

## 北非季风气候态及其年际变率的数值模拟：基于 FGOALS-g3 的诊断分析

邱慧<sup>1,2</sup>, 周天军<sup>1,2</sup>, 陈梓明<sup>1,2</sup>, 张文霞<sup>1</sup>, 陈晓龙<sup>1</sup>, 李立娟<sup>1</sup>, 林鹏飞<sup>1</sup>

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

2 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

**摘要** 本文基于参加第六次“国际耦合模式比较计划”(CMIP6)的 IAP/LASG 气候系统模式 FGOALS-g3 的耦合 (Historical) 与非耦合 (AMIP) 试验结果, 通过与观测和再分析资料的比较, 评估了 FGOALS-g3 模式 Historical 与 AMIP 试验对北非地区 7-9 月降水气候态和年际变率的模拟能力; 利用水汽收支方程与回归分析研究了模式模拟降水偏差的原因; 通过比较耦合与非耦合试验的模拟结果, 分析了海气耦合过程对非洲季风模拟偏差的影响。结果表明, 在气候平均态上, Historical 与 AMIP 试验模拟的降水均较观测偏少且位置偏南, 模拟的北非夏季西南季风环流偏弱。AMIP 试验模拟的萨赫勒和北非季风区降水与观测降水的空间相关系数分别为 0.80、0.62, 而 Historical 试验仅有 0.74 和 0.46, 且 AMIP 试验对应的均方根误差为 2.58、3.23mm, Historical 试验为 3.30、4.01mm, 说明与 Historical 试验相比, AMIP 试验的模拟偏差更小。水汽收支分析表明, Historical 与 AMIP 试验均低估了北非季风区水汽辐合, 同时低估了垂直水汽平流项与蒸发

---

**收稿日期** 2021-12-07; **网络与出版日期**

**作者简介** 邱慧, 女, 1997 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模拟和季风研究。E-mail: qiuhui@lasg.iap.ac.cn

**通讯作者** 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

**资助项目** 中国科学院“国际伙伴计划-国际大科学计划培育专项”项目“全球季风模拟研究国际计划”(资助号 134111KYSB20160031)、第二次青藏科考项目 (STEP) (资助号 2019QZKK0102)

**Funded by** International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant No. 134111KYSB20160031), and the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (grant No 2019QZKK0102)

项, 高估了水平水汽平流项, 导致模式模拟的降水偏少, 且 Historical 试验的偏差大于 AMIP 试验。在年际变率方面, 观测中, 北非夏季风降水-ENSO 呈负相关关系。AMIP 试验能够模拟出 ENSO 正位相时北非夏季降水的负异常, 且较观测的负异常偏强, 而 Historical 试验模拟的负相关关系并不显著。AMIP 试验高估了北非地区垂直运动、热带东风急流与低层季风环流对 ENSO 的响应强度, 导致降水异常偏强, 而 Historical 试验低估了上述响应强度, 产生弱降水负异常。水汽收支表明, 北非夏季降水-ENSO 的负相关关系由垂直水汽平流项的动力项主导。AMIP 试验高估了垂直平流项及其动力项的贡献, 但 Historical 试验高估水平平流项与垂直热力项异常的贡献, 说明 Historical 试验模拟的北非夏季降水-ENSO 相关关系偏差与水平平流项异常的抑制作用有关。

**关键词** 北非夏季风 FGOALS-g3 模式 模式评估 气候态 年际变率

**文章编号**

**中图分类号**

**文献标识码**

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2111.2114

## Simulation of Climatology and Interannual Variability of North African Monsoon: An analysis based on FGOALS-g3

QIU Hui<sup>1,2</sup>, ZHOU Tianjun<sup>1,2</sup>, CHEN Ziming<sup>1,2</sup>, ZHANG Wenxia<sup>1</sup>, CHEN Xiaolong<sup>1</sup>, LI Lijuan<sup>1</sup>, LIN Pengfei<sup>1</sup>

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** Based on the comparison with observation and reanalysis data, the study evaluated the performance of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) and the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) historical experiments (Historical) of IAP/LASG climate system model FGOALS-g3 in simulating climatology and interannual variability of JAS (July–August–September) seasonal-mean North Africa Summer Monsoon (NASM) and Sahel precipitation, and explained the bias by moisture budget and regression analysis, investigating the influence of ocean-atmosphere coupling by comparing AMIP and Historical. The results showed that both Historical and AMIP experiments underestimated precipitation, simulating weaker south west monsoon winds and a further south rainfall position. The pattern correlation coefficients of precipitation in Sahel and

North Africa monsoon region simulated by AMIP are 0.80 and 0.62 respectively, which are 0.74 and 0.46 simulated by Historical, and the corresponding root mean square errors are 2.58 and 3.23 mm, which are 3.30 and 4.01mm in historical experiment, indicating that the deviation of AMIP is smaller than that of Historical. Considering the moisture budget diagnosis, Historical and AMIP both underestimated the water vapor convergence over NASM region, estimating less vertical moisture advection and evaporation and more horizontal moisture advection than observation, which led to dry biases. In terms of interannual variability, the observation shows that North Africa summer monsoon rainfall is negatively correlated with ENSO. AMIP can reproduce the ENSO-NASM negative relationship, which is stronger than observation. However, Historical cannot reasonably simulate the relationship at interannual time scale. AMIP overestimates the circulation response of ENSO, including descending anomalies, weakened tropical easterly jet and decreased low-level monsoon over North Africa, which contributes to the stronger precipitation negative anomaly. In contrast, Historical underestimates the above ENSO-related response, resulting in feeble precipitation negative anomaly. Moisture budget analysis indicated that vertical moisture advection anomalies, especially the dynamic term of vertical moisture advection anomalies, dominated the ENSO-NASM negative relationship. AMIP is coincided with observation, but it overestimates the above term, which leads to stronger negative rainfall anomalies. While Historical overestimates horizontal advection and vertical thermodynamic anomalies, which indicates that horizontal advection anomalies cause the inhibited simulation of ENSO-NASM negative relationship.

**Keywords** North Africa summer monsoon, FGOALS-g3 model, Model evaluation

## 1 引言

北非季风区又称西非季风区,一般指  $5^{\circ}$ - $15^{\circ}$ N,  $15^{\circ}$ W- $30^{\circ}$ E 范围内的广大区域(图 1),南北向自赤道向北延伸至撒哈拉边缘,东西向自大西洋沿岸向内陆拓展,包括多哥、几内亚比绍、冈比亚、塞内加尔、毛里塔尼亚、几内亚、塞拉利昂、利比里亚、马里、科特迪瓦、布基纳法索、加纳、贝宁、乍得、佛得角、喀麦隆北部、尼日尔、尼日利亚、中非共和国等国(Adedokun, 1978)。与非洲季风相关的另一个地理区域是萨赫勒地区(图 1),指  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ N,  $20^{\circ}$ W- $40^{\circ}$ E 范围内的季风边缘区(Giannini and Kaplan, 2019)。非洲季风本质上是由于海陆热力差异(如撒哈拉与热带大西洋冷洋面)而产生的对流层低层明显的季节性风向转变(Raj et al., 2019),对应的季节性降水对该地区的经济、农业、水资源以及生态系统有重要影响。因此,理解北非地区降水的变化规律,准确模拟和预估未来变化是国际季风研究领域关注的重点之一。

北非季风是一个多尺度过程的复杂系统,包括行星尺度到积云尺度,并且受地形的影响。经典理论认为,来自撒哈拉的东北向 Harmattan 风与来自大西洋的西南季风的汇合形成 ITCZ,该区域内辐合导致局地热力不稳定,产生季风降水 (Griffiths, 1972)。当前理论认为,赤道大西洋东岸附近的冷舌与撒哈拉热低压之间的西南气流向陆地输送水汽 (Peyrillé et al., 2007, Thorncroft et al., 2011),夏季撒哈拉热低压很强,该气旋环流的西南气流与其西侧的 Harmattan 风辐合,有利于降水的发生 (Lavaysse et al., 2010)。北非季风的主要环流系统包括非洲东风急流 (African Easterly Jet, AEJ)、非洲东风波 (African Easterly Waves, AEWs)、热带东风急流 (Tropical Easterly Jet, TEJ)、撒哈拉热低压 (Saharan Heat Low, SHL) 以及热带辐合带 (Inter-Tropical Convergence Zone, ITCZ) (Raj et al., 2019)。北非夏季风降水具有两个水汽辐合与垂直运动的中心 (Nicholson, 2008, Thorncroft et al., 2011),一支位于 TEJ 与 AEJ 之间,10°N 附近,属于深经向翻转环流的一部分,是北非季风区降水的主雨带。另一支上升运动位于降水最大值中心偏北 8 个纬度,是浅经向翻转环流的一部分,该上升运动与撒哈拉热低压有关 (Nicholson, 2009)。

北非季风的发展包括四个阶段,分别是海洋阶段、沿海阶段、过渡阶段与萨赫勒阶段。海洋阶段是指 11 月-4 月中旬,此时降水主要位于赤道以北地区,萨赫勒降水偏少;沿海阶段为 4 月中旬-6 月中旬,降水集中在沿海地区,几内亚湾降水达到峰值,萨赫勒降水逐渐开始;过渡阶段指的是 6 月中旬-7 月上旬,代表季风降水北移;萨赫勒阶段处于 7 月中旬-9 月,萨赫勒降水在此阶段达到峰值,也是北非地区的主要雨季。因此,本文主要关注萨赫勒阶段,即 7-9 月。总之,在四个阶段中,两个经向翻转环流系统逐渐北移,伴随着主降雨带北移 (Thorncroft et al., 2011, Nicholson et al., 2018)。

北非季风区降水与全球 Hadley 环流以及区域季风环流密切相关,其年际变率与海温有关 (Biasutti, 2019)。关于北非夏季降水年际变率与海温的关系,有研究发现几内亚湾降水异常增多的年份,热带大西洋海温正异常 (Lamb, 1978a, Lamb, 1978b)。此外,也有研究强调北非夏季风降水与地中海海温、印度洋海温、和半球间海温梯度的关系 (Folland et al., 1986, Bader and Latif, 2003, Rowell, 2003, Bader and Latif, 2011)。El Niño-Southern Oscillation (ENSO)作为太平洋海温年际

变化的重要信号,调控北非夏季风降水的年际变化。利用基于奇异谱分解(SVD)的最大协方差分析发现,西非 6-9 月季风降水与同期全球 SST 的年际变化有两种主要遥相关关系,其中主模态反映萨赫勒降水与东太平洋海温负相关关系(Joly et al., 2007)。但北非夏季风降水的年际变化与 ENSO 的关系并不稳定。前人研究表明,在年际尺度上,7-9 月几内亚湾沿岸与萨赫勒地区的降水异常可分为偶极型(即两地降水异常相反)与非偶极型(即两地降水异常一致)两类(Rowell et al., 1995)。20 世纪 70 年代前,两地夏季降水异常表现为偶极型特征,与热带大西洋海温的年际变化密切相关,而与 ENSO 相关性弱,20 世纪 70 年代后,该偶极型降水异常消失而呈现非偶极型特征,降水的年际变化与 ENSO 的相关性增强,在 El Niño 年北非夏季风降水负异常,反之亦然(Ward, 1998, Losada et al., 2012, Mohino et al., 2011)。ENSO-北非夏季风降水遥相关响应通常可利用大尺度环流解释,在 El Niño 发展年,赤道中东太平洋海温增暖, Walker 环流减弱东移,赤道中东太平洋对流层高层异常辐散,而印度洋上空异常辐合,产生异常下沉运动并延伸至北非地区,导致降水异常减少(Joly and Voldoire, 2009)。从赤道波动的角度出发,赤道中东太平洋异常增暖通过 Gill-Matsuno 响应(Gill, 1980)激发 Kelvin 波向东传播,跨越大西洋在高层产生西风异常,此时印度洋对流加热激发 Rossby 波向西传播,在高层产生东风异常,两者在北非上空汇合产生异常下沉运动引发干旱(Rowell, 2001)。与大西洋、印度洋年际变率的影响相比,太平洋海表温度对北非夏季降水年际变率的影响最为显著(Palmer et al., 1992, Rowell, 2001)。因此,本文主要关注 20 世纪 70 年代后 ENSO 与北非夏季风降水间的关系。

