

黄瑶,陶丽,刘新超,等.大渡河上游强降水的环流分型及时空分布特征[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(4):58-67.

doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2021.04.008

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



大渡河上游强降水的环流分型及时空分布特征

黄瑶,陶丽,刘新超,袁梦,孙明,淡嘉

(四川省气象服务中心,四川 成都 610072)

摘要:利用1980—2019年降水格点数据集和NCEP再分析资料,通过K-means聚类分析法对大渡河上游强降水环流形势进行分型,并分析了各类强降水时空分布特征,探究了21世纪10年代该流域强降水频率增加的原因。结果表明:大渡河上游强降水环流形势可分为两脊一槽型、多波动型和横槽型3种类型。第一类常发生在6月,第二类集中在7—8月,第三类主要集中在7月,三类降水强度的空间分布均以小金县为中心向南北方向递减。1980—2009年以多波动型强降水为主,21世纪10年代转为以横槽型强降水为主,并且强降水频率在21世纪10年代明显增加,主要原因是21世纪10年代7月横槽型环流盛行,导致此类型强降水总频率增加。

关键词:大渡河上游;强降水;聚类分析;环流特征

中图分类号:P467

文献标识码:A

文章编号:1002-0799(2021)04-0058-10

大渡河流域位于青藏高原东南边缘向四川盆地西部的过渡地带,其主体分布在川西高原境内,上游段是从青海省的果洛山到甘孜州泸定县,该段流域内天然落差大,水能资源十分丰富,是我国西南地区重要的水利枢纽和淡水来源^[1-2]。但由于该区地形及地质结构复杂多变,生态环境相对脆弱,地震时有发生,导致岩体松散,一旦发生强降水,随之而来的便是滑坡、泥石流等次生灾害,严重威胁当地及下游人民的生命财产安全,危害极大。前期研究表明大渡河极端降水指数呈现波动增加的趋势^[3],所以有必要对大渡河上游强降水进行以环流分型为先导的系统性研究。

环流形势是极端降水产生的背景场,可以从环流形势分析降水产生的机理、落区和持续时间等特

征^[4-6]。目前聚类分析方法在暴雨及其天气环流客观分型方面具有广泛应用,能更客观定量地鉴别不同类型暴雨的特征^[7-9]。汤桂生等^[10]利用聚类分析法研究了我国暴雨落区和暴雨环流形势特征,将暴雨环流形势主要分为深槽型、低涡切变型、切变线型、高空冷涡型和低槽冷锋型。张端禹等^[11]研究了南亚高压的环流型分类对华南前汛期暴雨过程的影响,将华南前汛期暴雨分为夏季风降水前、后南亚高压东部型、夏季风降水后南亚高压带状型、西部型4种类型。赵汉光等^[12]利用K-mean聚类分析法将我国东部降水分为江淮多雨、华南及河套少雨和江淮少雨、华南河套多雨两种类型。闵晶晶等^[13]利用聚类分析法对京津冀地区强对流天气环流形势进行客观分型,归纳出造成该地区短时强降水的4种环流形势。

目前大部分研究是针对我国东部强对流环流分类,而对我国西部高原地区强降水研究主要以气候统计和个例分析为主,尤其针对西南地区流域极端天气的研究匮乏^[14-16]。本文以1980—2019年大渡河上游强降水为研究对象,利用K-means聚类分析法将强降水环流进行分型,进而分析各类型环流下大

收稿日期:2020-05-25;修回日期:2020-08-20

基金项目:四川省气象服务中心研发项目(SCQF2020002)

作者简介:黄瑶(1993—),女,助理工程师,主要从事天气预报服务工作。E-mail:2427379376@qq.com

通信作者:陶丽(1987—),女,工程师,主要从事天气预报服务工作。E-mail:280275025@qq.com

渡河上游强降水特征。以此可以进一步了解该流域强降水产生的机理,为流域强降水预报提供理论依据,并且为高原山地防灾减灾提供科学参考。

1 资料与方法

1.1 资料来源

降水资料取自于 1980—2019 年 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 中国地面降水格点数据集(V2.0)。该套数据集是基于全国 2 400 多个国家级气象站点的实测资料,应用薄盘样条法和数字高程模型进行插值,具有精度高、时间长、代表性强等优点,弥补了高原基准站点稀疏和区域站观测时限短的不足,保证了研究结果的可靠性。再分析资料取自于 1980—2019 年 NCEP/NCAR 的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 日数据和月数据集,包括位势高度、风、海平面气压、比湿等气象要素。

1.2 强降水定义

考虑到大渡河上游区域降水较内陆地区偏少,若采用普遍的暴雨划分标准定义强降水则有不妥,本文采用百分位阈值法^[17-19]来定义强降水事件。具体是将大渡河上游研究区域 1980—2019 年日降水量区域平均,剔除无降水和微量降水(<0.1 mm)的日数,将有降水记录的时间序列从小到大排序,取其第 99 个百分位的日降水量为强降水阈值。经计算,大渡河上游强降水阈值为 17.2 mm,按阈值筛选出 40 a 强降水 111 例,发现其中 110 例均在 6—9 月,仅 1 例发生在 3 月,下文仅取 6—9 月期间 110 例强降水作为研究对象。

1.3 K-means 聚类分析

K-means 聚类法^[20-21]基本原理是给定一个数据点集合 D 和需要的聚类数目 k,随机选取 k 个对象作为初始聚类中心 $\bar{m}_i$ ($i=1, \dots, k$)。根据距离函数计算每个样本与给定聚类中心的距离,以距离远近作为分类依据,将最近的样本划分为一簇,使簇内样本相似度高,而簇间样本相似度低。完成一次完整计算后,再重新计算聚类中心重复聚类过程,直到满足给定终止条件。具体步骤是:

(1)计算 D 中 n 个样本 P_j ($j=1, \dots, n$)到各簇中心 $\bar{m}_i$ 的距离:

$$d(i, j) = \sqrt{|P_j - \bar{m}_i|^2} \quad (1)$$

(2)得出 P_j 到 $\bar{m}_i$ 的最小距离 $\text{Mind}(i, j)$,将 P_j 纳入到与 $\bar{m}_i$ 距离最小的簇中。

