

张乐英, 徐海明, 施宁. 2015. 春季北极涛动对盛夏长江流域地表气温的影响 [J]. 大气科学, 39 (5): 1049–1058, Zhang Leying, Xu Haiming, Shi Ning. 2015. Influence of the spring Arctic Oscillation on midsummer surface air temperature over the Yangtze River valley [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (5): 1049–1058, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14238.

## 春季北极涛动对盛夏长江流域地表气温的影响

张乐英<sup>1,2</sup> 徐海明<sup>1,2</sup> 施宁<sup>1,2</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

**摘 要** 本文基于 1958 至 2002 年的 ERA-40 月平均再分析资料, 利用年际增量方法分析了春季北极涛动 (Arctic Oscillation, 简称 AO) 与我国夏季长江流域地表气温的关系。结果表明, 在扣除前期冬季 ENSO 影响后, 5 月 AO 指数与 8 月长江流域地表气温存在显著正相关。通过回归分析发现, 5 月 AO 可通过影响中低纬度的海气相互作用进而影响 8 月长江流域地表气温。当 5 月 AO 处于正位相时, 在 (10°~15°N) 及赤道附近产生异常下沉气流, 对应着西太平洋局地 Hadley 环流减弱, 对流层底层出现了异常的反气旋性辐散气流。与之对应, 赤道西太平洋地区出现了显著的东风异常。由于该东风异常位于 5 月气候平均的局地海表面温度 (SST) 极大值中心位置上, 该东风异常可通过平流作用使得高海温不断地向西堆积, 最终造成赤道西太平洋 SST 出现显著正异常。当该 SST 正异常持续至 8 月时, 它通过 Gill 响应 (Gill, 1980) 在其西北侧激发出气旋性异常环流, 它有利于西太平洋副热带高压在我国长江流域的维持, 进而造成长江流域地表气温正异常。反之, 则相反。

**关键词** 春季北极涛动 夏季地表气温 年际增量

**文章编号** 10065-9895(2015)05-1049-10

**中图分类号** P467

**文献标志码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14238

## Influence of the Spring Arctic Oscillation on Midsummer Surface Air Temperature over the Yangtze River Valley

ZHANG Leying<sup>1,2</sup>, XU Haiming<sup>1,2</sup>, and SHI Ning<sup>1,2</sup>

1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

**Abstract** Based on ERA-40 monthly mean reanalysis data over the period 1958–2002, this paper studies the relationship between the spring Arctic Oscillation (AO) and the summer surface air temperature (SAT) over the Yangtze River valley by adopting the year-to-year increment approach. The winter ENSO signal is filtered out in advance. Results show that the AO in May is significantly and positively correlated with the SAT over the Yangtze River valley in August. The possible physical mechanism for this relationship is investigated by means of regression analysis. The air–ocean interaction over the middle and low latitudes might play an important role. Following a stronger positive AO in May, an anomalous subsidence flow appears over the region 10°–15°N and the Equator. At the same time, Hadley circulation over the western Pacific becomes weaker, leading to an anomalous anticyclonic divergent flow in the lower troposphere.

**收稿日期** 2014-08-06; **网络预出版日期** 2015-01-05

**资助项目** 国家重大科学研究计划项目 2012CB955600, 国家自然科学基金项目 41275094、41105042、41490643, 江苏高校优势学科建设工程项目 PAPD, 江苏省高校“青蓝工程”项目

**作者简介** 张乐英, 女, 1990 年出生, 博士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: zhangleyingzi@126.com

**通讯作者** 徐海明, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

Accordingly, significant easterly anomalies appear over the equatorial western Pacific. Since the easterly anomalies are located at the local maximum center of the climatological mean sea surface temperature (SST), the warm SSTs pile up to the west via advection, inducing the above-normal SST over the equatorial western Pacific. The positive SST anomalies persist from May to August. This can trigger an anomalous cyclonic circulation to the northwest through a Gill-like atmospheric response (Gill, 1980), which is conducive to the maintenance of the western Pacific subtropical high over the Yangtze River valley, resulting in the positive SAT anomalies over the region, and vice versa.

**Keywords** Spring Arctic Oscillation, Midsummer surface air temperature, Year-to-year increment

## 1 引言

北极涛动 (Arctic Oscillation, 简称 AO) 是具有半球尺度的大气异常环流型, 也被认为是北半球中高纬度尺度最大、最重要的模态 (Thompson and Wallace, 1998), 它可解释热带外地区大气变率的最大部分。AO 在水平方向上表现为环状的空间特征, 在垂直方向上表现为对流层—平流层相耦合的结构特征。Baldwin and Dunkerton (1999) 进一步指出 AO 可由平流层下传至对流层并对对流层的天气气候产生影响。

Thompson and Wallace (1998, 2000) 指出冬季 AO 与北半球中高纬度气温关系密切。我国学者对 AO 与我国气温的关系也进行了大量的研究, 他们发现 AO 与我国北方地区的气温在不同时间尺度上均存在显著相关关系, 例如季节内尺度 (龚道溢等, 2004)、年际尺度 (Gong et al., 2001; Wu and Wang, 2002)、年代际尺度 (何春和何金海, 2003) 以及不同年代际背景下的年际尺度 (庞子琴和郭品文, 2010)。Wu and Wang (2002) 进一步指出, 冬季 AO 主要影响着我国 35°N 以北地区的地表气温。考虑到 AO 是一种平流层—对流层耦合的异常环流型, 施宁和张乐英 (2013) 将平流层位势高度场的 PC1 定义为平流层 AO 指数进行研究后发现, 2 月平流层 AO 与我国江南地区 (35°N 以南) 气温具有显著的同期负相关关系。这扩展了关于 AO 对我国冬季气温影响的认识。

除上述冬季 AO 的同期影响外, 一些研究还发现春季 AO 也可对后期环流异常产生显著影响。龚道溢等 (2002) 指出 5 月 AO 与长江中下游夏季降水呈显著负相关, 进一步当 ENSO 的信号去除后, 这种关系仍然存在 (Gong et al., 2011), 即当春季 AO 处于正位相时, 东亚夏季风偏强、长江流域降水负异常。李崇银等 (2008) 研究表明 2 月平流层环流异常可影响 3 月对流层 AO, 并进而对梅雨期

