

赵崇博, 周天军, 李博, 等. 2011. 夏季中国东部降水季节内振荡的区域模式模拟 [J]. 大气科学, 35 (6): 1033–1045. Zhao Chongbo, Zhou Tianjun, Li Bo, et al. 2011. Intraseasonal oscillation of summer rainfall over eastern China simulated with a regional climate model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 1033–1045.

夏季中国东部降水季节内振荡的区域模式模拟

赵崇博^{1, 2} 周天军¹ 李博^{1, 2} 王璐^{1, 2} 孙丹^{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 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学国家重点实验室 (LASG) 发展的区域气候模式 CREM, 对中国东部夏季降水的季节内振荡 (ISO) 进行了模拟研究, 通过与格点和卫星观测降水资料及 NCEP2 再分析资料的对比, 评估了该模式的优缺点。结果表明, 该模式对东部季风区 ISO 具有较强的模拟能力。模式能够模拟出中国东部夏季降水气候态的季节内振荡 (CISO) 信号, 并能较好地再现其纬向上西传和经向上北传的传播特征, 尽管模拟的 CISO 强度分布与观测相比大值中心位置偏西北。此外, 模式也能够合理地再现出降水瞬变的季节内振荡 (TISO) 的局地振荡特征以及高频振荡周期, 但模拟的 TISO 强度较观测偏强, 且在长江流域, 模拟的 TISO 显著周期较短, 其传播也表现出过强的东传。分析表明, 上述偏差与夏季平均环流场以及 ISO 对应的辐散场和湿度场自身垂直结构的模拟偏差有关。NCEP2 再分析资料的降水产品难以准确描述观测的 CISO 和 TISO 特征, CREM 的模拟结果相对于再分析资料具有明显的“增值”。

关键词 区域气候模式 CREM 中国东部 季节内振荡 降水

文章编号 1006-9895 (2011) 06-1033-13

中图分类号 P426

文献标识码 A

Intraseasonal Oscillation of Summer Rainfall over Eastern China Simulated with a Regional Climate Model

ZHAO Chongbo^{1, 2}, ZHOU Tianjun¹, LI Bo^{1, 2}, WANG Lu^{1, 2} and SUN Dan^{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 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Performance of a regional climate model CREM, which was developed at the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics/ Institute of Atmospheric Physics (LASG/IAP), in simulating the intraseasonal oscillation (ISO) of summer rainfall over eastern China is assessed by comparing model results against the observations and reanalysis data sets. The model reasonably reproduces the observed intensity, period, and propagation features of summer rainfall climatological ISO (hereafter CISO) in eastern China, but the location of the maximum rainfall center associated with CISO shifts northwestward. The observed high-frequency and local oscillation characteristics of rainfall anomalies associated with the transient ISO (hereafter TISO) are also well simulated, although the amplitude of TISO rainfall center is stronger than the observation, and

收稿日期 2010-11-23, 2011-03-29 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40890054、40821092, 国家科技支撑计划 2007BAC29B03, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-Q11-04

作者简介 赵崇博, 女, 1986 年出生, 博士研究生, 主要从事季节内振荡的数值模拟研究。E-mail: chongbozhao@mail.iap.ac.cn

the location of maximum rainfall center shifts northward relative to the observations. The simulated TISO period along the Yangtze River valley is shorter than the observations, and the associated rainfall centers also shift eastward. The deficiencies in ISO simulation are closely related to the model's biases in both summer mean state and vertical structures of convergence and specific humidity fields associated with ISO, suggesting that the improvements in summer mean state and convection process are crucial for a realistic simulation of ISO. The rainfall data derived from the reanalysis fail in reproducing both CISO and TISO, however, added values are evident in the rainfall downscaled by the CREM model.

Key words regional climate model, eastern China rainfall, intraseasonal oscillation

1 引言

作为大气运动的基本特征之一, 季节内振荡 (Intraseasonal Oscillation, 简称 ISO) 是全球大气多尺度振荡现象的重要组成部分。Madden and Julian (1971, 1972) 在热带地区首先发现了纬向风和气压场存在 40~50 天周期的低频振荡。进一步研究表明, 季节内振荡不仅存在于热带地区, 在东亚季风区, 夏季风也表现出显著的 30~60 天的季节内振荡特征 (Lau, 1986; 琚建华等, 2008)。由于东亚夏季风是影响中国夏季降水的重要系统, 因此, 中国夏季降水与大气季节内振荡密切相关。在中国东部, 夏季降水自身具有显著的季节内振荡特征。研究表明, 江淮梅雨和华南夏季风降水均具有 20~25 天的显著周期 (何金海, 1995)。中国东部副热带夏季风降水具有显著的 10~20 天局地振荡特征 (占瑞芬等, 2008)。

我国东部季风区的季节内振荡信号由两部分构成: 与年循环之间具有锁相关系的气候态季节内振荡 (Climatological ISO, 简称 CISO) 和具有年际变化特征的瞬变季节内振荡 (Transient ISO, 简称 TISO) (Wang and Xu, 1997)。在中国东部, 夏季降水 TISO 与 CISO 的强度、周期和传播均显著不同。计算表明, CISO 的方差约占 ISO 总方差的 10%~30%, TISO 的方差贡献约为 70%~90% (图略)。在经向上, CISO 表现为与雨带一致的北传 (Liu et al., 2008); 在纬向上, CISO 的传播则以西传为主 (Wang and Xu, 1997)。与 CISO 显著不同, TISO 的周期相对较短, 且传播具有局地性特征 (Yang et al., 2010)。

气候模式是开展 ISO 研究的重要工具。以往有关 ISO 的模拟研究多基于全球模式、且较为关注热带地区, 而关于副热带地区的模拟研究相对较少。Yang et al. (2009) 研究指出, 在东亚—西北太

平洋地区, 大气环流模式 GAMIL 能再现 ISO 的某些特征, 但仍存在较大的模拟偏差, 如 CISO 的北传进程较快以及 TISO 的传播特征与观测不一致。Lin et al. (2008) 考察了 IPCC AR4 的 14 个耦合模式对亚洲夏季风季节内振荡的模拟结果, 发现模式在季风区对降水次季节时间尺度的强度分布、显著周期和传播特征的模拟仍然存在困难。

相比于全球模式, 区域气候模式具有较高的分辨率, 是研究区域气候的有利工具 (Giorgi, 1990; 符淙斌等, 2004; 高学杰等, 2006; 张冬峰等, 2007; 黄安宁等, 2009; Yao and Zhang, 2010)。以往利用区域气候模式进行的模拟研究, 多关注过去气候变化 (Zou et al., 2010) 和未来气候预估 (石英和高学杰, 2008; 石英等, 2010), 有关 ISO 模拟研究的工作尚不多见 (孙丹等, 2010)。本文的目的, 是利用 LASG 区域气候模式 CREM (Shi et al., 2009), 对我国东部降水的季节内振荡现象进行模拟研究。本文拟回答的问题包括: (1) CREM 对降水 ISO (包括 CISO 和 TISO 两个组成部分) 的模拟能力如何? (2) CREM 结果较之再分析资料的降水是否存在“增值 (added value)” (Zou et al., 2010)? (3) 如何理解模式对 ISO 的模拟偏差?

