

1979-2020 年北极和青藏高原臭氧低值区的动力输送特征比较

王启璐¹ 徐雯雯² 涂静怡¹ 于淑洋¹ 饶建^{1,3} 郭栋*^{1,3,4}

1. 南京信息工程大学 大气科学学院, 南京 210044

2. 中国地质大学(武汉) 环境学院大气科学系, 武汉 430074

3. 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

4. 南京信息工程大学 雷丁学院, 南京 210044

摘要 基于 ERA5 月平均再分析资料, 利用 Lorenz 环流分解方法从定常和瞬变以及基流和涡旋的角度对比了北极与青藏高原臭氧低值区的动力输送特征。结果表明: 动力总输送在两地上平流层作用最强, 均使其臭氧浓度降低, 且定常输送均强于瞬变输送, 纬向与经向输送的作用均大致相反。然而, 动力输送在北极地区的作用强度远大于青藏高原地区。北极地区纬向输送使得平流层中上层臭氧浓度降低, 平流层下层臭氧浓度升高, 经向输送的作用与之相反且强度明显偏弱, 二者均主要作用于上平流层。青藏高原地区纬向和经向输送除在上平流层均使得臭氧浓度降低外, 二者作用大致相反且强度相当, 输送大值区在垂直方向上存在双中心结构, 分别位于上平流层与上对流层-下平流层(Upper Troposphere - Lower Stratosphere, UTLS)区。两地区纬向和经向输送的差异均主要由定常涡旋输送所造成。青藏高原地区定常与瞬变输送的强度差异没有北极地区大。此外, 两地定常和瞬变输送中涡旋对臭氧纬向平均的输送均起到主要作用, 体现出涡旋输送在两地臭氧浓度变化的动力输送过程中发挥着至关重要的作用。

关键词 臭氧低值区 环流分解 动力输送 定常输送 瞬变输送

文章编号 2021156B

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2203.21156

收稿日期 2022-03-23; **网络预出版日期**

作者简介 王启璐, 女, 1999 年 2 月出生, 主要从事平流层与气候变化研究。E-mail: qlwang2301@163.com

通讯作者 郭栋, E-mail: dongguo@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91837311

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91837311)

Comparison of dynamical transport's characteristics in low ozone regions over the Arctic and the Tibetan Plateau from 1979 to 2020

WANG Qilu¹, XU Wenwen², TU Jingyi¹, YU Shuyang¹, RAO Jian^{1,3} and GUO Dong^{1,3,4}

1. School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2. Department of Atmospheric Science, School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074

3. Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

4. Reading Academy, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract: Based on the monthly ERA5 reanalysis datasets, the study considers the mean flows and eddies in the stationary or transient transport by using the Lorenz circulation decomposition method. The purpose is to compare the dynamical transport characteristics of ozone over the Arctic and the Tibetan Plateau in detail. The results indicate that the effect of the dynamical transport is the strongest in the upper stratosphere of these two regions, which results in the reduction of ozone. Further analyses suggest that the effect of the stationary transport is stronger than that of the transient transport, and the zonal and meridional transports almost have the opposite effect. However, the intensity of dynamical transport over the Arctic is much greater than those over the Tibetan Plateau. The zonal transport over the Arctic results in the reduction of ozone in the upper and middle stratosphere and the increase of ozone in the lower stratosphere, while the effect of the meridional transport is opposite and much weaker. Both of them mainly function in the upper stratosphere. Over the Tibetan Plateau, the intensity of the zonal transport is the same as the intensity of the meridional transport. They almost have the opposite effect except for the top of the stratosphere, where both of them lead to the reduction of ozone. There are two centers with the strongest transport over the Tibetan Plateau, located in the upper stratosphere and the upper troposphere - lower stratosphere (UTLS) respectively. The differences of zonal and meridional transports over these two regions are mainly caused by the stationary transport by eddies. The differences between stationary and transient transports over the Tibetan Plateau are smaller than those over the Arctic. Furthermore, the transport of zonal mean ozone by eddies plays a dominant role in the stationary and transient transport. Consequently, the eddy transport exerts an indispensable influence on the dynamical transport of ozone over the Arctic and the Tibetan Plateau.

Key words: low ozone region, circulation decomposition, dynamical transport, stationary transport, transient transport

1 引言

臭氧是地球大气最重要的微量组分之一,最大浓度通常出现在平流层 20~25 km 处,是地球生态系统的保护屏障和平流层的重要热源(陈月娟等,1998; 陆晏等,2017; Zhang et al., 2017),且其变化强烈影响着平流层乃至对流层的气候(Xie et al., 2017; Haase and Matthes, 2019; Lin and Ming, 2021),对地球大气的温度结构起到重要的控制作用(王卫国等,2008)。然而,自 20 世纪 70 年代以来,全球平流层臭氧被发现存在损耗现象,臭氧层由于遭到破坏而变薄,导致大量的紫外辐射穿过平流层到达地表,同时通过光化学反应产生的烟雾会恶化近地表附近的空气质量,从而对地球上的生命造成威胁(Stolarski et al., 1991; WMO, 1995; Solomon, 1999; Lucas et al., 2014; Tang et al., 2019)。因此,臭氧损耗问题引起了世界广泛关注,其形成原因的研究对进一步加深臭氧损耗形成机理的理解以及对臭氧层保护等都具有重要作用。

自 Farman et al. (1985) 首次在南极观测到严重的臭氧损耗现象后,极区臭氧损耗成为了国际研究热点。在 1970-1990 年间,有学者发现北极臭氧也呈现下降趋势,虽无法形成臭氧洞,但其损耗也十分严重(胡永云等,2008)。每年北半球冬春季都可以观测到北极平流层不同程度的臭氧损耗现象(Douglass et al., 2011),2020 年春季更是观测到北极平流层臭氧前所未有的长期且强烈的损耗(Manney et al., 2020)。许多研究表明,极地平流层臭氧损耗是化学过程与动力过程相互作用的结果(Rowland and Molina, 1975; Pierce et al., 1999; 施春华等,2010)。臭氧损耗物质的增加和其他气体的变化可以通过催化反应消耗臭氧,影响臭氧损耗和恢复时间(Wilka et al., 2018)。通常情况下,当南北极冬季平流层形成深厚的极地涡旋,其有利于极地平流层云的生成,进而促进了臭氧的化学损耗(Liu and Hu, 2021)。再者,极涡中强劲的西风急流有效地抑制了极涡内外空气的混合,导致中纬度富含臭氧的空气很难被输送到极地,同时能够影响臭氧损耗的其他化学成分也难以进入极地,这进一步促进了臭氧损耗的持续积累(黎成超等,2016)。不难看出,动力输送过程会相当程度地影响化学过程,进而对臭氧损耗产生重要作用,因而研究极地臭氧的动力输送特征是十分必要的。

除南北极区外,青藏高原也存在明显的臭氧损耗现象(Reiter and Gao, 1982; Hingane, 1990),而这一地区臭氧浓度的改变会影响辐射平衡,造成气候变化(Xia et al., 2018)。由于地形的特殊性,青藏高原独特的热力和动力特性对大气环流具有显著作用(吴国雄等,2005; 王同美等,2008),而大气环流及涡旋的输送会影响臭氧分布,青藏高原明显的上升气流以及强烈的对流活动则为臭氧低值中心的出现提供了有利的环流背景(Bian et al., 2011)。周秀骥等(1995)利用臭氧总量测绘光谱仪(Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS)卫星资料发现北半球夏季青藏高原与同纬度中国东部地区相比臭氧总量差值达到 11%,存在明显的臭氧低值中心,并推测其主要形成原因可能是由局部上升运动和相关化学过程引起的质量传输引起。Guo et al. (2015)利用微波临边探测器(Microwave Limb Sounder, MLS)卫星数据和再分析数据,分析发现了青藏高原上空臭氧谷在垂直方向上的双心结构,偏强中心位于上对流层-下平流层区(Upper Troposphere - Lower Stratosphere, UTLS),偏弱中心在平流层中上部。许多研究表明与大尺度环流等相关的动力输送作用是 UTLS 区臭氧低值形成的主要原因,而化学作用相对较

弱 (Liu et al., 2003; Tian et al., 2008; 苏昱丞等, 2016; Das et al., 2019)。化学过程可能在上平流层臭氧低值形成中起主要作用 (Zhang et al., 2014; 郭栋等, 2017)。整体而言, 动力输送对青藏高原上空臭氧的垂直分布至关重要 (陈闯等, 2012; Chang et al., 2021)。

南极臭氧损耗及其气候效应已有大量研究 (Previdi and Polvani, 2014; Son et al., 2018; Damiani et al., 2020; Ivanciu et al., 2021), 而北半球由于受到地形分布而产生的行星波的影响, 所以其臭氧损耗的原因比南半球更加复杂 (胡永云, 2006; Smith and Polvani, 2014)。多数研究表明动力输送过程对北极和青藏高原臭氧低值区的形成与发展均有重要作用 (Liu et al., 2003; Tian et al., 2008; 陈闯等, 2012; 黎成超等, 2016; Das et al., 2019; Liu and Hu, 2021), 因而深入探讨其动力输送有助于加强理解臭氧损耗的物理机制。目前两个地区动力输送的差异尚不清楚, 且之前对于臭氧输送的研究主要集中在平均态, 而有研究指出虽然平均输送作用较强, 但瞬变输送的作用也不可忽视, 且平均态的基流和涡旋的作用也存在差异 (Kraucunas and Hartmann, 2005; Egger and Hoinka, 2011; 杨玮等, 2014; Xu et al., 2021), 故而更加详细的动力分解有助于深入对比两个地区的动力输送特征。因此, 本文利用 Lorenz 环流分解法从定常和瞬变以及基流和涡旋的角度对北极和青藏高原平流层臭氧的动力输送进行详细的时空分解, 从而更加具体地了解二者之间的差异。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用的资料主要为欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 提供的 ERA5 再分析数据集。ERA5 资料利用先进的模式和同化系统将多种观测数据结合到全球估算中 (谭海燕等, 2021), 有效改进了观测资料在空间覆盖度与时间跨度上的不足, 具有时间序列长、时空分辨率高等特点 (Chang et al., 2020)。此外, ERA5 资料从 1000 hPa 到 1 hPa, 共有 37 个标准气压层, 这种垂直方向的高分辨率有助于对动力输送过程的精细研究。

