

文章编号: 2096-1618(2021)06-0687-10

# 大渡河流域降水时空变化及环流特征分析

罗 玮<sup>1</sup>, 陈 媛<sup>1</sup>, 齐玉磊<sup>2</sup>

(1. 四川大汇大数据服务有限公司, 四川 成都 610016; 2. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

**摘要:**为全面了解大渡河流域降水变化规律,将大渡河流域分成4个区域,利用降水融合数据、地面观测数据和NCEP/NCAR再分析资料,对大渡河流域降水时空分布特征,降水变化主模态及其与大气环流的关系进行研究。结果表明,大渡河流域降水时空分布差异较大,最大中心位于二区,其中一、二、三区的降水呈现减少趋势,主要发生在夏秋季,而四区呈现增加趋势,主要发生在春季和夏季。大渡河流域降水变化前三主模态为全区一致型,西北东南反向型和“+--”三极子型。合成分析表明大渡河流域夏季降水偏多时,西太平洋副热带高压位置偏西,南亚高压偏东,高原夏季风偏强,大渡河流域上空对流层中低层风场为南风异常。

**关键词:**气象学;气候变化;降水;大渡河流域;环流特征;EOF

**中图分类号:**P467

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2021.06.016

## 0 引言

大渡河位于四川省中西部,发源于青海省玉树藏族自治州阿尼玛卿山脉的果洛山南麓,向南流经金川、丹巴、泸定,于石棉折向东流,在乐山市注入岷江。大渡河是岷江的最大支流,全长1062 km,流域面积7.74万km<sup>2</sup>,流域水能资源丰富,水能蕴藏量3132×10<sup>4</sup> kW,可开发装机容量2348×10<sup>4</sup> kW,干流规划拟建“5库23级”水电站,其中下尔呷水电站为第一级水电站,具有多年调节性能,其余各级电站有年、季、周或日调节性能。目前,泸定、瀑布沟、深溪沟、龚嘴和铜街子5个水电站已建成投入运行。由于其位于青藏高原东南边缘向四川盆地的过渡地带,流域内地形非常复杂,加之受东亚季风和南亚季风的共同影响,暴雨灾害多发,因此导致的滑坡、泥石流等地质灾害频发<sup>[1]</sup>。据统计,2003–2004年大渡河流域地质灾害913处,其中滑坡385处,崩塌105处,泥石流358处,不稳定斜坡65处,造成813人死亡,直接经济损失145736万元,是地质灾害高发区,严重威胁人民的生命财产安全和水电站的安全运行<sup>[2]</sup>。

关于大渡河流域的降水特征,已经有学者开展了研究。丁俊等<sup>[2]</sup>对四川省大渡河流域地质灾害分布及其发展趋势进行了分析,讨论了地质灾害主要影响因素的分布规律。程珂等<sup>[3]</sup>对大渡河流域铜街子以上区域1960–2008年的降水径流特征进行了分析,发现年径流与年降水变化趋势一致,年径流变化主要受

降雨影响,年降水量呈增加趋势但不明显,降水存在准4~7 a、8~13 a、23~27 a的振荡周期。吴付华等<sup>[4]</sup>对大渡河干流暴雨洪水特性进行了分析,总结了暴雨洪水的特点和时空变化规律。刘佳等<sup>[5]</sup>对大渡河流域1961–2010年的极端降水事件进行了分析,结果表明,极端降水指数均呈现相对稳定的波动增加,空间上呈现由西北向东南方向逐渐增多的分布特征,区域差异显著,除强降水日数外,其他极端降水指数均呈现下游增加,上游减小的变化趋势,极端降水与年降水量变化趋势密切相关,极端降水指数普遍存在5~10 a的年际振荡周期和20~25 a的年代际振荡周期。肖杨等<sup>[6]</sup>利用1961–2010年的地面气象观测站资料分析了大渡河流域的降水特征,发现流域平均年降水下游多于上游和中游,最大值出现在峨眉山,最小值在丹巴,小雨和年降水日数均为减少趋势,整个流域降水日数存在4~8 a的短周期,又分别存在10~14 a、9~13 a、10~11 a、10~15 a的中长周期。孙文慧等<sup>[7]</sup>利用1960–2010年的大渡河上游降水资料,分析了50 a来大渡河上游降水日数的时空变化。张冬冬等<sup>[8]</sup>基于GAMLSS模型分析了大渡河流域降水频率的非一致性特征,发现大渡河流域年最大日降水序列均呈现不显著变化的趋势。

虽然许多学者关于大渡河流域的降水变化从不同方面开展了研究,但他们主要使用的是2010年前的数据,并且大多数研究集中在整个流域或部分区域的降水或极端降水的规律和特征分析,对于流域不同区域之间的差异及流域降水变化主模态及其与大气环流之间的关系分析较少。文中利用最新的降水数据对大渡

河流域整体及各个子区域的降水变化特征进行了详细分析,并提取大渡河流域降水变化的主模态并分析其与大气环流的关系。

## 1 资料与方法

使用的数据包括 ERA5 再分析逐日降水资料<sup>[9]</sup>、大渡河流域内的中国气象局国家站和区域站逐日降水观测资料,大渡河流域自建雨量站逐日降水资料。采用全局数据融合方法<sup>[10-11]</sup>,将上述三类数据融合成  $0.25 \times 0.25$  的格点资料,时间范围 1979–2018 年。该融合方法的基本假设是格点降水在空间域上具有连续分布的偏差,利用真实观测的站点数据对每个格点降水进行修正<sup>[12]</sup>,融合了地面观测降水的局部高精度和格点降水资料覆盖范围广且空间分布合理的优点。该融合资料用来分析大渡河流域降水的空间分布和时间变化。

中国地面气候资料月值数据集,主要使用其中月平均降水资料;NCEP/NCAR 再分析资料<sup>[13]</sup>,主要使用风场和位势高度场数据,时间范围 1979–2018 年。该部分数据主要用来分析降水变化主模态及其与大气环流的关系。

主要分析方法有趋势分析和合成分析,其中趋势分析采用的是 Theil-Sen 趋势估计方法,该方法是非参数线性趋势估计方法,对离群点不敏感,对于偏态分布和异方差的数据处理要显著优于简单的线性回归方法,在对线性趋势做统计显著性检验时使用的是 Mann-Kendall 非参数趋势检验方法<sup>[14-15]</sup>。

## 2 大渡河流域降水时空分布特征

### 2.1 空间分布

图 1 给出的是大渡河流域 1979–2018 年 40 a 平均年降水量的空间分布,根据电站分布和梯级调度运行经验将大渡河从上游至下游依次划分为一区、二区、三区 and 四区,其中黑色实线为各区的分界线。从图 1 中可以看出,除了流域上游的西北部区域,其他区域的年降水量均在 800 mm 以上,其中降水量的最大值出现在流域的二区,其中心值可达 2400 mm 以上。此外大渡河附近区域的降水量明显高于其他地区的降水量,集中在 1600 mm 以上,其他区域降水在 1400 mm 附近。在四区西部,降水相对其他地区偏少在 800 ~ 1000 mm。

