

胡帅, 吴波, 周天军. 2019. 近期气候预测系统 IAP-DecPreS 对印度洋偶极子的回报技巧: 全场同化和异常场同化的比较 [J]. 大气科学, 43(4): 831-845. Hu Shuai, Wu Bo, and Zhou Tianjun. 2019. Predictive skill of the near-term climate prediction system IAP-DecPreS for the Indian Ocean Dipole: A comparison of full-field and anomaly initializations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 831-845. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1808.18149

近期气候预测系统 IAP-DecPreS 对印度洋偶极子的 回报技巧: 全场同化和异常场同化的比较

胡帅^{1,2} 吴波¹ 周天军^{1,2}

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, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 印度洋偶极子 (IOD) 是热带印度洋年际变率主导模态之一, 对于区域乃至全球气候有重要影响。准确预报 IOD 对于短期气候预测具有重要意义。中国科学院大气物理研究所最近建立了近期气候预测系统 IAP-DecPreS, 其初始化方案采用“集合最优插值—分析增量更新”(EnOI-IAU) 方案, 能够同化观测的海洋次表层温度廓线资料。本文分析了 IAP-DecPreS 季节回报试验对 IOD 的回报技巧, 重点比较了全场同化和异常场同化两种初始化策略下预测系统对 IOD 的回报技巧。分析表明, 8 月起报秋季 IOD, 无论从确定性预报还是概率性预报的角度, 基于全场同化的回报试验技巧均高于异常场同化的回报试验。对于 5 月起报的秋季 IOD, 基于两种初始化策略的回报试验技巧相当。研究发现, 全场同化策略相对于异常场的优势主要源于它提高了对伴随 ENSO 发生的 IOD 的预报技巧。ENSO 遥强迫触发的热带东印度洋“风—蒸发—SST”正反馈过程是 IOD 发展和维持的关键。采用全场同化策略的回报结果能够更好地模拟出 IOD 发展过程中 ENSO 遥强迫产生的异常降水场和异常风场的空间分布特征; 而采用异常场同化策略, 模拟的异常降水场和风场偏差较大。导致两种初始化策略预测结果技巧差异的主要原因是, 全场同化能够减小模式对热带印度洋气候平均态降水固有的模拟偏差, 从而提升了热带印度洋对 ENSO 遥强迫响应的模拟能力。而异常场同化由于在同化过程中保持了模式固有的气候平均态, 因此模拟的热带印度洋对 ENSO 遥强迫的响应存在与模式自由积分类似的模拟偏差。

关键词 气候预测 印度洋偶极子 全场同化 异常场同化

文章编号 1006-9895(2019)04-0831-15

中图分类号 P456

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1808.18149

Predictive Skill of the Near-Term Climate Prediction System IAP-DecPreS for the Indian Ocean Dipole: A Comparison of Full-Field and Anomaly Initializations

HU Shuai^{1,2}, WU Bo¹, and ZHOU Tianjun^{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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

收稿日期 2018-04-12; 网络预出版日期 2018-08-24

作者简介 胡帅, 男, 1993 年出生, 博士研究生, 主要从事短期气候预测研究。E-mail: hus@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 吴波, E-mail: wubo@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41661144009、41675089、41775091, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201506012

Found by National Natural Science Foundation of China (Grants 41661144009, 41675089, 41775091), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201506012)

Abstract The Indian Ocean Dipole (IOD), which is one of the dominant interannual variability modes of SST (sea surface temperature) in the tropical Indian Ocean, has striking impacts on regional and global climate. Thus, finding ways to achieve accurate and short-term climate predictions of IOD is an important subject of research. Recently, a near-term climate prediction system called IAP-DecPreS was constructed by the Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences. It is based on a newly developed initialization scheme (EnOI-IAU), which can assimilate the observed ocean temperature profile records. In this paper, the authors compare the differences in skills of the IAP-DecPreS for the IOD in fall (September–November) between the following two distinct initialization approaches: anomaly and full-field initializations. The results indicate that, for predictions starting from August, the hindcast runs based on the full-field initialization are more skilled at both deterministic and probabilistic predictions compared with those based on the anomaly initialization. For predictions starting from May, the predictive skill of the hindcasts based on the two initialization approaches are similar. Compared with the anomaly initialization, the full-field initialization is superior because it improves the predictive skill for the IOD events occurring together with ENSO. The wind–evaporation–SST positive feedback over the tropical eastern Indian Ocean, which is excited by the ENSO remote forcing, is key for the development and maintenance of the IOD. The hindcasts based on the full-field initialization can reproduce the spatial distributions of precipitation and wind anomalies associated with the ENSO during the IOD development stage. In contrast, for the hindcasts based on anomaly initialization, the biases of precipitation and wind anomalies are much larger. Full-field initialization can reduce the initial errors in the climatological precipitation over the tropical Indian Ocean, thus improving the accuracies in simulating the response of precipitation and wind anomalies over the tropical Indian Ocean to the ENSO remote forcing. In comparison, the anomaly initialization nearly does not change the model inherent climatology. Thus, the ENSO-related precipitation and wind anomalies over the tropical Indian Ocean simulated by the hindcasts based on anomaly initialization show biases similar to those of the model’s historical runs.

Keywords Climate prediction, Indian Ocean Dipole mode, Full-field initialization, Anomaly initialization

1 引言

印度洋偶极模态 (IOD) 是热带印度洋海表面温度 (SST) 年际变率主导模态之一, 表现为热带印度洋 SST 异常东西反向变化 (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999)。IOD 的正位相定义为, 热带西印度洋 SST 出现暖异常, 而在热带东印度洋爪哇和苏门答腊沿岸出现 SST 冷异常。季节锁相是 IOD 的一个显著的特征。IOD 通常在北半球夏季建立, 在秋季达到成熟位相, 在冬季很快地衰退 (Saji et al., 1999)。IOD 能够显著地影响局地降水和大气环流, 从而对印度洋周边区域的气候产生重要影响 (Ashok et al., 2003; Black et al., 2003; Zubair et al., 2003; Meyers et al., 2007; Ummenhofer et al., 2009; Kripalani et al., 2010), IOD 甚至可能通过大尺度遥相关影响全球气候 (Saji and Yamagata, 2003)。

在北半球夏季和秋季, 热带东印度洋苏门达腊沿岸“风—蒸发—SST”正反馈是 IOD 发展和维持的关键 (Li et al., 2003)。苏门答腊沿岸 SST 冷异常抑制局地降水, 被抑制的局地降水在其西侧激发出大气下沉 Rossby 波, 形成异常反气旋。反气旋

东北侧的东南风异常与夏秋季节气候态风场的方向一致, 使海表面风速加大, 通过增强沿岸上翻流、蒸发以及表层混合等过程使得 SST 进一步冷却。另一方面, Bjerknes 正反馈会令热带印度洋 SST 异常纬向梯度进一步放大。东南印度洋 SST 冷异常激发的异常反气旋北侧赤道上的东风异常会令热带东印度洋 (西印度洋) 温跃层变浅 (变深), 从而令 SST 冷异常 (暖异常) 进一步增强。增强的纬向 SST 异常梯度会令赤道东风进一步增强。在北半球冬季, 随着苏门答腊沿岸气候态风场由东南风转变为西北风, “风—蒸发—SST”正反馈转变为负反馈, IOD 无法继续维持。

自 1970 年代以来, IOD 事件常与 ENSO 同时发生 (Loschnigg et al., 2003; Annamalai et al., 2004; Stuecker et al., 2017), 表明这两类气候事件存在密切的联系。一般认为 El Niño 主要通过调整沃克环流影响热带印度洋 (Li et al., 2003; Wang and Wang, 2014; Zhang et al., 2015)。当 El Niño 发生时, 沃克环流减弱, 海洋性大陆附近出现异常辐散气流, 在热带东印度洋出现东风异常, 有利于 IOD 的形成和发展 (Yu and Lau, 2005; Zhang et al.,

2015)。因此, ENSO 是 IOD 形成的重要触发因子之一 (Li et al., 2003)。

季节预测是指超前一个或者几个季节对未来气候进行预测, 主要关注气候异常的预测 (丁一汇, 2011; 周天军和吴波, 2017)。耦合气候模式能够很好地模拟 IOD 的基本特征, 并且能够合理再现影响 IOD 形成和发展的主要机制 (Iizuka et al., 2000; Vinayachandran et al., 2002; Gualdi et al., 2003; Yamagata et al., 2004; Rao et al., 2007), 因此, 耦合气候模式是预测 IOD 的一个有力工具。IOD 的季节预测具有极其重要的社会价值, 是基于耦合模式的气候预测重点关注的对象之一 (Wajsovicz, 2005, 2007; Luo et al., 2007; Song et al., 2008; Zhao and Hendon, 2009; Shi et al., 2012)。

研究表明, 印度洋 SST 的预报技巧较之太平洋明显偏低: 以相关系数大于 0.5 作为有预报技巧的阈值, IOD 西侧关键区的预报时效约为 6~9 个月, 东侧关键区的预报时效约为 5~6 个月, 东西梯度的预报时效仅为 3~4 个月 (Shi et al., 2012)。制约 IOD 预报技巧的两个主要原因是, 不合理的初始化方案以及模式不能再现 IOD-ENSO 关系 (Liu et al., 2017)。初始化方案决定了模式再现观测中海洋和大气的初始状态的准确性。模式自身性能决定了它对于海气相互作用以及 IOD-ENSO 关系等过程的模拟能力。因此, 季节预测技巧的提升需要同时改进模式和初始化方案。

