

冯蕾, 周天军. 2017. 20 km 高分辨率全球模式对青藏高原夏季降水变化的预估[J]. 高原气象, 36(3): 587-595. Feng Lei, Zhou Tianjun. 2017. Projection of summer precipitation change over the Qinghai-Tibetan Plateau with a 20 km high-resolution global climate model[J]. Plateau Meteorology, 36(3): 587-595. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2016. 00045.

20 km 高分辨率全球模式对青藏高原 夏季降水变化的预估

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: 使用日本气象研究所(Meteorological Research Institute, MRI)大气环流模式在 20 km 分辨率下的国际大气模式比较计划(Atmospheric Model Intercomparison Project, AMIP)试验结果以及 A1B 温室气体排放情景下(简称 A1B 情景)的预估试验数据, 预估了青藏高原夏季(6-8 月)降水的变化, 并讨论了降水变化的可能原因。在 A1B 情景下, 青藏高原夏季降水量显著增加, 中心位于青藏高原东南部, 主要归因于来自印度洋和孟加拉湾的西南水汽, 经 90°E-100°E 附近进入高原的水汽输送显著增加。同时, 整个青藏高原夏季强降水出现概率增加, 降水频率南部减少, 北部增加。高原南部(北部)降水频率的减少(增加)是因为该地区降水强度的增加速率快(慢)于降水量的增加速率。高分辨率 MRI 模式预估的青藏高原夏季降水变化与较低分辨率的耦合模式预估结果基本一致, 但提供了更详细的局地变化信息。

关键词: 青藏高原; A1B 温室气体排放情景; 高分辨率模式; 降水预估

文章编号: 1000-0534(2017)03-0587-09 **中图分类号:** P467 **文献标志码:** A

DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2016. 00045

1 引言

青藏高原(下称高原)是全球增暖敏感区之一(Chen et al, 2003; Duan and Wu, 2006; Meehl, 2007; Xu et al, 2009; 郑然等, 2015)。1961-2007 年, 高原地表平均气温以 $0.36\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的速率增加(Wang et al, 2008), 该速率约为 1955-1996 年地表气温增加速率的两倍(Liu and Chen, 2000)。除了平均气温, 高原极端气温指数也具有显著的变化趋势(You et al, 2008), 基于逐日气温计算的暖指数都呈现增加趋势, 而冷指数都呈现减少趋势, 且最低气温的增幅大于最高气温的增幅, 导致昼夜温差降低(You et al, 2008)。高原气候变暖归因于温室气体排放的增多(Duan et al, 2006; 高学杰等, 2003)。另外, 高原气温的升高与高原上低云云量昼夜变化趋势的不同也有一定的联系(Duan and Wu, 2006)。尽管气温表现出一致的增加趋势, 但降水由于其时间和空间上的不均匀性, 再加上高原

地形复杂, 测站稀少, 目前关于高原地区降水变化特征的研究还具有较大的不确定性。Xu et al (2009) 给出拉萨南部羊卓雍错湖泊盆地的一些观测事实: 1961-2005 年间, 地表气温、相对湿度、日照时间等都发生了显著的变化, 然而降水序列没有明显的长期趋势存在。Feng and Zhou(2012)的分析也表明 1979-2002 年间高原夏季平均降水没有显著的线性变化趋势, 但在 1980 年以后, 高原夏季极端降水有显著增加趋势(You et al, 2008)。同时, 高原降水的变化具有明显的区域特征, 高原东南部和东北部的平均降水和极端降水增加, 而中东部地区减少, 但只有极少数台站降水的线性变化趋势通过了显著性水平检验(You et al, 2008)。

数值模式是开展气候变化情景预估的重要工具。但是, 受计算资源所限, 此前用于气候预估的全球模式分辨率较低, 在预估区域降水变化方面不确定性较大(Li et al, 2011a, 2011b)。因此, 在区域气候预估中, 通常采用低分辨率全球气候模式的

收稿日期: 2015-11-13; 定稿日期: 2016-04-14

资助项目: 国家自然科学基金项目(41205045)

作者简介: 冯蕾(1982-), 女, 河南南阳人, 高级工程师, 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. E-mail: zhoujtj@lasg.iap.ac.cn

预估结果,作为侧边界条件驱动高分辨率的区域气候模式,从而得到高分辨率的未来气候变化情景预估,这就是所谓的“动力降尺度”。例如, Gao et al (2008, 2011) 利用低分辨率的全球模式 FvGCM/CCM3 与 20 km 分辨率的区域模式 RegCM 进行单向嵌套,预估了温室气体高排放 A2 情景 (IPCC, 2000) 下的中国气候变化。

近年来,随着高性能计算机的发展,高分辨率全球气候模式开始被用于区域气候变化预估。Feng et al (2011) 基于一个高分辨率全球大气环流模式 ECHAM5 (分辨率为 40 km), 预估了温室气体中等排放 A1B 情景 (IPCC, 2000) 下的中国夏季降水变化,发现中国西部地区降水变化、大雨日数的变化与 Gao et al (2008, 2011) 研究较为一致。Kusunoki et al (2006, 2008, 2011) 基于 20 km 的 MRI 模式,预估了东亚梅雨锋降水的变化,指出中国长江流域和日本西部的降水量及降水强度将增加,并讨论了预估结果对耦合模式提供的海温场的依赖性。

