李如琦,李桉孛,李海花,等.塔克拉玛干沙漠南缘两次极端暴雨的气流模型与水汽输送特征[J].沙漠与绿洲气象,2022,16(6):1-10. doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2022.06.001

开放科学(资源服务)标识码(OSID)



# 塔克拉玛干沙漠南缘两次极端暴雨的 气流模型与水汽输送特征

李如琦,李桉孛,李海花,李 姻 (新疆气象台,新疆 乌鲁木齐830002)

摘 要:采用区域自动站逐小时降水观测数据、GPS/MET 大气可降水量观测数据和 NCEP/NCAR 提供的 FNL0.25°×0.25°分析数据,通过对比塔克拉玛干沙漠南缘和田地区 2 次落区接近、强度不同暴雨过程的环流和水汽特征,分析了影响极端暴雨产生的急流和水汽因子指标,结果表明:沙漠南缘暴雨时环流配置符合"三支气流"模型,高空急流、中层偏南风、低层辐合切变的强度与降水量正相关,当高层有极涡直接南伸至中亚发展而成的副热带大槽、中层有气旋前部的强偏南或西南气流、低层有偏东风急流明显西伸与西风急流形成强辐合时,有利于出现极端暴雨。沙漠南缘暴雨的水汽源地、输送路径、水汽含量、饱和层厚度与降水量相关,暴雨的水汽源地一般为欧洲和北冰洋,降水区水汽输入以中低层为主,低层比湿>6 g·kg<sup>-1</sup>、饱和层位于 700 hPa 以上;当中高层有来自阿拉伯海、孟加拉湾的由偏南风输送水汽的加入,低层比湿增加至 8 g·kg<sup>-1</sup>、饱和层扩展至 750 hPa 以下时,可能出现极端暴雨。

关键词:极端暴雨;急流;水汽收支;气流模型;塔克拉玛干沙漠南缘

中图分类号: P457 文献标识码: A 文章编号: 1002-0799(2022)06-0001-10

位于塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠是我国最干旱的地区,降水稀少,年平均降水量不足 100 mm,最少只有不到 10 mm<sup>[1]</sup>。随着新疆气候由暖干型向暖湿型转变<sup>[2-3]</sup>,塔克拉玛干沙漠周边区域降水量明显增加,暴雨发生概率明显增大,极端暴雨频次显著增加,暴雨灾害呈明显增加趋势<sup>[4]</sup>。沙漠周边区域暴雨局地性强,相对强度大,往往一次暴雨过程的降水量就可改变当地的年平均降水量阈值<sup>[5]</sup>。

塔克拉玛干沙漠周边区域的暴雨突发性强,历时短,预报难度大,一直是气象学者关注和研究的重要内容。从环流结构上来看,塔克拉玛干沙漠周边的

收稿日期:2022-09-10;修回日期:2022-10-15

基金项目:新疆维吾尔自治区自然科学基金(2022D01D086);国家重点研发计划项目(2019YFC151050102);第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK010206)

作者简介:李如琦(1974—),男,正高级工程师,主要从事天气预报和 灾害性天气机理研究工作。E-mail:liruqi@sohu.com 暴雨过程是在中亚低值系统影响下,高、中、低空急 流耦合并叠加地形强迫的综合作用下形成的。在对 流层高层,南亚高压维持双体型[6-7]、或由带状分布 向双体型调整图、或由双体型转为东部单体型图,高 压中心分别位于伊朗高原和青藏高原东部, 副热带 大槽位于中亚和南疆西部,降水区位于槽前西南急 流带附近。塔克拉玛干沙漠周边暴雨的影响系统多 为中亚低涡(槽)[10-11]或塔什干低涡[12],暴雨区位于低 涡(槽)前部的偏南气流带中。低层的东风急流是判 断南疆暴雨强度、落区、持续时间的重要指标[13],偏 东急流引导和输送水汽[4],加强气旋发展,增强抬升 辐合凝结[15],低层辐合叠加地形强迫形成的动力锋 生触发降水[16]。环流在垂直分布上呈前倾结构,有利 于对流性降水,后倾结构形成持续性降水[17]。从水汽 的输送和汇合来看,南疆暴雨的水汽源地主要有北 欧北部洋面、地中海[18-19]和阿拉伯海、孟加拉湾[20-21], 通过西方、南方和东方3条路径输送到南疆暴雨区, Desert and Oasis Meteorology

多数暴雨过程中绝大部分水汽来自南方、东方路径的输送<sup>[22]</sup>,少数情况西方路径输送的水汽量更大<sup>[23-25]</sup>。

已有的研究成果表明,塔克拉玛干沙漠周边不同暴雨过程的环流配置、水汽输送路径并不相同,对于暴雨水汽辐合的高度、强度也还没有具体定量的结论。近年来,塔克拉玛干沙漠南缘的和田地区多次发生极端性暴雨,成为预报业务关注的重点。本文选取该区域2次不同类型的极端性暴雨过程进行对比分析,深入探究高低空急流和水汽输送、汇聚过程对极端暴雨形成的影响机制,为进一步研究和提升预报能力提供技术支撑。