为了推进季风研究领域的国际合作,更好地理解自然变率和外强迫对季风变化的影响,我国学者联合英美学者在 CMIP6 框架下发起了“全球季风模式比较计划”(GMMIP)(Zhou et al. 2016; 周天军等, 2019a),其中中国科学院大气物理研究所 LASG 国家重点实验室的 FGOALS 模式是参与模式之一。FGOALS 已经被广泛地应用于各类气候变率和气候变化研究,但是关于该模式对北非季风的模拟能力,此前没有做过系统的评估。本文的目的是:1) 基于观测事实,系统评估 FGOALS 最新版本对北非季风的模拟能力; 2) 通过耦合与非耦合试验结果的比较,理解海气耦合模式对北非季风模拟偏差的影响。

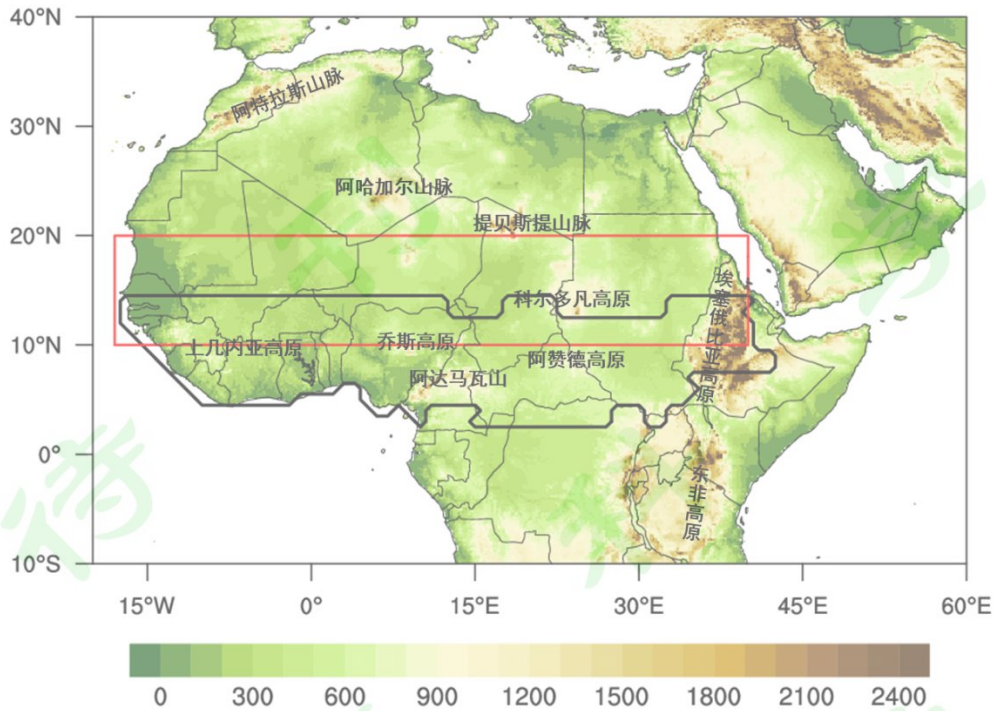


图 1 北非表面高度分布图（填色，单位：m），其中黑框表示北非季风区，红框表示萨赫勒地区

Figure.1 The topography of North Africa (color shaded, units: m), and North Africa Summer Monsoon is the black line region and Sahel is the red line region

## 2 模式、资料和方法介绍

### 2.1 模式介绍

FGOALS-g3 是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室（LASG/IAP）发展的新一代全球海洋-大气-陆地耦合气候系统模式（Li et al., 2020b），采用通量耦合方法耦合大气-海洋-海冰-陆地。其中，大气分量采用 LASG 第三代大气环流格点模式 GAMIL3（Li et al., 2020a），垂直方向有 26 层；相对于 GAMIL2，GAMIL3 改进了并行计算、水平分辨率、水汽平流方案、物理过程与外强迫，水平分辨率由  $2.8^\circ$  提升到  $2^\circ$ ；海洋分量采用 LASG/IAP 第三代气候海洋模式 LICOM3（Lin et al., 2020），由 LICOM2 发展而来，任意正交曲线坐标系代替经纬度网格，水平分布采用 B 格点，LICOM2 和 LICOM3 垂直方向分别有 30 层和 80 层；海冰分量采用第四代 Los Alamos 模式 (<http://climate.lanl.gov/Models/CICE>)，是一个热力学能量守恒方程，与海洋模式

格点相同。陆面分量采用陆面过程模式 CAS-LSM (Xie et al., 2018), 该模式是在 NCAR 发展的通用陆面模式(CLM4.5)基础上发展, 水平分辨率与大气模式相同。FGOALS-g3 模式采用的耦合器是 NCAR 发展的 CPL7 (Craig et al., 2011)。

本文采用 FGOALS-g3 模式的 CMIP6 的试验数据, 包括:

(1) 基于 GAMIL3 大气环流模式的 AMIP 试验, 该试验利用 1979 年以来观测的海温和海冰驱动大气环流模式 (周天军等, 2019), 共包含 5 个成员结果, 可用来评估非耦合的大气模式性能;

(2) 历史气候模拟试验 (Historical), 该试验基于 1850 年以来观测的外强迫变化驱动气候模式, 共包含 6 个成员结果, 可用来评估耦合模式的性能 (周天军等, 2019)。外强迫包括温室气体、气溶胶等。

AMIP 与 Historical 试验多成员集合平均的北非夏季风气候态结果与单个成员相似, 因此本文均采用两试验第一个集合预报成员的逐月资料评估北非夏季风气候态。考虑 AMIP 与 Historical 试验的多个成员对北非夏季降水年际变率的模拟结果有所差别, 本文采用 AMIP 试验 5 个成员与 Historical 试验 6 个成员的逐月资料, 评估两试验对北非夏季风年际变率的模拟效果。

## 2.2 观测、再分析资料

本文所采用的观测与再分析资料如下:

(1) GPCP\_V2.3 (Global Precipitation Climatology Project dataset version 2.3) 逐月降水资料, 水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  (Adler et al., 2003);

(2) HadISST 1.1 (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature version 1.1) 的逐月海表温度资料, 水平分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  (Rayner et al., 2003);

(3) 欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 的 ERA\_Interim 逐月的 2m 气温与平均海平面气压资料, 计算水汽收支诊断方程所需的降水 P, 蒸发 E, 各层纬向风 u、经向风 v、比湿 q、表面气压 ps、垂直速度  $\omega$ , 水平分辨率为  $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$  (Dee et al., 2011);

为方便比较分析, 上述所有模式与观测资料均选取 1979-2010 年作为研究时段, 并利用双线性插值方法将所有观测、再分析与模式资料统一插值到水平分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  网格上, 垂直方向上选取 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100hPa 各层的数据。

### 2.3 分析方法

本文在研究 FGOALS-g3 模式降水模拟偏差原因时，采用了整层积分的水汽收支方程（Seager et al., 2010），表达式为：

$$P = -\partial_t \langle q \rangle - \langle \nabla \cdot (\vec{V}_3 q) \rangle + E + res \quad (1)$$

其中， $\vec{V}_3$  为风矢量， $q$  为比湿， $P$  为降水项， $E$  为蒸发项， $-\langle \nabla \cdot (\vec{V}_3 q) \rangle$  表示整层水汽输送的辐合辐散， $res$  为残差项， $\langle \rangle$  表示垂直方向上的整层积分。

对于月平均及更长时间尺度上的降水， $-\partial_t \langle q \rangle \approx 0$ ，同时，基于连续方程  $\nabla \cdot \vec{V}_3 = 0$ ，得到  $-\langle \nabla \cdot (\vec{V}_3 q) \rangle = -\langle \omega \partial_p q \rangle - \langle \vec{V}_h \cdot \nabla_h q \rangle$ ，其中， $\vec{V}_h$  表示水平风矢量， $\omega$  为垂直速度， $\nabla_h$  为水平方向上的梯度算符， $\partial_p$  为垂直方向上的偏导数， $-\langle \omega \partial_p q \rangle$  为整层积分的垂直水汽平流项。 $-\langle \vec{V}_h \cdot \nabla_h q \rangle$  为整层积分的水平水汽平流项（Chou and Neelin, 2004, Chou et al., 2009, Chou and Lan, 2012）。因此公式（1）式可写为：

$$P = -\langle \omega \partial_p q \rangle - \langle \vec{V}_h \cdot \nabla_h q \rangle + E + res \quad (2)$$

一般来说，垂直速度  $\omega$  在地表与对流层顶近似为 0，基于质量守恒定理，得到  $-\langle \omega \partial_p q \rangle = -\langle q \nabla_h \vec{V}_h \rangle$ ，说明垂直水汽平流项能够表征水汽水平的辐合辐散（Seager et al., 2010, Lin et al., 2014, Ma and Zhou, 2015）。

本文在讨论季风降水的年际变率时，主要考虑 ENSO 事件对北非降水年际变率的影响，关注模式对厄尔尼诺发展年北非降水异常的模拟能力。在分析中，我们将水汽收支各物理量分解为气候态  $\overline{(*)}$  和异常项  $(*)'$ ，其中气候态为 1981-2010 年，即  $P = \bar{P} + P'$ ， $E = \bar{E} + E'$ ， $\omega = \bar{\omega} + \omega'$ ， $q = \bar{q} + q'$ ，水汽收支方程异常的表达式为：

$$P' = -\langle \omega \partial_p q \rangle' - \langle \vec{V}_h \cdot \nabla_h q \rangle' + E' + res' \quad (3)$$

其中， $-\langle \vec{V}_h \cdot \nabla_h q \rangle'$  通常较小，无需拆分（Chou et al., 2009），而垂直水汽平流项异常可分解为

$$-\langle \omega \partial_p q \rangle' = -\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \langle \omega' \partial_p q' \rangle \quad (4)$$

其中，垂直水汽平流项主要分解为热力项  $-\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle$  与动力项  $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ ，热力项

异常由  $q$  的变化产生，表征温度变化，动力项与垂直速度的变化有关，可表征大气环流的变化，代入（3）式，得到水汽收支异常方程为

$$P' = -\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \langle \bar{V}_h \nabla_h q' \rangle + E' + res' \quad (5)$$

本文定义局地夏季(5-9月)降水与冬季(11-3月)降水之差超过  $2.0 \text{ mm d}^{-1}$ ，并且局地夏季降水超过多年平均的年总降水的 55% 的北非地区为北非季风区 (Wang et al., 2012)。

### 3 结果分析

以下将从降水与环流气候态及其年际变率方面，通过模式与观测的比较，评估模式的性能；通过单独大气模式与耦合模式的比较，理解海气耦合过程对北非季风模拟效果的影响。同时，通过水汽收支诊断，理解影响模式模拟偏差的原因。

