

张宁瑾, 肖天贵, 假拉. 1979—2016年青藏高原降水时空特征[J]. 干旱气象, 2018, 36(3): 373–382. [ZHANG Ningjin, XIAO Tianguai, JIA La. Spatial and Temporal Characteristics of Precipitation in the Tibet Plateau from 1979 to 2016[J]. Journal of Arid Meteorology, 2018, 36(3): 373–382], DOI: 10.11755/j.issn.1006-7639(2018)-03-0373

1979—2016年青藏高原降水时空特征

张宁瑾¹, 肖天贵¹, 假拉²

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 西藏自治区气象台, 西藏 拉萨 850000)

摘 要: 根据青藏高原 1979—2016 年逐日降水资料, 采用统计方法分析近 38 a 青藏高原降水及降水集中度(PCD)、降水集中期(PCP)的时空特征。结果表明: 青藏高原降水量分布自东南向西北递减。青藏高原全区 PCD 介于 0.61~0.71 之间; PCP 介于 38~41 候。青藏高原各区降水分布不均匀, 其中高原南部降水最集中且 PCP 最晚, 高原东北部降水相对均匀, 高原西北部 PCD、PCP 年际间波动幅度最大。降水量与 PCD 相关阿里最好, 聂拉木为负相关。降水量与 PCP 的相关表现为以 90°E 为界, 东部为正相关、西部为负相关。夏季降水偏多年 500 hPa 乌拉尔山和蒙古下游高压脊偏强, 夏季降水偏少年东亚大槽加深。夏季降水偏多年对流层低层气流辐合、高层辐散。

关键词: 青藏高原; 降水; 集中度; 集中期

文章编号: 1006-7639(2018)03-0373-10 DOI: 10.11755/j.issn.1006-7639(2018)-03-0373

中图分类号: P426.62+3

文献标志码: A

引 言

近百年来, 随着全球气候变暖, 青藏高原作为气候变化敏感区, 在千年尺度以下的各级气候变化上具有一定的超前性^[1], 研究高原气候变化有益于预测高原周边地区乃至亚洲的气候变化^[2-3]。关于青藏高原现代气候变化特征、成因及其未来气候变化趋势的研究甚多^[4-23], 其中高原降水变化相对比气温复杂^[5-7]。姚莉等^[18]、李生辰等^[19]、胡豪然等^[22]分析指出高原年降水量呈增加趋势; 杜军等^[20]指出西藏高原年、四季平均降水量均呈增加趋势, 且在 1990 年代增幅较明显。高原降水区域差异显著, 主要呈自东南向西北递减的分布形式^[19-21]。对于高原降水空间区域划分还存在争议, 主要因选取的研究时段和台站数量不同造成。林振耀等^[17]、李生辰等^[19]、胡豪然等^[22]均采用旋转经验正交函数分解(rotated empirical orthogonal function, REOF)将高原降水变化分别分为 9、8 和 8 个区域。张录军等^[24-25]定义降水集中度(precipitation concentration degree, PCD)和降

水集中期(precipitation concentration period, PCP), 用来度量分析降水量的非均匀分配, 具体反映了降水量年内非均匀分配的特征, 并指出长江中下游的降水量与 PCD 和 PCP 有很好的正相关性, 且多雨年与少雨年 PCD 的空间分布明显不同。朱丹等^[26]研究表明川西高原降水较集中, 且 PCP 维持稳定, 因此该地区天气的可预报性较强。白松竹等^[27]分析表明阿勒泰地区大部分站 PCD、PCP 与冬季降水量呈负相关, 且多雪年 PCD 和 PCP 较少雪年偏小。杨玮等^[28]指出高原 PCD 与强降水量、强降水日数均呈显著正相关。苗运玲等^[29]分析表明东疆地区 PCD 空间分布与降水量分布恰好相反, 即汛期降水量越大, 降水就越均匀。

基于不同时段的数据分析表明, 高原降水分布存在明显的地域和季节差异, 而针对高原降水非均匀分布的研究相对较少。因此本文选取 1979—2016 年青藏高原的台站观测数据, 对高原降水及其集中度和集中期进行分析研究, 以为高原降水预报和防灾减灾提供科学依据。

收稿日期: 2017-12-20; 改回日期: 2018-03-20

基金项目: 国家自然科学基金(91337215、41575066)、国家科技支撑计划(2015BAC03B05)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406015)共同资助

作者简介: 张宁瑾(1992—), 女, 青海德令哈人, 硕士研究生, 主要从事高原气象学研究。E-mail: 827092995@qq.com。

通信作者: 肖天贵, 博士, 教授, 主要从事天气动力学、高原气象学和气候变化与气候模拟等相关研究。E-mail: xiaotiangui@cuit.edu.cn。

1 资料及方法

在保证足够长时间序列的同时,考虑青藏高原部分站点建站时间较晚,最终选取 1979—2016 年西藏、青海、川西地区共 100 个气象观测站的逐日降水资料,其中青海 45 个站,西藏 36 个站,川西 19 个站(图 1)。除西藏西北部站点稀少以外,其余地区站点分布相对均匀。采用统计方法分析近 38 a 青藏高原降水时空分布特征。在此基础上,采用张录军等^[24-25]定义的降水集中度(PCD)和降水集中期(PCP),分析青藏高原降水年内非均匀分布特征。

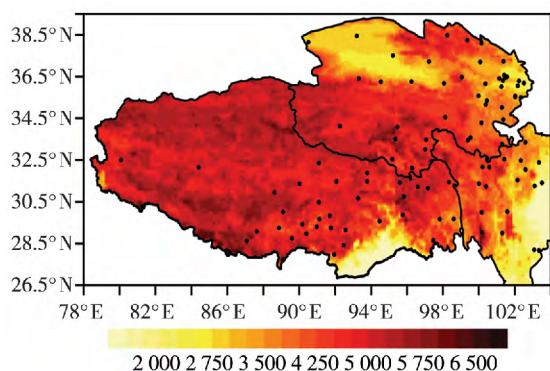


图1 青藏高原地形(阴影,单位:m)与气象站点(黑色圆点)分布

Fig. 1 The terrain (the shaded, Unit: m) and distribution of meteorological stations (the black spot) in the Tibet Plateau

