**DOI**: 10, 13718/j. cnki, xdzk, 2018, 02, 015

# 1979-2015 年青藏高原大气 可降水量的变化特征<sup>®</sup>

## 黄露1, 范广洲1,2, 赖 欣1, 张永莉1

1. 成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室,成都 610225;

2. 南京信息工程大学 气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京 210044

摘要:利用 ERA-Interim 再分析资料,计算了 1979-2015 年青藏高原上空大气可降水量,并分层分析了其空间分 布、气候倾向率及年际和年内的变化特征.结果表明:各层可降水量空间分布和气候倾向率的大小值中心位置及区 域差异不同,并且有明显的季节差异.通过检验发现 1995 年为突变年.年均及春、夏和秋季可降水量的平均值为突 变年后高于突变年前,而冬季为突变年前高于突变年后.突变年前,年均和四季的可降水量都为上升趋势,突变年 后,冬季为下降趋势,其他季节都为上升趋势,突变年前上升趋势速率比突变年后更快.从 EOF 分析的前 3 个模态 可知,高原整层大气可降水量的空间分布为全区一致型、东西分布型和南北分布型.

关 键 词: 青藏高原; 大气可降水量; 空间分布; 趋势变化; EOF

**中图分类号: P426.6** 文献标志码: A 文章编号: 1673-9868(2018)02-0094-10

大气可降水量是一个重要的气象参数,它可以表征大气中的水汽含量<sup>[1]</sup>,对于空气中的水分全部凝结 成雨、雪、雹等降落所能形成的降水量以及气候变化等都有重要影响.水汽变化是天气和气候变化的主要 驱动力,大气可降水量是评估空中水资源的重要依据,而因为青藏高原的高海拔和复杂地形,其对全球变 化的响应更加强烈.青藏高原是全球系统的一个敏感区域,通过分析高原大气可降水量的变化可分析高原 气候变化和对全球气候变化的响应.

青藏高原地区的气候变化已经引起了越来越多人的研究兴趣<sup>[2-4]</sup>. Gao 等<sup>[2]</sup>发现青藏高原相对湿润的 东南部变得更湿润,相对干燥的西北部更干燥,但总体变湿,主要原因是外来的水汽输送. Rangwala 等<sup>[3]</sup> 发现 1961-2000 年青藏高原的地表湿度呈现增加的趋势,特别是在冬季和春季. Lu 等<sup>[4]</sup>利用 ECWMF 和 MODIS 数据分析了青藏高原地区上空大气可降水量分布和变化趋势(2000-2010 年)发现两种资料变化趋 势一致,高原东部和西部趋势增加和中部减少且相对高原周围高原可降水量变化趋势更明显. Zhang 等<sup>[5]</sup> 提出高原的边缘地区上空大气可降水量,尤其是东南部 500 hPa 左右有一个峰值,对四川盆地和长江下游 地区的降水过程有着重要的影响. 蔡英等<sup>[6]</sup>利用 NCEP 提供的 1958-1997 年月平均比湿、高度等再分析数 据研究发现,全国范围内青藏高原上空大气可降水量最少,其中夏季较多冬季较少.

① 收稿日期: 2016-12-19

基金项目:国家自然科学基金项目(91537214,41775072);公益性(气象)行业科研专项(GYHY201506001);四川省教育厅重点项目 (16ZA0203);成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金(J201516,J201518). 作者简介:黄 露(1992-),女,四川内江人,硕士研究生,主要从事气候变化与数值模拟研究.

通信作者:范广洲,博士,教授.

ECMWF的 ERA-Interim 资料目前作为较完善的数据集,是 ECMWF 同化卫星观测数据最多的再分析资料<sup>[7]</sup>.通过对比多种资料,EAR-interim 能更好地解决水汽的相关问题<sup>[5,11]</sup>.本文选用的是 EAR-Interim 的地面气压(sp)和比湿(q)月平均再分析资料,时间为 1979 年 1 月-2015 年 12 月,空间分辨率为  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,数据范围为高原主体  $25^{\circ} - 40^{\circ}$ N, $70^{\circ} - 105^{\circ}$ E.

