

西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源的关系

宋文涛^{1,2}, 毛文书^{1,2}, 王洁^{1,2}, 董自正^{1,2}, 彭育云³

¹成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都

²高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都

³简阳市雷家学校, 四川 成都

收稿日期: 2023年10月19日; 录用日期: 2024年3月21日; 发布日期: 2024年3月29日

摘要

为进一步研究青藏高原大气热源对西南地区夏季降水的影响, 用NCEP/NCAR1961~2022年的月平均再分析资料, 网格距 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、采用点相关分析、SVD分解、合成分析法及热源计算倒算法对西南地区62年夏季降水的时空分布特征及其与青藏高原大气热源的关系进行了详细研究, 结果表明: 1) 62年来, 整个西南地区的夏季降水有减小的趋势, 且西南地区的夏季降水存在三个高值区, 高值区分别位于云南的南部地区、四川东部地区和贵州东南部地区, 并且在降水高值区附近降水量的梯度也更大。降水量自东向西, 自南向北逐渐减少, 可以明显看出海拔较高的地区降水量较少。这与西南季风、复杂的地形地貌以及影响西南地区的环流系统等因素有关。2) 在青藏高原在1961~2022年均均为大气热源, 可以看出大气热源在1961年开始时较弱, 随着时间逐渐增强, 在70年代中期和80年代末期分别达到强度的最大值, 之后大气热源逐渐减弱呈下降趋势, 在2020年达到最低值。总体来看, 从1961到2022年, 青藏高原的大气热源强度呈现由强到弱的变化趋势, 且存在一定的年际变化特征。3) 青藏高原地区($26^{\circ}00' \sim 39^{\circ}47'N$, $73^{\circ}19' \sim 104^{\circ}47'E$), 除东北部的少部分地区为较强冷源外和北部地区为较弱冷源之外, 其余大部分地区全年平均均为大气热源, 中部地区为较强的大气热源。4) 在青藏高原范围内, 与西南地区夏季降水存在显著正相关的地区是高原东部地区的大气热源和高原西部地区大气热源, 与西南地区夏季降水存在显著负相关的地区是高原北部地区。总体来说西南地区夏季降水与青藏高原大气热源存在显著的相关性且西南地区夏季降水与青藏高原大气热源具有较高的年际线性相关性。5) 青藏高原大气热源的异常增加会影响西南地区夏季降水的不均变化, 部分地区夏季降水量异常增多且存在大值区, 部分地区夏季降水量异常减少且存在大值区; 而青藏高原大气热源的异常减小时, 西南地区夏季降水的增加较均匀。

关键词

西南地区夏季降水, 青藏高原大气热源, 相关分析, SVD分解, 倒算法

Relationship between Summer Precipitation Change in Southwest China and Atmospheric Heat Source in Qinghai-Tibet Plateau

Wentao Song^{1,2}, Wenshu Mao^{1,2}, Jie Wang^{1,2}, Zizheng Dong^{1,2}, Yuyun Peng³

¹School of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

²Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu Sichuan

³JianYang City LeiJia School, Chengdu Sichuan

Received: Oct. 19th, 2023; accepted: Mar. 21st, 2024; published: Mar. 29th, 2024

Abstract

To further investigate the impact of atmospheric heat sources on summer precipitation in the southwestern region of the Qinghai Tibet Plateau, monthly average reanalysis data from NCEP/NCAR 1961~2022 were used with a grid distance of $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$. A detailed study was conducted on the spatiotemporal distribution characteristics of summer precipitation in Southwest China for 62 years and its relationship with atmospheric heat sources over the Qinghai Tibet Plateau using point correlation analysis, SVD decomposition, Synthetic analysis method and inverse heat source calculation algorithms at 2.5° . The results show that: 1) In the past 62 years, the summer precipitation in the entire southwestern region has shown a decreasing trend, and there are three high value areas for summer precipitation in the southwestern region. The high value areas are located in the southern region of Yunnan, the eastern region of Sichuan, and the southeastern region of Guizhou, and the gradient of precipitation near the high value areas is also greater. The precipitation gradually decreases from east to west and from south to north, indicating that areas with higher elevations have less precipitation. This is related to factors such as the southwest monsoon, complex terrain, and the circulation system that affects the southwest region. 2) In the Qinghai Tibet Plateau, from 1961 to 2022, it can be seen that the atmospheric heat source was weak at the beginning of 1961 and gradually strengthened over time, reaching its maximum intensity in the mid-1970s and late 1980s, respectively. Afterwards, the atmospheric heat source gradually weakened and showed a downward trend, reaching its lowest value in 2020. Overall, from 1961 to 2022, the intensity of atmospheric heat sources in the Qinghai Tibet Plateau showed a trend of change from strong to weak, with certain interannual variation characteristics. 3) In the Qinghai Tibet Plateau region (latitude $26^{\circ}00' \sim 39^{\circ}47' \text{ N}$, longitude $73^{\circ}19' \sim 104^{\circ}47' \text{ E}$), except for a few areas in the northeast that are strong cold sources and the northern region that are weak cold sources, most of the remaining areas are atmospheric heat sources on average throughout the year, while the central region is a strong atmospheric heat source. 4) Within the range of the Qinghai Tibet Plateau, the regions with significant positive correlation with summer precipitation in the southwest region are the atmospheric heat sources in the eastern region of the plateau and the atmospheric heat sources in the western region of the plateau, while the regions with significant negative correlation with summer precipitation in the southwest region are the northern region of the plateau. Overall, there is a significant correlation between summer precipitation in the southwest region and atmospheric heat sources in the Qinghai Tibet Plateau, and there is a high interannual linear correlation between summer precipitation in the southwest region and atmospheric heat sources in the Qinghai Tibet Plateau. 5) The abnormal increase in atmospheric heat sources on the Qinghai Tibet Plateau will affect the uneven changes in summer precipitation in the southwest region. Some regions have abnormally increased summer precipitation with high value areas, while others have abnormally decreased summer precipitation with high value areas; The anomalous decrease in atmospheric heat sources on the Qinghai Tibet Plateau results in a more uniform increase in summer precipitation in the southwestern region.

Keywords

Summer Precipitation in Southwest China, Atmospheric Heat Source in the Qinghai Tibet Plateau, Correlation Analysis, SVD Decomposition Method, Inversion Algorithm

Copyright © 2024 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

自然区划概念下,西南地区一般指中国南方地区(不含青藏高原)西部地区,主要包括巴蜀盆地、云贵高原、秦巴山地等地貌单元。西南地区东西立体气候特征明显,是对气候变化最为敏感的区域之一。青藏高原夏季作为一个位于对流层中部的巨大热源,对北半球乃至全球范围的大气环流和天气气候有着重要的影响。目前,发现青藏高原大气热源的变化存在明显的区域性、季节性和时间阶段性。同样的,降水的减少和增加存在明显的时空分布特征,区域性和季节性变化明显。青藏高原热源与西南地区降水之间有明显的关联[1]。