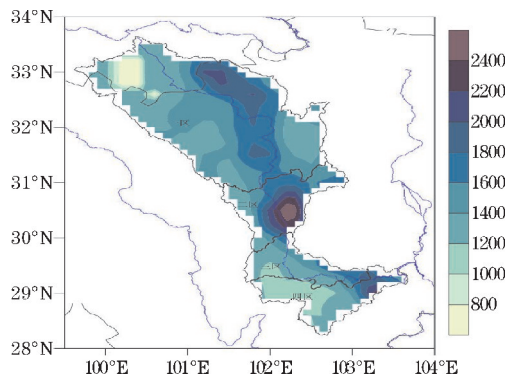


图 1 1979–2018 年大渡河流域年降水量气候平均态的空间分布

图 2 是大渡河流域 1979–2018 年 40 a 平均季节降水量空间分布。春季代表 3–5 月的降水量,夏季代表 6–8 月的降水量,秋季代表 9–11 月的降水量,冬季代表 12 月至次年 2 月的降水量。从图 2 可以看出,夏季降水量最多,大部分地区都在 800 mm 以上,有两个大值中心,分别位于一区的东北部和二区的东南部,中心降水量超过了 1000 mm;一区的西北部和三区、四区的西部降水量相对偏少,在 600 mm 以下。冬季的降水量全年最少,所有区域均在 200 mm 以下。春季和秋季的降水量处于全年的中间位置,大部分区域的降水量值位于 200 ~ 400 mm,其中春季的降水量在一区西北部偏少,在 200 mm 以下,在二区的大渡河附近区域降水超过了 400 mm,而秋季降水在一区和二区的大渡河附近均超过了 400 mm,且一区西北部只有较小部分区域降水在 200 mm 以下。

### 2.2 时间变化

#### 2.2.1 全流域

从图 3 可以看出,大渡河流域年总降水量整体呈现下降的趋势,平均每年减少 8 mm 左右,且在统计上通过了 95% 的显著性检验 ( $p = 1$ ); 1979–2007 年,降水基本在 1600 mm 附近波动,呈现明显的年际变化,但年际变率变化不明显;从 2008 年开始,降水量明显下降,最近几年达到最低谷;降水最大值出现在 1998 年,约为 1700 mm,最小值出现在 2018 年仅为 1000 mm。春季,大渡河流域降水量呈现波动变化,平均降水量在 300 mm 左右;在 20 世纪 90 年代前降水年际变率较大,90 年代后降水变率相对较小;降水呈现弱下降趋势,但趋势不显著,未通过 95% 的显著性检验。夏季,大渡河流域降水呈现明显的下降趋势,1979–2018 年,降水每年平均减少 4.7 mm,该趋势通过了 95% 的显著性检验;降水最大值在 1998 年,大约为 990 mm,最小值出现在 2018 年,仅为 500 mm;降水变率在 2000 年前相对较小,2000 年后相对较大。秋季,大渡河流域降水量呈现出显著的下降趋势,1979–2008 年,平均每年降水减少 3 mm,下降趋势通过了 95% 显著性检验;降水最大值出现在 1991 年,约为 440 mm,最小值在 2018 年,仅为 240 mm,降水