(3)所有样本归类结束后,重新计算各簇聚类中心:

$$\bar{m}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n P_j \quad (2)$$

(4)计算 D 中所有样本的离差平方和 $E(t)$ (t 表示循环时次),并与前一次离差平方和 $E(t-1)$ 比较,若 $E(t) - E(t-1) < 0$,则再转到(1),否则结束运算。

$$E(t) = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^n P_j |P_j - \bar{m}_i|^2 \quad (3)$$

最佳分类数 k 的选取是采用了离差平方和拐点法。计算不同 k 值下所有样本离差平方和,可视化 k 值与离差平方和的关系,关注斜率由大变小的拐点,折线拐点处的 k 值即为最佳聚类数。拐点说明随着 k 值增加,离差平方和变化趋于平稳,聚类效果提升不大,所以取拐点处的 k 值聚类效果最为理想。

2 环流分型结果

利用 K-means 聚类分析法对大渡河上游 110 个强降水事件同期 500 hPa 高度场进行分类,依次计算了类别数为 2~10 的簇内离差平方和。根据离差平方和与类别的折线关系,发现 $k=3$ 是折线拐点,也就说明将环流分为 3 类是最优分类数。

分类结果显示,1980—2019 年 6—9 月,第一类环流形势下的强降水一共有 9 次,占 8.2%;第二类环流形势下的强降水 56 次,占 50.9%;第三类 45 次,占 40.9%。对这三种类别强降水的 200、500 和 700 hPa 环流场以及水汽条件进行合成分析。在合成计算过程中,发现若将所有个例都进行合成,则会在较大程度上将环流特征平均化,所以取每个类别中降水量最大的 5 次强降水作为每类代表,将其与同期环流形势进行合成,并进行显著性检验。

2.1 两脊一槽型

图 1 所对应的是第一类合成环流形势。在该类强降水天气类型中,200 hPa(图 1a)上 45°N 以北为两脊一槽,乌拉尔山以东和鄂霍次克海地区为高压脊,贝加尔湖附近为低压槽。 $30^\circ\sim 45^\circ\text{N}$ 为西风急流区,急流南侧南亚高压脊线位于 25°N 附近,东伸脊点在 110°E 附近,位置偏南,范围较窄,强度较弱(以 1 252 dagpm 等值线范围作为南亚高压覆盖区域)。高压中心存在一个弱的反气旋。大渡河流域上游位于西风急流与南亚高压交界处、反气旋东北部。高空急流入口区右侧和南亚高压控制区都有助于高空气流辐散,对低层气流有双重抽吸作用,加强低层气流抬升,为强降水提供动力条件。从散度场看,大渡河上游对应高空辐散区。500 hPa(图 1b)上等位势高

度线分布与高层基本一致,中高纬度为两脊一槽的分布形势。乌拉尔山以东和鄂霍次克海附近的高压脊稳定维持,有助于贝加尔湖附近低槽加深。槽后冷空气沿贝加尔湖附近南下,容易在川西高原触发切变线、低槽等低值扰动系统。贝加尔湖大槽与川西高原生成的浅槽(高原浅槽在合成之后被平均化,所以在合成图中表现不明显(图1b),仅表现为气旋式曲率)相互配合共同形成大渡河上游降水天气系统,并且高原浅槽区和中高纬大槽区均通过0.05的显著性检验。这类环流中,副热带高压偏南偏东,主体位于海上,强度较弱。

700 hPa上(图1c),贝加尔湖到青藏高原地区为西南东北走向的低压区,与中高层低槽相对应,低压区覆盖整个青藏高原,地面低压有助于低层气流辐合上升,与高层辐散场对应。风场上,中高纬地区

西风气流在贝加尔湖转为西北气流南下,经过我国东部再回流向西进入川西高原。低纬度孟加拉湾西北部存在南支槽,槽前形成较强的西南气流带,为降水带来暖湿空气,与北方回流冷空气在降水区辐合。

从地面到高空整层大气水汽通量和水汽通量散度图中更容易看清水汽来源和水汽输送大小(图1d)。水汽辐合的大值中心在青藏高原东部,中心数值达 $-11 \times 10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$,大渡河上游降水区位于水汽辐合大值中心偏东位置。高原四周和孟加拉湾为水汽辐散区,最大辐散区位于青藏高原南侧。由水汽通量方向可见此类降水水汽来源主要是孟加拉湾,南海也有较弱的暖湿气流输送,输送路径分两条,分别是直接进入川西高原的孟加拉湾西南气流和经贵州、重庆等地向西回流的南海东南气流。其中西南气流输送带最强,而东南水汽输送强度较弱,贡献较

