

投稿信

创新点: 首次系统评估了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) 发展的最新版本的耦合模式 FGOALS-g3 对亚洲季风降水的季节演变特征的模拟能力, 通过 FGOALS-g3 与 FGOALS-g2 对比、两代非耦合模式对比, 以及耦合模式与用耦合模式海温驱动的大气模式结果对比, 重点分析模式对亚洲季风爆发模拟能力改进和不足的原因。

重要意义: 亚洲季风降水的季节演变、爆发等过程对亚洲区域水循环、能量、农业、经济及生态等各个方面有显著影响, 而气候模式是探索季风降水变化规律的有利工具。因此, 评估模式对亚洲季风降水季节演变的模拟能力、分析模式对季风爆发的模拟偏差来源具有重要意义。目前, 针对 LASG/IAP 最新一代耦合模式 FGOALS-g3 对亚洲降水的季节演变的模拟能力尚无系统评估, 为了解最新版本模式的性能, 为模式改进提供科学依据, 本文主要从亚洲季风降水的年循环、爆发、撤退、峰值、持续时间几个方面评估了 FGOALS-g3 的模拟性能。结果表明, 相比 FGOALS-g2, FGOALS-g3 提高了对南亚和西北太平洋降水年循环的模拟能力。考虑海气耦合过程对西北太平洋降水年循环、爆发等模拟偏差有明显改进。FGOALS-g3 对阿拉伯海东部季风撤退和持续时间、印度半岛至中国南海季风峰值时间和西北太平洋季风爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟偏差有所改进。FGOALS-g3 模拟的南亚和中南半岛区域季风爆发更加偏晚, 而显著改进了西北太平洋季风爆发西部推迟而东部提前的模拟偏差, 这分别与非洲大陆降水模拟偏差和耦合模式对热带大尺度海温型的模拟能力有关。

22 亚洲季风降水季节演变特征的气候系统模式模拟：基于
23 FGOALS-g3 和 FGOALS-g2 的比较评估

24 王泽毅^{1,2} 陈晓龙^{1*} 周天军^{1,2} 邹立维¹ 李立娟¹

25 林鹏飞¹ 何林强^{1,2}

26 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
27 国家重点实验室（LASG），北京 100029；

28 2 中国科学院大学，北京 100049

收稿日期：2021 年 10 月 25 日 网络预出版日期：

¹ 作者简介 王泽毅，女，1994 年出生，博士研究生，主要从事气候模拟和季
风研究。E-mail: wangzy@lasg.iap.ac.cn

*通讯作者 陈晓龙，E-mail: chenxiaolong@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划（2020YFA0608904）

Funded by National Key Research and Development Program of China
(2020YFA0608904)

摘要 亚洲季风降水的季节演变对亚洲农业生产和社会经济有重要的影响。本文通过与观测资料对比,评估了中国科学院大气物理研究所研发的最新版本的气候系统模式 FGOALS-g3 相对于上一版本 FGOALS-g2 对亚洲季风降水季节演变的模拟能力,并通过与 FGOALS-g3 海温驱动的大气模式结果对比,研究海气相互作用对季风降水年循环模拟的影响。结果表明,FGOALS-g3 提高了对南亚和西北太平洋降水年循环的模拟能力,部分源于大气模式的改进,但对其他区域模拟性能改进不明显。FGOALS-g3 对西北太平洋季风爆发、撤退、峰值和持续时间、阿拉伯海东部季风撤退和持续时间以及印度半岛至南海季风峰值时间的模拟偏差有所改进,且考虑模式自身海气耦合过程后,可显著改善西北太平洋区域降水年循环等模拟偏差。与 FGOALS-g2 相比,在南亚和中南半岛区域,FGOALS-g3 模拟的季风爆发更晚,这是由非洲大陆降水干偏差导致索马里越赤道急流减弱,加剧该区域 5 月负降水偏差导致。在西北太平洋,FGOALS-g3 显著改善了季风爆发西侧推迟而东侧提前的模拟偏差,原因是太平洋东暖西冷的海温偏差显著减小,局地 Hadley 环流增强,在该区域产生异常下沉运动,减小了西侧 1 月降水湿偏差,使 5 月相对于 1 月的降水量增加,而东侧 5 月降水与 1 月降水的干偏差得以互相抵消。研究表明热带大尺度海温型模拟偏差的改进对提高亚洲季风降水年循环的模拟能力有重要作用。

关键词 降水季节演变 亚洲季风爆发 模式偏差 FGOALS 模式

Doi: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

**Seasonal Evolution of Asian Monsoon Precipitation Simulated by Climate
System model: Based on the Comparative Evaluation Between FGOALS-g3 and
FGOALS-g2**

Wang Zeyi^{1,2}, Chen Xiaolong^{1*}, Zhou Tianjun^{1,2}, Zou Liwei¹, Li Lijuan¹, Lin Pengfei¹
and He Linqiang^{1,2},

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract The seasonal evolution of the Asian monsoon precipitation is crucial to Asian agriculture production and social economy. Based on the observations, we assess the performances of latest version of the IAP/LASG Flexible Global Ocean-Atmosphere (FGOALS-g3) compared with FGOALS-g2 in simulating the Asian monsoon seasonal evolution. Compared with an atmospheric experiment driven by historical monthly mean FGOALS-g3 SST, the influence of air-sea coupling on monsoon seasonal evolution is also studied. The results show that FGOALS-g3 has improved the ability to simulate the precipitation annual cycle in South Asia and the Northwest Pacific region which may be relevant to the single atmospheric model, but does not improve in other regions. Compared with FGOALS-g2, the ability to simulate Northwest Pacific monsoon onset, withdrawal, peak and duration, Eastern Arabian Sea monsoon withdrawal, duration and from Indian Peninsula to the South China Sea monsoon peak are significantly improved in FGOALS-g3, and considering the model's own air-sea coupling, it can significantly reduce the simulation biases of the annual precipitation cycle in the Northwest Pacific. The delayed bias onset in South Asia and Indo-China Peninsula is increased in FGOALS-g3 relative to FGOALS-g2, which is associated with weak Somali jet caused by dry bias in African land at May. In the Northwest Pacific, the bias of monsoon onset simulation (delayed in the West and advanced in the

East) is significantly reduced in FGOALS-g3, mainly because the SST bias in tropical Pacific is improved, and the local Hadley circulation is strengthened, resulting in anomalous subsidence in the region, which reduces the wet bias in January on the west side, the relative precipitation increases, and the improvement of wet bias in the East is the result of compensation between the dry biases in May and January. The improvement of the tropical SST pattern in the coupled model has great implication to improve the simulation ability of the Asian monsoon precipitation annual cycle.

Key words: Seasonal evolution of precipitation, Asian monsoon onset, Model bias, FGOALS model

88 1 引言

89 亚洲季风区约占全球季风区域面积的 20%，该区域人口密度高、地理环境复
90 杂且生物多样性丰富。季风带来的降水是该区域粮食和能源安全的重要保障，季
91 风爆发的早晚对农业生产有重要影响 (Mathison et al., 2018; Tao and Chen, 1987)。
92 气候模式是理解季风演变规律、预测其未来变化的重要手段。亚洲季风爆发及其
93 季节演变一直是模式模拟难点，因此季风降水年循环、爆发和撤退时间等特征，
94 已经成为评估一个模式综合性能的重要指标 (Li et al., 2020)。

95 季风可认为是大气环流对太阳辐射年循环的响应。受海陆热力差异驱动，季
96 风爆发标志着干季向湿季转变 (Webster et al., 1998)，其中季风爆发、撤退和峰
97 值等季节演变的时间节点是值得人们关注的重点。气候模式很难准确模拟东亚夏
98 季风降水北进过程，对亚洲季风降水年循环的模拟能力有待进一步提高 (Boo et
99 al., 2011; Kang et al., 2002; Kripalani et al., 2007; Kusunoki and Arakawa, 2015;
100 Tu et al., 2009)。Sperber et al. (2013) 和 Tung et al. (2014) 均指出 CMIP5 多模
101 式集合平均对于亚洲季风爆发的模拟技巧比 CMIP3 高，但模式中南亚季风爆发
102 普遍推迟，中国东部至日本的梅雨区域偏小，西北太平洋的季风区域偏大。基于
103 风向变化定义季风爆发和撤退，Li and Zhang (2009) 指出 CMIP3 中大气模式的
104 多模式集合平均的模拟能力优于单个模式，其模式对季风爆发的模拟能力比季风
105 撤退的模拟能力强。基于可降水量和纬向风定义季风爆发，CMIP3 中大多数模式
106 可再现亚洲季风的季节演变 (Zhang et al., 2012)，季风爆发时间模式间存在显著
107 差异，决定季风爆发变化的驱动因子也不同 (Dong et al., 2016)。

108 Moon and Ha (2017) 指出模拟降水和温度年循环较好的 CMIP5 模式可以更
109 好再现亚洲季风爆发时间的空间分布。基于美国国家大气研究中心 (NCAR) 的
110 大气模式 CAM5, Islam et al. (2013) 指出改进边界层方案可提高亚洲季风降水
111 年循环和爆发时间的模拟技巧。大气模式耦合随机多云模式之后，因海陆热力差
112 异增强、对流层高层经向温度梯度增加，东亚夏季风环流增强，从而提高了模式
113 对东亚夏季风爆发的模拟能力 (Ma et al., 2019)。基于相同大气模式的不同分辨
114 率的版本，Zhang et al. (2018) 指出提高模式分辨率可改善东亚季风爆发提前的

