吴捷,任宏利,许小峰,等,2018. MJO 对我国降水影响的季节调制和动力-统计降尺度预测[J]. 气象,44(6):737-751.

MJO 对我国降水影响的季节调制和动力-统计降尺度预测*

吴 捷[1,2] 任宏利[2,3] 许小峰[4] 高 丽[5]

1 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
2 中国气象局国家气候中心气候研究开放实验室,中国气象局-南京大学气候预测研究联合实验室,北京 100081
3 中国地质大学环境学院大气科学系,武汉 430074
4 中国气象局,北京 100081
5 中国气象局数值预报中心,北京 100081

提 要: 利用 1981—2016 年中国区域 CN05.1 格点降水资料和 EAR-Interim 再分析资料,研究了季节循环对于热带大气季节内振荡(MJO)对我国降水影响的调制作用,并基于模式对 MJO 的预报建立了针对延伸期降水的动力-统计降尺度模型。结果表明,MJO 对我国季节内降水异常的影响明显受到季节循环的调制。当 MJO 对流在热带印度洋活跃时,我国降水偏多的区域随季节由南向北推进;当 MJO 对流位于海洋性大陆地区时,在秋、冬季我国东部和高原大部分地区降水异常偏少,而到了春、夏季该关系反转。MJO 对流和基本气流(特别是副热带西风急流)的位置和强度的变化所引起热带外环流响应的不同是造成这种季节性差异的重要原因。模式检验表明,BCC_AGCM2.2 对目标候 MJO 的预报技巧可达 18 d 以上,在此基础上利用模式预报 MJO 信息构建了随季节演变滚动的 MJO 动力-统计降尺度预测模型。独立样本检验表明,该模型在较长时效(10~20 d)下对 MJO 高影响区低频降水异常的预报技巧高于模式的直接预报,特别是在 MJO 活跃时期对降水预报技巧的提升更加明显,这为 MJO 信号释用提供了新的思路。

关键词: MJO,季节调制,BCC 二代大气环流模式(BCC_AGCM2.2),动力-统计降尺度模型,延伸期预报

中图分类号: P461 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.06.002

Seasonal Modulation of MJO's Impact on Precipitation in China and Its Dynamical-Statistical Downscaling Prediction

WU Jie[1,2] REN Hongli[2,3] XU Xiaofeng[4] GAO Li[5]

1 College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
2 Laboratory for Climate Studies and CMA-NJU Joint Laboratory for Climate Prediction Studies, National Climate Centre, CMA, Beijing 100081
3 Department of Atmospheric Science, School of Environmental Studies, China University of Geoscience, Wuhan 430074
4 China Meteorological Administration, Beijing 100081
5 CMA Numerical Prediction Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on the China regional grid precipitation dataset CN05.1 and EAR-Interim reanalysis data, the seasonal modulation of the impact of Madden-Julian Oscillation (MJO) on China's precipitation anomaly is studied, and a dynamical-statistical downscaling model which focuses on extended-range precipitation

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2015CB453203)、国家自然科学基金项目(41505065、41775066、41375062)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406022)共同资助
2018 年 4 月 8 日收稿; 2018 年 5 月 11 日收修定稿
第一作者:吴捷,主要从事短期气候预测研究. Email:wujie@cma.gov.cn
通信作者:任宏利,主要从事气候动力学与气候预测研究. Email:renhl@cma.gov.cn

forecast is established based on the MJO prediction by numerical model. The results show that the impact of MJO on precipitation anomaly is modulated by seasonal cycle obviously. When the MJO convection is active in tropical Indian Ocean, the above normal precipitation area advance northward along with the changes of seasons. When the MJO convection is active in the maritime continent, precipitation in eastern China and Tibet Plateau is abnormally less in autumn and winter, but this situation is gradually weakened or even reversed in spring and summer. The position and amplitude variation of MJO convection and basic state (especially the subtropical westerly jet) lead to different extra-tropical circulation responses, which are the main causes for these seasonal variations. The model verification suggests that the prediction skill of target pentad RMM index based on BCC_AGCM2.2 can extend to 18 days. In addition, a seasonal rolling MJO dynamical-statistical downscaling precipitation prediction model is established based on the forecasted RMM indices by dynamical model. The independent sample tests show that the dynamical-statistical model achieves higher skills in predicting the low-frequency precipitation anomaly than the direct output of BCC_AGCM2.2 in MJO high impact area during long lead time (10—20 d). The improvement is more obvious in the MJO active period. These findings could provide new thoughts for the MJO interpretation.

Key words: Madden-Julian Oscillation (MJO), seasonal modulation, BCC_AGCM2.2, dynamical-statistical downscaling model, extended-range forecast

引 言

MJO(Madden-Julian Oscillation)是热带大气季节内变率(ISV)的主要模态(Madden and Julian, 1971;1972),也是次季节时间尺度上最具可预报性的模态(Gottschalck et al,2010)。它主要表现为热带地区行星尺度对流和环流相互耦合并向东传播的30～80 d准周期振荡现象(Zhang, 2005),对热带地区的重要天气和气候事件,如台风群发(Fu and Hsu,2011)、南亚地区的极端降水(Xavier et al, 2014)、南海夏季风爆发(林爱兰等,2016)和El Niño事件发展(McPhaden,1999)等起到重要作用。尽管MJO对流异常主要发生在热带地区(15°S～15°N),但其伴随的异常加热能够激发从热带到中高纬的遥相关波列(如太平洋北美型PNA)从而对热带以外地区的环流和降水产生重要影响(Donald et al, 2006;Cassou,2008;李崇银等,2014;2012;Seo and Lee,2017)。因此MJO也被看作联系天气和气候的桥梁(Zhang,2013)。

近年来,针对MJO与我国气候异常联系也开展了一系列研究(林爱兰等,2008;任宏利和沈雨旸, 2016),发现MJO对冬季我国东部地区(Jia et al, 2011;贾小龙和梁潇云,2011;Yao et al,2015)、春季华南(李文锴等,2014)和云南地区(李汀等,2012;吕俊梅等,2012;牛法宝等,2012)、夏季西南(李永华等,2016)和长江流域(Zhang et al,2009)的降水异常均存在不同程度影响,这主要是由于MJO的大尺度对流加热所激发的Rossby波列对副热带高压位置(严欣和琚建华,2016)、东亚地区经向环流(刘冬晴和杨修群,2010;白旭旭等,2012)和副热带急流入口区的上升运动(Jeong et al,2008)进行调制造成的。然而,上述研究主要是针对MJO对某个特定季节和地区的气候异常影响进行研究,还缺乏考虑了气候年循环后MJO对不同地区、不同季节影响的差异对比的综合分析。一方面,MJO自身存在着显著的季节性特征(Adames et al,2016),例如MJO对流中心从冬到夏会从赤道附近移到赤道以北;另一方面,东亚地区作为世界上最为显著的季风区,气候态基本气流也存在显著季节差异,对热带地区热源强迫的响应也会有所不同(Jin and Hoskins, 1995;Henderson et al,2017)。因此,有必要从连续变化的角度来研究MJO对我国降水影响的季节调制,并进一步分析其具体成因。

目前,随着动力模式在初始化方案、集合方法和对流参数化过程等方面的改进,其对MJO的预报性能已有明显提高(任宏利等,2015),国际上的主要业务科研模式,如ECWMF(Vitart,2014)、GFDL(Xiang et al,2015)和CFSv2(Wang et al,2014)对MJO的预报技巧已稳定超过20 d,成为MJO业务预报的主流工具。我国学者也利用气候模式对MJO预测开展了相关研究(Zhao et al,2015;Ren

et al,2016;Liu et al,2017)。然而,由于降水的复杂性,动力模式对延伸期时段降水的直接预报仍然存在着很多问题。我国持续性的强降水事件往往与大气低频信号的活跃存在密切联系(魏雷等,2017;肖莺等,2017);已有研究尝试利用季节内振荡(ISO)信号与降水的关联性建立模型,以期利用 ISO 信息改善延伸期(10～30 d)降水和低温过程的预测(梁萍和丁一汇,2012;Lee et al,2017;陈官军等,2017)。为此,本文将 MJO 作为进行延伸期预报的重要可预报性来源(丁一汇和梁萍,2010),结合模式的动力预测与统计关系建立考虑季节演变的 MJO 对我国降水预报的动力-统计降尺度模型,将 MJO 信号直接释用于延伸期尺度降水预报中。

本文将首先讨论季节循环对 MJO 信号与我国季节内降水变率关系的调制作用,进一步分析与其对应的环流和水汽输送特征,最后建立一个延伸期 MJO 动力-统计相结合的我国降水异常的预报模型,并与模式直接输出的降水预报技巧进行对比。

1　资料和方法

1.1　观测资料

本文使用的降水资料为逐日的中国区域格点化观测数据集 CN05.1,其水平分辨率为 0.25°×0.25°。该数据集基于我国境内 2400 余个台站的观测资料,通过"距平逼近"方法插值建立(吴佳和高学杰,2013),在模式检验和极端事件的分析中得到了广泛应用(田芝平和姜大膀,2013;Hsu et al,2016)。此外,本文使用 ERA-Interim 逐日再分析资料(分辨率为 1.5°×1.5°)描述大尺度环流特征,包括纬向风(u)、经向风(v)、比湿(q)等要素;使用美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的全球逐日向外长波辐散(outgoing longwave radiation,OLR)场(分辨率为 2.5°×2.5°)表征热带大尺度对流特征。上述所用资料范围为 1980—2016 年,气候态取 1981—2010 年共 30 a 的平均值。

