2022 年 第 52 卷 第 10 期: 1863 ~ 1872



论文

earthcn.scichina.com





# 2021年河南极端降水的气候变化归因: 对流组织的影响

# 秦汉<sup>1</sup>, 袁为<sup>2</sup>, 王君<sup>3</sup>, 陈阳<sup>4</sup>, 戴攀曦<sup>5</sup>, Adam H. SOBEL<sup>6</sup>, 孟智勇<sup>1</sup>, 聂绩<sup>1\*</sup>

1. 北京大学气候与海-气实验室, 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871;

- 2. 中国民用航空局空中交通管理局航空气象中心, 北京 100621;
- 3. 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;
- 4. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;
- 5. 浙江大学地球科学学院大气科学系, 杭州 310027;

6. Department of Applied Physics and Applied Mathematics and Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, New York 10027, USA

\* 通讯作者, E-mail: jinie@pku.edu.cn

收稿日期: 2022-01-17; 收修改稿日期: 2022-05-12; 接受日期: 2022-05-24; 网络版发表日期: 2022-08-15 国家自然科学基金项目(批准号: 42075146、41875050)和美国国家科学基金项目(编号: AGS-1933523)资助

**摘要** 本文研究了河南"21·7"极端降水事件的气候归因.研究利用区域云解析模式模拟,对该事件采用了基于准地转单柱模拟方法的条件归因.在准地转单柱模拟中,大尺度垂直运动是由简化的准地转垂直速度方程在由动力强迫(基于观测的再分析数据)和潜热释放(基于云解析模拟)共同作用下计算得到.研究发现,气候变暖可能导致区域尺度和台站尺度强降水的显著增强,分别为10~14% K<sup>-1</sup>(取决于对流组织)和7~9% K<sup>-1</sup>.通过比较无对流组织、由地表温度异常导致的团状对流组织和由垂直风切变导致的线状对流组织这三种情况,我们进一步探讨对流组织如何影响极端降水及其气候响应.研究发现,线状对流对大尺度动力强迫更为敏感,其造成的极端降水在区域和台站尺度上都较无组织的对流更强;而团状对流较无组织的对流只稍微增强了台站尺度极端降水.由于线状对流具有更强的潜热反馈,其区域尺度极端降水气候敏感性较无组织对流大2~3% K<sup>-1</sup>.同时,模拟结果没有发现台站尺度极端降水气候敏感性对于对流组织的系统性依赖.

关键词 极端降水,全球变暖,气候变化归因,对流组织,小时降水量

# 1 引言

2021年7月20日前后,中国河南省遭受了一次前所 未有的强降水事件(命名为21·7极端降水事件,图1a). 郑州气象站记录的小时降水量最高达201.9mm h<sup>-1</sup>(图 1b),刷新了大陆地区小时降水量纪录.此次事件造成 398人死亡失踪和1200.6亿元的直接经济损失.21.7极 端降水所处的天气形势相当罕见,很大程度上可归于 随机的天气过程.然而,考虑到近一个世纪以来全球 平均温度升高了近1℃,人们自然地想了解全球变暖

中文引用格式: 秦汉, 袁为, 王君, 陈阳, 戴攀曦, Sobel A H, 孟智勇, 聂绩. 2022. 2021年河南极端降水的气候变化归因: 对流组织的影响. 中国科学: 地球科学, 52(10): 1863–1872, doi: 10.1360/N072022-0017
英文引用格式: Qin H, Yuan W, Wang J, Chen Y, Dai P, Sobel A H, Meng Z, Nie J. 2022. Climate change attribution of the 2021 Henan extreme precipitation: Impacts of convective organization. Science China Earth Sciences, 65(10): 1837–1846, https://doi.org/10.1007/s11430-022-9953-0



图 1 河南21·7极端降水事件的观测分析

(a) 中国气象局降水观测的5天平均降水量(2021-07-18至2021-07-22). (b) 2021-07-20当地时间16:00~17:00期间的小时降水量. (c) 2021-07-20日 平均的850hPa比湿(填色)、850hPa水平风(黑色箭头)以及150hPa位涡(PV, 蓝色等值线, 间隔为2PVU). 黑色方框表示模拟区域, 其边界为108°E ~117°E和31°N~40°N

是如何影响21·7极端事件的,或者说,全球变暖未来会如何影响类似的极端降水事件.

