

李星雨, 毕训强, 张贺. 2018. 全球模式 NCAR CESM 和 CAS ESM 对亚洲东部夏季气候的模拟性能评估: 气候平均态和降水日变化分析 [J]. 气候与环境研究, 23 (6): 645–656. Li Xingyu, Bi Xunqiang, Zhang He. 2018. Evaluation of NCAR CESM and CAS ESM models for the simulation of boreal summer climate over eastern Asia: Climatological mean and diurnal cycle of precipitation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (6): 645–656, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18050.

全球模式 NCAR CESM 和 CAS ESM 对亚洲东部夏季气候的模拟性能评估: 气候平均态和降水日变化分析

李星雨^{1,2} 毕训强^{1,3} 张贺⁴

1 中国科学院大气物理研究所气候变化中心, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 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

4 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

摘 要 主要评估了美国国家大气研究中心的 NCAR CESM (Community Earth System Model, NCAR) 和中国科学院的 CAS ESM (Earth System Model, Chinese Academy of Sciences) 两个地球系统模式对亚洲东部夏季气候态的模拟性能。使用 NCAR CESM 和 CAS ESM 各两种不同的水平分辨率, 一共进行了 4 组长达 19 年 (1998~2016 年) 的数值积分试验, 并通过对 2 m 气温、降水强度和降水日变化等的分析, 比较了这两个模式在亚洲东部的模拟性能。结果表明, CAS ESM 和 NCAR CESM 均能模拟出夏季 2 m 气温和降水强度的大尺度分布特征, 但整体上模拟得到的地表面气温偏暖、降水强度偏弱。对于降水日变化而言, 观测的日降水峰值在陆地上主要发生在下午到傍晚时段, 在海洋上则出现在午夜到凌晨时段。两组低分辨率试验模拟的陆地降水峰值出现过早, 且无法模拟出四川盆地的夜间降水峰值和部分海洋地区凌晨或上午的降水峰值。提高分辨率对模式的模拟性能有显著的提升作用。高分辨率下, NCAR CESM 和 CAS ESM 对陆地和海洋的降水日变化模拟性能都明显提高。对降水日变化的量化分析表明, 高分辨率 CAS ESM 模式对整个亚洲东部降水日变化的模拟最优。目前模式对海陆风的模拟还不太理想, 未来要进一步提高模式模拟性能, 需要重点完善与气温、降水过程相关的物理参数化方案。

关键词 CAS ESM (Earth System Model, Chinese Academy of Sciences) NCAR CESM (Community Earth System Model, NCAR) 亚洲东部 降水日变化

文章编号 1006-9585 (2018) 06-0645-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18050

Evaluation of NCAR CESM and CAS ESM Models for the Simulation of Boreal Summer Climate over Eastern Asia: Climatological Mean and Diurnal Cycle of Precipitation

LI Xingyu^{1,2}, BI Xunqiang^{1,3}, and ZHANG He⁴

1 Climate Change Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics,

收稿日期 2018-04-03; 网络预出版日期 2018-05-09

作者简介 李星雨, 女, 1994 年出生, 硕士, 主要从事降水日变化研究。E-mail: lixingyu@mail.iap.ac.cn

通讯作者 毕训强, E-mail: bixq@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFB0200805, 国家自然科学基金面上项目 41575089

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFB0200805), National Natural Science Foundation of China (Grant 41575089)

Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract This study evaluates the performance of two global models, i.e., the NCAR CESM (Community Earth System Model, NCAR) and the CAS ESM (Earth System Model, Chinese Academy of Sciences), for the simulation of boreal summer climate over eastern Asia. Four 19-year (1998–2016) AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project)-type experiments have been conducted using both the NCAR CESM and the CAS ESM with two different horizontal resolutions, and climatological means of 2-m air temperature, precipitation intensity and its diurnal cycle in the boreal summer over eastern Asia are analyzed. The results show that both models can reproduce large-scale features of boreal summer 2-m air temperature and precipitation intensity, although warm biases are found in the simulation of 2-m air temperature and precipitation rate is underestimated. For the diurnal cycle of precipitation, the observed peaks of precipitation occur during the afternoon to early evening over the land and during midnight to early morning over the ocean. Precipitation peaks earlier than observations over the land in the two coarse-resolution experiments, while the nocturnal peak in Sichuan Basin and the morning or early morning peak over some ocean areas cannot be reproduced. Increasing the horizontal resolution can significantly improve the model performance. The two high-resolution experiments distinctly improve the simulation of precipitation peaks over the land and ocean, and can well reproduce the afternoon peak over some islands. Quantitative comparisons between simulations of the two models indicate that the high-resolution CAS ESM experiment can yield the best simulation of precipitation peaks in the entire study region. The simulation of land and sea breezes still needs to be improved. Improvement of physical parameterizations related to precipitation and thermodynamic processes is very important for further improvement of the model performance.

Keywords CAS ESM (Earth System Model, Chinese Academy of Sciences), NCAR CESM (Community Earth System Model, NCAR), Eastern Asia, Diurnal cycle of precipitation

1 引言

气候模式是预估未来气候变化的重要工具,已被广泛用于气候变化研究,气候模式的改进和发展需要模式性能评估方面的研究结论。亚洲东部地形复杂,土地利用类型多变,具有丰富的区域气候特征差异。该区域的气候态一直是数值模拟的一个难题(戴泽军等, 2011; 毛江玉和吴国雄, 2012)。

作为基本的气候变量,气温和降水的模拟性能检验已经广泛用于模拟性能评估中(Walsh et al., 2008; Masson and Knutti, 2011)。气温受地形影响较大(卢爱刚等, 2008),气候模式对大尺度地表面气温特征的模拟已经有较高的准确性。但在部分地区,如青藏高原大地形区域,模拟的地表面气温还存在较大的系统误差(Flato et al., 2013)。降水的模拟涉及到模式的诸多物理过程,如地表蒸发、大气中的水汽辐合、对流、云微物理过程等(Trenberth et al., 2003),这为模式准确模拟降水增加了许多挑战性。目前,气候模式对降水的模拟性能还有待提高(Yuan et al., 2013)。因为降水的落区及强度跟地面地形的抬升机制也有

很大关系,模式的水平分辨率也会影响对降水的模拟性能。

事实上,除了准确模拟气候平均态以外,成功的模式也应该具有准确模拟日变化特征的能力(Wilson and Mitchell, 1986)。降水日变化受大气湿对流和云的日变化的影响,能调节地表面气温,影响地表的短波和长波辐射(Dai et al., 1999)。模拟降水日变化能综合反映模式的性能,因此降水日变化也成为了评估模式模拟性能的理想指标之一。随着高时间分辨率卫星降水资料的出现和积累,降水日变化的模拟研究受到更加广泛的关注(Slingo et al., 2004; Janowiak et al., 2007)。Dai (2006)发现模式模拟的陆地日降水峰值出现的时间总是比观测提前。Collier and Bowman (2004)发现模式一般会高估陆地上的降水日变化振幅,而低估在海洋上的振幅。Yuan et al. (2013)使用大气环流模式CAM5 (Community Atmosphere Model version 5.0)进行了5年模拟试验,采用不同水平分辨率的模式模拟了东亚副热带地区的夏季降水日变化,发现模式能模拟出中国平原东部正午的降水峰值和东海凌晨的降水峰值,但会低估中国平原西部的降水日变化振幅。