本文将高原地面到 300hPa 的大气可降水量进行分层分析:地表~300 hPa、地表~500 hPa、500~400 hPa 和 400~300 hPa(以下称为整层、近地层、中层和高层),同时采用气候倾向率、线性趋势变化等来分析大气可降水量变化特征,变化趋势显著程度用相关系数检验法.

## 2 计算结果和分析

### 2.1 年可降水量的时空变化

2.1.1 年可降水量的空间分布

图 1 中,(a1)为整层可降水量空间分布,大值区域在东南部横断山脉附近,约 10~16 mm,小值区在 东北部和祁连山以及高原中部昆仑山地区,约 3 mm.高原东南部边缘区域可降水量梯度非常大,原因可能 是高原大地形对湿气流的阻挡作用以及海拔较低的高原东南部河谷的阻隔抬升作用使暖湿气流在藏南爬升 凝结降水,从而使高原南部边缘区域可降水量密度大<sup>[1,9]</sup>.而对于(b1)近地层,可降水量空间分布和整层相 似但数值略小.在(c1)中层可降水量明显少于前两层,但总体分布依然呈东南部多于西北部,最为明显的 是,在对流层中层高原主体上空从东南部伸入一个明显的水汽含量高值中心,"湿池"特征非常显著.在 (d1)高层,可降水量数值相比前一层小一个量级,"湿池"有退出高原主体的趋势且几乎没有了东南部的可 降水量等值线密集的特征.

综合对比整层和各层可降水量空间分布,首先大值中心位置不同.整层和近地层的大值中心相似,都位于高原东南部和南部边缘区域,中层可降水大值中心位于高原中南部唐古拉山附近,而高层中心在横断山脉附近.从等值线分布可看出,随着高度增加,高原南部大地形对水汽的阻挡作用几乎没有<sup>[12]</sup>. 再者,整层和各层可降水量等值线区域差异也不同.近地层可降水梯度差约13 mm,中层可降水量的梯度差为0.7 mm,对于高层,可降水量梯度相比前几层更小,约0.11 mm,而对于整层,虽然可降水量空间分布总体和近地层相似,但由于整层中西部的可降水量略高于近地层,约3.5 mm,所以梯度小于近地层,说明虽然中高层可降水量占整层比例非常小,但也有一定的影响,特别是使高原中西部整层可降水量增加.

2.1.2 年可降水量变化趋势的空间分布

图 1(a2)为整层可降水量年平均气候倾向率空间分布,倾向率在高原中部、西北部和高原南部边缘 区域最大,约0.1 和 0.2 mm/10 a,倾向率在高原西北部以及东南部边缘最小,约为0.05 mm/10 a. (b2)近地层气候倾向率空间分布大致和整层气候倾向率分布相似,但在近地层的高原中部倾向率数值 略小.在(c2)中层和(d2)高层,高原大部分地区可降水量气候倾向率依然为正值,但数值极小,大值分 别约为0.04 和 0.07 mm/10 a,对于中层,气候倾向率从高原南部向北部逐渐递减,而高层气候倾向率 从高原西南部到东北部逐渐递减,相比中层小一个量级.

综合对比发现,可降水量气候倾向率的大小值中心位置不同,整层和近地层增加趋势幅度最大的区域都是在高原东北部和南部边缘,而增加趋势幅度较小的区域位于高原东南部和西北部.在中层,可降水量在高原南部增加速率较快且从南向北增加速率逐渐变缓慢,而在高层可降水量增加速率较快的区域在高原西南部边缘且从西南向东北逐渐变慢.随高度增加,气候倾向率等值线在喜马拉雅山脉附近密集度降低.





深色和浅色阴影部分为通过 99%和 95%的信度检验.(a1)和(a2)为整层;(b1)和(b2)为近地层;(c1)和(c2)为中层;(d1)和(d2)为高层. (a1-d1)为整层和各层年平均空间分布(mm);(a2-d2)为整层和各层大气可降水量年平均气候倾向率(mm/10 a). 再者,整层和各层可降水量的气候倾向率等值线梯度大小也不同.近地层梯度约 0.25 mm/10 a, 中层梯度约 0.02 mm/10 a,对于高层,气候倾向率梯度相比前几层更小,约 0.005 mm/10 a,说明随 着高度增加,可降水量增加速率越来越慢.而对于整层,虽然等值线分布和近地层相似但梯度略小于 近地层,约 0.1 mm/10 a,因为在高原中部,整层的可降水量气候倾向率约 0.1 mm/10 a,而近地层 只有约 0.05 mm/10 a,说明中高层可降水量增加速率虽然很慢,但对整层的变化趋势依然有一定影 响,特别是使高原中西部的可降水量增加速率加快.