国内研究表明,关于西南地区夏季降水的研究,樊俊[2]有结论指出近 50 年西南地区夏季降水气候平均值整体呈增加趋势。部分研究认为未来几十年,西南地区夏季降水总体呈下降趋势[3]。在青藏高原大气热源的研究中,钟珊珊等[4]有结论指出,在青藏高原上海拔 ≥ 3000 m 范围内 3-9 月高原上空为热源,热源最强在 6 月,10 月~次年 2 月为热汇,热汇最强在 12 月,主要表现为热源的持续时间长,为 7 个月,且热源强度较热汇大。西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源的关系是一个较为重要的研究领域,目前国内已有不少相关研究。一方面,有研究表明,青藏高原的大气热源通过不同的机制,影响着西南地区夏季降水的空间和时间分布。比如,青藏高原高温导致对流加强,从而加大了降水量;而在夏季季风强烈时,青藏高原的升温作用会使季风形势得到弱化,从而会导致西南地区的降水减少[5]。另一方面,国内一些研究通过实地观测、模型模拟等手段,对青藏高原大气热源和西南地区夏季降水变化的关系进行了深入的研究。其中,一些模型研究结果表明,青藏高原的大气热源在影响西南地区降水的同时,还有影响着东亚季风和热带风暴等气候现象。另有一些针对特定时间段或特定区域的实地观测研究,通过分析气象资料、卫星和雷达资料等,得出类似的结论[6]。其次,针对青藏高原大气热源对周边地区水循环的影响,一些国外学者也进行了深入研究[7]。例如,美国加州大学伯克利分校的研究发现,青藏高原地表热源会对东亚夏季风的强度和位置产生重要影响,并与印度-亚洲季风的降水量具有显著负相关。此外,有研究指出,太平洋海温对青藏高原大气热源与西南地区夏季降水之间的关系也有较大影响。比如,美国埃默里大学的研究者利用气候模型和观测数据,分析了东亚夏季风与热带太平洋海表面温度异常之间的关联,发现海温异常可以作为预测西南地区夏季降水的指标之一[8]。因此对于西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源之间的关系仍需要进一步深入。

西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源的关系是一个备受关注的气候问题,探究西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源的关系对于西南地区的水资源管理、气象预测和全球气候变化的研究具有重要的科学意义和现实意义[9]。通过深入研究这一问题,我们可以更好地认识和控制气候变化,维护人类社会的可持续发展。

2. 资料和方法

2.1. 研究区概况

青藏高原位于中国大陆西南部,南起喜马拉雅山脉南缘,北至昆仑山、阿尔金山脉和祁连山北缘,西部为帕米尔高原和喀喇昆仑山脉,东及东北部与秦岭山脉西段和黄土高原相接。中国西南地区是中国七大自然地理分区之一,包括重庆市、四川省、贵州省、云南省 4 个省(市)[10]。该地区地势复杂,由于

地域较为开阔，其气候特点表现为丰富多样。西南地区由于山高坡陡，加之紧邻印度洋季风的影响，雨水易于在山地凝聚，同时夏季容易受到台风、低涡等影响，因此该地区雨量充沛，湖泊众多，河流纵横。西南地区各站点及海拔分布如图 1 所示：

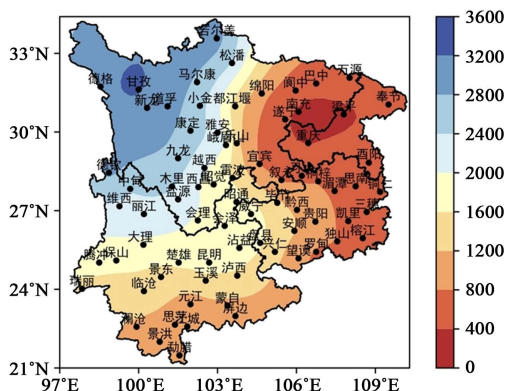


Figure 1. Site map of elevation in Southwest China
图 1. 西南地区海拔高度站点图

2.2. 资料概况

1) 美国国家环境预报中心/国家大气研究中心(<https://www.ncei.noaa.gov/>)和 NCAR (<https://rda.ucar.edu/>)提供的 NCEP/NCAR 的月平均再分析资料，时间跨度从 1961 到 2022 共 62 年，水平空间分布率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬格距，使用的物理量有高度场、风场、比湿、相对湿度等。

2) 1961~2022 年 6~8 月西南地区 76 个气象观测站的逐日平均降水量资料。

2.3. 研究方法

包括奇异值分解(Singular Value Decomposition, SVD) [11]、大气热源计算[12] [13]、EOF 分解、合成分析法[14]和点相关法。

2.3.1. 奇异值分解(SVD)

SVD (Singular Value Decomposition, 奇异值分解)是一种将矩阵分解为多个简单部分的线性代数技术。SVD 的基本思想是将一个矩阵分解为三个子矩阵的乘积，即 $A = U\Sigma V^T$ ，其中 A 是 $m \times n$ 维矩阵， U 是 $m \times r$ 维矩阵， Σ 是 $r \times r$ 维对角矩阵， V 是 $n \times r$ 维矩阵， r 是 A 的秩，也是 Σ 的非零奇异值的个数。在 SVD 中， U 和 V 都是正交矩阵，即 $U^T U = I$ ， $V^T V = I$ ，其中 I 是单位矩阵。而 Σ 则是一个对角矩阵，其对角线上的元素称为奇异值，按照从大到小排列。奇异值的个数就是矩阵 A 的秩，也是 Σ 的非零奇异值的个数。所有其他的奇异值均为零。SVD 可以用来降维，即去除一些不重要的信息，从而实现原始数据的压缩。通过保留前 k 个最大的奇异值，可以将原始矩阵 A 降至一个更低秩的矩阵 $A_k = U_k \Sigma_k V_k^T$ 。此时， A_k 将仅包含前 k 个奇异值所含有的信息，而不包含其他的非重要信息。具体计算如下：

设有两个要素场： $Y'_{p \times n}$ (预报量场)和 $X_{q \times n}$ 预报因子场两个场的协方差矩阵为 $C_{q \times p} = X_{q \times n} Y'_{p \times n} C_{q \times p}$ 的奇异值分解为 $C_{q \times p} = L_{q \times m} \Sigma_{m \times m} R'_{m \times p}$ 式中， L 是 $q \times m$ 阶矩阵，称为 c 的左奇异向量， $L'L = I$ 。 R 是 $p \times m$ 阶

矩阵，称为 c 的右奇异向量。 $R'R = I$ 。其中 $m = \min(q, p)$ ； Σ 是 $m \times m$ 对角阵 $\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_1 & \dots & \mathbf{0} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{0} & \dots & \sigma_m \end{bmatrix}$ 。

$\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_m$ 为 C 矩阵的奇异值。第 i 对空间分布型(即 L_i, R_i)所能解释的协方差占总协方差的百分比为:

$$P_h = \frac{\sigma_i^2}{\sum_{i=1}^m \sigma_i^2} \quad (1)$$

前 h 对奇异向量所解释的方差占原资料场的协方差百分比为:

$$P_h = \frac{\sum_{i=1}^h \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^m \sigma_i^2} \quad (2)$$

对要研究的预报量场与预报固子场用奇异值分解展开后可根据式(1)和式(2)算其展开的精度, 决定所需选取的奇异向量对的数目[11]。

2.3.2. 大气热源计算

本文利用的是 1961~2022 年 NCEP/NCAR 月平均再分析数据资料参照黄小梅[12]等、赖欣[13]等的方法, 利用倒算法计算的大气视热源, 参考公式如下:

$$Q_1 = C_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T + \left(\frac{P}{P_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (3)$$

在(3)式中, T 为温度, V 为水平风矢量, ω 为 p 坐标的垂直速度; $P_0 = 1000$ hPa, $k = R/C_p$; 为大气视热源, 在计算大气视热源时假设的是对流层顶 $\omega = 0$, 然后将(1)式进行整层积分, 得到大气热源的垂直积分表达式:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} Q_1 d_p \quad (4)$$