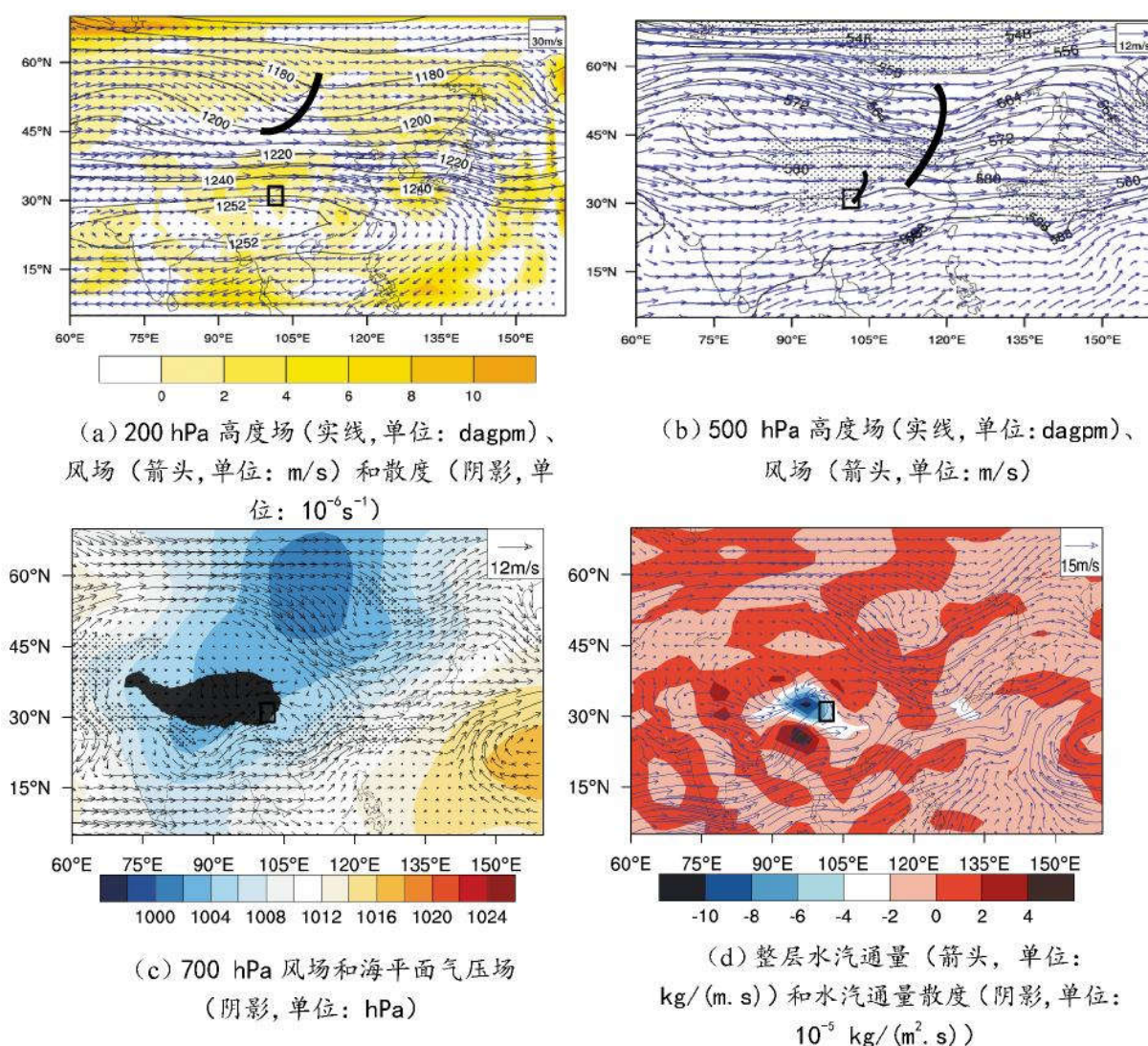


图1 第一类降水环流形势

(散点为通过0.05的显著性检验的区域,方框为大渡河上游降水区域,粗实线为槽,阴影区为青藏高原,下同)

小。

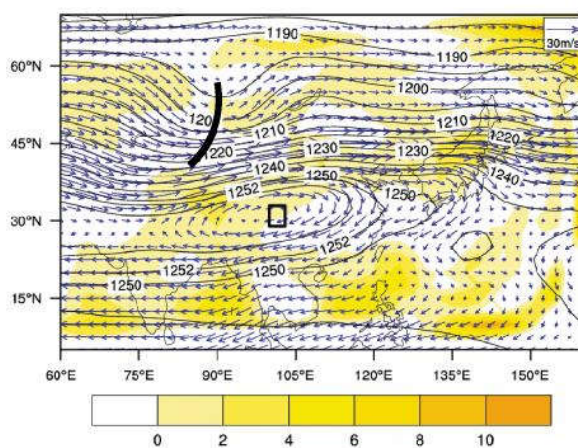
由上述分析可知,此类降水是在贝加尔湖大槽与青藏高原东部浅槽配合下,孟加拉湾强暖湿气流与东部弱回流冷气流在川西高原交汇,从而造成大渡河上游强降水的产生。

2.2 多波动型

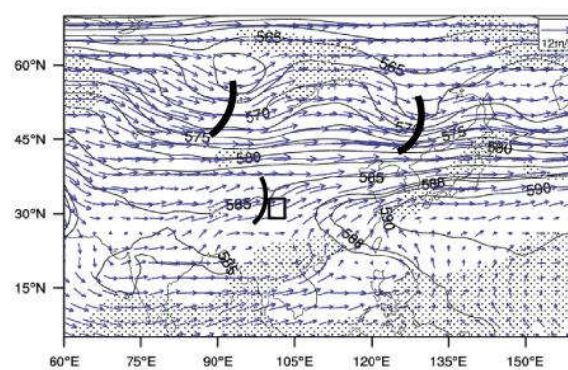
第二类降水的各层环流形势如图2所示,高层200 hPa(图2a)上西风急流位于 30°N 以北,急流相对于第一类更强,位置更偏北。在巴尔喀什湖和贝加尔湖之间存在一深槽,贝加尔湖以东是平直西风带。南亚高压脊线北移至 30°N 附近,东伸脊点达到 120°E ,强度和宽度相较于第一类都增加。高压中心对应反气旋强度比第一类更强,大渡河上游区域位于反气旋中心,更有利于高空辐散。

500 hPa(图2b)上 50°N 以北的中高纬地区为多波动经向环流形势,自西向东分布有乌拉尔山高压脊、巴尔喀什湖与贝加尔湖之间的低压槽、贝加尔湖附近的高压脊、我国东北地区的低压槽。 50°N 以南至高原北部等位势高度线较平直,西风带以纬向气流为主。这种形势下,贝加尔湖与巴尔喀什湖之间的槽区向西南倾斜,引导脊前槽后冷空气南下,在中纬度西风气流中引起小扰动,有助于青藏高原短波槽脊形成,青藏高原浅槽向东移动导致降水产生。这类环流场中,西太平洋副热带高压强度较强,588 dagpm线西伸进入我国东南地区,高压脊线位于 30°N 附近。

