

夏季西亚副热带西风急流位置对长江源区 沱沱河流域径流量的影响

黄小梅¹ 秦宁生^{1*} 罗玉² 肖丁木³ 王姝⁴ 庞轶舒²

- (1. 中国气象局成都高原气象研究所/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 四川成都 610072;
2. 四川省气候中心, 四川成都 610072; 3. 四川省气象台, 四川成都 610072;
4. 四川省气象灾害防御技术中心, 四川成都 610072)

【摘要】: 基于 1979~2016 年沱沱河水文站的夏季径流量实测资料、沱沱河气象站的降水和气温资料以及 ERAinterim 再分析资料, 利用相关、回归、EOF 等分析方法, 研究了夏季西亚副热带西风急流(West Asian Subtropical Westerly Jet, WASWJ)位置对长江源区沱沱河流域径流量的影响特征及其物理机理。结果表明: (1) 夏季 WASWJ 南北位置异常对沱沱河流域径流量有重要影响。当 WASWJ 偏南(北)时, 沱沱河流域径流量偏多(少)。(2) WASWJ 位置主要通过调制降水的变化来影响径流量。当 WASWJ 偏南时, 南亚高压明显偏东, 沱沱河流域位于对流层中层的负高度异常控制区, 全区存在显著的上升运动异常, 有利于高原低值系统活动。同时伴随低层明显的西南风异常, 加强了来自低纬的水汽输入, 导致流域降水增加, 径流量偏多。(3) 夏季北极涛动(Arctic Oscillation, AO)可通过影响西亚至中亚的对流层中上层温度变化进而对 WASWJ 南北位置产生明显影响, 二者存在显著的负相关关系。研究成果可为气候变化背景下长江源区水资源的合理开发利用提供科学参考依据。

【关键词】: 西风急流 长江源区 径流量 沱沱河

【中图分类号】: TU528 **【文献标识码】**: A **【文章编号】**: 1004-8227(2022)010-2197-10

DOI:10.11870/cjlyzyyhj202210009

¹收稿日期: 2021-10-12; 修回日期: 2021-11-22

基金项目: 国家自然科学基金项目(41772173); 四川省科技厅项目(2019YJ0620); 第二次青藏高原综合科学考察研究子专题项目(2019QZKK0106); 国家自然科学基金项目(42075045); 中国气象局成都高原气象研究所基本科研业务费项目(BROP202210)

作者简介: 黄小梅(1987~), 女, 助理研究员, 主要研究方向为气候与气候变化。E-mail: hxmlovely@163.com
*通讯作者 E-mail: qinns0515@163.com

长江源区地处青藏高原腹地,具有水源涵养与调节、生物多样性保护、长江流域生态安全保障等生态功能^[1]。在全球气候变暖的背景下,进入21世纪以来,长江源区气候暖湿化加剧,水资源状况发生了明显的变化,这对长江流域的生态安全和社会经济可持续发展产生了重要影响。因此,长江源区的水资源变化规律及其归因研究成为了当前水文科学研究的前沿课题和生态环境保护的热点问题^[2~4]。

作为长江源头的主要流域,沱沱河流域的水文气象要素变化特征及其相互关系得到了国内学者的广泛关注。已有的研究表明,1961~2010年沱沱河流域气温、降水和径流深序列均呈不同程度的上升趋势,其中气温和径流深序列上升趋势显著,而降水的变化不太显著^[5]。沱沱河流域气候因子可影响水文要素的变化,降水量是影响径流量大小最主要的气候因子,夏季降水量的增多与径流量的增多关系密切^[6]。总的来说,目前相关的研究主要集中在径流长期变化规律和气候因子(降水、气温、蒸发量)对径流的影响分析。但是,针对沱沱河流域径流变化与大尺度环流因子的关系研究尚不多见。而弄清大尺度环流因子与江河源区水文气象变化的相互关系有助于进一步理解大气环流与区域水文过程的联系,为准确预测江河源区未来水资源状况提供重要参考^[7~9]。因此,非常有必要对长江源区沱沱河流域径流变化与大尺度环流因子的相互关系进行研究。

北半球副热带西风急流是位于对流层高层的具有行星尺度的重要大气环流系统,是影响天气、气候的重要系统之一^[10]。夏季副热带西风急流带通常位于40°N,东北太平洋上空风速减弱把它分为了亚洲急流(0°W~150°W)和北美急流(120°W~0°W)^[11]。亚洲急流80°E以西和以东部分分别被称为西亚急流和东亚急流^[10]。大量研究表明,东亚西风急流的位置和强度变化与亚洲夏季风爆发、大气环流的季节性转换以及东亚梅雨的开始和结束有密切联系^[12~18]。由于6月初副热带西风急流的北跳不仅发生在东亚季风区,也发生在西亚干旱区。研究表明,夏季西亚西风急流位置变化与我国新疆地区夏季降水多寡有密切联系^[19]。