制约季节预测的另一个重要因素是模式系统误差的增长。模式的系统误差是指模式气候态与观测气候态之间的系统性偏差。在初始化过程中, 由于引入了观测数据, 模式初始状态接近观测。而在进行气候预测的积分过程中, 模式会逐渐向自身的气候态漂移, 产生预报偏差。通常模式系统误差的增长需要一定的时间, 在进行数值天气预报 (NWP) 时, 时间尺度相对较短, 一般为 1~15 天, 模式系统误差可以被忽略。但在季节和年代际尺度的预测中, 模式系统误差不能忽略 (Magnusson et al., 2013), 因此发展恰当的初始化方法和同化方案来解决模式系统误差的增长问题, 对于气候预测的优化具有重要意义。

全场同化和异常场同化是初始化过程中解决模式系统误差的增长的两种同化策略 (Smith et al., 2013)。全场同化是指将实际观测场, 包括气候态和气候异常, 直接同化进模式的初始场中。同化之

后, 由于初始场气候态与实际观测的气候态非常接近, 使得初始时刻模式系统性误差较小, 但在积分的过程中, 模式会向自身的气候态漂移, 产生模式系统性误差的增长, 此过程也称为“模式气候漂移”。异常场同化是指将观测的气候异常与模式自身的气候态相加, 再同化进模式的初始场中。同化之后, 由于初始场气候态更接近模式气候态, 而偏离观测气候态较远, 初始时刻模式系统性误差较大。但在积分的过程中, 异常场同化理论上不存在由于“模式气候漂移”所导致的误差。因此, 全场同化克服了初始时刻较大的模式系统性误差的问题, 却无法避免“模式气候漂移”的影响; 异常场同化极大地减少了“模式气候漂移”的影响, 却无法克服初始时刻较大的模式系统性误差的问题。两种同化方案对于 IOD 预测的优劣目前尚不清楚。

最近, 中国科学院大气物理研究所 (IAP) 基于耦合模式 FGOALS-s2 (Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Spectral Version 2), 建立了近期气候预测系统 IAP-DecPreS (Institute of Atmospheric Physics, Decadal Prediction System)。其初始化方案是新发展的基于耦合模式的海洋数据同化方案 EnOI-IAU, 具体是将集合最优插值 (EnOI) 和分析增量更新技术 (IAU) 相结合, 同化观测的海洋温度廓线 (吴波等, 2017; Wu et al., 2018)。EnOI-IAU 初始化系统可以采用全场同化或异常场同化两种不同的同化策略。本文的目的是利用 IAP-DecPreS 的季节回报试验, 重点回答以下问题: (1) IAP-DecPreS 系统对于 IOD 的回报技巧如何? (2) 全场同化和异常场同化两种方案下的 IOD 回报技巧有何异同? (3) 不同的同化方案如何影响 IOD 的预报技巧? 涉及哪些关键物理过程?

2 资料和方法

2.1 近期气候预测系统和回报试验

中国科学院大气物理研究所近期气候预测系统 (IAP-DecPreS) 是基于 IAP / LASG (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics) 发展的耦合气候系统模式 FGOALS-s2 (Bao et al., 2013; Zhou et al., 2014)。FGOALS-s2 模式的大气分量

(SAMIL2) 采用 R42 谱方法离散, 水平分辨率约为 2.81° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度), 垂直方向采用混合坐标, 分 26 层。海洋分量 (LICOM2) 的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直方向为 z 坐标, 分 30 层 (Bao et al., 2013)。FGOALS-s2 模式采用新发展的 EnOI-IAU 海洋资料初始化方案, 该方法结合了集合最优差值 (EnOI) 和分析增量更新 (IAU) 方法。初始化过程中同化了海洋上层 700 m 的温度廓线资料 EN4 (Good et al., 2013) 以及格点化海表温度资料 HadISSTv1.1 (Rayner et al., 2003)。初始化方案的设计细节详见 Wu et al. (2018)。

为评估 IAP-DecPreS 对 IOD 的预测性能, 比较全场和异常场同化策略对预测技巧的影响, 本文使用如下全场 (异常场) 同化方案下季节回报试验结果 (表 1): 基于全场 (异常场) 同化提供的初始条件, 1979~2015 年每年的 5 月和 8 月起报, 积分 14 个月, 简记为 Hindcast-F (Hindcast-A)。两组回报试验均包括九个集合成员, 它们的初始条件存在细微的扰动。为了进行比较分析, 还使用了 FGOALS-s2 历史气候模拟试验结果, 分析时段为 1969~2005 年。

本文针对不同预报超前时间 (lead time) 的结果进行分析。例如, 对秋季 (SON) 季节平均而言, 8 月起报的 2~4 个月平均结果为超前 1 个月 (LT=1 month) 的预报结果, 5 月起报的 5~7 个月平均结果为超前 4 个月 (LT=4 months) 的预报结果。由于 IOD 存在季节锁相现象, 在秋季达到峰值位相, 因此本文主要关注对秋季的预报技巧。

2.2 观测和再分析资料

为了评估模式回报技巧, 用到的观测资料为: 哈德来中心提供的逐月海表面温度资料 HadISST1 (Rayner et al., 2003), 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$; 欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 提供的 ERA-Interim 月平均再分析大气环流资料, 分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ (简称 ERAIM, Dee et al., 2011); 观测的降水资料 GPCP v2.3, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Adler et al., 2003)。以上资料的时段统一选取为 1979 年 1 月到 2015 年 12 月。

Saji et al. (1999) 定义了印度洋偶极子指数 (DMI), 即热带西印度洋 (WIO, $10^\circ\text{S}\sim 10^\circ\text{N}$, $50^\circ\sim 70^\circ\text{E}$) 和热带东印度洋 (EIO, $10^\circ\text{S}\sim 0^\circ$, $90^\circ\sim 110^\circ\text{E}$) 区域平均 SST 异常之差。本文利用标准化之后的秋季 (SON) DMI 来定义 IOD 事件: 若 DMI 指数大于 1 个标准差, 该年为正 IOD 年; 小于 -1 个标准差则为负 IOD 年。基于此标准, 1979~2015 年以来, 正 IOD 年有 1982、1987、1994、1997、2006 和 2015 年, 负 IOD 年有 1984、1992、1996、1998 和 2010 年。使用美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 气候预报中心 (CPC) 提供的 Niño3.4 指数 (http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php [2018-03-02]) 来区分和统计 IOD 事件发生时 ENSO 的正、负位相, 若秋季 (SON) 平均的 Niño3.4 指数大于 (小于) 0.5 (-0.5) $^\circ\text{C}$, 则定义为 El Niño (La Niña) 事件, 如表 2 所示。有 9 次 IOD 伴随 ENSO 发生, 2 次 IOD 事件与 ENSO 无关。这与前人的研究一致, 大多数的 IOD 事件伴随

表 1 数值试验信息

Table 1 Description of experiments

试验名称	积分时段	初始条件	成员数	外强迫
FGOALS-s2 历史气候模拟试验	1850~2005 年	工业革命前控制试验	3	人为和自然强迫在内的所有外强迫
Hindcast-F 试验	1979~2015 年, 从每一年 5、8 月起报, 积分 14 个月	EnOI-IAU 采用全场同化试验	9	2005 年之前同历史气候模拟试验, 2005 年之后采用 RCP4.5 排放情景
Hindcast-A 试验	1979~2015 年, 从每一年 5、8 月起报, 积分 14 个月	EnOI-IAU 采用异常场同化试验	9	2005 年之前同历史气候模拟试验, 2005 年之后采用 RCP4.5 排放情景

表 2 1979~2015 年以来 ENSO 年与非 ENSO 年 IOD 的发生情况

Table 2 IOD (Indian Ocean Dipole) conditions in ENSO years and non-ENSO years during 1979–2015

El Niño 年 IOD 的发生情况	La Niña 年 IOD 的发生情况	非 ENSO 年 IOD 的发生情况
1979, 1982*, 1986, 1987*, 1991, 1994*, 1997*, 2002, 2004, 2006*, 2009, 2015*	1983, 1984 [△] , 1988, 1995, 1998 [△] , 1999, 2000, 2007, 2010 [△] , 2011	1980, 1981, 1985, 1989, 1990, 1992 [△] , 1993, 1996 [△] , 2001, 2003, 2005, 2008, 2012, 2013, 2014

注: 星号为正 IOD 年, 三角形为负 IOD 年。

ENSO 发生 (Loschnigg et al., 2003; Annamalai et al., 2004; Stuecker et al., 2017)。

2.3 季节回报试验技巧评估方法

为了客观地检验模式对于 IOD 的预测性能，本文从确定性预报和概率预报两个方面对模式性能进行评估。

(a) 确定性预报

确定性预报即对回报试验中不同的预报成员进行集合平均，考察集合平均的预报技巧。在进行确定性预报评估时使用的技巧评分为距平相关系数 (Anomaly Correlation Coefficient, 简称 ACC)，计算公式为

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^N (\Delta x_i - \overline{\Delta x_i})(\Delta y_i - \overline{\Delta y_i})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (\Delta x_i - \overline{\Delta x_i})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (\Delta y_i - \overline{\Delta y_i})^2}}, \quad (1)$$

其中， N 代表样本数， Δx 代表观测的 SST 异常， Δy 代表模式预测的 SST 异常，上划线代表平均值。ACC 衡量预测与对应观测的线性相关关系，ACC 越大预测技巧越高。

(b) 概率预报

IAP-DecPreS 季节回报试验每次预报均包含 9 个集合成员，可根据对 IOD 预报的成员比例构建概率预报。在这里使用相对操作特征量 (Relative Operating Characteristic, 简称 ROC) 方法对 IOD 的概率预报技巧进行评估 (Mason, 1982; Mason and Graham, 1999; 吴捷等, 2017)。对正 IOD、负 IOD 和正常年三类事件分别统计出 ROC 的列联表 (表 3)。

