

## 라이다 시스템을 이용한 하층 대류권 오존농도 측정 Ozone Monitoring in the Lower Tropospheric Atmosphere by LIDAR System

최성철 · 차형기<sup>1)\*</sup> · 김덕현<sup>1)</sup> · 김영상  
고려대학교 화학과, <sup>1)</sup>한국원자력연구소 양자광학기술개발팀  
(2001년 7월 2일 접수, 2001년 10월 4일 채택)

Sung Chul Choi, Hyung Ki Cha<sup>1)\*</sup>, Duk Hyeon Kim<sup>1)</sup> and Young Sang Kim  
Department of Chemistry, Korea University, <sup>1)</sup>Korea Atomic Energy Research Institute  
(Received 2 July 2001; accepted 4 October 2001)

### Abstract

We have developed a Differential Absorption LIDAR (DIAL) method for the measurement of lower tropospheric ozone concentration. We used two laser beams from quadrupled Nd : YAG (266 nm) for the resonance wavelength and dye lasers (299.5 nm) for non-resonance wavelength. Aerosol extinction coefficients in the lower troposphere was computed by both Klett and Slope methods. To correct the SIN (Signal-Induced Noise) effect caused by photo detector, we subtracted a new-fitted baseline on the background part of a LIDAR signal, after the subtraction of the DC level. This is because SIN can be treated as an exponentially decaying tail. Using these results, ozone profiles were obtained approximately 2 km at daytime and 3 km at nighttime. We compared the results derived by the Slope method with those measured by UV spectrometer. The computed results are in mostly good agreement with experimental results. In the measurement of the vertical layer, we observed the variation of the ozone profiles around the top mixed layer.

**Key words** : differential absorption LIDAR, DIAL, lower tropospheric ozone concentration

### 1. 서 론

산업 발달로 인해 각종 오염 물질의 배출이 증가함에 따라 대도시의 대기오염이 심각한 수준에 이르렀고, 특히 오존은 강한 산화력을 가진 물질로서 광화학 스모그의 주요 원인이 되며, 시정과 일사량을 감소시키는데도 심각한 영향을 미치고 있다(윤

오섭 등, 1999). 현재까지 대기중의 오존농도는 UV 분광법, DOAS 등 주로 지점 측정을 수행하고 있으므로, 시·공간적으로 변화가 심한 오존농도를 광범위하게 측정하기에는 한계가 있었다. 레이저를 이용한 원격 대기 측정은 이러한 문제를 해결할 수 있는 유용한 장치로 대두되었고, 특히 대류권 대기 오염 측정을 위해서 DIAL (Differential Absorption LIDAR)이라 불리는 차분흡수 라이다 시스템이 효과적으로 사용되어 왔다 (Bucreev *et al.*, 1996; McGee *et al.*, 1993; McGee *et al.*, 1991; McDermid *et al.*, 1990).

\* Corresponding author  
Tel : +82-(0)42-868-2934, E-mail : hkcha@kaeri.re.kr

DIAL 시스템은 관측 거리가 길고, 관측 시스템이 비교적 용이할 뿐만 아니라, 상대적으로 검출 한계가 낮아서 정밀 측정이 가능하다는 장점으로 인해 많이 활용되고 있는 장비이다(홍석경 등, 1995).

성층권 오존의 경우 엑시머 레이저와 Raman Shifter를 이용하여 많은 그룹에서 측정이 수행되었지만, 대류권내의 오존 측정은 높은 에어로졸 농도와 다른 오염 분자들이 미치는 효과에 의해 많은 오차를 유발함으로써 최근에는 많은 그룹에서 연구가 수행되고 있다(Browell *et al.*, 1994; Kempfer *et al.*, 1994; Sunesson *et al.*, 1994). 본 논문에서는 Nd : YAG 레이저 4차 조화파와 색소 레이저를 이용하여 여름철 오존의 지상 농도와 수직 농도를 거리별로 측정하였고, 사용된 두 파장 중에서 오존에 의한 흡수가 적게 일어나는 299.5 nm를 이용하여 에어로졸 효과를 계산 보정 해주는 방법에 대해 연구하였다. 또한 혼합고(Top of Mixed Layer)를 경계로 하여 오존농도 변화에 대해서도 논하였다.

## 2. 이론적 배경

### 2.1 오존농도

DIAL 기술은 측정하고자 하는 물질에 의해 흡수가 큰 공명 파장( $\lambda_{on}$ )과 그와 인접하지만 흡수가 적게 일어나는 비공명 파장( $\lambda_{off}$ )을 이용하여 두 파장의 흡수 차를 통해 측정하고자 하는 물질의 농도를 구한다. 거리 R에서 얻은 후방산란 신호의 크기는

$$P(R, \Delta R, \lambda) = C \frac{\Delta R}{R^2} \beta(R, \lambda) \exp \left\{ -2 \int_0^R [\sigma(\lambda) n(r) + \alpha_{abs}(r, \lambda) + \alpha_{ext}(r, \lambda)] dr \right\} \quad (1)$$