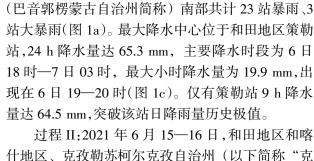
#### 1 资料

采用和田地区自动气象观测站的逐小时降水量观测数据、和田国家气象观测站 GPS/MET 逐小时大气可降水量观测数据和 NCEP/NCAR 提供的 FNL位势高度、风场分析数据,空间分辨率为 0.25°× 0.25°。

文中采用新疆降水等级标准:暴雨为 24 h 降雨量>24.0 mm,大暴雨为 24 h 降雨量>48.0 mm,特大暴雨为 24 h 降雨量>96.0 mm。

#### 2 暴雨实况

本文选取塔克拉玛干沙漠南缘的 2 次暴雨过程,根据过程降水中心降水时段的分布,为方便对比分析,均选取 14 时一次日 14 时。



过程 I:2020 年 5 月 6-7 日,和田地区和巴州

过程 II:2021 年 6 月 15—16 日,和田地区和喀什地区、克孜勒苏柯尔克孜自治州(以下简称"克州") 共计 148 站暴雨、36 站大暴雨、2 站特大暴雨(图 1b)。最大降水中心位于和田洛浦县山普鲁乡泥石流频发区 1 号站,24 h 降水量达 121.4 mm, 主要降水时段为 15 日 19 时—16 日 13 时,最大小时降水量为 28.8 mm,出现在 15 日 20—21 时(图 1d)。洛浦(74.1 mm)、墨玉(59.6 mm)、和田(56.0 mm)3 站打破日降水量历史极值并超过其年平均降水量,其中洛浦站 16 日降水量为该站年平均降水量的 1.7 倍。

从暴雨实况对比来看,2次过程的暴雨落区有所不同,过程 I 偏东,过程 II 偏西,但暴雨中心较为接近;无论是暴雨范围、累计降水量,还是小时雨强、极端性,过程 II 均明显强于过程 I。

#### 3 环流特征

新疆大降水在环流上一般符合"三支气流"模型,即高层是西风急流,中层是偏南气流,低层是偏东 急流<sup>[5]</sup>,有利水汽辐合、上升运动加强,使降水增幅。

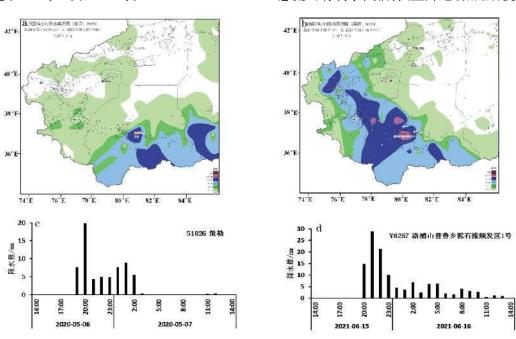


图 1 24 h 降水量(a、b)和降水中心逐小时降水量(c、d) (a、c 为 2020年5月6日14时—7日14时,b、d 为 2021年6月15日14时—16日14时)

#### **3.1** 100 hPa 位势高度

在 100 hPa 位势高度场上可以看到,过程 I 期间极涡位置略偏东并有强的负距平(图 2a),强度异常偏强,中心强度为 1 556 dagpm。极涡底部的长波槽位于 140°E 附近,南伸至东海。中国大部地区位于长波脊区,略强于同期,南亚高压在低纬度呈东部型带状分布,西伯利亚至中亚地区的副热带槽略偏强,新疆西部位于槽前西南急流带上。相较于过程 I,过程 II(图 2b)极涡中心强度为 1 628 dagpm,但低涡底部的长波槽直接伸至中亚,强度接近常年;南亚高压呈双体型,分别位于伊朗高原和青藏高原东部的高压中心具有明显的正距平,与同期相比,明显向北加强,导致中亚副热带大槽向南加深。

由对比结果发现,环流系统的南北位置可能因季节因素而不具有代表性,但暴雨期间的大尺度系统的强度均明显偏强。当中亚长波槽极区系统连通时,更有利于冷暖空气汇合,为暴雨发生提供条件。

#### 3.2 200 hPa 急流

副热带高空西风急流的强度、位置与降水关系密切。在两次暴雨期间,200 hPa 均存在明显的西南急流,但急流的强度和位置显著不同。过程 I 的急流轴位于 35°N 以南,中心最大风速为 56 m·s<sup>-1</sup>,暴雨区位于急流入口区,但在主急流轴北部的副急流轴区域。过程 II 的急流轴位于 35°~45°N,较过程 I 明

