

冯蕾, 周天军. 2015. 高分辨率 MRI 模式对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟 [J]. 大气科学, 39 (2): 385–396, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1406.14125. Feng Lei, Zhou Tianjun. 2015. Simulation of summer precipitation and associated water vapor transport over the Tibetan Plateau by Meteorological Research Institute model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (2): 385–396.

高分辨率 MRI 模式对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟

冯蕾^{1,2} 周天军²

¹ 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081

² 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 本文使用 MRI 模式在不同分辨率下 (180 km、120 km、60 km、20 km) 的 AMIP 试验结果, 分析了该模式对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟, 并考察模式分辨率的影响。结果表明: MRI 模式能够较为合理地模拟出青藏高原夏季气候平均的降水空间分布, 但对气候平均水汽输送通量以及降水年际变化的模拟却存在较大的误差。随着分辨率的提高, 该模式对青藏高原气候平均降水的模拟有明显改进, 包括降水年循环以及夏季降水的空间分布等。分辨率为 180 km、120 km、60 km、20 km 的 MRI 模式模拟的青藏高原 7 月平均降水绝对误差分别为 2.2 mm/d、1.2 mm/d、0.7 mm/d、0.2 mm/d。另外, 高分辨率模式模拟的青藏高原夏季水汽输送通量的年际变化也更接近观测。当分辨率达到 20 km 时, MRI 模式模拟的西风水汽输送指数与观测的相关系数达到 0.43, 通过了 0.1 显著性水平的显著性检验。但 MRI 模式对青藏高原夏季降水的年际变化以及气候平均水汽输送通量的模拟技巧并不随分辨率的增加有明显提高。低分辨率模式中模拟降水量偏大、印度季风槽偏强的现象在高分辨率模式中仍然存在。

关键词 青藏高原 降水 水汽输送通量 高分辨率模式

文章编号 1006-9895(2015)02-0385-12

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1406.14125

Simulation of Summer Precipitation and Associated Water Vapor Transport over the Tibetan Plateau by Meteorological Research Institute Model

FENG Lei^{1,2} and ZHOU Tianjun²

¹ CMA Public Meteorological Service Center, Beijing 100081

² Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Simulations of summer precipitation and associated water vapor transport over the Tibetan Plateau, as well as the impact of resolution, are analyzed with Atmospheric Model Intercomparison Project experiment results under various resolutions (i.e., 180, 120, 60, and 20 km) by using the Meteorological Research Institute (MRI) model. The model shows to reasonably reproduce the climate mean summer precipitation distribution over the Tibetan Plateau. However, the interannual variability of precipitation and water vapor transport failed to be captured by this model. With an increase in resolution, the simulation of climate mean summer precipitation improved significantly, including the annual cycle and spatial distribution. The simulation of interannual variability of the water vapor transport was much closer to the third

收稿日期 2014-02-17; 网络预出版日期 2014-07-14

资助项目 国家自然科学基金项目 41205045、41420104006, 中国科学院战略性先导科技专项项目 XDA05110300

作者简介 冯蕾, 女, 1982 年出生, 博士, 工程师, 主要从事气候诊断与预测研究。E-mail: fenglei21cn@163.com

通讯作者 周天军, zhoutj@lasg.iap.ac.cn

generation reanalysis of the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ERA-interim). However, little improvement in model skill was noted in the simulation of interannual variability of summer precipitation over the Tibetan Plateau and the climate mean water vapor transport. Thus, overestimation of summer precipitation amount and Indian trough remains in high-resolution models.

Keywords Tibetan Plateau, Precipitation, Water vapor transport, High-resolution model

1 引言

青藏高原由于其非常活跃的水分循环而被称为“亚洲水塔”。青藏高原夏季降水及水汽收支的多寡直接影响着东亚及南亚许多地区的径流量和水资源状况。数值模式是研究青藏高原降水及水汽输送通量的重要工具。早期的研究如高学杰等(2003)在一个全球模式中嵌套了 RegCM2 区域气候模式,研究了温室效应对我国青藏高原及青藏铁路沿线气候的影响;徐影等(2003)根据 IPCC 7 个全球海气耦合模式的结果,对我国青藏地区未来 100 年由于人类活动影响造成的气候变化进行了分析。冯蕾(2011)从气候平均和年际变率的角度,详细评估了 11 个 AMIP II 模式对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟,结果表明:AMIP II 模式对青藏高原降水年循环以及夏季降水的空间分布具有一定的模拟能力,但大多数 AMIP II 模式未能模拟出青藏高原东南部夏季降水的年际变率。模式分辨率不足可能是导致青藏高原地区降水模拟偏差的重要原因。AMIP II 模式大多为中低分辨率模式,难以准确地描述不同尺度的地形强迫过程,导致模式对大气环流和降水的模拟偏差。

关于分辨率对模拟结果的影响,前人已进行了大量地探索和研究。分辨率提高对模拟结果的改进在许多模式中都有体现。在中纬度, GFDL 大气模式的水平分辨率由 500 km 提高到 250 km 后,模式模拟的大气运动基本特征有了明显的改进,如锋面系统和相关气旋(Manabe et al., 1970)。Pope and Stratton(2002)对比了 HadAM3 模式两种分辨率(N48 和 N144)的试验结果,发现随着分辨率的提高,模式对风暴过程的描述以及地形降水分布细节的模拟等改进明显。Hack et al.(2006)比较了 CAM3 在 T42 和 T85 两种分辨率下的 AMIP 试验结果,发现较高分辨率模式在大尺度环流方面改进尤其明显。针对东亚季风区,我国也有不少学者研究了分辨率的影响。低分辨率模式往往低估东亚地区的降水强度。随着模式分辨率的提高,模拟的降水强度逐渐与观测接近(Li et al., 2011)。提高模式的

水平和垂直分辨率还能够降低极端降水的模拟偏差,包括极端降水的空间分布和降水强度(汤剑平等, 2006)。Gao et al.(2006)利用区域气候模式设计了一组不同分辨率的敏感性试验,发现分辨率的提高大大改善了东亚地区降水的模拟效果。与低分辨率模式相比,高分辨率模式对青藏高原地区未来气候变化的模拟也有所不同。Shi et al.(2012)使用低分辨率的全球气候模式 MIROC3.2_hires 驱动高分辨率(25 km)的区域气候模式 RegCM3,研究了雅鲁藏布江—布拉马普特拉河流域在 IPCC SRES A1B 情景下的气候变化,结果表明,与 MIROC3.2_hires 预估的大范围降水增加相比,RegCM3 预估的降水表现出较小的降水变化,甚至减少。使用全球气候模式(BCC_CSM1.1)与区域气候模式(RegCM3)双向嵌套的方法对青藏高原地区进行 10 km 分辨率的模拟试验,发现高分辨率模式能够提供更详细的温度空间变化特征(Ji and Kang, 2013)。

由于分辨率对模拟结果的重要影响,许多模式发展组致力于研发高分辨率(水平分辨率为 50 km 以上)乃至超高分辨率(水平分辨率为 20 km 以上)的全球气候模式,并用于全球变暖背景下热带气旋、梅雨锋降水变化的研究(Mizuta et al., 2006; Oouchi et al., 2006; Bengtsson et al., 2007; Kusunoki and Mizuta, 2008; Jung et al., 2012; Rathmann et al., 2014)。与区域模式相比,高分辨率全球气候模式的优势在于,可以避免侧边界的问题,能够包含全球尺度和区域尺度的相互作用(Mizuta et al., 2006)。这些高分辨率模式在东亚降水模拟方面也体现了相当的优越性。Feng et al.(2011)基于一个高分辨率(T319, 水平分辨率相当于 40 km)的全球大气环流模式(ECHAM5)结果,分析了其对中国夏季平均降水和极端降水的模拟能力,结果表明该模式在模拟中国东部夏季降水强度、雨带位置方面,比低分辨率模式有很大的改进。

然而,关于高分辨率模式对青藏高原降水及水汽输送通量的模拟分析尚未涉及。本文通过分析统一边界条件驱动下的不同分辨率的 MRI 模式结果,

拟回答以下问题: (1) 高分辨率 MRI 模式对青藏高原夏季气候平均降水和水汽输送通量的模拟能力如何? (2) 高分辨率 MRI 模式对青藏高原夏季年际异常降水和水汽输送通量的模拟能力如何? (3) 与较低分辨率的 MRI 模式结果相比, 高分辨率的 MRI 模式对青藏高原降水和水汽输送通量的模拟有哪些改进?

