

## 中国暴雨区划初步研究\*

邹进上 王梅华 张 薇

(南京大学大气科学系)

### 提 要

本文根据近三十年水文站和气象站实测和调查 24h 最大暴雨均值和极值, 将中国暴雨进行了初步区划。分区原则是: 综合考虑暴雨强度及其分布特点、发生季节、暴雨天气系统以及地理诸因素(包括地形、海拔高度和海陆性质)。首先采用天气气候学方法对全国暴雨进行初步划分; 然后, 根据全国气象站 25 年汛期(5—9 月)雨量和年雨量资料, 算出各区域面雨量指标, 以某区面雨量指标为变量, 分别对其周围各站雨量求相关, 如果相关系数通过显著性水平  $\alpha = 0.05$ , 即将该站划归为同一暴雨气候区, 否则, 划归另一气候区。

最后将全国分为十个暴雨气候区和四个副区, 并简述了各区暴雨洪水成因及特征。

**关键词** 中国暴雨 暴雨区划 暴雨气候一致区

### 一、前 言

暴雨区划有三方面的意义: 1) 根据暴雨的区域特性和成因, 从宏观上确定气候的一致区, 为暴雨洪水计算服务, 例如, 在可能最大暴雨(PMP)估算中, 暴雨移置界限仍然是一个悬而未决的问题<sup>[1]</sup>; 2) 暴雨与粮食生产、交通运输、水资源的开发与利用等有密切关系, 暴雨区划可以为工农业生产布局、各种规划决策提供气候依据; 3) 长历时(24h 以上)暴雨分布具有明显的地域性<sup>[2]</sup>, 分区研究暴雨, 不仅可以为预告提供气候性指标, 并且可以详细揭露暴雨与地理诸因子(包括地形)之间的内在物理联系, 从而进一步认识中国气候特点。

我国降水区划虽已有过不少工作<sup>[3-5]</sup>, 但暴雨(24h 雨量  $\geq 50\text{mm}$ ), 尤其是大暴雨(24h 雨量  $\geq 100\text{mm}$ ) 区划研究尚少。本文根据近 30 年我国水文、气象站实测及调查暴雨和大暴雨资料, 试图从天气气候成因和地形影响的角度出发, 将中国暴雨进行分区, 以便应用于暴雨洪水计算并为工农业生产和各种规划设计与决策部门服务。

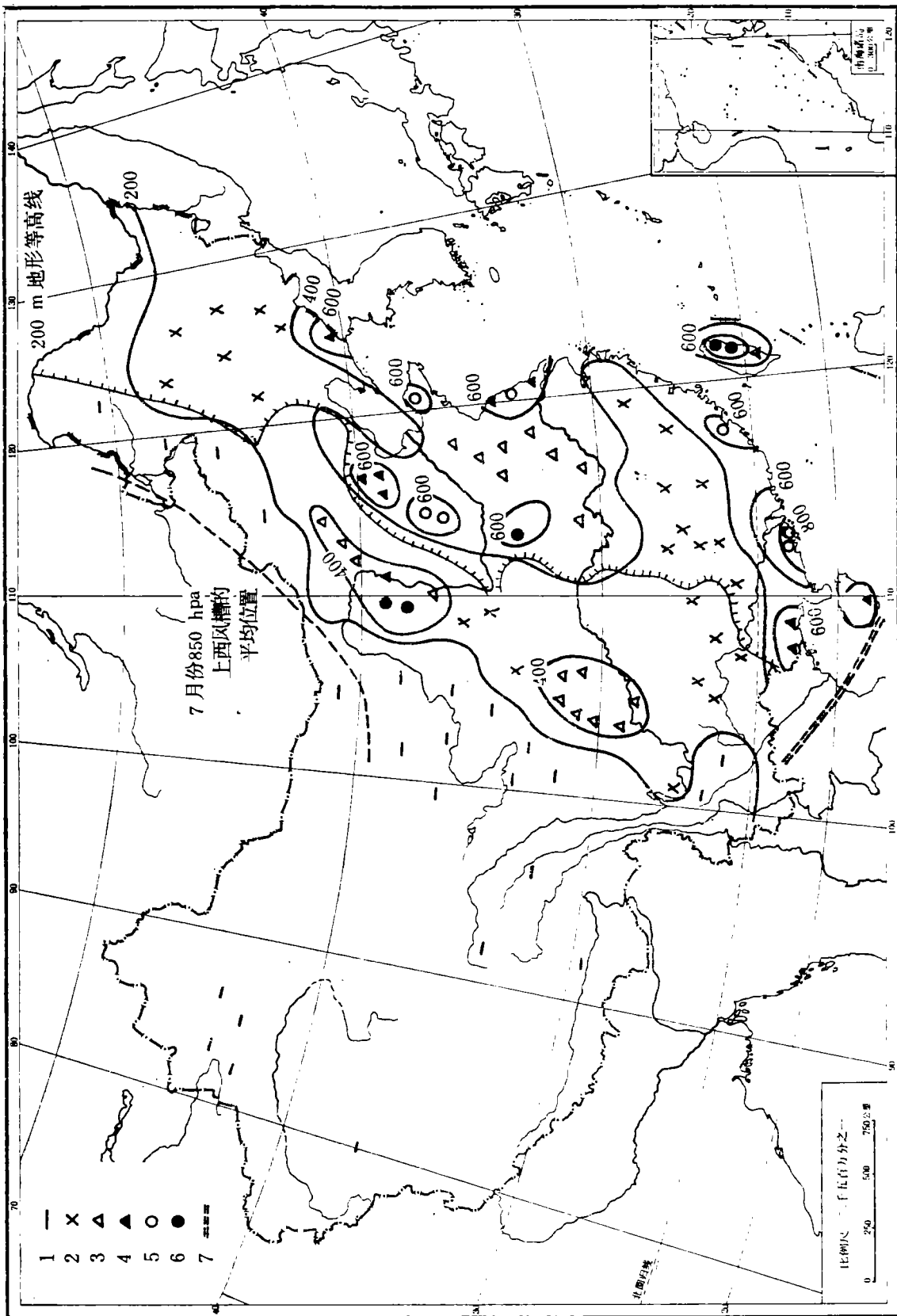
我国是世界上多暴雨的国家之一, 尤其是东半部夏季多持续性大暴雨, 其特点是, 不