模拟偏差，而南亚季风爆发对模式分辨率变化不敏感。

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发展了全球耦合模式 FGOALS-g (Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model)。自 2007 年以来, FGOALS-g 连续参加了 CMIP3、CMIP5 以及进行中的 CMIP6, 其中参与 CMIP5 和 CMIP6 的版本分别为 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3。FGOALS-g2 对全球季风区总降水有一定的模拟能力, 但低估了亚洲季风强降水中心(彭冬冬 等, 2016); 其在亚洲陆地季风槽降水偏少, 印度半岛附近海域降水偏多(黄昕 等, 2019)。另有研究表明该模式可以合理地模拟出亚洲季风爆发进程, 但是无法模拟出印度、中南半岛和中国南海部分区域的季风爆发, 模拟的西北太平洋和中南半岛爆发均推迟(Zou and Zhou, 2015)。早期研究指出, FGOALS-g 模式的大气分量 GAMIL (Grid-point Atmospheric Model of the IAP LASG) 对季风降水向北推移的模拟能力还有待提高(Rajendran et al., 2004; 杨军丽 等, 2007)。关于最新版的 FGOALS-g3 的模拟性能, 已有研究指出该模式可以较好地模拟出全球季风区域和降水年较差, 也可再现东亚夏季风和 ENSO 的关系, 其模拟的西北太平洋副高偏强, 导致中国东部夏季降水偏少(Li et al., 2020)。目前 FGOALS-g3 对亚洲季风降水季节演变特征的模拟能力尚缺乏系统评估。为了解最新版本模式的性能, 为模式改进提供科学依据, 本文将系统分析评估 FGOALS-g3 对亚洲季风降水年循环、爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟能力, 并通过与 FGOALS-g2 结果的比较, 考察新旧版本之间的性能差异; 通过比较两代大气模式的结果, 研究耦合模式性能改进是否可能来源于大气分量; 通过比较观测海温和耦合模式海温驱动的大气模式的结果, 研究海气耦合过程是否可以改进模式对季风降水年循环以及爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟能力。

2 模式、资料和方法

本文使用的模式为 FGOALS-g2 (Li et al., 2013) 和 FGOALS-g3 (Li et al., 2020), 均包括大气、陆面、海洋、海冰四个模块和一个耦合器。GAMIL2 和 GAMIL3 分别是二者的大气模式分量。与 GAMIL2 相比, GAMIL3 水平分辨率从 2.8° (128×60) 提高到 2° (180×80), 垂直层均为 26 层。两者的动力框架均

为可保证质量和能量守恒的有限差分, GAMIL2 采用两步保形平流方案求解水汽平流, GAMIL3 则进一步保证了极地的水汽守恒。GAMIL2 采用经向方向一维分解的并行方案, GAMIL3 采用二维分解混合并行方案 (Liu et al., 2014)。GAMIL3 的气溶胶模块为德国马克斯普朗克研究所的气溶胶版本模块 (Stevens et al., 2017)。GAMIL3 采用的边界层方案从 GAMIL2 采用的 K 廓线闭合方案 (Holtslag and Boville, 1993) 升级为扰动动能方案 (Bretherton and Park, 2009)。GAMIL3 外强迫采用 CMIP6 的外强迫。更多 FGOALS-g 的大气分量的差异, 请见 Li et al. (2020)。

FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 的陆面分量分别为 CLM3 (Oleson et al., 2010) 和 CAS-LSM (Xie et al., 2018), CAS-LSM 与大气模式有相同的水平分辨率, 是基于 CLM4.5 的陆面模式, 耦合了人类用水、地下水侧向流动、地表与大气之间的能量和水交换等活动过程。FGOALS-g3 海洋分量 LICOM3 (Lin et al., 2020) 是 FGOALS-g2 的海洋分量 LICOM2 (Lin et al., 2016) 的新版本, 在动力框架、物理参数化和计算技巧上均有改进。FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 的海冰分量均为 CICE4 (Liu, 2010)。

本文用到的模拟试验, 包括 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 的历史气候模拟 (Historical) 试验, 水平分辨率分别约为 2.8° 和 2° ; 以及对应的大气分量模式 GAMIL2 和 GAMIL3 的 AMIP 试验, 即用观测历史的海温、海冰驱动大气模式的模拟结果; 为了明确模式自身海气耦合过程的作用, 另做一组用 FGOALS-g3 的 Historical 试验第一个成员的 1979-2014 年月平均海温驱动的大气模式 GAMIL3 的试验。为简便, 以下 FGOALS-g 代表 Historical 试验, GAMIL 代表 AMIP 试验, GAMIL3_SST_{Hist} 代表用 FGOALS-g3 的 Historical 试验气候态海温驱动的 AMIP 试验。对比两代模式的 Historical 试验和 AMIP 试验, 可分析耦合模式的改进是否可能来源于大气分量。将 GAMIL3_SST_{Hist} 与 FGOALS-g3 的 Historical 试验以及 AMIP 试验对比, 可厘清海气耦合对模式降水年循环等模拟能力的影响。GAMIL3_SST_{Hist} 试验虽为大气模式的结果, 但与用观测海温驱动的 AMIP 试验不同的是, 驱动大气模式的海温中包含了模式自身海气耦合的信

号；若其模拟结果与耦合结果 Historical 试验接近，则说明模式结果与 AMIP 试验的偏差可以归结为模式与观测海气耦合过程的差异所造成的海温偏差。使用到的变量有水平风场、垂直风速、温度、地表温度和降水月数据，以及降水的日数据。

用于评估模式的再分析资料为：（1）欧洲中期天气预报中心提供的 ERA5 逐日和逐月再分析资料，分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ （Hersbach et al., 2020）；（2）GPCP V2.2（Global Precipitation Climatology Project dataset version 2.2）逐候（Adler et al., 2003）和逐月降水，分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ；（3）英国哈德莱中心 HadISST（Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature version 1.1）逐月海表温度（Rayner, 2003），分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。为方便评估模式性能，以上所有的数据均选择 1979-2005 时间段，日数据处理成候数据，并采用双线性方法统一插值到水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的网格上。

本文采用 Wang and LinHo（2002）提出的方法定义季风爆发、撤退、峰值和持续时间。先对候降水进行五候滑动平均，再减去局地 1 月降水得到候相对降水量，在 5 月-9 月时间段内，候相对降水量超过 5mm/day 的第一候为爆发候，爆发之后低于 5mm/day 的第一候为撤退候，相对降水量达到峰值的时间为峰值候，撤退候减去爆发候再加一为季风持续时间。

3 结果分析

3.1 FGOALS模式对亚洲季风降水年循环的模拟

首先评估模式对亚洲季风各区域气候态降水年循环的模拟能力。按照亚洲季风爆发进程，亚洲季风区域可分为南亚（ 5° - 25° N, 65° - 85° E）、中南半岛区域（ 5° - 25° N, 85° - 110° E）、中国南海（ 10° - 20° N, 110° - 120° E）、西北太平洋（ 10° - 20° N, 122° - 160° E）、东亚南部梅雨区（ 20° - 36° N, 110° - 140° E）和华北区域（ 36° - 42° N, 115° - 124° E）。将 1979-2005 年 GPCP 和模式的降水月数据做区域平均得到降水年循环，如图 1 所示。

在热带季风区，大气分量 GAMIL3 对 GAMIL2 高估夏季降水的偏差有明显

改进（图 1 a-d），但其对耦合模式偏差改进的作用存在显著的区域差异。对于南海季风区，FGOALS-g 两代耦合模式均可再现 5 月之后降水增加的趋势。与 FGOALS-g2 相比，FGOALS-g3 高估 5-9 月降水的比例从 44%降为 22%，GAMIL3 对 5-9 月的降水高估比例从 74%（GAMIL2）降为 41%，这说明 FGOALS-g3 在该区域降水的模拟改进可能来自于大气模式（图 1 a）。GAMIL3_SST_{Hist} 模拟的降水年循环与 FGOALS-g3 接近，高估降水 5-9 月降水量为 28%，比 GAMIL3 有所改进，这说明考虑模式自身的海气耦合过程可部分改善该区域降水年循环的模拟能力（图 1 a）。

在中南半岛区域（5°-25°N，85°-110°E），虽然 GAMIL3 明显改进了 GAMIL2 中 4-10 月降水高估 57%的模拟偏差，与 GPCP 大致相等，但 FGOALS-g3 对 4-10 月降水低估的从 3%（FGOALS-g2）增加到 23%，可见 FGOALS-g3 的模拟偏差并非源于大气模式的模拟偏差（图 1 b）。考虑了模式自身耦合海温信号的 GAMIL3_SST_{Hist} 同样低估了 4-10 月降水（30%）。考虑到 GAMIL3 中偏差较小，所以 FGOALS-g3 耦合过程及其所导致的海温偏差是该区域降水偏差的主要原因。

与中南半岛类似，在中国南海区域（10°-20°N，110°-120°E），尽管 GAMIL3 明显改善 GAMIL2 对 4-10 月降水的高估偏差，甚至明显低于 FGOALS-g3 的模拟偏差，但 FGOALS-g3 对 7-9 月降水量高估达 45%，可见 FGOALS-g3 在该区域降水模拟偏差增大并非来自大气模式（图 1 c）。虽然 GAMIL3_SST_{Hist} 的海温驱动场包含了部分模式自身的耦合信号，但由于采用了月平均数据，无法还原耦合模式中高频的海气耦合过程及其效应，考虑到 GAMIL3_SST_{Hist} 对 4-10 月降水低估 22%，与 FGOALS-g3 高估偏差有明显区别，因此 FGOALS-g3 中高频耦合过程的偏差可能会影响该地区夏季降水的模拟。

与南亚季风类似，在西北太平洋（10°-20°N，122°-160°E），FGOALS-g3 明显改善了 FGOALS-g2 中 9-10 月降水偏差，从高估 38%降为 8%，这可能部分源于大气分量模拟能力的提高（图 1 d）。FGOALS-g3 低估 1-6 月降水达 41%，而 FGOALS-g2 与 GPCP 更加接近。GAMIL3_SST_{Hist} 显著减少了 GAMIL 中降水正偏差，这说明考虑海气耦合过程能够显著改善大气模式在该区域的降水偏差。基

于多模式的研究指出,耦合模式中西北太平洋地区降水正偏差的减少是部分以其模拟的海温冷偏差为代价 (Song and Zhou, 2014)。基于区域海气耦合模式的研究也支持此结论 (Zou, 2020)。

在热带外的东亚季风区,新版本无论是大气分量还是耦合模式对降水年循环的改进均十分有限 (图 1e-f)。对于东亚南部的梅雨带 (20° - 36° N, 110° - 140° E),观测降水存在两个峰值,分别在梅雨爆发的 6 月和雨带北移时的 8 月,后一个峰值可能与台风活动有关 (Chen et al., 2012; Guo et al., 2017)。因模式分辨率较粗, FGOALS-g 两代模式均不能模拟台风活动,也均未能模拟出两个降水峰值。 FGOALS-g3 和 FGOALS-g2 均低估了 2-10 月降水,大气分量可能是导致耦合模式在该区域降水偏差的部分原因,海气耦合过程对此影响较小 (图 1e)。

