



风速约束下的未来中国东部地区夏季典型地形小雨频次的变化

董雪晨^{1,2}, 龚道溢^{1,2*}, 施翠翠^{3,4}

1. 北京师范大学地理科学学部/灾害风险科学研究院, 北京 100875;

2. 北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875;

3. 北京师范大学国家安全与应急管理学院, 北京 100875;

4. 北京师范大学系统科学学院, 北京 100875

* 通讯作者, E-mail: gdy@bnu.edu.cn

收稿日期: 2023-10-08; 收修改稿日期: 2024-03-07; 接受日期: 2024-04-23; 网络版发表日期: 2024-05-11

国家重点研发计划项目(2020YFA0608201)和国家自然科学基金项目(42275180)资助

摘要 近地面风速的变化是影响降水地形效应的重要动力参量. 本文利用6个CMIP6 高分辨率模式数据(High-ResMIP), 评估了气候模式对中国东部地区夏季典型山地的地形降水特征的模拟能力, 结合观测结果, 对未来变暖情景下的地形降水进行预估和约束. 结果表明, 在当前气候基准期(1979~2009年), 尽管模式模拟的近地面风速与地形小雨频次之间的关系稳定存在, 但总体上低估了地形小雨频次对近地面风速的敏感度, 模拟结果较观测值偏低24.1%左右. 利用观测的近地面风速对地形小雨频次进行约束订正, 结果显示在升温1.5℃情景下, 风速约束后的地形小雨频次较1979~2009年减少了36.1%, 这一数值是原始预估减幅(4.2%)的8.6倍. 资料较长的MRI-AGCM3-2-S模式显示, 不同升温情景下(1.5℃、2℃、3℃和4℃), 风速约束后的地形小雨频次减幅比较稳定, 均较原始预估结果更大.

关键词 地形小雨频次, HighResMIP, 高分辨率模拟, 观测约束, 中国东部地区

1 引言

降水的地形效应是全球普遍存在的现象, 气候态上表现为山地降水明显高于相邻的平原地区(Smith, 1979; Colle等, 2013; Pepin等, 2022). 20世纪50年代初 Bergeron(1960)的观测发现, 仅50m高差的小山丘在一场风暴中其降水可达周边地区的两倍. 对于更大尺度的山脉, 如欧洲阿尔卑斯山, 长期观测显示山地降水

高值区也大致为周边低海拔地区的两倍(Roe, 2005). 地形降水在区域水文过程中的作用以及气候变化背景下的响应特征, 是一个值得探讨的问题.

各种尺度的山地地形和降水之间的关系十分复杂, 以往研究涉及降水的动力响应(Houze等, 2001; Wallace和Hobbs, 2006; Chen等, 2013)、热力效应(Mapes等, 2003)和云微物理机制(Houze, 2012), 以及它们之间的相互作用. 需要指出的是, 地形效应本质的

中文引用格式: 董雪晨, 龚道溢, 施翠翠. 2024. 风速约束下的未来中国东部地区夏季典型地形小雨频次的变化. 中国科学: 地球科学, 54(6): 1914–1922, doi: 10.1360/SSTe-2023-0242

英文引用格式: Dong X, Gong D, Shi C. 2024. Projections of summer light rain frequency in typical terrain over eastern China under wind speed constraint. Science China Earth Sciences, 67(6): 1885–1894, <https://doi.org/10.1007/s11430-023-1331-6>

特征是边界层湿空气的抬升, 山体的坡度大小决定了地形强迫下气流整体抬升的垂直速度, 结合线性理论模型能够定量诊断地形降水(例如, Smith, 1979; Roe, 2005; Abbate等, 2021). 此外, 风速的变化还可能导致气流越过地形时产生不同特性的重力波, 可导致迎风坡前或高出山体高度的高空有降水过程的发生(Smith和Barstad, 2004). 因此, 对于降水的地形效应, 近地面风速的动力响应是一个非常重要的物理参量.

观测表明, 近几十年来近地面风速发生了显著的长期变化, 尤其是北半球中纬度地区, 风速下降趋势较为突出, 其中东亚地区平均风速的下降趋势达 $-0.12\text{ m s}^{-1} (10\text{a})^{-1}$ (McVicar等, 2012; Azorin-Molina等, 2020). 长时间的资料显示, 中国近地面风速整体上也呈下降趋势, 但空间差异明显, 其中北方大部分地区及东南沿海等地风速的减弱幅度较大(Guo等, 2011; Wu等, 2018; 丁一汇等, 2020). 值得注意的是, 中国近地面风速在21世纪10年代初年后有所恢复, 其中中国东部地区2005~2017年平均风速以 $0.04\text{ m s}^{-1} (10\text{a})^{-1}$ 的速率增加(Zhang和Wang, 2020), 这也是东亚乃至全球普遍存在的大尺度现象, 如有研究指出全球陆地近八成的站点观测到风速在2010年以来转为增强趋势(Zeng等, 2019).

除了观测资料, 全球气候模式被广泛应用于模拟和预估全球或区域尺度历史和未来气候变化及其影响(IPCC, 2013). 模式评估显示, CMIP6模式基本能够再现中国及更大区域尺度的平均气候特征, 基于不同排放情景条件下的预估结果表明, 中国未来近地面风速依然呈减弱趋势, 随着温室气体排放量增加, 风速减弱趋势将更显著(Deng等, 2021; Miao等, 2023). 但是, 在地形复杂的区域(如青藏高原地区), 模式对降水等气候因子的模拟存在较大不确定性, 是当前国际上气候模式普遍存在的问题(Torma等, 2015; Amjad等, 2020), 这也从一个侧面反映出气候模式可能对降水地形效应及相关物理过程的刻画仍存在不足.

