

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0050

DUAN Lijun, SHEN Hongyan, YU Di, et al. Study on water vapor conditions of precipitation on the Tibetan Plateau during rainy season[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(4):939-947. [段丽君, 申红艳, 余迪, 等. 青藏高原雨季降水的水汽条件研究[J]. 冰川冻土, 2021, 43(4):939-947.]

青藏高原雨季降水的水汽条件研究

段丽君^{1,2}, 申红艳^{1,2}, 余迪^{1,2}, 马有绚^{1,2}, 白文蓉^{1,2}, 李万志^{1,2}

(1. 青海省气候中心, 青海 西宁 810001; 2. 青海省防灾减灾重点实验室, 青海 西宁 810001)

摘 要: 利用1961—2017年青藏高原109站降水量资料、NCEP全球逐月再分析资料, 讨论了雨季期间高原的水汽输送特征。结果表明: 高原雨季降水呈显著的年际变化特征, 高原雨季降水主模态为南北反向型和全区一致型。气候态高原雨季的水汽输送路径为来自阿拉伯海的偏西风水汽输送, 在孟加拉湾附近分为三支水汽输送气流: 一支向北输送, 自高原南缘输入; 一支在南海附近转为偏南风水汽输送, 自东南侧输入高原; 一支受高原大地形的阻挡作用, 转为偏西风水汽输送。在全区一致型降水偏多年, 高原主体呈现北部弱辐合、南部辐散的分布形态; 在全区一致型降水偏少年, 来自阿拉伯海偏南水汽输送在25°N附近转为偏东水汽输送, 在高原南缘形成较强的水汽辐合中心。雨季期间高原各边界的水汽收支情况表现为西、南、东边界以水汽输入为主, 北边界为水汽输出, 南边界水汽输入量最大, 西边界次之。

关键词: 青藏高原; 雨季; 水汽输送; 边界水汽收支

中图分类号: P426 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)04-0939-09

0 引言

青藏高原(以下简称“高原”)平均海拔4 000多米, 在垂直方向上约占对流层厚度的四分之一。从喜马拉雅山南侧的常绿林到北部的荒漠草原、高山冰雪带, 地形地貌复杂, 自然带垂直差异显著, 植被分布不均匀、种类繁多。境内湖泊面积和冰川储量分别占中国总量的52%和80%, 素有“世界屋脊”^[1]和“亚洲水塔”之称^[2]。高原及周边地区也是全球重要的冰川资源富集地^[3], 冰川对于气候变化有敏感的指示作用, 冰冻圈对水资源短缺的中国西部地区的水文与水资源影响巨大^[4]。

降水作为影响高原地区自然生态系统最活跃、最直接的气候因子, 对生态环境具有显著影响, 同时降水对我国西北地区及高原的径流变化也存在一定影响^[4]。水汽是形成降水的必要条件, 水汽输送与收支是影响区域水分平衡的直接因素^[5-7]。夏

季高原最强的热力压迫作用形成较强的低压槽^[8-11]。夏季亚洲季风区为强大的水汽汇, 南支西风向东亚输送水汽^[12-13]。夏季高原上空为明显的大气水汽含量高中心, 4—9月高原可降水量变化显著, 高原的增湿速度小于减湿速度, 来自阿拉伯海—印度洋和南海的水汽在孟加拉湾汇合后所形成的偏南风水汽, 在高原南缘和东南缘分别存在经向、纬向不同分量水汽流型, 进而影响高原地区的降水分布^[14-16]。陈涛等^[17]指出, 青藏高原西部春季降水与其西南部辐合上升运动及阿拉伯海北部水汽含量变化存在联系。南亚季风对青藏高原东北缘地区降水量影响显著, 为显著正相关^[18]。荀学义等^[19]研究指出, 高原夏季降水的起讫与高原及北侧气压系统、高原东南或南部水汽输送条件息息相关。解承莹等^[20]提出“青藏高原南缘水汽输送关键区”并讨论关键区各边界水汽收支与高原夏季降水分布

收稿日期: 2020-05-21; 修订日期: 2020-08-19

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0906); 青海省气象科学研究技术项目“影响青海省秋季降水的关键因子及其诊断分析”; 中国气象局预报员专项(CMAYBY2019-128); 中国气象局气候变化专项(CCSF201929); 国家自然科学基金项目(41761078; 42065003); 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室开放基金项目(LPCC2019009); 青海省科技厅应用基础研究项目(2021-ZJ-757)资助

作者简介: 段丽君, 工程师, 主要从事短期气候预测工作. E-mail: duanljz@163.com

通信作者: 申红艳, 正高级工程师, 主要从事气候异常诊断及预测研究. E-mail: ishyshen@163.com

的关系,发现各边界水汽收支与印度热低压和南海夏季风活动关系密切。

高原旱季、雨季分明,降雨主要集中在5—9月,占全年总雨量80%以上,高原降水由东南向西北递减,而且年际变化具有一定的多元性^[21-22]。高原雨季也是全年中气温高、湿度大、风速小的时段,是农作物、牧草等生长发育的最佳时期,因此雨季是一年中高原地区非常重要的阶段。雨季持续时间和雨量强弱直接关系高原地区的旱涝异常,对高原自然生态系统、水资源,以及三江源区、祁连山区、环青海湖等国家重点生态功能区和丝绸之路经济带的区域生态环境等有重要影响。徐国昌等^[23]研究指出,高原是我国雨季最显著的地区。章凝丹等^[24]基于1951—1970年降水资料分析发现,高原雨季自东南至西北开始,结束正好与此相反,因此雨季具有西部短、东部长的特点,且高原雨季年际变化很大。缪启龙等^[25]分析得出高原地区1961—2000年降水呈增加趋势,在1978年由少雨期转为多雨期,且高原南部降水量增加明显,而北部变化较小;高原春季降水量年际变化较大,夏季降水量值较大但变化幅度较小,冬季变化与夏季相反^[26]。

