

文章编号: 2096-1618(2020)06-0671-07

青藏高原上空臭氧的时空演变特征

熊思章, 陈权亮

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

摘要:为研究青藏高原上空臭氧的时空演变特征,利用1979年1月–2018年12月的MSR2臭氧总量月平均资料,通过气候统计学方法,对青藏高原上空臭氧总量的时空分布以及臭氧低谷强度变化特征进行分析。结果表明,青藏高原上空的臭氧总量分布具有明显的纬向特征,随纬度增高而增大,也存在明显的季节变化,冬春季较多,夏秋季较少;青藏高原上空臭氧总量在不同时期段的变化趋势表现不同,在1979–1998年呈递减的趋势,其递减率为 0.65 DU/a ,在1999–2018年呈递增的趋势,其递增率为 0.20 DU/a ,而1979–2018年整体呈现递减的趋势,其递减率为 0.16 DU/a ,且存在显著的准2~3年、准4年和准8~11年周期振荡;青藏高原上空臭氧总量的季节变化呈现正弦曲线的形状,最大值出现在3月,最小值出现在10月,而同纬度的无山地区的最大值出现在4月,最小值出现在11月。高原上空臭氧总量一年四季都低于同纬度带无山地区,且在各月(除10月)均呈现下降的趋势;臭氧低谷的强度在5月达到最强,11月最弱,且在夏秋季节呈现缓慢减弱的趋势,而在冬春季节呈现加强的趋势。

关键词:大气科学;气候变化;青藏高原;臭氧总量;时空分布

中图分类号:P467

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2020.06.014

0 引言

臭氧是大气中的重要微量成分之一,主要分布在离地面10~50 km的平流层,只有大约10%的臭氧分布在对流层。臭氧能阻挡来自太阳的紫外线辐射,它对于地球上的生命正常生存和繁衍起到了极其重要的作用^[1],因此被称为“地球的保护伞”。同时臭氧能吸收太阳紫外线辐射加热大气,从而改变平流层的热力和动力结构^[2]。随着人类活动的增加,导致大气臭氧含量严重减少,高层和低层大气对太阳辐射的吸收量也相应发生改变,而大气运动的主要能源来自太阳辐射能,因此大气臭氧含量变化对全球的气候变化具有举足轻重的作用。因而,对大气臭氧的监测和研究受到世界各国政府和学术界的普遍关注^[3–6]。

随着南极臭氧洞被发现以来^[7],国内外众多学者对大气臭氧总量进行了许多研究。就全球臭氧总量研究表明,从20世纪70年代到90年代中期,全球的臭氧总量呈现下降的趋势^[8–11]。但有很多学者近年来提出臭氧层正在恢复的观点,指出全球臭氧总量的减少速度是缓慢减弱的,21世纪早期的臭氧总量与20世纪80年代中后期相近^[12],这是全球臭氧总量开始恢复的一个信号^[13]。郭世昌等^[14]研究了东亚、北美、北极和西欧这4个区域的臭氧总量的变化情况,指出在

1979–2011年,臭氧总量的下降趋势变缓,且在20世纪90年代前期之后呈现上升的趋势。Krzyscin等^[15]研究指出在1996–2007年,平流层臭氧总量在以每10年3%~5%的增速恢复。对于中国臭氧总量的研究,国内外学者也做了很多的研究。其中,魏鼎文等^[16]指出1979–1993年北京和昆明的臭氧总量在不断下降。周秀骥等^[17]指出中国的臭氧总量呈现减少的趋势,其递减率随纬度增高而增大,同时发现夏季青藏高原上空出现臭氧总量低值区,首次揭示出中低纬地区存在臭氧损耗的事实。但在2000年以后,中国臭氧总量减少的趋势较为缓慢,且在2005年之后,臭氧总量反而呈现上升的趋势^[18]。

综合目前的研究情况来看,绝大多数研究采用的是年代久远的TOMS卫星臭氧资料,其缺点是精度较低且有些年份缺少数据。将采用一种高分辨率的多传感器MSR2臭氧总量再分析资料,研究区域选择在青藏高原地区($28^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$, $75^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$),由于青藏高原特殊的地形和海拔高度,素有“世界屋脊”和“地球第三极”之称,其热力和动力作用会影响中国乃至全球的气候^[19–20],它对北半球的气候变化具有极为重要的作用,所以研究青藏高原上空臭氧的时空演变特征以及臭氧低谷强度变化特征具有重要意义。

1 资料与方法

选取青藏高原区域为 $28^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$, $75^\circ\text{E} \sim$

收稿日期:2020-01-01

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41875108);四川省科技厅应用基础研究资助项目(2019YJ0363)