降水产生影响。Chen et al. (2014) 研究认为 3、4 月平均的春季 AO 指数与后期秋冬季赤道中东太平洋海温存在显著正相关关系。北大西洋涛动 (NAO) 通常被认为是 AO 在北大西洋的局地分量。Tian and Fan (2012) 发现 5 月 NAO 与后期夏季长江流域极端降水频次的年际变异呈显著负相关。需注意的是, 范丽军等 (2003) 研究指出 AO 有较大的月际差异。本文也计算了春季 3、4、5 各月 AO 指数的相关系数, 其中 3 月 AO 与 4、5 月 AO 相关系数分别为 0.15、0.11, 4 月 AO 与 5 月 AO 相关系数为 0.02。可见, 春季各月 AO 指数之间相关系数很小, 即各月 AO 相互独立。这可能是龚道溢等 (2002)、李崇银等 (2008) 和 Tian and Fan (2012) 采用单月研究春季 AO 的原因所在。众所周知, 东亚夏季风存在着由南向北的推进过程。与之对应, 无论我国东部地区的夏季降水还是气温, 均应当与春季 AO 类似存在着较大的月际差异。由于前人对夏季降水研究较多, 本文将重点分析年际尺度上春季逐月 AO 对我国夏季气温的影响。

Feldstein (2000) 和 Pan and Jin (2005) 指出, AO 信号通常只能维持 1~2 周, 30 天后其强度不到初始状态 5%。因此, 大气潜在的可预报性只能来源于大气下边界 (如海温等) 的持续性异常强迫作用 (Namias, 1959, 1965; Shukla, 1998)。孙建奇和王会军 (2005) 指出在年代际尺度上, 冬季 (11~3 月) AO 可影响北太平洋海温并对后期 PDO (太平洋年代际振荡) 年代际海洋模态具有重要影响和预测价值。也有研究指出, 春季 NAO 可通过大西洋三极子异常海温型存储信号并通过激发向下游传播的准定常波列 (Wu et al., 2009b; Zhou et al., 2013) 和急流 (Tian and Fan, 2012) 对夏季的气候异常产生影响。尹姗等 (2013) 发现冬季 AO 可影响欧亚雪盖面积, 而欧亚雪盖面积异常可一直持续到春季并对我国春季极端低温产生影响。除通过影响中高纬环流异常外, 前期 AO 也可通过影响

低纬度的海气相互作用进而影响后期的气候异常。现有研究表明, 春季 AO 可造成西太平洋赤道异常西风及海表温度异常, 这些异常可通过海气之间的正反馈作用得以维持, 并影响后期的夏季风 (Gong et al., 2011) 和冬季 ENSO 的形成 (Chen et al., 2014)。那么春季 AO 通过怎样的机制影响夏季气温, 这将是本文分析的重点。

综上所述, 本文将重点回答两个问题。在年际尺度上, 春季 AO 是否能够显著影响我国夏季地表气温? 如果是, 其影响机制如何? 本文第 2 节是资料和方法介绍, 第 3 节指出了 5 月 AO 可显著影响 8 月长江流域地表气温, 其机制讨论在第 4 节, 最后给出结论和讨论。

## 2 资料和方法

本文所用资料为: (1) 国家气候中心整编的中国 160 站月平均气温资料; (2) 欧洲中心 ERA-40 月平均再分析资料, 所选要素场包括地表 2 m 气温、海平面气压 (SLP)、风场、位势场、短波辐射、长波辐射、潜热通量、感热通量, 水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ , 风场和位势场垂直方向 23 层; (3) Hadley 中心的海温资料 (HadISST1), 水平分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ; (4) 海流资料为美国马里兰大学的全球简单海洋资料同化分析系统资料 (SODA, v.2.2.4), 水平覆盖范围为 ( $75.25^{\circ}\text{S} \sim 89.25^{\circ}\text{N}$ ,  $0.25^{\circ} \sim 359.75^{\circ}\text{E}$ ), 水平分辨率为  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ , 垂直方向 40 层。以上资料所用时段均为 1958~2002 年。此外, 本文还利用了 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National Center for Atmospheric Research) 逐月再分析资料进行补充验证。

尽管国际上关于 AO 的内在物理意义存在着一定的争议 (Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Deser, 2000; Ambaum et al., 2002; Wallace and Thompson, 2002), 但 AO 指数仍被广泛应用于天气气候监测和预报中。因此, 本文仍然采用常用方法定义 AO 指数, 即北半球  $20^{\circ}\text{N}$  以北海平面气压场的经验正交函数第一模态 (EOF1) 所对应的标准化时间序列 (PC1) (Thompson and Wallace, 1998)。

本文首先利用回归方法去除前期 ENSO 信号的影响。由于 ENSO 信号通常在冬季最强, 故本文将前一年 12 月至当年 5 月平均的标准化的 Niño 3 区 SST 作为 ENSO 指数。用该指数回归各变量场, 再

用各变量场的原始场减去其对应的回归场, 即认为得到与前期 ENSO 线性无关的变量场。上述做法与 Gong et al. (2011) 类似。实际上, 我们也用 Niño 3.4 区的 SST 定义了 ENSO 指数, 其最终结果与本文结果基本一致。

在计算异常场时, 本文主要采用年际增量方法 (DY)。DY 是指用当年的变量减去前一年的变量。利用年际增量可以放大物理量和相关环流的年际异常信号, 减小年代际背景的影响 (范可等, 2007; Fan and Wang, 2009)。

根据海表面混合层的能量收支方程可分析引起关键区 SST 异常的主要因子:

$$\partial(C_s T_s) / \partial t = R_s + R_l + S_h + L_h + A = F_s + A, \quad (1)$$

其中,  $C_s$  为海表混合层的热容量,  $T_s$  为 SST,  $R_s$  为海表净太阳辐射,  $R_l$  为海表净红外辐射,  $S_h$  为海表感热通量,  $L_h$  为海表潜热通量,  $A$  为海洋动力过程引起的热量输送,  $F_s$  为海表净热通量。本文对公式 (1) 右端各项进行了处理, 使其符号变化与海温变化一致, 即其符号为正时, 海温增温, 否则反之。

## 3 春季 AO 与我国夏季气温的关系

本文将 ERA-40 地表 2 m 气温在 ( $27.5^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ} \sim 122.5^{\circ}\text{E}$ ) 范围内的区域平均定义为长江流域地表气温指数。表 1 给出了基于年际增量方法计算得到的春季逐月 AO 指数与长江流域地表气温指数的相关系数。为便于比较, 表 1 的括号中数值是采用非年际增量方法得到的相关系数, 即异常场为变量场与其气候平均场的差值。可见, 能够一致通过 95% 信度检验的相关系数分别为 3 月 AO 与 8 月长江流域地表气温之间, 5 月 AO 与 7、8 月和夏季平均气温之间, 以及春季 AO 与 8 月气温之间。其中, 5 月 AO 与 8 月气温相关最为显著, 相关系数达 0.50。据此, 下文主要研究年际尺度上 5 月 AO 对 8 月气温的影响。此外, 整体而言, 基于年际增量方法得到的相关系数要大于基于非年际增量方法。因此, 后文所说的异常均指用年际增量方法得到的异常。