未来气候变化情景下,高原的气候变化问题越来越为人关注。政府间气候变化专门委员会 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第四次评估报告 (AR4) 指出,在 A1B 情景下,未来 100 年高原地表气温可能升高 4 °C (Meehl, 2007)。用于 IPCC 第五次评估报告 (AR5) 的国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 模式模拟结果分析显示,在不同典型浓度路径下,21 世纪高原地表气温仍将显著增加 (胡琴等, 2015; Su et al, 2013)。这将是全球范围内对流层中层的重要热源强迫。高原增暖还将引起冰川融化,对区域水循环产生重要影响。鉴于高原对东亚以及全球气候的重要影响,本文将通过分析 MRI 模式在 20 km 分辨率下的模拟结果,重点回答在 A1B 情景下,高原夏季平均降水和极端降水如何变化以及高原夏季降水变化的可能原因。

2 模拟数据和降水指数介绍

2.1 模拟数据

当前气候的模拟数据为 MRI 模式在 20 km 分辨率下的 AMIP 积分。模式及试验的详细介绍见冯蕾和周天军 (2015), 该模式对高原夏季气候平均降水的模拟能力较好,模拟降水量比低分辨率模式更接近观测。此外,本文还使用了 MRI 模式在 20 km 分辨率下的 A1B 情景预估试验数据。在预估试验中,用于驱动 20 km 的 MRI 大气环流模式的海温

边界条件由以下 3 部分叠加组成 (Kusunoki et al, 2011): (1) 使用耦合气候系统模式 MRI-CGCM 2. 3 (Meteorological Research Institute Coupled General Circulation Model Version 2. 3. 2) (Yukimoto et al, 2006) 分别进行 20C3M (20 世纪气候模拟试验) 和 A1B 气候变化情景预估试验,利用预估的 2075 — 2099 年平均海温减去模拟的 1979 — 2003 年平均海温,得到 A1B 情景下的海温变化,已有分析表明,该海温变化型为类 El Niño 分布,即赤道中东太平洋的增温强于西太平洋 (Kusunoki et al, 2006); (2) MRI-CGCM2. 3 模式预估的 2075 — 2099 年海温的线性变化趋势; (3) 经过去倾处理的 1979 — 2003 年观测海温。以上海温叠加针对逐格点逐月进行计算。上述试验方案的设计保留了观测海温的年际变率和气候变化情景下的海温分布型,同时具有较高的平均态海温值和较显著的海温增加趋势。本文用 A1B 预估试验中 2080 — 2099 年平均气候与 AMIP 试验中 1986 — 2005 年平均气候之差,来代表 A1B 情景下的气候变化。

2.2 降水指数

使用的降水指数涉及降水强度和降水频率。Zhou et al (2008) 将降水频率定义为有降水 (本文取日降水量大于 1 mm · d⁻¹) 的日数/总日数; 降水强度定义为总降水量/有降水日数。使用的极端降水指数包括 95% 极端降水量 (R95p)、连续 5 天最大降水量 (RX5day); 使用的降水日数包括最大持续干旱日数 (CDD)、最大持续降水日数 (CWD)、不同等级降水强度的降水日数。上述指数的定义见表 1 (Peterson, 2005), 详细说明及使用程序见 <http://cccma.seos. uvic. ca/ETCCDMI/software. shtml>。这些指数及其计算方法已广泛应用于极端气候研究中 (Zhai et al, 2005; Alexander, 2006)。由于青藏高原降水主要集中在 6 — 8 月 (Feng and Zhou, 2012), 因此本文极端降水指数的计算针对 6 — 8 月进行。

表 1 极端降水指数及降水日数定义 (Peterson T, 2005)

Table 1 Definition of extreme precipitation index and precipitation days (Peterson T, 2005)

| 指数名称 | 指数定义 | 单位 |
|-----------------|-------------------------------|----|
| RX5day | 连续 5 天最大降水量 | mm |
| R _{nm} | 日降水量大于 nm mm 的降水日数 (nm 为降水阈值) | d |
| CDD | 最大持续干旱日数 (RR < 1 mm) | d |
| CWD | 最大持续降水日数 (RR ≥ 1 mm) | d |
| R95p | 第 95 百分位阈值极端降水量 | mm |

3 A1B 情景下高原夏季降水的变化

3.1 平均降水

A1B 情景下, 高原大部分地区夏季平均降水量表现出显著的增加趋势(图 1a)。降水增加的中心位于高原东南部, 增幅达 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。高原西北大部分地区夏季降水量增加不足 $0.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 但

也通过了 0.05 的显著性水平检验。降水减少的区域主要位于高原南部、东北部以及西北部边缘地区, 最大减小值为 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 左右。高原夏季降水的相对变化表现出明显的南北差异(图 1b), 北部地区降水量的增加达 40% 以上, 次大值位于高原东南部, 降水增加达 40%, 高原中部夏季降水的增加比例不足 10%。

