论 文

三大洋对2020年6月长江流域破纪录强降水的影响

郑佳喻^{1,2,3,4}, 王春在^{1,3,4*}

1. 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301;
2. 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;
3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广州 511458;
4. 中国科学院南海生态环境工程创新研究院, 广州 510301

* 通讯作者, E-mail: cwang@scsio.ac.cn

收稿日期: 2020-08-14; 收修改稿日期: 2020-12-23; 接受日期: 2021-02-10; 网络版发表日期: 2021-06-23

国家重点研发计划项目(编号: 2019YFA0606701)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 41731173)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB42000000和XDA20060502)、南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项项目(编号: GML2019ZD0306)、中国科学院南海生态环境工程创新研究院自主部署项目(编号: ISEE2018PY06)、广东省引进领军人才项目、国家海洋局“全球变化与海气相互作用”专项项目(编号: GASI-IPOVAI-03)和热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所)自主研究项目(编号: LTOZZ2004)资助

摘要 2020年6月长江流域的降水量破了1979年以来的纪录. 研究表明三个大洋(太平洋、印度洋和大西洋)都有贡献, 但是大西洋起到主导作用. 三大洋的海温异常可以影响两个区域的相对涡度异常: 一个是位于华北地区的200-hPa相对涡度(华北涡度)负异常, 另一个是位于南海的850-hPa相对涡度(南海涡度)负异常. 长江流域的降水异常主要受到华北涡度相关的大气过程控制. 5月西北大西洋的海温正异常可以引起6月中纬度北大西洋的位势高度正异常, 进而通过横跨欧亚大陆的大气波列影响华北涡度, 从而造成长江流域的降水正异常. 而印度洋和热带北大西洋, 作为前一年冬季太平洋El Niño事件的电容器, 可以引起南海涡度负异常(反气旋性环流异常), 通过进一步加强水汽输送增强长江流域的降水. 本研究表明5月西北大西洋海温是6月长江流域降水很好的预测因子, 并且强调三大洋海温对中国极端天气和气候事件的重要作用.

关键词 降水, 长江流域, 三大洋, 大西洋

1 引言

降水对于农业种植、水源供给、工业生产等活动十分重要. 但是暴雨会引发洪涝灾害, 从而造成巨大的经济损失和人员伤亡. 中国位于东亚季风区, 已有很多学者研究了中国夏季降水变率与东亚夏季风、西北太平洋副热带高压(西太副高)、太平洋的厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)事件、印度

洋海温、北大西洋涛动和南半球环状模的关系(Li和Zeng, 2002; Lu, 2002; Nan和Li, 2003; Xie等, 2009; Wu等, 2009; Ding等, 2010; Chen等, 2019; Liu等, 2020).

关于中国6月降水, Wang和Gu (2016)指出2015年6月末的两次破纪录降水是由类El Niño的海温异常和两个中纬度大气阻塞造成的. Sun等(2018)发现极端的南欧大气环流和澳大利亚高压导致2017年6月华南的破纪录强降水. Yuan等(2019)指出前汛期(5~6月)主要

中文引用格式: 郑佳喻, 王春在. 2021. 三大洋对2020年6月长江流域破纪录强降水的影响. 中国科学: 地球科学, 51(10): 1611–1623, doi: [10.1360/N072020-0412](https://doi.org/10.1360/N072020-0412)

英文引用格式: Zheng J, Wang C. 2021. Influences of three oceans on record-breaking rainfall over the Yangtze River Valley in June 2020. Science China Earth Sciences, 64(10): 1607–1618, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9758-9>

的季风雨带位于华南, 后汛期(7~8月)主要的季风雨带位于长江流域, 前汛期和后汛期华南降水的异常是由不同类型的印度洋-太平洋海温调控的. 这些结果表明热带和热带外的因子对于我国降水的变化都起到重要的作用, 研究我国降水的变化是十分有必要的.