然而, 再分析资料是通过将数值模式的模拟结果与观测资料相结合得到的, 受到预报模式、同化方法、参数化方案以及模式自身的不稳定性等误差的影响, 对大气的描述只能是近似的反映, 且对实况的再现能力可能存在差异 (赵天保和符淙斌, 2009)。此外, 不同特性仪器得到的臭氧产品在同化过程中可能会产生协同效应 (Dragani, 2016), 故在使用前本文先利用时空分辨率较高的臭氧监测仪 (Ozone Monitoring Instrument, OMI) 卫星资料对 ERA5 资料在北半球的适用性进行简单评估, 以确定 ERA5 数据在本研究中的可靠性。利用 2005-2020 年 OMI 臭氧总量 (Total Column Ozone, TCO) 日平均数据 (单位: DU, $1 \text{ DU} = 2.1415 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$), 将其处理成月平均数据后, 通过给出同一时段内北半球 OMI 观测资料与 ERA5 再分析数据中多年平均的臭氧总量 (二者水平分辨率均为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$) 的水平分布 (图 1), 对 ERA5 臭氧数据的适用性进行了探究。两种数据北半球臭氧总量的年平均值均介于 240 DU 和 390 DU 之间, 臭氧高值区主要集中在中高纬地区, 极大值位于太平洋西北部鄂霍茨克海上空, 达 375 DU

以上。臭氧低值区主要集中在低纬地区。此外，70°N 以北的格陵兰岛和亚欧大陆北侧等地相对于同纬度其他地区也为臭氧低值区。两种臭氧资料数值大小相当，在青藏高原附近的中低纬地区尤为接近。

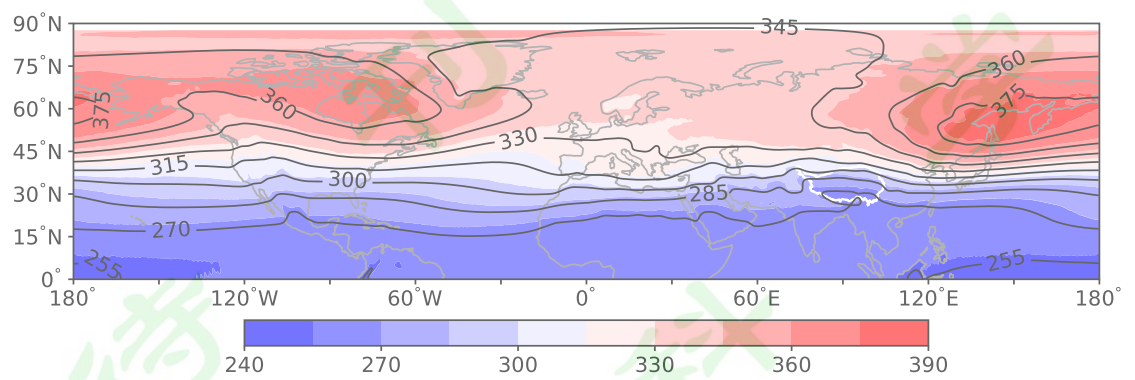


图 1 北半球多年（2005-2020 年）平均 TCO 水平分布图（填色图：OMI 观测资料，等值线：ERA5 再分析资料，单位：DU）

Fig.1 Horizontal distribution of TCO averaged during 2005-2020 in the Northern Hemisphere (shadings: OMI datasets; contours: ERA5 reanalysis datasets; units: DU)

此外，由于 OMI 臭氧数据在北极缺测较多，我们先重点对比了青藏高原所在纬度范围（25°-43°N）内的臭氧数据。对比分析 2005-2020 年该区域 ERA5 臭氧再分析数据与 OMI 臭氧数据的逐月相对误差 (relative error, RE) 和相对均方根误差 (relative root mean square error, RRMSE) 发现，两种资料之间的 RE 各月均低于 2.10%，RRMSE 均低于 3.00%，因而 ERA5 臭氧数据在青藏高原所在纬度带内适用性较强。Wang et al.（2020）也表明 ERA5 臭氧在平流层显现出与观测资料非常好的一致性。目前，ERA5 臭氧再分析数据近年来已被广泛使用（敬文琪等，2019; Park et al., 2020; Zhang et al., 2021），故采用该数据研究北极地区的臭氧低值特征也是可行的。

表 1 2005-2020 年 ERA5 再分析资料与 OMI 观测资料 TCO（25°-43°N）的逐月相对误差和相对均方根误差

Table 1 Monthly relative error and relative root mean square error of the TCO between ERA5 reanalysis datasets and OMI datasets averaged over 25°-43°N during 2005-2020

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
RE (%)	2.08	1.96	1.83	1.66	1.62	1.76	1.63	1.51	1.56	1.13	1.26	1.72
RRMSE (%)	2.32	2.20	2.00	1.79	1.79	2.00	1.80	1.62	1.68	2.37	2.99	2.80

因此，本文臭氧动力输送研究将采用 1979-2020 年共 42 年的 ERA5 月平均数据，包括风场 (U 、 V ，单位：m/s) 与臭氧质量混合比 (O_3 ，单位：kg·kg⁻¹)，水平分辨率均为 0.25°×0.25°。

2.2 方法

2.2.1 Lorenz 环流分解

大气运动中，气象变量随时间和空间而发生变化（Lorenz, 1967）。物理量 X 在时间和空间上可以分别分解为：

$$X = \bar{X} + X' \quad (1)$$

$$X = [X] + X^* \quad (2)$$

其中， $\bar{X} = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} X dt$ ，表示时间平均分量， X' 表示距平分量， t 表示时间。 $[X] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} X d\lambda$ ，表示纬圈平均分量， X^* 表示纬偏分量， λ 表示经度。

物理量在单位时间内通过垂直于运动方向单位面积的输送称为通量。若单位体积大气中所含某一物理量用 X 表示、空气的纬向风速用 u 表示（西风为正），则 Xu 表示物理量在空间中任一点处的纬向输送通量。经向风速 v 和垂直速度 w 的情况与之相同。

平均通量 $\overline{Xu}$ 在时间上可以分解为：

$$\begin{aligned} \overline{Xu} &= \overline{(\bar{X} + X')(\bar{u} + u')} = \overline{\bar{X}\bar{u} + X'\bar{u} + \bar{X}u' + X'u'} \\ &= \overline{\bar{X}\bar{u}} + \overline{X'u'} \end{aligned} \quad (3)$$

其中， $\overline{\bar{X}\bar{u}}$ 为定常输送通量（Stationary Flux, SF）， $\overline{X'u'}$ 为瞬变输送通量（Transient Flux, TF）；再对这两项分别进行空间分解，则得到结合定常与瞬变以及基流与涡旋的更加具体的输送项（Xu et al., 2021）：

$$\overline{([X] + X^*)([u] + u^*)} = \overline{[X][u]} + \overline{X^*[u]} + \overline{[X]u^*} + \overline{X^*u^*} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \overline{([X] + X^*)([u] + u^*)} &= \overline{[X]'[u]'} + \overline{X^{*'}[u]'} + \overline{[X]u^{*'}} + \overline{X^{*'}u^{*'}} \\ &= \overline{[X]'[u]'} + \overline{X^{*'}[u]'} + \overline{[X]u^{*'}} + \overline{X^{*'}u^{*'}} \end{aligned} \quad (5)$$

我们令定常输送公式（4）和瞬变输送公式（5）中的右端各项分别为 $SFu1$ 、 $SFu2$ 、 $SFu3$ 、 $SFu4$ 和 $TFu1$ 、 $TFu2$ 、 $TFu3$ 、 $TFu4$ ，同理可得 v 方向上定常输送和瞬变输送各项分别为 $SFv1$ 、 $SFv2$ 、 $SFv3$ 、 $SFv4$ 和 $TFv1$ 、 $TFv2$ 、 $TFv3$ 、 $TFv4$ 。如上所述，则可得到环流分解各项臭氧输送通量。其中，

• 定常输送通量四项：

$\overline{[O_3][u]}$ ($SFu1$)：纬向平均纬向风对臭氧纬向平均的定常输送通量

$\overline{O_3^*[u]}$ ($SFu2$)：纬向平均纬向风对臭氧纬向偏差的定常输送通量

$\overline{[O_3]u^*}$ ($SFu3$)：涡旋对臭氧纬向平均的定常输送通量

$\overline{O_3^*u^*}$ ($SFu4$)：涡旋对臭氧纬向偏差的定常输送通量

• 瞬变输送通量四项：

$\overline{[O_3]'[u]'}$ ($TFu1$)：纬向平均纬向风对臭氧纬向平均的瞬变输送通量

$\overline{O_3^* [u]'} (TFu2)$: 纬向平均纬向风对臭氧纬向偏差的瞬变输送通量

$\overline{[O_3]' u^*} (TFu3)$: 涡旋对臭氧纬向平均的瞬变输送通量

$\overline{O_3^* u^*} (TFu4)$: 涡旋对臭氧纬向偏差的瞬变输送通量

2.2.2 输送通量散度

臭氧浓度的局部变化包含动力和化学影响, 此处我们仅考虑动力输送作用, 运用连续性方程, 可近似表示动力输送造成的臭氧浓度的局部变化, 具体公式为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial O_3}{\partial t} &\approx -\nabla \cdot (O_3 \vec{v}) = -\nabla \cdot [O_3 \vec{v} + (O_3 \vec{v})'] = -\nabla \cdot [O_3 \vec{v} + o(O_3 \vec{v})] = -\nabla \cdot (O_3 \vec{v}) \\ &= -\left[\left(\frac{\partial(O_3 u)}{\partial x} + \frac{\partial(O_3 v)}{\partial y} \right) + \frac{\partial(O_3 w)}{\partial z} \right] = -D = -(D_H + D_V) \end{aligned} \quad (6)$$

