李维京, 刘景鹏, 任宏利, 等. 2018. 中国南方夏季降水的年代际变率主模态特征及机理研究 [J]. 大气科学, 42 (4): 859–876. Li Weijing, Liu Jingpeng, Ren Hongli, et al. 2018. Characteristics and corresponding mechanisms of the leading modes of interdecadal variability of summer rainfall in southern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (4): 859–876, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17283.

中国南方夏季降水的年代际变率主模态 特征及机理研究

李维京^{1,2,3} 刘景鹏^{1,2,3} 任宏利³ 左金清³

1 中国气象科学研究院,北京 100081
 2 中国科学院大学,北京 100049
 3 中国气象局国家气候中心气候研究开放实验室,北京 100081

摘 要 在气候变暖背景下,中国南方夏季降水存在明显的年代际变化特征。本文利用 1920~2014 年的逐月降 水,以分析南方夏季降水年代际变率主模态为切入点,以研究南方夏季降水年代际变率空间分布型的年代际变化 特征为重点,进一步研究了印度洋、北太平洋及北大西洋海温的年代际变率对南方夏季降水主模态年代际变率的 可能影响机制。得到的主要结论包括:(1)指出中国南方夏季降水年代际变率的两个主模态为全区一致型和东西 反相型降水模态。两个主导模态在 1971/1972 年发生了显著的年代际转变,在 1925~1971 年的第一主模态为东西 反相型降水;在 1972~2009 年的第一主模态为一致型降水。不同主模态对应的海温异常关键区也在 1971/1972 年发生了相应的年代际变化。(2)揭示了全区一致型和东西反相型降水模态对应的环流场异常特征。一致多 (少)型降水对应着中国南海及西北太平洋低空的反气旋(气旋)性异常,有(不)利于水汽自南海向南方地区 输送。而贝加尔湖东侧低空的反气旋(气旋)性异常,有(不)利于冷空气向南方输送,并与来自南海地区的水 汽在南方地区辐合,有利于南方地区降水一致偏多(少)。东多西少(西多东少)型降水对应着中国东南地区高 空的正(负)异常中心,有利于高空辐散(辐合)及异常的上升(下沉)运动,其与南方地区东部低空的气旋(反 气旋)性异常共同作用,有利于东部降水偏多(偏少)。与此同时,低空中南半岛反气旋(气旋)性异常及菲律 宾地区反气旋(气旋)性异常,不(有)利于水汽自孟加拉湾及南海地区输送向南方地区西部,有利于形成东多 西少(西多东少)的降水型。(3)揭示了印度洋海温、北太平洋海温和北大西洋海温协同影响南方地区东西反相 型降水和一致型降水的机制。

 关键词
 中国南方夏季降水
 海温
 年代际变率
 主模态
 影响机制

 文章编号
 1006-9895(2018)04-0859-18
 中图分类号
 P461
 文献标识码
 A

 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17283
 中
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日
 日

Characteristics and Corresponding Mechanisms of the Leading Modes of Interdecadal Variability of Summer Rainfall in Southern China

LI Weijing^{1, 2, 3}, LIU Jingpeng^{1, 2, 3}, REN HongLi³, and ZUO Jinqing³

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

收稿日期 2017-11-16; 网络预出版日期 2018-02-12

作者简介 李维京,男,1955年出生,博士,研究员,主要从事短期气候预测及气候动力学研究。E-mail: liwj@cma.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划(973计划)项目 2013CB430203,"十三五"国家重点研发计划项目 2016YFA0601501,中国气象科学研究院 基本科研业务费专项资金项目 2017Y005

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2013CB430203), the National Key Research and Development Program of China (during the 13th Five-year Plan) (Grant 2016YFA0601501), Fundamental Research Funds of CAMS (Chinese Academy of Meteorological Sciences) (Grant 2017Y005)

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract In the background of global warming, rainfall in southern China during boreal summer (June to August) shows distinct interdecadal variability. Using monthly rainfall data for the period of 1920-2014, the leading modes of the interdecadal variability of Southern China Summer Rainfall (SCSR) are revealed. Meanwhile, the interdecadal changes of spatial pattern of SCSR are uncovered. Finally, the underlying possible mechanisms connecting the sea surface temperature in the Indian Ocean, the North Pacific Ocean and the North Atlantic Ocean and the leading modes of SCSR on interdecadal timescale are analyzed. The main results are as follows. (1) The first two leading modes of the interdecadal variability of SCSR, i.e., the monopole pattern and the zonal dipole pattern, are uncovered. The dominance of these two modes experienced an obvious decadal change around 1971/1972. During 1925-1971, the dominant pattern of the interdecadal variability of SCSR is the zonal dipole pattern, while the monopole pattern prevailed during 1972-2009. The key regions of sea surface temperature associated with the first two leading modes also changed around 1971/1972. (2) The atmospheric circulation anomalies associated with the monopole pattern and the zonal dipole pattern of SCSR are uncovered. Corresponding to the positive (negative) phase of the monopole pattern, an anticyclonic (cyclonic) anomaly is located over the South China Sea and northwestern Pacific, which is (not) in favor of moisture transport from the South China Sea to southern China. The lower-level anticyclonic (cyclonic) anomaly over Lake Baikal may lead to more southward transport of cold air, which can converge with the moisture transported from the South China Sea and is favorable for the formation of positive (negative) phase of the monopole pattern. Corresponding to the positive (negative) phase of the zonal dipole pattern, a positive (negative) center is located over the eastern part of southern China, which is favorable for upper-level divergence (convergence) and anomalous ascending (descending) motion. When combined with the lower-level cyclonic (anticyclonic) anomaly, it may result in increased (decreased) rainfall in eastern part of southern China. Meanwhile, the anticyclonic (cyclonic) anomaly over Indo-china peninsula and the Philippines is favorable (unfavorable) for moisture transport from the Bay of Bengal to western part of southern China, which is in favor of generating the positive (negative) phase of the zonal dipole pattern. (3) The combined impacts of sea surface temperature in the Indian Ocean, the North Pacific Ocean and the North Atlantic Ocean on the monopole pattern and the zonal dipole pattern of SCSR are revealed.

Keywords Southern China summer rainfall, Sea surface temperature, Interdecadal variability, Leading mode, Impact mechanism

1 引言

中国东部夏季降水受东亚夏季风影响,其年际 和年代际变率均十分显著(Kwon et al., 2007; Xu et al., 2015)。20世纪中期以来,东亚夏季风发生了明 显的年代际变化,其强度在 20世纪 70年代末期显 著减弱(Wang, 2001; Ding et al., 2008),其夏季环 流场在 1990年代初期发生了进一步的年代际变化, 表现为东亚副热带地区高空急流强度显著减弱 (Kwon et al., 2007; Zhang et al., 2017)。与之相对 应,中国东部夏季降水在 1970年代末期、1990年 代初期及 1990年代末期相继发生了明显的年代际 变化(Ding et al., 2008;黄荣辉等, 2011; Zhu et al., 2011;李维京等, 2015; Xu et al., 2015)。在 1970 年代末之前,中国东部降水型由长江中下游少雨, 华北和华南多雨的经向"+-+"型,之后转换为 长江中下游多雨,华南和华北少雨的经向"-+-"

型降水 (黄荣辉等, 2011)。在 1990 年代初期, 长 江流域及其以南地区夏季降水显著增加(Wu et al., 2010)。在2000年以后,中国东部夏季雨带开始北 移,表现为长江中下游和华北地区夏季降水减少, 淮河流域降水增多,主雨带北移至淮河流域(黄荣 辉等, 2011; Zhu et al., 2011; Xu et al., 2015)。因 此,伴随着东亚夏季风的年代际变化,中国东部夏 季主雨带也具有明显的年代际经向南北移动特征 (Ding et al., 2008; 黄荣辉等, 2011; 李维京等, 2016)。整体而言,东亚夏季风经历了 20 世纪 70 年代以来的两次年代际突变之后,中国东部的夏季 降水空间分布型由 1970 年代末期之前的"北涝南 旱"型转变为 1990 年代初期之后的"南涝北旱" 型(Ding et al., 2008; Zhang and Zhou, 2015)。Ding et al. (2008) 及黄荣辉等 (2011) 的研究表明, 中国 东部夏季降水的年代际变率主要包含两种空间模 态,其一是由南到北的经向三极子模态(长江多雨,

华北和华南少雨);其二是经向偶极子模态(南方 多雨,北方少雨),中国东部夏季降水年代际变率 的空间分布主要由这两种降水模态的叠加效应所 决定(黄荣辉等,2011)。20世纪中期以来,中国 南方地区夏季降水也经历了显著的年代际变化,在 1992/1993 年前后开始年代际增强(Wu et al., 2010),并在2003年后发生年代际的减弱(Xu et al., 2015)。

