

라만 라이다 시스템을 이용한 라이다 중첩함수 산출

Retrieval of Lidar Overlap Factor using Raman Lidar System

노영민* · Detlef Müller · 신동호 · 이경화

광주과학기술원 환경공학과

(2009년 3월 13일 접수, 2009년 6월 28일 수정, 2009년 8월 17일 채택)

Young M. Noh*, Detlef Müller, Dongho Shin and Kyunghwa Lee

Department of Environmental Science & Engineering,

Gwangju Institute of Science & Technology

(Received 13 March 2009, revised 28 June 2009, accepted 17 August 2009)

Abstract

The range-dependent overlap factor of a lidar system can be determined experimentally if a Raman backscatter signal by molecule is measured in addition to the usually observed elastic backscatter signal, which consists of a molecular component and a particle component. The direct determination of the overlap profile is presented and applied to a lidar measurement according to variation of telescope field-of-view and distance between telescope and transmitting laser. The retrieval of extinction coefficient by Raman method can generate high errors for heights below planetary boundary layer if the overlap effect is ignored. The overlap correction method presented here has been successfully applied to experimental data obtained in Gwangju, Korea.

Key words : Lidar, Raman, Field-of-view, Overlap, Extinction coefficient

1. 서 론

대기 오염은 발생원 인근 지역에만 한정된 문제가 아니고 기류를 따라 다양한 고도분포로 이동하기 때문에 주변 국가와 넓게는 전 지구적으로 영향을 미치게 된다(Ramanathan and Carmichael, 2008; Ramanathan *et al.*, 2007; Chung *et al.*, 2005). 특히, 대기오염물질들 중 가스상 오염물질에 비하여 황사, 오염입자, biomass burning 에어로졸 등의 입자상 오염물질

은 사회에 직접적으로 미치는 경제적 및 보건적 위험성뿐만 아니라 최근 환경적으로 가장 이슈가 되고 있는 지구 온난화에 미치는 불확실성으로 인하여 세계 각국의 사회적 및 과학적 관심이 높아지고 있다(IPCC, 2007). 대기 에어로졸을 실시간 연속적으로 관측할 수 있는 원격 탐사용 광학 장비는 Sun/sky radiometer (Dubovik *et al.*, 2002)와 UV-MFRSR (Kim *et al.*, 2006) 등 다양한 종류의 시스템이 있으나 대기오염물질의 고도분포를 포함하는 장거리 이동경로 및 광범위한 지역의 공간적인 대기오염 모니터링에는 한계가 있다.

광원으로서 레이저를 사용하는 능동형 광학 장비

*Corresponding author.

Tel : +82-(0)62-970-2478, E-mail : nym@gist.ac.kr

인 라이다(LIDAR: Light Detection And Range)는 대상 관측 물질의 농도뿐만 아니라 고도분포를 실시간 연속적으로 파악하여 기존 원격 탐사 광학장비의 한계를 극복할 수 있는 유용한 장비이다. 라이다 기술은 고도별 풍향, 풍속(Gentry *et al.*, 2000), 온도(Behrendt and Reichardt, 2000) 및 수증기 혼합비(Mattis *et al.*, 2002) 등의 기상인자 산출, 고도별 에어로졸 분포 산출(노영민 등, 2007; Müller *et al.*, 2005), 황사의 분포 파악(Murayama *et al.*, 2004) 등의 다양한 분야에서 활용되고 있다. 하지만 라이다 시스템은 광원으로서의 레이저 빔과 산란 신호를 수신하는 망원경 사이의 불완전한 중첩으로 인하여 장비가 설치된 고도에서부터 수백 미터에서 수 킬로미터 고도에 이르기까지 후방산란 신호 수신 시 손실이 발생하는 단점이 있다. 이러한 단점은 시스템 설계에 따라서 다양한 고도로 관측에 영향을 주게 되며 완벽히 중첩이 발생하지 않는 고도 이하에서는 분석 결과에 높은 오차를 발생시켜 분석 결과의 신뢰도에 영향을 주게 된다. 라이다 시스템이 개발된 이후로 고도별 중첩합수의 변화를 찾기 위하여 지난 수십 년간 많은 시도들이 있었다. Halldórsson and Langerholm (1978), Sassen and Dodd (1982), Ancellet *et al.* (1986)은 시뮬레이션을 통한 분석적인 방법으로 중첩합수의 영향을 파악하고자 하였으며, Velotta *et al.* (1998)은 광경로 모사 모델(a ray-tracing model)을 적용한 분석적 방법으로, Sasano *et al.* (1979)은 실험적 방법으로 분석하였다. 하지만 이러한 방법들은 공기분자나 대기 에어로졸에 의한 탄성 산란광만을 관측하여 분석한 결과로서 대기 구성 성분이 한가지 물질로 이루어진 것으로 가정하여 실시한 방법으로 공기분자와 각종 대기 에어로졸 등 다양한 종류의 구성성분이 혼합되어 지속적인 변화를 보여주는 실제 대기에 적용에는 많은 오차를 발생하였으며, 이러한 문제는 대부분의 대기 에어로졸이 존재하는 대기 경계층 내의 낮은 고도에서 특히 많은 문제를 일으켰다. 이외는 달리 탄성 산란광뿐만 아니라 공기분자의 라만 산란광을 수신하여 데이터를 분석하는 라만 해석 방법은 탄성 산란광만을 이용하는 분석 방법에 비하여 데이터의 정확성이 높으며(Ansmann *et al.*, 1992; Whiteman *et al.*, 1992) 중첩고도의 산출에도 응용할 수 있다(Wandinger and Ansmann, 2002).

