

于乐江, 胡敦欣, 冯俊乔. 2011. 太平洋和印度洋在南海夏季风爆发年代际变化中的作用 [J]. 大气科学, 35 (6):1091–1104. Yu Lejiang, Hu Dunxin, Feng Junqiao. 2011. Role of the Pacific and the Indian Ocean in interdecadal variation of the South China Sea summer monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 1091–1104.

太平洋和印度洋在南海夏季风爆发 年代际变化中的作用

于乐江¹ 胡敦欣^{2, 3} 冯俊乔^{2, 3}

1 南京信息工程大学 应用水文气象研究院, 南京 210044

2 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071

3 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 青岛 266071

摘 要 利用 1951~1998 年多种大气和海洋资料, 研究了太平洋和印度洋在南海夏季风爆发中的作用。结果表明, 影响南海夏季风爆发早晚的因素存在着年代际变化: 1951~1970 年, 印度洋起主要作用; 1970~1998 年西太平洋起主要作用。该年代际变化主要是 1970 年前后北极涛动 (AO) 的跃变以及西太平洋副高强度变化的结果。1951~1970 年间, AO 指数为负值, 北印度洋出现西风异常, 同时西太平洋副高强度偏弱, 有利于南海夏季风早爆发。此时, 北印度洋纬向风成为控制南海夏季风爆发的主要因素。同时, 南印度洋副热带偶极子 (IOSD) 对南海夏季风的爆发也具有一定影响。当 IOSD 为正偶极子 [西南印度洋海面温度异常 (SSTA) 为正, 印度洋的其它区域为负] 时, 北印度洋盛行西风异常, 南海夏季风爆发偏早; 反之偏晚。1970~1998 年间, AO 指数为正值, 北印度洋盛行东风异常, 同时西太平洋副高强度偏强, 不利于南海夏季风爆发。在此期间, 西太平洋暖池热含量成为控制南海夏季风爆发的主要因素: 当西太平洋暖池热含量为正异常时, 南海夏季风爆发早, 反之偏晚。

关键词 南海夏季风 西太平洋暖池 印度洋 北极涛动 西太平洋副热带高压

文章编号 1006-9895 (2011) 06-1091-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

Role of the Pacific and the Indian Ocean in Interdecadal Variation of the South China Sea Summer Monsoon Onset

YU Lejiang¹, HU Dunxin^{2,3}, and FENG Junqiao^{2,3}

1 *Applied Hydrometeorological Research Institute, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

2 *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071*

3 *Key Laboratory of Ocean Circulation and Wave, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071*

Abstract The role of the western Pacific and the Indian Ocean in the South China Sea (SCS) summer monsoon onset is investigated by analyzing various atmospheric and oceanic datasets. The Results show that the impact factor of the SCS summer monsoon onset exhibits interdecadal variation. From 1951 to 1970, the impact factor exists in the Indian Ocean, from 1970 to 1998 it occurs in the western Pacific Ocean. The interdecadal variation of impact factor results from the significant abrupt change of the Arctic Oscillation (AO) and the intensity of the Western Pacific Subtropical High (WPSH). For the period of 1951 through 1970, an anomalous westerly wind over the northern In-

收稿日期 2011-01-24, 2011-06-23 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金重大项目 40890150 和国家重点基础研究发展计划项目 2007CB411802

作者简介 于乐江, 男, 1977 年出生, 讲师, 博士, 主要研究方向: 季风和极地气候。E-mail: yulejiang@sina.com

dian Ocean induced by a negative AO index and the weak WPSH that are helpful to the SCS summer monsoon onset make the zonal wind over the northern Indian Ocean the main factor controlling the SCS summer monsoon onset. Meanwhile, during the period, the southern Indian Ocean Subtropical Dipole (IOSD) is closely related to the SCS summer onset. The positive IOSD (with positive SST anomaly in the southwestern Indian Ocean, a negative SST anomaly in the other regions) results in anomalous westerly wind over the northern Indian Ocean and early onset of the SCS summer monsoon, and vice versa. For the period of 1971 to 1998, an anomalous easterly wind induced by a positive AO index and stronger WPSH offer an unhelpful condition for the SCS summer monsoon onset when the heat content in the western Pacific warm pool become the main factor controlling the SCS summer monsoon onset. The positive (negative) anomalous heat content in the western Pacific warm pool leads to earlier (later) onset of the SCS summer monsoon.

Key words South China Sea summer monsoon, western Pacific warm pool, Indian Ocean, Arctic oscillation, western Pacific subtropical high

1 引言

20 世纪 80 年代, 中国学者一般认为亚洲季风包括印度季风(南亚季风)和东亚季风, 两者既相互联系又相互独立(Zhu et al., 1986)。南海夏季风是东亚季风的先行, 通常于 5 月 15~20 日爆发。南海夏季风的爆发标志着中国雨季的开始。南海夏季风爆发偏早的年份, 中国夏季的雨带主要分布于华南和华北地区, 而爆发偏晚的年份, 雨带主要集中于长江中下游(吴尚森等, 2003)。因此, 研究和预测南海夏季风的爆发对中国东部夏季降水(旱涝)预报有重要的意义。

影响南海夏季风爆发的因素很多, 下面主要回顾一下印度洋和西太平洋对南海夏季风爆发和强度的影响。

李崇银和穆明权(2001)研究表明, 热带印度洋偶极子(IOD)可以通过影响对流层低层流场、青藏高原反气旋以及西太平洋副高对南海夏季风产生明显的影响, 当 IOD 处于正(负)相位时, 南海夏季风偏强(弱)。贾小龙和李崇银(2005)发现前期夏、秋季节的南印度洋偶极子对次年南海夏季风有显著的影响, 对应南印度洋偶极子正(负)位相, 次年夏季南海夏季风偏弱(强)。

何金海等(2000)认为西太平洋副热带高压的位置对南海夏季风的爆发有重要的影响。西太平洋副热带高压位置偏东有利于南海夏季风的爆发, 偏西不利于南海夏季风的爆发。赵永平和陈永利(2000)研究了南海暖池的年际变化与南海季风爆发的关系, 前期冬、春南海暖池持续偏暖(冷)时, 初夏南海季风爆发一般偏晚(早)。西太平洋暖池

通常是指海表面温度高于 28°C 的西太平洋暖水海域(Wyrtki, 1989)。陈永利和胡敦欣(2003)研究了西太平洋暖池上层海洋热含量与南海夏季风爆发的关系, 发现前期暖池热含量偏高时, 热带西太平洋上空对流偏强, 西太平洋副高偏弱且位置偏东, 季风环流(印度洋纬向环流和经向环流)和 Walker 环流为正距平环流; 这样的正距平季风环流有利于低空西和西南气流的加强, 南海夏季风爆发早, 反之爆发晚。Huang et al. (2006) 研究发现西太平洋暖池热状况也可以通过影响北印度洋的气旋对以及孟加拉湾和中印半岛的对流, 影响到南海夏季风的爆发。

陈永利和胡敦欣(2003)利用美国斯克利普斯海洋研究所(Scripps Institution of Oceanography) 1979 年到 1998 年上层 400 m 的热含量数据研究指出, 南海夏季风的爆发与西太平洋暖池的热含量有非常密切的关系。本文旨在将数据延长到 1955 年, 看是否还会有同样的结论。另外, 印度洋在南海夏季风爆发中的作用是否存在年代际变化, 也需要进一步研究。

2 数据和方法

本文使用的数据资料包括: 来自美国斯克利普斯海洋研究所的 0~400 m 深海洋上层热含量数据(1955~1998), 空间分辨率为 5° 经度 $\times$ 2° 纬度; 1951~1998 年的美国国家环境预报中心(NCEP I)再分析资料(Kalnay et al., 1996); 美国国家海洋大气管理局(NOAA)气候诊断中心扩展重建的海表温度(SST)资料。使用的统计方法有相关分析、合成分析、小波分析、正交模态函数分解 EOF、

奇异值分解 (SVD)、小波交叉谱分析等。

南海夏季风爆发时间采用的是谢戴指数 (谢安和戴念军, 2001), 即南海中南部 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 850 hPa 平均纬向风变为西风且持续 2 个候以上, 开始的候作为南海夏季风爆发时间。纵观已有研究, 确定南海夏季风爆发有三类指标: 降水 [向外长波辐射 (OLR) 或者亮温 (TBB)]、高低空风场和风场结合温湿。Wang et al. (2004) 认为 850 hPa 纬向风作为确定南海夏季风爆发指标有三个优势: (1) 850 hPa 纬向风的时间序列长; (2) 南海地区较多的船测资料和 1970 年之后的卫星数据使得南海地区的 850 hPa 风场更加可靠; (3) 低层风场能够更好地反映大尺度季节变化, 而降水资料易受小尺度系统和局地因素的影响。由于南海北部地区在南海夏季风爆发之前易受来自中纬度地区西风的影响, 因此这里选择南海中南部 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 作为计算的区域。此外, 南海夏季风爆发易受大气季节内振荡的影响, 这样西风持续几天之后有可能间断, 因此, 我们要求西风在南海持续至少两个候。综合上述原因, 本文选择了谢戴指数作为南海夏季风爆发时间指数。在分析 1970 年南海夏季风突变的时候, 我们也选择了其它指数进行对比验证。