在(4)式中 P_s 表示的是地面的气压, 而 P_t 则表示 100 hPa。若 $Q > 0$, 则为热源, 反之若 $Q < 0$, 则为冷源。

3. 西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源的关系

3.1. 西南地区夏季降水变化特征

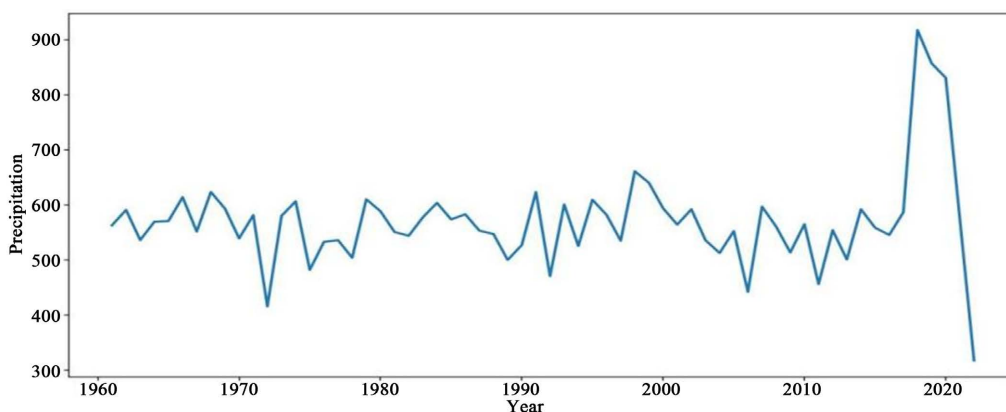


Figure 2. Inter-annual wheat map of summer precipitation in the southwest of 1961~2022

图 2. 西南地区 1961~2022 年夏季降水年代际变化图

要了解西南地区夏季降水的多尺度区域特征, 应该先对西南地区 62 年来夏季降水的整体时间和空间特征有一定的了解。图 2 为 1961~2022 年西南地区夏季(6~8 月)降水的年际变化图, 如图所示, 整体来看,

整个西南地区的夏季降水 1961~2010 年有减小的趋势，这与陈超等[15]、刘晓冉[16]等的研究结果一致，2010~2022 年存在较大波动。图 3 为 1961~2022 年西南地区夏季(6~8 月)降水量的空间分布图，如图可以得出以下两个结论：1) 近 60 年以来，西南地区的夏季降水存在三个高值区，最高值区位于云南的南部地区，达到 750~800 mm/a，另外两个高值区分别位于四川东部地区和贵州东南部地区，达到了 600~650 mm/a。这跟唐红玉等[17]、刘燕等[18]的结论、张新主[19]的分结论研究结果一致，并且在降水高值区附近降水量的梯度也更大(2)降水量自东向西，自南向北逐渐减少，可以明显看出海拔较高的地区降水量较少。这与西南季风、复杂的地形地貌以及影响西南地区的环流系统等因素有关。

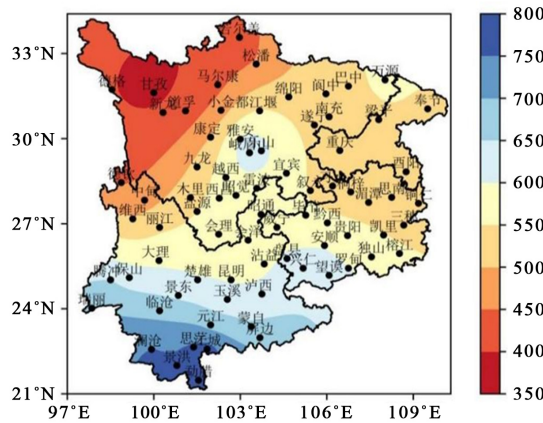


Figure 3. Spatial distribution of summer precipitation in the southwest region from 1961 to 2022
图3. 西南地区 1961~2022 年夏季降水量空间分布图

3.3. 青藏高原大气热源变化特征

3.3.1. 青藏高原大气热源的年际变化

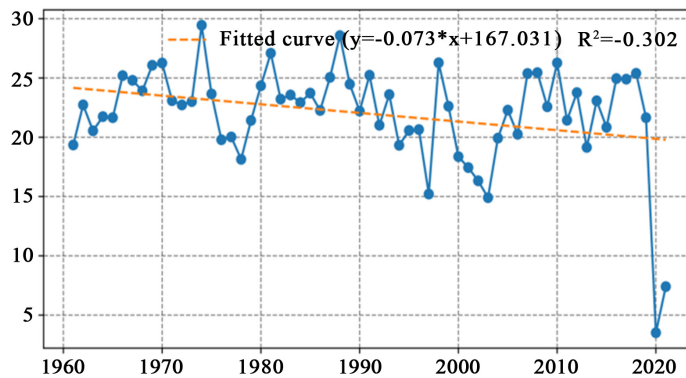


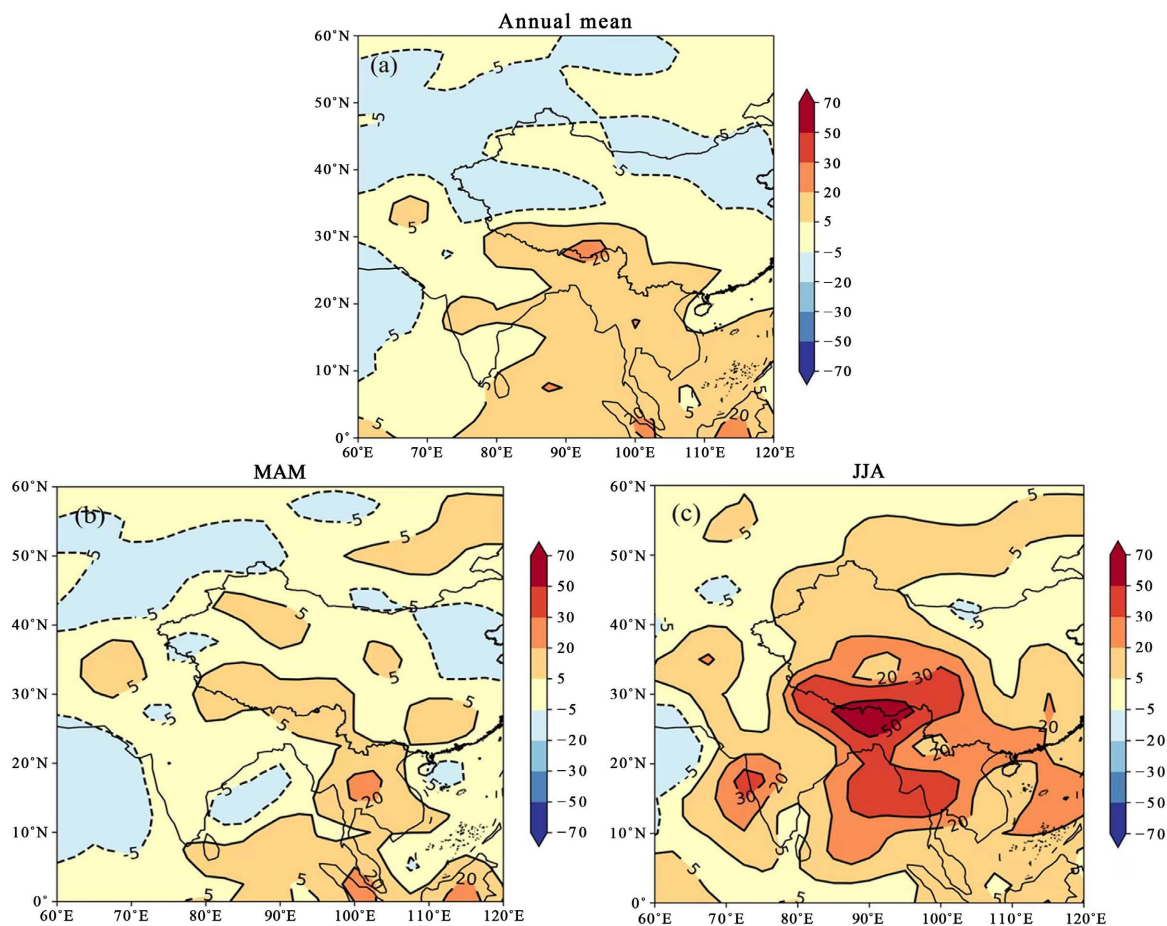
Figure 4. Inter-annual change curve of atmospheric heat sources on the Qinghai-Tibet Plateau
图4. 青藏高原大气热源的年际变化曲线

