

MERRA-2 재분석자료를 활용한 적도 대류권계면층의 오존 수송 및 계절변동성 분석

류호선 · 김주완*
공주대학교 대기과학과

(접수일: 2020년 2월 4일, 수정일: 2020년 2월 24일, 게재확정일: 2020년 3월 4일)

Analysis of the Ozone Transport and Seasonal Variability in the Tropical Tropopause Layer using MERRA-2 Reanalysis Data

Hosun Ryu and Joowan Kim*

Department of Atmospheric Science, Kongju National University, Gongju, Korea

(Manuscript received 4 February 2020; revised 24 February 2020; accepted 4 March 2020)

Abstract MERRA-2 ozone and atmospheric data are utilized to test the usefulness of reanalysis-based tracer transport analysis for ozone in the tropical tropopause layer (TTL). Transport and mixing processes related to the seasonal variation of TTL ozone are examined using the tracer transport equation based on the transformed Eulerian mean, and the results are compared to previously proposed values from model analyses. The analysis shows that the seasonal variability of TTL ozone is mainly determined by two processes: vertical mean transport and horizontal eddy mixing of ozone, with different contributions in the Northern and Southern Hemispheres. The horizontal eddy mixing process explains the major portion of the seasonal cycle in the northern TTL, while the vertical mean transport dominates in the southern TTL. The Asian summer monsoon likely contributes to this observed difference. The ozone variability and related processes in MERRA-2 reanalysis show qualitatively similar features with satellite- and model-based analyses, and it provides advantages of fine-scale analyses. However, it still shows significant quantitative biases in ozone budget analysis.

Key words: MERRA-2, TTL ozone, vertical mean transport, horizontal eddy mixing, Asian summer monsoon

1. 서 론

적도 대류권계면층(Tropical Tropopause Layer, TTL)은 대류권과 성층권 사이 약 위도 30°S-30°N, 고도 70~150 hPa (14~20 km)의 영역에 위치하며 온도, 잠제와도, 화학조성 등의 연직 구조가 급격히 변하는 층을 의미한다(e.g., Gettelman and Forster, 2002; Fueglistaler

et al., 2009). 대류권에서 성층권으로 올라가면서 빠르게 증가하는 대기안정도는 물질의 혼합을 어렵게 만들어 두 권역의 역학적인 특성 이외에도 오존 농도와 같은 대기조성의 차이를 만든다. 대류권과 성층권의 물질교환은 저위도-중위도에서 발생하는 대류권계면 접힘이나 강한 대류활동 그리고 극지방에서 일어나는 돌연승온과 같은 현상에 의해서 유도되나(Holton et al., 1995; Stohl et al., 2003) 이러한 현상들은 정확한 재현이 어려운 비가역적 역학 및 물리과정과 관련되어 있어(e.g., Holton et al., 1995; Gettelman et al., 2011) 기후 모델과 재분석자료들이 대류권계면에서 전반적으로 큰 불확실성을 가지게 되는 원인이 된다(e.g.,

*Corresponding Author: Joowan Kim, Department of Atmospheric Science, Kongju National University, 56 Gongjudaeak-ro, Gongju 32588, Korea.
Phone: +82-41-850-8528, Fax: +82-41-856-8527
E-mail: joowan@kongju.ac.kr

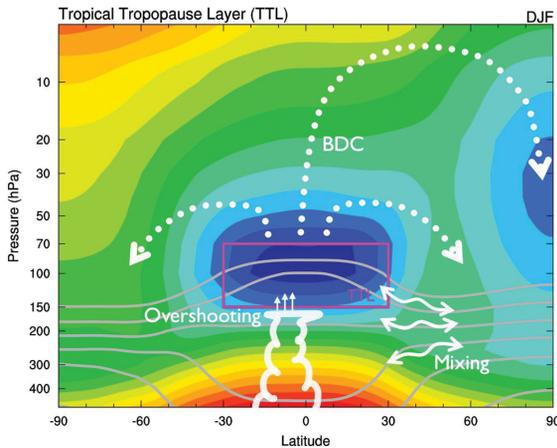


Fig. 1. A schematic diagram of the processes affecting the characteristics of the TTL.

Gettelman et al., 2011; Kim et al., 2013; Tegtmeier et al., 2020). 그 중에서도 TTL은 대류과정, 아열대 대류권 상층에서 발생하는 로스비파의 쇄파 현상, 적도파의 발생과 소멸, 아시아 여름 몬순과 관련된 티벳고기압의 활동성, 성층권 순환의 변화에 모두 영향을 받는 지역으로 (Fig. 1; Fueglistaler et al., 2009; Randel and Jenson, 2013) 이 지역의 정확한 이해를 위해서는 깊이 있는 연구가 필요하다.

TTL의 특성에는 특히 이 지역의 오존이 중요한 영향을 미치는데, 변량기체인 오존은 수증기와 함께 TTL 내부의 복사수지를 변화시킴으로써 이 지역의 온도 변동성을 결정한다 (e.g., Forster et al., 2007; Ming et al., 2017; Oh et al., 2018). TTL 온도의 연변동과 관련하여 Ming et al. (2017)은 오존과 수증기의 변동성이 TTL 온도 변동성의 약 35%를 설명함을 보였으며, Oh et al. (2018)은 CMIP5 (5th phase of the Coupled Model Intercomparison Project)에 참여한 대부분의 모델에서 나타나는 TTL 온난편차가 이 지역 오존의 과다 처방에 의한 것임을 보였다. 또한 Oh et al. (2018)은 모델의 TTL 지역에 관측 오존을 처방할 경우 이 지역의 온난편차가 대부분 감소하며, 추가로 성층권의 수증기 예측도 크게 개선됨을 보였다. 이러한 연구 결과는 TTL의 오존을 정확히 진단하고 모의하는 것이 기후모델링 연구에 매우 중요한 요소임을 시사한다.

TTL의 오존농도는 크게 성층권의 대규모 순환인 Brewer-Dobson Circulation (BDC; Brewer, 1949; Dobson, 1956)에 의한 평균 수송, 로스비파의 쇄파와 관련된 등온위면에서의 수평 혼합 그리고 광화학 반응을 통한 오존의 생성과 소멸에 영향을 받는다. BDC는 겨울철 고위도 지역에서 상향전파되는 파동에 의해 유도되므로 파동의 강제력이 강한 북반구 겨울철

에 강하고 여름철에는 약한 순환을 나타내는데 (Haynes et al., 1991; Plumb and Eluszkiewicz, 1999), 이로 인해 TTL의 오존농도도 겨울에 적고 여름에 많은 계절 변동성을 나타낸다 (e.g. Abalos et al., 2012). 등온위면 수평 혼합은 고기압 또는 저기압 형태로 나타나는 대류권상층의 로스비 파동이 아열대 지역에서 깨질 때 발생하는 비가역적 혼합 현상으로, 오존이 많은 고위도 성층권의 공기와 오존이 적은 저위도 대류권의 공기를 섞어주는 작용을 한다 (Randel et al., 2010; Garny and Randel, 2013; Pan et al., 2016). 최근의 연구에 따르면 북반구 여름철에서 아시아 및 북미지역에 발달하는 몬순 고기압은 이러한 등온위면 혼합에 기여하여 북반구 오존의 계절변동에 중요한 역할을 하는 것으로 알려져 있다 (Stolarski et al., 2014).