2 模式、试验设计、资料及方法介绍

2.1 MRI 模式介绍及试验设计

为考察同一模式框架下, 水平分辨率的高低对青藏高原地区降水及水汽输送通量的模拟, 本文使用日本气象研究所 (MRI) 大气环流模式在四种不同分辨率下的 AMIP 积分试验结果: (1) TL95L40 (水平格点数为 192×96 , 相当于 180 km); (2) TL159L40 (水平格点数为 320×160 , 相当于 110 km); (3) TL319L40 (水平格点数为 640×320 , 相当于 60 km); (4) TL959L60 (水平格点数为 1920×960 , 相当于 20 km)。MRI 模式基于静力平衡方程, 采用半拉格朗日的三维平流方案 (Yoshimura and Matsumura, 2003)^①, 垂直方向分为 60 层, 模式层顶位于 0.1 hPa (Kusunoki et al., 2006; Mizuta et al., 2006)。积云对流参数化方案为 Arakawa-Schubert 方案 (Arakawa and Schubert, 1974)。边界层方案是基于 Mellor and Yamagata (1974) 的二阶闭合方案。驱动 MRI 模式的海温边界条件来自 OISST (Reynolds et al., 2002)。模式积分时间为 1978~2005 年, 本文分析时段为 1980~1999 年。

当模式水平分辨率提高到 20 km 时, 模式表现出无组织的对流活动和热带气旋减少等模拟偏差, 因此, 研发人员对 20 km 分辨率的 MRI 模式进行了一系列细微的参数调整, 比如, 将蒸发比例降低 10%; 云方案中, 将次网格内水汽方差减少 10%; 减少对流层顶云水的卷出; 降低云方案中云水向降水的转化; 减少对流方案中水平动量的垂直输送等 (Mizuta et al., 2006)。因此, 严格说来, 180 km 、 120 km 和 60 km 三种分辨率的结果是基于完全相同的物理过程, 彼此间的结果更具可比性。

2.2 观测资料

为了与高分辨率模式结果进行比较, 本文使用

吴佳和高学杰 (2013) 最新发展的高分辨率的中国区域逐日降水格点化数据集 CN05.1 [分辨率为 0.25° (纬度) $\times 0.25^\circ$ (经度)]。另外, 中国气象局提供的青藏高原 97 个台站降水资料也用来进行定量分析 MRI 模式对青藏高原夏季降水的模拟能力。环流资料使用欧洲中心最新发布的一套更高分辨率 (分辨率为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$) 的全球再分析数据集 ERA-interim (Dee et al., 2011)。该资料在全球大气的质量、水分、能量和角动量收支方面表现出很大的优越性 (Berrisford et al., 2011)。

2.3 分析方法

本文在以下的降水年循环、降水序列、降水泰勒图分析中, 将模拟降水通过双线性插值法插值到青藏高原 97 个测站上, 然后与台站资料进行比较; 对降水空间分布的比较, 是将模拟降水通过“守恒插值”法 (http://www.ncl.ucar.edu/Document/Functions/Contributed/area_conserve_remap_Wrap.shtml [2014-05-13]) 插值到 CN05.1 降水资料的格点上进行比较; 对水汽输送通量场以及环流场的比较, 是将模拟结果通过“守恒插值”法插值到 ERA-interim 再分析资料的格点上进行比较。

3 结果分析

3.1 青藏高原夏季气候平均降水及水汽输送通量的模拟

3.1.1 降水

首先是降水年循环的模拟 (图 1)。台站资料中, 青藏高原降水峰值为 7 月, 多年平均降水量约为 2.8 mm/d 。MRI 模式结果中, 当分辨率为 180 km 、 120 km 和 60 km 时, 模拟的逐月降水量均比观测偏高, 特别是夏季, 7 月平均降水量分别为 5 mm/d 、 4 mm/d 和 3.5 mm/d 左右。随着分辨率的提高, 模拟降水量逐渐与观测接近。当分辨率达到 20 km 时, 模拟降水量与观测非常接近, 约为 2.6 mm/d 。但是, 仍与观测存在一些偏差, 如模式中降水峰值位相为 6、7 月, 冬春季的降水量比观测偏高, 而夏季降水量比观测偏低。

青藏高原夏季多年平均降水分布如图 2 所示。黑色实线分别为观测和该版本模式地形中海拔高度为 3000 m 的等值线。CN05.1 资料中, 青藏高原

^① Yoshimura H, Matsumura T. 2003. A semi-Lagrangian scheme conservative in the vertical direction. CAS/JSC WGENE research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling, 33, 3.19–3. 20.

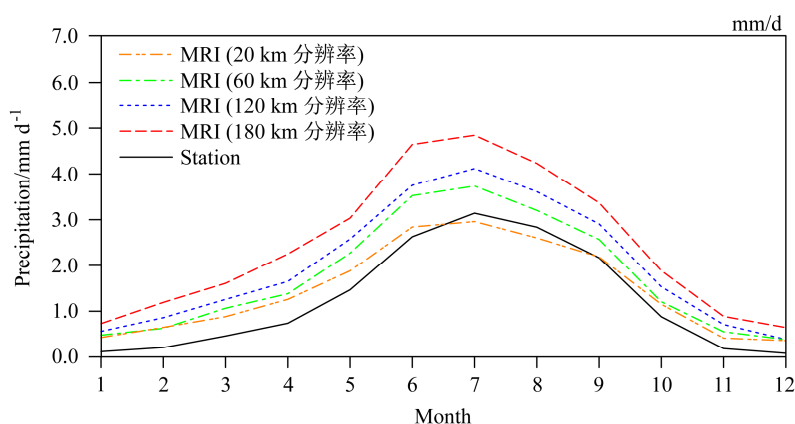


图1 观测及四种不同分辨率下模拟的1980~1999年青藏高原97站平均的降水逐月变化(单位: mm/d)

Fig. 1 Annual cycle of precipitation over the Tibetan Plateau averaged at 97 stations during 1980–1999 (units: mm/d)