显偏北,中心最大风速为 60 m·s<sup>-1</sup>,暴雨区也位于急流入口区,但位置在急流轴上。

2次暴雨均出现在高空急流的人口区,因高空辐散加强,上升运动发展,有利于降水。对比分析可见,高空急流的强度与降水量呈正相关,且降水区与急流轴的相对位置对降水的强度也可能有一定的影响,距急流轴越近,辐散越强,上升运动越剧烈,降水的强度越大。

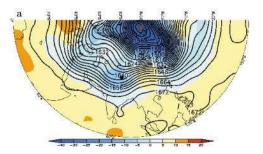
# 3.3 500 hPa 位势高度和风场

2次暴雨过程均为中亚低涡分裂东移引发的,中亚低涡主体的强度基本相当。过程 I 的中亚低涡主体中心位于 70°E 以西,分裂进入南疆后形成的闭合中心位于降水区西部,南部为较强的偏西气流,指向降水区的偏南风较弱。而过程 II 的中亚低涡主体中心位于 70°~75°E,分裂进入南疆的闭合中心位置偏南,位于降水区的南部,有较为明显的西南气流指向降水区。

中亚低涡主体的强度、位置与南疆降水过程的 强弱无必然联系,影响过程降水量的主要因素为中 亚低涡分裂的短波系统的位置,由短波系统引发的 偏南气流与降水的强度有明显的正相关关系。

# 3.4 700 和 850 hPa 急流

对比2次暴雨过程的低层风场可知,南疆盆地均存在明显的偏东风急流,但降水落区与急流的位



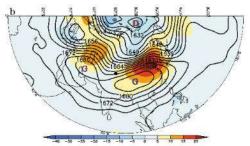


图 2 100 hPa 高度及其距平(单位:dagpm) (a 为 2020 年 5 月 6—7 日,b 为 2021 年 6 月 15—16 日)

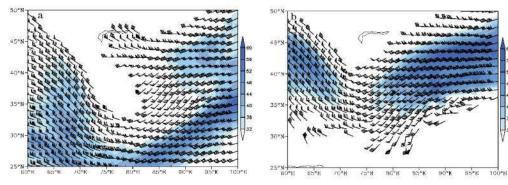


图 3 200 hPa 急流

(a 为 2020 年 5 月 6 日 20 时,b 为 2021 年 6 月 15 日 20 时;单位:m·s<sup>-1</sup>,●为暴雨中心)

Desert and Oasis Meteorology

置、强度又有不同。过程 I 在降水开始时,700 hPa(图 5a),南疆盆地的东部均为东北气流,南部近山区风 速较大达到急流,最大风速为 12 m·s-1,在喀什地区南 部存在明显的气旋性辐合,最大风速为 16 m·s-1, 降水区位于东北风急流前段的气旋性流场中,而 850 hPa(图 5c)盆地东部为明显的偏东风急流,中 心最大风速为 20 m·s<sup>-1</sup>,前锋位于 84°E 附近,与降 水区较为吻合;喀什地区西部为辐散区,存在下沉气 流,不利于降水,东部有中心风速为 16 m·s<sup>-1</sup> 的偏西 风急流,降水中心位于偏西风急流区上。过程 II 在 降水开始时,700 hPa(图 5b),南疆盆地大部区域均 为偏东气流,急流出现在巴州南部和喀什地区,中心 最大风速为 12 m·s-1, 在喀什地区存在明显的气旋 性辐合气流,和田地区也出现弱的东风和西北风气 旋性切变,850 hPa(图 5d)盆地东部为明显的偏东 风急流,强度弱于过程 I,中心最大风速为 16 m·s<sup>-1</sup>, 喀什地区西部至和田地区北部为风速辐合和气旋性 辐合,表明该区域上升运动强,有利于降水出现,东 风急流区西伸至 81°E 附近,降水区也偏西,喀什地 区东部至和田地区西部为西风急流, 中心最大风速

为 12 m·s<sup>-1</sup>,降水中心位于西风急流区。

低层偏东风急流是塔克拉玛干沙漠南缘暴雨的 必要条件。700 hPa 东风急流顶端的气旋性流场引 发水汽的汇聚,对暴雨中心的位置有较好的指示意 义;850 hPa 东风急流的西伸位置可作为降水区的 重要指标,暴雨出现在东、西风急流辐合切变区。

### 4 水汽特征

#### 4.1 水汽输送

对 2 次暴雨过程的整层水汽通量分析发现,过 程 I(图 6a)的水汽源地主要为地中海、黑海和北冰 洋,地中海、黑海的水汽沿乌拉尔山西侧北上,而后 向东到达西西伯利亚北部,与北冰洋南下的水汽汇 合后南下至新疆北部, 部分向西南输送到达中亚地 区后翻山进入南疆西部, 部分水汽向东到达东疆北 部,穿过东天山山口进入南疆后分为两支,一支沿天 山南部向西到达南疆西部与中亚翻山水汽汇合后由 西风急流输送至降水区,一支直接由东北风急流输 送至降水区。过程 II(图 6b)的水汽输送则有两条路 径,一条是地中海的水汽沿乌拉尔山西侧北上,汇合