年际变率变化不明显。冬季,大渡河流域降水呈波动变化,平均降水在95 mm左右,降水有弱减少趋势,但没有通过95%的显著性检验,降水年际变率无明显变化。

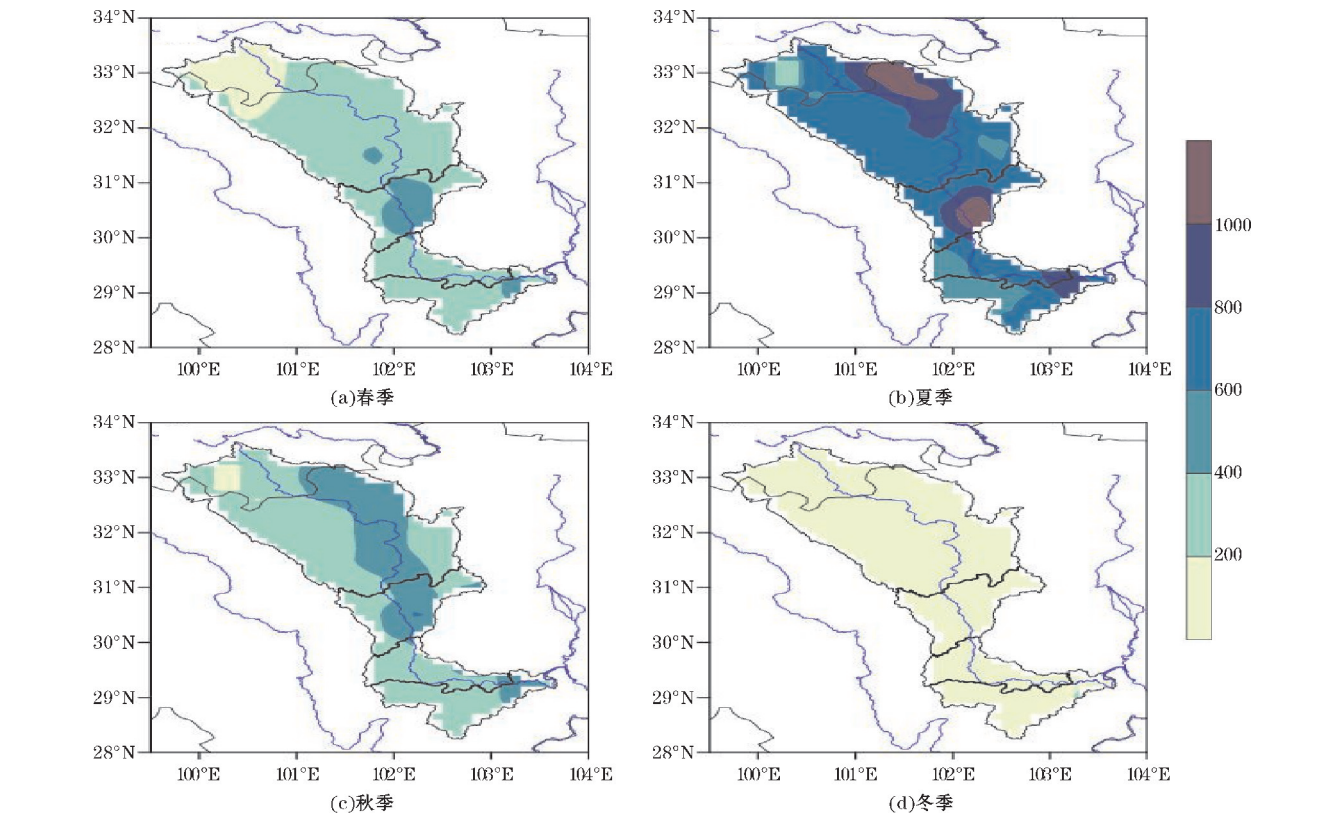


图2 1979–2018 年大渡河流域四季降水量气候平均态的空间分布

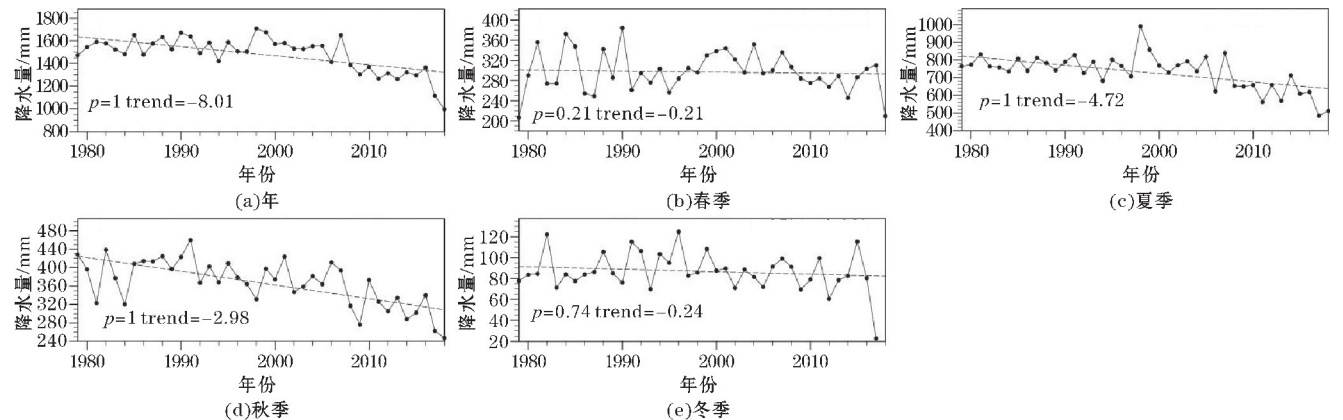


图3 大渡河流域年及四季降水量的逐年变化

2.2.2.2 一区

从图4可以看出,大渡河流域一区年总降水量呈现显著的下陷趋势,平均每年下降10 mm,该趋势通过了95%的显著性检验;降水最大值出现在1998年,约1700 mm,最小值出现在2018年,在950 mm左右,降水年际变率无明显变化。春季,大渡河流域一区降水呈现波动变化,无明显的变化趋势;最大值出现在1990年,在400 mm左右,最小值出现在1979年,约为160 mm,在20世纪90年代前,降水年际变率较大,之后相对较小。夏季,大渡河流域一区降水呈现显著的下陷趋势,平均每年减少6 mm,该趋势通过了95%的

显著性检验;降水最大值出现在1998年,在1050 mm左右,最小值出现在2017年,约为500 mm,降水年际变率无明显变化。秋季,大渡河流域一区降水呈现显著的下陷趋势,平均每年下降3.8 mm,该趋势通过了95%的显著性检验;降水最大值出现在1991年,在500 mm左右,最小值出现在2018年,约为250 mm,降水年际变率无明显变化。冬季,大渡河流域一区降水呈现弱下降趋势,该趋势未通过95%的显著性检验;降水平均为85 mm,降水最大值出现在1996年,在130 mm左右,最小值出现在2018年,仅为20 mm,降水年际变率无明显变化。



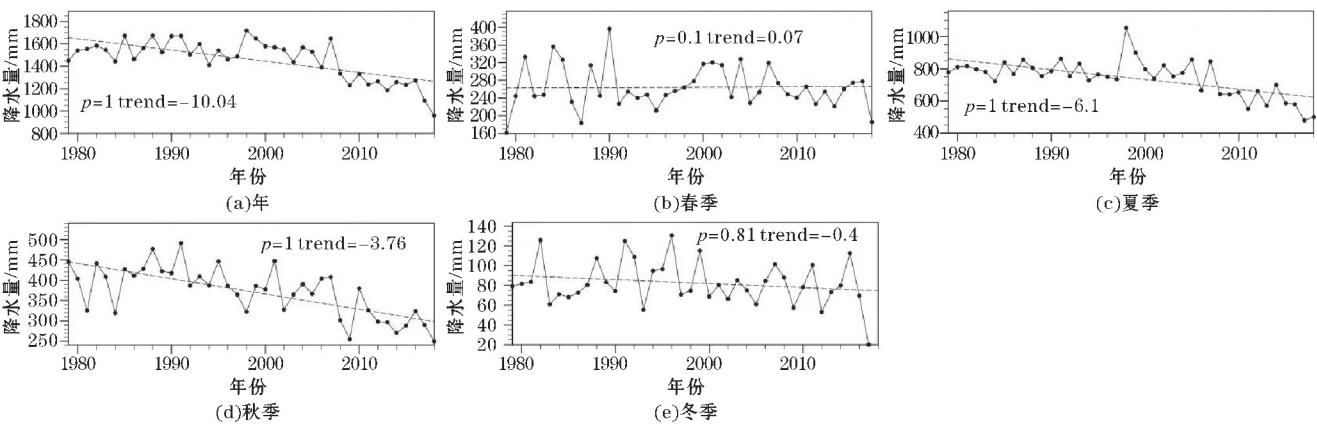


图4 大渡河流域一区年及四季降水量的逐年变化

2.2.3 二区

从图5可以看出,大渡河流域二区年总降水量呈现显著的下陷趋势,平均每年下降14.8 mm,该趋势通过了95%的显著性检验;降水最大值出现在2007年,约2100 mm,最小值出现在2018年,在800 mm左右,降水年际变率无明显变化。春季,大渡河流域二区降水呈现显著的下陷趋势,平均每年减少2.5 mm,该趋势通过了95%的显著性检验;最大值出现在2005年,在490 mm左右,最小值出现在2018年,约为200 mm,降水年际变率无明显变化。夏季,大渡河流域二区降水呈现显著的下陷趋势,平均每年减少10.2 mm,该趋势

通过了95%的显著性检验;最大值出现在1998年,在1050 mm左右,最小值出现在2018年,约为400 mm左右,降水年际变率无明显变化。秋季,大渡河流域二区降水呈现显著的下陷趋势,平均每年减少3.6 mm,该趋势通过了95%的显著性检验;最大值出现在2006年,在540 mm左右,最小值出现在2017年,约为200 mm,降水年际变率无明显变化。冬季,大渡河流域二区降水呈现显著的下陷趋势,平均每年减少0.7 mm,该趋势通过了95%的显著性检验。最大值出现在1996年,在160 mm左右,最小值出现在2018年,约为20 mm,降水年际变率无明显变化。

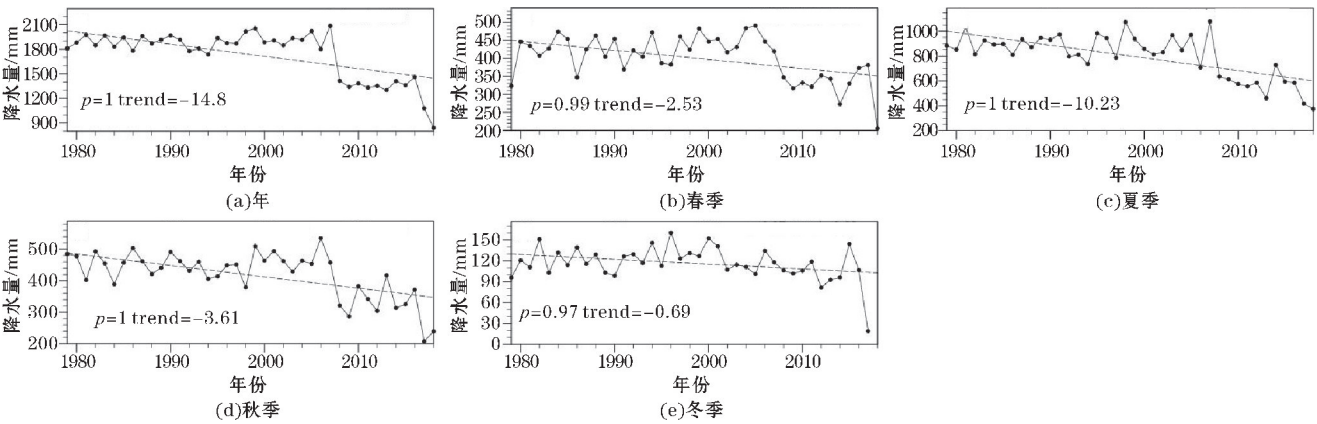


图5 大渡河流域二区年及四季降水量的逐年变化

2.2.4 三区

从图6可以看出,大渡河流域三区年总降水呈现下降趋势,平均每年减少2.4 mm,该趋势仅通过了90%的显著性检验;降水最大值出现在1999年,在1600 mm左右,最小值出现在2017年,约为1100 mm,平均降水为1400 mm,降水年际变率无明显变化。春季,大渡河流域三区降水呈现弱下降趋势,该趋势未通过95%的显著性检验;降水最大值出现在1999年,在410 mm左右,最小值出现在2018年,约为260 mm,平均降水为330 mm,降水年际变率无明显变化。夏季,大渡河流域三区降水呈现弱下降趋势,该趋势未通过