研究表明 (Ding et al., 2009; 黄荣辉等, 2011; Xu et al., 2015; Wu et al., 2016)太平洋、北大西洋 及印度洋海表温度(Sea Surface Temperature,简称 SST)的年代际变率对中国东部及南方夏季降水年 代际变率有重要影响。太平洋年代际振荡(Pacific Decadal Oscillation, 简称 PDO) 是太平洋海温年代 际尺度上最显著的变率模态(Mantua et al., 1997)。 PDO 可通过影响东亚地区大气环流系统进而影响 中国东部夏季降水的年代际变率,对中国东部夏季 主雨带的年代际经向南北移动有重要作用。PDO 处 于正位相时,可以引起海洋大陆区域与华南地区之 间的 Hadley 环流异常增强,进而使得华南地区 6 月份的降水偏少(Wu and Mao, 2017),与此同时, PDO 还可在东亚地区对流层低空激发太平洋一日 本(Pacific-Japan,简称 PJ)型遥相关波列,进而 使得 1970 年代末期以后长江流域夏季降水偏多, 中国华北地区降水偏少,中国东部夏季主雨带位于 长江流域(张庆云等, 2007; Si and Ding, 2016; Yang et al., 2017)。当 PDO 处于负位相时,环流的响应 基本是反相的,此时东亚副热带西风急流减弱,这 是引起 2000 年以后黄淮流域降水增多,长江流域 降水减少的主要原因,中国东部夏季主雨带北移至 淮河流域 (Zhu et al., 2015)。因此在 PDO 影响下, 东亚地区低纬度和中高纬度环流的异常变化是协 调一致的,其位相变化对中国东部夏季主雨带的年 代际经向南北移动有重要影响。

北大西洋多年代际涛动(Atlantic Multidecadal Oscillation,简称 AMO)是北大西洋海温最显著的 年代际变率模态(Knight et al., 2006; Sutton and Hodson, 2007)。研究表明,AMO 主要通过大气遥 相关作用影响东亚地区大气环流,进而调制中国东 部夏季降水(Lu et al., 2006; Li et al., 2008; Wu et al., 2016; Si and Ding, 2016)。AMO 暖位相对应着欧亚 大陆大部分地区的增暖,增强了夏季欧亚大陆与太 平洋之间的海陆热力差异,使得东亚夏季风增强 (Lu et al., 2006; Wang et al., 2009)。与此同时, AMO 暖位相在北半球夏季可以激发中高纬度的欧 亚遥相关波列及中纬度沿东亚副热带西风急流传 播的遥相关波列(Si and Ding, 2016; Wu et al., 2016)。欧亚遥相关波列使得中国黄淮流域上空产 生气旋性异常,长江流域上空产生反气旋性异常, 从而使得黄淮流域多雨,长江中下游地区少雨。而 中纬度的遥相关波列通过引起中国东南地区低空 气旋性环流异常,造成中国东南地区降水增多。最 近的研究表明,AMO 还可通过大气遥相关作用, 调制热带西太平洋海温的多年代际变率(Sun et al., 2017)。由于热带西太平洋是东亚最重要的热源和 水汽源地,对东亚气候有重要影响,因此 AMO 还 可实现对东亚夏季风及中国南方地区夏季降水年 代际变率的间接影响。

近十年来,印度洋海温对中国夏季降水年代际 变率的影响受到越来越多的关注(Wu et al., 2010; Cao et al., 2014; Zhang et al., 2017)。热带印度洋在 1990年代初以后的年代际增暖增加了印太地区东 西方向的海温梯度,由其引起的垂直环流异常上升 支在热带印度洋,下沉支在中国南海地区,对应着 低空的反气旋性环流异常,有利于中国南方地区夏 季降水在 1990年代初以后显著增多(Wu et al., 2010)。南印度洋海温在 1970年代末期显著增暖, 并在 1990年代初期开始变冷,对东亚夏季风在 1970 年代末期及 1990年代初期的两次年代际转折均有 影响,造成南方地区夏季降水在 1970年代偏少, 在 1990年代初期后偏多(Zhang et al., 2017)。

综上所述,前人研究大多集中关注整个中国东 部夏季降水的时空变化特征及其机理,而本文则重 点研究中国南方地区夏季降水年代际变率的时空 变化特征,以及不同海区海温异常对中国南方夏季 降水年代际变化的协同影响。本文拟首先分析中国 南方地区夏季降水年代际变率的主模态,其次揭示 这些主模态在气候变暖背景下的年代际变化特征, 然后重点研究不同海域海温年代际变率与南方夏 季降水主模态之间的关系及其可能影响机制。此 外,最新研究表明,中国南方初夏(5~6月)降水 的年际变率主模态是三大洋海温年际变率协同影 响的结果(Li et al., 2017a)。在年代际尺度上,三 大洋海温是如何协同影响中国南方夏季降水年代 际变率的呢?本文将进一步尝试通过多因子回归 拟合南方夏季降水指数的方式,对该问题加以初步 探讨。

2 资料和方法

2.1 资料

本文主要研究对象是中国南方夏季(6~8月) 降水的年代际变率。采用了东英吉利大学提供的 1901~2014 年 0.5°×0.5°的逐月降水资料 CRU (Climatic Research Unit; New et al., 2000)及国家 气象信息中心提供的 5°×5°的中国区域 1900~ 2014 年逐月降水资料(NMIC; Li et al., 2012)。将 CRU 降水资料平均到1°×1°的网格,并做了3°×3° 的空间平滑,以消除空间噪音。海温资料采用英国 气象局哈德来中心提供的 1870~2014 年 1°×1°的 逐月海温资料(HadISST; Rayner et al., 2003)。大 气环流资料采用 NOAA-CIRES 提供的 1851~ 2014 年 2°×2°的 20CR (20th Century Reanalysis; Compo et al., 2011)。由于 1920 年以前的热带海洋 观测资料十分稀疏(Dai, 2013),本文中研究时段 统一取为 1920~2014 年。

2.2 方法

为了重点分析中国南方夏季降水年代际变率 及其机理,去除了夏季降水和海温资料的线性趋势,并采用 Lanczos 滤波方法(Duchon, 1979)进行了 11 年的低通滤波以去除年际尺度的变率。各 变量的距平值均为相对于 1920~2014 年的平均值 计算得到。对降水进行经验正交函数(Empirical Orthogonal Function,简称 EOF; Lorenz, 1956)分 解前,将降水距平做了标准化处理。

对相关系数及回归系数的显著性检验,文中均 采用非参数化的蒙特卡洛检验(Livezey and Chen, 1983)。对 *A* 和 *B* 两个序列的相关系数检验方法如 下:若 *A* 的样本数为 *N*,则将 *A* 中的 *N* 个样本随机 排列后,与 *B* 求相关。如此重复 1000 次,将所得 1000 个相关系数从小到大排序。若 *A* 和 *B* 的相关 系数超过了该组相关系数的 95%分位数,则认为 *A* 和 *B* 的相关系数通过了信度为 95%的显著性检验。 回归系数的显著性检验与此类似。

西太平洋副热带高压(西太副高)脊线指数参 照刘芸芸等(2012)的定义,具体定义为在500 hPa 等压面上,将北半球西太副高范围内(10°N~60°N, 110°E~150°E)东西风分量的零线所在纬度的平均 值作为脊线位置。1900~2015 年逐月的 PDO 指数 定义为北太平洋逐月海温距平第一主模态对应的 标准化时间系数(Zhang et al., 1997; http://jisao. washington.edu/pdo/PDO.latest [2018-02-08]),取6~ 8月的平均作为夏季 PDO 指数。

3 中国南方地区夏季降水年代际变 率及对应大气环流的主要特征

3.1 中国南方地区夏季降水主要模态及其年代际 变化

中国南方夏季降水的年代际变率十分显著,在 南方地区西部和东部的大部分地区,降水的年代际 变率的方差占降水总方差的比率超过了 40%(图 略)。为得到南方夏季降水年代际变率的典型模态,将 CRU 降水的年代际变率进行 EOF 分解,得到了 中国南方夏季降水年代际变率的前两个主模态(图 lal 和 a2)。根据 North 检验(North et al., 1982),前 两个主模态是相互独立的。图 lal 表明,南方夏季降 水年代际变率的第一模态为全区一致型降水,解释方 差为 34.6%;第二模态为东西反相型降水,解释方差 为 15.2%。前两个主模态累积解释方差约为 50%(图 la2)。

