

杜银, 包庆, 谢志清. 2017. FGOALS 模式对梅雨期东亚副热带西风急流变化特征的模拟 [J]. 大气科学, 41 (3): 603–617. Du Yin, Bao Qing, Xie Zhiqing. 2017. FGOALS model simulation of variation of East Asian subtropical westerly jet during Meiyu period [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (3): 603–617, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1609.16185.

FGOALS 模式对梅雨期东亚副热带西风急流 变化特征的模拟

杜银^{1,4} 包庆² 谢志清³

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气候动力学研究中心, 南京 210044
2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029
3 江苏省气候中心, 南京 210008
4 淮河流域气象中心, 合肥 230031

摘 要 中国科学院大气物理研究所参与 CMIP5 项目的海—陆—气耦合气候系统模式 (FGOALS), 能较好地模拟东亚副热带西风急流时空变化特征。FGOALS 模式输出的 1960~2005 年风场再现了梅雨期东亚副热带西风急流气候态的三维结构, 模拟出以 120°E 为界的急流海陆分布型, 与 NCEP/NCAR 再分析资料风场空间分布一致, 但 FGOALS 模式模拟的急流中心强度偏弱、位置偏北偏西。FGOALS 模式也模拟出了 ENSO 年际演变过程中的海陆空间分布型, 但对 ENSO 背景下西风急流强度、位置和形态演变过程的模拟与 NCEP/NCAR 再分析资料存在较大差异。基于热成风原理、地转风关系和波活动通量等研究了模式模拟急流位置和强度偏差产生的可能原因: FGOALS 模式模拟的青藏高原加热效应偏弱、低纬度对流活动偏弱, 导致对流层中上层上升运动偏弱和潜热加热减弱, 使得中低纬度对流层中上层温度出现冷偏差、南亚高压偏弱, 温度经向梯度和南亚高压北侧气压梯度力偏弱以及大气内部动力作用偏弱, 从而造成急流中心强度和位置出现偏差。梅雨期西风急流空间分布型与长江中下游强降雨落区有着密切联系, FGOALS 模式模拟的西风急流中心强度偏弱和位置偏北偏西, 模式输出的长江中下游地区降水量与观测值相比偏少。此外, FGOALS 模式对 ENSO 背景下大气环流异常的模拟有待改善。

关键词 东亚副热带西风急流 温度经向梯度 南亚高压

文章编号 1006-9895(2017)03-0603-15

中图分类号 P434

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1609.16185

FGOALS Model Simulation of Variation of East Asian Subtropical Westerly Jet during Meiyu Period

DU Yin^{1,4}, BAO Qing², and XIE Zhiqing³

1 KLME/ILCEC/CIC-FEMD/CDRC, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

收稿日期 2016-05-26; **网络预出版日期** 2016-08-19

作者简介 杜银, 女, 1978 年, 讲师, 主要从事区域气候变化诊断和数值模式模拟. E-mail: duyinxie@163.com

通讯作者 谢志清, E-mail: xiezhiqing9896@163.com

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2015CB453200, 国家自然科学基金资助项目 41205063、91337110 和 41475084, 中国气象局气候变化专项 CCSF201411, 中国气象局预报预测核心业务发展专项 CMAHX20160404, 淮河流域气象开放科研基金项目 HRM201605, 江苏省高校“青蓝工程”项目

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB453200), National Natural Science Foundation (Grants 41205063, 91337110, 41475084), Special Climate Change of China Meteorological Administration (Grant CCSF201411), Special Developing Projects of Key Forecasting Technology of China Meteorological Administration (Grant CMAHX20160404), Huaihe River Basin Open Research Foundation (Grant HRM201605), “Qinglan” Project of Jiangsu Province

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

3 Jiangsu Climate Center, Jiangsu Meteorological Administration, Nanjing 210008

4 Huaihe River Basin Meteorological Center, Hefei 230031

Abstract Based on the Coupled Model Inter-comparison Project (CMIP5) coordinated experiments results simulated by the IAP Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model (FGOALS), the temporal and spatial variation characteristics of the East Asian Subtropical Westerly Jet (EASWJ) could be well captured. In particular, the land and sea patterns of the EASWJ divided by the borderline of 120°E were also well reproduced. Compared with the NCEP/NCAR reanalysis data, some biases in the intensity and position of the EASWJ simulated by the FGOALS model during the Meiyu period were found. FGOALS could reproduce the characteristic morphological changes in the EASWJ over the Northwest Pacific during the period of ENSO evolution, but the simulated intensity and characteristic eastward extension of the EASWJ in El Niño years and its westward shrinkage in La Niña years were different to that of observations. According to the thermal wind principle, geostrophic wind relationship and wave activity flux, and so on, possible reasons for the simulated biases were investigated. The simulated Tibetan Plateau heating effect decreased and the convection in the low latitudes weakened, which led to decreases in ascending motion in the middle and upper troposphere and less latent heating. As a result, anomalously cooling occurred at the middle and upper troposphere and the South Asia High (SAH) weakened. The meridional temperature gradient, the pressure gradient force on the northern side of the SAH, and the atmospheric internal dynamic effects all became anomalously weak, resulting in the deviation of the intensity and location of the EASWJ. The position and intensity of the EASWJ during the Meiyu period are closely associated with the spatial distribution and intensity of heavy precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River. The position of the simulated EASWJ was obviously more northward and westward and its intensity was weaker than observation. This explained why the simulated Meiyu precipitation amount became less, especially in the lower reaches of the Yangtze River. In addition, the atmospheric circulation anomalies simulated by the FGOALS model in the years of ENSO need to be improved.

Keywords East Asian subtropical westerly jet, Meridional temperature gradient, South Asia high

1 引言

东亚副热带高空西风急流是对流层中上层一支狭窄强风带，具有较强的水平风切变和垂直风切变，急流位置和强度变化是东亚大气环流季节转换的一个重要信号，标志着东亚天气气候的季节性转变。急流位置北跳和南撤与东亚夏季风爆发和结束、中国东部雨带季节演变有着密切联系 (Yin, et al., 1949; 叶笃正和朱抱真, 1955; 叶笃正等, 1958; 陶诗言等, 1958; Lau et al., 1988; Ding, 1992; Liang and Wang, 1998; Yang et al., 2002; 李崇银等, 2004; Zhang et al., 2006)。东亚地形、海陆差异和青藏高原大地形共同作用产生了独特的东亚季风气候，海—陆—气复杂的相互作用过程对急流位置、形态和强度均可能产生影响 (Yu et al., 2004a, 2004b)，伴随着西风急流位置的年际年代际异常则是东亚季风区旱洪分布的异常 (Yu et al., 2004b; 廖清海等, 2004; Lu, 2004; Zhou and Yu, 2005; Lin and Lu, 2005; Li et al., 2005; Du et al., 2009)。

很多气候系统模式被用来模拟东亚季风区过

去和未来气候变化，气候系统模式比较计划 (CMIP5) 也为国际耦合气候系统模式的评估和后续发展提供了重要平台，参与该计划的试验数据资料被广泛应用于气候变化机理研究以及未来气候变化情景预估。政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 评估报告也将东亚季风的长期变化及未来情景预估结果作为其重要内容之一 (Collins et al., 2013)。以往的研究结果表明，东亚副热带西风急流位置和强度与中国东部降水量有着密切联系，模式模拟东亚季风区风场的偏差会影响降水落区 (Liang et al., 2001; Zhang and Guo, 2005; 陈昊明等, 2009)。中国科学院大气物理研究所的海—陆—气耦合气候系统模式 (FGOALS) 参加了国际耦合气候系统模式比较计划项目，但其对东亚副热带西风急流演变与中国东部降水分布的模拟能力尚不清楚，作为海—陆—气耦合气候系统模式，是否能够捕捉到 ENSO 年际演变过程中的大气环流异常，特别是 ENSO 年的梅雨期急流位置、形态和强度异常，将影响其对中国东部大范围强降水分布的模拟能力。因此，有必要评估 FGOALS 对东亚副热带高空西风

急流时空变化特征的模拟能力及其对降水时空分布的影响。已有研究指出 FGOALS 模式模拟的西风急流强度偏弱 (Zhang and Guo, 2005; Zhang et al., 2008; 陈昊明等, 2009), 较少涉及梅雨期间急流空间结构、形态异常变化的模拟能力评估。梅雨是东亚地区的重要降水天气过程, 通常出现在中国长江中下游、淮河流域、台湾以至日本一带。由于梅雨雨期长、雨量大和范围广, 且位于中国人口稠密的工、农业较发达地区, 对当地人民生活、经济和文化的发展和农作物生长, 以及江淮地区旱涝分布都具有重大影响。本文将重点研究梅雨期间 FGOALS 模式模拟东亚副热带西风急流的气候态和 ENSO 背景下急流异常的模拟能力。研究结果有利于促进 FGOALS 气候系统模式的改进和完善, 也可提高对长江中下游梅雨期大气环流特征的认识, 为对长江中下游梅雨期天气预报和气候预测业务提供科学参考。

2 模式、试验设计、数据和方 法

2.1 模式、试验设计、数据

本研究中的 FGOALSs2 气候系统模式是中国科学院大气物理研究所全球海洋—大气—陆地耦合模式的最新版本。该模式模拟了地球的去、现在和未来的气候状态 (周天军等, 2005a; Bao et al., 2010)。其大气分量为 LASG/IAP 发展改进的大气环流谱模式 (SAMIL) (Wu et al., 1996, 2007; 王在志等, 2005; 包庆等, 2006; Bao et al., 2010)。水平方向上为菱形截断 42 波, 分辨率相当于 $2.81^\circ \times 1.66^\circ$, 垂直方向采用 σ - p 混合坐标系, 分为 26 层 (R42L26)。海洋模式采用 LICOM (Liu et al., 2004), 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 其中热带地区分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。陆面、冰雪和耦合部分分量均来自于 NCAR/CCSM 气候系统模式 (Kiehl and Gent, 2004)。