降水集中度(PCD)和降水集中期(PCP)具体计算公式如下^[24-25]:

$$PCD = \frac{\sqrt{R_{xi}^2 + R_{yi}^2}}{R_i} \quad (1)$$

$$PCP = \arctan\left(\frac{R_{xi}}{R_{yi}}\right) \quad (2)$$

$$R_{xi} = \sum_{j=1}^N (r_{ij} \cdot \sin \theta_j) \quad (3)$$

$$R_{yi} = \sum_{j=1}^N (r_{ij} \cdot \cos \theta_j) \quad (4)$$

式中:PCD和PCP分别为研究时段内的降水集中度和降水集中期(候); R_i (mm)为某测站研究时段内年降水量; R_{xi} 、 R_{yi} (mm)分别为研究时段内候降水量在水平和垂直方向上分量的合成; r_{ij} (mm)为研究时段内某候(第*i*年第*j*候)降水量; θ_j 为研究时段内各候对应的方位角;*i*为年份(*i* = 1979, 1980, ..., 2016);*j*为研究时段内的候序列(*j* = 1, 2, ..., *N*)。

这种定义方法基于向量原理,将某一候降水量作为该降水矢量的模,研究时段看做一个圆周,该候

与圆内0°的夹角为该矢量的方向,将多候的降水矢量进行水平和垂直方向的分解,根据公式(3)和(4)对多候水平和垂直方向分量合成^[25]。合成矢量的模与降水量的比值定义为集中度,合成矢量后的方位角定义为集中期^[24]。因此,PCD能够反映降水总量在研究时段内各个候的集中程度,取值在0.0~1.0之间,若在研究时段内,降水集中在某一候,则它们合成向量的模与降水总量之比为1,即PCD为极大值;若每个候的降水量都相等,各个分量累加后为0,即PCD为极小值。PCP表示每候降水量合成向量后重心所指示的角度,反映了最大降水量出现的时间。

整层水汽输送通量(\vec{Q})和整层水汽通量散度(D)计算方法如下^[30]:

$$\vec{Q} = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{300} (\vec{V}q) dp \quad (5)$$

$$D = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{300} \nabla \cdot (\vec{V}q) dp \quad (6)$$

式中: \vec{Q} 为整层水汽通量($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); D 为整层水汽通量散度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); \vec{V} ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)为全风速矢量; q ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)为比湿; p_s (hPa)是地面气压。300 hPa以上大气中水汽含量少,故在计算时积分上限取为300 hPa^[30]。

2 结果分析

2.1 降水量的空间分布

图2是1979—2016年青藏高原年降水量及其气候倾向率的空间分布。可以看出,青藏高原年降水量表现为由东南逐渐向西北减少。主要降水中心位于川西、林芝地区,该中心一直延伸到青海玉树南部和西藏那曲东部;次降水中心位于喜马拉雅山南麓的聂拉木。降水量最多可达900 mm以上,如川西的九龙、康定、雷波、黑水、马尔康和西藏的波密站,降水量分别为926.88、861.10、859.62、826.55、792.90和898.68 mm;而高原降水量最少的地区为柴达木盆地,有些地方甚至不到50 mm,如冷湖和小灶火站的年降水量分别为17.15、29.08 mm。根据年降水量的分布可知,多雨区分布在川西、林芝、喜马拉雅山南麓、三江源区、湟河谷地,而少雨区分布在柴达木盆地、阿里。从青藏高原年降水量变化趋势分布来看,青海湖、长江源区、藏北高原降水显著增多,而川西北部、雅鲁藏布江下游、聂拉木降水呈减少趋势,其中聂拉木减少最多,气候倾向率为 $-51.5 \text{ mm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。

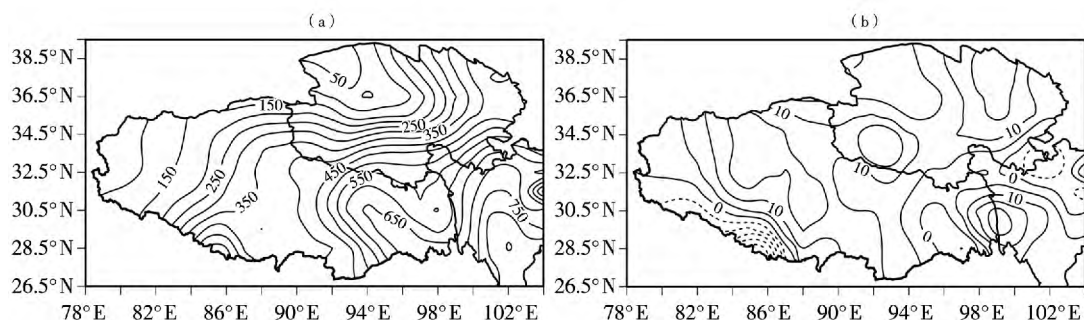


图2 1979—2016 年青藏高原年降水量 (a, 单位: mm) 及其气候倾向率 [b, 单位: $\text{mm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$] 的空间分布

Fig.2 The spatial distribution of annual precipitation (a, Unit: mm) and its climate tendency rate (b, Unit: $\text{mm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$) in the Tibet Plateau during 1979–2016

对青藏高原 1979—2016 年降水量进行标准化处理的基础上,做经验正交函数分解(EOF),得到前 6 个载荷向量累积方差贡献率(表 1),累计达到 61.3%,收敛速度较慢,可见高原降水变化很复杂。由于降水的局地性较强,在对青藏高原年降水量进行经验正交函数分解(EOF)的基础上,对其进行旋转经验正交函数分解(EOF)根据 North 准则,前 4 个旋转特征向量通过了 North 检验。因此,选取前 4 个旋转特征向量场分析青藏高原降水的异常空间分布有意义。

表 1 1979—2016 年青藏高原年降水量经验正交函数、旋转经验正交函数分解的前 6 个方差贡献率
Tab.1 The first 6 variance contribution rates of the EOF and EOF of annual precipitation in the Tibet Plateau during 1979–2016

特征 向量 序号	方差 贡献率	累计方差 贡献率	单位: %	
			旋转后 的方差 贡献率	旋转后的 累计方差 贡献率
1	21.5	21.5	16.0	16.0
2	15.4	36.9	11.4	27.4
3	8.7	45.6	9.8	37.2
4	6.6	52.2	7.2	44.4
5	5.4	57.6	6.9	51.3
6	3.7	61.3	6.2	57.5

图 3 是 1979—2016 年青藏高原年降水量 EOF 分解的前 4 个模态空间分布。可以看出,第 1 旋转特征向量(EOF1)表现为以唐古拉山为界的南北差异。大值区(特征向量值绝对值 >0.5) 主要位于