采用 Wheeler and Hendon(2004)定义的一对实时多变量 MJO 指数(real-time multivariate MJO indices,简称 RMM 指数)来表征 MJO 的活动特征。该指数基于热带地区(15°S～15°N)逐日的 850 hPa 纬向风(U850)、200 hPa 纬向风(U200)和 OLR 场的资料,首先减去其多年气候态的 0～3 波以去除季节循环,之后减去前期 120 d 异常值的平均以去除年际变率,最后进行经向平均(15°S～15°N)、除以各自要素的标准差,并投影到多变量联合 EOF 的前两个模态上,即可得到两个 RMM 指数,分别记为 RMM1 和 RMM2。由这两个 RMM 指数构成的空间位相图上较为方便准确地表征 MJO 的对流位置和活动状况,在科研和业务中得到了极为广泛的使用(Gottschalck et al,2010;贾小龙等,2012)。近年来,国家气候中心发展建立了 ISV/MJO 监测预测业务系统(IMPRESS2.0)(任宏利等,2015;吴捷等,2016;Ren et al,2017),实时提供 MJO 监测预测的数据和图形产品,本文所用 RMM 指数的监测预测数据均由该系统提供(http://cmdp.ncc-cma.net/Monitoring/cn_mjo_impress.php)。

1.2　模式资料

本文所用预测资料由国家气候中心第二代大气环流模式(BCC_AGCM2.2)提供。该模式水平分辨率由一代模式的 T42 提升至 T106,垂直方向上分为 26 层(Wu et al,2010),并在此基础上建立了第二代月动力延伸模式业务系统(DERF2.0)(吴统文等,2013)。模式的大气初始场采用 NCEP 1 日 4 次的再分析资料,海表温度初始场采用 NOAA 的最优插值分析资料(OISST),回报试验从 1983 年开始,采用滞后平均法(LAF)每日生成 4 个样本(00、06、12、18 时,世界时),对未来 55 d 进行预报。本文基于 BCC_AGCM2.2 模式输出的 U850、U200 和 OLR 预报场,将每天 4 个起报样本进行平均得到的逐日 RMM 指数预报。采用模式 1991—2010 年共 20 a 的逐日回报资料作为模式自身的气候态,从而剔除模式的系统偏差。具体模式预测的 RMM 指数的计算方法可参考 Wu et al(2016)。

1.3　资料处理与统计方法

为定量表征 MJO 对我国降水的影响,并为建立动力统计客观预报模型打下基础,文中主要采用线性回归方法提取 RMM 指数对我国降水的影响信号(任宏利和沈雨旸,2016)。为了进一步突出季节内变率信号,滤除高频变化部分,本文对资料进行如下处理:(1)将逐日资料进行候平均处理,得到逐候资料(全年共 73 候),去除了天气尺度变率;(2)减去对应候的气候平均值,以去除气候循环;(3)减去之前 24 候的平均值,以去除年际变率。注意对 RMM

指数而言，首先按照 1.1 节所述方法计算逐日指数，之后再做候平均处理，得到逐候 RMM 指数。

2 MJO 对我国降水影响的季节调制

首先，利用传统的二元线性回归方法分析 RMM 指数所表征的 MJO 活动状况对我国同期降水的影响，对回归因子方差贡献的显著性进行 f 检验（施能，2002）（图 1）。需要注意的是，按照 RMM 指数划分的 MJO 位相和对流位置（图 1c，1d），当 RMM1 指数为正时，主要对流区位于海洋性大陆（MC）地区；RMM2 指数则主要反映热带印度洋和西太平洋的对流偶极子分布。为了更加突出印度洋上的 MJO 对流活跃特征，便于与传统合成分析研究的结果（Zhang et al，2009；Jia et al，2011）进行对比和物理解释，对 RMM2×（－1）进行回归。当该指数为正时，热带印度洋对流活跃而西太平洋对流抑制，后文如无特殊说明也进行相应处理。如图 1 所示，我国东部大部分地区的降水与 RMM2×（－1）指数呈正相关，即 MJO 对流位于印度洋（2～3 位相）时，我国南方和长江流域降水偏多；MJO 对流位于西太平洋（6～7 位相）时，我国南方和长江流域降水偏少。而当 MC 对流位于 MC 地区时，仅在高原东部出现零星的少雨区。

然而总体来看，我国降水异常与 MJO 信号的显著相关区偏小，为了充分挖掘 MJO 对我国降水异常的影响信息，下面进一步采用滑动回归的方法提取 MJO 影响的季节演变特征，分析季节循环对 MJO 对我国降水影响的调制作用。为了尽可能获取季节循环的影响信号，同时确保模型的稳定性，以目标候为中心，前后各取 9 候作为窗口进行滑动回归。依此对每个目标候每年可得到 19 候、30 年共得到的 570 候作为回归分析样本。此外，前人的资料分析（任宏利和沈雨旸，2016；李文铠等，2014）和数值试验（白旭旭等，2012）均指出，由于 MJO 的对流信号均在赤道附近，我国降水对 MJO 的响应需要一定时间，滞后时长约为 1～2 候。本文的研究也表明，我国降水对MJO的响应在滞后1候时最为显

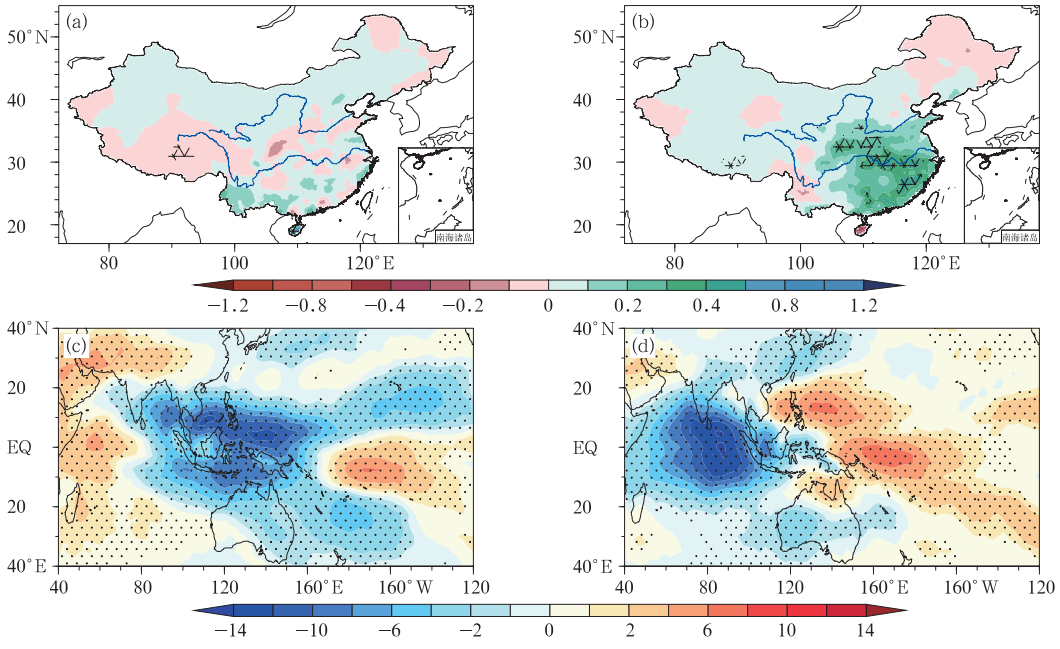


图 1 逐候 RMM1 指数和 RMM2×（－1）指数回归的同期我国降水异常（a，b；单位：mm·d^{-1}）和热带地区 OLR 场异常（c，d；单位：W·m^{-2}）

（a，c）RMM1 指数回归，（b，d）RMM2×（－1）指数回归

（网格和打点覆盖区域表示通过 0.05 显著性水平检验）

Fig. 1 Regression of pentad precipitation anomalies (a, b, unit: mm·d^{-1}) and tropical OLR anomalies (b, d, unit: W·m^{-2}) against RMM1 index and RMM2×(−1) index

(a, c) regression against RMM1 index, (b, d) regression against RMM2×(−1) index

(Results of meshed and stippled areas for precipitation and OLR have passed the 0.05 significance level test)

著,这既符合物理意义,也更具预报价值,因此后文均给出降水滞后 RMM 指数 1 候的响应结果。

图 2 给出四个典型候的滑动回归结果,基本可代表冬、春、夏、秋四个季节的降水响应特征。例如,滑动中心为第 3 候时,分析的范围为前一年第 67 候至当年第 12 候,即前一年 10 月 27 日至当年 3 月 1 日;滑动中心为第 40 候时,分析的范围为第 31 候至第 49 候,即当年 5 月 31 日至 9 月 2 日(以上均不考虑闰年)。由图可见,对 RMM2 指数而言,我国降水异常对MJO信号的响应区域存在明显的季节性北

