

全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验

张莉^{1, 2, 3} 丁一汇² 孙颖²

1 中国气象科学研究院, 北京 100081

2 国家气候中心, 北京 100081

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要 以 CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) 月平均降水资料和欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的 40 年再分析资料集 ERA40 为观测基础, 分析了当前政府间气候变化专门委员会第四次评估报告 (IPCC AR4) 的 17 个全球海气耦合模式对东亚季风区夏季降水和环流的模拟能力。结果表明: (1) 模式基本上都能够模拟出降水由东亚东南部海洋至东亚西北部中国内陆减少的空间分布特征, 部分模式能够模拟出降水的部分主要模态; (2) 大部分模式基本上能够模拟出中国东部陆地降水的季节进退。但同时也存在相当的差异, 这包括: (1) 多数模式普遍存在模拟降水量偏少、降水变幅偏小的缺陷; (2) 雨带的季节推进过程与观测存在一定偏差, 尤其海洋上的季节进退过程模拟较差, 有的模式甚至不能模拟出东亚季风区东部海洋上大致季节进程。因此, 模式对东亚季风区降水的模拟能力还是比较有限的, 需要进一步改进。多模式集合的夏季环流场以偏弱为主, 不利于降水的形成, 这在中国东部大陆部分比较明显。另外, 空气湿度模拟值偏低、从而造成水汽输送偏弱也是导致东亚季风区夏季降水模拟偏小的原因之一。

关键词 全球海气耦合模式 季风降水 模拟 检验

文章编号 1006-9895 (2008) 02-0261-16

中图分类号 P426.6

文献标识码 A

Evaluation of Precipitation Simulation in East Asian Monsoon Areas by Coupled Ocean – Atmosphere General Circulation Models

ZHANG Li^{1, 2, 3}, DING Yi-Hui², and SUN Ying²

1 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081

2 *National Climate Center, Beijing* 100081

3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049

Abstract Based on the monthly precipitation data of Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) and European Center for Medium range Weather Forecasting (ECMWF) 40-year reanalysis data (ERA40), the abilities of 17 Coupled Ocean – Atmosphere General Circulation Models (CGCMs) from Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4) to simulate precipitation and circulation in East Asian summer monsoon regions are evaluated. The results show that (1) most of the models can reproduce the basic precipitation pattern that precipitation decreases from the ocean in the southeastern part of East Asia to the inland of China in the northwestern part of East Asia; (2) most of the models also can generally capture the advance of rain belt in eastern China. However, there are still considerable differences, which are (1) the climatic mean values and variability of rainfall in most models are much less than observation; (2) there is bias in the simulation of advance

收稿日期 2006-10-12, 2007-01-18 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403604, 国家自然科学基金资助项目 40605020, “十一五” 国家科技支撑计划课题“全球环境变化应对技术研究与示范” 项目 01 课题“气候变化的检测和预测技术研究”

作者简介 张莉, 女, 1978 年出生, 助理研究员, 在读博士生, 主要从事气候变化和模式评估方面的研究。E-mail: zhangli@cma.gov.cn

and retreat of rain belt, especially over the ocean, and some models even cannot capture the basic seasonal progress over the eastern ocean. Therefore, the current CGCMs have limited capability to simulate precipitation in East Asian monsoon areas, and need to be further improved. The multi-model ensemble shows that the simulated circulation intensity in summer is weaker than observation, which may restrain the development of deep convection and be unfavorable for the occurrence of precipitation, especially in the eastern part of China. Furthermore, low moisture content and related weak moisture transport may be one reason that results in the underestimate of summer precipitation in East Asian monsoon areas in the models.

Key words coupled ocean - atmosphere general circulation model, precipitation, simulation, evaluation

1 引言

自 2001 年政府间气候变化专门委员会第三次评估报告 (IPCC TAR) 出版以来, 全球海气耦合模式发展方面的工作有了明显进展, 目前由不同国家或组织研发的 23 个海气耦合模式的模拟结果已提交给 IPCC 第四次评估报告 (AR4)^[1]。这些新的模拟结果引起科学界很大的关注。

Phillips 等^[2]对 19 个模式全球陆地降水模拟效果的检验发现, 模拟与观测的空间相关可达 0.55~0.85, 多数模式模拟的全球陆地年平均降水的空间变化幅度大于全球降水估计数据集 (GPCP) 观测值, 其中部分模式的结果介于 GPCP 和英国东安哥拉大学气候研究中心陆地降水资料 (CRU) 两种不同的观测之间, 而多模式集合的结果比 GPCP 观测的结果稍低但更接近, 北半球夏季陆地降水的模拟效果较冬季差。Sun 等^[3]利用全球逐日降水资料对全球 18 个海气耦合模式对降水模拟的评估发现, 尽管模式对陆地降水总量的模拟较好, 但是不能再现降水频率和强度的空间分布, 大部分模式高估了 1~10 mm/d 小雨出现的频率, 但其强度的空间分布与观测普遍较一致, 相反却低估了 >10 mm/d 的强降水的强度, 但其出现频率与观测较为一致; 大部分模式模拟的大部分陆地地区雨日比观测偏多, 湿润地区尤为明显。Wang 等^[4]检验 16 个海气耦合模式对热带地区水循环的模拟效果发现, 海气耦合模式可以合理地模拟出 20 世纪热带水循环的长期变化, 热带海洋降水增加, 热带大陆降水减少, 所有模式对强降水 (8~20 mm/d) 增加和中等强度降水 (2~7 mm/d) 减少的趋势模拟结果比较一致, 但低估了降水量变化趋势的大小; 各模式对观测到的弱降水 (0~1 mm/d) 增加和极端强降水 (>20 mm/d) 减少趋势的模拟并不很一致。作为气候模拟检验的重要内容, 季风降水的模拟受到研

究者的普遍关注。19 个模式平均的结果与 GPCP 观测资料相比, 季风环流较强的地区 (如 7 月份南亚和非洲撒哈拉地区以及 1 月份的亚马孙地区) 降水偏少幅度较大, 约为 -2~-4 mm/d^[2]。模式能够模拟出西非季风区纬向的降水大值区^[5], 非洲半干旱的萨赫勒地区降水季节变化的模拟较为可信, 但夏季最大降水偏低^[2]。北美季风区, 大部分模式没能模拟出降水的季节变化, 除夏季外, 其他季节降水的模拟结果普遍偏高^[2]。印度季风区, 夏季季风降水的模拟相对较好, 但降水量比观测偏低、爆发时间偏晚^[2]; Wang 等^[6]对 11 个海气耦合模式的分析发现, 模式对印度季风环流异常的模拟存在很大困难, 模式对北半球夏季降水异常的模拟能力较差主要源于在 (5°N~30°N, 80°E~150°E) 范围 (东南亚和西北太平洋) 内缺乏模拟技巧, 同时, 模式集合结果也没能再现过去 50 年 Webster-Yang 南亚季风指数减小的趋势。

东亚季风降水时空分布变化所引发的洪涝、干旱等灾害严重地影响着中国东部、韩国以及日本等地人们的生产、生活和社会经济的发展。关注气候模式对东亚季风降水的模拟, 进而预估未来降水的变化趋势对东亚季风区的防灾减灾有着重要意义。IPCC 第三次评估报告 (TAR) 评估了当时模式对东亚季风的模拟, 指出耦合的气候模式可以模拟出南亚季风较强的准两年振荡, 但粗分辨率的模式一般都不能提供对东亚季风区令人满意的模拟结果, 如青藏高原降水模拟偏多; 提高水平分辨率虽然能够得到降水更详细的信息, 但不能消除大尺度的模式误差^[7]。姜大膀等^[8]曾根据对 IPCC TAR 7 个海气耦合模式的分析指出, 多模式集合结果模拟出了东亚区域降水的西南至东北、从南到北逐渐减小的基本特征, 但模拟与观测在量值上存在一定的模拟偏差; Chen 等^[9]从东亚季风系统成员的角度对 IAP CGCM 较早版本模拟东亚夏季风的效果进行

分析,并分析了模式降水偏差产生的原因。从 IPCC TAR 以来,气候模式有了很大的发展,进一步完善了模式的动力核心、物理过程、提高了模式分辨率、改进了参数化过程,部分模式已经不再进行通量调整,降低了与此相关的不确定性。当前,IPCC AR4 的海气耦合模式对东亚季风降水的模拟效果如何?基于 IPCC AR4 中最新的模拟结果,针对东亚季风区目前也开展了一些与季风降水模拟有关的模式评估工作。Zhou 等^[10]对 IPCC AR4 11 个模式的分析发现,那些能够合理再现西太平洋副高平均态和南亚高压东(西)模态南撤(北扩)的模式,可以模拟出南亚高压东西模态下东亚地区的降水异常,还发现降水与赤道热带太平洋地区的海温密切相关。Rajendran 等^[11]分析了 MRI-CGCM2 对南亚和东亚季风的模拟,指出该模式对印度和西北太平洋地区季风循环的模拟相对较好,而模拟的中国大陆地区季风爆发偏早、东南部降水最大值出现时间偏早,并且不能模拟出中国东南部雨带的北进,进而影响对季节平均降水的模拟结果。Wang 等^[4]对 11 个海气耦合模式的亚-澳季风变化的分析中也涉及对东亚季风降水模拟的分析,模式不能正确地模拟出菲律宾海、中国南海和孟加拉湾地区局地夏季降水与海表温度(SST)异常之间的关系,观测的降水异常与 SST 异常之间为负相关,而几乎所有模式模拟的结果却呈正相关。尽管如此,目前仍缺乏 IPCC AR4 当前模式对东亚季风降水模拟效果的系统检验。

