

印度洋偏暖对春末夏初西天山极端降水的影响研究

牛苗苗¹ 张杰¹ 马茜蓉² 陈志恒¹

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 扬州大学物理科学与技术学院, 扬州 225002

摘要 利用 NOAA (美国国家海洋和大气管理局) 气候预测中心的逐日格点降水资料分析了春末夏初 (5、6 月) 天山极端降水时空变化以及印度洋海盆一致模 (IOBM) 影响极端降水的机制。结果表明: 春末夏初天山极端降水变化具有明显的空间差异, 西天山地区极端降水显著增加, 其他区域极端降水变化不显著。诊断分析和数值模式模拟结果表明, 春末夏初西天山地区极端降水增加与同期 IOBM 正异常促进冷暖气流在西天山地区交汇有关。IOBM 正异常, 一方面有利于东欧至中亚北部反气旋异常加强, 促进冷空气向南输送。另一方面使得印度洋海温非均匀增暖, 产生异常垂直环流, 其下沉支使阿拉伯海和印度半岛产生反气旋异常, 异常反气旋和偏南气流共同促进印度洋暖湿水汽向西天山输送, 从而有利于西天山地区极端降水增加。

关键词 西天山 极端降水 IOBM 阿拉伯海异常反气旋 印度半岛异常反气旋

文章编号

中图分类号

文献标识码

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2108.21102

收稿日期 2021-06-17 网络预出版日期

作者简介 牛苗苗, 女, 1996 年出生, 硕士研究生, 主要从事极端天气气候与气候模拟的研究。E-mail:1344732019@qq.com

通讯作者 张杰, E-mail: zhangj@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1507101 与国家自然科学基金面上项目 41975115

Founded by The National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1507101) and National Natural Science Foundation of China (Grant 41975115)

Influence of Indian Ocean Warming on Extreme Precipitation in the Western Tianshan Mountains from Late Spring to Early Summer

NIU Miaomiao¹, ZHANG Jie¹, MA Qianrong², and CHEN Zhiheng¹

1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 College of Physics Science and Technology, Yangzhou University, Yangzhou 225002

Abstract The daily grid precipitation data of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Prediction Center (CPC) is used to analyze the spatial-temporal change of extreme precipitation in the Tianshan Mountains from late spring to early summer (May and June) and the mechanism of Indian Ocean Basin Mode (IOBM) on extreme precipitation. The results show obvious spatial difference of extreme precipitation in the Tianshan Mountains from late spring to early summer. Extreme precipitation in the Western Tianshan Mountains significantly increased, while other regions hardly varied. The diagnosed and numerical simulation results consistently showed that the increase of extreme precipitation in the Western Tianshan Mountains related to the coetaneous positive anomaly of IOBM which promoted the convergence of warm and cold airflows in the Western Tianshan Mountains. On the one hand, the positive anomaly of IOBM strengthened the anomalous anticyclonic located in the eastern Europe to north central Asia which promoted the cold airflow southward transportation. On the other hand, it induced the non-uniform warming of Indian Ocean, which resulted abnormal vertical circulation and its subsidence caused the anticyclone anomalies in the Arabian Sea and the Indian peninsula. The anomalous anticyclone and southerly airflow jointly conveyed warm moisture from the Indian Ocean to the Western Tianshan Mountains, which was conducive to the increase of extreme precipitation in the Western Tianshan Mountains.

Keywords Western Tianshan Mountains, Extreme precipitation, IOBM, Arabian sea anomalous anticyclone, Indian peninsula anomalous anticyclone

1 引言

气候变暖导致水循环改变及水资源重新分配,在过去的 60 年里,全球干旱地区总降水和极端降水都显著增加(Alexander et al., 2006; Donat et al., 2017; IPCC, 2013)。中亚是全球最大的非地带性干旱区,同时也是“丝绸之路经济带”的关键区,素有“中亚水塔”之称的天山是中亚干旱区水资源的主要供应地。研究表明,天山极端降水对新疆年降水的贡献最大(杨莲梅, 2003a),天山极端降水极大地影响干旱区的工农业及生态发展。由于极端降水事件破坏性强且复杂多样,而干旱区生态环境脆弱、下垫面渗透力较差,天山极端降水事件更容易导致干旱区发生次生灾害(赵勇等, 2010)。因此,研究天山极端降水变化及其影响因子对于提高中亚地区的防灾减灾能力以及促进“丝绸之路经济带”发展具有重要的科学指导意义。

天山位于欧亚大陆腹地,在我国新疆境内长度达 1700 km, 占总长的 68%。山区年降水主要集中在春夏两季,年均降水量为 154.3 mm (韩雪云等, 2013; 张正勇等, 2013)。降水空间分布不均,呈现“西多东少,北多南少”的特点(刘友存等, 2017)。施雅风等(2002)指出,自 1987 年起新疆天山西部地区气候由暖干向暖湿转型。在气候暖湿化的影响下,天山极端降水事件在近几十年呈增加趋势(Ma et al., 2020; 赵勇等, 2010)。研究发现 1961—2011 年天山山区全年 5 日最大降水($R \times 5\text{day}$)、极端强降水($R95p$)分别以 1.18 mm/10a 和 6.75 mm/10a 的速度增加,而连续干旱日数(CDD)则以 5.83 day/10a 的速度减少(Wang et al., 2013)。

西风环流和季风环流异常等因素都与天山降水异常紧密联系。夏季新疆处于亚洲副热带西风急流的控制下,急流位置偏南有利于西南暖湿气流向新疆北部输送,导致天山至新疆北部地区降水增多(杨莲梅和张庆云, 2008; Zhang et al., 2021; Zhao et al., 2014b)。北极涛动(AO)可以通过影响对流层中上层大气温度调节急流位置,进而影响新疆降水。AO 偏弱年,对流层中上层变冷,西风急流南移,新疆夏季降水偏多(Zhao et al., 2014a)。南亚高压的东西振荡也是天山降水异常的大尺度环流背景。在伊朗高压型、青藏高原高压型、双体型及带状型四种类型的南亚高压中,新疆夏季强降水主要受双体型影响(刘惠云, 2001; 钱永甫等, 2002)。

同时，高原热力异常也可以通过调控南亚高压、西风急流来影响新疆降水。5月青藏高原整体感热偏弱时，新疆北部降水偏多；5月青藏高原感热偏弱，伊朗高原感热偏强时，新疆降水偏多（赵勇等, 2013a, 2013b）。王前等（2017）进一步指出当双体型南亚高压的两个中心同时偏西和偏北时，天山降水偏少；而当两个中心同时偏南时，天山部分区域降水偏多。在年代际尺度上，中亚干旱区夏季降水与东亚夏季风之间存在负相关关系，东亚夏季风主要通过影响输送至中亚的水汽来影响中亚降水（Chen et al., 2020）。杨莲梅等（2018）指出印度降水与新疆降水之间呈显著负相关关系，印度降水异常可以通过南亚高压、西风急流等环流系统的异常间接影响新疆降水。

海温是导致环流异常的重要外强迫（应明和孙淑清, 2000）。印度洋作为距离中亚最近的大洋，从20世纪后期开始，其升温速度明显快于其他热带洋盆（Dhame et al., 2020）。印度洋海温异常可以通过影响南亚高压、西风急流、副高等环流系统影响全球及区域气候（Hu et al., 2011；黄刚等, 2016; Li et al., 2001; Qu and Huang, 2012; Saji and Yamagata, 2003; 吴国雄等, 2000; Yang et al., 2009; 张舰齐等, 2019）。张雪梅等（2009）指出春季赤道印度洋异常偏暖时，南亚高压偏西偏强，加上来自印度洋的西南季风水汽输送减弱，导致我国西北干旱区东部极端降水偏少。印度洋海盆一致模（IOBM）（Klein et al., 1999）为热带印度洋海温年际变化的主模态。前人研究指出，当IOBM和El Niño3.4指数为正值时，贝湖高压偏强，副高偏强偏南，导致华北雨季开始较晚（于晓澄等, 2019）。春季IOBM的暖模态通过在大气中引起类似“Matsuno-Gill Pattern”的异常响应，使西北地区东部处于“西高东低”的环流形势控制下，形成气流上升和水汽异常大值中心，导致西北地区东部5月降水偏多（杨建玲等, 2015a, 2015b）。印度洋是中亚和新疆年代际增湿的重要水汽补充源地（杨莲梅和张庆云, 2007）。海温增暖时，印度洋上空低层南风异常增强，加强印度洋暖湿水汽向北输送，有利于新疆夏季大降水的发生（王天竺和赵勇, 2021; Zhao and Zhang, 2015; Zhou et al., 2015）。

研究表明天山夏季降水量高于春季，可能与春夏过渡时出现的降水增加有关（张正勇等, 2013）。春末夏初的降水是决定天山春夏降水的重要因素，而春夏又是天山的主要降水期。因此春末夏初这一时段的降水对天山降水影响重大，关注该时期的极端降水十分必要。然而，目前对天山极端降水的研究相对较少，且大

多研究都以描述季节内变化特征为主。其次，对于印度洋海温异常影响降水的讨论，主要以新疆作为研究区域，单独针对天山的较少。因此本文拟解决以下问题：

(1) 春末夏初天山极端降水时空变化特征是什么？(2) 印度洋海温异常偏暖如何影响天山极端降水？(3) 春末夏初海温偏暖时，影响输送印度洋水汽至天山的关键系统是什么？关键系统的形成与海温异常有何关系？

2 资料与方法

2.1 资料

中亚地区气象站点观测资料在 1990s 出现中断。基于 Ma et al. (2020) 研究中 CPC、GPCP 降水资料以及 TRMM 卫星降水资料在中亚地区适用性的评估结果，本文采用 NOAA 气候预测中心提供的 CPC 逐日格点降水数据。该降水数据的水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，时间尺度为 1979-2018 年。

欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 提供的 ERA-Interim 再分析资料，该资料的水平分辨率为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ ，垂直方向为 1000-100hPa 共 12 层，时间范围为 1979-2018 年。

英国气象局哈德莱中心 (Hadley Centre) 提供的水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，时间尺度为 1979-2018 年的月海温资料 (Rayner et al., 2003)。

IOBM 指数定义为热带印度洋 ($20^{\circ} \text{S} \sim 20^{\circ} \text{S}$, $40^{\circ} \text{E} \sim 110^{\circ} \text{E}$) 区域平均海温距平。该指数来自中国气象局国家气候中心 ([http://cmdp.ncc-cma.net/Monitoring/cn_nino_index.php?product=cn_nino_index_iobw\[2021-07-28\]](http://cmdp.ncc-cma.net/Monitoring/cn_nino_index.php?product=cn_nino_index_iobw[2021-07-28])) 时间为 1979-2018 年 5 月及 6 月。

2.2 方法

(1) 极端降水研究中常采用百分位法来确定极端降水的阈值。赵勇等 (2010) 选取 90% 分位值作为新疆极端降水阈值，参考其文章中由极端降水阈值所确定的日降水临界值及新疆大降水预报中的降水等级定义 (杨莲梅, 2003a)，定义日降水 (雪) 量 $> 0.1 \text{ mm}$ 为降水 (雪) 事件，日降水 (雪) 量 $> 10 \text{ mm}$ (6 mm) 为极端降水 (雪) 事件。定义发生极端降水的格点数占研究区域总格点数 30% 及以上为极端降水日。

(2) 水汽输送是极端降水产生必不可少的条件之一。本文采用如下公式计算整层水汽输送通量 (Trenberth, 1991) :

$$Q_u = -1/g \int_{p_s}^{p_t} u q dp \quad Q_v = -1/g \int_{p_s}^{p_t} v q dp \quad (1)$$

其中 Q_u 及 Q_v 分别表示纬向和经向水汽输送通量, p_s 为地表气压, p_t 为上界气压(本文取 300hPa)。

(3) 为了去除 ENSO 的影响,本文中参考 An (2003) 提出的方法对 IOBM 指数进行去 ENSO 处理。具体方法如下:

$$\xi = \xi^* - ENSO \times cov(\xi^*, ENSO) / var(ENSO) \quad (2)$$

其中 ξ^* 为原始序列, $ENSO$ 代表Niño3.4 指数, $cov(\xi^*, ENSO)$ 表示 ξ^* 与 $ENSO$ 间的协方差, $var(ENSO)$ 表示 ENSO 的方差, ξ 为去除 ENSO 后的序列。

(4) 合成分析是将两种不同状态或者特征的气象变量进行合成。通过二者的样本平均值来比较它们有没有明显的差异, 其信度检验采用 t 检验:

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{(n_1-1)s_1^2 + (n_2-1)s_2^2}{n_1+n_2-2}}} \cdot \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (3)$$

其中, \bar{x}_1 和 \bar{x}_2 、 s_1^2 和 s_2^2 以及 n_1 和 n_2 分别是 1、2 两种状态下的平均值、方差与样本数, 该式服从自由度为 $n_1 + n_2 - 2$ 的 t 分布。

(5) 经验正交函数分解 (EOF) 是把某一要素场序列分解成正交的时间函数与正交的空间函数乘积之积。

$$X_{ij} = \sum_{h=1}^H T_{ih} \times V_{hj} \quad (4)$$

$i=1, 2, \dots, m$ 为观测格点或格点数, $j=1, 2, \dots, n$ 为时间序列, $h=1, 2, \dots, H$ 为分解场个数, X_{ij} 为要素场, V_{hj} 为空间函数, T_{ih} 为时间函数。该方法首先需对原始资料矩阵 X 做距平或标准化处理, 然后计算矩阵与其转置矩阵的交叉积得到相关系数矩阵, 之后利用 Jacobi 方法求解矩阵的特征值、特征向量、时间系数, 通过各特征向量的特征值来计算相应的方差贡献。判断正交函数是否显著, 采用 North 检验: 特征值 λ_j 的误差范围为

$$e_j = \lambda_j \left(\frac{2}{n} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

式中 n 为样本量，当相邻的特征值 λ_{j+1} 满足 $\lambda_j - \lambda_{j+1} \geq e_j$ 时，认为这两个特征值所对应的经验正交函数显著。

2.3 模式介绍及方案设计

本文使用美国国家大气研究中心 (NCAR) 发布的地球系统模式 (Community Earth System Model 1_0_4) 中的大气模块 CAM5.1。该模式既可与其他模式 (如海洋、陆地模式等) 耦合使用，也可以单独模拟大气环流的变化。CAM5.1 在垂直方向上使用 σ - p 混合坐标系，共分为 30 层。选取 NOAA 与哈德莱中心融合的多年气候平均海表温度资料作为海洋边界条件，该资料的水平分辨率为 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$ ，经纬向格点数为 144×96 。

数值试验包括控制试验和敏感性试验，控制试验和敏感性试验均连续积分 25 年。控制试验：模式运行中采用多年平均海表温度，在此过程中不涉及海温的年际和年代际影响 (黄晓璐等, 2015)。敏感性试验：用 5、6 月 IOBM 高值年减去 IOBM 低值年热带印度洋海温，将差值乘以 5 得到 5、6 月海温异常模态。在控制试验的基础上在热带印度洋叠加所得异常 5、6 月海温模态作为敏感性试验边界条件。

3 结果

3.1 春末夏初天山极端降水基本特征

1979-2018 年中亚地区春夏季极端降水频次及累积极端降水量平均空间分布 (图 1) 表明中亚地区极端降水空间分布不均匀，天山地区是中亚春夏季极端降水的大值区。在春夏两季，天山地区都存在极端降水，且春季极端降水大值区主要位于乌兹别克斯坦、哈萨克斯坦以及吉尔吉斯斯坦三国交界处的天山西段，最大累积极端降水量可达 68 mm/a ；夏季大值区则位于我国境内的天山东段，最大累积极端降水量为 70 mm/a 。Ma et al. (2020) 对中亚地区夏季极端降水进行 REOF 后指出天山地区为中亚夏季极端降水显著变化的区域之一。根据图 1 极端降水大值区分布并参考其文章中对天山地区的界定，定义 $41^\circ \text{ N} \sim 46^\circ \text{ N}$ ， $68^\circ \text{ E} \sim 88^\circ \text{ E}$ 为天山地区 (图 1 黑框区域)，计算该区域各月降水及极端降水的降水贡献率。

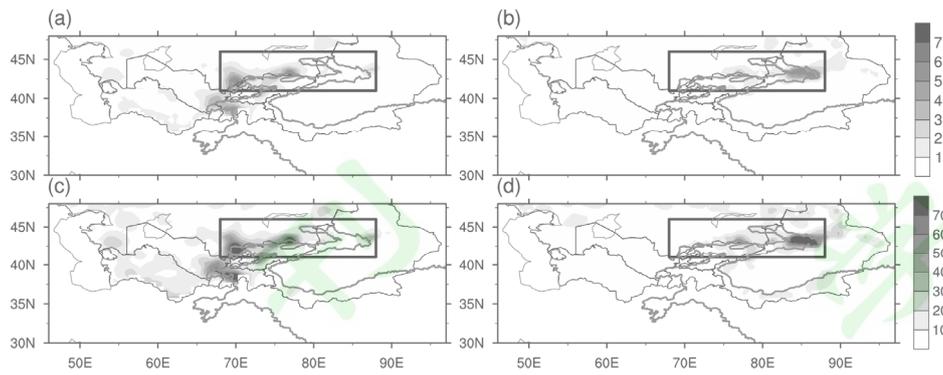


图1 1979-2018年中亚(a)春季(b)夏季极端降水频次(单位: day/a)及(c)春季(d)夏季累积极端降水量(单位: mm/a)年平均空间分布。黑框代表天山地区

Fig. 1 Spatial distribution of annual average extreme precipitation frequency (units: day/a) in (a) spring and (b) summer and total extreme precipitation (units: mm/a) in (c) spring and (d) summer during 1979-2018 in Central Asia. The black rectangles represent the Tianshan Mountains regions

天山地区各月降水量对区域年降水的贡献量从3月开始增大,6月达到峰值,9月迅速减小,表明天山年降水主要集中在春夏两季。在春夏两季中,5、6、7月的降水贡献最大,三个月降水频次对区域年降水频次的贡献分别为9.71%、10.37%和10.04%,而累积降水量对区域年降水量的贡献分别为12.05%、12.54%和12.03%(图2a)。虽然5、12、2月极端降水(雪)频次对区域月降水(雪)频次的贡献最大,但对区域月降水量的贡献,占比最高的为5、6、4月,其累积极端降水量对区域月降水量的贡献分别为14.44%、12.84%、11.84%(图2b),表明虽然5、6、4月极端降水发生较少,但单次极端降水的强度较强,对区域月降水量的影响较大。对区域年降水频次和累积降水量的贡献中(图2c),占比最高的为5、6、7月。综上,5、6月极端降水对天山月降水与年降水都十分重要,因此选取5、6月即春末夏初作为研究时段。