取 FGOALSs2 模式输出的 1850~2005 年三组试验数据, 用观测值作为强迫场, 其包括温室气体、太阳常数、火山活动、臭氧和气溶胶。这些试验是基于 CMIP5 试验设计所有标准运行 (Taylor et al., 2009)。为了减少从不同的初始条件所引起的不确定性, 历史模拟取三组试验的集合。为了方便与观测比较, 利用双线性插值法把 FGOALSs2 模式数据插值到 NCEP/NCAR 再分析数据的网格上。

模式模拟能力评估的参考数据为 NCEP/NCAR 再分析日和月资料, 包括温度、风场、高度场等 (Kalnay et al., 1996)。降水资料来源于全球降水

气候计划 (GPCP), 空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Adler et al., 2003)。长江中下游梅雨通常出现在 6 月中下旬到 7 月上中旬, 本文重点研究 FGOALS 对 6~7 月梅雨期急流时空分布的模拟能力, 研究时段为 1960~2005 年。

2.2 方法

(1) 以任雪娟等 (2010) 提出的方法确定高空西风急流中心位置: ① 该中心风速值 $\geq 30 \text{ m s}^{-1}$; ② 该中心风速值大于周围 24 个格点上的风速值, 则定义该中心为一个急流中心, 记下该中心的经度、纬度和风速值。选取同一时段在研究区域内所有急流中心风速值最大的为该时刻的最强西风急流中心。

(2) 水平面上的二维波活动通量 W (Takaya and Nakamura, 2001) 的表达式为

$$W = \frac{1}{2|\bar{U}|} \left[\bar{u}(\psi_x'^2 - \psi_x'\psi_{xx}') + \bar{v}(\psi_x'\psi_y' - \psi_x'\psi_{xy}') \right] \left[\bar{u}(\psi_x'\psi_y' - \psi_x'\psi_{xy}') + \bar{v}(\psi_y'^2 - \psi_y'\psi_{yy}') \right], \quad (1)$$

其中, $U = (u, v)$ 为水平风速, Ψ 为流函数, “—”和 “' ” 分别表示研究时段 (1960~2005 年) 的多年平均值气候态为基本态和其偏差。

采用空间相关和合成等方法研究 FGOALS 模式模拟结果与 NCEP/NCAR 再分析资料的相似程度。利用大气波活动通量来定量评估准静止 Rossby 波传播特征, 探讨大气内部动力过程差异对 FGOALS 模式模拟西风急流气候态和 ENSO 异常态能力的影响。

3 FGOALS 模式对东亚副热带西风急流气候态的模拟能力

3.1 纬向风场水平结构

统计 FGOALS 和 NCEP/NCAR 200 hPa 西风急流所在区域 ($20^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$, $30^\circ\text{E} \sim 180^\circ$) 逐年纬向风的空间相关系数, 除了 1984 和 1993 年相关系数在 0.6~0.7 之间, 其余年份均超过 0.7, 通过 0.05 统计信度检验 (图略), 表明 FGOALS 模式与 NCEP/NCAR 再分析资料的纬向风场空间分布具有很好地一致性。图 1 给出了梅雨期 FGOALS 模式和 NCEP/NCAR 再分析数据中 200 hPa 纬向风的气候平均态及两者差值的空间分布。从图 1a 可以看出, 在北半球中高纬度存在一个强风速带, 两个强风速中心分别位于西北太平洋上空、青藏高原和伊朗高原北部, 其中青藏高原北侧的急流中心强度最强, 其值为 25 m s^{-1} , 但仍未达到 30 m s^{-1} 的急流标准。NCEP/NCAR 再分析纬向风场的强西风带位于 40°N 附近

的东亚大陆上空, 急流中心 ($u_{200} \geq 30 \text{ m s}^{-1}$) 分别位于青藏高原北部和伊朗高原北部, 其中位于青藏高原北部的急流中心范围更大, 强度更强。对比 FGOALS 模式和 NCEP/NCAR 再分析 200 hPa 纬向风场, FGOALS 模拟的纬向风在 $20^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ 之间存在显著的负偏差, 东亚大陆上空的负偏差超过 10 m s^{-1} , 而 45°N 以北地区则为显著的正偏差, 局部区域超过了 8 m s^{-1} , 表明 FGOALS 模式在中纬度模拟的西风带强度偏弱。而且, 从 FGOALS 模式和 NCEP/NCAR 再分析 200 hPa 西风急流轴的位置分布来看, 青藏高原北侧西风急流位置也偏北偏西 (图 1c)。因此, FGOALS 模式能较好的模拟梅雨期东亚副热带西风急流的海陆空间分布形态, 但模式模拟的东亚大陆上空的副热带急流位置明显偏北, 青藏高原附近西风急流位置偏西, 强度也明显偏弱。

3.2 纬向风场垂直结构

NCEP/NCAR 东亚副热带西风急流在西北太平洋上空, 青藏高原北部和伊朗高原北侧出现三个强风速区, 中心风速超过 25 m s^{-1} , 且强风速中心位于 200 hPa 附近 (图 1b)。从 FGOALS 模式模拟和 NCEP/NCAR 再分析数据沿 $37^\circ\text{N} \sim 43^\circ\text{N}$ 区域平均纬向风及其两者差值的经度—高度剖面图中可以看出 (图 2), FGOALS 模式模拟的强西风带位于对流中上层, 中心在 300~200 hPa 之间, 纬向风速超过 15 m s^{-1} 的区域分别位于西北太平洋上空和东亚大陆上空, 与 NCEP/NCAR 再分析风场的分布形态基本一致, 但风速明显偏小, 对流中上层 300~100 hPa 小 $6 \sim 12 \text{ m s}^{-1}$ (图 2c)。与 NCEP/NCAR 再分析纬向风场相比, FGOALS 模式模拟出了纬向风的垂直分布结构, 但模式模拟的 700 hPa 以上纬向风强度明显偏弱, 高度越高偏差越大, 强风速中心在 300~200 hPa 之间, 低于 NCEP/NCAR 再分析风场强风速中心的高度。

鉴于东亚副热带西风急流中心位置和下垫面不同性质, 选取 $40^\circ \sim 60^\circ\text{E}$ 、 $80^\circ \sim 100^\circ\text{E}$ 和 $150^\circ \sim 170^\circ\text{E}$, 分别代表伊朗高原、青藏高原和西北太平洋三个地区。图 3 给出了这三个区域平均纬向风的纬度—高度剖面图。FGOALS 模式模拟的强西风中心位置位于 45°N 附近的对流层中上层 200 hPa, 其中青藏高原上空的西风急流强度最强, 中心风速超过 20 m s^{-1} 。在 NCEP/NCAR 再分析资料中, 三个区域的强西风中心位于对流层中上层 200 hPa 的 40°N 附近, 三个区域的急流中心风速均超过 20

m s^{-1} 。对比分析可知, 在伊朗高原和青藏高原地区, 中低纬度地区为显著的纬向风负偏差, 而高纬度则为正偏差, 且偏差值随高度增加而增加; 在西北太平洋上空则为低纬度为显著的正偏差, 中纬度为显著的负偏差, 高纬度纬向风差异不是十分显著。无论是西北太平洋还是东亚大陆上, 均表现为中纬度地区的西风偏弱的特点, 尤其是在对流层中上层更为突出。综上所述, FGOALS 模式模拟能够抓住东亚副热带西风急流的垂直结构特征, 但对急流位置和强度的模拟存在偏差, 模拟的西风急流位置偏北 5° 左右, 在中纬度地区 300~100 hPa 之间强度偏弱 $4 \sim 12 \text{ m s}^{-1}$ 。

3.3 急流中心位置特征

东亚高空西风急流位置北跳和南撤与东亚夏季季风爆发和结束、中国东部雨带的季节演变有着密切联系, 在梅雨期间急流的东西位置和形态变化影响着长江中下游强降水的落区。为了更清晰分析 FGOALS 模式对梅雨期东亚副热带西风急流中心东西位置变化的模拟能力, 本文选取在 ($20^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$) 区域确定西风急流中心位置和最强西风急流中心。图 4 给出了梅雨期 200 hPa 东亚副热带西风急流中心频率和最强中心频率分布图。FGOALS 模式模拟的东亚副热带西风急流中心主要集中在 $80^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{E}$, 最强西风急流中心也仅出现在该区, 而西北太平洋上急流中心比较分散, 最强急流中心出现的频次也比较少, 其中东亚大陆上急流中心频次和最强频次分别与海洋上的比值分别为 57/39 和 41/5。在观测资料中, 东亚副热带西风急流中心主要分布在两个较宽区域中, 一个是在东亚大陆上空 ($84^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 和西北太平洋上空 ($135^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$), 东亚大陆上急流中心频数与海洋上的分别是 63 和 53, 且最强中心频数为 33 和 13。这表明梅雨期东亚副热带西风急流具有明显的海陆分布型, 西风急流中心出现在东亚大陆上频率多, 海洋上次之。与 NCEP/NCAR 对比, FGOALS 模式能较好的再现梅雨期东亚副热带西风急流中心海陆分布特征, 但东亚大陆上空的急流中心比较集中, 且最强急流中心明显比西太平洋上空的偏多。

4 FGOALS 模式对 ENSO 背景下西风急流年际异常的模拟能力

ENSO 事件通常对应着东亚副热带西风急流强

度、位置和形态的显著异常, El Niño (La Niña) 成熟时西北太平洋上西风急流明显向东伸展(向西收缩)(Xie et al., 2015)。FGOALS 模式能较好地再现东亚副热带高空西风急流的气候态特征, 是否也能

捕捉到 ENSO 发展演变过程中的西风急流强度、位置和形态的异常?

