

文章编号: 2096-1618(2021)02-0174-11

1998–2017 年三江源地区水汽和云水状况的时空分布

王奕丹^{1,2}, 杨慧玲², 孙跃^{2,3}, 肖辉^{2,3}, 周筠珺¹, 沈淑婧^{2,3}, 李一凡⁴

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 中国科学院大气物理研究所中国科学院云降水物理与强风暴重点实验室、中国科学院减灾中心, 北京 100029; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 安阳市气象局, 河南 安阳 455000)

摘要:针对三江源地区水资源的时空分布特征, 利用 1998–2017 年 CMORPH 的卫星反演逐时降水资料和 EC-MWF(ERA-interim)的高时空分辨率的月平均液相云水、冰相云水、水汽数据以及 NCEP/NCAR 的再分析资料等, 并采用经验正交分解(EOF)、通量分析等方法, 分析三江源地区空中液相云水、冰相云水的时空分布特征以及与水汽输送变化的关系。结果表明:三江源地区降水、水汽和云水的平均气候态特征基本一致, 空间分布表现均为东多西少, 并随时间均呈现增长趋势; EOF 分解的三江源地区降水、水汽和云水的平均场空间分布分别表现为: 中间–四周反相型、整体一致型、西北–东南位相反相型, 相应的云水和降水平均场随时间有明显的下降趋势, 而水汽平均场却略呈上升趋势。三江源地区水汽的来源主要有西北水汽输送带和西南水汽输送带, 并且三江源处于“水汇”区。进一步分析表明, 水汽向青藏高原水平输送量从 600 hPa 高度开始向上减弱; 利用垂直剖面分析出青藏高原的南坡相对湿度很大, 并且水汽抬升也很强烈, 同时伴有较强的垂直速度, 会导致三江源地区形成云水的汇聚。

关键词:大气科学; 云和降水物理; 液相云水; 冰相云水; 时空分布

中图分类号: P426

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2021.02.009

0 引言

地面降水主要来源于大气中水汽和云水的大量转化。大气中的水汽分布及其输送是水循环过程的主要环节, 而云是水汽转换的产物, 也是降水产生的重要环节, 云水是可开发的空中水资源^[1]。水汽和云水是区域气候和水循环过程研究的主要对象, 而它们的空间分布特征及演变规律也是降水和空中水资源开发等领域的重要研究内容。在气候的变化中, 降雨也是水文变化的关键因素^[2]。因此, 水汽和云水空间分布状况及其变化特征在大气水循环研究中具有极为重要的意义。

国际学者对区域的水汽和云水状况开展了大量研究。在北美及欧洲地区的水汽输送通道, 近年来在国外被定义为大气河流(atmospheric rivers, AR), 研究发现, AR 与北美西部的极端降雨和洪水有关^[3]。Lavers 等^[4]研究显示, AR 在东太平洋向北美的输送过程中遇到美国西海岸的落基山脉时, 会产生强烈而持续的地形降水。Dettinger^[5]研究指出, 美国西海岸地区的洪水灾害有 30%~50% 是由 AR 导致的。在降水随时间的变化方面, 研究发现, 全球降水指数在 20 世纪均呈现偏湿的趋势^[6], 北美和南美东部地区^[7], 北欧^[8],

以及中亚和亚洲北部^[9]的降水随时间显著增加, 而在地中海、中非和南亚地区则呈现减少趋势。Turner 等^[10]也指出, 自 20 世纪 50 年代以来, 南亚的降雨有所减少。

国内学者对区域水汽和降水状况也有较多的研究结果: 在不断的气候变化中, 降雨是水文变化的关键因素^[2]。研究表明, 近 50 年来中国降水变化趋势不明显, 但区域和季节变化明显^[11]。华北、东北中部以及西南地区的降水呈减少趋势, 在长江中下游、东南沿海地区、青藏高原以及西北地区的降水呈增加趋势^[12]。Huang 等^[13]研究表明, 东亚季风区夏季水汽经向输送要大于纬向输送, 印度季风区夏季水汽输送则以纬向输送为主。徐祥德等^[14]指出, 自海洋南来水汽经青藏高原转向输送的强偏西水汽是 1998 年长江特大洪涝重要异常因素之一, 高原起了重要的转运站作用。青藏高原东部及其邻近的四川、重庆等地受多重气候的影响, 对周围地区的水分收支有重要影响。蔡英等^[15]指出, 夏季华北湿月有自西南地区向华北地区输送的强水汽输送带, 而西北湿月则有从两广地区经四川盆地、向兰州输送的较强水汽输送带。李兴宇等^[1]提出, 中国云水路径(CWP)值最高的月份是 6 月, 全国 CWP 最低值则出现在 10 月。

三江源位于青海省南部, 是青藏高原的腹地, 平均海拔 3500~4800 m, 地理位置(31°39' N ~ 36°12' N, 89°45' E ~ 102°23' E), 流域面积 $3.631 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。三

收稿日期: 2020-04-13

基金项目: 国家重点研发计划资助项目(2016YFE0201900-02); 国家自然科学基金资助项目(41575037); 国家重点基础研究发展计划(973)资助项目(2014CB441403)

江源是孕育中华民族悠久文明历史的长江、黄河和澜沧江的源头汇水区^[16]。学术界对三江源地区降水变化的研究也较多;王可丽等^[17]重点分析了三江源地区以及长江和黄河流域多雨和少雨年的环流差异与水汽变化之间的关系。唐红玉等^[18]分析了三江源地区近50年降水量呈减少的趋势。马艳等^[19]应用 RegCM3 区域气候模式模拟三江源及其周边地区湿地的退化对气候的影响。张颖等^[20]采用多源遥感数据,结合像元二分模型,分析了三江源 1982–2012 年代表性河流源区对气候因子的影响。最近,强安丰等^[21]指出,在西南季风时,三江源地区的降水转化率(PCE)在西南季风时,PCE 空间波动较大,空中云水资源的开发潜力区域差异明显。刘晓琼等^[22]进一步揭示了三江源地区 1960–2015 年较长时段降水序列的时空特征。最近,Yang 等^[2]利用多种统计方法分析了近 50 年来青海地区降水量的时空变化特征,结果显示,在青海东部农业区和南部三江源地区(人口密集区域)年平均降水呈现明显的减少趋势,而在青海西部和北部人口稀少的地区降水则呈现出增加趋势,并指出人类活动对青海地区降水减少有明显的作用。他们还利用不同的统计学方法分析了不同等级降水的变化趋势,并发现人类活动更容易影响极端降水。该研究发现可为该地区水资源规划、解决干旱和洪水问题提供重要的理论依据。

以往的研究表明,一个地区降水的分布和变化与输送到该地区的水汽量有直接关系,而频繁的降水可为该地区提供了充足的水源供应^[23–25]。以上分析看到,对三江源地区水循环的研究较多侧重于降水以及水文和生态环境方面,而对该地区水汽和云水时空变化特征的研究并不很多。因此,对三江源地区水汽、云水的空间分布特征以及随时间变化它们与降水的关系进行深入分析研究,能揭示该地区降水形成的物理机制,为更合理地开发三江源地区空中云水资源的潜力提供科学依据。将利用近 20 年(1998–2017 年)的卫星遥感和再分析数据,综合研究三江源地区水汽和云水的空间分布及其随时间变化的特征,并剖析三江源地区的水汽和云水来源,分析水汽和云水的分布对该地区降水形成的可能影响,为该地区空中水资源的开发利用和人工增雨(雪)作业方案设计提供进一步的科学支撑。