95%的显著性检验;降水最大值出现在1995年,在870 mm左右,最小值出现在2006年,约为500 mm,降水年际变率无明显变化。秋季,大渡河流域三区降水呈现弱下降趋势,该趋势未通过95%的显著性检验。降水最大值出现在1990年,在440 mm左右,最小值出现在2017年,约为180 mm,降水年际变率在1994年前较大,之后开始减小。冬季,大渡河流域三区降水无明显变化趋势,降水呈波动变化;降水最大值出现在1994年,在100 mm左右,最小值出现在2018年,约为30 mm,平均降水为80 mm,降水年际变率无明显变化。

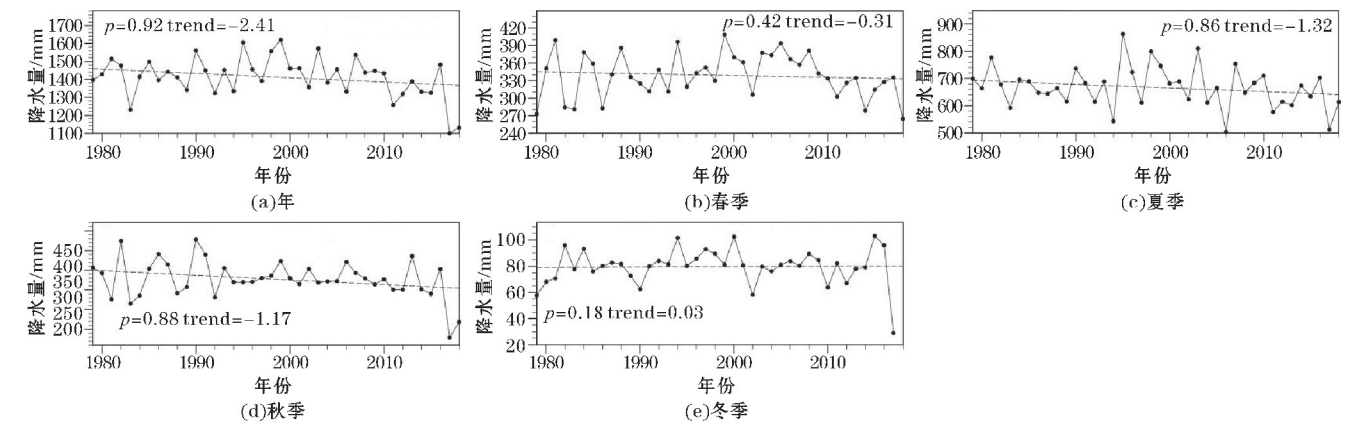


图 6 大渡河流域三区年及四季降水量的逐年变化

2.2.5 四区

从图 7 可以看出,大渡河流域四区年总降水呈现显著的增加趋势,平均每年增加4.9 mm,该趋势通过了 95% 的显著性检验;降水最大值出现在 2016 年,在 1600 mm 左右,最小值出现在 1983 年,约为 1130 mm,降水年际变率无明显变化。春季,大渡河流域四区降水呈现显著的增加趋势,平均每年增加1.7 mm,该趋势通过了 95% 的显著性检验;降水最大值出现在 2009 年,在 380 mm 左右,最小值出现在 1983 年,约为 220 mm,降水年际变率在 1987 年前相对较大,之后开始减小。夏季,大渡河流域四区降水呈现显著的增加趋势,平均每年增

加1.8 mm,该趋势通过了 90% 的显著性检验;降水最大值出现在 2014 年,在 800 mm 左右,最小值出现在 2006 年,约为 400 mm,降水年际变率无明显变化。秋季,大渡河流域四区降水呈现弱增加趋势,平均每年增加1 mm,该趋势未通过 95% 的显著性检验;降水最大值出现在 2003 年,在 380 mm 左右,最小值出现在 1983 年,约为 220 mm,降水年际变率在 1994 年前相对较大,之后开始减小。冬季,大渡河流域四区降水无明显的变化趋势,降水呈现出波动变化。降水最大值出现在 2015 年,在 120 mm 左右,最小值出现在 2018 年,约为 30 mm,平均降水量 80 mm,降水年际变率无明显变化。

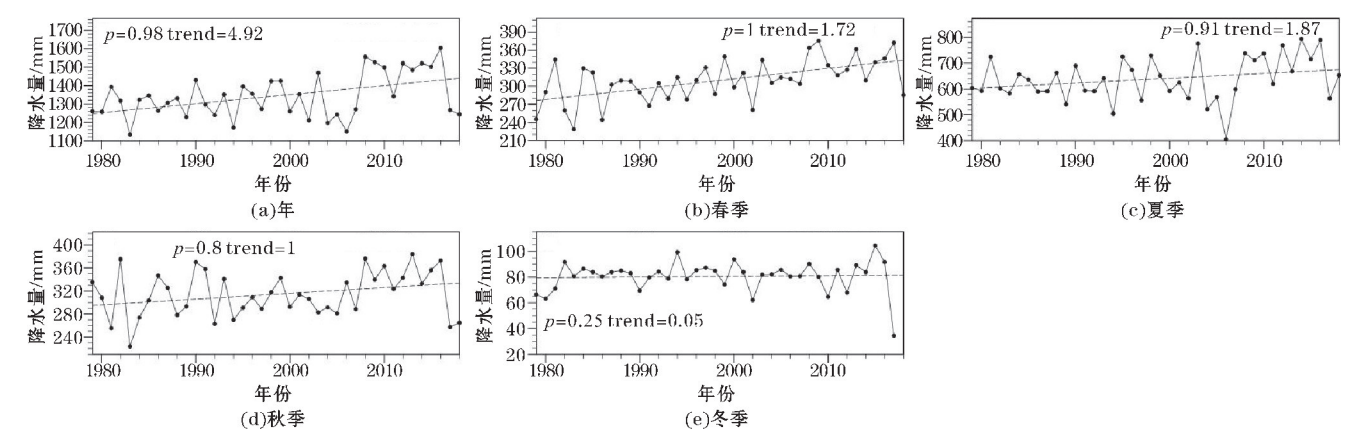


图 7 大渡河流域四区年及四季降水量的逐年变化

综上,大渡河流域降水呈现显著的减少趋势,其中一区、二区和三区的降水呈现减少趋势,而四区降水呈现增加趋势。因此大渡河流域降水的减少主要是由一区、二区和三区的降水减少导致的,且降水减少主要发生在夏秋季,一区和二区的降水减少对整个流域降水变化起主导作用。四区降水增多主要发生在春季和夏季。

3 大渡河流域降水变化主要模式

考虑到降水变化影响因素的复杂性,首先对大渡河流域的降水变化进行了经验正交函数分解(EOF),

分离出降水变化的主要空间模态,考虑到不同季节之间的影响降水的因素差异较大,分为春夏秋冬四个季节来分析。

3.1 春季

图 8 为大渡河流域春季降水变化 EOF 分解后的空间模态及其对应振幅的时间变化,图 8 中黑点代表气候站所在的位置(下同)。在这里给出了前三个空间模态,对应的累计解释方差为 75.4%,能够反映大渡河流域春季降水变化大部分特征。第一主模态表现为大渡河流域降水变化一致型,最大值中心位于下游地

