

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
台灣分區雨量之頻率分佈及其變率	萬寶康	21/01	1	1975.03
高空等壓面之高度場與衛星雲系之幾何形象關係研究	徐寶箴	21/01	15	1975.03
台灣東部海底地震與斷層之關係	彭志濱	21/01	29	1975.03
颱風經過台灣之性質演變	劉子敬	21/01	46	1975.03
-----	-----	-----	-----	-----
台灣分區雨量之頻率分佈及其變率（續）	萬寶康	21/02	1	1975.06
一九六四年荒川氏颱風預測法之研究	王崇岳	21/02	14	1975.06
預報電腦化之研究與設計	郭文鑠 胡仲英	21/02	18	1975.06
颱風頻率長期變化之例證研究	魏元恆 徐君明	21/02	25	1975.06
東亞地區地面脊線上之衛星雲系	徐寶箴	21/02	28	1975.06
台灣地區地震危險度之研究	徐明同	21/02	33	1975.06
民國六十三年颱風調查報告第一號琴恩	應用組	21/02	41	1975.06
民國六十三年颱風調查報告第二號范迪	應用組	21/02	46	1975.06
民國六十三年颱風調查報告第三號貝絲	應用組	21/02	52	1975.06
-----	-----	-----	-----	-----
台灣極端雨量與氣溫之分析及預測	魏元恆 蕭長庚 徐君明	21/03	1	1975.09
颱風經過台灣及其鄰近地區時之衛星雲	徐寶箴 劉復誠	21/03	13	1975.09
颱風路徑客觀預報方法之進一步研究	陳毓雷 鮑學禮	21/03	26	1975.09
苗栗豐原地區地震之研究	熊雲嶠	21/03	36	1975.09
作物氣象	曾文柄	21/03	45	1975.09
民國六十三年北太平洋西部颱風概述	應用組	21/03	50	1975.09
-----	-----	-----	-----	-----
大氣科學與氣象學名詞辨證及其研究發展之大勢	鄭子政	21/04	1	1975.12
中期預報之冬季高空大天氣型	吳宗堯 劉俠	21/04	7	1975.12
寒潮入侵台灣及鄰近地區前後之衛星雲系	徐寶箴	21/04	19	1975.12
台灣地區長期天氣預報之研究（二）	徐晉淮	21/04	26	1975.12
天氣類型法之電子計算機上客觀模擬選擇	胡仲英	21/04	42	1975.12
冬季寒潮對台灣地區水稻栽培之影響	楊之遠	21/04	50	1975.12

# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第一期

## 目次

### 論著

- 臺灣分區雨量之頻率分佈及其變率……………萬寶康 (1)
- 高空等壓面之高度場與衛星雲系之幾何形象關係研究……………徐寶箴 (15)
- 臺灣東部海底地震與斷層之關係……………彭志濱 (29)

### 譯述

- 颱風經過臺灣之性質演變……………劉子敬 (46)

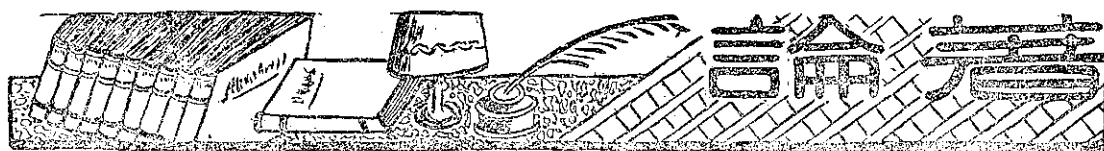
# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第一期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三七一三一八一(十線)
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三一四七二四

中華民國六十四年三月出版



## 臺灣分區雨量之頻率分佈及其變率\* (一)

### *The Frequency Distribution and Variability of the Regional Rainfall in Taiwan (1)*

萬 寶 康

*Pao-Kang Wan*

#### ABSTRACT

There are always certain fluctuations in a fairly long series of meteorological observations. Often several basic rhythms seem to be hidden in these fluctuations. They are irregular in phase and amplitude. Sometimes they reinforce, at other times they weaken each other. No physical reasons can be given as causes for many of the apparent cycles, and hence their reality has the support only of statistical criteria. Probably those rhythms associated with the variations in solar activities will have the best chance of eventual substantiation. Among them are correlations to the irregular sunspot cycles. It has also been verified that the changes of the sunspot cycles can not be considered uniquely to be responsible to the year to year variations of many meteorological elements in Taiwan Area including the precipitation which is the most important single climatic factor as the agricultural development is concerned.

In order to get rid of the nuisance from the connections of solar activities as well as other related physical factors, frequency analysis of precipitation of the 21 selected stations in Taiwan Area have been studied instead of the ordinarily used harmonic analysis. Assume that the annual precipitation of each station is considered as a series of continuous variates. Through the standard procedure of frequency analysis, the first four moments are calculated respectively for each station. Hence the average, the standard deviation and dispersions, the skewness and kurtosis of the annual precipitation for each station are thus determined. These results are then tabulated and analyzed in comparison with the normal distribution. They are also plotted on the area map for the investigation of their geographical pattern so that the regional characteristics of the annual precipitation in Taiwan Area may be thoroughly clarified.

In addition to the frequency analysis of the annual precipitation, a statistical measure of the variability around the mean is also made

---

\* 本文之完成曾獲得國家科學委員會之補助

for each station in the Taiwan Area. Since the absolute variability of precipitation is a function of its amount. The greater the precipitation is, the greater are the absolute changes from year to year. A map which absolute variability of precipitation is shown would indicate a pattern similar to that of an isohyetal map. Therefore, relative variability is used instead of absolute variability. The relative variability will show more clearly those regions where changes in monsoon circulations will produce the greatest relative changes in precipitation. These results are found to be very significant for the regional designs of agricultural development in Taiwan Area.

## 一、前 言

任何一地各種氣象資料之分析，通常多以其平均值及極端值為基礎，藉以明瞭其經常出現之標準狀態及其變化之幅度。如欲進一步瞭解其長期變化之全貌，則須應用各種適當之統計方法將已有之經驗事實再加以詳細分析。其法之一可自其觀測紀錄之時間序列中尋求其是否具有有一定之規律，觀察其升降趨勢並決定其是否具有往復變化之週期性。

此類問題之着手方法，可有兩種不同之觀點：其一種觀點可於事先由某一有關物理現象已知之一定規律，如週期性變化之存在，從而研究各種氣象要素隨時間之變化中是否亦具有此一共同之週期性。另一觀點則勿須於事先假定有任何已知之規律，但直接由各種氣象要素隨時間之變化中，發掘其是否具有某種並不預知之規律，如週期性變化之存在。再由各種有關之物理現象中，選擇其中某一最適切者，針對此一問題加以解釋，因而發現可能發生此種週期性變化之原因。

臺灣區域之氣象測站遍佈於本島及其附屬島嶼，並累積有多年之各種氣象資料。截至目前為止，連續保持有七十年以上之觀測紀錄者，計有基隆，臺北，臺中，臺南，澎湖，臺東與恆春等七處。六十年以上者，計有彭佳嶼與花蓮等兩處。四十年以上者，計有

高雄一處。三十年以上者，計有竹子湖，鞍部，淡水，新竹，永康，宜蘭，金六結，新港，大武，蘭嶼，日月潭，阿里山與玉山等十三處。以上二十三處氣象測站中，除少數間有缺報情形外，絕大多數均保持有連續三十年以上之觀測紀錄。此等累年之各種氣象資料極具有其科學價值，對於臺灣區域氣候與天氣特性之研究彌足珍貴。

近年我國氣象學者，對於臺灣區域各種氣象資料，曾作有系統之分析者頗不乏人。其間劉衍淮(1964)首先研究 1897-1960 六十四年間臺北與恆春兩處逐年與冬(一月為代表)夏(以七月為代表)平均氣溫與氣壓以及逐年與冬(一月為代表)夏(以七月為代表)雨量之變化趨勢與週期性。發現臺北與恆春兩處大致均具有相同之升降趨勢，並由逐年平均，5年平均，10年平均，20年平均與30年平均得到各種長短不同之週期。第一表即示劉氏由逐年平均與5年平均計算所得之各種週期。

第一表中顯示由逐年平均與5年平均所得之週期分別為3-4年，5-7年，11年，21-22年不等。此外，由10年平均，20年平均與30年平均更可顯示在長期變化中，尚有30-40年，65年，80-90年以及100年以上之各種週期。惟各種週期互相重叠，並不一定重複出現，同一週期之幅度亦不一定相等。前後不同時間內缺乏共同性之週期。

第一表 臺北恆春平均氣溫，平均氣壓與雨量變化之各種週期

區 分	測 站	氣 溫			氣 壓			雨 量		
		一 月	七 月	年	一 月	七 月	年	一 月	七 月	年
逐年平均	臺 北	3.6, 4.0	3.8	3.4, 10.7	3.2, 6.4	3.2, 5	3.6	3.6, 6.4	3.4, 6-7, 10.7	3.0, 7
	恆 春	3.2, 4.0, 3.6	3.6	3.4, 10.7	3.2, 6.4	3.2, 5	3.6	3.4	3.4, 6-7	3.0, 7, 5.7
5 年平均	臺 北			22	21	65			21	
	恆 春			22	21	10, 65			21, 65	



彭立 (1967) 選擇 1897-1963 六十六年間臺北氣溫與雨量之累年資料應用三個22年之分期調和分析對於同一問題再作深入之研究，並獲致以下兩項結論：

(1)在臺北氣溫與雨量之長期變化中，存在有較穩定之2-3年與22年左右之週期變化。此外尚有5-7年與60年左右之週期變化。2-3年之週期變化與熱帶平流層大氣之24-28個月之週期振盪相合，彼此間應有密切之關係。惟22年之週期變化似不能解釋為太陽黑子之影響，因太陽黑子更強之11年週期變化並未能引起相當於氣溫與雨量之穩定變化。

(2)上述之穩定週期變化僅佔長期變化各種週期中之一小部份，其他尚有甚多不穩定之週期變化混雜其中。如欲純粹根據調和分析以外推未來氣溫與雨量之長期變化，必難準確。

魏元恒 (1968) 在另一方面則曾強調 1897-1960 七十年間臺北與恆春兩處逐年與冬 (以一月為代表)

夏 (以七月為代表) 平均氣溫與氣壓以及逐年與冬 (以一月為代表) 夏 (以七月為代表) 雨量與太陽黑子週期變化之關係。魏氏僅選擇太陽黑子11年單週期，22年雙週期與80年長週期等三種週期為對象，分別研究臺北與恆春兩處逐年與冬夏平均氣溫與氣壓以及逐年與冬夏雨量之週期變化。吾人可將魏氏之研究結果歸納為以下三項結論：

(1)太陽黑子單週期係太陽黑子 Wolf 數之週期變化，長者為17年，短者為7年，平均為11年。在1897-1968 七十年間包括六個完整之單週期，各為12, 10, 10, 11, 10, 10 年不等，平均為10.5年。在臺灣區域中，太陽黑子最多年較最少之年平均氣溫與氣壓降低，年雨量則普遍增加。冬夏平均氣溫與氣壓以及雨量之變化趨勢與此相同。在平均氣溫與氣壓與雨量三者之中，以雨量之週期變化最為顯著，尤以山地更較平地顯著。此項研究結果如第二表所示。

第二表 臺北、阿里山、玉山平均氣溫，平均氣壓，雨量與太陽黑子單週期之關係

測 站	拔海高度 m	氣 溫 °C			氣 壓 mm			雨 量 %		
		一 月	七 月	年	一 月	七 月	年	一 月	七 月	年
臺 北	8	- 0.2	0.0	- 0.2	- 0.8	- 1.7	- 0.1	50	31	27
阿里山	2,406	0.2	- 0.7	0.1	0.4	- 0.3	- 0.2	30	52	36
玉 山	3,550	- 2.9	0.4	- 0.5	- 0.1	0.8	- 0.2	41	7	-

第二表中逐年與冬夏平均氣溫與氣壓為太陽黑子最多時與最少時之較差。逐年與冬夏雨量則為太陽黑子最多時與最少時較差與平均雨量之百分比。

(2)太陽黑子雙週期係由於太陽黑子本身磁極性之交互變換所導致。每一太陽黑子雙週期包括一主週期及一副週期，長者為24年，短者為20年，平均為22年。在1897-1968七十年間，魏氏以 1917, 1937, 1958

等為主最多年，1901, 1923, 1944, 1964等為主最少年。1905, 1928, 1947等為副最多年，1913, 1933, 1954 等為副最少年。共包括三個完整之雙週期，各為22, 21, 20年不等，平均為21年。臺灣區域逐年與冬夏平均氣溫與氣壓以及逐年與冬夏雨量與太陽黑子雙週期之關係甚為顯著，尤以逐年與冬夏雨量為著。其研究結果可分別歸納為第三表之一與二兩表。

第三表(一) 臺北平均氣溫，平均氣壓，雨量與太陽黑子雙週期之關係

臺 北	氣 溫 °C			氣 壓 mm 700+			雨 量 mm		
	一 月	七 月	年	一 月	七 月	年	一 月	七 月	年
MM	14.7	28.1	21.7	66.9	54.1	60.5	136	310	2183
mm	16.2	28.5	22.1	66.1	55.5	60.8	96	184	1705
MM-mm	- 1.5	- 0.4	- 0.4	0.8	- 1.4	- 0.3	40	126	478
M	16.6	28.2	21.6	64.8	55.2	60.9	135	202	2531
m	15.9	28.3	22.1	65.9	54.5	60.4	87	332	1864
M-m	0.7	- 0.1	- 0.5	- 1.1	0.7	0.5	48	- 130	667
MM-M	- 1.9	- 0.1	0.1	2.1	- 1.1	- 0.4	1	108	- 348

第三表(一) 恆春平均氣溫，平均氣壓，雨量與太陽黑子雙週期之關係

恆 春	氣 溫 °C			氣 壓 mm 700 +			雨 量 mm		
	一 月	七 月	年	一 月	七 月	年	一 月	七 月	年
MM	20.9	27.3	24.6	62.8	53.3	58.2	34	673	2331
mm	21.2	27.8	24.4	62.5	55.0	58.3	22	230	1904
MM-mm	- 0.3	- 0.5	0.2	0.3	- 1.7	- 0.1	12	443	327
M	21.4	27.6	24.6	61.7	54.4	58.3	30	327	2333
m	20.9	28.1	24.8	62.0	53.6	58.1	10	467	1979
M-m	0.5	- 0.5	- 0.2	- 0.3	0.8	0.2	20	- 140	354
MM-M	- 0.5	- 0.3	0.0	1.1	- 1.1	- 0.1	4	346	- 102

第三表中，MM 表示太陽黑子雙週期中主週期之主最多年，mm表示主最少年。M表示太陽黑子雙週期中副週期之副最多年，m 表示副最少年。MM-mm 表示主最多年與主最少年之較差，M-m 表示副最多年與副最少年之較差。

(3)至於太陽黑子80年長週期，因受資料年數之限制雖未能窺其全豹，但仍可約略看出在 1901-1960 之六十年間，臺北與恆春之年平均氣溫與年雨量之長期變化均有逐漸上升之趨勢，與80年長週期之變化趨勢甚為一致。

在魏氏此項研究中，因在 1897-1968 七十年間所定出之太陽黑子單週期與雙週期均係牽就其最多與最少出現之年份，以致各個單週期與雙週期之年數並不完全相等，均與臺北恆春兩處逐年與冬夏平均氣溫與氣壓以及逐年與冬夏雨量最大與最小出現年份之位相亦不完全相合。同時除對於太陽黑子單週期與雙週期分別予以考慮外，無法顧及其他各種週期之影響。

以上兩項研究之結果，雖然採取兩種不同之觀點，但對於任何一處之長期氣象變化，無論逐年與冬夏之平均氣溫與氣壓或逐年與冬夏之雨量均難斷定其間確實具有單一週期之存在。蓋同時間內有甚多不同之週期雜沓其間，故各種氣象要素如氣溫，氣壓與雨量等之長期變化均呈相當之紊亂現象，並不能清楚看出某一特定週期變化之明顯輪廓。復以大氣中之各種物理程序錯綜複雜，同時涉及之直接與間接因子甚多，其個別影響所及之程度亦深淺不一，故其結果自難望其必有十分規律之週期變化出現。此等有關之因子，除太陽黑子外，至少尚有天氣振盪，季風，洋流，海水表面溫度與極冰等其他因子。惟此等有關因子對於一地長期氣象變化影響。目前尚未完全明瞭，故太陽黑子對於一地各種氣象要素之長期變化雖有些微之

相關性可尋，但絕非唯一之控制因子。吾人欲求充分瞭解一地各種氣象要素長期變化之真相，勢須放棄此種傳統之方法，另闢其他可行之途徑。本研究之目的即在尋求此種可行之另一種方法；藉以解除一般傳統方法之困擾。

## 二、使用資料與工作方法

在各種氣象資料中，為適應經濟發展之需要，當以雨量為首要。因受工作時間之限制，本研究僅選用 1897-1972 年間基隆，宜蘭，花蓮，臺北，淡水，新港，臺東，大武，恆春，新竹，臺中，臺南，高雄，竹子湖，鞍部，日月潭，阿里山，玉山，彭佳嶼，澎湖與蘭嶼等二十一個測站之逐年雨量紀錄作為基本資料；其他各種氣象要素均不在討論之列。此等資料得自數種出版物。在1960年以前者得自前臺灣省氣象局先後出版之臺灣累年氣象報告及其續篇。在1961至1971年間者得自中央氣象局（包括前臺灣省氣象局）每年出版之年報。1972年者則得自中央氣象局所供給該年份各指定測站之影印紀錄卡片。

本研究選擇二十一個氣象測站之位置，拔海高度與紀錄年限如第四表所示。少數測站所缺少之紀錄年份均註釋於備考欄中。吾人可將此二十一個氣象測站按其地理特性劃分為以下六個區域。

(1)東北部沿海區域：包括基隆，宜蘭，花蓮，臺北與淡水等五個測站。

(2)東南部沿海區域：包括新港，臺東，大武與恆春等四個測站。

(3)西部沿海區域：包括新竹，臺中，臺南與高雄等四個測站。

(4)北部山地區域：包括竹子湖與鞍部等兩個測站。

第四表 臺灣各氣象測站之位置，拔海高度與紀錄年限

區域	測 站	位 置		拔海高度 m	紀 錄 年 限	備 考
		北 緯	東 經			
東北部沿海區域	基隆	25° 08'	121° 45'	3.4	1903-1972	缺 1945-1946
	宜蘭	24° 46'	121° 45'	7.4	1936-1972	
	花蓮	23° 58'	121° 37'	17.6	1911-1972	
	臺北	25° 02'	121° 31'	8.0	1897-1972	
	淡水	25° 10'	121° 26'	19.0	1943-1972	
東南部沿海區域	新港	23° 06'	121° 22'	36.5	1940-1972	
	臺東	22° 45'	121° 09'	8.9	1901-1972	
	大武壠	22° 21'	120° 54'	7.6	1940-1972	
	恆春	22° 48'	120° 45'	23.3	1897-1972	
西部沿海區域	新竹	24° 09'	120° 58'	32.8	1938-1972	
	臺中	23° 00'	120° 41'	83.8	1897-1972	
	臺南	22° 37'	120° 13'	12.7	1897-1972	
	高雄	25° 10'	120° 16'	29.1	1932-1972	
北山地區部	竹子湖	25° 11'	121° 32'	600.0	1947-1972	缺 1944-1948
	鼓部	22° 00'	121° 31'	836.2	1943-1972	
中山地區部	日月潭	23° 53'	120° 51'	1014.8	1942-1972	缺 1945 缺 1945-1947, 1949-1951
	阿里山	23° 31'	120° 48'	2406.1	1934-1972	
	玉山	23° 29'	120° 57'	3850.0	1944-1972	
附島嶼區	彭佳嶼	25° 33'	122° 04'	99.0	1910-1972	缺 1945-1947
	澎湖	23° 32'	119° 33'	9.4	1897-1972	
	蘭嶼	22° 02'	121° 33'	323.3	1942-1972	

(5)中部山地區域：包括日月潭，阿里山與玉山等三個測站。

(6)附屬島嶼區域：包括彭佳嶼，澎湖與蘭嶼等三個測站。

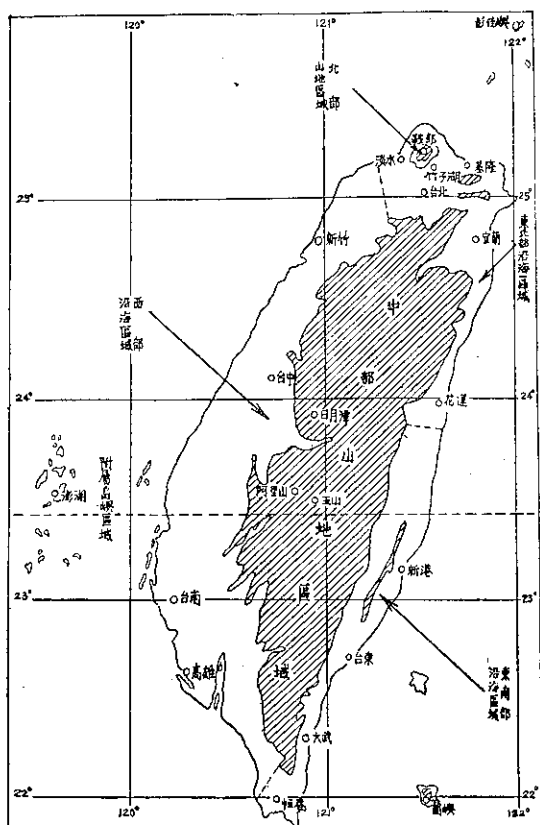
以上各區域之劃分及其所屬各氣象測站如第一圖所示。

作者因鑑於我國氣象學者對於臺灣區域逐年雨量變化之研究尚無滿意之結果，乃決定試用另一種方法予以研究。假定臺灣區域之逐年雨量可視為一種並無任何規律可尋之連續變量(Continuous variates)，應用統計學中之頻率分佈 (Frequency distribution) 分析方法，對於所選擇各氣象測站之逐年雨量分別予以研究。依次求出各氣象測站逐年雨量之平均值與極端值，以明瞭其標準狀態與變化幅度。然後求出其標準差 (Standard deviation) 與離差 (Dispersion)，偏態係數 (Skewness) 與峯度係數

(Kurtosis) 以明瞭其頻率分佈之型式與特性。此外並求出各氣象測站逐年雨量之相對變率 (Relative variability) 以明瞭各氣象測站逐年雨量對於平均值之相對變化。在本研究中，各氣象測站逐年雨量為一自變量 (Independent variable)，而相對變率則為一從變量 (Dependent variable)，不受逐年雨量變化之影響。故將二者合併分析，可使吾人對於各氣象測站逐年雨量之變化獲得更充分之瞭解。

茲將本研究之工作方法及其程序約略敘述於下：

(1)平均值之計算：設某一氣象測站之雨量紀錄年數為  $N$ ，如是則可在  $N$  年數之雨量紀錄中，求出其最大 (Maximum) 與最小 (Minimum) 兩個極端值 (Extremes) 及其變化幅度即其全距 (Range)。以 500mm 為其組距，將其全距區分為若干組 (Class)。每一組之起止數值謂之組限 (Class limits)。較大之數值為上限 (Upper limit)，較小之數值為下



第一圖 臺灣區域氣象測站之分佈

限 (Lower limit)。如 0-500, 500-1000, 1000-1500 等。各組之組中數謂之組號 (Class mark)。如 250, 750, 1250 等。然後由其逐年雨量之時間序列求出各組組限以內所有雨量之出現頻率 (Frequency)。

令其相當於逐年雨量最大頻率之組號為  $x_0$ ，並以  $x_0$  為  $u$  單位之原點。如是則小於  $x_0$  之組號應分別為  $u = -1, u = -2, u = -3$  等，大於  $x_0$  之組號應分別為  $u = +1, u = +2, u = +3$  等。求出各組頻率  $f_i$  與相當  $u_i$  之乘積，將其代數和除以紀錄年數  $N$  即得以  $u$  單位表示之分組平均值  $\bar{u}$ 。如欲使其還原為以  $x$  單位表示之分組平均值  $\bar{x}$ ，則可將以  $u$  單位表示之分組平均值  $\bar{u}$  乘以組距  $c$ ，再與相當於最大頻率之組號  $x_0$  相加即得。此兩種分組平均值之計算公式如下：

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum f_i u_i$$

$$\bar{x} = c\bar{u} + x_0$$

此為由分組頻率求平均值之簡捷方法。即先求以  $u$  單位表示之分組平均值，再求以  $x$  單位表示之分組

平均值。此處所得以  $x$  單位表示之分組平均值與由逐年雨量直接計算所得之算術平均值相差甚微。因吾人假定所有在同一組限內之逐年雨量均以其組號代表，故對於分組平均值之計算可能發生些微之誤差，但不致引起嚴重之影響。

(2) 各級動差之計算：欲綜合所採用之資料並顯示此等資料之特性，先須計算其各級動差 (Moments)

。以  $x_0$  為原點並以  $u$  單位表示之前四級動差為：

$$\nu_{1:u} = \frac{1}{N} \sum f_i u_i = \bar{u}$$

$$\nu_{2:u} = \frac{1}{N} \sum f_i u_i^2$$

$$\nu_{3:u} = \frac{1}{N} \sum f_i u_i^3$$

$$\nu_{4:u} = \frac{1}{N} \sum f_i u_i^4$$

其一般定義可書為：

$$\nu_{r:u} = \frac{1}{N} \sum f_i u_i^r$$

其中一級動差  $\nu_{1:u}$  即為前述以  $u$  單位表示之分組平均值  $\bar{u}$ ，可不必重複計算。同時在進行此一步驟時，可應用 Charlier 檢查法 (Charlier's check) 檢查其計算過程中有無誤差發生。其式如下：

$$\sum f(u+1)^4 = \sum f u^4 + 4 \sum f u^3 + 6 \sum f u^2 + 4 \sum f u + \sum f$$

為表示比較明晰起見，已將式中頻率  $f$  與單位  $u$  之附加字母  $i$  予以省略。

對於以  $u$  單位表示之分組平均值  $\bar{u}$  而言，其前四級動差為：

$$\mu_{1:u} = \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})$$

$$\mu_{2:u} = \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^2$$

$$\mu_{3:u} = \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^3$$

$$\mu_{4:u} = \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^4$$

其一般定義可書為：

$$\mu_{r:u} = \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^r$$

此兩種動差之相互關係可由下方各式推演得之。

$$\begin{aligned} \mu_1 &= \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u}) \\ &= \frac{1}{N} \sum f_i u_i - \bar{u} \frac{1}{N} \sum f_i \\ &= \nu_{1:u} - \bar{u} = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\mu_2 &= \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^2 \\ &= \frac{1}{N} \sum f_i u_i^2 - 2\bar{u} \frac{1}{N} \sum f_i u_i + \bar{u}^2 \\ &= \nu_2 - 2\bar{u}\nu_1 + \bar{u}^2 \\ &= \nu_2 - (\nu_1)^2 \\ \mu_3 &= \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^3 \\ &= \nu_3 - 3\nu_2\nu_1 + 2(\nu_1)^3 \\ \mu_4 &= \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^4 \\ &= \nu_4 - 4\nu_3\nu_1 + 6\nu_2(\nu_1)^2 - 3(\nu_1)^4\end{aligned}$$

爲表示明晰起見，以上各式中，亦已將各級動差之第二附加字母  $u$  予以省略。

如使其還原爲以  $x$  單位表示之各級動差，除一級動差  $\mu_{1:u}$  爲零不計外，其餘各級動差可以下列各關係式換算之。

$$\mu_{2:x} = C^2 \mu_{2:u}$$

$$\mu_{3:x} = C^3 \mu_{3:u}$$

$$\mu_{4:x} = C^4 \mu_{4:u}$$

(3)標準差與各種離差之計算：在以上各級動差之中，以二級動差  $\mu_2$  爲最重要。 $(\mu_2)^{1/2}$  謂之標準差，爲統計學中頻率分佈之最佳亦最正確之表示方法。以  $u$  單位與  $x$  單位表示之標準差可以下方兩式計算之。

$$\sigma_u = \sqrt{\mu_{2:u}}$$

$$\sigma_x = C \sigma_u$$

標準差  $\sigma_x$  爲各種離差之度量單位，用以表示頻率分佈之集散狀況。在直方圖 (Histogram) 中，吾人可以標準差  $\sigma_x$  及其倍數爲單位，計量平均值  $\bar{x}$  左右兩側各種離差之頻率百分數，以觀察此種頻率分佈之集散狀況。並以與常態分佈之各種離差相比較，以判別其與常態分佈之差異。所謂常態分佈 (Normal Distribution) 卽一種變量之自然出現機會，並可以一機率曲線 (Probability Curve) 代表之。常態分佈之各種離差應有以下之特性：

1. 在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內，其機率爲 0.6826，即相當於總頻率百分數 68.26%。在此離差範圍以外，其機率爲 0.3174，即相當於總頻率百分數 31.74%。

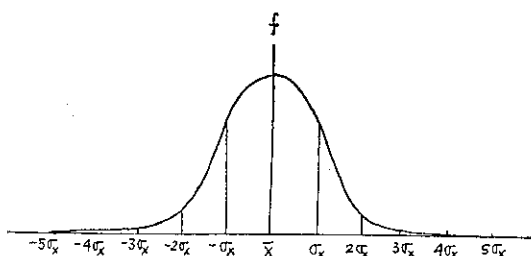
2. 在  $\bar{x} \pm 2\sigma_x$  離差範圍以內，其機率爲 0.9546，即相當於總頻率百分數 95.46%。在此離差範圍以外，其機率爲 0.0454，即相當於總頻率百分數 4.54%。

3. 在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內，其機率爲 0.9973，即相當於總頻率百分數 99.73%。在此離差範圍以外，

其機率爲 0.0027，即相當於總頻率百分數 0.27%。

4. 在  $\bar{x} \pm 4\sigma_x$  離差範圍以內，其機率爲 0.9999，即相當於總頻率百分數 99.99%。在此離差範圍以外，其機率爲 0.0001，即相當於總頻率百分數 0.01%。

5. 在  $\bar{x} \pm 5\sigma_x$  離差範圍以內，其機率幾爲 1.0000，即相當於總頻率百分數 100%。換言之，常態分佈之全距約爲  $10\sigma_x$ 。各種離差所包括之範圍如第二圖所示。



第二圖 常態曲線各種離差之範圍

臺灣區域各氣象測站逐年雨量各種離差之分析，可先計算其標準差  $\sigma_x$ ，然後以標準差  $\sigma_x$  爲單位，觀察其頻率分佈在各種離差範圍以內頻率百分數與常態分佈之比較，以判別其逐年雨量變化之穩定性與可靠性。

(4)偏態係數與峯度係數之計算：任何一種連續變量  $x$ ，如將其讀數由原點 0 移至平均值  $\bar{x}$  處，則此一新連續變量爲  $x' = x - \bar{x}$ ，並轉變爲對於平均值  $\bar{x}$  之偏差。再將此偏差  $x - \bar{x}$  除以標準差  $\sigma_x$ ，另得一以標準差  $\sigma_x$  爲單位之新變量  $t$ 。此種新單位  $t$  謂之標準單位 (standard unit)。以公式表示之則：

$$t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma_x} = \frac{x'}{\sigma_x}$$

此種新變量  $t$  有一顯著之特性，即與原有資料所使用之單位無關。

以標準單位  $t$  表示之  $r$  級動差可書爲

$$\alpha_r = \frac{1}{N} \sum f_i t_i^r,$$

吾人可證明此種動差應爲以  $x$  單位表示  $r$  級動差之函數。

$$\begin{aligned}\alpha_r &= \frac{1}{N} \sum f_i t_i^r \\ &= \frac{1}{N} \sum f_i \left( \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma_x} \right)^r \\ &= \frac{1}{(\sigma_x)^r} \frac{1}{N} \sum f_i (x_i - \bar{x})^r \\ &= \frac{\mu_{r:x}}{(\sigma_x)^r}\end{aligned}$$

令  $r=1, 2, 3, 4$ , 則其前四級動差分別爲：

$$\alpha_1 = \frac{\mu_{1;x}}{\sigma_x} = 0$$

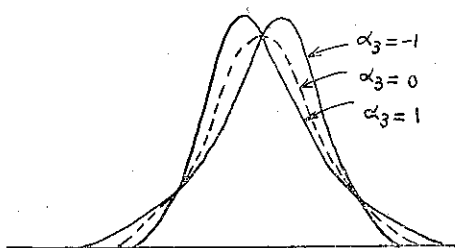
$$\alpha_2 = \frac{\mu_{2;x}}{\sigma_x^2} = 1$$

$$\alpha_3 = \frac{\mu_{3;x}}{(\sigma_x)^3}$$

$$\alpha_4 = \frac{\mu_{4;x}}{(\sigma_x)^4}$$

其中  $\alpha_1$  與  $\alpha_2$  爲兩個抽象性數字，對於任何一種頻率分佈均屬相同。 $\alpha_3$  爲偏態係數， $\alpha_4$  則爲峯度係數。因此兩種係數分子與分母之單位與帶次均屬相同，故其比率亦均爲一純數。偏態係數  $\alpha_3$  與峯度係數  $\alpha_4$  視頻率分佈之型式而定。

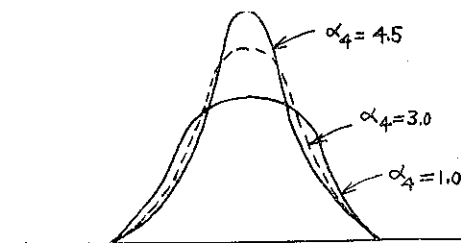
1. 偏態係數  $\alpha_3$  可表示一種頻率分佈之對稱性 (Symmetry)。吾人可由偏態係數  $\alpha_3$  之分析瞭解此種頻率分佈對於平均值  $\bar{x}$  之對稱與否。其正負符號視  $\mu_{3;x}$  之符號定之。因此處  $\alpha_{3;x} = \frac{1}{N} \sum f_i (x_i - \bar{x})^3$  可作爲一種頻率分佈對於平均值  $\bar{x}$  之對稱性計量。常態分佈爲一對稱性之曲線，故  $\mu_{3;x} = 0$ ,  $\alpha_3 = 0$ 。如正偏差超過負偏差，則  $\mu_{3;x} > 0$ ,  $\alpha_3 > 0$ ，是爲左偏或正偏，即偏於平均值之左方，其曲線長尾由左方向右方伸長。反之，如負偏差超過正偏差，則  $\mu_{3;x} < 0$ ,  $\alpha_3 < 0$ ，是爲右偏或負偏，即偏於平均值  $\bar{x}$  之右方，其曲線長尾由右方向左方伸長。一般之頻率分佈，其偏態係數  $\alpha_3$  均在  $+2$  與  $-2$  之間。第三圖表示  $\alpha_3 = 0$  對稱常態曲線， $\alpha_3 = 1$  正偏頻率曲線與  $\alpha_3 = -1$  負偏頻率曲線之比較。



第三圖 各種偏態係數之比較

2. 峯度係數  $\alpha_4$  可表示一種頻率分佈之集中性 (Concentration)。吾人可由平均值  $\bar{x}$  附近出現之相對次數看出此種頻率分佈之集散情形。常態曲線之峯度係數  $\alpha_4 = 3$ ，謂之常態峯 (Mesokurtic peak)，較常態曲線高狹之頻率曲線，其峯度係數  $\alpha_4 > 3$ ，謂之高狹峯 (Leptokurtic peak)。此種峯度係數稱爲正峯度係數。正峯度係數愈大則頻率曲線之狹度

愈大，表示其頻率分佈較常態曲線集中。較常態曲線低闊之頻率曲線，其峯度係數  $\alpha_4 < 3$ ，謂之低闊峯 (Platykurtic peak)。此種峯度係數稱爲負峯度係數。負峯度係數愈大，則頻率曲線之闊度愈大，表示其頻率分佈較常態曲線分散。通常頻率分佈之峯度係數  $\alpha_4$  均在 3 左右。第四圖表示  $\alpha_4 = 3$  常態曲線， $\alpha_4 = 4.5$  高狹曲線與  $\alpha_4 = 1.0$  低闊曲線之比較。

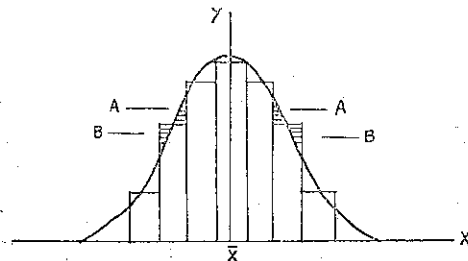


第四圖 各種峯度係數之比較

由臺灣區域各氣象測站逐年雨量之頻率分佈計算其偏態係數與峯度係數可進一步瞭解其頻率分佈之型式，是否較常態偏多抑偏少，集中抑分散。

(5) 二級與四級動差之修正問題：頻率分佈各級動差之計算係假定每一組限內之所有變量均以其組號代表之，即以一虛構之組中數代表同一組限內之所有真實數值。如分組過於粗糙，亦即組距過大，則其計算結果必致發生系統性之誤差。此種系統性之誤差可影響於二級動差  $\mu_2$  與四級動差  $\mu_4$  之計算，但不致影響於一級動差  $\mu_1$  與三級動差  $\mu_3$  之計算。由二級動差  $\mu_2$  與四級動差  $\mu_4$  所發生之誤差即可影響於標準差  $\sigma_x$  與峯度係數  $\alpha_4$  之計算。

設有一平滑曲線表示一種變量真實之頻率分佈，而一相當之直方圖則代表以其各組組號所繪製之頻率分佈。因各級動差係由直方圖所代表之頻率分佈計算而得，自難冀其結果與由平滑曲線所代表真實頻率分佈計算所得者完全相同。當吾人應用直方圖所代表之頻率分佈計算時，對於每一豎立之矩形實已略去曲線下之小陰影面積 A 而代以另一曲線上之小陰影面積 B，如第五圖所示。一般言之，B 常大於 A，則在



第五圖 Sheppard 修正之圖解

平均值  $\bar{x}$ 。左方之各個矩形，其 B 與 A 之較差為負值。在平均值  $\bar{x}$  右方之各個矩形，其 B 與 A 之較差為正值。欲瞭解此種情形，祇須假定各個小面積均為一近似之三角形，視其在平均值  $\bar{x}$  之左方或右方，即可決定其底邊為負號抑為正號。所有矩形之小面積較差，無論正號或負號，均將包括於各級動差公式之  $\sum f_i(x_i - \bar{x})^r$  總和中。故當  $r$  為奇數，即 1 或 3 時，則全距中之正負號較差大致互相抵消。但當  $r$  為偶數，即 2 或 4 時，則所有較差均為正號。0 個別誤差次第累積，遂使計算所得之二級動差  $\mu_2$  與四級動差  $\mu_4$  均嫌過大。

欲消除此種由分組而產生之系統性誤差，W. F. Sheppard (1898) 曾給出下列之修正方法。

$$\text{修正之 } \mu_{2,u} = \text{未修正之 } \mu_{2,u} - \frac{1}{12}$$

$$\text{修正之 } \mu_{4,u} = \text{未修正之 } \mu_{4,u} - \frac{1}{240} \\ (\text{未修正之 } \mu_{2,u}) + \frac{7}{240}$$

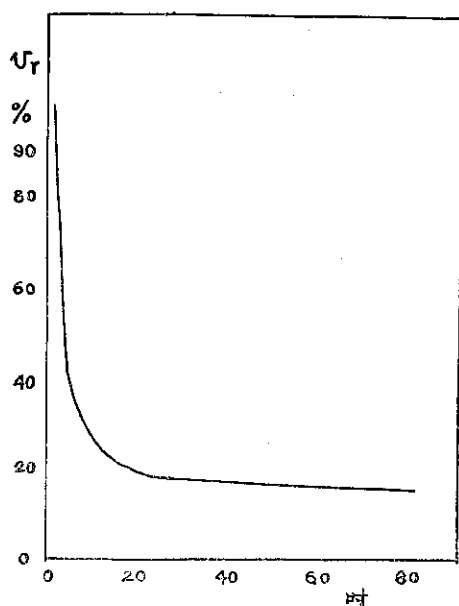
此處係假定組距為 1，即以  $u$  單位表示之變量。此種修正方法雖可改善應用直方圖所產生之系統性誤差，但是否有此需要，胥視其原始資料之精確度而定。通常此種系統性誤差均遠遜於原始資料中已經存在之誤差，故此種修正方法大都均無必要。雨量之觀測紀錄中，已有相當可觀之誤差存在，故此種修正方法實際亦無必要。

(6) 相對變率之計算：任一氣象測站逐年雨量之變化通常又可以其相對變率表示之，且為擬訂各種區域計劃所必須考慮之因子。此種相對變率曾經 E. R. Biel (1929) 開始應用，並經 V. Conrad (1941) 之倡導，可以看出逐年雨量對於平均值  $\bar{x}$  之相對變化。其計算公式如下：

$$v_r = 100 \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{N \bar{x}^2}$$

式中之相對變率  $v_r$  以百分數 % 表示之。

V. Conrad (1941) 曾根據遍佈全球 360 個測站之逐年雨量資料研究相對變率  $v_r$  與其年平均值  $\bar{x}$  之關係，發現此種關係為一雙曲線函數。換言之，即年雨量平均值愈大則相對變率愈小。反之，年雨量平均值愈小則相對變率愈大。其結果如第六圖所示。此圖顯示相對變率所受年平均雨量之影響。但當年平均雨量大於 28 吋（約 17 公厘），即超過曲線之轉向點時，則此種影響漸趨微弱。臺灣區域各測站之年雨量平均值，除澎湖一處略小於 1,000 公厘外，其餘各處均在 1,000 公厘以上，故不致影響於相對變率之代表性。



第六圖 相對變率與雨量之關係

### 三、極端值與全距之分析

任一測站各種氣象要素之極端值係指各種氣象要素在某一段時間內出現之最大值與最小值。此等數值之大小可因使用資料所包括年限之長短而異。劉衍淮 (1965) 曾著文研究臺灣區域各測站各種氣象要素之極端值。劉氏所使用之資料以前臺灣省氣象局先後出版之臺灣累年氣象報告及其續篇為主，起自 1897 年，終於 1960 年。各測站之資料年數因設置之年份而有不同，但以六十四年為其最多之年數。本研究所使用之資料，除上述資料外，另增加 1960 年以後共計十二年之資料。將其資料截止之年份延至 1972 年，使其最多之年數增至七十六年。其中有十一年即 1961 至 1971 年得自中央氣象局（包括前臺灣省氣象局）出版之年報，最後一年即 1972 年則得自該局所供給之影印紀錄卡片。其他各種來源之資料，因不盡可靠，故未予採用。

(1) 最大與最小年雨量及其出現年份：根據劉氏之研究，指出 1897 至 1960 之六十四年間，臺灣區域各測站中之最大年雨量以竹子湖 1947 年之 6668.8 公厘居首，其次為阿里山之 5861.7 公厘，再次為基隆之 5580.7 公厘，亦均出現於 1947 年。其他各測站之最大年雨量出現於 1947 年者，尚有宜蘭、金六結、花蓮、臺北、淡水、新竹、新港、臺東與大武等九處。可見 1947 年為臺灣普遍多雨之一年。此外，鞍部、鹿林山與玉山等三處之最大年雨量出現於 1956 年。臺南與高雄等兩處之最大年雨量則出現於 1939 年。

在 1897 至 1960 之六十四年間，臺灣區域各測站中之最小年雨量以澎湖 1916 年之 323.3 公厘居首，其次為臺南 1923 年之 685.0 公厘，再次為新竹 1954 年之 751.7 公厘。其他各測站之最小年雨量在 1,000 公厘以下者，尚有臺中 1923 年之 841.5 公厘與臺東 1907 年之 982.3 公厘。由各測站最小年雨量出現之年份，可見 1954 年為臺灣普遍少雨之一年。其中有花蓮、新竹、永康、阿里山、鹿林山、玉山與蘭嶼等七處之年雨量均以此年為最小。此外，彭佳嶼、基隆、臺中、臺南與日月潭等五處之年雨量以 1923 年為最小。竹子湖、宜蘭與金六結等三處之年雨量則以 1935 年為最小。

由第五表所示 1897 至 1972 七十六年間臺灣區

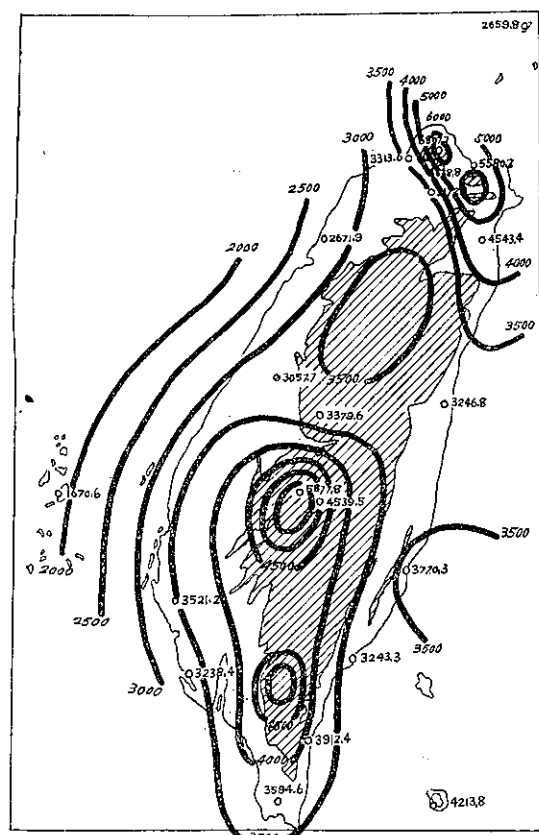
第五表 臺灣區域各測站年雨量之極端值與全距

區域	測 站	最大值 mm	年份	最小值 mm	年份	全 距 mm
東北部沿海區域	基 隆	5580.7	1947	1817.8	1923	3762.9
	宜 蘭	4543.4	1947	1703.0	1963	2840.4
	花 蓮	3245.8	1947	1104.9	1936	2141.9
	臺 北	3172.8	1947	1462.9	1971	1709.9
	淡 水	3313.6	1969	1166.0	1963	2147.6
東沿海南部區域	新 港	3770.3	1947	1523.4	1963	2246.9
	臺 東	3243.3	1947	982.3	1907	2261.0
	大 武	3912.4	1947	1710.8	1963	2210.6
	恆 春	3594.6	1935	754.1	1963	2840.5
西部沿海區域	新 竹	2671.9	1947	751.7	1954	1920.2
	臺 中	3057.7	1920	841.5	1923	2216.2
	臺 南	3521.2	1939	685.0	1923	2886.2
	高 雄	3238.4	1939	805.1	1963	2433.3
北山地區部	竹子湖	6668.8	1947	2690.6	1963	3978.2
	鞍 部	6807.7	1969	2963.6	1963	3844.1
中山地區部	日月潭	3379.6	1953	1485.7	1971	1893.9
	阿里山	5877.8	1972	2396.8	1954	3481.0
	玉 山	4539.5	1972	1873.6	1954	2665.9
附島嶼區域	彭佳嶼	2659.8	1947	1046.7	1923	1613.1
	澎 湖	1670.6	1898	323.3	1916	1347.3
	蘭 嶼	4213.8	1953	1772.1	1963	2441.7

域各測站之最大與最小年雨量及其出現之年份，發現若干測站之最大與最小年雨量及其出現年份與劉氏原列者已多有改變。其中鞍部 1969 年之最大年雨量 6807.7 公厘已超過竹子湖 1947 年之 6668.8 公厘，而

成為臺灣區域各測站最大年雨量之新紀錄。此外淡水 1969 年之 3313.6 公厘已超過 1947 年之 2989.0 公厘，阿里山 1972 年之 5877.8 公厘已超過 1947 年之 5851.7 公厘，玉山 1972 年之 4539.5 公厘亦超過 1956 年之 4130.7 公厘，均為 1960 年以後之新紀錄，殊堪注意。其他各測站之最大年雨量紀錄保持不變。由第五表同時可發現 1963 年亦為臺灣普遍少雨之一年。計有宜蘭、淡水、新港、大武、恆春、高雄、竹子湖、鞍部與蘭嶼等九處均於 1963 年出現最小年雨量之新紀錄。臺北 1971 年之最小年雨量 1462.9 公厘低於 1934 年之 1498.9 公厘，亦為一項新紀錄。

(2)最大與最小年雨量之分佈：第七圖為臺灣區域最大年雨量之分佈圖。圖中最大年雨量之等值線大致與海岸線及等高線相平行。顯示盛行風與海岸線走向之相對關係以及地形對於雨量垂直分佈之影響。東北部沿海區域在東北季風期間，因強烈變性之大陸冷氣團在此區域登陸並沿迎風面山坡上升以致降落豐沛之雨量，尤以北部山地區域最為顯著。東北部沿海區域之最大年雨量在 3,000 至 6,000 公厘之間，北部山地區



第七圖 臺灣區域最大年雨量之分佈



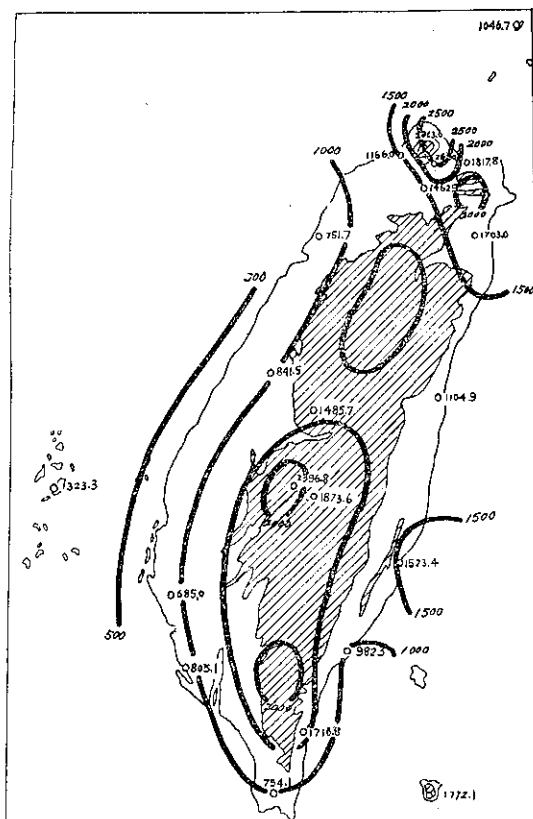
域則在 6 000 至 7,000 公厘之間。故北部山地區域鞍部之最大年雨量 6807.7 公厘與竹子湖之最大年雨量 6668.8 公厘分佔全省最大年雨量之第一、二位。東北部沿海區域基隆之最大年雨量 5580.7 公厘與宜蘭之最大年雨量 4543.4 公厘亦僅次於中部山地區域阿里山之最大年雨量 5877.8 公厘而分佔第四、五位。

東南部沿海區域在東北季風期間，因風向與海岸山脈平行，且在西南季風期間則受中南部山嶺之阻擋，雖非一季風勢力最顯著之區域，但為遭受颱風侵襲最頻仍之區域，故最大年雨量仍在 3,000 至 4,000 公厘之間。其中以大武之 3912.4 公厘為最大，臺東之 3243.3 公厘為最小。以最大年雨量而論，東南部沿海區域僅次於東北部沿海區域。

西部沿海區域在東北季風期間，因東北部與中部山嶺之阻擋而成為一雨蔭區。但在西南季風期間，則因陸地加熱與地形抬高作用，益行增加此種赤道暖濕氣團之不穩定度，以致雷陣雨流行。此種現象，尤以中部山地區域之迎風面山坡最為顯著。西部沿海區域之最大年雨量在 2,500 至 3,500 公厘之間。其中以臺南之 3,521.2 公厘為最大，新竹之 2,671.9 公厘為最小。中部山地區域之最大年雨量在 3,000 至 6,000 公厘之間，約與東北部沿海區域相埒。其中以阿里山之 5,877.8 公厘為最大，日月潭之 3,379.6 公厘為最小。玉山因其高度遠在對流雲之凝結面以上，故其最大年雨量 4,539.5 公厘反較阿里山之 5,877.8 公厘為少。

在附屬島嶼區域中，澎湖因地勢平坦，且海峽風勢強勁，減少降雨之機會；此種情況尤以東北季風期為甚。其最大年雨量僅有 1 670.6 公厘，為全省各測站中之最小者。彭佳嶼巍然屹立在東北季風中，但因面積過小，舉升作用不著，且其近地氣流可自兩側繞道通過，亦可使降雨機會減少。其最大年雨量僅 2,659.8 公厘，遠遜於東北沿海區域基隆之 5,580.7 公厘，尚不及其半數。蘭嶼地居東北季風與西南季風交會之所，且地形高聳，又為颱風經常掠過之處，故其最大年雨量 4,213.8 公厘為附屬諸島嶼之冠，亦較東南部沿海區域臺東之 3,243.3 公厘為大。

第八圖為臺灣區域最小年雨量之分佈圖。圖中之最小年雨量等值線與第七圖中之最大年雨量等值線具有相似之形式。換言之，最大年雨量較大之處，其最小年雨量亦較大。反之亦然。其中東北部沿海區域之最小年雨量在 1,000 至 2,000 公厘之間，仍為全省最小年雨量之最大區域之一，僅次於中部山地區域。其中以基隆之 1,817.8 公厘為最大，花蓮之 1,104.9 公厘為



第八圖 臺灣區域最小年雨量之分佈

最小。東南部沿海區域之最小年雨量在 500 至 1,500 公厘之間，仍介於東北部沿海區域與西部沿海區域之間。其中以新港之 1,523.4 公厘為最大，恆春之 754.1 公厘為最小。西部沿海區域為本島最小年雨量之最小區域，其最小年雨量均在 1,000 公厘之下。其中以臺中之 841.5 公厘為最大，臺南之 685.0 公厘為最小。

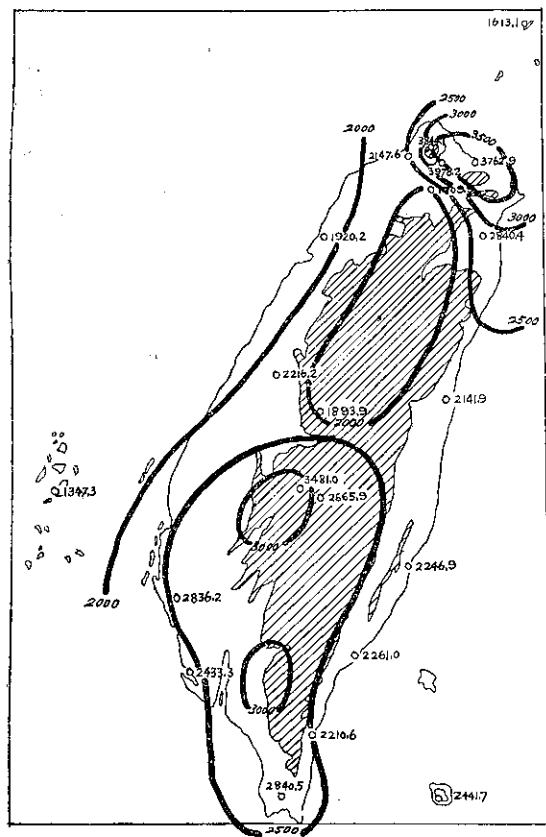
北部山地區域之最小年雨量在 2,500 至 3,000 公厘之間，其中鞍部之 2,963.6 公厘大於竹子湖之 2,609.6 公厘。中部山地區域之最小年雨量在 1,500 至 2,500 公厘之間，仍小於北部山地區域。其中以日月潭之 1,485.7 公厘為最小，阿里山之 2,396.8 公厘為最大。玉山之 1,873.6 公厘大於日月潭，而小於阿里山。

