0577-6619/2012/70(6)-1302-11 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

南亚高压对青藏高原臭氧谷的动力作用*

郭 栋[1,2] 周秀骥[2] 刘 煜[2] 李维亮[2] 王盘兴[1]
GUO Dong[1,2] ZHOU Xiuji[2] LIU Yu[2] LI Weiliang[2] WANG Panxing[1]

1. 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京信息工程大学,南京,210044
2. 中国气象科学研究院,北京,100081
1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing* 210044, *China*
2. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081, *China*

2011-02-23 收稿,2012-08-23 改回.

Guo Dong, Zhou Xiuji, Liu Yu, Li Weiliang, Wang Panxing. 2012. The dynamic effects of the South Asian high on the ozone valley over the Tibetan Plateau. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(6): 1302-1311

Abstract In this study, the TOMS/SBUV (Total Ozone Mapping Spectrometer/Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer) data and SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) II data were employed to calculate the monthly total ozone deviations over the Tibetan Plateau and the 150－50 hPa zonal ozone variations. The results show that there is a significant correlation between these two, with a correlation coefficient of 0.977. From 150 to 50 hPa, the ozone valley over the Tibetan Plateau (OVTP) becomes the strongest based on the SAGE II data, and the South Asian high (SAH) is the most active according to the 40-year reanalysis data of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ERA-40), so a correlation between the SAH and the OVTP may exist. The WACCM3 (Whole Atmosphere Community Climate Model version 3) simulations with the height of the Tibetan Plateau cut down to 1500 m also show that the seasonal variation of SAH would result in a matched seasonal variation of the OVTP, which suggests a meaningful effect of the OVTP, depending on the SAH's evolution stages and movement directions. At 150－50 hPa, as the SAH approaches the plateau, the SAH zonal (meridional) transport would make the OVTP deeper (shallower), combined dynamic effects lead to a weakened OVTP. When the SAH stabilizes over the Tibetan Plateau, the zonal (meridional) transport results in a shallower (deeper) OVTP while the vertical transport would create a deeper (shallower) OVTP at the middle (bottom and top) levels; the combined dynamic effects produce a deeper OVTP. As the SAH retreats from the Tibetan Plateau, the OVTP becomes deeper (shallower) due to the zonal (meridinal) effect or shallower due to the vertical effect; the combined dynamic effects contribute to a deeper (shallower) OVTP at the middle (bottom and top) levels. The SAH would have a weak effect on the OVTP over the Tibetan Plateau when it positioned over the tropical Pacific.

Key words Ozone valley over the Tibetan Plateau, South Asian high, Seasonal variation, Dynamic effects

摘 要 利用臭氧观测光谱仪/太阳紫外线后向散射仪(TOMS/SBUV)的臭氧总量资料和 SAGE Ⅱ臭氧廓线资料计算了青藏高原区纬向偏差(一个量减去该量的纬圈平均值,定义为该量的纬向偏差)臭氧总量的逐月变化和高原区 150—50 hPa 高度纬向偏差臭氧量的变化,二者相关显著,相关系数为0.977。由于在 150—50 hPa 高度,夏季青藏高原臭氧谷最强,南亚高压最活跃,因此,青藏高原臭氧谷与南亚高压可能存在联系。在运行 WACCM3 模式时,将青藏高原地形高度削减至 1500 m,在 150—50 hPa 高度南亚高压和青藏高原臭氧谷仍存在;该高度上南亚高压强度变小,青藏高原臭氧谷也减弱;南亚高压季节移

* 资助课题:国家重点基础研究计划项目(2010CB428605)、国家自然科学基金项目(40675076、41275095、40975057、41205065、41040038)、中国气象科学研究院基本科研业务费专项(2008z005)、江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)、中国气象局成都高原气象研究所开放实验室基金项目(LPM2011015)、南京信息工程大学科研基金。
作者简介:郭栋,从事气候数值模拟、气候动力学与大气化学研究。E-mail:002344@nuist.edu.cn
通讯作者:刘煜,主要从事大气环境与气候变化研究。E-mail:liuyu@cams.cma.gov.cn

动发生改变,青藏高原臭氧谷季节变化也随之改变。因此,推测南亚高压可能对青藏高原臭氧谷有重要作用。接着分析了模式输出的青藏高原区经向、纬向和垂直方向的臭氧输送。在南亚高压季节变化的不同阶段和不同方向上,环流对青藏高原臭氧谷的作用明显不同。150—50 hPa,南亚高压上高原时,纬(经)向输送使青藏高原臭氧谷加深(变浅),垂直输送在低(高)层使青藏高原臭氧谷加深(变浅),总的动力作用使青藏高原臭氧谷减弱;南亚高压稳定在高原上空时,纬(经)向输送使青藏高原臭氧谷变浅(加深),垂直输送在中(底和顶)层使青藏高原臭氧谷加深(变浅),总的动力作用使青藏高原臭氧谷加深;在南亚高压从高原撤退时,纬(经)向作用使青藏高原臭氧谷加深(变浅),垂直作用使青藏高原臭氧谷变浅,总的动力作用使青藏高原臭氧谷中(底和顶)层加深;当南亚高压移至热带太平洋时,南亚高压对高原区臭氧影响较弱。

关键词　青藏高原臭氧谷,南亚高压,季节演变,动力作用

中图法分类号　P421.34　P412.294

1　引　言

Reiter 等(1982)研究南亚高压(South Asian High,SAH)时,在 1979 年 3—4 月的臭氧观测光谱仪(Total Ozone Mapping Spectrometer,TOMS)资料给出的天气过程图上发现,4 月中旬,当南亚高压移向青藏高原(简称高原)并维持时,高原上空出现相应的臭氧总量低值区。周秀骥等(1995)利用 TOMS 资料计算了中国地区 1979—1991 年平均臭氧总量月平均值分布。1 月臭氧总量等值线基本上与纬圈平行,6 月在青藏高原上空出现明显的臭氧总量低值中心,该中心一直维持到 9 月,10 月以后该中心逐渐消失。这种现象被称为夏季青藏高原臭氧谷(Ozone Valley over the Tibetan Plateau,OVTP)。Zou(1996)利用 TOMS 资料,计算了 1979—1991 年各季节平均全球臭氧总量纬向偏差,同样证实了青藏高原臭氧谷的存在。随着资料的进一步分析,刘煜等(2001)还发现了青藏高原臭氧谷有加深的趋势,并有许多研究支持其观点(Zhou,et al,2005;刘煜等,2007)。如果青藏高原臭氧谷持续加深,将对青藏高原的生态造成严重影响。

