

青藏高原及其邻近地区降水变率的研究

孙安健 范建华*

(国家气象局资料室)

提 要

本文根据我国西部地区1951—80年期间147个台站的降水变率资料,对青藏高原及其邻近地区的降水变率分布特征作了分析,发现年降水变率低值带和高值带分别对应于高原边缘的多雨带和高原外围的少雨带;冬、夏半年降水变率分布分别由西风带活动和高原季风环流系统及低值天气系统所决定;降水变率月际变化最大梯度出现月份的后延趋势与高原季风的建立、撤退过程有较好的一致性;降水变率随降水量呈幂函数变化。

气候的变动性包括长时期的气候变化趋势和短时间的氣候振动。在七十年代,由于出现世界性的气候异常及其对世界粮食生产带来的巨大影响,使得这种短时间的氣候振动(温度和降水)成为人们普遍关心的重大问题。

早在三十年代,刘恩兰^[1]就曾作过中国东部境内的降水变率研究;五十年代朱炳海^[2]和么枕生^[3]先后讨论了中国东部境内的降水变率;七十年代程纯枢^[4]也主要论述了中国东部降水变率的分布特征。限于当时的降水资料情况,他们都没有对我国西部地区的降水变率特征进行分析。本文根据我国西部(105°E以西)地区1951—80年期间147个台站的降水变率资料**,对青藏高原及其邻近地区的降水变率特征作了初步的探讨。

一、资料 and 统计方法

在我们所采用的147个台站当中,降水记录年代不足20年的站点只有9个。因此,依据这些台站的降水变率资料进行分析,能够大体上反映出西部地区降水变率分布的基本特征。

在降水变率的研究中,为了比较各地间的降水量变动程度,均采用降水量相对变率(V_r)为

本系于1984年8月21日收到,11月11日收到修改稿

* 现为华东水利学院水文系硕士研究生

** 国家气象局资料室,中国降水变率资料(1951—80)

$$V_r = \frac{\sum_{i=1}^N |x_i - \bar{x}|}{N \cdot \bar{x}} \cdot 100\% \quad (1)$$

其中, x_i 为各年(月)的降水量, \bar{x} 为1951—80年的年(月)平均降水量, N 为观测年数。

二、降水变率的时空分布

(一)年降水变率的分布特征

青藏高原及其邻近地区由于其特殊的地理条件和大气环流系统, 形成了要比我国东部地区复杂得多的降水变率时空分布特征。图1表示了年降水变率的分布情况。从图上

可以看出: (1) 从帕米尔到天山, 再向东南到祁连山, 沿 100° — 103° E 之间向南, 为一降水变率低值圈, 它与高原边缘的多雨带位置相吻合; (2) 从北疆经内蒙西部到 105° E 附近, 再向南经陇中、陇南、四川盆地到达滇北, 为一降水变率高值圈, 它大致与高原外围的少雨带相对应^[5]; (3) 在高原主体 31° — 34° N 的范围内, 有一东西向的降水变率低值带; (4) 南疆的降水变率最大, 均在40%以上, 这是因为在南疆(尤其在南疆东部)上空全年都有一反气旋环流系统存在的结果, 虽然南疆盆地的南缘除隆冬季节外都有一弱的辐合线, 终因水分条件极差, 辐合线附近并无明显的降水出现, 所以南疆盆地降水稀少, 变率很大^[6]。

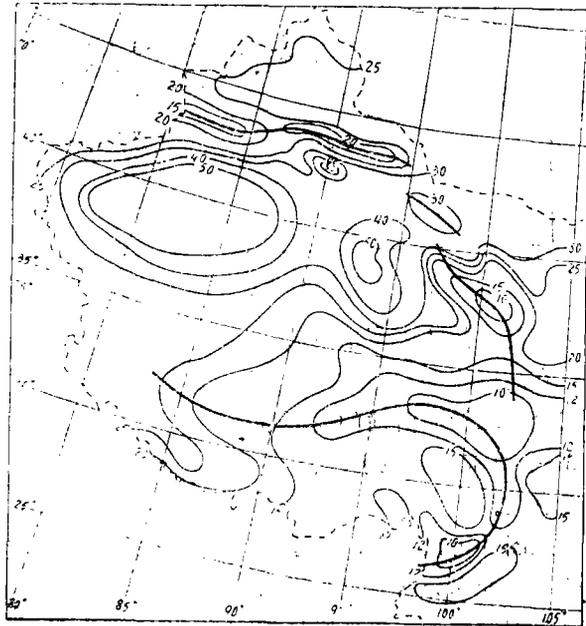


图1 年降水变率分布图

(二)降水变率的季节变化

降水变率时空分布的不一致性是大气环流在时空上发生变化所引起的, 因此, 根据降水变率的分析研究可以说明环流的形势与特性。

大量的研究成果指出, 青藏高原上空的平均气压场与平均流场在冬、夏季节呈基本相反的结构。这里, 我们也将着重讨论冬、夏季节的降水变率分布及其与大气环流的关系。

1. 夏半年(5—9月)