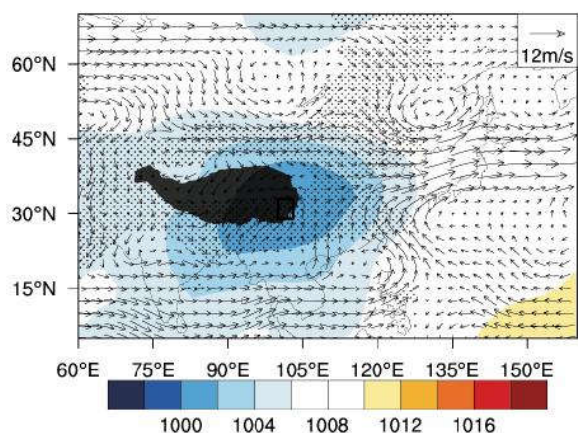
700 hPa(图2c)上低压中心位于高原东部,与200 hPa反气旋辐散中心相对应,更有利于低层气



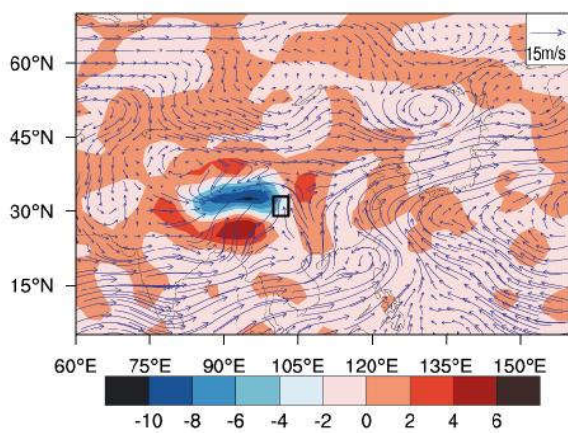
(a) 200 hPa 高度场 (实线, 单位: dagpm)、风场 (箭头, 单位: m/s) 和散度 (阴影, 单位: 10^{-6} s^{-1})



(b) 500 hPa 高度场 (实线, 单位: dagpm)、风场 (箭头, 单位: m/s)



(c) 700 hPa 风场和海平面气压场 (阴影, 单位: hPa)



(d) 整层水汽通量 (箭头, 单位: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$) 和水汽通量散度 (阴影, 单位: $10^{-5} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)

图2 第二类降水环流形势

流辐合上升。风场上巴尔喀什湖西北气流沿槽后南下,汇入中纬度西风气流带,青藏高原北侧存在一小反气旋,反气旋东侧将高纬度西风冷气流带下汇入青藏高原。低纬度地区西风气流也较平直,南支槽较弱且位于孟加拉湾以北,西风在孟加拉湾北部转为西南风北上进入川西高原。南海地区的西风也转为南风向川西高原输送暖湿气流。此外副热带高压外围的反气旋环流较明显,其西侧的偏南气流位于我国东南地区,有助于阻挡低纬度的西风前进,促使西风转为南风向北进入川西高原,因此副热带高压对川西高原暖湿气流的输送起间接作用。

水汽通量图中(图2d)高原水汽辐合带呈纬向型分布,大渡河上游降水区位于辐合中心东部,与第一类相似。水汽辐散区依然位于青藏高原四周,在青藏高原以南辐散最强,与第一类不同的是来自南海的水汽比第一类强,孟加拉湾和南海水汽分别从西南方和东南方汇入降水区。

第二类强降水的产生是因为巴尔喀什湖和贝加

尔湖之间的低槽引导冷空气南下,在中纬度纬向西风气流上激发短波槽,短波槽东移造成川西高原降水。此类降水来自高纬度的冷空气输送较弱,暖湿气流的输送与副热带高压有间接关系。

2.3 横槽型

第三类降水环流如图3所示。200 hPa(图3a)上西风急流强盛,急流轴位于 40°N 附近,高纬度中西伯利亚地区存在一个低压中心,低压向乌拉尔山以东倾斜发展成为一个低槽。此类降水南亚高压最强,1252 dagpm等高线脊点东伸至 140°E 附近,高压脊线位于 30°N 左右。南亚高压反气旋分裂为2个中心,西部反气旋正好在青藏高原上空,东部反气旋位于我国东海与黄海之间。降水区对应西部反气旋、位于高空急流和南亚高压辐散区。

500 hPa(图3b)上高纬度地区环流形势与高层一致,中西伯利亚闭合低压中心代表强大的冷空气团,冷低压分裂低槽南下,在乌拉尔山以东到巴尔喀什湖以西之间发展成一个东北—西南向的横槽。贝

