Atmosphere. Korean Meteorological Society
Vol. 29, No. 5 (2019) pp. 659-669
https://doi.org/10.14191/Atmos.2019.29.5.659
pISSN 1598-3560 eISSN 2288-3266

연 구 노 트
(Research Note)

동아시아 지역 오존 전량 재분석 자료의 검증

한보름[1)2)] · 오지영[1)] · 박선민[1)] · 손석우[1)2)]*
[1)]서울대학교 지구환경과학부, [2)]서울대학교 협동과정 계산과학전공

(접수일: 2019년 11월 30일, 게재확정일: 2019년 12월 15일)

Evaluation of the Total Column Ozone in the Reanalysis Datasets over East Asia

Bo-Reum Han[1)2)], Jiyoung Oh[1)], Sunmin Park[1)], and Seok-Woo Son[1)2)]*
[1)]School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, Korea
[2)]Interdisciplinary Graduate Program in Computational Science and Technology, Seoul National University, Seoul, Korea

(Manuscript received 30 November 2019; accepted 15 December 2019)

Abstract This study assesses the quality of the total column ozone (TCO) data from five reanalysis datasets against nine independent observation in East Asia. The assessed datasets are the ECMWF Interim reanalysis (ERAI), Monitoring Atmosphere Composition and Climate reanalysis (MACC), Copernicus Atmosphere Monitoring Service reanalysis (CAMS), the NASA Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version2 (MERRA2), and NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). All datasets reasonably well capture the spatial distribution, annual cycle and interannual variability of TCO in East Asia. In particular, characteristics of TCO according to the latitude difference were similar at all points with a maximum bias of less than about 4%. Among them, CAMS and CFSR show the smallest mean bias and root-mean square error across all nine ground-based observations. This result indicates that while TCO data in modern reanalyses are reasonably good, CAMS and CFSR TCO data are the best for analysing the spatio-temporal variability and change of TCO in East Asia.

Key words: Total Column Ozone (TCO), reanalysis, East Asia

1. 서 론

대기 중에 존재하는 오존의 약 90%는 성층권에 분포하기 때문에 오존 전량의 변화는 곧 성층권 오존의 변동을 의미한다. 성층권 오존은 지표면의 생태계를 보호할 뿐만 아니라(Madronich et al., 1998) 기후 변화 측면에서도 중요한 역할을 한다. 특히, 극지 성층권 오존은 대류권 순환에 큰 영향을 미친다.

남극 성층권 오존의 변화는 극에서부터 아열대, 대류권계면에서 지표면까지 모든 지역에 영향을 끼치는 것으로 알려져 있다(Son et al., 2009). 일례로, 20세기 후반 남극 성층권 오존의 감소로 인해 겨울철 제트기류는 극 방향으로 이동하는 경향을 보이는데 이는 최신 대기화학모형인 Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) 모형에서도 확인되었다(Son et al., 2018). 오존의 감소는 남반구의 주요 모드로 알려진 남반구환상모드(Southern Annular Mode, SAM)의 양의 위상을 증가시키고 기온, 강수 및 해들리 순환 가장자리의 위치를 변화시키는 것으로 알려져 있다(Thompson et al., 2000; Marshall, 2003; Gillett et al., 2006; Hu and Fu, 2007; Son et al., 2009; Gonzalez et al., 2014).

북극 성층권 오존의 경우 대류권에 미치는 영향은 봄철로 국한된다. 봄철 북극 성층권 오존의 감소는 북

*Corresponding Author: Seok-Woo Son, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, 1 Gwanak-ro, Gwanak-gu, Seoul 08826, Korea.
Phone: +82-2-880-8152, Fax: +82-2-880-4972
E-mail: seokwooson@snu.ac.kr

반구환상모드(Northern Annular Mode, NAM)와 북대서양진동의 양의 위상 순환과 강한 극소용돌이를 동반한다. 이는 북대서양 제트를 극 방향으로 이동시키고 다양한 북반구 지역들의 기온과 강수 변화에 영향을 미친다(Calvo et al., 2015; Ivy et al., 2017). 일례로, 3월 북극 오존이 감소한 해 남동 유럽과 남아시아 지역의 최대 기온은 평년 대비 감소한 반면, 북아시아 지역의 기온은 상승하였다(Ivy et al., 2017). 또한, 중국의 황토고원과 양쯔강 중·하류의 강수량이 감소한 것으로 보고되었다(Xie et al., 2018).

성층권 오존의 변화는 고위도에만 국한되지 않고 북반구 중위도에서도 다양한 시간 규모로 변화한다. 열대지역에서 생성된 오존을 중·고위도로 수송하는 브루어-돕슨(Brewer-Dobson) 순환이 약화됨에 따라 극소용돌이의 강도가 약해지고 결과적으로 장기 변동성 측면에서 오존의 농도도 변화할 수 있다는 가능성이 제시되었다(Zurek et al., 1996; Steinbrecht et al., 2011). 경년규모 변동성은 주로 파동에 의해 초래되는데, Fusco et al. (1999)은 상승하는 행성파 활동의 변동성은 오존의 수송과 화학적 생성을 조절하는 역할을 하며 중위도 오존 변동성에 많은 부분을 설명함을 보였다. 준 2년 주기진동(Quasi-biennial oscillation, QBO)은 위상(Phase)과 강도에 따라 중위도에 전파되는 파동을 조절함으로써 오존에 영향을 준다(Steinbrecht et al., 2003; WMO, 2003).

한반도 오존 전량의 변화 경향에 집중한 연구도 진행되어 왔다. Baek and Cho (2002)는 서울의 오존 전량이 22년 장주기를 가지며 북극 진동과 북대서양 진동 등 다양한 기후 변동성에 영향을 받음을 보였다. Kim et al. (2005)과 Park et al. (2019)은 돕슨 분광광도계로 관측한 오존 전량 자료를 이용하여 오존의 계절 변동, 준 2년 주기진동과 태양 활동을 고려한 다중 회귀 모형을 구축해 서울 오존 전량의 변화 경향성에 대해 분석하였다. 또한 Park et al. (2019)는 서울의 오존 전량이 최근 오존의 회복 경향에 의해 증가함을 보였다.

오존 전량과 관련된 연구들은 대부분 관측 기반의 자료를 사용하여 진행되어 왔으나 자료의 시·공간적 연속성을 확보하기 용이하지 않다는 단점이 있다. 이를 보완하기 위해, 최근 다양한 위성 자료를 동화하여 장기간의 고해상도 자료를 산출하는 재분석 자료가 제공되고 있고 대기 순환과 관련된 변수들을 신뢰하고 이용하는 추세이다(Boccara et al., 2008; Sharp et al., 2015). 그러나 오존과 같은 화학 물질들은 관측 기간이 짧고 충분한 지역적인 정보가 존재하지 않기 때문에 재분석 자료에서 제공하는 오존 전량 자료의 신뢰성 검증이 선행되어야 한다.