公式(6)右端 D 表示总臭氧输送通量散度, $-D$ 表示动力总输送引起的臭氧浓度的局地变化, D_H 与 D_V 分别表示臭氧的水平输送通量散度与垂直输送通量散度。因为垂直散度较小, 所以本文仅讨论水平方向散度。

$$-D_H = -(D_x + D_y) = -(D_{x(SF)} + D_{x(TF)} + D_{y(SF)} + D_{y(TF)}) \quad (7)$$

公式(7)中 D_x 和 D_y 分别表示纬向散度和经向散度, $D_{x(SF)}$ 和 $D_{x(TF)}$ 分别表示臭氧的纬向定常输送散度和纬向瞬变输送散度, $D_{y(SF)}$ 和 $D_{y(TF)}$ 分别表示臭氧的经向定常输送散度和经向瞬变输送散度。

结合(4)、(5)和(7), 即得到公式(8):

$$\begin{aligned} -D_H = & -\left[\frac{\partial(SFu1)}{\partial x} + \frac{\partial(SFu2)}{\partial x} + \frac{\partial(SFu3)}{\partial x} + \frac{\partial(SFu4)}{\partial x} \right] \\ & -\left[\frac{\partial(TFu1)}{\partial x} + \frac{\partial(TFu2)}{\partial x} + \frac{\partial(TFu3)}{\partial x} + \frac{\partial(TFu4)}{\partial x} \right] \\ & -\left[\frac{\partial(SFv1)}{\partial y} + \frac{\partial(SFv2)}{\partial y} + \frac{\partial(SFv3)}{\partial y} + \frac{\partial(SFv4)}{\partial y} \right] \\ & -\left[\frac{\partial(TFv1)}{\partial y} + \frac{\partial(TFv2)}{\partial y} + \frac{\partial(TFv3)}{\partial y} + \frac{\partial(TFv4)}{\partial y} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

该公式表明了定常和瞬变以及基流和涡旋臭氧输送各项对臭氧浓度局地变化的影响。

3 北极和青藏高原地区的臭氧低值特征

太阳高度角的季节变化引起纬向平均的动力过程与化学过程, 因而全球大气臭氧分布具有一定的纬向均一性(邹捍等, 2006)。然而, 在北半球中高纬地区大气臭氧分布存在较强的纬向不均匀性(Zou et al., 2005)。北极地区由于臭氧损耗现象剧烈, 研究时常用 TCO 定义其臭氧低值范围, 而青藏高原地区使用臭氧总量纬向偏差(TCO*)则能更好地突出其低值特征, 所以为更明确地表现北极和青藏高原臭氧低值的区域分布特征, 本文采用 TCO 和 TCO*共同确定北极与青藏高原地区臭氧低值区的范围, 并根据 TCO 和 TCO*低值所出现的时间取交集

定义为两地臭氧低值的研究时段。图 2 和图 3 分别给出了 1979-2020 年北半球北极 (60° - 90° N, 0° - 360°) 和中低纬地区 (15° - 45° N, 0° - 180° E) TCO 与 TCO* 的逐月分布。

从图 2 显示的北极地区 TCO 和 TCO* 的总体分布来看, 北极 TCO 冬春季偏高, 夏秋季偏低, 且年平均值为 352 DU。6-11 月北极绝大部分地区 TCO 低于年平均值 (图 2 f-k), 1 月和 12 月在格陵兰岛、北大西洋和欧亚大陆北侧部分地区 TCO 低于年平均值 (图 2 a, l); 此外, 从 10 月至次年 1 月受极涡的影响, TCO 低值较强的区域主要集中在 60° W- 0° - 120° E 之间 (图 2 a, j-l)。TCO* 的分布显示北极大部分低值区域 TCO* 均达约 -10 DU。北极 4-10 月 TCO* 值均较小 (图 2 d-j), 说明该时期臭氧纬向分布较为均匀, 整个北极 TCO 的纬向差别不大。从 11 月至次年 3 月 (图 2 a-c, k-l), 北极臭氧纬向分布不均匀性特征明显, TCO* 负值的大值区主要出现在 60° W- 0° - 120° E 之间, TCO* 正值的大值区域分布在 120° E- 180° - 60° W 之间。从上述分析可以看出, 北极 6-12 和 1 月 TCO 小于年平均值的范围较广, 而各月 TCO* 负值均达约 -10 DU, 故我们挑选 TCO* 在 -20 DU 以下且分布范围较大的月份作为低值期的选择标准, 则北极 TCO* 整体分布显示出其低值主要在 11-3 月范围较大且强度较强。基于以上分析, 本文将 11 月、12 月和 1 月作为北极臭氧低值期, 并将 60° - 90° N, 60° W- 0° - 120° E 区域作为北极臭氧低值区进行研究。

图 3 显示出北半球中低纬地区 TCO 主要呈北高南低的分布, 且该分布在南北方向存在季节变化特征, TCO 在夏秋季比冬春季整体浓度偏低, 其北部变化更加明显, 且多数月份在 60° - 120° E 附近区域 TCO 明显低于周围地区。青藏高原 TCO 的年平均值为 285 DU, 5-12 月青藏高原绝大部分地区 TCO 值均低于年平均值 (图 3 e-l)。此外, 青藏高原区域相对于北极 TCO 值较低且月变化幅度较小。TCO* 的分布表明青藏高原 4-9 月 TCO* 值小于 -20 DU 的分布面积较广且强度较强, 说明 TCO 值远低于同纬度其他地区, 因而具有很强的纬向分布不均匀性 (图 3 d-i)。因此, 结合以上二者的分布情况, 本文将 5-9 月作为青藏高原臭氧低值期。此外, 结合中低纬上空垂直各高度臭氧浓度低值的水平分布情况 (图略) 发现, 垂直方向臭氧低值中心不仅出现在青藏高原也出现在其附近地区, 且主要位于 25° - 43° N, 45° - 105° E 之间, 尤其在夏季较为明显, 这可能与亚洲夏季风反气旋环流系统有关。卞建春等 (2011) 指出亚洲夏季风是对流层污染物进入全球平流层的一个重要通道, 而青藏高原只是整个亚洲夏季风区的一个区域, 故有学者也将该夏季臭氧低值特征称为亚洲夏季风反气旋内臭氧低值 (Li et al., 2020; Kumar et al., 2021)。此外, 与南亚高压相关的动力过程也被认为是青藏高原臭氧低值形成的重要原因之一 (卞建春等, 2013; Guo et al., 2017; 覃皓等, 2018)。为便于讨论与理解, 本文将 25° - 43° N, 45° - 105° E 区域定义为青藏高原臭氧低值区, 以进一步探究该区域臭氧低值形成的动力输送特征。