1 数据与方法

1.1 数据

分析数据来自于美国气象环境预报中心 NCEP (national centers for environmental prediction, USA)/美国国家大气研究中心 NCAR (national center for atmos-

pheric research, USA) 和欧洲中尺度气象预报中心 ECMWF (European centre for medium-range weather forecasts) 两种再分析资料以及美国国家海洋与大气管理局 NOAA CMORPH (CPC morphing technique) 高分辨率的降水数据,数据的年限为 1998–2017 年,研究的区域主要为三江源及其周边地区,如图 1 所示。

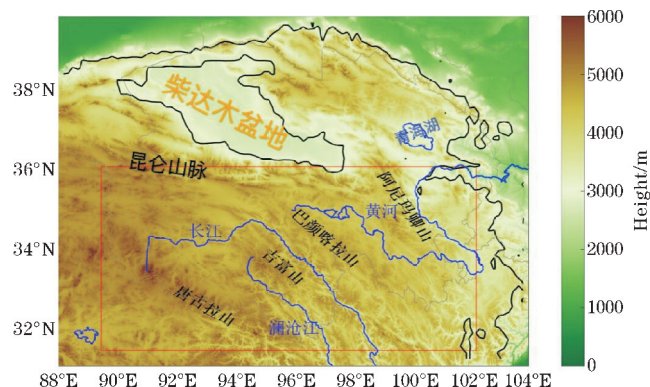


图1 三江源及其周边区域高程地形图

(红色矩形框内标出三江源地区的范围)

(1) CMORPH 的降水数据是经过台站观测降水订正系统误差的高分辨率的卫星反演数据,空间分辨率为 8 km,时间分辨率为 30 min。

(2) ECMWF ERA-Interim 再分析资料,空中垂直方向分为 12 层等压面,水平分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$,选用的参数包括水汽柱总含量 TWV (total column water vapour)、云液态水柱总含量 LWP (total column cloud liquid water)、云冰水柱总含量 IWP (total column cloud ice water)、月平均比湿数据 (specific humidity) 及月平均 u 、 v 风分量数据。

(3) NCEP 再分析数据在垂直方向分为 8 层,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (研究水汽通量及其散度的大范围区域,选取粗分辨率的数据不会影响分析结果),研究区域范围为 $0^\circ\text{N} \sim 70^\circ\text{N}$, $40^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$,数据参数包括:月平均整层大气可降水量/水汽含量数据、月平均比湿数据和月平均 u 、 v 风分量。

1.2 方法

对 NCEP 和 ECMWF ERA-Interim 再分析数据采用经验正交函数 EOF 方法进行分析。然后,以前 5 个模态的时间系数作为分组依据。同样地,对 CMORPH 降水数据做 EOF 分析,对 20 年的降水量进行趋势变化和时空分布的分析。由于降水数据的空间分辨率很高,在一些小湖附近会出现降水量的极大值,经过核对,这可能是由于湖区反照率异常所致,为此,用这些极大值点周围点数据空间插值的方法重新计算,以消除这些异常点的影响。

经验正交函数分析方法 EOF,也称特征向量分析 (eigenvector analysis, EOF),又被称为主成分分析 (prin-

principal component analysis, PCA)。与其他正交函数分解方法一样,可用于气象场的分解。EOF 分析方法的原理^[26]是将某气候变量场的观测资料以矩阵形式给出。

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{m1} & x_{m2} & \cdots & x_{mn} \end{pmatrix} \quad (1)$$

式中, m 是空间点(观测站或网格点), n 是时间序列长度(观测次数)。气象场 \mathbf{X} 的自然正交展开,是将 \mathbf{X} 分解为时间函数 \mathbf{Z} 和空间函数 \mathbf{V} 两部分,即 $\mathbf{X} = \mathbf{VZ}$,或者

$$x_{it} = \sum_{k=1}^p v_{ik} z_{kt} = v_{i1} z_{1t} + v_{i2} z_{2t} + \cdots + v_{ip} z_{pt} \quad (2)$$

其中, $i=1, 2, \cdots, m$; $t=1, 2, \cdots, n$; $k=1, 2, \cdots, p$ 。 x_{it} 表示 \mathbf{X} 场中第 i 个格点上第 t 次观测值,可以看作是 p 个空间函数 V_{ik} 和时间函数 Z_{ki} 的线性组合。它的优点是根据气象要素的主要特征来确定正交函数的形式,由于它们是根据变量场的资料阵进行分解,分解的函数没有固定的函数形式,因而常被称为“经验”的。

2 降水、可降水量、水汽的气候态特征

图2 为三江源及其周边地区近 20 年(1998–2017

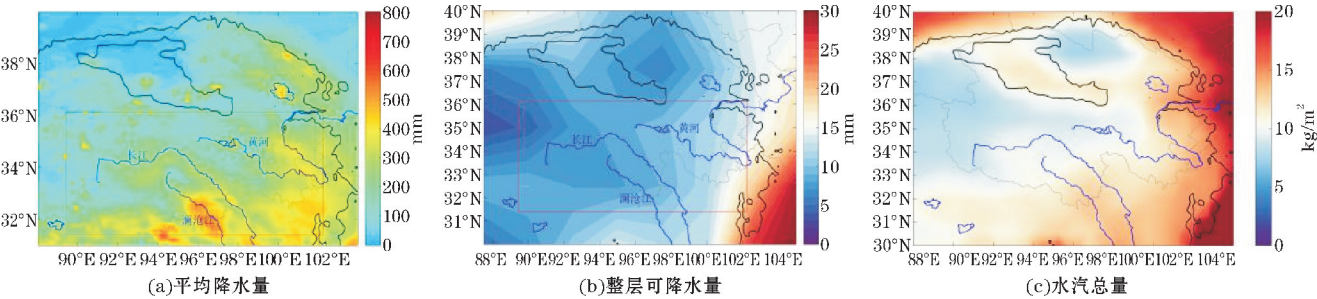


图2 三江源及其周边地区 1998–2017 年夏季平均降水量、整层可降水量、水汽总量

图3 给出了三江源地区 1998–2017 年的降水量、整层大气可降水量和水汽总量随时间的变化。由图3(a)看到,在这 20 年期间降水量随时间总体呈上升趋势。在 1998–2007 年夏季平均降水量都较低,只是在 1998 年降水量有较大值 330 mm,而在 2007–2017 年的 10 年夏季平均降水量都较高,并在 2016 年达到最大值 370 mm。再由图3(b)可以看出,平均可降水量在这 20 年期间呈上升趋势。夏季平均大气可降水

量(图 2a)、整层可降水量(图 2b)以及水汽总量(图 2c)的空间平均分布。三江源地区夏季每个月的平均降水量(图略)在整体结构上和夏季平均降水量的分布状况(图 2a)是一致的,均为东南方向至西北方向递减的趋势,并且降水大值区有沿着河流分布的特征。比如,位于澜沧江上游的扎曲(32°N,96°E)有降水的最大值,夏季平均降水量最大值达到 500mm 左右,三江源的东南部夏季平均降水量最大值达到 450 mm。图 2(b)中夏季平均可降水量的分布态势为东南高、西北低。图 2(c)中水汽总量的整体分布态势与降水、大气可降水量的空间分布非常一致,为东高西低,东南方部为最大值,达到 20 kg/m²。其中,整层大气可降水量的计算公式是^[27]

$$W = -\frac{1}{g} \sum_{p_s}^0 q \Delta p \quad (3)$$

式中, q 为比湿,大气顶气压(实际中一般为 0), p_s 为地面气压, g 为重力加速度, m/s²。

大气水汽含量的计算的公式是^[28]

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_1} q_v dp \quad (4)$$

式中, q_v 为水汽混合比, p_1 为大气顶气压为 0, p_0 取 1000 hPa, g 为重力加速度, m/s²。

量的值分别在 1998、2003、2005、2010、2012、2016 年达到极大值,而在 2016 年夏季平均大气可降水量的最大值达 1400 mm。从图3(c)看出,三江源地区 1998–2017 年水汽总量随时间的变化,整体趋势为缓慢上升。在 2008 年、2015 年水汽值很低,分别达到 10.7 mm、11 mm,其他年份的水汽值波动不大,保持在 12 mm 左右,其中在 2016 年水汽总量有最大值,达到 13.3 mm。

