

# 라이다 시스템을 이용한 ice-crystal cloud의 광학적 특성 관측 및 복사 전달 모델을 통한 복사강제력 산출

## Measurement of Optical Properties of Ice-crystal Cloud using LIDAR System and Retrieval of Its Radiative Forcing by Radiative Transfer Model

노영민\* · 신동호 · 이경화 · Detlef Müller · 김영준  
광주과학기술원 환경공학과

(2009년 3월 25일 접수, 2009년 6월 30일 수정, 2009년 8월 17일 채택)

Youngmin Noh\*, Dongho Shin, Kyunghwa Lee, Detlef Müller  
and Young J. Kim

*Department of Environmental Science & Engineering,  
Gwangju Institute of Science & Technology*

(Received 25 March 2009, revised 30 June 2009, accepted 17 August 2009)

### Abstract

Ice-crystal clouds observation was conducted using a GIST/ADEMRC Multi-wavelength Raman lidar system in order to measure vertical profile and optical depth at Gwangju (35° 10'N, 126° 53'E), Korea in December 2002, and March and April 2003. Ice-crystal clouds at high altitude can be distinguished from atmospheric aerosols by high depolarization ratio and high altitude. Ice-crystal clouds were observed at 5~12 km altitudes with a high depolarization ratio from 0.2 to 0.5. Optical depth of ice-crystal clouds had varied from 0.14 to 1.81. The radiative effect of observed ice-crystal cloud on climate system was estimated to be negative net flux in short wavelength (0.25~4.0  $\mu\text{m}$ ) and positive net flux in short+long wavelength (0.25~100  $\mu\text{m}$ ) at top of the atmosphere. Net flux by ice-crystal cloud per unit optical depth was comparable to that of Asian dust.

**Key words** : Ice-crystal cloud, Lidar, Depolarization ratio, Optical depth, Radiative forcing

### 1. 서 론

대기 상층부에서 다양한 종류의 비구형 입자 형태로 관측되는 ice-crystal cloud는 일반적으로 중위도

지방에서 5~13 km 고도에서 발생하고(Houze, 1993) 항상 전 지구적으로 20% 정도를 덮고 있으며 지구 표면으로 입사되는 태양광을 산란시켜 지구 복사 수지 및 기후에 높은 영향을 미친다(Liou, 1986). Ice-crystal cloud는 CO<sub>2</sub>와 CH<sub>4</sub>, 오존 등의 지구 온난화 가스와 마찬가지로 지구 복사 수지와 온난화에 영향을 미친다고 알려져 있으며 ice-crystal cloud 1%의

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

증가는 CO<sub>2</sub> 4%의 증가와 같은 영향을 미친다고 알려져 있다 (Rossow and Laci, 1990). 이러한 ice-crystal cloud에 의한 태양의 복사강제력의 변화는 ice-crystal cloud의 고도와 광학적 두께 등의 물리적 및 광학적 특성에 영향을 받으며, 지역별로 차이가 난다 (Platt *et al.*, 1987). 따라서 복사 전달 모델을 이용하여 ice-crystal cloud가 지구 복사 수지와 기후에 미치는 영향을 정확히 예측하기 위해서는 모델의 입력 자료로서 활용될 지역별 ice-crystal cloud의 고도별 분포 및 광학적 특성에 관한 정보가 매우 중요하다. 이러한 ice-crystal cloud에 대한 외국의 연구사례 (Pace *et al.*, 2003; Noel *et al.*, 2002; Lohmann and Roeckner, 1995)는 많이 있으나 한국을 포함한 동아시아 지역에서는 거의 이루어지고 있지 않은 실정이다.

대기 에어로졸의 고도분포 및 광학적 특성을 실시간 연속으로 관측할 수 있는 라이다(LIDAR: Light Detection And Range)는 대류권 상층의 다양한 고도에서 광학적으로 열계 발생하는 ice-crystal cloud의 물리적 및 광학적 특성을 관측하기에 유용한 장비이다. 특히 ice-crystal cloud가 보여주는 0.3 이상의 높은 편광소멸도(Depolarization ratio) 값은 대기 중에서 관측되는 다양한 종류의 대기 에어로졸 및 물방울 구름과의 구별을 가능하게 하고 ice-crystal cloud의 발생 고도 및 두께를 산출할 수 있게 한다 (Pace *et al.*, 2003; Platt *et al.*, 1998). 본 연구에서는 광주과학기술원(GIST)의 다과장 라이다 시스템(노영민 등, 2007; Noh *et al.*, 2007; 노영민 등, 2006)을 이용하여 2002년 12월과 2003년 3월과 4월에 걸쳐서 ice-crystal cloud의 발생고도, 두께, 광학적 두께 (Aerosol optical depth, AOD)를 관측하였다. 그리고 관측된 데이터를 복사전달모델 (SBDART: Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer; Ricchiazzi *et al.*, 1998)의 입력자료로 사용하여 ice-crystal cloud의 발생에 따른 지구 복사 수지의 변화를 연구하였다.

## 2. 이론적 배경

### 2.1 라이다 방정식

식(1)은 라이다 방정식을 보여준다.

$$P_0(z) = C_0 O_0(z) z^{-2} [\beta_p(z) + \beta_M(z)] T_p^2(z) \cdot T_M^2(z) \quad (1)$$

여기서,  $T_p(z)$ ,  $T_M(z)$ 은

$$T_p(z) = \exp\left[-\int_0^z \alpha_p(z) dz\right] = \exp\left[-S \int_0^z \beta_p(z) dz\right] \quad (2-1)$$

$$T_M(z) = \exp\left[-\int_0^z \alpha_M(z) dz\right] = \exp\left[-\left(\frac{8\pi}{3}\right) \int_0^z \beta_M(z) dz\right] \quad (2-2)$$

으로 표현되며  $P$ 는 수신된 에너지;  $C_0$ 는 시스템 상수;  $O(z)$ 는 중첩함수;  $\beta_p$ 와  $\beta_M$ 는 에어로졸과 공기분자에 의한 탄성 후방 산란계수 (Elastic backscatter coefficient);  $T$ 는 파장  $\lambda$ 에서 라이다 시스템과 후방산란이 일어난 지점 사이의 대기 투과율;  $\alpha_p$ 과  $\alpha_M$ 은 에어로졸과 공기분자에 의한 소산계수를 나타낸다. 여기서  $S$ 는 에어로졸에 의한 소산과 후방산란계수의 비로 라이다 비(Lidar ratio)로 지칭하며 에어로졸의 종류와 크기, 성분 등에 따라 다양한 값을 나타낸다.

