

江南 5 月降水增多与南热带印度洋海温加速增暖的可能联系¹

郭浩康¹, 李春²

1. 烟台市气象局, 烟台 264003

2. 中国海洋大学海洋与大气学院, 青岛 266100

摘要: 基于 1980 年以来江南 5 月降水量整体呈上升趋势的事实, 本文以 1980–2021 年江南 5 月降水为研究对象, 采用 CPC (Climate Prediction Center) 降水、NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 大气环流以及 Hadley 中心海表面温度等数据资料, 分析了江南 5 月降水趋势变化并进行水汽收支诊断, 最后讨论了可能的物理过程。结果表明, 江南 5 月降水动力分量较热力分量大一个量级, 两者在 1980–2005 年均无明显趋势变化, 而在 2006–2021 年均呈显著增长趋势。南热带印度洋 5 月海表面温度异常 (sea surface temperature anomaly, SSTa) 在 2001 年后加速增暖, 与同期西北太平洋异常反气旋 (Northwest Pacific anomalous anticyclone, WNPAC) 建立起显著正相关关系。5 月 WNPAC 趋势自 2004 年开始由显著减弱转为显著增强, 并自 2005 年开始与江南 5 月降水异常增多建立显著相关关系。与 WNPAC 相关的南热带印度洋暖 SSTa 自 2 月维持至 5 月, 5 月 WNPAC 增强同时, 南热带印度洋上空异常对流向东发展, 产生的上升气流随 Hadley 环流在菲律宾海、南海以及中南半岛一带上空下沉, 形成较 1980–2005 年更明显的对流偶极子结构。下沉气流使 WNPAC 增强, 促进水汽向江南地区输送, 江南 5 月异常降水热力分量增加。WNPAC 增强后, 其活动区域与江南地区之间上空的次级环流圈更为紧密, 江南地区抬升作用增强, 江南 5 月异常降水动力分量增加。与江南 5 月异常降水增多相关的南热带印度洋暖 SSTa 自 2006 年开始从 3 月维持到 5 月, WNPAC 在其中起到纽带作用。若去除趋势变化, 2006 年以来南热带印度洋 SSTa 难以通过 WNPAC 影响到江南 5 月降水异常变化。

关键词: 江南 5 月异常降水; 水汽收支诊断; 西北太平洋异常反气旋; 南热带印度洋; 海表面温度异常; 趋势变化

文章编号: 2024043A **中图分类号:** P461.2 **文献标识码:** A

doi:

¹ 收稿日期: 2024-04-22; 网络预出版日期:

作者简介: 郭浩康, 男, 1997 年出生, 硕士、助理工程师, 主要从事极端天气气候机理及预报技术研究。croharca@163.com

通讯作者: 李春, E-mail: lichun7603@ouc.edu.cn

资助项目: 国家重点研究发展计划项目 (2023YFF0805102、2019YFA0607002) 资助

Funded by: Supported by the National Key R & D Program of China (2023YFF0805102、2019YFA0607002)

Possible connection between increased precipitation in May in Jiangnan and accelerated warming of Southern Tropical Indian Ocean sea surface temperature

GUO Hao-Kang¹, LI Chun²

1. Yantai Meteorological Bureau, Yantai 264003

2. College of Oceanic and Atmosphere Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100

Abstract: Based on the fact that the overall trend of precipitation in May in Jiangnan has been upward since 1980, this paper takes the precipitation in May in Jiangnan from 1980 to 2021 as the research object, and uses the data of CPC (Climate Prediction Center) precipitation, NCEP (National Centers for Environmental Prediction) atmospheric circulation, and Hadley center sea surface temperature to analyze the precipitation trend characteristics in May in Jiangnan, diagnose the water vapor budget, and finally discuss the possible physical processes. The results indicate that the dynamic component of precipitation in Jiangnan in May is one order of magnitude larger than the thermal component, and both of them have no obvious trend change from 1980 to 2005, but show significant increase trends from 2006 to 2021. The Southern Tropical Indian Ocean (STIO) sea surface temperature anomaly (SSTA) in May has begun to warm at an accelerated pace since 2001, establishing a significant positive correlation with the Northwest Pacific anomalous anticyclone (WNPAC). Since 2004, the trend of WNPAC in May has changed from significant weakening to significant strengthening, and in 2005 it has been significantly correlated with the abnormal increase of precipitation in Jiangnan in May, and the warm SSTA of southern tropical India associated with WNPAC has lasted from February to May. Since 2006, while the WNPAC has intensified, the anomalous convection over the STIO has developed eastward, and the resulting updraft has sunk over the Philippine Sea, the South China Sea and the Indochina Peninsula with the Hadley Circulation, forming a more pronounced convective dipole structure than in 1980 – 2005. The downdraft has strengthened the WNPAC, which has promoted the transport of water vapor to Jiangnan, and the thermal component of the anomalous precipitation in Jiangnan in May has increased. After the enhancement of WNPAC, the secondary circulation between the active area of WNPAC and Jiangnan is more compact, the uplift of Jiangnan is enhanced, and the dynamic component of anomalous precipitation increases. The STIO warm SSTA, which is associated with the increase in abnormal precipitation in Jiangnan in May, has been maintained from March to May since 2006, and WNPAC has played a role as a link. If the trends change are removed, it is difficult for the SSTA in STIO to affect the abnormal precipitation in Jiangnan in May through WNPAC since 2006.

Key words: precipitation anomaly in May in Jiangnan; diagnosis of water vapor budget; Northwest Pacific anomalous anticyclone; Southern Tropical Indian Ocean; sea surface temperature anomaly; trends change

66 引言

67 气象学中,常把中国东南部,即长江以南、南岭以北的地区称为江南地区。在北半球春
68 季,来自低纬的暖湿气流与来自高纬的偏干冷空气在江南地区频繁对峙,形成江南春雨,是
69 季节性的连阴雨现象(万日金和吴国雄,2008;朱坚,2011)。江南春季降水量随月份增加
70 而逐渐增大,其中近一半降水集中在5月,在全年中仅次于6月(Qiu et al., 2009; Zhang et al.,
71 2021)。近年来,江南5月极端降水事件频现,2004至2016年间,江南5月暴雨引发的洪
72 涝灾害高达31起,仅次于6月的45起(黄垵飞等,2021)。2021年5月,江南地区发生
73 了持续强降水事件,降水量为近四十年来历史同期最多(郭浩康等,2023),由此引发了严
74 重的洪涝灾害。江南地区人口稠密,经济发达,也是我国水稻等农作物的重要产区。因此,
75 对江南5月降水气候变化特征和机理的研究,不仅有助于指导春耕春种,更可为地区防灾减
76 灾和区域气象事业高质量发展提供理论依据。

77 西北太平洋异常反气旋(Northwest Pacific anomalous anticyclone, WNPAC)是江南春雨
78 的重要影响因子之一,其位置和强度的变化可影响水汽向江南地区输送,搭建起热带印度洋
79 海表温度异常(sea surface temperature anomaly, SSTA)与江南春雨异常变化之间的桥梁(詹
80 丰兴等,2013;胡雅君等,2017)。关于热带印度洋 SSTA 作用于 WNPAC 和江南春雨异
81 常的机理研究颇多,例如,当热带印度洋海盆 SSTA 一致增暖时,海盆上空低层大气往往对
82 应出现 Kelvin 波和异常东风,风速从赤道向高纬减弱产生的水平切变使孟加拉湾北部的异
83 常反气旋增强,促进水汽向江南地区输送(刘屹岷等,2016;胡雅君等,2017; Yuan et al.,
84 2019)。Zhang et al. (2021) 基于观测数据的研究表明,热带东印度洋 SSTA 偏暖时,江南
85 地区5月降水量也会异常偏多,具有良好的气候预测效果。此外, Xie and Wang (2020) 指
86 出热带印度洋 SSTA 偏暖时极易促进其上空异常对流的发展,产生的异常上升气流通过
87 Hadley 环流在菲律宾海附近下沉,促使 WNPAC 增强。热带印度洋 SSTA 偏暖也能激发海
88 洋性大陆上空的异常对流(Zhang and Sun, 2018),当从热带印度洋到海洋性大陆上空对流
89 异常剧烈时,江南地区降水量往往异常偏多(王一舒,2016)。此外,南印度洋偶极子可通
90 过调节经向环流影响江南春季降水量(Feng et al., 2014; Tang et al., 2021)。

91 在全球变暖背景下,热带印度洋海表温度(sea surface temperature, SST)自上世纪以来
92 整体呈持续增暖趋势(Dong et al., 2014; Yang et al., 2022),其中热带印度洋西部增暖趋势
93 最强烈(Roxy et al., 2014; Roxy et al., 2015)。也有学者注意到了热带印度洋增暖趋势的年
94 代际变化,1960至1997年冬季,热带印度洋 SST 一致增暖,激发了一支由热带印度洋到太
95 平洋一带向西伯利亚传播的波列,冬季西南热带印度洋 SSTA 自1998年以来加速增暖,使

该波列的正位相更明显 (Wu et al., 2018)。然而, 热带印度洋 SST 在春季的趋势变化特征及其对大气环流的可能影响仍需进一步探究。

前人研究表明, 江南 5 月降水量在 20 世纪 50 年代至 21 世纪初整体呈减少趋势, 特别是上世纪 70 年代后期到 20 世纪末, 受前冬北大西洋涛动 (North Atlantic Oscillation, NAO) 年代际变化以及 La Niña 事件减少、超长持续的 El Niño 事件增多等诸多因素的影响, 江南 5 月降水量明显减少 (Qiu et al., 2009; Xin et al., 2006)。近期研究发现, 21 世纪以来江南 5 月降水异常偏多的年份明显增加 (郭浩康等, 2024b), 导致 1980 年以来的四十多年, 江南 5 月降水总量整体呈上升趋势 (图 1b)。基于以上分析, 本文归结出如下科学问题: (1) 江南 5 月降水趋势变化有何新特征? 与大尺度环流系统有何关联? (2) 若春季印度洋 SSTA 趋势也具有变化, 与江南 5 月降水趋势变化有什么可能联系?