命中率 (Hit Rate, HR) 和误报率 (False Alarm Rate, FAR) 为

$$HR_n = \frac{\sum_{i=n}^N O_i}{\sum_{i=1}^N O_i}, \quad (2)$$

$$FAR_n = \frac{\sum_{i=n}^N O_{N_i}}{\sum_{i=1}^N O_{N_i}}, \quad (3)$$

其中， O_i 、 O_{N_i} 分别表示在历史回报试验中出现仓数为 i 对应的预报集合成员分布情况的所有个例中，对应观测发生 IOD 事件的个例数以及未发生 IOD 事件的个例数。

表 3 概率预报的 ROC 列联表

Table 3 The general ROC (Relative Operating Characteristic) contingency table for probabilistic forecasts

仓数	预报集合成员分布	事件发生的个例数	事件未发生的个例数
1	$F=0, F_N=N$	O_1	O_{N1}
2	$F=1, F_N=N-1$	O_2	O_{N2}
3	$F=2, F_N=N-2$	O_3	O_{N3}
...	
N	$F=n-1, F_N=N-n+1$	O_n	O_{Nn}
$N+1$	$F=N, F_N=0$	O_{N+1}	O_{NN+1}

注： N 为集合成员数， F 为预报事件发生的成员数， F_N 为预报事件不发生的成员数。

ROC 曲线以误报率作为横坐标、命中率作为纵坐标。对这条曲线进行积分可得到 ROC 面积指数 (ROCA)，其值介于 0 到 1 之间：若命中率与误报率相当，即 ROC 曲线为对角线，此时 ROCA 等于 0.5，代表无预报技巧；而命中率相较于误报率越大，ROC 曲线越向上凸起，ROCA 越大，预报技巧越高。

3 IOD 回报技巧评估

以下我们首先从海表面温度异常 (SSTA) 回报技巧的空间分布角度，评估 IAP-DecPreS 对印度洋海温预测的回报技巧；随后，比较全场同化和异常场同化两种初始化策略下，回报试验对 DMI 指数回报技巧的差异。

3.1 热带印度洋 SSTA 的回报技巧

首先评估回报试验对秋季 (SON) SSTA 预报技巧的空间分布。图 1 给出了 IAP-DecPreS 基于两种同化方案提前 1 个月和 4 个月对热带印度洋 SSTA 预报的 ACC 技巧。对于 Hindcast-A 试验，在提前 1 个月预报时显著的技巧出现在热带印度洋的边界海域，特别是与 IOD 有关的热带东、西印度洋，而热带中印度洋的技巧偏低 (图 1a)。在提前 4 个月预报时，具有显著技巧的海域略有减少，热带东印度洋 ACC 技巧由 0.6 下降到 0.4 左右，而热带西印度洋和东南印度洋、澳大利亚西北海域 ACC 技巧变化较小，仍然在 0.6 以上 (图 1c)。

相比之下，Hindcast-F 试验在提前 1 个月预报时，存在显著技巧的海域明显增多，技巧最高的海域同样为热带印度洋边界海域，北印度洋印度沿岸海域 ACC 技巧达到 0.7 以上。值得注意的是，在与

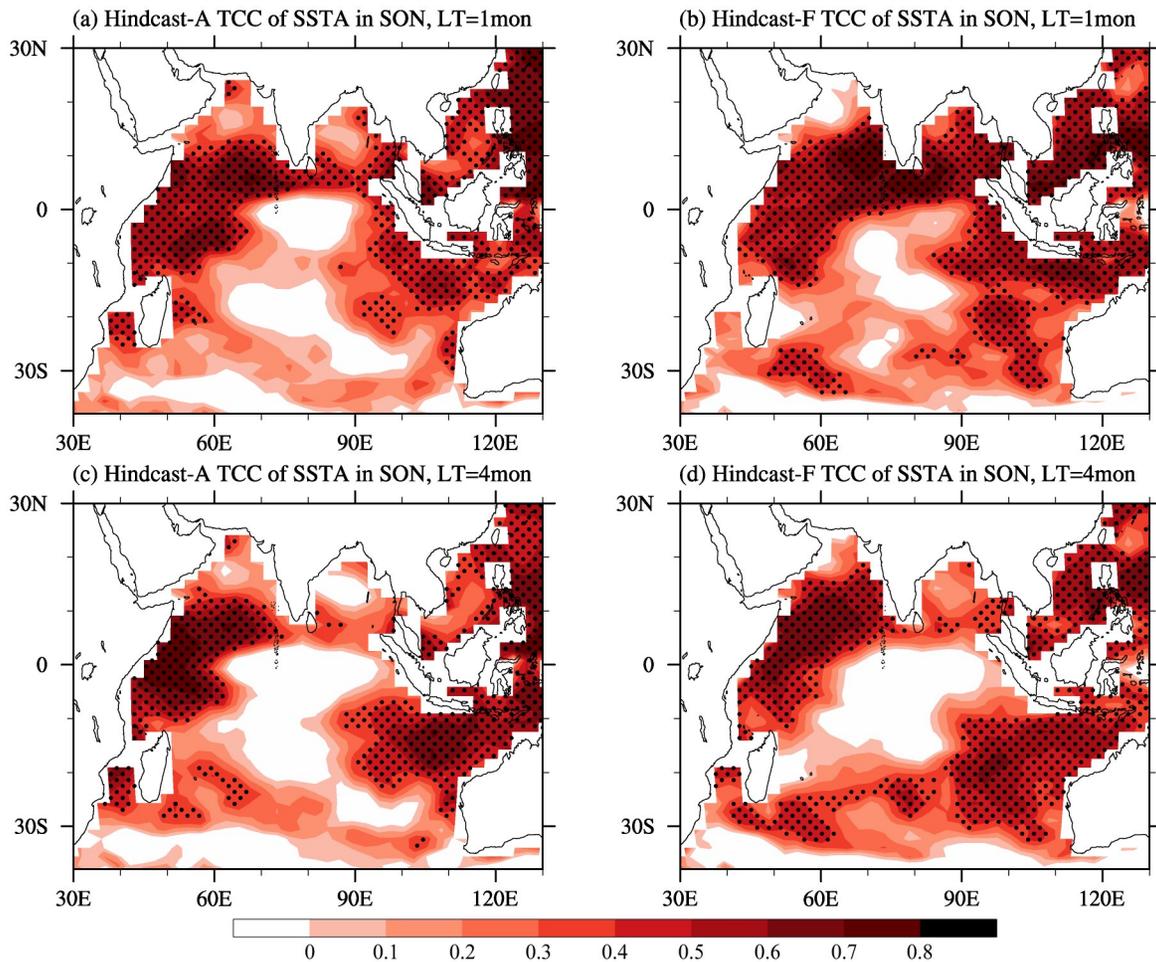


图1 IAP-DecPreS对1979~2015年秋季SSTA的ACC预报技巧的空间分布: Hindcast-A试验提前(a)1个月和(c)4个月预报结果; Hindcas-F试验提前(b)1个月和(d)4个月的预报结果。打点区域代表相关系数通过0.05显著性水平

Fig. 1 Spatial distributions of the ACC (Anomaly Correlation Coefficient) skill scores for predictions of boreal autumn (SON) SSTAs (sea surface temperature anomalies) in IAP-DecPreS (Institute of Atmospheric Physics, Decadal Prediction System) during the period 1979–2015: Hindcast-A (hindcasts based on the anomaly initialization) at (a) 1-month lead time, (c) 4-month lead time; Hindcast-F (hindcasts based on the full-field initialization) at (a) 1-month lead time, (c) 4-month lead time. Dotted areas denote anomaly correlation coefficient reaching the 0.05 significance level

IOD预报密切相关的热带东印度技巧显著升高、范围更大,部分海域可达到0.7以上(图1b)。但在提前4个月预报时,SSTA的ACC技巧迅速下降,这在热带东印度洋尤为明显。除在孟加拉湾、阿拉伯海以及南印度洋等海域技巧仍偏高以外,ACC技巧已与Hindcast-A试验已无显著差异(图1d)。

3.2 DMI指数的确定性预报技巧评估

动力预测技巧很大程度上依赖于模式对预报对象的模拟能力,因此我们在评估IOD预测技巧之前,首先评估FGOALS-s2模式对IOD的模拟能力。与IOD相关的SSTA空间型可以由秋季平均SST的EOF第一模态得到。

观测中,与IOD相关的SSTA空间分布呈现纬向偶极型特征,SST负距平出现在东印度洋爪哇和苏门答腊附近海域,SST正距平出现在热带西印度洋(图2a)。该模态解释了热带印度洋秋季SST年际变率总方差的30.1%。FGOALS-s2模拟出了IOD海温异常的纬向偶极型空间分布,但是,与观测相比,东印度洋爪哇和苏门答腊附近海域SST负距平过于向赤道中印度洋延伸,且在热带印度洋15°~20°S附近出现了另一个虚假SSTA负异常中心。SST正距平出现在热带西印度洋非洲沿岸,范围较观测偏小,但中心强度偏强。该模态解释了模式中热带印度洋秋季SST年际变率总方差的37.2%,略大于观测(图2b)。