와 같이 표현된다(Sunesson *et al.*, 1994). 여기서 P( $R, \Delta R, \lambda$ )은 거리(R), 공간 분해능( $\Delta R$ ), 파장( $\lambda$ )에서 후방산란되어 광 검출기에 들어오는 신호의 세기를 나타내고, C는 시스템에 의해 결정되는 상수,  $\beta(R, \lambda)$ 는 대기중의 분자와 에어로졸에 의한 후방산란계수를 나타낸다. 그리고  $\sigma(\lambda)$ 와  $n(r)$ 은 각각 측정하고자 하는 물질의 흡수단면적과 농도를 나타내며,  $\alpha_{abs}(r, \lambda)$ 는 측정하고자 하는 물질 이외의 분자에 의한 흡수를 나타내고,  $\alpha_{ext}(r, \lambda)$ 는 에어로졸과 공기분자의 산란에 의한 소산계수를 나타낸다. 두

개의 파장  $\lambda_{on}, \lambda_{off}$ 을 사용하는 DIAL 방법에서 오존의 농도는

$$n(r) = - \frac{1}{2\Delta\sigma} \frac{\partial}{\partial R} \left\{ \ln \left[ \frac{P_{on}(R)}{P_{off}(R)} \right] \right\} \quad (2a)$$

$$= - \frac{1}{2\Delta\sigma} \frac{\partial}{\partial R} \left\{ \ln \left[ \frac{\beta_{on}(R)}{\beta_{off}(R)} \right] \right\} \quad (2b)$$

$$= - \frac{1}{\Delta\sigma} \Delta\alpha_{abs}(R) \quad (2c)$$

$$= - \frac{1}{\Delta\sigma} \Delta\alpha_{ext}(R) \quad (2d)$$

와 같이 기본 형태로 주어진다. 여기서 흡수단면적의 차이  $\Delta\sigma$ 는  $\sigma_{on}$ 에서  $\sigma_{off}$ 를 뺀 값이다. 오존 측정 시 요구되는 파장은 오존 흡수단면적이 가장 큰 250 nm를 정점으로 측정 거리에 따라 달리 선택하여 사용하고 있다(Molina and Molina, 1986). 그림 1은 UV 영역에서의 오존 흡수 스펙트럼을 나타낸다(NOAA, 1976). 대류권의 경우 측정거리와 에어로졸에 의한 영향을 고려하여 혼합고를 경계로 한 하부 혼합층과 상부 혼합층 사이의 오존 측정의 경우 260~300 nm 파장 영역이 많이 사용되어 왔다(Sunesson *et al.*, 1994; McDermid *et al.*, 1991).

일반적으로 두 파장 차이가 충분히 근접해 있어서 파장 차에 의한 효과가 거의 없다면, (2b)~(2d)항은 무시될 수 있지만, 본 연구에서 사용한 공명파장과 비공명 파장 차이는 무시할 수 없으므로 이항들을 계산을 통해서 보정해 주어야 한다. 이에 대한 논의는 다음절에서 서술한다.

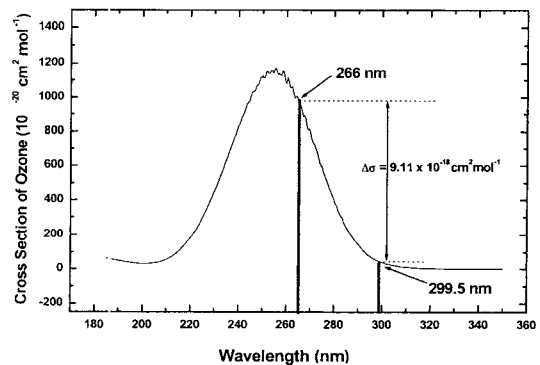


Fig. 1. Ozone Absorption Cross-section at the UV region.

2. 2 에어로졸 산란계수

2. 2. 1 기울기 이론 (Slope method)  
(Kunz and Leeuw, 1993; Collis, 1966)

이 이론은 균일한 대기상태하에서 공기 분자와 에어로졸의 소산계수항인 식 2d의 에어로졸의 소산계수를 구하기 위해 Collis (1966)에 의해 제시되었으며, 다음의 과정에 의해 구할 수 있다. 먼저 차분 흡수 라이다에서 사용된 두 파장 중 비공명 파장을 오존에 의한 흡수가 없다고 가정한다. 이때 비공명 파장의 레이저빔은 대기를 진행할 때 에어로졸과 공기분자에 의해서만 소산 효과가 발생한다. 레이저의 조사 방향을 수평 방향이라 가정하면 아래 (3)식에서  $N_{air}$ 와  $\alpha_{aer}$ 는 거리 R에 관계없이 일정하다고 생각할 수 있다.

$$P_{\lambda_{off}}(R) = \frac{C_{constant}}{R^2} \beta(R, \lambda_{off}) \exp \left\{ -2 \int_0^R [\sigma_{air} N_{air}(r) + \alpha_{aer}(r)] dr \right\} \quad (3)$$

위 식에서 신호에 거리 R 제곱을 곱하고 다시 log를 취하면 다음 식을 얻을 수 있다.

$$\ln(R^2 P_{off}) = C_{constant} - 2R(N_{air} \sigma_{air} + \alpha_{aer}) \quad (4)$$