본 연구에서는 라만 라이다를 이용하여 중첩합수

(Overlap factor)를 산출하는 방법을 제시하고 광주과학기술원의 다과장 라만 라이다 시스템(Noh *et al.*, 2008, 2007; 노영민 등, 2006)으로 2004년부터 2005년까지 실시된 라만 라이다 관측 데이터를 활용하여 중첩합수를 산출하여 관측기간 중 송신 레이저 거리 조정 및 각 광학부품 정밀 조정에 따른 중첩합수 변화를 연구하여 중첩합수가 대기 에어로졸 광학적 특성 분석에 미치는 영향을 연구하였다.

2. 연구 방법

2.1 중첩합수

라이다 시스템에서 신호 수신부인 망원경의 시야(Field-of-view)에 대기 중으로 조사되어 후방산란된 광의 수집 정도를 나타내는 중첩합수는 수신 정도에 따라 0에서 1 사이의 값으로 표현할 수 있으며, 1은 모든 후방산란광을 손실 없이 수신함을 의미한다. 일반적으로 1의 중첩합수 값이 관측되기 시작하는 고도를 중첩고도(overlap height)라고 하며 후방산란된 신호를 100% 수신할 수 있음을 의미한다. 중첩합수에 영향을 주는 요소 중 가장 중요한 것은 대기중으로 조사되는 레이저 광원과 수신 망원경의 거리이다. 다음으로 고려되어야 할 요소는 망원경의 시야(field-of-view)로서 이 값은 망원경의 초점에 위치한 pinhole의 직경에 따라 가변하며 직경이 작을수록 낮은 field-of-view 값을 가진다. 마지막으로 고려되어야 할 것은 레이저 광의 빔 확산도(beam divergence)로 높은 값을 보일수록 중첩고도는 낮아지나 앞의 두 요소에 비하여 중첩고도에 미치는 영향은 미미하다. 그림 1은 레이저 광의 조사 위치에 따라 분류된 시스템 형식을 보여준다. 그림 1(a)는 산란광을 수신하는 망원경의 중앙에서 레이저 광을 대기중으로 조사하는 coaxial 방식으로 망원경의 시야 가운데에서 레이저광을 대기 중으로 조사함으로써 최저의 중첩고도를 가지게 된다. 그림 1(b)는 망원경 경통 외부에서 레이저 광을 조사하는 biaxial 방식으로 망원경에서 먼 곳에서 레이저 광을 조사할수록 중첩고도는 높아지게 된다.

대기 관측에 사용되는 다양한 종류의 라이다 시스템은 관측 목적에 따라 구조를 결정하게 된다. 성층권 오존을 관측하기 위한 DIAL (Differential Absorp-

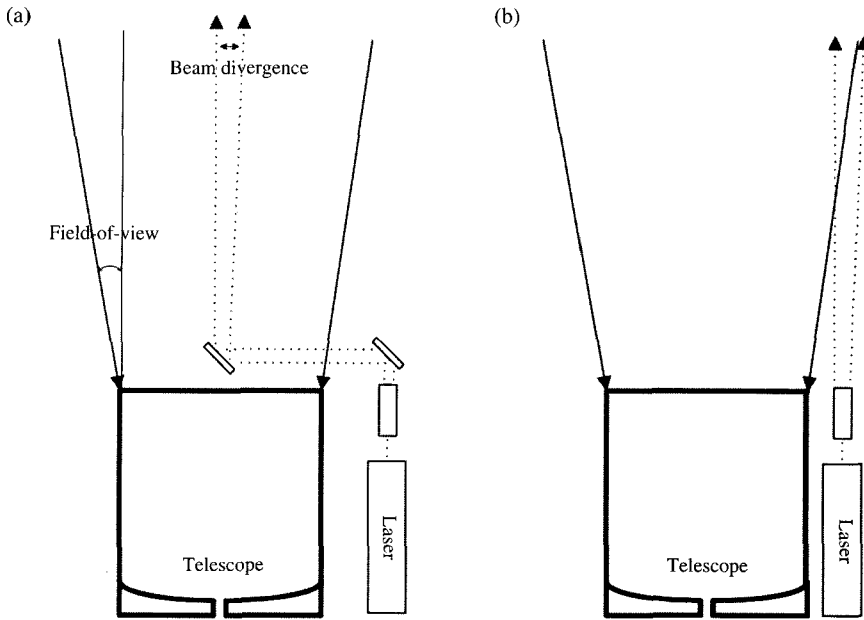


Fig. 1. Two types of laser transmitting system. (a) coaxial type, (b) biaxial type.

