

# 中国降水异常的特征分析<sup>\*</sup>

邹 波

(民航飞行学院交通学院空管系, 广汉, 618307)

刘式达

(北京大学物理学院大气科学系, 北京, 100871)

## 摘 要

异常降水直接影响着农业和其他生产活动。文中计算分析了中国 160 个测站的一些反映降水变化的常规统计量, 认为这些统计量难以反映出降水异常的变化特征。文中从非线性动力学和统计学相结合的角度出发, 分析了相隔 1~20 a 间不同时间尺度的降水变率之间的关系, 找到可以区分任意地区降水异常特点的特征参数, 由此可进一步判断某个地区旱涝灾害发生的可能性以及强度的大小, 为气候研究工作提供必要的依据。

关键词: 相对降水变率, 加权概率密度, 层次变量, 特征参数, 降水图像。

## 1 引 言

中国气候变率很大, 气候灾害出现的频数很高, 气候异常造成的损失甚为严重。最近 40 a 中, 每年都有数省或大江大河流域面积大小的地区遭受旱灾或水灾, 而且往往是同一年份同一地区这一季干旱, 而另一季洪涝。因此, 研究降水的变化是很重要的课题。气象上使用降水相对变率<sup>[1]</sup>作为衡量各地降水在时域上变化大小的量度。如果降水变率大, 就年际而言, 有可能时而干旱时而大涝, 变化无常。如降水变率小, 则认为降水较为恒定。显然, 这种方法从本质上讲是一个统计平均量, 反映的必然是降水变化的平均状况, 因而存在一定的局限性。从实际情况来看, 我们常常发现有降水相对变率一样而降水的逐年、逐月变化情况却大不一样的情况存在(图 6)。可见, 用平均值反映降水的变化是不全面的, 往往使人们忽略了某些极端变化的情况。因此, 需要寻找新的方法来反映降水变化的真实情况, 尤其是异常变化那部分的特征。文中利用非线性动力学和统计学相结合的研究方法<sup>[2,3]</sup>, 尝试分析了相隔 1~20 a 的不同时间尺度的降水变率之间的关系<sup>[4,5]</sup>。

## 2 资料处理

对于降水量这样变化较大的要素, 为了消除降水量在各地、各月的很大差异, 便于逐月资料的连续分析和处理, 我们对中国 160 个站点近 50 a 的月平均降水量进行了如下处理, 用各月降水量的距平百分率  $r_i^j = [(x_i^j - \bar{x}^j) / \bar{x}^j] \times 100\%$  替代了原来的月降水量  $x_i^j$ , 其中  $i = 1 \cdots 12$ ,  $x_i^j$  是月降水量序列,  $\bar{x}^j$  是第  $j$  月的多年降水平均值, 则  $\{r(t)\}$  即可视为按年月顺序排列的消除了各月、各地降水大小影响的时间序列。

## 3 各级旱涝变化的加权概率密度

为了了解各地区降水量的年际变化情况, 人们使用相对间隔平均差的统计量<sup>[6]</sup>。与此类似, 为了反映不同时间间隔的旱涝变化大小, 我们用降水量距平百分率序列  $r(t)$  的差值来构造一定时间尺度变化  $l$  下的降水量距平年际变化新序列  $\{V_l\}$ 。

$$V_l = r(t+l) - r(t) \quad (1)$$

$t$  是样本序列数。要讨论序列在 1 a 尺度上的变化, 则取  $l = 12$ ,  $V_{12}$  序列反映的就是某年某月与下年该月之间的降水距平百分率的差值序列。取  $l = 12 \times$

\* 初稿时间: 2002 年 6 月 28 日; 修改稿时间: 2002 年 9 月 12 日。

资助课题: 科技部科研院所社会工业专项资金: 我国干旱和半干旱陆面过程对降水及沙漠化的影响和国家基金重点项目(40035010)。

$n$ , 即取 12 的整数倍(由于样本数有限,  $n$  取 1 到 20 a), 则序列  $V_l$  反映的就是某年某月与相隔  $n$  年对应月的降水距平之差序列。因此, 变化  $V_l$  的大小反映了降水距平百分率随时间尺度  $l$  年际变化大小的程度。由此建立相隔  $n$  年(在某种时间尺度  $l$  上)的各级旱涝变化的定量描述。

