

石柳, 郑明华, 付遵涛. 北极臭氧损耗对初春东亚中高纬地区地面气温影响的观测分析[J]. 高原气象, 2011, 30(6): 1566—1572

# 北极臭氧损耗对初春东亚中高纬地区 地面气温影响的观测分析

石柳, 郑明华, 付遵涛\*

(北京大学 物理学院大气与海洋科学系, 气候与海一气实验室, 北京 100871)

**摘要:** 利用 1948—2007 年 NCEP/NCAR 月平均 2 m 地面气温再分析资料、3 月北极涛动(AO)指数和春季臭氧含量资料, 采用合成分析方法分析了北极臭氧损耗对初春东亚中高纬地区地面气温的影响。结果表明, 臭氧低(高)值年, 3 月东亚中高纬地区地面气温存在正(负)异常。4 月的与 3 月类似, 但气温异常的幅度减小, 中心位置也有所变化。对比分析表明, 1979 年以后的 AO 正位相和臭氧损耗对 3 月东亚地面气温的影响类似, 但在影响范围和中心位置上有所不同。在 AO 位相不明显的年份, 臭氧损耗年 3 月东亚地区地面气温的异常依然显著。臭氧作为一个外界强迫因子, 对北半球大气温度有显著的影响, 可能首先影响极地气温并最终通过空间上的自相关影响中高纬度的地面气温变化。

**关键词:** 北极臭氧损耗; 北极涛动; 地面气温

文章编号: 1000-0534(2011)06-1566-07 中图分类号: P468.0<sup>+</sup>21 文献标识码: A

## 1 引言

Hartley 在 1881 年观测到大气对紫外辐射区太阳辐射的强吸收, 指出平流层存在一层浓度高于地面的臭氧层<sup>[1]</sup>。臭氧的垂直和水平分布特征是由其生消平衡和传输过程决定<sup>[2]</sup>。臭氧主要是在热带地区平流层生成, 然后通过大尺度的 Brewer—Dobson 环流向极地且向下输送<sup>[3]</sup>。臭氧虽然在大气层中含量很小, 但都发挥着不可替代的重要作用。臭氧层吸收太阳辐射能加热平流层, 这种加热作用决定了平流层的热力结构, 即随着高度增加平流层温度递增<sup>[4]</sup>。同时, 臭氧也是一种温室气体, 臭氧浓度的变化不仅对平流层温度也对对流层温度有着很大的影响。

Farman et al<sup>[5]</sup>首次观测到南极臭氧严重损耗现象以来, 平流层臭氧系统性的损耗及其影响已成为众多学科研究的热点。由于臭氧吸收太阳辐射加热平流层, 臭氧的损耗能直接影响平流层的热力系统变化; 又由于平流层和对流层的相互作用, 臭氧损耗所产生的直接辐射效应和通过波流相互作用可

以间接影响对流层。近几年的研究结果表明<sup>[6-24]</sup>, 臭氧损耗尤其是北极平流层的臭氧损耗有可能通过对平流层温度场和风场的影响来改变平流层和对流层的大气环流, 从而导致北半球中高纬度部分地区地面气温变暖。

Randel et al<sup>[6]</sup>发现 1979—1990 年平流层低层无论是在空间上还是季节上都存在变冷趋势, Ramaswamy et al<sup>[7]</sup>通过 GCM (General Circulation Model) 模式模拟发现臭氧损耗确实导致了平流层降温。在 20 世纪 90 年代, 许多学者都注意到 70 年代末开始欧亚大陆中高纬度地区在 1~3 月存在显著的地面气温变暖倾向<sup>[8-10]</sup>。Wallace et al<sup>[11]</sup>指出, 这一增温现象与中高纬地区的大气环流变化有关, 而与温室气体增加的温室效应没有必然的关系, 当北极涛动(AO)处于正位相时, 中高纬地区近地面盛行西风气流, 较强的西风把海洋上空的暖湿空气输送到中高纬度大陆而造成大陆增温, 由此推断, 近二三十年欧亚大陆地面气温变暖是与该时期 AO 的正趋向有关<sup>[12]</sup>。

Hartmann et al<sup>[13]</sup>发现 AO 具有深厚的垂直结

收稿日期: 2010-09-27; 改回日期: 2010-12-14

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40533016); 国家重点基础研究发展规划(973)项目(2010CB428606)共同资助