长江源区沱沱河流域位于青海省西南部,属于高空西风带控制区^[5]。然而截止目前,尚未有研究涉及副热带西风急流变化与沱沱河流域径流量的关系。因此,本文将采用1979~2016年沱沱河水文站夏季逐月径流量资料和同期沱沱河气象站气温、降水资料以及ERA-interim逐月再分析资料等,重点研究夏季西亚副热带西风急流南北位置变动对同期沱沱河流域径流量多寡的影响,并分析其中的物理过程,揭示大尺度环流因子对沱沱河流域夏季径流量变化的驱动机制,为科学有效地预测长江源区夏季径流量提供理论基础。

1 研究区概况及资料和方法

沱沱河流域(89°48'E~92°54'E, 33°22'N~35°12'N)位于青海省西南部青藏高原腹地,是长江的正源,流域面积15924km²。流域内最高海拔6468m,最低海拔4489m,南北均有高山、地形封闭。气候干旱,终年低温,流域内多年平均气温为-4.2℃,每年冻结期长达7个月。流域内多年平均降水量约为283.1mm,降水多集中在7~9月。流域多年平均流量为26.2m³/s,年均径流深51.9mm^[5]。流域径流补给主要受到降水和冰雪融水的共同影响^[20]。流域内有沱沱河气象站和唯一的国家级水文站(沱沱河水文站,其地理位置与沱沱河气象站相邻,图1)。

本文选取的资料包括:1979~2016年沱沱河水文站夏季逐月径流量资料、沱沱河气象站(33°57'N、92°37'E,海拔4533.1m)逐月降水量和平均气温数据;国家气象信息中心提供的中国地面高密度台站观测资料经空间插值后生成的逐月降水量和平均气温网格(0.5°×0.5°的分辨率)数据集V2.0;ERA-interim再分析资料,变量为月平均气象要素,包括多层位势高度场、风场、垂直速度等,水平分辨率为0.75°×0.75°^[21]。GPCP月平均降水数据^[22]。气候平均值采用1981~2010年的平均值。



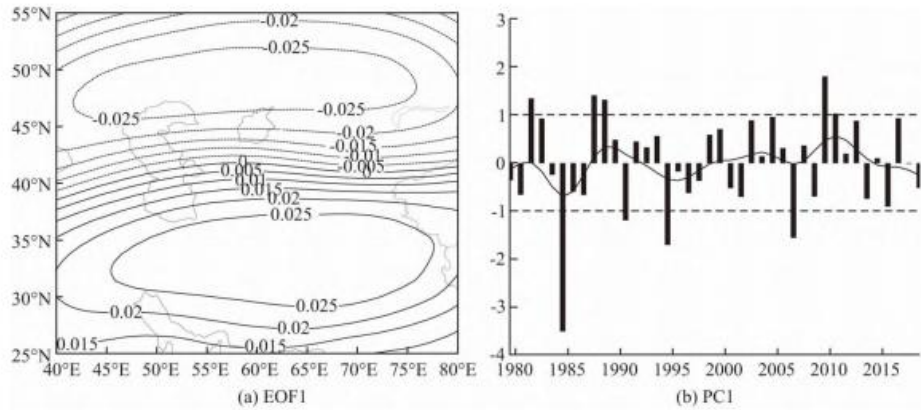
图1 沱沱河流域水文站点和气象站点位置及流域水系

采用经验正交函数分解(EOF)^[23, 24]得到西亚副热带西风急流位置指数,一元线性回归分析法^[25]研究西风急流位置变化影响沱沱河流域夏季径流量的物理机制。通过一元线性回归分析可以得出两个变量的线性相关程度的高低。所有统计和回归的显著性检验使用 t 检验。

2 结果与分析

2.1 WASWJ 位置的定义

这里参考文献 Zhao 等[19]中对西亚副热带西风急流(WASWJ)位置的定义方法,选取 1979~2016 年(25°N~55°N, 40°E~80°E)区域内夏季平均 200hPa 纬向风异常进行 EOF 分解,将 EOF 第 1 模态相应的时间系数定义为 WASWJ 位置指数。图 2 给出了 200hPa 纬向风异常 EOF 展开的第 1 空间模态和相应的时间系数 PC1。可以看出,第 1 模态显示出从低纬度到高纬度的南北反位相分布特征,零线位于 40°N 的气候态西风急流轴附近(图 2a),体现了急流位置的变化。EOF 分解第 1 模态解释方差达到 46%,能够反映西风急流空间分布的主要特征。从相应的时间系数变化可以发现,WASWJ 位置具有明显的年际变化,在 20 世纪 80~90 年代表现为南北振荡,而进入 21 世纪以来绝大多数年份表现为偏南;从时间系数 9 年滑动平均结果可知,WASWJ 位置存在明显的年代际变化特征,在 21 世纪 00 年代之前 WASWJ 位置以偏北为主,在 21 世纪 00 年代及其以后主要表现为偏南,21 世纪初有明显的位相转变(图 2b)。



b 中虚线值分别为+1.0和-1.0，实线为9点高斯滤波序列。

图2 夏季(25°N~55°N, 40°E~80°E)区域内200 hPa纬向风异常 EOF 分解第1模态空间分布(a)和时间变化(b)

