

青藏高原地区大气臭氧变化的研究^{*}

周秀骥 李维亮 陈隆勋 刘 煜

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

文中综述了对青藏高原夏季大气臭氧低值中心的出现和可能形成的机理的一些研究结果。发现了青藏高原在夏季存在大气臭氧总量低值中心的事实,研究了该低值中心的背景环流特征;证实了青藏高原地区确为对流层与平流层物质输送的通道之一,以及它对青藏高原臭氧低值中心形成所起的作用;并用数值模拟方法揭示了该低值中心的形成原因。另外用资料证实了青藏高原地区夏季不但存在大气臭氧低值中心,而且该低值中心是一个强大气臭氧递减中心的事实。最后介绍了用数值模拟方法来预测青藏高原地区大气臭氧未来变化的趋势。

关键词: 青藏高原, 大气臭氧低值中心, 物质输送通道, 大气臭氧递减中心。

1 引 言

大气臭氧是当今大气科学界重要的研究对象之一,南极臭氧洞的发现使平流层臭氧破坏问题成为全球关注的热点,与此同时,对流层大气臭氧变化问题及其对人类、生态及气候环境的影响也引起了世界各国学者的重视。近 10 多年来,上述由于人类活动引起的全球平流层和对流层大气臭氧的剧烈变化现象已为许多观测事实所证实^[1]。中国地区也不例外,魏鼎文等^[2]用北京及昆明两地 1979 年以来 DOBSON 臭氧仪观测资料,研究了臭氧总量的变化。分析结果表明:两地的臭氧总量也在不断减少,尤其是 1991 年以后,臭氧总量显著降低。为了全面了解整个中国地区近 10 多年来臭氧总量变化的时空分布情况,特别是青藏高原地区的情况,我们集中上述问题进行了分析研究,本文概要介绍了有关这方面的研究结果。

2 青藏高原臭氧总量低值中心

美国雨云气象卫星 TOMS 资料已被应用于分析全球大气臭氧时空分布,所取得的结论已获国际公认。20 世纪 80 年代,Reiter 和高登义^[3]在研究春季南亚高压的移动和青藏高原加热时,利用 1979 年 3~4 月的 TOMS 卫星资料,给出的天气过程形势分析图上,曾显示出在 4 月中旬当南亚高压移向高原并维持

时,青藏高原上空出现相应的臭氧总量低值区。

1994 年,周秀骥等^[4]利用 TOMS 资料计算出了整个中国地区 13 a (1979~1991 年)平均的臭氧总量月平均值分布。图 1 是 1 月份臭氧总量的月平均值分布,其等值线基本上与纬圈平行,但到 6 月份,在青藏高原上空出现了明显的臭氧总量低值中心。这个中心一直维持到 9 月份(图 2)。同时,在东北方向出现了明显的高值中心。10 月份以后,臭氧低值中心逐渐消失,把低值中心的臭氧总量月平均值与同纬度东部地区值进行对比,发现两地在冬春季节的差别很小,偏差不超过 3%。而在夏季,两

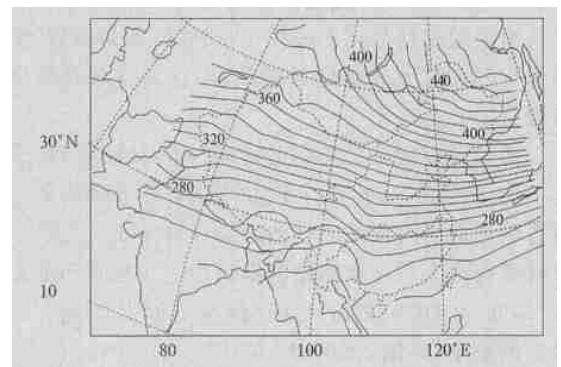


图 1 臭氧总量 1 月份月平均值分布(1979~1991 年)

Fig. 1 Distribution of monthly average total column ozone in January (1979-1991)

* 初稿时间:2004 年 8 月 10 日; 修改稿时间:2004 年 8 月 31 日。

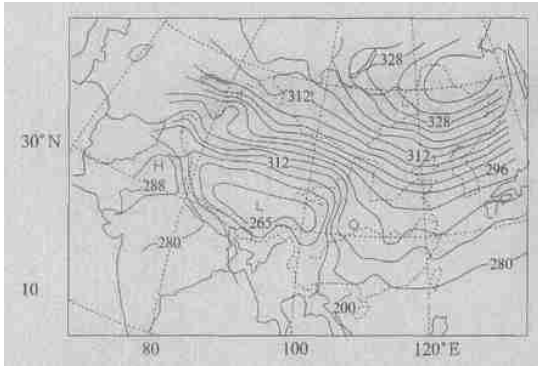


图2 臭氧总量9月份月平均值分布(1979~1991年)

Fig. 2 Distribution of monthly average total column ozone in July (1979-1991)

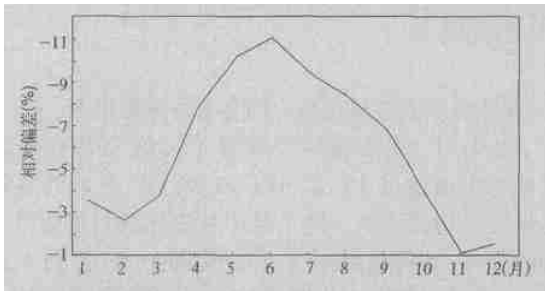


图3 青藏高原臭氧总量月平均值与同纬度东部地区值的相对偏差

Fig. 3 Difference of total column ozone between Tibetan Plateau and east part of China at same latitude

地臭氧总量的差别可达11%，最高差别发生在6月(图3)。由此可见，青藏高原夏季存在显著的臭氧损耗增强的物理与化学过程，其损耗虽不如南极“臭氧洞”，但在北半球属异常现象，称它为青藏高原臭氧低值中心。

随后邹捍等^[5,6]利用上述同一份卫星资料，求出了1979~1991年12a平均的各季节全球臭氧总量各网格点纬向偏差的气候平均，同样证实夏季不仅青藏高原上空存在明显的低值中心(与同纬度相比，偏低30 DU^①以上)，且在落基山脉上空也有明显的低值中心(偏低20 DU左右)。

3 青藏高原及其邻近地区流场结构季节性变化对该地区大气臭氧变化的作用

周秀骥等^[4]推测：“根据早年青藏高原气象学

已有的研究结果，夏季青藏高原上空被热力作用的南亚高压所控制，其高度范围为500~100 hPa，高压内基本是对流活动。而且青藏高原气象学综合试验表明，夏季青藏高原基本为辐合区。依据局地环流的这些特点，认为青藏高原夏季是对流层低空物质向平流层输送的一个重要渠道。青藏高原周围数百公里范围的低空污染物有可能在夏季向青藏高原辐合，在高原上升到平流层下部，然后再向四周辐散。因此，对流层低浓度臭氧向平流层输送以及低空污染物在平流层引起的物理化学过程，都可能是引起臭氧总量异常降低的原因”。为了证实上述推测，卞建春、李维亮等^[7]利用欧洲中心7层分析资料月平均(1980~1989年)和1995年青藏高原东南部探空资料系统分析了青藏高原及其邻近地区流场结构季节性变化的特征。结果表明了在水平流场上(图4)，冬季青藏高原地表为一浅薄的冷高压，中高层为西风气流。在由冬季型向夏季型转变过程中，高原地区偏南气流随季节变化由低层向上向北扩展，四周向高原的辐合由低层向上扩展加强并北移。其中7、8月份高原中低层形成一个很强的辐合区。

在垂直速度的 ω 场上。冬季(见图5)青藏高原地区除西北角有上升气流外，其余大部分整个对流层为下沉气流。春季(4月份)首先在高原东南部的低层出现上升气流，然后逐渐向上及四周扩展。夏季青藏高原整个对流层都是上升气流，且与南侧的孟加拉湾强上升区连成一片，组成巨大的季风垂直环流的上升支。从5月份开始，高原南、北、东3面低空有气流向高原上空输送，6月份(图6)高原的西侧也出现强的爬升气流，盛夏季节(7、8月份)高原四周的爬升气流达到最强，可升至100 hPa，这是由于夏季高原是个热源的缘故。

从付超、李维亮、周秀骥^[8]利用二维全球动力、辐射和光化学耦合模式所模拟计算的青藏高原上空1和7月垂直环流图上(图略)亦可证实这点，从图上可见在7月份高原上空及其南北两侧的经向环流圈其上升支可达20 km。

总之，夏季青藏高原上空整个对流层都是上升气流，气流沿高原四周斜坡向高原爬升，可一直上升到对流层上层和平流层的低层，此处为强大的南亚高压所控制，气流向四周辐散。另外在夏季高原上