为进一步分析 5 月 AO 与 8 月地表气温相关的空间分布, 图 1 给出了 5 月 AO 指数与 8 月 160 站气温相关系数分布图。与表 1 一致, 大范围的显著相关区位于长江流域并向西南伸展覆盖贵州、广西和湖南等地区。为讨论方便, 本文将该显著区域简

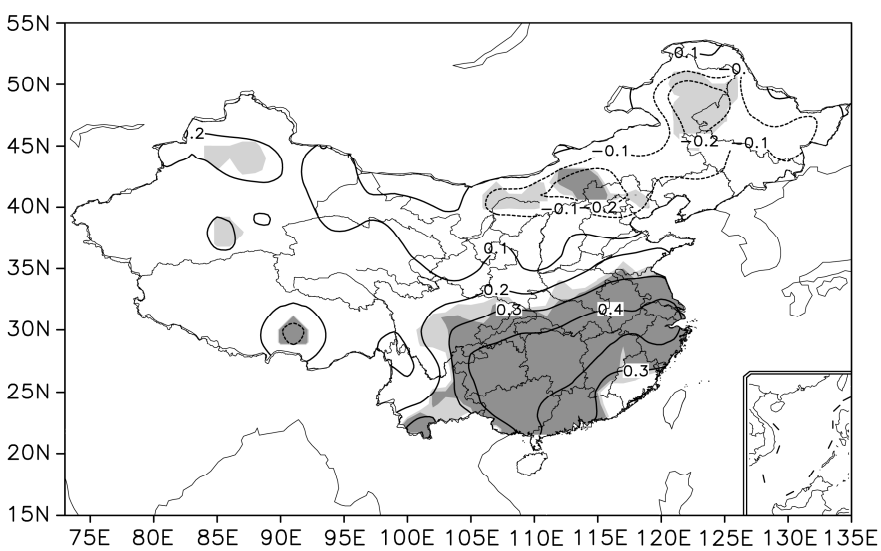


图1 5月AO指数与8月地表气温的相关系数。深、浅阴影分别表示通过99%、95%信度检验的区域

Fig. 1 Correlation coefficients between the AO index in May and SAT in August. Light and heavy shadings indicate the 95% and 99% confidence levels, respectively

称为长江流域。此外，我国华北地区出现了显著负相关系数，本文暂不讨论。

表1 春季逐月AO指数与夏季长江流域逐月地表气温异常的相关系数

Table 1 Monthly correlation coefficients between the AO index in spring and SAT (Surface Air Temperature) anomalies over the Yangtze River valley in summer. Single (\*) and double (\*\*) asterisks indicate the 95% and 99% confidence levels, respectively. Anomalies are calculated by the year-to-year increment approach and variables minus the climatological means (in parentheses)

	与地表气温异常的相关系数			
	6月	7月	8月	夏季
3月AO指数	0.18(0.08)	0.10(−0.03)	0.36**(0.31*)	0.29*(0.17)
4月AO指数	−0.08(−0.11)	−0.01(0.01)	−0.16(−0.12)	−0.11(−0.10)
5月AO指数	−0.17(−0.07)	0.32*(0.29*)	0.50**(0.36**)	0.35**(0.29*)
春季AO指数	−0.04(−0.06)	0.24(0.14)	0.41**(0.29*)	0.31*(0.19)

注：\*、\*\*分别表示通过95%、99%信度检验。异常场分别由年际增量方法和变量场减去其气候平均场（括号内）计算得到。

#### 4 5月AO影响我国8月气温的可能机理

由于AO指数是用标准化的PC1定义，一个重要的问题便是5月的EOF1能否被称为AO？换言之，5月AO是否也具有冬季AO的典型纬向轴对称结构？图2为5月SLP的EOF1，其所占方差贡献为21.8%。根据North et al. (1982)的检验方

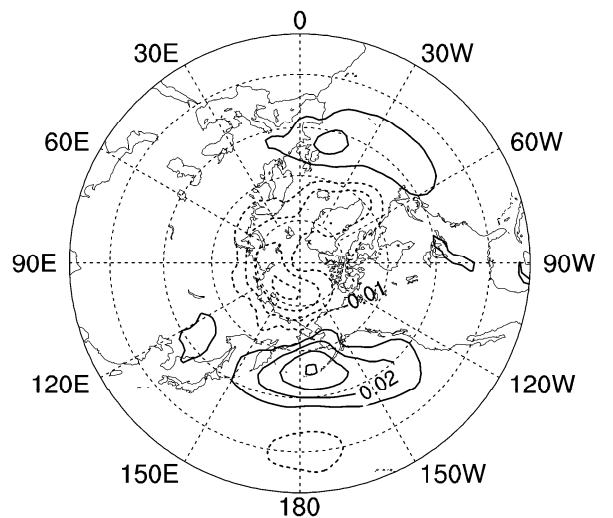


图2 5月北半球20°~90°N区域ERA-40海平面气压场EOF分析第一模态

Fig. 2 The first EOF mode of ERA-40 SLP (Sea-Level Pressure) in May over region 20°–90°N

法，该EOF1可与其余模态有效的分开。图2表明5月AO与冬季典型AO的特征相一致，即它在对流层低层的三个活动中心分别位于北极区、北太平洋和欧洲—大西洋。但需注意的是，5月AO与冬季AO也有不同之处，即5月AO在北太平洋活动中心的南侧30°N附近也有一活动中心。研究表明该活动中心的存在可能与瞬变波动强迫作用有关（Gong et al., 2011；Chen et al., 2014）。总之，5

月 AO 既有冬季 AO 的典型环流特征, 也有其独特的结构特征。后文分析表明, 这种独特的结构特征正是 5 月 AO 影响夏季长江流域地表气温的一个关键因子。

本文主要基于线性回归分析, 因此后文主要以正位相 AO 为例进行讨论。当正位相 AO 出现时, 30°N 附近的太平洋地区出现负的 SLP 异常 (图 2) 及对应的气旋性环流异常 (图 3a)。从 5 月气候平均的高度场上可以看出 (图略), 该气旋性环流异常对应着西太平洋副热带高压 (简称西太副高) 西侧部分强度减弱。图 3b 给出了 5 月 AO 指数回归同期 (160°~175°E) 范围内纬向平均经向风和垂直速度的纬度—高度剖面图。可见, 当西太副高西侧部分强度减弱时, (20°~30°N) 为显著异常上升气流, 而 (10°~15°N) 及赤道上空为显著异常下沉气流, 这对应着北半球局地 Hadley 环流的显著减

