

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

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

郑明华¹, 付遵涛^{1*}, 陈哲²

(1. 北京大学 物理学院, 北京 100871; 2. 中国气象局 国家气象信息中心, 北京 100089)

摘 要: 利用奇异值分解、合成分析和变点检测等统计方法, 集中分析了北极臭氧损耗对东亚中高纬度地区初春地面气温的影响。结果表明: (1) 受北极臭氧损耗影响而气温变化显著的区域为东亚中高纬度地区, 与臭氧损耗关系最密切的地面气温空间模态是以贝加尔湖西北为中心的暖异常。(2) 北极臭氧损耗对地面气温的影响不仅仅体现在空间上, 还体现在时间上。除了贝加尔湖西北—东西伯利亚大片区域外, 我国华北和西北也存在显著的负异常提前进入暖季。(3) 臭氧损耗对关键区域的气温突变点影响的幅度很大, 约在 3~5 天, 这对复杂的 3 月气温短期预测起到重要的参考意义。

关键词: 臭氧损耗; 地面气温; 奇异值分解; 合成分析; 变点检测

文章编号: 1000-0534(2010)02-0412-08 **中图分类号:** P423.3 **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, 指出了平流层存在一层浓度高于地面的臭氧层, 可以吸收 200~310 nm 之间的紫外辐射(UV-B), 从而滤除大部分的紫外辐射^[1-2]。因此, 臭氧层的存在对地面生物起保护作用, 臭氧浓度的变化直接影响到地球表面的生态圈, 包括人类和动物健康、陆面生态系统、水生动物、植物系统, 以及空气质量等等。

Farman et al.^[3] 发现南极臭氧从 20 世纪 60 年代的 300 DU 下降到 80 年代中期的 180 DU, 这是第一次观测到南极臭氧的严重损耗现象。Farman et al.^[3] 认为南极臭氧损耗存在季节性, 主要发生在冬、春季节。这个现象后来成为著名的南极臭氧洞。当南极臭氧损耗的机制开始搞清楚的时候, 在北极, 由于其更暖的温度和相关的动力差别(例如更不孤立的极涡), 人们普遍认为北极的臭氧损耗将更小。但是冬末春初, 北极仍然存在高效的气相和异相化学反应。1990 年以后有几年非常冷的北

极冬季, 在文献[2]中给出了相应大的北极臭氧损耗。比如在非常冷的 1997 年和 1996 年, 高效的氯反应过程导致臭氧损失约 60~120 DU, 虽然没有北极臭氧洞形成, 但是这种损耗也相当严重, 约占 20% 的极地臭氧总量。

平流层臭氧系统性的损耗发现之后, 作为人类社会关注的焦点环境问题已成为大气科学、地球物理、环境科学等学科中的热点。对臭氧损耗的研究除了其辐射效应和生态影响外, 很多也集中于臭氧损耗对平流层和对流层气候变化的影响。Randel et al.^[4] 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的趋势。Ramaswamy et al.^[5] 通过 GCM (General Circulation Model) 模拟, 发现臭氧损耗确实导致了这种平流层降温, 北半球的降温比南半球要大, 可能是因为北半球更大的臭氧损耗范围。但是, 北极的显著降温比观测的晚了约 1 个月。Polvani et al.^[6] 和 Kushner et al.^[7] 发现当平流层极地温度足够低时, 平流层极夜急流和对流层中纬度的西风加速。他们的结果意味着, 如果极地臭氧损耗足够强时, 其产生的极地降

收稿日期: 2009-07-21; 改回日期: 2009-10-30

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40533016)资助

作者简介: 郑明华(1983—), 女, 河南人, 硕士, 主要从事对流层与平流层的相互作用的研究。E-mail: ming.h.zheng@gmail.com

*通信作者: 付遵涛。E-mail: fuzt@pku.edu.cn

温可以使对流层中纬度西风加速。Randel et al.^[8] 及 Hu et al.^[9] 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。极地臭氧损耗导致极地温度降低和极夜急流加速, 平流层中高纬度的行星波因而减弱, 从中纬度向极圈内输送的臭氧随之减少, 于是, 极圈内的温度更低, 臭氧损耗也更严重, 极夜急流将更强, 向上和向极地的行星波传播也将更弱, 这些构成了一个正反馈过程。Volodin et al.^[10] 的模拟结果是已有 GCM 模拟研究与观测结果最吻合的。使用 1977—1994 年的观测臭氧浓度强迫 GCM, 发现欧亚大陆的地面增温与观测结果非常一致。Thompson et al.^[11] 认为南极半岛附近的地面增温和相关的冰川消退是与平流层南极的臭氧损耗联系在一起的。南极臭氧损耗导致了温度场和风场的变化, 又通过波一流相互作用造成了南半球中纬度对流层西风急流加速。Gillett et al.^[12] 发现臭氧损耗强迫的模拟结果与 Thompson et al.^[11] 的观测结果非常一致, 也就是模拟的温度及位势高度的变化在时间和幅度上与观测的趋向都非常接近。对于这方面的研究, 国内的科研工作者也作出了非常重要的贡献, 详见文献[13-15]。

