커질 수 있다. 서울지역의 에어로졸은 대부분 옹스트롬 지수가 1.0 이상(80%)으로 입자의 크기가 작은 오염물질이 주로 관측되나 황사가 발생하여 입자의 크기가 큰 에어로졸이 분포할 경우 라이다 관측을 통해 산출되는 에어로졸 질량농도가 50% 이하로 과소모의 될 수 있음을 확인하였다.

라이다로부터 산출된 에어로졸 질량농도를 월 평균하여 지상 PM10 관측과 비교한 결과 계절에 따라 다른 양상을 보였는데 이는 대기 혼합층 내의 에어로졸 질량농도가 균일하지 않기 때문으로 판단된다. 혼합층 고도가 상대적으로 낮고 에어로졸 질량농도가 상대적으로 균일한 가을 및 겨울철은 두 결과가 잘 일치하였다. 그러나 하층의 에어로졸 질량농도가 높고 혼합층 상부로 갈수록 농도가 감소하는 봄철에는 지상 PM10 농도가 더 높게 나타나는 반면 지표면 부근의 에어로졸 농도가 더 낮은 여름철에는 라이다로 산출된 에어로졸 질량농도가 더 높게 나타났다.

본 연구에서 제시한 라이다로부터 에어로졸 질량농도의 산출 방법은 지상 PM10 관측과 동시에 활용 가능하다. 특히, 기존의 지상 PM10 관측으로는 알 수 없는 대기 상층의 에어로졸 분포를 제공함으로써 혼합층 내 에어로졸의 확산이나 중국 대륙으로부터 유입된 오염물질이나 황사 등의 연직 분포 분석에 중요한 정보를 얻을 수 있다. 그러나 라이다 관측 결과만으로는 에어로졸의 물리적, 화학적 특성을 파악하는데 한계가 있기 때문에 산출 정확도 향상을 위해서는 에어로졸의 종류에 따른 라이다 상수나 질량소산효율의 산정이 필요하다. 라이다로부터 산출되는 편광소멸도를 동시에 활용한 에어로졸 종류의 구분과 그에 따른 라이다 상수 및 질량소산효율의 결정도 본 연구 결과의 정확도 향상에 기여할 수 있다.

감사의 글

본 연구는 기상청 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원 강화사업(CATER 2012-3020)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Anderson, T. L., S. J. Masonis, D. S. Covert, and R. J. Charlson, 2000: In situ measurements of the aerosol extinctionto backscatter ratio at a polluted continental site. *J. Geophys. Res.*, **105**, 26907-26915.
- Bucholtz, A., 1995: Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, **34**, 2765-2773.

- Cattrell, C., J. Reagan, K. Thome, and O. Dubovik, 2005: Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S11, doi:10.1029/2004JD005124.
- Fernald, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: Some comments. *Appl. Opt.*, **23**, 652-653.
- Hand, J. L., and W. C. Malm, 2007: Review of aerosol mass scattering efficiencies from ground-based measurements since 1990. *J. Geophys. Res.*, **112**, D16203, doi:10.1029/2007JD008484.
- Kim, M.-H., S.-W. Kim, S.-C. Yoon, N. Sugimoto, and B.-J. Sohn, 2011: Characteristics of the lidar ratio determined from lidar and sky radiometer measurements in Seoul. *Atmosphere*, **21**, 57-67 (in Korean with English abstract).
- Kim, S.-W., 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**, 1634-1651.
- _____, _____, A. Jefferson, J. A. Ogren, and E. G. Dutton, 2005: Aerosol optical, chemical, and physical properties at Gosan, Korea during Asian dust and pollution episodes in 2001. *Atmos. Environ.*, **39**, 39-50.
- Klett, J. D., 1981: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, **20**, 211-220.
- Murayama, T., and Coauthors, 2003: An intercomparison of lidar-derived aerosol optical properties with airborne measurements near Tokyo during ACE-Asia. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8651, doi:10.1029/2002JD003259.
- Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, R. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben, 1996: Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.*, **35**, 2672-2686.
- Noh, Y. M., Y. J. Kim, B. C. Choi, and T. Murayama, 2007: Aerosol lidar ratio characteristics measured by a multi-wavelength Raman lidar system at Anmyeon Island, Korea. *Atmos. Res.*, **86**, 76-87, doi:10.1016/j.atmosres.2007.03.006.
- Omar, A. H., and Coauthors, 2009: The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1994-2014, doi:10.1175/2009JTECHA1231.1.
- Ramanathan, V., and Coauthors, 2008: Atmospheric Brown Clouds: Regional Assessment Report with Focus on Asia. United Nations Environment Programme, 367 pp.
- Sasano, Y., E. V. Browell, and S. Ismail, 1985: Error caused by using a constant extinction/backscattering ratio in the lidar solution. *Appl. Opt.*, **24**, 3929-3932.
- 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, A. Shimizu, and N. Sugimoto, 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.