高分辨率气候模拟降水数据(Smith, 2019)及观测约束技术(Borodina等, 2017; Ribes等, 2021; Herger等, 2021)的应用, 是降低气候预估不确定性的重要途径. 因此, 本文试图利用高分辨率气候模式的历史时期及变暖情景下的模拟输出结果, 评估其对中国东部地区典型山地的夏季地形降水的模拟能力, 利用观测的近地面风速, 对变暖情景下的地形降水进行约束、订正.

2 数据和方法

2.1 数据介绍

本文使用的降水观测数据来源于中国气象局国家气象科学数据共享服务平台(<http://data.cma.cn/site/index.html>)提供的“中国地面气候资料日值数据集(V3.0)”. 从位于中国东部地区时间连续性好、数据缺失少(低于总观测日数的5%)的地面台站中, 挑选出海拔高度超过800m的山地站, 并在山地站周围由近到远进行筛选, 满足每个山地站都有3个海拔高度差至少为600m的平原站进行对比. 受台站密度及分布的影响, 大部分平原站与山地站相距约30~50km, 个别台站距离稍远, 但也不超过120km. 按照以上标准共筛选出9个山地站和27个平原站用于分析(表1). 这些山地站基本位于中国东部地区相对孤立的小尺度山体上, 同时从气候长期统计来看, 所选站点夏季(6~8月)的大气环流背景和水汽条件也大致相似(图1).

CMIP6高分辨率模式比较计划(HighResMIP), 提供了全球高分辨率(大气最高可达25km, 海洋最高可达8~25km)多模式气候模拟试验结果(Haarsma等, 2016). HighResMIP包括3个层级试验, 本文选取第一层级(Tier-1)试验结果(highresSST-present)用于历史时期的模拟, 该结果由观测海温和海冰强迫大气模式模拟得到, 时段为1950~2014年. 本文还选取了第三层级(Tier-3)试验输出结果(highresSST-future)模式用于未来变暖情景下的模拟, 该试验是对Tier-1的延伸, 外部强迫条件中温室气体和气溶胶浓度使用CMIP6共享社会经济路径(SSP)中的高排放情景(SSP5-8.5), 时段为2015~2050年(部分模式可延伸至2100年). 更多模式和试验细节请参阅Haarsma等(2016). 考虑到历史时期和未来变暖情景下模式的一致性, 筛选出同时包含研究所需降水、风速逐日数据的9个模式. 其中HiRAM-SIT、MRI-AGCM3-2模式同时具有高、低分辨率两个版本, 考虑到高分辨率模式对复杂地形区的降水有明显改进(Li等, 2015; Li等, 2022), 本文选取其中的高分辨率版本进行分析. 此外, 逐一检查模式原始数据, 注意到HadGEM3-GC31-HM模式不同量级的降水频次完全相同, 为避免误解, 在后续讨论中将其剔除. 最后共筛选出6个模式用于分析, 有关模式的基本信息详见表2.

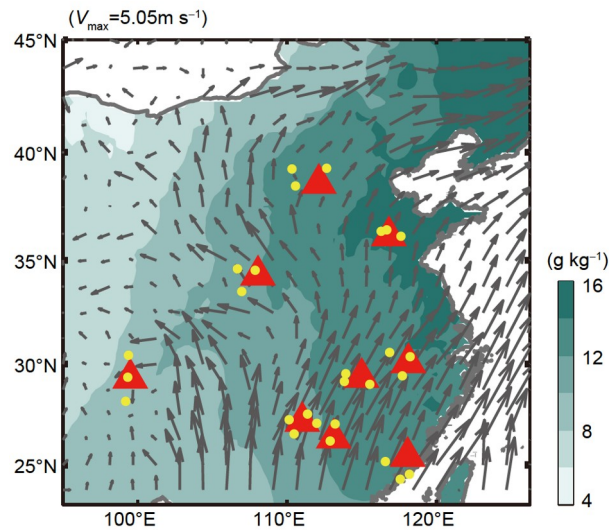


图1 中国东部地区大气环流背景与台站选择

红色三角形表示山地站, 黄色圆点表示平原站, 台站信息见表1. 填色和风矢分别表示多年平均850hPa比湿和风场

2.2 分析方法

首先, 需要明确地形降水的定义. 本文提到的地形降水特指由地形效应产生的山地降水, 其中地形效应的本质特征是边界层湿空气遇到地形阻挡的被迫抬升. 需要注意的是, 大尺度天气过程会同时导致山地及其近平原地区产生降水, 这种情况下的山地降水显然与地形效应没有直接物理因果关系. 因此为直观描述由地形效应带来的山地降水, 同时有效剔除大尺度天气过程造成的降水, 本文将只有山地站有降水同时相邻非山地站无降水的情况定义为地形降水.