3 西太平洋暖池热含量和北印度洋纬向风与南海夏季风爆发的关系

3.1 西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发的关系

图 1 为 1955~1998 年期间, 南海夏季风爆发时间同逐月 0~400 m 海洋热含量的相关分布图。从图 1 可以看出, 西太平洋—东印度洋热含量与南海夏季风爆发时间呈负相关, 而东太平洋热含量和西印度洋热含量与南海夏季风爆发时间为正相关。西太平洋热含量对南海夏季风爆发的影响从 1 月就比较显著, 一直持续到南海夏季风爆发, 而东太平洋则不然。总体来讲, 这一结果同陈永利和胡敦欣 (2003) 的结果是一致的。但是, 他们发现西太平洋显著相关的核心区域位于暖池的中心 (160°E), 并且认为厄尔尼诺和南方涛动 (ENSO) 显著影响着西太平洋暖池和南海夏季风爆发之间的关系。而图 1 中显著相关的中心位于暖池核心区域的西部, 这表明除了 ENSO 之外, 还有别的因素影响暖池和南海夏季风爆发的关系。为了进一步验证这一结

果, 本文做了 1 月 Niño3 指数与南海夏季风爆发时间的小波交叉谱分析 (图 2a), 由图 2a 可以看出, 1970 年之前, ENSO 与南海夏季风爆发之间无显著相关, 因此, 除了 ENSO 以外还存在影响南海夏季风爆发的其它因素。

为了进一步研究西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发的关系, 本文选择区域 ($0^{\circ}\sim 14^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 的热含量代表西太平洋暖池的热含量, 图 3 显示了西太平洋暖池热含量同南海夏季风爆发的滞后相关图, 以及 3 月份西太平洋暖池热含量同南海夏季风爆发的时间序列。图 3a 表明, 从南海夏季风爆发当年 1 月开始一直到 5 月, 西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间的相关超过了 99% 置信度水平。其中, 3 月份的相关系数最大, 为 -0.49。这意味着 3 月西太平洋暖池热含量偏多, 南海夏季风爆发偏早; 反之则偏晚。但是, 3 月西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间的小波交叉谱显示 (图 2b), 1970 年之前两者的相关性很弱 (相关系数为 0.02), 而在 1971~1998 年两者的相关系数为 -0.59, 置信度超过 99%。在 1970~1977 年和 1980~1996 年期间, 两者的相关周期分别是 2~3 年和 4~5 年, 这一结果与 1 月 Niño3 指数与南海夏季风爆发时间的结果类似。

上述结果表明, 西太平洋暖池和 ENSO 在 1970 年之前对南海夏季风爆发中不起主要作用, 而在 1970 年之后对南海夏季风的爆发有着显著影响。下面通过滑动相关分析, 进一步证明该结论, 如图 4 所示, 1~5 月西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间的 20 年滑动相关系数, 随着时间的推移逐渐增大, 最大值分别出现在 1969、1969、1969、1968 和 1968 年, 在这以后趋于平稳。我们用其它南海夏季风爆发指数与西太平洋暖池热含量做相关, 也得到相同结论。例如, Wang et al. (2004) 定义的南海夏季风爆发时间指数: 4 月 25 日以后, 满足下面两个标准: 南海区域 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 爆发候 850 hPa 纬向风大于零; 爆发和爆发之后的 4 个候中有 3 个候 850 hPa 纬向风大于零, 4 个候的积累风速大于 1 m/s。在 1955~1970 年和 1971~1998 年期间, 西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间的相关系数分别为 0.05 和 -0.39, 后者置信度超过了 95%。梁建茵和吴尚森 (2000) 定义的南海夏季风爆发时间: 南

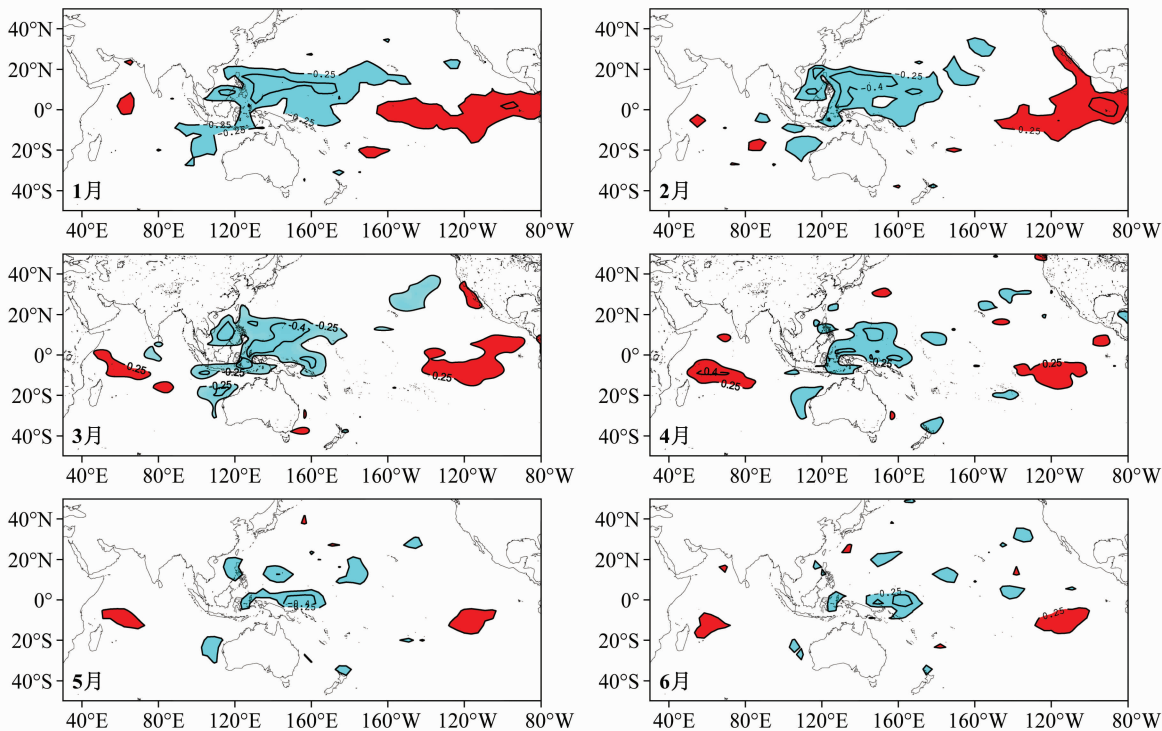


图1 0~400 m 海洋热含量 (1~6 月) 与南海夏季风爆发的相关分布图 (1955~1998 年)。等值线间隔: 0.15; 蓝色: 负相关, 红色: 正相关; 彩色区域: 置信度超过 95% 的区域

Fig. 1 Correlation pattern between the South China Sea (SCS) summer monsoon onset and 0~400-m depth heat content in the Indian Ocean and the Pacific Ocean from Jan to Jun (from 1955 to 1998). Red (blue) indicates positive (negative) correlation with confidence level above 95% at an interval of 0.15

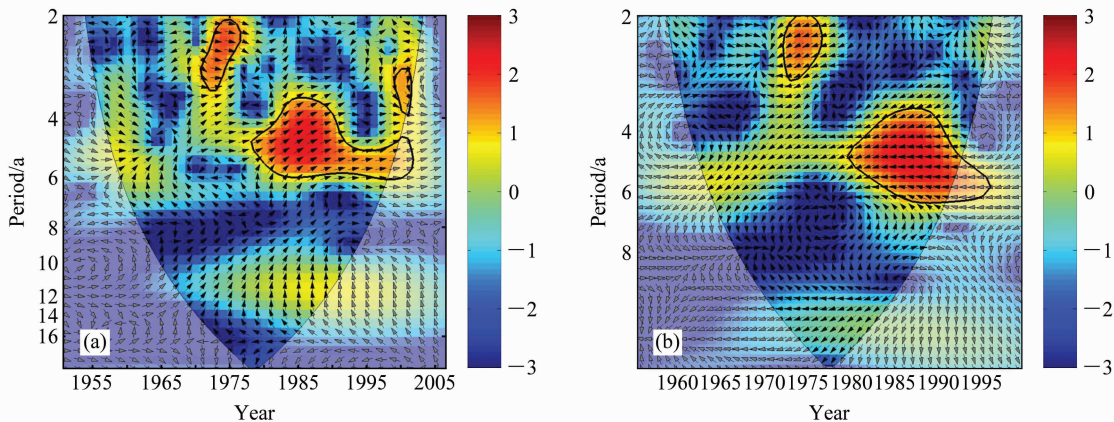


图2 (a) 1 月 Niño3 指数 (1950~2005 年) 和 (b) 3 月西太平洋暖池热含量 (1955~1998 年) 与南海夏季风爆发时间小波交叉谱分析。箭头向右 (左) 表示正 (负) 相关; 粗黑线之内的区域表示置信度超过 95%; 色标代表交叉谱密度

