

北京地区强降水极端气候事件阈值

李庆祥¹, 黄嘉佑²

(1. 国家气象信息中心, 北京 100081; 2. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871)

摘要: 根据北京地区 1951~2008 年逐日降水量资料, 采用排序法、插值法、正态变换法、平方根变换法和立方根变换法等 5 种计算阈值的方法, 对强降水极端气候事件阈值的确定问题进行研究。研究表明, 确定日降水量百分位阈值的方法, 在 5 种计算阈值的方法中, 平方根变换方法得到最好的效果。在阈值确定的样本中, 可以使用 30 年滑动气候阶段的样本得到的阈值平均值, 作为极端气候事件阈值。

关键词: 日降水量; 极端气候事件; 阈值; 北京

中图分类号: P426.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2010)05-0660-06

气候变化及其伴生的极端天气气候事件变化对经济社会发展带来诸多不利影响。近些年来, 研究者对极端天气气候事件的变化给予越来越多的关注。美国^[1]、加拿大^[2]和日本^[3]等针对区域极端降水和降水量的变化关系进行了深入研究。国内学者如翟盘茂等^[4-5]、严中伟等^[6]、刘小宁等^[7]、闵岫等^[8]分析了我国降水极值的变化特征, 龚道溢等^[9]、姜彤等^[10]和孙凤华等^[11]等分别对北方农牧交错带、长江流域、东北区域的强降水极端气候事件变化情况进行了研究。但是, 对于气候变暖显著、降水减少明显的华北地区的极端天气气候事件研究还不多。本文选取北京地区, 研究其降水极端气候事件的变化规律, 对于进一步了解华北地区旱涝变化的规律性, 具有重要理论和实际意义。

何谓降水的极端气候事件, 不同的时间尺度有不同的定义。以前关于强降水极端气候事件的定义主要是按照不同气候要素采用不同分布型的边缘来确定, 比如我国通常把日降水量超过 50 mm 降水事件称为暴雨, 日降水量超过 25 mm 的降水事件称为大雨等。事实上对于极端降水事件应该因地制宜, 比如对于干旱的中国西北, 部分台站历史上从未出现过暴雨甚至大雨, 而这些区域一场中雨往往会造成山体滑坡等危害, 所以按照大雨或暴雨的标准来定义阈值去研究极端降水事件没有实际意义。所以, 在国内外极端气候事件的阈值确定时, 为了不同地区能够相互比较, 极值变化研究采用最多的是某个百分位值作为极端值的阈值, 超过这个阈值被认为是极值, 该事件可以认为是极端事件^[4-15]。但是, 具体阈值划分和计算方法各种各样。例如, 翟盘茂等^[4-5]用大于日降水量序列的 99% 作为划分极端事件的阈值, 龚道溢等^[9], Zhang^[12]和 Alexander^[13]等定义降水量大于 1961~1990 年间日降水量序列 95% 的为极端降水, 王鹏祥等^[14]定义日降水量序列的 97.5% 为极端事件阈值。

日降水量的阈值计算, 是从日降水量概率分布中对百分位值的计算。选取适当的样本, 制作日降水量频率分布作为概率分布的近似。王鹏祥等把逐年日降水量样本的百分位值作为阈值的估计, 将 30a 阈值估计的平均值定义为极端气候日降水量的阈值^[14], 闵岫等以同一月份的历年数据作为样本, 求百分位值作为阈值的估计^[8]。到底选取哪种样本进行阈值估计, 需要进行研究。

由于北京地区日降水量出现较多的是 0 mm, 计算百分位为 5 或 10 的阈值是没有意义的。本文仅讨论北京地区强降水极端气候事件, 研究常用的 90 和 95 百分位的日降水量阈值的计算合理性, 确定进行阈值计算

收稿日期: 2009-06-11

基金项目: “十一五” 国家科技支撑计划资助项目 (2007BA C29B01-01)