在附屬島嶼區域中，以澎湖之最小年雨量 323.3 公厘為最小，亦為全省各測站最小年雨量中之最小者。彭佳嶼之最小年雨量 1,046.7 公厘較東北部沿海區域基隆之最小年雨量 1,817.8 公厘為小，蘭嶼之最小年雨量 1,772.1 公厘，則遠較東南部沿海區域臺東之最小年雨量 982.3 公厘為大。

(3)最大與最小年雨量之全距：由第五表所示，可

見臺灣區域各測站中，其最大與最小年雨量之全距以竹子湖之3,978.2公厘為最大，鞍部之3,844.1公厘次之，基隆之3,762.9公厘又次之。同時以澎湖之1,347.3公厘為最小，彭佳嶼之1,613.1公厘次之，臺北之1,709.9公厘又次之。其餘各測站最大與最小之全距均在基隆之3,762.9公厘與臺北之1,709.9公厘之間。換言之，最大與最小年雨量較大之處，其變化之幅度亦較大，最大與最小年雨量較小之處，其變化之幅度亦較小。

第九圖為臺灣區域最大與最小年雨量全距之分佈



第九圖 臺灣區域最大與最小年雨量全距之分佈

圖。圖中顯示其全距之等值線亦與海岸線及等高線有密切之關係。其中以東北部沿海區域與北部山地區域之全距為最大，約在2,000至4,000公厘之間，以竹子湖之3,978.2公厘為最大，淡水之2,147.6公厘為最小。東南部沿海區域之全距約在2,000至3,000公厘之間，以恆春之2,840.5公厘為最大，大武之2,210.6公厘為最小。西北部沿海區域之全距在2,000公厘以下，以新竹之1,920.2為中心。西南部沿海區域之全距在2,500公厘以下，以高雄之2,433.3為中心。中南部山地區域與西部沿海區域之全距在2,500至3,500

公厘之間，僅次於東北部沿海區域與北部山地區域。以阿里山之3,481.0公厘為最大，臺南之2,836.2為最小。此外，另有兩個全距較小之區域，一在臺北盆地附近，一在中北部山地區域，均在2,000公厘以下。前者包括臺北之1,709.9公厘，後者則包括日月潭之1,893.9公厘。

在附屬島嶼區域中，其全距在1,000至2,500公厘之間。其中除蘭嶼之2,441.7公厘在2,000公厘以上，其餘彭佳嶼之1,613.1公厘與澎湖之1,347.3公厘均在2,000公厘以下。

#### 四、平均值之分析

任何一處逐年雨量之平均值，雖然使用相同之資料，仍可因其計算方法之不同而稍有差異。通常係應用算術平均法計算，本研究則係應用頻率分析法計算之。第六表為臺灣區域各測站逐年雨量之分組頻率。作者為校驗由頻率分析法所計得平均值之真實性，曾再使用相同之資料應用算術平均法計算其平均值以資比較。由此兩種方法所計得之臺灣區域各測站逐年雨量平均值及其較差可合列為第七表。

第七表顯示由頻率分析法所計得之臺灣區域各測站逐年雨量平均值與由算術平均法所計得者，其較差大都均甚微小。且大多數為正值，僅有極少數為負值。最大之正值為中部山地區域玉山之+75.4公厘，約為年平均值之2.4%。最小之正值為東北部沿海區域花蓮之+2.5公厘，僅約為其年平均值之0.1%。最大之負值為附屬島嶼區域澎湖之-39.1公厘，約為其年平均值之3.8%，最小之負值為東南部沿海區域臺東之-4.7公厘，約為其年平均值之0.3%。可見無論正負較差均不超過其相當年平均值之4.0%。對於臺灣區域之21個測站而言，其平均之絕對較差僅有1.0%。故可認為由頻率分析法所計得之逐年雨量平均值具有高度之真實性，同時可證明此種計算方法亦有其適用之價值。本研究有關臺灣區域各測站逐年雨量平均值之討論，即以由頻率分析法所計得者為準據。

臺灣區域各測站逐年雨量之平均值，以北部山地區域鞍部之4630.0公厘與竹子湖之4538.5公厘佔第一、二位，中部山地區域阿里山之4160.5公厘佔第三位。其他逐年雨量平均值在3,000公厘以上者尚有三處：一為中部山地區域玉山之3,206.5公厘，一為東北部沿海區域基隆之3,198.5公厘，一為附屬島嶼區域蘭嶼之3,107.0公厘。其餘逐年雨量平均值在2,000公厘以下者，依次為彭佳嶼之1,718.0公厘，新竹之1,735.5

第六表 臺灣區域各測站逐年雨量之分組頻率

組	mm	限	0 — 500	500 — 1000	1000 — 1500	1500 — 2000	2000 — 2500	2500 — 3000	3000 — 3500	3500 — 4000	4000 — 4500	4500 — 5000	5000 — 5500	5500 — 6000	6000 — 6500	6500 — 7000	紀錄年數
組		號	250	750	1250	1750	2250	2750	3250	3750	4250	4750	5250	5750	6250	6750	
東北部沿海區域	基隆 宜蘭 花蓮 臺東 淡水					3 4 22 29 14	6 9 27 34 5	19 13 6 9 7	20 7 2 1 1	15 2	1	3 1	1	1			68 37 62 76 30
東沿海南區部域	新港 臺東 大武壠 恆春			1 1	17 4	8 33 6 19	14 13 13 27	6 7 7 20	4 1 4 4	1 3 1							33 72 33 76
西部沿海區域	新竹 中壢 南港 高雄			2 3 5 3	9 20 20 9	13 31 29 18	10 17 15 9	1 4 6 1	1 1 1	1							35 76 76 41
北山地區部域	竹子 湖部							2 1	1 1	4 4	6 6	6 5	3 3	2 4	1	1	26 25
中山地區部域	日月潭 山阿 玉山			2		7	10 1 3	5 2 4	6 7 9		3 3	11 1	3	3			30 39 23
附屬區域	彰化 澎湖 蘭	4	38	18 29	31 5 1	12 3	1 4	1	16	3	1						62 76 28

第七表 臺灣區域各測站逐年雨量平均值 (公厘)

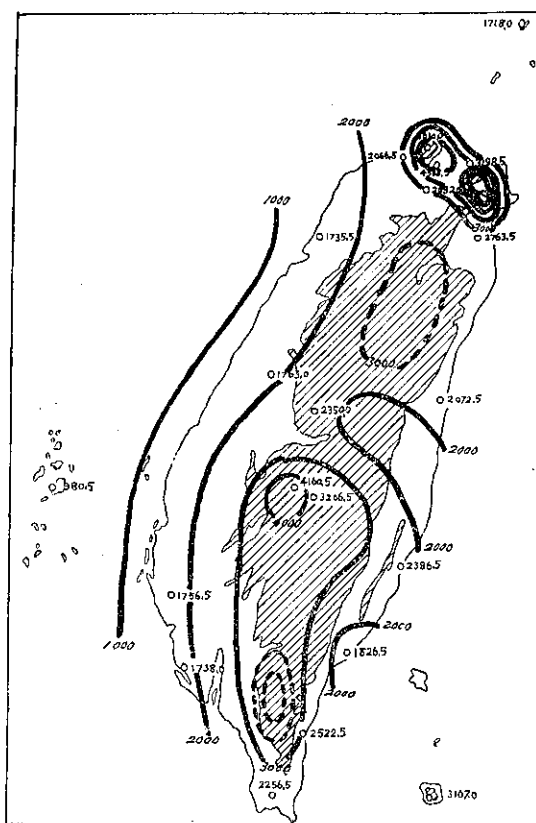
區域	測站	平均值(1) (頻率分析法)	平均值(2) (算術平均法)	較差 (1)-(2)	百分數% $\frac{(1)-(2)}{(1)} \times 100$
東北部沿海區域	基隆	3198.5	3194.1	+ 4.4	+ 0.1
	宜蘭	2763.5	2734.4	+ 29.1	+ 0.1
	花蓮	2072.5	2070.3	+ 2.5	+ 0.1
	臺北	2092.0	2089.0	+ 3.0	+ 0.1
	淡水	2066.5	2056.1	+ 10.4	+ 0.5
東部沿海區域	新港	2386.5	2341.2	+ 45.3	+ 1.9
	臺東	1826.5	1831.2	- 4.7	- 0.3
	大武壠	2522.5	2549.8	- 27.3	- 1.1
	恆春	2256.5	2229.8	+ 26.7	+ 1.2
西部沿海區域	新竹	1735.5	1688.7	+ 46.8	+ 2.8
	臺中	1763.0	1739.2	- 23.8	+ 1.4
	臺南	1756.5	1766.1	- 9.6	- 0.5
	高雄	1738.0	1757.7	- 19.7	- 1.1
北山地區區域	竹子湖	4538.5	4527.7	+ 10.8	+ 0.2
	鞍部	4630.0	4595.2	+ 34.8	+ 0.8
中山地區區域	日月潭	2350.0	2346.7	+ 3.3	+ 0.1
	阿里山	4160.5	4143.8	+ 16.7	+ 0.4
	玉山	3206.5	3131.1	+ 75.4	+ 2.4
附屬島嶼區域	彭佳嶼	1718.0	1715.4	+ 2.6	+ 0.2
	澎湖	980.5	1019.6	- 39.1	- 3.8
	蘭嶼	3107.0	3071.9	+ 35.1	+ 1.1

公厘，高雄之1,738.0公厘，臺南之1,756.5公厘，臺中之1,763.0公厘與臺東之1,826.5公厘。其最小者為附屬島嶼區域澎湖之980.5公厘，亦為全省唯一逐年雨量平均值在1,000公厘以下之測站。此外，宜蘭、花蓮、臺北、淡水、新港、大武、恆春與日月潭等八處之逐年雨量平均值均在2,000與3,000公厘之間。

關於臺灣本島逐年雨量平均值之分佈，近年來有亢玉瑾(1968)與戚啓勳(1969)曾先後作有詳盡之研究。亢氏應用1963年以前具有三十年以上雨量紀錄之測站51處，繪製年平均及一、四、七、十各月平均之等雨量線圖並加以分析，頗能顯示臺灣區域全年及各季平均雨量分佈之特性。戚氏繼亢氏之後，亦廣泛蒐集臺灣本島各種來源之更多雨量資料。其中除亢氏所整理之雨量紀錄外，尚包括1956-1965十年間以山地為主之雨量紀錄73處，1935年本省光復以前之雨量紀錄182處以及經濟部水資源開發委員會出版之臺灣雨量紀錄463站年，主要為1956年以前之紀錄。戚氏

即根據此等雨量資料繪製年平均及各月平均之等雨量線圖並加以分析。惟此等雨量線圖因使用資料繁多，略嫌複雜零亂，但繪製時能兼顧季風與地形之影響，則為其特有之優點。祇以此等眾多之雨量資料，資料來源不同，起迄年份不同，且若干處資料重複，數值亦頗有出入，均可構成整理時之困難，其間種種誤差在所難免。

本研究使用臺灣區域由頻率分析法所計得之逐年雨量平均值21處，並參考亢戚兩氏所研究之結果，亦可大致繪製一圖表示臺灣區域逐年雨量平均值分佈之等雨量線圖，如第十圖所示。此圖因使用資料較少，



第十圖 臺灣區域逐年雨量平均值之分佈

故與亢氏所繪製者比較相近。且在中山山地區域之內，略去若干年平均雨量特大之零散小區，而以數個概括性之大區表示之。由圖中之等雨量線顯示全省除附屬島嶼區域澎湖之980.3公厘，在1,000公厘以下，其餘各處之年平均雨量均在1,000公厘以上。本島西部沿海區域1,000與2,000公厘之等雨量線均大致與海岸線及等高線相平行，並由海岸向山地增大，呈現雨量與地形之關係甚為明顯。(未完下期續)

# 高空等壓面之高度場與衛星雲系之 幾何形象關係研究\*

徐 寶 箴

## *An Investigation of Geometrical Relations between the Feature of Upper Contour Fields and Characteristics of Satellite Cloud Patterns*

Pao-chin Hsu

### ABSTRACT

The satellite digital pictures made by USA Climatological Center for the period of June 1969-April, 1971 were used. Both the surface and upper air weather charts made by Central Weather Bureau as well as Japan Meteorological Agency were checked. Every picture related with upper trough, ridge and jet stream was examined for schematic relations with their accompanying cloud patterns. The results are as follows:

1. There are a very good schematic relations between the cloud patterns and the troughs and ridges of 500 mb chart or jet streams. 12 representative pictures are selected and studied with the corresponding contourlines, troughs, or ridges or jet streams drawn on them to show their relations.
2. some particular cloud free areas as well as some particular local clouds are of assistance in analysis for 500 mb troughs and ridges or jet streams in the concerned area.
3. In the summer time, when the Pacific high pressure ridge is extending into south China, there are anticyclonically curved cumuloform cloud lines (dashed lines) seen in that ridge. The 500 mb ridge line will be very close to the ridge line in the curved cloud lines. This might be a special cloud pattern seen in the particular place and time.

### 一 引 言

依據氣象衛星拍攝之雲系照片，繪製地面及 500 mb 天氣圖，並作分析天氣及預報天氣之用，近年來已有快速之發展。美國國家海洋及大氣總署 (NOAA)，國家環境衛星業務處 (NESS) 之應用小組 (Application Group)，首先以氣象衛星之 APT 併合照片，繪製小區域之地面天氣圖。該小組近年更着重發展以單號 ESSA, ITOS 及 NOAA 等衛星之高

級視象攝影系統 (AVCS) 所拍攝並經電腦處理後之照片 (通常稱之為數化照片 Digitized Picture)，用以研究及分析半球及赤道地區之天氣。(按數化照片係將每張照片分為若干條線，每一條線再分為若干點，每一點均有其經緯度及雲影象亮度之等級數，此種資料經亮度及照明度等校正後，再影印於任何投影之地圖上，無變形，拼接或不連續等之缺點。)

美國 NOAA NESS 之應用小組曾編印有 The use of satellite picture for surface and 500 mb chart analysis 一書，以複合圖之形式說明雲系與地面圖及 500mb 圖之相互關係，提供全世界性研究與訓練之用。惟其所舉之實例，僅限於北半球之太

\* 本研究之完成，曾得國家科學委員會之補助。

平洋地區，中國與其他地區均付闕如。

## 二 本研究之目的

本研究爲本人去年研究專題之延續，去年之研究偏重東亞地區螺旋雲系及其發展過程中之雲系與地面氣壓系之幾何形象關係。本年之研究着重東亞地區衛星雲系與高空噴射氣流，高空槽，高空脊等之高空等壓面高度場之關係。惟限於資料，高空之槽脊系統，暫以 500 mb 之高度場爲主要對象；噴射氣流暫以 300 mb 之高度場爲準據。此種高空氣壓系統，能影響地面氣壓系統之發展或能操縱或阻塞地面氣壓系統之行動，對天氣分析與預報均有密切之關係，希望能由衛星照片之應用，決定高空槽脊及噴射氣流之位置，以爲東亞地區天氣分析及預報之參考應用。

## 三 本研究所用之資料及其時間與地區範圍

(一) 衛星照片：本研究所用之衛星照片係以向美國氣候中心購得之數化照片爲主，並參考空軍每日接收之照片。

(二) 天氣圖：中央氣象局每日繪製之天氣圖以外，主要參考日本氣象廳印製之每日天氣圖。

(三) 氣象紀錄：應用中央氣象局及所屬各測候所之每日紀錄外，並應用東亞地區主要測站之地面及高空紀錄。

(四) 範圍：爲配合現有之衛星照片紀錄，本研究之時間範圍爲 1969 年 6 月至 1971 年 4 月。地區範圍與去年研究者相同，即東經 100°E 至 140°E 及北緯 20°N 至 50°N 之間。

## 四 東亞地區高空槽脊及噴射氣流之特性

欲分析某一地區每日衛星照片，以爲分析該地區高空天氣圖之用，首先須明瞭該地區大範圍之氣流特性，或即該地區高空槽脊及噴射氣流之特性。茲概述東亞地區之槽脊及噴射氣流平均情況如下：

### (一) 500mb 東亞波槽

1. 東亞主槽：按照 500mb 標準平均圖統計，東亞主槽，多常駐於中國東方沿海，成半停留狀態，冬季時，尤爲如此。此種主槽，可因季節不同，有東西間之移位，或向南伸長及向北縮短之變動。茲就標準 500mb 圖上，選取 5400 m 及 5700mb 兩條等高線，全年各月東亞主槽出現之經緯度位置，列如下第一表。

第一表 標準 500 mb 東亞主槽

槽	日	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
東亞主槽	60°N	135°E	140°E	145°E	165°E	175°E	180°E	180°E	180°E	170°E	140°E 170W	130°E	140°E
	50°N	142°E	140°E	150°E	160°E	174°E	175°E	170°E	170°E	173°W	140°E 165W	140°E	142°E
	5400m	38°N 140°E	37°N 145°E	41°E 143°E	47°N 155°E	52°N 175°E	— —	— —	— —	70°N 160W	54°N 140°E	43°N 135°E	40°N 140°E
	5700m	28°N 140°E	29°N 139°E	30°N 138°E	32°N 130°E	35°N 125°E	38°N 133°E	43°N 170°E	49°N 168°E 120°E	43°N 175°E 130°E	37°N 132°E	33°N 125°E	30°N 130°E

由以上第一表，可知等高線 5400m 所成之主槽，在 10 至 3 月期間，其平均位置均約位於東經 140°E 附近；在四至五月期間，向東移至中太平洋，在六至八月期間，並無 5400m 等高線之槽。以等高線 5700m 之主槽言，除一至三月期間，亦停留在 140°E 左右外，四五六各月，向西移至東經 130°E 左右；至七八九各月則多停留於中太平洋；自七月開始，其所在

之緯度均在北緯 43° 以北，顯示西風帶在此數月期間，已迅速向北移。自八月開始，5700m 等高線之槽，除停留在東經 170° 附近約兩月外，在東經 120°E 至 130°E 附近亦有新槽出現，是東亞主槽回復其冬季正常位置之始。

2. 孟加拉高空槽：依照 500mb 標準圖統計孟加拉高空槽之各月平均位置，如第二表所示孟加拉高空

槽，僅出現於冬季之 10 月至 5 月期間，其平均位置約在印度之東部，即經度  $95^{\circ}\text{E}$  及緯度  $22^{\circ}\text{N}$  附近。雖與本研究地區範圍無關，但當此波槽東移至泰國或中南半島而加強時，在槽線之東方地區，將有強烈之

西南氣流，使我國之南部及臺灣一帶之天氣，均極為惡劣；如遇地面上有極鋒停留，亦可因之誘發氣旋生長，或使已有之氣旋加強。

第二表 標準 500mb 圖孟加拉槽之位置

月份 等高線	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5800m	$22^{\circ}\text{N}$ $95^{\circ}\text{E}$	$22^{\circ}\text{N}$ $105^{\circ}\text{E}$	$23^{\circ}\text{N}$ $95^{\circ}\text{E}$	$24^{\circ}\text{N}$ $108^{\circ}\text{E}$	$25^{\circ}\text{N}$ $108^{\circ}\text{E}$	— —	— —	— —	— —	$33^{\circ}\text{N}$ $75^{\circ}\text{E}$	$27^{\circ}\text{N}$ $105^{\circ}\text{E}$	$23^{\circ}\text{N}$ $90^{\circ}\text{E}$
5850m	— —	— —	— —	$18^{\circ}\text{N}$ $96^{\circ}\text{E}$	$21^{\circ}\text{N}$ $96^{\circ}\text{E}$	— —	— —	— —	— —	$22^{\circ}\text{N}$ $84^{\circ}\text{E}$	$22^{\circ}\text{N}$ $100^{\circ}\text{E}$	$37^{\circ}\text{N}$ $98^{\circ}\text{E}$

### (二) 500mb 亞洲波脊

按照 500mb 標準圖統計之結果，東亞波脊（主要為亞洲波脊），其平均位置約如下第三表所示：

由下表可知亞洲脊，5400m 等高線所表示者，在冬季之 10 月至 4 月期間才有出現，且不論 5400M 或 5700M 等高線所表示之波脊，均多在東經  $100^{\circ}$

以西及北緯  $50^{\circ}$  北之地區，非屬本研究之地區範圍；惟此表係代表平均情況，有時 500mb 之高空波脊，可以移至東經  $100^{\circ}\text{E}$  以東，與地面冷高壓相加，形成一個暖性而緩慢移行之高氣壓。

夏季時，太平洋高氣壓向西伸張勢力，有時可以形成一個 500mb 之高壓脊，向中國之東南部伸展，

第三表 亞洲高空脊之平均位置 (500mb)

月份 等高線	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
5400m	$52^{\circ}\text{N}$ $75^{\circ}\text{E}$	$52^{\circ}\text{N}$ $80^{\circ}\text{E}$	$55^{\circ}\text{N}$ $75^{\circ}\text{E}$	$65^{\circ}\text{N}$ $45^{\circ}\text{E}$	— —	— —	— —	— —	— —	$61^{\circ}\text{N}$ $100^{\circ}\text{E}$	$56^{\circ}\text{N}$ $80^{\circ}\text{E}$	$55^{\circ}\text{N}$ $55^{\circ}\text{E}$
5700m	$29^{\circ}\text{N}$ $78^{\circ}\text{E}$	$32^{\circ}\text{N}$ $80^{\circ}\text{E}$	$35^{\circ}\text{N}$ $80^{\circ}\text{E}$	$41^{\circ}\text{N}$ $75^{\circ}\text{E}$	$46^{\circ}\text{N}$ $70^{\circ}\text{E}$	$53^{\circ}\text{N}$ $45^{\circ}\text{E}$	— —	$55^{\circ}\text{N}$ $45^{\circ}\text{E}$	$48^{\circ}\text{N}$ $80^{\circ}\text{E}$	$44^{\circ}\text{N}$ $85^{\circ}\text{E}$	$38^{\circ}\text{N}$ $70^{\circ}\text{E}$	$34^{\circ}\text{N}$ $75^{\circ}\text{E}$

形成一種華南及華中一帶之特殊天氣。

### (三) 東亞噴射氣流

按 Namais (1947), Palmen (1948) Defant 及 Taba (1957) 等先後利用逐日沿同一經度線剖面圖之研究，知沿同一經度上，常有兩股噴射氣流存在，除南方一股為副熱帶噴射氣流外，北方一股為極鋒噴射氣流。前者 Palmen 認為係受高空信風環流南來角動量之支持，其存在頗為穩定。後者則與極地空氣爆發，造成南北向溫度梯度集中有關。此等噴射氣流之流動，常是蜿蜒狀。冬季時，東亞地區，常同時出現兩種噴射氣流，有時且二種噴射氣流在同一地點之上空出現，副熱帶噴射氣流在上層，極鋒噴射氣流在下層。

#### 1. 東亞副熱帶噴射氣流：

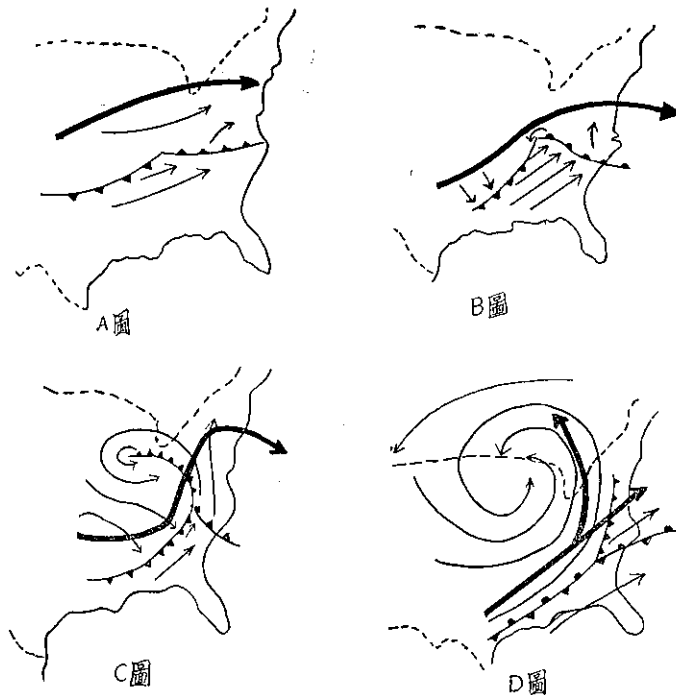
關於東亞副熱帶噴射氣流之研究 Yin (1949)

Yeh (1950) Chandhury (1950) Mohki (1953) 等人均極有貢獻，彼等認為冬季隨太陽南移而加強之東亞副熱帶噴射氣流，因受西藏高原之阻碍而分裂為兩支，兩支常在東經  $130^{\circ}\text{E}$  左右相合而為一。

南支噴射氣流，在 10 月中旬，在喜馬拉雅山南麓出現後逐漸向南移動，至二月間達到其南限位置，自 2 月至 6 月其勢力逐漸減弱，至七月，此南支噴射氣流已告消失。北支噴射氣流，自春季後開始北移至七八月間達到其北限。根據東經  $80^{\circ}\text{E}$  縱剖面圖分析，此北支噴射氣流，在夏季時，可北移至  $41^{\circ}\text{N}$ ，最大風速可達 75kts，高度在 200mb 或略高。

#### 2. 東亞極鋒噴射氣流

Vederman (1954) 將極鋒噴射氣流之形態變化，按其發展過程分為四個階段，如第一圖所示。



第一圖 極鋒噴射氣流發展過程之四階段

以上第一階段如第一圖A為地面氣旋新生，極鋒噴射氣流平而直，遠在鋒面之北方，第二階段如B圖所示，隨地面氣旋之發展，極鋒噴射氣流波幅增大而靠近氣旋之北方。第三階段如C圖所示，地面氣旋包圍後，極鋒噴射氣流成為大振幅波動，移位於氣旋中心之南方而與包圍鋒相交，第四階段如D圖所示，地面氣旋已變為冷氣旋，包圍鋒已消散，噴射氣流分裂為二支，主支漸隨衰老氣旋消滅，另一支成為新生之噴射氣流。

東亞地區之極鋒噴射氣流，據美國空軍東京氣象中心（1955）之研究，冬季之平均位置約在  $35^{\circ}\text{N}$  至  $40^{\circ}\text{N}$  之間。夏季之平均路徑約在  $45^{\circ}\text{N}$  至  $50^{\circ}\text{N}$  之間，春秋兩季，其平均路徑之逐月變化較大，通常約在  $40^{\circ}\text{N}$  至  $45^{\circ}\text{N}$  之間。又據該中心之研究：極鋒噴射氣流南向移動時，可在  $35^{\circ}\text{N}$  之上空與副熱帶噴射氣流合併為一股更強之噴射氣流，或併列為平行之兩股噴射氣流。又據徐應璽（1956）及王時鼎（1958）之研究，寒潮南下期間，臺灣上空之對流層中上部各有一股噴射氣流重疊存在。其出現高度為 500mb 之中對流層。噴射氣流，可在緯度  $35^{\circ}\text{N}$  至  $20^{\circ}\text{N}$  之間存在，其持續之時間較為短暫，且均在極地空氣爆發期間。在臺灣地區，且常先於極鋒之到達而產生，於極鋒通過時，該噴射氣流增強。

## 五 以衛星照片決定高空槽脊與噴射氣流之方法

對流層中上部之雲系多與 500mb 之槽脊有密切之關係，故可利用牠作為決定 500mb 圖中槽脊之依據。噴射氣流之軸心高度，多在 300mb 與 200mb 之間，亦即在卷雲之高度，故卷雲可利用之作為決定噴射氣流位置之依據，本研究因限於資料，暫以 300mb 之紀錄作為高空風之依據。卷雲之走向，有時亦可作為推求 500mb 風之用。

茲為容易與東亞地區所發生之雲系相互比較起見，先介紹美國 NOAA 之 NESS 及其與海空軍聯合編著之方法簡介於后，並試以簡圖表示出，以便一目了然：

### (一) 高空槽線：

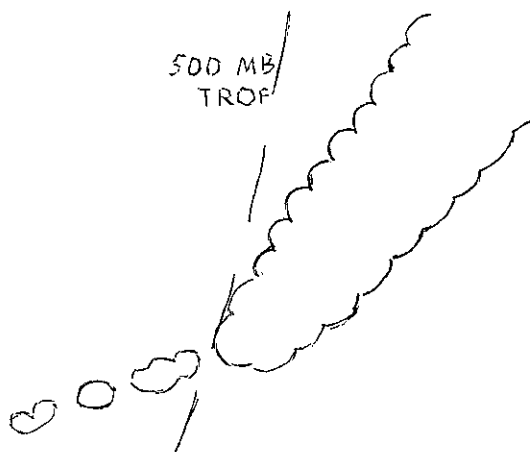
在槽線之兩邊，空氣垂直運動之符號及風向之改變，可反應出不同之雲型，此種槽線兩邊雲型之不同，可用以決定高空槽線之位置。濃積雲，逗點雲，鋒帶雲系之破裂，拖曳卷雲 Cirrus trails 等雲系，均可作為決定高空槽線位置之用。通常一條槽線，可先定出一個以上之點，然後再按此數點相連推出槽線。

#### 1. 以鋒面雲帶決定槽之位置

在鋒面雲帶與高空槽線相交處，由於對流層中部



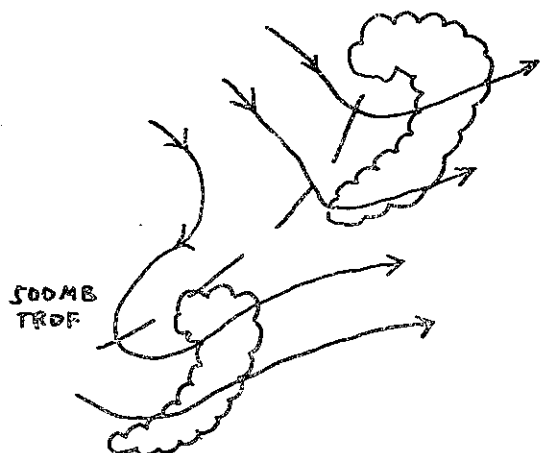
之垂直氣流，由槽線東方之上升氣流變為槽線西方之下降氣流，鋒面雲帶將因之減少或消失，如下第二圖所示。故凡鋒面雲帶突然終止之處，或鋒面雲帶分叉且雲系性質亦有改變之處，或雲帶自整條變為破裂或變為多孔之處，均為高空槽線經過之處，此種方法可適用於 500mb 槽線之決定。



第二圖 鋒面雲帶與 500mb 槽線相交處，雲系突然減少

## 2. 以旋率最大區決定 500mb 槽線

在冷鋒後方冷空氣中之濃積雲或逗點雲，與上對流層正旋率平流 Positive Vorticity Advection (PVA) 所生之上升氣流有密切關係，與上對流層旋率伴生之雲系地區稱為旋率中心 Vorticity Center，此種中心之雲系乃由於最大正旋率平流區空氣上升之結果，其位置在 500mb 槽線之前方，故在冷鋒後方冷空氣中之廣大氣旋型氣流區域中，如有濃積雲或逗點雲系出現，在該項雲系之後方，應為 500mb 波槽之位置，如第三圖所示：



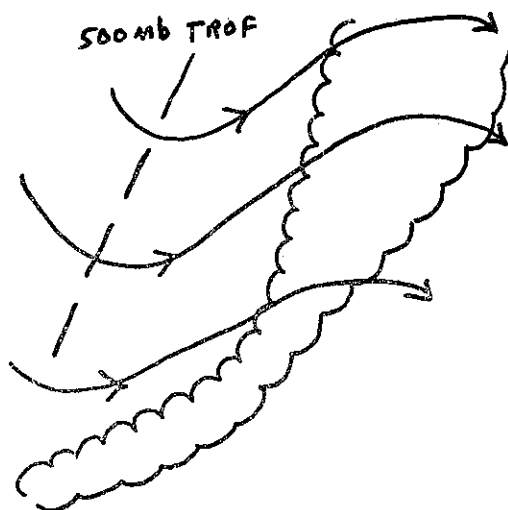
第三圖 逗點雲與 500mb 槽線之關係

## 3. 由卷雲決定高空槽線

積雨雲頂端假卷雲之走向，常可代表雲頂空氣層之風向，故高空槽之位置，可由卷雲尾之走向決定之。其方法與應用高空風決定高空槽之位置相同。惟用此方法所決定之波槽位置，常接近 300mb 或 200mb 高度之波槽。

## 4. 由大塊雲層決定槽線位置

在槽線與下游脊線中間之大範圍上升運動場中，常有中高雲之大塊雲層，有時此大塊雲層即為鋒面雲帶，如下第四圖所示，雲帶西方。有 500mb 之氣旋性氣流，在雲帶中有反氣旋性氣流。在槽線(500mb)之後方，空氣下降常為晴天或僅有低雲，故槽線可放在中或高雲邊緣後方數度(緯度)之處，惟有些快速移行之高空槽，大塊雲層之後方邊緣，可能落在高空槽線之後方。



第四圖 大塊雲層與 500mb 槽線之關係

## (二) 高空脊線

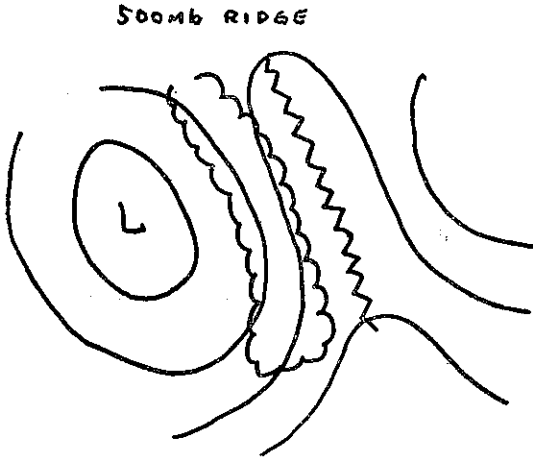
衛星雲照片中之高中雲分佈，是決定高空脊線位置及其走向之主要工具，高空脊可分為三類，即尖銳型，中型及平淺型三類，此外尚有數種特殊情況。

高壓脊之尖銳性 Sharpness 及其振幅，常用雲系之寬度及其前緣之特性決定之。由於濕度之差別，陸地與海洋上出現之雲型亦有不同。高空脊之位置及其型式決定後，即高空風系之型式，亦便可推知之。

### 1. 尖銳高壓脊

由於高壓脊與低壓槽之相互密接靠近，空氣上升運動之區域亦因之狹小，故伴隨尖銳高壓脊之雲帶亦極狹小，又因為在脊前後向上運動急速轉變為向下運

動，故雲帶前緣之高中雲，亦突然停止，如下第五圖所示：脊線位置通常放在雲帶之前緣，有時情況特殊，可放在其前緣數度之前方。尖銳脊線之下游地區，常為下降氣流，極少有雲。



第五圖 尖銳高壓脊後方之雲系

## 2. 中型高壓脊

伴隨中型高壓脊之雲帶通常均比較尖銳高壓脊所有之伴生雲帶為寬。伴隨前者之雲帶前緣也不似伴隨後者之雲者前緣，其前方雲突然終止。脊線之位置，約在雲帶前緣與向後數度緯度之間。此種脊線之垂直氣流變化比較緩慢，有時雲系可以伸展超過脊線。伸展超過脊線之雲常為卷雲。脊線所在之位置，約為卷雲下方可見之中雲帶前緣。如無卷雲存在，則高空脊之位置，即在中雲系之前緣處，或在該前緣之稍後方。

## 3. 平淺高壓脊

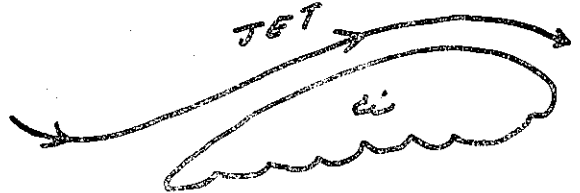
伴隨平淺或振幅小之高壓脊，為三類高壓脊中雲系最寬之一種，蓋因槽與脊之間有寬廣區域上升氣流之故。在雲系之前部，由於接近脊線具有下降氣流，故雲漸次消失，惟在此種平淺之脊線上，上升氣流與下降氣流之變換極為緩慢，故在脊線上仍有廣大區域之雲平流，此時，脊線退移雲系前緣之後方。在此寬廣雲系中，常可見反氣旋彎曲之雲系，高空脊線之位置與此種反氣旋彎曲雲條所應有脊線極為接近。

## 4. 副脊

一個Ω型之阻塞主脊中，常有數副脊，此種副脊常成東西走向。主脊常成南北走向。此外，在大範圍之西風氣流中，亦可有副脊，此種副脊，可由大雲帶中某處之雲系減少而判別之，蓋因脊處有下降氣流之故。

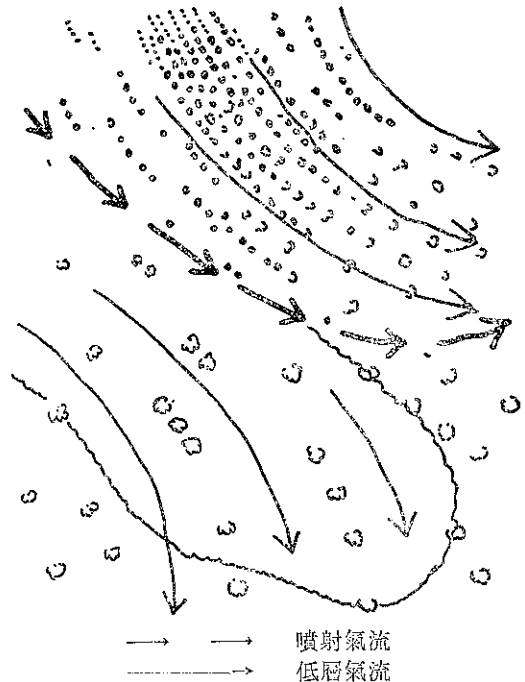
## (三) 噴射氣流

衛星雲照片中，由雲系之型式，可極準確定出噴射氣流或最大風速之所在位置。在上對流層中，噴射氣流附近之垂直及水平氣流，對其附近之卷雲分佈，有極顯著之影響。噴射氣流之成反氣旋形彎曲部份，其向赤道一方向，常有大片卷雲區，卷雲區之向極一方向，常突然消失，故輪廓清明，此種卷雲區常在噴射氣流軸線之南下方，並可在其下方較低之雲層上投射有陰影，如下第六圖所示。



第六圖 噴射氣流與卷雲區之關係位置

噴射氣流之成氣旋彎曲部份，通常極少伴有卷雲，則雖有，其量亦必極少。再有卷雲時，能否顯示於雲照片中，須視太陽角度，照相機之性能及卷雲之多寡而定。其最大風速軸兩邊空氣不穩定之差別，可由兩邊雲型之不同顯示出來；在噴射氣流向下游看之左方，在較冷而不穩定之空氣中，有垂直向發展良好之對流雲，故有開口細胞狀之雲系。在右方，有較暖下沉穩定之空氣，當有層狀雲出現，故有封口之細胞狀之雲系。如下第七圖所示。



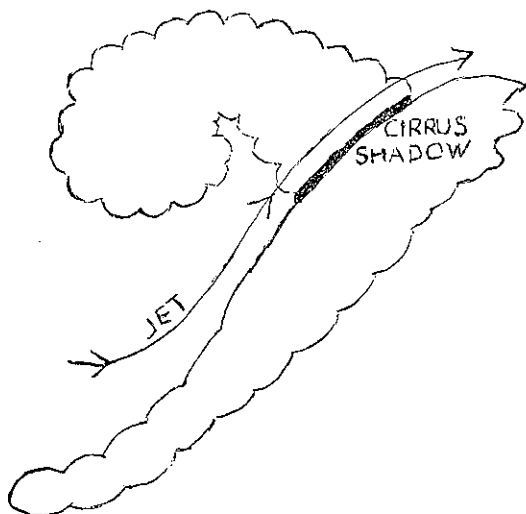
第七圖 氣旋形彎曲噴射氣流兩邊之雲系

伴隨噴射氣流之主要雲系特點有：長條雲影線；廣大卷雲區，其北方之輪廓清明；長卷雲帶；卷雲細條；橫斷卷雲條 Transverse cirrus bands。雲照片中既認出噴射氣流後，即其他氣象因素，如風向，風切，水平溫度梯度，及晴空亂流地區等，均可推想而知。

### 1. 卷雲區及其陰影線

極鋒噴射氣流常伴有此種特殊之卷雲區，在噴射氣流反氣旋形彎曲之南方，其北方清明之輪廓略帶反氣旋形彎曲，其位置約在 500mb 槽線前方之鋒帶地區。反氣旋形彎曲之噴射氣流變為氣旋形彎曲之處，卷雲多已消失，有時可有極小量之卷雲，隨風吹入下降氣流區，或抵達下游槽之後方，故在此區域內，少見卷雲。

噴射氣流之卷雲通常均比較其他雲類為高，故其在他低雲或地面上所投之陰影，離雲層之邊緣均有相當距離，雲影常為狹長之黑線，略呈反氣旋形彎曲。極鋒噴射氣流約與此種雲影黑線平行，離卷雲區北方邊緣約有一度緯度之距離，如下第八圖所示，陰影線南北兩邊之雲系，因其性質及高低不同，故外貌亦不同。



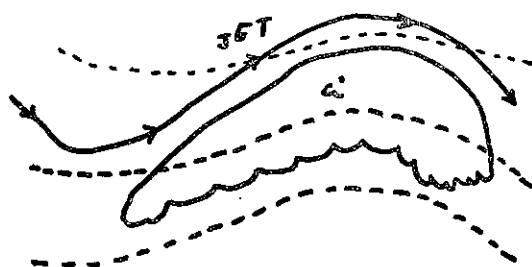
第八圖 極鋒噴射氣流與卷雲區陰影之關係

卷雲區與其他雲類混雜一起時，其邊緣之位置，亦可由卷雲之性質與光亮度之特殊而與其他雲類分辨出。噴射氣流向極一方之雲類為低雲或中雲，有雜亂之外貌，而其右方，即離極一方向為卷雲，有均勻一致之表面。

通常噴射氣流經過包圍鋒之處，鋒面雲帶均增加

寬度，在噴射氣流經過之處，卷雲區以下之鋒面雲帶即不能完整被看到，噴射氣流北方之鋒面雲帶上，仍可自低層向上伸展之對流雲類，故呈顯雜亂之雲形；在噴射氣流之南方，鋒面上之對流雲則不見到。

伴隨噴射氣流之卷雲區，其北方清明輪廓邊緣，比較高空脊線之等高線振幅為大，即在上游槽與下游脊之間，該卷雲區之北方邊界穿過等高線向較低值之等高線行；在脊線與下游槽線之間，該邊界線穿過等高線向較高值之等高線行。如下第九圖所示。



第九圖 高壓脊卷雲區與等高線之關係，圖中虛線為等高線

將噴射氣流雲系與風之關係予以研究，可知卷雲區向極一方邊緣所投射陰影黑線，常與風向近於平行。在高空之槽脊附近，常見風向與高空等高線成一交角，約在  $30^\circ$  度左右。在噴射氣流預期有加速之處，有穿越等高線之氣流。

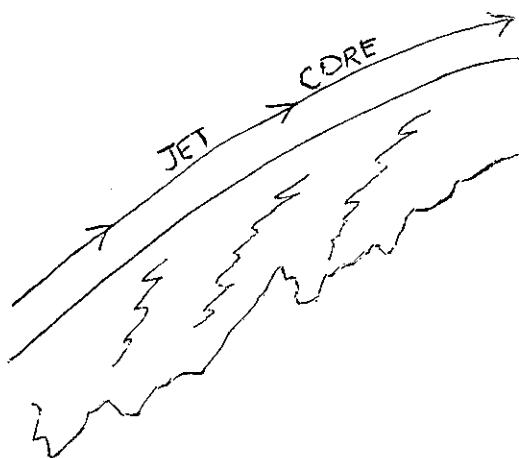
### 2. 卷雲狹條 Cirrus streaks

噴射氣流之無廣大卷雲區者，常伴有狹長條之卷雲，如其下方並無其他雲類，或地面並無積雪，此種卷雲狹條極易識別。此種卷雲狹條存在於噴射氣流之南方與風向近於平行。唯因其缺少連續性，故以之決定噴射氣流位置有時困難。此等卷雲狹條之方向，可用以作為認識高空風之指標。

### 3. 橫斷線或拖曳雲 Transverse lines or cloud trails

在噴射氣流之卷雲區中，常見橫斷線，狀如短小之細條，其走向約與噴射氣流之軸向垂直。此種短細條形似波浪，惟較山波雲為不規則，在山地及海洋均可出現。此種波狀雲之造成，依據應用工藝衛星 ATSI 及 ATS III 照片研究之結果，乃由於水平向及可能垂直向風切之故，此種短細條亦稱之為拖曳雲。由於風切之效應，此等橫線條之離噴射氣流一端，常彎向氣流之上游一方。短細條之走向與氣流線所成之交角約在  $50^\circ$  至  $90^\circ$  度之間，拖曳雲常伴隨 80 kts 或更大之風速出現。如下第十圖所示。

有若干現象顯示在拖曳雲中比較在均勻之卷雲區中更多擾動。經若干研究之結果，知大多之拖曳雲中均有反氣旋性之風切。在雲系之向極一邊風速最大。



第十圖 噴射氣流南方之拖曳雲

## 六 臺灣地區伴隨高空槽脊與噴射氣流之雲系照片研究

利用向美國氣候中心購買為期兩年多之數化衛星照片，曾以軟片閱讀機閱讀每日通過研究地區之照片，並與同日之地面與高空天氣圖核對，發現本研究地區出現之雲系與高空等壓面高度場之關係，並不完全與上節所述者相同。雲系與各等壓面上各高度系統之關係，常隨季節而有不同。由於高空槽脊與噴射氣流之有季節性變化，故其伴隨之雲系亦有季節性之差異。又地形及地面性質之不同，雲系之性質亦有不同。山嶺高地除開可以形成特殊之雲系外，亦可造成特殊之無雲區域；此種無雲地區與雲系一樣，對分析研判等壓面高度場，均有極大之價值。

由於衛星照片之時間約在格林威治世界標準時 06Z 左右，而所用之高空天氣圖時間為 00 及 12Z 時間，為求雲系與高空圖之相互關係，均以外推或內插法，推求相當於衛星照片時間之天氣圖形式。又為求衛星照片紀錄與實際地面觀測紀錄相互配合核對，多採用 12Z 地面圖中之資料為依據，有顯著變化時，再查閱較接近之 06Z 之天氣圖。

分析衛星照片與分析其他天氣資料一樣，如能於事先明瞭各該氣象系統或要素之地區氣候數字及前一日之情況，對於本日資料之分析，必可事半功倍。

茲將閱讀及分析研判兩年多衛星照片之結果，選出其與高空天氣圖上之低壓槽，高壓脊及噴射氣流之

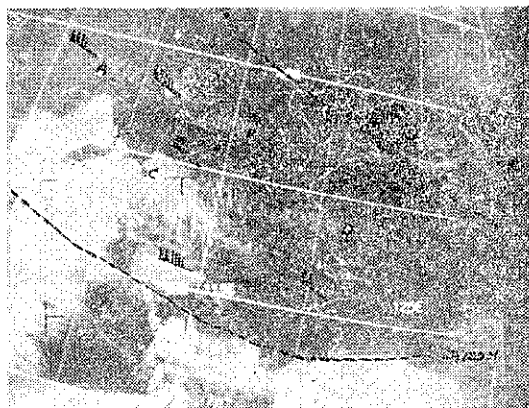
關係，具有代表性者舉實例說明

### (一) 伴隨高空槽線之雲系

由第一表知 500mb 圖中東亞地區之平均主槽位置，除 1-3 月份 5400m 及 5700m 二條等高線之槽線位置均在約  $140^{\circ}\text{E}$  經度外，其他時間，其對中國地區之天氣影響較大者，只有 5700m 等高線所代表之槽。由第一表知 5700m 等高線之槽線，在 4-6 月及 10-12 月之 6 個月中，均約在  $125^{\circ}\text{E}$ - $133^{\circ}\text{E}$  之間。在 7-9 三個月期中，500mb 平均槽之位置均在緯度  $42^{\circ}\text{N}$  以北。且出現例子極少。以上係 500mb 主槽之平均位置，茲按以上平均槽出現之時期，舉例分述各類槽中之雲系如下：

#### 1. 1 至 3 月出現之低壓槽

以下第十一圖為 1970 年 3 月 19 日 0625Z 所攝之照片，圖中 AB 及 CD 處有橫斷狀卷雲條，按照前五(三) 2 及 3 節所述，此種卷雲條係常伴噴射氣流出現，其走向與高空氣流同。故由第十一圖之雲條，可以推知當時在華北地區之 500mb 或以上之高空，應有 NW 或 WNW 風，風速在 80kts 以上。



第十一圖 攝於 1970, 3, 19, 0625Z

由卷雲長條推求高空風及槽線位置，虛線 5700m 等高線，風記錄抄自 300mb 圖

查 1970 年 3 月 19 日 12Z 500mb 之東亞天氣圖，5400m 槽線在  $135^{\circ}\text{E}$ ，5700m 槽線在  $120^{\circ}\text{E}$ 。同日 12Z 之 300mb 之高空天氣圖，華北黃河流域一帶之風為 NW 及 WNW，風速在 100kts 以上，又查該日 12Z 之地面天氣圖之紀錄，黃河流域均盛行卷雲，由此可以證明第十一圖中之 AB 及 CD 橫斷雲條係由卷雲所組成，由其走向及橫斷線之形式，可以推知在華北地區 500mb 之高空風應為 NW 或 WNW，風速在 80kts 以上。

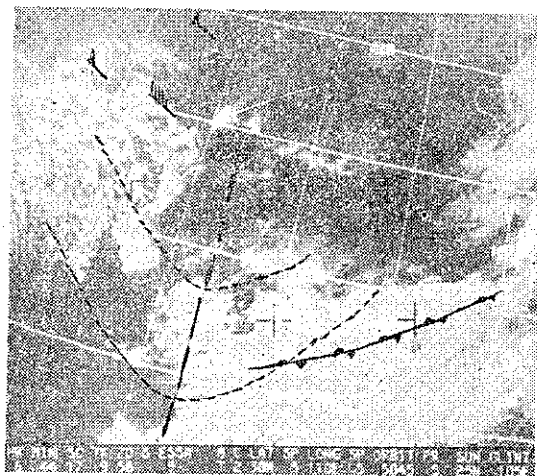
如參考該月份 500mb 平均圖槽線之位置及前一日槽線位置 (18日500mb 之 5400M 槽線在  $131^{\circ}\text{E}$  及 5700m 橫線在  $116^{\circ}\text{E}$ )，即不難可推出本 (19) 日 500mb 槽線之位置。又因為其橫斷線與氣流線之交角近於  $90^{\circ}$  度，可推知其水平向風切並不大。

## 2. 4 至 6 月出現之低壓槽

在 4 至 6 月期間，5700m 等高線所成槽線有時西移至  $105^{\circ}\text{E}$  至  $110^{\circ}\text{E}$  之間，以下為一個實例。

青海高原盆地介於巴顏喀喇山與祁連山之間，青海處於該盆地之東部，其水面高在三〇五公尺左右，該地空氣稀薄，風力強，水容易蒸發而生雲，依據作者閱讀兩年多時間衛星照片之經驗，在東經  $100^{\circ}\text{E}$  及緯度  $35^{\circ}\text{N}$  左右地區，終年多中高雲，且發現該地區之雲系走向及形態，對判斷 500mb 高度風向風速有極大之用處，因之對決定 500mb 在  $100^{\circ}\text{E}$  至  $120^{\circ}\text{E}$  間華中、華南地區出現之槽脊位置亦極有用處。

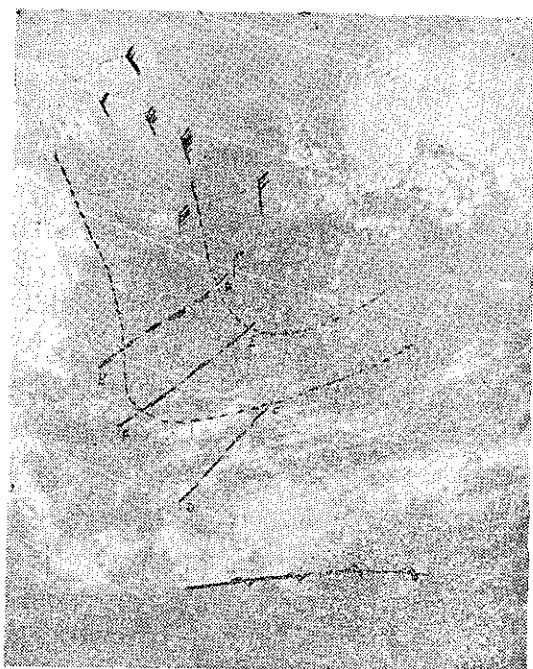
第十二圖 A 攝於 1970 年 4 月 6 日 0644Z，由照片中  $100^{\circ}\text{E}$  及  $35^{\circ}\text{N}$  處附近之雲條走向及其細長形態，可以推知該地區之風向為 NW，風速強。由於空氣自較高之山地下降，故  $105^{\circ}\text{E}$  以東及在  $30^{\circ}\text{N}$ — $35^{\circ}\text{N}$  間之地區無雲。由以上事實判斷，可知 500mb 之槽線必在  $105^{\circ}\text{E}$  經度之東方。照片中之華南鋒面雲帶，在東經  $107^{\circ}\text{E}$  處，突然變狹是乃由於 500mb 之槽線與該鋒帶相交之結果，是則可以判明該日衛星照片時間，500mb 之槽線即位於東經  $107^{\circ}\text{E}$  處。照片上  $100^{\circ}\text{E}$  及  $35^{\circ}\text{N}$  附近地區之風紀錄係抄自該日 12Z 之 500mb 天氣圖，鋒面位置係錄自該日 12Z 850mb 天氣圖，又照片中之 500mb 等高線 (虛線) 係按照該日 12Z 500mb 天氣圖之等高線及衛星照片中  $100^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{N}$  處之雲條走向繪製而成。



第十二圖 A 攝於 1970, 4, 6, 0644Z

由青海附近之雲條及鋒面雲帶推求 500mb 槽線  
虛線為 500mb 等高線，鋒：抄自 850mb 圖，風：抄自 500mb

第十二圖 B 與第十二圖 A 之情況相似，本圖攝於 1969 年 4 月 11 日 0616Z，由照片中東經  $100^{\circ}\text{E}$  及緯度  $37^{\circ}\text{N}$  附近之雲條，及東經  $105^{\circ}\text{E}$  附近華中一帶之無雲，知道  $105^{\circ}\text{E}$  經度以西地區高空有西北風，500mb 之槽線必在東經  $105^{\circ}\text{E}$  以東之地區。由華中卷雲細條，可知華中之高空有西南風，是為槽線東方之風。按照前述兩種雲條之分佈，衛星照片時間之 500mb 槽線，應在圖中 EF 位置。圖中之 500mb 等高線，係參考該 (十一) 日及前 (十) 日及雲照片中雲條之走向繪製而成。照片附註之風紀錄係錄自該日 12Z 500mb 天氣圖，地面鋒面位置係抄自同日 12Z 地面天氣圖。AB 線為十日 12Z 500mb 之槽線位置，CD 線為十一日 12Z 500mb 槽線位置。依照以上實際天氣圖之資料，在衛星照片時間 500mb 之槽線在 EF 線上，當可無誤。