2.1.3 年平均可降水量的转折化

4

1979-2015年高原年平均大气可降水量的年际变化如图 2 所示. 经 MK 检验,从 1979-2015年整层、 近地层、中层和高层有不同的突变年,分别为 1991年、1989年、1995年以及 1995年,分别为为便于分析 统一将可降水量突变年定为 1995年,年际变化趋势线根据突变年分成两段分析.

对于整层、近地层、中层和高层的可降水量在突变前后各个时段年平均值和气候趋势系数如表 1 所示. 结合图 2 可知,突变前可降水量平均值低于突变后,在突变后期可降水量为高值状态.在突变前每一层可 降水量趋势系数为正且上升趋势较明显,而到突变后期,除中层以外都呈略微下降趋势.对于 37 年,整层 和其他 3 次可降水量气候趋势系数呈上升趋势,其中中高层上升趋势更为明显.



(a) 整层; (b) 近地层; (c) 中层; (d) 高层.

图 2 1979-2015 年青藏高原整层和各层大气可降水量年际变化

衣1 月藏向床堂层和谷层天支的问前后及1979—2015 牛时阵水里十均值和飞候起另	势系娄
--	-----

层	次	整层	近地层	中层	高层
平均值/mm	突变前	5.66	4.73	0.83	0.10
	突变后	5.86	4.87	0.89	0.11
	1979-2015 年	5.77	4.81	0.85	0.11
趋势系数	突变前	0.39	0.40*	0.25	0.21
	突变后	-0.07	-0.13	0.03	-0.08
	1979-2015 年	0.47 * *	0.42**	0.56**	0.62**

注:\*、\*\*分别表示趋势系数通过 0.05 和 0.01 的显著性检验.

#### 2.2 季节平均可降水量的时空变化

2.2.1 各季节可降水量的空间分布

图 3 表示夏季和冬季可降水量的空间分布(春秋图略),各季节整层和其他 3 层可降水量空间分布总体来 说和年平均可降水量空间分布相似.对比四季空间分布,在整层和近地层,四季大值中心都位于高原东南部和 南部边缘,小值中心在高原中西部.在中高层,四季可降水量大值中心略有不同,其中春、秋和冬季的大值中 心位置相似,都位于高原东南部唐古拉山附近,而夏季,中高层的大值中心在高原西南部附近,四季的可降水 量等值线梯度也不同,总体基本表现为随高度增加,梯度减小.其中,夏季的整层和其他 3 层可降水量梯度分 布约为 24,27,1.2 和 0.225 mm,冬季约为 3.1,2.4,0.2 和 0.012 5 mm.

2.2.2 各季节可降水量的年际转折化

在过去的 37 年,高原地区夏冬季大气可降水量随时间变化如图 4 所示(春秋图略).夏季可降水量在突 变前后的平均值状态和春季一样,都是突变后高于突变前,除高层在突变后期以外,其他层次在各个时间 段线性趋势都呈上升状态,高层可降水量随时间上升趋势最明显.冬季可降水量平均值明显低于其他 3 个 季节,突变前平均值高于突变后,这一点与其他 3 个季节不同,冬季可降水量总体呈下降趋势,其中突变 前呈上升趋势,突变后呈下降趋势,整层和近地层的变化趋势幅度最大.冬季是四季中突变前后趋势变化 差异最明显的季节.

2.2.3 各季节可降水量变化趋势的空间分布

图 5 为青藏高原夏冬季(春秋略)不同层次可降水量气候倾向率空间分布.由图可知,各个季节整层和 其他 3 层可降水量气候倾向率分布并不完全相同.