1 资料和方法

1.1 数据资料

本文所用到的观测和再分析数据资料包括:

(1) 来自美国国家气候预测中心 (Climate Prediction Center, CPC) 的陆面逐日降水资料, 资料原始时间跨度为 1979 年 1 月 1 日至今, 水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 逐月降水由其平均而成。

(2) 逐月的大气环流资料为美国环境预测中心/国家大气研究中心 (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR) 的再分析资料 (Kalnay et al., 1996)。采用其中等压面数据包括: 位势高度场、风场、垂直速度 (ω , 正值向下, 负值向上)、比湿和相对湿度等所需等压面上的数据; 地表或近地表数据包括: 地表气压 (水平分辨率均为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), 地表感热通量、潜热通量、以及净短波和长波辐射通量 (经纬向水平分辨率均约为 $1.88^{\circ} \times 1.90^{\circ}$, 正值向上, 负值向下), 以及近地表 2 m 比湿和 10 m 风场 (经纬向水平分辨率均约为 $1.88^{\circ} \times 1.90^{\circ}$)。

(3) 逐月的向外长波辐射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR) 数据使用了美国国家海洋和大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 插值后的再分析数据, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

(4) 逐月海表面温度 (sea surface temperature, SST) 数据来自于英国气象局哈德来中心 (Met Office Hadley Centre) (Rayner et al., 2003), 原始资料时间跨度为 1870 年 1 月至

今，水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。

本文研究时段为 1980–2021 年，取 1981–2020 年各物理量对应时段的均值为气候态。主要选取 1980–2021 年各年 5 月数据进行同期分析研究，也选用包含上述时段的 3 至 6 月 SST、10 m 风场以及表面热通量，进行超前滞后研究。为研究需要，本文在水汽收支诊断的分析过程中，在文中注明处去掉了异常降水的动力和热力分量以及 WNPAC 的长期气候趋势，此外的所有研究数据均保留长期趋势，是否去掉数据长期趋势的物理意义在文中解释。

1.2 方法与计算

结合 5 月降水气候态分布特征（图 1a），同时参考前人研究（Tian and Yasunari, 1998; 刘宣飞和袁旭, 2013），本文将江南地区定义为 25.75°N – 30.5°N , 113.5°E – 121.5°E 范围内的陆地部分，江南地区降水量指数为关键区内降水量的区域平均值。

相比于传统经验正交分解方法(Empirical Orthogonal Function, EOF)，多变量经验正交分解(Multi-variable Empirical Orthogonal Function, MVEOF)更适用于包含多个物理要素的某一现象的时空变化特征研究 (Wang, 1992; Sparnocchia et al., 2003; 郝钰茜等, 2024)。因此在 WNPAC 指数选取时，将 5 月 850 hPa 上 26.5°N – 31°N , 113.5°E – 121°E 范围内的异常风场的经、纬向分量进行 MVEOF 分析。第一模态方差的占比达 50.72%，且基于 North 检验 (North et al., 1982) 独立，能够反映 WNPAC 的整体变化特征，将其时间序列作为 WNPAC 指数。

此外，南热带印度洋关键区 SSTA 指数以及 WNPAC 活动区域海洋下垫面热通量指数的定义在文中对应研究处予以说明。

本文涉及的物理量计算还有：

（1）水汽收支诊断

水汽输送和垂直抬升运动均是影响降水多寡的重要因子，水汽收支诊断方程可有效衡量动力和热力条件对降水异常变化的贡献(Chou et al., 2009; Huang et al., 2013; Huang and Xie, 2015; Seager et al., 2010; Dong et al., 2018)。根据 Huang et al. (2013) 对水汽收支的简化方程，可将异常降水分解为：

$$\Delta P \sim -(\bar{\omega} \cdot \Delta q + \bar{q} \cdot \Delta \omega) \quad (1)$$

为简化方程，（1）式中两侧省略了一个常数系数。其中 P 为降水量， ω 为 500 hPa 垂直速度， q 为 2 m 比湿； Δ 表示距平值， $\bar{\cdot}$ 表示气候平均值； ΔP 表示降水异常变化， $-(\bar{\omega} \cdot \Delta q)$ 表示由水汽异常引起的异常降水热力分量， $-(\bar{q} \cdot \Delta \omega)$ 表示由垂直运动异常引起的异常降水

动力分量。由于 q 比 ω 原始格点精度高，在计算（1）式前，将 q 按照最邻近差值法，差值为和 ω 具有相同精度的格点数据。

（2）整层水汽通量

考虑到对流层 300 hPa 以上水汽输送较弱，以及地形的影响（Zhou, 2003），整层水汽通量计算的积分区间为地表到 300 hPa。具体计算公式如下：

整层水汽通量：

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} V q dP \quad (2)$$

经纬向水汽通量分量：

$$Q_\Lambda = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} u q dP \quad (3)$$

$$Q_\Phi = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} v q dP \quad (4)$$

（2）至（4）式中， Q 、 Q_Λ 、 Q_Φ 分别为整层水汽通量及其经、纬向分量； g 为重力加速度，取值 9.8 m/s^2 ； p_s 、 p_t 分别为地表气压、上界气压（300 hPa）； V 、 u 、 v 分别表示各层大气的风矢量及其经、纬向分量； q 表示各层大气的比湿。

（3）速度势和散度风

水平风场可分解为辐散风和旋转风（Krishnamurti, 1971）：

$$\vec{V} = \vec{V}_\psi + \vec{V}_\chi = \vec{k} \times \nabla \psi + \nabla \chi \quad (5)$$

在笛卡尔坐标系中，辐散风和旋转风可沿经向和纬向分解为两个分量：

$$u_\psi = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (6)$$

$$v_\psi = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (7)$$

$$u_\chi = \frac{\partial \chi}{\partial x} \quad (8)$$

$$v_x = \frac{\partial \chi}{\partial y} \quad (9)$$

水平风场的散度 D 可写为:

$$D = \nabla \cdot \vec{V} = \nabla \cdot \vec{V}_\psi + \nabla \cdot \vec{V}_\chi \quad (10)$$

又因旋转风的散度为 0, 因此 (10) 式可简化为:

$$D = \nabla \cdot \vec{V}_\chi \quad (11)$$

可将水平风矢量的辐散风分量, 即 (8)、(9) 式, 带入 (11) 式求得散度, 将求出的散度带入 (12) 式中, 求解泊松方程得到速度势:

$$D = \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} \quad (12)$$

将求得的速度势带入辐散风经纬向分量表达式, 即 (6)、(7) 式, 可求得散度风。

(5) 至 (12) 式中: ψ 表示流函数, χ 则表示速度势函数, $\vec{V}$ 表示风矢量, u 、 v 表示风场纬向和经向分量。

此外, 在趋势年代际突变时间的确定过程中, 江南 5 月降水距平序列和南热带印度洋 5 月 SSTA 序列的趋势均具有同位相不同变率的变化特征, 上述时间序列先进行 21 年步长的滑动平均, 再通过 0.1 显著性水平的 Mann-kendall 突变检验确定。5 月 WNPAC 时间序列的趋势具有明显的位相变化, 其趋势年代际转折年份体现在 21 年步长的滑动趋势上, 同样结合通过 Mann-kendall 突变检验确定。

在此基础上, 运用回归分析、滑动相关分析、超前滞后相关分析、滑动平均、 t 检验以及 Mann-kendall 趋势检验等常规的气象统计和检验方法, 对江南 5 月降水趋势变化和可能机制展开探究。

2 江南 5 月降水及其趋势变化

中国 5 月降水主要集中在江南、华南两地, 气候平均降水量均超过 200 mm (图 1a)。21 世纪以来, 江南 5 月降水极端偏多年发生频率增大 (郭浩康等, 2024a), 导致江南 5 月降水自 1980 年以来整体呈显著上升趋势 (图 1b)。Mann-kendall 突变检验表明江南 5 月降水在 2005 至 2006 年间发生突变 (图略)。其中 1980–2005 年趋势变化较弱, 未能通过 0.1

显著性水平的 Mann-kendall 趋势检验（图 1b、图 2c）。而 2006–2021 年，江南地区的区域平均降水量以 9.0 mm/year 的速度增长（图 1b），降水量比前一个年段显著增多（图 2a），增长趋势更显著（图 2d）。

同时需要指出，虽然 2006 年以来华南地区 5 月年均降水量有所增多（图 2a），但上述三个时段均无显著趋势变化（图 2b–d），相较江南地区，华南 5 月降水极端偏多和偏少年分布较均匀，两地旱涝年分布也不同（郭浩康等，2024b）。有研究指出，江南 5 月降水主要集中在南海夏季风爆发前，西北太平洋副热带高压（简称：西太副高）在南海等地较活跃，向江南地区输送充沛的水汽形成降水（Qiu et al., 2009），南海夏季风爆发后，西太副高撤出南海，南海夏季风使对流不断发展进而引发华南降水（池艳珍，2005）。除南海夏季风外，热带气旋以及西太副高均有可能影响华南 5 月降水，影响系统复杂多样，江南、华南两地致雨因子不一致（郭浩康等，2024b）。由此推测，江南 5 月降水趋势变化可能与西太副高异常变化有关。

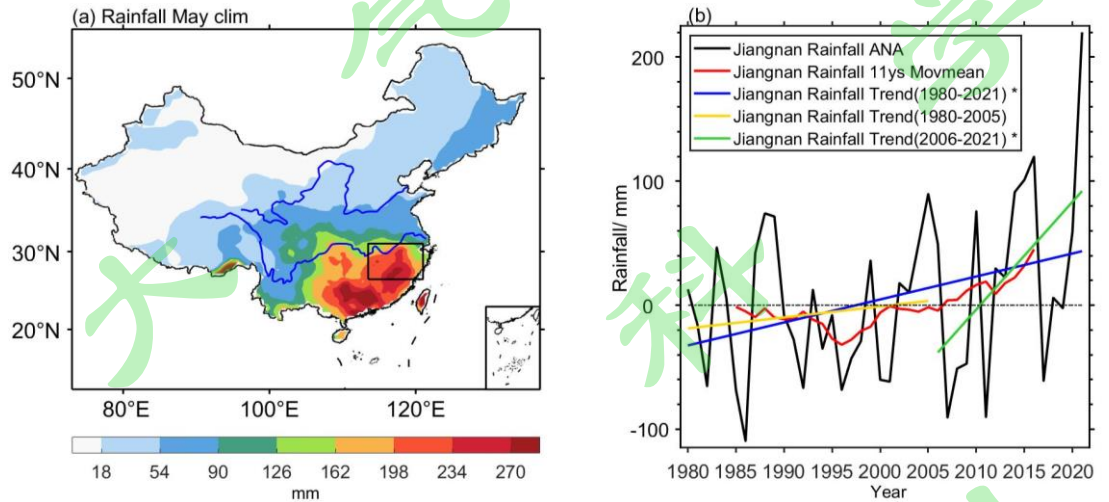


图 1 1980–2021 年 (a) 中国 5 月降水气候平均态（填色，单位：mm，下同），以及 (b) 江南 5 月降水的距平序列（黑线）和 11 年滑动平均（红线），以及 1980–2021 年（蓝线）、1980–2005 年（黄线）、2006–2021 年（绿线）趋势变化。（a）中黑框代表江南地区，（b）图例中 “*” 表示通过 0.1 显著性水平的 Mann-kendall 趋势检验