由以上研究可以看出,青藏高原及周边地区的水汽输送对降水起着重要作用。前人较多关注了高原雨季降水最主要的分布型水汽条件,而对其他分布型水汽条件研究偏少。本文拟在已有研究的基础上,分析高原雨季降水在不同分布型时的水汽来源、输送路径和水汽收支特征,以及对高原主体水汽输送在雨季不同阶段有重要贡献的因子,并讨

论雨季期间高原各边界的水汽贡献,对认识高原雨季水资源的分布和利用有重要意义。

1 资料与方法

1.1 资料

本文所用到的降水资料为中国国家气象信息中心整编的中国青藏高原地区地面气象观测站(基准站、基本站、一般站)从建站至2017年109站逐日(20:00—20:00,北京时间)降水资料。其中,青海50站、西藏38站、四川17站、甘肃4站(图1),站点名称等信息见表1。青藏高原区域多数台站始建于1958—1960年,1961年开始观测,考虑到记录的完整性和可比性,选取1961—2017年有较完整降水资料的站进行分析。个别站1967年、1968年资料有缺失,部分站20世纪70年代初建站,针对这类缺测情况选取临近站点利用线性回归和比值订正法进行订正。

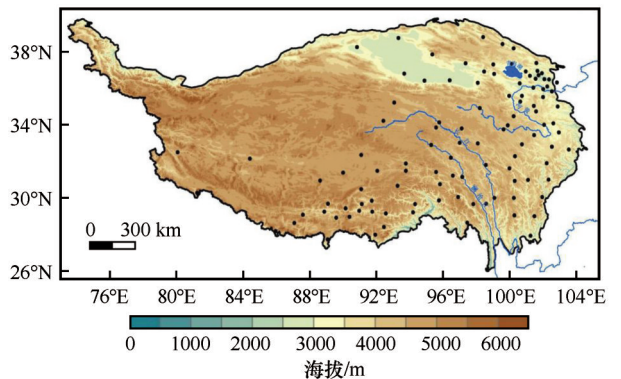


图1 青藏高原气象站点分布
Fig. 1 The distribution of weather stations over the Tibetan Plateau (shaded: altitude, unit: m)

表1 青藏高原气象站点(109站)信息表
Table 1 Information of the 109 meteorological stations on the Tibetan Plateau

省区	站 点
青海	茫崖、冷湖、托勒、野牛沟、祁连、小灶火、大柴旦、德令哈、天峻、刚察、门源、格尔木、诺木洪、乌兰、都兰、茶卡、海晏、湟源、共和、大通、互助、西宁、贵德、湟中、乐都、平安、民和、化隆、五道梁、兴海、贵南、同德、尖扎、泽库、循化、同仁、沱沱河、治多、杂多、曲麻莱、玉树、玛多、清水河、玛沁、甘德、达日、河南、久治、囊谦、班玛
西藏	狮泉河、改则、班嘎、安多、那曲、普兰、申扎、当雄、拉孜、南木林、日喀则、尼木、贡噶、拉萨、墨竹工卡、山南、聂拉木、定日、江孜、浪卡子、错那、隆子、帕里、索县、比如、丁青、类乌齐、昌都、嘉黎、洛隆、波密、八宿、加查、林芝、米林、左贡、芒康、察隅
四川	木里、九龙、稻城、巴塘、理塘、康定、新龙、道孚、小金、甘孜、德格、马尔康、色达、松潘、红原、石渠、若尔盖
甘肃	玛曲、合作、乌鞘岭、郎木寺

格点资料采用NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research)提供的1961—2017年逐月再分析资料,垂直方向从1 000 hPa到300 hPa,包括

纬向风、经向风、位势高度、相对湿度、地表气压等常规变量,格点资料的水平分辨率统一插值为2.5°×2.5°的粗网格数据^[27]。文中高原雨季指5—9月。

1.2 方法

1.2.1 水汽计算方法

(1) 水汽通量及其散度^[28-30]

水汽通量由下式进行计算。

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_s} q V dp \quad (1)$$

其中,包括纬向水汽通量 Q_λ 和经向水汽通量 Q_φ 。

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_s} q u dp, \quad Q_\varphi = \frac{1}{g} \int_{p_u}^{p_s} q v dp \quad (2)$$

水汽通量散度由下式进行计算。

$$D = \nabla \cdot Q = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial Q_\varphi \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) \quad (3)$$

式中: g 为重力加速度; u 为纬向风; v 为经向风; p_s 为下边界气压; p_u 为上边界气压; q 为比湿; V 为单位气柱各层大气的风速矢量; λ 为纬度; φ 为经度; a 为地球半径。

(2) 水汽收支

各边界积分的水汽输送表示为

$$\left\{ \begin{aligned} Q_W &= \sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} Q_u(\lambda_1, y, t) \\ Q_E &= \sum_{\varphi_1}^{\varphi_2} Q_u(\lambda_2, y, t) \\ Q_S &= \sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_v(x, \varphi_1, t) \\ Q_N &= \sum_{\lambda_1}^{\lambda_2} Q_v(x, \varphi_2, t) \end{aligned} \right. \quad (4)$$

区域总的水汽收支为

$$Q_T = Q_W + Q_E + Q_S + Q_N \quad (5)$$

式中: Q_W 、 Q_E 、 Q_S 、 Q_N 分别为西边界、东边界、南边界、北边界的水汽收支; Q_T 为总的净水汽收支; λ_1 、 λ_2 、 φ_1 、 φ_2 分别为各边界对应的纬度和经度; x 、 y 为所选取经纬度内的格点数; t 为研究时段内的年份数。

1.2.2 比值订正法

两个距离远的台站,并非所有气象要素的插值都趋近于常数,但它们所对应的比值是相对稳定的,即

$$k_i = y_i/x_i \quad (6)$$

式(6)的变化较小,趋近于常数,所表示的意义就是 y 增加的倍数和 x 增加的倍数逐年或逐月是一样的^[31]。

1.2.3 统计方法

文中主要采用经验正交函数分解法(empirical orthogonal function, EOF)、去趋势、合成分析及显著性 t 检验等常规数理统计方法^[32-35]。