本文利用线性理论模型对地形降水的物理过程进行诊断. 在中纬度地区, 山脉对气流的主要动力影响是屏蔽阻挡作用(Smith, 1979), 气流是被迫抬升在迎风坡产生降水、还是形成绕流在下游方向辐合上升导致降水, 取决于风速、大气稳定性、水汽凝结效应以及地形几何特征的影响(Jackson等, 2013). 通常认为, 气流的整体抬升冷却、水汽饱和、凝结, 是最重要的过程, 结合线性理论模型能够合理诊断和估算地形降水率(例如, Smith, 1979; Roe, 2005; Abbate等, 2021):

$$H_m = -\frac{b}{a\tau}, \quad (1)$$

$$S = -\int_{z_s}^{\infty} \bar{u} \nabla z_s \frac{\partial(\rho q^*)}{\partial z} dz = \rho_0 q_0^* \bar{u} \nabla z_s e^{-\frac{z_s}{H_m}}, \quad (2)$$

其中, S 为降水的凝结率(单位: mm h^{-1}), H_m 为湿空气高

表1 研究区所选气象台站信息

组别	台站名	纬度(°E)	经度(°N)	海拔高度(m)
1	五台山	38.6	113.3	2208.3
	原平	38.4	114.1	828.2
	灵丘	39.3	114.1	938.7
	朔州	39.2	112.3	1114.8
2	泰山	36.2	117.0	1533.7
	章丘	36.4	117.3	121.8
	济南	36.4	117.0	170.3
	沂源	36.1	118.1	305.1
3	华山	34.3	110.1	2064.9
	蒲城	34.6	109.4	499.2
	永济	34.5	110.3	354.1
	商县	33.5	109.6	742.2
4	黄山	30.1	118.1	1840.4
	宁国	30.4	118.6	87.3
	屯溪	29.4	118.2	142.7
	铜陵	30.6	117.5	37.5
5	峨眉山	29.3	103.2	3047.4
	温江	30.4	103.5	539.3
	乐山	29.3	103.5	424.2
	雷波	28.2	103.4	1255.8
6	庐山	29.4	115.6	1164.5
	阳新	29.5	115.1	45.8
	武宁	29.2	115.1	116
	波阳	29.0	116.4	40.1
7	南岳	27.2	112.4	1265.9
	双峰	27.3	112.1	100
	株洲	27.5	113.1	74.6
	衡阳	26.5	112.4	104.9
8	井冈山	26.4	114.1	843
	莲花	28.1	113.6	194.5
	吉安县	27.0	114.6	71.2
	遂川	26.2	114.3	126.1
9	九仙山	25.4	118.1	1653.5
	漳平	25.2	117.3	205.3
	崇武	24.5	118.6	21.8
	厦门	24.3	118.0	139.4

度(单位: km), τ 表示垂直温度递减率(单位: $^{\circ}\text{C km}^{-1}$), $a=17.67$, $b=243.5^{\circ}\text{C}$, z_s 为地形高度(单位: km), $\bar{u}$ 为水平风速(单位: m s^{-1}), ρ_0 表示近地面大气密度(单位: kg m^{-3}), q_0^* 表示近地面饱和比湿(单位: g kg^{-1}). 需要注意的是, 对于本文筛选的中国东部地区相对孤立的小尺度山

表 2 本文使用的CMIP6 HighResMIP模式的基本信息

模式名称	分辨率(经度×纬度)	平均分辨率(km)	所属机构/国家(地区)
CMCC-CM2-VHR4	0.31°×0.23°	25	CMCC/意大利
EC-Earth3P-HR	0.35°×0.35°	50	EC-Earth-Consortium/欧盟
HiRAM-SIT-HR	0.23°×0.23°	25	AS-RCEC/中国台湾
MPI-ESM1-2-XR	0.47°×0.47°	50	MPI-M/德国
MRI-AGCM3-2-S	0.19°×0.19°	25	MRI/日本
NICAM16-8S	0.28°×0.28°	25	MIROC/日本

体, 地形坡度固定, 大气环流背景和水汽条件也大致相似, 地形强迫下气流整体抬升速度正比于近地面水平风速的大小, 即对于本文筛选的地形降水, 近地面风速的动力响应是一个非常重要的物理参量。

此外, 观测的统计结果表明(董雪晨等, 2022), 中国东部地区9组山地站不同等级(小雨、中雨、大雨和暴雨)的降水均存在地形效应现象。相对湿度、气温、气柱水汽量、近地面风速等气象因子的相关分析表明, 这些气象要素中以近地面风速对山地小雨频次的影响最为突出。尤其是去掉大尺度天气过程的影响后, 风速与地形小雨频次的相关可达+0.60($p < 0.01$), 而强降水与风速无显著的统计相关。因此, 本文主要针对小雨等级的地形降水及其物理过程进行诊断和分析。实际上, 山地站的小雨虽然对总雨量的贡献只有14%左右, 但是其雨日数的占比高达59%~77%。

排放情景下的温升, 指全球平均气温相对于工业化前期(1850~1900年)升高达到某一温度水平的情况, 研究中通常以出现的年份为温升年, 其前后各取一段, 作为温升代表时段进行分析(Meinshausen等, 2009)。考虑到HighResMIP模式历史时期的模拟均从1950年开始, 缺乏工业化前期的数据, 因此本文基于当前多年平均气候态, 讨论每个模式相对于当前气候的升温范围, 具体做法如下: 将模式中全球年均气温首次出现高于当前气候1.5℃的时间定义为温升年, 并以该年为中心前后各取15年(共31年)作为1.5℃温升情景时段。此外, 为将台站观测的地形小雨动力响应过程与模式历史气候模拟对应, 并对变暖情景下的地形小雨频次进行约束和订正, 所选当前气候基准期应与温升代表时段的长度保持一致, 考虑到大部分HighResMIP模式未提供2050年以后的预估资料, 最终选取1979~2009年作为当前气候基准期。需要说明的是, 当前气候基准期的选择, 不影响地形小雨频次对近地面风速的动力响应。