作者简介: 李庆祥 (1973-), 男, 湖南新宁人, 研究员, 博士, 主要从事气候变化方面研究。

E-mail lipx@ma.gov.cn

使用的样本, 对阈值计算方法进行研究。

本文针对上述有关极端降水事件阈值问题进行研究, 以北京地区日降水量为对象, 试图找到更为合理的阈值划分和计算方法, 用最佳的样本容量来确定阈值。

1 资料和方法

本文使用的资料, 是国家气象信息中心提供的 1951~2008 年逐日的北京地区降水量资料。所用资料经过了系统的逻辑性检查和时间、空间一致性检查。类似李庆祥等^[15]的做法, 本文首先采用周边地区气候资料为参照, 对北京地区降水量序列进行了均一性检查, 结果表明, 近 50 年北京地区降水序列没有发现显著的非均一性断点。和气温数据不同^[16], 降水的非均一性产生原因较为复杂, 在现有站网密度下很难得到准确判断, 因此本文粗略认为北京地区降水序列没有明显非均一性现象, 可以用于年代际气候分析。

对极端值的阈值确定, 目的是确定地区降水极端气候事件, 极端气候事件的研究应该有利于实际应用。例如, 在城市建设中的建筑设计, 或者在水库建设中对多年一遇气候事件的预估。因此, 阈值的确定应该有如下要求: 计算简单性; 不同地区、不同季节的可比较性; 不同气候阶段的稳定性。其中稳定性问题是最重要的。

按照极端气候事件的阈值确定要求, 需要判别某气候阶段的阈值平均值是否有代表性, 逐年计算阈值估计的平均值是否稳定。本文使用离散系数 C_V 对其进行度量, 即

$$C_V = s/\bar{x} \quad (1)$$

式中 \bar{x} 和 s 分别为阈值在气候阶段中的平均值和标准差。本文把 C_V 值作为度量极端气候事件阈值的代表性指标, 简称为离散度。 C_V 的值是没有单位的, 便于在不同季节或月份中进行比较。 C_V 值越大, 表明逐年计算的阈值在气候阶段内每年估计的阈值变化幅度很大, 表示极端气候事件的阈值代表性很差, 不稳定。反之, 则表示逐年阈值估计的平均值在气候阶段内代表性好。一般 C_V 的值应该小于 1 比较好, 因为如果大于 1, 表示阈值估计值变化的平均幅度比平均值还大, 代表性较差。

2 传统的极端气候事件的阈值计算方法

确定强降水极端气候事件的阈值, 常采用的方法是某个百分位值作为极端气候事件的阈值(以后文中简称为阈值)。计算阈值的方法常用有如下两种:

方法 1(排序法) 将统计时段内所有的逐日北京地区降水量记录, 按大小升序排列, 得到 x_1, x_2, \dots, x_n , 则百分位数为^[12]

$$x = (1-a)x_j + ax_{j+1} \quad (2)$$

式中 j 为降水量记录按大小升序排列后的序号, $j = [p(n+1)]$, p 为百分位值对应的概率, 方括号表示数值取整; $a = p(n+1) - j$

方法 2(插值法) 对降水量记录处理与方法 1 类似, 仍然将降水量记录, 按大小升序排列, 得到的升序序列, 某个值小于序号为 m 对应的降水量出现的概率为^[4-5]

$$p = (j - 0.31)/(n + 0.38) \quad (3)$$

式中 j 为升序排列后的序号。如果 $n = 30$ 95% 百分位数的计算值为 94.4%, 排序的序号为 29 对应的值称为 95% 百分位值; 第 30 个值, 对应百分位的概率计算值为 97.7%。如果取 1 年的降水量, 记录有 365 个值, 那么第 95 个百分位上的值, 为排序后的 347 位置的降水量 ($p = 94.9\%$) 和 348 位置的降水量 ($p = 95.2\%$) 中间的线性插值, 可以得到 $p = 95\%$ 对应的阈值。这一计算相当于仍然使用式 (2), 只需要把排列后的序号的计算改为

$$j = [p(n + 0.38) + 0.31], \quad a = p(n + 0.38) + 0.31 - j \quad (4)$$

上述两种计算阈值的方法, 均是假定日降水量遵从均匀分布。但是, 一般台站的日降水量不遵从均匀分布。例如, 以北京 1951 年 1 月、7 月的日降水量样本 (样本容量为 31) 为例, 作北京地区冬季和夏季代表月份的阈值估算。另外, 取 1951~1980 年期间的 30 年作为气候阶段, 并分析在此气候阶段的平均阈值的代表性, 用上述两种方法进行计算比较。表 1 给出两种方法计算的百分位阈值的统计量比较。表 1 中, YZ1、YZ2 分别表示以 1 年某月份样本方法 1 和方法 2 的阈值; M_1 、 M_2 、 C_{V1} 、 C_{V2} 分别表示方法 1 和方法 2 的阈值气候阶段平均值和离散度。