① DU——指大气平流层，假定垂直气柱中O₃全部集中起来成为一个纯臭氧层，这一纯O₃层在0℃，1013.25 hPa条件下，10⁻³cm厚度定义为1DU。

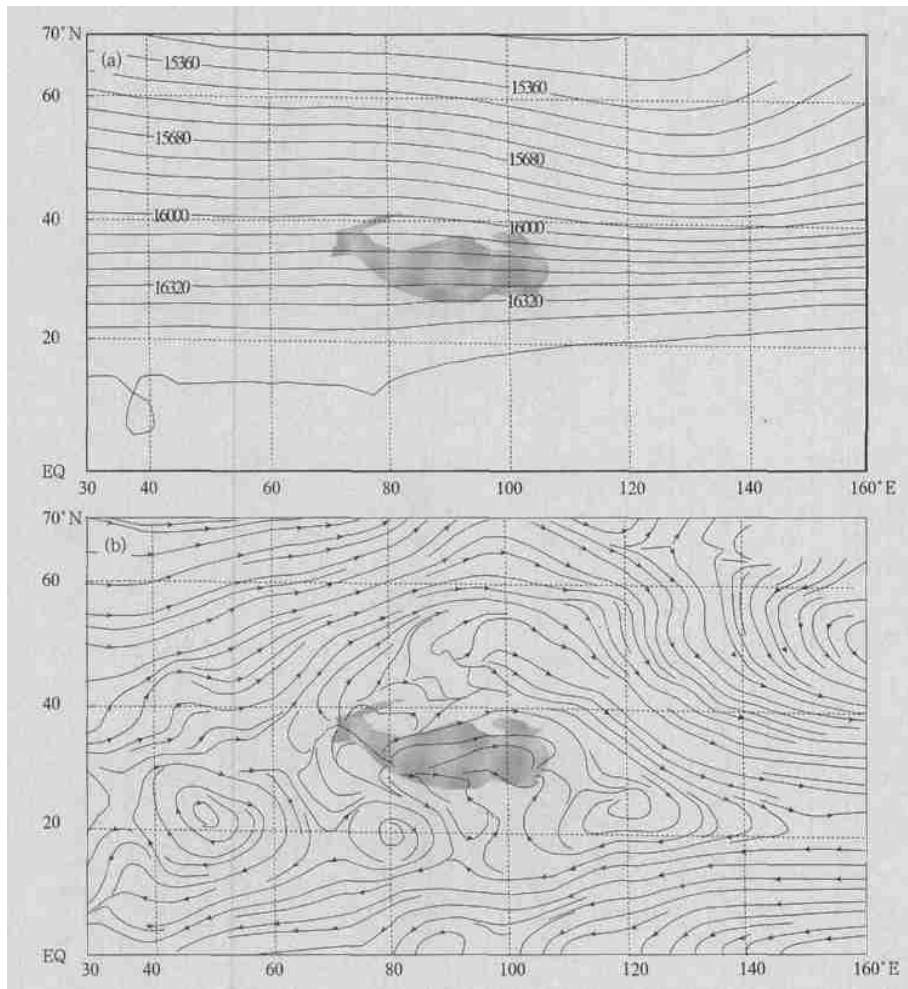


图 4 10 a 平均(1980~1989年)1月份100 hPa高度场(a)和850 hPa流场(b)

Fig. 4 Averaged geopotential height at 100 hPa (a) and streamline field at 850 hPa (b) in January (1980-1989)

对流活动也较活跃,所有这些特征将有助于高原周围的物质和低空污染物向高原辐合,在高原上升到平流层下部,然后向四周辐射,这将为青藏高原上空夏季出现臭氧低值中心提供了有利的环流背景条件。

4 青藏高原及其邻近地区上空平流层—对流层之间大气的质量交换

基于有利的环流背景条件,在上述文献[4]中,周秀骥等提出“青藏高原地区夏季可能是东亚地区对流层下部污染物质向平流层物质输送的一个重要通道”。为证实这种观点,丛春华、李维亮、周秀骥等^[9]利用文献[10]提出的方法(简称WEI方法),根据1978~1996年9a逐日的NCEP资料,计算了青藏高原及其邻近地区上空穿越对流层顶的大气质量交换,发现了每年夏季青藏高原及其东南部与南侧的孟加拉湾北部上空为对流层大气穿越对流层顶向

平流层输送的事实。

4.1 19 a 平均青藏高原及其邻近地区大气质量交换的季节变化特征

19 a 平均冬季高原及其邻近地区上空大气穿越对流层顶的质量瞬时通量季平均图(图7a)上,除了高原西北部和汉水流域至鄱阳湖一带有弱的对流层大气穿过对流层顶向平流层输送(正值区)外,高原主体南侧及高原东部大面积的是平流层大气穿过对流层顶下沉进入到对流层(负值区),负值中心在高原东部为下沉中心所在^[7],3~4月上述平流层大气穿过对流层顶下沉进入到对流层的输送,其强度逐渐减弱,5月高原东南侧出现对流层大气穿过对流层顶向平流层的输送,6月对流层大气穿过对流层顶向平流层的输送迅速北进到高原北部边缘,至此其范围已基本稳定。这表明夏季(图7b)高原上空大气穿越对流层顶的季平均质量瞬时通量场与冬季季

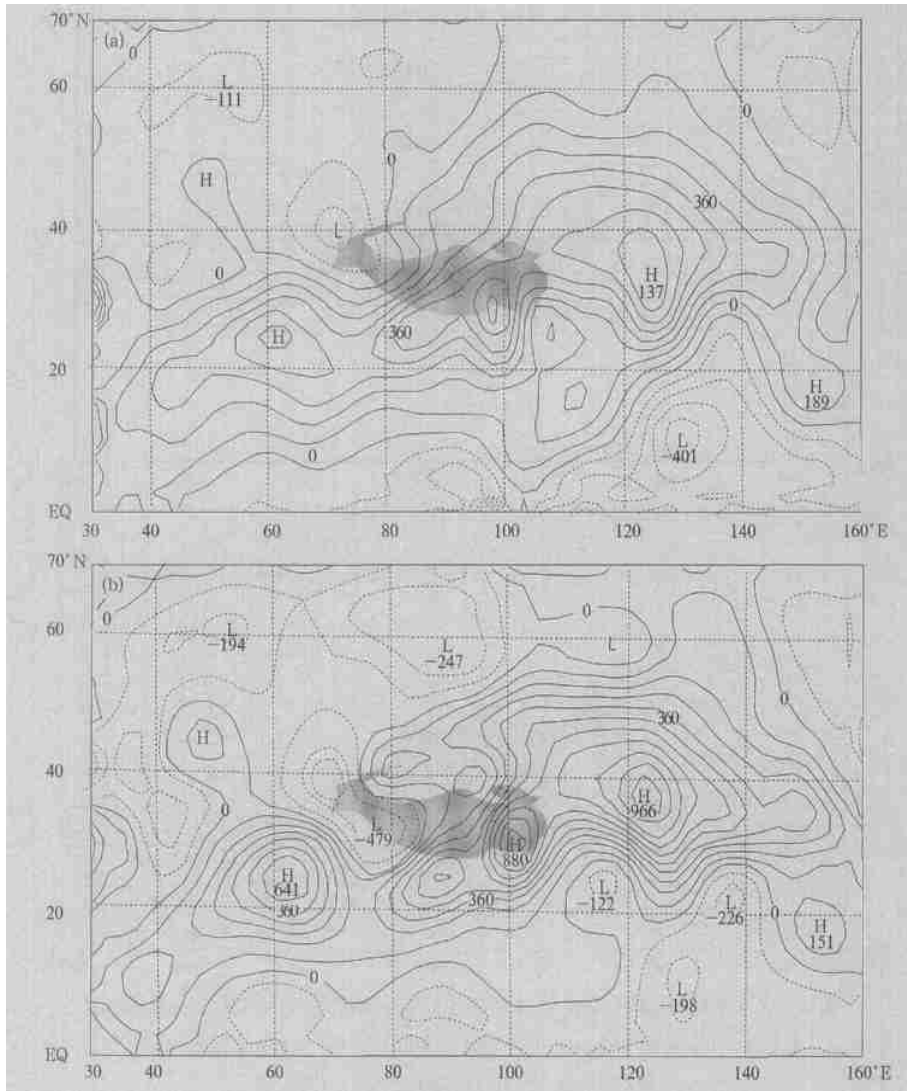


图5 10 a 平均(1980~ 1989年)1月份 ω 场分布

(a. 300 hPa, b. 500 hPa; 单位: 10^{-6} hPa/s)

Fig.5 Averaged ω at 300 hPa (a) and 500 hPa (b) in January (1980- 1989)

(unit: 10^{-6} hPa/s)

平均质量瞬时通量场相比发生了显著的变化: 40°N 以南的青藏高原及邻近地区被正的质量通量(对流层大气向平流层输送)所覆盖, 有两个大值中心分别位于孟加拉湾北岸和青藏高原东南侧。