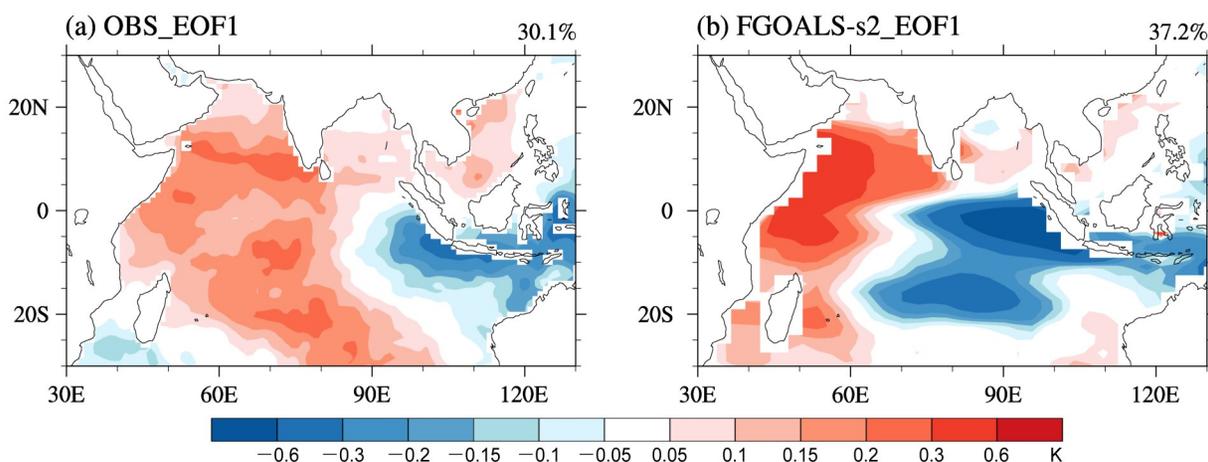


图2 印度洋 (30°S~30°N, 30°~130°E) 秋季 SST 年际变率 EOF 第一模态的空间分布 (单位: K): (a) 观测; (b) FGOALS-s2 历史气候模拟试验。在 EOF 分析前, 对 SSTA 做了 9 年高通滤波处理, 右上角的数值代表该模态的解释方差

Fig. 2 The first leading EOF pattern (units: K) of boreal autumn SST anomalies in the tropical Indian Ocean region (30°S-30°N, 30°-130°E): (a) The observations; (b) the FGOALS-s2 (Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Spectral Version 2) historical simulations. SSTA with variability longer than nine years have been filtered out. The values at the upper-right corners are the variance contributions of the mode

根据模式中 IOD 空间型的特征, 我们定义模式中的 DMI 指数为热带西印度洋 (WIO, 10°S~10°N, 40°~60°E) 与热带东印度洋 (EIO, 10°S~0°, 80°~100°E) 区域平均 SSTA 之差。基于观测和模式的 DMI 指数, 我们评估两种初始化方案对 IOD 的回报技巧。

对于提前 1 个月起报, Hindcast-F 试验集合平均的 DMI 与观测的相关系数为 0.61 (去趋势)、0.66 (未去趋势), 不同成员间离散度小, 能够成功预报大多数强 IOD 事件 (例如 1982、1994、1997、2006 年正 IOD 事件和 1998、2010 年负 IOD 事件)。而 Hindcast-A 试验集合平均的 DMI 与观测的相关系数为 0.47 (去趋势)、0.52 (未去趋势), 但成员间离散度较大, 预报的不确定性较大, 对于一些 IOD 事件 (例如, 1994 年的正 IOD 事件和 1996 年的负 IOD 事件) 的回报技巧低于 Hindcast-F 试验; Hindcast-A 试验与 Hindcast-F 试验相比存在更多的误报, 例如预报 1985、1988、2001、2014 年发生负 IOD 事件和 2008 年发生正 IOD 事件等 (图 3a、d)。

需要注意, IOD 的东西两极预报技巧存在差异。在去趋势之前, 模式对 WIO 指数的技巧明显高于 EIO 指数 (图 3b、e), 在全场 (异常场) 同化下, 集合平均的时间序列与观测的相关系数达到 0.75 (0.77), 远高于 EIO 的 0.57 (0.47)。但去趋

势处理之后, 相关系数下降为 0.60 (0.55), 说明由外强迫主导的长期趋势对 WIO 的预报技巧有重要贡献。Hindcast-F 试验回报的 EIO 指数相对于 Hindcast-A 试验相关技巧更高, 且成员之间离散度偏小 (图 3c、f), 说明采用全场同化方案作为预测系统的初始场能够显著改善 EIO 的预报技巧。

在提前 4 个月起报时, 两种同化方案下 DMI 的回报技巧均明显下降, 不做去趋势处理时, Hindcast-A 试验集合平均的 DMI 指数与观测的相关系数为 0.52, Hindcast-F 试验的相关系数为 0.40。虽然 Hindcast-A 试验的相关技巧较高, 但是成员间离散度较大, 较高的相关技巧依赖于集合平均的结果; 而 Hindcast-F 试验的成员间离散度相对较小。两种同化方案下 WIO 指数的回报技巧均高于 EIO 指数, 异常场 (全场) 同化下集合平均的 WIO 指数与观测的相关系数为 0.69 (0.54), 而 EIO 指数为 0.28 (0.18)。这说明制约对 DMI 提前 4 个月预报技巧的区域主要在 EIO。

3.3 DMI 指数的概率预报技巧评估

检验不同集合成员对 DMI 指数的概率预报技巧, 有助于我们更加全面地认识模式对 IOD 的预测性能, 给出不同于确定性预报的更加丰富的信息, 为模式系统预报性能的评估提供了更加客观的参考依据。在这里使用相对操作特征量 (ROC) 方法检验模式对 IOD 的概率预报技巧, 重点比较

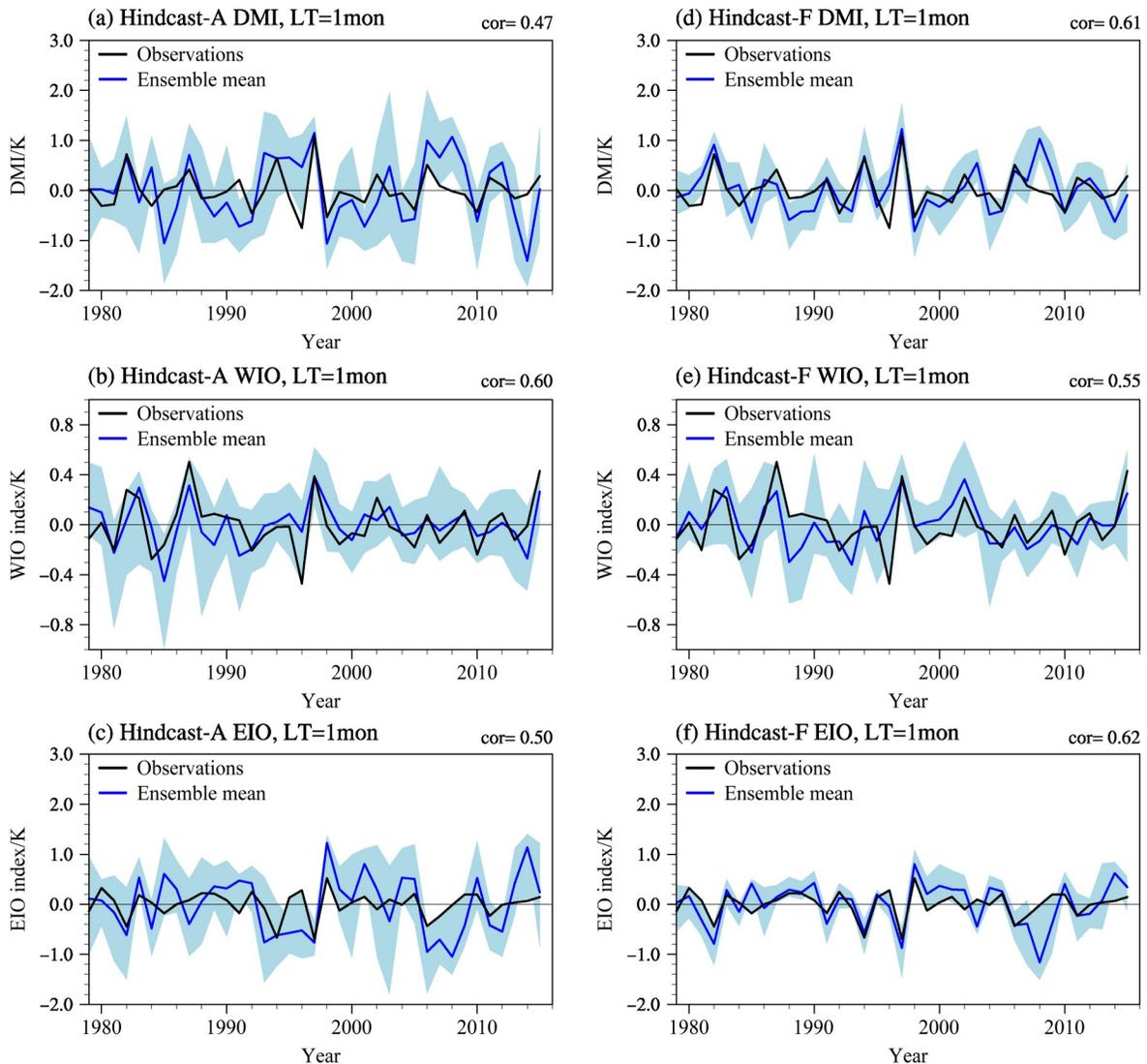


图3 1979~2015年秋季平均的印度洋偶极子指数 (DMI)、热带西印度洋 (WIO) 指数和热带东印度洋 (EIO) 指数 (单位: K): (a-c) 异常场同化下提前1个月的回报结果; (d-f) 全场同化下提前1个月的回报结果。蓝色阴影为不同成员间的离散度 (1个标准差), 蓝色实线为集合平均, 黑色实线为观测。右上角数值为集合平均DMI与观测的相关系数

Fig. 3 Time series of boreal autumn DMI (Indian Ocean Dipole mode index), WIO (western Indian Ocean) index, and EIO (eastern Indian Ocean) index (units: K) during the period of 1979–2015: (a-c) Hindcasts based on the anomaly initialization at 1-month lead time and (d-f) hindcasts based on the full-field initialization at 1-month lead time. Blue shadings denote member spread (one standard deviation). The blue line denote ensemble mean, and the black lines denote observation. The values at the upper-right corners are the correlation coefficients between the ensemble mean of DMI and observation