\* 程寿全同志参加了部分统计工作, 卢文芳副教授对本文提出宝贵意见, 石宗祥同志代为制图, 在此一并致谢。

本文中暴雨和降水资料来自:

1. 中国最大 24h 点雨量记录, 编制全国可能最大暴雨等值线图组织协调小组办公室, 1978 年 12 月。

2. 中国降水资料, 中央气象局, 1980 年。



仅雨区范围广,强度大,而且持续时间长,地形影响显著。我国的纬度与美国相当,但暴雨数值除 24h 300—1000 km<sup>2</sup> 的面暴雨略小于美国外,长历时各种面积的面暴雨量以及短历时小面积暴雨均大于美国<sup>[6]</sup>。

从我国 24h 点雨量极值分布图(图 1)可以看出,有四个大暴雨多发区: 1) 东南沿海直到十万大山南侧,包括台湾和海南岛,由于受台风频繁袭击以及热带云团的影响,经常出现大暴雨,24h 点雨量可达 500mm 以上; 2) 自辽东半岛、沿燕山、太行山、伏牛山、巫山一线以东的海河、黄河、淮河诸流域和长江中下游也是我国大暴雨出现最多的地区,24h 点雨量可达 400mm 以上,燕山、太行山东南麓,伏牛山东南坡达 600—1000mm 或者更多一些; 3) 四川盆地,特别是川西北,也是多暴雨的地区之一,24h 点雨量常达 300mm 以上; 4) 内蒙古与陕西交界处的半干旱地区也曾多次发现大暴雨。

产生暴雨的主要天气尺度系统有: 台风、热带云团、锋面、低涡、切变线以及低空暖湿急流等。这些暴雨系统的活动与发展也具有一定的地域性。例如,登陆台风频数分布(自 1949—1980 年 6—9 月台风总数,图略)表明,台风频数自东南沿海向西北内陆急剧减少,台风很难越过第二阶梯地带的山脉障碍,频数为 2 的等值线大致与 200 m 地形等高线平行且位于其东南侧。又如与低涡切变线相伴随的梅雨锋暴雨只出现在长江中下游与淮河流域。

## 二、暴雨区划原则与方法

暴雨区划原则必须是综合性的,既要有区域的定量特征,又能反映暴雨成因。本文所采用的分区原则是: 1) 以全国实测和调查最大 24h 点暴雨均值和极值分布为依据,参照暴雨的发生季节和成因,如阻塞系统的位置、气旋波与低涡路径、槽线与极锋的平均位置、台风频率及台风活动范围等; 2) 考虑大地形、山岭障碍、迎风坡与背风坡、离海远近对暴雨的影响; 3) 考虑夏季风的北界,低空急流的方向与水汽输送情况,可降水量分布等。

本文将上述原则与统计分析相结合对暴雨进行区划,其步骤如下:

### (一) 确定几条主要分界线

1. 线 1 自浙闽山地、武夷山,沿南岭西行,再至云贵高原东南侧,直抵西南国境。线 1 东南侧台风活动频繁,暴雨频数高,雨量大;线 1 西北侧,无论是最大 24h 点雨量或三天雨量极值都是一个明显的相对低值区。

2. 线 2 自天目山西行,经幕阜山、大娄山向西直抵青藏高原东侧。此线东段南侧春雨比较大,低涡切变线暴雨多发生在 6 月中旬,早于江淮流域的梅雨锋暴雨。

3. 线 3 起自沂蒙山南侧西行,沿秦岭太白山至高原东麓。在此线南面和北面,无论是暴雨成因或暴雨发生季节都有明显不同。

4. 线 4 自辽东半岛西行经燕山、太行山、巫山、武陵山、都庞岭直至十万大山与线 1 相交。这条线大致与 200m 地形等高线平行,略偏于其西侧,从宏观地形来看,特大暴雨多发生在从东部平原过渡到青藏高原的第二阶梯地段。