105 °E,落基山脉区域为28 °N ~ 40 °N,100 °W ~ 115 °W,同纬度带除青藏高原和落基山脉外无山地区为28 °N ~ 40 °N。所用资料为1979 年1 月至2018 年12 月共40 a的MSR2(multi sensor reanalysis)臭氧总量月平均数据,其水平分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$,收录了15 种不同的最新卫星臭氧总量资料:BUV-Nimbus4,TOMS-Nimbus7,TOMSEP,SBUV-7,-9,-11,-14,-16,-17,-18,-19,GOME,SCIAMACHY,OMI,GOME-2,这些臭氧总量资料基于所有可用卫星的臭氧总量数据集,Brewer-Dobson 地面观测仪以及详细误差建模的数据同化技术^[11]。采用线性回归和小波分析等气候诊断学方法对青藏高原上空臭氧总量的空间分布、时间变化以及其低谷强度变化特征进行了研究。

2 结果分析

2.1 青藏高原上空臭氧总量的空间分布特征

图1 为青藏高原上空臭氧总量的40 a 平均空间分布。青藏高原上空的臭氧总量等值线几乎与纬圈平行,臭氧总量随纬度增高而增大,高原上空臭氧总量的平均值为284.5 DU。并且在青藏高原南部(28 °N,89 °E)附近存在一个小于265 DU的臭氧总量低值中心,对于青藏高原臭氧低值中心的形成原因很多学者做了不同的研究^[21-26]。

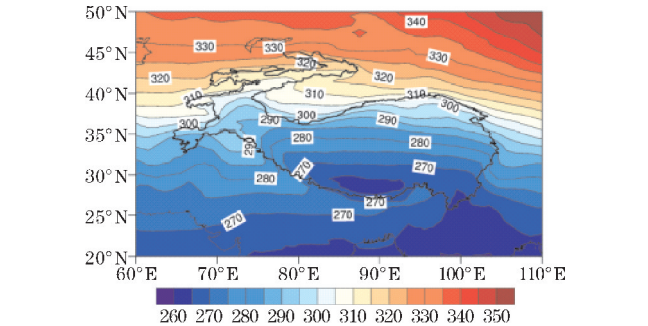


图1 青藏高原上空臭氧总量40 a 平均空间分布

由图2 可见,青藏高原上空臭氧总量存在明显的季节变化,冬春季较多,夏秋季较少。臭氧总量在春季出现最大值,春季平均值高达300.86 DU;秋季出现最小值,平均值为268.79 DU,比春季低大约32 DU;同时冬季的臭氧总量大于夏季的,冬季青藏高原上空臭氧总量的平均值为292.17 DU,而夏季为276.51 DU。夏秋季臭氧总量的南北梯度不及春冬季明显,秋季是全年臭氧总量最小的季节,秋季臭氧总量的值相比夏季下降了8 DU左右。这主要是因为在低纬度地区平流层通过光化学作用产生的臭氧被大气环流输送到高纬度地区,这种极向环流存在明显的季节变化,在冬春季较强,在夏秋季较弱。正因为冬春季强盛的极向环流使得低纬度地区的高浓度臭氧向中高纬度地区输送,导致了冬春季中高纬度地区臭氧浓度较高,而在夏秋季这种环流较弱,使该时期臭氧浓度较低并且臭氧总量的经向梯度也较小^[27]。