夏季如图 5(a1-d1),整个高原主体都为增加趋势,其中整层和近地层可降水量在东北部和南部边缘 增加趋势幅度最大,增加趋势幅度较小的是高原东南部,近地层数值相较略小,中高层,高原大部分地区 可降水量都为增加趋势,但增加趋势幅度很小,气候倾向率大值中心在高原西南部且从西南向北逐渐递减. 冬季如图 5(a2-d2)气候倾向率除高原横断山脉以东为正以外,大部分地区可降水量为负,其中西部、南部 边缘为减少趋势幅度的大值区,近地层气候倾向率分布和第一层非常相似,对于中高层,昆仑山脉和巴颜 喀拉山脉以南区域可降水量为减少趋势且从南向北减小趋势幅度降低,而高原东北地区,可降水量为增加 趋势,但是增加幅度很小.

各季节每一层可降水量气候倾向率等值线梯度大小和年平均相似,随高度增加,梯度减小.对比四季可知,夏季倾向率梯度最大,从整层到高层分别为 0.4,0.4,0.13 和 0.0125 mm/10 a,冬季倾向率梯度最小,整层和近地层梯度为 0.04 mm/10 a,而中高层变化趋势幅度极小.

#### 2.3 整层大气可降水量时空分布特征

图 6 为 37 年整层大气可降水量 EOF 分析. 取前 3 个特征向量作为 3 个基本空间分布型. 前 3 个模态方 差贡献率分别为 36.3%,20.0%,11.9%,基本可以反映青藏高原地区的主要分布特征.

图 6 是第一特征向量,表现为可降水量变化趋势全区基本一致的空间分布,反应了高原主体可降水量 一致偏多(少),高值区在高原东部.结合时间系数序列,90 年代中期前高原整体可降水量偏少,90 年代中 期后可降水量由偏少向偏多的转变.最大值(正)和最小值(负)出现在 90 年代中期和 80 年代中期,表明在 90 年代中期高原整体可降水量极多,80 年代中期高原整体可降水量极少.第二特征向量(图略),表现为高 原东西不一致型的空间分布,东部为可降水量多(少)值区,西部为少(多)值区,最大正值中心大致位于 102°E,最大负值中心大致位于 72°E,零线位于唐古拉山附近.90 年代前后多数时间系数为正,表明高原东 部可降水量偏多,西部可降水量偏少,而在 90 年代期间时间系数都为负值,表明东部可降水量偏少,西部 偏多. 第三特征向量(图略), 表现为高原南北不一致型的空间分布, 零线位于昆仑山脉附近. 结合时间序





(a1)和(a2)为整层;(b1)和(b2)为近地层;(c1)和(c2)为中层;(d1)和(d2)为高层.

图 4 1979-2015 年青藏高原(a1-d1)夏季(a2-d2)冬季整层和各层大气可降水量年际变化



深色和浅色阴影部分为通过 99%和 95%的信度检验(a1)和(a2)为整层;(b1)和(b2)为近地层;(c1)和(c2)为中层;(d1)和(d2)为高层.

图 5 1979-2015 年夏(a1-d1)冬(a2-d2)季整层和各层可降水量气候倾向率(mm/10 a)



图 6 1979-2015 年整层大气可降水量 EOF(a) 第一模态, 第二、三模态图略

## 3 结 论

本文计算了高原大气可降水量并分层分析了青藏高原地区 37 年年平均、季节平均的大气可降水量的 变化特征,得出如下结论:

1) 青藏高原可降水量空间分布总体为东南部湿,西北部和中部干的特征.不同层次、不同季节可降水量大小值的中心位置和梯度大小不同,中高层可降水量所占比例虽小,但对整层可降水量的空间分布,尤 其对高原中部有一定贡献.

2)由年平均整层和各层气候倾向率可知,高原地区年平均可降水量表现为增加趋势,整层和近地层气候倾向率大值中心在高原东北部和南部边缘,中高层倾向率大值中心在高原西南区域.由四季气候倾向率可知,夏季增加趋势幅度最大,整个高原主体为增加趋势.而在冬季,除了高原东部为增加趋势以外,大部分地区可降水量变化为减少趋势且西部可降水量减少趋势比中部大.