수신된 라이다 신호를 해석하기 위한 라이다 방정식은 이미 많은 연구자들에 의해서 연구되었다 (Fernald *et al.*, 1972). 라이다 방정식을 이용하여 에어로졸의 소산계수와 후방산란계수를 구하기 위한 방법으로는 투과모델 방법, 기울기 방법 (slope method), slant path 방법, Fernald 방법 (Fernald *et al.*, 1972), Klett 방법 (Klett, 1981) 등 여러 가지가 있다. 여러 방법들 중 본 연구에서 적용한 Klett (1981)이 제안한 역방향 적분법은 원거리에서 대기 에어로졸이 존재하지 않는 구간을 기준고도로 설정하고 이 기준고도에서부터 아래 방향으로 순차적인 해석을 수행하는 방법으로 Fernald *et al.* (1972)가 처음 제안한 순방향 적분법에 비하여 그 해가 발산하는 경우가 없이 안정적이다. Klett 방법에서 발생하는 계산 결과의 오차 크기는 Biossonnet (1986)에 의하여 정량적으로 계산되었다.

### 2.2 편광소멸도 (Depolarization ratio)

입자의 비구형 정도에 따라 다른 값을 나타내는 편광소멸도 측정의 주요한 목적은 대기 중 구름과 에어로졸의 구형성과 비구형성을 구별하기 위한 것이다 (Mishchenko and Sassen, 1998). 탄성 산란 라이다 신호는 공기 분자 산란과 에어로졸 산란 신호가 함께 수신된다. 공기 분자 후방산란에서 편광소멸도는

단지 분자의 편극도(polarizability)에 의해 편광이 변하는 Rayleigh 산란이론에 따른다. 이때 편광소멸도는 대략 1% 정도의 값을 나타낸다. 에어로졸 편광소멸도는 Mic 이론에 따르면 편광된 레이저 빔이 구형의 에어로졸에 의해 후방산란되면 그 빛의 편광소멸도는 변하지 않지만, 비구형 에어로졸에 후방산란된 빔은 편광소멸도가 변하며 그 정도는 에어로졸의 크기와 비구형 정도에 따라 달라져 편광소멸도 값의 변화를 분석하여 대기 중 에어로졸의 형태학적 특성을 확인할 수 있다. 이번 연구에서 사용된 공기분자와 에어로졸 전체의 편광소멸도( $\delta$ )의 정의는 다음 식과 같다.

$$\delta = \frac{P_{\perp}}{P_{\parallel} + P_{\perp}}$$

여기서  $P_{\parallel}$ 와  $P_{\perp}$ 는 각각 평행과 직교 성분의 편광된 라이다 신호를 나타낸다.

본 연구에서 관측의 목표인 ice-crystal cloud는 에어로졸에 비해 큰 얼음입자로 구성되어 일반적으로 0.3~0.5의 높은 편광소멸도를 가지며 이는 여러 선행 관측 결과들에서 확인되었다(Pace *et al.*, 2003; Platt *et al.*, 1998).

### 2.3 Cloud 광학적 두께(COD, $\tau$ )

Ice-crystal cloud의 광학적 두께는 Klett 방법에 의해 구하여진 소산계수 프로파일 중 편광소멸도 분석을 통하여 구름과 ice-crystal cloud를 구분하고, ice-crystal cloud만이 관측된 고도 구간의 적분을 통하여 산출하였으며, 다음과 같이 정의된다.

$$\tau = \int_{r_1}^{r_2} \alpha dr$$

여기서  $\alpha$ 는 소산계수를 나타내며,  $r$ 은 고도를 나타내며, 편광소멸도를 이용하여 ice-crystal cloud의 base 고도( $r_1$ )와 top 고도( $r_2$ )를 판별한 후 구름 두께만큼의 소산계수를 적분하여 ice-crystal cloud만의 광학적 두께(Cloud Optical Depth: COD)를 산출하였다.

### 3. GIST lidar system

본 연구에서 대기 관측에 사용된 광주광과학기술원의 다파장 라이다 시스템에 관하여서는 노영민 등(2006)에 설명되어 있다. 본 연구에서 Ice-crystal

cloud의 관측을 위하여 송신부에서 조사되는 355, 532, 그리고 1,064 nm의 총 3개의 파장 중 가시영역인 532 nm 파장을 사용하였고, 조사된 빛이 공기분자나 대기 에어로졸에 의해 산란되어 후방으로 되돌아온 산란광을 직경 35 cm인 Cassegrain 형태의 망원경으로 수신하였다. 수신된 후방산란광은 Beamsplitter를 통하여 편광이 나누어지고 2채널 아날로그 모드인 PMT(Photomultiplier Tube)로 검출하였다.