Fig. 2 Wavelet cross spectrum between the SCS summer monsoon onset with (a) Niño3 index in Jan from 1950 to 2005 and (b) heat content in the Western Pacific Warm Pool (WPWP) in Mar from 1955 to 1998. Rightward (leftward) arrows indicate positive (negative) correlation; the thick black lines indicate the regions with confidence level above 95%; color: cross spectrum density

海地区 (5°N~20°N, 110°E~120°E) 850 hPa 平均纬向风大于零, 西风主要来源于热带低纬, 其持续时间在 5 天以上。在 1955~1970 年和 1971~1998

年期间二者的相关系数分别为 -0.21 和 -0.46, 后者置信度也超过了 95%。因此上述相关分析再次证明了 1970 年之前西太平洋在南海夏季风爆发

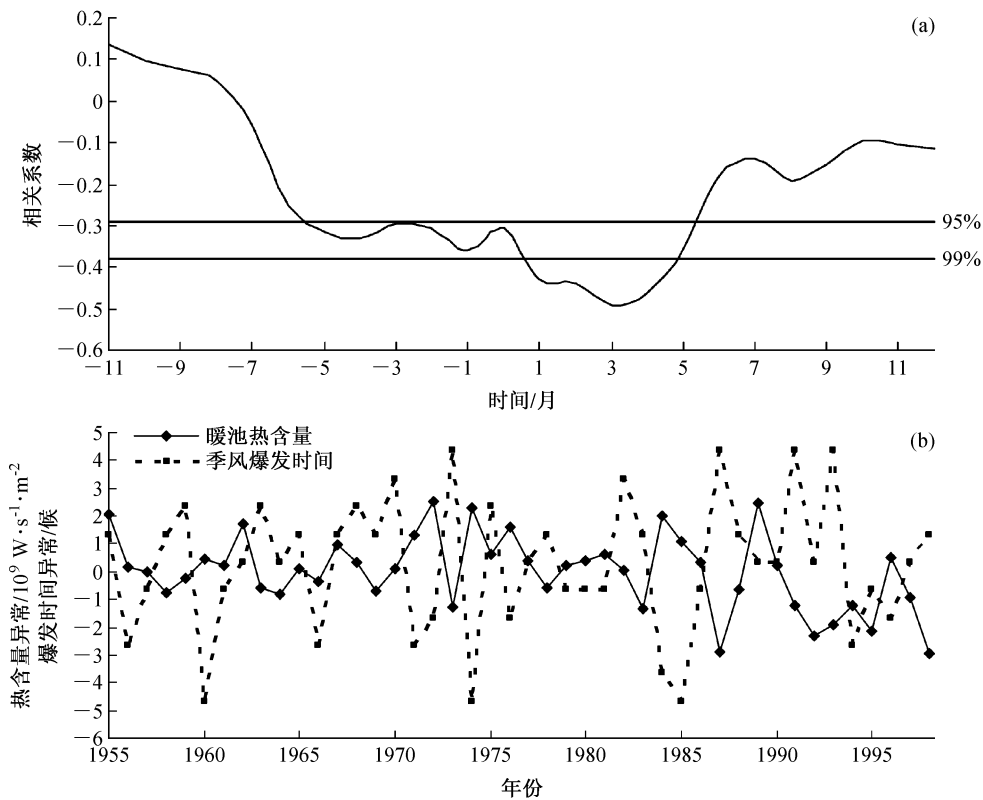


图 3 (a) 西太平洋热含量与南海夏季风爆发时间的滞后相关 (横坐标是指季风爆发前一年 1 月到爆发当年 12 月); (b) 3 月西太平洋热含量与南海夏季风爆发时间的时间序列

Fig. 3 (a) Lag correlation between SCS summer monsoon onset and heat content in the WPWP from Jan before onset to Dec in onset year; (b) time series of heat content in the WPWP in Mar and the SCS summer monsoon onset time

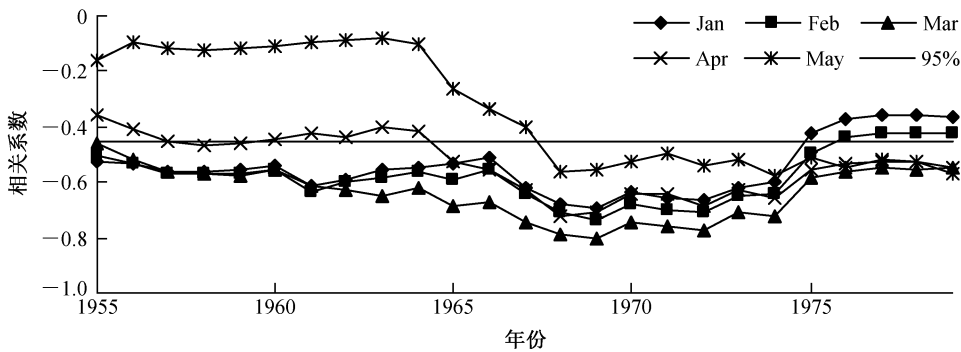


图 4 西太平洋暖池热含量 (1~5 月) 与南海夏季风爆发时间的 20 年滑动相关。横坐标是滑动相关开始的年份

Fig. 4 20-year moving correlation between SCS summer monsoon onset date and the heat content in the WPWP from Jan to May. The abscissa is the beginning year

中的作用很弱。

3.2 印度洋纬向风与南海夏季风爆发的关系

已有研究指出, 索马里越赤道气流 (李崇银和吴静波, 2002) 和马斯克林高压 (Yang and Huang, 1989) 是影响南海夏季风爆发的重要气候系统, 如果 5 月份索马里越赤道气流偏强, 则南海

季风爆发偏早 (施宁等, 2001)。越赤道流与北印度洋的西南风关系密切, 而西南风进入南海是南海夏季风爆发的重要标志。因此, 本文选择北印度洋 ($0^{\circ}\sim15^{\circ}\text{N}$, $95^{\circ}\text{E}\sim110^{\circ}\text{E}$) 的 1000 hPa 的纬向风之和作为印度洋影响南海夏季风爆发的指标。图 5a 显示 4 月份北印度洋纬向风与南海夏季风爆发时间

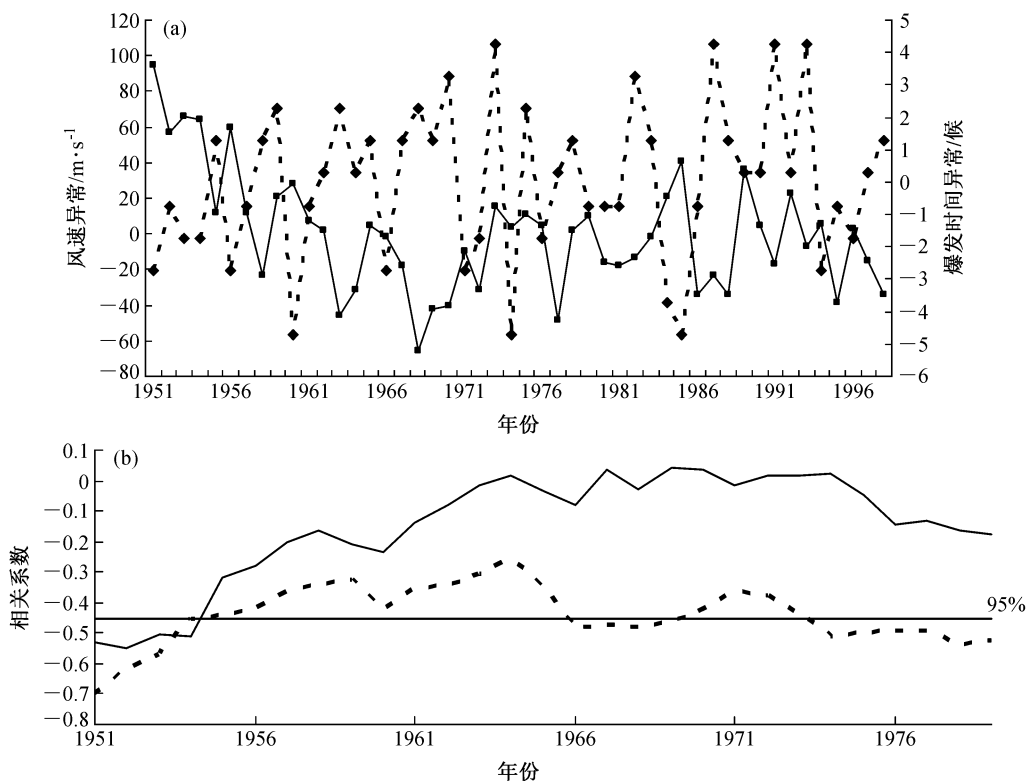


图5 (a) 南海夏季风爆发时间与当年4月纬向风 ($0^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{N}$, $95^{\circ} \text{E} \sim 110^{\circ} \text{E}$) 的时间序列 (虚线: 季风爆发时间距平, 实线: 北印度洋纬向风之和的距平); (b) 3月 (实线) 和4月 (虚线) 纬向风 ($0^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{N}$, $95^{\circ} \text{E} \sim 110^{\circ} \text{E}$) 与南海夏季风爆发时间20年滑动相关