3)由年际变化线可知,除夏季突变年前后都为增加趋势外,每一层可降水量在突变年之前为增加趋势,突变年后为减少趋势,但总体而言可降水量依然呈上升趋势.除冬季外,其他季节高原上空大气可降水量平均值表现为突变前低于突变后.

#### 参考文献:

- [1] 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): 55-63.
- [2] GAO Y, CUO L, ZHANG Y. Changes in Moisture Flux over the Tibetan Plateau During 1979-2011 and Possible Mechanisms [J]. Journal of Climate, 2014, 27(5): 1876-1893.
- [3] RANGWALA I, MILLER J R, XU M. Warming in the Tibetan Plateau: Possible Influences of the Changes in Surface Water Vapor [J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(6): 295-311.
- [4] LU N, TRENBERTH K E, QIN J, et al. Detecting Long-Term Trends in Precipitable Water over the Tibetan Plateau by Synthesis of Station and MODIS Observations \* [J]. Journal of Climate, 2015, 28(4): 1707-1722.
- [5] ZHANG Y, WANG D, ZHAI P, et al. Spatial Distributions and Seasonal Variations of Tropospheric Water Vapor Content over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Climate, 2013, 26(15): 5637-5654.
- [6] 蔡 英,钱正安,吴统文,等.青藏高原及周围地区大气可降水量的分布、变化与各地多变的降水气候 [J].高原气象, 2004,23(1):1-10.
- [7] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, et al. The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2011, 137(656): 553-597.
- [8] XU X, MIAO Q, WANG J, et al. The Water Vapor Transport Model at the Regional Boundary During the Meiyu Period [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(3): 333-342.
- [9] 黄荣辉,陈际龙.我国东、西部夏季水汽输送特征及其差异 [J].大气科学,2010,34(6):1035-1045.

- [10] 徐祥德,陶诗言,王继志,等.青藏高原一季风水汽输送"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):257-266.
- [11] GAO Y, LEUNG L R, ZHANG Y, et al. Changes in Moisture Flux over the Tibetan Plateau during 1979-2011: Insights from a High-Resolution Simulation [J]. Journal of Climate, 2015, 28(10): 4185-4197.
- [12] 姚宜斌, 雷祥旭, 张 良, 等. 青藏高原地区 1979~2014 年大气可降水量和地表温度时空变化特征分析 [J]. 科学通报, 2016, 61(13): 1462-1477.
- [13] ZHANG Y, WANG D, ZHAI P, et al. Applicability of AIRS Monthly Mean Atmospheric Water Vapor Profiles over the Tibetan Plateau Region [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2012, 29(11): 1617-1628.

## Change Characteristics of Precipitable Water Vapor Over Qinghai-Tibetan Plateau During 1979–2015

HUANG Lu<sup>1</sup>, FAN Guang-zhou<sup>1,2</sup>, LAI Xin<sup>1</sup>, ZHANG Yong-li<sup>1</sup>

 Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, School of Atmospheric Science/Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;

2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

Abstract: Based on the reanalysis data provided by ERA-Interim, this paper calculates the precipitable water vapor (PWV) over Qinghai-Tibetan plateau and analyzes its spatial distribution, climate tendency rate, and interannual and annual variation characteristics by layers. The results show that the center position and regional difference of spatial distribution and its climate tendency rate at different layers are not the same, and there are obvious seasonal differences. Through inspection, the year of 1995 is found to be the abrupt change year. The annual average and spring, summer and autumn values of PWV are higher before the abrupt change than after it. However, in winter, the value of PWV before the abrupt change is higher than that after it. Before the abrupt change year, annual average and seasonal average of PWV show a rising trend, and after the abrupt change, all the seasons show an upward trend except winter, in which a downward trend is recorded. The rising trend rate is greater before the abrupt change than after it. It can be known from EOF (empirical orthogonal function) analysis of the first three modes that the spatial distribution of PWV over Qinghai-Tibetan plateau has three patterns, i. e. the consistent positive or opposite pattern, and two spatially-opposite patterns; east-west distribution and north-south distribution.

Key words: Qinghai-Tibetan Plateau; precipitable water vapor; spatial distribution; trend variation; EOF

责任编辑 包 颖