作者简介: 石柳(1986—), 女, 辽宁沈阳人, 博士生, 主要从事对流层与平流层相互作用研究。E-mail: shiliu@163.com

\* 通讯作者: 付遵涛。E-mail: fuzt@pku.edu.cn

构, 从地面一直延伸到平流层, 在平流层, 正位相的 AO 对应着强的极夜急流(也就是强极地涡旋), 平流层极地臭氧损耗有可能是造成近二三十年冬、春季 AO 正趋向的重要原因。Shindell et al<sup>[14]</sup> 提出, 平流层臭氧损耗和温室气体增加的共同作用造成了中高纬度西风加速和欧亚大陆地面气温增暖。这与 Langematz et al<sup>[15]</sup> 的研究结果一致, 即单纯的臭氧损耗并不足以产生观测到的平流层极地降温, 只有当 CO<sub>2</sub> 的增加被同时考虑进去之后, 平流层极地降温的幅度才可以与观测结果相比拟。但 Gillett et al<sup>[16]</sup> 的模拟结果表明, 增加温室气体并不能产生明显的 AO 正趋向。

Polvani et al<sup>[17]</sup> 发现, 当平流层极地温度足够冷时, 平流层极夜急流和对流层中纬度的西风加速。结果表明, 如果极地臭氧损耗足够强时, 其产生的极地降温可以使对流层中纬度西风加速。Kushner et al<sup>[18]</sup> 进一步指出, 对流层的斜压波动及其与西风气流之间的正反馈对对流层中纬度西风加速起着重要作用, 如果没有对流层斜压波动的存在, 平流层极地降温不足以产生强的对流层中纬度西风加速。因为平流层变化只对行星波产生影响, 所以, 该结果意味着极地臭氧损耗对对流层的影响需要通过行星波和较小尺度波动(天气尺度斜压波)的相互作用以及它们与西风气流之间的相互作用来实现。Randel et al<sup>[19]</sup> 和 Hu et al<sup>[20]</sup> 指出, 臭氧损耗和行星波之间的正反馈使得北极臭氧损耗对对流层气候的影响变得更为重要。研究表明<sup>[21-24]</sup>, 平流层臭氧损耗可能是导致近二三十年欧亚大陆冬末春初地面变暖以及南极半岛附近春、夏季地(洋)面增温的重要原因, 可通过改变平流层温度场和风场的分布和波一流之间的相互作用来影响地面温度。对于地面气象要素如近地面气温等的分析, 大多局限于趋势分析, 而数值模拟的结果在增温强度、范围, 以及对应时间上也存在很大争议, 仍有待于更深入细致的研究。本文将观测事实为基础, 研究北极平流层臭氧损耗对东亚地区对流层天气系统(主要是春季地面气温)的影响。

## 2 资料选取

所用温度资料来源于 1948—2007 年 NCEP/NCAR 月平均 2 m 地面气温再分析资料。3 月 AO 指数由 David Thompson 提供, 是 3 月北半球 20°N 以北的海平面气压 EOF 分解的第一模态的时间系数。臭氧高、低值年份的选取来源于文献<sup>[25]</sup>, 其

中选取 1979 年以后存在臭氧严重损耗的几年合成分析了相应地面气温的变化。同时与该阶段臭氧相对高值年地面气温合成结果进行对比, 并将臭氧高、低值年和 AO 正、负位相对地面气温影响进行比较和分析。

## 3 结果分析

### 3.1 臭氧高、低值年及 AO 正、负位相年的选取

选取 3 月北半球极地地区(60°~80°N)的纬向平均臭氧柱体总量作为指标, 在 1979—2007 年这段时间内, 选出 5 年臭氧的高值年份和 5 年臭氧的低值年份。高值年份分别为 1979, 1980, 1985, 1989 和 1999 年; 低值年份分别为 1990, 1992, 1993, 1997 和 2000 年(图 1)。通过高、低值年份对地面气温的合成分析, 确定臭氧损耗对地面气象要素的影响程度和影响区域。

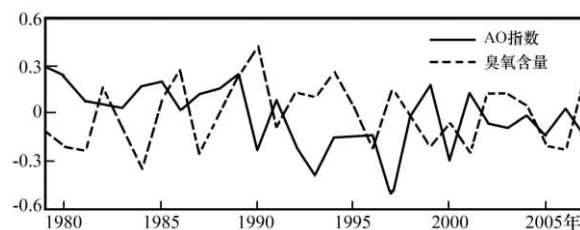


图 1 臭氧含量(60°~80°N 区域平均臭氧柱总量)和 AO 指数

时间序列资料均已标准化处理, 1995 年和 1996 年臭氧缺失

Fig. 1 Time series of ozone content (regional mean ozone column in 60°~80°N) and AO index.