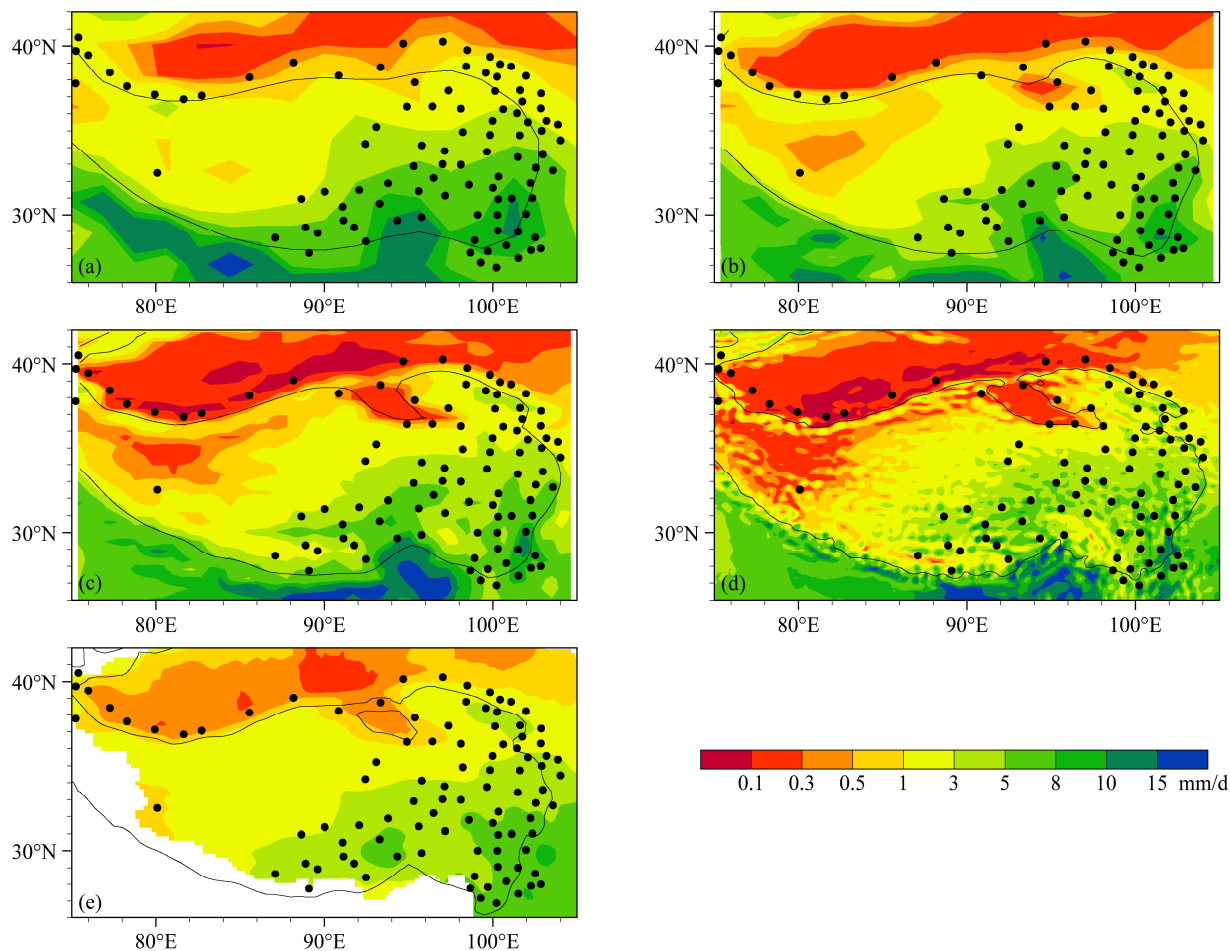


图2 青藏高原地区夏季多年平均(1980~1999年)降水分布(单位: mm/d): (a) MRI模拟(180 km分辨率); (b) MRI模拟(120 km分辨率); (c) MRI模拟(60 km分辨率); (d) MRI模拟(20 km分辨率); (e) CN05.1资料。黑色实线代表该版本模式地形中海拔为3000 m的等值线; 黑色实心点为青藏高原地区97个台站

Fig. 2 The climate mean summer precipitation over the Tibetan Plateau during 1980–1999 (units: mm/d): (a) MRI-180 km; (b) MRI-120 km; (c) MRI-60 km; (d) MRI-20 km; (e) CN05.1. The black solid line represents altitude of 3000 m above sea level. The black dots are the 97 stations over the Tibet Plateau

上夏季降水自东南向西北递减, 东南部夏季平均降水量大于3 mm/d, 高原东部和南部边缘地区降水量

超过5 mm/d。不同分辨率的模式均能较合理地模拟出高原上夏季降水的空间分布, 包括高原南部95°E

附近和高原东南部的降水中心。较低分辨率(180 km、120 km 和 60 km)的模式模拟的高原内部降水量比观测偏大,高原东南部夏季平均降水量大于 5 mm/d。随着分辨率的提高,模拟的降水空间分布逐渐接近观测。当分辨率达到 20 km 时,模拟结果表现出比观测更加精细的局地降水特征,模拟降水量与观测较为一致。

下面用泰勒图来表征模拟降水与观测降水的空间相似程度(图 3)。图中每个点代表其中一个模式的模拟结果,其所在半径与水平方向夹角的反余弦值代表模拟场与观测场的空间相关系数,该点到原点的距离代表模拟的归一化标准差。因此,距离水平轴越近,越接近半径为 1 的圆弧,表明降水模拟结果越接近观测。点的聚集度反映各模拟结果间的差异。从图中可以看出,分辨率为 120 km 和 60 km 的模拟结果差异较小,而与其他两个模拟结果间的差异较大。当分辨率为 120 km 和 60 km 时,模拟降水与观测降水的空间相关系数最高,接近 0.9;各模式模拟的降水空间分布归一化标准差均大于 1,表明模式模拟的降水空间变化强度均比观测大。当分辨率为 20 km 时,MRI 模式模拟的降水空间变化强度与观测最接近,但与观测的空间相关系数比分辨率为 120 km 和 60 km 时的低;当分辨率为 180 km 时,无论从空间相关系数还是归一化标准差来看,模拟结果都不如较高分辨率模式。

3.1.2 水汽输送通量

图 4 为青藏高原及周边地区夏季气候平均水汽输送通量的分布。ERA-interim 资料中,水汽自 90°E 以东进入青藏高原东南部。总体上,MRI 不同分辨率的模式均能较合理地模拟出印度季风区北部的偏西水汽输送通量和季风槽水汽输送以及高原南部 95°E 左右的偏南水汽输送等。不过四种分辨率的模式模拟的印度季风水汽输送通量都比 ERA-interim 明显偏弱(图略)。另外,各模式结果中,印度季风区北部的季风槽都比 ERA-interim 偏强,同时,位置更偏东南。比较图 4 中 180 km、120 km、60 km 和 20 km 的模拟结果可发现,随着分辨率的提高,印度半岛南部偏西水汽输送通量的北边缘位置更偏南,在 ERA-interim 中可达到 25°N 左右,在 20 km 的模拟结果中仅位于 15°N 左右,这可能会影响到印度西南季风水汽向青藏高原东南部的输送通量。

图 5 为青藏高原及周边地区(10°~40°N, 60°~105°E)夏季气候平均水汽输送通量空间分布模拟结果的泰勒图。图中点的聚集度反映不同分辨率的模式结果差异不大,模拟的纬向和经向水汽通量与 ERA-interim 的空间相关系数均在 0.80~0.95 之间。分辨率较高的 MRI 模式模拟的纬向和经向水汽通量与 ERA-interim 的空间相关系数均比分辨率较低的模式低。模式模拟的水汽通量的空间变化强度均