Fig. 5 (a) Time series of the SCS summer monsoon onset time (dashed line) and zonal wind ($0^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{N}$, $95^{\circ} \text{E} \sim 110^{\circ} \text{E}$) in Apr (solid line); (b) 20-year moving correlation between the SCS summer monsoon onset time and zonal wind ($0^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{N}$, $95^{\circ} \text{E} \sim 110^{\circ} \text{E}$) in Mar (solid line) and Apr (dashed line)

在1951~1998年期间的相关系数是-0.45, 置信度超过99%, 在1951~1970年期间的相关系数则高达-0.71, 置信度超过99.9%, 而在1971~1998年期间相关系数降为-0.25。同样, 本文也做了北印度洋纬向风和南海夏季风爆发时间的20年滑动相关 (图5b), 结果表明, 两者的相关系数逐年减弱。因此, 1970年之前, 北印度洋纬向风显著影响着南海夏季风的爆发。即北印度洋纬向西风偏强 (弱), 南海夏季风爆发偏早 (晚)。

4 北极涛动在南海夏季风爆发年代际变化中的作用

4.1 1970年前后海陆温差变化

综上所述, 1970年之前西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间的关系很弱, 而北印度洋纬向风与南海夏季风爆发时间具有强相关; 1970年之后西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间的关系很强, 而北印度洋纬向风与南海夏季风爆发时

间的相关性很弱。是不是1970年附近存在的年代际变化导致了这种差异? 因为海陆温差是影响季风的一个重要因素, 因此, 我们首先对1970年前后3月份的1000 hPa气温异常 (相当对于1951~1998年的气候态) 做合成分析, 如图6所示: 1970年之前, 40°N 以南的欧亚大陆1000 hPa气温是正异常, 而在印度洋和西北太平洋上气温是负异常, 这种海陆温度分布产生的压强梯度有利于南海夏季风爆发西风异常之形成, 同时印度洋上海温的负异常有利于西太平洋副高的减弱和东撤 (吴国雄等, 2000); 1970年之后的情况恰好相反, 40°N 以南亚欧大陆1000 hPa气温是负异常, 周围的海洋是正异常。这海陆温差不利于西风的建立, 却有利于西太平洋副高的加强和西伸。4月的海陆温度分布形势与3月类似, 这里不再重复给出。本文选取区域 ($20^{\circ} \text{N} \sim 40^{\circ} \text{N}$, $60^{\circ} \text{E} \sim 100^{\circ} \text{E}$) 代表陆地, ($0^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{S}$, $60^{\circ} \text{E} \sim 100^{\circ} \text{E}$) 代表海洋, 图7a展示了1000 hPa陆海之间的气温差, 通过MK突变检验可知, 1970年是一个

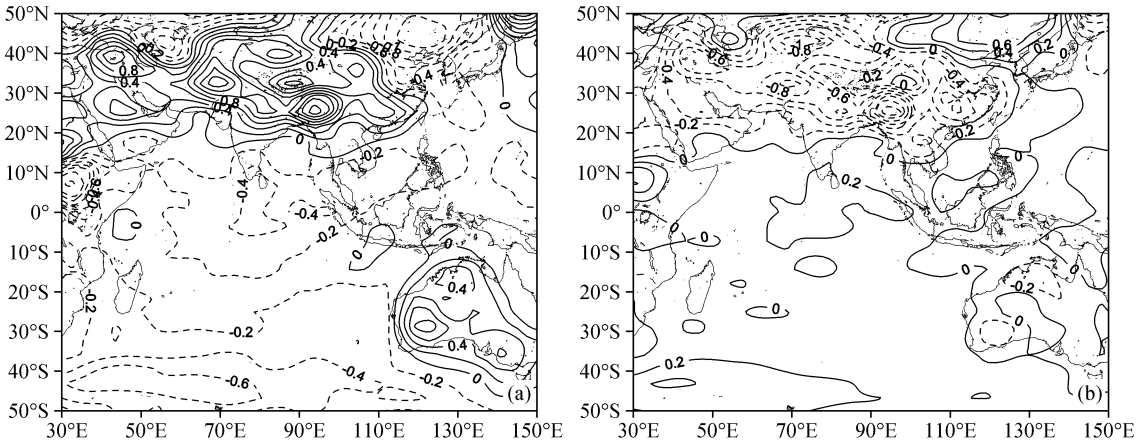


图 6 3 月 1000 hPa 气温异常：(a) 1970 年之前；(b) 1970 年之后
Fig. 6 Anomalous surface air temperature at 1000-hPa level in Mar (a) before 1970 and (b) after 1970

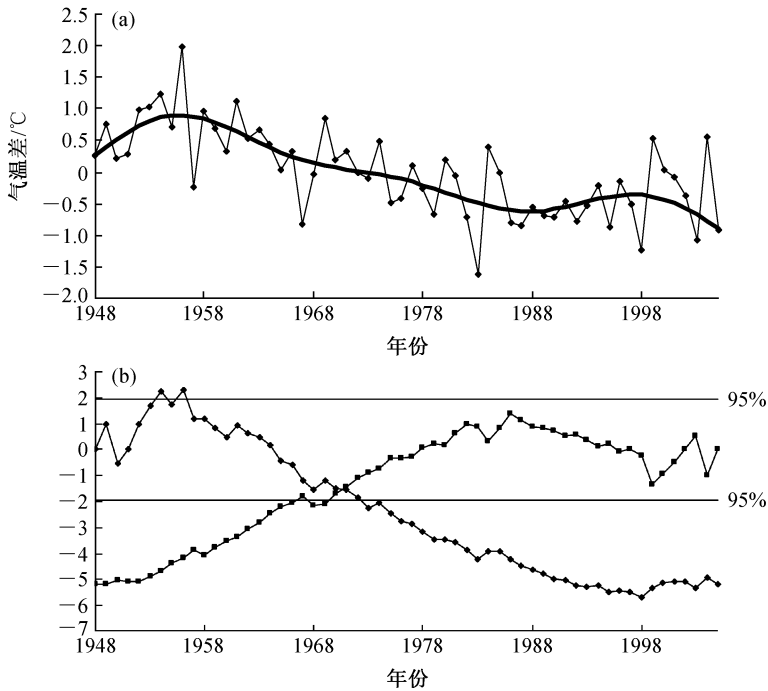


图 7 春季陆地 (20°N ~ 40°N, 60°E ~ 100°E) 与海洋 (0° ~ 20°S, 60°E ~ 100°E) 之间 1000 hPa 温差的时间序列 (粗线：20 年滤波后的结果)；(b) 1951~1998 年 MK 突变统计检验的结果
Fig. 7 (a) Time series of difference of springtime 1000-hPa air temperature between land (20°N–40°N, 60°E–100°E) and sea (0°–20°S, 60°E–100°E), the thick line indicates the result of 20-year filter; (b) result of MK abrupt change test from 1951 to 1998

跃变点，1970 年之前陆海温差是正的，之后是负的。气温的变化往往与大尺度环流的变化有关。北极涛动 (AO) 是北半球冬、春季中高纬度地区大气环流最主要的模态 (Thompson and Wallace, 1998, 2000)，并且对北半球冬、春近地面气象要素有着显著的影响 (Thompson et al., 2000; Thompson and Wallace, 2001)。下一节我们将讨论 AO

指数的年代际变化及其对表层气温的影响。

4.2 1970 年前后北极涛动

本文使用的 AO 指数是标准化的 35°N 的海平面压强纬向平均减去标准化的 65°N 的海平面压强 (Li and Wang, 2003)。如图 8a、b 所示，春季 AO 指数在 1970 年存在着突变，1970 年之前是正值，1970~1998 年是负值。从春季 AO 指数与 3 月

