

# 臺灣雨量極端變化之分析及預測\*

魏 元 恒 蕭 長 庚 鄭 春 臺

## *An Analysis and Prediction of Extreme Changes of Precipitation in Taiwan*

*Yuan-heng Wei, Chang-keng Hsiao, Chun-tai Cheng*

### ABSTRACT

1. From long yearly rainfall records we have found three peaks of rainfall in the annual variation of precipitation at Taipei. They are fore-plum rain, plum rain and summer rain, appearing in March, June, and August respectively. Their initial and ending dates can be defined according to pentad (5 day) rainfalls. This type of 3 peak rainfall predominates from the northern coast to Taichung. The rainfall has double peaks at Tainan, and only one at Hengchun. As for East Taiwan, there is a single peak appearing in Sepetmber at Hwalian, but two appearing in July and September at Taitung.

2. With spectrum analysis and the equations of autocorrelation, we computed out five significant waves in the annual variation of pentad rainfall in Taiwan. Those periods are 12 months, 6 months, 52 days, 25 days and 15 days.

3. The coefficients of correlation between winter and summer rainfalls and between spring and autumn rainfalls are negative significantly. We will have much rainfall in summer (autumn) if we had little in winter (spring).

4. The frequency distribution of extreme daily rainfall at Taipei is close to mesokurtic, its coefficient of skewness is 1.04, but its coefficient of kurtosis is more than 3. At Taichung, the coefficient of skewness is almost 2, a great positive skew, and its coefficient of kurtosis is 8.86, much higher than that of Taipei, a big liptokurtic.

5. The extreme rainfall at Taipei varies logarithmically, that conforms to Gumbel's equation. The forecast of extreme daily rainfalls in Taiwan and their frequencies are Computed by Gumbel's equation. The possible frequency of extreme daily rainfall of more than 350.0mm at Taipei is 1%. Most extreme daily rainfalls come between 80mm and 200mm and their possible frequency is 81.5%.

6. The maximum annual rainfalls in Taiwan are caused mainly by Typhoons, a few of them by stationary fronts. The absence of Typhoons and fronts brings here drought, the minimun annual rainfalls.

\* 本研究之完成，曾得國家科學委員會之補助。

## 一、前言

降水量之長期預測，對國家經濟建設，深具重要性。而雨量之極端變化，可導致澇旱，關係國計民生更巨。臺灣雨量異常變化，係由於各種降水系統之特殊變化所致。降水可由一個氣象因素或多個因素重疊而形成豪雨及長時間之持續。降水系統之異常，亦可導致相反之效果，而造成旱災。

本文首先說明臺灣雨量之特性，如雨量之時間分配，頻率分配，及雨時分析。再進一步，分析其持續性及週期。次就臺灣雨量之極端值，尋求其形成及變化原因。此項分析分兩方面，一為大氣環流與極端雨量，二為臺灣極端雨量之個別研究。

## 二、研究方法

### (一) 使用資料：

本文使用之資料主要包括有臺北、臺中、臺南、恆春、臺東及花蓮六個測站，其種類有五種分述於下。其一為選用十年(1961-1970)逐日雨量按全年73候畫分，統計得出候雨量，分析其雨量年變化。其二為選用1897-1970年間之月雨量，算出各測站四季之雨量，12, 1及2月為冬季，3, 4及5月為春季，6, 7及8月為夏季，9, 10及11月為秋季。利用此季雨量做雨量週期分析，並利用1927-1970，44年之月雨量作偏態及峯度分析。其三為選用臺北、臺中1897-1973年之逐年最大雨量分析極端雨量值。其四為臺北1954-1973年之雨時，分析臺北之每一雨日之雨時數。其五為選用1897-1970年間之各測站年雨量，作週期分析。

### (二) 使用公式

本文中使用公式大體上可分為三類，其一為頻率分配公式，其二為週期分析公式，其三為極端值分析公式，茲分別敍述於左。

$$C_i = \sqrt{\left\{ \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n [x_t \sin(\frac{360^\circ}{p} i t)] \right\}^2 + \left\{ \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n [x_t \cos(\frac{360^\circ}{p} i t)] \right\}^2} \quad (4)$$

式中  $t$  表時間序數， $p$  為基本週期，其他符號同公式(2), (3)。

調和分析之變異數(Variance)公式表示如下

$$V_i = C_i^2 / 2\sigma^2 \quad (5)$$

3. 極端值分析公式，欲估計極端雨之頻率，可使用Gumbel之分配<sup>(1)</sup>經驗公式列如下。

$$y = 1.283(x - \bar{x})/\sigma + 0.577 \quad (6)$$

式中  $\bar{x}$  為雨量平均值， $\sigma$  為標準偏差

1. 頻率分配公式，茲採用動差(Moments)公式，動差係用於分析  $N$  次觀測值  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$  之頻率分配，各觀測值對一假設值  $x_0$  之差距如以  $x_1', x_2', x_3', \dots, x_n'$  表示，則其對  $x_0$  頻率分配之  $j$  級動差可寫為

$$m_j' = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i')^j$$

在本文中令假設值  $x_0 = \text{平均值 } \bar{x}$  則有利於計算雨量之偏態係數及峯度係數，故第  $j$  級動差公式可寫如下(前者為未分組資料，後者為分組資料， $f_i$  為頻率)

$$m_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k f_i (x_i - \bar{x})^j \dots \quad (1)$$

2. 週期分析公式，採用自相關係數，波譜及調和分析公式，茲列於下。

根據 Brook<sup>(1)</sup> 自相關係數公式表示如下

$$R_\eta = \frac{\sum_{i=1}^{n-\eta} (x_i - \bar{x})(x_{i+\eta} - \bar{x})}{\sigma_x^2(n-\eta)} \dots \quad (2)$$

式中  $x$  為變數，即觀測值， $\bar{x}$  為平均值， $\sigma_x$  為  $x$  之標準偏差， $\eta$  為遲帶量， $n$  為資料個數。

根據 Panofsky<sup>(2)</sup> 自相關係數波譜公式表示如下

$$B'_i = \frac{r_0}{m} + \frac{2}{m} \sum_{\eta=1}^{m-1} \left[ r_\eta \cos\left(\frac{360^\circ}{2m} i \eta\right) \right]$$

$$+ \frac{r_m}{m} (-1)^i \dots \quad (3)$$

式中  $i$  為波數， $2m$  為基本週期，其他符號同上式(2)。

調和分析之振幅公式根據 Panofsky<sup>(2)</sup> 表示如下

$$A = n[\exp(-e^{-y})] \dots \quad (7)$$

$A$  為面積， $n$  為頻率年數(總年數)

$$\text{頻率} = A_n - A_{n-1} \dots \quad (8)$$

上式之頻率為降水量在  $y_n - y_{n-1}$  間時出現之次數，此處之  $n$  係指前項與後項，並非指年數。

## 三、臺灣雨量之特性

### (一) 臺灣各地雨量之時間分配

我國位於季風區，一年內之雨量變化，大多為冬乾而夏濕。臺灣位於我國東南部，屬於副熱帶氣候區，由於地形之特殊，南部與北部雨量之季節分配大異。

茲就臺北一地，七十五年（1897-1970）來，雨量之時間分配，所顯示季節性之變化，予以分析，作為標準模式，然後用以與臺灣其他各地作比較，以顯示其他變化。

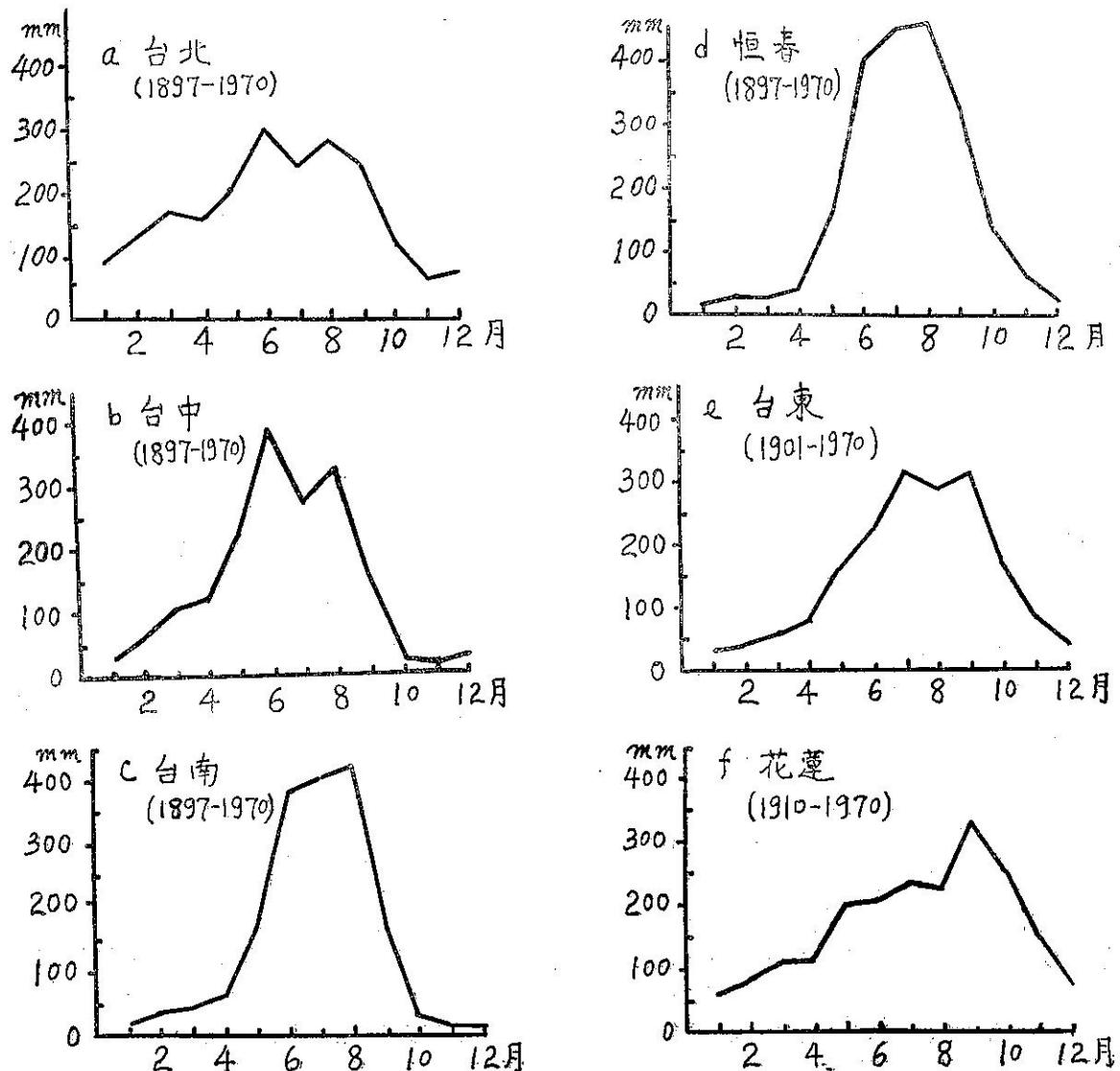
1. 臺北之雨量高峯：臺北一年內各月雨量之變化，由圖一a所示多年來統計之結果，顯示每年有三個雨量高峯：第一高峯出現在三月份；第二高峯在六月份；第三高峯出現在八月份（高峯次序，係依出現先