本文的章节安排如下: 第 2 节简要介绍区域气候模式 CREM 及试验设计和数据资料; 第 3 节分别给出中国东部降水 CISO 和 TISO 的观测、模拟以及再分析资料的结果, 对模式在季节内时间尺度上的模拟能力进行评估; 最后, 第 4 节对全文进行总结, 并讨论模式偏差产生的可能原因以及模式改进方向。

2 模式、资料和分析方法介绍

本文使用的模式 CREM 是在中国科学院大气物理研究所暴雨预报模式 AREM (Advanced Regional Eta-coordinate Model) 基础上 (宇如聪等,

2004), 通过完善物理过程发展的气候版本(施洪波, 2007)。在垂直方向上, 模式采用 Mesinger (1984) 提出的 η 坐标系, 既保留了 σ 坐标系简单的下边界条件, 又避免了在陡峭地形处 σ 坐标过于倾斜而造成气压梯度力计算误差较大的缺点; 在水平方向上, 采用 Arakawa-E 网格 (Arakawa and Lamb, 1977), 既可以保持科氏力单点不做功的性质, 又保证了散度和涡度较高的计算精度(宇如聪, 1994)。模式采用完全能量守恒的时空差分格式, 因此具有较好的稳定性和预报精度(宇如聪等, 2004)。为保证长期积分的准确性, 模式还采用了计算效果较好且省时的两步保形正定水汽平流方案(Yu, 1994)。

为了进行区域气候研究, CREM 在 AREM 的基础上, 引入了气候模式模拟所需的辐射和陆面过程, 其中云微物理过程采用显示预报云方案(Xu et al., 1998), 对流参数化采用 Betts-Miller 湿对流调整方案(Betts and Miller, 1986), 辐射过程采用 UKMO 辐射方案(Edwards and Slingo, 1996; Sun and Rikus, 1999), 陆面过程采用 BATS1e (Dickinson et al., 1989), 行星边界层采用非局地边界层方案(Holtslag and Boville, 1993)。

模式水平分辨率为 0.5° (经度) $\times 0.5^\circ$ (纬度)(约 37 km), 垂直方向 32 层, 大气层顶气压为 10 hPa, 积分区域为 ($13^\circ\text{N}\sim 53^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{E}\sim 140^\circ\text{E}$), 侧边界采用线性松弛方案, 取 20 圈缓冲区, 即 10° (经纬度)。模式地形采用美国地质勘探局(USGS)发布的高精度地形数据, 并将其线性插值到模式网格后, 选取网格点内主导植被类型作为该网格点的植被类型。模式以 6 小时的 NCEP/DOE (R2) 再分析资料(Kanamitsu et al., 2002) 和 NCEP 提供的周平均 OISST (Reynolds et al., 1994) 海温资料为外强迫, 运行时间步长为 225 s, 积分时段为 1998~2007 年, 从每年 4 月 15 日开始连续积分 5 个月, 取中间的 5 月 1 日~8 月 31 日结果用于分析。

为了对模式结果进行评估, 还用到了以下观测和再分析资料: (1) 日本人类与自然研究所(RIHN) 和日本气象厅气象研究所(MRI/ JMA) 开展的“Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration towards Evaluation (APHRODITE) of the Water Resources”计划整编的东亚陆地逐日高分辨率格点降水数据, 水平分

辨率为 0.5° (经度) $\times 0.5^\circ$ (纬度)(Xie et al., 2007; Yatagai, 2008); (2) TRMM 卫星逐日降水数据, 水平分辨率为 0.25° (经度) $\times 0.25^\circ$ (纬度)(Simpson et al., 1988); (3) 再分析资料 NCEP/DOE (R2) 的逐日降水、比湿和风场数据, 水平分辨率为 2.5° (经度) $\times 2.5^\circ$ (纬度)(Kanamitsu et al., 2002)。

为了得到气候平均态的季节内振荡 CISO, 首先对每个格点的逐日降水计算气候平均, 再利用谐波分解方法(Jiang et al., 2004), 进行 10~120 天的带通滤波(去除天气尺度以下信号和季节尺度以上信号)。原始数据去除气候平均态后, 再对每个夏季进行 10~120 天滤波得到 TISO 部分。

3 结果分析

3.1 气候态降水分布

在分析模式对降水季节内振荡的模拟能力之前, 首先给出模式对夏季平均降水的模拟结果(图 1)。格点资料和卫星资料一致表明, 观测中我国 5~8 月降水总体上呈东南向西北逐渐递减的趋势, 降水大值区主要位于长江流域、华南、台湾及南海沿岸, 而西北内陆地区夏季平均降水相对较少(图 1a、b)。在再分析资料中(图 1c), 夏季平均降水的大值中心位置与观测差异较大, 主要分布在长江流域和西南地区。区域模式结果较之再分析资料有了显著的改善, 能较好地模拟出夏季平均降水的梯度分布特征, 但模拟的降水强度偏强, 且华南沿海地区的大值中心位置比观测偏北(图 1d)。

影响模式夏季平均降水模拟效果的原因很多, 包括模式的物理过程、侧边界强迫场、模式分辨率以及地形等(高学杰等, 2006; Wang and Yang, 2008)。此外, 季节内振荡对中国东部降水的强度有明显的调制作用(王遵娅和丁一汇, 2008), 因此, 季节内振荡的模拟偏差也可能是导致夏季平均降水模拟偏差的原因之一。反之, 孙丹等(2010)研究指出, 对气候态降水的模拟偏差可以直接影响 ISO 的模拟效果。可见, ISO 与夏季平均降水密切相关。下文将分别分析 CREM 模式对中国东部降水 CISO 和 TISO 的模拟性能, 讨论其强度、传播和显著周期等主要特征。

3.2 CISO 的模拟

3.2.1 CISO 的强度分布

首先对 1998~2007 年 5~8 月降水 CISO 进行

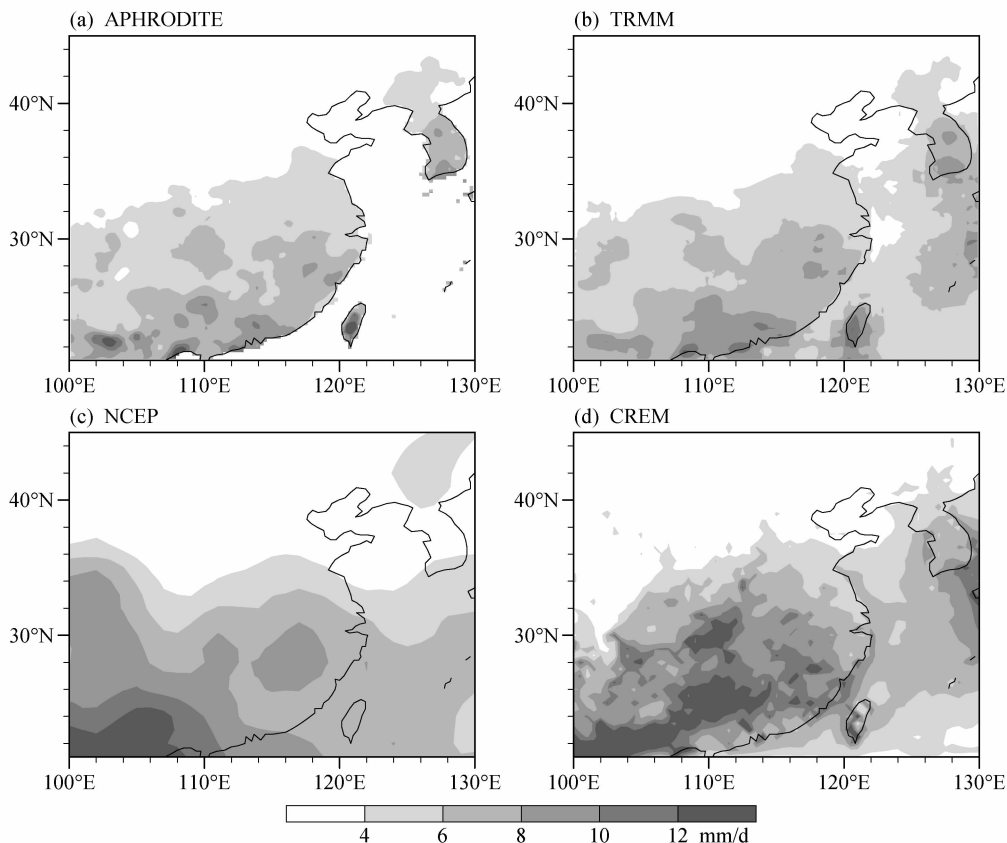


图1 1998~2007年夏季(5~8月)平均降水(单位: mm/d): (a) APHRODITE; (b) TRMM; (c) NCEP; (d) CREM

Fig. 1 Summer (May to Aug) mean precipitations averaged over 1998–2007: (a) APHRODITE; (b) TRMM data; (c) NCEP data; (d) CREM model