鉴于以上考虑,本文基于 CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)^[12]月平均降水资料和欧洲中期天气预报中心(ECMWF)40 年再分析资料 ERA40 的月平均场,从降水的基本气候态、降水的主要模态以及雨带的季节进程等方面检验了从 IPCC AR4 第一工作组(WGI)得到的 17 个海气耦合模式对东亚季风降水的模拟能力,并对东亚夏季季风环流和水汽输送的模拟能力进行分析,从环流和水汽输送角度对降水模拟偏差进行了初步的成因分析,希望能够为今后海气耦合模式的发展和改进提供有益的信息。

2 模式和资料

2.1 模式

本文分析的对象为从 IPCC AR4 WGI 得到的

17 个海气耦合模式模拟的 20 世纪部分要素的月平均资料,模式的基本情况如表 1 所示。

2.2 资料

为分析 IPCC AR4 海气耦合模式对东亚季风区(22.5°N~45°N, 105°E~140°E)^[13]夏季降水和环流的模拟能力,以 CMAP 降水月平均资料和 ECMWF 的 ERA40 再分析月平均三维风场、比湿场、高度场等资料为观测基础,将 17 个模式对 20 世纪的模拟结果与观测进行对比。考虑到模拟结果一般自 19 世纪的不同时间开始至 20 世纪末或 21 世纪初,而 ECMWF 的 ERA40 再分析资料自 1957 年 9 月开始至 21 世纪初,CMAP 降水资料自 1979 年 1 月开始至 21 世纪初,因此,在分析风场和湿度场时取 1958~1999 年,降水的分析时段取为 1979~1999 年。

需要说明的是,由于资料不全,关于风场和湿度场,只分析了其中部分模式的结果。

2.3 资料处理方法

考虑到不同模式的空间分辨率差别较大,不便于模拟与观测进行空间差异的比较和模拟结果的集合分析。因此,为便于分析,首先对不同模式模拟的不同空间分辨率的月平均资料进行空间插值,处理到 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的经纬度网格点上,观测资料也做同样的处理,以便进行模拟结果的集合以及模拟与观测之间的对比。其中,将空间插值后的各模式结果对应时间和空间点求算术平均,得到多模式集合的结果,由如下公式计算:

$$X_{i,j,k,t,e} = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N X_{i,j,k,t,m}$$

其中, N 为模式个数, $X_{i,j,k,t,m}$ 为第 m 个模式、第 k 层、某格点(第 i 个经度、第 j 个纬度)处、第 t 个时间的值, $X_{i,j,k,t,e}$ 为对应时间该空间点的多模式集合(平均)值。

为考察模拟结果与观测之间的差距,计算了模式的均方根误差。由如下公式计算:

$$E_{\text{RMS}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{l=1}^{l=n} (x_{lm} - x_{\text{obs}})^2}$$

其中, x_{lm} 为模式模拟的气候平均第 l 个月的降水, x_{obs} 为观测的气候平均第 l 个月的降水, n 为计算的月数, E_{RMS} 为均方根误差。

另外,用经验正交函数(EOF)分解方法^[14]得到观测和模拟的夏季降水主要模态。

表 1 模式概况

Table 1 Introduction of models

编号	模式名称	图表中代码	发展组织	大气模式分辨率	海洋模式分辨率
1	BCCR-BCM2.0	1	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	T63 (1.9°×1.9°) L31	0.5°-1.5°×1.5° L35
2	CGCM3.1 (T47)	2	Canadian Centre for Climate Modeling & Analysis, Canada	T47 (~2.8°×2.8°) L31	1.9°×1.9° L29
3	CGCM3.1 (T63)	3		T63 (~1.9°×1.9°) L31	0.9°×1.4° L29
4	CNRM-CM3	4	Météo-France/Centre National de Recherches Météorologiques, France	T63 (~1.9°×1.9°) L45	0.5°-2°×2° L31
5	GFDL-CM2.0	5	U. S. Dept. of Commerce/ NOAA/ Geophysical	2.0°×2.5° L24	0.3°-1.0°×1.0° L50
6	GFDL-CM2.1	6	Fluid Dynamics Laboratory, USA	2.0°×2.5° L24	0.3°-1.0°×1.0° L50
7	GISS-AOM	7	NASA/Goddard Institute for Space Studies, USA	3°×4° L12	3°×4° L16
8	GISS-EH	8		4°×5° L20	2°×2° L16
9	GISS-ER	9		4°×5° L20	4°×5° L13
10	FGOALS-g1.0	10	LASG/Institute of Atmospheric Physics, China	T42 (~2.8°×2.8°) L26	1.0°×1.0° L30
11	INM-CM3.0	11	Institute for Numerical Mathematics, Russia	4°×5° L21	2°×2.5° L33
12	IPSL-CM4	12	Institut Pierre Simon Laplace, France	2.5°×3.75° L19	1°-2°×2° L31
13	MIROC3.2 (hires)	13	Center for Climate System Research (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC), Japan	T106 (~1.1°×1.1°) L56	0.2°×0.3° L47
14	MIROC3.2 (medres)	14		T42 (~2.8°×2.8°) L20	0.5°-1.4°×1.4° L43
15	ECHO-G	15	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model & Data Group, Germany/Korea	T30 (~3.9°×3.9°) L19	0.5°-2.8°×2.8° L20
16	ECHAM5/MPI-OM	16	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63 (~1.9°×1.9°) L31	1.5°×1.5° L40
17	MRI-CGCM2.3.2	17	Meteorological Research Institute, Japan	T42 (~2.8°×2.8°) L30	0.5°-2.0°×2.5° L23

注：水平分辨率数值均取小数点后一位。

3 结果分析

3.1 降水

3.1.1 气候平均态的模拟

纬向平均降水分布 (图 1) 的模拟结果表明, 大部分模式基本上可以模拟出降水的纬向分布特征, 夏季北半球的模拟效果整体上要优于南半球。模拟还表明, 对中低纬地区降水的模拟结果绝对偏差较大, 但误差百分率比高纬小。部分模式在南半球热带或模拟出虚假的降水次峰或降水明显偏多,

考虑到该范围是南半球广阔的海洋, 温度的模拟结果偏高 (图略) 有利于洋面的蒸发和对流的发生, 进而有利于形成降水, 可能对降水偏多有一定贡献; 另外, 该范围降水的偏多可能与目前积云对流参数化方案、海洋或者海气相互作用有关的过程不够完善有一定关系。CGCM3.1 (T47)、CGCM3.1 (T63)、MIROC3.2 (medres)、ECHO-G 在南半球低纬地区的模拟效果则相对较好, 大部分模式在南半球极区的模拟结果明显偏低, 中高纬的模拟结果偏高。对比单个模式与多模式集合 (平均), 多模

式集合的结果总体上比单个模式的结果好。

将东亚季风区多年平均夏季降水气候场(1979~1999年)的模拟值与观测值进行比较,模式基本上都能够再现降水从东南洋面至西北中国内陆减少的空间分布特点,但各模式在研究区内的表现又各有不同,模拟结果总体上表现为:夏季,大部分模式在海上的模拟结果偏小,半数以上的模式在日本海-朝鲜半岛-长江中下游-华南一带的模拟结果也偏小。为便于分析模式对东亚季风区降水模拟的综合能力,进行了多模式集合,并计算了多模式集合结果相对观测的偏差(图2)。夏季,东亚季风区内的整个海区降水均偏少,存在以朝鲜半岛南端为中心的降水负偏差中心,最大偏差达3 mm/d以上,中国东北-西南一线为降水的模拟值由偏少转为偏多的分界线,西部内陆的偏多幅度相对较大,达2~3 mm/d。

计算模拟序列的标准差,并与观测序列的标准差进行比较,考察降水变幅的模拟效果。结果发现,模式模拟的东亚季风区各季节降水变幅差别较大,但多数模式基本上存在一个共同的特点,即降水量越大的地区模拟变幅偏小的可能性越大,模拟序列的标准差相对观测的偏差基本呈南东南-北西北方向由负到正、由小到大分布。对夏季降水的模拟结果,大部分模式在研究区的大部分地区模拟标准差偏小,除MIROC3.2(hires)外,其他所有的模式在朝鲜半岛及其周围海区和该地区以南的洋面上模拟标准差一致偏小。从多模式集合(图3等值线)来看,模拟的夏季降水标准差偏小,且由北西北至南东南方向偏差幅度增加,日本群岛的西端及其附近海区是偏差幅度最大的区域。为比较模拟相对观测的误差,用气候平均的模拟和观测逐月降水资料根据2.3节中的公式计算得到降水模拟的均方根误差,各模式相对观测的均方根误差的空间分布存在较大差别。多模式集合与观测的比较结果表明(图3阴影区),青藏高原及其东侧、朝鲜半岛及其以南洋面的均方根误差相对较大,总的来看海上降水的均方根误差大于陆地。

3.1.2 模式对夏季降水主要模态的模拟

基于1979~1999年的CMAP月平均降水资料,对东亚季风区夏季(6~8月)平均降水序列(1979~1999年)进行EOF分析,得到前4个模态的方差贡献率为58.7%,前5个模态的方差贡献率

达67.1%。其中,EOF1:长江流域及其以东至海上呈扇型分布的区域与南北两侧的降水水位相相反(图4a);EOF2:东亚季风区自西南稍偏西至东北稍偏东存在一个带状的区域与其两侧的降水水位相相反(图4b);EOF3:基本上为中国长江以北及其以东偏北的海洋和陆地与中国长江以南向东北方向延伸至日本群岛的范围降水呈反位相(图4c);EOF4:中国黄淮地区的降水与周围地区的降水反位相(图4d);EOF5:沿115°E左右的中国东部以长江三角洲地区为中心分别向东北和东南扩展的区域与东西两侧的降水水位相相反(图4e)。

