王春晓,田文寿. 2017. 热带平流层 CO 浓度准两年振荡的位相变化特征 [J]. 大气科学, 41 (2): 275-288. Wang Chunxiao, Tian Wenshou. 2017. Phase change in quasi-biennial oscillation in the tropical stratospheric carbon monoxide concentration [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 275-288, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.15324.

热带平流层 CO 浓度准两年振荡的位相变化特征

王春晓^{1,2,3} 田文寿¹

1 兰州大学大气科学学院半干旱气候变化教育部重点实验室,兰州 730000
 2 中国气象局河南农业气象保障与应用技术重点实验室,郑州 450003
 3 河南省气象台,郑州 450003

摘 要 利用 2005~2014 年 10 年的卫星微波临边探测仪(MLS)资料分析了热带平流层一氧化碳(CO)体积混 合比的年际变率,发现热带平流层 CO 浓度的准两年振荡(QBO)在 30 hPa 高度附近存在明显的位相变化特征。 大气化学气候模式模拟结果表明,热带平流层 CO 的准两年振荡信号是化学和动力过程共同作用的结果,而动力 作用主要是 QBO 引起的次级经向环流引起的物质传输。化学和动力过程共同作用导致热带平流层 CO 浓度的垂直 梯度在 30 hPa 高度处发生反转,进而产生一氧化碳 QBO 信号的位相变化。此外,化学气候模式模拟结果还表明, 与 CO 有关的化学过程不但可以减弱一氧化碳 QBO 信号的振幅,还可以在热带 30~10 hPa 高度范围内造成一氧 化碳 QBO 和纬向风 QBO 信号之间约 3 个月的时间差。

关键词 平流层 一氧化碳(CO) 准两年振荡(QBO) 全球化学气候模式(WACCM) 位相变化
 文章编号 1006-9895(2017)02-0275-14 中图分类号 P421.32 文献标识码 A
 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.15324

Phase Change in Quasi-biennial Oscillation in the Tropical Stratospheric Carbon Monoxide Concentration

WANG Chunxiao^{1, 2, 3} and TIAN Wenshou¹

Key Laboratory of Semi-Arid Climate Change, Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000
 Henan Key Laboratory of Agrometeorological Safeguard and Application Technique, China Meteorological Administration, Zhengzhou 450003
 Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003

Abstract The MLS (Microwave Limb Sounder) satellite observations of carbon monoxide (CO) mixing ratios from 2005 to 2014 have been analyzed to study the inter-annual variation of carbon monoxide (CO) in the tropical stratosphere. The results show that the quasi-biennial oscillation (QBO) in the tropical stratospheric CO mixing ratios has a phase change at 30 hPa. The results from a chemistry–climate model show that the CO QBO is primarily resulted from combined effects of dynamical and chemical processes associated with CO, while the dynamical process is mainly associated with the transport of CO by the QBO-induced meridional circulation. The combined effects of dynamical and chemical gradient in the tropical stratosphere at 30 hPa. Consequently, the CO QBO exhibits a phase change around this level. The model results also show that the chemical processes associated

收稿日期 2015-12-16; 网络预出版日期 2016-05-17

作者简介 王春晓,女,1990年出生,博士,主要从事中层大气物理方面的研究。E-mail: wangchx13@lzu.edu.cn

通讯作者 田文寿, E-mail: wstian@lzu.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41575038、41175042, 国家杰出青年科学基金项目 41225018

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41575038, 41175042), National Science Fund for Distinguished Young Scholars of China (Grant 41225018)

with CO not only have a weakening effect on the amplitude of the CO QBO, but also lead to a QBO phase difference by 3 months between zonal wind QBO and CO QBO at 10–30 hPa.

Keywords Stratosphere, Carbon monoxide (CO), Quasi-biennial oscillation (QBO), The Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM), Phase change

1 引言

热带平流层纬向风的准两年振荡 (Quasi-Biennial Oscillation, 简称 QBO) 是平流层的一个重 要动力过程, 表现为东西风异常的交替下传, 且周 期约为两年(Baldwin et al., 2001)。以往研究发现, 在热带平流层大气内一些痕量物质[如甲烷 (CH4)、 水汽(H₂O)、氟化氢(HF)、氯化氢(HCl)、一氧 化二氮 (N_2O) 、氮氧化物 (NO_x) 、臭氧 (O_3) 等] 浓度的时空变化中均存在 QBO 信号 (Reed, 1964; Gray and Pyle, 1989; 李崇银和龙振夏, 1992; Chipperfield et al., 1994; Luo et al., 1997; Randel et al., 1998; Giorgetta and Bengtsson, 1999; 张弘等, 2000; 季崇萍等, 2001; Baldwin et al., 2001; Geller et al., 2002; 郑彬等, 2003a, 2003b; Randel et al., 2004; Tian et al., 2006; Schoeberl et al., 2008; Ricaud et al., 2009; 施春华等, 2009; Fujiwara et al., 2010; Hauchecorne et al., 2010; Liu et al., 2011; Kawatani et al., 2014)。造成痕量物质中 QBO 信号的一个重要 动力因子是 QBO 引起的次级经向环流引起的物质 输送 (Reed, 1964; Baldwin et al., 2001): 若物质浓 度随高度升高而增加(减少),在QBO东风位相下, 热带残余环流增强,对应出现物质负(正)异常, 西风位相下则相反。QBO 引起的次级经向环流造成 的物质 QBO 信号均存在下传特征。值得注意的是, 不同大气痕量成分中 QBO 信号的垂直结构存在一 定的差异。臭氧 QBO 信号在 28 km 处存在着位相 变化,且此位相变化被认为是因为下平流层臭氧 QBO 信号主要由 QBO 引起的次级经向环流导致, 而中上平流层臭氧 QBO 信号主要受与 O3 有关的化 学过程的影响(Chipperfield et al.,1994; Tian et al., 2006; Hauchecorne et al., 2010)。在上平流层水汽的 时空变化中也存在 QBO 信号的下传特征, 但在中 下平流层(10 hPa 高度以下)并未出现水汽 QBO 信号的持续下传, 而是表现出明显的磁带记录现 象。以往的研究指出,中下平流层 QBO 水汽异常 主要是受对流层顶温度中的 QBO 信号的影响,而 上平流层水汽的 QBO 信号则是由 QBO 引起的次级

经向环流对水汽的动力再分配所造成(Geller et al., 2002; Randel et al., 2004; 施春华等, 2009; Fujiwara et al., 2010; Kawatani et al., 2014)。一氧化碳(CO) 作为一种重要的大气痕量成分,在大气中亦存在 QBO 信号。以往对于一氧化碳浓度的 QBO (以后 简称 CO QBO) 信号的研究主要采用站点资料或者 CO 柱总量资料 (Kane, 2005; Sitnov, 2008), 因此对 热带平流层大气中 CO QBO 信号的时空变化特征 的了解不多。近年来搭载于 Aura 卫星上的微波临 边探测仪(Microwave Limb Sounder,简称 MLS) 观测的比较连续的长时间的 CO 资料,为详细分析 CO QBO 的垂直变化特征提供了条件。Schoerbel et al. (2008) 分析了 2004 年 9 月至 2006 年 12 月共 32 个月的 MLS CO 卫星资料后发现, 20 km 以上弱 的 CO 水平和垂直梯度使得 CO QBO 信号并不显 著。Pommrich et al. (2014)利用 2005~2012 年 MLS 卫星资料并结合 CLaMS (the Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere) 模式分析发现 在热带平流层 30~10 hPa 高度存在明显 CO QBO 信号。