위 식을 거리에 대한 직선 그래프를 그려 그 기울기를 구하면, 그 값은  $2(N_{air} \sigma_{air} + \alpha_{aer})$ 에 해당한다. 여기서  $N_{air}$ 는 표준대기상태에서 공기분자의 수 밀도 (number density),  $\sigma_{air}$ 는 공기의 흡수단면적을 나타내는데, 이 값은 표준화된 데이터를 이용하거나 다른 방법으로 측정된 자료를 이용한다 (NOAA, 1976). 본 논문에서는 표준화된 데이터를 이용하였으며, 그 값은 각각  $2.547 \times 10^{-19} \text{ cm}^{-3}$ ,  $5.635 \times 10^{-26} \text{ cm}^2$ 이다. 그러므로, 식 (4)에서 구해진 기울기를 이용하여 에어로졸에 의한 소산계수를 구할 수 있다. 공명 파장에서의 소산계수와 후방산란계수는 분자의 경우 (Rayleigh 산란) 파장의 4제곱에 반비례하여 감소하고, 에어로졸의 경우 (Mie 산란) 제곱에 반비례하므로 쉽게 구할 수 있다. 이러한 방법으로 구해진 공기분자의 소산계수와 후방산란계수를 식 (2)에 대입하면 오존농도를 구할 수 있다. 처음 가정에서 공기 분자와 에어로졸의 소산계수를 구하기 위해 비공명 파장에서 오존에 의해 흡수되는 양이 0이라고 가정하였지만 실제로는 흡수 단면적이 0이 아니

라 일정한 값을 지닌다. 이 때 그 값은  $3.964 \times 10^{-19} \text{ cm}^2$ 이다. 그러므로 에어로졸의 소산계수 계산 과정에서 그만큼 오차가 발생한다. 비공명 파장에서의 오존 기여도를 첨가하여 라이다 수식을 다시 나타내면 다음과 같다.

$$P_{\lambda_{off}}(R) = \frac{C_{constant}}{R^2} \beta(R, \lambda_{off}) \exp \left\{ -2 \int_0^R [N_{Ozo} \sigma_{Ozo}(r) + \sigma_{air} N_{air}(r) + \alpha_{aer}(r)] dr \right\} \quad (5)$$

이 식에서  $N_{Ozo} \sigma_{Ozo}$ 는 위에서 오존농도를 계산하였으므로  $N_{Ozo}$ 는 알 수 있는 값이고,  $\sigma_{Ozo}$ 는 표준화된 값을 통해 알 수 있다. 그러므로, 다시 기울기를 구하면 아래와 같다.

$$S_{slope} = 2(N_{Ozo} \sigma_{Ozo} + N_{air} \sigma_{air} + \alpha_{aer})$$

위 식에서 첫 번째 항인 오존농도와 대기 중 오존에 의한 흡수단면적은 알고 있는 값이고, 두 번째 항은 표준화된 데이터 값을 대입한 후 다시 소산계수를 구하면 이전의 값과 다른 값이 구해진다. 다시 새롭게 구해진 소산계수를 이용하여 오존농도를 구하면 이전에 구한 오존농도와 다른 값을 구할 수 있다. 이러한 방법 (iteration 수행)으로 계속 오존의 농도를 새롭게 구하면 오존의 농도는 더 이상 변하지 않는 일정한 값으로 수렴하게 된다.

2. 2. 2 Klett 이론 (Klett, 1985; Klett, 1983; Klett, 1981)

이 이론은 수직 에어로졸의 소산계수와 후방산란계수를 구하기 위해 제시되었다. 본 실험에서는 식 (2b)에서 수직 에어로졸의 후방산란계수를 구하기 위해 사용하였으며, 다음과 같은 방법으로 구해진다. 대기 중으로 레이저를 조사할 경우 후방산란되어 광 검출기로 들어오는 빛의 세기는 식 (1)과 같다. 식 (1)에서 소산계수와 후방산란계수를 공기에 의한 양과 에어로졸에 의한 양으로 나눌 수 있다.

$$\beta(R, \lambda) = \beta_m(R, \lambda) + \beta_a(R, \lambda) \quad (6a)$$

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_m(R, \lambda) + \alpha_a(R, \lambda) \quad (6b)$$

$$\text{단 } \beta_m = B_m \alpha_m = \frac{3}{8\pi} \alpha_m, \quad \beta_a = B_a \alpha_a^k \quad (6c)$$

여기서  $\beta$ ,  $\alpha$ 는 각각 후방산란 계수와 소산계수를 나타내고, 첨자 m과 a는 대기 중의 공기분자와 에

어로졸 항을 나타낸다. 또한 식 (6c)에서  $B_m$ ,  $B_a$ 는 소산계수와 후방산란계수와 관계를 나타내는 비례상수 값이다. 공기분자의 경우 Rayleigh 산란 이론에 의해 잘 알려져 있으며, 대기 중 분자의 농도는 고도에 따라 안정적인 것으로 알려져 있다 (NOAA, 1976). 그러므로, 라이다 수식 (1)은 미지수  $\alpha_a(R)$ ,  $\beta_a(R)$  그리고 시스템 상수 C로 이루어진 비선형 미분방정식으로 표현된다. 여기서 공기 분자에 의한 후방산란계수와 소산계수는 Rayleigh 산란 이론을 통해 표준화 된 대기 데이터를 이용하여 구하고, 에어로졸에 의한 후방산란계수와 소산계수가 식 (6c)의 두 번째항의 관계를 만족한다면, 식 (1)은  $\beta_a(R)$  혹은  $\alpha_a(R)$ 에 대한 미분방정식이 된다. 여기서 k는 라이다에 사용된 레이저 파장과 에어로졸의 특성에 의존하며 일반적인 대기 상태에서  $0.6 < k < 1.2$  사이 값을 지닌다 (Parameswaran *et al.*, 1991). 이러한 미분 방정식의 해는 Klett에 의해 처음으로 안정적인 해가 알려졌으며, 다음과 같이 나타낸다.