采用两种同化方案下, 对正、负 IOD 事件和中性状态的提前一个月预报技巧的差异。

图4是模式在提前1个月起报时预报的DMI指数概率预报ROC曲线图。对ROC曲线而言, ROC曲线越向上凸起, ROCA越大, 预报技巧越高。由图4可见, 模式对正IOD事件的预报技巧明显优于负IOD事件和正常事件。通过比较两种同化方案下预报技巧差异可知, 对于模式预报的正IOD事

件, Hindcast-F 试验 (Hindcast-A 试验) 的ROCA为0.92 (0.82), Hindcast-F 试验优于Hindcast-A 试验。两种同化方案下的ROCA均远大于0.5, 说明模式对正IOD事件的概率预报技巧较高, 模式预报出正IOD事件时具有较高可信度。但对于负IOD事件, Hindcast-F 试验的ROCA为0.64, Hindcast-A 试验的ROCA仅为0.49, 明显低于正IOD事件的预报技巧, 表明模式预报的负IOD事件中存在大

量的误报（图4），异常场同化下相较于全场同化对负 IOD 事件的误报更为严重。对于中性状态，Hindcast-F 试验的 ROCA 为 0.58，略大于 Hindcast-A 试验的 0.56，两种同化方案下技巧相当。

为了对比两种同化方案下模式在 ENSO 年和非 ENSO 年对 IOD 预报技巧的差异，图 5 给出 ENSO 年和非 ENSO 年，模式对 IOD 指数概率预报的 ROCA。对正 IOD 而言，Hindcast-F 试验（Hindcast-A 试验）在 ENSO 年的 ROCA 指数为 0.98（0.90），非 ENSO 年由于没有发生正 IOD 事件，所以 ROCA 指数均为缺省值。对负 IOD 事件，

Hindcast-F 试验（Hindcast-A 试验）在 ENSO 年的 ROCA 指数为 0.86（0.70），而非 ENSO 年的 ROCA 指数分别为 0.25（0.39）。由此可见，Hindcast-F 试验对正、负 IOD 事件预报技巧的提高仅出现在 ENSO 年，而非 ENSO 年时两种同化方案下模式对 1992 年、1996 年两次负 IOD 事件的 ROCA 均小于 0.5，误报率大于命中率，不具备预报技巧。Hindcast-F 试验相对 Hindcast-A 试验，对正、负 IOD 事件概率预报技巧的提升主要针对发生在 ENSO 年的 IOD 事件，而对非 ENSO 年出现的两次负 IOD 事件没有显著的改进。

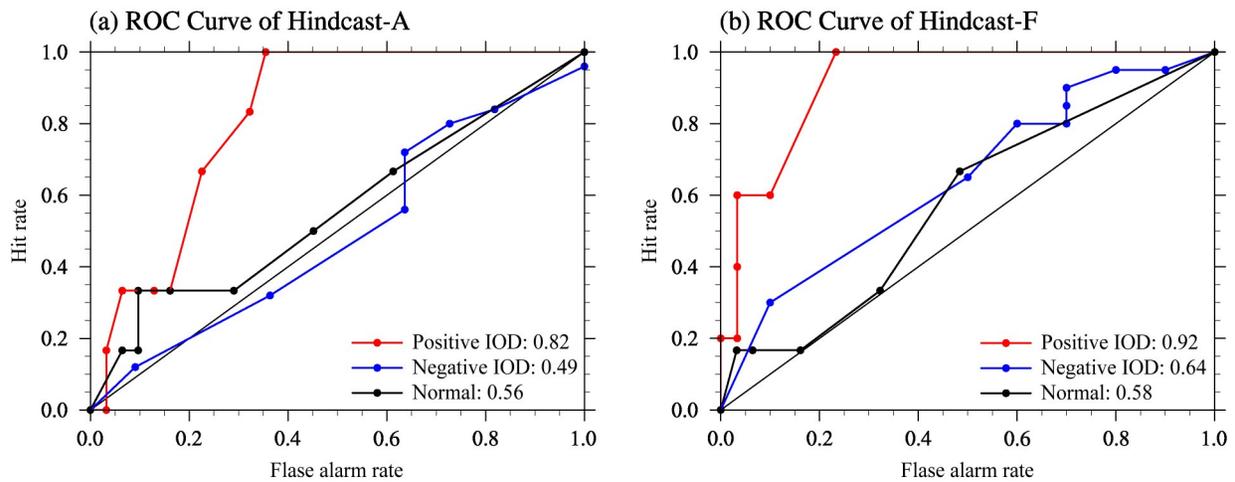


图4 提前1个月对DMI概率预报的相对操作特征量（ROC）曲线：（a）异常场同化的回报结果；（b）全场同化的回报结果。图中红色点线为正 IOD 事件，蓝色点线为负 IOD 事件，黑色点线为正常状态，图例后的数字为对应的 ROCA 指数

Fig. 4 The ROC (relative operating characteristic) curves for DMI probabilistic predictions at 1-month lead time: (a) Hindcasts based on the anomaly initialization; (b) Hindcasts based on full-field initialization. The red dotted lines are for the positive IOD events, the blue dotted lines are for the negative IOD events, and the black dotted lines denote normal condition. The values behind the legends are the corresponding ROCA (ROC area) indices

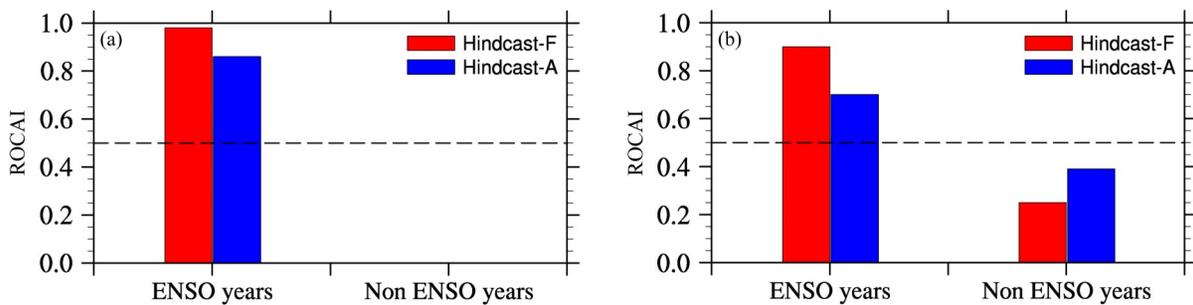


图5 提前1个月对 ENSO 年与非 ENSO 年的正、负 IOD 事件概率预报的相对操作特征量面积指数（ROCAI）：（a）正 IOD 事件的 ROCAI；（b）负 IOD 事件的 ROCAI。红色柱形为 Hindcast-F 试验，蓝色柱形为 Hindcast-A 试验

Fig. 5 The ROCAI (ROC area index) for probabilistic prediction of positive and negative IOD events during the ENSO years and non-ENSO years at 1-month lead time: (a) ROCAI of positive IOD events; (b) ROCAI of negative IOD events. The red bars are hindcasts based on the anomaly initialization, the blue bars are hindcasts based on the full-field initialization

4 不同同化方案下 IOD 回报技巧差异的原因

IOD 事件与 ENSO 存在密切的联系 (Annamalai et al., 2004; Stuecker et al., 2017), ENSO 是 IOD 形成的重要触发因子之一 (Li et al., 2003), 模式能否再现 ENSO-IOD 的关系对于 IOD 的预测极其重要 (Liu et al., 2017)。为了检验模式在两种同化方案下对 ENSO 遥强迫模拟的差异, 将

模式预报的 8~10 月平均 Niño3.4 指数回归到预报的同期降水、850 hPa 风场和 SST 上, 得到与 ENSO 遥强迫相关变量的空间分布, 并同观测进行比较 (图 6)。

结果表明, 在观测中, 伴随着 El Niño 的发展, 正降水异常中心位于赤道中东太平洋 (150°E~150°W), 负的降水异常出现在热带西太平洋、海洋大陆和热带东印度洋。负的降水异常通过激发 Rossby 波使东南印度洋低层风场出现反气旋性环