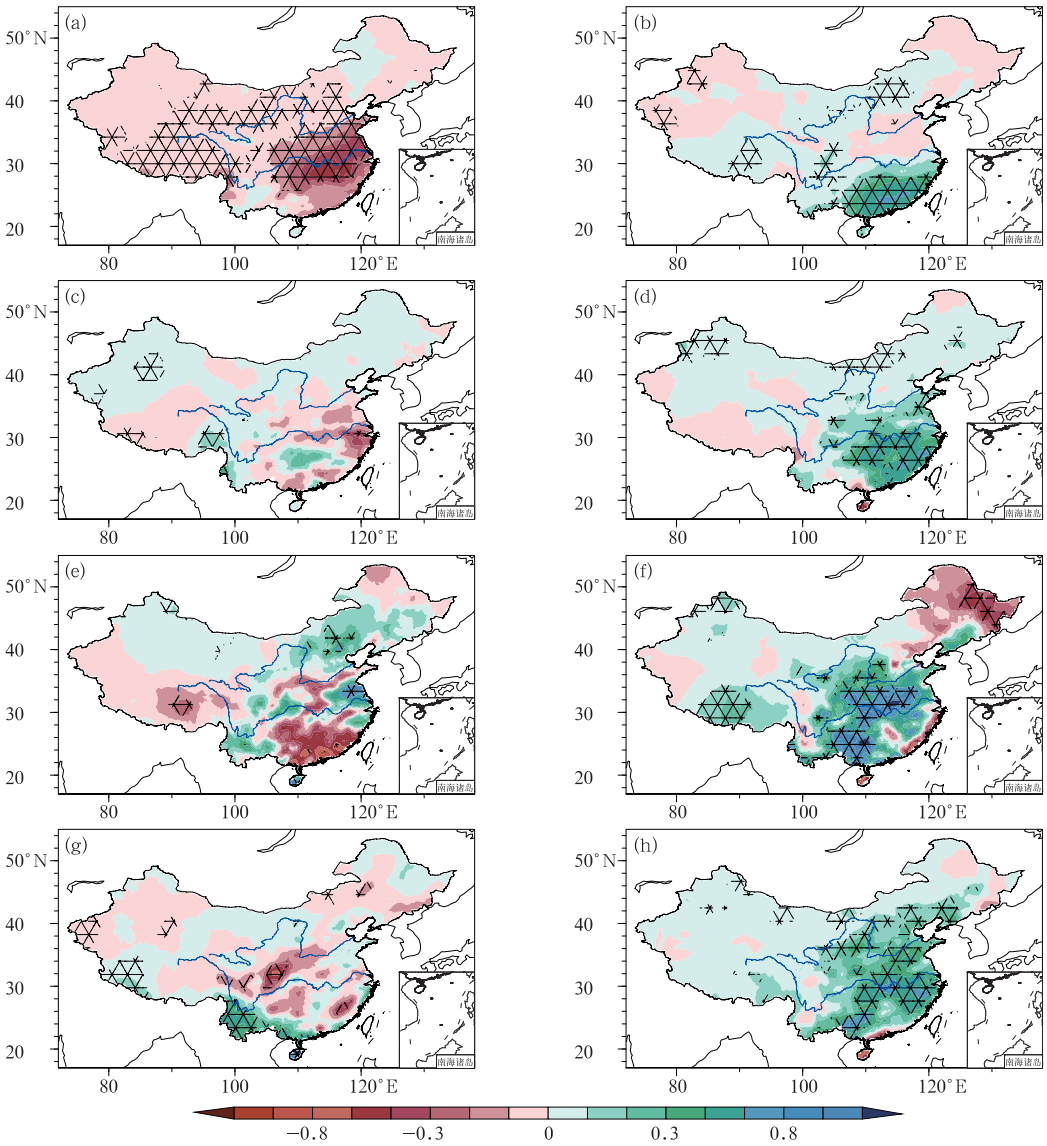


图 2　四个季节典型候 RMM1 指数(a, c, e, g)和 RMM2×(−1)指数(b, d, f, h)滑动回归的滞后 1 候的我国逐候降水异常(单位:mm·d^{-1})

(a, b)滑动中心为第 3 候,(c, d)滑动中心为第 21 候,(e, f)滑动中心为第 40 候,(g, h)滑动中心为第 58 候

(网格覆盖区域表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 2　Slide regression of lag-1 pentad precipitation anomalies (unit: mm·d^{-1}) against RMM1 index (a, c, e, g) and RMM2×(−1) index (b, d, f, h) of 4 typical pentads

(a, b) slide center for pentad 3, (c, d) slide center for pentad 21, (e, f) slide center for pentad 40, (g, h) slide center for pentad 58

(Results of meshed and stippled areas have passed the 0.05 significance level test)

进特征，即在冬季主要位于我国华南地区，春季北移到江南和沿江地区，夏季则进一步北移到江汉和黄淮流域，秋季则有所南退。而对 RMM1 指数而言，冬季降水对 MJO 的响应显著区域分布较广，如当指数为正时，我国大部分表现为降水偏少；到了夏季响应显著范围明显收缩，仅在淮河下游和华北地区出现显著偏多区；秋季西南地区易降水偏多。综上所述，MJO 对我国降水的影响确实显著地受到季节循环的调制，在不同的季节，即使 MJO 活动位相一致，我国降水响应的特征、范围和强度也会存在明显差异。

通过对每个 Julian 候进行滑动回归能够得到连续的 MJO 对我国降水影响的季节演变特征，图 3 给出了 105°～125°E 纬向平均的 RMM 指数回归的我国逐候降水异常及其相关系数。由图 3 可见，RMM2 指数所对应的降水异常区域随季节自南向北推进，冬季在 25°N 以南，夏季则向北推进到 35°N 附近，表明 MJO 活动对我国降水主雨带的季节内变率有明显的调制作用；而 RMM1 指数所表征的 MC 地区的对流状况在秋、冬季我国东部大部分地区降水呈负相关，而在春、夏季则呈现出一定的正相关，其对应的环流特征在第 3 节做进一步分析。

3 环流响应的季节演变特征

由前文可知，在不同季节我国降水对 MJO 对流活动的响应表现较大差异，下文将进一步分析大尺度环流变化特征，从而揭示这种季节性差异的物理机制。这里以差异最大的冬、夏两季为例，给出了回归的整层积分水汽通量异常，由此诊断导致我国降水异常差异的水汽输送通道和源地。由图 4 可知，当 RMM1 对应的 MC 地区对流活跃时，从青藏高原以南到我国华南和东部地区均为异常东风和北风水汽输送，表示在冬季我国最重要的来自印度洋的西南水汽通道明显减弱，导致我国东部大部分地区降水偏少，而在高原东部出现异常向北的水汽输送，水汽辐散导致高原地区降水偏少；而夏季的异常水汽输送状况与冬季明显不同，MJO 活动对西南水汽通道的抑制减弱，淮河下游和华北部分地区出现异常西南、偏西水汽输送，从而导致降水偏多。当

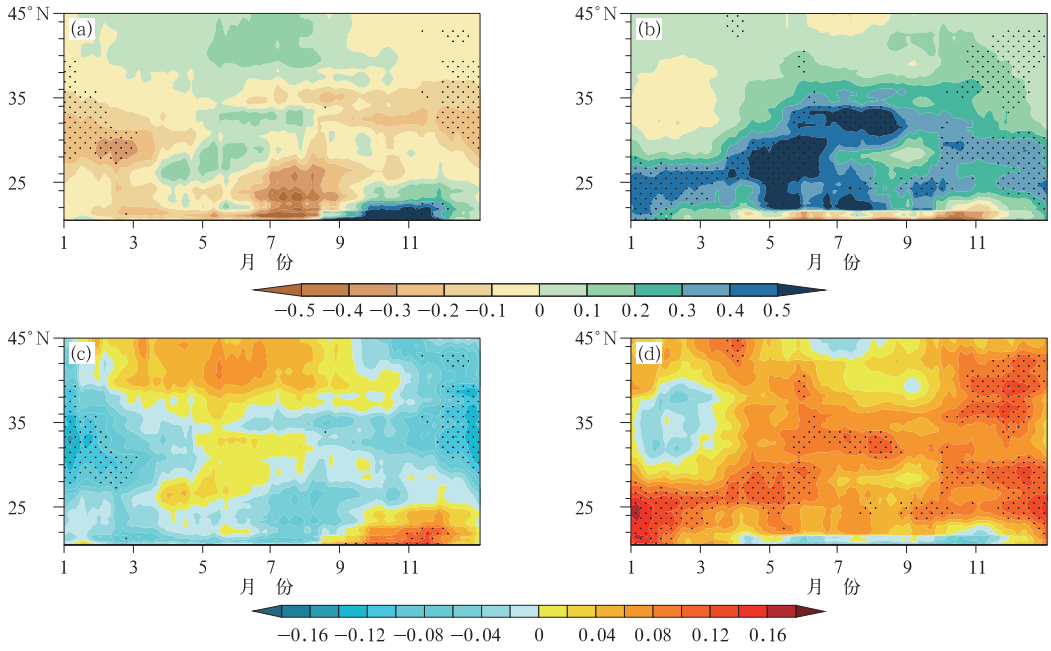


图 3 RMM1 指数(a)和 RMM2×(−1)指数(b)滑动回归的滞后 1 候的 105°～125°E 纬向平均我国逐候降水异常(单位：mm·d^{-1})时间-纬度剖面图；(c，d)同图 3a，3b，但为滑动相关系数

(打点区域表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 3 The time-latitude sector of slide regression of lag-1 pentad precipitation anomalies (unit: mm·d^{-1}) against RMM1 index (a) and RMM2×(−1) index (b) averaged between 105°E and 125°E; (c, d) same as Figs. 3a and 3b, but for slide correlation coefficients

(Results of stippled areas have passed the 0.05 significance level test)