亚洲东部雨带推进具有阶段性特征，大部分地区夏季降水最多，且高温高湿同时发生。许多地区的夏季降水会受到夏季东亚季风和南亚季风的联合影响，如长江流域的夏季暴雨等，这种形成机制较为复杂的降水为模式模拟提供了相当大的挑战性。以往研究发现，在受强季风环流影响的地区，气候模式一般会低估夏季降水（Phillips and Gleckler, 2006）。四季中夏季的降水日变化是最明显的（Dai et al., 1999），因此本文选取了亚洲东部的夏季气候进行模拟研究。

目前，尚无用大气环流模式对亚洲东部降水日变化的长期数值模拟研究，而短的数值试验会使得研究结果存在一定的不确定性。CAS ESM（Earth System Model, Chinese Academy of Sciences）是一个由中国科学院新研发的全球气候模式，被用于评估亚洲东部气候模拟性能的工作较少。本文研究利用 CAS ESM 进行了 1998~2016 年，19 年的长时间数值积分试验，并与美国国家大气研究中心的 NCAR CESM（Community Earth System Model, NCAR）进行比较，以评估 CAS ESM 模式的模拟性能。提高水平分辨率能提高模式对东亚部分地区降水日变化的模拟性能（Arakawa and Kitoh, 2005; Ploshay and Lau, 2010），所以本研究进行了 CAS ESM 和 NCAR CESM 中各两种不同水平分辨率的长时间数值模拟试验，并结合 CMORPH（Climate Prediction Center MORPHing technique）高时空分辨率卫星降水资料，分析了 CAS ESM 和 NCAR CESM 模拟亚洲东部的夏季地表面气温、降水强度和降水日变化的性能。

2 模式、资料与方法

本研究中用于进行气候模拟试验的两个全球模式是：美国国家大气研究中心（NCAR）的 CESM 模式 1.22 版本和中国科学院（CAS）自主开发的 CAS ESM 模式 1.0 版本。NCAR CESM 中的大气分量模式 CAM5 提供有限体积 FV（Finite Volume）、谱元 SE（Spectral Element）、半拉格朗日 SLD（Semi-Lagrangian）和欧拉 EUL（Eulerian）4 种动力框架（Neale et al., 2010）。CAM5 中的每种动力框架都有多种分辨率可供选择，本文选用的是 FV 动力框架中的 1.9° （纬度） $\times 2.5^{\circ}$ （经度）和 0.47° （纬度） $\times 0.63^{\circ}$ （经度）水平分辨率，垂直层数为 30

层。CAS ESM 中的大气分量模式 IAP AGCM4.1（Institute of Atmospheric Physics, Atmospheric General Circulation Model）（Zhang et al., 2013）是中国科学院大气物理研究所（IAP）自主开发的大气环流模式。IAP AGCM4.1 使用了有限差分 FD（Finite Difference）动力框架，提供的水平分辨率为 1.4° （纬度） $\times 1.4^{\circ}$ （经度）和 0.5° （纬度） $\times 0.5^{\circ}$ （经度），垂直层数为 30 层。NCAR CESM 和 CAS ESM 的大气分量模式采用了相同的物理过程参数化方案。

NCAR CESM 和 CAS ESM 都提供了多种分量模式配置方案，本文研究选择运行 AMIP 类试验（Atmospheric Model Intercomparison Project）（Taylor et al., 2000），即大气模式由 1998~2016 年的逐月观测海表温度（SST）和海冰覆盖度资料驱动，且采用观测的温室气体和人为气溶胶排放数据。在 AMIP 类试验中，CAS ESM 和 CESM 选用的陆面分量模式都是 CLM 4.5（Community Land Model version 4.5）（Oleson et al., 2013）。本研究选用了 CAS ESM 和 NCAR CESM 中两种不同的水平分辨率，一共运行了 4 组 19 年（1998~2016 年）的数值积分试验。这 4 个试验分别是：（1）LR_{NCAR}，低分辨率下的 NCAR CESM 试验；（2）HR_{NCAR}，高分辨率下的 NCAR CESM 试验；（3）LR_{CAS}，低分辨率下的 CAS ESM 试验；（4）HR_{CAS}，高分辨率下的 CAS ESM 试验。每组试验对应的模式和分辨率参见表 1。所有试验都采用了 CAM5 物理参数化方案组合，见表 2。图 1 显示了本研究选取的分析区域及其地形。

表 1 本研究 4 组试验选用的模式及其分辨率

Table 1 Models used in four experiments for the present study and their horizontal resolutions

试验名称	模式	分辨率
LR _{NCAR}	NCAR CESM	1.9° （纬度） $\times 2.5^{\circ}$ （经度）；L30
HR _{NCAR}	NCAR CESM	0.47° （纬度） $\times 0.63^{\circ}$ （经度）；L30
LR _{CAS}	CAS ESM	1.4° （纬度） $\times 1.4^{\circ}$ （经度）；L30
HR _{CAS}	CAS ESM	0.5° （纬度） $\times 0.5^{\circ}$ （经度）；L30

研究分析了这 4 组试验模拟亚洲东部夏季的 2 m 气温、降水强度和降水日变化等的性能，采用的观测资料为：（1）CRU（Climatic Research Unit）地表温度观测数据，空间分辨率为 0.5° （纬度） $\times 0.5^{\circ}$ （经度），时间分辨率为 1 个月，覆盖范围是南极洲以外的所有陆地地区（Harris et al., 2014）。（2）CMORPH

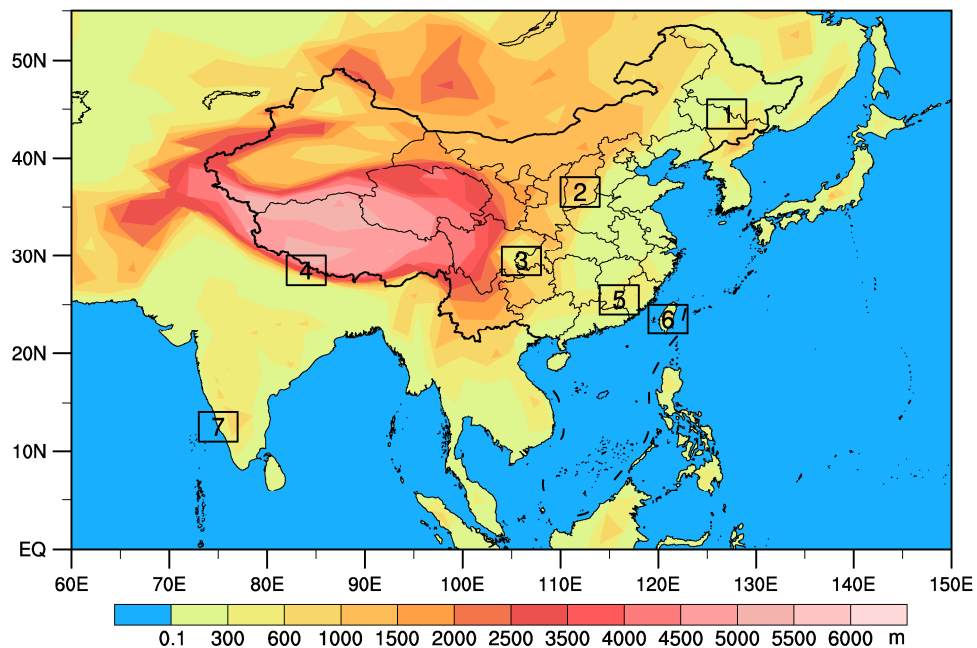


图1 研究区域及其地形(填色:海拔高度)。图中标注了7个子区域,分别是:子区域1——东北地区(43°N~46°N, 125°E~129°E),子区域2——华北地区(35°N~38°N, 110°E~114°E),子区域3——四川盆地(28°N~31°N, 104°E~108°E),子区域4——喜马拉雅山迎风坡(27°N~30°N, 82°E~86°E),子区域5——中国南方沿海(24°N~27°N, 82°E~86°E),子区域6——台湾岛(22°N~25°N, 119°E~123°E),子区域7——印度半岛西岸(11°N~14°N, 73°E~77°E)