$$\beta = \frac{\exp(S' - S'_{bound})}{\beta_{bound} + 2 \int_r^{r_{bound}} \frac{\exp(S' - S'_{bound})}{B_a} dr'} \quad (8)$$

여기서  $S'$ 은 다음 식과 같이 표현되며,  $\beta_{bound}$ 는 경계 고도에서의 후방산란계수, 그리고  $S'_{bound}$ 은 경계 고도에서의  $S'$ 을 나타낸다.

$$S' - S'_{bound} = S - S_{bound} - \frac{2}{B_m} \int_r^{r_{bound}} \beta_m dr' + 2 \int_r^{r_{bound}} \frac{\beta'_m}{B_a} dr' \quad (9)$$

이 식에서 S는 식 (1)에서 P를 거리에 대하여 규격화한 값 ( $\log(R^2 P)$ )을 말하고 B와  $\beta'$ 에 있는 첨자 m과 a는 분자와 에어로졸을 의미한다. 이러한 해는 순 방향 적분처럼 그 값이 발산하지 않고, 경계치를 나타내는 고도와 멀수록 실제값에 근사하고 그 오차는 줄어드는 특징이 있다. 근거리 측정의 경우 굴뚝이나 구름 기타 에어로졸 발생지역에서의 에어로졸 후방산란계수를 구하고자 하는 경우 구름 위 혹은 굴뚝 이후에 존재하는 에어로졸의 산란계수값을 구하기 힘들다. 이러한 단점을 보완하기 위해서 Bissonnette (1986) 등은 거리가 그리 멀지 않은 지점의 값을 경계치로 하고 이 값을 식 (8)을 이용하

여 점진적으로 경계값의 거리를 높이는 방법을 사용하였다. 본 논문에서는 그 경계치를 5 km 이상 원거리 값으로 설정하여 에어로졸의 후방산란계수를 구하였다.

### 3. 실험 장치

일반적으로 DIAL시스템에서의 두 파장은 측정하고자 하는 대상물질에서 차분흡수가 크고 파장간격이 짧은 영역을 고려하여 선택한다. 이산화황 (300/299.5 nm)이나 이산화질소 (446.8/448.1 nm) 측정과 달리 오존의 경우 그림 1에서 보는 바와 같이 파장 변화에 따른 차분흡수가 적기 때문에 비교적 큰 파장간격이 요구되어진다. 본 실험에서는 하층 대류권의 오존농도를 측정하기 위해 공명파장으로 266 nm와 비공명 파장으로 299.5 nm 레이저빔을 선택하였다. 그림 2는 시스템의 전체 구성도를 나타낸다. 공명 파장으로써 사용된 266 nm는 Spectra-Physics에서 제작된 Nd: YAG 4차 조화파를 이용하였고, 비공명 파장으로써 사용된 299.5 nm는 Nd: YAG 2차 조화파를 펄핑원으로 한 색소 레이저를 이용하였다. 시스템의 전체적인 사양은 표 1에서 보여준다.

식 (1)에서 시스템 상수 C에 포함된 기하학적 중첩도 (Overlap Factor)는 측정 범위와 검출기의 비선형성을 극복하기 위해서 고려되어야 한다. 중첩도는 레이저빔 발산각 (Beam Divergence)과 망원경 시각 (Field Of View)에 의존한다. 두 인자의 중첩이 완전히 이루어지지 않은 근거리에서는 0과 1 사이의 값을 지니고, 중첩이 완전히 이루어진 원거리에서는 1의 값을 갖는다. 본 논문에서는 두 파장의 레이저빔을 빔확대기 (Beam Expender)를 이용하여 7배 확대하여 대기 중으로 보낸 후 이 값을 실험적으로 구하였다. 먼저 대기 상태가 균일하고 배경신호 효과가 거의 없는 밤 시간을 택하여 레이저 조사방향을 수평으로 하여 신호를 획득한다. 라이다 신호는 신호대 잡음비가 클수록 유리하므로 5,000개의 레이저 펄스수를 사용하여 라이다 신호를 획득하였다. 이 신호에서 대기의 상태는 거리에 관계없이 일정하므로, 획득된 신호에 거리 제곱을 곱하면 선형적으로 변하는 직선 그래프를 얻을 수 있다. 이때 얻어진 기울기는 에어로졸과 공기 분자에 의한 소산