对同时段(1979~1999年)每个模式和多模式集合的东亚季风区夏季(6~8月)平均降水序列也进行EOF分析,将模式结果得到的前7个模态和观测资料得到的前5个模态进行比对,考察各模式模拟结果对各主要模态的反映,其结果列入表2。分析结果表明,GISS-ACM对东亚地区夏季降水的前3个模态都有很好的反映,GFDL-CM2.0也能基本抓住东亚地区夏季降水的前3个主要模态,只是模态的主次有所差别。其他模式,基本上每个模式对前5个模态中的部分模态都有一定的表现力,但正负位相的位置和强度与观测相比一般都存在一定的偏差。虽然多数模式对EOF1有一定的模拟能力,但贡献率差别较大,且其中BCCR-BCM2.0、CNRM-CM3、MIROC3.2(hires)以及多模式集合结果中仅对EOF1在中国大陆东部的模态有一定的模拟能力,而对东亚东部海洋部分的模拟则相对较差。

3.1.3 模式对降水季节进退的模拟

能否模拟出降水带的季节进退,是评估模式在东亚地区模拟效果的一个重要内容。分别沿115°E(主要反映中国东部陆地)和130°E(主要反映东亚东部洋面及日本群岛西侧、朝鲜半岛附近地区)绘出各模式1979~1999年多年平均的月平均降水演变以及多模式集合的结果(图5、6)。沿115°E的分析发现,多数模式基本上能够表现出雨季首先于春末夏初在中低纬(中国的华南)开始,然后向北推进,在夏季达到最大值,但降水的大小、范围、推进过程涉及的时间与观测结果的对应关系并不好。多模式集合的结果表明,整体来看,模拟的降水等值线比观测疏,北方更明显,模拟降水量偏小;华南雨季开始偏晚、位置偏北,降水明显偏少;

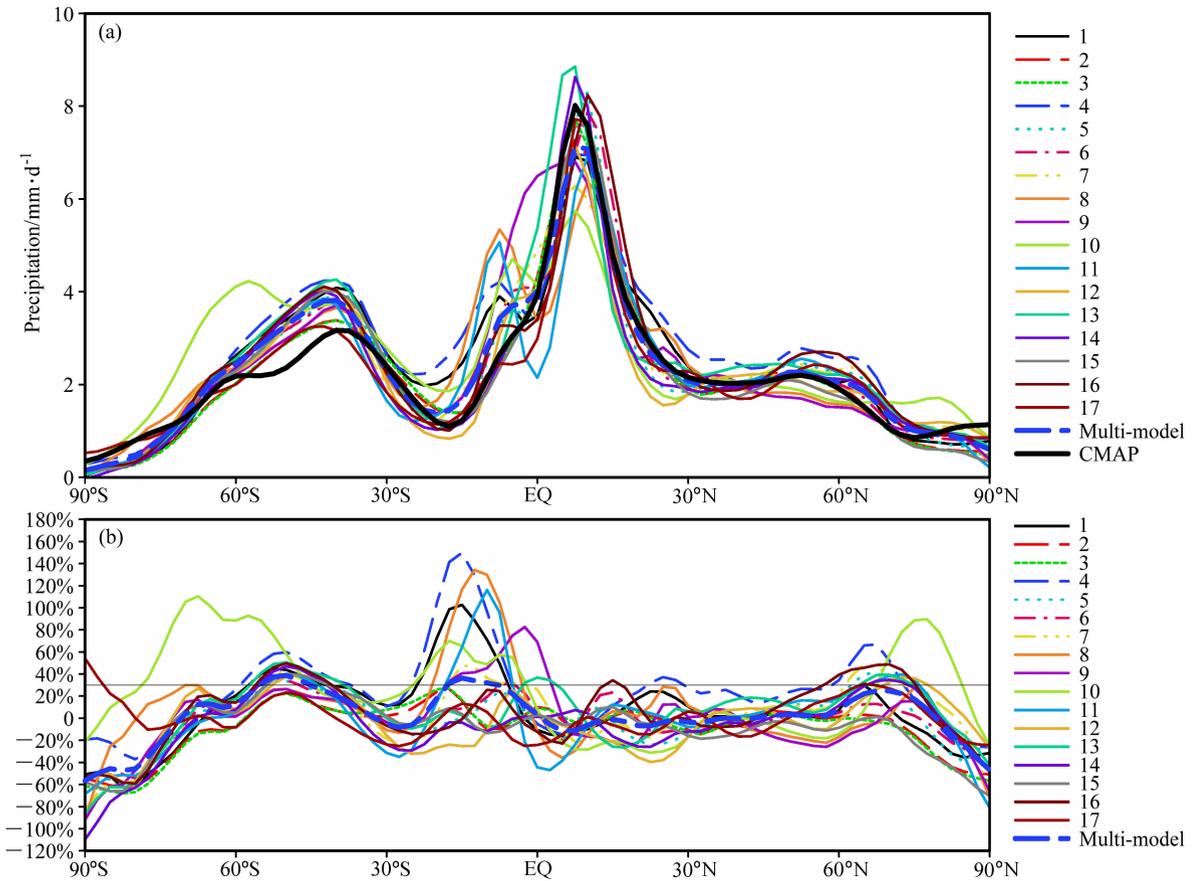


图1 各模式模拟的纬向平均夏季降水 (a) 及模拟相对观测的偏差 (b)

Fig. 1 Simulated zonal mean summer precipitation (a) and the differences between simulation and observation (b)

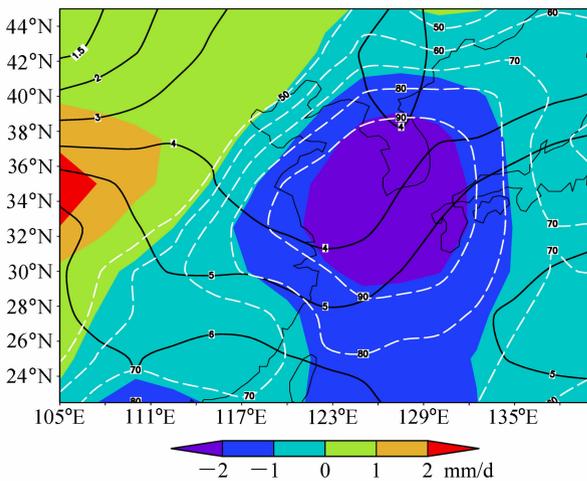


图2 多模式集合的夏季平均降水 (实线, 单位: mm/d)、相对观测场的偏差 (阴影) 及降水模拟值偏小的模式百分数 (虚线, %)

Fig. 2 Multi-model ensemble for summer mean precipitation (solid line, mm/d), bias relative to observation (shaded), and the percentage of number of models with lower simulated precipitation than observation (dashed line, %)

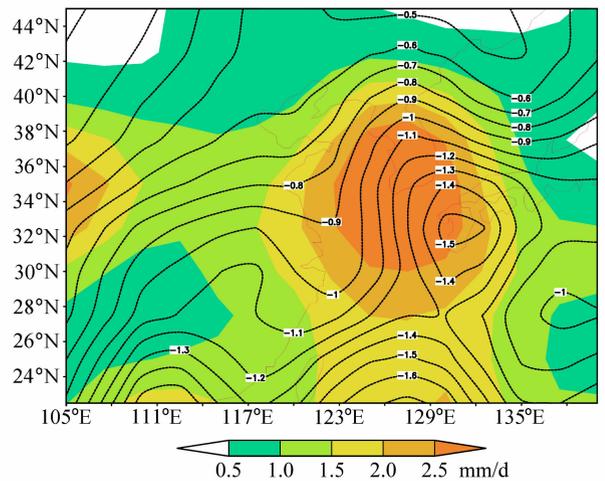


图3 多模式集合模拟夏季平均降水标准差相对观测的偏差 (等值线) 及模拟相对观测的均方根误差 (阴影) (单位: mm/d)

Fig. 3 Bias of standard deviation of multi-model ensemble for summer mean precipitation (isoline, mm/d) and the Root-Mean-Square Error (RMSE) relative to observation (shaded)