如表3所示, 本文选取的6个模式达到温升1.5℃水平的时间大致出现在2032~2034年。

根据常用的观测约束原理(Borodina等, 2017; Ribes等, 2021; Herger等, 2021), 本文利用风速对变暖情景下地形降水的预估进行约束。基于观测数据建立近地面风速与地形小雨频次的定量关系, 再以观测的统计关系对模拟的地形小雨频次进行约束、订正。对于同一个模式而言, 变暖情景下控制二者关系的物理过程不变, 因此, 相关物理关系的分析以及订正, 可以提高模式预估的可信度。考虑到风速是约束变暖情景下地形降水预估的重要物理参量, 本文利用变化因子法对模式模拟和预估的风速进行偏差校正(Navarro-Racines等, 2020), 具体做法如下: 首先, 对于每个月的风速, 分别统计当前气候基准期台站观测和模式模拟的多年平均值。第二, 计算台站观测与模式模拟风速的相对变化。最后, 为避免偏差校正后的风速值为负, 将原始模式模拟的风速与风速的相对变化相加, 得到去偏的模拟风速。

$$\Delta U_m = \frac{U_{Om} - U_{Hm}}{U_{Hm}}, \quad (3)$$

$$U_{HBm} = U_{Hm} \times (1 + \Delta U_m), \quad (4)$$

其中, ΔU_m 表示每个月风速的相对变化, U_{Om} 和 U_{Hm} 分别表示1979~2009年台站观测和模式模拟的风速多年平均值, U_{HBm} 则为经过偏差校正的模拟风速。同样的, 对模式未来预估的风速也进行了偏差校正:

$$\Delta U'_m = \frac{U_{Fm} - U_{Hm}}{U_{Hm}}, \quad (5)$$

$$U_{FBm} = U_{HBm} \times (1 + \Delta U'_m), \quad (6)$$

其中, $\Delta U'_m$ 表示变暖情景下每个月风速的相对变化, U_{Fm} 和 U_{Hm} 分别表示当前气候基准期和变暖情景下的风速多年平均值, U_{FBm} 则为经过偏差校正的未来预估风

表 3 不同模式相对于1979~2009年温升1.5℃的时间

模式名称	当前气候基准期	温升年	温升代表时段
CMCC-CM2-VHR4	1979~2009	2032	2017~2047
EC-Earth3P-HR	1979~2009	2034	2019~2049
HiRAM-SIT-HR	1979~2009	2034	2019~2049
MPI-ESM1-2-XR	1979~2009	2034	2019~2049
MRI-AGCM3-2-S	1979~2009	2033	2018~2048
NICAM16-8S	1979~2009	2034	2019~2049

速. 需要说明的是, 上述偏差校正的过程统一将风速处理为标量, 不考虑其具体方向.

本文使用一元线性回归和Pearson相关来分析地形小雨频次对近地面风速的动力响应过程, 显著性检验采用 t 检验.

3 结果

3.1 观测的风速与地形小雨频次的定量关系

首先, 利用观测资料分析了1979~2009年夏季中国东部地区9组山地站点地形小雨频次对近地面风速变化的敏感度. 注意到整个研究时段内样本数较少, 为避免个别离群值对结果的影响, 将气象因子时间序列处理为月平均值后进行统计, 并在分析前将所有时间序列统一进行了去趋势处理. 结果表明, 近地面风速与地形小雨频次呈显著正相关关系($r=0.57$, $p<0.01$), 当近地面风速每增加 1 m s^{-1} , 对应地形小雨频次增加约 0.85 d (图2); 9组山地站单独来看, 也存在这样的正相关关系, 且均通过 0.01 的显著性检验.

结合线性理论模型可以诊断和估算地形降水率. 以研究区的山地站点为例, 近地面大气密度 ρ_0 约为 1.2 kg m^{-3} , 近地面饱和比湿 q_0^* 约为 8 g kg^{-1} , 地形维度 Δz_s 约为 $1.5/40$, 代入式(1)和式(2)后不难得到, 近地面风速每减弱 1 m s^{-1} , 山地站点处的降水凝结率将对应减少约 10.0% . 值得注意的是, 观测资料统计结果显示的地形小雨频次对近地面风速的敏感度(图2), 与利用线性理论模型诊断的结果非常近似. 可见, 就本文挑选的9组山地站点而言, 近地面风速的强弱直接影响了地形小雨频次的变化.