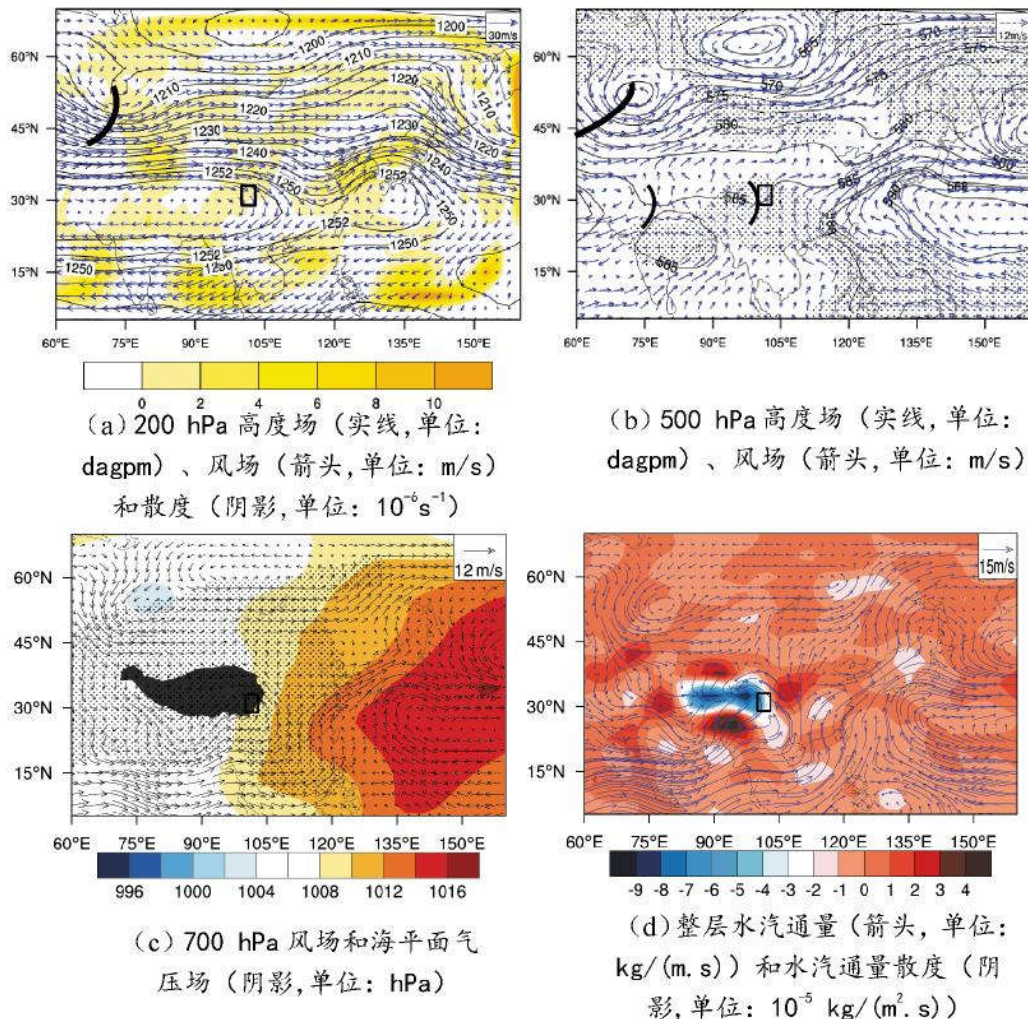


图3 第三类降水环流形势

加尔湖东侧为宽广的高压脊,此高压脊在东亚的稳定存在使西部低压中心东移受阻,从而横槽也稳定少动,随着时间推移,横槽会逐渐向东南发展移动。冷空气随横槽南下,有利于在横槽底部生成青藏高原槽,青藏高原槽在地面热力作用下逐渐东移,形成影响大渡河上游降水的主要天气系统。降水区正好位于一个高原低槽前,槽深度强于前两类高原浅槽。此类降水中,副热带高压也较强,位置西伸到我国华南,与第二类类似。

700 hPa (图 3c) 上地面气压整体分布东高西低,中西伯利亚与高层低压中心对应的是东西向的气旋性环流,在横槽区也对应一个气旋,气旋西侧北风强盛,有助于将高纬度冷空气输送到青藏高原。低纬度地区孟加拉湾存在南支槽,位置和强度与第一类相似。由于受副热带高压西侧反气旋环流影响,南海附近西风转为南风向北,最后转为东南风进入高原,与第二类风场类似。第三类水汽通量散度与前两类相似(图 3d),青藏高原东部表现为东西向辐合中心,青藏高原四周均为辐散中心。水汽源地和输送路径与第二类一致,主要是孟加拉湾的西南气流和南海的东南气流。

第三类环流主要是中西伯利亚冷低压中心向西发展的过程中形成横槽,横槽底部有高原槽生成,高原槽东移,导致强降水产生。

2.4 3 类环流型异同点分析

根据上述 3 种类型环流形势的分析,对比总结出异同点。

主要区别:(1) 中高纬度冷空气南下路径不同。第一类是西北冷空气经我国东部回流进入川西高原,是偏东路径;第二类是由青藏高原北侧反气旋将冷空气带下,属于偏北路径;第三类是巴尔喀什湖气旋将横槽冷空气带入青藏高原,属于偏西路径。(2) 西风急流、南亚高压和副热带高压强度和位置不同。第一类西风急流轴偏南,南亚高压强度弱,位置偏西、偏南,副热带高压偏弱,位置偏东。第二类和三类西风急流、南亚高压、副热带高压都较强,其中第三类南亚高压强度最强,位置最偏东。(3) 南支槽强度和位置不同,水汽主要源地不同。第一类南支槽强度和位置与第三类相似,强度较强,位于孟加拉湾西北部,第二类强度最弱,位置偏北。第一类水汽源地主要是孟加拉湾,来自南海水汽较弱,第二类和三类来自孟加拉湾和南海的水汽都较强。

主要相同点:(1) 大渡河上游 3 类降水均位于高空急流南侧,同时受南亚高压反气旋影响,降水都发

生在高空辐散区内。(2) 水汽通量散度场分布类似,辐合区位于青藏高原东部,辐合中心呈东西走向,青藏高原四周为辐散区,最大辐散中心在青藏高原以南。暖湿气流均从西南和东南两个方向汇入降水区。

3 各类环流型下强降水时空分布特征

3.1 时间分布特征

根据上述环流分类结果,将降水个例进行分类统计,以了解各类环流型下降降水的时空分布规律。

3 类降水频率的年代际变化如表 1 所示。两脊一槽型降水发生频率最低,随时间没有明显变化;多波动型降水在 20 世纪 80 年代发生较少,90 年代开始明显增加;横槽型降水在前 30 a 发生次数较少,2010 年之后明显增加。强降水总频次 20 世纪 80 年代发生 15 次,90 年代增长较快,总计 29 次,21 世纪前 10 a 略有回落,总计 24 次。这 30 a 期间大渡河上游平均每年发生强降水 2.3 次,且以多波动型降水贡献最大,说明在此期间大渡河上游强降水多由中高纬度多波动型环流形势引起。21 世纪 10 年代强降水频率相比前 30 a 明显增多,总计发生 42 次,年均发生强降水 4.2 次,其中横槽型发生频次最多,共计 25 次,占比接近 60%。这 25 次横槽型降水中,6 和 8 月各占 5 次,7 月共计 15 次,与表 1 数据对比发现 21 世纪 10 年代 7 月横槽型降水比 20 世纪 80 年代、90 年代、21 世纪前 10 a 的横槽型降水频次多。说明近年来高纬冷空气南下在巴尔喀什湖附近堆积频繁,导致横槽产生,形成青藏高原强降水的环流背景,而这类背景场在 21 世纪 10 年代 7 月表现尤为突出。两脊一槽型的平均降水强度最弱,平均为 19.1 mm/d,横槽型的平均降水强度最强,平均为 21.1 mm/d,多波动型介于两者之间,为 20.8 mm/d。