4.2 19 a 平均青藏高原及其邻近地区大气质量交换的收支特征

19 a 平均高原邻近地区上空大气穿越对流层顶质量交换的季节性变化特征, 从 15~ 40°N, 80~ 110°E 地区对流层顶质量交换净收(对流层大气上升进入平流层)支(平流层大气下沉进入对流层)的月际变化图中也可清楚地看出(图 8), 1~ 4 月份高原主体区平流层大气下沉进入对流层的输送逐渐减

小, 到了 5 月份高原主体区对流层顶质量交换净收支基本平衡, 从 6 月份开始高原主体区有了净的对流层大气上升进入到平流层。这种向上的输送到了盛夏 7~ 8 月份发展到最强, 9 月向上的输送开始减弱, 10 月向上和向下的交换又基本持平, 11~ 12 月出现了净的平流层大气下沉进入到对流层。

4.3 青藏高原及其邻近地区穿越对流层大气质量交换与该地区上空 100 hPa 的气溶胶及臭氧的关系

李维亮、于胜民^[11]在分析气溶胶垂直分布时指出, 夏季青藏高原地区(1985~ 1993 年 9 a 平均) 100 hPa 高度上有一气溶胶浓度极大值区, 此高

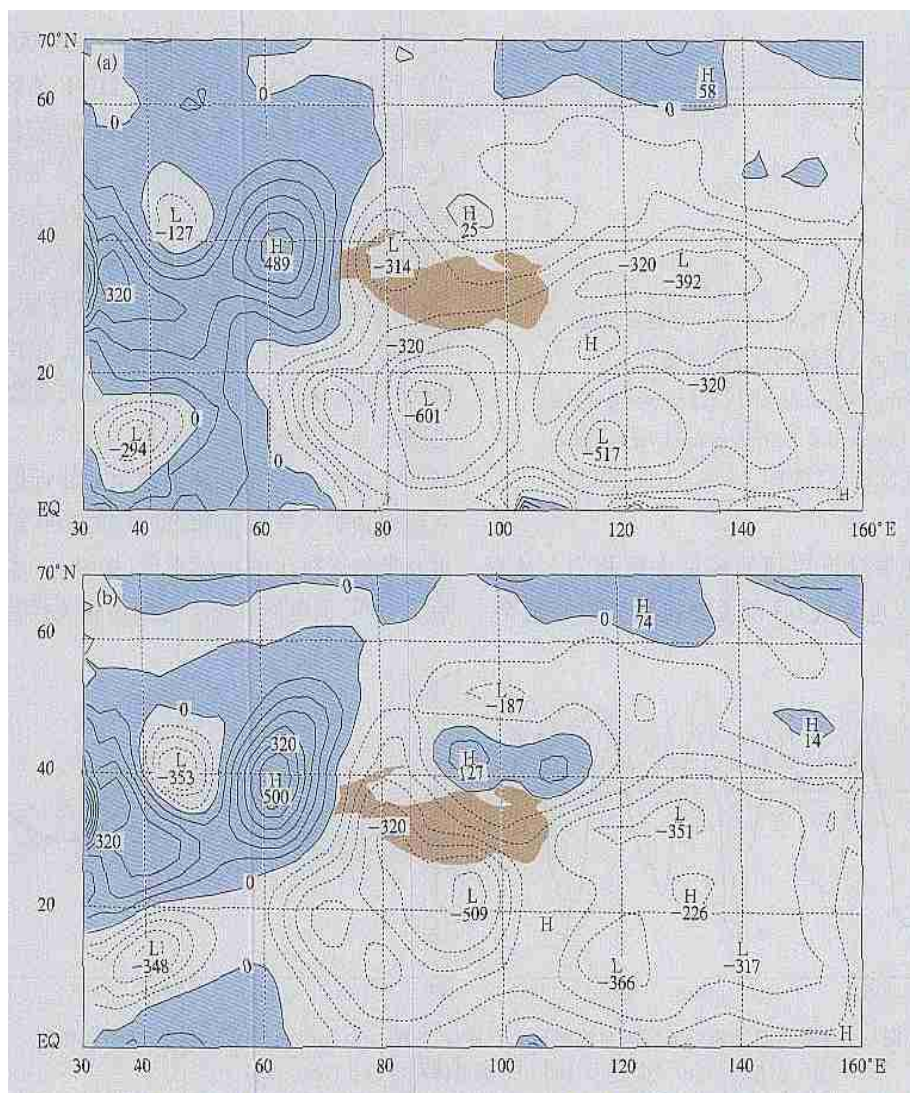


图 6 10 a 平均(1980~1989 年)7 月份 ω 场分布(单位: 10^{-6} hPa/s; a. 300 hPa, b. 500 hPa)

Fig. 6 Averaged ω at 300 hPa (a) and 500 hPa (b) in July (1980-1989)

(unit: 10^{-6} hPa/s)

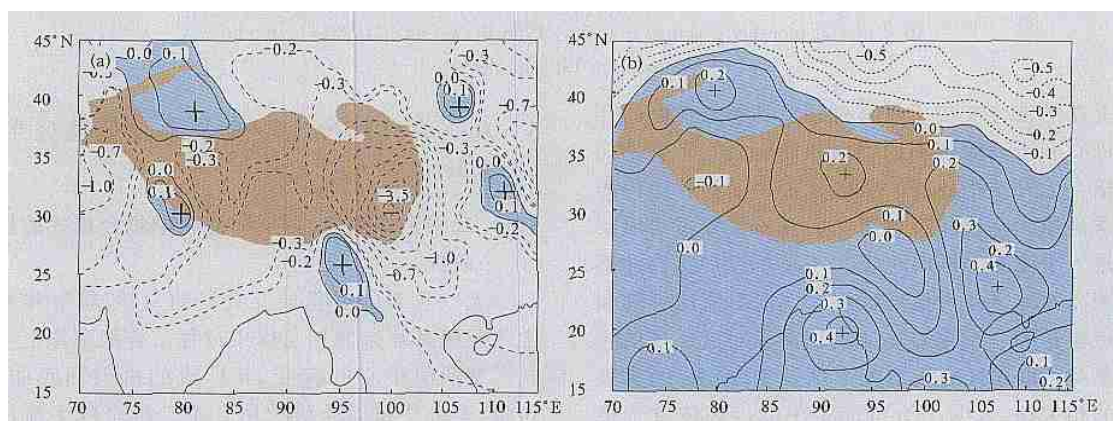


图 7 19 a 平均冬(a)、夏(b)穿越对流层顶的季平均质量通量分布(单位: 10^{-2} kg/($m^2 \cdot s$))

Fig. 7 19 years averaged mass exchange flux across the tropopause in winter

(a) and summer (b) (unit: 10^{-3} kg/($m^2 \cdot s$))

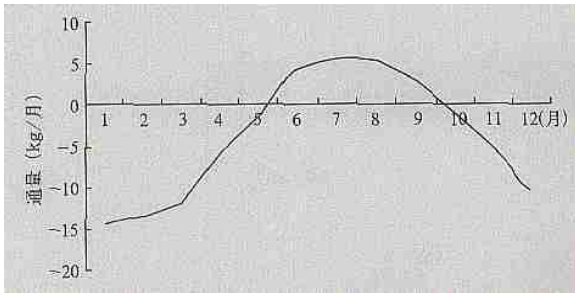


图 8 (15~40°N, 80~115°E) 穿越对流层顶大气质量 19 a 平均月变化

Fig. 8 Monthly variation of 19 years averaged mass exchange flux across the tropopause over a region (15~40°N, 80~115°E) (unit: kg/(month))

度与该地区夏季对流层顶的高度大致相当。丛春华、李维亮等^[9]也发现7月以孟加拉湾为中心延至

高原东南部为一气溶胶浓度大值区,与7月对流层大气质量上升进入到平流层的大值区有很好的对应。用计算的15~40°N, 80~110°E地区100 hPa的气溶胶和臭氧的年际变化,分别和越过对流层顶的大气质量求其相关性(图9a)。计算表明,穿越对流层顶的大气质量与100 hPa的气溶胶浓度成正相关,相关系数为0.563,与100 hPa臭氧体积比成反相关,相关系数为-0.333,两者均通过显著性检验,可信度均大于99%,而100 hPa的气溶胶浓度与100 hPa的臭氧体积比则为反相关,相关系数为-0.238,也通过显著性检验,可信度为95%。从所计算的1993~1998年夏季青藏高原及其邻近地区总的穿越对流层顶的大气质量和该区总的100 hPa气溶胶浓度及臭氧体积比的年际变化(图9b),时间序列虽然短了一些,但也能看出上述两两相关性趋势的存在。