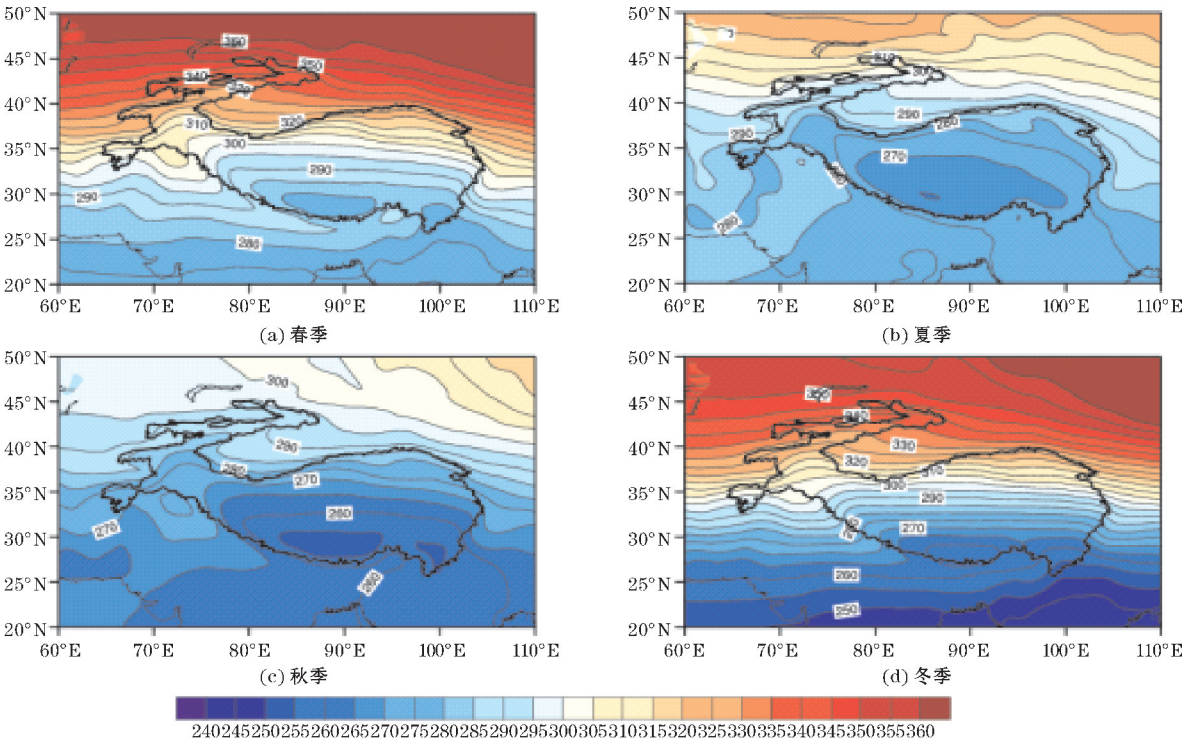


图2 青藏高原上空臭氧总量四季空间分布

2.2 青藏高原上空臭氧总量的时间变化特征

随着《蒙特利尔议定书》在 20 世纪 90 年代早期被全球大部分国家采纳,全球的臭氧浓度得到了有效控制。为研究青藏高原自 1979 年以来臭氧总量的时间变化特征,将臭氧总量资料分为 2 个时期段:1979–1998 年、1999–2018 年,求出 2 个时期段青藏高原臭氧总量逐月平均值,结果如图 3 所示。由图 3 可知,2 个时期段的青藏高原上空臭氧总量都是在 3 月达到全年的最高值,10 月达到最低值。1979–1998 年,青藏高原臭氧总量的最大值为 310.1 DU,最小值为 266.8 DU;1999–2018 年,青藏高原臭氧总量的最大值为 302.8 DU,最小值为 267.5 DU。从 1979–1998 年到 1999–2018 年,青藏高原臭氧总量呈现减少的趋势,其

中冬春季尤为明显。两个时期段的臭氧总量都是在秋末出现最小值,春季出现最大值,这主要是因为赤道地区平流层大气通过光化学反应生成的臭氧会向中高纬地区平流层输送,大气中这种经向环流存在显著的季节变化,则会导致春季的臭氧总量最大,秋季的臭氧总量最小^[28]。

图 4 为青藏高原上空不同时间段臭氧总量的年际变化。青藏高原上空臭氧总量在不同时期段的变化趋势表现不同,1979–1998 年的臭氧总量平均值为 285.9 DU,整体呈递减的趋势,其递减率为 0.65 DU/a;在 1999–2018 年的臭氧总量平均值为 283.1 DU,整体呈递增的趋势,其递增率为 0.20 DU/a,这个结果与郭世昌等^[14]指出的自 1990 年前期开始,东亚地区的臭氧总量逐渐增加的结果一致。这可能与采取措施保护臭氧层的行为密切相关。而 1979–2018 年臭氧总量平均值为 284.5 DU,总体呈现递减的趋势,其递减率为 0.16 DU/a。1993 年臭氧总量出现最小值,这可能与 1991 年 6 月发生在菲律宾的 Pinatubo 火山爆发有关,大量的火山气溶胶进入平流层可能使臭氧总量减少。这 40 a,春季和冬季臭氧总量总体变化趋势有着较好的一致性,夏季和秋季臭氧总量总体变化趋势也有着较好的一致性。青藏高原上空臭氧总量春季含量最高,其次是冬季和夏季,秋季臭氧的含量最低,并且秋季是常年处于最低。