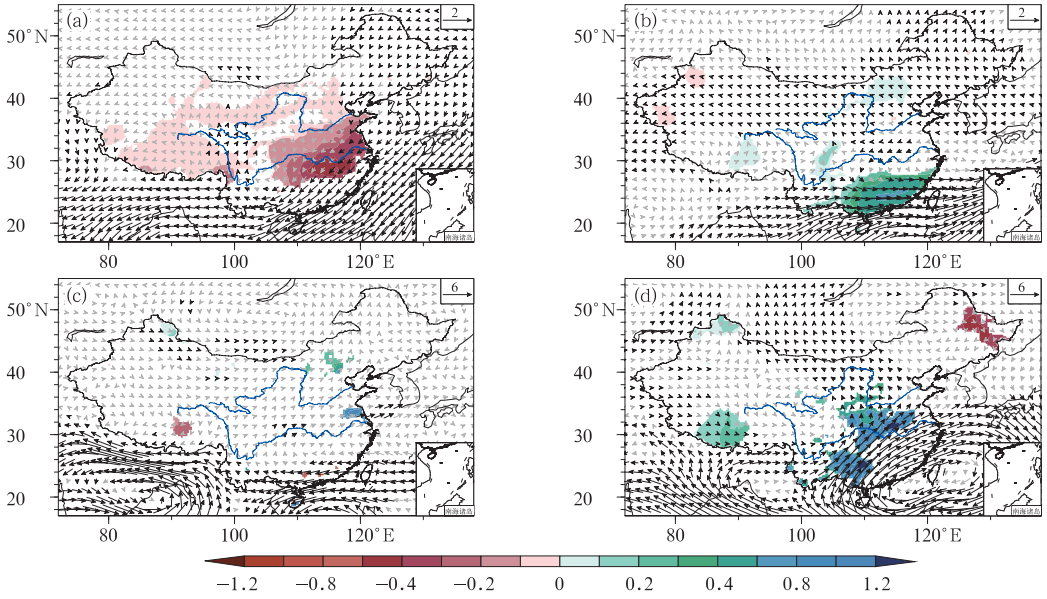


图 4　RMM1 指数(a，c)和 RMM2×(−1)指数(b，d)滑动回归的滞后 1 候的我国逐候降水异常(阴影，单位：mm·d^{-1})和整层积分的水汽通量异常(矢量，单位：g·m^{-1}·s^{-1})

(a，b)滑动中心为第 3 候，(c，d)滑动中心为第 40 候

(阴影和黑色矢量表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 4　Slide regression of lag-1 pentad precipitation anomalies (shading, unit: mm·d^{-1}) and water vapor flux anomaly of the whole layer integration (vector, unit: g·m^{-1}·s^{-1}) against RMM1 index (a, c) and RMM2×(−1) index (b, d)

(a, b) slide center for pentad 3, (c, d) slide center for pentad 40

(The shadings for precipitation and thick black vectors for water vapor flux have passed the 0.05 significance level test)

RMM2 指数对应的热带印度洋对流活跃而西太平洋对流抑制时，在冬季异常的西南和西北水汽输送在华南地区辐合，导致华南地区降水增多；而在夏季来自西太平洋的西南水汽输送明显北抬，在水汽通道外围的华南和江南地区西部以及水汽辐合区江汉和黄淮流域降水增多，此外在高原地区受到偏西水汽输送增加的影响同样出现降水增多。

由于大气中的水汽主要集中在低层，整层的异常水汽通量也主要受到低层环流异常的控制，因此我们进一步以 700 hPa 为代表层分析冬、夏两季低层环流对 MJO 对流的响应特征。图 5 给出在两个典型候滑动回归的异常 OLR 场、700 hPa 风场、流函数场和气候平均的 700 hPa 纬向风场(同样经过前后 9 候的滑动)。如图所示，在冬季，MJO 对流中心在赤道附近，响应也类似经典的 Gill 型(Gill，1980)，此时气候背景场的副热带西风急流较强，且向西伸展到欧亚大陆边缘，急流附近热带外环流对 MJO 对流的响应较强(Adames and Wallace，2014；Henderson et al，2017)。当对流位于 MC 地区时，我国南方受到异常气旋式环流北侧的偏东风控制，导致来自印度洋的水汽减弱；对流进一步激发北太平洋副热带西风急流附近的气旋环流异常，导致我国北方受到气旋西侧偏北气流控制，东亚冬季风加强，我国东部大部分地区均降水偏少(图 5a)；而当对流位于印度洋时，西太平洋地区对流减弱，对应我国南海地区有一西伸脊，副热带高压偏西偏南，其外侧的西南气流输送水汽到我国华南地区，导致降水增多。在夏季，MJO 对应的对流异常整体北移，且呈现出东北—西南走向，而气候场上西风急流向东北方向收缩，强度减弱，导致 MJO 所激发的热带外遥相关波列和环流异常明显减弱。然而，此时 RMM2 指数对应的西北太平洋的对流负异常显著增强，从而在其西北侧激发了一个闭合的反气旋环流，其位置也较冬季的西伸脊明显偏北，使得副热带高压偏西偏强，加强了其西北侧的水汽输送，在 30°N 以北表现出一条暖式切变线，导致我国华南、江南西部和黄淮、江汉地区降水偏多。

图 6 则进一步给出 MJO 对流位置、基本气流和

环流响应的连续变化特征。由图可见，RMM1 指数对应的 MC 地区的对流异常从冬到夏明显北抬，然而由于西风急流的减弱和北抬，热带外环流响应的范围迅速缩小，导致 RMM1 指数所对应的我国降水

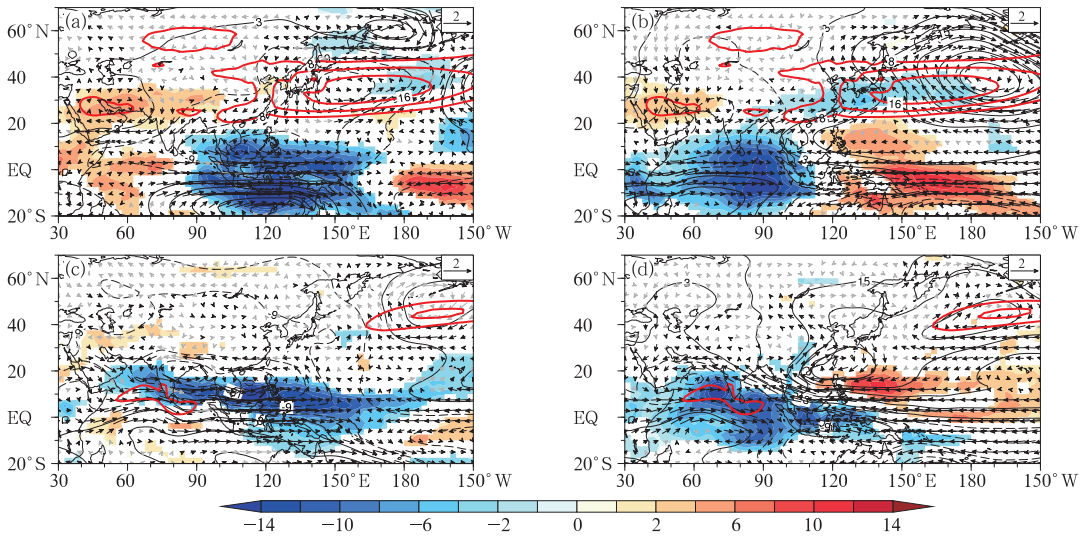


图 5 逐候 RMM1 指数(a，c)和 RMM2×(−1)指数(b，d)滑动回归的同期 OLR 异常场(阴影，单位：W·m^{-2})和滞后 1 候的 700 hPa 风场(矢量，单位：m·s^{-1})和流函数(黑色等值线，单位：10^5 m^2·s^{-1})异常

(a，b)滑动中心为第 3 候，(c，d)滑动中心为第 40 候

(红色等值线代表 700 hPa>8 m·s^{-1}气候平均的纬向风，阴影和黑色矢量表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 5 Slide regression of simultaneous OLR anomalies (shading, unit: W·m^{-2}) and lag-1 wind (vector, unit: m·s^{-1}) and stream function (contour, unit: 10^5 m^2·s^{-1}) anomalies at 700 hPa against RMM1 index (a, c) and RMM2×(−1) index (b, d)

(a, b) slide center for pentad 3, (c, d) slide center for pentad 40

(Red contours indicate the climatically averaged zonal wind at 700 hPa which is larger than 8 m·s^{-1}, shadings for OLR and thick black vectors for wind have passed the 0.05 significance level test)