NCEP/NCAR 再分析资料显示, 在 El Niño 年际变化过程中, 东亚副热带西风急流呈现出纬向伸

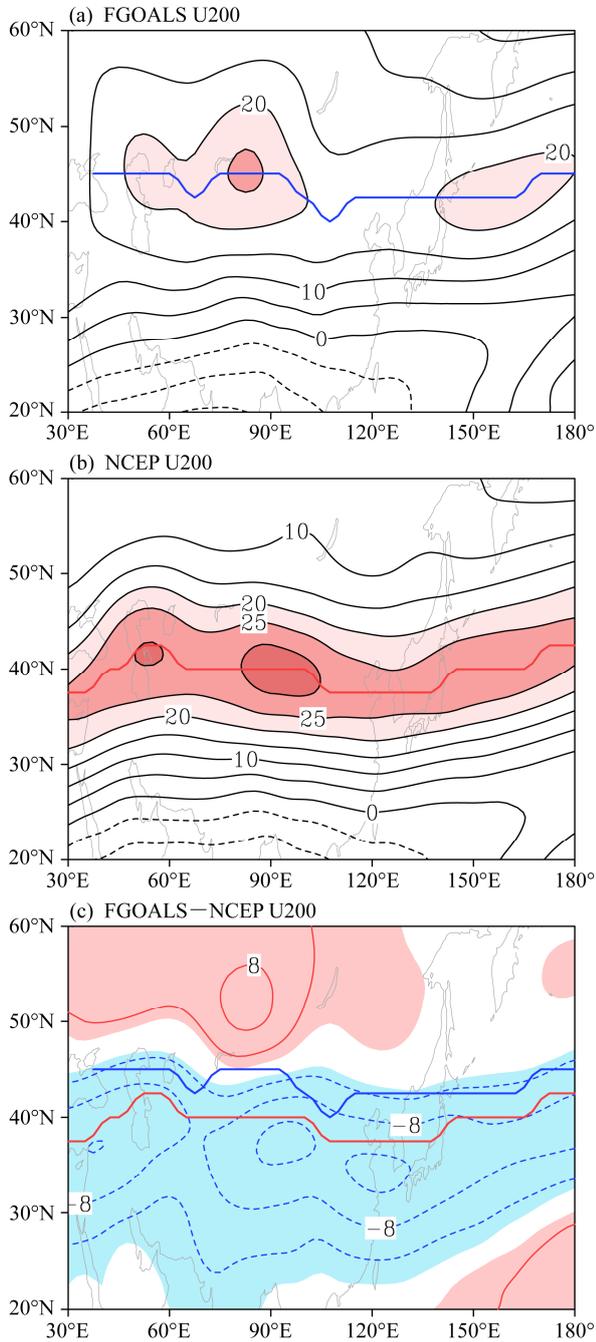


图1 梅雨期 (a) FGOALS 模式和 (b) NCEP/NCAR 资料 200 hPa 纬向风 (单位: $m s^{-1}$) 的多年平均及其 (c) 两者之差。(a、b) 中阴影为 $u \geq 20 m s^{-1}$; (c) 中阴影为通过 95% 信度的显著性检验; 红(蓝)色粗线为强西风带中心

Fig. 1 Climatology of zonal wind ($m s^{-1}$) from (a) FGOALS model and (b) NCEP/NCAR data (shaded: $u \geq 20 m s^{-1}$), and (c) their difference during the Meiyu period, shadings represent the 95% confidence level in (c). The thick red and blue lines depict jet axes

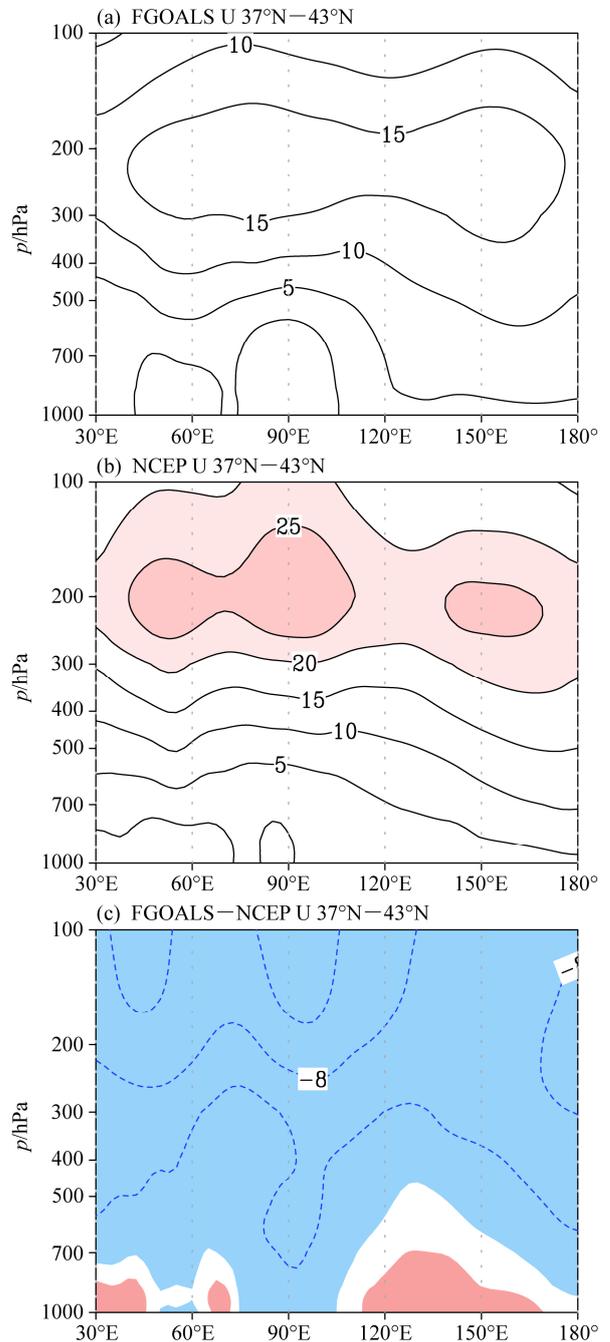


图2 梅雨期 (a) FGOALS 模式和 (b) NCEP/NCAR 资料纬向风 (单位: $m s^{-1}$) 及其 (c) 两者之差的高度—经度剖面。(a、b) 中阴影为 $u \geq 20 m s^{-1}$, (c) 中阴影为通过 95% 信度的显著性检验

Fig. 2 Longitude–height cross sections of zonal wind ($m s^{-1}$) from (a) FGOALS model and (b) NCEP/NCAR data (shaded: $u \geq 20 m s^{-1}$) averaged over 37°–43°N and (c) their difference during the Meiyu period. The areas at 95% confidence level in (c) are shaded

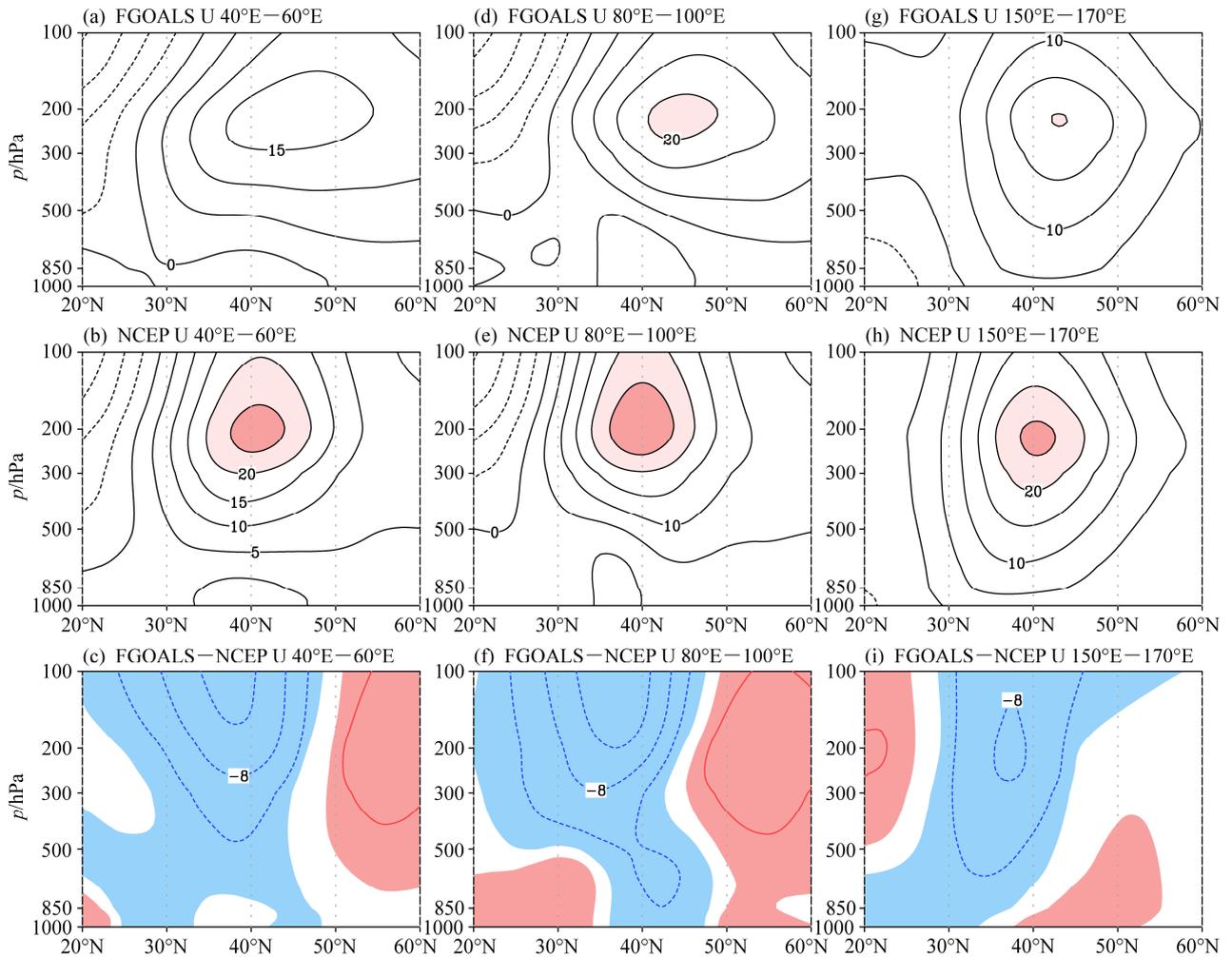


图3 梅雨期 FGOALS 模式(上)和 NCEP/NCAR 资料(中)纬向风(单位: m s^{-1})及其两者之差(下)区域平均的高度-纬度剖面。上、中图中阴影为 $u \geq 20 \text{ m s}^{-1}$, 下图中阴影为通过 95% 信度的显著性检验