综合 20 世纪 80 年代以来的研究, 观测分析的结果认为, 平流层极地臭氧损耗可以通过改变平流层温度场和风场的分布并通过波一流相互作用来影响地面温度。同时, 大多数的数值模拟结果表明, 平流层极地臭氧损耗对地面温度的影响是可能的, 但也有一些模拟结果表明, 地面温度对臭氧损耗的响应还不够强。关于平流层臭氧损耗对对流层影响的研究工作还仅仅局限于对流层环流的气候趋向, 缺乏系统性的研究。然而, 臭氧的损耗作为一个季节性强迫因子对中高纬气候变化的影响具有非常重要的意义, 因此系统性研究是非常必要的。

因此, 本文将主要研究北极平流层臭氧损耗对东亚中高纬度地区初春地面气温 (SAT) 的影响。根据北极臭氧异常和东亚地区地面气温异常的观测事实进行分析, 并探讨平流层臭氧异常的信号是否可以作为对东亚中高纬地区初春温度进行短期预测的一个信号。首先, 对臭氧资料和地面气温资料进行奇异值分析 (Singular Vector Decomposition, SVD), 找出关系最密切的臭氧和地面气温的时空模态。此外, 通过一种非参数检验方法, 即变点检测方法来分析臭氧损耗年份地面气温从冷到暖的转折日期的分布, 以尝试将臭氧损耗作为一个先行的

指标来预报东亚中高纬度地区的地面温度, 从而进行初春短期气候预报。

2 资料选取

本文主要分析如下气象要素: 北半球臭氧, 2 m 处 3 月月平均地面气温, 3 月和 4 月 995 hPa 的逐日气温。臭氧资料来源于 NASA Goddard Space Flight Center 的总臭氧映像频谱仪 (Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS) 卫星资料。我们选取的是 1979—2007 年, 纬向平均的 3 月月平均以及逐日臭氧数据资料。温度资料来源于 NCEP/NCAR 1948—2007 年的月平均 2 m 处地面气温再分析资料, 该资料有较完整的空间和时间记录。同时, 利用 MSU 卫星资料对结果进行了对比。此外, 在 3 月变点检测中用到 GISS (Goddard Institute for Space Studies) 995 hPa 逐日气温资料。

3 方法介绍

3.1 SVD 分析

SVD 分解是指对协方差矩阵或相关矩阵求特征值和特征向量, 其中的协方差矩阵或相关矩阵是一个 $M \times N$ 的实矩阵的分解。奇异值方法用于分析两个气象要素场序列之间的相关关系, 能给出两个要素场中若干对时间上同步的空间型之间相互配对的典型空间分布和每个典型分布的权重系数序列。所谓相互配对的典型空间分布是指每一对典型空间分布之间有尽可能大的协方差。由于奇异值分解是以两个场之间的最大协方差为基础进行展开, 它在研究两个要素场序列之间的关系时是一个有力的工具, 具体方法可参考文献[16-17]。

3.2 变点检测方法

假设有一组时间序列, 要确定这一过程中是不是存在转折点, 可以采用一种简单却有效的方法即变点检测 (The Change - point Test)。其步骤如下 (更为详细的介绍可以参考文献[18]):

(1) 假设某变量 X 的时间序列为 X_1, X_2, \dots, X_n , 将 $X_1 \sim X_n$ 每一个数再由小到大排列, 每一个数所占的秩序保存为一个序列 r_i , 例如: 序列, X_1, X_2, X_3 大小分别为 3, 2, 4, 那 X_1 的秩序为 2, X_2 的为 1, X_3 的为 3, 相应的序列 r_i 就为 2, 1, 3。

(2) 在原始序列中每一个位置 j , 计算:

$$W_j = \sum_{i=1}^j r_i$$

$$j = 1, 2, \dots, N - 1, \quad (1)$$

这是在 j 点位置之前的变量所有秩序的和。

(3) 对序列中的每一点, 计算 $2W_j - j(N + 1)$ 。

(4) 设置

$$K_{m,n} = \max_j [2W_j - j(N + 1)] / (N - m - n) \quad (2)$$

这样, 方程(2)中的最大值所在的点 j 就是该序列的变点所在的位置并被记作 m 。 $N - m - n$ 是变点之后所观测值的数目。这样, $K_{m,n}$ 就将序列分为变点前 m 个观测和变点后的 n 个观测。 $K_{m,n}$ 是真正观测到的变点还是意外的点, 可以通过 W_j 的样本分布表格来确定。这些表格在非参数统计检验的相关文献[18]中都有介绍, 这里不作赘述。相比其他参数检验方法^[19-21], 非参数检验方法具有简单且效果相同的优点。