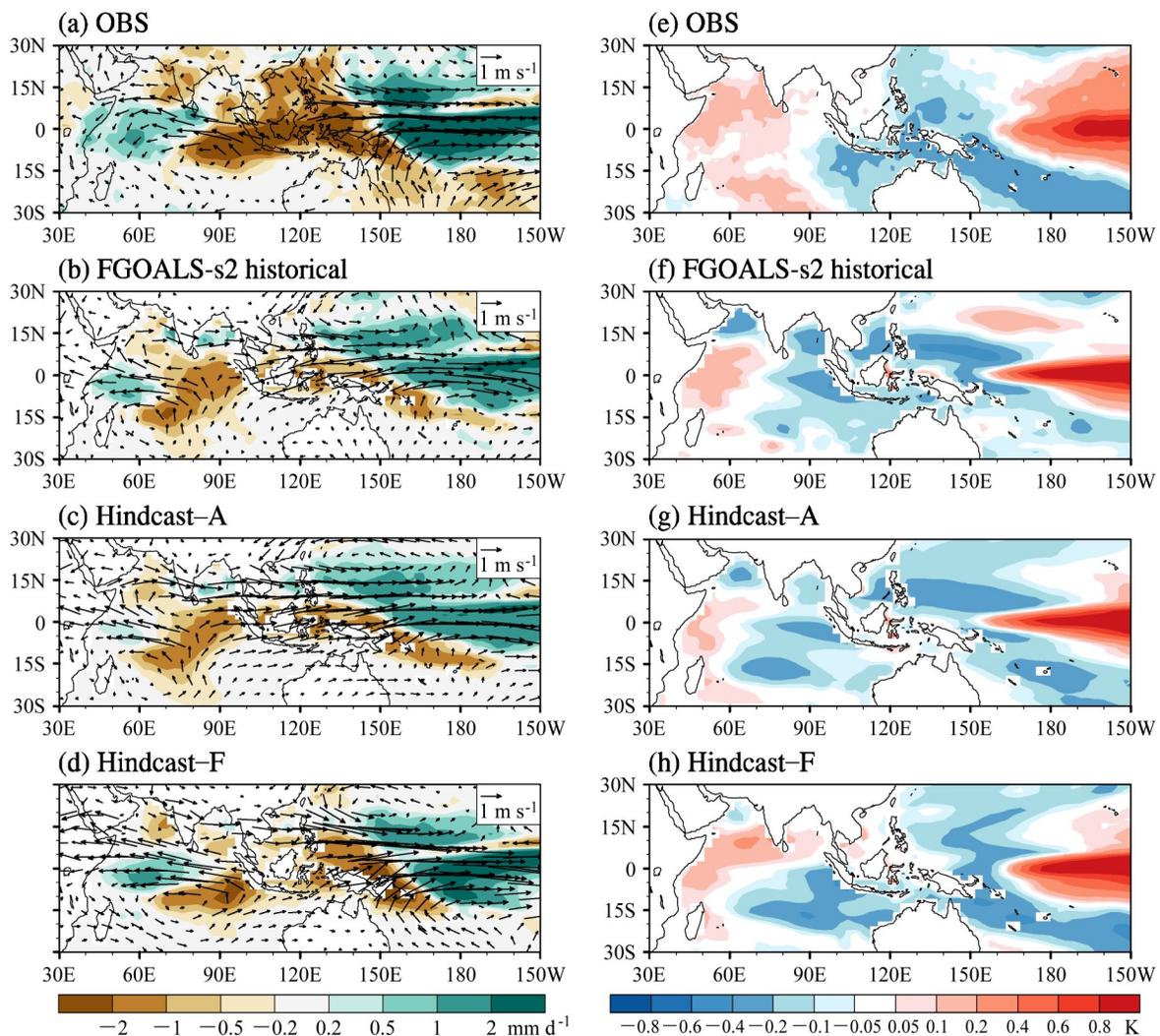


图 6 1979~2015 年 8~10 月平均的 850 hPa 风场异常 (矢量, 单位: m s^{-1})、降水异常 (阴影, 单位: mm d^{-1}) 分别回归到同期 Niño3.4 指数得到的空间分布: (a) 观测; (b) FGOALS-s2 历史气候模拟试验; (c) 异常场同化下提前 1 个月回报结果; (d) 全场同化下提前 1 个月回报结果。(e-h) 同 (a-d), 但为回归到同期 Niño 3.4 指数得到的 SSTA (单位: K) 空间分布

Fig. 6 Mean wind anomalies (vectors, units: m s^{-1}) and precipitation anomalies (shadings, units: mm d^{-1}) regressed against the simultaneous Niño 3.4 index at 850 hPa in August-October during the period of 1979-2015: (a) Observations; (b) FGOALS-s2 historical simulations; (c) hindcasts based on the anomaly initialization at 1-month lead time; (d) hindcasts based on the full-field initialization at 1-month lead time. (e-h) As in (a-d), but for the SSTA (units: K)

流异常,反气旋的东北侧为异常东南风,位于苏门答腊沿岸,与该处夏秋季节气候态风场的方向一致,使海表面风速加大,通过增强沿岸上翻流、蒸发以及表层混合等过程使得 SST 进一步冷却,促进 IOD 的发展(图 6a、e)。但是在 Hindcast-A 试验中,热带印度洋与 ENSO 遥强迫相关的负降水异常向西南偏移,由此激发的反气旋性环流异常也偏向西南,而在苏门答腊沿岸出现 Kelvin 波性西风异常(图 6c、g)。该西风异常,与观测异常风方向相反,因此不能激发观测中令 SST 变冷的过程(包括增强增发、沿岸上翻等)。值得注意的是, Hindcast-A 试验与 FGOALS-s2 历史气候模拟试验模拟的 ENSO 遥强迫十分相似,说明 Hindcast-A 试验不能优化 FGOALS-s2 对 ENSO 遥强迫机制模拟的偏差(图 6b、f)。与之相反, Hindcast-F 试验模拟的 ENSO 遥强迫特征与观测接近,特别是对出现在热带东南印度洋反气旋性环流异常中心位置的模拟更为合理,使得苏门答腊沿岸风场异常为东南风, SST 异常的发展较之 Hindcast-A 试验与 FGOALS-s2 历史模拟更加接近于观测(图 6d、h)。

除了 ENSO 遥强迫激发的 IOD 事件之外,也有部分 IOD 事件独立于 ENSO,由热带印度洋局地海气相互作用所激发(Saji et al., 1999; Webster et al., 1999)。为了检验模式对 ENSO 遥强迫与局地海气相互作用激发的 IOD 事件预报技巧的差异,将伴随着 ENSO 发生的 IOD 事件(包括 1982、1987、1994、1997、2006、2015 年的正 IOD 事件和 1984、1998、2010 年的负 IOD 事件)与独立于 ENSO 的 IOD 事件(1992、1996 年的负 IOD 事件)进行合成分析,得到与 ENSO 遥强迫产生的 IOD 事件与独立于 ENSO 的 IOD 事件相对应的异常降水场、风场的空间分布特征(图 7)。

对 ENSO 遥强迫产生的 IOD 事件,观测中 SSTA 均呈现东西偶极子型分布,在 IOD 正位相时,热带东南印度洋低层出现反气旋性环流异常,该反气旋的东北侧为异常东南风,位于苏门答腊沿岸,促进 IOD 的发展(图 7a)。在 Hindcast-A 试验中, SSTA 呈现偶极子型分布,热带东印度洋的冷异常偏强偏西,东南印度洋低层反气旋性环流异常亦偏向西南,在苏门答腊沿岸出现与观测相反的西南风异常,不利于 IOD 的发展(图 7b)。而 Hindcast-F 试验能够模拟出观测中环流异常的分布

特征,苏门答腊沿岸出现与观测一致的东南风异常(图 7c)。对独立于 ENSO 的两次负 IOD 事件(1992 年、1996 年),观测中亦呈现 SSTA 东西偶极子型分布以及东南印度洋低层反气旋性环流异常,但强度较弱(图 7d)。在回报试验中,由于基于两种初始化策略的回报试验均存在较大的误报(图 5b),使得两种初始化策略下 SST 与风场的信号均较弱,模式对独立于 ENSO 的 IOD 事件预报技巧的差异并不显著(图 7e、f)。值得注意的是,在研究时段内,独立于 ENSO 的 IOD 事件的样本数较少。不同初始化策略对此类 IOD 事件预测技巧的差异及产生差异的机制仍需进一步研究。未来,我们可能通过设计模式理想预测试验,即用模式来预测同一模式中的独立 IOD 事件,来研究该问题。

由 ENSO 遥强迫作用产生的降水异常依赖于气候态降水,因此为了进一步考察 ENSO 遥强迫模拟差异的原因,下面我们比较在两种方案下模式模拟的气候态降水的差异。

图 8a 是观测中 8~10 月平均气候态降水的空间分布,在热带印度洋,ITCZ (Intertropical convergence zone) 从苏门答腊沿岸海域向西南延伸,主体范围在 70°E 以东,10°S 以北。降水中心的降水量值达到 10 mm d⁻¹,主体位于苏门答腊西部沿岸海域。图 8b 给出了 FGOALS-s2 历史气候模拟试验中 8~10 月平均气候态降水的空间分布,由图可见,热带印度洋 ITCZ 位置偏至西南印度洋,降水中心移至 10°S 附近,60°E 至 70°E 之间,降水量达到 11 mm d⁻¹ 以上,较之观测明显偏多。而在苏门答腊西部沿岸海域降水偏少,仅为 3~5 mm d⁻¹。可见 FGOALS-s2 对热带印度洋秋季 ITCZ 气候态的模拟存在较大的偏差。

Hindcast-A 试验由于利用同化的异常场资料作为初值场,因而不能避免 FGOALS-s2 固有的模式系统性误差的问题。图 8c 是提前 1 个月预报热带印度洋气候态降水的空间分布,气候态降水的模拟与 FGOALS-s2 历史气候模拟试验中气候态降水的空间分布十分相似,初始化过程并没有解决模式系统性误差的缺陷。而 Hindcast-F 试验利用同化的全场资料作为初值场,因而克服了预报初始时刻模式系统性误差较大的问题。图 8d 是 Hindcast-F 试验提前 1 个月预报的结果,可见对热带印度洋 ITCZ 位置的模拟偏差较之 Hindcast-A 试验和 FGOALS-s2 历