在极端天气的气候变化归因中,有一类故事线方 法可以定量评估气候变暖对极端天气事件的影响.因 为变暖所导致的大气环流变化存在很大的不确定性, 而与之相对的,变暖的热力效应较为确定(Trenberth 等,2015; Shepherd, 2016; Lloyd和Oreskes, 2018; Lloyd和Shepherd, 2021).因此,故事线方法假设该极 端事件所对应的大尺度环流不变,而去量化变暖所对 应的热力学状态(即温度和湿度)的变化如何影响该事 件.使用这种方法的研究通常采用基于事件特定条件 下的模拟或"伪全球变暖"模拟,即初始条件取自观测 事件,但叠加上气候背景下的温度变化(例如,Lackmann,2013).虽然故事线方法无法量化特定极端天气 事件发生概率的变化,但是该方法对于动力气候响应 的不确定性较大的归因问题是非常有用的(Shepherd 和Sobel,2020).

近期研究提出了准地转单柱(Column Quasi-Geostrophic, CQG)模拟方法(Nie和Sobel, 2016; Nie等, 2016),它也可用于故事线方法的极端事件气候变化归 因(Nie等, 2018,以下简称N18). CQG方法旨在研究大 尺度天气强迫和对流尺度过程之间的相互作用,它的 优点是允许我们指定大尺度天气强迫,同时交互模拟 对流.在此方法中,大尺度垂直运动由简化的准地转 垂直速度方程在大尺度强迫和对流潜热的共同作用下 计算得到.通过这种方法,N18量化了潜热释放对大尺 度强迫抬升的反馈作用,以及此作用对极端降水气候 敏感性的放大效应.本文的第一个目标就是利用CQG 方法,评估气候变暖对21·7极端降水事件可能的影响.

对于地面洪涝灾害而言,区域尺度(即几百千米) 日强降水对应着区域性洪涝风险,而气象台站尺度(即 几千米)小时强降水对应着局地暴洪风险.一次极端降 水事件(如21·7事件)往往同时带来区域尺度和台站尺 度的强降水;然而,大多数极端降水研究人为地将它们 分开看待(如IPCC AR5, AR6).之前的研究发现这两类 极端降水的气候敏感性有所不同.例如,许多地区的台 站小时极端降水对温度表现出钩状依赖关系(例如, Lenderink和van Meijgaard, 2010; Fowler等, 2021);而 区域极端降水的气候敏感性在不同地理位置具有较大 的区别(例如, Pfahl等, 2017; Nie等, 2020).在此,我们 希望同时考察21·7极端事件的区域和台站极端降水及 其气候响应.

本文的第二个目标是研究对流组织对极端降水气 候敏感性的影响. 在强降水事件中, 由于边界条件的非 均匀性(如地形和下垫面)或环境条件(如风切变)的作 用, 对流单体往往会组织成中尺度对流系统(如Houze, 2004; Zhai等, 2007; Yin等, 2022). 有组织的对流与无 组织的对流在对流结构和降水特征上有很大的不同 (例如, Tompkins, 2001; Singleton和Toumi, 2013; Muller, 2013). 此外, 对流组织可能会显著改变对流和大尺 度动力之间的相互作用(例如, Mapes, 2004; Mapes和 Neale, 2011; Kuang, 2012). 例如, Kuang(2012)表明, 对 流组织可以通过改变对流对大尺度温度扰动的响应而 影响热带沃克环流.此前有研究(Muller, 2013; Pendergrass等, 2016)在辐射对流平衡(radiative convective equilibrium, 简写为RCE)的理想情况下比较了无组织 和有组织对流的极端降水的气候响应.在此,我们进 一步研究在真实的极端天气事件中,对流组织如何影 响区域尺度和台站尺度极端降水的气候敏感性.观测 表明在21·7事件中,天气尺度强迫较强,且与对流尺度 动力高度耦合,而且降水明显呈现出中尺度组织形态 (图1ab).

# 2 实验设计

本文采用与N18类似的CQG方法模拟了不同气候 背景下的21·7事件.我们从再分析资料中获得大尺度 准地转天气强迫,并使用它来驱动云解析模式来模拟 强降水事件.准地转天气强迫是QGω方程(准地转垂 直速度方程)中的动力项(即温度和涡度平流,N18公式 1的右侧前两项),它由ERA-5再分析资料计算得到;非 绝热加热项(N18公式1的右侧第三项)是由云解析模式 交互模拟得到.准地转天气强迫和非绝热加热通过简 化(假设水平单一波数)的QGω方程耦合起来.这种耦 合方法允许对流潜热反馈到大尺度垂直运动中,从而 增强降水.