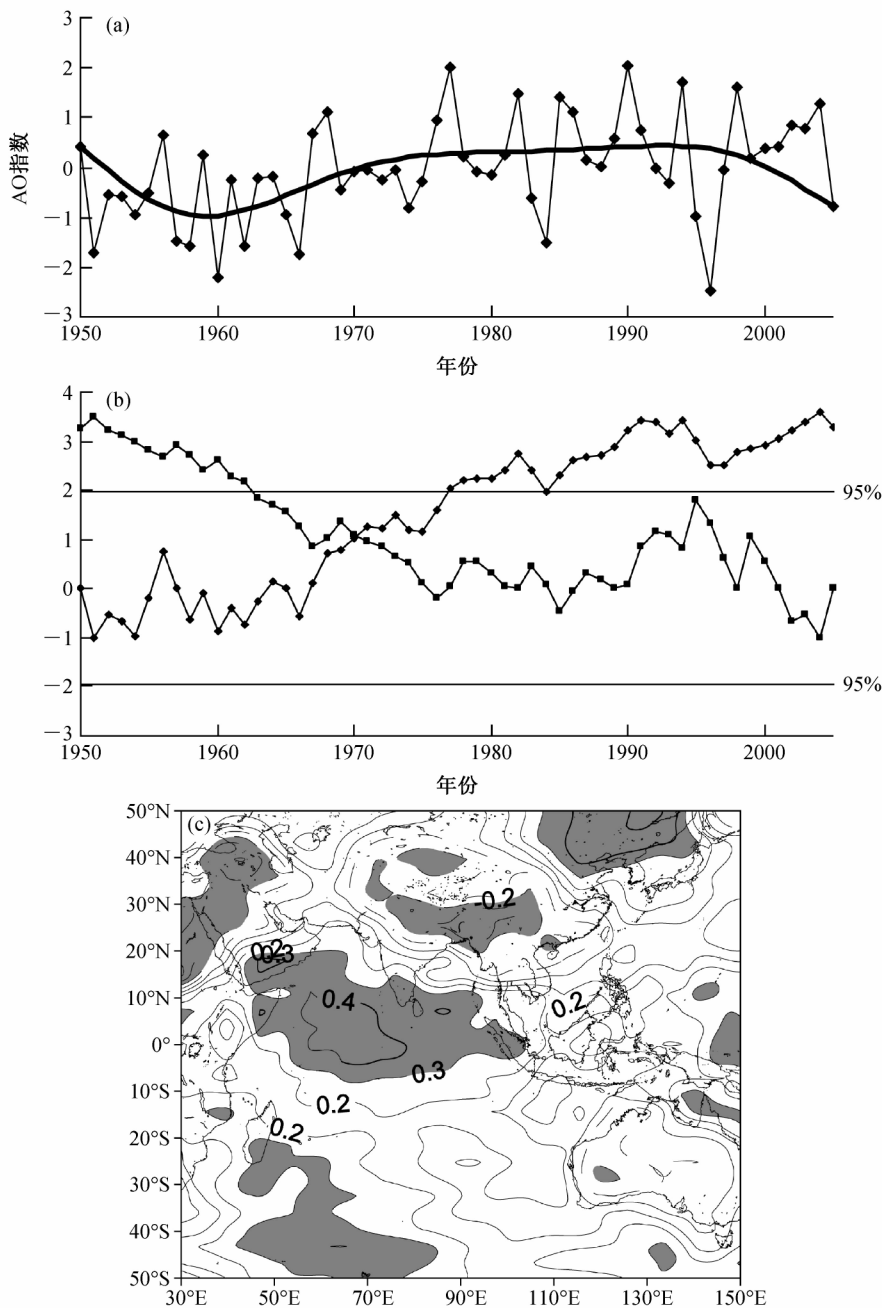


图 8 (a) 春季 AO 指数 1950~2005 年时间序列 (粗线是经过 20 年滤波之后的结果); (b) MK 突变检验的结果; (c) 春季 AO 指数与 3 月 1000 hPa 气温相关分布 (阴影: 置信度超过 95% 的区域)

Fig. 8 (a) Time series of the Arctic Oscillation (AO) index in spring from 1950 to 2005 (the thick line indicates the result of 20-year filter); (b) result of MK abrupt change test (the line of 1.96 indicates the line of 95% confidence level); (c) correlation pattern between springtime AO index and 1000-hPa air temperature in Mar (the shaded regions indicate the regions with confidence level above 95%)

1000 hPa 气温相关分布图 (图 8c) 可以看出, 当春季 AO 是正值时, 中纬度的亚欧大陆以及阿拉伯半岛和北非是气温负异常, 印度洋和西北太平洋是正异常, 这与 1970 年之后的 1000 hPa 气温的分布是一致的; 而春季负的 AO 对应于 1970 年之前的情

况。AO 如何影响到欧亚大陆和印度洋的气温分布? 根据 Li and Wang (2003) 的图 3, 当 AO 指数是正值时, 40°N 附近是高压异常, 在它以北是南风异常, 导致了 40°N 以北区域 1000 hPa 气温正异常, 在 40°N 以南到 10°N 区域是北风异常, 导致了

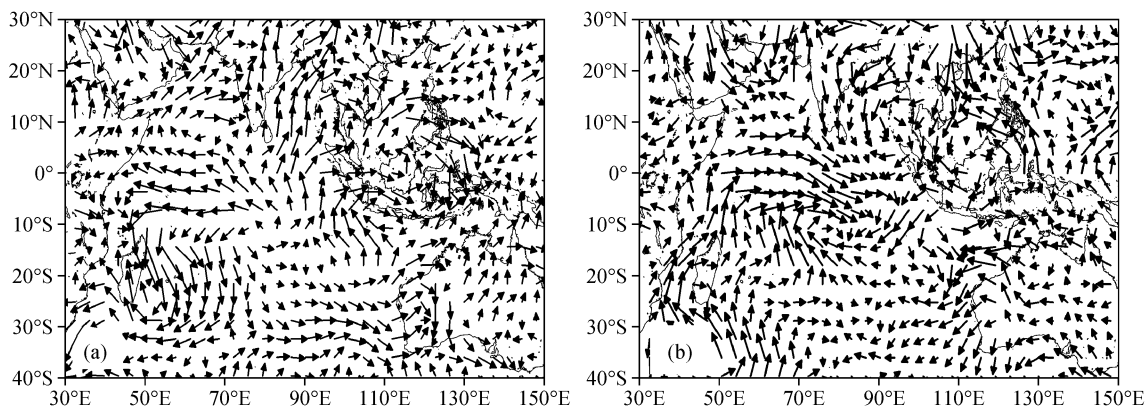


图9 4月1000 hPa风场异常：(a) 1970年之前；(b) 1970年之后
Fig. 9 Anomalous 1000-hPa wind field in Apr (a) before 1970 and (b) after 1970

1000 hPa 气温为负异常，而在赤道附近存在着下沉气流，使得北印度洋上空云量减少，太阳辐射增强，海表温度增加；AO 指数是负值时，情况正好相反。

4.3 1970 年前后印度洋大气环流的变化

本节我们将研究 1970 年前后春季印度洋季风环流系统的差异。对 1970 年前后的 4 月 1000 hPa 风场异常（相对于 1951~1998 年气候态）做合成分析（图 9）。可以看到，1970 年前后印度洋风场异常是比较明显的。1970 年之前，南印度洋是一个异常反气旋环流，赤道上异常东风，越过赤道以后变成异常西风，经过阿拉伯海、孟加拉湾进入中南半岛和中国西南地区，另一支异常气流经过苏门答腊岛，进入南海。这两支异常气流都有利于南海夏季风的爆发。1970 年之后的情况正好相反。南印度洋是异常气旋性环流，南海是北风异常，孟加拉湾和阿拉伯海是东风异常，越过赤道变成了西风异常。这些情况都不利于南海夏季风的建立。我们做过 1000 hPa 的风场对 AO 指数的回归分析（图略），发现北印度洋、南海和中、低纬度的亚洲大陆的风场与图 9b 类似，这表明这些地区 1970 年前后风场的变化与春季 AO 的突变关系密切。

本文还对高层（200 hPa）风场做了合成分析（图略）。在 1970 年之前，20°S 以北的印度洋都为东风异常所控制，在 1970 年之后，20°S 以北的印度洋都被西风异常所控制。当亚洲夏季风建立的时候，青藏高原上空被巨大的南亚高压所控制，这样北印度洋应是东风气流。因此从上层异常风场的形势可以看出，1970 年之前的异常风场有利于南海夏季风的建立，而 1970 年之后则不利于南海夏季