类似于平流层臭氧,热带平流层内 CO 的时空 变化同样受动力和化学两种过程的影响:在下平流 层 CO 的时空变化主要受动力过程和排放源的影 响,而在上平流层化学过程对其的影响变得显著 (Wang et al., 2015)。那么,平流层 CO 的 QBO 信 号与臭氧的 QBO 信号在时空结构上有什么不同? CO QBO 是否和臭氧 QBO 信号一样在垂直方向存 在位相上的不连续?如果这种不连续存在,造成这 种不连续的机制是什么?针对上述问题,本文利用 卫星观测资料和再分析资料结合数值模式进行了 深入的分析和探讨。

2 资料和模式介绍

本文使用的气象资料是欧洲中期天气预报中 心(ECMWF)提供的 2005~2014 年的 ERA-Interim 再分析资料。该资料垂直方向从 1000 hPa 到 1 hPa 分 37 层,水平分辨率为 0.75°×0.75°(经度×纬度)。 在分析热带平流层内的 CO QBO 信号时,我们使用 了 2005~2014 年 MLS 卫星第二级 3.3 版本的 CO 资料。此外,我们还用到了 MLS 卫星观测的 N₂O、O₃和 HCl 的资料。MLS 卫星资料的水平覆盖范围 为南北纬 82°之间,CO、N₂O、O₃和 HCl 数据可用 于科学研究的可信高度范围分别为 215~0.0046 hPa、100~0.46 hPa、261~0.02 hPa 和 100~0.32 hPa,垂直分辨率分别为 4 km、5 km、2.5 km 和 3 km (Livesey et al., 2011)。

本文选用的数值模式是全球化学气候模式 WACCM(the Whole Atmosphere Community Climate Model)。WACCM 模式垂直分层共 66 层, 高度从 地面延伸至 4.5×10⁻⁶ hPa (约 145 km), 模式的垂 直分辨率在平流层顶附近(50 km)为1.75 km,下 平流层为 1.1~1.4 km, 上对流层为 1.1 km。地球表 面化石燃料和生物质的燃烧是对流层 CO 主要的地 表排放源(Duncan et al., 2003)。WACCM 模式采 用月平均的 CO 地表排放源, 地表排放源包含人为 化石燃料的燃烧和工业活动、生物质燃烧和来自植 被的生物源排放、来自土壤的生物源排放以及来自 海洋的生物源排放四种类型(Horowitz et al., 2003)。需要指出的是,模式运行的每一年采用相 同的地表排放源,也就是说模拟过程中,CO 地表 排放源本身不存在年际变化。对流层和平流层中碳 氢化合物的氧化以及上中间层和热成层CO2的光解 均可以产生 CO,同时,在整层大气中,CO 与 OH 的氧化反应是 CO 的汇 (Solomon et al., 1985; Minschwaner et al., 2010)。CO 的化学生命周期在 各个高度并不相同,在下平流层约6个月,在上平 流层约3周,在下中间层约2个月,在上中间层可 超过1年(Jin et al., 2009)。WACCM 模式的化学 模块来源于三维化学传输模式 MOZART(the Model for Ozone and Related Chemical Tracers, Version 3; Kinnison et al., 2006)。此化学模块可以很好地描述

含中层大气在内的大气化学过程(Eyring et al., 2006; Kinnison et al., 2006; Garcia et al., 2007; SPARC CCMVal, 2010)。MOZART 模块中包含 11 个与 CO 有关的化学反应,反应详见 Wang et al. (2015)。在 这个模式中,QBO 可由真实观测风场驱动产生 (Calvo et al., 2010)。本研究中我们设计了两个数 值试验R0和R1。试验R0和R1中均驱动产生QBO, 同时,在两个试验中,海温及海冰场均采用 1995~ 2000 年的月平均气候值以排除与 ENSO 有关的海 温变化和海温的其他年际变率对 CO 的影响。两个 试验的差异在于在试验 R0 包含有与 CO 有关的化 学反应,而在试验 R1 则通过把与 CO 有关的化学 反应的反应速率设为 0 的手段去除了影响 CO 浓度 的化学过程。两个数值试验均采用 4°×5°(纬度× 经度)的水平分辨率,运行计算 27 年,前三年为 模式调整时间,后 24 年输出数据用来分析。24 年 数据中包含 9 个完整的 QBO 信号。试验 R0 为控制 试验,其输出结果既用于与观测资料进行对比,同 时也用于分析化学和动力过程的共同作用对 CO QBO 信号的影响。通过对比试验 R0 和 R1 的结果, 可分析化学过程在形成 CO QBO 信号中所起的作 用。

277

3 结果分析

3.1 观测和模拟的 CO QBO 特征

图 1a 给出了 2005~2014 年 MLS 卫星观测的热 带地区(10°N~10°S)去除季节变化后的纬向平均 CO 混合比异常随时间和高度的变化。同时,图 1c 给出了图 la 所示热带 CO 混合比异常的功率谱分析 结果。从图 1a 可以看出, 在 30 hPa 高度以上 CO 混合比异常存在明显的正负交替下传特征。结合图 1c 所示的 30 hPa 高度以上 20~36 个月周期信号的 功率谱的大值中心,我们可以判定在 30 hPa 高度以 上存在 CO QBO 信号,这一特征与 Pommrich et al. (2014)得到的结论一致。此外,图 la 中还给出 了热带地区(10°N~10°S)去除季节变化后的 ERA-Interim 纬向风异常随时间和高度的变化。值 得注意的是,图 1a 清楚地显示在 50~100 hPa 高度 范围内, 2010年和 2013年年初 CO 正异常值较其 他年份偏高,且正好对应纬向东风异常,同时结合 图 1c 所示 50~100 hPa 高度内 20~40 个月周期信 号的功率谱存在的大值中心,可以确定在此高度范 围内也存在 CO 的准两年振荡,此特征在以往研究 中未被讨论过。从图 1a 我们还可以进一步看出, 热带平流层 CO QBO 信号并未表现出持续下传现 象,而是在 30 hPa 高度处 QBO 信号出现了位相变 化。

图 1b 给出了 WACCM 模式模拟所得去除季节 变化后的热带纬向平均 CO 混合比异常随时间和高 度的变化。同时,我们也给出了图 1b 所示的热带 CO 混合比异常的功率谱分析结果 (图 1d)。为了便 于比较,模式模拟结果均插值到与 MLS CO 相同的 高度层上。对比图 1a 和 b 我们可以看出,尽管 WACCM 模式并未模拟出图 1a 所示 30 hPa 高度以上的 CO 准两年振荡信号的振幅较 30 hPa 高度以下的 QBO 信号振幅要小的特征,但是其很好地模拟出了 CO QBO 信号在 30 hPa 高度附近的位相变化

特征。此外,图 1a 显示在 215~100 hPa 高度范围 内,2006 年和 2010 年年底的 CO 异常值较其他年 份偏高,这一偏差被认为分别与 ENSO 和印度洋海 温偶极子型振荡等年际变率造成的强火灾发生有