5. 线 5 为夏季地面反气旋的众数路径,线 5 北段西南侧受燕山的屏蔽作用明显,又处于内蒙古高原东部下坡,降水远小于东北区。

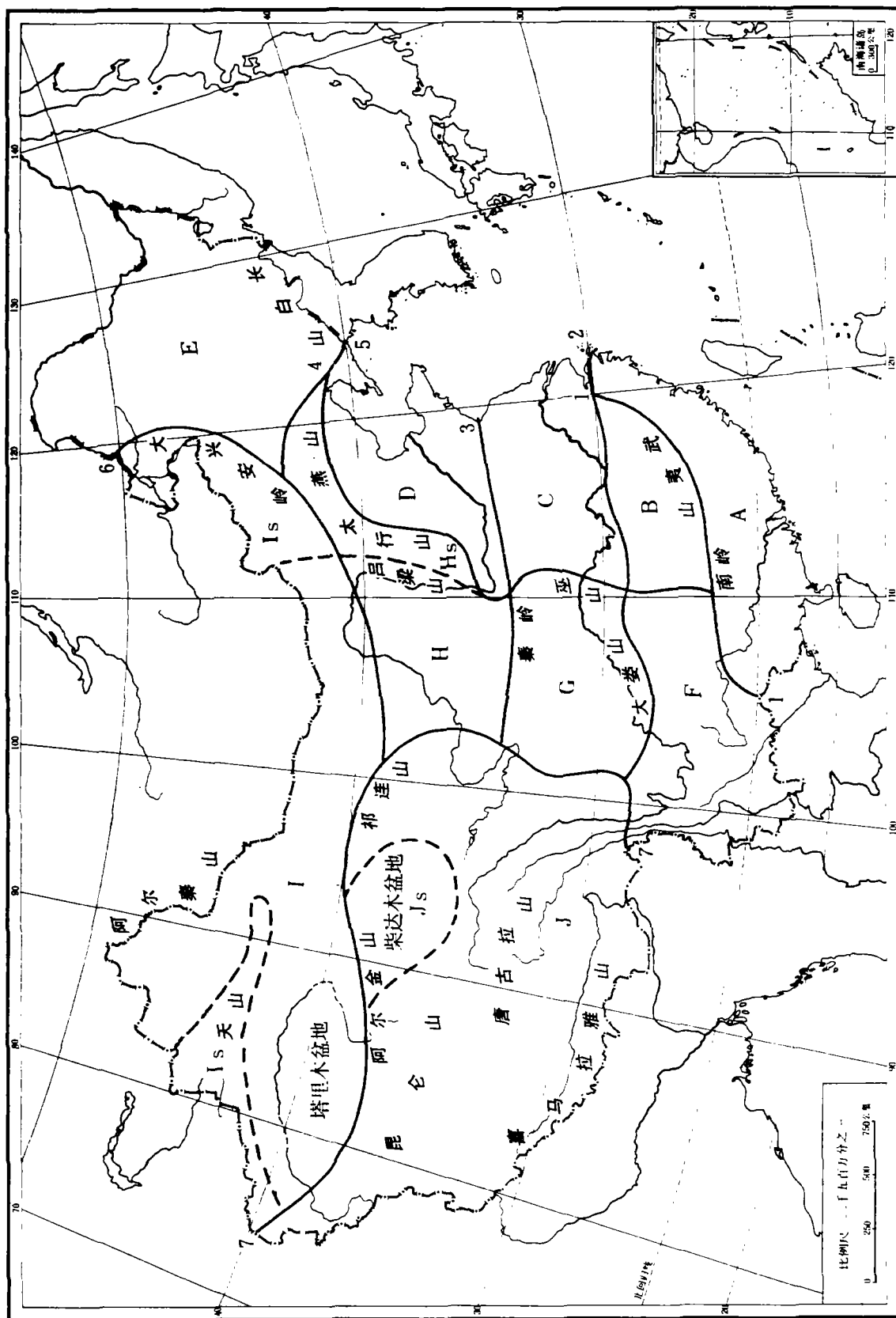


Fig. 2. The regionalization of storm rainfall in China.

6. 线 6 自大兴安岭向西南延伸, 经贺兰山至祁连山, 大致相当于 7 月份 850(hPa) 上的西风槽线, 也可以看成我国夏季风的北界。

7. 线 7 大致与 3000m 地形等高线一致, 它所包围的地区(青藏高原)即使在盛夏, 平均可降水量仅在 15mm 以下。24h 点雨量极值除个别测站出现较大的雷阵雨外, 很少超过 50mm。

## (二) 相关分析

在天气气候学方法划分的基础上, 计算各区的区域指数。所谓区域指数, 是指某一区域的平均面雨量(年的或 5—9 月的)。对 K 区而言, 设 X 为区域指数, 则据定义有

$$X_{Ki} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n P_{ij}$$

其中  $i$  为第  $i$  年(共选取 25 年资料);  $n$  为区域内均匀分布的雨量站数;  $P_{ij}$  为第  $i$  年第  $j$  个站的年雨量(或 5—9 月总雨量)。

令 K 区域内所研究站点的年降水量(或 5—9 月总雨量)与区域指数之间的相关系数为  $r$ , 则

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{25} (X_{Ki} - \bar{X}_{Ki})(P_{ij} - \bar{P}_{ij})}{\left[ \sum_{i=1}^{25} (X_{Ki} - \bar{X}_{Ki})^2 \cdot \sum_{i=1}^{25} (P_{ij} - \bar{P}_{ij})^2 \right]^{1/2}}$$

考虑到资料条件与暴雨常发生区, 我们只对我国东部各暴雨区进行了计算。计算结果指出, B、C、D、E 诸区内相关系数值很高, 最大值达 0.7849—0.8658, 表现为明显的气候一致区; 而 A、G、F 区相关系数很低, 绝大多数站达不到显著性水平。在两个区域的交界处或边缘区, 我们根据站点的年降水量与区域指数之间的相关性是否显著, 对区域边界加以合理调整。如果相关系数通过显著性水平(置信度  $\alpha = 0.05$ ), 则将该站并入同一暴雨气候区, 否则并入另一区, 或者将该站置于分界线上。例如, 在表 1 中, 江陵、黄山、杭州应并入 C 区, 而长沙、修水、景德镇应并入 B 区; 在表 2 中, 洛阳、开封、临沂应并入 D 区, 而驻马店、宿县应并入 C 区。至于商丘则应置于分界线上。

表 1 B 区与 C 区分界处各站年雨量与区域指数之间的相关系数

Tab. 1 The correlation coefficient of the areal rainfall index with annual precipitation at every station, locating near the boundary between region C and B

相关系数	江陵	长沙	修水	景德镇	黄山	杭州
$r_C$	0.5966	0.2713	0.1946	0.3891	0.6176	0.4532
$r_B$	0.3668	0.8658	0.5439	0.4402	-0.0512	0.3072

各区域指数之间的相关系数很小, 均达不到显著性水平。这说明, 各区面平均雨量互不相关。

## (三) 聚类分析

表2 C区与D区分界处各站年雨量与区域指数之间的相关系数

Tab. 2 The correlation coefficient of the areal rainfall index with annual precipitation at every station, locating near the boundary between region C and D

相关系数	洛阳	开封	驻马店	商丘	宿县	临沂
$r_D$	0.3846	0.4678	0.1358	0.2187	0.2157	0.3962
$r_C$	0.3280	0.3613	0.5249	0.3261	0.5203	0.2779

聚类分析是目前数理统计中研究“物以类聚”使用最多的一种方法。本节采用系统聚类法 (Hierarchical clustering Methods) 中的最短距离法<sup>[7]</sup>, 对暴雨进行分区。

首先将所有样品 (25 年 54 站 24h 暴雨年最大值, 这些站均匀地分布在我国 26°N 以北, 40°N 以南, 105°E 以东的地区) 各自看成一类, 这时, 类与类之间的距离与样品之间的距离是等价的。各样品之间的距离为:

$$d_{ij} = \left[ \sum_{k=1}^{25} (x_{ik} - x_{jk})^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