为进一步验证前两个主模态的真实性,采用 NMIC 降水资料,将(20°N~30°N,100°E~120°E) 区域平均的降水记为南方一致型降水指数 (Southern China Rainfall Index, 简称 SCRI; 图 1b1 的黑色实线),其与 PC1 的相关系数为 0.96,达到 99%的信度水平,表明了南方一致型降水主模态在 南方夏季降水年代际变率中的真实性。为计算东西 反相型降水指数,将(25°N~30°N,110°E~120°E) 区域平均的降水记为南方地区东部降水,将 (25°N~30°N, 99°E~108°E)区域平均的降水记 为南方地区西部降水,将东部降水减去西部降水的 差值记为东西反相型降水指数(Southern China Zonal Dipole Index, 简称 SCZDI; 图 1b2 的黑色实 线)。SCZDI与PC2的相关系数为0.84,达到了95% 的信度水平,表明了东西反相型降水主模态在中国 夏季降水年代际变率中的真实性。下文将第一主模 态记为一致型降水,将第二主模态记为东西反相型 降水,将 SCRI 和 SCZDI 分别作为一致型降水指数 和东西反相型降水指数。

图 la 和 b 是对 1925~2009 年中国南方夏季降 水年代际变率进行 EOF 分解的主模态及对应的时 间系数。由图 lb1 和 b2 可知, PC1 的振幅在 1971/1972 年以前相对较弱,在 1971/1972 以后明显



图 1 采用 EOF 分解方法得到的南方夏季降水年代际变率的前两个主模态及对应的时间系数: (a, b) 1925~2009 年; (c, d) 1925~1971 年; (e, f) 1972~2009 年。(b) 中的黑色实线为采用 NMIC (国家气象信息中心)降水数据得到的一致型降水指数(上图)和东西反相型降水指数(下图) Fig. 1 The first two leading EOF modes of the interdecadal variability of southern China summer rainfall and corresponding principal components (PCs) for (a, b) the period of 1925–2009, (c, d) the period of 1925–1971, and (e, f) the period of 1972–2009. The black lines in (b) denote the SCR index (upper panel) and SCZD index (lower panel) by using NMIC (National Meteorological Information Center) rainfall data, respectively

增强, PC2的振幅在 1971/1972 以前相对较强,在 1971/1972 以后明显减弱。表明南方降水年代际变 率的第一主模态在 1970 年代初发生了年代际的变 化。为此,分别对 1925~1971 年及 1972~2009 年 的降水进行 EOF 分解,得到图 1c 和 e。图 1c1 和 c2 表明,1925~1971 年,南方降水的第一主模态 为东西反相型降水,解释方差达到了 28.1%;第二 模态为一致型降水,解释方差达到了 18.8%。图 1e1 和 e2 显示,1972~2009 年,南方降水的第一主模 态为一致型降水,解释方差达到了 61.6%;第二模 态为东西反相型降水,解释方差仅有 14.9%。由此 可知,中国南方夏季降水年代际变率的第一主模态 在 1971/1972 年发生了明显的年代际变化,由 1925~1971 年的东西反相型降水转变为 1972~ 2009 年的一致型降水。进一步对 1925~1971 年和 1972~2009 年两个时期降水第一主模态对应的时 间系数分析发现:由图 1d1 和 d2 中的 PC1 可以看 出,在 1925~1971 年期间,1929~1948 年 (Period one,简称 P1)为东多西少型降水,1954~1968 年 (Period two,简称 P2)为西多东少型降水。由图 1f1 和 f2 中的 PC1 可以看出,在 1972~2009 年期 间,1973~1992 年 (Period three,简称 P3)为一致 偏少型降水,1993~2002 年 (Period four,简称 P4) 为一致偏多型降水。

由图 1f 还可发现,1972~2009 年期间,降水 第一主模态时间系数在 2002/2003 年之后明显减 弱,而第二模态时间系数在 2002/2003 年之后开始 增强。这表明,2002/2003 年之后,一致型降水振 幅开始减弱,而东西反相型降水振幅开始增强。由于第二模态的空间分布型在 2003~2009 年 (Period five,简称 P5)期间也是东部偏多,西部偏少,后面的分析将 P5 的降水型也归入东多西少型降水。因此在 1925~2009 年期间,中国南方夏季降水的年代际变率存在两种主模态,分别是东西反相型降水及一致型降水;这两种主模态进而产生四种降水型,分别是东多西少型降水 (P1、P5)、西多东少型降水 (P2)、一致偏少型降水 (P3)和一致偏多型降水 (P4)。

为进一步分析中国南方夏季降水的年代际变 化特征,将 P1 至 P5 这五个时期的夏季降水分别进 行了合成(图 2)。图 2a、b 表明,在 1929~1948 年期间,降水空间分布型为东多西少型。东部每年 降水距平值为 15~20 mm,西部每年降水距平值为 -10~-15 mm;在 1953~1968 年期间,降水空间 分布型为西多东少型,东部每年降水距平值为-10~-20 mm,西部每年降水距平值为 5~15 mm。 而在 1970 年代初期以后,南方降水的第一主模态 由东西反相型转变为全区一致型,其中 1972~1992 年期间,降水空间分布型为一致偏少型,每年降水 距平值为-5~-20 mm(图 2c)。在 1993~2002 年期间,降水空间分布型为一致偏多型,每年降水 距平值为 10~25 mm(图 2d)。在 2002/2003 年以 后,南方地区夏季降水空间分布型又重新转变为东 多西少型,东部每年降水距平值为 10~25 mm,西 部每年降水距平值为-5~-15 mm(图 2e)。

由于采用合成分析可以凸显出各时期降水变 率的第一主模态,图2进一步证明了在1925~2009 年期间,中国南方夏季降水的年代际变率存在两种 主模态,分别是一致型和东西反相型,并且南方地 区夏季降水的主导模态在1970年代初发生了年代 际变化,由东西反相型转变为一致型降水模态。

3.2 欧亚大气环流异常与主要降水模态年代际变 化的关系

降水的年代际变率与大气环流异常密切相关 (Zhu et al., 2011; Xu et al., 2015)。采用合成分析方 法揭示东西反相型降水和一致型降水分别对应的 高低空环流异常特征(图3)。东西反相型降水对应 的环流场异常取为 P1 与 P2 对应环流场异常的差值



图 2 中国南方夏季降水年代际变率的空间分布(填色,单位: mm a⁻¹): (a) 1929~1948年; (b) 1954~1968年; (c) 1973~1992年; (d) 1993~2002年; (e) 2003~2009年。打点区域表示达到了 95%的信度水平

Fig. 2 Composition of the interdecadal variability of southern China summer rainfall for (a) the period of 1929–1948, (b) the period of 1954–1968, (c) the period of 1973–1992, (d) the period of 1993–2002, and (e) the period of 2003–2009. Units: mm a^{-1} . Black dots denote areas significant at the 95% confidence level

场;一致型降水对应的环流场异常取为 P4 与 P3 对 应环流场异常的差值场。

图 3a-c 是东西反相型降水(以下为东多西少型 降水)对应的环流场异常特征。在高层(200 hPa) 流函数异常最显著的特征为北半球沿中纬度的波 列结构(图 3a),正异常中心分别位于北大西洋热 带地区、里海和中国东部地区,负异常中心位于地 中海和贝加尔湖以南。其中里海和贝加尔湖以南的 异常中心位于亚洲副热带西风急流带上,这可能为 该波列向下游的传播起到波导作用(Ambrizzi et al., 1995)。另外自南亚到中南半岛存在一个显著的负 异常中心。图 3b 显示中层(500 hPa)环流异常的 主要特征是位于中南半岛上空的正异常中心及位 于中国东部上空的负异常中心,即中国南方地区上 空 500 hPa 的流函数场为西高东低的特征,这有利 于南方西部的下沉运动及东部的上升运动,从而有 利于南方西部降水偏少,东部降水偏多。图 3c 是 低层(850 hPa)的流函数场和风场异常图,在中南 半岛为反气旋性环流异常,不利于孟加拉湾水汽向 西南地区输送,从而不利于南方地区西部降水;南 方地区东部上空为气旋性环流异常,有利于水汽自 东海向东南地区输送,有利于南方地区东部降水偏 多。上述分析也适用于西多东少型降水,只是环流 场异常特征完全相反。

图 3d-f 是一致型降水(以下为一致偏多型降水)对应的环流场异常特征。在高层(200 hPa)流函数异常最显著的特征为北半球中高纬度的波列结构(图 3d),正异常中心分别位于东欧地区及贝加尔湖以东,负异常中心位于北大西洋副热带地区、西伯利亚及日本海。该波列相较于图 3a 中的