Data has been standardized, ozone data in 1995 and 1996 are missing

选取 1979 年以后 3 月 AO 正位相的 5 年即 1990, 1986, 1994, 1989 和 2007 年进行合成, 负位相选取 2006, 1981, 2001, 1987 和 1984 年。AO 最大正/负位相的年份和臭氧最低/高值的年份并不重合, 所以合成结果体现了不同因子对地面气温的影响。

郑明华等<sup>[25]</sup> 指出, 东亚地区中高纬度的臭氧损耗总是伴随着相应区域的地面暖异常, 两者的相关系数是 0.98, 说明北极臭氧损耗与东亚地面气温变化有密切的关系。但国外有学者认为<sup>[11-12]</sup>, 2~3 月亚欧大陆的增温是由于 AO 的影响。AO 是一种气候系统内部的振荡, 本文计算得到臭氧含量和 AO 指数序列之间的相关系数是 -0.4178(通过了显著性水平检验), 可以看出, 北极涛动和臭氧含

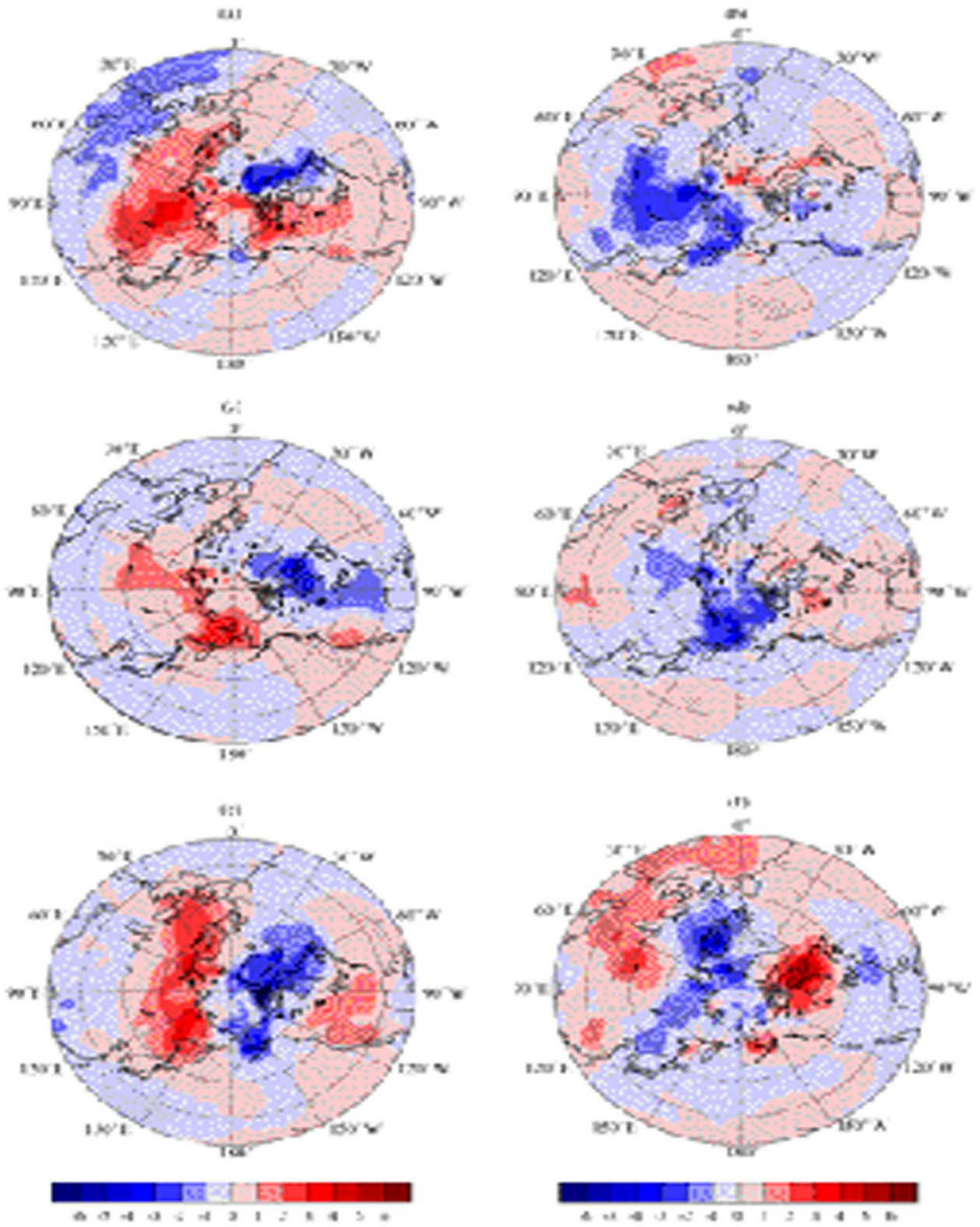


图 2 北半球中高纬度地面气温异常的合成(单位: °C)

(a) 3月臭氧低值年, (b) 3月臭氧高值年, (c) 4月臭氧低值年, (d) 4月臭氧高值年,  
(e) 3月AO正位相年, (f) 3月AO负位相年, 黑点区域通过了0.05显著性水平检验

Fig. 2 Composition of surface temperature anomaly in middle and high latitudes of Northern Hemisphere. (a) low ozone year in March, (b) high ozone in March, (c) low ozone year in April, (d) high ozone year in April, (e) positive phase year of AO index in March, (f) negative phase year of AO index in March. Unit: °C. Area with dot has passed the significant level of 0.05

量之间存在密切的反相关关系。为了进一步确定臭氧损耗对地面气温的影响,除了要对臭氧高、低值年进行合成分析,对 AO 正、负位相年、臭氧损耗,以及 AO 位相不明显的年份进行合成分析都是十分必要的。