따라서, 본 연구에서는 5개의 오존 전량 재분석 자료를 사용해 관측과 비교 검증하고 그 중 동아시아 오존 전량 연구에 적합한 재분석 자료를 판단하고자 한다. 또한 다른 지역에 비해 오존 전량에 대한 토의가 활발하지 않았던 동아시아 지역을 중심으로 오존 전량의 특징을 분석하였다. 2장에서는 본 연구에 사용한 재분석 자료들의 간단한 설명 및 자료 간의 차이를 서술하였고 3장에서는 재분석 자료들의 연변동 및 계절 변화를 분석하였다. 마지막으로 4장에서는 결과를 요약하여 나타내었다.

2. 자 료

본 연구에서는 동아시아 지역(20°N-50°N, 95°E-165°E)의 오존 전량에 대한 검증을 위하여 세계 오존 및 자외선 자료 센터(World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre, WOUDC; http://www.woudc.org/)에서 제공하는 9개 지점(Seoul (SEO), Pohang (POH), Longfenshan (LFS), Xianghe (XIA), Kunming (KUN), Sapporo (SAP), Tateno (TKB), Naha (NAH), Minamitorishima (MNM))의 관측 자료를 사용하였다. WOUDC의 관측소들은 직달 관측과 산란 관측을 통해 오존 전량을 측정하는 브루어, 돕슨 분광광도계를 사용하

Table 1. List of TCO stations in East Asia. Periods in brackets indicate missing period.

	Korea		China			Japan			
Station name	SEO (Seoul)	POH (Pohang)	LFS (Longfengshan)	XIA (Xianghe)	KUN (Kunming)	SAP (Sapporo)	TKB (Tateno)	NAH (Naha)	MNM (Minamitorishima)
Latitude (°N)	37.57	36.03	44.75	39.98	25.03	43.05	36.1	26.2	24.29
Longitude (°E)	126.95	129.38	127.60	116.37	102.68	141.33	140.1	127.7	153.98
Observation period	1984.05-2018.12	1994.01-2013.12	1993.07-2016.12	1979.01-2018.03	1980.01-2014.12 (2009.09-2012.12)	1958.02-2018.01	1957.06-2018.01	1974.04-2018.01	1958.01-2016.10 (1963.07-1996.12)

Table 2. List of reanalysis datasets used in this study.

Reanalysis	Institution	Spatial resolution	Record period	Reference
ERAI	ECMWF	$1.5^o \times 1.5^o$	1979.01-present	Dee et al. (2011)
MACC	ECMWF	$1.5^o \times 1.5^o$	2003.01-2012.12	Innes et al. (2013)
CAMS	ECMWF	$1.5^o \times 1.5^o$	2003.01-2017.12	Innes et al. (2019)
MERRA2	NASA	$0.5^o \times 0.625^o$	1980.01-present	Gelaro et al. (2017)
CFSR & CFSv2	NCEP	$2.5^o \times 2.5^o$	1979.01-2010.12 2011.01-present	Saha et al. (2010, 2014)

고 있다. SEO 자료는 최근 기간까지 자료 연장을 위해 기상청에서 관측 자료를 제공받아 활용하였다(WOUDC에 동일 자료 제공). 본 연구에 사용된 모든 관측 자료는 관측 기간이 10년 이상인 월평균 자료를 사용하였고(Table 1) 1년 중 9개월 이상의 자료가 있는 것만 연평균 하였다. WOUDC의 관측 자료들은 재분석 자료들의 자료 동화에 사용 되지 않아 두 자료는 독립적이라 판단하고 분석을 진행하였다.

재분석 자료는 관측 자료 동화를 거쳐 분석장(analysis field)을 제공하는 ECMWF Interim Reanalysis (ERAI; Dee et al., 2011), Monitoring Atmospheric Composition and Climate Reanalysis (MACC; Inness et al., 2013), Copernicus Atmosphere Monitoring Service Reanalysis (CAMS; Inness et al., 2019), Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2 (MERRA2; Gelaro et al., 2017), 및 NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR; Saha et al., 2010)의 5개 자료를 활용하여 분석하였다(Table 2).

ERAI, MACC, CAMS는 공통적으로 ECMWF에서 제공되지만, 자료 동화에 사용되는 위성 자료 종류의 차이가 있고 화학수송모형 활용 여부에 따라 재분석 자료의 오존 산출 방식이 다르다. 보다 구체적으로 ERAI은 Cariolle and Teyssedre (2007)의 광화학 모수화 방법으로 오존의 생성과 소멸을 계산한다. MACC은 2003~2012년의 자료만 제공하는데 화학 수송 모형인 Model for OZone And Related chemical Tracers, version 3 (MOZART-3)가 ECMWF Integrated Forecast System (IFS)과 결합하여 오존, 일산화탄소, 질소산화물, 포름알데히드의 반응성 기체들을 계산한다. CAMS는 ECMWF의 최신 대기 조성 재분석 자료로 대류권의 화학 메커니즘은 기존 화학수송모형이 확장되어 IFS (CB05)에 포함되었고 성층권 오존은 Cariolle 방안 (Cariolle and Deque, 1986; Cariolle and Teyssedre, 2007)을 통해 모수화하여 산출된다. ECMWF에서 제공하는 재분석 자료들은 관측과 배경장의 오차를 최소로 하기 위해 4차원 변분자료동화를 사용하고 다양한 오존 위성 자료를 각각 다른 기간에 대해 동화한다(Davis et al., 2017).

MERRA2는 NASA의 Global Modeling and Assimilation Office (GMAO)에서 제공하는 재분석 자료로 Goddard Earth Observation System (GEOS-5) 대기 모형과 Gridpoint Statistical Interpolation (GSI) 방안을 주요 시스템으로 사용한다(Bosilovich et al., 2015). MERRA2에는 2차원 모형으로부터 월별 동서 평균 오존의 생성과 소멸률을 계산하는 간단한 화학 방안이 사용되었다. ECMWF 재분석 자료들과 달리 MERRA2는 3차원 변분자료동화 시스템을 이용한다. 다양한 위성 자료가 자료 동화에 사용되며 자료의 변경으로 인해 2004년에 오존 자료의 비연속성이 존재한다(Gelaro et al., 2017).