Fig.1 From 1980 to 2021, (a) the average climate state of precipitation in May of China (shading, unit: mm, the same below), and (b) the anomalous (black line) and 11 years moving average (red line) time series of precipitation in May in Jiangnan, and the trends from 1980 to 2021 (blue line), 1980 to 2005 (yellow line), 2006 to 2021 (green line). The black box in (a) represents Jiangnan, and (b) "*" in the legend indicate passing the 0.1 significance level Mann-kendall trend test

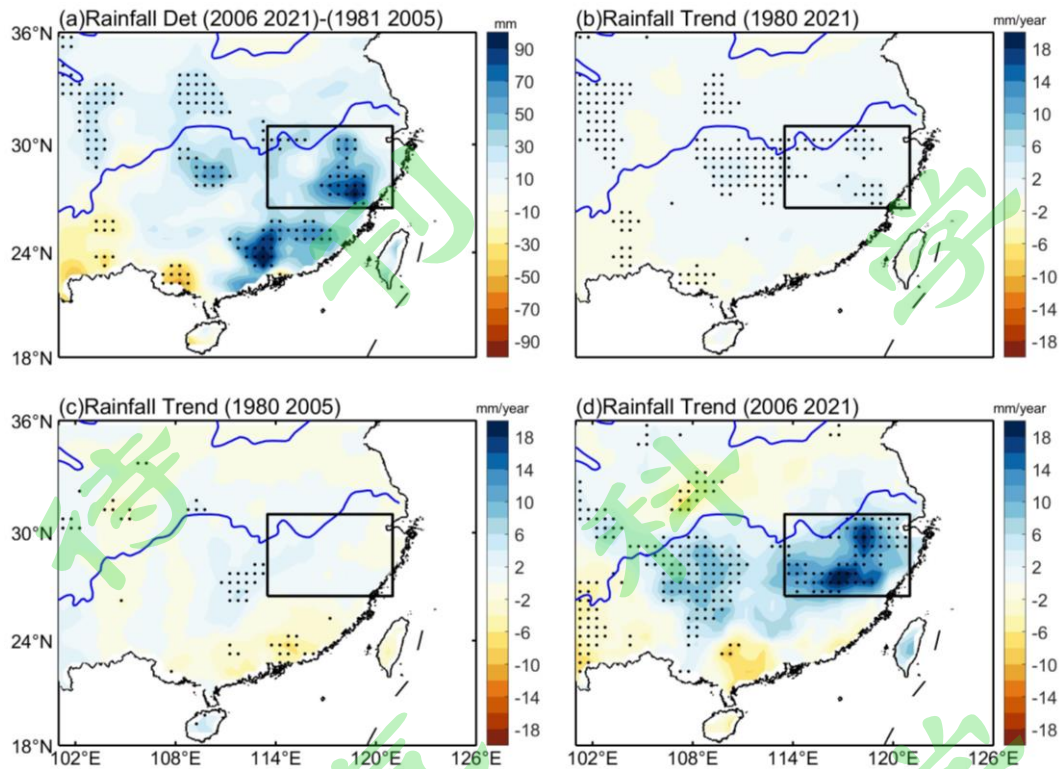


图 2 5 月降水 (a) 2006–2021 年与 1980–2005 年差值 (填色, 单位: mm) 以及 (b) 1980–2021 年、(c) 1980–2005 年、(d) 2006–2021 年趋势变化 (填色, 单位: mm/year)。黑框代表江南地区, (a) 打点表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验, (b–d) 打点表示通过 0.1 显著性水平的 Mann-kendall 检验

Fig.2 (a) The differences of precipitation in May between 2006–2021 and 1980–2005 (shading, unit: mm), and the trends (shading, unit: mm/year) of precipitation in May from 1980 to 2021(b), 1980 to 2005 (c), and 2006 to 2021 (d). The black boxes represent Jiangnan, the dots in (a) indicate passing the 0.1 significance level t -test, the dots in (b) to (d) indicate passing the 0.1 significance level Mann-kendall test

3 江南 5 月水汽收支诊断及与西北太平洋异常反气旋的联系

在 5 月 500 hPa 位势高度场上 (图 3a), 以 588 dagpm 为特征值的西太副高在 1980–2003 年活动范围整体较小, 仅在菲律宾海以东的副热带西北太平洋上空活动。而 2004 年以来, 西太副高的活动范围向西扩大到菲律宾海至南海一带, 西伸脊点抵近中南半岛, 同时 586 dagpm 等值线北抬。西太副高的异常变化往往表现为 WNPAC 的变化, 向 WNPAC 指数回归的 850 hPa 异常风场能够反应 WNPAC 在南海至菲律宾海一带的活动特征 (图 3a)。

结合 Mann-kendall 突变检验发现 (图略), 5 月 WNPAC 趋势在 2003 至 2004 年间发生突变, 1980–2003 年趋势显著减弱, 而 2004 年以来显著增强 (图 3b)。WNPAC 较江南 5 月异常降水的趋势年代际突变年份早约 2 年, 且两者自 2006 年开始建立起显著正相关关系 (图 3c)。

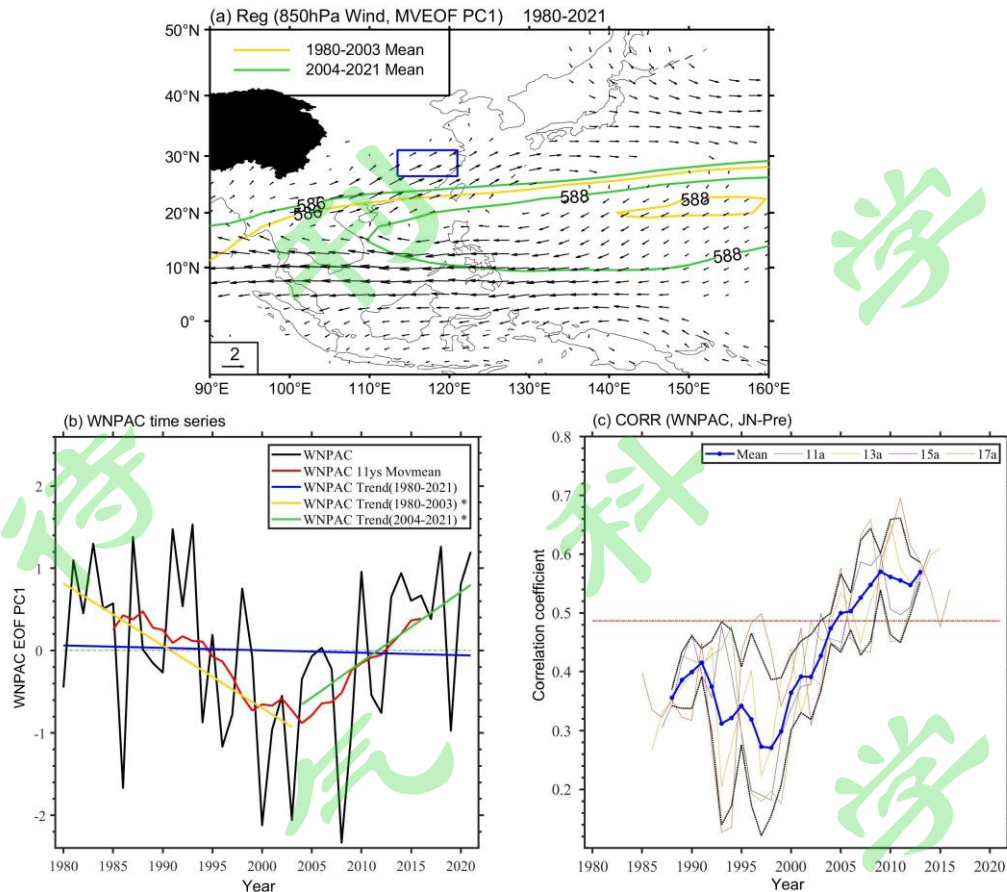


图 3 5 月, (a) 1980–2003 年和 2004–2021 年 500 hPa 上的西太副高(等值线, 单位: dagpm), 及 1980–2021 年向 WNPAC 指数回归的同期 850 hPa 异常风场(矢量, 单位: m/s); (b) WNPAC 指数序列(黑线)和 11 年滑动平均(红线), 以及 1980–2021 年(蓝线)、1980–2003 年(黄线)、2004–2021 年(绿线)趋势; 以及 (c) WNPAC 与江南同期降水的滑动相关。(a) 中蓝框代表江南地区, 仅给出通过 0.1 显著性水平 t 检验的风场, (b) 图例中 “*” 表示通过 0.1 显著性水平的 Mann-kendall 检验, (c) 中 11 a, 13 a, 15 a, 17 a 为滑动窗口长度, 红色点线为 0.1 显著性水平的平均阈值

Fig.3 In May, (a) the Western Pacific Subtropical High at 500 hPa from 1980 to 2003 and from 2006 to 2021 (contour lines, unit: dagpm), and the regression map of the wind field (vector, unit: m/s) at 850 hPa onto the WNPAC sequence during the same period from 1980 to 2021, and (b) the WNPAC sequence (black line) and its 11 years moving average (red line), and the trends from 1980 to 2021 (blue line), 1980 to 2003 (yellow line), 2004 to 2021 (green line), and (c) the sliding correlation between WNPAC sequence and Jiangnan precipitation. (a) The blue box represents Jiangnan, only shows the wind field that pass the 0.1 significance level t -test; (b) “*” in the legend indicate passing the 0.1 significance level Mann-kendall test, (c) 11 a, 13 a, 15 a, and 17 a are the sliding window lengths, and the red dotted line is the average threshold at the 0.1 significance level

水汽收支诊断表明，江南 5 月异常降水的动力分量较热力分量大一个量级，大气垂直运动对降水异常变化的作用明显强于水汽条件（图 4）。相较于 1980–2021 年（图 4a）和 1980–2005 年（图 4b），2006–2021 年由抬升运动引起的江南 5 月异常降水呈显著增长趋势，同时在 WNPAC 活动区域下沉运动抑制水汽增长（图 4c）。此外，相较于 1980–2021 年（图 4d）和 1980–2005 年（图 4e），2006–2021 年由水汽变化引起的异常降水热力分量有显著增长趋势，自中南半岛至江南地区，沿 WNPAC 西北侧分布（图 4f）。上述分析表明，江南 5 月异常降水与同期 WNPAC 可能存在显著联系。

首先按照江南 5 月降水趋势突变年份进行分段，分别将异常降水的动力和动力分量与 WNPAC 进行回归分析。并设置对比组，同时去除数据长期趋势进行回归分析，以验证趋势变化的作用。结果表明，在保留趋势影响时，WNPAC 与 1980–2005 年异常降水热力分量的关系不显著（图 5a），但与 2006–2021 年同期的自中南半岛至江南地区的异常降水热力分量有显著正相关关系，沿 WNPAC 西北侧输送到江南地区（图 5b）。而当去除趋势影响时，WNPAC 与前后两个年段异常降水热力分量均无显著关系（图 5c–d）。