2 青藏高原雨季水汽输送特征

2.1 雨季平均水汽变化

首先了解高原雨季降水的多年变化趋势特征。为了能够更为清晰的研究其是否具有显著的年际变化特征,以 33°N 为界将高原分为南、北两个区域,将大于等于 33°N 的站点(58站)划分为北区,小于 33°N (51站)的站点划分为南区。从图2可以看出,去除年代际变化后的高原南区、北区雨季降水的年际变化更明显,以高原南区、北区雨季降水呈反位相变化为主要特征,其中以1962年、1967年、

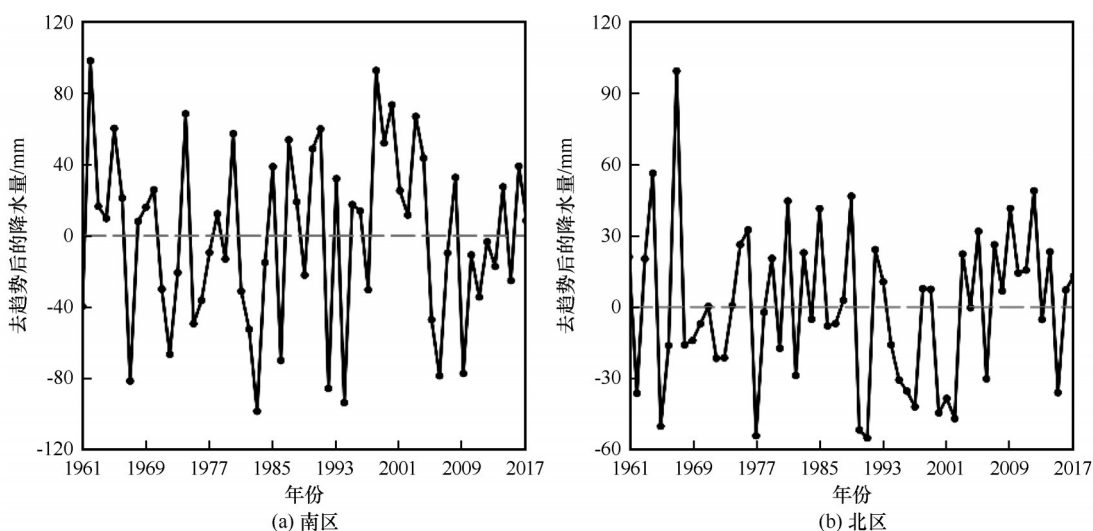


图2 1961—2017年青藏高原南区(a)、北区(b)雨季降水去趋势后区域平均降水量年际序列

Fig. 2 The inter-annual series of region mean precipitation after the detrending of rainy season in southern (a) and northern (b) Tibetan Plateau during 1961—2017

1990年、1995年南、北区域反位相变化最为明显,即高原南区雨季降水最小(大)时,高原北区雨季降水为最大(小)。但是,从图2也可以看出,高原雨季降水也存在南、北区雨季降水一致偏多(少)的变化特征,尤其是在1997年之后,即高原北区雨季降水偏多(少)时,南区降水偏多(少)。

2.2 雨季降水异常的水汽条件

2.2.1 典型年水汽输送特征

为了验证高原南、北区雨季降水的一致性是否主要的分布型,对所选取的高原109个站点1961—2017年雨季降水量进行EOF分解,得到其主要空间模态及各模态对应的时间系数,前5个模态的累积方差贡献率达54.8%(表2),经North检验,能反映出青藏高原雨季降水量的主要空间分布特征。前两个模态能够体现高原雨季降水典型空间分布型,对前两个模态时间系数进行标准化处理,并根据不同的时间系数标准化值定义各模态正、负异常年。

图3给出了EOF展开后第一、第二模态对应空间型及其时间系数(PC),反映出高原雨季降水的两

表2 青藏高原雨季降水 EOF 前 5 个模态的方差贡献率及累积方差贡献率

Table 2 The variance and accumulate variance contribution of the top five modes of EOF for rainy season precipitation on the Tibetan Plateau

序号	特征值	方差贡献率/%	累积方差贡献率/%
1	24.6	22.1	22.1
2	14.0	12.6	34.8
3	9.3	8.4	43.1
4	7.3	6.6	49.7
5	5.6	5.1	54.8

种主要的空间分布型。从第一模态空间分布型[图3(a)]可以看出,高原雨季降水北多南少,负值中心位于高原南缘,雅鲁藏布江中下游地区,正值中心位于青海湖南部地区,方差贡献为22.1%,这种分布与高原地形及西太平洋副热带高压的位置有关,当西太平洋副热带高压北跳时,高原北部降水通常是增加的;第一时间系数标准化值(PC1)呈现明显的年代际变化,且正(负)位相分别对应高原雨季降水北多(少)南少(多)分布型[图3(c)]。