4 结果分析

4.1 SVD 分析

为了找出臭氧损耗和北半球地面气温异常的耦合模态, 确定关键区域, 首先对 1979—2006 年的臭氧资料和地面气温资料进行 SVD 分解并计算异类相关图。

图 1 给出了 SVD 异类相关图第一模态的关键

区域。异类相关可以揭示与臭氧(地面气温)的空间型所耦合的地面气温(臭氧)空间型。第一模态所解释的方差为 52.7%。图 1a 显示了东亚中高纬度臭氧的损耗, 40°N 以北存在严重损耗, 最大的损耗中心位于 80°~120°E, 50°~65°N, 而对应的地面气温第一模态(图 1b)显示东亚地区主要是暖异常, 最大的暖异常区域位于 70°~120°E, 40°~70°N, 暖异常中心从 80°~90°E, 63°~70°N 向东南延伸到贝加尔湖南部约 50°N, 110°E。臭氧第一模态解释了臭氧资料 34.4% 的方差, 而对应的地面气温模态揭示了气温 14.5% 的方差。

图 2a 显示了第一模态臭氧的时间系数。很明显 1993 年和 1997 年两个最高值对应臭氧损耗最严重的两年, 在 1990, 2000, 1992 年均是高值年, 这都与 3 月臭氧损耗的严重年份相符。而在 1979 年和 1980 年对应了臭氧最高值的两年。图 2b 是对应的地面气温第一模态的时间系数。例如 1990 年和 1997 年的最大值, 显示了东亚中高纬度地面气温在这两年的较大暖异常。

大致来说, 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, 显示了第一模态两个场之间的紧密相关。说明北极臭氧损耗与东亚地面气温变化有密切的关系。

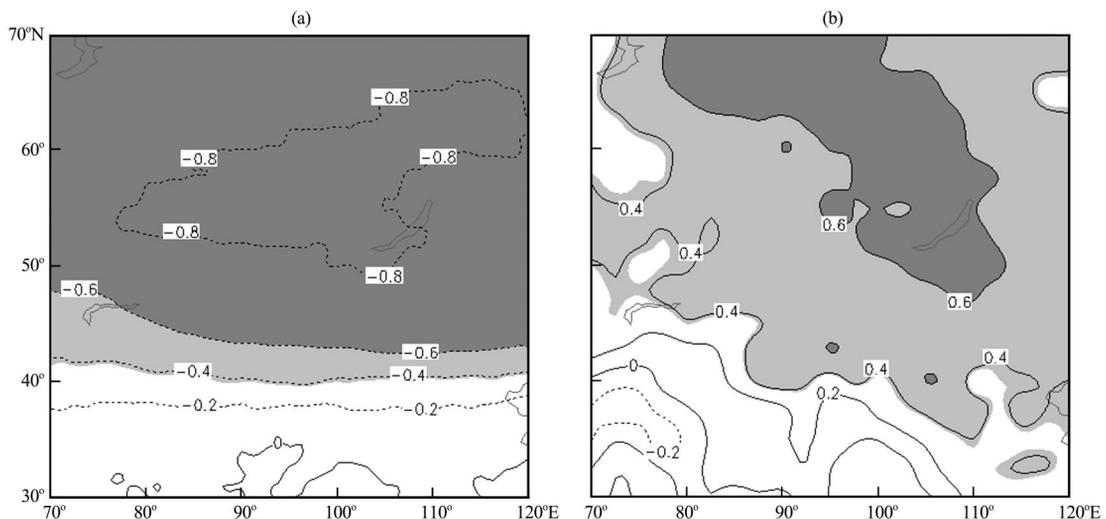


图 1 (a) SVD 分析臭氧模态 1(异类相关图), (b) 地面气温模态 1
浅、深阴影区分别代表负相关统计显著性超过 0.05 或 0.01 蒙特卡罗信度检验

Fig. 1 The leading SVD modes for (a) ozone mode 1, (b) SAT mode 1. Contour interval is 0.2, and negative values are dashed. Those values exceeding the Monte Carlo statistical significant level of 0.05 are in light shaded area, and those exceeding the significant level of 0.01 are in dark shaded area