为了解青藏高原大气热源，先对青藏高原全区大气热源强度的长期变化特征进行了图形绘制，给出了 1961~2022 年逐年平均的青藏高原大气热源强度的年际变化曲线(图 4)。从图 5 中可以看出，青藏高原在 1961~2022 年 Q 始终为正值，可以得出的是在青藏高原在 1961~2022 年均均为大气热源，可以看出大气热源在 1961 年开始时较弱，随着时间逐渐增强，在 70 年代中期和 80 年代末期分别达到强度的最大值，

最大值为 $28\sim 30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右, 之后大气热源逐渐减弱呈下降趋势, 在 2020 年达到最低值, 最低值为 $2\sim 3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右。总体来看, 从 1961 到 2022 年, 青藏高原的大气热源强度呈现由强到弱的变化趋势, 且存在一定的年际变化特征, 相关系数为 -0.302 。这与齐冬梅等[20]、王学佳等[21]结论相似。

3.3.2. 青藏高原大气热源空间分布

在了解青藏高原大气热源强度的年际变化之后, 对青藏高原大气热源进行了年平均和季节平均, 得到如下五张青藏高原大气热源空间分布图[22] (图 5(a)~(e))。从图 5(a)中可以看出, 青藏高原地区 ($26^{\circ}00'\sim 39^{\circ}47'\text{N}$, $73^{\circ}19'\sim 104^{\circ}47'\text{E}$), 除东北部的少部分地区为较强冷源外和北部地区为较弱冷源之外, 其余大部分地区全年平均均为大气热源, 中部地区甚至达到 $20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的热源强度。从图 5(b)中可以看出, 青藏高原地区, 春季全区为较弱的热源和冷源, 其中中部地区热源强度偏高, 有 $5\sim 20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 其余地区为较弱热源或较弱冷源, 强度正负值都小于 $5\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。从图 5(c)中可以看出, 青藏高原地区, 夏季平均热源强度是全区均为较强大气热源, 这与王群等[23]结论一致平均热源强度都高于 $20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 其中高原中部地区热源强度高至 $50\sim 70\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。所以可以得出青藏高原夏季全区都为大气热源。从图 5(d)中可以看出, 青藏高原地区, 秋季平均热源强度以 30°N 为分界线, 南部为较弱热源, 热源强度在 $5\sim 20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 北部大部分为较弱冷源, 其中东北部地区存在较强冷源, 强度达到 $-20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。从图 5(e)中可以看出, 青藏高原地区, 冬季平均热源强度是全区均为大气冷源, 平均冷源强度达到了 $-20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上, 其中高原东北部地区冷源强度高至 $-50\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 甚至达到 $-70\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。所以可以得出, 青藏高原冬季全区为大气冷源。这与宋敏红等[24]、岑思弦等[25]结论一致。



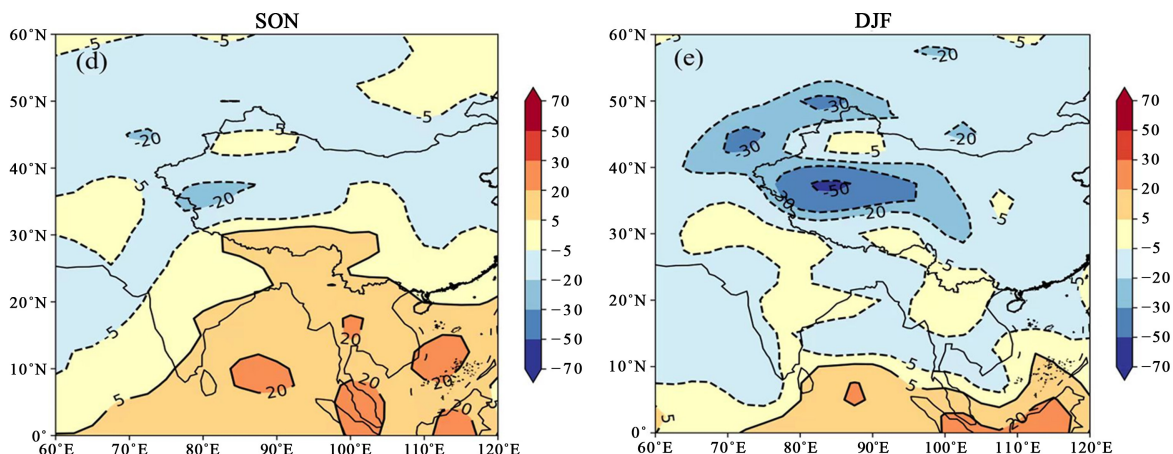
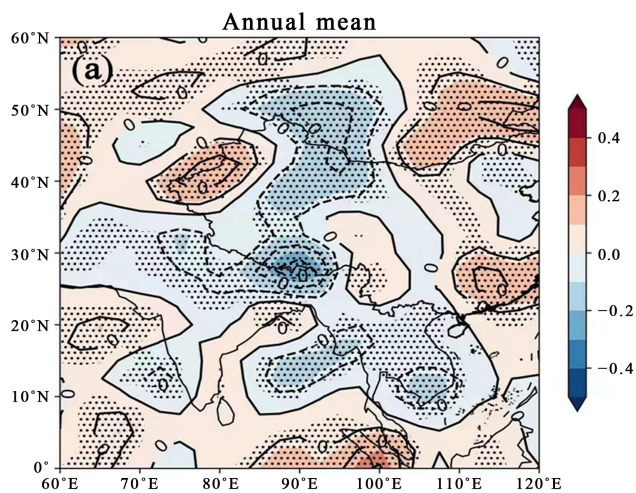


Figure 5. Spatial distribution of atmospheric heat sources on the Qinghai-Tibet Plateau; (a) Annual average; (b) Spring; (c) Summer; (d) Autumn; (e) Winter

图 5. 青藏高原大气热源的空间分布; (a) 年平均; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季; (e) 冬季

3.3.3. 青藏高原大气热源的空间趋势

在得到青藏高原大气热源的年平均和季节平均之后，对青藏高原大气热源的空间趋势进行了分析，得出了以下五张年平均和季节平均的空间趋势图(图 6(a)~(e))。从图 6(a)中可以看出，青藏高原大气热源的年平均强度总体存在减弱的趋势，这与上文中年际变化得出的结论基本一致，高原中心区年平均强度存在 $0.2\sim 0.4\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的减弱趋势，周围区域大多存在 $0\sim 0.1\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的弱增强趋势，高原东北部区域存在 $0.2\sim 0.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的增强趋势。从图 6(b)中可以看出，青藏高原大气热源的春季平均强度与全年平均强度相比，中心减弱的趋势有一定变大，周围区域弱增强趋势有一定变小，高原东北部区域大气热源增强趋势得到提升，达到 $0.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。从图 6(c)中可以看出，青藏高原大气热源的夏季平均强度与春季平均强度相比，中心减弱的趋势进一步变大，达到了 $0.4\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上的减弱趋势，周围区域增强趋势得到提升，达到 $0.1\sim 0.2\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，高原东北部区域大气热源的增强趋势减弱到 $0\sim 0.1\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。从图 6(d)中可以看出，青藏高原大气热源的秋季平均强度与夏季平均强度相比，中心减弱的趋势减小到 $0.2\sim 0.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，周围区域增强的趋势 $0\sim 0.1\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，高原东北部的增强趋势上升到 $0.1\sim 0.2\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。从图 6(e)中可以看出，青藏高原大气热源冬季平均强度与秋季平均强度相比，高原东北部的增强趋势上升到 $0.2\sim 0.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，其余区域大致一致。这与罗凝谊等[26]结论相似。