方差分析,以表征 CISO 的强度。在中国东部,观测的格点和卫星降水 CISO 强度分布较为一致,强度大值区都分布在长江中下游和南海沿岸地区(图 2a、b)。再分析资料中,降水 CISO 的信号非常弱,与之相比,模式模拟的 CISO 有很大改善。说明尽管 CREM 的侧边界强迫来自 NCEP 再分析资料,但是模式模拟的降水 CISO 较之再分析资料具有明显的“增值”,体现出了区域气候模式的优势。模式模拟的强度大值中心位置较之观测偏西偏北,主要位于长江中游和华南地区,并且未能模拟出长江下游的大值中心,在 110°E 附近模拟的 CISO 强度也略强于观测。与图 1 相比较,模式模拟的 CISO 方差极大值位置的偏差,与气候平均态雨带位置的偏差基本对应,意味着 CISO 对季节平均降水有一定的影响。

3.2.2 CISO 的传播特征

首先考察 CISO 在经向上的传播特征,图 3a 和 3d 为 TRMM 资料和模式模拟的 CISO 沿 108°E~

123°E 平均的纬度—时间剖面图,其中 CISO 的正值区表示降水湿位相,负值区表示降水干位相。在观测中(图 3a),中国东部地区 CISO 表现出明显的向北传播,6 月上旬, CISO 在 22°N 附近开始增强,并逐渐向北传播;6 月下旬到达 30°N 附近时再一次增强后继续北传,随后开始减弱,最终于 7 月上旬北传至 35°N 附近。这次由南向北的传播时间约为 40 天,与季风区雨带的季节性北移进程相对应。在这次降水湿位相向北传播的前后,5 月下旬和 6 月中旬也分别出现了降水干位相的北传活动。对比 CREM 模拟结果(图 3d),模式能较好地模拟出 CISO 上述的北传特征,传播周期与观测基本吻合,但在强度以及最大值中心出现的位置上有偏差,模式模拟的大值中心位置较观测偏北且强度稍强。

中国东部地区降水 CISO 的传播不仅体现在经向上,纬向上也同样存在。将降水 CISO 分别沿 21°N~26°N、28°N~34°N 平均得到经度—时间剖

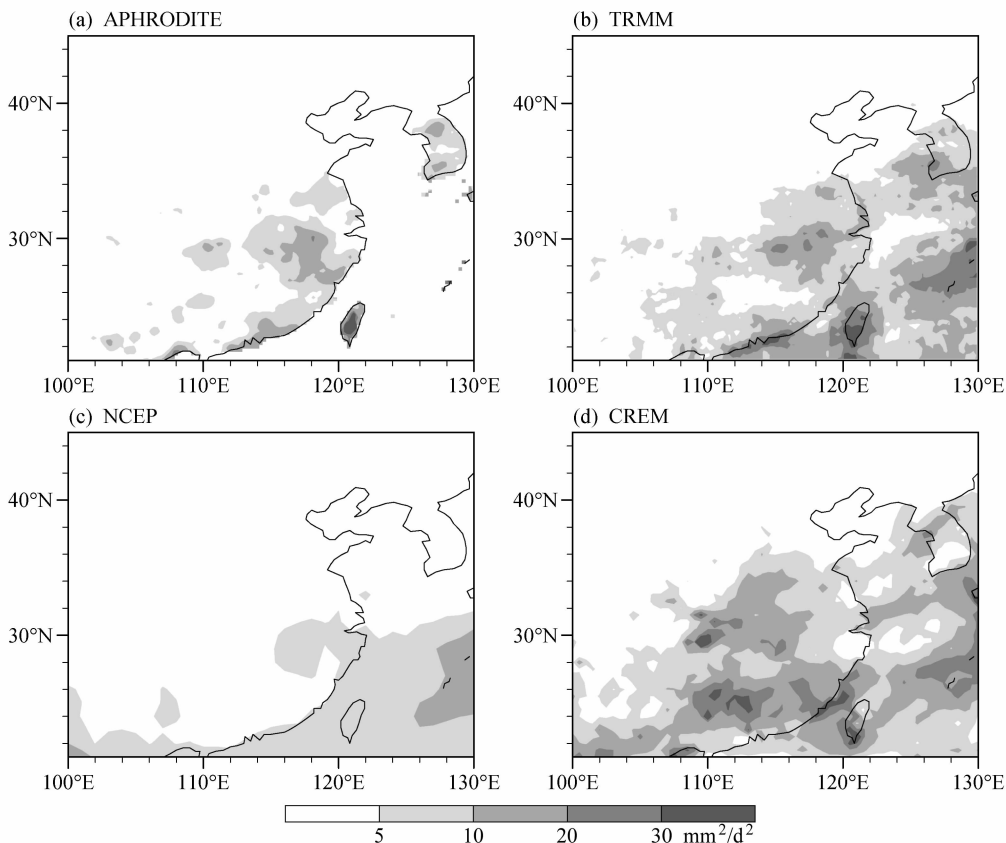


图2 降水 CISO 的方差分布 (单位: mm^2/d^2), 其余同图 1

Fig. 2 Same as in Fig. 1, except for the distribution of the variance of precipitations CISO

面图。观测中, CISO 信号在纬向上表现出西传特征 (图 3b、c), 尤其在 120°E 以东更为明显。5 月下旬, 沿 $21^\circ\text{N}\sim 26^\circ\text{N}$ 平均的降水 CISO 开始增强并向西移动, 于 6 月上旬到达 120°E 附近, 与之相对应, 北传的 CISO 位于 22°N 附近的大值位置。6 月上旬, 沿 $28^\circ\text{N}\sim 34^\circ\text{N}$ 平均的降水 CISO 开始增强并向西移动, 在 6 月下旬时到达 120°E 附近, 对应北传的 CISO 到达 30°N 附近的大值位置, 西传过程持续约 15 天。模式可以很好地模拟出上述 CISO 在时间和空间上与北传相配合的西传特征, 但模式模拟的西传边界较之观测偏西, 最多可到达 110°E 附近 (图 3e、f)。

上述分析表明, CREM 模式能较好地模拟出 CISO 经向上的北传和纬向上的西传过程, 模式模拟的传播路径与观测资料基本一致, 只是 CISO 强度分布的模拟结果与观测存在一定差异。研究表明, CISO 的分布与推进与气候雨带的移动同步 (王遵娅和丁一汇, 2008)。本文结果亦表明, CISO 的方差极大值中心偏差基本对应平均态降水的偏

差。因此, CISO 的模拟偏差可能与夏季平均降水密切相关。

水汽输送是夏季风降水的先决条件 (Zhou and Yu, 2005), 中国夏季水汽输送受西南气流控制 (图 4a), 该特征在模式中能够得到再现, 但是依然存在一定偏差 (图 4b)。降水 CISO 的模拟偏差可能受到向北输送的水汽通量强度和位置的影响, 在再分析资料与模式结果的 850 hPa 水汽输送差值图 (图 4c) 中, 模式模拟的夏季平均低层水汽输送在 30°N 以南表现为向北输送偏强, 使北传的 CISO 在 30°N 以南向北传播更远, 导致大值中心位置偏北, 而到达 30°N 后, 出现向南的水汽输送异常, 使水汽向北输送受阻, 导致降水 CISO 在局地增强。另外, 在 $(30^\circ\text{N}, 110^\circ\text{E})$ 附近低层水汽向西输送增强并向西延伸, 使 CISO 大值中心位置偏西。尽管区域模式 CREM 对 CISO 的模拟仍存在一定不足, 但与再分析资料相比, 模式模拟的 CISO 更加接近观测, 表明模式对 CISO 的模拟有所改进, 亦即相对于再分析资料的降水产品有“增值”。