表 1 两种方法计算的降水量百分位阈值和离散度比较

mm

Table 1 Statistics of percentile precipitation threshold calculated by two different methods

时间	百分位	YZ1	YZ2	M_1	M_2	C_{V1}	C_{V2}
1月	90%	1.1	0.9	0.26	0.23	1.76	1.87
	95%	2.9	2.2	1.44	0.93	1.40	1.58
7月	90%	5.2	4.4	22.72	21.15	0.53	0.53
	95%	34.7	31.0	50.22	43.73	0.66	0.67

从表 1 可见, 两种方法计算的阈值是不同的。1 月份阈值的代表性随百分位增加, 代表性有所改善; 7 月份则相反, 阈值代表性比 1 月份好。不同样本的阈值估计差别也很大。阈值计算有差异的原因是, 在北京 1951 年 1 月的日降水量样本中, 大于 0.1 mm 的降水仅有 4 d, 而且有 7 年的样本没有降水记录。不同年份的阈值估计差异很大, 特别表现在 95 的百分位上面。在 23 年有降水的样本中, 阈值计算的标准差约为平均值的一倍多, 代表性很差。另外, 由于方法 1 和方法 2 是百分位值按变量 (日降水量) 为均匀分布处理, 线性插值估计的误差很大。例如, 1951 年 1 月份降水仅有 4 d 的记录, 分别为 0.5 mm、1.2 mm、1.9 mm 和 4.5 mm, 在 1.9 mm 和 4.5 mm 之间, 用线性插值的方法确定 95 百分位阈值, 显然是不合理的。在 7 月的日降水量样本中, 大于 0.1 mm 的降水仅有 8 d, 在 29.4 mm 和 42.6 mm 之间, 用线性插值的方法确定阈值也是不合理的。其原因与计算阈值方法有关, 即假定北京日降水量遵从均匀分布, 与实际的日降水量遵从的分布差异很大。因此, 使用方法 1 和方法 2, 按均匀分布来确定百分位的阈值是不合适的。

3 强降水极端气候事件阈值计算的其它方法

在北京地区日降水的百分位阈值确定中, 要克服传统计算方法带来的弊端, 应该按日降水量的实际概率分布来确定降水量百分位阈值。一般使用 Gamma 分布来描述降水量的概率分布, 可以利用 Gamma 分布函数进行计算, 但是计算麻烦。本文提出把日降水量的实际概率分布转化为正态分布, 利用标准正态分布可容易确定降水量百分位阈值。

把降水量的实际概率分布转化为正态分布的方法有很多^[16], 本文选取较简单的 3 种转换方法作为确定阈值的方法。

方法 3 (Z 指数转换)^[17] 简称为正态变换法。为了与上述传统阈值的计算比较, 把此方法按本文使用的求阈值方法序号排列, 记为方法 3, Z 指数变换如下:

$$Z_i = \frac{6}{C_s} \left[\frac{C_s}{2} \varphi_i + 1 \right]^{1/3} - \frac{6}{C_s} + \frac{C_s}{6} \quad (5)$$

式中 $C_s = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^3}{n s^3}$; $\varphi = \frac{x_i - \bar{x}}{s}$ ($i = 1, 2, \dots, n$); x_i 为降水量值; C_s 为偏度系数; n 为样本容量; \bar{x} 和 s 分别为样本的平均值和标准差。

确定降水量阈值时, 需要把对应的 Z 指数按下式, 进行反变换为降水量。即

$$x_i = \left\{ \frac{2}{C_s} \left[\frac{C_s}{6} \left(Z_i + \frac{6}{C_s} - \frac{C_s}{6} \right) \right]^3 - 1 \right\} + \bar{x} \quad (6)$$

由于 Z 指数遵从标准正态分布, 根据标准正态分布百分位的 Z 指数值, 容易用式 (6) 计算得到对应的日降水量。

方法 4(平方根变换法)^[16]

$$y_i = \sqrt{x_i} \quad (7)$$

式中 x_i 为降水量值。由于变换后的变量遵从一般正态分布, 还需要再作标准正态变换, 然后类似方法 3, 根据标准正态分布百分位的标准化值, 计算得到变换后的值, 进一步变换为一般正态分布的值, 再对变换值求平方, 即可得到对应的降水量阈值。