风的建立，这与低层异常风场相对应。

4.4 1970 年前后西太平洋副热带高压的变化

西太平洋副热带高压也是控制南海夏季风爆发的一个重要因素。冯瑞权等（2001）认为 500 hPa 5870 gpm 线控制着南海夏季风的爆发。图 10、11 给出了 4、5 月份 1970 年前后西太平洋副高的状况。4 月份，在 1970 年之前，5860 gpm 线还没有控制整个南海；1970 年之后，5870 gpm 线已经控制了整个南海；5 月份，1970 年之前 5860 gpm 线已经完全撤出南海，但是 1970 年之后，5870 gpm 线还控制着南海。通过对比说明，1970 年之前西太平洋副热带高压几乎没有影响南海夏季风的爆发，而 1970 年之后对南海夏季风爆发有很强的控制作用。前人的研究（He and Gong, 2002; Gong and Ho, 2002; Zhou et al., 2009）表明，1970 年代以后西太平洋副高的增强西伸是由于 1970 年代以后热带印度洋的持续增暖所造成的，而热带印度洋的增暖是 AO 突变的结果。我们也做了 500 hPa 位势高度与 AO 的相关（图略），发现在南海和北印度洋是正相关，这意味着当 1970 年之后，正的 AO 指数会使西太平洋副高偏强西伸。

何金海等（2001）总结了各种南海夏季风爆发指数发现，南海夏季风爆发的一般特征是：（1）西太平洋副热带高压脊连续东撤，热带西风向东扩展进入南海；（2）南海区域高层盛行东风，低层盛行西南风；（3）南海低层西南风来源于南半球的低纬地区（主要是澳大利亚以及索马里越赤道气流）；（4）南海季风槽形成，伴随着对流的发展和温、湿等要素的突变以及南海夏季风经圈环流的建立。我

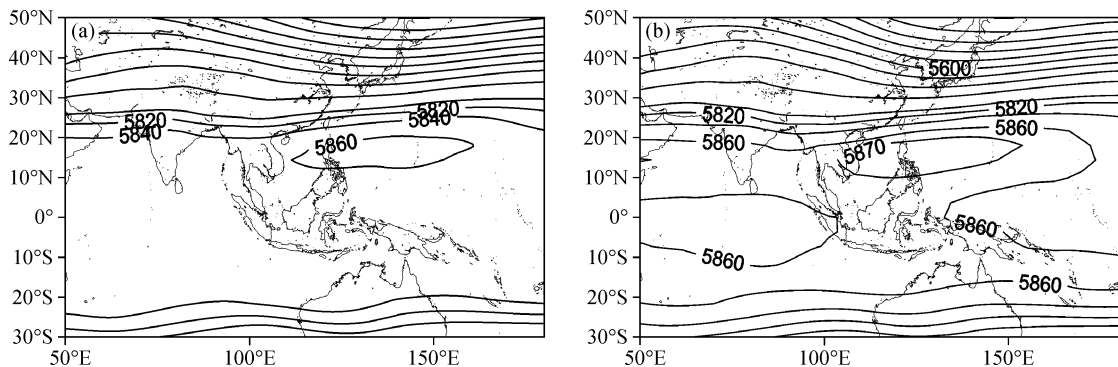


图 10 4 月 500 hPa 位势高度场 (单位: gpm): (a) 1970 年之前; (b) 1970 年之后

Fig. 10 500-hPa geopotential height in Apr (a) before 1970 and (b) after 1970

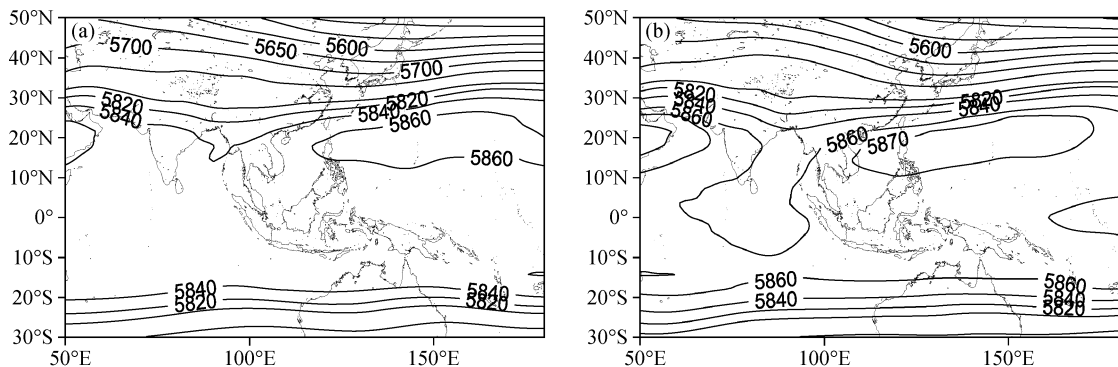


图 11 同图 10, 但为 5 月

Fig. 11 Same as Fig. 11, but for May

们认为其中南海夏季风爆发最主要的特征是西太平洋副高的东撤和来自印度洋的西南风进入南海。因此控制南海夏季风爆发的主要两个因素是来自印度洋西南风和西太平洋副高, 而且它们的强弱决定了它们对南海夏季风爆发的控制力。当西太平洋副高偏弱, 来自印度洋的西南风偏强时, 南海夏季风爆发主要受控于来自印度洋的西南风; 当西太平洋副高偏强, 来自印度洋的西南风偏弱时, 南海夏季风爆发主要受控于西太平洋副高。

因此, 1951~1970 年 AO 负指数导致了北印度洋纬向西风和偏弱的西太平洋副高, 从而使得南海夏季风的爆发主要受控于来自印度洋的西南风, 因此北印度洋纬向风与南海夏季风爆发时间具有强相关; 1971~1998 年 AO 正指数导致了北印度洋纬向东风和偏强的西太平洋副高, 从而使得南海夏季风的爆发主要受控于西太平洋副高, 又因为西太平洋暖池与西太平洋副高关系密切 (李万彪和周春平, 1998), 因此西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发时间具有较高的相关关系。

我们从方差的角度分析 1970 年前后印度洋和西太平洋对南海夏季风爆发控制力的差异。西太平洋暖池热含量在 1971~1998 年期间的方差 (1.37) 与 1955~1970 年期间的方差 (0.37) 存在着显著的差异, 置信度超过了 99%。北印度洋纬向风在 1951~1970 年期间的方差 (1.71) 与 1971~1998 年期间的方差 (0.46) 存在着显著的差异, 置信度超过了 99%。通常我们认为影响南海夏季风爆发因素的方差越大, 其影响力也越大。因此, 1970 年之前印度洋的西风决定了南海夏季风的爆发; 1970 年之后西太平洋暖池决定了南海夏季风的爆发。

5 1951~1970 年控制南海夏季风爆发的因素

上一节分析表明, 1951~1970 年, 负 AO 指数和弱西太平洋副高为南海夏季风爆发提供了一个有利于背景, 使得北印度洋纬向风与南海夏季风爆发时间具有强的相关性。本节主要研究, 在这种背景下, 何种因素影响北印度洋纬向风, 从而控制着

南海夏季风的爆发。

5.1 海表温度合成分析

本文选取南海夏季风爆发时间晚(早)于一个标准差为季风爆发晚(早)年。在1951~1970年期间,爆发晚年是1959、1963、1969、1970年,爆发早年是1951、1956、1960、1966年。爆发晚年减去爆发早年的SST合成图为图12所示:海表温度(SST)在太平洋除了东部沿岸超过0.2℃外,其它太平洋地区都很小,这说明1970之前太平洋SST对南海夏季风爆发的影响少,而在印度洋SST则较大。这种SST的分布形势是负的南印度洋偶极子模态(Reason, 1999; Behera and Yamagata,

2001)。正(负)的南印度洋偶极子模态是指西南印度洋是正(负)SST异常,其它印度洋地区SST是负(正)异常。1951~1970年南印度洋偶极子可能是(直接或间接)影响南海夏季风爆发的一个主要因素。

5.2 南印度洋偶极子和南海夏季风爆发的关系

对1951~1998年印度洋4月SST做EOF分解(图13),第一、二模态的方差分别占29%和11%,第一模态的空间模态是海盆模态,它的时间系数表明1977年前后存在有年代际变化。第二模态的空间分布是正的南印度洋偶极子模态,它与南海夏季风爆发时间在1951~1970年的相关系数是-0.46,

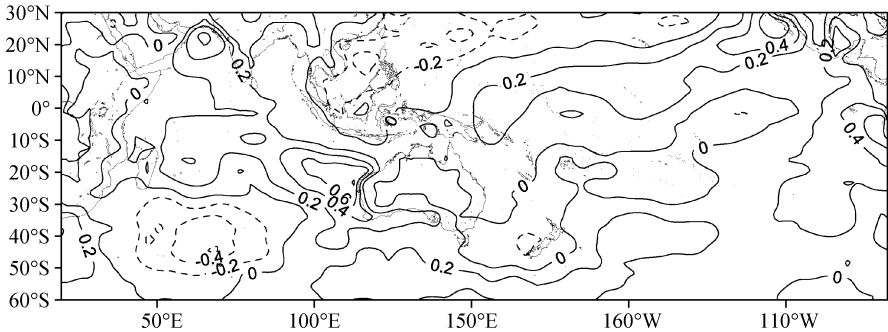


图 12 南海夏季风爆发晚年减爆发早年 4 月 SST 的差 (1951~1970 年) (单位: °C)
Fig. 12 SST difference (°C) between the SCS summer monsoon early and late onset years in Apr during the period from 1951 to 1970