Oh et al. (2018)에서 제시된 것과 같이 TTL은 오존 농도가 급격히 변하는 지역으로 연직, 수평 방향 경도가 크고 불규칙한 혼합이 발생하여 오존 추정치의 불확실성이 높다. 이러한 불확실성은 화학기후모델 및 기후예측모델의 TTL 오존 및 온도 오차로 투영되어 수치모델을 활용한 기후변화 전망의 신뢰도를 감소시킨다 (e.g., Kim et al., 2013; Birner and Charlesworth, 2017). 특히 성층권 수증기 전달의 핵심 경로인 TTL은 저온탈수과정을 통해서 성층권 수증기의 양을 결정하기 때문에 (Brewer, 1949; Randel et al., 2004; Jensen and Pfister, 2004; Fueglistaler and Haynes, 2005; Randel and Park, 2019), 이러한 불확실성은 전지구 복사수지 추정에 큰 영향을 미칠 수 있다 (Forster and Shine, 2002; Solomon et al., 2010). 따라서 TTL 오존 변동에 영향을 미치는 과정에 대한 이해는 지구시스템 연구에서 중요한 부분이다.

TTL 오존의 시공간 구조는 오존존데, 항공기, 위성 관측 등을 통해서 이루어졌다 (e.g., Folkens et al., 1999, 2002; Vömel et al., 2002; Randel et al., 2007). 특히 SHADOZ (Southern Hemisphere Additional OZonesondes; Thompson et al., 2003)와 같이 적도의 여러 지점에서 수행된 존데 관측은 오존 연직구조 및 이와 관련된 대규모 순환에 대한 이해를 높였으며, SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer), FTS (Fourier Transform Spectrometer) 및 MLS (Microwave Limb Sounding) 같은 위성 관측 기술의 발달은 전지구 오존 분포를 상대적으로 높은 시간해상도로 제공함으로써 오존 변동성에 대한 많은 연구가 가능하게 되었다 (e.g., Randel et al., 2007; Stolarski et al., 2014; Thompson et al., 2017). 그러나 높은 해상도의 4차원 격자자료를 필요로 하는 전지구 오존 수송 과정에 대한 연구는 오존 (재)분석자료의 부족으로 인해 관측 기반의 연구가 진행되지 못했으며, 여전히 화학수송모델 및 화학기후모델 결과에 의존하고 있는 실정이다 (e.g.,

Konopka et al., 2010; Abalos et al., 2013).

최근 미국항공우주국(National Aeronautics and Space Administration)에서 생산된 재분석자료인 MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, version 2)는 개선된 위성자료동화를 통해 자료의 오존정확도를 향상한 것으로 보고 되어(Gelaro et al., 2017; Wargan et al., 2017), 재분석 자료를 이용한 오존 수송 연구의 가능성을 제시하고 있다. 본 연구에서는 MERRA-2에서 제공하는 오존 및 대기 자료를 이용하여 TTL 지역의 오존 수송 과정을 분석하였다. 재분석자료인 MERRA-2 자료에 기반하여 오존의 평균 수송 및 혼합과 관련된 항을 계산하고, 기존 연구와의 비교를 통해 계절변동성의 관점에서 해당 과정이 MERRA-2에서 잘 나타나는지를 확인하였다.

2. 자료 및 분석 방법

본 연구에서는 TTL 지역의 오존 수송을 분석하기 위하여 대기장과 오존 자료를 일관성 있게 생산한 MERRA-2 재분석 자료를 사용하였다(GMAO, 2015). 특히 MERRA-2 오존 자료는 1980년부터 1월부터 현재까지 제공되며 2004년 9월까지의 NASA/NOAA의 SBUV에서 추출된 오존 데이터를 동화한다. 이후 2004년 말부터는 NASA의 EOS (Earth Observing System) Aura 위성의 MLS와 OMI (Ozone Monitoring Instrument)에서 추출된 오존 프로파일 정보와 오존 전량자료를 동화하면서 오존 자료의 품질이 개선되었다. 이러한 관측기기의 교체는 자료품질의 불연속을 가져올 수 있기 때문에(Wargan et al., 2017) 분석 기간 선정에 주의가 요구됨으로, 자료의 품질과 자료의 균일성을 고려하여 2005년부터 2017년까지를 분석기간으로 선정하였다. 분석에 사용한 오존자료는 연직으로 42층, 수평해상도는 $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ 도, 시간해상도는 3시간 간격으로 오존속(ozone flux)이나 시간 변화율을 분석하기에 좋은 시공간 해상도를 가지고 있다. 다만 오존의 공간분포나 정성적인 특성을 분석할 때는 1980년부터 2017년까지 하루 간격의 기후값을 활용하였다.

TTL 지역의 오존 수송과 혼합과정을 정량적으로 분석하기 위해 변형된 오일러평균방정식계(Transformed Eulerian Mean; TEM)에 기반한 추적자 수송 방정식(tracer transport equation; Andrews et al., 1987; 식(1))을 적용하였다. 식에서 $(\bar{\cdot})$ 는 동서방향의 평균, $(\bar{\cdot})'$ 는 동서평균으로부터의 편차, 아래첨자는 각 차원에 대한 미분을 의미한다.

$$\bar{X}_t = -\bar{v}^* \bar{X}_y - \bar{w}^* \bar{X}_z + \rho_o^{-1} \nabla \cdot M + P - L \quad (1)$$

\bar{X} : 동서평균된 추적자의 농도

\bar{v}^*, \bar{w}^* : 남북방향, 연직방향의 잔류 순환

추적자 수송 방정식은 로그기압 구면좌표계에서 구한 TEM 방정식의 잔류 순환(residual circulation)과 추적자(tracer)의 연속방정식을 활용하여 나타낸 방정식으로 화학물질의 시간 변화율이 질량 가중치 평균된 수송에 의한 이류항과 에디혼합항(M) 그리고 화학적인 생성(P)과 소멸항(L)에 의해 결정됨을 나타낸다. 식(1)의 질량 가중치를 고려한 평균수송(\bar{v}^*, \bar{w}^*)과 에디항을 나타내는 M 벡터는 식(2)와 같이 표현된다.

$$\begin{aligned} \bar{v}^* &= \bar{v} - \frac{1}{\rho_o} \left(\rho_o \frac{\bar{v}' \Theta'}{\Theta_z} \right)_z, \\ \bar{w}^* &= \bar{w} + \frac{1}{\text{acos} \varphi} \left(\frac{\bar{v}' \Theta'}{\Theta_z} \text{cos} \varphi \right)_\varphi, \\ M_1 &= -\rho_o \left(\bar{v}' \bar{X}' - \frac{\bar{v}' \Theta'}{\Theta_z} \bar{X}_z \right), \\ M_2 &= -\rho_o \left(\bar{w}' \bar{X}' + \frac{\bar{v}' \Theta'}{\Theta_z} \bar{X}_z \right) \end{aligned} \quad (2)$$

ρ_o 는 로그기압좌표계에서의 표준밀도, Θ 는 온도, a 는 지구 반지름, φ 는 위도를 나타낸다.

재분석 자료에는 화학적인 생성과 소멸항이 제공되지 않아 오존의 수지를 정확하게 파악할 수 없지만 Abalos et al. (2013)의 WACCM4 (Whole Atmosphere Community Climate Model 4) 오존 수치 분석에 따르면 TTL 지역에서 오존의 생성항이 소멸항 보다 더 큰 값을 나타냈으며, 봄철과 가을철 오존의 순 생성량이 여름과 겨울보다 더 큰 계절성을 보였다. 재분석자료는 오존의 생성과 소멸에 대한 자료를 포함하고 있지 않기 때문에 이 값은 오존 수치 및 기여도 분석에서 나머지 항으로 처리하였다.