CFSR은 NCEP 결합예측시스템(Coupled Forecast System)을 통해 MERRA2와 같은 GSI 방안을 사용한다. 오존은 예측 모형에서 복사 계산에 따라 산출되고 오존의 화학 과정은 2차원 모형인 NRL CHEM2D-Ozone Photochemistry Parameterization (CHEM2D-OPP)에 의해 생성과 소멸이 모수화된다(McCormack et al., 2006). 자료 동화는 다양한 위성 자료를 이용하여 3차원 변분자료동화 과정을 거친다. CFSR은 2010년까지만 자료를 제공하고 그 이후는 CFSv2가 CFSR을 이어 자료로 제공된다. 모형 업데이트로 인한 두 자료 사이의 불일치가 수증기 영역에 존재하지만(Davis et al., 2017) 오존의 경우 모형 업데이트보다 자료 동화에 의해 영향을 더 많이 받기 때문에, 본 분석에서는 Davis et al. (2017)와 같이 두 자료를 묶어 CFSR이라 명명하였다.

다른 해상도를 갖는 재분석 자료들은 $1.5^o \times 1.5^o$의 수평해상도로 내삽하였고 각 관측 지점에서 가장 가까운 격자의 월평균 자료를 사용하였다. 동일한 기간 분석을 위해서, 자료 제공 기간이 가장 짧은 MACC의 기간에 맞추어 2003~2012년(10년)을 분석하였으나 전체 재분석 자료의 오존 특징을 살펴보기 위해 Fig. 1에서는 1979~2018년(40년)까지 사용 가능한 모든 자료를 나타내었다. 본 연구에 사용된 관측 및 재분석 자료들의 설명은 Table 1과 2에 나타내었다.

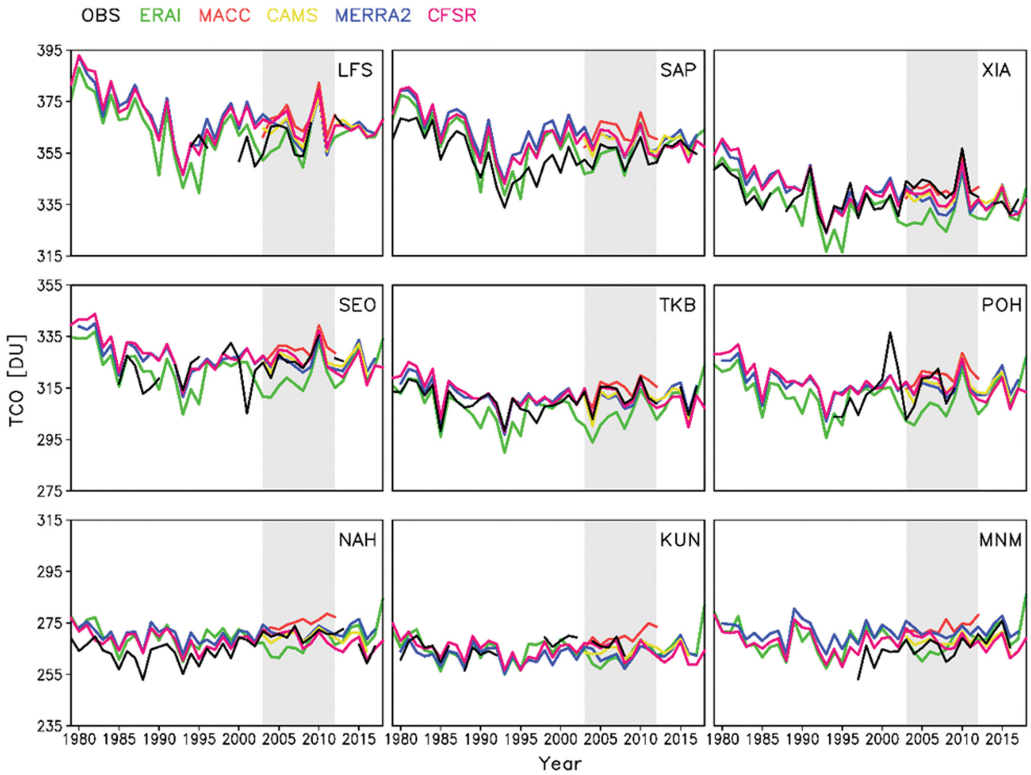

Fig. 1. Time-series of annual-mean TCO from ground-based observation (black), ERAI (green), MACC (orange), CAMS (yellow), MERRA2 (blue), and CFSR (pink) for each station. Gray shading indicates the reference period of 2003~2012. Note that the range of y-axis differs from top to bottom rows: top (315~395 DU), middle (275~355 DU), and bottom (235~315 DU).

3. 결 과

3.1 오존 전량의 연변화

Figure 1은 1979~2018년까지 가용한 모든 재분석 및 관측 자료의 오존 전량 연평균 시계열을 관측 지점별로 나타내었다. 관측 지점의 위도가 높은 순서대로 나열하였으며 경향성과 경년 변동성을 쉽게 파악하기 위해 그림의 세로축 값을 위도 별로 다르게 설정하였다. 모든 지점에서 오존 전량에 대한 경년 변동성이 존재하며 재분석 자료들은 관측과 유사한 변동성을 보였다. 오존은 브루어-돕슨 순환에 의해 고위도와 중위도로 활발히 수송되어 위도가 높을수록 오존 값이 높고 변동성이 큰 특징을 가졌다(Brewer, 1949; Dobson, 1956). 재분석 자료와 관측에서 오존은 1990년대 초반까지 감소하는 추세를 보이며 그러한 경향은 위도가 높을수록 뚜렷하게 나타났다. 오존의 감소는 2000년까지 진행되었다고 알려져 있지만 1991년 피나투보 화산 폭발로 인해 1992~1993년 북반구 중-고위도에서 급격한 오존 감소가 발생하여(Randel et al., 1995) 실질적으로는 1990년대 초반까지 감소가 두드러지게 보였다. 이외에도 오존 감소의 주된 이유는 20세기 후반 인위적으로 배출된 오존감소물질로 인해 성층권 오존이 파괴된 것으로 알려져 있다. 이후 몬트리올 의정서에 의해 오존감소물질들이 규제되면서 2000년 이후 오존 전량이 서서히 증가할 것이라는 예측이 있었다(Eyring et al., 2007). 하지만 SAP, SEO, MNM의 관측 자료에서만 오존이 다시 회복하는 것을 확인할 수 있었고 그 외 지역에서는 오존이 감소하거나 증감의 경향성을 보이지 않았다. 이에 대한 정확한 이유는 알려져 있지 않다. 다만, 최근 중국에서 삼염화불화탄소(CFC-11)와 클로로포름($CHCl_3$)과 같은 오존 감소 물질의 배출이 증가되어 전 지구적으로 오존 회복 속도가 느려졌다고 알려져 있고(Fang et al., 2019; Rigby et al., 2019) 그 영향이 동아시아 관측소에서 나타났을 수 있다. 이후 분석에서는 MACC이 제공하는 자료 기간인 2003~2012년을 중심으로 공통 기간에 대한 분석을 진행하였다.