$V_l$  的一阶原点矩为其均值, 反映了降水变化的平均化; 二阶中心矩为其方差; 三阶中心矩反映了  $V_l$  的偏斜度; 四阶中心矩反映它的峰度。这样依次类推, 定义它的  $p$  阶中心矩为:

$$S_p(l) = \langle |V_l|^p \rangle = \int |V_l|^p P(V_l) d|V_l| \quad (2)$$

显然, 随着阶数  $p$  的增高, 变化  $|V_l|$  愈大的, 信息愈有可能得以保留, 而小变化将迅速衰减下去。但是, 由于大变化的概率密度很小,  $S_p(l)$  仍不足以反映较大的变化值, 所以, 我们根据概率密度的概念, 构造一个对  $|V_l|$  进行  $p$  次方加权的概率密度:

$$Q_p(|V_l|) = \frac{|V_l|^p P(V_l)}{\int |V_l|^p P(V_l) d|V_l|} = \frac{|V_l|^p}{\langle |V_l|^p \rangle} P(|V_l|) \quad (3)$$

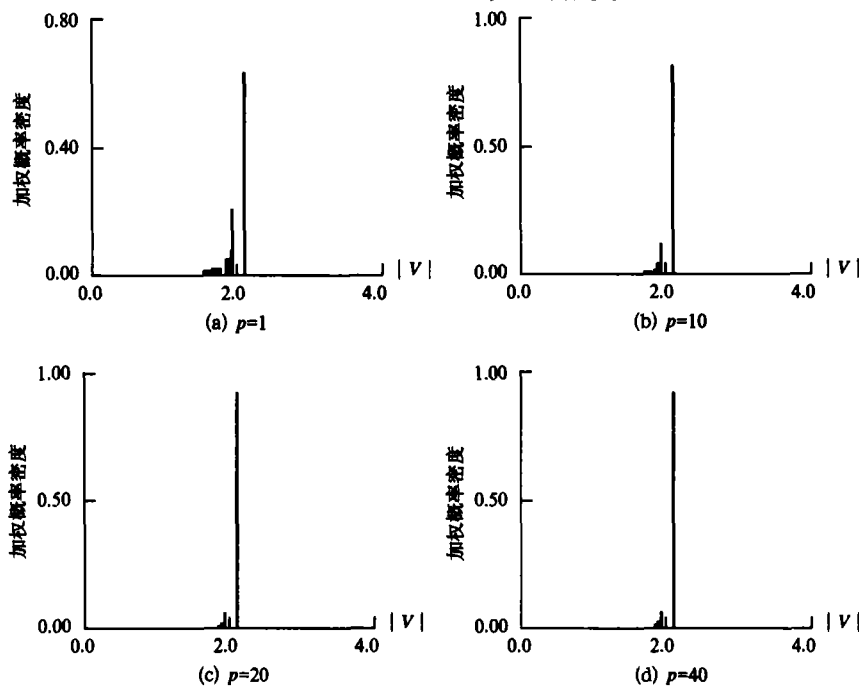


图 1 加权概率密度随  $p$  的变化( $l=120$ )

#### 4 层次变量及其关系

$Q_p(|V_l|)$  作为概率密度函数, 很自然的, 变化  $|V_l|$  有一个以其为概率密度的数学期望  $F_p(l)$ , 由

该式表示用  $|V_l|^p$  对  $P(|V_l|)$  加权的概率密度, 式 (3) 右端分母就是  $|V_l|^p$  的平均值定义。其中  $P(V_l)$  可由实际观测样本中求得。从该式可看出, 在某种时间尺度  $l$  上, 随着  $p$  的增大, 大的旱涝变化将被突显出来, 获得较大的  $Q_p(|V_l|)$  值。以雅安站为例, 取  $l=120$  (即 10 a), 由式 (1) 得其相隔 10 a 的降水变化序列  $V_l$ , 并从该序列中计算出  $V_l$  的频率  $P(V_l)$ , 由此根据式 (3) 取  $p=(1, 40)$  计算出  $Q_p(|V_l|)$  值。在图 1 中看到, 在  $P$  逐渐增大的过程中, 其  $Q_p(|V_l|)$  越来越大, 而较小变化的  $Q_p(|V_l|)$  值越来越小; 当  $p$  增大到一定程度, 例如图 1c 中  $p=20$  时,  $Q_p(|V_l|)$  已经落在最大降水距平变量 2.2 处, 和图 1d ( $p=40$ ) 相比, 其  $Q_p(|V_l|)$  的值基本上保持不变了。可见, 加权概率密度  $Q_p(|V_l|)$  具有在图 1 中得以反映的以下两点很好的特性: (1) 在  $p$  逐渐增大的过程中, 小变化大概率的事件被抑制并逐渐地滤去, 而大变化小概率的事件被保留甚至得以加强; (2) 当  $p \rightarrow \infty$  时,  $Q_p(|V_l|)$  将在变化最大处(即降水变化最极端状态下)出现峰值, 且其变化趋于零。