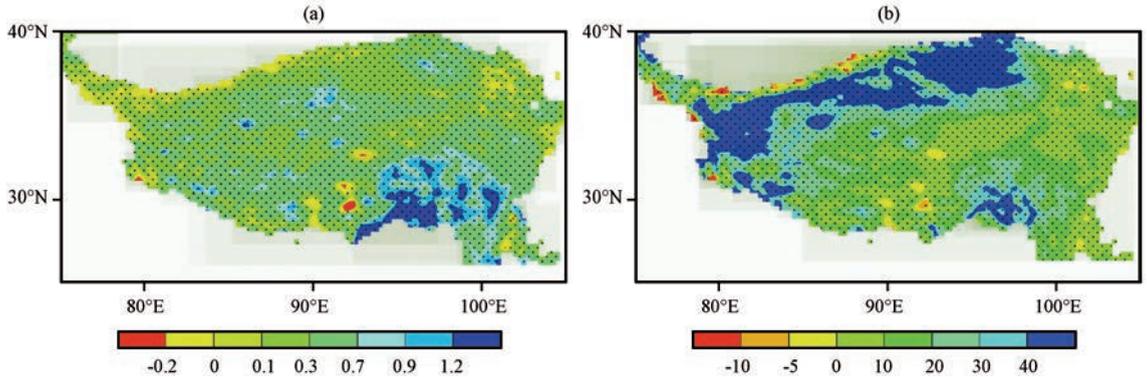


图 1 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的 2080—2099 年青藏高原夏季降水量变化(a, 单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)及相对于 1986—2005 年夏季降水量的变化百分比(b, 单位: %)

打点区域代表降水量变化通过 0.05 的显著性水平检验

Fig. 1 Summer precipitation change during 2080—2099 over the Qinghai-Tibetan Plateau projected by MRI model with resolution of 20 km (a, unit: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), and the percentage change compared with 1986—2005 (b, unit: %). Stippling indicates the percentage change has passed the significance level at 0.05

降水频率和强度是降水的两个重要特性。从总体上看, 高原夏季降水频率和降水强度变化的局地特征比降水量明显(图 2)。A1B 情景下, 高原夏季降水频率表现出南北反相的变化(图 2a)。以 33°N

为界, 北部降水频率表现出明显的增加趋势, 增加值为 7% 左右, 而南部降水频率减少, 减少值为 2% 左右。另外, 高原东南部局部地区, 降水频率也表现为增加趋势。

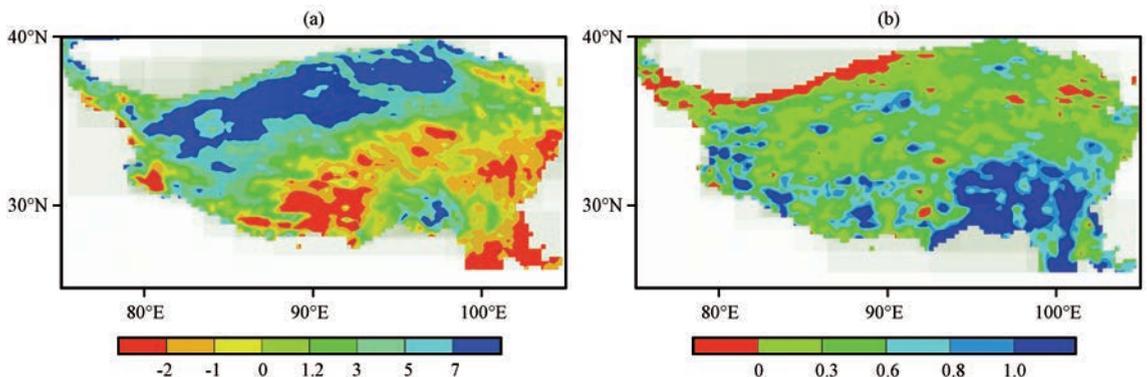


图 2 20 km 分辨率 MRI 模式模拟的 2080—2099 年青藏高原夏季降水频率变化(a, 单位: %)及降水强度变化(b, 单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)

Fig. 2 Change of summer precipitation frequency (a, unit: %) and precipitation intensity (b, unit: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) over the Qinghai-Tibetan Plateau during 2080—2099 projected by MRI model with resolution of 20 km

与降水频率的变化不同, 除了高原北部边缘, 以及高原主体上的零星区域外, 高原大部分地区夏季降水强度增加(图 2b), 强度增加最大的区域位于高原东南部, 增加值为 $1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。高原南

部和西南部局部地区降水强度增加也比较明显, 北部大部分地区降水强度增加不足 $0.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

以上分析表明, 高原南部和北部降水特征变化存在一些差异。以 33°N 为界, 通过高原南部(图

3a) 和北部(图 3b) 区域平均的夏季逐日降水的概率密度函数(probability density function, PDF)分布可以看出, 当前气候下, 高原南部出现概率最大的降水强度为 $2 \sim 3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。A1B 情景下, 出现概率最大的降水强度为 $3 \sim 4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 且 $3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以下的降水强度出现概率减小, 而 $3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上的降

水强度出现概率增加。高原北部夏季逐日降水的 PDF 分布与南部类似(图 3b)。北部地区夏季降水强度不超过 $2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。在 A1B 情景下, 小于 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的降水强度出现概率减少, 大于 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的降水强度出现概率增加。因此, 整个高原夏季强降水将增加, 也意味着极端降水增加。