동아시아 오존 전량의 공간 분포를 알아보기 위해 2003~2012년의 재분석 자료 별 연평균 값과 경년 변동성을 관측 자료와 함께 나타내었다(Figs. 2, 3). 재

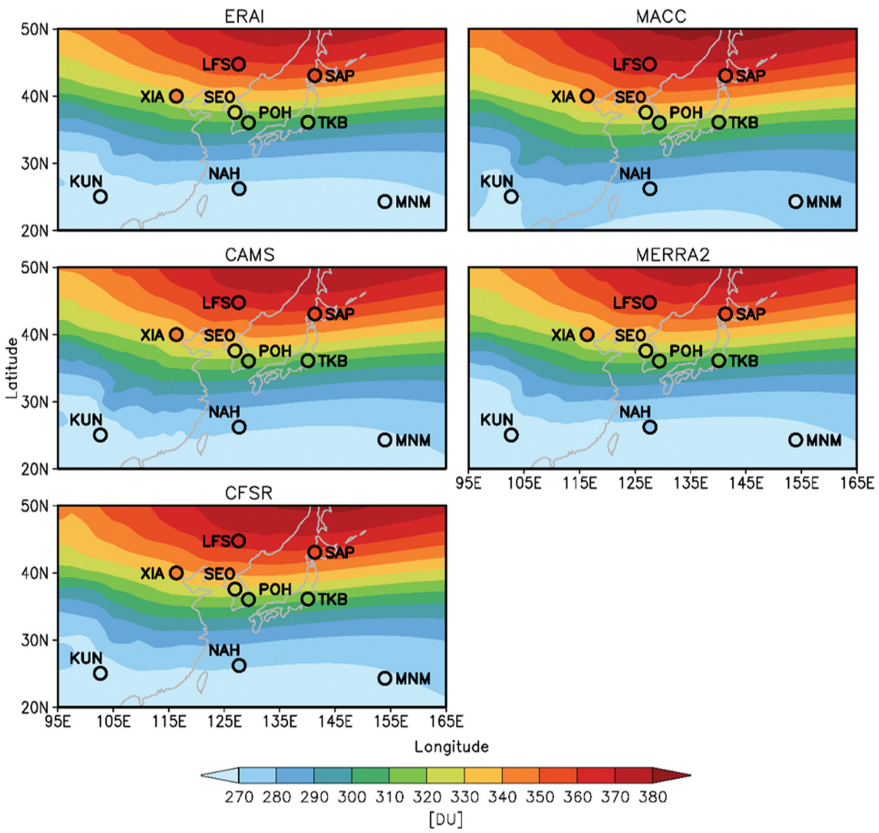

Fig. 2. Climatology of TCO over East Asia from the five reanalysis datasets. The observation at each station, for the period of 2003~2012, is shown in colored circle.

분석 자료들의 연평균 값은 재분석 자료마다 약간의 패턴 차이가 존재하지만 러시아와 일본 북쪽을 중심으로 동아시아 오존 전량이 최댓값을 보이고 위도가 낮아질수록 오존 전량의 값도 낮아지는 공통적인 공간 분포를 보였다(Fig. 2). 각 관측 자료들도 위도가 높을수록 오존의 농도가 높은 공간 분포를 보여주었다. 각각의 지점별 관측 자료와 재분석 자료를 비교해 보면 대체로 유사한 값을 가지지만 그 중 CAMS와 CFSR 재분석 자료가 저위도 지역(KUN, NAH, MNM)을 관측과 유사하게 나타내어 가장 유사한 공간 분포를 보이는 것으로 판단된다. Figure 3는 연평균 오존 전량의 경년 변동성을 나타내었는데 연평균 값과 마찬가지로 일본 북쪽을 중심으로 위도가 높을수록 경년 변동성이 크고 저위도로 갈수록 경년 변동성이 작아지는 공간 분포를 보였다. 하지만 연평균 값과 달리 경년 변동성은 위도가 낮은 지역에서는 동서 방향 비대칭적 공간 분포를 보였다. 재분석 자료에서 중국 동부는 경년 변동성이 작고 해양 지역은 그에 비해 경년 변동성이 큰 것을 확인하였다. 관측 자료에서도 KUN 지역이 NAH와 MNM 지역 보다 경년 변동성이 작았다. 이는 오존이 행성파 활동성에 의해 경도 방향 비대칭 구조를 이룰 수 있다는 선행 연구들로 설명될 수 있다(Greisiger et al., 1998; Entzian and Peters, 1999; Grytsai et al., 2005). 대부분의 지역들은 재분석 자료와 관측과 유사한 경년 변동성을 보였고 MNM 지역은 재분석 자료 간 차이가 존재하였으나 CAMS와 MERRA2가 관측과 유사한 값을 나타냈다.

관측과 재분석 자료의 연평균 오존 전량의 편차를 알아보기 위해 편차 백분율을 구해보았다(Fig. 4). 값이 0에 가까울수록 재분석 자료와 관측 자료 간의 편차가 작은 것을 의미하는데 관측과 유사한 값을 보이는 재분석 자료는 지역별로 상이하였다. ERAI(초록색 실선)는 다른 재분석 자료들보다 많은 지역에서 관측에 비해 음의 차이를 보였고 이는 Fig. 1의 시계열에서도 확인할 수 있었다. XIA, SEO, TKB 지역에서는 시간이 지날수록 ERAI의 음의 편차가 점점 줄어들었다. MACC(주황색 실선)은 XIA를 제외한 대부분의 지역에서 양의 편차를 보이고 2008년에 편차가 크게