本文使用的云解析模式是System for Atmospheric Modeling 6.8.2(Khairoutdinov和Randall, 2003). 模拟的 水平区域为128km×128km,分辨率为2km,水平边界采 用双周期边界条件;垂直方向上有64层,间距从近地表 的50m增大到对流层中的500m左右. 下层边界条件简 化为海表面;在极端降水事件中,地表通量并不重要, 而地形抬升效应已经包括在了强迫场之中(Nie等, 2016, 2018; Lu等, 2021), 因此这种简化处理是可接受 的. 为了模拟21.7事件, 我们利用再分析数据(ERA-5, 时间分辨率为逐小时,空间分辨率为0.25°,Hersbach 等,2020)计算大尺度强迫(涡度、温度和湿度的水平 平流项). 将这些大尺度强迫在关注区域(图1中覆盖 21.7事件的黑色方框)内取平均, 然后在CQG框架下强 迫云解析模式. 采用类似Nie等(2016)的方法, 从再分 析资料中得到地形抬升作用,并设为垂直速度在 950hPa面上的边界条件. 此次事件的天气特征波长设 为2500km,与N18中所采用参数相同.为了量化气候 态对此次极端降水的影响,我们固定大尺度强迫,同时通过改变表面温度(*T<sub>s</sub>*)来改变气候背景温度和湿度. 控制实验中*T<sub>s</sub>*=301K,代表当前气候下的21·7极端降水.在一系列气候扰动实验中,*T<sub>s</sub>*从297K增加到307K,每个实验的*T<sub>s</sub>*间隔1K.除ERA-5再分析资料外,我们还采用CPC降水数据(Chen等,2008)和中国气象局多源降水数据(CMA,空间分辨率为5km,Shen等,2018)来验证模拟结果.

实验共设计了三组模拟以代表不同的对流组织情 形. 第一组实验(命名为HomoSST)设置与N18一致. T. 为水平均一分布. 在这组实验中, 对流是随机分布、 无组织的. 第二组实验(命名为HeteSST)与第一组类 似、只是T。并非均一、而是叠加了一个异常分布(二维 高斯异常, 其半宽为21.3km, 振幅为2K). 异常分布的 平均值为零,所以并不改变区域平均T.此T,异常分布 表征现实地表的非均匀性,例如城市热岛效应.在这组 实验中,对流倾向于集中在区域中心的T。大值区,从而 形成团状对流. 第三组实验(命名为Shear)也与第一组 类似,只是在模拟时设定了背景垂直风切变,从而将 对流组织成线状. 该风切变与Muller(2013)中的 "Shear2"廓线相同、即u风从地表的20m s<sup>-1</sup>下降到1km 高度处的0m s<sup>-1</sup>. 在每一组实验中, 我们都运行一系列 模拟,这些模拟之间大尺度天气强迫相同,但是T。逐渐 增加. 每一个模拟中, 模式首先在RCE下运行30天(即 没有任何天气强迫), 然后施以2021-07-11至2021-07-28这段时间的天气强迫,表1汇总了实验设计,在同一 组实验中横向比较各模拟结果可以考察极端降水的气 候敏感性, 而纵向比较三组实验中相同T。下的模拟可 以考察对流组织的影响.

## 3 区域尺度极端降水的响应

图1展示了21·7极端降水事件的天气情形(详细分析见苏爱芳等,2021;齐道日娜等,2022;布和朝鲁等, 2022). 台风烟花及季风环流都将大量水汽从低纬区输 送至河南省(图1c). 对流层上层的低压槽正位于河南 省上游,对应着正位势涡度(PV)异常. 上层的PV平流 在河南省上空对应着大尺度QG强迫,引起大尺度垂直 上升运动(图2a). 伏牛山的地形也对降雨的分布和强 度起关键作用(Yin等,2022).

我们先比较模拟与观测结果以验证CQG方法. 控

实验组	设置	对流组织	$T_s$		
HomoSST	均匀 $T_s$	无组织对流			
HeteSST	非均匀 $T_s$	团状对流	297K, …, 301K(控制实验), …, 307K		
Shear	垂直风切变	线状对流			

表1 三组模拟设置

a) 注意, 对于详细讨论的301K和303K的实验, 它们分别有四个集合模拟.