在华北区域 (36° - 42° N, 115° - 124° E), FGOALS-g3 能够准确模拟出降水峰值时间,较 FGOALS-g2 有改进。但 FGOALS-g 两代模式模拟的 6-9 月降水存在较大干偏差,特别是 FGOALS-g3 偏少 37%, GAMIL 两代模式对此有同样的干偏差,可见大气分量是耦合模式偏差的来源之一 (图 1f),但 FGOALS-g3 相对于 FGOALS-g2 的降水干偏差增大并非来源于大气模式。另外,考虑自身的海气耦合过程可部分减少降水干偏差 (图 1f)。

综上,大气模式的偏差和海气耦合过程的偏差对亚洲季风区降水年循环的影响因地区而异。在南亚和西北太平洋区域, FGOALS-g3 相对于上一版本在降水年循环的模拟能力上有所提高,可能部分来源于大气模式的改进。在中南半岛区域和南海区域, GAMIL3 的模拟性能相对于 GAMIL2 有显著提升,但并未体现在耦合模式中,这可能与受耦合过程影响的海温偏差有关。在对梅雨和华北区域降水年循环的模拟中, FGOALS-g3 的性能受大气分量的影响,但 GAMIL3 相对于 GAMIL2 的改进有限。海气耦合过程对季风区降水年循环的模拟影响在西北太平洋区域尤为显著,考虑模式自身耦合过程后可显著改善大气模式对降水的高估,这也与耦合模式模拟的海温偏差有关。

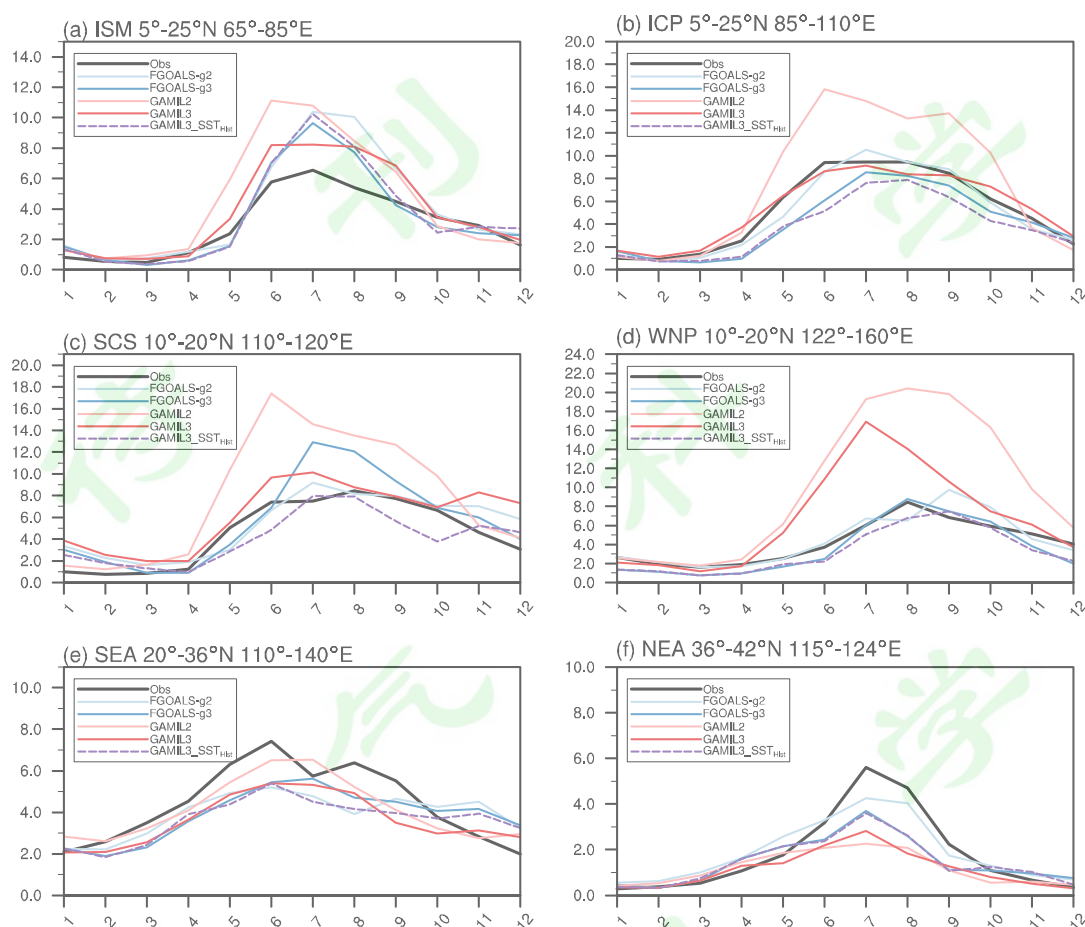


图 1 亚洲季风各区域气候态降水年循环（单位：mm/day）。（a）南亚区域（5°-25°N，65°-85°E）；（b）中南半岛区域（5°-25°N，85°-110°E）；（c）中国南海区域（10°-20°N，110°-120°E）；（d）西北太平洋区域（10°-20°N，122°-160°E）；（e）东亚南部梅雨区（20°-36°N，110°-140°E）；（f）华北区域（36°-42°N，115°-124°E）。横坐标为月份。黑色、浅蓝色、深蓝色、浅红色和红色实线分别为 GPCP、FGOALS-g2、FGOALS-g3、GAMIL2 和 GAMIL3，紫色虚线为 FGOALS-g3 气候态海温驱动的 AMIP 试验 GAMIL3_SST_{Hist}。

Fig.1. Annual cycle climatology of precipitation (units: mm/day) averaged over (a) Indian summer monsoon region (5°-25°N, 65°-85°E), (b) Indo-China Peninsula (5°-25°N, 85°-110°E), (c) South China Sea (10°-20°N, 110°-120°E), (d) Western North

Pacific (10° - 20° N, 122° - 160° E), (e) the South East Asian (20° - 36° N, 110° - 140° E), (f) the North East Asian (36° - 42° N, 115° - 124° E). The x axis denotes month. The black, light blue, blue, light red and red solid lines denote GPCP, FGOALS-g2, FGOALS-g3, GAMIL2 and GAMIL3, respectively. The purple dashed lines denote AMIP experiment forced by monthly mean FGOALS-g3 historical SST.

3.2 FGOALS模式对亚洲季风爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟

首先考察模式对亚洲季风爆发时间的模拟能力（图 2）。在观测中，亚洲季风最早 4 月末 5 月初（约第 25 候）在中南半岛区域爆发，随后 5 月下旬（第 28 候）南海雨季爆发，而南亚夏季风在 6 月初（第 32 候）爆发；季风约在 7 月（约第 37 候-第 40 候）到达西北太平洋，同时向北发展，6 月中上旬（第 31 候）东亚南部梅雨区雨季、7 月下旬（第 40 候）华北雨季依次爆发（图 2 a），这与 Wang and LinHo（2002）描述的季风爆发进程一致。

FGOALS-g3 可大致模拟出亚洲季风爆发进程（图 2 d），给出的南海和西太平洋西部季风爆发时间的区域更完整，而 FGOALS-g2 在部分区域无法确定季风爆发（图 2 c）。FGOALS-g 两代模式均无法模拟出东亚南部梅雨区和华北区域完整的爆发时间（图 2 c, d），这一偏差在单独大气模式 GAMIL2 和 GAMIL3 中就已经存在（图 2 g, h），且该偏差在大多数 CMIP5 模式中也存在（Feng et al., 2014; Sperber et al., 2013）。这是因为模式低估了该区域夏季降水导致相对降水量无法达到爆发的阈值，考虑海气耦合过程对这一偏差改善有限（图 1 e, f），所以接下来重点关注亚洲季风热带区域。

在 FGOALS-g2 中从南亚到中南半岛区域存在季风爆发推迟的模拟偏差，西北太平洋则存在季风爆发西侧推迟而东侧提前的偏差（图 2 e）。FGOALS-g3 中南亚至中南半岛区域的季风爆发推迟的偏差更大，但西北太平洋季风爆发时间西侧推迟东侧提前的模拟偏差有所改善（图 2 f），这可能都与大气模式的模拟能力有关（图 2 i）。考虑了模式自身耦合过程的 GAMIL3_SST_{Hist} 模拟的爆发时间与 FGOALS-g3 接近（图 2 b），可明显改善 GAMIL3 中西北太平洋季风爆发提前的模拟偏差（图 2 h, j）。前人研究指出该区域季风爆发前海温增暖利于对流不稳

定增加，而季风爆发后大气又通过云-辐射反馈和风蒸发反馈影响海温，海气耦
合作用对西北太平洋季风爆发向东发展十分重要(Wu, 2002; Wu and Wang, 2001)。