後月份排列，並無雨量多寡含義）；茲分述於下。

(1)三月份第一雨量高峯雨量為169mm，可稱為「前梅雨」期，因其出現在梅雨前二至三個月，連綿陰雨之情形，與梅雨季相似。此三月份雨量高峯，又多少與出現於安南之交趾細雨（Crachin）相似，且其出現之季節亦相近。

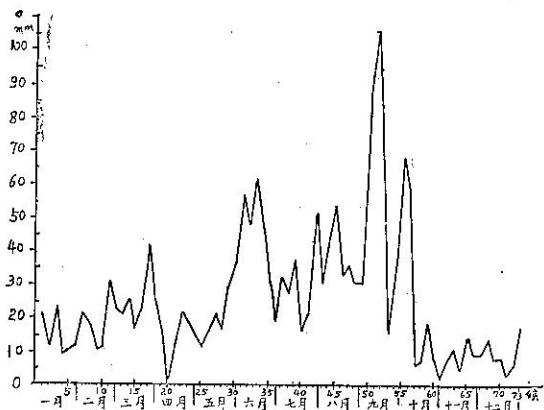
臺北三月份雨量高峯，就候雨量（五日雨量）年變化分析之（參看圖二），約始自三月中，終於四月初，持續約20日，實為春之初之雨期（Rain spell）。惟堪注意者，在大氣環流異常時，使此一雨期加強或延長，即足以產生多雨之害。

(2)六月份第二雨量高峯雨量為300mm，即為「

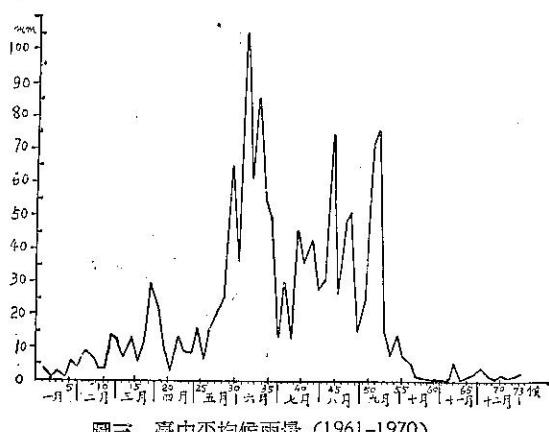


圖一：臺灣各地平均月雨量圖

「梅雨季」，在全年各月雨量變化中，臺北六月份雨量為最多（圖一-a）。就候雨量全年之變化分析之（圖二），顯然可見，此梅雨季始自五月下旬，終於六月下旬（以雨量高峯前後最低點起算），持續約 40 日，故稱之為梅雨季。按所謂「雨季」（Rain season），係指雨量特多在一個月以上者；而「雨期」（Rain spell），係指有連續性降雨在 15 日以上者。臺灣梅雨之形成，主要由於鋒面停留或徘徊於此一地區，若有颱風侵襲，甚易造成豪雨為災。



圖二 臺北平均候雨量 (1961-1970)

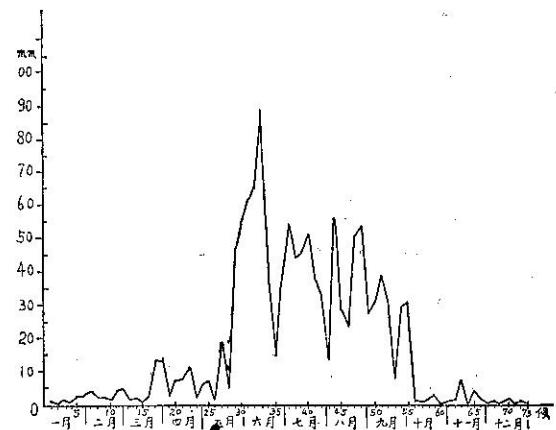


圖三 臺中平均候雨量 (1961-1970)

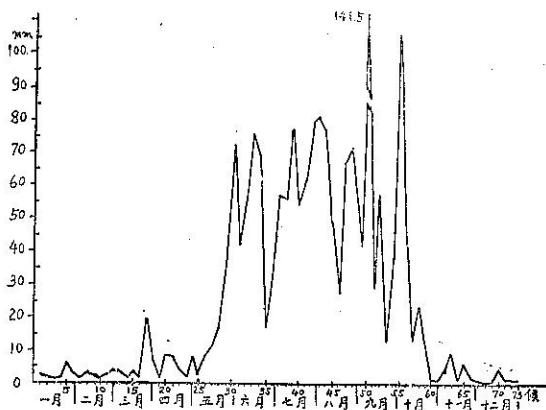
(3)八月份第三雨量高峯雨量為 280mm，可稱為「颱風雨季」，由於八月份為颱風出現最多月份，同時雷雨發生次數亦最多，亦即八月份雨量高峯，係由颱風及雷雨所致；因均係對流性降雨，雨勢極強，集於一短時間，故在高峯附近，常能出現更高峯之雨量，此可在候雨量之年變化中看出（參看圖二）。

2. 臺灣各地之雨量高峯：臺北一地，全年內有三個雨量高峯，可稱為「三峯式」雨型已如上節所述。今再就所選其他五測站，與臺北作一比較如下。

月雨量之年變化臺北每年有三個雨量高峯詳如上述；今再就臺中月雨量變化視之（圖一-b），顯見僅有第二及第三兩個峯，出現月份與臺北相同，惟三月份第一高峯之前梅雨不甚顯著，但在候雨量變化中（圖三）仍可看出，雨量則較少。臺南月雨量變化，僅現八月份第三峯，顯示為單峯式分配；但在候雨量變化中，三峯式仍存在。恒春（圖一-d）與臺南相似，為單峯式，但候雨量分配之情形，較臺南為複雜。



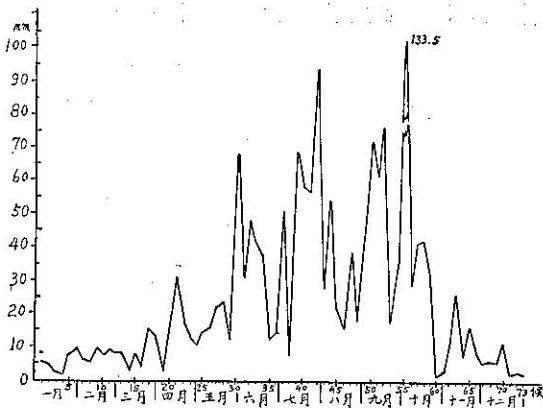
圖四 基隆平均候雨量 (1961-1970)



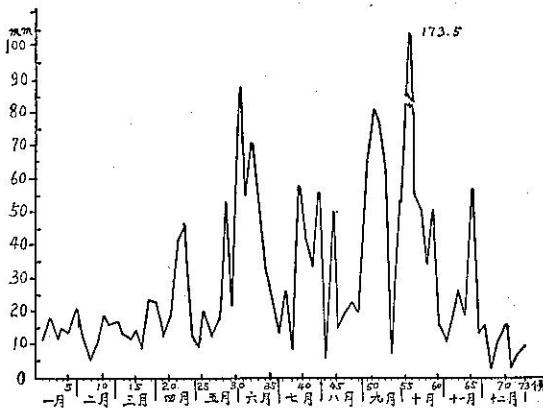
圖五 恒春平均候雨量 (1961-1970)

臺灣東部之花蓮與臺東，月雨量高峯前者為近似單峯式，後者為雙峯式，但出現之月份與臺北大異。花蓮單峯出現在七月與九月，顯示臺灣東部雨量，受颱風之影響為主，就候雨量分配之情形視之（圖六、七），雨量高峯，臺灣東部兩測站，仍有與臺北三峯式相配合者，惟其雨量不多而已。

由以上臺灣各地雨量之季節性分佈可知，臺灣西部受鋒面降雨之影響較大，臺灣東部受颱風降雨之影響較着。



圖六 臺東平均候雨量 (1961-1970)



圖七 花蓮平均候雨量 (1961-1970)

3. 臺灣各地峯雨量促成之因素：造成臺灣大量降雨之天氣系統，主要為颱風，其次為鋒面及雷雨；茲將此三因素，對臺灣雨量之作用分述如下。

(1)臺灣之颱風：侵襲臺灣之颱風，主要在七月、八月、九月等三個月，通稱颱風季，其中以八月份為最多，約佔全年侵臺總數百分之三十一（31%）。颱風侵臺之時間，若以旬計（10日為一句）細分之，則可發現一年內有四個最高點。颱風季內有三個最高點為，七月下旬，八月下旬，九月中旬；另一最高點則在五月下旬，其詳如表一。

颱風侵臺所致之雨量，因地而異，根據1957-1969年之統計，臺北一年內由颱風所致雨量為381mm，臺中為391mm；花蓮為675mm；恒春為591mm。以上各地之颱風雨量，分配於七月份者約佔25%，八月份者約佔23%，九月份者34%；可見颱風雨量，主要集聚於九月份。

表一 侵台颱風（1897-1970）各月及旬之頻率(次數)

月 旬	4	5	6	7	8	9	10	11	合計
上	0	0	6	12	23	21	14	2	
中	0	1	3	22	26	23	2	2	
下	2	10	8	27	31	16	5	1	
月計	2	11	17	61	80	60	21	5	257
%	0.8	4.3	6.6	23.7	31.2	23.3	8.2	1.9	100