3. 오존의 기후적 특성과 계절변동성

오존 수치 분석에 앞서 MERRA-2 자료를 이용하여 TTL 오존의 시공간적 분포와 계절변동성을 분석하였다. Figure 2는 지역별 오존량 대비 오존의 계절변동성 크기를 나타낸다. 오존의 계절변동은 아열대 및 중위도 대류권 상층과 성층권 하부에서 가장 크게 나타난다. 남반구와 북반구 모두 위도 40° 지역을 중심으로 약 150~250 hPa 위치에서 큰 오존변동성을 보이는데 이는 대류권 상부로 전파한 로스비파의 쇄파에 의한 혼합에 기인한 것으로 알려져 있다(Holton et al., 1995; Monks, 2000). 쇄파 현상이 발생할 때 풍부한 오존을 포함한 고위도 성층권 하부의 공기가 등온위면을 따라서 적도지역으로 수송되는데 이러한 현상은 각 반구의 겨울철과 이른 봄철에 활발히 발생하므로 이 지역의 오존은 늦은 겨울 또는 봄(북반구 3~4월, 남반구 7~8월)에 최댓값을 나타낸다(Konopka et al.,

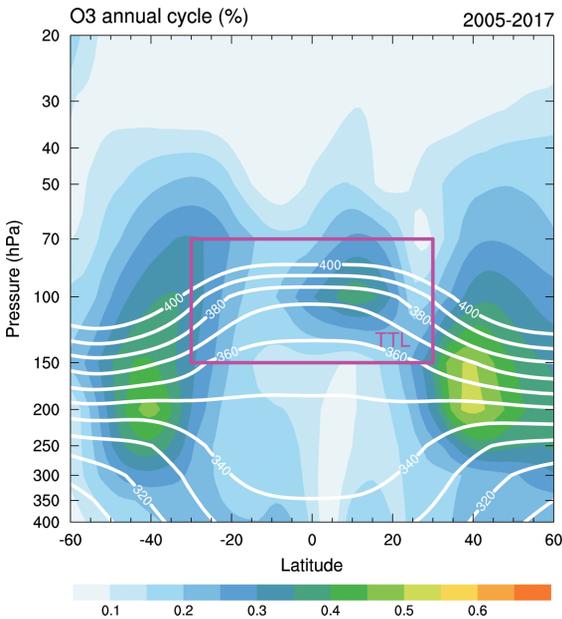


Fig. 2. Amplitude of annual cycle computed from climatological monthly- and zonal-mean ozone ($[O_3]$; shading) and climatological isentropes (contour). Amplitude of annual cycle is computed as a half of difference between monthly maximum and minimum normalized by climatological mean($\frac{\max[O_3] - \min[O_3]}{2 * \text{mean}[O_3]}$).

2009). 이러한 과정을 통해서 혼합된 오존은 아열대 지역 대류권 및 대류권계면층 오존량에 큰 영향을 미친다.

이 밖에, 계절변동성이 크게 나타나는 곳은 TTL 중 상부 70~125 hPa 지역이다. 이 지역의 계절성은 일반적으로 BDC의 강도에 의해서 결정되는 것으로 알려져 있다(Abalos et al., 2012). BDC는 적도에서 상승하여 고위도에서 하강하는 대규모 순환으로서 적도 지역에서 오존이 적은 대류권의 공기를 TTL과 성층권 하부로 끌어올려 이 지역의 오존을 감소시키는 역할을 한다. BDC는 대규모 파동의 강제력이 강한 북반구 겨울철에 더 활발하게 나타나므로(e.g., Butchart, 2014; Kim et al., 2016) TTL의 오존은 북반구 겨울에 최솟값을, 여름에 최댓값을 갖는 것으로 설명된다. 하지만 최근의 연구에 따르면 이 지역의 오존 변동성은 아시아 몬순의 영향도 크게 받는 것으로 알려졌는데(Stolarski et al., 2014) 이러한 영향은 아시아 몬순에 의해 대류권 상부와 성층권 하부 사이에서 발생하는 고기압(이후 몬순 고기압으로 명명)의 수평 혼합에 의한 것으로 BDC에 의한 연직 수송과 뚜렷이 구분되며, 북반구와 남반구 TTL의 오존 변동성을 다르게 하는 원인으로 판단된다. Das et al. (2019)은 위성 관측, 오존존데 그리고 재분석자료를 활용하여 여름철 아시아 몬순 고기압에 의한 오존 수송으로 인해 북반구 오존 분포 특성이 남반구와 확연히 구분됨을

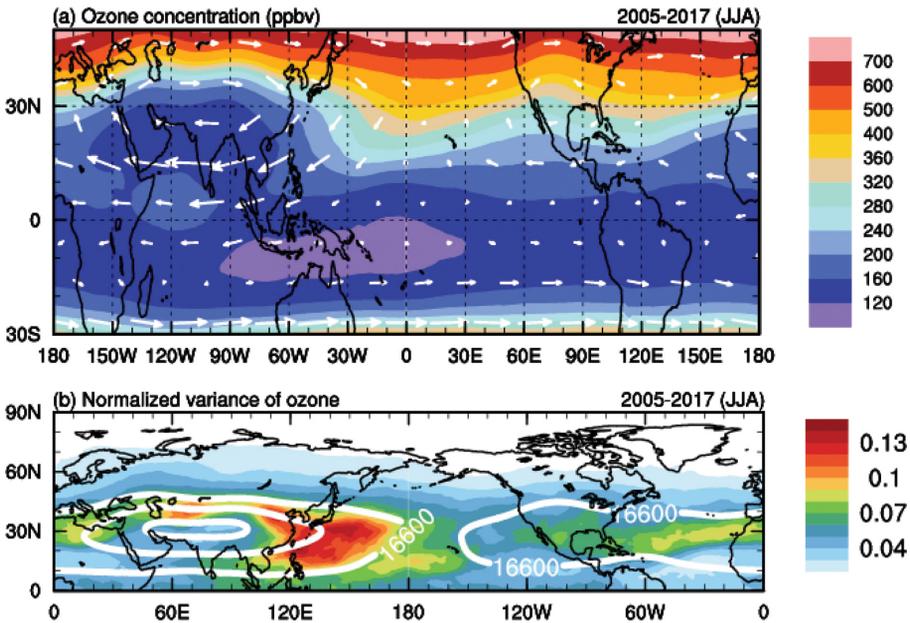


Fig. 3. (a) Ozone concentration (shading; ppbv) and horizontal circulation (arrows; $m s^{-1}$) at 100 hPa averaged for 2005-2017 boreal summer (June-August; JJA). (b) Normalized ozone variance (shading) and geopotential height (contour; GPM) at 100 hPa.