周秀骥等(1995)发现青藏高原臭氧谷后,推测夏季青藏高原上空南亚高压内部对流活动所引起的物理化学过程可能是青藏高原臭氧谷形成的原因。之后很多学者对青藏高原臭氧谷的形成机制进行了研究,多数研究认为,动力过程对青藏高原臭氧谷有重要影响,而夏季南亚高压是青藏高原臭氧谷的主要影响因素之一(卞建春等,1997;Liu, et al, 2003;Tian, et al, 2008)。还有一些学者专门针对南亚高压与臭氧变化的关系进行了研究。苏绍基等(2000)分析了(15°—65°N,50°—145°E)的 22 个臭氧观测站 1970 年 1 月—1981 年 12 月的臭氧总量和100 hPa位势高度场资料,发现南亚高压移动与大气臭氧变化存在相关。周任君等(2005)使用再分析资料和卫星资料分析认为,青藏高原上空南亚高压增强时,120—30 hPa 的等位温面上升,存在异常上升气流,推测此上升气流将下层臭氧浓度低的空气向上输送从而使该层臭氧浓度减少。这些工作在一定程度上揭示了南亚高压动力过程对青藏高原臭氧谷作用的机制。但是他们一般是针对某个特征等压面进行研究。而在不同高度上,南亚高压水平位置也存在差异,使得南亚高压对青藏高原臭氧谷的动力作用可能明显不同,故需要分层讨论。而且,这些研究也多以大气环流推断南亚高压对青藏高原臭氧谷的作用,而大气环流仅在方向上与臭氧输送相同,而二者大小存在明显差异,故需计算臭氧通量。另外,以前的模拟研究中仍存在一些不足(郭栋,2011)。因此,使用一个性能良好的模式,通过计算高原区上空不同层次臭氧通量变化,系统定量地研究南亚高压对青藏高原臭氧谷的作用是必要的。

2　资料与模式

2.1　资料

美国宇航局戈达德航天中心结合 TOMS 资料和太阳紫外线后向散射仪(Solar backscatter Ultraviolet Radiometer,SBUV)观测到的臭氧总量(DU)资料,得到 1979 年 1 月—1999 年 12 月全球月平均臭氧总量资料(TOMS/SBUV),水平分辨率 10°×5°,覆盖范围(87.5°S—87.5°N,5.0°—355.0°E)。近年来该臭氧资料已被广泛应用(Randel, et al, 2002;Camp, et al,2003; Ziemke, et al, 2005)。臭氧廓线资料使用的是 SAGE Ⅱ 6.2 版资料(1985 年 1 月—1999 年 12 月)。SAGE Ⅱ利用掩星技术反演大气成分廓线,每天通过 15 个日出和日落的测量近似地覆盖全球,资料的垂直分辨率为 0.5 km。SAGE 系列资料质量上乘,被历次世界气象组织的臭氧评估报告所采用。欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather

Forecasts,ECMWF)提供的 ERA-40(Simmons,et al,2000)位势高度和风场资料。时段为 1962 年 1 月—2001 年 12 月,共 40 a。水平分辨率 2.5°×2.5°,全球共有 144×73 个格点。垂直方向上共有 23 个等压面层,从低到高依次为 1000、925、850、775、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10、7、5、3、2、1 hPa。

2.2 模式与性能检验

WACCM3 可以模拟出青藏高原臭氧谷现象,且在空间范围、发生时间和强度上都与实况相近,可用于青藏高原臭氧谷的研究(郭栋,2011)。为了检验 WACCM3 对南亚高压的模拟情况,使用 WACCM3 自带的初始场和气溶胶等资料以及由英国气象局哈得来中心的海冰和海温资料制作的逐年逐月变化的海温场做强迫,使用 WACCM_MOZART 化学模块,耦合 CLM2 陆面模式,将 WACCM3 从 1965 年 1 月积分至 2000 年 1 月,使用后 20 a 的结果,作为控制实验,称试验 A(Exp. A)。青藏高原臭氧谷在 150—30 hPa 较明显(郭栋,2011),南亚高压在 150—50 hPa 也存在,而在 30 hPa 已经不存在。以 100 和 50 hPa 为例,比较了试验 A 与 ERA-40 资料南亚高压脊线逐月变化(图 1)。由于在 150—70 hPa 上 7 月南亚高压最强,50 hPa 上 5 月南亚高压最强,6、7 月变为倒脊,因此,图 2 给出了两资料 100 hPa 上 7 月和 50 hPa 上 5 月南亚高压位势高度场和环流场水平分布。如图 1 所示,模拟与观测的南亚高压脊线在冬半年均位于青藏高原以南,南亚高压主体位于北半球热带太平洋地区(图略),在夏半年基本位于大陆上。二者南亚高压移上和移下青藏高原的月份也相同,100 hPa 上(与 150、70 hPa 上情况类似,图略),5 月南亚高压向北快速推进,6 月移上高原,10 月移下高原,11 月南亚高压移至热带太平洋;50 hPa 的情况较为特殊,仅 5、8 和 9 月南亚高压位于青藏高原上空,6、7 月南亚高压或对应倒脊位于高原北侧,基本影响不到高原。由图 2 可知,对于南亚高压最强的月份,模拟结果与观测的南亚高压强度和位置均相似。但 WACCM3 模拟的南亚高压较 ERA-40 的强度稍偏强,中心稍向西偏。南亚高压偏强使得青藏高原上空位势高度偏高,南亚高压中心偏西使得青藏高原上空位势高度偏低,二者相抵,因此,高原上空两资料的位势高度场和流场相差无几。由于 WACCM3 可以较好地模拟青藏高原臭氧谷和南亚高压,因此,可以使用该模式分析南亚高压对青藏高原臭氧谷的作用。