此外，在保留趋势时，异常降水动力分量和 WNPAC 的正相关关系在 2006–2021 年比 1980–2005 年更显著（图 5e–f）。这是因为 WNPAC 活动区域的下沉气流与江南地区上升运动构成一个次级环流圈，促进江南地区上空水汽的抬升辐合，WNPAC 活动区域异常降水动力分量因下沉运动而抑制减少（图 6）。相较 1980–2005 年（图 6a），2006–2021 年（图 6b）增强的 WNPAC 与江南地区构成了更为紧密的次级环流圈，加强江南地区上空水汽动力抬升。若去掉整体趋势，WNPAC 亦与江南异常降水动力分量关系微弱（图 5g–h）。

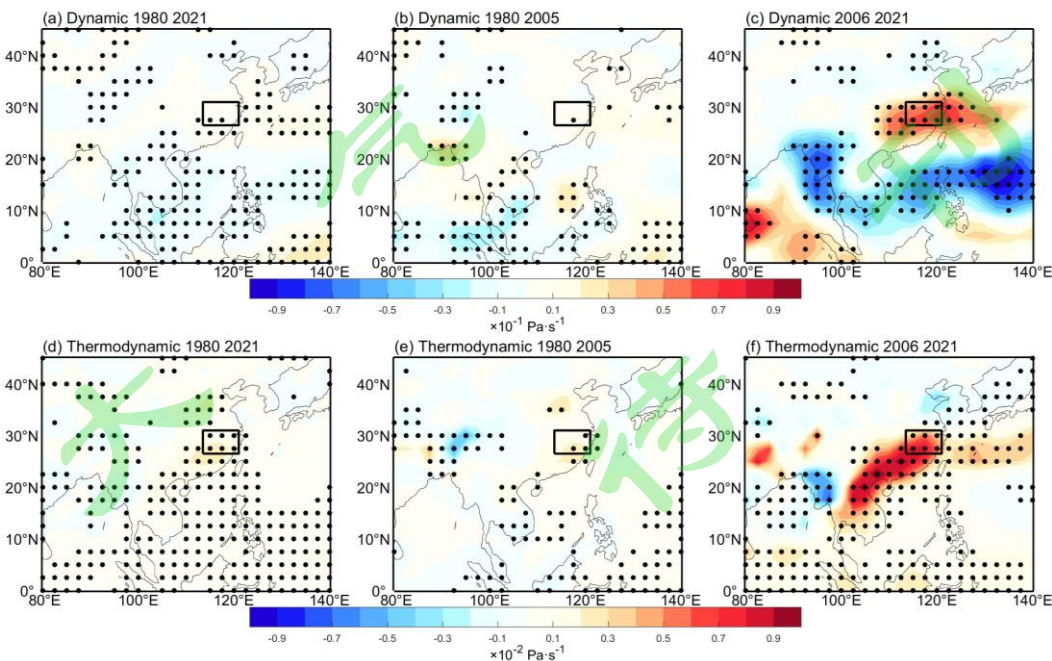


图 4 1980–2005 年 (a)、2006–2021 年 (b) 以及 1980–2021 年 (c) 5 月异常降水动力分量的趋势变化 (填色, 单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), (d–f) 同 (a–c) 但为热力分量的趋势变化。图中蓝框代表江南地区, 打点表示趋势通过 0.1 显著性水平的 Mann-kendall 检验

Fig.4 The dynamic component trends of rainfall change (a) from 1980 to 2005, (b) from 2006 to 2021 and (c) from 1980 to 2021 in May (shading, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), (d–f) same as (a–c) but for thermodynamic component trends. The black boxes represent Jiangnan, dots indicate that trends pass the 0.1 significance level Mann-kendall test

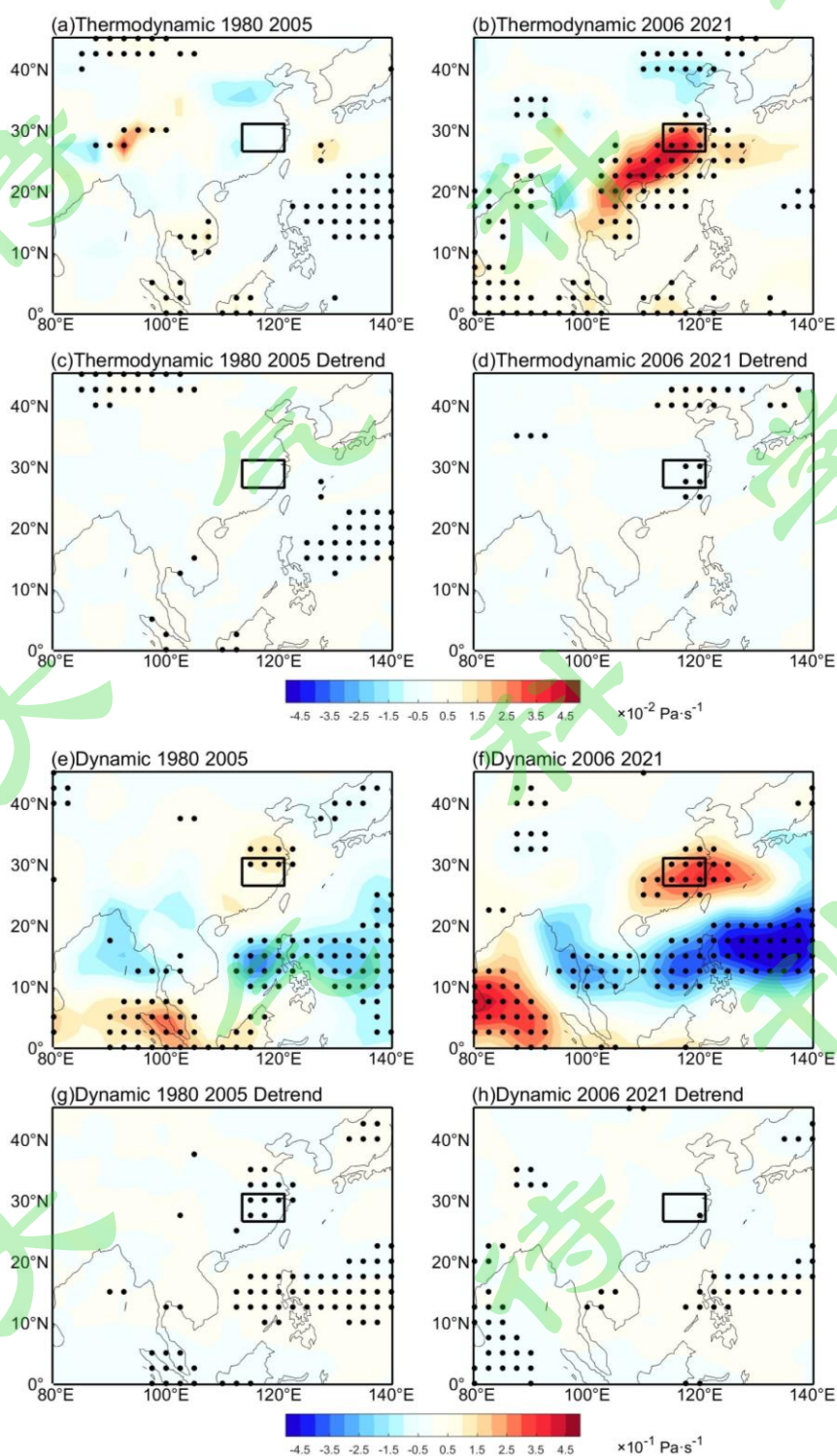


图 5 向 1980–2005 年 (a)、2006–2021 年 (b) 5 月 WNPAC 指数回归的同期异常降水热力分量 (填色, 单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), (c–d) 同 (a–b) 但均去掉了趋势; (e–h) 同 (a–d) 但为动力分量。图中黑框代表江南地区, 打点表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验

Fig.5 The regression map of the thermodynamic component of rainfall change (colored, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) in May onto the WNPAC sequence during the same period from 1980 to 2003 (a) and 2004 to 2021 (b), (c–d) same as (a–b) but remove all trends, (e–h) same as (a–d) but for the dynamic component. The black boxes represent Jiangnan, dots indicate passing the 0.1 significance level t -test

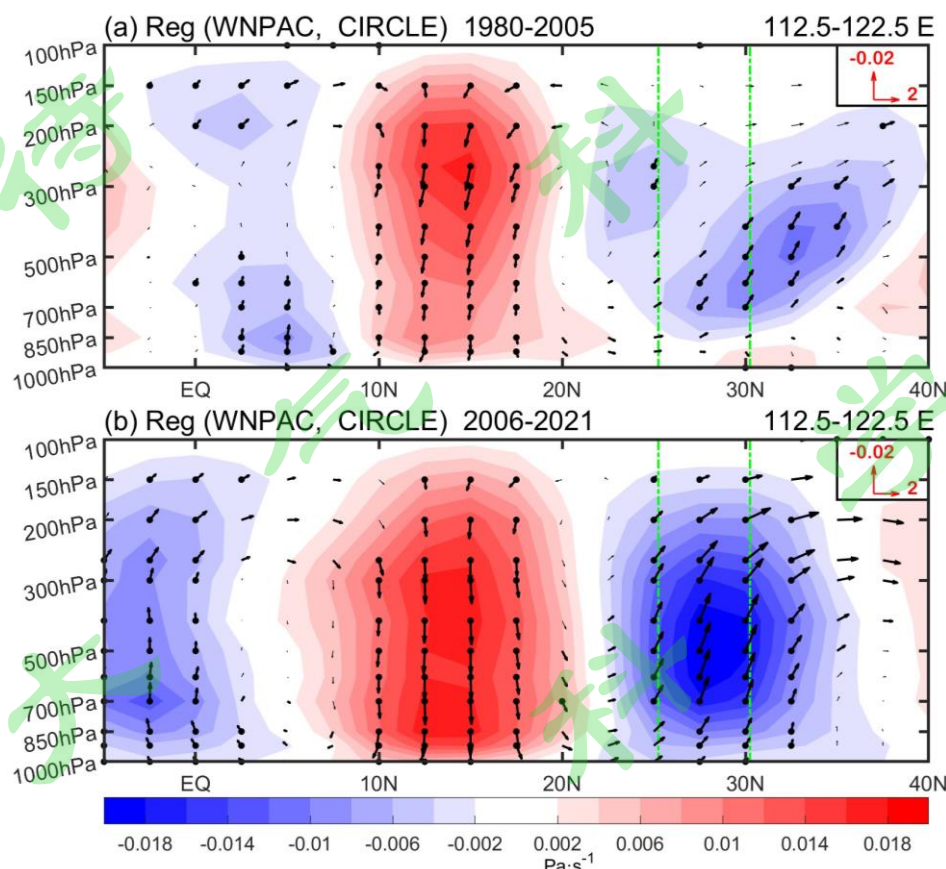


图 6 向 WNPAC 指数回归的(a)1980–2005年、(b)2006–2021年5月同期沿 112.5°E – 122.5°E 平均的纬度–高度剖面图。填色为垂直速度 ω (单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, 打点表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验); 矢量为 ω ($\times -1$, 垂直, 单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) 和经向速度 v (水平, 单位: m/s) 的回归场 (加粗表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验); 虚线间为江南地区