tion Lidar) 시스템의 경우 저고도에서 대기 에어로졸 등에 의한 영향을 최소화하기 위하여 biaxial의 구조로서 레이저 빔과 망원경과의 거리를 증가시켜 중첩 고도를 수 km 이상으로 설정하여 분석 시 중첩에 의한 영향을 고려하지 않아도 된다. 이와 달리, 대기 경계층(Planetary Boundary Layer: PBL) 내에서의 대기 에어로졸의 특성 분석이 목적인 경우 대기 에어로졸의 분포 특성상 저고도에서의 관측이 중요하다. 이 경우 관측 시스템의 구조를 coaxial 방식을 취하거나 biaxial 구조일지라도 본 연구에서와 마찬가지로 레이저와 망원경의 거리를 최소화하게 된다. 이 경우 저고도에서 높은 농도의 공기분자와 대기 에어로졸로 인하여 검출한계 이상의 후방산란 신호가 수집되어 관측이 불가능해질 수 있으므로 레이저 빔의 강도, 망원경 크기, 검출기 성능을 고려하여 시스템의 구조를 결정하게 된다.

레이저 빔의 빔 확산도, 빔의 단면적, 빔의 방향, 망원경의 광학계(main mirror, second mirror 특성 등), 수신 광학계의 정확한 구조 및 특성 등을 이용하면 이론적인 방법으로 중첩함수를 산출할 수 있으나 실제 대기 관측에서는 많은 오차를 유발한다. 본 연구에서는 중첩함수를 산출하는 여러 방법 중 라만 라

이다 시스템으로 관측된 실제 대기 데이터를 활용하는 Wandinger and Ansmann (2002)이 제안한 방법 중 직접 산출 방법을 활용하였다.

에어로졸에 의한 탄성산란 분석을 위한 라이다 식과 라만 산란을 이용하는 식은 각각 다음과 같다.

$$P_0(z) = C_0 O_0(z) z^{-2} [\beta_{0,P}(z) + \beta_{0,M}(z)] T_0(z)^2 \quad (1)$$

$$P_R(z) = C_R O_R(z) z^{-2} \beta_R(z) T_0(z) T_R(z) \quad (2)$$

여기서, P 는 수신된 에너지; O 와 R 은 송신된 레이저 파장 λ_0 와 라만 산란 파장 λ_R ; C_0 와 C_R 는 탄성 산란과 라만 산란 채널을 위한 시스템 상수; $O(z)$ 는 중첩함수로서 지표면에서는 0의 값을 가지고 관측 고도가 상승하여 완벽히 중첩이 되는 고도에서 1의 값을 지니는 함수

중첩함수를 구하기 위해서 $O_0(z) = O_R(z)$ 로 가정을 하며 이는 기기 광학계들의 조정이 탄성 및 라만 산란 채널에서 완벽할 때 성립될 수 있다. 식(1)에서 $\beta_{0,P}$ 와 $\beta_{0,M}$ 는 에어로졸과 공기분자에 의한 탄성 후방산란계수(Elastic backscatter coefficient)를, 식(2)에서 β_R 은 질소분자나 산소분자에 의한 라만 후방산란

신호를 나타낸다. T_0 는 파장 λ_0 에서 라이다 시스템과 후방산란이 일어난 지점 사이의 대기 투과율, T_R 은 파장 λ_R 에서의 라만 산란의 투과율을 나타낸다.

고도별 중첩함수 값은 $O_0(z)=O_R(z)$ 를 만족하는 조건에서 식(2)의 변환을 통하여 수신된 신호 $P_R(z)$ 로부터 식(3)을 직접 구할 수 있다.

$$O(z) = \frac{P_R(z)z^2}{C_R \beta_R(z) T_0(z) T_R(z)} \quad (3)$$

고도 상승에 따른 공기 밀도 감소와 공기분자에 의한 투과율 변화 특성은 온도와 압력 모델이나 라디오 존데 데이터로부터 믿을 수 있는 정확도로 계산할 수 있으며 본 연구에서는 라만 라이다 관측 지점에서 5 km 떨어진 곳에서 하루에 4차례 (03:00, 09:00, 15:00, 21:00 (local time))에 관측되는 존데 자료를 이용하였다. 라만 방법 (Ansmann *et al.*, 1992)의 적용으로 식(1)에서의 에어로졸 산란 신호를 식(2)에서의 공기분자 산란 신호로 나누어서 계산된 신호비 (signal ratio)를 분석하고, 이 분석값으로 산출된 에어로졸 후방산란계수로부터 입자에 의한 투과율의 변화를 얻을 수 있다. 대기 투과율에서 입자에 의한 소산 (extinction) 부분은 입자에 의한 후방산란계수로부터 라이다 비 (extinction-to-backscatter ratio)를 가정하여 구할 수 있다. 이 때 라이다 비는 중첩함수 값이 1을 가지는 중첩 고도 이상의 라이다 비를 라만 방법으로 계산하고 1 이하의 중첩고도에서도 같은 라이다 비를 가진다고 가정하여 입자에 의한 소산영향을 구할 수 있다. 본 연구에서 라이다 비의 선정은 라만 라이다 시스템을 활용하여 공기분자의 라만 산란광을 이용하는 라만 해석 방법을 적용하여 데이터 해석 시 라이다 비를 가정하지 않고 실측된 값을 활용하여 잘못 선정된 라이다 비로부터 발생할 수 있는 오차를 제외하였다.