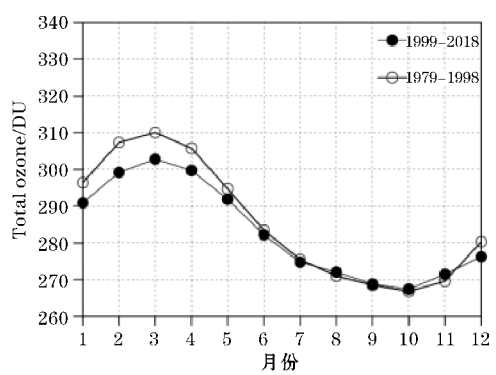


图 3 青藏高原上空臭氧总量月变化

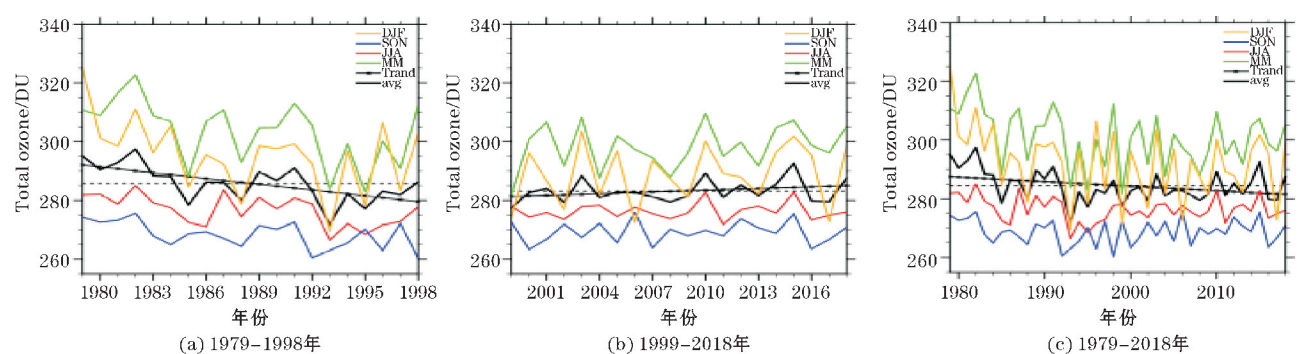


图 4 青藏高原上空臭氧总量各个时间段的年代变化

图 5 为青藏高原上空臭氧总量的 Morlet 小波分析,一个地区的大气臭氧总量及其周期变化主要受光化学过程和输送过程的影响,光化学过程是臭氧在太阳紫外辐射下的进行光分解与光化学动态平衡过程;对于输送过程来看,众所周知臭氧分子具有较长的生命期,因此被作为大气运动的“示踪剂”,臭氧的变化与大尺度行星波有较好的对应关系^[29–30]。青藏高原上空臭氧总量具有显著的准 2–3 年、准 4 年和准 8–11 年周期振荡,这些分别与赤道平流层大气准两年振荡、100 hPa 显热涡动通量的 4 a 振荡和太阳活动准 11 a 周期变化有较好的对应关系,这一结果与前人的结论是

一致的^[31–33]。

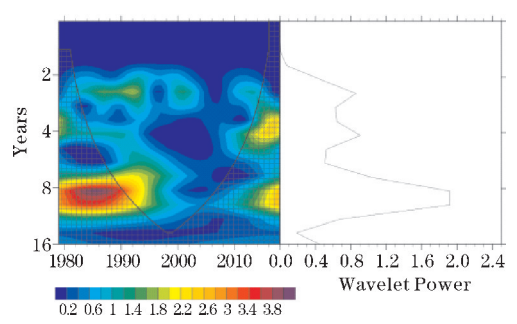


图 5 青藏高原上空臭氧总量的 Morlet 小波分析

2.3 青藏高原臭氧低谷的强度变化特征

为分析青藏高原上空臭氧总量的纬向分布不均匀性,对其进行纬向偏差的计算,格点臭氧总量的纬向偏差=格点臭氧总量-臭氧总量的平均值。图 6 为青藏高原上空臭氧总量40 a平均纬向偏差分布,图 7 为青藏高原上空臭氧总量四季平均纬向偏差分布。由图可见,青藏高原上空存在一个强度<-16 DU的负臭氧纬向偏差区,说明青藏高原上空存在臭氧总量的亏损。各个季节青藏高原上空臭氧总量始终表现为亏损,在夏秋季的臭氧亏损较秋冬季更为明显,其中夏季臭氧