区,解释方差为43.5%,具有较强的年际变化。第二主模态对应为流域西北和冬南部反向变化型,正负中心值分别位于一区的东南部和三区四区的交界处,解释

方差为22.7%。第三主模态表现为从西北到东南的“+ - +”三极子型,即上游和下游降水变化一致,与中游地区降水变化相反,其解释方差为9.2%。

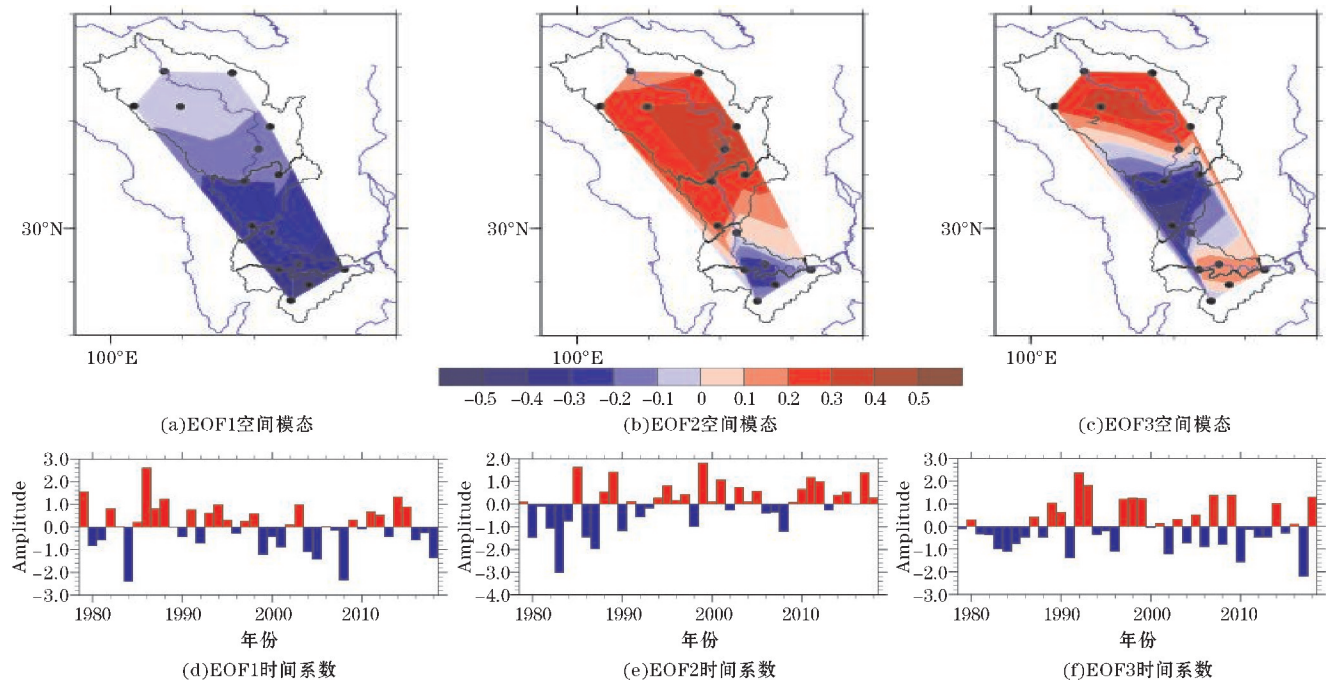


图 8 大渡河流域春季降水变化 EOF 分解的前三个模态

3.2 夏季

图 9 为大渡河流域夏季降水变化 EOF 分解后的空间模态及其对应振幅的时间变化,前三个空间模态对应的累计解释方差为68.9%,能够反映大渡河流域夏季降水变化大部分特征。第一主模态表现为大渡河流域降水变化一致型,最大值中心位于下游地区,解释

方差为33.6%,具有较强的年际变化和年代际变化。第二主模态对应为流域西北和冬南部反向变化型,正负中心值分别位于一区的东南部和三区四区的交界处,解释方差为25%。第三主模态表现为西北到东南的反向变化型,与第二主模态正负交界位于二三区分解出不同,其正负交界处位于一区东南部,解释方差为10.3%。

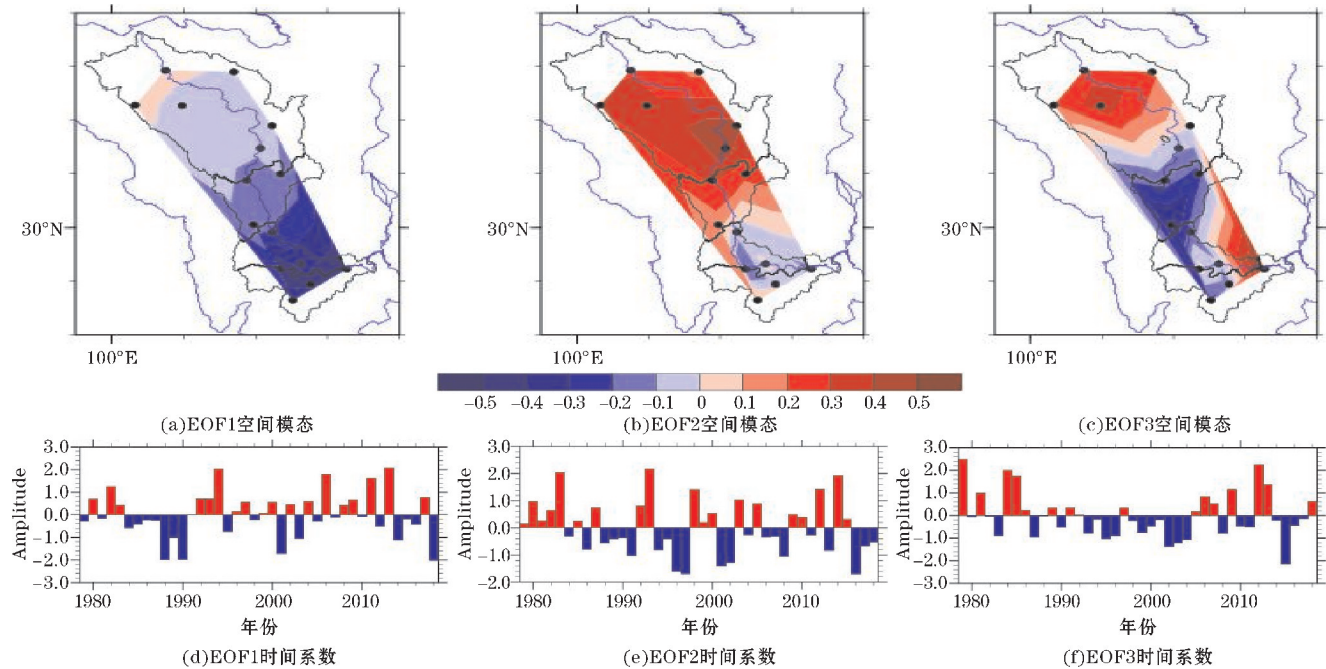


图 9 大渡河流域夏季降水变化 EOF 分解的前三个模态



3.3 秋季

图 10 为大渡河流域秋季降水变化 EOF 分解后的空间模态及其对应振幅的时间变化,前三个空间模态对应的累计解释方差为73.9%,能够反映大渡河流域秋降水变化大部分特征。第一主模态表现为大渡河流域降水西北和东南反向变化型,一区西北部为正值其

余地区为负值,最大值中心位于下游地区,解释方差为37.7%,具有较强的年代际变化。第二主模态对应为流域西北和冬南部反向变化型,一二区为正值,三四区为负值,反映了了,一二区降水和三四区降水的反向变化,解释方差为24.3%。第三主模态表现为从西北到东南的“+--”三极子型,即上游和下游降水变化一致,和中游地区降水变化相反,其解释方差为11.9%。