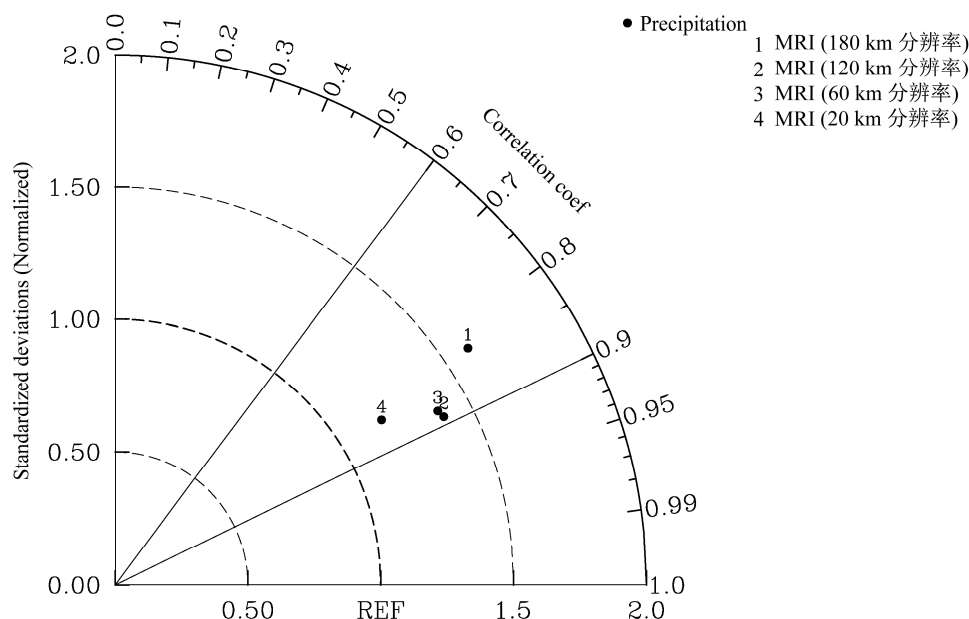


图 3 青藏高原 97 个测站夏季气候平均(1980~1999 年)降水量模拟结果的泰勒图

Fig. 3 Taylor diagram of simulated climate mean summer precipitation (1980-1999) over the Tibetan Plateau averaged at 97 stations

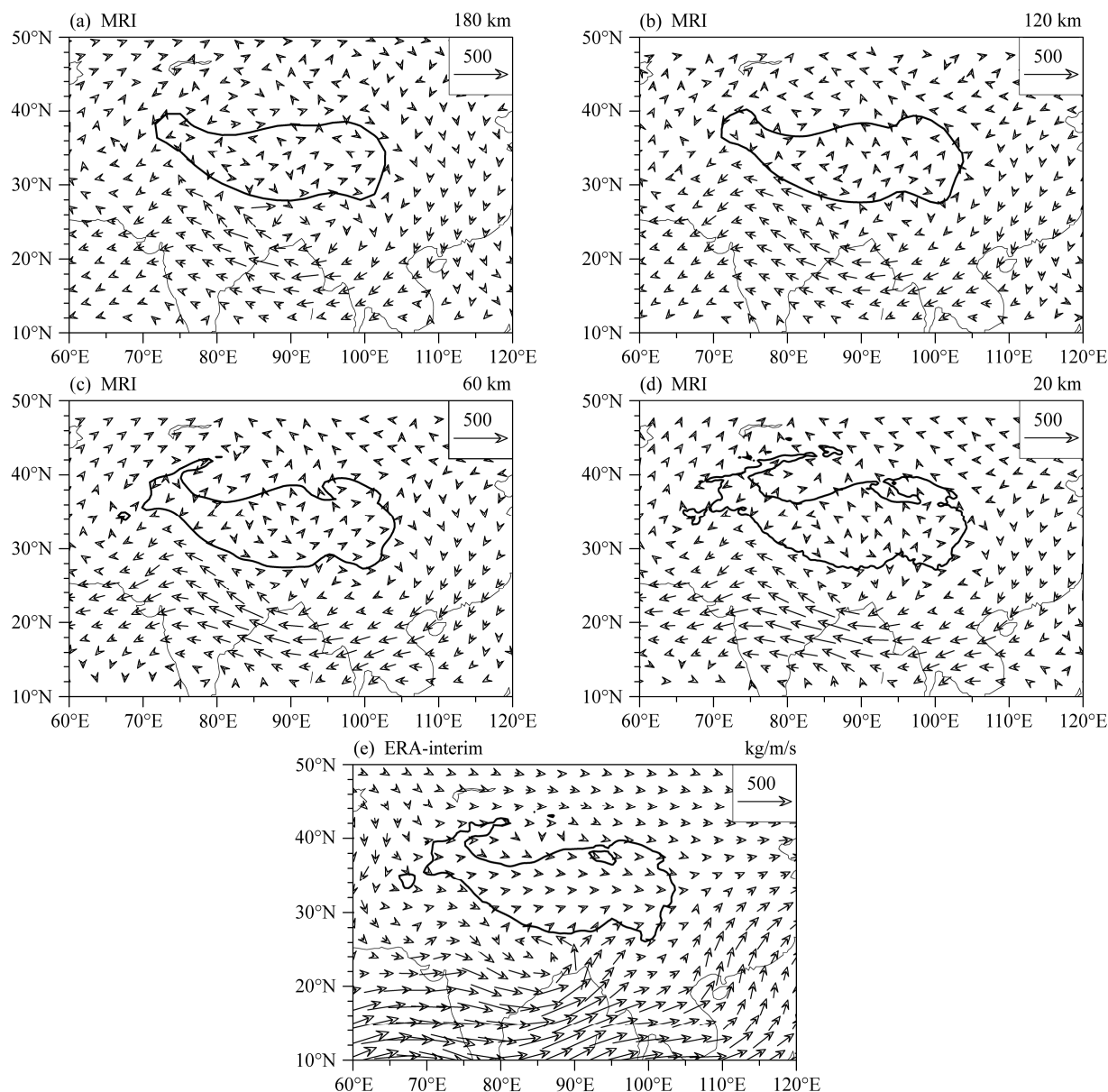


图4 青藏高原及周边地区夏季多年平均(1980~1999年)水汽输送通量(单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$): (a) MRI 模拟(180 km 分辨率); (b) MRI 模拟(120 km 分辨率); (c) MRI 模拟(60 km 分辨率); (d) MRI 模拟(20 km 分辨率); (e) ERA-interim 资料。粗实线表示该版本模式地形中海拔为3000 m的等值线

Fig. 4 The climate mean summer water vapor transport flux ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) over the Tibetan Plateau and its surrounding areas (1980–1999): (a) MRI-180 km; (b) MRI-120 km; (c) MRI-60 km; (d) MRI-20 km; (e) ERA-interim. The thick solid line represents altitude of 3000 m above sea level

比 ERA-interim 小。

以上的分析显示, MRI 模式对水汽输送通量的模拟与对降水的模拟之间并无显著的关联。模式对水汽输送通量的模拟并不像对降水量的模拟一样随分辨率的提高而明显改善。降水的模拟受到更多因素的影响。除了与大尺度环流因子相联系的远距离水汽输送外,还受到局地地形、模式物理参数化过程等因素的影响。当模式分辨率由 180 km 提高

到 20 km 后,模式能够模拟出更小尺度的地形强迫过程。同时,20 km 的 MRI 模式进行了许多参数化的调整,更有利于降水的模拟。

根据 Feng and Zhou(2012)中定量分析的范围,计算经过青藏高原四个边界(26°~40°N, 80°~102°E)的平均水汽输送通量(图6)。ERA-interim 资料中,水汽主要来自南边界、西边界和北边界,东边界是主要的水汽输出。MRI 不同分辨率的模式