表 1 各类强降水频次年代际变化和平均强度

	两脊一槽型	多波动型	横槽型	总计
1980—1989 年/次	3	8	4	15
1990—1999 年/次	1	19	9	29
2000—2009 年/次	2	15	7	24
2010—2019 年/次	3	14	25	42
总频次/次	9	56	45	110
平均强度/(mm/d)	19.1	20.8	21.1	20.8

强降水频次年际变化如图 4 所示。各年之中发生强降水次数以 2~3 次居多,但近年强降水频次有明显增长,增长原因主要来源于横槽型降水的贡

献。一年之中发生强降水4次以上的年份共计9 a, 其中5 a集中在2010—2019年。发生最频繁的是1990年,共发生9次,其中由多波动型环流引起的有6次,其余3次由横槽型环流引起。频数较多的年份为2018年,共计8次,其中多波动型环流和横槽型环流各占4次。

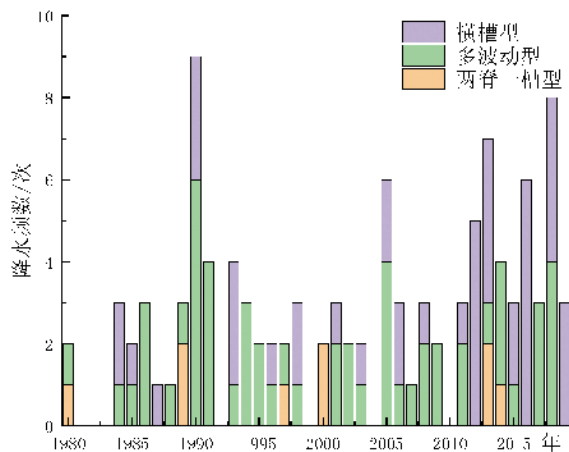


图4 各类强降水频次年际变化

进一步统计各类降水的月分布特征(表2),两脊一槽型降水常发生在6月,为7次,9月发生2次,7、8月未发生,这可能与副热带高压位置有关。在6、9月副热带高压位置偏南,强度偏弱,与两脊一槽型环流中副热带高压偏东偏南表现相对应。多波动型降水多集中在7、8月,分别出现20、21次,在6、9月也有少量频次出现。横槽型降水主要集中在7月,总计发生29次,其中20世纪80年代发生2次,90年代发生8次,21世纪前10 a发生4次,21世纪10年代发生15次,再次证明21世纪10年代7月横槽型强降水频次增加明显。横槽型降水在6、8月出现次数较少,9月未发生此类型强降水。从各月

表2 各类强降水频次月分布

月份	两脊一槽型	多波动型	横槽型	总计
6月	7	11	8	26
7月	0	20	29	49
8月	0	21	8	29
9月	2	4	0	6

强降水总频次看,7月发生强降水最多,其次是8月,而9月发生频次最少。

3.2 空间分布特征

将各类降水个例进行合成,分析降水的空间分布特征(图5)。3类降水最大值中心均在小金县,以小金为中心向南北方向递减。两脊一槽型的最大降水强度为52 mm/d(图5a),多波动型的最大降水强度为67 mm/d(图5b),横槽型的最大降水强度为64 mm/d(图5c)。除小金以外,3类降水在金川与丹巴交界处、康定中部均存在次大值中心,但3类降水次大值中心范围大小不一致。两脊一槽型中,壤塘以南、马尔康、金川以北、康定以南范围内降水量相近,为19~27 mm/d;宝兴、天全、泸定、荣经、色达、班玛、阿坝、久治、壤塘以北降水在19 mm/d以下;降水最少的区域在久治和阿坝东北部,降水量在10 mm/d以下。多波动型和横槽型降水分布主要区别在于宝兴、天全、荣经3县降水量,横槽型在这3县降水要多于多波动型,其余各县两类降水量分布相似。

4 21世纪10年代大渡河上游强降水偏多的原因分析

21世纪10年代强降水频次增多主要是因为横槽型降水增加,而横槽型降水主要集中在7月。

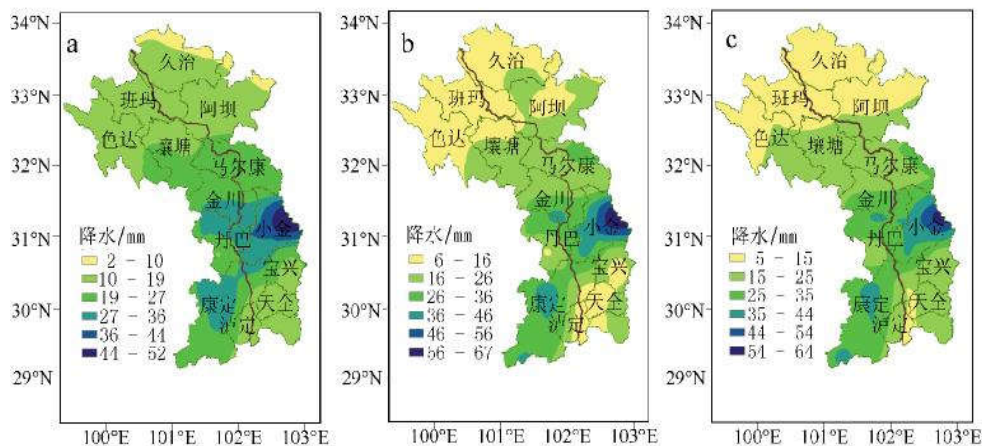


图5 各类强降水空间分布

(a为两脊一槽型,b为多波动型,c为横槽型)

分别将1980—2009年7月和2010—2019年7月大渡河上游强降水时间序列与同期500 hPa高度场做相关分析(图6)。对比2个时间段相关系数分布发现,1980—2009年(图6a)和2010—2019年(图6b)降水与高度场高相关区分布相似,并且与横槽型500 hPa高度场高低压以及槽脊位置分布相对应。证明了在大渡河上游7月强降水主要由横槽型环流引起。在乌拉尔山以东至贝加尔湖之间、巴尔喀什湖附近分别存在一个显著负相关中心,并分别对应于横槽型500 hPa高度场中的中西伯利亚冷低压中心和向西伸展的横槽,说明冷低压和横槽强度越强,越有利于大渡河上游强降水发生。另外在高原主体位置和孟加拉湾也为负相关区,说明高原东部的低值系统和孟加拉湾低槽也对大渡河上游强降水有影响。在贝加尔湖东南方存在东北西南走向的正相关区,对应500 hPa高压脊位置,该区域高压脊越强,越有利于西侧横槽冷空气堆积。此外西太平洋也存在正相关中心,说明副热带高压加强也有利于大渡河上游强降水产生。