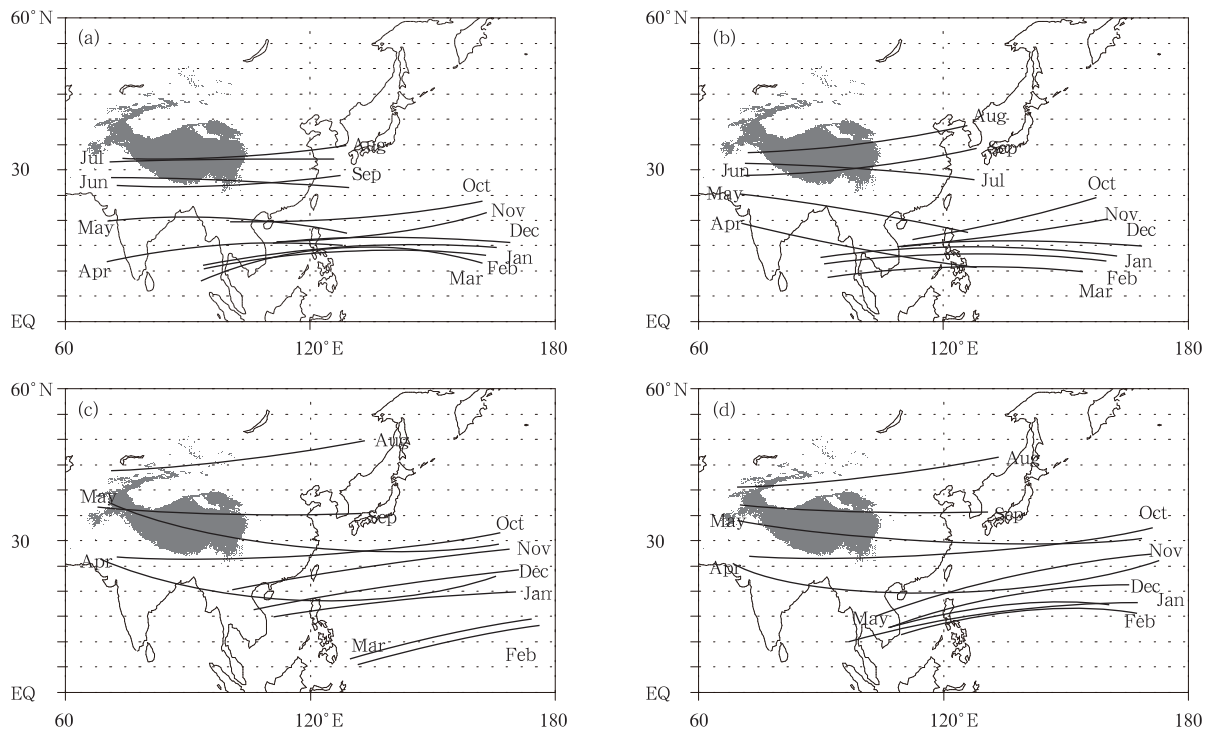


图 1 (a、c)ERA-40 和(b、d)WACCM3 模拟的 1980—1999 年平均(a、b)100 和(c、d)50 hPa 南亚高压脊线逐月变化

Fig. 1 1980－1999 averaged monthly variations of South Asian high ridges from the ERA-40 data (a, c) and the WACCM3 simulations (b, d) at 100 (a, b) and 50 hPa (c, d)

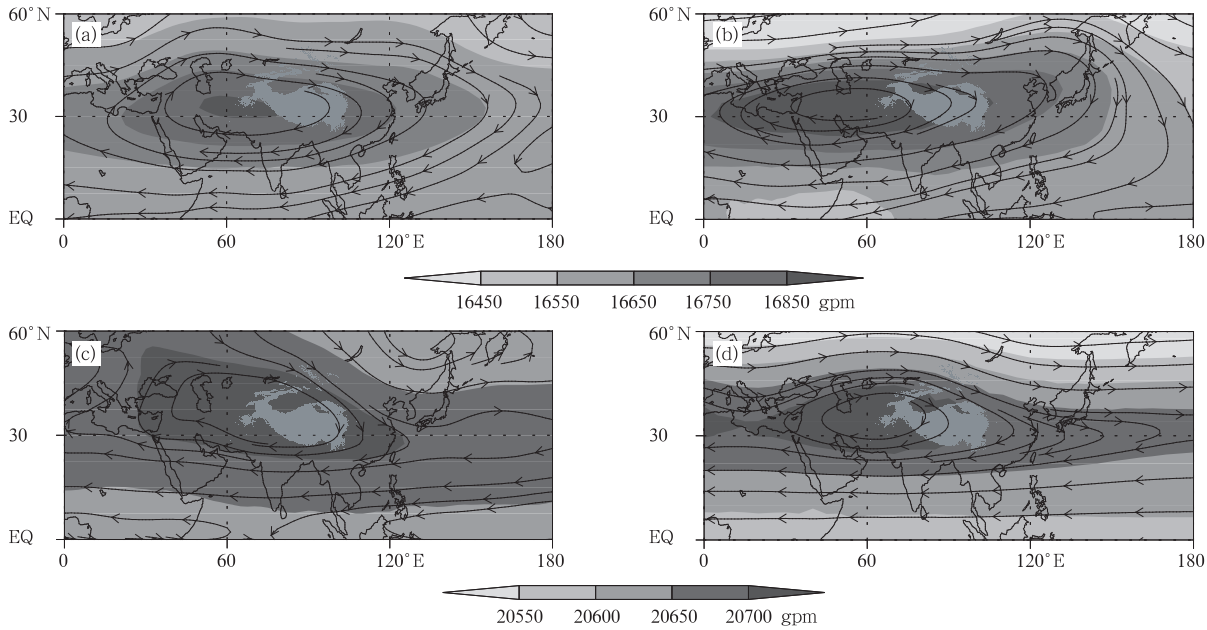


图 2　(a、c)ERA-40 和(b、d)WACCM3 模拟的 1980—1999 年的平均高度场(阴影)和流场(矢线)比较
(a、b. 7 月 100 hPa，c、d. 5 月 50 hPa)

Fig. 2　Distributions of 1980－1999 averaged geopotential heights and streamlines from the ERA-40 reanalyses (a, c) and the WACCM3 simulations (b, d) at 100 hPa in July (a, b) and at 50 hPa in May (c, d)

3　南亚高压对青藏高原臭氧谷的作用

3.1　南亚高压与青藏高原臭氧谷关系密切

由图 3a 可以看出，青藏高原臭氧谷在夏半年 150—50 hPa 最明显，纬向偏差(一个量减去该量的纬圈平均值，定义为该量的纬向偏差)臭氧浓度在 70 hPa 的 5、6 月达到最小，最小值达 -0.3×10^{-6}(V/V)。图 3b 给出了高原区纬向偏差臭氧总量

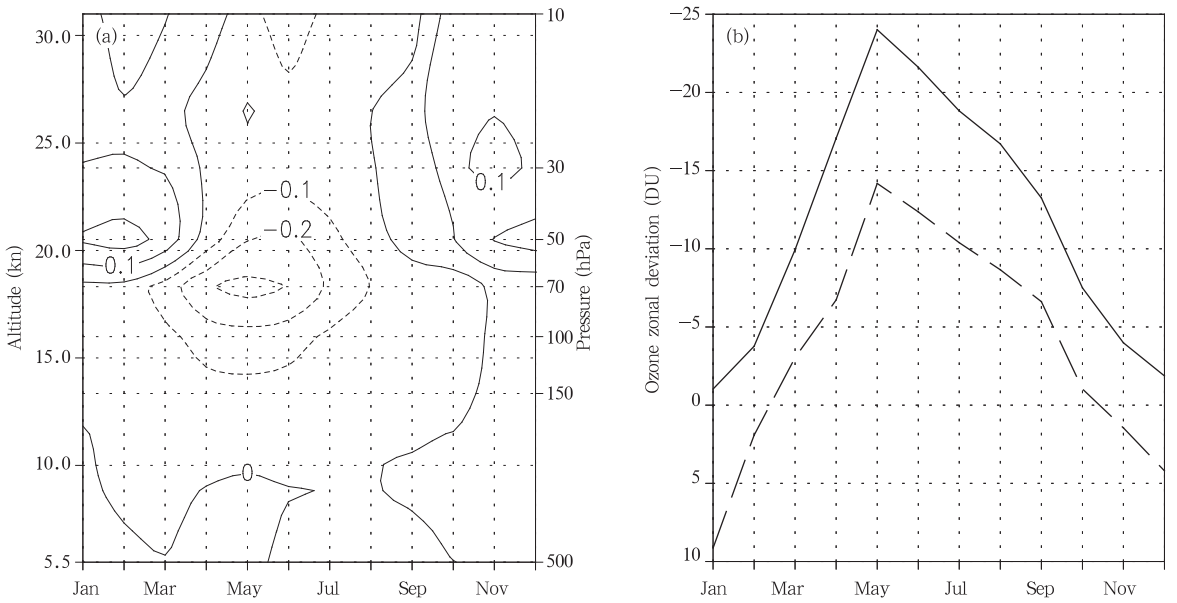


图 3　1985—1999 年青藏高原区平均臭氧纬向偏差(a)SAGEII 浓度垂直剖面的逐月变化(10^{-6})和(b)TOMS/SBUV 总量逐月变化(DU，实线)、SAGEII 150—50 hPa 积分量逐月变化(DU，虚线)