Fig. 1 Model domain used in this study and topography (shading: altitude). The seven subregions are also shown. Region 1: Northeast China (43°N~46°N, 125°E~129°E), Region 2: North China (35°N~38°N, 110°E~114°E), Region 3: Sichuan basin (28°N~31°N, 104°E~108°E), Region 4: the windward side of the Himalaya (27°N~30°N, 82~86°E), Region 5: China coastal area (24°N~27°N, 82°E~86°E), Region 6: Taiwan Island (22°N~25°N, 119°E~123°E), Region 7: offshore of the western Indian peninsula (11°N~14°N, 73°E~77°E)

卫星观测降水资料,空间分辨率为 0.07275° (纬度) $\times 0.07277^{\circ}$ (经度),在赤道处可达8 km,时间分辨率为30 min(Joyce et al., 2004)。(3)NCAR 开发的GPCC(Global Precipitation Climatology Centre)降水资料,空间分辨率为 1° (纬度) $\times 1^{\circ}$ (经度),时间分辨率为1个月(Becker et al., 2013)。本研究使用GPCC降水资料是为了验证CMORPH卫星资料的准确性。

表2 CAM5 物理参数化方案组合具体配置
Table 2 Description of model parameterizations in CAM5 (Community Atmosphere Model version 5.9)

物理过程	参数化方案
深对流	ZM(Zhang and McFarlane)方案(Zhang and McFarlane, 1995)
浅对流	UW(the University of Washington)方案(Park and Bretherton, 2009)
云微物理	MG(Morrison and Gettelman)方案(Morrison and Gettelman, 2008)
云宏物理	PK(Park)方案(Neale et al., 2010)
湍流边界层	UW(University of Washington)湿扰动方案(Park and Bretherton, 2009)
辐射	RRTMG(Rapid Radiative Transfer Method for GCMs)快速辐射传输方案(Iacono et al., 2008)

本文使用了降水位相来表示降水日变化,降水位相指的是一天中最大降水发生的时刻。在计算降水位相时,本文采用当地太阳时间(local solar time)表示逐小时降水位相。为了定量地比较4个试验模拟降水位相的性能,本文计算了模式和观测的降水位相的时间偏差。根据降水位相的时间偏差,所有网格可以被分成13类,而每个等级下的降水面积占总降水面积的比值通过以下公式计算:

$$P_i = \frac{A_i}{A_s} \times 100\%, \tag{1}$$

$$\sum_{i=0}^{12} P_i = 1, \tag{2}$$

$$P_s = P_0 + P_1 + P_2, \tag{3}$$

其中, i 是降水位相差的等级,在等级 i 内,模拟和观测的降水位相差值为 $\pm i$ 小时; A_i 表示等级 i 内所有网格的面积; A_s 是总降水面积,表示整个亚洲东部内所有降水强度大于0.5 mm/d 网格的面积。 P_i 表示等级 i 内所有网格的面积占总降水面积的比值。在前3个等级中的网格的降水位相时间差分别

为 0、 ± 1 、 ± 2 h, 这 3 类网格的降水日变化特征有比较好的模拟性能, 对应的面积占比分别为 P_0 、 P_1 和 P_2 。 P_s 表示前 3 个等级内的面积占比之和。在进行模式性能比较时, 我们首先考虑 P_s 的大小, 然后依次考虑 P_0 、 P_1 、 P_2 的大小。

3 结果与分析

3.1 2 米高度气温的模拟性能分析

图 2 表示了观测和模拟的亚洲东部夏季 2 m 高度气温分布。其中图 2a 是观测的亚洲东部夏季 2 m 气温分布, 图 2b、2c、2d 和 2e 分别是 4 组试验模拟的 2 m 气温偏差分布。从图 2a 中 CRU 的观测结果来看, 亚洲东部 2 m 气温的低温中心出现在青藏高原, 高温中心出现在巴基斯坦和我国东部, 这种温度分布特征主要是由海拔高度造成的。亚洲东部夏季区域平均气温为 $21.63\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

从图 2b、2c、2d 和 2e 的模拟结果来看, 4 个试验模拟的气温和观测气温之间的空间相关系数都达到了 0.9 以上, 4 个试验对亚洲东部气温分布的整体模拟性能都比较好。其中, LR_{CAS} 试验的空间相关系数稍弱, LR_{CAS} 低估了青藏高原的近地面气温, 高估了新疆北部、内蒙西部以及哈萨克斯坦东部一带的近地面气温; 模拟和观测的近地面气温偏差值达到了 $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。高分辨下的 CAS ESM 模式能显著改善气温偏差, 图 2e 中的气温偏差基本都小于 $8\text{ }^{\circ}\text{C}$; CAS ESM 模拟的和观测的 2 m 气温空间相关系数提高了 0.04 左右。提高水平分辨率能提高 NCAR CESM 和 CAS ESM 模拟亚洲东部区域平均气温的性能。 HR_{NCAR} 模拟的区域平均 2 m 气温为 $22.66\text{ }^{\circ}\text{C}$, HR_{CAS} 模拟的区域平均 2 m 气温为 $22.04\text{ }^{\circ}\text{C}$, HR_{CAS} 的模拟结果和观测更为接近。综合看来, 高分辨率下 CAS ESM 模拟 2 m 气温的性能稍好于 NCAR CESM。

3.2 降水强度的模拟性能分析

图 3 表示观测和模拟的夏季降水强度分布, 降水强度用日降水量表示。其中图 3a 和 3b 分别是 CMORPH 和 GPCC 观测的亚洲东部降水强度分布, 图 3c、3d、3e 和 3f 分别是 4 组试验模拟的降水强度分布。CMORPH 和 GPCC 的观测结果表明, 在东亚季风、南亚季风以及地形的影响下, 降水强度呈现出从印度东北部、中南半岛以及中国南方沿海地带向中国西北递减的趋势; 且在印度半岛西岸、

中国南方沿海地区和喜马拉雅山迎风坡存在 3 个强降水中心。此外, 观测结果还展示出了缅甸的少雨区, 这个少雨区是由巴特开山背风坡处的焚风效应造成的。相对于 GPCC 降水资料, CMORPH 卫星观测的亚洲东部区域平均降水强度偏高, 两者的降水强度分布型基本一致, CMORPH 卫星数据能体现出亚洲东部的大尺度降水分布特征。由于具有更高的水平分辨率, CMORPH 卫星数据还能体现出研究区域内的更多的细节特征, 更适合作为对亚洲东部降水模拟的对比观测资料。

在低分辨率试验中, LR_{NCAR} 和 LR_{CAS} 模拟的区域平均降水强度都偏低, LR_{NCAR} 模式和观测结果之间的空间相关系数更高, 能更好地体现降水强度的分布型 (图 3c 和 3e)。 LR_{NCAR} 能模拟出降水强度从研究区域的东南向西北逐渐减小的趋势, 也能模拟出印度半岛西岸和喜马拉雅山迎风坡的强降水中心, 但是不能模拟出中南半岛和中国南方沿海地区的强降水。 LR_{CAS} 模拟的亚洲东部降水强度分布趋势和强降水中心都较差, LR_{CAS} 只模拟出了喜马拉雅山迎风坡的强降水中心, 且模拟的位置相对于观测偏北。