관측된 후방산란 신호를 사용하여 Klett 방법을 이용하여 고도별 소산계수의 산출 시 입력자료로 사용하게 되는 기준고도와 라이다 비에 의하여 주요한 오차가 발생하게 된다. 역방향 분석법을 수행하게 되는 Klett 방법은 대기 에어로졸이 존재하지 않아 공기분자에 의한 후방산란 신호만이 수신된 것으로 판단되는 영역을 기준고도로 설정하여 분석을 실시하게 된다. 본 연구에서 관측 대상인 ice-crystal cloud는 주로 7~10 km 고도에서 분포하여 기준고도는 10 km 이상의 고도로 설정하여 분석하였다. 분석 시 상층에서의 신호수신이 원활하지 않을 경우 기준고도에서 라이다 시그널의 노이즈가 증가하여 분석에 심각한 오차를 유발할 수 있다. 본 연구에서는 ice-crystal cloud 관측을 위한 35 cm 망원경의 시야(Field-of-View)와 레이저 빔의 발산각(Beam Divergence) 및 망원경과의 거리 조정으로 증첩고도를 3 km 이상으로 설정하여 지표경계층에 존재하는 에어로졸에 의한 신호감소 현상을 최소화하고 10 km 이상의 높은 고도에서 발생하는 ice-crystal cloud의 후방산란 신호 관측 및 분석이 용이하도록 하였다. 각 관측일에 적용된 기준고도는 표 1에 정리하였다.

다른 입력자료인 라이다 비는 입자의 크기, 화학적 조성, 모양 등에 따라 다양한 값을 보여 관측지역 에어로졸의 종류 및 특성에 따라 다른 값을 나타낸다(Müller *et al.*, 2007). 라이다로 관측된 ice-crystal cloud의 라이다 비는 일반 대기 에어로졸이 보여주는 40~60 sr에 비하여 낮은 값인 15~35 sr의 값이 관측되었다(Chen *et al.*, 2002; Ansmann *et al.*, 1992). 본 연구에서는 25 sr을 ice-crystal cloud의 라이다 비로 사용하여 소산계수 분석을 수행하였으며, 라이다 비 산정으로  $\pm 10\%$ 의 오차가 발생할 수 있었다. 입력되는 라이다 비가 10~40 sr으로  $\pm 15$  sr의 차이로 분석될 경우 ice-crystal cloud 광학적 두께는  $\pm 10\%$ 의 오차를 유발하였다.

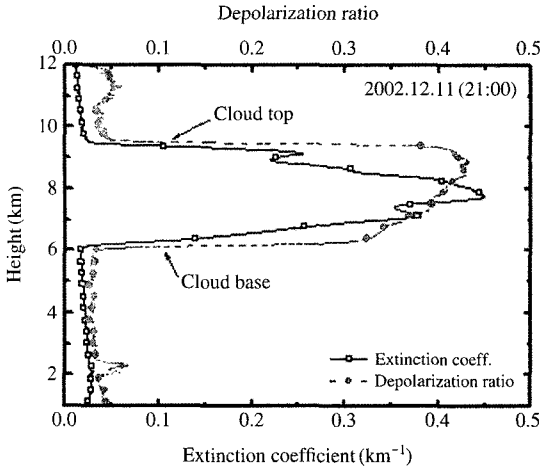


Fig. 1. Extinction coefficient (open square) and Depolarization ratio (close circle) of ice-crystal cloud observed on 21:00, 11<sup>th</sup> December 2002.

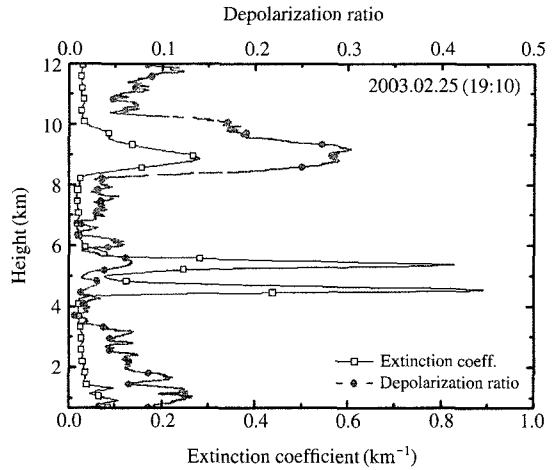


Fig. 2. Simultaneous observation of ice-crystal cloud (8~10 km) and cloud (4~6 km) observed on 19:00, 25<sup>th</sup> February 2003.

#### 4. 결과 및 논의

##### 4.1 라이다 관측

상층 ice-crystal cloud의 관측은 광주과학기술원에서 2002년 12월, 2003년 3월과 4월, 2003년 2월에는 안면도에서 이루어졌다. 1회의 라이다 신호는 수직 고도 분해능이 7.5 m이고 10분간 12,000펄스의 합으로 획득하였다. 이 신호를 이용하여 Klett 방법으로 에어로졸의 소산계수를 구하고 편광소멸도에 대한 분석도 이루어졌다. 그림 1은 2002년 12월 11일에 관측된 결과를 보여준다. 고도 6 km에서 9.5 km 사이에 높은 에어로졸 소산계수 값을 가지며 이때 관측된 편광소멸도 값은 0.3~0.4로 높은 값을 보이나 그 이외의 구간에서는 0.1 이하의 값을 나타낸다. 높은 고도에서 발생하고 비구형의 얼음입자로 구성된 ice-crystal cloud는 이와 같이 높은 편광소멸도 값을 가지므로 6에서 9.5 km 영역에서 관측된 에어로졸이 ice-crystal cloud임을 알 수 있다. 그림 2와 3은 각각 구름과 ice-crystal cloud, 황사와 ice-crystal cloud가 동시에 관측된 결과를 보여준다. 그림 2는 에어로졸 소산계수를 통하여 4~6 km와 8~10 km 영역에 두 개의 에어로졸 층이 존재함을 알 수 있다. 하지만 이 두 에어로졸 층의 편광소멸도를 비교해 보면 두 층이 서로 다른 형태의 입자로 구성되어 있음을 알 수