亏损表现得最为明显。

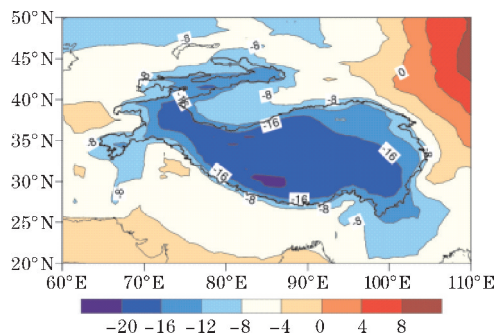


图 6 青藏高原上空臭氧总量 40 a 平均纬向偏差

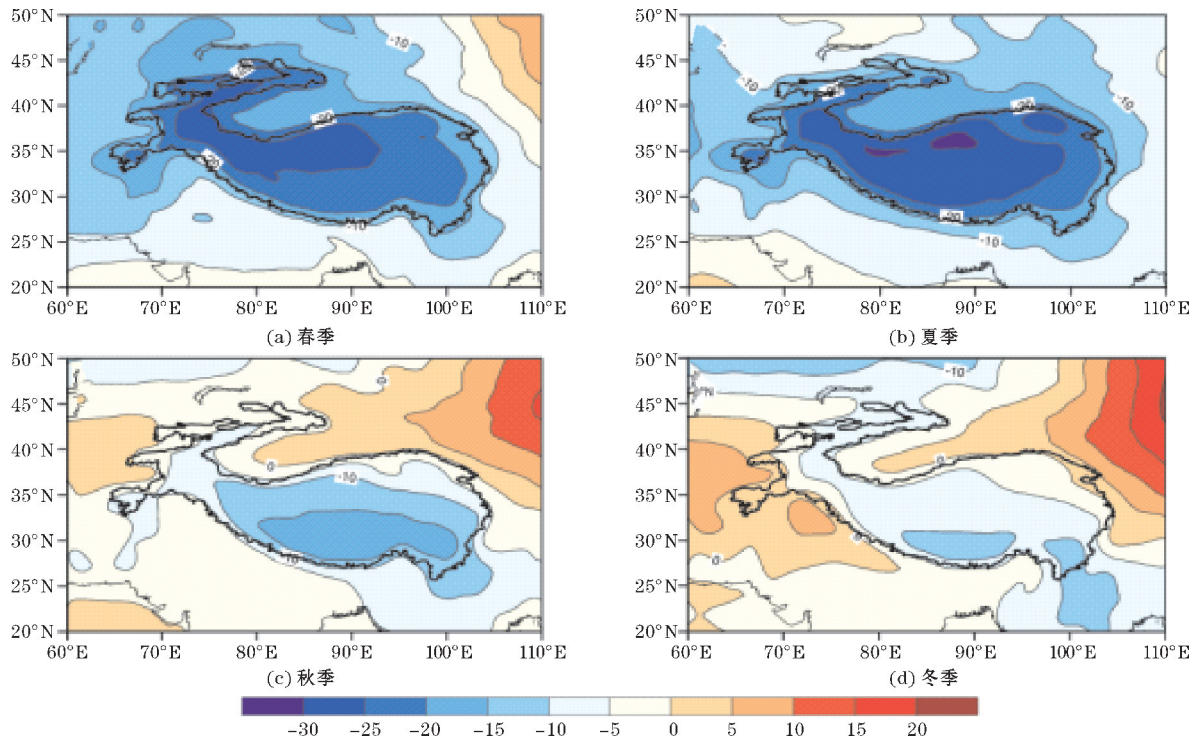


图 7 青藏高原上空臭氧总量四季平均纬向偏差

图 8 为青藏高原和同纬度无山地区臭氧总量的季节变化趋势,可以看出青藏高原(28°N~40°N,75°E~105°E)上空的臭氧总量在各月(除 10 月外)均呈现下降趋势,在 10 月出现极大值,在 3 月出现极小值,而除去青藏高原(28°N~40°N,75°E~105°E)和落基山脉(28°N~40°N,100°W~115°W)的同纬度无山区上空的臭氧总量在各月均呈现下降趋势,在 9 月出现极大值,同样在 3 月出现极小值,这主要是因为全球大尺度山地上空的臭氧总量在各月均呈现下降趋势^[34]。两个地区相同点是冬春季臭氧总量的递减率较夏秋大,不同点是青藏高原地区递减率在冬春季节明显低于同纬度无山地区。

图 9 为青藏高原、同纬度带无山区臭氧总量以及青藏高原与同纬度无山区臭氧总量差值的季节变化。

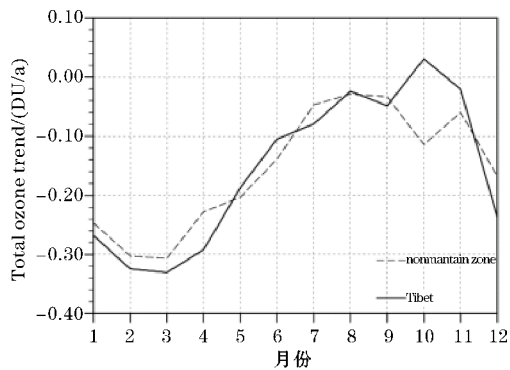


图 8 青藏高原臭氧总量的季节变化趋势

青藏高原上空臭氧总量的季节变化表现为正弦曲线,青藏高原上空臭氧总量在 3 月达到全年的最大值(306.5 DU),然后逐渐减少,10 月达到最小值(267.1DU),然后再逐渐升高,振幅为39.4 DU。除去

青藏高原(28°N~40°N,75°E~105°E)和落矶山脉(28°N~40°N,100°W~115°W)的同纬度无山地区的季节变化同样为一正弦曲线,其最大值在4月(326.2 DU),最小值在11月(273.2 DU),振幅为53 DU。青藏高原臭氧总量的季节变化与同纬度带无山区相比,其位相超前1个月,其振幅大大减少。这主要是因为臭氧季节变化的最大值由于高原地面加热受到抑制,使得青藏高原臭氧总量的季节变化的振幅小于同纬度带无山地区^[35]。青藏高原相对于同纬度的无山地区,其上空的臭氧总量在各个季节总是低于同纬度无山地区,这主要是因为大尺度山地地区有着独特的动力和热力作用,使得青藏高原上空臭氧总量明