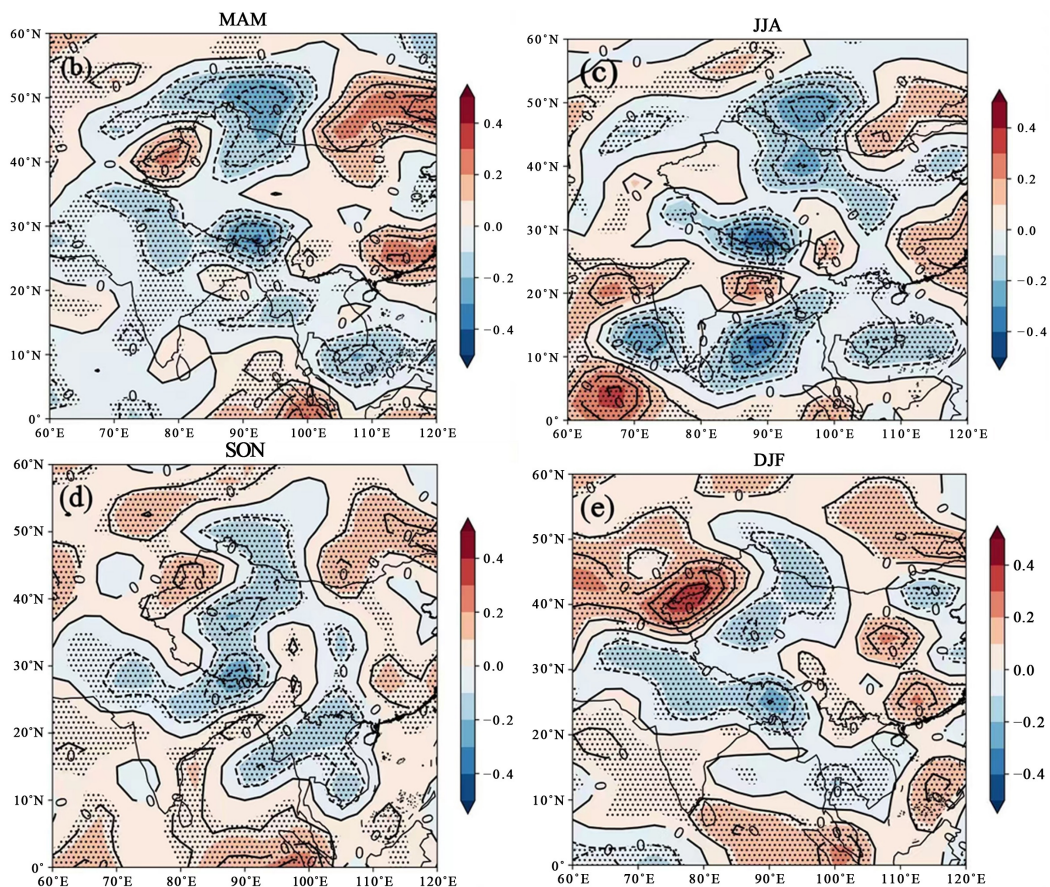


Figure 6. Spatial trend chart of atmospheric heat sources on the Qinghai-Tibet Plateau; (a) Annual average; (b) Spring; (c) Summer; (d) Autumn; (e) Winter

图 6. 青藏高原大气热源的空间趋势图; (a) 年平均; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季; (e) 冬季

3.4. 西南地区夏季降水变化与青藏高原大气热源的关系

3.4.1. 降水与热源的点相关分析

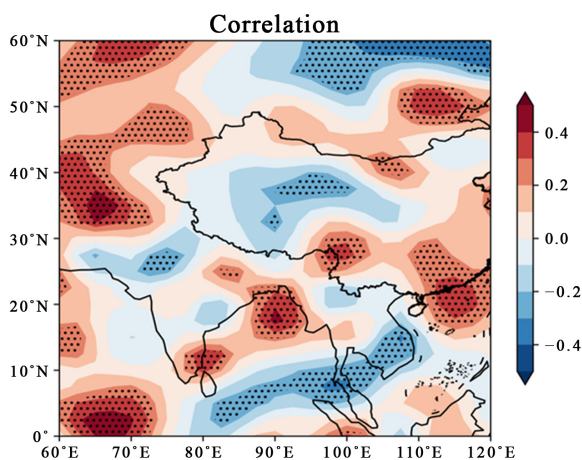


Figure 7. Related diagram of summer precipitation and lattice heat source in southwest China

图 7. 西南地区夏季降水与格点热源的相关图

在了解西南地区夏季降水特征和青藏高原大气热源气候特征之后，得到了它们各自的特点，再将它们进行相关性分析，图 7 是西南地区夏季降水与格点热源的点相关图。从图 8 中可以看出，在青藏高原范围内，与西南地区夏季降水存在显著正相关的地区是高原东部地区的大气热源和高原西部地区大气热源，其中相关性在 0.1~0.4 之间，与西南地区夏季降水存在显著负相关的地区是高原北部地区，相关性在 -0.3 到 -0.1 之间。总体来说西南地区夏季降水与青藏高原大气热源存在显著的相关性。