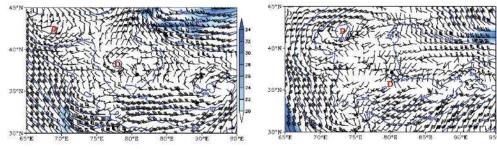
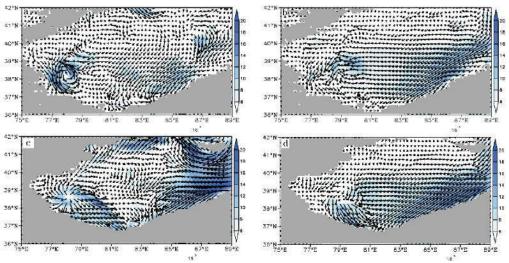


图 4 500 hPa 位势高度(实线,单位:dagpm)和风(风向杆,单位:m·s⁻¹,●为暴雨中心) (a 为 2020 年 5 月 6 日 20 时,b 为 2021 年 6 月 15 日 20 时)



700 hPa(a、b)和 850 hPa(c、d)风场 图 5

(a、c 为 2020 年 5 月 6 日 20 时,b、d 为 2021 年 6 月 15 日 20 时;单位:m·s⁻¹,●为暴雨中心,阴影区为地形)

来自北欧的水汽东移至西西伯利亚北部,再汇合来自北冰洋的水汽,同过程 I 分两路输送到降水区,另一条则是阿拉伯海东北移动的水汽与孟加拉湾西北向输送的水汽在青藏高原西部汇合后,向东北方向翻越高原西北部进入南疆盆地。采用 HYSPLIT 模式后向 120 h 水汽轨迹模拟分析,结果与水汽通量的分析基本一致,过程 I(图 6c)的水汽主要来自北方,中低层为穿过或绕过东天山的水汽向西南输送至降水区,中高层主要为沿天山南侧运动到西部的水汽向东输送至降水区。过程 II(图 6d)与过程 I 不同,低层水汽是向西南运动的水汽被西风气流输送至降水区,中层水汽则是北方绕过东天山后被东北风气流输送至降水区,中高层水汽是南方向东北输送的水汽翻越青藏高原西北部进入南疆降水区。

塔克拉玛干沙漠南缘暴雨的水汽源地一般为欧洲南部黑海、地中海和北欧沿岸、北冰洋,水汽向南输送绕过东天山进入南疆盆地,但南方由阿拉伯海、孟加拉湾北上并翻越青藏高原西北部水汽的加入会增大降水,有利于极端降水的出现。

#### **4.2** 水汽辐合

由暴雨区附近的和田 GPS/MET 水汽探测仪观测的垂直大气水汽含量可知,2次暴雨过程的大气水汽含量的增幅和极大值明显不同。过程 I(图 7a)

48 h 平均可降水量为 17.8 mm,降水开始当天 00 时的大气水汽含量为 14.2 mm,降水开始前最大值为 20.2 mm,降水开始时为 19.4 mm,水汽含量最大增幅为 6.0 mm。过程 II(图 7b)48 h 平均水汽含量为 22.5 mm,降水开始当天 00 时的大气水汽含量为 15.2 mm,降水开始时达到最大,为 25.8 mm,水汽含量最大增幅为 10.6 mm。在 2 次过程的降水开始前,均出现大气水汽含量快速减少 2~3 mm 后又再次增大到最大值时降水开始的现象,可能原因是降水量开始前水汽凝结率增大而导致的大气中水汽含量降低,随着水汽的继续输入又再次增大形成降水。在可降水量达到最大值时降水开始,下降至平均值附近时,降水减小并逐渐停止。大气可降水量的增幅及其达到的最大值与降水量成正比。

由过程 I 策勒上空的水汽通量和水汽通量散度变化(图 7c)可知,5 日夜间,700 hPa 以下的低层有东风气流输送水汽,位于 800 hPa 的水汽通量中心最大值为 6×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>,水汽辐合加强,近地层水汽通量散度增大到-6×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>;降水开始前低层的水汽通量再次增大,降水开始时低层水汽通量增至 6×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>,800 hPa 以上的水汽通量散度也迅速增加,位于 750 hPa 的中心值为-3×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>;700 hPa 以上为