雅鲁藏布江中上游地区和川西南部,包括日喀则、山南、拉萨、林芝、昌都、川西西南,最大值位于高原南部的拉孜,为 0.89。这种分布正好反映出青藏高原主要降水中心的分布特征。第 2 旋转特征向量(EOF2)中,大值区(>0.5) 主要位于青海东部的黄南州、海南州、西宁、海东,最大值位于海南州的贵德(0.85),为高原东北部区。第 3 旋转特征向量(EOF3)中,大值区(>0.5) 主要位于高原中部唐古拉山脉,包括青海境内的三江源区和西藏境内那曲北部,最大值位于索县(0.76),为高原中部区。该区域是高原干旱地区和半干旱地区的过渡带,也是高原上降水梯度最大的地区^[31],恰好又是三江源区和怒江源区。第 4 旋转特征向量(EOF4)中,大值区(>0.6) 主要位于柴达木盆地,最大值位于格尔木(0.89),为高原西北部区。反映出高原西北部干旱少雨的分布特征。根据上述空间区域类型,分别以最大值所在站点为 4 个区域代表站,讨论高原降水时间变化特征。

2.2 降水量的时间变化

2.2.1 年际变化

图 4 为 1979—2016 年青藏高原全区及不同区域年降水量的年际变化。可以看出,高原全区年平均降水量为 473.6 mm。全区年降水最多的年份是 1998 年,为 529.4 mm,相对多雨年份为 2016、1985、1989 年,降水量分别为 512.4、512.4、511.3 mm。1994 年降水量最少,为 421.6 mm,相对少雨年份为 1986、2015、2006 年,降水量分别为 425.6、430.0、430.4 mm。

各个区域中,高原南部年平均降水量为 329.8 mm,降水偏多的年份是 2000、1998、1999、2008、1991、2016 年,分别为 587.8、468.8、462.2、448.3、436.4、420.6 mm,相对少雨年为 2009、2015、1983、1982 年,

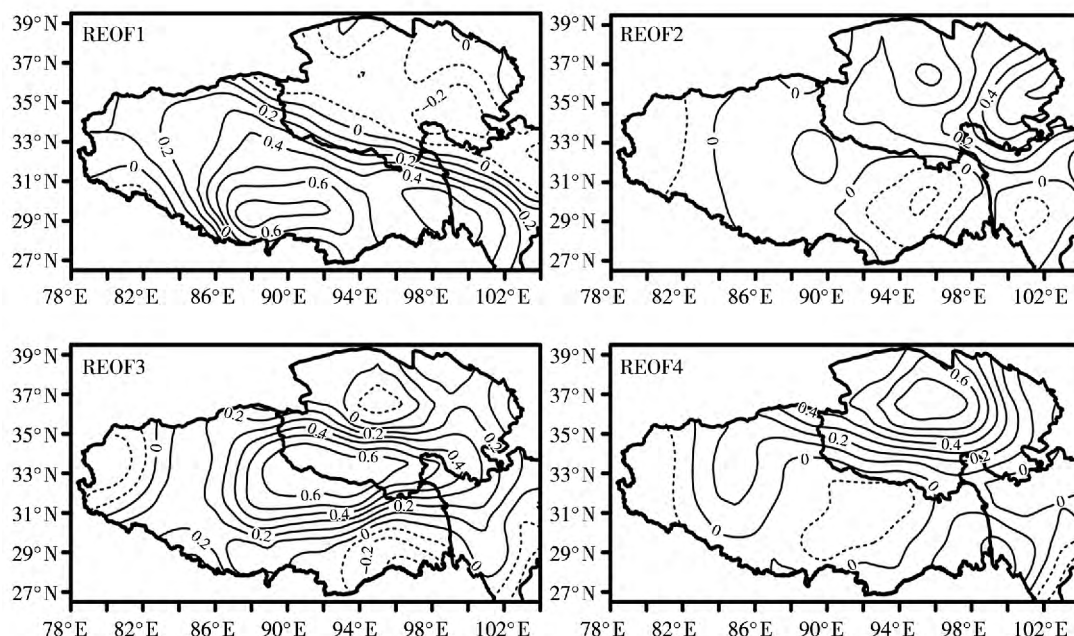


图3 1979—2016年青藏高原年降水量 REOF 分解的前4个模态空间分布

Fig. 3 The spatial patterns of the first 4 modes of REOF of annual precipitation in the Tibet Plateau during 1979 – 2016

分别为 166.9、159.3、137.7、122.9 mm。而高原西北部平均年降水量为 44.9 mm, 相对多雨年为 2010、2015、1998、2012 年, 分别为 90.8、72.7、65.0、62.4 mm, 相对少雨年为 2001、1985、2000、1993、2013、1990 年, 分别为 28.3、27.7、25.9、22.5、19.0、17.5 mm。

高原东北部年平均降水量为 253.9 mm, 相对多雨年为 2016、1989、1985、1997 年, 分别为 329.8、321.9、318.3、318.1 mm。相对少雨年为 2015、1982、1980、2002、2000 年, 分别为 184.0、182.3、181.5、166.4、135.0 mm。高原中部降水年际波动

最明显, 年降水量最多可达 700 mm 以上, 相对多雨年为 2003、1980、2014、2008、2011、1993 年, 分别为 775.5、752.3、732.0、727.9、708.3、701.7 mm; 1986 年降水量最少, 为 415.9 mm, 相对少雨年为 1992、1979、1991、1994 年, 分别为 482.9、470.4、452.6、438.1 mm。

2.2.2 月际变化

青藏高原雨季从 4、5 月开始由高原南部逐渐向西北部扩展延伸, 高原大部分地区在 7 月进入雨季, 10 月雨季结束^[4, 32]。图 5 是 1979—2016 年青藏高原全区及不同区域降水量的月变化。可以看出, 高原全区及不同区域降水量的月变化呈单峰型。全区 5 月降水开始增多, 为 48.7 mm, 占年平均降水量的 10.3%; 6 月降水量有所增加, 为 83.3 mm, 占 17.6%; 7 月达到顶峰, 为 102.47 mm, 占 21.6%; 而后逐渐减少, 直至 10 月雨季结束, 降水量为 26.53 mm, 占年平均降水量的 5.6%。