#### 3.1 FGOALS-g3 模式对北非夏季风气候态的模拟

##### 3.1.1 北非夏季风降水

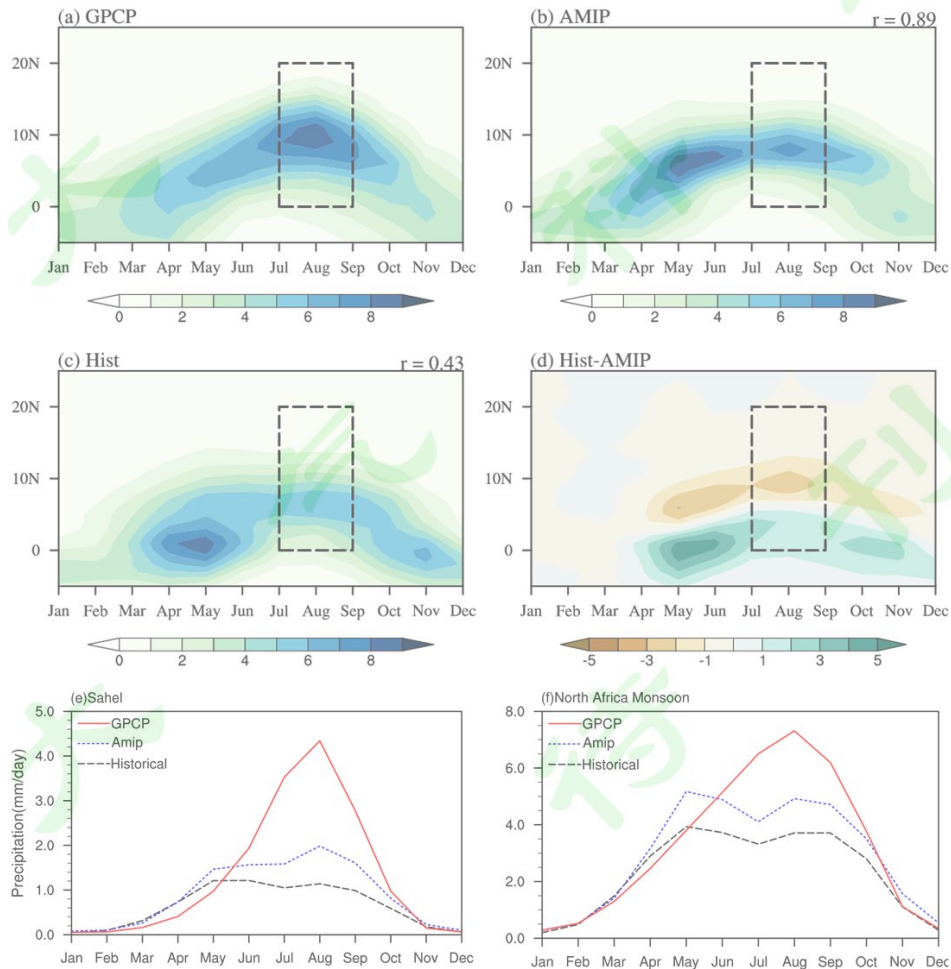


图 2 (a-d)  $18^{\circ}\text{W}\sim 40^{\circ}\text{E}$  纬向平均的降水、(e) 萨赫勒地区和 (f) 北非季风区区域平均降水的年循环 (单位:  $\text{mm d}^{-1}$ , 时间段: 1979-2010 年): (a) GPCP; (b) AMIP; (c) Historical; (d) Historical-AMIP; (e) 萨赫勒; (f) 北非季风区。(b,c) 右上方数字分别是 AMIP 与 Historical 试验与 GPCP 在  $0\text{-}20^{\circ}\text{N}$ , 7-9 月 (虚线框) 的相关系数

**Figure.2** Annual cycle climatology for rainfall (shaded, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) averaged between  $18^{\circ}\text{W}\text{-}40^{\circ}\text{E}$  during 1979-2010 from (a) GPCP, (b) AMIP, (c) Historical, (d) Historical-AMIP and the area mean precipitation from (e) Sahel; (f) NASM. The number in the upper-right corner of (b,c) are the correlations between AMIP, Historical with GPCP over  $0\text{-}20^{\circ}\text{N}$  in July-September (the dashed region) respectively.

观测中 (图 2a), 北非降水年循环气候态特征明显, 3-5 月降水位置从赤道向北移动至  $4^{\circ}\text{N}$ , 之后夏季雨带持续北移, 并在 8 月降水达到峰值, 降水中心北推至  $10^{\circ}\text{N}$  附近, 这种雨带北移的过程被称为“季风跳跃”(Sultan and Janicot, 2003), 随后降水南移并减少。AMIP 与 Historical 试验均可模拟出降水季节性的南北移动, 但模拟降水移动的最北端位置较观测偏南, 其中 Historical 试验更为明显, 造成萨赫勒地区湿季 (7-9 月) 降水有明显的干偏差。同时, 模拟的降水大值发生时间偏早, AMIP 与 Historical 试验模拟的降水最大值均发生在 5 月, AMIP 试验模拟的中心位于北非季风区, 而 Historical 试验模拟的中心在赤道附近。AMIP 试验与 GPCP 在 7-9 月  $0\text{-}20^{\circ}\text{N}$  (图 2 中虚线框) 范围内模拟降水的相关系数达 0.89, 而 Historical 试验仅有 0.43。因此 AMIP 试验比 Historical 试验更接近观测, 模拟出降雨北推过程中几内亚湾降水的减少。较 AMIP 试验而言, Historical 试验模拟的降水在 5-7 月赤道附近有明显的湿偏差, 其余地区干偏差, 原因可能来自耦合模式的海温模拟偏差。观测中北非地区干湿季差异明显, 萨赫勒地区降水集中在 7-9 月, 北非季风区降水主要集中在 6-9 月 (图 2e,f)。FGOALS-g3 模式 AMIP 与 Historical 试验的湿季降水的模拟偏差明显, 模拟降水少于观测值, 其中 AMIP 试验偏差小于 Historical 试验。

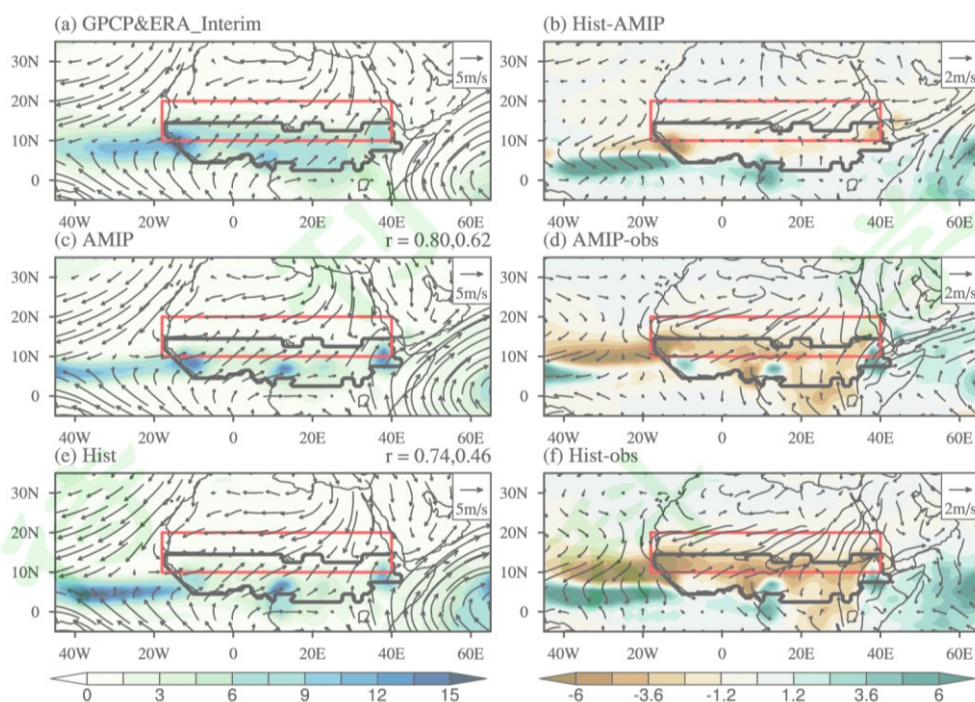


图 3 观测与模式模拟的 7-9 月季节平均北非季风区（黑框）与萨赫勒地区（红框）的气候态降水（阴影，单位： $\text{mm d}^{-1}$ ）与 925hPa 风场（矢量，单位： $\text{m s}^{-1}$ ，时间段：1979-2010 年）及其偏差：(a) GPCP 降水和 ERA\_Interim 环流；(b) Historical-AMIP；(c) AMIP；(d) AMIP-obs；(e) Historical；(f) Historical-obs。 (c,e) 右上方数字分别是 AMIP 与 Historical 试验模拟的萨赫勒与北非季风区 JAS 季节平均降水与 GPCP 降水之间的空间相关系数

**Figure.3** Climatology of JAS (July–August–September) seasonal-mean precipitation (color shaded, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 925hPa winds (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in North Africa Summer Monsoon (NASM, the black line region) and Sahel (the red line region) regions during 1979-2010 from (a) GPCP&ERA\_Interim, (b) Historical-AMIP; (c) AMIP; (d) AMIP-obs; (e) Historical; (f) Historical-obs. The number in the upper-right corner in (c,e) are the pattern correlations of precipitation between AMIP, Historical with GPCP in Sahel and NASM respectively.

观测中(图 3a), 北非地区 7-9 月季节平均的气候态降水集中在北非季风区, 其北部的萨赫勒地区降水经向梯度大, 纬向分布相对均匀。降水大值中心与高原地形密切相关, 如阿达马瓦山与埃塞俄比亚高原。低层 925hPa 风场中, 几内亚湾沿岸的西南季风为北非季风区带来充足的水汽, 并与源自撒哈拉的干热的 Harmattan 风辐合。耦合与非耦合试验均能模拟出北非雨带的总体空间分布特征, 但两试验均高估了几内亚高原、阿达马瓦山与埃塞俄比亚高原的地形降水, 明显低估了除降水大值区以外的降水。

925hPa 环流场显示, Historical 与 AMIP 模拟的西南季风模拟偏弱, 几内亚湾异常西北风, Harmattan 风偏强且位置偏南, 导致降水异常偏少(图 3c-f)。AMIP 试验与 GPCP 降水在萨赫勒与北非季风区的空间相关系数达 0.80 和 0.62, 而 Historical 试验仅有 0.74 和 0.46。相应地, AMIP 试验与观测降水在上述两地区的均方根误差为 2.58、3.23mm, Historical 试验为 3.30、4.01mm。因此, AMIP 试验北非 7-9 月降水气候态的模拟优于 Historical 试验。Historical 试验在北非季风区与萨赫勒地区模拟降水较 AMIP 试验结果偏少, 对应低层西南季风模拟偏弱, 出现异常西北风, 模拟的 Harmattan 风偏强, 异常东北风位置伸入北非季风区(图 3b)。

### 3.1.2 北非夏季风降水主要的环流系统

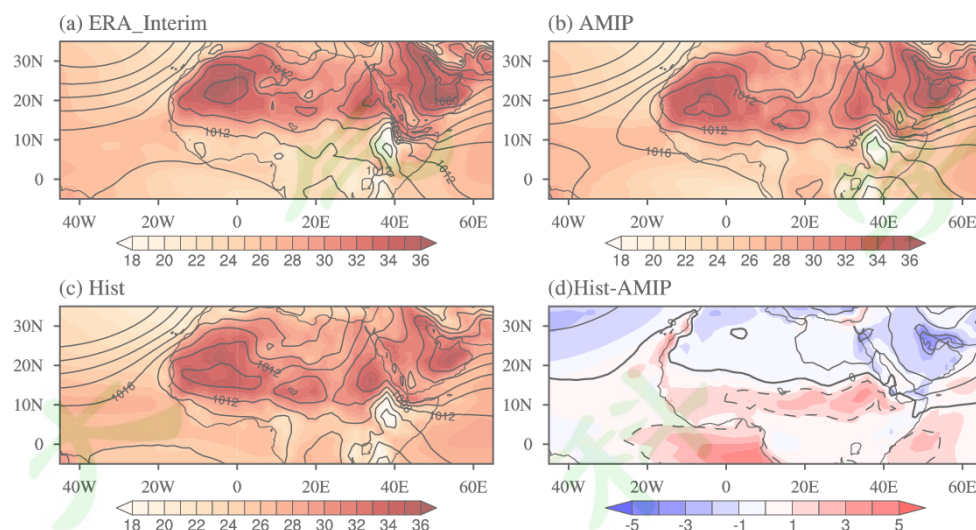


图 4 7-9 月平均的北非地区海平面气压(等值线, 单位: hPa)与 2m 气温(填色, 单位: °C, 时间段: 1979-2010 年): (a) ERA\_Interim; (b) AMIP; (c) Historical; (d) Historical-AMIP

**Figure.4** Climatology of JAS (July–August–September) seasonal-mean North Africa 2m temperature (color shaded, units: °C) and sea level pressure (contour, units: hPa) during 1979-2010 from (a) ERA\_Interim, (b) AMIP, (c) Historical, (d) Historical-AMIP.