2020年6月, 长江流域的降水非常强. 中国气象局的监测数据表明, 当月长江流域发生多次大尺度的暴雨过程, 从而导致中国很多省份遭受暴雨洪涝灾害. 截止到6月28日, 人民网报道我国南方地区有超过1200万人次受灾, 78人死亡或者失踪, 直接经济损失超过250亿元. 图1a和图1b给出了2020年6月相对于气候态(1981~2010年平均)的降水异常. 图1a使用的是CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of

Precipitation)降水数据, 图1b使用的是PREC/L (Precipitation Reconstruction over Land)降水数据, 不论使用哪套数据, 长江流域都呈现出很强的降水正异常. 除此之外, 2020年6月主要的降水带与气候态相比北移至长江流域(网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>). 为了定量描述长江流域的降水异常, 长江流域降水指数定义为长江流域($110^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$)的平均降水. 如图1c所示, 2020年6月标准化的长江流域降水指数超过3.0, 打破了1979年以来的纪录. 去除线性趋势后长江流域降水指数仍然是1979年以来最高的(图1d), 而且2019/2020冬季的El Niño事件的强度并不强(附图S2). 这些表明, 不能简单地把这一次长江流域的降水正异常归因为太平洋的El Niño事件或者全球变暖.

图1 2020年6月长江流域的降水异常

(a)和(b) 基于CMAP数据和PREC/L数据计算的2020年6月长江流域的降水异常(单位: mm day^{-1}), 图中红色方框表示长江流域($110^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$); (c) 基于CMAP数据计算的长江流域降水指数的标准化时间序列(柱状图). 黑实线为降水指数时间序列的线性趋势. (d) 同(c), 但为去除线性趋势后的长江流域降水指数

最近, Takaya等(2020)的研究表明印度洋增暖导致2020年6~7月日本和中国中部梅雨的增强, 而印度洋的暖状况来源于2019年的超级印度洋偶极子事件. Liu等(2020)指出2020年长江流域破记录的梅雨受到北大西洋涛动季节内位相转变的调控. 然而, Takaya等(2020)将2020年6~7月的降水当成一个整体进行个例研究, Liu等(2020)是在月内时间尺度上研究梅雨. Wang(2019)指出太平洋、印度洋和大西洋的相互作用可以引起或者调控气候变率的变化. 本文将在大于一个月的时间尺度上研究2020年6月长江流域破纪录强降水的相关过程, 并且强调三大洋(太平洋、印度洋和大西洋)对其产生的影响.

2 数据和方法

本文使用的降水数据是美国气候预测中心提供的CMAP降水资料(Xie和Arkin, 1997)和美国国家海洋和大气管理局提供的 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 的PREC/L降水资料(Chen等, 2002). 大气环流资料使用的是NCEP/NCAR (National Centers for the Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)再分析数据集I, 包括位势高度(geopotential height, GPH)、风场、比湿和表面气压, 空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Kalnay等, 1996). 海表温数据使用的是美国国家海洋和大气管理局提供的ERSST (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature) v5海表温资料(Huang等, 2017).

本文的分析时段是1979~2020年, 气候态定义为1981~2010年30年的平均. 为了减少气候变暖的可能影响, 在分析前进行了去趋势处理. 本文中的大气波活动使用Takaya和Nakamura (2001)推导的大气波活动通量进行描述. 为了得到更为清晰的大气波活动结构, 在计算大气波活动通量前, 流函数异常先进行1~5波截断.

3 结果分析

3.1 与长江流域破纪录强降水相关的大气环流异常

为了研究与长江流域破纪录强降水相关的大气环流异常, 图2给出了2020年6月长江流域周边的大气环流异常与水汽通量异常. 在850-hPa等压面上, 一个异

常反气旋位于西北太平洋(图2a), 这个异常反气旋能够输送更多的水汽到长江流域(图2e和2f), 导致长江流域降水的增强(附图S3). 在500-hPa等压面上, 显著的位势高度正异常位于华东地区(图2b). 图2b也给出了2020年6月和气候态6月西太副高的范围和脊线. 与气候态进行比较可以看到, 2020年6月西太副高偏强西伸, 而且西太副高的脊线和北边界偏北. 在200-hPa等压面上, 显著的位势高度正异常位于中国北方, 南亚高压呈现出偏强东进的状况, 而且南亚高压的脊线和北边界偏北(图2c). 西太副高西伸与南亚高压东进有利于东亚地区梅雨的增强(Ding和Chan, 2005; Ding等, 2020), 但是也应被注意的是, 2020年6月西太副高与南亚高压的脊线和北边界都呈现出偏北的状况. 另一方面, 2020年6月西北太平洋有很强的下沉运动, 而西太副高的西北边界附近有很强的上升运动(图2d), 能引起长江流域水汽的辐合. 总的来说, 西北太平洋低层的异常反气旋与西太副高的北移有利于传输更多的水汽到长江流域, 从而导致长江流域降水的增强.