相对于低分辨率试验, 高分辨率试验 HR_{NCAR} 和 HR_{CAS} 模拟的区域平均降水强度更接近观测, 但两者仍然低估了降水强度的量级 (图 3d 和 3f)。相对于 LR_{NCAR} , HR_{NCAR} 模拟的印度东北部的降水强度更好, 模式模拟出了缅甸的焚风区; 同时 HR_{NCAR} 模拟的喜马拉雅山迎风坡强降水区形状更窄, 窄带形状和观测结果更为接近; HR_{NCAR} 模拟的印度东北部的降水强度也更准确, 但模式仍然无法模拟出中南半岛和中国南方沿海的强降水中心。相对于 LR_{CAS} , HR_{CAS} 模拟的降水强度和观测结果的空间相关系数提升了 0.13, 提高分辨率大大提高了 CAS ESM 对降水强度分布趋势和强降水中心的模拟。 HR_{CAS} 的降水强度空间相关系数高于 HR_{NCAR} , 区域平均降水量少于 HR_{NCAR} 。 HR_{CAS} 无法模拟出缅甸焚风区, 且对强降水区的模拟不如 HR_{NCAR} , 如印度半岛西岸的强降水。

我们也分析了 4 组试验模拟和观测的降水强度相对偏差分布 (图略)。 LR_{NCAR} 试验模拟的降水强度的正偏差主要出现在青藏高原、中国西北部地区、印度半岛的西北角和正南角; 降水强度的负偏差主要出现在印度半岛东北部、中国南方沿海地区 and 新疆附近地区。 LR_{CAS} 试验模拟的降水强度偏差

分布和 LR_{NCAR} 较为相似, LR_{CAS} 还高估了哈萨克斯坦东北角至俄罗斯西南一带的降水强度。提高分辨率后, HR_{NCAR} 试验改善了印度半岛东北部和东南亚的降水强度; 但对日本半岛和渤海湾的降水强

度模拟得更差。高分辨率 HR_{CAS} 试验对降水强度的模拟能力明显高于 LR_{CAS} , HR_{CAS} 能更好地模拟印度半岛、哈萨克斯坦东北角至俄罗斯西南一带和中国东南的降水强度。

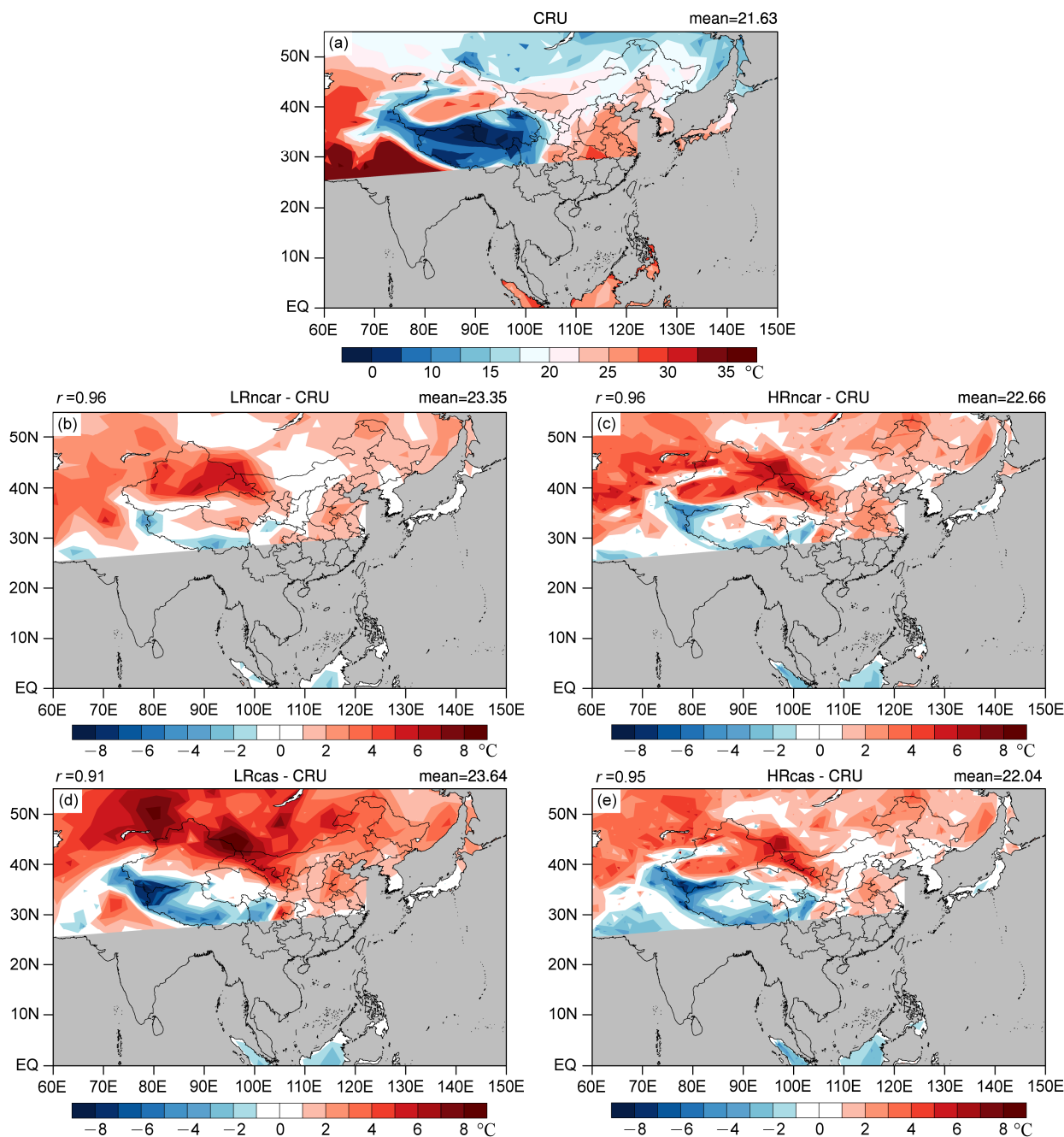


图2 1998~2016年东亚地区夏季 (a) CRU 观测 2 m 高度气温分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 以及模式试验结果 (b) NCAR CESM 低分辨率试验 (LR_{ncar})、(c) NCAR CESM 高分辨率试验 (HR_{ncar})、(d) CAS ESM 低分辨率试验 (LR_{cas})、(e) CAS ESM 高分辨率试验 (HR_{cas}) 和 CRU 观测之间的气温偏差。图中标明了观测和模拟的区域平均气温 (mean, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 以及模式结果与观测间的空间相关系数 (r)

Fig. 2 Distributions of (a) summer 2-m-height air temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) derived from (a) the CRU (Climatic Research Unit) observational dataset and (b-e) the biases in experiments of (b) the coarse-resolution NCAR CESM (Community Earth System Model, NCAR) simulation (LR_{ncar}), (c) the fine-resolution NCAR CESM simulation (HR_{ncar}), (d) the coarse-resolution CAS ESM (Earth System Model, Chinese Academy of Sciences) simulation (LR_{cas}), and (e) the fine-resolution CAS ESM simulation (HR_{cas}) in eastern Asia during 1998–2016. Observed and simulated area-mean temperature (mean, units: $^{\circ}\text{C}$) and spatial correlation coefficients (r) between simulations and observations are also shown