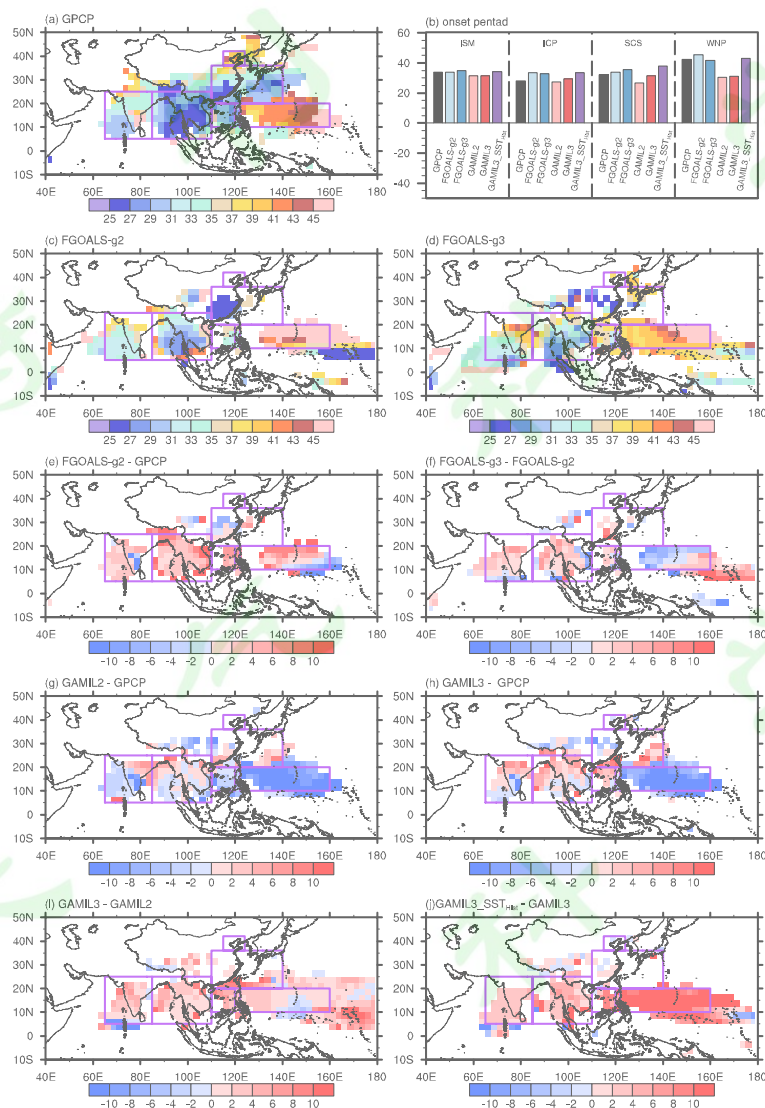


图 2 亚洲季风气候态爆发候的空间分布。(a) GPCP; (c) FGOALS-g2; (d) FGOALS-g3; (e) FGOALS-g2 与 GPCP 之差; (f) FGOALS-g3 与 FGOALS-g2 之差; (g) GAMIL2 与 GPCP 之差; (h) GAMIL3 与 GPCP 之差; (i) GAMIL3 与 GAMIL2 之差; (j) GAMIL3_SST_{Hist} 与 GAMIL3 之差; (b) 亚洲季风热带各区域平均的爆发时间，黑色、浅蓝色、深蓝色、浅红色、红色和紫色图柱分别代表 GPCP、FGOALS-g2、FGOALS-g3、GAMIL2、GAMIL3 和 GAMIL3_SST_{Hist}。图中紫色方框为亚洲季风各区域，详情请见正文

Fig.2. Spatial distributions of the Asian summer monsoon onset pentad derived from

(a) GPCP, (c) FGOALS-g2, (d) FGOALS-g3, (e) FGOALS-g2 minus GPCP, (f) FGOALS-g3 minus FGOALS-g2, (g) GAMIL3 minus GPCP, (h) GAMIL3 minus GPCP, (i) GAMIL3 minus GAMIL2, (j) GAMIL3_SST_{Hist} minus GAMIL3. (b) Asian monsoon onset pentad averaged over each region. The black, light blue, blue, red, light red and purple bars denote GPCP, FGOALS-g2, FGOALS-g3, GAMIL2, GAMIL3 and GAMIL3_SST_{Hist}, respectively. The purple rectangles denote Asian monsoon subregions, see the text for details.

下面考察 FGOALS-g 不同版本对季风撤退的模拟能力（图 3）。在观测中，季风最早从阿拉伯海东部、东亚南部和华北区域撤退，随后印度半岛和中南半岛区域季风从北向南初步撤退，西北太平洋区域季风从西向东逐步撤退（图 3 a）。FGOALS-g3 可大致模拟出季风撤退进程，但最早的撤退发生在孟加拉湾东部（图 3 d）。FGOALS-g3 改善了 FGOALS-g2 中阿拉伯海东部和西北太平洋季风撤退推迟的偏差（图 3），其中 FGOALS-g3 在西北太平洋区域的改善可能来源于大气模式分量（图 3 i）。考虑模式自身耦合信号的 GAMIL3_SST_{Hist} 可改善大气模式中阿拉伯海东部和西北太平洋季风撤退推迟的模拟偏差（图 3 h, j）。

亚洲季风达到峰值的时间也是降水年循环中值得关注的时间点（图 4）。在观测中，降水峰值时间最早出现在孟加拉湾东部、阿拉伯海东部和东亚南部，最晚在印度半岛、中南半岛以及西北太平洋出现（图 4 a）。FGOALS-g3 对 FGOALS-g2 中从印度半岛到西北太平洋西侧的峰值时间的偏差都有明显改进（图 4），这可能部分来源于大气分量的改进（图 4 i）。考虑海气耦合信号的 GAMIL3_SST_{Hist}，可改善 GAMIL3 中从中南半岛区域到西北太平洋西侧季风峰值提前的模拟偏差（图 4 h, j）。

最后考察 FGOALS-g 对季风持续时间的模拟能力。在观测中，中南半岛区域和南海区域季风持续时间较长，其次为西北太平洋和南亚北部（图 5 a）。FGOALS-g2 模拟的中南半岛区域和南海季风持续时间偏短，这一偏差在 FGOALS-g3 中增大，但 FGOALS-g3 改进了阿拉伯海东部和西北太平洋东部季风持续时间较长的偏差（图 5），这可能与大气模式分量的改进有关（图 5 g, h,

i)。相对于 GAMIL3, GAMIL3_SST_{Hist} 的结果说明模式自身的海气耦合过程可改善阿拉伯海东部和西北太平洋区域季风持续时间偏长的模拟偏差。(图 5 h, j)

综上, FGOALS-g3 对季风降水的爆发、撤退、峰值候和持续时间的模拟改善以及海气耦合、大气分量的作用因区域而异(表 1)。相比 FGOALS-g2, FGOALS-g3 可显著改善西北太平洋区域的爆发、撤退、峰值候和持续时间的模拟偏差,海气耦合作用在该区域的作用也最显著;另外 FGOALS-g3 对阿拉伯海东部撤退和持续时间、印度半岛到南海的峰值时间的模拟偏差也有改善作用,但对南亚至中南半岛区域的季风爆发模拟偏差加大,这些可能部分来源于大气模式分量的模拟偏差,季风爆发模拟偏差的原因将在第 3.3 小节中进行系统分析。

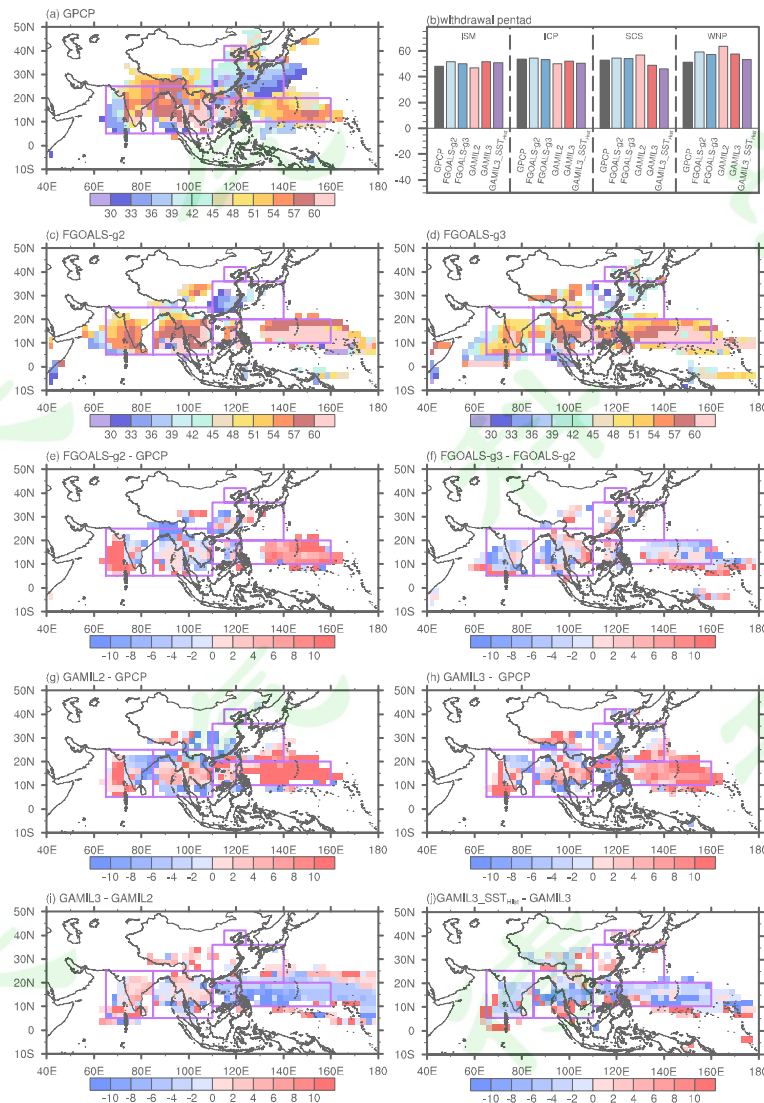


图3 与图2一致，为亚洲季风撤退候

Fig.3. Same as Fig2, except for withdrawal.