各区月降水也是从 5 月增多, 高原南部区、高原东北部、高原中部及高原西部分别在 8 月、7 月、6 月、7 月达到顶峰, 分别为 116.6、53.2、134.6、11.7 mm, 分别占年降水量的 35.3%、20.9%、22.4%、25.9%。不同的是, 高原中部 6、7、8 月月降水量均大于 100 mm, 分别占年均降水量的 22.4%、21.0%、17.3%, 累计占年平均降水量的 60.7%, 说明高原中部降水主要以夏季降水为主。

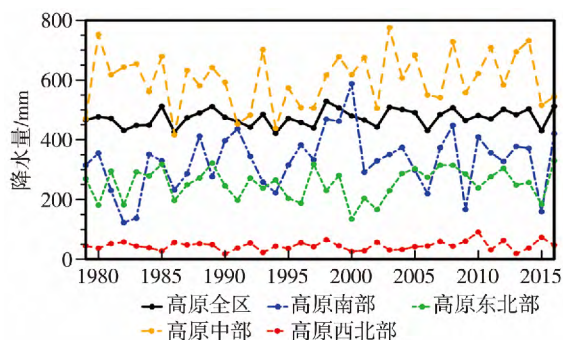


图4 1979—2016年青藏高原全区及不同区域年降水量的年际变化

Fig. 4 The interannual variations of annual precipitation in the whole and different regions of the Tibet Plateau during 1979 – 2016

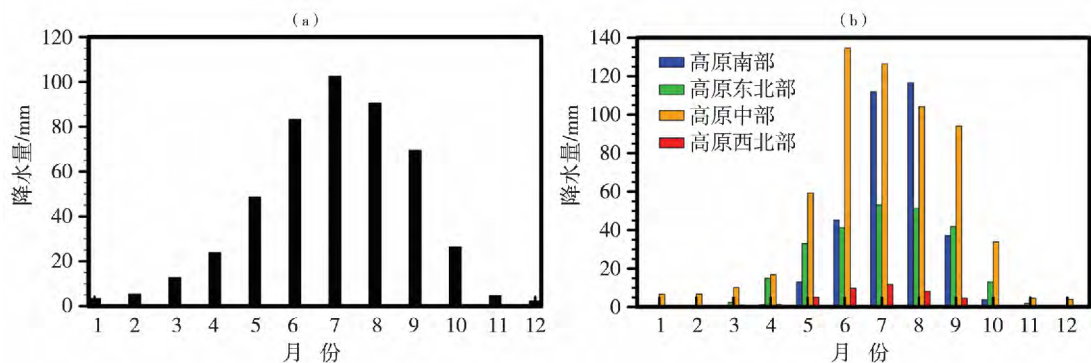


图5 1979—2016 年青藏高原全区(a) 及不同区域(b) 降水量的月变化

Fig. 5 The monthly variation of precipitation in the whole (a) and different regions (b) of the Tibet Plateau during 1979 – 2016

2.2.3 旬变化

图6为1979—2016年青藏高原全区及不同区域降水量的旬变化,可以看出全区及不同区域降水量的旬变化也呈单峰型。高原全区旬降水量由5月上旬(13旬)开始增加,为11.6 mm,7月上旬(19旬)到达峰值(35.6 mm),10月下旬(30旬)之后雨季结束;高原南部、东北部降水的旬变化一致,都由6月中旬(17旬)开始增多,分别为12.3、12.2 mm,峰值处在7月下旬(21旬),分别为46.6 mm、20.4 mm,

9月中旬(26旬)之后雨季结束;高原中部旬降水量5月中旬(14旬)增多,为18.1 mm,峰值处在6月中旬(17旬),为50.1 mm,10月下旬(30旬)之后雨季结束;高原西北部旬降水量4月下旬(12旬)增多,为0.8 mm,峰值处在7月上旬(19旬),为5.3 mm,9月下旬(27旬)之后雨季结束。综上所述,高原南部、东北部降水集中于6—9月,高原中部降水集中于5—10月,高原西北部降水集中于4—9月。

表2是1979—2016年青藏高原全区及不同区

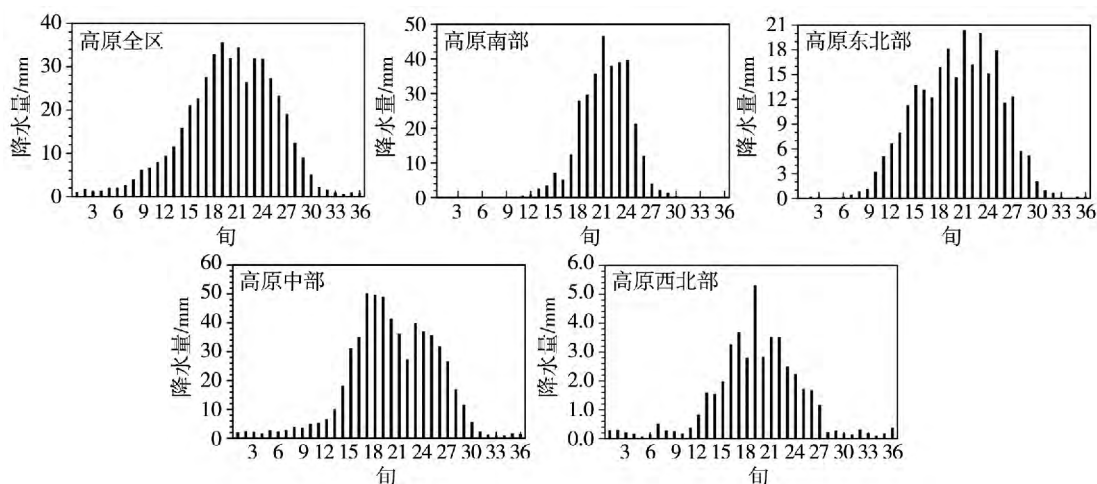


图6 1979—2016 年青藏高原全区及不同区域降水量的旬变化

Fig. 6 The variation of dekad precipitation in the whole and different regions of the Tibet Plateau during 1979 – 2016

表2 1979—2016 年青藏高原全区及不同区域、不同等级旬降水量的发生频率

Tab. 2 The frequency of dekad precipitation accounts for different grades in the whole and different regions of the Tibet Plateau during 1979 – 2016

单位: %

区域	0 ~ 9.9 mm	10 ~ 24.9 mm	≥ 25 mm
高原全区	55.0	23.1	21.9
高原南部	76.2	10.0	13.8
高原东北部	73.5	19.1	7.4
高原中部	57.9	14.8	27.3
高原西北部	97.7	2.0	0.3