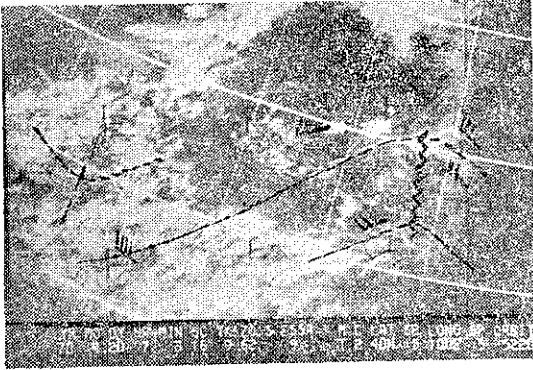


第十二圖 B 攝於 1969, 4, 11, 0616Z

以雲條推求槽線位置 風及等高線記錄抄自 500mb 圖

第十二圖 C 為利用青海地區雲條之另一例子，C 圖攝於 1970 年 4 月 20 日 0703Z。由照片知在  $100^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{N}$  以西地區附近之雲條走向為 SW/NE，雲形非成狹條狀。由此種雲系之走向及性質，可推知該地區 500mb 高空風之方向為西南，風速不大。因之也可以推知高空槽線應在東經  $100^{\circ}\text{E}$  以西，脊線應在東經  $100^{\circ}\text{E}$  度以東，且振幅不大。照片中附註之

風係錄目 12Z 500mb 圖。等高線（虛線）及槽脊線均自同日 12Z 500mb 天氣圖外推繪製而成。由以上 A B C 各圖之例，可以證明，在東徑  $100^{\circ}\text{E}$  及北緯  $35^{\circ}\text{N}$  左右之中高雲系走向及性質，可用以推求該地區附近 500mb 或以上等壓面之槽脊線位置。

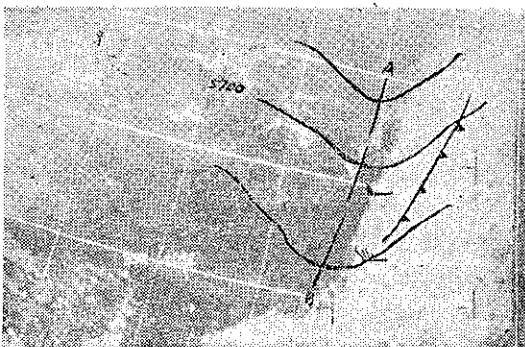


第十二圖 C 攝於 1970, 4, 20, 0703Z

由青海上空雲條推求附近地區之槽脊線位置，等高線以前後二日之圖用內插法求得，風記錄抄自同日 500mb 圖

### 3. 七至九月出現之低壓槽

第十三圖攝於 1969 年 9 月 2 日 0647Z，引用前述決定高空槽線位置方法之五(一)及五(一)1 兩節，即 500mb 之槽線應放在大塊雲層後方邊緣之後及地面鋒帶雲變為破裂之處，即圖中之 500mb 槽線放在 AB 處，當不會有誤。



第十三圖 攝於 1969, 9, 2, 0647Z

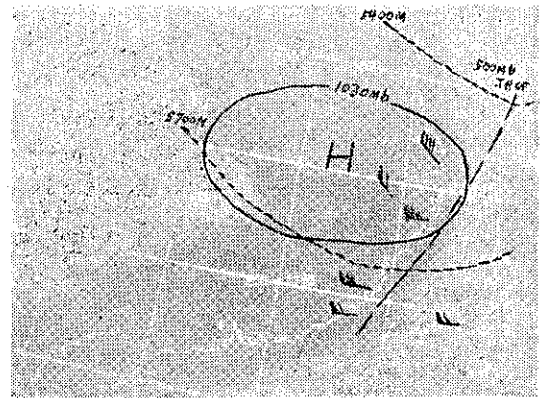
以槽線前方之雲層推求槽線位置  
風及等高線抄自 500mb 天氣圖

按照前述第一表之紀錄，500mb 之平均圖中，在七八九各月中，東亞地區並無 5400m 等高線之槽線。5700m 等高線之槽線亦僅有時出現於  $42^{\circ}\text{N}$  緯度以北地區。此例正合氣候之觀點。圖中附註之 500mb 等高線，係依照同月 1 日及 2 日 500mb 等高線內插

繪製而成，與上述由雲照片所推出之槽線 AB 位置相配合良好。圖中之風紀錄係抄自同日 12Z 之 500mb 天氣圖，地面鋒之位置係錄同日 12Z 之地面天氣圖。

### 4. 十至十二月出現之低壓槽

第十四圖攝於 1969 年 12 月 13 日 0636Z，照片中顯示：全國除川康一帶外，華中華北及華南均有良好天氣，雲少，是表示中國大陸東半部均盛行高空乾燥之西北風，500mb 槽線在沿海一帶，槽之西方均盛行下降氣流。與此相反者在東徑  $120^{\circ}\text{E}$  以東之沿海，自黃海至臺灣之東方海洋上均為陰雨天氣，是為槽線以東空氣上升之地區。



第十四圖 攝於 1969, 12, 13, 0636Z

由槽線後方之無雲區及槽線前方之雲層推求槽之位置  
風及等高線錄自 500mb 圖

按中國氣候，12月時，中國大陸多為冷高壓所占據，500mb 之 5700m 等高線平均槽約在  $130^{\circ}\text{E}$ ，5400m 等高線者約在  $140^{\circ}\text{E}$ 。由以上雲照片及氣候資料，可以判定該照片時間之 500mb 槽線當在  $122^{\circ}\text{E}$  經度附近。蓋因槽線東方有上升氣流，且係來自南方之暖溫空氣上升，故槽之東方有普遍之陰雨區域。中國大陸東半部天氣之所以良好，除高空 500mb 之槽線位於沿海外，地面有高壓亦為原因之一。

查該日 12Z 之地面及 500mb 之天氣圖與前 (12) 日者均極少變化，故該日衛星照片時間之雲系與同日 12Z 之地面及 500mb 天氣圖之相互配合分析研究，當必可適合。圖中註繪之 500mb 等高線（虛線）及風之紀錄係抄自同日 12Z 之 500mb 天氣圖。地面高氣壓位置係錄自同日 12Z 之地面天氣圖。

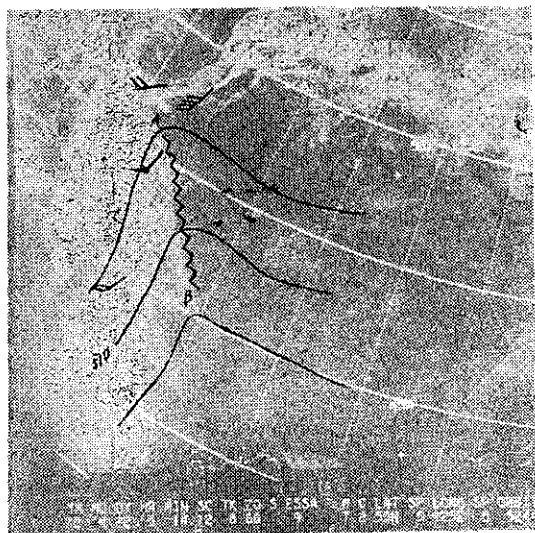
### (二) 伴隨高空脊線之雲系

在本研究之地區範圍以內，即東徑  $100^{\circ}\text{E}$  至

140°E 及北緯 20°N 至 50°N 之範圍以內，每年之脊線出現不多。按照第三表所示，500mb 平均圖中，僅於 10 月至 2 月期間內，有 5400m 等高線之脊線可有出現於東經 100°E 附近地區；且其位置均在北緯 48°N 以北。其他時間無 500mb 之高壓脊。上述係平均氣候情況，實際上，夏季亦有脊線出現，惟出現之緯度均較高；此外，夏季時，也有來自太平洋高壓向東亞地區伸展而成之脊線。在冬季時，太陽角度低，在高緯度之雲系，衛星照片之效果並不好，故冬季時，脊上雲系之實際好倒極少。

### 1. 尖銳型高壓脊

第十五圖 A 攝於 1970 年 4 月 22 日 0514Z，按照前五(二)節所述，在貝加爾湖南方之雲系應屬尖銳型高壓脊之雲，脊線應在該狹帶雲系前緣，即在該雲系前方雲類突然中止之處，如圖中脊線所示。



第十五圖 A 攝於 1970, 4, 22, 0514Z

由脊後雲推求脊線之位置

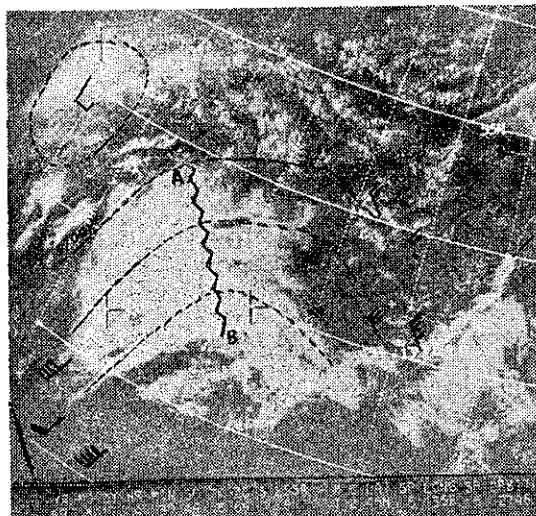
風及等高線抄自 500mb 天氣圖

圖中所繪之風紀錄，係錄自該日 12Z 之 500mb 天氣圖。500mb 等高線係按照同日 500mb 天氣圖之等高線形式後推而成，由實際等高線及風之紀錄所繪之脊線位置與前述由照片上雲系所定之位置當屬相合。

### 2. 中型高壓脊

第十五圖 B 攝於 1969 年 8 月 17 日 0439Z，依照前五(二)節 500mb 脊上雲系之分類，圖中我國東北地區之雲系應屬中型高壓脊之雲系，由脊之振幅不大，脊線左右上升與下降氣流之變換比較緩慢，在脊

線之右方，亦有雲類存在，大多係屬吹過脊之卷雲。500mb 之脊線應在 AB 處，如圖中所示。AB 線之左方為脊線後方之雲層，屬中高雲層所組成。AB 線之右方為流過脊線之卷雲為多，且 AB 線亦為彎曲雲條脊線所在。



第十五圖 B 攝於 1969, 8, 17, 0439Z

由彎曲雲條推求脊線之位置 風記錄抄自

500mb 圖，等高線按內插法求得

圖中附註之風紀錄係抄自該日 12Z 500mb 之天氣圖。圖中附註之等高線，係依據 16 日及 17 日 12Z 之 500mb 天氣圖等高線內插繪製而成。

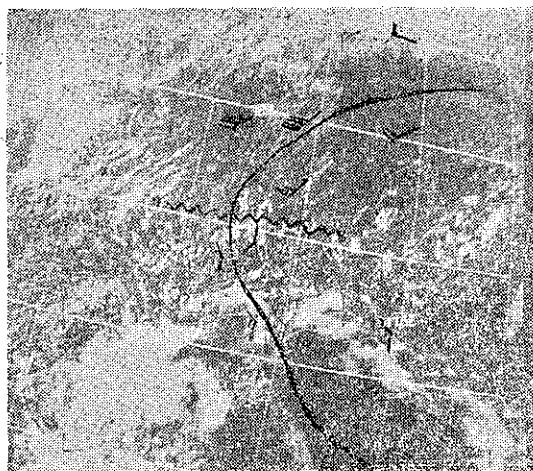
### 3. 夏季太平洋脊線之雲系

夏季時，太平洋暖高壓向我國東南部延伸時，如勢力強盛，可在 500mb 之天氣圖中形成一個脊線向我國之東南部伸展，由此種高壓脊，伴來之太平洋之溫濕空氣，於每日下午，亦即衛星照片所攝之時間，發生若干積狀雲，由於自低層至中對流層之風向相同而風速加強，其造成之積雲將排列成行而與風切平行。第十六圖係一良好之實例。該圖攝於 1969 年 9 月 20 日 0702Z。圖中附註之風及等高線均抄自該日 12Z 之 500mb 天氣圖。20 日與 19 日之 500mb 天氣圖極為相似，故亦應與衛星照片之時間情況相一致。故夏季時，如有類似情況雲條出現時，由該項雲條之走向，可推知當時 500mb 等高線之走向，因之亦可推出 500mb 伸向我國東南之高空脊線位置。第十六圖中之 AB 即為一例。

#### (二) 伴隨噴射氣流之雲系

伴隨噴射氣流之雲系，常為極高之卷雲。不論副



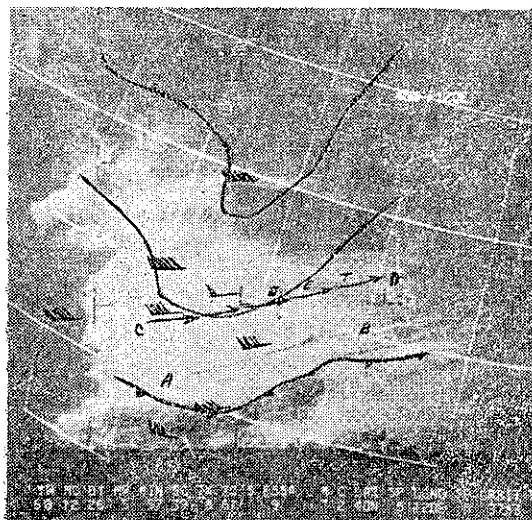


第十六圖 攝於 1969, 9, 20, 0702Z  
由彎曲之雲條推求脊線位置  
風及等高線均抄自 500mb 天氣圖

熱帶噴射氣流或極鋒噴射氣流均常伴有低雲。前者經過華南一帶地區時，常使華南天氣陰雨連綿，此時不能由雲之照片中見到卷雲，惟可由雲影認出之。後者常伴隨極鋒雲帶而行。茲分述兩種噴射氣流之雲系如下：

### 1. 副熱帶噴射氣流之雲系

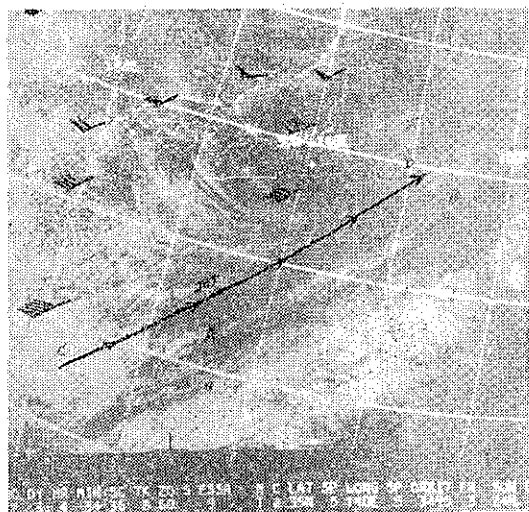
第十七圖 A 攝於 1969 年 12 月 0557Z 時，由圖可見在華南有一明顯之雲影 AB，成 SW/NE 走向，此雲影必為卷雲之雲影，因為雲影相當寬，可知此種卷雲必相當高，又因此雲影來自緯度  $30^{\circ}\text{N}$  以南地區，故可以推知此種卷雲之噴射氣流必為副熱帶噴射氣流，其軸心必在雲影之北方而與雲影線平行。



第十七圖 A 攝於 1969, 12, 26, 0557Z  
由雲影推求噴射氣流 風記錄抄自  
300mb 圖，鋒及等壓線抄自地面圖

圖中加註之風紀錄係錄自同日 12Z 時之 300mb 天氣圖，圖中噴射氣流 CD 線，係參照雲影線及 300 mb 之風速紀錄繪製。又圖中之地面等壓線及鋒面位置係錄自同日 12Z 及 00Z 地面天氣圖。

第十七圖 B 攝於 1969 年 12 月 3 日 0434Z 時，此為伴隨副熱帶噴射氣流之卷雲，其下方無低雲同時出現之例，如圖中 AB 雲條所示。極鋒噴射氣流之卷雲，單獨存在而其下方無低雲之例，如第十一圖所示。十七圖中加註之風紀錄係抄自同日 12Z 時之 300mb 天氣圖。噴射氣流軸線 CD 之位置係參考風紀錄及卷雲係走向繪製。



第十七圖 B 攝於 1969, 12, 3, 0434Z  
由卷雲線條推求噴射氣流  
風記錄抄自 300mb 圖

副熱帶噴射氣流，在本研究範圍內，極少成反氣旋形式出現，因之其成反氣旋形之卷雲區亦極少見到。

### 2. 伴隨極鋒噴射氣流之雲系

極鋒噴射氣流，隨寒潮爆發而南下，隨鋒面上氣旋之發展階段不同，其與鋒面之關係位置亦不同，已如前第四(三)2 節所述。茲舉二例如右：

第十八圖 A 攝於 1969 年 9 月 14 日 0504Z 時，圖中之華北區有顯著之卷雲區，如 AB 所示。卷雲區之北方邊緣成反氣旋形彎曲，且輪廓清明，且在 CD 一帶有橫斷狀雲條，雲條之南方向上風方向傾斜，可見該地區風在 80kts 以上，且風切甚強，噴射氣流之軸心當在卷雲區邊緣 AB 線稍偏北而與 AB 之邊緣線平行。因為地面鋒面上之氣旋為初生期，故



噴射氣流離鋒面尚有相當距離。圖中加註之風紀錄係抄自同日 12Z 時之 300mb 天氣圖，地面鋒面位置係抄同日 12Z 時之地面天氣圖。



第十八圖 A 攝於 1969, 9, 14, 0504Z  
由卷雲區推求噴射氣流 風記錄抄自  
300mb，鋒位置錄自地面圖

第十八圖 B 攝於 1970 年 3 月 16 日 0524Z 時，由照片中，可知日本之南方洋面上，有長帶之鋒面雲帶，此鋒面雲帶係自日本中部之氣旋延伸而來。在此鋒面雲帶與日本中間之海面上，有細長條之卷雲，是為極鋒噴射氣流之所在，此噴射氣流再向東行，必與鋒面相交而通過鋒面，此亦為前第四(二)2 節所述，於氣旋發展之後期，噴射氣流與鋒面之關係情況。



第十八圖 B 攝於 1970, 3, 16, 0524Z  
由卷雲細條推求噴射氣流  
風記錄抄自 300mb 圖

圖中加註之風紀錄係抄自同日 12Z 時之 300mb 天氣圖。

## 七 結 論

(一) 以衛星雲照片，分析 500mb 之槽脊及 300mb 之噴射氣流（日本氣象廳印製之天氣圖中並無 200mb 及 300mb 圖。本局在 1971 年以前缺 200mb 圖）極為有用。

(二) 康藏高原，對東亞地區之 500mb 槽脊及噴射氣流所伴隨之雲系有極大之影響。分析衛星雲照片時，須特別注意各地地形及山嶺之作用。

(三) 東亞地區之高空槽脊及噴射氣流之位置與性質，均有顯著之季節性變化，故其伴隨之雲系亦有顯著季節性之差異。

(四) 青海地區中高雲雲條之走向及其形態，對其鄰近地區 500mb 高度之風向風速極具代表性，故亦對 500mb 之槽脊位置及其振幅之分析極具參考價值，如第十二圖 A、B、及 C 所示。

(五) 冬春之季，華北一帶，晴天時出現之橫斷狀卷雲帶，可以代表，500mb 或更高之風向風速，可作為決定 300mb 天氣圖之槽脊及噴射氣流位置之參考，如第十一圖所示。此種單獨出現之橫斷狀卷雲帶，在美國 ESSA, NESC 之 51 號技術報告中，並無類似之例。

(六) 東亞地區大多為陸地，中國之西南部為康藏大高原，西北部又多為乾燥或大沙漠，由於水氣之來源不足，故本研究地區範圍內，甚少冷鋒後方因旋率平流而生之雲系，因之以逗點雲系決定 500mb 槽線之位置，缺乏良好之圖例。

(七) 夏季時，太平洋暖高壓擴張其勢力，其楔端可伸至我國之東南部，因此而成之 500mb 脊線，可由虛線狀之積狀雲線條定出具位置，如第十六圖所示。此種由海洋高壓伸向大陸而成之 500mb 高壓脊線，在美國 ESSA, NESC 之 51 號技術報告中，亦無類似之例。

(八) 東亞地區，除如上節(七)所述之脊線外，大多之脊線均出現在較高之緯度，第十二圖 C 及第十五圖之 A 及 B 則為幾個例子。

(九) 在本研究地區範圍以內，副熱帶噴射氣流甚少以反氣旋形彎曲形狀出現，故伴隨反氣旋型噴射氣流而生之卷雲區，甚少見到。

(十) 伴隨噴射氣流出現之卷雲長條，不論其為雲影方式出現，或本身單獨出現，均極易識別，如第十七圖 A 及 B，第十八圖 B 所示。

(十一) 因為所採用之雲照片，僅有二年之時間，所

見到之情況，難免未能概括全貌。希望能有更多之人力、時間及資料，再作進一步之研究，以提供有興趣者之參考。

### 參 考 資 料

1. James C. Sadler: 'The mean Tropospheric Circulation & Cloudiness over SE Asia and Neighboring Area' 1970.
2. Harold J. Brodrick: 'Synoptic/Dynamic Diagnosis of a developing low level Cyclone & its satellite-viewed cloud patterns' 1969.
3. ESSA Technical Report NESC 51: Application of Meteorological Satellite Data in Analysis & forecasting' 1969.
4. Supplement to ESSA Technical Report NESC 51, 1971.
5. Application Group, NESC, ESSA: 'The use of Satellite Pictures for Surface and 500mb chart Analysis' 1969.
6. WMO Technical Note No 75: The use of Satellite Pictures in Weather Analysis and Forecasting' 1966.
7. Tokyo Weather Central, 1st Weather Wing, AWS, USAF. Special Study 1955.
8. 徐寶箴：「衛星所見東亞地區之螺旋雲系」 氣象學報，二十卷 1 期 1974
9. 萬寶康：「亞洲區域噴射氣流之特性及其對臺灣天氣變化之影響」。氣象學報 16 卷 4 期 1970
10. 魏元恆：「臺灣雨量與高空氣流型關係之研究」 氣象學報 十五卷 3 期 1969
11. 徐應傑、王時鼎：「西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成」氣象學報 2 卷 1 期 1956

## 氣 象 學 報 徵 稿 簡 則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

# 台灣東部海底地震與斷層之關係

彭 志 濱

## *To Study the Focall Depth and Fault-strike under the Ocean to the East of Taiwan*

Chih-Pin Peng

### ABSTRACT

An effective method to determine the depth of shallow earthquake is by using surface wave amplitude spectra. We use the method and the fault plane solution to study a shallow earthquake under the ocean to the east of Taiwan. The focal depth and fault-strike of the oct. 25, 1967 earthquake are determined as 45 km and N55°E respectively. The result suggest that, there may be a right-lateral thrust fault under the ocean in the epicentral area.

### I 引 言

臺灣正處於環太平洋地震帶上，是世界上地震活動最頻繁的地區之一。目前臺灣正值從事十大建設，公路、橋樑、鐵路、核子發電廠、水庫等建設以及都市計劃的發展，都必需以地震知識和資料，做為建設的參考，以避免地震時造成重大的損害。目前我中央氣象局及國科會支援之下的地震組，現已展開積極的工作。

當一地震發生時，有三項事情必需要首先決定的，即(1)震央位置(2)震源深度(3)地震規模。在臺灣區所發生的地震，大部份均為淺層地震。在以往震源深度，不能有很精確的決定。因為根據美國海岸與大地測量調查所，利用 P 波走時曲線最小二乘法，所得震源深度誤差在  $\pm 50$  公里以上，就是利用  $P_s$  波，也只能使 60 % 的地震，其誤差減少至  $\pm 15$  公里。自 Tsai and Aki (1970) 利用表面波振幅譜的性質，已可精確決定淺層地震的深度。本文即利用地震波表面波振幅譜的性質，來釐定東部海底一地震深度及其斷層結構情況。

### II 地震與臺灣地理位置

(一)地震簡介：地震研究工作，其範圍是廣泛的，所以必需要(1)國際間地震資料互相交換。(2)地震儀及相關儀器的改進。(3)震波理論的改進。在 1957 年至 1958 年的國際地球物理年，經由國際間的合作，促

成一項重要的發展，決定在全球設立標準世界地震網，用本尼奧夫的短週期地震儀，普萊士—埃溫長週期地震儀，並以精密的電子鐘，經無線電與世界標準報時校正。標準世界地震網到 1962 年大致建造完成，約一百多個站分佈全球各地，我國中央氣象局鞍部地震觀測站即屬之。由於標準世界地震網的建立，對世界各地所發生的地震，始能作一有系統的分析。

關於造成地震的原因，比較嚴重的，可以區分為下列三種：

- (1)地層空洞內岩石的塌落，對人類威脅不大。
- (2)火山活動所引起地震，威力亦不大。
- (3)地下物質的位移：由於地球內部比較活動的物質向地殼緩慢的移動，因地殼受到過份擠壓，結果形成斷裂或斷層而引起地震。此種地震曾產生巨大的破壞力，世界上有名的地震，均屬此種類型。至於造成地殼斷裂的動力，有下列數種說明：
  - (a) 地球自轉受潮汐影響，而逐漸緩慢，引起內部物質重新分配，產生巨大的壓力而造成地殼的斷裂。
  - (b) 由於地殼表面冷卻收縮，地球旋轉軸的改變；地球內部放射性，物質產熱，使地球各部份溫度作不等升高，以及岩石的輕重不均，而產生在地球半徑方向的對流等等，均可造成地殼的斷裂。
  - (c) 海床擴張論：即將地殼分成許多板塊，如太平洋板塊、印度洋板塊、歐亞板塊等等。板塊邊界有洋脊轉換斷層，海溝等不同類型。海床擴張論即是認為海洋地殼自海洋中的洋脊向兩旁擴張，大陸也隨之

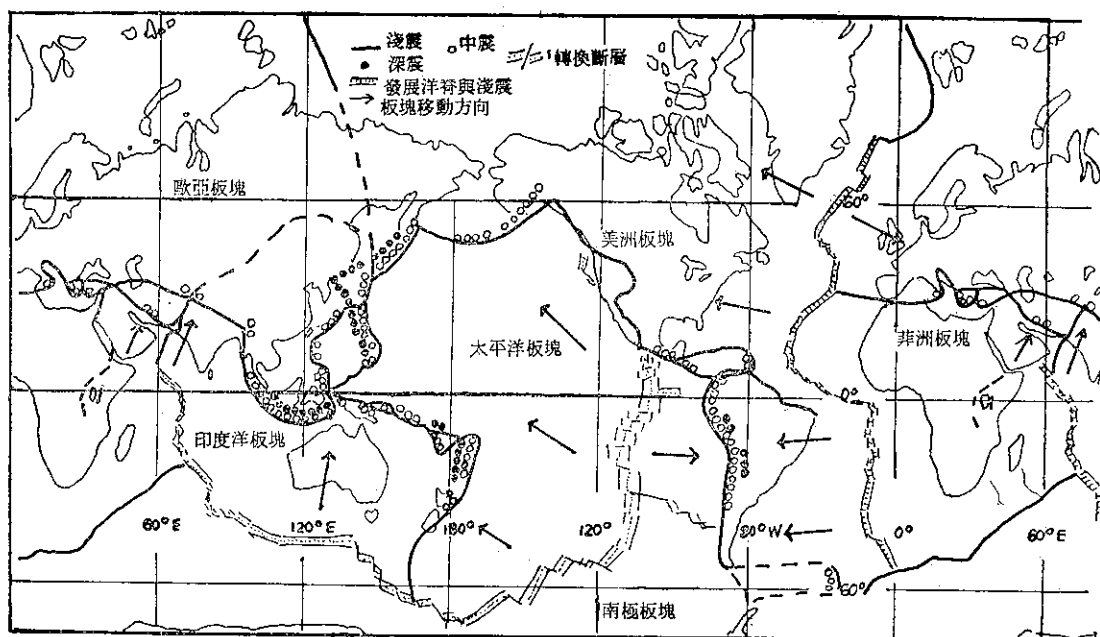


Fig. 1. 地震震源的分佈及其板塊構造的關係

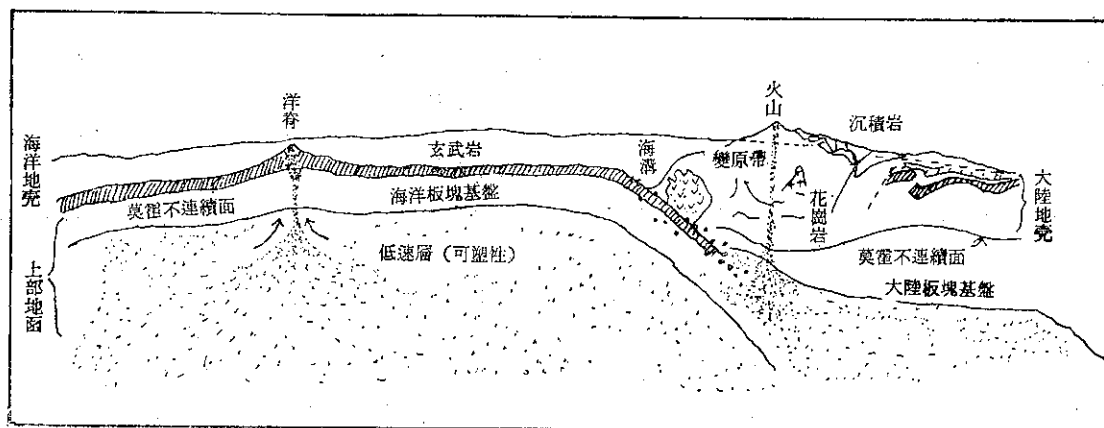


Fig. 2. 板塊理論模型

漂移。洋脊帶是新地殼形成及板塊相互分開的地方，海溝帶是一塊向另一板塊作俯衝的地方。轉換斷層則為板塊互相作水平移動處。根據目前地震資料分析，海溝及轉換斷層均為地震震源分佈之處（如圖一）。洋脊底下基性岩緩緩上升至洋脊表面，而後冷凝成玄武岩，然後被新上升的岩漿推至洋脊兩旁海溝部份，板塊又俯衝入地下，如此連續不已（如圖二）。

從以上討論，可以考慮到斷層或海溝往往是地震集中地帶。我們可以從該處的地震資料中，分析其斷層的結構情況，這也是本文的主要工作。

(二)臺灣地理位置：世界重要斷裂系統可以分成二支系，一支系環繞着太平洋，故稱為環太平洋地震

帶，一是歐亞——美拉尼西亞帶。在太平洋地震帶上為地震最高活動區，約有 80% 淺層地震，90% 中層地震，99% 深層地震在此發生，佔總釋放出的能量（世界所有地震）80%。臺灣正處於太平洋地震帶上，據統計每十個破壞性的大地震，就有一個發生在臺灣或其鄰近海域。（圖三）為臺灣本島地震分佈情況，從圖中顯示，臺灣東部地震發生次數最多，其次是嘉南平原，因此在目前全力開發東部經建時期，對東部地震的研討，實在是迫不急待的事情。

臺灣是環西太平洋弧唯一凸面向大陸者，位於亞洲大陸邊緣，其東北方是琉球羣島，其東為琉球海溝，東南有一系列之火山島至菲律賓，菲律賓之西有

馬尼拉海溝，菲律賓之東有菲律賓海溝。唯獨臺灣迄今還未發現有明顯或確定的海溝或海槽，因此對臺灣動力進化模型衆說不一，舉例如下：

菲律賓海塊向北插於大陸剛塊之下，位置在臺灣東側（吳 1970 年）。

菲律賓海塊在琉球弧向下插入大陸剛塊（徐 1971 年）。

菲律賓海塊在臺灣南方及菲律賓北方插入大陸剛塊之下（翟 1972 年）。

菲律賓海塊向西插入臺灣之下（江 1972 年）。總之，關於臺灣的構造動力模型，目前還未有肯定的定論。

### III 利用振幅譜及斷層面解決定地震深度及斷層方位

因為臺灣東部地震均為淺層地震較多。若利用 P 波走時曲線，以最小二乘法計算，所得出來的誤差為  $\pm 50$  公里，就是利用  $P_p$  波，誤差也只能減小至  $\pm 15$

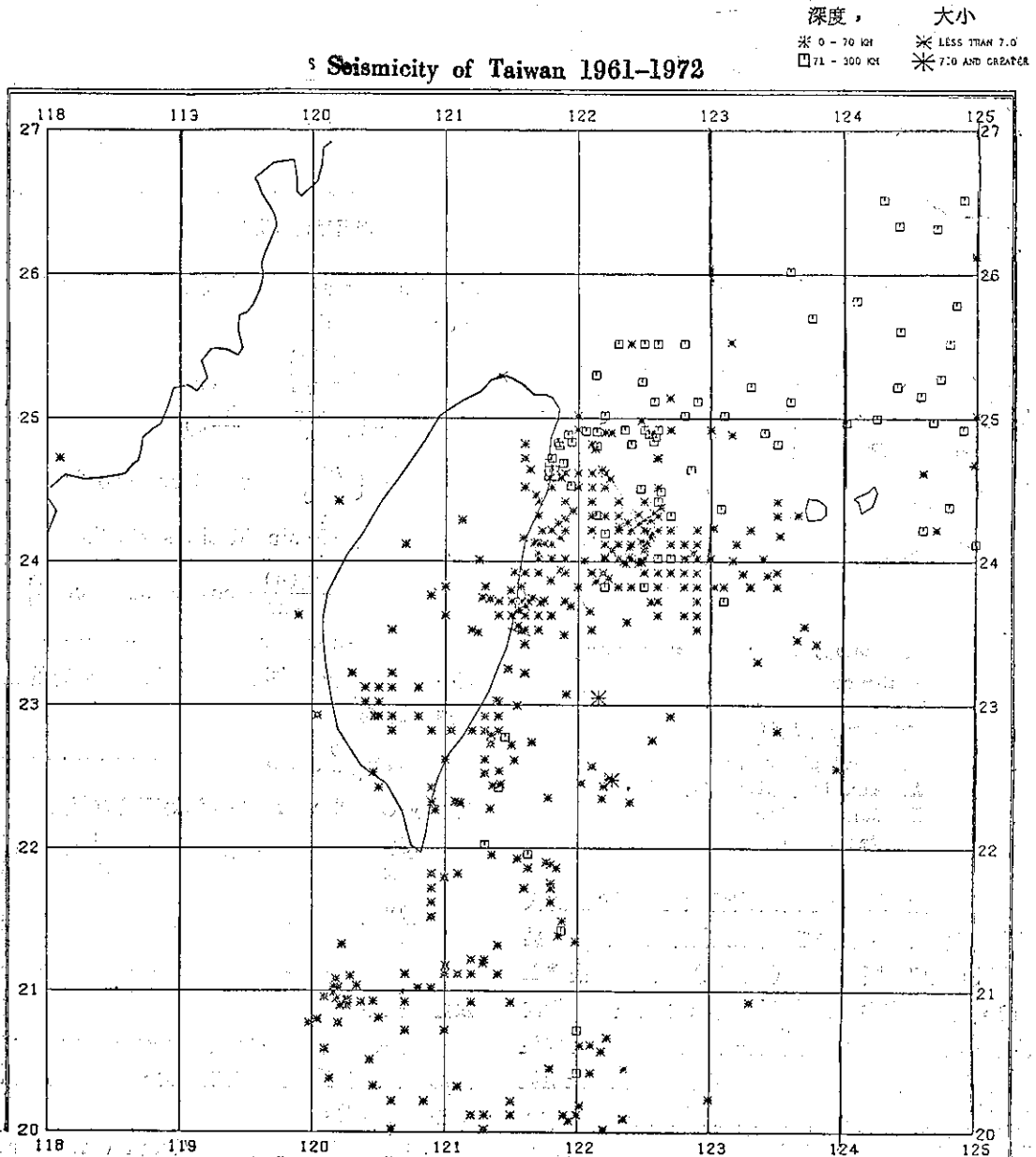


Fig. 3. 臺灣地震分佈圖 (1961-1972)

公里，因此本文將採用 Tsai and Aki (1970)，利用表面波性質來決定淺層地震深度。本文所討論的地震編號為 21，時間在 1967 年 10 月 26 日零時 22 分，位置在 24.4N、122.3E，此地殼規模  $M_s=5.6$ 。

### (一) 利用振幅譜決定地震深度理論

#### (1) 理論波譜分析

Knopoff and Gilbert (1960), Maruyama (1963), Haskell (1964), Burridge and Knopoff (1964)，他們認為在許多層介質中滑動變位 (dislocation) 相當於一力偶作用 (如圖三)。這個結論已獲得 P 波動及 S 波極化 (Polarization) 斷層面解證實。

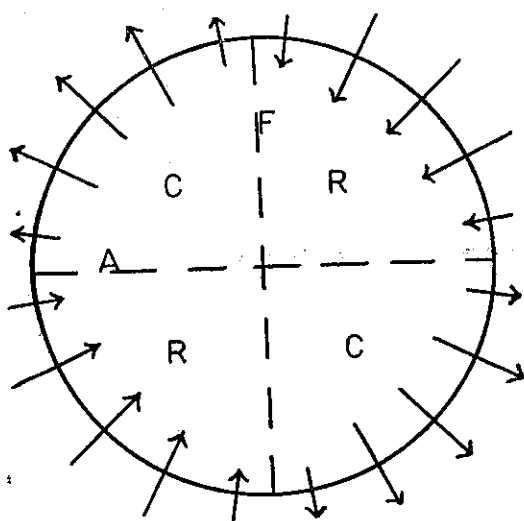


Fig. 4. Seismology and internal structure of the earth.

地震與地球內部構造

- F: Fault plane (斷層面)
- A: Auxiliary plane (輔助平面)
- C: Compression (壓縮)
- R: Rarefaction (稀薄)

若欲利用 Saito 結果來計算由地震所產生的表面波理論富氏譜，首先必需利用斷層面解知道斷層結構情況，設已知斷層結構 (如圖五)，斷層走向為 X 方向，震源深度在  $h$ ，傾斜角為  $d$ ；由正 Y 軸向下度量，滑動角  $S$ ；是平行於一走向——水平方向逆時鐘至滑動方向的角度。 $r$  與  $\phi$  代表在表面上距震央的距離與方位角。 $\phi$  亦由平行於走向逆時鐘度量。若震源變化在時間上為單位躍階函數 (unit step function)，按照 Saito (1967) 在 P 點觀察洛夫

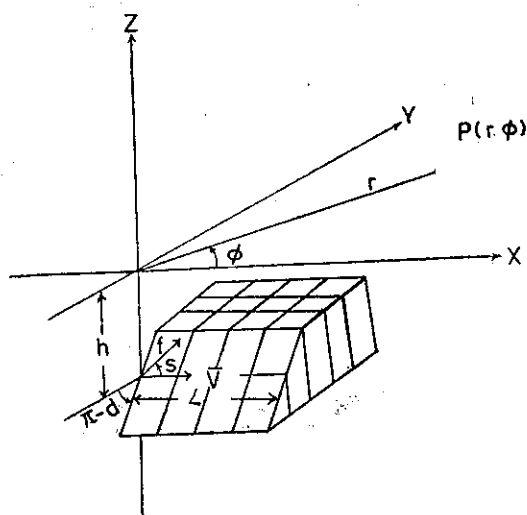


Fig. 5. Coordinate and fault-plane geometry  
斷層面結構及座標圖

波 (Love waves)，富氏位移振幅譜 (Fourier spectrum of displacement) 可以寫成

$$L_\phi = \frac{y_1(0)}{4\omega c \mu I_1} \left( \frac{2c}{\pi \omega r} \right)^{1/2} \exp \left[ -i \left( \frac{\omega r}{c} - \frac{3}{4} \pi \right) \right] \cdot \left\{ \frac{\omega y_1(h)}{c} (\sin d \cos s \cos 2\phi - \frac{1}{2} \sin 2d \sin s \sin 2\phi) + i \frac{y_2(h)}{\mu(h)} (\cos 2d \sin s \cos \phi) + \cos d \cos s \sin \phi \right\} \dots (1)$$

其中  $c$  及  $\mu$  分別在洛夫波角頻率為  $\omega$  時的相速與羣速。 $I_1$  為

$$I_1 = \int_{-\infty}^0 \rho(z) y_1^2(z) dz \dots (2)$$

其中  $y_1(z)$  與  $y_2(z)$  必需滿足下列方程式

$$\begin{vmatrix} \frac{dy_1}{dz} \\ \frac{dy_2}{dz} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 & \frac{1}{\mu(z)} \\ \frac{\omega^2}{c^2} [\mu(z) - c^2 \rho(z)] & 0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} y_1 \\ y_2 \end{vmatrix} \dots (3)$$

及邊界條件為

$$y_2(0) = y_2(-\infty) = y_1(-\infty) = 0 \dots (4)$$

$\rho(z)$  為介質在深度  $z$  處之密度， $\mu(z)$  在介質深度  $z$  中剛性係數。

在 P 點看瑞立波 (Rayleigh waves) 位移富氏振幅譜可以寫成。

$$R_z = \frac{y_1(0)}{4\omega c \mu I_1} \left( \frac{2c}{\pi \omega r} \right)^2 \cdot \exp \left\{ -\cos 2d \sin s \sin 2\phi \right\} \dots\dots\dots(5)$$

$R_z$  為瑞立波的垂直分量，其徑向分量  $R_r$

$$R_r = \left[ \frac{y_3(0)}{y_1(0)} e^{-i\pi/2} \right] R_z \left( \omega, r, \frac{\phi}{h}, d, s \right) \dots\dots\dots(6)$$

同樣的  $c$  與  $\mu$  分別代表在角速度為  $\omega$  時的相速與羣速，在方程式(5)中  $I_1$  為

$$I_1 = \int_{-\infty}^0 \rho(z) [y_1^2(z) + y_3^2(z)] dz \dots\dots\dots(7)$$

其中  $y_1(z)$ ,  $y_2(z)$ ,  $y_3(z)$  是必需滿足下列方程式

$$\begin{vmatrix} \frac{dy_1}{dz} \\ \frac{dy_2}{dz} \\ \frac{dy_3}{dz} \\ \frac{dy_4}{dz} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 & -\frac{1}{\lambda+2\mu} & -\frac{\omega}{c} \left( -\frac{\lambda}{\lambda+2\mu} \right) & 0 \\ -\omega^2 \rho & 0 & 0 & -\frac{\omega}{c} \\ -\frac{\omega}{c} & 0 & 0 & \frac{1}{\mu} \\ 0 & -\frac{\omega}{c} \left( -\frac{\lambda}{\lambda+2\mu} \right) & -\frac{\omega^2 \rho + 4\omega^2 \mu (\lambda + \mu)}{c^2 (\lambda + 2\mu)} & 0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ y_4 \end{vmatrix} \dots\dots\dots(8)$$

及邊界條件為

$$y_2(0) = y_4(0) = y_1(-\infty) = y_3(-\infty) = y_3(-\infty) = y_4(-\infty) = 0$$

$\rho$ ,  $\mu$ ,  $\lambda$  分別在深度  $z$  時密度，剛性係數及來模常數 (Lame' constant)。

所有簡振動方程式解 (Normal mode solution)，必需在任何深度包含不同介質面的連續性及震源的深度，方程式(3)、(4)或(8)、(9)是個本徵值 (eigenvalue) 問題，可以利用 Haskell (1953 年) 矩陣解或數字積分解 (Takeuchi et al 1964 年)，一旦相速對於某一角速度  $\omega$  被決定，簡振動方程式可以很容易被算出，利用方程式(3)及(8)，如此羣速  $\mu$  可以從簡振動方程式  $y$  計算出來。當相速，羣速與簡振動方程式在某一角速度被算出，則理論表面波富氏譜由於一震源滑動位移，將可利用(1)、(5)、(6)式算出，如此剩下來的震源參數有斷層面傾斜角  $d$  (dip angle)，滑動角  $S$  (Slip angle)，震源深度  $h$  及震動力偶 (Seismic moment)。關於傾斜角  $d$  及滑動角  $S$ ，可以利用斷層面解求得，震動力偶在此方程式中可以利用斷層面解求得，震動力偶在此方程式中可以視為一常數值，因此一旦斷層面解被決定，表面波振幅譜即可決定震源深度。

## (2) 記錄之波譜分析。

因為震波經過多層介質面的反射與折射，所以對記錄的震波圖而言，僅代表地震儀對大地震動的反應

，因此必需進行還原工作，才能精確地看到地震波。

設  $f(t)$  為原始地震波形，分析  $f(t)$  在  $t=t_0$  附近部件，可以選擇一計權函數 (weigh function)  $K(t)$ ，令

$$K(t) = e^{-c^2(t-t_0)^2/4} \dots\dots\dots(1)$$

則可以得到修正後的函數  $F(t)$

$$F(t) = f(t) e^{-c^2(t-t_0)^2/4} \dots\dots\dots(2)$$

當選擇適當的  $c$  值，則可在  $t=t_0$  附近時，得  $f(t)$  與  $F(t)$  有相等值，在  $t \rightarrow \pm \infty$  時， $F(t)$  趨向於零，如此將可以得到一孤立的波形，再利用富氏分析方法，分析此波形，此即取樣 (Sampling)，因此  $F(t)$  將可取代  $f(t)$ ，作波分析工作。

若  $H(\omega)$  為假想線性濾波器特性頻率，且  $H(\omega) = e^{-(\omega_0 - \omega)^2/c^2}$  時，脈動反應  $D(t)$  為

$$D(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) e^{i\omega t} d\omega = \frac{c}{2\sqrt{\pi}} e^{i\omega_0 t} e^{-c^2 t^2/4} \dots\dots\dots(3)$$

在  $t = -\infty$  至  $t=t_0$  時，對輸入  $f(t)$  反應

$$\phi_+(t_0, \omega_0) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) D(t-t_0) dt = \frac{c}{2\sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} f(t_0 - \tau) e^{-c^2 \tau^2/4} \cdot e^{i\omega_0 \tau} d\tau \dots\dots\dots(4)$$

$\tau = t_0 - t$

同理當  $t = +\infty$  至  $t = t_0$  時，對  $f(t)$  反應為

$$\phi_-(t_0, w_0) = \frac{c}{2\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^0 f(t_0 - \tau) e^{-c^2 \tau^2 / 4} e^{i w \cdot \tau} d\tau \dots \dots \dots (5)$$

因此濾波器對  $f(t)$  在  $t = -\infty$  至  $t = +\infty$  時之反應為

$$\begin{aligned} \phi(t_0, w_0) &= \phi_-(t_0, w_0) + \phi_+(t_0, w_0) \\ &= \frac{c}{2\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t - \tau) e^{-c^2 \tau^2 / 4} e^{i w \cdot \tau} d\tau \dots \dots \dots (6) \end{aligned}$$

(6)式之右邊是  $F(t_0, t)$  之富氏轉換，其中

$$F(t_0, t) = \frac{c}{2\sqrt{\pi}} f(t) e^{-c^2(t_0 - t)^2 / 4} \dots \dots \dots (7)$$

亦即將  $F(t)$  進行富氏分析時，在  $t = t_0$  之結果和濾波器對輸入  $f(t)$  之全部反應一樣。

使得  $f(t)$  與  $F(t)$  有相像的時間間隔  $\Delta t$  的長度和  $c$  成正比，而濾波器頻帶寬度  $\Delta w$  與  $c$  成反比，則  $\Delta w$  和  $\Delta t$  有下列關係。

$$|\Delta t| \cdot |\Delta w| \approx 1 \dots \dots \dots (8)$$

此為消息理論中測不準原理， $c$  值越大，則  $F(t)$  與  $f(t)$  類似區域就加長了，至  $c \rightarrow \infty$  時，此時頻帶寬度為零，兩函數就完全一樣，這時之結果是一些線性波譜組合起來。若  $f(t)$  的波譜結構是穩定的，不論  $c$  值於何，將會得到相同的波譜，相反的，不同的  $c$  值，應用到瞬變波形中會得到不同波譜，除非  $c$ ，值相差很大，不然不會有很大的困擾，通常用  $-\delta$  函數。

$$\delta(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i w t} dw \dots \dots \dots (9)$$

乘上  $f(t)$  做取樣工作。

此外對記錄儀器的還原工作，必須考慮到單擺放大器、濾波器、電流計等之反應。

設儀器脈衝反應為  $Y(w)$ ，地震儀記錄波譜為  $X(w)$ ，則真正大地運動波譜為  $R(w)$ 。

$$R(w) = \frac{X(w)}{Y(w)} \dots \dots \dots (10)$$

## (二) 作業程序

利用表面波決定震源深度，根據上述理論，必需要知道斷層面解，本文原來要討論的地震為臺灣東部沿海編號為 6，日期是 1967 年 10 月 25 日零時 59 分（格林威治時間），地點是 24.4N，122.3E 的地震，地震規模為 6，因本次地震太大，在世界地震網的記錄片中，許多表面波超過了地震儀靈敏度，加上其他原因，無法找到恰當的記錄圖形。因此改為採用本

次地震的餘震，編號為 21，時間 1967 年 10 月 26 日零時 22 分，地點 24.4N、122.3E。此次餘震，世界地震網所收到的共有 31 站。其作業程序，可以分成以下步驟。

(1) 本文採用 Gutenberg 之地球模型來計算理論波之表面波譜，此模型在各層參數（如表一）

表一 哥頓布格地球參數模型

Depth, km	$\rho$ , g/cm <sup>3</sup>	$\alpha$ , km/sec	$\beta$ , km/sec
0-19	2.74	6.14	3.55
19-38	3.00	6.58	3.80
38-50	3.32	8.20	4.65
50-60	3.34	8.17	4.62
60-70	3.35	8.14	4.57
70-80	3.36	8.10	4.51
80-90	3.37	8.07	4.46
90-100	3.38	8.02	4.41
100-125	3.39	7.93	4.37
125-150	3.41	7.85	4.35
150-175	3.43	7.89	4.36
175-200	3.46	7.98	4.38
200-225	3.48	8.10	4.42
225-250	3.50	8.21	4.46
250-300	3.53	8.38	4.54
300-350	3.58	8.62	4.68
350-400	3.62	8.87	4.85
400-450	3.69	9.15	5.04
450-500	3.82	9.45	5.21
500-600	4.01	9.88	5.45
600-700	4.21	10.30	5.76
700-800	4.40	10.71	6.03
800-900	4.56	11.10	6.23
900-1000	4.63	11.35	6.32

(2) 求 P 波初動狀況，根據此初動狀況及地震記錄站的位置而求得斷層面解（如圖六）。由圖中可以得知當地斷層結構情況如下：

	走向	傾斜	滑動角
面 A	N55°E	60°SE	299.6°
面 B	N6°W	42°W	

根據當地的地層結構情況，可判斷面 A 應為斷層面，其為右移逆衝斷層。

(3) 選取紀錄良好的站作取樣工作：因為有些站距離太遠，而放大倍率又太小無法收到，有些站受雜波



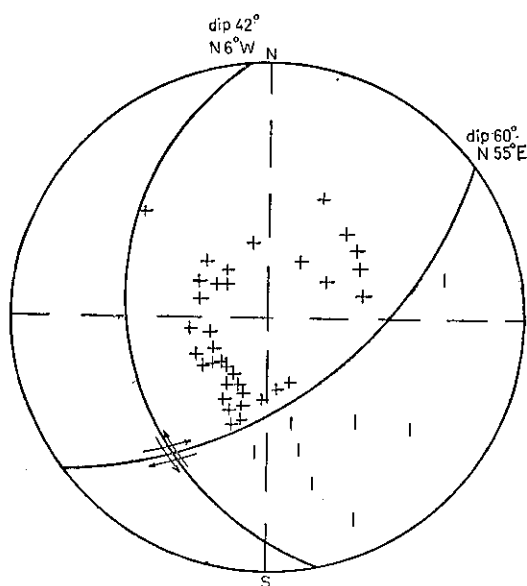


Fig. 6. Fault plane solution to the Earthquake used in the study  
本文所討論地震的斷層面解

干擾太大，記錄情況不好，有些站因距離太近，超出了記錄現象 (over-scale)，因此經過慎重選擇，適合於本文取樣工作 (用手讀法)，總共有五個站，茲將測站對震央的距離與方位表示如 (表二)。

表 二

測 站	NDI	QUE	CTA	SNG	GUA
方 位	-73.8°	-70.3°	150°	-126°	112.6°
距 離	40.3°	49°	50.2°	26.9°	24°

關於五個測站在地球上分佈的位置；如 (圖七) 所示。

(4) 取樣準備工作：每個測站共設有長週期三個，

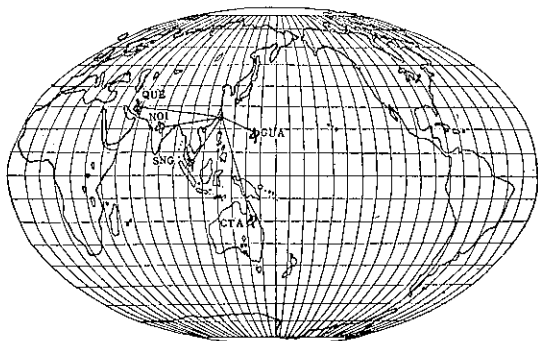


Fig. 7. Location of the five WWSSN station and the epicenter  
震央與採用世界地震網地震站關係圖

短週期三個，方向分別為東西、南北、上下。表面波洛夫波振動方向在垂直於測站及震央連線水平面上運動，而瑞立波振動方向在平行於測站及震央連線及連線的上下方運動，所以在計算工作時，首先要使用向量的座標轉換。本文採用每個站的三個長週期，其圖形如 (圖八 A——十二 A) 所示。因為短週期不太適合手讀取樣。手讀時，首先要根據當地的地球模型及走時曲線，來判斷洛夫波及瑞立波所到達的時間。

(5) 取樣工作：亦是將震波數字化。首先要遵守取樣原理；即在時間域內取樣  $\Delta t$  及頻率域內取樣  $\Delta f$ ，必需合乎下列二條件，即：

$$\Delta t \leq \frac{1}{2f_a} \quad \Delta f \leq \frac{1}{T}$$

$f_a$ : 極限頻率       $T$ : 訊號時距

否則取樣後，將會產生重疊現象 (Aliasing)。本文表面波，其週期均在 10 秒至 50 秒之間，故  $f_a = \frac{1}{10} = 0.1$  秒。因此在時間域內取  $\Delta t = 5$  秒將是很安全，本文取樣在透明方格紙上，為方便起見取  $\Delta t = 4.28$  秒。每隔間隔  $\Delta t$ ，在地震圖表面波上唸  $-f(t)$  值，讀值時，中線可以任意取，因為最後可以利用最小二乘法 (Least square error) 修正取樣值。其方法如下：