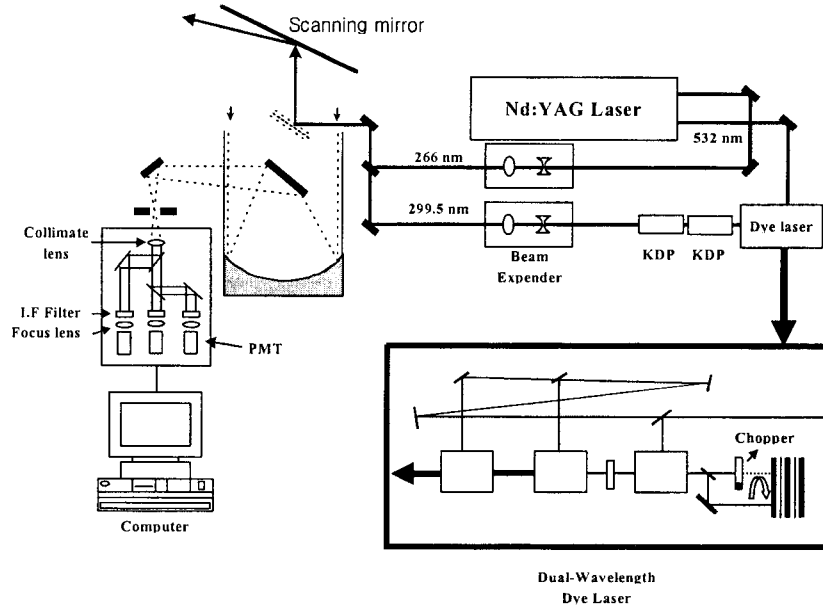


Fig. 2. Schematic of Tropospheric Ozone LIDAR System.

Table 1. System parameters of LIDAR system.

Laser	1) Nd: YAG laser (4th harmonic, 266 nm), 3 ~ 5 nsec, 60 mJ, 30 Hz 2) Dye laser (pumping source; (Nd: YAG (532 nm)), 599 nm, 50 mJ/pulse, beam doubling (KDP, 299.5 nm), 10 mJ
Beam expander	7 Times extension, <0.1 mrad divergence
Pulse number	2000 pulses
Telescope	Φ30 cm, f/3.3, 2-mrad field of view, F= 1 m
Analyzer	2 channel (ch 1: 266 nm, ch 2: 299.5 nm)
Detector	PMT (HAMAMARSU R374), Gate rising time: 0.1 μsec
Data acquisition	ADC 12-bit 30 MHz

계수를 나타내고, 근거리에서 비선형성은 중첩 효과에 의한 결과이다. 실험단계에서 중첩도에 영향을 미치는 요소는 망원경의 시각내에 레이저빔을 정렬하는 과정이다. 그래서 본 실험에서는 원거리의 한 구간을 설정하여 그 지점에서 라이다 신호가 가장 센 지점을 잡아 정렬을 수행하였다. 그림 3은 실험적으로 구한 시스템의 중첩도를 나타낸 것이다. 그림에서 160 m 이후 레이저빔 발산각과 망원경의 시각이 완전히 중첩되는 1의 값을 지니므로, 본 연구에서 사용된 시스템은 160 m 이후부터 의미있는 값을 지니며, 계산과정에서는 수평과 수직 방향측정에서 300 m 이후부터 계산을 수행하였다. 이는 근거리에서 강한 산란신호를 줄여주기 위해 검출기에 들

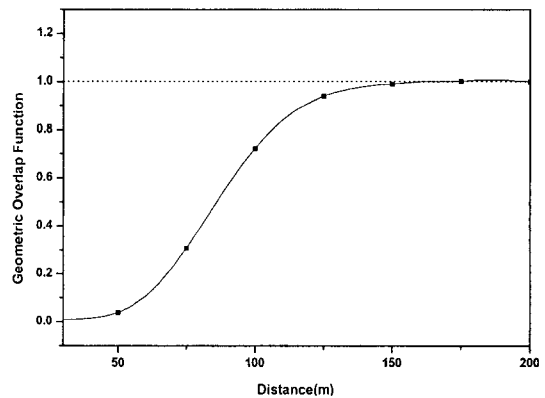


Fig. 3. Obtained geometric overlap function.

어오는 신호를 일정구간(2 μsec) 전자적으로 gate를 수행하였기 때문이다.

후방산란된 신호는 지름이 30 cm, 초점거리 1 m인 Newtonian 형태의 망원경을 통해, 스펙트럼 분석기로 보내어 지고 빔분리기(Beam Splitter)를 이용하여 두 신호를 분리한 후 PMT에 의해 검출된다. 검출된 아날로그 신호는 ADC(Analog-to-Digital Converter)에 의해 수치화 하였다. 그림 4는 수직으로 조사하여 획득된 후방산란 신호를 나타낸 것이다. 공명파장과 비공명파장 신호 모두 1 km 근처에 신호가 갑자기 떨어지는 혼합고를 볼 수 있다. 배경 신호 효과를 보정하기 위해서 각 채널에서 수신된 원거리 신호의 일정 구간을 평균하여 실제 수신된 신호에서 그 값을 제거하였다. 공명 파장의 에너지가 50 mJ 이상으로 채널1에서는 근거리에서 강한

후방산란신호가 입사된다. 근거리에서의 강한 후방산란 신호가 PMT에 입사되어 발생하는 SIN(Signal-Induced Noise)효과는 시간이 변함에 따라 지수함수로 감소하기 때문에(Proffitt and Langford, 1997; Sunesson *et al.*, 1994), 배경신호 제거 후 log scale에서 라이다 신호가 거의 없는 원거리 신호의 일정 구간을 linear fit하여 새로운 직선 그래프를 그린 후 그 값을 다시 제거함으로써 효과를 보정할 수 있다. 본 연구에서는 4~5 km 구간을 설정하였다. 그림 5는 SIN 효과를 보정한 과정을 나타낸 것이다.