域、不同等级旬降水量出现频率,可以看出,高原全区及各旬降水量多在 $0 \sim 9.9$ mm 之间,高原西北部频率最高,为 97.7%。 $10 \sim 24.9$ mm 降水量高原全区发生频率最高,为 23.1%。 ≥ 25 mm 的降水量高原中部发生频率最高,为 27.3%。

2.3 PCD 和 PCP 的时空分布

上述分析表明,青藏高原降水年内分配极不均匀且主要以雨季降水为主。下面采用降水集中度(PCD)和降水集中期(PCP)来分析青藏高原降水非均匀分配特征。图 7 是 1979—2016 年青藏高原 PCD 和 PCP 的空间分布。可以看出,PCD 和 PCP 高值区都以西北—东南向呈带状分布于藏北高原,包

括那曲、阿里及日喀则。PCD 的 2 个低值区分别位于日喀则南部和雅鲁藏布江下游[图 7(a)],这可能与雅鲁藏布江河谷地区和喜马拉雅山南麓有些站月降水呈双峰型变化有关。PCP 由喜马拉雅山南麓、雅鲁藏布江下游以及柴达木盆地逐渐向藏北高原推进。这与杨玮等^[28]的结论基本一致。

图 8 是 1979—2016 年青藏高原全区及不同区域 PCD 和 PCP 年际变化。可以看出,高原全区 PCD 在 $0.61 \sim 0.71$ 之间变化,平均值为 0.66。PCP 在 $38.5 \sim 41.2$ 候之间,平均值为 39.9 候(7 月中旬)。全区降水较集中,且最大降水量出现于 7 月中旬。

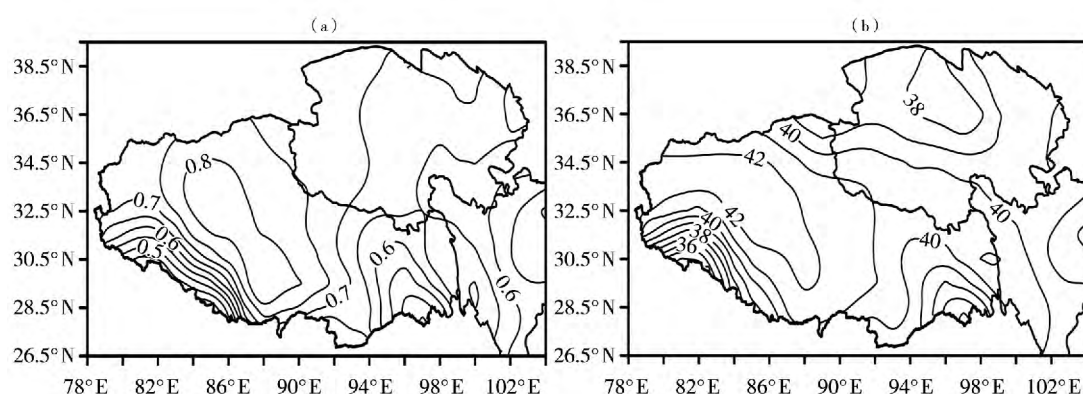


图 7 1979—2016 年青藏高原 PCD (a) 和 PCP (b, 单位: 候) 的空间分布

Fig. 7 The spatial distribution of PCD (a) and PCP (b, Unit: pentad) in the Tibet Plateau during 1979–2016

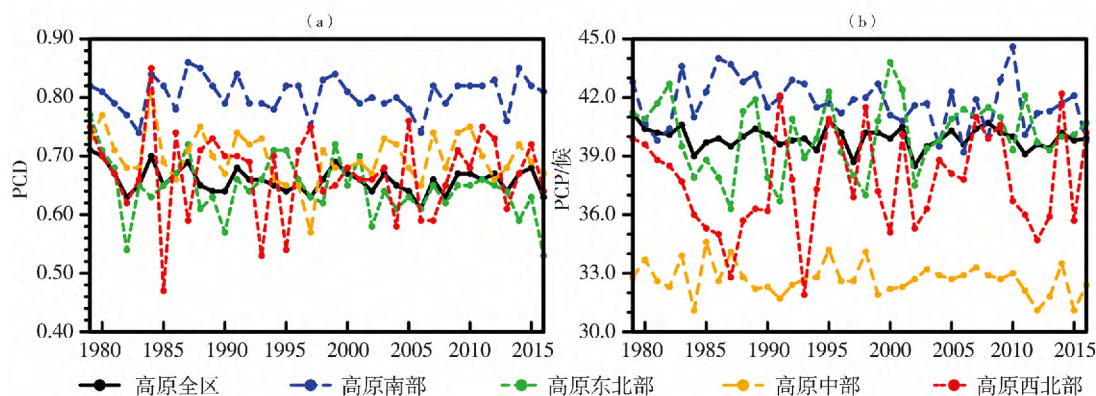


图 8 1979—2016 年青藏高原全区及不同区域 PCD (a) 和 PCP (b) 的年际变化

Fig. 8 The interannual variation of PCD (a) and PCP (b) in the whole and different regions of the Tibet Plateau during 1979–2016

高原南部 PCD、PCP 平均值最大,分别为 0.81、41.7 候(7 月下旬),即高原南部降水最为集中且最大降水量出现时间也最晚;高原东北部 PCD 平均值最小,为 0.65,PCP 介于 $36.3 \sim 43.8$ 候,平均值为 40 候(7 月中旬),说明高原东北部降水相对均匀,尤其 2000 年以后,该区 PCD 值偏小且 PCP 偏晚,即 2000

年以后高原东北部降水相比之前更为均匀且最大降水量出现时间偏晚;高原中部 PCD 在 $0.57 \sim 0.81$ 之间,平均值为 0.70,PCP 介于 $31.1 \sim 34.6$ 候,平均值为 32.7 候(6 月上旬),即高原中部最大降水量出现时间最早,为 32 候(6 月上旬)。这可能是由于高原中部恰好是三江源区和怒江源区,初夏来自孟

加拉湾和印度的暖湿气流沿着高原南部的河谷地区向北输送过程中,因受到北面和西面山脉的阻挡作用,从而较早形成较多降水;高原西北部 PCD、PCP 年际变化波动幅度最大,PCD 在 0.47~0.85 之间,平均值为 0.67,且 PCP 平均值偏早,为 37.7 候,即 7 月上旬。