(2)臺灣之雷雨：就臺灣各測站（約30個）七十餘年（1889-1960）來雷雨紀錄之統計，臺灣每年雷雨次數最多之地為臺中，年雷雨44次；次多為臺南42次。雷雨最少之地，為臺灣北部之鞍部，年雷雨21次；次少為臺灣東南部之大武，年雷雨亦為21次。每次雷雨之雨量，以5-10mm計，則年雷雨日數為20日者，年雷雨量約為100mm至200mm；年雷雨40日者，年雷雨量約為200mm至400mm。臺灣各地年總雨量約2000mm至3000mm左近；則雷雨約佔總雨量1/10至3/10左近。

臺灣雷雨生成之原因，與各種天氣系統之關係，可分為：鋒面雷雨，熱雷雨，颱風雷雨三種。夏初六月份，以鋒面雷雨為主，約佔各種雷雨90%。盛夏七月及八月以熱雷雨為主，約佔各種雷雨55%。秋初九月份則以颱風雷雨為主，約佔各種雷雨45%。

(3)臺灣之鋒面及低氣壓：鋒面與其發展成之低氣壓，為臺灣多半年雨量，主要之來源。當鋒面在臺灣附近停留或徘徊，即形成臺灣之梅雨。鋒面加強產生波動，形成低氣壓，使臺灣一帶天氣惡劣及大量降雨。就最近十年，產生於華南（27°N以南）及臺灣一帶之低氣壓（包括新生者）次數，列如表二。

表二 華南（27°N以南）及臺灣低氣壓頻率(1955-1967)

類別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
次 數	0.1	0.2	1.2	2.2	3.1	3.2	0.2	-	-	0.2	0.1	0.1	10.2
%	1	2	12	22	30	31	2			2	1	1	10.0

就上表可知，低氣壓出現於梅雨季，五及六兩個月，佔全年60%以上，亦顯示梅雨季時，停留於臺灣一帶之鋒面，活動甚強，雨量豐沛。仲夏七、八、九三個月，鋒面出現甚少，低氣壓之發生幾近於無。○臺灣雨量之頻率分配

為瞭解臺灣雨量之特性，茲就臺灣各地，雨量頻

率分配狀況加以分析。各地雨量頻率分配，是否屬常態分配 (Normal Distribution)，須尋求雨量頻率之偏態 (Skewness) 及峯度 (Kurtosis)。

雨量偏態分配，「平均」大於「衆數」(Mode) 為正偏斜；若「平均」小於「衆數」為負偏斜。由於較大雨量頻率之影響，平均雨量，常大於其最多頻率之雨量。日雨量變化常屬極大偏斜，而年雨量變化，在多雨氣候區，常近於對稱。

雨量峯度，可分析各地雨量次數集中之情形，當兩地雨量有相同之平均及偏斜時，由於其次數集中的情形不一，其峯度亦不同，均由峯度係數中顯出其差異。

為尋求臺灣各地雨量之頻率分配，先須知其動差。動差之種類有二種，一為以任意點為中心之動差，一為以算術平均 (Mean) 為中心之動差。在次數分配中表示資料各種基本性狀有平均數，離差 (Deviation)，偏態係數及峯度係數。其中二、三及四項均可由以算術平均為中心之動差求出，在討論臺灣雨量之次數分配前，先將使用公式列於下。

算術平均為中心之動差公式

$$m_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k f_i (x_i - \bar{x}) = 0 \dots \text{一級動差}$$

$$m_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k f_i (x_i - \bar{x})^2 = \sigma^2 \dots \text{二級動差 (標準差)} \quad (\text{平方})$$

$$m_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k f_i (x_i - \bar{x})^3 \dots \text{三級動差}$$

$$m_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k f_i (x_i - \bar{x})^4 \dots \text{四級動差}$$

式中 n 為資料總數，f 為次數，i 為序數，x 為

資料值， $\bar{x}$  為 x 之平均值， $\sigma$  為標準差。

$$\text{偏態係數 } S_k = \frac{m_3}{\sqrt{m_2^3}} = \frac{\frac{1}{N} \sum (x - \bar{x})^3}{\sigma^3} \dots \dots \dots (9)$$

$$\text{峯度係數 } K = \frac{m_4}{m_2^2} = \frac{\frac{1}{N} \sum (x - \bar{x})^4}{\sigma^4} \dots \dots \dots (10)$$

今用以上公式將臺北、臺中、臺南、恆春、臺東及花蓮六測站之年雨量，月雨量及臺北、臺中極端日雨量之資料予以代入，求出之結果列如表三。

自表三中可以看出，臺北年雨量歷年來 (75年) 之變動最為穩定，其標準差在六測站中最小，雨量分配為偏斜之狀態，其正偏斜之情形大於臺中、恆春及花蓮，但小於臺南及臺東。根據 Croxton 及 Cowden 兩人之意見，認為  $S_k$  絕對值大於 2 時，頻率分配之偏態即相當顯著。在峯度方面，常態峯 (Mesokuric) 其係數等於 3 (即常態分配)，係數大於 3 者為高狹峯 (Leptokurtic)，係數小於 3 者為低濶峯 (Platykurtic)。由此看來臺北年雨量之峯度屬於低濶峯，在偏態方面以恆春年雨量偏度最小，而峯度則以花蓮之年雨量最近於常態峯。至於月雨量方面，臺北之偏態係數最小，峯度係數亦最小，係屬低濶峯。可見臺北雨量極端變化不大，雨量平穩，其他各地雨量變化則比臺北大甚多，其峯度係數均大於 3 甚多。臺北極端日雨量頻率之分配係近於常態分配，其偏態係數僅 10.4，而峯度係數則大於 3，屬於高狹峯，臺中之極端日雨量平均值及標準差均大於臺北，偏態係數趨近於 2，可見有甚大之正偏斜情況存在，峯度係數達 8.86，亦為高狹峯，其高狹之程度大於臺北甚多。

表三 臺灣各地雨量之平均，標準差，偏態係數及峯度係數

種類	名稱 \ 地點	臺 北	臺 中	臺 南	恆 春	臺 東	花 蓮
年 雨 量	資料年代	1897-1971	1897-1971	1897-1971	1897-1971	1901-1971	1910-1971
	平均值 mm	2084.1	1730.9	1761.3	2229.6	1828.9	2069.8
	標準差 mm	368.1	470.5	510.4	532.7	454.2	439.5
	偏態係數	0.33	0.27	0.56	0.12	0.52	0.32
月 雨 量	峯度係數	2.56	2.05	3.73	3.25	3.24	3.04
	資料年代	1927-1970	1927-1970	1927-1970	1927-1970	1927-1970	1927-1970
	平均值 mm	173.4	146.1	154.4	192.8	150.9	175.5
	標準差 mm	134.6	185.3	231.3	271.6	176.3	172.8
	偏態係數	1.41	2.07	2.53	2.43	2.30	2.81
	峯度係數	2.53	8.06	12.18	11.23	9.97	13.04

極 端 日 雨 量	資料年代	1897-1973	1897-1973				
	平均值 mm	158.7	195.0				
	標準差 mm	63.1	95.6				
	偏態係數	1.04	1.87				
	峯度係數	3.85	8.86				

#### 四、臺灣雨量之週期及持續性

##### (一)雨量之週期性

就表四臺灣各地，依四季雨量及年雨量，所作之波譜分析 (Spectrum analysis)，選 2 年及 11 年兩個週期，就各測站出現之波幅 ( $C_i$ ) 變化作比較。波幅係以實際雨量 mm 為單位，使其便於與標準差 ( $\sigma$ ) 做比較，用以顯示各週期作用之大小。例如臺北春季雨量之 2 年週期，其波幅 ( $C_i$ ) 為 90mm，標準差為 196mm，顯示臺北春季兩年週期之幅度，約相當於標準差之半數，其餘可類推。惟可注意者，臺北年雨量 2 年週期之波幅僅 21mm，較其他季節波幅均嫌小。此因臺北 2 年週期變化，不若 3 年週期顯著之故。

年雨量 2 年週期之波幅，臺北 21mm 為最小，

花蓮波幅 206mm 為最大；顯示花蓮 2 年週期顯著，約相當於年標準差 439mm 之半數。

年雨量 11 年週期，波幅一般多較 2 年週期小。臺灣各地 11 年週期之波幅較大者，為花蓮及臺東，最小者為臺北；亦即前者 11 年週期顯著，後者不顯著。

各季雨量，2 年及 11 年週期變化，均以夏季波幅最大，就地區言，以花蓮夏季波幅 174mm 為最大。

氣象因素之兩年週期 (Biennial cycle) 變化，初發現於平流層；近年氣象學者<sup>(3)</sup>，發現地面氣溫，雨量亦均有此一週期。筆者<sup>(4)</sup>曾就臺灣 2 年雨量週期為文分析；本文更進一步就此一週期及 11 年週期，將其波幅作比較，以瞭解其作用，使能有效應用長期預測。

##### (二)雨量之持續性

表四 臺灣各地季及年雨量波譜分析 ( $C_i$ =波幅)  
( $\sigma$ =偏差)

地名	年 週 期 (年)	季		年		季		年		季		年	
		春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
臺北 1897-1971	2	90	196	93	250	20	209	31	109	21	368		
	11	51		57		56		37		11			
臺中 1897-1971	2	66	203	23	409	23	179	40	74	106	471		
	11	30		51		38		22		66			
花蓮 1910-1971	2	74	192	174	278	89	361	30	86	206	439		
	11	45		93		85		11		190			
臺南 1897-1971	2	80	179	95	415	38	185	4	52		508		
	11	10		102		12		18					
臺東 1910-1971	2	30	137	58	324	64	327	14	69	69	454		
	11	12		53		30		16		116			
恆春 1897-1972	2	87	153	110	459	76	267	6	43	62	529		
	11	53				43		15		60			

臺灣各地雨量之持續性，應用「自相關係數」統計之結果如表五。

年雨量之持續，就臺北一地言，第一年與第二年之自相關係數 ( $R_{\eta}$ ) 為  $-0.15$ ，與第三年之自相關係數為  $-0.08$  均無持續性。再就表五所列臺中、花蓮、臺東三地，第一年與第二年之雨量，均為負自相關，顯然均無持續性。亦即臺灣北部及東部，年雨量無持續性。臺南及恒春，第一年與第二年之雨量，均呈正相關，其自相關係數為  $+0.16$  及  $+0.05$ ，顯示略具持續性，亦即臺灣西南部本年雨量多，次年仍有雨量多之可能。