图 1 (a) 2005~2014 年 MLS 卫星观测热带地区 (10°N~10°S) 去除季节变化后的纬向平均 CO 混合比异常[填充色,单位: ppb (×10⁻⁹)]随时间 和高度的变化; (b) 1984~2007 年 WACCM 模式模拟热带地区 (10°N~10°S) 去除季节变化后的纬向平均 CO 混合比异常 (填充色,单位: ppb) 随时间和高度的变化; (a、b) 中等值线分别为 ERA-Interim 再分析资料和模式模拟结果去除季节变化后的纬向风异常,实线表示西风异常,虚线表示东风异常,等值线间隔为 10 ms⁻¹,粗实线为纬向风零风速线。(c、d) 分别为 (a、b) 所示 CO 混合比异常的频率功率谱,单位: 10⁻³ ppb² months Fig. 1 (a) Time-height cross section of the deseasonalized zonal mean MLS (Microwave Limb Sounder) CO anomalies[units: ppb (×10⁻⁹), filled colour] and ERA-Interim zonal wind anomalies (isolines) averaged over the latitude band 10°N–10°S from 2005 to 2014; (b) time-height cross section of the deseasonalized zonal mean MLS (Microwave Limb Sounder) CO anomalies[units: ppb (×10⁻⁹), filled colour] and eseasonalized zonal mean WACCM (the Whole Atmosphere Community Climate Model) CO anomalies (units: ppb, filled colour) and ERA-Interim zonal wind anomalies(isolines) averaged over the latitude band 10°N–10°S from 1984 to 2007. (a, b) isoline interval is 10 ms⁻¹; the solid (dashed) isolines correspond to westerly (easterly) anomalies, and the thick solid lines represent zero isolines of zonal wind. (c, d) Frequency power spectra of the zonal mean CO anomalies shown in (a) and (b), respectively, units: 10⁻³ ppb² months

关 (Duncan et al., 2007; Field and Shen, 2008; Chandra et al., 2009; Liu et al., 2013)。此外, Li et al. (2014) 也指出 CO 异常值存在这样的年际变化。 图 1b 显示模式模拟所得 CO 异常在 100 hPa 高度以 下不存在年际变化。需要指出的是,模式运行的每 一年采用相同的地表排放源,也就是说 CO 地表排 放源本身不存在年际变化。此外,模式模拟过程中 采用的海温及海冰场为 1995~2000 年月平均气候 态的值,去除了海温的年际变化,因此,模式模拟 过程中 CO 年际变化不受气候系统外部因子的影 响,模拟所得 CO 的年际变化主要是 QBO 所导致 的。对比图 1c 和 d,我们可以看出,MLS 卫星观 测和模式模拟所得热带 CO 异常的功率谱分布最显 著的差异在于:在100 hPa 高度以下,MLS 卫星观 测所得热带CO混合比异常的功率谱在24~36个月 存在大值中心,而模式模拟结果则没有这个特征。 图 1c显示的 MLS 卫星观测所得热带 100 hPa 高度 以下CO混合比异常的功率谱在24~36个月处的大 值中心,应该是 ENSO 和印度洋海温偶极子型振荡 等年际变率造成的。同时,模拟和观测结果的差异 也表明, CO 地面排放源的年际变化对热带 CO 混 合比异常的影响主要在100 hPa 高度以下,对我们 所关注的 CO QBO 信号影响不大。

我们进一步对比了 MLS 卫星观测和 WACCM 模拟所得的热带 CO QBO 信号的振幅。QBO 振幅 的计算采用 Pascoe et al. (2005) 的计算方法: 对 CO 浓度异常的时间序列进行傅里叶分解,计算得 出 QBO 谐波分量(对应 22~30 个月)平方相加占 所有谐波分量平方和的百分比,进一步将此百分比 与 CO 浓度异常的时间序列标准差的 $\sqrt{2}$ 倍相乘, 所得结果作为 CO QBO 的振幅。图 2 给出了 MLS 卫星观测的和 WACCM 模拟的热带 CO QBO 信号 振幅随高度的变化。从图 2 可以看出 MLS 卫星资 料中30hPa高度以上和以下的COQBO信号的振幅 分别在 14.7 hPa 和 68 hPa 高度附近出现极大值,最 大值分别为 0.9 ppb (×10⁻⁹) 和 1.5 ppb, 这与之前 所提到的30hPa高度以上的CO准两年振荡的振幅 较 30 hPa 高度以下的 QBO 信号振幅要小的结论是 一致的。对比模式模拟结果和 MLS 卫星观测结果 可以看到,尽管模式模拟所得 CO QBO 信号的振幅 在 68 hPa 高度以上较观测结果偏大, 但模式模拟所 得 CO QBO 信号振幅最大值出现的高度与观测结 果一致。



图 2 MLS 卫星观测(实线)与 WACCM 模式模拟(点线)的热带 CO QBO (对应 22~30 个月)信号的振幅(单位: ppb)随高度的变 化

Fig. 2 Profiles of the amplitudes (units: ppb) of the QBO signals (corresponding to 22–30 months) in the tropical MLS (solid line) and modeled (dotted line) zonal mean CO anomalies averaged over the latitude band $10^{\circ}N-10^{\circ}S$

上述分析表明热带平流层 CO QBO 信号在 30 hPa 高度处存在位相变化,且模式可以很好地模拟 出这一特征。在下面的分析中我们利用模式模拟结 果分析探讨 CO QBO 信号在 30 hPa 高度左右发生 位相变化的机理。

3.2 CO QBO 机理分析

按照 Schoeberl et al. (2008) 和 Kawatani et al. (2014)的理论, CO 浓度异常随时间的变化可由下式来计算:

$$\frac{\partial \overline{\mu}_{anom}}{\partial t} = -\overline{\omega}^*_{anom} \frac{\partial \langle \overline{\mu} \rangle}{\partial z} - \langle \overline{\omega}^* \rangle \frac{\partial \overline{\mu}_{anom}}{\partial z} - \overline{\upsilon}^*_{anom} \frac{\partial \langle \overline{\mu} \rangle}{\partial y} - \langle \overline{\upsilon}^* \rangle \frac{\partial \overline{\mu}_{anom}}{\partial y} + \text{Residual}, \qquad (1)$$

其中, μ 代表 CO 浓度, "[—]"代表对变量求纬向 平均, 下标"anom"代表物理量的 QBO 扰动," $\langle \rangle$ " 代表物理量的多年平均; BD (Brewer-Dobson) 环 流 ($\overline{v}^*, \overline{\omega}^*$) 由 Andrews and McIntyre (1978) 给出 的公式计算, 公式 (1) 中" $\partial \overline{\mu}_{anom} / \partial t$ "为 CO 浓 度异常的时间倾向项, QBO 引起的次级经向环流会 导致 BD 环流的垂直和水平分量出现 QBO 信号 (Plumb and Bell, 1982; Baldwin et al., 2001; Ribera et al., 2004; 陈权亮和陈月娟, 2007; Punge et al., 2009; Flury et al., 2013), 也就是说, 公式 (1) 中" $-\overline{\omega}^*_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial z$ "和" $-\overline{v}^*_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial y$ "两项 分别代表 QBO 引起的次级经向环流对平均 CO 的 垂 直 和 水 平 输 送; " $-\langle \overline{\omega}^* \rangle \partial \overline{\mu}_{anom} / \partial z$ "和 " $-\langle \overline{\upsilon}^* \rangle \partial \overline{\mu}_{anom} / \partial y$ "则分别代表平均 BD 环流垂直 和水平分量对 CO QBO 扰动的输送; "Residual"为 残余项,包含化学源汇项和涡动项、物理量年周期 变化、不同物理量 QBO 信号之间相互作用以及模 式模拟不确定性等因素对 CO QBO 信号的可能影 响。