强降水偏多和 PCD 越大越易引发洪涝灾害^[28]。图 9 是 1979—2016 年青藏高原年降水量与 PCD(a) 和 PCP(b) 的相关系数分布。可以看出,年

降水量与 PCD 在阿里相关最好,其次是青海果洛与西藏昌都、那曲交界处,均通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验。说明这些地区降水量越大,降水越集中,越容易发生洪涝灾害。聂拉木降水量与 PCD 呈负相关,说明聂拉木的降水量越大,降水越均匀。高原年降水量与 PCP 的相关大致表现为以 90°E 为界东部为正相关、西部为负相关,正相关在 3 省交界处最明显,且通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验。说明 3 省交界处降水量越大,最大降水量出现日期就越有可能推迟。

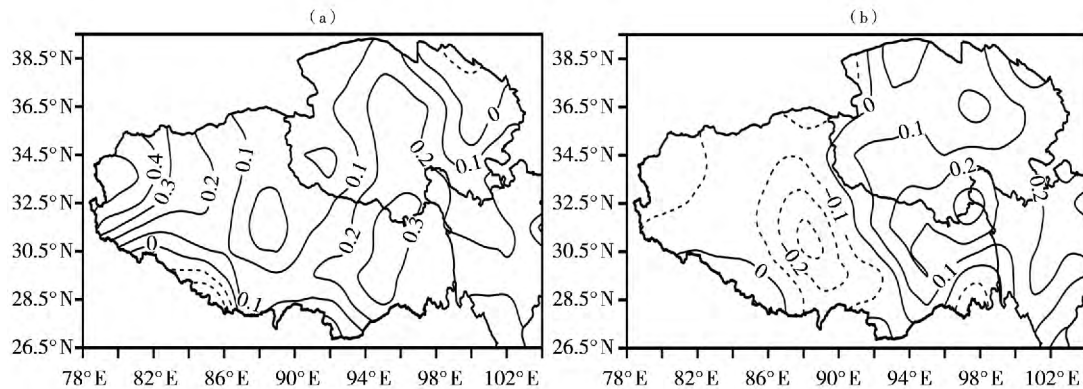


图 9 1979—2016 年青藏高原年降水量与 PCD(a) 和 PCP(b) 的相关系数空间分布

Fig. 9 The spatial distribution of correlation coefficients between annual precipitation and PCD (a), PCP (b) in the Tibet Plateau during 1979–2016

2.4 多雨年和少雨年的大气环流合成分析

上述分析说明青藏高原降水集中在夏季(6—8月),且最大降水量也出现在夏季。根据年降水量标准化距平大于 1(小于 -1)的年份选为降水量偏多(少)年,偏多年为 1985、1989、1998、1999、2003、2008、2012、2014、2016 年,偏少年为 1982、1986、1992、1994、1997、2002、2006、2015 年。根据夏季降水偏多、偏少年环流场异常,讨论对流层高、中、低层环流系统对高原夏季降水的影响。

2.4.1 高度场异常

东亚地区夏季 500 hPa 高度场上最突出的 2 个系统是中高纬地区的阻塞高压和低纬的西太平洋副热带高压^[33]。从青藏高原夏季降水偏多年 500 hPa 位势高度异常(图略)可见,在中高纬欧亚大陆上空表现为“+、-、+”的距平波列,中心分别位于乌拉尔山(中心值高达 22 gpm)、贝加尔湖和蒙古下游地区。说明乌拉尔山高压脊、贝加尔湖低槽较常年偏强,使得脊前、槽后冷空气向南输送,与来自低纬的暖空气频繁交汇。相反,青藏高原夏季降水偏少年 500 hPa 高度场异常(图略)表现为“-、+、-”的距平波列,中心分别位于乌拉尔山以西(中心值达 -36 gpm)、贝加尔湖及东亚。与降水偏多年相比,

东亚大槽有所加深,东亚大槽的加强使得槽后冷空气源源不断地向高原输送。图 10 是青藏高原夏季降水偏多、偏少年 500 hPa 位势高度场、风场的差值分布。可以看出,乌拉尔山以西、蒙古下游的高压脊

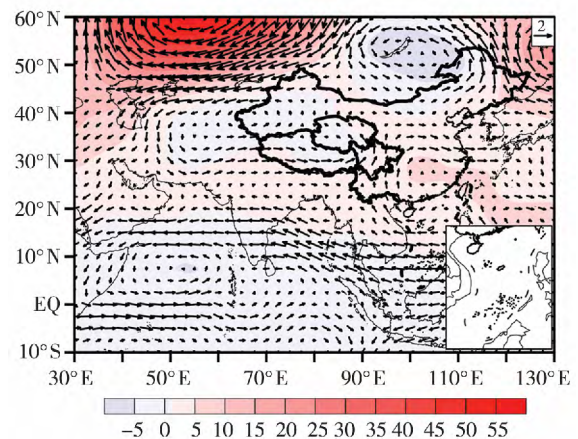


图 10 青藏高原夏季降水偏多、偏少年 500 hPa 位势高度场(阴影,单位: gpm)、风场(矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 差值分布

Fig. 10 The difference distribution of the geopotential height field (shaded, Unit: gpm) and wind field (vector, Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) on 500 hPa in the years with more and less precipitation in summer in the Tibet Plateau

偏强,使得来自高纬的冷空气活动频繁。结合风场来看,高原主要受副高西侧偏南气流影响,最终使得冷暖空气在此频繁交汇。

2.4.2 水平风与垂直运动异常

图 11 为青藏高原夏季降水偏多、偏少年 200 hPa、500 hPa 风场及散度场差值分布。可以看出 200 hPa 有 2 个异常气旋中心和 1 个异常反气旋中心,分别

位于威海、贝加尔湖和高原东部。结合散度场来看,高原上空为异常辐散区。根据大气运动连续性规律,在低层有补偿的辐合上升运动^[34]。500 hPa 高原主要受异常气旋性环流控制,从散度场来看,高原气流辐合明显。对流层高低层垂直运动表明,降水偏多年夏季高原低层气流辐合上升、高层辐散,这种异常垂直上升运动有利于降水偏多。