Fig.6 Regression of the averaged latitude–altitude profiles along 112.5°E – 122.5°E onto the WNPAC sequence during the same period in May from (a) 1980 to 2003 and (b) 2004 to 2021. The fill represents the vertical velocity ω (unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, dots indicate passing the 0.1 significance level t -test); the regression field (bold vectors indicate passing the 0.1 significance level t -test) with vectors ω ($\times -1$, vertical, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and meridional velocity v (horizontal, unit: m/s); between the dotted lines is Jiangnan

4 讨论一: 江南 5 月降水与南热带印度洋海温加速增暖的可能联系

回归分析表明, 1980–2005 年间, 江南 5 月异常降水仅和同年 3 月南热带印度洋暖 SSTA 及洋面上空 10 m 异常西北风有显著关系 (图 7a–d)。而在 2006–2021 年间, 与江南 5 月异

常降水显著相关的南热带印度洋暖 SSTA 及洋面上空 10 m 风场，均自 3 月维持到 5 月降水同期，6 月南热带印度洋暖 SSTA 消失，洋面上空表现为沿赤道的异常西风（图 7e-h）。由此推测，第二个年段南热带印度洋上空异常西北风削弱了东南信风，海表蒸发减弱，通过“风-蒸发-SST”反馈机制（Xie and Philander, 1994），暖 SSTA 维持到降水同期。

结合该回归结果及下文分析，南热带印度洋 SSTA 与江南 5 月异常降水及中间环流因子的联系具有区域独特性，故将南热带印度洋 60°E-100°E, 0°-30°S 所在范围定义为本研究中的南热带印度洋关键海区。1980-2021 年 5 月关键区 SSTA 整体呈显著上升趋势，并在 2000 年至 2001 年间发生年代际转折，转折后增暖趋势增大（图 8a），并自 2001 年开始与 WNPAC 建立显著正相关关系（图 8b）。而后 WNPAC 趋势在 2003 至 2004 年发生转折（图 3b），并自 2005 年与同期江南 5 月异常降水建立起显著联系（图 3c）。江南 5 月降水在 2005 至 2006 年间发生突变，增长趋势加快（图 1b）。南热带印度洋 SSTA 与江南 5 月降水关系建立在 2006 年，即江南 5 月降水加速增长以来（图 8c）。表明 WNPAC 在江南 5 月异常降水与南热带印度洋 SSTA 关系的变化中起到纽带作用。

从月尺度气候可预测性上看，自 2004 年 WNPAC 趋势发生突变以来，5 月 WNPAC 与同年 2 至 5 月南热带印度洋 SSTA 显著正相关，而在 2004 年之前两者无该关系（图 8d）。江南 5 月异常降水与南热带印度洋 SSTA 关系与上述回归结果（图 7）一致（图 8e），相较于 WNPAC 晚 1 个月与同年超前的南热带印度洋 SSTA 建立显著关系（图 8d-e）。

回归分析表明，相较于 1980-2003 年（图 9a），2004-2021 年增强的 WNPAC 与南热带印度洋暖 SSTA 之间关系更显著，与南热带印度洋 SSTA 相关的 WNPAC 活动区域有明显的负相对涡度，WNPAC 增强，促进水汽向江南地区输送（图 9b）。同时，2004-2021 年 WNPAC 活动区域与江南地区之间上空形成了比前一个时段更紧密的次级环流圈，促进了江南地区上空水汽的辐合抬升（图 9c-d）。

结合 200 hPa 和 925 hPa 上的速度势和散度风异常场以及 OLR 异常场来看，在 1980-2003 年，仅有热带西南印度洋上空异常对流活动较活跃，产生的异常上升气流外传不明显，对 WNPAC 的影响较弱（图 10a-c）。而 2004-2021 年，南热带印度洋上空的异常对流活动向热带东南印度洋扩展，产生的上升气流随 Hadley 环流在中南半岛、南海至菲律宾海一带下沉，形成一个更紧密的对流偶极子结构，通过下沉气流使 WNPAC 活动范围增大、强度增强，进而建立起与江南 5 月降水的显著联系（图 10d-f）。

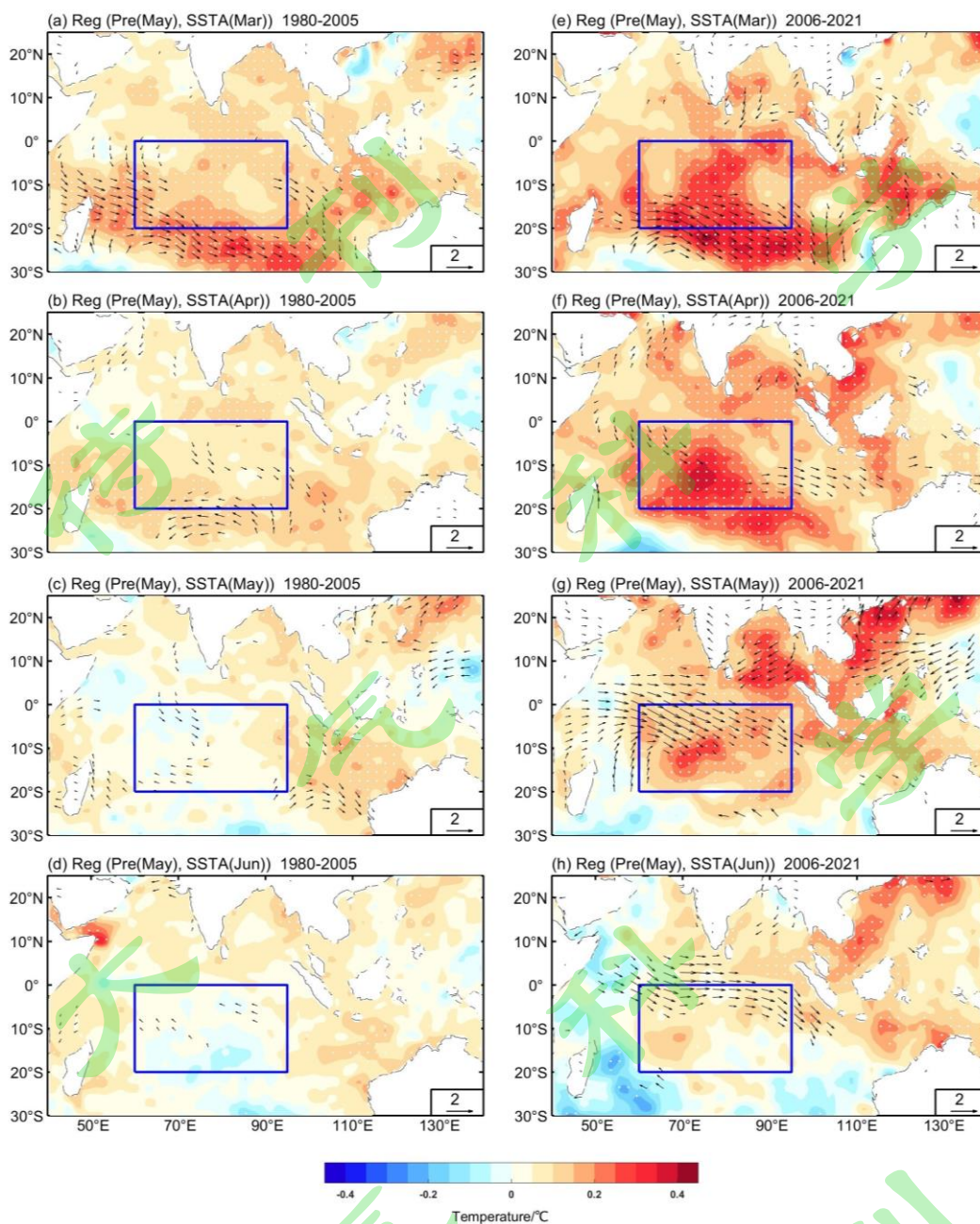


图 7 向同年江南 5 月异常降水序列回归的 1980–2005 年 3 至 6 月 (a–d) SSTA (填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 以及 10 m 异常风场 (矢量, 单位: m/s), (e–h) 同 (a–d) 但为 2006–2021 年。图中蓝框为南热带印度洋关键区, 打点表示 SSTA 通过 0.1 显著性水平的 t 检验, 图中仅给出通过 0.1 显著性水平 t 检验的风场

Fig.7 The regression map of the SSTA (shading, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind field at 10 m (vector, unit: m/s) from March to June (a–d) onto the abnormal precipitation sequence in Jiangnan in May of the same year during 1980 to 2005, (e–h) same as (a–d) but from 2006 to 2021. The blue boxes represent the key area of the Southern Tropical Indian Ocean, dots indicate that SSTA pass the 0.1 significance level t -test, only shows the wind field that pass the 0.1 significance level t -test