在前人的研究中, 相对涡度常用来度量西太副高的变率(Yang和Sun, 2005; Lu等, 2008). 为了更好地理解导致2020年6月长江流域出现破纪录强降水的大气环流异常, 图3给出了2020年6月的相对涡度异常. 在200-hPa等压面上, 显著的相对涡度负异常位于华北地区. 在500-hPa等压面上, 除了长江流域附近的相对涡度负异常外, 南海北部也出现相对涡度负异常. 在850-hPa等压面上, 显著的相对涡度负异常位于南海-华南区域, 与图2a中的异常反气旋相一致. 从图3d可以看出, 华北地区的200-hPa相对涡度负异常可以向南向下延伸并且与低层的相对涡度负异常合并在一起, 这表明华北地区的200-hPa相对涡度异常可能与低层850-hPa相对涡度的变化有关.

根据2020年6月的相对涡度异常, 定义华北地区($102.5^{\circ} \sim 132.5^{\circ} \text{E}$, $27.5^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$)的200-hPa相对涡度为华北涡度. 图3e是(-1)华北涡度回归的850-hPa相对涡度异常. 为了方便与2020年6月的异常进行比较, 华北涡度进行了符号反向, 用“(-1)”进行标注. 华南地区的850-hPa相对涡度异常与华北地区的200-hPa相对涡度有关, 但是位于南海的850-hPa相对涡度异常与华北地区的200-hPa相对涡度相关不显著(图3c和3e). 基于以上原因, 另一个涡度指数——南海涡度定义为区域($110^{\circ} \sim 117.5^{\circ} \text{E}$, $10^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}$)的850-hPa相对涡度. 如图3f

图2 2020年6月的大气环流异常和水汽通量异常

(a) 2020年6月的850-hPa位势高度异常(填色, 单位: gpm)和风场异常(矢量, 单位: m s^{-1})。 (b) 同(a), 但为500-hPa等压面。实线表示西太副高的范围(5880线), 虚线表示西太副高的脊线, 其中绿(黑)线表示2020年6月(气候态6月)西太副高的范围和脊线。 (c) 同(a), 但为200-hPa等压面。实线表示南亚高压的范围(12520线), 虚线表示南亚高压的脊线, 其中绿(黑)线表示2020年6月(气候态6月)南亚高压的范围和脊线。 (d) 2020年6月的500-hPa垂直速度异常(负值代表向上运动, 单位: 10^{-2}Pa s^{-1})。 (e) 2020年6月垂直积分的水汽通量异常(矢量, 单位: $10^3 \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)及其散度的异常(填色, 单位: $10^{-5} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, 负值代表水汽的辐合)。 (f) 2020年6月经向水汽输送异常(单位: $10^2 \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)。 (e)和(f)中红色方框表示长江流域

所示, 华北涡度和南海涡度在2020年6月都处于负位相, 并且华北涡度打破了1979年以来的纪录。这种独特的大气环流结构(南海的低层相对涡度负异常和华北的高层相对涡度负异常共存)可能是2020年6月长江流域出现破纪录强降水的原因。

为了进一步研究南海(华北)涡度与长江流域降水的关系, 图4给出了(-1)南海涡度和(-1)华北涡度回归的850-hPa风场、水汽通量和降水异常。当南海涡度为

负时, 南海-菲律宾海区域出现反气旋性环流异常和850-hPa相对涡度负异常, 这种环流型可以从南海传输更多的水汽到华南地区, 从而导致华南地区出现降水正异常(图4a和4c)。当华北涡度为负时, 华南-菲律宾海以北区域出现反气旋性环流异常和850-hPa相对涡度负异常, 可以从华南地区传输更多的水汽到长江流域, 从而引起长江流域的降水正异常(图4b和4d)。特别的, 可以看到, 增强的经向水汽输送位于异常反气旋的