弱。从图 3c 回归的 1000 hPa 散度场上可以看出, (15°~30°N) 和 (0°~15°N) 分别出现了与之对应的显著辐合和辐散中心。从图 3a 中可以看出, 在上述异常下沉辐散的热带太平洋地区 (5°S~15°N) 出现了反气旋性环流。与之对应, 太平洋赤道 150°E 以东地区则出现了显著异常东风。图 3a 中也给出了相应的 5 月气候平均的海温场 (等值线)。由赤道东风异常分布与海温气候平均场的配置关系不难发现, 与 5 月 AO 相联系的赤道东风异常正好位于气候平均海温极大值中心位置。因此, 不难推测, 当 5 月 AO 引起赤道东风异常后, 它可将高海温向西输送, 暖海温不断向西堆积, 导致在气候平均海温最大区的西侧 (130°~145°E) 附近海温升高、而在其东侧 (170°E~160°W) 附近海温降低 (图 3d)。此外, 根据 Gill 理论 (Gill, 1980), 赤道地区 SST 正异常将有利于产生东传的 Kelvin 波, 它

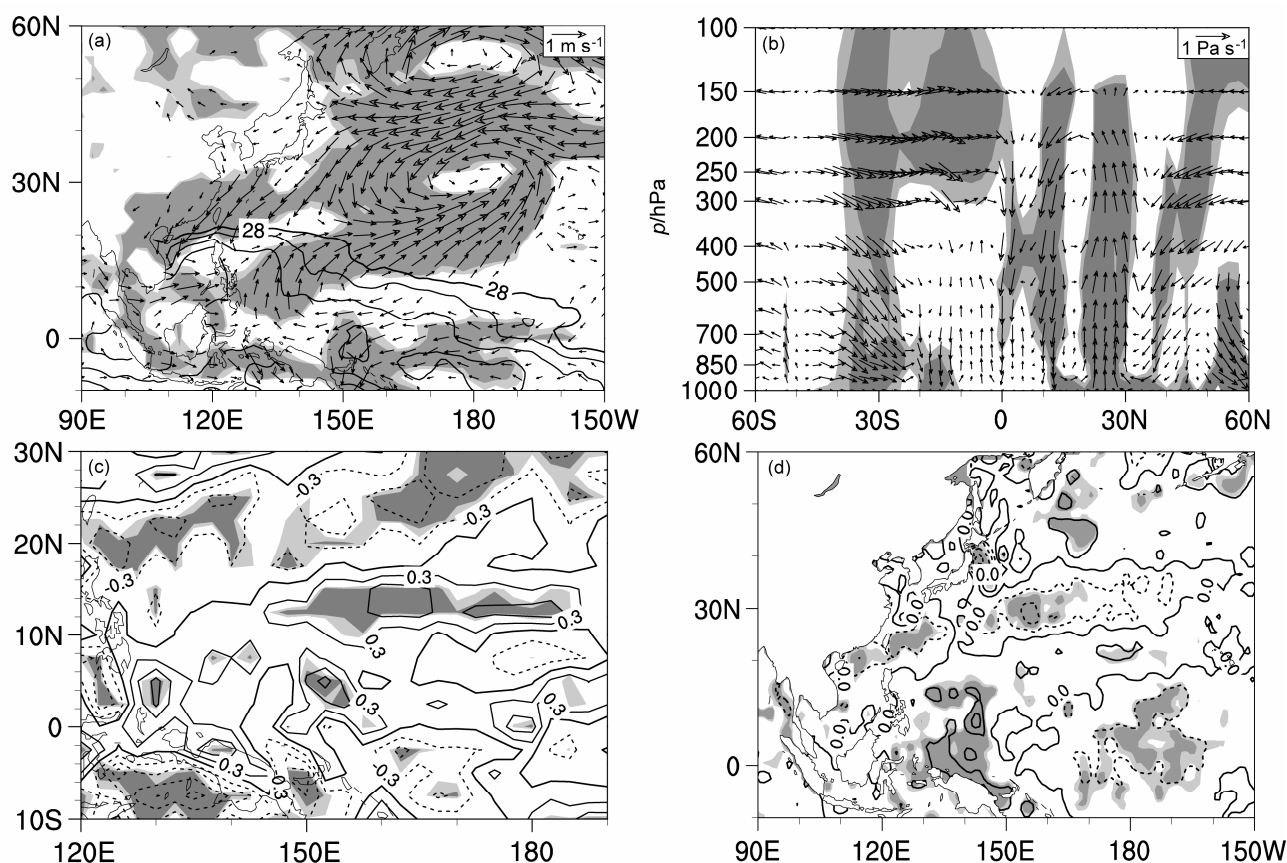


图 3 5 月 (a) 1000 hPa 水平风场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、(b) (160°~175°E) 范围内纬向平均经向风 ( $v$ , 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和垂直速度 ( $\omega$ , 单位:  $-10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) 合成的风场、(c) 1000 hPa 散度场 (单位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) 以及 (d) 海表面温度场 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ , 等值线间隔:  $0.1^{\circ}\text{C}$ ) 对 5 月 AO 指数的回归系数。 (a) 中等值线为 5 月气候平均的海表面温度场。深、浅阴影分别表示通过 95%、90% 信度检验的区域

Fig. 3 Regression coefficients of (a) horizontal winds at 1000 hPa (units:  $\text{m s}^{-1}$ ); (b) pressure-latitude cross section of composite vectors of meridional ( $v$ , units:  $\text{m s}^{-1}$ ) and vertical ( $\omega$ , units:  $-10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) winds averaged between 160° and 175°E; (c) divergence of horizontal winds at 1000 hPa (units:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ); (d) SST (units:  $^{\circ}\text{C}$ , contour interval:  $0.1^{\circ}\text{C}$ ) in May onto the May AO index. Contours in (a) denote the climatological mean SST in May. Light and heavy shadings indicate the 90% and 95% confidence levels, respectively

反过来可进一步维持赤道东风异常。通过这种海气的正反馈作用,赤道西太平洋( $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ )附近的海温异常将得以维持。