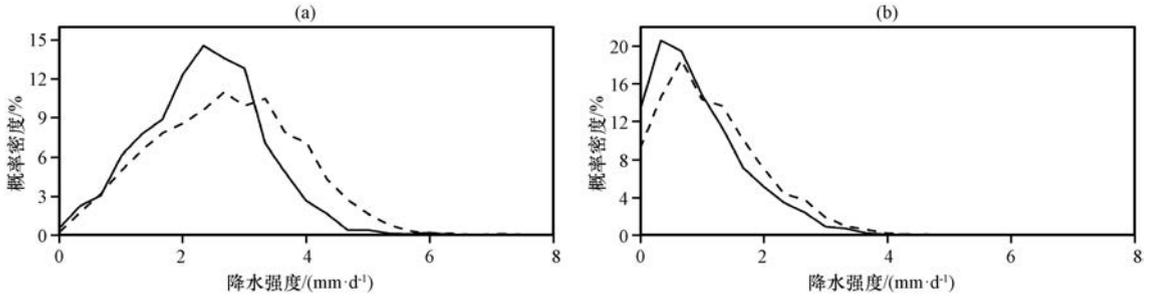


图 3 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的青藏高原南部(a)和北部(b) 1986—2005 年(实线)和 2080—2099 年(虚线)夏季逐日降水的概率密度函数(PDF)分布

Fig. 3 The probability density function (PDF) distribution of daily summer precipitation over the southern Qinghai-Tibetan Plateau (a) and northern Qinghai-Tibetan Plateau (b) during 1986—2005 (solid line) and 2080—2099 (dashed line) simulated by MRI model with resolution of 20 km

3.2 极端降水

A1B 情景下, 高原夏季第 95 百分位阈值极端降水量(R95p)和 5 天最大降水量(RX5day)都表现出大范围增加(图 4)。极端降水增加最显著的地区为高原东南部, R95p 和 RX5day 分别增加 20 mm

和 15 mm 以上, 其次为高原东北部和西南部。极端降水减少的区域位于高原中部, 但未通过 0.05 的显著性水平检验。与图 1 相比, 高原夏季极端降水变化的局地特征更加明显, 降水增加或减少的中心零星分散。

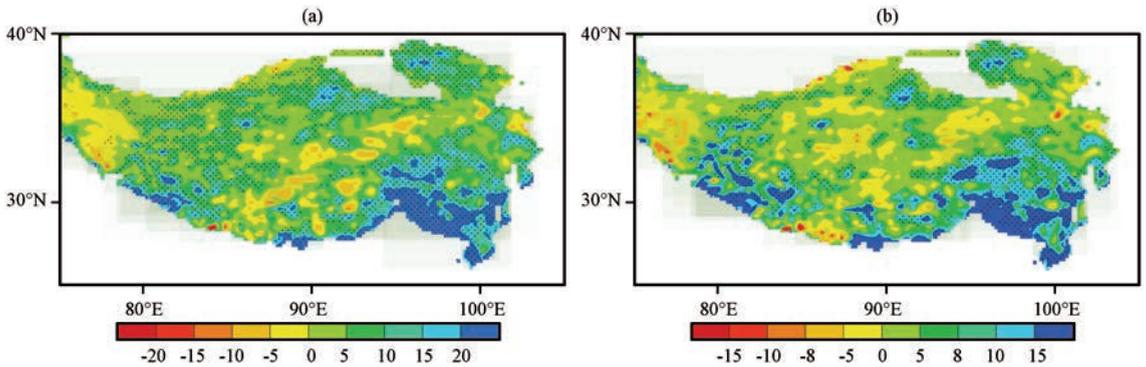


图 4 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的 2080—2099 年青藏高原夏季极端降水变化(单位: mm)

(a) 第 95 百分位阈值极端降水量, (b) 连续 5 天最大降水量. 打点区域代表极端降水变化通过 0.05 的显著性水平检验

Fig. 4 The change of summer extreme precipitation over the Qinghai-Tibetan Plateau during 2080—2099 projected by MRI model with resolution of 20 km. Unit: mm. (a) 95% extreme precipitation, (b) maximum consecutive 5-day precipitation. Stippling indicates the extreme precipitation change has passed the significance level at 0.05

3.3 降水日数

将高原夏季降水强度分为三个等级: 小雨($1 \sim 9.9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、中雨($10 \sim 19.9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)和大雨($\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$), 其变化如图 5 所示。小雨日数的变化呈现南部减少、北部增加的显著差异(图 5a)。

除了高原西北、西南边缘地区外, 中雨日数的变化呈现一致的增加趋势(图 5b)。北部和东南部中雨日数增加的比例最高, 达 50% 以上; 高原中部增加的比例略低。大雨日数的增加主要集中在高原南部, 增加比例为 50% 以上(图 5c)。高原西南部和