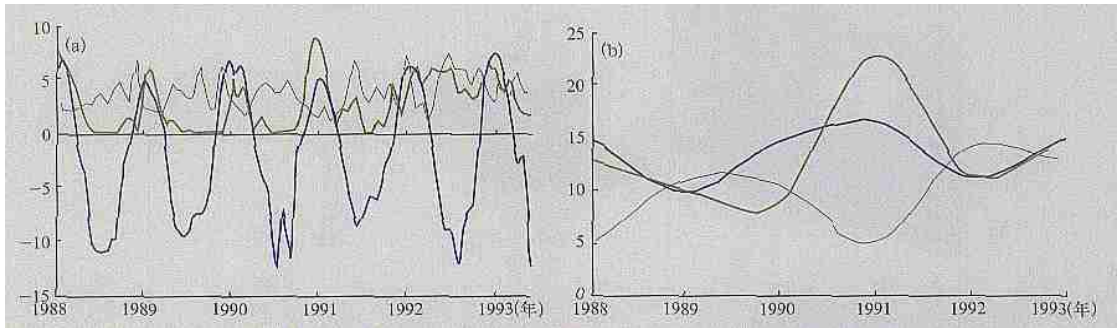


图9 青藏高原及邻近地区越对流层顶大气质量(蓝线,单位: 10^{18} kg/月), 100 hPa 气溶胶浓度(黑线,单位: 10^{-3} / km^3)及100 hPa 臭氧体积混合比(绿线,单位: 10^{-1} $\mu\text{L/L}$)

(a. 1988年7月~1993年12月的月平均变化, b. 1988~1993年夏季年际化)

Fig. 9 Variation of mass exchange flux across the tropopause in Tibetan Plateau and its surroundings (blue line, unit: 10^{18} kg/month), concentration aerosol at 100 hPa (black line, unit: 10^{-3} / km^3), and ozone concentration at 100 hPa (green line, unit: 10^{-1} $\mu\text{L/L}$) monthly averaged from July 1988 to December 1993(a), summer averaged from 1988 to 1993(b)

上述的工作证实了夏季高原及其邻近地区的环流场极有利于高原四周的物质和低层大气污染物向高原辐合上升至平流层。从实际资料的计算也得出了夏季高原上空确实有对流层大气质量穿越对流层顶而进入平流层。同时也证实了夏季孟加拉湾北部同青藏高原地区是对流层低层大气向对流层上部和平流层输送的一个重要通道。从穿越对流层顶的大气质量与100 hPa的气溶胶浓度及100 hPa的臭氧体积的相关性,表明了有可能将中低层高浓度气溶胶粒子带到对流层上部和平流层,在适宜的条件下发生一系列化学反应,从而使青藏高原上空臭氧减少而形成低值中心。

5 夏季青藏高原上空臭氧总量低值区形成的模拟研究

5.1 二维全球动力、辐射和光化学耦合模式的模拟研究

大气臭氧的变化涉及大气动力学、辐射和光化学之间极其复杂的相互作用过程。青藏高原上空大气臭氧低值中心的演变,其形成的机理到底如何?付超、李维亮和周秀骥^[8]用一个二维全球平流层—对流层动力、辐射和光化学耦合模式来对此进行分析研究其成因及变化的物理化学机制。

模式简介:该模式由3部分耦合而成,动力模块

采用纬向平均原始方程组的 16 层大气动力框架, 垂直方向用 σ 坐标, 模式考虑除辐射外的物理参数化有: 对流层凝结加热, 涡旋参数化和空气与下垫面之间的潜热和感热交换过程; 辐射模块采用 Wang 和 Ryan^[12] 的窄谱模式; 化学模块采用任传森^[13] 提出的从地面到 50 km 的化学模块, 包括臭氧在内的 48 种微量气体, 89 个气相反应, 35 个光化学反应, 3 个气溶胶粒子表面上的非均相化学反应。计算采用交替方向法分别计算动力输送和化学作用, 并使用平衡假设和预估校正法进行处理。

试验方案的设计:

一共做了 3 个试验, 每个试验积分的时间长度为 24 个月。着重分析后 12 个月的结果。

试验 A(控制试验)——模式下垫面地形取为全球纬向平均地形。

试验 B——加进 Yanai^[14] 所估计的沿 90°E 的月平均热源特征, 下垫面地形特征同试验 A。

试验 C——加进 Yanai^[14] 所估计的沿 90°E 的月平均热源特征, 其下垫面地形特征为沿 90°E 的地形特征。

模拟结果分析:

(1) 控制试验模拟结果: 图 10a 是模式在控制试验条件下积分的臭氧柱总量的季节变化随纬度的分布, 而图 10b 是利用 TOMS 资料计算出的 1979~1991 年平均的纬向平均臭氧柱总量随季节-纬度分布图, 图中阴影表示资料缺测。对比此两图, 可看出模拟和实况臭氧总量的分布特征和季节变化十分相似。其不足点有二: 一是南半球高纬地区臭氧总量模拟极大值过高; 二是没有模拟出南极臭氧洞, 可能由于没有考虑极地平流层云上非均相化学反应。

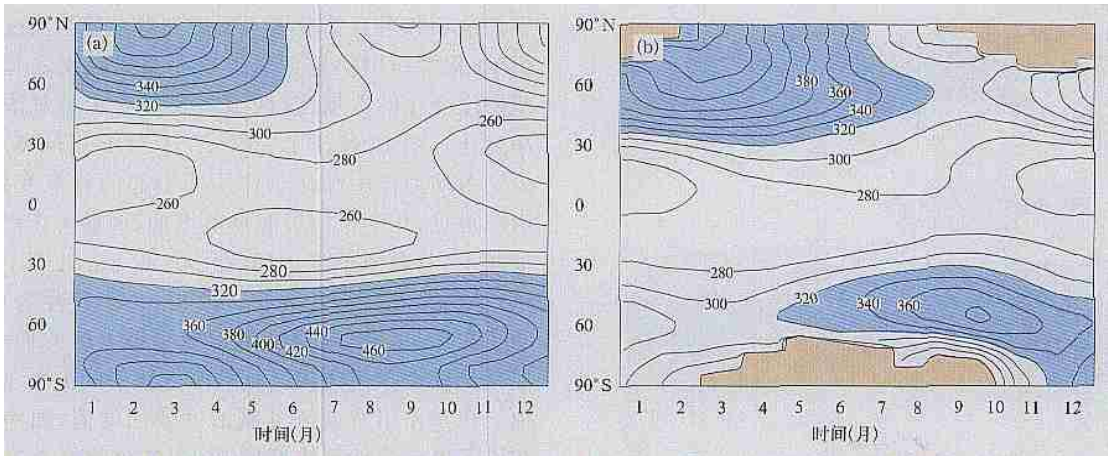


图 10 模式在控制试验条件下(试验 A), 模拟的臭氧柱总量的季节变化随纬度的分布(a) 和利用 TOMS 资料计算出的 1979~1991 年平均的纬向平均臭氧总量随季节-纬度分布(b)

Fig. 10 Seasonal variation of total column ozone along latitude (a) Model result under control run, (b) Averaged TOMS (1979-1991)

(2) 大气热源在青藏高原上空臭氧低值中心区中的作用: 图 11 是试验 B 和试验 A 臭氧总量的差值图, 这表明了 90°E 之处大气热源对臭氧总量所起的作用。在我们关心的青藏高原地区, 由图可见, 5 月下旬一直到 9 月中旬在 30°N 其臭氧总量是减少的, 其减少最大值出现在 7 和 8 月, 可达 15 DU。图 12 是用 1979~1991 年 TOMS 资料(第 6 版), 用 90°E 点的资料减去同一纬圈平均值所得到的纬向距平的纬度-时间变化图。比较图 11 和 12, 可以看到模拟的成功之处在于青藏高原地区加上了大气加热场之后, 在 30°N 附近 5~9 月出现臭氧总量的低值,

但和实况对比存在的差异是: ①模拟出臭氧总量降低的最大强度仅为观测值的一半, 这表明, 有可能通过大气加热场对臭氧总量降低的影响仅是作用的一部分; ②臭氧总量降低极大值中心出现比实况晚一个月, 原因在于数值模拟的季节变化比实况推迟的缘故。

(3) 大地形和大气热源共同作用对青藏高原上空臭氧低值出现的影响: 图 13 是试验 C 和试验 A 的臭氧总量计算结果的差值随纬度和季节变化的分布图。对比图 13 和 12 可见, 1~12 月在 30°N 附近, 其季节变化的形态十分一致, 其变化的强度即臭