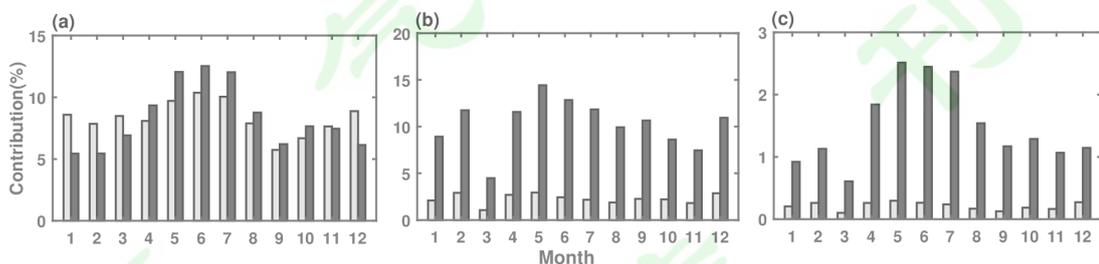


图2 1979-2018年天山(a)各月降水对区域年降水和(b)各月极端降水对区域当月以及(c)各月极端降水对区域年降水贡献量(单位: %)年平均。灰色和黑色长柱分别表示频次和累积降水的贡献量

Fig. 2 Annual average contribution (units: %) of (a) monthly precipitation to regional annual precipitation and (b) monthly extreme precipitation to regional monthly precipitation and (c) monthly extreme precipitation to regional annual precipitation in the Tianshan Mountains regions during 1979-2018. The gray and black bars respectively indicate the contribution of frequency and total precipitation

极端降水变化趋势空间分布（图3）表明春末夏初天山地区极端降水变化具有空间差异：5月位于我国新疆境内的东天山段极端降水整体呈现不显著减少，位于哈萨克斯坦南部与吉尔吉斯斯坦北部的西天山段极端降水显著增加。6月天山极端降水整体呈增加趋势，其中极端降水显著增加区域位于吉尔吉斯斯坦东部的中天山与新疆境内东天山地区。综合春末夏初极端降水变化趋势空间分布，本文选取5、6月极端降水显著增加的 $39^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ ， $68^{\circ}\text{E} \sim 80^{\circ}\text{E}$ 地区作为研究区域，并定义该区域为西天山地区。图4表明1979-2018年西天山春末夏初极端降水呈增加趋势且无明显年代际变化特征。其中5月极端降水频次及累积极端降水量显著增加，趋势系数分别为 0.04 day/a 、 0.15 mm/a ，分别通过95%和90%的显著性检验；6月极端降水频次趋势系数为 0.03 day/a ，通过95%显著性检验，累积极端降水量增加不显著，趋势系数为 0.05 mm/a 。

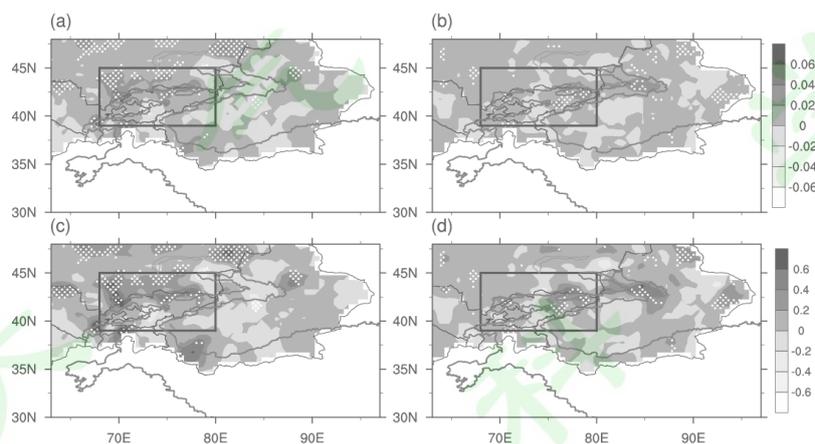


图3 1979-2018年中亚（a）5月（b）6月极端降水频次变化趋势（单位： day/a ）和（c）5月（d）6月累积极端降水量变化趋势（单位： mm/a ）空间分布。白点区域为通过90%显著性检验，黑框为西天山地区
Fig. 3 Spatial distribution of extreme precipitation frequency trend(units: day/a) in (a) May and (b) June and total extreme precipitation trend in (c) May and (d) June during 1979-2018 in Central Asia. The white dots respectively indicate significance at the 90%, the black rectangles represent the Western Tianshan Mountains regions

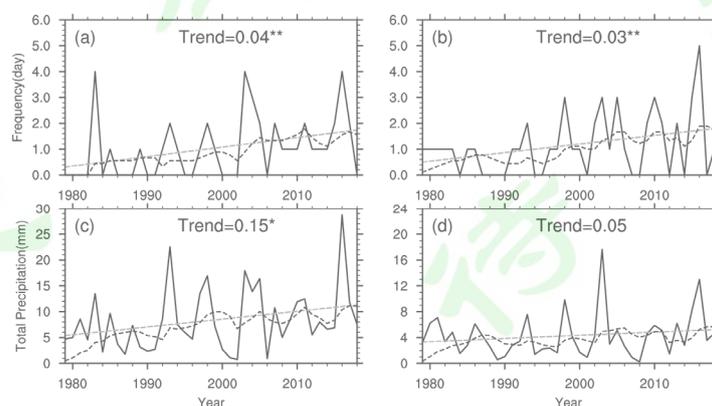


图4 1979-2018年西天山（a）5月（b）6月区域平均极端降水频次（单位： day ）和（c）5月（d）6月区域平均累积极端降水量（单位： mm ）。黑实线、黑虚线、灰虚线分别为极端降水频次/累积极端降水、9年

滑动平均、线性趋势, *、**表示趋势通过 90%和 95%显著性检验

Fig. 4 Regional average of extreme precipitation frequency (units: day) in (a) May and (b) June and total extreme precipitation (units: mm) in (c) May and (d) June in the Western Tianshan Mountains during 1979-2018. The black solid line is extreme precipitation frequency or total extreme precipitation, black dash line represents 9-year running mean, gray dash line is linear trend, *, ** indicates significance over the 90% or 95% confidence level

3.2 影响西天山春末夏初极端降水的环流特征

西天山 5 月发生极端降水时, 乌拉尔山脊和中亚槽加强, 中亚以西的东欧和中亚地区分别受异常反气旋和气旋控制, 造成高纬冷空气向西天山输送加强。阿拉伯半岛至伊朗高原上空受异常反气旋控制, 该反气旋可携带印度洋暖湿气流北上。此时西天山处于槽前, 冷暖空气在不同环流系统的输送下最终在西天山交汇, 通过槽前上升运动以及地形的抬升, 产生极端降水 (图 5a)。由于新疆基本不受季风影响且纬度较高, 干冷空气供给充足, 所以其降水与低纬暖湿气流联系更紧密 (卢新等, 2021)。强极端降水日合成的整层水汽输送通量表明 (图 5b), 暖湿水汽主要经西边界和南边界进入西天山。来自大西洋、里海、咸海的水汽经西风输送到达西天山。不同于季风区的直接水汽输送, 由于远离海洋加之高原等大地的阻挡使得阿拉伯海水汽以接力输送的方式到达西天山: 阿拉伯半岛反气旋将暖湿水汽送至中亚以南的伊朗高原附近, 完成第一步; 之后中亚槽前西南气流将水汽最终输送至西天山, 完成第二步。这种印度洋水汽以接力方式到达西天山的观点与前人一致 (卢新等, 2021; 杨莲梅, 2003b; Zhao et al., 2014a)。由于中亚槽加深以及阿拉伯半岛反气旋加强, 5 月西天山发生极端降水时, 阿拉伯海水汽向西天山输送加强 (图 5c)。

6 月 500hPa 环流与 5 月有所不同。6 月西伯利亚上空存在异常气旋式环流, 东欧依旧受异常反气旋控制, 但相对于 5 月其位置偏南, 强度偏弱。来自喀拉海和巴伦支海的冷空气依靠上述异常气旋和反气旋间的偏北气流向西天山输送加强。此时中亚南部至伊朗高原上空受异常气旋控制, 孟加拉湾至印度大陆的广大地区受异常反气旋控制 (图 5d)。6 月印度洋水汽通过阿拉伯海偏北气流和中亚槽前西南气流的接力输送到达西天山 (图 5e)。通过印度半岛异常反气旋以及中亚南部异常偏南气流, 孟加拉湾及阿拉伯海暖湿水汽向西天山输送加强 (图 5f)。冷暖空气相遇后依靠地形的抬升最终产生极端降水。

综上, 东欧反气旋异常及中亚、西伯利亚气旋异常导致冷空气向南输送增强;

依靠中纬度西风及中亚南部偏南气流，来自印度洋、大西洋、里海等地的暖湿水汽向西天山输送；冷暖气流相遇后配合上升运动产生极端降水。天山作为大地形，对于气流有明显的阻挡和减缓；地形越高，地形的抬升机制越强，强迫抬升作用产生的垂直运动也越剧烈（马玉芬等,2012）。天山山势西高东低，西天山地形抬升产生的垂直上升运动充分，因此冷暖气流最终在西天山附近交汇是春末夏初西天山极端降水产生的有利条件。虽然西风带水汽是中亚降水的主要来源，但研究表明对于新疆夏季大降水的发生，南方路径输送的水汽更为重要（杨莲梅和张庆云,2007）。印度洋水汽经南方路径至西天山，那么春末夏初西天山极端降水增加是否与印度洋海温异常有关？