3.4.2. 西南地区夏季降水与青藏高原大气热源的 SVD 分析

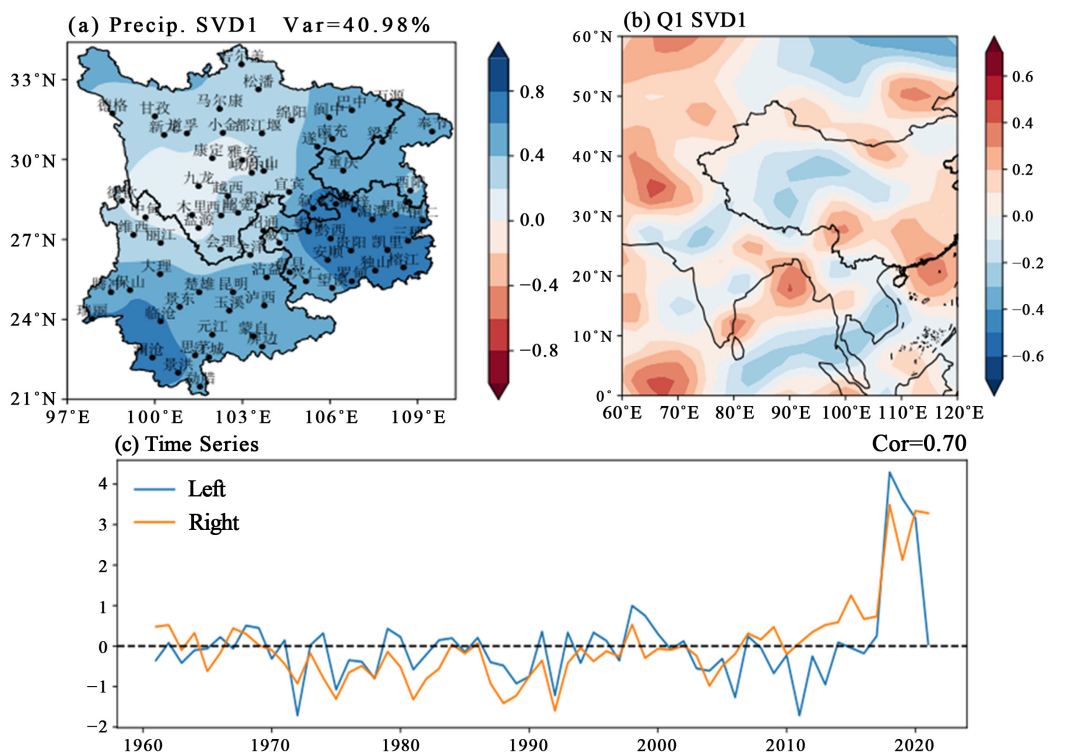
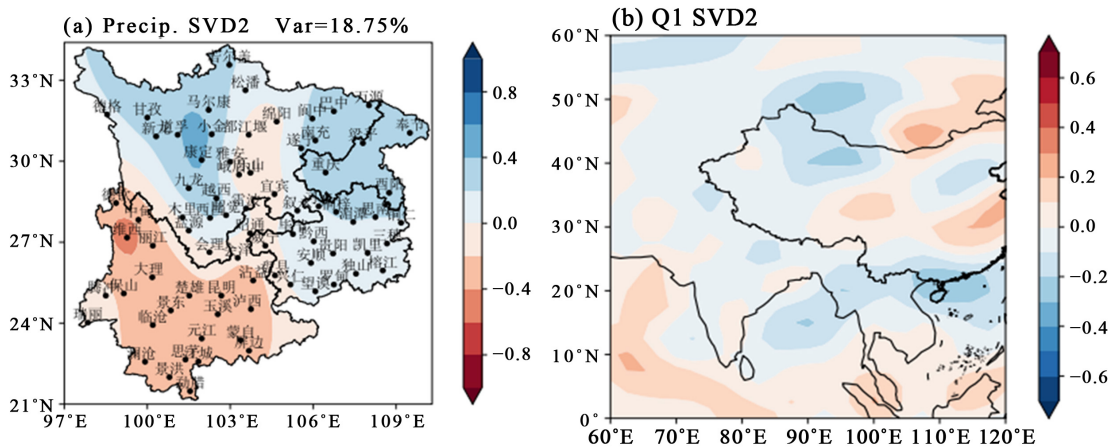


Figure 8. Summer precipitation in southwest China and atmospheric heat source of the Qinghai-Tibet Plateau SVD decomposition of the first mode and the corresponding time coefficient; (a) Summer precipitation in the southwest; (b) Atmospheric heat source of the Qinghai-Tibet Plateau; (c) Time Coefficient

图 8. 西南地区夏季降水与青藏高原大气热源 SVD 分解第 1 模态及相应的时间系数; (a) 西南地区夏季降水; (b) 青藏高原大气热源; (c) 时间系数



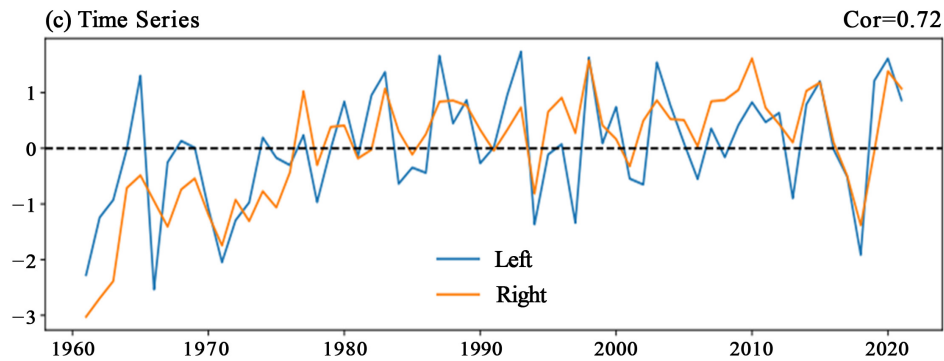


Figure 9. Summer Precipitation in Southwest China and SVD Decomposition of Atmospheric Heat Source over the Qinghai Tibet Plateau, Second Mode and Corresponding Time Coefficients; (a) Summer precipitation in the southwestern region; (b) Atmospheric heat source on the Qinghai Tibet Plateau; (c) Time coefficient

图 9. 西南地区夏季降水与青藏高原大气热源 SVD 分解第 2 模态及相应的时间系数; (a) 西南地区夏季降水; (b) 青藏高原大气热源; (c) 时间系数

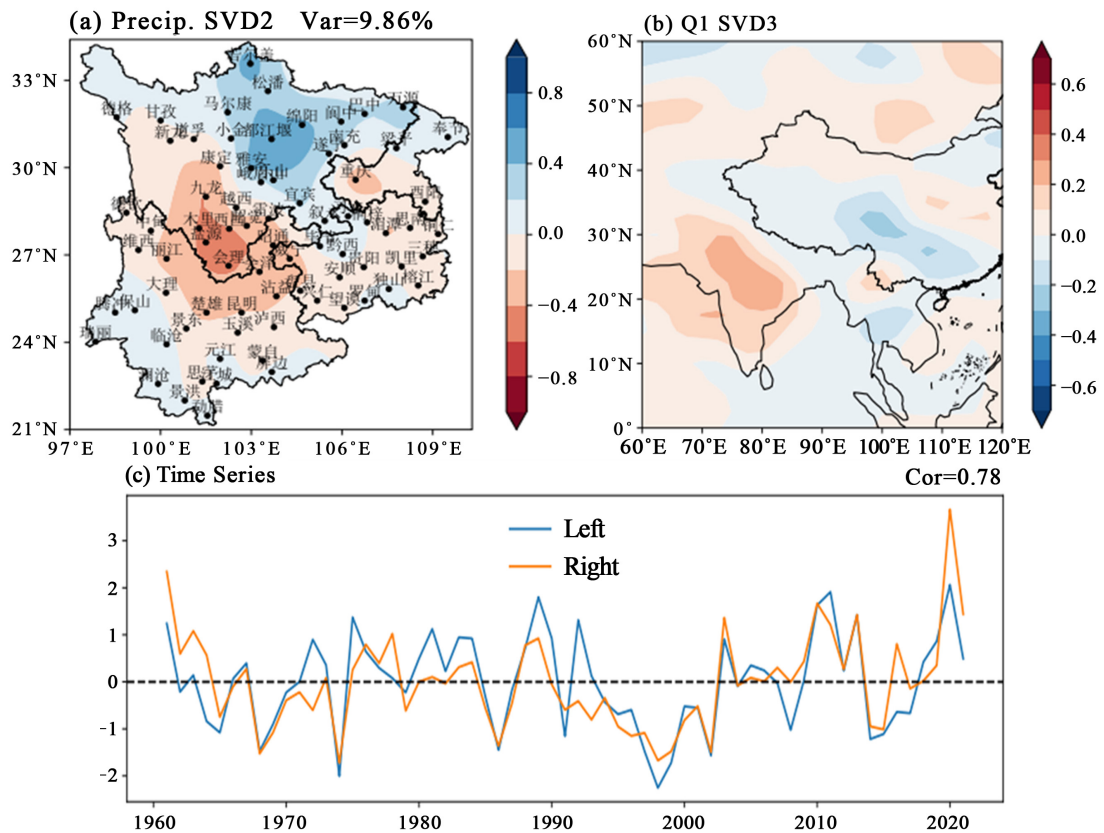


Figure 10. Summer Precipitation in Southwest China and SVD Decomposition of Atmospheric Heat Source over the Qinghai Tibet Plateau, 3rd Mode; (a) Summer precipitation in the southwestern region; (b) Atmospheric heat source on the Qinghai Tibet Plateau; (c) Time coefficient