此处,  $d_{ij}$  为欧氏距离,  $x$  为 24h 暴雨年最大值,  $i, j$  分别表示两个站。然后将样品间距离最小的两个站合并为一类, 记作

$$G_r = \{G_p, G_q\} \quad (2)$$

此处,  $p, q$  表示样品间距离最小的两个站;  $G_r$  表示新类。重新计算新类与其他类之间的距离。对任意类  $K$ , 新类与它的距离为:

$$D_{rK} = \min\{D_{pK}, D_{qK}\} \quad (3)$$

重覆步骤(2)、(3), 按类与类之间的最小距离逐步归类, 这样每次减少一类, 直至所有的样品均被分类为止。

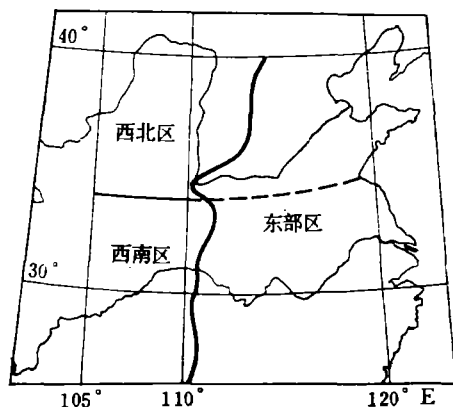


图3 用聚类分析法得出的暴雨分区  
(研究区: 26°N 以北, 40°N 以南, 105°E 以东)

Fig. 3 The regionalization of storm rainfall by using Hierarchical clustering method  
(study area: East of 105°E, North of 26°N, South of 40°N)

分类结果表明,上述研究区可分为西北、西南、东部三个大区,如图 3 所示。其中,沿太行山南下的暴雨分界线与图 2 中的线 4 中段基本一致,而沿秦岭向西走向的分界线与图 2 中的线 3 重合。西北区暴雨最小(实测暴雨记录,不包括调查值),相当于图 2 中的 H 区(黄土高原区)和 Hs 区(太行山背风坡)。东部区暴雨最大,相当于图 2 中的 C 区(江淮区)和 D 区(华北区)。西南区暴雨略小于东部区,相当于图 2 中的 G 区(四川盆地区)。

实际上,聚类分析是把样品相近(在数值上)的站划分为一类。对于各类间样品数值相差明显的,分类就清楚,界限明确。例如,本文中西北地区的降水量明显小于其他地区,24h 年最大暴雨均值在 70mm 以下;而其他地区则在 80mm 以上。表 3 为区内外诸站样品间欧氏距离之比较。可见,区内与区外样品间的欧氏距离相差较大,分界明确。

表 3 区内外样品间欧氏距离之比较\*(选例)

Tab. 3 A comparison of Euclian distances between Some selected samples in the same and different regions

地名	石家庄	北京	安阳	原平	太原	榆林
北京	(201.9)					
安阳	(205.5)	(167.8)				
原平	260.2	256.1	260.7			
太原	300.2	264.0	277.0	(156.5)		
榆林	252.5	265.6	246.8	(130.7)	(191.0)	
延安	236.7	230.3	222.6	(149.6)	(170.8)	(114.5)

\* 带有括号的数值表示区内距离,即所对应的两站同区;无括号者表示区外距离,即所对应的两站不同区。

然而,形成暴雨的因素是复杂的,不仅有不同尺度的暴雨天气系统的影响,而且还有局地因素(如地形、海拔高度、海陆性质对比等)的作用,这就使得同区各站的暴雨量表现出非均匀分布,也就是说,同区内各站暴雨量之间的欧氏距离也要发生变化。如果这种变化(即区内站间的欧氏距离)远小于区间(即区内站与区外站间的欧氏距离)变化时,就不影响聚类分析效果。如果这两种变化的量值接近时,甚至区内欧氏距离的变化比区与区之间的变化还大时,就会给聚类分析造成困难,这样聚类得出的分区界线模糊不清,甚至分不出区,例如,我国东部在这种情况下,就需要借助物理成因法或天气气候学方法,亦即:根据暴雨天气系统、发生季节、地形因子以及物理量等对暴雨进行分区。

根据上述原则和方法,最后将全国划分为十个暴雨气候区和四个副区,即:东南沿海区(A)、湘赣区(B)、江淮区(C)、华北区(D)、东北区(E)、云贵高原区(F)、四川盆地区(G)、黄土高原区(H)、蒙新区(I)、青藏高原区(J),见图 2。

### 三、各区暴雨特征

#### 1. 华南沿海区 (A)

本区西北以武夷山、南岭为界,西部与云贵高原相接,包括浙江南部、福建、广东、广西、台湾、海南岛,是我国暴雨频数最高的地区。旬降水量和暴雨日数的年变曲线为双峰型(图4,广州),第一峰值出现在5—6月,第二峰值出现在8—9月。

前汛期(5—6月)暴雨范围广、历时长、总降水量大,多为锋面和西风带系统所引起。例如,1966年6月10—25日福建连续降水15天,部分县站雨量达400—700mm,比常年同期多2.3倍<sup>1)</sup>。1977年5月26—31日广东海、陆丰持续性大暴雨,5天雨量达1169mm,相当年平均降水量的62%,陆丰白石门水库5天雨量达1461mm,这是一次与锋面、切变线——低空急流相伴随的大范围暴雨<sup>[9]</sup>。

后汛期(8—9月)以台风暴雨为主。如1963年台风暴雨,广东省乐东县尖峰岭24h点雨量达777mm。台湾省新寮1967年10月16—19日台风暴雨24h最大点雨量达1672mm,三天雨量竟达2749mm,居全国之冠<sup>[9]</sup>。