对公式(1)各项进行分析可了解产生 CO QBO 信号的主要因子。图 3 给出了试验 R0 中热带纬向

平均的 CO 混合比异常的公式(1)中各项的合成结 果。合成时均以 30 hPa 高度处纬向风从西风转为东 风的 0 风速出现时刻为零时刻进行前后各 18 个月 的合成,合成方法与 Kawatani et al. (2014)所用的 方法相同。在计算公式(1)中各项之前,我们对 CO 浓度异常,以及 BD 环流的垂直和水平分量进 行了 5 个月的滑动平均。图 3a 首先给出了 CO 浓度 异常的时间倾向项。从图 3a 可以看出,CO 的 QBO 信号在 30 hPa 高度附近发生位相变化,此与图 1b 显示的结果一致。图 3d 给出了 Term4_BD [公式(1) 右边前四项之和]的合成结果。从图 3d 可以看出,



图 3 试验 R0 中热带纬向平均 CO 混合比异常公式(1)中各项(a) $\partial \overline{\mu}_{anom} / \partial t$ 、(b) $-\overline{\omega}^*_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial z$ 、(c) $-\overline{v}^*_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial y$, (e) $-\overline{\omega}^*_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial z$ 和 (f) $-\langle \overline{v}^* \rangle \partial \overline{\mu}_{anom} / \partial y$ 以及 (d) Term4_BD [公式(1) 右侧前四项之和]随时间和高度的合成结果(填充色; 单位: ppb month⁻¹), 其中零时刻为 30 hPa 高度处纬向风从西风转为东风的零风速出现时刻

Fig. 3 Composites of (a) $\partial \overline{\mu}_{anom} / \partial t$, (b) $-\overline{\omega^*}_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial z$, (c) $-\overline{\upsilon^*}_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial y$, (e) $-\overline{\omega^*}_{anom} \partial \langle \overline{\mu} \rangle / \partial z$, (f) $-\langle \overline{\upsilon^*} \rangle \partial \overline{\mu}_{anom} / \partial y$, and (d) Term4_BD [the sum of the first four terms of equation (1) right-hand side] of equation (1) for zonal mean CO anomalies averaged over the latitude band 10°N–10°S derived from the model outputs in run R0. Month 0 corresponds to the time of westerly-to-easterly transition of the zonal wind at 30 hPa

Term4 BD 项也表现出了明显的 QBO 信号, 且同 CO浓度异常的时间倾向项中的 QBO 信号一致,此 QBO 信号在 30 hPa 附近也存在明显的位相变化特 征,这表明动力传输在 CO QBO 位相变化产生中起 重要作用。分别分析公式(1)右边前四项的合成 结果可进一步了解是哪种动力过程在其中占主要 作用。图 3c 和 f 分别给出了 QBO 引起的次级经向 环流对平均 CO 的水平输送和 BD 环流的平均水平 分量对 CO QBO 扰动的输送所导致的 CO 异常。从 图 3c 和 f 可以看出,尽管两项均存在 QBO 信号, 但是其量值很小,对 CO QBO 信号形成的贡献可忽 略。图 3b 为 QBO 引起的次级经向环流对平均 CO 的垂直输送项。图 3b 显示的 QBO 信号的位相与图 3d 所显示的 QBO 信号的几乎一致。这一结果表明, 造成 CO QBO 信号的主要动力因子是 QBO 引起的 次级经向环流对 CO 的垂直输送。此外,图 3e 显示 的 QBO 信号在 30 hPa 以上与图 3a 显示的 CO 浓度 倾向项的 QBO 信号近似反位相,表明平均 BD 环 流垂直分量对 CO QBO 扰动的输送项对 CO QBO 信号振幅有减弱作用。

上述分析表明,造成 CO QBO 信号的动力过程 主要是 QBO 引起的次级经向环流对 CO 的垂直输 送。值得注意的是,对比图 3a 和 d,我们还可以发 现, Term4 BD 所表现出的 QBO 信号和 CO 浓度异 常的时间倾向项所表现的 QBO 信号之间存在一定 的差异:一方面, Term4 BD 中的 QBO 信号振幅较 CO浓度时间倾向项中的 QBO 信号振幅要大。另一 方面,尽管两项中的 QBO 信号均存在位相变化且 发生位相变化的高度一致,但两者位相之间存在一 定的时间差。以 14.7 hPa 高度处为例, 若以 2π 为 QBO 的一个周期, Term4 BD 项中的 QBO 信号和 CO浓度异常的时间倾向项中的QBO信号的位相相 差约 0.5π个周期。上述差异表明可能还存在其他因 素可以减弱 CO QBO 信号的振幅,并影响 CO QBO 信号的位相。Abalos et al. (2012, 2013) 在利用 WACCM模式模拟分析物质浓度倾向方程中各项对 热带下平流层 CO 季节变化的影响时指出, CO 化 学消耗所导致的 CO 浓度减小可近似抵消热带上涌 所导致的 CO 浓度的增大。Wang et al. (2015)的研 究也进一步发现与 CO 有关的化学过程对热带上对 流层下平流层区域 CO 浓度的季节变化有重要的影 响。因此,与CO有关的化学过程可能影响COQBO 信号的振幅和位相。

为了分析与 CO 有关的化学过程对 CO QBO 信 号的影响,我们设计了数值试验 R1。在试验 R1中, 我们通过将模式化学模块中与 CO 有关的化学反 应的反应速率率设为0的手段去除了与CO有关的 化学过程,其他设置与试验 R0 相同。对比试验 R0 和试验 R1 的结果,我们可以诊断与 CO 有关的 化学过程对 CO QBO 信号的影响。图 4b 和 c 分别 给出了试验 R0 和 R1 中热带纬向平均 CO 浓度异 常随时间和高度变化的合成结果,同时也给出了纬 向风异常和温度异常随时间和高度变化的合成结 果,合成方法与图 3 一致。图 4d 为试验 R0 中 CO 异常值和 R1 中的 CO 浓度异常值的差值的合成结 果。图 4a 给出了 MLS 卫星观测的热带纬向平均 CO浓度异常和 ERA-Interim 再分析资料中的纬向 风和温度异常。为了便于比较,我们将 MLS CO 浓度异常以及模拟所得 CO 浓度异常, 纬向风和温 度异常均插值到与 ERA-Interim 资料相同的高度 层上。