图 4a-e 分别给出了 5 月短波辐射、长波辐射、感热通量、潜热通量和净热通量对 5 月 AO 指数的回归系数。需注意的是,净热通量场以及各分量场的显著区域并不能解释赤道西太平洋地区( $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ )的显著 SST 正异常和( $170^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$ )附近的显著负异常(图 3d)。由公式(1)可推断,赤道 SST 变化应当是由海洋动力过程引起的海洋热

量输送项  $A$  造成的,即该 SST 正异常主要是由与 AO 有关的赤道东风异常引起。实际上,NCEP/NCAR 资料中的各通量回归场(图略)与图 4 一致。因此,这也与 Chen et al. (2014)发现春季赤道中西太平洋和赤道印度洋的 SST 异常形成应当与海洋动力作用导致的局地热量输送有关的结论一致。

图 5 为 5 月海表面海流速度对 5 月 AO 的回归场。可以看出,赤道地区海表面流速出现了显著异常的向西运动。该异常有利于暖海温在其西侧堆

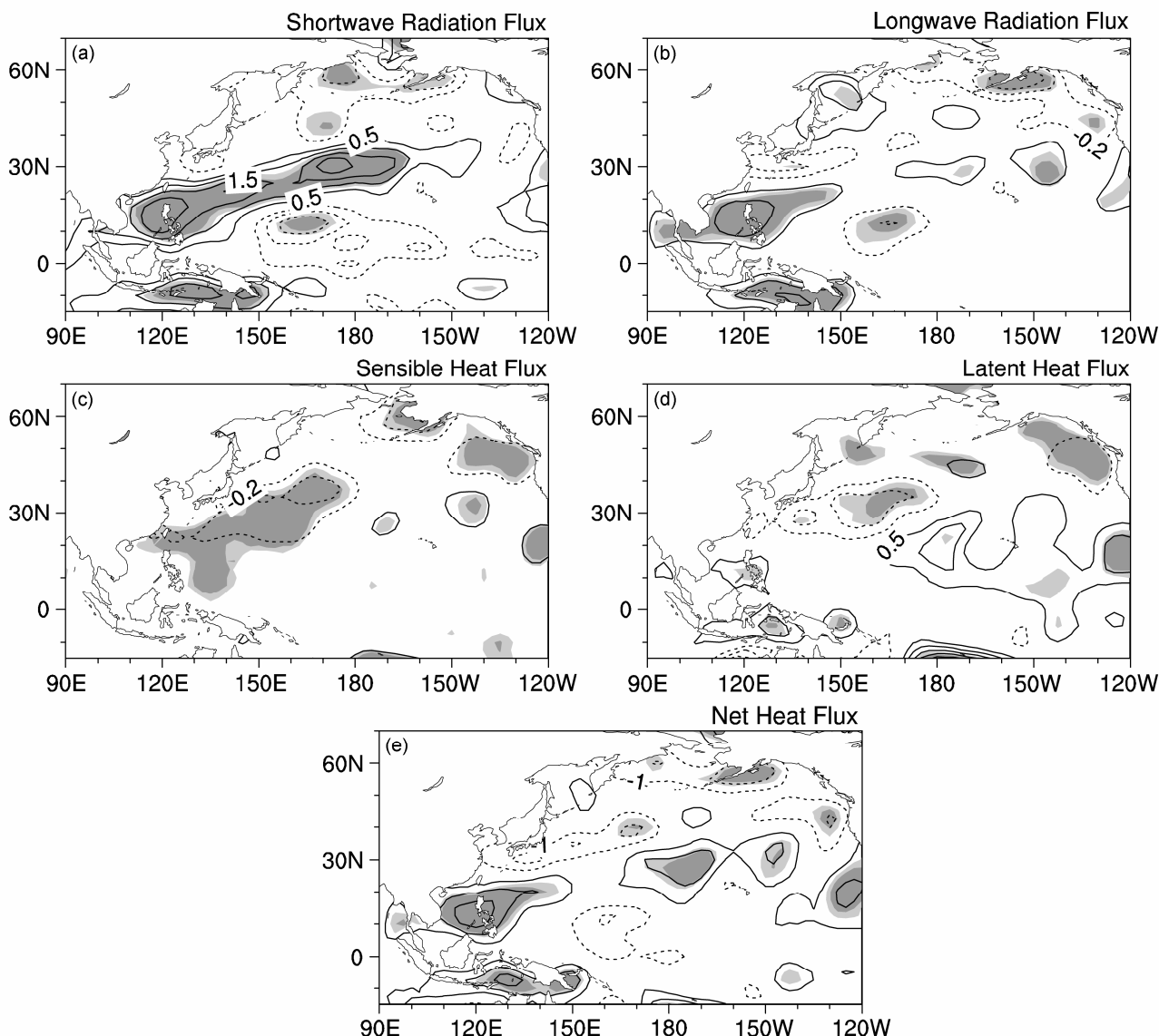


图 4 5 月 (a) 短波辐射、(b) 长波辐射、(c) 感热通量、(d) 潜热通量以及 (e) 净热通量对 5 月 AO 指数的回归系数。单位:  $\text{W m}^{-2}$ 。图中零线已略去, (a、d) 等值线间隔为  $0.5 \text{ W m}^{-2}$ , (b、c) 等值线间隔为  $0.2 \text{ W m}^{-2}$ , (e) 等值线间隔为  $1 \text{ W m}^{-2}$ 。深、浅阴影分别表示通过 95%、90% 的信度检验的区域

Fig. 4 As in Fig. 3 but for (a) shortwave radiation flux, (b) longwave radiation flux, (c) sensible heat flux, (d) latent heat flux, and (e) net heat flux at surface. Units:  $\text{W m}^{-2}$ . Zero lines are omitted. Contour intervals are  $0.5 \text{ W m}^{-2}$  in (a) and (d),  $0.2 \text{ W m}^{-2}$  in (b) and (c), and  $1 \text{ W m}^{-2}$  in (e). Light and heavy shadings indicate the 90% and 95% confidence levels, respectively

积, 导致西太平洋关键区海温正异常。综上所述, 西太平洋关键区海温正异常应当由与 5 月 AO 有关的赤道东风异常引起的。

为进一步研究 5 月 AO 对西太平洋海温持续异常的影响, 本文将 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ ) 定义为赤道西太平洋海温关键区, 并将该区域平均的 SST 定义为关键区 SST 指数。图 6 给出了 5 月 AO 指数与该 SST 指数的超前滞后相关系数。由图可见, 5 月的 AO 与赤道西太平洋关键区海温之间存在显著正相关, 其相关性在 5 月达到最强。同时需注意的是, 5 月 AO 与赤道西太平洋关键区海温的显著相关关系可一直持续到后期秋季, 表明该关键

