

OMI 구름 측정 자료들의 비교 분석과 그에 따른 오존 측정에 미치는 영향 평가

최수환 · 박주선 · 김재환* · 백강현

부산대학교 대기과학과

(접수일: 2014년 11월 27일, 수정일: 2014년 11월 27일, 게재확정일: 2014년 12월 30일)

Analyses of the OMI Cloud Retrieval Data and Evaluation of Its Impact on Ozone Retrieval

Suhwan Choi, Juseon Bak, JaeHwan Kim*, and KangHyun Baek

Department of Atmospheric Sciences, Division of Earth Environmental System,
Pusan National University, Busan, Korea

(Manuscript received 27 November 2014; revised: 27 December 2014; accepted 30 December 2014)

Abstract The presences of clouds significantly influence the accuracy of ozone retrievals from satellite measurements. This study focuses on the influence of clouds on Ozone Monitoring instrument (OMI) ozone profile retrieval based on an optimal estimation. There are two operational OMI cloud products; OMCLDO₂, based on absorption in O₂-O₂ at 477 nm, and OMCLDRR, based on filling in Fraunhofer lines by rotational Raman scattering (RRS) at 350 nm. Firstly, we characterize differences between O₂-O₂ and RRS effective cloud pressures using MODIS cloud optical thickness (COT), and then compare ozone profile retrievals with different cloud input data. O₂-O₂ cloud pressures are significantly smaller than RRS by ~200 hPa in thin clouds, which corresponds to either low COT or cloud fraction (CF). On the other hand, the effect of Optical centroid pressure (OCP) on ozone retrievals becomes significant at high CF. Tropospheric ozone retrievals could differ by up to ± 10 DU with the different cloud inputs. The layer column ozone below 300 hPa shows the cloud-induced ozone retrieval error of more than 20%. Finally, OMI total ozone is validated with respect to Brewer ground-based total ozone. A better agreement is observed when O₂-O₂ cloud data are used in OMI ozone profile retrieval algorithm. This is distinctly observed at low OCP and high CF.

Key words: OMI, O₂-O₂ cloud algorithm, RRS cloud algorithm, optimal estimation, ozone profile algorithm

1. 서 론

오존은 전체 대기 질량중 약 백만분의 1 정도의 양 밖에 안 되지만 반응성이 크고 화학적으로 중요한 기체 중 하나이다. 성층권오존은 전체오존의 90%를 차

지하며 태양에서 방출되는 인체에 유해한 자외선(UV-B, UV-C)을 흡수하여 생명체가 지표상에서 생명활동을 영위할 수 있도록 한다(Madronich, 1993). 또한 흡수된 자외선은 성층권의 온도구조를 결정하는 중요한 역할을 한다(Thompson et al., 2012). 대류권오존은 전체오존의 10%로 성층권오존에 비해 적은양이지만 대기 화학적인 조성과 지구온난화 및 대기 질적인 측면에서 중요한 역할을 한다(Kim et al., 2005). 전 지구적인 오존분포를 이해하고 효과적으로 오존을 모니터링하기 위해선 시·공간 해상도가 뛰어난 위성을 이

*Corresponding Author: Jae Hwan Kim, Department of Atmospheric Sciences, Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan 609-735, Korea.
Phone : +82-51-510-2172, Fax : +82-51-515-1689
E-mail : jaekim@pusan.ac.kr

용한 오존관측이 요구되었다(Fishman et al., 1990; Hudson and Thompson, 1998). 전 지구적인 오존 모니터링을 수행하기 위해 세계 여러 나라에서는 위성을 이용한 관측 시스템을 구축하기 위해 심혈을 기울여왔다. 그 중 가운데 NASA EOS-Aura 위성에 탑재되어 2004년 7월에 발사된 Ozone Measurement Instrument (OMI) 센서는 약 13×24 km의 공간해상도를 갖으며 전 지구를 하루 동안에 관측할 수 있음으로 현재까지 개발된 오존 측정 센서 중 가장 우수한 시·공간 해상도를 갖는 오존측정 자료를 제공해주고 있다(Levett et al., 2006). OMI는 대기에서 산란되고 지표에 의해 반사된 270~500 nm 파장범위의 자외선-가시광선을 측정하는 초 분광 기기로서 OMI 측정 자료는 오존전량뿐만 아니라 대류권 오존을 포함한 오존 수직프로파일 정보를 산출하는 데 용이하다. 대기에 구름이 존재하는 경우 자외선이 구름아래의 대기를 투과하지 못하기 때문에 구름 하부의 오존은 기후 값(a-priori)을 사용하여 보정된다. 기후 값의 대한 의존도가 커질수록 오존의 오차가 증가하므로 정확한 오존을 산출하기 위해서는 신뢰도 높은 구름의 고도자료가 요구된다(Bhartia and Wellemeier, 2002; Stammes et al., 2008; Liu et al., 2010). 또한, 구름 정보는 모든 위성 자료처리 과정에서의 중요한 입력변수이며 오존뿐만 아니라 NO₂, SO₂, 에어로졸 등 자료산출에서 오차를 주는 원인이다. 대기에서의 구름의 반사, 차단, 흡수 등은 복사투과에 큰 영향을 미치며 구름의 관측과 정보는 대기 중의 다양한 미량 기체와 에어로졸 산출 자료의 정확성에 큰 영향을 미친다. 구름 관측을 위한 위성원격탐사는 구름의 입자상, 입자반경, 광학두께, 반사도, 고도 등과 같은 다양 산출물을 제공한다(Koелеmeijer and Stammes, 1999; Ahmad et al., 2004). 대부분의 위성은 구름정보를 산출하기 위해 1 가지 방법의 구름 알고리즘을 이용하였지만 OMI는 2 가지 방법의 알고리즘을 이용하여 구름산출물을 제공하고 있다. 477 nm의 O₂-O₂의 흡수를 이용한 구름 알고리즘(O₂-O₂), OMCLDO2 자료와 345~354 nm의 Rotational Raman scattering (RRS)에 의한 Fraunhofer의 filling-in 효과를 이용한 구름 알고리즘을 통해 산출된, OMCLDRR이 있다(Joiner and Bhartia, 1995). 적외 채널을 이용한 구름 알고리즘은 운정고도(Cloud Top Pressure, CTP)를 산출하지만, OMI 두 구름 알고리즘은 산란과 흡수 양에 따른 광자의 경로 길이 정보를 표현하여 Optical Centroid Pressure (OCP)라는 상대적 구름의 고도를 산출한다(Joiner et al., 2012). OMCLDO2 자료는 Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS) 오존전량 알고리즘(Veeffkind et al., 2006)과 Optimal Estimation Method (OEM) 기반의 OMI 오존 프로파일 알고리즘(Liu et al., 2010; Kroon

et al., 2011)에 사용되며, OMCLDRR 자료는 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) 오존 알고리즘의 구름회소 복사량을 모의하기 위해 사용된다. Stammes and Noordhoek (2002)에서는 하층구름 산출에서 O₂-O₂ 방법이 더 좋은 측정 민감도를 가지며, 상층구름 산출에서는 RRS를 이용하는 것이 적합한 것임을 밝힌바 있고, Stammes et al. (2008)에서는 O₂-O₂와 RRS의 두 구름고도의 직접적인 상관관계는 육지보다 해양에서 높고, Cloud Fraction (CF)는 육지가 해양보다 상관관계가 높음을 보였다. Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar (PARASOL)과 OMI 두 구름 자료를 각각 비교한 선행연구에서는 PARASOL은 RRS에 비해 O₂-O₂와 상대적으로 더 높은 상관관계를 보였으며, CF이 0.5 이상인 경우 PARASOL과 O₂-O₂, RRS의 각각의 평균 cloud pressure 45 hPa, 2 hPa 난다. 특히, 이러한 PARASOL과 OMI cloud pressure의 차이는 해양보다 육지에서 각각 10~40 hPa 더 높다고 하였으며, 높은 CF의 경우 지표알베도의 영향이 줄어들고 구름고도 산출에 대한 오차가 더욱 줄어들었다 하였다(Sneep et al., 2008).