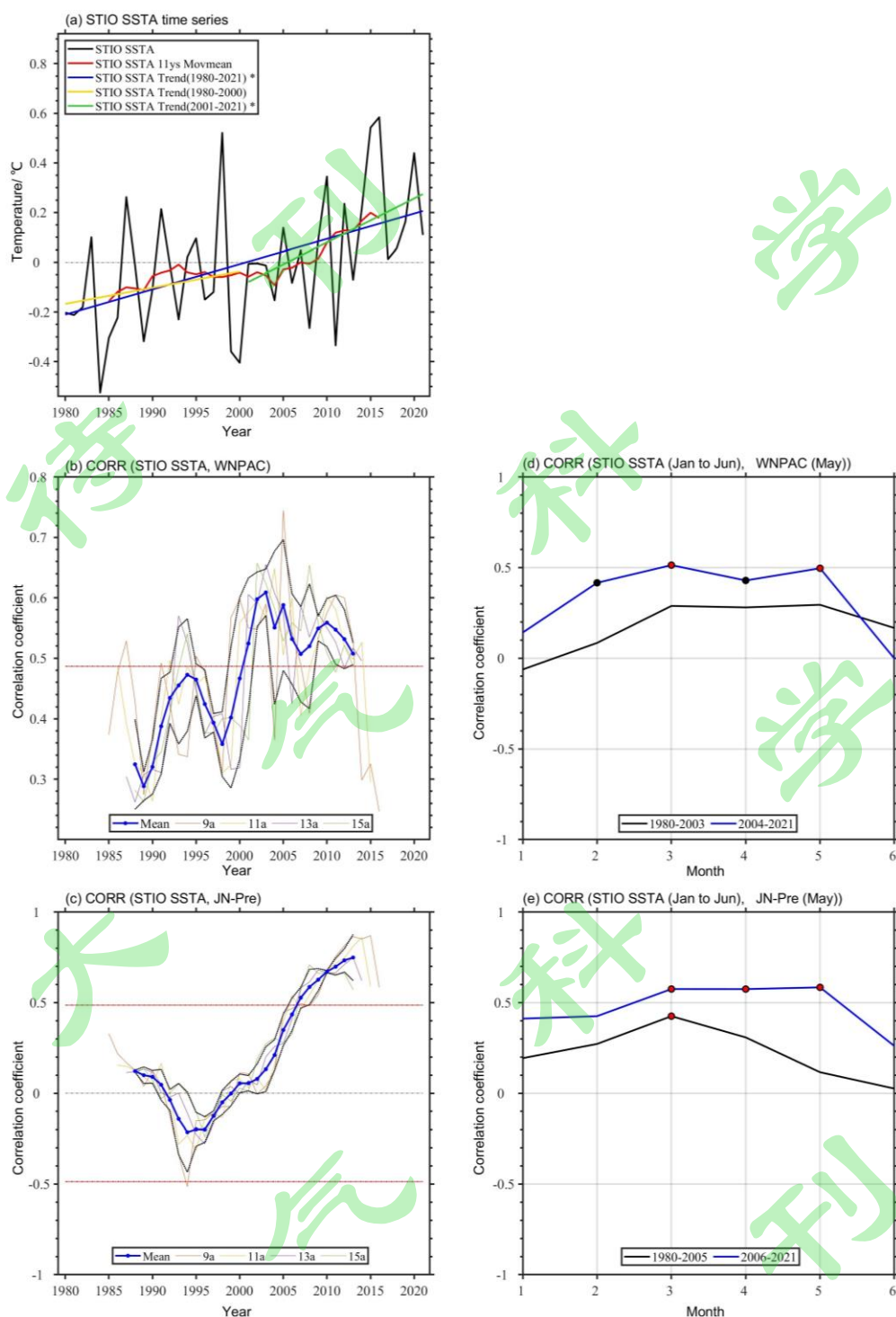


图 8 5 月 (a) 南热带印度洋关键区 SSTA 时间序列 (黑线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 下同) 和 11 年滑动平均 (红线), 以及 1980–2021 年 (蓝线)、1980–2003 年 (黄线)、2004–2021 年 (绿线) 趋势变化; 5 月 (b) 江南降水、(c) WNPAC 指数与同期南热带印度洋关键区 SSTA 时间序列滑动相关; 及 1980–2003 年和 2004–2021 年 5 月 (d) 江南降水、(e) WNPAC 指数与同年 1 至 6 月南热带印度洋关键区 SSTA 时间序列超前滞后相关。(a) 中的趋势进行 Mann-kendall 检验, 图例中 “*” 表示通过 0.1 显著性水平的检验, (b、c) 中 9 a, 11 a, 13 a, 15 a 为滑动窗口长度, 红色点线为 0.1 显著性水平的平均阈值, (d、e) 中红点表示能通过 0.05 显著性水平 t 检验, 黑点表示仅能通过 0.1 显著性水平 t 检验

Fig.8 In May, (a) the Southern Tropical Indian Ocean SSTA time series (black line, unit: $^{\circ}\text{C}$, the same below) and its 11 years moving average (red line), and the trends from 1980 to 2021 (blue line), 1980 to 2003 (yellow line), 2004 to 2021 (green line); the sliding correlation between SSTA of the Southern Tropical Indian Ocean and (b) Jiangnan precipitation, (c) WNPAC; (d) Jiangnan precipitation and (e) WNPAC from 1980 to 2003 and 2004 to 2021 in May correlate with the leading and lagging time series of the SSTA of the Southern Tropical Indian Ocean from January to June in the same year. All trends in (a) are subjected to Mann-kendall test, and "*" in the legend indicate passing the 0.1 significance level test; 9 a, 11 a, 13 a, and 15 a in (b, c) are the sliding window lengths, and the red dotted lines: the average threshold at the 0.1 significance level; the red dots in (d-e) indicate that they can pass the 0.05 significance level t -test, while the black dots indicate that they can only pass the 0.1 significance level t -test

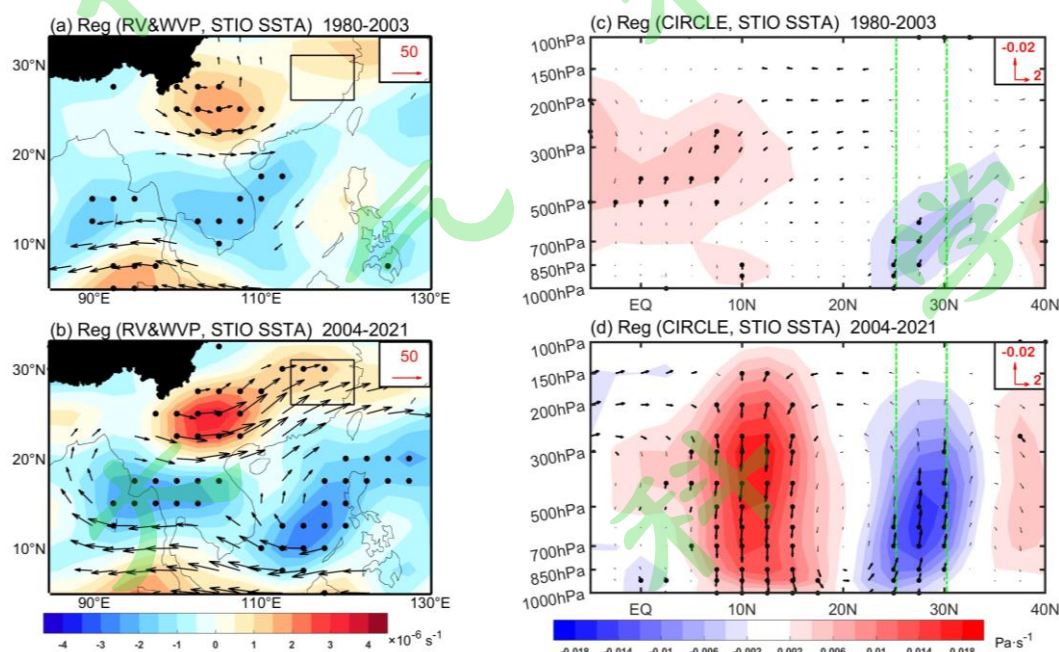


图9 向 (a) 1980–2003 年及 (b) 2004–2021 年南热带印度洋 SSTA 回归的 5 月同期的通过 0.1 显著性水平 t 检验的整层水汽通量 (矢量, 单位: $\text{kg}/(\text{s}\cdot\text{m})$) 及 850 hPa 相对涡度场 (填色, 单位: s^{-1}); 及 5 月南热带印度洋 SSTA 指数回归的 1980–2003 年 (c)、2004–2021 年 (d) 同期沿 112.5°E–122.5°E 平均的纬度–高度剖面图。所有图中打点表示填色物理量通过 0.1 显著性水平 t 检验, 黑色方框或绿色虚线间均代表江南地区, (c、d) 填色为垂直速度 ω (单位 $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, 打点表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验); 矢量为 ω ($\times -1$, 垂直, 单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) 和经向速度 v (水平, 单位: m/s) 的回归场 (加粗表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验); 虚线间为江南地区

Fig.9 The regression map of the whole-layer water vapor flux that pass the 0.1 significance level t -test (vector, unit: $\text{kg}/(\text{s}\cdot\text{m})$) and the relative vorticity field (colored, unit: s^{-1}) at 850 hPa in May from 1980 to 2003 (a) and 2004 to 2021 (b) onto the Southern Tropical Indian Ocean SSTA sequence during the same period; and the Southern Tropical Indian Ocean SSTA sequence regresses onto the averaged Latitude-altitude profiles along 112.5°E–122.5°E during the same period from 1980 to 2003 (c) and 2004 to 2021(d). Dots in (a–d) indicate that colored scalars can pass the 0.1 significance level

t -test, in the black boxes (a–b) or between the dotted lines (c–d) is Jiangnan; (c–d) the fill represents the vertical velocity ω (unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, dots indicate passing the 0.1 significance level t -test); the regression field (bold vectors indicate passing the 0.1 significance level t -test) with vectors ω ($\times -1$, vertical, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and meridional velocity v (horizontal, unit: m/s)

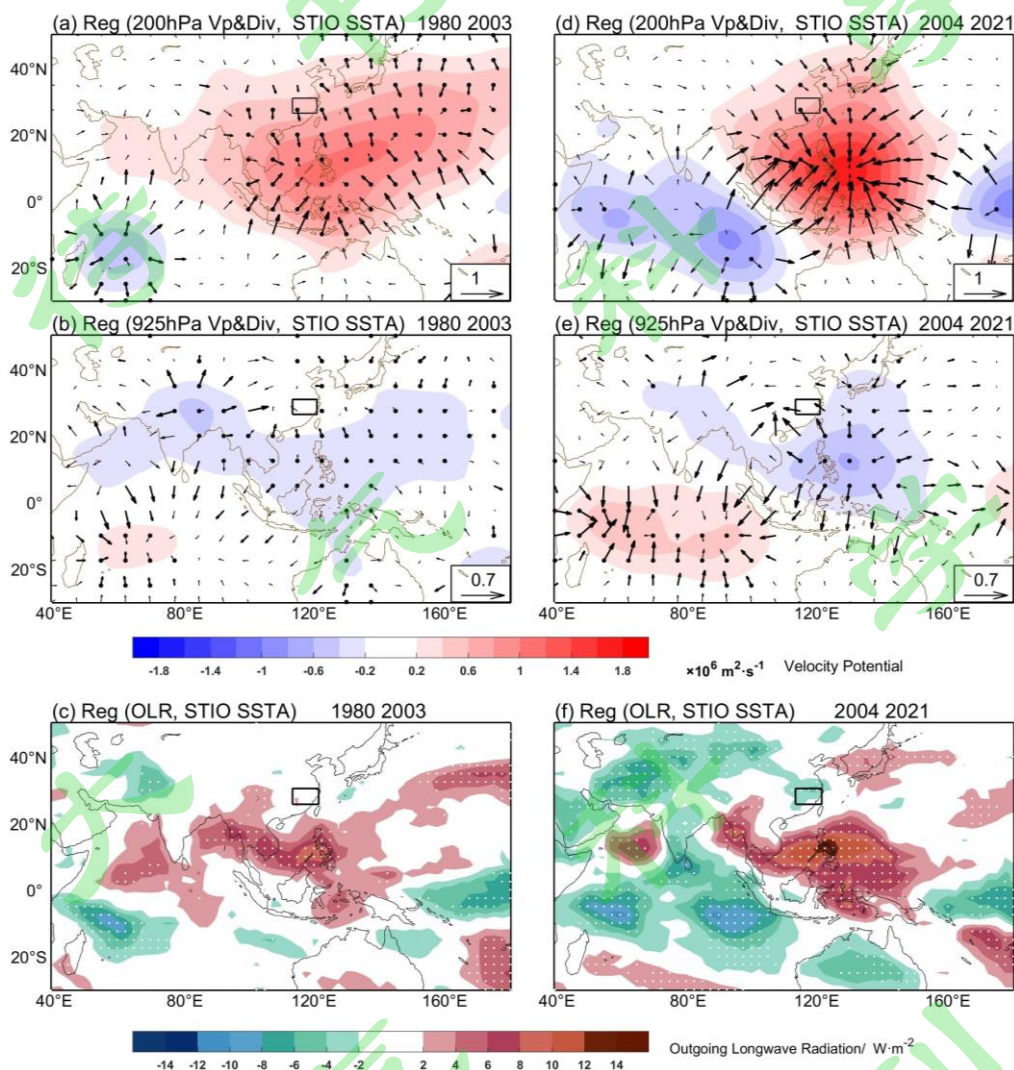


图 10 向 5 月南热带印度洋关键区 SSTA 分别回归的 1980–2003 年同期 (a) 200 hPa、(b) 925 hPa 速度势 (填色, 单位: $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$) 和散度风 (矢量, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 及 (c) OLR 距平场 (填色, 单位: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), (d–f) 同 (a–c) 但为 2004–2021 年。黑框代表江南地区, 白色打点表示通过 0.1 显著性水平的 t 检验, 加粗了通过 0.1 显著性水平 t 检验的散度风