#### 4. 결과 및 논의

DIAL 측정시 발생하는 주요 오차는 신호 및 배경 광의 요동에 의해 발생하는 통계적 오차와 DIAL에서 사용되는 두 파장 차이에 의해 발생하는 체계적 오차로 나타낼 수 있다(Sunesson *et al.*, 1994). 통계적 오차는 측정된 신호의 제곱근에 반비례하므로 레이저 펄스수를 증가시켜 측정된 신호 크기를 크게 한 후 smoothing을 수행함으로써 오차를 줄일 수 있다(홍석경 등, 1995). 본 실험에서는 통계적 오차를 줄여 주기 위해 2000 회 이상 레이저 펄스 수를 평균하여 smoothing을 수행하였다. 이때 측정거리(3 km 이하)에서의 오차는 1% 이하로 무시 가능하였다.

체계적 오차의 경우 파장 차이가 거의 없는 이산화황이나 이산화질소를 측정할 경우 DIAL 수식에서 보정이 가능하지만, 본 실험과 같이 파장 차이를 경우(266/299.5 nm) 그 값은 무시할 수 없다. 또한 이 파장 영역에는 이산화황의 흡수가 많이 발생하므로 공명 파장과 비공명 파장에서 이산화황 흡수 단면적을 고려하여 파장을 선택하여야 한다(Proffitt and Langford, 1997). 오존의 농도가 높을 경우 그 상대적인 값은 무시할 수 있을 정도로 작지만, 이산화황의 농도가 높은 지역일 경우 보정이 필요하다(Sunesson *et al.*, 1994). 본 실험에서는 표준 대기 상태에서의 이산화황 농도를 이용하여 보정하였으며, 실제로 같은 지역의 UV 분광법 측정 결과와 비교하여 이산화황의 농도는 10 ppb 이하로 표준 대기 상태의 값과 비슷한 결과를 나타내었다. 공기 분자의 소산계수는 대기 상태가 균일하게 분포되어

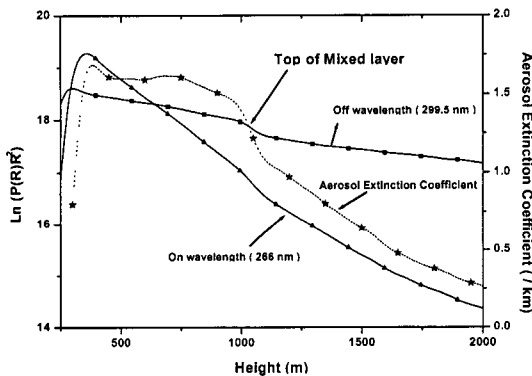


Fig. 4. Return signal of vertical direction obtained from both resonance and nonresonance laser beams.

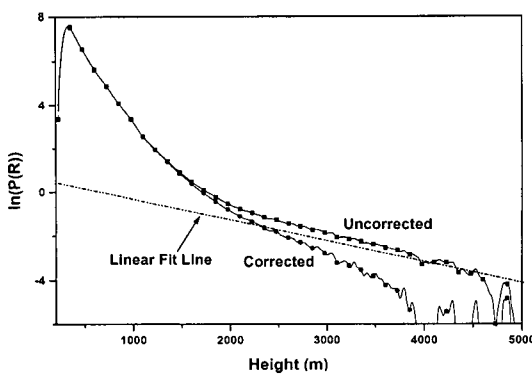


Fig. 5. Correction of SIN (Signal-Induced-Noise) effect.

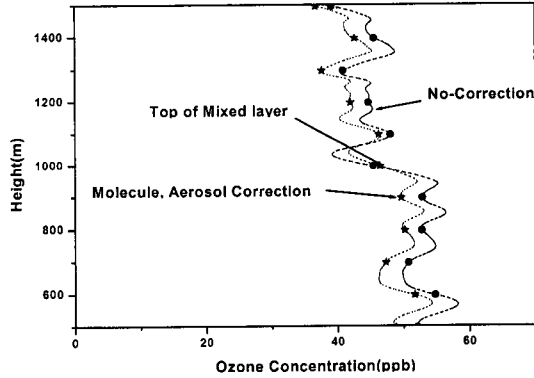


Fig. 6. Correction of ozone concentration from molecule and aerosol effect.

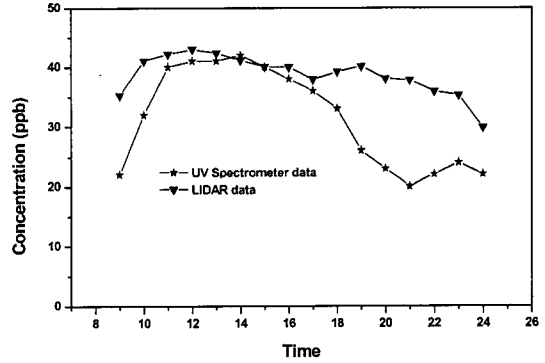


Fig. 8. Comparison between ozone and UV spectrometer data (23 August 1999).

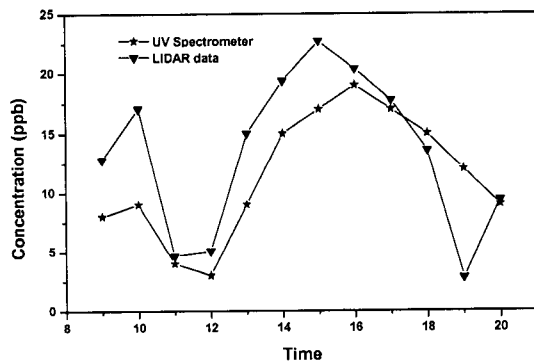


Fig. 7. Comparison between ozone and UV spectrometer data (18 August 1999).