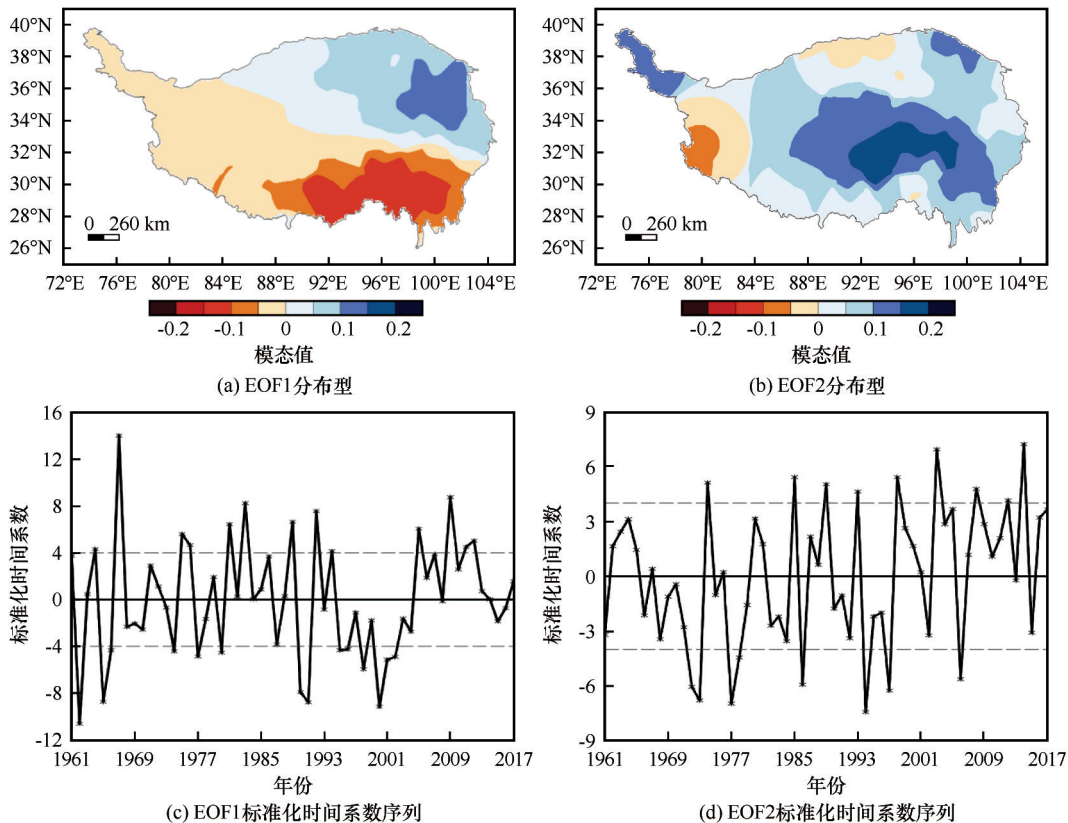


图3 1961—2017年青藏高原雨季降水异常 EOF 分解前二模态空间分布型(a,b)及其标准化时间系数序列(c,d)
Fig. 3 The spatial distribution patterns (a,b) and their normalized time series (c,d) of the two dominant EOF modes of rainy season in Tibetan Plateau during 1961—2017

第二模态空间分布型[图 3(b)]反映高原雨季降水干湿变化的一致性,即高原整体降水偏多或偏少,高值中心位于高原腹地,方差贡献率为 12.6%;第二时间系数标准化值(PC2)存在明显的年际和年代际变化特征,且正(负)位相分别对应高原雨季降水一致偏多(少)分布型,1997 年以来,PC2 以正值为主[图 3(d)],青藏高原在 1997 年存在明显的增暖突变^[36],表明气候变暖背景下高原雨季降水具有一致偏多的响应特征。

由以上研究可知,高原降水南北一致分布型可以作为高原雨季降水的主要特征。那么这种分布型对应的水汽条件是怎样的? 因此,下面将着重分析高原雨季降水一致偏多(少)时的水汽输送情况。

根据 EOF 第二特征向量时间系数[图 3(d)],挑选出多雨年(大于 4)6 年(1974 年、1985 年、1989 年、1998 年、2003 年、2004 年),少雨年(小于 -4)7 年(1972 年、1973 年、1977 年、1986 年、1994 年、1997 年、2006 年),进一步研究多雨、少雨年的水汽输送的演变及差异。

在对异常年进行研究之前,首先了解气候态(1981—2010 年)高原雨季期间的水汽输送形势。受多种季风等的影响,高原及附近水汽输送的情况较为复杂^[37-38]。从图 4 可以看出,来自阿拉伯海的偏西风水汽输送在孟加拉湾附近分为 3 支水汽输送气流:一支向北输送,通过高原南部河谷等有利地形有少量水汽进入高原,一支在南海附近转为偏南

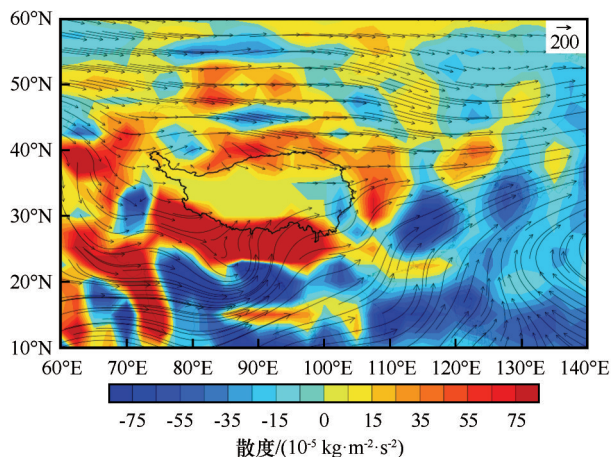


图 4 1981—2010 年从地面至 300 hPa 垂直积分的青藏高原雨季水汽通量(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$)及散度(阴影,单位: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$)分布

Fig. 4 The distribution of vertically integral water vapor flux (arrows, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$) and divergence (shading, unit: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$) of rainy season from surface to 300 hPa in Tibetan Plateau during 1981—2010

风水汽输送,一支受高原大地形的阻挡作用转为偏西风水汽输送。

图 5 和图 6 分别给出了 PC2 正、负异常年的水汽通量及其散度场。从图 5 可以看出,PC2 正异常年,即高原雨季降水偏强年,高原主体呈现北部弱辐合南部辐散的分布形态,来自孟加拉湾的偏东南暖湿气流在高原南部形成反气旋性环流,在高原南缘存在水汽辐散中心,南海附近存在偏南风水汽输送,并在高原东部边缘形成水汽辐合中心。图 6 在高原主体呈现出与图 5 相反的变化特征,即受来自阿拉伯海偏南水汽流在 25°N 附近转为偏东水气流,在高原南缘形成较强的水汽辐合中心,此时,高原北部及东部为水汽辐散,并在东部边缘形成较强的水汽辐散中心。