第一行是天气强迫对应的分量(ω<sub>D</sub>), 第二行是潜热对应的分量(ω<sub>Q</sub>), 第三行是上面两行之和. (g)是再分析资料中950hPa的ω, 在CQG模拟中用 作边界强迫

制实验(HomoSST中的T<sub>s</sub>=301K实验)中的降水时间序 列与三套观测数据的结果较为吻合,较好地再现了 21·7极端降水事件(图3).图2详细比较了再分析资料 诊断的ω各分量和模式模拟的ω各分量.其中再分析资 料诊断是在三维球面上使用完整的QGω方程进行反 演计算ω各分量,然后对方框区域取平均.而在CQG模 拟中,天气强迫对应的ω分量(ω<sub>D</sub>)是将区域平均的QG 平流项代入单波数的QGω方程中计算得到,而潜热释 放对应的ω分量(ω<sub>Q</sub>)是由云解析模式模拟得到. 观测诊断的和模拟的ω各分量相近,进一步表明此模拟方法 抓住了此次极端事件中主要的动力过程. 如果在模拟 中不包含地形抬升强迫(ω<sub>bc</sub>, 图2g),那么模拟得到的 降水会减弱三分之一(图3),表明地形抬升作用明显. 同时注意,ω<sub>Q</sub>明显强于ω<sub>D</sub>和ω<sub>bc</sub>,表明潜热反馈较强, 此潜热反馈值(ω<sub>Q</sub>比ω<sub>D</sub>)在模拟结果中为3.1,在观测诊 断中为3.3,与同纬度的其他极端降水事件相比也是较



图 3 区域(图1中的黑框)平均的日降水量时间序列

三色蓝色柱图分别为ERA-5再分析资料、CPC和CMA降水观测, 蓝线是三组观测的平均值. 黑色柱图表示HomoSST组的控制实验结果. 灰色 柱图表示不含地形抬升的实验结果. 垂直虚线表示事件发生的5天时间范围(2021-07-18至2021-07-22). 图例中的数字是5天平均降水量

#### 大的值(Nie等, 2020中的图2d).

通过比较HomoSST组中不同 $T_s$ 的实验可以考察极端降水的气候响应.模拟结果可以解释为如果在不同的气候背景下出现了与21·7事件中相同的天气形势,那么得到的降水量将会如何.因为降水时间序列的形状在各实验中都相似,所以这里只比较区域平均5天(2021-07-18至2021-07-22)降水(P).随着 $T_s$ 从297K增加到307K,P呈指数增长(图4a中的黑线).极端降水的气候敏感性( $\frac{\delta \ln P}{\delta T_s}$ ,图4b中的黑线)与N18中的相似.随着 $T_s$ 的增加, $\frac{\delta \ln P}{\delta T_s}$ 从克劳修斯-克拉伯龙比例(~7% K<sup>-1</sup>)增加到~14% K<sup>-1</sup>,然后随着 $T_s$ 的进一步增加而大致保持不变.

降水可以近似为垂直速度和柱水气的乘积 (O'Gorman和Schneider, 2009):

$$P \approx -\frac{1}{g} \int \omega \frac{\mathrm{d}q_s}{\mathrm{d}p} \Big|_{\theta^*} \,\mathrm{d}p,\tag{1}$$

其中,  $\frac{dq_s}{dp}\Big|_{\theta^*}$ 是沿湿绝热线的饱和比湿( $q_s$ )随体导数, 积 分范围为整个对流层(从地表层至100hPa). 通过式(1) 可以将极端降水气候敏感性分解为热力学分量和动力 学分量(例如, O'Gorman和Schneider, 2009; Dai和Nie, 2021; Yin等, 2021). 给定两个不同气候背景下的模拟, 热力学分量为 $-\frac{1}{g}\int \omega \left(\delta \frac{dq_s}{dp}\Big|_{\theta^*}\right) dp$ , 动力学分量 为 $-\frac{1}{g}\int(\delta\omega)\frac{dq_s}{dp}\Big|_{\theta^*}dp$ ,其中 $\delta$ 表示两种气候态之间的差.热力学分量表示由柱水气的变化引起的降水变化,它的值在考察范围内大致不变(图4c中的黑色虚线). 另一方面,动力学分量代表由于垂直运动变化引起的降水变化,它随着 $T_s$ 的增加而增加(图4c中的黑色实线),表明在较高的 $T_s$ 下有更强的潜热释放反馈.