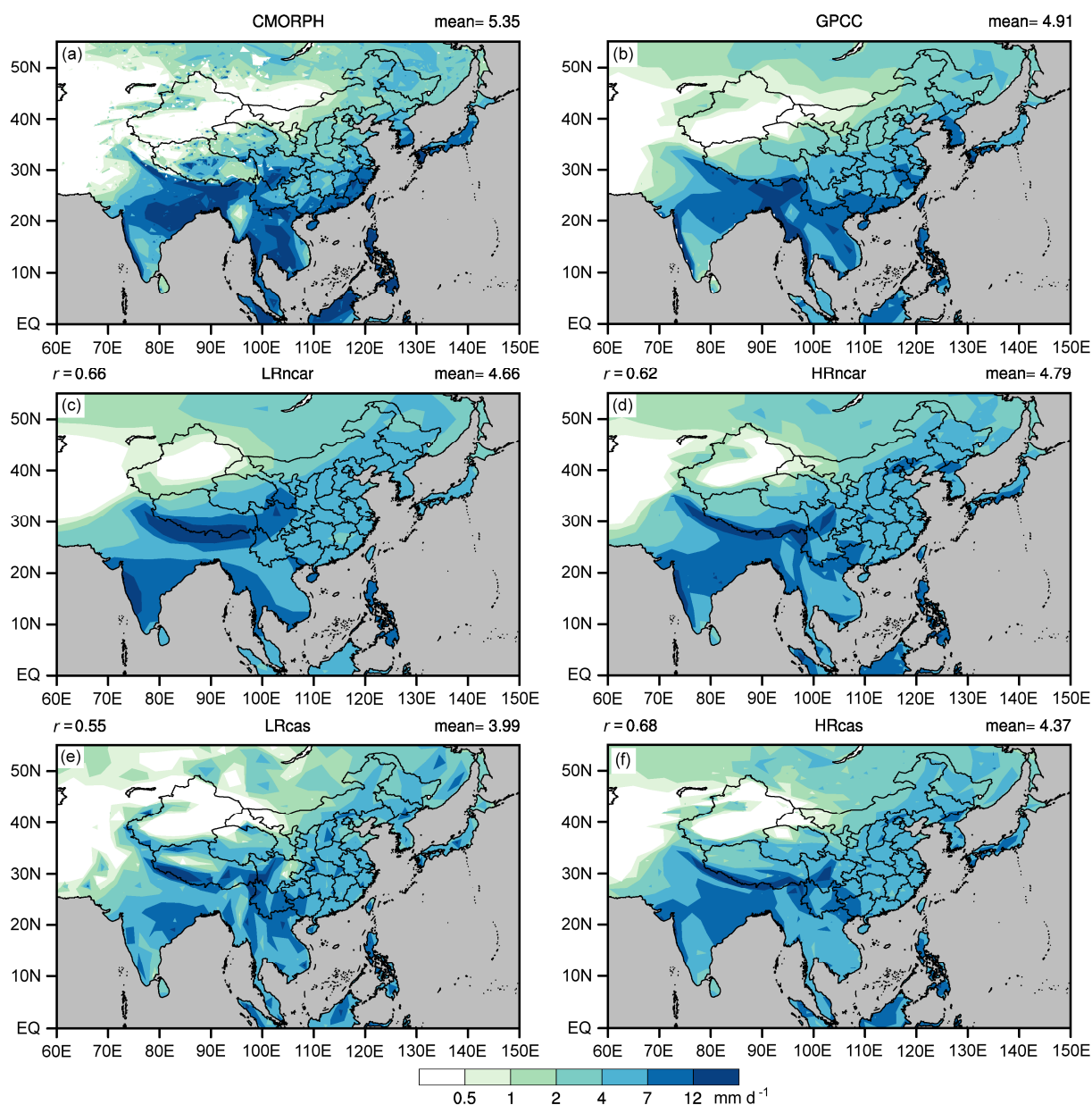


图3 1998~2016年东亚地区观测和模拟的夏季降水强度(日降水量)分布(单位: mm d^{-1}): (a) CMORPH 观测; (b) GPCC 观测; (c) NCAR CESM 低分辨率试验; (d) NCAR CESM 高分辨率试验; (e) CAS ESM 低分辨率试验; (f) CAS ESM 高分辨率试验。图中标明了观测和模拟的区域平均降水强度(mean)以及模式结果与观测间的空间相关系数(r)

Fig. 3 Distributions of summer precipitation intensity (daily precipitation amount, units: mm d^{-1}) derived from (a) precipitation analysis produced by the Climate Prediction Center (CPC) morphing method (CMORPH), (b) data from the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), (c) the coarse-resolution NCAR CESM simulation, (d) the fine-resolution NCAR CESM simulation, (e) the coarse-resolution CAS ESM simulation, and (f) the fine-resolution CAS ESM simulation in eastern Asia during 1998–2016. Observed and simulated area-mean precipitation intensity (mean) and spatial correlation coefficients (r) between simulations and observations are also shown

3.3 降水位相的模拟性能分析

图4展示了模拟和观测的降水位相,采用色相和饱和度来表示降水位相和降水强度。图4中,不同的颜色表示不同的降水位相,变化范围是 00:00 (当地太阳时间,下同)到 23:59;颜色的深浅表

示降水强度,颜色越强表示降水强度越大。其中图4a是CMORPH卫星观测的亚洲东部降水位相分布,图4b、4c、4d和4e分别是4组试验模拟的降水位相分布。为了更加直观地分析夏季降水日循环在分析区域的特征,本文选取了7个大小一致的比