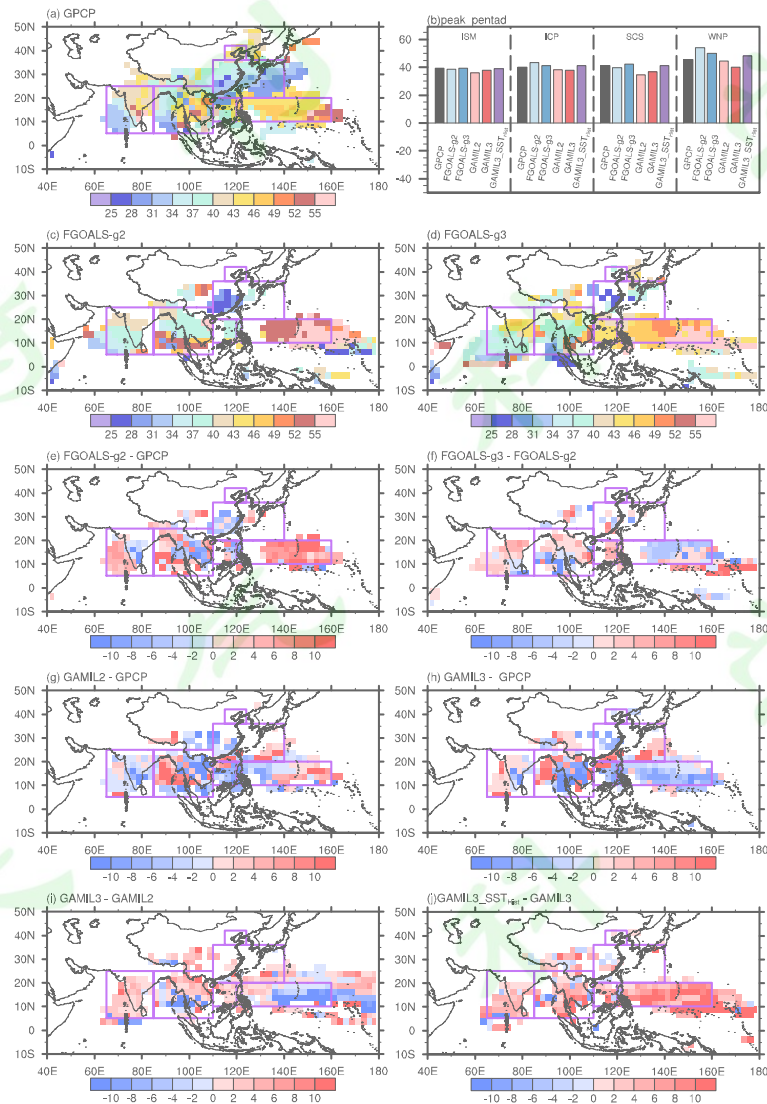


图4 与图2一致，为亚洲季风峰值候

Fig.4. Same as Fig2, except for peak.

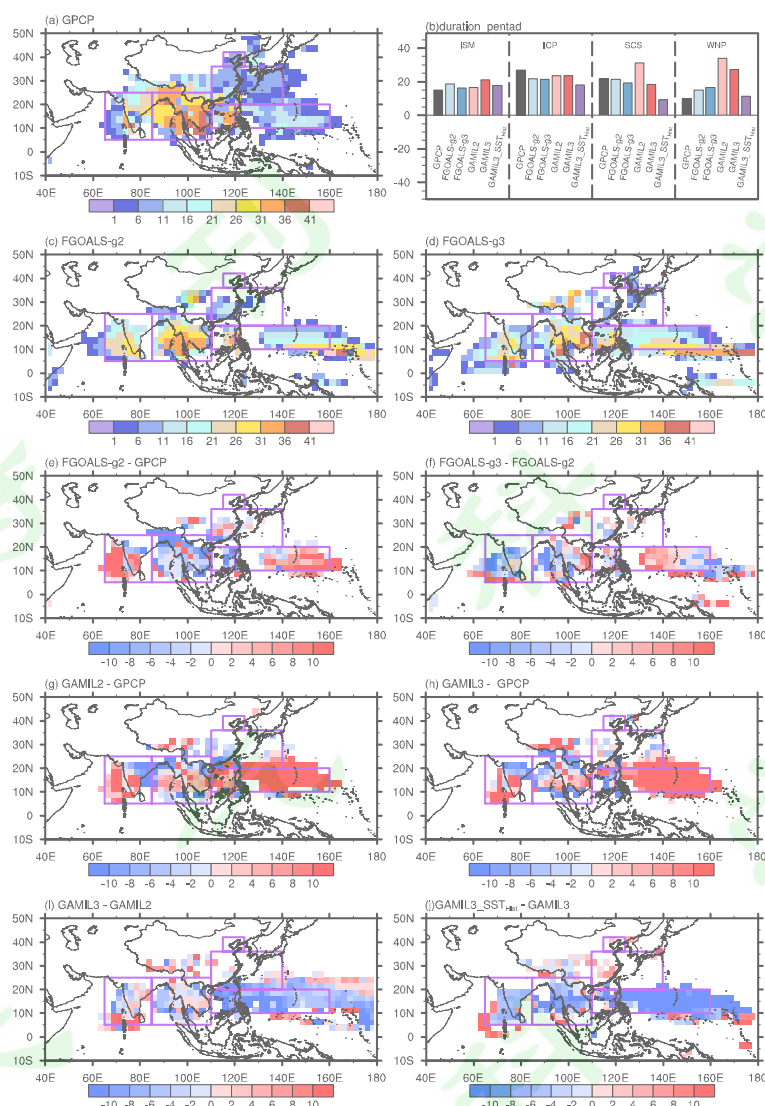


图5 与图2一致，为亚洲季风持续时间

Fig.5. Same as Fig2, except for duration.

表1 海气耦合和大气模式分量的改进对FGOALS-g3中亚洲热带季风各区域季风爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟能力影响汇总，“—”表示改善不明显，“海气耦合”表示考虑模式自身海气耦合作用可提高模拟能力，“大气分量”表示改进大气模式分量可能提高该区域的模拟能力

Table.1. The summary of influence of are-sea coupling and the improvement of atmospheric component in FGOALS-g3 on the ability to simulate tropical Asian monsoon onset, withdrawal, peak and duration in the Asian tropical monsoon, ‘—’ denotes no obvious improvement. ‘air-sea coupling’ denotes that the air-sea coupling

process can improve the simulation ability. ‘atmospheric component’ denotes that improving single atmosphere model may can improve the simulation ability.

亚洲热带季风		爆发时间	撤退时间	峰值时间	持续时间
南亚区域	阿拉伯海东部	—	海气耦合	—	海气耦合
	印度半岛	—	—	大气分量	—
中南半岛区域	孟加拉湾东部	—	—	海气耦合和 大气分量	—
	中南半岛	—	—	海气耦合和 大气分量	—
中国南海区域		—	—	海气耦合和 大气分量	—
西北太平洋区域	西侧	海气耦合	海气耦合和 大气分量	海气耦合和 大气分量	海气耦合
	东侧	海气耦合和 大气分量	海气耦合和 大气分量	—	海气耦合和 大气分量

3.3 模式对亚洲季风爆发模拟偏差的原因

上一小节初步评估了模式对季风爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟能力。这里重点分析亚洲季风爆发模拟偏差的原因。由于本文基于相对 1 月的降水量变化定义爆发时间，同时亚洲季风热带区域爆发多发生在 5 月（图 2 a），所以可从 5 月和 1 月降水之差的角度分析季风爆发时间模拟偏差的原因。为简便，我们称 5 月减 1 月降水为相对降水量。

5 月相对降水量模拟偏差的空间分布与季风爆发时间模拟偏差相对应（图 6 a, b 和图 2 e, f）。FGOALS-g2 低估南亚至中国南海的相对降水量（图 6 a, b），与该区域季风爆发推迟的偏差一致（图 2 e）；同时在西北太平洋地区，FGOALS-g2 低估了菲律宾群岛周边的相对降水量，但对于 0-20°N 内西太平洋相对降水量有明显高估，这与西北太平洋季风爆发在西侧推迟、东侧提前的偏差一致（图 2 e）。与 FGOALS-g2 相比，FGOALS-g3 更加低估了南亚至中南半岛区域的相对降

水量，而对西北太平洋地区的相对降水量西干东湿的偏差有明显改善（图 6 b），这与 FGOALS-g3 模拟的南亚和中南半岛区域季风爆发更加推迟，但改进了西北太平洋季风爆发的结果一致（图 2 f）。下面分别从 1 月和 5 月降水模拟偏差，讨论 FGOALS-g3 相比 FGOALS-g2 模拟的南亚至中南半岛区域季风爆发偏差增大及西北太平洋季风爆发偏差改善的原因。

在南亚至中南半岛区域，FGOALS-g2 的相对降水量偏差（图 6 a）主要是 5 月降水偏少导致的（图 7 b），而 1 月降水偏差较小（图 7 a）。与 FGOALS-g2 相比，FGOALS-g3 中 1 月该区域降水模拟偏差也较小（图 7 c），其南亚至中南半岛的季风推迟加剧是 5 月降水干偏差加剧的结果（图 7 d）。5 月降水减少与季风环流的模拟偏差有关。FGOALS-g2 模拟的 5 月印度洋北部海温偏冷（图 8 b），对应从阿拉伯海东部到孟加拉湾东部降水负偏差和中心位于 10°S - 0° 之间的降水正偏差，低层异常风场从北半球向南半球辐合，导致索马里越赤道急流减弱，最终减弱了气候态西南季风（图 7 b）。这一偏差产生机制与前人研究一致（Levine et al., 2013; Zou and Zhou, 2015）。

与 FGOALS-g2 相比，FGOALS-g3 改善了热带印度洋的冷偏差（图 8 d），从而改善了赤道南印度洋的降水正偏差，以及东印度洋的东风偏差（图 7 d）。但 FGOALS-g3 中索马里急流较 FGOALS-g2 更弱，这可能与北非大陆上降水偏少有关（图 9 a）。非洲大陆降水减少使东非地表温度以及中高层大气的温度均高于其东侧西印度洋（图 9），利于索马里沿岸的异常东北风增强，从而进一步减弱了 5 月索马里越赤道气流，导致南亚至中南半岛降水负偏差增大，使 FGOALS-g3 对该区域爆发模拟更加推迟。