数学期望概念得:

$$F_p(l) = \int |V_l| Q_p(|V_l|) d|V_l|$$

$$\begin{aligned}
 &= \frac{\int |V_l|^{p+1} P(V_l) d|V_l|}{\int |V_l|^p P(V_l) d|V_l|} \\
 &= \langle |V_l|^{p+1} \rangle / \langle |V_l|^p \rangle \\
 &= S_{p+1}(l) / S_p(l) \tag{4}
 \end{aligned}$$

显然,  $F_p(l)$  是  $|V_l|$  的  $p+1$  阶矩和  $p$  阶矩之比。如前所述, 随着  $p$  的增长,  $Q_p(|V_l|)$  使一些大的变化获得越来越大的权重。所以, 对于不同的  $p$ ,  $F_p(l)$  是突出反映不同幅度变化特征的层次变量, 并且,  $Q_p(|V_l|)$  在  $p \rightarrow \infty$  时的性质使  $F_\infty(l)$  成为仅突出最极端变化状态的量。

假设  $F_\infty(l)$  是唯一的将小尺度变化与大尺度变化联系起来的至关重要的物理量, 其他小幅度的变化在统计上受它的控制。基于这一思想, 由量纲分析可得层次量之间的关系式<sup>[7,8]</sup>:

$$F_{p+1}(l) = A_p F_p(l)^\beta F_\infty(l)^{1-\beta} \tag{5}$$

即  $p+1$  阶层次变量应由  $p$  阶层次变量和最极端变化状态这两方面因素共同决定, 其中  $0 < \beta < 1$ ,  $\beta$  是与  $p$  和  $l$  均无关的常数, 称为特征参数。  $A_p$  是仅与  $p$  有关、而与  $l$  无关的系数。为了消去  $F_\infty(l)^{1-\beta}$ , 可任意选取一低阶数  $p_0 (p_0 < p)$  对应的层次变量,

由式(5)作比值, 得到:  $\frac{F_{p+1}(l)}{F_{p_0+1}(l)} = \frac{A_p}{A_{p_0}} \left( \frac{F_p(l)}{F_{p_0}(l)} \right)^\beta$ 。

如果  $\ln \frac{F_{p+1}(l)}{F_{p_0+1}(l)}$  与  $\ln \frac{F_p(l)}{F_{p_0}(l)}$  之间有线性关系, 则式

(5) 成立。  $F_p(l)$  可由样本数据求得, 因此  $\frac{F_{p+1}(l)}{F_{p_0+1}(l)}$

和  $\frac{F_p(l)}{F_{p_0}(l)}$  均可求到, 通过双对数坐标作直线, 由最小二乘法拟和得到直线斜率, 其斜率就是  $\beta$ 。

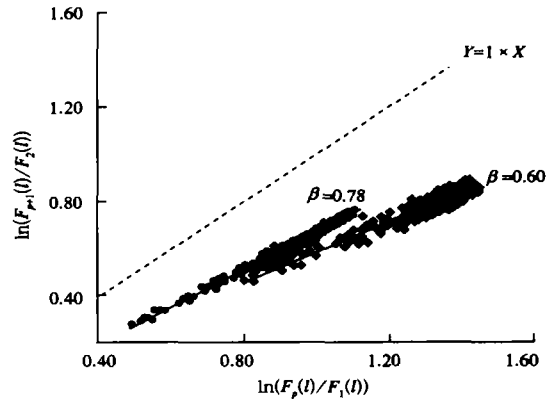


图2 双对数坐标上求出的  $\beta$

实际计算时, 通常  $p_0$  取 1,  $p$  取 3~30, 时间尺度  $l$  取 1~20 a。由图 2 可见, 各阶  $F_p(l)$  基本上分布在一斜率小于 1 的直线上,  $\ln \frac{F_{p+1}(l)}{F_{p_0+1}(l)}$  与