3.2 模式模拟的风速与地形小雨频次关系的偏差

与气象台站的做法一样, 利用6个HighResMIP模

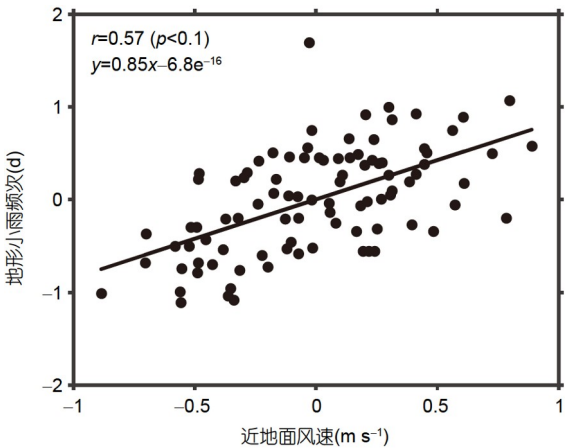


图 2 台站观测的近地面风速与地形小雨频次的相关关系散点图

式数据分别挑选各个山地站和平原站所在的网格, 分析地形小雨频次对近地面风速变化的敏感度. 首先, 需要以台站观测的地形降水和风作为参考, 评估模式对地形小雨频次和近地面风速的模拟能力. 考虑到模式降水网格与台站观测单点尺度的差异, 本文采用与台站小雨相同的百分位值对模式中的降水强度标准进行划分, 因此台站与模式的小雨在概率上是一致的、可比的. 如表4所示, 就中国东部地区的9组山地网格而言, 模式明显低估了1979~2009年夏季地形小雨频次和平均风速, 但近地面风速与地形小雨频次之间的关系仍稳定存在.

由于模式模拟的地形小雨频次不足台站观测的一半, 个别离群值可能会对结果产生影响, 因此接下来探讨如何改进模式对地形小雨频次模拟的偏差. 考虑到模式数据的分辨率有限, 不足以精确描述地形, 且模式降水普遍存在湿偏差, 如果严格按照台站观测无降水的百分位阈值来筛选地形小雨是不合理的, 因此参考台站观测的9组平原站无降水频次, 对模式中平原

网格无降水的标准也进行了调整,使得调整后平原网格无降水的频次与台站观测的频次一致. 调整后的结果显示,1979~2009年夏季模式模拟的地形小雨频次可达1589~1679d,平均风速为 $1.34\sim 2.63\text{m s}^{-1}$. 进一步计算风速与地形小雨频次的定量关系,结果如图3所示,在当前气候基准期(1979~2009年),近地面风速与地形小雨频次之间的正相关关系在模式中普遍存在,其中5个模式对敏感度的模拟结果低于观测值15.3%~51.8%,EC-Earth3P-HR模式的模拟结果与观测值最为接近, 1m s^{-1} 近地面风速的变化会导致地形小雨频次相应变化0.72d左右. 多模式集合平均来看,模拟地形小雨频次对近地面风速的敏感度较观测结果偏低

24.1%左右.

需要指出的是,其中MPI-ESM1-2-XR是唯一高估敏感度的模式,也是唯一低估平均风速的模式. 此外,地面风是一个高变率气象因子,考虑到本文筛选出的平原站数量较少,为避免局地噪音干扰,在 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 范围内挑选出缺测天数较少(低于总观测日数的5%)的台站,共计437个,计算其平均值,以此反映中国东部地区夏季平均背景风场. 台站观测统计结果显示,1979~2009年中国东部地区夏季平均风速为 1.90m s^{-1} . 接下来,计算每个模式在中国东部地区范围内1979~2009年夏季逐日近地面风速的平均值. 结果表明,模式模拟的夏季平均风速为 $2.27\sim 3.58\text{m s}^{-1}$,显

表 4 1979~2009年台站观测与模式模拟的地形小雨频次、风速以及二者的相关系数^{a)}

模式名称	地形小雨频次(d)	平均风速(m s^{-1})	相关系数
台站观测	1590	1.60	0.57**
CMCC-CM2-VHR4	492	1.24	0.67**
EC-Earth3P-HR	661	1.17	0.55**
HiRAM-SIT-HR	551	0.95	0.65**
MPI-ESM1-2-XR	758	0.79	0.52**
MRI-AGCM3-2-S	421	0.87	0.66**
NICAM16-8S	365	0.99	0.78**