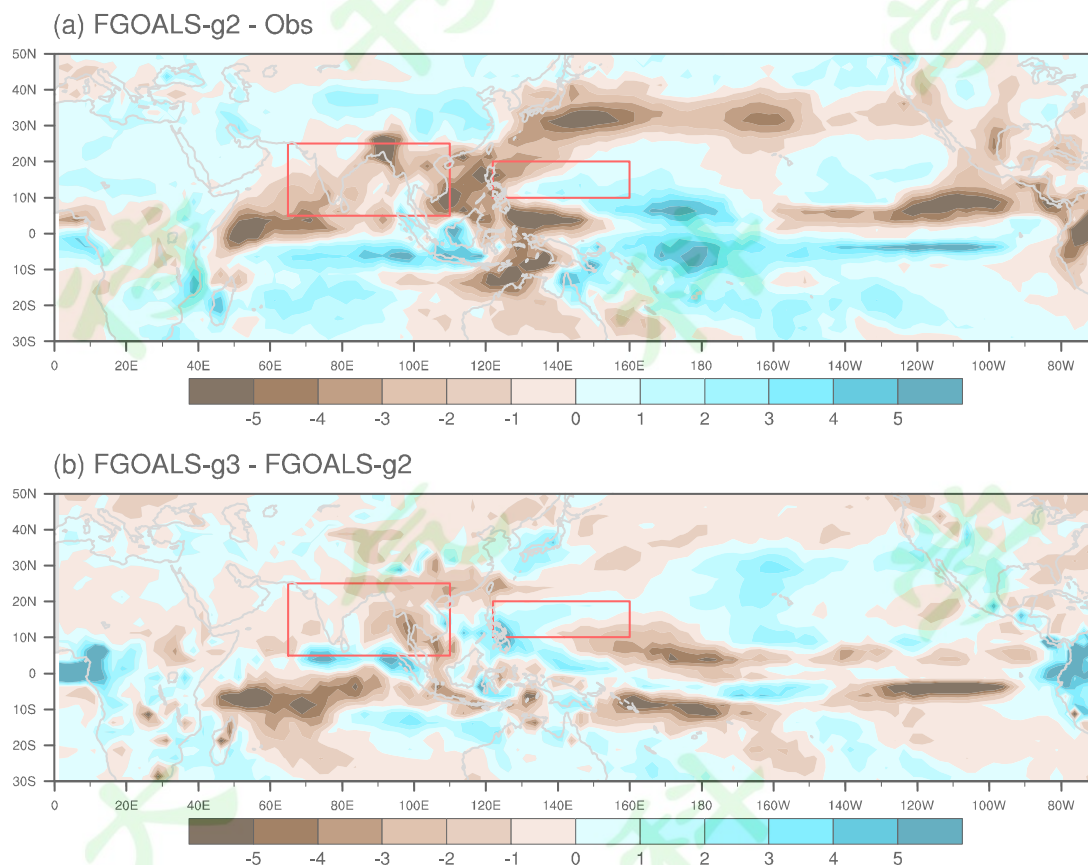
在西北太平洋地区，FGOALS-g2 中 1 月该区域西侧为降水湿偏差，东侧为降水干偏差（图 7 a），而 5 月份西侧为明显干偏差（图 7 b），导致相对降水量在西侧偏干，东侧偏湿（图 6 a），与西侧季风爆发推迟和东侧提前的偶极子偏差对应（图 2 e）。1 月，在 FGOALS-g2 中，亚洲冬季西北风偏强，其南下的冷空气在热带与暖空气汇合，利于中国南海和西北太平洋西侧降水增多（图 7 a）。这一过程与北方冷空气南下影响热带降水的机制一样（Abdillah et al., 2021; Zhou,

2011)。同时, 由于赤道东太平洋海温偏暖, 西太平洋海温偏冷 (图 8a), 使热带太平洋 Walker 环流减弱, 异常下沉运动出现在中西太平洋 (图 10a), 对应中东太平洋降水增多和热带西太平洋降水减少 (图 7a)。其中热带西太平洋负降水异常激发大气的 Gill 型响应 (Gill, 1980; Matsuno, 1966), 其北侧的异常反气旋导致西北太平洋东部降水减少 (图 7a)。5 月赤道东印度洋由海温偏差导致的上升运动更强, Walker 环流异常下沉支西移到南海上空 (图 10b), 因而反气旋偏差也随之移动到中国南海北部, 导致西北太平洋西侧降水干偏差 (图 7b)。

与 FGOALS-g2 相比, FGOALS-g3 中改善了 1 月西北太平洋西部降水湿偏差, 东部降水干偏差则加大 (图 7c), 这是因为 FGOALS-g3 改善了太平洋东暖西冷的海温偏差 (图 8c), 热带太平洋 Walker 环流增强 (图 10c), 热带西太平洋至海洋性大陆降水增多 (图 7c), 产生异常上升运动, 利于局地 Hadley 环流增强, 在西北太平洋区域产生异常下沉运动 (图 11a), 导致该区域降水减少。其伴随产生的异常反气旋西侧的南风可部分抵消南下的冬季风, 利于湿偏差进一步改善 (图 7c)。FGOALS-g2 中热带太平洋东暖西冷的海温偏差一直持续到 5 月 (图 8a, b), 由于 FGOALS-g3 对 5 月太平洋海温型模拟偏差的改进与 1 月类似 (图 8c, d), 5 月相关的 Walker 环流异常也类似 (10c, d), 但强度减弱, Walker 环流异常上升支向东移动 (图 10d), 伴随着赤道降水正异常也向东扩展 (图 7d), 通过增强局地 Hadley 环流使西北太平洋东部降水减少 (图 11b; 图 7d)。5 月西北太平洋东侧较强的干偏差与 1 月较弱干偏差部分抵消, 使 FGOALS-g3 对 FGOALS-g2 中东侧相对降水量湿偏差有所改进 (图 6)。

综上, 我们分析了 FGOALS-g3 模拟的季风爆发偏差加剧和改善的原因, 主要与非洲大陆降水和热带太平洋海温型模拟偏差导致的环流变化有关。针对南亚和中南半岛, 5 月降水偏差主导了相对降水量偏差, 索马里急流在 FGOALS-g3 中进一步减弱, 导致该区域季风爆发更推迟。针对西北太平洋区域, 1 月和 5 月降水偏差共同主导相对降水量偏差, FGOALS-g3 对热带太平洋海温模拟偏差的改进, 使相对降水量的西干东湿的偏差得到改善, 从而提高了模式对西北太平洋季风爆发时间的模拟性能。耦合模式海表温度偏差往往来源于大气模式强迫的偏

419 差 (Yang et al., 2019), 实际上, 在整个亚洲热带季风区, FGOALS-g3 的大气分
420 量 GAMIL3 对降水年循环相比 GAMIL2 都有显著改进 (图 1 a-d), 因此大气模
421 式的改进可能对 FGOALS-g3 的季风爆发模拟技巧起到重要作用。



422 图 6 亚洲区域相对降水量 (5 月与 1 月之差) 的空间分布 (单位: mm/day)。(a)
423 FGOALS-g2 与观测之差; (b) FGOALS-g3 与 FGOALS-g2 之差。红色方框为关
424 注区域

425 **Fig.6.** Spatial distributions of the relative precipitation (May minus January
426 precipitation) derived from (a) FGOALS-g2 minus observation and (b) FGOALS-g3
427 minus FGOALS-g2. The red rectangles denote the regions where we focus on.

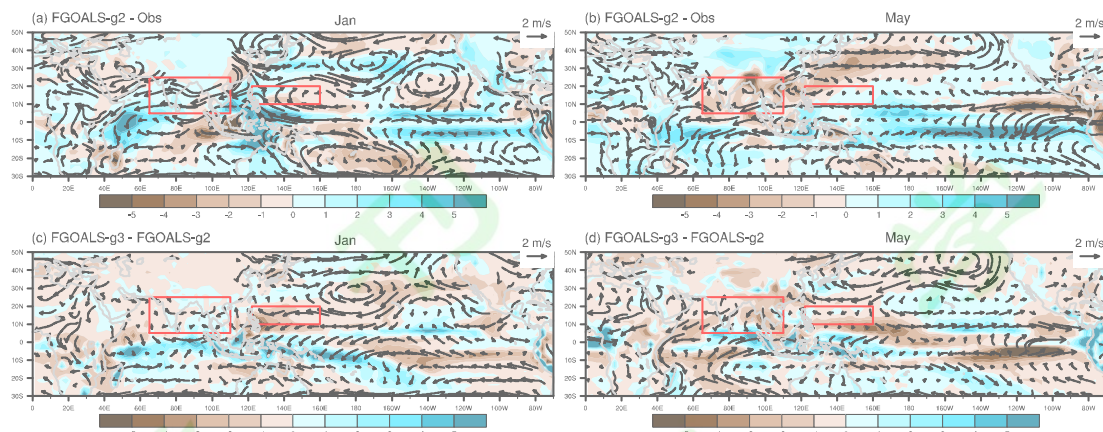


图 7 1 月和 5 月降水场（单位：mm/day）和 850 hPa 环流场（单位：m/s）。(a)、(b) 观测；(c)、(d) 为 FGOALS-g3 减 FGOALS-g2。(a)、(c) 为 1 月，(b)、(d) 为 5 月。红色方框为关注区域

Fig.7. The distribution of precipitation (units: mm/day) and 850 hPa wind (units: m/s) at Jan and May. (a), (b) observation; (c), (d) FGOALS-g3 minus FGOALS-g2. (a), (c) denote January, and the others denote May. The red rectangles denote the regions where we focus on.

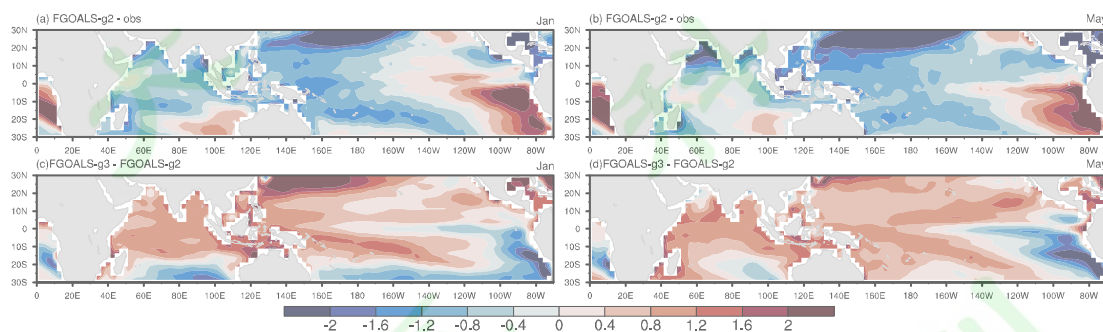


图8.与图7相同，为海表温度（填色，单位：K）

Fig.8 Same as Fig 7, but for sea surface temperature (shaded, units: K).