設振幅  $y$  與取樣間隔  $x$  之關係為線性的，即  $y_i = a + bx_i$ ，設取樣之數為  $N$  個，則

$$\sum_{i=1}^N y_i = aN + b \sum_{i=1}^N x_i$$

$$\sum_{i=1}^N x_i y_i = a \sum_{i=1}^N x_i + b \sum_{i=1}^N x_i^2$$

由以上二式可求得  $a$ 、 $b$  二係數

$$a = \frac{\sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N x_i y_i - \sum_{i=1}^N x_i^2 \sum_{i=1}^N y_i}{(\sum_{i=1}^N x_i)^2 - N \sum_{i=1}^N x_i^2}$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^N x_i \sum_{i=1}^N y_i - N \sum_{i=1}^N x_i y_i}{(\sum_{i=1}^N x_i)^2 - N \sum_{i=1}^N x_i^2}$$

則修正後之振幅  $Y_i$

$$Y_i = y_i - y$$

其中  $y$  為所對應零軸高度。

(6) 利用富氏轉換，將時間域內轉換成頻率域內，其公式如下：

$$F(f) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i2\pi ft} dt$$

$$|F(f)| = \{ [\int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos 2\pi ft dt]^2 + [\int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin 2\pi ft dt]^2 \}^{1/2}$$

經過取樣後。

$$|F(f)| = \Delta t \{ [\sum_{n=0}^N f(n\Delta t) \cos 2\pi f n\Delta t]^2 + [\sum_{n=0}^N f(n\Delta t) \sin 2\pi f n\Delta t]^2 \}^{1/2}$$

其中  $N = \frac{T}{\Delta t} - 1$

T: 為取樣時距。

(7)轉換成地動資料 (Ground motion): 因為地震儀放大倍率是對頻率敏感性, 故需除以反應曲線 (Response curve) f

設地震儀放大倍率為  $M = \frac{y}{x} = Q \cdot f$

$$\therefore x = \frac{y}{Q \cdot f}$$

其中 x 為真正地動原始資料

y 為記錄之資料。

Q 為電流計電動常數。

f 為反應曲線, 其中 f 為。

$$f = \frac{\mu_1}{\sqrt{R^2 + H^2}}$$

$$R = C_0 - C_2 \mu_1^2 + C_4 \mu_1^4$$

$$H = C_1 \mu_1 + C_3 \mu_1^3$$

$$C_0 = 1$$

$$C_1 = -2 \left( D_s + \frac{D_g}{\mu_0} \right)$$

$$C_2 = \left( 1 + \frac{1}{\mu_0^2} \right) + \frac{4D_s D_g}{\mu_0} (1 - \sigma^2)$$

$$C_3 = \frac{2}{\mu_0} \left( -\frac{D_s}{\mu_0} + D_g \right)$$

$$C_4 = \frac{1}{\mu_0^2}$$

其中  $\mu_0 = \frac{T_g}{T_s} \quad \mu_1 = \frac{T_w}{T_s}$

$D_s$ : 地震儀之阻尼常數。

$D_g$ : 電流計阻尼常數。

$T_s$ : 地震儀振動週期。

$T_g$ : 電流計振動週期。

$T_w$ : 大地運動週期。

$\sigma$ : 電流計耦合係數(coupling coefficient)。

(8)為了使理論波譜與震波波譜(均為表面波)作一比較, 必需將震波做幾何修正到等距離處, 可利用

下面公式來修正。

$$Ar_0 = A_r \left( \frac{R \sin \Delta r}{r_0} \right)^{1/2}$$

其中  $R = 6371.2$  公里。

$A_r$ : 在  $r$  處記錄到的振幅。

$Ar_0$ : 在等量化距離  $r_0$  之等量振幅。

如此實際地動振幅譜與理論振幅譜將能作一實際比較, 茲將理論波譜與地動波譜(表面波)計算結果, 作圖表示, 如(圖八 B——十二 B)。

由於本文取樣, 採用手讀法, 將所接收的震波圖形, 描於方格紙上, 但在繪圖的過程中, 難免產生誤差, 尤其將 70 mm 底片, 經過放大的過程中, 將會產生某種程度的變形。不過在五個站取樣後, 大體可以看出來在該處的震源深度是 45 公里左右。茲將各站理論表面波譜與實際地動表面波譜討論如下:

(1)由(圖八 A)中可知在時間 1967 年 10 月 26 日零時 22 分這一段記錄的過程中, 是十分良好的, 震波到達 NDI 這一站的路線, 絕大部份為大陸地殼模型, 適合本文所採用的哥頓布格(Gutenberg)地殼模型; 因此在(圖八 B)中, 理論波譜與實際地動波譜比較, 可以顯然看出震源深度在 45 公里處。

(2)由(圖九 A)中, 可知 QUE 這一站在當天的記錄情況良好, 因為 QUE 站是位於 NDI 站鄰近, 適合於哥頓布格模型, 從(圖九 B)中, 理論波譜與實際地動波譜比較, 可以得知震源的深度在 45 公里處。

(3)由(圖十 A), 可知 CTA 這一站, 在當天記錄情況亦十分良好, 不過 CTA 遠在澳洲東北部, 其所經過的路線, 大部份為海洋地殼模型, 故由(圖十 B)中, 其震源深度的判斷約在 45 公里至 55 公里左右。

(4)由(圖十一 A)中, 可知 SNG 這一站, 在當天記錄情況不太良好, 主要原因受雜波干擾太大。因此在取樣時(手讀), 將會產生較大誤差。在(圖十一 B)中, 洛夫波部份, 無法確定震源深度。在 R-Z 部份, 大約可以看出震源深度在 45 公里至 55 公里左右。

(5)由(圖十二 A)中, GUA 這一站雖然在當天的記錄的情況是十分良好, 但震波所經過的路線, 均為海洋地殼模型。在(圖十二 B)中, 洛夫波方面無法看出震源深度, 在 R-Z 部份, 大約可以看出震源深度在 45 公里至 55 公里左右。

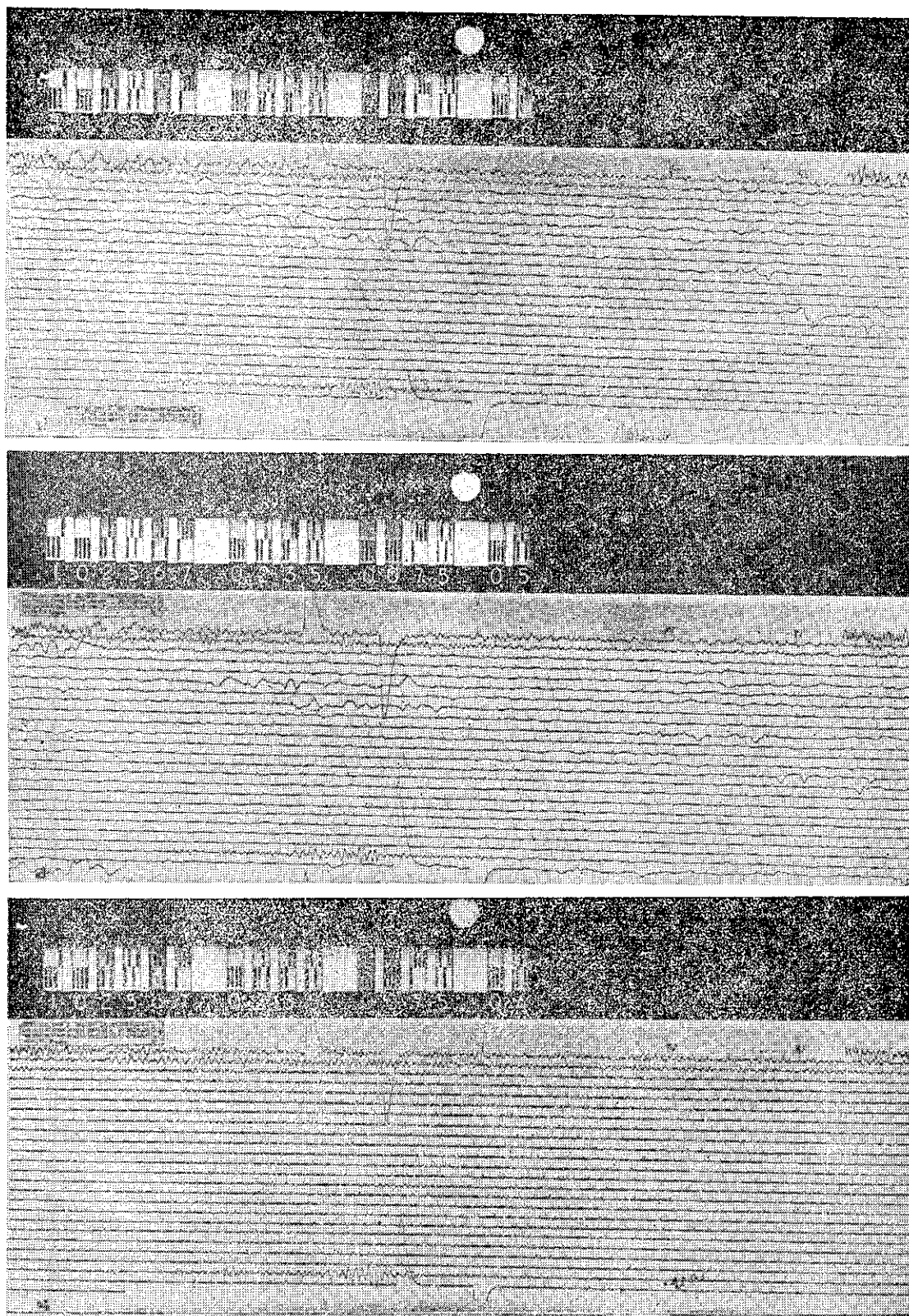


Fig 8A. Seismograms at NDI (1967. 10. 26)

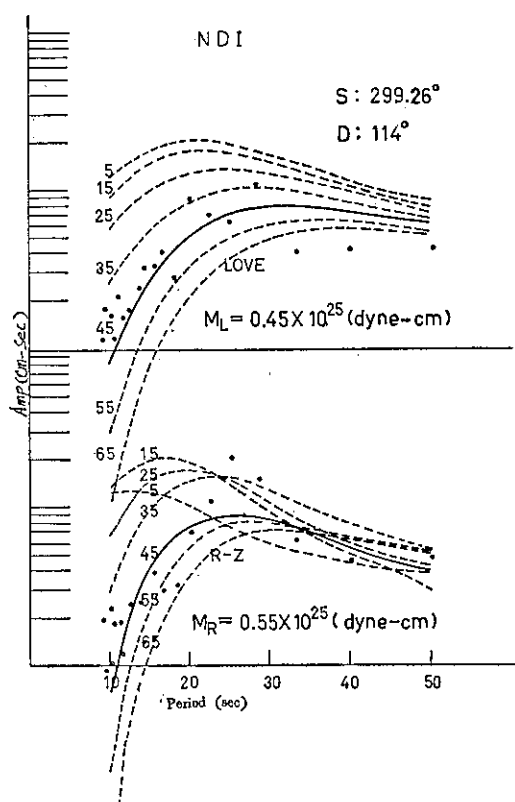


Fig. 8B. Displacement amplitude spectral density of Love wave (top) and Rayleigh wave (bottom) from an aftershock of East Taiwan earthquake of Oct. 25, 1967 at NDI, solid point for the observation and curve for solution in the Gutenberg continental model (Table 1). The number attached to each curves represents the source depth in km.

本圖為 1967 年 10 月 25 日在臺灣東部海底地震餘震振幅譜。上圖為洛夫波下圖為瑞立波垂直方向振幅譜，圖中之點代表在 NDI 站的觀察值。曲線為哥頓布格地殼模型值。每一曲線上的數字代表震源的深度。

S: Slip angle (滑動角)

M: Correcting factor (修正因子)

D: Dip angle (傾角)

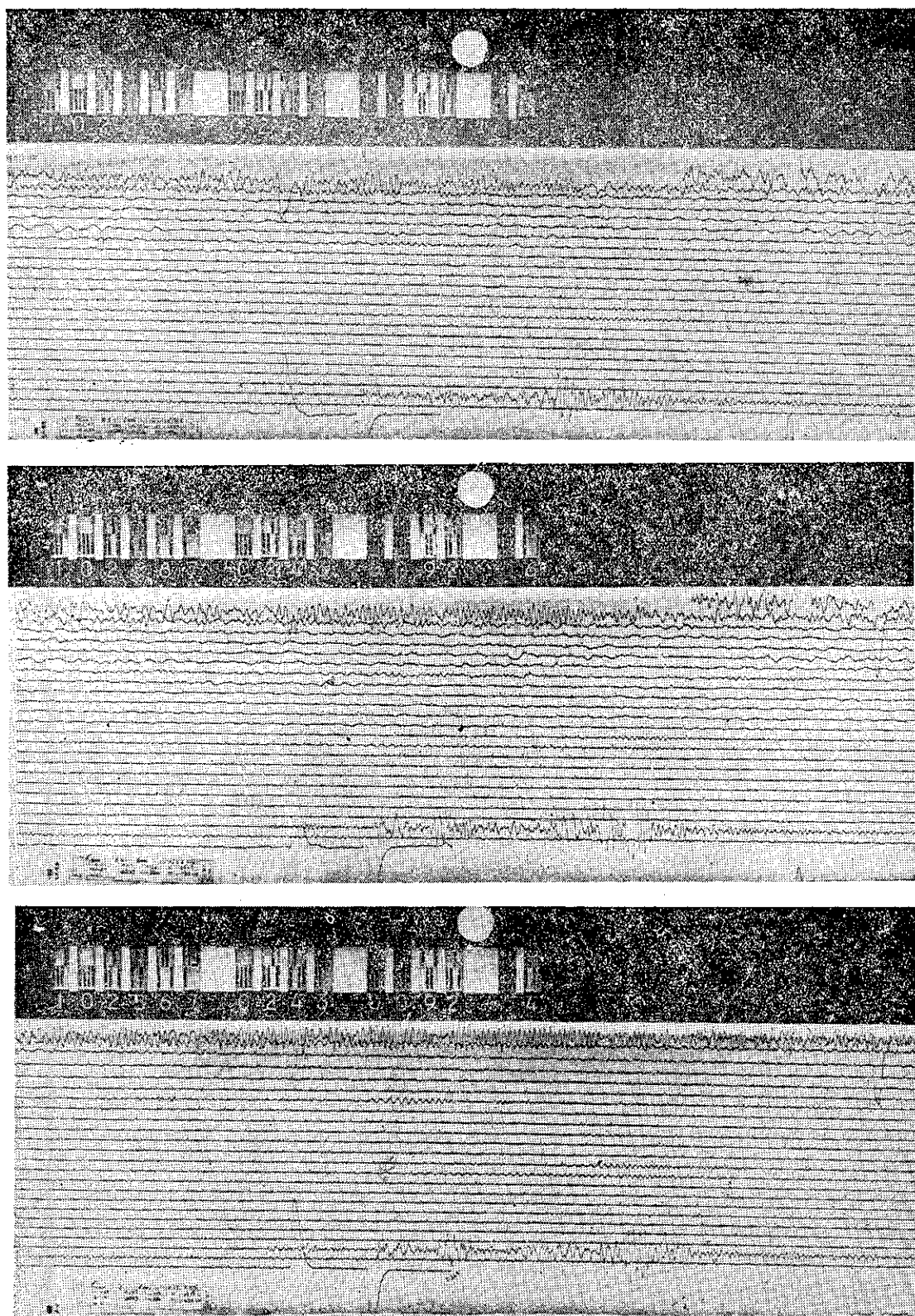


Fig. 9A. Seismograms at QUE (1967. 10. 26)

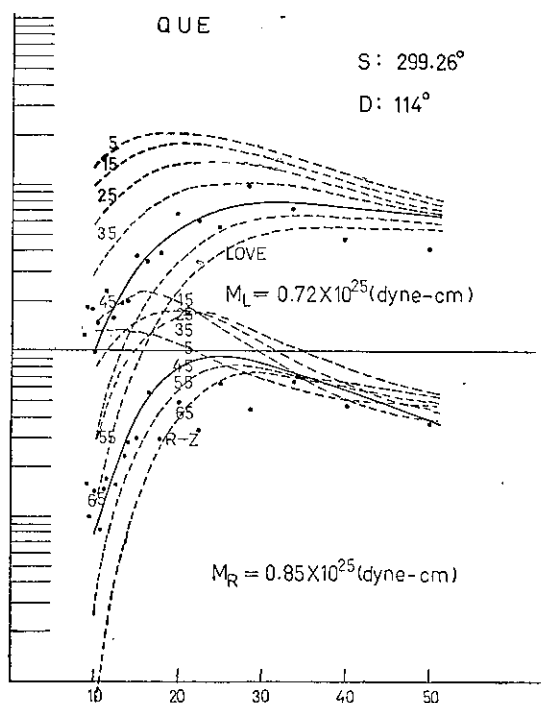
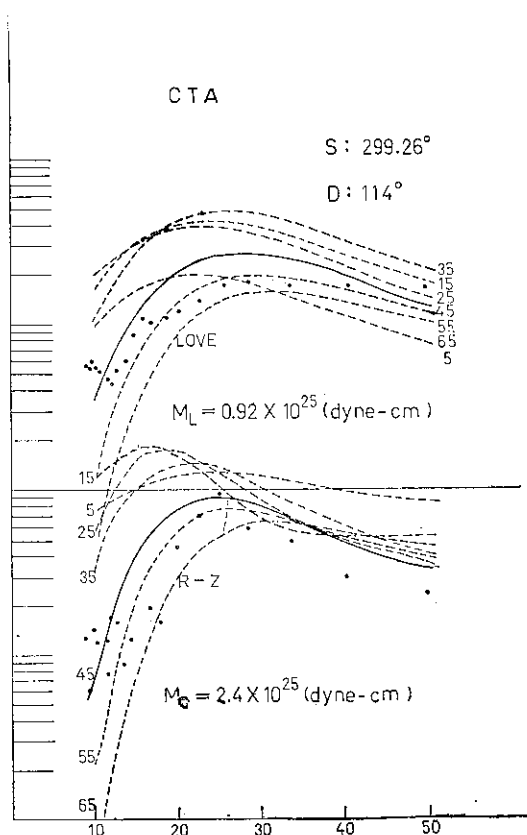


Fig. 9B. Displacement amplitude spectral density at QUE, other notations in the figure are defined in Figure 8B.

本圖是在 QUE 站的振幅譜值，圖中的說明與圖 8B 相同。

Fig. 10B. Displacement amplitude spectral density at CTA. Other notations in the figure are defined in Figure 8B.

本圖是在 CTA 站的振幅譜值，圖中的說明與圖 8B 相同。





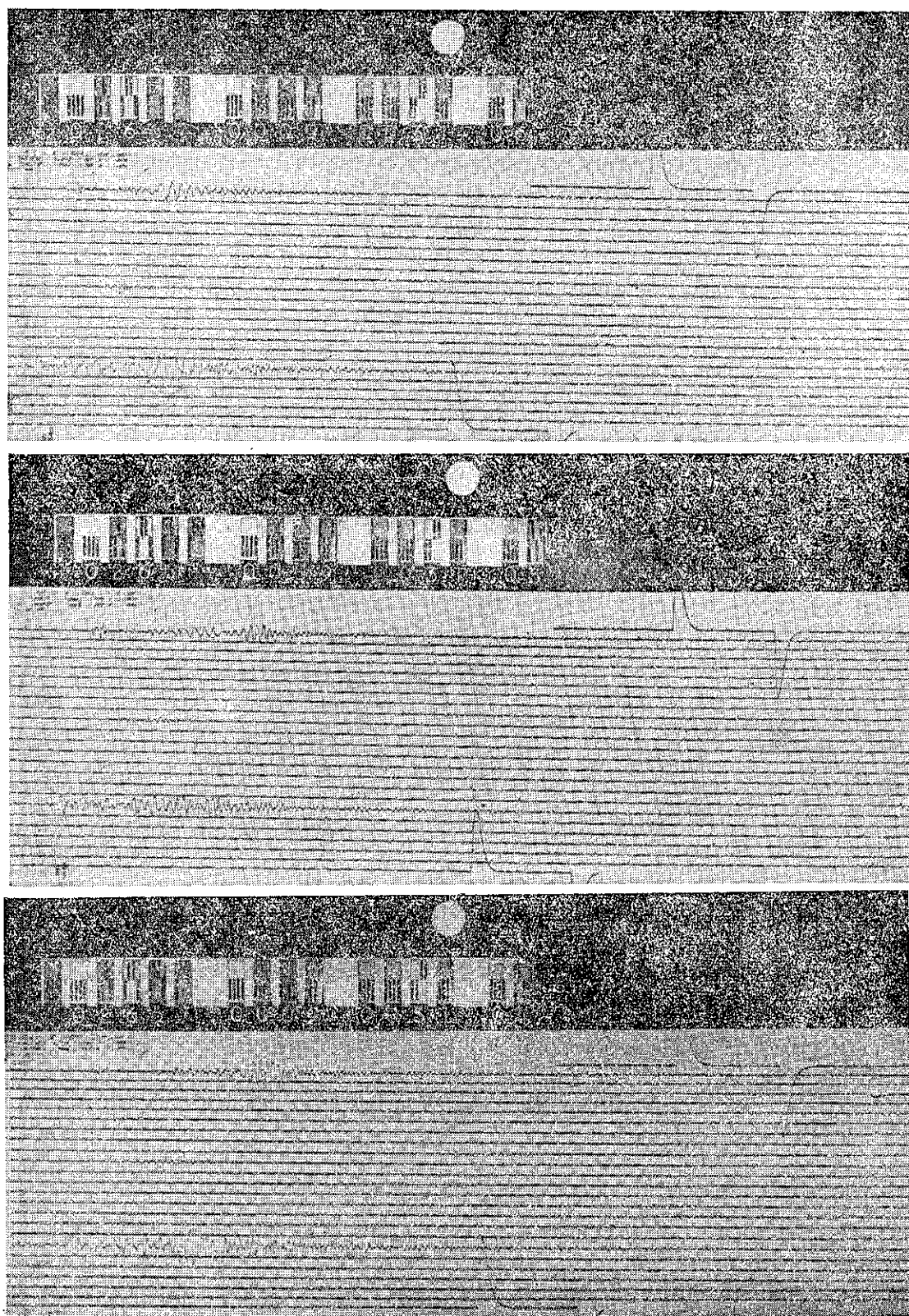


Fig. 10A. Seismogram at CTA (1967. 10. 26)

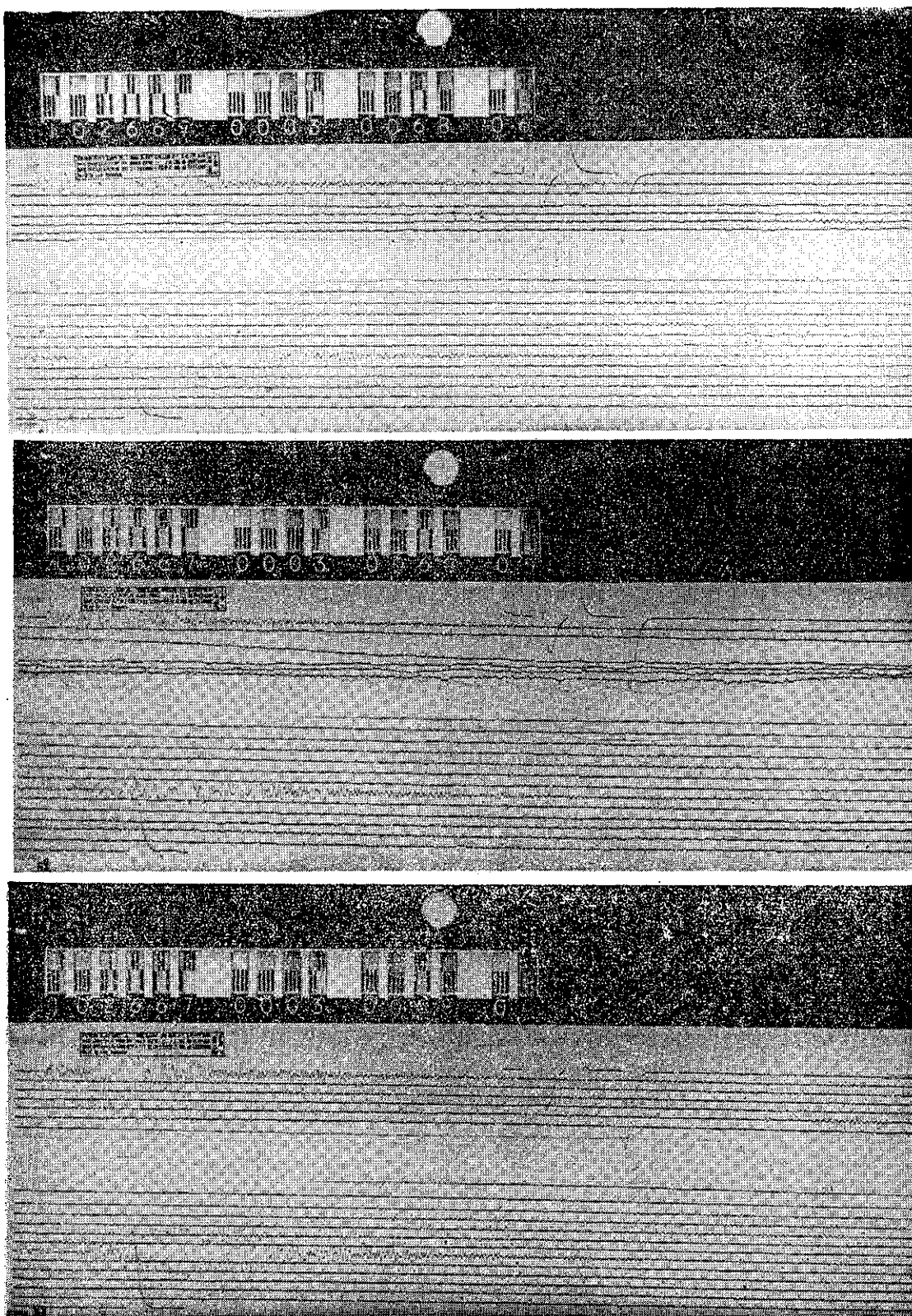


Fig. 11A. Seismograms at SNG (1967. 10. 26)



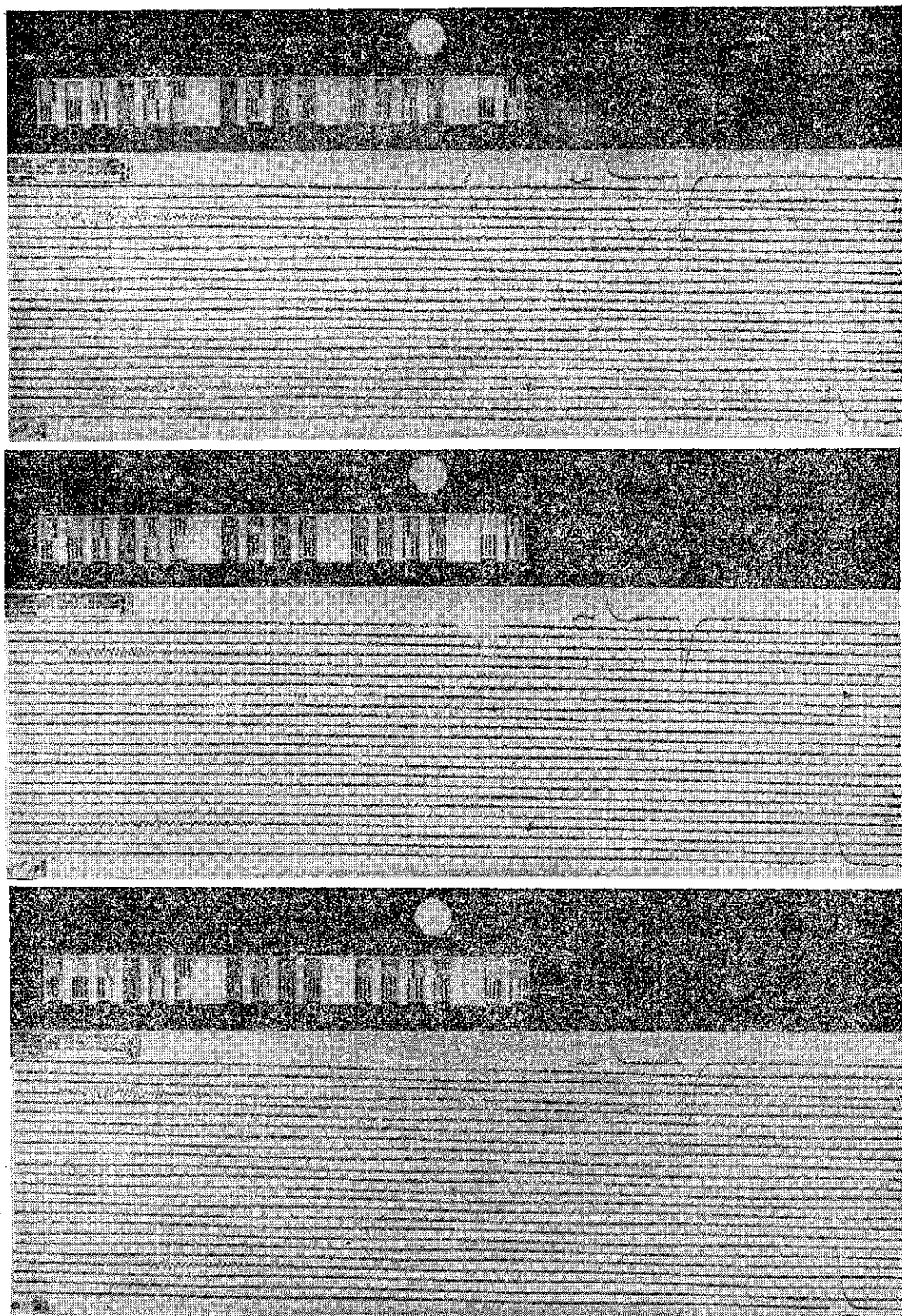


Fig. 12A. Seismograms at GUA (1967. 10. 26)

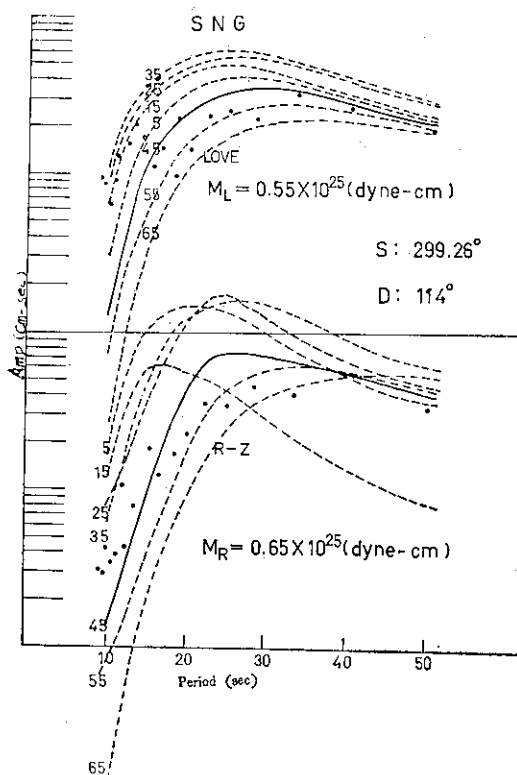


Fig. 11B. Displacement amplitude spectral density at SNG. Other notations in the figure are defined in Figure 8B.

本圖是在 SNG 站的振幅譜值，圖中的說明與圖 8B 相同。

根據上述討論，應該以 NDI 及 GUE 兩站，為理想情況，因其所經路線，均為大陸地殼模型，且當天記錄十分良好，因此震源深度以 45 公里為最適合。

## V 結 論

利用斷層面解及表面波振幅譜，分析 1967 年 10 月 25 日零時 59 分的餘震為 26 日零時 22 分，地點在  $244.N$ 、 $122.3E$ ，亦是臺灣東部海底之地震，得知該處有一斷層，其資料如下：

震源深度 45 公里

斷層走向  $N55^\circ E$

傾角  $60^\circ ES$

滑動方向 右移小角度逆衝斷層，如(圖十三)。

臺灣是在大陸棚的東南部上，其東北部是琉球羣島，伴有琉球海溝，東南部是非律賓羣島，伴有菲律

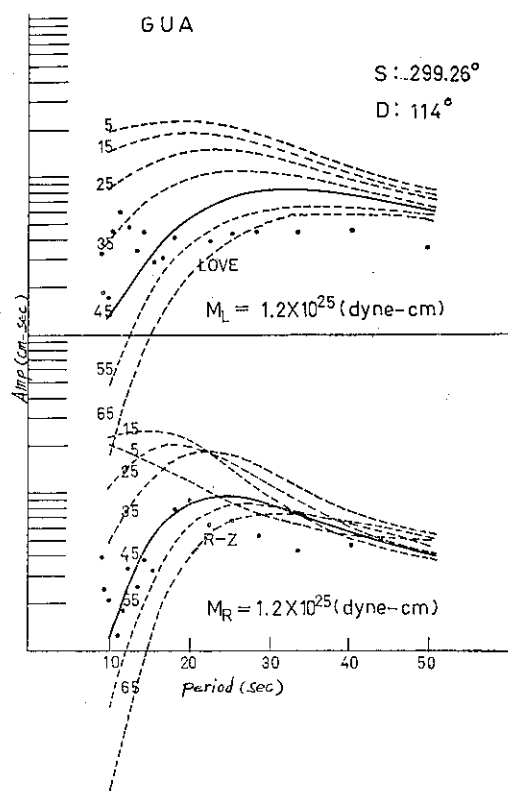


Fig. 12B. Displacement amplitude spectral density at GUA. Other notations in the figure are defined in Figure 8B.

本圖是在 GUA 站的振幅譜值，圖中說明與圖 8B 相同。

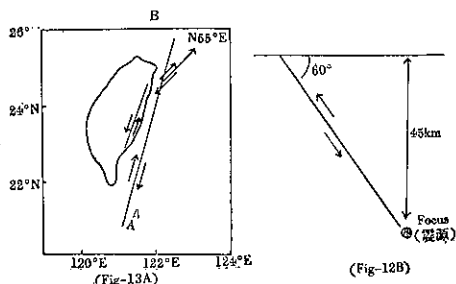


Fig. 13. The East Taiwan fault-strike  
臺灣東部斷層結構圖

賓海溝，馬尼拉海溝，唯獨臺灣並沒有明顯或確定海溝或海槽，因此目前對臺灣是否是環太平洋島弧之一還未定論，但不可否認的，臺灣地質構造與琉球及菲律賓，有十分的密切關係。

吳文銘博士 (1970)，曾對臺灣東部地震作取樣分析，所得結果如(表三)。

表三 東部地震取樣分析所得資料 (吳 1970)

No.	Date	USCGS Epicenter		Depth	m	Plane 1		Plane 2	
		Lat. (°N)	Long. (°E)			Az	Dip	Az	Dip
1	011864	23.1	120.5	33	7	27°	45°W	4°	50°E
2	112664	24.9	122.0	33	6.25	117°	82°S	117°	8°
3	042665	21.1	120.7	33	5.9	10°	72°E	10°	16°W
4	051765	22.5	121.3	21	6.2	10°	32°M	100°	90°
5	031266	24.2	122.6	48	7.75	24°	54°E	114°	90°
6	032366	23.9	122.9	36	6.6	22°	80°E	113°	76°S
7	050566	24.4	122.6	66	6	26°	80°E	120°	70°S
8	070166	24.8	122.4	109	6.75	70°	43°N	122°	60°S
9	071066	24.2	125.2	56	5.2	33°	84°E	33°	6°W
10	030467	20.8	121.8	134	5.5	90°	75°S	344°	47°E

他發覺在臺灣東部海底有一右移斷層如(圖十三A) A B, 本文的解析更證實了此一觀點。又臺灣東部臺東縱谷, 有一左移斷層, 與 A B 斷層近乎平行。因此在臺東縱谷斷層與 A B 斷層有一狹長帶往向北衝, 這點證實了吳所謂菲律賓海塊向北插於大陸剛塊之下的觀點。在縱谷斷層與 A B 斷層其向北移動的量, 有很明顯的不等。有不少有意義的地震, 在此狹長地帶產生, 這是否造成東部地震頻繁的原因, 這對研究東部地震者, 值得注意的事項。

本文承蒙中研院地震組主任蔡義本博士指導地震組熊雲翹、邱哲明、馮至津、呂際平等提供資料及協助, 使本文得以順利完成。

### 參 考 文 獻

- (1) Tsai, Yi-Ben and Keiti Aki (1970): Processing of Depth Determination From Ampl-

itude Spectral of Surface Waves. J. G. K. Vol 75 pp 5729-5743.

- (2) Tsai, Yi-Ben and Keiti Aki (1970): Source Mechanism of the Truckee, California, Earthquake of September 12, 1966. Bull. Seismol. Soc. Am. Vol 60. pp 1199-1208.

- (3) Wu, F. T. (1970): Focal Mechanism and Tectonics in the Vicinity of Taiwan. Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 60. pp. 2045-2056.

- (4) Bi, Q, Ching Chang (1971): Dual-Trench Structure in the Taiwan-Luzon Region. Proc. Geol. Soc. China. No. 15 pp 65-75.

- (5) Silvorman, D. (1967): The Digital Processing of Seismic Data. Geophysics. Vol. 32. pp 988-1002.

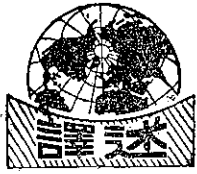
- (6) 梁繼文 (1974): 地質學 pp 813-848.

保密防諜·

人人有責·

匪諜自首·

既往不究·



# 颱風經過臺灣之性質演變

Samson Brand & Jack W. Blelloch 原著

劉子敬 譯

## *Changes in the Characteristics of Typhoons Crossing the Island of Taiwan*

Translated by Tze-ching, Liu.

### ABSTRACT

Twenty-two typhoons (1960-72) are examined to determine the effect of Taiwan on the intensity and movement of tropical cyclones crossing the island. The results show an average intensity (maximum surface wind) decrease of over 40% and a distinct northward deflection as the storms approach the island with a southward deflection after passage. Forecast rules for typhoons approaching or crossing Taiwan are presented.

#### 一、緒 言

在過去發表之若干論文 (Brand & Gaya, 1971; Brand 1973) 中, 曾表明北太平洋西部地區熱帶氣旋強度的變化, 有關地形上和季節上改變的統計資料。從這些一般性研究中得知詳細觀察熱帶氣旋經過像菲列賓和臺灣那樣的島嶼, 可提供颱風人員很寶貴的參考資料, 因為在那些島嶼西方之預報人員大

都要在颱風仍遠在那些島嶼之東方時, 就要預測颱風的路徑及強度。

此種研究 (Brand & Blelloch, 1973) 過去係針對菲列賓羣島, 本文則將對受臺灣影響之颱風, 作個類似的描述和分析, 有了這些資料再配合上傳統的預測技術, 對於熱帶氣旋的預報工作, 將有莫大的助益。北太平洋西部及臺灣地形如圖一所示:

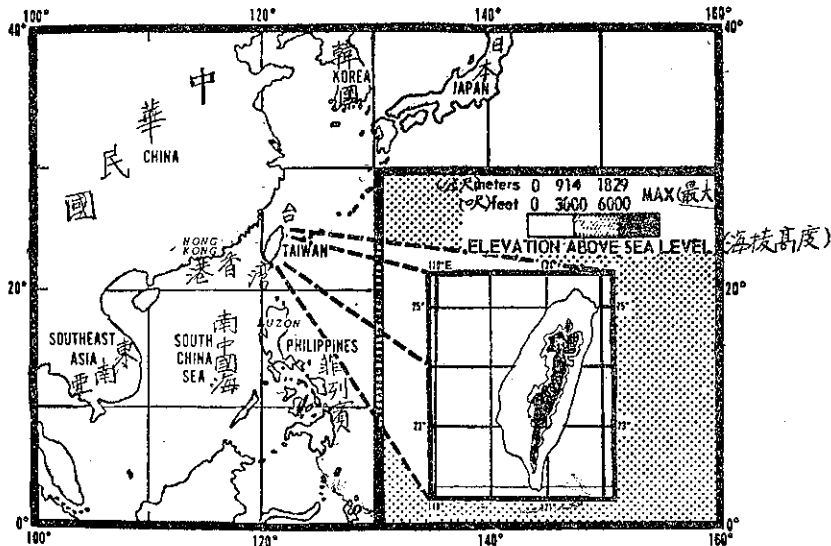


Fig. 1. The western North Pacific ocean with inset topographical map of Taiwan.

圖一：北太平洋西部並插附臺灣地形圖

## 二、資料來源

本研究所用資料係節錄美國關島艦隊天氣中心及聯合颱風警報中心 (The U. S. Fleet Weather Central/Joint Typhoon Warning Center, Guam.) 的颱風年報和美國氣候中心與海軍天氣研究所 (The National Climatic Center & The Navy Weather Research Facility) 共同編纂的西太平洋地區 1945-71 年所發生的颱風檔案。這些資料包括熱帶風暴或颱風強度期內，關於它的位置、路徑、大小、及強度，六小時的觀測資料。

本研究考查 1960 年至 1972 年，侵襲臺灣的颱風<sup>\*(1)</sup>，在這十三年中侵臺的颱風計有二十五個，其中一個在臺灣上空轉向，另兩個是由西向東通過臺灣，其餘二十二個都是由東向西通過臺灣，且最後都登上中國大陸。研究之時間包括侵襲臺灣前四十八小時及越過臺灣後十二小時，考查的參數包括它的中心位置（根據中心定位<sup>\*(2)</sup>及最佳路徑<sup>\*(3)</sup>）強度（最大的地面風速）以及移動方向和速率。

## 三、檢討結果

表一為本研究，自 1960 年至 1972 年內資料內所分析向西穿越臺灣颱風的分月總表，從這表上可以看出七八九三個月內通過臺灣的颱風，二十二個颱風中有 20 個。

表一 1960-1972年內穿過臺灣最後登陸的西進颱風分月總表

五月份	七月份	八月份	九月份	十一月份
貝 蒂 1961	雪 莉 1960 艾 爾 西 1961 凱 蒂 1962 范 迪 1963 哈 莉 1965 葛 葵 拉 1967 娜 定 1971	崔 絲 1960 艾 琳 1960 裘 恩 1961 勞 娜 1961 歐 珀 1962 瑪 麗 1965 娜 拉 1967	波 密 拉 1961 沙 莉 1961 愛 美 1962 艾 爾 西 1969 艾 妮 絲 1971 貝 絲 1971	吉 達 1967

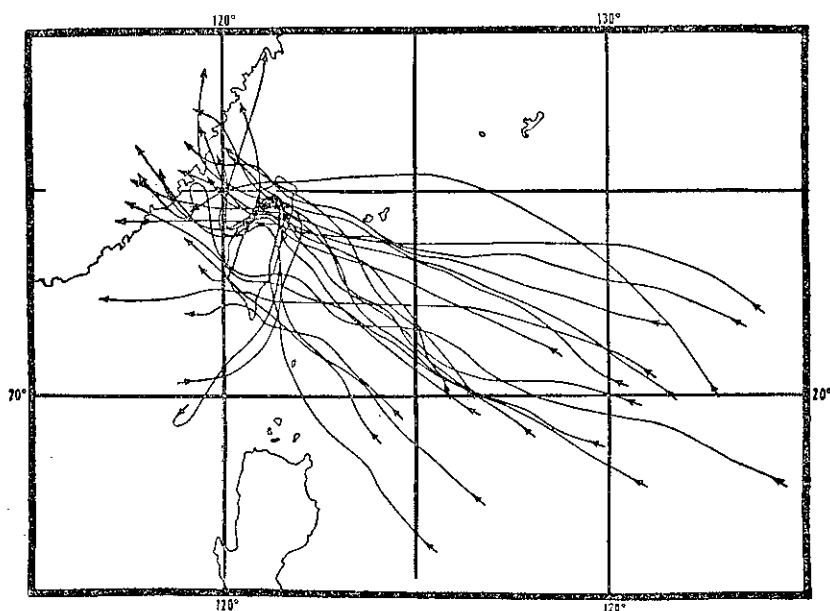


Fig. 2. Track segments for centers of 22 typhoons for the time frame 48 hr prior to hitting Taiwan to 12 hr after leaving the island.

圖二：22 個颱風侵臺前 48 小時至離臺後 12 小時內中心行走路徑圖。

從圖二內可以看出二十二個颱風通過臺灣前後的路徑。如果我們欲知通過臺灣前與過境後的颱風，每六小時的強度及速率的平均值，那末它的強度及移動速率的剖面線當如圖三所示。陰影區表示臺灣，右邊是表示颱風尚未穿過，左邊是表示颱風過境後情況

<sup>\*(4)</sup>。從圖三 (a) 強度剖面線中，可以看出颱風侵襲臺灣前 48—24 小時內，平均強度在增加，直到登陸前 12 小時才開始趨平，隨後就一直減弱。從颱風登陸前六小時至離去後六小時，這段時間裏，它的強度是由 95 哩/時 (Kt) 減至 56 哩/時 (Kt) (大約減弱

了 41%)。

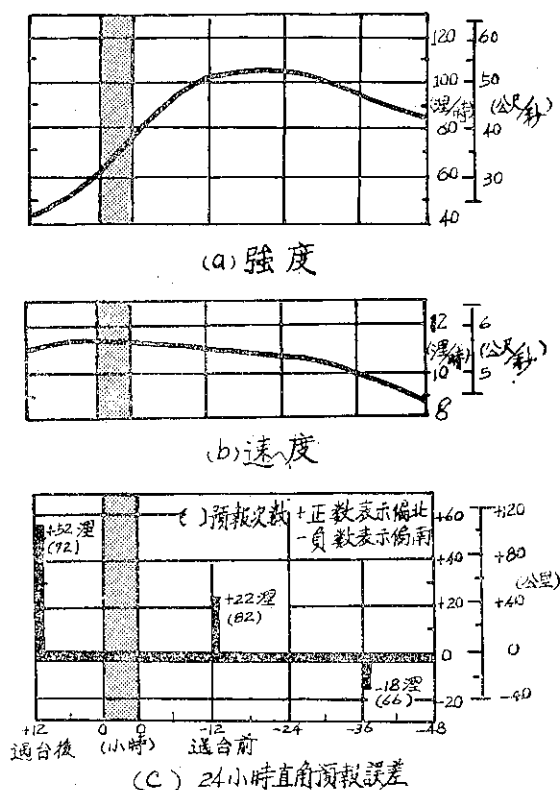
颱風通過臺灣海峽直到登上大陸沿岸，平均需時 12.75 小時，所以 12 小時後的強度減弱，是表示因受亞洲大陸地形的影響。值得一提的在 22 次颱風的紀錄中，也只有一次通過臺灣海峽的時間是少於六小時。一般而論這些颱風從無機會再增強；這和通過非列賓羣島進入中國海者，其性質是不可相提並論的。

移動平均速度剖面線如圖三 (b)，其中顯示颱風登陸前 48—24 小時，這段時間它的平均移動速度在慢慢增加，而到接近臺灣時才平穩，並稍有增加速度的趨向。

另一考查參數為颱風穿過臺灣時方向的改變，這是用觀察 24 小時預測直角誤差的間接方法得來，亦

即預測誤差偏向颱風最佳路徑的左方或右方。

24 小時預測，主要看持續性和綜觀幅度的駛引，但預測誤差，可能因我們在正常預報作業上並不考慮的因素所引起。例如圖三 (c)，表示颱風侵臺前 66 次 48—24 小時預報中平均預測誤差為偏最佳路徑南方 18 哩 (33 公里)。這可能是由於颱風經正常的西進方向後順轉而更向西北。颱風登陸臺灣前 24 小時內，預報是向北方 22 哩 (41 公里)，而實際則向臺灣並不繼續以轉向情況 \*<sup>(5)</sup> 繼續順轉。離開臺灣後且有更大偏向臺灣以北的預報誤差 [+ 52 哩 (96 公里)]。表示當颱風脫離臺灣影響而移向南方。參見圖二颱風路徑詳圖，即可知其梗概。圖二中還表示有些颱風大約離臺灣 120 哩 (222 公里) 即開始轉向北方，此外有很多風暴似繞山脈而行先向北後再偏南。



圖三：22 個颱風侵臺前 48 小時至離臺後 12 小時的平均強度 (a) 及速度 (b) 之剖面線，陰影部份代表臺灣，圖中之 (c) 係表出平均 24 小時直角預報誤差，(根據關島之聯合颱風警報中心)。

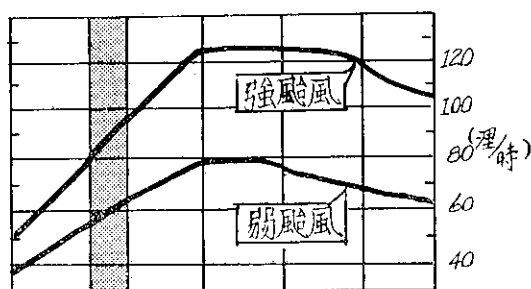
現在問題在於不論颱風的強弱，它受到臺灣的影響是否都是相同？假定我們將侵臺前 24 小時內最初平均強度大於或等於 100 哩/時 (Kt) 的颱風和最初平均強度小於 100 哩/時 (Kt) 的颱風，作個很有趣的比較，就可以得到解答。例如：我們在圖四 (a) 中可

以看出；強的颱風受臺灣的影響很明顯，表示自侵臺前六小時至離去後六小時，最大風速平均自 115 哩/時減至 65 哩/時，(減弱了 45%)。弱的颱風則在此段時期內，自 75 哩/時減至 45 哩/時，(減弱了 40%)。值得注意的；是不論颱風的強弱，它的

強度都在侵臺前大約十二小時開始逐漸減弱。

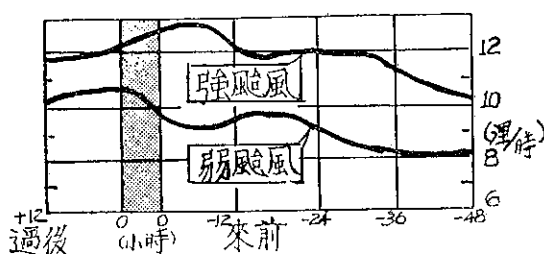
移動速率的剖面線，如圖四 (b) 顯示出強的颱風

是移動較快的系統，吾人發現；弱的颱風經過臺灣時，它的速率就逐漸增加，而強的颱風則相反地會低減。



(a) 強度

強颱風——侵臺前 24 小時內平均強度大於或等於 100 哩/時 (12次)  
弱颱風——侵臺前 24 小時內平均強度小於 100 哩/時 (10次)



(b) 速率

圖四：12 個強颱風（登陸臺灣前平均強度  $\geq 100$  哩/時）及 10 個弱颱風（登陸臺灣前平均強度  $< 100$  哩/時）之平均強度 (a) 及速度 (b) 剖面線。

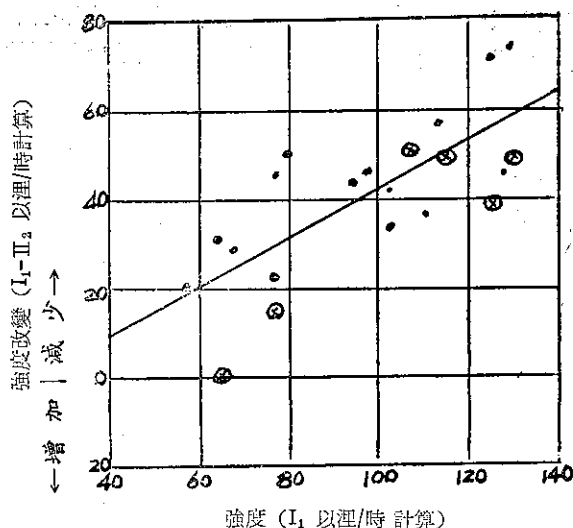
另外一種方式，可以顯示臺灣對颱風強度的效應，是將颱風逼近臺灣的平均強度對穿過臺灣時颱風強度的改變填在圖內，如圖五所示，圖中填入侵臺前24小時平均強度 ( $I_1$ ) 對強度變化 ( $I_1 - I_2$ )，內中  $I_2$  為颱風離開臺灣後六小時的強度  $^{*(6)}$ 。它的分佈具有 0.75 的相關係數，根據此種分佈計算得來的迴歸線，對於颱風預報作業人員也有很大的助益。例如圖五表示：如果颱風侵襲臺灣前24小時內，它的平均最大風速為 120 哩/時，那末離臺後六小時的強度當為 55 哩/時或不足。穿過臺灣南端或北端的那些颱風用加圈點值來表示，一般而言，似乎都比分佈中的其他數值強度低減較小。務請注意：在此顯示出並無一個颱風，過境後強度還會增加的。

為求進一步的瞭解，要考查颱風經臺灣附近而並

不穿過臺灣所受的影響。作者曾就暴風中心離臺灣60哩（111公里）以內的西進颱風作一概略的研究。將最接近臺灣前 24 小時平均強度和接近後 6 小時強度值加以比較，發現其中有七個颱風符合以上的論題，五個颱風強度幾乎沒有改變或改變甚微，其餘 2 個颱風強度雖然低減，但仍在圖五所示的迴歸關係之下。

#### 四、附 加 考 慮

基於上述結論顯示，颱風的強度及移動方向和速率，確是都受到臺灣顯著的影響，主要的原因包括：海上供應颱風的熱力和水份因受島嶼的存在而減少，且受臺灣陸上的摩擦效應，都足以破壞颱風環流的平衡力。此外包括颱風環流的駛引氣流也可能受到了中央山脈的影響，這些山嶺南北向伸展達 140 哩（260



$I_1$  = 侵臺前平均 24 小時強度。  
 $I_2$  = 離臺後 6 小時強度。  
 $I_1 - I_2$  = 強度之改變。

圖五：颱風侵臺前 24 小時之平均強度 ( $I_1$ ) 對強度變化 ( $I_1 - I_2$ ) 內中， $I_2$  為離臺後 6 小時之強度，加圈者表示中心正好在臺灣之南端或北端。

公里)，平均高出地面 6,000 呎 (1.8 公里)，還有許多山峯高度超過 10,000 呎 (3 公里)。這些山區地形也是影響颱風環流的重要因素，這是其他任何颱風活動地區所沒有的現象。

臺灣的山嶺地形也產生一種因伸展山脈造成的特殊氣象現象，那就是誘生副低壓 (induced low)。這些低壓或槽由於氣流越過山嶺，或氣流繞過臺灣兩端產生水平向風切 (Wind Shear)，因而由動力作用而造成。

表二 熱帶氣旋不同強度及垂直深度經過臺灣之效應表

熱帶氣旋分類	強度 (最大風速)	垂直伸展 (約數)	熱帶氣旋受臺灣影響
第 I 類	<50 哩/時	或 <10,000 呎 (3 公里)	熱帶氣旋將消滅形成副低壓並可取代主中心。
第 II 類	50-100 哩/時	或 20,000 呎 (6 公里)	熱帶氣旋可向前躍進。
第 III 類	>100 哩/時	或 >35,000 呎 (10.7 公里)	熱帶氣旋照原路徑前進，縱然有副低壓生成，亦不例外。

徐李兩氏 (Hsu 1960) & Li (1963) 曾先後發表：關於此種誘生副低壓的形成地區，強度的增減，移行的變化，都和主颱風有極密切關係，這些關係有時候可用作預報颱風移行及強度變化的很好工具。

熱帶氣旋各種強度及不同的環流垂直伸展，越過臺灣所受到的影響，已經作成綱要，詳見表二。

第 I 類：熱帶氣旋強度不足 50 哩/時，或環流垂直伸展不足 10,000 呎 (3 公里) 者，經過臺灣時當趨消滅。第 II 類：颱風強度在 50 至 100 哩/時，或環流垂直伸展約達 20,000 呎 (6 公里) 者，當產生副低壓可取代此颱風，此種低壓可以躍過，或加速穿過臺灣 (參閱圖四 b 弱颱風移行速度剖面線)。第 III 類：颱風強度超過 100 哩/時，或環流垂直伸展在 35,000 呎 (10.7 公里) 以上者，則將繼續追隨原先路徑前進，縱然有副低壓生成也不例外。

根據徐李兩氏 (Hsu & Li) 所發表的許多意見，同時經過詳細分析研究，(根據 1952 至 1962 年內 25 個熱帶氣旋的詳細綜觀分析得來)，有如下圖六：(a) (b) (c) (d) (e) (f) (g)，就可以當作熱帶氣旋逼近或穿越臺灣的七種預報法則：

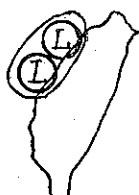


(a) 倘有一颱風向西或西北逼近臺灣者，此時有副低壓在臺灣西邊即臺中附近生成，（即本島西部東經  $121^{\circ}41'$ ，北緯  $24^{\circ}09'$  處），且不斷加強，此種情況，則此颱風當不致轉向。



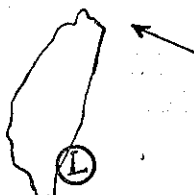
a.