方法 5(立方根变换法)^[16]

$$y_i = \sqrt[3]{x_i} \quad (8)$$

式中 x_i 为降水量值。反变换过程与方法 4 相似, 只是对变换值求立方。

对北京市 1951~1980 年 30 年样本, 分别计算逐年各月份日降水量的偏度系数, 发现均正值很大, 说明变换前的日降水量分布是严重正偏, 使用方法 3~方法 5 做变换后, 偏度系数均有所减小。例如, 7 月份样本偏度系数 30 年平均值为 2.88, 使用方法 3~方法 5 做变换后, 偏度系数 30 年平均值分别减小为 2.02, 1.81 和 1.26。

仍然对北京 1951 年 1 月、7 月的日降水量样本, 以及取 1951~1980 年期间的 30 年为气候阶段进行逐年样本的阈值计算, 然后分析阈值在此气候阶段的代表性, 进行上述 3 种方法计算比较, 结果见表 2。表 2 中的统计量定义与表 1 相同。

表 2 正态性变换的 3 种方法计算的降水量百分位阈值统计量比较

Table 2 Statistics of percentile precipitation threshold calculated by three different normalize transformation

时间	百分位	YZ3	YZ4	YZ5	M3	M4	M5	C_{V3}	C_{V4}	C_{V5}
1 月	90%	1.1	0.9	0.9	0.26	0.23	0.23	1.76	1.87	1.87
	95%	2.9	2.2	2.2	1.44	0.93	0.93	1.40	1.58	1.58
7 月	90%	3.2	6.4	3.7	12.63	15.92	13.30	0.56	0.50	0.53
	95%	6.3	9.6	6.6	18.64	22.91	21.98	0.50	0.50	0.51

由表 2 可见, 3 种转换正态分布的方法计算的阈值也有所不同, 但是与方法 1 和方法 2 相比较, 方法间估计的阈值差异要小得多。例如, 7 月份, 在 1951 年的样本中, 95 百分位阈值变化在 6~10 mm 之间, 与 90 百分位阈值差异不大, 比方法 1 和方法 2 的线性插值改善了很多。在 1951~1980 年的气候阶段中, 阈值估计的平均值变化在 18~22 mm 之间, 比方法 1 和方法 2 的 43~50 mm 更为小些。在阈值稳定性上, 方法 3~方法 5 的代表性 (C_V 值) 也比方法 1 和方法 2 要好, 3 种转换正态分布的方法计算的气候阈值稳定性差异很小。在 3 种转换正态分布的方法中, 90 和 95 的百分位阈值在气候阶段上的稳定性, 方法 4 有较好的效果。因此根据阈值确定原则, 可以确定平方根转换方法作为计算北京地区逐月极端强降水事件的阈值主要方法。

4 强降水极端气候事件阈值的确定

一般可以通过逐年日降水量序列计算百分位值, 然后以 30 年的平均值作为极端气候日降水量的阈值。但是地区气候是在不断变换中, 不同的 30 年气候阶段中阈值估计存在差异, 需要考察在不同的 30 年气候阶段, 气候阈值的变化情况。

分别选取 1951~1980 年, 1952~1981 年, 直到 1979~2008 年的气候阶段的北京日降水量资料, 对此 29 个滑动气候阶段分别计算各气候阶段的阈值。表 3 给出在 7 月份样本中, 使用 5 种方法得到的 29 个滑动气候阶段的阈值平均值和 C_V 值的比较。

表 3 日降水量 95 百分位阈值统计量在气候阶段的 5 种方法计算比较

Table 3 Statistics of precipitation threshold calculated with 95% by five different methods on climatic period

方法	方法 1	方法 2	方法 3	方法 4	方法 5
平均值 /mm	45.74	40.96	18.48	21.64	21.03
离散度	0.066	0.066	0.064	0.059	0.060