图 4c 显示在不考虑与 CO 有关的化学过程的 试验 R1 中,CO 混合比异常存在明显的 QBO 信号, 且信号可一直下传至100 hPa。与图3相对应,图5 给出了基于试验 R1 的输出结果计算的热带纬向平 均 CO 浓度异常在公式(1)中各项的合成结果。图 5a、b 和 d 所示 CO 浓度异常的时间倾向项, Term4 BD 项和 QBO 引起的次级经向环流对平均 CO的垂直输送项中的QBO信号在垂直结构上都相 互一致,进一步表明 QBO 引起的次级经向环流对 平均 CO 的垂直输送是造成 CO QBO 信号的主要动 力因子,这也与图 3 中的结果一致。此外,图 5e 所示的 QBO 信号与图 5a 所示 QBO 信号在 10 hPa 高度以下位相相反,表明的 BD 环流平均垂直分量 对 CO QBO 扰动的输送减弱了 CO QBO 信号的振 幅,与试验 R0 的结果一致。图 5c 所示 QBO 引起 的次级经向环流对 CO 的水平输送亦存在 QBO 信 号, 且此 QBO 信号在 10~30 hPa 高度范围内的位 相与图 5a 所示 QBO 信号位相一致,表明 QBO 次 级经向环流对 CO 的水平输送可加强 CO QBO 信号 的振幅,但对比 QBO 引起的次级经向环流对 CO 的垂直输送,其量值仍然相对较小。图 5f 所示的 BD 环流平均水平分量对 CO QBO 扰动的输送项量 值很小,对 CO QBO 信号的影响可以忽略。

值得注意的是,相比于图 4b,图 4c显示在不 考虑与 CO 有关的化学过程的数值试验 R1 中的 CO



图 4 (a) 合成 MLS 卫星观测 CO 混合比异常和 ERA-Interim 再分析资料中的纬向风和温度异常;(b) 和 (c) 分别为与 (a) 相对应的试验 R0 和 R1 的模拟结果;(d) 为试验 R0 和 R1 的 CO 混合比异常值的差值。填充色为 CO 混合比异常(单位: ppb), 灰色粗实线为 CO 混合比异常值的零线; 黑线为纬向风异常,等值线间隔为 5 ms⁻¹,实线为西风异常,虚线为东风异常,黑色粗实线为纬向风零风速线;红线为纬向温度异常,等值线间隔 为 1 K,实线为正异常,虚线为负异常,红色粗实线为温度零值

Fig. 4 (a) Composites of deseasonalized zonal mean MLS CO, ERA-Interim zonal wind and temperature anomalies averaged over the latitude band $10^{\circ}N-10^{\circ}S$; the results in runs R0 and R1 are given in (b) and (c), respectively; the differences in the modeled zonal mean CO anomalies between runs R0 and R1 are shown in (d). The filled contours are CO anomalies (units: ppb), and the thick gray solid lines represent 0 ppb contour of CO anomaly; the black lines are for zonal mean wind anomalies, the contour interval is 5 ms⁻¹; the solid (dashed) lines correspond to westerly (easterly) anomalies, and the thick solid lines represent 0 ms⁻¹ contour of zonal wind anomaly; the red lines are for zonal mean temperature anomalies, the contour interval is 1 K; the solid (dashed) lines correspond to positive (negative) values, and the thick solid lines represent 0 K contour

QBO 信号不存在位相变化,且信号振幅较试验 R0 要大很多。造成试验 R0 和 R1 中 CO QBO 信号差 异的唯一原因就是与 CO 有关的化学过程。在之前 的讨论中,我们已经指出 CO QBO 信号主要是由 QBO 引起的次级经向环流对 CO 的垂直输送所致。 试验 R0 和 R1 中,BD 环流变化几乎一致(图略), 也就是说试验 R0 和 R1 的 CO QBO 信号的差异主 要来源于热带 CO 的垂直梯度的差异。图 6 给出了 试验 R0 和 R1 模拟的热带 CO 的平均垂直梯度。对 比图 6 所示试验 R0 和 R1 试验中热带平流层 CO 浓 度的垂直梯度,我们可以明显看出 CO 的化学作用 减 小了 CO 的垂直梯度,也就是说 CO 的化学作用 减弱了 CO QBO 信号的振幅。图 4d 显示的与 CO 有关的化学过程导致的 CO QBO 信号同图 4c 所示 CO QBO 信号的近乎反位相,也进一步表明与 CO 有关的化学过程对 CO QBO 信号的振幅起减弱作用。

此外,图 6 清楚地显示出相比于试验 R1,试验 R0 中 CO 浓度的垂直梯度在 30 hPa 高度附近出现 反转。垂直梯度的反转会导致 QBO 位相发生改变, 进一步考虑到试验 R0 中 CO 梯度反转高度与 CO QBO 信号位相变化发生高度相同,我们可以判定 CO QBO 信号位相变化产生原因在于化学和动力共同作 用所导致的热带平流层 CO 的垂直梯度的反转。

热带平流层 CO 垂直梯度在 30 hPa 高度处的反转导致试验 R0 中 QBO 引起的次级经向环流对 CO 的垂直输送项所表现出的 QBO 信号的位相在 30 hPa 高度以下与试验 R1 相同,而在 30 hPa 高度以





上则与试验 R1 相反(图 3b 和图 5b),这进一步表 明化学过程可以通过影响热带平流层 CO 的垂直梯 度进而影响 CO QBO 信号的位相。但是,我们也注 意到,在 30 hPa 高度以上,试验 R0 和 R1 中 CO QBO 信号并未表现出完全的反位相(图 4b 和 c)。图 4 给出了纬向风异常和温度异常的合成结果。将西 (东)风异常对应物质正(负)异常视为纬向风 QBO 和物质 QBO 信号同位相,同样地,将温度正 (负)异常对应物质正(负)异常视为温度 QBO 信号和物质 QBO 信号同位相。对比图 4b 和 c 可以 看出,在 30 hPa 高度以上,试验 R1 中 CO 异常的 零线几乎与纬向风异常的零线重合,但是试验 R0 中 CO 异常的零线则和纬向风异常的零线相重合,也就



283

图 6 试验 R0 (实线)和 R1 (点线)中热带纬向平均 CO 浓度的垂直 梯度(单位: ppb km⁻¹)随高度的变化

Fig. 6 Profiles of the vertical gradients of the tropical zonal mean CO mixing ratios in runs R0 (solid line) and R1 (dotted line).Units: ppb km⁻¹

是说,在 30 hPa 高度以上,试验 R0 中 CO QBO 信 号与温度 QBO 信号同位相,而试验 R1 中 CO QBO 信号则与纬向风 QBO 信号反位相。从图 4 我们可 以看出温度异常的零线正好位于纬向风风速最大 的地方,也就是说温度 QBO 信号和纬向风 QBO 信 号之间相差约 0.5π 个周期,相对应的,试验 R0 和 R1 中 CO QBO 信号的位相相差约 0.5π 个周期。在 之前的分析中,我们提到,基于试验 R0 的模拟结 果计算的公式(1)中 Term4_BD 项和 CO 浓度异常 的时间倾向项所表现的 QBO 信号之间存在 0.5π 个 周期差。但是,对比图 5a 和 d 我们可以发现,在 不考虑与 CO 有关的化学过程的试验 R1 中 Term4_BD 项和 CO 浓度异常的时间倾向项所表现 的 QBO 信号之间不存在明显的相位差,也就是说, 在 30 hPa 高度以上,试验 R0 和 R1 中 CO QBO 信 号并未表现出完全的反位相,而是存在约 0.5π 个周 期的时间差,这与图 4b 和 c 的结论也是一致的。