2.2 GIST 라만 라이다 시스템

본 연구에서 대기 관측에 사용된 장비는 광주과학기술원의 다파장 라만 라이다 시스템으로 시스템의 구조 및 관측 방법은 Noh *et al.* (2008, 2007)에 설명되어 있다. 본 연구에 사용된 탄성 및 라만 후방산란 신호의 수집은 7.5 m의 고도 분해능으로 10분 간격으로 실시되었다. 라만 산란 신호는 탄성 산란 신호에 비하여 10^{-3} 에서 10^{-4} 의 미약한 강도를 보여 중

Table 1. Specifications of telescope and laser.

Telescope	Type	Cassegrain
	Diameter	8 inch (203.2 mm)
	Field-of-view	0.5 ~ 3.0 mrad
Laser	Type	Nd:YAG (CFR400 Big Sky Laser)
	Wavelength	355, 532 (nm)
	Repetition rate	20 (Hz)
	Beam divergence	0.2 (mrad, after passing beam expander)

Table 2. Field-of-view of telescope and distance between telescope and laser beam each observation dates.

Date	Field-of-view (mrad)	Distance (mm)
2004. 02. 10 (20:00~01:20)	0.25	150
2004. 02. 24	1.0	150
2004. 10. 27	2.5	40
2004. 11. 15	2.0	40
2005. 06. 01	4.0	40

첩함수 산출에는 3시간 (18 profiles; 216,000 laser shot)에서 5시간 (30 profiles; 360,000 laser shot) 동안 수집된 신호를 합산하여 중첩함수 분석에 사용하였다. 단, 합산에 사용되는 시간 동안의 각 프로파일들의 고도별 관측값이 각각 5% 이내의 차이를 보일 경우에만 관측 데이터를 분석에 사용하고 갑작스런 구름 등의 유입으로 급격한 강도의 차이를 보이는 구간은 분석 데이터에 포함되지 않도록 하였다.

본 연구와 직접적으로 관련되는 중첩고도에 영향을 주는 망원경과 레이저의 각 항목별 사양은 표 1에 정리하였다. 광주과학기술원의 다파장 라만 라이다 시스템은 biaxial 방식의 관측 시스템으로 구성되어 있으며 본 연구에서 중첩함수 산출을 위한 라만 산란 (387, 607 nm) 및 탄성 산란 (355, 532 nm) 신호 수신은 8 inch 직경의 두 개의 망원경으로 각각 한 파장의 탄성산란과 라만 산란 신호를 수신하였다. 표 2는 중첩함수 산출에 사용된 데이터의 각 관측일에 설정된 망원경과 레이저 빔과의 거리와 망원경 field-of-view의 값을 정리한 것으로 관측 기간 중의 망원경의 field-of-view는 0.5 ~ 6.0 mm 사이의 pinhole 크기의 가변으로 0.25 ~ 3.00 mrad의 조건으로 관측이 실시되었다. 망원경과 레이저 빔과의 거리는 2004년 9

월 관측기간까지는 150 mm였으나 2004년 10월부터 레이저 빔의 위치를 40 mm로 좁혀 관측을 실시하였다. 레이저의 빔 확산도는 5배 배율의 빔 확대기(Beam expander) 통과한 후 0.2 mrad의 값으로 관측이 실시되었다. 라만 라이다 관측 시 관측 장소의 이동이나 장기간 관측 중단 등의 사유로 시스템 광학계가 뒤틀어질 가능성이 있는 경우에는 반드시 광학계의 조정을 실시하였으며, 관측기간 중에도 주기적 점검이 이루어 시스템 구조로부터 발생할 수 있는 오차를 최소화 하였다.

3. 결 과

2004년 2005년의 2년 동안의 라만 라이다 관측 기간 중 대기 에어로졸의 농도가 낮고 청명한 날 관측된 데이터를 중첩 함수 산출에 활용하여 에어로졸에 의한 영향을 최소화하였다. 2004년 2월 10, 24일, 10월 27일, 11월 15일, 2005년 6월 1일, 총 5일의 관측일을 선정하였으며, 중첩함수에 영향을 주는 요소인 망원경의 field-of-view와 망원경과 레이저 빔과의 거리를 각 관측일 별로 표 2에 정리하였다. 2004년 9월 이전에는 대기 경계층 상층에서 관측되는 고층 장거리 이동 에어로졸과 구름이 주요 관측 대상이어서 관측 시 망원경의 field-of-view를 좁게 하고 상대적으로 먼 거리에서 레이저 빔을 대기 중으로 조사하도록 시스템 구조를 설정하였으나, 2004년 9월 이후 field-of-view를 넓히고 망원경과 레이저 빔과의 거리를 좁혀 대기 경계층 내의 낮은 고도에 존재하는 대기 에어로졸 관측에 용이하게 시스템 구조를 변경하였다.