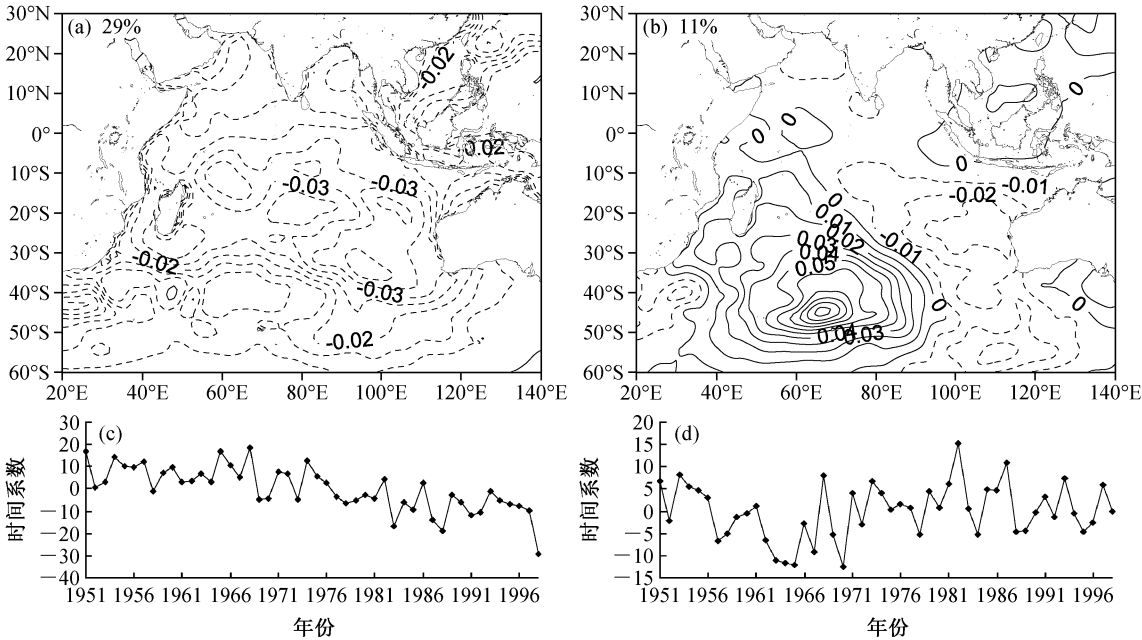


图 13 4 月印度洋 SST EOF 分解的 (a、c) 第一模态、(b、d) 第二模态的结果 (1951~1998 年): (a、b) 空间分布; (c、d) 时间系数
Fig. 13 The first two modes of EOF analysis of SST in the Indian Ocean in Apr from 1951 to 1998: (a) Spatial pattern of the first mode; (b) spatial pattern of the second mode; (c) time coefficient of the first mode; (d) time coefficient of the second mode

置信度超过 95%；而在 1971~1998 年期间相关系数只是 0.35，没有超过 95%的置信度。这表明在 1951~1970 年期间，南印度洋偶极子模态可能影响到南海夏季风的爆发，从相关来看，正（负）的南印度洋偶极子有（不）利于或相关于南海夏季风的爆发。而在 1970 年之后这种作用关系不明显。

本文也做了 1951~1970 年印度洋 SST 的 EOF 分解，第一模态类似于 1951~1998 年 EOF 分解的第二模态，在 1951~1970 年两个时间系数的相关系数为 0.82，说明变化是一致的，1951~1970 年的第一模态的方差占总方差的 30%，说明在这期间，印度洋 SST 的变化以南印度洋偶极子为主。

5.3 南印度洋偶极子影响南海夏季风爆发的机制
为了研究 1951~1970 年南印度洋偶极子模态如何影响到南海夏季风的爆发，本文用 1951~1970 的 EOF 分解的第一模态时间系数分别与 4 月高低层速度势（图 14）和高低层纬向风（图 15）做相关。从速度势相关图可以看出，当印度洋是正的南印度洋偶极子时，低层西印度洋是辐散的，中心位于马达加斯加岛附近，西太平洋是辐合中心；高层西印度洋是辐合的，西太平洋是辐散中心。这种高低层速度势的配置对应于高低层纬向风场分布，在低层，阿拉伯海、孟加拉湾、南海和印度尼西亚是西风，高层这些地区是东风；当印度洋是负南印度洋偶极子分布时，情况相反。Terray and Dominiak

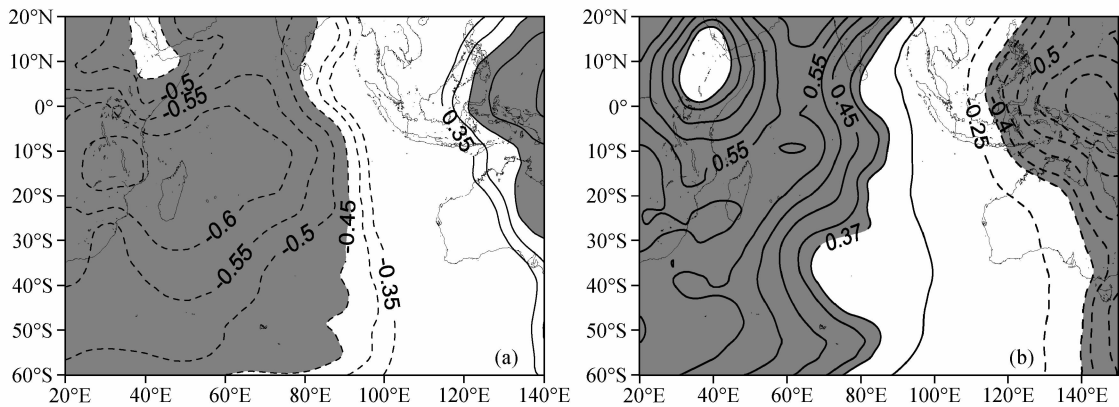


图 14 1951~1970 年 SST EOF 分解第一模态的时间系数与 (a) 0.995 σ 层速度势、(b) 0.2101 σ 层速度势的相关分布图。阴影：置信度超过 95%

Fig. 14 Correlation pattern between time coefficient of the first mode of SST EOF analysis (1951 – 1970) and velocity potential at (a) lower level and (b) higher level. The shaded regions indicate regions with confidence level above 95%

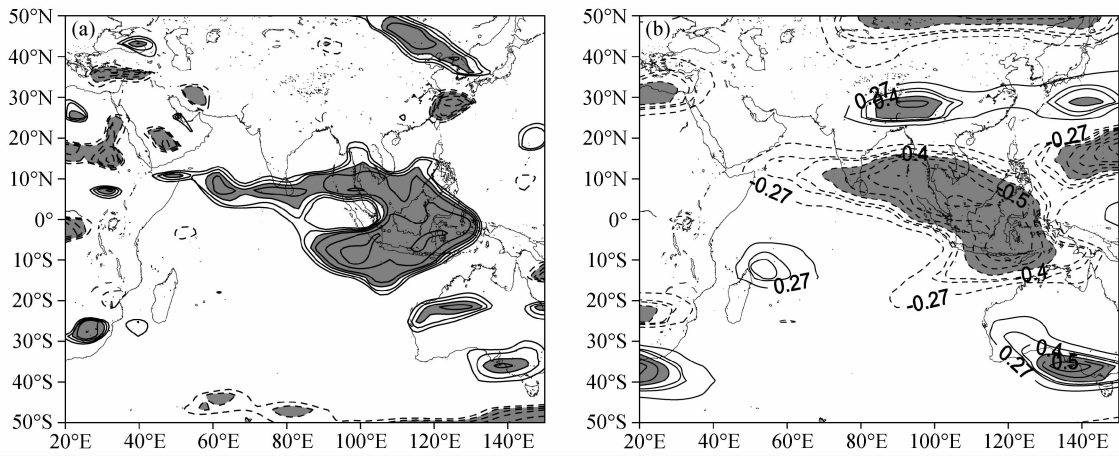


图 15 印度洋 EOF 分解第一模态 1951~1970 年时间系数与 (a) 1000 hPa 纬向风、(b) 200 hPa 纬向风相关系数分布。阴影：置信度超过 95%
Fig. 15 Correlation pattern between time coefficient of the first mode of SST EOF analysis (1951 – 1970) and zonal wind at (a) 1000-hPa level and (b) 200-hPa level. The shaded regions indicate regions with confidence level above 95%