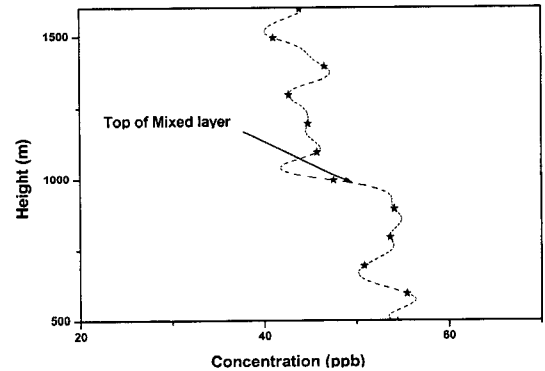


Fig. 9. Calculated ozone concentration by using Fig. 5 data.

있다고 가정함으로써 그 값은 계산 될 수 있다. 본 연구에서 관측지점 (해발고도 100 m)에서 공기 분자 수밀도  $2.5226 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$  값을 이용하여 계산된 소산계수 값은  $9.661 \times 10^{10} \text{ cm}^{-1}$ 이다. 하지만 에어로졸의 경우 그 값은 대기 상태에 따라 심하게 변화되기 때문에 보정해 주어야 한다. 본 논문에서는 오존의 수평 농도를 측정할 경우 기울기 이론을 이용하였고, 수직 측정의 경우 Klett 이론을 이용하여 그 값을 보정해 주었다. 그림 6은 획득된 수직 후방산란 신호를 이용하여 계산된 오존농도를 Klett 이론을 통해 에어로졸의 소산계수 값을 보정해 준 결과이다. 그림 7, 8은 기울기 이론을 이용하여 구한 오존의 수평 농도 결과를 기존의 UV 분광법 측정 데이터와 비교한 것이다. LIDAR 측정지점은 대전 북

부 원자력연구소내에서 측정을 수행하였고 ( $36.25^\circ \text{ N}$ ,  $127.2^\circ \text{ S}$ ), UV 분광법 측정지점은 LIDAR 측정지점에서 남쪽으로 5 km 떨어진 공동관측망 자료를 이용하였다. UV 분광법과 비교하기 위해 기울기 이론으로 구한 LIDAR 신호의 수평 오존농도를 일정 구간 (0.6~1.2 km) 평균하여 비교하였다. 고도에 따른 효과는 공동관측망 위치 (지상 고도 10 m)와 동일한 구간을 설정하여 비교하였다. 수직 오존 농도의 경우 라이다 결과를 기존 측정 결과와 비교하기 위해서는 존테 (sonde)와 같은 측정 방법을 통해 같은 시간적 공간적 결과와 비교하여야 하지만 현실적으로 힘들기 때문에 수평 오존농도만 근접한 지역의 UV 분광법 측정값과 비교하였다. 비교 결과 하루의 오존농도 분포 경향이 거의 일치함을 볼 수

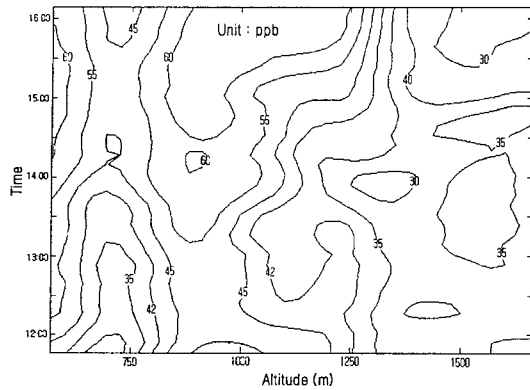


Fig. 10. Vertical profile of the ozone concentration during daytime (12 October 1999).

있었다. 하지만 이 결과는 같은 지역(대전 북부)의 하루 전체적인 경향 비교는 가능하지만, 그 값의 절대 비교는 어렵다. 왜냐하면 측정 결과가 시간적으로는 동일하지만 공간적 위치는 다르기 때문이다. 그림 9는 그림 4에서 획득한 수직 후방산란 신호를 이용하여 오존농도를 계산한 결과이며, 에어로졸에 의한 소산 효과는 Klett 이론을 이용하여 보정 해주었다.

낮에 측정된 오존농도는 혼합고를 경계로 하여 급격히 줄어드는 것을 볼 수 있다. 이때 혼합고는 그림 4에서 보는 바와 같이 에어로졸의 소산계수값이 급격히 줄어드는 구간을 설정하였다. 1 km 근처에 존재하는 혼합고를 경계로 하부 혼합층에서 오존농도는 1 km 이상의 상부 혼합층 오존농도 보다 상대적으로 높게 나타난다. 이는 오염원의 인위적인 방출, 태양광의 복사, 대기의 분산 상태에 의해 많은 영향을 받기 때문이다. 이와 같은 결과는 대기 오염물질의 확산 및 예측기능으로 중요할 뿐만 아니라 이전의 많은 연구 그룹에서도 관찰되었다 (Veselovskii and Barchunov, 1999; Reagan *et al.*, 1989). 그림 10은 1999년 10월 12일 오후 12시부터 16시까지 3분 간격으로 측정된 오존의 수직 농도 분포를 나타낸 것이다. 13시 이후 1 km 근방의 오존농도가 55 ppb 이상으로 점점 증가하기 시작하여 15시 이후 오존농도 분포가 60 ppb 이상의 폭넓은 띠를 형성함을 볼 수 있었다. 지표면의 경우 14시 이후 오존농도가 지속적인 증가를 보여 16시까지 지

속됨을 볼 수 있었다. 이와 같은 결과는 UV 분광법 측정 결과와 비슷한 경향을 보이고 있다.