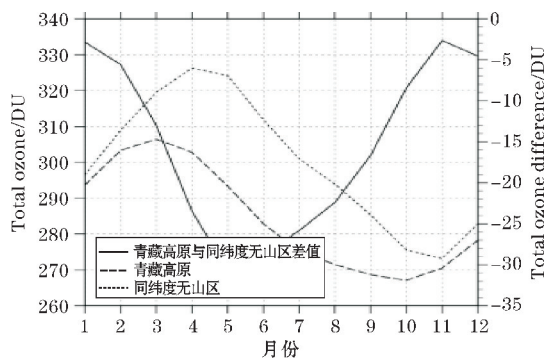
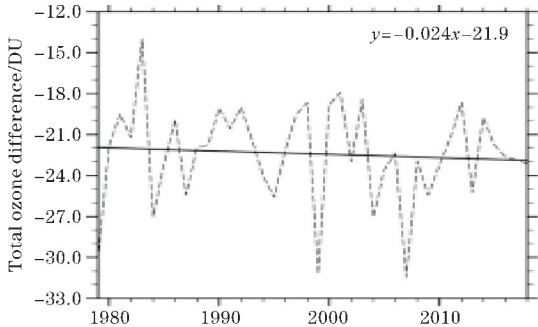
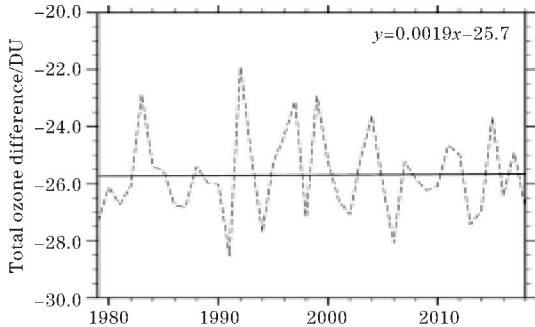


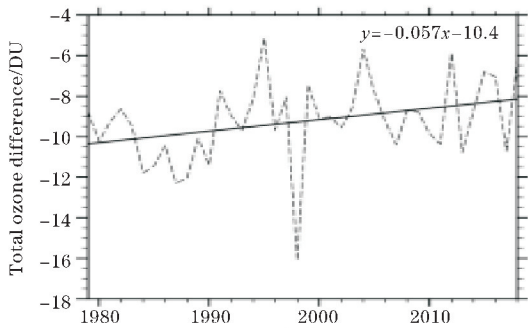
图9 青藏高原臭氧总量季节变化



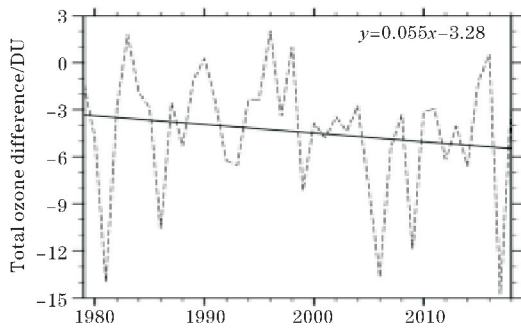
(a)春季



(b)夏季



(c)秋季



(d)冬季

图10 青藏高原臭氧低谷强度的年际变化

显存在着亏损且各个季节都要低于同纬度无山地区^[36]。

青藏高原上空的臭氧总量与同纬度无山地区的差值表征青藏高原臭氧低谷的强度,青藏高原上空臭氧总量从4-9月有明显降低,尤其是5、6、7月。青藏高原上空臭氧低谷的强度在5月达到最强(-30.8 DU),11月最弱(-2.7 DU),变化幅度为28.1 DU。这主要是由于青藏高原地面加热在春季最强,导致该季节臭氧亏损最为严重^[37]。

众所周知,臭氧的减少将使到达地面的紫外线辐射增强,而紫外线辐射的增强会危害人类的健康和对生态圈造成严重的破坏,如果青藏高原上空臭氧低谷持续加深,将对青藏高原的生态造成严重的影响,所以了解青藏高原上空臭氧低谷强度的变化趋势是非常有意义的。图10为各个季节青藏高原臭氧低谷强度的年际变化曲线,从图10可以看出夏季和秋季青藏高原臭氧总量与同纬度无山地区的差值呈上升趋势,递增率分别为0.0019 DU/a和0.057 DU/a;而在春季和冬季,青藏高原臭氧总量与同纬度无山地区的差值呈下降趋势,递减率分别为0.024 DU/a和0.055 DU/a;说明青藏高原臭氧低谷强度在夏秋季节呈缓慢减弱的趋势,而在冬春季呈加强的趋势。