#### 2. 湘赣区 (B)

本区是暴雨的相对低值区,其形成原因有二:1)武夷山、南岭对自南方来的水汽的屏蔽和对台风的削弱作用很强;2)4—6月中旬极锋多在华南沿海,雨带轴线位于南岭以南。6月下旬起,随着副热带急流和副高的突然北进,极锋也被推进到江淮流域,本区受副高边缘控制,与地面气旋波动顶点相应的暴雨中心很少能落在本区内(亦即气旋波路径已北移)。故有人认为,本区北界存在着一条无形的“分水岭”<sup>[10]</sup>。

本区平均旬雨量和暴雨日数年变曲线呈双峰型。峰值出现在5月和6月中旬或下旬(图4,赣州)。24h暴雨极值为300—500mm。暴雨系统多为低涡切变线。例如,1964年6月10—15日曾发生过一场冷式涡切变暴雨。江西瑞金、沙垄七日最大点雨量为499mm,赣江棉津站最大洪峰流量达15200m<sup>3</sup>/s,赣州、万安县城均被淹。

台风暴雨一般发生在8—9月,由于它很少在本区停留,故暴雨过程降水总量与洪水均不如梅雨锋暴雨大。

#### 3. 江淮区 (C)

本区包括长江中下游和淮河流域。平均旬雨量与暴雨日数年变曲线呈三峰型(图4,汉口)。特大暴雨是梅雨锋(低涡切变)和台风所引起。梅雨锋暴雨强度远比台风的小,但梅雨锋系稳定,降水范围广,持续时间长,暴雨频数高。例如,1931年7月和1954年7月江淮流域雨期持久,雨带呈东西向,绵延千里,酿成严重洪涝灾害<sup>[11,12]</sup>。1983年梅雨从6月19日起至7月21日止,共32天,其中发生过多次暴雨过程,长江中下游亦发生特大洪水。

台风暴雨24h极值可达800—1000mm且多发生在8—9月。1975年8月5—7日豫西林庄台风暴雨24h雨量达1060mm,三天最大雨量达1605mm,导致溃堤垮库,引起毁灭

1) 陈汉耀,试论华南前汛期(4—6月)暴雨气候的若干基本特征,福建省气象科学研究所,1981.12。



性灾害<sup>[13]</sup>。

#### 4. 华北区 (D)

本区包括燕山以南、太行山以东、秦岭和沂蒙山区以北的广大地区。平均旬雨量和暴雨日数年变曲线呈单峰型。降水主要集中在 7—8 月份。24h 暴雨极值可达 300—400 mm, 500mm 以上者亦不少见。

本区暴雨天气尺度系统有低涡、低槽冷锋、暖锋切变、黄河气旋以及台风等。1963 年 8 月上旬海河流域低涡暴雨, 持续近十天, 大暴雨中心发生在太行山以东、燕山南麓的迎风坡。獐犸站 24h 最大降水量为 950mm, 过程总降水量为 2051mm<sup>[14]</sup>。

据统计, 华北 60% 以上的暴雨出现在山脉迎风坡, 暴雨落在背风坡者只占 5.4%, 而且暴雨量及频数显著减少。因此, 我们把燕山以北、太行山以西和黄土高原以东的地区作为 H 区的一个副区, 即 H<sub>1</sub> 区(图 4、太原)。这是由于此副区和 H 区均处于平均西风带低槽前部的缘故。

#### 5. 东北区 (E)

本区地处太平洋西北岸, 东有小兴安岭, 东南为长白山, 西部为大兴安岭, 辽南濒黄海与渤海, 中部为东北平原。7—8 月份盛行东南或西南季风, 水汽丰沛, 暴雨频繁。暴雨分布特点是山地雨量大于平原, 迎风坡大于背风坡。平均旬雨量和暴雨日数年变曲线为单峰型(图 4, 哈尔滨)。据统计<sup>1)</sup>, 辽宁大于 200mm/d 的暴雨 90% 出现在 7—8 月份, 24h 暴雨极值可还 600—900mm。

暴雨系统主要是台风、黄河气旋、江淮气旋等。例如, 1960 年 8 月 1—5 日由于高空低槽与台风迎合, 在太子河、浑河、鸭绿江发生过一次近百年来罕见的特大暴雨。暴雨中心位于长白山西北侧, 大于 200mm/d 的等雨量线笼罩面积达 17950km<sup>2</sup>。辽阳、海城等县广大地区一片汪洋。

大兴安岭西侧背风坡及内蒙古高原东部地区位于西风带低槽后部, 水汽稀少, 降水量很小, 我们把它作为 I 区的一个副区 (I<sub>1</sub>)。

#### 6. 云贵高原区 (F)

本区东界武陵山、都庞岭、南抵广西, 北界大娄山、大凉山, 西至我国国境。平均海拔为 1000—2500m。河谷呈南北向或西北—东南向。雨量分布极不均匀, 多分散的孤立暴雨中心, 24h 暴雨极值为 100—250mm, 迎风坡雨量可达 300—380mm/24h。1976 年 5 月 23—24 日罗甸暴雨, 中心点雨量达 336.7mm<sup>2)</sup>。

暴雨主要集中在 5—9 月。桂林暴雨却集中在 4—6 月(图 4, 桂林)。这与桂林的特殊地形有关。桂林北面为海拔 2000m 左右的连绵山岭, 东有都庞岭, 西有驾桥岭和瑶山, 形成一个朝南开口的地形喇叭口。春末夏初, 当南支槽发展东移时, 低空偏南暖湿气流自海上向北输送, 由于地形的抬升与辐合, 极易造成暴雨。1978 年 5 月 26—28 日桂北大暴雨中心正好位于这个地形喇叭口内<sup>[15]</sup>。24h 雨量为 330mm, 桂林雨量达 100mm 以上。

本区暴雨天气系统主要是低涡切变线。1966 年 8 月 19—27 日是一次低涡切变线暴雨的例子。虽然 24h 雨量只有 60—90mm, 但持续时间长, 大暴雨范围几乎遍及全区和