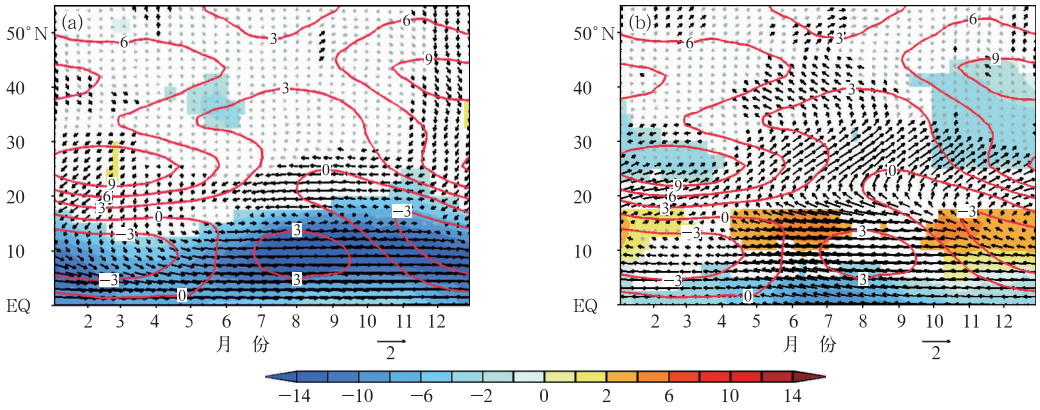


图 6 逐候 RMM1 指数(a)和 RMM2×(−1)指数(b)滑动回归的 105°～125°E 纬向平均的同期 OLR 场(阴影，单位：W·m^{-2})和滞后 1 候的 700 hPa 风场异常(矢量，单位：m·s^{-1})时间-纬度剖面图

(红色等值线代表 700 hPa 气候平均的纬向风，阴影和黑色矢量表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 6 The time-latitude sector of slide regression of simultaneous OLR anomalies (shading, unit: W·m^{-2}) and lag-1 wind anomalies (vector, unit: m·s^{-1}) at 700 hPa against RMM1 index (a) and RMM2×(−1) index (b) averaged between 105°E and 125°E

(Red contours indicate the climatically averaged zonal wind at 700 hPa, shadings for OLR and thick black vectors for wind have passed the 0.05 significance level test)

异常响应的范围在冬季较大而夏季缩小;RMM2 指数对应的菲律宾附近的负对流异常从冬到夏位置略有北抬,强度显著增强,激发的其西北侧反气旋式环流的脊线从 15°N 北移到 22.5°N,对应我国异常雨带的北移。值得注意的是,在夏季菲律宾附近的对流异常激发了一个季节内经向波列,其波长约为 20～25 个纬距,即 PJ(太平洋-日本)波列或称为 EAP(东亚-太平洋)遥相关型(Huang and Li,1987; Nitta,1987;吴捷等,2013),可将热带的对流信号带到热带外 50°N 以北的地区。综上所述,由于 MJO 对流和气候态基本气流均表现出明显的季节差异,在两者的共同作用下,热带外环流对 MJO 的响应也明显地受到季节循环的调制,在不同季节展现出有差异的连续变化的特征,改变了水汽输送通道,从而对我国降水异常产生不同的调制作用。

4　基于 MJO 影响季节调制的我国降水预测模型

如前文所述,由于受到基本气流的调制,MJO 对热带外环流和我国降水异常的影响具有显著的季节性差异。在这一部分中,以目前已经业务运行 BCC_AGCM2.2为例,检验模式能否抓住观测中 MJO 活动与我国的降水异常之间的联系,并根据模式对 RMM 指数的动力预报和观测中 MJO 与降水的统计关系,建立一个基于 MJO 信号的我国延伸期降水动力-统计预报模型,定量估计 MJO 信号对延伸期时段我国降水的影响。

首先对BCC_AGCM2.2模式在历史回报和实时预报阶段对 MJO 的预报性能进行检验。Wu et al (2016)指出该模式在历史回报阶段对 MJO 的预报技巧为 16 d 左右。这里根据本文的实际需要,对模式对目标候 RMM 指数的预报技巧进行检验。如图 7 所示,若以相关系数达到 0.5 的天数为参考(Lin et al,2008),在历史回报阶段,模式对目标候 RMM 指数的预报技巧约为 15 d;如果只考虑 MJO 活跃阶段,即 RMM 指数的振幅 RMM_{amp}($RMM_{amp}=\sqrt{RMM1^2+RMM2^2}$)>1 时,模式的预报技巧可达到 18 d;而在独立预报阶段(2011—2016 年),模式对目标候 RMM 指数的预报技巧约为 13 d,这可能与预报初始场替换为 T639 资料有关,若只考虑MJO活跃时,模式的预报技巧仍能超过16 d,说明强 MJO 信号具备更高的可预报性,动力模式对 RMM 指数具备一定的预报能力。

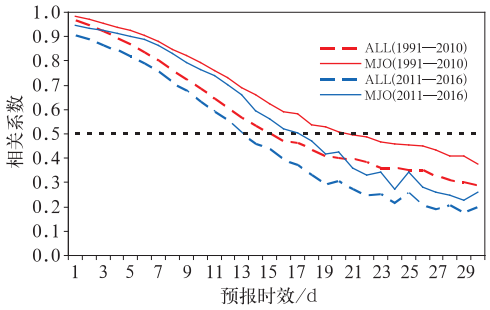


图 7　BCC_AGCM2.2 对目标候 RMM 指数的预报相关技巧
(红线代表 1991—2010 年,蓝线代表 2011—2016 年;虚线代表全部预报个例,实线代表预报候 MJO 活跃的预报个例)

Fig. 7　Correlation skill of target pentad RMM indices forecasted by BCC_AGCM2.2
(Red lines stand for the period 1991－2010, and blue lines stand for the period 2011－2016; dashed lines indicate all forecasting cases, solid lines indicate the events when MJO is active)

为了进一步考察模式能否抓住观测中 MJO 信号与我国降水异常的联系,图 8 给出 BCC_AGCM2.2 模式提前 10 d 预报的候平均 RMM 指数回归的模式降水异常分布。与图 2 对比可知,只有在冬季(图 8a,8b)模式能够在一定程度上描述出观测中 MJO 信号与我国降水异常的对应关系,其空间相关系数(ACC)达到 0.5 左右;而在其他季节,模式中与 MJO 信号对应的降水异常分布与观测均存在着较大差异,特别是在春季和秋季的转换季节,ACC 甚至为负值。这表明,虽然模式对 MJO 信号有着不错的预报性能,但是未能很好地把握 MJO 与我国降水异常之间的联系,进而限制了模式本身对延伸期时段降水的预报技巧(图 10a～10d)。

鉴于上述对动力模式性能的讨论,综合考虑模式对 MJO 预报技巧较高的优点和 MJO 信号与我国季节内降水异常存在着的物理意义明确的对应关系,建立一个基于动力模式预报 MJO 信号和基于统计方法得到 MJO 与我国降水异常关系的动力-统计模型,即 MJO 动力-统计降尺度预报模型(MDSM),从而抓住 MJO 这个季节内变率最显著的可预报性来源,尽可能提取 MJO 对我国降水异常的影响信号,直接对我国延伸期降水异常进行预报。具体公式如下:

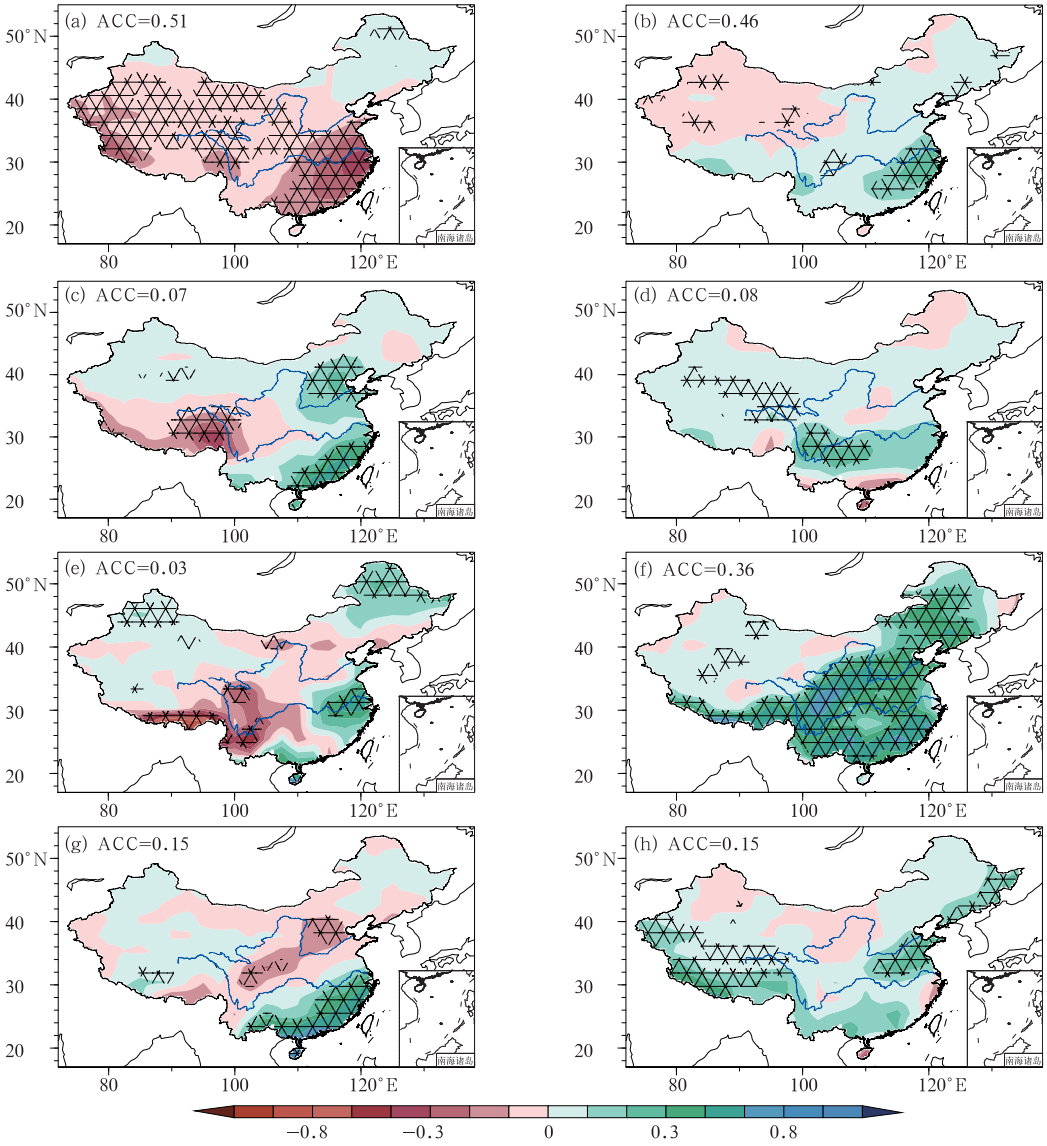


图 8 同图 2,但为 BCC_AGCM2.2 提前 10 d 预报的逐候 RMM 指数与模式降水的回归系数(单位:mm·d^{-1})