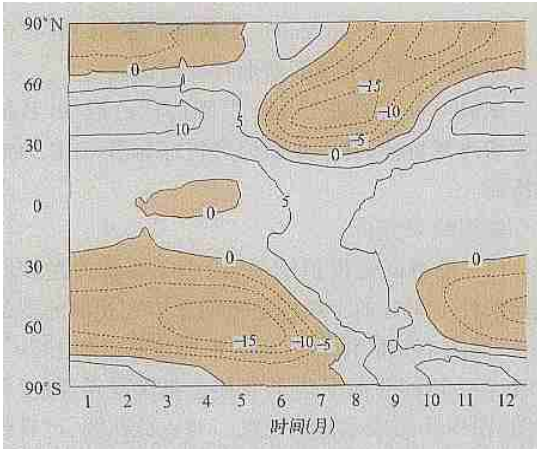


图 11 试验 B 和试验 A 臭氧总量之差 (试验 B - 试验 A) 的季节变化随纬度的分布
 Fig. 11 Seasonal variation of the difference of total column ozone between Run B and A

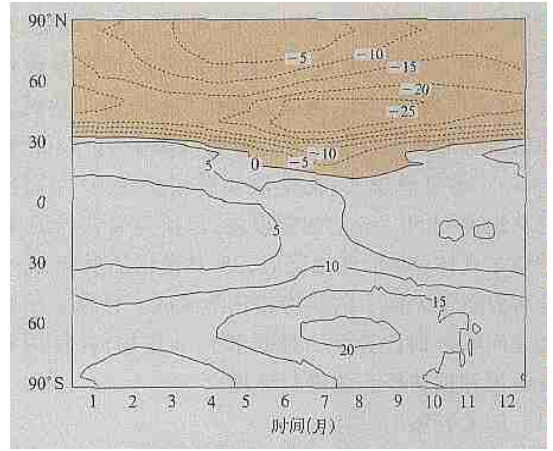


图 13 试验 C 和试验 A 的臭氧总量的差值随纬度和季节变化的分布
 Fig. 13 Seasonal variation of the difference of total column ozone between Run C and A

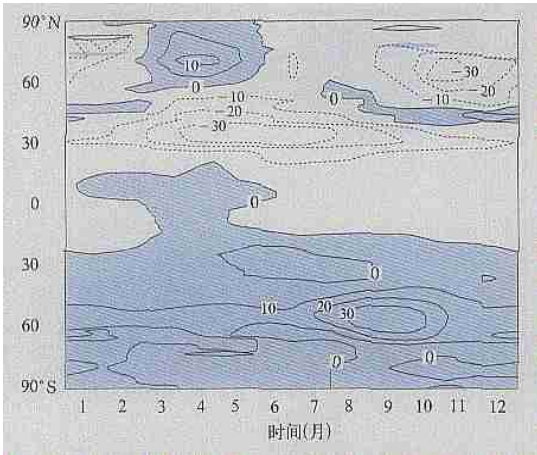


图 12 利用 1979~1991 年 TOMS 资料(第 6 版)用 90°E 点的资料减去同一纬圈平均值得到的纬向距平的纬度-时间变化
 Fig. 12 Seasonal variation of the difference of total column ozone from TOMS between along 90°E and zonal average

氧的降低大值中心同为 30 DU。不够理想的是模拟的负大值中心出现在 7 月份, 而实测出现在 5 月中旬左右。总之, 上述模拟表明, 由于青藏高原的存在, 其所产生的动力和热力作用造成了该地区上空大气臭氧总量季节变化, 是造成夏季臭氧总量低值中心的主要原因之一。

(4) 大气化学过程的作用

为了进一步分析夏季青藏高原上空臭氧浓度变化的动力和化学作用相对大小, 定义臭氧浓度平衡方程中, 动力作用量为水平输送项、垂直输送项、水

平扩散项和垂直扩散项 4 项之和对臭氧浓度变化的贡献; 化学作用项是臭氧生成项及损耗项之和对臭氧浓度变化的贡献; 这两项之和代表了臭氧浓度的净变化。图 14 给出了 30°N, 7 月 31 日不同高度上, 分别由动力作用和化学作用所引起的臭氧变化量。由图可见, 化学反应引起臭氧增加, 而动力作用使臭氧减少, 其臭氧浓度的净变化在 22 km 处有个转折点, 22 km 以上符号为正, 22 km 以下符号为负, 说明了在 15~20 km 臭氧浓度减少极大区的形成, 主要是受动力作用使该区臭氧浓度减少的值大于该区由于化学作用使该区臭氧浓度增加的值, 而净变化在该区出现了臭氧浓度的减少, 其净效果是这两项综合作用的结果, 这里模拟的臭氧浓度减少出现的

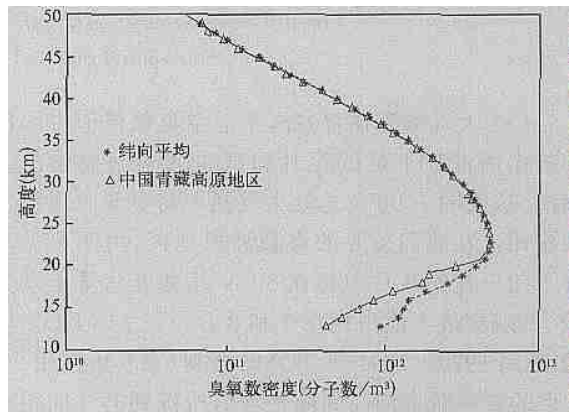


图 14 利用 SAGE2 资料(由 NASA 提供)得到的 1986 年 5 月 16 日臭氧数密度垂直廓线实况分布
 Fig. 14 Vertical distribution of ozone from SAGE II on May 16, 1986

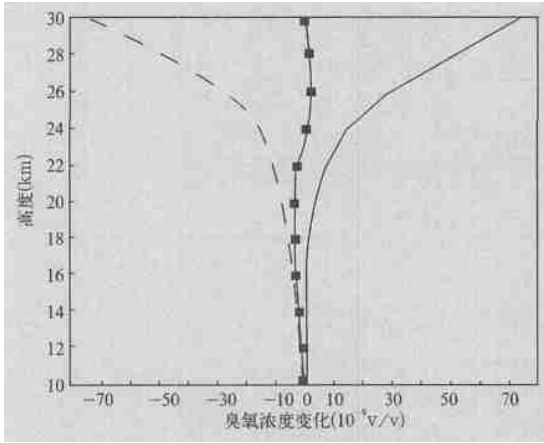


图 15 试验 C 中 7 月 31 日在 30°N 动力作用量(虚线), 化学作用量(实线)及臭氧浓度净变化(标方块的线)的垂直变化

Fig. 15 Vertical distribution of dynamical role (break line), chemical role (solid line) and net on ozone (square) in Run C in July 31

垂直层次恰和利用 SAGE2 资料(由 NASA 提供)得到的 1986 年 5 月 16 日臭氧数密度垂直廓线实况分布相一致。由图 15 可见, 青藏高原上空臭氧总量出现低值中心, 具体在垂直层次上其臭氧量的减少, 主要反映在 10~20 km。

5.2 三维化学输送模式的模拟研究

前面讨论了利用二维全球动力、辐射和光化学耦合模式模拟研究夏季青藏高原上空臭氧总量低值区形成的原因。但是二维模式所模拟的结果中尚存在不清楚的地方: 一是仅说明了青藏高原的动力和热力作用, 但没有阐明具体是什么动力过程; 二是化学过程作用相对于动力过程而言较小, 可是到底如何尚需进一步研究。此外, 二维模式本年不能反映纬向过程在夏季青藏高原臭氧低值中心形成过程中的作用。刘煜、李维亮和周秀骥等^[15]利用三维化学模式来进一步模拟夏季青藏高原臭氧低值中心形成的原因, 并分析各个过程在其中的贡献。

5.2.1 模式简介

模式是挪威奥斯陆大学的化学输送模式(OSLO CTM2)。OSLO CTM2 是一个 off-line 化学输送模式, 此模式中未考虑非均相光化反应, 它利用预先计算的输送和物理场来模拟大气中化学转化和分布。模式的区域是三维全球, 从地面到 10 hPa。水平分辨率由资料的分辨率来决定, 现在使用的是 1996 年 ECMWF T21 的预报资料 ($5.625^{\circ} \times 5.625^{\circ}$)。垂直方向分为 19 层。模式涉及了 O_3 ,

NO_y , OH_x , NMHC 和 CH_4 等 48 种微量成分, 85 个化学反应(气相)和 16 个光解反应。模式利用分裂算法求解微量成分连续方程(1)。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi}{\partial t} &= \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{dyn}} + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{chemistry}} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{dyn}} \\ &= \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{adv}} + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{conv}} + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{\text{B.L.}} \end{aligned} \quad (1)$$

φ 是微量气体成分的浓度, t 是时间。dyn 代表动力输送过程, chemistry 代表化学过程, adv 代表平流过程, conv 代表对流过程, B.L. 代表边界层作用。有关模式的详细介绍和计算方法, 排放源等可参阅有关文献[16, 17, 18]。