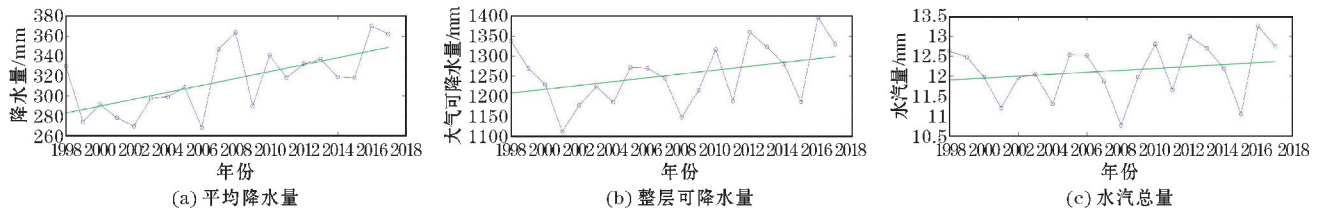


图3 三江源地区 1998–2017 年累计的区域平均降水量、整层可降水量、水汽总量随时间的变化(绿色线为线性变化趋势)

3 降水、水汽和云水的时空分布特征

3.1 降水的 EOF 分析

依据降水数据作距平变量 EOF 展开,结果发现,前

| 表 1 降水的 EOF 分析对应前 5 个模态所占的解释方差和累计方差贡献率 | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|
| 单位:% | | | | | |
| 降水场 | EOF1 | EOF2 | EOF3 | EOF4 | EOF5 |
| 解释方差贡献率 | 36.8 | 17.2 | 14.7 | 8.3 | 5.9 |
| 累计方差贡献率 | 36.8 | 54.0 | 68.6 | 76.9 | 82.8 |

由表 1 看到,EOF1 对总方差的贡献达 36.8%,是反映三江源及其周边地区降水变化关系最主要的典型场,为研究区域的第一雨型。研究区域的 EOF1 正、负值相当,其高值分布在青海湖、柴达木盆地南部以及研究区西南部的小湖处,而三条大河流(澜沧江、长江、黄河)的源头处则为低值区。在该研究区域呈现中部少雨、四周多雨的较为对称的分布状态(图 4a)。第一雨型的时间系数曲线(图 4b)显示,1998–2002 年的系数为正值,与空间型相对应,高值依然分布青海湖、柴达木盆地南部以及研究区域西南部的小湖处;2003–2017 年的系数为负值,其极值出现在 2010 年,对应于

5 个特征向量的方差贡献率都在 5% 以上,累积方差贡献率达到82.8%(表 1),可以大体展现出三江源及其周边地区的降水状况,其空间分布及时间系数如图 4 所示。由于前两个特征向量的累计方差达到了 54%,已足够显示降水分布的主要状况,因此取前 2 个特征向量代表研究区空间分布的 2 个基本降水分布型。

空间型,三条河流的源头处为高值区。 EOF2 对总方差的贡献达17.2%,是反映三江源及其周边地区降水变化关系的第二雨型。其空间特征是该区西南方向的降水值最高,达到200 mm,在三条河流以及青海湖处有最低值(图 4c)。第二雨型的时间系数曲线(图 4d)显示,2000–2007 年的系数为正值,极大值出现在 2003 年,与空间型相对应,高值依然分布在该区西南方向和北部地区;其他年份系数为负值,其极小值出现在 2016 年,对应于空间型,三条河流及青海湖处为高值区。

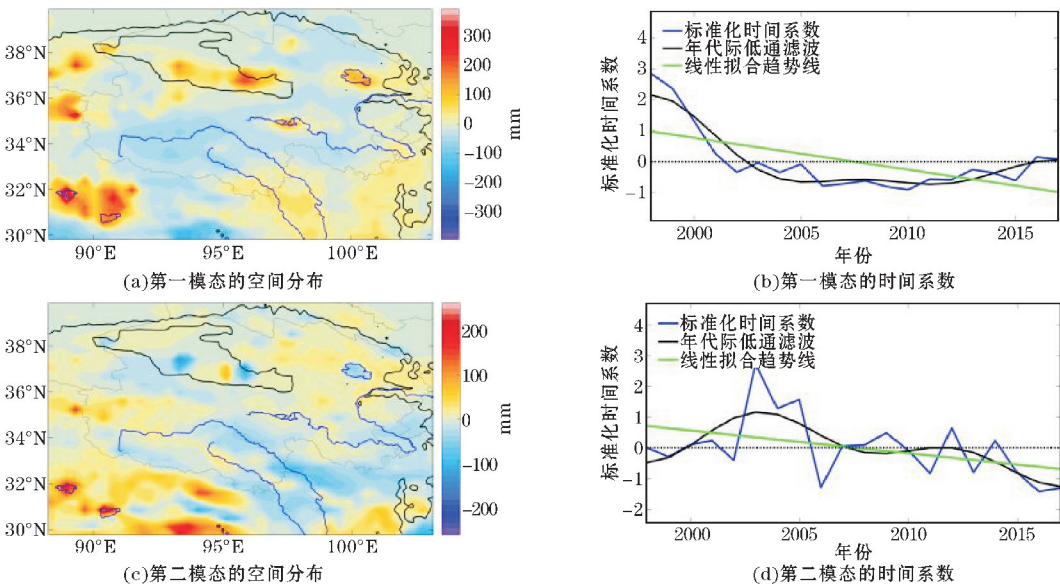


图 4 降水 EOF 展开的第一模态和第二模态的空间分布、时间系数

3.2 水汽的 EOF 分析

先对三江源地区水汽总量做距平变量处理,然后对其做 EOF 分析,表 2 给出了前 5 个模态的解释方差。可以看到,前 5 个模态的累计解释方差达到

| 表 2 水汽的 EOF 分析对应前 5 个模态所占的解释方差和累计方差贡献率 | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|
| 单位:% | | | | | |
| 水汽场 | EOF1 | EOF2 | EOF3 | EOF4 | EOF5 |
| 解释方差贡献率 | 64.8 | 20.1 | 5.0 | 4.2 | 2.1 |
| 累计方差贡献率 | 64.8 | 84.9 | 89.9 | 94.2 | 96.2 |

96.2%,收敛速度较快,第 1 模态(EOF1)的解释方差约为64.8%,由于前 2 个模态的累积解释方差为 84.9%,已能较好地表达三江源地区夏季水汽的时空分布特征。下面进一步分析前 2 个特征向量的空间和时间特征。

图 5 为水汽总量 EOF 分析的前 2 个特征向量的空间变化型及时间序列, EOF1 的解释方差占比达到 64.8%, 最能反映 1998–2017 年这 20 年的平均水汽特征。从图 5(a) 可以看出, 第 1 特征向量三江源地区均为正值分布, 表明三江源夏季水汽的一致性变化为第一水汽型的主要特征。高值中心在三江源以北的地区, 在柴达木盆地和西宁地区水汽值高达 1mm。从第一水汽型时间系数曲线(图 5b) 的线性趋势看, 水汽值在这 20 年呈现上升趋势。在 2010 年出现了明显的由负位相向正位相转化的过程, 结合图 5(a) 的空间分布均为正值, 表明在 2010 年以前三江源及其周边地区的水汽值很低, 其中在 2008 年出现了极小值, 而 2010 年