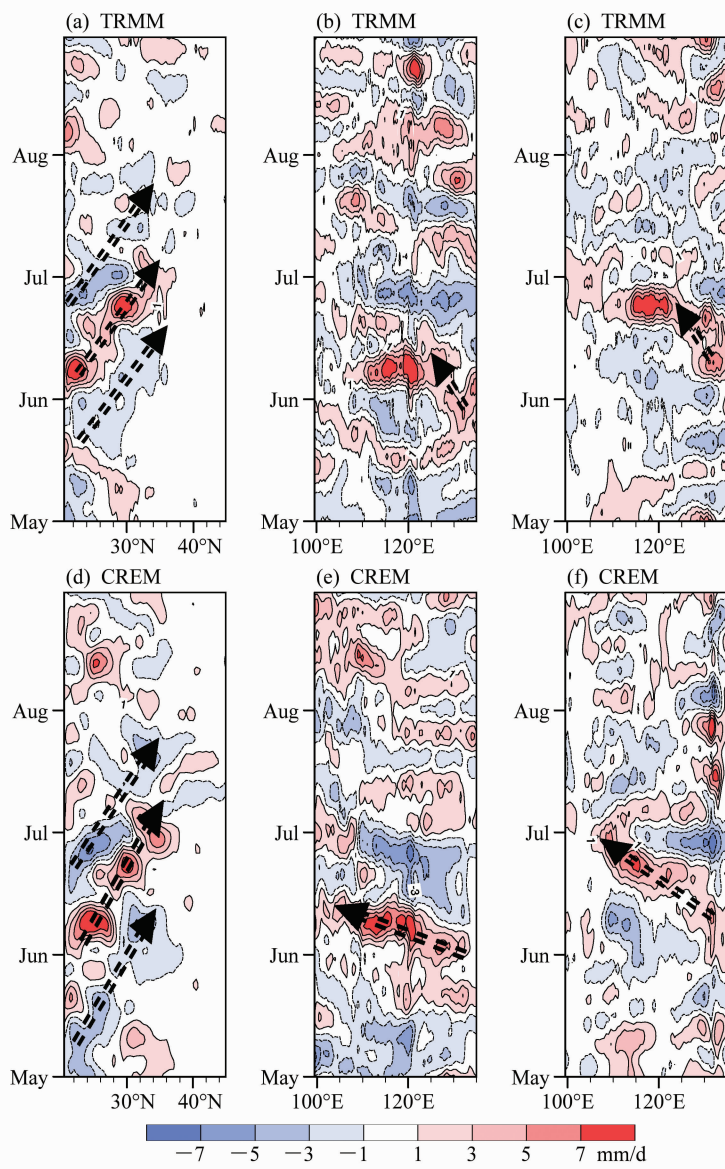


图3 降水 CISO 沿 108°E~123°E 平均的经向传播 (a、d) 以及沿 21°N~26°N 平均 (b、e) 和 28°N~34°N 平均 (c、f) 的纬向传播特征 (单位: mm/d); (a-c) TRMM 资料观测结果; (d-f) CREM 模式模拟结果

Fig. 3 (a, d) Meridional propagations of rainfall CISO averaged over 108°E–123°E, zonal propagations averaged over (b, e) 21°N–26°N and (c, f) 28°N–34°N from (a–c) TRMM data and (d–f) CREM model

3.3 TISO 的模拟

3.3.1 TISO 的强度分布

分别对观测资料、再分析资料和 CREM 模拟的降水 TISO 部分进行方差分析, 比较其强度。从观测的强度空间分布 (图 5a、b) 可以看到, TISO 强度的大值区主要分布在长江流域和华南沿海地区。再分析资料中 (图 5c), TISO 强度非常弱, 与之相比, 区域模式的模拟结果更接近观测, 表明模式对降水 TISO 的模拟较之再分析资料也具有一定

“增值”。只是模式结果仍存在偏差, 主要表现在模拟的 TISO 强度比观测要强, 约为观测强度的 2 倍, 且大值区分布比观测偏北 (图 5d)。

长江流域降水 TISO 既受高层来自较高纬的气旋 (反气旋) 波列影响, 又与低层来自较低纬的气旋 (反气旋) 波列有关。Yang et al. (2009) 研究指出, 在对流层高层, 沿中纬度急流的扰动波列向东南传播, 波列中的反气旋移至长江流域是该区域准双周振荡产生的主要原因, 随后, 从菲律宾海向西

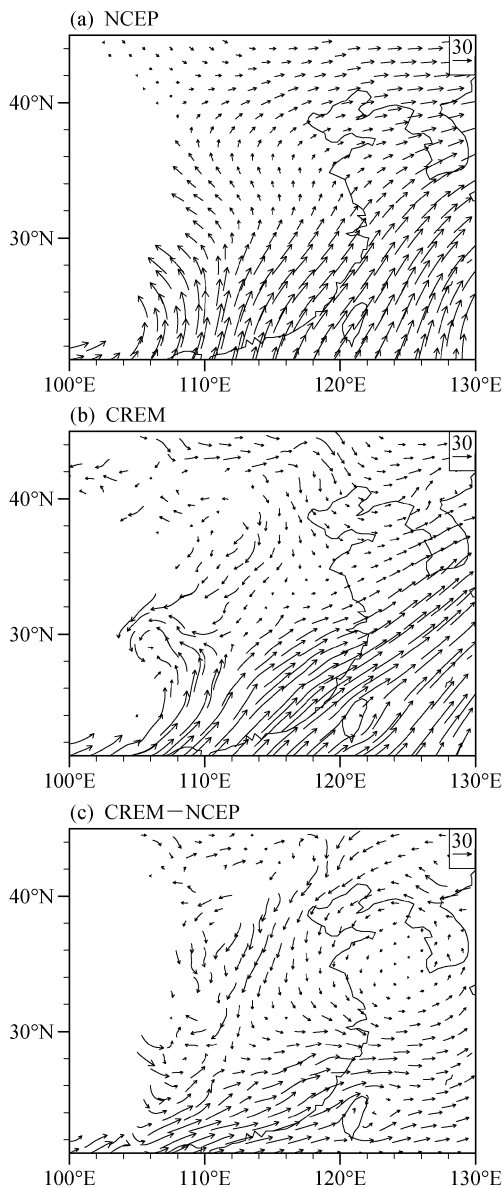


图4 夏季(5~8月)平均的850 hPa水汽输送:(a) NCEP;(b) CREM;(c) CREM与NCEP的偏差。单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

Fig. 4 Summer (May to Aug) mean water vapor transport ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa: (a) NCEP; (b) CREM; (c) difference between CREM model and NCEP data

北传的低层反气旋异常将增强长江流域准双周降水湿位相。对于21~30天的TISO模态,在对流层低层,来自西太平洋的反气旋西移,导致长江流域降水湿位相产生,而高层从贝加尔湖东移的气旋异常将增强降水的湿位相。Mao et al. (2010) 研究也指出,长江流域20~50天TISO模态的演变与来自赤道地区西传和西北传的波列有关,即在对流层低层,南海北部反气旋异常和海洋大陆东部气旋异