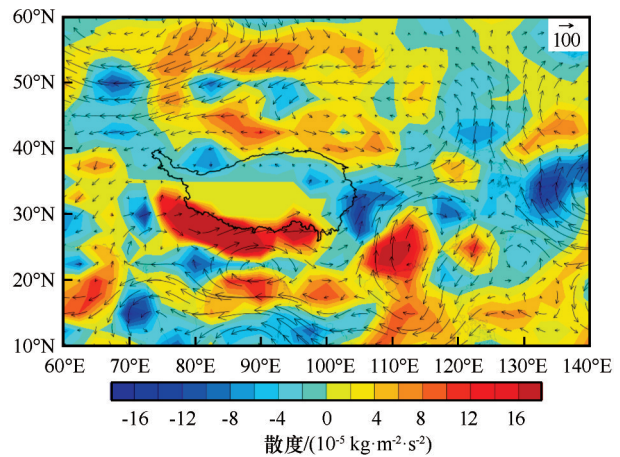


图 5 PC2 正异常年从地面至 300 hPa 垂直积分的青藏高原雨季水汽通量(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$)及散度(阴影,单位: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$)分布

Fig. 5 The distribution of vertically integral water vapor flux (arrows, units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$) and divergence (shading, units: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$) of rainy season from surface to 300 hPa in Tibetan Plateau in positive years of the PC2

因此,从以上分析可以看出,降水偏少年高原主体呈现北部水汽辐散南部水汽辐合的特征,降水偏多年,高原主体北部水汽辐合南部水汽辐散,两者呈相反的变化。

2.2.2 水汽收支特征

雨季期间,高原主体各个边界水汽收支的年际变化反映了该区域内水汽输送强度的变化。用“箱体”模型描述高原雨季水汽收支变化特征,各边界的区域为:东边界(26°N 、 104°E 至 40°N 、 104°E),西边界(26°N 、 74°E 至 40°N 、 74°E),南边界(26°N 、 74°E 至 26°N 、 104°E),北边界(40°N 、

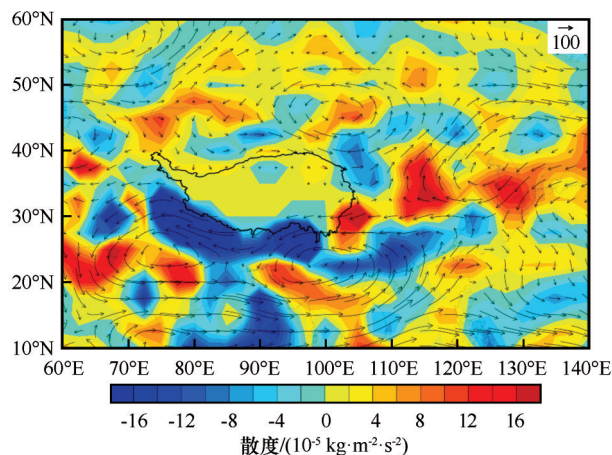


图6 PC2负异常年从地面至300 hPa垂直积分的青藏高原雨季水汽通量(矢量,单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$)及散度(阴影,单位: $10^{-5}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$)分布

Fig. 6 The distribution of vertically integral water vapor flux (arrows, unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$) and divergence (shading, unit: $10^{-5}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$) of rainy season from surface to 300 hPa in Tibetan Plateau in negative years of the PC2

74°E至40°N、104°E)。

图7为气候态雨季期间高原主体的水汽收支情况,南边界的水汽输入最强,西边界次之,东边界存在较弱的水汽输入,北边界为较弱的水汽输出。从图8可以看出,各边界水汽收支存在显著的年际变化,北边界以水汽输出为主且输出量较小,个别年份存在较弱的水汽输入,该现象与中高纬度地区的增湿有一定关系^[39],东边界以弱水汽输入为主,西边界和南边界水汽输入量较大,为高原的主要水汽来源,其中南边界在1992年水汽输送量达到最大,为 $27.3\times 10^6\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$,西边界在1982年水汽输送量为最大 $25.4\times 10^6\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$,西边界与南边界的水汽输入在20世纪80年代至90年代中期呈反位相变化,之后呈大致相同的变化趋势。总体来看,西边界水汽输入呈增加趋势,南边界水汽输入变化波动较大。结合以上分析可知,高原雨季期间高原主体的主要水汽来源为阿拉伯海、南海,次要来源为西风带。

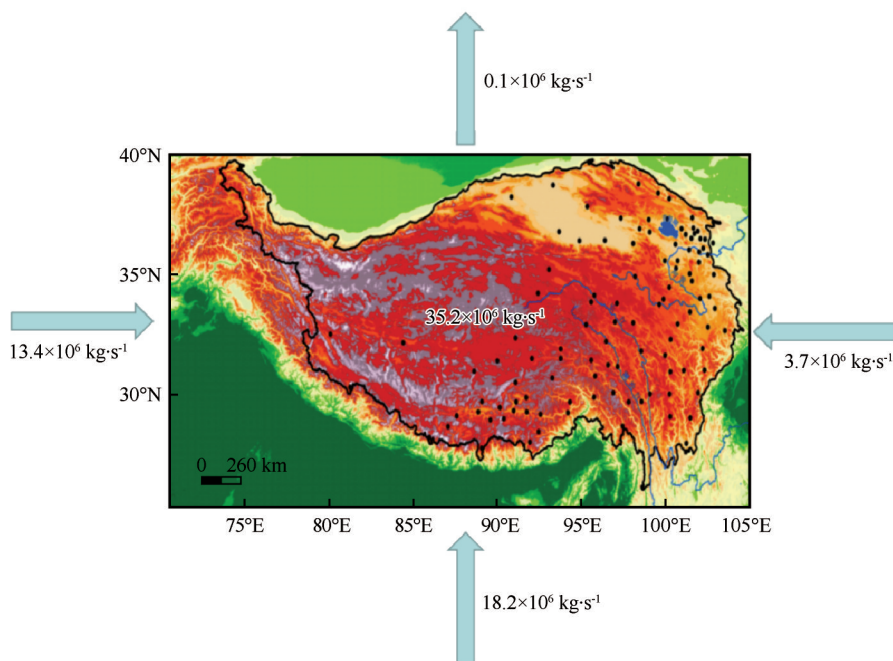


图7 1981—2010年气候态高原主体各边界雨季平均的水汽收支

Fig. 7 Climate mean water budget distribution of the four boundaries of rainy season in Tibetan Plateau during 1981—2010