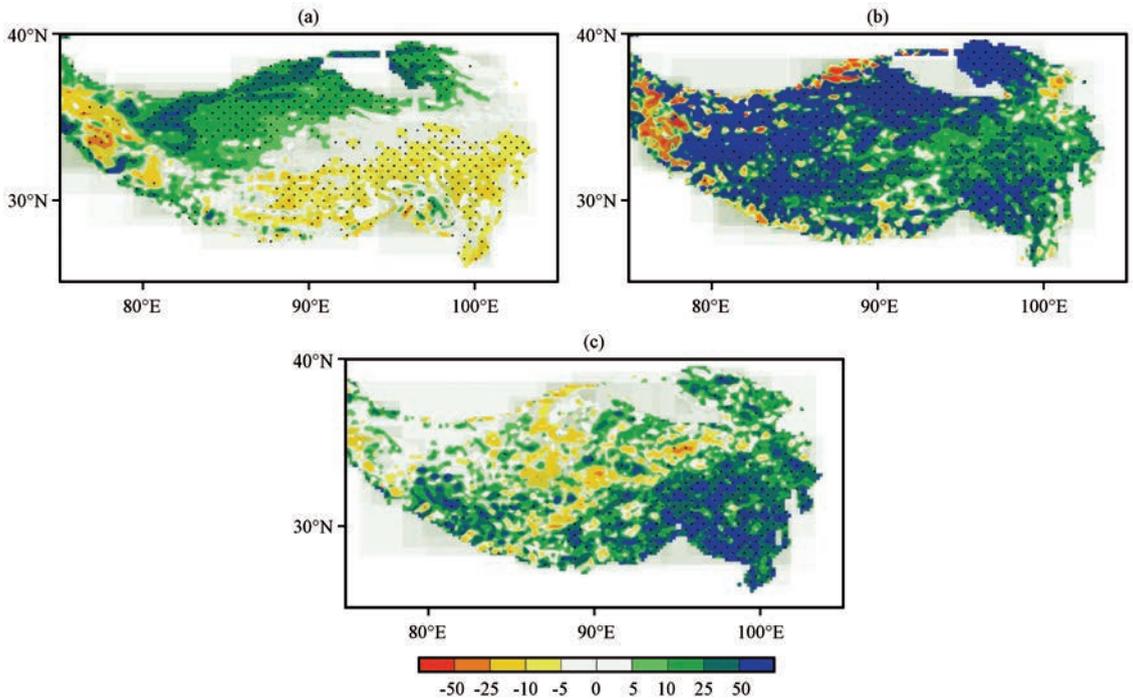


图 5 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的 2080—2099 年青藏高原夏季降水日数变化比例(单位：%)

(a) 小雨日数, (b) 中雨日数, (c) 大雨日数. 打点区域代表降水日数变化通过 0.05 的显著性水平检验

Fig. 5 Percentage of summer precipitation days over the Qinghai-Tibetan Plateau during 2080—2099 projected by MRI model with resolution of 20 km. Unit: %. (a) the day of light rain, (b) the day of moderate rain, (c) the day of heavy rain. Stippling indicates the change of precipitation days has passed the significance level at 0.05

东北部也略有增加。高原中部和北部大雨日数有所减少, 但不明显, 可能跟高原北部降水强度较小有关。

上述分析表明, 在 A1B 情景下, 高原南部中雨和大雨日数显著增加, 小雨日数显著减少; 高原北部降水日数的增加主要集中在小雨和中雨强度, 大雨日数的变化并不显著。

图6进一步给出最大持续干旱日数(CDD)和最大持续降水日数(CWD)的变化。两者变化趋势相反, 且呈现显著的南北差异。高原北部和东南部, 最大持续干旱日数减少 25% 以上, 最大持续降水日数增加 25% 以上。高原中东部和南部, 最大持续干旱日数增加 25% 左右, 最大持续降水日数减少 10% 左右。这意味着高原北部干旱化程度将有所缓

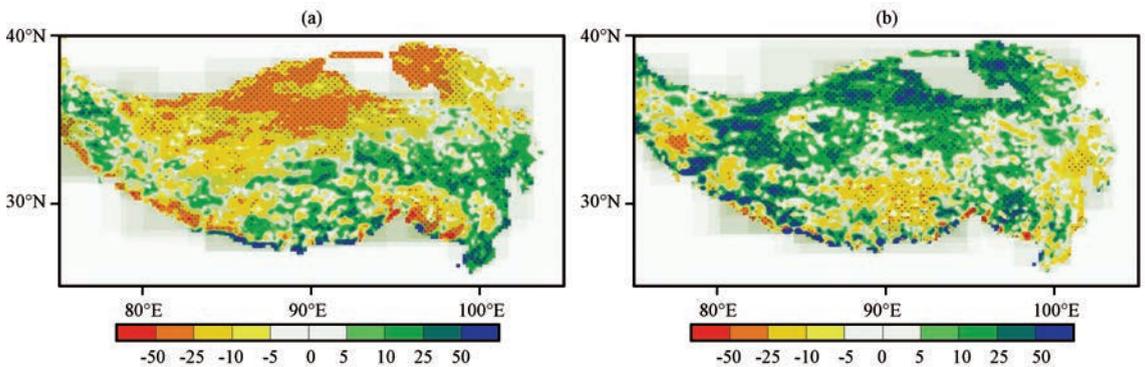


图 6 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的 2080—2099 年最大持续干旱日数(a)和最大持续降水日数(b)变化比例(单位：%) 打点区域代表日数变化通过 0.05 的显著性水平检验

Fig. 6 Percentage of the consecutive dry days (a) and consecutive wet days (b) over the Qinghai-Tibetan Plateau during 2080—2099 projected by MRI model with resolution of 20 km. Unit: %. Stippling indicates the change of days has passed the significance level at 0.05

解。高原南部连阴雨日数虽然减少,但上文分析表明,该地区平均降水强度和极端降水增加。

以上分析表明,A1B 情景下,几乎整个高原地区的夏季降水总量和降水强度均增加,增加的中心位于高原东南部。高原南部降水频率减少,意味着该地区降水强度的增加速率比降水总量的增加速率快。