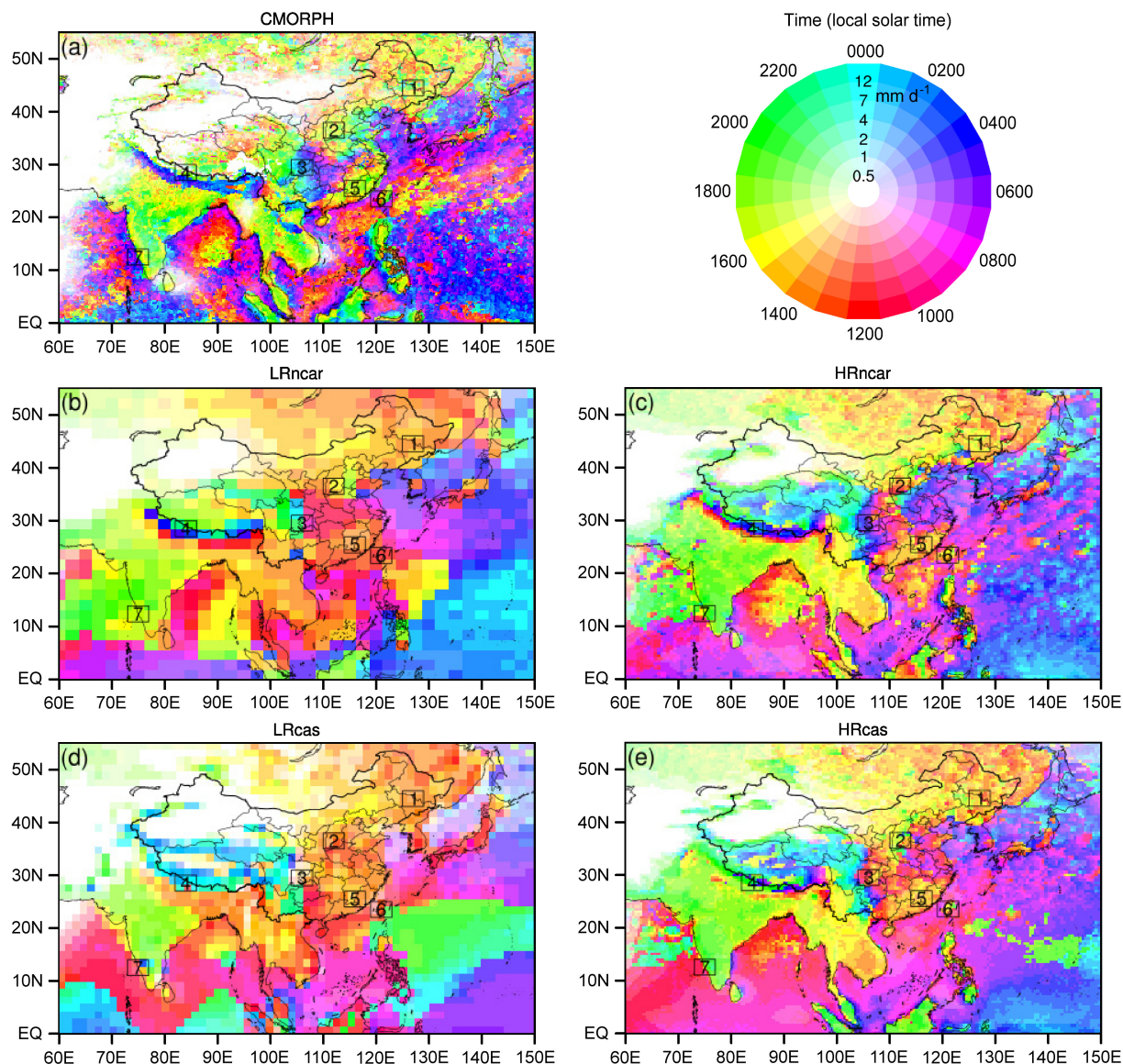


图4 1998~2016年东亚地区观测和模拟的夏季降水位相(色相)和降水强度(饱和度)分布:(a) CMORPH 观测;(b) NCAR CESM 低分辨率试验;(c) NCAR CESM 高分辨率试验;(d) CAS ESM 低分辨率试验;(e) CAS ESM 高分辨率试验。图中的7个子区域同图1

Fig. 4 Distributions of summer precipitation phase (hue) and precipitation intensity (saturation) derived from (a) precipitation analysis produced by the CMORPH, (b) the coarse-resolution CESM simulation, (c) the fine-resolution CESM simulation, (d) the coarse-resolution CAS ESM simulation, and (e) the fine-resolution CAS ESM simulation in eastern Asia during 1998–2016. The seven regions shown here are the same as those in Fig. 1

较典型的子区域:子区域1——东北地区,子区域2——华北地区,子区域3——四川盆地,子区域4——喜马拉雅山迎风坡,子区域5——华南沿海地区,子区域6——台湾岛,子区域7——印度半岛西岸,见图1和图4。考虑到夏季降水日循环与地形的紧密关系,每个子区域都固定成 3° (纬度) $\times 4^{\circ}$ (经度)的小矩形,以避免子区域大小对分析结论的影响。

图4a展示了高时空分辨率的CMORPH观测数

据的降水位相分布,观测表明亚洲东部降水位相具有明显的海陆差异分布特征。陆地上的降水位相主要集中在下午到傍晚,例如东北地区(子区域1)、华北地区(子区域2)、华南沿海地区(子区域5)以及台湾岛(子区域6);海洋上的降水位相主要集中在午夜到凌晨。前人研究已经表明,这种降水位相的海陆差异特征是由陆地和海洋上的降水机制差异造成的(Wallace, 1975; Randall et al., 1991)。

因为具有较高的分辨率, CMORPH 卫星观测资料还能体现出降水位相的局地特征, 如喜马拉雅山迎风坡(子区域 4)、四川盆地(子区域 3)以及印度半岛邻近海域(子区域 7)的夜晚降水位相, 这些区域分别受到山谷风和海陆风的影响。

图 4b 和图 4d 展示了低分辨率下 LR_{NCAR} 和 LR_{CAS} 试验模拟的亚洲东部的降水位相分布。低分辨率试验的模拟结果主要存在以下几个问题: (1) 陆地上的降水位相出现时间过早。(2) LR_{NCAR} 和 LR_{CAS} 都不能模拟出四川盆地的夜晚的降水位相。

(3) LR_{NCAR} 和 LR_{CAS} 在模拟部分海洋上的降水位相时都存在错误的模拟结果。在 LR_{NCAR} 中的阿拉伯海东部和 LR_{CAS} 中的西太平洋, 模式模拟的降水位相为下午, 但观测中这两个海域的日位相分别为早上和凌晨。(4) 因为水平分辨率的不足, LR_{NCAR} 和 LR_{CAS} 都无法模拟出岛屿下午的降水位相, 例如模拟的海南岛和台湾岛的降水位相都出现在上午。此外, 比较两个低分辨率试验的模拟结果可以看出, LR_{NCAR} 能模拟出喜马拉雅山迎风坡的夜晚降水位相, 但 LR_{CAS} 不能。

随着分辨率的提高, NCAR CESM 和 CAS ESM 都能更好地描述地形的细节特征, 模式中与降水日变化有关的地表、大气之间的能量物质交换过程也能有更细致的体现。因此模式模拟的降水位相也有明显的提高(图 4c 和图 4e)。相对于低分辨率试验, HR_{NCAR} 和 HR_{CAS} 在模拟降水位相性能上的主要有几个方面的改善: (1) 陆地上的降水位相更接近于观测。(2) HR_{NCAR} 能再现四川盆地夜晚的降水位相。

(3) 海洋上的降水位相模拟结果都有明显的提高, HR_{NCAR} 更好地模拟了阿拉伯海东部的降水位相, HR_{CAS} 更好地模拟了西太平洋的降水位相。(4) HR_{NCAR} 和 HR_{CAS} 都能模拟出岛屿下午的降水位相, 如台湾岛和海南岛。此外, 比较 HR_{NCAR} 和 HR_{CAS} 的模拟结果可以看出, HR_{NCAR} 能模拟出喜马拉雅山迎风坡和四川盆地的夜晚降水位相, 但 HR_{CAS} 不能。总的来说, 提高分辨率能明显提高模式的模拟性能, 但需要注意的是, 两组高分辨率试验仍然无法模拟出印度半岛西岸的夜间降水位相。

在进行降水位相模拟性能的定量比较时, 我们利用第 2 节中介绍的公式计算了观测和模式之间的降水位相差值, 并把前 3 个等级下 A_i 、 A_s 、 P_i 、 P_s 的值列在表 3 中。从表 3 可以看出, LR_{CAS} 和 LR_{NCAR} 试验的 P_s 值是相等的, 但 LR_{NCAR} 的 P_0 的值比 LR_{CAS}

高 1%, 这意味着在低分辨率下, NCAR CESM 能更好地模拟降水位相。提高分辨率后, HR_{NCAR} 的 P_s 值提高了 10%, HR_{CAS} 的 P_s 值提高了 14%。定量分析表明, 提高分辨率能明显提高 NCAR CESM 和 CAS ESM 对降水位相的模拟性能; 比较而言, CAS ESM 对整个亚洲东部降水位相的模拟优于 NCAR CESM。