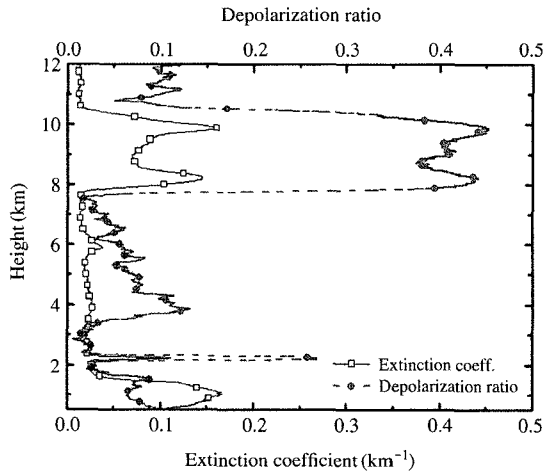


Fig. 3. Simultaneous observation of ice-crystal cloud (above 8 km) and winter Asian dust (2 km height) observed on 19:30, 27<sup>th</sup> February 2003.

있다. 아래쪽에 나타난 층은 편광소멸도가 0.1 이하의 낮은 값을 보였다. 대기경계 상층의 높은 고도에서 소산계수가 0.8 정도의 높은 값을 보이는 것으로 보아 이 에어로졸 층은 폭발물로 구성된 구름층으로 판단되나 상층의 에어로졸 층은 0.3~0.4 정도의 높은 편광소멸도를 보여 ice-crystal cloud임을 알 수 있었다. 구름층 관측에서 편광소멸도가 0.1 정도의 값

을 보이는 것은 다산란(multiple scattering) 효과에 의해서 구형입자로 구성되어 있더라도 0에 가까운 값이 관측되지 않은 것으로 사료된다(Sassen and Liou, 1979). 그림 3의 경우는 황사와 ice-crystal cloud가 동시에 관측된 경우이다. 2003년 3월과 4월을 포함하여 관측기간 중에 한번의 황사가 발생한 것으로 관측 결과를 통해 지상에는 황사 입자가 존재하지 않으나 2 km 고도 근처에서 얇은 층으로 존재

하는 특이한 경우가 관측되었다. 이때 편광소멸도 값은 0.2~0.3 사이의 값을 갖는 전형적인 황사층이었고, 8 km 이상의 상층에는 편광소멸도가 0.4 이상인 ice-crystal cloud가 관측되었다. 이와 같이 하층에 에어로졸 층이 존재하지 않고 상층에 존재하는 경우를 elevated case라 부르며 같은 날 제주도 고산 관측소에서 MPL (Micropulse Lidar)로 수행된 측정에서도 동일 고도와 두께로 관측되었다(이병일 등, 2003).

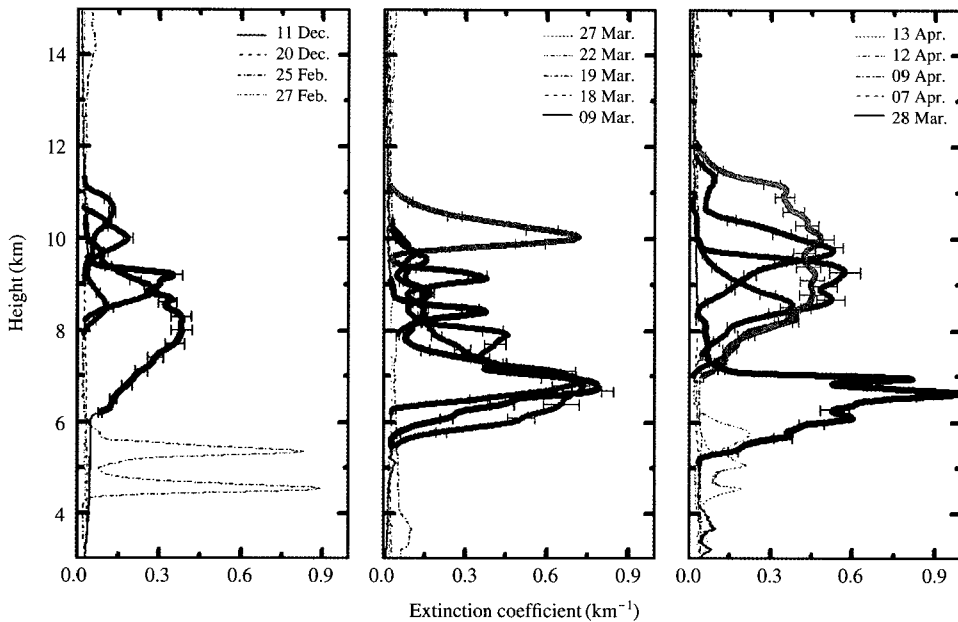


Fig. 4. Extinction profiles for 14-measurement cases.

Table 1. Ice-crystal cloud base and top height, thickness, reference height for Klett solution and optical depth.

Date	Base (km)	Top (km)	Thickness (km)	Reference height (km)	Optical depth
11-Dec.2002 (21:00)	5.9	9.7	3.8	10.5	1.06
20-Dec.2002 (21:30)	8.8	11.3	2.5	12.0	0.38
25-Feb.2003 (19:10)	8.0	10.6	2.6	11.0	0.28
27-Feb.2003 (21:30)	7.2	10.6	3.4	11.0	0.14
09-Mar.2003 (03:00)	5.5	8.9	3.4	10.5	1.06
18-Mar.2003 (22:10)	6.3	9.7	3.4	12.0	1.19
19-Mar.2003 (02:40)	8.2	10.3	2.1	11.0	0.28
22-Mar.2003 (03:10)	5.5	10.5	5.0	12.5	1.81
27-Mar.2003 (22:00)	9.8	11.1	1.3	12.0	0.45
28-Mar.2003 (21:00)	5.6	8.00	2.4	10.0	0.79
07-Apr.2003 (20:50)	8.4	11.8	3.4	12.5	0.62
09-Apr.2003 (21:00)	7.5	9.8	2.3	10.5	0.78
12-Apr.2003 (22:40)	7.0	11.3	4.3	10.8	1.13
13-Apr.2003 (22:00)	6.4	12.0	5.6	13.0	1.71