Fig.10 The regression map of the velocity potential (shading, unit: $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$) and divergent wind (vector, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) in May from 1980 to 2003 at (a) 200 hPa and (b) 925 hPa and (c) OLR anomalies (shading, unit: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) in May onto the Southern Tropical Indian Ocean SSTA sequence during the same period; (d–e) are the same as (b–c), but from 2004 to 2021. The black boxes represent the Jiangnan, white dots indicate velocity potential passing the 0.1 significance level t -test, dots indicate that colored scalars can pass the 0.1 significance level t -test

5 讨论二：WNPAC 与下垫面 SSTA 的联系

向 2004–2021 年 5 月 WNPAC 回归的同年 3 至 6 月 SSTA 表明，与 WNPAC 相关的南热带印度洋 SSTA 从 3 月维持到 5 月。而 WNPAC 与自身下垫面 SSTA 在 5 月同期相关性最高，与 6 月下垫面 SSTA 相关程度减弱。选取 WNPAC 活动的海洋下垫面（区域一：108°E–124°E，7°N–17°N；区域二：131°E–139°E，10°N–20°N）平均的热通量进行分析（图 12），5 月 WNPAC 活跃时，云量异常偏少，到达地面的太阳短波辐射异常偏多，使下垫面 SSTA 升高，另一方面，WNPAC 活跃区域内盛行异常下沉气流，也可在一定程度上起到绝热加热的作用。WNPAC 下垫面升高的 SSTA 反过来会通过感热加热 6 月份的大气（图 12），使 SSTA 降低（图 11d）。在一定程度上可说明，WNPAC 下垫面 SSTA 的变化对 5 月 WNPAC 的影响是有限的，而南热带印度洋 SSTA 和 5 月 WNPAC 的关系是显著的。下垫面及周围 SSTA 对 WNPAC 的影响，值得在今后的工作中进一步研究。

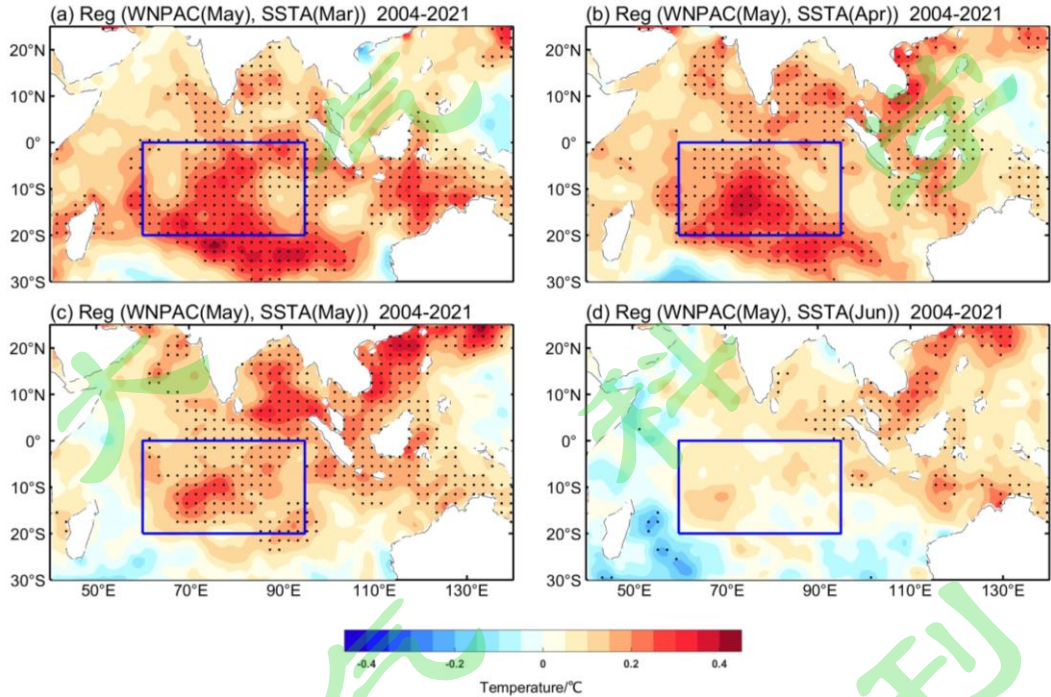


图 11 向 5 月 WNPAC 回归的 2004–2021 年同年 3 至 6 月 SSTA 与 (a–d, 填色, 单位: °C)。图中蓝框为南热带印度洋关键区，打点表示 SSTA 通过 0.1 显著性水平 t 检验

Fig.11 The regression map of the SSTA from March to June (a–d, shading, unit: °C) onto WNPAC in May of the same year during 2004 to 2021. The blue boxes represent the key area of the Southern Tropical Indian Ocean, dots indicate that SSTA pass the 0.1significance level t -test

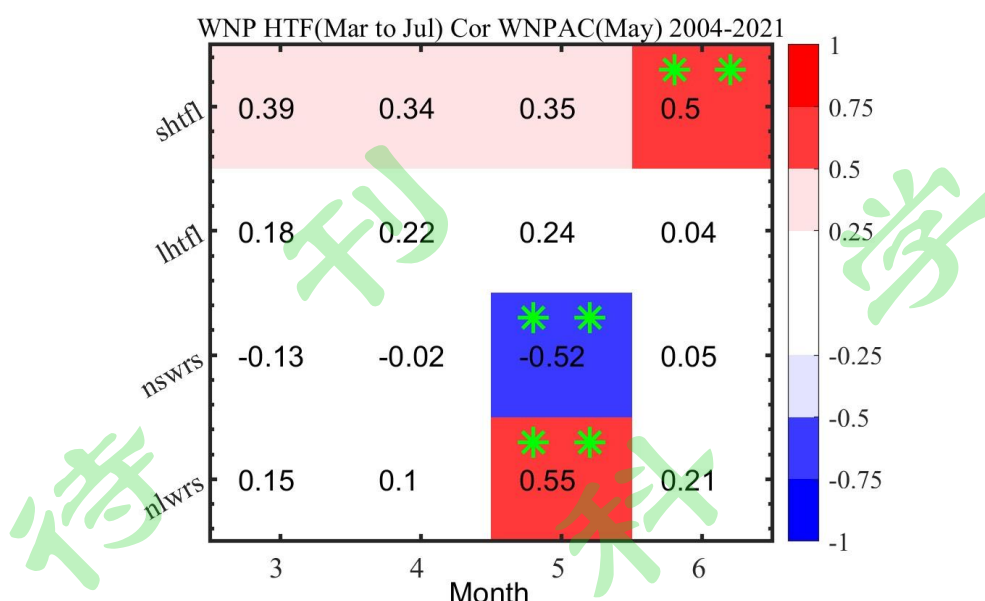


图 12 2004–2021 年 5 月 WNPAC 与其活动区域感热通量、潜热通量、净短波辐射以及净长波辐射超前滞后相关。图中 “* *” 表示相关系数能通过 0.1 显著性水平的 t 检验

Fig.12 From 2004 to 2021, WNPAC in May correlated with its active region leading and lagging sensible heat flux, latent heat flux, net short wave radiation, and net long wave radiation. “* *” in the figure indicate that the correlation coefficient can pass the 0.1 significance level t -test

4 总结与展望

基于江南 5 月降水近四十多年整体呈上升趋势的事实, 本文运用 1980–2021 年降水再分析数据等常规气象资料对江南 5 月降水趋势变化特征进行分析, 并对异常降水进行水汽收支诊断, 同时分析了南热带印度洋 SSTA 通过影响 WNPAC, 和江南 5 月异常降水产生联系的可能途径。结果表明:

江南 5 月降水在 1980–2021 年间整体呈上升趋势, 其中 1980–2005 年趋势变化不明显, 而 2006–2021 年区域平均月降水量以 9.0 mm/year 的速度显著增长, 而华南 5 月降水在上述三个时段均无明显的趋势变化, 两地降水具有不同的变化特征和影响因素。

水汽收支诊断表明, 江南 5 月异常降水的动力分量较热力分量大一个量级, 大气垂直运动对降水异常变化的作用明显强于水汽条件。相较于 1980–2021 年整体和 1980–2005 年, 江南地区 5 月异常降水动力和热力分量在 2006–2021 年均显著增长趋势。5 月异常降水的动力分量除在江南地区呈显著增长趋势外, 在 WNPAC 活动区域呈显著减弱趋势。增强的 WNPAC 活动区域与江南地区上空之间构成更为紧密的次级环流圈, 抑制了 WNPAC 活动区域的水汽抬升, 同时促进江南地区上空的水汽抬升。此外, 2006–2021 年, 异常降水热力分

量沿 WNPAC 西北侧自中南半岛向江南地区输送, 具有显著增长趋势。同时需要指出, 若去掉物理量的长期趋势, 江南地区 5 月异常降水动力和热力分量均与 WNPAC 无显著关系。