(b) 倘一颱風對準臺灣的南端或正南方，作西向或西北向行進，此時產生一連串副低壓或一低槽形成在本島西邊，則此颱風將不會轉向，或轉向甚微。



b.

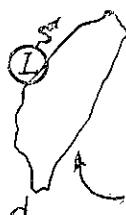
(c) 倘颱風對準臺灣北端作西向或西北向行進，此時有副低壓形成緊靠臺灣東南邊際（近於臺東，即東經  $121^{\circ}09'$  北緯  $22^{\circ}45'$  處），則此颱風將會經過臺灣北方，或剛好通過臺灣北端。



c.

(d) 倘颱風朝向臺灣作西北向行進，且有向北彎曲的路徑對準臺灣；或有一個颱風沿臺灣東海岸向北行者，此時有一副低壓

注意：此類副低壓有時可能伸長至 700 mb 高度，極易使預報人員之誤認，以為颱風已穿過臺灣。



d.

出現在臺灣西海岸，並有向北緩移減弱之勢，則此颱風通常將會演變為較強烈之颱風（第Ⅲ類颱風）。

(e) 假定颱風朝向臺灣作西北向進行而有一向北彎曲之路徑逼近臺灣者，或一個颱風沿東海岸向北行，此時有一副低壓出現在臺灣西海岸，且有增強趨勢，同時取代了颱風環流，通常而論，此種颱風強度較弱，（第Ⅱ類颱風）。

注意：主颱風愈近中央山脈，副低壓取代颱風的可能性愈大。



e.

(f) 假定颱風走向北北西逼近臺灣，而氣旋形環流的垂直軸分裂成兩部份，下層部份向西北，上層部份向東北，表示颱風正在轉向過程中。倘使有一不變的垂直方向傾斜軸存在，則颱風當循此方向前進。



f.

(g) 如果颱風向北對準臺灣南端前進者，則此颱

風將沿着臺灣東部邊緣前進。

假如無明顯的駛流 (Steering Current) 變化時，則上項所列七種預報法則，對於逼近或通過臺灣的熱帶氣旋，在預報作業上確有應用及參考之必要。當然，每一個別具情況的綜觀形勢如有足夠的觀測資料時，預報人員都應該考慮圖上的情況來研判。舉例來說：如果熱帶氣旋附近可能有冷空氣加入風暴環流內，因而減弱它的強度，或且有時東北季風寒潮南下時，可能會增加低空槽內下層氣旋形風切，假如有這種情況，該熱帶氣旋勢必產生一個良好路徑。

在颱風季節較晚的月份內，海面各種情況的變化，就成為孕育或流產的重要因子。有如臺灣附近海面的溫度下降，遠較東南方非列賓海地區為快。除了海面溫度之外，另外還有其他熱力結構參數也很重要，因為它能供應熱水，來助長風暴的能量。

### 附 註：

\* (1) 關於這篇研究，所謂「颱風」係指熱帶氣旋環流從生長到消滅，整個生命史某階段達到颱風的強度，在它部份環流狀態未必都能維持此種強度。

\* (2) 熱帶氣旋定時定位的確定方法，通常是利用飛機偵察穿過中心，或用空中、陸上、艦上的雷達及依據氣象衛星照相的資料來測定。

\* (3) 綜合過去所有的資料紀錄，來分析它的路徑。

\* (4) 22 個颱風中心停留在臺灣的平均時間，大約 5.5 小時，它的標準偏差為 2.8 小時。

\* (5) 此處須加說明的，颱風轉向的平均緯度 ( $24^{\circ}$  N)，大約和臺灣的緯度相同。

\* (6) 見附註 \* (1)



圖六：熱帶氣旋逼近或穿過臺灣之預報法則圖

### 原文參考文獻

- (1) Brand, S., 1971: The effects on a tropical cyclone of cooler surface waters due to upwelling and mixing produced by a prior tropical cyclone. J. Appl. Meteor., 10, 865-874.
- (2) ———, 1973; Rapid intensification and low-latitude weakening of tropical cyclones of the western North Pacific Ocean. J. Appl. Meteor., 12, 94-103.
- (3) ———, and J. J. W. Bielloch, 1973; Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. J. Appl. Meteor., 12, 104-109.
- (4) ———, and R. F. Gaya. 1971; Intensity changes of tropical Storms & Typhoons of The Western North Pacific Ocean. Navy Weather Research Facility Tech. paper No 5-71, 205pp.
- (5) Burroughs, L. D., and S. Brand, 1973, Speed of tropical storms and typhoons after recurvature in the western North Pacific Ocean. J. Appl. Meteor., 12, 452-458.
- (6) Hsu, Y. C. 1960; The problems of typhoon forecasting over Taiwan and its vicinity. Proc. U. S. Asian Military Weather Sympos, 9-12 February 1960.
- (7) Li, P. C., 1963; Terrain effects on typhoons approaching Taiwan. Proc. U. S. Asian Military Weather Sympos., 3-7 February 1963.

原文刊載：Monthly Weather Review

(Vol 102, No. 10, Oct. 1974)

# 氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 $25 \times 24$ 之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之  $\frac{1}{3}$  為原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以 \* 號（顯著）及 \*\* 號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 13.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至  $\frac{1}{8}$  之程度，但不能超過縮小  $\frac{1}{2}$  之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至  $\frac{1}{8}$  之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至  $\frac{1}{2}$  時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(四) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿刺伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 $m^2$  (平方公尺)、 $m^3$  (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$  (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介系詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標題及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 21, Number 1

March 1975

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



## CONTENTS

### Articles

- The Frequency Distribution and Variability of the  
Regional Rainfall in Taiwan.....*Pao-Kang Wan* (1)
- An Investigation of Geometrical Relations between the  
Feature of Upper Contour Fields and Characteristics of  
Satellite Cloud patterns.....*Pao-chin Hsu* (15)
- To Study the Focall Depth and Fault-strike under the Ocean  
to the East of Taiwan.....*Chih-Pin Peng* (29)
- Changes in the Characteristics of Typhoons Crossing  
the Island of Taiwan.....*Translated by Tze-Ching Liu* (46)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei  
Taiwan, Republic of China

內政部雜誌登記內版臺誌字第〇五五一號  
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第二期

## 目次

### 論著

- 臺灣分區雨量之頻率分佈及其變率(續).....萬寶康(1)  
一九六四年荒川氏颱風預測法之再修正.....王崇岳(14)  
預報電腦化之研究與設計.....郭文鏢、胡仲英(18)  
颱風頻率長期變化之例證研究.....魏元恒、徐君明(25)  
東亞地區地面脊線上之衛星雲系.....徐寶箴(28)  
臺灣地區地震危險度之研究.....徐明同(33)

### 報告

- 民國六十三年颱風調查報告.....應用氣象組(41)  
第一號颱風 琴 恩  
第二號颱風 范 迪  
第三號颱風 貝 絲

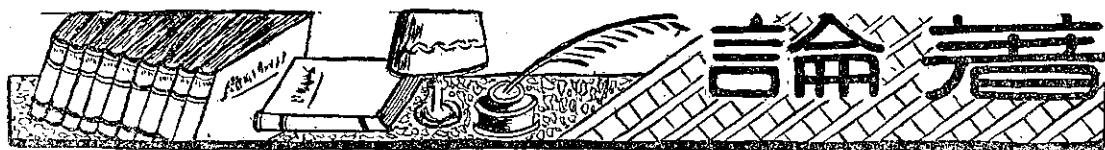
# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第二期

主編者 中央氣象局氣象學報社  
地址 臺北市公園路六十四號  
電話：三七一三一八一(十線)  
發行人 劉大年  
社長 劉大年  
電話：三一〇八四〇  
印刷者 文英印書公司  
地址 臺北市三水街七號  
電話：三三一四七二四

中華民國六十四年六月出版



## 臺灣分區雨量之頻率分佈及其變率\* (續)

### *The Frequency Distribution and Variability of the Regional Rainfall in Taiwan (Continued)*

萬 寶 康

Pao-Kung Wan

但超過阿里山再向上至高度更大之玉山，其年平均雨量反而減少。其年平均雨量增減之分界面，作者 (1973, 1974) 估計約在 2,600 公尺左右，即在阿里山與玉山之間，高出阿里山約 200 公尺處。中部山地區域其他各處在 2,600 公尺以上之山峯，其年雨量之分佈情形亦應與玉山類似。蓋 2,600 公尺以上之山峯已高出對流雲之凝結面甚多，雲中所含有之大部份水量均降落於 2,600 公尺以下所致。

第十圖中顯示臺灣本島有三個年平均雨量較大之區域。一在中部山地區域之北部，一在中部山地區域之南部，其年平均雨量均在 3,000 公厘以上。另一年平均雨量較大之區域在北部山地區域及其鄰近之東部沿海區域。其等雨量線有兩個中心，成東西向排列。一個副中心在大屯山地區，其年平均雨量在 4,000 公厘以上，另一個主中心在基隆火山羣地區，其年平均雨量可大至 6,000 公厘以上，為全省年平均雨量最大之地區，以冬季季風期之雨量為主。在中部山地區域南部，其等雨量線亦有兩個中心，成南北向排列。一個副中心在阿里山附近地區，其年平均雨量在 4,000 公厘以上。另一主中心在中央山脈南端，其年平均雨量在 5,000 公厘以上，以西南季風期之雨量為主。中部山地區域北部可能有二至三個中心，其年平均雨量均在 3,000 公厘以上。各地區雨量之集中時期視對於盛行風之向背而定。各個中心之年平均雨量強度或在 4,000 公厘以上，或在 5,000 公厘以上。

在第十圖中，本島東南部沿海區域有兩個顯著之乾舌出現，與亢氏所製年平均雨量等雨量線圖所顯示者相同。在威氏所製年平均雨量等雨量線圖上更可顯示三貂角以南之東部沿海區域，在宜蘭扇形三角洲平原附近以及花蓮隆起海岸平原南北至少尚有二個此種小型之乾舌存在。亢氏曾指出此種乾舌之成因有二：一為盛行風雨蔭區中之焚風作用，一為臺東海岸山

脈阻擋東來之低層潮濕氣流所致。惟臺東三角洲平原附近之一乾舌，則係因其地當臺東縱谷平原之南端，無論冬季風盛行期間，其地面氣流受兩側山脈之約束，產生風洞效應，風速遽行增大，以致減少降雨機會。此種現象尤以冬季季風期為著。此一乾舌之成因顯然與其他數個乾舌之成因稍有不同，作者 (1973, 1974) 在論及東南部沿海區域臺東地區年平均雨量特少時即曾加以解釋。

在附屬島嶼區域中，除澎湖之年平均雨量與臺灣西部沿海區域年平均雨量分佈尚保持有相當良好之連續性外，其餘彭佳嶼之年平均雨量與東北部沿海區域之年平均雨量分佈，以及蘭嶼之年平均雨量與東南部沿海區域之年平均雨量分佈均呈顯著之不連續現象。因澎湖雖然一年中有七個月以上暴露於海峽中之強勁冬季季風，但地勢平坦，與西部沿海區域相若，故其年平均雨量尚可保持有相當良好之連續性，由澎湖向西部沿海區域增加。澎湖之年平均雨量為 980.3 公厘，西部沿海區域臺南之年平均雨量則為 1,756.5 公厘。彭佳嶼面積甚小，且地勢高聳，冬夏季風之地面氣流均可由兩側繞道通過，與北部山地區域及東北部沿海區域迎風面山坡對於冬季季風之強烈舉升作用完全不同，故呈不連續現象。如東北部沿海區域基隆之年平均雨量為 3,198.5 公厘，而彭佳嶼之年平均雨量僅有 1,718.0 公厘。蘭嶼較彭佳嶼之高度尤高出三倍之多，且面積亦較彭佳嶼大過一倍有餘。對於冬夏季風之舉升作用更為強烈，易於致雨。又其地為夏秋季季風必經之路，故其年平均雨量超出東南部沿海區域各地區之年平均雨量甚多，而呈不連續現象。各東南部沿海區域大武之年平均雨量為 2,522.5 公厘，而蘭嶼之年平均雨量則高達 3,107.0 公厘，幾與東北部沿海區域基隆之 3,198.5 公厘相埒。

## 五、標準差與各種離差之分析

任何一種連續變量之頻率分佈，如僅由其極端值與全距以及平均值之分析，則祇能獲知其整個變化情況之梗概。欲知其頻率分析之集散情形，則必須進一步再作其離差 (Dispersion) 之分析。因有時同一變量之兩種不同頻率分佈具有相同之變量次數與平均值，但其頻率對於平均值之相對分佈可能完全不同，故離差分析對於頻率分佈之研究極為重要。

1. 標準差之分析：離差之大小可以標準差為單位計量之，即以標準差為單位在平均值兩側分別計量其頻率分佈之集散程度。為避免負值偏差處理之困擾，吾人可計算個別變量對於平均值偏差之平方，乘以其相當之頻率，然後由其平均值開平方再取其平方根之正值即得。其計算方法如下式所示：

$$\sigma_x = \left[ \frac{1}{N} \sum f_i (x_i - \bar{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

式中  $x_i$  為連續變量之個別數值， $f_i$  為其相當頻率， $\bar{x}$  為連續變量之平均值， $N$  為總頻率， $\sigma_x$  即為其標準差。

為計算簡捷起見，亦可應用  $u$  單位先計算其二級動差如下式所示：

$$\mu_{2:u} = \frac{1}{N} \sum f_i (u_i - \bar{u})^2$$

式中  $u_i$  為分組變量， $f_i$  為其相當頻率， $\bar{u}$  為分組變量之平均值， $N$  為總頻率， $\mu_{2:u}$  為以  $u$  單位表示之二級動差。計算  $\mu_{2:u}$  之平方根可得以  $u$  單位表示之標準差  $\alpha_u$ ，再乘以距組  $c$ ，即得以  $x$  單位表示之標準差  $\alpha_x$ 。此項計算結果與上述之計算結果完全相同。其計算方法可分別以下式表示之：

$$\sigma_u = \sqrt{\mu_{2:u}}$$

$$\sigma_x = c \sigma_u$$

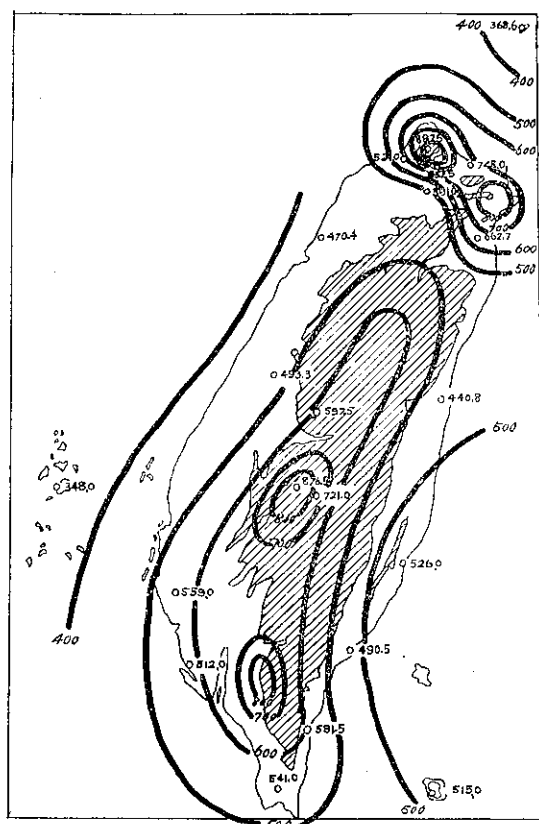
臺灣區域21個測站逐年雨量之標準差曾經一一予以計算，其結果可合列如第八表。由第八表顯示臺灣區域各測站逐年雨量之標準差以竹子湖之 952.5 公厘為最大，鞍部之 897.5 公厘次之，阿里山之 876.5 公厘又次之。同時以澎湖之 348.0 公厘為最小，彭佳嶼之 368.6 公厘次之，臺北之 391.0 公厘又次之。其餘各測站逐年雨量之標準差依次為基隆、玉山、宜蘭、日月潭、大武、臺南、恒春、新港、淡水、蘭嶼、高雄、臺中、臺東、新竹與花蓮，均在400至700公厘之

第八表 臺灣區域各測站逐年雨量標準差

區 域	測 站	標 準 差 公 厘
東 北 部 沿 海 區 域	基 隆	748.0
	宜 蘭	662.7
	花 蓮	440.8
	臺 北	391.0
	淡 水	524.0
東 沿 南 海 部 區 域	新 港	526.0
	臺 東	490.5
	大 武	591.5
	恆 春	541.0
西 部 沿 海 區 域	新 竹	470.4
	臺 中	493.3
	臺 南	559.0
	高 雄	512.0
北 山 部 地 區 域	竹 子 湖	952.5
	鞍 部	897.5
中 山 部 地 區 域	日 月 潭	597.5
	阿 里 山	876.5
	玉 山	721.0
附 島 屬 嶼 區 域	彭 佳 嶼	368.6
	澎 湖	348.0
	蘭 嶼	515.0

間。

臺灣區域各測站逐年雨量標準差之分佈如第十一圖所示。由第十一圖顯示北部山地區域與東北部沿海區域各測站逐年雨量之標準差大於中部山地區域與西南部沿海區域。而東南部沿海區域各測站逐年雨量之標準差則大於西北部沿海區域。北部山地區域與東北部沿海區域逐年雨量之標準差均在 500 公厘以上。其分佈有兩個中心：主中心在大屯山地區，以竹子湖之 952.5 公厘為最大，高度較大之鞍部反見減小，其逐年雨量標準差為 897.5 公厘。副中心在基隆火山羣地區，其中心強度應較大屯山地區稍小。中部山地區域與西部沿海區域逐年雨量之標準差亦在 500 公厘以上。其分佈亦有兩個中心：主中心在中央山脈之南端，中心強度當在 800 公厘以上。副中心在阿里山地區，以阿里山之 876.5 公厘為最大，高度較大之玉山，其中逐年雨量標準差為 721.0 公厘，亦見減小。東南部沿海區域逐年雨量標準差在 500 公厘以上，以新港為



第十一圖 臺灣區域逐年雨量標準差之分佈

中心，其逐年雨量標準差為 526.0 公厘。西北部沿海區域逐年雨量標準差在 400至500 公厘之間，以新竹之 470.4公厘為最小。另有一低於400公厘之分離中心在臺北盆地附近，以臺北之逐年雨量標準差 391.0 公厘為最小。

附屬島嶼區域彭佳嶼，澎湖與蘭嶼逐年雨量之標準差均遠較鄰近之本島各測站為小，分別為 368.6 公厘，348.0 公厘與 515.0 公厘不等。

2.  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內頻率百分數之分析：臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數如第九表所示。表中顯示臺灣區域各測站逐

第九表 臺灣區域各測站逐年雨量  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差以內頻率百分數

區 域	測 站	$\bar{x} \pm \sigma_x$ 以內頻率 %	與常態分佈比較 %
東北部沿海區域	基隆	77.92	+ 9.66
	宜蘭	70.68	+ 2.42
	花蓮	69.94	+ 1.68
	臺北	66.06	- 2.20
	淡水	63.59	- 4.67

東 沿 海 南 區 域	新 臺 大 恆	港 東 武 春	64.21	- 4.05
			65.02	- 3.24
			66.65	- 1.61
			65.41	- 2.85
西 部 沿 海 區 域	新 臺 臺 高	竹 中 南 雄	66.70	- 1.56
			64.41	- 3.85
			66.53	- 1.73
			66.91	- 1.35
北 山 地 區 域	竹 鞍	子 湖 部	70.23	+ 1.97
			65.52	- 2.74
中 山 地 區 域	日 阿 玉	月 里 山 山	59.80	- 8.46
			54.18	-14.08
			64.35	- 3.91
附 島 嶼 區 域	彭 澎 蘭	佳 湖 嶼	62.10	- 6.16
			67.46	- 0.80
			71.41	+ 3.15

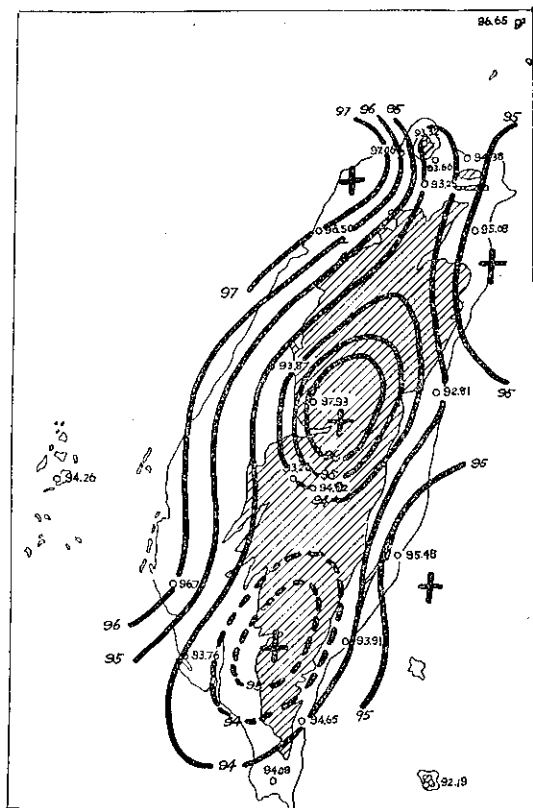
年雨量在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數，如以與常態分佈之頻率百分數 68.26 %比較，則極大多數均較常態分佈之頻率百分數為小。在21個測站中有16個即約76%之測站較常態分佈之頻率百分數為小，僅有 5 個即約24%之測站較常態分佈之頻率百分數為大。二者較差約在  $\pm 10\%$  之譜。其中以基隆之頻率百分數 77.92%為最大，較常態分佈之頻率百分數 68.26%超過 +9.66%，阿里山之頻率百分數 54.18%為最小，較常態分佈之頻率百分數 68.26%不及 -14.08%。換言之，基隆逐年雨量在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內，較常態分佈更為集中穩定，阿里山逐年雨量在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內，較常態分佈分散不穩定。其餘各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內，較常態分佈集中穩定者，尚有宜蘭、花蓮、竹子湖與蘭嶼等四處。較常態分佈分散不穩定者，尚有臺北、淡水、新港、臺東、大武、恆春、新竹、臺中、臺南、高雄、鞍部、日月潭、玉山、彭佳嶼與澎湖等十五處。

臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm \sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數分佈如第十二圖所示。圖中顯示有兩個較常態分佈集中且穩定之正區：主要之一正區在東北部沿海區域，其頻率百分數在 68-78 %之間，中心強度為基隆之 77.92 %，顯然為東北季風雨量最穩定之區域。另一次要之正區在西部沿海區域，其頻率百分數在66%以上，最大強度為高雄之 66.91 %，顯然為西南季風雨量較穩定之區域。中部山地區域為一較





臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 2\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數分佈如第十三圖所示。圖中顯示有三個較常態分佈集中之正區：一在東北部沿海區域，其頻率百分數在95%以上。最大強度為宜蘭之 95.08 %



第十三圖 臺灣區域逐年雨量  $\bar{x} \pm 2\sigma_x$  離差範圍以內頻率百分數之分佈

，不如第十二圖中相當正區之顯著。一在西部沿海區域，其頻率百分數在 95 % 以上。最大強度為淡水之 97.06 %，較第十二圖相當之正區顯著。尚有一正區在東南部沿海區域，其頻率百分數亦在95%以上。最大強度為新港之 95.46 %，在第十二圖中不顯著。另有一個較常態分佈分散之負區，其中有兩個中心：一在中部山地區域之北端，其頻率百分數為94%以下。最大強度為阿里山之 93.26 %。一在中部山地區域之南端，其頻率百分數亦在94%以下。最大強度為高雄之 93.76 %。此一負區與第十二圖中中部山地區域之負區相當，但第十二圖中祇有一個中心在北端。同樣情形，在中部山地區域北端之負區，自臺中以上，其頻率百分數復行增加而形成一正區。最大強度為日月潭之 97.93 %。在中部山地區域南端之負區，自高雄以上，其頻率百分數亦行增加而形成一正區，最大強度因資料缺乏情況不明。

附屬島嶼區域中之彭佳嶼，澎湖與蘭嶼等三個島嶼，其逐年雨量在  $\bar{x} \pm 2\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數，與鄰近本島之東北部沿海區域，西部沿海區域與東南部沿海區域均呈顯著之不連續現象。其中彭佳嶼之頻率百分數為 96.65 %，遠較基隆之頻率百分數 4.38 % 為高，而澎湖之頻率百分數 94.26 %，則遠較臺南之頻率百分數 96.70 % 為低，蘭嶼之頻率百分數 92.19 %，亦遠較大武之頻率百分數 94.65 % 為低。

4.  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內頻率百分數之分析：臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數如第十一表所示。表中顯示淡水、大武、新

第十一表 臺灣區域各測站逐年雨量  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數

區 域	測 站	$\bar{x} \pm 3\sigma_x$ 以內頻率 %	與岸態分佈比較 %
東北部沿海區域	基隆	98.36	- 1.37
	宜蘭	98.67	- 1.06
	花蓮	99.32	- 0.41
	臺北	99.38	- 0.35
	淡水	100.00	+ 0.27
東沿海南部區域	新港	99.78	+ 0.05
	臺東	99.44	- 0.29
	大武	100.00	+ 0.27
	恆春	99.33	- 0.40
西部沿海區域	新竹	100.00	+ 0.27
	臺中	99.32	- 0.41
	臺南	98.68	- 1.05
	高雄	98.90	- 0.83
北山地區域	竹子湖	100.00	+ 0.27
	鞍部	100.00	+ 0.27
中山地區域	日月潭	100.00	+ 0.27
	阿里山	99.84	+ 0.11
	玉山	100.00	+ 0.27
附屬島嶼區域	彭佳嶼	99.43	- 0.30
	澎湖	100.00	+ 0.27
	蘭嶼	99.56	- 0.17

竹、竹子湖、鞍部、日月潭、玉山與澎湖等八處之頻率百分數均為 100 %，換言之，此等測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數，均以 +0.27% 之較差超過常態分佈之頻率百分數 99.73 %，即較常態分佈集中穩定。其餘各測站中，以阿里山之頻率百分

數 99.84% 為最大，基隆之頻率百分數 98.36% 為最小。如以與常態分佈之頻率百分數 99.73% 相較，則阿里山超過 +0.11%，基隆不及 -1.37%。其餘各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內，較常態分佈集中穩定者，尚有新港一處，較常態分佈分散不穩定者，則有宜蘭、花蓮、臺北、臺東、恆春、臺中、臺南、高雄、彭佳嶼與蘭嶼等十處。

臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數分佈如第十四圖所示。圖中顯示有五個較常態分佈集中之正區：一在西北部沿海區域，其頻率百分數在 99.40% 至 100% 之間。最大強度為淡水與新竹之 100%。一在東南部沿海區域，其頻率百分數在 99.40% 至 99.80% 之間。最大強度為新港之 99.78%。其餘三個正區均在山地區域。一在北部山地區域，中心強度為竹子湖與鞍部之 100%。一在中部山地區域之北端，中心強度為日月潭與玉山之 100%。一在中部山地區域之南端，中心強度為大武之 100%。另有兩個負區，一在東北部沿海區域，一在西南部沿海區域，均一反第十二圖與第十三圖中相同區域之特性。東北部沿海區域之一負區，其頻率百分數在

98.40% 至 99.20% 之間，最大強度為基隆之 98.36%。西南部沿海區域之一負區，其頻率百分數在 98.70% 至 99.20% 之間，最大強度為臺南之 98.68%，其強度不及東北部沿海區域。此種分佈型式表示北部山地區域與中部山地區域之逐年雨量在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內均較常態分佈集中且穩定，而東北季風強盛之東北部沿海區域與西南季風強盛之西南部沿海區域反較常態分佈分散且不穩定。

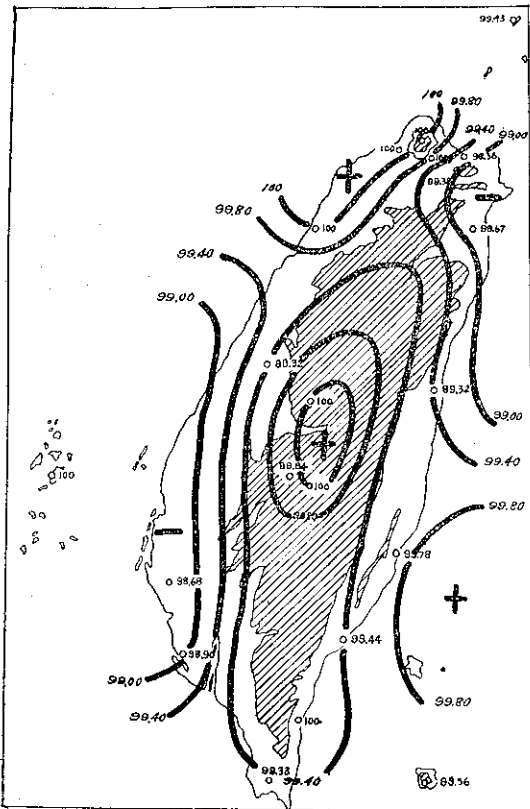
在附屬島嶼區域之彭佳嶼，澎湖與蘭嶼等三個島嶼中，除澎湖逐年雨量在  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數 100% 與鄰近之本島西南部沿海區域之負區呈顯著之不連續現象外，其餘彭佳嶼與鄰近本島東北部沿海區域之負區，以及蘭嶼與鄰近本島東南部沿海區域之正區均保持良好之連續性。其中彭佳嶼之頻率百分數為 99.43%，蘭嶼之頻率百分數為 99.56%。

5.  $\bar{x} \pm 4\sigma_x$  離差範圍以內頻率百分數之分析：臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 4\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數如第十二表所示。表中顯示在臺灣區域個測站中，除臺南一處外，其餘基隆、宜蘭、花蓮、臺北、淡水、新港、臺東、大武、恆春、新竹、臺中、高雄、竹子湖、鞍部、日月潭、阿里山、玉山、彭佳嶼、澎湖及蘭嶼等 20 處之頻率百分數均為 100%。換言之，此等測站之逐年雨量均在  $\bar{x} \pm 4\sigma_x$  離差範圍以內，並以 +0.01% 超過常態分佈之頻率百分數，較常態分佈更為集中與穩定。臺南為唯一頻率百分數少於 100% 之測站，其頻率百分數為 99.98%，較常態分佈之頻率百分數 99.99% 少 -0.01%。而臺灣區域各測站逐年雨量在  $\bar{x} \pm 4\sigma_x$  離差範圍以內之頻率百分數，祇有臺南一處不及常態分佈之集中與穩定。

6. 可能誤差之分析：可能誤差 (Probable error) 在統計學中為一種極有用之參數，可用以表示一種變量之機率。如以平均值  $\bar{x}$  為中心，並以表示其可能誤差，則在  $\bar{x} \pm p$  之間恰包括此種變量 50% 之出現機率。自然此種變量在  $\bar{x} \pm p$  以外之出現機率亦為 50%。可能誤差通常可由標準差計算之，其關係式如下：

$$p = 0.6745\sigma_x$$

臺灣區域各測站逐年雨量之可能誤差，經個別計算，其結果如第十三表所示。表中  $\bar{x}$  一列為各測站逐年雨量之平均值， $p$  一列為各測站逐年雨量之可能誤差， $\bar{x} - p$  與  $\bar{x} + p$  兩列則為各測站逐年雨量在 50% 機率範圍以內之變幅。臺灣區域各測站之可能誤差以竹子湖之 642.5 公厘為最大，澎湖之 234.7 公厘為最小



第十四圖 臺灣區域逐年雨量  $\bar{x} \pm 3\sigma_x$  離差範圍以內頻率百分數之分佈

第十二表 臺灣區域各測站逐年雨量  $\bar{x} \pm 4\sigma$  離差以內之頻率百分數

區 域	測 站	$\bar{x} \pm 4\sigma$ 以內頻率 %	與常態分佈比較 %
東北部沿海區域	基隆	100.00	+ 0.01
	宜蘭	100.00	+ 0.01
	花蓮	100.00	+ 0.01
	臺北	100.00	+ 0.01
	淡水	100.00	+ 0.01
東沿海南部區域	新港	100.00	+ 0.01
	臺東	100.00	+ 0.01
	大武	100.00	+ 0.01
	恆春	100.00	+ 0.01
西部沿海區域	新竹	100.00	+ 0.01
	臺中	100.00	+ 0.01
	臺南	99.98	- 0.01
	高雄	100.00	+ 0.01
北山地區	竹子湖	100.00	+ 0.01
	鞍部	100.00	+ 0.01
中山地區	日月潭	100.00	+ 0.01
	阿里山	100.00	+ 0.01
	玉山	100.00	+ 0.01
附島嶼區域	彭佳嶼	100.00	+ 0.01
	澎湖	100.00	+ 0.01
	蘭嶼	100.00	+ 0.01

第十三表 臺灣區域各測站逐年雨量之可能誤差及其對於平均值之變幅

區 域	測 站	$\bar{x}$ mm	p mm	$\bar{x}-p$ mm	$\bar{x}+p$ mm
東北部沿海區域	基隆	3198.5	504.5	2694.0	3703.0
	宜蘭	2763.5	447.0	2316.5	3210.5
	花蓮	2072.5	297.3	1775.2	2369.8
	臺北	2092.5	263.7	1828.8	2356.2
	淡水	2066.5	353.4	1713.1	2419.9
東沿海南部區域	新港	2386.5	354.8	2031.7	2741.3
	臺東	1826.5	330.8	1495.7	2157.3
	大武	2522.5	399.0	2123.5	2921.5
	恆春	2256.5	364.9	1891.6	2621.4
西部沿海區域	新竹	1735.5	317.3	1418.2	2052.8
	臺中	1763.0	332.7	1430.3	2095.7
	臺南	1756.5	337.1	1419.4	2093.6
	高雄	1738.0	345.3	1392.7	2083.3

北山地區	竹子湖	4538.5	642.5	3896.0	5181.0
		4630.0	605.4	4024.6	5235.4
中山地區	日月潭	2350.0	403.0	1947.0	2753.0
		4160.5	591.3	3569.2	4751.8
		3206.5	486.3	2720.2	3692.8
附島嶼區域	彭佳嶼	1718.0	248.6	1469.4	1966.6
		980.5	234.7	745.8	1215.2
		3107.5	347.4	2759.6	3454.4

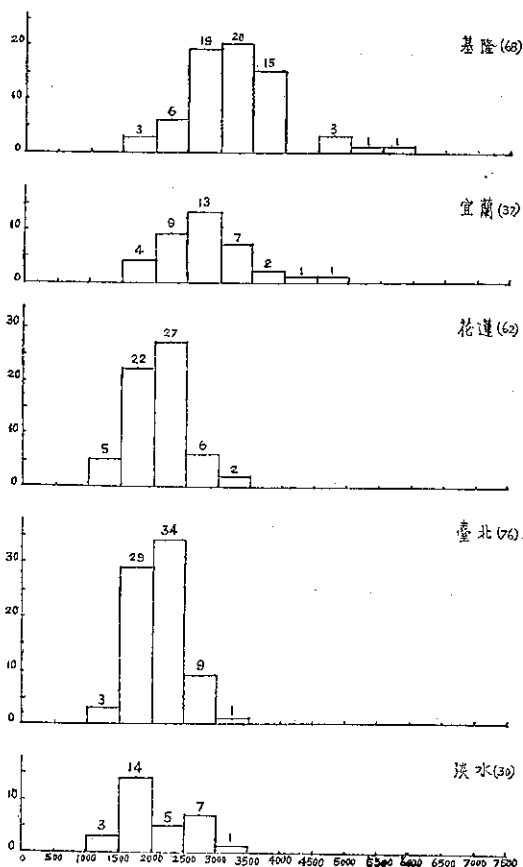
。其餘各測站逐年雨量之可能誤差均在此兩種端值之間，與標準差之變化一致。臺灣區域各測站逐年雨量可能誤差之分佈，其型式亦與第十一圖所示臺灣區域各測站逐年雨量標準差之分佈相似。

## 六、偏態係數與峯度係數之分析

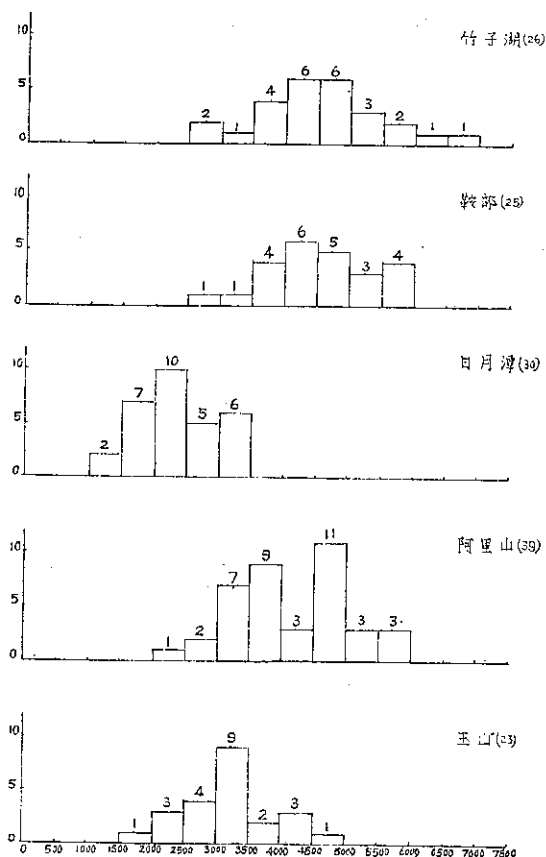
任何一種變量之分組頻率，通常可以其直方圖表示之。雖然此種直方圖與真實之頻率分佈曲線尚有些微之差異，且其間具有系統性之誤差存在，可影響於二級動差與四級動差之計算。惟前此業已提及，如原始資料中已有若干不可避免之誤差，則此項系統性之誤差，事實上並無加以修正之必要。故吾人研究某種變量分組頻率分佈之型式，可直接應用直方圖討論之。

此種直方圖係由若干並列之長方形所構成。此等長方型豎立於各組組限之間，其高度與相當之各組頻率成比例，並以其組號為中心，故各組之頻率亦可以其長方形之面積表示之。惟各個長方形之底邊長度相等，亦即示各組具有相同之組距，故各個長方形之高度亦與其分組頻率相等。是以直方圖為一極為實用之圖解法，用以表示任何一種變量分組頻率分佈之大致型式。

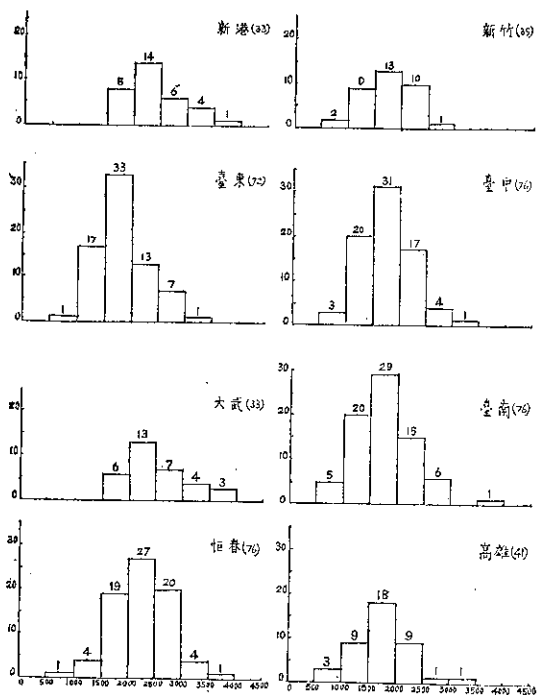
臺灣區域各測站逐年雨量分組頻率分佈之直方圖可應用第六表所列臺灣區域各測站逐年雨量之分組頻率繪製之。由此等資料所繪製臺灣區域21個測站逐年雨量分組頻率之直方圖如第十五圖所示。圖中顯示東北部沿海區域所包括之基隆、宜蘭、花蓮、臺北與淡水等五個測站，其中基隆與宜蘭之分組頻率分佈型式極為相似，而花蓮、臺北與淡水等三處之分組頻率分佈型式亦極為相似。前者之最大分組頻率集中於2,500至3,500公厘之間，而後者之最大分組頻率則集中於1,500至2,500公厘之間。東南部沿海區域所包括新港、臺東、大武與恆春等四個測站亦可劃分為



第十五圖 臺灣區域逐年雨量分組頻率直方圖(一)



第十五圖 臺灣區域逐年雨量分組頻率直方圖(二)



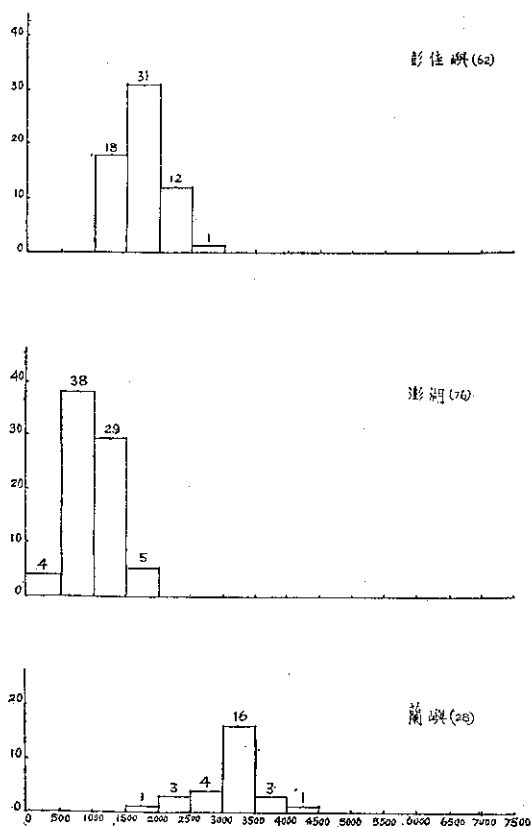
第十五圖 臺灣區域逐年雨量分組頻率直方圖(三)

兩組，其中新港與大武之分組頻率分佈型式極為相似，其最大分組頻率集中於 2,000 至 2,500 公厘之間。臺東與恒春之分組頻率分佈型式亦極為相似，最大組頻率集中於 1,500 至 2,500 公厘之間。臺東雖位於新港與大武之間，但因其地理位置恰在臺東狹谷之南端，受到風洞作用之強烈影響，故其分組頻率分佈型式反與恒春相近。西部沿海區域所包括新竹、臺中、臺南與高雄等四個測站，其分組頻率分佈型式均極相似，最大分組頻率集中於 1,500 至 2,000 公厘之間。此種情形表示在西部沿海區域之內，各測站各組限間之頻率分佈甚為接近，其整個變幅之大小亦甚相近。

北部山地區域所包括之竹子湖與鞍部等兩個測站，其分組頻率分佈型式極為相似，最大分組頻率集中於 4,000 至 5,000 公厘之間，表示此一區域逐年雨量分組頻率分佈之均勻性，可與西部沿海區域媲美。中部山地區域所包括之日月潭、阿里山與玉山等三個測站，其分組頻率分佈型式各有不同。日月潭與阿里山之分組頻率分佈型式均略呈輕微之雙峯式，兩者之型式雖相似，但最大分組頻率之位置均有顯著之移動。

第十四表 臺灣區域各測站逐年雨量頻率分佈偏態係數與峯度係數

區 域	測 站	偏 態 係 數 $\alpha_3$	峯 度 係 數 $\alpha_4$
東 北 部 沿 海 區 域	基 隆	0.809	4.107
	宜 蘭	0.916	3.843
	花 蓮	0.343	3.271
	臺 北	0.286	3.045
	淡 水	0.623	2.109
東 沿 海 南 部 區 域	新 港	0.779	2.826
	臺 東	0.573	3.082
	大 武	0.625	2.530
	恆 春	0.026	3.106
西 部 沿 海 區 域	新 臺 中	-0.148	2.419
	臺 南	0.346	3.153
	高 雄	0.591	3.905
	竹 子 湖	0.320	3.643
北 山 地 區 部	竹 子 湖	0.259	3.343
	鞍 部	0.196	3.099
中 山 地 區 部	日 月 潭	0.080	3.620
	阿 里 山	-0.972	2.206
	玉 山	0.152	2.670
附 屬 島 嶼 區 域	彭 佳 嶼	0.535	2.583
	澎 湖	0.258	2.828
	蘭 嶼	-0.583	3.707



第十五圖 臺灣區域逐年雨量分組頻率直方圖 (四)

日月潭之主峯在2,000至2,500公厘之間，副峯在3,000至3,500公厘之間。阿里山之主峯在4,000至4,500公厘之間，副峯在3,000至3,500公厘之間。玉山之分組頻率分佈型呈明顯之單峯式，其最大分組頻率在3,000至3,500公厘之間，適位於日月潭與阿里山兩個主峯之間。

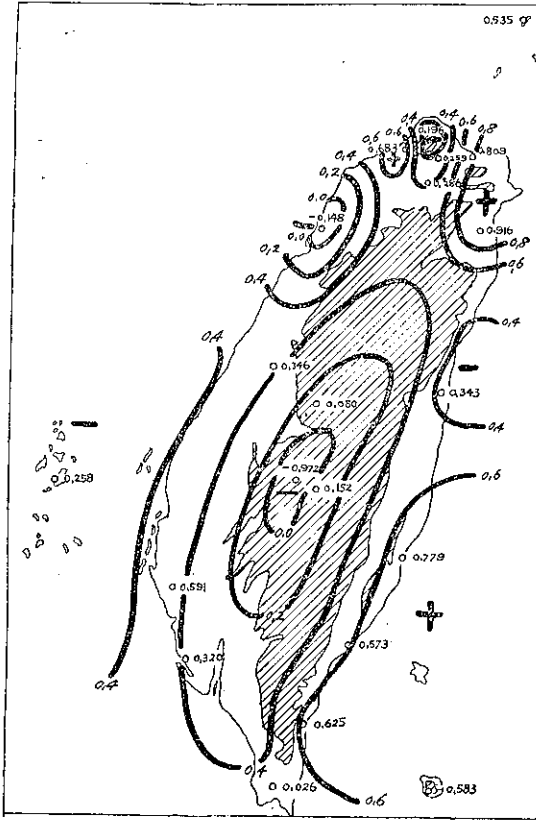
附屬島嶼區域所包括之彭佳嶼，澎湖與蘭嶼等三個島嶼，其分組頻率分佈型式各有不同，並與其鄰近之本島各測站亦復不同。彭佳嶼之最大分組頻率在1,500至2,000公厘之間，澎湖之最大分組頻率在500至1,000公厘之間，蘭嶼之最大分組頻率則在3,000至3,500公厘之間。此三個島嶼之分組頻率分佈型式各有其不同之特性。

由直方圖之觀察祇能獲知其分組頻率分佈型式之大概，欲進一步明瞭臺灣區域各測站逐年雨量頻率分佈之詳情，則必須分別計算其偏態係數  $\alpha_3$  與峯度係數  $\alpha_4$ ，然後予以比較分析。第十四表為臺灣區域各測站逐年雨量頻率分佈之偏態係數與峯度係數。

1. 偏態係數之分析：偏態係數  $\alpha_3$  計量一種變量頻率分佈對於平均值  $\bar{x}$  之對稱性。如  $\alpha_3 > 0$ ，則其頻率分佈為左偏或正偏。如  $\alpha_3 < 0$ ，則其頻率分佈為右偏或負偏。常態分佈為一對於平均值  $\bar{x}$  對稱之曲線，故  $\alpha_3 = 0$ 。通常一種變量之頻率分佈，其偏態係數  $\alpha_3$  均在 +2 與 -2 之間。

由第十四表可知臺灣區域之21個測站中，計有基隆、宜蘭、花蓮、臺北、淡水、新港、臺東、大武、恆春、臺中、臺南、高雄、竹子湖、鞍部、日月潭、玉山、彭佳嶼與澎湖等十八處逐年雨量頻率分佈之偏態係數  $\alpha_3$  為正值，其中以宜蘭之 0.916 為最大，基隆之 0.809 次之，新港之 0.779 又次之。此外僅有新竹、阿里山與蘭嶼等三處逐年雨量頻率分佈之偏態係數  $\alpha_3$  為負值，其中以阿里山之 -0.972 為最大，蘭嶼之 -0.583 次之，新竹之 -0.148 又次之。換言之，臺灣區域各測站逐年雨量之頻率分佈，除極少數測站

之分佈型式較常態分佈右偏或負偏外，大多數測站之分佈型式均較常態分佈左偏或正偏。但所有測站之正負偏態係數均不超過  $\pm 1$ ，故其分佈型式仍保持相當良好之對稱性。



第十六圖 臺灣區域逐年雨量偏態係數之分佈

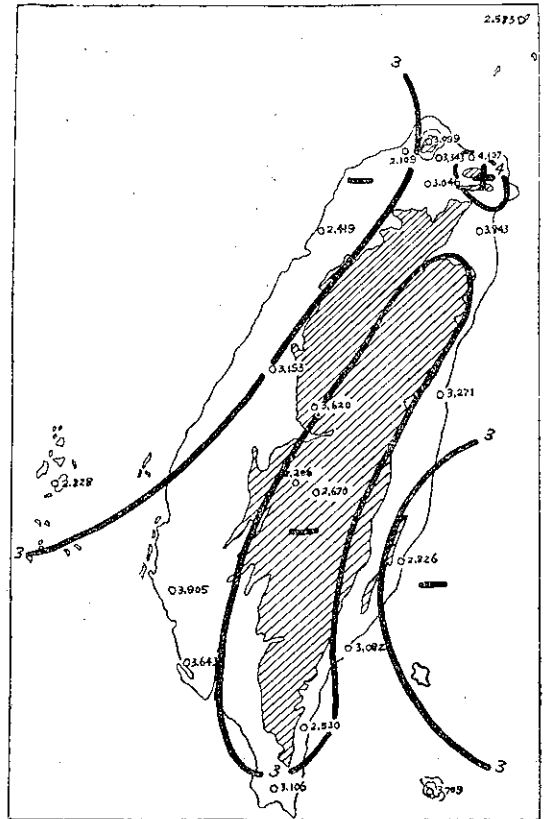
臺灣區域逐年雨量頻率分佈偏態係數之分佈如第十六圖所示。圖中顯示有三個正區：一在東北部沿海區域，以宜蘭之 0.916 為中心，亦為臺灣區域最大之正偏態係數。一在東南部沿海區域，以新港之 0.779 為中心。一在西北部沿海區域，以淡水之 0.683 為中心。另有四個負區：一在西北部沿海區域，以新竹之 -0.148 為中心。一在中部山地區域，以阿里山之 -0.972 為中心，亦為臺灣區域最大之負偏態係數。一微弱之負區在北部山地區域，以鞍部之 0.196 為中心，有下降之趨勢。但無負值。另一微弱之負區，中心在花蓮附近，偏態係數為 0.343，位於東北部沿海區域與東南部沿海區域兩個正區之間，亦祇見有較低之偏態係數，而未見負值出現。

在附屬島嶼區域之三個島嶼中，彭佳嶼逐年雨量頻率分佈之偏態係數為 0.535，與東北部沿海區域尚保持有相當之連續性。澎湖逐年雨量頻率分佈之偏態

係數為 0.258，蘭嶼逐年雨量頻率分佈之偏態係數為 -0.583，均與鄰近之本島各測站呈明顯之不連續現象。

2. 峯度係數之分析：峯度係數  $\alpha_4$  計量任何一種變量頻率分佈對於平均值  $\bar{x}$  之集中性。常態曲線之峯度係數  $\alpha_4 = 3$ 。如一種變量之頻率分佈較常態分佈更為集中，則峯度係數  $\alpha_4 > 3$ ，亦稱正峯度係數。反之，如較常態分佈分散，則峯度係數  $\alpha_4 < 3$ ，亦稱負峯度係數。通常一種變量之頻率分佈，其峯度係數均在 3 左右。

由第十四表可知臺灣區域之 21 個測站中，計有基隆、宜蘭、花蓮、臺北、臺東、恒春、臺中、臺南、高雄、竹子湖、鞍部、日月潭與蘭嶼等十三處之峯度係數  $\alpha_4$  為正值。其中以基隆之 4.107 為最大，臺南之 3.905 次之，宜蘭之 3.843 又次之。另有淡水、新港、大武、新竹、阿里山、玉山、彭佳嶼與澎湖等八處之峯度係數  $\alpha_4$  為負值。其中以淡水之 2.109 為最小，附里山之 2.206 次之，新竹之 2.419 又次之。換言之，臺灣區域各測站逐年雨量之頻率分佈，大多數



第十七圖 臺灣區域逐年雨量峯度係數之分佈

較常態分佈集中，較少數測站較常態分佈分散。但所有正負峯度係數之中，除基隆之 4.107 外，如與常態分佈之峯度係數比較，均不超出  $\pm 1$  之範圍，仍保持有良好之集中性。

臺灣區域各測站逐年雨量頻率分佈峯度係數之分佈如第十七圖所示。圖中顯示有一個正區，在東北部沿海區域，以基隆之 4.107 為中心，亦為臺灣區域最大之正峯度係數。另有三個負區：一在東南部沿海區域，以新港之 2.826 為中心。一在西部沿海區域，以淡水之 2.109 為中心，亦為臺灣區域最大之負峯度係數。一在中部山地區域，以阿里山之 2.206 為中心。

在附屬島嶼區域之三個島嶼中，澎湖之負峯度係數為 2.828，與西部沿海區域之負區尚保持有良好之連續性。彭佳嶼之負峯度係數為 2.583，蘭嶼之正峯度係數為 3.707，均與鄰近之本島各測站呈明顯之不連續現象。

### 七、相對變率之分析

當吾人整理任何一處之雨量資料並着手計算其平均值時，立即可發現其逐年雨量之變化極為顯著，且各與其計算所得之平均值有一相當之差距。此種變化通常可以相對變率表示  $v_r$  之。根據 H. Landsberg (1945) 所繪製全球年雨量之相對變率圖，大致可看出緯度  $30^\circ$  以南長江南岸及華南一帶之年雨量相對變率約在 10-20 % 之間，而緯度  $30^\circ$  以北長江北岸及華北一帶約在 20-30 % 之間。相對變率在 30 % 以上之地帶皆為全球各處之乾燥及沙漠區域。

第十五表為臺灣區域各測站逐年雨量之相對變率，其中以澎湖之 23.3 % 為最大，蘭嶼之 12.0 % 為最小。在 20 % 以上者計有淡水、新竹、臺中、臺南、高雄與澎湖等六處。在 10-20 % 之間者計有基隆、宜蘭、花蓮、臺北、新港、臺東、大武、恒春、竹子湖、鞍部、日月潭、阿里山、玉山、彭佳嶼與蘭嶼等十五處。可見臺灣區域各測站逐年雨量之相對變率並不似 H. Landsberg 所繪出者之簡單，且各區域之間亦有相當之差異。

臺灣區域各測站逐年雨量相對變率之分佈如第十八圖所示。如以中部山地區域 18 % 之閉合等值線為中心，即可見在臺灣本島及附屬島嶼範圍以內有一向西增加，向東減少，向南增加及向北減少之趨勢。逐年雨量相對變率超過 20 % 之淡水、新竹、臺中、臺南、高雄與澎湖等六處均在西部沿海區域一帶，亦為全省逐年雨量相對變率最大之一個區域。東北部沿海區域

第十五表 臺灣區域各測站逐年雨量之相對變率

區 域	測 站	相 對 變 率 $v_r$ %
東 北 部 沿 海 區 域	基 隆	1.66
	宜 蘭	17.7
	花 蓮	16.8
	臺 北	14.5
	淡 水	20.6
東 沿 海 區 域	新 港	15.4
	臺 東	19.5
	大 武	18.7
	恒 春	18.3
西 部 沿 海 區 域	新 竹	22.0
	臺 中	21.2
	臺 南	22.9
	高 雄	21.5
北 山 地 區 域	竹 子 湖	16.4
	鞍 部	14.8
中 山 地 區 域	日 月 潭	19.0
	阿 里 山	18.8
	玉 山	16.7
附 屬 島 嶼 區 域	彭 佳 嶼	16.9
	澎 湖	23.3
	蘭 嶼	12.0

與北部山地區域一帶逐年雨量之相對變率在 14 % 至 18 % 之間，其中至少有三個小型中心：一在臺北盆地，以臺北之 14.5 % 為最低。一在北部山地區域，以鞍部之 14.8 % 為最低。一在基隆火山羣地帶，相對變率不明。東南部沿海區域逐年雨量之相對變率在 12 % 至 18 % 之間，以蘭嶼之 12.0 % 為最低。

在附屬島嶼區域之三個島嶼中，澎湖逐年雨量之相對變率為 23.3 %，彭佳嶼逐年雨量之相對變率為 16.9 %，蘭嶼逐年雨量之相對變率為 12.0 %，均與鄰近之本島西部沿海區域分別保持其良好之連續性。

惟在中部山地區域中，在拔海高度 2,600 公尺以上，其逐年雨量之相對變率有一隨高度向上減小之趨勢。日月潭逐年雨量之相對變率為 19.0 %，阿里山為 18.8 %，玉山則為 16.7 %，其隨高度向上減少之趨勢甚為明顯。

臺灣本島西部沿海區域及其附近島嶼逐年雨量之相對變率在 20 % 以上，大致相當於緯度  $30^\circ$  以北長





4. 任何一處逐年雨量頻率分佈之型式大致可由其直方圖之觀察得知其梗概。欲詳細比較此等頻率分佈之型式則須計算其偏態係數與峯度係數，並以與常態分佈比較，以明瞭其左右偏倚與高低集散之程度。

臺灣區域各測站逐年雨量頻率分佈之偏態係數，除新竹、阿里山與蘭嶼等三處為右偏或負偏外，其餘基隆、宜蘭、花蓮、臺北、淡水、新港、臺東、大武、恒春、臺中、臺南、高雄、竹子湖、鞍部、日月潭、玉山、彭佳嶼與澎湖等十八處均為左偏或正偏。右偏或負偏則最大頻率之年雨量出現於年雨量平均值之右方，即最大頻率之年雨量大於年雨量平均值。左偏或正偏則最大頻率之年雨量出現於年雨量平均值之左方，即最大頻率之年雨量小於年雨量平均值。

臺灣區域各測站逐年雨量頻率分佈之峯度係數，有淡水、新竹、新港、大武、阿里山、玉山、彭佳嶼與澎湖等八處為負值，即較常態分佈為分散。其餘基隆、宜蘭、花蓮、臺北、臺中、臺南、高雄、臺東、恒春、竹子湖、鞍部、日月潭與蘭嶼等十三處為正值，即較常態分佈為集中。

5. 臺灣區域各測站逐年雨量之相對變率，在 20-30% 之間者計有淡水、新竹、臺中、臺南、高雄與澎湖等六處，大致相當於緯度  $30^{\circ}$  以北長江北岸及華北一帶之相對變率。在 10-20% 之間者計有基隆、宜蘭、花蓮、臺北、新港、臺東、大武、恒春、竹子湖、鞍部、日月潭、阿里山、玉山、彭佳嶼等十五處，相當於緯度  $30^{\circ}$  以南長江南岸及華南一帶之相對變率。

## 參 考 文 獻

1. Landsberg, H., Climatology, Section XII in Handbook of Meteorology, ed. by Berry, Bollay and Beers. McGraw-Hill, 1945
2. Kenny, John, Mathematics of Statistics, D. van Nostrand 1947,
3. Conrad, V., and L. W. Pollak, Methods in Climatology, 2nd ed, Harvard University Press, Cambridge, 1950,
4. Panofsky, Hans A., and Glenn W. Brier, Some Applications of Statistics to Meteorology, The Pennsylvania State University Press, University Park, Pa., 1958.
5. 劉衍淮：臺灣氣候變化之趨勢與週期，氣象學報十卷三期，五十三年九月。
6. 彭立：臺北氣溫與降水之長期變化，臺大地理學系研究報告第四期，五十六年六月。
7. 魏元恆：太陽黑子影響臺省氣象變化之研究，氣象學報十四卷一期，五十七年三月。
8. 劉衍淮：臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究，氣象學報十一卷四期，五十四年十二月。
9. 亢玉瑾：臺灣降水特性之分析，臺大地理系研究報告第五期，五十四年十二月。
10. 戚啓勳：臺灣之雨量分佈，氣象學報十五卷三期，五十八年九月。
11. 萬寶康：臺灣分區氣候與天氣之研究，氣象學報十九卷四期與二十卷一期，六十二年十二月與六十三年三月。

# 一九六四年荒川氏颱風預測法之再修正

王 崇 岳

## *A Revision of Arakawa's (1964) Method to Forecast the Movement of Typhoons*

*By Griffith C. Y. Wang*

### ABSTRACT

Dr. H. Arakawa's (1964) method to forecast the movement of typhoons is tested and analyzed in details. It has been discovered that the rapid change of speed (acceleration) and recurving of typhoon tracks are inconsistent with the pressure changes at the key points defined in the regression equations.