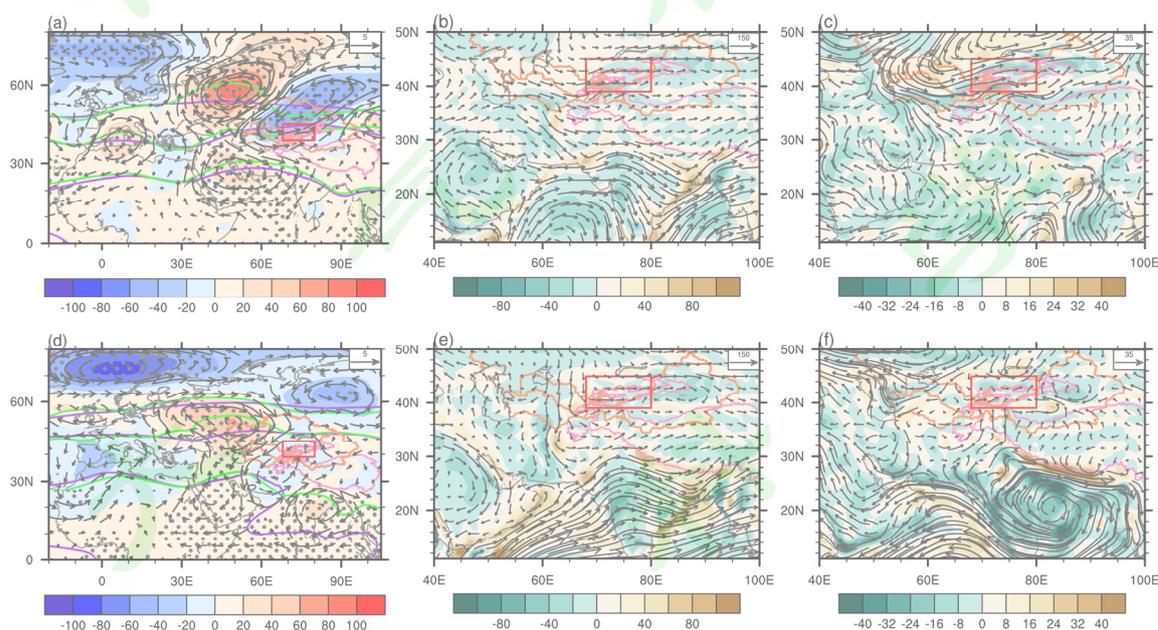


图5 西天山极端降水日合成的5月 (a) 500hPa 位势高度 (阴影, 单位: gpm) 及风场 (矢量, 单位: m/s) 异常、(b) 整层水汽通量 (矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 及水汽通量散度 (阴影, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 和 (c) 整层水汽通量 (矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 及水汽通量散度 (阴影, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 异常。(d)、(e)、(f) 与 (a)、(b)、(c) 相同但为6月。红框为西天山地区, a、d 中从北至南的紫线和绿线分别表示平均态及极端降水日平均 5500gpm、5600gpm、5750gpm 位势高度线, 点为高度场通过 95%显著性检验区域

Fig. 5 Composition of (a) anomalous geopotential height (shadow, units: gpm) and winds (vector, units: m/s) at 500hPa, (b) the vertical integral of water vapor flux (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and water vapor flux divergence (units: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (c) anomalous vertical integral of water vapor flux (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and water vapor flux divergence (units: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) on extreme precipitation day in May. (d),(e),(f) are same as (a),(b),(c) but for June. The red rectangles represent the Western Tianshan Mountains region, purple and green lines from north to south in (a) and (d) represent the 5500gpm, 5600gpm, 5750gpm geopotential height of climatological mean and extreme precipitation day mean, and dots indicate significance of height over the 95% confidence level

3.3 印度洋海温偏暖对西天山极端降水的影响

对印度洋 5、6 月海温距平进行 EOF。两月的 EOF 第一模态均表现为全区海温一致变化（图 6a, c），第二模态则表现为东西海温异常反相且异常中心分别位于南印度洋马达加斯加岛东侧和苏门答腊岛南侧 20° S 附近（图略）。两月的前两个模态均通过 North 检验，且 5 月第一、第二模态的方差贡献分别为 42.75% 和 13.14%，六月则分别为 38.89% 和 11.94%。

为了确定影响春末夏初西天山极端降水的海温模态，将去趋势后的区域平均极端降水频次定义为极端降水序列，将其与同期 EOF 第一和第二模态的时间系数 PC1、PC2 求相关。如表 1 显示，5 月极端降水序列与 PC1 间的相关系数为 0.30，通过 90% 显著性检验；与 PC2 的相关系数为 0.03，未通过显著性检验。6 月极端降水序列与 PC1 间的相关系数为 0.33，通过 95% 显著性检验；与 PC2 的相关系数为 -0.25，未通过显著性检验。将两个月的 PC1 与同期 IOBM 指数求相关，5 月 PC1 与 IOBM 指数相关为 0.94，6 月为 0.92，因此可以认为两月海温的第一模态表现为 IOBM。表 1 中，5 月 IOBM 指数与极端降水序列间的相关为 0.34，6 月为 0.41，分别通过 95% 和 99% 的显著性检验。5 月降水序列与去 ENSO 信号的 IOBM 指数间的相关系数为 0.31，而二者之间的相关在 6 月为 0.42，均通过显著性检验。定义海温正距平为 IOBM 正位相，图 6b 和 d 中 IOBM 指数呈上升趋势，其 5 月和 6 月趋势分别为 0.38 °C/10a、0.32 °C/10a，表明 IOBM 正位相增强，热带印度洋海温一致增暖。极端降水序列与 IOBM 指数间的相关表明印度洋海温偏暖时，有利于春末夏初西天山极端降水增加。

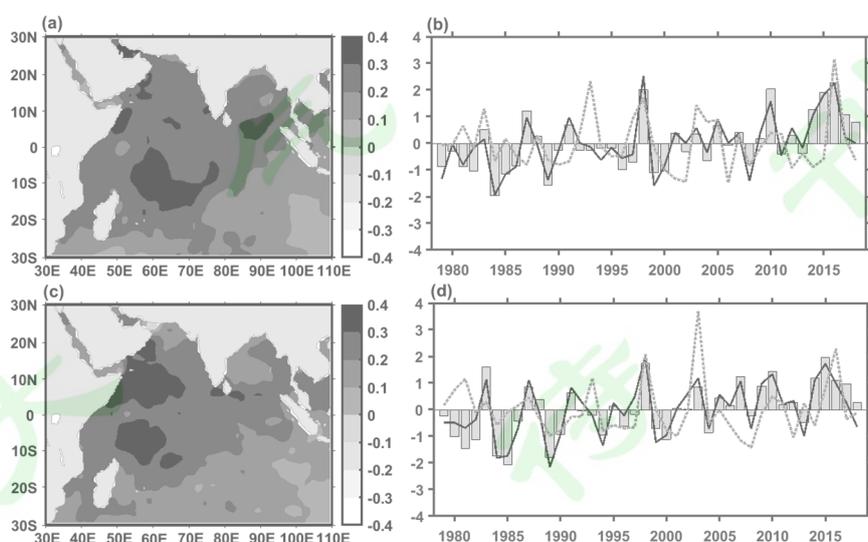


图 6 5 月 (a, b) 及 6 月 (c, d) 印度洋海温距平 EOF 第一模态和对应时间系数（灰色长柱）。黑色实线为同期标准化 IOBM 指数，灰色虚线为西天山同期标准化极端降水序列

Fig. 6 The EOF first mode and corresponding time series (gray bars) of Indian Ocean temperature anomaly in May (a,b) and June (c,d). The black lines and grey dash lines respectively represent standardized IOBM index and standardized extreme precipitation series of the Western Tianshan Mountains over the same period

表 1 西天山极端降水序列与同期 EOF 时间系数及 IOBM 指数的相关, *、**、*** 分别表示通过 90%、95%、99% 显著性检验

Table 1 The correlation between extreme precipitation series and EOF time coefficient and IOBM index in the Western Tianshan Mountains over the same period, *、**、*** indicates significance over the 90%、95% and 99% confidence level

	PC1	PC2	IOBM 指数	去 ENSO IOBM 指数
5 月	0.30 *	0.03	0.34 **	0.31 *
6 月	0.33 **	-0.25	0.41 ***	0.42 ***

选取去 ENSO 信号的 IOBM 指数大于 0.5 (小于 -0.5) 倍标准差为 IOBM 高 (低) 值年。最终挑选 1998、2016、2010、2003 等 12 年作为 5 月 IOBM 的高值年, 1984、1979、1997、1992 等 14 年作为 5 月 IOBM 的低值年, 1998、2010、2003、2007 等 10 年为 6 月 IOBM 的高值年, 1989、1994、1985、1984 等 14 年为 6 月 IOBM 的低值年。为了探究印度洋海温异常偏暖对于西天山极端降水年际变化的影响, 挑选 5、6 月 IOBM 指数高值年合成环流场和水汽场。

南亚高压 4 月在中南半岛上空建立, 5 月移动至中南半岛北部上空, 6 月登上高原 (He et al., 2006; 刘伯奇等, 2009; Liu et al., 2012)。图 7a 中 200hPa 阿拉伯海西岸受南亚高压外围异常西南风控制, 表明 5 月 IOBM 正异常时南亚高压西伸。除西北部分区域外, 中亚地区受异常气旋控制。印度洋水汽通过中亚气旋式环流和南亚高压外围气流到达西天山高空。6 月 200hPa 非洲大陆北部至伊朗高原受异常气旋控制, 致使地中海至里海为东风异常而北非、阿拉伯海和印度半岛上空为西风异常, 表明 6 月印度洋海温偏高时, 亚非急流位置偏南, 有利于加强低纬暖湿气流向西天山输送 (图 7b)。

5 月 500hPa 北半球中高纬度自大西洋至东亚地区呈“正负正负”的位势高度异常。东欧至中亚西北部为反气旋异常, 包含西天山在内的中亚东部处于贝加尔湖异常气旋的底部, 阿拉伯海存在较弱异常反气旋环流 (图 7c)。6 月, 自格陵兰岛至东欧的中高纬度呈“正负正”的异常高度分布。中亚地区主要受东欧异常反气旋的控制, 来自喀拉海的冷空气依靠该反气旋外围偏北气流被输送至西天山。中亚南部伊朗高原附近受异常气旋控制, 而印度半岛和阿拉伯半岛都存在异常反气旋环流 (图 7d)。