500mb 高度距平之持續性據 Takahashi<sup>(5)</sup> 之研究，東亞一帶在中緯度隨時間減少，但在低緯度如  $30^{\circ}\text{N}$  及  $20^{\circ}\text{N}$ ，5-40 日其相關係數均在 0.40 附近，Sawyer<sup>(6)</sup> 亦認為氣象要素之距平可持續數週或數月。

月雨量自相關係數：例如臺北一月份雨量與二月份雨量，其自相關係數為  $0.26$  ( $R_{\eta} = 0.26$ ) 顯示具持續性，且頗高，可類推其他相隔各月間之持續性，相關性亦均相同，亦即臺北一年內各月間均具持續性，本月份雨量多次月份雨量亦多。

又如臺北一月與三月份雨量，自相關係數為  $+0.12$ ，亦即臺北某月份雨量與其以下（或以上）第二個月仍具持續性，但相關程度降低。至其第三個自相關係數 ( $R_{\eta} = 0.01$ ) 雖仍為正值，其程度甚微，近於無持續性。至第四個自相關係數 ( $R_{\eta} = -0.16$ ) 其值轉為負，顯示週期性變化之開始。

季雨量之持續性：就臺北季雨量之自相關係數（表五）顯示，一年四季內，相鄰之兩季，如春與夏之自相關（即  $\text{lag} = 1$ ），夏與秋之相關係數均甚微，亦即相鄰兩季雨量多寡，相關不顯著。但相隔一季之相關係數 ( $\text{lag} = 2$ )，其值頗大，臺北冬季與夏季之自相關係數  $R_{\eta} = 0.6$ ，相關程度頗高，即顯示冬季雨量多，則夏季雨量少；春季與秋季雨量，亦同此關係，春雨多則秋雨少。

再就臺北四季雨量，用單相關公式，求得各季間之相關係數為：春季雨量與秋季雨量之相關係數  $r = -0.035$ ；冬季與夏季雨量之相關係數  $r = -0.190$ 。可知均屬負相關，但冬夏兩季之負相關，較春秋兩季為高。

臺灣各地，雨量持續性之比較：就臺北、臺中、臺南、恒春、臺東及花蓮等六個測站，分別依月雨量，季雨量及年雨量，算出其自相關係數（表五），用

以顯示各地不同之持續性。

就月雨量言，臺北有三個月之持續，其自相關係數均為正值，但相關程度逐月減少。其他各地均為二個月之持續程度，除臺東、花蓮兩站外，其相關程度，均較臺北為大，亦即顯示臺灣南部，相鄰月份之雨量相關，較北部及東部為大。

三個月以上雨量之持續性，各地均屬負相關係數，顯示雨量之持續性已結束，而出現週期性之變化。由自相關係數，臺北  $R(\eta) = -0.258$  為最大值，顯示年週期變化，其他各地，亦均係相同現象。

就季雨量之持續性而言，除花蓮外，其他各地均為負相關，亦即相鄰之季節，如春與夏，或秋與冬之間，持續性全無；因其負相關係數均甚微，相反關係亦不著。例如季雨量自相關係數  $R(1)$ ，臺北為  $-0.0023$ ；臺中為  $-0.0904$  等，均甚小，其他各站亦相同，惟臺南  $R(1) = -0.1289$ ，其負值較大。

季雨量自相關係數，最堪注意者，為遲滯量為 2 時 ( $\text{Lag} = 2$ )，臺灣各地均屬負相關，其值均甚高，此顯示冬季與夏季雨量為相反變化，冬季雨多，則夏季雨少，春季雨多，則秋季雨量少，且其自相關係數均高。例如臺北季雨量自相關係數  $R(2)$  為  $-0.5972$ ，臺中為  $-0.5063$ ；臺南為  $-0.4823$ ；恒春為  $-0.5942$ ；臺東為  $-0.5351$ ；但花蓮為  $-0.1714$  其值較小。

自相關係數，在遲滯量第二季以上者，各地均呈週期性之變化，可與調和分析作比照。

3. 年雨量自相關係數，本年與次年 ( $\text{Lag} = 1$ )，除臺南為  $+0.1691$  稍具持續性外，其他各地均屬負值。此顯示具有兩年週期性變化。由遲滯量  $\text{Lag} > 2$  以上，各地之自相關係數，均係正負值互見，顯示各種週期性變化，可與本文波譜分析，相互印證。

#### 三、候雨量波譜分析

氣象因素之時間序數，在「日」與「月」之間，再採用「候」(Pentad) 以 5 日為單位，用於研究分析，甚多裨益。我國古代在農業氣候方面，除定 5 日為一候外，並將一年分為 24 個節氣，以上半月為節，下半月為氣。這樣一年分為 12 個月，24 個節氣，73 個候，865 日等五個時間階層。在應用方面，則有諸多便利，近數年來，世界氣象組織正式規定，在氣象統計方面，須將五日為單位之候，列入正式統計中。

臺灣有關候雨量，用於分析雨量年變化，過去尚不多見。本文就臺灣各地最近十年（1961-1970）分候

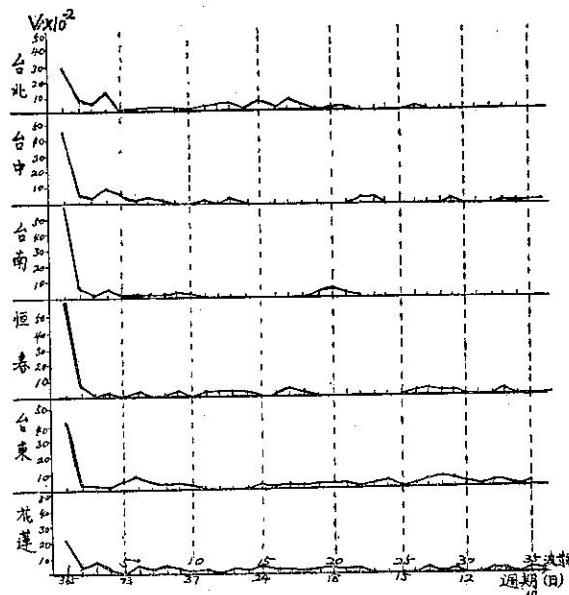
表五 臺灣各站相關係數 [R(r)]

測站 時間 No. 7	臺北(1897-1970)				臺中				臺南				恆春				臺東				花蓮			
	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年	月	季	年
1	0.260	-0.023	-0.167	0.369	-0.090	-0.078	0.395	-0.128	0.169	0.440	-0.095	-0.038	0.222	-0.021	-0.012	0.147	0.010	-0.086						
2	0.120	-0.597	-0.071	0.148	-0.506	0.101	0.156	-0.482	0.258	0.174	-0.594	-0.153	0.119	-0.535	0.062	0.016	-0.171	0.099						
3	0.013	-0.032	0.146	-0.086	-0.079	-0.098	-0.102	-0.139	-0.055	-0.090	-0.063	-0.068	-0.039	-0.018	-0.101	0.005	-0.019	-0.078						
4	-0.163	0.629	-0.099	-0.242	0.665	-0.116	-0.242	0.804	0.070	-0.272	0.758	0.204	-0.166	0.519	-0.098	-0.110	0.160	0.134						
5	-0.224	0.026	-0.260	-0.318	-0.115	-0.216	-0.305	-0.148	-0.078	-0.341	-0.0554	-0.010	-0.233	-0.018	-0.018	-0.175	0.034	-0.146						
6	-0.257	-0.588	0.256	0.337	-0.481	0.074	-0.336	-0.477	0.168	-0.380	-0.586	-0.017	-0.286	-0.532	-0.021	-0.191	-0.128	0.004						
7	-0.258	-0.044	-0.114	-0.315	-0.082	0.038	-0.303	-0.111	0.144	-0.349	-0.075	0.024	-0.246	0.008	-0.085	-0.168	-0.051	0.052						
8	-0.166	0.642	-0.207	-0.238	0.669	0.210	-0.218	0.806	0.203	-0.259	0.767	0.260	-0.138	0.542	0.105	-0.117	0.166	0.122						
9	-0.020	-0.052	0.152	-0.022	-0.077	0.214	-0.680	-0.138	0.089	-0.059	-0.083	0.017	0.007	0.069	0.213	-0.008	0.069	-0.067						
10	0.138	-0.578	0.066	0.153	-0.491	0.050	0.113	-0.494	0.187	0.181	-0.576	0.094	0.100	-0.513	0.001	0.094	-0.154	-0.017						
11	0.250	-0.014	-0.234	0.353	-0.104	-0.113	0.443	-0.148	0.084	0.467	-0.068	-0.019	0.192	0.013	0.139	0.169	-0.045	0.025						
12	0.323	0.618	0.199	0.478	0.667	-0.106	0.577	0.768	-0.159	0.547	0.752	-0.015	0.340	0.486	-0.045	0.273	0.179	-0.039						

\* Lag No. 滯滯量

Lag No.=0 時  $R(\tau)=R(0)=1$

雨量平均之結果，其變化情形，已詳如上節及各圖中（圖八）。今再以波譜分析，尋求臺灣各地雨量週期及波幅，俾可用於較短時期，雨量之預測。



圖八 臺灣各地候雨量調和分析波譜圖

1. 臺北雨量（候）波譜分析：應用本文第二節方法中公式，……將五日雨量代入。茲先將臺北一地，雨量波譜分析之結果列如表六。波數分析由 1~36 個波，週期由 365 日至 10 日。

就表六內，臺北平均候雨量之年變化，由波譜分析所得之結果，分析如下：

(1) 第一個波，為年週期 12 個月 (73 候)，其雨量波幅為 15.1mm (候雨量)，相當候雨量年平均值 (26.7mm) 百分之五十六 (56%)。再就其與標準差 20.0mm 相比，則達 76%，可見雨量年週期變化，其主要第一波，甚具重要性。

(2) 第二個波，為「半年週期波」，即週期為 6 個月，36.5 個候。波幅為 8.5mm，尚不及主波幅之半。第三個波，波幅為 7.1mm，為四個月週期波，尚較半年週期波稍弱。