### 3.2 臭氧高、低值年及 AO 正、负位相年北半球地面气温异常的合成

图 2a 为北半球中高纬度 3 月臭氧损耗最严重的 5 年所对应的地面气温异常合成图。从图 2a 中可看出,在臭氧损耗最严重的这些年份,欧亚大陆中高纬度地区( $40^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$ )存在地面气温显著的增暖,最大的暖中心位于贝加尔湖及其以北地区。北美大陆中高纬度地区( $25^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ )和北太平洋地区也存在地面气温增暖区域。显著的降温区域较小,主要集中在格陵兰岛及其西南部海域,其次位于亚欧大陆中低纬度地区和北非地区。为了对比臭氧损耗年地面气温状况,图 2b 给出了臭氧高值年地面气温的合成结果。从图 2b 中可看出,在臭氧高值年地面气温显示出与低值年近乎相反的异常特征。在欧亚大陆和北美大陆的大部分地区都存在降温现象,而仅在欧洲中部、北非地区以及格陵兰岛东北侧地区存在增暖,且增暖幅度较小。

北极臭氧损耗最严重的月份是 3 月,但是 4 月初臭氧也存在损耗。图 2c 为 4 月北半球中高纬度臭氧损耗最严重的 5 年所对应的地面气温异常的合成图。从图 2c 中可看出,在臭氧损耗最严重的这些年份的 4 月,和 3 月类似,地面气温在欧亚大陆的中高纬度( $40^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$ )也存在增暖,但是增暖幅度小于 3 月;暖中心位置也有很大变化,3 月格陵兰岛及其南部的降温范围扩大,从大西洋北部极区一直延伸到北美大陆的东南部,并且通过了显著性水平检验。图 2d 为臭氧高值年 4 月地面气温的合成图。从图 2d 中可清楚地看出,在臭氧高值年地面气温显示了与低值年几乎相反的冷暖异常特征。与 3 月相比,降温范围和幅度均有所缩小。

此外,北极涛动对北半球中高纬度地面温度场有显著的影响,作为北半球中高纬度的重要气候信号,它对中国气象要素尤其是冬季气温的影响备受关注<sup>[26]</sup>。同时,据建华等<sup>[27]</sup>指出,北极涛动持续增强的趋势可能是东亚北部地区冬季增暖的重要原因。

为了对比臭氧损耗与北极涛动对气温的影响,图 2e 给出了北半球中高纬度 3 月 AO 正位相最大的 5 年所对应的地面气温异常的合成。从图 2e 中可看出,在这些年份地面气温在极区以及北大西洋