以后这些地区的水汽值很高, 且在 2016 年出现了极大值。

图 5(c) 是 EOF2 分布图, 可以看到三江源地区水汽依然为正值, 整体呈现从东南到西北方向减少的趋势。以昆仑山脉–柴达木盆地–青海湖为界(正值区边界线), 表明三江源与其周围地区的夏季水汽呈现相反变化的空间分布为第二水汽型的主要特征。第二水汽型的时间系数曲线(图 5d) 显示, 2004–2013 年的系数为正值, 极大值出现在 2009 年, 与空间型相对应, 高值依然分布该区东南方向; 其他年份的系数为负值, 其极小值出现在 2016 年, 对应于空间型, 该研究区的西北部为高值区。

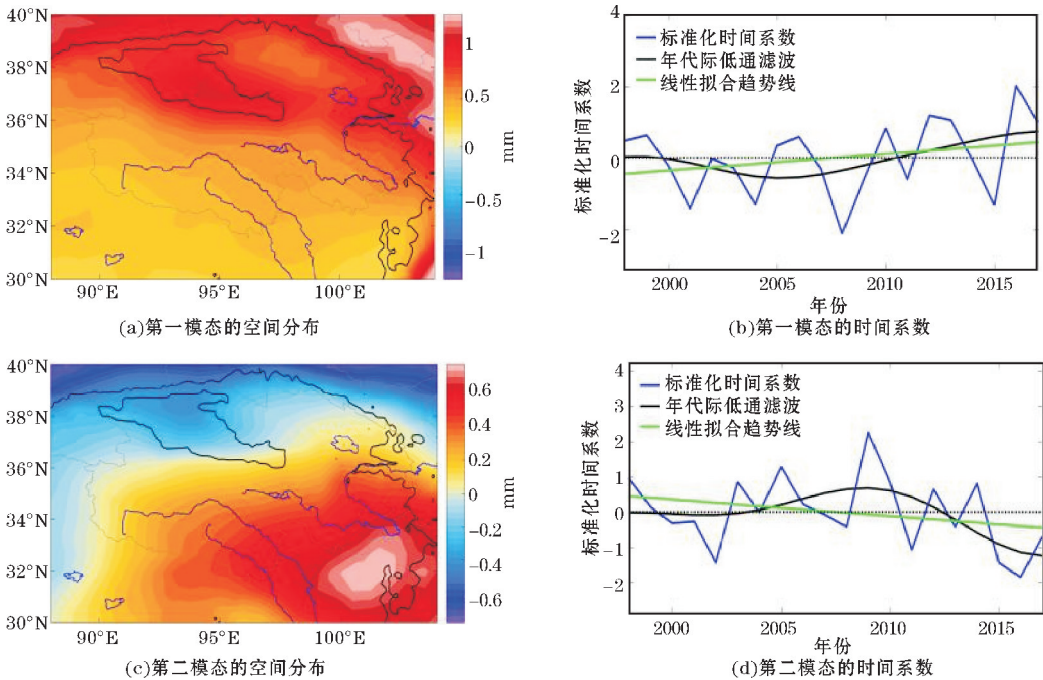


图 5 EOF 展开的水汽总量第一模态和第二模态的空间分布、时间系数

3.3 云水的 EOF 分析

表 3 为三江源地区的云水总量做距平变量处理后再对其做 EOF 分析, 得到前 5 个模态的解释方差和累计方差。先看液态云水(LWP)的前 5 个模态的累计解释方差约为 87.8%, 第 1 模态的解释方差约为

51.0%, 收敛速度较快, 前 2 个模态的累计方差贡献率达到 67.4%。再看冰相云水(IWP)的前 5 个模态的累计解释方差约为 90.2%, 第 1 模态的解释方差约为 57.9%, 由于前 2 个模态的累积解释方差收敛很快, 已能较好地表示三江源地区夏季云水的时空分布特征, 下面就分析前 2 个特征向量的空间和时间特征。

表 3 LWP 和 IWP 的 EOF 分析对应前 5 个模态所占的解释方差和累计方差贡献率 单位: %

| 参数 | | EOF1 | EOF2 | EOF3 | EOF4 | EOF5 |
|-------|---------|------|------|------|------|------|
| LWP 场 | 解释方差贡献率 | 51.0 | 16.4 | 10.2 | 6.1 | 4.1 |
| | 累计方差贡献率 | 51.0 | 67.4 | 77.6 | 83.7 | 87.8 |
| IWP 场 | 解释方差贡献率 | 57.9 | 14.4 | 8.2 | 5.5 | 4.2 |
| | 累计方差贡献率 | 57.9 | 72.3 | 80.5 | 86.0 | 90.2 |

3.3.1 LWP 的 EOF 分析

图 6 为 EOF 分析的 LWP 前 2 个特征向量的空间

变化型及时间序列, EOF1 的解释方差占比达到 51.0%, 最能反映 1998–2017 年这 20 年的平均 LWP

特征。从图6(a)可以看出 EOF1 的分布为东南向西北方向反向变化的特点,东南–西北反位相变化为第一 LWP 型的主要特征。高值中心在该研究区东南角以及那曲 (93°E , 31°N) 处达到 0.03 mm 。从第一 LWP 型时间系数曲线(图 6b)的线性趋势看, LWP 值在这 20 年呈现下降趋势。LWP 在 1998–2003 年、

2007–2013 年均为正位相,结合图 6(a)的空间分布,表明在这些年三江源地区及其周边地区的 LWP 值高于平均值,其中在 1998 年、2005 年出现了最大值,而其他年份三江源地区及其周边地区的 LWP 值低于平均值,且在 2016 年出现了最小值。

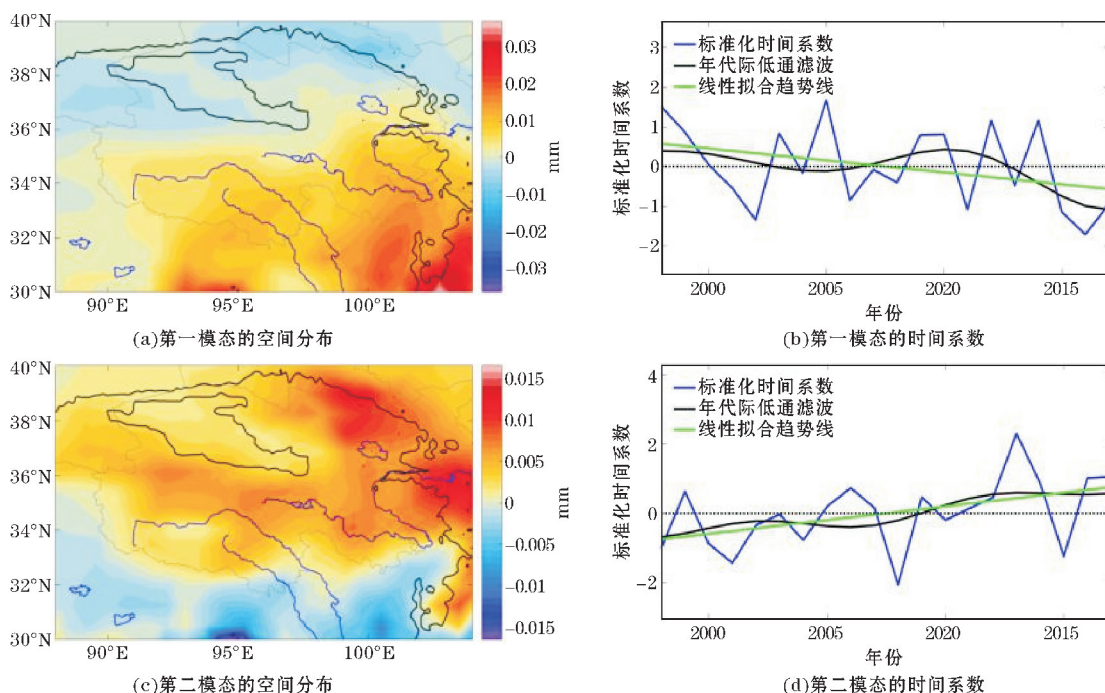


图6 EOF分析LWP的第一模态和第二模态的空间分布、时间系数

图6(c)给出了 LWP 的 EOF2 分布,可以看到,三条河流的源头处及其以北均为正值,整体呈现东北向西南减少的趋势。在祁连山脉 (100°E , 39°N) 和兰州 (104°E , 36°N) 两处 LWP 出现了最大值,达到 0.01 mm ,沿着黄河源头也有 0.005 mm 的次大值出现,表明三江源与其周围地区的夏季 LWP 呈现东北–西南相反位相变化的空间分布特征,这是第二 LWP 型的主要特征。第二 LWP 型的时间系数曲线(图 6d)显示,整体线性趋势是上升的。LWP 在 2009 年出现了明显的由负位相向正位相转化的过程,结合图 6(c)的空间分布,表明在 2009 年以前三江源地区及其周边地区的东北方向为 LWP 值的小值区,其中在 2008 年出现极小值,而 2009 年以后这些地区的东北部为 LWP 值的大值区,且在 2013 年出现极大值。