4 高原夏季降水变化的可能原因

东亚季风降水的变化主要是由大气环流变化引起的总水汽辐合量的变化造成的(Zhou and Yu, 2005; Meehl et al, 2005)。高原南部水汽输送的增加会导致高原降水的增加(Feng and Zhou, 2012;

解承莹等, 2015; 许建玉等, 2014)。图 7a 表明,高原夏季气候平均水汽输送是经过 95°E 左右的大峡谷进入青藏高原。高原南部为水汽辐合区,最大水汽辐合量为 $2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上,北部为水汽辐散区。图 7b 给出 2080—2099 年整层积分水汽输送和高原水汽辐合量的变化。A1B 情景下,来自印度洋、孟加拉湾的西南水汽输送增加,并与该地区气候平均的水汽输送叠加,从 90°E — 100°E 之间进入青藏高原,导致高原南部水汽辐合增加,水汽辐合异常中心位于高原东南部,达 $1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上。高原西北部及北部地区水汽异常辐散。水汽辐合异常的分布与图 1a 中降水异常的分布基本一致。

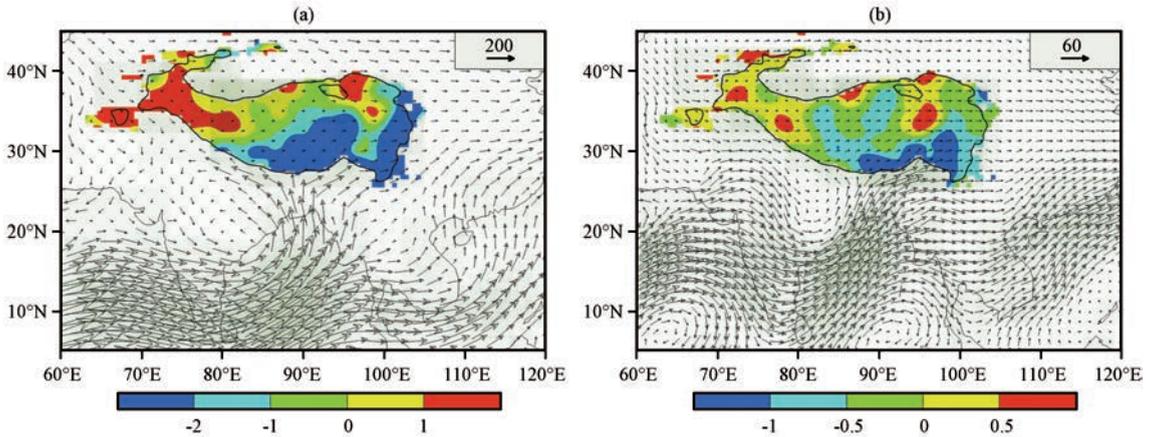


图 7 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的 1986—2005 年夏季气候平均整层积分水汽输送(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)及水汽辐合量(阴影,单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) (a); (b)同(a),但为 2080—2099 年相对于 1986—2005 年的变化

Fig.7 Climate mean of the whole integrated water vapor transport (vector, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and water vapor convergence (the shaded, unit: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) over the Qinghai-Tibetan Plateau during 1986—2005 simulated by the MRI model with resolution of 20 km (a); (b) Same as (a), but the change of integrated water vapor transport and water vapor convergence during 2080—2099 compare with 1986—2005

在上述水汽输送的影响下,高原夏季可降水量也呈现一致的增加趋势(图 8)。可降水量的增幅呈现自东南向西北递减的分布,东南部增加约 5 mm。可降水量增加比例最高的地区为高原西北部,增幅达 50% 以上,这与图 1b 中降水的相对变化基本一致。

5 结论和讨论

基于 MRI 模式在 20 km 分辨率下的预估结果,分析了 A1B 情景下高原夏季降水的变化,并通过分析大气环流及水汽输送的变化,讨论了高原夏季降水变化的可能原因。主要结论如下:

(1) A1B 情景下,高原大部分地区降水增加,增加幅度自东南向西北地区递减,高原南部降水量增加达 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,但降水量增加百分率最大的

地区为高原西北部,增加比例为 40% 以上。

(2) 高原夏季降水频率的变化呈现北部增加、南部减少的分布。高原南部夏季降水频率减少 2% 左右,北部增加 7% 左右。除了西北部边缘地区,高原夏季降水强度呈现一致的增加趋势,高原南部降水强度增加的幅度最大,约为 $1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

(3) 高原极端降水变化表现出大范围的显著增加趋势。东南部极端降水增加的幅度最大 ($>15 \text{ mm}$)。与平均降水变化相比,高原极端降水变化的局地特征更加明显。