Fig. 3 Latitude-height cross sections of zonal wind (m s^{-1}) from FGOALS model (upper) and NCEP/NCAR data (middle) (shaded: $u \geq 20 \text{ m s}^{-1}$) and their difference (bottom) during the Meiyu period. The areas at 95% confidence level in (c), (f), and (i) is shaded

展和收缩的形态变化(图5)。El Niño 发展年西太平洋上西风急流主体位于日期变更线以西,强度偏弱,呈纬向分布,欧亚大陆上空两个强急流中心分别位于青藏高原北部和伊朗高原北部。东亚大陆上急流入口区北侧和西太平洋上急流出口区南侧有强波活动通量。到了 El Niño 成熟年,东亚大陆急流入口区波活动通量减弱,东亚大陆上急流强度也减弱,西太平洋上急流入口区南侧出现了较强的波活动通量,急流出口区南侧的强波活动通量位置偏北,相应地西太平洋上急流向东伸展并越过日期变更线,急流强度增强,变成东北-西南分布。El Niño 衰减年,陆地上急流入口区的波活动通量增强,东亚大陆上的西风急流强度增强,而海洋上急

流入口区波活动通量减弱,出口区波活动通量西移,西太平洋上急流也向西收缩减弱。然而,在 El Niño 年际演变过程中,FGOALS 模式模拟出的三个急流中心位置和形态无明显变化,在夏威夷群岛附近出现了一个强西风分支,急流强度和位置变化与强波活动通量的对应关系也没有模拟出来。NCEP/NCAR 再分析资料显示,在 La Niña 年际变化过程中,东亚副热带西风急流同样呈现青藏高原北部、伊朗高原北部和西太平洋三中心结构,但西太平洋上西风急流主体在 La Niña 发展年位置偏东,强度偏弱,在 La Niña 成熟年向西收缩到日期变更线以西,但强度增强,La Niña 衰减年则恢复到正常状态,伴随着急流强度和形态变化则是强波活动通量

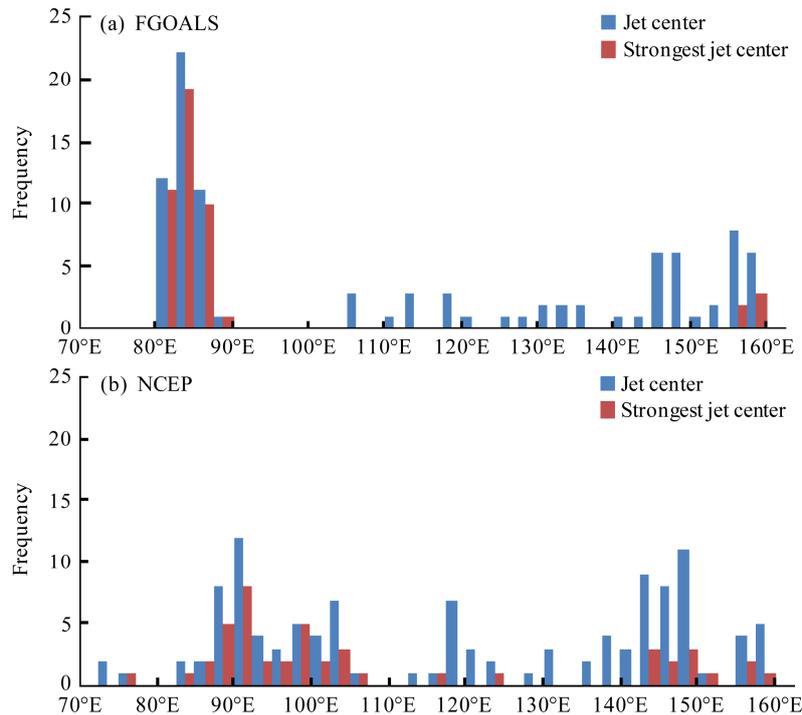


图4 梅雨期东亚副热带西风急流中心和最强中心位置频率分布图: (a) FGOALS 模式; (b) NCEP/NCAR 资料

Fig. 4 Frequency distributions of the center and the strongest center of East Asian subtropical westerly jet during the Meiyu period: (a) FGOALS model; (b) NCEP/NCAR data

位置改变(图略)。然而,在 La Niña 年际演变过程中, FGOALS 模式模拟出的三个急流中心位置和形态也无明显变化,在夏威夷群岛附近同样出现了一个强西风分支,急流强度和位置变化与强波活动通量的对应关系也没有模拟出来。综合来看,在 El Niño 年际演变过程中, FGOALS 模式能较好地再现东亚副热带西风急流三中心分布型,但未能抓住西北太平洋上急流强度、位置和形态的演变过程,且在热带西太平洋东部出现了一个虚假强西风急流分支。

5 东亚副热带高空西风急流模拟产生偏差对降水空间分布和强度的影响

东亚副热带西风急流的位置和强度变化与中国东部降水落区和强度有着密切关系,这是因为东亚副热带西风急流的南侧为反气旋性环流北侧为气旋性环流,反气旋产生辐散,气旋产生辐合,为了保持质量连续,高层辐散低层辐合,必然导致上升运动,因而在西风急流的南侧常伴随着上升运动,为降水提供了有利的动力条件。 FGOALS 模式

模拟的梅雨期东亚高空西风急流位置较 NCEP/NCAR 的偏北偏西,强度偏弱,图 6 给出了 FGOALS 模式模拟和观测的梅雨期中国降水 1979~2005 年平均值及两者之差的空间分布。 FGOALS 模式输出的降水量 $\geq 3 \text{ mm d}^{-1}$ 的空间分布形态以及降水中心位置和强度,与 GPCP 观测值基本一致,但在中国东部却有较大差异。 FGOALS 模式降水量 $\geq 5 \text{ mm d}^{-1}$ 的区域集中在长江中上游、华中和华南中西部地区,而长江下游和江淮地区降水偏少。 GPCP 降水量 $\geq 5 \text{ mm d}^{-1}$ 的区域则自南部向东北穿过黄河下游和朝鲜半岛一直延伸到日本南部, 7 mm d^{-1} 以上区域也伸展到长江以南地区。两者对比分析, FGOALS 模式模拟的梅雨期降水除了西南地区到河套邻近地区和西藏部分地区外,中国大部分的降水是偏弱的,在长江中下游地区和华南地区更为突出。由此可见,当梅雨期 FGOALS 模式模拟的东亚副热带高空西风急流位置偏西偏北,强度偏弱时,将导致长江中下游和江淮地区降水量出现负偏差,易产生虚假的干旱事件,表明模式对梅雨期东亚副热带高空西风急流位置和强度的模拟偏差,也将影响到对长江中下游和江淮地区降水量的模拟精度,甚至模拟

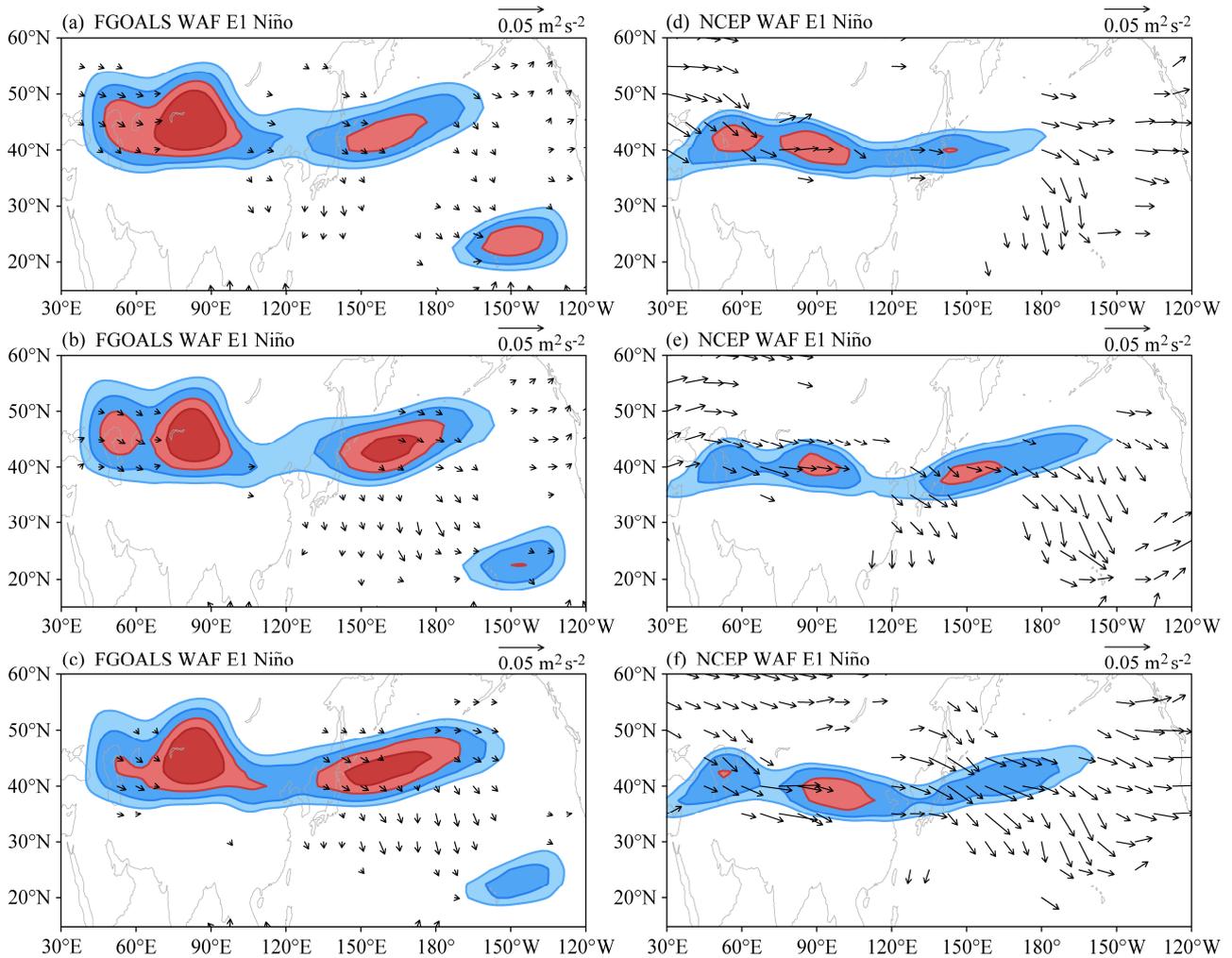


图5 FGOALS 模式(左)和 NCEP/NCAR 资料(右) 200 hPa 纬向风(阴影; m s^{-1})和波活动通量(矢量; $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)的空间分布。左(右)中阴影为 $u \geq 16$ ($u \geq 25$); 上、中和下图分别对应着 El Niño 发展年、成熟年和衰弱年的梅雨季节