2.2 夏季 WASJ 位置与沱沱河流域径流量的关系

图3给出了1979~2016年沱沱河流域夏季径流量与WASJ位置指数标准化距平序列,可见两条序列随时间变化具有较高一致性。相关分析结果表明,1979~2016年期间两条序列相关系数达到0.46,超过99%信度的显著性检验。表明二者之间存在显著的正相关关系。当夏季WASJ位置偏南(北),对应长江源区沱沱河流域径流量偏多(少)。

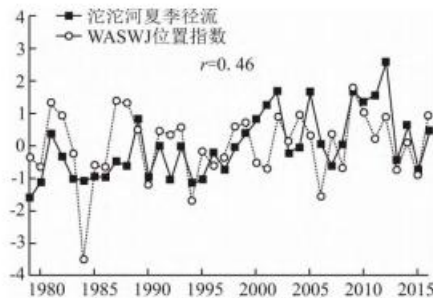
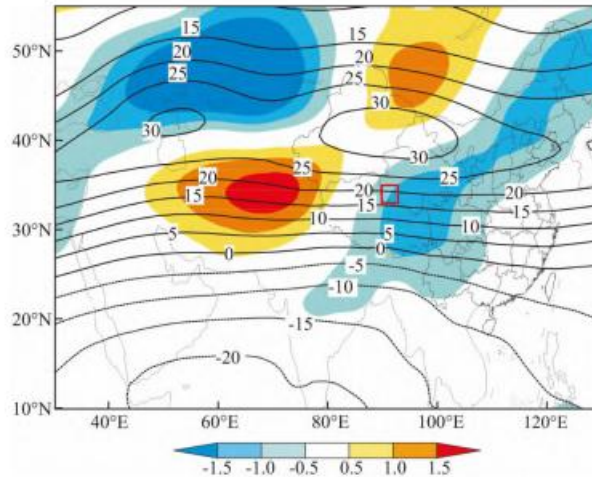


图3 1979~2016年沱沱河夏季径流量和WASJ位置指数标准化距平序列及二者的相关系数



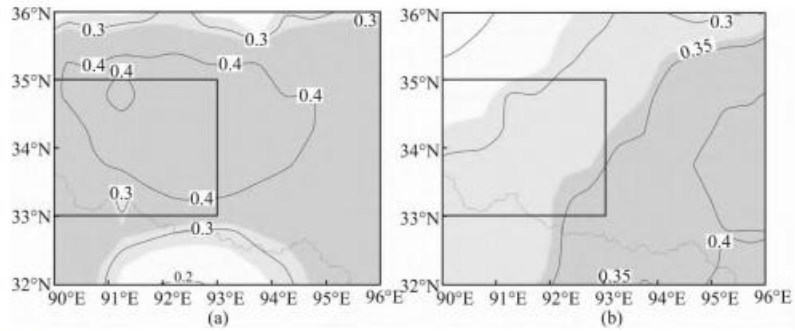
图中红色方框为沱沱河流域。

图4 1981~2010年气候平均夏季200 hPa 纬向风场和1979~2016年沱沱河流域夏季径流量回归200 hPa 纬向风场

为了进一步证明夏季沱沱河流域径流量与 WASWJ 南北位置变动的对应关系，这里采用 1979~2016 年沱沱河夏季径流量标准化距平序列回归同期 200hPa 纬向风场，结果发现，在(40° E~80° E, 40° N~50° N) 区域为明显的负异常区，而(40° E~80° E, 28° N~38° N)为明显的纬向风正异常区(图4)。表明当沱沱河流域夏季径流量偏多(少)时，对应同期西亚西风急流南(北)侧加强，北(南)侧减弱，WASWJ 明显偏南(北)。这进一步证实了 WASWJ 南北位置变动与沱沱河流域夏季径流量多寡有密切联系。

2.3 夏季 WASWJ 位置对沱沱河流域径流量的影响分析

已有的研究表明，河道径流量的多寡主要受制于气候要素和人类活动因素两方面，其中流域内的降水和气温是气候变化的主要体现要素^[26]。长江源区沱沱河流域人口稀少，人类活动对下垫面要素的影响较小，夏季径流量变化主要受降水和气温的影响^[6]。那么，WASWJ 位置变动是如何影响到沱沱河流域夏季径流量变化的呢？为了回答这个问题，我们进一步分析了夏季 WASWJ 南北位置与沱沱河流域降水和气温变化的联系。由 1979~2016 年夏季 WASWJ 位置指数与同期长江源区降水和平均气温的相关系数场(图5)可以看出，夏季 WASWJ 位置指数与长江源区大部分区域夏季降水量和平均气温均呈显著的正相关关系，当 WASWJ 位置偏南(偏北)，长江源大部分地区夏季降水偏多(偏少)，夏季平均气温偏高(偏低)。表明，夏季西亚副热带西风急流位置变化对同期长江源区降水量和平均气温均有明显的影响，相比而言，WASWJ 位置对长江源区沱沱河流域夏季降水量的影响较平均气温更大一些。



深(浅)阴影分别表示通过 95%(90%) 显著性水平检验, 黑色方框区为沱沱河流域.