控制北非夏季风降水的主要环流系统包括非洲东风急流、非洲东风波、热带东风急流、撒哈拉热低压。该部分主要评估主要环流系统的模拟技巧, 以及其对降水模拟技巧的影响。撒哈拉热低压 (Saharan heat low, SHL) 是位于撒哈拉地区的热低压系统, 实际上是一个纬向延伸的槽, 一般被视作行星尺度上亚洲季风槽的延伸 (Wu et al., 2009)。西南季风通常形成于大西洋冷舌与 SHL 之间, SHL 的气旋式环流包括南侧的西南季风与西侧的东北向的 Harmattan 风 (Lavaysse et

al., 2010), SHL 显著地影响着季风北抬与降水 (Peyrillé and Lafore, 2007)。观测中 (图 4a), SHL 位于撒哈拉地区中部, 中心气压最低达 1007hPa, 最高温度达 36.8°C。

AMIP 与 Historical 试验模拟的 SHL 位置均偏南, 且低压强度与温度均低于观测, 表明两试验中的 SHL 偏弱 (图 4b-c)。比较 Historical 与 AMIP 试验发现, Historical 试验模拟表面气温偏低, 而表面气压偏高, 导致模拟的 SHL 强度比 AMIP 试验更弱, 对应 Historical 试验模拟的降水负偏差 (图 4e)。此外, 模式能够合理模拟大地形对表面气压和温度的影响, 如埃塞俄比亚高原地区的冷中心。

非洲东风急流 (African Easterly Jet, AEJ) 是撒哈拉与大西洋强烈的经向热力差异驱动的, 依靠南侧的湿对流与北侧的干对流维持 (Nicholson, 2013), 影响着北非季风降水。非洲东风波 (African Easterly Waves, AEWs) 通常位于非洲东风急流轴附近及其南侧, 在 AEJ 与热带东风急流 (Tropical Easterly Jet, TEJ) 之间, AEWs 影响中尺度对流系统的发展, 从而影响北非降水。

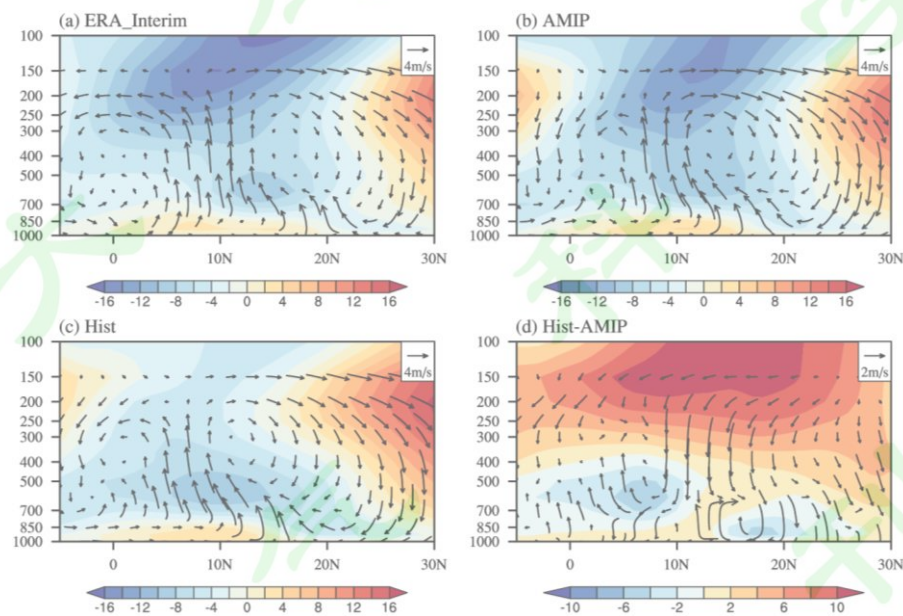


图 5 纬向 (18°W~40°E) 平均下, 7-9 月平均纬向风的纬度-高度垂直剖面 (填色, 单位:  $m s^{-1}$ ) 与经圈环流及其偏差 (矢量, 经向风单位:  $m s^{-1}$ , 垂直速度单位:  $Pa s^{-1} \times 100$ , 时间段: 1979-2010 年): (a) ERA\_Interim; (b) AMIP; (c) Historical; (d) Historical-AMIP

**Figure.5** Climatology of JAS (July–August–September) seasonal-mean zonal winds (color shaded, units:  $m s^{-1}$ ) and meridional circulation (vectors, units of meridional winds:  $m s^{-1}$ , units of vertical velocity:  $100 Pa s^{-1}$ ) zonally averaged over 18°W–40°E from during 1979-2010 from (a) ERA\_Interim; (b) AMIP; (c) Historical; (d) Historical-AMIP

观测中以及 Historical 和 AMIP 试验模拟的平均纬向风与经圈环流见图 5。观测中（图 5a），北非上空存在两个明显的经圈环流：一是深对流系统，上升运动主体位于 $10^{\circ}\text{N}$ 附近，可延伸到 200hPa 以上，影响北非季风降水的主雨带，与季风雨带的湿对流有关；二是浅对流系统，上升运动中心在 $16^{\circ}\text{N}$ 附近，对应 SHL 上空的干对流，两对流之间是东风大值中心（AEJ），中心位于 600-700hPa 之间，TEJ 中心位于 150hPa 附近，干对流系统上层的向南的回流影响着 AEJ 的强度与位置。

Historical 与 AMIP 试验明显低估了深对流系统的上升运动与 TEJ，高估了浅对流系统与 AEJ，模拟干、湿对流与 AEJ 中心的位置均偏南（图 5b,c）。如图 5(d)所示，相对于 AMIP 试验，Historical 试验模拟的湿对流与 TEJ 更弱，而干对流与 AEJ 更强，上升运动与 AEJ 中心位置偏南。另外，浅对流系统影响着萨赫勒降水的北移，浅对流系统越强，抑制降水的北移。因此，上述环流的模拟偏差对应着 Historical 与 AMIP 模拟的北非季风区降水偏少且位置偏南，萨赫勒降水整体偏南。

### 3.1.3 北非夏季风降水模拟偏差的原因

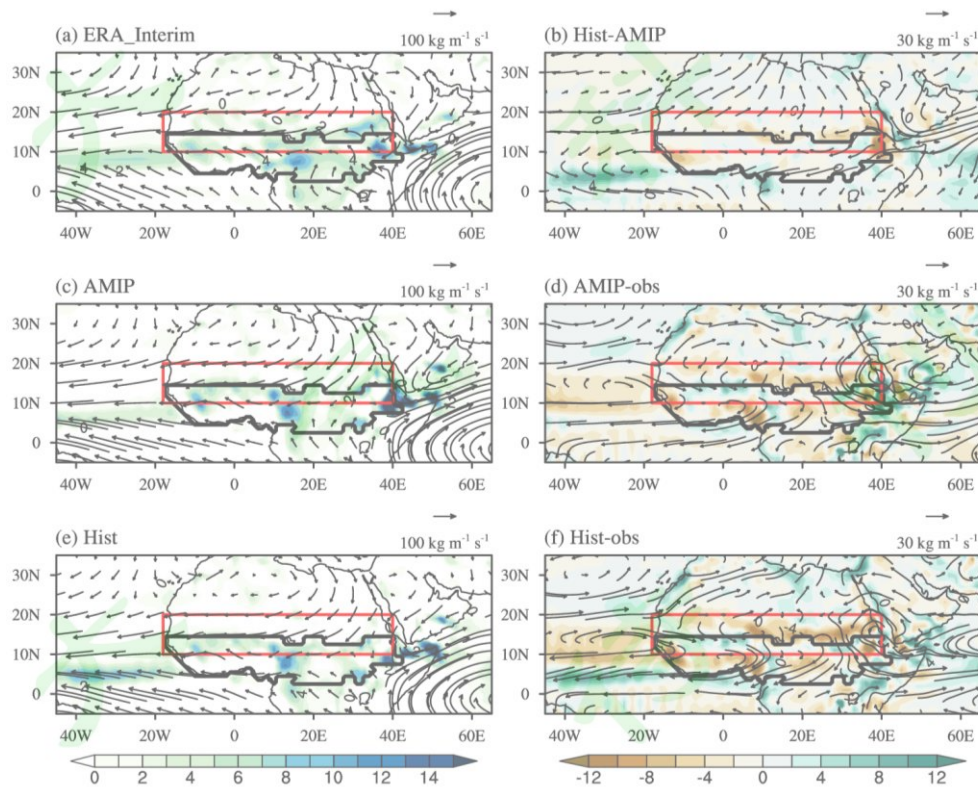


图 6 7-9 月平均的北非整层积分的水汽通量（矢量，单位： $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ）及其辐合（阴影，单位： $10^{-5} \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，时间段：1979-2010 年）的空间分布：（a）ERA\_Interim；（b）Historical-AMIP；（c）AMIP；（d）AMIP 相对 ERA\_Interim 的偏差；（e）Historical；（f）Historical 相对 ERA\_Interim 的偏差

**Figure.6** Climatology of JAS (July–August–September) seasonal-mean water vapor transport fluxes (contour, units:  $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) and their divergence (color shaded, units:  $10^{-5} \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) during 1979-2010 from (a) ERA\_Interim, (b) Historical-AMIP, (c) AMIP, (d) AMIP-ERA\_Interim, (e) Historical, (f) Historical -ERA\_Interim

图 6 为模式与再分析资料整层积分的水汽通量及其散度，在观测中（图 6a），北非季风区为明显的水汽汇，主要水汽输送路径位于西非几内亚湾沿岸，由越赤道气流转为西南季风向陆地输送。与 ERA\_Interim 相比，AMIP 与 Historical 试验模拟的水汽通量散度空间分布类似（图 6c,e），位于阿达马瓦山与埃塞俄比亚高原的水汽辐合中心强度偏强，对应模拟降水偏多。来自南半球越赤道气流的西非几内亚湾的水汽输送异常偏少，存在异常的东北向水汽通量，使得模式模拟的降水偏少（图 6d,f）。比较两试验发现，Historical 试验模拟的水汽通量异常辐散略强于 AMIP 试验，水汽通量的异常输出更为明显，导致降水偏少的特征更为显著（图 6b）。