Fig. 5 Spatial distributions of zonal wind at 200 hPa (shading; m s^{-1}) and wave activity fluxes (vectors; $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) from FGOALS model (left) and NCEP/NCAR data (right) during the Meiyu period of El Niño developing (upper), maturing (middle), decaying (bottom). Shaded areas on the left (right) indicate $u \geq 16$ ($u \geq 25$)

出虚假的干旱事件。

6 FGOALS 模式模拟东亚副热带高空西风急流产生偏差的可能原因

6.1 热成风原理

图 7 给出了 FGOALS 模式和 NCEP/NCAR 的 500~200 hPa 平均温度和温度经向梯度及两平均温度之差。从图 7a 可见, FGOALS 模式模拟的对流层中上层暖中心位于青藏高原和印度半岛上空, 中心值达到 248 K。在青藏高原北侧为正的经向温度梯度, 强温度经向梯度中心位于我国新疆地区约 40°N 附近。在观测资料中, 一个强暖中心位于印度—青藏高原上空 (20°N~30°N, 60°E~110°E), 值

超过 252 K 以上。暖中心北侧存在一个强的正温度经向梯度, 中心出现在我国新疆中南部地区, 值达到 $4 \text{ K} (5 \text{ latitudes})^{-1}$ 以上。与 NCEP/NCAR 相比, 不难发现 FGOALS 模式模拟的对流层中上层温度在 35°N~55°N 的大陆为显著偏暖, 其余大部分地区为显著偏冷, 在 30°N 以南变冷程度偏强。这种中纬度北暖南冷的异常空间分布, 必然会导致温度经向梯度减弱。根据热成风关系可知, 对流层中上层弱的温度经向梯度对应着弱的西风。陈昊明等 (2009) 研究模式 FGOALS 对东亚夏季风的模拟能力时, 认为模拟的温度场在对流层中上层一致偏冷, 导致中纬度环流系统偏弱, 尤其是温度经向梯度模拟的不足, 直接影响到东亚副热带西风急流的

模拟。FGOALS_s 几乎模拟不出强的温度经向梯度, 这与耦合模式中热带海温偏低有关(周天军等, 2005a, 2005b)。根据第 5 部分分析结果表明, 中南半岛大部分和印度区域降水模拟明显偏弱, 印度

东部地区尤其显著。模拟的降水偏少和潜热加热减弱可能是导致对流层中上层低纬度模拟温度偏低的一个原因(见图 6c)。

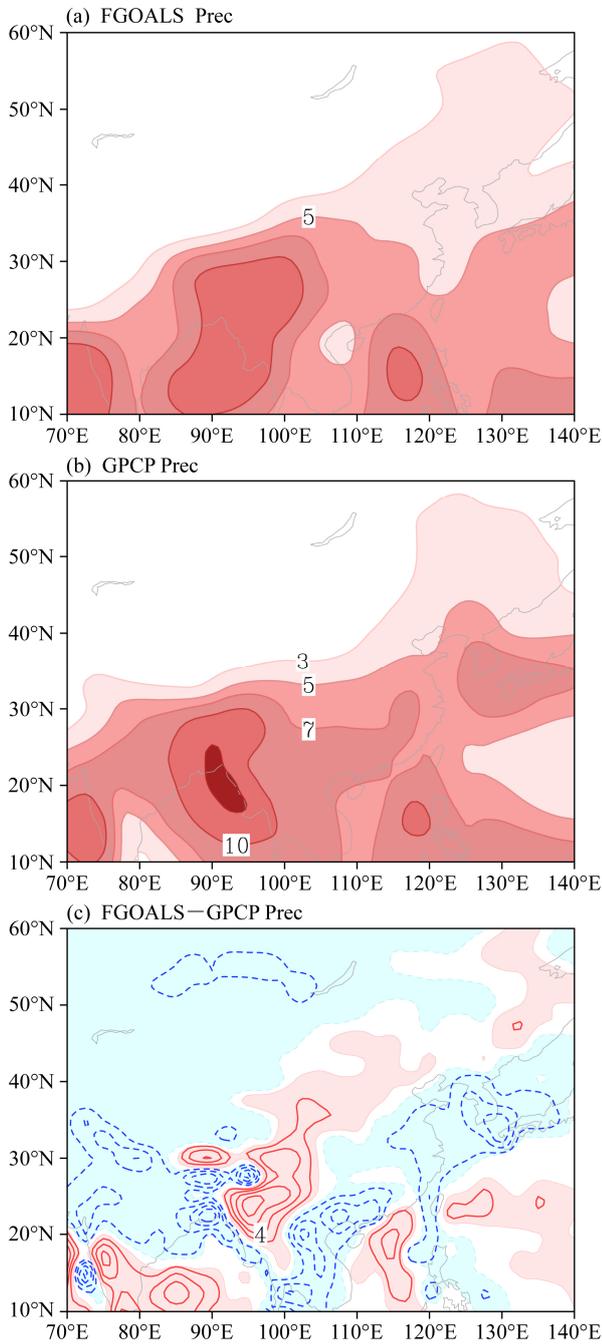


图 6 1979~2005 年 (a) FGOALS 模式和 (b) GPCP 资料梅雨期降水量(阴影: $R \geq 3 \text{ mm d}^{-1}$)平均值及其 (c) 两者之差的空间分布。(c) 中阴影部分为通过 95% 显著性检验

Fig. 6 Spatial distributions of precipitation from (a) the FGOALS model and (b) GPCP data (shaded: $R \geq 3 \text{ mm d}^{-1}$) during the Meiyu period in 1979~2005 and their difference. The shadings in (c) denote the 95% confidence level

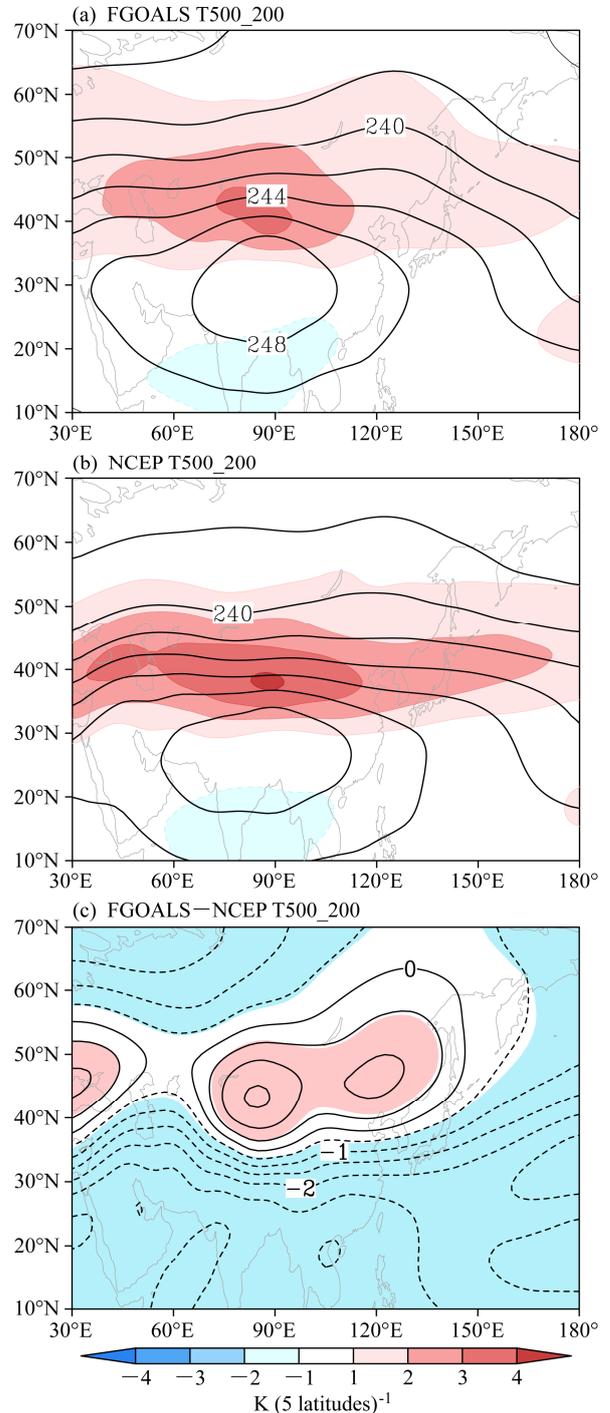


图 7 同图 1, 但为 500~200 hPa 温度(等值线, 单位: K)。 (a、b) 中阴影部分为温度经向梯度(单位: $\text{K (5 latitudes)}^{-1}$); (c) 中阴影部分为通过 95% 信度的显著性检验

Fig. 7 Same as Fig.1, but for the atmospheric temperature (isolines, units: K) from 500 hPa to 200 hPa. The shadings denote the meridional temperature gradient [units: $\text{K (5 latitudes)}^{-1}$] in (a, b) and the 95% confidence level in (c), respectively