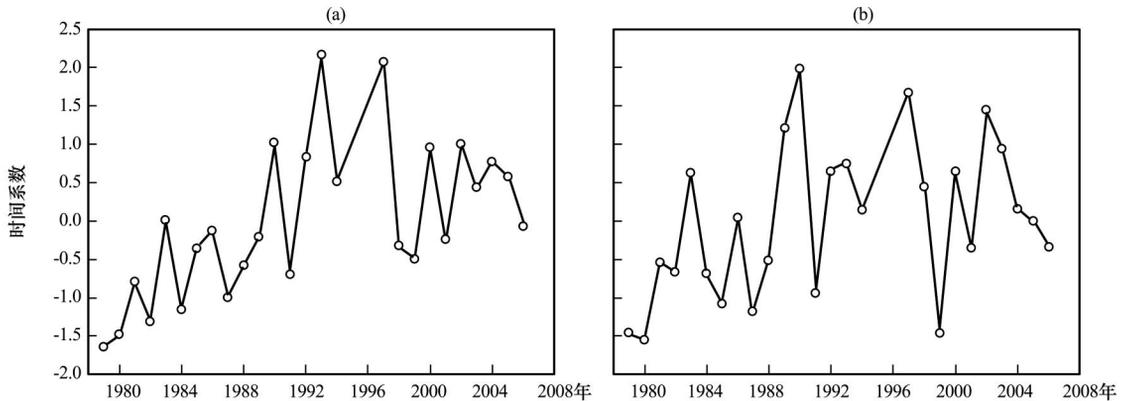


图 2 (a) SVD 分析臭氧模式 1(异类相关图)的时间系数, (b) 地面气温模式 1 的时间系数

Fig. 2 The time series for the leading SVD modes for (a) ozone mode 1 and (b) SAT mode 1. All modes are in standard deviation

4.2 北极臭氧损耗对 3 月地面气温转折点的影响

采用 3 月逐日 995 hPa 气温资料, 时段为 1979—2006 年, 经纬度范围是与臭氧损耗关系最密切的亚太地区 ($70^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$), 变点的变化范围 1~31, 代表第 1~31 天。

图 3a 给出了 3 月多年平均转折点的分布。由图可以看出, 该区域的转折点大致在第 12~18 天, 高纬晚于低纬, 内陆晚于大陆东边界。转折天最晚的位于贝加尔湖西北的内陆地区, 即东西伯利亚, 大约在第 16~18 天。转折天最早的位于青藏高原区域及其附近。

为了比较在臭氧高低值年 3 月气温转折点的变化, 对臭氧高低值年的转折点进行了合成分析, 选取极区臭氧高值的 5 年: 1979, 1980, 1982, 1989 和 1999 年和低值的 5 年: 1990, 1992, 1993, 1997 和 2000 年来进行合成分析。图 3b 和 c 显示了在臭氧低值年和高值年转折点的合成结果。在臭氧损耗年, 整体来看, 负异常(代表着转折点的提前)的范围较大, 而且幅度也较大, 显著的负异常位于 $70^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $65^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, 巴尔喀什湖到贝加尔湖的带状区域, 以及我国西北和华北地区。高纬度的负异常在 3~5 天, 中纬度的负异常在 2~4 天。而在臭氧高值年该区域的正异常(正异常代表着转折点的推迟)范围大, 幅度也大, 尤其是在贝加尔湖附近的大片区域都是正异常, 在高原附近也存在显著的正异常。

图 3d 显示了臭氧损耗年相对于臭氧正常年的 3 月气温转折点异常, 很明显, 除在 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 存在一些正异常外, 几乎所有的区域都是负异常, 尤

其是在贝加尔湖西北和北部的东西伯利亚大片区域都是显著的负异常, 在我国华北和西北也存在显著的负异常, 这些代表着臭氧损耗年这些地区 3 月地面气温转折点的提前。

为了研究气温转折点的意义, 我们分析了臭氧高、低值年的 3 月逐日地面气温时间序列, 图 4a 给出了臭氧损耗值年转折点负异常一个关键位置 (52.5°N , 90°E) 3 月的逐日气温时间序列。图 4b 给出了相应臭氧高值年的气温时间序列。很显然, 无论是臭氧高值年还是损耗年, 3 月气温的拟合趋势基本都是 >0 , 即温度渐渐增加, 这样也更证实了在我们所选的臭氧损耗影响最关键的区域, 3 月属于气温从冷到暖的过渡时间。因此转折点的意义变得非常明确, 就是地面气温由冷到暖的普遍突变点。因此转折点的负异常意味着提前进入暖季节, 而正异常意味着推迟进入暖季节, 提前或推迟进入暖季节对应着该月的增暖和降温。这样, 图 3d 显示的负异常代表着臭氧损耗年, 这些地区是 3 月地面气温转折点的提前, 意味着这些地区提前 2~4 天进入暖季。