DOAS 기반의 오존 알고리즘에서 사용되는 O₂-O₂ Cloud Pressure는 Air Mass Factor (AMF)를 보정하기 위한 중요한 인자이다. DOAS 오존 산출물은 청정하늘의 경우 오존의 오차가 0.6%로 낮은 반면 구름이 있는 경우 오차가 3%로 증가한다. TOMS 오존 알고리즘은 Look-up table (LUT)로부터의 계산된 radiance와 위성으로부터 관측된 radiance의 비를 통해 오존을 산출하는 방식인데, RRS 구름고도는 지표고도와 함께 LUT의 사용되는 중요한 요소이다. TOMS 오존 산출물은 구름이 존재하는 경우에 대해 최대 2% 오차를 갖는데, 에어로졸과 프로파일 형태로 발생하는 오차가 1% 미만인 것을 감안하면 구름의 오차는 크다고 할 수 있다(Bhartia, 2002). 선행연구에서는 O₂-O₂와 RRS OCP의 비교에서 CF나 COT와 같은 다양한 조건에 대한 연구가 부족했다. 이에 본 연구에서는 MODIS 적외선 구름 자료를 이용하여 O₂-O₂와 RRS의 OCP를 비교하였으며, 거기에 OMI 두 구름 자료의 직접적인 비교도 하였다. 이전까지의 구름에 대한 오존 산출오차를 분석한 연구에서는 RRS 구름산출물을 TOMS 오존 알고리즘에 적용시킨 오존 산출물과 O₂-O₂ 구름 산출물을 DOAS 오존 알고리즘에 적용시킨 오존 산출물을 비교하였다(Antón et al., 2011). 하지만 두 오존 알고리즘은 각기 다른 알고리즘이며 산출과정 또한 다르다. 선행연구에서의 분석을 보완하고 기준을 분명히 하고자 본 연구에서는 앞선 구름고도 분석을 토대로 OMI 오존 프로파일 알고리즘(Liu et al., 2010)에 O₂-O₂와 RRS 구름고도를 적용했을 경

우의 산출된 오존 프로파일, 오존 전량, 대류권 오존에 대해 비교 분석하였다. 또한 Brewer 지상관측자료를 이용하여 OMI 오존전량을 평가함으로써, 본 연구에서 사용한 오존 프로파일 알고리즘에 더 적합한 구름 자료를 찾고자 한다.

2. 자료 및 방법

2.1 OMI 오존 자료

본 연구는 Liu et al. (2010)에 의해 개발된 Optimal Estimation (Rodgers, 2000) 기반의 OMI 오존 프로파일 알고리즘을 이용하여 구름 자료에 의한 오존 산출물의 오차를 분석하였다. Optimal estimation 방법은 관측한 복사량(Y)과 복사모형을 통해 모의된 복사량($R(X_i)$)의 차이와 더불어 산출 벡터(X_i)와 a-priori 벡터(X_a)의 차이를 관측 오차 공분산 행렬(S_y)과 a-priori 오차 공분산 행렬(S_a)로 강제시키는 형태로 정의된 χ^2 (cost function)를 일정한 값으로 수렴시킴으로써, 가장 최적화된 산출 벡터(X)를 찾는다.

$$\chi^2 = \left\| S_y^{-1/2} K_i (X_{i+1} - X_i) - [Y - R(X_i)] \right\|_2^2 + \left\| S_a^{-1/2} (X_{i+1} - X_a) \right\|_2^2 \quad (1)$$

기후값(a-priori) 정보는 McPeters et al. (2007)로부터 개발된 월별 위도별로 평균된 오존 기후자료로부터 정의된다. 오존 알고리즘은 지표에서 60 km까지의 연직 오존량을 산출하며, 산출물의 수직분해능은 대류권에서는 약 10~14 km, 성층권에서는 약 7~11 km이기 때문에 서로 독립적으로 대류권에서는 평균 0~1.5, 성층권에서는 5~6.7개의 오존 수직 프로파일을 얻을 수 있다(Degree of Freedom for signal). 산출물의 오차는 성층권에서 1~6%이며, 대류권에서는 6~35%이다. 산출격자 중에 한 개의 격자는 대류권계면이며, 이 경계면은 National Centers for Environmental prediction (NCEP) Global Forecast System (GFS) Final (FNL) operational global analysis data (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>)로부터 정의된다. 대류권계면을 기준으로 산출된 오존 프로파일을 각각 상·하를 적분하면 성층권 오존과 대류권 오존이 계산되고 전체의 프로파일 오존 산출물을 적분하여 오존전량을 제공한다(Liu et al., 2010).

2.2 OMI 구름 측정 알고리즘 소개

OMI O₂-O₂ 알고리즘은 미량기체의 영향이 작고, 구름 높이에 따른 반사도 변화가 크게 나타나는 477 nm를 중심파장으로 하는 O₂-O₂ 충돌흡수밴드를 이용한다. 구름 높이는 DOAS 방법을 통해 계산한 O₂-O₂의 경사 컬럼 농도(slant column density)를 LUT에 대입

해 산출한다. 조건표에는 구름의 광학두께와 운정, 운저고도와 함께 격자에 대한 기하학적인 정보와 접지면의 알베도, 지표고도 등을 포함한다. O₂-O₂ 구름 산출방법은 구름을 램버시안(Lambertian) 지면의 특징을 갖는 것으로 가정한 방법으로 구름의 중간층의 기압을 산출하며 이러한 이유로 OCP라 한다(Acarreta et al., 2004; Sneep et al., 2008).

OMI RRS 구름 알고리즘은 O₂와 N₂ 분자에 대한 비탄성 산란인 회전라만산란으로 야기된 프라운호퍼 선(Fraunhofer line)의 메움 효과(filling-in effect)를 이용한다(Joiner et al., 1995). 회전라만산란은 전체 산란 중 4% 정도 일어나며 대기가 두꺼울수록 산란의 정도가 커지게 되고 메움 현상도 라만산란의 양에 비례하여 커진다. 메움 효과를 정량적으로 나타낼 수 있는 메움 지수, k 는 아래 수식과 같이 정의된다.

$$k(\lambda) = [I_m(\lambda) - I_R(\lambda)] / I_R(\lambda) \quad (2)$$

위의 식에서 $I_m(\lambda)$ 는 관측된 복사량, $I_R(\lambda)$ 는 라만 회전 산란을 고려하지 않고 레일리 산란만 고려해 계산된 복사량을 의미한다. 구름기압이 커질수록 메움 지수가 커지는 관계를 이용해 구름 높이를 산출한다. 2가지 구름 알고리즘은 공통적으로 광자 경로 길이에 영향을 받는 대기 물리적 특징을 이용하여 개발되었으나, 각각 흡수와 산란을 바탕으로 활용한다는 점에서 차이가 있다. 본 연구는 Level2 구름 산출물을 사용하였고 얼음·눈이 있는 화소는 높은 지표 반사도로 인해 구름 산출오차가 커짐으로 이러한 지역을 제거하였다(Vasilkov et al., 2010).