由表 3 可见, 在 5 种方法中, 方法 3~方法 5 的阈值代表性较好, 其中又以方法 4 有最好的效果。因此,

以所有 30 年的滑动气候阶段阈值平均的平均值, 确定为极端气候日降水量的阈值。

由于阈值估计值依赖于样本, 不同样本阈值估计值不同。而且, 在 1 月份日降水量为 0mm 的日数较多, 有些年份甚至全月份没有降水, 无法得到所有年份的百分位阈值。因此, 考虑直接使用 30 年气候阶段的日降水量作为计算样本 (即使用各月份 30 年的样本, 例如对 1 月和 7 月, 样本容量为 930), 计算滑动气候阶段的阈值。计算时仍然以 30 年作为滑动气候阶段样本, 即仍然选取 1951~1980 年, 1952~1981 年, 直到 1979~2008 年的第 29 个滑动气候阶段的样本进行计算。表 4 给出平方根变换方法计算的北京 12 个月日降水量百分位阈值, 在 29 个气候阶段中的阈值均值和离散度比较。表中均值 1、均值 2 表示 90、95 百分位, 分别是 29 个气候阶段的阈值平均值, C_{V90} 和 C_{V95} 表示 29 个气候阶段的平均阈值的离散度。

表 4 平方根变换方法计算的北京逐月日降水量百分位阈值均值和离散度 mm
Table 4 Means and C_{V95} of percentile threshold by square root of monthly precipitation in Beijing

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
均值 1	0.20	0.40	0.60	1.80	2.40	6.30	15.0	14.4	3.90	1.60	0.50	0.20
C_{V90}	0.09	0.15	0.06	0.10	0.15	0.04	0.06	0.13	0.08	0.08	0.13	0.11
均值 2	0.30	0.70	1.00	2.70	3.60	9.40	21.8	21.1	5.90	2.50	0.80	0.30
C_{V95}	0.09	0.15	0.06	0.10	0.15	0.04	0.06	0.13	0.09	0.08	0.14	0.10

从表 4 可见, 在 7 月份, 使用滑动气候阶段样本计算得到的阈值, 与使用逐年样本计算的差别不大。

另外, 从各月的阈值代表性来看, 使用方法 4 计算的阈值均有较好的代表性, 90 和 95 的阈值离散度差别很小。实际上, 用其它几种方法作类似的计算, 进行各月份的阈值和离散度比较, 也表明平方根变换方法是最好的。因此, 使用 30 年滑动气候阶段作为样本和平方根转换方法, 计算北京地区逐月极端强降水事件的阈值有较好的效果, 计算得到的气候阶段阈值平均值, 可以确定为北京地区日降水量气候极端事件的阈值。

5 结 论

本文使用 1951~2008 年逐日的北京地区降水量资料, 用传统线性插值和正态化变换等 5 种计算阈值的方法, 对强降水极端气候事件阈值的确定问题进行研究。研究结论如下:

(1) 在 5 种计算阈值的方法中, 平方根变换方法确定阈值有最好的效果。

(2) 在阈值计算的样本中, 可以用 30 年气候阶段样本计算阈值, 最后使用滑动气候阶段得到的平均值作为阈值有最好的效果。

参考文献:

- [1] KARL T R, KNIGHT R W. Secular trends of precipitation amount, frequency and intensity in the USA [J]. Bull Am Met Soc, 1998, 79: 231-241.
- [2] SPONE D A, WEAVER A J, ZWIERS F W. Trends in Canadian precipitation intensity [J]. Atmos Ocean, 1999, 2: 321-347.
- [3] YAMAMOTO R, SAKURAI Y. Long term intensification of extremely heavy rainfall intensity in recent 100 years [J]. World Resource Res Res, 1999, 11: 271-281.
- [4] 翟盘茂, 任福民, 张强. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. 气象学报, 1999, 57(2): 208-216. (ZHAI Panmao, REN Fumin, ZHANG Qiang. Detection of trend in China's precipitation extremes [J]. Acta Meteorologica Sinica, 1999, 57(2): 208-216. (in Chinese))
- [5] 翟盘茂, 潘晓华. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化 [J]. 地理学报, 2003, 58(增刊 1): 1-10. (ZHAI Panmao, PAN Xiaohua. Change in extreme temperature and precipitation over Northwest China during the second half of the 20th century [J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58(sup1): 1-10. (in Chinese))
- [6] 严中伟, 杨赤. 近几十年中国极端气候变化格局 [J]. 气候与环境研究, 2000, 5(3): 267-272. (YAN Zhongwei, YANG Chi. Geographic patterns of extreme climate changes in China during 1951-1997 [J]. Climatic and Environmental Research, 2000, 5(3): 267-272. (in Chinese))
- [7] 刘小宁. 我国暴雨极端事件的气候变化特征 [J]. 灾害学, 1999, 14(1): 54-59. (LIU Xiaoning. Climatic characteristics of extreme rainstorm events in China [J]. Journal of Catastrophology, 1999, 14(1): 54-59. (in Chinese))