1) 刘珍茂, 辽宁省大暴雨气候分析, 辽宁暴雨专辑之一, 辽宁省气象研究所, 1984, 3—27。

2) 黔南州气象台, 罗甸“76.5”特大暴雨分析, 贵州气象, 3 期, 1979。

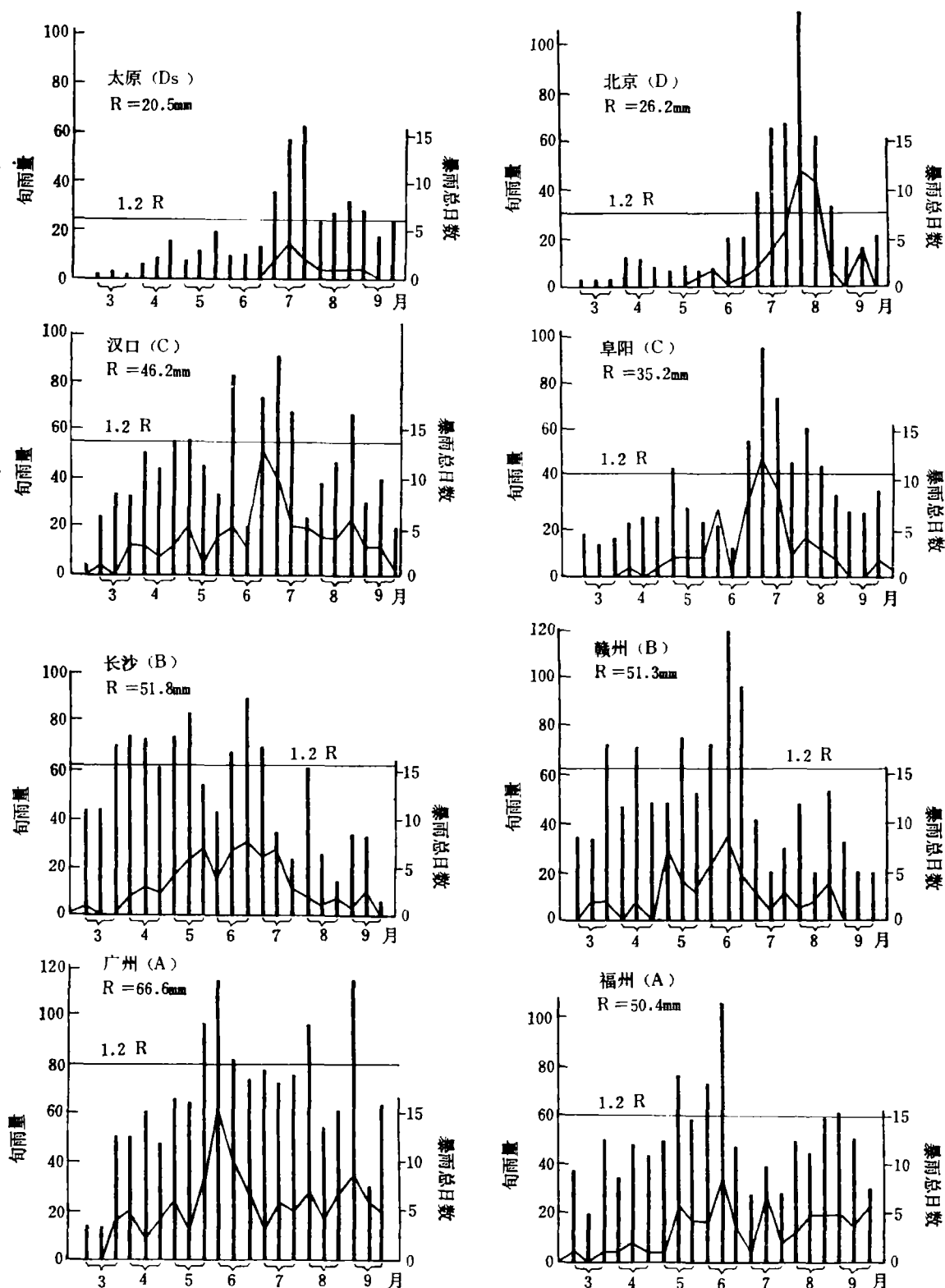
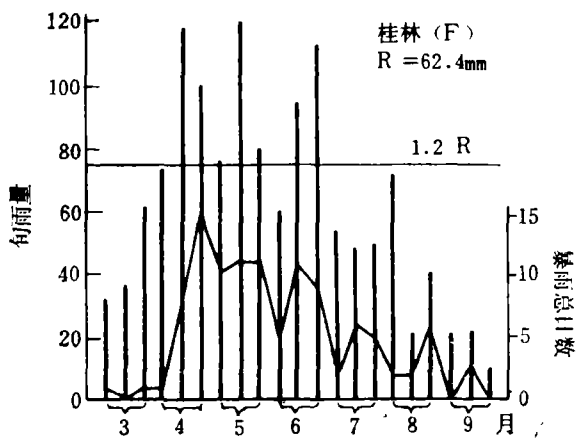
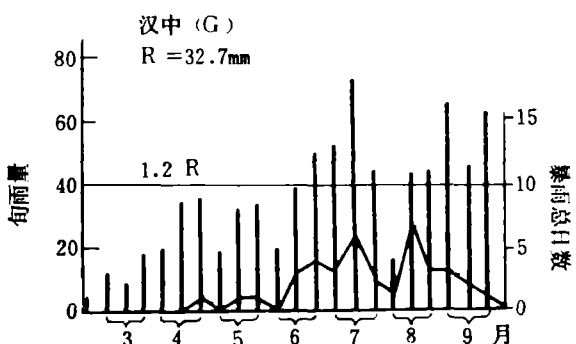
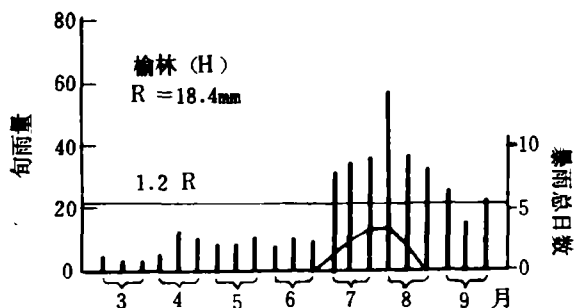
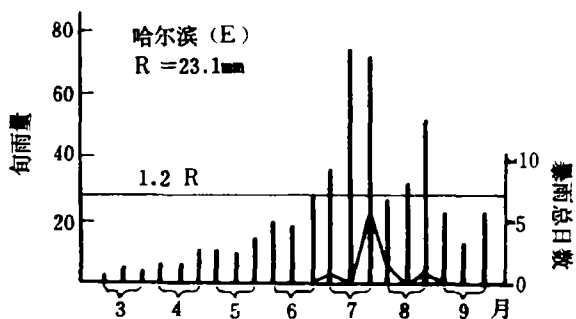
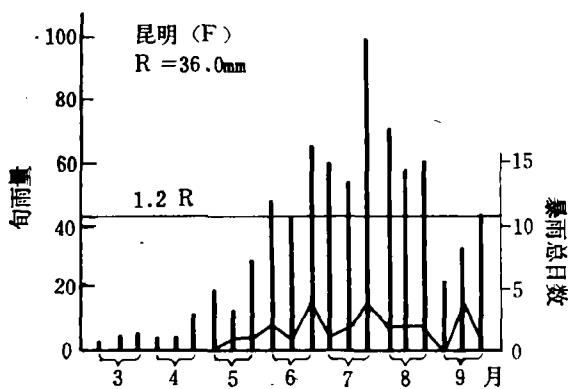
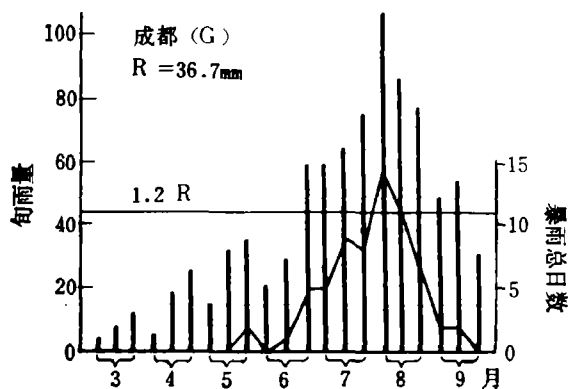
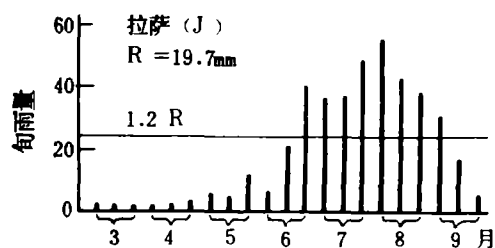
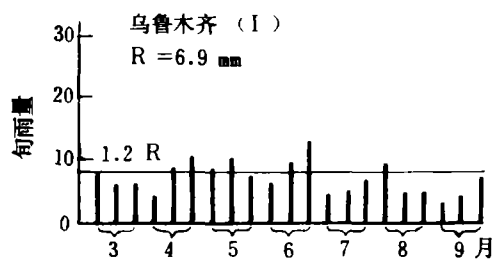