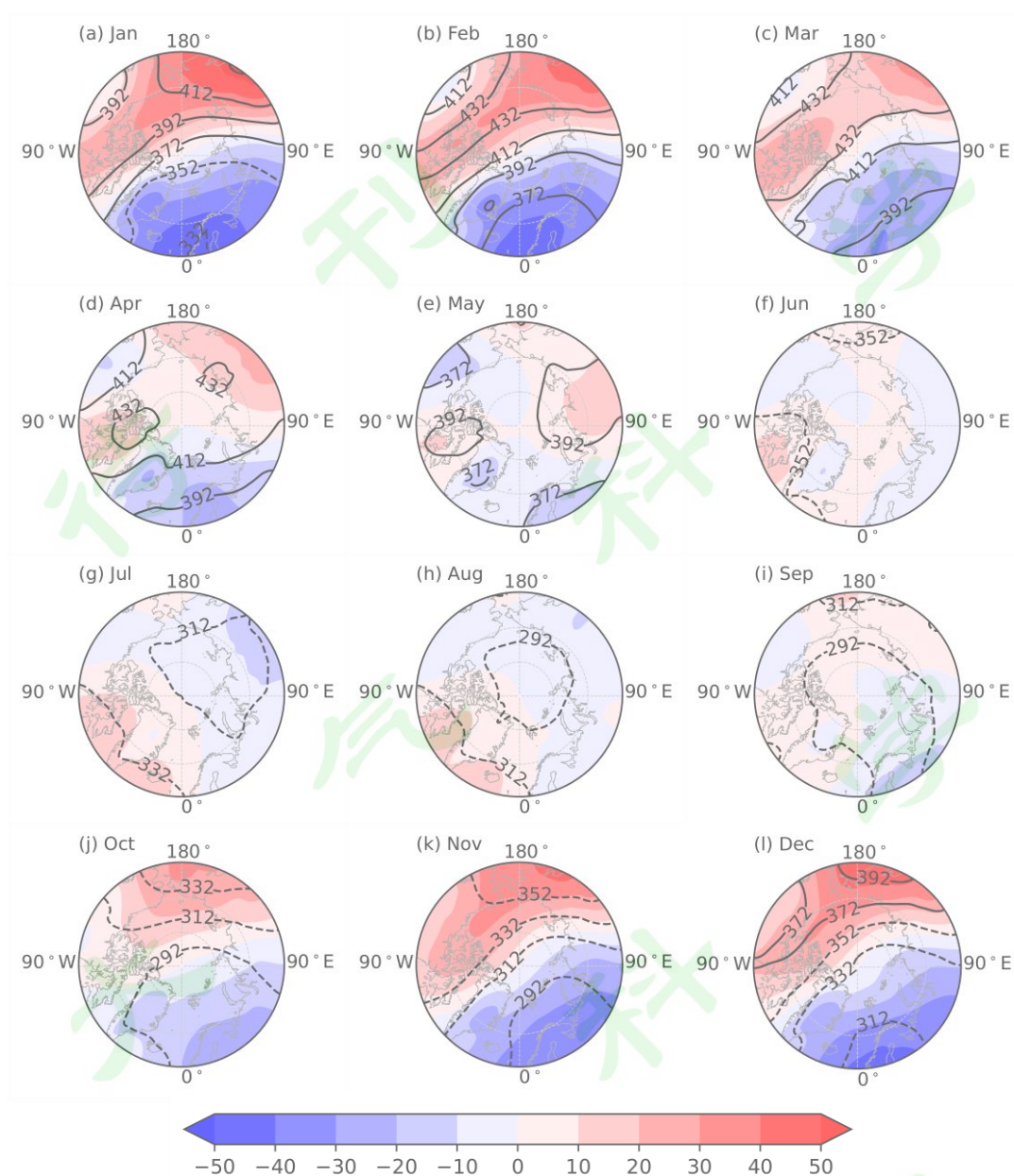


图 2 1979-2020 年北极 (60°-90°N) TCO (等值线) 和 TCO* (阴影) 逐月水平分布图 (单位: DU)。

(a-l) 表示 1-12 月。北极 TCO 年平均值为 352 DU, 实线表示年平均值以上, 虚线表示年平均值及以下

Fig.2 Monthly horizontal distribution of TCO (contours) and TCO* (shadings) over the Arctic (60°-90°N) averaged during 1979-2020 (units: DU). (a-l) indicate from January to December. The annual average TCO is 352 DU over the Arctic, the solid line indicates above the annual average, the dotted line indicates the annual average or below

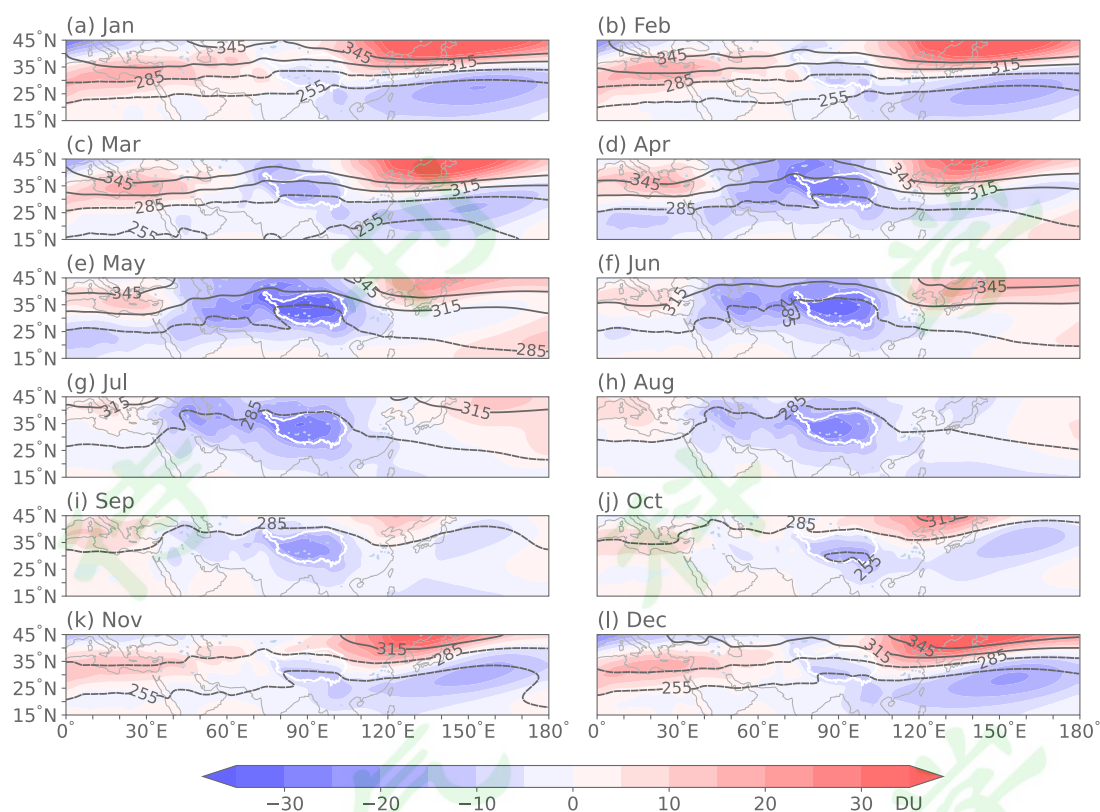


图3 同图2，但区域为北半球中低纬（15°-45°N）地区，图中白色实线所围区域表示青藏高原。青藏高原 TCO 年平均值为 285 DU

Fig. 3 Similar to Fig. 2, but for the 15°-45°N. The area surrounded by the white solid line denotes the Tibetan Plateau. The annual average TCO is 285 DU over the Tibetan Plateau

4 北极和青藏高原臭氧低值形成的动力输送特征

4.1 臭氧总输送特征

图 4 给出了北极和青藏高原动力总输送各项造成的臭氧浓度局地变化，用空间差分近似表示两地区定常与瞬变总输送，纬向与经向总输送以及动力总输送引起的各高度局地臭氧浓度的变化情况。结果显示，北极和青藏高原臭氧动力总输送均在上平流层作用最强，使得该区域上平流层存在明显的臭氧净输出，导致局地臭氧浓度下降，最强中心均出现在 2 hPa 附近，其值分别为 $-7.9 \times 10^{-11} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $-7.0 \times 10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。动力总输送在两地上平流层的作用强度均为 UTLS 区的 8 倍左右。然而，北极平流层臭氧的输送强度远大于青藏高原，导致北极上平流层与 UTLS 区臭氧动力总输送的强度差也远高于青藏高原。通过研究 1979-2020 年北极地区上平流层各高度位势涡度的水平分布情况发现（图略），11 月、12 月和 1 月极涡强度明显强于其他月份，且极涡较强的中心也主要分布在 60°W-0°-120°E 区域，这与北极臭氧低值区相吻合，因而极涡对该区域上平流层臭氧浓度降低可能具有重要作用。极涡中冷而强的西风急流抑制了来自中低纬地区富含臭氧的空气向极地的输送（刘姝媛等，2011；黎成超等，2016；索春

男等, 2017), 故图 4a 中经向输送虽使得臭氧浓度稍有增加, 但作用强度很弱, 其值远小于纬向风对该地区臭氧的输出, 因而引起北极臭氧低值区上平流层的局地臭氧含量降低。在青藏高原地区, 北半球夏半年南亚高压是其臭氧谷形成的重要原因之一, 当南亚高压稳定在高原上空时, 动力输送作用使得青藏高原臭氧低值增强 (郭栋等, 2012; 覃皓等, 2018)。根据图 4 北极与青藏高原臭氧动力总输送的强度差异可推测, 虽然南亚高压对青藏高原平流层臭氧的动力作用不容忽视, 但是其强度远不及极涡对北极臭氧的作用。

从定常和瞬变总输送来看, 两地区均为定常输送起主要作用, 而瞬变输送的作用较弱。从纬向和经向总输送来看, 对于北极地区, 纬向总输送使得平流层中上层臭氧浓度降低, 平流层下层臭氧浓度升高, 经向总输送的作用与之相反, 但是纬向输送强度远大于经向输送从而起到主要作用。对于青藏高原地区, 整体而言纬向和经向总输送作用也相反, 但二者量级相当, 纬向输送略强于经向输送; 然而, 在平流层顶二者均使得臭氧存在净输出, 促进局地臭氧浓度进一步减少, 从而使得上平流层出现明显的臭氧输送低值区; 此外, 分别从纬向和经向输送特征不难看出 UTLS 区输送也十分剧烈。因此, 我们进一步分解水平输送各项, 详细讨论其输送贡献, 有助于加深了解两个地区动力输送之间的差异。

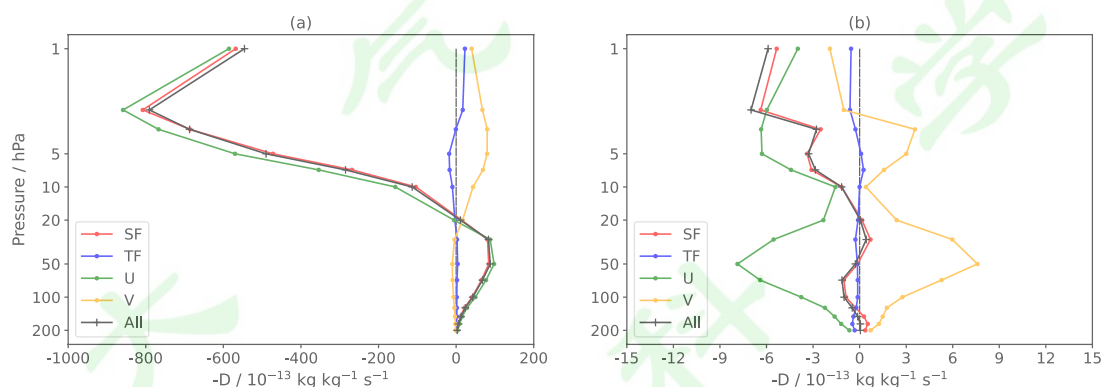


图 4 1979-2020 年北极和青藏高原动力输送引起的臭氧浓度局地变化垂直廓线 ($-D$, 单位: $10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。

(a) 表示北极臭氧低值区 (11-1 月), (b) 表示青藏高原臭氧低值区 (5-9 月), 红线和蓝线分别表示定常和瞬变总输送, 绿线和橙线分别表示纬向和经向总输送, 黑线表示动力总输送, 虚线为 0 值参考线