印度洋海温偏暖时，孟加拉湾水汽向西输送加强。5月，依靠阿拉伯海异常反气旋，印度洋暖湿水汽与来自大西洋、地中海、黑海等地的水汽在伊朗高原合并，依靠中亚南部西南气流的输送最终到达西天山附近（图7e）。6月，中亚南部异常气旋外围偏南气流不仅可以携带阿拉伯海水汽北上至西天山，还可以和印度半岛异常反气旋接力输送孟加拉湾水汽至西天山：印度半岛异常反气旋首先将来自孟加拉湾、阿拉伯海以及南海的水汽输送至高原西南侧，接着暖湿水汽依靠中亚南部异常气旋后部气流经南边界和东边界进入西天山（图7f）。

上述分析表明 IOBM 正异常从以下两方面影响春末夏初西天山极端降水增加：一方面，东欧至中亚北部受异常反气旋控制，加强高纬冷空气向西天山输送；另一方面，增加大气中水汽含量以及造成印度洋暖湿水汽经阿拉伯海异常反气旋、印度半岛异常反气旋与偏南气流的接力向西天山输送加强，为发生极端降水提供有利的水汽条件。综上，5月阿拉伯海异常反气旋和6月印度半岛异常反气旋为 IOBM 正异常影响春末夏初西天山极端降水水汽输送的关键系统。

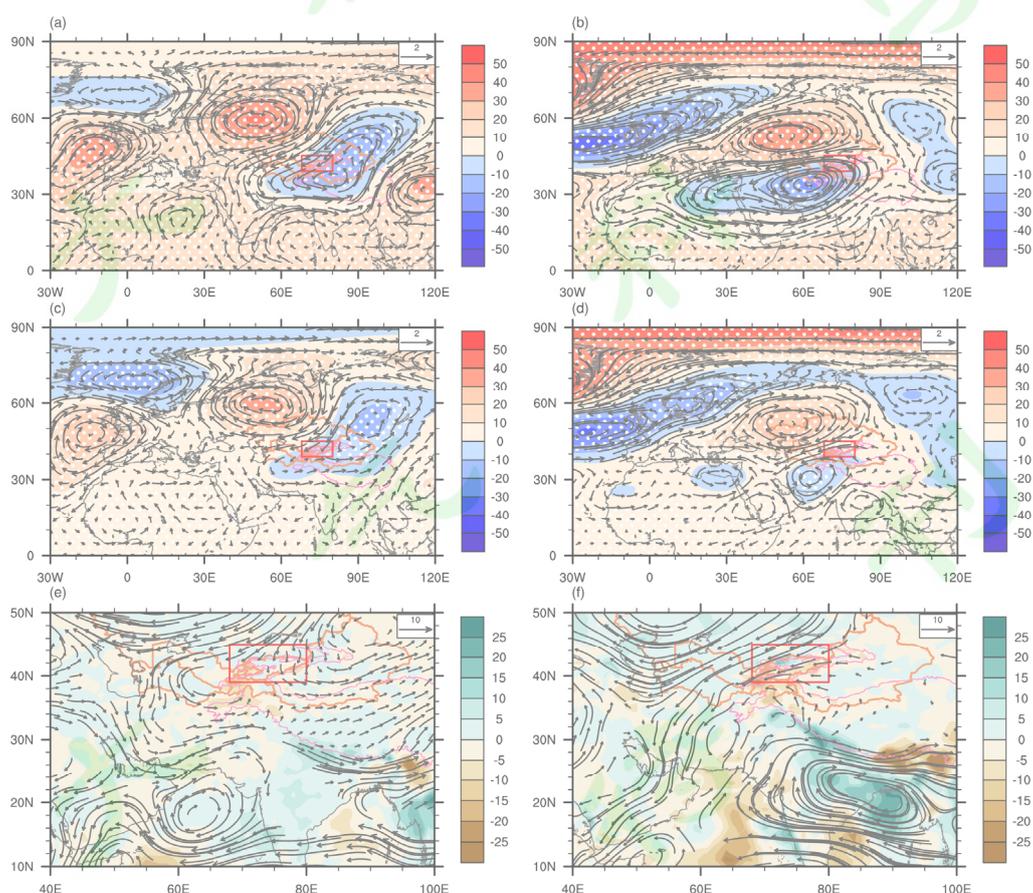


图7 IOBM 高值年5月(左)及6月(右)合成的(a, b) 200hPa、(c, d) 500hPa 高度场(阴影, 单位: gpm) 风场(矢量, 单位: m/s) 异常和(e, f) 整层水汽通量(矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 及水汽通量散度(阴

影, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 异常。a-d 中点为高度场通过 95% 显著性检验区域, e、f 中箭头为水汽通量通过 95% 显著性检验区域

Fig. 7 Composition of anomalous (a,b) 200hPa, (c,d) 500hPa geopotential height (shadow, units: gpm) and winds (vector, units: m/s) and (e,f) vertical integral of water vapor flux (vector, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and water vapor flux divergence (shaded, units: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) of high IOBM index years in May (left) and Jun (right). Dots in (a)-(d) indicate significance of height over the 95% confidence level, vector in (e) and (f) indicate significance of water flux over the 95% confidence level

3.4 印度洋海温偏暖影响西天山极端降水的物理机制

IOBM 正异常时热带印度洋呈现不均匀一致增暖, 其中 5 月海温正异常中心分别位于南印度洋马达加斯加东北海域以及孟加拉湾 (图 8a), 6 月海温正异常中心移动至阿拉伯海西岸 (图 8b)。5 月孟加拉湾海温正异常中心的存在一方面使得苏门答腊岛西北侧升温高于其他地区, 促使南亚季风首先在孟加拉湾东岸爆发。此时印度大陆附近产生季风降水, 水汽凝结潜热释放加热孟加拉湾上空大气, 该地区上空伴有深厚的上升运动。另一方面使孟加拉湾相对阿拉伯海偏暖, 产生东西向海温梯度。海温梯度的驱动造成孟加拉湾上升运动加强, 阿拉伯海产生异常下沉 (图 9a)。依靠这种孟加拉湾上升-高层向西-阿拉伯海下沉的异常纬向垂直环流, 孟加拉湾暖湿水汽被带至阿拉伯海上空。而马达加斯加附近的海温正异常中心导致 5 月热带印度洋 $60^{\circ} \text{E} \sim 80^{\circ} \text{E}$ 区域产生南北向海温梯度。马达加斯加东北侧海温相对于阿拉伯海偏暖而产生异常上升, 异常上升气流在对流层高层转为南风最终在阿拉伯海下沉, 低层为北风异常, 热带印度洋 $60^{\circ} \text{E} \sim 80^{\circ} \text{E}$ 区域形成异常经向垂直环流 (图 9b)。由于海温梯度驱动的垂直环流, 一方面将孟加拉湾和南印度洋的水汽带至阿拉伯海; 另一方面, 异常环流的下沉支最终在阿拉伯海汇合, 下沉运动使得大气柱收缩冷却, 形成阿拉伯海异常反气旋。

6 月印度半岛异常反气旋的形成与阿拉伯海增暖有关。Sun et al. (2019) 认为阿拉伯海增暖加强该地上空对流, 激发开尔文波东传, 阿拉伯海、印度大陆以及东印度洋低层伴有东风异常。在开尔文波所引起的 Ekman 抽吸机制的作用下, 低层的东风异常导致孟加拉湾行星边界层产生异常辐散及下沉运动。上述过程使得印度洋 $5^{\circ} \text{N} \sim 20^{\circ} \text{N}$ 地区产生异常纬向环流, $40^{\circ} \text{E} \sim 80^{\circ} \text{E}$ 对流层存在异常上升运动, 而 $90^{\circ} \text{E} \sim 140^{\circ} \text{E}$ 对流层则存在异常下沉运动。图 9c 中, 阿拉伯海及印度大陆对流层低层存在异常东风, $40^{\circ} \text{E} \sim 80^{\circ} \text{E}$ 对流层存在上升运动, 印度大陆至孟加拉湾存在深厚的异常下沉运动, 异常风场分布与 Sun et al. (2019) 等人的

结论一致。此外，图 8b 中孟加拉湾南部海温增暖较北部强，造成孟加拉湾存在弱南北向海温梯度。80°E~110°E 近赤道附近产生异常上升，孟加拉湾北岸产生异常下沉（图 9d）。异常下沉气流导致印度大陆产生印度半岛异常反气旋。

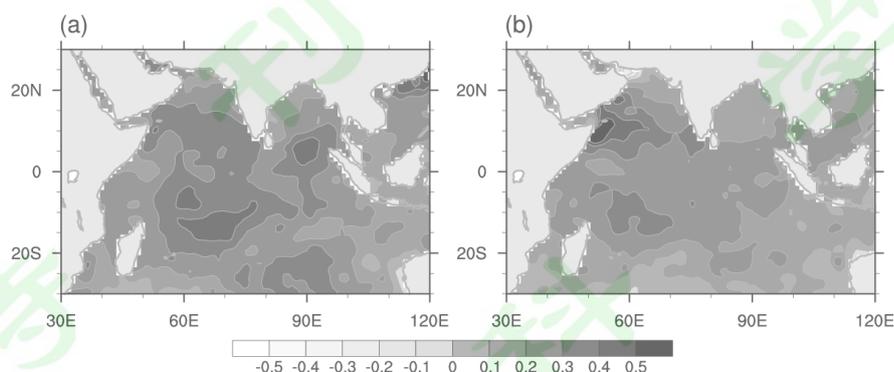


图 8 (a) 5 月及 (b) 6 月 IOBM 高值年热带印度洋海温异常(单位: °C) 合成

Fig. 8 Composition of anomalous tropical Indian Ocean SST (units: °C) in (a) May and (b) Jun of high IOBM index years