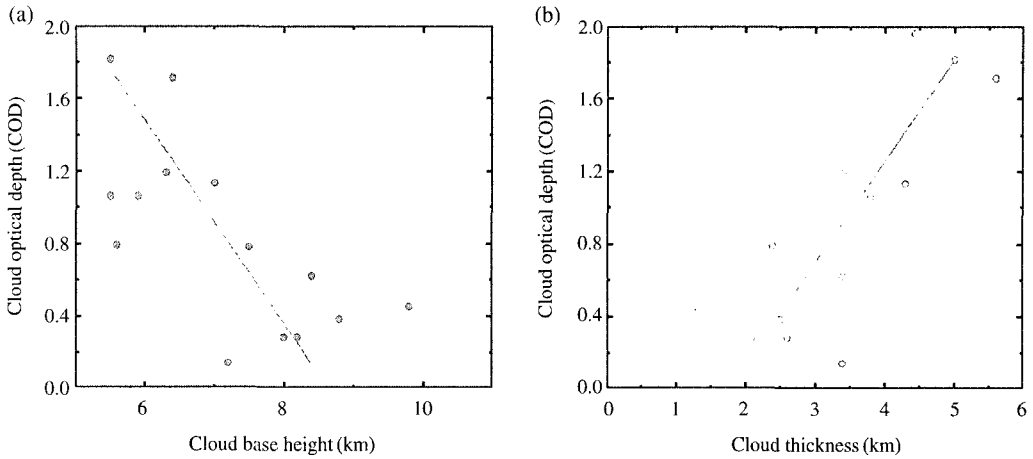


Fig. 5. Dependence of cloud optical depth on cloud base height (a) and cloud thickness (b).

본 연구에서는 ice-crystal cloud의 높은 편광소멸도로서 다른 에어로졸과 ice-crystal cloud를 구분하고 존재하는 고도와 두께를 파악한 후 그 영역만의 광학적 두께를 산출하여 그 값을 정리하였다. 그림 4는 본 연구에서 관측된 총 14회의 ice-crystal cloud 소산 계수의 고도분포를 보여준다. 그림 4에서 ice-crystal cloud의 광학적 두께를 산출한 구간은 굵은 선으로 나타내었다. 표 1은 그림 4를 바탕으로 관측기간 중 측정된 ice-crystal cloud의 발생 고도와 두께, 광학적 두께를 산출하여 정리한 것이다. 가장 낮은 고도에서 발생한 것은 5.5 km이고 가장 높은 고도는 9.8 km, 두께는 1.3 km에서 5.6 km, 광학적 두께도 0.14에서 1.81로 관측일 별로 다양한 값을 보여주었으며 이는 다른 중위도 지역에서 관측된 결과와 비슷한 수치였다(Platt *et al.*, 1987). 그림 5는 구름의 광학적 두께와 base 고도(a) 및 구름 두께(b)와의 상관관계를 보여준다. 관측 결과가 한정되어 낮은 상관관계를 보일지라도 낮은 고도에서부터 관측된 구름일수록, 그리고 구름의 두께가 두꺼울수록 높은 광학적 두께를 보여주고 있다.

#### 4. 2 Ice-crystal cloud의 복사 강제력 계산

라이다로 관측된 ice-crystal cloud의 발생고도와 두께, 광학적 두께의 자료를 복사 전달 모델의 입력 자료로 이용하여 ice-crystal cloud에 의한 복사 강제력을 계산하였다. 그림 6은 계산과정 및 입력자료를

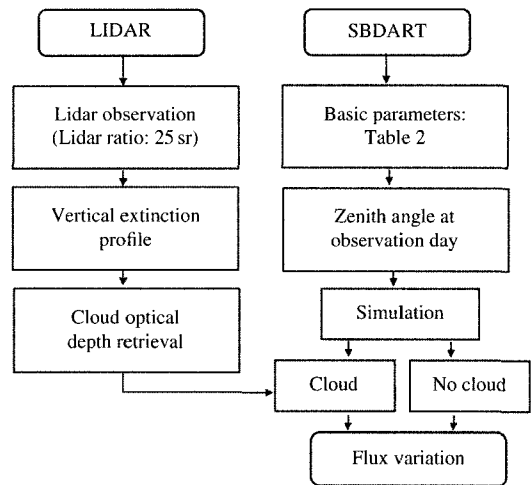


Fig. 6. Schematic diagram of the flux retrieval procedure.

보여준다. 계산에 사용한 모델은 SBDART (Santa Barbara DISTORT Atmospheric Radiative Transper)로서 청명한 조건과 구름이 있는 조건으로 나누어서 지상에서부터 TOA (Top of the Atmosphere)까지 각 층별의 upwelling flux와 downwelling flux의 차이로 복사 전달량을 계산할 수 있다(Ricchiazzi *et al.*, 1998). 표 2는 모델에 사용된 대기조건을 나타낸다. 태양의 천정각(Zenith angle)은 ice-crystal cloud가 관측된 날의 정오의 값을 사용하여서 계산하였다. 본 연구에서는 똑같은 대기조건에서 ice-crystal cloud가 존재할 때와