Fig. 3　(a) Monthly variation of ozone concentration zonal deviation (10^{-6}) profile averaged over the TP from the SAGE II data and (b) monthly variation (averaged over the TP) of total ozone zonal deviation (DU) from the TOMS/SBUV data (solid line) and of ozone zonal deviation (DU) at 150－50 hPa from the SAGE II data (dashed line). Variables are averaged over 1985 to 1999

变化和150—50 hPa积分的纬向偏差臭氧量变化。高原150—50 hPa纬向偏差臭氧量的积分值,除在11—2月为正值外,其他月份为负,在青藏高原臭氧谷最强的5月达到－14 DU,接近纬向偏差臭氧总量的60%。并且,150—50 hPa积分值的季节变化与纬向偏差臭氧总量的变化基本一致,二者相关系数达到0.977,通过0.001显著水平的检验,故150—50 hPa的纬向偏差臭氧量季节变化基本可以代表纬向偏差臭氧总量的季节变化。又因为在夏半年,南亚高压为青藏高原该高度上空的主要系统,因此,南亚高压肯定与青藏高原臭氧谷有密切的联系。

为了进一步确认南亚高压对青藏高原臭氧谷的影响,削减青藏高原的高度,设计了试验B(Exp B)。在模式的输入资料中,将与地形相关的3个资料进行了修改(表1)。地表位势和位势高度标准差是输入模式用来控制地形高度的资料,地面气压是模式初始场的变量之一,其大小需与地表位势相适应。实验A在青藏高原边缘处的地表位势约为15000 m^2/s^2(图略),向外围逐渐减少,因此,实验B将青藏高原附近地表位势高于15000 m^2/s^2的均降至15000 m^2/s^2。同理,实验B将青藏高原附近位势高度标准差高于500 gpm的均降至500 gpm。对于地面气压,其大小要与地表位势相适应,通过压高公式计算得到与地表位势为15000 m^2/s^2相对应的地面气压约为850 hPa。850 hPa正好处于青藏高原区的边缘(图略),因此,实验B将青藏高原附近地面气压低于850 hPa的增至850 hPa。其他的设置均与实验A相同,从1965年1月积分至2000年1月,舍弃前15 a,该试验称为试验B(Exp B)。

表1 实验B中修改资料列表

Table 1 List of the changed data in Exp B vs. Exp A

修改资料	Exp A	Exp B
地表位势(m^2/s^2)	≥15000	15000
地面气压(hPa)	≤850	850
位势高度标准差(gpm)	≥500	500

试验B将青藏高原地形高度削减至约1500 m后,由于海陆热力差仍存在(图略),故南亚高压仍存在。以100 hPa为例(图4)。由于青藏高原区高度降低,其夏半年的加热抬升作用减弱(图略),使得试验B的夏季南亚高压较试验A(图2)减弱并偏西。由于高原自身热力状况的改变使其周围的温度梯度发生改变(图略),而南亚高压会向地面热源方向移动,因此,南亚高压的移动路径也发生相应变化(图4a)。试验B中青藏高原臭氧谷也存在(图5)。试验B的青藏高原区纬向偏差臭氧总量在4—9月为负值,10月至次年3月为正值,其最强值出现时间较试验A迟了1—2个月,强度较试验A明显偏弱,只为其一半左右。将地形改变前后南亚高压和青藏高原臭氧谷变化联系起来可以看出,地形高度削减后,南亚高压减弱,150至50 hPa的青藏高原臭氧谷也减弱;南亚高压在120°E以西时,向北推进的速度变缓,相应的青藏高原臭氧谷加深的速度也变缓;试验A中5月,南亚高压从孟加拉湾跳上高原,150至50 hPa上青藏高原臭氧谷最强,类似地,试验B中6月,南亚高压从孟加拉湾跳上高原,150至50 hPa上青藏高原臭氧谷最强。以上结果更加暗示了南亚高压对青藏高原臭氧谷的重要作用。下面将对南亚高压对青藏高原臭氧谷的具体作用展开分析。

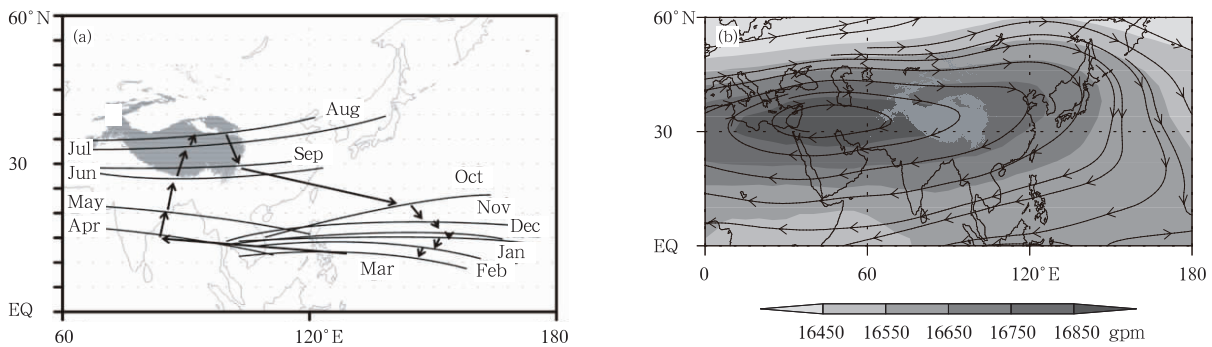


图4 (a)1980—1999年试验B平均100 hPa南亚高压脊线的逐月变化和
(b)100 hPa 7月南亚高压附近区域的高度场(阴影)和流场(矢线)

Fig. 4 (a) monthly variations of South Asian high ridge position at 100 hPa from Exp B and (b) distribution of geopotential height (m) and streamline fields at 100 hPa in July from Exp B. Variables are averaged over 1980 to 1999