高原上夏半年为热源, 热低压从5月开始建立, 高原夏季风也相应开始, 这种形势

冬季各月降水变率低值带(见图2)虽也集中出现在喜马拉雅山南麓、祁连山地和 34°N 附近,但这主要与此时期的西风气流在青藏高原两侧的分支现象和西风带中强低槽过高原主体地区的活动有关。伊犁河谷也为降水变率低值区,主要是西来气流在河谷地区形成稳定的降水所致。值得指出的是,在天山北麓附近,冬半年各月都有东西走向的降水变率低值区存在,而且比较稳定。这显然是由于天山地形的屏障作用,使得锋面常静止在天山北麓附近而造成的。

南疆盆地、准噶尔盆地及内蒙西部为降水变率的高值带,是冬季蒙古冷高压控制与影响的结果。藏东三江流域之所以成为高降水变率区域,则是因为冬半年这里处于西风气流的“死水区”,又很少有温带低压通过,降水少而不稳定的缘故。此外,冬季高原近地层是一冷高压,冷高压前沿的偏北风更加强了高原东部的干燥少雨;而高原西部恰处于西风气流的迎风区域,加之冷高压后部的偏南风又加强了高原西部的温暖多雨(冬雨区)。于是,高原东部和西部的降水变率分布形势出现了与夏半年恰好相反的转变,这大致可以从1月(图4)和7月的降水变率分布看出。例如,7月高原西部的狮泉河降水变率为47%,高原东部的马尔康为24%,而1月狮泉河降水变率为81%,马尔康则为92%。值得指出的是,藏南谷地的降水变率冬季很高,夏季很小,年变化全区最大,这是由于夏季西南季风沿布拉马普特拉河北上绕流,给藏南谷地带来丰沛而稳定的雨水;而冬季盛行东北季风,属性干燥,降水稀少而多变的缘故。

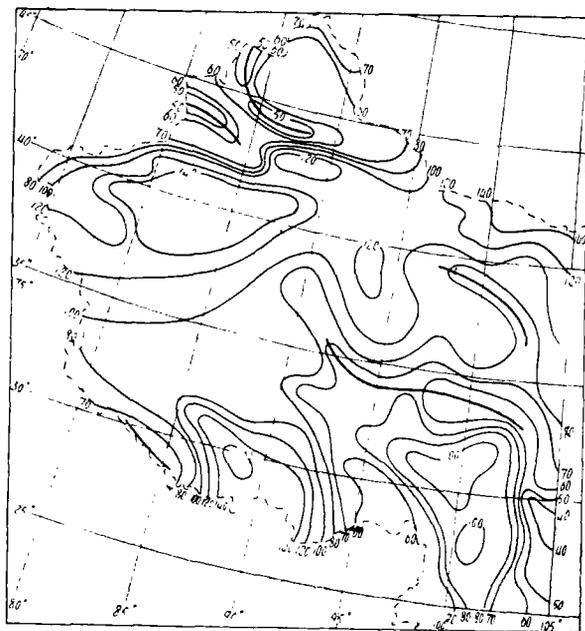


图4 1月降水变率分布图

3. 降水变率的剖面分析

为了进一步说明青藏高原及邻近地区的降水变率年变化特征,我们分别绘制了 95°E 经线上和 32°N 纬线上的降水变率时空分布图(图5和图6)。

从图 5a 上可以看出, 各地降水相对变率都是夏季小, 冬季大, 而且南北差异冬季大于夏季。同时亦可看到, 在 32°N — 35°N 之间和 38°N 附近各月均为降水相对变率的相对低值区域, 40°N 以北全年都是降水相对变率高值区域, 而且在降水相对变率的相对低值区域之间的变率变化梯度最大。