表 3 1998~2016 年东亚地区观测和模拟的夏季降水位相差值分别为 0、1、2 h 网格的面积及其占夏季降水强度大于 0.5 mm/d 所有网格总面积的百分比

Table 3 Areas of grids with summer precipitation phase differences of 0, 1, 2 h between observations and simulations and their percentages in the total area of grids with precipitation rate greater than 0.5 mm/d in eastern Asia during 1998–2016

试验	0 h 差值			1 h 差值		2 h 差值		
	A_0/km^2	A_1/km^2	P_0	A_1/km^2	P_1	A_2/km^2	P_2	P_s
LR _{NCAR}	1858.77	171.22	9%	263.79	14%	337.56	18%	41%
LR _{CAS}	1667.22	134.98	8%	236.41	14%	311.44	19%	41%
HR _{NCAR}	1806.02	189.71	11%	377.37	21%	351.88	19%	51%
HR _{CAS}	1751.34	174.62	10%	409.83	23%	376.54	22%	55%

3.4 子区域定量比较分析

本小节计算了图 1 中的 7 个子区域中模拟的亚洲东部夏季近地面气温、降水强度与观测的偏差值, 来定量比较 CAS ESM 和 NCAR CESM 模拟性能。计算结果列在表 4 中。

从近地面气温的定量比较结果来看, LR_{NCAR} 对所有子区域的近地面气温的模拟都优于 LR_{CAS}。提高分辨率, HR_{NCAR} 模拟的子区域 6 的近地面气温优于 LR_{NCAR}, 但模拟的其余子区域的近地面气温都不如 LR_{NCAR}。提高分辨率后, CAS ESM 对大多数子区域的模拟性能都有所提高。比较 HR_{NCAR} 和 HR_{CAS} 的模拟结果可以发现, HR_{CAS} 对大多数子区域近地面气温的模拟都优于 HR_{NCAR}。

对降水强度的定量比较能看出, LR_{NCAR} 对子区域 2、子区域 3 和子区域 6 的降水强度模拟结果好于 LR_{CAS}, LR_{CAS} 对子区域 5 和子区域 7 的降水强度模拟更好。高分辨率的两组试验中, HR_{NCAR} 能更好地模拟子子区域 5 和子区域 7 的降水强度, 但对子区域 1、子区域 2 和子区域 6 的模拟性能不如 LR_{NCAR}。高分辨率 CAS ESM 试验 HR_{CAS} 对子区域 2、子区域 3、子区域 6 和子区域 7 的降水强度模拟都明显好于 LR_{CAS} 试验。比较 HR_{NCAR} 和 HR_{CAS} 可以发现, HR_{CAS} 在大多数子区域的模拟性能都优于

表 4 1998~2016 年东亚地区 7 个子区域中模式和观测的夏季 2 m 高度气温偏差和降水强度偏差

Table 4 Differences of 2-m-height air temperature and precipitation intensity in summer between observations and simulations in seven subregions in eastern Asia during 1998–2016

区域	2 m 高度气温 观测值/°C	模拟的 2 m 高度气温与观测偏差/°C				降水强度观测 值/mm d ⁻¹	模拟的降水强度与观测偏差/mm d ⁻¹			
		LR _{NCAR}	LR _{CAS}	HR _{NCAR}	HR _{CAS}		LR _{NCAR}	LR _{CAS}	HR _{NCAR}	HR _{CAS}
子区域 1: 东北地区	20.97	0.94	2.11	1.14	0.87	3.37	0.71	0.69	1.24	0.93
子区域 2: 华北地区	23.06	0.65	1.52	1.23	0.88	2.95	2.31	3.20	2.51	2.26
子区域 3: 四川盆地	25.32	1.92	4.15	2.14	0.95	6.51	0.64	-4.03	-0.52	-0.06
子区域 4: 喜马拉雅南坡	16.38	-0.62	-1.01	-0.92	-0.10	6.63	16.15	9.08	14.39	9.55
子区域 5: 华南沿海地区	26.90	-0.48	-0.86	-0.64	-0.80	9.15	-2.23	-1.49	-1.91	-2.38
子区域 6: 台湾岛	27.21	0.76	0.63	0.66	0.10	10.93	-1.26	-3.52	-2.24	-3.11
子区域 7: 印度半岛西部	26.20	-0.17	-0.34	-0.53	-0.60	19.51	6.82	-2.21	3.15	0.44

HR_{NCAR}，但在子区域 6 和子区域 7 这两个强降水区域，HR_{CAS} 的模拟性能较弱。需要指出，喜马拉雅上南坡（子区域 4）的观测数据可能偏小，因为用于标定卫星观测的气象台站不一定是最大降水落区。

7 个子区域的定量分析结果表明，低分辨率下，CAS ESM 对亚洲东部夏季近地面气温的模拟性能和 NCAR CESM 还存在较大差距；提高分辨率显著改善了 CAS ESM 对近地面气温的模拟能力，大大弥补了 CAS ESM 模式在这些区域的气温模拟能力的缺陷。高分辨率 CAS ESM 试验在部分强降水子区域的模拟不如 NCAR CESM，模拟强降水的性能还有待提高。此外，高分辨率 NCAR CESM 试验对气温的模拟反而不如低分辨率 NCAR CESM 试验。这可能是因为在低分辨率下，NCAR CESM 的物理参数化方案已经被调试得较好，而高分辨率下的物理方案还需要进一步的参数调试工作，才能使 NCAR CESM 达到更好的气温模拟效果。

4 结论与讨论

为了评估 CAS ESM 和 NCAR CESM 模拟亚洲东部气候的性能，本研究进行了 CAS ESM 和 NCAR CESM 各两种不同分辨率的 4 组 19 年（1996~2016 年）的数值积分试验，利用 CRU 气温数据和 CMROPH 卫星降水数据等，评估了 4 组试验模拟亚洲东部夏季 2 m 气温、降水强度和降水日变化的性能。

低分辨率下，CAS ESM 对亚洲东部夏季 2 m 气温、降水强度和降水水位相的模拟性能都不如 NCAR CESM，低分辨率 CAS ESM 模式中的物理方案还需要进一步改进或参数调优。提高水平分辨

率的 NCAR CESM 试验模拟出的降水强度空间相关系数反而降低。造成这种现象的原因可能是与降水过程相关的 Zhang-McFarlane（ZM）积云对流参数化方案在低分辨率下已经调试得较好，而 ZM 方案在高分辨率下还需要进一步的参数调试工作，才能增强 ZM 方案对高水平分辨率的适应性，提高高分辨率模式的模拟性能（Yun et al., 2017）。提高分辨率能显著提高 CAS ESM 模式对 2 m 气温、降水强度和降水日变化等的模拟性能。高水平分辨率 CAS ESM 试验的模拟能力与高分辨率 NCAR CESM 相当，总体上，高水平分辨率 CAS ESM 模式对亚洲东部区域平均 2 m 气温和降水水位相的模拟性能优于 NCAR CESM。相对于高分辨率 NCAR CESM 模式，高分辨率 CAS ESM 模式无法再现四川盆地的夜晚降水水位相，且对缅甸焚风区的少雨和印度半岛西岸的强降水模拟性能较差。高分辨率 CAS ESM 模式中降水过程相关的参数化方案还需要进一步的改进。