그림 2(a)와 (b)는 2004년 2월 10일과 24일에 관측된 결과를 활용하여 산출한 355 및 532 nm 파장의 고도별 중첩함수 값을 보여준다. 각각의 field-of-view는 0.25와 1.0 mrad이었으며, 망원경과 레이저 빔과의 거리는 두 관측일 모두 동일하게 150 mm이었다. 양쪽 모두 고도 500 m까지는 중첩함수가 0을 보였으며, 500 m 이상의 고도에서부터 중첩함수가 증가하기 시작함을 보여준다. 관측 당시 설정된 레이저 빔과 망원경과의 거리로 인하여 지표면에서부터 500 m의 고도까지는 후방산란 신호가 수신되지 않고 500 m 이상의 고도에서부터 후방산란 신호가 수신되기 시

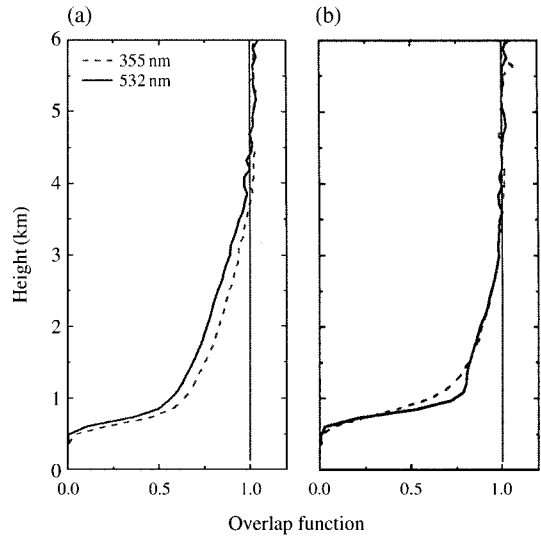


Fig. 2. Overlap profiles determined by direct method [Eq. (3)] at 355 nm (dotted line) and 532 nm (solid line) in Feb. 10 (a) and Feb. 24 (b) 2004.

작하여 1 km의 고도까지 중첩함수는 급격히 증가하여 0.7에 이르게 된다. 그 이후의 고도부터는 중첩함수는 점진적으로 증가하기 시작하여 그림 2의 (a)에서 보듯이 각각 4 km에서 1에 이르게 된다. 그림 2의 (b)의 경우에는 500 m에서 1 km의 고도에서 중첩함수의 변화가 (a)에 비하여 급격하고 중첩함수가 1이 되는 고도도 3 km로 그림 2의 (a)에 비하여 낮은 값을 보였다. 두 그래프에서 중첩함수가 1이 되는 고도의 차이는 각 관측일의 field-of-view 설정 차이에 의한 영향으로 0.25 mrad의 값으로 설정된 2월 10일에는 4 km의 높은 고도에서부터 후방산란 신호가 손실 없이 관측됨을 보여주나 1.0 mrad의 field-of-view로 조정된 2월 24일에는 3 km의 고도에서부터 손실 없이 관측 데이터를 수집할 수 있음을 보여준다. 그림 3의 (a), (b), (c)는 망원경과 레이저 빔과의 거리를 이전의 150 mm에서 40 mm로 좁힌 후 관측 결과를 분석한 것으로 200 m의 고도에서부터 후방산란 신호의 수신이 시작함을 보여준다. 또한, 200 m에서부터 수신되는 후방산란 신호는 고도 상승과 함께 급격하게 증가하기 시작하여 각각 1.2, 1.5, 0.6 km에서 모든 신호가 수신됨을 확인할 수 있다. 각 관측일 별로 중첩함수가 1이 되는 고도의 차이는 각 관측일에 설정된 field-of-view의 차이에서 유발된 것으로 가장 낮은

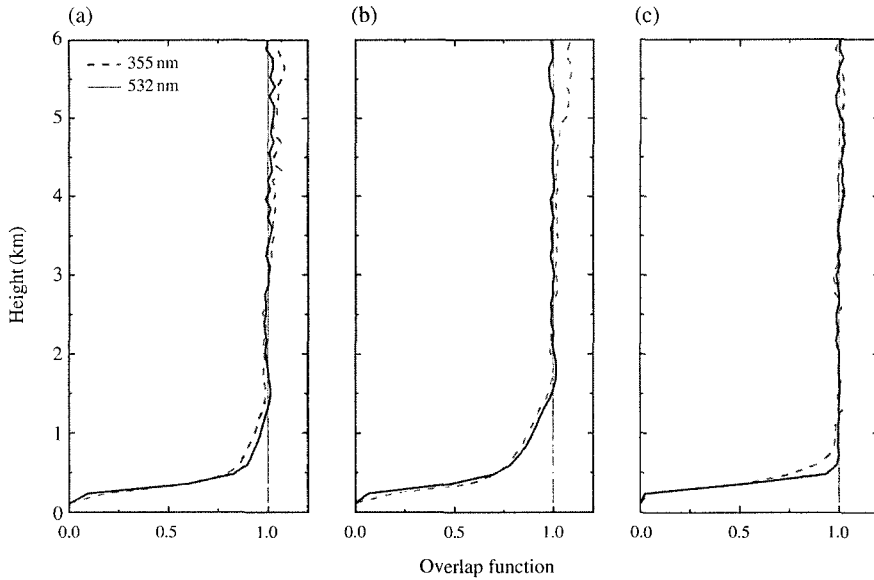


Fig. 3. Overlap profiles determined by direct method [Eq. (3)] at 355 nm (dotted line) and 532 nm (solid line) in Oct. 27 (a), Nov. 15 (b) 2004 and Jun. 1 2005 (c).