图 3 2020年6月的相对涡度异常

(a)~(c) 2020年6月200-hPa(a), 500-hPa(b)和850-hPa(c)的相对涡度异常(单位: 10^{-6}s^{-1})。图(a)中绿色方框表示用来计算华北涡度的区域($102.5^{\circ}\sim 132.5^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$)。图(c)中绿色方框表示用来计算南海涡度的区域($110^{\circ}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$)。 (d) 2020年6月 $110^{\circ}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$ 经度带上纬向平均的相对涡度异常(单位: 10^{-6}s^{-1})。 (e) (-1)华北涡度回归的850-hPa相对涡度异常(填色, 单位: 10^{-6}s^{-1})。为方便比较, 华北涡度进行了符号反向, 用“(-1)”进行标注。打点区通过了95%的置信度检验水平。 (f) 1979~2020年6月南海涡度(红线)和华北涡度(蓝色)的标准化时间序列

西侧, 而增强的降水位于异常反气旋的西北侧。从相关系数来看, 6月长江流域的降水与(-1)华北(南海)涡度的相关系数为0.58 (0.28), 通过了(未通过)95%的显著性检验水平。这似乎表明了6月长江流域的降水主要受到华北涡度相关的大气过程所控制。

2020年6月, 华南地区呈现出异常增强的经向水汽输送(图2f)。对图2f、图4c和4d进行比较可知, 华南地区($102.5^{\circ}\sim 112.5^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$)异常增强的经向水汽输送应该是华北涡度相关的大气过程和南海涡度相关的大气过程联合作用的结果。如图4e和4f所示, 华南地区的经向水汽输送既与南海涡度显著相关, 也与华北涡度显著相关。在2020年6月, 由南海涡度负异常增强的

水汽输送被华北涡度负异常进一步增强。而且, 受到华北涡度负异常的影响, 水汽被进一步向北输送到长江流域, 从而增强了长江流域的降水。

为了进一步确定南海涡度负异常和华北涡度负异常的联合作用, 一个表征南海涡度和华北涡度联合作用的指数(简称联合指数)可以简单地定义为标准化的(-1)南海涡度加标准化的(-1)华北涡度。图5a给出了标准化的联合指数回归的降水异常和水汽通量异常。可以看到, 与图4d一致, 回归的降水异常主要位于长江流域, 这表明2020年6月降水异常的位置主要是由华北涡度相关的大气过程所控制。但是, 联合指数回归的降水异常比单个指数回归的降水异常更强。另外,

图4 与南海涡度和华北涡度相关的6月降水和水汽通量异常

(a)和(b) (-1)南海涡度和(-1)华北涡度回归的6月850-hPa相对涡度异常(填色, 单位: 10^{-6}s^{-1})和风场异常(矢量, 单位: m s^{-1})。打点区通过了95%的置信度检验水平, 只显示通过95%的置信度检验水平的风场异常。(c)和(d) 同(a)和(b), 但为(-1)南海涡度和(-1)华北涡度回归的6月降水异常(填色, 单位: mm day^{-1})和垂直积分的水汽通量异常(矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$)。图中红色方框表示长江流域, (-1)南海涡度或者(-1)华北涡度与6月长江流域降水的相关系数标在右上角, 粗体表示相关系数通过了95%的置信度检验水平。(e)和(f) 华南地区($102.5^{\circ}\sim 112.5^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$)的经向水汽通量与(-1)南海涡度或者(-1)华北涡度的散点图。黑线为最优拟合线, (-1)南海涡度或者(-1)华北涡度与华南地区经向水汽通量的相关系数标在右上角, 粗体表示相关系数通过了95%的置信度检验水平

长江流域6月的降水与联合指数的关系比单个指数更为密切, 华南地区的经向水汽输送与联合指数的关系也比单个指数更为密切(图5a和5b)。这些结果表明华北涡度负异常引起的长江流域降水正异常可以被南海涡度负异常以通过提供水汽条件的形式进一步加强。