图 3 南方夏季不同时期环流异常差值分布: P1 与 P2 的差值,对应东西反相型降水 (左列); P4 与 P3 的差值,对应一致型降水 (中间列); P5 的 合成,对应东多西少型降水 (右列)。(a、d、g)分时段合成的 200 hPa 流函数场 (填色,单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); (b、e、h) 500 hPa 流函数场 (填色, 单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); (c、f、i) 850 hPa 的风场 (矢量,单位: $m \text{ s}^{-1}$)和流函数场 (填色,单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。打点区域表示达到了 90%的信度水平 Fig. 3 Composition of stream function (shading, units: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) at (a, d, g) 200 hPa, (b, e, h) 500 hPa, and (c, f, i) stream function (shading, units: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and wind (vectors, units: $m \text{ s}^{-1}$) anomalies at 850 hPa in JJA. The left column are the difference between the means of Period one and Period two; the middle column are the difference between the means of Period four and Period three; the right column are the composition of Period five. Black dots denote areas significant at the 90% confidence level

中纬度波列,位置更为偏北,且位相完全相反,这 种环流型的变化对应着南方地区降水型的变化。最 近的研究表明,当 AMO 处于暖位相的时候,北大 西洋热带地区(Li et al., 2017b)和中高纬度地区 (Lin et al., 2016)海温异常均可强迫出向下游传播 的遥相关波列。因此,北大西洋海温异常可能对图 3a 和图 3d 中波列结构的形成有直接影响。图 3e 显 示中层的流函数异常最明显的特征也是中高纬度 的波列结构,其正负异常中心与高层波列完全一 致,表明该波列具有准正压的特征。在图 3e 中 500 hPa 环流异常场另一个明显特征为西北太平洋的正 值中心,表明西太平洋副热带高压异常偏西偏强, 这对应着图 3f 中 850 hPa 中国南海及菲律宾地区显 著的反气旋性环流异常,有利于将更多的水汽输送 到中国南方地区。850 hPa 流函数场的一个正异常 中心位于贝加尔湖东南部,对应着风场上显著的反 气旋性环流异常,有利于冷空气向南方地区输送。 来自北方的冷空气和来自南海及西北太平洋地区 的水汽在南方地区辐合,有利于南方地区降水一致 偏多。上述分析也适用于一致偏少型降水,只是环 流场异常特征完全相反。

对应于 2003~2009 年期间中国南方夏季降水的东西反相型分布特征,图 3g-i 给出了该时段合成的环流场异常特征。在图 3g 中 200 hPa 流函数异常在中国南方上空为西低东高的形势,与图 3a 中的较为类似。图 3h 显示 500 hPa 流函数异常在东亚中低纬度为西高东低的形势,与图 3b 中的较为类似,这种环流形势有利于中国南方西部的下沉运动和东部的上升运动,从而有利于西部降水偏少,东部降水偏多。850 hPa 环流场异常在东亚地区主要表现为由南到北的反气旋一气旋一反气旋的经向三极子结构,与图 3c 中的较为类似。图 3g-i 显示2003~2009 年期间东多西少型降水与图 3a-c 中东西反相型降水对应的高低空环流场异常特征较为相似,有利于形成南方地区东多西少型降水。

4 南方夏季降水年代际变率主导模 态的可能形成机制

为了分析南方东西反相型降水和一致型降水 模态形成机理,对两种降水模态对应的海温异常特 征进行深入分析,图4分别给出了两种降水型对应 的合成海温异常图。



图 4 南方夏季不同时期海表温度异常差值图(填色,单位: ℃):(a)东西反相型降水在 P1 与 P2 的异常海温差值;(b)一致型降水在 P4 与 P3 的异常海温差值。各框图区为各海区对应的海温关键区;打点区域表示达到了 95%的信度水平

Fig. 4 Composites of sea surface temperature anomaly differences (shading, units: °C): (a) The difference between the means of Period one and Period two; (b) the difference between the means of Period four and Period three. Black rectangle boxes denote the key SST region in each ocean. Black dots denote areas significant at the 90% confidence level

图 4a 显示,与东多西少型降水相关的海温异 常特征体现为印度洋海温和北大西洋海温一致偏 暖及北太平洋海温异常偏冷的特征。西多东少型降 水对应的海温异常特征与上述海温异常特征完全 相反。Dong et al. (2016)的研究表明,印度洋海温 一致偏暖模态是印度洋海温年代际变率的第一主 模态,可以通过引起异常的纬向垂直环流影响东亚 夏季风及中国南方地区夏季降水的年代际变化(Wu et al., 2010; Zhang et al., 2017)。北太平洋的异常海 温区与 PDO 的活跃区域较为一致(Mantua et al., 1997),因此该区域异常海温可能主要体现 PDO 年 代际变率对东西反相型降水的影响。而北大西洋一 致偏暖可能通过激发向下游传播的遥相关波列,进 而影响到中国夏季的降水(Lin et al., 2016; Li et al., 2017b)。根据海温显著异常的区域,分别选取 (40°S~25°N, 40°E~105°E)作为印度洋海温关 键区,(20°N~50°N,140°E~220°E)作为北太平 洋海温关键区,(0°~60°N,0°~80°W)作为北大 西洋的海温关键区。北太平洋海温关键区平均的海 温异常与 Zhang et al. (1997) 定义的 PDO 指数在 1925~2009年的相关系数为-0.94,达到了 99%的 信度水平(图略),因此北太平洋海温关键区海温 异常的年代际变率主要反映 PDO 信号。下文中将 采用根据 Zhang et al. (1997) 的定义计算得到的 PDO 指数作为图 4a 中北太平洋海温关键区海温指 数,将图 4a 中印度洋及北大西洋海温关键区平均 的海温距平记为 IO (Indian Ocean SST anomaly, 简 称 IO)及 AMO,进一步探讨不同海区海温变化对 东西反相型降水的影响。

图 4b 显示,一致型降水对应的海温型与东西 反相型对应的海温型特征显著不同。一致偏多型降 水对应的海温异常特征在印度洋主要表现为南印 度洋海温的异常偏冷,热带印度洋和北印度洋的海 温异常并不显著。而北太平洋海区最显著特征是西 北太平洋海温的异常偏暖,该区域是西太副高的活 动中心,因此该海区的海温异常可能通过影响西太 副高进而影响南方地区的降水异常。相比之下,北 大西洋热带地区的海温异常并不显著,而中高纬度 的海温异常则十分明显。一致偏少型降水对应的海 温异常特征与上述海温异常特征完全相反。为了深 入分析不同海区海温异常与南方夏季一致型降水 的关系,分别选取(40°S~15°S,45°E~85°E)作 为南印度洋海温关键区,(15°N~30°N,140°E~ 200°E)作为西北太平洋海温关键区,(30°N~60°N, 0~80°W)作为北大西洋北部海温关键区。下文中 分别将图 4b 中各关键区平均的海温距平记为 SIO (Southern Indian Ocean SST anomaly)、NWPO (Northwestern Pacific Ocean SST anomaly)及 NA (Northern Atlantic SST anomaly),进一步探讨不同 海区海温变化对一致型降水的影响。由图 4 还可发 现,无论是一致型降水还是东西反相型降水,印度 洋海温距平与北太平洋海温距平符号均相反。而印 度洋海温与北大西洋海温距平则在一致型时符号 相反,在东西反相型时符号相同。这强烈地反映出 三大洋各海温关键区对中国南方夏季降水的两种 主要模态可能存在着显著的协同影响。

对应于 2003~2009 年期间中国南方夏季降水 的东西反相型分布特征,该时段合成的海温场异常 特征与图 4a 中的海温场异常特征较为类似(图略), 表明相似的海温异常分布型可导致相似的降水分 布型。

图 4 中确定了可能影响南方地区东西反相型 及一致型降水的海温关键区,下面进一步从时间 演变的角度分析各海温关键区与降水型之间的对 应关系。将各海温关键区平均的海温距平标准化 后作为各海温关键区的海温指数。由于东西反相 型降水在1925~1971年为南方地区夏季降水的第 一主模态,因此分别计算了 IO 指数、PDO 指数及 AMO 指数与 SCZDI 在 1925~1971 年及 1972~ 2009年的相关系数。由图 5a 可知 IO 指数、PDO 指数及 AMO 指数与 SCZDI 在 1925~1971 年的相 关系数分别为 0.86、0.78 及 0.76,均达到了 90% 的信度水平,表明印度洋一致型海温、北太平洋 海温及北大西洋海温的年代际变率均可能对东西 反相型降水有较显著的影响;并且东西反相型降 水与 IO、PDO 及 AMO 均为正相关关系。另外, IO 指数、PDO 指数及 AMO 指数与 SCZDI 在 1972~2009年的相关系数分别为 0.04、-0.36 及 0.24, 均未通过显著性检验, 表明在 1971/1972 年 之后,三个海温关键区的海温对东西反相型降水 的影响均显著减弱了。