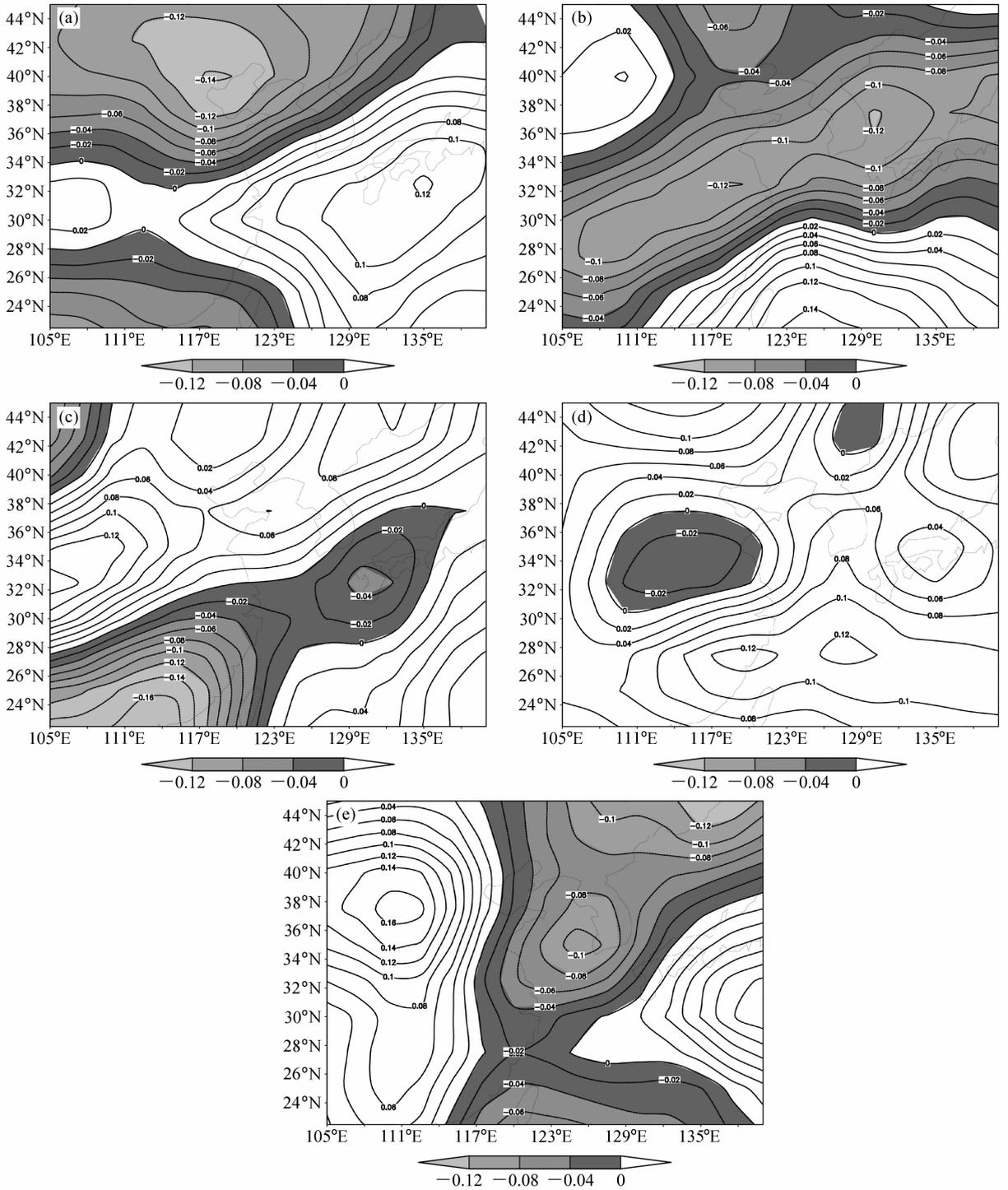


图 4 东亚季风区夏季降水 (6~8 月) EOF 分解的主要模态 (CMAP: 1979~1999 年): (a) EOF1; (b) EOF2; (c) EOF3; (d) EOF4; (e) EOF5

Fig. 4 The main modes of summer precipitation in East Asia monsoon area obtained by EOF analysis (based on CMAP: 1979-1999): (a) EOF1; (b) EOF2; (c) EOF3; (d) EOF4; (e) EOF5

江淮流域雨季开始则偏早, 降水量仍偏少; 而中国北方也表现出雨季开始时间比观测偏早, 夏季之后

减弱的速度偏慢、雨季持续时间偏长的特点。沿 130°E 的分析发现, 多数模式都能够模拟出 30°N 左

表 2 各模式结果对东亚季风区夏季降水主要模态的反映

Table 2 Reflection of the main modes of summer precipitation in East Asia in models simulation results

模式名称	CMAP-EOF1		CMAP-EOF2		CMAP-EOF3		CMAP-EOF4		CMAP-EOF5	
	是否存在该模态	贡献率	是否存在该模态	贡献率	是否存在该模态	贡献率	是否存在该模态	贡献率	是否存在该模态	贡献率
1	中国陆地部分特征在 EOF6 和 EOF7 中都有所表现 6.3%, 5.2%		+	15.3%	中国陆地部分特征在 EOF1 和 EOF4 中都有所表现 17.5%, 11.0%		-		+	12.4%
2	-		-		中国陆地部分特征在 EOF3 和 EOF4 中都有所表现 9.8%, 8.9%		-		+	17.7%
3	+	6.8%	-			-	-		+	5.5%
4	中国东部陆地及其附近海区特征在 EOF5 和 EOF6 中有所表现 7.0%, 5.8%		+	8.4%	+	14.6%	+	10.9%	-	
5	+	13.0%	+	17.9%	+	18.4%	-		+	5.5%
6	+	18.8%	-		+	7.3%	-		+	14.1%
7	+	22.9%	+	17.8%	+	13.2%	-		-	
8	-		-		EOF1 和 EOF4 中都有所表现 28.2%, 7.6%		-		+	4.2%
9	+	7.9%	-		+	32.0%	-		-	
10	+	37.2%	+	12.3%	-		+	4.1%	-	
11	-		+	22.7%	+	5.6%	-		+	9.1%
12	+	6.3%	+	10.0%	-		-		+	5.4%
13	中国东部陆地部分特征有所表现 5.1%		+	14.9%	-		-		-	
14	+	14.3%	-		+	12.2%	-		+	6.0%
15	+	20.7%	+	25.2%	+	13.1%	-		-	
16	+	7.4%	+	13.0%	+	7.8%	-		+	11.1%
17	-		-		中国东部陆地部分特征有所表现 10.4%		-		+	6.5%
Multi-model	中国陆地部分特征有所表现 5.9%		+	8.1%	+	11%	-		+	9.6%
CMAP	+	18.9%	+	18.3%	+	11.1%	+	10.4%	+	8.4%

注：“+”表示存在基本相似的模态，同时给出贡献率；“-”表示该模态没有反映；文字部分用来说明部分地区相似。

右 6 月份前后的降水中心，也即梅雨雨带的一部分，但多数模式对降水进退过程的模拟效果并不理想，且除 MIROC3.2 (hires) 模拟降水偏强外，其他模式模拟降水（主要为海上降水）均偏弱。

3.2 风场

模式能够模拟出三维风场的大致特征，如南北风分量、东西风分量以及上升下沉区的大致分布

(图略)，但仍存在一定的问题。

3.2.1 纬向风

取 105°E~140°E 范围纬向风的纬向平均，对比多模式平均场与观测场可知(图 7a)，大部分模式对 200 hPa 上 40°N 左右的西风急流模拟偏弱；自 20°N~34°N 的低层北倾向上直到 45°N 左右 100 hPa 高度西风分量偏弱；25°N 以南的中高层东

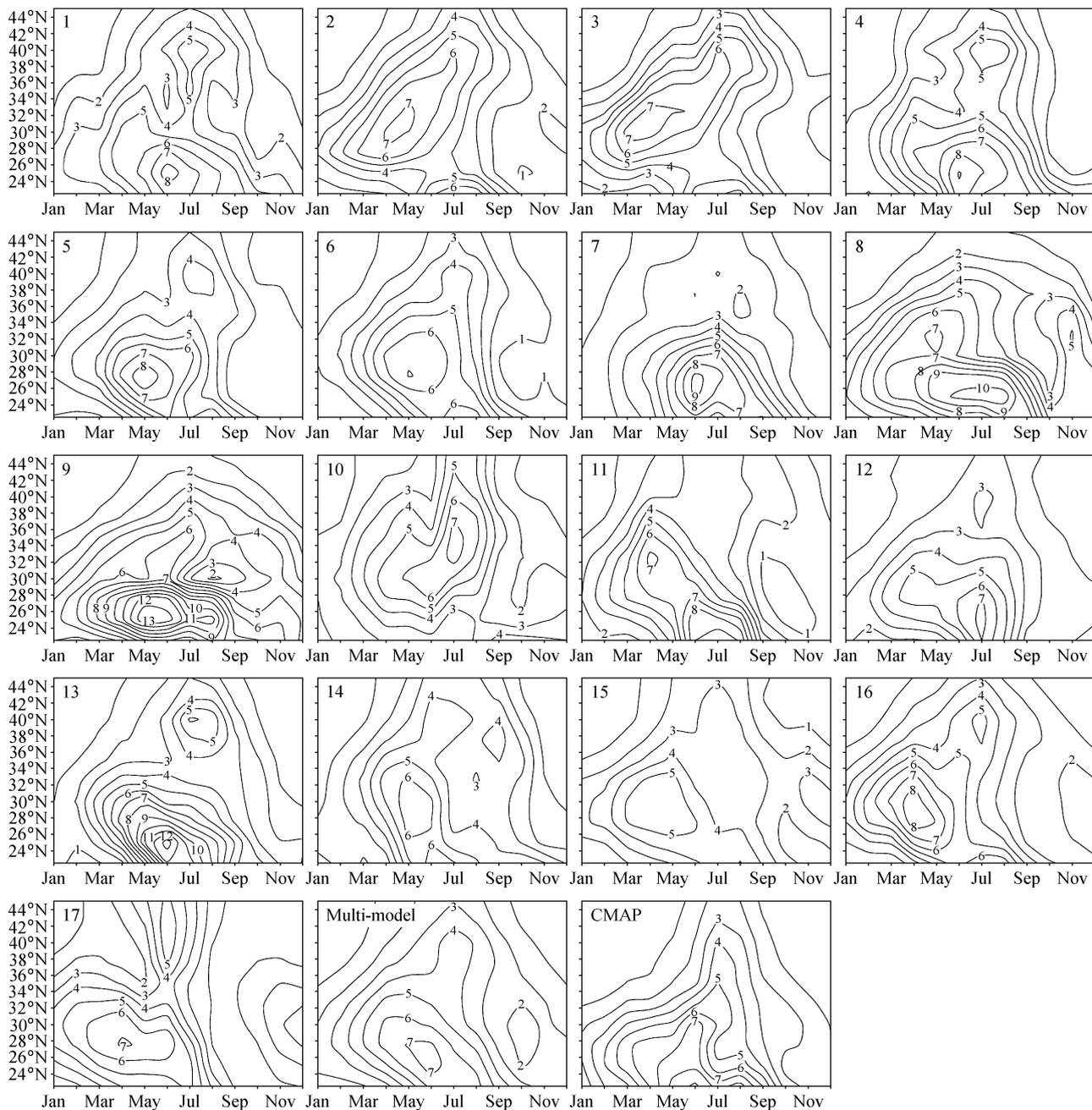


图5 东亚地区降水沿 115°E 的季节演变 (单位: mm/d)

Fig. 5 Seasonal evolution of precipitation (mm/d) in East Asia along 115°E

风分量偏弱; 25°N~30°N 的高层和 30°N 以北的 50~100 hPa 之间的高层东风也偏弱; 25°N~35°N 的中高层、35°N 以北的低层以及 35°N 以北 150~100 hPa 的高层西风偏强。