总体来说, 南海涡度相关的大气过程与华北涡度相关的大气过程在2020年6月长江流域破纪录强降水中都起到重要的作用。因此, 在接下来的研究中南海涡度和华北涡度被当成指标来探索造成长江流域降水变化的海气过程。

3.2 El Niño及其电容器对华南地区水汽输送的影响

图6a~6c给的是(-1)南海涡度回归的前一年冬季(D(-1)JF)、前期春季(MAM)与6月的海温异常。可以看到,南海涡度与ENSO事件的衰减位密切相关。在前一年冬季,显著的海温正异常位于中太平洋,显著的

海温负异常位于西北太平洋。在前期春季,随着中太平洋的海温正异常的衰减,热带北大西洋(tropical North Atlantic, TNA)和印度洋(Indian Ocean, IO)的海温正异常变强。在6月份,随着西北太平洋的海温负异常的消失,热带北大西洋和印度洋的海温正异常变得更强。从2019/2020年的冬季到2020年6月,海温也呈现出相似

图5 南海涡度负异常和华北涡度负异常联合作用下的6月降水和水汽通量异常

(a)和(b)同图4c和4e, 但为标准化的联合指数回归的异常。南海涡度和华北涡度共同作用的联合指数可以简单地定义为标准化的(-1)南海涡度加标准化的(-1)华北涡度

图6 与南海涡度变化相关的海温异常

(a)~(c) (-1)南海涡度回归的前一年冬季(D(-1)JF)、前期春季(MAM)与6月的海温异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)。打点区通过了95%的置信度检验水平。(d)~(f) 2019/2020年冬季、2020年春季和2020年6月相对于气候态的海温异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)。图中蓝色方框为印度洋区域(Indian Ocean, IO; $50^{\circ}\sim 84^{\circ}\text{E}$, $14^{\circ}\text{S}\sim 24^{\circ}\text{N}$)和热带北大西洋区域(tropical North Atlantic, TNA; $45^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{W}$, $2^{\circ}\sim 22^{\circ}\text{N}$)

的变化特征(图6d~6f). 这些结果表明印度洋和热带北大西洋作为电容器, 延长了太平洋的ENSO事件对西北太平洋大气环流异常的影响, 这与前人的结果相一致(Xie等, 2009; Wang等, 2017).

为了进一步确认El Niño的电容器(印度洋和热带北大西洋)对华南地区水汽输送的影响, 图7给出了6月印度洋海温和热带北大西洋海温回归的850-hPa风场、水汽通量和降水异常. 印度洋海温定义为区域(50°~84°E, 14°S~24°N)的平均海温, 热带北大西洋海温定义为区域(45°~10°W, 2°~22°N)的平均海温. 结果表明, 印度洋和热带北大西洋的海温正异常均可以在南海激发出异常反气旋和相对涡度负异常, 从而引起华南地区的降水正异常. 虽然图7中回归的显著降水异常均位于长江流域以外, 但是可以看到印度洋和热带北大西洋的海温正异常可以起到增强华南地区经向水汽输送的作用.

那么, 印度洋与热带北大西洋海温是如何影响西

北太平洋大气环流的? 图8a给出了6月印度洋海温回归的对流层(850~250hPa)大气温度异常. 印度洋的海温正异常可以加热印度洋上空整个对流层, 激发出大气Kelvin波进入西北太平洋, 导致西北太平洋出现异常反气旋, 这与Xie等(2009)的结果相一致. 对于6月的热带北大西洋海温, 图8b给出了其回归的对流层大气温度异常. 同样的, 热带北大西洋的海温正异常也可以激发出大气Kelvin波进入太平洋(Lu和Dong, 2005; Rong等, 2010), 导致西北太平洋异常反气旋的形成. 这些结果表明以印度洋和热带北大西洋作为电容器, 前一年冬季太平洋的El Niño事件可以在西北太平洋激发出异常反气旋, 从而导致华南地区出现异常增强的经向水汽输送.