a) **表示通过0.01显著性检验

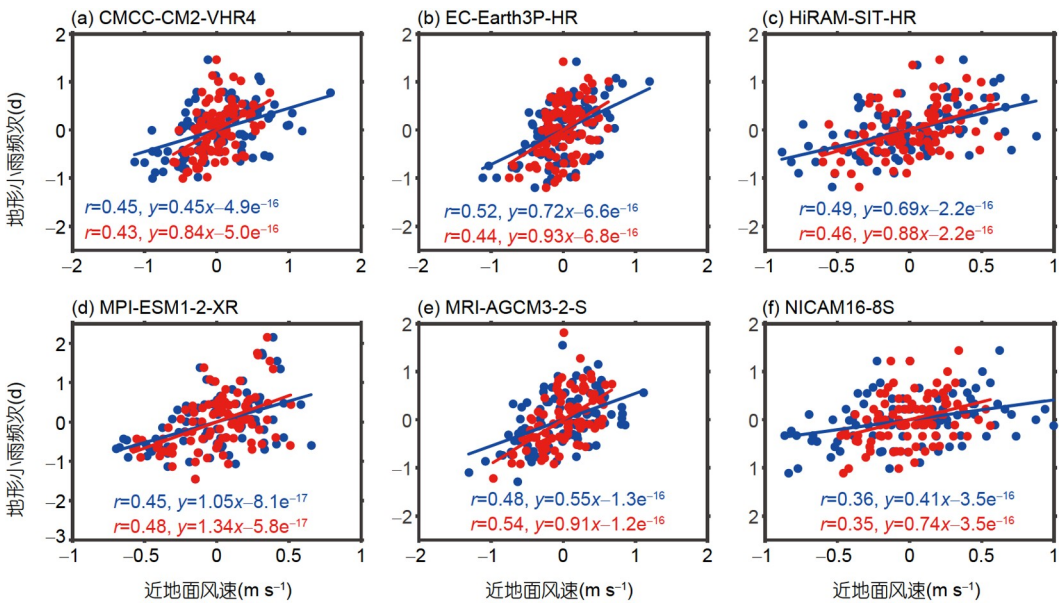


图 3 1979~2009年模式模拟的近地面风速与地形小雨频次的相关关系散点图

蓝色表示原始数据结果,红色表示偏差校正后的结果,均通过0.01显著性检验

然就中国东部地区整体而言, 模式明显高估了夏季平均风速. 以上分析说明, 模式数据对降水地形效应及其动力过程的刻画存在不足, 很可能与其对近地面风速的模拟偏差有直接关系.

接下来, 利用变化因子法分别对6个HighResMIP模式模拟的中国东部地区风速进行偏差校正(式(3)和式(4)), 再重新挑选各个山地站和平原站所在的网格, 计算地形小雨频次对近地面风速的敏感度. 结果显示, 经过偏差校正后, 6个模式模拟的地形小雨频次对近地面风速的敏感度均显著提升, 增幅可达27.5%~86.7%, 多模式集合平均的敏感度与观测值的偏差在10.6%左右(图3).

3.3 变暖情景下的地形小雨频次及其订正

上一节分析表明, 高分辨率气候模式低估了地形小雨频次对近地面风速变化的敏感度, 这种低估主要是由模拟的风速较观测值偏高引起的. 显然, 未来的预估也需要消除这种偏差. 这里我们利用当前气候基准期模式模拟的近地面风速与地形降水的关系, 对变暖情景下中国东部地区的地形小雨频次进行约束订正. 首先, 在升温1.5℃情景下, 统计每个模式原始预估的地形小雨频次相对于当前气候基准期的变化. 考虑到变暖情景与台站观测时间段的差异, 无法直接按照台站观测降水等级的百分位阈值进行划分, 因此采用与当前气候基准期各模式地形小雨一致的标准. 结果表明, 升温1.5℃情景下, 高分辨率模式对中国东部地区地形小雨频次的预测, 总体上呈现减少趋势, 多模式集合平均预估的减幅为4.2%(图4). 从单个模式来看, 除EC-Earth3P-HR模式预估的地形小雨频次将增加2.9%外, 其余5个模式的预估结果较1979~2009年减少了2.2%~13.6%.

接下来, 我们利用风速对变暖情景下地形降水的预估进行约束. 考虑到模式数据在当前气候基准期普遍高估了中国东部地区的近地面风速, 本文没有直接使用未来模式中的风速原始数据, 而是与当前气候基准期的做法一致, 利用变化因子法将模式预估的风速进行偏差校正(式(5)和式(6)), 再进一步对变暖情景下的地形小雨频次进行约束订正. 如图4所示, 经过风速约束订正的地形小雨频次较原始预估结果减幅更大, 多模式集合平均的结果表明, 升温1.5℃情景下, 地形小雨频次较1979~2009年减少了36.1%, 这一数值是原

始预估减幅(4.2%)的8.6倍. 单个模式来看, 6个模式均表现为减少趋势, 减幅为25.3%~50.8%.

受高分辨气候模式提供的未来预估资料时间长度限制, 本文主要讨论了1.5℃温升情景下中国东部地区地形小雨频次的变化. 注意到MRI-AGCM3-2-S模式未来预估的资料时间延伸至2099年, 我们进一步针对该模式不同温升情景下地形小雨频次的变化进行讨论. 首先, 分别计算了该模式达到不同温升水平的时间, 结果显示, 该模式达到2、3、4℃温升水平的时间分别出现在2044年、2059年、2075年. 接下来, 与1.5℃升温情景做法一致, 分别讨论不同温升水平下, 中国东部地区地形小雨频次的变化. MRI-AGCM3-2-S模式的原始预估结果表明, 温升水平越高, 地形小雨频次的减少幅度越大(图5), 在1.5、2、3和4℃温升情景下, 地形小雨频次相对于1979~2009年减幅依次为2.2%、3.1%、4.8%和11.4%. 在不同温升情景下, 经过风速约束订正的地形小雨频次减幅比较稳定, 均较原始预估结果更大. 在模式达到1.5、2、3和4℃温升水平时, 风速约束下的地形小雨频次较1979~2009年减少了34.5%、34.1%、34.5%和37.0%. 需要说明的是, 以上分析仅针对MRI-AGCM3-2-S模式预估的结果, 由于CMIP6 高分辨率模式对历史时期近地面风速的模拟存在较大偏差, 关于模式变暖情景下风速预估的不确定性问题有待未来进一步的深入分析.