上述分析表明与 CO 有关的化学过程受温度的 影响,导致在 30 hPa 高度以上 CO QBO 信号的位 相与温度 QBO 信号的位相一致,从而与纬向风 QBO 信号的位相之间产生了约 0.5π 个周期的时间 差。但是,从图 4a 我们可以看出,MLS 卫星观测



图 7 MLS 卫星观测(左列)和 WACCM 模式模拟(右列)的热带纬向平均(a、b)N₂O、(c、d)O₃和(e、f)HCl 混合比异常(填充色)随时间 和高度的合成,合成方法同图 4; N₂O、O₃和 HCl 混合比异常的单位依次为 ppb、ppm(×10⁻⁶)和 ppb; 2005~2014年 ERA-Interim 再分析资料(左 列)和试验 R0(右列)中的纬向风(黑色)和温度(红色)异常的合成结果。

Fig. 7 The composite MLS (left column) and WACCM modeled (right column) deseasonalized zonal mean (a, b)N₂O, (c, d) O₃, and (e, f) HCl anomalies (filled colour) averaged over the latitude band 10° N– 10° S. The composite method is the same as that used in Fig. 4. Units for N₂O, O₃ and HCl are ppb, ppm ($\times 10^{-6}$), and ppb, respectively. The composite deseasonalized zonal wind and temperature anomalies derived from ERA-Interim data (left column) and the model simulation in run R0 (right column) are also shown.

资料中 CO QBO 的位相与纬向风 QBO 信号的位相 在 20~10 hPa 高度范围内并未表现出完整的约 0.5π 个周期差。2005~2014 年 MLS 卫星观测资料 CO 异常与 ERA-Interim 纬向风异常时间序列之间滞后 相关系数最大值对应的延迟时间约为 3 个月,也就 是说两者存在约 3 个月的时间差。模式模拟结果与 观测结果之间的差异可能是因为模式过高估计了 CO 化学过程对 CO QBO 信号的影响。

图 7 进一步给出了 MLS 卫星观测的和 WACCM 模式模拟的 N2O、O3 和 HCl 三种化学成 分中 QBO 信号的合成结果。图 8 则给出了热带 N₂O、O₃和 HCl 浓度的垂直梯度。如上文所述,将 西(东)风异常对应物质正(负)异常视为纬向风 OBO 和物质 QBO 信号同位相,将温度正(负)异 常对应物质正(负)异常视为温度 QBO 信号和物 质 QBO 信号同位相。从图 7 和图 8 可以看出当物 质垂直梯度为负(如100hPa高度以上N₂O浓度的 垂直梯度和 14.7 hPa 高度以上 O3 浓度的垂直梯度) 时,物质的 QBO 信号的位相并没有完全与纬向风 QBO 信号的位相相反,受温度影响的化学过程使得 物质的 QBO 信号的位相更加接近于温度 QBO 信号 的反位相。同样地,从图7和图8中还可以看出当 物质浓度垂直梯度为正(如100hPa高度以上的HCl 浓度的垂直梯度和 100~14.7 hPa 高度的 O3 浓度的 垂直梯度)时,物质的 QBO 信号的位相并没有完 全与纬向风 QBO 信号的位相相同, 受温度影响的 化学过程会使得物质的 QBO 信号的位相更加接近 于温度 QBO 信号的位相。物质 QBO 信号与温度 QBO 信号的位相的接近程度可能在一定程度上也 反映了化学过程对 QBO 位相的影响大小。不同物 质QBO信号与纬向风和温度QBO信号之间的时间 差的定量化分析有待进一步研究。

此外,以往的研究指出, 臭氧 QBO 信号在 28 km 处存在位相变化,造成这种位相变化的原因被 认为是由于下平流层臭氧 QBO 异常主要由 QBO 引 起的次级经向环流导致,而中上平流层臭氧 QBO 异常主要受与 O₃ 有关的化学过程的影响 (Chipperfield et al., 1994; Tian et al., 2006; Hauchecorne et al., 2010)。图 7c 和 d 显示热带臭氧 QBO 确实存在位相变化,且位相变化发生在 14.7 hPa 附近。但是,值得指出的是,图 8 显示热带平 流层 O₃ 平均垂直梯度的反转发生在 10 hPa 高度附 近,与臭氧 QBO 位相变化发生高度不一致。这种



图 8 MLS 卫星观测(实线)和 WACCM 模式模拟(点虚线)的热带 结向平均 N_2O (黑色)、 O_3 (红色)和 HCl(蓝色)浓度垂直梯度随高 度的变化, N_2O 、 O_3 和 HCl浓度垂直梯度单位分别为 10^{-3} ppb km⁻¹、 10 ppb km⁻¹和 10^{-5} ppb km⁻¹

Fig. 8 Vertical gradients of the tropical zonal mean N_2O (black lines), O_3 (red lines), and HCl (blue lines) mixing ratios derived from the MLS data (solid lines) and the model results in run R0 (dotted lines). Units for N_2O , O_3 , and HCl are 10^{-3} ppb km⁻¹, 10 ppb km⁻¹, and 10^{-5} ppb km⁻¹, respectively

不一致说明造成臭氧 QBO 信号位相变化的原因与 CO 不一样,也就是说热带平流层 O₃浓度垂直梯度 的反转不是臭氧 QBO 异常位相变化产生的主要原 因,臭氧 QBO 信号的位相变化产生更大程度上是 受与 O₃有关的化学过程的影响。

4 结论

本文利用 MLS 卫星资料分析发现热带平流层 CO 准两年振荡在 30 hPa 高度处存在位相变化。在 此基础上,进一步利用大气化学气候模式 WACCM 模拟分析了 CO QBO 信号中位相变化的特征和成 因,得到以下几点主要结论:

(1) MLS 卫星资料分析结果表明热带平流层 CO 存在明显的 QBO 信号,且 CO QBO 信号分别 在 68 hPa 和 14.7 hPa 附近出现振幅极大值。和臭氧 QBO 信号一样,CO QBO 信号亦存在位相变化,只 是位相变化发生高度较 O₃ 偏低,在 30 hPa 高度处。 尽管 WACCM 模式模拟所得 30 hPa 高度以上的 CO QBO 信号的振幅较 MLS 卫星观测结果偏大,但 WACCM模式可以很好地模拟出CO QBO 信号的位 相变化特征,且模拟所得 CO QBO 信号振幅最大值 和位相变化的出现高度均与观测结果一致。

(2)大气化学气候模式模拟结果表明,COQBO 信号是化学和动力过程共同作用的结果。通过分析 CO浓度异常的倾向方程得出,OBO 引起的次级经 向环流对 CO 的垂直传输是导致热带平流层 CO 出 现 QBO 信号的主要动力因子。大气化学气候模式 模拟结果还表明,与 CO 有关的化学过程可以减弱 CO QBO 信号的振幅,还可以影响 CO QBO 信号的 位相。化学和动力过程所导致的热带平流层 CO 垂 直梯度在 30 hPa 高度处的反转是 CO QBO 信号位 相发生变化的主要原因。此外,在 30 hPa 高度以上 温度 OBO 信号和纬向风 OBO 信号之间相差约 0.5π 个周期。与 CO 有关的化学过程受温度影响, 使得 在 30 hPa 高度以上 CO QBO 位相与温度 QBO 位相 趋近一致,进而使得在 30 hPa 高度以上 CO QBO 位相与纬向风 QBO 位相之间存在约 3 个月的时间 差。