3.3.2 IWP 的 EOF 分析

图 7 为 EOF 分析的 LWP 前 2 个特征向量的空间变化型及时间序列, EOF1 的解释方差占比达到 57.9%,最能反映 1998–2017 年这 20 年的平均 IWP 特征。从图 7(a)可以看出 EOF1 的分布为东南向西北方向反向变化的特点,东南–西北反位相变化为第一 IWP 型的主要特征。高值中心在那曲 (93°E ,

31°N) 处达到 0.015 mm 。从第一 IWP 型时间系数曲线(图 7b)的线性趋势看, IWP 值在这 20 年呈现下降趋势。IWP 在 2007 年以前均为正位相,结合图 7(a)的空间分布,表明在 2007 年以前三江源地区及其周边地区东南方向的 IWP 值高于平均值,其中在 1998 年出现了最大值,而 2007–2017 年份这些地区东南方向的 IWP 值低于平均值,且在 2013 年、2016 年出现了最小值。

IWP 的 EOF2 分布见图 7(c),可以看到,从澜沧江源头处向东北方向均为正值,整体呈现东北向西南方向减少的趋势。在黄河源头处 (100°E , 35°N) 处 IWP 出现了最大值,达到 0.005 mm ,表明三江源与其周围地区的夏季 IWP 呈现东北–西南相反位相变化的空间分布特征,这是第二 IWP 型的主要特征。第二 IWP 型的时间系数曲线(图 7d)显示,整体线性趋势是上升的。IWP 在 2005–2013 年为正位相,结合图 7(c)的空间分布,表明三江源地区及其周边地区的东北方向为 IWP 值的大值区,其中在 2009 年出现了极大值,而其他年份三江源地区及其周边地区的东北方向为 IWP 值的小值区,且在 2002 年出现了极小值。

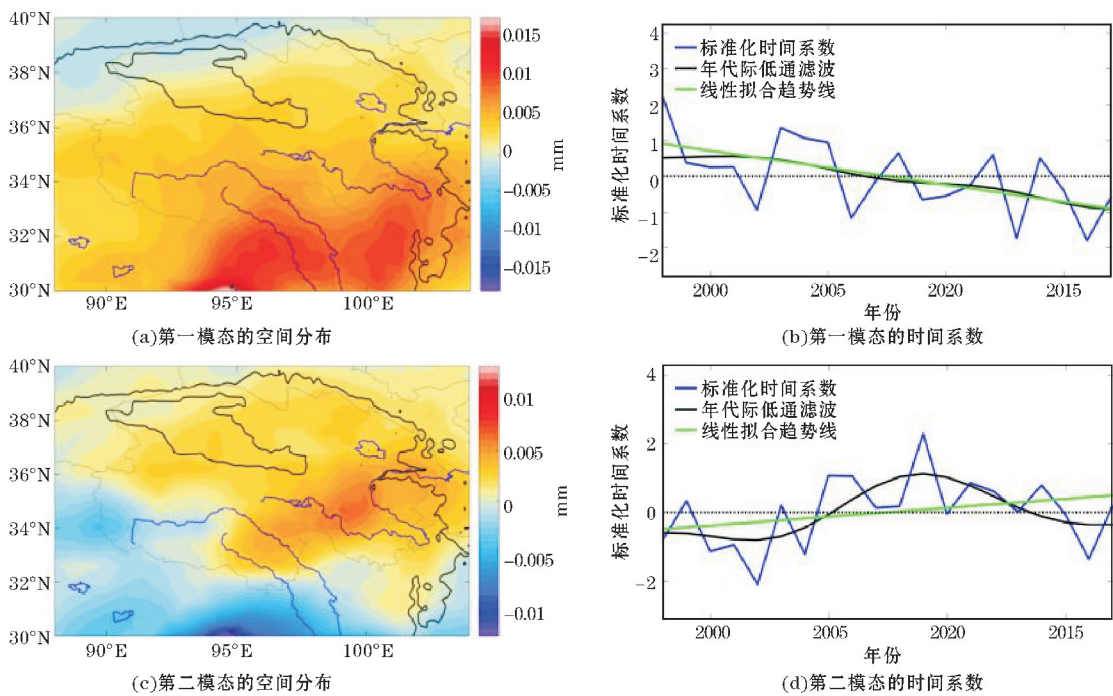


图 7 EOF 分析 IWP 的第一模态和第二模态的空间分布、时间系数

4 物理量诊断分析降水成因

4.1 整层水汽通量、水汽通量散度及其分层特征

水汽通量又称水汽输送量,其含义是单位时间内流经与速度矢正交的某一单位截面积的水汽质量,它表示了水汽输送的强度和方向。其经、纬向水汽通量及水汽通量散度计算公式参考朱乾根等^[28]的研究。大气中水汽含量的多少主要通过水汽通量的变化体现,因此,要研究三江源地区水汽的时空分布特征,先来分析水汽通量及其散度的变化。

图 8(a)为 NCEP 再分析资料数据的月平均水汽通量及其散度,可以看出,青藏高原(三江源在青藏高原东侧红色框内)的水汽来源主要有其西北部 and 南侧两部分。在中国南侧可以清晰地看到从阿拉伯海流经印度半岛、孟加拉湾的一条水汽输送带,其中一部分输送到高原,另一部分与西太平洋的偏东水汽输送带汇合流向北太平洋。在西北部的里海(45°N,50°E)位置有一个反气旋型水汽输送环流,有一部分水汽输送与高原南侧来自阿拉伯海的水汽流汇合向北流向三江源地区。这与徐祥德等^[29]指出青藏高原的水汽汇合区域位于三江源区域的结论一致。

图 8(b)为根据 ERA-Interim 数据给出的月平均水汽通量及其散度,可以更加直观细致地看到三江源地区的水汽状况。从图中可以看出,三江源地区的水汇区从长江源头处(34°N)开始出现辐合,南北两支水汽输送带开始交汇,随着南北输送带的加强,辐合带出现向南移的情

况,南移至33°N左右。在澜沧江(31.5°N,93°E)出现了辐合最大值,达到 $-20\times10^{-5}\text{kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$,而在35°N以北的大部分区域为辐散区,在柴达木盆地南部(36°N,93°E)出现了辐散最大值,达到 $10\times10^{-5}\text{kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ 。