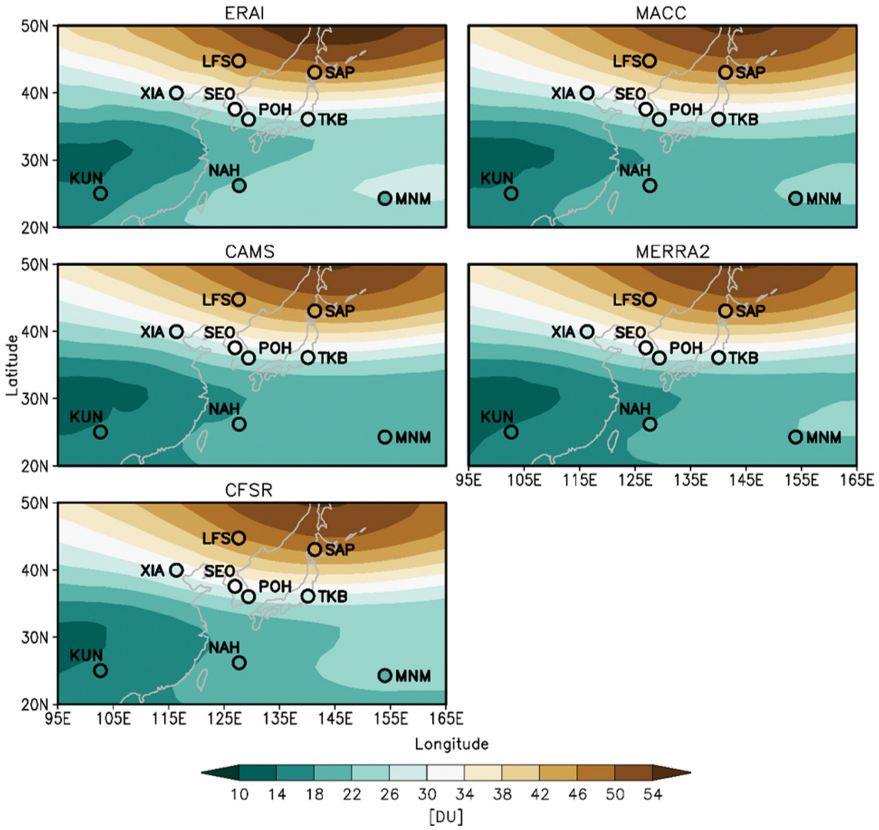

Fig. 3. Same as Fig. 2 but for interannual variability.

Table 3. Annual mean percent difference and RMSE of reanalysis TCO against observation. Unit is percent (%). RMSE is computed as $\sqrt{\frac{1}{N}\Sigma_{i=1}^{N}(TCO_i^{REA} - TCO_i^{OBS})^2}/\overline{TCO^{OBS}} \times 100$ where i and N denote each year of annual mean and number of the entire year, respectively.

	ERAI		MACC		CAMS		MERRA2		CFSR	
	Diff.	RMSE	Diff.	RMSE	Diff.	RMSE	Diff.	RMSE	Diff.	RMSE
LFS	–1.20	1.66	1.22	1.88	0.13	0.99	–4.01	1.23	0.79	1.37
SAP	0.05	1.00	2.57	2.65	1.37	1.42	0.36	0.91	1.60	1.70
XIA	–3.42	3.51	–0.28	0.76	–1.32	1.38	–2.89	3.04	–1.12	1.18
SEO	–2.72	2.68	1.01	1.62	–0.1	0.48	–1.79	1.55	0.06	0.88
TKB	–2.72	2.99	0.93	1.3	–0.43	0.65	–1.85	1.95	–0.19	0.37
POH	–1.87	3.01	1.96	1.72	0.69	1.02	–1.02	2.43	0.88	0.88
NAH	–1.47	1.99	1.64	1.94	–0.21	0.55	–1.60	1.67	–0.47	0.93
KUN	–1.41	2.84	1.32	1.72	–0.57	1.29	–1.65	2.13	–0.39	0.68
MNM	0.25	1.68	2.74	3.21	0.87	1.23	0.24	1.02	0.97	1.42
All	–1.61	2.37	1.46	1.87	0.05	1.00	–1.58	1.77	0.24	1.05

튀는 값을 보이는 지역이 존재하였다. 이는 2008년부터 MLS 위성 자료의 편차 보정을 하지 않아서 발생했을 가능성이 있다(Inness et al., 2013). MERRA2(파란색 실선)도 대부분의 지역에서 음의 편차를 보이지만 LFS, SAP와 MNM지역에서는 관측과의 편차가 작았다. 그 외 지역들은 CAMS(노란색 실선)와 CFSR

Fig. 4. Percent difference of annual-mean TCO between observation and reanalysis datasets for the period of 2003~2012. The percent difference (shown in %) is computed as $(TCO^{REA} - TCO^{OBS})/TCO^{OBS} \times 100$ where superscripts REA and OBS denote reanalysis and observation, respectively.

(분홍색 실선)이 대체로 관측과의 편차가 적은 것을 확인할 수 있었고 다른 재분석 자료들에 비해 시간에 따른 변화가 작아 시간적인 일치성이 있음을 파악할 수 있었다.

정량적인 비교를 위해 연평균 편차 백분율과 연평균 제곱근오차(RMSE) 백분율을 구하였다(Table 3). Figure 4와 마찬가지로 XIA에서 MACC의 관측 자료와의 연평균 값의 편차가 –0.28, RMSE가 0.76으로 다른 재분석 자료와 비교해 가장 적은 차이를 보였다. 지역마다 관측과 유사한 재분석 자료가 다르지만 대체로 CAMS와 CFSR이 편차의 절댓값과 RMSE의 값이 작아 관측과 유사한 값을 나타내었다. 동아시아 지역의 편차와 RMSE를 평균하였을 때(Table 3의 All) ERAI가 편차의 절댓값과 RMSE가 가장 크고 CAMS가 가장 작았다. 이는 다른 재분석 자료와 달리 ERAI 오존 시스템에 편차 보정이 포함되지 않았기 때문일 가능성이 있다(Bai et al., 2017). CAMS는 관측 자료와 가장 유사한 것으로 판단되고 그 다음으로는 CFSR이 유사한 것으로 판단된다.

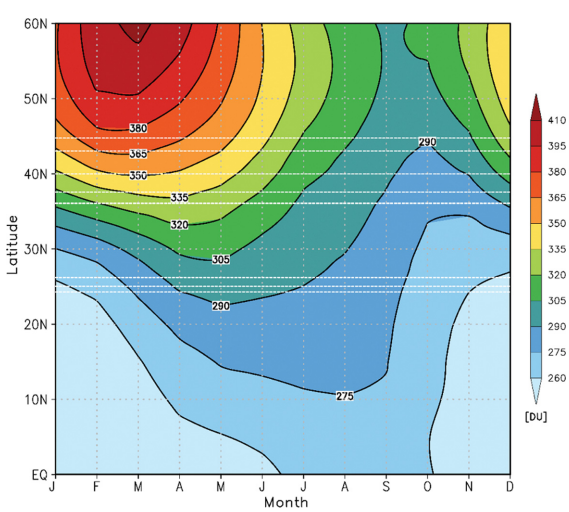

Fig. 5. Latitude-month cross section of zonal mean total column ozone for CAMS. White dashed line denotes the latitude for each station (latitudes of TKB and POH are close).