参考文献(References)

- Abalos M, Randel W J, Serrano E. 2012. Variability in upwelling across the tropical tropopause and correlations with tracers in the lower stratosphere [J]. Atmos. Chem. Phys., 12 (23): 11505–11517, doi:10.5194/ acp-12-11505-2012.
- Abalos M, Randel W J, Kinnison D E, et al. 2013. Quantifying tracer transport in the tropical lower stratosphere using WACCM [J]. Atmos. Chem. Phys., 13 (21): 10591–10607, doi:10.5194/acp-13-10591-2013.
- Andrews D G, McIntyre M E. 1978. Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres [J]. J. Atmos. Sci., 35 (2): 175–185, doi: 10.1175/1520-0469(1978)035<0175:GEPACD>2.0.CO;2.
- Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, e tal. 2001. The quasibiennial oscillation [J]. Rev. Geophys., 39 (2): 179–229, doi:10.1029/ 1999RG000073.
- Calvo N, Garcia R R, Randel W J, et al. 2010. Dynamical mechanism for the increase in tropical upwelling in the lower most tropical stratosphere during warm ENSO events [J]. J. Atmos. Sci., 67 (7): 2331–2340, doi: 10.1175/2010JAS3433.1.
- Chandra S, Ziemke J R, Duncan B N, et al. 2009. Effects of the 2006 El Niño on tropospheric ozone and carbon monoxide: Implications for dynamics and biomass burning [J]. Atmos.Chem. Phys., 9 (13): 4239–4249, doi:10.5194/acp-9-4239-2009.
- 陈权亮,陈月娟. 2007. 平流层剩余环流及其时间演变特征 [J]. 大气科 学, 31 (1): 137–144. Chen Quanliang, Chen Yuejuan. 2007. Stratospheric residual circulation and its temporal and spatial evolution [J].

Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 137–144, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.01.14.

- Chipperfield M P, Gray L J, Kinnersley J S, et al. 1994. A two-dimensional model study of the QBO signal in SAGE II NO₂ and O₃ [J]. Geophys. Res. Lett., 21 (7): 589–592, doi: 10.1029/94GL00211.
- Duncan B N, Martin R V, Staudt A C, et al. 2003. Interannual and seasonal variability of biomass burning emissions constrained by satellite observations [J]. J. Geophys. Res., 108 (D2): ACH 1-1–ACH 1-22, doi:10.1029/2002JD002378.
- Duncan B N, Strahan S E, Yoshida Y, et al. 2007. Model study of the cross-tropopause transport of biomass burning pollution [J].Atmos. Chem. Phys., 7 (14): 3713–3736, doi:10.5194/acp-7-3713-2007.
- Eyring V, Butchart N, Waugh D W, et al. 2006.Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry–climate model simulations of the recent past [J]. J. Geophys. Res., 111 (D22): D22308, doi:10.1029/ 2006JD007327.
- Field R D, Shen S S P. 2008. Predictability of carbon emissions from biomass burning in Indonesia from 1997 to 2006 [J]. J. Geophys. Res., 113 (G4): G04024, doi: 10.1029/2008jg000694.
- Flury T, Wu D L, Read W G. 2013. Variability in the speed of the Brewer-Dobson circulation as observed by Aura/MLS [J]. Atmos. Chem. Phys., 13 (9): 4563–4575, doi:10.5194/acp-13-4563-2013.
- Fujiwara M, Vömel H, Hasebe F, et al. 2010. Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloonborne cryogenic frost point hygrometers [J]. J. Geophys. Res., 115 (D18): D18304, doi: 10.1029/2010JD014179.
- Garcia R R, Marsh D R, Kinnison D E, et al. 2007. Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003 [J]. J. Geophys. Res., 112 (D9): D09301, doi:10.1029/2006JD007485.
- Geller M A, Zhou X L, Zhang M H. 2002. Simulations of the interannual variability of stratospheric water vapor [J]. J. Atmos. Sci., 59 (6): 1076–1085, doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<1076:SOTIVO>2.0.CO;2.
- Giorgetta M A, Bengtsson L. 1999. Potential role of the quasi-biennial oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments [J]. J. Geophys. Res., 104 (D6): 6003-6019, doi: 10.1029/1998JD200112.
- Gray L J, Pyle J A. 1989. A two-dimensional model of the quasi-biennial oscillation of ozone [J]. J. Atmos. Sci., 46 (2): 203-220, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0203:ATDMOT>2.0.CO;2.
- Hauchecorne A, Bertaux J L, Dalaudier F, et al. 2010. Response of tropical stratospheric O₃, NO₂ and NO₃ to the equatorial quasi-biennial oscillation and to temperature as seen from Gomos/Envisat [J]. Atmos.Chem.Phys., 10 (18): 8873–8879, doi:10.5194/acp-10-8873-2010.
- Horowitz L W, Walters S, Mauzerall D L, et al. 2003. A global simulation of tropospheric ozone and related tracers: Description and evaluation of MOZART, version 2 [J]. J. Geophys. Res., 108 (D24):4784, doi:10.1029/ 2002JD002853.
- 季崇萍, 邹捍, 周立波. 2001. 青藏高原臭氧的准两年振荡[J]. 气候与环 境研究, 6 (4): 416–424. Ji Chongping, Zou Han, Zhou Libo. 2001. QBO signal in total ozone over the Tibet [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 6 (4): 416–424, doi:10.3878/j.issn.1006-9585. 2001.04.06.