2.3 MOIDS 구름 자료

본 연구는 OMI 구름고도 자료의 차이를 MODIS 구름고도와 구름두께에 따라 비교 분석하였다. MODIS 구름 알고리즘은 15 μ m CO₂ 흡수대 이용하여 CTP를 산출하고, 0.664 μ m과 3.75 μ m 채널을 사용하여 구름 광학 두께(Cloud Optical Thickness, COT)를 산출한다. 본 연구는 MODIS Aqua 위성자료인 MYD06을 사용하였고, CTP와 COT의 공간 분해능은 각각 5-km, 1-km로 주어진다(Menzel et al., 2007). MODIS와 OMI 두 구름 자료를 비교하기 위하여 MODIS를 OMI 격자 크기에 맞춰 OMI 격자 내에 들어오는 MODIS 자료를 평균하였다.

2.4 BREWER 지상관측 오존 자료

Brewer 분광광도계는 관측기계 내에 들어온 태양광선을 회절격자에 의해 분광한 후 오존에 강한 흡수파장과 약한 파장의 강도 비를 측정하여 오존전량과 연직오존분포를 산출한다. Brewer 분광광도계는 오존전량 측정을 위해 5개 파장(306.3, 310.1, 313.5, 316.8,

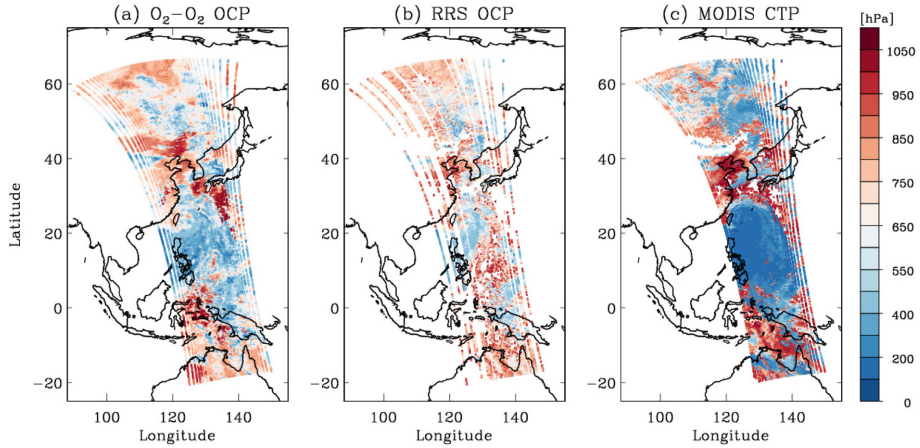


Fig. 1. Distributions of (1) OMI O₂-O₂ OCP, (2) OMI RRS OCP and (3) MODIS IR thermal cloud top pressure data in for the OMI orbit 10600 on 13 July 2006.

320.1 nm)을 사용했다(Chung et al., 1999; Schneider et al., 2008). 본 연구에서 사용한 Brewer 지상관측 자료는 World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre (WOUDC)에서 제공하는 자료를 각각의 하루 평균을 취하였고 검증 정확도를 높이기 위해 direct sun mode 관측 자료만 이용하였다. 태양천정각이 크지 않으며 본 연구의 주요 관측 지역인 서태평양 인근의 지점을 선점하였다. 선점지역은 위도 24도, 경도 153도 근처의 Marcus island이며, 2006~2008년 사이의 자료에 대해 분석하였다. Brewer 자료를 통한 오존 프로파일 알고리즘에 두 OMI 구름 자료를 이용하여 산출된 두 가지 오존산출물의 평가를 위해 사용된다.

3. 본 론

3.1 OMCLD02와 OMCLDRR의 자료 비교

분석 대상 지역으로 2006년 7월 13일 OMI와 MODIS가 관측한 서태평양 주변 위도 20°S~60°N 사이의 영역을 선정하였고, 분석영역에서 OMI OCP와 MODIS CTP의 분포도를 비교한 결과는 Fig. 1에서 보여 준다. 이 그림에서 보듯이 OMI 두 구름 자료의 OCP는 비슷하지만 OMI와 MODIS의 구름고도의 차이는 뚜렷하다. 이러한 이유는 MODIS와 OMI의 구름 측정 알고리즘의 방식이 다르기 때문이다. MODIS 센서의 구름 자료는 적외선으로 관측된 실제의 구름 최상부의 기압(CTP)를 나타냄으로 상대적인 구름기압(OCP)를 산출해 내는 O₂-O₂와 RRS의 두 산출물의 차이를 MODIS CTP를 통해 간접적으로 비교하기에 적합하다.

Figures 2와 3은 OMI와 MODIS의 구름고도를 비교하기 전에 O₂-O₂와 RRS의 구름 자료를 직접적으로

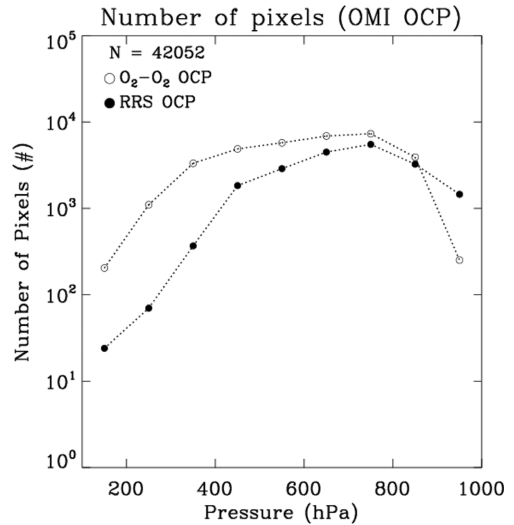


Fig. 2. The number of pixels from O₂-O₂ (open circle) and RRS OCPs (filled circle) in bins of 100 hPa. The number (N) of total pixel are given in the legend.

비교한 빈도수 그래프와 산포도이다. Figure 2는 OCP를 100 hPa 간격으로 나누어 빈도수를 그린 것이다. 400 hPa보다 높을 때는 O₂-O₂ 구름 자료수가 RRS에 비해 많으며, 700 hPa보다 낮을 때는 RRS 구름 자료수가 더 많다. O₂-O₂가 RRS보다 높은 구름으로 측정되었다. Figure 3과 Table 1은 CF별 O₂-O₂와 RRS의 OCP 산포도와 상관관계를 보여준다. 이 그림에선 CF가 낮아질수록 상관관계가 낮아지는 것을 보여주고 있다. CF가 0.7~1.0 사이의 CF일 때, 상관관계가 0.9로 가장 높은 경우 구름고도를 결정하는 데 지표면의

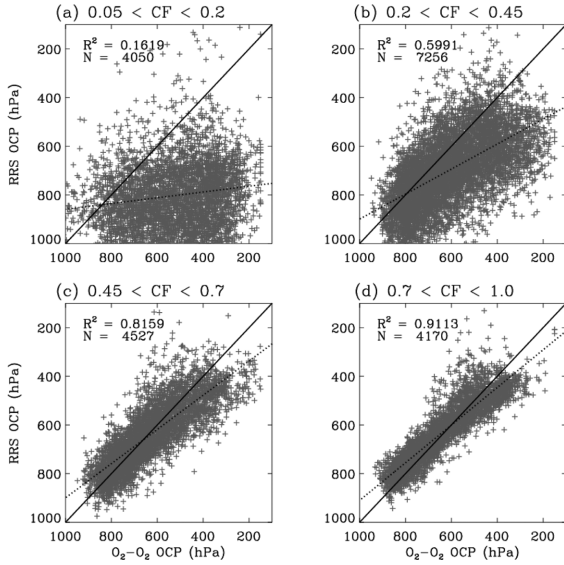


Fig. 3. Scatter plots of O_2-O_2 versus RRS OCPs for four cloud fraction ranges. The dotted lines represent the regression line with the 1:1 lines (solid lines). The number (N) of comparisons and correlation coefficient (R^2) are shown.