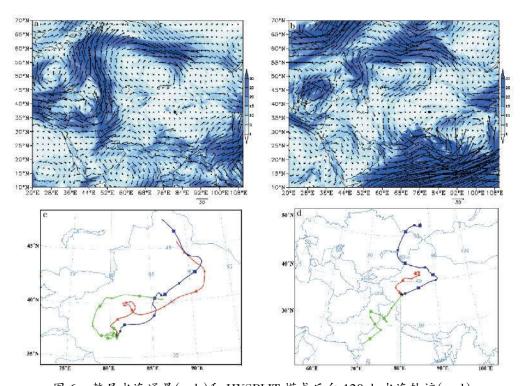


图 6 整层水汽通量(a、b)和 HYSPLIT 模式后向 120 h 水汽轨迹(c、d)
(a、c 为 2020 年 5 月 6 日 20 时,b、d 为 2021 年 6 月 15 日 20 时;水汽通量,单位:10<sup>-5</sup> g·cm<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>,●为暴雨中心;
红、蓝、黄线分别代表海拔高度 1 500、3 000 和 5 000 m)

东北风,以下为西北风。过程 II(图 7d)的洛浦上空,在降水开始前水汽通量迅速增大,降水开始时低层水汽通量最大值达 7×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup> 以上,降水过程中基本维持,只是在高度上主要集中于 800 hPa 以下的近地层;降水开始后在 600 hPa 附近出现中心为 5×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup> 的水汽通量大值区;在降水初期水汽通量散度在 600 hPa 以下均为负值,最大中心值-5×10<sup>-7</sup> g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup> 位于 750 hPa,但随后近地层转为正值,负值区主要位于 650~800 hPa;风向与过程 I 相同,700 hPa 以上为东南风,以下为西北风。

由降水中心上空的水汽含量和湿度变化(图 7e)可知,过程 I 尽管 5 日夜间低层出现明显的水汽输送和辐合,但策勒上空的相对湿度在 50%以下,比湿也在 4 g·kg<sup>-1</sup>以下,之后逐渐增大至 6 g·kg<sup>-1</sup>以上,近地层最大达 7 g·kg<sup>-1</sup>;降水开始后,相对湿度达90%以上的饱和湿区位于 700 hPa 以上,低层的比湿维持在 6 g·kg<sup>-1</sup>。过程 II 在洛浦上空(图 7f),降水开始前,随着水汽的输送和辐合,相对湿度快速增

大,750 hPa 以上均达到 90%以上,随着降水的持续,近地层达到饱和;比湿由 6 g·kg<sup>-1</sup> 快速增加到 8 g·kg<sup>-1</sup>,降水后期短时达 9 g·kg<sup>-1</sup>。可见,前期降水区水汽条件较差,水汽的输送和辐合为降水准备了条件。

降水前低层东风气流输送的水汽为降水提供了初步水汽条件,降水期间低层的水汽输送主要由西风气流提供,东风气流输送水汽抬升至550~700 hPa,极端降水过程有明显的南风输送。水汽辐合中心位于750 hPa 附近。降水期间,水汽通量大、水汽通量散度小,导致低层水汽含量大、饱和层低,有利于极端降水的出现。

#### 4.3 水汽收支

为具体量化分析 2 次暴雨过程降水区水汽的收支情况,选取降水区范围 76°~84° E、36°~39° N 计算东、南、西、北 4 个边界在不同高度层(低层:地面~700 hPa,中层:700~500 hPa,高层:500~300 hPa)水汽的输出、输入和收支量,正值为输入,负值为输出。

由降水区的整层水汽总收支可知,2次过程水

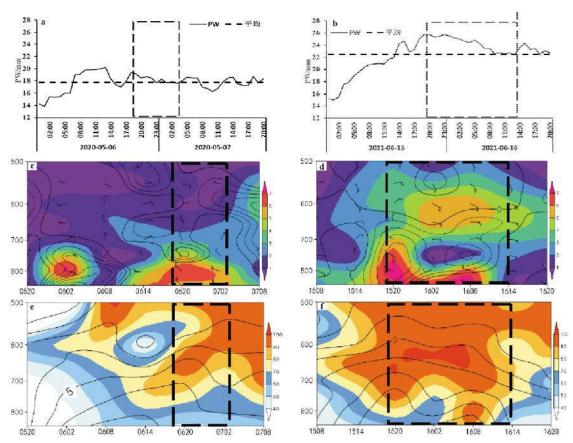


图 7 和田大气可降水量(a、b,单位:mm)、降水中心水汽通量(阴影,单位: $10^{-7}$  g·cm<sup>-1</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>)和水汽通量散度(等值线,单位: $10^{-7}$  g·cm<sup>-2</sup>·hPa<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>)(c、d)、降水中心相对湿度(阴影,单位:%)和比湿(等值线,单位:g·kg<sup>-1</sup>)(e、f)的时间—高度剖面

(a、c、e 为 2020 年 5 月,b、d、f 为 2021 年 6 月,虚线框为降水时段)