3 结论

利用1979年1月-2018年12月的MSR2臭氧总

量月平均资料对青藏高原的臭氧总量时空分布以及臭氧低谷强度变化特征进行了分析,得出以下结论:

(1)青藏高原上空的臭氧总量等值线几乎与纬圈平行,臭氧总量分布具有明显的纬向特征,随着纬度越

高,臭氧总量越大;青藏高原臭氧总量存在明显的季节变化,冬春季较多,夏秋季较少。臭氧总量在春季出现最大值,春季平均值高达300.86 DU;秋季出现最小值,平均值为268.79 DU,比春季低大约32 DU;同时冬季的臭氧总量大于夏季,冬季臭氧总量的平均值为292.17 DU,而夏季为276.51 DU。

(2)青藏高原上空臭氧总量在不同时期段的变化趋势表现不同,1979–1998年呈递减趋势,其递减率为0.65 DU/a;1999–2018年的臭氧总量呈递增的趋势,其递增率为0.20 DU/a;而1979–2018年青藏高原臭氧总量总体呈递减的趋势,其递减率为0.16 DU/a。青藏高原上空臭氧总量在3月达到全年的最高值,10月达到最低值。春季含量最高,其次是冬季和夏季,秋季臭氧的含量最低,并且秋季臭氧的含量常年处于最小值;青藏高原上空臭氧总量存在显著的准2~3年、准4年和准8~11年周期振荡。

(3)在同纬度的无山地区上空,臭氧总量的最大值出现在4月,最小值出现在11月。与同纬度无山地区臭氧总量季节变化相比,青藏高原臭氧总量的季节变化位相超前一个月,振幅大大减少。青藏高原上空臭氧总量一年四季都低于同纬度带无山地区,且在各月(除10月)均呈现下降趋势;青藏高原上空的臭氧总量与同纬度无山地区的差值表征青藏高原臭氧低谷的强度,其强度在5月达到最强(-30.8 DU),11月最弱(-2.7 DU),变化幅度为28.1 DU,且在夏秋季节呈缓慢减弱的趋势,而在冬春季节呈加强的趋势。

参考文献:

- [1] 盛裴轩,毛节泰,李建国,等. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社,2003.
- [2] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle atmosphere dynamics[M]. San Diego: Academic, 1987.
- [3] 郭松,周秀骥. 青藏高原大气臭氧垂直廓线的观测分析[J]. 科学通报,1994(18):92–93.
- [4] 郭松,周秀骥,张晓春. 青海高原大气 O_3 及紫外辐射UV-B观测结果的初步分析[J]. 科学通报,1994(1):52–55.
- [5] 刘煜,李维亮. 青藏高原臭氧低谷的加深及其可能的影响[J]. 气象学报,2001,59(1):97–106.
- [6] Zou H. Seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibe[J]. Geophys Res Lett, 1996, 23(9):1029–1032.
- [7] Farman J C, Gardiner B G, Shanklin J D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction[J]. Nature, 1985, 315(6016):207–210.
- [8] Heath, Donald F. Non-seasonal changes in total column ozone from satellite observations, 1970? 86[J]. Nature, 1988, 332(6161):219–227.
- [9] 魏鼎文,郭世昌,赵延亮. 1963–1985年北半球大气臭氧总量时空变化图集[M]. 北京:科学出版社,1989.
- [10] 任福民,王梅华,周秀骥,等. 近十五年全球臭氧变化[J]. 气象学报,1998(4):102–109.
- [11] Ronald V D A, Allaart M, Eskes H. Improved Multi Sensor Reanalysis of Total Ozone for the period 1970–2012[C]. Egu General Assembly Conference. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2015.
- [12] 李燕,蔡旭晖,谢飞钦. 近年东亚地区臭氧总量的变化趋势[J]. 环境科学,2002(s1):103–105.
- [13] Newchurch, M. J. Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: First stage of ozone recovery[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D16):4507.
- [14] 郭世昌,黎成超,郭漪然,等. 近33a来北半球大气臭氧的变化趋势研究[J]. 热带气象学报, 2014, 30(2):319–326.
- [15] Krzyscin J, Krizan P, Jaroslowski J. Long-term changes in the tropospheric column ozone from the ozone soundings over Europe[J]. Atmospheric Environment, 2007, 41(3):606–616.
- [16] 魏鼎文,赵延亮,秦芳,等. 中国北京和昆明地区大气臭氧层的异常变化[J]. 科学通报,1994(16):71–73.
- [17] 周秀骥,罗超,李维亮,等. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心[J]. 科学通报,1995(15):1396–1398.
- [18] 张莹. 中国臭氧总量30a时空变化以及近地面臭氧浓度气象要素影响研究[D]. 南京:南京信息工程大学,2014.
- [19] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社,1979.
- [20] 叶笃正,罗四维,朱抱真. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡[J]. 气象学报,1957(2):20–33.
- [21] 杨景梅,邱金桓. 利用卫星资料分析我国北方东西部臭氧分布差异[J]. 应用气象学报, 2009, 20(1):1–7.