영향을 적게 받는다. 반면 CF가 0.2 이하일 경우 상관관계수가 0.2 이하로 작고 회귀 기울기 또한 0.1로써 큰 차이가 나타난다. 이 결과 CF가 작을 경우 두 구름고도의 차이가 크게 나타나며, 이로 인한 미량기체나 에어로졸 산출의 오차가 커질 가능성이 크다.

어느 방법으로 구한 구름고도에 문제가 있는지를 살펴보기 위해 MODIS의 적외선을 이용한 CTP와의 상관관계 분석을 수행하였다. Figure 4는 O_2-O_2 와 RRS의 OCP의 차이를 MODIS의 CTP와 COT를 기준으로 나누어 분석한 그림이다. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)의 운영 기준에 따라 CTP를 1000-680, 680-440, 440-50 hPa로 고도를 나누고 COT를 0-3.6, 3.6-23, 23-379로 나누어 총 9가지의 구름 유형을 나누었다(Chen et al., 2000). 본 연구에서는 구름 유형기준에 따라 MODIS 자료를 통하여 구름 유형을 나누어 분석하였다. 구름의 고도가 높을수록 구름 고도의 기압은 감소하기 때문에 OCP의 차이가 음의 값을 갖는다는 것은 O_2-O_2 가 RRS보다 구름 고도가 높음을 의미한다. COT가 3.6 이하의 얇은 구름에서는 두 OMI 구름 자료의 차이가 크게 나타나 평균 200 hPa 정도 RRS가 더 크게 나타났다. COT가

Table 1. Comparison statistics* corresponding to Fig. 2.

	0.05 < CF < 0.2	0.2 < CF < 0.45	0.45 < CF < 0.7	0.7 < CF < 1.0
Mean bias $\pm \sigma$	-280.6 ± 200.5	-89.7 ± 136.9	0.02 ± 77.2	11.1 ± 65.4
R^2	0.16	0.59	0.81	0.91
Regression	$RRS = 0.11 \times O_2-O_2 + 740.7$	$RRS = 0.51 \times O_2-O_2 + 385.7$	$RRS = 0.74 \times O_2-O_2 + 157.4$	$RRS = 0.77 \times O_2-O_2 + 136.6$

*Mean biases and 1σ standard deviations. Correlation coefficients (R^2), slope and offset are from the linear regression.

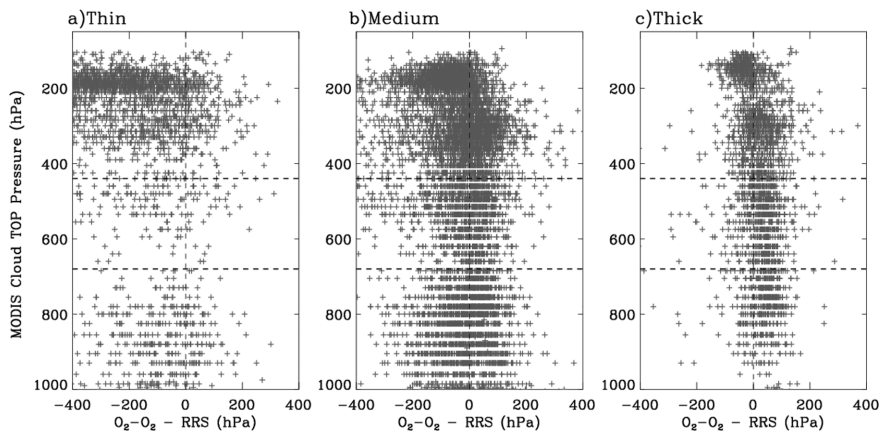


Fig. 4. Scatter plots of O_2-O_2 and RRS OCPs differences versus MODIS CTP for three regimes of the MODIS Cloud Optical Thickness; (a) Thin cloud (COT < 3.6), (b) Medium cloud (3.6 < COT < 23), (c) Thick cloud (COT > 23). The dotted lines represent the cloud heights at 440 hPa and 680 hPa.

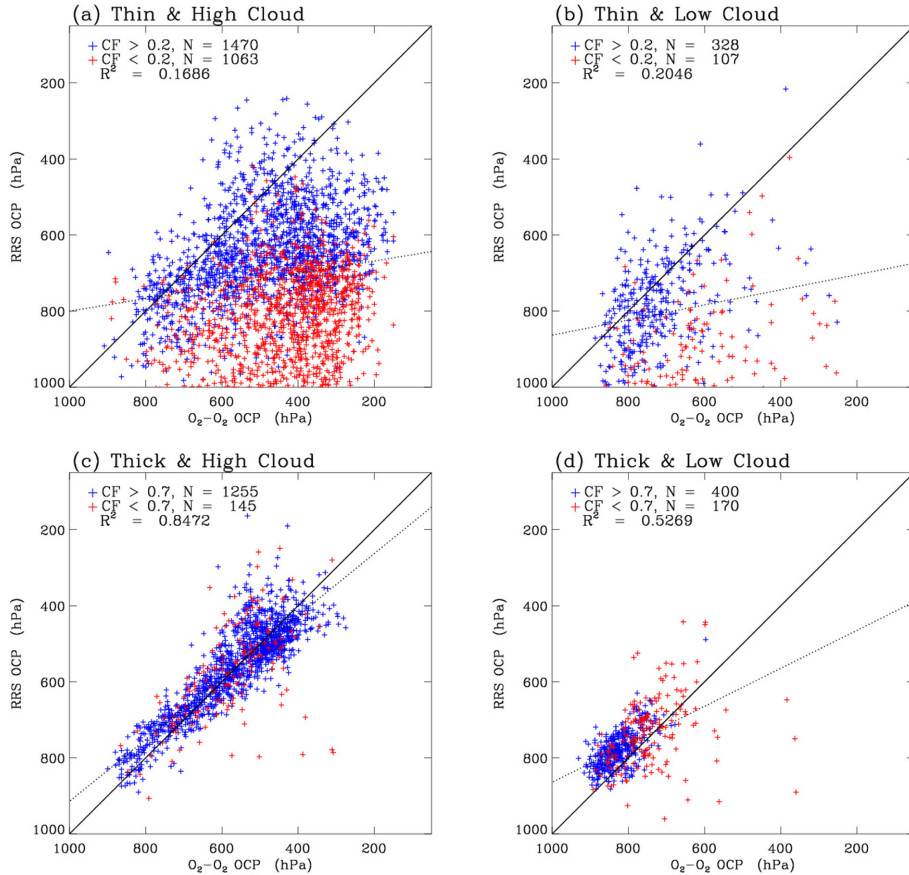


Fig. 5. Comparisons between OMI O_2-O_2 and RRS OCPs for (a) thin and high cloud, (b) thin and low cloud, (c) thick and high cloud, (d) thick and low cloud. The MODIS cloud optical thickness is used to classify OMI pixels into thick and thin clouds. The high and low cloud are classified using MODIS cloud top pressure. Color coding for different O_2-O_2 cloud fraction bins is in the legend. The dotted lines represent the regression line with the 1:1 lines (solid lines).