接下来,我们纵向对比三组实验的结果来考察对 流组织的影响. 第一组实验(HomoSST)中的对流是无 组织的,而其他两组(HeteSST和Shear)中的对流是有 组织的. 作为参照, 我们首先考察RCE(即没有大尺度 抬升)下模拟的降水的空间分布. 正如预期, 在RCE下, HomoSST实验中, 降水是随机且概率均一分布的: HeteSST实验中、降水聚集在区域中心的 $T_{\circ}$ 高值区; Shear 实验中,风切变将对流组织成线状(图5a~5c为降水,图 6a~6c为可降水量). 21·7事件的降水峰值期, 大尺度上 升运动导致区域平均和网格尺度的降水都明显增加 (图5d~5f).对比区域平均降水和可降水量可发现, HomoSST和HeteSST组的数值较为接近,而Shear组的 数值都明显偏大(表2). 这表明由T。不均匀性引起的对 流组织对区域平均降水的影响很小,而由风切变引起 的对流组织则影响较大. 我们同时观察到, 在HeteSST 实验中、存在大尺度抬升时对流的聚集效果不像RCE 下那么明显(图5b, 5e和图6b, 6e), 表明T,非均匀性在 对流组织中的作用因大尺度上升的存在而降低. 这一 点将在下面的分析中得到进一步证实.



#### 与T。的关系(b)以及气候敏感性的动力学(实线)和热力学(虚 线)分量(c)

(c)中的点线表示残余项(也可解释为降水效率项). 在(a)~(c)中, 黑 色、红色和蓝色线分别表示HomoSST、HeteSST和Shear组实验. (a) 中的蓝色三角形表示弱切变廓线(ShearHalf, 301K和303K)的模拟结 果,蓝色圆形表示反向切变廓线(ShearRev, 301K和303K)的模拟结 果

当对流呈现组织状态时,对流如何响应天气扰动 强迫? 图4a总结了三组实验中强降水期间的区域平均 降水量. HomoSST和HeteSST组的数值非常接近(图 4a),说明在大尺度抬升下,*T*<sub>s</sub>非均匀性对区域降水的 影响很小. 另一方面,Shear组的降水量明显大于其他 两组,表明线状对流对天气强迫更为敏感. Shear组的 潜热反馈较强,可能来源于它较大的可降水量;正如 Nie等(2020)所指出的那样,潜热反馈很大程度上依赖 于可降水量.我们在301K和303K下进行了两组额外的 模拟(命名为ShearHalf和ShearRev),目的是测试不同

表 2 在RCE和大尺度抬升条件下, T<sub>s</sub>=301K模拟中的区域 平均降水和可降水量

变量	情形	HomoSST	HeteSST	Shear
降水(mm day <sup>-1</sup> )	RCE	3.19	3.27	4.29
	大尺度抬升	20.69	21.26	34.40
可降水量(mm)	RCE	45.41	44.63	51.95
	大尺度抬升	46.51	46.99	62.09

风切变廓线的影响.其中ShearHalf的风切变与Shear相 似,但幅度仅为一半(即u风从表面的10m s<sup>-1</sup>下降到 1km高度处的0),ShearHalf所产生的降水(图4a中的蓝 色三角形)处于HomoSST和Shear之间.ShearRev中,背 景u风从地表的0增加到1km高度的20m s<sup>-1</sup>,由此产生 的降水强度(图4a中的蓝色圆形)与ShearHalf的降水接 近.这些实验进一步证实了风切变的大小和廓线形状 可以影响对流组织,从而影响极端降水.极端降水敏 感性(图4b)在HomoSST和HeteSST组中结果相似,而 Shear组的极端降水敏感性显著高于其他两组.极端降 水敏感性的分解(图4c)表明,三组实验中热力学分量 接近,而动力学分量(相当于潜热反馈)造成了它们之 间的差异.