$\ln \frac{F_p(l)}{F_{p_0}(l)}$  之间有很好的线性关系, 这说明在从 1 到 20 a 的各年尺度上不同幅度的降水变化可由式(5)得到描述。由最小二乘法拟合得到两直线斜率分别为  $\beta=0.78$  和  $\beta=0.60$ 。为了验证式(5)的存在, 我们按上述方法分别计算了中国 160 个测站的特征参数  $\beta$ , 发现绝大多数的站点都存在很好的线性关系。而  $\beta$  的值从最小的 0.38 到最大值 0.82, 变化相当的明显(见表 1, 仅列出其中 16 个站的数据)。

表 1 中国各地点的  $\beta$  值和有关统计量

站名	年变率	距平平均	极差	$\beta$
沈阳	0.173	0.53	4.93	0.745
北京	0.249	0.72	8.23	0.734
青岛	0.250	0.63	5.44	0.739
郑州	0.200	0.68	6.35	0.691
南京	0.181	0.53	4.80	0.738
长沙	0.121	0.46	4.31	0.791
厦门	0.175	0.64	8.99	0.625
广州	0.152	0.59	6.24	0.726
贵阳	0.115	0.43	3.47	0.801
成都	0.148	0.44	3.56	0.771
丽江	0.109	0.63	16.53	0.591
昆明	0.158	0.57	5.92	0.735
拉萨	0.172	0.87	18.86	0.573
银川	0.263	0.84	8.60	0.657
西宁	0.146	0.58	8.47	0.645
喀什	0.358	1.12	15.36	0.614

## 5 用特征参数区别不同的降水变化情况

在图 3 中例举了不同  $\beta$  值所对应的降水距平百分率序列。由图 3 可见,随着  $\beta$  值的减小,降水距平的序列图像也有很明显的变化。例如所举的 3 站,其年变率依次是 0.138, 0.164 和 0.182,其最大降水异常变化依次是正的距平 1.8, 3.7 和 8.85。以

月降水变率大于 0.5(偏涝)为例,3 站偏涝部分降水异常的离散度分别为 0.343, 0.493 和 0.829,可见,  $\beta$  值越大,对应的降水距平随时间的变化越稳定,降水极端变化较小;而  $\beta$  值越小,对应的降水距平随时间的变化越明显,且越容易出现异于常年很多的异常变化,极易造成气象灾害。