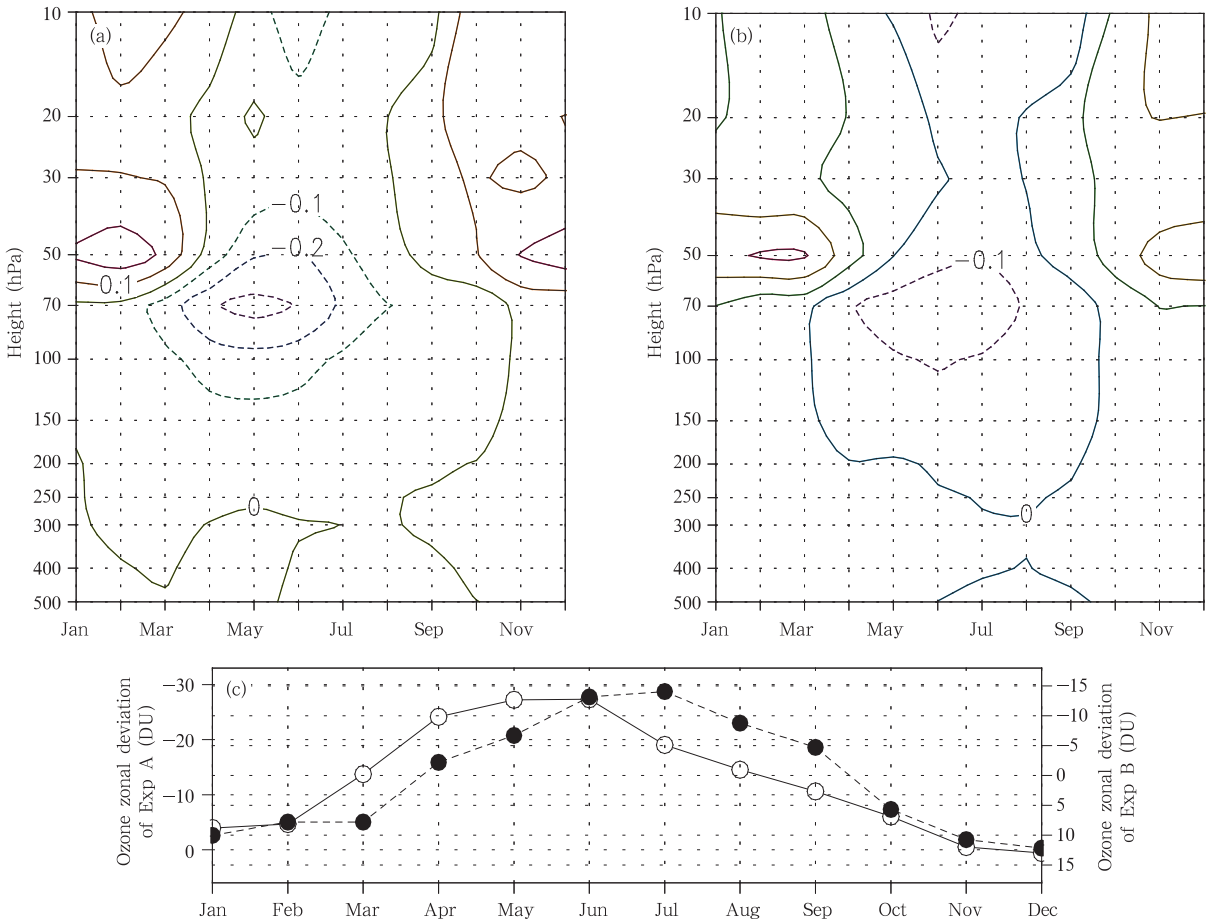


图 5　1980—1999 年青藏高原平均臭氧纬向偏差实验 A(a)、B(b)的浓度垂直剖面逐月变化(10^{-6})和(c)总量的逐月变化(DU,实验 A 为实线,实验 B 为虚线)

Fig. 5　Monthly variation of ozone concentration zonal deviation (10^{-6}) profile averaged over the TP from Exps (a) A and (b) B, and (c) of total ozone zonal deviation (DU) averaged over the TP from Exps A (solid line) and B (dashed line). Variables are averaged over 1980 to 1999

3.2　150—50 hPa 上南亚高压对青藏高原臭氧浓度的动力作用

为了分析南亚高压环流对青藏高原臭氧谷的作用,将动力过程导致的某一气层的青藏高原平均臭氧浓度变化 D_{O_3} 分为几部分:

$$D_{O_3} = D_{O_3H} + D_{O_3V} \tag{1}$$

$$D_{O_3H} = D_{O_3Lat} + D_{O_3Lon} = (D_{O_3TotaLat} + D_{O_3TotalLon})/V \tag{2}$$

$$D_{O_3TotalLat} = F_W - F_E = \iint_{SW} D_W ds - \iint_{SE} D_E ds \tag{3}$$

$$D_{O_3TotalLon} = F_S - F_N = \iint_{SS} D_S ds - \iint_{SN} D_N ds \tag{4}$$

$$D_{O_3} = D_{O_3V} + (\iint_{SW} D_W ds - \iint_{SE} D_E ds + \iint_{SS} D_S ds - \iint_{SN} D_N ds)/V \tag{5}$$

式(1)—(5)中,D_{O_3} 是水平运动导致的高原平均臭氧浓度变化 D_{O_3H} 与垂直运动的作用 D_{O_3V} 之和,D_{O_3H} 包括纬向 D_{O_3Lat} 和经向 D_{O_3Lon} 两部分。纬向(经向)运动导致的某一气层高原平均臭氧浓度变化 D_{O_3Lat}(D_{O_3Lon})等于纬向(经向)运动导致的高原上空该气层总的臭氧浓度变化 $D_{O_3TotalLat}$($D_{O_3TotalLon}$)除以以高原为底面积、该气层厚度为高的气块体积 V。$D_{O_3TotalLat}$ 是通过高原西侧(27.5°—40°N,75°E)的臭氧浓度通量 F_W 减去通过高原东侧(27.5°—40°N,105°E)的臭氧浓度通量 F_E,其中,F_W 和 F_E 向东为正。$D_{O_3TotalLon}$ 则等于通过高原南侧(27.5°N,75°—105°E)的臭氧浓度通量 F_S 减去通过高原北侧(40°N,75°—105°E)的臭氧浓度通量 F_N,其中,F_S 和 F_N 向北为正。在某一气层通过高原各侧边界的

臭氧浓度通量等于该臭氧浓度通量密度的面积分(以侧边界为底、该气层厚度为高的平面)。将式(1)—(4)联立即得式(5)。下面通过分析在150—50 hPa的式(5)各项以及南亚高压的逐月变化,来讨论南亚高压环流对青藏高原臭氧谷的作用。