Fig.4 Vertical profiles of the ozone change caused by the dynamical transport ($-D$, units: $10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) over the Arctic and the Tibetan Plateau during 1979-2020. (a) The low ozone region of Arctic (in November, December and January), (b) the low ozone region of the Tibetan Plateau (from May to September). The red and blue lines denote stationary and transient transport. The green and orange lines denote zonal and meridional transport. The black lines denote the total dynamical transport. The dashed lines denote a value of 0

4.2 臭氧纬向定常和瞬变输送特征

图 5 给出了北极和青藏高原臭氧低值区纬向定常 (SFu) 与瞬变 (TFu) 输送各项引起的臭氧浓度局地变化情况。纬向平均纬向风对臭氧纬向平均的定常和瞬变输送 ($SFu1$ 和 $TFu1$) 散度均为 0, 故在此不做考虑。在北极臭氧低值区纬向定常总输送 (图 5a) 使得臭氧浓度在平流层下层增加, 而在平流层中上层减少, 减少幅度最大值出现在 2 hPa 附近, 高达 -8.8×10^{-11}

$\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。其中, 纬向定常输送主要由涡旋对臭氧纬向平均的输送 ($SFu3$) 项决定, 而纬向平均纬向风和涡旋对臭氧纬向偏差的输送 ($SFu2$ 和 $SFu4$) 作用均较弱。青藏高原臭氧低值区的纬向定常输送 (图 5b) 使得该区域局地臭氧浓度降低, 且其作用呈现两个明显的强中心, 最强中心出现在 50 hPa 附近, 其值达 $-7.6\times 10^{-13} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 另一个中心出现在 5 hPa 附近, 强度稍弱于下层中心, 其值约为 $-6.4\times 10^{-13} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。第 $SFu3$ 项是青藏高原臭氧纬向输送引起浓度降低的主要动力来源, 其强度远高于其他两项, 在 50 hPa 最强达 $-9.0\times 10^{-13} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 在 5 hPa 附近达 $-6.5\times 10^{-13} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。第 $SFu2$ 项主要使得平流层 50-5 hPa 的臭氧浓度增加, 而在 5 hPa 以上臭氧浓度减少。第 $SFu4$ 项主要使得 UTLS 区臭氧浓度增加, 但其作用强度很弱。因此, 北极和青藏高原纬向定常输送均由第 $SFu3$ 项起主要作用, 即涡旋对臭氧纬向平均的定常输送在两地臭氧浓度变化的纬向定常输送中起到了较大的贡献, 说明涡旋输送在其中发挥着重要作用。此外, 纬向定常输送在北极整个平流层的输送强度远高于青藏高原。青藏高原纬向定常输送在 UTLS 区和上平流层的作用相当, 而北极该项在上平流层的作用相对于 UTLS 区较强。

从图 5c 来看, 纬向瞬变总输送使得北极平流层 30-3 hPa 的臭氧浓度降低, 最大值出现在 7 hPa 附近, 其值达 $-1.7\times 10^{-12} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 而其他高度的臭氧浓度增加。其中, 涡旋对臭氧纬向平均的瞬变输送 ($TFu3$) 是纬向瞬变总输送的主要贡献项, 在 5 hPa 附近达到最强, 约为 $-1.6\times 10^{-12} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。纬向平均纬向风对臭氧纬向偏差的瞬变输送 ($TFu2$) 使得臭氧浓度在 70 hPa 以上减少, 而涡旋对臭氧纬向偏差的瞬变输送 ($TFu4$) 主要在 5 hPa 以上起到与第 $TFu2$ 项相反的作用, 使得臭氧浓度增加, 但是二者的强度均较弱。与图 5a 对比可知, 北极纬向瞬变总输送的强度比纬向定常总输送小得多。图 5d 的结果显示, 纬向瞬变总输送与纬向定常总输送的作用相似, 主要使得青藏高原臭氧浓度降低, 且存在两个低值中心, 但是其强度与纬向定常总输送相比也较弱。在上平流层中心附近第 $TFu2$ 项起主要作用, 最强中心值达 $-4.3\times 10^{-14} \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在 UTLS 区, 第 $TFu2$ 项和第 $TFu3$ 项的作用均较大, 第 $TFu2$ 项在 70 hPa 上下作用相反, 使得上部臭氧浓度减少而下部增加; 而第 $TFu3$ 项则均使得臭氧浓度减少, 且在下部作用较大; 二者综合作用使得 UTLS 区臭氧浓度减少。

综上所述, 两地臭氧纬向输送中, 定常输送作用均大于瞬变输送作用, 而涡旋输送在纬向定常输送中发挥了至关重要的作用。北极以定常输送为主, 其作用远大于瞬变输送, 且二者均在上平流层作用最强; 而青藏高原上空则表现出动力输送在纬向上存在“双中心”分布的特点, 不仅在上平流层输送较强, 其在 UTLS 区作用也十分强烈。此外, 青藏高原上空纬向瞬变输送作用虽然也不及定常输送, 但是其差异并没有北极大, 尤其在 UTLS 区可以看出瞬变输送作用较强, 所以青藏高原 UTLS 区纬向瞬变输送的作用不容忽视。

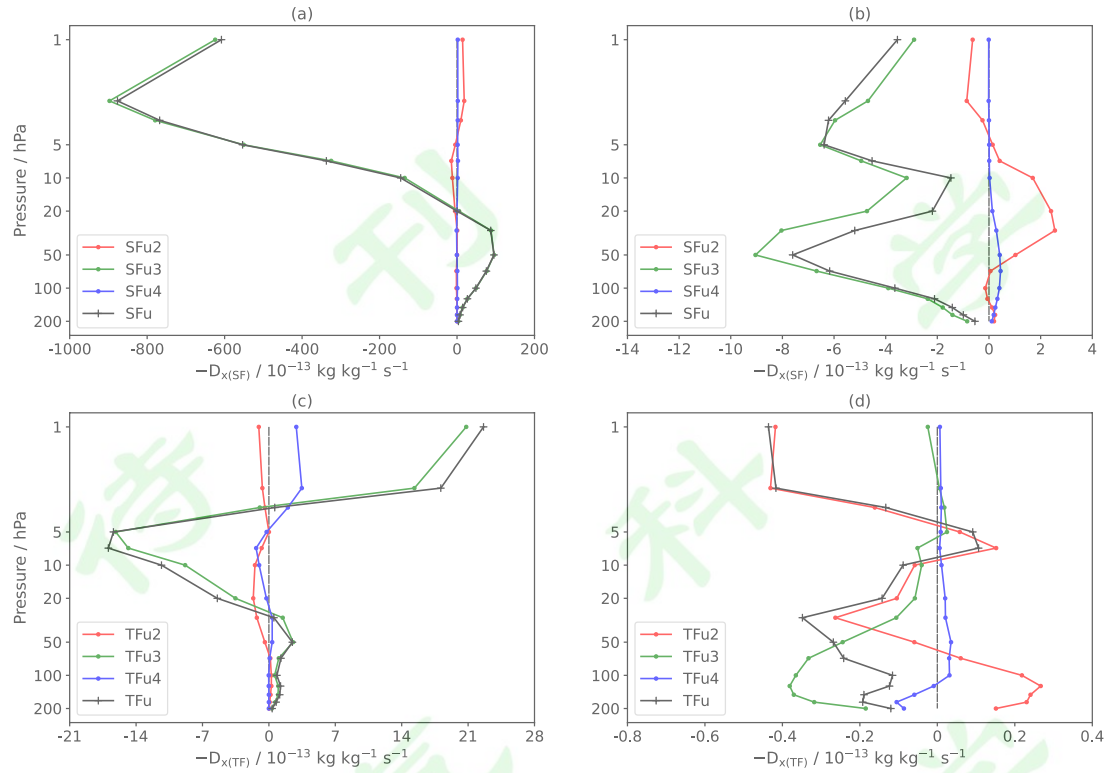


图 5 1979-2020 年北极和青藏高原纬向输送引起的臭氧浓度局地变化垂直廓线 ($-D_x$, 单位: $10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。 (a、b) 表示纬向定常输送 $-D_x(\text{SF})$, (c、d) 表示纬向瞬变输送 $-D_x(\text{TF})$, (a、c) 表示北极臭氧低值区 (11-1 月), (b、d) 表示青藏高原臭氧低值区 (5-9 月), 红线、绿线和蓝线分别表示第 SFu2 (TFu2) 项、第 SFu3 (TFu3) 项和第 SFu4 (TFu4) 项, 黑实线表示纬向定常 (瞬变) 总输送, 虚线为 0 值参考线

Fig. 5 Vertical profiles of the ozone change caused by the zonal transport ($-D_x$, units: $10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) over the Arctic and the Tibetan Plateau during 1979-2020. (a) (b) Stationary ($-D_x(\text{SF})$) and (c) (d) transient ($-D_x(\text{TF})$) transport. (a) (c) The low ozone region of Arctic (in November, December and January), (b) (d) the low ozone region of the Tibetan Plateau (from May to September). The red, green and blue lines denote the SFu2 (TFu2), SFu3 (TFu3) and SFu4 (TFu4), respectively. The black lines denote the total zonal stationary (transient) transport. The dashed lines denote a value of 0