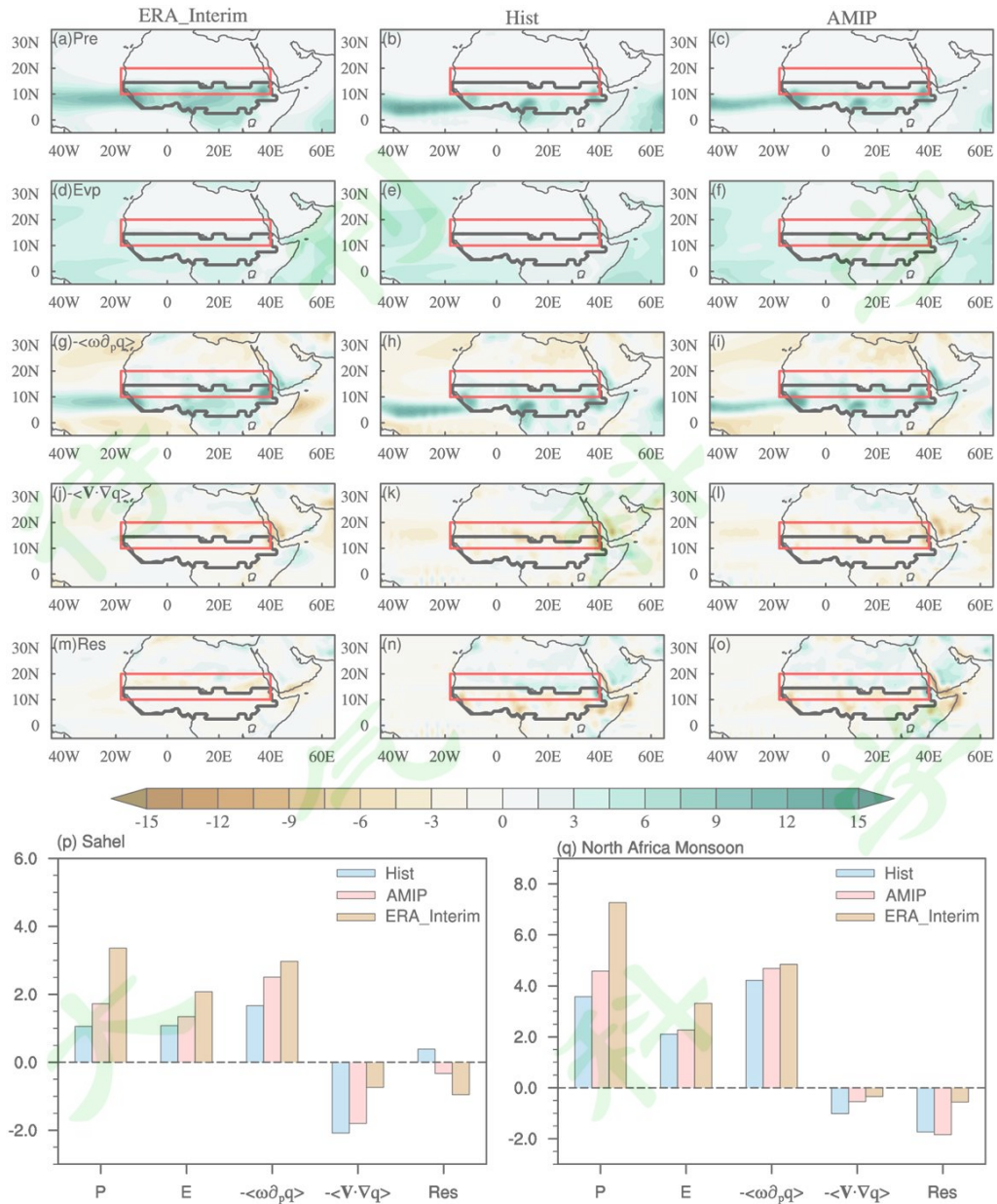


图 7 7-9 月季节平均北非水汽收支分解项及其区域平均（单位： $\text{mm d}^{-1}$ ）：（a-c）降水；（d-f）蒸发；（g-i）水汽的垂直平流；（j-l）水汽的水平平流；（m-o）残差项；（p, q）JAS 季节平均的萨赫勒与北非季风区区域平均的水汽收支各项

**Figure.7** Climatology of JAS seasonal-mean water vapor budget components over North Africa (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) during 1979-2010: (a-c) Precipitation, (d-f) Evaporation, (g-i) Vertical moisture advection, (j-l) Horizontal moisture advection, (m-o) residual term, (p, q) Climatology of JAS seasonal-mean water vapor budget components averaged over Sahel and NASM.

为进一步考察 FGOALS-g3 模式模拟北非夏季降水的偏差来源，本文利用水汽收支方程各项诊断，如图 7 所示。观测中（图 7 第一列），水汽收支各项中，

蒸发项与垂直水汽平流项对北非季风区和萨赫勒地区气候态降水有正贡献。其中，蒸发项对海洋的贡献大于陆地，北非季风区的空间分布较为均匀；垂直水汽平流项对北非季风区降水贡献最大，空间分布与降水基本一致，表征北非季风区水汽的辐合，残差项较小。萨赫勒地区的水汽北少南多，干热的 Harmattan 风由水汽低值区流向高值区，因此水平水汽平流项在萨赫勒地区为负贡献，在北非季风区负贡献偏弱。

AMIP（图 7 第二列）与 Historical 试验（图 7 第三列）均能模拟出水汽收支各项对降水的相对贡献，即垂直平流项主导，蒸发项次之，水平平流项略有负贡献，但各项空间分布与大小略有不同，模式模拟的残差项更明显，与模式模拟高原地形的偏差有关。两试验模拟的偏南偏强的 Harmattan 风由干热的撒哈拉沙漠吹向更湿的北非季风区，使得模拟的萨赫勒地区水平水汽平流项负贡献位置偏南偏强。此外，模式模拟的垂直平流项贡献偏少，与模式对深对流系统上升运动的低估与浅对流系统的高估有关。

比较 ERA\_Interim、AMIP 与 Historical 试验的北非季风区与萨赫勒地区区域平均的水汽收支各项（图 7p,q）发现，FGOALS-g3 模式模拟降水的异常偏少主要在于模式低估了两个区域的垂直水汽平流项与蒸发项的正贡献，且高估水汽的水平平流项的负贡献。较 AMIP 试验而言，Historical 试验模拟的降水偏差高于 AMIP 试验，主要是因为 Historical 试验模拟的蒸发、垂直平流项的偏差更有关。

## 3.2 FGOALS-g3 模式对北非夏季风降水年际变率的模拟

### 3.2.1 北非夏季风降水与 ENSO 关系的模拟

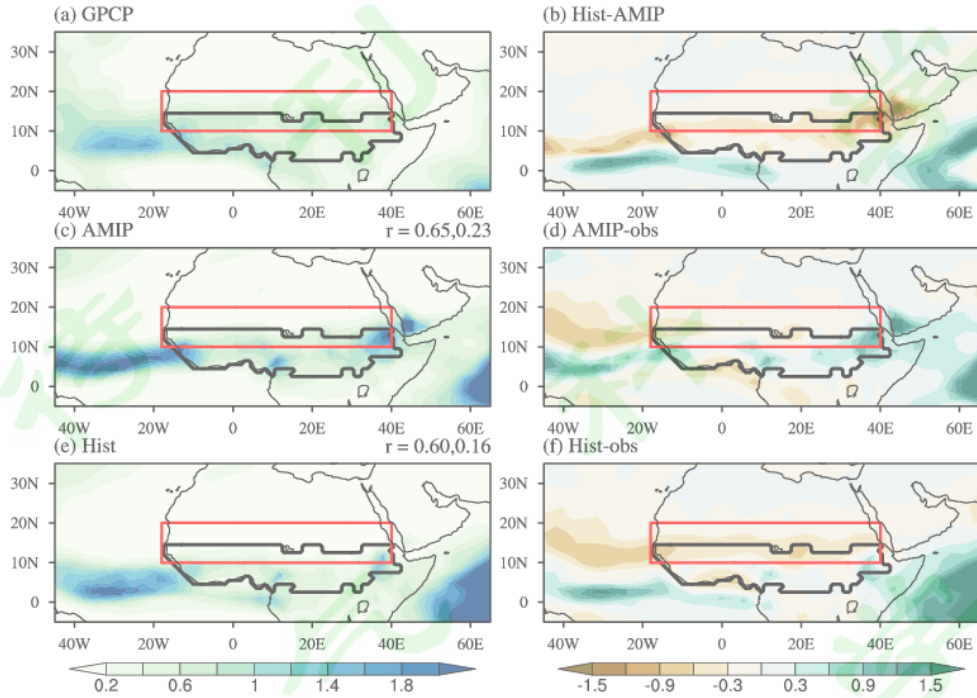


图 8 1979-2010 年北非 7-9 月降水年际变率的空间分布，通过十年高通滤波与去趋势处理（单位： $\text{mm d}^{-1}$ ）：（a）GPCP；（b）Historical-AMIP；（c）AMIP；（d）AMIP 相对 GPCP 的偏差；（e）Historical；（f）Historical 相对 GPCP 的偏差，其中 Historical 试验为 6 个成员的年际变率的集合平均，AMIP 试验为 5 个成员年际变率的集合平均。r 分别表示萨赫勒地区（红框）与北非季风区（黑框）模式结果与观测的空间相关系数。

**Figure.8** Standard deviations of the interannual variability of JAS seasonal-mean precipitation after 10-year high pass filtering and detrending over North Africa (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) during 1979-2010 from (a) GPCP; (b) Historical-AMIP; (c) AMIP; (d) AMIP-GPCP; (e) Historical; (f) Historical-GPCP. The interannual variability of Historical and AMIP is the results of multi-member mean. The number in the upper-right corner of (c,e) are the pattern correlations of precipitation between AMIP, Historical with GPCP in Sahel and NASM respectively.

为研究模式对北非降水年际变化的模拟效果，本文对数据进行去趋势与 10 年高通滤波处理，考虑不同成员内部变率的影响，先针对 5 个 AMIP 试验成员与 6 个 Historical 试验成员，分别计算其年际变率，然后求集合平均，结果如图 8 所示。观测中（图 8a），萨赫勒地区北部降水年际变率标准差由南向北递减，北非季风区降水年际变率的大值区位于北非季风区西岸、几内亚湾沿岸以及高原

地区，如阿达马瓦山、埃塞俄比亚高原。

在北非季风区，AMIP 与 Historical 试验均高估了高原地区的年际变率，两试验与观测的空间相关系数仅有 0.23、0.16，AMIP 试验略高于 Historical 试验。在萨赫勒地区，AMIP 试验与观测的相关系数为 0.61，略高于 Historical 试验 0.56，两试验均低估了萨赫勒北部的年际变率，且 Historical 试验模拟负偏差更大（图 8c-f）。与 AMIP 试验相比，Historical 试验明显低估了北非季风区与萨赫勒地区降水的年际变率（图 8b）。整体而言，AMIP 试验模拟偏差集中在高原地区，其余地区年际变率的模拟技巧均比 Historical 试验高。

为评估模式对北非夏季风-ENSO 关系的模拟效果，本文利用 HadISST 海表温度、AMIP 与 Historical 试验模拟的海温资料分别计算 Niño3.4 指数，并将观测与模式模拟的北非 7-9 月降水异常和环流场异常向标准化的 7-9 月平均 Niño3.4 指数回归，AMIP 与 Historical 试验为各成员回归系数的集合平均，如图 9 所示。