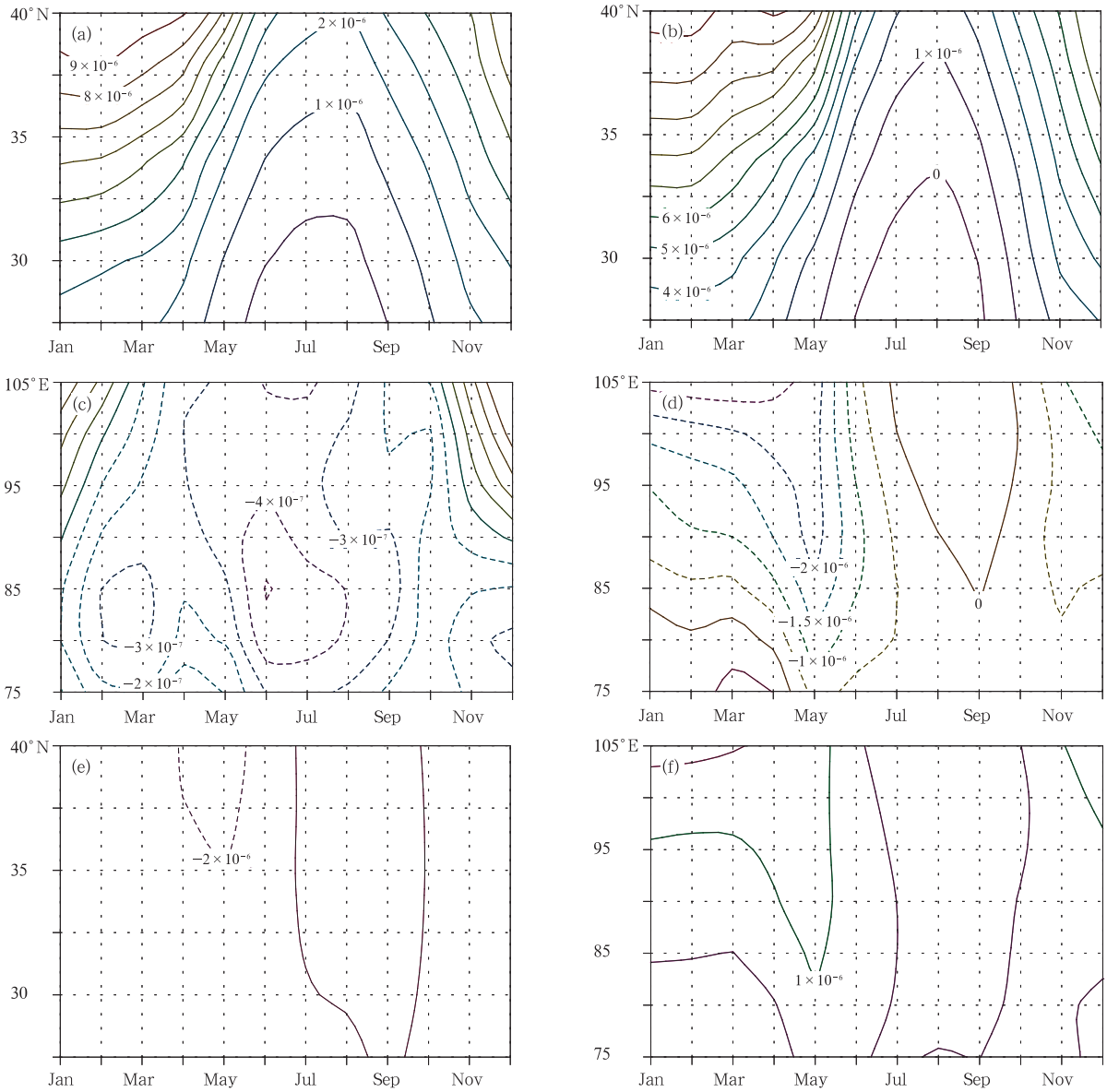


图6 1980—1999年150 hPa试验A平均 D_W(a)、D_E(b)、D_S(c)、D_N(d)、$D_W - D_E$(e)、$D_S^* - D_N^*$(f)的逐月变化(单位:m·mol/(s·mol))

Fig. 6 1980–1999 averaged monthly variation of D_W (a), D_E (b), D_S (c), D_N (d), $D_W - D_E$ (e) and $D_S^* - D_N^*$ (f) at 150 hPa from Exp A (unit: m·mol/(s·mol))

在150 hPa上,纬向输送 D_W 和 D_E 的分布类似(图6),在高原的东、西边界,由于西风环流的作用,全年臭氧浓度通量密度基本向东,且输送向北逐渐增大。在夏半年南亚高压移动到高原附近时,西风明显减小,因此,D_W 和 D_E 也明显变小,在夏季东西边界的南部,输送接近于0。由于南亚高压在5月迅速向西北推进,6月南亚高压的东北部已经可以影响到青藏高原,南亚高压的中心位于高原西南侧,因此,西边界所受影响大于东边界,D_W 减少的较 D_E 多,因此,D_W 和 D_E 之差(由于东、西两边界的长度相等,D_W 和 D_E 之差的时空分布可以间接表示 $D_{O_3\,TotalLon}$ 的时空分布)为负值,臭氧纬向输送使得高

原区臭氧减少。7—9月,高原东西边界南(北)侧为偏东(西)风。高原西侧的偏东风和东侧的偏西风将高原上空臭氧浓度较低的空气输送出来,而高原东侧的偏东风和西侧的偏西风将高原外臭氧浓度较高的空气输送到高原上空,D_W 和 D_E 之差为正。

臭氧经向输送的作用也与南亚高压有关(图6),全年整个南边界的 D_S 基本为负值。在10月至次年5月,南亚高压位于热带北太平洋上,其中,3—5和10月,高原南边界位于一弱槽后(图略),盛行北风分量较小的西北风,D_S 为负;11月至次年2月,南边界位于槽上(图略),其西侧为偏北风,D_S 为负,东侧为偏南风,D_S 为正。6—9月,南亚高压移上高原,中心位于高原西南侧,因此,高原南边界盛行强偏北风,D_S 为负,强度较强,6、7月达到全年最强。高原北边界受南亚高压的影响较小,除8—10月 D_N 较小外,其他月份北边界均位于脊前,有偏北风,D_N 为负。由于高原南北边界对应的纬圈半径不同,故边界长度不同,两通量密度相减无意义。因此,将二者对应半径同时增至地球半径,为使通过边界的总通量不变,将两通量密度同时减少为原先大小的纬度余弦倍,得 D_S^* 和 D_N^*。则 D_S^* 和 D_N^* 之差的时空分布可以间接表示 $D_{O_3\,TotalLon}$ 的时空分布。除7—9月外,D_N^* 均比 D_S^* 强,二者之差均为正值;7—9月,南亚高压对南边界影响较大,D_S^* 为负且较强,而对北边界影响较小,D_N^* 较弱,二者之差为负。

100、70和50 hPa上的纬向和经向输送与150 hPa上的类似。由于在50 hPa以下臭氧浓度基本上随高度增加而增加(图略),使得随着高度的增加纬向和经向输送量也较150 hPa的大,因此,东、西边界纬向输送之差变大,南、北边界经向输送之差变大。