고도인 0.6 km에서 1의 중첩함수가 관측된 2005년 6월 1일에는 4.0 mrad의 field-of-view로 설정되어 대기 관측이 수행되었다. 이상에서와 같이 레이저와 망원경의 거리에 따라 유효 최저 관측 고도가 변화됨을 확인할 수 있었고, 유효 관측 고도 이상에서 후방산란 신호의 수신에 가능하나 망원경의 field-of-view에 따라 100%의 신호수신 고도가 변화함을 알 수 있었다. 이상에서와 같이 라만 라이다 관측을 통하여 시스템의 중첩함수를 고도별로 확인할 수 있었다. 고도별 중첩함수의 확인이 중요한 것은 앞에서 언급한 바와 같이 분석결과의 정확성에 직접적으로 연관이 되기 때문이다. 라이다 관측으로 분석할 수 있는 가장 기본적인 결과는 후방산란계수(Backscatter Coefficient)와 소산계수(Extinction coefficient)이다.

본 연구에서는 2004년 3월 1일과 10월 30일에 532 nm 채널로 관측된 데이터를 이용하여 후방산란계수와 소산계수를 산출하였다. 산출 시 후방산란계수는 Raman 라이다 방법(532 nm 탄성 산란 파장, 607 nm nitrogen Raman 파장; Ansmann *et al.*, 1992) 및 Klett 방법(Klett, 1981)으로 해석을 수행하였다. Klett 방법을 이용한 후방산란계수와 소산계수 분석 시 기준고도는 3월 1일과 10월 30일에 각각 9 km와 10.5 km를 선정하여 분석하였다. 라만 라이다 방법으

로 계산된 소산계수는 각각의 관측일에 근접한 2004년 2월 24일(그림 2(b))과 10월 27일(그림 3(b))에 분석된 중첩함수를 사용하여 보정하였다. 그림 4는 라만 라이다 방법 및 Klett 방법을 이용하여 분석된 후방산란계수의 결과를 보여준다. Raman 라이다 방법을 이용한 후방산란계수의 해석은 탄성산란과 라만 산란의 비로부터 값을 산출하는 방식으로 인하여 중첩효과에 의한 영향을 받지 않고 최소의 신호가 수신되는 고도까지 정확한 해석값을 도출하나, Klett 방법을 통한 분석 결과는 중첩효과로 인하여 신호 수신이 감소하기 시작하는 4 km 고도부터 오차를 발생하기 시작하여 중첩효과가 커지는 낮은 고도로 갈수록 오차가 증가하여 1 km 이하의 고도에서는 에어로졸의 분포를 분석할 수 없음을 보여준다. 그림 4(b)는 레이저와의 거리와 망원경의 field-of-view 조정을 통하여 최소 관측 고도를 200 m 이내로 낮추어 관측한 10월 30일 분석된 후방산란계수로서 라만 분석 결과는 지표면까지 결과를 산출해 내었으나, Klett 방법은 그림 4(a)와 마찬가지로 중첩함수의 영향을 받기 시작하는 1.3 km의 고도부터 오차를 유발하기 시작하여 대기 에어로졸이 높은 농도로 관측된 지표면 부근에서는 에어로졸의 분포를 파악하지 못함을 보여준다.

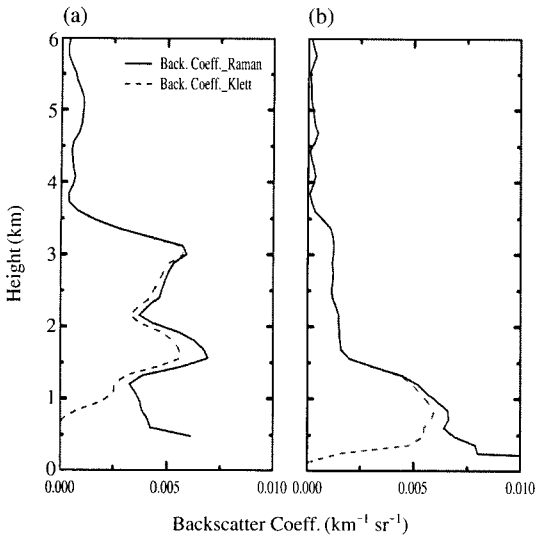


Fig. 4. Aerosol backscatter coefficient derived by Raman (solid line) and Klett (dotted line) method on 1 March (a) and 30 October (b) 2004.

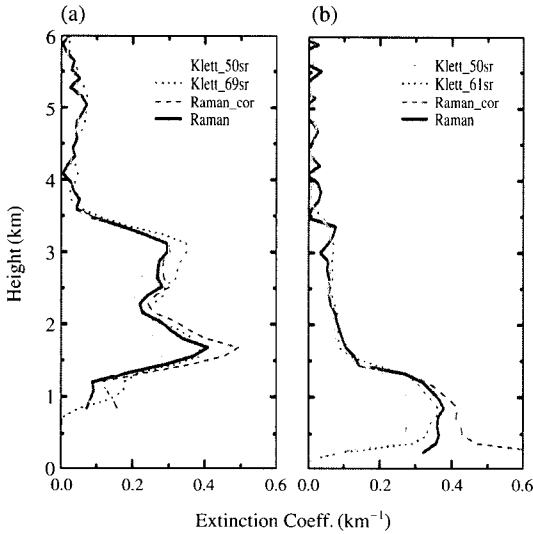


Fig. 5. Aerosol extinction coefficient derived by Raman and Klett method on 1 March (a) and 30 October (b) 2004.