下面分析一些具体的年份气温转折点的变化情况。选取的是臭氧损耗最严重的 1993 年和 1997 年, 以及臭氧值最高的 1979 年和 1980 年。

首先来看臭氧损耗面积最大的 1993 年。如图 5a 所示, 除了区域为 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 $65^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 外, 3 月气温转折点都有大的正异常, 这种负异常中心在 5 天以上, 意味着该区域在 1993 年 3 月气温提前 5 天进入暖季。

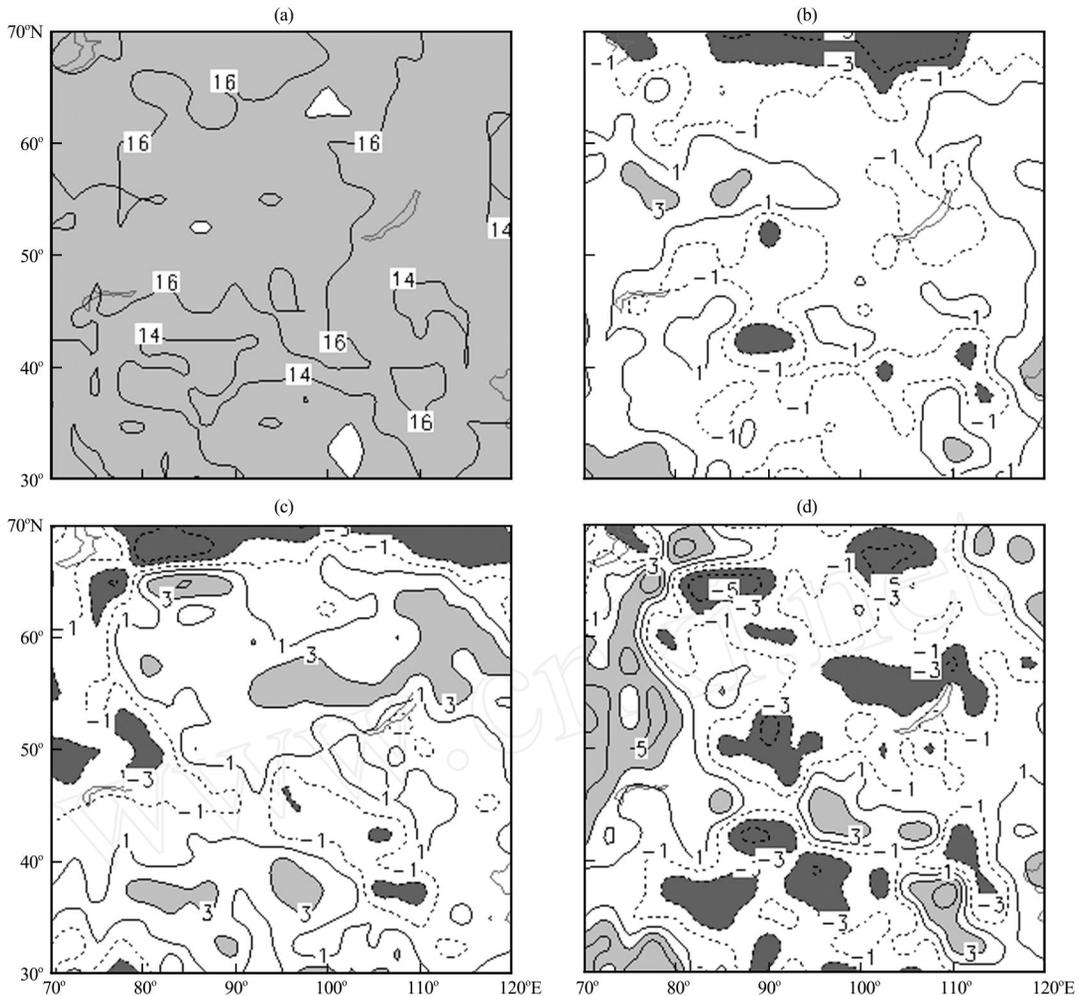


图3 (a) 3月地面气温多年(1979—2006年)平均转折点的分布(单位:d), 范围: 70°~120°E, 30°~70°N, 浅色阴影区代表显著性检验超过0.05统计显著性水平, (b) 臭氧低值年地面气温转折点的异常, 浅、深阴影区分别代表正、负异常超过3天以上区域, 下同, (c) 臭氧高值年地面气温转折点的异常, (d) 臭氧低值年地面气温转折点的异常减去臭氧高值年地面气温转折点的异常(单位:d)