3.2.2 经向风

取 105°E~140°E 范围经向风的纬向平均, 对比多模式平均场与观测场可知 (图 7b), 24°N 以北

的 850 hPa 以下南风分量偏强, 整个研究区内 850~400 hPa 南风分量整体偏弱, 24°N 以南的近地层南风分量也偏弱, 这可能减弱南风分量向东亚季风区内水汽输送的强度。

3.2.3 垂直速度

取 105°E~140°E 范围垂直速度的纬向平均, 对比多模式平均场与观测场可知 (图 7c), 东亚季

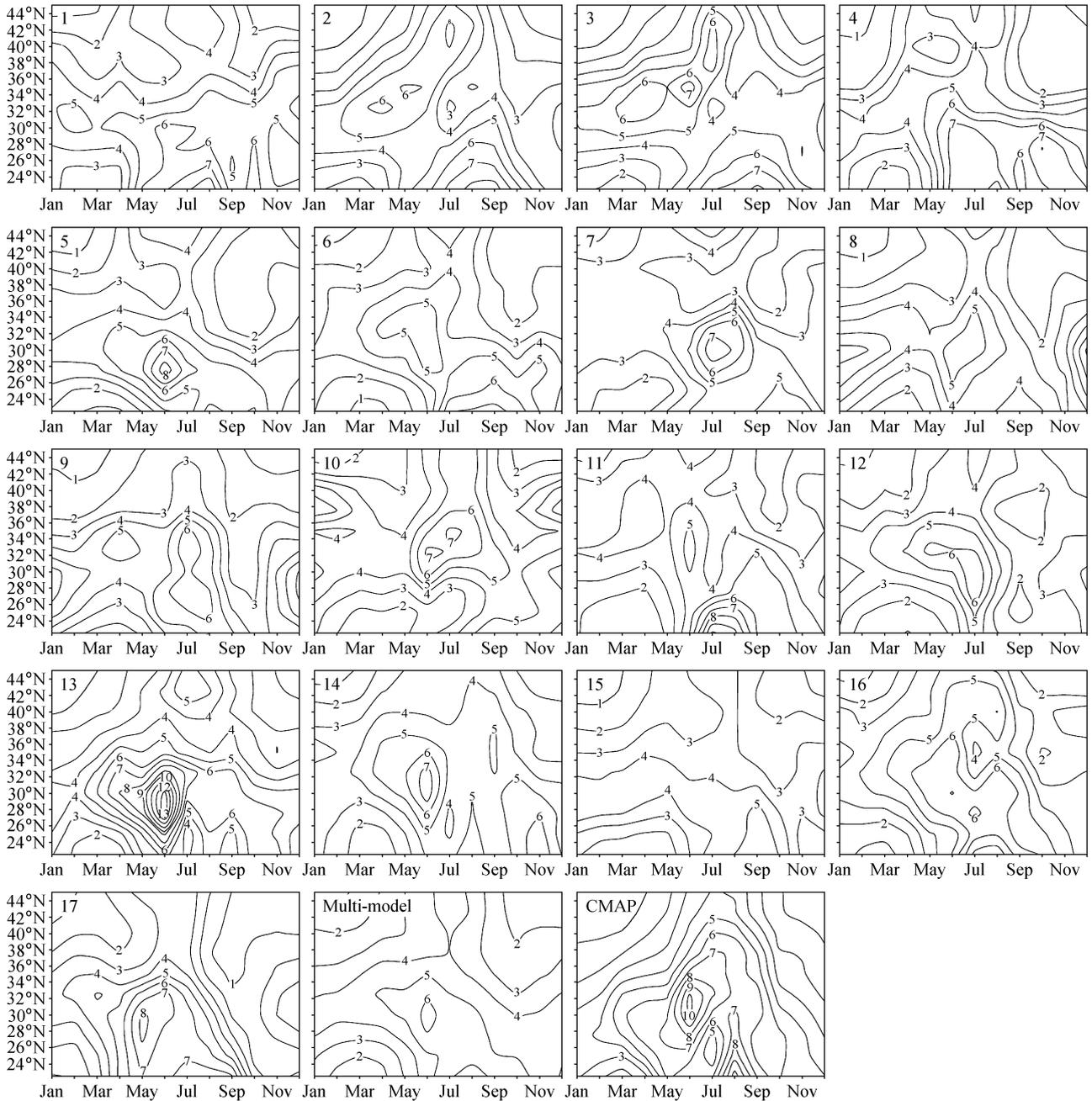


图6 东亚地区降水沿 130°E 的季节演变 (单位: mm/d)

Fig. 6 Seasonal evolution of precipitation in East Asia (mm/d) along 130°E

风区内主要为上升运动, 模拟场在 25°N 附近的中高层、27°N~31°N 内的低层、32°N~30°N 内的中高层以及 35°N 以北的 200 hPa 以上上升运动偏强, 其他范围和层次的上升运动基本均偏弱。值得注意的是, 研究范围内虽然存在一定范围内个别层次上升运动偏强, 但不存在整层上升运动偏强的地区, 整个研究区内上升运动以偏弱为主, 这对降水的形成不利, 不

可避免地会对降水的模拟结果产生一定影响。

3.2.4 经向垂直环流

进一步考察东亚季风区内的经向和纬向垂直环流的模拟 (由于部分模式资料不全, 此处使用具有三维风场要素的 12 个模式作为分析对象), 将沿 115°E 夏季经向环流剖面的模拟结果与观测进行对比, 考察模式对中国东部陆地夏季经向环流的模

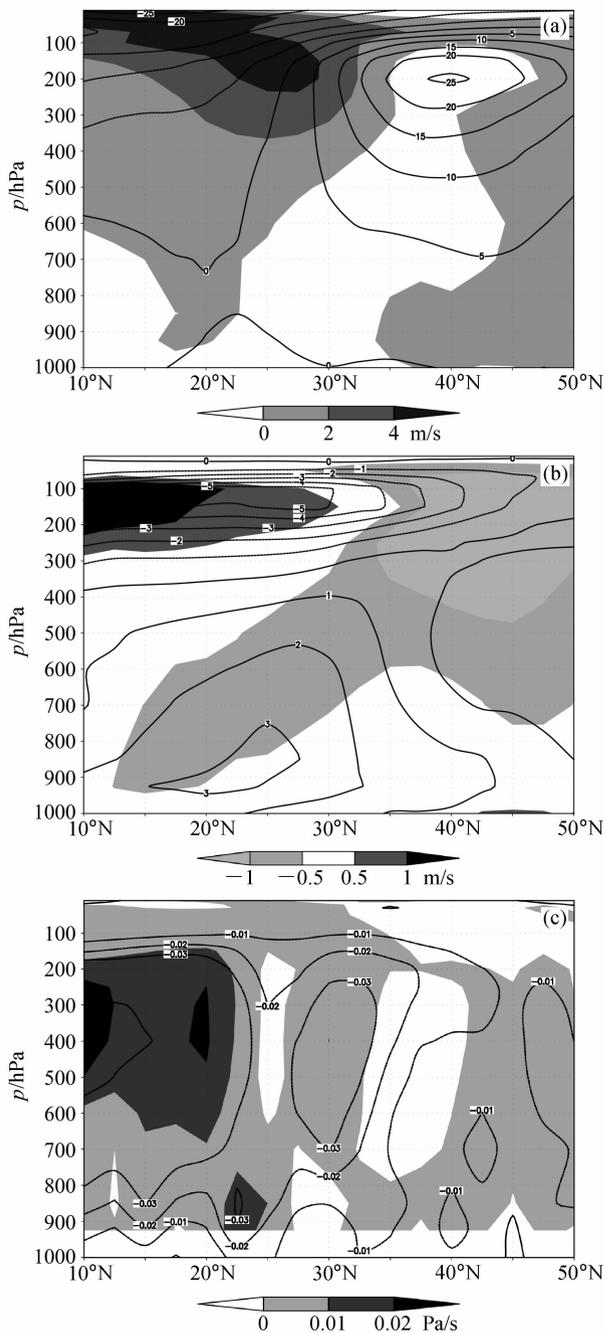


图 7 多模式集合 105°E~140°E 夏季平均风场相对观测的偏差 (阴影): (a) 纬向风(单位: m/s); (b) 经向风 (单位: m/s); (c) 垂直速度 (单位: Pa/s)。等值线: 观测场

Fig. 7 Bias (shaded) of multi-model ensemble wind fields in summer relative to observation (isoline) for 105°E~140°E: (a) Zonal wind (m/s); (b) meridional wind (m/s); (c) vertical wind (Pa/s)

拟。除 MRI-CGCM2.3.2 外, 其他模式在 35°N 以南模拟的流场与观测基本接近, 35°N 以北模拟与观测的差别则较大, 且各模式间差别也较大,

GFDL-CM2.1 的流场分布与观测更接近。11 个模式在 21°N~26°N 的近地层上升运动一致偏弱, 9 个模式的 21°N~25°N 中下层上升运动偏弱, 所有模式 26°N~32°N 之间的低层上升运动偏强。10 个模式在 28°N~36°N 的中高层上升运动偏弱, 同时对应的南风分量也以偏弱为主。9 个模式在 32°N~42°N 之间的近地层下沉运动偏强, 7 个模式在 38°N~42°N 之间的中下层下沉运动偏强。图 8a 给出了多模式平均的结果。综合以上结果来看, 东亚季风区内, 多数模式模拟 22°N~45°N 的低层和中高层垂直运动偏差符号相反, 这种偏差在上升运动区不利于深对流的发展, 不利于降水的形成; 同时中下层的西南风偏弱, 在一定程度上影响了西南气流水汽输送的强度, 水汽输送可能偏弱 (3.3 节中的分析证明了此点), 不利于降水的形成。