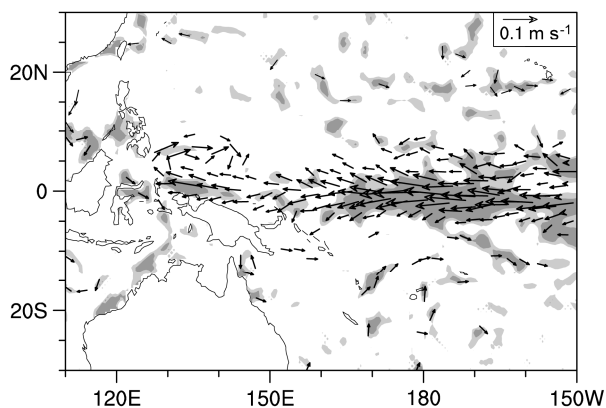


图 5 5 月海表面流速对 5 月 AO 指数的回归系数。单位:  $\text{m s}^{-1}$ 。深、浅阴影分别表示通过 95%、90% 信度检验的区域

Fig. 5 As in Fig. 3a but for sea surface current velocity (units:  $\text{m s}^{-1}$ ). Light and heavy shadings indicate the 90% and 95% confidence levels, respectively

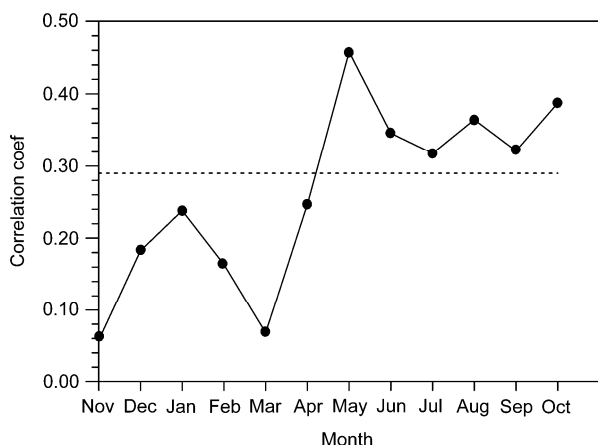


图 6 5 月 AO 指数与关键区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ ) SST 指数的超前、滞后相关系数。虚线为 95% 的显著性检验

Fig. 6 Lead-lag correlation coefficients between the AO index in May and SST index over the key area of ( $5^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ ). The dashed line indicates the 95% confidence level

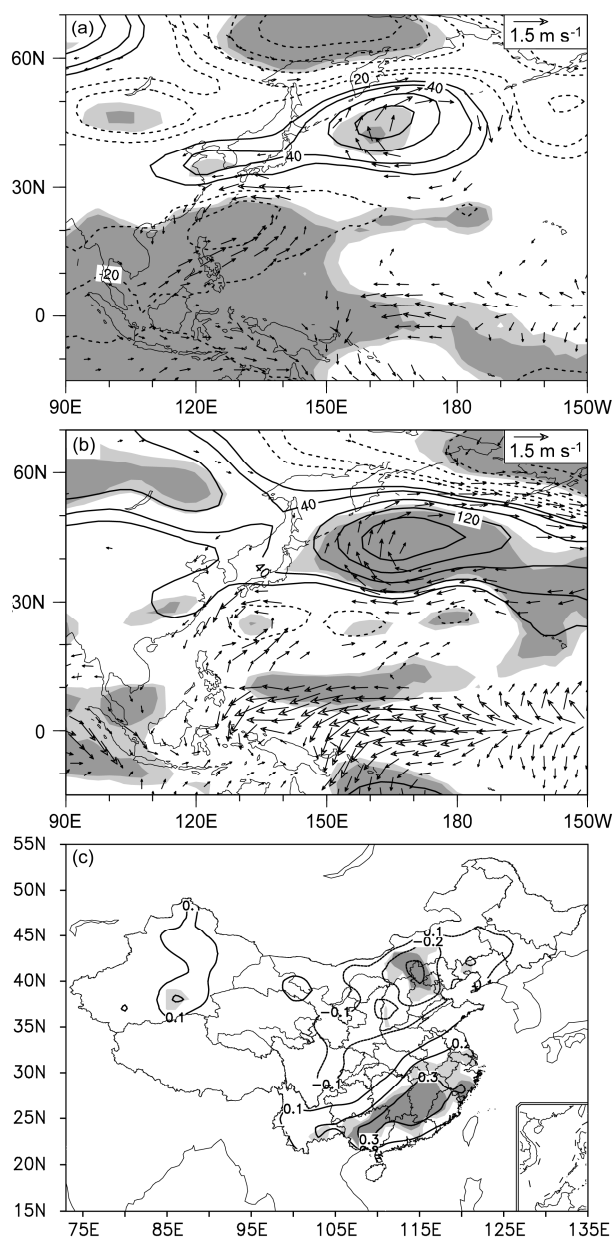


图 7 8 月 1000 hPa 风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和 500 hPa 位势高度场 (等值线, 单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) 对 (a) 5 月 AO 指数、(b) 8 月西太平洋关键区 SST 指数的回归系数; (c) 8 月西太平洋关键区 SST 指数与 8 月地表气温相关系数。(a、b) 中仅给出通过 95% 的信度检验的风场, 深、浅阴影分别表示高度场通过 95%、90% 信度检验的区域。(c) 中深、浅阴影分别表示通过 99%、95% 信度检验的区域

Fig. 7 Regression coefficients of horizontal winds at 1000 hPa (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) and geopotential height at 500 hPa (contours, units:  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) in August upon (a) May AO index and (b) SST index over the western Pacific key area in August. (c) Correlation coefficients between SST index over the western Pacific key area and SAT in August. Winds in (a) and (b) are at the 95% confidence level in either direction. Light and heavy shadings indicate the height anomalies are at the 90% and 95% confidence levels, respectively. Light and heavy shadings in (c) indicate the 95% and 99% confidence levels, respectively

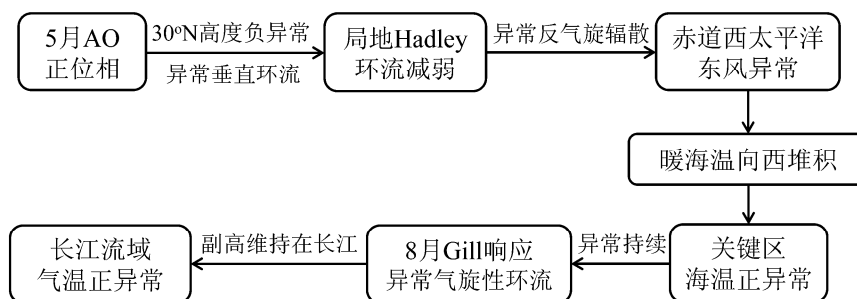


图8 5月正位相AO影响我国8月长江流域地表气温的可能物理机制概念图

Fig. 8 Possible mechanism of the influence of the May AO in positive phase on the SAT over the Yangtze River valley in August