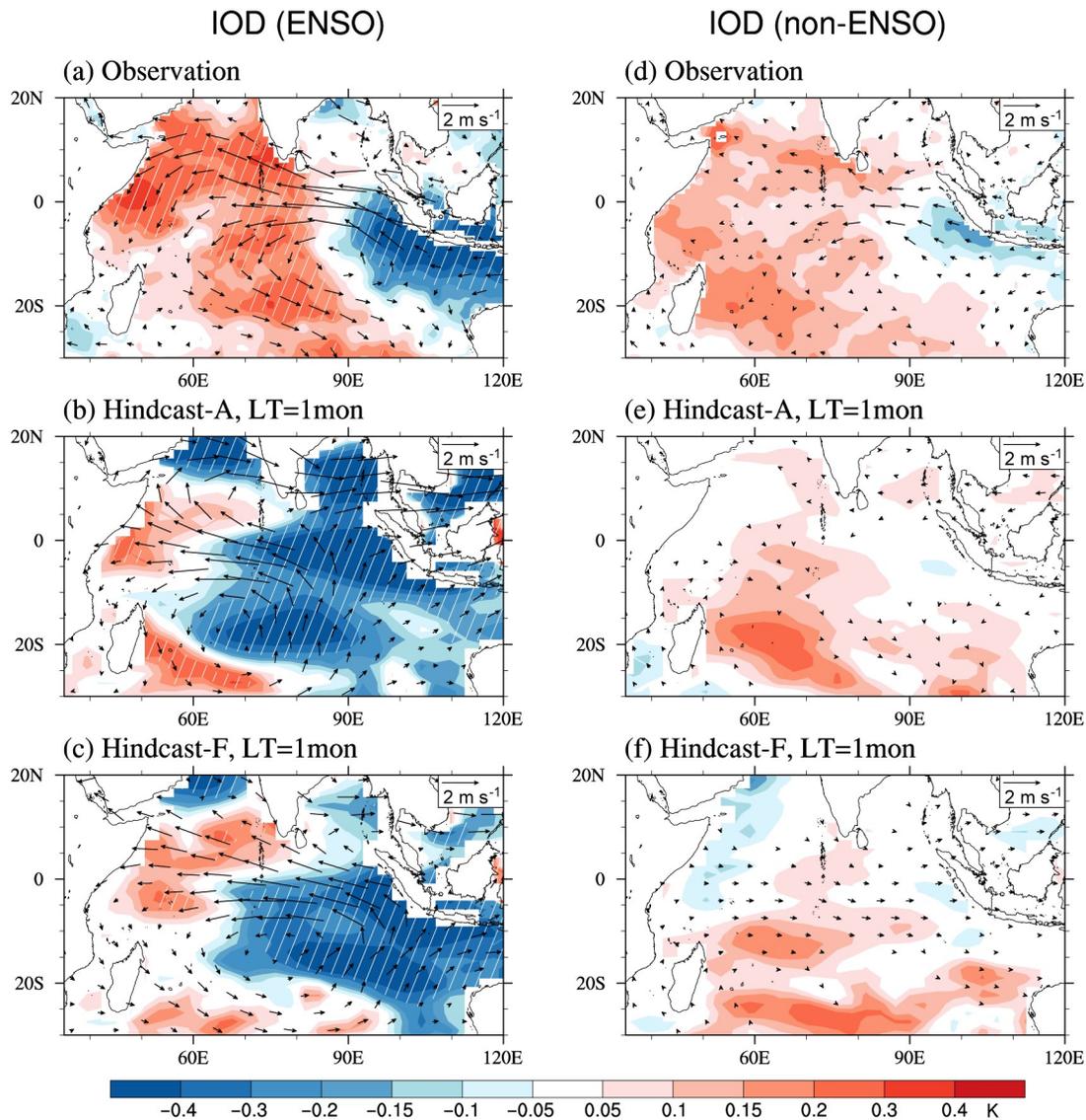


图7 伴随ENSO发生的IOD事件8~10月平均850 hPa风场异常(矢量, 单位: m s^{-1})和SST异常(阴影, 单位: K)的空间分布:(a)观测;(b)异常场同化下提前1个月回报结果;(c)全场同化下提前1个月回报结果。白色斜线代表通过90%信度水平的显著性检验。(d-f)同(a-c), 但为合成的独立于ENSO的IOD事件。合成分析时负IOD事件所有变量均乘以-1

Fig. 7 Spatial distributions of mean wind anomalies (vectors, units: m s^{-1}) and SST anomalies (shadings, units: K) for ENSO-related IOD events at 850 hPa in August–October: (a) Observations; (b) hindcasts based on the anomaly initialization at 1-month lead time; (c) hindcasts based on the full-field initialization at 1-month lead time. The areas above the 90% confidence level are covered by white oblique lines. (d-f) As in (a-c), but for the non-ENSO-related IOD events. All variables of the negative IOD events are multiplied by -1 in the composite analysis

史气候模拟试验显著减小, 大值中心位于 ($5^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$) 附近海域, 量值达到 10 mm d^{-1} 。需要说明的是, 自8月起预报 (LT=1 mon) 时, 由于模式已经积分了1~3个月, “模式气候漂移” 已不可完全忽略, 所以 Hindcast-F 试验较之观测仍然存在一定的偏差。

热带印度洋气候态降水中心位置模拟的改善, 使得叠加在平均态上的降水异常的位置也相应更接

近于实际, 直接影响到 ENSO “大气桥” 遥强迫的模拟效果, 最终使得 Hindcast-F 试验对 IOD 具有更高的预报技巧。

最后, 值得注意的是, 5月起预报秋季 (LT=4 months) 时, Hindcast-F 试验由于 “模式气候漂移” 过程, 系统性误差迅速增加, 降水气候态的模拟已与 Hindcast-A 试验无显著差异 (图略), 使得两种同化方案下对 IOD 的预报技巧相当。

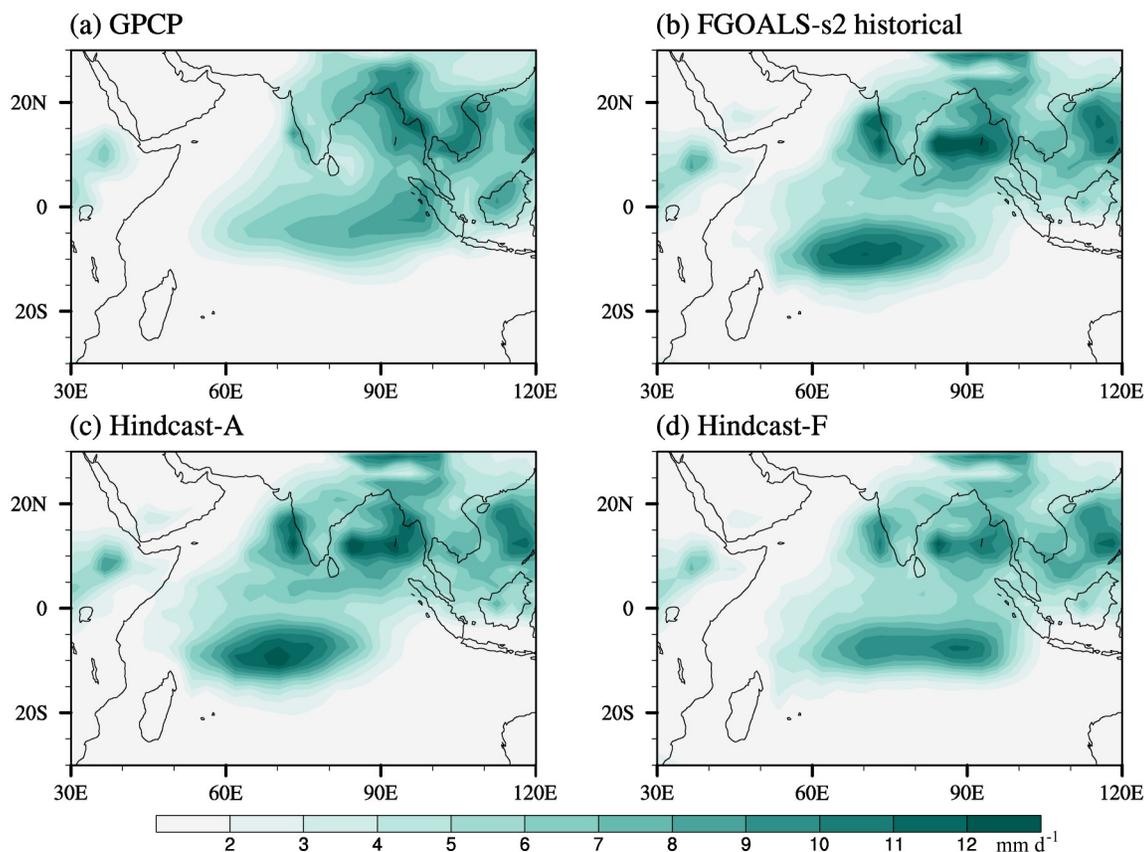


图8 热带印度洋8~10月平均的气候态降水量(单位: mm d^{-1})空间分布:(a)观测;(b) FGOALS-s2历史气候模拟试验;(c)异常场同化下提前1个月回报结果;(d)全场同化下提前1个月回报结果

Fig. 8 Spatial distributions of the climatological precipitation (units: mm d^{-1}) over the tropical Indian Ocean averaged in August–October: (a) Observations; (b) FGOALS-s2 historical simulations; (c) hindcasts based on the anomaly initialization at 1-month lead time; (d) hindcasts based on the full-field initialization at 1-month lead time

5 结论

本文使用中国科学院大气物理研究所近期气候预测系统 (IAP-DecPreS), 评估了系统对 IOD 的预报性能, 并重点比较了采用异常场和全场同化时回报技巧的差异。主要的结论总结如下:

(1) 对于提前1个月预报的热带印度洋秋季平均 SSTA 技巧, 模式在热带印度洋的边界海域存在显著技巧。相比 Hindcast-A 试验, Hindcast-F 试验具有显著预测技巧的海域更多。Hindcast-F 试验对与 IOD 预报密切相关的热带东印度 SSTA 预测技巧更高。在提前4个月预报时, 对热带印度洋秋季平均 SSTA 的 ACC 预测技巧显著低于提前1个月预报, 且两种同化策略下无显著差异;

(2) 对于提前1个月预报秋季平均 DMI 指数, 从确定性预报的角度, Hindcast-F 试验的相关技巧比 Hindcast-A 试验更高, 集合成员之间离散度更

小。采用全场同化策略对 EIO 的预报技巧有显著改善。从概率性预报的角度, 两种同化策略下对正 IOD 事件的概率预报技巧均高于对负 IOD 和中性状态的预报技巧, Hindcast-F 试验命中率高于 Hindcast-A 试验。对比 ENSO 年与非 ENSO 年 IOD 的概率预报技巧, Hindcast-F 试验相对于 Hindcast-A 试验的优势主要源于它提高了对伴随 ENSO 发生的 IOD 的预报技巧。