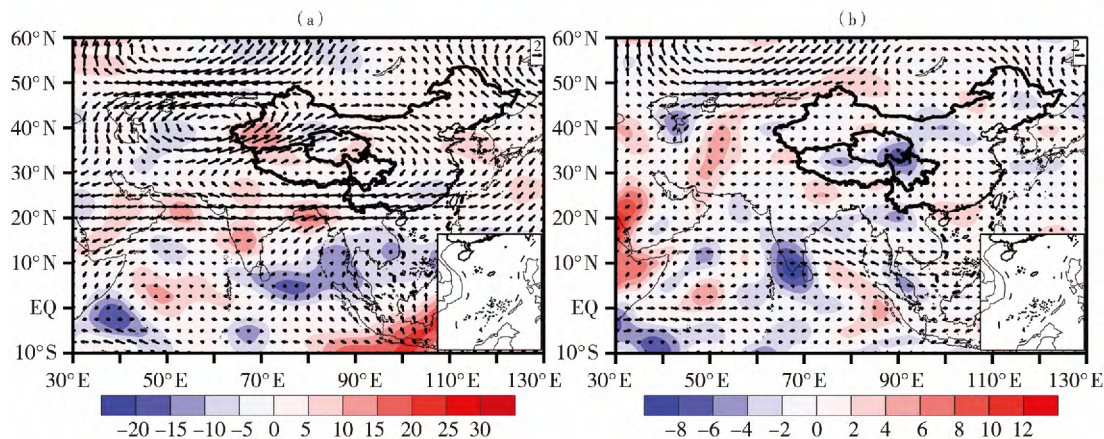


图 11 青藏高原夏季降水偏多、偏少年 200 hPa (a)、500 hPa (b) 风场(矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及散度场(阴影,单位: $10^{-6} \cdot \text{s}^{-1}$)差值分布

Fig. 11 The difference distribution of wind field (vector, Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence field (shaded, Unit: $10^{-6} \cdot \text{s}^{-1}$) on 200 hPa (a) and 500 hPa (b) in years with more and less precipitation in summer in the Tibet Plateau

2.4.3 降水偏多年和偏少年整层水汽输送

水汽的输送和聚集是形成降水的重要条件^[30],从青藏高原夏季降水偏多年整层水汽通量(图略)可见,由孟加拉湾北部的偏西气流向高原输送水汽。除了考虑有源源不断的水汽输送外,还需考虑水汽是否能在该地区聚集。若水汽通量散度为辐散,表示水汽输出大于输入,水汽因输送出去而减少;反之亦然^[30]。从水汽通量散度(图略)来看,孟加拉湾及其北部为水汽通量辐散区,而高原为弱水汽通量辐合区,水汽聚集。少雨年水汽来源(图略)截然不同,主要来自西北太平洋的一支偏东北气流,高原中东部为水汽通量辐散区。

图 12 是青藏高原夏季降水偏多、偏少年整层水汽通量及其散度的差值分布。可以看出,来自孟加拉湾北部暖湿空气向北输送的过程中,与副高西侧的偏南气流汇合北上,为高原提供充沛的水汽输送。从整层水汽通量散度来看,孟加拉湾北部为水汽通量辐散区,水汽辐散最强达 $6 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,即孟加拉湾北部为水汽输出区,而高原中东部为水汽通量辐合区,即高原中东部水汽聚集,有利于降水偏多。

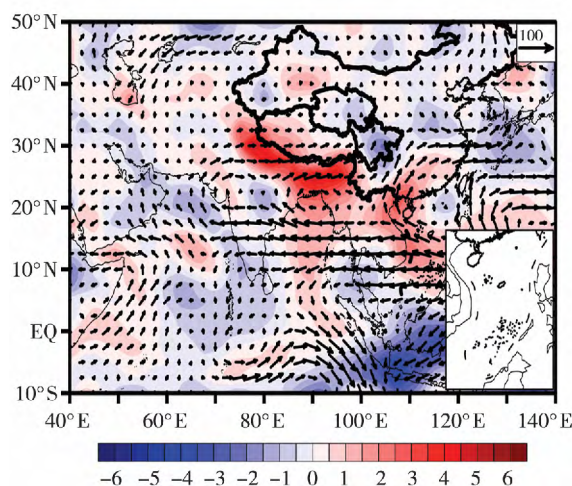


图 12 青藏高原夏季降水偏多、偏少年整层水汽通量(矢量,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)及整层水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)的差值分布

Fig. 12 The difference distribution of vertical integrated water vapor flux (vector, Unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vapor flux divergence (shaded, Unit: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) in years with more and less precipitation in summer in the Tibet Plateau

3 结 论

(1) 青藏高原降水量分布自东南向西北递减。青海湖、长江源区、藏北高原降水呈显著增多趋势, 而川西北部、雅鲁藏布江下游、聂拉木降水量呈减少趋势, 其中聂拉木减少最多, 气候倾向率为 $51.5 \text{ mm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。高原降水空间区域划分为高原南部、高原东北部、高原中部及高原西北部。

(2) 青藏高原降水年际变化明显。全区年均降水量为 473.6 mm ; 高原南部、东北部和西北部年均降水量分别为 329.8 、 253.9 、 44.9 mm ; 高原中部年际波动最明显, 年降水量最多可达 700 mm 以上。高原降水月、旬变化均为单峰型, 其中, 高原南部、东北部降水集中于6—9月, 高原中部降水集中于5—10月, 高原西北部降水集中于4—9月。

(3) 青藏高原 PCD 和 PCP 的年际变化和空间差异较大。全区 PCD、PCP 高值区都位于藏北高原。PCD 在 $0.61 \sim 0.71$ 之间, 平均为 0.66 ; PCP 介于 $38 \sim 41$ 候, 平均为 39.9 候。高原南部降水最集中且 PCP 也是最晚; 高原东北部降水相对均匀; 高原中部 PCP 最早; 高原西北部 PCD、PCP 年际波动幅度最大。年降水量与 PCD 的相关在阿里最好, 而在聂拉木呈负相关。年降水量与 PCP 的相关表现为以 90°E 为界, 东部为正相关、西部为负相关, 正相关在3省交界处最明显。

(4) 夏季降水偏多年 500 hPa 乌拉尔山以西、蒙古下游的高压脊偏强, 高原主要受副高西侧偏南气流影响, 使得冷暖空气频繁交汇。降水偏少年东亚大槽有所加深, 使得槽后冷空气源源不断地向高原输送。夏季降水偏多年 500 hPa 气流辐合上升, 200 hPa 辐散, 这种异常垂直上升运动有利于降水偏多。夏季降水偏多年来自孟加拉湾的暖湿空气向北输送过程中, 与副高西侧偏南气流汇合北上, 为高原提供了充沛水汽的输送, 高原中东部为水汽通量辐合区。