图 5 1979~2016 年夏季 WASWJ 位置指数与同期长江源区降水(a) 和平均气温(b) 的相关系数场

图 6 给出了标准化处理后的 1979~2016 年夏季 WASWJ 位置指数与同期沱沱河流域降水量和平均气温的变化曲线, 可见 WASWJ 位置指数与流域夏季降水量随时间具有较好的一致性变化特征。相关分析表明, 二者相关系数高达 0.48(通过了 95%信度的显著性检验)。在 38 年中正、负值同号对应的年份有 27 年, 一致率达到 71.1%。另一方面, WASWJ 位置指数与沱沱河流域夏季平均气温随时间变化一致性不高(图 6)。相关分析结果发现二者相关系数为 0.29(未通过 95%显著性水平检验)。表明 WASWJ 位置与气温相关性不如与降水的相关好。此外, 通过相关分析发现, 沱沱河流域夏季径流量与同期降水和平均气温相关系数分别为 0.70 和 0.54(均通过了 99%显著性水平检验, $n=38$)。但相比而言, 作为地表水资源供给项的降水量对于流量的贡献是最为显著的。因此, 可以认为夏季 WASWJ 南北位置变动对沱沱河径流量的影响主要是通过影响流域的降水量来实现的。

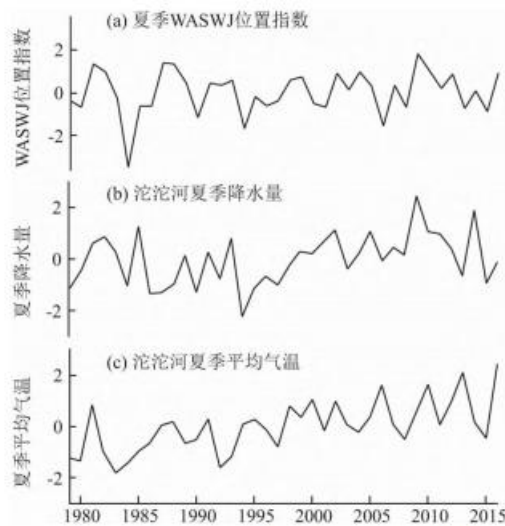


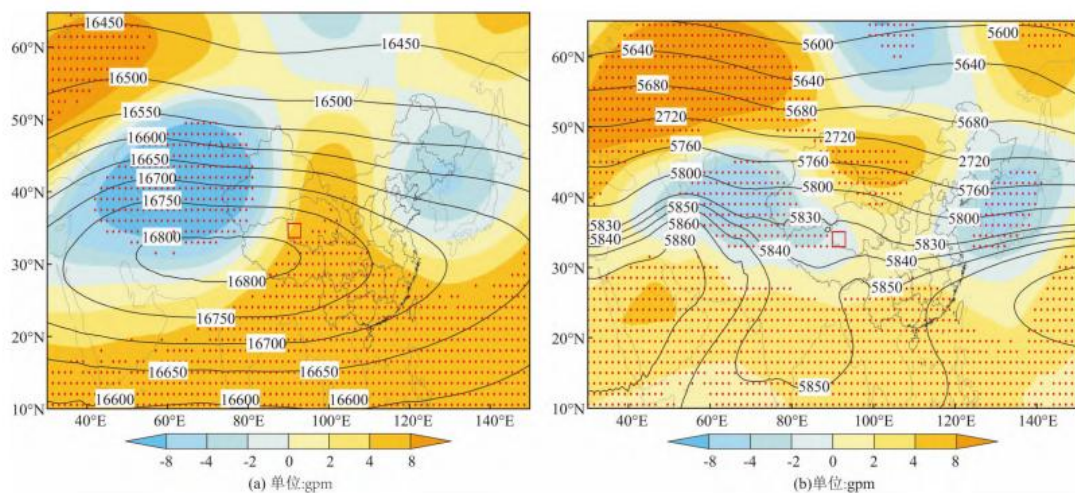
图 6 1979~2016 年标准化距平序列变化曲线

2.4 夏季 WASWJ 位置对沱沱河流域降水的影响机理分析

那么夏季 WASWJ 位置变动是如何影响沱沱河流域降水的变化呢?为了弄清其中的物理机制, 下面对相应的大气环流和水汽输送等物理要素进行分析。

图 7 给出了 1979~2016 年夏季 WASWJ 位置指数回归的同期 100hPa 位势高度场(图 7a) 和 500hPa 位势

高度场(图 7b)。由图 7a 可见, 当 WASJ 偏南时, 在对流层上层, 从里海至巴尔喀什湖附近为显著的负高度异常区, 而在青藏高原及其以东为显著的正高度异常, 表明, 高层南亚高压明显偏东。在对流层中层, 中纬度里海以东至青藏高原中部地区和东北亚日本海附近位势高度显著异常偏低。巴尔喀斯湖以北至蒙古高原位势高度显著异常偏高(图 7b)。中纬度自里海附近沿西向东存在“一+一”位势高度异常分布, 表明西风急流上 Rossby 波活跃。沱沱河流域位于高层南亚高压东北部的显著正高度异常和中层里海以东至青藏高原中部的显著负高度异常控制区。这种环流异常形势有利于高原低涡、切变线等低值系统的活动, 从而引起沱沱河流域夏季降水偏多。