高分辨率 CAS ESM 和 NCAR CESM 模式存在一些共性问题。两者都高估了新疆北部、蒙古西部和哈萨克斯坦东部的 2 m 气温，模拟气温的误差可能是源于模式对地表净辐射收支的计算误差，这在干旱和半干旱区域尤为明显（Jin et al., 1997）。两组试验模拟的陆地降水水位相都超前，位相提前问题可能是与模式中对流有效位能（CAPE, Convective Available Potential Energy）的阈值设定太低有关，低的 CAPE 阈值会导致模式中的对流和降水过早发生（Dai and Trenberth, 2004）。此外，CAS ESM 和 NCAR CESM 都无法模拟出印度半岛西岸的夜间降水水位相，反映了模式对海陆风的描述可能存在不足。这些问题说明，仅仅靠提高模式水平分辨率来

改善模式对气温和降水的模拟性能有一定的局限性, 模式的后续发展仍需要进一步改进相关物理过程的参数化方案。

本次研究中我们只给出了夏季的试验结果及性能分析, 对其他季节的分析我们将在后续研究中进行。

参考文献 (References)

- Arakawa O, Kitoh A. 2005. Rainfall diurnal variation over the Indonesian maritime continent simulated by 20 km-mesh GCM [J]. SOLA, 1 (3): 109–112.
- Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, et al. 2013. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present [J]. Earth System Science Data Discussions, 5 (2): 921–998, doi:10.5194/essdd-5-921-2012.
- Collier J C, Bowman K P. 2004. Diurnal cycle of tropical precipitation in a general circulation model [J]. J. Geophys. Res., 109 (D17): D17105, doi:10.1029/2004JD004818.
- Dai A G, Giorgi F, Trenberth K E. 1999. Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States [J]. J. Geophys. Res., 104 (D6): 6377–6402, doi:10.1029/98JD02720.
- Dai A G, Trenberth K E. 2004. The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model [J]. J. Climate, 17 (5): 930–951, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0930:TDCAD>2.0.CO;2.
- Dai A G. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models [J]. J. Climate, 19 (18): 4605–4630, doi:10.1175/JCLI3884.1.
- 戴泽军, 宇如聪, 李建, 等. 2011. 三套再分析资料的中国夏季降水日变化特征 [J]. 气象, 37 (1): 21–30. Dai Zejun, Yu Rucong, Li Jian, et al. 2011. The characteristics of summer precipitation diurnal variations in three reanalysis datasets over China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37 (1): 21–30.
- Flato G, Marotzke J, Abiodun B, et al. 2013. Evaluation of climate models [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: Cambridge University Press, 741–866.
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3.10 Dataset [J]. International Journal of Climatology, 34 (3): 623–642, doi: 10.1002/joc. 3711.
- Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models [J]. J. Geophys. Res., 113 (D13): D13103, doi:10.1029/2008JD009944.
- Janowiak J E, Dagostaro V J, Kousky V E, et al. 2007. An examination of precipitation in observations and model forecasts during NAME with emphasis on the diurnal cycle [J]. J. Climate, 20 (9): 1680–1692, doi:10.1175/JCLI4084.1.
- Jin M L, Dickinson R E, Vogelmann A M. 1997. A comparison of CCM2–BATS skin temperature and surface-air temperature with satellite and surface observations [J]. J. Climate, 10 (7): 1505–1524, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1505:ACOCBS>2.0.CO;2.
- Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, et al. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution [J]. Journal of Hydrometeorology, 5 (3): 487–503, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2.
- 卢爱刚, 康世昌, 庞德谦, 等. 2008. 地形对中国气温季节分布格局的差异影响 [J]. 生态环境, 17 (4): 1450–1452. Lu Aigang, Kang Shichang, Pang Deqian, et al. 2008. Different landform effects on seasonal temperature patterns in China [J]. Ecology and Environment (in Chinese), 17 (4): 1450–1452, doi:10.3969/j.issn.1674-5906.2008.04.026.
- 毛江玉, 吴国雄. 2012. 基于TRMM卫星资料揭示的亚洲季风区夏季降水日变化 [J]. 中国科学: 地球科学, 42 (4): 564–576. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 2012. Diurnal variations of summer precipitation over the Asian monsoon region as revealed by TRMM satellite data [J]. Science China Earth Sciences, 55 (4): 554–566, doi:10.1007/s11430-011-4315-x.
- Masson D, Knutti R. 2011. Spatial-scale dependence of climate model performance in the CMIP3 ensemble [J]. J. Climate, 24 (11): 2680–2692, doi:10.1175/2011JCLI3513.1.
- Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the community atmosphere model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. J. Climate, 21 (15): 3642–3659, doi:10.1175/2008JCLI2105.1.
- Neale R B, Gettelman A, Park S, et al. 2010. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 5.0) [R]. Tech. note NCAR/TN-486+STR.
- Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2013. Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM) [R]. Near Tech. Note NCAR/TN-503+STR.
- Park S, Bretherton C S. 2009. The university of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the community atmosphere model [J]. J. Climate, 22 (12): 3449–3469, doi:10.1175/2008JCLI2557.1.
- Phillips T J, Gleckler P J. 2006. Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations: The utility of multimodel statistics [J]. Water Resour. Res., 42 (3): W03202, doi:10.1029/2005WR004313.
- Ploshay J J, Lau N C. 2010. Simulation of the diurnal cycle in tropical rainfall and circulation during boreal summer with a high-resolution GCM [J]. Mon. Wea. Rev., 138 (9): 3434–3453, doi:10.1175/2010MWR3291.1.
- Randall D A, Harshvardhan, Dazlich D A. 1991. Diurnal variability of the hydrologic-cycle in a general circulation model [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 48 (1): 40–62.
- Slingo A, Hodges K I, Robinson G J. 2004. Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from Meteosat 7 [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130 (599): 1449–1467, doi:10.1256/qj.03.165.
- Taylor K E, Williamson D L, Zwiers F. 2000. AMIP II sea surface temperature and sea ice concentration boundary conditions [C]. PCMDI Report No. 60,

- Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R M, et al. 2003. The changing character of precipitation[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 84 (9): 1205-1217.
- Wallace J M. 1975. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States [J]. Mon. Wea. Rev., 103 (5): 406-419, doi:10.1175/1520-0493(1975)103<0406:DVIPAT>2.0.CO; 2.
- Walsh J E, Chapman W L, Romanovsky V, et al. 2008. Global climate model performance over Alaska and Greenland [J]. J. Climate, 21 (23): 6156-6174, doi:10.1175/2008JCLI2163.1.
- Wilson C A, Mitchell J F B. 1986. Diurnal variation and cloud in a general circulation model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112 (472): 347-369, doi:10.1002/qj.49711247205.
- Yuan W H, Yu R C, Zhang M H, et al. 2013. Diurnal cycle of summer precipitation over subtropical east asia in CAM5 [J]. J. Climate, 21 (10): 3159-3172, doi:10.1175/JCLI-D-12-00119.1.
- Yun Y X, Fan J W, Xiao H, et al. 2017. Assessing the resolution adaptability of the zhang-mcFarlane cumulus parameterization with spatial and temporal averaging [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 9 (7): 1942-2466, doi:10.1002/2017ms001035.
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model [J]. Atmosphere-Ocean, 33 (3): 407-446, doi:10.1080/07055900.1995.9649539.
- Zhang H, Zhang M H, Zeng Q C. 2013. Sensitivity of simulated climate to two atmospheric models: Interpretation of differences between dry models and moist models [J]. Mon. Wea. Rev., 141 (5): 1558-1576, doi:10.1175/MWR-D-11-00367.1.