图7是150—50 hPa高度 $D_{O_3\,Lat}$、$D_{O_3\,Lon}$、$D_{O_3\,V}$ 和 D_{O_3} 的时空分布。$D_{O_3\,Lat}$ 和 $D_{O_3\,Lon}$ 基本上为反位相,且随着高度的升高强度逐渐增强。$D_{O_3\,Lat}$($D_{O_3\,Lon}$)在7—9月(50—70 hPa为6—9月)基本为正(负),即纬(经)向臭氧输送使得青藏高原臭氧浓度增大(减少),其他月份的作用基本相反。7—9月,150 hPa南亚高压中心位于青藏高原西侧,且随着高度的升高,南亚高压向北倾斜,因此,高原的东西边界南侧盛行偏东风,随着高度的升高偏东风逐渐向北扩张,到50 hPa全部变为偏东风。总体来说,7—9月,高原西侧的偏东风和东侧的偏西风将高原上空臭氧浓度较低的空气输送出来,而高原东侧的偏东风和西侧的偏西风将高原外臭氧浓度较高的空气输送到高原上空,因此,高原臭氧浓度增大,即 $D_{O_3\,Lat}$ 基本为正。对于 $D_{O_3\,Lon}$ 来说,7—9月,位于高原西侧的南亚高压可以影响到高原南边界,有偏北风使得经向输送向南,南亚高压对高原北侧的影响较小,经向输送也小,故 $D_{O_3\,Lon}$ 基本为负。在南亚高压(50 hPa上,6、7月为脊)对高原作用最强的6—8月,臭氧浓度与垂直速度之积的垂直方向散度 $D_{O_3\,V}$ 在150—50 hPa为正,而在100—70 hPa为负,70 hPa上最强,即臭氧浓度与垂直速度之积在150—70 hPa随高度升高逐渐增大,而在70—50 hPa逐渐减小。D_{O_3} 等于 $D_{O_3\,Lat}$、$D_{O_3\,Lon}$、$D_{O_3\,V}$ 之和。在南亚高压能够影响到高原的5—10月,D_{O_3} 基本为负值,在150 hPa上的6和10月、100 hPa上的6月、70 hPa的5月和50 hPa的5、6、9和10月为正,但强度很小。因此,5—10月南亚高压环流动力作用总体来说是使高原区臭氧浓度减小的。

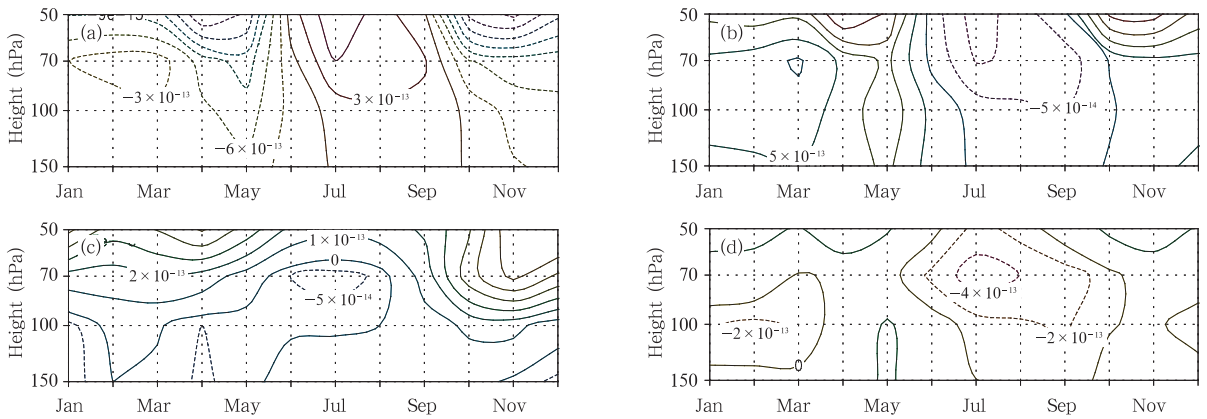


图7　1980—1999年150—50 hPa试验A平均 $D_{O_3\,Lat}$(a)、$D_{O_3\,Lon}$(b)、$D_{O_3\,V}$(c)和 D_{O_3}(d)逐月变化(单位:mol/(mol·s))

Fig. 7　1980－1999 averaged monthly variation of $D_{O_3\,Lat}$(a), $D_{O_3\,Lon}$(b), $D_{O_3\,V}$(c) and D_{O_3}(d) from 150 to 50 hPa from Exp A (unit: mol/(mol·s))

3.3 在南亚高压演变不同阶段环流对青藏高原臭氧谷的动力作用

以南亚高压与青藏高原的相对位置为根据,将南亚高压的季节变化分为了几个阶段。在秋末、冬季和初春,南亚高压主体位于热带太平洋;春末时南亚高压脊线西伸,北跳上高原(随着高度的升高,北跳的时间逐渐提前);夏季和初秋南亚高压控制高原;仲秋南亚高压向东南跳回热带太平洋。表2给出了南亚高压不同阶段的大气环流对青藏高原臭氧谷的动力作用。结合表2和图7可知,纬向和经向作用随高度增大,但符号不变,二者的作用基本相反。150—50 hPa,南亚高压上高原时经向输送使青藏高原臭氧谷加深,臭氧浓度约减小 8.7×10^{-13} mol/(mol·s);纬向输送使青藏高原臭氧谷减弱,臭氧浓度约增加 13.0×10^{-13} mol/(mol·s);垂直输送(除50 hPa外)强度均小于 1.0×10^{-13} mol/(mol·s),其上部使青藏高原臭氧谷减弱,下部使其加深;总的动力作用是使青藏高原臭氧谷减弱,臭氧浓度约增大 4.8×10^{-13} mol/(mol·s)。南亚高压控制高原时,经向输送使青藏高原臭氧谷减弱,臭氧浓度约增大 2.4×10^{-13} mol/(mol·s);纬向输送使青藏高原臭氧谷加深,臭氧浓度约减小 4.6×10^{-13} mol/(mol·s);垂直输送(除50 hPa外)强度均小于 1.0×10^{-13} mol/(mol·s),在中层使青藏高原臭氧谷加深,顶层和底层使青藏高原臭氧谷减弱;动力作用之和使得青藏高原臭氧谷加强,强度为 1.6×10^{-13} mol/(mol·s)。在南亚高压下高原时,纬向输送使青藏高原臭氧谷加强,臭氧浓度约减小 4.1×10^{-13} mol/(mol·s);经向作用在中层使青藏高原臭氧谷加强,底层、顶层使减弱,整层平均使青藏高原臭氧谷减弱,强度为 3.1×10^{-13} mol/(mol·s);垂直输送的作用使青藏高原臭氧谷减弱,臭氧浓度约增大 1.9×10^{-13} mol/(mol·s);总的动力作用在除50 hPa上使臭氧浓度增大 3.4×10^{-13} mol/(mol·s)外,其他层次较弱,强度不大于 0.1×10^{-13} mol/(mol·s)。在南亚高压移到热带太平洋时,青藏高原臭氧谷基本消失,南亚高压对高原区影响较弱。高原区附近环流的纬(经)向输送使得高原区臭氧浓度减小(增大)6.1×10^{-13} mol/(mol·s),垂直输送使得臭氧浓度增大 1.5×10^{-13} mol/(mol·s),总动力的作用除100 hPa外,以使臭氧浓度增大为主,即有利于青藏高原臭氧谷的消失。