# 4 网格尺度极端降水的响应

在本节中,我们考察在有无对流组织的情况下,云 解析模式网格尺度的小时极端降水以及其气候敏感 性. 云解析模式的网格尺度可以类比气象台站尺度. 在 每个实验组中,我们只比较301K和303K的实验. 为了 使得结果具有更好的统计显著性,每个实验包含四个 集合模拟成员,每个成员设置相同,仅初始条件有不 同的小随机扰动.

首先考察当前气候(T<sub>s</sub>=301K)模拟中网格尺度小时降水的概率分布函数(pdf)(图7).在RCE下,HeteSST的pdf(仅在x轴大值区上略大于HomoSST的pdf(图7中的虚线),对应着中心区域上更强的对流(图5b).Shear中极端降水概率明显较其余两组更大,表明由风切变形成的线状对流组织产生降水极值的概率要高得多(一个数量级).在21.7事件期间(2021-07-18至2021-07-22),三组实验的极端降水的概率都显著高于RCE情形(图7的实线).HomoSST和HeteSST组的pdf非常接近,



图 5 HomoSST、HeteSST和Shear组的控制实验(T<sub>s</sub>=301K)的2天平均降水

第一行显示的是RCE下的结果,第二行显示的是21·7事件中降水峰值时期(2021-07-20至2021-07-21)的结果.此图对应的动画见网络版附录, http://earthcn.scichina.com



注意(c)和(f)中的色标与其他子图不同





x轴分段间距为5mm h<sup>-1</sup>. 虚线表示RCE下的结果, 实线表示21·7极端 事件(2021-07-18至2021-07-22)期间的结果, 黑色点实线是在21·7极 端事件期间图1方框内的CMA观测结果

再次证实了之前观察到的现象,即T<sub>s</sub>非均匀性在大尺度抬升下对增加极端降水几乎没有影响.相反,不论 有无大尺度抬升,风切变都可以有效地组织对流并增 大网格尺度的极端降水*pdf*.图7也展示了CMA观测得 到的*pdf*(图7中的黑色带点实线)以供参考;然而,要注 意CMA观测的空间分辨率是5km,与云解析模拟的 2km分辨率不同.

接下来考察21·7事件网格尺度小时极端降水对气 候变暖的响应. 气候变暖导致三组实验中的小时极端 降水都显著增加(图8a). 通常可采用两个指标来量化 极端降水对气候变暖的响应.第一个指标是特定百分 位降水强度的变化(图8b).三组模拟结果显示强度增 加幅度接近,从99.9%百分位的~9% K<sup>-1</sup>到99.999%百 分位的~7% K<sup>-1</sup>.第二个指标是特定降水强度的概率 变化(图8c).例如,对于小时降水强度达到100mm h<sup>-1</sup> 的降水,HomoSST组中301K和303K实验的概率分别 为 $1.9 \times 10^{-5} \pi 5.6 \times 10^{-5}$ ,因此,概率的增加 为 $\frac{5.6 \times 10^{-5} - 1.9 \times 10^{-5}}{1.9 \times 10^{-5} \times 2K} \times 100\% = 97\% K^{-1}$ .注意,两个 指标虽然描述的是相同的*pdf*变化,但得到的数值看上 去差异较大,有时可能会引起误解(例如Titley等, 2016),因此,在将此处与文献中的结果进行比较时,应查明采用的是哪种指标.

# 5 结论和讨论

本文利用云解析模拟通过准地转单柱方法研究了 河南21·7极端降水事件的气候变化归因. 给定该事件 的天气情形, 气候背景态的增暖会导致区域尺度和台 站尺度强降水的显著增强, 分别为10~14% K<sup>-1</sup>(取决于 对流组织)和7~9% K<sup>-1</sup>. 通过比较无组织的对流 (HomoSST)、由表面温度异常驱动的团状对流(HeteSST)和由风切变导致的线状对流(Shear)的模拟结果, 研究了对流组织对极端降水事件及其气候敏感性的影 响. 对于区域尺度降水, Shear中线状对流对大尺度强 迫更为敏感, 导致更强的降水. 由于Shear对流具有更 强的潜热反馈, 因此气候敏感性也更大. 对于台站降 水, Shear对流的小时极端降水也比其他两组大得多.