等值线代表 1981~2010 年夏季气候态分布, 红色方框为沱沱河流域, 图(a)-(b)中红色点表示通过 90% 显著性检验。

图 7 夏季 WASJ 位置指数回归同期 100 hPa 位势高度场和 500 hPa 位势高度场

由夏季 WASJ 位置指数回归的同期 500hPa 垂直速度场(图 8a)可见, 当 WASJ 偏南时, 在对流层中层, 流域全区存在显著的上升运动异常。这种大尺度的垂直上升运动异常可促进水汽抬升凝结过程, 有利于降水发生。从该指数回归的 500hPa 风场和 GPCP 降水场(图 8b)可以看出, 当 WASJ 偏南时, 对应降水在青藏高原及以东至长江中下游、日本地区偏多, 但在印度北部、中南半岛至我国南海和菲律宾海地区降水偏少。在对流层中层, 西亚至中亚地区存在明显的气旋性环流异常, 沱沱河流域位于该异常气旋性环流的东部, 上空存在明显的西南风异常, 有利于暖湿气流从低纬度地区输送到这里, 导致流域降水偏多。而当 WASJ 位置偏北时, 则情况相反。

众所周知, 大气中水汽的输送和集聚是形成降水的重要条件^[27]。如图 9a 所示, 沱沱河流域地处欧亚大陆的内陆地区, 引起降水的水汽来源非常有限, 夏季西南气流是主导气流方向和水汽主要来源。图 9b 给出了 1979~2016 年夏季 WASJ 位置指数回归的同期整层积分水汽输送通量及其散度分布。从图中可以看出, 当 WASJ 偏南时, 在低纬印度半岛北部、中南半岛至我国南海地区为异常反气旋性环流, 该异常反气旋性环流有利于来自热带海洋的暖湿空气输送到青藏高原三江源区。同时, 从中亚至青藏高原地区和东北亚地区均存在明显的异常气旋性环流, 沱沱河流域位于中亚至青藏高原地区的异常气旋性环流东部, 整层积分水汽通量异常辐合, 有利于流域内降水的发生。而当 WASJ 偏北时, 则情况相反。

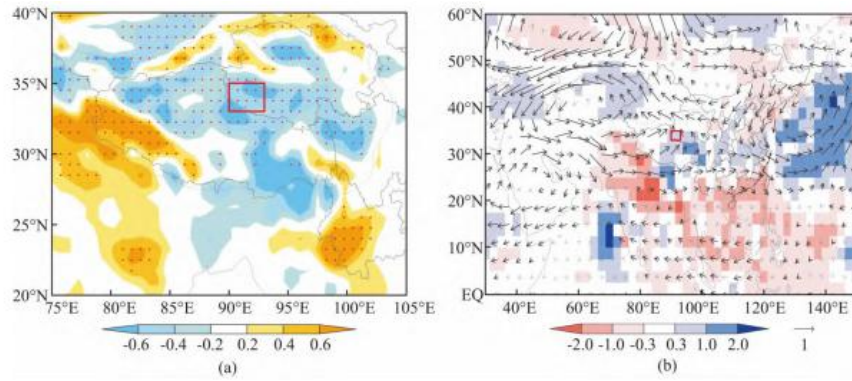


图 a 中红色点表示通过 90% 显著性检验, 图 b 中仅给出了通过 90% 显著性检验的降水异常, 粗箭头表示通过 90% 的异常风场, 图 a 和 b 中红色方框为沱沱河流域.