(3) 第四個波，週期為 3 個月，波幅為 10.0mm，相當平均候雨量 33% 強，為標準差之半數。可見一年中雨量四季變化之波動，相當顯著，特名之為「季節波」。

(4) 第五個波，週期 2.4 個月，波幅甚小僅 2.2 mm，為長時間週期中，最微弱之波。

(5) 第七個波，週期 52 日，波幅 4.6mm，為

其前後兩個波中（第 5、6 波 及 第 8、9 波）最為顯著者。此 52 日週期波動，可能為大氣外流指標，在阻塞階之週期，見之於臺灣者，暫稱之為「阻塞週期」。

(6) 第十三、第十五、十七個波，分別為 28、24、22 日等週期之波，其波幅均在 6.2mm 附近為出現於臺北雨量週期中，最為顯著而值得重視之波動；極接近於熱帶環流指標 25 日之週期。此 28、24、22 日週期之波，可稱為「熱帶週期」。

(7) 第二十及二十六波，即 18 日及 14 日週期之波動，其波幅均為 3.6mm。此兩個波動，甚與大氣環流指標 15 日週期相近，可稱為「指標週期」。

(8) 第二十八及三十六波，為 13 日及 10 日週期之波動，其波幅分別為 2.6mm 及 2.0mm，可能由於熱帶五日週期波動之重疊。

表六 臺北候雨量週年變化之波譜分析 (1961-1970)

平均值 = 26.7mm  $\sigma = 20.0\text{mm}$  = 標準差

波數	週期		波幅 mm	波數	週期		波幅 mm
	日	月			日	月	
1	365	12	15.1	19	19	0.6	1.5
2	183	6	8.5	20	18	0.6	3.6
3	122	4	7.1	21	17	0.6	3.5
4	91	3	10.0	22	16	0.6	1.5
5	73	2.4	2.2	23	16	0.5	1.7
6	61	2	3.7	24	15	0.5	1.1
7	52	1.7	4.6	25	15	0.5	1.6
8	46	1.5	3.1	26	14	0.5	3.6
9	41	1.3	3.1	27	14	0.4	1.0
10	37	1.2	1.9	28	13	0.4	2.6
11	33	1.1	4.5	29	13	0.4	1.1
12	30	1.0	4.9	30	12	0.4	0.3
13	28	0.9	6.2	31	12	0.4	0.8
14	26	0.9	2.8	32	11	0.4	1.4
15	24	0.8	6.0	33	11	0.4	0.2
16	23	0.8	4.6	34	11	0.3	1.7
17	22	0.7	6.1	35	10	0.3	1.2
18	20	0.7	4.9	36	10	0.3	2.0

2. 臺灣各地雨量（候）週期與波幅比較：選取上述臺北幾個重要週期變化為準，與其他五個測站作比較，用以證實各週期存在之真實性。就表七及圖八所示，可知：

(1) 年週期 (365 日) 及三個月週期 (91 日)，臺北及其餘各地均顯著；波幅以臺中及恒春為最大，

亦即臺灣南部雨量之年變化之季變化均較大。

(2) 阻塞週期 (52日週期)，臺北、臺中、臺南、均顯示此週期之存在，波幅以臺中 5.6mm 為較大。最大波幅，出現在花蓮為 9.5mm，其週期亦較長為 61 日。

表七 臺灣各地雨量週期與波幅 (候雨量) mm.

地點 週期(日)	臺北	臺中	臺南	恆春	臺東	花蓮
365	15.1	23.3	23.2	34.0	21.9	18.1
183	8.5	6.9	8.1	11.4	5.4	8.5
122	7.1	4.4	3.6	3.5	5.0	11.4
91	10.0	10.6	6.8	5.5	4.4	6.0
73	2.2	7.7	4.7	1.4	5.6	1.5
61	3.7	4.5	3.3	5.8	8.1	9.5
52	4.6	5.6	4.2	4.0	6.5	6.7
46	3.1	4.7	3.4	3.9	4.5	7.9
41	3.1	2.9	4.7	5.3	6.7	6.7
37	1.9	1.4	4.1	3.6	3.7	4.0
33	4.5	4.0	2.2	4.8	2.8	4.2
30	4.9	3.0	1.4	5.7	2.4	3.1
28	6.2	5.4	1.7	6.1	2.0	6.6
26	2.8	2.9	2.2	5.2	0.6	5.3
24	6.0	3.0	0.8	1.8	4.0	9.2
23	4.6	1.9	0.8	2.6	2.7	5.6
22	6.1	2.3	1.6	6.6	4.5	4.2
20	4.9	2.7	0.8	4.9	4.7	5.2
19	1.5	3.3	4.2	2.8	4.1	4.8
18	3.6	3.9	5.9	4.1	4.8	5.6
17	3.5	1.9	4.2	3.8	4.7	4.9
16	1.5	4.7	2.1	2.0	1.6	4.8
16	1.7	3.4	1.0	3.3	4.8	3.6
15	1.1	2.8	2.7	0.4	5.1	4.7
15	1.6	1.0	1.7	3.2	0.7	0.5
14	3.6	1.0	1.2	5.2	3.6	3.3
14	1.0	1.8	1.7	6.3	6.1	5.8
13	2.6	2.8	1.2	5.9	7.2	5.0
13	1.1	3.8	1.8	5.9	7.2	6.6
12	0.3	3.3	1.1	3.3	4.8	3.8
12	0.8	0.3	0.1	3.9	3.2	3.3
11	1.4	3.1	1.2	4.1	4.2	4.5
11	0.2	3.6	1.7	5.2	4.5	5.2
11	1.7	4.5	3.1	3.5	1.5	1.9
10	1.2	3.7	2.1	2.3	3.6	5.5
10	2.0	4.2	0.7	3.2	1.5	4.1

(3) 热帶週期 (25日週期)，出現於臺北者，約有 22日，24日及 28日三個週期。臺中、恒春為 28日週期；花蓮為 24 日及 28 日兩個週期，以 24 日週期之波幅為最大。可能此一熱帶週期，出現於臺灣者，主要係 28 日之週期。

(4) 環流指標週期 (15日週期)。出現於臺北者，有 13 日及 14 日兩個週期，主要為後者。臺中為 16

日，臺南、臺東、花蓮為 18 日。可見此指標週期，主要為 18 日週期。就表七所示，臺北 14 日週期，其波幅為 3.6mm；臺中 16 日週期，波幅為 4.7mm；臺南 18 日週期，波幅為 5.9mm，顯示此一週期，臺灣南部較北部略長。恒春、臺東、花蓮亦均為 14 日週期出現。再就圖八所示，臺灣各地候雨量波動之變量 (Variance)，亦顯示此一週期，在臺灣各地變化，約為 14 日至 18 日之間。

25 日週期及 15 日週期，在天氣預測上，頗具重要價值，茲再進一步，予以說明如下：

(1) Murray<sup>(\*)</sup> 研究英國氣溫，每月分為五部分 (Quintile)，第一部分 Quintile 最冷 (即月初)，第五部 Quintile 最暖，同時氣壓距平之變化，亦與此冷暖變化相配合。最冷時，英國之北方及西方氣壓為正距平，東與南為負距平。英國 Quintile 氣壓距平之分佈則恰相反。此一變化 25 日週期相近。

(2) 15 日週期變化，Finger<sup>(\*)</sup>\* 在 1966 年發現存在於平流層之內，近年學者由於平流層變化導源於對流層之原理；推論對流層內亦應有此一週期變化。Miller (1973)<sup>(\*)</sup> \*\* 最近對此一週期有更進一步之研究。關於此一週期另外之解釋，由於 15 日週期，為太陽、地球、月亮 (太陰) 三者成一直線之週期 (half-synodic lunar cycle) 相合，係由於大氣潮所致，亦即相當於我國所謂之節氣。

由臺北十年來候雨量平均，求得各候間之自相關係數如下表：

Lag	自相關係數 ( $R_L$ )
0	1.000
1	0.665
2	0.320
3	0.308
4	0.416
5	0.380
6	0.198
7	0.040
8	0.055
9	0.002
10	-0.005
11	-0.055
12	-0.057

由上表可知，臺北候雨量之持續性，本候雨量與第一候自相關為 0.665，顯示其持續性甚強，亦即此五日降雨量，與次五日雨量，所具連續性甚高。此降

雨若由於鋒面，亦可間接顯示鋒面之持續性或停留。

根據 Gamls<sup>(10)\*</sup> (1970) 最近之研究，對流層下部之東風波，4至5日週期最為顯著，據最近在太平洋上研究之結果，此4-5日週期，其波長為3-4000 km。又赤道平流層東西向之風，有15日週期，最近發現在低對流層內，亦有此15日週期，並且在熱帶對流層內，尚有25日週期之波動。

就 Panofsky<sup>(11)\*\*</sup> 對大氣長波之分析，在緯度40°N及60°N，緯環流指標變化週期為25日，在25°N其週期較長。就上述臺北雨量週期分析顯

示，除25日週期顯著外，15日週期，亦同樣顯著，可為證明。又大氣長波波數，為2個及4個波時，其週期為10-13日；長波數6及8個波時，其週期為5日。此係就地面現象，尋求與大氣長波之關係，因高空大氣長波，導引地面天氣之變化。

四、臺北雨時數之分析：就臺北最近20年（民國43年至62年）各月雨時與雨日之比值，得出每一雨日有若干雨時，稱為雨時／日，亦即每一雨天之降雨時數。雨時／日數值之大小，可顯示每一雨日降雨連續之時間；對雨量時間性之分配，更具意義。