- [8] 闵岫, 钱永甫. 中国极端降水事件的区域性和持续性研究 [J]. 水科学进展, 2008, 19(6): 763-761. (M IN Shen, Q IAN Yong fu. Regionality and persistence of extreme precipitation events in China [J]. Advances in Water Science, 2008, 19(6): 763-761. (in Chinese))
- [9] 龚道溢, 韩晖. 华北农牧交错带夏季极端气候的趋势分析 [J]. 地理学报, 2004, 59(2): 230-238 (GONG Daoyi HAN Hui. Extreme climate events in Northern China over the last 50 years [J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59(2): 230-238. (in Chinese))
- [10] 姜彤, 苏布达, MARCO G. 长江流域降水极值的变化趋势 [J]. 水科学进展, 2008, 19(5): 650-655. (JIANG Tong SU Bu da MARCO G. Trends in precipitation extremes over the Yangtze River basin [J]. Advances in Water Science, 2008, 19(5): 650-655. (in Chinese))
- [11] 孙凤华, 吴志坚, 杨素英. 东北地区近 50 年来极端降水和干燥事件时空演变特征 [J]. 生态学杂志, 2006, 25(7): 779-784. (SUN Fenghua WU Zhijian, YANG Su-ying. Temporal and spatial variations of extreme precipitation and dryness events in Northeast China in last 50 [J]. Chinese Journal of Ecology, 2006, 25(7): 779-784. (in Chinese))
- [12] ZHANG Xuebin, GABRIELE H, FRANCIS W Z, et al. Avoiding inhomogeneity in percentile Based indices of temperature extremes [J]. Journal of Climate, 18, 1641-1651.
- [13] ALEXANDER L V, ZHANG X, PETERSON T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111: D05109. 1-D05109. 22. doi: 10.1029/2005JD006290.
- [14] 王鹏祥, 杨金虎. 中国西北近 45 年来极端高温事件及其对区域性增暖的响应 [J]. 中国沙漠, 2007, 27(7): 649-655. (WANG Pengxiang YANG Jinhua. Extreme high temperature events and response to regional warming in recent 45 years in Northwest China [J]. Journal of Desert Research, 2007, 27(7): 649-655. (in Chinese))
- [15] 李庆祥, 江志红, 黄群, 等. 长三角地区降水序列的均一性检验与订正试验 [J]. 应用气象学报, 2008, 19(2): 219-226. (LI Qingxiang JIANG Zhihong HUANG Qun, et al. The experimental detecting and adjusting of the precipitation data homogeneity in the Yangtze Delta [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2008, 19(2): 219-226. (in Chinese))
- [16] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法 [M]. 北京: 气象出版社, 2007. (HUANG Jiayou. Statistical analysis prediction methods in meteorology [J]. Beijing: China Meteorological Press, 2007. (in Chinese))
- [17] 鞠笑生, 杨贤为, 李丽娟, 等. 我国单站旱涝指标确定和区域旱涝级别划分的研究 [J]. 应用气象学报, 1997, 8(1): 26-32. (JU Xiaosheng, YANG Xianwei, LI Lijuan, et al. Research on determination of station indexes and division of regional flood/drought grades in China [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 1997, 8(1): 26-32. (in Chinese))

Study on threshold values with an extreme events of precipitation in Beijing*

LI Qingxiang¹, HUANG Jiayou²

(1. National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100871, China)

2. Department of Atmospheric Science, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract Using daily precipitation data for the period of 1951–2008 in Beijing, the study on the threshold values falling above the percentiles of the extreme events of precipitation, and the calculation of the threshold values with five methods, which are sorting, interpolated normal distribution transformation, square-root transformation, and cube root transformation, are researched in this paper. The results show that the evaluation of the threshold values using the method of square-root translation has the best effect in five methods. The mean of the threshold values on 30-year moving climatic period can be as the extreme events of daily precipitation in climate.

Key words daily precipitation, extreme climatic events, threshold, Beijing

* The study is financially supported by the National Key Technologies R&D Program of China during the 11th Five-year Plan Period (No. 2007BAC29B01-01).