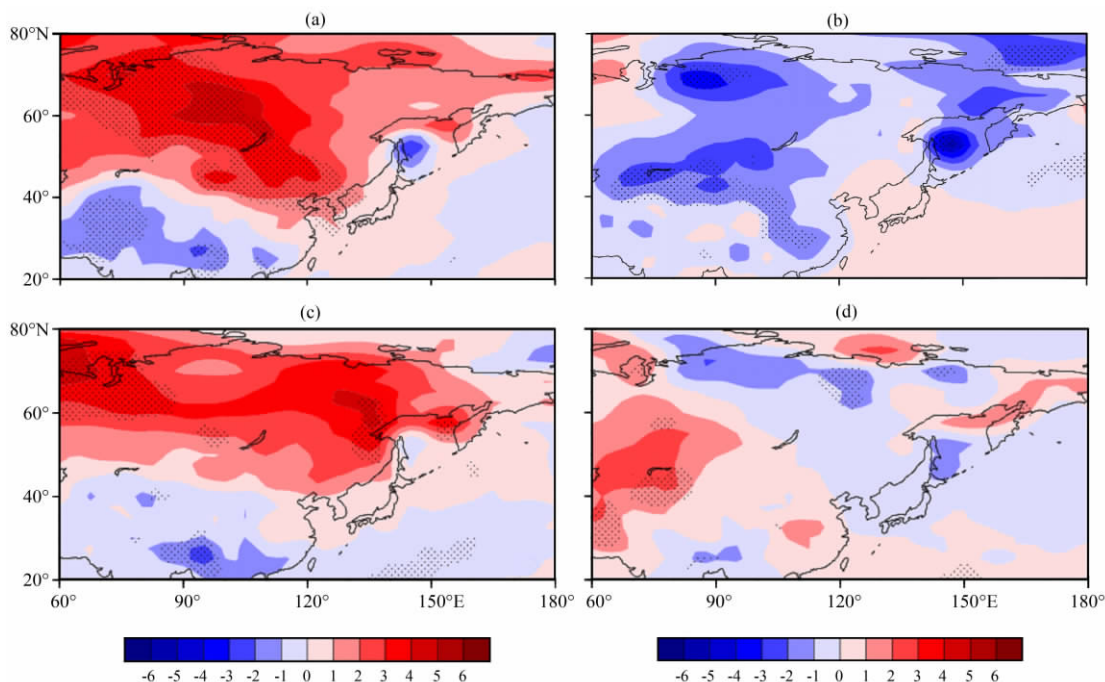


图 3 东亚中高纬度地面气温异常的合成(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

(a) 3 月臭氧低值年, (b) 3 月臭氧高值年, (c) 3 月 AO 正位相年, (d) 3 月 AO 负位相年,  
黑点区域通过了 0.05 显著性水平检验

Fig. 3 Composition of surface temperature anomaly in middle and high latitudes of East Asia. (a) low ozone year in March, (b) high ozone year in March, (c) positive phase year of AO index in March, (d) negative year of AO index in March. Unit:  $^{\circ}\text{C}$ . Area with dot has passed the significant level of 0.05