表八 臺北每雨日之雨時數

年 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
43	8.3	6.8	10.5	6.6	2.5	4.4	3.9	3.2	4.7	6.9	7.8	11.1
44	7.9	7.5	4.2	7.4	6.3	6.3	3.8	6.2	7.5	7.0	12.4	6.4
45	11.3	8.9	8.1	7.0	6.9	4.2	3.9	5.5	9.8	5.9	10.1	15.8
46	5.1	11.4	9.9	5.3	8.2	6.2	2.6	3.4	9.4	6.7	11.1	6.1
47	11.3	13.1	5.7	6.1	4.8	6.5	5.7	2.8	4.2	7.1	7.5	8.1
48	6.0	7.6	10.8	5.8	7.3	7.3	5.6	3.3	4.7	5.6	9.7	3.2
49	10.4	7.3	4.9	11.2	6.8	6.5	3.8	9.5	7.2	4.3	6.6	5.7
50	7.9	11.0	11.2	6.2	6.0	2.6	2.2	3.3	4.8	6.2	5.2	7.5
51	11.1	10.7	8.5	7.2	4.2	5.2	5.5	5.2	6.6	4.0	8.8	5.7
52	6.6	8.0	9.7	2.9	2.1	5.8	6.4	1.8	8.6	3.4	6.8	9.9
53	13.3	8.5	5.6	3.3	6.8	5.9	1.5	4.4	5.1	8.3	1.1	8.9
54	12.0	6.5	7.8	7.5	6.2	5.9	3.7	8.1	6.4	8.1	11.6	7.9
55	7.0	9.7	6.0	7.8	4.2	11.8	3.6	5.6	11.9	6.6	4.3	7.5
56	12.6	11.7	6.9	8.7	5.9	6.5	3.4	3.5	8.5	12.4	8.2	8.4
57	7.2	15.0	14.1	8.1	7.6	9.1	8.5	3.7	9.8	4.3	2.5	5.8
58	10.9	9.7	8.4	4.6	5.4	8.5	3.2	4.7	10.2	16.0	7.5	4.3
59	10.9	7.3	10.8	6.5	5.9	4.6	2.7	4.6	7.5	9.1	7.4	11.0
60	12.7	11.0	9.4	4.3	6.5	4.9	5.5	2.7	8.8	9.4	11.8	9.8
61	15.3	9.0	6.5	4.7	7.2	6.9	6.2	10.2	2.5	4.9	9.0	10.2
62	8.1	7.2	5.0	4.9	7.0	9.1	5.4	5.6	4.4	10.7	8.9	8.1

表八臺北雨時／日之數字，有一明顯的趨勢，即高數字集中在10月至翌年3月（冬半年），低數字集中在7,8兩月（夏季）。亦即冬季每一雨日，其降雨時數多，而夏季則甚少。

表九 臺北各月份雨日之雨時數變化

月份	最小	最大	變差	平均
1	5.1	15.3	10.2	9.8
2	6.5	15.0	8.5	9.4
3	4.2	14.1	9.9	8.2

4	2.9	11.2	8.3	6.3
5	2.1	8.2	6.1	5.9
6	2.6	11.8	9.2	6.4
7	1.5	8.5	7.0	4.4
8	1.8	10.2	8.4	4.9
9	2.5	11.9	9.4	7.1
10	3.4	16.0	12.6	7.3
11	1.1	12.4	11.3	7.9
12	3.2	11.1	7.9	8.1

由表九最大與最小之較差，可知各月雨時／日變化之範圍。其中以 10 月份變化最大，為 12.6；11 月次之，為 11.3。臺北 10 月秋高氣爽，天氣晴朗，雨水稀少。此種天氣，有年可延長至 11 月；有年冬季早臨，冷雨天氣在 10 月初開始。所以，10 月 11 月臺北雨時／日變化最大，此由於冬秋交換季節之故。第三個最大變差為 1 月。1 月份公認為冬季之主月，雨時／日變化似不應如此之大。因為臺灣位於亞熱帶，雖在嚴冬，熱帶氣團仍有駐留之可能。民國 46 年 1 月，為最好之例證。該月臺北下雨 13 日，雨時 66 時，但雨量只有 29.3 公厘。

表九之功用，在於由平均值獲得臺北各月雨時／日之概況，再由極端值決定其變化之範圍。

第十 臺北雨時／日極端值之頻率

數值	月份	9	10	11	12	1	2	3
> 15.0	次 數	0	1	0	1	1	1	0
	頻率%	0	5	0	5	5	5	0
> 10.0	次 數	2	3	5	3	11	7	5
	頻率%	10	15	25	15	55	35	25
	月份	4	5	6	7	8	9	10
< 3.0	次 數	1	2	1	4	3	1	0
	頻率%	5	10	5	20	15	5	0
< 4.0	次 數	2	2	1	11	9	1	1
	頻率%	10	10	5	55	45	5	5
< 5.0	次 數	6	5	5	11	12	6	5
	頻率%	30	25	25	55	60	30	25
	次 數	2	2	1	11	9	1	1
	頻率%	10	10	5	55	45	5	5

附註：3 月份 < 5.0 者，2 次。

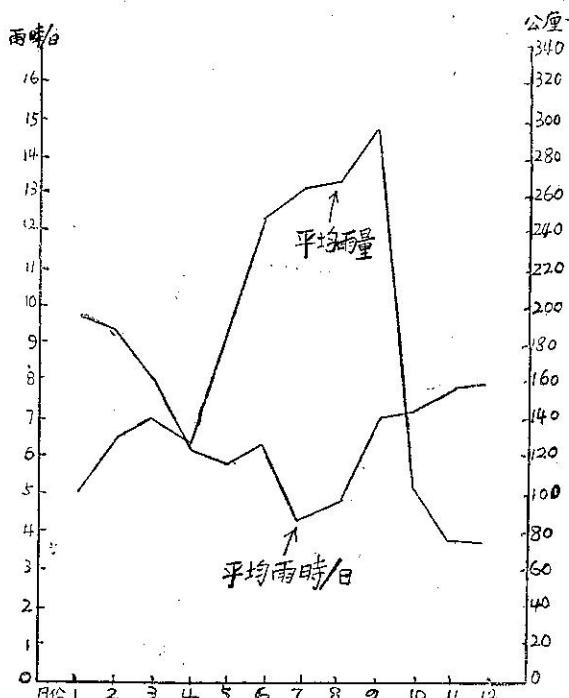
根據表九上之資料，可以由平均值獲知各月臺北雨時／日之概況，及由極端值瞭解其變化之範圍。如果欲知極端值出現之或然率及除極端值外而接近平均值者之或然率，則非表九所能為力，必須借用上列表十中之資料。

雨時／日之數值，分為接近最大值者，接近最小值者，及介乎二者之間者（即接近平均者）三類。表十中資料，只列舉前二者，後一項從缺。例如 10 月份，表十上所列，雨時／日大於 10.0 者為 15%，小於 5.0 者為 25%。則在 5 至 10 間之數值，其出現頻率等於  $100 - 15 - 25 = 60\%$ 。表十之作用，在獲得各月份各類雨時／日數字可能出現之頻率分配。我

們可以由表九所知之概略情況，進一步由表十得知較為精確之估計雨時／日。

雨時／日之接近最大值者，如表十上所列，多集中在以 1 月為中心之冬季。如大於 10.0 者，1 月份在 20 年中有 11 次，出現機率為 55%。即 1 月份約有 16 日，其雨時／日在 10.0 以上。此項數字對雨時／日之估計，很有實用上之價值。

雨時／日之接近最小值者；與接近最大值者恰巧相反，多集中在 7、8 兩月。如雨時／日小於 3.0 者，7 月份 20 年中有 4 次，出現機率為 20%，8 月份有 3 次，機率 15%。而小於 4.0 者，7 月有 11 次，機率 55%；8 月 9 次，機率 45%。其他各月份，其雨時／日雖也有接近最小值者，但就出現次數及頻率而論，與 7、8 月相較，相差甚遠，幾不可同日而語。



圖九 臺北平均雨量及雨時／日數之週年之變化

為便於明瞭雨時／日之各月變化情況，及其與平均雨量之相互關係，茲將臺北各月之平均雨時／日及平均雨量，繪入上圖。因為平均值最富代表性。臺北雨時／日一年中之變化，為較低值出現在夏季，較高值出現在冬季。雨量變化恰與之相反，較低值出現在冬季，而較高值則在夏秋出現。平均雨時／日線與平均雨量線兩交點之間，代表夏半年變化之情形；兩交點之外，顯示冬半年之變化情形。

## 五、臺灣雨量極端值之變化

雨量極端值之分析計有兩種，一為依據雨量標準值及標準差，分析雨量距平，大於或小於標準差者，定為雨量極端值；另一為直接由紀錄中，選出不同時間單位之雨量極端值，如年，月等雨量極端值。前者可利用週期予以分析，後者則利用標準差及頻率之分配予以分析，茲分述於後。

### (一) 週期分析法：

利用自相關波譜分析之結果，選出重要之波數，並利用調和分析求出各波之波幅，位相角，代入下式中，以做預測，估計雨量之週期變動值。

$$y = \sum C_i \cos\left(\frac{2\pi}{p} it - \rho_i\right) \quad \dots \dots \dots \quad (11)$$

式中  $i$  為選出之波數（即對應於所選週期之波的序數）， $C_i$  為該波之波幅（如前節所述）， $t$  為欲求算之時間序數（即起始年份為 1，第 2 年為 2，第 3 年為 3，依順類推，例如臺北起始資料年份為 1897 則 1898 為 2，1970 為 74，1979 為 82 …… 若以算式表示：〔(時間序數) = (所欲求之年份) - (起始年份) + 1〕〕， $p$  為基本週期， $\rho_i$  為位相角。本文上述第四節已算出各參數值，依上式即可求出雨量之週期變動值，進而估計雨量極端值。

### (二) 頻率分析法：

利用統計上之分配公式以估計極端雨量值，公式列如第二節使用之公式之第(6)(7)及(8)。

欲估計百年或數百年內極大降水量方法有二，其一是利用公式(6)(7)(8)即

$$y = 1.283(x - \bar{x})/\sigma - 0.577$$

$$A = N[\exp(-e^{-y})]$$

$$\text{頻率} = A_n - A_{n-1}$$

定出  $N$  值（即極大之年限）不斷加大  $x$  值，直求到  $A_n - A_{n-1}$  趨近於 0.5 附近（視需要而定）計算較為複雜。另一簡單估計法，是利用標準差之特性（常態分配下  $2.6\sigma\bar{x}$  以上之出現或然率趨近於 1%），用以估計百年內之極大雨量，由於雨量分配成一對數形式，並非常態分配，故使用標準差法時，需加以調整，根據經驗宜利用極端雨量中位值（最大與最小值之平均）予以調整，故此估計受雨量極端值之影響甚大，茲列式如下：

$$\text{Max}_{100} = 2.6\sigma + \bar{x} + |\bar{x} - M| \quad \dots \dots \dots \quad (12)$$