- Jin J J, Semeniuk K, Beagley S R, et al. 2009. Comparison of CMAM simulations of carbon monoxide (CO), nitrous oxide (N₂O), and methane (CH₄) with observations from Odin/SMR, ACE-FTS, and Aura/MLS [J]. Atmos. Chem. Phys., 9 (10): 3233–3252, doi:10.5194/acp-9-3233-2009.
- Kane R P. 2005. QBO and QTO of the atmospheric trace element carbon monoxide during 1989–2001: An update [J]. Atmos.Environ., 39 (28): 5125–5136, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.05.008.
- Kawatani Y, Lee J N, Hamilton K. 2014. Interannual variations of stratospheric water vapor in MLS observations and climate model simulations [J]. J. Atmos. Sci., 71 (11): 4072–4085, doi: 10.1175/JAS-D-14-0164.1.
- Kinnison D E, Brasseur G P, Walters S, et al.2006. Sensitivity of chemical tracers to meteorological parameters in the MOZART-3 chemical transport model [J]. J. Geophys. Res., 112 (D20): D20302, doi: 10.1029/ 2006JD007879.
- 李崇银, 龙振夏. 1992. 淮两年振荡及其对东亚大气环流和气候的影响 [J]. 大气科学, 16 (2): 167–176. Li Chongyin, Long Zhenxia. 1992. QBO and its influence on the general atmospheric circulation and the climate in East Asia [J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 16 (2): 167–176, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1992.02.05.
- Li Q, Shi H F, Shao A M, et al. 2014. Distribution and variation of carbon monoxide in the tropical troposphere and lower stratosphere [J]. Atmos. OceanicSci. Lett., 7 (3): 218–223, doi:10.1080/16742834.2014. 11447164.
- Liu J, Logan J A, Murray L T, et al. 2013. Transport analysis and source attribution of seasonal and interannual variability of CO in the tropical upper troposphere and lower stratosphere [J]. Atmos. Chem. Phys., 13 (1): 129–146, doi:10.5194/acp-13-129-2013.
- Liu Y, Lu C H, Wang Y, et al. 2011. The quasi-biennial and semi-annual oscillation features of tropical O₃, NO₂, and NO₃ revealed by GOMOS satellite observations for 2002–2008[J]. Chinese Sci. Bull., 56 (18): 1921–1929, doi: 10.1007/s11434-011-4519-7.
- Livesey N J, Read W G, Froidevaux L, etal. 2011. EOS MLS Version 3.3 Level 2 data quality and description document [R]. Tech. Rep. JPLD-33509. Pasadena, Calif.: Jet Propulsion Laboratory. Luo M, Russell III J M, Huang T Y W. 1997. Halogen occultation experiment observations of the quasi-biennial oscillation and the effects of Pinatubo aerosols in the tropical stratosphere [J]. J. Geophys. Res., 102 (D15): 19187–19198, doi:10.1029/97JD01015.
- Minschwaner K, Manney G L, Livesey N J, et al. 2010. The photochemistry of carbon monoxide in the stratosphere and mesosphere evaluated from observations by the microwave limb sounder on the Aura satellite [J]. J.Geophys.Res., 115 (D13): D13303, doi:10.1029/2009JD012654.
- Pascoe C L, Gray L J, Crooks S A, et al. 2005. The quasi-biennial oscillation: Analysis using ERA-40 data [J]. J. Geophys. Res., 110 (D8): D08105, doi:10.1029/2004JD004941.
- PlumbR A, Bell R C. 1982. A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108 (456): 335–352, doi: 10.1002/qj.49710845604.
- Pommrich R, Müller R, Groo ß J U, et al. 2014. Tropical troposphere to stratosphere transport of carbon monoxide and long-lived trace species in the chemical Lagrangian model of the stratosphere (CLaMS) [J]. Geosci.

Model Develop., 7 (6): 2895–2916, doi:10.5194/gmd-7-2895-2014.

- Punge H J, Konopka P, Giorgetta M A, et al. 2009. Effects of the quasi-biennial oscillation on low-latitude transport in the stratosphere derived from trajectory calculations [J]. J. Geophys. Res., 114 (D3): D03102, doi: 10.1029/2008JD010518.
- Randel W J, Wu F, Russell III J M, et al. 1998. Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARSHALOE data [J]. J. Atmos. Sci., 55 (2): 163–185, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0163: SCAQVI>2.0.CO;2.
- Randel W J, Wu F, Oltmans S J, et al. 2004. Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures [J]. J. Atmos. Sci., 61 (17): 2133–2148, doi: 10.1175/1520-0469(2004)061<2133:ICOSWV>2.0.CO;2.
- Reed R J. 1964.A tentative model of the 26-month oscillation in tropical latitudes [J]. Quart. J. Roy. Meteor.Soc., 90 (386): 441–466, doi:10.1002/ qj.49709038607.
- Ribera P, Peña-Ortiz C, Garcia-Herrera R, et al. 2004. Detection of the secondary meridional circulation associated with the quasi-biennial oscillation [J]. J. Geophys. Res., 109 (D18): D18112, doi: 10.1029/ 2003JD004363.
- Ricaud P, Pommereau J P, Attié J L, et al. 2009. Equatorial transport as diagnosed from nitrous oxide variability[J]. Atmos. Chem. Phys., 9 (21): 8173–8188, doi:10.5194/acp-9-8173-2009.
- Schoeberl M R, Douglass A R, Newman P A, et al. 2008. QBO and annual cycle variations in tropical lower stratosphere trace gases from HALOE and Aura MLS observations [J]. J. Geophys. Res., 113 (D5): D05301, doi: 10.1029/2007JD008678.
- 施春华,郑彬,陈月娟,等. 2009. 热带平流层水汽的准两年周期振荡
 [J]. 地球物理学报,52 (10): 2428–2435. Shi Chunhua, Zheng Bin, Chen Yuejuan, et al. 2009. The quasi-biennial oscillation of water vapor in tropic stratosphere [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 52 (10): 2428–2435, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.10.002.
- Sitnov S A. 2008. Analysis of the quasi-biennial variability of carbon monoxide total column [J].Izv.Atmos.OceanicPhys., 44 (4): 459–466, doi:10.1134/S0001433808040063.
- Solomon, S., Garcia, R. R., Olivero, J. J., Bevilacqua, R. M., Schwartz, P. R. and co-authors. 1985. Photochemistry and transport of carbon monoxide in the middle atmosphere [J]. J. Atmos. Sci., 42, 1072–1083, doi:10.1175/ 1520-0469(1985)042<1072:PATOCM>2.0.CO;2.
- SPARC CCMVal. 2010. SPARC report on the evaluation of chemistry- climate models [R]// SPARC Report No.5, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526.
- Tian W S, Chipperfield M P, Gray L J, et al. 2006. Quasi-biennial oscillation and tracer distributions in a coupled chemistry–climate model [J]. J. Geophys. Res., 111(D20): D20301, doi: 10.1029/2005JD006871.
- Wang C X, Tian W S, Zhang J K, et al. 2015. Model study of the impacts of emissions, chemical and dynamical processes on the CO variability in the tropical upper troposphere and lower stratosphere [J]. Tellus B, 67:27475, doi: 10.3402/tellusb.v67.27475.
- 张弘,陈月娟,吴北婴. 2000. 准两年振荡对大气中微量气体分布的影响 [J]. 大气科学, 24 (1): 103–110. Zhang Hong, Chen Yuejuan, Wu Beiying. 2000. Impact of the quasi-biennial oscillation on the distribution of the trace gases in the stratosphere [J]. Chinese Journal of Atmospheric

Sciences (in Chinese), 24 (1): 103–110, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2000.01.11.

郑彬, 陈月娟, 简俊. 2003a. NO_x的准两年周期变化及其与臭氧准两年周 期振荡的关系 I. 资料分析 [J].大气科学, 27 (5): 821–833. Zheng Bin, Chen Yuejuan, Jian Jun. 2003a. Quasi-biennial oscillation in NO_x and relationship to O₃ QBO. Part I. Data analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese), 27 (5): 821–833, doi:10.3878/j.issn. 1006-9895.2003.05.04.

郑彬,陈月娟,张弘. 2003b. NO_x的准两年周期变化及其与臭氧准两年周期振荡的关系 II. 模拟研究 [J]. 大气科学, 27 (6): 1007–1017.
Zheng Bin, Chen Yuejuan, Zhang Hong, 2003b. Quasi-biennial oscillation in NO_x and relationship to O₃ QBO. Part II [J]. Numerical experiment [J].
Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (6): 1007–1017, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.05.