常的偶极子结构的西传和西北传播,导致长江流域降水湿位相形成。因此,模式对TISO强度的模拟偏差可能与对来自高低纬扰动响应的模拟偏差有关。与再分析资料相比,CREM模拟的季节平均200 hPa风场在40°N附近为东南风异常(图6a),使嵌在西风中的来自高纬的扰动南传较弱,而850 hPa经向风在长江以南的南风异常(图6b),使得来自低纬的扰动北传较强,导致降水异常发生的位置北移,从而使得TISO位置偏北。

Wang and Xie (1996) 利用一个两层模式通过试验证明,在东风垂直切变背景下,对流层低层Rossby波的响应将增强,而在西风垂直切变背景下则减弱。图7给出再分析资料和模拟的纬向风垂直切变(以200 hPa和850 hPa纬向风之差表示)。与再分析资料相比,CREM模拟的中国东部地区纬向风垂直切变表现为东风垂直切变异常(图7),使低纬热源引起的Rossby波响应增强,有利于低层水汽辐合并促进对流发展,导致模式模拟的TISO强度偏强。

3.3.2 TISO的周期

为了进一步研究模式对中国东部地区TISO的模拟,分别对长江流域(28°N~34°N, 108°E~123°E)和华南沿海地区(21°N~26°N, 108°E~123°E)进行分析。首先,计算长江流域和华南沿海地区降水TISO的区域平均,分别定义为这两个地区的TISO指数,在观测和模拟结果中,长江流域和华南地区的季节内振荡现象都非常显著(图略)。对于长江流域,模拟和观测序列的相关系数为0.54;对于华南沿海地区,模拟和观测序列的相关系数为0.71,均通过了5%的显著性检验。

进一步对模拟和观测中每年的TISO指数序列做功率谱分析,取10年平均结果代表降水TISO的时间尺度特征(图8)。可以看到,在观测中(图8a),长江流域降水TISO的显著周期主要为10~30天(通过95%红噪音信度检验),其中三个峰值分别出现在11天、17天以及24天。模式模拟的显著周期则相对较短(图8c),主要为24天以下,在11天、13天和20天各有一个峰值。在华南沿海地区(图8b、d),观测的降水TISO在时间尺度上的周期主要为10~20天(通过95%红噪音信度检验),其中峰值出现在13天和17天;模式模拟的显著周期也表现为10~20天,并在11天和17天有

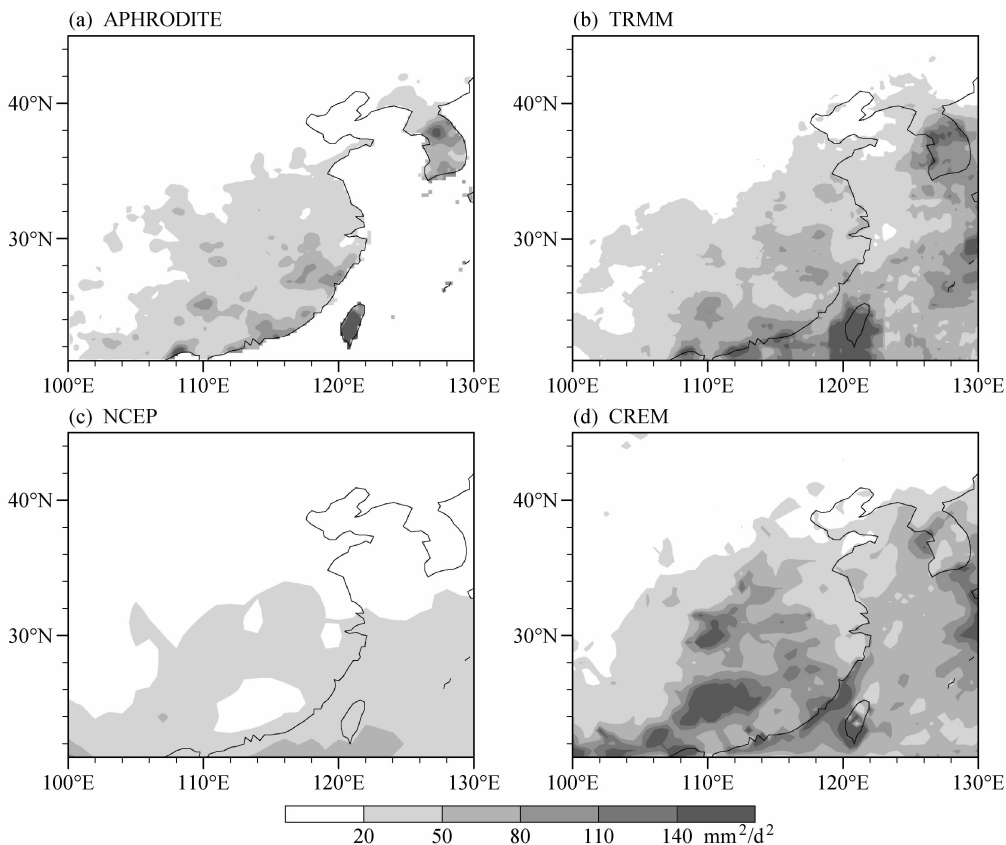


图5 同图2, 但为TISO结果
Fig. 5 Same as Fig. 2, but for TISO

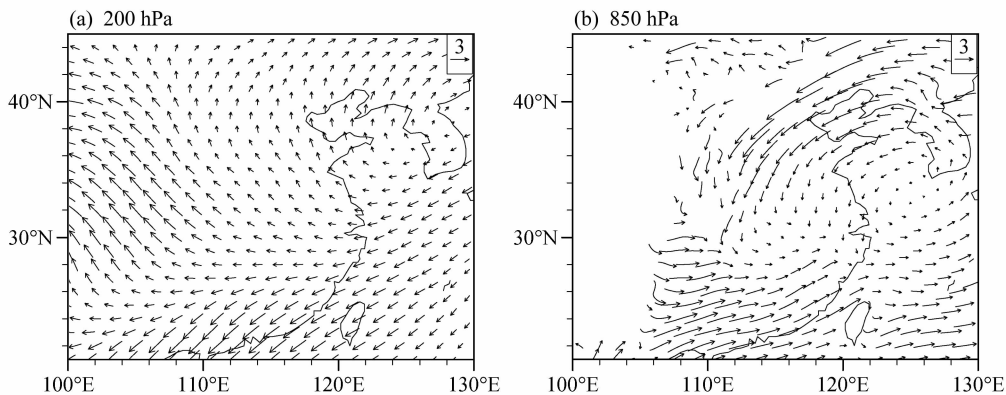


图6 夏季(5~8月)平均风场(CREM与NCEP偏差)(单位: m/s): (a) 200 hPa; (b) 850 hPa
Fig. 6 Differences of summer (May to Aug) mean wind (m/s) between CREM simulation and NCEP data at (a) 200 hPa and (b) 850 hPa

两个峰值, 与观测接近。

ISO 的比湿和辐散场的垂直结构对 ISO 的动力过程具有重要作用 (Lin et al., 2008)。分别将长江流域滤波后的辐散场、比湿场和降水的区域平均与该地区 TISO 指数计算超前滞后相关, 如图 9 所示。在再分析资料中, 当同期时, 长江流域呈现出

对流层低层辐合高层辐散的垂直斜压结构 (图 9a), 且对应着长江流域的降水湿位相 (图 9c); 当-8 天和 8 天时, 表现为低层辐散高层辐合, 此时对应长江流域降水干位相。在超前的降水干位相时, 对流层低层表现为负水汽辐散 (图 9a、b), 负水汽异常开始于-11 天 (通过 10% 显著性检验), 但低层辐