图 10. 西南地区夏季降水与青藏高原大气热源 SVD 分解第 3 模态; (a) 西南地区夏季降水; (b) 青藏高原大气热源; (c) 时间系数

在了解了西南地区夏季降水和青藏高原大气热源的相关性之后,为进一步得到两者的关联,对两者进行了三种模态下的 SVD 奇异值分解。图 8(a)~(c)为 SVD1 模态下的 SVD 分解场,从时间序列图中可以看出西南地区夏季降水与青藏高原大气热源相关性为 0.7,说明二者之间存在较高的线性相关程度。图 9(a)~(c)

为SVD2 模态下的 SVD 分解场,从时间序列图中可以看出西南地区夏季降水与青藏高原大气热源相关性为 0.72,说明二者之间存在较高的线性相关程度。图 10(a)~(c)为 SVD3 模态下的 SVD 分解场,从时间序列图中可以看出西南地区夏季降水与青藏高原大气热源相关性为 0.78,说明二者之间存在较高的线性相关程度。三种模态下的 SVD 分解都说明了,西南地区夏季降水与青藏高原大气热源具有较高的年际线性相关性(都大于 0.7),这与华明[27]结论相似。但由于模态 2 和模态 3 的左奇异向量方差贡献率较低,分别为 18.75% 和 9.86%,所以我们采用模态 1(方差贡献率为 40.98%)的结果,相对来说更具有说服力。

3.4.3. 青藏高原大气热源异常年西南地区夏季降水变化

由青藏高原大气热源的年际变化曲线(图 5)分析得出基于青藏高原大气热源识别的异常年:青藏高原大气热源异常偏高年有:1970、1974、1981、1988、1998、2010 年;青藏高原大气热源异常偏低年有:1997、2001、2002、2003、2020、2021 年。再基于青藏高原大气热源异常年与西南地区夏季降水进行合成得出青藏高原大气热源异常偏高年西南地区夏季降水变化(图 11(a)),和青藏高原大气热源异常偏低年西南地区夏季降水变化(图 11(b))。(图中红点标出的地区表示相关性检验高于 90%的地区)从图 11(a)中可以看出,在青藏高原大气热源异常偏高年,西南地区夏季降水存在两个异常增加的大值区,分别位于四川东部和南部,异常增加值分别大于 80 mm 和 60 mm。其中绵阳、木里、盐源、威宁地区的合成相关性高于 90%。除了异常增加的大值区之外还存在异常减小的大值区,位于云南南部,异常减小值大于 60 mm。从图 12(b)中可以看出,在青藏高原大气热源异常偏低年,西南地区夏季降水变化稳定,西南地区全区降水增加一致,为 20~40 mm。其中越西、楚雄地区的合成相关性高于 90%。可以得出,青藏高原大气热源的异常增加会影响西南地区夏季降水的不均变化,部分地区夏季降水量异常增多且存在大值区,部分地区夏季降水量异常减少且存在大值区[28];而青藏高原大气热源的异常减小时,西南地区夏季降水的增加较均匀。

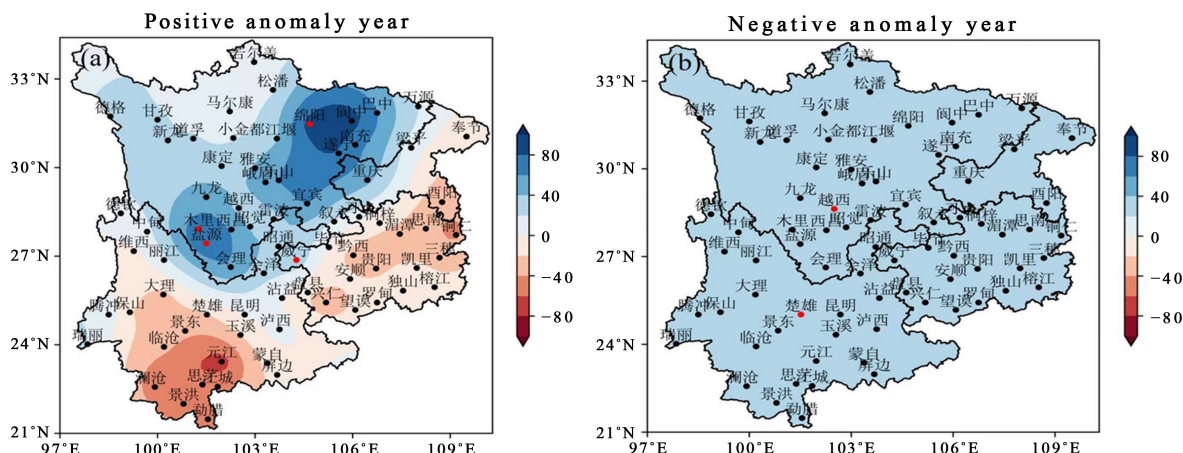


Figure 11. Summer Precipitation in Southwest China in the Year of Abnormal High Atmospheric Heat Source on the Qinghai Tibet Plateau; (a) Abnormally high; (b) Abnormally low

图 11. 青藏高原大气热源异常偏高年西南地区夏季降水; (a) 异常偏高; (b) 异常偏低

3.4.4. 西南地区夏季降水异常年青藏高原大气热源的变化

由西南地区 1961~2022 年夏季降水年代际变化图(图 2)分析得出,在 1966、1968、1974、1979、1984、1991、1993、1995、1998、1999、2018~2020 年西南地区夏季降水总体偏高,降水量大于 600 mm,而在 1972、1975、1992、2006、2012、2022 年西南地区夏季降水总体偏低,降水量小于 500 mm。再基于西南地区夏季降水异常年份与青藏高原大气热源进行合成得出西南地区夏季降水异常偏多年青藏高原大气

热源的变化(图 12(a))和西南地区夏季降水异常偏少年青藏高原大气热源的变化(图 12(b))。从图 12(a)中可以看出,在西南地区夏季降水异常偏多年,青藏高原中部普遍为大气热源的减弱区,其中存在两个减弱的大值区分别位于南北部,大值区减弱的最大值大于 $8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,而在高原东南部存在着有大气热源的增强区,增强区最大值在 $4\sim 6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。这与李永华等结论一致。从图 12(b)中可以看出,在西南地区夏季降水异常偏少年,青藏高原大气热源存在南北差异,北部普遍为大气热源的增强区,且在偏西地区存在一个增强的大值区,增强的最大值在 $4\sim 6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。青藏高原南部普遍为大气热源的减弱区,且在偏东地区存在一个减弱的大值区,减弱的最大值在 $6\sim 8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。可以得出,西南地区夏季降水的异常偏多,与青藏高原中部地区大气热源的减弱和青藏高原东部地区大气热源的增强有一定关系。西南地区夏季降水的异常偏少,与青藏高原北部地区大气热源的增强和南部地区大气热源的减弱有一定关系。这与陈忠明等[29]结论相似。

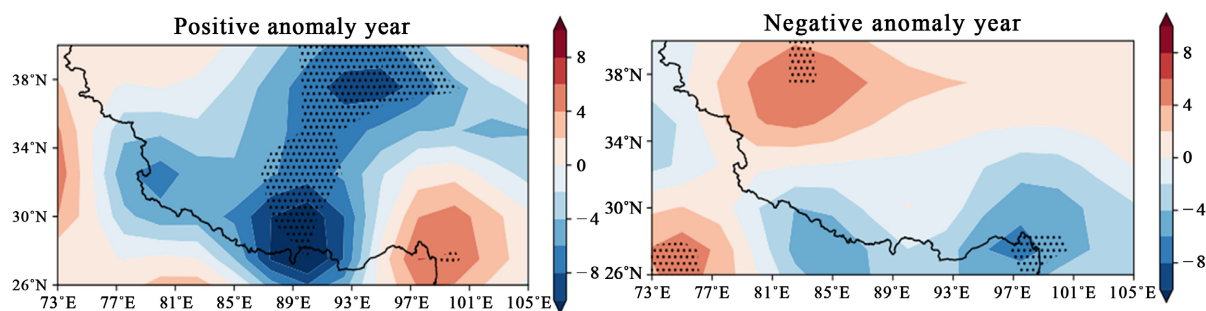


Figure 12. Changes in atmospheric heat sources over the Qinghai Tibet Plateau during anomalous summer precipitation years in the southwest region; (a) More anomalies; (b) Less anomalies