(每张图的左上角给出与图 2 中观测型的空间相关系数)

Fig. 8 Same as Fig. 2, but for the slide regression of lag-1 pentad simulated precipitation anomalies (unit: mm·d^{-1}) against RMM indices forecasted 10 d in advance by BCC_AGCM2.2

(The up-left number in each figure is ACC between Fig. 8 and Fig. 2)

$$PREC_ano(itau+5,ipd)=PREC_reg1(ipd)\times RMM1_fcs(itau,ipd-1)+PREC_reg2(ipd)\times RMM2_fcs(itau,ipd-1) \quad (1)$$

式中,$itau$ 代表模式对 RMM 指数的预报时效,取 1~50;ipd 代表预报目标候,取 1~73;$PREC_ano$ 代表预报目标候的降水异常,$PREC_reg1$ 和 $PREC_reg2$ 代表目标候的降水统计回归模型(图 2);$RMM1_fcs$ 和 $RMM2_fcs$ 代表动力模式预报的目标候前 1 候的 RMM 指数。该模型利用数值模式提前较长时段预报的 RMM 指数,乘以前期建立的随季节滑动的二元回归模型,得到目标候的降水异常预报。

图 9 给出了该模型在 2011—2016 年对降水预报的独立样本检验结果。其中图 9a 和 9b 为使用超前 1 候观测的 RMM 指数所得到的降水预报技巧,代表了该动力-统计模式的预报技巧上限,可见在除

东北以外的大部分地区均能得到超过显著性的预报结果,其中在江南、华中和西北的部分地区预报技巧相对较高,这也与前文阐述的 MJO 的高影响范围基本一致;若使用模式超前5 d预报的RMM指数

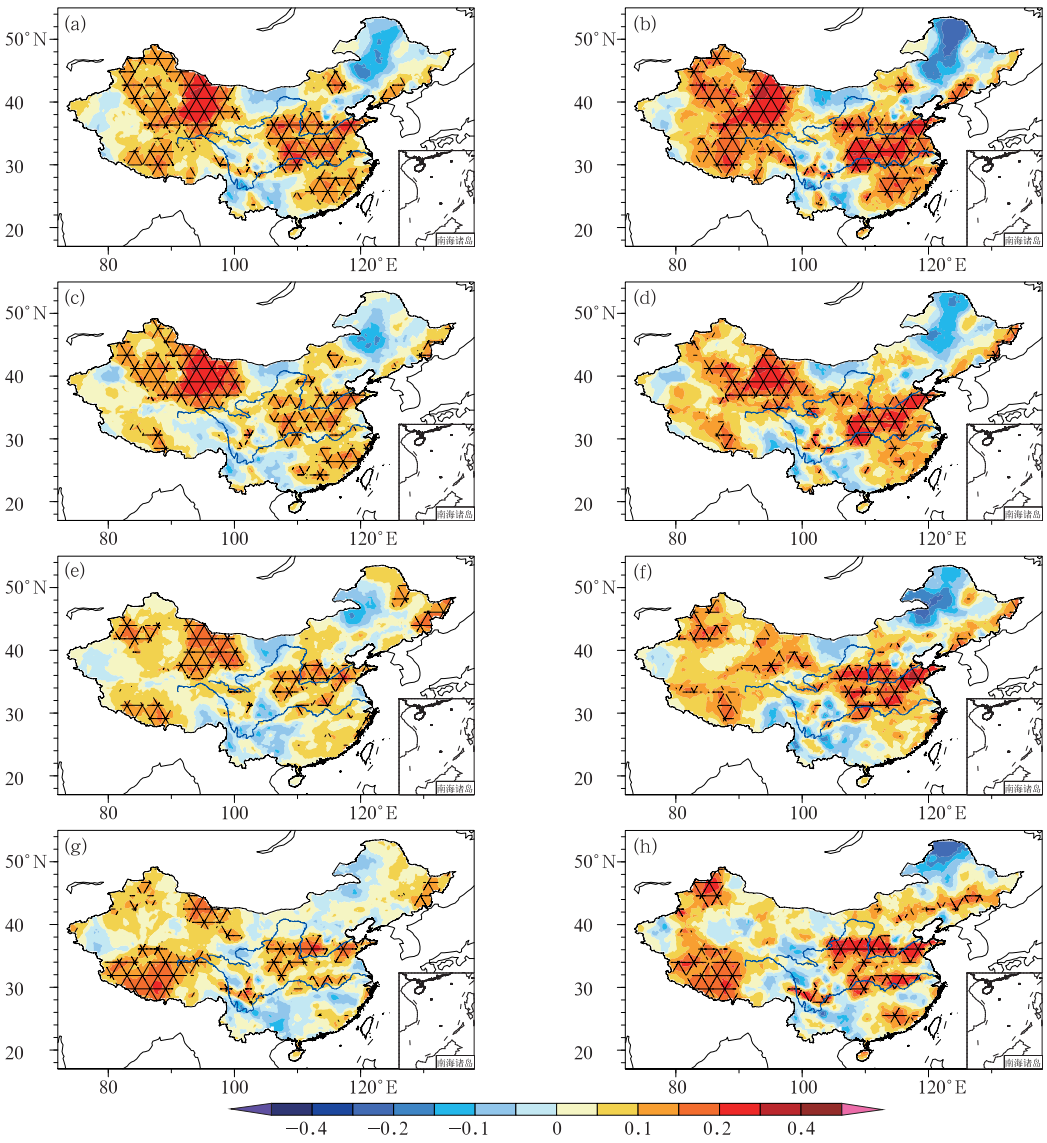


图 9　独立样本检验期间(2011—2016 年)MJO 动力-统计降尺度模型对我国逐候降水距平预报的相关技巧评分:(a, c, e, g)全部样本,(b, d, f, h)MJO 活跃时对应样本

(a, b)超前 0 d 预报(即使用观测的 RMM 指数),(c, d)超前 10 d 预报(即使用模式提前 5 d 预报的 RMM 指数),(e, f)超前 15 天预报(即使用模式提前 10 d 预报的 RMM 指数),(g, h)超前 20 d 预报(即使用模式提前 15 d 预报的 RMM 指数)

(网格覆盖区域表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 9　Correlation skill of pentad precipitation anomalies forecasted by the dynamical-statistical model during the independent sample verification: (a, c, e, g) all samples, (b, d, f, h) samples of active MJO

(a, b) forecast 0 d in advance (using observed RMM indices), (c, d) forecast 10 d in advance (using RMM indices 5 d earlier forecasted by BCC_AGCM2.2), (e, f) forecast 15 d in advance (using RMM indices 10 d earlier forecasted by BCC_AGCM2.2), (g, h) forecast 20 d in advance (using RMM indices 15 d earlier forecasted by BCC_AGCM2.2)

(Results of meshed areas have passed the 0.05 significance level test)