图 8 夏季 WASWJ 位置指数回归同期 500 hPa 垂直速度场 (a, 垂直速度 ω 已放大 100 倍, 单位: Pa/s, 阴影)、500 hPa 风场 (b, 单位: m/s, 矢量) 和 GPCP 降水场 (b, 单位: mm/天, 阴影)

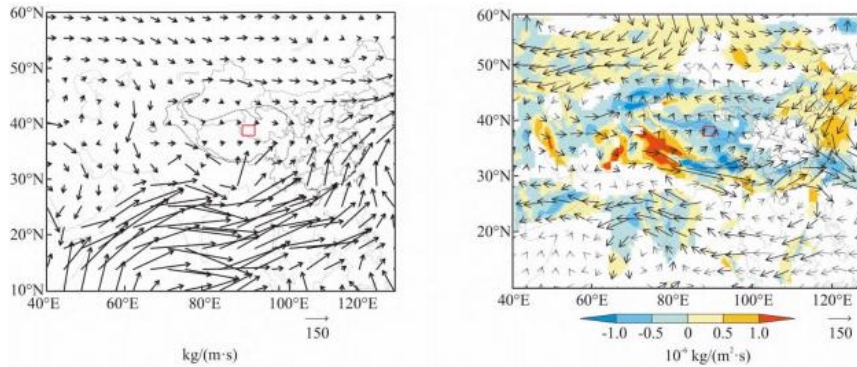


图 9 1981~2010 年气候平均 1981~2010 年气候平均夏季整层积分水汽通量分布 (a) 和夏季 WASWJ 位置指数回归同期整层积分水汽通量 (b) 及其散度场

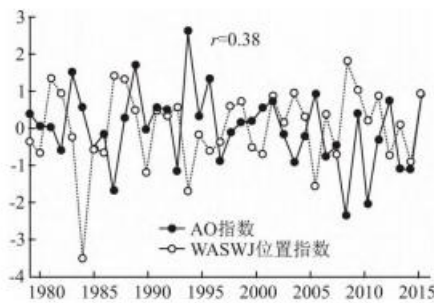


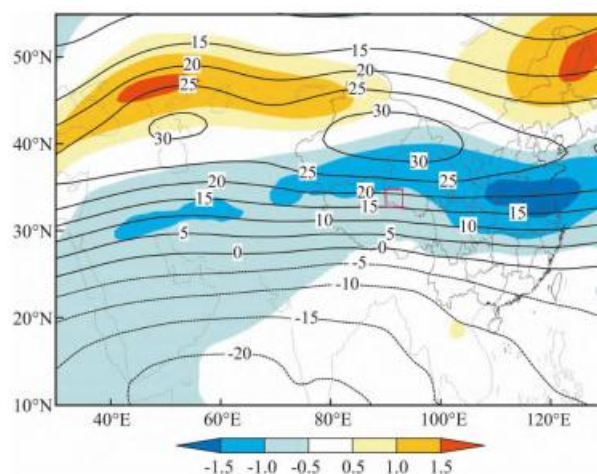
图 10 1979~2016 年夏季 AO 指数和 WASWJ 位置指数标准化距平序列及二者的相关系数

2.5 夏季北极涛动(AO)与 WASWJ 位置变化的联系

尽管夏季 WASWJ 位置与沱沱河流域夏季降水和径流量之间的密切关系已经确定, 但导致西风急流位置变化的原因尚不清楚。大量研究^[28~30]表明, 作为北半球中高纬度地区最重要的大尺度大气环流模态之一的北极涛动(AO)对中国的气候有显著影响。因此, 这里进一步分析夏季 WASWJ 位置变化与 AO 之间的联系。如

图 10 所示, 1979~2016 年夏季 WASWJ 位置与 AO 指数随时间具有明显的反相变化关系, 二者的相关系数达到 -0.38 (通过 95% 信度的显著性检验)。去掉年代际变化趋势后, 二者相关系数为 -0.32 (通过 95% 信度的显著性检验), 表明, 夏季 AO 与 WASWJ 南北位置在年际和年代际时间尺度上均有密切关系。

图 11 给出了 1979~2016 年标准化夏季 AO 指数回归 200hPa 纬向风场, 从图中可以看出, 当 AO 指数为正异常时, 200hPa 纬向风在 ($40^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$) 区域内为明显的正异常, 而在 ($40^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$) 区域内明显的负异常, 表明, 当夏季 AO 指数为正(负)异常时, 对应同期 WASWJ 位置偏北(南)。这些都说明夏季北极涛动的状况对西亚副热带西风急流位置有明显的调制作用, 从而可进一步影响到沱沱河流域夏季的降水和径流量变化。



图中红色方框为沱沱河流域。

图 11 1981~2010 年气候平均夏季 200 hPa 纬向风场(单位: m/s, 等值线)和 1979~2016 年夏季标准化 AO 指数回归 200 hPa 纬向风场(单位: m/s, 阴影)