3.3 5月西北大西洋对长江流域降水的影响

图9给出了与华北涡度相关的200-hPa位势高度异常和大气波活动通量. 如图9a所示, 中高纬大西洋-欧

图7 印度洋和热带北大西洋海温对6月大气环流和降水异常的影响

(a)和(c) 6月印度洋和热带北大西洋海温回归的6月850-hPa相对涡度异常(填色, 单位: 10^{-6}s^{-1})和水平风场异常(矢量, 单位: m s^{-1}). 打点区通过了95%的置信度检验水平, 只显示通过95%的置信度检验水平的风场异常. (b)和(d) 同(a)和(c), 但为6月降水异常(填色, 单位: mm day^{-1})和垂直积分的水汽通量异常(矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). 图中红色方框表示长江流域

图 8 印度洋和热带北大西洋海温影响西北太平洋大气环流的物理过程

(a) 6月印度洋海温回归的对流层(850~250hPa)大气温度异常(填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和850-hPa风场异常(矢量, 单位: m s^{-1}). 打点区通过了95%的置信度检验水平, 只显示通过95%的置信度检验水平的风场异常. (b) 同(a), 但为6月热带北大西洋海温

亚大陆区域存在一条位势高度正异常和负异常交替的大气波列, 这表明华北涡度主要受到中高纬大气过程所控制. 特别的, 在中纬度北大西洋($52.5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{W}$, $42.5^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)出现很强的位势高度正异常. 在2020年6月, 中高纬大西洋-欧亚大陆区域也存在一条位势高度正异常和负异常交替的大气波列(图9b). 图9c和9d表明中纬度北大西洋的位势高度正异常可以通过大气波列影响长江流域的降水. 基于图9e所示的中纬度北大西洋位势高度的标准化时间序列, 2020年6月中纬度北大西洋位势高度打破了1979年以来的纪录. 中纬度北大西洋破纪录的位势高度正异常可以在中高纬大西洋-欧亚大陆区域激发出大气波列, 从而增强长江流域的降水.

为了检验中纬度北大西洋的位势高度是否由海温所驱动, 图10a给出了6月中纬度北大西洋位势高度回归的6月海温异常. 可以看到, 显著的海温正异常位于中纬度北大西洋, 而海温负异常位于中纬度北大西洋的北侧和南侧, 形成海温三极子型, 这种海温三极子型与Wu等(2009)中与北大西洋涛动相关的海温三极子型不同. 这种三极子型的海温异常是由大气环流所强迫, 虽然它可能对大气环流有反馈作用, 所以本文主要关注前期5月大西洋海温与6月中纬度北大西洋位

势高度的关系. 图10c表明6月中纬度北大西洋位势高度与5月西北大西洋($80^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{W}$, $18^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$)的海温关系密切. 2020年5月一条极端偏暖的海温异常位于西北大西洋(图10d). 西北大西洋的区域平均海温也打破了1979年以来的纪录(附图S4). 如图10e和10f所示, 极端偏暖的西北大西洋可以引起6月中纬度北大西洋位势高度的极端正异常, 进而通过大气波列引起长江流域降水的正异常. 这表明中纬度北大西洋位势高度是5月西北大西洋海温与6月长江流域降水的连接桥梁, 而且5月西北大西洋海温是6月长江流域降水的一个很好的预测因子.

4 结论与讨论

总体来说, 三个大洋(太平洋、印度洋和大西洋)的海温对2020年6月长江流域破纪录的强降水都有贡献, 但是大西洋起主导作用. 图11给出了造成2020年6月长江流域破纪录强降水的物理过程示意图. 与三大洋海温变化相联系的是华北地区的200-hPa相对涡度负异常和南海的850-hPa相对涡度负异常. 这两个区域相对涡度的变化均对长江流域降水的变化有贡献, 但是长江流域降水的变化主要受到华北涡度相关的大气