由于青藏高原及其邻近地区降水稀少, 往往是降水相对变率值很大, 降水绝对变率值却相当小, 因此有必要对降水绝对变率的分布特征作进一步的讨论。从图 5b 可以看

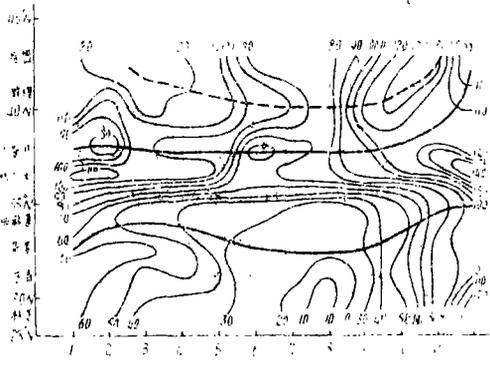


图 5a 95°E 经线上降水相对变率时空分布图
粗实线为低值带, 粗断线为高值带

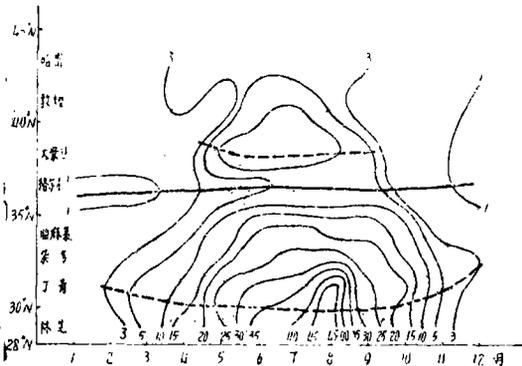


图 5b 95°E 经线上降水绝对变率时空分布图
图上粗实线、断线同图 5a

出, 在高原冷高压控制时期(11—3月), 各月降水绝对变率值几乎都在 5 毫米以下; 在高原夏季风盛行季节(5—9月), 高原主体地区的降水绝对变率值皆大于 10 毫米, 盛夏

月份可达 20—50 毫米。各地降水绝对变率都是冬季小, 夏季大, 而且冬夏季节间的差异随纬度的增加而减小。南北之间的降水绝对变率差异则是夏季远大于冬季。从图上还可以看到, 降水绝对变率高值轴线位于 30°N — 32°N , 低值轴线位于 36°N 附近, 高原夏季风时期在 38°N 左右也存在一相对高值区域。

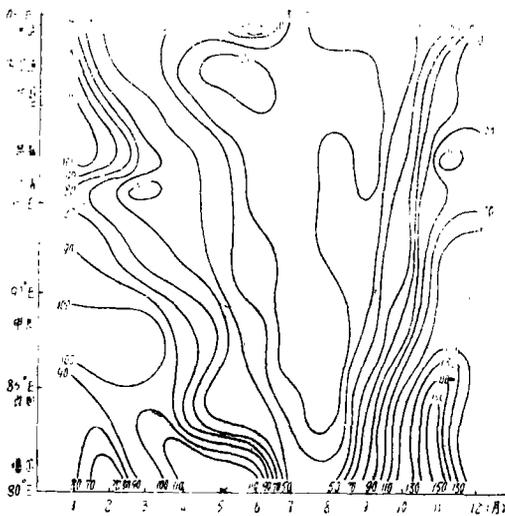


图 6 32°N 纬线上降水相对变率时空分布图

势, 高原东部为 2—3 月, 中部为 3—5 月, 西部为 4—6 月, 反映高原东部雨季开始最早, 以后逐渐向西缓慢推进, 且雨季的推进经历了两个月的时间, 可是从夏入冬各地降

图 6 表明, 冬半年降水变率的的东西差异大于夏半年。同时, 还可以发现这样一个重要事实, 从冬入夏, 各地降水变率月际变化最大梯度出现月份由东向西有后延的趋

水变率月际变化最大梯度出现月份却是由西向东后延,与从冬入夏的情况正好相反;西部为8—9月,中部为9—10月,东部为10—11月,反映高原地区雨季结束是由西向东推移的,推移过程只有一个多月的时间。这些特点与高原季风的建立、撤退过程是相当一致的。

三、降水变率与降水量的统计关系

由上述分析可知,青藏高原的多雨地带是降水变率的低值区域,而少雨地带则是降水变率的高值区域。同样地,一年之中的多雨季节降水变率就小,而干旱季节的降水变率就大。这就意味着降水变率和降水量之间存在着某种反相关的关系。这里,我们对此作较为详细的讨论。

(一)年降水变率与年降水量的统计关系

我们根据西部地区147个台站的年降水变率(y)和年降水量(x)的资料,利用最小二乘法得到年降水变率与年降水量具有如下的幂函数关系

$$\hat{y} = 127.722x^{-0.343} \quad (2)$$

上式表明年降水变率有随年降水量的增加而递减的趋势。

在曲线回归中,相关比 R ($R = \sqrt{1 - \frac{Q}{l_{yy}}}$,其中, $Q = \sum(y - \hat{y})^2$,即剩余平方和; $l_{yy} = \sum(y - \bar{y})^2$,即总平方和)是作为衡量拟合曲线效果好坏的指标,即相关比越大,拟合曲线的效果越好。我国西部地区147个台站的年降水变率与年降水量之间幂函数拟合曲线的相关比 R 达0.911,说明该幂函数曲线是表征西部地区年降水变率与年降水量之间关系的最佳曲线*。