参考文献:

- [1] 冯松, 汤懋苍. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J]. 科学通报, 1998(6): 633–636.
- [2] 张灵, 杜良敏, 陈丽娟, 等. 武汉异常强降水水汽来源、输送路径分析[J]. 气象与环境科学, 2014, 37(1): 69–74.
- [3] 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展[J]. 气象学报, 2004, 62(5): 528–540.
- [4] 戴加洗. 青藏高原气候[M]. 气象出版社, 1990.
- [5] OKU Y, ISHIKAWA H, HAGINOYA S, et al. Recent trends in land surface temperature on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Climate, 2006, 19(12): 2995–3003.
- [6] 周顺武, 假拉. 青藏高原雨季开始和中断的气候特征及其环流分析[J]. 气象, 1999, 25(12): 38–42.
- [7] 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化[J]. 大气科学, 2003, 27(2): 157–170.
- [8] 段安民, 肖志祥, 吴国雄, 等. 青藏高原冬春积雪影响亚洲夏季风的研究进展[J]. 气象与环境科学, 2014, 37(3): 94–101.
- [9] 王荣英, 周顺武, 闫巨盛, 等. 近30年青藏高原上空大气温度变化特征[J]. 高原山地气象研究, 2011, 31(1): 1–5.
- [10] 梁玲, 卓嘎. 植被退化对青藏高原冬夏季气候影响模拟研究[J]. 高原山地气象研究, 2011, 31(3): 1–7.
- [11] 李亚琴. 青藏高原年降水的变化特征研究[J]. 高原山地气象研究, 2011, 31(3): 39–42.
- [12] 卢萍, 蒋兴文, 李英. 基于数值模拟与加密观测的青藏高原东侧地区大气要素对比分析[J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(3): 8–22.
- [13] 王曼, 孙绩华, 赵韬, 等. 青藏高原东缘 GPS 水汽资料对暴雨模拟的影响分析[J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(4): 25–29.
- [14] 李英, 卢萍. 青藏高原东南缘近地层微气象学特征对比分析[J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(4): 49–55.
- [15] 吴筱, 闵涛, 肖天贵. 青藏高原东部“7.8”区域性暴雨特征分析[J]. 高原山地气象研究, 2014, 34(1): 8–14.
- [16] 汤懋苍, 白重瑗. 本世纪青藏高原气候的三次突变及与天文因素的相关[J]. 高原气象, 1998, 17(3): 250–257.
- [17] 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国科学, 1996(4): 354–358.
- [18] 姚莉, 吴庆梅. 青藏高原气候变化特征[J]. 气象科技, 2002, 30(3): 163–164.
- [19] 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): 307–314.
- [20] 杜军, 马玉才. 西藏高原降水变化趋势的气候分析[J]. 地理学报, 2004, 59(3): 375–382.
- [21] 林厚博, 游庆龙, 焦洋, 等. 基于高分辨率格点观测数据的青藏高原降水时空变化特征[J]. 自然资源学报, 2015, 30(2): 271–281.
- [22] 胡豪然, 梁玲. 近50年青藏高原东部降水的时空变化特征[J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(4): 1–7.
- [23] 建军, 杨志刚, 卓嘎. 近30年西藏汛期强降水事件的时空变化特征[J]. 高原气象, 2012, 31(2): 380–386.
- [24] 张录军, 钱永甫. 长江流域汛期降水集中程度和洪涝关系研究[J]. 地球物理学报, 2004, 47(4): 622–630.
- [25] ZHANG L J, QIAN Y F. Annual distribution features of precipitation in China and their interannual variations[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 17(2): 146–163.
- [26] 朱丹, 肖天贵, 湛芸. 四川地区1960年–2004年降水集中程度研究[J]. 资源科学, 2010, 32(10): 1910–1917.
- [27] 白松竹, 陈真, 庄晓翠, 等. 阿勒泰地区冬季降雪的集中度和集中期变化特征[J]. 干旱气象, 2014(1): 99–107.
- [28] 杨玮, 何金海, 王盘兴, 等. 近42年来青藏高原年内降水时空不均匀性特征分析[J]. 地理学报, 2011, 66(3): 376–384.
- [29] 苗运玲, 张云惠, 卓世新, 等. 东疆地区汛期降水集中度和集中期的时空变化特征[J]. 干旱气象, 2017, 35(6): 949–956.
- [30] 毛文书, 朱克云, 黄可蔚, 等. 川渝地区夏季降水异常水汽输送差异[J]. 自然资源学报, 2010(2): 280–290.

- [31] 李燕. 近 50 年青藏高原降水变化的特征及机制研究[D]. 兰州大学 2015.
- [32] 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.
- [33] 屈静玄, 龚道溢, 李桑. 春季北极涛动对南海气候的影响[J]. 科学通报 2015, 60(24): 2327–2337.
- [34] 杨建玲, 郑广芬, 王素艳, 等. 印度洋海盆模影响西北东部降水的大气环流分析[J]. 高原气象 2015, 34(3): 700–705.

Spatial and Temporal Characteristics of Precipitation in the Tibet Plateau from 1979 to 2016

ZHANG Ningjin¹, XIAO Tiangui¹, JIA La²

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;
2. Meteorological Center of the Tibet Autonomous Region, Lhasa 850000, China)

Abstract: Based on the daily precipitation data in the Tibetan Plateau (TP) from 1979 to 2016, the spatial and temporal characteristics of precipitation, precipitation concentration degree (PCD) and precipitation concentration period (PCP) were analyzed with statistical methods. The results showed that precipitation decreased from southeast to northwest in the TP. The PCD ranged from 0.61 to 0.71, and PCP ranged from 38 to 41 pentad in the TP. The precipitation was unevenly distributed in each area, and it was the most concentrated and PCP was the latest in southern of the TP, while it was relatively even in northeastern of the TP. The PCD and PCP had the largest interannual fluctuations in northwestern of the TP. There was the most positive correlation between precipitation and PCD in Ali, but it was negative in Nielamu. The correlation between precipitation and PCP was positive in east part of 90°E and negative in west part. The high pressure ridges over Urals and lower reaches of Mongolia strengthened in summer in more precipitation years, while the East Asian trough enhanced in less precipitation years. There were convergences in lower troposphere and divergence in upper troposphere in summer of more precipitation years.

Key words: Tibet Plateau; precipitation; precipitation concentration degree; precipitation concentration period