图9 中纬度北大西洋位势高度对长江流域降水的影响

(a) 华北涡度回归的200-hPa位势高度异常(填色, 单位: gpm). 打点区通过了95%的置信度检验水平. 与华北涡度相关的大气波活动通量(矢量, 单位: $10^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-2}$, 小于 $0.05 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 未显示)和波列传播的示意方向(粗箭头)也在图中标出. 绿色方框表示中纬度北大西洋($52.5^{\circ} \sim 15^{\circ} \text{W}$, $42.5^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$). (b) 2020年6月相对气候态的200-hPa位势高度异常(单位: gpm). (c) 同(a), 但为中纬度北大西洋位势高度相关的200-hPa位势高度异常和大气波活动通量. (d) 中纬度北大西洋位势高度回归的降水异常(填色, 单位: mm day^{-1})和垂直积分的水汽通量异常(矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). 打点区通过了95%的置信度检验水平, 只显示通过95%的置信度检验水平的水汽通量异常. 图中红色方框表示长江流域. (e) 1979~2020年中纬度北大西洋位势高度的标准化时间序列

图 10 5月西北大西洋海温对6月中纬度北大西洋位势高度和长江流域降水的影响

(a) 6月中纬度北大西洋位势高度回归的6月海温异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)。 (b) 2020年6月相对气候态的海温异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)。 (c) 6月中纬度北大西洋位势高度回归的5月海温异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)。 图中紫色方框表示西北大西洋区域($80^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{W}$, $18^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$)。 (d) 2020年5月相对气候态的海温异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)。 (e) 5月西北大西洋海温回归的6月200-hPa位势高度异常(单位: gpm)。 (f) 5月西北大西洋海温回归的6月降水异常(单位: mm day^{-1})。 图中红色方框表示长江流域。 (a)、(c)、(e)和(f)中打点区通过了95%的置信度检验水平

过程所控制。不过,南海涡度可以通过提供水汽条件的形式进一步增强长江流域的降水。进一步的分析表明,5月西北大西洋的海温正异常可以激发出6月中纬度北大西洋的位势高度正异常,进而通过横跨欧亚大陆的大气波列影响华北涡度和长江流域的降水。而印度洋和热带北大西洋,作为太平洋El Niño事件的电容器,

可以引起南海涡度负异常,通过加强水汽输送的方式增强长江流域的降水。因此,三大洋对2020年6月长江流域破纪录的强降水具有协同影响,但是大西洋起主导作用。

前人的研究关注了热带和热带外因子对中国夏季降水的影响,本文研究发现南海涡度负异常与华北涡

图 11 2020年6月长江流域破纪录强降水形成机制示意图

蓝色箭头: 经过欧洲到达亚洲的大气波列. 西北大西洋引起中纬度北大西洋位势高度正异常, 通过横跨欧亚大陆的波列影响华北涡度, 而印度洋海温和热带北大西洋海温(前一年冬季太平洋的El Niño事件的电容器)与南海涡度的变化有关. 华北涡度和南海涡度联合造成了长江流域的强降水. 三个大洋均对2020年6月长江流域的降水有贡献, 但是大西洋起主导作用

度负异常联合造成了2020年6月长江流域破纪录的强降水. 南海涡度相关的大气过程和华北涡度相关的大气过程受到三个大洋的海温所强迫. 另外, 本文研究发现5月西北大西洋海温的异常是6月长江流域降水的一个很好的预测因子. 本文研究不仅提高了对于6月长江流域降水的理解, 并且强调了三大洋海温对于极端天气和气候事件的重要性.

本文研究强调南海涡度负异常与华北涡度负异常对2020年6月长江流域极端降水的联合影响, 但是并不排除其他气候现象的可能影响. 比如, 1991年6月长江流域偏强的降水, 可能是受到日本南部和中南半岛的850-hPa相对涡度负异常的联合作用(图片未展示). 另一个问题是南海涡度负异常与华北涡度负异常如何联合影响中国夏季(6~8月)降水. 如附图S5所示, 南海(华北)相对涡度负异常有利于长江流域(中国北方)夏季降水的增加, 而南海涡度负异常与华北涡度负异常的联合作用有利于长江流域-中国北方夏季降水整体的增加. 特别的, 由华北涡度负异常引起的中国北方夏季降水的正异常, 可以被南海涡度负异常进一步增强. 更多的引起中国出现极端降水的物理过程可以在将来的工作中进一步研究.