4 结论

基于上述分析得到以下结论:

(1) 台站观测显示, 所分析的中国东部地区9组山地站点的近地面风速与地形小雨频次呈显著正相关关系($r=0.57$, $p<0.01$), 当近地面风速每增加 1 m s^{-1} , 对应地形小雨频次增加约0.85d. 对地形降水过程的诊断结果显示, 近地面风速每减弱 1 m s^{-1} , 山地站点处的降水凝结率对应减少10.0%. 观测统计与理论计算的地形小雨频次对近地面风速的敏感性是吻合的.

(2) 在当前气候基准期(1979~2009年), 尽管分析所用的CMIP6模式模拟的近地面风速与地形小雨频次之间的关系总体上稳定存在, 但地形小雨频次对近地面风速的敏感度较观测结果偏低24.1%左右. 模式中这种敏感度的低估, 主要是由模式模拟的风速较观测值偏高引起的, 风速经过偏差校正后, 多模式集合平

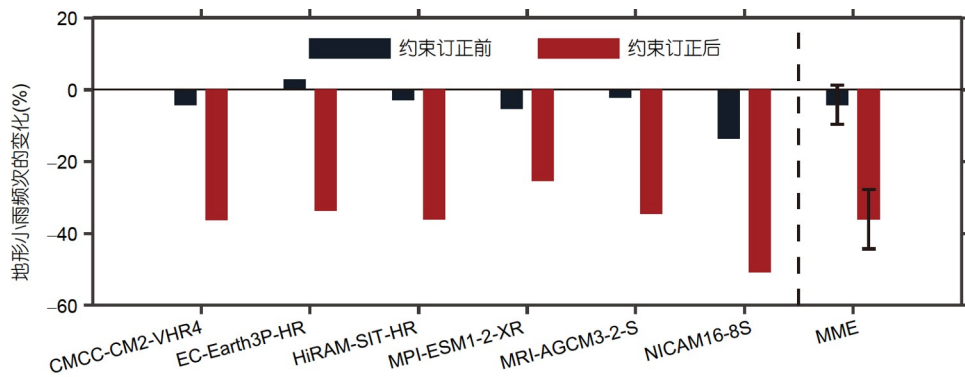


图 4 1.5°C 升温情景下中国东部地区地形小雨频次变化

MME 为多模式集合平均的结果, 误差棒表示 6 个模式模拟结果的最大值和最小值

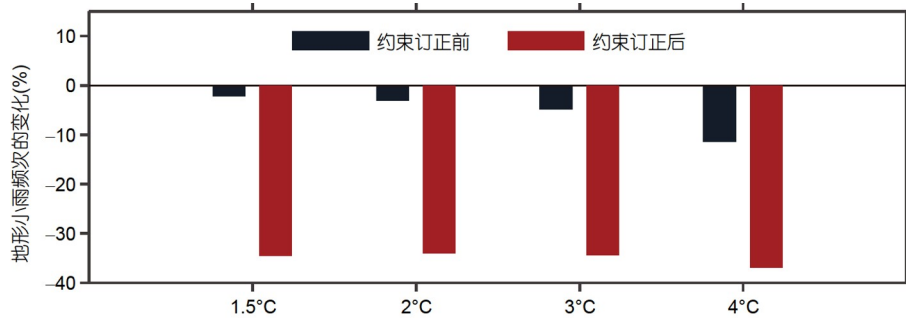


图 5 不同升温情景下 MRI-AGCM3-2-S 模式模拟的中国东部地区地形小雨频次变化

均的敏感度与观测值的偏差降至 10.6% 左右。

(3) 在升温 1.5°C 情景下, 模式预估的地形小雨频次较 1979~2009 年减少了 4.2%。经过风速约束订正后, 地形小雨频次的减幅达到 36.1%, 这一数值是原始预估减幅的 8.6 倍。对 MRI-AGCM3-2-S 模式在不同升温情景下地形小雨频次变化的分析表明, 经过风速约束订正的地形小雨频次减幅比较稳定, 均较原始预估结果更大。

参考文献

- 丁一汇, 李霄, 李巧萍. 2020. 气候变暖背景下中国地面风速变化研究进展. *应用气象学报*, 31: 1–12
- 董雪晨, 龚道溢, 王子晴. 2022. 21 世纪 10 年代初中国东部夏季小雨频次地形效应的趋势转折. *科学通报*, 67: 184–192
- Abbate A, Papini M, Longoni L. 2021. Extreme rainfall over complex terrain: An application of the linear model of orographic precipitation to a case study in the Italian Pre-Alps. *Geosciences*, 11: 18
- Amjad M, Yilmaz M T, Yucel I, Yilmaz K K. 2020. Performance evaluation of satellite- and model-based precipitation products over varying climate and complex topography. *J Hydrol*, 584: 124707
- Azorin-Molina C, Dunn R J H, Ricciardulli L, Mears C A, McVicar T R, Nicolas J P, Compo G P, Smith C A. 2020. Land and ocean surface winds [in “State of the climate in 2019”]. *Bull Amer Meteorol Soc*, 101: S63–S65
- Bergeron T. 1960. Operation and results of ‘Project Pluvius’. In: Blackadar A K, ed. *Meteorological Research Reviews. Monograph 5*. Boston: American Meteorological Society. 152–157
- Borodina A, Fischer E M, Knutti R. 2017. Potential to constrain projections of hot temperature extremes. *J Clim*, 30: 9949–9964
- Chen C S, Lin Y L, Zeng H T, Chen C Y, Liu C L. 2013. Orographic effects on heavy rainfall events over northeastern Taiwan during the northeasterly monsoon season. *Atmos Res*, 122: 310–335
- Colle B A, Smith R B, Wesley D A. 2013. Theory, observations, and predictions of orographic precipitation. In: Chow F, De Wekker S, Snyder B, eds. *Mountain Weather Research and Forecasting*. London: Springer Atmospheric Sciences. 291–344
- Deng H, Hua W, Fan G. 2021. Evaluation and projection of near-surface wind speed over China based on CMIP6 models. *Atmo-*