在 5 月, 南热带印度洋 SSTA 在 1980–2021 年整体呈上升趋势, 在 2000 年至 2001 年间发生趋势转折后, 加速增暖, 自 2001 年与 WNPAC 建立显著正相关关系。而后 WNPAC 趋势在 2003 至 2004 年间由显著减弱转变为增强, 与同年 2 到 5 月南热带印度洋暖 SSTA 显著相关。自 2005 年, WNPAC 增强与同期江南 5 月降水异常增多建立显著联系。2006 年江南 5 月异常降水增速加快, 同时与南热带印度洋暖 SSTA 建立显著正相关关系。WNPAC 在江南 5 月降水与南热带印度洋 SSTA 关系变化中, 起到纽带作用。在 2006–2021 年, 与江南 5 月异常降水显著相关的南热带印度洋暖 SSTA 及洋面上空 10 m 异常风场, 通过“风-蒸发-SST”反馈机制, 自 3 月维持到 5 月降水同期。

进一步分析表明, 相比 1980–2003 年, 2004–2021 年南热带印度洋上空的异常对流活动向热带东南印度洋扩展, 产生的上升气流随 Hadley 环流在中南半岛、南海至菲律宾海一带上空下沉, 形成一个更紧密的对流偶极子结构, 下沉气流使 WNPAC 活动范围增大、强度增强, 通过促进水汽向江南地区输送和在江南地区上空的辐合抬升, 与江南 5 月异常降水产生联系。5 月 WNPAC 和自身下垫面 SSTA 关系表明, 5 月 WNPAC 增强时, 射向地面的太阳短波辐射异常增多, 使下垫面 SSTA 升高, 通过感热加热大气而使下垫面 SSTA 降低。

需要指出的是, 本文讨论了南热带印度洋 SSTA 趋势变化与江南 5 月异常降水的可能联系, 在今后的工作中需进一步借用 AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Projection) 型试验证实。此外, 南热带印度洋在其他月份对 WNPAC 和我国东部天气气候是否存在类似影响也值得进一步探究。

参考文献:

- [1] 池艳珍. 2005. 华南前汛期降水特征及其与南海夏季风的相互作用 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文. Chi Yanzhen. 2005. Features of the precipitation during the Pre-Flood season in South China and it's interaction with South China Sea summer monsoon [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University of Information and Technology.
- [2] 郭浩康, 李春, 石剑. 2023. 2021 年 5 月江南持续强降水的准双周振荡及可能成因 [J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 53(11): 11–23. Guo Haokang, Li Chun, Shi Jian. 2023. Quasi-biweekly oscillation of continuous heavy rainfall in Jiangnan in May, 2021 and its possible causes [J]. Periodical of Ocean University of China (in Chinese), 53(11): 11–23.
- [3] 郭浩康, 李春, 石剑. 2024a. 近 20 年北大西洋中纬度海温与江南 5 月降水关系增强的可能原因 [J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 54(3): 20–30. Guo Haokang, Li Chun, Shi Jian. 2024. Possible reasons for the stronger relationship between the North Atlantic mid-latitude sea surface temperature and precipitation in Jiangnan in May in the past 20 years [J]. Periodical of Ocean University of China (in Chinese), 54(3): 20–30.
- [4] 郭浩康, 李春, 石剑. 2024b. 江南 5 月降水与热带印-太海温及对流的联系 [J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 54(5). Guo Haokang, Li Chun, Shi Jian. 2024. Relationship between May precipitation in Jiangnan and tropical Indo-Pacific sea surface temperature and convection [J]. Periodical of Ocean University of China (in Chinese), 54(5).
- [5] 郝钰茜, 郝立生, 何丽烨, 等. 2024. 热带印-太海温与海河流域夏季降水的联合模态及降水预测应用 [J]. 地球物理学报, 67(6): 2069–2084. Hao Yuqian, Hao Lisheng, He Liye, et al. 2024. Co-variation modes of tropical Indo-Pacific SST and summer precipitation anomaly in the Haihe River basin and its application on precipitation prediction [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 67(6): 2069–2084.
- [6] 胡雅君, 刘屹岷, 吴琼, 等. 2017. 影响江南春雨年际变化的前期海洋信号及可能机理 [J]. 大气科学, 41(2): 395–408. Hu Yajun, Liu Yimin, Wu Qiong, et al. 2017. Preceding oceanic influences on the inter-annual variation of spring persistent rain in Jiangnan of China and the possible mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(2): 395–408.
- [7] 黄堃飞, 管兆勇, 蔡倩, 等. 2021. 近 41 年来江南地区暴雨洪涝灾害时空变化特征分析 [J]. 气象学报, 79(4): 582–597. Huang Yafei, Guan Zhaoyong, Cai Qian, et al. 2021. Spatiotemporal variation characteristics of rainstorms and related flood disasters in Jiangnan region in the recent 41 years [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 79(4): 582–597.
- [8] 刘宣飞, 袁旭. 2013. 江南春雨的两个阶段及其降水性质 [J]. 热带气象学报, 29(1): 99–105. Liu Xuanfei, Yuan Xu. 2013. Two stages of spring persistent rains over southeastern China and the nature of precipitations [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 29(1): 99–105.
- [9] 刘屹岷, 刘伯奇, 任荣彩, 等. 2016. 当前重大厄尔尼诺事件对我国春夏气候的影响 [J]. 中国科学院院刊, 31(2): 241–250. Liu Yimin, Liu Boqi, Ren Rongcai, et al. 2016. Current super El Niño event and its impacts on climate in China in spring and summer [J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences (in Chinese), 31(2): 241–250.
- [10] 万日金, 吴国雄. 2008. 江南春雨的时空分布 [J]. 气象学报, 66(3): 310 – 319. Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2008. Temporal and spatial distribution of the spring persistent rains over southeastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66(3): 310–319.

- [11] 王一舒. 2016. 中高纬与热带的相互作用对江南 4–6 月低频降水的影响 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文. Wang Yishu. 2016. Effect of the Interaction between Mid-High latitude and tropic on the Low-Frequency precipitation in Jiangnan from April to June [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University of Information and Technology.
- [12] 詹丰兴, 刘芸芸, 何金海. 2013. 江南春季降水的准 2a 振荡及其与热带海温异常的关系 [J]. 地理科学, 33(8): 1006–1013. Zhan Fengxing, Liu Yunyun, He Jinhai. 2013. Tropospheric biennial oscillation of the precipitation over Jiangnan area of China in MAM and its relationship with the tropical SST anomaly [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 33(8): 1006–1013.
- [13] 朱坚. 2011. 长江以南地区春季降水的气候特征及其与青藏高原动力作用的联系 [D]. 南京大学博士学位论文, 26pp. Zhu Jian. 2011. The climatic features of spring rainfall over regions south to Yangtze River and its relationship with mechanical effects of the Tibetan Plateau [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University, 26pp.
- [14] Chou C, Neelin J D, Chen C A, et al. 2009. Evaluating the “Rich-Get-Richer” mechanism in tropical precipitation change under global warming [J]. Journal of Climate, 22(8): 1982–2005.
- [15] Dong L, Leung L R, Song F F. 2018. Future changes of subseasonal precipitation variability in North America during winter under global warming [J]. Geophysical Research Letters, 45(22): 12467–12476.
- [16] Dong L, Zhou T J, Wu B. 2014. Indian Ocean warming during 1958–2004 simulated by a climate system model and its mechanism [J]. Climate Dynamics, 42: 203–217.
- [17] Feng J, Yu L, Hu D. 2014. Influence of Indian Ocean subtropical dipole on spring rainfall over China [J]. International Journal of Climatology, 34(4): 954–963.
- [18] Huang P, Xie S P, Hu K M, et al. 2013. Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming [J]. Nature Geoscience, 6(5): 357–361.
- [19] Huang P, Xie S P. 2015. Mechanisms of change in ENSO-induced tropical Pacific rainfall variability in a warming climate [J]. Nature Geoscience, 8(12): 922–926.
- [20] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 77(3): 437–472.
- [21] Krishnamurti T N. 1971. Tropical east-west circulations during the northern summer [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 28(8): 1342–1347.
- [22] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. Monthly Weather Review, 110(7): 669–706.
- [23] Qiu Y, Cai W J, Guo X G, et al. 2009. Dynamics of late spring rainfall reduction in recent decades over southeastern China [J]. Journal of Climate, 22(8): 2240–2247.
- [24] 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]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D14): 4407.
- [25] Roxy M K, Ritika K, Terray P, et al. 2014. The curious case of Indian Ocean warming [J]. Journal of Climate, 27(22): 8501–8509.
- [26] Roxy M K, Ritika K, Terray P, et al. 2015. Drying of Indian subcontinent by rapid Indian Ocean warming and a weakening land-sea thermal gradient [J]. Nature Communications, 6: 7423.

- [27] Seager R, Naik N, Vecchi G A. 2010. Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming [J]. *Journal of Climate*, 23(17): 4651–4668.
- [28] Sparnocchia S, Pinardi N, Demirov E K. 2003. Multivariate empirical orthogonal function analysis of the upper thermocline structure of the Mediterranean sea from observations and model simulations [J]. *Annales Geophysicae*, 21(1): 167–187.
- [29] Tang W A, Fu Y F, Wang X J, et al. 2021. Decreasing spring persistent rainfall over the Yangtze-Huai River Valley of China during 1960–2019 and its possible causes [J]. *International Journal of Climatology*, 42(7): 3809–3819.
- [30] Tian S F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 76(1): 57–71.
- [31] Wang B. 1992. The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979–1989 [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(8): 698–712.
- [32] Wu Q G, Yao Y H, Liu S Z, et al. 2018. Tropical Indian Ocean warming contributions to China winter climate trends since 1960 [J]. *Climate Dynamics*, 51(7–8): 2965–2987.
- [33] Xie M, Wang C. 2020. Decadal variability of the anticyclone in the western north Pacific [J]. *Journal of Climate*, 33(20): 9031–9043.
- [34] Xie S P, Philander S G. 1994. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 46(4): 340–350.
- [35] Xin X G, Yu R C, Zhou T J, et al. 2006. Drought in late spring of south China in recent decades [J]. *Journal of Climate*, 19(13): 3197–3206.
- [36] Yang Y M, Park J H, An S I, et al. 2022. Increased Indian Ocean-North Atlantic Ocean warming chain under greenhouse warming [J]. *Nature Communications*, 13: 3978.
- [37] Yuan C, Liu J, Luo J, et al. 2019. Influences of tropical Indian and Pacific oceans on the interannual variations of precipitation in the early and late rainy seasons in south China [J]. *Journal of Climate*, 32(12): 3681–3694.
- [38] Zhang M, Sun J. 2018. Enhancement of the spring east China precipitation response to tropical sea surface temperature variability [J]. *Climate Dynamics*, 51(7–8): 3009–3021.
- [39] Zhang S W, Wang H, Jiang H, et al. 2021. Studies of the seasonal prediction of heavy late spring rainfall over southeastern China [J]. *Climate Dynamics*, 57(7–8): 1919–1931.
- [40] Zhou T J. 2003. Comparison of the global air-sea freshwater exchange evaluated from independent datasets [J]. *Progress in Natural Science*, 13(8): 626–631.