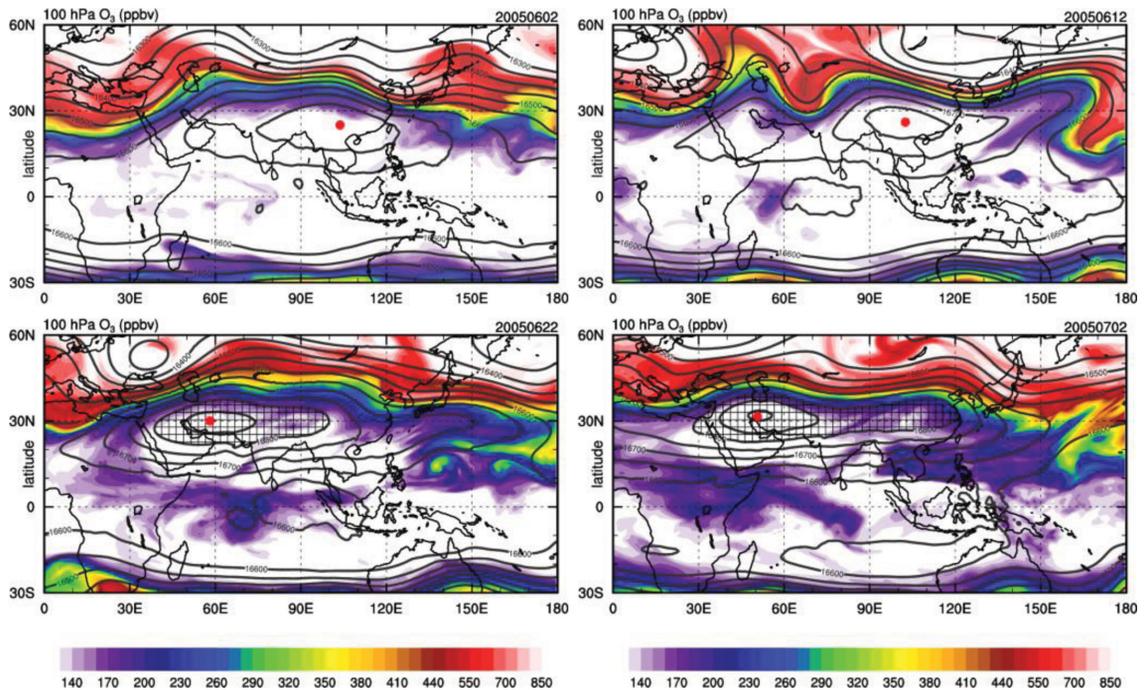


Fig. 4. Geopotential height (contour; GPM; values larger than 16,800 m are hatched) and ozone concentration (shading; ppbv) at 100 hPa. Figures show temporal evolution of Asian summer monsoon anticyclone and related ozone variability from June 6, 2005 with 10-day interval. A red dot indicates the location of the geopotential height maximum.

보였다. Figure 2에서 북반구 TTL의 오존 연변동이 더 강하게 나타나는 이유도 이러한 특성이 반영된 것으로 판단된다.

추가적인 이해를 돕기 위해 여름철 상층대기에서 발달하는 아시아 몬순 고기압에 의한 오존의 수평혼합 과정을 분석하였다(Figs. 3, 4). 100 hPa 등압면에서 오존농도는 적도에서 고위도로 갈수록 높아지는데, 이는 저위도에서는 100 hPa이 대류권계면층이지만 중·고위도에서는 하부성층권을 나타내기 때문이다. 따라서 북반구 여름철에 발달하는 몬순 고기압은 고농도의 오존을 오른쪽 가장자리를 따라 저위도로 수송하고 이러한 수송은 북반구의 계절변동성 크기를 남반구보다 크게 만드는 원인이 된다.

이러한 몬순 고기압에 의한 오존의 수평혼합은 연속적이기 보다는 간헐적으로 발생하는 현상이다. Figure 4는 6월초부터 10일 간격으로 분석한 몬순 고기압과 오존의 분포를 나타내며, 시간이 지남에 따라 고기압이 발달하면서 오른쪽 가장자리를 따라 저위도로 오존이 유입되는 현상을 잘 보여준다. 특히 고기압의 일부가 깨지거나 오른쪽으로 떨어져 나가는 현상이 발생함에 따라 동중국해 및 서태평양의 상공에서 오존의 유입이 활발하게 일어남을 확인할 수 있다. 이러

한 간헐적인 오존유입으로 인해 고기압 가장자리를 따라 표준화된 오존의 변동성이 크게 나타난다(Fig. 3b). 하지만 고기압 중심에서는 오존의 변동성이 작게 나타나는데 이는 여름철 인도지역의 대류활동에 의해 오존농도가 낮은 공기가 유입되었기 때문이다. 한편, 아메리카 몬순지역에서는 오존 변동성이 주변보다 큰 값을 가지지만 고기압의 형태가 뚜렷이 나타나지 않았다.

TTL 오존 연변동성의 기후분포를 북반구와 남반구로 나누어 살펴보면, 북반구와 남반구 모두 여름철(6~8월)에 오존의 양이 많고 겨울철(12~2월)에 적은 유사한 계절 변동성을 보인다(Fig. 5). 오존농도 또한 두 반구가 비슷한 값을 갖는다. 하지만 북반구의 경우 오존농도의 최댓값이 남반구보다 약 1달 정도 일찍 시작하고 이와 더불어 여름철 값이 약 50 ppbv 가량 크게 나타난다. 또한 두 반구 모두 겨울철에는 계절내 변동성이 작고 여름철에는 큰 특징을 보이는데, 이러한 변동은 여름철 북반구에서 매우 두드러진다. 이러한 특징들은 북반구 TTL에서 나타나는 여름철 오존 증가가 몬순 고기압에 의해서 발생하는 오존의 간헐적 혼합과 관련이 깊음을 시사한다. 또한 북반구 오존의 계절변동성은 Wang and Fan (1999)에서 사용한 역학적 인도 몬순 지수의 계절변동성과 매우 비슷한

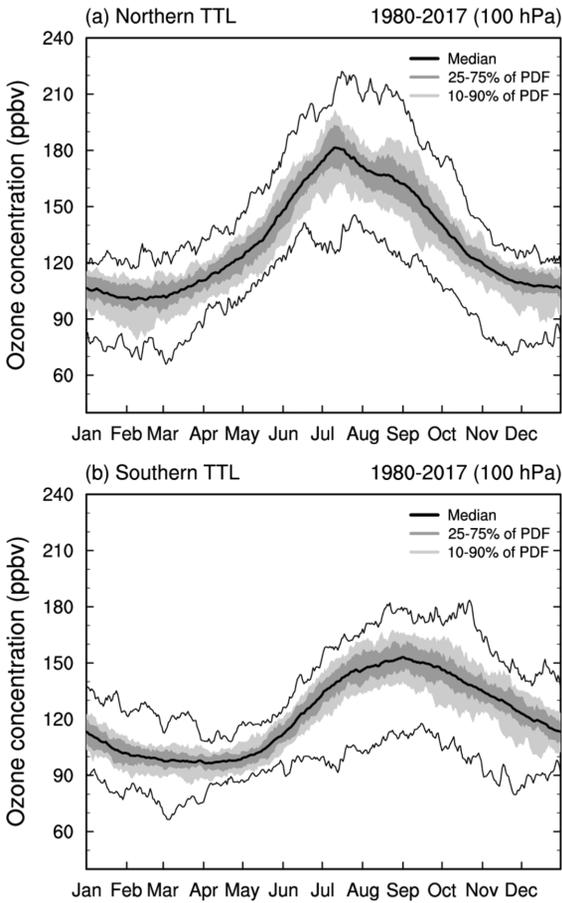


Fig. 5. The probability density function of daily ozone at 100 hPa of the day of the year for (a) Northern Hemispheric (0°N-20°N) and (b) Southern Hemispheric (20°S-0°S) TTL. Thick black curve represent the median, light gray shading indicates the 25~75% percentile, dark gray indicates the 10~90 percentile, and thin black curves show the minimum and maximum.