图 8 三组模拟中301K实验(实线)和303K实验(虚线)的各百分位小时降水(a)、各百分位的降水增加比例(b)以及各降水强度的概率增加比例(c)

与无组织对流相比, HeteSST对流在RCE条件下, 在其高温异常区域略微增强了极端降水, 但在大尺度抬升下这种影响会减弱. 对于台站尺度的小时极端降水敏感性, 模拟中没有发现其对于对流组织的系统性依赖. 研究给我们的启示是, 近百年来气候变暖伴随的热力学背景变化对21.7这样的极端降水事件有明显的增强作用, 同时, 21.7事件中由风切变引起的对流组织对区域和台站尺度极端降水有明显的增强作用.

极端降水事件中存在强烈的跨尺度相互作用.本 研究结果清楚地表明了中尺度对流组织在耦合大尺度 天气动力和对流尺度动力上的重要性.研究量化了对 流组织如何影响对流尺度降水概率分布和区域尺度对 流对天气扰动的敏感性.分析表明,对流组织的一个重 要作用是增加了区域平均以及对流区的环境湿度,前 者影响区域尺度的潜热反馈,后者保护局地对流单体 受干空气影响较少从而产生更强的降水.模拟表明, 对流组织的影响也可能依赖于大尺度抬升的强度.

此研究表明了COG方法在此类研究中的优点、因 为通过此方法,我们可以较好地分别控制大尺度天气 强迫和对流组织的类型;而这种分别控制在传统的区 域天气模拟方法中较难实现,这使得CQG方法在未来 探索极端天气事件中跨尺度相互作用的研究中具有 一定的潜力.例如,我们的结论对多种不同风切变或 表面非均匀性引起的对流组织是否依然成立?在当前 模拟中,我们只考虑了区域平均的地形抬升效应,它 对区域总降水量有很大贡献(图3). 实际上, 地形对降 水分布和对流组织有多方面的重要作用(例如,丁一汇 等, 1978; Yin等, 2022), 这些中尺度的影响应该得到进 一步探讨. 有一些研究考察了RCE下台站尺度极端降 水的气候敏感性(Muller, 2013; Ma等, 2020), 与它们 相比、本文进一步研究了强降水事件期间台站尺度的 极端降水气候敏感性. 在未来, 期待有更多针对其他 极端降水事件和对流组织的研究来帮助我们更好地 理解以上问题.

### 参考文献

- 布和朝鲁,诸葛安然,谢作威,高枞亭,林大伟.2022.2021年"7.20"河 南暴雨水汽输送特征及其关键天气尺度系统. 大气科学, 46: 725-744
- 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1978. 1975年8月上旬河南特大暴雨的研究. 大气科学, 2: 276-289

- 齐道日娜,何立富,王秀明,陈双.2022."7·20"河南极端暴雨精细观 测及热动力成因.应用气象学报,33:1-15
- 苏爱芳, 吕晓娜, 崔丽曼, 李周, 席乐, 栗晗. 2021. 郑州"7.20"极端暴 雨天气的基本观测分析. 暴雨灾害, 40: 445-454
- Chen M Y, Shi W, Xie P P, Silva V B S, Kousky V E, Higgins R W, Janowiak J E. 2008. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. J Geophys Res, 113: D04110
- Dai P X, Nie J. 2021. What controls the interannual variability of extreme precipitation? Geophys Res Lett, e2021GL095503
- Fowler H J, Lenderink G, Prein A F, Westra S, Allan R P, Ban N, Barbero R, Berg P, Blenkinsop S, Do H X, Guerreiro S, Haerter J O, Kendon E J, Lewis E, Schaer C, Sharma A, Villarini G, Wasko C, Zhang X. 2021. Anthropogenic intensification of short-duration rainfall extremes. Nat Rev Earth Environ, 2: 107–122
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G, Bidlot J, Bonavita M, Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan R J, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, Rosnay P, Rozum I, Vamborg F, Villaume S, Thépaut J. 2020. The ERA5 global reanalysis. Q J R Meteorol Soc, 146: 1999–2049
- Houze Jr R A. 2004. Mesoscale convective systems. Rev Geophys, 42: RG4003
- Khairoutdinov M F, Randall D A. 2003. Cloud resolving modeling of the arm summer 1997 IOP: Model formulation, results, uncertainties, and sensitivities. J Atmos Sci, 60: 607–625
- Kuang Z. 2012. Weakly forced Mock Walker cells. J Atmos Sci, 69: 2759–2786
- Lackmann G M. 2013. The south-central US flood of May 2010: Present and future. J Clim, 26: 4688–4709
- Lenderink G, van Meijgaard E. 2010. Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. Environ Res Lett, 5: 025208
- Lloyd E A, Oreskes N. 2018. Climate change attribution: When is it appropriate to accept new methods? Earths Future, 6: 311–325
- Lloyd E A, Shepherd T G. 2021. Climate change attribution and legal contexts: Evidence and the role of storylines. Clim Change, 167: 1–3
- Lu T, Cui X, Zou Q, Li H. 2021. Atmospheric water budget associated with a local heavy precipitation event near the central urban area of Beijing Metropolitan Region. Atmos Res, 260: 105600
- Ma C, Yuan W, Ni J. 2020. Responses of mean and extreme precipitation to different climate forcing under Radiative-Convective Equilibrium. Adv Atmos Sci, 37: 377–386