由于一致型降水在 1972~2009 年为南方地区 夏季降水的第一主模态,因此分别计算了 SIO 指数、 NWPO 指数及 NA 指数与 SCRI 在 1925~1971 年及 1972~2009 年的相关系数。由图 5b 可知, SIO 指 数、NWPO 指数及 NA 指数与 SCRI 在 1972~2009 年的相关系数分别为-0.85、0.75 及 0.70,均达到 了 90%的信度水平,这表明南印度洋海温,西北太 平洋海温及北大西洋北部海温的年代际变率均可 能对一致型降水有一定影响。另外 SIO 指数、NWPO 指数及 NA 指数与 SCRI 在 1925~1971 年的相关系 数分别为 0.84、0.03 及 0.24,只有 SIO 指数与 SCRI 的相关系数达到了 95%的信度水平。即 SIO 与 SCR 的关系在 1925~1971 年为显著的正相关,而在 1972~2009 年为显著的负相关,因此 SIO 与 SCR 的关系在 1971/1972 年前后发生了年代际的变化, 具体原因将在 4.2 节中加以讨论。

4.1 南方夏季东西反相型降水的可能形成机制

印度洋海温、北太平洋海温及北大西洋海温在 1925~1971 年期间,是如何影响南方东西反相型降 水的呢?已有的研究表明,印度洋海温正(负)异 常主要通过引起异常的低空(高空)辐合(辐散), 及对应的垂直环流异常来影响东亚夏季风(Wu et al., 2010; Zhang et al., 2017)。因此,这里分别合成 了东西反相型降水所对应的高层和低层的速度势 和辐散风(图 6a、b)。图 6a、b对应东多西少型降 水的情形,下面的分析也适用于西多东少型降水, 只是符号完全相反。由图 6a、b可知,由于印度洋 是一致的异常偏暖的海温分布,在赤道印度洋中部 低空为辐合中心,高空为辐散中心;中南半岛高空 为辐合中心,低层为辐散中心,形成了一个跨越赤 道的异常垂直环流圈,其下沉支位于中南半岛,引 起了中南半岛低空 850 hPa 的反气旋性异常(图 3c),这不利于水汽向西南地区输送。当印度洋处 于暖(冷)位相时,通过引起垂直环流异常,不(有) 利于向西南地区的水汽输送,不(有)利于西南地



图 5 主要模态降水指数与各关键区海温指数的对应关系: (a) SCZDI (红色柱状图) 与 IO 指数 (黑色实线), PDO 指数 (蓝色实线) 及 AMO 指数 (紫色实线); (b) SCRI (红色柱状图) 与 SIO 指数 (黑色实线), NWPO 指数 (蓝色实线) 及 NA 指数 (紫色实线)。"*"和 "**"表示相关系数分别达到了 90%和 95%的信度水平。黑色虚线为 1971/1972 年的分界线

Fig. 5 Indices of the SCZD and SCR and indices of averaged SST anomalies in each region associated with the SCZD (Southern China Zonal Dipole) and SCR (Southern China Rainfall). The red bars in (a) and (b) denote the SCZD index and the SCR index, respectively. The black lines in (a) and (b) denote the IO index and the SIO index, respectively. The blue lines in (a) and (b) denote the PDO index and the NWPO index, respectively. The purple lines in (a) and (b) denote the AMO index and the NA index, respectively. "*" and "**" denote correlation coefficients significant at the 90% and 95% confidence levels, respectively. The black dashed lines denote the year of 1971/1972



Fig. 6 The JJA divergent winds (vectors, units: $m s^{-1}$) and velocity potentials (shading, units: $10^6 m^2 s^{-1}$) at 250 hPa (left column) and 850 hPa (right column) corresponding to the (a, b) zonal dipole pattern and (c, d) monopole pattern of SCSR. (a, b) show the differences between the means of Period one and Period two; (c, d) show the differences between the means of Period four and Period three. Black dots denote areas significant at the 90% confidence level

区的夏季降水,南方地区容易形成东多西少(西多 东少)型降水。

分析发现, PDO 也对南方夏季东西反相型降水 有显著的影响。图 7 为 1925~1971 年的 PDO 指数 回归的 850 hPa 位势高度场和风场,在东亚上空由 南向北为反气旋—气旋—反气旋的异常环流型,反 气旋性环流异常位于菲律宾以东及贝加尔湖以东, 气旋性环流异常位于中国东南地区。东亚地区这种 经向的三极子波列结构,与 PJ 型遥相关波列较为 类似(Kosaka and Nakamura, 2006)。研究表明 (Zhang et al., 1997; 张庆云等, 2007),当 PDO 处 于正位相时,北太平洋中高纬度海温为负异常,热 带中东太平洋海温为正异常,有利于异常的上升运 动及热带西太平洋异常的下沉运动,从而有利于菲 律宾异常反气旋的形成,抑制该地区的对流活动 (Wang and Zhang, 2002; Xie et al., 2009)。菲律宾 地区异常的对流活动可以激发东亚地区低空经向 的 PJ 型遥相关波列,气旋性异常中心位于中国东 南地区,有利于东南地区降水增多(Kosaka and Nakamura, 2006; Wu et al., 2016; Si and Ding, 2016),这与本文的研究结果较为一致。因此,PDO 的暖(冷)位相可以通过引起东亚低空的 PJ 型遥 相关波列,在中国东南地区低空引起气旋(反气旋) 性异常,增强(减弱)了自中国东海向南方地区东 部的水汽输送,从而有(不)利于南方地区东部降 水。 为分析 1925~1971 年 AMO 对东西反相型降水的影响,图 8a 合成了 1925~1971 年 AMO 正负位相下 300 hPa 的流函数与波活动通量。可以看到,与 AMO 相关的准静止遥相关波列由中纬度及高纬

度两条路径向下游传播。其中中纬度的传播路径与 亚洲西风急流的位置十分契合,呈现出清晰的五波 结构。因此,1925~1971年北大西洋海温是通过中 纬度沿西风急流传播的遥相关波列来影响东西反



图 7 1925~1971 年的 PDO 指数回归的 850 hPa 位势高度场(填色,单位: gpm)和风场(矢量,单位: m s⁻¹)。打点区域表示达到了 95%的信度水平 Fig. 7 Regression of geopotential height (shading, units: gpm) and wind (vectors, units: m s⁻¹) against the PDO index for the period of 1925–1971. Black dots indicate areas significant at the 95% confidence level



图 8 (a) 1925~1971 年 AMO 正负位相下合成的 300 hPa 流函数场(填色,单位: 10⁶ m² s⁻¹)和波活动通量场(矢量,单位: 10⁻⁶ m² s⁻²); (b) 1972~2009 年 NA 正负位相下合成的 300 hPa 流函数场(填色,单位: 10⁶ m² s⁻¹)和波活动通量场(矢量,单位: 10⁻⁶ m² s⁻²)。(a, b)中绿色实线为气候态 200 hPa 的 20 m s⁻¹和 25 m s⁻¹纬向风等值线

Fig. 8 (a) Composites of stream function (shading, units: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and wave activity flux (vectors, units: $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) at 300 hPa according to the phases of AMO for the period of 1925–1971; (b) composites of stream function (shading, units: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and wave activity flux (vectors, units: $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) at 300 hPa according to the phases of NA for the period of 1972–2009. Green contours in (a, b) denote the climatological zonal wind isolines of 20 m s⁻¹ and 25 m s⁻¹ at 200 hPa

相型降水的。位于中国东部上空正的活动中心有利 于高空辐散和伴随的低空辐合,使得南方地区东部 上空易于形成异常的上升运动,这有利于该地区降 水增多。

4.2 南方夏季一致型降水的可能形成机制

图 5a 表明,在 1971/1972 年之后,IO、PDO 及 AMO 对东西反相型降水的影响均明显减弱了。 并且在 1971/1972 年之后,南方地区夏季降水的第 一主模态转变为一致型降水。与之对应的,在 1972~2009 年期间,热带印度洋和北印度洋海温的 年代际变率变得不再显著,而南印度洋海温距平 (SIO)异常比较明显。并且西北太平洋地区海温 距平 (NWPO)异常偏暖,而北大西洋北部海温距 平 (NA)异常偏暖。因此进一步分析 SIO、NWPO 和 NA 在 1972~2009 年期间对南方一致型降水的 协同影响。