경향성을 보여 인도 몬순과 TTL의 오존이 깊은 관계가 있음을 뒷받침한다.

4. 오존속 분포 및 오존 수지 분석

앞장에서 TTL 오존의 전반적인 특징에 대해 알아보았다면, 이번 장에서는 TEM 기반의 추적자 수송 방정식을 활용하여 평균순환과 에디혼합이 각각 오존의 계절변동성에 미치는 기여도를 MERRA-2 재분석 자료를 활용하여 정량화하였다. 재분석 자료는 오존의 생성과 소멸 정보가 없고 자료동화 과정에 의해 값이 매 자료마다 보정되기 때문에 정확한 수지분석

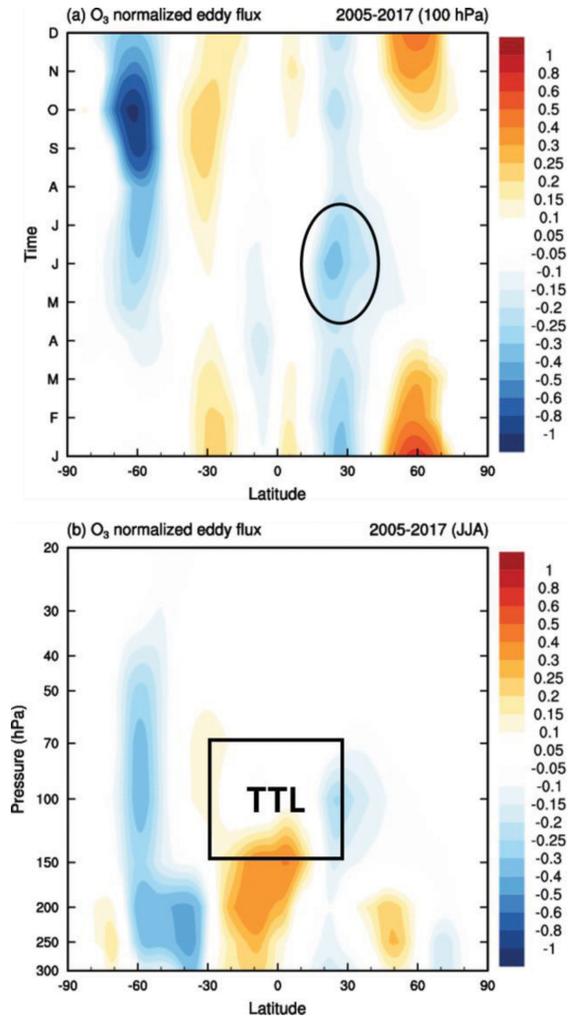


Fig. 6. (a) Latitude-time and (b) latitude-pressure cross-section of eddy ozone flux normalized by climatological mean value (shading; $v'O_3'/O_3$). The Shading represents larger than the 95% significant level.

을 하기에 어려움이 있지만 일관성있는 격자자료를 제공하므로 유의미한 결과를 도출할 수 있을 것으로 판단하였다. Figure 6에서 나타나는 바와 같이 오존속은 로스비파의 쇄파가 나타나는 두 반구의 위도 30° 부근(Randel and Held, 1991)에서 큰 값을 가짐을 알 수 있으며, 특히 북반구 여름철에는 위도 30°N 지역에서 음(적도방향)의 오존속이 뚜렷하게 나타난다. 겨울 및 봄에 북반구와 남반구의 고위도에서 나타나는 강한 극방향의 오존속은 겨울철에 성층권에 생성되는 극소용돌이의 깨짐 현상과 관련이 있다. 오존속의 북반구 여름철 위도-고도 단면도(Fig. 6b)를 보면 TTL

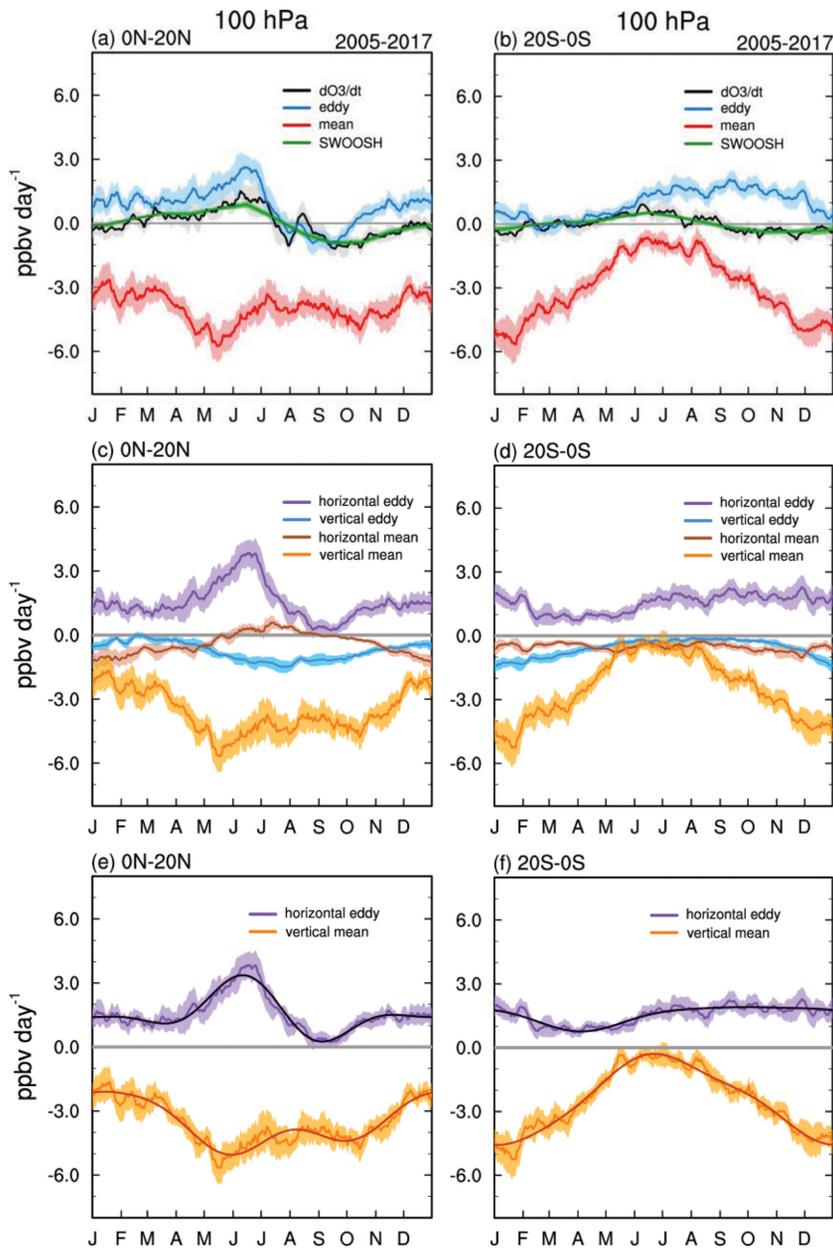


Fig. 7. Seasonal variability of ozone tendency and forcing terms at 100 hPa for (a, c, e) Northern Hemisphere (0°N-20°N) and (b, d, f) Southern Hemisphere (20°S-0°S). (a, b) Eddy and mean terms are further separated into (c, d) horizontal and vertical components. (e, f) Comparisons of horizontal eddy and vertical mean terms with their Fourier analysis estimates using wave-number 1-3 (dark curves). 11-day running mean is applied for visual clarity, and light shadings denotes 95% confidence range.