式中  $\bar{x}$  為平均數， $M$  為中位值， $\sigma$  為標準差。

### (三) 極端雨量之分析

今選用臺北 1897-1973 年共 77 年之日極端雨量，予以分組，根據分組公式 ( $5\log N = \text{組數}$ ， $N$  為資料個數)，將資料分為 11 組，資料列如表十一，再利用此 11 組之下限值代入公式(6)(7)及(8)中，予以計算結果與實際頻率分佈作一比較如表十一。平均值 = 158.72mm，標準差 = 63.05mm。

由表十一中可以看出臺北年極端日雨量實際頻率分配情形與理論求出之結果甚相符合，實際資料中雨量在 110.0-139.9mm 間頻率最高，77 年中共有 18 次，而計算結果亦以 110.0-139.9mm 間之頻率最高，其次是 140.0-169.9mm 及 170.0-199.9mm，計算結果各為 15.4 次及 11.2 次，實際結果則為 13 次，因此可將  $N$  值代以 100，而求出 100 年中，

表十一 臺北 1897-1973 年極端日雨量頻率分配計算值與實際值之比較

分組之 下限值	y 值	77[\exp(-e^{-y})]	分組	頻			率 100 年內 可能次數
				計算值	實際值		
50.0	-1.6353	0.4550	50.0-79.9	4.3	4		5.6
80.0	-1.0249	4.7449	80.0-109.9	12.2	14		15.9
110.0	-0.4144	16.9512	110.0-139.9	16.9	18		21.9
140.0	0.1961	33.8469	140.0-169.9	15.4	13		20.0
170.0	0.8065	49.2743	170.0-199.9	11.2	13		14.5
200.0	1.4170	60.4227	200.0-229.9	7.1	5		9.2
230.0	2.0275	67.5006	230.0-259.9	4.1	4		5.4
260.0	2.6379	71.6861	260.0-289.9	2.4	3		3.1
290.0	3.2484	74.0669	290.0-319.9	1.3	0		1.8
320.0	3.8589	75.3929	320.0-349.9	0.8	2		1.0
350.0	4.4693	76.1230	350.0 以上	0.8	1		1.0
合計				76.5	77		99.40

表十一之一 臺北 1897-1973 年極端日雨量值

單位：mm

年 份	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1890								169.8	197.6	209.0
1900	177.4	281.3	232.4	199.2	82.6	94.5	72.6	152.9	79.8	113.9
1910	147.2	287.3	194.0	156.4	189.9	144.1	112.5	163.1	165.2	185.2
1920	221.1	101.2	155.8	123.7	132.0	172.9	198.7	138.8	112.6	129.1
1930	358.9	175.8	325.8	109.0	75.2	122.2	97.9	102.7	81.3	184.8
1940	259.6	170.0	95.4	173.4	123.8	85.6	136.6	162.8	119.2	124.9
1950	84.5	79.4	121.5	263.4	95.8	136.9	165.9	118.8	137.0	244.0
1960	120.9	145.9	158.6	332.1	115.4	94.0	230.3	100.6	214.2	227.3
1970	228.7	153.4	175.0	99.4						

表十二 百年內極端雨量估計表

要 素 年 月	臺 北			臺 中	
	年 極 端 日 雨 量	一 月 極 端 日 雨 量	七 月 極 端 日 雨 量	年 極 端 日 雨 量	臺 中
平均 值 mm	158.72	23.62	80.79	194.97	
標準 差 mm	63.05	16.92	54.86	95.56	
計算結果 mm	379.65	134.5	330.68	614.05	
1897-1973 已出現之 極 端 值	358.9	81.7	358.9	660.2	

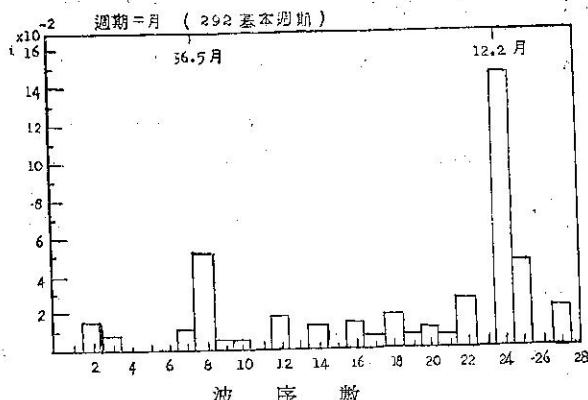
臺北各極端雨量之頻率，如表十一中之最後一列所示。再根據公式(12)，估計臺北百年內可能最大雨量是 376.5mm，( $\text{Max}_{100} = 2.6\sigma + \bar{x} + |\bar{x} - M| \dots\dots (12)$ ) 同理利用以上方式可估計出全省各主要測站百年內之可能極端最大雨量，以供一般參考及使用，茲將臺北年極端雨量，一月極端雨量，七月極端雨量及臺中年極端雨量之估計結果摘要列表如表十二。

## (四)降雨日數及分季雨量之週期變動分析。

首先將降雨日數分為兩類，一為大於 0.1mm 之降雨日數，一為大於 10.0mm 之降雨日數，使用臺北 80 年 (1941-1970) 資料，利用自相關波譜分析其週期性，其中 0.1mm 以上之降雨日數變化頗不規律，其間之週期性不顯，實際上因為 0.1mm 之降雨與 10.0mm 之降雨相差甚大，利用頻率分析週期必須加以分組，而且春季之降雨之比較弱，而夏季之降雨多比較強，故本計畫擬進一步利用降雨強度加以分類再予以分析，茲分析 10.0mm 以上之降雨日數週期，列如表十三，分析結果如圖十。

表十三 臺北 1941-1970 &gt;10.0mm 之各月降雨日數表

年 月	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
1941	6	7	10	8	2	12	6	5	6	2	4	4
1942	1	2	2	5	7	7	4	3	4	2	0	0
1943	2	6	4	2	3	9	6	8	3	1	1	1
1944	0	5	9	9	17	13	3	7	1	1	2	5
1945	3	12	1	3	9	6	1	3	7	3	0	2
1946	0	1	3	1	5	9	7	2	1	6	1	2
1947	4	6	6	8	6	13	6	5	3	8	6	2
1948	5	4	0	7	1	7	5	5	9	3	1	1
1949	1	3	4	6	2	9	5	8	4	4	0	2
1950	4	4	0	4	9	13	6	9	6	8	4	2
1951	11	3	8	4	5	5	5	3	5	5	2	1
1952	1	3	6	5	2	8	8	4	5	1	1	4
1953	3	4	8	12	7	5	5	5	9	3	3	8
1954	4	4	6	4	1	4	8	4	2	6	3	2
1955	1	1	0	3	3	5	10	8	6	2	5	0
1956	7	6	5	5	4	5	10	3	6	3	3	5
1957	1	11	10	3	9	8	6	4	5	4	3	2
1958	6	7	4	2	2	5	10	3	4	2	0	5
1959	4	12	3	5	5	8	7	6	7	5	3	7
1960	6	1	5	9	6	7	7	17	5	1	2	2
1961	1	4	8	5	7	2	7	4	7	3	2	3
1962	4	4	9	5	3	5	5	9	7	4	3	1
1963	0	1	4	2	1	4	6	5	9	1	4	2
1964	9	4	1	0	3	6	5	4	2	5	0	1
1965	5	0	3	3	5	8	5	3	2	3	5	4
1966	1	3	4	6	3	12	5	7	6	0	0	1
1967	2	2	2	4	7	6	3	11	3	5	3	4
1968	0	14	8	3	5	9	5	5	5	0	0	0
1969	3	6	10	1	2	9	6	6	8	8	2	0
1970	5	1	10	2	8	6	4	6	7	5	1	4



圖十 臺北1941-1970降雨10.0mm以上日數之波譜圖

由臺北 0.1mm 以上之降雨日數之分析中知其無年變化存在（圖略）。也就是說臺北一月 0.1 mm 以上之雨日數與臺北七月或其他月份乃至其他各年之二月份 0.1mm 以上雨日數均無相關存在，故其對雨量之代表性甚弱，不足以顯示各種降雨系統之變化。然由圖十中可以看出臺北 10.0mm 以上降雨日數之週期有兩個，一個是 12 個月之年變化，另一個是 37 個月的週期變化，此結果頗符合於臺灣雨量長期預測之研究 [4] 所得之結果——臺北年雨量有 3 年之週期變化。

### 大氣環流與極端雨量

氣候變化與極端變化之原因，已經甚多科學家予以研究及注意，多數均認為與太陽活動之變化有關聯。一地長期氣候因素，直接與太陽活動指標相關；而大氣環流過程，與此種相關，係屬於連串性，對氣候變化之研究，首應就氣候因素，尋求其正常變化，再求其不正常（Anomaly）變化。亦即先求其「常」再求其「變」，然後分析其來源，決定大氣環流對此之作用。

#### (一) 極環流週期 (Polar cycle or polar Sequence)

繞地極西風環流，由高指標變為低指標，再回復至高指標，所需之時間約為 25 日至 40 日，其平均為 35 日，此稱為「極環流週期」，當距平（月距平）大時，此週期持續時間較長。

依據 Panofsky<sup>(11)\*</sup> 之研究，就北半球 500mb 高空圖，作波譜分析 (Spectrum analysis) 得知各緯度，其緯流指標之週期變化，在 40°N 及 60°N 緯流指標週期，多為 25 日；在 25°N 其週期較長，但 5 日週期亦甚顯著。又 60°N 與 40°N 之緯流指標為負相關；25°N 與 40°N 之指標亦屬負相關。

此種緯流指標週期，可與本文上述雨量週期作比照。

東亞大氣環流之季節變化，與西風帶噴射氣流之進退，有密切關係。噴射氣流平均位置及強度，可為東亞季節變化之指標。據 Namias 之研究 (1950)，北半球環流指標，二月份為最低，由於阻塞作用出現次數多，在阻塞過程終止時，環流指標升高，東亞高空西風向北退，在我國西藏高原以南之噴射氣流，強度突然減弱，其北支則加強，逮五月底或六月初，南支噴射氣流，即不見於西藏以南（即喜馬拉雅山以南），為東亞進入夏季環流型之特徵。由秋入冬最顯著之變化，為高空噴射氣流，在西藏以南建立，以及亞洲東岸，東亞主槽之加深。