3 结论与展望

通过以上分析,得到以下主要结论:

(1)1961—2017年高原南区、北区雨季降水存在显著的年际变化,以高原南区、北区雨季降水呈反位相变化为主要特征,1997年之后也存在南、北区雨季降水一致偏多(少)的变化特征。

(2)高原雨季降水存在两种主要的模态,第一模态为青藏高原北多(少)南少(多)型分布,第二模态为全区一致型分布。

(3)气候态(1981—2010年)雨季平均高原及其邻近地区上空的水汽输送路径为来自阿拉伯海的偏西风水汽输送在孟加拉湾附近分为3支水汽输送气流:一部分向北输送,一部分在南海附近转为偏

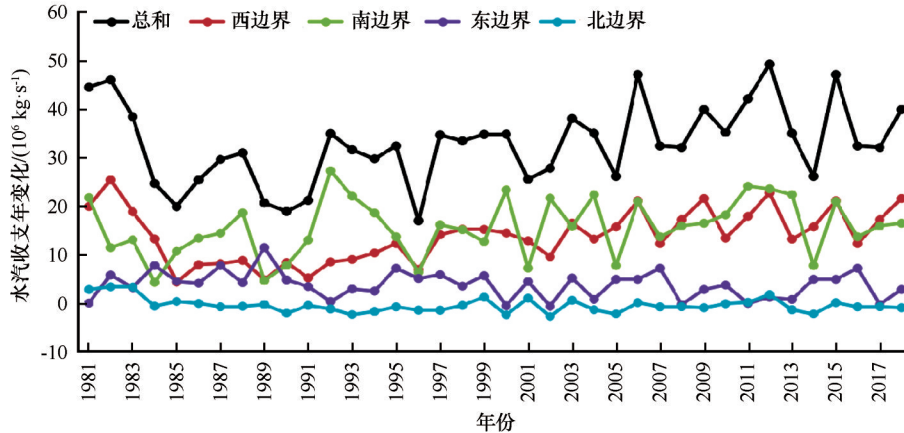


图8 1981—2017年高原主体各边界雨季平均的水汽收支年变化

Fig. 8 The averaged water budget series over the four boundaries of rainy season in Tibetan Plateau during 1981—2017

南风水汽输送,一部分受高原大地形的阻挡作用转为偏西风水汽输送。

(4)第二模态正异常年,高原主体呈现北部弱辐合南部辐散的分布形态。来自孟加拉湾的偏东南暖湿气流在高原南部形成反气旋性环流,在高原南缘存在水汽辐散中心,南海附近存在偏南风水汽输送,并在高原东部边缘形成水汽辐合中心。第二模态负异常年,受来自阿拉伯海偏南水汽流在 25°N 附近转为偏东水汽流,在高原南缘形成较强的水汽辐合中心。

(5)各边界水汽收支存在显著的年际变化,北边界以水汽输出为主且输出量较小,东边界以弱水汽输入为主,西边界和南边界水汽输入量较大且在20世纪80年代至90年代中期呈反位相变化,之后呈大致相同的变化趋势。总体来看,西边界水汽输入呈增加趋势,南边界水汽输入变化波动较大。

由上述分析可以看出,本文研究的重点为青藏高原雨季降水第二模态(全区一致型)正负异常年的同期水汽条件及边界水汽收支情况,文中仅研究了第二模态的同期水汽条件、已设定边界的各边界水汽收支情况等。值得考虑的是,第二模态对应的前期及同期环流信号有哪些特征?环流的演变和影响机理是什么?边界设置对其数值的是否存在影响?如果将四个边界的范围扩大,南边界的水汽输入量大于文中的 $18.2 \times 10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$,可能是因为青藏高原地形的影响有所减弱,来自孟加拉湾、阿拉伯海等地区的水汽输送量较大;西边界的水汽输入量略高于文中的 $13.4 \times 10^6 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$,说明来自西风带的水汽在越接近高原时的水汽输送量越小,但依然是高原雨季水汽的主要来源之一;东边界和北边界

范围扩大后,水汽输入量和输出量与文中的数值相比变化很小。从大致的评估可以看出,边界设置对南边界、西边界的影响较大,对北边界、东边界的影响较小。因此,下一步将着重研究第二模态对应的环流特征的前期及同期信号,并诊断其演变和影响机理,深入评估边界设置对水汽收支的影响。

参考文献(References):

- [1] Ye Duzheng, Gao Youxi. Meteorology of Qinghai-Xizang Plateau[M]. Beijing: Science Press, 1979. [叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.]
- [2] Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P, et al. Climate change will affect the Asian water towers[J]. Science, 2010, 328(5984): 1382-1385.
- [3] Wu Guangjian, Yao Tandong, Wang Weicai, et al. Glacial hazards on Tibetan Plateau and surrounding alpine[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 2019, 34(11): 1285-1292. [邬光剑, 姚檀栋, 王伟才, 等. 青藏高原及周边地区的冰川灾害[J]. 中国科学院院刊, 2019, 34(11): 1285-1292.]
- [4] Ding Yongjian, Zhao Qidong, Wu Jinkui, et al. The future changes of Chinese cryospheric hydrology and their impacts on water security in arid areas[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(1): 23-32. [丁永建, 赵求东, 吴锦奎, 等. 中国冰冻圈水文未来变化及其对干旱区水安全的影响[J]. 冰川冻土, 2020, 42(1): 23-32.]
- [5] Trenberth K E. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change[J]. Climatic Change, 1998, 39(4): 667-694.
- [6] Chen Xiaoyang. Effect of India Ocean SST on the Tibetan Plateau precipitation and precipitation projection in the 21st century[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2017. [陈翊阳. 青藏高原降水对印度洋海温的响应及21世纪降水预估[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2017.]
- [7] Starr V P, Peixoto J P. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts[J]. Tellus, 1958, 10(2): 188-194.
- [8] Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and the Asian monsoon onset:

- Part I: situating of the onset[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1998, 22(6): 22-35. [吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发: I. 爆发地点[J]. 大气科学, 1998, 22(6): 22-35.]
- [9] Duan A M, Wu G X. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia[J]. Climate Dynamics, 2005, 24(7): 793-807.
- [10] Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Wan Rijin. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan Plateau on the circulation of the Asian summer monsoon area[J]. Plateau Meteorology, 2008, 27(1): 1-9. [王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 1-9.]
- [11] Wang Xuejia, Yang Meixue, Wan Guoning. Spatial and temporal evolution of sensible heat flux over the Qinghai-Xizang Plateau in the last 60 years[J]. Plateau Meteorology, 2013, 32(6): 1557-1567. [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.]
- [12] Zhuoga, Bianba Ciren, Yang Xiuhai, et al. Spatial and temporal changes of atmospheric precipitable water in Tibet region in recent 30 years[J]. Plateau Meteorology, 2013, 32(1): 23-30. [卓嘎, 边巴次仁, 杨秀海, 等. 近30年西藏地区大气可降水量的时空变化特征[J]. 高原气象, 2013, 32(1): 23-30.]
- [13] Zhou Xiaoxia, Ding Yihui, Wang Panxing. Moisture transport in Asian summer monsoon region and its relationship with summer precipitation in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2008, 66(1): 61-72. [周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响[J]. 气象学报, 2008, 66(1): 61-72.]
- [14] Huang Fujun, Shen Rujin. Analysis of water vapor source and water vapor budget in Qinghai-Xizang Plateau during summer monsoon[C]// Anthology of meteorological studies on the Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: China Meteorological Press, 2004: 70-79. [黄福均, 沈如金. 夏季风时期青藏高原地区水汽来源及水汽收支分析[C]//青藏高原气象学研究文集. 北京: 气象出版社, 2004: 70-79.]
- [15] Xu Xiangde, Chen Lianshou. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2006, 17(6): 756-772. [徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展[J]. 应用气象学报, 2006, 17(6): 756-772.]
- [16] Wang Xiao, Gong Yuanfa, Cen Sixian. Characteristics of the moist pool and its moisture transports over Qinghai-Xizang Plateau in summer half year[J]. Acta Geographica Sinica, 2009, 64(5): 601-608. [王霄, 巩远发, 岑思弦. 夏半年青藏高原“湿池”的水汽分布及水汽输送特征[J]. 地理学报, 2009, 64(5): 601-608.]
- [17] Chen Tao, Zhi Hai, Lin Pengfei. Study on the decadal trend of spring precipitation in the western Tibetan Plateau[J]. Climatic and Environmental Research, 2019, 24(5): 639-649. [陈涛, 智海, 林鹏飞. 青藏高原西部春季降水年代际变化趋势[J]. 气候与环境研究, 2019, 24(5): 639-649.]
- [18] Li Lingping, Liu Weicheng, Yang Mei, et al. Precipitation characteristics and its affecting factors on the northeast slopes of Qinghai-Tibet Plateau from 1971 to 2015[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2018, 40(5): 916-924. [李玲萍, 刘维成, 杨梅, 等. 1971-2015年青藏高原东北边坡降水特征及主要影响因子分析[J]. 冰川冻土, 2018, 40(5): 916-924.]
- [19] Xun Xueyi, Hu Zeyong, Cui Guifeng, et al. Seasonal variations of the pressure systems in surface layer and northern regions of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(2): 360-368. [荀学义, 胡泽勇, 崔桂凤, 等. 青藏高原近地层及北侧气压系统的季节性振荡变化[J]. 冰川冻土, 2015, 37(2): 360-368.]
- [20] Xie Chengying, Li Minjiao, Zhang Xueqin, et al. Moisture transport features in summer and its rainfall effects over key region in southern margin of Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 2015, 34(2): 327-337. [解承莹, 李敏姣, 张雪芹, 等. 青藏高原南缘关键区夏季水汽输送特征及其与高原降水的关系[J]. 高原气象, 2015, 34(2): 327-337.]
- [21] Li Shengchen, Xu Liang, Guo Yingxiang, et al. Change of annual precipitation over Qinghai-Xizang Plateau and sub-regions in recent 34 years[J]. Journal of Desert Research, 2007, 27(2): 139-146. [李生辰, 徐亮, 郭英香, 等. 近34 a青藏高原年降水变化及其分区[J]. 中国沙漠, 2007, 27(2): 139-146.]
- [22] Li Xiaoying, Yao Zhengyi, Xiao Jianhua, et al. Analysis of the spatial-temporal variation characteristics of precipitation over the Tibetan Plateau from 1961 through 2010[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(5): 1233-1240. [李晓英, 姚正毅, 肖建华, 等. 1961-2010年青藏高原降水时空变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1233-1240.]
- [23] Xu Guochang, Li Meifang. The rainy season on the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Journal of Gansu Meteorology, 1982, 1(1): 9-13. [徐国昌, 李梅芳. 青藏高原的雨季[J]. 甘肃气象, 1982, 1(1): 9-13.]
- [24] Zhang Ningdan, Yao Hui. A study of the beginning and ending of rainy season over Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 1984, 3(1): 50-59. [章凝丹, 姚辉. 青藏高原雨季起讫的研究[J]. 高原气象, 1984, 3(1): 50-59.]
- [25] Miao Qilong, Zhang Lei, Ding Bin. Analysis of precipitation changes and water vapor in the Tibetan Plateau during the last 40 years[J]. Meteorology and Disaster Reduction Research, 2007, 30(1): 18-22. [缪启龙, 张磊, 丁斌. 青藏高原近40年的降水变化及水汽输送分析[J]. 气象与减灾研究, 2007, 30(1): 18-22.]
- [26] Zhang Lei, Miao Qilong. Precipitation changes in the Tibetan Plateau during the last four decades[J]. Arid Land Geography, 2007, 30(2): 240-246. [张磊, 缪启龙. 青藏高原近40年来的降水变化特征[J]. 干旱区地理, 2007, 30(2): 240-246.]
- [27] Duan Lijun, Duan Anmin, Hu Wenting, et al. Low frequency oscillation of precipitation and daily variation characteristics of air-land process at Shiquanhe Station and Linzhi Station in Tibetan Plateau in the summer of 2014[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2017, 41(4): 112-128. [段丽君, 段安民, 胡文婷, 等. 2014年夏季青藏高原狮泉河与林芝降水低频振荡及陆-气过程日变化特征[J]. 大气科学, 2017, 41(4): 112-128.]
- [28] Rasmusson E M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part II. large-scale water balance investigations[J]. Monthly Weather Review, 1968, 96(10): 720-734.
- [29] Yi Lan. Characteristics of the mean water vapor transport over monsoon Asia[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 1995, 12(2): 195-206.
- [30] Shen Hongyan, Chen Lijuan, Hu Po, et al. Dominant spatial patterns of summer precipitation and circulation characteristics in the middle of Northwest China[J]. Plateau Meteorology, 2017, 36(2): 456-467. [申红艳, 陈丽娟, 胡泊, 等. 西北中部夏季降水主要空间型及环流特征[J]. 高原气象, 2017, 36(2): 456-467.]