의 북쪽 경계에 뚜렷한 음의 오존속이 나타나는 것을 볼 수 있다.

TTL에서의 평균수송과 에디혼합이 오존의 계절변동성에 미치는 영향을 정량적으로 파악하기 위하여 추적자 수송 방정식에서 계산된 각 항의 계절변동성

을 Figs. 7a, b에 표시하였다. 분석의 편이를 위해 모든 그림에서 에디혼합항은 파란색 계열, 평균수송항은 빨간색 계열로 나타내었다. MERRA-2 오존의 계절변동성을 진단하기 위해 위성관측에 기반한 SWOOSH (Stratospheric Water and OzOne Satellite Homogenized)

월평균 오존 자료를 같이 나타내었다. SWOOSH 자료의 계절변동성은 재분석 자료와 거의 일치하는 패턴을 가지며, 이는 MERRA-2가 오존변동성을 잘 표현하고 있음을 나타낸다. 일반적으로 평균수송의 절대적인 크기는 오존의 시간변화율과 에디혼합보다 크며 평균수송은 오존농도를 줄이는 방향으로, 에디혼합은 오존의 농도를 늘리는 쪽으로 작용한다. WACCM4를 활용한 선행연구에서 고도 86 hPa, 위도 18°S-18°N 영역의 연직수송에 의해 감소한 오존은 평균 약 -4 ppbv day^{-1} 으로 TTL에서 생성되는 오존(약 $2.5 \text{ ppbv day}^{-1}$)과 상당부분 상쇄되는 것으로 알려져 있다(Abalos et al., 2013). 고도는 100 hPa로 약간 낮지만 같은 기간 및 영역 평균에 대한 MERRA-2 오존 자료는 연직수송, 수평혼합항이 각각 약 $-3.10 \text{ ppbv day}^{-1}$, $1.16 \text{ ppbv day}^{-1}$ 값을 가져 WACCM4 모델이 모의하는 약 -4 ppbv day^{-1} , 1 ppbv day^{-1} 와 비슷한 값을 나타내었다.

북반구와 남반구는 역학적기작이 다르므로 영역을 나누어 분석해야 한다(Fig. 7). 계절변동성 관점에서 북반구는 남반구와 다르게 에디혼합항이 더 큰 진폭을 나타내며, 북반구 TTL 오존의 시간변화율을 상당부분 설명한다(Fig. 7a). 이와 반대로 남반구의 경우 평균수송의 계절변동성이 가장 크고 나머지 항은 값이 작다(Fig. 7b). 북반구의 에디혼합항은 봄철부터 증가하다가 6월에 가장 큰 값을 보이며 이후로는 감소하여 9월에 가장 작은 값을 가진다. 이와 같은 뚜렷한 여름철 변동성은 동아시아 몬순 고기압의 발달 위치와 관계가 있는 것으로 보인다. 북반구 몬순고기압은 6월 중순까지 저위도에서 점차 성장하여 아열대 지역의 혼합과정에 큰 영향을 미치나, 이후로는 북상하여 아열대 지역에 대한 영향력이 감소하는 것으로 보인다. 추가로 에디에 의한 혼합과정에는 몬순 고기압 이외에도 다양한 규모의 대기 파동이 관여하는 것으로 보이며 이에 대한 정확한 이해를 위해서는 추가적인 연구가 필요하다.

자세한 분석을 위해 평균수송항과 에디혼합항을 연직방향과 수평방향으로 나누어 Figs. 7c, d에 표시하였다. 두 반구에서 공통적으로 평균수송항은 연직수송이, 에디혼합항은 수평혼합이 대부분의 변동성을 설명한다. 따라서 북반구에서는 에디에 의한 수평혼합이, 남반구에서는 평균연직수송이 계절변동성을 설명하는 중요한 요소임을 알 수 있다. 이러한 결과는 남반구 TTL 오존의 계절변동이 기존에 알려진 바와 같이 주로 BDC의 강도에 따라 결정된다는 것을 재검증해 주며 MERRA-2에서도 이러한 특성이 잘 나타난다. 반면 북반구 TTL의 경우는 에디의 수평혼합이 더 활발하여 오존의 계절성이 에디에 의한 혼합에 의해 결정됨을 알 수 있다.

추적자 수송 방정식에서 오존의 계절성에 대해 각

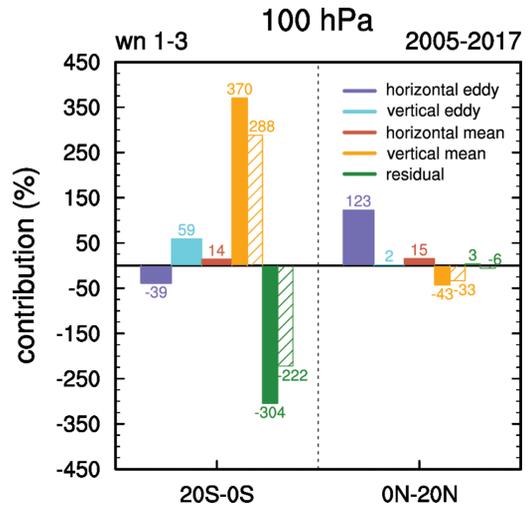


Fig. 8. Estimated contributions (in %) of each terms in the tracer transport equation on the observed seasonal cycle of ozone at 100 hPa. Hatched bars present re-estimations based on SHADOZ ozone profile.

항의 변동성이 얼마나 기여하는지 분석하기 위하여 각 항에 대한 푸리에 분석을 수행하였다(Figs. 7e, f). 계절성을 설명하기 위해 연별로 파수 3까지 사용하였다. 파수 3까지 합성한 값은 원래의 시간 변동성을 잘 표현하므로 이와 같은 방법으로 얻은 네개의 푸리에 계수를 기여도 분석에 사용하였다. 삼각함수를 기저함수로 두었을 때 각 계수의 기저함수는 모두 직교하므로 관측된 오존 시간변화율의 푸리에 계수에 각 항들의 푸리에 계수를 정사영하여 계절변동에 대한 기여도를 산정할 수 있다. 관측된 오존의 계절변동성을 100%로 나타내었을 때 추적자 방정식의 각 항들이 차지하고 있는 기여도를 퍼센트로 환산하면 Fig. 8과 같다. 오존의 화학적인 생성 및 소멸항을 포함한 잔여분을 나머지 항(residual)으로 분류하였다. 그 결과 북반구의 오존 시간변화율은 대부분 수평에디항이 설명하여 계절변동성에 중요한 영향을 미치고 있음을 알 수 있으며 남반구의 경우 연직평균항이 계절변동성의 대부분을 설명하고 있지만, MERRA-2에서는 남반구 연직평균항이 과다하게 나타내는 경향을 보인다. 이러한 특성은 Fig. 7에서도 나타나 남반구의 평균순환에 의한 오존의 수송이 오존의 시간변화율보다 큰 계절변동성을 보이는 것을 볼 수 있다. 평균순환에 의한 오존의 연직수송은 잔류 순환의 연직성분($\overline{w^*}$)과 오존량의 연직경도($d\overline{O}_3/dz$)에 민감하므로 과다 추정되는 오존의 평균수송은 이 값들의 불확실성에 의한 것으로 보인다. 잔류 순환의 연직성분은 관측이 없어 비교하기 어려우나, 오존량의 연직 경도는