图4 北京等站平均旬雨量

[折线为暴雨总日数;粗竖线为平均逐

Fig. 4. Annual variation of averaged ten-day rainfall



和暴雨总日数年变化

旬雨量;  $\bar{R}$  为多年(1951—1970年)平均旬雨量]

and days of storm-rain at Beijing station etc

b

青藏高原东部,怒江、澜沧江、金沙江各断面,均出现了持久的洪峰。

#### 7. 四川盆地地区(G)

本区包括四川盆地和汉江上游。当西太平洋副高脊线北移到 $25^{\circ}\text{N}$ 时,四川盆地乃进入暴雨季节。旬雨量和暴雨日数年分布曲线呈单峰型(图4,成都)。大暴雨主要集中在6—8月。川西和川北,24h点雨量极值为400—500mm,盆地中部为200—300mm。川西暴雨远大于川东。暴雨最大频率中心位于盆地西部绵阳、温江、乐山和雅安等地区。

导致四川暴雨的天气尺度系统主要是西南低涡和低槽冷锋。大暴雨持续时间为2—5d。1981年7月12—14日是一次川西北低涡暴雨的例子。雨区轴线呈东北—西南向,中心在金堂、江油、广元一带。上寺站24h雨量为358mm。嘉陵江、涪江、沱江和岷江洪水遭遇,使长江重庆以下出现了1905年以来最大的洪水<sup>[16]</sup>。

川东北渠江和汉江上游旬雨量和暴雨日数分布曲线呈三峰型。夏季(7—8月)暴雨洪水也很大。1583年汉江上游发生过一次特大洪水,以致安康城被毁,后徙城于赵台山下,筑新城。1693年汉水再次暴涨,安康全城淹没,市井为墟。1983年7、8月之交,安康又遭特大暴雨洪水袭击,造成毁灭性灾害<sup>1)</sup>。

“巴山夜雨涨秋池”是这里的又一气候特色。秋季(9月至10月上旬)暴雨持续虽长,但强度远小于夏季(图4,汉中)。1960年8月29日—9月7日曾发生过一次横向涡切变暴雨,七里壩过程最大雨量达480mm。9月7日丹江口洪峰流量曾达 $26500\text{m}^3/\text{s}$ 。

#### 8. 黄土高原区(H)

本区南界秦岭,东界吕梁山,北界大致与夏季风的北界一致,西与祁连山和青藏高原东缘相接,属半干旱气候。暴雨主要集中在6—9月。暴雨天气尺度系统多为冷锋、低涡切变线和西风槽。例如,1977年8月1—2日陕西与内蒙古交界处的乌审旗地区曾发生过一次东—西向切变线与高空冷锋相结合的特大暴雨,木多才当10h雨量竟高达1400mm(调查值)<sup>[17]</sup>。1982年7月末至8月初,由于低涡切变线和台风倒槽的影响,东南急流甚强并向本区输送大量暖湿空气,加上地面冷锋的抬升与激发,导致大面积强大暴雨(暴雨极大中心位于黄河三花区间)。四天总雨量在100mm以上的面积达 $13 \times 10^4\text{km}^2$ 。本区大部份地区为暴雨所笼罩。