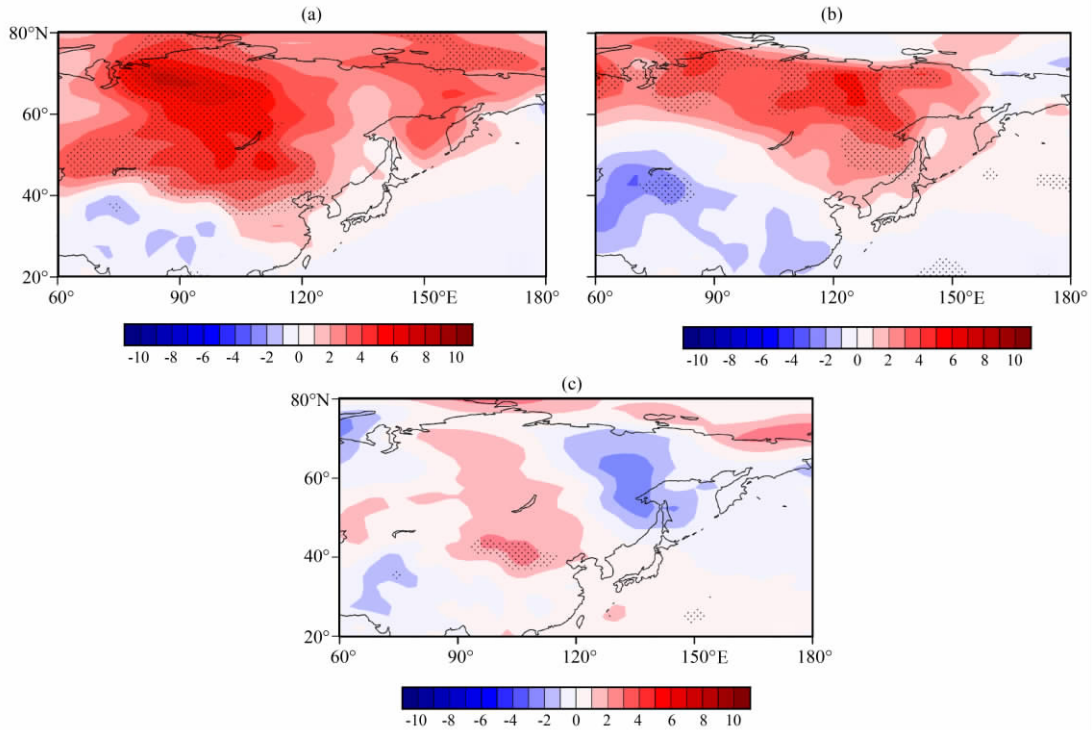


图 4 东亚中高纬度地面气温异常的合成(单位: °C)

(a) 臭氧低值年—臭氧高值年, (b) AO 正位相年—AO 负位相年, (c) 臭氧低值年—AO 正位相年  
黑点区域通过 0.05 的显著性水平检验

Fig. 4 Composition of surface temperature anomaly in middle and high latitudes of East Asia. (a) difference between low and high ozone years, (b) difference between positive and negative phase years of AO index, (c) difference between low ozone year and positive phase year of AO index. Unit: °C. Area with dot has passed the significant level of 0.05

和北太平洋的高纬度地区有明显的降温现象。欧亚大陆的中高纬度存在明显增暖,但是中心位置与臭氧损耗年合成的结果不同,增暖的区域集中在较高纬度地区。此外,降温范围明显扩大,不仅仅限于格陵兰岛及其南部海域,降温幅度也有所增加。而在 AO 负位相年(图 2f),与臭氧高值年相比,极区的降温范围扩大,亚欧大陆高纬度地区降温范围缩小,加拿大西北部只有格陵兰岛地区增温明显。

3.3 臭氧对初春东亚中高纬地区地面气温的影响

上述分析表明,臭氧损耗与 AO 对北半球中高纬地区的地面温度的影响无论是在范围上或强度上,还是空间分布的模式上都有显著不同。臭氧损耗与 AO 对地面温度影响即使在东亚中高纬地区也有显著的差异。

在臭氧损耗年(图 3a),东亚大部分区域都存在增温,暖中心(65°N, 100°E)位于贝加尔湖西北侧。在高原及其周围区域存在显著的降温,但是总体来说降温幅度比增温幅度要小。与此不同的是,在 AO 正位相年(图 3c),虽然东亚中高纬地区都有暖

异常,但是很明显最大的暖异常中心不像臭氧损耗年那样位于贝加尔湖附近,两个中心分别位于东欧平原(70°N, 60°E)和鄂霍次克海的西边界(60°N,

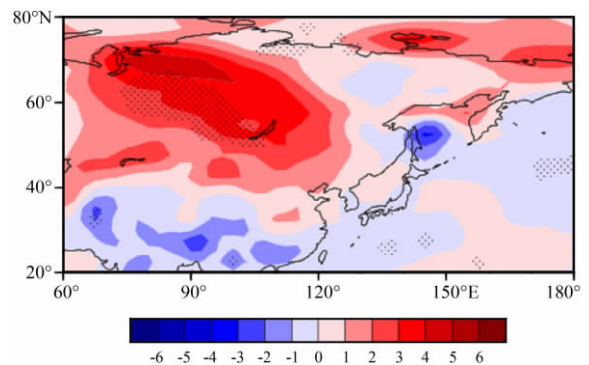


图 5 臭氧损耗且 AO 影响小的年份地面气温异常的合成(单位: °C)  
黑点区域通过了 0.05 显著性水平检验

Fig. 5 The composition of surface temperature anomaly for the years with less ozone and less effect from AO index. Unit: °C. Area with dot has passed the significant level of 0.05

135°E), 增暖集中的范围也较臭氧损耗年偏北且偏小。在臭氧高值年(图 3b), 东亚地区大部分区域都是冷异常, 通过显著性水平检验的区域范围不大(40°N 附近)。在 AO 负位相年(图 3d), 类似于臭氧高值年的降温异常区域明显缩小, 幅度降低。这表明臭氧与 AO 对东亚中高纬地区地面温度的影响无论在异常中心与强度、影响范围以及空间分布模式上都有显著的不同。