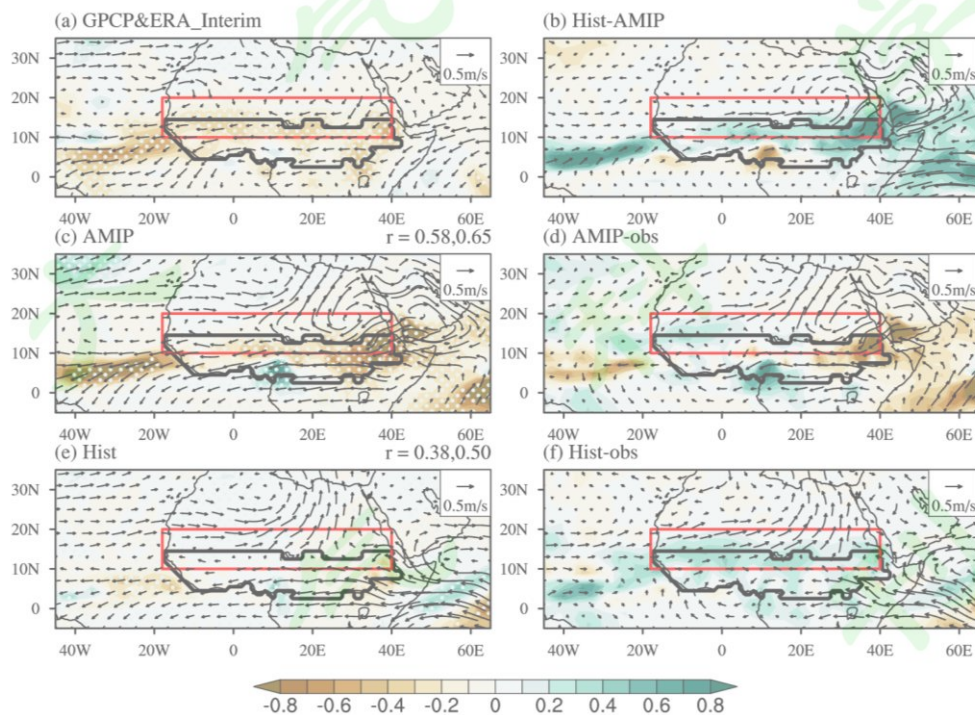


图9 1979-2010 年标准化的 7-9 月平均 Niño3.4 指数回归的降水异常(填色,单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) 与 850hPa 环流异常(矢量,单位:  $\text{m s}^{-1}$ )的空间分布,通过十年高通滤波与去趋势处理: (a) GPCP 降水和 ERA\_Interim 环流场; (b) Historical-AMIP; (c) AMIP; (d) AMIP 相对观测的偏差; (e) Historical; (f) Historical 相对观测的偏差,其中 Historical 试验为 6 个成员回归的集合平均,AMIP 试验为 5 个成员回归的集合平均。 $r$  分别表示萨赫勒地区(红框)与北非季风区(黑框)模式结果与观测的空间相关系数,(a) 打点为回归系数通

过 95% 的显著性检验, (c) 打点为至少 80% AMIP 成员的回归系数通过 95% 的显著性检验,

(e) 打点为 Historical 试验的回归系数通过 80% 成员的同号检验

**Figure.9** JAS seasonal-mean precipitation anomalies (color shaded, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 850 hPa winds anomalies (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) regressed onto standardized JAS Niño3.4 index: after 10-year high pass filtering and detrending over North Africa during 1979-2010 from (a) GPCP precipitation and ERA\_Interim winds; (b) Historical-AMIP; (c) AMIP; (d) AMIP-obs; (e) Historical; (f) Historical-obs. The regression coefficients of Historical and AMIP is the results of multi-member mean. The number in the upper-right corner of (c,e) are the pattern correlations of precipitation between AMIP, Historical with GPCP in Sahel and NASM respectively. Dot regions of (a) pass the test at a confidence level of 95%. (c) is from AMIP with 5 members, in which dot regions represent at least 80% members pass the test at a confidence level of 95%. (e) is from Historical with 6 members, in which dot regions pass the test of same sign at a level of 80%.

观测的北非季风区与萨赫勒地区降水异常与 Niño3.4 指数的相关系数分别为 -0.60 和 -0.58, 通过 99% 的显著性检验, 说明北非 7-9 月降水与 ENSO 事件存在显著的负相关。由观测的回归系数 (图 9a) 可见, ENSO 正位相时, 北非夏季西南季风异常偏弱, 北非西岸与几内亚湾沿岸的异常东北风削弱由大西洋与几内亚湾向季风区的暖湿水汽输送, 因此北非季风区与萨赫勒地区降水显著负异常。

AMIP 试验模拟的北非季风区与萨赫勒地区降水异常与 Niño3.4 指数的相关系数为 -0.55、-0.58, 各成员均通过 99% 的显著性检验, 与观测接近。空间分布上, AMIP 试验能够模拟出北非夏季风-ENSO 的负相关关系, 但 AMIP 试验模拟 ENSO 正位相对应的埃塞俄比亚高原降水负异常与阿达马瓦山降水正异常较观测明显偏强, 因此, 该模拟偏差可能与地形有关, 850hPa 环流场显示萨赫勒北侧异常南风, 北非季风区低层异常辐散, 水汽输送减少 (图 9c,d)。

与观测相比, Historical 试验模拟的 ENSO 正位相时, 西南季风的水汽输送负异常明显弱于观测, 导致北非季风区与萨赫勒地区降水负异常明显偏弱 (图 9e,f)。Historical 试验各成员模拟的北非季风区与萨赫勒地区降水异常与 Niño3.4 指数的相关并不显著, 说明无法合理模拟出北非降水-ENSO 之间的负相关关系。与 AMIP 试验相比, El Niño 型海温异常时, Historical 试验模拟的北非季风区负降水异常弱于 AMIP 试验 (图 9b)。

### 3.2.2 北非夏季风降水与 ENSO 关系模拟偏差的原因

为评估 FGOALS-g3 模式模拟北非夏季降水与 ENSO 关系偏差的原因, 本文分析了与北非夏季降水年际变率有关的垂直环流系统以及热带东风急流和非洲东风急流的关系, 如图 10 所示。

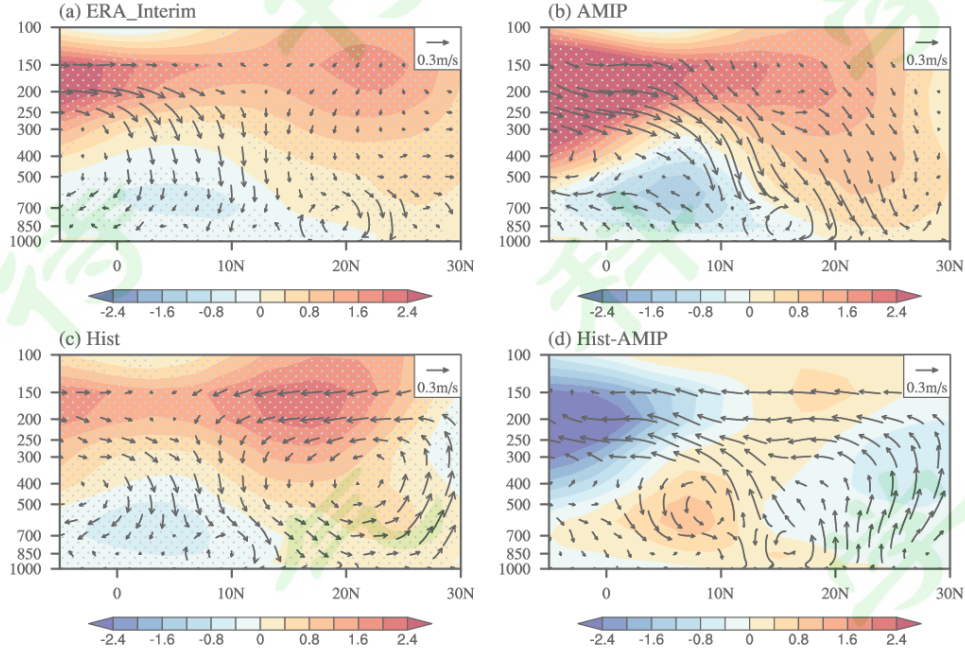
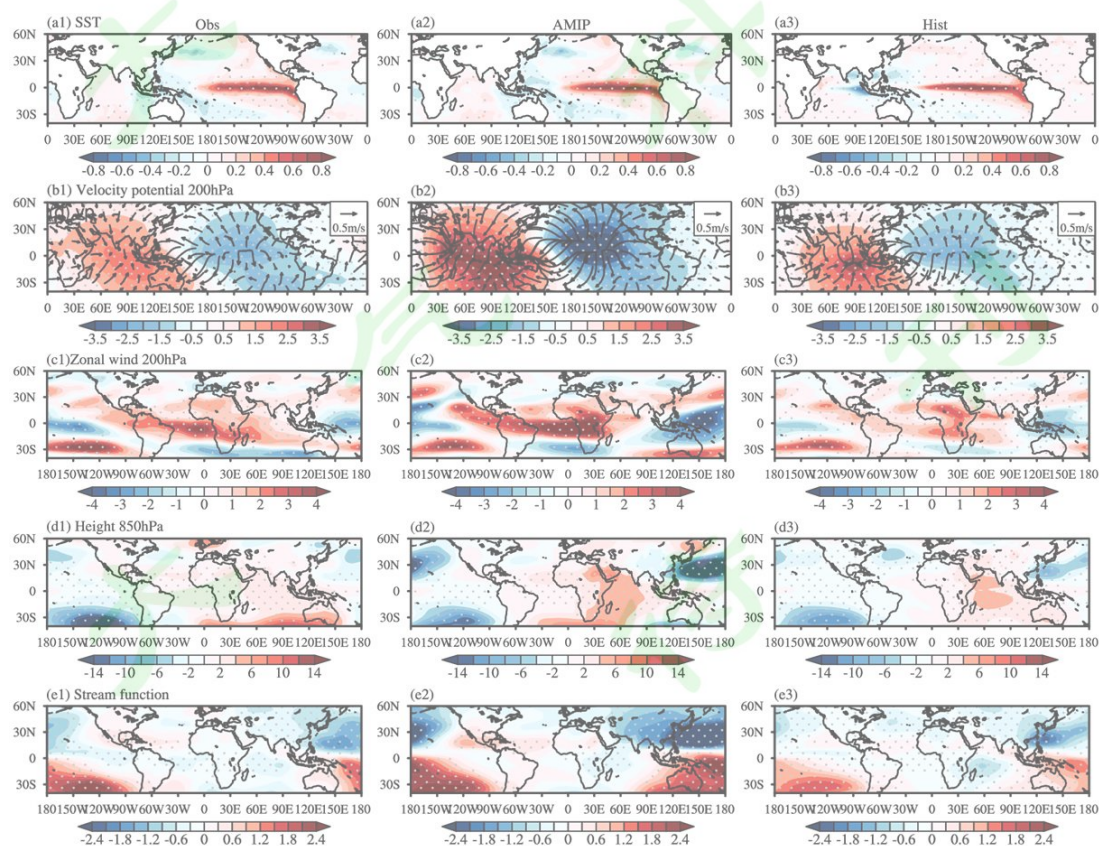


图 10 1979-2010 年标准化的 7-9 月平均 Niño3.4 指数回归的纬向 ( $18^{\circ}\text{W}\sim 40^{\circ}\text{E}$ ) 平均纬向风的纬度-高度垂直剖面 (填色, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 与经圈环流及其偏差 (矢量, 经向风单位:  $\text{m s}^{-1}$ , 垂直速度单位:  $\text{Pa s}^{-1} \times 100$ , 时间段: 1979-2010 年) 的空间分布, 通过十年高通滤波与去趋势处理: (a) ERA\_Interim; (b) AMIP; (c) Historical; (d) Historical 相对 AMIP 的偏差, 其中 Historical 试验为 6 个成员回归的集合平均, AMIP 试验为 5 个成员回归的集合平均。(a) 打点为回归系数通过 95% 的显著性检验, (b) 打点为至少 80% AMIP 成员的回归系数通过 95% 的显著性检验, (c) 打点为 Historical 试验的回归系数通过 80% 成员的同号检验