散未通过显著性检验。

在模式结果中，超前的降水干位相对对流层低层的负水汽辐散与再分析资料相比开始较晚，持续

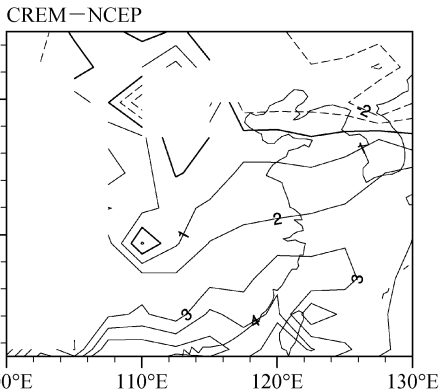


图7 夏季(5~8月)平均纬向风垂直切变($U_{200}-U_{850}$) CREM与NCEP结果的偏差(单位: m/s)
Fig. 7 Difference of summer (May to Aug) mean vertical shear of zonal wind ($U_{200}-U_{850}$) between CREM simulation and NCEP data

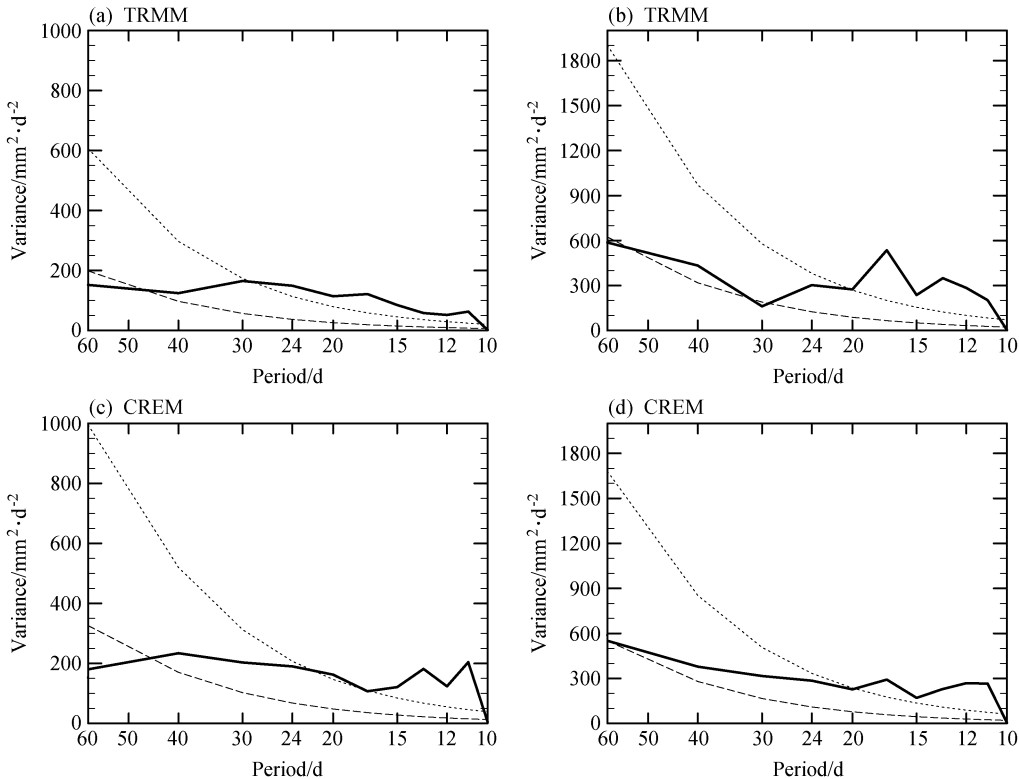


图8 长江流域(a、c)和华南沿海(b、d) TISO指数的功率谱(实线)、红噪声标准谱(虚线)、红噪声95%信度水平(点线): (a、b) TRMM资料观测结果; (c、d) CREM模式模拟结果
Fig. 8 Mean power spectra of TISO index (solid lines) over (a, c) the Yangtze River basin and (b, d) the South China coastal areas from (a, b) TRMM data and (c, d) CREM model. The dashed line denotes the Markov red noise spectrum and the dotted line indicates 5% significance level

时间较短(图9d、e)。模拟的低层辐散场在-13到-12天表现为低层辐合,在-10天才开始转变为与长江流域降水干位相所对应的辐散特征;比湿场在-15天到-13天表现为正水汽异常,在-7天才开始转变为负水汽异常。由于低层负水汽辐散开始较晚,负水汽异常更易于从边界层输送到自由大气中,使抑制的对流即降水干位相持续时间较短,从而导致模拟的长江流域TISO周期偏短。因此,减缓模式中水汽的垂直输送,将有利于延长TISO周期,使之更接近观测。

3.3.3 TISO的传播特征

为揭示TISO的传播特征,图10分别给出长江流域和华南沿海地区降水TISO的纬向平均(108°E~123°E)和经向平均(28°N~34°N和21°N~26°N)与该地区TISO指数的超前滞后相关。可见,与CISO的显著传播特征不同,中国东部降水TISO具有局地性。在观测中,长江流域TISO在纬向上没有显著传播特征,经向上表现为向南传播

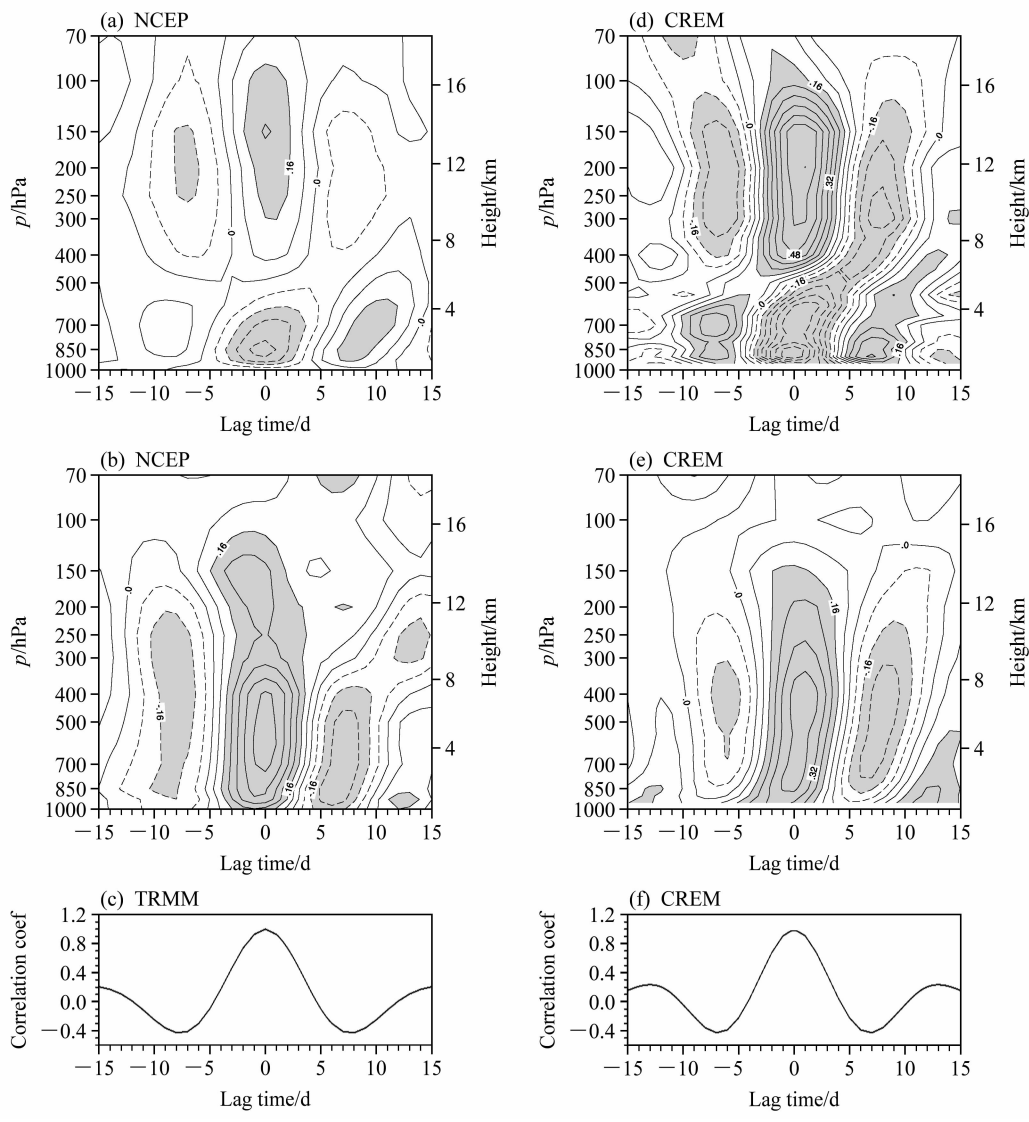


图 9 长江流域辐散场 (a、d)、比湿场 (b、e) 以及降水 (c、f) 与该地区 TISO 指数的超前滞后相关; (a、b) NCEP 结果; (d–f) CREM 结果。阴影区域通过 10% 显著性检验; 实 (虚) 等值线: 正 (负) 相关