A revision of the method is suggested herein with a movable key point pressure value in each equation and a method of backward extrapolation for required previous typhoon positions in case of recurving typhoons.

### 一、前言

美國氣象學會一九六四年十月份出版之「應用氣象雙月刊中」發表「荒川氏一九六四年修正之颱風運行預測法」，該法是按線性迴歸法選擇對颱風未來動向具有重要影響之若干點，組成兩組預測颱風運行之迴歸方程如下：

$$(甲) \text{Long}_{+24} = -167.8 + 1.8037 \cdot \text{Long}_0 - 0.8652 \cdot$$

$$\text{Long}_{-24} + 0.1749 \cdot X_{89}$$

$$(乙) \text{Lat}_{+24} = -94.3 + 2.3520 \cdot \text{Lat}_0 - 1.3123 \cdot$$

$$\text{Lat}_{-12} + 0.1767 \cdot X_{91} - 0.0829 \cdot X_{53}$$

按該法，美國關島聯合颱風警報中心曾於一九六二與一九六三年颱風季內作獨立試驗，於一九六二年應用六十次，其平均二十四小時誤差是 121 哩，於一九六三年計算一四七次，其二十四小時平均誤差是 101 哩，於一九六五年，戚啓勳氏亦曾應用本法試驗，共計算二十二次，其平均二十四小時誤差是 128 哩，與關島試驗之結果相似。於試驗後，戚氏對本法作如下結論：「路徑近似向北者，荒川新法算得者大都偏西；路徑向西者，則以偏北較多。颱風轉向時算得之中心位置，誤差顯然較大，雖有上述之缺點，但在現階

段之颱風預報技術中，荒川氏方法確已成為有力依據之一」，為此，荒川氏颱風運行之預測部份，似有再修正之必要，以增加其準確度。

### 二、迴歸方程中各因子之分析

上節(甲)、(乙)兩迴歸式中之  $\text{Long}_{+24}$  與  $\text{Lat}_{+24}$  各代表二十四小時颱風中心預測位置之經度與緯度。

-167.8 與 -94.3 各代表迴歸方程常數。

$\text{Long}_0$  與  $\text{Lat}_0$  各代表現在颱風中心所在之經度與緯度，其迴歸係數分別為 1.8037 與 2.3520。

$\text{Long}_{-24}$  代表過去二十四小時颱風中心位置所在之經度，其迴歸係數是 0.8652。

$\text{Lat}_{+2}$  代表過去十二小時颱風中心位置所在之緯度，其迴歸係數為 1.3123。

在目前二十四小時颱風路徑預測方法中，據統計，直線外推法（即將過去二十四小時颱風路徑，外延同樣距離，作為未來二十四小時之路徑）仍具有相當大之可靠性，有時可比任何方法為佳。故荒川氏之迴歸方程(甲)有現在與過去二十四小時颱風中心所

在之經度，該兩經度數據之迴歸係數有別，前者是 1.8037，後者是 0.8652。今設 (甲) 式中之  $X_{89}$  等於 1004mb，且維持不變，則按該兩係數，如過去二十四小時颱風中心曾前移四經度，因颱風中心所在經度不同而有逐漸減速之趨勢，見表一。當颱風中心在

表一 荒川氏法之經度減速與偏向特性

現在颱風中心所在位置之經度	140°	135°	130°	125°	120°E
按荒川氏法計算西進颱風速度遞減率經度/4 經度/24小時	± 0	-0.1	-0.3	-0.6	-1.0°
按荒川氏法計算北進颱風經度偏差度數/24小時 (偏西為負，偏東為正)	-0.8	-0.5	-0.2	+0.1	+0.4°

140°E 附近時，按荒川氏法計算，西進颱風速率不變 (設  $X_{89}=1004\text{mb}$ )，在 135°E 附近，每 24 小時減 0.1°，130°E 附近每二十四小時減 0.3°，至 120°E 可減速 1°，當颱風中心向北移動時，按荒川氏法計算，於 140°E 有左偏 0.8° 之趨勢 (現在颱風中心位置是在 140°E，二十四小時將偏至 139.2°)，但至 120°E 附近時，有右偏 0.4° 之可能，即由現在之 120°E 變為 120.4°E。

又按 (乙) 式， $\text{Lat}_0$  與  $\text{Lat}_{-12}$  之迴歸係數各為 2.3520 與 1.3123，設颱風周圍氣壓場維持不變， $X_{91}=1004$ ， $X_{83}=1007\text{mb}$ ，則按荒川氏方法計算，其緯度之偏向與減速如表二所示者。當颱風中心沿北

表二 荒川氏法之緯度偏向與減速率特性

現在颱風中心所在位置之緯度	10°N	15°N	20°N	25°N
按荒川氏法計算西進颱風右偏緯度/24小時	± 0°	+0.2°	+0.4°	+0.6°
按荒川氏法計算北進颱風速度遞減率 緯度/4 緯度/24小時	-1.3°	-1.1°	-0.9°	-0.7°

緯 10° 西向移動時，按荒川氏方法計算，如其他條件不變，將繼續向西移動；但若沿 15°N 西向移動時，則於未來 24 小時內，向較高緯度偏 0.2°，餘類推。又當颱風中心以每 24 小時向北位移四度之速度為例，在 10° 附近之颱風將減去 1.3°，15° 附近減去 1.1°，即 24 小時分別僅位移 2.7° 及 2.9° 而非 4°。由此可知，按荒川氏之迴歸方程計算未來 24 小時颱風路徑時，如颱風中心在 10°N 以北，140°E 以西，則計算所得之颱風路徑有偏向高緯度與減速之趨勢，此種趨

勢與西太平洋長時期內諸颱風之合成路徑相符，此點乃為荒川氏之唯一優點，而非直線外推法所及。

(甲) 式中之  $X_{89}$  是代表颱風中心正西 35° 經度一點上之海平面氣壓，其值包括仟、佰、十、個位及十分位之毫巴數。(乙) 式中之  $X_{91}$  是  $X_{89}$  點以南 10° 緯度處之海平面氣壓。 $X_{89}$  之迴歸係數是 0.1749， $X_{91}$  迴歸係數是 0.1767，該兩點上之地面氣壓如有 ± 0.6mb 之差別時，即可影響 24 小時颱風中心位置，± 0.1°，即 6 哩；在炎熱夏天之陸地上，地面氣壓之日變化遠大於 0.6mb，或有達此數之三倍者，因地面氣壓之多變，而影響颱風中心位置之預測，且颱風西測約 3,800 公里以外兩點上之氣壓能如此靈敏地影響颱風中心未來 24 小時之行徑，實不敢想像，亦不敢相信，此點乃為荒川氏方法時有巨大誤差原因之一。按筆者觀測，當荒川氏導引迴歸方程時，是以 145°E 以西之颱風中心為準，故  $X_{89}$  與  $X_{91}$  兩點位於 110°E 以西之中南半島與我國之華南，該區於夏秋季節內氣壓場平坦，似與西太平洋颱風之運行有較高之相關性。筆者曾試驗將  $X_{89}$  點之氣壓固定為 1004mb，而  $X_{91}$  點之氣壓固定為 1008mb，然後將其他各變數代入計算，其結果較以  $X_{89}$ 、 $X_{91}$  實測海平面氣壓計算者為高。唯直接影響或威脅臺灣本島之颱風常來自非列賓東方海面，此種類型之颱風，常因中國南海熱低壓或另一颱風之存在而影響其行徑；於此種氣壓場之分佈情況下，如按荒川氏之迴歸方程而用  $X_{89}$  與  $X_{91}$  兩點所在之緬甸或印度之地面氣壓，以預測非列賓東側之颱風運行，實有「捨本逐末」之感。筆者將於下節中介紹數種颱風型式，作為荒川氏 1964 年新法之再修正。

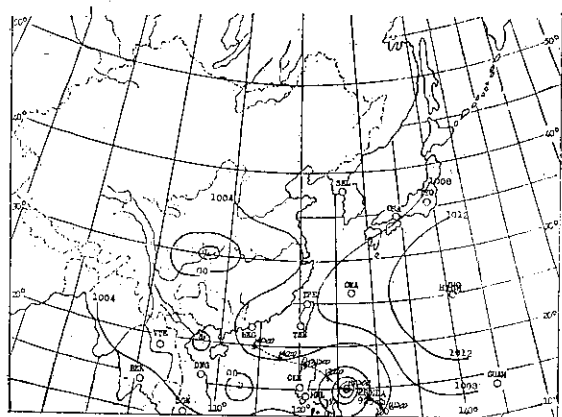
(乙) 式中之  $X_{83}$  是颱風中心向北 5° 緯線與該中心以西 5° 經線相交點上之海平面氣壓，該點之迴歸係數是 0.0829，其重要性僅為  $X_{89}$  與  $X_{91}$  之半。颱風中心西北方之  $X_{83}$  點上，地面氣壓愈高，未來颱風中心位置愈低；反之，則偏高。此種現象與實測者完全符合。

### 三、荒川氏颱風預測法之再修正

根據上節分析之結果，荒川氏 1964 年颱風預測法應作若干重點修正，希能適應颱風接近臺灣本島時之各種氣壓場，茲按圖分別討論如下：

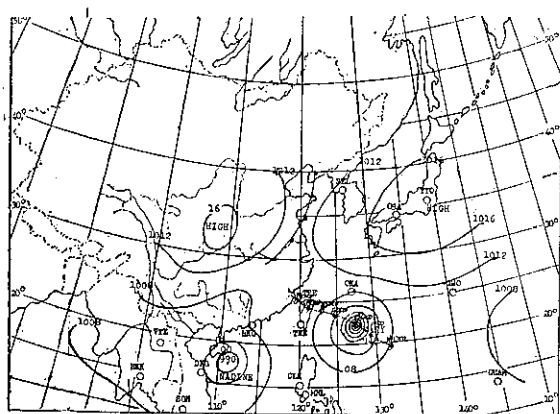
(1) 第一圖，當颱風由東向西接近非列賓呂宋島時，中國南海有熱低壓中心，或該區之地面氣壓較荒川氏法規定之  $X_{89}$  與  $X_{91}$  兩點上之氣壓為低時，則

用荒川氏迴歸方程計算時， $X_{89}$  之氣壓應用熱低壓中心附近約 100 公里半徑之封閉等壓線值，但不能低於 996mb，如有颱風亦僅用 996。如無封閉等壓線，則用颱風中心西側  $15^{\circ}$ - $25^{\circ}$  經度範圍內之最低氣壓；而  $X_{91}$  點值則用  $X_{89}$  點值加 4mb 如第一圖之氣壓場型式， $X_{89}$  用 1000mb， $X_{91}$  用 1004mb。



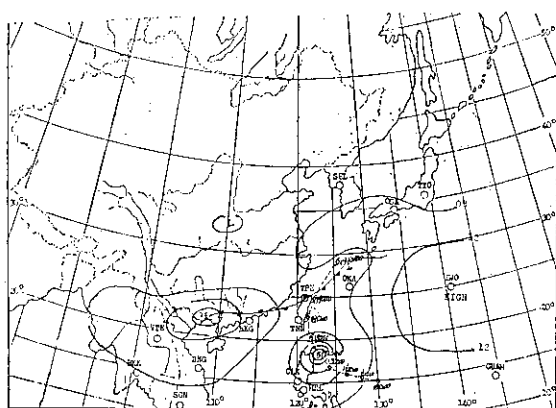
第一圖 民國五十四年七月十二日 1200Z 地面天氣圖

(2) 第二圖，輕度颱風中心氣壓 990mb，位於「瑪莉」颱風之西南西方，100 公里半徑之封閉等壓線約為 1000mb，根據此種氣壓場之分佈， $X_{89}$  應用 1000mb，而  $X_{91}$  則用  $1000+4=1004$ mb，如此可反應「藤源效應」。

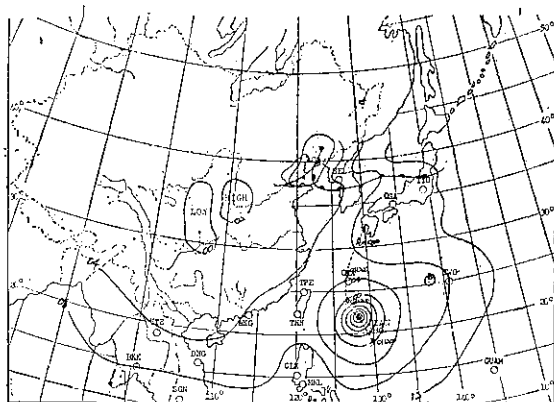


第二圖 民國五十四年八月十七日 1200Z 地面天氣圖

(3) 第三圖，當南海中之低壓中心位置，其緯度較颱風中心之緯度為高時， $X_{89}$  之氣壓應用颱風中心西側低壓槽內之氣壓，而  $X_{91}$  則仍照  $X_{89}$  之讀數加 4。第三圖所示之範例， $X_{89}$  用 1001mb， $X_{91}$  用 1005mb。第四圖之範例與第三圖相同。

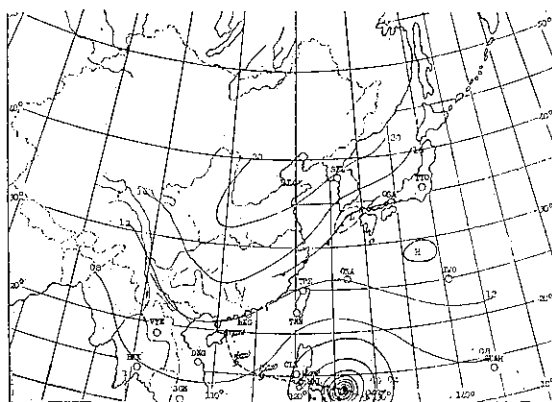


第三圖 民國五十四年六月十七日 1200Z 地面天氣圖



第四圖 民國五十四年八月二日 1200Z 地面天氣圖

(4) 第五圖，南海與中南半島地區盡為高壓脊所佔，此種範例常見於秋冬季節內， $X_{89}$  應用氣候平均值 1004mb 而  $X_{91}$  則為 1008mb。



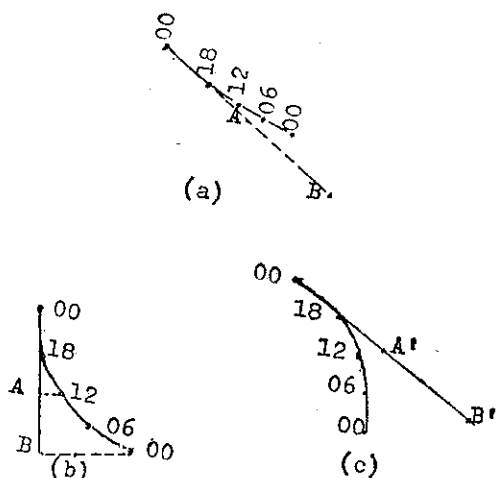
第五圖 民國五十九年十月十三日 0000Z 地面天氣圖

#### 四、加速與轉向（左、右轉相同）颱風

根據荒川氏迴歸方程之分析，可知該法對於加速

與左轉颱風之路徑無法適應，同時對於向高緯度急轉之颱風，如外推法然，亦無法預測。唯若稍加修正，則荒川氏方法仍不失為一可資應用之颱風預測法之一。茲將其修正法分別介紹如下：

(1) 加速颱風 如發現前十二小時颱風預測路徑顯較實測者落後相當距離時，可確定颱風位移在加速中，如第六圖(a)所示者，由 1800 至 0000 時，颱風中心顯已加速，應按 0000 至 1800 之方向及 1800/0000 之速率外推 12 與 24 小時之距離，得 A, B 兩點，以 A 點所在之緯度作為  $Lat_{-12}$ ，B 點所在之經度作為  $Long_{-24}$  計算之。



第六圖 (a)加速颱風 (b)向右轉向颱風  
(c)向左轉向又加速颱風

(2) 轉向颱風 如第六圖(b)與(c)所示之颱風路徑，若按荒川氏之計算法，則以 00-12，與 00-00 直線路徑作為未來颱風路徑預測之根據，此點乃為該法主要誤差發生之原因，為補救該缺點，筆者常以 18-00 時間內颱風路徑作為預報之基準，連接 00-18 兩點之直線，向 00-18 之方向外延，然後由 12 與過去 24 小時之 00 兩颱風中心位置，作 00-18 直線之垂線，得 A, B 兩點，然後以 A 點所在之緯度作為  $Lat_{-12}$ ，B 點所在之經度為  $Long_{-24}$  按荒川氏法計算之。如於轉向時再加速，則應再按加速修正法處理之，如第六圖(c)，應用 A' 之緯度與 B' 之經度計算之。

## 五、結 論

按上述修正法，筆者再計算民國六十年五月至九月份各颱風路徑 24 小時預測，其平均誤差可降至 70 哩以內，其最大誤差亦未超過 110 哩，結果實令人滿意。

## 參 考 文 獻

1. 戚啓勳 荒川氏颱風統計預報新法之試驗，氣象學報 12 卷 2 期。
2. Dr. H. Arakawa (1964) Statistical Method to Forecast the Movement and Central Pressure of Typhoons in Western North Pacific. J. of Applied Meteorology, Oct. 1964.

# 預報電腦化之研究與設計

## *A Design of Computer System for Weather Prediction*

郭 文 鑠                      胡 仲 英

W. S. Kuo      C. Y. Hu

### ABSTRACT

The physical laws that govern the motion and state of the atmosphere have been known for years but the non-linear equations are difficultly to be solved by normal methods. As a result of high-speed computers' recent development, we are able to have these equations solved and thereby produce timely forecasts.

In this paper, outlines of the computer project under economical condition are described. A minicomputer GA-SPC 16/45 will be used to execute communication, data processing, computation and plot; the core memory of the central process unit is 48 kilo words (1 word=16 bits), and the peripheral complement includes a card reader, a line printer, a large scale plotter, a dual disc and two magnetic tapes. It will on-line link to CDC-CYBER 72 to carry on the numerical forecast with multi-layers baroclinic models.

It is expected that this computer system will lead to a new status that a much improved accuracy of forecast can be gained.

### 一、前 言

近一、二十年來，電子計算機發展神速，不但儲存容量增大，而且計算精確快捷，協助解決極為複雜的大氣運動方程式的計算難題。氣象科學先進國家利用電腦求出控制大氣運動方程組的數值解答，作一至七日的天氣預報，同時將歷史氣象資料儲存在電腦，作統計分析與客觀預報，均已有良好的績效。

本文係在最經濟的前提下，並適合國內情況研究設計一套預報電腦化作業系統，來有效實施這項新的發展。所設計的電腦系統是由兩部分組成的，一為裝置一具高性能的小型電腦，以 GA-SPC 16/45 為主，執行資訊傳送，資料處理、計算及繪圖等一貫作業來繪製實際天氣圖，同時利用另一大型電腦，以 CDC-CYBER 72 為輔，來處理過於複雜的大氣斜壓數值模式 (Numerical Baroclinic Model) 及初始模式 (Primitive Model) 的計算，重行傳回

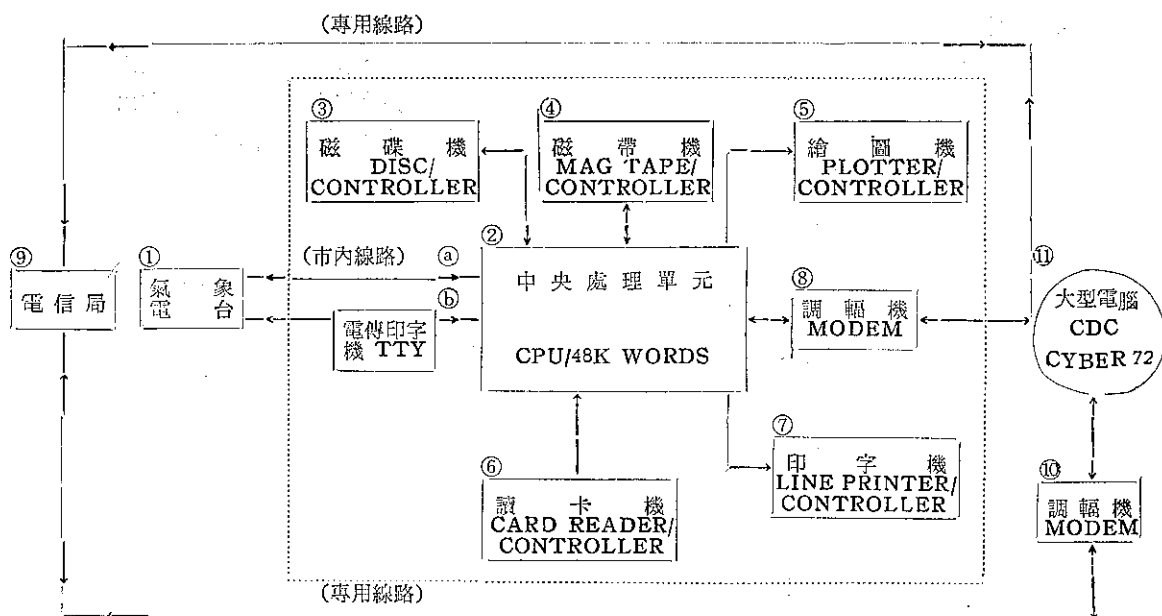
小型電腦，來繪製一至七日的預測圖，可適應在經費有限的情況下，作預報電腦化的發展。

### 二、電腦系統之組成

電腦系統之組成如圖一，各單元的功能分別如下：

①為氣象資料來源，假設資料電路一路，該電路分兩條線路輸入 CPU，①線直接接入小型電腦，另一②線則經過電傳印字機 (TTY) 後接入電腦，在電腦正常作業時，氣象資料經由前者進入電腦，同時經由後者的 TTY 印出來。

②中央處理單元 (Central Process Unit) 為四萬八千個儲存單位 (Words, 1 word=16 bits)，目前可接四條 TTY 線路，日後可擴充聯接 32 條。通訊方面有即時運算系統 (Real-Time Operation System)，中央處理單元在接收氣象電碼的同時，仍能進行計算或繪圖工作。另有譯碼系統 (De-



註：虛線內部為小型電腦部份

圖一 氣象電腦系統

coding System)，可將氣象電碼經過偵錯處理後，轉換成氣象資料儲存在磁碟上，並將分類處理過的資料儲在磁帶上。

③磁碟機有兩塊磁碟 (Dual Disk)，總容量為二百五十萬個儲存單位，其中一塊磁碟儲存當天所有原始資料，另一磁碟儲存控制系統程式及天氣圖繪製程式。

④磁帶機分別儲存天氣預報作業程式及經過分類後的氣象資料及歷史氣象資料。在每月底可以統計當月的氣象要素的月平均值，製作月報表。

⑤繪圖機為平板式 (Flat-bed plotter)，將印有地形圖的底圖放置在繪圖機上，直接利用電腦在底圖上自動繪製實際或預測天氣圖。其尺寸為 34吋×54吋，有兩枝繪圖筆可繪不同顏色的線條。繪圖機的解析能力為 0.0025 吋，速度為每秒 16 吋。

⑥讀卡機為輸入控制程式的口腔，讀進 80 行的卡片，每分鐘為 285 張卡片。

⑦印字機速度為每分鐘 200 行，每行為 132 個

字。

⑧與⑩為調幅機，資料傳送速度為高速 2400 bauds。

⑨電信局專用線路，聯接小型電腦與大型電腦 CDC CYBER 72。

⑪大型電腦 CDC CYBER 72，每天在固定時間，計算處理經由小型電腦送來的初始值 (Initial value) 及模式程式，然後再循原線路輸回小型電腦磁帶機上，由印字機印出計算結果，並由繪圖機繪製預測天氣圖。

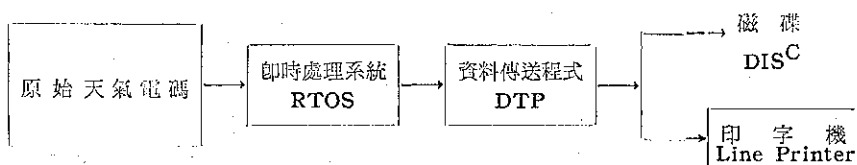
### 三、預報電腦化作業程序之設計

這項作業程序分成下列四個步驟：

#### 1. 資訊傳送：

可分成 a. b. c. 三部分：

a. 原始天氣電碼經過中央處理單元的即時處理系統 (RTOS) 及資料傳送程式 (Data Transfer Program) 送至磁碟儲存起來，同時由印字機印出可備查核。參看圖二



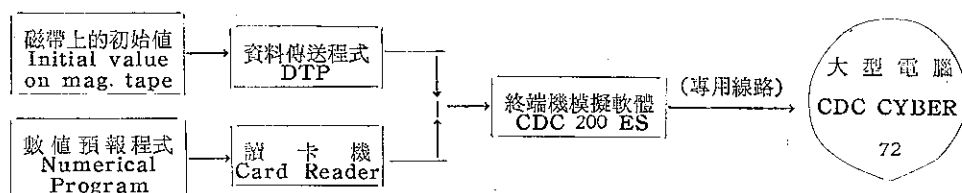
圖二 資訊傳送流程圖 (a)



b. 將小型電腦無法計算的斜壓大氣模式及初始模式程式經由讀卡機送至大型電腦，同時將計算初始值由磁帶提出，經過另一輸送程式送至大型電腦，在輸送時均需通過終端機模擬軟體 (Emulator Software)，使小型電腦成為大型電腦的終端機 (Ter-

minal)。參看圖三。

c. 大型電腦計算結果再循原路高速送回小型電腦，由磁帶機儲存起來，並經印字機印出，同時由繪圖機繪製各種天氣圖，參看圖四。



圖三 資訊傳送流程圖 (b)



圖四 資訊傳送流程圖 (c)

在電腦定期維護或資料送往 CYBER 72 期間，原始資料無法直接進入小型電腦時 (參看圖一)，可利用另一條①線路 TTY 的紙帶鑽孔機，將此期間所有氣象電碼均用紙帶保存，待電腦恢復正常作業時，再將紙帶上保存的資料經 TTY 毫無遺失地送入小型電腦。假如一路電路上氣象資料仍嫌不足，則再同樣的可增加接聯其他資料來源電路數條，以增資料來源。

至於氣象資料的輸出，可利用電腦編寫氣象電碼，經由圖一中的②線送出，同時由③線 TTY 印出，可以校驗保存。

## 2. 資料處理：

將儲存在磁碟上原始天氣電碼提出，經過譯碼程式 (Decoding Program) 處理，使所有單位不一致的氣象電碼換成一致單位的氣象資料，(參看圖五)，在譯碼過程中，包括驗定及分類 (Checking and Sorting) 處理 (見圖六)，將最後得到的正確天氣資料送至磁帶上儲存。

地面及各層等壓面上的氣象資料可能由於電訊傳遞、探空儀器結冰或人為因素造成錯誤；所以在分析氣象資料時，須先將所有氣象資料作下述檢定處理：

a. 統計檢定：各等壓面高度應在下列表一範圍

表一 各層等壓面高度範圍

(i)	(P)mb	(Z)m
1	1000	-650 至 650
2	850	500 至 1800
3	700	2150 至 3450
4	500	4700 至 6000
5	300	8000 至 9900
6	200	10550 至 13050
7	100	13950 至 17050

，若不在此範圍時，則捨棄不用。任何層溫度( $T_1^{\circ}\text{C}$ )應在  $-95^{\circ}\text{C}$  至  $45^{\circ}\text{C}$  範圍內，出此範圍則予捨棄。

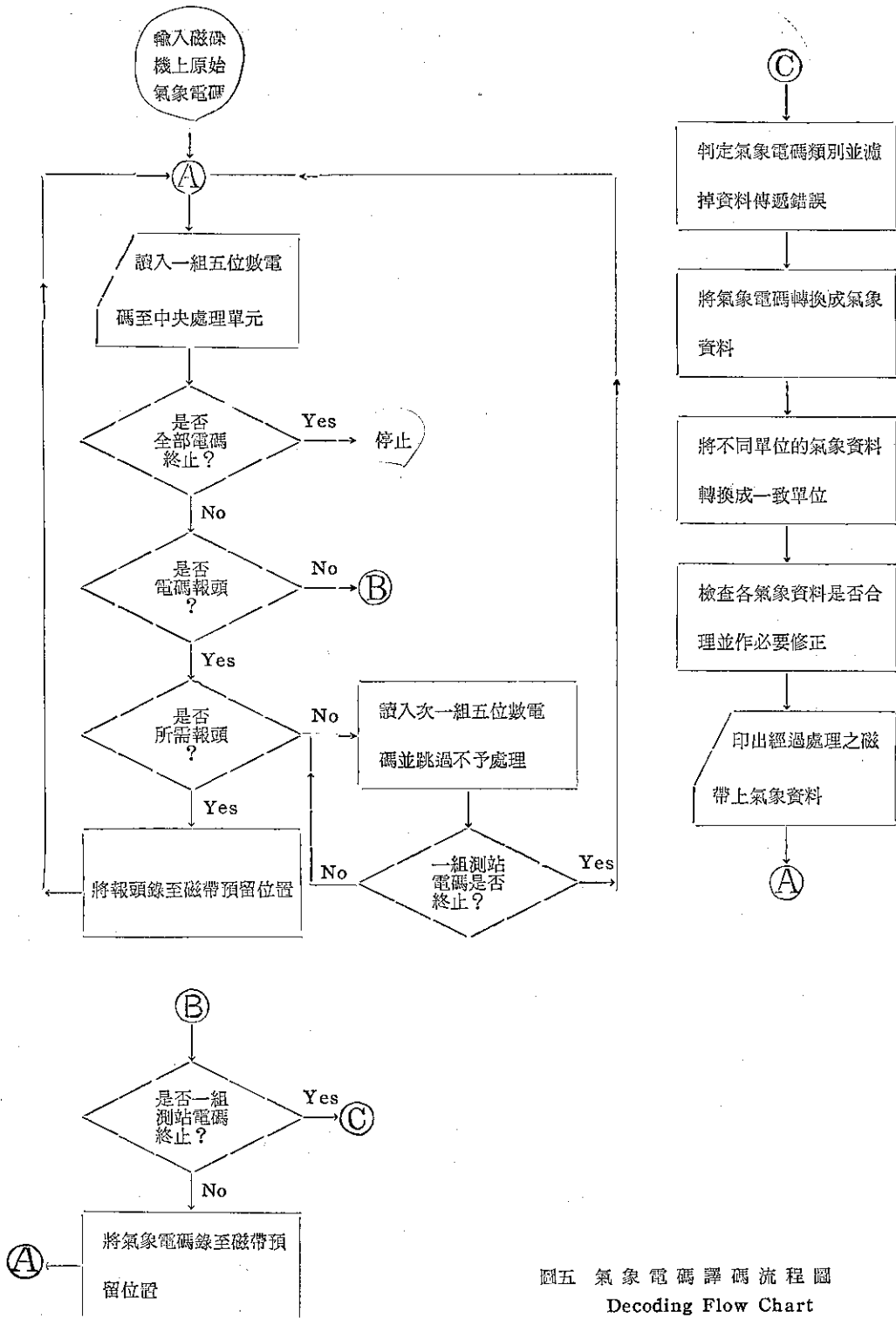
b. 儀器結冰檢定：探空儀器的溫度感應部份如果遇到結冰層，或感應部份為積冰所覆蓋，則無法測出正確的溫度，所以觀測紀錄須作下述檢定：

(i) 由低層至高層尋找溫度在  $0^{\circ}\text{C}$  至  $-10^{\circ}\text{C}$  間第  $i$  層等壓面的溫度  $T_1$ 。

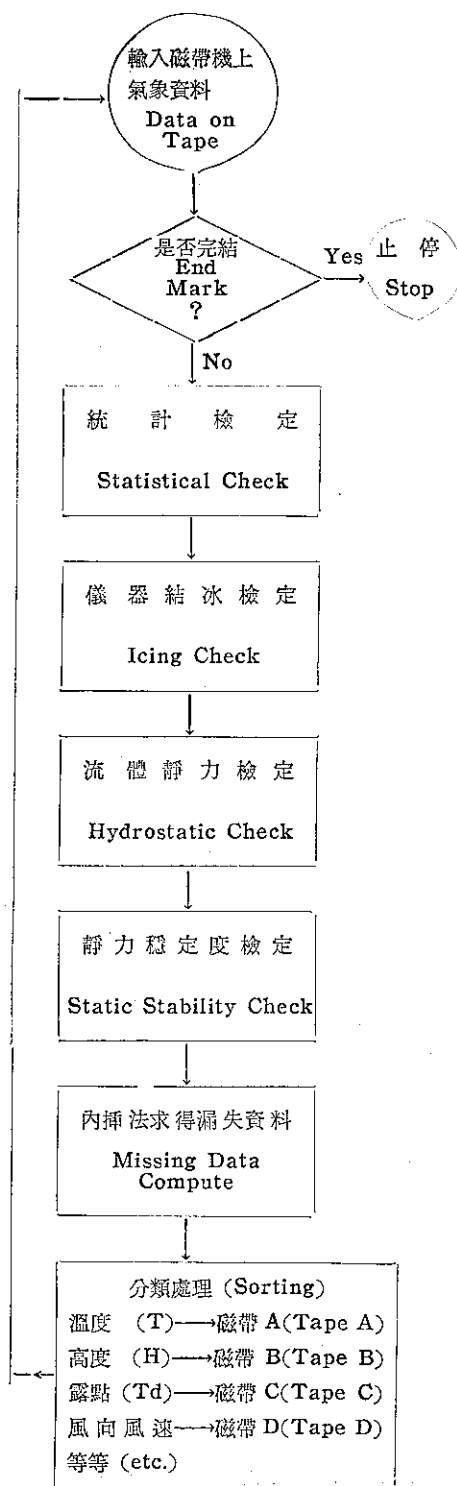
(ii) 找到  $T_1$  後，由  $T_{1+1}$  及  $T_{1+2}$  分別求  $\Delta T_1$ ， $\Delta T_2$

$$\Delta T_1 = |T_1 - T_{1+1}| \quad \Delta T_2 = |T_1 - T_{1+2}|$$

(iii) 若  $\Delta T_1$ ， $\Delta T_2$  均小於  $1.5^{\circ}\text{C}$ ，則可判定結冰層位於第  $i$  層等壓面，於是在  $i$  層以上的各層溫



圖五 氣象電碼譯碼流程圖  
Decoding Flow Chart



圖六 氣象資料檢定及分類流程圖  
Checking and Sorting Flow Chart

度均捨去。若  $\Delta T_1, \Delta T_2$  兩者中有一值大於  $1.5^\circ\text{C}$ ，則被認為溫度儀器未受結冰影響，其溫度觀測值可以採用。

c. 流體靜力檢定：在第  $i$  及  $i+1$  層等壓面的流體靜力關係式為：

$$H_{i+1} - H_i = -\frac{R}{g} \bar{T} \ln \frac{P_i}{P_{i+1}} \dots\dots\dots(1)$$

此處  $P_i, H_i, P_{i+1}, H_{i+1}$  分別為第  $i$  及  $i+1$  層的壓力與高度值， $\bar{T}$  為該兩層間的平均溫度，設  $\bar{T} = \frac{1}{2}(T_i + T_{i+1})$  代入上式吾人可得：

$$H_{i+1} - H_i = -\frac{R}{2g} (T_i + T_{i+1}) \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}$$

根據統計得知，兩相鄰等壓面高度差之觀測值與依據上式所得的計算值，兩者相差（定義為  $\delta$ ）的絕對值不得超過最大容許差異（定義為  $\Delta$ ），各等壓面間最大容許差異見表二：

表二 各層厚度最大容許差異

等 壓 層 面	最大容許差異 ( $\Delta$ )
1000-850 mb	30m
850-700	30
700-500	35
500-300	50
300-200	50
200-100	80

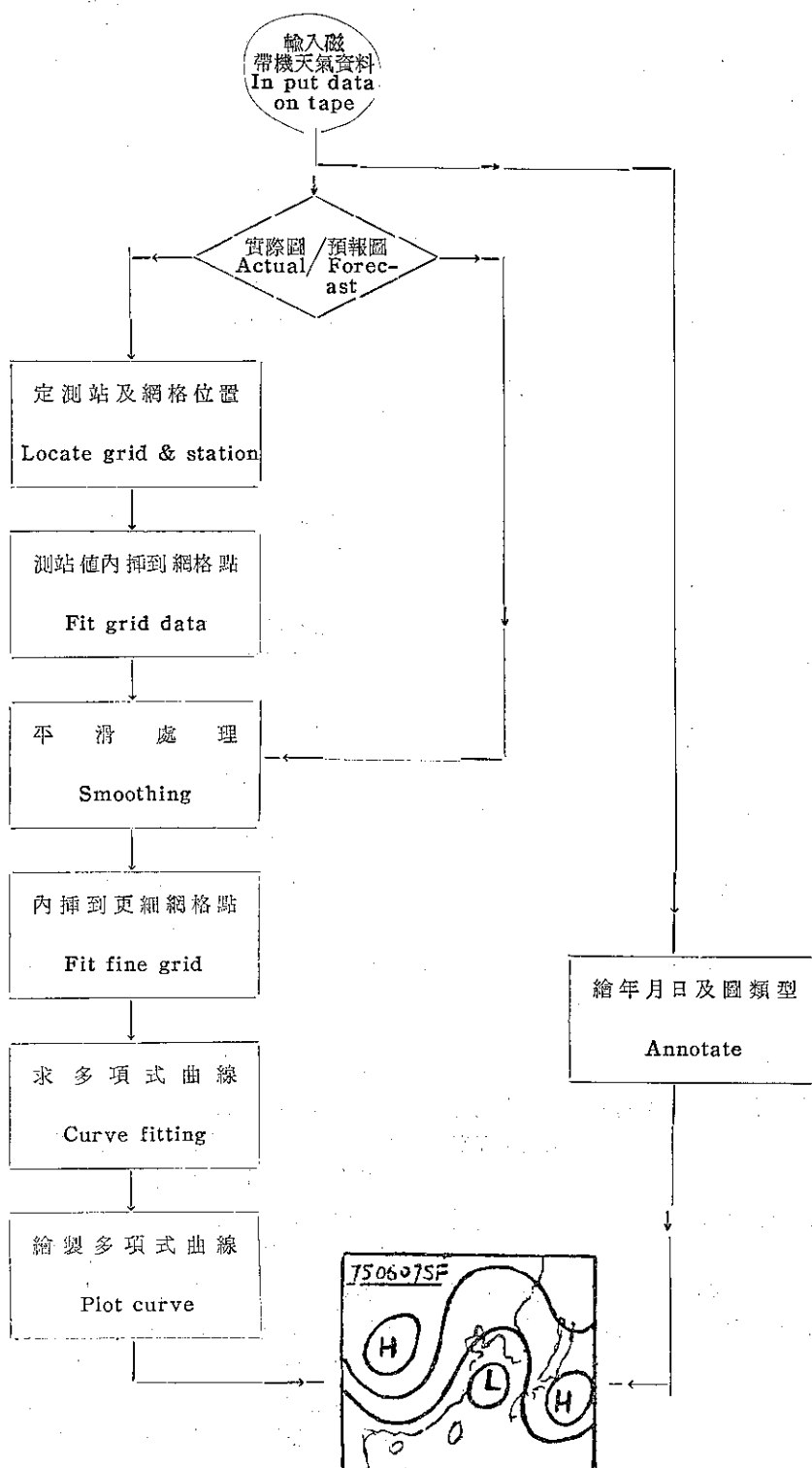
先求出各層的  $\delta$  值，若  $|\delta| > \Delta$  時則判定  $\delta$  為錯誤並另定義為  $\delta^*$ ，且作下述修正

(i) 若相鄰層面的  $\delta^*$  值為同號，則判定其中間層的溫度為錯誤，若相鄰層面的  $\delta^*$  值為異號，則判定其中間層的高度為錯誤。若僅單一層出現  $\delta^*$ （情況很少）時高度修正為其上下各一層用  $\Delta/5$  來取代  $\Delta$ ，如果除原來的  $\delta^*$  外仍無任何  $\delta^*$  出現，則在原來  $\delta^*$  層以上各層高度須增加或減少  $\delta^*$  值。

(ii) 若有上述錯誤時各層的溫度值均捨去，最高及最低層的高度值也捨去，其間各層高度需修正後可採用。

(iii) 若上述相鄰層面的  $\delta^*$  為異號，則中間層的高度修正公式為：

$$\begin{aligned} H_i^{(1)} - H_{i-1} &= -\frac{R}{2g} (T_{i-1} + T_i) \ln \frac{P_{i-1}}{P_i} \\ H_{i+1} - H_i^{(2)} &= -\frac{R}{2g} (T_i + T_{i+1}) \ln \frac{P_i}{P_{i+1}} \\ H_i &= \frac{1}{2} (H_i^{(1)} + H_i^{(2)}) \dots\dots\dots(2) \end{aligned}$$



圖七 繪製實際與預報天氣圖流程圖

Flow chart on plotting actual and forecast weather maps

d. 靜力穩定度檢定：若負的穩定度出現在頂、底層或其次一層，則該層溫度須捨去，修正方法為底層溫度減  $0.5^{\circ}\text{C}$ ，頂層溫度加  $0.5^{\circ}\text{C}$ ，重複計算直到穩定度出現正值為止。

e. 漏失資料的補充：若中間層的高度資料漏失，而有鄰近層的溫度及高度資料，則可由(2)式內插計算漏失的高度值。

### 3. 計算處理：

將磁帶上經過處理後的正確氣象資料依據下述順序由中央處理單元一一予以計算：

a. 地面及各層等壓面 12 小時及 24 小時溫度變差與高度（氣壓）變差。

b. 500 毫巴各測站五日實際平均高度及五日距平高度。

c. 700-1000 毫巴，500-1000 毫巴厚度值及厚度變差值。

d. 探空資料的垂直、水平風切，舉升凝結高度及雷雨指數計算。

e. 地面及 700 毫巴溫度露點差分佈。

f. 高、低氣壓及槽脊追踪，並作外延計算。

g. 500 毫巴高度場波數計算及分析。

h. 12-72 小時颱風路徑及降水客觀預報值。

i. 客觀天氣圖分析，將測站資料內插到網格系統（Grid System）上去。

j. 輸入網格點初始值計算 500、700 毫巴實際渦度及垂直速度。

k. 利用正壓及相當正壓數值模式計算 500 毫巴 12-72 小時大規模環流運動，預測渦度及高度場變化。

1. 將初始值及程式於固定時間輸送至 CDC CYBER 72 大型電腦，計算四層斜壓大氣模式及初始模式，預測各層大氣渦度、垂直速度、濕度、高度及溫度分佈。

m. 地面溫度、降水及 500 毫巴緯流指標的譜頻分析及定量預報。

除上述計算外，並於每月底利用統計預報模式預測次月的降水量及溫度異常值。同時製作當月的各項要素月報表。

### 4. 繪圖過程：

小型電腦應附設一套性能非常好的繪圖機，利用此套繪圖機可以迅速正確地繪製各種實際天氣圖與預報天氣圖。實際天氣圖的製作係根據下述步驟：

a. 利用各測站觀測的地面溫度、壓力或高空溫度、高度、露點等氣象要素，利用電腦依據數值方法將這些要素非線性地內插到所選定的網格系統上。

b. 作適當的平滑處理（Smoothing），消去一些不合理的小擾動。

c. 利用線性內插得到更細的網格點值。

d. 由最小自乘方法（Least Square Method）找到每一等值線適當的高次曲線（Polynomial Curve）。

e. 繪圖機將這些曲線一一繪出，並加繪各等值線實際值。

f. 註明天氣圖時間及圖形類別。如此即完成實際天氣圖的製作。如果所繪的等值線不够平滑，可將 b. c. 步驟重覆使用。預報天氣圖則因預報模式數值解已經落在網格點上，故只需上述過程 b 至 f 即可得到電腦繪製的預報天氣圖。通常電腦繪製一張預報天氣圖只需十至十五分鐘，而由人工繪製則需三十至六十分鐘。

繪圖紙上需先印妥地形圖或海岸線，並定好座標，繪圖過程參見圖七。

繪圖機除繪製各種實際及預報天氣圖外，並可繪製斜溫圖（Skew-T diagram），溫度、壓力、緯流指標逐日變化圖，槽脊線及高低壓追踪圖，以及颱風路徑圖等等，至於填圖部份亦可納入電子計算機作業，但所需要的程式較複雜。

## 四、結 論

實施數值天氣預報不可或缺的工具是電子計算機，近年來電算機不斷改進日新月異，迷你型電腦普及一般應用，生產成本已漸變低廉。利用此類迷你型電腦，執行預報一貫作業，再配合另一大型電腦的部分固定時間，來處理過於複雜的數值模式，對於經費有限的氣象機構是可能辦到的。上述構想的設計業經中央氣象局採用。本文設計雖以 GA-SPC 16/45 小型電腦與 CDC-CYBER 72 為主，但相信此項系統之設計若稍加修改亦可通用於其他電腦。

（本文刊載於中央氣象局氣象學報第 21 卷第 2 期）

# 颱風頻率長期變化之例證研究

魏 元 恒 徐 君 明

## *A Case Study of the Relationship Between Pacific High and North Pacific Typhoon Frequency*

Y. H. Wei & C. M. Hsu

### ABSTRACT

This paper shows that the displacement of subtropical Pacific High and its ridge is closely correlated with the frequency of north Pacific typhoon, and proves that great frequency will appear when the subtropical high is heading north with its west ridge extending to the most west.