- sphere, 12: 1062
- Guo H, Xu M, Hu Q. 2011. Changes in near-surface wind speed in China: 1969–2005. *Intl J Clim*, 31: 349–358
- Haarsma R J, Roberts M J, Vidale P L, Senior C A, Bellucci A, Bao Q, Chang P, Corti S, Fučkar N S, Guemas V, von Hardenberg J, Hazeleger W, Kodama C, Koenigk T, Leung L R, Lu J, Luo J J, Mao J, Mizielinski M S, Mizuta R, Nobre P, Satoh M, Scoccimarro E, Semmler T, Small J, von Storch J S. 2016. High resolution model intercomparison project (HighResMIP v1.0) for CMIP6. *Geosci Model Dev*, 9: 4185–4208
- Herger N, Abramowitz G, Knutti R, Angélil O, Lehmann K, Sanderson B M. 2021. Selecting a climate model subset to optimise key ensemble properties. *Earth Syst Dynam*, 9: 135–151
- Houze R A. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Rev Geophys*, 50: 2011RG000365
- Houze R A, James C N, Medina S. 2001. Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Quart J R Meteorol Soc*, 127: 2537–2558
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press
- Jackson P L, Mayr G, Vosper S. 2013. Dynamically-driven winds. In: Chow F, De Wekker S, Snyder B, eds. Mountain Weather Research and Forecasting. London: Springer Atmospheric Sciences. 121–218
- Li J, Yu R, Yuan W, Chen H, Sun W, Zhang Y. 2015. Precipitation over East Asia simulated by NCAR CAM5 at different horizontal resolutions. *J Adv Model Earth Syst*, 7: 774–790
- Li L L, Li J, Yu R C. 2022. Evaluation of CMIP6 HighResMIP models in simulating precipitation over Central Asia. *Adv Clim Chang Res*, 13: 1–13
- Mapes B E, Warner T T, Xu M. 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South American. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Mon Wea Rev*, 131: 830–844
- McVicar T R, Roderick M L, Donohue R J, Li L T, Van Niel T G, Thomas A, Grieser J, Jhajharia D, Himri Y, Mahowald N M, Mescherskaya A V, Kruger A C, Rehman S, Dinpashoh Y. 2012. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *J Hydrol*, 416–417: 182–205
- Meinshausen M, Meinshausen N, Hare W, Raper S C B, Frieler K, Knutti R, Frame D J, Allen M R. 2009. Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2 °C. *Nature*, 458: 1158–1162
- Miao H, Xu H, Huang G, Yang K. 2023. Evaluation and future projections of wind energy resources over the Northern Hemisphere in CMIP5 and CMIP6 models. *Renew Energy*, 211: 809–821
- Navarro-Racines C, Tarapues J, Thornton P, Jarvis A, Ramirez-Villegas J. 2020. High-resolution and bias-corrected CMIP5 projections for climate change impact assessments. *Sci Data*, 7: 1–4
- Pepin N C, Arnone E, Gobiet A, Haslinger K, Kotlarski S, Notarnicola C, Palazzi E, Seibert P, Serafin S, Schöner W, Terzago S, Thornton J M, Vuille M, Adler C. 2022. Climate changes and their elevational patterns in the mountains of the world. *Rev Geophys*, 60: e2020RG000730
- Ribes A, Qasmi S, Gillett N P. 2021. Making climate projections conditional on historical observations. *Sci Adv*, 7: eabc0671
- Roe G H. 2005. Orographic precipitation. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 645–671
- Smith R B. 1979. The influences of mountains on the atmosphere. *Adv Geophys*, 21: 87–230
- Smith R B. 2019. 100 years of progress on mountain meteorology research. *Meteorol Monogr*, 59: 044044
- Smith R B, Barstad I. 2004. A linear theory of orographic precipitation. *J Atmos Sci*, 61: 1377–1391
- Torma C, Giorgi F, Coppola E. 2015. Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain—Precipitation over the Alps. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 3957–3972
- Wallace J M, Hobbs P V. 2006. Atmospheric Science: An Introductory Survey. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier
- Wu J, Zha J, Zhao D, Yang Q. 2018. Changes of wind speed at different heights over eastern China during 1980–2011. *Intl J Clim*, 38: 4476–4495
- Zeng Z, Ziegler A D, Searchinger T, Yang L, Chen A, Ju K, Piao S, Li L Z X, Ciais P, Chen D, Liu J, Azorin-Molina C, Chappell A, Medvigy D, Wood E F. 2019. A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production. *Nat Clim Chang*, 9: 979–985
- Zhang Z, Wang K. 2020. Stilling and recovery of the surface wind speed based on observation, reanalysis, and geostrophic wind theory over china from 1960 to 2017. *J Clim*, 33: 3989–4008

(责任编辑: 陈文)