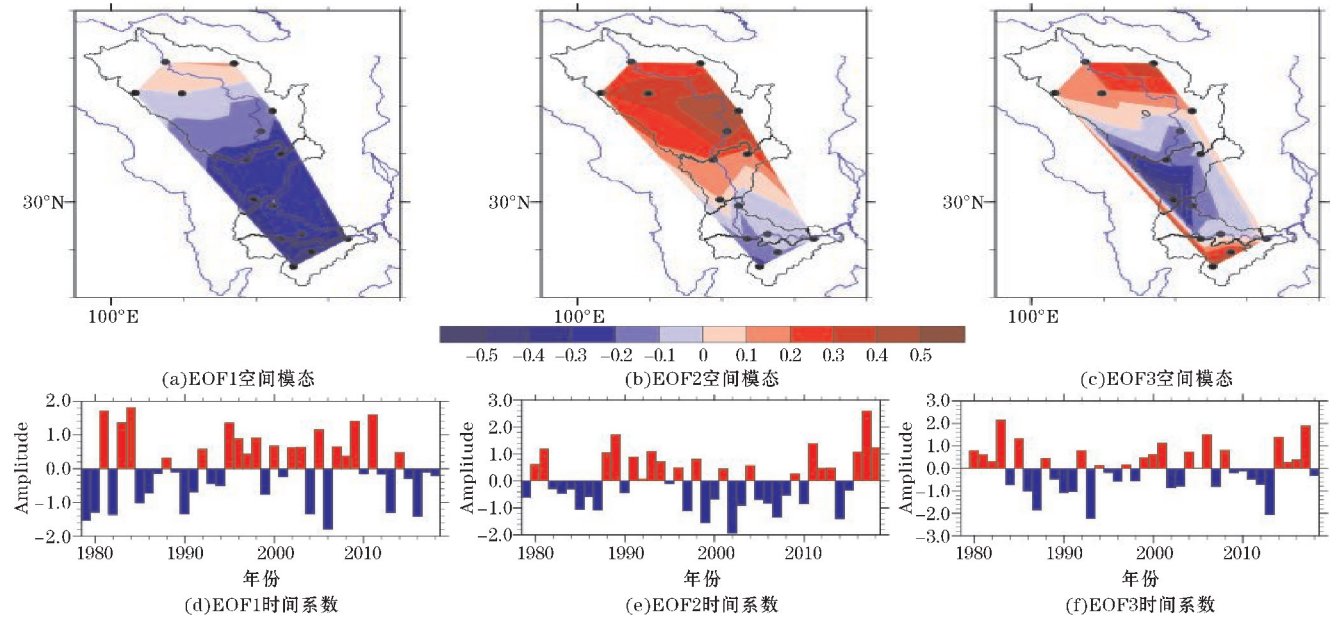


图 10 大渡河流域秋季降水变化 EOF 分解的前三个模态

3.4 冬季

图 11 为大渡河流域春季降水变化 EOF 分解后的空间模态及其对应振幅的时间变化,前三个空间模态对应的累计解释方差为70.4%,能够反映大渡河流域冬季降水变化大部分特征。第一主模态表现为大渡河

流域降水变化一致型,解释方差为37.4%,具有较强的年际和年代际变化。第二主模态表现为从西北到东南的“+--”三极子型,即上游和下游降水变化一致,和中游地区降水变化相反,其解释方差为18.1%。第三主模态对应为流域西北和冬南部反向变化型,一二区为正值,三四区为负值,解释方差为14.9%。

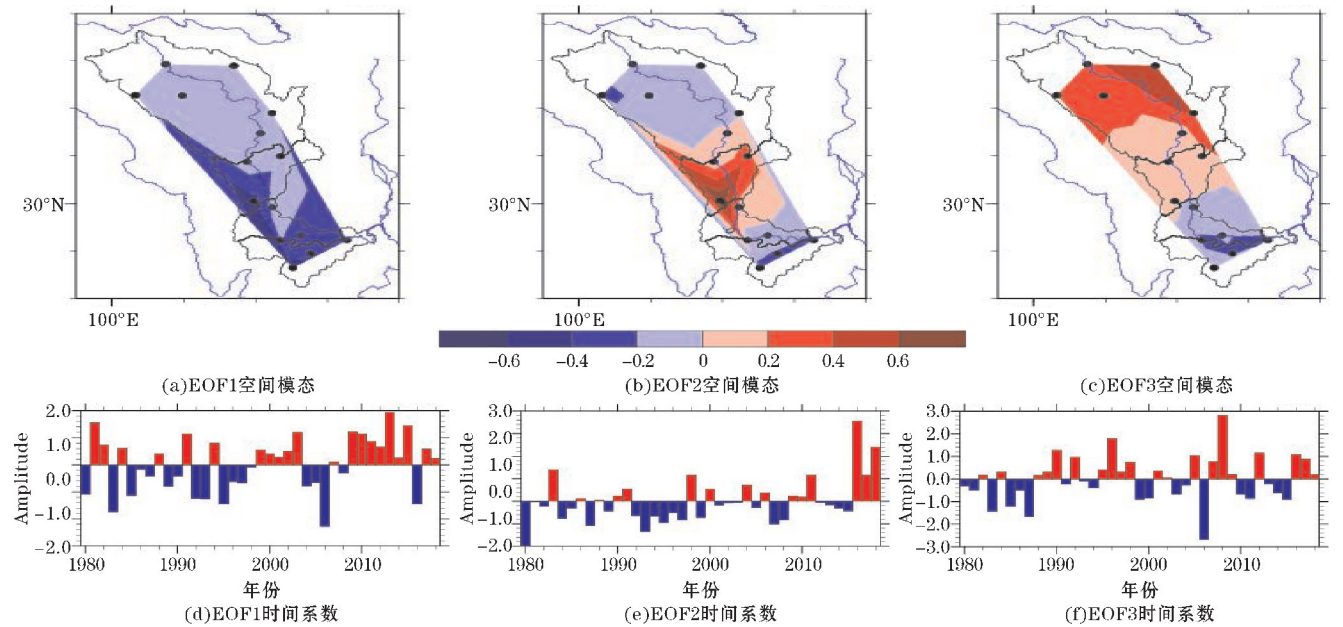


图 11 大渡河流域冬季降水变化 EOF 分解的前三个模态

4 夏季降水第一模态异常对应的环流形势

由于大渡河流域降水以夏季为主,因此主要以夏季降水的第一模态为对象来进行合成分析,根据图9(b)第一主分量的变化,以1个标准差为阈值选取正负异常年,大于1为正异常年,小于-1为负异常年,因为夏季降水的第一模态为全区一致型的负值,因此正异常年对应全区降水一致偏少,负异常年对应全区降水一致偏多。正异常年分别为1982年、1994年、2006年、2011年和2013年,负异常年为1988年、1989年、1990年、2001年、2003年、2014年和2018年。图12给出了正负异常

年(对应流域降水偏少和偏多年)对应的位势高度场和风场的环流特征,图中蓝色线区域为大渡河流域。

4.1 位势高度场合成分析

从图12可以看出夏季东亚500 hPa印度地区受低压槽控制,中国东部地区受副热带高压控制。正负异常年相比,负异常年对应的副高位置偏西,印缅槽偏弱。从差值场也可以看出除渤海附近,其他地区均为负值区。因此,在正异常年时,印缅槽较强,副高偏东,负异常年时印缅槽较弱,副高位置偏西。