FGOALS 模式模拟的对流层中上层温度在中纬度地区为南冷北暖的空间分布型，导致了模式模拟的东亚中纬度的西风带偏弱，结果也是东亚副热带西风急流偏弱。图 8 给出了沿 40°N~60°N, 80°N~100°N 和 150°N~170°N 区域平均的温度和温度经向梯度的高度-纬度剖面图。FGOALS 模式模拟的 40°N~60°N 的温度近地面层最暖在 20°N~35°N 之间，温度随高度的增加而降低；温度经向梯度在 200 hPa 以下以 27°N 为界南负北正，正的温度经向梯度随高度增加向南倾斜且强度减弱。FGOALS 模式模拟的 80°N~100°N 的温度在近地面有两个暖中心分别为 20°N~30°N 和 40°N~55°N，北部正的温度经向梯度随高度增加向南倾斜更明显，但强度是随高度增加而增加的。FGOALS

模式模拟的 150°N~170°N 的温度近地面最暖在 40°N 以南地区，在 30°N~50°N 之间正的温度经向梯度随高度增加而向北倾斜，在 200 hPa 下有两个温度经向梯度中心分别位于近地面和对流层中上层。在 NCEP/NCAR 中，不论是大陆还是海洋上，均表现为南北的温度经向梯度反相，北部的正的温度经向梯度有两个中心，分别位于近地面和对流层中上层。在 40°N~60°N 和 150°N~170°N 两个区域中正的温度经向梯度随高度增加而向北倾斜，而 80°N~100°N 区域中正的温度梯度则相反。对比分析，FGOALS 模式模拟的平均温度在对流层中上层 40°N 以南地区偏冷，在 300~200 hPa 更为突出，而在 500 hPa 以下 40°N 以北均为显著的偏暖，特别是在东亚大陆更为明显。根据热层风原理，对流层

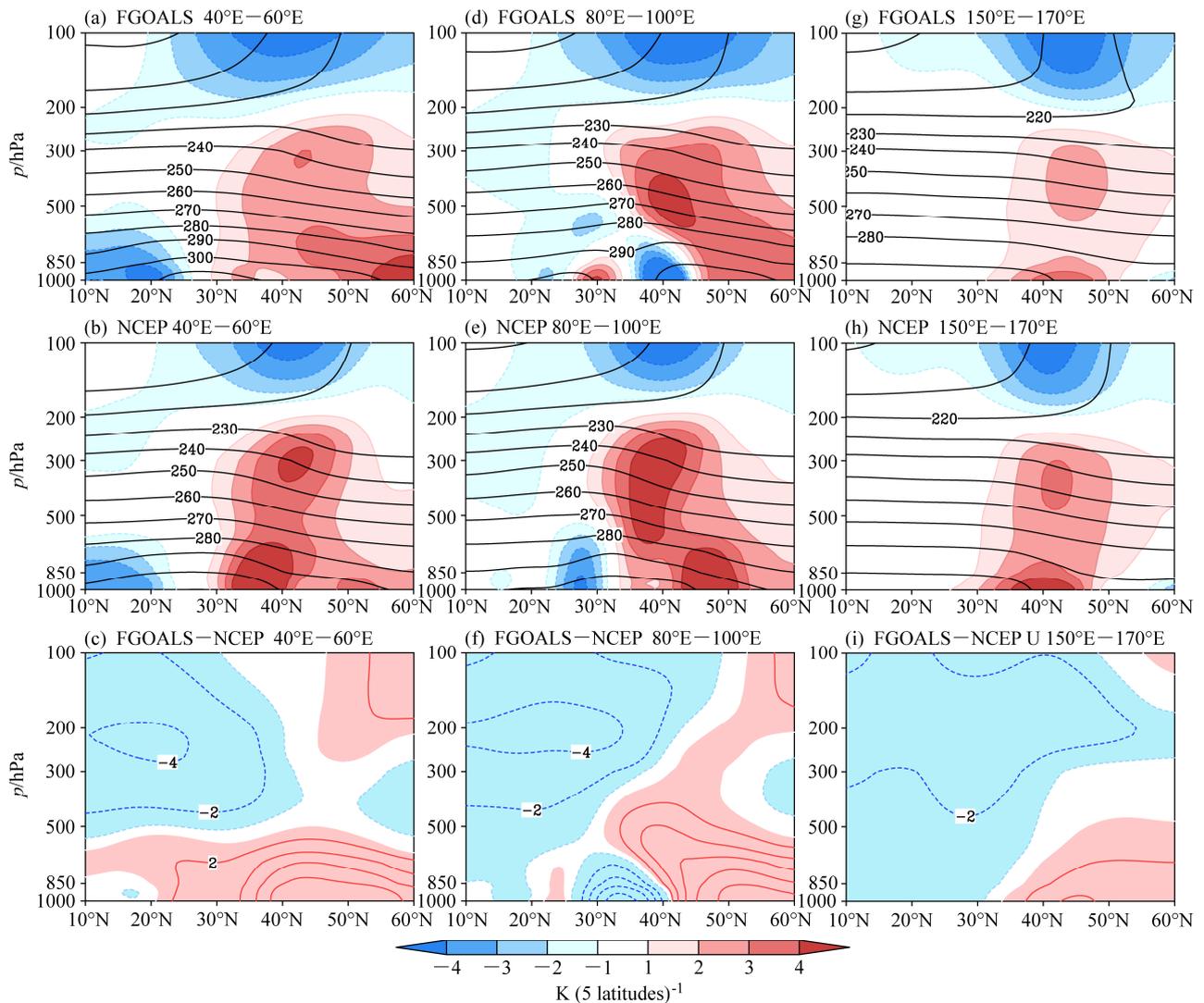


图 8 同图 3，但为区域温度（等值线，单位：K）。上、中图中阴影为温度经向梯度（单位： $K (5 \text{ latitudes})^{-1}$ ）；下图中阴影为通过 95%信度的显著性检验
Fig. 8 Same as Fig.3, but for the averaged atmospheric temperature (isolines, units: K). The shadings denote the meridional temperature gradient (units: $K (5 \text{ latitudes})^{-1}$) in the upper and middle panels and the 95% confidence level in the bottom panels

中上层的温度经向梯度与东亚副热带西风急流存在密切联系, 西风急流中心总是紧跟着最强温度经向梯度中心(况雪源和张耀存, 2006)。FGOALS 模式模拟的对流层中上层的温度经向梯度比观测资料明显偏弱, 且它的位置也明显偏北和偏西, 这就导致了东亚副热带西风急流位置偏北和偏西, 强度偏弱。

6.2 南亚高压

南亚高压是一个暖性高压系统, 它的位置和强度变化与青藏高原和东亚夏季季风区的非绝热加热有着密切联系, 青藏高原—东亚夏季降水释放的凝结潜热有利于高层南亚高压整体加强、扩张(Wu and Liu, 2003; Wu et al., 2007; Ren et al, 2015; Zhang et al., 2016)。在暖季南亚高压的变化十分依赖于大气加热的变化, 尤其是夏季青藏高原的热源效应(Duan et al., 2008)。图 9 给出了 FGOALS 模式模拟和 NCEP/NCAR 200 hPa 位势高度及两者之差的空间分布。FGOALS 模式模拟的南亚高压中心位于 28°N 附近, 高压脊线在长江流域和黄河流域之间, 中心高度达到 1244 dagpm (见图 9a)。观测的南亚高压中心位于 27°N 附近, 高压脊线在长江中下游南侧, 中心值超过 1252 dagpm。与观测资料对比分析可见, FGOALS 模式模拟的高度场在 35°N 以南地区为显著的负值, 而以北地区为显著的正值, 尤其是以 48°N 附近最为突出。这表明模式模拟的南亚高压位置偏北和强度偏弱。根据静力平衡和理想状态方程关系知, 当对流层中上层被加热(冷却)时, 对应着南亚高压增强(减弱)。FGOALS 模式模拟结果是对流层中上层, 尤其是在 500 hPa 以上 40°N 以北地区为显著冷却区(见图 8e, f 和 i)。根据准地转关系可知, 南亚高压北侧的气压经向梯度为正, 当其增强时, 有利于北侧的地转西风增强; 当其减弱时, 将抑制北侧的地转西风增强。这表明了 FGOALS 模式模拟的南亚高压偏弱将会导致了东亚副热带西风急流偏弱。

为了能更进一步理解 FGOALS 模式模拟急流产生偏差的可能原因, 本文利用 Yanai et al. (1973) 给出的热力学方程倒算出非绝热加热 Q_1 。图 10 给出了 700~200 hPa 的非绝热加热的空间分布。从图 10a 中可见, 东亚大陆上空有一个强非绝热加热中心, 中心位于青藏高原上空, 其值超过 12 K d^{-1} 。在 NCEP/NCAR 再分析资料中, 三个强非绝热加热中心分别位于青藏高原、印度半岛和中南半岛上