为分析 SIO 对南方一致型降水的影响,分别合 成了对应的高层和低层的速度势和辐散风(图 6c、 d)。图 6c、d 对应一致偏多型降水的情形,下面的 分析也适用于一致偏少型降水,只是符号完全相 反。图 6c、d 显示, SIO 处于冷位相时, 可以引起 南印度洋低空辐散及高空辐合,在东印度洋引起高 空辐散和低空辐合,进而导致中国南海及西北太平 洋地区的高空辐合和低空辐散,这有利于在中国南 海及西北太平洋地区低空形成异常的反气旋(图 3f), 增加向南方地区的水汽输送, 从而有利于南方 地区降水一致偏多,这与 Zhang et al. (2017)的研 究较为一致。因此,南印度洋的冷(暖)海温异常 有利于南方地区降水一致偏多(少)。图 5b 指出, SIO 与 SCR 的关系在 1971/1972 年前后发生了年代 际的变化。由 1971/1972 年之前的正相关变为之后 的负相关。可能原因是 1971/1972 年之前, 热带印 度洋和北印度洋海温起到了更显著的作用,暖海温 异常引起的垂直环流异常上升支位于赤道中印度 洋,下沉支位于中南半岛。在这样的背景之下,南 印度洋暖海温异常通过单圈的垂直环流异常,对一 致型降水的作用主要体现为东南地区降水偏多。也 即 SIO 与 SCR 在 1925~1971 年期间为同位相变化 关系。但该时段一致型降水并非南方降水的主导模 态,因此,在1925~1971年南印度洋海温在印度 洋海温一致增暖中可能扮演了相对次要的角色。而 当 1972~2009 年印度洋海温最显著的年代际变率 出现在南印度洋时,大气环流对南印度洋海温异常 的响应与1925~1971年期间有较大差异(图6c、d), SIO 与 SCR 的关系也相应转变为显著的负相关关系。

NWPO 位于西太副高的活动中心,可能通过影响西太副高进而影响南方地区一致型降水。在 1972~2009 年期间,由 NWPO 正负位相下 500 hPa 西太副高脊线位置及 5870 gpm 等值线位置可以发现(图 9a),当 NWPO 处于正(负)位相时,西太 副高脊线偏南(北),位置偏西(东)。从图 9b 可 以看到,当 NWPO 处于正(负)位相时,无论高 层还是低层,西太副高脊线整体偏南(偏北),这 对应着西北太平洋低空的反气旋(气旋)性异常(图 3f)。由此可见 NWPO 异常偏暖可与 SIO 异常偏冷 协同影响中国南海及西北太平洋低空的反气旋性 异常,进而有利于南方地区降水一致偏多。

为分析 1972~2009 年 NA 对一致型降水的影响, 合成了 1972~2009 年 NA 正负位相下 300 hPa 流函数与波活动通量(图 8b)。图 8b 表明, 与 NA 相关的准静止遥相关波列由高纬度路径向下游传播。其中正异常中心位于东欧及贝加尔湖, 负异常中心位于北大西洋北部、西伯利亚及日本海, 呈现出清晰的五波结构。因此 1972~2009 年北大西洋北部海温异常可能是通过欧亚遥相关波列来影响一致型降水的。

5 不同关键区海温异常对南方夏季 降水主模态的协同影响

通过分析 IO、PDO 和 AMO 对东西反相型降水 的影响发现,三大洋海温可以协同影响南方地区 1925~1971 年的东西反相型降水。由 IO 暖(冷) 位相引起的中南半岛低空反气旋(气旋)性异常减 弱(增强)了从孟加拉湾及南海地区输送向南方地 区西部的水汽,有利于西部降水偏少(偏多)。由 AMO 暖(冷)位相引起的中国东南地区高空正(负) 异常中心有利于高空辐散(辐合)及南方地区异常 的上升(下沉)运动,其与 PDO 暖(冷)位相引 起的南方东部低空的气旋(反气旋)性异常共同作 用,有利于东部降水偏多(少),从而有利于东多 西少(西多东少)型降水的形成。而 SIO、NWPO 和 NA 可以协同影响东亚地区低空的大气环流异 常,进而影响 1972~2009 年南方地区的一致型降 水。SIO 冷(暖) 位相可与 NWPO 暖(冷) 位相协 同作用,引起中国南海及西北太平洋低空的反气旋 (气旋)性异常,有(不)利于水汽自中国南海向 南方地区输送。而 NA 暖(冷)位相则通过引起贝 加尔湖东侧低空的反气旋(气旋)性异常,有(不) 利于冷空气向南方地区输送并与来自南海地区的 水汽在南方地区辐合,有利于南方地区降水一致偏 多(少)。

为进一步研究多种外部因子对南方主要降水型的协同影响,分别利用各海温关键区对应的海温指数,对 1925~1971年的南方东西反相型降水指数 SCZDI 和 1972~2009年南方地区的一致型降水指数 SCRI 进行多因子回归拟合分析。

图 10a、b、c 为分别采用单因子 (IO)、双因 子 (IO 和 PDO) 及三因子 (IO、PDO 及 AMO) 回归拟合的 1925~1971 年的 SCZDI。由图 10a 和 表 1 可知,采用 IO 单一因子可以较好地拟合 SCZDI,解释方差为 66.1%, 拟合曲线与 SCZDI 指 数相关系数为 0.813, 符号一致率为 85.1%。当采用 IO 和 PDO 两个因子时(图 10b 和表 1), 解释方差 为 68.2%, 相关系数为 0.830, 均有一定的提高。由 于 IO 和 PDO 在 1925~1971 年为近似的同位相变 化(图 5a),由 IO 和 PDO 两个因子来拟合时,解 释方差与采用单一因子时差别不太显著。当采用 IO、PDO及AMO三个因子拟合 SCZDI时(图 10c 和表 1), 拟合曲线和 SCZDI 较为一致, 位相转折 点及振幅大小均拟合的较好。此时采用三因子拟合 的解释方差显著提高,达到 86.3%, 拟合曲线与 SCZDI 指数相关系数为 0.929, 符号一致率为 97.9%。相较采用单一因子或者双因子拟合的结果, 采用三个因子拟合的效果最好。这也进一步表明, IO、PDO 和 AMO 的协同作用是影响南方地区东西 反相型降水的主要原因。

图 10d、e、f 为分别采用单因子(SIO)、双因子(SIO和 NWPO)及三因子(SIO、NWPO及 NA)回归拟合的 1972~2009年的 SCRI。由图 10d 和表1可知,采用 SIO单一因子拟合 SCRI 的解释方差为72%,拟合曲线与 SCRI 的相关系数为0.853,符号一致率为92%。当采用 SIO和 NWPO两个因子时(图 10e 和表1),解释方差为72.8%,相关系数为0.860,符号一致率为93.5%,相较采用单一因子的拟合结果均有一定的提高。由于 SIO和 NWPO在1972~2009年为近似的反位相变化(图 5b),由SIO和 NWPO两个因子来拟合时,解释方差与采用单一因子时差别不太显著。当采用 SIO、NWPO及



图 9 基于 1972~2009 年的 (a) NWPO 指数合成的 500 hPa 西太副高 脊线位置和 (b) 120°E~140°E 平均的西太副高脊线位置的垂直分布。 黑色、红色和蓝色虚线 (实线) 分别代表 1972~2009 年气候态、NWPO 正位相、NWPO 负位相下西太副高脊线的位置 (5870 gpm 等值线位置) Fig. 9 (a) Composites of the ridge position of WPSH (Western Pacific Subtropical High) at 500 hPa according to the phases of NWPO index for the period of 1972–2009. (b) As in (a), but for the vertical distribution of ridge position averaged between 120°E and 140°E. The black solid (dotted) lines denote the climatological 5870 gpm isolines (the ridge positions of WPSH). The red and blue solid (dotted) lines denote the 5870 gpm isoline (the ridge position of WPSH) in the positive and negative phases of NWPO index, respectively

NA 三个因子拟合 SCRI 时(图 10f 和表 1), 拟合 曲线和 SCRI 较为一致, 位相转折点及振幅大小均 拟合的较好。此时采用三个因子拟合的解释方差显 著提高, 达到 79.0%, 拟合曲线与 SCRI 指数相关 系数为 0.894, 符号一致率为 95.0%。相比较采用单 一因子或者双因子拟合的结果, 采用三个因子拟合 的效果最好。这也进一步表明, SIO、NWPO 和 NA 的协同作用是影响南方地区一致型降水的重要原 因。