#### (二) 阻塞環流

在 500mb 高空圖，繞地極之西風帶，為主要現象，西風帶之寬度及強度，有逐日，逐年之顯著變化。大氣環流之異常，起於西風帶上游為高指標環流，其下游為低指標，因而環流發生崩潰，成為胞形運動 (Cellular motion)，此時正常東進運動即停止。此種由緯流運動，變為南北向之經流，係突然發生者。一般情形為下游崩潰處，出現暖脊或反氣旋（或稱暖高壓）；此反氣旋可向東移或緩慢後退（向西移），更或與地面高氣壓相聯而趨於停留。顯著停留之反氣旋及地面高壓，今日均指為「阻塞高壓」。

天氣及氣候之異常，多由於大氣環流發生阻塞所致。北半球阻塞之出現，有兩主要地區：一在大西洋東部 (10°W)。另一在太平洋東部 (150°)；兩者所在之緯度均在 50°N 附近，夏季偏東，冬季偏西。據 Rex<sup>(21)\*</sup> 之研究，大西洋之阻塞，平均約每兩個月出現一次；太平洋之阻塞，約每四個月出現一次，整個北半球，出現之阻塞環流（根據 1932-1950 年之統計），約有  $\frac{2}{3}$  出現大西洋，其餘  $1/3$  出現在太平洋。每年夏秋之間，阻塞環流出現最少，而最多則在春末。阻塞持續之時間，大西洋為 10-41 日，平均為 14 日；太平洋平均為 12 日。

發生環流阻塞地區，最顯著現象為環流細胞 (Cellular)，及甚大之「距平」，使正常地面氣溫及雨量之分布，發生特殊而顯著之變化；並且逐年阻塞出現之變化，與地面氣溫及雨量之變化相關聯。

臺灣冬季多雨，東亞主槽之位置，多較正常偏西；少雨時則偏東。此主槽偏西，導致臺灣多雨，係由於東亞地區，高空出現阻塞高氣壓所致。例如本年 (1974) 2 月份，阻塞氣壓出現於亞洲中部，裡海以北；3 月份阻塞高氣壓出現於西伯利亞東部，均導致臺

灣多雨，前者則較後者，所致天氣更為嚴重。

### (三)臺灣雨量極端變化之實例

就臺北七十五年來，雨量極端最多年（1947），

雨量達 3172mm，超出標準值達 52%；極端最小年（1971），年雨量僅 1463mm，低於標準值達 30%。今就此兩極端年雨量之變化，分析如表十四。

表十四 臺北極端雨量與距平

極端 最少年 1971	月份 類別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
		雨量 mm	181	106	97	40	102	148	126	38	397	59	77	92 1463mm
極端 最多年 1947	距平 mm	+90	-31	-72	-120	-109	-152	-115	-252	+154	-61	+9+	18	-630
	雨量 mm	110	133	164	312	268	712	353	180	202	421	188	128	3172mm
標準雨量 1897-1970	距平 mm	+19	-4	-5	+152	+57	+412	+112	+97	+41	+301	+120	-54	+1079
	雨量 mm	91	137	169	160	211	300	241	280	243	120	68	74	2093mm

### 1. 雨量極端最少年（1971）

由表內可知臺北在 1971 年，雨量極端最少年，各月雨量之變化，顯示一年內三個雨量高峯，出現之月份有重大變化。例如三月份第一雨量最高峯不見，而一月份出現高峯，約二倍於標準雨量。六月份第二雨量高峯雖出現，但雨量較標準值少甚多，僅達其半數，顯示梅雨季微弱幾不見。八月份第三雨量高峯不見，並為全年各月雨量最少之月份，而九月份出現雨量高峯，超出標準值達 63%，為高峯移至九月份之徵。再就各月雨量距平之變化觀之，在此極端最少年時，雨量全年各月，除冬季月份外，幾均為負距平，亦顯示在少雨年，其持續性頗強；並且由冬季一月距平為正 (+90mm)，夏季七月為負 (-115)，其相對值甚大，乃顯示冬季與夏季雨量呈相反變化，在年雨量最小時，其特性更為顯著。

### 2. 雨量極端最多年（1947）

就表內可知在 1947 年為臺北雨量極端最多年，各月雨量之變化，顯示臺北正常一年內三個雨量高峯，均向後延一個月至兩個月。例如三月份第一雨量高峯，延至四月份，該月雨量正距平甚大 (+152mm)；六月份第二高峯，雖月份未變動，但雨量正距平特別大 (412mm)，超出標準值達一倍有餘 (+137%)；八月份第三雨量高峯，延後兩個月，至十月份出現，雨量正距平亦甚大 (+301mm)，超出標準值達兩倍半有餘 (+258%)。在此極端雨量最多年（1947），全年各月之雨量距平，除冬季月份多為負距平外，其他各季節之月距平，均為正其數值均甚大，且連續

數月，顯示其持續性甚強。同時冬季雨量少，則夏季雨量多之關係，極為顯著，此可印證臺北季雨量之自相關係數，而參用於長期雨量預測之中。

以上兩極端年雨量之分析，僅係就臺北一地之實例而言。至於臺灣其他各地，在此兩實例中，其雨量多寡之變化，蓋屬相似，可以臺北代表之，惟出現高峯雨量之月份，各有不同，本文暫不加論述。

### 3. 極端雨量形成之原因

形成臺灣各地極端雨量（最大雨量），主要由於颱風之侵襲，其由於鋒面停留，連續累積所致之極端雨量，實居少數。就上述兩實例中，在雨量最少年（1971），此西太平洋，發生颱風 35 個，為近二十五年來，颱風出現最多者。侵襲臺灣者，共計有 4 個；在七月份 2 個，九月份 2 個。颱風侵臺月份之遲早，同時影響臺灣雨量高峯出現之時期；所以在此少雨年，臺北九月份雨量特多，較正常高峯雨期，延後一個月。

在雨量最多年（1947），北西太平洋出現颱風 22 個，為近數十年來，最少颱風年之一。颱風直接侵襲臺灣者，共計亦為四個，侵襲之月份為五月、六月、八月、十月各一次。在此一多雨年，颱風侵襲在五月及六月梅雨季時，使鋒面與颱風雨重疊，因而導致多量降雨，另外此年之颱風出現次數雖少，但甚多個颱風，雖未直接侵襲臺灣，由於其路徑特殊，係經由臺灣近海一帶通過者，因而間接影響臺灣雨量之增多。例如除上述侵襲臺灣之四個颱風外，七月份有颱風自臺灣東方海上通過；九月份有颱風在巴士海峽通過，

以及十月、十一月、十二月亦均有颱風經過巴士海峽。總之此一年之颱風，多源於近海一帶，因而導致臺灣雨量，極端增多。

## 七、結論

1.臺灣雨量極端變化之分析，係以臺北一地為準，而與其他測站作比較，所得結果為：

臺北月雨量一年內有三個雨量高峯，出現於每年三月、六月、及八月份；分別稱之為，前梅雨，梅雨及夏季雨等三個雨季。由候（5日）雨量，可確定三個雨季之開始及終止日期。

臺北之三個雨峯，至臺中為止；臺南有兩個，恆春僅有一個；臺灣東部雨峯，花蓮為單峯出現在九月份，臺東為雙峯出現在七月及九月份。

2.臺灣雨量之波譜分析，顯示有世界性週期者，除年週期及季週期外，52日、25日、15日週期，在臺灣各測站之雨量變化中，均頗顯著。

3.臺灣各地雨量頻率分配，由偏態及峯度係數顯示，臺北年雨量，歷年變動最為穩定，而雨量分配為正偏斜，峯度為低濶峯。其他各站亦為正偏斜，恆春最小（0.12），臺南最大（0.56）；峯度除花蓮近於常態峯，臺中為低濶峯外，餘均為高狹峯。

4.臺灣各地冬季與夏季雨量，或春季與秋季雨量，其相關係數為負（負相關），且負值均甚大。亦即冬季雨量多，則夏季雨量少；春季雨多，則秋季雨少。

5.極端日雨量頻率之分配，臺北近於常態，其偏態係數僅 1.04，峯度係數大於 3；臺中偏態係數近於 2，有甚大之正偏斜；峯度係數達 8.86，其高狹程度，大於臺北甚多。

6.臺北雨量極端值之變化為一對數函數變化，甚符合 Gumbel 之分配公式。故可使用其經驗公式估計極端雨量值，及各級雨量之出現可能頻率。經求出臺北之極端日雨量在 350.0mm 以上者，其可能出現率為 1%。極端日雨量出現最多者，在 80mm~200mm 間，其可能出現率為 81.5%。另使用標準差 2.60 之特性，估計各地百年內之可能最大降水量。求出臺北百年內之極端日降水量為 379.65mm，一月份之極端日降水量為 134.5mm，七月份之極端日降水量為 330.68mm。臺中之極端日降水量為 614.05mm

7.臺灣年雨量之極端最多及極端最少之出現年份，主要由於颱風侵襲及其路徑接近臺灣之影響所致。由於鋒面持續及停留而促成者，則為次要原因。

## 引用文獻

1. C. E. P. Brooks and N. Carruthers (1953): *Handbook of statistical methods in Meteorology*.
2. Hans A. Panofsky and Glenn W. Brier (1965): *Some Applications of Statistics to Meteorology* pp. 126-147.
3. Landsberg & Mitchell (1963): *Surface signs of the Biennial Atmospheric Pulse*. *Mon. Wea. Rev.* Vol. 91.
4. 魏元恆、謝信良、蕭長庚（1973）：臺灣雨量長期預測之研究。
5. Takahashi: *A review of the method of long-range weather forecasting, especial used in Japan*.
6. Sawyer: *Vote on the possible physical causes of long-term weather Anomalies*, WMO 162-79 p227.
7. Murray & Lankester (1974): *Central England temperature quintiles and associated pressure anomalies on a monthly time-scale*. *Met. Mag.* 103.
8. Finger (1966): *Synoptic analysis of 5-, 2- and 0.4<sup>mb</sup> surfaces for the IGSY period*. *Mon. Wea. Rev.* 94.
9. Miller (1970): *periodic variation of atmospheric circulation at 14-16 days*, *J. Atmos. Sci* 31.
10. Gambo (1970): *The characteristic feature of medium-scale disturbance in atmosphere*, June, 1970, *J. M. S. J.*
11. Panofsky: *Spectrum and cross spectrum analysis of Hemispheric Westerly Index*.
12. Rex (1950): *Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate*, *Tellus*, 2-3, Aug. 1950.