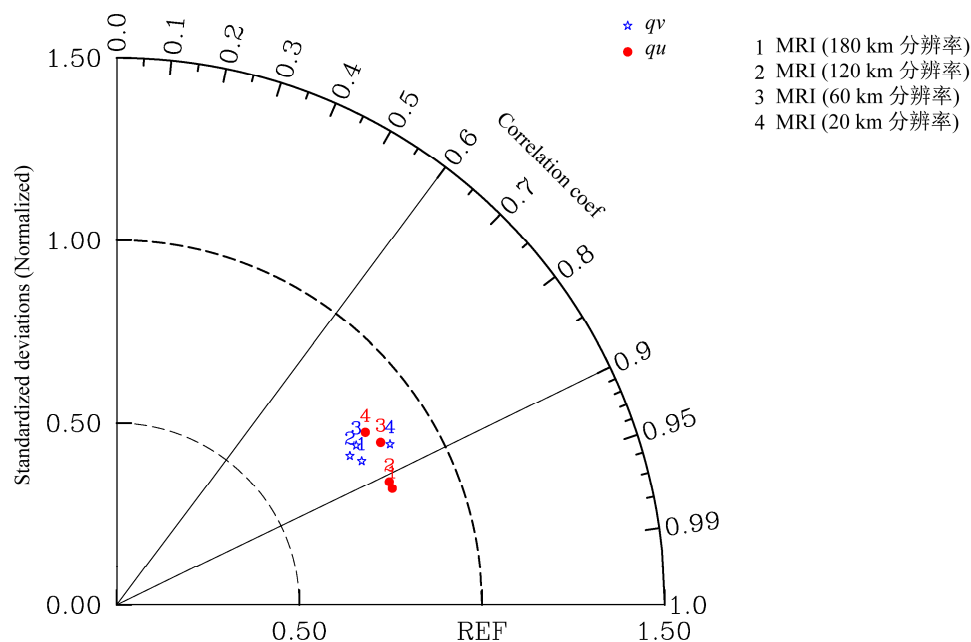


图 5 青藏高原及周边地区夏季多年平均 (1980~1999 年) 水汽输送通量空间分布模拟结果的泰勒图。红点 (蓝色星号) 代表纬向 (经向) 水汽通量

Fig. 5 Taylor diagram of simulated climate mean summer water vapor transport flux (1980–1999) over the Tibetan Plateau and its surrounding areas. Red dots (blue stars) represent zonal (meridional) water vapor transport

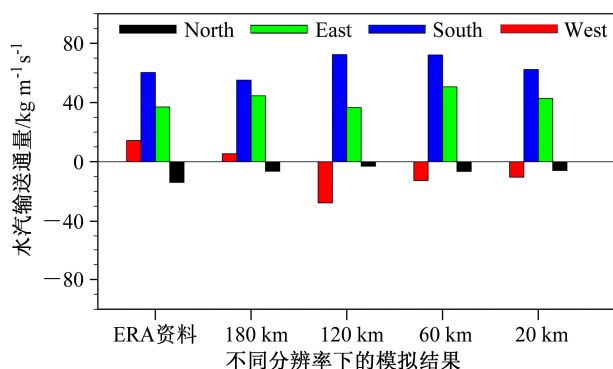


图 6 经过青藏高原原边界的平均水汽输送通量, 纬向水汽通量向东为正, 经向水汽通量向北为正

Fig. 6 Climate mean water vapor transport flux (1980–1999) across the four boundaries of the Tibetan Plateau

均能模拟出青藏高原南边界和北边界的水汽输入以及东边界的水汽输出。当分辨率为 20 km 时, 模式模拟的南边界和东边界的水汽输送通量强度与 ERA-interim 较为一致。所有的模拟结果中, 北边界的水汽输入均比观测偏小。与图 4 一致, 除 180 km 外, 各模拟结果中, 印度季风区北部都存在明显的气旋水汽环流, 因此, 经过西边界的水汽都表现为向西的输出, 这与 ERA-interim 差异较大。当分辨率自 120 km 增加至 20 km 时, 经过西边界输

出的水汽逐渐减少。

与图 4 对应, 图 7 进一步给出 MRI 模式模拟的青藏高原夏季气候平均的整层积分水汽通量辐合。ERA-interim 资料中, 水汽辐合中心位于青藏高原南麓和东南部, 与 CN05.1 资料中降水中心位置基本一致 (图 2e), 水汽通量辐合量达 4 mm/d 以上。60 km、20 km 分辨率的 MRI 模式基本能模拟出主要水汽通量辐合中心的位置, 但水汽通量辐合量比观测偏小, 青藏高原西北部水汽通量辐散区的范围比 ERA-interim 偏大。180 km、120 km 分辨率的 MRI 模式模拟的水汽通量辐合中心零星分散。需要注意的是, ERA-interim 再分析不是严格意义上的观测资料, 与真实情况也有偏差, 因此, 不能完全将模式与 ERA-interim 之间的差异归结为模式的误差。

3.2 青藏高原夏季年际异常降水及水汽输送通量的模拟

3.2.1 降水

1980~1999 年, 青藏高原 97 站平均的夏季降水标准化序列如图 8 所示。与前文分析一致, 台站降水表现出明显的年际振荡。MRI 模式能够较合理地模拟出 1995 年以后的降水逐年变化, 对 1995 年以前的降水模拟存在较大偏差。