区的海温异常具有很好的持续性。图7a为8月1000 hPa风场和500 hPa高度场对5月AO指数的回归场。可见,当5月正位相AO出现时,8月SST关键区的西北侧菲律宾和台湾以东洋面上出现了显著的气旋性环流异常。为进一步分析8月关键区海温异常的影响,图7b给出了相应8月流场对同期西太平洋关键区SST指数的回归场。与图7a十分一致,台湾以东洋面出现气旋性环流异常,这应当是对8月西太平洋关键区海温正异常的Gill响应(Gill, 1980)。即当5月AO处于正位相时,8月西太平洋关键区出现较强的海温正异常,它通过Gill响应在其西北侧激发出一个异常的气旋性环流,这也再次证实了5月AO与关键区海温的显著正相关关系。而此时,8月500 hPa气候平均场(图略)上5855位势米等高线已西伸至我国长江至华南地区。因此,当菲律宾和台湾以东洋面出现气旋性环流异常时,它有利于西太副高维持在我国长江流域及华南地区,进而造成长江流域地表气温出现正异常(图1a和图7c)。此外需要注意的是,在图7a和b的500 hPa高度场上,自西太平洋经黄海至俄罗斯远东地区出现了负—正—负的位势高度异常分布,即出现了类似东亚/太平洋遥相关型分布(黄荣辉和孙凤英, 1994)。其中黄海地区的位势高度正异常对应着西太平洋副热带高压的局地增强,有利于西太副高在偏北的位置上得以维持。

综上,可提炼出5月正位相AO影响我国8月地表气温的可能物理机制概念图(图8)。即5月AO主要通过影响Hadley环流,进而引起赤道西太平洋150°E以东的海表面东风异常。该东风异常的出现有利于赤道西太平洋关键区SST出现正异常,该正异常可一直持续到夏季。至8月份,关键区海温正异常激发出的气旋性异常环流有利于西太副高在长江

流域维持,从而造成该地区地表气温正异常。

## 5 结论与讨论

本文基于年际增量方法,利用ERA-40再分析资料,在扣除前期冬季ENSO信号后发现,5月AO与8月我国长江流域地表气温显著相关。当5月AO处于正位相时,西太副高减弱,局地Hadley环流减弱,对应着(10°~15°N)及赤道上空产生异常下沉气流。伴随着对流层底层反气旋性环流的出现,赤道150°E以东受异常东风控制。由于该东风异常处于5月SST气候态极大值中心位置,它有利于高海温不断地向西堆积,进而使得西太平洋关键区SST出现正异常。关键区SST正异常可一直持续至8月。最终,它通过Gill响应在其西北侧激发出气旋性环流,它有利于西太副高在长江流域的维持,进而造成该地区地表气温正异常。5月负位相AO则反之。

此外,我们用更长时间序列的NCEP/NCAR再分析资料进一步分析发现,本文结论在1958~2002时段内仍然成立。但需特别指出的是,当我们用风场回归2003~2011年的AO指数后发现(图9),该年代中5月AO的北太平洋活动中心向南伸展至30°N,其经向尺度要明显大于其早期尺度(图3a)。与之对应,图9中30°N以南的气旋性环流异常一直伸展到赤道地区,海温关键区东侧出现异常西风,这与Gong et al. (2011)、Chen et al. (2014)结论基本一致。但不同于图3a,位于30°N附近的气旋性环流异常的南侧还出现了反气旋性环流异常。换言之,与5月AO相联系的位于太平洋的经向波动波数在最近的年代中明显减少。因此,本文提出的5月AO影响夏季气温的物理机制应当存在着年代际变化。从1951年至2011年5月AO指数与

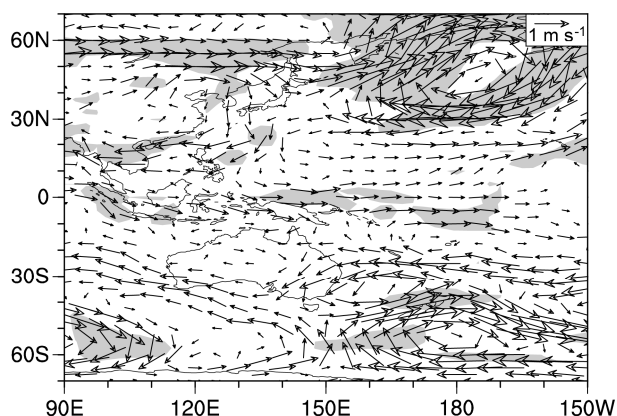


图9 2003~2011年5月1000 hPa风场对5月AO指数的回归系数。

单位:  $\text{m s}^{-1}$ 。阴影表示通过95%信度检验的区域

Fig. 9 Regression coefficients of horizontal winds at 1000 hPa in May regressed upon AO index in May from 2003 to 2011. Shading indicates the 95% confidence level

关键区平均的海表面风速的11年滑动相关系数图上(图略),可以看出,两者相关关系出现转变的年代大致是以2003年为中间年的年代,它从之前年代中的负相关转变为之后的正相关。实际上,一些研究指出春季AO与梅雨期降水(李崇银等,2008)及夏季风指数(Gong et al., 2011)的关系也存在年代际变化。至于这种年代际变化的机理是什么?它是否与Hadley环流的年代际变化有关?这些问题仍值得进一步研究。

需注意的是,伴随着5月正位相AO的出现,太平洋中部存在一贯穿南北半球的纬向风波列(图略)。南半球出现的异常气旋性环流大致位于澳大利亚高压东侧。这表明南北半球的相互作用可能在5月AO影响8月气温的过程中也起着一定的作用。Wu et al. (2009a)指出秋季南半球环状模可通过影响南半球Hadley环流进而影响北半球Hadley环流,最终影响东亚冬季风。但在本文的回归分析中,30°S附近是显著下沉气流,这对应着局地Hadley环流的增强。Wu et al. (2009a)提出的南北半球相互作用的机制在本文中可能并不适用。南半球的显著环流异常究竟起着怎样的作用是我们今后研究的一个重点。