Fig. 9 Lead-lag correlation between (a, d) divergence, (b, e) specific humidity, and (c, f) rainfall in the Yangtze River basin with its TISO index from (a, b) NCEP data, (c) TRMM data, and (d–f) CREM model. The regions above the 0.1 significance level are shaded; solid (dashed) lines are for positive (negative) correlation

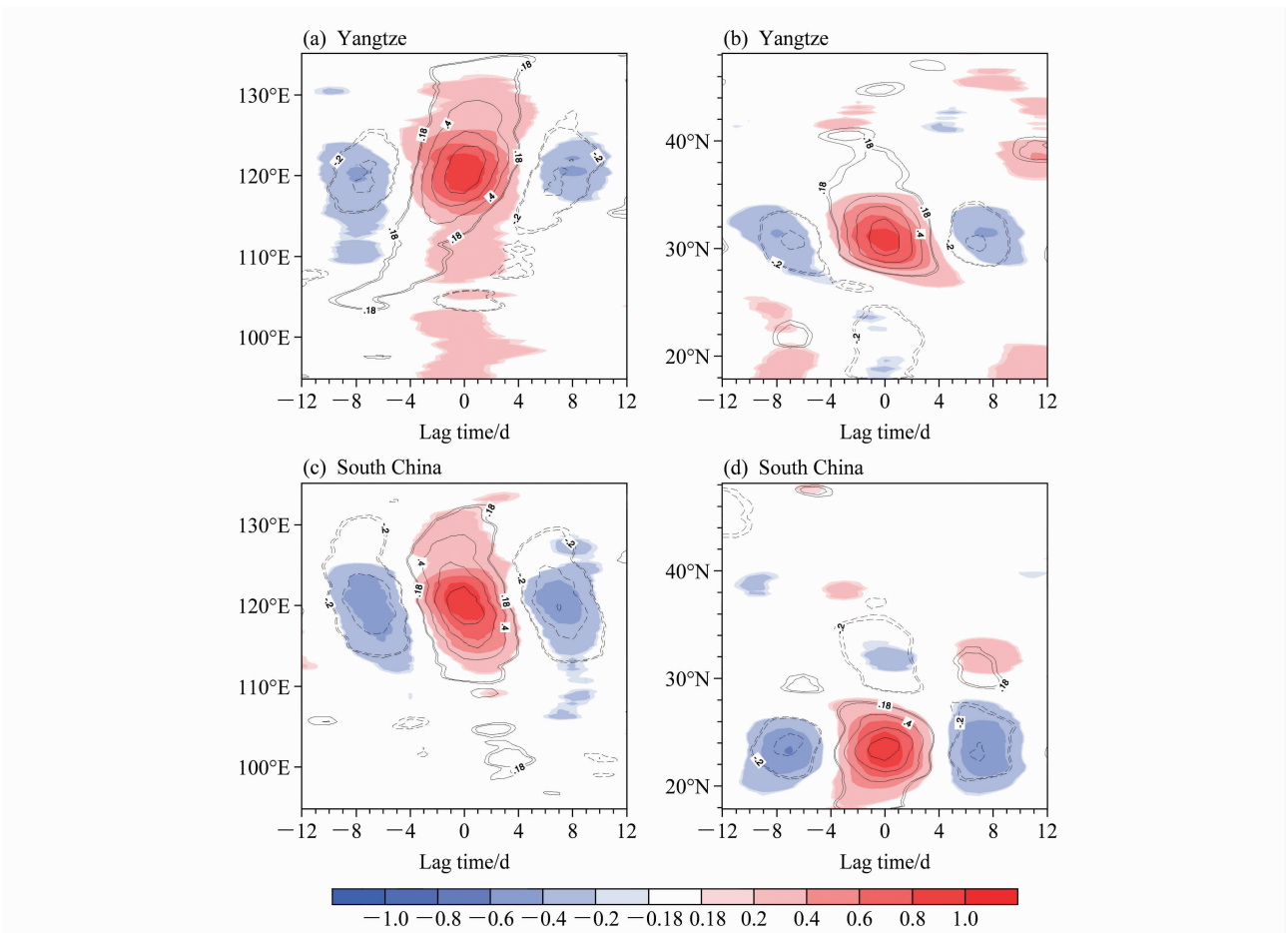
(图 10a、b 彩色区); 华南沿海 TISO 在纬向上为向西传播, 在经向上, 26°N 以北和 20°N 以南出现短距离的南传和北传 (图 10c、d 彩色区), 使得南北两侧的 TISO 在 24°N 附近汇合, 与 TISO 的大值中心位置分布一致。

CREM 较为合理地再现了 TISO 的局地振荡特征 (图 10 等值线), 尤其在华南沿海地区, 模式结果与观测较为一致。但是长江流域的 TISO 在纬向上表现出过强的东传特征 (图 10a 等值线); 在经

向上 35°N 以北表现为北传特征, 并延伸至 40°N (图 10b 等值线), 与强度分布偏北一致。这可能是由于模式模拟的对流层低层纬向风在长江流域表现为西风偏强 (图 6b), 增强了长江流域 TISO 的东传。

4 结论

本文分析了区域气候模式 CREM 的 1998~2007 年夏季逐日输出数据, 并与观测和再分析资



SO 的东传增强。

(5) 用于驱动区域气候模式的 NCEP2 再分析资料, 其降水产品由于分辨率较低等原因, 对夏季平均场的模拟效果并不理想, 也难以准确描述格点和卫星降水资料所揭示的 CISO 和 TISO 特征。区域模式 CREM 模拟的结果更接近观测, 相对于再分析资料的结果, 表现出明显的“增值”。

参考文献 (References)

Arakawa A, Lamb V R. 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model [J]. *Methods Comput. Phys.*, 17: 173–265.

Betts A K, Miller M J. 1986. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass datasets [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112 (473): 693–709.

Dickinson R E, Errico R M, Giorgi F, et al. 1989. A regional climate model for the Western United-States [J]. *Climatic Change*, 15 (3): 383–422.

Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122 (531): 689–719.

符宗斌, 王淑瑜, 熊皓, 等. 2004. 亚洲区域气候模式比较计划的进展 [J]. *气候与环境研究*, 9 (2): 225–239. Fu Congbin, Wang Shuyu, Xiong Zhe, et al. 2004. Progress report on regional climate model intercomparison project for Asia [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 9 (2): 225–239.

高学杰, 徐影, 赵宗慈, 等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验 [J]. *大气科学*, 30 (2): 185–192. Gao Xuejie, Xu Ying, Zhao Zongci. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (2): 185–192.

Giorgi F. 1990. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model [J]. *J. Climate*, 3: 941–963.