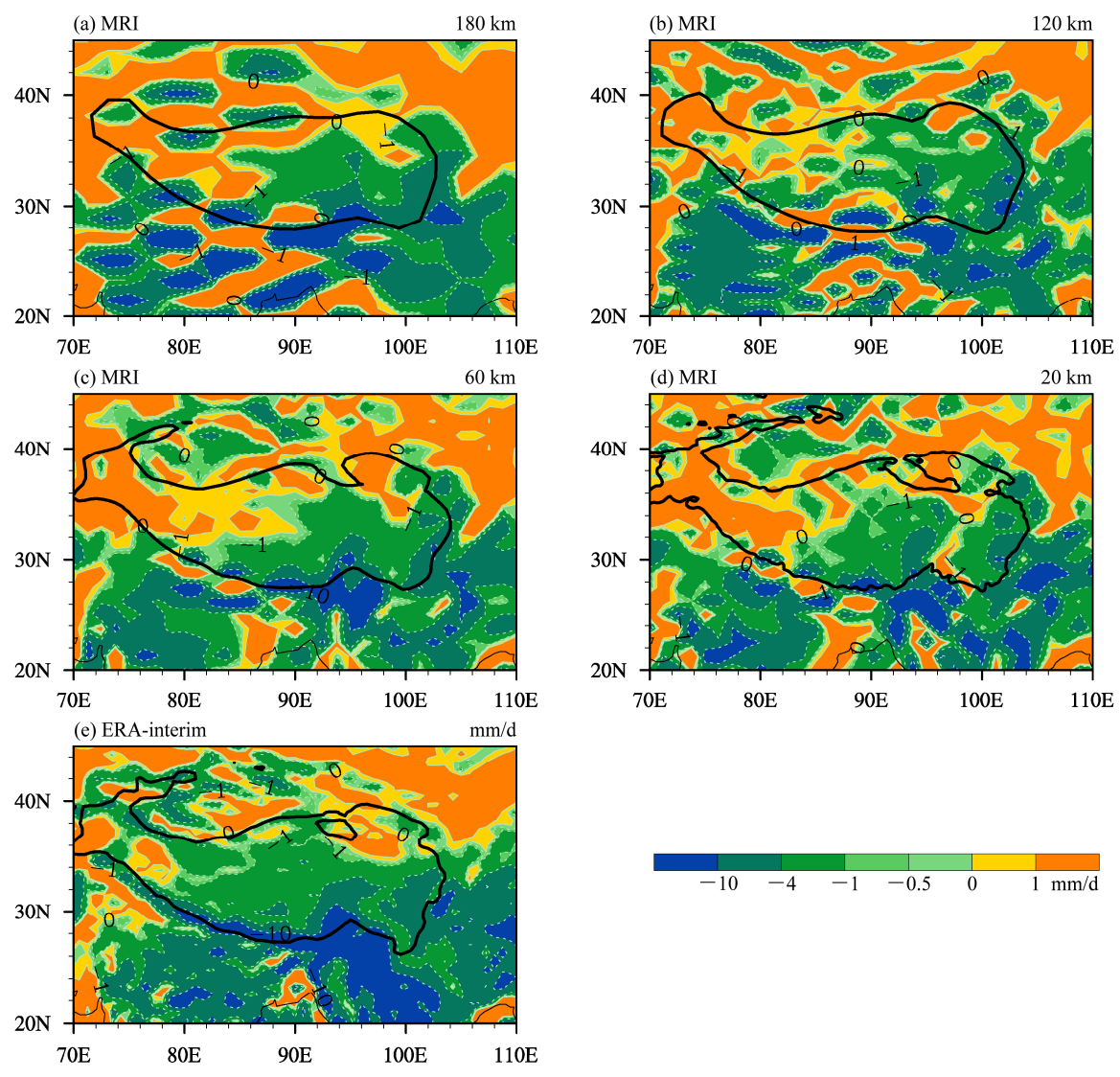


图7 青藏高原及周边地区夏季多年平均(1980~1999年)的水汽通量辐合分布(单位: mm/d): (a) MRI模拟(180 km分辨率); (b) MRI模拟(120 km分辨率); (c) MRI模拟(60 km分辨率); (d) MRI模拟(20 km分辨率); (e) ERA-interim资料。黑色实线表示该版本模式地形中海拔为3000 m的等值线

Fig. 7 Climate mean (1980–1999) summer water vapor convergence over the Tibetan Plateau and its surrounding areas (units: mm/d): (a) MRI-180 km; (b) MRI-120 km; (c) MRI-60 km; (d) MRI-20 km; (e) ERA-interim. The black solid line represents altitude of 3000 m above sea level

表1进一步从平均值、均方根误差、相关系数和标准差给出图8中各降水序列的定量比较。当分辨率为180 km、120 km、60 km时, MRI模式模拟的高原夏季降水量比观测偏大。随着分辨率的提高,模拟降水量由4.56 mm/d减少至3.43 mm/d,逐渐与观测(2.89 mm/d)接近。但分辨率提高至20 km时,区域平均的夏季降水量比观测略偏小,约为2.78 mm/d。从均方根误差也可看出,降水量模拟偏差随分辨率增加而减少。

相关分析表明,不同分辨率的MRI模式均难以

表1 青藏高原地区1980~1999年97个测站平均的观测降水量与模拟降水量序列之间的比较

Table 1 Comparison of simulated summer precipitation averaged over 97 stations of the Tibetan Plateau with the observations during 1980–1999

		平均值/ 分辨率	均方根误差/ mm d ⁻¹	相关 系数	标准差/ mm d ⁻¹
台站资料		2.89			0.27
MRI 模拟	180 km	4.56	1.71	0.24	0.31
	120 km	3.75	0.91	0.25	0.21
	60 km	3.43	0.65	-0.06	0.24
	20 km	2.78	0.29	0.24	0.17

模拟出青藏高原夏季降水的年际变化。不同分辨率的模拟结果与观测的相关系数均未通过 0.05 显著性水平的显著性检验。分辨率为 60 km 的模拟结果与观测差异最大，相关系数为负。不同分辨率的 MRI 模式模拟的降水标准差与观测差别不大，其中 60 km 的模拟结果与观测最接近。

3.2.2 水汽输送通量

Feng and Zhou (2012) 研究表明，青藏高原南麓的偏西水汽输送通量是影响青藏高原东南部夏季降水年际变化的重要水汽来源。因此，定义 (25°~30°N, 70°~90°E) 区域平均的纬向水汽通量为西风水汽输送指数，并以此来定量考察 MRI 模式对青藏高原夏季年际异常水汽输送通量的模拟。1980~1999 年，高原南麓西风水汽输送指数标准化序列如图 9 所示。ERA-interim 资料中，该西风水汽输送指数具有较强的年际变化特征。MRI 模式能够合理

再现 1987 和 1998 年的水汽输送通量高值，但总体上看，模式难以模拟出高原南麓西风水汽输送通量的年际变化。

图 9 中各序列的定量比较如表 2 所示。不同分辨率的 MRI 模式结果中，青藏高原南麓均为偏东水汽输送通量，与观测方向相反，原因是由于印度季

表 2 1980~1999 年青藏高原南麓西风水汽输送指数的模拟序列与 ERA-interim 再分析资料之间的比较

Table 2 Comparison of the simulated westerly water vapor transport index to the south of the Tibetan Plateau with the ERA-interim reanalysis data during 1980–1999

	分辨率	平均值/ kg m ⁻¹ s ⁻¹	均方根误差/ kg m ⁻¹ s ⁻¹	相关系数	标准差/ kg m ⁻¹ s ⁻¹
ERA-interim		24.82			31.19
MRI 模拟	180 km	−9.44	57.10	−0.16	32.91
	120 km	−50.60	86.57	0.18	39.73
	60 km	−37.99	74.20	−0.29	20.53
	20 km	−29.91	59.88	0.43	26.36

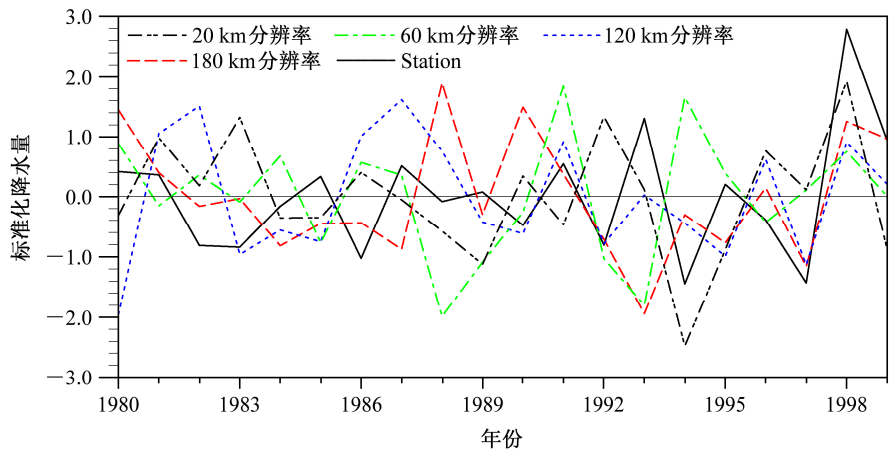


图 8 1980~1999 年青藏高原 97 站平均的夏季降水量标准化序列

Fig. 8 The summer precipitation time series normalized by its standard deviation averaged over 97 stations of the Tibetan Plateau during 1980–1999