Fig. 3 (a) distribution of SAT change-point in March (annual mean from 1979 to 2007), those values exceeding the Monte-Carlo statistical significance level of 0.05 are in light shaded areas, (b) composite of SAT change-point anomalies for low ozone years, light and dark shaded areas represent anomalies exceeds +3 and -3, separately, (c) same as (b), but for high ozone years, (d) same as (b), but for between low ozone years minus high ozone years. Unit: d

我们已经知道1993年的北极臭氧损耗是范围最广的, 不仅在北极, 在中纬度也有严重的损耗, 而该年臭氧损耗的诱因之一是1991年Mount Pinatubo火山爆发所产生的滞留在平流层的液态硫酸盐气溶胶; 其次是前一年冬天的冷极涡。

图5b给出了1997年的地面气温转折点的异常。由图可以看出, 在所选区域转折点的负异常有两个区域, 一个位于高纬度即贝加尔湖北部和东南部; 另一个在青藏高原上。普遍的负异常达到3~5天, 表示这些地方提前3~5天进入暖季。正异常

主要位于70°~80°E, 以及110°~120°E, 30°~40°N, 代表这些区域推迟3~4天进入暖季。我们知道1997年的臭氧损耗集中在极区, 这是由于受到面积集中、非常强的冷极涡影响^[22], 类似于1980年代中期南极极涡的状况, 因此在北极极区的臭氧损耗影响地面气温的范围较1993年小, 但是强度却相当。这可能是由于1997年极区严重的臭氧损耗造成极区的强烈增暖, 进而通过气温的遥相关而影响到一些关键区域, 如青藏高原、贝加尔湖附近。

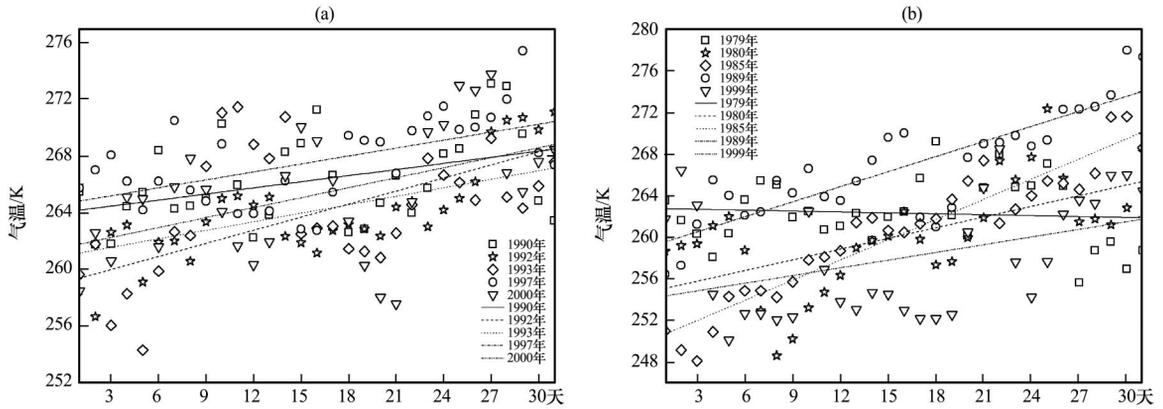


图 4 (a) 各臭氧损耗值年转折点负异常的一个关键位置(52.5°N, 90°E) 3 月的气温时间系列, (b) 相应臭氧高值年 3 月的气温时间序列(单位: K)

Fig. 4 Daily SAT time series for(a) low ozone years , (b) high ozone years. Unit : K. Location : 52.5°N , 90°E , lines represent the linear fit of separate years