将沿 130°E 的经向环流剖面模拟结果与观测进行对比, 考察模式对东亚东部海洋上空大气经向环流的模拟。11 个模式在 38°N 左右 3~5 个纬度范围内的 300~850 hPa 之间上升运动一致偏强, 10 个模式在 32°N 左右的几个纬度内上升运动偏弱。图 8b 给出了多模式平均的结果, 与降水模拟结果相对照可知, 35°N 以南洋面的降水偏少与上升运动偏弱和南风分量偏弱相对应。而 35°N~42°N 虽然是上升运动偏强的地区, 但降水的模拟结果仍偏少, 因此上升运动偏弱对该地区降水的影响不占主导地位, 南风分量偏弱和空气湿度偏低引起的水汽输送对其可能有重要贡献。此外, 沿 130°E 的 35°N~42°N 范围内下垫面为岛屿和陆地的近海, 由于全球模式的水平分辨率较低, 因此在下垫面处理中存在的问题可能对模拟结果有一定影响。积云对流参数化方案在该地区的设置是否合理可能也是影响因素之一, 关于此点, 需要对模式的具体物理参数化过程做进一步研究。

3.2.5 纬向垂直环流

将沿 30°N 的纬向环流剖面模拟结果与观测进行对比, 关注模式对东亚季风区纬向环流的模拟。夏季, 各模式对中高层环流场的模式相对较好, 对低层环流的细节模拟效果较差, 或者不能模拟出观测中存在的环流中心、或者位置偏差较大甚至出现虚假低层环流中心; 所有模式大致在 105°E~110°E 和 112°E~125°E 两个范围内的中低层上升运动基本一致偏强, 9 个模式在 110°E~130°E 之间 (除前

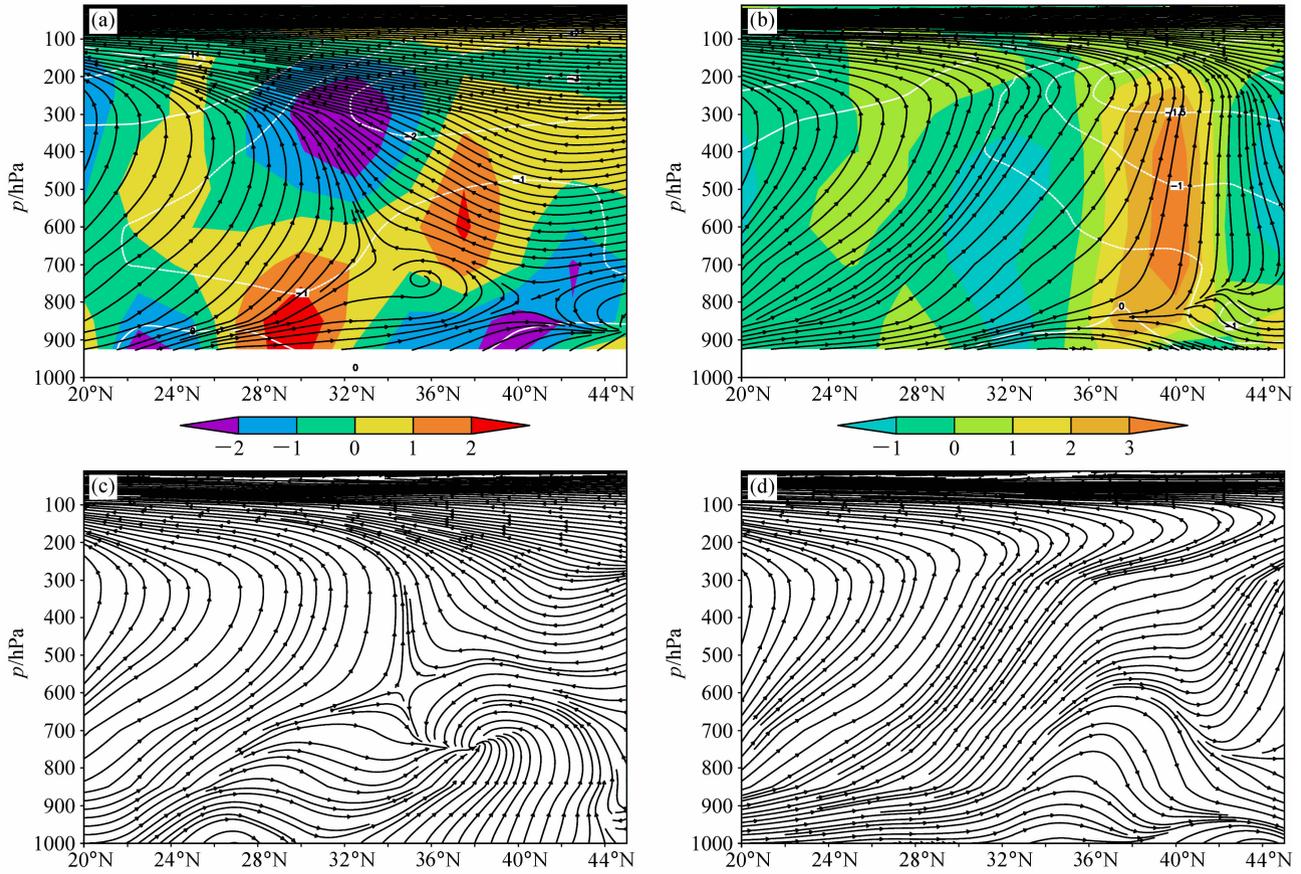


图 8 沿 115°E (a, c) 和 130°E (b, d) 的经向环流剖面模拟结果 (a, b) 与观测 (c, d) 的对比。阴影: 垂直速度偏差 (单位: $-0.01 Pa/s$), 流线: (v, w) ; 白线: 经向风偏差 (单位: m/s)

Fig. 8 Comparison of meridional circulation section between simulation (a, b) and observation (c, d) along 115°E (a, c) and 130°E (b, d). Shaded: bias of vertical velocity ($-0.01 Pa/s$); streamline: (v, w) ; white line: bias of meridional wind v (m/s)

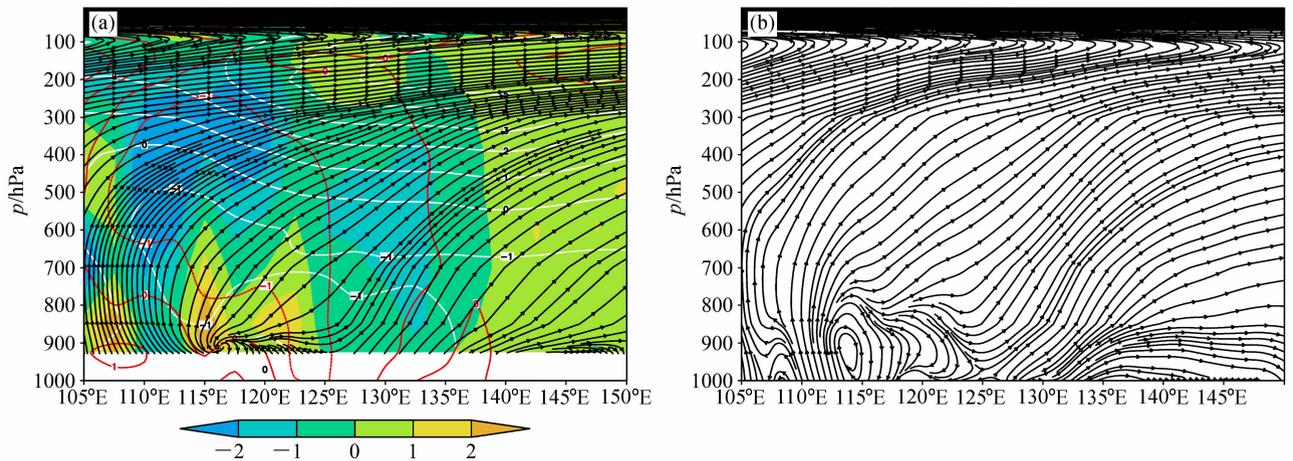


图 9 沿 30°N 的纬向环流剖面模拟结果 (a) 与观测 (b) 的对比。阴影: 垂直速度偏差 (单位: $-0.01 Pa/s$); 流线: (u, w) ; 白线: u 分量偏差 (单位: m/s); 红线: v 分量偏差 (单位: m/s)

Fig. 9 Comparison of zonal circulation section between simulation (a) and observation (b) along 30°N. Shaded: bias of vertical velocity ($-0.01 Pa/s$); streamline: (u, w) ; white line: bias of zonal wind u (m/s); red line: bias of meridional wind v (m/s)

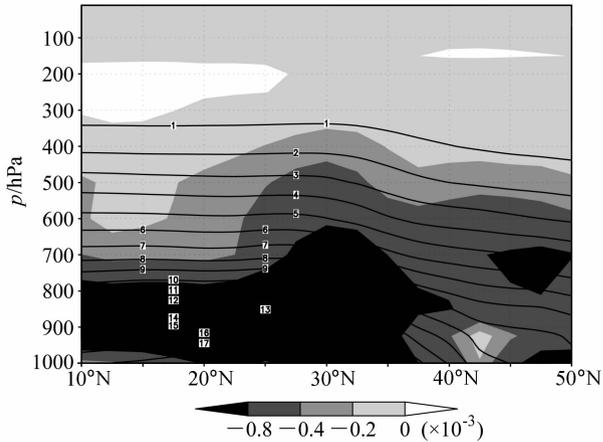


图 10 多模式集合 105°E~140°E 夏季平均比湿场相对观测的偏差 (阴影)。等值线: 观测场 ($\times 10^{-3}$)
 Fig. 10 Bias (shaded) of multi-model ensemble specific humidity in summer averaged for 105°E~140°E relative to observation. Isoline: observation ($\times 10^{-3}$)

面提到的偏强区外) 上升运动的模拟偏弱, 110°E~130°E 间的大部分地区 11 个模式的中层南风一致偏弱, 7 个模式的中低层南风偏弱, 且对应地区的西风分量多数模式也偏弱, 不利于西南气流对该地区的水汽输送, 偏弱的水汽输送和偏弱的上升运动可能对该地区夏季降水模拟结果偏小有不可忽视的贡献, 图 9 给出了多模式平均的结果。对各模式夏季垂直环流和降水的模拟情况进行比对发现 (图略), 上升运动偏强区往往与降水偏大对应, 说明环流的模拟对降水的模拟结果有不可忽视的影响。