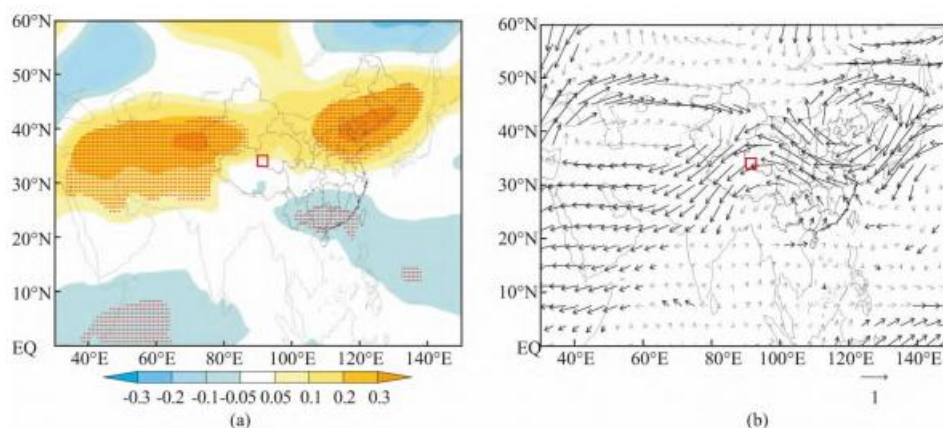


图 a 中红色点表示通过 90% 显著性检验, 图 a-b 中红色方框为沱沱河流域。

图 12 1979~2016 年夏季 AO 指数回归的同期 700~300 hPa 平均气温(a, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影)和 200 hPa 风场(b, 单位: m/s, 矢量)

由 1979~2016 年夏季 AO 指数回归的同期 700~300hPa 平均温度场(图 12a)和 200hPa 风场(图 12b)可见, 当 AO 指数为正异常时, 在对流层中上层西亚至中亚地区温度异常偏暖, 并伴随高层反气旋性环流异常,

这样的对应关系与热成风原理相吻合。200hPa 纬向风在黑海至里海附近上空增强而在阿拉伯半岛至伊朗高原地区减弱导致 WASWJ 位置进一步向北移动。当 AO 指数为负异常时, 则情况相反。表明, 夏季北极涛动可通过引起对流层中上层温度变化进而调制西亚副热带西风急流位置的南北变动。

3 结论与讨论

利用 1979~2016 年沱沱河水文站实测的夏季逐月径流量资料、沱沱河气象站观测的气温和降水资料以及 ERA-interim 再分析资料, 通过多种统计方法分析了夏季西亚副热带西风急流南北位置变动对长江源区沱沱河流域径流量的影响及其物理机理, 得到以下几点结论:

(1) 采用 EOF 分析方法定义了西亚副热带西风急流(WASWJ)位置指数, 发现 1979~2016 年期间夏季 WASWJ 位置具有明显的年际和年代际变化特征, 进入 21 世纪以来, WASWJ 位置表现为明显偏南。

(2) 夏季 WASWJ 位置南北变动对同期长江源区沱沱河流域径流量有明显影响。当 WASWJ 偏南(北)时, 流域径流量偏多(少)。WASWJ 位置对径流量的影响主要是通过调制降水变化来实现的。当夏季 WASWJ 偏南时, 南亚高压明显偏东。沱沱河流域位于对流层上层南亚高压东部正高度异常区和中层里海以东至青藏高原中部负高度异常控制区, 存在显著的上升运动异常, 有利于高原低涡、切变线等低值系统活动, 引起降水偏多。同时伴随低层明显的西南风异常, 加强了来自低纬热带地区的水汽输入, 导致流域降水偏多, 径流量偏多。当 WASWJ 偏北时, 则情况相反。

(3) 夏季北极涛动对 WASWJ 南北位置产生明显的调制作用, 从而进一步影响到沱沱河流域的降水和径流变化。夏季 AO 指数与 WASWJ 位置指数存在显著的负相关关系。当 AO 偏强(弱)时, 在对流层中上层西亚至中亚地区气温异常偏暖(冷), 并伴随高层反气旋(气旋)性环流异常, 导致西亚副热带西风急流偏北(南)。

需要说明的是, 影响长江源区径流量的因素很多, 已有的研究^[3, 31]表明, 在气候变化背景下, 高原夏季季风、长江源区夏季 7、8 月地面感热、流域降水量、气温、蒸发量均对长江源区流量变化有明显影响。最近, 还有研究发现南亚夏季风可通过大气环流变化来影响长江源区夏季降水, 进而影响其径流变化^[4]。本文针对夏季高空副热带西风急流变化与沱沱河流域径流量的可能联系展开分析, 揭示了二者的密切联系, 进一步证明了大尺度环流系统可通过调制区域降水, 进而对沱沱河径流量变化产生重要影响。但长江源区集高寒、冰川、冻土和积雪等特征为一体, 冰川融水对沱沱河径流也具有一定补给作用, 仅从西风急流对区域降水的影响来探讨沱沱河夏季径流量的变化机理是不够的, 还需要对各影响因子进行综合考虑。此外, 这里仅分析了北极涛动对 WASWJ 位置的可能影响, 只能部分解释急流位置的变化。已有的研究^[15, 32]表明, 青藏高原热力作用和海陆热力对比等因子对副热带西风急流位置变化也有重要影响, 未来还需结合这些因子进行更加全面深入的研究。

参考文献:

[1] 唐见, 曹慧群, 陈进. 长江源区水文气象要素变化及其与大尺度环流因子关系研究 [J]. 自然资源学报, 2018, 33(5):840—852.