(2005) 认为东南印度洋的 SST 负异常可以导致印度尼西亚和西太平洋的西风, 这与本文的结论是一致的。尽管西南印度洋的负 SST 异常可以导致 $30^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{S}$ 气压的升高, 但是春季马斯克林高压的位置在 $25^{\circ}\text{S}\sim 35^{\circ}\text{S}$ (崔锦和杨修群, 2005), 所以当南印度洋偶极子为正模态时, 西南印度洋正 SST 异常对马斯克林高压及其所导致的季风环流影响不大。

6 结论

本文利用 Scripps 海洋研究所的上层海洋热含量长时间序列数据 (1955~1998) 重新研究了西太平洋暖池热含量与南海夏季风爆发的相关关系, 发现热含量与南海夏季风爆发的最大相关区域比利用 1979~1998 年数据 (Chen and Hu, 2003) 得到的结果偏西; 1970 年之前, 西太平洋暖池的热含量与南海夏季风爆发时间的关系很差, 1971~1998 年则非常显著。这表明, 西太平洋暖池的热含量并非在任何情况下都是决定南海夏季风爆发的因素。

1951~1970 年, 北极涛动指数是负值, 亚洲大陆中纬度陆地气温为正异常, 印度洋气温为负异常, 产生了有利于南海夏季风爆发的西风。同时西太平洋副高强度偏弱, 这两方面的因素导致这期间印度洋 (纬向风) 是南海夏季风爆发的决定因素。1971~1998 年, 北极涛动指数是正值, 亚洲大陆中纬度陆地气温为负异常, 印度洋气温为正异常, 产生了不利于南海夏季风爆发的东风。同时西太平洋副高强度偏强, 这两方面的因素促使这期间太平洋 (西太平洋暖池) 成为南海夏季风爆发的控制因子。

1951~1970 年, 在北极涛动指数呈负异常以及西太平洋副高偏弱的情况下, 南印度洋偶极子与南海夏季风的爆发关系密切。正南印度洋偶极子导致了北印度洋 850 hPa 是西风, 有利于南海夏季风的爆发, 负南印度洋偶极子导致了北印度洋 850 hPa 是东风, 不利于南海夏季风的爆发。

参考文献 (References)

Behera S K, Yamagata T. 2001. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (2): 327–330.

Chen Yongli, Hu Dunxin. 2003. The relation between the South China Sea summer monsoon onset and the heat content variations

in the the tropical western Pacific warm pool region [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 25: 20–31.

崔锦, 杨修群. 2005. 马斯克林高压的变化及其与 ENSO 的关系 [J]. *气象科学*, 25: 441–449.

Cui Jin, Yang Xiuqun. 2005. The variation of Mascarene high and its relationship with ENSO [J]. *Scientia Meteorologia Sinica (in Chinese)*, 25: 441–449.

冯瑞权, 王安宇, 吴池胜, 等. 2001. 南海夏季风建立的气候特征 I——40 年平均 [J]. *热带气象学报*, 17 (4): 345–354.

Feng Ruiquan, Wang Anyu, Wu Chisheng, et al. 2001. Climatological features of the establishment of South China Sea summer monsoon I—40-year mean [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 17 (4): 345–354.

Gong D Y, Ho C H. 2002. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1436, doi: 10.1029/2001GL014523.

何金海, 丁一汇, 高辉, 等. 2001. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数 [M]. 北京: 气象出版社, 1.

He Jinhai, Ding Yihui, Gao Hui, et al. 2001. Certainty of South China Sea Summer Monsoon Onset Date and Monsoon Index (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1.

何金海, 徐海明, 周兵, 等. 2000. 关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论 [J]. *气候与环境研究*, 5: 333–344.

He Jinhai, Xu Haiming, Zhou Bing, et al. 2000. Large scale features of SCS summer monsoon onset and its possible mechanism [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 5: 333–344.

Huang Ronghui, Gu Lei, Zhou Liantong, et al. 2006. Impact of the thermal state of the tropical western Pacific on onset date and process of the South China Sea summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (6): 909–924.

He X Z, Gong D Y. 2002. Interdecadal change in western Pacific subtropical high and climate effects [J]. *J. Geogr. Sci.*, 12: 202–209.

贾小龙, 李崇银. 2005. 南印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响 [J]. *地球物理学报*, 48: 1238–1249.

Jia Xiaolong, Li Chongyin. 2005. Dipole oscillation in the Southern Indian Ocean and its impacts on climate [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 48: 1238–1249.

Li Jianping, Wang X L J. 2003. A modified zonal index and its physical sense [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (12): 1632–1635.

李崇银, 穆明权. 2001. 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响 [J]. *大气科学*, 25: 434–443.

Li Chongyin, Mu Mingquan. 2001. The dipole in the Equatorial Indian Ocean and its impacts on climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25: 434–443.

李崇银, 吴静波. 2002. 索马里跨赤道气流对南海夏季风爆发的重要作用 [J]. *大气科学*, 26: 185–192.

Li Chongyin, Wu Jingbo. 2002. Important role of the Somalian cross-equator flow in the onset of the South China Sea summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26: 185–192.

李万彪, 周春平. 1998. 热带西太平洋暖池和副热带高压之间的关

- 系 [J]. 气象学报, 56 (5): 619–626. Li Wanbiao, Zhou Chunping. 1998. The relationship between tropical western Pacific warm pool and subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 56 (5): 619–626.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R. et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–471.
- 梁建茵, 吴尚森. 2000. 南海夏季风爆发日期的确定及其机理研究 [C]//SCSMEX 研讨会全集. 北京. Liang Jianyin, Wu Shangsen. 2000. Determination of South China Sea summer monsoon onset date and its mechanism [C]//Proceedings of Workshop on SCSMEX (in Chinese), Beijing.
- Reason C J. 1999. Interannual warm and cool events in the subtropical/mid-latitude South Indian Ocean region [J]. Geophys. Res. Lett., 26 (2): 215–218.
- 施宁, 施丹平, 严明良. 2001. 夏季越赤道气流对南海季风及华东旱涝的影响 [J]. 热带气象学报, 17 (4): 405–414. Shi Ning, Shi Danping, Yan Mingliang. 2001. The effects of cross-equatorial current on South China Sea monsoon onset and drought/flood in East China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 17 (4): 405–414.
- Terray P, Dominiak S. 2005. Indian Ocean sea surface temperature and El Niño – Southern Oscillation: A new perspective [J]. J. Climate, 18: 1351–1368.
- 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: 1000–1016.
- Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends [J]. J. Climate, 13: 1018–1036.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode [J]. Science, 293: 85–89.
- Wang B, Ho L, Zhang Y, et al. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon [J]. J. Climate, 17: 699–710.
- Wyrski K. 1989. Some thoughts about the West Pacific Warm Pool [C]//Wyrski K, et al. Proceeding of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE. New Caledonia, 99–109.
- 吴国雄, 刘平, 刘屹岷, 等. 2000. 印度洋海温异常对西太平洋副热带高压的影响——大气中的两级热力适应 [J]. 气象学报, 58: 513–522. Wu Guoxiong, Liu Ping, Liu Yimin, et al. 2000. Impacts of the sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean on the subtropical anticyclone over the western Pacific—Two-stage thermal adaption in the atmosphere [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58: 513–522.
- 吴尚森, 梁建茵, 李春晖. 2003. 南海夏季风强度与我国汛期降水的关系 [J]. 热带气象学报, 19: 25–36. Wu Shangsen, Liang Jianyin, Li Chunhui. 2003. Relationship between the intensity of South China Sea summer monsoon and the precipitation in raining seasons in China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 19: 25–36.
- 谢安, 戴念军. 2001. 关于南海夏季风爆发日期和季风强度定义的初步意见 [M]//何金海, 丁一汇, 高辉, 等. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 67–70. Xie An, Dai Nianjun. 2001. Elementary comment on South China Sea onset date and monsoon intensity (in Chinese) [M]//He Jinhai, Ding Yihui, Gao Hui, et al. Determination of South China Sea Summer Monsoon Onset Date and Monsoon Index (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 67–70.
- Yang X Q, Huang S S. 1989. The numerical experiment for the influences of intensity change of Mascarene high on the atmospheric circulation [J]. Meteorological Sciences, 9: 125–138.
- 赵永平, 陈永利. 2000. 南海暖池的季节和年际变化及其与南海季风爆发的关系 [J]. 热带气象学报, 16: 202–211. Zhao Yongping, Chen Yongli. 2000. The seasonal and interannual variability of the South China Sea warm pool and its relation to the South China Sea monsoon onset [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 16: 202–211.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009. Why the Western Pacific Subtropical High has extended westward since the late 1970s [J]. J. Climate, 22: 2199–2215.
- Zhu Q G, He J H, Wang P X. 1986. A study of circulation difference between East-Asian and Indian summer monsoons with their interactions [J]. Adv. Atmos. Sci., 3 (4): 466–477.