3.3 湿度和水汽输送

对比各模式与观测的 105°E~140°E 纬向平均夏季比湿场可知, 多数模式模拟的东亚季风区内对流层中下层湿度偏小, 部分模式模拟的该区域内湿度几乎整层偏低。多模式集合与观测对比可见 (图 10),

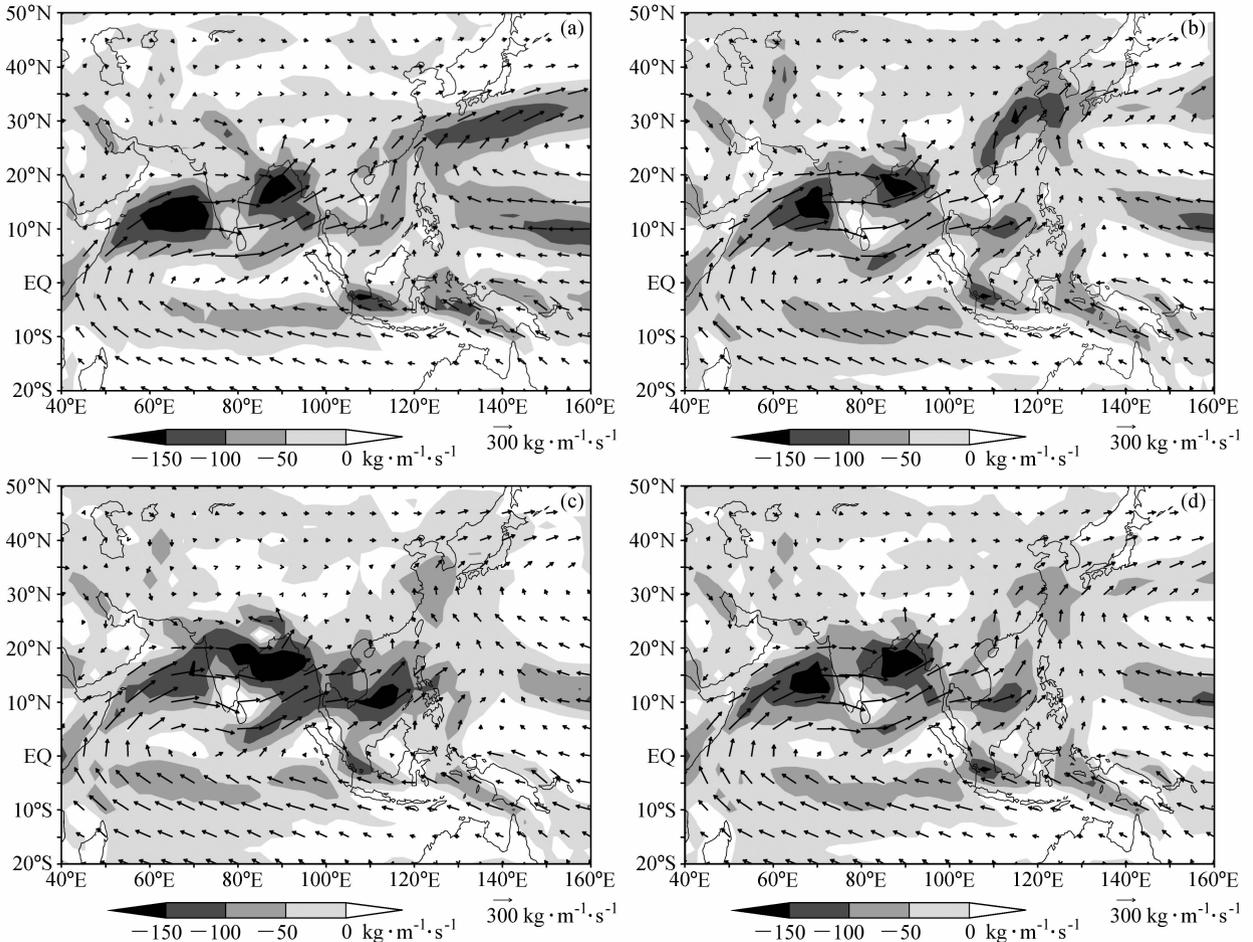


图 11 多模式集合 6~8 月水汽输送场相对观测的偏差 (阴影): (a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月; (d) 6~8 月平均。矢量场: 观测的水汽输送
 Fig. 11 Bias of multi-model ensemble water vapor transportation relative to observation (shaded): (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug; (d) mean for Jun-Aug. Vector: observation

除 27°N 以南 150~300 hPa 和 38°N~50°N 之间 150 hPa 左右的高层外,其他范围和层次的湿度模拟结果一致偏低,尤以 36°N 以南 800 hPa 以下的低层偏低幅度最大。水汽是降水形成的必要条件,水汽模拟的这种偏差对降水的形成不利,可能对降水模拟的负偏差有一定贡献。

分析东亚及其周围地区夏季(6~8月)对流层的水汽输送。水汽通量取地表至 300 hPa 水汽的整层积分,计算公式为

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} \mathbf{V} q dp$$

式中 \mathbf{V} 为各层大气的风速矢量, q 为各层大气的比湿, p_s 为地表气压, $p_t = 300$ hPa。结果表明(图 11),沿索马里越赤道气流向亚洲季风区内的水汽输送强度整体明显偏弱,西太平洋向东亚地区的水汽输送也偏弱,并且在阿拉伯海和孟加拉湾存在两个低值中心,南海南部也存在一个相对弱的低值中心。东亚季风区内,6月,33°N 以南水汽输送偏弱;7月,除 130°E 以东小范围洋面外其他地区水汽输送偏弱;8月,除 115°E 以东 24°N 以北的部分陆地外其他地区水汽输送偏弱。而夏季平均的水汽输送在整个东亚季风区内整体偏弱,偏弱的水汽输送必然对东亚季风降水模拟结果偏小有重要贡献。

4 结语和讨论

IPCC TAR 以来,气候模式有了很大改进,进一步提高了分辨率,部分模式不再使用通量调整,全球降水的空间相关由 0.4~0.6^[7] 提高到约 0.5~0.8^[2],气候平均的降水场在部分地区有所改进^[15];随着分辨率的提高以及一些参数化方案的改进,极端降水的模拟与观测的统计量更为接近^[16, 17],但也仍然存在很多不足。

通过本文的分析可知,目前 IPCC AR4 的全球海气耦合模式对东亚季风降水有一定的模拟能力,模式基本上都能够模拟出降水由东亚东南部海洋至东亚西北部中国内陆减少的空间分布型。尽管,其贡献率与观测有所偏差,部分模式还是能够模拟出降水的部分主要模态。大部分模式基本上能够模拟出中国东部降水带的季节进退,只是具体的时间与观测还不尽相同。但同时,模式对东亚季风区降水的模拟存在更多的问题,普遍存在模拟降水量偏少、降水变幅偏小;雨带的季节推进过程与观测存

在一定偏差,尤其海洋上的季节进退过程模拟较差,有的模式甚至并不能模拟出东亚季风区东部海洋上大致的季节进程。

整层大气湿度模拟值偏小、水汽输送强度偏弱对东亚季风区夏季降水偏少的模拟结果可能有着重要贡献。东亚季风区,多模式集合夏季风场的模拟结果整体上以偏弱为主,大部分地区,尤其是中国东部大陆地区,垂直环流模拟偏差的分布也不利于降水的形成,对降水模拟结果偏小有一定的贡献。朝鲜半岛、日本附近偏强的上升运动对降水的贡献则不明显,空气湿度偏小、水汽输送偏弱所起的作用可能比较重要。

副热带高压的位置和强度对东亚地区降水有着重要的影响^[18~20]。对夏季 500 hPa 高度场的分析发现,多数模式模拟的西太平洋副热带高压强度偏弱,夏季副高所在位置多模式集合结果比观测偏低 30 gpm 以上(图 12)。因此,副高模拟的偏差对东亚地区雨带的推进、降水的多少和分布必然产生一定的影响。

由前面的分析可知,环流偏弱对降水偏小的模拟结果可能有一定的贡献,而导致模拟环流偏弱的原因是什么? Chen 等^[9] 分析 IAP 海气耦合模式对东亚季风区的模拟效果时曾指出,低层温度(反映海陆热力差异)模拟的偏差可能是季风环流模拟误差的基本来源。根据对温度场的分析可知,模拟的陆地上空气温偏低幅度均大于海洋(图略),尤其青藏高原热源的偏低幅度更大,导致海陆温差偏小,同时由高度场的偏差可知模拟的气压梯度也偏小,这可能在一定程度上影响了季风环流的强度。有研究表明^[21, 22],改变青藏高原地区的反照率或增加陆面过程可以改善对低层温度的模拟。另外, SST 对东亚夏季风和季风降水有着重要影响^[23],目前 IPCC AR4 的大部分模式模拟的 Niño 3.4 区和印度洋 SST 偏低^[24], SST 模拟结果的偏差也可能是造成季风降水偏低的原因^[10]。另外,模式分辨率和地形对模拟效果的影响不容忽视^[25],模式运行过程中的舍入误差对模拟结果也有影响^[26]。除此之外是否还有其他原因? 模式物理过程的处理中到底存在怎样的问题? 偏弱的环流如何通过动力、云物理过程等进一步影响降水的形成和分布? 这些问题还需要从各模式物理过程、陆-海-气相互作用以及积云对流参数化方案等方面作进一步分析,以