值得注意的是2010—2019年相关系数在降水关键区中绝对值有所增大,并且通过显著性检验的区域与横槽型500 hPa高度场对应得更好,说明21

世纪10年代7月降水与横槽型环流联系更紧密,相关性更强。

从2010—2019年7月500 hPa的高度场气候距平图中(图7a),发现在此期间7月平均位势高度在乌拉尔山—巴尔喀什湖—贝加尔湖一带为负距平区,在贝加尔湖以东到鄂霍次克海、我国东北到日本海附近均为正距平中心,2010—2019年中高纬总体处于东高西低的环流形势。说明近10a的7月,中西伯利亚冷低压中心整体偏强,致使其向西发展的巴尔喀什湖横槽强度偏强。同时位于贝加尔湖东南侧高压脊偏强,并且其东北—西南向的形势更有利于横槽形成。横槽引导冷空气南下,有利于青藏高原短波槽生成,短波槽在青藏高原加强东移,最终导致大渡河上游强降水的产生。

在低层700 hPa高度场和风场距平(图7b)中,巴尔喀什湖异常低压区对应异常气旋,气旋西侧向高原输送高纬度冷空气。中低纬度孟加拉湾和南海表现为负距平中心,分别对应异常气旋,说明在此期间孟加拉湾低槽偏强,气旋东侧向高原东输送孟加拉湾水汽,南海气旋北侧也向高原输送南海水汽,两个异常气旋的存在为大渡河上游强降水提供了充足的水汽条件。

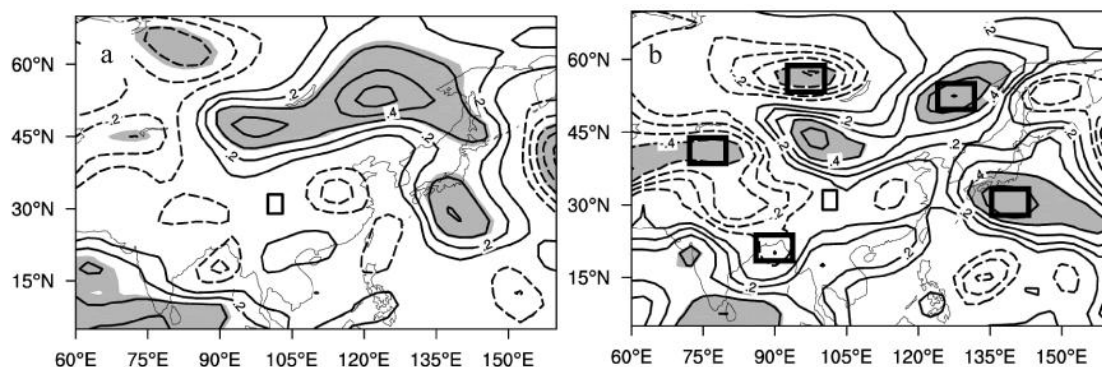


图6 1980—2009年(a)与2010—2019年(b)7月强降水与同期500 hPa高度场相关系数
(阴影区为通过0.05的显著性检验区域,方框为降水关键区)

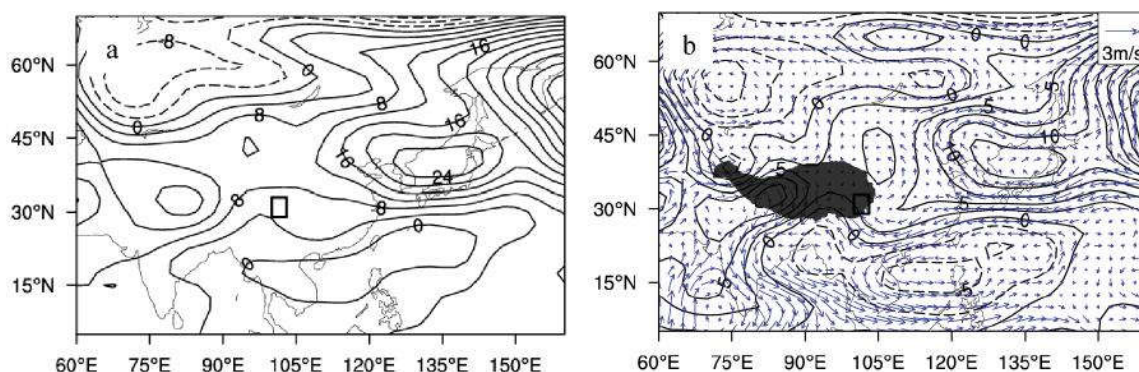


图7 2010—2019年500 hPa高度场(a,单位:dagpm)和700 hPa高度场与风场(b,单位:m/s)距平

大渡河上游7月强降水的关键天气系统为中西伯利亚的低压中心、巴尔喀什湖附近低压槽、贝加尔湖以东的东北—西南向的高压脊，此外还有孟加拉湾低槽和副热带高压。2010—2019年7月高度场距平中心与关键区天气系统基本一致，均与横槽型天气形势吻合，充分说明21世纪10年代大渡河上游强降水增加的主要原因是7月横槽型环流盛行，导致此类型强降水总频次增加。

5 结论

本文重点分析了大渡河上游强降水环流形势聚类分型结果，进而分析了不同类型强降水的时空分布特征以及21世纪10年代强降水频次增加的原因，主要得出以下结论：

(1) 大渡河上游强降水环流形势主要分为两脊一槽型、多波动型和横槽型3种类型。第一类型是在贝加尔湖大槽与高原东部浅槽配合下导致大渡河上游降水产生；第二类型是西风带短波槽东移造成大渡河上游降水；第三类型是巴尔喀什湖附近横槽底部有青藏高原槽生成，青藏高原槽东移导致大渡河上游降水产生。第一类西风急流、南亚高压和副热带高压偏弱，水汽主要来源于孟加拉湾，第二类和第三类西风急流、南亚高压、副热带高压都较强，水汽来源于孟加拉湾和南海。