汽收入均在降水开始后达到峰值,并随着降水的持续快速减小,过程 II 的收入峰值是过程 I 的 2.3 倍。对于不同层次,过程 I(图 8a)降水前的水汽输入主要来自 700 hPa 以下的低层,降水开始时的低层水汽输入为 6.3×10<sup>8</sup> t,中高层在 1.6×10<sup>8</sup> t 以下,降水开始后中层水汽输入增加,高层在降水开始前有部分输入,降水开始后快速减少;过程 II(图 8b)降水前主要是低层的输入,但中高层的输入快速增加,降水开始时各层输入的水汽量基本相当,输入量在(1.6~3.9)×10<sup>8</sup> t,降水开始后中高层输入的水汽进一步增大,随着降水的持续缓慢减小至与低层输入相当。南疆暴雨过程中,降水前水汽的来源以低层输入为主,降水开始后中层水汽的输入明显增加,出现极端性降水时高层也有水汽输入,降水后期各层水汽的输入量都明显减小。

在东边界,过程 I(图 8c)在降水前和降水期间 仅有700 hPa 以下的低层有水汽输入,在降水开始 后达到最大,6 h 输入量为 7.4×10<sup>8</sup> t;过程 II(图 8d) 前期仅有低层的水汽输入,6 h 输入量均在 3.0×10<sup>8</sup> t 以下,降水开始前,中层开始出现输入水汽,6 h 输入量为 3.0×10<sup>8</sup> t,降水开始时的总水汽输入略低于过程 I。南疆降水前期的水汽均来自低层的输入,输入量与后期降水量的大小没有必然的关系。

2个过程在南边界的水汽输送差异很大,过程 I (图 8e)在降水前整层为水汽输入,但 6 h 输入量最大仅为 3.3×10<sup>8</sup> t,且主要来自高层的输入,受地形影响,700 hPa 以下无水汽输入,降水开始后,高层的水汽输入也迅速减小,整层收支也变为输出;过程 II (图 8f)在整个过程期间低层基本上无水汽的收支,中层仅有很少的水汽输入,在降水开始时略有增加,最大的 6 h 输入量为 4.7×10<sup>8</sup> t,而高层一直维持较大的水汽输入量,并且随着降水的开始进一步增大,降水后期达到 6 h 输入 21.6×10<sup>8</sup> t,远远大于过程 I 的输入量。

2个过程中的降水前,各层在西边界均有水汽的输入,在整个过程中的水汽收支也较为接近。过程 I(图 8g)在降水前,除高层水汽输入变化不大外,中低层水汽输入都是先达到高点后缓慢减小,低、中、高层的平均水汽输入量分别为 1.9×10<sup>8</sup>、2.5×10<sup>8</sup> 和 0.9×10<sup>8</sup> t,降水开始后,中层、低层的水汽输入均增加,高层变化不大,最大时整层的总水汽收入为 5.9×10<sup>8</sup> t。过程 II(图 8h)在降水前的变化与过程 I 的基本相同,但在量值上高层多低层少,低、中、高层的平均水汽输入量分别为 0.6×10<sup>8</sup>、2.0×10<sup>8</sup> 和 6.0×

10<sup>8</sup> t,降水开始后水汽输入也是先增加后减小,最大时整层的总水汽收入为 3.9×10<sup>8</sup> t。

对北边界而言,过程 I(图 8i)在降水前的水汽输入主要来自中层和低层的贡献,高层基本上无输入,整层输入最大时达到 6.1×10<sup>8</sup> t/6 h,降水开始后仅中层维持水汽输入,随后迅速减小。过程 II(图 8j)在降水开始前维持较弱的水汽输入,最大时 6 h 整层输入为 6.1×10<sup>8</sup> t,而后维持在 2.0×10<sup>8</sup> t 以下,主要由中层和低层输入,降水开始后,中低层有弱的输入且逐渐较小。

对于塔克拉玛干沙漠南缘的暴雨过程,降水前水汽的输入主要来自低层的东风气流,为降水的开始提供水汽;南方中高层水汽的输入补充使降水增加,利于出现极端暴雨;西方各层均有少量的水汽输入,北方仅中层输入略多,两个方向的水汽对降水的强弱影响较小。这与暴雨区上空水汽变化的分析结果是一致的。

# 5 结论与讨论

通过对比分析塔克拉玛干沙漠南缘和田地区的 2次落区相近、但极端性不同的暴雨事件的环流与 水汽变化特征,探讨了该区域暴雨极端性的影响因 子指标特征,得到以下结论:

(1)塔克拉玛干沙漠南缘暴雨在环流配置上符合"三支气流"模型,高层急流轴的位置和强度、中层偏南风的强度、低层东西风的辐合切变与降水的强度、量级、落区有关。南亚高压呈双体型或东部型、中亚副热带低槽加强是沙漠南缘暴雨发生的主要环流背景。中亚副热带大槽与极区系统直接连通时更有利于出现极端暴雨。暴雨发生在高空急流的人口区,高空急流越强,降水区距急流轴越近,降水的强度越大。中层降水区附近有气旋存在,气旋前部的偏南气流越强,越有利于降水的增强。低层东风急流西伸越多、辐合强度越大,越利于降水量增大;暴雨中心位于700 hPa 东风急流顶端的气旋性切变区、850 hPa 东风急流顶端前部的西风急流区。