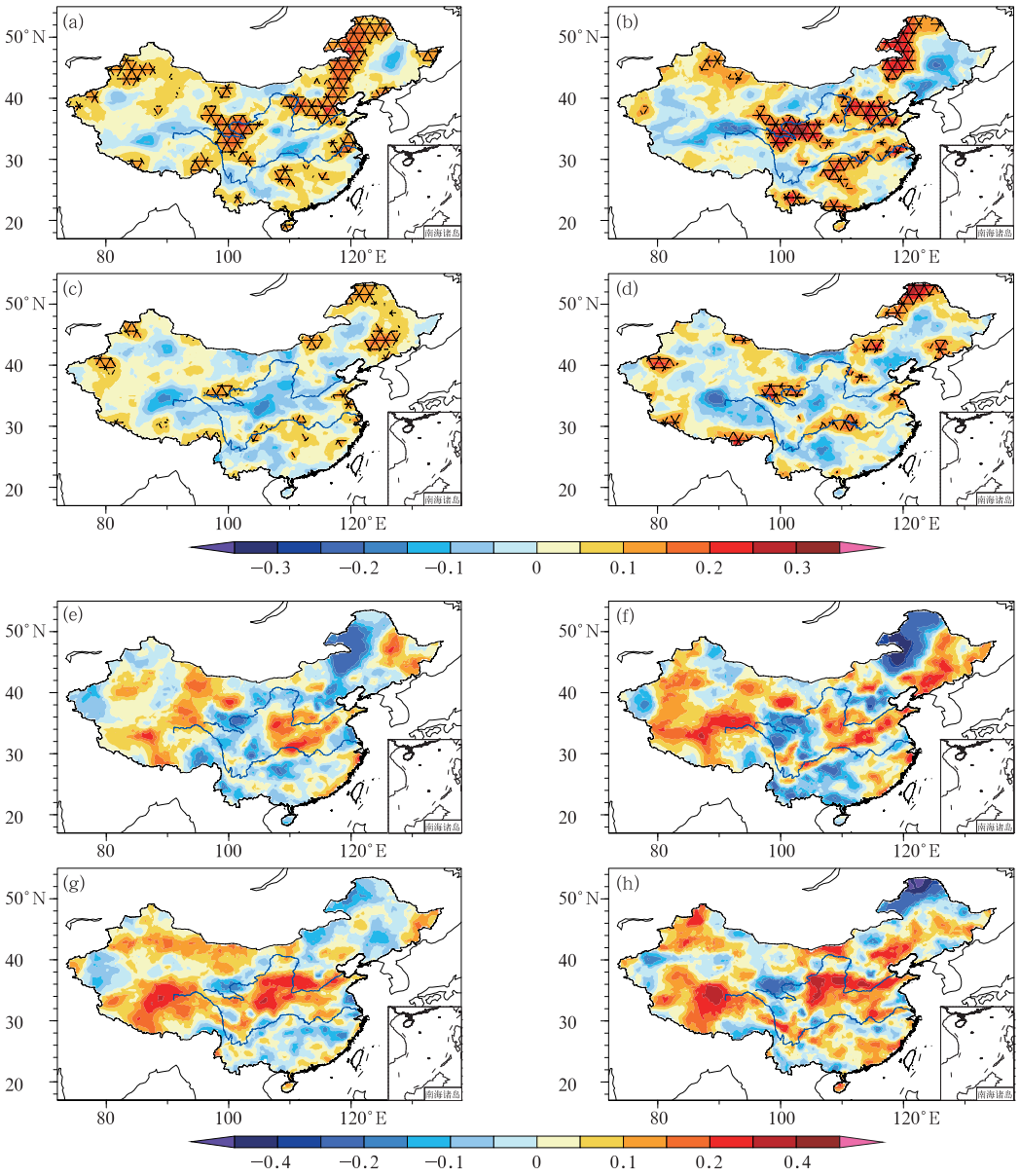


图 10 独立样本检验期间(2011—2016 年)BCC_AGCM2.2 模式直接输出的我国逐候降水距平的相关技巧(a～d)和 MJO 动力-统计降尺度模型(MDSM)与 BCC_AGCM2.2 的技巧之差(e～h);(a, c, e, g)全部样本,(b, d, f, h)MJO 活跃时对应样本

(a, b, e, f)超前 15 d 预报,(c, d, g, h)超前 20 d 预报

(网格覆盖区域表示通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 10 Correlation skill of pentad precipitation anomalies forecasted by the DERF2 model (a−d) and the skill difference between MJO dynamic-statistic model (MDSM) and DERF2 (e−h) during the independent sample verification (2011−2016)

(a, c, e, g) for all samples, (b, d, f, h) for the samples of active MJO

(a, b, e, f) forecast 15 d in advance, (c, d, g, h) forecast 20 d in advance

(Results of meshed areas have passed the 0.05 significance level test)

即在超前 10 d 的情况下,该 MSDM 模型仍然对上述地区具备较高的预报技巧,且随着预报时效的不断延长,该模型的预报技巧下降较为缓慢;在提前 20 d 时,该模型仍然对华中—华北、西北和青藏高原的部分地区有显著的预报技巧。需要注意的是,该模型在华北和西北地区较高的预报技巧主要和

RMM1 指数在初冬与该区域降水的密切联系有关,即在初冬 40°N 附近西风急流首先加强,MC 地区对流偏强时我国北方大部北风气流加强(图 6a),来自南方的水汽输送减弱导致降水偏少。若只考虑 MJO 活跃的情况,上述区域内预报技巧的提升非常明显,华中、江南和西部的部分地区的相关技巧能够超过 0.3,最高可提升至 0.5,这说明该动力-统计模型能在较大程度上提取 MJO 对我国降水异常的影响信息,当 MJO 信号较强时,该模型即使在较长的预报时效下也具备一定的参考意义。

进一步给出 BCC_AGCM2.2 直接输出的逐候降水的预报技巧,并与 MJO 动力-统计降尺度模型(MSDM)的技巧进行对比。如图 10 所示,在延伸期时段,提前 15 d 模式预报的降水仅在华北和东北的部分地区有一定的预报技巧,在提前 20 d 时我国大部分地区的模式预报技巧均较低,参考意义有限。对比 MSDM 模型与 BCC_AGCM2.2 的技巧之差(图 10e～10h)可知,该动力-统计模型能够明显改进我国华中、东南沿海和西部地区的降水预报技巧,这与 MJO 高影响区基本一致,而随着预报时效的延长该动力统计模型的改进更加明显。特别当 MJO 活跃时,MSDM 模型的预报在我国大部分地区明显高于模式的直接输出结果,在华中和西部的部分地区技巧提升超过 0.3,这进一步说明运用该模型可有效提升我国延伸期降水预报水平。

5　结论和讨论

本文利用滑动回归的方法考察了季节循环对 MJO 对我国季节内降水变率影响的调制作用,并分析了典型季节的大尺度环流和水汽输送特征。进一步结合 BCC_AGCM2.2 模式预报结果,研究了 MJO 对我国降水影响的可预报性,在此基础上建立了一个动力-统计降尺度预测模型,将 MJO 信号具体释用到我国延伸期降水预报中,以提升预报技巧。主要结论如下:

(1) 超前的 MJO 对流活动能够对我国大部分地区的季节内低频降水异常产生显著影响,并受到季节循环的调制,呈现出显著的季节性差异。当对流位于 MC 地区(RMM1 指数为正值)时,在秋、冬季我国东部和高原的大部分地区降水异常偏少,在春、夏季这种对应关系减弱甚至反转,在华北和江淮地区降水偏多;当热带印度洋对流活跃而西太平洋对流受到抑制(RMM2 指数为负值)时,我国降水偏多的地区随季节由南向北推移,即在冬季多雨区位于华南,春季位于江南到沿江一带,夏季北进到黄淮流域,秋季则略有南撤。

(2) 在不同季节,MJO 对流和基本气流(特别是副热带西风急流)的位置和强度的变化是造成 MJO 影响季节差异的重要原因。在冬季,MC 地区的对流激发出我国南海和日本东侧的气旋式环流异常,两者共同作用减弱了来自印度洋的水汽输送,加强了东亚冬季风,导致我国大部分地区降水偏弱;在夏季,西风急流减弱北抬,热带外环流响应明显减弱,而西太平洋对流负异常从冬到夏强度加强,所激发的反气旋环流显著地向北推进,增强了副热带高压西北侧的水汽输送,导致所对应的降水偏多范围从华南北推至长江以北地区。

(3) 在 MJO 活跃时 BCC_AGCM2.2 模式对目标候 RMM 指数的预报技巧可超过 18 d,但模式很难抓住观测中 MJO 信号与我国降水异常的关系及其季节变化特征,因此进一步基于动力模式预报的 RMM 指数和观测中 MJO 与我国降水的联系,建立一个针对延伸期时段降水的 MJO 动力-统计降尺度预报模型。独立样本检验表明,该模型能够提前较长时间(10～20 d)对 MJO 高影响区,如华中、江南和西部部分地区的降水异常做出有效的预报,且预报技巧随预报时效的延长下降较缓慢。与模式直接输出的降水预报相比,动力-统计模型在提前 15 d 以上时的预报技巧在我国大部分地区均有提升,特别当存在 MJO 信号时技巧提升更加明显。

本文主要从延伸期预报的角度出发,对 MJO 信号与我国降水异常的线性关系进行讨论。需要注意的是,本文虽然提取了降水的季节内低频变化分量,但一般也是非正态分布的,基于回归方法所建立的动力-统计预报模型只能解释 MJO 和低频降水之间的线性关联部分,主要适用于 MJO 信号较强时的高影响区,如何采用更好的统计手段建立两者的非线性联系,是需要继续探索的方向。此外,如何考虑 MJO 和其他季节内的主要模态,如 BSISO(Hsu et al,2016; Chen and Zhai,2017)、NAO(Cassou,2008)、中高纬 ISO(孔晓宇等,2017)对我国降水的协同影响,则是需要进一步解决的问题。

参考文献

白旭旭,李崇银,李琳,2012. MJO 对中国春季降水影响的数值模拟

研究[J]. 气象学报,70(5):986-1003.

陈官军,魏凤英,姚文清,等,2017. 基于低频振荡信号的中国南方冬半年持续性低温指数延伸期预报试验[J]. 气象学报,75(3):400-414.

丁一汇,梁萍,2010. 基于 MJO 的延伸预报[J]. 气象,36(7):111-122.

贾小龙,梁潇云,2011. 热带 MJO 对 2009 年 11 月我国东部大范围雨雪天气的可能影响[J]. 热带气象学报,27(5):639-648.

贾小龙,袁媛,任福民,等,2012. 热带大气季节内振荡(MJO)实时监测预测业务[J]. 气象,38(4):425-431.

孔晓宇,毛江玉,吴国雄,2017. 2002 年夏季中高纬大气准双周振荡对华南降水的影响[J]. 大气科学,41(6):1204-1220.