为了说明上述降水图像的差别,我们分别计算

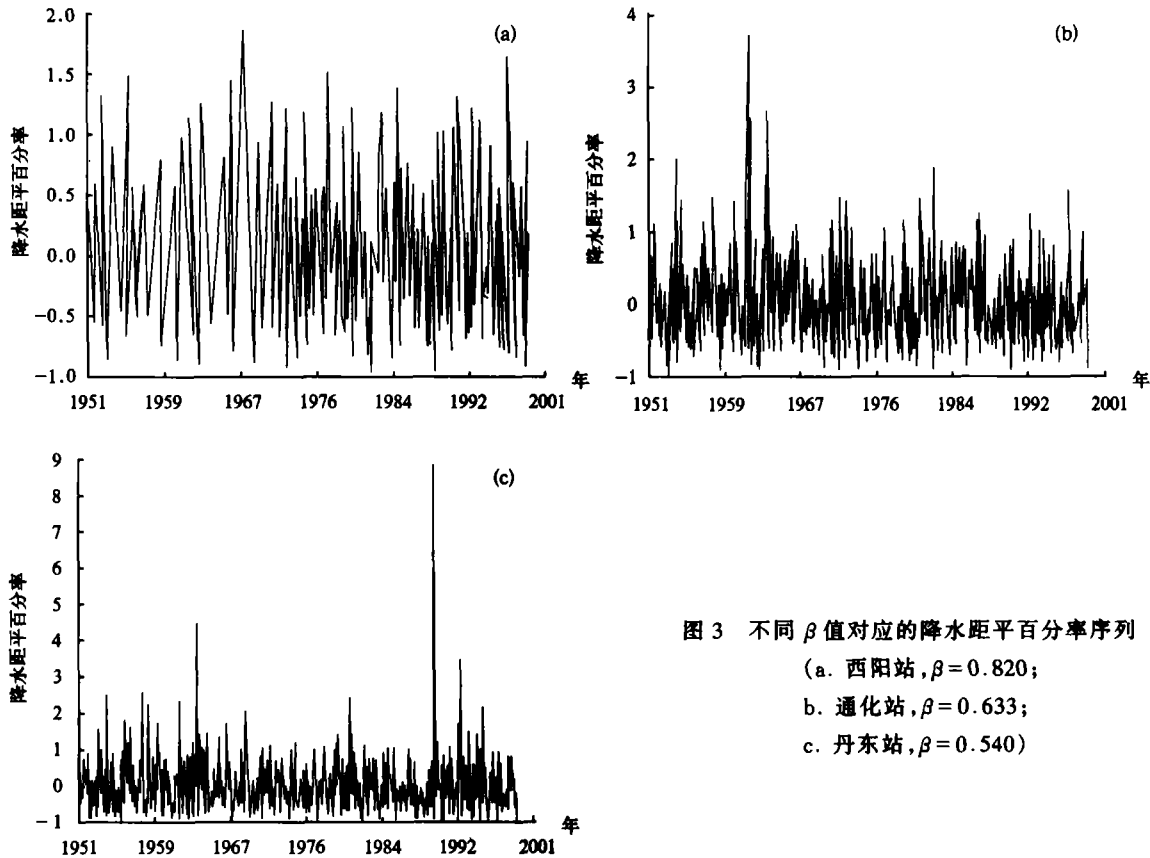


图 3 不同  $\beta$  值对应的降水距平百分率序列

(a. 西阳站,  $\beta=0.820$ ;

b. 通化站,  $\beta=0.633$ ;

c. 丹东站,  $\beta=0.540$ )

了常用的几个反映降水变化的统计量:各地降水的年相对变率、相对距平百分率的平均值、极差、距平大于 50% 的偏涝降水部分的离散度,它们各自的统计意义早为大家所熟悉(见表 1)。在 160 个测站中上述各统计量找不到具有 2 项相同的测站,这充分说明降水变化的复杂性。我们分别作了 160 个测站上述各统计量和  $\beta$  值之间的关系分析,发现有  $\beta$  值越大,上述各统计量值越小的规律存在。因此,  $\beta$  值越大,说明该地降水变化越稳定,降水异常变化少而小;  $\beta$  值越小,则该地降水无论年、月尺度都很不稳定,易出现异常的旱涝灾害。

此外,  $\beta$  值在中国的分布也具有一定的气候意义<sup>[9,10]</sup>。总的说来,  $\beta$  值在中国南部地区较大,北部

地区较小;青藏高原、云南高原以及西北地区很小,而东部平原和两河流域地区很大;极大值出现在四川盆地,极小值出现在新疆南部地区。

分析中还发现,中国许多地方年变率或距平均值相同,但它们实际各月的降水变化却有很大的不同。比如雅安、蒙自两地,年相对变率一样,都为 0.142,即 14.2%,但是其实际各月的降水变化和  $\beta$  值却有很大的不同(图 4)。对于雅安来说,各月降水的年际变化的强度显然不如蒙自那么强,降水变化较为稳定。可见,常规的降水变率虽然能大致度量降水的稳定性,但它毕竟是个统计平均值,难以反映出变化较大部分所表现的特点,不利于人们正确认识某地的旱涝特征。

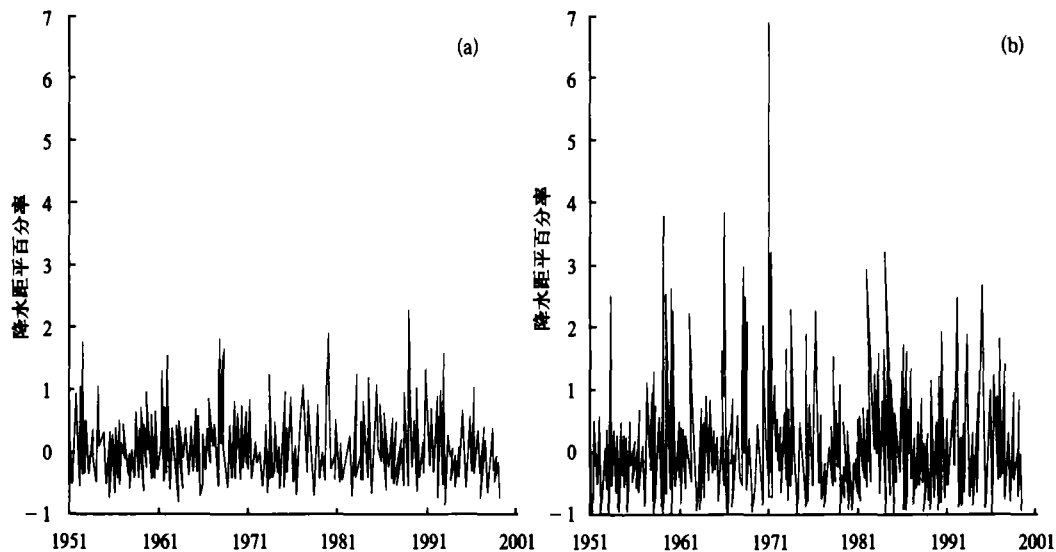


图4 相同年变率的降水距平序列  
(a. 雅安站,  $\beta=0.7560$ ; b. 蒙自,  $\beta=0.5239$ )