## 5. 결 론

본 실험에서는 자체 개발된 DIAL 시스템을 이용하여 하층 대류권 오존농도를 측정하고자 하였다. SIN 효과를 보정해 주기 위해 배경 신호 제거 후 log scale에서 일정 구간(4~5 km)의 최적 직선식을 구해 그 값을 다시 제거해 주었다. 그 결과 낮 시간 2 km, 밤 시간에 3 km까지 측정이 가능하였으며, 그 값은 대기 상태에 따라 다르게 나타났다. 지상 오존농도의 경우 기울기 이론을 이용하여 구해진 오존농도를 일정구간(0.6~1.2 km) 평균하여 기존 UV 분광법 측정 결과와 비교하였다. 그 결과 하루의 오존 변화 경향은 거의 같은 결과를 보였다. 또한 수직 오존농도의 경우 혼합고를 경계로 하여 하부 혼합층과 상부 혼합층의 변화가 심하게 나타남을 알 수 있었다.

## 참 고 문 헌

- 윤오섭, 홍성길, 이승원 (1999) 대기오염과 미기상학, 3판, 도서출판 동화기술, 80 pp.
- 홍석경, 김덕현, 송규석, 차형기, 이종민 (1995) UV DIAL 방법에서 오존 밀도 계산 및 오차 해석, 응용물리, 8(3), 278-283.
- Bissonnette, L.R. (1986) Sensitivity analysis of lidar inversion algorithms, *Appl. Opt.*, 25, 2122-2125.
- Bucreev, V.S., S.K. Vartapetov, I.A. Veselovskii, A.S. Galustov, Y.M. Kovalev, E.S. Svetogorov, and S.S. Khmelevtsov (1996) Combined lidar system for stratospheric and tropospheric ozone measurements, *Appl. Phys. B* 62, 97-101.
- Browell, E.V., M.A. Fenn, C.F. Butler, W.B. Grant, R.C. Harriss, and M.C. Shipham (1994) Ozone and aerosol distributions in the summertime troposphere over Canada, *J. Geophys. Res.*, 99, 1739-1755.
- Collis, R.T.H. (1966) Lidar: a new atmospheric probe, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 92, 220-230.
- Kempfer, U., W. Garnuth, R. Lotz, and T. Trickl (1994) A wide-range ultraviolet lidar system for tropospheric ozone measurement: development and application,



- Rev. Sci. Instrum, 65, 3145-3164.
- Klett, J.D. (1981) (a) Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, 20, 211-220.
- Klett, J.D. (1983) (b) Lidar calibration and extinction coefficients, *Appl. Opt.*, 22, 514-515.
- Klett, J.D. (1985) (c) Lidar inversion with variable backscatter /extinction ratios, *Appl. Opt.*, 24, 1638-1643.
- Kunz, G.J. and G. Leeuw (1993) Inversion of lidar signals with the slope method, *Appl. Opt.*, 32, 3249-3256.
- McDermid, I.S., S.M. Godin, and L.O. Lindqvist (1990) Ground based laser DIAL system for long term measurements of stratospheric ozone, *Appl. Opt.*, 29, 3603-3612.
- McDermid, I.S., D.A. Haner, M.M. Kleiman, T.D. Walsh, and M.L. White (1991) Differential absorption lidar system for tropospheric and stratospheric ozone measurements, *Opt. Eng.*, 30, 22-30.
- McGee, T.J., D. Whiteman, R. Ferrare, J.J. Butler, and J.F. Burris (1991) STROZ LITE: stratospheric ozone lidar trailer experiment, *Opt. Eng.*, 30, 31-39.
- McGee, T.J., M. Gross, R. Ferrare, W. Heaps, and U. Singh. (1993) Raman dial measurements of stratospheric ozone in the presence of volcanic aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 955-958.
- Molina, L.T. and M.J. Molina (1986) Absolute absorption cross section of ozone in the 185-360 nm wavelength range, *J. Geophys. Res.*, 91, 14501-14505.
- NOAA (1976) *U.S. Standard Atmosphere 1976*, NASA-TM-X-74333 (U.S.GPO), Washington, D.C.
- Parameswaran, K.K., O. Rose, and B.V. Krishna Murthy. (1991) Relationship between backscattering and extinction coefficients of aerosols with application to turbid atmosphere, *Appl. Opt.*, 30, 3059-3071.
- Proffitt, M.H. and A.O. Langford (1997) Profiling of ozone in the free troposphere by the lidar technique, *Appl. Opt.*, 36, 2568-2585.
- Reagan, J.A., M.P. McCormick, and J.D. Spinhirne (1989) Lidar sensing of aerosols and clouds in the troposphere and stratosphere, *Proc. IEEE*, 77, 433-448.
- Sunesson, J.A., A. Apituley, and D.P.J. Swart (1994) Differential absorption lidar system for routine monitoring of tropospheric ozone, *Appl. Opt.*, 33, 7045-7058.
- Veseloveskii, I. and B. Barchunov (1999) Eximer-laser-based lidar for tropospheric ozone monitoring, *Appl. Phy.*, B 68, 1131-1137.