23 이상의 두꺼운 구름에서는 차이가 0에 가깝게 수렴되어 오히려 O_2-O_2 가 평균 50 hPa 더 크게 나타났다. 구름두께에 상관없이 MODIS에서는 하층운보다는 상층운에서 더 많은 자료수를 측정하였으며, 특히 얇은 구름에서 상층운과 하층운의 자료 수의 차이가 크다. 그러나 이 그림에서는 O_2-O_2 와 RRS의 구름 높이에 대한 정보가 부족하여 MODIS CTP와 COT 조건을 바탕으로 두 구름고도 차이를 분석하였다. Figure 5는 O_2-O_2 와 RRS OCP의 산포도와 상관관계를 보여준다. Figure 4에서 9가지 유형 중 상층운과 하층운, 그리고 얇은 구름과 짙은 구름이 고도의 차이를 더 잘 보여주기 때문에 네 가지 유형에 대해서만 분석하였다. COT와 CF는 구름의 두께와 전체에 대한 구름 비율로써 각각 산출 방법이 다르지만, 이것들은 구름이 덮인 정도를 나타내는 상관관계를 가진다(Zhang et al., 2005; Stammes et al., 2008). 그렇기에 얇은 구

름일 때는 CF를 0.2를 기준으로, 두꺼운 구름의 경우 0.7 기준으로 나누었다. Figures 5a, b는 COT가 3.6 이 하이고 CTP가 각각 440 hPa보다 높을 때와 680 hPa 보다 낮을 때에 대한 산포도이다. 이 그림에서는 O_2-O_2 와 RRS의 상관관계가 0.16, 0.2로써 작고, 차이는 Fig. 4a의 분석처럼 크게 나타난다. 그러나 CF가 0.2 이상인 군집은 그 이하의 군집보다 OCP의 차이가 상대적으로 작다. 즉 COT가 작더라도 CF가 클 경우에는 산출물의 차이가 줄어든다. Figures 5c, b는 COT가 23 이상인 두꺼운 구름에 대해 O_2-O_2 와 RRS의 산포도이며, Fig. 5c는 상층운, Fig. 5d는 하층운 군집이다. 얇은 구름에 비해 0.52, 0.84로 상대적으로 높은 상관관계가 나타나며, Fig. 5c의 회귀기울기가 1에 가깝다.

3.2 구름 자료에 따른 오존산출 결과 분석

3.1절에서 제시된 두 OMI 구름 자료가 오존 산출

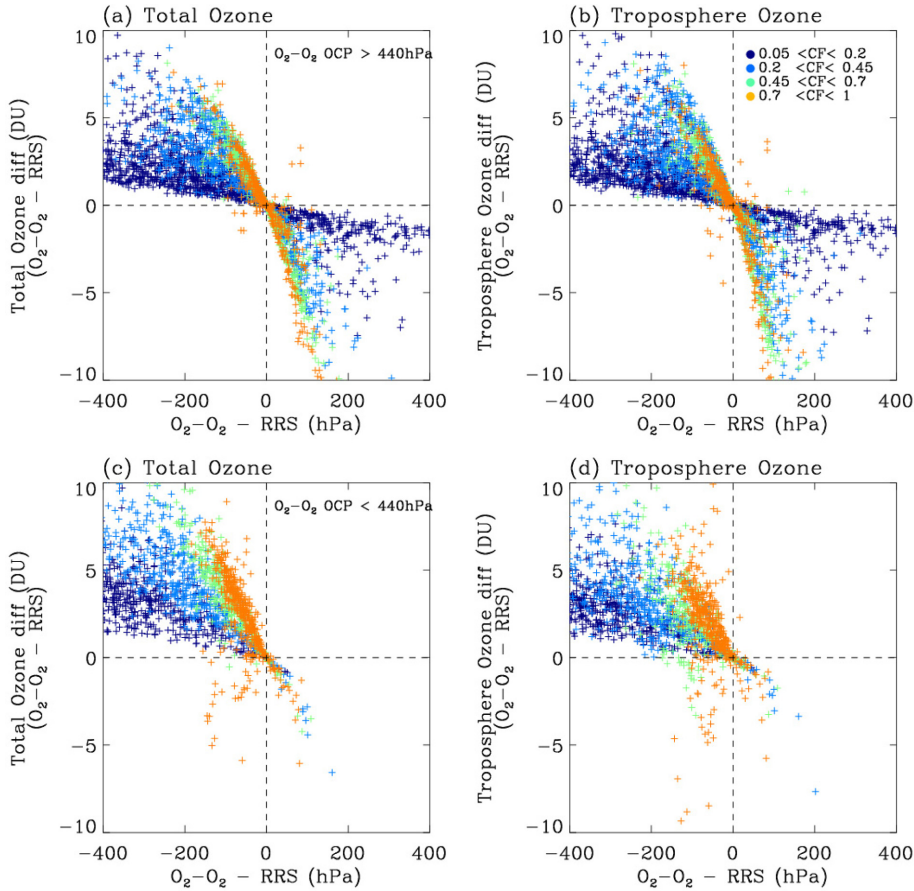


Fig. 6. (a) Total ozone difference with two different OCP inputs as a function of the difference between O₂-O₂ and RRS OCP greater than 440 hPa. (b) The same as of (a) except for tropospheric ozone. (c) The same as of (a) less than 440 hPa. (d) The same as of (b) less than 440 hPa.

에 미치는 영향을 살펴보기 위해 O₂-O₂와 RRS의 OCP를 사용하여 각각의 오존 프로파일을 산출하였고 OMI_{O₂-O₂}와 OMI_{RRS}으로 명명하였다. 오존 프로파일 알고리즘에서는 NCEP의 FNL 자료에서 제공하는 대류권계면의 정보를 통해 대류권 오존량을 계산하고, 전체의 오존 프로파일을 합하여 오존 전량을 계산하였다. Figure 6은 OCP의 차이와 OMI_{O₂-O₂}와 OMI_{RRS} 차이의 산포도이다. 3.1절에서 구름의 두께에 따라 OCP의 차이가 다르게 나타났기 때문에, CF에 따른 분석도 수행하였다. ISCCP 기준에 따라서 고도별 기압의 특성을 고려하여 440 hPa 기준으로 상·하 구분하였다. Figures 6a, b는 OCP가 440 hPa보다 낮은 고도일 때 오존전량과 대류권오존의 산포도이다. OCP 차이가 음인 경우에 OMI_{O₂-O₂}의 오존전량과 대류권 오존량은 OMI_{RRS}보다 모두 크게 나타났다. CF가 작은 경우, OCP의 차이가 약 300 hPa 이상으로 크더라도