(2) 1980—2009年大渡河上游汛期强降水以多波动型为主，平均每年发生强降水2.3次，21世纪10年代汛期强降水以横槽型为主，降水频率增加到4.2次/a。两脊一槽型降水常发生在6月，平均降水强度最弱，多波动型降水多集中在7—8月，横槽型降水集中在7月，平均强度最强。3类降水强度的空间分布均以小金县为中心向南北方向递减。

(3) 大渡河上游7月强降水时间序列与同期500 hPa高度场显著相关区与横槽型环流吻合，关键系统为中西伯利亚的低压中心、巴尔喀什湖附近低压槽、贝加尔湖以东的东北—西南向的高压脊、孟加拉湾低槽和副热带高压。2010—2019年相关性和关键系统强度均比1980—2009年强，说明21世纪10年代大渡河上游强降水增加的主要原因是7月横槽型环流盛行，导致此类型强降水增加。

参考文献：

[1] 张冬冬,刘冬英,秦智伟,等.hec-hms水文模型在大渡河流域的应用研究[J].人民长江,2018,49(22):108-111.
[2] 郭洁,宋雯雯,郑昊,等.大渡河流域面雨量时空分布特征及雨季转换指标[J].干旱气象,2019,38(3):370-376.

[3] 刘佳,马振峰,杨淑群,等.1961—2010年大渡河流域极端降水事件变化特征[J].长江流域资源与环境,2015,24(12):2166-2176.
[4] 张仲杰,康景芬,王士新,等.西北地区东部降水异常的大气环流及水汽特征[J].沙漠与绿洲气象,2019,13(1):87-92.
[5] 陶诗言,丁一汇,周晓平.暴雨和强对流天气的研究[J].大气科学,1979,4(3):35-46.
[6] 汪汇洁,孙建华,卫捷,等.近30年我国南方区域持续性暴雨过程的分类研究[J].气候与环境研究,2014,19(6):57-69.
[7] 黄玉霞,王宝鉴,王研峰,等.甘肃省夏季暴雨日数特征及其与大气环流关系[J].高原气象,2017,36(1):183-194.
[8] 周放,孙照渤,许小峰,等.中国东部夏季暴雨日数的分布特征及其与大气环流和海温的关系[J].气象学报,2014,28(3):447-464.
[9] 陈静静,叶成志,吴贤云.湖南汛期暴雨天气过程环流客观分型技术研究[J].暴雨灾害,2016,35(2):25-31.
[10] 汤桂生,杨克明.聚类分析在暴雨预报和环流形势分型中的应用[J].气象,1996,22(8):33-38.
[11] 张端禹,郑彬,汪小康,等.华南前汛期持续暴雨环流分型初步研究[J].大气科学学报,2015,38(3):310-320.
[12] 赵汉光,张先恭.我国东部夏季雨带的气候分类及其环流特征[J].气象,1993,19(9):3-8.
[13] 闵晶晶,邓长菊,曹晓钟,等.强对流天气形势聚类分析中SOM方法应用[J].气象科技,2015(2):244-249.
[14] 张方伟,李春龙,晔丽.金沙江流域降水特征分析[J].人民长江,2011,57(6):100-103.
[15] 肖天国.金沙江、岷江洪水遭遇分析[J].人民长江,2001,47(1):30-32,48.
[16] 赵玉春,许小峰,崔春光.川西高原东坡地形对流暴雨的研究[J].气候与环境研究,2012,17(5):95-104.
[17] 翟盘茂,潘晓华.中国北方近50年温度和降水极端事件变化[J].地理学报,2003,58(增刊):1-10.
[18] 杨玮,程智.近53年江淮流域梅汛期极端降水变化特征[J].气象,2015,41(9):80-87.
[19] 李丽平,许冠宇,成丽萍,等.华南后汛期极端降水特征及变化趋势[J].大气科学学报,2012,53(5):60-67.
[20] 韩晓红,胡彧.K-means聚类算法的研究[J].太原理工大学学报,2009,53(3):33-36.
[21] 李玉梅,李勋,冯文,等.秋季西沙非台风强降水天气形势分析[J].气象,2016,42(8):934-943.
[22] 范苏丹,盛春岩.1966—2010年山东夏季极端降水事件特征分析[J].气象与环境科学,2018,41(1):86-93.
[23] 胡娅敏,翟盘茂,陈阳.“75·8”持续性降水事件及其大尺度水汽输送特征[J].气象与环境科学,2015,38(3):13-18.
[24] 张灵,杜良敏,陈丽娟,等.武汉异常强降水水汽来源、输送路径分析[J].气象与环境科学,2014,37(1):69-74.

Synoptic Circulation Patterns Clustering Analysis and Space-time Distribution Characteristics of Heavy Precipitation in the Upper Reaches of the Dadu River

HUANG Yao, TAO Li, LIU Xinchao, YUAN Meng, SUN Ming, DAN Jia
(Sichuan Meteorological Service Centre, Chengdu 610072, China)

Abstract Based on the precipitation grid data and the NCEP reanalysis data during 1980–2019, the circulation situations during the heavy precipitation in the upper reaches of the Dadu River were classified by K-means cluster analysis. At the same time, the spatial and temporal distribution characteristics of all kinds of heavy precipitation were analyzed. The causes of increased frequency of heavy precipitation in this basin in the 2010s were analyzed as well. The results showed that: The synoptic circulation patterns of heavy precipitation in research area could be divided into three types, two ridges and one trough type, multi-wave type and transverse trough type. The first category often occurred in June, the second category usually focused on July to August, and the third category mainly occurred in July. The precipitation intensity decreased from the Xiaojin County to its south-north direction. During 1980–2009, the basin was dominated by multi-wave type of heavy precipitation. During 2010–2019, it changed into the transverse trough type one. The total frequency of heavy precipitation increased significantly in the 2010s. The main reason was the prevalence of transverse trough circulation in July of 2010s.

Key words upper reaches of the Dadu River; heavy precipitation; cluster analysis; circulation feature