表2 南亚高压不同阶段的大气环流对150—50 hPa青藏高原臭氧谷的作用(10^{-13} mol/(mol·s))

Table 2 The effects of the South Asian high circulation (10^{-13} mol/(mol·s)) on the Ozone Valley Over Tibetan Plateau at 150－50 hPa by stage

方向	高度	南亚高压发展阶段			
		上高原	稳定在高原上空	从高原撤退	位于热带太平洋
纬向		加深(－8.7)	变浅(2.4)	加深(－4.1)	减少(－6.1)
经向		变浅(13.0)	加深(－4.6)	变浅(3.1)	增大(6.1)
垂直方向	50 hPa	变浅(3.6)	变浅(1.6)	变浅(1.9)	增大(1.5)
	70 hPa	变浅(0.5)	加深(－0.6)	变浅(1.9)	增大(1.5)
	100 hPa	加深(－0.4)	加深(－0.1)	变浅(1.9)	增大(1.5)
	150 hPa	加深(－0.3)	变浅(0.6)	变浅(1.9)	增大(1.5)
总值	50 hPa	变浅(4.8)	加深(－1.6)	变浅(3.4)	增大(2.4)
	70 hPa	变浅(4.8)	加深(－1.6)	加深(－0.1)	增大(1.5)
	100 hPa	变浅(4.8)	加深(－1.6)	加深(－0.0)	减少(－0.1)
	150 hPa	变浅(4.8)	加深(－1.6)	变浅(0.1)	增大(1.2)

注:当南亚高压移至热带太平洋时,青藏高原臭氧谷减弱消失,表中给出大气环流对高原区臭氧浓度的作用。

4 结论和讨论

利用WACCM3模拟了青藏高原臭氧谷和南亚高压的关系,肯定了南亚高压对青藏高原臭氧谷的重要作用,最后通过分析经向、纬向和垂直方向的臭氧输送,明确了南亚高压对青藏高原臭氧谷的具体动力作用,得出如下结论:

(1)在南亚高压最活跃的150至50 hPa,青藏高原臭氧谷最强,高原区臭氧总量的逐月变化与高原区150—50 hPa臭氧量的变化相关显著,相关系数为0.977。

(2)将青藏高原地形高度削减至1500 m后,150—50 hPa上南亚高压和青藏高原臭氧谷仍存在;该高度上南亚高压强度变小,青藏高原臭氧谷也

减弱;南亚高压季节移动发生改变,青藏高原臭氧谷季节变化也随之改变。

(3)在南亚高压季节变化的不同阶段和不同方向上,环流对青藏高原臭氧谷的作用明显不同。在150至50 hPa高度,南亚高压上高原时,纬(经)向输送使青藏高原臭氧谷加深(变浅),垂直输送在低(高)层使青藏高原臭氧谷加深(变浅),总的动力作用使青藏高原臭氧谷减弱;南亚高压稳定在高原上空时,纬(经)向输送使青藏高原臭氧谷变浅(加深),垂直输送在中(底和顶)层使青藏高原臭氧谷加深(变浅),总动力的作用使青藏高原臭氧谷加深;在南亚高压从高原撤退时,纬(经)向作用使青藏高原臭氧谷加深(变浅),垂直作用使青藏高原臭氧谷变浅,总动力的作用使青藏高原臭氧谷中(底和顶)层加深(变浅);当南亚高压移至热带太平洋时,南亚高压对高原区臭氧影响较弱。

上述研究主要集中于南亚高压对青藏高原臭氧谷的作用,还有许多问题尚待讨论,如:由于对流层顶是湍流的活跃区域,青藏高原臭氧谷形成变化的动力作用除包括环流的输送外,次网格的湍流扩散作用也值得研究。青藏高原臭氧谷在70 hPa最强,在10 hPa也存在一低值区,70 hPa处的低值区形成机制已经比较清楚,那么10 hPa低值区的机制是什么。另外,青藏高原臭氧谷对平流层辐射有影响,而辐射状况可能对南亚高压也产生影响,那么青藏高原臭氧谷与南亚高压可能存在以动力过程和化学过程相互作用的反馈机制,该机制是否存在,又是如何运作的等。

致谢:感谢中国科学院计算机网络信息中心超级计算中心姜金荣博士、国家气象中心赵滨博士、张博博士、中国气象科学研究院陈军明博士、左志燕博士在WACCM3的调试和运行中提供的帮助。

参考文献

卞建春,李维亮,周秀骥.1997.青藏高原及其邻近地区流场结构季节性变化的特征分析//周秀骥.中国地区大气臭氧变化及其对气候环境的影响(二).北京:气象出版社,257-272

郭栋.2011.青藏高原臭氧谷形成和季节变化的动力和化学机制[D].南京:南京信息工程大学大气科学学院

刘煜,李维亮.2001.青藏高原臭氧低值中心的加深及其可能的影响.气象学报,59(1):97-105

刘煜,郭彩丽,李维亮等.2007.青藏高原平流层臭氧和气溶胶的变化趋势研究.气象学报,65(6):938-945

苏绍基,王卫国.2000.大气臭氧层变化与南亚高压活动关系的探讨.云南大学学报(自然科学版),22(4):293-296

周任君,陈月娟.2005.青藏高原和伊朗高原上空臭氧变化特征及其与南亚高压的关系.中国科学技术大学学报,35(6):899-908

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.科学通报,40(15):1396-1398

Camp C D, Roulston M S, Yung Y L. 2003. Temporal and spatial patterns of the interannual variability of total ozone in the tropics. J Geophys Res, 108: 4643, doi:10.1029/20001JD001504

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. Adv Atmos Sci, 20(1): 103-109

Randel W J, Wu F, Stolarski R. 2002. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux. J Meteor Soc Japan, 80(4B): 849-862

Reiter E R, Gao Dengyi. 1982. Heating of the Tibet Plateau and movements of the South Asian High during spring. Mon Wea Rev, 110(11): 1694-1711

Simmons A J, Gibson J K. 2000. ERA-40 Project Report Series No. 1.: The ERA-40 Project Plan// http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/_pdf/ERA40_PRS_1.pdf

Tian W S, Chipperfield M P, Huang Q. 2008. Effects of the Tibetan Plateau on total column ozone distribution. Tellus Ser B Chem Phys Meteor, 60B(4): 622-635

Zhou S W, Zhang R H. 2005. Decadal variations of temperature and geopotential height over the Tibetan Plateau and their relations with Tibet ozone depletion. Geophys Res Lett, 32: L18705

Ziemke J R, Chandra S, Bhartia P K. 2005. A 25-year data record of atmospheric ozone in the Pacific from Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) cloud slicing: Implications for ozone trend in the Stratosphere and troposphere. J Geophys Res, 110: D15105, doi:10.1029/2004JD005687

Zou H. 1996. The seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet. Geophys Res Lett, 23(9): 1029-1032