#### 9. 蒙新区(I)

本区包括内蒙古西部和新疆,南界贺兰山、祁连山、阿尔金山和昆仑山,这与我国自然区划一致<sup>[17]</sup>。本区属典型的内陆干旱气候,降水稀少。4—9月降水量占全年的70—75%。暴雨历时短,很少连续两天出现大一暴雨,而且主要发生在山区。山区雨量与平原相差可达10倍。

暴雨天气尺度系统主要为低涡切变线、西风槽与冷锋。1980年5月23日南疆发生过一次低涡暴雨,和田排孜瓦提水电站附近雨量(19时40分—21时)达130mm,洪水暴涨,农田冲毁,民房倒塌<sup>2)</sup>。

山区不仅降水量比平原大,而且暴雨次数也较平原多。因此,我们把天山山区划为一

1) 骆承政,从历史上的洪水灾害看安康83.8特大洪水,江苏水利科技·水文专刊,1984.2,61—65。

2) 李一寰,1982年8月黄河洪水的暴雨天气形势和主要天气系统,黄委会水文局,1983。

3) 韦克范,和田地区大降水的气候特征,“新疆气象”,1983年12月,9—11。

个副区(I<sub>4</sub>)。

#### 10. 青藏高原区(J)

以 3000 m 地形等高线所包围的青藏高原可作为一个独立的气候一致区。由于海拔高以及地形对水汽的屏蔽作用,水汽含量极少,降水量也很小。24h 点雨量极值一般只有 40—60mm 左右,藏南大于藏北。楚玛尔河沿、雁石坪、羊八井也曾出现过短历时、小范围的对流性暴雨<sup>[18]</sup>。高原东南角迎风坡,暖湿气流常沿横断山系河谷吹向高原,造成较大暴雨。如察隅,1970 年 3 月 30 日曾下降 120mm/24h。

暴雨系统主要是低涡切变线或北槽南涡。1966 年 8 月 20—25 日曾发生过一次较强的低涡降水过程,三天雨量达 30.9mm,托托河洪峰流量达 750m<sup>3</sup>/s<sup>[18]</sup>。

柴达木盆地位于昆仑山之北,属背风坡,下沉运动强,气候十分干燥,年雨量只不过 20—50mm,一次大雨也不过 20mm,雨量变差系数 C<sub>v</sub> 值高达 0.7—0.9,是我国雨量最少的地区之一,故将它划为一个副区(J<sub>1</sub>)。

## 四、结 束 语

采用天气气候学与统计分析(相关、聚类分析)相结合的方法,划分暴雨区比较合理,既能定量地划分暴雨区的边界,又能综合地反映暴雨成因。但本文只是从宏观上确定十个暴雨气候一致区,其实,每个气候一致区内暴雨的分布也是不均匀的,因此还可再作二级区分,不过这应看分区的目的而定。

我国幅员辽阔,地形复杂,暴雨系统多种多样,暴雨的季节性、区域性十分明显。分区研究暴雨,尤其是持续性大暴雨的物理成因、时空分布规律、地形影响,对灾害性天气气候预报、暴雨洪水计算以及水资源的开发与利用具有重要意义,值得进一步深入。

## 参 考 文 献

- [1] 詹道江、邹进上,水文,(1),1985 年,1—7。
- [2] 邹进上,陕西气象,1984 年 10 月,8—17。
- [3] 朱炳海,南京大学学报(自然科学版),(4),1957,1—21。
- [4] 周玉孚、冯丽文、徐淑英,地理集刊,第 11 号,1979,50—64。
- [5] 吉野正敏、千葉长,地理学评论,57,8 号,1984,583—590。
- [6] 王家祁,水文,(1),1985,44—45。
- [7] 方开泰,数学的实践与认识,(1),1978,60—80,(2),1978,54—62。
- [8] 包登澜、王德瀚等,暴雨的分析与预报,农业出版社,1981,94—100。
- [9] 陶诗言等,中国之暴雨,科学出版社,1980,199—204。
- [10] 盛承禹,气候学论文集,南京大学出版社,1985,73—78。
- [11] 吕炯,地理学报,20(1),1954,83—94。
- [12] 陈汉耀,气象学报,28(1),1957,1—12。
- [13] 丁一汇、蔡则怡、李吉顺,大气科学,2(4),1978,276—289。
- [14] Zhan Daojiang and Zhou Jinshang, *Journal of Hydrology*, 68, 1984, 285—293。
- [15] 余志豪、陈良栋,华南前汛期暴雨文集,气象出版社,1981,89—99。
- [16] 詹道江、邹进上,可能最大暴雨与洪水,水利电力出版社,1983,214—226。
- [17] Zhao Songqiao, *Comprehensive Physical Geography in China*, "Geography in China", Science Press, Beijing, China, 1984, 1--16。
- [18] 南京大学气象系 756 科研协作组,气象科技资料,1977 年天气分析、预报附刊,1977,13—33。

## A PRELIMINARY STUDY ON THE DEMARCATION OF RAIN STORMS IN CHINA

Zou Jinshang, Wang Meihua, Zhang Wei

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University*)

**Key words:** Rainstorms in China, The regionalization of rainstorms, Homogeneous rainstorm climate regions.

### Abstract

Based on the average and extreme values of maximum 24-hr rainfall for the last 30 years at hydrological and meteorological stations in China, the demarcation of severe rainstorms in China is investigated. The intensities and seasonal distribution features of severe rainstorms, weather systems and the direction of water vapour transfer and some geographical factors, including topography, elevation and the contrast nature of sea and continent, are comprehensively considered for demarcation.

First of all, based on synoptic climatology, ten regions, where rainstorms occur, may be preliminarily delimited.

Secondly, by calculating the areal rainfall index of each region, the correlation coefficient of the areal rainfall index with annual rainfall (or precipitation in May-Aug.) at every station in a given region can be computed. If the correlation coefficient reaches the level of significance ( $\alpha=0.05$ ) it means that the station belongs in the same climate region.

Finally, ten homogeneous climate regions of severe rain storms and four subregions are delimited. The genesis of rainstorms and its characteristics in each of the regions are briefly described.