图 12. 西南地区夏季降水异常年青藏高原大气热源的变化; (a) 异常偏多; (b) 异常偏少

4. 结论

1) 整个西南地区的夏季降水在 1961~2010 年有减小的趋势,在 2010~2022 年存在较大波动。且西南地区的夏季降水存在三个高值区,高值区分别位于云南的南部地区、四川东部地区和贵州东南部地区,并且在降水高值区附近降水量的梯度也更大。降水量自东向西,自南向北逐渐减少,可以明显看出海拔较高的地区降水量较少。这与西南季风、复杂的地形地貌以及影响西南地区的环流系统等因素有关。

2) 在青藏高原在 1961~2022 年均均为大气热源,可以看出大气热源在 1961 年开始时较弱,随着时间逐渐增强,在 70 年代中期和 80 年代末期分别达到强度的最大值,之后大气热源逐渐减弱呈下降趋势,在 2020 年达到最低值。总体来看,从 1961 到 2022 年,青藏高原的大气热源强度呈现由强到弱的变化趋势,且存在一定的年际变化特征。

3) 青藏高原地区($26^{\circ}00'\sim 39^{\circ}47'N$, $73^{\circ}19'\sim 104^{\circ}47'E$),除东北部的少部分地区为较强冷源外和北部地区为较弱冷源之外,其余大部分地区全年平均均为大气热源,中部地区为较强的大气热源。

4) 在青藏高原范围内,与西南地区夏季降水存在显著正相关的地区是高原东部地区的大气热源和高原西部地区大气热源,与西南地区夏季降水存在显著负相关的地区是高原北部地区。总体来说西南地区夏季降水与青藏高原大气热源存在显著的相关性且西南地区夏季降水与青藏高原大气热源具有较高的年际线性相关性。

5) 青藏高原大气热源的异常增加会影响西南地区夏季降水的不均变化,部分地区夏季降水量异常增多且存在大值区,部分地区夏季降水量异常减少且存在大值区;而青藏高原大气热源的异常减小时,西南地区夏季降水的增加较均匀。

西南地区夏季降水的异常偏多,与青藏高原中部地区大气热源的减弱和青藏高原东部地区大气热源的增强有一定关系。西南地区夏季降水的异常偏少,与青藏高原北部地区大气热源的增强和南部地区大气热源的减弱有一定关系。

参考文献

- [1] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 278.
- [2] 樊俊. 1969-2018年西南地区夏季降水变化特征分析[J]. 自然科学, 2020, 8(4): 291-298.
- [3] 杨福安, 徐渝江, 陈效孟. 四川近五十年降水、旱涝特征分析及未来十年趋势预测[J]. 四川气象, 1994(2): 28-31.
- [4] 钟珊珊, 何金海, 管兆勇, 等. 1961-2001年青藏高原大气热源的气候特征[J]. 气象学报, 2009, 67(3): 407-416.
- [5] 赵平, 陈隆勋. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(4): 327-332.
- [6] 齐冬梅, 李跃清, 李英, 陈永仁, 德庆. 夏季青藏高原东部大气热源变化及其对相邻区域气候的影响[J]. 干旱气象, 2010, 28(2): 113-120.
- [7] Zhao, Y. and Qian, Y.F. (2007) Relationships between the Surface Thermal Anomalies in the Tibetan Plateau and the Rainfall in the Jianghuai Area in Summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, **31**, 145-154. (in Chinese)
- [8] Flohn, H. (1957) Large-Scale Aspects of the "Summer Monsoon" in South and East Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **35A**, 180-186. https://doi.org/10.2151/jmsj1923.35A.0_180
- [9] 吴国雄, 孙菽芬, 陈文, 等. 青藏高原与西北干旱区对气候灾害的影响[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 207.
- [10] 李川, 陈静, 朱燕君. 川西高原近五十年气候变化的初步研究[J]. 高原气象, 2003, 22(z1): 138-144.
- [11] 李跃清. 青藏高原上空环流变化与其东侧旱涝异常分析[J]. 大气科学, 2000, 24(4): 470-476.
- [12] 黄小梅, 肖丁木, 焦敏, 等. 近30年青藏高原大气热源气候特征研究[J]. 高原山地气象研究, 2014, 34(4): 38-43.
- [13] 岑思弦, 巩远发, 赖欣. 青藏高原及其周围地区大气热源对川渝盆地夏季降水的影响[J]. 高原气象, 2014, 33(5): 1182-1189.
- [14] 罗会邦, 陈蓉. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响[J]. 气象科学, 1995, 15(4): 94-102.
- [15] 陈超, 庞艳梅, 潘学标. 近半个世纪以来四川盆地气温和降水的变化特征[J]. 中国农业气象, 2010(S1): 27-31.
- [16] 刘晓冉, 李国平, 范广洲, 等. 我国西南地区1960~2000年降水资源变化的时空特征[J]. 自然资源学报, 2007, 22(5): 783-792.
- [17] 唐红玉, 顾建峰, 俞胜宾, 等. 西南地区降水日变化特征分析[J]. 高原气象, 2011, 30(2): 376-384.
- [18] 刘燕, 王谦谦, 程正泉. 我国西南地区夏季降水异常的区域特征[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(1): 105-110.
- [19] 张新主. 西南地区水汽输送特征分析[D]: [博士学位论文]. 长沙: 湖南师范大学, 2011.
- [20] 齐冬梅, 李跃清, 李英, 等. 夏季青藏高原东部大气热源变化及其对相邻区域气候的影响[J]. 干旱气象, 2010, 28(2): 113-120.
- [21] 王学佳, 杨梅学, 万国宁. 近60年青藏高原地区地面感热通量的时空演变特征[J]. 高原气象, 2013, 32(6): 1557-1567.
- [22] 段安民, 吴国雄. 7月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究[J]. 气象学报, 2003, 61(4): 447-456.
- [23] 王群, 郭品文, 周宏伟, 等. 春季青藏高原地区大气热源的气候特征分析[J]. 气象科学, 2011, 31(2): 179-186.
- [24] 宋敏红, 吴统文, 钱正安. 高原地区NCEP热通量再分析资料的检验及在夏季降水预测中的应用[J]. 高原气象, 2000, 4(4): 467-475.
- [25] 岑思弦, 巩远发, 陈玉英. 青藏高原大气热源气候特征的研究[J]. 成都信息工程学院学报, 2007, 22(3): 369-373.
- [26] 罗凝谊, 周加红, 方敏, 等. 东亚大气热源的气候学特征分析[J]. 高原山地气象研究, 2014, 34(4): 83-87.
- [27] 华明. 青藏高原热状况对夏季西南地区气候影响的分析及模拟[J]. 高原气象, 2003(S1): 152-156.
- [28] 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系[J]. 大气科学, 2011, 35(3): 422-434.
- [29] 陈忠明, 闵文彬, 刘富明, 等. 青藏高原地表热源异常与四川盆地夏季降水的关联[J]. 气象, 2003, 29(5): 9-12.