4.3 臭氧经向定常和瞬变输送特征

从图 6a 可以看出, 北极经向定常总输送表现出与纬向定常总输送大致相反的作用效果, 其使得上平流层存在臭氧净输入, 局地臭氧浓度升高, 最大值在 5 hPa 附近约为 $8.2 \times 10^{-12} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而在 30 hPa 以下使得臭氧浓度降低, 但是其作用强度弱于纬向定常输送。其中, 涡旋对臭氧纬向平均的定常输送 (SFv3) 起主要作用, 使得 30 hPa 以上臭氧浓度增加, 最大值在 3 hPa 附近约为 $1.2 \times 10^{-11} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。纬向平均经向风对臭氧纬向平均的定常输送 (SFv1) 主要使得平流层臭氧浓度降低, 但是其强度较弱, 而纬向平均经向风和涡旋对臭氧纬向偏差的定常输送 (SFv2 和 SFv4) 作用均接近 0。图 6b 的结果显示, 青藏高原经向定常总输送也与纬向定常总输送呈大致相反的分布特征, 但在平流层顶部均使得局地臭氧浓度减少, 并存在两个输送中心, 最强中心在 50 hPa 附近, 其值达 $7.5 \times 10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 另一个中心在 3 hPa 附近, 其值

达 $3.7 \times 10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其中, 第 $SFv3$ 项起主要作用, 在 50 hPa 和 3 hPa 附近的两个强中心均达 $8.0 \times 10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。第 $SFv1$ 项的作用效果主要与第 $SFv3$ 项相反, 尤其在 3 hPa 附近, 使得臭氧浓度降低, 其值约为 $-4.3 \times 10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 但强度弱于第 $SFv3$ 项, 所以整体经向定常输送在 3 hPa 附近使得臭氧增加。因此, 对于臭氧经向定常输送而言, 其作用效果主要与纬向定常输送相反, 故二者局地臭氧变化呈近乎相反的垂直分布特征, 但强度在北极存在较大差异。两地的经向定常输送也主要由第 $SFv3$ 项决定, 即涡旋输送在经向输送中也起到重要作用。

经向瞬变总输送 (图 6c) 使得北极局地臭氧浓度在 7 hPa 以上降低、7 hPa 以下增加, 作用强度低于经向定常总输送。该项主要由涡旋对臭氧纬向平均和臭氧纬向偏差的瞬变输送 ($TFv3$ 和 $TFv4$) 起主要作用, 而纬向平均经向风对臭氧纬向平均和臭氧纬向偏差的瞬变输送 ($TFv1$ 和 $TFv2$) 作用均很弱。其中, 第 $TFv3$ 项使得臭氧浓度在 20-2 hPa 之间降低, 第 $TFv4$ 项使得臭氧浓度在 3 hPa 以上降低、3 hPa 以下增加。图 6d 的结果显示, 经向瞬变总输送使得青藏高原 100-5 hPa 臭氧浓度增加, 其作用效果与纬向瞬变输送大致相反, 但在 5 hPa 以上二者作用效果一致, 均使得臭氧浓度降低。其中, 第 $TFv1$ 项和第 $TFv3$ 项与总输送的变化特征相似, 而第 $TFv2$ 项作用几乎为 0。第 $TFv4$ 项使得平流层 70-5 hPa 的臭氧浓度降低, 但由于第 $TFv1$ 项和第 $TFv3$ 项作用较强, 所以经向瞬变总输送整体使得该区域 100-5 hPa 臭氧浓度增加。

因此, 北极和青藏高原上空臭氧经向定常输送均表现出与纬向定常输送相反的变化特征, 在北极其强度小于纬向定常输送, 在青藏高原二者强度相当, 但均为涡旋输送起主要作用, 且其强度大于基流的作用, 说明通过详细的环流分解进一步讨论基流和涡旋输送的作用是十分必要的。此外, 在北极上平流层纬向和经向瞬变输送均比较强, 下平流层经向瞬变输送作用有所加强, 而青藏高原上平流层和下平流层二者的作用均较强。整体而言, 北极纬向和经向瞬变总输送作用效果较为一致, 均使得上平流层 7-3 hPa 附近的臭氧浓度减少, 下平流层 100-30 hPa 附近的臭氧浓度增加; 青藏高原瞬变输送在上平流层作用一致, 均使得臭氧浓度减少, 而在下平流层纬向瞬变总输送使得臭氧浓度减少, 经向瞬变总输送则使得臭氧浓度增加。

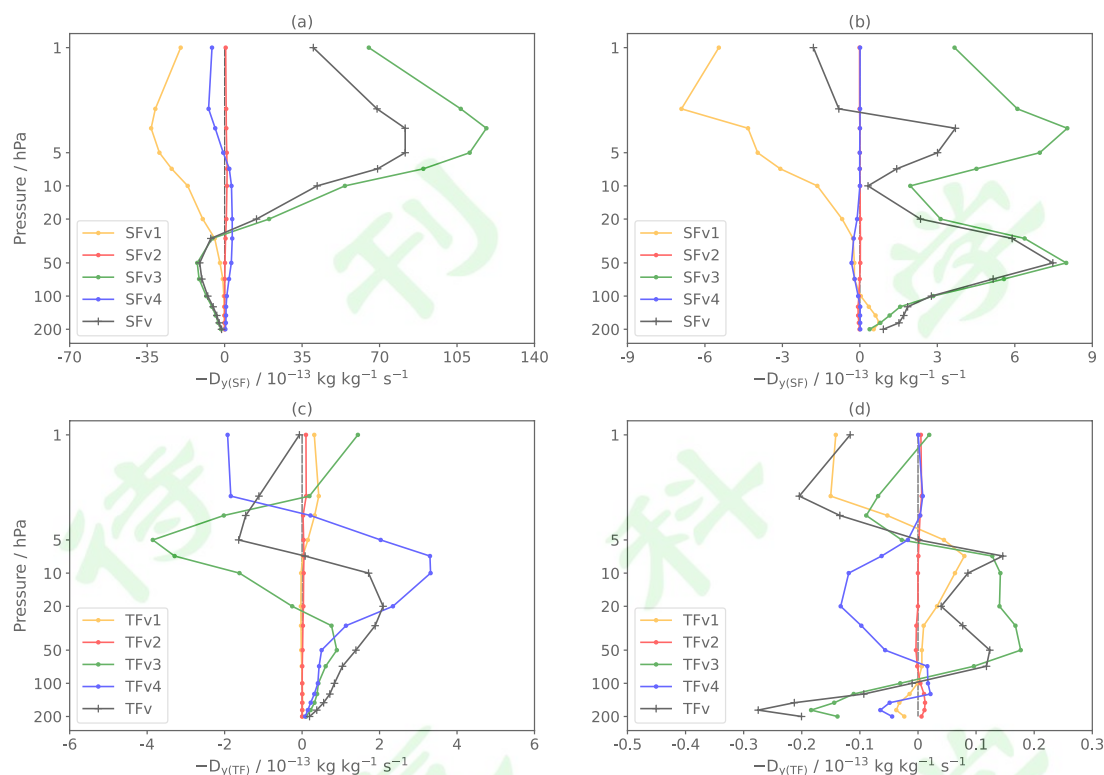


图 6 同图 5，但为经向输送 ($-D_y$ ，单位： $10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。黄线、红线、绿线和蓝线分别表示第 $SFv1$ ($TFv1$) 项、第 $SFv2$ ($TFv2$) 项、第 $SFv3$ ($TFv3$) 项和第 $SFv4$ ($TFv4$) 项

Fig. 6 Similar to Fig. 5, but for the meridional transport ($-D_y$, units: $10^{-13} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$). The orange, red, green and blue lines denote the $SFv1$ ($TFv1$), $SFv2$ ($TFv2$), $SFv3$ ($TFv3$) and $SFv4$ ($TFv4$)

5 结论与讨论

本文重点研究并对比了北极和青藏高原臭氧低值的特征及其形成的动力输送过程，得到以下结论：

北极臭氧低值区主要分布在 $60^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{N}$ ， 60°W – 0° – 120°E 之间，青藏高原臭氧低值区主要分布在 25° – 43°N ， 45° – 105°E 之间。两地臭氧含量在北半球冬春季较高，夏秋季较低。相比青藏高原，北极臭氧总量月变化较大。北极臭氧总量纬向偏差低值在北半球冬半年较强，而青藏高原则在夏半年较强。结合臭氧总量及其纬向偏差，北极臭氧低值在 11 月、12 月和 1 月较强，而青藏高原臭氧低值在 5–9 月较强。

北极上空臭氧动力总输送的强度远大于青藏高原。然而，北极和青藏高原臭氧动力总输送均对上平流层作用最强，使得两地上平流层臭氧浓度降低，且其强度均为 UTLS 区的 8 倍左右。两地均为定常输送起主要作用，瞬变输送的作用均较弱。在定常和瞬变输送中，涡旋对臭氧纬向平均的输送在两地均起到主要作用，说明涡旋输送在局地臭氧浓度变化的动力输送过程中发挥着至关重要的作用。此外，两地纬向和经向总输送的作用均大致相反。

北极地区纬向定常输送使得平流层中上层臭氧浓度降低，平流层下层臭氧浓度升高，经向定常输送的作用与之相反且强度较弱。然而，在青藏高原地区，纬向与经向定常输送的强度相

当, 纬向定常输送使得臭氧浓度降低, 经向定常输送的作用与之大致相反, 但在平流层顶二者均使得臭氧浓度降低。此外, 定常输送在北极上平流层的作用最强, 而在青藏高原上空存在双中心的输送大值区的分布特征, 其分别位于上平流层和 UTLS 区。北极和青藏高原纬向和经向瞬变输送的作用均小于定常输送, 但在青藏高原二者的强度差异没有在北极地区大。此外, 北极纬向和经向瞬变输送在平流层的作用较为一致, 均使得上平流层 7-3 hPa 附近的臭氧浓度减少, 下平流层 100-30 hPa 附近的臭氧浓度增加。在上平流层, 纬向和经向瞬变输送作用均比较强; 在下平流层, 经向瞬变输送的作用稍有增强。然而, 青藏高原纬向和经向瞬变输送在上平流层和下平流层的作用均较强, 其均使得上平流层臭氧浓度减少, 而在下平流层纬向瞬变输送使得臭氧浓度减少, 经向瞬变输送则使得臭氧浓度增加。