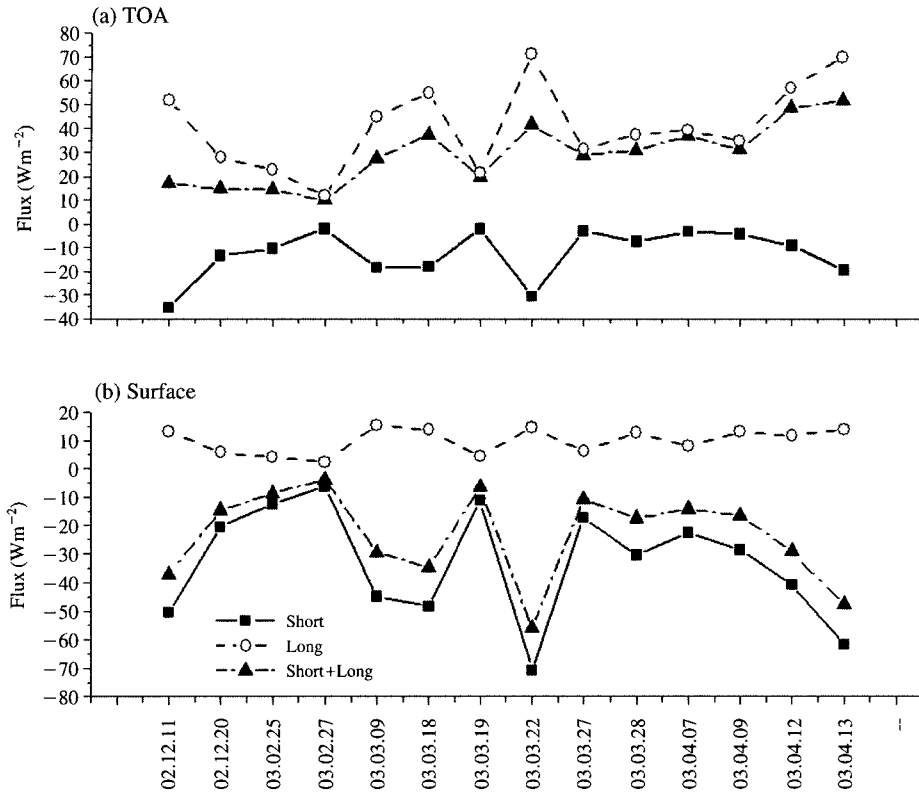


Fig. 7. Radiative forcing variation by ice-crystal cloud at Top of the Atmosphere (TOA) and surface. Closed square denotes flux change at short wavelength (0.25~4.0 μm). Open circle denotes flux change at long wavelength (4.0~100 μm). Closed triangle denotes sum of those two values.

Table 2. Input parameters for SBDART.

Zenith Angle	Changeableness by date
Instrument Filter	Solar (0.25~4.0 μm) Flat
Atmospheric profile	Mid-latitude Winter (0.9 g/cm <sup>3</sup> )
Trace Gases	CO <sub>2</sub> : 360 ppm, CH <sub>4</sub> : 1.74ppm, N <sub>2</sub> O: 0.3 ppm
Aerosol Model	Rural, visibility: 23.0 km (at 0.55 μm)
Surface Albedo Model	Vegetation

없을 때로 나누어 지표면과 TOA에서 각각의 downwelling flux와 upwelling flux의 차이로써 각 층의 복사 전달량을 계산한 후 ice-crystal cloud가 존재할 때의 값에서 없을 때의 값을 빼주어 ice-crystal cloud에 의한 복사 강제력의 변화량을 지표면과 TOA, 두 지역으로 나누어 알아보았다. 이때 모델 입력자료로서 라이다로 관측된 ice-crystal cloud의 고도와 두께, 광학적 두께를 사용하였고, 0.25~4.0 μm 파장대의 태양복사 영역(short wave)과 지구복사 영역인 4.0~

100 μm(long wave) 영역, 그리고 두 영역을 합친 0.25~100 μm 파장대의 세 가지 파장대로 나누어서 계산하였다. 이를 통해서 ice-crystal cloud가 각 파장대 별로 지표면과 TOA에서의 복사강제력에 어떠한 영향을 미치는지 알아보았다. 그림 7(a)는 TOA에서의 각 파장대별 복사량(flux)의 변화를 보여주고 그림 7(b)는 surface에서의 변화량을 나타낸다. 먼저 지표면에서 변화량을 살펴보면 태양복사 영역에서는 음의 값을 나타내고 지구복사 영역에서는 양의 값을 나타낸다. 두 파장대를 합친 영역에서는 음의 값을 나타내지만 지구복사 영역에서 증가한 양만큼 감소한다. 이는 태양복사 영역에서는 지표면으로 입사되는 태양복사에너지가 ice-crystal cloud에 의해 차단되어 그 양이 감소하여서 대기냉각효과(Whitehouse effect)를 나타내지만, 지구복사 영역에서는 지표면에서 대기로 방출되는 지구복사에너지가 상층의 ice-

**Table 3. Flux of unit COD at surface and TOA.**

Date	Shortwave		Longwave		Combine	
	Surface	TOA	Surface	TOA	Surface	TOA
11-Dec.2002	-47.69	-33.42	12.47	48.75	-35.19	16.25
20-Dec.2002	-53.79	-35.68	15.11	73.32	-38.58	38.95
25-Feb.2003	-43.86	-37.21	14.18	80.96	-31.43	51.19
27-Feb.2003	-45.57	-14.43	17.50	84.57	-27.79	71.57
09-Mar.2003	-42.53	-17.34	14.43	42.44	-27.90	25.89
18-Mar.2003	-40.66	-15.19	11.49	46.06	-29.04	31.65
19-Mar.2003	-39.93	-7.46	15.86	76.71	-23.71	70.54
22-Mar.2003	-39.08	-16.91	8.04	39.35	-30.88	23.07
27-Mar.2003	-38.31	-6.62	14.09	69.91	-24.02	64.42
28-Mar.2003	-38.58	-9.37	16.08	47.68	-22.18	39.19
07-Apr.2003	-36.24	-5.15	12.85	63.63	-23.00	59.53
09-Apr.2003	-36.85	-5.42	16.64	44.88	-21.12	40.05
12-Apr.2003	-36.15	-8.10	10.19	50.31	-25.96	43.02
13-Apr.2003	-36.15	-11.36	8.11	41.07	-27.86	30.34
Average	-41.10	-19.97	13.36	57.83	-27.76	43.26