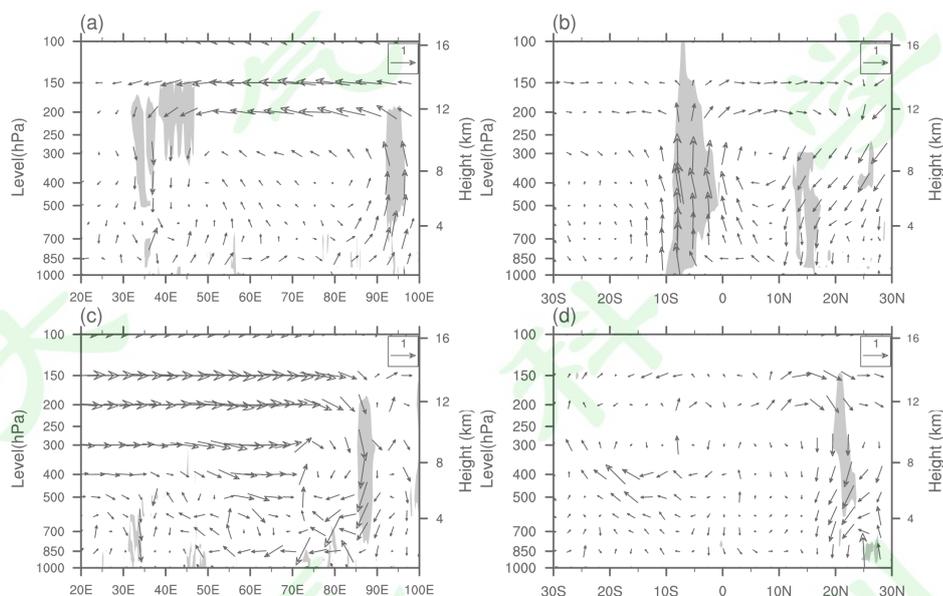


图 9 5 月及 6 月 IOBM 高值年异常垂直环流: (a) 5 月 10°N~25°N 纬向异常垂直剖面; (b) 5 月 50°E~80°E 经向异常垂直剖面; (c) 6 月 10°N~25°N 纬向异常垂直剖面; (d) 6 月 80°E~110°E 经向异常垂直剖面。水平速度单位: m/s, 垂直速度单位: $-1 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, 阴影为垂直速度通过 95% 显著性水平区域

Fig.9 Anomalous vertical circulation in May and June of high IOBM index years: (a) anomalous longitude-height cross section along 10°N~25°N in May; (b) anomalous latitude-height cross section along 50°E~80°E in May; (c) anomalous longitude-height cross section along 10°N~25°N in Jun; (d) anomalous latitude-height cross section along 80°E~110°E in Jun. Horizontal velocity units: m/s, vertical velocity units: $-1 \times 10^{-1} \text{Pa/s}$, shade indicate significance of vertical velocity over the 95% confidence level

3.5 模式模拟

用敏感性试验减去控制试验得到印度洋海温偏暖时对应的 5 月和 6 月大气

环流及降水变化。模拟结果中，5月200hPa青藏高原东侧至华南地区处于南亚高压边缘，受异常强西南风控制。伊朗高原至中亚东部存在异常气旋式环流（图10a）。6月200hPa阿拉伯半岛和印度大陆至我国华南地区受异常反气旋式环流控制，自黑海至亚洲东岸的30°N~50°N地区存在气旋式环流，环流中心分别位于中亚南部和我国东部（图10b）。上述异常环流配置有助于印度洋暖湿水汽向西天山高空输送加强。

5月500hPa北大西洋中高纬地区位势高度异常呈偶极子分布：大西洋至斯堪的纳维亚半岛为高度负异常，高纬挪威海则为正异常。东欧平原至北西伯利亚受异常反气旋控制，导致高纬冷空气向西天山输送加强。阿拉伯海地区存在明显异常反气旋，依靠该反气旋阿拉伯海水汽向北输送加强（图10c）。6月格陵兰岛-斯堪的纳维亚半岛-东欧呈“正负正”异常位势高度分布，与图8d中异常高度分布大体一致。东欧至中亚北部受异常反气旋控制，中亚南部至贝加尔湖地区存在异常气旋且异常中心位于中亚南部，来自喀拉海的冷空气经异常气旋与反气旋间的偏北气流到达西天山。孟加拉湾至印度半岛和阿拉伯半岛均受异常反气旋控制（图10d）。

模拟结果显示春末夏初印度洋海温异常偏暖时，西天山降水为正异常。5月印度洋水汽通过阿拉伯海异常反气旋和中亚南部异常气旋式环流向西天山输送加强。阿拉伯海异常反气旋将水汽输送至伊朗高原附近后，暖湿水汽在中亚南部气旋的输送下最终从南边界和东边界进入西天山。（图10e）。6月印度洋暖湿水汽主要通过以下两种途径到达西天山：途径一，孟加拉湾—印度半岛异常反气旋外围气流将孟加拉湾暖湿水汽向北输送，由于高原的阻挡使部分水汽在高原南侧辐合，剩余水汽依靠中亚南部至贝加尔湖的异常气旋式环流从东边界和南边界进入西天山，这与实际水汽输送过程一致。途径二，阿拉伯海向南与孟加拉湾向西输送的水汽在索马里汇合，暖湿水汽合并加强后通过阿拉伯半岛异常反气旋和中亚南部异常气旋的接力输送从南边界进入西天山（图10f）。

综上，模拟结果可以证明前文所述：IOBM正异常加强高纬冷空气以及印度洋暖湿水汽向西天山输送，有利于春末夏初西天山发生极端降水。模拟中结果影响印度洋暖湿水汽向西天山输送的关键系统与前文所述基本一致，5月为阿拉伯海异常反气旋，6月为印度半岛异常反气旋。

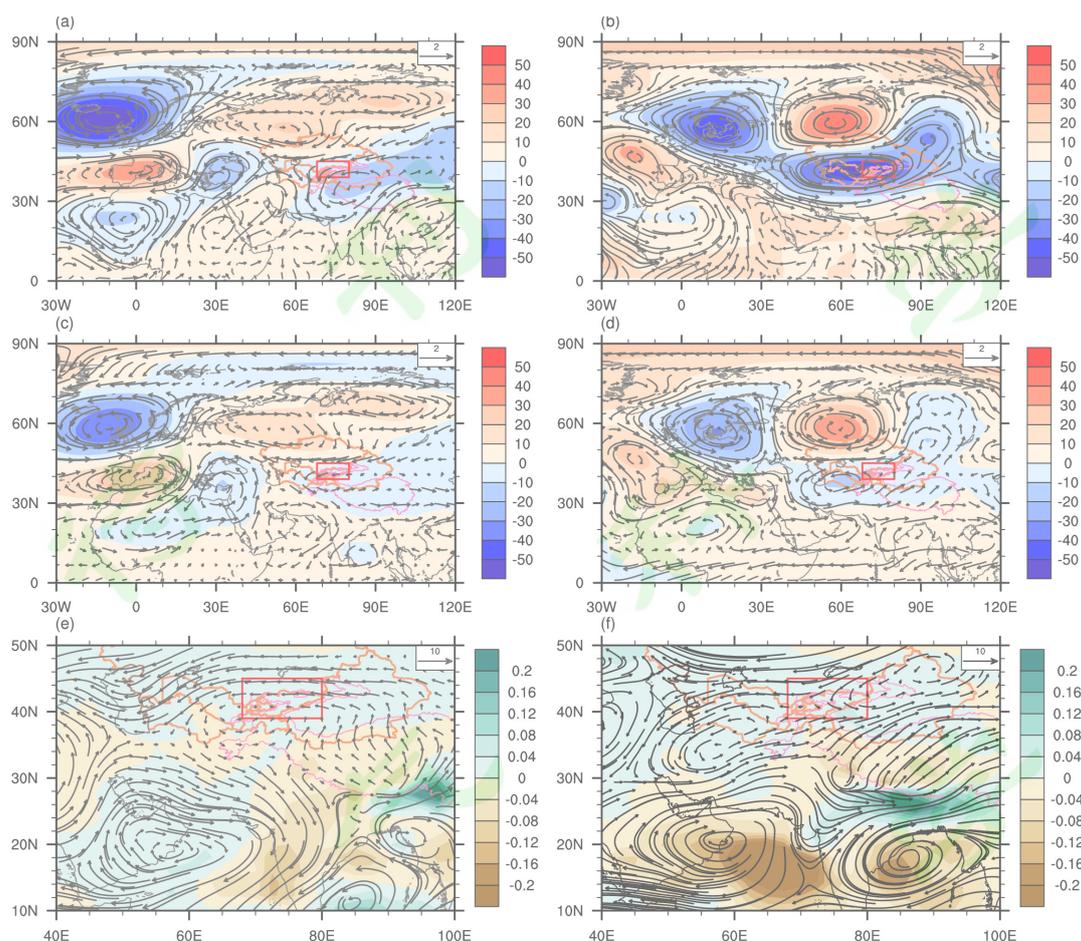


图 10 5月(左)及6月(右)(a, b) 200hPa、(c, d) 500hPa 高度场(阴影, 单位: gpm)风场(矢量, 单位: m/s)和(e, f) 整层水汽通量(矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)及总降水率(阴影, 单位: mm/day)敏感性试验与控制试验差值

Fig. 10 Differences of (a,b) 200hPa, (c,d) 500hPa geopotential height (shadow, units: gpm) and winds (vector, units: m/s) and (e,f) vertical integral of water vapor flux (vector, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and total precipitation rate (shaded, units: mm/day) among experiment and control test in May (left) and Jun (right)

4 结论与讨论

本文首先分析了春末夏初天山极端降水时空变化及西天山发生极端降水对应大气环流和水汽输送。通过合成分析等方法讨论了印度洋海温变暖对春末夏初极端降水的影响, 并对 IOBM 正异常影响极端降水的物理机制进行分析。最后通过模式模拟 IOBM 正异常时环流及降水变化, 得到以下结论:

(1) 春末夏初天山极端降水变化空间分布不均匀, 极端降水显著增加区域位于西天山。春末夏初西天山发生极端降水时, 东欧异常反气旋加强冷空气向西天山输送。除西风水汽外, 印度洋暖湿水汽经两步式接力输送到达西天山。冷暖空气在西天山附近交汇是春末夏初西天山极端降水产生的有利条件。

(2) IOBM 正异常通过以下方式影响春末夏初西天山极端降水：东欧、中亚西北部受异常反气旋控制，加强高纬冷空气向西天山输送；造成大气中水汽增加以及通过阿拉伯海异常反气旋、印度半岛异常反气旋两个关键系统和中亚南部偏南气流，加强印度洋水汽向西天山输送，为极端降水发生提供水汽条件。

(3) IOBM 正异常时，热带印度洋非均匀增暖导致印度洋产生异常垂直环流是关键系统形成的原因。5 月南印度洋马达加斯加东北海域和孟加拉湾正海温异常中心导致孟加拉湾-阿拉伯海及 $60^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{E}$ 的南北印度洋产生东西和南北向海温梯度，孟加拉湾-阿拉伯海产生异常纬向垂直环流， $60^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{E}$ 的南北印度洋产生异常经向环流，异常环流下沉支在阿拉伯海汇合，形成阿拉伯海异常反气旋。6 月海温正异常中心移至阿拉伯海，导致阿拉伯海上空对流增强激发开尔文波东传，在开尔文波所引起的 Ekman 抽吸机制的作用下，孟加拉湾及印度大陆边界层产生异常辐散及下沉运动，形成印度半岛异常反气旋。

(4) CAM5.1 模拟 IOBM 正异常时环流及降水变化的结果证明了前文所述结论：IOBM 正异常时，高纬冷空气经东欧及中亚以北地区的异常反气旋向西天山输送加强，印度洋暖湿水汽通过前文所述关键系统和偏南气流加强向西天山输送，冷暖气流最终在西天山交汇，有利于西天山春末夏初降水和极端降水增多。

本文在前人研究的基础上，不仅分析了春末夏初印度洋海温偏暖对天山极端降水的影响，还指出了春末夏初加强印度洋水汽向西天山输送的关键系统并对关键系统的形成机制进行详细阐述，揭示了 IOBM 影响春末夏初西天山极端降水水汽输送的机制。研究表明，IOBM 可以通过在大气中产生“Matsuno-Gill Pattern”异常响应影响全球及区域气候 (Chang and Li, 2000)，那么前文所述的 IOBM 正异常时加强冷空气向西天山输送的东欧、中亚西北部异常反气旋的形成是否与该异常大气响应有关，后续将进行进一步研究。

致谢 感谢南京信息工程大学高性能计算中心对于本论文中数值计算的支持与帮助，同时也感谢匿名审稿人对本论文提出的宝贵意见

参考文献

- An S I. 2003. Conditional maximum covariance analysis and its application to the tropical Indian Ocean SST and surface wind stress anomalies [J]. *J. Climate*, 16(17): 2932–2938. doi:10.1175/1520-0442(2003)0162.0.CO;2
- Alexander L V, 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): 1029–1040. doi:10.1029/2005jd006290
- Chang C P, Li T. 2000. A theory of the tropical tropospheric biennial oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57(14): 2209–2224. doi:10.1175/1520-0469(2000)0572.0.CO;2
- Chen C Z, Zhang X J, Lu H Y, et al. 2020. Increasing summer precipitation in arid Central Asia linked to the weakening of the East Asian summer monsoon in the recent decades [J]. *Int. J. Climatol.*, 41(2): 1024–1038. doi:10.1002/joc.6727
- Dhame S, Andréa S, Taschetto, Santoso A, et al. 2020. Indian Ocean warming modulates global atmospheric circulation trends [J]. *Climate Dyn.*, 1(55): 2053–2073. doi:10.1007/s00382-020-05369-1
- Donat M G, Lowry A L, Alexander L V, et al. 2017. More extreme precipitation in the world's dry and wet regions [J]. *Nat. Clim. Change*, 6(5): 154–158. doi:10.1038/NCLIMATE2941
- 韩雪云, 杨青, 姚俊强. 2013. 新疆天山山区近 51 年来降水变化特征 [J]. *水土保持研究*, 20(2): 139–144. Han Xueyun, Yang Qing, Yao Junqiang. 2013. Spatiotemporal distribution characteristics of precipitation in Tianshan Mountain of Xinjiang during the last 51 years [J]. *Research of Soil and Water Conservation (in Chinese)*, 20(2): 139–144.
- He J H, Wen M, Wang L J, et al. 2006. Characteristics of the onset of the Asian summer monsoon and the importance of Asian–Australian “Land Bridge” [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23(6): 951–963. doi:10.1007/s00376-006-0951-z
- Hu K M, Huang G, Qu X, et al. 2011. The impact of Indian Ocean variability on high temperature extremes across the southern Yangtze River valley in late summer [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29(1): 91–100. doi:10.1007/s00376-011-0209-2
- 黄刚, 胡开明, 屈侠, 等. 2016. 热带印度洋海温海盆一致模的变化规律及其对东亚夏季气候影响的回顾 [J]. *大气科学*, 40(1): 121–130. Huang Gang, Hu Kaiming, Qu Xia, et al. 2016. A review about Indian Ocean basin mode and its impacts on East Asian summer climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(1): 121–130. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.15143
- 黄晓璐, 徐海明, 邓洁淳. 2015. 冬季中国近海海表温度的长期升高及其对中国降水的影响 [J]. *气象学*

- 报, 73(3): 505–514. Huang Xiaolu, Xu Haiming, Deng Jiechun. 2015. Long-term rising of SST over the marginal seas of China in winter and its impact on precipitation in China [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 73(3): 505–514. doi:10.11676/qxxb2015.038
- IPCC. 2013. Summary for policymakers[M]// Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.1535pp
- Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge [J]. *J. Climate*, 12(4): 917–932. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTV D>2.0.CO;2
- Li T, Zhang Y, Chang C P, et al. 2001. On the relationship between Indian Ocean SST and Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28(14): 2843–2846. doi:10.1029/2000GL011847
- 刘伯奇, 何金海, 王黎娟. 2009. 4~5月南亚高压在中南半岛上空建立过程特征及其可能机制 [J]. *大气科学*, 33(6): 1319–1332. Liu Boqi, He Jinhai, Wang Lijuan. 2009. Characteristics of the South Asia high establishment processes above the Indo-China Peninsula from April to May and their possible mechanism [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33(6):1319–1332. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2009.06.17
- Liu B Q, He J H, Wang L J. 2012. On a possible mechanism for southern Asian convection influencing the South Asian high establishment during winter to summer transition [J]. *J. Trop. Meteor.*, 18(4): 473–484. doi:10.1175/JHM-D-11-0126.1
- 刘惠云. 2001. 新疆夏季降水异常与 100hPa 南亚高压月平均环流特征的相关分析 [J]. *新疆气象*, 24(3): 9–11. Liu Huiyun. 2001. Correlation analysis between anomalous precipitation in Xinjiang and monthly mean circulation features of South Asia High in summer [J]. *Bimonthly of Xinjiang Meteorology* (in Chinese), 24(3): 9–11. doi:10.3969/j.issn.1002-0799.2001.03.003
- 刘友存, 焦克勤, 赵奎, 等. 2017. 中国天山地区降水对全球气候变化的响应 [J]. *冰川冻土*, 39(4): 748–759. Liu Youcun, Jiao Keqin, Zhao Kui, et al. 2017. The response of precipitation to global climate change in the Tianshan Mountains, China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 39(4): 748–759. doi:CNKI:SUN:BCDT.0.2017-04-006
- 卢星, 赵勇, 王天竺. 2021. 新疆夏季降水的环流差异分析 [J]. *沙漠与绿洲气象*, 15(1): 84–90. Lu Xing, Zhao Yong, Wang Tianzhu. 2021. Analysis on the circulation differences of summer rainfall over Xinjiang [J]. *Desert and Oasis Meteorology* (in Chinese), 15(1): 84–90. doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2021.01.011

- Ma Q R, Zhang J, Game A T, et al. 2020. Spatiotemporal variability of summer precipitation and precipitation extremes and associated large-scale mechanisms in Central Asia during 1979-2018 [J]. *J. Hydro. X*, 8(100061): 1-14. doi:10.1016/j.hydroa.2020.100061
- 马玉芬, 张广兴, 杨莲梅. 2012. 天山地形对新疆大风和降温天气作用的数值模拟研究 [J]. *干旱区资源与环境*, 26(5): 113-118. Ma Yufen, Zhang Guangxing, Yang Lianmei. 2012. Numerical simulating research upon Tianshan's orographic function on gale and cold wave in Xinjiang [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment (in Chinese)*, 26(5): 113-118. doi:10.13448/j.cnki.jalre.2012.05.030
- 钱永甫, 张琼, 张学洪. 2002. 南亚高压与我国盛夏气候异常 [J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 38(3): 295-307. Qin Yongfu, Zhang Qiong, Zhang Xuhong. 2002. The South Asian High and its effects on China's mid-summer climate abnormality [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 38(3): 295-307. doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2002.03.004
- Qu X, Huang G. 2012. Impacts of tropical Indian Ocean SST on the meridional displacement of East Asian jet in boreal summer [J]. *Int. J. Climatol.*, 32(13): 2073-2080. doi:10.1002/joc.2378
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108(D14): 4407. doi:10.1029/2002jd002670
- Saji N H, Yamagata T. 2003. Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate [J]. *Clim. Res.*, 25(2): 151-169. doi:10.3354/cr025151
- 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 2002. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨 [J]. *冰川冻土*, 24(3): 219-226. Shi Yafeng, Shen Yongping, Hu Ruji. 2002. Preliminary study on signal, impact and foreground of climatic shift from warm-dry to warm-humid in northwest China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 24(3): 219-226.
- Sun B, Li H X, Zhou B T. 2019. Interdecadal variation of Indian Ocean basin mode and the impact on Asian summer climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 46: 12388-12397. doi:10.1029/2019GL085019
- Trenberth K E. 1991. Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses [J]. *J. Climate*, 4(4): 707-722. doi:10.1175/1520-0442(1991)004<0707:CDFGAC>2.0.CO;2
- 王前, 赵勇, 陈飞, 等. 2017. 南亚高压的多模态特征及其与新疆夏季降水的联系 [J]. *高原气象*, 36(05): 1209-1220. Wang Qian, Zhao Yong, Chen Fei, et al. Characteristics of different patterns of South Asia High and their relationships with summer precipitation in Xinjiang [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 2017, 36(5): 1209-1220. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00123