模式积分 15 个月, 最后 9 个月的结果用于分析。

5.2.2 结果与分析

青藏高原夏季臭氧低值中心的形成主要发生在 15~22 km。OSLO CTM2 垂直范围是从地面到 10 hPa(约 30 km)。故该模式能够模拟出青藏高原夏季臭氧低值中心的现象。图 16 是模式模拟的 90°E 经圈臭氧总量与纬向平均臭氧总量的差。图 17 是 TOMS 资料中的 90°E 经圈臭氧总量与纬向平均臭氧总量的差。对比两图, 可以看到模拟的青藏高原夏季臭氧总量低值中心与实测的 TOMS 资料的结果十分一致, 低值中心的强度比实况略小, 在 6 和 7 月份模拟的臭氧总量差为 25 DU, 而实测的则是 30 DU。再看图 18, 该图表示的是模式模拟的在青藏高原上 (31°N , 90°E) 臭氧与纬向平均臭氧的差值随高度和时间的变化。和图 15 相比, 模式结果显示青藏高原夏季臭氧低值中心的产生主要发生在以 120~40 hPa(约相当于 14~23 km)。这个模拟结果和实况一致。

为了分析动力输送和化学过程对青藏高原夏季臭氧低值中心形成的贡献, 选取模式中青藏高原 (31°N , 90°E) 100 hPa 所处的模式单元的臭氧收支进行分析。为了使收支分析与浓度变化分析相配合一致, 用了如下分析方法

$$\begin{aligned} x_1 &= x_0 + \sum_j p_{j1} \\ x_2 &= x_1 + \sum_j p_{j2} = x_0 + \sum_j (p_{j1} + p_{j2}) \\ x_i &= x_{i-1} + \sum_j p_{ji} = x_0 + \sum_j (p_{j1} + p_{j2} + \dots + p_{ji}) \\ x_m &= x_{m-1} + \sum_j p_{jm} \\ &= x_0 + \sum_j (p_{j1} + p_{j2} + \dots + p_{jm}) \end{aligned}$$

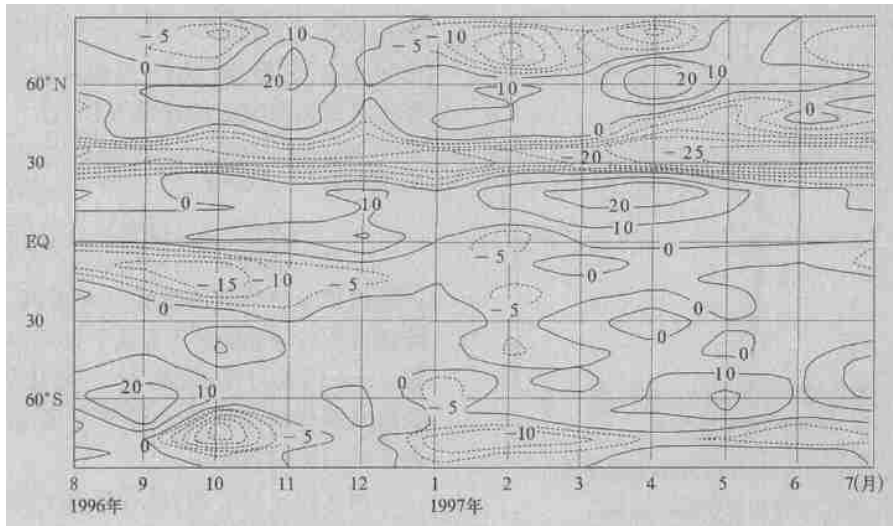


图 16 模式模拟的 90°E 与纬向平均的臭氧总量的差值随纬度和时间的变化(单位: DU)

Fig. 16 Seasonal variation of the difference of simulated total column ozone between along 90°E and zonal average (unit: DU)

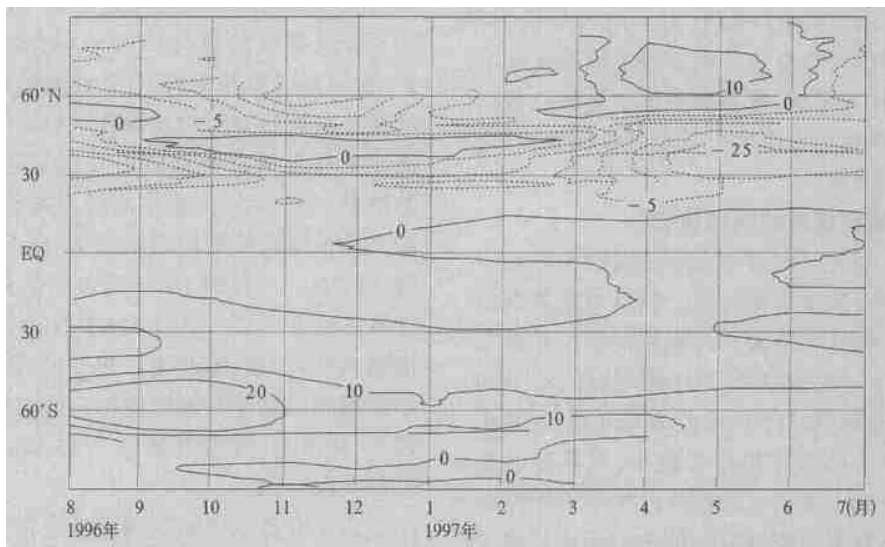


图 17 TOMS 资料 90°E 与纬向平均的臭氧总量的差值随纬度和时间的变化(单位: DU)

Fig. 17 Seasonal variation of the difference of total column ozone from TOMS between along 90°E and zonal average (unit: DU)

$$\bar{x} = x_0 + \sum_j (p_{j1} + \frac{m-1}{m} p_{j2} + \frac{m-2}{m} p_{j3} + \dots + \frac{1}{m} p_{jm}) \quad (2)$$

其中 x_i 代表 i 时刻物质的浓度, p_{ji} 代表 j 过程 i 时刻的贡献, \bar{x} 代表平均的浓度。括号内的和则是 j 过程对平均浓度的贡献。通过比较每个过程在不同时段的贡献, 就能诊断出平均浓度变化的原因。表

1 给出了平均浓度的变化和每个过程在不同时段的作用, 以及后一时段与前一时段平均浓度和各个过程贡献的差值。

从表 1 中, 可以看到 4 个时段的平均浓度逐渐变小, 也就是说, 从 4 到 7 月月平均浓度逐月减少。通过比较 4~5 月份和 4 月份的结果, 可以发现造成臭氧减少的原因是水平和垂直输送, 水平输送的作

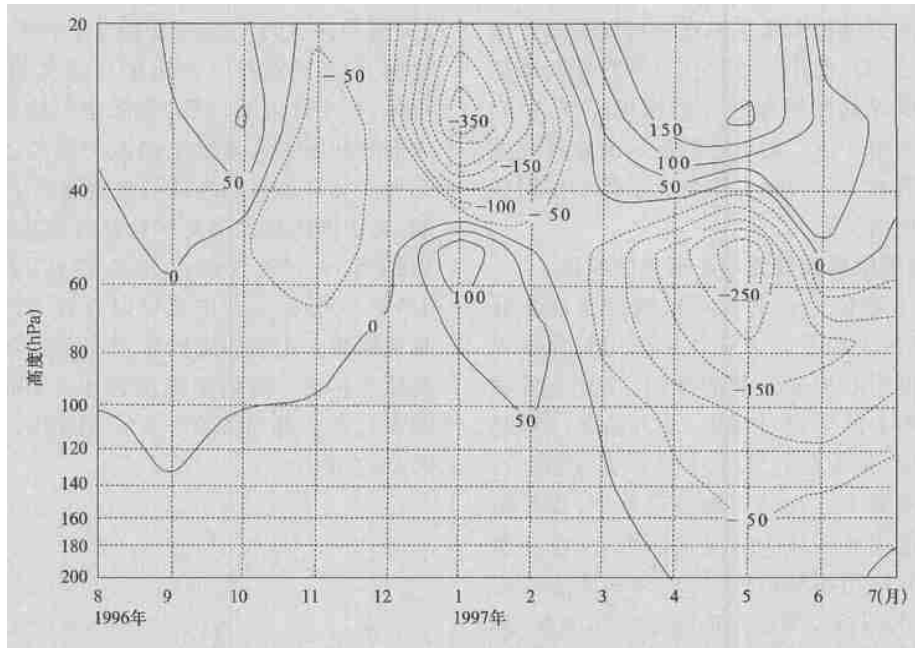


图 18 模式模拟的青藏高原上(31° N, 90° E)与纬向平均的臭氧浓度的差值随高度和时间的变化(单位: 10^{-9} (V/V))

Fig. 18 Seasonal variation of the difference between a site (31° N, 90° E) and its zonal average with the height(unit: 10^{-9} (V/V))

表 1 臭氧的收支(单位: $\times 10^{-9}$ (V/V))