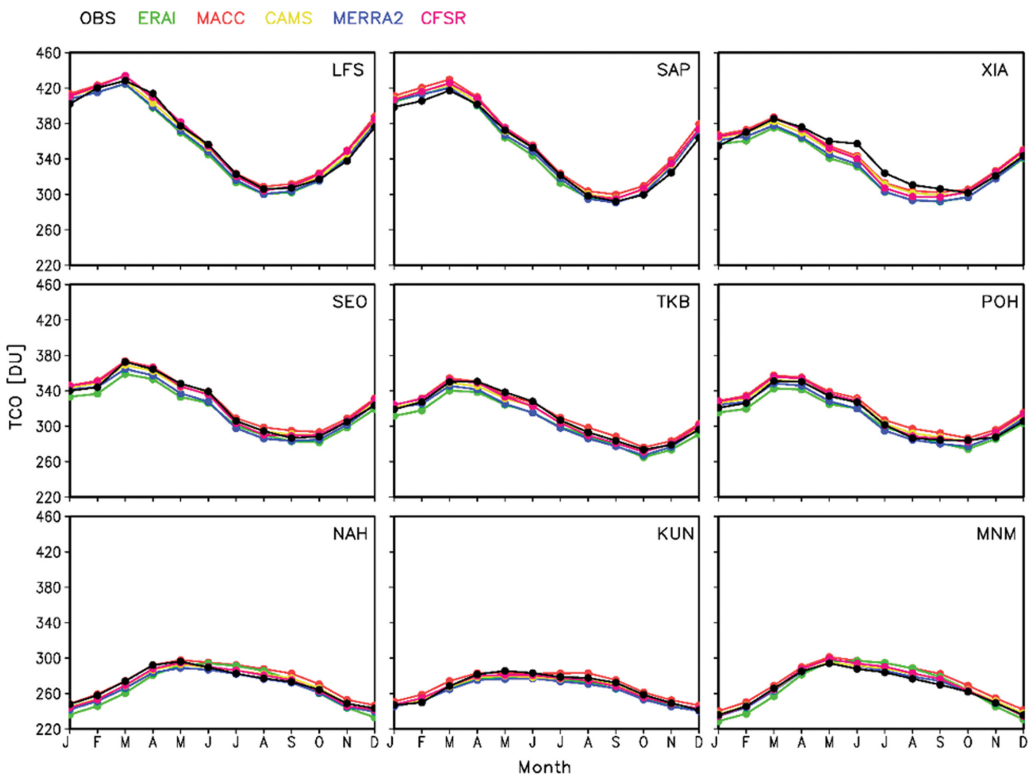

Fig. 6. Seasonal cycle of TCO in observation (black), ERAI (green), MACC (orange), CAMS (yellow), MERRA2 (blue), and CFSR (pink) at each station for the period of 2003~2012.

3.2 오존 전량의 계절 변동

오존 전량의 계절에 따른 변화를 보기 위해 편차 백분율과 RMSE가 가장 작았던 CAMS 모델을 이용하여 동서방향 평균 오존 전량의 시간-위도 분포를 Fig. 5에 나타내었다. 오존 전량의 최댓(솟)값이 나타나는 시기는 60°N 부근에서 3월(9월), 약 25°N 부근에서는 5월(12월)로 고위도에서 저위도로 갈수록 최대/최소 시기가 지연되어 나타나고 오존의 계절 변동성이 작아지는 것을 확인할 수 있었다. 오존은 자외선의 강도가 강한 열대지역에서 광화학 반응에 의해 생성되어, 고위도 지역으로 수송되기 때문에, 늦겨울과 봄철 고위도에서 최댓값을 갖는다. 이러한 연주기 분포는 동아시아 각 관측 지점에서도 상당히 유사하게 나타났다(Fig. 6). 위도에 따른 오존 전량의 계절 변화 특징을 살펴보면 위도가 높은 지역(LFS, SAP, XIA, SEO, TKB, POH)은 봄철(3월)에 최댓값을 보였으며 가을철(9, 10월)에 최솟값을 보였다. 브루어-돕슨 순환은 늦가을부터 겨울까지 강해지게 되는데 이때, Fig. 5에서 보인 것과 같이 중·고위도로 수송되는 오존량이 증가하는 반면, 여름과 초가을에는 순환이 약해져 가을철 오존은 최솟값을 가졌다. 동아시아 지역에서 위도가 낮은 지역(NAH, KUN, MNM)은 늦봄(5월)에 오존 전량 최댓값을, 겨울철(12월)에 최솟값을 보이는 연주기를 가졌다(Fig. 6). 이는 오존 전량이 계절 변동을 가지며 지역 규모의 순환이 아닌 저위도부터 고위도까지 대규모 순환의 영향을 받고 있음을 의미한다. 재분석 자료 간의 차이를 보면 ERAI(초록색 실선)와 MERRA2(파란색 실선)는 대부분의 지역에서 음의 편차를 보였고 그림으로 나타내지 않았지만 월별 편차 백분율에서도 확인되었다. 또한, ERAI는 다른 자료에 비해 위도가 낮은 지역인 NAH, MNM에서 늦가을부터 초봄까지 낮은 오존 전량 값을 여름에는 높은 값을 가졌다. 이는 ERAI가 이 지역에서 계절에 따른 오존 전량의 값을 잘 나타내지 못함을 보여준다. MACC(주황색 실선)은 CAMS(노란색 실선)보다 모든 계절에서 높은 값을 보였는데 이는 모든 지역에서 CAMS의 오존 전량 값이 MACC보다 낮다는 선행연구와 일치하는 결과이다(Inness et al., 2019).

계절별 경년 변동성을 살펴보기 위해 관측 지점별로 월별 표준편차를 확인하였다(Fig. 7). 변동성이 큰 달은 지역마다 다르지만, 위도가 상대적으로 높은 지역(LFS, SAP, XIA, SEO, TKB, POH)이 위도가 낮은