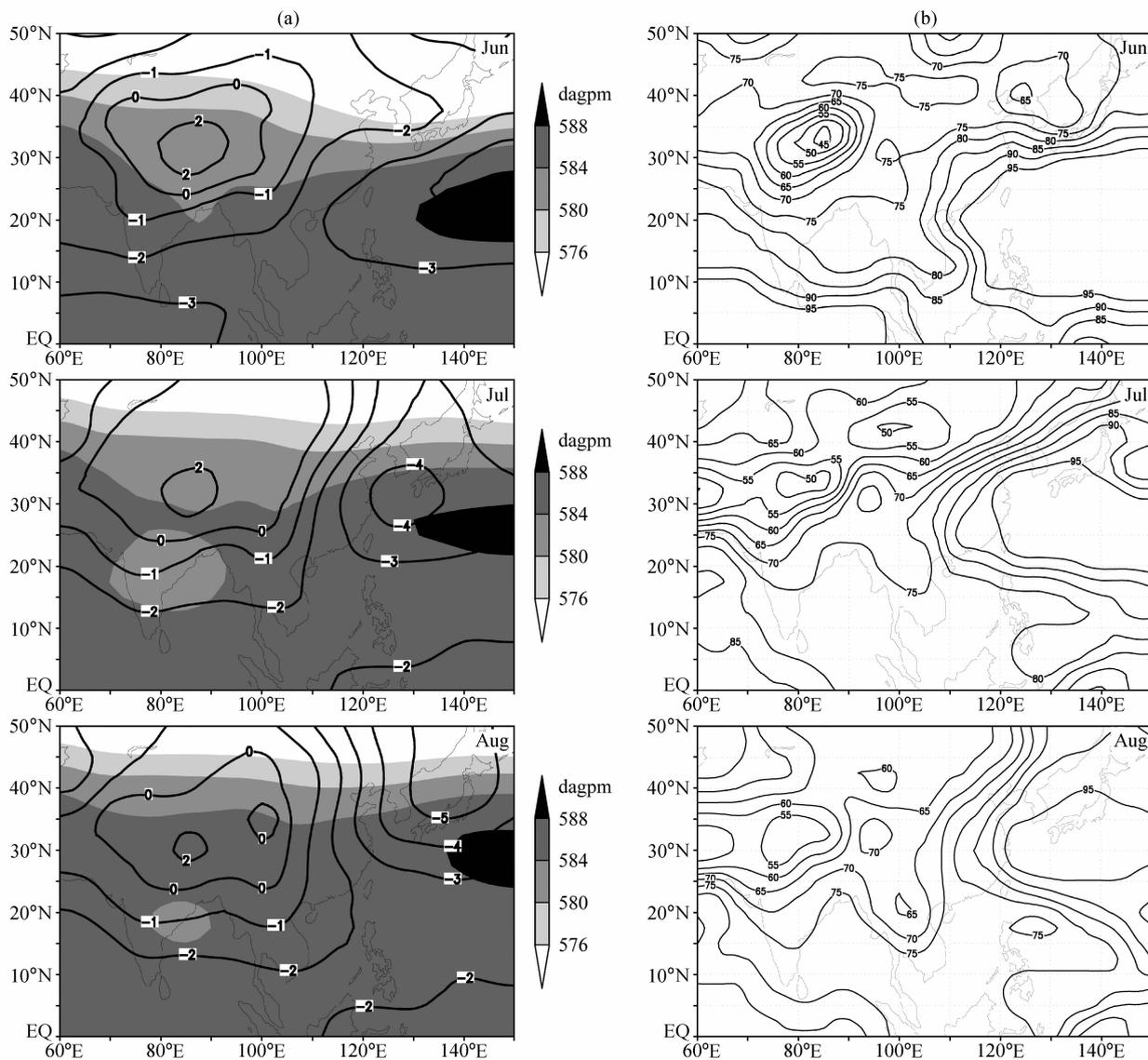


图 12 夏季 6~8 月多模式集合 500 hPa 高度场与观测 (阴影) 的偏差 (等值线) (a, 单位: dagpm) 以及模拟值偏低模式百分数统计 (b)
Fig. 12 (a) Bias (isoline, units: dagpm) of multi-model ensemble geopotential height field at 500 hPa from Jun to Aug relative to observation (shaded) and (b) the percentage of number of models with lower simulated values relative to observation (%)

便最终获得改进模式的方案, 提高模式的模拟能力。

致谢 感谢各模式组提供的模拟结果, 感谢气候模式诊断与比较计划 (PCMDI) 收集并存储模式输出结果, 感谢 JSC/CLIVAR 耦合模式工作组 (WGCM) 组织模式资料分析工作。IPCC 资料存储得到美国能源部科学办公室的支持。感谢 IPCC AR4 WGI TSU 在模式结果方面的技术支持。感谢 ECMWF 提供 ERA40 再分析资料。

参考文献 (References)

- [1] http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php
[2] Phillips T J, Gleckler P J. Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations: The utility of mul-

- timodel statistics. *Water Resour. Res.*, 2006, 42, W03202, doi:10.1029/2005WR004313
[3] Sun Y, Solomon S, Dai A, et al. How often does it rain? *J. Climate*, 2006, 19: 916~934
[4] Wang H L, Lau K M. Atmospheric hydrological cycle in the tropics in twentieth century coupled climate simulations. *Int. J. Climatol.*, 2006, 26: 655~678
[5] Cook K H, Vizi E K. Coupled model simulations of the West African monsoon system; 20th century simulations and 21st century predictions. *J. Climate*, 2006, 19: 3681~3703
[6] Wang B, Kang I-S, Lee J-Y. Ensemble simulation of Asian-Australian monsoon variability by 11 GCMs. *J. Climate*, 2004, 17: 803~818

- [7] IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2001. 881pp
- [8] 姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测. *地球物理学报*, 2004, **47** (4): 590~596
Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. East Asian climate change trend under global warming background. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2004, **47** (4): 590~596
- [9] Chen Q Y, Yu Y Q, Guo Y F. Simulation of East Asian summer monsoon with IAP CGCM. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, **14** (4): 461~472
- [10] Zhou N F, Yu Y Q, Qian Y F. Simulation of the 100-hPa South Asian high and precipitation over East Asia with IPCC coupled GCMs. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2006, **23** (3): 375~390
- [11] Rajendran K, Kitoh A, Yukimoto S. South and East Asian summer monsoon climate variation in the MRI Coupled Model (MRI-CGCM2). *J. Climate*, 2004, **17**: 763~782
- [12] Xie P, Arkin P. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model output. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**: 2539~2558
- [13] Wang B, Li T, Ding Y H, et al. East Asian-western North Pacific monsoon: A distinctive component of the Asian-Australian monsoon system, The 3rd International Workshop on Monsoons (IWM-III): (1) The Reviews on the Current State of Research/Forecasting of Monsoons, Hangzhou, China, 2004, 27~47
- [14] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999. 269 pp
Wei Fengying. *Modern Climate Statistic Diagnosis and Prediction Technology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1999. 269pp
- [15] Martin G, Dearden C, Greeves C, et al. Evaluation of the atmospheric performance of HadGAM/GEM1. Hadley Centre Technical Note 54, 2004. 64pp
- [16] Iorio J P, Duffy P B, Govindasamy B, et al. Effects of model resolution and subgrid scale physics on the simulation of precipitation in the continental United States. *Climate Dyn.*, 2004, **23**: 243~258
- [17] Emori S, Hasegawa A, Suzuki T, et al. Validation, parameterization dependence and future projection of daily precipitation simulated with an atmospheric GCM. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**: L060708
- [18] 沙万英, 郭其蕴. 西太平洋副热带高压脊线变化与我国汛期降水的关系. *应用气象学报*, 1998, **9** (增刊): 31~38
Sha Wanying, Guo Qiyun. Variations of summer rainfall over China in relation to the geographical locality of subtropical high ridge over West Pacific. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1998, **9** (Suppl.): 31~38
- [19] 陈兴芳, 赵振国. 中国汛期降水预测研究及应用. 北京: 气象出版社, 2000. 241pp
Chen Xingfang, Zhao Zhenguo. *Researches on Precipitation Prediction in Flood Season in China and Their Application* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000. 241pp
- [20] 孙秀荣, 何金海, 陈隆勋. 东亚海陆热力差指数与中国夏季降水的关系. *南京气象学院学报*, 2000, **23** (3): 378~384
Sun Xiurong, He Jinhai, Chen Longxun. Relationship between index of land-sea thermal difference and summer rainfall in China. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2000, **23** (3): 378~384
- [21] 林朝晖. 气候模式中的反馈机制及模式改进的研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. 1995
Lin Zhaohui. The mechanism of feedbacks in climatic model and improvements of model. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. 1995
- [22] 戴永久. 陆面过程模式及其与 GCM 耦合模拟研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. 1995
Dai Yongjiu. The land process model and its coupling with GCM. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. 1995
- [23] 孙淑清, 马淑杰. 海温异常对东亚夏季风及长江流域降水影响的分析及数值试验. *大气科学*, 2003, **27** (1): 36~52
Sun Shuqing, Ma Shujie. Analysis and numerical experiment on the relationship between the 1998 summer monsoon activities and SSTa in tropical regions. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (1): 36~52
- [24] 周宁芳. IPCC 20 世纪气候模拟中的南亚高压及其气候变率. 南京大学博士学位论文. 2006
Zhou Ningfang. The South Asian high and its variability in the climate of the twentieth century experiment for IPCC. Ph. D. dissertation (in Chinese). Nanjing University. 2006
- [25] 高学杰, 徐影, 赵宗慈, 等. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验. *大气科学*, 2006, **30** (2): 185~192
Gao Xue-Jie, Xu Ying, Zhao Zong-Ci, et al. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (2): 185~192
- [26] 王鹏飞, 王在志, 黄刚. 舍入误差对大气环流模式模拟结果的影响. *大气科学*, 2007, **31** (5): 815~825
Wang Peng-Fei, Wang Zai-Zhi, Huang Gang. The influence of round-off error on the atmospheric general circulation model. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (5): 815~825