- [31] Du Jiusan. A preliminary study on the climatological mean value estimation of short series meteorological data of new Zigui Station[J]. *Rainstorm Disaster*, 2002, 21(3): 35-37. [杜九三. 秭归新站短序列气象资料气候平均值估算初探[J]. *暴雨灾害*, 2002, 21(3): 35-37.]
- [32] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions[J]. *Monthly Weather Review*, 1982, 110(7): 699-706.
- [33] Wu Hongbao, Wu Lei. Methods for diagnosing and forecasting climate variability[M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 2010. [吴洪宝, 吴蕾. 气候变率诊断和预测方法[M]. 2版. 北京: 气象出版社, 2010.]
- [34] Wei Fengying. Climate statistical diagnosing and prediction[M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 2007: 27. [魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 2版. 北京: 气象出版社, 2007: 27.]
- [35] Zhou Changyan, Jiang Xingwen, Li Yueqing, et al. Features of climate change of water vapor resource over eastern region of the Tibetan Plateau and its surroundings[J]. *Plateau Meteorology*, 2009, 28(1): 56-63. [周长艳, 蒋兴文, 李跃清, 等. 高原东部及邻近地区空中水汽资源的气候变化特征[J]. *高原气象*, 2009, 28(1): 56-63.]
- [36] Zheng Ran, Li Dongliang, Jiang Yuanchun. New characteristics of temperature change over Qinghai-Xizang Plateau on the background of global warming[J]. *Plateau Meteorology*, 2015, 34(4): 1531-1539. [郑然, 李栋梁, 蒋元春, 等. 全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征[J]. *高原气象*, 2015, 34(4): 1531-1539.]
- [37] Wu Guoxiong, Liu Yimin, He Bian, et al. Thermal controls on the Asian summer monsoon[J/OL]. *Scientific Reports*, 2012, 2 [2021-05-08]. <https://doi.org/10.1038/srep00404>.
- [38] Dai Jiaxi. Qinghai-Xizang Plateau climate[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1990. [戴加洗. 青藏高原气候[M]. 北京: 气象出版社, 1990.]
- [39] Lin Houbo, You Qinglong, Jiao Yang, et al. Water vapor transportation and its influences on precipitation in summer over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings[J]. *Plateau Meteorology*, 2016, 35(2): 309-317. [林厚博, 游庆龙, 焦洋, 等. 青藏高原及其附近水汽输送对其夏季降水影响的分析[J]. *高原气象*, 2016, 35(2): 309-317.]

Study on water vapor conditions of precipitation on the Tibetan Plateau during rainy season

DUAN Lijun^{1,2}, SHEN Hongyan^{1,2}, YU Di^{1,2}, MA Youxuan^{1,2},
BAI Wenrong^{1,2}, LI Wanzhi^{1,2}

(1. Qinghai Climate Center, Xining 810001, China; 2. Key Laboratory for Preventing and Mitigating Disaster of Qinghai Province, Xining 810001, China)

Abstract: Based on the precipitation data on the Tibetan Plateau and the monthly reanalysis data of NCEP during 1961—2017, the water vapor transport characteristics of the Tibetan Plateau during rainy season was discussed. The results are as follows: the average precipitation of the Tibetan Plateau during the rainy season (May to September) had a significant inter-annual change; there is dramatically difference between the southern and northern Tibetan Plateau in the first EOF mode, and the second EOF mode had the same anomaly in whole area. Climate moisture transport path on the Tibetan Plateau during rainy season is westerly wind from the Arabian Sea is divided into three steam delivery streams near the Bay of Bengal: one part goes north, some of them shifted to southerly winds near the South China Sea, some of them transferred to the westerly wind were blocked by the plateau topography. In the strong years of precipitation during rainy season, the main body of the plateau is characterized by northern convergence and southern divergence. In the weak years, the southerly water vapor flow from the Arabian Sea changes to an easterly water current near 25° N, a strong water vapor convergence center is formed at the southern edge of the plateau. During the rainy season, the water vapor budget at each boundary of the plateau is as follows: the west, south and east boundaries are dominated by water vapor input, only the north boundary is the water vapor output, and the south boundary is the largest water vapor input, followed by the west boundary.

Key words: Tibetan Plateau; rainy season; water vapor transport; boundary water vapor budget

(责任编辑: 游庆龙; 编辑: 武俊杰)