## 6 结论

(1) 可用层次变量描述不同时间尺度、不同变化幅度的降水变化情况;

(2) 特征参数  $\beta$  可以很好地识别出各地降水变化的特点, 具有很好的气候学意义;

(3) 特征参数  $\beta$  还能反映出降水异常变化的特

征:  $\beta$  值越小, 降水异常变化发生的可能性越大, 且强度差别很大;

(4) 一些常规的统计量能反映出平均变化的状态, 但难以反映出异常情况的特征;

(5) 有可能在式(5)基础上发展出长、短时间尺度之间的降水变化概率预报, 提高短期气候预报水平。

## 参考文献

- 1 么枕生, 丁裕国. 气候统计. 北京: 气象出版社, 1990. 200~300
- 2 刘式达, 郑祖光, 林振山. 气候层次动力学初探. 见: 李崇银主编. 大气科学和地球流体力学国家重点实验室研究专集(二) 气候变化若干问题研究. 北京: 科学出版社, 1992. 1~6
- 3 刘式达, 荣平平. 气候序列的层次结构. 气象学报, 2000, 58(1): 110~114
- 4 Emmanuel Leveque, Zhen-Su She. Cascade of structures and scaling exponents in a dynamical model of turbulence: measurements and comparison. Phys Rev E, 1997, 55(3): 2789~2799
- 5 江静, 钱永雨. 南海地区降水的时空特征. 气象学报, 2000, 58(1): 60~69
- 6 马天健, 何素兰. 近40年我国东部地区旱涝变化特征. 见: 曹鸿兴, 李月洪等主编. 我国短期气候变化及其成因研究. 北京: 气象出版社, 1996, 33~42
- 7 Zhen-Su She. Universal law of cascade of turbulent fluctuations. Progress of theoretical physics, 1998, 130(Supplement): 87~102
- 8 余振苏, 苏卫东. 湍流中的层次结构和标度律. 力学进展, 1999, 29(3): 298~303
- 9 何素兰, 马天健. 近40年我国降水及变率的分布特征. 见: 曹鸿兴, 李月洪等主编. 我国短期气候变化及其成因研究. 北京: 气象出版社, 1996. 25~32
- 10 詹道江, 邹进上. 我国可能最大暴雨洪水研究的进展. 气象学报 1986, 44(4): 473~481

## ANALYSES OF PRECIPITATION VARIATION HIERARCHY FOR SHORT-TIME CLIMATE IN CHINA

Zou Bo

(*Civil Aviation Flight College of Sichuan Province, Guanghan, 618307*)

Liu Shida

(*Department of Atmospheric Sciences, Peking University, Beijing 100871*)

### Abstract

Climate disasters often appear, especially abnormal rainfall. Normal statistical variables usually being mean values are gotten at a fixed time scale. Areas having the same one statistical variable behave very differently in precipitation course. Thus normal statistical variables can nearly reflect strong fluctuations of precipitation variation. In order to analyze unusual precipitation and search for its relationship on different time scale, we have used fifty years' monthly mean precipitation and analyzed the relative precipitation variation on different time scale from one to twenty years. By making use of random increments of climate series and calculating its high-ordered probability density function, we got hierarchy variables standing for precipitation variation on different time scale and different fluctuation. Through dimensional analysis, we concluded a relationship of hierarchy variables and found that its variety index could identify different precipitation pattern, and reflect strong fluctuations of precipitation variation series. We calculated the variety index of 160 areas all over China. Its value varied from minimum 0.38 to maximum 0.82. We also found that the values accord with actual precipitation variation series. This helps us to judge the possibility of drought and waterlog in an area. The relationship of hierarchy variables maybe helps us to develop short-time climate forecast ability.

**Key words:** Relative precipitation variation rate, High-ordered probability density fluctuation, Hierarchy variables, Characteristic parameter, Precipitation pattern.