- Mapes B, Neale R. 2011. Parameterizing convective organization to escape the entrainment dilemma. J Adv Model Earth Syst, 3: M06004
- Mapes B E. 2004. Sensitivities of cumulus-ensemble rainfall in a cloudresolving model with parameterized large-scale dynamics. J Atmos Sci, 61: 2308–2317
- Muller C. 2013. Impact of convective organization on the response of tropical precipitation extremes to warming. J Clim, 26: 5028–5043
- Nie J, Dai P, Sobel A H. 2020. Dry and moist dynamics shape regional patterns of extreme precipitation sensitivity. Proc Natl Acad Sci USA, 117: 8757–8763
- Nie J, Shaevitz D A, Sobel A H. 2016. Forcings and feedbacks on convection in the 2010 Pakistan flood: Modeling extreme precipitation with interactive large-scale ascent. J Adv Model Earth Syst, 8: 1055–1072
- Nie J, Sobel A H. 2016. Modeling the interaction between quasigeostrophic vertical motion and convection in a single column. J Atmos Sci, 73: 1101–1117
- Nie J, Sobel A H, Shaevitz D A, Wang S. 2018. Dynamic amplification of extreme precipitation sensitivity. Proc Natl Acad Sci USA, 115: 9467–9472
- O'Gorman P A, Schneider T. 2009. The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. Proc Natl Acad Sci USA, 106: 14773–14777
- Pendergrass A G, Reed K A, Medeiros B. 2016. The link between extreme precipitation and convective organization in a warming climate: Global radiative-convective equilibrium simulations. Geophys Res Lett, 43: 11,445–11,452

Pfahl S, O'Gorman PA, Fischer E M. 2017. Understanding the regional

pattern of projected future changes in extreme precipitation. Nat Clim Change, 7: 423-427

- Shen Y, Hong Z, Pan Y, Yu J, Maguire L. 2018. China's 1 km merged gauge, radar and satellite experimental precipitation dataset. Remote Sens, 10: 264
- Shepherd T G. 2016. A common framework for approaches to extreme event attribution. Curr Clim Change Rep, 2: 28–38
- Shepherd T G, Sobel A H. 2020. Localness in climate change. Comp Studies South Asia Africa Middle East, 40: 7–16
- Singleton A, Toumi R. 2013. Super-Clausius-Clapeyron scaling of rainfall in a model squall line. Q J R Meteorol Soc, 139: 334–339
- Titley D W, Hegerl G, Jacobs K L, Mote P W, Paciorek C J, Shepherd J M, Shepherd T G, Sobel A H, Walsh J, Zwiers F W. 2016. Attribution of Extreme Weather Events in the Context of Climate Change. Washington D C: The National Academies Press
- Tompkins A M. 2001. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor. J Atmos Sci, 58: 529– 545
- Trenberth K E, Fasullo J T, Shepherd T G. 2015. Attribution of climate extreme events. Nat Clim Change, 5: 725–730
- Yin J, Gu H, Liang X, Yu M, Sun J, Xie Y, Li F, Wu C. 2022. A possible dynamic mechanism for rapid production of the extreme hourly rainfall in Zhengzhou City on 20 July 2021. J Meteorol Res, 36: 6–25
- Yin Z H, Dai P X, Nie J. 2021. A two-plume convective model for precipitation extremes. Adv Atmos Sci, 38: 957–965
- Zhai G Q, Zhou L L, Wang Z. 2007. Analysis of a group of weak smallscale vortexes in the planetary boundary layer in the mei-yu front. Adv Atmos Sci, 24: 399–408

(责任编委:陈桂兴)