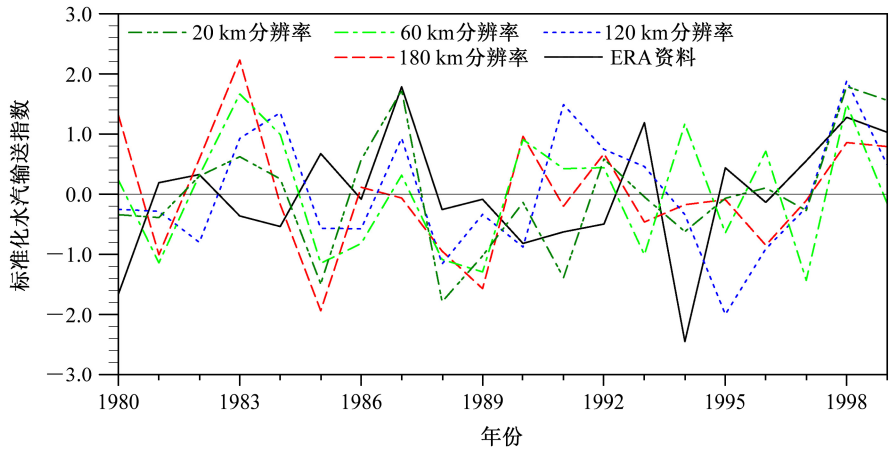


图 9 1980~1999 年青藏高原南麓西风水汽输送指数标准化序列

Fig. 9 The summer westerly water vapor transport index time series to the south of the Tibetan Plateau normalized by its standard deviation during 1980–1999

风槽模拟偏强。总的来说, 180 km 分辨率的模拟结果偏差较小, 120 km、60 km、20 km 分辨率的模拟结果偏差较大。当分辨率由 120 km 逐渐提高至 20 km 时, MRI 模式模拟的西风水汽输送通量强度与 ERA-interim 逐渐接近, 均方根误差逐渐减小。

相关计算表明, 随着分辨率的提高, MRI 模式模拟的西风水汽输送指数的年际变化与观测更接近。当分辨率为 20 km 时, 模拟与观测的相关系数达到 0.43, 超过了 0.1 显著性水平的显著性检验。

模拟结果中的标准差随分辨率并未呈现规律的变化, 但均与 ERA-interim 较接近。

3.2.3 青藏高原夏季年际异常降水及水汽输送通量模拟偏差的讨论

与 Feng and Zhou (2012) 一致, 印度季风区北部的异常反气旋水汽输送通量是造成青藏高原东南部夏季降水年际偏多的主要原因 (图 10e)。MRI 不同分辨率的模式均能模拟出印度季风区北部的异常反气旋水汽输送通量, 比 AMIP II 中低分辨率

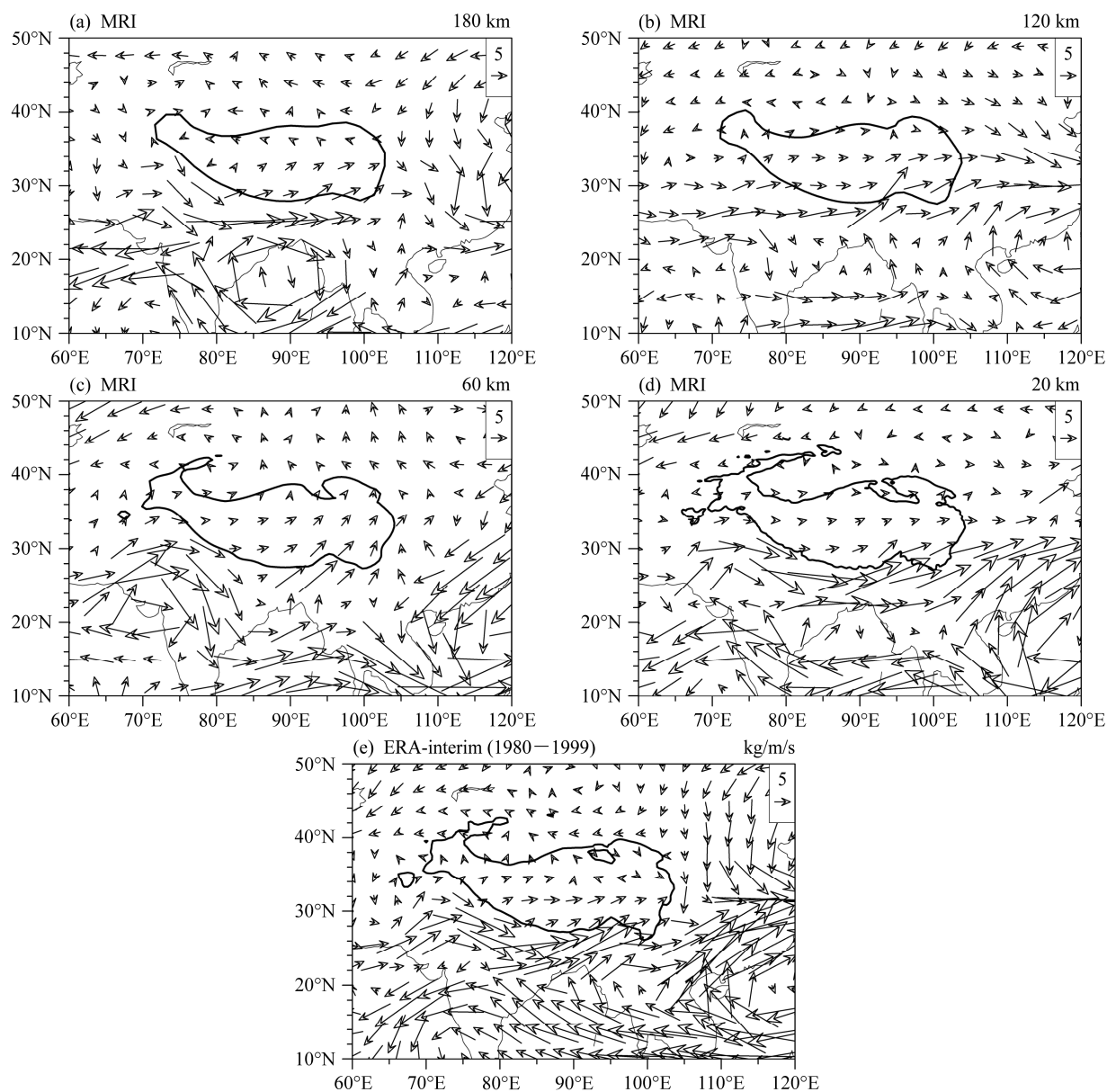


图 10 青藏高原东南部 1980~1999 年夏季降水量标准化序列与整层积分水汽通量场的回归 (单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$): (a) MRI 模拟 (180 km 分辨率); (b) MRI 模拟 (120 km 分辨率); (c) MRI 模拟 (60 km 分辨率); (d) MRI 模拟 (20 km 分辨率); (e) ERA-interim 资料。粗实线表示该版本模式地形中海拔为 3000 m 的等值线

Fig. 10 Regression of the summer precipitation time series over the southeastern Tibetan Plateau on the integrated water vapor transport during 1980–1999 (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$): (a) MRI-180 km; (b) MRI-120 km; (c) MRI-60 km; (d) MRI-20 km; (e) ERA-interim. The thick solid line represents altitude of 3000 m above sea level