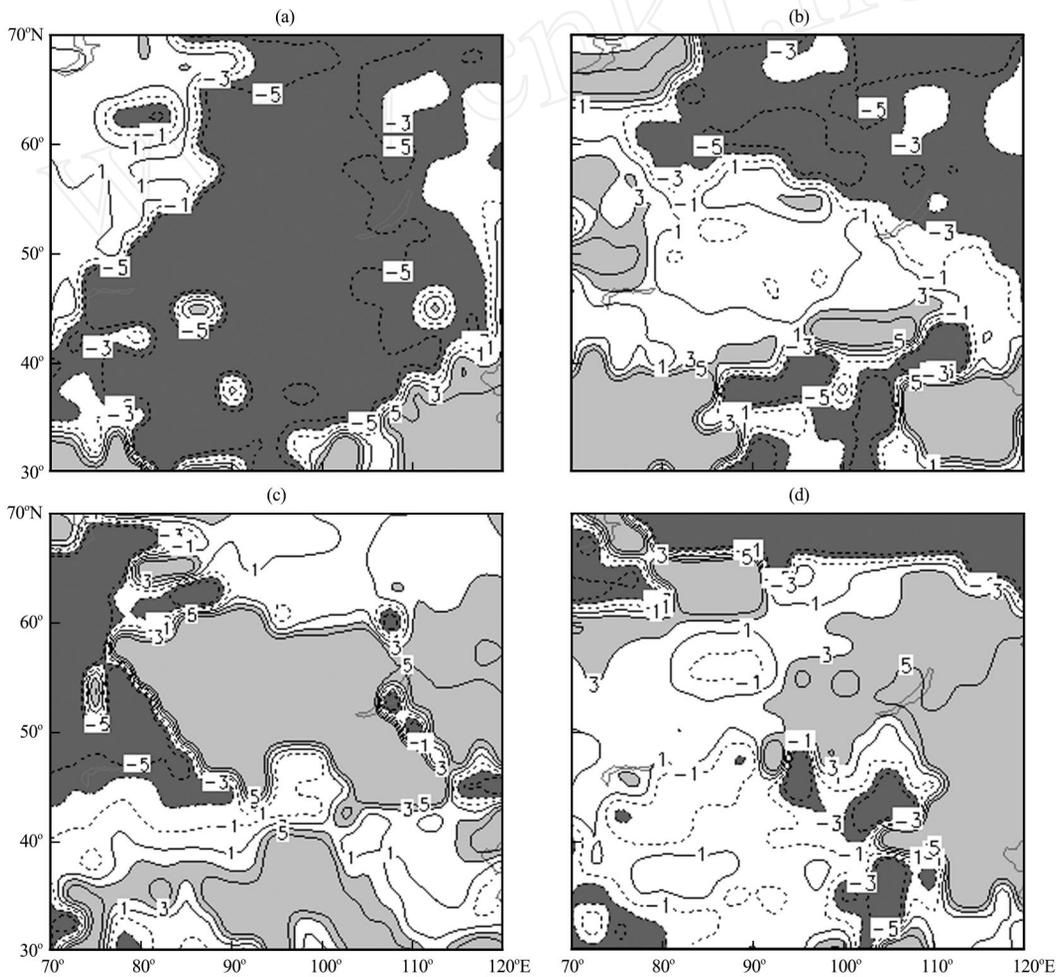


图 5 3 月地面气温转折点的异常(单位: K)

(a) 1993 年, (b) 1997 年, (c) 1979 年, (d) 1980 年, 等值线: - 3K, +3K, 表示通过 0.05 蒙特卡罗统计显著性检验值

Fig. 5 The anomalies of SAT change point for (a) 1993, (b) 1997, (c) 1979, (d) 1980. Unit : K. Light shaded area represents values exceeding 3 , dark shaded area represents values less than - 3 , which has passed the Monte-Carlo statistical significance level of 0.05

1997 年的转折点异常分布非常类似于图 3 给出的臭氧损耗年相对于臭氧高值年的异常结果, 显示了 1997 年是一个臭氧损耗对该关键区域影响的典型个例。

为了对比臭氧损耗年的结果, 我们还给出了臭氧最高值的 1979 年和 1980 年的结果。图 5c 显示了 1979 年 3 月地面气温转折点的异常, 很明显, 1979 年几乎和 1997 年呈相反的异常分布。在贝加尔湖附近和青藏高原区域, 地面气温的转折点均是正异常。负异常在巴尔克喀什湖以北的高纬度地区。而这年的正异常达到 3~5 天, 代表着正异常区域推迟 3~5 天进入暖季, 对应着这些地区的冷初春。负异常面积较小, 但异常幅度也有 3~5 天。

图 5d 给出了 1980 年的结果, 虽然在 65°N 向北出现了负异常, 但是很显然这年的大部分范围尤其是中纬度还是正异常, 尤其在贝加尔湖附近及东南, 正异常也在 3~5 天, 表示推迟 3~5 天进入暖季。

5 结论与讨论

通过 SVD 分析结果确定臭氧损耗影响亚太地区的关键区域, 然后对该区域 3 月气温进行变点检测, 得到如下结论:

(1) 受北极臭氧损耗影响而气温变化显著的区域为东亚地区中高纬度地区, 和臭氧损耗关系最密切的地面气温空间模态是贝加尔湖西北为中心的暖异常。

(2) 臭氧损耗对中高纬度地区的 3 月气温突变点能产生影响, 表示着北极臭氧损耗对地面气温的影响不仅体现在空间上, 还体现在时间上, 这种转折点的变化表示推迟或提前进入暖季。