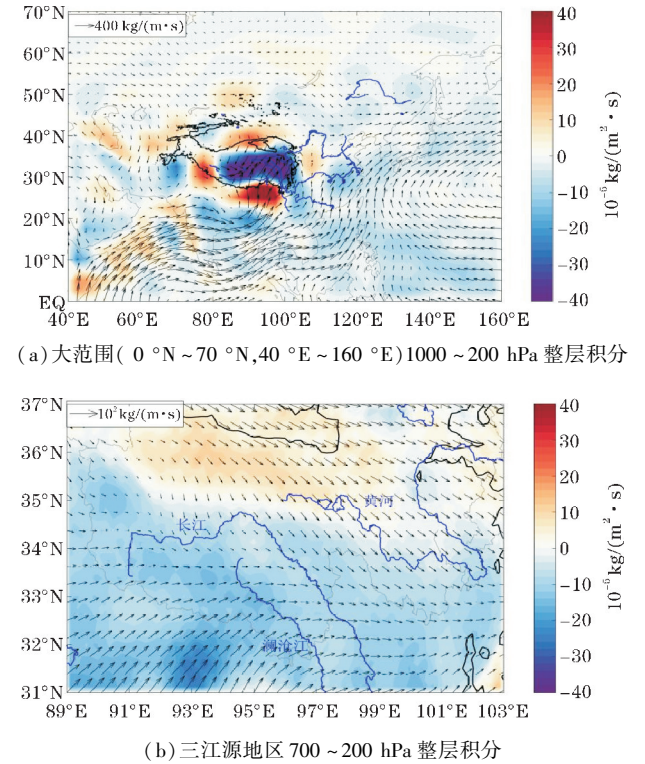


图 8 1998–2017 年夏季水汽通量及其水汽通量散度分布
(黑色地形线内是青藏高原)

通过三江源地区夏季降水量平均图(图 2a)、夏季可降水量平均图(图 4b)与水汽通量及其散度图

(图 8b)并结合地形高程图(图 1)的对比分析,得出三江源地区降水分布的大致原因有 3 个。降水量的大值区(图 2a)与水汽通量的辐合大值区、可降水量的大值分布形势基本一致。首先,在图 1 中,唐古拉山、巴颜喀拉山以及吉富山分别有 3 座山脉,从图 8(b)明显看出在这 3 个位置有辐合大值区,并且值依次递减,这是因为从孟加拉湾过来的西南水汽输送带逐渐向北输送的过程中受到山脉的阻挡,加上青藏高原地形本身为西高东低,并且多位于西风带的原因。其次,图 4(b)在唐古拉山、巴颜喀拉山以及吉富山三座山脉处的值也是依次递减的,这也是影响降水分布的原因。最后,图 8(b)西北方向水汽通量输送的是干冷水汽,而西南方向的水汽通量输送的是暖湿水汽,并且有阿尼玛卿山的阻挡,在黄河的源头处大部分为干冷水汽,这是没有在此处产生过多降水的原因。

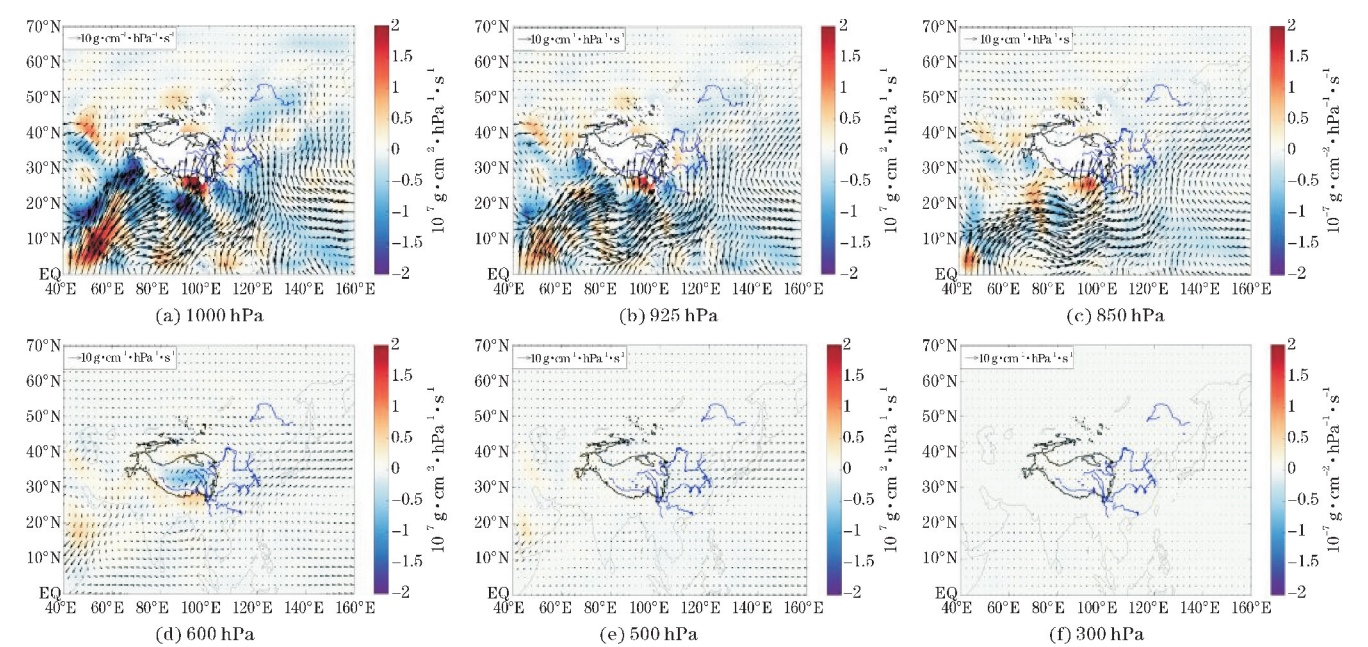


图 9 大范围(0°N~70°N,40°E~160°E)1998-2017 年夏季水汽通量的分层分布

图 10 为根据 NECP 数据制作的 500 hPa 大范围垂直速度 ω 平均场分布(其中正值表示下沉气流,负值表示上升气流),图中,在三江源地区(红色框内)、孟加拉国(22°N,90°E)和湄南河平原(15°N,98°E)出现 3 个明显的负值中心区,对应三个上升气流中心,而在青藏高原以西的阿富汗地区(30°N~40°N,60°E)为最强的正值中心,对应于最强的下沉气流区。在三江源地区的澜沧江源头和长江源头所在区域的上升气流速度达到-0.1 Pa/s,而三江源其他地区的上升速度较小,仅为-0.05 Pa/s。结合图 9(e)可以看出,在三江源地区,虽然水汽输送量较少,但是,那里有较强烈的上升运动,可将水汽带到高空,从而为该地区成云致雨提供了重要的动力条件。

从夏季水汽通量在 1000 hPa、925 hPa、850 hPa、600 hPa 等压层上的分布图(图 9)可以看出,在低层 1000 hPa 处水汽从阿拉伯海地区向东北方向输送,经过印度半岛继续输送到东北方向至孟加拉湾,之后输送到高原地区,并沿地形有强烈的抬升运动,在高原南部有明显的辐合辐散区。在 925 hPa、850 hPa 气压层上,沿高原地形的水汽抬升仍然明显,但高原南部的辐合辐散区强度在减弱。到 600 hPa 气压层上,水汽沿地形抬升很弱,此时,在高原上开始出现辐合区,在 500 hPa 和 300 hPa 高层水汽很少,抬升到高原的水汽更少。各层次水汽输送还有一个特点:低层(1000 hPa、925 hPa 和 850 hPa)水汽输送转向性比较明显,水汽的运动区也比较广阔,中层(600 hPa)高原上的水汽水平输送强度与高原南部一样,而高层(500 hPa 和 300 hPa)的水汽输送几乎看不出方向特征了。