本文强调了低纬度海温异常在5月AO影响8月长江流域地表气温中的重要作用。实际上,其它系统(如中纬度海温等)可能也起重要作用(Wu et al., 2009b; Zhou et al., 2013)。从图3d可以看出,与5月AO相联系的30°N附近的西太平洋海温出

现了显著的异常,该异常在随后的6至8月一直维持。此外,北大西洋地区海温异常虽没有出现典型的三极子型,但是墨西哥湾及其东部在整个过程中出现了显著的海温异常。目前我们仍不清楚这些显著的中纬度海温异常究竟起着怎样的作用,它们是否可以改变风暴轴活动进而影响中高纬度环流异常,这也值得进一步研究。

## 参考文献 (References)

- Ambaum M H P, Hoskins B J. 2002. The NAO troposphere-stratosphere connection [J]. *J. Climate*, 15 (14): 1969-1978.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D24): 30937-30946.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294 (5542): 581-584.
- Chen S F, Yu B, Chen W. 2014. An analysis on the physical process of the influence of AO on ENSO [J]. *Climate Dyn.*, 42 (3-4): 973-989.
- Deser C. 2000. On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation" [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (6): 779-782.
- 范可, 王会军, Young-Jean C. 2007. 一个长江中下游夏季降水的物理统计预测模型 [J]. *科学通报*, 52 (24): 2900-2905. Fan Ke, Wang Huijun, Young-Jean C. 2008. A physically-based statistical forecast model for the middle-lower reaches of the Yangtze River valley summer rainfall [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 53 (4): 602-609.
- Fan K, Wang H J. 2009. A new approach to forecasting typhoon frequency over the western North Pacific [J]. *Wea. Forecasting*, 24 (4): 974-986.
- 范丽军, 李建平, 韦志刚, 等. 2003. 北极涛动和南极涛动的年变化特征 [J]. *大气科学*, 27 (3): 419-424. Fan Lijun, Li Jianping, Wei Zhigang, et al. 2003. Annual variations of the Arctic Oscillation and the Antarctic Oscillation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (3): 419-424.
- Feldstein S B. 2000. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4430-4440.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 447-462.
- 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 2002. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关 [J]. *科学通报*, 47 (7): 546-549. Gong Daoyi, Zhu Jinhong, Wang Shaowu. 2002. The significant correlation between summer rainfall of Yangtze River valley and the prophase Arctic Oscillation [J]. *Chinese Sci. Bull. (in Chinese)*, 47 (7): 546-549.
- 龚道溢, 王绍武, 朱锦红. 2004. 北极涛动对我国冬季日气温方差的显著影响 [J]. *科学通报*, 49 (5): 487-492. Gong Daoyi, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. 2004. Arctic Oscillation influence on daily temperature variance in winter over China [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 49 (6): 637-642.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2073-2076.
- Gong D Y, Yang J, Kim S -J, et al. 2011. Spring Arctic Oscillation-East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 37 (11-12): 2199-2216.

- 何春, 何金海. 2003. 冬季北极涛动和华北冬季气温变化关系研究 [J]. 南京气象学院学报, 26 (1): 1–7. He Chun, He Jinhai. 2003. Relation between Arctic Oscillation and North China air temperature in winter [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 26 (1): 1–7.
- 黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响 [J]. 大气科学, 18 (2): 141–151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impact of the thermal state and the convective activities in the tropical western warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 18 (2): 141–151.
- 李崇银, 顾薇, 潘静. 2008. 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联 [J]. 地球物理学报, 51 (6): 1632–1641. Li Chongyin, Gu Wei, Pan Jing. 2008. Mei-yu, Arctic Oscillation and stratospheric circulation anomalies [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 51 (6): 1632–1641.
- Namias J. 1959. Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation [J]. J. Geophys. Res., 64: 631–646.
- Namias J. 1965. Macroscopic association between mean monthly sea-surface temperature and the overlying winds [J]. J. Geophys. Res., 70: 2307–2318.
- North G R, Thomas L B, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Mon. Wea. Rev., 110 (7): 699–706.
- Pan L L, Jin F F. 2005. Seasonality of synoptic eddy feedback and the AO/NAO [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (21): L21708, doi:10.1029/2005GL024133.
- 庞子琴, 郭品文. 2010. 不同年代际背景下AO与冬季中国东北气温的关系 [J]. 大气科学学报, 33 (4): 469–476. Pang Ziqin, Guo Pinwen. 2010. Interdecadal variation of relationship between AO and winter temperature interannual variability in Northeast China [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 33 (4): 469–476.
- 施宁, 张乐英. 2013. 冬季平流层北极涛动对江南气温的影响 [J]. 大气科学学报, 36 (5): 604–610. Shi Ning, Zhang Leying. 2013. Influences of Arctic Oscillation on surface air temperature over the south Yangtze River regions [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 36 (5): 604–610.
- Shukla J. 1998. Predictability in the midst of chaos: A scientific basis for climate forecasting [J]. Science, 282: 728–731.
- 孙建奇, 王会军. 2005. 北极涛动与太平洋年代际振荡的关系 [J]. 科学通报, 50 (15): 1648–1653. Sun Jianqi, Wang Huijun. 2005. Relationship between Arctic Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on decadal timescale [J]. Chinese Sci. Bull., 50 (1): 75–79.
- Tian Baoqiang, Fan Ke. 2012. Relationship between the late spring NAO and summer extreme precipitation frequency in the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 5 (6): 455–460.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. Geophys. Res. Lett., 25: 1297–1300.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular Modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. J. Climate, 13 (5): 1000–1016.
- Wallace J M, Thompson D W J. 2002. The Pacific center of action of the Northern Hemisphere annular mode: Real or artifact? [J]. J. Climate, 15 (14): 1987–1991.
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (19): 1897.
- Wu Z W, Li J P, Wang B, et al. 2009a. Can the Southern Hemisphere annular mode affect China winter monsoon? [J]. J. Geophys. Res., 114 (D11): D11107.
- Wu Z W, Wang B, Li J P, et al. 2009b. An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO [J]. J. Geophys. Res., 114 (D18): D18120.
- 尹姗, 冯娟, 李建平. 2013. 前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区极端低温的影响 [J]. 气象学报, 71 (1): 96–108. Yin Shan, Feng Juan, Li Jianping. 2013. Influences of the preceding winter Northern Hemisphere annular mode on the spring extreme low temperature events in the north of eastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71 (1): 96–108.
- Zhou M Z, Wang H J, Yang S, et al. 2013. Influence of springtime North Atlantic Oscillation on crops yields in Northeast China [J]. Climate Dyn., 41: 3317–3324.