(2)塔克拉玛干沙漠南缘暴雨极端性与水汽源地、输送路径、水汽含量、辐合高度密切相关。暴雨过程的水汽源地一般为欧洲南部黑海、地中海和北欧沿岸、北冰洋,水汽向南输送绕过东天山进入南疆盆地,但南方由阿拉伯海、孟加拉湾北上并翻越青藏高原西北部的水汽的加入有利于极端降水的出现。降水前低层东风气流输送的水汽为降水的开始提供了初步的水汽条件,但不影响后期降水的大小;在降水

Desert and Oasis Meteorology

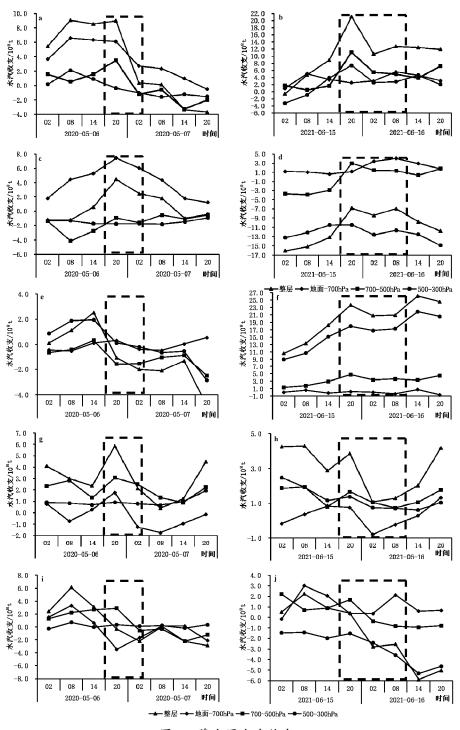


图 8 降水区水汽收支

(a、b 为降水区总收支,c、d 为东边界,e、f 为南边界,g、h 为西边界,i、j 为北边界; a、c、e、g、i 为 2020 年 5 月,b、d、f、h、j 为 2021 年 6 月,虚线框为降水时段,单位:108 t)

期间700 hPa 以下的水汽输送主要由西风气流提 供,东风气流输送水汽抬升至 700 hPa 以上,水汽辐 合中心位于 750 hPa 附近,极端暴雨时中高层偏南 风输送的水汽导致降水的增幅。降水期间的水汽输 送量越大、辐合越强,导致大气可降水量的增幅及其 最大值越大、低层水汽含量越大、饱和层越低,极端 降水出现的可能性越大。暴雨期间 700 hPa 以下比 湿在 6 g·kg<sup>-1</sup> 以上,饱和层在 700 hPa 以上,极端暴 雨可达 8 g·kg<sup>-1</sup>以上,饱和层可下沉至 750 hPa 以 下甚至接地。

对南疆暴雨的研究集中于水汽源地、输送路径 以及急流对水汽凝结、抬升的动力作用,但对于水汽 和环流在极端暴雨发生过程中的影响还没有具体结论,本文对比分析塔克拉玛干沙漠南缘的 2 场不同极端性暴雨过程的环流和水汽特征,得到影响该区域暴雨极端性的可能因子指标。但由于个例偏少,结论的一般性特征显得不足,今后还需要选取更多的极端暴雨个例进行分析,归纳塔克拉玛干沙漠南缘极端暴雨特征因子的一般性指标,为准确预报南疆极端暴雨、防灾减灾提供技术支撑。

#### 参考文献:

- [1] 张家宝,邓子风.新疆降水概论[M].北京:气象出版社, 1987.
- [2] 施雅风,沈永平,胡汝骥.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,2002,24(3): 219-226.
- [3] 施雅风,沈永平,李栋梁,等.中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究,2003,23(2): 152-164
- [4] 杨莲梅,李霞,张广兴.新疆夏季强降水研究若干进展及问题[J].气候与环境研究,2011,16(2):188-198.
- [5] 张家宝,苏起元,孙沈清,等.新疆短期天气预报指导手册 [M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1986.
- [6] 张云惠,陈春艳,杨莲梅,等.南疆西部一次罕见暴雨过程的成因分析[J].高原气象,2013,32(1):191-200.
- [7] 杨霞,张云惠,张超,等.南疆西部"5·21"极端大暴雨成因 分析[J].沙漠与绿洲气象,2020,14(1);21-30.
- [8] 张俊兰,李娜,秦贺,等.新疆一次暴雨过程的观测分析及 水汽特征[J].暴雨灾害,2016,35(6):537-545.
- [9] 曾勇,杨莲梅.南疆西部一次暴雨强对流过程的中尺度特征分析[J].干旱气象,2017,35(3):475-484.
- [10] 李如琦,李建刚,唐冶,等.中亚低涡引发的两次南疆西部暴雨中尺度特征对比分析[J].干旱气象,2016,34(2):297-304.
- [11] 王江,李如琦,黄艳,等.2013 年南疆西部一次罕见暴雨的成因[J].干旱气象,2015,33(6):910-917.