从图13中可以看出夏季东亚200 hPa为南亚高压控制。正负异常年相比,负异常年对应的南亚高压位置偏东。

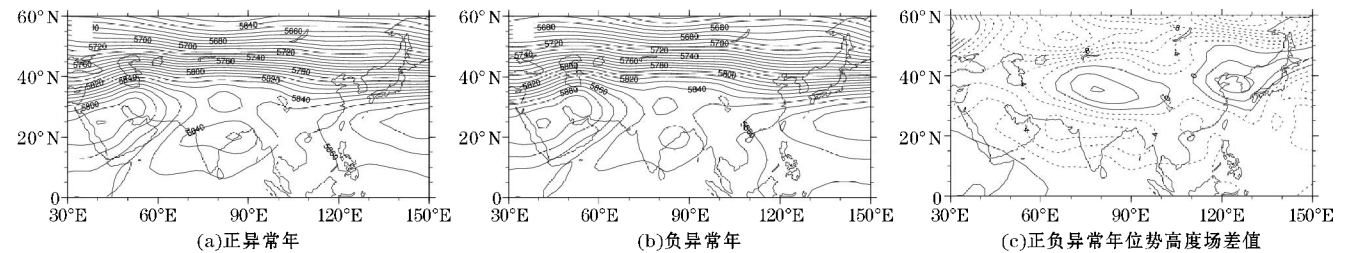


图12 正、负异常年对应的夏季500 hPa位势高度场及二者位势高度场差值

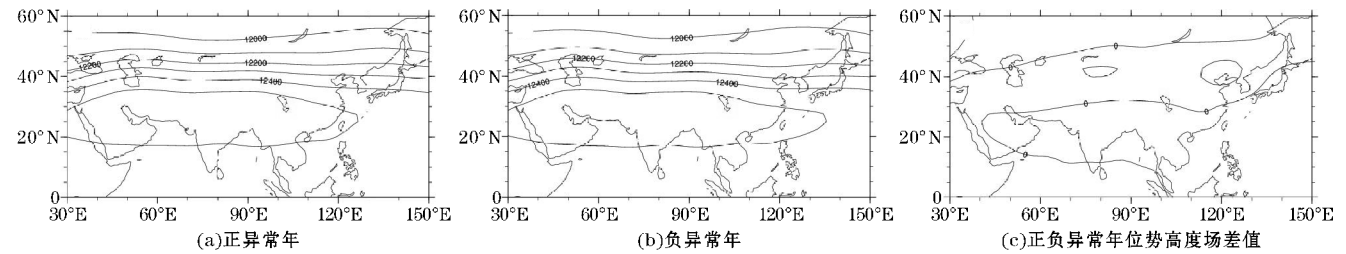


图13 正、负异常年对应的夏季200 hPa位势高度场及二者位势高度场差值

4.2 风场合成分析

从图14中可以看到大渡河流域夏季主要受来自印度洋的南亚季风和来自南海的东亚季风控制,受西南气流和东南气流的共同影响。从差值场可以明显看

出大渡河流域为异常的北风控制,因此与负异常年相比,正异常年大渡河偏南气流较弱,所以流域降水偏少,而负异常年,偏南气流较强,来自海洋上的水汽更多地输送到大渡河流域,因此降水偏多。

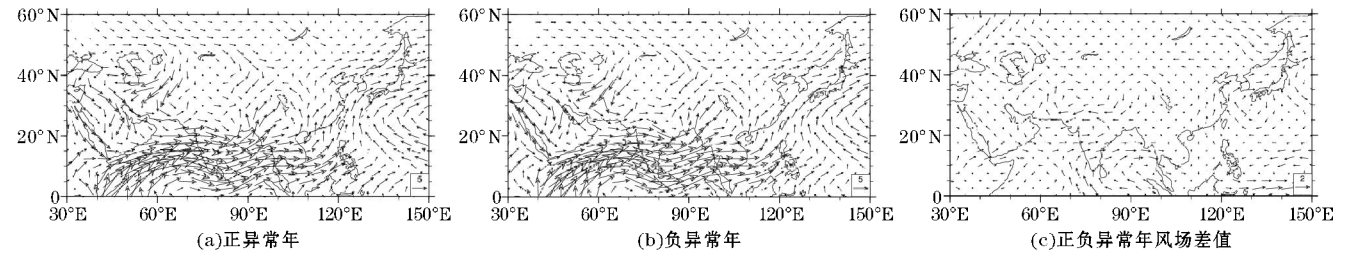


图14 正、负异常年对应的夏季850 hPa风场及二者风场差值

700 hPa高空的风场(图略)与850 hPa的风场形式非常相似,大渡河流域主要受到西南气流的影响。在差值场上大渡河流域为异常的西北风控制,因此与负异常年相比,正异常年大渡河偏南气流较弱,所以流域降水偏少,而负异常年,偏南气流较强,来自海洋上

的水汽更多地输送到大渡河流域,因此降水偏多。考虑到大渡河流域的上游海拔较高,850 hPa和700 hPa不能反映其真实特征,因此分析更高层次的600 hPa高度场(图15)。与700 hPa类似,在600 hPa的高空,大渡河流域主要受西南气流的影响。从差值场



可以明显看出大渡河流域为异常的西北风控制,因此与负异常年相比,正异常年大渡河偏南气流较弱,所以流域降水偏少,而负异常年,偏南气流较强,来自海洋上的水汽更多地输送到大渡河流域,因此降水偏多。

此外从差值场可以看出高原上空为反气旋性环流,因为夏季高原600 hPa上为高原夏季风控制,盛行气旋性环流<sup>[16-17]</sup>,因此正异常年对应了高原夏季风偏弱。

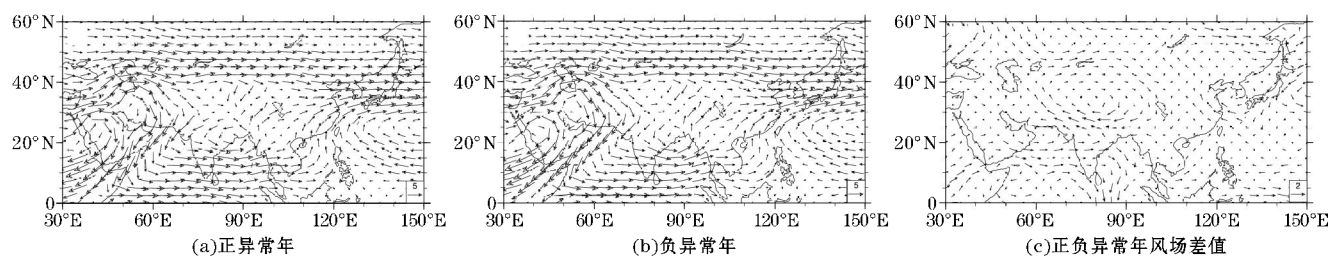


图15 正、负异常年对应的夏季600 hPa风场及二者风场差值场

500 hPa 对流层中层(图16),在差值场上,大渡河流域为东北风异常,因此在正异常年大渡河流域的西

南风较弱,负异常年时西南气流则较强,能够带来更多的水汽,因此负异常年降水偏多,正异常年降水偏少。

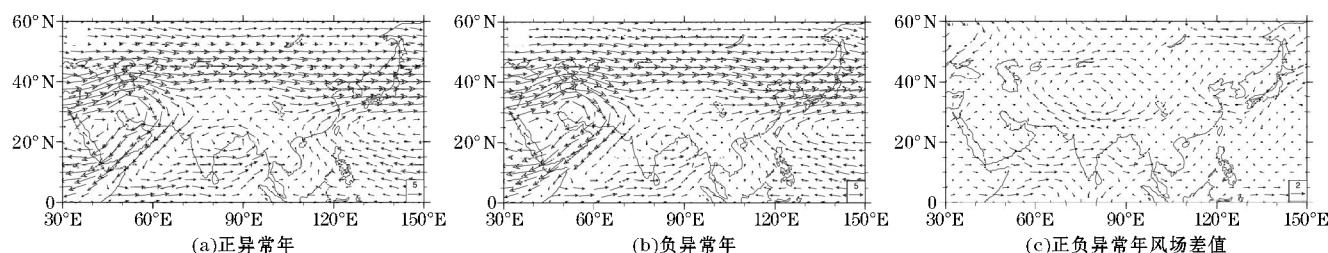


图16 正、负异常年对应的夏季500 hPa风场及二者风场差值

## 5 结论

利用1979–2018年的ERA5降水再分析资料,中国气象局台站观测资料,大渡河流域自建雨量站的融合数据详细分析了大渡河流域的降水空间分布和时间变化规律;利用1979–2018年中国地面观测月值数据集降水资料和NCEP再分析资料分析了流域降水变化的主要模态及其与大气环流的关系,得到了以下结论:

(1)大渡河流域年总降水量空间分布差异较大,最大降水量中心位于二区,中心值在2400 mm以上,一区西北部和四区西部降水最少,在1000 mm以下,沿河区域的降水明显大于其他地区。大渡河流域季节降水量夏季最多,秋季和春季次之,冬季最少,其中夏季的最大降水中心分别位于一区的东北部和二区大部分地区,降水量在1000 mm以上。

(2)大渡河流域年总降水量近40 a来呈明显下降趋势,平均每年降水减少8 mm;夏季和秋季呈明显下降趋势,平均每年分别减少4.7 mm和3 mm,春季和冬季降水为弱下降趋势;一区年总降水量呈明显的下降趋势,平均每年降水减少10 mm;夏季和秋季呈明显的下降趋势,平均每年分别减少6.1 mm和3.8 mm,春季和冬季降水无显著变化趋势;二区年总降水量呈明显的下降趋势,平均每年降水减少14.8 mm;春夏秋冬四个季节的降水均呈明显的下降趋势,平均每年分别减

少2.5 mm、10.2 mm、3.6 mm和0.7 mm;三区年总降水量来呈下降趋势,平均每年降水减少2.4 mm,该趋势仅通过了90%的显著性检验;春夏秋三个季节的降水均呈现出弱下降趋势,冬季降水变化趋势不明显;四区年总降水量呈明显的上升趋势,平均每年降水增加4.9 mm;春季降水呈显著增加趋势,增长率为1.7 mm/a,夏季降水呈增加趋势,增长率为1.9 mm/a,仅通过90%的显著性检验,秋季降水呈弱增加趋势,冬季无明显变化趋势;

(3)大渡河流域春季降水变化前三个空间模态对应的累计解释方差为75.4%,第一主模态为流域降水变化一致型,解释方差为43.5%,第二主模态为流域西北和冬南部反向变化型,解释方差为22.7%,第三主模态西北到东南的“+ - +”三极子型,解释方差为9.2%;夏季前三个模态的累计解释方差为68.9%,第一主模态为流域降水变化一致型,解释方差为33.6%,第二、三模态为流域西北和冬南部反向变化型,解释方差为25%和10.3%;秋季前三个模态的累计解释方差为73.9%,第一、二主模态为西北和东南反向变化型,解释方差为37.7%和24.3%,第三主模态从西北到东南的“+ - +”三极子型,解释方差为11.9%;冬季前三个模态对应的累计解释方差为70.4%,第一主模态为降水变化一致型,解释方差为37.4%,第二主模态为西北到东南的“+ - +”三极子型,解释方差为18.1%,第三主模态西北和冬南部反向变化型,解释方差为14.9%。

(4) 大渡河流域夏季降水第一模态的合成分析表明,降水偏多时,西太平洋副热带高压位置西、南亚高压偏东,高原夏季风偏强,对流层中低层(500 hPa、600 hPa、700 hPa和850 hPa)风场均为南风异常,此时来自海洋的偏南气流带来更多的水汽,导致大渡河夏季降水偏多,反之亦然。

致谢:感谢高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室科技发展基金项目(SCQXKJQN20190019)对本文的资助

## 参考文献:

- [1] 巴仁基,王丽,郑万模,等. 大渡河流域地质灾害特征与分布规律[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),2011,38(5):529-537.
- [2] 丁俊,鄢毅,岳昌桐,等. 四川省大渡河流域地质灾害分布及其发展趋势浅析[J]. 中国地质灾害与防治学报,2007,18(增刊):22-25.
- [3] 程珂,周东升,李铭,等. 大渡河流域近51年降水径流特征分析[J]. 水电能源科学,2013,31(2):5-8.
- [4] 吴付华,樊明兰,程琳. 大渡河干流暴雨洪水特性初步分析[J]. 四川水力发电,2013,32(1):4-7.
- [5] 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.
- [6] 肖扬,袁淑杰,张碧,等. 大渡河流域降水时空分布特征[J]. 人民长江,2019,50(增刊):60-67.
- [7] 孙文慧,盛兆权,李月高. 大渡河上游汛期降水时空分布研究[J]. 农业灾害研究,2019,9(3):61-62.
- [8] 张冬冬,鲁帆,周翔南,等. 基于GAMLSS模型的大渡河流域极值降水非一致性分析[J]. 水利水

电技术,2016,47(5):12-15.

- [9] 孟宪贵,郭俊建,韩永清. ERA5再分析数据适用性初步评估[J]. 海洋气象学报,2018,38(1):91-99.
- [10] He J, Yang K, Tang W, et al. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. Scientific Data, 2020,7(1):1-11.
- [11] Yang K, He J, Tang W, et al. On downward short-wave and longwave radiations over high altitude regions: Observation and modeling in the Tibetan Plateau[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2010,150(1):38-46.
- [12] Nerini D, Zulkafli Z, Wang L P, et al. A comparative analysis of TRMM-rain gauge data merging techniques at the daily time scale for distributed rainfall-runoff modeling applications[J]. Journal of Hydrometeorology, 2015,16(5):2153-2168.
- [13] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bulletin of American Meteorological Society, 1996,77(3):437-472.
- [14] 符淙斌,王强. 气候突变的定义和检测方法[J]. 大气科学,1992,16(4):482-493.
- [15] 朱龙腾,陈远生,燕然然,等. 1951年至2010北京市降水和气温的变化特征[J]. 资源科学,2012,34(7):1287-1297.
- [16] 汤懋苍. 青藏高原季风的形成、演化及振荡特性[J]. 甘肃气象,1998,16(1):3-16.
- [17] 齐玉磊,冯松,黄建平,等. 高原夏季风对中东亚干旱半干旱区夏季降水的影响[J]. 高原气象,2015,34(6):1566-1574.

## Temporal and Spatial Variation of Precipitation and Circulation Characteristics in Dadu River Basin

LUO Wei<sup>1</sup>, CHEN Yuan<sup>1</sup>, QI Yulei<sup>2</sup>

(1. Sichuan Dahui Big Data Service Co. LTD, Chengdu 610016, China; 2. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** In order to comprehensively understand the law of precipitation change in Dadu River Basin, the Dadu River basin was divided into four regions. The spatial and temporal distribution characteristics of precipitation, the main modes of precipitation change in Dadu River Basin and their relationship with atmospheric circulation were analyzed by using precipitation fusion data, ground surface observations and NCEP/NCAR reanalysis data. The results show that the Dadu River Basin has a great difference in the spatial and temporal distribution of precipitation, and the largest center is located in the second region, among which the precipitation in the first, second and third regions presents a decreasing trend, which mainly happens in summer and autumn. While the precipitation in the fourth region presents an increasing trend, which mainly happens in spring and summer. The first three main modes of precipitation change in Dadu River Basin are region-wide consistent pattern, northwest-southeast reverse pattern and "+-+" tripole pattern. The synthetic analysis shows that the Dadu River Basin has more summer precipitation, when the position of the western Pacific subtropical high is to the west and the South Asia high is to the east, the plateau summer monsoon is stronger. In that case, the wind field in the middle and lower troposphere over the Dadu River Basin is anomaly southerly wind.

**Keywords:** meteorology; climate change; precipitation; Dadu river basin; circulation characteristics; EOF