我们也分别采用单因子(IO)、双因子(IO 和 PDO)及三因子(IO、PDO 及 AMO)回归拟合了 1925~2009 年的 SCZDI (图略),但其效果均不如 表 1 采用各海区海温指数回归拟合东西反相型及一致型 降水指数的效果检验

 Table 1
 The validity of fitted SCZD index and SCR index

 using the indices of averaged SST anomalies in each sea region

		解释	回归结果检验	
时间段	回归模型	方差	相关系数	符号一致率
1925~1971年	SCZD=0.81IO	66.1%	0.813	85.1%
1925~1971 年	SCZD=0.70IO+	68.2%	0.830	83.0%
	0.15PDO+0.31			
1925~1971 年	SCZD=0.66IO+	86.3%	0.929	97.9%
	0.12PDO+0.41AMO			
1972~2009年	SCR = -0.85SIO	72.0%	0.853	92.0%
1972~2009年	SCR = -0.88SIO +	72.8%	0.860	93.5%
	0.04NWPO			
1972~2009年	SCR = -0.80SIO +	79.0%	0.894	95.0%
	0.14NWPO+0.13NA			

仅拟合 1925~1971 年这一时段的 SCZDI。分别采 用单因子(SIO)、双因子(SIO 和 NWPO)及三因 子(SIO、NWPO及 NA)回归拟合 1925~2009 年 的 SCRI 的效果也均不如仅拟合 1972~2009 年这一 时段的 SCRI(图略)。这表明在不同时期,多因子 协同影响南方降水的机制也有所差异,因此分时段 拟合的效果优于全时段拟合的效果。

6 结论与讨论

通过分析 1925~2009 年中国南方夏季降水的 年代际变率特征及形成机制,揭示了中国南方夏季 降水年代际变率的主模态,并采用诊断分析的方法 系统研究了印度洋、北太平洋及北大西洋海温的年 代际变率对南方夏季降水年代际变率主模态的协



图 10 采用各海区海温指数回归拟合的东西反相型及一致型降水指数:(a、b、c)分别为采用单因子(IO)、双因子(IO、PDO)及三因子(IO、PDO)和 AMO)回归拟合的 1925~1971年的 SCZD 指数;(d、e、f)分别为采用单因子(SIO)、双因子(SIO、NWPO)及三因子(SIO、NWPO)和 NA)回归拟合的 1972~2009年的 SCR 指数。虚线为拟合的降水指数,加粗实线为对应时段的降水指数

Fig. 10 The fitted SCZD (Southern China Zonal Dipole) index and SCR (Southern China Rainfall) index using the indices of averaged SST anomalies in each sea region. (a, b, c) are the fitted SCZD indexes using one index (the IO index), two indices (the IO index and the PDO index), and three indices (the IO index), two indices (the AMO index), respectively, for the period of 1925–1971. (d, e, f) are the fitted SCR indexes using one index (the SIO index), two indices (the SIO index and the NWPO index), and three indices (the SIO index, the NWPO index and the NA index), respectively, for the period of 1972–2009. The dashed curves denote the fitted indices, and the bold solid curves denote the corresponding rainfall indices for the same period

同影响机制。

首先采用 1920~2014 年中国南方夏季逐月降 水资料及经验正交分解的方法得到了南方夏季降 水年代际变率的主模态。1925~2009 年,南方夏季 降水年代际变率的主模态为一致型降水和东西反 相型降水,两个模态累积解释方差约为 50%。中国 南方夏季降水的第一主模态在 1971/1972 年发生了 明显的年代际变化,由 1925~1971 年的东西反相 型降水转变为 1972~2009 年的一致型降水。这两 种主模态又可进一步分为四种降水型,分别是东多 西少型降水(1929~1948 年及 2003~2009 年)、西 多东少型降水(1954~1968 年)、一致偏少型降水 (1973~1992 年)和一致偏多型降水(1993~2002 年)。因此,中国南方夏季降水年代际变率的主要 年代际变化特点可以归纳为上述的"两模四型", 即两种降水主模态及对应的四类降水空间分布型。

揭示了印度洋海温距平(IO)、北太平洋海温 距平 (PDO) 和北大西洋海温距平 (AMO) 协同影 响南方地区东西反相型降水的机制。对于东多西少 (西多东少)型降水的形成机制来说,当印度洋海 温处于暖(冷)位相时,主要通过引起垂直环流异 常来影响东西反相型降水,该环流的下沉支(上升 支)位于中南半岛,在中南半岛低空形成异常的反 气旋 (气旋),不(有)利于向西南地区的水汽输 送,从而不(有)利于西南地区降水; PDO 的暖(冷) 位相则通过引起东亚低空的 PJ 型遥相关波列,在 中国东南地区低空引起气旋(反气旋)性异常,增 强(减弱)了自中国东海向南方地区东部的水汽输 送,从而有(不)利于南方地区东部降水;而AMO 暖(冷)位相则是通过引起北半球沿亚洲副热带西 风急流传播的遥相关波列,在中国东南地区高层形 成异常的正(负)活动中心,有(不)利于高空辐 散,进而有(不)利于南方地区东部异常的上升运 动,从而有(不)利于南方地区东部降水。IO, PDO 和 AMO 可以通过协同影响东亚地区的环流异常从 而有利于东多西少(西多东少)型降水的形成。

揭示了南印度洋海温距平(SIO)、西北太平洋 海温距平(NWPO)和北大西洋北部海温距平(NA) 协同影响南方地区全区一致型降水的机制。对于全 区一致偏多(偏少)型降水的形成机理来说,当南 印度洋海温处于冷(暖)位相时,可以引起南印度 洋低空辐散(辐合)及高空辐合(辐散),在东印 度洋引起高空辐散(辐合)和低空辐合(辐散), 进而有利于中国南海及西北太平洋地区的高空辐 合(辐散)和低空辐散(辐合),在中国南海及西 北太平洋地区低空形成异常的反气旋 (气旋),有 利于南方降水偏多(偏少);当西北太平洋海温处 于暖(冷)位相时,可以引起西太副高偏西偏强(偏 东偏弱),也有利于西北太平洋低空形成反气旋(气 旋) 性异常,有(不)利于水汽自中国南海向南方 地区输送,也有利于南方降水偏多(偏少);而北 大西洋北部海温暖(冷)位相通过引起欧亚大陆高 纬度地区准正压的遥相关波列, 在贝加尔湖东南侧 低空形成反气旋 (气旋) 性异常,有(不)利于将 冷空气向南方地区输送,并与来自南海的水汽在南 方地区辐合,有利于南方地区形成一致偏多(偏少) 型降水。SIO、NWPO 和 NA 可以通过协同影响东 亚地区的环流异常从而有利于一致偏多(偏少)型 降水的形成。

通过本文的研究,对中国南方夏季降水年代际 变率特征及其形成机理有了更全面的认识。然而, 仍有科学问题值得进一步讨论。除了海温年代际变 率的影响,青藏高原热力因素等陆面外强迫因子对 降水年代际变率也有一定影响(Ding et al., 2009), 这值得进一步加以分析。北极海冰的异常对中高纬 度环流及气候要素的年代际变化也有重要影响(Wu et al., 2009a, 2009b),其与中国南方夏季降水年代际 变化的关系值得深入研究。另外,下一步需要采用 数值模式模拟试验的方式进行南方夏季一致型降 水及东西反相型降水特征和机制的深入研究。

参考文献(References)

- Ambrizzi T, Hoskins B J, Hsu H H. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter [J]. J. Atmos. Sci., 52 (21): 3661–3672, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<3661:RWPATP>2.0.CO; 2.
- Cao J, Yao P, Wang L, et al. 2014. Summer rainfall variability in low-latitude highlands of China and subtropical Indian Ocean dipole [J]. J. Climate, 27 (2): 880–892, doi:10.1175/JCLI-D-13-00121.1.
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137 (654): 1–28, doi:10.1002/qj.776.
- Dai A G. 2013. The influence of the inter-decadal Pacific oscillation on US precipitation during 1923–2010 [J]. Climate Dyn., 41 (3–4): 633–646, doi:10.1007/s00382-012-1446-5.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. Int. J. Climatol., 28 (9): 1139–1161, doi:10.1002/joc.1615.

- Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes [J]. Int. J. Climatol., 29(13): 1926–1944, doi:10.1002/joc.1759.
- Dong L, Zhou T J, Dai A G, et al. 2016. The footprint of the inter-decadal Pacific oscillation in Indian Ocean sea surface temperatures [J]. Sci. Rep., 6: 21251, doi:10.1038/srep21251.
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. J. Appl. Meteor., 18 (8): 1016–1022, doi:10.1175/1520-0450(1979)018<1016: LFIOAT>2.0.CO;2.
- 黄荣辉, 陈际龙, 刘永. 2011. 我国东部夏季降水异常主模态的年代际 变化及其与东亚水汽输送的关系 [J]. 大气科学, 35 (4): 589–606. Huang Ronghui, Chen Jilong, Liu Yong. 2011. Interdecadal variation of the leading modes of summertime precipitation anomalies over eastern China and its association with water vapor transport over East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 589–606, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.04.01.
- Knight J R, Folland C K, Scaife A A. 2006. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (17): L17706, doi:10.1029/2006GL026242.
- Kosaka Y, Nakamura H. 2006. Structure and dynamics of the summertime Pacific–Japan teleconnection pattern [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 132 (619): 2009–2030, doi:10.1256/qj.05.204.
- Kwon M, Jhun J G, Ha K J. 2007. Decadal change in East Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (21): L21706, doi:10.1029/2007GL031977.
- Li Q X, Peng J D, Shen Y. 2012. Development of China homogenized monthly precipitation dataset during 1900–2009 [J]. J. Geogr. Sci., 22 (4): 579–593, doi:10.1007/s11442-012-0948-8.
- Li S L, Perlwitz J, Quan X W, et al. 2008. Modelling the influence of North Atlantic multidecadal warmth on the Indian summer rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (5): L05804, doi:10.1029/2007GL032901.
- 李维京,张若楠,孙丞虎,等. 2016. 中国南方旱涝年际年代际变化及成 因研究进展 [J]. 应用气象学报, 27 (5): 577–591. Li Weijing, Zhang Ruonan, Sun Chenghu, et al. 2016. Recent research advances on the interannual-interdecadal variations of drought/flood in South China and associated causes [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 27 (5): 577–591, doi:10.11898/1001-7313.20160507.
- 李维京, 左金清, 宋艳玲, 等. 2015. 气候变暖背景下我国南方早涝灾害 时空格局变化 [J]. 气象, 41 (3): 261–271. Li Weijing, Zuo Jinqing, Song Yanling, et al. 2015. Changes in spatio-temporal distribution of drought/flood disaster in southern China under global climate warming [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 41 (3): 261–271, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.03.001.
- Li W J, Ren H C, Zuo J Q, et al. 2017a. Early summer southern China rainfall variability and its oceanic drivers [J]. Climate Dyn., doi:10.1007/ s00382-017-3898-0. (in Press)
- Li Y, Ding Y H, Li W J. 2017b. Interdecadal variability of the Afro-Asian summer monsoon system [J]. Adv. Atmos. Sci., 34 (7): 833–846, doi:10.1007/s00376-017-6247-7.
- Lin J S, Wu B, Zhou T J. 2016. Is the interdecadal circumglobal teleconnection pattern excited by the Atlantic multidecadal oscillation? [J].

Atmos. Oceanic Sci. Lett., 9 (6): 451–457, doi:10.1080/16742834.2016. 1233800.

- 刘芸芸, 李维京, 艾税秀, 等. 2012. 月尺度西太平洋副热带高压指数的 重建与应用 [J]. 应用气象学报, 23 (4): 414–423. Liu Yunyun, Li Weijing, Ai Wanxiu, et al. 2012. Reconstruction and application of the monthly western Pacific subtropical high indices [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 23 (4): 414–423, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2012.04.004.
- Livezey R E, Chen W Y. 1983. Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques [J]. Mon. Wea. Rev., 111 (1): 46–59, doi:10.1175/1520-0493(1983)111<0046:SFSAID>2.0.CO;2.
- Lorenz E N. 1956. Statistical forecasting program: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction [J]. Sci. Rep., 409 (2): 997–999.
- Lu R Y, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic multidecadal oscillation on the Asian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (24): L24701, doi:10.1029/2006GL027655.
- Mantua N J, Hare S R, Zhang Y. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78 (6): 1069–1080, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1069: APICOW>2.0.CO;2.
- New M, Hulme M, Jones P. 2000. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate [J]. J. Climate, 13 (13): 2217–2238, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2217:RTCSTC>2.0.CO;2.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Mon. Wea. Rev., 110 (7): 699–706, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEITEO>2.0.CO;2.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. J. Geophys. Res., 108 (D14): 4407, doi:10. 1029/2002JD002670.
- Si D, Ding Y H. 2016. Oceanic forcings of the interdecadal variability in East Asian summer rainfall [J]. J. Climate, 29 (21): 7633–7649, doi:10.1175/JCLI-D-15-0792.1.
- Sun C, Kucharski F, Li J P, et al. 2017. Western tropical Pacific multidecadal variability forced by the Atlantic multidecadal oscillation [J]. Nat. Commun., 8: 15998, doi:10.1038/ncomms15998.
- Sutton R T, Hodson D L R. 2007. Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean [J]. J. Climate, 20 (5): 891–907, doi:10.1175/JCL14038.1.
- Wang B, Zhang Q. 2002. Pacific–East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development [J]. J. Climate, 15 (22): 3252–3265, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3252:PEATPI>2.0.CO;2.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (3): 376–386, doi:10.1007/ BF02919316.
- Wang Y M, Li S L, Luo D H. 2009. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic multidecadal oscillation [J]. J. Geophys. Res., 114 (D2): D02112, doi:10.1029/2008JD010929.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2016. Impacts of the Pacific–Japan and circumglobal teleconnection patterns on the interdecadal variability of the East Asian

summer monsoon [J]. J. Climate, 29 (9): 3253-3271, doi:10.1175/JCLI-D-15-0105.1.

- Wu B Y, Yang K, Zhang R H. 2009a. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 26 (1): 31–44, doi:10.1007/s00376-009-0031-2.
- Wu B Y, Zhang R H, Wang B, et al. 2009b. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall [J]. Geophy. Res. Lett, 36 (9): L09501, doi:10.1029/2009GL037299.
- Wu R G, Wen Z P, Yang S, et al. 2010. An interdecadal change in southern China summer rainfall around 1992/93 [J]. J. Climate, 23 (9): 2389–2403, doi:10.1175/2009JCLI3336.1.
- Wu X F, Mao J Y. 2017. Interdecadal variability of early summer monsoon rainfall over South China in association with the Pacific decadal oscillation [J]. Int. J. Climatol., 37 (2): 706–721, doi:10.1002/joc.4734.
- Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. J. Climate, 22 (3): 730–747, doi:10.1175/2008JCLI2544.1.
- Xu Z Q, Fan K, Wang H J. 2015. Decadal variation of summer precipitation over China and associated atmospheric circulation after the late 1990s [J].
 J. Climate, 28 (10): 4086–4106, doi:10.1175/JCLI-D-14-00464.1.
- Yang Q, Ma Z G, Fan X G, et al. 2017. Decadal modulation of precipitation patterns over eastern China by sea surface temperature anomalies [J]. J. Climate, 30 (17): 7017–7033, doi:10.1175/JCLI-D-16-0793.1.

- Zhang H Y, Wen Z P, Wu R G, et al. 2017. Inter-decadal changes in the East Asian summer monsoon and associations with sea surface temperature anomaly in the South Indian Ocean [J]. Climate Dyn., 48 (3–4): 1125– 1139, doi:10.1007/s00382-016-3131-6.
- Zhang L X, Zhou T J. 2015. Drought over East Asia: A review [J]. J. Climate, 28 (8): 3375–3399, doi:10.1175/JCLI-D-14-00259.1.
- 张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 等. 2007. 夏季中国降水型的年代际变化与大 气内部动力过程及外强迫因子关系 [J]. 大气科学, 31 (6): 1290–1300. Zhang Qingyun, Lu Junmei, Yang Lianmei, et al. 2007. The interdecadal variation of precipitation pattern over China during summer and its relationship with the atmospheric internal dynamic processes and extra-forcing factors [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1290–1300, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.23.
- Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93 [J]. J. Climate, 10 (5): 1004–1020, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1004:ELIV>2.0.CO;2.
- Zhu Y L, Wang H J, Ma J H, et al. 2015. Contribution of the phase transition of Pacific decadal oscillation to the late 1990s' shift in East China summer rainfall [J]. J. Geophys. Res., 120 (17): 8817–8827, doi:10.1002/ 2015JD023545.
- Zhu Y L, Wang H J, Zhou W, et al. 2011. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation [J]. Climate Dyn., 36 (7–8): 1463–1473, doi:10.1007/s00382-010-0852-9.