为了突出两者影响的差异性, 图 4 给出了臭氧低值年减去高值年东亚地面气温异常的合成与 AO 正位相年减去负位相年东亚地面气温异常的合成。从图 4 中可看出, 臭氧高低值年各自的气温异常之间存在明显的差异, 通过显著性水平检验的区域主要集中在西西伯利亚—贝加尔湖—渤海地区。另外, 东西伯利亚海地区也存在较小范围的具有明显差异的区域。而 AO 正、负位相年各自的气温异常之间存在明显的差异, 通过显著性检验的区域主要集中在欧亚大陆的高纬地区。这一区域在臭氧高、低值年影响主体显著区域偏东且偏北, 范围偏小, 中心强度减弱。

上述分析表明, 臭氧损耗以及正位相的 AO, 均使东亚中高纬地区初春地面气温产生正异常。为了更清楚地比较臭氧损耗和 AO 正位相对早春地面气温影响的差异, 图 4c 给出了臭氧损耗年的地面气温合成结果减去 AO 正位相年的地面气温合成结果。从图 4c 中可看出, 两者的差异主要体现在我国内蒙古—陕西—陕西交界地区, 受臭氧损耗影响的增温范围向南扩至东亚中纬度地区。

考虑到之前所挑选的臭氧损耗年份也包含了个别 AO 较大正位相年份, 所以 AO 正位相的影响并未完全排除。为了更好地消除正位相 AO 的可能影响, 图 5 给出了臭氧损耗且 AO 处于弱位相或负位相的 3 年(1993, 2000 和 2005 年)地面气温合成。从图 5 中可看出, 显著的增温区域仍集中在贝加尔湖及其西北侧地区, 且增温幅度变化不大。因此, 臭氧作为一个外界强迫因子, 其对东亚中高纬地区地面气温确实有显著的影响。

## 4 结论与讨论

通过上述分析, 得到以下结论:

(1) 臭氧低(高)值年, 3 月东亚中高纬地区地面气温存在正(负)异常。4 月的与 3 月类似, 但气温异常的幅度减小, 中心位置也有所变化。

(2) AO 正位相和臭氧损耗对 3 月东亚地区

地面气温的影响类似, 但在影响范围和中心位置上有所不同。

(3) 在 AO 位相不明显的年份, 臭氧损耗年 3 月东亚地区地面气温的异常依然显著。

(4) 臭氧作为一个外界强迫因子, 对北半球大气温度的影响, 可能首先影响极地气温并最终通过空间上的自相关影响中高纬度的地面气温变化。

大气的臭氧与大气温度以及大气环流之间具有相互作用, 但是, 由于大气臭氧洞的形成主要是人类活动造成的, 因此, 在它们的相互作用中, 大气臭氧变化应该是主动的<sup>[28]</sup>。因此, 作为一个外强迫因子, 臭氧损耗和 AO 一起影响了北半球中高纬度的地面气温变化, 并且在东亚地区的一些关键区域, 如贝加尔湖西北侧, 臭氧损耗的影响起了主要作用。另外, 本文仅仅给出了观测的分析结果, 对于其产生的机制(特别是臭氧变化与行星波的关系<sup>[20-24]</sup>)将进一步分析研究。

## 参考文献

- [1] 赵春生, 秦瑜. 大气化学基础[M]. 北京: 气象出版社, 2003.
- [2] Richard Stolarski, Rumen Bojkov, Lane Bishop, et al. Measured trends in stratospheric ozone[J]. Science, 1992, 256(5055): 342-349.
- [3] Solomon S. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history[J]. Rev Geophys, 1999, 37(3): 275-316.
- [4] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle Atmosphere Dynamics[M]. Academic, San Diego, Calif., 1987.
- [5] Farman J C, Gardiner B G, Shanklin J D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO<sub>x</sub>/NO<sub>x</sub> interaction[J]. Nature, 1985, 315: 207-210.
- [6] Randel W J, Cobb J B. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratosphere temperature[J]. J Geophys Res, 1994, 99(D3): 5433-5447.
- [7] Ramaswamy V, Schwarzkopf M D, Randel W J. Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower stratospheric cooling[J]. Nature, 1996, 382: 616-618.
- [8] Folland C K, Karl T R, Vinnikov K Y. The IPCC Scientific Assessment[M]. Cambridge: Cambridge University, 1990: 195-238.
- [9] Hurrell J W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern-Hemisphere temperature [J]. Geophys Res Lett, 1996, 23(6): 665-668.
- [10] Jones P D, New M, Parker D E, et al. Surface air temperature and its changes over the past 150 years[J]. Rev Geophys, 1999, 37(2): 173-199.
- [11] Wallace J M, Zhang Y, Renwick J A. Dynamic contribution to