그림 5는 라만 방법만으로 산출한 소산계수와 중첩합수를 이용하여 보정된 소산계수, 그리고 Klett 방법으로 분석된 결과를 보여준다. 라만 산란광만을 이용하는 소산계수의 산출은 1 km(그림 5(a))와 200 m

Table 3. Aerosol optical depth (AOD) according to analysis method and overlap correction.

Date	Methods	Total column ¹		Corrected layer ²	
		AOD	Δ^* (%)	AOD	Δ (%)
1-Mar.	Raman	0.736	12	0.55	15
	Raman-c [#]	0.833	-	0.645	-
	Klett_50sr	0.619	26	0.454	30
	Klett_69sr	0.851	2	0.623	3
30-Oct.	Raman	0.603	13	0.446	17
	Raman-c	0.695	-	0.538	-
	Klett_50sr	0.479	31	0.327	39
	Klett_61sr	0.569	18	0.399	26

*difference with the value of overlap corrected AOD

[#]Overlap corrected Raman results

¹Height range: 0.5 ~ 6 km (1-March), 0.2 ~ 6 km (30-October)

²Height range: 0.5 ~ 3.5 km (1-March), 0.2 ~ 1.6 km (30-October)

(그림 5(b))까지 해석값을 산출하였다. 이와 같이 라만 라이다 방법을 이용한 소산계수의 산출은 중첩합수가 1인 고도 이상에서만 정확한 분석 결과를 얻을 수 있었으며, 중첩합수가 1 이하인 고도에서는 대기의 상태에 따라서 변화하는 경향을 보이거나 분석이 되지 않거나 중첩합수의 역의 값으로 오차를 일으켰다. 중첩합수값을 고도별로 알고 있다면 그 값을 활용하여 소산계수의 오차를 고도별로 수정이 가능하다. 그림 5(a)의 경우처럼 1 km 고도까지만 소산계수가 분석된 경우는 중첩합수를 이용한 소산계수의 보정으로는 대기 에어로졸의 정확한 분포를 파악할 수 없었다. 하지만, 그림 5(b)에서와 보듯이 200 m의 낮은 고도까지 최소 관측 결과를 산출한 경우 중첩합수를 이용한 보정을 통하여 대기 에어로졸의 분포 형태를 정확하게 파악할 수 있었다.

Klett 방법을 이용한 에어로졸 소산계수의 산출 시 기준고도는 후방산란계수에서 적용된 고도를 사용하였으며, 라이다 비의 가정은 동북아시아 지역의 대기 에어로졸 분석에 일반적으로 사용되는 50sr의 라이다 비와 라만 방법으로 산출된 라이다 비(3월 1일: 69sr, 10월 30일: 61sr)를 사용하여 분석을 실시하였다. 그림 5에서 보는 바와 같이 Klett 방법에 의한 소산계수의 산출은 기준고도와 함께 중요한 분석 입력 자료인 라이다 비에 따라 높은 오차를 산출함을 알 수 있다. 라만 라이다로 산출된 라이다 비를 사용할 경우 라만 라이다와 같은 소산계수가 산출되었다. 하지만, 후방산란계수에서와 마찬가지로 중첩고도에 의

한 영향으로 대기 에어로졸의 분포와 일치하는 프로파일은 산출되지 않았으며 오차는 중첩합수의 감소에 반비례하여 증가하였다.

그림 5에서 보여준 각각의 에어로졸 소산계수 프로파일을 활용하여 에어로졸 광학적 두께 (Aerosol Optical Depth: AOD)를 최소 관측 고도부터 전체 에어로졸 층과 중첩합수 보정이 이루어진 구간에 대해서 구하여 표 3에 정리하였다. 에어로졸 소산계수가 산출되는 최소 고도에서부터 6 km 고도까지와 중첩합수의 보정이 실시된 영역으로 각각의 AOD를 산출하였다. 중첩합수 보정이 이루어진 라만 라이다 산출값을 참값으로 가정할 때, 그림 5에서 보여지는 바와 같이 잘못 적용된 라이다 비를 적용한 Klett 방법으로 산출된 경우 최대 39%의 오차를 보였으며, 라만 라이다로 산출된 값도 보정이 되지 않으면 20% 가까운 오차를 유발함을 알 수 있다.

4. 결 론

본 연구에서는 라만 라이다 데이터 분석 방법을 응용하여 라이다 중첩합수 산출 방법을 제시하고, 관측 결과를 활용하여 중첩합수를 직접 산출하였다. 대기 에어로졸의 고도 분포를 파악하고자 할 경우 라만 라이다로 산출된 후방산란계수는 Klett 방법으로 산출된 결과와 달리 중첩합수의 영향을 받지 않아 최소 관측 고도까지 정확한 분포를 파악할 수 있었다. 대기 에어로졸의 광학적 특성을 파악하기 위한 에어로졸 소산계수 산출도 Klett 방법에 비하여 Raman 방법으로 산출된 값이 보다 정확한 값을 산출하나, 후방산란계수와는 달리 중첩합수의 영향으로 중첩합수가 1 이하인 고도에서는 오차를 발생하였다. 하지만 이 오차는 중첩합수를 이용한 보정으로 보완할 수 있음을 알 수 있었다. 본 분석을 통하여 대기 경계층 이내에서의 낮은 고도에서 발생하는 대기 에어로졸이 목적인 라이다 관측 시 정확한 대기 에어로졸의 분포 및 광학적 특성을 연구하기 위해서는 중첩합수를 이용한 보정이 필수적이라 할 수 있다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER

2009-3112)의 지원으로 수행되었습니다.