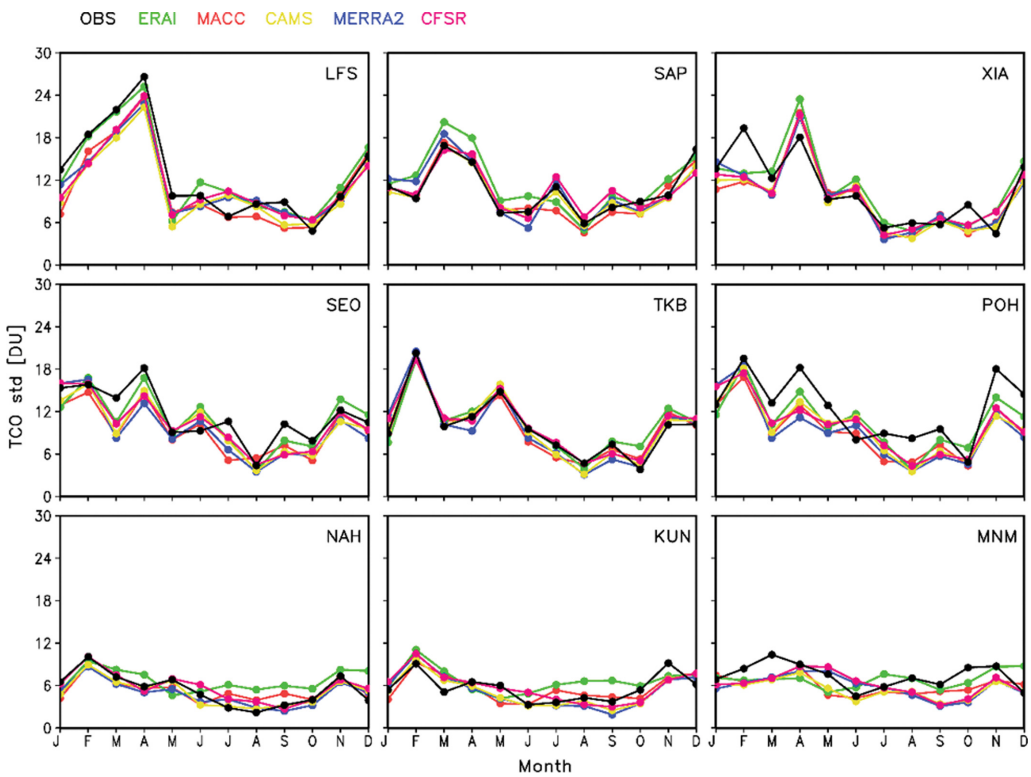

Fig. 7. Interannual variability (one standard deviation) of TCO in observation (black), ERAI (green), MACC (orange), CAMS (yellow), MERRA2 (blue), and CFSR (pink) at each station for the period of 2003~2012.

지역(NAH, KUN, MNM)보다 변동성이 큰 것을 알 수 있었다. 앞선 Fig. 5의 월별 평균값에 비해 월별 변동성은 재분석 자료와 관측 자료 사이의 차이가 컸고 재분석 자료들 간의 차이도 컸다. 오존의 경년 변화는 태양 활동과 준 2년 주기진동에 의해 주로 영향을 받고 그 외 북극 진동과 같은 자연 변동성에 의해 영향을 받아(Kim et al., 2005) 모형과 재분석 자료에서 이를 구현하기 힘들다고 알려져 있다. 또한, 오존의 절대량과 변동성은 정비례하지 않았는데 저위도 지역(NAH, KUN, MNM)에서 Fig. 6의 가을과 겨울의 오존 전량 값은 여름에 비해 낮았지만 변동성은 여름보다 큰 것으로 나타났다.

4. 요약 및 결론

본 연구는 ERAI, MACC, CAMS, MERRA2, CFSR의 오존 전량 재분석 자료를 이용하여 관측 자료와 비교 검증을 수행하였다. 연평균과 계절 변동의 관점에서 동아시아 오존의 위도별 특징과 장기변동성을 분석하였으며 재분석 자료와 관측 자료 사이의 유사성을 관측 지점 별로 분석하였다.

연평균 관점에서 동아시아 오존 전량의 특성을 파악하기 위해 시계열, 공간 분포, 편차 및 RMSE를 분석하였다. 시계열에서 재분석 자료의 동아시아 오존 전량은 경년 변동성과 같은 장기간의 변화를 관측과 유사하게 나타내었으나 위도별로 다른 특징을 보였다. 위도가 높을수록 오존 전량의 절댓값이 높고 변동성도 크며, 20세기 후반 오존의 감소 경향도 뚜렷하게 나타난다. 재분석 자료들은 동아시아 오존 전량의 연평균 값과 경년 변동성의 공간 분포를 관측과 유사하게 나타내었다. 연평균 공간분포에서도 위도가 높을수록 오존의 농도가 높은 특징이 보였으며 경년 변동성에서는 저위도 지역에서 경도 방향의 비대칭을 확인 할 수 있었다. 시간에 따른 연평균 편차를 비교해 보았을 때 지역마다 차이가 있으나 ERAI와 MERRA2는 대부분의 지역에서 음의 편차를 보였고 MACC은 많은 지역에서 2008년에 큰 양의 편차를 보였다. CAMS와 CFSR은 대부분의 지역에서 관측과 가장 유사한 값을 나타내었으며, 다른 재분석 자료들에 비해 시간 변동성이 가장 작았다. 정량적으로 비교를 해보았을 때도 CAMS와 CFSR이 모든 지역을 평균한 편차와 RMSE가 다른 재분석 자료보다 작은 것을 확인할 수

있었다.

동아시아 오존 전량은 계절 변동의 관점에서도 위도에 따라 다른 연주기 패턴과 변동성의 크기의 차이를 보였다. 상대적으로 위도가 높은 지역(LFS, SAP, XIA, SEO, TKB, POH)에서는 오존 전량이 봄철에 최댓값을 보이고 여름철에 점차 줄어들어 가을철에 최솟값을 보이는 패턴이 나타났으며 월별로 변동성 크기의 차이가 컸다. 위도가 낮은 지역(NAH, KUN, MNM)은 봄과 여름철에 오존 전량의 값이 높고 겨울철에 최솟값을 나타내며 변동성은 월별로 변화가 크지 않았다.

본 연구에서는 오존 전량 변수를 사용하여 오존 전체 층에 대한 재분석 자료의 특성을 파악하였다. 하지만, 추후 연직 구조의 특성을 이해하기 위한 후속 연구가 요구된다. 또한, 지상 관측 자료뿐만 아니라 관측 지점에 대해 격자화 된 Level 3 위성 자료를 활용한다면 재분석 자료 검증을 보다 정밀하게 진행할 수 있을 것으로 생각된다. 본 연구를 통해 5개의 재분석 자료가 동아시아 오존 전량 특성을 대체적으로 잘 모의하고 그 중 최신 재분석 자료인 CAMS와 CFSR이 동아시아 오존 전량 연구에 쓰이기 적합한 재분석 자료라는 점을 시사하는 바이다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진See-At기술개발연구사업(KMI2018-01112)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

Baek, S. K., and H. K. Cho, 2002: Long-term trend of total column ozone associated with decadal variation over Seoul. *Atmosphere*, **12**, 421-425 (in Korean).

Bai, K., N.-B. Chang, R. Shi, H. Yu, and W. Gao, 2017: An intercomparison of multidecadal observational and reanalysis data sets for global total ozone trends and variability analysis. J. *Geosphys. Res. Atmos*., **122**, 7119-7139, doi:10.1002/2016JD025835.