- Wang S J, Zhang M J, Sun M P, et al. 2013. Changes in precipitation extremes in alpine areas of the Chinese Tianshan Mountains, central Asia, 1961-2011 [J]. *Quatern. Int.*, 311(17): 97-107. doi:10.1016/j.quaint.2013.07.008
- 王天竺, 赵勇. 2021. 青藏高原和热带印度洋 5 月热力异常与新疆夏季降水的关系 [J]. *高原气象*, 40(1): 1-14. Wang Tianzhu, Zhao Yong. 2021. Relationships between Thermal Anomalies over the Qinghai-Xizang Plateau and Tropical Indian Ocean in May with Summer Rainfall in Xinjiang [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 40(1): 1-14. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00003
- 吴国雄, 刘平, 刘屹岷, 等. 2000. 印度洋海温异常对西太平洋副热带高压的影响—大气中的两级热力适应 [J]. *气象学报*, 58(5): 513-522. Wu Guoxiong, Liu Ping, Liu Yimin, et al. 2000. Impacts of the sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean on the subtropical anticyclone over the western Pacific—Two-stage thermal adaptation in the atmosphere [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58(5): 513-522. doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2000.05.001
- Yang J L, Liu Q Y, Liu Z Y, et al. 2009. Basin mode of Indian Ocean sea surface temperature and Northern Hemisphere circumglobal teleconnection [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(19): 1-5. doi:10.1029/2009gl039559
- 杨建玲, 李艳春, 穆建华, 等. 2015a. 热带印度洋海温与西北地区东部降水关系研究 [J]. *高原气象*, 34(3): 690-699. Yang Jianling, Li Yanchun, Mu Jianhua, et al. 2015a. Analysis of relationship between sea surface temperature in tropical Indian Ocean and precipitation in east of northwest China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 34(3): 690-699. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00010
- 杨建玲, 郑广芬, 王素艳, 等. 2015b. 热带印度洋海温影响西北地区东部降水的大气环流分析 [J]. *高原气象*, 34(3): 700-705. Yang Jianling, Zheng Guangfen, Wang Suyan, et al. 2015b. Analyses of atmospheric circulation of tropical Indian Ocean Basin Mode influencing precipitation in east of northwest China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 34(3): 700-705. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00011
- 杨莲梅. 2003a. 新疆极端降水的气候变化 [J]. *地理学报*, 58(4): 577-583. Yang Lianmei. 2003a. Climate change of extreme precipitation in Xinjiang [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58(4): 577-583. doi:10.11821/xb200304012
- 杨莲梅. 2003b. 南亚高压突变引起的一次新疆暴雨天气研究 [J]. *气象*, 29(8): 21-25. Yang Lianmei. 2003b. Research on a case of heavy rain in Xinjiang from South Asia High Abnormity [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 29(8): 21-25.
- 杨莲梅, 关学锋, 张迎新. 2018. 亚洲中部干旱区降水异常的大气环流特征 [J]. *干旱区研究*, 35(2): 249-259. Yang Lianmei, Guan Xuefeng, Zhang Yingxin. 2018. Atmospheric circulation characteristics of precipitation anomaly in arid regions in Central Asia [J]. *Arid Zone Research (in Chinese)*, 35(2): 249-259. doi: 10.13866

/j.azr.2018.02.01

- 杨莲梅, 张庆云. 2007. 新疆北部汛期降水年际和年代际异常的环流特征 [J]. 地球物理学报, 50(2): 412–419.
- Yang Lianmei, Zhang Qinyun. 2007. Circulation characteristics of interannual and interdecadal anomalies of summer rainfall in north Xinjiang [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 50(2): 412–419.
- 杨莲梅, 张庆云. 2008. 新疆夏季降水年际变化与亚洲副热带西风急流 [J]. 应用气象学报, 19(2): 171–179.
- Yang Lianmei, Zhang Qinyun. 2008. Interannual variation of summer precipitation in Xinjiang and Asian subtropical westerly jet stream [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 19(2): 171–179.
- 应明, 孙淑清. 2000. 西太平洋副热带高压对热带海温异常响应的研究 [J]. 大气科学, 24(2): 193–206. Ying Ming, Sun Shuqing. 2000. A Study on the Response of Subtropical High over the Western Pacific on the SST Anomaly [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(2): 193–206. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.02.08
- 于晓澄, 赵俊虎, 杨柳, 等. 2019. 华北雨季开始早晚与大气环流和海表温度异常的关系 [J]. 大气科学, 43(1): 107–118. Yu Xiaocheng, Zhao Junhu, Yang Liu, et al. 2019. The Relationship between the Onset Date of the Rainy Season in North China and the Atmospheric Circulation and SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(1): 107–118. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17242
- Zhang J, Ma Q R, Chen H S, et al. 2021. Increasing Warm-Season Precipitation in Asian Drylands and Response to Reducing Spring Snow Cover over the Tibetan Plateau [J]. J. Climate, 34(8): 3129–3144. doi:10.1175/JCLI-D-20-0479.1
- 张舰齐, 叶成志, 陈静静, 等. 2019. 印度洋偶极子对中国南海夏季西南季风水汽输送的影响 [J]. 大气科学, 43(1):49–63. Zhang Jianqi, Ye Chengzhi, Chen Jingjing, et al. 2019. Influence of the Indian Ocean Dipole on Water Vapor Transport from Southwesterly Monsoon over the South China Sea in the Summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(1):49–63. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17191
- 张雪梅, 江志红, 刘晓东, 等. 2009. 东亚地区水汽输送强、弱年水汽输送的异同 [J]. 气象学报, 67(4): 561–568. Zhang Xuemei, Jiang Zhihong, Liu Xiaodong, et al. 2009. Comparison of atmospheric moisture transport between strong and weak transport years over East Asia [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67(4): 561–568. doi:10.11676/qxxb2009.056
- 张正勇, 刘琳, 唐湘玲. 2013. 近 50 年我国天山山区降水变化区域差异及突变特征 [J]. 干旱区资源与环境, 27(7): 85–90. Zhang Zhengyong, Liu Lin, Tang Xiangling. 2013. The regional difference and catastrophe of precipitation change in Tianshan mountains in recent 50 years [J]. Journal of Arid Land Resources and Environment (in Chinese), 27(7): 85–90. doi:CNKI:SUN:GHZH.0.2013-07-014

- 赵勇, 邓学良, 李秦, 等. 2010. 天山地区夏季极端降水特征及气候变化 [J]. 冰川冻土, 32(5): 927–934. Zhao Yong, Deng Xueliang, Li Qin, et al. 2010. Characteristics of the extreme precipitation events in the Tianshan Mountains in relation to climate change [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 32(5): 927–934. doi:CNKI:SUN:BCDT.0.2010-05-011
- Zhao Y, Huang A N, Zhou Y, et al. 2014a. Impact of the Middle and Upper Tropospheric Cooling over Central Asia on the Summer Rainfall in the Tarim Basin, China [J]. J. Climate, 27(12): 4721–4732. doi:10.1175/JCLI-D-13-00456.1
- 赵勇, 李如琦, 杨霞, 等. 2013a. 5 月青藏高原地区感热异常对北疆夏季降水的影响 [J]. 高原气象, 32(5): 1215–1223. Zhao Yong, Li Ruqi, Yang Xia, et al. 2013a. Impact of the anomaly of surface sensible heat in Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding areas on summertime precipitation in northern Xinjiang [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 32(5): 1215–1223. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00117
- Zhao Y, Wang M Z, Huang A N, et al. 2014b. Relationships between the West Asian subtropical westerly jet and summer precipitation in northern Xinjiang [J]. Theor. Appl. Climatol., 116(3-4): 403–411. doi:10.1007/s00704-013-0948-3
- 赵勇, 杨青, 黄安宁, 等. 2013b. 青藏和伊朗高原热力异常与北疆夏季降水的关系 [J]. 气象学报, 71(4): 660–667. Zhao Yong, Yang Qing, Huang Anning, et al. 2013b. Relationships between the anomalies of surface sensible heat in the Tibetan Plateau and Iran Plateau and summertime precipitation in North Xinjiang [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71(4): 660–667. doi:10.11676/qxxb2013.055
- Zhao Y, Zhang H Q, 2015. Impacts of SST Warming in tropical Indian Ocean on CMIP5 model-projected summer rainfall changes over Central Asia [J]. Climate Dyn., 46(9-10): 1–16. doi:10.1007/s00382-015-2765-0
- Zhou Y, Huang A M, Zhao Y, et al. 2015. Influence of the sea surface temperature anomaly over the Indian Ocean in March on the summer rainfall in Xinjiang [J]. Theor. Appl. Climatol., 119(9-10): 781–789. doi:10.1007/s00704-014-1149-4