本文主要对比分析了北极和青藏高原地区臭氧动力输送的特征, 发现涡旋输送无论在定常和瞬变过程中均起到重要作用, 这可能与北极地区冬季极涡之间存在紧密联系, 而在青藏高原, UTLS 区的动力输送作用也较为强烈, 一方面是由于青藏高原自身特殊地形的作用, 另一方面是受到亚洲夏季风反气旋环流系统的影响, 在今后的工作中还需要对其机制进行更深入的探讨。此外, 上平流层臭氧低值的形成是由动力过程与化学过程相互耦合作用的结果, 其中化学过程的影响也十分重要, 之后可以进一步讨论动力和化学耦合作用的具体影响等。

致谢 感谢国家自然科学基金项目(91837311)对本研究的支持; 感谢ECMWF提供的ERA5再分析资料; 感谢戈达德地球科学数据和信息服务中心(Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, GESDISC)提供的OMI臭氧柱总量数据。

参考文献 (References)

- 卞建春, 严仁娣, 陈洪滨. 2011. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径 [J]. 大气科学, 35(5): 897-902. Bian Jianchun, Yan Renchang, Chen Hongbin. 2011. Tropospheric pollutant transport to the stratosphere by Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(5): 897-902. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.09
- 卞建春, 范秋君, 严仁娣. 2013. 夏季青藏高原对流层-平流层交换过程及其气候效应的若干问题 [J]. 气象科技进展, 3(2): 22-28. Bian Jianchun, Fan Qiujun, Yan Renchang. 2013. Some issues on tropospheric-stratospheric exchange and its climatic effects over the Tibetan Plateau in summer [J]. Advances in Meteorological Science and Technology, 3(2): 22-28. doi:10.3969/j.issn.2095-1973.2013.02.002
- 陈月娟, 张弘, 毕训强. 1998. 南极臭氧洞对全球气候影响的数值试验 [J]. 中国科学技术大学学报, 28(6): 39-43. Chen Yuejuan, Zhang Hong, Bi Xunqiang. 1998. A numerical experiment on the impact of Antarctic ozone hole on the global climate [J]. Journal of University of Science and Technology of China (in Chinese), 28(6): 39-43. doi:10.1088/0256-307X/15/12/024
- 陈闯, 田文寿, 田红瑛, 等. 2012. 青藏高原东北侧臭氧垂直分布与平流层-对流层物质交换 [J]. 高原气象, 31(2): 295-303. Chen Chuang, Tian Wenshou, Tian Hongying, et al. 2012. Vertical distribution of ozone and stratosphere-troposphere exchanges on the northeastern side of Tibetan plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 31(2): 295-303. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2012-02-

- 郭栋, 周秀骥, 刘煜, 等. 2012. 南亚高压对青藏高原臭氧谷的动力作用 [J]. 气象学报, 70(6): 1302-1311. Guo Dong, Zhou Xiuji, Liu Yu, et al. 2012. The dynamic effects of the south Asian high on the ozone valley over the Tibetan Plateau [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70(6): 1302-1311. doi:10.11676/qxxb2012.109
- 郭栋, 徐建军, 苏昱丞, 等. 2017. 青藏高原和北美夏季臭氧谷垂直结构和形成机制的比较 [J]. 大气科学学报, 40(3): 412-417. Guo Dong, Xu Jianjun, Su Yucheng, et al. 2017. Comparison of vertical structure and formation mechanism of summer ozone valley over the Tibetan Plateau and North America [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 40(3): 412-417. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160315001
- 胡永云. 2006. 平流层极地臭氧损耗影响对流层气候的研究进展 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 42(5): 561-568. Hu Yongyun. 2006. Possible impact of stratospheric polar ozone depletion on tropospheric climate [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis(in Chinese), 42(5): 561-568. doi:10.13209/j.0479-8023.2006.102
- 胡永云, 夏炎, 高梅, 等. 2008. 21世纪平流层温度变化和臭氧恢复 [J]. 气象学报, 66(6): 880-891. Hu Yongyun, Xia Yan, Gao Mei, et al. 2008. Stratospheric temperature changes and ozone recovery in the 21st century [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66(6): 880-891. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.06.004
- 敬文琪, 王业桂, 崔园园, 等. 2019. 基于WACCM+DART的临近空间SABER和MLS臭氧观测同化试验研究 [J]. 大气科学, 43(2): 233-250. Jing Wenqi, Wang Yegui, Cui Yuanyuan, et al. 2019. Assimilation of near space ozone data from SABER and MLS observations into the whole atmosphere community climate model and data assimilation research test-bed [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(2): 233-250. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1803.17184
- 黎成超, 郭世昌, 易琦, 等. 2016. 北半球中高纬地区冬季大气臭氧与极涡强度关系 [J]. 高原气象, 35(5): 1290-1297. Li Chengchao, Guo Shichang, Yi Qi, et al. 2016. Relationship between atmospheric ozone and polar vortex intensity in the mid-high latitude over the Northern Hemisphere in winter [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 35(5): 1290-1297. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2015.00026
- 刘姝媛, 朱彬, 苏继峰, 等. 2011. 近30a北极平流层臭氧的季节和年际变化特征 [J]. 大气科学学报, 34(5): 538-546. Liu Shuyuan, Zhu Bin, Su Jifeng, et al. 2011. Seasonal and interannual characteristics of ozone over Arctic stratosphere in recent 30 years [J]. Trans Atmos Sci (in Chinese), 34(5): 538-546. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2011.05.003
- 陆晏, 郭栋, 陶丽, 等. 2017. 太阳准周期变化对北半球夏季平流层加热率的影响 [J]. 大气科学学报, 40(6): 729-736. Lu Yan, Guo Dong, Tao Li, et al. 2017. Influence of solar quasi-periodic variation on stratospheric heating rate in the Northern Hemisphere in summer [J]. Trans Atmos Sci (in Chinese), 40(6): 729-736. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160124001
- 覃皓, 郭栋, 施春华, 等. 2018. 南亚高压与邻近地区臭氧变化的相互作用 [J]. 大气科学, 42(2): 421-434. Qin Hao, Guo Dong, Shi Chunhua, et al. 2018. The interaction between variations of South Asia high and ozone in the adjacent regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(2): 421-434. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1710.17159
- 施春华, 陈月娟, 郑彬, 等. 2010. 平流层臭氧季节变化的动力和光化学作用之比较 [J]. 大气科学, 34(2): 399-406. Shi Chunhua, Chen Yuejuan, Zheng Bin, et al. 2010. A comparison with the contribution of dynamics and chemistry in ozone's seasonal variation in the stratosphere [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(2): 399-406. doi:10.3878/j.issn.1006-

9895.2010.02.13

- 苏昱丞, 郭栋, 郭胜利, 等. 2016. 未来百年夏季青藏高原臭氧变化趋势及可能机制 [J]. 大气科学学报, 39(3): 309-317. Su Yucheng, Guo Dong, Guo Shengli, et al. 2016. Ozone trends over the Tibetan Plateau in the next 100 years and their possible mechanism [J]. Trans Atmos Sci (in Chinese), 39(3): 309-317. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20140925002
- 索春男, 田红瑛, 闫春旺, 等. 2017. 北极极涡对极地平流层臭氧变化的影响研究 [J]. 干旱气象, 35(2): 190-198. Suo Chunnan, Tian Hongying, Yan Chunwang, et al. 2017. Influence of the Arctic Polar Vortex on Ozone Change in Stratosphere of the Arctic [J]. Journal of Arid Meteorology (in Chinese), 35(2): 190-198. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2017)-02-0190
- 谭海燕, 邵珠晓, 梁丙臣, 等. 2021. ERA5风场与NCEP风场在黄海、东海波浪模拟的适用性对比研究 [J]. 海洋通报, 40(5): 524-540. Tan Haiyan, Shao Zhuxiao, Liang Bingchen, et al. 2021. A comparative study on the applicability of ERA5 wind and NCEP wind for wave simulation in the Huanghai Sea and East China Sea [J]. Marine Science Bulletin, 40(5): 524-540. doi:10.11840/j.issn.1001-6392.2021.05.005
- 王同美, 吴国雄, 万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响 [J]. 高原气象, 27(1): 1-9. Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Wan Rijin. 2008. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan plateau on the circulation of the Asian summer monsoon area [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27(1): 1-9.
- 王卫国, 袁敏, 王颢樾, 等. 2008. 对流层-平流层之间过渡层中臭氧含量及其加热率的变化研究 [J]. 地球物理学报, 51(5): 1309-1320. Wang Weiguo, Yuan Min, Wang Haoyue, et al. 2008. A study of ozone amount in the transition layer between troposphere and stratosphere and its heating rate [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 51(5): 1309-1320. doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2008.05.005
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. 大气科学, 29(1): 47-56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29(1): 47-56.
- 杨玮, 王盘兴, 何金海, 等. 2014. 西风角动量输送的气候特征及其与急流关系研究 [J]. 大气科学, 38(2): 363-372. Yang Wei, Wang Panxing, He Jinhai, et al. 2014. Climatic characteristics of relative atmospheric angular momentum transport and its relationship with jet streams [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(2): 363-372. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13101
- 赵天保, 符淙斌. 2009. 应用探空观测资料评估几类再分析资料在中国区域的适用性 [J]. 大气科学, 33(3): 634-648. Zhao Tianbao, Fu Congbin. 2009. Applicability evaluation for several reanalysis datasets using the upper-air observations over China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33(3): 634-648. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.03.19
- 周秀骥, 罗超, 李维亮, 等. 1995. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心 [J]. 科学通报, 40(15): 1396-1398. Zhou Xiuji, Luo Chao, Li Weiliang, et al. 1995. The change of total ozone in China and the low value center of the Tibetan Plateau [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 40(15): 1396-1398.
- 邹捍, 李鹏, 周立波, 等. 2006. 北大西洋臭氧极小值和北太平洋极大值及其相互关系 [J]. 大气科学, 30(5): 905-912. Zou Han, Li Peng, Zhou Libo, et al. 2006. On Low Ozone over the North Atlantic and High Ozone over the North Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30(5): 905-912. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.19