Table 1 Ozone budget

	4月1~30日	4月1日~5月31日	4月1日~6月30日	4月1日~7月31日
平均浓度	241.333	214.098(-27.2)	199.341(-14.8)	189.590(-9.8)
纬向输送	1480.288	2208.212(717.9)	2648.866(440.6)	2864.468(211.6)
经向输送	-1440.558	-2193.613(-753.0)	-2551.049(-357.4)	-2616.951(-65.9)
水平输送	39.730	14.599(-25.1)	97.817(83.2)	247.517(149.7)
垂直输送	38.525	25.192(-13.3)	-94.464(-119.7)	-288.096(-183.6)
对流输送	0.000	-0.169(-0.169)	-1.759(-1.6)	-9.164(-7.4)
动力过程	78.255	39.622(-38.633)	1.594(-38.032)	-49.743(-51.337)
化学过程	6.560	21.363(14.8)	44.774(23.4)	87.732(43.0)
合计	80.377	57.140(-23.2)	41.539(-15.6)	31.649(-9.9)

用大于垂直输送的作用;而对流输送作用较小。在水平输送中,经向输送使臭氧减少 -753.0×10^{-9} (V/V),而纬向输送使臭氧增加 717.9×10^{-9} (V/V)。经向和纬向输送的量级远大于净的水平输送。整个动力输送过程造成臭氧减少 38.6×10^{-9} (V/V)。化学过程作用与动力输送过程的作用相反,使臭氧增加 14.8×10^{-9} (V/V),这和二维模式模拟所得的结果是一致的,臭氧的净变化为 -23.2×10^{-9} (V/V)。由此可知,化学过程与净变化相比,量级相当,其绝对值较小,其作用不可忽略。类似上面分析,4~6月份臭氧的平均值(199.3×10^{-9} (V/V))小于4~5月份的平均值。从表中可见这个时段臭

氧减少的原因主要是垂直输送,次网格尺度的对流输送作用相对较小。而水平输送和化学过程则使臭氧增加。引起这一变化的原因是纬向输送造成的臭氧增加超过了经向输送造成的臭氧减少。臭氧的净变化减少了 15.6×10^{-9} (V/V)。4~7月份臭氧的变化完全与4~6月份类似,只是各个过程的作用都增强了。

综观4~5,4~6和4~7月份各个过程的变化,由此综合得到动力输送过程对青藏高原臭氧低值中心的作用:在青藏高原臭氧低值中心形成的前期(5月份),造成青藏高原臭氧低值中心形成的动力过程是水平输送过程,而6,7月份造成青藏高原臭氧低

值中心形成的动力过程由水平输送过程转为垂直输送为主的动力过程。而化学过程在夏季青藏高原臭氧低值中心形成等其作用和动力过程相反,所引起的臭氧增加量为第 2 位。而最后所显示的青藏高原臭氧低值中心形成实际为动力作用大于化学作用这两项的综合作用的结果。

5.3 夏季青藏高原臭氧低值中心形成的原因

从上面 2 个数值模式的模拟试验以及诊断分析,可以由此概括出如下动力和化学作用对夏季青藏高原臭氧低值中心形成所起的作用:在夏季青藏高原臭氧低值中心形成过程中,动力输送过程起着最主要的作用,化学过程部分补偿了动力输送过程所引起的臭氧减少。在动力输送过程中,水平输送在 5 月份是造成臭氧减少的主要原因,可在 6 和 7 月垂直输送的作用不断增强,成为臭氧减少的主要因素;7 月份次网格尺度的对流输送大幅增加,其作用也不可忽视。结合前面的青藏高原及其邻近地区夏季背景环流特征的分析,就可以勾画出青藏高原上空夏季臭氧低值中心形成的动力和化学过程的图像:在 5 月份,青藏高原臭氧低值中心形成初期,南亚高压从低纬度经中印半岛向西北方向的移动带来的低纬地区的低浓度的臭氧是青藏高原臭氧低值中心初期建立的主要原因;此后,随着南亚高压移上高原和强度的增强,对流层低层低浓度的臭氧经通道被输送到对流层上层和平流层低层,垂直输送成为青藏高原臭氧低值中心加强和维持的主要原因,而水平输送则部分补偿了垂直输送的作用。同时,化学过程也起着第 2 位的作用。由于动力大于化学作用实际所表现的青藏高原夏季臭氧低值中心的形成是该两种作用的综合结果。

6 青藏高原臭氧低值中心的加深及臭氧变化趋势的预测

周秀骥等^[4]发现夏季在青藏高原上大气臭氧总量有一明显的低值中心存在,并且发现拉萨的臭氧递减趋势比中国东部同纬度地区大,而拉萨位于青藏高原臭氧低值中心的区域,人们不仅要问青藏高原臭氧低值中心的变化趋势如何?刘煜和李维亮^[19]通过分析 TOMS(第 7 版)(1979~1992 年)的卫星资料,利用对资料进行滑动平均,对滑动后的新序列资料求线性趋势,并做信度为 95% 的检验,得出不同经圈上臭氧的线性变化趋势的纬度分布情况。

图 19 是根据 TOMS 资料经过滑动平均滤去了

2 a 周期振荡以下的变化趋势,并做了信度 95% 的检验,阴影区是没有达到 95% 信度的地区。从图上可见,在中国大陆地区,除海南等极少数地区外,绝大部分地区臭氧总量呈递减的趋势,而且信度达到 95%。臭氧总量的递减趋势是随纬度的增大而增加的,在中国的最北部臭氧总量的递减率最大,并在其周围有一个递减的强中心存在,其值达到每年 0.5%。同时,从图中也可以看到:青藏高原地区的臭氧递减率比同纬度的中国东部地区要大,在青藏高原上存在一臭氧递减的强中心(30~35°N, 80~90°E),其值超过每年 0.3%,中国的东部约为每年 0.2% 左右。

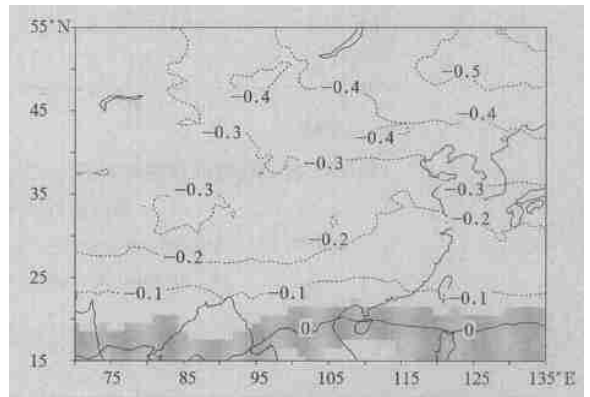


图 19 臭氧变化的总趋势(单位: %/a)

Fig. 19 Trend of total column ozone (unit: %/a)

作进一步分析,因为(32.5°N, 88°E)这点是 6 月份青藏高原臭氧递减的中心,所以选择 32.5°N 的 88°E 和 120°E 分别代表青藏高原和同纬度其他地区,表 2 列出了 32.5°N 的 88°E 和 120°E 臭氧和差值(120-90°E)的各月的变化趋势,其中×表示没有达到 95% 的信度,否则是达到 95% 信度。从表中可以看到:在青藏高原,只有 1 和 6 月份其臭氧递减趋势和它与 120°E 的差值的变化趋势达到了信度检验。由于 6 月份青藏高原存在臭氧低值中心,而且此时的辐射最强,因此关注 6 月份青藏高原的情况。由图 20 可见,在 6 月份,在青藏高原也存在一个递减中心,其值也达到了 0.3%/a,而且中国东部与青藏高原(120-90°E)的差值也有增加的趋势,都超过了信度检验。因此可以得出:青藏高原大气臭氧低值中心有加深的趋势,从图 20 可以看到这个加深区域西起 78°E 东至 94°E,南起 29°N 北到 33°N(大约 45 万 km²)。和同纬度其他地区相比该地区也是一个强的大气臭氧递减的中心。

表 2 在 32.5°N 的 88°E, 120°E 臭氧总量和它们差值的变化趋势(单位: %/a)

Table 2 Trend of total column ozone at sites (32.5°N, 88°E) and (32.5°N, 120°E), and its difference

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
88°E	-0.58	-0.26	-0.57	-0.37	-0.36	-0.34	-0.16	-0.08	-0.10	-0.19	-0.36	-0.11
信度		×					×	×	×	×		×
120°E	-0.38	-0.29	-0.26	-0.10	-0.37	-0.19	-0.00	0.02	-0.02	-0.06	-0.32	-0.16
信度				×		×	×	×	×	×		×
差值	3.75	-0.92	4.21	2.35	-0.45	0.917	1.38	0.947	0.812	1.85	0.655	-1.00
信度		×	×	×	×			×	×		×	×