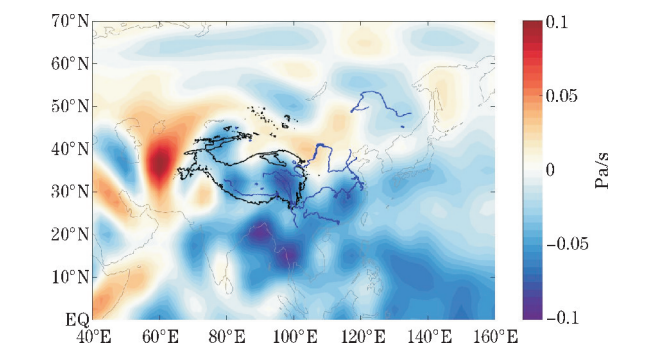


图 10 大范围(0°N~70°N,40°E~160°E)1998-2017 年月平均 500 hPa 垂直速度 ω 分布(黑色地形线内是青藏高原,红色框内是三江源地区)

4.2 垂直水汽通量剖面特征

图 11 给出了分别沿 93°E、95°E、97°E 和 99°E 作南北剖面,而绘制的夏季水汽通量、相对湿度的经向

剖面。从这4个剖面图可以看出,在青藏高原的南侧($0^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$)、高原顶部($30^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$)和北侧($50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$)上空的水汽通量较高。从这4个剖面图可以看出,在青藏高原南部,相对湿度和水汽通量都是大值区,并且相对湿度高值区紧贴高原地形南坡,说明有大量从印度洋来的水汽随着地形被迫向上抬升,有的水汽沿着高原地形可爬升到高原顶部上空,三江源地区整体的相对湿度在50%以上。由图11(b)看到,到达高原顶部上空最明显、最深厚的水汽抬升是在 95°E 的剖面。在这条经线上高原的南坡很陡峭,其相对湿度在800 hPa以下达到最大值95%,在600 hPa以

下达到最大值80%, $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 是水汽的强烈抬升区,将水汽输送到三江源地区($31^{\circ}39'\text{N} \sim 36^{\circ}12'\text{N}$)。三江源地区上空的相对湿度达到80%的气层达到了400 hPa的高度,并且水汽输送也可以达到该高度。 93°E 的剖面上,高原的南坡也很陡峭, $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 依然是水汽的强烈抬升区,相对湿度为80%只维持在700 hPa以下。 97°E 和 99°E 的剖面上,在 $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 的区域内相对湿度有最大值90%,并且伴有较强的水汽抬升,由于高原南部坡度较缓,水汽抬升的强度没有其他两个坡度强。

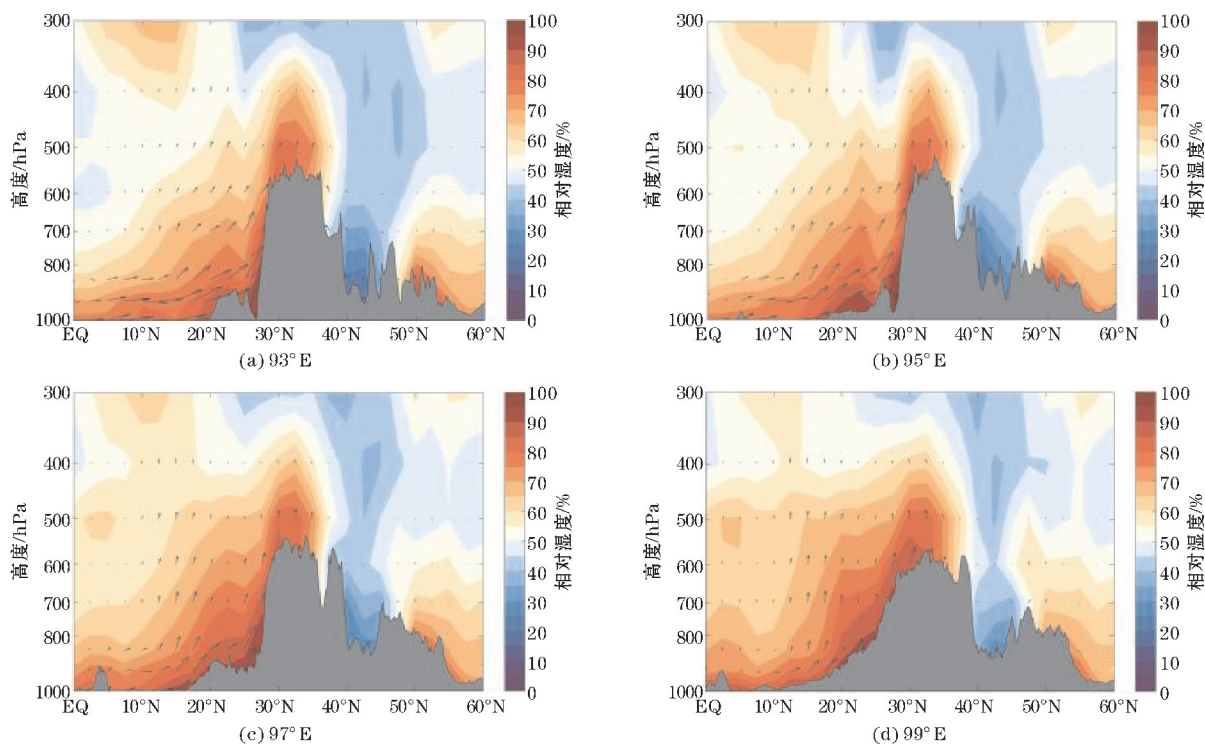


图11 三江源地区($0^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$)1998–2017年夏季水汽通量和相对湿度的剖面图
(箭头表示水汽通量,彩色表示相对湿度,灰色地形线内是青藏高原剖面,黑色箭头表示垂直水汽通量)

结合三江源地区夏季降水量平均图(图2a)、水汽通量及其散度图(图8a、b)与垂直速度 ω 平均场分布图(图10)并结合地形高程图(图1)的对比分析,可以进一步阐述降水的成因。 95°E 处于青藏高原的特殊地形:喜马拉雅山脉和横断山脉的狭口处,图8(a)可以看出此处的水汽通量先在高原南坡辐散,之后由于青藏高原的“动力泵”输送作用(徐祥德等,2014)在三江源有水汽辐合,并且,在图11中可以看到,在 95°E 处有很强的上升运动,这说明此处有很强水汽抬升系统,对应图2(a)的降水量大值区,也是很好的吻合。由图8(b)可以看到,在 93°E 有一处强辐合区,结合图1的地形看到是由于唐古拉山的阻挡,水汽在此处大量辐合并伴有强烈抬升。 97°E 和 99°E 在图8(b)中对应着依次减弱的辐合区,结合图1知道一部分原因是由于山脉的阻挡使得水汽减少,另一部分原因从图

11(c)、(d)可以看出,因为地势较缓伴有的水汽抬升较弱,对应图2(a)造成降水的值也在减少。

5 结论

(1)对1998–2017年20年三江源地区夏季降水量、夏季整层可降水量以及夏季水汽量进行基本气候态分析,显示它们的空间分布情况均为东多西少,并均呈现增长趋势,其中降水量的增长速率最快,水汽量的增长速率最缓慢。

(2)降水EOF分析的前两个空间分布型分别为中间–四周反相型和东南–西南反相型。从时间系数看,整体趋势下降。时间系数总体是下降的趋势,表明降水值有逐步减少的趋势;水汽EOF分析的前两个空间分布型分别为整体一致型、东南–西北位相反相型。

第1主分量的时间系数趋势是上升的,以2010年为界,三江源地区的水汽值先减少后增加;第2主分量的时间系数趋势是下降的,2004–2013年三江源地区水汽值增加,其他年份水汽值减少;云水 EOF 分析的前两个空间分布型分别为西北–东南位相反相型、东北–西南位相反相型。第1主分量的时间系数整体趋势是下降的,表明云水值有逐步减少的趋势。第2主分量的时间系数整体趋势是上升的,表明云水值有逐步增加的趋势。