(4) 高原降水日数变化呈现显著的南北差异。南部地区中雨和大雨日数增加,小雨日数减少。北部地区小雨和中雨日数均增加,大雨日数变化不显著。

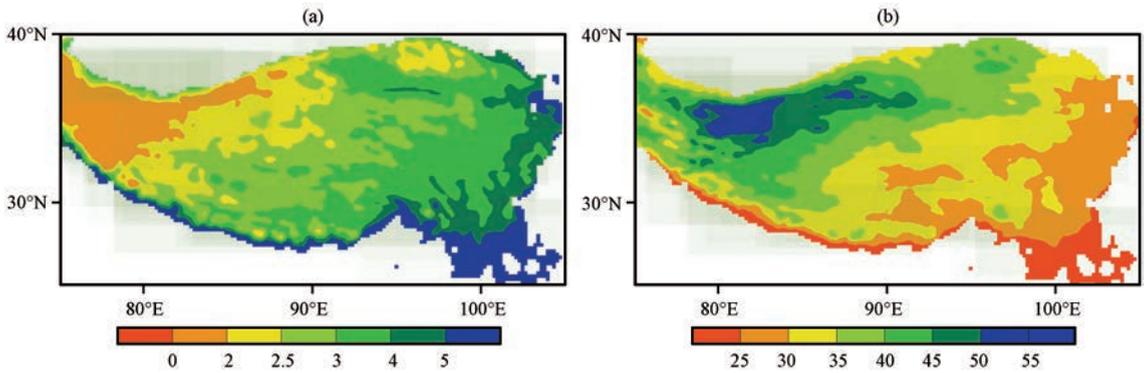


图 8 20 km 分辨率的 MRI 模式模拟的 2080—2099 年青藏高原夏季可降水量变化(a, 单位: mm)及相对于 1986—2005 年的变化百分比(b, 单位: %)

Fig. 8 The change of atmospheric precipitable water (unit: mm) over the Qinghai-Tibet Plateau during 2080—2099 projected by MRI model with resolution of 20 km (a) and the percentage change (unit: %) compared with 1986—2005 (b)

(5) A1B 情景下, 来自印度洋和孟加拉湾, 并经高原南麓 90°E—100°E 附近进入高原的西南水汽输送增加, 使得高原南部水汽辐合增加, 因此, 该地区夏季降水量显著增加。高原北部出现水汽辐散异常, 因此, 高原北部边缘地区夏季降水减少。

高分辨率 MRI 模式预估的 A1B 情景下高原夏季降水变化趋势和变化幅度, 与 CMIP3 低分辨率耦合模式集合平均的预估结果基本一致 (Meehl et al, 2007)。后者也表现为整个青藏高原一致的增加趋势, 中心位于高原东南部, 降水增加 $0.8 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上, 西北地区降水增加不足 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。40 km 分辨率的全球模式 ECHAM5 的预估结果表明, 在 A1B 情景下, 高原东南部夏季降水增加显著 (Feng et al, 2011), 但该文的分析多限于年降水变化。基于国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 模式试验数据的分析表明, 在 RCP 高、中、低不同排放情景下, 高原降水均表现出不同程度的增加, 且夏季降水增幅最大 (胡琴等, 2015; Su et al, 2013)。与较低分辨率全球模式相比, 高分辨率 MRI 模式预估的高原夏季降水变化局地特征更明显, 高原上零星分散着一些降水减少中心。值得注意的是, 在区域气候模式气候变化预估试验中, 高原降水则主要表现为减少的趋势 (Gao et al, 2012, 2013), 反映了高原降水变化的不确定性。

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:

Alexander L, Zhang X, Peterson T C, et al. 2006. Global observed

changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. *J Geophys Res*, 111(D5): 1–22.

Chen B, Chao W C, Liu X. 2003. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to doubling CO_2 : a model study [J]. *Climate Dyn*, 20(4): 401–413.

Duan A M, Wu G X. 2006. Change of cloud amount and the climate warming on the Tibetan Plateau [J]. *Geophys Res Lett*, 33(22): 217–234.

Duan A, Wu G, Zhang Q, et al. 2006. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions [J]. *Chinese Sci Bull*, 51(11): 1396–1400.

Feng L, Zhou T J. 2012. Water vapor transport for summer precipitation over the Tibetan Plateau: Multi-dataset analysis [J]. *J Geophys Res*, 117, 117(D20): 20114.

Feng L, Zhou T, 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.

Gao X J, Shi Y, Giorgi F. 2011. A high resolution simulation of climate change over China [J]. *Science China Earth Sciences*, 54(3): 462–472.

Gao X J, Shi Y, Zhang D F, et al. 2012. Uncertainties in monsoon precipitation projections over China: Results from two high resolution RCM simulations [J]. *Climate Res*, 52: 213–226.

Gao X J, Wang M L, Giorgi F. 2013. Climate change over China in the 21st century as simulated by BCC_CSM1. 1-RegCM4. 0 [J]. *Atmos Ocean Sci Lett*, 6(5): 381–386.

Gao X, Shi Y, Song R, et al. 2008. Reduction of future monsoon precipitation over China: comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM [J]. *Meteor Atmos Phys*, 100(1): 73–86.

IPCC. 2000. Special Report on Emissions Scenarios [M]. Edited by Nakicenovic Hetal. Cambridge: Cambridge University Press.