Boccara, G., A. Hertzog, C. Basdevant, and F. Vial, 2008: Accuracy of NCEP/NCAR reanalyses and ECMWF analyses in the lower stratosphere over Antarctica in 2005. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **113**, D20115.

Bosilovich, M. G., and Coauthors, 2015: MERRA-2: Initial Evaluation of the Climate. NASA Tech. Rep. Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA/TM-2015-104606, v. 43, 139 pp.

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.

Calvo, N., L. M. Polvani, and S. Solomon, 2015: On the surface impact of Arctic stratospheric ozone extremes. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 094003, doi:10.1088/1748-9326/10/9/094003.

Cariolle, D., and M. Deque, 1986: Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **91**, 10825-10846.

_____, and H. Teyssedre, 2007: A revised linear ozone photochemistry parameterization for use in transport and general circulation models: multi-annual simulations. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 2183-2196.

Davis, S. M., and Coauthors, 2017: Assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapor and ozone in reanalyses as part of S-RIP. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 12743-12778, doi:10.5194/acp-17-12743-2017.

Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.

Dobson, G. M. B., 1956: Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. R. Soc. Lond. A.*, **236**, 187-193.

Entzian, G., and D. Peters, 1999: Very low zonally asymmetric ozone values in March 1997 above the North Atlantic-European region, induced by dynamic processes. *Ann. Geophys.*, **17**, 933-940.

Eyring, V., and Coauthors, 2007: Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century. *J. Geophys. Res.*, **112**, D16303.

Fang, X., and Coauthors, 2019: Rapid increase in ozone-depleting chloroform emissions from China. *Nature Geosci.*, **12**, 89-93, doi:10.1038/s41561-018-0278-2.

Fusco, A. C., and M. L. Salby, 1999: Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity. *J. Climate*, **12**, 1619-1629.

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.

Gillett, N. P., T. D. Kell, and P. D. Jones, 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular mode. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23704.

Gonzalez, P. L. M., L. M. Polvani, R. Seager, and G. J. P. Correa, 2014: Stratospheric ozone depletion: a key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America. *Climate Dyn.*, **42**, 1775-1792, doi:

10.1007/s00382-013-1777-x.

Greisiger, K. M., D., Peters, G. Entzian, and C.-O. Hinrichs, 1998: The mid-latitude horizontal and vertical structure of the zonally asymmetric intraseasonal and interannual ozone variability in boreal winters. *Climate Dyn*., **14**, 891-904.

Grytsai, A., Z. Grytsal, A. Evtushevsky, and G. Milinevsky, 2005: Interannual variability of planetary waves in the ozone layer at 65°S. *Int. J. Remote Sens.*, **26**, 3377-3387.

Hu, Y., and Q. Fu, 2007: Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 5229-5236.

Inness, A., and Coauthors, 2013: The MACC reanalysis: an 8 yr data set of atmospheric composition. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 4073-4109, doi:10.5194/acp-13-4073-2013.

_____, and Coauthors, 2019: The CAMS reanalysis of atmospheric composition. *Atmos. Chem. Phys.*, **19**, 3515-3556, doi:10.5194/acp-19-3515-2019.

Ivy, D. J., S. Solomon, N. Calvo, and D. W. J. Thompson, 2017: Observed connections of Arctic stratospheric ozone extremes to Northern Hemisphere surface climate. *Environ. Res. Lett.*, **12**, 024004, doi:10.1088/1748-9326/aa57a4.

Kim, J., H.-K. Cho, Y. G. Lee, S. N. Oh, and S.-K. Baek, 2005: Updated trends of stratospheric ozone over Seoul. *Atmosphere*, **15**, 101-118 (in Korean with English abstract).

Madronich, S., R. L. McKenzie, L. O. Bjorn, and M. M. Caldwell, 1998: Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface. *J. Photoch. Photobio. B*, **46**, 5-19.

Marshall, G. J., 2003: Trends in the Southern annular mode from observations and reanalyses. *J. Climate*, **16**, 4134-4143.

McCormack, J. P., S. D. Eckermann, D. E. Siskind, and T. J. McGee, 2006: CHEM2D-OPP: A new linearized gas-phase ozone photochemistry parameterization for high-altitude NWP and climate models. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 4943-4972.

Park, S. S., H. K. Cho, J. H. Koo, H. Lim, H. Lee, J. Kim, and Y. G. Lee, 2019: Monitoring and long-term trend of total column ozone from Dobson Spectrophotometer in Seoul (1985~2017). *Atmosphere*, **29**, 13-20 (in Korean with English abstract).

Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell III, J. W. Waters, and L. Froidevaux, 1995: Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **100**, 16753-16764.

Rigby, M., and Coauthors, 2019: Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations. *Nature*, **569**, 546-550, doi:10.1038/s41586-019-1193-4.

Saha, S., and Coauthors, 2010: The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015-1058, doi:10.1175/2010BAMS3001.1.

_____, and Coauthors, 2014: The NCEP climate forecast system version 2. *J. Climate*, **27**, 2185-2208, doi:10.1175/JCLI-D-12-00823.1.

Sharp, E., P. Dodds, M. Barrett, and C. Spataru, 2015: Evaluating the accuracy of CFSR reanalysis hourly wind speed forecasts for the UK, using in situ measurements and geographical information. *Renew. Energ.*, **77**, 527-538, doi:10.1016/j.renene.2014.12.025.

Son, S.-W., N. F. Tandon, L. M. Polvani, and D. W. Waugh, 2009: Ozone hole and Southern Hemisphere climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L15705.

_____, and Coauthors, 2018: Tropospheric jet response to Antarctic ozone depletion: An update with Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) models. *Environ. Res. Lett.*, **13**, 054024, doi:10.1088/1748-9326/aabf21.

Steinbrecht, W., B. Hassler, H. Claude, P. Winkler, and R. S. Stolarski, 2003: Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1421-1438.

_____, U. Kohler, H. Claude, M. Weber, J. P. Burrows, and R. J. van der A, 2011: Very high ozone columns at northern mid-latitudes in 2010. *Geophys. Res. Lett*., **38**, L06803, doi:10.1029/2010GL046634.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. PartII: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.

_____, and S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899.

WMO, 2003: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project Report 47, World Meteorological Organization, 498 pp.

Xie, F., and Coauthors, 2018: An advanced impact of Arctic stratospheric ozone changes on spring precipitation in China. *Climate Dyn*., **51**, 4029-4041, doi:10.1007/s00382-018-4402-1.

Zurek, R. W., G. L. Manney, A. J. Miller, M. E. Gelman, and R. M. Nagatani, 1996: Interannual variability of the north polar vortex in the lower stratosphere during the UARS mission. *Geophys. Res. Lett*., **23**, 289-292.