的 MRI 模式有明显的改进(冯蕾, 2011)。AMIP II 模式结果中, 印度季风区北部为异常气旋水汽环流, 高原南麓盛行异常偏东水汽输送通量。模式分辨率提高为 180 km、120 km、60 km 后, 印度季风区北部为异常反气旋, 但是反气旋的中心位置并不一致(图 10a-c), 例如 180 km 模式中, 反气旋中心位于孟加拉湾北部, 其北侧的偏西水汽输送通量比 ERA-interim 偏南, 因此进入青藏高原的西南水汽输送通量较少; 120 km 模式中, 反气旋中心位置也位于孟加拉湾北部, 但是强度比 ERA-interim 偏弱; 60 km 模式中, 反气旋中心位于印度半岛西北部, 高原东南部 95°E 左右为较强的西南水汽输送通量; 当分辨率达到 20 km 时, 模式模拟的异常反气旋水汽输送通量与 ERA-interim 结果非常相似, 也表现为自印度季风区北部至西太平洋呈纬向分布的异常反气旋水汽输送通量, 强度与 ERA-interim 基本一致, 这也是 20 km 的 MRI 模式模拟的青藏高原南麓西风水汽输送指数的年际变化与 ERA-interim 更接近的原因。

4 结论

为了考察模式分辨率对青藏高原夏季大气水循环模拟的影响, 本文重点分析了一个全球大气环流模式 MRI 在不同分辨率情况下, 对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟。主要结论如下:

(1) 高分辨率 MRI 模式模拟的青藏高原气候平均降水, 比低分辨率 MRI 模式有显著改进, 主要表现在降水年循环、夏季降水空间分布等方面。另外, 模拟降水量与观测更接近。分辨率为 180 km、120 km、60 km、20 km 的 MRI 模式模拟的青藏高原 7 月平均降水绝对误差分别为 2.2 mm/d、1.2 mm/d、0.7 mm/d、0.2 mm/d。但是, 分辨率对青藏高原 97 个测站夏季降水年际变化模拟的影响不明显。

(2) 高分辨率的 MRI 模式模拟的青藏高原夏季年际异常水汽输送通量更接近 ERA-interim, 包括青藏高原南麓西风水汽输送指数的年际变化、印度季风区北部纬向分布的异常反气旋水汽环流。当分辨率达到 20 km 时, MRI 模式模拟的西风水汽输送指数与观测的相关系数达到 0.43, 超过了 0.1 显著性水平的显著性检验。除 180 km 外, 随着分辨率的提高, MRI 模式模拟的水汽输送通量空间分布以及各边界水汽输送通量的方向和强度与 ERA-interim 资料更接近。

(3) 分辨率提高后, MRI 模式对青藏高原及周边地区夏季降水及水汽输送通量的模拟仍存在较大偏差, 主要表现为: 模拟降水量仍比观测偏大; 印度季风槽比 ERA-interim 偏强; 印度季风区偏西水汽输送通量比 ERA-interim 偏弱等。同时, 需要注意的是, 由于青藏高原地区观测资料缺乏, 再分析资料和格点化地面观测资料在高原地区具有很大的不确定性。不同格点降水资料对降水量和降水年际变化的描述以及不同再分析资料对青藏高原各边界水汽输送通量的强度和垂直分布等存在较大的差异(Feng and Zhou, 2012)。

致谢 感谢日本气象研究所的 Akio Kitoh 和 Hiroyuki Murakami 博士为本文提供 MRI 大气环流模式资料。

参考文献 (References)

- Arakawa A, Schubert W H. 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31 (3): 674–701.
- Bengtsson L, Hodges K, Esch M, et al. 2007. How may tropical cyclones change in a warmer climate? [J]. *Tellus A*, 59 (4): 539–561.
- Berrisford P, Kållberg P, Kobayashi S, et al. 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (659): 1381–1399.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (656): 553–597.
- 冯蕾. 2011. 青藏高原降水及水汽输送的多资料比较和高分辨率模拟分析 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Feng Lei. 2011. Diagnostic and Simulation Analyses on the summer precipitation and associated water vapor transport over the Tibetan Plateau [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- Feng L, Zhou T J. 2012. Water vapor transport for summer precipitation over the Tibetan Plateau: Multidata set analysis [J]. *Journal of Geophysical Research*, 117 (D20), D20114, doi:10.1029/2011JD017012.
- Feng L, Zhou T J, Wu B, et al. 2011. Projection of future precipitation change over China with a high-resolution global atmospheric model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (2): 464–476, doi:10.1007/s00376-010-1016-x.
- 高学杰, 李栋梁, 赵宗慈, 等. 2003. 温室效应对青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟 [J]. *高原气象*, 22 (5): 458–463. Gao X J, Li D L, Zhao Z C, et al. 2003. Numerical simulation for influence of greenhouse effects on climatic change of Qinghai–Xizang Plateau along Qinghai–Xizang railway [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22 (5): 458–463.
- Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 86 (1–4): 173–185.
- Hack J J, Caron J M, Danabasoglu G, et al. 2006. CCSM–CAM3 climate

- simulation sensitivity to changes in horizontal resolution [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2267–2289.
- Ji Z M, Kang S C. 2013. Double-nested dynamical downscaling experiments over the Tibetan Plateau and their projection of climate change under two RCP scenarios [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70 (4): 1278–1290.
- Jung T, Miller M J, Palmer T N, et al. 2012. High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill [J]. *J. Climate*, 25 (9): 3155–3172.
- Kusunoki S, Mizuta R. 2008. Future changes in the Baiu rain band projected by a 20-km mesh global atmospheric model: Sea surface temperature dependence [J]. *SOLA*, 4: 85–88, doi:10.2151/sola.2008-022.
- Kusunoki S, Yoshimura J, Uoshimura H, et al. 2006. Change of Baiu rain band in global warming projection by an atmospheric general circulation model with a 20-km grid size [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (4): 581–611.
- Li H M, Feng L, Zhou T J. 2011. Multi-model projection of July–August climate extreme changes over China under CO₂ doubling. Part I: Precipitation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (2): 433–447, doi:10.1007/s00376-010-0013-4.
- Manabe S, Smagorinsky J, J Leith Holloway Jr, et al. 1970. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 98 (3): 175–212.
- Mellor G L, Yamada T. 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31 (7): 1971–1806.
- Mizuta R, Oouchi K, Yoshimura H, et al. 2006. 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model-mean climate states [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (1): 165–185.
- Oouchi K, Yoshimura J, Yoshimura H, et al. 2006. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (2): 259–276.
- Pope V, Stratton R. 2002. The processes governing horizontal resolution sensitivity in a climate model [J]. *Climate Dyn.*, 19 (3–4): 211–236.
- Rathmann N M, Yang S T, Kaas E. 2014. Tropical cyclones in enhanced resolution CMIP5 experiments [J]. *Climate Dyn.*, 42 (3–4): 665–681.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. *J. Climate*, 15 (13): 1609–1625.
- Shi Y, Gao X J, Zhang D F, et al. 2012. Climate change over the Yarlung Zangbo-Brahmaputra River basin in the 21st century as simulated by a high resolution regional climate model [J]. *Quaternary International*, 244 (2): 159–168, doi:10.1016/j.quaint.2011.01.041.
- 汤剑平, 赵鸣, 苏炳凯. 2006. 分辨率对区域气候极端事件模拟的影响 [J]. *气象学报*, 64 (4): 432–442. Tang Jianping, Zhao Ming, Su Bingkai. 2006. Effects of model resolution on the simulation of regionally climatic extreme events [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 64 (4): 432–442.
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56 (4): 1102–1111, doi:10.6038/cjg20130406. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56 (4): 1102–1111, doi:10.6038/cjg20130406.
- 徐影, 丁一汇, 李栋梁. 2003. 青藏地区未来百年气候变化 [J]. *高原气象*, 22 (5): 451–457. Xu Y, Ding Y H, Li D L. 2003. Climatic change over Qinghai and Xizang in 21st century [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 22 (5): 451–457.