李崇银,凌建,宋洁,等,2014. 中国热带大气季节内振荡研究进展[J]. 气象学报,72(5):817-834.

李崇银,潘静,田华,等,2012. 西北太平洋台风活动与大气季节内振荡[J]. 气象,38(1):1-16.

李汀,严欣,琚建华,2012. MJO 活动对云南 5 月降水的影响[J]. 大气科学,36(6):1101-1111.

李文铠,何金海,祁莉,等,2014. MJO 对华南前汛期降水的影响及其可能机制[J]. 热带气象学报,30(5):983-989.

李永华,向波,卢楚翰,等,2016. 热带大气季节内振荡对西南地区东部夏季降水的影响及其可能机制[J]. 大气科学,40(2):437-450.

梁萍,丁一汇,2012. 基于季节内振荡的延伸预报试验[J]. 大气科学,36(1):102-116.

林爱兰,谷德军,李春晖,等,2016. 赤道 MJO 活动对南海夏季风爆发的影响[J]. 地球物理学报,59(1):28-44.

林爱兰,梁建茵,古德军,2008. 热带大气季节内振荡对东亚季风区的影响及不同时间尺度变化研究进展[J]. 热带气象学报,24(1):11-19.

刘冬晴,杨修群,2010. 热带低频振荡影响中国东部冬季降水的机理[J]. 气象科学,30(5):684-693.

吕俊梅,琚建华,任菊章,等,2012. 热带大气 MJO 活动异常对 2009～2010 年云南极端干旱的影响[J]. 中国科学:地球科学,42(4):599-613.

牛法宝,杞明辉,杨素雨,2013. MJO 不同活动中心位置对云南冬半年降水过程的影响[J]. 气象,39(9):1145-1153.

任宏利,沈雨旸,2016. MJO 对我国天气气候影响的新事实[J]. 气象科技进展,6(3):97-105.

任宏利,吴捷,赵崇博,等,2015. MJO 预报研究进展[J]. 应用气象学报,26(6):658-668.

施能,2002. 气象科研与预报中的多元分析方法[M]. 北京:气象出版社:34-37.

田芝平,姜大膀,2013. 不同分辨率 CCSM4 对东亚和中国气候模拟能力分析[J]. 大气科学,37(1):171-186.

魏蕾,房佳蓓,杨修群,2017. 华南夏季 12～30 d 持续性强降水的低频特征分析[J]. 气象学报,75(1):80-97.

吴佳,高学杰,2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J]. 地球物理学报,56(4):1102-1111.

吴捷,任宏利,赵崇博,等,2016. 国家气候中心 MJO 监测预测业务产品研发及应用[J]. 应用气象学报,27(6):641-653.

吴捷,许小峰,金飞飞,等,2013. 东亚-太平洋型季节内演变和维持机理研究[J]. 气象学报,71(3):476-491.

吴统文,宋连春,刘向文,等,2013. 国家气候中心短期气候预测模式系统业务化进展[J]. 应用气象学报,24(5):533-543.

肖莺,任永建,杜良敏,2017. 湖北省夏季不同阶段强降水及其大气低频特征[J]. 气象,43(1):77-83.

严欣,琚建华,2016. 夏季 MJO 持续异常的主要特征分析[J]. 大气科学,40(5):1048-1058.

Adames A F, Wallace J M, 2014. Three-dimensional structure and evolution of the MJO and its relation to the mean flow[J]. J Atmos Sci,71:2007-2026.

Adames Á F, Wallace J M, Monteiro J M, 2016. Seasonality of the structure and propagation characteristics of the MJO[J]. J Atmos Sci,73(9):3511-3526.

Cassou C,2008. Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation[J]. Nature,455(7212):523-527.

Chen Yang, Zhai Panmao, 2017. Simultaneous modulations of precipitation and temperature extremes in Southern parts of China by the boreal summer intraseasonal oscillation[J]. Climate Dyn,49(9-10):3363-3381.

Donald A, Meinke H, Power B, et al, 2006. Near-global impact of the Madden-Julian oscillation on rainfall[J]. Geophys Res Lett,33(9):L09704, DOI:10.1029/2005GL025155.

Fu Xiaohua, Hsu P C, 2011. Extended-range ensemble forecasting of tropical cyclogenesis in the northern Indian Ocean: modulation of Madden-Julian oscillation[J]. Geophys Res Lett, 38(15): L15803, DOI:10.1029/2011GL048249.

Gill A E,1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation[J]. Quart J Roy Meteor Soc,106(449):447-462.

Gottschalck J, Wheeler M, Weickmann K, et al, 2010. A framework for assessing operational Madden-Julian oscillation forecasts: A CLIVAR MJO Working Group Project[J]. Bull Amer Meteor Soc,91(9):1247-1258.

Henderson S A, Maloney E D, Son S W, 2017. Madden-Julian Oscillation Pacific teleconnections: the impact of the basic state and MJO representation in General Circulation Models[J]. J Climate,30(12):4567-4587.

Hsu P C, Lee J Y, Ha K J, 2016. Influence of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southern China[J]. Int J Climatol,36(3):1403-1412.

Huang Ronghui, Li Weijing, 1987. Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia[C]// Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia. Chengdu, China:34(5):40-51.

Jeong J H, Kim B M, Ho C H, et al, 2008. Systematic variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion[J]. J Climate,21(4):788-801.

Jia Xiaolong, Chen Lijuan, Ren Fumin, et al, 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China[J]. Adv Atmos Sci,28(3):521-533.

Jin Feifei, Hoskins B J, 1995. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere[J]. J Atmos Sci, 52(3): 307-319.

Lee S S, Moon J Y, Wang Bin, et al, 2017. Subseasonal prediction of extreme precipitation over Asia: Boreal summer intraseasonal oscillation perspective[J]. J Climate, 30(8): 2849-2865.

Lin Hai, Brunet G, Derome J, 2008. Forecast skill of the Madden-Julian Oscillation in two Canadian atmospheric models[J]. Mon Wea Rev, 136(11): 4130-4149.

Liu Xiangwen, Wu Tongwen, Yang Song, et al, 2017. MJO prediction using the sub-seasonal to seasonal forecast model of Beijing Climate Center[J]. Climate Dyn, 48(9-10): 3283-3307.

Madden R A, Julian P R, 1971. Detection of a 40－50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific[J]. J Atmos Sci, 28(5): 702-708.

Madden R A, Julian P R, 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40－50 day period[J]. J Atmos Sci, 29(6): 1109-1123.

McPhaden M J, 1999. Genesis and evolution of the 1997－98 El Niño[J]. Science, 283(5404): 950-954.

Nitta T, 1987. Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation[J]. J Meteor Soc Japan, 65(3): 373-390.

Ren Hongli, Jin Feifei, Song Lianchun, et al, 2017. Prediction of primary climate variability modes at the Beijing Climate Center[J]. J Meteor Res, 31(1): 204-223.

Ren Hongli, Wu Jie, Zhao Chongbo, et al, 2016. MJO ensemble prediction in BCC-CSM1. 1 (m) using different initialization schemes[J]. Atmos Ocean Sci Lett, 9(1): 60-65.

Seo K H, Lee H J, 2017. Mechanisms for a PNA-Like teleconnection pattern in response to the MJO[J]. J Atmos Sci, 74(6): 1767-1781.

Vitart F, 2014. Evolution of ECMWF sub-seasonal forecast skill scores[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 140(683): 1889-1899.

Wang Wanqiu, Hung M P, Weaver S J, et al, 2014. MJO prediction in the NCEP climate forecast system version 2[J]. Climate Dyn, 42(9-10): 2509-2520.

Wheeler M C, Hendon H H, 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction[J]. Mon Wea Rev, 132(8): 1917-1932.

Wu Jie, Ren Hongli, Zuo Jinqing, et al, 2016. MJO prediction skill, predictability, and teleconnection impacts in the Beijing Climate Center Atmospheric General Circulation Model[J]. Dyn Atmos Oceans, 75: 78-90.

Wu Tongwen, Yu Rucong, Zhang Fang, et al, 2010. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: description and its performance for the present-day climate[J]. Climate Dyn, 34: 123.

Xavier P, Rahmat R, Cheong W K, et al, 2014. Influence of Madden-Julian Oscillation on Southeast Asia rainfall extremes: observations and predictability[J]. Geophys Res Lett, 41(12): 4406-4412.

Xiang Baoqing, Zhao Ming, Jiang Xianan, et al, 2015. The 3－4-week MJO prediction skill in a GFDL coupled model[J]. J Climate, 28(13): 5351-5364.

Yao Yonghong, Lin Hai, Wu Qigang, 2015. Subseasonal variability of precipitation in China during boreal winter[J]. J Climate, 28(16): 6548-6559.

Zhang Chidong, 2005. Madden-Julian Oscillation[J]. Rev Geophys, 43(2): RG2003, DOI: 10.1029/2004RG000158.

Zhang Chidong, 2013. Madden-Julian Oscillation: bridging weather and climate[J]. Bull Amer Meteor Soc, 94(12): 1849-1870.

Zhang Lian, Wang Bizheng, Zeng Qingchun, 2009. Impact of the Madden-Julian Oscillation on summer rainfall in southeast China[J]. J Climate, 22(2): 201-216.

Zhao Chongbo, Ren Hongli, Song Lianchun, et al, 2015. Madden-Julian Oscillation simulated in BCC climate models[J]. Dyn Atmos Oceans, 72: 88-101.