一、依據過去紀錄，本年 (1975) 颱風季即將屆臨，茲欲藉下述太平洋副熱帶高氣壓之變化，用以預估本年颱風之多寡，以爲實際颱風預報作業之參考。

副熱帶高氣壓，位於東北太平洋；颱風發源地，位於西北太平洋之馬利安羣島 (Manianas)，兩者分別位於北太平洋之東西部。論經度，高氣壓中心爲西經  $150^{\circ}\text{W}$ ，颱風源地爲東經  $150^{\circ}\text{E}$ ，相距約爲經度  $60$  度。此一距離約爲  $6,000$  餘公里 (km)，爲熱帶長波或東風波之長度。再就  $700\text{mb}$  高空圖，波數分析之結果，顯示在緯度  $30^{\circ}\text{N}$  副熱帶地區，經常波數以  $6$  個波最爲顯著，亦即與波長  $60$  個經度相符合。

二、颱風頻率與太平洋副熱帶高壓關係——依據 Angell 及 Korshover<sup>(1)</sup> 兩氏之研究，就多年來 (1910-1960) 北太平洋副熱帶高氣壓 (PH) 其中心氣壓及經緯度之變化，與太平洋颱風出現頻率之相關關係，有如下之結果：

高 氣 壓 (PH)	中 心 氣 壓	緯 度	經 度 (西經)
與颱風相關係數	-0.80	0.95	0.70

可知太平洋副熱帶高壓中心，氣壓降低，颱風頻率增多；中心位置偏北及偏西，颱風次數亦均增多。

茲選取筆者<sup>(2)</sup>過去對颱風所作分析中，在太平洋 1964 年颱風最多年及 1969 年颱風最少年所作分析爲例，用以證明兩氏之研究。

在 1964 最多颱風年，西北太平洋全年共發生颱風 37 次，較標準數 27 次多 10 次，即約超出標準值 37% 之多。而在 1969 最少颱風年，西北太平洋全年共產生颱風 19 次，較標準值少 8 次，即約低於標準值 30%。

爲尋求在此颱風出現頻率兩極端年與西北太平洋副熱帶高氣壓之變化作一比較，茲就此高氣壓夏季各月之標準位置列如表一，此標準位置，係採自美國氣象局出版之 1909-1950 年北半球平均海平面天氣圖，除列出高壓之中心氣壓及其所在之經緯度外，並選取該高壓向西延伸之脊線與等氣壓線  $1020\text{mb}$  及  $1016\text{mb}$  相交處之位置 (經度及緯度)，以顯示高壓向西擴張之範圍，用以比較其變化所致之影響。

由表一所示，此一副熱帶高氣壓之標準狀態，可知在夏季其中心氣壓約爲  $1025\text{mb}$ ，中心位置在緯度  $37^{\circ}\text{N}$  附近，經度在 (國際換日線以東) 西經  $150^{\circ}\text{W}$  附近，亦即東太平洋區域。此高壓向西延伸之脊線，與所選等氣壓線相交之點，即等壓線  $1020\text{mb}$  脊線約在緯度  $33^{\circ}\text{N}$ ，經度在換日線 ( $180^{\circ}\text{E}$ ) 附近，另一等壓線  $1016\text{mb}$  之脊線位置在西太平洋，緯度在  $30^{\circ}\text{N}$ ，經度在  $155^{\circ}\text{E}$ ，此一脊線已接近於颱風發源地。

三、有關副熱帶高氣壓及其脊線之標準狀態如上述，茲再就多颱風年 (1964) 與少颱風年 (1969)，該氣壓及其脊線之變化與標準值作一比較，如表二所示。

表一 西北太平洋副熱帶高氣壓中心及脊線之標準位置

類別 月份	高 氣 壓			1020mb 脊 線		1016mb 脊 線	
	中心氣壓 (mb)	緯 度	經 度	緯 度	經 度	緯 度	經 度
7	1025	37°N	150°W	32°N	170°E	28°N	156°E
8	1025	37°N	148°W	34°N	176°E	30°N	160°E
9	1022	36°N	144°W	33°N	168°W	31°N	155°E

表二 西北太平洋颱風最多年(1964)與最少年(1969)副熱帶高氣壓之中心，脊線，之位置(經緯度)及經度距平

類別 月 年		高 氣 壓			1020mb 高壓脊線		1016mb 高壓脊線		颱風次數距平		
		中心氣壓 (mb)	緯 度	經 度	緯 度	經 度	緯 度	經 度			
7	64	-1	-1	-8	-1	+5	+1	+1	+3		
	69	+5	+1	0	-4	-5	+2	-1	-1		
8	64	+1	0	-7	-2	-2	+3	+3	+2		
	69	+5	-1	+18	-6	+4	-3	-15	-2		
9	64	+2	+1	0	-1	-21	+1	-2	+2		
	69	-2	-1	-11	-3	-8	-1	+19	-2		
平均	64	+0.7	0	-5	-1.3	-6	+1.7	+0.7	合	+7	22%
	69	+2.7	-0.3	+2.3	-4.3	-3	-0.7	+11.0	計	-5	19%

附註：表內經度較標準值偏東為正，偏西為負。

由表二可知在夏季三個月(七、八、九)就平均值而言，高壓中心在多颱風年(較正常多七個颱風，超出標準 22%)，中心氣壓較正常增高 0.7mb，緯度與正常相同，經度較正常向西偏五度(-5°)。在少颱風年(較正常少五個颱風，低於標準 19%)，高壓中心較正常高 2.7mb，較多颱風年高 2.0mb。副熱帶高壓中心強度及位置，在此例證夏季三個月之平均值中，與颱風頻率出現之多寡，完全與 Angell 及 Korshover 兩氏用相關係數所得之結果相符。如再進一步就表二夏季七、八、九，每個月高壓中心之變化，與颱風出現多寡之關係而觀，亦均甚一致，

例外者很少。高壓向西延伸之脊線，其經緯度之變化較高壓中心尤為顯著，例如 1020mb 及 1016mb 高壓脊線，多颱風年與少颱風年，緯度距平雖均為負值，但少颱風年負值較大，亦即顯示脊線向南，而向低緯偏之趨勢，至於脊線之經度距平，其負值表示較正常位置偏西，顯示脊線向西擴張，較正常為強。在多颱風年，脊線之經度，亦較少颱風年偏西為多。

四、茲再就 1964 與 1968 兩年八月份颱風出現頻率與東太平洋副熱帶高氣壓及脊線位置變化列表三。

表三 八月份颱風次數與副熱帶高壓位置比較(1964年8月颱風較1968年同月者為少)

類別 年 份	高 氣 壓			1020mb		1016mb		颱風次數
	中心氣壓 mb	緯 度	經 度	緯 度	經 度	緯 度	經 度	
1968	1024	38°N	148°W	35°N	168°W	31°N	164°E	8
1964	1026	37°N	157°W	30°N	174°W	30°N	163°E	6
比較	-2	+1	-11	+5	-6	+1	+1	+2

八月份為平均颱風頻率最高之月份，就表三之結果顯示，1968 年 8 月份颱風次數為 8 個。1964 年 8 月份，颱風次數為六個，較 1968 年八月多 2 個；再就此副熱帶高氣壓強度及脊線位置之變化觀之，可知在多颱風之八月，與少颱風之八月，高氣壓及脊線之差異亦甚顯著。例如表三內所示，副熱帶高氣壓中心強度，在多颱風月較少颱風月，氣壓低 2mb，中心偏北緯度 1 度；其脊線位置 1020mb 緯度偏北 5 度；較遠之脊線 1016mb，其緯度之變化，亦甚相同，由此可證，副熱帶高氣壓及脊線之北移，與颱風增多之關係，至為明確。吾人如能預測此高氣壓

及其脊線位置之變化，本年颱風之多寡，即可引用 Angell 及 Korshover 兩氏所得之相關係數，計算其一年內各月出現之颱風次數。就本文例證所作之校驗，其結果應為可信。

五、由太平洋颱風之多寡，吾人可更進一步尋求其侵襲臺灣之可能次數，就一般理論，太平洋出現颱風次數多，其侵臺機率亦自然增多，惟其中甚多例外，在少颱風年，侵臺次數反有較多之現象，此乃由於臺灣所處之位置特殊，以及颱風之路徑之異常所致。茲將侵臺颱風與西北太平洋颱風比值列表四：

表四 侵臺颱風與西北太平洋颱風比值 (1957-1969)

項 目	4	5	6	7	8	9	10	11
侵 臺 次 數	0.1	0.2	0.2	0.8	1.2	0.9	0.3	0.2
太 平 洋 次 數	0.8	1.8	1.6	4.3	6.1	5.1	4.0	4.2
比 值 %	12.5	15.4	12.5	18.6	19.7	17.6	7.5	8.3

由上結果可知，侵襲臺灣之颱風次數與西北太平洋之颱風次數，各月份比值均有不同，最堪注意者，為在臺灣之颱風季七、八、九三個月內，侵臺颱風之百分比均甚高，或然率在百分之二十左右，即太平洋區十個颱風，約有二個颱風可能侵襲臺灣。但其他月份則僅為十分之一左右，亦即太平洋若有十個颱風出現在其他月份，則只有一個可能侵襲臺灣。

上述現象形成之原因，可能由於在夏季各月份，太平洋高氣壓中心軸線移至最北方，颱風路徑亦隨之

北移，沿緯度 20°N 向西進行，且多呈拋物線形，適於到達臺灣或在臺灣附近轉向。

### 引 用 文 獻

- (1) Angell & Korshover (1974): Quasi-biennial and Long-term fluctuations in the centers of action, Mon. Wea. Rev. Vol. 102 No 10.
- (2) 魏元恆 (1970): 臺灣夏季雨量與颱風關係之研究, 氣象學報 16 卷 3 期

保密防諜·

人人有責·

匪諜自首·

既往不究·



# 東亞地區地面脊線上之衛星雲系

徐 寶 箴

## *Satellite Cloud Patterns Characterized by Surface Ridges Over Eastern Asia*

*Pao-chin Hsu*

### ABSTRACT

According to the digital satellite pictures made by U. S. Climate Center for the period from June 1969 to November 1971, the cloud patterns characterized by surface ridges over East Asia are as follows.

1. In the Winter time most surface ridges belong to southeastern, southern or-southwestern side of cold continental high.
2. Following the outbreak of the cold air from the north the cold surface ridge extends toward north & east China. No or very few low clouds would be formed in the area with north or northwesterly winds. Some low clouds will be formed with the wind changing from north or north-westerly to northeasterly or easterly.
3. On the ridge extending from North China to Yellow & East sea or farther away a change in character of clouds from lines of cumuliform cloud or open cell to close cell patterns or cloud lines or bands occurs.
4. In the summer time on the western side of pacific subtropic high cell the ridge can be located by cloud fingers method or the change in character of clouds from cumuliform to stratiform.
5. The amounts & formations of clouds on ridge over land area are greatly influenced by topography & mountains.

### 一、概 況

分析地面天氣圖，主要工作為決定地面低氣壓及高氣壓中心與鋒及槽脊線之位置。鋒與槽線之位置常與低氣壓中心之位置有密切之關係，已知前者之位置可推求後者之位置，反之亦可。脊線之位置常與高壓中心有密切之關係，已知脊線位置與形態，便可推知高壓中心之所在及其強弱等性質。此種關係，對於分析紀錄缺乏地區之天氣圖，尤為有用。

高壓脊及高氣壓之中心地區，常為無雲，或太陽光閃爍地區，或常為特殊雲或霧所佔之地區。

脊線兩旁之氣流方向不同，常有不同之雲系，利

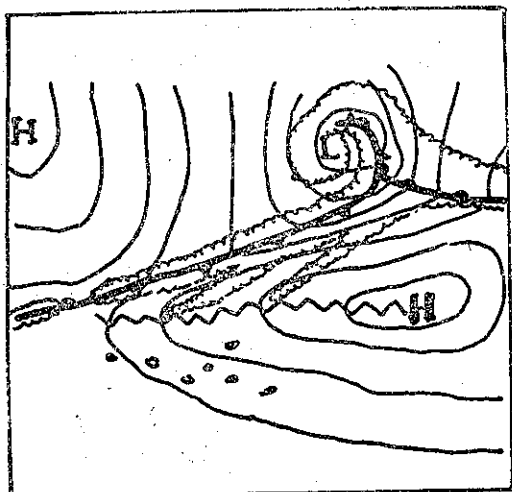
用脊線兩邊雲系之不同，可以決定脊線之位置，由脊線位置，除可推知高壓中心外，更可進一步推出地面鋒槽之位置及氣流形態之變換地區。惟須注意者：並非每一地面脊線兩邊均有一定型式之雲系。可作為決定脊線位置之雲系，必須為因該脊線氣流所生之雲系，且僅適用於某一定地區之高壓脊。快速移行冷高壓所屬脊線所有之雲系與緩行暖高壓所屬脊線所有之雲系，其形式與性質均完全不同。

### 二、海上高氣壓西部脊線之雲系

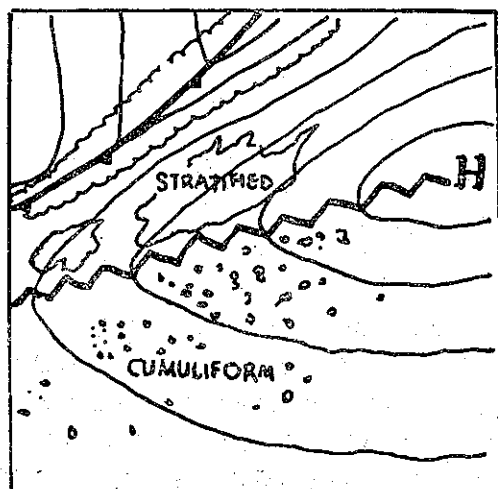
在美國 ESSA 衛星中心（現已改名為 NOAA 國家環境衛星勤務處）編印之技術報告第 51 號中（

ESSA Technical Report NES-51), 曾列舉數例, 以衛星雲照片決定地面脊線之方法, 惟其所舉之圖例, 均屬海上情況且多高氣壓西部之情況, 即海上高壓西部向西南, 向西或向西北或北方之脊線雲系。與東亞地區常見之脊線雲系多有不同, 尤其在冬季時, 東亞出現之地面脊線, 多為冷高氣壓東部之脊線, 其方向多伸向東方, 東南方或南方。該書所列舉之脊線雲系有以下各種。

1. 在冷鋒面雲帶之前方, 常有形如手指狀之雲條伸向南方, 副熱帶海洋高氣壓西部向西方或西南方伸展之脊線, 常均經過該項雲指之指尖; 換言之, 即依冷鋒雲帶前方向南方伸出之各雲指尖, 可決定副熱帶海上高氣壓西部之地面脊線位置。如第一圖所示。



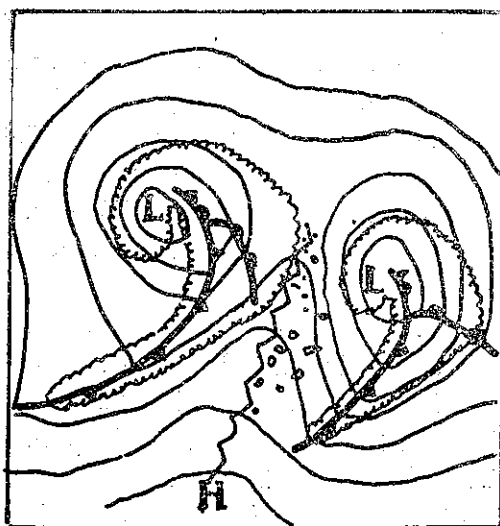
第一圖 由雲指尖定脊線



第二圖 由雲狀決定脊線

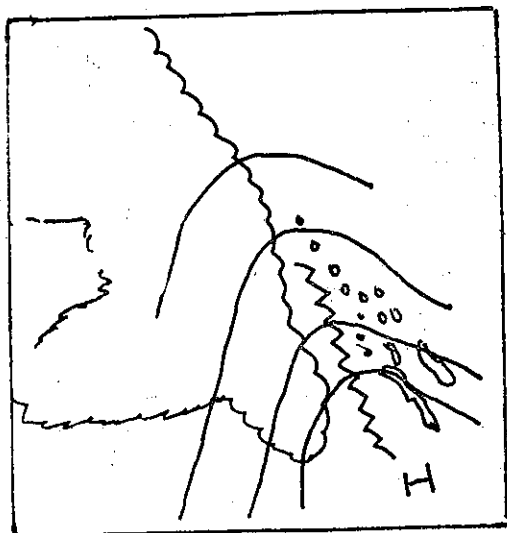
2. 在太平洋副熱帶海洋高氣壓之西部, 其地面風向自東南或東轉向西南或南之脊線兩旁, 雲系將由積狀變為層狀, 地面脊線位置, 即在此種雲系型變改最大之處, 如第二圖所示。此種雲狀之改變, 乃由於自下方增熱之情況不同, 因而造成低層空氣穩定度不同之結果。在東南及東風地區, 空氣層因自下方增溫而趨於不穩定。在西南或南風地區, 空氣層將因自下方冷卻或較少增溫而趨於穩定, 以此種雲狀之不同決定脊線地位時, 所取之雲系必須與地面脊線有關之雲系, 由其他原因而產生之雲應不予採用。

3. 東西兩個氣旋相互接近時, 其中間南方常有一向北方之脊線上, 風向由西南或西轉為西北或北。地面脊線之位置將在低空積狀雲最先出現之處, 如第三圖所示。其在來自北方分量之冷氣流中, 由於行經較暖之水面上, 故常生低空之積狀雲。此種脊線, 常與其西方西風帶中氣旋所有之陰天前緣相吻合。惟須注意者, 在冷空氣中產生之最先出現積雲須先看見, 才能決定脊線位置, 此種積雲, 常在高雲之下方, 有時甚難認別。



第三圖 兩低氣壓間之脊線

4. 在海洋變性高壓北方之脊線上, 如果脊線朝向偏西, 脊線前方之風為來自西或西北方向, 即海面與空氣間之溫度差異不大時, 脊線前方將並無積狀雲類出現。有此種情況時, 地面脊線之位置將在高空層狀雲區前方之無雲地區; 如第四圖所示。夏季時, 空氣與海洋面之溫度相差甚少, 脊線前方雖有北風, 積狀雲亦可不見, 此時, 高空層狀雲區之前方無雲地帶, 當亦即為脊線所在地帶。



第四圖 朝向西北方脊線雲系

### 三、東亞高壓脊上常見之衛星雲系

東亞地區之天氣，多受季風之影響，冬季時，每次寒潮爆發，除可在寒潮前緣造成寒潮冷鋒上之冷鋒雲系及在鋒上發展而成之氣旋雲系外，在冷鋒後方高壓脊兩旁，亦可形成不同性質之雲類，或者是一邊無雲及另一邊有雲之情況。自西伯利亞高壓分裂而抵達中國地區之高氣壓，其向東、東南、南及西南方伸展之高壓脊兩旁，由於氣流之性質不同，自地面受熱之情況各異，及所遇之地形山嶺有別，可以產生極不相同之雲系，利用此種不同型式之雲系，可以決定脊線之位置。

夏季時，東亞地區，尤以中國東南各省及其沿海地區之天氣，多受太平洋副熱帶高氣壓所控制，隨此一高氣壓位置與強度之改變，其伸向我國東南部及其沿海之高壓脊之範圍與強度亦因之而改變，因之該地區之季風強度與範圍及其伴生之天氣亦隨之而不同。由於脊線兩邊有不同型式之雲類。故可利用衛星雲之照片，決定此種高壓脊之位置，以供天氣分析與預報之用。

茲依據 1969 年 6 月至 1971 年 11 月之美國氣候中心所製數位化衛星照片 Digitized Satellite Picture 紀錄，特選出東亞地區常見特殊之脊線雲系五種如下：

#### (一) 冬季脊線雲系：

冬季時，中國地區之脊線雲系，視其所在位置之不同而有不同之雲系，大別可分為以下三種類型。

1. 華北類：高壓中心在蒙古或西北利亞，高壓脊隨寒潮爆發，伸向華北及華東。寒燥空氣新侵入華北及東部與沿海一帶，各該地區均盛行北風，雖為冷氣平流，但因新近南侵之冷燥空氣，秉性變化不多，故仍為晴天。須風向轉為東北，空氣增溫增濕後或進入陸地丘陵山地經抬升，才有雲類發生。自華北向 SSE 方向伸展之高壓楔，其脊線兩旁，由於風向不同空氣性質各異，故脊線兩旁之雲類亦不同，或一邊無雲而另一邊有雲，此種脊線，即可由此種雲系之不同決定之，如第五圖所示。此照片攝於 1969 年，10 月 22 日 0545Z，圖中附註之風及等壓線紀錄，抄自該日 00Z 天氣圖，脊線 AB 之東方無雲為北風地區，脊線西方為東北風或東風地區，此種脊線西方雲系之生成，乃由於風向轉為東北，使變性後之空氣進入陸地丘陵地帶因被迫上升而成雲，與地形有密切之關係。此等空氣進入我國之西南部之高地，遇山嶺即成濃密雲層，如第五圖中所示。



第五圖 1969 年 10 月 22 日 0545Z FSSA9 等壓線及風抄自同日 00Z 天氣圖

2. 東南沿海類：由西伯利亞高氣壓分裂，而移入我國北部或中部之高氣壓，常有高壓楔伸向我國之東南沿海一帶，來自北方之寒冷空氣，經海面吸收熱量及水氣而變性，因之而生雲類，惟經過海面時由於海水與空氣之溫度不同經歷時間有長短之別及風切之各異，故所成之雲系型式亦有所不同。



第六圖 1970 年 1 月 20 日 0522Z ESSA9 等壓線  
抄自該日 00Z 天氣圖

第六圖係 1970 年 1 月 20 日 0522Z ESSA9 號衛星所攝之照片，圖中加註之風與等壓線紀錄係抄自該日 00Z 天氣圖。由圖可知在脊線 AB 右方因冷氣平流而成之雲系，在黃海及韓國南方海洋一帶，因為空氣增溫增濕較少風力較強，而且僅有風速之切變，故僅有線條狀之積雲條，空氣南行進入東海及緯度  $30^{\circ}\text{N}$  以南之海面後，由於垂直向風切較小即成開口細胞雲系。自脊線開始至其左方，由於上層空氣已趨向穩定，惟雲層間之風速仍大，故雲型由開口細胞轉變為實心雲條，由此種脊線兩邊雲系型式之不同，甚易決定脊線之位置。

第七圖係 ESSA9 號衛星於 1970 年 1 月 16 日 0517Z 所攝之照片，圖中附註之風及等壓線紀錄係抄自同日 12Z 天氣圖。由於高氣壓中心在我國東部，故我國東部無雲，其伸向東南沿海之高壓楔，使脊線 OQ 右方之黃海及韓國南方之海面，均有強烈之冷氣平流，故在圖中之 CD 一帶均有線狀之積雲條，在較南方之海面如圖中之 OP 一帶，因為空氣層之垂直向風切已變小，故有開口細胞雲系。在脊線之左方，在東海及臺灣之東方海面，多盛行北及東北風，冷氣平流仍強，故該地區如圖中 G 處所示，仍多開口細胞雲系，惟其細胞中間之無雲空白長條走向，與脊線右方者完全不同，是為風向轉變之明證。在臺灣較

遠之東方，如圖中之 KH 一帶，雲狀已多為封閉細胞雲系，是為脊線左方雲系之特徵，故脊線，可由上述之雲照片定出。



第七圖 1970 年 1 月 16 日 0517Z ESSA9 等壓線  
抄自同日 12Z 風抄自同日 00Z 及 12Z 天氣圖

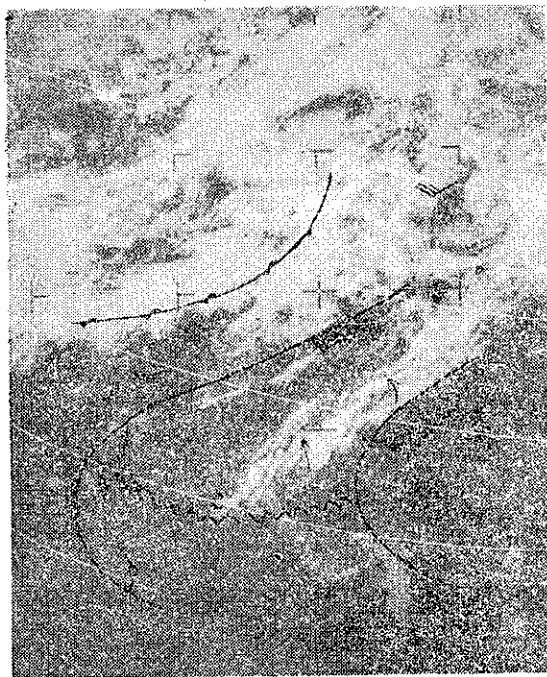


第八圖 1970 年 2 月 1 日 0538Z ESSA9 等壓線及  
風抄自同日 12Z 天氣圖

3. 華南類：冬季時，華中高氣壓東移入東海而駐留時，常有高壓楔伸向華南，如第八圖中之等壓線所示。由於高氣壓中心及其附近有下降氣流及風力小，故臺灣及大陸東南地區，亦即高氣壓之中心地區及脊線 AB 之東南方無雲，圖中脊線 AB 西北方之雲層，係由來自東京灣之南風，帶來潮濕空氣上升高地而成。故脊線之東北及東風地區無雲，有雲地區為東南及南風，脊線即在此有雲與無雲之交界上。

#### (二) 夏季脊線雲系：

夏季時，影響我國地區之高壓脊，多來自太平洋之副熱帶高氣壓，因為該項高壓脊係屬高氣壓之西部且多在海上，故脊線兩邊之雲系，多與前述之第一及第二圖所示者相類似，茲舉一例如下，第九圖係 1969 年 7 月 1 日 0442Z，由 ESSA9 號衛星所拍攝，圖中附註之鋒面位置，風及等壓線紀錄係抄自該日 12Z 天氣圖，脊線 AB 經過雲指 C 點，脊線兩旁之雲形不同，北方者為層狀雲，其南方者為塊狀雲。



第九圖 1969 年 7 月 1 日 0442Z ESSA9 風等壓線及鋒位置抄自同日 12Z 天氣圖

#### 四、結 論

(一) 東亞地面脊線雲系，冬季時，多屬高氣壓之東南方，南方或西南方高壓楔之雲系。

(二) 上述高壓楔之脊線雲系，在陸上時，由於空氣

乾燥及地面又缺少水氣來源，故在脊線之西北風或北風區域內甚少有雲。須風向轉為東北或東風引來較為暖濕之空氣後才有雲類出現。如果東北風係經海洋後再進入陸地，或入陸地後更遇高地或山嶺，則雲層更為濃厚。如第五圖所示。

(三) 如脊線自西北向東南方向伸展入海洋，即西北風或北風可因為風切及冷氣平流之故，在離陸海岸不遠之海上，先出現積雲細條，離海岸漸遠，因風切減小該項細雲條即變為開口細胞雲。風強時，細胞之空隙部份成長條狀，其走向約與風向平行。經過脊線後，風向轉為東或東北或東南，如果風速仍大而冷氣平流亦仍強，即仍可有 u 字形之開口細胞雲，惟其無雲之空隙走向將隨風而轉向，如冷氣平流已減小或消失，即雲系將由開口細胞轉變為封閉細胞雲。如第六及第七圖所示。

(四) 冬季時，駐留東海之高氣壓，其向西方之脊線，在我國東南諸省多晴天，須過脊線風向轉為南或西南後，才出現雲類，如第八圖所示。

(五) 冬季時，陸地脊線雲系之發生，多與地形有密切之關係。

(六) 夏季時，太平洋副熱帶高氣壓西部之脊線，可按指尖雲系或脊線兩邊因空氣之平流不同而生之雲類性質不同而決定之。如第九圖所示。

#### 參 考 文 獻

1. ESSA Technical NESG 51: Application of Meteorological Data in Analysis & Forecasting 1969.
2. WMO Technical Note N75: The Use of Satellite Picture in Weather Analysis & Forecasting 1966.
3. WMO: Satellite Meteorology, Proceedings of the inter-regional Seminar on the interpretation of Meteorological Satellite Data, 1968.
4. 徐寶箴：以氣象衛星照片預報寒潮之爆發 1972。

# 臺灣地區地震危險度之研究\*

徐 明 同

## *On the Degree of Earthquake Risk in Taiwan*

Ming-Tung Hsu

### ABSTRACT

Zoning of the degree of earthquake risk is quite important for designing the aseismic structures in the earthquake country. In the present paper, the writer proposed the zoning map of earthquake risk in Taiwan based on the past one hundred year's seismic record of the Central Weather Bureau. The expectancy of maximum acceleration of earthquakes in 50, 75 and 100 years and the maximum intensity in Taiwan are presented.

### 一、前 言

臺灣島位於環太平洋地震帶西側之中心，自古以來常發生大規模地震，災情慘重者亦復不少[1]。據著者[1, 2]之統計，震災所導致的傷亡人數稍多於風災及水災之合計，房屋及財產之損失則較少。但風災及水災之發生可以預測，通常採取適當預防之策，即可減輕災害；然而地震之發生現尚無法預測，常突然來襲，在短暫時間內造成數千甚至數萬人之傷亡，房屋倒塌數以萬計亦屬常見。唯一防止震災之方法只有靠耐震設施。

晚近耐震工程相當發達，各種房屋，高樓大廈，結構物等較一世代前均有長足之進步。欲使耐震工程經濟而有效，必須從事地震活動以及地震危險度之研究，將結果提供參考。尤其最近幾年來，臺灣生活安定社會趨繁榮，除十項建設正在積極進行外，民間各大經濟建設也勢將陸續開展。政府機構及大工程公司選擇工地及決定工程本身之耐震度，常向著者索取有關地震資料。幸著者十幾年來已發表臺灣地區地震活動之研究報告多篇[1, 3, 4, 5]，勉予應付。本文則將進一步推算臺灣地區地震危險度(degree of earthquake risk or danger)作為此一主題較為完整之研究。

關於地震危險度分區問題，在美、加、日、俄等國已有不少研究。Richler (1965) [6] 發表洛杉磯地區，加州以及美國大陸之可能最大震度分布圖而叫

做區分圖(regionalization map)。Hodgson (1956) [7] 曾繪製加拿大地震機率圖(seismic probability map)。Kawasumi (1951) [8] 應用日本過去一千多年之地震紀錄，推測震度，而繪製強震以上之等頻率線，再現期間(return period)以及未來 75, 100 及 200 年間可能發生地震之最大震度及加速度預期值。Muramatsu (1966) [9] 使用最近 100 年來可靠性較高之資料，類似河角之方法，求出未來 50 年內預期地震最大速度之分布。Goto 及 Kameda (1967) [10] 假設地震之機率模式，而用統計理論分析強烈地震發生時之最大地動，而求出未來 75 年內日本各地最大地動加速度及速度之預期值。大久保及寺島 (1970) [11] 使用最近大地震之實際震度分布修正河角所繪之圖。在俄國 Savarensky 及 Kirnoss (1955) [6] 繪製俄國之最大震度預期值分布圖，具有權威，供各種建設之公式依據。此外 Gubin (1967) [12] 及 Riznichenko 等 [13, 14] 也推算俄國各地甚至義大利半島之更詳細的可震度(shakeability)分布圖。

本文將利用 100 年來臺灣之地震資料，前 21 年係自地方誌等古籍而得之資料，後 79 年為中央氣象局及其所屬測候所之實際觀測資料，依照河角之方法，整理分析推算臺灣地區之地震危險度並繪製分布圖，希望能供各種結構靜態耐震設施所需外力之依據。

\* 本文完成曾獲得國家科學委員會之補助

## 二、地震危險度

地震之危險度，隨震度之增強而增大。其一地點地震發生時所測得之震度 (seismic intensity) 與該次地震之大小即地震規模 (earthquake magnitude)，震央距離，地震波動所經過之地殼構造以及此一點點之地盤特性等具有密切之關係，且其關係非常複雜。為使問題簡單化，暫不考慮地盤特性，亦即僅考慮標準地盤，使興趣限於各級地震之侵襲頻率。

「地震危險度」一詞並無明確之定義。河角 [8] 以各級震度之平均頻率  $R$  表示地震危險度之物理指標 (physical index of earthquake danger)。即

$$R = \frac{n(I)}{T} \dots\dots\dots (1)$$

上式中  $n(I)$  為各級震度頻率，而  $T$  為統計時間。Richter [6] 以一點最大可能發生震度 (probable maximum intensity) 表示。Riznichenka 等 [13] 以地震可震度 (seismic phakeability)，即任意震度平均發生頻率表示。而 Medvedev (1960) [15] 求地震動波譜 (spectrum) 之標準形，乘以地盤係數，而對此量之標準結構物應答 (response) 稱為地震危險度。本文即以某處某期間內所預期之最大地震動用震度或加速度表示。

關於地震發生時間及空間之法則是否存在，現尚無法完全了解，故只好把地震之發生認做偶發現象處理。偶發現象並不是說完全無秩序，例如人壽或火災保險，可以假定地震之發生具有統計法則。以下之討論即採取此種立場。

災害既為震度之函數，即震度愈大災害也愈大，所以由某地點各級震度之平均頻率可以估計一定期間內可能發生之倒塌房屋，傷亡人之總數，甚至於以現在物價指數估計之災害總額。這些災害之推定值即為數學上所稱預期值，可以供做表示某地點地震危險度之實用指標。另外如有參數能決定  $n(I)/T$  之函數形，也是一種表示地震危險度之物理指標。據河角 [8] 之研究，某地點  $n(I)$  之函數形可用下式表示。

$$n(I) = C \times 10^{\alpha I} \dots\dots\dots (2)$$

上式  $\alpha$  中係與地點無關之常數。因此  $n(I_0)/T$  或其合計

$$\frac{S(I_0)}{T} = \sum_{I_0} \frac{n(I)}{T} \dots\dots\dots (3)$$

也可佐做表示地震危險度之物理指標。

## 三、耐震設計基準震度

耐震設計上所需之基準震度為震災預防對策最重要之一因素。如認為過去之地震活動狀況將來也會繼續下去，而以某一點點曾經體驗過之最大震度作為基準震度，即可不必考慮地震頻率。

著者 [5] 曾經使用臺灣地區 70 年震度資料，由 12 次最大地震之等震度線，重疊而繪製臺灣地區最大等震度線如圖一。其後再詳細尋找資料，把它修正如圖二。由此圖可知各地過去 70 多年來所體驗之最大震度，能用於各種工程建設以及長期發展計劃。由此圖僅知過去多少年來之最大震度而並不知發生多少次。

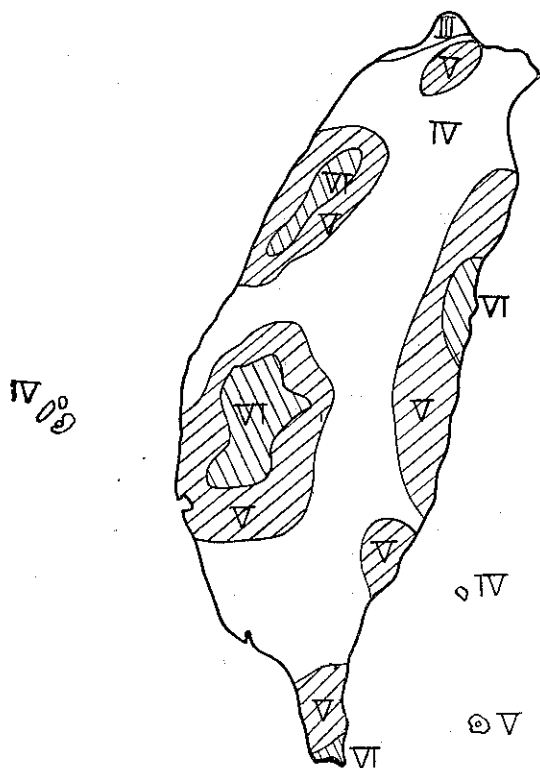


FIG. 1. Map of maximum intensities in Taiwan

圖一 臺灣地區最大震度分布圖

如果某結構之設計震度設為超過此基準震度，則在此結構壽命（假設壽命比上述統計年數短）內安全率可達百分之百。然而實際上地震動之最大加速度有時超過重力加速度，而考慮耐震工程法之經濟性，不可能採取過去最大震度為基準震度。當然要考慮在可能範圍內減輕設計強度。此時如結構壽命較短，因統



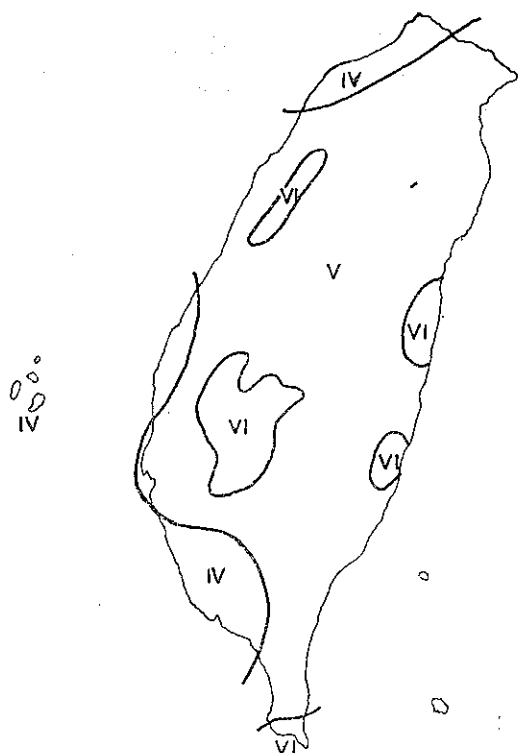


Fig. 2 New map of maximum intensities in Taiwan

圖二 臺灣地區新最大震度分布圖

計上大地震之發生頻率愈少，故此結構遇到最大震度之可能性當然愈少。因此最理想之設計震度，即採用能克服此結構壽命期間內可能遇到之最大震度。此值當然比過去所體驗之最大震度為小。然而此值因不能作獨一無二之決定，故不得不依照機率論之預期值求得。

在壽命期間  $t$  年內可能會遇到某種震度值以下地震，而此震度值以上地震侵襲頻率之預期值剛達到一，則此值稱為臨界震度 (critical intensity)  $I_0$ ，以  $I_0$  作為上述壽命期間最大震度之預期值，即

$$\frac{S(I_0)t}{T} = 1 \quad (4)$$

由此式可求得臨界震度  $I_0$ 。因此值為機率論之預期值，故實際上在壽命期內，當然也有機會遇到預期值以上之地震。因此基準設計震度之訂定必須另外再考慮安全率。總而言之，臨界震度之預期值也可以佐作一種危險度之指標。

#### 四、實際計算結果

著者 [1, 3] 曾經發表 1900 年即中央氣象局實施

地震觀測以後臺灣地區發生災害之地震目錄及 1655 年至 1900 年之大地震目錄。其中採用近 100 年 (1875 年至 1974 年) 來可靠性較高之地震作為本文之參考資料。此等地震共有 50 次，列在附錄一，以地震規模  $M$  分類之震央分布如圖三。

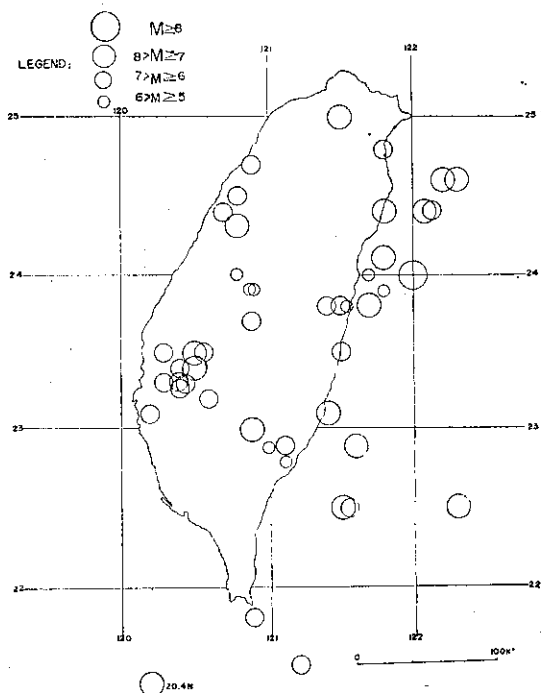


Fig. 3 Distribution of epicenters of major earthquakes in Taiwan (1875-1974)

圖三 臺灣主要大地震震央分布圖 (1875-1974)

據河角 [8] 之研究，Richter 地震規模 (Richter's magnitude)  $M$  和河角地震規模 (Kawasumi's magnitude)  $M_k$  之關係如下，

$$M = 4.85 + 0.5M_k \quad (5)$$

且  $M_k$  和震度  $I$  之關係如下，

$$e^I = \left( \frac{100}{\Delta} \right)^2 e^{M_k - 0.00183(\Delta - 100)} \quad (\Delta > 100 \text{ km}) \quad (6)$$

及

$$I = M_k - 2 \log_{10} \frac{r_0}{r} + 2k(\log_{10} e)(r - r_0) \quad (\Delta < 100 \text{ km}) \quad (7)$$

上式中  $M_k$  為河角地震規模，即震央距離 100 公里處之震度， $\Delta$  為震央距離， $r$  為震源距離， $r_0$  為  $\Delta$  等於 100 公里之震源距離，均以公里為單位， $k$  為常數



等於  $0.0192/\text{km}$ 。(6)式適用  $\Delta$  大於  $100\text{km}$ ，而(7)式適用  $\Delta$  小於  $100\text{km}$ 。各地有實際震度觀測者就用觀測值，如無觀測值者由(6)式(7)式推算震度。

此外在臺灣地區震度階級 (seismic intensity scale)，簡稱震度一直沿用下表所列 0 至 VI 級制。各測站所觀測結果如附錄二。此種中央氣象局震度階級 (CWB intemety scale) 和其他震度階級如 MM(modified Merculli), M. S. K.(Medvedev-Sponheuer-Karnik), J M A (日本氣象廳) 以及加速度之關係如圖四。

		XII	XI	XII		
		XI	X	X	0.7 G	1000
		X	X	X	0.6 G	
					0.5 G	500
VI	VI	4.00	4.32	4.00	0.4 G	400
		IX	IX		0.3 G	300
250	250				0.2 G	200
		202	200		0.1 G	100
V	V	VIII	VIII			
		94	100			
80	80	VII	VII			
		44	50			
IV	IV	VI	VI			
		21	25			
25	25	V	V			
		10	12		0.01 G	10
III	III	IV	IV			
		5	5			
8	8	III	III			
		21	21			
25	25	II	II		0.001 G	1
		10	10			
I	I	I	I			
		0.8	0.8			
0	0					
CWB	JMA	MM	M.S.K.	RATIO TO	ACCELERATION	
I S	I S	I S	I S	GRAVITY	(GAL)	

Fig. 4. Comparison of Various Seismic Intensity Scales

圖四 各種震度階級比較表

對於極淺層地震 (假定震源深度為 18 公里) 來說，震度 I 和所對應之加速最低值  $a_1$  之間，角係 [8] 採用下式關係。

$$a_1 = 0.8 \times 10^{0.5(I-1)} \text{ gal} \dots \dots \dots (8)$$

而震度 I 和加速度幾何平均值  $\bar{a}$  之間有下列關係，

$$\bar{a} = 0.45 \times 10^{0.5I} \dots \dots \dots (9)$$

其次將臺灣本島及澎湖羣島分為緯度及經度各半度之網格共有 26 箇。首先自附錄一地震中計算各網格內發生之強震 (震度 V 級) 以上之地震次數 (I)

。然後再計算  $S(I) = \sum_{i=1}^{\infty} n(I)$ 。圖五表示強震以上之地震總次數  $S(V)$ 。圖六表示烈震 (震度 VI 級) 之地震次數  $S(VI)$ 。此兩圖中之等值線表示再現期 (單位為年)。

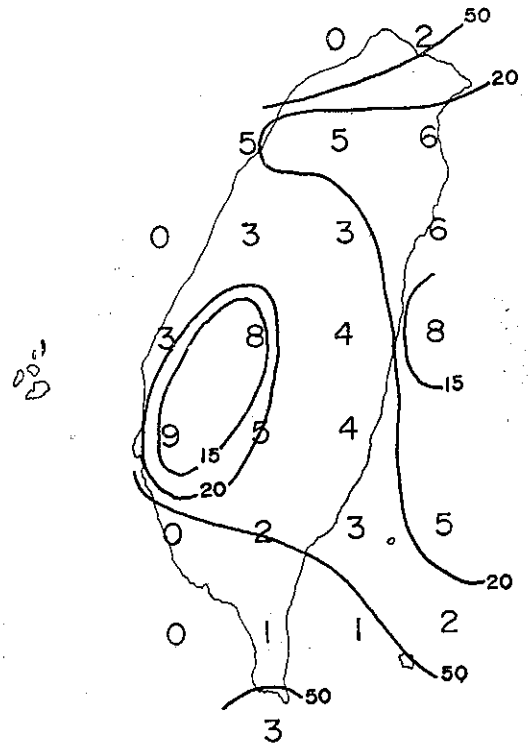


Fig. 5 Number of earthquakes with intensity over 5,  $S(V)$  and isoplethes of return period (unit: year)

圖五 強震以上之地震次數  $S(V)$  及再現期間 (單位為年) 等值線

下一步驟取  $t$  為 50, 75 及 100 年，依照(4)式計算臨界震度  $I_c$ 。之預期值，然後由(9)式換算為加速度。其結果如圖七，八及九。圖中等值線表示加速度之預期值以  $\text{gal} (\text{cm}/\text{sec}^2)$  為單位。

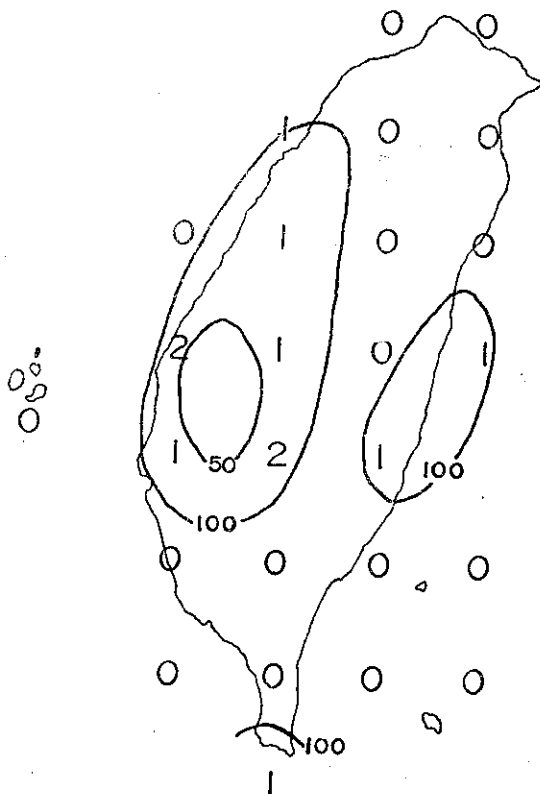


Fig. 6 Number earthquakes with intensity 6, S(VI) and iroplethes of return period (unit:year)

圖六 烈震次數 S(VI) 及再現期間(單位為年)等值線

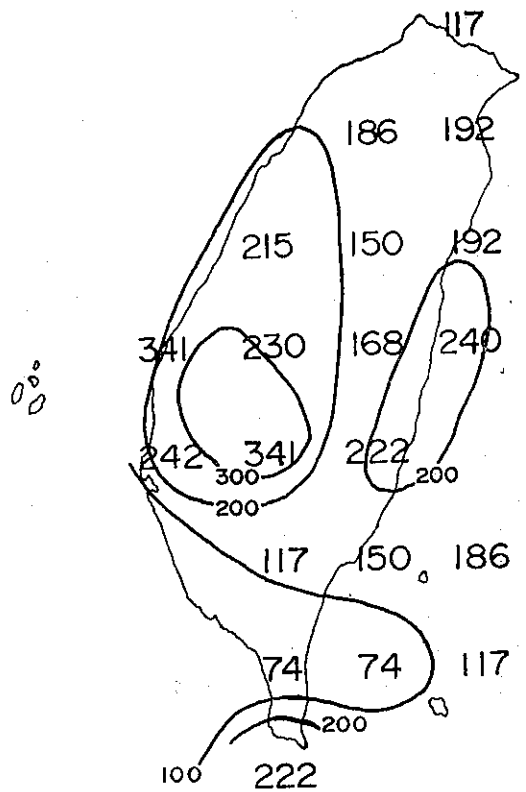


Fig. 8 Distribution of the expectancy of maximum acceleration of earthquakes in 75 years (unit:gal)

圖八 75 年內可能來襲地震之最大加速度預期值分布 (單位為 gal)

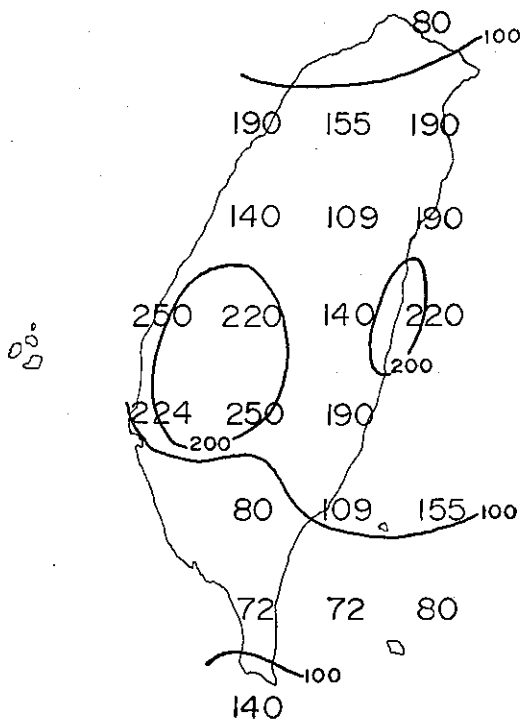


Fig. 7 Distribution of the expectancy of maximum acceleration of earthquakes in 50 years (unit: gal)

圖七 50 年內可能來襲地震之最大加速度預期值分布 (單位為 gal)

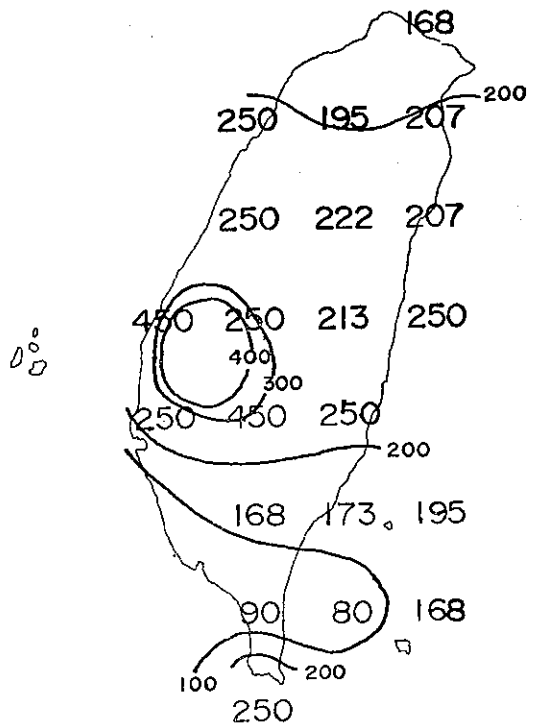


Fig. 9 Distribution of the expectancy of maximum acceleration of earthquakes in 100 years (unit:gal)

圖九 100 年內可能來襲地震之最大加速度預期值分布 (單位為 gal)

## 五、結 語

綜合以上各圖可以推定臺灣地區地震危險度之分布。由這些圖可以看出大地震之頻率，臨界最大加速度之預期值以及過去最大震度，在嘉義地區，臺東縱谷，苗栗地區及南端部等區域比較大，而西北部，西南部及澎湖羣島為最小。

我們必須注意地震觀測之歷史和地球歷史相比較，不過是一瞬間而已。過去 100 年間沒有地震發生之區域，以地震學現狀來說，也不能斷定將來這一區域一定不發生大地震。其次前面所得結果，係依照統計理論而來，故預期值並不是獨一無二的決定。這一點在應用時要特別注意。

最後上面所得結果，沒有考慮地盤特性，即採用標準地盤。如考慮特定地盤，必須另乘「地盤係數」修正才算合理。至於地盤係數，需作地盤振動之實測，將來應發展此種觀測。此外實際設計震度還需要考慮結構對社會之重要性才算完善。

## 參 考 文 獻

1. Hsu, M. T. (1960): Seismicity of Taiwan (Formosa), Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 39, 831-847.
2. 徐明同 (1948): 颱風之災害，氣象通訊，第五卷，第 7~12 期，21.
3. Hsu, M. T. (1965): Seismicity of Taiwan, Proc. 3rd World Conf. Earthq. Eng., New Zealand, III/H/8, 1-8.
4. 徐明同 (1966): 臺灣地區地震活動，氣象學報，第 12 卷，第 4 期，33-51.
5. Hsu, M. T. (1971): Seismicity of Taiwan and some related problems, Bull. Intern. Inst. Seis. Earthq. Eng., Tokyo, Japan, Vol. 8, 41-160.

6. Richter, C. F. (1959): Seismic regionalization, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 49, No. 2, 123-162.
7. Hodgson, J. H. (1956): A seismic probability map for Canada, Canadian Underwriter, Vol. 23, No. 7.
8. Kawasumi, H. (1951): Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from seismic activity in historical times, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 29, 469-482.
9. Muramatsu, I. (1966): Expectation of maximum velocity of earthquake motion within 50 years throughout Japan, Sci. Rep., Gifu Univ., 3, 470-481.
10. Goto, H. and H. Kameda (1967): A statistical study of the maximum ground motion in strong earthquakes, Memoirs Faculty Eng., Kyoto Univ., Vol. 29, 389-419.
11. 大久保忠良及寺島敦 (1970): 地震危險度之地域區分，土木研究所報告，138 號の 1，1-18.
12. Gubin, I. E. (1967): Lecture notes on basic problems in seismotectonics, Intern. Inst. Seis. Earthq. Eng., Tokyo, Japan, 195 pp.
13. Riznichenko, Y. V., A. I. Zakhrova and S. S. Seiduzova (1969): Seismic activity and shakeability of the Appenninian region, Bol. Geof. Teorica Applicata, Vol. 11, 227-238.
14. Riznichenko, Y. V. (1969): Problems in detailed studies of regional seismicity, IZV, Earth Physics, No. 7, 3-20.
15. Medvedev, S. V. (1960): The forecast of seismic effect on construction, Proc. 2nd World Conf. Earthq. Eng., Japan, 1839-1900.

中 央 氣 象 局 震 度 階 級

震度 (級)	名 稱	說 明	加 速 度 (gal)
0	無 感	地震儀有紀錄，人體無感覺。	0.8 以 下
1	微 震	人靜止時，或對地震敏感者可感到。	0.8 ~ 2.5
2	輕 震	門窗搖動，一般人均可感到。	2.5 ~ 8.0
3	弱 震	房屋搖動，門窗格格有聲，懸物搖擺，盛水動盪。	8.0 ~ 25.0
4	中 震	房屋搖動甚烈，不穩物傾倒，盛水達容器八分滿者溢出。	25 ~ 80
5	強 震	牆壁龜裂，牌坊煙囪傾倒。	80 ~ 250
6	烈 震	房屋傾塌，山崩地裂，地層斷陷。	250 以 上

附錄一 臺灣主要大地震目錄 (1875-1974)  
Appendix 1 Catalogue of major earthquakes in Taiwan (1875-1974)

年 Year	月 Month	日 Day	震 央 Epicenter	東 經 (°E) Long.	北 緯 (°N) Lat.	深度 (km) Depth	規 模 Magnitude
1881			臺北				6.0
1892	4	22	臺南安平				6.5
1896	2	12	宜蘭				6.5
1904	4	24	八獎溪上流	120.5	23.5	—	6.1
1904	11	6	北港溪下流	120.3	23.5		6.3
1906	3	17	民雄附近	120.5	23.5	很 淺	7.1
1906	4	14	店子口附近	120.4	23.4	20	6.6
1909	4	15	臺北南方	121.5	25.0	80	7.3
1909	11	21	大南澳南方	121.8	24.4	很 淺	7.3
1916	8	28	濁水溪上流	120.9	23.7		6.4
1916	11	15	埔里西方	120.8	24.0		5.7
1917	1	5	埔里附近	120.9	23.9		5.8
1917	1	7	埔里附近	120.9	23.9		5.6
1920	6	5	花蓮外海	122.0	24.0	很 淺	8.3
1922	9	2	蘇澳外海	122.2	24.6	很 淺	7.6
1922	9	15	蘇澳外海	122.3	24.6	很 淺	7.2
1923	9	29	臺東附近	121.1	22.8		5.5
1925	4	17	巴士海峽	120.2	20.4	很 淺	7.1
1925	6	24	立霧溪河口外海	121.8	23.9		5.6
1927	8	25	新營附近	120.3	23.3		6.5
1930	12	8	新營附近	120.4	23.3		6.5
1930	12	(7 <sup>h</sup> 52 <sup>m</sup> )	新營附近	120.4	23.3		6.5
1930	12	(8 <sup>h</sup> 08 <sup>m</sup> )	新營附近	120.4	23.3		6.5
1934	8	11	蘭陽溪河口	121.8	24.8		6.5

1935	4	21	關刀山附近	120.8	24.3	5	7.1
1935	4	21	中港溪附近	120.9	24.7	淺層	6.0
1935	5	5	後龍溪中流	120.8	24.5	淺層	6.0
1935	7	17	後龍溪河口附近	120.7	24.4	30	6.2
1935	9	4	綠島附近	121.5	22.5	淺層	7.2
1937	12	8	新港附近	121.4	23.1	10	7.0
1938	12	7	新港東方外海	121.6	22.9		7.1
1941	12	17	中埔附近	120.5	23.4	10	7.1
1943	10	23 (0 <sup>h</sup> 01 <sup>m</sup> )	花蓮附近	121.5	23.8	5	6.2
1943	10	23 (0 <sup>h</sup> 15 <sup>m</sup> )	花蓮附近	121.5	23.8		5.6
1943	11	24	花蓮附近	121.7	24.0	0	5.7
1943	12	2	綠島南方	121.5	22.5	40	6.0
1944	2	6	花蓮附近	121.4	23.8	5	6.4
1946	12	5	新化附近	120.2	23.1	0	6.3
1951	10	22	花蓮附近	121.7	23.8	0	7.3
1951	10	22	花蓮附近	121.8	24.1	20	7.1
1951	11	25	臺東附近	120.9	23.0	5	7.3
1951	11	26	臺東西北方	121.1	22.9	0	6.2
1951	11	29	臺東西北方	121.0	22.9	0	5.7
1955	4	4	鶯鑾島南方	120.9	21.8	5	6.7
1959	8	15	恆春東南方外海	121.2	21.5	20	6.8
1963	2	13	蘇澳外海	122.1	24.4	10	7.3
1964	1	18	白河附近	120.6	23.2	20	6.3
1967	10	25	蘇澳東南外海	122.1	24.4	65	6.1
1972	1	25	綠島東方	122.3	22.5	70	7.2
1972	4	24	瑞穗附近	121.5	23.5	3	6.9

附錄二 各測站年平均有感地震觀測次數  
Appendix 2 Mean annual felt-earthquakes observed at various stations

Station	震 度 Intensity scale						合 計 Total	統 計 年 間 Year
	I	II	III	IV	V	VI		
臺 北	18.1	3.8	1.8	0.4	0.0	0.0	19.1	1920-1973
臺 南	8.1	2.5	0.8	0.1	0.02	0.0	11.6	1920-1973
臺 中	10.2	2.4	0.9	0.1	0.02	0.0	13.5	1920-1973
恆 春	5.4	1.9	0.8	0.2	0.04	0.02	8.4	1920-1973
臺 東	11.6	3.4	2.4	0.7	0.04	0.0	18.2	1920-1973
花 蓮	78.2	20.8	6.2	1.5	0.2	0.0	106.9	1920-1973
澎 湖	1.1	0.4	0.3	0.0	0.0	0.0	1.7	1920-1973
高 雄	2.9	0.7	0.6	0.1	0.0	0.0	4.3	1931-1973
阿 里 山	15.0	5.5	2.0	0.3	0.0	0.03	22.9	1934-1973
宜 蘭	14.4	5.3	2.4	0.9	0.03	0.0	23.1	1936-1973
新 竹	5.6	3.0	1.5	0.2	0.0	0.0	10.3	1936-1973
新 大 港	24.9	7.6	3.0	0.7	0.0	0.0	36.1	1941-1973
武 山	5.5	2.2	1.4	0.3	0.03	0.0	9.4	1942-1973
玉 山	12.9	3.4	1.4	0.06	0.1	0.0	17.9	1958-1973
鞍 部	4.0	1.2	0.4	0.0	0.0	0.0	5.7	1965-1973
蘭 嶼	6.7	2.7	1.1	0.6	0.0	0.0	11.1	1965-1971
嘉 義	10.8	2.6	1.8	0.2	0.0	0.0	15.4	1969-1973



# 民國六十三年颱風調查報告

## 第一號颱風琴恩

### Report on Typhoon "Jean"

#### ABSTRACT

Jean was first appeared as a tropical depression in the southern sea of Rukyu. at 2 p. m., 17, July. This depression was moving northwest with a constant rate of 14 kilometers per hour. Her intensity reached tropical storm at 6:30 a. m., 18, July. It was the first typhoon which hit the Taiwan area in 1974.