为了检验此幂函数曲线的拟合效果,人们常用相关比大于或等于或然误差(P.E.R)的四倍作为判断曲线回归是否显著的标准^[8]。其或然误差公式为

$$P.E.R = \pm 0.6475 \frac{1 - R^2}{\sqrt{N}} \quad (3)$$

式中 R 为相关比, N 为样本数。将 $N=147$ 和 $R=0.911$ 代入(3)式,得 $P.E.R = \pm 0.0095$ 。显然, $R \gg 4P.E.R$,故此幂函数曲线回归效果非常显著。

(二)各月降水变率与降水量的统计关系

我们分别以1、4、7、10月的降水资料为代表,来讨论各月降水变率与降水量的统计关系,并揭示它们之间的差异。

根据1、4、7、10月降水变率(y)和降水量(x)的资料,利用最小二乘法进行统计分析,结果表明,它们和年的情况相仿,都具有幂函数曲线的统计关系: $y = ax^b$,而且经检验,其回归效果显著。现列表如下:

从表1可以看出,各月的幂函数回归效果都相当显著,但多雨季节的7月,相关比最大,因此幂函数的曲线拟合效果最佳;秋季次之;干旱少雨的1月,其拟合效果稍差一些。

* 用三次抛物线拟合,相关比 $R=0.888$;二次抛物线拟合,相关比 $R=0.803$

表 1 1、4、7、10月降水变率(y)与降水量(x)的幂函数曲线回归

月 份	站数 (N)	项 目						
		a	b	幂 函 数 回 归 方 程	相关比 (R)	或然误差 P.E.R	4P.E.R	回归效果 显著判别
1	137	104.890	-0.257	$\hat{y} = 104.89 x^{-0.257}$	0.743	0.0258	0.103	0.743 >> 0.103
4	144	130.514	-0.307	$\hat{y} = 130.514 x^{-0.307}$	0.832	0.0173	0.069	0.832 >> 0.069
7	146	155.649	-0.354	$\hat{y} = 155.649 x^{-0.354}$	0.913	0.0093	0.037	0.913 >> 0.037
10	137	135.917	-0.304	$\hat{y} = 135.917 x^{-0.304}$	0.903	0.0106	0.042	0.903 >> 0.042

四、结 论

通过上述讨论分析, 我们得到下列结论。

(一)年降水变率低值带和高值带分别对应于高原边缘的多雨带和高原外围的少雨带, 高原中部(33°N附近)为东西向的降水变率低值带, 南疆盆地为降水变率高值区域。各地降水变率都是夏季小、冬季大, 而且在高原东、西部和南、北部差异均是冬半年大于夏半年。

(二)降水变率低值带在夏半年与围绕高原的垂直环流圈的上升运动区以及低涡、切变线等低值天气系统有关, 而冬半年则主要是西风气流在青藏高原两侧的分支现象和西风带中强低槽过高原主体地区的活动的结果; 降水变率的高值带在夏半年是围绕高原的垂直环流圈下沉补偿区的作用所致, 冬半年则主要受蒙古冷高压的影响。

(三)降水变率月际变化最大梯度出现月份的后延趋势与高原季风的建立、撤退过程有较好的一致性。

(四)年(月)降水变率与年(月)降水量有较好的幂函数统计关系: $y = ax^b$, 其中 y 为降水变率, x 为降水量, a、b 皆为经验系数。

参 考 文 献

- [1] 刘恩兰, 中国雨量之变率, 地理学报, 3卷, 2期, 1936。
- [2] 朱炳海, 中国的降水变率和旱涝, 南京大学学报自然科学版, 1957, 4。
- [3] 么枕生, 中国东部境内的降水变率, 气象学报, 29卷, 4期, 225—238, 1958。
- [4] 程纯枢、王炳忠, 我国的降水变率, 纪念科学家竺可桢文集, 119—131, 科学普及出版社, 1982。
- [5] 青藏高原气候图集会战组, 高原地区降水量分布图的特征, 青藏高原气象论文集(1975—1976), 科学出版社, 1977。
- [6] 青藏高原气候图集会战组, 青藏高原及其附近地区的流场特征, 青藏高原气象论文集(1975—1976), 科学出版社, 1977。
- [7] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组, 夏半年青藏高原500毫巴低涡切变线的研究, 科学出版社, 1981。
- [8] 杨永歧, 农业气象中的统计方法, 76—80, 气象出版社, 1983。