오존전량과 대류권오존의 차이는 평균 2 DU였다. 반면 CF가 큰 경우, OCP 차이가 약 100 hPa 이하로 작더라도 오존의 차이는 4 DU 이상 크게 났다. 이러한 결과는 CF로 인해 구름이 오존의 산출에 미치는 영향이 다를 수 있음을 의미하며, CF가 높은 경우에 구름이 오존산출에 미치는 영향이 커짐을 의미한다. 그러므로 오존산출의 정확도를 높이기 위해 신뢰도 높은 구름고도 자료가 필요하다. Figures 6c, d는 OCP가 440 hPa보다 높은 군집에 대해 동일한 분석을 수행한 결과 전반적으로 440 hPa보다 낮은 군집과 경향성이 유사하다. 그러나 3.1절의 결과처럼 OCP의 차이가 양이 되는 부분은 5% 미만으로 미미했다. 그리고 전체적으로 Figs. 6a, b보다 더 큰 오존의 차이를 보였다. OCP가 440 hPa보다 낮은 고도에서는 오존전량과 대류권 오존 값의 차이가 비슷하지만, 440 hPa보다 높은 고도에서는 대류권 오존의 차이에 비해 오

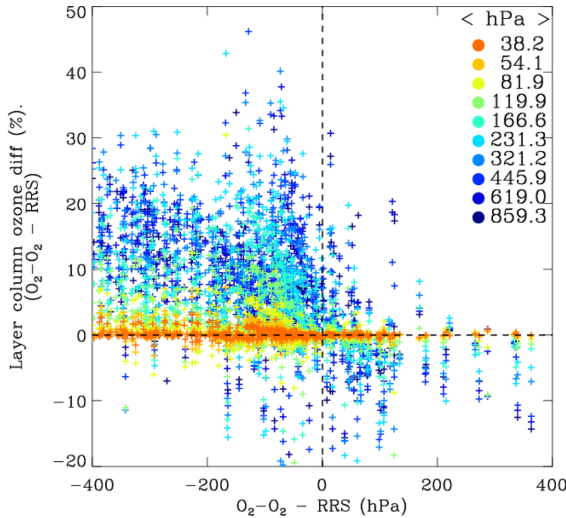


Fig. 7. Difference of layer column ozone retrieved from two different OCP inputs. The legends represent layer center pressure in hPa.

존전량의 차이가 더 크게 나타난다. Figure 7은 지표로부터 10개의 층별 오존에 대해 Fig. 6과 같은 방법으로 분석한 그림이다. Figure 6에서는 오존량의 차이를 구하였지만 Fig. 7에서는 연직 오존 분포의 특성을 고려하여 OMI_{O₂-O₂}에 대한 OMI_{RRS}의 비를 구하였다. 전체 자료의 평균 대류권계면은 약 100 hPa로써, 상층의 세 가지 층별 오존은 성층권 하부를 의미한다. 성층권 하부의 오존차이는 5% 미만으로 상대적으로 작았지만 대류권오존에 비하면 정량적으로 큰 차이이다. 이 결과로 인해 440 hPa보다 높은 구름에서 OCP 차이가 날 경우, 오존전량의 차이가 대류권 오존에 비해 더 크게 나타났다. OCP가 250 hPa보다 높은 고도의 구름 자료는 전체의 약 1%로 거의 존재하지 않는다. 그러나 OCP의 차이에 따른 대류권 상부의 층별 오존의 차이가 10~20%로 나타나며, 구름의 차이에 의한 영향이 대류권 상부와 성층권 하부의 오존량에도 영향을 미침을 알 수 있다. 고도가 300 hPa보다 낮을 때는 층별 오존의 차이는 ~30% 나타났다.

이러한 Fig. 7에서의 결과를 통해 연직 오존 분포에 대해 심층 분석하였다. 분석 방법으로는 O₂-O₂의 OCP를 사용하여 산출된 오존 프로파일(OCP_O₃)과 O₂-O₂의 OCP에 일정 오차를 준 구름고도를 사용하여 산출한 오존 프로파일(ΔOCP_O₃), 그리고 오존 프로파일 알고리즘에서 제공되는 기후값(a-priori) 자료를 비교하였다. O₂-O₂의 OCP의 고도가 상·하층운에 대하여 각각 CF가 낮은 경우와 높은 경우의 사례를 선정하였다. 분석방법에서 상층운과 하층운에 똑같은 고도의 차이를 줄 경우, 기압의 차이는 고도에 따라 그

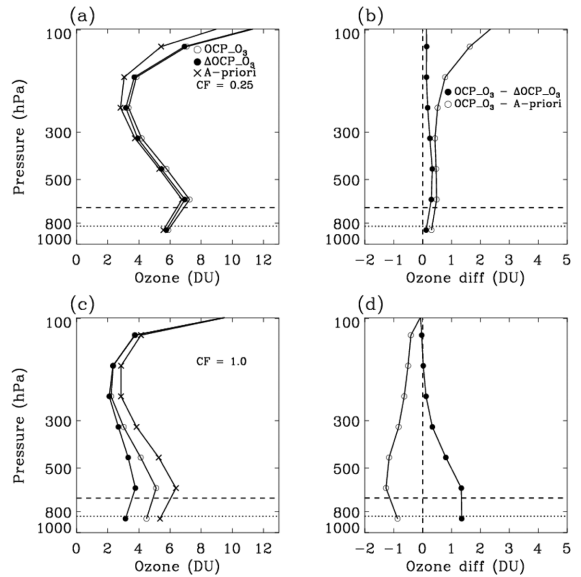


Fig. 8. Sensitivity analysis of ozone profile retrievals with two different low cloud heights and CFs. A-priori (x), retrieved ozone profile at OCP of 676 hPa (open circle), retrieved ozone profile at perturbed OCP of 826 hPa (filled circle) for CF of 0.25. (b) Corresponding differences between ozone profile at 676 hPa and 826 hPa (filled circle) and differences between ozone profile at 676 hPa and a-priori (open circle). (c) The same as of (a) except for OCP of 689 hPa, 839 hPa and CF of 1.0. (d) The same as of (b) except for OCP of 689 hPa, 839 hPa and CF of 1.0. Each dashed and dotted horizontal line indicate the OCP and the perturbed height, respectively.

실질 고도차이가 다르기 때문에 오존량의 차이가 상층운이 하층운에서는 비해 상대적으로 더 크다. 이러한 영향을 고려하여 O₂-O₂ OCP에 상층운의 경우 100 hPa, 하층운에는 150 hPa를 더하였다. a-priori 값이 같은 조건에서 오존량을 비교하기 위해 같은 위도의 지점들을 선정하였다. Figure 8은 700 hPa 근처에서의 CF에 따른 산출물과 산출물 간의 차이를 보여준다. CF가 0.2인 경우 구름의 영향이 거의 없으며, a-priori와의 차이 또한 하층에서는 거의 없다. 반면, CF가 1인 경우 400 hPa까지 OCP_O₃와 ΔOCP_O₃의 차이가 약 1.5 DU 낮으며 OCP_O₃가 더 컸다. OCP_O₃와 a-priori의 차이는 1~2 DU 낮으며 a-priori가 더 컸다. 구름 상부로 갈수록 오존의 차이는 줄어들었다. 하층운 하부의 오존량은 매우 적지만 OCP_O₃에 대해서 상대적으로 큰 차이였다. 하층운의 경우, a-priori와의 차이가 나는 이유는 구름의 반사도가 높아져 구름 상부의 산출 민감도가 높아지기 때문이다(Kim et al., 1996). 그로 인해 a-priori보다 측정값에 대한 기여도가 높아