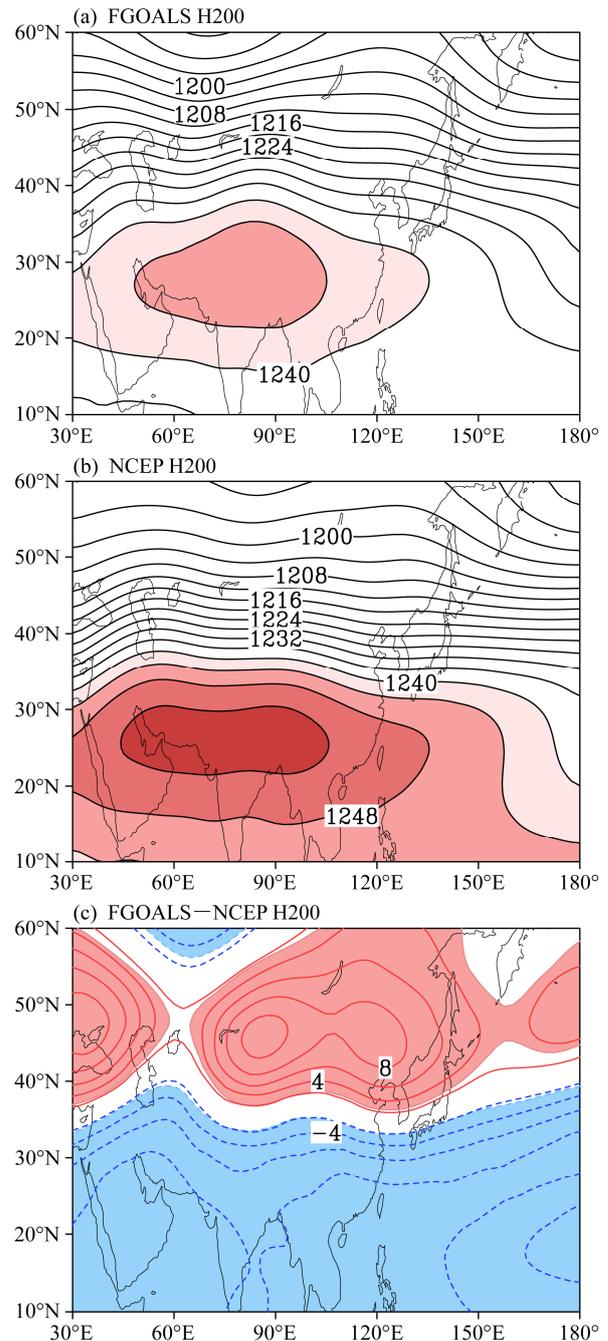


图 9 同图 7, 但为 200 hPa 位势高度场(单位: dagpm)。(a、b) 中阴影为 $H \geq 1240$ dagpm; (c) 中阴影为通过 95% 信度的显著性检验

Fig. 9 Same as Fig.7, but for 200 hPa geopotential height (units: dagpm). The shadings denote $H \geq 1240$ dagpm in (a, b) and significant differences at the 95% confidence level in (c), respectively

空, 其中前者最强, 中心值在 15 以上。与 NCEP/NCAR 再分析资料相比, FGOALS 模式模拟的非绝热加热在 110°E 以东地区为正值, 而以 110°以西地区主要为负值, 其中最强中心在青藏高原西部和南部地区。这表明 FGOALS 模式模拟青藏高原附近的

非绝热加热明显偏弱。青藏高原梅雨期的加热效应对南亚高压的强弱和中心位置及其对流层中上层的温度空间分布起着重要作用。由此可见,FGOALS 模式模拟的青藏高原梅雨期加热效应偏弱也可能是导致高空副热带西风急流产生偏差的一个原因。

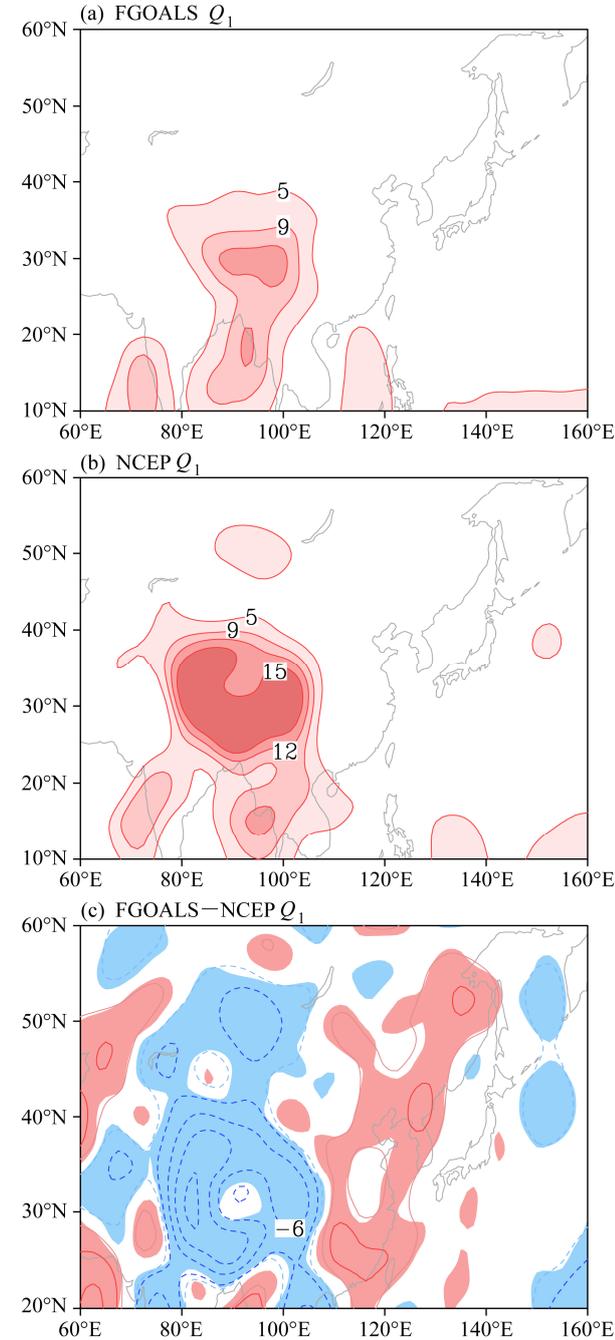


图 10 同图 7, 但为 700~100hPa 非绝热加热 Q_1 (单位: $K d^{-1}$)。 (a、b) 中阴影为 $Q_1 \geq 3$; (c) 中阴影为通过 0.05 显著性检验
Fig. 10 Same as Fig.7, but for 700-100hPa diabatic heating (units: $K d^{-1}$). The shadings denote $Q_1 \geq 3$ in (a, b) and the significant differences at the 95% confidence level in (c), respectively

6.3 波活动通量

图 11 给出了 200 hPa FGOALS 和 NCEP/NCAR 及两者之差的波活动通量的空间分布。从图 11a 可见,西北太平洋上空是波活动通量

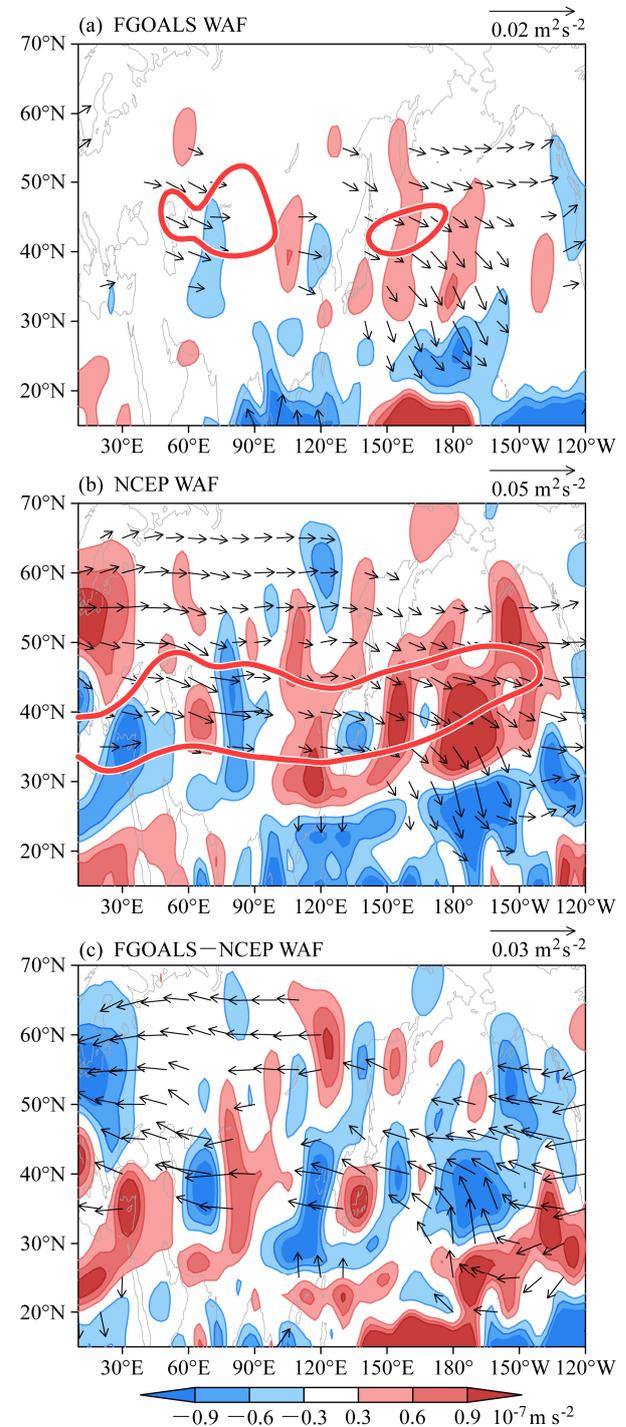


图 11 同图 7, 但为 200 hPa 波活动通量 (矢量; 单位: $m^2 s^{-2}$) 及其散度 (阴影; 单位: $10^{-7} m s^{-2}$)。 (a、b) 中红色粗实线包围的区域表示 $u \geq 20 m s^{-1}$
Fig. 11 Same as Fig. 7, but for 200 hPa wave activity fluxes (vectors; units: $m^2 s^{-2}$) and their divergence (shaded; units: $10^{-7} m s^{-2}$). The areas surrounded by red thick solid lines denote $u \geq 20 m s^{-1}$ in (a, b)

辐散强中心, 伊朗高原北部附近是波活动通量辐合强中心, 这与高空西风急流具有较好的一致性, 而青藏高原北部的西风急流区波活动通量比较微弱, 这反映了青藏高原上空的西风急流与伊朗高原和西北太平洋上的形成机理可能存在差异, 即伊朗高原和西北太平洋上的急流主要受到大气内部动力作用影响, 而青藏高原上受大气内部动力作用不是十分明显。在 NCEP/NCAR 中, 中纬度波活动通量辐散辐合强中心位于欧亚大陆上空 40°N 附近, 其中 90°E 以西地区主要以辐合为主, 而 90°E 以东地区主要以辐散为主, 西北太平洋在急流区域及其附近地区的波活动通量最强。由此可见, 西亚地区和西北太平洋上的高空西风急流受大气内部动力作用最强, 东亚地区次之。Du et al. (2016) 最新的研究工作表明, 夏季西亚上空的西风急流受到起源于北大西洋上的 Rossby 波波列的作用, 东亚大陆上空的西风急流跟热带和中纬度海表温度异常有着密切联系。