Shortwave: short wavelength (0.25 ~ 0.4 μm), longwave: long wavelength (0.4 ~ 100 μm), Combine: short+long wavelength (0.25 ~ 100 μm)

crystal cloud에 의해 반사되어 지표면으로 되돌아와서 양의 값을 나타낸 것으로 판단된다. 두 파장대를 모두 고려했을 때는 지표면에서는 입사되는 태양복사에너지의 차단효과가 더 커 지표면의 ice-crystal cloud에 의한 복사강제력은 대기냉각효과(White-house effect)를 나타내었다. 다음으로 TOA에서 복사량의 변화는 태양복사 영역에서는 음의 값을 보여주지만 지구복사 영역에서는 양의 값을 보여주었고 두 영역을 합쳤을 때에는 warming 효과를 나타내었다. 이는 지표면만이 아닌 대기권 전체를 고려할 때 ice-crystal cloud가 입사되는 태양복사에너지를 차단시켜 감소시키는 양보다 지표면에서 대기로 방출되는 지구복사 에너지를 흡수하여 대기권 밖으로 나가는 에너지를 차단하는 효과가 더 커서 지구 대기에 온도상승 효과(Greenhouse effect)를 나타낼 수 있었다.

태양의 천정각이 일정한 조건에서 라이다로 관측된 ice-crystal cloud의 고도, 두께, 광학적 두께의 자료를 이용하여 모델 계산을 해보았을 때는 광학적 두께가 가장 큰 영향을 미쳤다. Ice-crystal cloud의 광학적 두께의 변화에 따른 지표면과 TOA에서 flux 변화량을 알아보기 위하여 단위 광학적 두께당 flux의 값으로 바꾸어 보았다. 표 3은 계산된 값을 정리하여 나타내었다. 지표면에서의 변화량을 살펴보면 태양복사영역과 지구복사영역 모두 겨울철인 2002

년 12월과 2003년 2월에 변화량이 봄철보다는 큰 경향을 보이지만 단위 광학적 두께당 비슷한 값을 보여주었다. 그러나 TOA에서는 IR 영역에서는 광학적 두께가 얇은 경우가 더 큰 warming 효과를 보였다. 광학적 두께가 가장 낮은 경우인 2003년 2월 27일 값은 단위 광학적 두께당 84.6 Wm<sup>-2</sup>이었으나 가장 높은 3월 22일에는 39.4 Wm<sup>-2</sup>이었다. Solar 영역에서는 광학적 두께의 변화보다는 계절적인 변화, 즉 태양 천정각의 변화와도 관련이 있었다. 표에서 보듯이 광학적 두께가 가장 두꺼웠던 날과 가장 얇았던 날에는 큰 차이가 없으나 관측일이 겨울에서 봄으로 바뀌어 태양 천정각이 높아짐에 따라 flux의 변화량이 감소하는 경향을 보였다. 이런 경향들이 영향을 미쳐서 두 영역을 포함한 계산에서 보여주듯이 지표면에서는 계절적 영향이 더욱 커서 태양 천정각이 높아짐에 따라 cooling 효과가 감소하는 경향을 보여주나 TOA에서는 ice-crystal cloud의 광학적 두께에 변화가 flux 변화에 주요한 영향을 미침을 알 수 있었다.

다음으로 본 연구에서의 분석 결과와 다른 연구자들에 의해 관측된 다른 에어로졸의 값들과 비교해 보았다. Bush and Valero(2003)은 500 nm( $\tau_{500}$ )의 파장에서 평균 광학적 두께가 0.41일때 지표면에서 단파장 복사 강제력이 -30.5 Wm<sup>-2</sup>임을 제주도 고산(33.28N, 127.17E)에서 2001년 3월 25일부터 5월 4일까지 Radiometer 관측을 통하여 알아내었다.



Nakajima *et al.* (2003)은 에어로졸에 의한 복사강제력이 월 평균값으로 TOA에서  $-5 \sim -8 \text{ Wm}^{-2}$ , 지표면에서는  $-10 \sim -23 \text{ Wm}^{-2}$ 이 됨을 제주 고산(33.28 N, 127.17E)과 Amami-Oshima(28.15N, 129.30E)에서 관측하였다. Vogelmann *et al.* (2003)은 장파장 복사 강제력이 황사에 의해서 수  $\text{Wm}^{-2}$ 에서  $10 \text{ Wm}^{-2}$ 까지 영향을 미침을 찾아내었다. 이 값들은 ice-crystal cloud의 것보다 단파장 영역에서는 지표면과 TOA 모두 높은 cooling 효과를 가져왔으나 장파장 영역에서는 적은 warming 효과를 나타내었다. 이런 결과로 ice-crystal cloud는 지표면에서 cooling 효과는 황사와 비교해서 작지만 지구대기 전체(TOA에서의 복사 강제력)를 고려할 때는 적외선 영역에서 지구복사에너지의 방출을 막는 효과가 황사와 에어로졸보다 높았다. 태양복사인 단파장대와 지구복사인 장파장대를 모두 포함한 모델 계산 결과로서 중위도 지방에서 발생된 ice-crystal cloud는 지표면에서는 냉각효과를 나타내지만 TOA에서 나타내는 높은 warming 효과를 고려할 때 지구 표면에서의 냉각 효과보다는 지구대기의 온난화에 많은 영향을 준다고 판단된다.