(3) 臭氧损耗对关键区域的气温突变点影响的幅度很大, 约在 3~5 天, 这对复杂的 3 月气温预报起到重要的参考作用。尤其是在臭氧损耗严重的情况下, 可以预报一些关键区域提前进入暖期。

虽然对变点检测的意义还不够明确, 对臭氧损耗如何影响气温变点的机制还不够清晰, 但是目的是尝试将臭氧损耗这个季节性外强迫对 3 月这个特殊月份季节性区域性气温异常做出预测, 在目前的气候模式如 CAM 模式中, 北极臭氧参数的设置都是设为纬度的函数, 这样很难体现臭氧损耗的影响。我们的分析结果也提供了这样一个思路: 在模式中改进臭氧参数以及对应的地面气温异常, 从而将臭氧损耗作为一个外强迫信号, 对复杂的 3

月气温预报提供一个较好的预报因子。关于变点检测及臭氧损耗影响气温的机制, 还需要做更多细致的工作。

参考文献

- [1] 赵春生, 秦瑜, 等. 大气化学基础[M]. 北京: 气象出版社, 2003
- [2] Solomon S. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history[J]. *Rev Geophys*, 1999, 37: 275 - 316
- [3] Farman J C, B G Gardiner, J D Shanklin. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction[J]. *Nature*, 1985, 315: 207 - 210
- [4] Randel W J, J B Cobb. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratosphere temperature[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 5433 - 5447
- [5] Ramaswamy V, M D Schwarzkopf, W J Randel. Fingerprint of ozone depletion in the spatial and temporal pattern of recent lower stratospheric cooling[J]. *Nature*, 1996, 382: 616 - 618
- [6] Polvani L M, P Kushner. Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model [J]. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 10. 1029/2001GL014284
- [7] Kushner P, L Polvani. Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple agcm: The rold of eddies [J]. *J Climate*, 2004, 17: 629 - 639
- [8] Randel W J, F Wu. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratosphere due to ozone depletion [J]. *J Climate*, 1999, 12: 1467 - 1479
- [9] Hu Y, K K Tung. Possible ozone induced long-term changes in planetary wave activity in later winter [J]. *J Climate*, 2003, 16: 3027 - 3038
- [10] Volodin E M, V Galin. Interpretation of winter warming on Northern Hemisphere continents in 1977 - 1994 [J]. *J Climate*, 1999, 12: 2947 - 2955
- [11] Thompson D W J, S Solomon. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change[J]. *Science*, 2002, 296: 895 - 899
- [12] Gillett N P, D W J Thompson. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change[J]. *Science*, 2003, 302: 273 - 275
- [13] Chen Wen, Huang Ronghui. The propagation and transport effect of planetary waves in the Northern Hemisphere winter [J]. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 1113 - 1126
- [14] 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
- [15] 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
- [16] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 2007
- [17] Von Storch H, F W Zwiers. *Statistical Analysis in Climate Research*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1999

- [18] Siegel S, N J Castellan. Nonparameteric Statistics for the Behavioral Sciences[M]. Singapore: McGram - Hill book company, 1988
- [19] 方之芳, 张丽. 夏季 NCEP 资料质量和 20 世纪 70 年代东亚热低压的突变[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 179 - 189
- [20] 曹杰, 陶云, 田永丽. 时间序列转折突变点检测的线性函数方法[J]. 高原气象, 2002, 21(5): 518 - 521
- [21] 李艳春, 李艳芳. 宁夏近百年来气候变化及突变分析[J]. 高原气象, 2001, 20(1): 100 - 104
- [22] Pawson S, B Naujokat. The cold winters of the middle 1990s in the northern lower stratosphere[J]. J Geophy Res, 1999, 104(D12): 14209 - 14222

The Possible Impact of Arctic Ozone Depletion on Surface Air Temperature in Asia-Pacific Regions during Springtime

ZHENG Ming-hua¹, FU Zur-tao¹, CHEN Zhe²

(1. School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China;

2. National Meteorological Information Center, China Meteorological Administration, Beijing 100089, China)

Abstract : Using the TOMS satellites data and NCEP/NCAR reanalysis data, we studied the influence of the Arctic ozone depletion on surface air temperature (SAT) in the middle-high latitude East-Asia regions during spring time. The results show that (1) the target region impacted by ozone depletion is located in the middle-high latitude of East-Asia; (2) the influence of ozone depletion on the SAT in the middle-high latitude East-Asia region during spring time is not only in the spatial region but also in the temporal scale; (3) the change-point of SAT over the key region can be taken as an indicator to predict in the spring time.

Key words : Arctic ozone depletion; Surface air temperature; Singular vector decomposition; Composite analysis; Change-point test