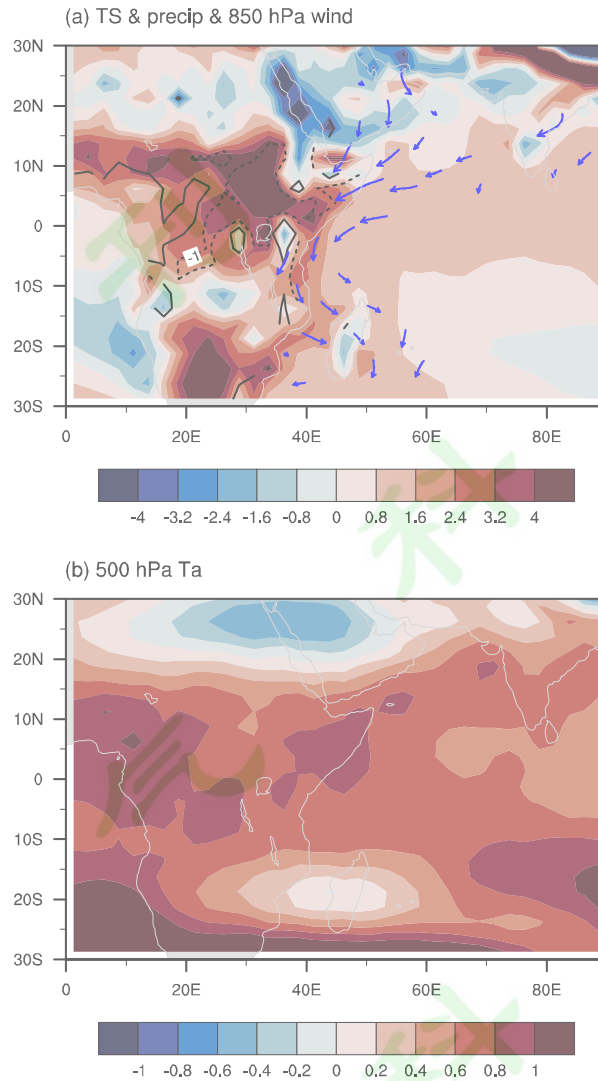
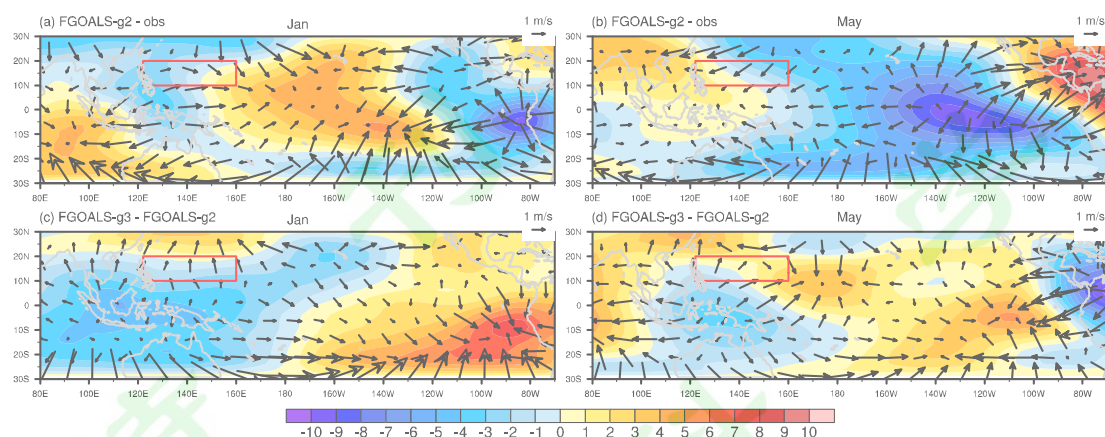


图9 FGOALS-g3与FGOALS-g2的5月 (a) 地表气温 (填色, 单位: K)、降水 (黑色虚线为负值, 实线为正值, 单位: mm/day) 和850 hPa风场 (蓝色矢量, 单位: m/s) 及 (b) 500 hPa温度 (填色, 单位: K) 之差

Fig.9. The difference between FGOALS-g3 and FGOALS-g2 in (a) surface temperature (shaded, units: K), precipitation (black dashed contours denote negative, solid contours denote positive, units: mm/day) and 850 hPa wind (blue arrows, units: m/s) and (b) 500 hPa temperature (shaded, units: K) at May.

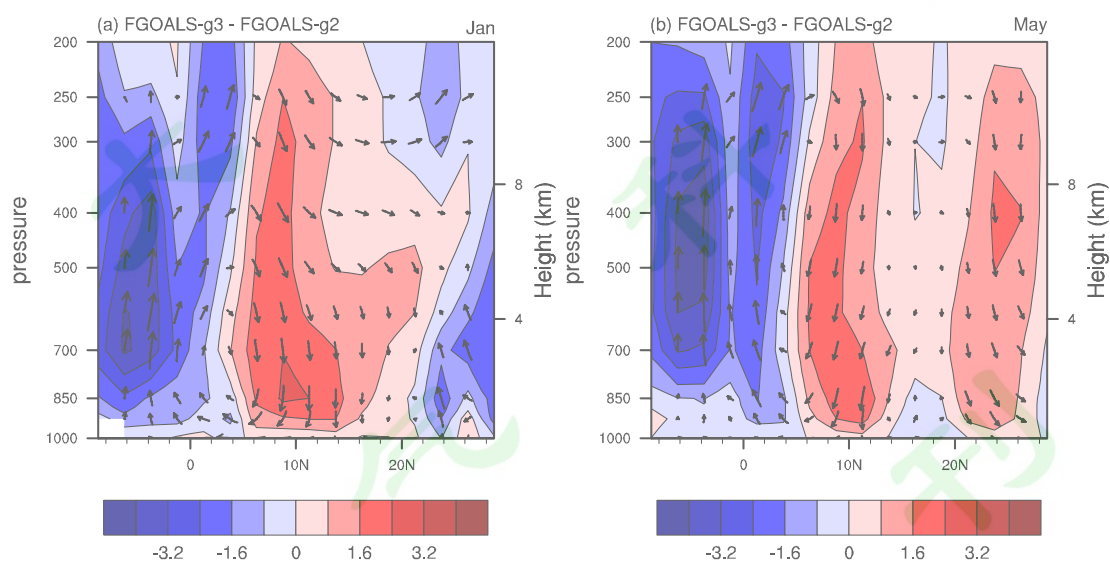
451



452

453 图10 与图7相同，为250 hPa速度势（填色，单位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）和辐散风（风矢
454 量，单位： m/s ）。红色方框为关注区域

455 **Fig.10.** The same as Fig.7, but for 250 hPa velocity potential (shaded, units: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)
456 and divergence wind (wind arrows, units: m/s). The red rectangles denote the regions
457 where we focus on.



458

459 图11 FGOALS-g3与FGOALS-g2（a）1月和（b）5月在120°E至160°E纬向平均
460 的辐散风经向分量（单位： m/s ，矢量）和垂直速度（单位： 10^{-2} Pa/s ，填色，
461 矢量）之差

462 **Fig.11.** The meridional divergence wind (units: m/s , vector) and vertical velocity
463 (units: 10^{-2} Pa/s , shaded, vector) at January (a) and May (b) average from 120°E to

464 160°E

465 4.总结

466 本文通过与 FGOALS-g2 对比,评估了 FGOALS-g3 对亚洲季风降水年循环、
467 爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟能力。对比两代 GAMIL 大气模式,以及观
468 测海温驱动和 FGOALS-g3 耦合模式气候态海温驱动的大气模式结果,研究大气
469 模式分量以及模式自身的海气耦合过程对模式模拟性能的影响,重点解释了耦合
470 模式中季风爆发时间模拟偏差的原因,主要结论如下:

471 相比 FGOALS-g2, FGOALS-g3 提高了对南亚和西北太平洋降水年循环的模
472 拟能力,这可能来源于大气模式分量的改进。在中南半岛和中国南海区域,
473 GAMIL3 改进了该区域的降水年循环模拟偏差,但在耦合模式 FGOALS-g3 中并
474 未体现。在东亚南部梅雨区和华北区域, FGOALS-g3 可能受到大气分量 GAMIL3
475 模拟性能的限制,对该区域降水年循环的模拟能力没有明显提高。考虑模式自身
476 的海气耦合过程可改善南亚、西北太平洋和华北降水年循环模拟偏差,其中在西
477 北太平洋的改善作用尤为显著。

478 FGOALS-g3 对阿拉伯海东部季风撤退和持续时间、印度半岛至南海的峰值
479 时间以及西北太平洋爆发、撤退、峰值和持续时间的模拟偏差均有改进,海气耦
480 合过程和大气分量的改进对模式模拟性能的影响因区域而异(表 1)。相比
481 FGOALS-g2, FGOALS-g3 中南亚至中南半岛区域季风爆发更加推迟,非洲大陆
482 降水减少导致非洲大陆西侧温度比东侧偏高,索马里急流减弱,5 月降水量减少
483 导致该区域季风爆发更加推迟;而西北太平洋季风爆发西部推迟东部提前被改善,
484 海气耦合的作用在该区域最为显著, FGOALS-g3 中热带太平洋东暖西冷的海温
485 偏差被显著改善,使 Walker 环流增强,导致西太平洋局地 Hadley 环流增强,在
486 热带西北太平洋产生下沉运动,减小了西侧 1 月降水湿偏差,而东侧 5 月与 1 月
487 降水干偏差得以抵消。热带海表温度模拟偏差的改进对提高亚洲季风降水年循环
488 的模拟技巧有重要作用。

489

参考文献

- Abdillah M R, Kanno Y, Iwasaki T, et al. 2021. Cold Surge Pathways in East Asia and Their Tropical Impacts [J]. *J. Climate*, 34(1): 157-170.
- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979 – Present) [J]. *J. Hydrometeorol.*, 4(6): 1147-1167.
- Boo K, Martin G, Sellar A, et al. 2011. Evaluating the East Asian monsoon simulation in climate models [J]. *J. Geophys. Res.*, 116(D1).
- Bretherton C S, Park S. 2009. A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model [J]. *J. Climate*, 22(12): 3422-3448.
- Chen J P, Wu R G, Wen Z P. 2012. Contribution of South China Sea Tropical Cyclones to an Increase in Southern China Summer Rainfall Around 1993 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29(3): 585-598.
- Dong G T, Zhang H, Moise A, et al. 2016. CMIP5 model-simulated onset, duration and intensity of the Asian summer monsoon in current and future climate [J]. *Climate Dyn.*, 46(1-2): 355-382.
- Feng J M, Wei T, Dong W J, et al. 2014. CMIP5/AMIP GCM simulations of East Asian summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31(4): 836-850.
- Gill A E. 1980. Some Simple solution for heat-induced tropical circulation [J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106(449): 447-462.
- Guo L, Klingaman N P, Vidale P L, et al. 2017. Contribution of Tropical Cyclones to Atmospheric Moisture Transport and Rainfall over East Asia [J]. *J. Climate*, 30(10): 3853-3865.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146(730): 1999-2049.
- Holtslag A, Boville B A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model [J]. *J. Climate*, 6(10): 1825-1842.