致谢 感谢两位审稿人提供的意见和建议, 这对提高论文很有帮助. 本文中的数值计算得到了中国科学院南海海洋研究所超算平台的支持.

参考文献

Chen M, Xie P, Janowiak J E, Arkin P A. 2002. Global land

- precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J Hydrometeorol*, 3: 249–266
- Chen Z, Du Y, Wen Z, Wu R, Xie S P. 2019. Evolution of south tropical indian ocean warming and the climatic impacts following strong El Niño events. *J Clim*, 32: 7329–7347
- Ding R, Ha K J, Li J. 2010. Interdecadal shift in the relationship between the East Asian summer monsoon and the tropical Indian Ocean. *Clim Dyn*, 34: 1059–1071
- Ding Y, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteorol Atmos Phys*, 89: 117–142
- Ding Y, Liang P, Liu Y, Zhang Y. 2020. Multiscale variability of Meiyu and its prediction: A new review. *J Geophys Res Atmos*, 125: e31496
- Huang B, Thorne P W, Banzon V F, Boyer T, Chepurin G, Lawrimore J H, Menne M J, Smith T M, Vose R S, Zhang H M. 2017. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons. *J Clim*, 30: 8179–8205
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 437–471
- Li J, Zeng Q. 2002. A unified monsoon index. *Geophys Res Lett*, 29: 115-1–115-4
- Liu B, Yan Y, Zhu C, Ma S, Li J. 2020. Record-breaking Meiyu Rainfall around the Yangtze River in 2020 regulated by the subseasonal phase transition of the North Atlantic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 47: e90342
- Lu R Y. 2002. Indices of the summertime western North Pacific subtropical high. *Adv Atmos Sci*, 19: 1004–1028
- Lu R, Dong B. 2005. Impact of Atlantic sea surface temperature

- anomalies on the summer climate in the western North Pacific during 1997–1998. *J Geophys Res*, 110: D16102
- Lu R, Ying L, Ryu C S. 2008. Relationship between the zonal displacement of the western Pacific subtropical high and the dominant modes of low-tropospheric circulation in summer. *Prog Nat Sci*, 18: 161–165
- Nan S, Li J. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophys Res Lett*, 30: 2266
- Rong X Y, Zhang R H, Li T. 2010. Impacts of Atlantic sea surface temperature anomalies on Indo-East Asian summer monsoon-ENSO relationship. *Chin Sci Bull*, 55: 2458–2468
- Sun J, Ming J, Zhang M, Yu S. 2018. Circulation features associated with the record-breaking rainfall over South China in June 2017. *J Clim*, 31: 7209–7224
- Takaya Y, Ishikawa I, Kobayashi C, Endo H, Ose T. 2020. Enhanced Meiyu-Baiu rainfall in early summer 2020: Aftermath of the 2019 super IOD event. *Geophys Res Lett*, 47: 1–9
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J Atmos Sci*, 58: 608–627
- Wang C. 2019. Three-ocean interactions and climate variability: A review and perspective. *Clim Dyn*, 53: 5119–5136
- Wang L, Gu W. 2016. The Eastern China flood of June 2015 and its causes. *Sci Bull*, 61: 178–184
- Wang L, Yu J Y, Paek H. 2017. Enhanced biennial variability in the Pacific due to Atlantic capacitor effect. *Nat Commun*, 8: 14887
- Wu Z, Wang B, Li J, Jin F F. 2009. An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO. *J Geophys Res*, 114: D18120
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 78: 2539–2558
- Xie S P, Hu K, Hafner J, Tokinaga H, Du Y, Huang G, Sampe T. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Clim*, 22: 730–747
- Yang H, Sun S. 2005. The characteristics of longitudinal movement of the subtropical high in the western Pacific in the pre-rainy season in South China. *Adv Atmos Sci*, 22: 392–400, doi: [10.1007/BF02918752](https://doi.org/10.1007/BF02918752)
- Yuan C, Liu J, Luo J J, Guan Z. 2019. Influences of tropical Indian and Pacific oceans on the interannual variations of precipitation in the early and late rainy seasons in South China. *J Clim*, 32: 3681–3694

(特邀编委: 杨修群)