- [12] 李娜,秦贺,李如琦,等.新疆夏季两例塔什干低涡天气过程对比分析[J].沙漠与绿洲气象,2018,12(6):8-15.
- [13] 努尔比亚·吐尼牙孜,张超,李泽巍,等.南疆西部 2016 年 8 月 4 次暴雨过程特征分析 [J]. 干旱气象,2019,37 (2):301-311.
- [14] 张云惠,李海燕,蔺喜禄,等.南疆西部持续性暴雨环流 背景及天气尺度的动力过程分析[J].气象,2015,41(7): 816-824.
- [15] 王江,周雅蔓,王昀,等.2014年夏初南疆一次持续性强降雨过程的水汽和动力条件分析 [J]. 干旱区地理, 2015,38(6):1103-1111.
- [16] 李如琦,李建刚,王江,等.南疆西部暴雨过程的动力热力结构分析[J].干旱区地理,2018,41(1):9-16.
- [17] 李如琦,孙鸣婧,李桉孛,等.南疆西部暴雨的动力热力特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2017,11(2):1-7.
- [18] 牟欢,赵丽,王旭,等.基于拉格朗日方法的一次南疆西部特大暴雨水汽来源分析 [J]. 冰川冻土,2021,43(4): 1157-1165.
- [19] 庄晓翠,李博渊,赵江伟,等.天山南坡暖季暴雨过程的 水汽来源及输送特征[J].干旱气象,2022,40(1);30-40.
- [20] 庄晓翠,赵江伟,李博渊,等.南疆西部暴雨过程水汽来源及输送特征[J].暴雨灾害,2022,41(5):544-555.
- [21] 赵克明,黄艳,于碧馨.2013 年南疆西部暴雨天气的水 汽特征[J].气象科技,2017,45(1):121-130.
- [22] 张俊兰,魏荣庆,杨柳.2013年南疆两场罕见暴雨落区和强度的对比分析[J].沙漠与绿洲气象,2014,8(5):1-9.
- [23] 孙颖姝,周玉淑,王咏青.一次双高空急流背景下南疆强降水事件的动力过程和水汽源分析 [J]. 大气科学, 2019,43(5);1041-1054.
- [24] 赵伟,郝成元.中国大陆夏季水汽稳定同位素空间特征 [J].气象与环境科学,2019,42(1):54-59.
- [25] 黄艳,刘涛,张云惠.2010 年盛夏南疆西部一次区域性 暴雨天气特征[J].干旱气象,2012,30(4):615-622.

# Air Flow Model and Water Vapor Transport Characteristics of Two Extreme Rainstorms in the Southern Edge of Taklimakan Desert

LI Ruqi, LI Anbei, LI Haihua, LI Na (Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002, China)

Using hourly precipitation data of regional automatic stations, GPS/MET atmospheric precipitable water data and the FNL 0.25°×0.25° analysis data of NCEP/NCAR, the circulation and vapor characteristics of two rainstorm processes in Hotan district on the southern edge of Taklimakan Desert (TD) are analyzed, and the influence factors of extreme rainstorm are revealed. The results show that the circulation configuration of rainstorm conforms to the "three branch air flow" model in the southern edge of TD, and the intensities of the upper jet, the mid-level southerly wind, and the lowlevel convergence shear are positively correlated with the precipitation. When the upper layer is a subtropical trough developed by the polar vortex directly extending to Central Asia, and the middle layer has a strong southerly or southwest airflow in the front of the cyclone, combined with the lower layer has a strong convergence between the easterly jet and the westerly jet, which is conducive to the occurrence of extreme rainfall. In the southern edge of TD, the water vapor source, transport path, vapor content and saturated layer thickness of rainstorm correlate with the precipitation, the vapor source of the rainstorm is generally from Europe and the Arctic Ocean, and the water vapor input of precipitation area mainly appear in the middle and low layers, with the specific humidity of the lower layer more than 6 g·kg<sup>-1</sup> and the saturated layer above 700 hPa. When the water vapor in the middle and upper layers transported by the southerly wind from the Arabian Sea and the Bay of Bengal, the specific humidity of the lower layer reaches more than 8 g·kg<sup>-1</sup> and the saturated layer expands below 750 hPa, extreme rainstorms could occur.

**Key words** extreme rainstorm; rapids; water vapor revenue and expenditure; air flow model; south edge of Taklimakan Desert