518 黄昕, 周天军, 吴波, 等. 2019. 气候系统模式FGOALS模拟的南亚夏季风:偏差和
 519 原因分析 [J]. 大气科学, 43 (2) : 437-455.Huang Xin, Zhou Tianjun, Wu Bo, et al.
 520 2019. South Asian summer monsoon simulated by two versions of FGOALS climate
 521 system model: Model biases and mechanims [J]. Chinese Journal of Atmospheric
 522 Sciences (in Chinese), 43(2): 437-455.
 523 Islam S U, Tang Y, Jackson P L. 2013. Asian monsoon simulations by Community
 524 Climate Models CAM4 and CCSM4 [J]. Climate Dyn., 41(9-10): 2617-2642.
 525 Kang I S, Jin K, Wang B, et al. 2002. Intercomparison of the climatological variations
 526 of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs [J]. Climate Dyn.,
 527 19(5-6): 383-395.
 528 Kripalani R H, Oh J H, Chaudhari H S. 2007. Response of the East Asian summer
 529 monsoon to doubled atmospheric CO₂: Coupled climate model simulations and
 530 projections under IPCC AR4 [J]. Theor. Appl. Climatol., 87(1-4): 1-28.
 531 Kusunoki S, Arakawa O. 2015. Are CMIP5 Models Better than CMIP3 Models in
 532 Simulating Precipitation over East Asia? [J]. J. Climate, 28(14): 5601-5621.
 533 Levine R C, Turner A G, Marathayil D, et al. 2013. The role of northern Arabian Sea
 534 surface temperature biases in CMIP5 model simulations and future projections of
 535 Indian summer monsoon rainfall [J]. Climate Dyn., 41(1): 155-172.
 536 Li J P, Zhang L. 2009. Wind onset and withdrawal of Asian summer monsoon and their
 537 simulated performance in AMIP models [J]. Climate Dyn., 32(7-8): 935-968.
 538 Li J, Wang B, Yang Y. 2020. Diagnostic Metrics for Evaluating Model Simulations of
 539 the East Asian Monsoon [J]. J. Climate, 33(5): 1777-1801.
 540 Li L J, Dong L, Xie J B, et al. 2020. The GAMIL3: Model Description and Evaluation
 541 [J]. J. Geophys. Res: Atmospheres, 125(15).
 542 Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system
 543 model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2 [J]. Adv. Atmos. Sci., 30(3): 543-560.
 544 Li L, Yu Y, Tang Y, et al. 2020. The Flexible Global Ocean - Atmosphere - Land
 545 System Model Grid - Point Version 3 (FGOALS - g3): Description and Evaluation [J].

546 J. Adv Model Earth Sy, 12(9).
 547 Lin P F, Liu H L, Xue W, et al. 2016. A Coupled Experiment with LICOM2 as the
 548 Ocean Component of CESM1 [J]. J. Meteorol Res-Prc, 30(1): 76-92.
 549 Lin P F, Yu Z P, Liu H L, et al. 2020. LICOM Model Datasets for the CMIP6 Ocean
 550 Model Intercomparison Project [J]. Adv. Atmos. Sci., 37(3): 239-249.
 551 Liu J P. 2010. Sensitivity of sea ice and ocean simulations to sea ice salinity in a coupled
 552 global climate model [J]. Science China Earth Sciences, 53(6): 911-918.
 553 Liu L, Li R Z, Yang G W, et al. 2014. Improving Parallel Performance of a Finite-
 554 Difference AGCM on Modern High-Performance Computers [J]. J. Atmos. Ocean.
 555 Tech., 31(10): 2157-2168.
 556 Ma L B, Zhu Z W, Li J, et al. 2019. Improving the simulation of the climatology of the
 557 East Asian summer monsoon by coupling the Stochastic Multicloud Model to the
 558 ECHAM6.3 atmosphere model [J]. Climate Dyn., 53(3-4): 2061-2081.
 559 Mathison C, Deva C, Falloon P, et al. 2018. Estimating sowing and harvest dates based
 560 on the Asian summer monsoon [J]. Earth Syst Dynam, 9(2): 563-592.
 561 Matsuno T. 1966. Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area [J]. J. Meteorol.
 562 Soc. Jpn, 44(1): 25-43.
 563 Moon S, Ha K. 2017. Temperature and precipitation in the context of the annual cycle
 564 over Asia: Model evaluation and future change [J]. Asia-Pac J. Atmos Sci, 53(2): 229-
 565 242.
 566 Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2010. Technical Description of version
 567 4.0 of the Community Land Model (CLM) [R].
 568 彭冬冬, 周天军, 邹立维, 等. 2016. FGOALS-g2模式模拟和预估的全球季风区极
 569 端降水及其变化 [J]. 大气科学, 40 (5) : 1059-1072. Peng Dongdong, Zhou Tianjun,
 570 Zou Liwei, et al. 2016. The FGOALS-g2 simulation of global monsoon extreme
 571 precipitation and future projection [J]. Chinese Journal of Ammospheric Sciences (in
 572 Chinese), 40(5): 1059-1072.
 573 Rajendran K, Kitoh A, Yukimoto S. 2004. South and East Asian summer monsoon

574 climate and variation in the MRI coupled model (MRI-CGCM2) [J]. J. Climate, 17(4):
575 763-782.

576 Rayner N A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine
577 air temperature since the late nineteenth century [J]. J. Geophys. Res, 108(D14): 4407.

578 Song F F, Zhou T J. 2014. The Climatology and Interannual Variability of East Asian
579 Summer Monsoon in CMIP5 Coupled Models: Does Air – Sea Coupling Improve the
580 Simulations? [J]. J. Climate, 27(23): 8761-8777.

581 Sperber K R, Annamalai H, Kang I S, et al. 2013. The Asian summer monsoon: an
582 intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century [J]. Climate
583 Dyn., 41(9-10): 2711-2744.

584 Stevens B, Fiedler S, Kinne S, et al. 2017. MACv2-SP: a parameterization of
585 anthropogenic aerosol optical properties and an associated Twomey effect for use in
586 CMIP6 [J]. Geosci Model Dev, 10(1): 433-452.

587 Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer
588 monsoon in China [M]. Oxford University Press. 60-92.

589 Tu K, Yan Z W, Zhang X B, et al. 2009. Simulation of Precipitation in Monsoon
590 Regions of China by CMIP3 Models [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters,
591 4(2): 194-200.

592 Tung Y, Chen C, Hsu P. 2014. Evolutions of Asian Summer Monsoon in the CMIP3
593 and CMIP5 Models [J]. SOLA, 10: 88-92.

594 Wang B, LinHo. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon [J]. J.
595 Climate, 15(4): 386-398.

596 Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability,
597 and the prospects for prediction [J]. J. Geophys. Res.-Oceans, 103(C7): 14451-14510.

598 Wu R G. 2002. Processes for the northeastward advance of the summer monsoon over
599 the western North Pacific [J]. Journal of the Meteorological society of Japan, 80(1): 67-
600 83.

601 Wu R, Wang B. 2001. Multi-stage onset of the summer monsoon over the western

602 North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 17(4): 277-289.

603 Xie Z H, Liu S, Zeng Y J, et al. 2018. A High-Resolution Land Model With
 604 Groundwater Lateral Flow, Water Use, and Soil Freeze-Thaw Front Dynamics and its
 605 Applications in an Endorheic Basin [J]. *J. Geophys. Res: Atmospheres*, 123: 7204-7222.

606 Yang B, Zhang Y C, Qian Y, et al. 2019. Better monsoon precipitation in coupled
 607 climate models due to bias compensation [J]. *NPJ climate and atmospheric science*,
 608 2(1).

609 杨军丽, 郭裕福, 王斌. 2007. 亚洲季风降水的多模式模拟结果分析 [J]. *气候与*
 610 *环境研究*, 12 (4) : 533-545. Yang Junli, Guo Fuyu, Bin. W. 2007. Analysis of AGCMs
 611 in Asian Monsoon Precipitation Simulations [J]. *Climatic and Environmental Research*
 612 (in Chinese), 12(4): 533-545.

613 Zhang H Q, Liang P, Moise A, et al. 2012. Diagnosing potential changes in Asian
 614 summer monsoon onset and duration in IPCC AR4 model simulations using moisture
 615 and wind indices [J]. *Climate Dyn.*, 39(9-10): 2465-2486.

616 Zhang L X, Zhou T J, Klingaman N P, et al. 2018. Effect of Horizontal Resolution on
 617 the Representation of the Global Monsoon Annual Cycle in AGCMs [J]. *Adv. Atmos.*
 618 *Sci.*, 35(8): 1003-1020.

619 Zhou L T. 2011. Impact of East Asian winter monsoon on rainfall over southeastern
 620 China and its dynamical process [J]. *Int. J. Climatol.*, 31(5): 677-686.

621 Zou L W. 2020. Does regional air-sea coupling improve the simulation of the summer
 622 monsoon over the western North Pacific in the WRF4 model? [J]. *Atmospheric and*
 623 *oceanic science letters*, 13(6): 500-508.

624 Zou L W, Zhou T J. 2015. Asian summer monsoon onset in simulations and CMIP5
 625 projections using four Chinese climate models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32(6): 794-806.

626