Figure.10 JAS seasonal-mean zonal winds anomalies (color shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) and meridional circulation anomalies (vectors, units of meridional winds:  $\text{m s}^{-1}$ , units of vertical velocity:  $100 \text{ Pa s}^{-1}$ ) zonally averaged over  $18^{\circ}\text{W}\sim 40^{\circ}\text{E}$  regressed onto standardized JAS Niño3.4 index: after 10-year high pass filtering and detrending during 1979-2010 from (a) ERA\_Interim; (b) AMIP; (c) Historical; (d) Historical-AMIP. The regression coefficients of Historical and AMIP is the results of multi-member mean. Dot regions of (a) pass the test at a confidence level of 95%. (b) is from AMIP with 5 members, in which dot regions represent at

least 80% members pass the test at a confidence level of 95%. (c) is from Historical with 6 members, in which dot regions pass the test of same sign at a level of 80%.由图 10 可见,观测中, ENSO 正位相时,  $10^{\circ}\text{N}$ 附近异常下沉, 对应深对流系统异常减弱,  $16^{\circ}\text{N}$ 附近有异常上升运动, 造成浅对流系统异常, 且热带东风急流减弱, 非洲东风急流异常偏强, 导致北非季风降水异常偏少。与观测相比, AMIP 和 Historical 试验能够大致模拟出 ENSO 正位相时北非地区 TEJ, AEJ 的异常变化。AMIP 试验模拟的深对流系统中的异常下沉运动明显偏强, 且位置偏北, TEJ 异常偏弱, AEJ 异常偏强更明显, 导致 AMIP 试验模拟的 ENSO 正位相北非季风降水异常偏少更多。Historical 试验模拟的深对流异常下沉运动较弱, 且未模拟出浅对流系统的变化, 因此 Historical 试验模拟效果不如 AMIP 试验, 模拟北非夏季降水与 ENSO 关系的误差偏大。

为进一步评估 FGOALS-g3 模式模拟北非夏季降水-ENSO 的响应过程, 图 11 给出观测、AMIP 和 Historical 试验模拟的海表温度、200hPa 速度势及其辐散风、200hPa 纬向风、850hPa 位势高度和 925hPa 流函数异常向标准化的 7-9 月平均 Niño3.4 指数回归的回归系数的空间分布, AMIP 与 Historical 试验为各成员回归系数的集合平均, 分析 El Niño 型海温伴随的大气环流异常。



**图 11** 1979-2010 年向标准化的 7-9 月 Niño3.4 指数回归的物理量异常分析：（a1-a3）海表温度异常（填色，单位：K）；（b1-b3）200 hPa 速度势异常（填色，单位： $10^6 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ）和辐散风异常（矢量，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）；（c1-c3）200 hPa 纬向风异常（填色，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）；（d1-d3）850 hPa 位势高度异常（填色，单位：gpm）；（e1-e3）925 hPa 流函数异常（填色，单位： $10^6 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ），均通过十年高通滤波与去趋势处理。其中，第一列为观测，海温为 HadISST，其余变量为 ERA\_Interim，第二列为 AMIP 试验，第三列为 Historical 试验。AMIP 试验为 5 个成员回归的集合平均，Historical 试验为 6 个成员回归的集合平均。第一列打点为回归系数通过 95% 的显著性检验，第二列打点为至少 80% AMIP 成员的回归系数通过 95% 的显著性检验，第三列打点为 Historical 试验的回归系数通过 80% 成员的同号检验。

**Figure.11** (a1-a3) JAS seasonal-mean sea surface temperature anomalies (color shaded, units: K), (b1-b3) 200 hPa velocity potential anomalies (color shaded, units:  $10^6 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) and divergent wind anomalies (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (c1-c3) 200 hPa zonal wind anomalies (color shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (d1-d3) 850 hPa geopotential height anomalies (color shaded, units: gpm), (e1-e3) 925 hPa stream function anomalies (color shaded, units:  $10^6 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) regressed onto standardized JAS Niño3.4 index. The first column is from observation, in which dot regions pass the test at a confidence level of 95%. The second column is from AMIP with 5 members, in which dot regions represent at least 80% members pass the test at a confidence level of 95%. The third column is from Historical with 6 members, in which dot regions pass the test of same sign at a level of 80%.

观测中，ENSO 正位相时，赤道中东太平洋暖海温异常，海洋性大陆与西太平洋冷海温异常，Walker 环流减弱东移，热带印度洋海温偶极型异常，对应 IOD 正位相（图 11a1）。此时，赤道中东太平洋 200hPa 速度势负异常，伴随风场异常辐散上升，印度洋辐合下沉并延伸至北非大陆导致降水减少（图 11b1）（Joly and Voldoire, 2009）。北非萨赫勒地区位于对流层高层的热带东风急流（TEJ）出口区，其强弱和位置对北非降水有直接的影响（李怡, 2017）。图 11c1 显示，ENSO 正位相时，赤道中东太平洋西风异常并延伸至印度洋，异常西风关于赤道近似对称，与赤道中东太平洋异常增暖激发 Kelvin 波东传有关（Gill, 1980, Rowell, 2001），北非地区 TEJ 异常减弱导致萨赫勒降水减少（Newell and Kidson, 1984）。此外，印度洋对流层低层位势正异常，且该异常补偿下沉延伸至非洲地区（图

10d1)，北非上空异常下沉运动使得降水异常减少。同时，低层这种位势高度正异常减少了水汽向北非的输送（Rowell, 2001）。气候态中印度洋与几内亚湾为流函数大值区，对应越赤道气流相关的反气旋，而几内亚湾的流函数负异常表明（图 11e1），季风环流中水汽输送减弱，导致降水减少。

由图 11 可见，较观测而言，AMIP 与 Historical 试验均能重现 ENSO 暖位相时赤道中东太平洋暖海温异常及其相关的环流响应，包括赤道中东太平洋对流层高层风场异常辐散上升，印度洋高层风场异常辐合下沉，但异常垂直运动中心位置均偏西，北非对流层高层 TEJ 负异常且关于赤道近似对称，北非地区对流层低层异常的下沉运动以及几内亚湾区域地区水汽输送负异常。但两试验模拟的响应强度和位置存在偏差，ENSO 正位相时，AMIP 试验模拟的对流层高层异常垂直运动、纬向风正异常以及对流层低层位势高度正异常明显较观测偏强，导致北非地区降水负异常更显著。Historical 试验模拟的赤道西太平洋冷异常和印度洋偶极型结构与观测存在明显差别。ENSO 正位相时，Historical 试验模拟的北非地区对流层高层异常下沉运动偏弱，几内亚湾流函数负异常强度略弱于观测，导致模拟的降水负异常偏弱。

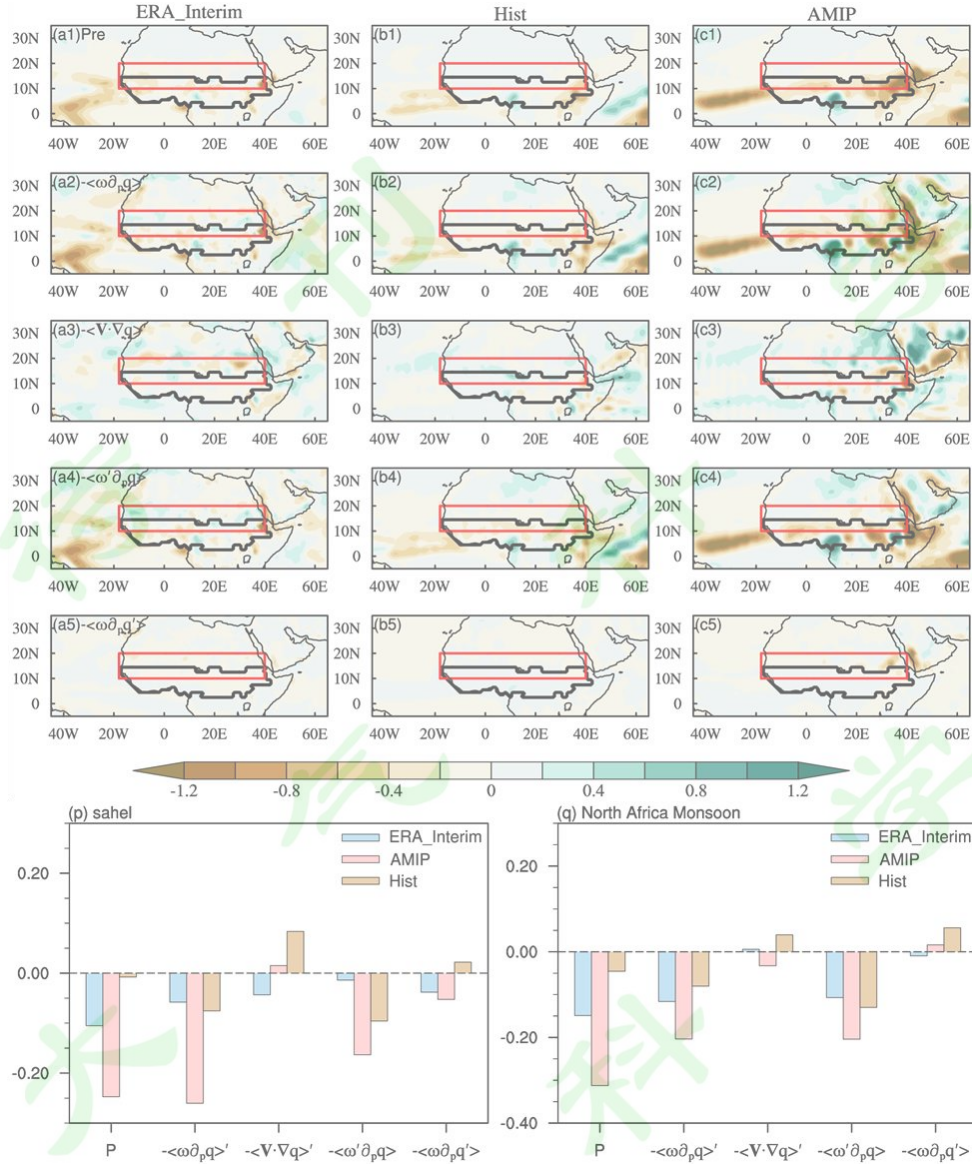


图 12 北非地区 7-9 月 El Niño 发展年水汽收支各项异常的空间分布（填色）及其区域平均（柱状图）（单位： $\text{mm d}^{-1}$ ）：第一列为 ERA\_Interim，第二列为 Historical 试验，第三列为 AMIP 试验，第 1 行为降水异常，第 2 行为垂直水汽平流项异常，第 3 行为水平水汽平流项异常，第 4 行为垂直水汽平流动力项异常；第 5 行为垂直水汽平流热力项异常；气候态为 1981-2010 年。

**Figure.12** Climatology of JAS seasonal-mean water vapor budget components anomalies in El Niño developing years over North Africa (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) during 1979-2010: (a1,b1,c1) Precipitation anomalies, (a2,b2,c2) Vertical moisture advection anomalies, (a3,b3,c3) Horizontal moisture advection anomalies, (a4,b4,c4) Dynamic term of vertical moisture advection anomalies, (a5,b5,c5) Thermodynamic term of vertical moisture advection anomalies, (p,q) Climatology of JAS seasonal-mean water vapor budget components anomalies averaged over Sahel and NASM.