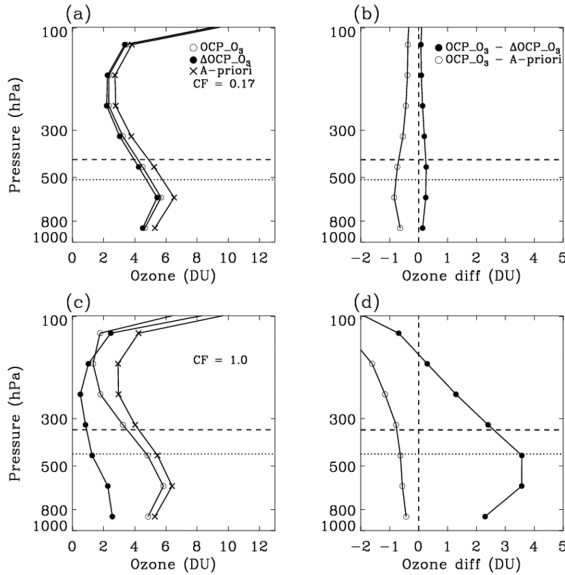


Fig. 9. Similar to Fig. 8 but for high cloud cases. (a) Retrieved ozone profile at OCP of 411 hPa (open circle), retrieved ozone profile at perturbed OCP of 511 hPa (filled circle) for CF of 0.17. (b) Retrieved ozone profile at OCP of 338 hPa (open circle), retrieved ozone profile at perturbed OCP of 438 hPa (filled circle) for CF of 1.0.

지게 되어 Figs. 8a, b와 같은 결과가 나타났다. Figure 9은 400 hPa 근처의 상층운에 대해 Fig. 8에서와 같은 방법으로 분석한 그림이다. 낮은 CF에서의 오존 프로파일 산출물의 결과는 Figs. 8a, b와 유사한 결과를 보인다. 높은 CF의 경우, 구름 하부에선 오존 산출물의 결과의 차이가 ~3.5 DU 정도로 2배 이상의 큰 차이가 나며 구름 상부로 가더라도 오존의 차이가 0으로 수렴하지 않는다. a-priori와 산출물의 차이는 구름 하부에선 0에 가깝고 고도가 높아질수록 커진다. 즉, 짙은 구름 아래에선 오존산출에 대한 a-priori의 영향이 커지게 되며 구름 상부 및 고도가 높아질수록 측정에 의한 산출정확도가 높아짐으로 a-priori와 차이가 커지게 된다.

3.3 Brewer를 통한 오존산출 결과 검증

O₂-O₂와 RRS 산출고도 중 어느 것 오존산출에 미치는 오차가 적은 것이지를 평가하였다. 두 구름 자료를 이용해 산출된 OMI 오존전량을 검증하기 위해 Brewer 지상관측 자료를 활용하였다. Figure 10은 2006년부터 2008년 기간 동안 Marcus Island 지점에서 수집한 Brewer와 OMI 오존 산출물의 차이를 CF와 OCP에 따라 각각 나타낸 것으로, OMI_{RRS}가 OMI_{O2-O2}에 비해 Brewer 관측 값에 더 큰 편이(bias)를 가지고 있

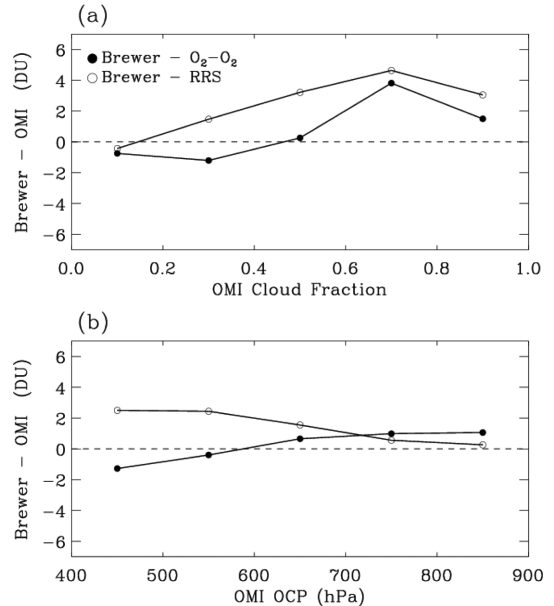


Fig. 10. Comparisons between OMI and Brewer total ozone columns as functions of cloud fraction in bins of 0.1 (a) and OCP in bins of 100 hPa (b). Each filled circle and open circle represents the comparison between OMI total ozone retrieved with O₂-O₂ OCP and RRS OCP, respectively.

는 것으로 분석된다. 이러한 OMI_{RRS}의 편이는 특히 CF가 높고 OCP가 낮은 군집에서 뚜렷이 보인다. CF가 0.4 미만의 군집에서는 Brewer 오존자료와 두 OMI 오존자료의 차이가 약 ±1 DU 미만이다. CF가 0.5 이상의 군집에서는 Brewer와 OMI_{O2-O2}의 차이가 2.3 DU가 낮지만, OMI_{RRS}와의 차이는 4.0 DU로 더 컸다. 또한 OCP가 700 hPa보다 낮은 경우에는, Brewer과 OMI의 차이는 평균 0.5 DU, 0.9 DU로써 큰 차이를 보이지 않았다. 반면, OCP가 700 hPa보다 낮은 경우에는 Brewer 오존자료와 OMI_{O2-O2}는 ~2 DU 이상의 차이를 보이지만, OMI_{O2-O2}와의 차이는 거의 없었다. 이러한 분석으로 O₂-O₂ 구름 자료가 RRS 구름 자료에 비해 오존 산출오차가 작은 것으로 판단된다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 O₂-O₂와 RRS의 구름 자료를 CF에 따라 직접적으로 비교하였으며, 두 관측자료 수의 차이가 400 hPa보다 높을 때 가장 컸고, CF가 높아짐에 따라 상관관계도 높아짐을 보였다. 심층적인 분석을 위해 MODIS 구름고도와 구름광학두께를 이용하여 OMI의 O₂-O₂와 RRS 구름산출 알고리즘에서 구름 자료를 비교하였다. 그 결과 얇은 구름에서

는 ~250 hPa 차이를 보였고, 두꺼운 구름에 대해서는 50 hPa 미만으로 차이가 작았다. 상층운에서는 전체 자료의 80% 이상에서 O₂-O₂의 구름고도가 RRS보다 더 높게 나타났으나 하층운에서는 그 비율이 비슷했다. 두 구름 알고리즘에 구름고도를 오존 프로파일 알고리즘을 이용하여 오존산출에 미치는 영향을 분석 수행하였다. 그 결과 오존전량과 대류권 오존 분석에서는 얇은 구름의 경우, O₂-O₂와 RRS의 OCP 차이가 200~250 hPa 날 때 OMI_{O₂-O₂}와 OMI_{RRS}의 차이가 2~3 DU 난 반면, 두꺼운 구름의 경우 OCP 차이가 50~100 hPa가 날 경우 오존의 차이가 5~7 DU로 크게 나타났다. 오존 프로파일 분석에서는 300 hPa 하부의 층별 오존에서 20% 이상의 오차가 나타났으며, 구름의 영향이 없는 250 hPa 고도 위의 대류권 상부와 성층권 하부에서도 오존 산출물간의 오차가 5~10% 나타났다. 두 오존 프로파일 산출물의 결과를 검증하기 위해 Brewer 오존자료를 이용하였는데, CF가 0.5 이상인 균집에서 Brewer와 OMI_{RRS}의 차이가 Brewer와 OMI_{O₂-O₂}와의 차이에 비해 약 2배였다. 고도가 높아짐에 따라 Brewer 오존자료와 OMI_{O₂-O₂} 차이는 1 DU 미만으로 나타났지만, OMI_{RRS}와의 차이는 2 DU 이상으로 컸다. 결과적으로 O₂-O₂ 산출물이 RRS 산출물에 비해서 오존 프로파일 알고리즘으로 구한 오존의 오차가 적었다. 그러나 현재 오존과 관련된 지상 관측자료와 위성자료의 비교에선 시·공간적으로 제한요소가 많으며, 구름의 영향으로 인한 산출오차 차이를 계산하기 위해서는 더 많은 자료를 이용한 분석이 요구된다.