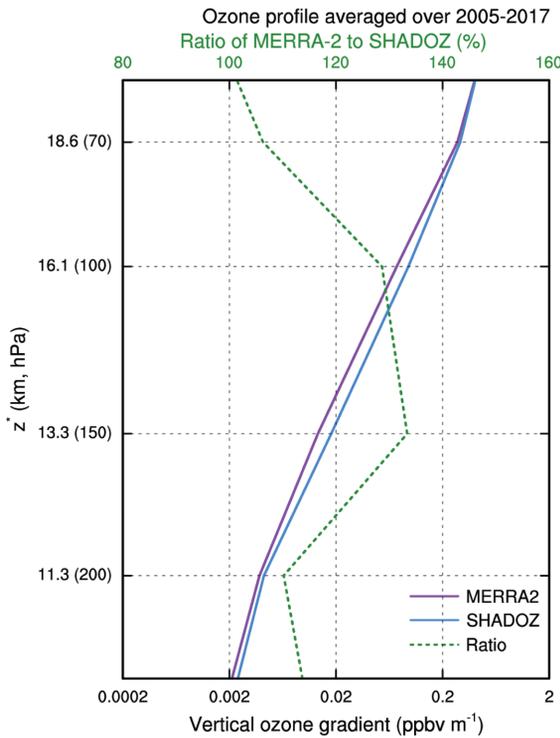


Fig. 9. Vertical gradient of ozone ($\frac{do_3}{-Hdlnp}$; ppbv m^{-1} ; solid curves) from MERRA-2 to SHADOZ, and their ratio (%; dashed curves). SHADOZ stations are located in 30°S-30°N (12 stations), and data covers 2005~2017. Grid points closest to each SHADOZ stations are sampled for MERRA-2.

SHADOZ 관측자료와 비교가 가능하다. 참고로 분석 기간동안 평균된 TTL 오존의 연직경도는(Fig. 9) MERRA-2 자료에서 관측보다 약 130% 강하게 나타나며, 이러한 특성이 계절성에 대한 기여를 과다 산정하는데 원인의 일부로 작용한 것으로 보인다. 오존 연직경도를 SHADOZ 자료로 대체할 경우 연직평균 항에 의해 유도되는 계절변동성 및 나머지항이 82% 감소하여 연직오존경도의 개선이 오존변동성의 불확실성에 다소 기여함을 확인하였다(Fig. 8).

5. 요약 및 토론

적도 대류권계면층의 오존은 그 지역의 온도변동성과 하부성층권의 수증기량에 중요한 영향을 미치는 요소로 그 시공간적 분포와 계절변동성을 이해하는 것은 중요하다. 최근 위성동화자료를 통해 재분석자료를 활용한 오존 수송 연구가 가능하게 되면서 기존의 화학모델 결과를 활용한 TTL에서의 오존 수송 과

정이 재분석자료에도 잘 표현되는지 확인하였다. MERRA-2 재분석자료를 활용한 분석 결과 TTL 지역의 계절성을 유도하는 것으로 알려진 BDC는 남반구 TTL 오존량의 계절변동성을 잘 설명하였고, 북반구에서는 몬순 고기압 및 에디에 의한 수평 혼합이 오존의 계절성을 잘 나타내었다. 또한 북반구에서는 이른 여름철 발달하는 아시아 몬순 고기압에 의해 남반구보다 오존의 최댓값과 계절내변동성이 크게 나타나고 오존의 최댓값이 약 한달 정도 먼저 시작하는 특징을 보였다. 이는 위성 자료에 근거한 최근 연구(Stolarski et al., 2014)와 정성적으로 일치하는 결과이며, MERRA-2 자료의 북반구 아열대 지역 오존속에서도 일관된 결과를 확인할 수 있었다.

TTL 지역의 오존변동성을 정량적으로 분석하기 위해 추적자 수송 방정식을 활용하여 오존변동성에 기여하는 요인을 평균수송항과 에디혼합항으로 나눈 후 각 항에 대한 계절변동성을 살펴보았다. 그 결과 남반구에서는 평균연직수송항, 북반구에서는 수평혼합항이 오존의 계절변동성을 잘 설명하였고 특히 북반구의 수평혼합항은 여름철 몬순 고기압과 유사한 변동성을 보여 몬순 고기압이 북반구 TTL 오존에 중요함을 시사하였다. 북반구에서 나타나는 TTL으로의 오존 수송은 여름철에 아시아 몬순이 발달함에 따라 나타나는 상층 고기압의 유출(shedding) 및 쇄파 현상과 관련이 있으며, 몬순 고기압이 북상하면서 나타나는 7~8월의 약한 에디혼합항은 몬순 고기압 이외에 다양한 규모의 대기 파동이 관여함을 시사한다. 하지만 이에 대한 자세한 메커니즘은 아직 밝혀지지 않은 부분으로 추가적인 연구가 필요하다.

추적자 방정식과 푸리에 분석에 기반한 오존의 계절성 분석은 오존의 계절성에 기여하는 역학 과정들의 기여도를 정량적으로 잘 나타내었다. MERRA-2 자료는 북반구 TTL에서 기존의 모델링 연구와 유사한 결과를 보였으나, 남반구 TTL에서는 평균연직순환의 강도를 과다추정하는 특성을 보였다. 이러한 문제는 일부 오존의 연직경도 오차에 의한 것으로 보인다. 오존존데 관측과 비교하였을 때 MERRA-2는 TTL 오존의 연직경도를 약 30% 정도 과다하게 나타내는 문제를 보인다. 관측자료에서 얻어진 오존의 연직경도를 사용하였을 때 평균연직순환의 과다추정이 일부 해소되는 결과를 보였다.

개선된 오존 위성자료동화가 적용된 MERRA-2 자료를 이용하여 TTL 오존의 계절변동성을 분석한 결과, 오존의 변동성에 기여하는 과정과 그 역학적 구조를 정성적으로 검토할 수 있었다. 하지만 MERRA-2 오존의 정확도 문제로 정량적으로 엄밀한 해석을 하기에는 어려움이 있었으며, 오존 생성과 소멸항이 제공되지 않아 오존 수치 분석의 정확성을 평가할 수

없는 단점이 있었다. 이러한 한계는 화학모델실험의 병행을 통해 일부 보완할 수 있을 것으로 판단된다. 추가로 본 연구에서는 동서평균에 근거하여 연구를 수행하였기 때문에 오존혼합의 동서방향분포를 정확히 설명하지 못한 한계가 있다. 적도 대류권계면층은 대류권의 영향을 경도에 대해 비대칭적으로 받고 여름철 아시아 몬순 고기압과 쇄과현상 또한 동서방향으로의 오존편차를 만들어 내기 때문에 이에 대한 추후 연구가 필요하다.

감사의 글

본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 두 분의 심사위원께 감사를 드립니다. 이 연구는 공주대학교 2016년 공주대학교 학술연구지원사업의 연구지원과 한국연구재단의 신진연구과제 지원으로 수행되었습니다(NRF-2017R1C1B1009965).