何金海, 智协飞, Nakazawa T. 1995. 中国东部地区降水季内变化的季节锁相 [J]. *热带气象学报*, 11 (4): 370–374. He Jinhai, Zhi Xiefei, Nakazawa T. 1995. Seasonal Interlock of the intraseasonal variations of rainfall in East China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 11 (4): 370–374.

Holtzlag A A M, Boville B A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model [J]. *J. Climate*, 6 (10): 1825–1842.

黄安宁, 张耀存, 朱坚. 2009. 中国夏季不同强度降水模拟对不同积云对流参数化方案的敏感性研究 [J]. *大气科学*, 33 (6): 1212–1224. Huang Anning, Zhang Yaocun, Zhu Jian. 2009. Sensitivity of simulation of different intensity of summer precipitation over

China to different cumulus convection parameterization schemes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (6): 1212–1224.

Jiang X, Li T, Wang B. 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation [J]. *J. Climate*, 17: 1022–1039.

据建华, 孙丹, 吕俊梅. 2008. 东亚季风区大气季节内振荡经向与纬向传播特征分析 [J]. *大气科学*, 32 (3): 523–529. Ju Jianhua, Sun Dan, Lü Junmei. 2008. The relay character analysis of the zonal and longitudinal propagations of the atmospheric intraseasonal oscillation in the East Asian Monsoon region [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (3): 523–529.

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1631–1643.

Lau K M, Chan P H. 1986. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114: 1354–1367.

Lin J L, Weickman K M, Kiladis G N, et al. 2008. Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs [J]. *J. Climate*, 21, 4541–4567, doi: 10.1175/2008JCLI1816.1.

Liu J, Wang B, Yang J. 2008. Forced and internal modes of variability of the East Asian summer monsoon [J]. *Climate of the Past Discussion*, 4: 645–666.

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: 702–708.

Madden R A, Julian P R. 1972. Description of globe-scale circulation cells in the tropics with 40–50 day period [J]. *J. Atmos. Sci.*, 29: 1109–1123.

Mao J Y, Sun Z, Wu G X. 2010. 20–50-day oscillation of summer Yangtze River rainfall in response to intraseasonal variations in the subtropical high over the western North Pacific and South China Sea [J]. *Climate Dyn.*, 34: 747–761.

Mesinger F. 1984. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models [J]. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 44 (1–4): 195–202.

Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M. 1994. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation [J]. *J. Climate*, 7: 929–948.

施洪波. 2007. 一个区域气候模式 CREM 的建立及其对东亚区域夏季气候的模拟评估分析 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 135pp. Shi Hongbo. 2007. Development of a Regional Climate Model (CREM) and evaluation on its simulation of summer climate over Eastern China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 135pp.

Shi H B, Yu R C, Li J, et al. 2009. Development of a Regional Cli-

- mate Model (CREM) and evaluation on its simulation of summer climate over eastern China [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87: 381–401.
- 石英, 高学杰. 2008. 温室效应对我国东部地区气候影响的高分辨率数值试验 [J]. *大气科学*, 32 (5): 1006–1018. Shi Ying, Gao Xuejie. 2008. Influence of greenhouse effect on eastern China climate simulated by a high resolution regional climate model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (5): 1006–1018.
- 石英, 高学杰, Filippo G, 等. 2010. 全球变暖背景下中国区域不同强度降水事件变化的高分辨率数值模拟 [J]. *气候变化研究进展*, 6 (3): 164–169. Shi Ying, Gao Xuejie, Filippo G, et al. 2010. High resolution simulation of changes in different-intensity precipitation events over China under global warming [J]. *Adv. Clim. Change Res. (in Chinese)*, 6 (3): 164–169.
- Simpson J, Adler R F, North G R. 1988. A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69: 278–295.
- 孙丹, 周天军, 刘景卫, 等. 2011. 变网格模式 LMDZ 对 1998 年夏季东亚季节内振荡的模拟 [J]. *大气科学*, 35 (5), 885–896. Sun Dan, Zhou Tianjun, Liu Jingwei, et al. 2011. Simulation of the East Asian intraseasonal oscillation in 1998 with the variable-resolution model LMDZ [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (5), 885–896.
- Sun Z, Rikus L. 1999. Improved application of exponential sum fitting transmissions to inhomogeneous atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104: 6291–6303.
- Wang B, Xie X. 1996. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: Stable waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53: 449–467.
- Wang B, Xu X H. 1997. Northern Hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation [J]. *J. Climate*, 10: 1071–1085.
- Wang B, Yang H W. 2008. Hydrological issues in lateral boundary conditions for regional climate modeling: Simulation of East Asian summer monsoon in 1998 [J]. *Climate Dyn.*, 31: 477–490, doi: 10.1007/s00382-008-0385-7.
- 王遵娅, 丁一汇. 2008. 夏季长江中下游旱涝年季节内振荡气候特征 [J]. *应用气象学报*, 19 (6): 710–715. Wang Zunya, Ding Yihui. 2008. Climatic features of intraseasonal oscillations of summer rainfalls over mid-lower reaches of the Yangtze River in the flood and drought years [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 19 (6): 710–715.
- Xie P P, Chen M Y, Yang S, et al. 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia [J]. *J. Hydrometeor.*, 8: 607–627.
- Xu Y P, Xia D Q, Qian Y Y. 1998. The water-bearing numerical model and its operational forecasting experiments. Part II: The operational forecasting experiments [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 15 (3): 321–336.
- Yang J, Wang B, Wang B, et al. 2009. The East Asia – western North Pacific boreal summer intraseasonal oscillation simulated in GAMIL 1.1.1 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26: 480–492.
- Yang J, Wang B, Wang B, et al. 2010. Biweekly and 21–30-day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the lower reach of the Yangtze River basin [J]. *J. Climate*, 23: 1146–1159.
- Yao S X, Zhang Y C. 2010. Simulation of China summer precipitation using a regional air–sea coupled model [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 24 (2): 203–214.
- Yatagai A, Xie P P, Alpert P. 2008. Development of a daily gridded precipitation data set for the Middle East [J]. *Adv. Geosci.*, 12: 165–170.
- Yu R C. 1994. A two-step shape-preserving advection scheme [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 11 (4): 491–498.
- 宇如聪. 1994. E 网格变量分布下差分格式的性质 [J]. *大气科学*, 18 (2): 152–162. Yu Rucong. 1994. Properties of the spatial finite-difference scheme based on the E-Grid [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 18 (2): 152–162.
- 宇如聪, 薛纪善, 徐东平. 2004. AREMS 中尺度暴雨数值预报系统 [M]. 北京: 气象出版社, 232pp. Yu Rucong, Xue Jishan, Xu Youping. 2004. Forecasting System of Mesoscale Model AREMS (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 232pp.
- 占瑞芬, 孙国武, 赵兵科, 等. 2008. 中国东部副热带夏季风降水的准双周振荡及其可能维持机制 [J]. *高原气象*, 27: 98–108. Zhan Ruifen, Sun Guowu, Zhao Bingke, et al. 2008. Quasi-bi-weekly oscillation of the subtropical summer monsoon rainfall over East China and its possible maintaining mechanism [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27: 98–108.
- 张冬峰, 欧阳里程, 高学杰, 等. 2007. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验 [J]. *热带气象学报*, 23 (5): 444–452. Zhang Dongfeng, Ouyang Licheng, Gao Xuejie, et al. 2007. Simulation of the atmospheric circulation over East Asia and climate in China by RegCM3 [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 23 (5): 444–452.
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. *J. Geophys. Res.*, 110, D08104, doi: 10.1029/2004JD005413.
- Zou L W, Zhou T J, Li L. 2010. East China summer rainfall variability of 1958–2000: Dynamical downscaling with a variable-resolution AGCM [J]. *J. Climate*, 23, 6394–6408, doi: 10.1175/2010JCLI3689.1