[2] 李林, 戴升, 申红艳, 等. 长江源区地表水资源对气候变化的响应及趋势预测 [J]. 地理学报, 2012, 67(7):941—950.

[3] 齐冬梅, 李跃清, 陈永仁, 等. 气候变化背景下长江源区径流变化特征及其成因分析 [J]. 冰川

冻土, 2015, 37(4):1075—1086.

[4] 罗玉, 秦宁生, 王春学, 等. 长江源区夏季径流量变化及其与高原夏季风和南亚夏季风的关系[J]. 长江流域资源与环境, 2020, 29(10):100—109.

[5] 唐雄朋, 吕海深. 沱沱河流域水文气象要素变化特征分析 [J]. 水电能源科学, 2016, 34(12):37—40.

[6] 罗玉, 秦宁生, 庞轶舒, 等. 气候变暖对长江源径流变化的影响分析——以沱沱河为例 [J]. 冰川冻土, 2020, 42(3):952—964.

[7] 李夫星, 陈东, 汤秋鸿, 等. 东亚和南亚夏季风对中国季风区径流深影响 [J]. 水科学进展, 2016, 27(3):349—356.

[10] 杨莲梅, 张庆云. 夏季亚洲副热带西风急流气候特征 [J]. 气候与环境研究, 2008, 13(1):10—20.

[11] 字冉, 孔震, 张启悦, 等. 亚洲西风急流纬向非均匀性变化成因及其对东亚夏季气候的影响[J]. 大气科学, 2020, 44(5):1109—1124.

[12] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. 气象学报, 1958, 29(4):249—263.

[13] 陶诗言, 陈隆勋. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构 [J]. 气象学报, 1957, 28(3):234—247.

[14] 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系 [J]. 气象学报, 1958, 29(2):119—134.

[15] 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究 [J]. 大气科学, 2004, 28(5):641—658.

[16] ZHANG Y, KUANG X, GUO W, et al. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(11):317—324.

[17] SAMPE T, XIE S P. Large-scale dynamics of the meiyu-baiurainband: Environmental forcing by the westerly jet [J]. Journal of Climate, 2010, 23(1):113.

[18] 秦育婧, 卢楚翰. 冬季欧亚大陆反气旋活动特征及其与中国气温的关系 [J]. 大气科学学报, 2017, 40(3):418—424.

[19] ZHAO Y, WANG M, HUANG A, et al. Relationships between the West Asian subtropical westerly jet and summer precipitation in northern Xinjiang [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2014, 116(3/4):403—411.

[20] 罗玉, 秦宁生, 周斌, 等. 长江源区沱沱河流域 1961—2011 年径流特征及其对降水的滞后效应 [J]. 水土保持通报, 2019, 39(2):22—28.

[21] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, et al. The ERAinterim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2011, 137(656) : 553—597.

[22] ADLER R F, HUFFMAN G J, CHANG A, et al. The version 2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979—Present) [J]. Journal of Hydro meteorology, 2003, 4: 1147—1167.

[23] 邓爱军, 陶诗言, 陈烈庭. 我国汛期降水的 EOF 分析 [J]. 大气科学, 1989, 13(3):289—295.

[24] 万智巍, 贾玉连, 洪祎君, 等. 基于 EEMD 和 EOF 的鄱阳湖流域近 550a 来旱涝时空变化 [J]. 长江流域资源与环境, 2018, 27(4):919—928.

[25] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京:气象出版社, 2007:36—41.

[26] 张士锋, 华东, 孟秀敬, 等. 三江源气候变化及其对径流的驱动分析 [J]. 地理学报, 2011, 66(1):13—24.

[27] 郭艳君, 丁一汇. 1958—2005 年中国高空大气比湿变化 [J]. 大气科学, 2013, 38(1):1—12.

[28] 龚道溢, 朱锦红. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关 [J]. 科学通报, 2002, 47(7):546—549.

[29] 李崇银, 顾薇, 潘静. 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联 [J]. 地球物理学报, 2008, 51(6):1632—1641.

[30] 韩添丁, 丁永建, 叶柏生, 等. 北大西洋涛动和北极涛动与新疆河川径流变化 [J]. 冰川冻土, 2007, 29(1):107—113.

[31] 齐冬梅, 张顺谦, 李跃清. 长江源区气候及水资源变化特征研究进展 [J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(4) : 89—96.

[32] 况雪源, 张耀存. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨 [J]. 气象学报, 2006, 64(5) : 564 —575.