- Bian J C, Yan R C, Chen H B, et al. 2011. Formation of the summertime ozone valley over the Tibetan Plateau: The Asian summer monsoon and air column variations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(6): 1318-1325. doi:10.1007/s00376-011-0174-9
- Chang S J, Sheng Z, Zhu Y W, et al. 2020. Response of ozone to a gravity wave process in the UTLS region over the Tibetan Plateau [J]. *Front. Earth Sci.*, 8: 289. doi:10.3389/feart.2020.00289
- Chang S J, Shi C H, Guo D, et al. 2021. Attribution of the principal components of the summertime ozone valley in the upper troposphere and lower stratosphere [J]. *Front. Earth Sci.*, 8: 605703. doi:10.3389/feart.2020.605703
- Damiani A, Cordero R R, Llanillo P J, et al. 2020. Connection between Antarctic ozone and climate: Interannual precipitation changes in the southern hemisphere [J]. *Atmosphere*, 11(6): 579. doi:10.3390/atmos11060579
- Das S S, Suneeth K V, Ratnam M V, et al. 2019. Upper tropospheric ozone transport from the subtropics to tropics over the Indian region during Asian summer monsoon [J]. *Climate Dyn.*, 52(7): 4567-4581. doi:10.1007/s00382-018-4418-6
- Douglass A, Fioletov V, Godinbeekmann S, et al. 2011. Scientific assessment of ozone depletion: 2010, Chapter:2 - Stratospheric ozone and surface ultraviolet radiation [M]. World Meteorological Organization, 516.
- Dragani R. 2016. A comparative analysis of UV nadir-backscatter and infrared limb-emission ozone data assimilation [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(13): 8539-8557. doi:10.5194/acp-2016-96
- Egger J, Hoinka K P. 2011. Global angular momentum fluxes in height coordinates [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 139(8): 2552-2560. doi:10.1175/2010MWR3514.1
- Farman J C, Gardiner B G, Shanklin J D. 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction [J]. *Nature*, 315(6016): 207-210. doi:10.1038/315207a0
- Guo D, Su Y C, Shi C H, et al. 2015. Double core of ozone valley over the Tibetan plateau and its possible mechanisms [J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 130-131: 127-131. doi:10.1016/j.jastp.2015.05.018
- Guo D, Su Y C, Zhou X J, et al. 2017. Evaluation of the trend uncertainty in summer ozone valley over the Tibetan Plateau in three reanalysis datasets [J]. *J. Meteor. Res.*, 31(2): 431-437. doi:10.1007/s13351-017-6058-x
- Haase S, Matthes K. 2019. The importance of interactive chemistry for stratosphere-troposphere coupling [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(5): 3417-3432. doi:10.5194/acp-19-3417-2019
- Hingane L S. 1990. Ozone Valley in the subtropics [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(14): 1814-1816. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1814:OVITS>2.0.CO;2
- Ivanciu I, Matthes K, Wahl S, et al. 2021. Effects of prescribed CMIP6 ozone on simulating the Southern Hemisphere atmospheric circulation response to ozone depletion [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 21(8): 5777-5806. doi:10.5194/acp-21-5777-2021
- Kraucunas I, Hartmann D L. 2005. Equatorial superrotation and the factors controlling the zonal-mean zonal winds in the tropical upper troposphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(2): 371-389. doi:10.1175/JAS-3365.1
- Kumar K R, Singh B B, Kumar K N. 2021. Intriguing aspects of Asian summer monsoon anticyclone ozone variability from Microwave Limb Sounder measurements [J]. *Atmospheric Research*, elsevier 253: 105479. doi:10.1016/j.atmosres.2021.105479

- Li D, Vogel B, Müller R, et al. 2020. Dehydration and low ozone in the tropopause layer over the Asian monsoon caused by tropical cyclones: Lagrangian transport calculations using ERA-Interim and ERA5 reanalysis data [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 20(7): 4133-4152. doi:10.5194/acp-20-4133-2020
- Lin P, Ming Y. 2021. Enhanced climate response to ozone depletion from ozone-circulation coupling [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 126(7): 1-14. doi:10.1029/2020jd034286
- Liu Y, Li W L, Zhou X J, et al. 2003. Mechanism of formation of the ozone valley over the Tibetan Plateau in summer-transport and chemical process of ozone [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20(1): 103-109. doi:10.1007/bf03342054
- Liu M C, Hu D Z. 2021. Different relationships between Arctic oscillation and ozone in the stratosphere over the Arctic in January and February [J]. *Atmosphere*, 12(2): 129-129. doi:10.3390/atmos12020129
- Lorenz E N. 1967. The nature and theory of the general circulation of the atmosphere [M]. Geneva: World Meteorological Organization, 161pp.
- Lucas R, Norval M, Neale R E, et al. 2014. The consequences for human health of stratospheric ozone depletion in association with other environmental factors [J]. *Photochem. Photobiol. Sci.*, 14(1): 53-87. doi:10.1039/c4pp90033b
- Manney G L, Livesey N J, Santee M L, et al. 2020. Record-low Arctic stratospheric ozone in 2020: MLS observations of chemical processes and comparisons with previous extreme winters [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 47(16): n/a-n/a. doi:10.1029/2020gl089063
- Park S, Son S W, Jung M I, et al. 2020. Evaluation of tropospheric ozone reanalyses with independent ozonesonde observations in East Asia [J]. *Geoscience Letters*, 7(1): 259-288. doi:10.1186/s40562-020-00161-9
- Pierce R B, Saadi J A, Fairlie T D, et al. 1999. Large-scale stratospheric ozone photochemistry and transport during the POLARIS Campaign [J]. *J. Geophys. Res.*, 104(D21): 26525-26545. doi:10.1029/1999jd900395
- Previdi M, Polvani L M. 2014. Climate system response to stratospheric ozone depletion and recovery [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140(685): 2401-2419. doi:10.1002/qj.2330
- Reiter E R, Gao D Y. 1982. Heating of the Tibet Plateau and movements of the South Asian high during spring [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(11): 1694-1711. doi:10.1175/1520-0493(1982)110<1694:HOTTPA>2.0.CO;2
- Rowland F S, Molina M J. 1975. Chlorofluoromethanes in the environment [J]. *Rev. Geophys.*, 13(1): 1-35. doi:10.1029/RG013i001p00001
- Smith K, Polvani L M. 2014. The surface impacts of Arctic stratospheric ozone anomalies [J]. *Environ. Res. Lett.*, 9(7): 074015. doi: 10.1088/1748-9326/9/7/074015
- Solomon S. 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history [J]. *Reviews of Geophysics*, 37(3): 275-316. doi:10.1029/1999RG900008
- Son S W, Han B R, Garfinkel C I, et al. 2018. Tropospheric jet response to Antarctic ozone depletion: An update with Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) models [J]. *Environ. Res. Lett.*, 13(5): 054024. doi:10.1088/1748-9326/aabf21
- Stolarski R S, Bloomfield P, Mcpeters R D, et al. 1991. Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 18(6): 1015-1018. doi:10.1029/91gl01302
- Tang Z, Guo D, Su Y C, et al. 2019. Double cores of the Ozone Low in the vertical direction over the Asian continent in satellite data sets [J]. *Earth Planet. Phys.*, 3(2): 93-101. doi:

10.26464/epp2019011

- Tian W S, Chipperfield M, Huang Q. 2008. Effects of the Tibetan Plateau on total column ozone distribution [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 60(4): 622-635. doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00338.x
- Wang Y P, Wang H Y, Wang W K. 2020. A stratospheric intrusion-influenced ozone pollution episode associated with an intense horizontal-trough event [J]. *Atmosphere*, 11(2): 164. doi:10.3390/atmos11020164
- Wilka C, Shah K, Stone K, et al. 2018. On the role of heterogeneous chemistry in ozone depletion and recovery [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 45(15): 7835-7842. doi:10.1029/2018gl078596
- WMO. 1995. Scientific assessment of ozone depletion: 1994 [R]. Rep.37, Geneva, Switzerland.
- Xia Y, Huang Y, Hu Y Y. 2018. On the climate impacts of upper tropospheric and lower stratospheric ozone [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(2): 730-739. doi:10.1002/2017jd027398
- Xie F, Li J P, Zhang J K, et al. 2017. Variations in North Pacific sea surface temperature caused by Arctic stratospheric ozone anomalies [J]. *Environ. Res. Lett.*, 12(11): 114023. doi:10.1088/1748-9326/aa9005
- Xu W W, Song Q Q, Li Y J, et al. 2021. Effects of stationary and transient transport of ozone on the ozone valley over the Tibetan Plateau in summer [J]. *Front. Earth Sci.*, 9: 608018. doi:10.3389/feart.2021.608018
- Zhang J K, Tian W S, Xie F, et al. 2014. Climate warming and decreasing total column ozone over the Tibetan Plateau during winter and spring [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 66(1): 23415. doi:10.3402/tellusb.v66.23415
- Zhang F, Hou C, Li J N, et al. 2017. A simple parameterization for the height of maximum ozone heating rate [J]. *Infrared Physics and Technology*, 87: 104-112. doi:10.1016/j.infrared.2017.09.002
- Zhang X X, Zhang Y, Lu X Y, et al. 2021. Estimation of lower-stratosphere-to-troposphere ozone profile using long short-term memory (LSTM) [J]. *Remote Sensing*, 13(7): 1374. doi:10.3390/rs13071374
- Zou H, Zhou L B, Gao Y Q, et al. 2005. Total ozone variation between 50° and 60°N [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(23): L23812. doi:10.1029/2005GL024012