注: 表中“×”表示没有达到 95% 信度。

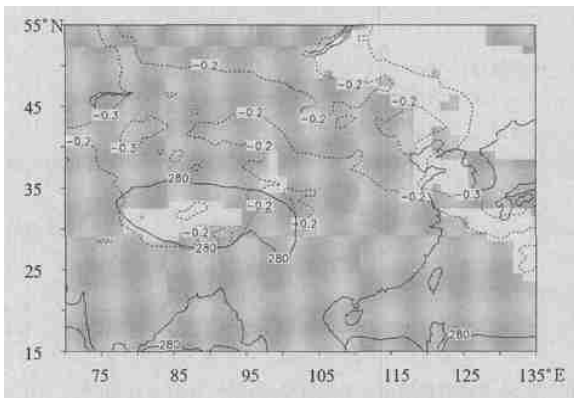


图 20 6 月份青藏高原臭氧低谷加深的区域
(实线为臭氧总量的 280 DU 等值线, 虚线为
臭氧总量的年递减率, 阴影为未达到 95% 信度的区)

Fig. 20 Area of deeped ozone valley in June over
Tibetan Plateau (solid line is 280 DU ozone, dash
line represents ozone decrease rate, shade area
represents that it don't reach 95% credit)

青藏高原的面积占中国面积的大约 1/4, 青藏高原夏季存在臭氧低值中心, 并有加深的趋势。这样臭氧层的变薄会导致地面紫外辐射的增加, 这必然对高原地区的人类和生态环境产生很大的影响。那么青藏高原上的臭氧未来变化趋势如何? 这是我们极为关心的事。刘煜、李维亮、周秀骥^[20] 利用一个二维的化学模式研究了青藏高原大气臭氧的趋势。

图 21 是模拟的青藏高原臭氧变化趋势。由图可见, 青藏高原的变化趋势, 1980~1993 年臭氧呈递减的趋势, 在 1993 年臭氧减少到最低, 这主要是由于皮纳图博火山喷发造成的平流层气溶胶的增加引起的。1993~1995 年臭氧恢复得较快, 此后臭氧开始逐渐恢复, 但到 2050 年臭氧仍然没有恢复到 1980 年的水平。在青藏高原特殊环流的影响下, 臭氧恢复要比纬圈平均状况下恢复得快。而青藏高原所产生的特殊的环流不是造成青藏高原形成臭氧强递减中心的主要原因。

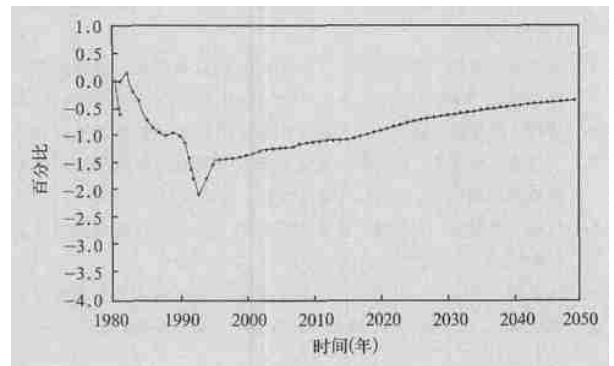


图 21 模拟的青藏高原臭氧的变化趋势

Fig. 21 Trend of modeled total column ozone
over Tibetan Plateau

7 结 语

本文简要地叙述了我们近 10 a 来青藏高原地区大气臭氧变化研究的结果, 发现了青藏高原在夏季存在大气臭氧总量的低值中心区这样的事实; 比较系统地研究了大气臭氧低值中心的背景环流特征; 证实了该地区确为对流层与平流层物质输送的通道之一和对青藏高原夏季臭氧低值中心形成的作用; 并且用数值模拟方法揭露了该臭氧低值中心的形成原因; 进一步用资料证实了青藏高原地区夏季不但存在大气臭氧低值中心而且该低值中心是一个强大气臭氧递减中心的事实; 而且也用数值模拟来预测青藏高原地区大气臭氧未来变化的趋势等的研究结果。

因为青藏高原地区大气臭氧的变化是在特殊的背景条件下大气动力、物理、化学作用的综合结果, 这里有可能既有自然变化的因素, 亦存在人为的作用在内, 这错综复杂的作用要完全弄明白其困难程度较大。例如为什么青藏高原地区夏季是一个大气臭氧的强递减中心, 这用上面的动力和热力的作用是无法解释的, 另有原因存在, 可能大气化学非均相

反应和青藏高原云的特征都有着某种的关联, 这是个动力、物理、化学的强非线性作用的结果, 希望能今后有机会和条件对上述的问题作进一步深入的研究, 使问题的解决能有所进展。因为青藏高原地区

是一个特殊的关键地区, 它的气候和环境的变化必然会影响到东亚乃至全球的环境气候的改变, 这需要我们今后的努力才能有所了解。

参考文献

- 1 Bojkov R. The ozone layer—recent development. *Bulletin of WMO*, 1994, 43(2): 113~ 116
- 2 魏鼎文, 赵延亮, 秦芳. 中国北京和昆明地区大气臭氧层的异常变化. *科学通报*, 1994, 39(16): 1509~ 1511
- 3 Reiter, Gao Dongyi. Heating of the Tibet Plateau and Movements of the South Asian High during spring. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 1694~ 1711
- 4 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. *科学通报*, 1995, 40(15): 1396~ 1398
- 5 Zou Han. Seasonal variation and trends of TOMS Ozone over Tibet. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 1029~ 1032
- 6 邹捍, 郇永祺, 周立波. 大尺度山地上空的臭氧低值及地区加热. *气候与环境研究*, 1998, 3(3): 209~ 217
- 7 卞建春, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近地区流场结构季节性变化的特征分析. 见: 周秀骥主编. 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, 1997. 257~ 273
- 8 付超, 李维亮, 周秀骥. 夏季青藏高原上空臭氧总量低值区形成的模拟试验. 见: 周秀骥主编. 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, 1997. 274~ 285
- 9 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近地区上空平流层—对流层之间大气的质量交换. *科学通报*, 2001, 46(22): 1914~ 1918
- 10 Wei M Y. A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere. *J Atmos Sci*, 1987, 44: 3079~ 3085
- 11 李维亮, 于胜民. 青藏高原地区气溶胶的时空分布特征及其辐射强迫和气候效应的数值模拟. *中国科学(D 辑)*, 2001, 31(增刊): 300~ 307
- 12 Wang Wei-Chying, Ryan P B. Overlapping effects of atmospheric H₂O, CO₂ and O₃ on the CO₂ radiation effect. *Tellus*, 1983, 35B: 81~ 91
- 13 Ren Chuansen, Zhou Xiuji, Li Weiliang, et al. Numerical simulation of ozone distributional and its variation mechanism. *ACTA Meteor Sinica*, 1997, 11(2): 129~ 142
- 14 Yanai M, Li Chengfeng, Song Zhangshan. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Jap*, 1991, 70: 319~ 351
- 15 Liu Yu, Li Weiliang, Zhou Xiuji, et al. Mechanism of formation of the Ozone valley over Tibetan Plateau in summer: transport and chemical process of Ozone. *Advance in Atmospheric Science*, 2003, 20(1): 103~ 109
- 16 Sundet J K. Model studies with a 3-D Global CTM using ECMWF data 1997: [PhD thesis]. Dept of Geophysics, University of Oslo, Norway
- 17 Wild O, Zhu X, Prather M J, et al. Accurate simulation of in- and below cloud photolysis in tropospheric chemical model. *J Atmos Chem*, 2000, 37: 245~ 282
- 18 Miller J. Geographical distribution and Seasonal variation of surface emissions and deposition velocities of atmosphere in trace gases. *J Geophys Res*, 1992, 97: 3787~ 3804
- 19 刘煜, 李维亮. 青藏高原臭氧低值中心的加深及其可能的影响. *气象学报*, 2001, 59(1): 97~ 105
- 20 刘煜, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原臭氧变化趋势的预测. *中国科学(D 辑)*, 2001, 31(增刊): 308~ 311

STUDY OF OZONE CHANGE OVER TIBETAN PLATEAU

Zhou Xiuji Li Weiliang Chen Longxun Liu Yu

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

In this paper, main results concerning ozone over the Tibetan Plateau in last decade were reviewed. Some important advances are summarized as follow: (1) A fact is found that there exists a low center of total column ozone over the Tibetan Plateau in summer; (2) The analysis and diagnosis of observation data show that the Tibetan Plateau is one key channel by which pollutants from the surroundings of the Tibetan Plateau can be transported into low stratosphere; (3) The Tibetan Plateau is one of three regions of the rapidest decrease of total ozone at the same latitude; (4) The analysis of the atmospheric circulation and modeled results indicate that the formation of low center of total column ozone over the Tibetan Plateau is primarily ascribed to the special circulation of the Tibetan Plateau and its surroundings. In the formation process, dynamic process plays main role, and chemical process is the secondary. Moreover, the chemical process partly offsets the dynamic role. (5) The trend of total column ozone over the Tibetan Plateau is predicted by model.

Key words: Tibetan Plateau, Total column ozone, Low center, Channel.