(3)三江源地区水汽的来源主要来自三江源西北方向里海的西北水汽输送带和三江源南边孟加拉湾、印度次大陆处的西南水汽输送带;三江源处于“水汇”区,两条水汽输送带首先汇合于长江的源头,之后汇合带逐渐南移。

(4)夏季高原以南的低层水汽向北输送到高原地区,在 95°E 处的高原陡峭南坡形成强烈的水汽抬升,抬升运动到600 hPa处开始减弱,但500 hPa的垂直速度很强,会将大量水汽抬升进而形成云水。在高原南坡陡峭地势处的相对湿度很大,伴随的水汽抬升强烈, 95°E 处的垂直水汽输送最强。

参考文献:

- [1] 李兴宇,郭学良,朱江. 中国地区空中云水资源气候分布特征及变化趋势[J]. 大气科学,2008,32(5):1095–1106.
- [2] Yang H L, Xiao H, Guo C W, et al. Spatial-temporal analysis of precipitation variability in Qinghai Province[J]. Atmospheric Research, 2019, 228: 242–260.
- [3] Hagos S, Rubyleung L, Yang Q, et al. Resolution and Dynamical Core Dependence of Atmospheric River Frequency in Global Model Simulations[J]. Journal of Climate, 2015, 28: 2764–2776.
- [4] Lavers DA, Allan RP, Villarini, et al. Future changes in atmospheric rivers and their implications for winter flooding in Britain[J]. IOP science 2013 (8):1748–9326.
- [5] Dettinger MD. Atmospheric Rivers as Drought Busters on the U. S. West Coast[J]. Scripps Institution of Oceanography, 2013:1721–1731.
- [6] Alexander L V, Zhang X, Peterson, T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation[J]. J. Geophys. Res. 2006, 111, D05109.
- [7] Barros V R, Doyle M E, Camilloni I A. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation[J]. Theor. Appl. Climatol. 2008, 93:19–33.
- [8] Haren R V, Oldenborgh G, Lenderink G, et al. SST and circulation trend biases cause an underestimation of European precipitation trends[J]. Clim. Dyn. 2013(40):1–20.
- [9] Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China[J]. J. Clim. 2005, 18:1096–1108.
- [10] Turner A G, Annamalai H. Climate change and the south Asian summer monsoon[J]. Nat. Clim. Chang. 2012, 2:587–595.
- [11] Li X. Long-term change in summer water vapor transport over South China in recent decades[J]. J. Meteorol. Soc. Japan. 2011, 89A:271–282.
- [12] Wang W, Shao Q X, Yang T, et al. Changes in daily temperature and precipitation extremes in the Yellow River Basin[J]. Stoch. Environ. Res. Risk Assess. 2013, 27:401–421.
- [13] Huang Ronghui, Zhang Zhenzhou, Huang Gang. Characteristics of the Water Vapor Transport in East Asian Monsoon Region and Its Difference from that in South Asian Monsoon Region in Summer[J]. Scientia Atmospherica Sinica, 1998, 22(4):460–469.
- [14] 徐祥德,陶诗言,王继志,等. 青藏高原季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系[J]. 气象学报,2002,60(3):258–264.
- [15] 蔡英,钱正安,宋敏红. 华北和西北干湿年间水汽场及东亚夏季风的对比分析[J]. 高原气象, 2003, 22(1):14–23.
- [16] 李生辰,李栋梁,赵平,等. 青藏高原“三江源地区”雨季水汽输送特征[J]. 气象学报,2009,67(4):590–598.
- [17] 王可丽,程国栋,丁永建,等. 黄河、长江源区降水变化的水汽输送和环流特征[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1):9–14.
- [18] 唐红玉,杨小丹,王希娟,等. 三江源地区近50年降水变化分析[J]. 高原气象,2007,26(1):48–54.
- [19] 马艳,靳立亚,段炼,等. 三江源湿地的退化对区域气候的影响[J]. 高原山地气象研究, 2011, 31(1):43–45.
- [20] 张颖,章超斌,王钊齐,等. 三江源 1982–2012 年草地植被覆盖度动态及其对气候变化的响

- 应[J]. 草业科学, 2017, 34(10): 1977–1990.
- [21] 强安丰, 魏加华, 解宏伟, 等. 三江源区大气水汽含量时空特征及其转化变化[J]. 水科学进展, 2019, 30(1): 15–23.
- [22] 刘晓琼, 吴泽洲, 刘彦随, 等. 1960–2015 年青海三江源地区降水时空特征[J]. 地理学报, 2019, 74(9): 1804–1820.
- [23] Liu Jinliang, Ronald E Stewart. Water vapor fluxes over the Saskatchewan River basin [J]. J Hydrometeor, 2003(4): 944–959.
- [24] Liu Jinliang, Ronald E Stewart, Kit K Szeto. Moisture transport and other hydrometeorological features associated with the severe 2000/01 drought over the western and central Canadian Prairies [J]. J Climate, 2003, 15: 305–319.
- [25] 陈艳, 丁一汇, 肖子牛, 等. 水汽输送对云南夏季风爆发及初夏降水异常的影响[J]. 大气科学, 2006, 30(1): 25–37.
- [26] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法[M]. 北京: 气象出版社, 1990.
- [27] 杨景梅, 邱金桓. 用地面湿度参量计算我国整层大气可降水量及有效水汽含量方法的研究[J]. 大气科学, 2002, 26(1): 10–22.
- [28] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 气象出版社, 2000.
- [29] 徐祥德, 赵天良, Lu Chungu, 等. 青藏高原大气水分循环特征[J]. 气象学报, 2014, 72(6): 1079–1095.

Temporal and Spatial Distribution of Water Vapor and Cloud Water in the Sanjiangyuan Region from 1998 to 2017

WANG Yidan^{1,2}, YANG Huiling², SUN Yue^{2,3}, XIAO Hui^{2,3}, ZHOU Yunjun¹, SHEN Shujing^{2,3}, LI Yifan⁴

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Disaster Reduction Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. Anyang Meteorological Bureau, Anyang 455000, China)

Abstract: With regard to the spatial-temporal distribution characteristics of water resources in Three Rivers, we took advantage of CMORPH satellite inversion hourly precipitation data from 1998 to 2017 and ECMWF (ERA-Interim) high-temporal resolution monthly average liquid cloud water, ice cloud water, water vapor data and NCEP/NCAR reanalysis data, methods such as empirical orthogonal decomposition (EOF) and flux analysis were also used, to analyze the spatial-temporal distribution characteristics of the liquid-phase cloud water and ice-phase cloud water in the aerial region of the Sanjiang yuan and their relationship with the changes in water vapor transport. The results show that the average climatic characteristics of precipitation, water vapor and cloud water in the three river source areas are basically the same, and the spatial distribution is more in the east and less in the west, and there is an increasing trend over time; The precipitation, water vapor and cloud water average field distribution discomposed by the EOF are followings: middle-fourth phase inversion type, overall uniform type, northwest-southeast phase opposite phase type. The corresponding cloud water and precipitation average fields have a clear downward trend with time, while the average water vapor fields have a upward trend. The sources of water vapor in the Sanjiangyuan area mainly include the northwest water vapor conveyor belt and the southwest water vapor conveyor belt, and the three river sources are located in the “water sink” area. Further analysis shows that the horizontal transport of water vapor to the Qinghai-Tibet Plateau begins to weaken upwards from the 600 hPa height; the relative humidity of the southern slope of the Qinghai-Tibet Plateau is very high through the analysis of a vertical profile, and the water vapor rise is also very strong, accompanied by a strong vertical velocity. It leads to the formation of cloud water in the Sanjiangyuan region.

Keywords: atmospheric science; cloud and precipitation physics; liquid cloud water; ice cloud water; spatiotemporal distribution