为进一步理解模拟偏差的原因, 本文利用水汽收支方程定量分析 El Niño 型海温异常时 FGOALS-g3 模式模拟北非地区 7-9 月降水偏差的原因。图 12 为观测和模拟的水汽收支项各项异常向标准化 Niño3.4 指数回归的回归系数, AMIP 与 Historical 试验为各成员回归系数的集合平均。结果表明, 针对北非季风区, 在观测中 (图 12a1-a5, q), 垂直水汽平流项异常对降水负异常起主要贡献, 并由动力项异常 (异常环流) 主导, 对降水异常起负贡献, 而热力项异常 (水汽异常变化) 贡献相对较小。

与观测相比, AMIP 与 Historical 试验能够反映垂直水汽输送异常的主导作用, 特别是异常环流对降水负异常的贡献。AMIP 试验模拟的垂直水汽平流项异常较观测偏强, 主要原因在于模拟高估了垂直水汽平流项的动力项的负贡献, 即环流模拟异常, 使得模拟的异常降水偏少 (图 12c1-c5, q)。

与观测不同的是, Historical 试验模拟北非季风区水平平流项异常与垂直水汽平流项的热力项异常对降水异常有正贡献 (图 12b1-b5, q)。就萨赫勒地区而言, 观测中, 水平水汽平流项对降水异常的正贡献与垂直水汽平流项的负贡献相当 (图 12a1-a5, q)。AMIP 试验能够大致模拟出各项异常的空间分布, 但模拟的各项异常偏强 (图 12b1-b5, q), 而 Historical 试验模拟的萨赫勒降水负异常并不明显, 与模拟的水平水汽平流项正贡献偏强有关 (图 12c1-c5, q)。

总的来说, AMIP 试验能够重现北非夏季降水的水汽收支方程中各项的分布, 但模拟的各项偏强, Historical 试验模拟降水负异常偏差主要在于水平水汽平流项的模拟偏差, 其中萨赫勒地区偏差更为显著。

#### 4 总结与讨论

本文利用观测与再分析资料, 系统评估了 FGOALS-g3 模式 Historical 试验与 AMIP 试验对北非降水气候态与年际变率的模拟性能, 并分析不同试验模拟降水及其年际变率偏差的原因, 比较耦合与非耦合模式的模拟结果。主要结论如下:

(1) Historical 与 AMIP 试验能够再现北非地区降水的气候态与环流的总体特征, 但模拟的气候态降水较观测偏少, 对应主要环流系统的模拟偏差表现为撒哈拉热低压、热带东风急流、非洲东风急流、以及深对流经圈环流系统模拟偏弱, 而浅对流系统模拟偏强, 两个环流系统的位置偏南, 直接导致 Historical 与 AMIP

试验模拟的气候态降水存在干偏差，同时雨带位置偏南。相较于 AMIP 试验，Historical 试验模拟的降水与环流偏差更大。

(2) 就水汽输送而言，Historical 与 AMIP 试验模拟的来自大西洋的几内亚湾的水汽输送模拟偏弱，尤其是在高原地形的区域，水汽异常辐散。Historical 较 AMIP 试验来说，几乎在整个北非季风区和萨赫勒地区水汽辐合都偏少，在高原地区最明显。水汽收支诊断表明，蒸发项与垂直水汽平流项对北非季风区和萨赫勒地区有正贡献，水平水汽平流项有负贡献，且在萨赫勒地区更为明显，北非季风区的负贡献偏弱。观测中垂直水汽平流项与蒸发项对北非季风区气候态降水贡献最大，Historical 与 AMIP 试验模拟低估了垂直水汽平流项与蒸发项的正贡献、但同时高估了水平水汽平流项的负贡献，导致模拟的降水偏少。Historical 试验模拟的各项偏差大于 AMIP 试验，对应模拟降水偏少更明显。

(3) 在阿达马瓦山、埃塞俄比亚高原等高原地区，Historical 与 AMIP 试验均高估了年际变率，且 AMIP 试验偏差更大。对于其他地区，Historical 试验明显低估了降水的年际变率，AMIP 试验模拟效果优于 Historical 试验。AMIP 试验能够模拟出北非夏季降水-ENSO 的负相关关系，但强度略大于观测，伴随着对流层低层来自几内亚湾的西南季风偏弱，水汽输送偏少。Historical 试验模拟的 ENSO 正位相时，北非降水负异常不显著，因此无法再现北非夏季降水-ENSO 的负相关关系。

(4) 考虑北非夏季降水年际变率与垂直环流系统以及 TEJ、AEJ 的关系，分析表明 AMIP 和 Historical 试验能够大致模拟出 ENSO 正位相时深对流系统异常偏弱，TEJ 异常偏弱，AEJ 异常偏强的特征。但 AMIP 试验模拟的响应较观测偏强，且环流位置偏北，Historical 试验未能模拟出浅对流系统异常，因此 Historical 试验模拟效果不如 AMIP 试验。ENSO 相关的响应分析表明，ENSO 正位相时，赤道中东太平洋海温异常增暖，Walker 环流减弱东移，印度洋对流层高层辐合下沉并延伸至北非大陆，同时热带东风急流减弱，北非地区对流层低层异常下沉，季风环流减弱，水汽输送减少，从而导致降水减少。AMIP 与 Historical 试验能够大致重现上述响应过程，但两试验均无法合理模拟出北非地区异常响应的强度。总体而言，AMIP 试验模拟的异常的 ENSO 环流响应较观测偏强，而 Historical 试验偏弱，对应 AMIP 模拟的降水负异常更强，而 Historical 试验负异

常微弱。

(5)水汽收支表明,北非夏季风降水-ENSO 的关系由垂直水汽平流项引起,由其垂直动力项主导,对降水异常起负贡献。AMIP 试验可以合理重现垂直动力项的负贡献,模拟的垂直平流项及其动力项异常的负贡献偏大,对应降水负异常更显著。但 Historical 试验模拟的水平平流项与垂直热力项异常的正贡献不可忽视,导致模拟的负相关关系并不明显,说明模拟的北非夏季降水-ENSO 相关关系偏差与水平平流项异常的抑制作用有关。

最后需要指出,FGOALS-g3 模式作为模拟北非季风未来预估的重要工具,评估并比较耦合与非耦合试验对北非季风气候态与年际变率的模拟能力至关重要。AMIP 与 Historical 试验最大的区别在于是否耦合海洋模式,研究发现两试验在北非季风降水上存在一致的干偏差,季风环流的模拟偏差也表现出共性特征,表明 FGOALS-g3 的大气环流模式亟待改进。此外,AMIP 试验对于北非季风气候态与年际变率的模拟技巧均高于 Historical 试验,且 Historical 试验难以重现 ENSO-北非季风降水的负相关关系,表明海气耦合模式在 ENSO-北非季风研究方面存在明显不足。未来 FGOALS-g3 模式需改进大气环流模式以减少两试验的一致误差,同时耦合模式需协调大气与海洋模式,以改进年际关系的模拟。

## 参考文献

- Adedokun J A 1978. West African precipitation and dominant atmospheric mechanisms. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A* [J], 27: 289-310.
- Adler R F, et al. 2003. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology* [J], 4: 1147-1167.
- Bader J, Latif M 2003. The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters* [J], 30.
- Bader J, Latif M 2011. The 1983 drought in the West Sahel: a case study. *Climate Dynamics* [J], 36: 463-472.
- Biasutti M 2019. Rainfall trends in the African Sahel: Characteristics, processes, and causes. *WIREs Climate Change* [J], 10: e591.
- Chou C, Lan C-W 2012. Changes in the Annual Range of Precipitation under Global Warming. *Journal of Climate* [J], 25: 222-235.
- Chou C, Neelin J D 2004. Mechanisms of Global Warming Impacts on Regional Tropical Precipitation. *Journal of Climate* [J], 17: 2688-2701.
- Chou C, et al. 2009. Evaluating the “Rich-Get-Richer” Mechanism in Tropical Precipitation Change under Global Warming. *Journal of Climate* [J], 22: 1982-2005.
- Craig A P, et al. 2011. A new flexible coupler for earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1. *The International Journal of High Performance Computing Applications* [J], 26: 31-42.
- Dee D P, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 137: 553-597.
- Folland C K, et al. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature* [J], 320: 602-607.
- Giannini A, Kaplan A 2019. The role of aerosols and greenhouse gases in Sahel drought and recovery. *Climatic Change* [J], 152: 449-466.
- Gill A E 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 106: 447-462.
- Griffiths J F. *Climates of Africa*[C]//Elsevier Publishing Company,1972
- Joly M, Voldoire A 2009. Influence of ENSO on the West African Monsoon: Temporal Aspects and Atmospheric Processes. *Journal of Climate* [J], 22: 3193-3210.
- Joly M, et al. 2007. African monsoon teleconnections with tropical SSTs: validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dynamics* [J], 29: 1-20.
- Lamb P J 1978a. Case Studies of Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns During Recent Sub-Saharan Weather Anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review* [J], 106: 482-491.
- Lamb P J 1978b. Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus* [J], 30: 240-251.
- Lavaysse C, et al. 2010. Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmospheric Science Letters* [J], 11: 255-264.
- Li L, et al. 2020a. The GAMIL3: Model Description and Evaluation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 125: e2020JD032574.
- Li L, et al. 2020b. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model Grid-Point Version 3 (FGOALS-g3): Description and Evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* [J], 12: e2019MS002012.
- Lin P, et al. 2020. LICOM Model Datasets for the CMIP6 Ocean Model Intercomparison Project. *Advances in Atmospheric Sciences* [J], 37: 239-249.

- Lin R, et al. 2014. Evaluation of Global Monsoon Precipitation Changes based on Five Reanalysis Datasets. *Journal of Climate* [J], 27: 1271-1289.
- Losada T, et al. 2012. Tropical SST and Sahel rainfall: A non-stationary relationship. *Geophysical Research Letters* [J], 39.
- Ma S, Zhou T 2015. Precipitation changes in wet and dry seasons over the 20th century simulated by two versions of the FGOALS model. *Advances in Atmospheric Sciences* [J], 32: 839-854.
- Mohino E, et al. 2011. Changes in the interannual SST-forced signals on West African rainfall. AGCM intercomparison. *Climate Dynamics* [J], 37: 1707-1725.
- Newell R E, Kidson J W 1984. African mean wind changes between sahelian wet and dry periods. *Journal of Climatology* [J], 4: 27-33.
- Nicholson S E 2008. The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over west Africa as factors in interannual variability. *International Journal of Climatology* [J], 28: 1775-1785.
- Nicholson S E 2009. A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Climate Dynamics* [J], 32: 1155-1171.
- Nicholson S E 2013. The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorology* [J], 2013: 453521.
- Nicholson S E, et al. 2018. Assessing recovery and change in West Africa's rainfall regime from a 161-year record. *International Journal of Climatology* [J], 38: 3770-3786.
- Palmer T N, et al. 1992. Modeling Interannual Variations of Summer Monsoons. *Journal of Climate* [J], 5: 399-417.
- Peyrillé P, Lafore J-P 2007. An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II: Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 64: 2783-2803.
- Peyrillé P, et al. 2007. An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I: Validation and Key Controlling Factors. *Journal of the Atmospheric Sciences* [J], 64: 2765-2782.
- Raj J, et al. 2019. West African Monsoon: current state and future projections in a high-resolution AGCM. *Climate Dynamics* [J], 52: 6441-6461.
- Rayner N A, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 108.
- Rowell D P 2001. Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 127: 1683-1706.
- Rowell D P 2003. The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season. *Journal of Climate* [J], 16: 849-862.
- Rowell D P, et al. 1995. Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906–92): Observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 121: 669-704.
- Seager R, et al. 2010. Thermodynamic and Dynamic Mechanisms for Large-Scale Changes in the Hydrological Cycle in Response to Global Warming. *Journal of Climate* [J], 23: 4651-4668.
- Sultan B, Janicot S 2003. The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon. *Journal of Climate* [J], 16: 3407-3427.
- Thorncroft C D, et al. 2011. Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* [J], 137: 129-147.
- Wang B, et al. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). *Climate Dynamics* [J], 39: 1123-1135.
- Ward M N 1998. Diagnosis and Short-Lead Time Prediction of Summer Rainfall in Tropical North Africa at Interannual and Multidecadal Timescales. *Journal of Climate* [J], 11: 3167-3191.

- Wu M-L C, et al. 2009. African Easterly Jet: Structure and Maintenance. *Journal of Climate* [J], 22: 4459-4480.
- Xie Z, et al. 2018. A High-Resolution Land Model With Groundwater Lateral Flow, Water Use, and Soil Freeze-Thaw Front Dynamics and its Applications in an Endorheic Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [J], 123: 7204-7222.
- 李怡 2017. 亚非夏季风系统的气候特征及其年代际变率研究[D]. 中国气象科学研究院博士学位论文. Li Yi. 2017. Climatic features and inter-decadal variability of the Afro-Asian Summer Monsoon System [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 周天军 邹立维 陈晓龙 2019. 第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 评述. *气候变化研究进展* [J], 15: 445-456. Zhou Tianjun, Zou Liwei, Chen Xiaolong. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6)[J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 445-456.