참 고 문 헌

- 노영민, 김영민, 김영준, 최병철 (2006) GIST/ADEMRC 다파장 라만 라이다 시스템을 이용한 안면도 지역에서의 라이다 비 연구, 한국대기환경학회지, 22(1), 1-14.
- 노영민, 김영준, Delef Müller (2007) 역행렬 알고리즘을 이용한 다파장 라만 라이다 데이터의 고도별 에어로졸 Microphysical Parameter 도출, 한국대기환경학회지, 23(1), 97-109.
- Ancellet, G.M., M.J. Kavaya, R.T. Menzies, and A.M. Brothers (1986) Lidar telescope overlap function and effects of misalignment for unstable resonator transmitter and coherent receiver, *Appl. Opt.*, 25, 2886-2890.
- Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis (1992) Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar, *Appl. Opt.*, 31, 7113-7131.
- Behrendt, A. and J. Reichardt (2000) Atmospheric temperature profiling in the presence of clouds with a pure rotational Raman lidar by use of an interference-filter-based polychromator, *Applied Optics*, 39(9), 1372-1378.
- Chung, C.E., V. Ramanathan, D. Kim, and I.A. Podgorny (2005) Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. D24207. *J. Geophys. Res.*, 110. doi:10.1029/2005JD006356.
- Dubovik, O., B.N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M.I. Mishchenko, P. Yang, and I. Slutsker (2002) Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophysical Research Letter*, 29, 54-1-54-4.
- Gentry, B.M., C. Huailin, and L. Steven (2000) Wind measurements with 355-nm molecular Doppler lidar, *Optics Letters*, 25(17), 1231-1233.
- Halldórsson, T. and J. Langerholc (1978) Geometrical form factors for the lidar function, *Appl. Opt.*, 17, 240-244.
- IPCC (2007) *Climate change 2007: The Physical Science Basis*.
- Kim, J.E., Y.J. Kim, and Z. He (2006) Temporal variation and measurement uncertainty of UV aerosol optical

- depth measured from April 2002 to July 2004 at Gwangju, Korea, *Atmospheric Research*, 81(2), 111-123.
- Klett, J.D. (1981) Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, 20(2), 211-220.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Althausen, V. Jaenisch, U. Wandinger, D. Müller, Y.F. Arshinov, S.M. Bobrovnikov, and I.B. Serikov (2002) Relative-humidity profiling in the troposphere with a Raman lidar, *Appl. Opt.*, 41, 6451-6462.
- Müller, D., I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann, D. Althausen, and A. Stohl (2005) Raman lidar observations of aged Siberian and Canadian forest fire smoke in the free troposphere over Germany in 2003: microphysical particle characterization, *Journal of Geophysical Research*, 110, D17201, doi:10.1029/2004JD005756.
- Murayama, T., D. Müller, K. Wada, A. Shimizu, M. Sekiguchi, and T. Tsukamoto (2004) Characterization of Asian dust and Siberian smoke with multi-wavelength Raman lidar over Tokyo, Japan in spring 2003, *Geophysical Research Letter*, 31, L23103, doi:10.1029/2004GL021105.
- Noh, Y.M., Y.J. Kim, and D. Müller (2008) Seasonal characteristics of lidar ratio measured with a Raman lidar at Gwangju, Korea in spring and autumn, *Atmospheric Environment*, 42, 2208-2224.
- 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, *Atmospheric Research*, doi:10.1016/j.atmosres.2007.03.006.
- Ramanathan, V., F. Li, M.V. Ramana, P.S. Praveen, D. Kim, C.E. Corrigan, and H. Nguyen (2007) Atmospheric brown clouds: hemispherical and regional variations in long range transport, absorption, and radiative forcing, *D22S21, J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JD008124.
- Ramanathan, V. and G. Carmichael (2008) Global and regional climate changes due to black carbon, *Nat. Geosci.*, 1, 221-227.
- Sasano, Y., H. Shimizu, N. Takeuchi, and M. Okuda (1979) Geometrical form factor in the laser radar equation: an experimental determination, *Appl. Opt.*, 18, 3908-3910.
- Sassen, K. and G.C. Dodd (1982) Lidar crossover function and misalignment effects, *Appl. Opt.*, 21, 3162-3165.
- Velotta, R., B. Bartoli, R. Capobianco, and N. Spinelli (1998) Analysis of the receiver response in lidar measurements, *Appl. Opt.*, 37, 6999-7007.
- Wandinger, U. and A. Ansmann (2002) Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar, *Applied Optics*, 41(3), 511-514.
- Whiteman, D.N., S.H. Melfi, and R.A. Ferrare (1992) Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere, *Appl. Opt.*, 31, 3068-3082.