(3) 模式能否再现 ENSO-IOD 的关系对于 IOD 的预测极其重要。Hindcast-F 试验能够更好地再现 ENSO 的“大气桥”遥强迫, 与 ENSO 相关的热带东印度洋负降水异常和大气环流异常的空间型更接近观测。而 Hindcast-A 试验对 ENSO 的“大气桥”遥强迫的模拟存在较大偏差。主要问题在于, 观测的中心位于苏门答腊沿岸的负降水异常位置向西南偏移, 因此苏门答腊沿岸出现了虚假的西风异常, 进而导致局地 SST 冷异常无法充分发展。

(4) 降水异常出现的位置与气候态降水位置直接相关。Hindcast-A 试验中, 由于初始条件只同化了异常场, 气候态降水模拟的偏差与 FGOALS-s2 固有系统性误差类似, 降水中心的位置偏至西南印度洋。Hindcast-F 试验的气候态更接近观测, 热带印度洋降水中心位置偏移较小, 使得模拟的印度洋降水和环流对 ENSO 响应更加合理, 最终使得 Hindcast-F 试验具有更高的 IOD 预报技巧。

参考文献 (References)

- Adler R, Huffman G, 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. doi: 10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2
- Annamalai H, Xie S P, McCreary J P, et al. 2004. Impact of Indian Ocean Sea surface temperature on developing El Niño [J]. *J. Climate*, 18(2): 302–319. doi:10.1175/JCLI-3268.1
- Ashok K, Guan Z Y, Yamagata T. 2003. Influence of the Indian Ocean Dipole on the Australian winter rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15): 1821. doi:10.1029/2003GL017926
- Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, spectral version 2: FGOALS-s2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(3): 561–576. doi: 10.1007/s00376-012-2113-9
- Black E, Slingo J, Sperber K R. 2003. An observational study of the relationship between excessively strong short rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131(1): 74–94. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0074:AOSOTR>2.0.CO;2
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553–597. doi: 10.1002/qj.828
- 丁一汇. 2011. 季节气候预测的进展和前景 [J]. *气象科技进展*, 1(3): 14–27.
- Ding Y H. 2011. Progress and prospects of seasonal climate prediction [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 1(3): 14–27.
- Good S A, Martin M J, Rayner N A. 2013. EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates [J]. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118(12): 6704–6716. doi:10.1002/2013JC009067
- Gualdi S, Guilyardi E, Navarra A, et al. 2003. The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a CGCM [J]. *Climate Dyn.*, 20(6): 567–582. doi:10.1007/s00382-002-0295-z
- Iizuka S, Matsuura T, Yamagata T. 2000. The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27(20): 3369–3372. doi:10.1029/2000GL011484
- Kripalani R H, Oh J H, Chaudhari H S. 2010. Delayed influence of the Indian Ocean Dipole mode on the East Asia–West Pacific monsoon: Possible mechanism [J]. *International Journal of Climatology*, 30(2): 197–209. doi:10.1002/joc.1890.
- Li T, Wang B, Chang C P, et al. 2003. A theory for the Indian Ocean Dipole-zonal mode [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60(17): 2119–2135. doi: 10.1175/1520-0469(2003)060<2119:ATFTIO>2.0.CO;2
- Liu H F, Tang Y M, Chen D K, et al. 2017. Predictability of the Indian Ocean Dipole in the coupled models [J]. *Climate Dyn.*, 48(5–6): 2005–2024. doi:10.1007/s00382-016-3187-3
- Loschnigg J, Meehl G A, Webster P J, et al. 2003. The Asian monsoon, the tropospheric biennial oscillation, and the Indian Ocean zonal mode in the NCAR CSM [J]. *J. Climate*, 16(11): 1617–1642. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1617:TAMTTB>2.0.CO;2
- Luo J J, Masson S, Behera S, et al. 2007. Experimental forecasts of the Indian Ocean Dipole using a coupled OAGCM [J]. *J. Climate*, 20(10): 2178–2190. doi:10.1175/JCLI4132.1
- Magnusson L, Alonso-Balmaseda M, Corti S, et al. 2013. Evaluation of forecast strategies for seasonal and decadal forecasts in presence of systematic model errors [J]. *Climate Dyn.*, 41(9–10): 2393–2409. doi:10.1007/s00382-012-1599-2
- Mason I B. 1982. A model for assessment of weather forecasts [J]. *Australian Meteorological Magazine*, 30(4): 291–303.
- Mason S J, Graham N E. 1999. Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels [J]. *Wea. Forecasting*, 14(5): 713–725. doi: 10.1175/1520-0434(1999)014<0713:CPROCA>2.0.CO;2
- Meyers G, McIntosh P, Pigot L, et al. 2007. The years of El Niño, La Niña, and interactions with the tropical Indian Ocean [J]. *J. Climate*, 20(13): 2872–2880. doi:10.1175/JCLI4152.1
- Rao S A, Masson S, Luo J J, et al. 2007. Termination of Indian Ocean Dipole events in a coupled general circulation model [J]. *J. Climate*, 20(13): 3018–3035. doi:10.1175/JCLI4164.1
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 108(D14): 4407. doi:10.1029/2002JD002670
- Saji N H, Yamagata T. 2003. Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate [J]. *Climate Research*, 25(2): 151–169. doi:10.3354/cr025151
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. *Nature*, 401(6751): 360–363. doi:10.1038/43854
- Shi L, Hendon H H, Alves O, et al. 2012. How predictable is the Indian Ocean Dipole? [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(12): 3867–3884. doi: 10.1175/MWR-D-12-00001.1
- Smith D M, Eade R, Pohlmann H. 2013. A comparison of full-field and anomaly initialization for seasonal to decadal climate prediction [J]. *Climate Dyn.*, 41(11–12): 3325–3338. doi: 10.1007/s00382-013-1683-2
- Song Q, Vecchi G A, Rosati A J. 2008. Predictability of the Indian Ocean sea surface temperature anomalies in the GFDL coupled model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35(2): L02701. doi: 10.1029/

- 2007GL031966
- Stuecker M F, Timmermann A, Jin F F, et al. 2017. Revisiting ENSO/Indian Ocean Dipole phase relationships [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(5): 2481–2492. doi:10.1002/2016GL072308
- Ummenhofer C C, England M H, McIntosh P C, et al. 2009. What causes southeast Australia's worst droughts? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(4): L04706. doi:10.1029/2008GL036801
- Vinayachandran P N, Iizuka S, Yamagata T. 2002. Indian Ocean Dipole mode events in an ocean general circulation model [J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(7–8): 1573–1596. doi:10.1016/S0967-0645(01)00157-6
- Wajsoiwicz R C. 2005. Forecasting extreme events in the tropical Indian Ocean sector climate [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 39(1–2): 137–151. doi:10.1016/j.dynatmoce.2004.10.012
- Wajsoiwicz R C. 2007. Seasonal-to-interannual forecasting of tropical Indian Ocean sea surface temperature anomalies: Potential predictability and barriers [J]. *J. Climate*, 20(13): 3320–3343. doi:10.1175/JCLI4162.1
- Wang X, Wang C Z. 2014. Different impacts of various El Niño events on the Indian Ocean Dipole [J]. *Climate Dyn.*, 42(3–4): 991–1005. doi:10.1007/s00382-013-1711-2
- Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98 [J]. *Nature*, 401(6751): 356–360. doi:10.1038/43848
- 吴波, 周天军, 孙倩. 2017. 海洋模式初始化同化方案对 IAP 近期气候预测系统回报试验技巧的影响 [J]. *地球科学进展*, 32(4): 342–352. Wu B, Zhou T J, Sun Q. 2017. Impacts of initialization schemes of oceanic states on the predictive skills of the IAP near-term climate prediction system [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 32(4): 342–352. doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0342
- Wu B, Zhou T J, Zheng F. 2018. EnOI-IAU initialization scheme designed for decadal climate prediction system IAP-DecPreS [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2): 342–356. doi:10.1002/2017MS001132
- 吴捷, 任宏利, 张帅, 等. 2017. BCC 二代气候系统模式的季节预测评估和可预报性分析 [J]. *大气科学*, 41(6): 1300–1315. Wu J, Ren H L, Zhang S, et al. 2017. Evaluation and predictability analysis of seasonal prediction by BCC second-generation climate system model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(6): 1300–1315. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16256
- Yamagata T, Behera S K, Luo J J, et al. 2004. Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean [M]//Wang C, Xie S P, Carton J A. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. Washington: American Geophysical Union, 189–211. doi:10.1029/147GM12
- Yu J Y, Lau K M. 2005. Contrasting Indian Ocean SST variability with and without ENSO influence: A coupled atmosphere-ocean GCM study [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 90(3–4): 179–191. doi:10.1007/s00703-004-0094-7
- Zhang W J, Wang Y L, Jin F F, et al. 2015. Impact of different El Niño types on the El Niño/IOD relationship [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42(20): 8570–8576. doi:10.1002/2015GL065703
- Zhao M, Hendon H H. 2009. Representation and prediction of the Indian Ocean Dipole in the POAMA seasonal forecast model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135(639): 337–352. doi:10.1002/qj.370
- 周天军, 吴波. 2017. 年代际气候预测问题: 科学前沿与挑战 [J]. *地球科学进展*, 32(4): 331–341. Zhou T J, Wu B. 2017. Decadal climate prediction: Scientific frontier and challenge [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 32(4): 331–341. doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0331
- Zhou T J, Yu Y Q, Liu Y M, et al. 2014. Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model: A Modeling Tool for the Climate Change Research Community [M]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 483: 217–224. doi:10.1007/978-3-642-41801-3
- Zubair L, Rao S A, Yamagata T. 2003. Modulation of Sri Lankan Maha rainfall by the Indian Ocean Dipole [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30(2): 1063. doi:10.1029/2002GL015639