- hemispheric mean temperature trends[J]. *Science*, 1995, 270 (5237): 780—783.
- [12] Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends[J]. *J Climate*, 2000, 13(5): 1018—1036.
- [13] Hartmann D L, Wallace J M, Limpasuvan V, et al. Can ozone depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate Change? [J]. *Proc Nat Acad Sci*, 2000, 97(4): 1413—1417.
- [14] Shindel D T, Miller R L, Schmidt G A, et al. Simulation of recent northern climate trends by greenhouse-gas forcing [J]. *Nature*, 1999, 399: 452—455.
- [15] Langematz U, Kunze M, Kruger K, et al. Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO<sub>2</sub> changes[J]. *J Geophys Res*, 2003, 108: 10.1029/2002JD0002069.
- [16] Gillett N P, Myles R A, McDonald R E, et al. The role of stratospheric resolution in simulating the Arctic Oscillation response to greenhouse gases[J]. *J Geophys Res*, 2002, 107: 10.1029/2001JD000589.
- [17] Polvani L M, Kushner P. Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model [J]. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 10.1029/2001GL014284.
- [18] Kushner P, Polvani L. Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple agcm; The role of eddies[J]. *J Climate*, 2004, 17: 629—639.
- [19] Randel W J, Wu F. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratosphere due to ozone depletion[J]. *J Climate*, 1999, 12: 1467—1479.
- [20] Hu Y, Tung K K. Possible ozone induced long-term changes in planetary wave activity in later winter[J]. *J Climate*, 2003, 16: 3027—3038.
- [21] Chen Wen, Huang Ronghui. The propagation and transport effect of planetary waves in the Northern Hemisphere winter [J]. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(6): 1113—1126.
- [22] 管树轩, 王盘兴, 麻巨慧, 等. 北半球 10 hPa 极地涡旋环流指数定义及分析[J]. *高原气象*, 2009, 28(4): 777—785.
- [23] 郑彬, 陈月娟, 施春华. 平流层臭氧纬向分布季节变化和行星波的关系[J]. *高原气象*, 2006, 25(3): 366—374.
- [24] 郑光, 吴统文, 贺慧霞, 等. 北半球臭氧总量与平流层环流关系的分析[J]. *高原气象*, 1991, 10(3): 277—286.
- [25] 郑明华, 付遵涛, 陈哲. 北极臭氧损耗对东亚中高纬地区初春地面气温影响的转折点分析[J]. *高原气象*, 2010, 29(2): 412—419.
- [26] 所玲玲, 黄嘉佑, 谭本旭. 北极涛动对我国冬季同期极端气温的影响研究[J]. *热带气象学报*, 2008, 20(2): 163—168.
- [27] 据建华, 任菊章, 吕俊梅. 北极涛动年代际变化对东亚北部冬季气温增暖的影响[J]. *高原气象*, 2004, 23(4): 429—434.
- [28] 郭品文, 朱乾根, 刘宣飞. 北半球春季大气臭氧年际变化特征及其对大气温度和环流场的影响[J]. *高原气象*, 2001, 20(3): 245—251.

## Observation Analysis on Impact of Arctic Ozone Depletion on Surface Air Temperature in Middle and High Latitudes of East Asia during Springtime

SHI Liu, ZHENG Ming-hua, FU Zun-tao

(Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China)

**Abstract:** Using the composited analysis method, the impact of Arctic ozone depletion on surface air temperature in middle and high latitudes of the East Asia during springtime is studied. It is found that, in the low (high) ozone years, the positive (negative) temperature anomaly occur in middle and high latitudes of East Asia in March. Similar to March, the anomaly still exist in April, but with small amplitude and shrinked range. Comparing with these results, the composition of the years of lower and higher AO indexes appear to be similar on amplitude, its center location is different. In the weaker years from the AO phase, those anomalies are still significant. So ozone as an eternal forcing, it has a significant impact on the temperature of Northern Hemisphere, it might first effects on the Arctic region, and then effects the region of middle and high latitudes by self-correlation in space.

**Key words:** Arctic ozone depletion; Arctic Oscillation; Surface air temperature