## 5. 결 론

본 연구에서는 광주과학기술원의 다파장 라이다 시스템을 이용하여 겨울과 봄에 광주와 안면도에서 상층 ice-crystal cloud의 광학적 특성을 관측하고, 복사전달모델을 이용하여 ice-crystal cloud에 의한 복사강제력의 변화량을 계산하였다. 광주와 안면도에서 관측된 ice-crystal cloud는 5 km 이상의 높은 고도에서 수 km의 두께로 발생하였고, 0.14에서 1.81의 다양한 광학적 두께로 관측되었다. 지구복사와 태양복사를 포함한  $0.25 \sim 100 \mu\text{m}$ 의 파장영역에서 복사전달모델을 이용한 복사강제력의 변화는 단위 광학적 두께당 지표면에서는  $-27.76 \text{ Wm}^{-2}$ 의 값으로 지표 냉각효과를 나타내었으나 TOA에서는  $43.26 \text{ Wm}^{-2}$ 의 값을 보여 대기전체의 net flux의 변화량을 고려할 때 중위도 지역인 한반도에서 관측된 ice-crystal cloud는 지구온난화에 영향을 미침을 알 수 있었다. 다른 에어로졸이 복사강제력에 미치는 영향과 비교할 때 지표면에서의 냉각효과는 ice-crystal cloud가 낮았으나 대기전체를 고려한 net flux의 변화량은 다

른 에어로졸에 비해 높은 온도상승 효과를 보여 ice-crystal cloud의 증감이 장기적 지구대기의 온도변화에 많은 영향을 미칠 것으로 사료된다.

## 감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2007-4118)의 지원으로 수행되었습니다.

## 참 고 문 헌

- 노영민, 김영민, 김영준, 최병철(2006) GIST/ADEMRC 다파장 라만 라이다 시스템을 이용한 안면도 지역의 라이다 비 연구, 한국대기환경학회지, 22(1), 1-14.
- 노영민, 김영준, Detlef Müller(2007) 역행렬 알고리즘을 이용한 다파장 라만 라이다 데이터의 고도별 에어로졸 Microphysical Parameter 도출, 한국대기환경학회지, 23(1), 97-109.
- 이병일, 원재광, 윤순창(2003) Analysis of the optical property of the Asian dust with respect to the altitude change, 한국기상학회보, 13(1), 252-255.
- Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis (1992) Independent measurement of extinction and backscatter profiles in ice-crystal-clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar, Appl. Opt., 31, 7113-7131.
- Bissonnette, L.R. (1986) Sensitivity analysis of lidar inversion algorithms, Appl. Opt., 25, 2122-2125.
- Bush, B.C. and F.P.J. Valero (2003) Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign, J. of Geophys. Res., 108, 28-1-28-8.
- Chen, W.N., C.W. Chiang, and J.B. Nee (2002) Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds, Appl. Opt., 41(3), 6470-6476.
- Fernald, F.G., B.M. Herman, and J.A. Reagan (1972) Determination of aerosol height distribution by lidar, J. Appl. Meteorol., 11, 482-489.
- Houze, R.A. (1993) Cloud Dynamics. Academic Press, Inc.
- Klett, J.D. (1981) Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, Appl. Opt., 20(2), 211-220.
- Liou, K.N. (1986) Influence of ice-crystalclouds on weather and climate processes: A global perspective, Mon. Wea. Revl., 114, 1167-1199.

- Lohmann, U. and E. Roeckner (1995) Influence of cirrus cloud radiative forcing on climate and climate sensitivity in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 100(D8), 16305-16323.
- Mishchenko, M.I. and K. Sassen (1998) Depolarization of lidar returns by small ice crystals: An application to contrails, *Geophys. Res. Lett.*, 25(3), 309-312.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, and G. Pisani (2007) Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, 112, D16202, doi:10.1029/2006-JD008292.
- Nakajima, T., M. Sekiguchi, T. Takamura, I. Uno, A. Higurashi, D. Kim, B.J. Son, S.N. Oh, T.Y. Nakajima, S. Ohta, I. Okada, T. Takamura, and K. Kawamoto (2003) Significance of direct and indirect radiative forcings of aerosols in the East China Sea region, *J. of Geophys. Res.*, 108(D23), 8658, doi:10.1029/2002JD003261.
- Noel, V., H. Chepfer, G. Ledanois, A. Delaval, and P.H. Flamant (2002) Classification of particle effective shape ratios in ice-crystal clouds based on the lidar depolarization ratio, *Appl. Opt.*, 41, 4245-4257.
- 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.
- Pace, G., M. Cacciani, A.D. Sarra, G. Fiocco, and D. Fua (2003) Lidar observations of equatorial cirrus clouds at Mahe Seychelles, *J. of Geophys. Res.*, 108(D8), 10.1029/2002JD002710.
- Platt, C.M.R., J.C. Scott, and A.C. Dilley (1987) Remote sounding of high clouds. Part VI: Optical properties of midlatitude and tropical cirrus, *J. Atmos. Sci.*, 44, 729-747.
- Platt, C.M.R., S.A. Young, P.J. Manson, G.R. Patterson, S.C. Marsden, and R.T. Austin (1998) The optical properties of equatorial ice-crystal from observations in the ARM pilot radiation observation experiment, *J. Atmos. Sci.*, 55, 1977-1996.
- Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier, and D. Sowle (1998) SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere, *Bulletin of the American Meteor. Soc.*, 79, 2101-2114.
- Rossow, W.B. and A.A. Lacis (1990) Global, Seasonal cloud variations from satellite Radiance Measurements. Part 2: Cloud properties and Radiative Effects, *J. Climate*, 3, 1204-1253.
- Sassen, K. and K.N. Liou (1979) Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase and ice crystal clouds. Part II: Angular depolarizing and multiple-scattering behavior, *J. Atmos. Sci.*, 36, 852-861.
- Vogelmann, A.M., P.J. Flatau, M. Szczodrak, K.M. Markowicz, and P.J. Minnett (2003) Observations of large aerosol infrared forcing at the surface, *Geophys. Res. Lett.*, 30(12), 1655, doi:10.1029/2002GL016829.