7 结论

(1) FGOALS 模式能较好地再现梅雨期东亚副热带西风急流气候态的三维结构特征, 模式模拟的纬向风空间分布型与 NCEP/NCAR 再分析资料的结果具有较好一致性, 很好地模拟出了急流以 120°E 为界的海陆两类分布型, 模拟出的梅雨期陆地上西风急流中心强度也明显强于海洋, 其主要集中在 $80^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 。FGOALS 模式也能较好地抓住 ENSO 背景下梅雨期东亚副热带高空西风急流三中心结构, 但急流强度和形态随 ENSO 发展变化的特征没有捕捉到, FGOALS 模式对 ENSO 背景下大气环流异常的模拟有待改善。

(2) 但与 NCEP/NCAR 再分析资料相比, FGOALS 模式模拟的急流中心强度偏弱、位置偏北偏西。FGOALS 模式模拟的东亚副热带西风急流位置偏西和其强度偏弱, 导致梅雨期长江中下游地区的降水量偏少, 尤其是在长江下游地区。

(3) FGOALS 模式模拟东亚副热带西风急流偏差产生的可能原因是: 模式模拟的青藏高原加热效应偏弱、低纬度对流活动偏弱, 导致对流层中上层上升运动偏弱和潜热加热减弱, 使得中低纬度对流层中上层温度出现冷偏差、南亚高压偏弱, 温度经向梯度和南亚高压北侧气压梯度力偏弱及大气内部动力作用差异, 从而造成急流中心强度和位置出

现偏差。

由于梅雨期西风急流空间分布型与长江中下游强降水落区有着密切联系, FGOALS 模式模拟的西风急流中心强度偏弱和位置偏北偏西, 伴随着模式输出的长江中下游地区降水量偏少, 长江下游地区尤为突出, 需要引起注意。

致谢 感谢夏威夷大学 Tim Li 教授和中国科学院大气物理研究所魏科研究员等专家以及两位匿名审稿专家为本文提供了很多有益的建议, 感谢中国科学院大气物理研究所王磊同学的资料整理工作。

参考文献 (References)

- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) [J]. *J. Hydrometeorol.*, 4 (6): 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- 包庆, 刘屹岷, 周天军, 等. 2006. LASG/IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1077–1090. Bao Q, Liu Y M, Zhou T J, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG/IAP to the land process [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 30 (6): 1077–1090, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.03.
- Bao Q, Wu G X, Liu Y M, et al. 2010. An introduction to the coupled model FGOALS1.1-s and its performance in East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 1131–1142, doi:10.1007/s00376-010-9177-1.
- 陈昊明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季季风 [J]. *大气科学*, 33 (1): 155–167. Chen Haoming, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS_s [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (1): 155–167, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.01.14.
- Collins M, Knutti R, Arblaster J, et al. 2013. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility [M]//Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al, Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1029–1136.
- Ding Y H. 1992. Summer monsoon rainfalls in China [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 (1B): 373–396.
- Du Y, Zhang Y C, Xie Z Q. 2009. Impacts of the zonal position of the East Asian westerly jet core on precipitation distribution during Meiyu of China [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 23 (4): 506–516.
- Du Y, Li T, Xie Z Q, et al. 2016. Interannual variability of the Asian subtropical westerly jet in boreal summer and associated with circulation and SST anomalies [J]. *Climate Dyn.*, 46 (7–8): 2673–2688, doi:10.1007/s00382-015-2723-x.
- Duan A M, Wu G X, Liang X Y. 2008. Influence of the Tibetan Plateau on the summer climate patterns over Asia in the IAP/LASG SAMIL model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 518–528, doi:10.1007/s00376-008-0518-2.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471,

- doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kiehl J T, Gent P R. 2004. The community climate system model, version 2 [J]. *J. Climate*, 17 (19): 3666–3682, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3666:TCCSMV>2.0.CO;2.
- 况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨 [J]. *气象学报*, 64 (5): 564–575. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun. 2006. The seasonal variation of the East Asian subtropical westerly jet and its thermal mechanism [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 64 (5): 564–575, doi:10.11676/qxxb2006.055.
- Lau K M, Yang G J, Shen S H. 1988. Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116 (1): 18–37, doi:10.1175/1520-0493(1988)116<0018:SAICOS>2.0.CO;2.
- 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究 [J]. *大气科学*, 28 (5): 641–658. Li Chongyin, Wang Zuotai, Lin Shizhe, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 28 (5): 641–658, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.05.01.
- Li J, Yu R C, Zhou T J, et al. 2005. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? [J]. *J. Climate*, 18 (22): 4660–4668, doi:10.1175/JCLI3568.1.
- Liang X Z, Wang W C. 1998. Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124 (552): 2597–2623, doi:10.1002/qj.49712455204.
- Liang X Z, Wang W C, Samel A N. 2001. Biases in AMIP model simulations of the East China monsoon system [J]. *Climate Dyn.*, 17 (4): 291–304, doi:10.1007/s003820000136.
- 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候异常的影响 [J]. *地球物理学报*, 47 (1): 10–18. Liao Qinghai, Gao Shouting, Wang Huijun, et al. 2004. Anomalies of the extratropical westerly jet in the North Hemisphere and their impacts on East Asian summer monsoon climate anomalies [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 47 (1): 10–18, doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2004.01.003.
- Lin Z D, Lu R Y. 2005. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 22 (2): 199–211, doi:10.1007/BF02918509.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (5): 675–690, doi:10.1007/BF02916365.
- Lu R Y. 2004. Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (1): 155–165.
- 任雪娟, 杨修群, 周天军, 等. 2010. 冬季东亚副热带急流与温带急流的比较分析: 大尺度特征和瞬变扰动活动 [J]. *气象学报*, 68 (1): 1–11. Ren Xuejuan, Yang Xiuqun, Zhou Tianjun, et al. 2010. Diagnostic comparison of the East Asian subtropical jet and polar-front jet: Large-scale characteristics and transient eddy activities [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 68 (1): 1–11, doi:10.11676/qxxb2010.001.
- Ren X J, Yang D J, Yang X Q. 2015. Characteristics and mechanisms of the subseasonal eastward extension of the South Asian high [J]. *J. Climate*, 28 (17): 6799–6822, doi:10.1175/JCLI-D-14-00682.1.
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 58: 608–627.
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系 [J]. *气象学报*, 29 (2): 119–134. Tao Shiyuan, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. 1958. The relationship between May-yü in Far East and the behaviour of circulation over Asia [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 29 (2): 119–134, doi:10.11676/qxxb1958.014.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2009. A summary of the CMIP5 experiment design [EB/OL]. http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/experiment_design.html, 2009-12-06.
- 王在志, 吴国雄, 刘平, 等. 2005. 全球海—陆—气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 I——水平分辨率的影响 [J]. *热带气象学报*, 21 (3): 225–237. Wang Z Z, Wu G X, Liu P, et al. 2005. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation I——Influence of horizontal resolution [J]. *J. Tropical Meteor.* (in Chinese), 21 (3): 225–237, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2005.03.001.
- Wu G X, Liu Y M. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5), doi:10.1029/2002GL016209.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13 (1): 1–18, doi:10.1007/BF02657024.
- Wu G X, Liu Y M, Zhang Q, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. *J. Hydrometeorol.*, 8 (4): 770–789, doi:10.1175/JHM609.1.
- Xie Z Q, Du Y, Yang S. 2015. Zonal extension and retraction of the subtropical westerly jet stream and evolution of precipitation over East Asia and the western Pacific [J]. *J. Climate*, 28 (17): 6783–6798, doi:10.1175/JCLI-D-14-00649.1.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30 (4): 611–627, doi:10.1175/1520-0469(1973)030<0611:DOBPOT>2.0.CO;2.
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies [J]. *J. Climate*, 15 (3): 306–325, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0306:VOTEAJ>2.0.CO;2.
- 叶笃正, 朱抱真. 1955. 从大气环流变化论东亚过渡季节的来临 [J]. *气象学报*, 26 (1–2): 71–87. Yeh D Z, Zhu B Z. 1955. The onset of the transitional seasonal in the Far East from the viewpoint of the general circulation [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 26 (1–2): 71–87.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. *气象学报*, 29 (4): 249–263. Yeh D Z, Tao S Y, Li M C. 1958. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 29 (4): 249–263.
- Yin M T. 1949. Synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma [J]. *J. Meteor.*, 6 (6): 393–400, doi:10.1175/1520-0469(1949)006<0393:SASOTO>2.0.CO;2.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004a. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 17 (13):

- 2702–2713,
doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2702:CEOTDC>2.0.CO;2.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004b. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (22): L22212, doi:10.1029/2004GL021270.
- Zhang Y C, Guo L L. 2005. Relationship between the simulated East Asian westerly jet biases and seasonal evolution of rainbelt over eastern China [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 50 (14): 1503–1508, doi:10.1360/982004-361.
- Zhang Y C, Takahashi M, Guo L L. 2008. Analysis of the East Asian subtropical westerly jet simulated by CCSR/NIES/FRCGC coupled climate system model [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86 (2): 257–278, doi:10.2151/jmsj.86.257.
- Zhang P F, Liu Y M, He B. 2016. Impact of East Asian summer monsoon heating on the interannual variation of the South Asian high [J]. *J. Climate*, 29 (1): 159–173, doi:10.1175/JCLI-D-15-0118.1.
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (11): L11708, doi:10.1029/2006GL026377.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005a. 基于LASG/IAP大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005a. The climate system model FGOALS-s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 702–715, doi:10.11676/qxxb2005.068.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005b. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s [M]. 北京: 气象出版社, 288pp. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005b. *Atmospheric Circulation Global Model (SAMIL) and the Coupled Model (FGOALS-s) (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 288pp.
- 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 (D8): D08104, doi:10.1029/2004JD005413.