Kusunoki S, Mizuta R, Matsueda M. 2011. Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20–

- km and 60-km grid size[J]. *Climate Dyn*, 37(11): 2481–2493.
- 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.
- Kusunoki S, Yoshimura J, Yoshimura 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 Japa*, 84(4): 581–611.
- Li H M, Feng L, Zhou T J. 2011a. 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.
- Li H M, Feng L, Zhou T J. 2011b. Multi-model projection of July-August climate extreme changes over China under CO₂ doubling. Part II: Temperature[J]. *Adv Atmos Sci*, 28(2), 448–463.
- Liu X D, Chen B D. 2000. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades[J]. *Int J Climatol*, 20(14): 1729–1742.
- Meehl G A. 2007. Global climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*[M]. Edited by Solomon S, et al. Cambridge: Cambridge University Press.
- Meehl G, Arblaster J, Tebaldi C. 2005. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations[J]. *Geophys Res Lett*, 32(18), 1–4.
- Peterson T. 2005. Climate change indices[J]. *WMO Bulletin*, 54(2): 83–86.
- Su F G, Duan X L, Chen D L, et al. 2013. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau[J]. *J Climate*, 26(10): 3187–3208.
- Wang B, Bao, Hoskins B, et al. 2008. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia[J]. *J Geophys Res*, 35(14): 63–72.
- Xu J, Yu S, Liu J, et al. 2009. The implication of heat and water balance changes in a lake basin on the Tibetan Plateau[J]. *Hydrological Research Letters*, 3: 1–5.
- Xu Y, Gao X J, Giorgi F. 2009. Regional variability of climate change hot-spot in East Asia[J]. *Adv Atmos Sci*, 26(4): 783–792.
- You Q, Kang S C, Aguilar E, et al. 2008. Changes in daily climate extremes in the eastern and central Tibetan Plateau during 1961–2005[J]. *J Geophys Res*, 113(D7): 1639–1647.
- Yukimoto S, Noda A, Kitoh A, et al. 2006. The Meteorological Research Institute Coupled GCM, Version 2.3 (MRI-CGCM2.3)-Control climate and climate sensitivity[J]. *J Meteor Soc Japan*, 84: 333–363.
- Zhai P, Zhang X, Wan H, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China[J]. *J Climate*, 18: 1096–1108.
- Zhou T J, Yu R C, Chen H M, Dai A G, et al. 2008. Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with raingauge observations[J]. *J Climate*, 21(16): 3997–4010.
- 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(8): 211–211.
- 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): 386–398.
- 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 J Atmos Sci*, 39(2): 385–396.
- 高学杰, 李栋梁, 赵宗慈, 等. 2003. 温室效应对我国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 Xuejie, Li Dongliang, Zhao Zongci, et al. 2003. Numerical simulation for influence of greenhouse effects on climatic change of Qinghai-Xizang Plateau along Qinghai-Xizang railway[J]. *Plateau Meteor*, 22(5): 458–463.
- 胡琴, 姜大膀, 范广洲. 2015. 青藏高原未来气候变化预估: CMIP5 模式结果[J]. *大气科学*, 39(2): 260–270.
- Hu Qin, Jiang Dabang, Fan Guangzhou. 2015. Climate change projection on the Tibetan Plateau: Results of CMIP5 models[J]. *Chinese J Atmos Sci*, 39(2): 260–270.
- 解承莹, 李敏娇, 张雪芹, 等. 2015. 青藏高原南缘关键区夏季水汽输送特征及其与高原降水的关系[J]. *高原气象*, 34(2): 327–337.
- Xie Chengying, Li Minjiao, Zhang Xueqing, et al. 2015. Moisture transport features in summer and its rainfall effects over key region in southern margin of Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteor*, 34(2): 327–337.
- 许建玉, 王慧娟, 李宏毅. 2014. 夏季青藏高原地区水汽收支的初步模拟分析[J]. *高原气象*, 33(5): 1173–1181.
- Xu Jianyu, Wang Huijuan, Li Hongyi. 2014. Preliminary simulation analysis of moisture budget over Qinghai-Xizang Plateau in summer[J]. *Plateau Meteor*, 33(5): 1173–1181.
- 郑然, 李栋梁, 蒋元春, 等. 2015. 全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征[J]. *高原气象*, 34(6): 1531–1539.
- Zheng Ran, Li Dongliang, Jiang Yuanchun, et al. 2015. New characteristics of temperature change over Qinghai-Xizang Plateau on the background of global warming[J]. *Plateau Meteor*, 34(6): 1531–1539.

Projection of Summer Precipitation Change over the Qinghai-Tibetan Plateau with a 20 km High-resolution Global Climate Model

FENG Lei^{1, 2}, ZHOU Tianjun²

(1. *Public Meteorological Service Center of China Meteorological Administration, Beijing 100081, China;*

2. *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

Abstract: Projection of future summer precipitation change over the Qinghai-Tibetan Plateau is studied based on AMIP (the Atmospheric Model Intercomparison Project) and the A1B scenario experiment results by a 20 km high-resolution global climate model, MRI. Under the A1B scenario, the summer precipitation would increase significantly, with the biggest increasing center over the southeastern Qinghai-Tibetan Plateau. This is might attributed to the increasing southwest water vapor transportation to the Qinghai-Tibetan Plateau from the Indian Ocean and the Bay of Bengal. The probability of summer precipitation with high intensity is projected to increase over the whole Qinghai-Tibetan Plateau. The summer precipitation frequency over the southern (northern) Qinghai-Tibetan Plateau would decrease (increase), as the increasing rate of precipitation intensity is faster (slower) than that of precipitation amount over the southern (northern) Qinghai-Tibetan Plateau. The precipitation change over the Qinghai-Tibetan Plateau projected by the high-resolution MRI model is almost consistent with coupled models with low-resolution, except for the detail information provided.

Key words: The Qinghai-Tibetan Plateau; The A1B scenario; High-resolution model; Projection of precipitation