감사의 글

이 논문은 부산대학교 자유 과제 학술연구비(2년)에 의하여 연구되었습니다.

REFERENCES

- Acarreta, J. R., J. F. De Haan, and P. Stammes, 2004: Cloud pressure retrieval using the O₂-O₂ absorption band at 477 nm. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **109**, D05204, doi:10.1029/2003JD003915.
- Ahmad, Z., P. K. Bhartia, and N. Krotkov, 2004: Spectral properties of backscattered UV radiation in cloudy atmospheres. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **109**, D01201, doi:10.1029/2003JD003395.
- Antón, M., M. Kroon, and M. López, 2011: Total ozone column derived from GOME and SCIAMACHY using KNMI retrieval algorithms: Validation against Brewer measurements at the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **116**, D22303, doi:10.1029/2011JD016436.
- Bhartia, P. K., 2002: OMI Algorithm Theoretical Basis Document. Volume II, OMI Ozone Products. NASA-OMI, Washington, DC, ATBD-OMI-02, version, **2**.
- _____, and C. Wellemeier, 2002: TOMS-V8 total O3 algorithm. *OMI Algorithm Theoretical Basis Document*, **2**, 15-31.
- Chen, T., W. B. Rossow, and Y. Zhang, 2000: Radiative effects of cloud-type variations. *J. Climate*, **13**, 264-286.
- Chung, S. R., J. H. Oh, H. G. Cho, and C. H. Lee, 1999: Intercomparison of vertical ozone distribution observation with ozonesonde, brewer ozone spectrophotometer, dobson ozone spectrophotometer, and lidar. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **35**, 457-465.
- Fishman, J., C. E. Watson, J. C. Larsen, and J. A. Logan, 1990: Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **95**, 3599-3617.
- Hudson, R. D., and A. M. Thompson, 1998: Tropical tropospheric ozone from total ozone mapping spectrometer by a modified residual method. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **103**, 22129-22145.
- Joiner, J., A. Vasilkov, and P. Gupta, 2012: Fast simulators for satellite cloud optical centroid pressure retrievals; evaluation of OMI cloud retrievals. *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 529-545.
- _____, P. K. Bhartia, R. P. Cebula, E. Hilsenrath, R. D. McPeters, and H. Park, 1995: Rotational Raman scattering (Ring effect) in satellite backscatter ultraviolet measurements. *Appl. Opt.*, **34**, 4513-4525.
- Kim, J.-H., R. D. Hudson, and A. Thompson, 1996: A new method of deriving time-averaged tropospheric column ozone over the tropics using total ozone mapping spectrometer (TOMS) radiances: Intercomparison and analysis using TRACE A data. *J. Atmos. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **101**, 24317-24330.
- _____, S.-M. Na, M. J. Newchurch, and R. V. Martin, 2005: Tropical tropospheric ozone morphology and seasonality seen in satellite and in situ measurements and model calculations. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **110**, D02303, doi:10.1029/2003JD004332.
- Koelmeijer, R., and P. Stammes, 1999: Effects of clouds on ozone column retrieval from GOME UV measurements. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **104**, 8281-8294.
- Kroon, M., J. De Haan, and J. Veefkind, 2011: Validation of operational ozone profiles from the Ozone Moni-

- toring Instrument. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **116**, D18305, doi:10.1029/2010JD015100.
- Levelt, P. F., van den Oord, H. J. Gijsbertus, and M. R. Dobber, 2006: The ozone monitoring instrument. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**, 1093-1101.
- Liu, X., P. K. Bhartia, K. Chance, R. Spurr, and T. Kurosu, 2010: Ozone profile retrievals from the ozone monitoring instrument. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 2521-2537.
- Madronich, S., 1993: The atmosphere and UV-B radiation at ground level. In *Environmental UV photobiology*, (pp. 1-39), Springer US.
- McPeters, R. D., G. J. Labow, and J. A. Logan, 2007: Ozone climatological profiles for satellite retrieval algorithms. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **112**.
- Menzel, W. P., R. A. Frey, and H. Zhang, 2008: MODIS global cloud-top pressure and amount estimation: Algorithm description and results. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1175-1198.
- Rodgers, C. D., 2000: Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice. **2**.
- Schneider, M., A. Redondas, F. Hase, C. Guirado, T. Blumenstock, and E. Cuevas, 2008: Comparison of ground-based Brewer and FTIR total column O₃ monitoring techniques. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 5535-5550, doi:10.5194/acp-8-5535-2008.
- Sneep, M., J. De Haan, and P. Stammes, 2008: Three-way comparison between OMI and PARASOL cloud pressure products. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **113**, D15S23, doi:10.1029/2007JD008694.
- Stammes, P., and R. Noordhoek, 2002: OMI algorithm theoretical basis document volume III: clouds, aerosols, and surface UV irradiance. Accessed December, **1**, 2012.
- Stammes, P., M. Sneep, J. De Haan, J. P. Veefkind, P. Wang, and P. Levelt, 2008: Effective cloud fractions from the Ozone Monitoring Instrument: Theoretical framework and validation. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **113**, D16S38, doi:10.1029/2007JD008820.
- Thompson, D. W., D. J. Seidel, W. J. Randel, C. Z. Zou, A. H. Butler, C. Mears, and R. Lin, 2012: The mystery of recent stratospheric temperature trends. *Nature*, **491**, 692-697.
- Vasilkov, A., J. Joiner, D. Haffner, P. Bhartia, and R. Spurr, 2010: What do satellite backscatter ultraviolet and visible spectrometers see over snow and ice? A study of clouds and ozone using the A-train. *Atmos. Meas. Tech.*, **3**, 619-629.
- _____, _____, R. Spurr, P. K. Bhartia, P. Levelt, and G. Stephens, 2008: Evaluation of the OMI cloud pressures derived from rotational Raman scattering by comparisons with other satellite data and radiative transfer simulations. *J. Geophys. Res.: Atmos. (1984~2012)*, **113**, D15S19, doi:10.1029/2007JD008689.
- Veefkind, J. P., J. F. de Haan, E. J. Brinksma, M. Kroon, and P. F. Levelt, 2006: Total ozone from the Ozone Monitoring Instrument (OMI) using the DOAS technique. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**, 1239-1244.
- Zhang, J., J. S. Reid, and B. N. Holben, 2005: An analysis of potential cloud artifacts in MODIS over ocean aerosol optical thickness products. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15803, doi:10.1029/2005GL023254.