REFERENCES

- Abalos, M., W. J. Randel, and E. Serrano, 2012: Variability in upwelling across the tropical tropopause and correlations with tracers in the lower stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 18817-18851, doi:10.5194/acp-12-11505-2012.
- _____, _____, D. E. Kinnison, and E. Serrano, 2013: Quantifying tracer transport in the tropical lower stratosphere using WACCM. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 10591-10607, doi:10.5194/acp-13-10591-2013.
- Andrews, D. G., C. B. Leovy, and J. R. Holton, 1987: *Middle atmosphere dynamics (Vol. 40)*. Academic press, 354-361.
- Birner, T., and E. J. Charlesworth, 2017: On the relative importance of radiative and dynamical heating for tropical tropopause temperatures. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 6782-6797, doi:10.1002/2016JD026445.
- Brewer, A. W., 1949: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **75**, 351-363.
- Butchart, N., 2014: The Brewer-Dobson circulation. *Rev. Geophys.*, **52**, 157-184.
- Das, S. S., K. V. Suneeth, M. Venkat Ratnam, I. A. Girach, and S. K. Das, 2019: Upper tropospheric ozone transport from the sub-tropics to tropics over the Indian region during Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **52**, 4567-4581, doi:10.1007/s00382-018-4418-6.
- Dobson, G. M. B., 1956: Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *P. Roy. Soc. A.-Math. Phys.*, **236**, 187-193.
- Folkins, I., M. Loewenstein, J. Podolske, S. J. Oltmans, and M. Proffitt, 1999: A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **104**, 22095-22102.
- _____, C. Braun, A. M. Thompson, and J. Witte, 2002: Tropical ozone as an indicator of deep convection. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **107**, ACH 13-1-ACH 13-10.
- Forster, P. M. de F., and K. P. Shine, 2002: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10-1-10-4.
- _____, and Coauthors, 2007: Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In S. Solomon, Eds., *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 137-153.
- Fueglistaler, S., and P. H. Haynes, 2005: Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **110**, D24108.
- _____, A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu, and P. W. Mote, 2009: Tropical tropopause layer. *Rev. Geophys.*, **47**, RG1004.
- Garny, H., and W. J. Randel, 2013: Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 13421-13433, doi:10.1002/2013JD020908.
- Gelaro, R., and Coauthors, 2017: The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *J. Climate*, **30**, 5419-5454, doi:10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
- Gottelman, A., and P. M. de F. Forster, 2002: A climatology of the tropical tropopause layer. *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II*, **80**, 911-924.
- _____, P. Hoor, L. L. Pan, W. J. Randel, M. I. Hegglin, and T. Birner, 2011: The extratropical upper troposphere and lower stratosphere. *Reviews of Geophysics*, **49**, RG3003, doi:10.1029/2011RG000355.
- GMAO, 2015: MERRA-2 inst3_3d_asm_Np: 3d,3-Hourly, Instantaneous, Pressure-Level, Assimilation, Assimilated Meteorological Fields V5.12.4. Global Modeling and Assimilation Office, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), doi:10.5067/QBZ6MG944HW0.
- Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks,

- and K. P. Shine, 1991: On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-678.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403-439.
- Jensen, E., and L. Pfister, 2004: Transport and freeze-drying in the tropical tropopause layer. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **109**, D02207.
- Kim, J., K. M. Grise, and S.-W. Son, 2013: Thermal characteristics of the cold-point tropopause region in CMIP5 models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 8827-8841, doi:10.1002/jgrd.50649.
- _____, W. J. Randel, T. Birner, and M. Abalos, 2016: Spectrum of wave forcing associated with the annual cycle of upwelling at the tropical tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 855-868, doi:10.1175/JAS-D-15-0096.1.
- Konopka, P., J.-U. Grooß, F. Plöger, and R. Müller, 2009: Annual cycle of horizontal in-mixing into the lower tropical stratosphere. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **114**, D19111.
- _____, _____, G. Günther, F. Ploeger, R. Pommrich, R. Müller, and N. Livesey, 2010: Annual cycle of ozone at and above the tropical tropopause: observations versus simulations with the Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS). *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 121-132, doi:10.5194/acp-10-121-2010.
- Ming, A., A. C. Maycock, P. Hitchcock, and P. H. Haynes, 2017: The radiative role of ozone and water vapour in the annual temperature cycle in the tropical tropopause layer. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 5677-5701, doi:10.5194/acp-17-5677-2017.
- Monks, P. S., 2000: A review of the observations and origins of the spring ozone maximum. *Atmos. Environ.*, **34**, 3545-3561.
- Oh, J., S.-W. Son, K. Williams, D. Walters, J. Kim, M. Willett, P. Earnshaw, A. Bushell, Y. Kim, and J. Kim, 2018: Ozone sensitivity of tropical upper-troposphere and stratosphere temperature in the MetOffice Unified Model. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 2001-2009, doi:10.1002/qj.3346.
- Pan, L. L., S. B. Honomichl, D. E. Kinnison, M. Abalos, W. J. Randel, J. W. Bergman, and J. Bian, 2016: Transport of chemical tracers from the boundary layer to stratosphere associated with the dynamics of the Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 14159-14174, doi:10.1002/2016JD025616.
- Plumb, R. A., and J. Eluszkiewicz, 1999: The Brewer-Dobson circulation: Dynamics of the tropical upwelling. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 868-890.
- Randel, W. J., and I. M. Held, 1991: Phase speed spectra of transient eddy fluxes and critical layer absorption. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 688-697.
- _____, and E. J. Jensen, 2013: Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate. *Nature Geosci.*, **6**, 169-176.
- _____, and M. Park, 2019: Diagnosing observed stratospheric water vapor relationships to the cold point tropical tropopause. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **124**, 7018-7033, doi:10.1029/2019JD030648.
- _____, F. Wu, S. J. Oltmans, K. Rosenlof, and G. E. Nedoluha, 2004: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2133-2148.
- _____, M. Park, F. Wu, and N. Livesey, 2007: A large annual cycle in ozone above the tropical tropopause linked to the Brewer-Dobson circulation. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4479-4488.
- _____, M. Park, L. Emmons, D. Kinnison, P. Bernath, K. A. Walker, C. Boone, and H. Pumphery, 2010: Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere. *Science*, **328**, 611-613.
- Solomon, S., K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford, and G.-K. Plattner, 2010: Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, **327**, 1219-1223, doi:10.1126/science.1182488.
- Stohl, A., and Coauthors, 2003: Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **108**, 8516.
- Stolarski, R. S., D. W. Waugh, L. Wang, L. D. Oman, A. R. Douglass, and P. A. Newman, 2014: Seasonal variation of ozone in the tropical lower stratosphere: Southern tropics are different from northern tropics. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 6196-6206, doi:10.1002/2013JD021294.
- Tegtmeier, S., and Coauthors, 2020: Temperature and tropopause characteristics from reanalyses data in the tropical tropopause layer. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 753-770, doi:10.5194/acp-20-753-2020.
- Thompson, A. M., and Coauthors, 2003: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8238, doi:10.1029/2001JD000967.
- _____, and Coauthors, 2017: First reprocessing of Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ)

- ozone profiles (1998-2016): 2. Comparisons with satellites and ground-based instruments. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 13000-13025, doi:10.1002/2017JD027406.
- Vömel, H., and Coauthors, 2002: Balloon-borne observations of water vapor and ozone in the tropical upper troposphere and lower stratosphere. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **107**, ACL 8-1-ACL 8-16.
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629-638.
- Wargan, K., G. Labow, S. Frith, S. Pawson, N. Livesey, and G. Partyka, 2017: Evaluation of the Ozone Fields in NASA's MERRA-2 Reanalysis. *J. Climate*, **30**, 2961-2988, doi:10.1175/JCLI-D-16-0699.1.