- [22] 刘煜,李维亮,周秀骥,等. 青藏高原夏季臭氧低谷形成的机理—臭氧输送和化学过程[J]. 大气科学进展, 2003, 20(1): 103–109.
- [23] Bian J C, Yan R C, Chen H B, et al. Formation of the summertime ozone valley over the Tibetan Plateau: the Asian summer monsoon and air column variations[J]. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(6): 1318–1325.
- [24] 杨双艳,周顺武,张人禾,等. 青藏高原对流层顶高度与臭氧总量及上升运动的耦合关系[J]. 大气科学学报, 2012, 35(4): 438–447.
- [25] 万凌峰,郭栋,刘仁强,等. WACCM3 对夏季青藏高原臭氧谷双心结构的模拟性能评估[J]. 高原气象, 2017(1): 60–69.
- [26] Shi C H, Chang S J, Guo D, et al. Exploring the relationship between the cloud-top and tropopause height in boreal summer over the Tibetan Plateau and its adjacent region[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2018: 1–7.
- [27] 王明星. 大气化学[M]. 北京: 气象出版社, 1991.
- [28] 王贵勤,肖文俊. 大气臭氧总量变化与大气环流关系的研究[J]. 大气科学, 1987, 11(3): 337–340.
- [29] 苏绍基,王卫国. 大气臭氧层变化与南亚高压活动关系的探讨[J]. 云南大学学报(自然科学版), 2000(4): 54–62.
- [30] 郭栋,周秀骥,刘煜,等. 南亚高压对青藏高原臭氧谷的动力作用[J]. 气象学报, 2012(6): 132–141.
- [31] 季崇萍,邹捍,周立波. 青藏高原臭氧的准两年振荡[J]. 气候与环境研究, 2001(4): 416–424.
- [32] Tung K K, Yang H. Global QBO in Circulation and Ozone. Part I: Reexamination of Observational Evidence[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1994, 51(19): 2699–2707.
- [33] Hasebe F. The global fluctuations of total ozone estimated objectively from ground-based observations[M]. Boulder, USA, 1980: 378–385.
- [34] 邹捍,郜永祺. 大尺度山地上空臭氧亏损及其变化趋势[J]. 山地学报, 1997(4).
- [35] 季崇萍. 青藏高原臭氧的 ENSO[J]. 气候与环境研究, 2001(3): 267–272.
- [36] 邹捍,郜永祺,周立波. 大尺度山地上空的臭氧低值及地面加热[J]. 气候与环境研究, 1998, 3(3): 209–217.
- [37] 陈文,黄荣辉. 中层大气行星波在臭氧的季节和年际变化中输运作用的数值研究 I. 常定流的情况[J]. 大气科学, 1996, 20(5): 513–523.

Temporal and Spatial Evolution of Ozone over the Tibetan Plateau

XIONG Sizhang, CHEN Quanliang

(College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: In order to study the temporal and spatial evolution characteristics of ozone over the Tibetan Plateau, the monthly average data of total ozone in MSR2 from January 1979 to December 2018 were used to analyze the temporal and spatial distribution of ozone and the intensity of ozone troughs over the Tibetan Plateau through climatic statistics method. The results show that the total distribution of ozone over the Tibetan Plateau has obvious zonal characteristics, which increases with the increase of latitude, and also has obvious seasonal changes. The change trend of total ozone over the Tibetan plateau is different in different periods. During the period of 1979–1998, it has a trend of declining, the decline rate was 0.65 DU/a; during 1999–2018, it showed a trend of increase, the increasing rate of 0.20 DU/a; and during 1979–2018, it exhibits a decreasing trend, the decline rate is 0.16 DU/a, and there is a significant quasi 2–3 years, 4 years and 8–11 years of periodic oscillation during this period; The seasonal variation of total ozone over the Tibetan Plateau shows a sinusoidal curve. The total ozone over the Tibetan Plateau reaches the highest value in March and the lowest value in October. The maximum amount of total ozone over the same latitude, where in non-mountain areas, appeared in April and the minimum in November. The total amount of ozone over the Qinghai-Tibet Plateau is lower than that of mountainless areas in the same latitudes throughout the year and shows a downward trend in each month except of October. The intensity of the ozone trough over the Tibetan Plateau reached the strongest in May, the weakest in November, It showed a slowly decreasing trend in summer and autumn and a strengthening trend in winter and spring.

Keywords: atmospheric sciences; climate change; The Tibetan Plateau; total ozone; temporal and spatial distribution