Tropical storm Jean was very weak. When her intensity reached the mature stage, her maximum wind speed was only 25m/s and the lowest central pressure was 996 millibars. Although Jean landed at the north-eastern part of Taiwan, no damage was reported during its passage.

The maximum wind speed recorded by the Central Weather Bureau stations was 48.3m/s (ten minutes average), and the gust was reached 51.2m/s at Penchiayu. Maximum rainfall recorded at some stations about 100mm during her passage, 166.6mm at Hsing-chu, 143.5mm at Yang-mingshan, and 122.7mm at Anpu.

#### 一、前言

琴恩 (Jean) 爲本 (六十三) 年內第一號侵臺颱風。此颱風威力很弱，加上登陸臺灣時受地形影響，其中心強度更形減弱，雖然其中心登陸臺灣東北部，但對本省沒有構成災害。堆因中心登陸本島，因此特別列爲侵臺颱風之一。

琴恩颱風係 7 月 17 日，在琉球南方海面由熱帶性低氣壓發展而成，根據 18 日 6 時 30 分之飛機偵察報告，此低壓已發展成爲輕度颱風。18 日 20 時，達最盛時期，但當時之中心最大風速僅 25m/s，最低氣壓爲 996 毫巴。琴恩颱風之路徑呈拋物線型，構成此種路徑之主要原因，爲太平洋高壓之氣流所導引。

18 日 20 時，琴恩已到達北緯 22.1 度，東經 123.5 度，即在花蓮東南方約 230 公里之海面上，以每小時 18 公里之速度向西北進行，逐漸接近本省東部海面，對本省陸上及海面將構成威脅，因此本局發佈第 1 號海陸上颱風警報，呼籲本省東部及東北部地區注意。此颱風於 19 日 14 時 28 分登陸本省東北部，威力減弱有變成熱帶性低氣壓之可能，因此本局於 19 日 22 時發佈解除警報，警報維持時間約 23 時 20 分。

本局對琴恩颱風之中心曾作 6 次預測，結果平均向量誤差爲 81.5 里，最大誤差爲 146.7 里，最小誤差爲 35.6 里。

#### 二、琴恩颱風之發生及經過

琴恩颱風 7 月 17 日在琉球南方海面之熱帶低壓發展而成，生成之初，因位於太平洋高壓之西南側，受此高壓環流之影響，乃向西北進行，此低壓發展不快，根據 18 日 6 時 30 分之飛機偵察，此低壓發展成爲輕度颱風，當時中心附近之最大風速 18m/s，最低氣壓爲 998 毫巴，繼續向西北進行。19 日 20 時，琴恩已抵達太平洋高壓之西面，路徑轉向北進行。此後，琴恩便沿着此高壓環流之外圍向西北東至東北進行。

18 日 20 時，琴恩颱風達到最盛期，而其中心最大風速僅不過爲 25m/s，最低氣壓爲 996 毫巴，此種強度僅維持 12 小時而已。19 日 14 時 28 分登陸於宜蘭北方。登陸後，受地形影響，威力減弱，20 日下午 14 時左右消失於浙江東北方海面上，其生命史約有 3 天，而達輕度颱風之強度不過 31 時 30 分而已。

琴恩颱風全部生命之最佳路徑見圖 1 所示。

\* 時間爲中原標準時

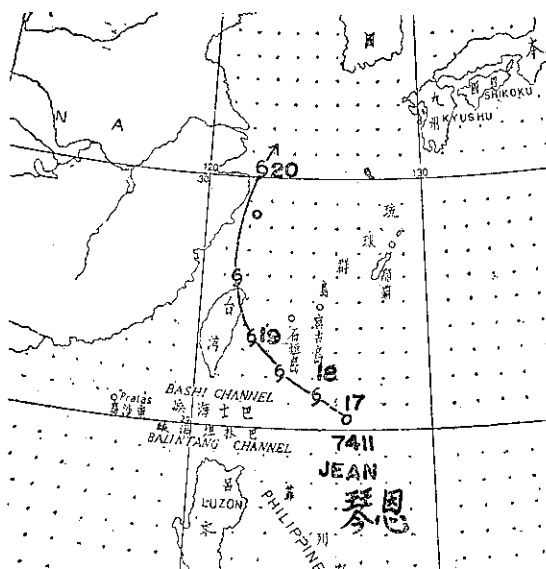


圖 1: 琴恩颱風之最佳路徑 (63年7月17日~20日)  
Fig 1: The best track of typhoon Jean  
(17-20 July, 1974)

### 三、琴恩颱風路徑之討論

琴恩颱風之路徑為一呈拋物線型之路徑，構成此種形勢者仍受太平洋高壓之影響所致茲將其路徑之討論分為下列兩點。

#### (一)天氣圖形勢

由於琴恩之強度不强，發展不高，僅用地面圖及850毫巴天氣圖，已足夠說明其與路徑之關係。就此兩圖而言，在琴恩生成之初，因位在太平洋高壓之西南側，受其影響，向西北進行。此後，太平洋高壓並沒有向東退縮，而沿此高壓之外圍向西北，北北西，乃至向東北進行以迄消失。此種路徑完全受太平洋高壓之影響而呈拋物線型。

圖2為19日20時之地面天氣圖，圖3為18日20時之850毫巴天氣圖。

#### (二)氣壓及風之變化

由氣壓及風向之變化可以看出短期內風暴之移動情況，因為風暴係向氣壓降低之一方向移動，圖4為彭佳嶼及宜蘭二測站之風向風速及氣壓變化圖。琴恩颱風威力不大，其所造成風之記錄也不大，但可由氣壓之演變亦可看出它的動向。琴恩受太平洋高壓之導引而進行，但究竟朝那一方向最為可能，則必需參考風暴前方風向及氣壓之變化。圖中實線代表彭佳嶼之

氣壓變化，虛線代表宜蘭之氣壓變化。首先看宜蘭之報告，雖然風力不大，但風向却時時在改變，由西南轉西、西北、北、北北東，同時氣壓也逐漸下降，此表示颱風已向宜蘭逼近，13時30分氣壓達最低值，同時風向也轉向西，由此可知，琴恩已達其北方。其次再看彭佳嶼之風及氣壓之變化，由圖中實線可知19日10時後，氣壓逐漸下降，雖風向不變但風速却加強，到15時30分，氣壓達最低值，風向亦轉為南南東風。由此可知，琴恩係在宜蘭與彭佳嶼之間登陸，而由彭佳嶼西方出海向北進行。

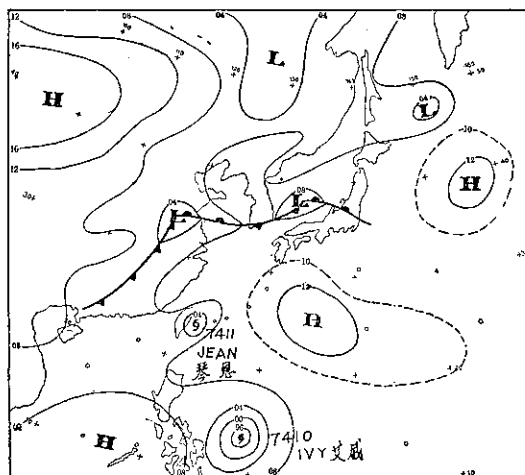


圖 2. 民國 63 年 7 月 19 日 20 時之地面天氣圖  
Fig 2. Sea level synoptic chart, 1200GMT,  
19, July, 1974

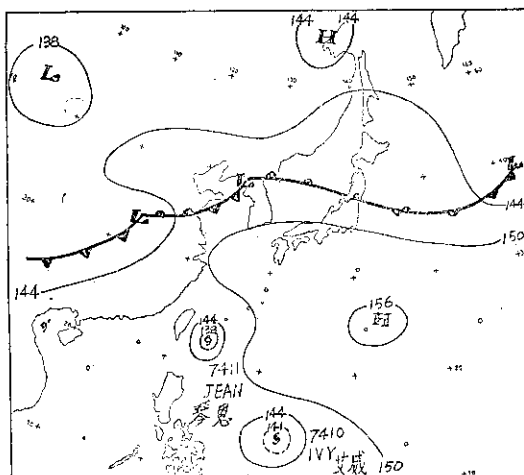


圖 3. 民國 63 年 7 月 18 日 20 時之 850 毫巴天氣圖  
(單位: 10 重力公尺) 圖中錄係自地面圖轉錄  
Fig 3. 850 chart, 1200GMT, 18, July, 1974,  
(Unit: 10 G. P. M)

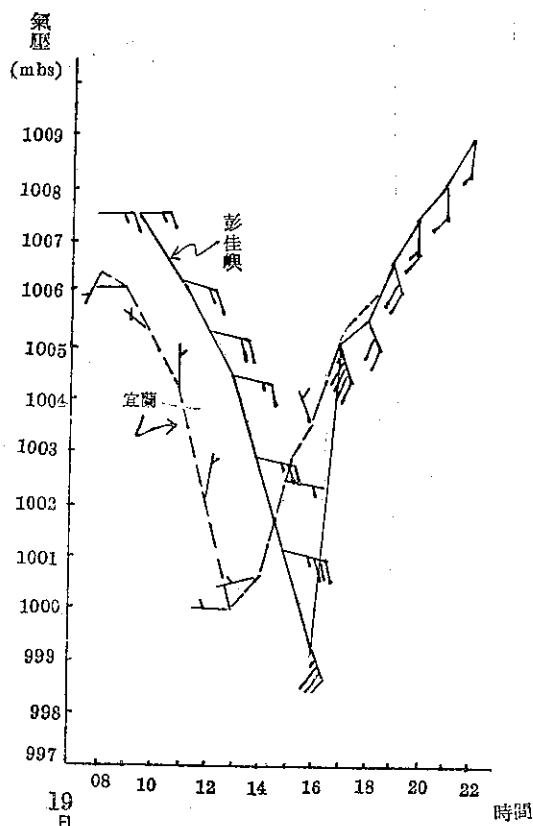


圖 4. 彭佳嶼與宜蘭於琴恩颱風侵臺期間之風與氣壓變化曲線圖

Fig 4. The variation of the pressure and wind at Pengchiayn and Yi-lan during typhoon Jean's Passage.

#### 四、琴恩颱風侵臺期間各地氣象演變

輕度颱風琴恩，雖然登陸臺灣，但因其威力不强，本省之風力不大，雨量也不多，茲將各項要素分述如下：

##### (一) 氣壓

琴恩颱風於 18 日生成後，氣壓逐漸下降，但趨勢不大，19 日 2 時達最低值，為 995 毫巴，此值僅維持幾小時而已，此後即逐漸回升。其中心演變情況參見 5 圖。

在琴恩侵襲期間，本省最低壓出現在基隆為 998.5 毫巴，其次為彭佳嶼 999.1 毫巴，宜蘭為 999.8 毫巴。其他各地之最低氣壓見綱要表，如表 1。由此表可知東北部降低比西部及南部為多，因颱風係通過本省東北部。

本省最低氣壓出現最早為中部山區，而平地最早則為花蓮，是 19 日 9 時，其次是宜蘭為 19 日 13 時 30 分。一般而論，琴恩颱風過境期間，最低氣壓出現時間，自本省東部向西部，東北部及東南部遲延。各地最低氣壓及其出現時間，見圖 6。

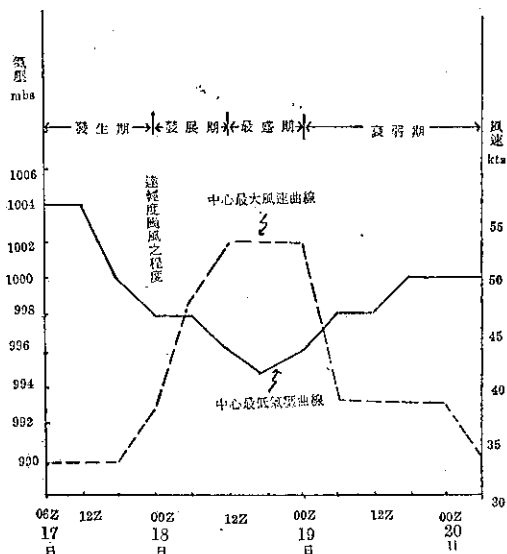


圖 5. 琴恩颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖 (實線為氣壓，虛線為風速。)

Fig 5. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of Typhoon Jean (Solid line-pressure, broken line-wind velocity)

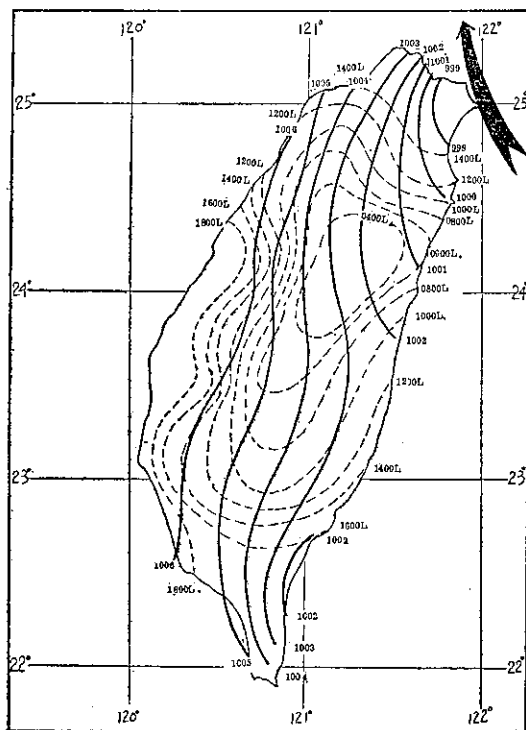


圖 6. 琴恩颱風經過臺灣北部海面時，各地出現之最低氣壓及其同時線之分析。

Fig 6. The distribution of the lowest Pressure and its isotimic analysis of Taiwan during Jean's Passage.



## (二)風

琴恩爲一輕度颱風，中心最大風速僅達 20m/s 而已，中心附近最大風速與最低氣壓之變化配合甚佳，參見圖 5。在颱風過境期間，本局所屬各測站測得之最大風速以彭佳嶼之 48.3m/s 爲最大，陣風亦以彭佳嶼最強，是 51.2m/s，其次爲蘭嶼，22.2m/s 最大陣風爲 26.0m/s，其他各地風速却不大，達 10m/s 以上者僅有基隆 15.0m/s，淡水 12.3m/s 而已。

## (三)降水

琴恩颱風過境期間，各地總雨量繪製成等雨量圖如圖 7。此次颱風所携來之降水量不多，最多爲苗栗縣之後龍，得 236.4 公厘，其次爲新竹 166.6 公厘，其他超過 100 公厘之地方有新竹縣之玉山 164.3 公厘，竹子湖 143.5 公厘，鞍部 122.7 公厘，新竹縣之五峯 113.4 公厘，桃園縣之楊梅 105.0 公厘，龍潭 103.5 公厘，其餘地區皆不足 100 公厘。

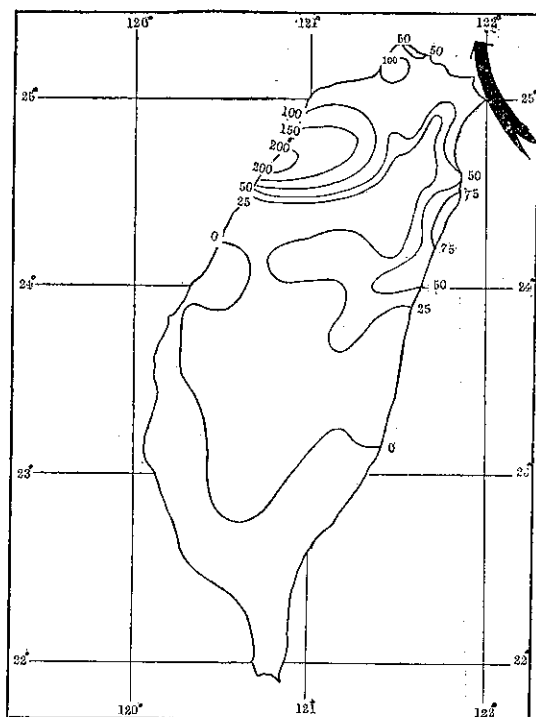


圖 7. 琴恩颱風經過期間臺灣之雨量分布圖

Fig 7. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon's Jean Passage (19, July, 1974)

表 1. 琴恩颱風侵襲期間本局所屬各測站颱風記錄綱要表  
Table 1. The meteorological summaries of C. W. B. stations during Typhoon Jean's Passage.

測站地名	最低氣壓 (mb)		瞬間最大風(m/s)				最大風			強風(10m/s)			最大降水量(mm)						降水總量																																		
	數值	日	時	分	風速	風向	日	時	分	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	日	時	分	日	時	分	至日	時	分	1小時 內	日	時	分	至日	時	分	10分鐘 內	日	時	分	至日	時	分	數量	日	時	分	至日	時	分									
彭佳嶼	999.1	19	15	30	51.2	S	19	16	27	999.5	23.5	100	48.3	S	19	16	30	19	08	00	19	23	00	34.2	19	16	00	19	17	00	10.0	19	16	45	19	16	55	98.2	19	10	00	19	23	00									
基隆	998.5	19	14	17	18.2	SSW	19	15	18	999.9	23.2	93	15.0	SSW	19	15	30	19	13	50	19	16	10	14.2	19	13	00	19	14	00	7.0	19	13	10	19	13	20	73.6	19	05	35	19	21	05									
鞍部	1003.0	19	15	00									6.7	NW	19	15	00							25.0	19	17	00	19	18	00	15.0	19	17	10	19	17	20	122.7	19	05	50	19	18	00									
淡水	1003.3	19	15	00	15.0	SW	19	17	47	1004.5	23.6	95	12.3	SW	19	17	40	19	13	40	19	19	00	20.8	19	10	14	19	11	14	12.0	19	9	15	19	9	25	83.2	19	6	30	19	21	10									
竹子湖	1002.2	19	15	00									5.7	NW	19	14	40							33.3	19	16	10	19	17	10	11.5	19	16	50	19	17	00	143.5	19	05	48	19	21	06									
臺北	1003.3	19	14	50	21.9	WSW	19	14	51	1003.3	23.2	95	9.5	WSW	19	15	00							33.1	19	09	00	19	10	00	9.3	19	09	50	19	10	00	85.8	19	06	05	19	17	22									
新竹	1005.4	19	12	40	7.9	SSW	19	14	10	1005.8	21.9	98	5.3	SSW	19	14	20							49.5	19	11	00	19	12	00	12.9	19	11	40	19	11	50	166.6	19	8	05	19	18	30									
臺中	1006.1	19	18	00	5.9	SE	19	14	25	1006.9	25.8	86	3.3	SE	19	14	30							15.4	19	11	27	19	12	27	9.3	19	11	56	19	12	06	15.7	19	09	48	19	14	30									
日月潭	89.66	19	04	30	9.5	SE	19	14	25	89.70	18.7	96	6.0	SE	19	14	30							11.5	19	12	40	19	13	40	6.1	19	13	10	19	13	20	16.7	19	07	02	19	16	10									
澎湖																																																					
嘉義	1006.0	19	18	00	12.0	SW	19	12	20	1007.1	24.6	96	6.8	ESE	19	14	40							27.6	19	11	50	19	12	50	15.0	19	12	00	29	12	10	30.3	19	11	50	19	14	10									
阿里山	3118.1	19	06	00	6.8	E	19	00	30	3131.9	11.7	100	5.8	E	19	00	10							11.8	18	14	00	18	15	00	9.6	18	14	22	18	14	32	19.5	18	13	50	19	16	30									
玉山	3092.5	19	07	30									8.3	NW	19	08	00							10.8	19	06	00	19	07	00	4.1	19	06	10	19	06	20	29.0	18	13	25	19	15	30									
永康	1006.3	19	14	00	6.3	WSW	19	14	05	1006.3	31.0	74	5.0	WSW	19	14	10																																				
臺南	1006.3	19	18	00	5.8	WSW	19	13	10	1007.0	31.7	71	3.0	WSW	19	13	10																																				
高雄																																																					
東吉島																																																					
恆春	1005.1	19	17	00	10.8	W	19	4	22	1006.4	27.2	87	6.7	WNW	19	17	00							0.4	18	14	37	18	15	00	0.3	18	14	40	18	14	50	0.4	18	14	37	18	15	23									
蘭嶼	1003.9	19	16	00	26.0	SW	19	05	32	1049.0	25.0	94	22.2	SW	19	07	10	19	07	40				2.7	19	01	00	19	01	20	2.0	19	01	00	19	01	10	3.5	19	00	50	19	01	20									
大武壠	1002.0	19	16	30	8.2	SW	19	12	05	1003.5	32.0	54	6.0	SSW	19	12	40																																				
臺東	1002.3	19	16	00	4.0	SE	19	10	45	1003.4	29.4	77	3.7	NE	19	11	00																																				
新港	1002.6	19	16	00	12.2	NE	18	12	27	1006.9	33.1	70	8.3	NE	18	12	20																																				
花蓮	1001.9	19	09	00	12.0	NW	19	07	35	1002.7	24.2	91	5.8	N	19	07	20							7.8	19	09	39	19	10	39	1.7	19	09	50	19	10	00	38.3	19	04	50	19	18	26									
宜蘭	999.8	19	13	30	11.0	W	19	12	53	1000.2	25.4	88	6.0	W	19	13	30							33.5	19	9	00	19	10	00	10.5	19	9	10	19	9	10	85.2	19	5	15	19	20	38									

## 第 二 號 颱 風 范 迪

### *Report on Typhoon "Wendy"*

#### ABSTRACT

In the morning of 24, September, a tropical depression was developed into a tropical storm named Wendy in the eastern sea of Luzon. This storm reached her mature stage at 2 p. m. on 27 September.

The intensity of Wendy was not very strong. The maximum wind speed was 30 m/s, and the lowest central pressure was 980 millibars when reached the mature stage.

At 2 p. m. 26, September, Wendy was located at  $19.8^{\circ}$  N,  $120.7^{\circ}$  E, moving toward north, the sea of southern Taiwan and Bashi Channel would be affected by this storm. So the Central Weather Bureau issued the typhoon warning at 3:30 p. m. that day.

This storm moved from south to north along the eastern coast of Taiwan. She brought torrential rains over the eastern Taiwan coast. Total precipitation in some parts during her passage was over 300mm, 502.0mm was recorded at Nan-au, 479.8mm at Nan-yu, 417.8mm at Tawu, and 332.7mm at Henchung. Some areas were over 200mm, 251.0mm at Anpu, 247.6mm at Yangmingshan, 245.3mm at Yilan, and 205.8mm at Taitung.

According to the report of the Taiwan Police Department: a total of 47 persons killed, 7 missing and 40 injured; 201 houses totally destroyed, and 141 partially damaged. The railroads and highways were suffered by serious floods in the eastern part of Taiwan.

#### 一、前 言

范迪颱風 (Wendy) 爲本 (六十三) 年內西北太平洋第二號侵臺颱風。此颱風威力雖然不強，中心最大風速僅 30m/s，但因其中心離本省不遠，且緊靠本省東部海岸進行，其環流帶來的水汽受地形的抬升，造成本省東部及東北部的豪雨。

范迪颱風是 9 月 24 日位在呂宋島東方海面的低壓發展而成，根據飛機偵察報告，此低壓於 25 日 2 時已發展成爲輕度颱風。27 日 14 時此颱風達最盛時期，但其中心最大風速僅爲 30m/s，最低氣壓爲 980mb。范迪的路徑初期向西北進行，26 日後轉向北北東進行，28 日 14 時轉向北至北北西進行，最後向西至西南西進行，直至消失爲止。

26 日 14 時，范迪的中心位置在  $19.8^{\circ}$  N,  $120.7^{\circ}$  E，即在恆春南方約 240 公里的海面上向北進行，逐漸

接近本省南部海面，有威脅巴士海峽，臺灣南部海面及臺灣海峽南部的趨勢，因此本局於 15 時 30 分發佈海上颱風警報，呼籲該等地區的船隻應注意。29 日 8 時范迪在淡水西北方約 50 公里的海面上，其威力繼續減弱，終成熱帶低壓，對本省的威脅解除，本局於 9 時 30 分發佈解除警報，警報維持時間約 67 小時。

本局對范迪颱風的中心曾作 12 次的預測，結果平均誤差爲 116.6 浬，最大誤差爲 178.0 浬，最小誤差爲 67.4 浬。

#### 二、范迪颱風的發生及經過

9 月 24 日在呂宋島東方海面有一熱帶低壓向西北進行，25 日 2 時此低壓發展成爲輕度颱風，即爲范迪 (Wendy) 颱風，當時中心最大風速僅 18m/s，最低氣壓爲 1000mb。生成後受太平洋高壓的影響

，向西北西進行，26日有一鋒面自西方侵入，使范迪轉向北至北北東進行。

27日14時，颱風中心強度達30m/s，最低氣壓為980mb，是為最盛期，至28日18時23分登陸臺灣東北角，後受地形影響，威力減弱，出海後於29日20時成為熱帶低壓，結束了為期5天的生命，維持輕度颱風以上強度只3天半而已。

范迪颱風全部的路徑見圖1所示。

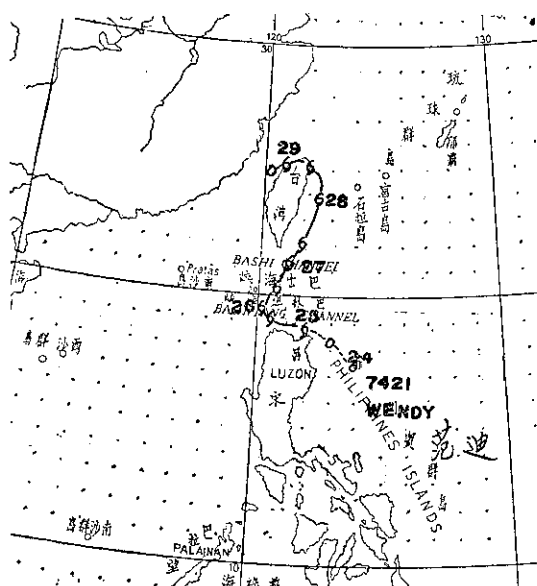


圖 1. 范迪颱風之最佳路徑 (63年9月24日 - 29日)

Fig. 1. The best track of typhoon Wendy (24-29, September 1974)

### 三、范迪颱風路徑的討論

范迪的路徑是屬西進兼轉向颱風，其路徑可分為下列四個階段，說明如下：

- (1) 9月24日至26日14時為西北至西北西方向進行。
- (2) 26日14時至28日14時為北至北北東方向進行。
- (3) 28日14時至29日2時為北北西方向進行。
- (4) 29日2時以後為西南西方向。

當范迪颱風生成之初，因位於太平洋高氣壓的西南邊緣，其路徑受此高壓環流的導引，向西北至西北西進行，26日14時，在范迪的西方有一鋒面侵入，導引她由西北西轉向北至北北東進行，當此颱風轉向後，鋒面的力量已成強弩之末，無法再導引范迪，此時在天氣圖上已找不出有利於導引此颱風路徑的環流

，范迪只好受臺灣島弧地形影響，沿著東部海岸進行，至28日14時再度受太平洋高壓的導引，向北北西進行。28日18時23分登陸三貂角，由於當時太平洋高壓勢力不強，使范迪再度受臺灣地形的影響而向西南西進行。

圖2、3為9月28日20時的地面天氣圖及700mb之天氣圖。

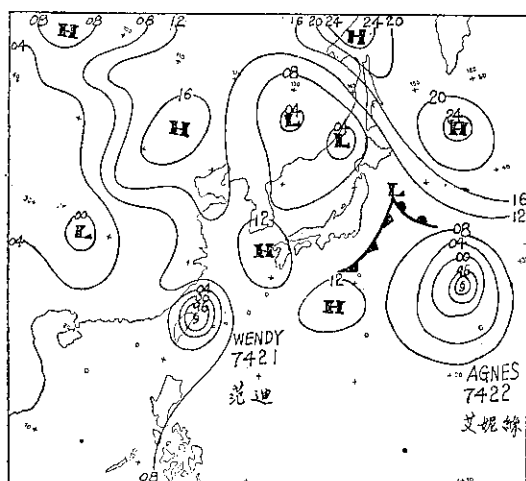


圖 2. 民國 63 年 9 月 28 日 20 時地面天氣圖

Fig. 2. Sea level synoptic chart, 1200GCT, 28 September, 1974

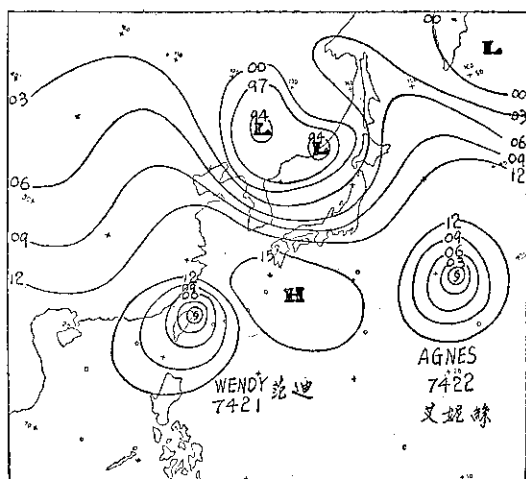


圖 3. 民國 63 年 9 月 28 日 20 時之 700 毫巴圖

Fig. 3. 700mb chart 1200GCT, 28, September, 1974.

其次以雷達所觀測出的路徑可以看出更詳細的颱風路徑。圖4為高雄、花蓮及石恆島三雷達站所測出之颱風位置。由圖中可以看出26日19時(11Z)

至 27 日 7 時 (2623Z) 爲向北進行，27 日 8 時至 9 時曾一度停留，然後急轉向東北東進行，此可能受地形影響所致，此後向北北東至北進行。25 日起向北北西進行，18 時 23 分登陸三貂角後向西進行。

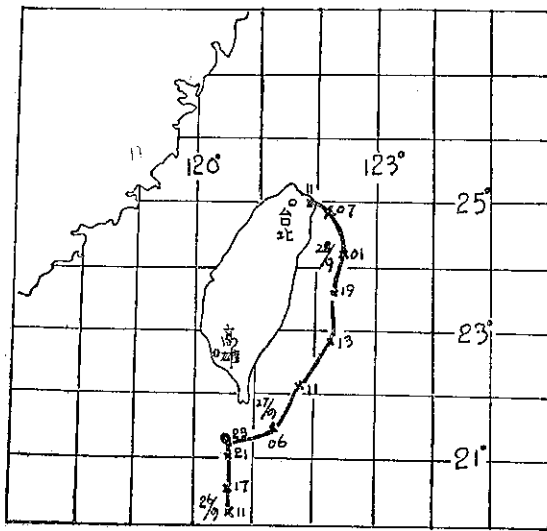


圖 4. 雷達所測得范迪路徑圖 (顯示，25 日 11Z-27 日 06Z：高雄雷達站所測。27 日 11Z-28 日 10Z：花蓮雷達站所測。28 日 11Z：石垣島雷達站所測。)

Fig. 4. The Center of typhoon Wendy was viewed by radar scope

#### 四、范迪颱風侵臺期間各地氣象情況

范迪颱風雖爲輕度颱風，風速不大，但其中心距本省甚近，沿着本省東部海岸進行，在海面上經過長途跋涉，帶來豐沛水汽，受地形抬升，致使本省東部及東北部地區發生豪雨。茲將各項氣象要素的情況分述如下。

##### (一) 氣壓

范迪颱風於 25 日生成後，中心氣壓下降並不峻急，至 27 日 14 時達到最低值，爲 980 毫巴，此種強度僅維持數小時而已，以後即慢慢回升，其中心氣壓演變之情況可參考圖 5。

在范迪颱風侵襲期間，本省最低氣壓出現在蘭嶼，爲 978.3 毫巴，其次爲宜蘭 993.9 毫巴，而基隆爲 995.6 毫巴，恆春爲 996.3 毫巴，其他最低氣壓見綱要表 (如表 1)。由此可見東部降低比西部多，而東北部又比東南部爲低。

本省最低氣壓出現最早是恆春爲 27 日 15 時 30 分，其次爲蘭嶼是 27 日 15 時 40 分，一般而論，

范迪颱風過境期間，本省最低氣壓出現時間自東南部向東北部遲延，各地最低氣壓出現時間及最低氣壓見圖 6。

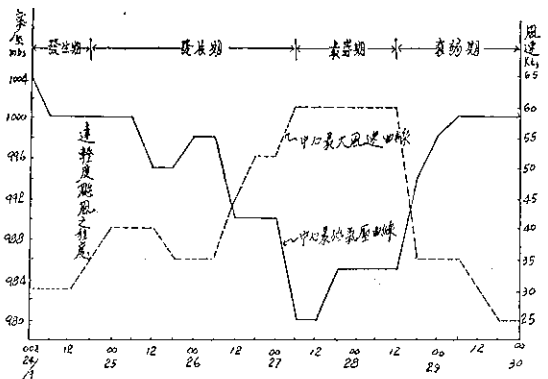
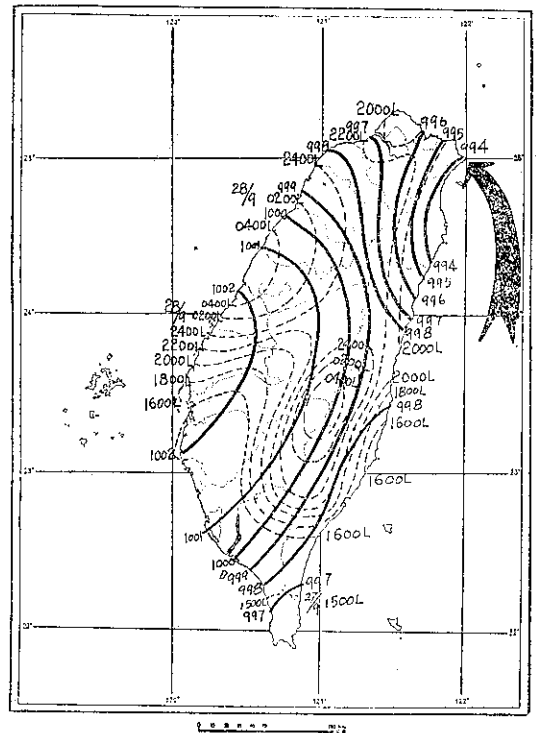


圖 5. 范迪颱風之中心氣壓及中心最大風速演變圖 (實線爲氣壓，虛線爲風速)

Fig. 5. The variation of the pressure and maximum wind velocity of typhoon Wendy (solid line-pressure, broken line-velocity)



## 仁風

范迪颱風為輕度颱風，中心最大風速僅達 30m/s 而已，中心附近最大風速與最低氣壓的變化配合甚佳，參見圖 5。由圖中知 26 日起，風速逐漸增加，而氣壓却逐漸下降，至 27 日 14 時，風速最大為 30m/s，中心氣壓亦為最低，得 980 毫巴。颱風過境期間，本省各地之風速不大，最大為蘭嶼，48m/s 瞬間最大亦為蘭嶼得 49.2m/s，其次為彭佳嶼，38.5m/s，瞬大最大為 45.6m/s。其他各地之風的情況見表 1。

## 降水

范迪颱風於 25 日生成於呂宋島東北方海面上，向西北西轉向北北東進行，經過長途跋涉，攜帶豐沛之水份，其環流受臺灣中央山脈之抬升作用而導致本省東部之豪雨，茲將颱風過境期間所帶來之雨量繪製成雨量圖，如圖 7。由圖中知，雨量最多之中心集中在本省之東北部及東南部，而全省雨量最多為宜蘭縣之南澳為 552.0 公厘，其次為蘭嶼是 479.8 公厘，而大武有 417.8 公厘，其他降水量超過 200 公厘的有恆春 332.7 公厘，鞍部 251.0 公厘，竹子湖 247.6 公厘，宜蘭 245.3 公厘，臺東 205.8 公厘，其餘的參見表 1。

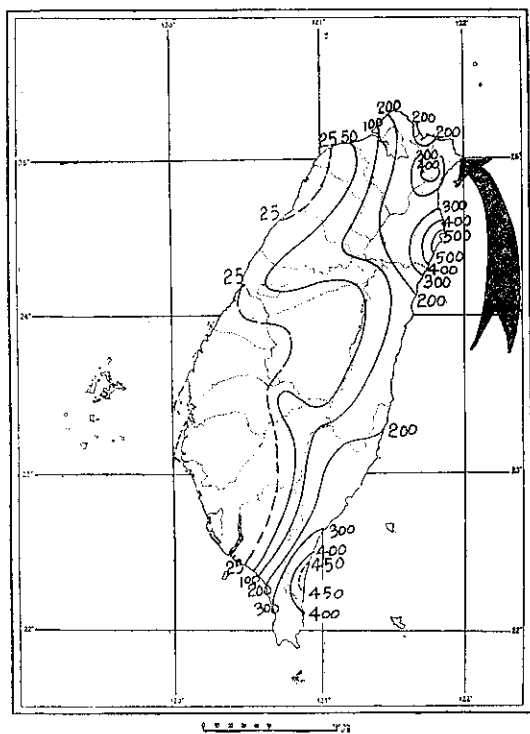


圖 7. 范迪颱風經過期間，臺灣之雨量分佈圖  
(民國 63 年 9 月 27-29 日)

Fig. 7. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Wendys' passage.  
(27-29, September 1974)

## 五、災 情

范迪颱風雖僅為輕度颱風，但因沿着本省東部海面進行，造成本省東北部之嚴重災害，茲將各地之災情報告如下：

### (一)人員傷亡：

1. 死亡：47 人（基隆市 36 人，臺北縣 5 人，宜蘭縣 5 人，花蓮縣 1 人）。
2. 失蹤：7 人（臺北縣 5 人，宜蘭縣 2 人）。
3. 重傷：14 人（基隆市 11 人，臺北縣 2 人，臺東縣 1 人）。
4. 輕傷：26 人（基隆市 20 人，臺北縣 5 人，宜蘭縣 1 人）。

### (二)房屋倒塌：

1. 全倒：201 間 158 戶（基隆市 21 間 27 戶，臺北縣 90 間 39 戶，宜蘭縣 20 間 21 戶，另埋沒嚴重者 16 戶，半埋沒者 15 戶，花蓮縣 2 間 2 戶，臺東縣 2 間 2 戶（另警察宿舍 2 間，柔道館 1 間）。
2. 半倒：141 間 93 戶（基隆市 7 間 7 戶，臺北縣 116 間 74 戶，宜蘭縣 15 間 9 戶，花蓮縣 3 間 3 戶）。

### (三)交通：

#### 1. 公路：

- (1)南迴公路屏東雙流至楓港有路基陷落。
- (2)南橫貫公路鹿霧段及池上段發生坍方。
- (3)東部幹線大溪至大武間坍方 300 公尺。
- (4)頭城海管溪堤防崩斷，沿海公路沖斷 15 公尺以上。
- (5)蘇花公路發生坍方，交通中斷。
- (6)花蓮三條公路損壞。
- (7)豐光公路開發橋至忠孝橋之間坍方。

#### 2. 鐵路：

- (1)宜蘭線災害地點，大小計 79 處，以雙溪至礁溪站間最為嚴重。
  - ①貢寮福隆間路基及護坡堤沖毀，道碴全部流失，軌道沖翻於路堤外，長達 400 公尺。
  - ②福隆石城間，山坡坍方長 100 公尺，高 15 公尺。
  - ③福隆站內二號道岔附近，原設拱橋一座，被水沖毀，缺口長 50 公尺，深 9 公尺。
  - ④草嶺隘口，右側山坡坍方，及隧道內積水高 1.5 公尺，前 500 公尺。
  - ⑤大里石城間，水路橋附近，山坡土石坍方約

2119立方公尺。

⑥頭城礁溪間，大新興橋，河床被水沖刷，第七號橋墩下沉傾斜。

(2)平溪線災害地點 25 處。

(3)損失路線部份，搶修費 5,479,300 元，復舊費 17,746,300 元，電訊部份，搶修費 144,278 元，房屋部份搶修費 2,704,992 元，總計損失新臺幣 26,074,870

元。

(四)其他：

1. 基市因豪雨而發生山崩壓塌房屋，造成有 14 戶，居民 70 人被山泥掩埋之慘劇。

2. 因受颱風影響，地中海航空公司和國泰航空公司的波音 707 型飛機，降落跑道發生意外。

(紀水上執筆)

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊登，當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

表 1. 范迪颱風侵襲期間，本局所屬各測站颱風紀錄綱要表  
Table 1. The meteorological Summsaries of C. W. B. stations during Typhoon wendys' passage.

測站地名	最低氣壓 (mb)		瞬間最大風 (m/s)						最 大 風			強風 (10m/s)			最 大 降 水 量 (mm)						降 水 總 量		
	數值	日 時 分	風速	風向	日 時 分	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	日 時 分	日 時 分	至日 時 分	1小時 內	日 時 分	至日 時 分	10分鐘 內	日 時 分	至日 時 分	數量	日 時 分	至日 時 分	
彭佳嶼	998.1	28 19 30	45.6	ESE	28 17 05	999.3	22.3	100	38.5	ESE	28 21 00	26 23 00	29 14 00	25.0	28 17 00	28 18 00	4.8	28 17 10	28 17 20	123.7	27 12 05	29 06 00	
基 隆	995.6	28 21 15	37.9	NE	28 19 28	996.2	23.4	100	20.0	NE	28 19 20	28 11 20	28 21 30	25.5	28 19 00	28 20 00	6.5	28 19 40	28 19 50	223.1	26 22 47	29 08 42	
鞍 部	906.2	28 19 15							22.7	SE	27 15 20	26 20 00	28 24 00	29.5	28 18 00	28 19 00	8.8	28 18 20	28 18 30	251.0	27 16 55	29 08 40	
淡 水	996.8	28 22 00	18.6	SE	28 10 15	1004.9	25.3	80	16.7	SE	28 10 10	26 21 50	28 19 26	10.1	28 18 26	28 19 26	3.6	28 7 00	28 7 10	56.9	27 19 50	29 7 00	
竹子湖	996.8	28 20 00							9.5	SW	28 19 00			29.6	28 18 00	28 19 00	5.6	28 18 40	28 18 50	247.6	27 16 50	29 8 50	
臺 北	996.7	28 22 00	25.8	NNE	28 19 00	999.0	24.7	86	11.7	ESE	27 00 40	26 21 40	27 09 40	20.5	28 19 20	28 20 20	8.0	28 19 50	28 20 00	125.8	27 08 28	29 08 40	
新 竹	998.7	29 01 00	14.8	ENE	28 03 20	1002.0	25.3	82	10.0	ENE	28 03 20	28 03 10	28 03 20	2.2	28 17 10	28 18 10	0.7	28 17 50	28 18 00	11.1	27 07 35	29 11 40	
臺 中	1001.3	29 04 00	7.1	N	28 14 32	1002.4	29.2	73	5.2	N	28 14 30			4.9	29 00 00	29 01 00	1.8	29 00 10	29 00 20	15.7	27 15 22	29 05 40	
日月潭	89.26	28 4 00	12.3	NW	27 14 40	89.46	18.2	89	6.0	SSE	28 1 20			12.1	28 14 00	28 15 00	10.2	28 14 10	28 14 20	26.6	27 10 05	29 5 00	
澎 湖	1002.7	28 06 00	15.6	NNW	27 20 30	1004.7	26.1	89	11.5	NNW	27 20 20	27 16 10	27 21 40	0.7	29 05 18	29 06 18	0.5	29 05 18	29 05 28	1.1	27 06 33	29 05 40	
嘉 義	1001.7	28 15 00	8.6	NNW	28 16 12	1002.0	27.7	79	7.7	NNW	28 16 30			0.9	27 14 10	27 15 10	0.4	29 1 50	29 2 00	3.4	27 9 30	29 5 00	
阿里山	3069.1	28 15 00	10.2	ENE	27 21 00	3086.0	11.3	98	9.0	ENE	27 21 00			6.0	27 12 50	27 13 50	1.7	27 12 50	27 13 00	55.5	27 07 13	29 21 05	
玉 山	3059.2	29 04 10							24.2	SE	27 12 40	26 23 40	29 02 30	4.4	27 12 10	27 13 10	1.4	27 12 40	27 12 50	48.9	26 23 00	29 09 40	
永 康	1001.3	28 15 00	9.0	ESE	28 17 25	1001.9	27.4	88	7.5	ESE	28 17 30			7.4	29 06 45	29 07 45	3.3	29 07 00	29 07 10	19.1	27 04 35	29 08 40	
臺 南	1001.1	28 15 00	9.0	N	27 19 18	1002.9	25.8	81	4.7	N	28 22 40			1.3	28 18 00	28 19 00	0.5	28 18 00	28 18 10	6.5	27 7 10	28 19 20	
高 雄	1001.1	27 15 30	12.2	N	27 14 58	1001.3	26.7	88	9.3	N	27 15 00	27 14 58	27 15 40	5.0	27 6 00	27 7 00	1.0	27 6 00	27 6 10	20.5	27 00 00	27 21 40	
東吉島	1002.3	28 15 00	25.3	NE	27 19 10	1003.8	25.9	92	13.5	N	26 17 00	26 17 00	29 11 00	2.2	29 06 35	29 07 25	1.8	29 06 40	29 06 50	2.2	29 06 35	29 07 25	
恆 春	996.3	27 14 30	21.0	NNE	27 11 00	1001.1	23.6	97	12.0	NNE	27 11 00	27 05 00	27 15 00	33.2	27 12 00	27 13 00	7.5	27 12 10	27 12 20	332.7	26 12 15	29 08 22	
蘭 嶼	978.3	27 15 40	49.2	E	27 15 40	979.2	23.5	100	40.0	E	27 15 30	26 23 30		56.1	26 13 00	26 14 00	10.6	26 13 50	26 14 00	479.8	26 12 48	27 22 50	
大 武	997.7	27 15 46	19.8	NNE	27 14 44	999.0	23.8	90	12.7	NNE	27 12 50	27 09 30	27 15 30	40.1	27 06 27	27 07 06	10.3	27 02 40	27 02 50	417.5	25 17 25	27 21 11	
臺 東	997.1	28 18 00	18.0	N	27 17 50	1000.3	23.0	89	12.0	N	27 19 00	27 18 30	27 19 20	19.3	27 07 00	27 08 00	6.8	27 07 00	27 08 00	205.8	25 03 20	28 00 30	
新 港	997.7	28 15 00	25.4	NNE	27 22 20	1000.0	24.2	86	16.3	NNE	27 19 50	27 13 30	27 23 40	14.8	26 23 00	26 24 00	4.2	26 23 30	26 23 40	178.9	26 16 10	28 03 30	
花 蓮	998.0	28 18 15	27.0	NE	28 04 45	1000.0	23.8	90	14.7	NE	28 05 00	28 03 10	28 06 30	10.7	27 09 20	27 10 20	3.6	27 05 04	27 05 14	130.1	27 03 40	29 04 30	
宜 蘭	993.9	28 19 00	19.0	ESE	28 23 55	999.4	24.3	98	14.7	ESE	29 00 10	28 24 00	28 24 00	33.8	28 23 00	28 24 00	16.0	28 00 10	28 00 20	245.3	27 11 16	29 8 50	



### 第 三 號 颶 風 貝 絲

#### *Report on Typhoon "Bess"*

#### ABSTRACT

There was a tropical depression locating at  $11.8^{\circ}\text{N}$ ,  $136.0^{\circ}\text{E}$  on weather chart at 8:00 a.m., October 8th. It developed into tropical storm at 17:20 that day. The storm was named "Bess" which was the third typhoon hitting Taiwan. this year.

After the storm formed, the intensity went on increasingly and reached the typhoon stage at 17:00, October 10th, the maximum wind speed was 33 m/s and the lowest central pressure was 980 millibars. The typhoon Bess reached her mature stage at 8:00 a.m., October 11th with 980 millibars central pressure and 38m/s wind near the center.

At 20:00, October 10th, the typhoon Bess was situated at the southeast Coast off Henchung about 660 kilometers, moving toward westnorthwest. The sea of southern Taiwan and Bashi Channel would be affected by Bess. So the Central Weather Bureau issued the first Near Sea Typhoon Warning at 22:30, October 10th.

Bess brought heavy rainfall when she skimmed over Luzon. Meanwhile, the strong convergence was formed by the circulation of Bess and the strong northeast monsoon at the eastern part of the Central Mountains.

Bess hit Taiwan and severely damaged East Taiwan. According the report of the Taiwan Police Department: a total of 14 persons killed, 3 missing, and 3 injured; 264 houses totally destroyed, and 112 partially damaged. The railroads and highways were suffered by serious floods in the eastern part of Taiwan.

#### 一、前 言

10月8日8時，在北緯 $11.8^{\circ}$ 度，東經 $136.0^{\circ}$ 度，即在雅浦島西北方海面約400公里，有一熱帶性低氣壓醞釀着，此低壓於8日17時20分左右，發展成爲輕度颱風，命名爲貝絲（Bess）颱風。貝絲颱風是本（六十三）年內第三號侵臺颱風，此颱風生成後，因受太平洋高壓之影響，而向西北西進行，10日17時左右，發展成爲中度颱風，當時之中心附近最大風速爲33m/s。貝絲10日20時之中心位置在北緯 $17.3^{\circ}$ 度，東經 $124.7^{\circ}$ 度，即在恒春東南方約660公里之海面上，向西北西進行，本局根據各項資料研判結果，當天晚上21時30分，發佈第1次海上颱風警

報。12日20時，貝絲已移至東沙島南方約160公里之海面上，繼續向西北西進行，逐漸遠離本省海面，因此本局於當天21時發佈解除警報，警報維持時間約有47時30分。

此次貝絲颱風穿過呂宋島北部進入南海北部，雖距離本省甚遠，但當時適值東北風盛行，因此在大陸高壓及颱風環流雙重影響之下，各海面風大浪高，且因地形之抬升作用，在本省東部及東北部造成豪雨。

本局對貝絲颱風中心的未來位置曾作5次預報，平均向量誤差爲105.8哩，最大誤差爲180.6哩，最小誤差爲47.5哩。

#### 二、貝絲颱風之發生及經過

10日8時，約在北緯11.8度，東經136.0度有一熱帶性低氣壓有發展趨勢，當時中心附近最大風速為15m/s，最低氣壓為1004毫巴，根據17時20分之飛機偵察報告，此低壓已發展為輕度颱風，命名為貝絲颱風，為本年內第23號颱風，當時之中心位置在北緯12.1度，東經134.3度，中心附近最大風速為18m/s，最低氣壓為1002毫巴，因受太平洋高壓之影響，向西北西進行。10日17時左右，其強度發展至中度風，中心最大風速達33m/s，最低氣壓為980毫巴，此後風速逐漸增強，至11日8時達38m/s，但中心最低氣壓仍維持980毫巴，此時為最盛期，此後中心風速逐漸減弱。至13日8時，威力減弱為輕度颱風，14日登陸海南島，威力再度減弱成為熱帶低壓，其生命維持約6天之久。

貝絲颱風全部生命之最佳路經見圖1所示。

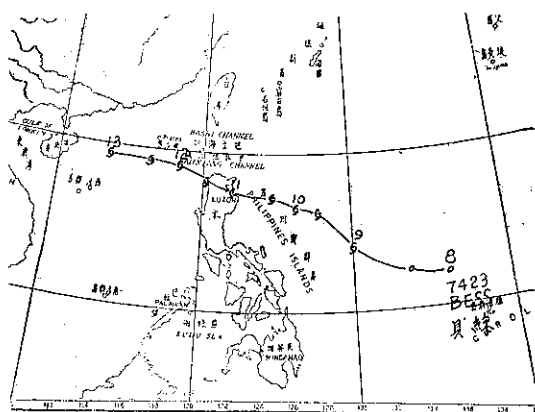


圖1. 貝絲颱風之最佳路徑 (63年10月8日-14日)  
Fig. 1. The best track of typhoon Bess (8-14 October, 1974)

### 三、貝絲颱風路徑與天氣圖形勢

貝絲颱風，其路徑非常單純，全期向西北西進行，是一西進颱風，如圖1所示。構成此種路徑之主要原因係由於太平洋高壓之導引所致。

當貝絲颱風生成後，因位在太平洋高壓之南側，受到此高壓脊線西伸之影響，而呈極穩定之西進路經11日，貝絲已移入此高壓之西南邊緣，當時於高空圖上亦有槽線存在，惟因當時受大陸高壓之影響及高空槽線距颱風中心甚遠，沒有足夠的力量導引他轉向。12日，貝絲穿過呂宋島而進入南海北部，當時在貝絲之東方有一鋒面存在，但此鋒面對貝絲却發生

不了作用，因此貝絲只有一直向西北西進行，直至消失為止。圖2為12日20時之地面天氣圖，圖3為11日20時500毫巴之天氣圖。

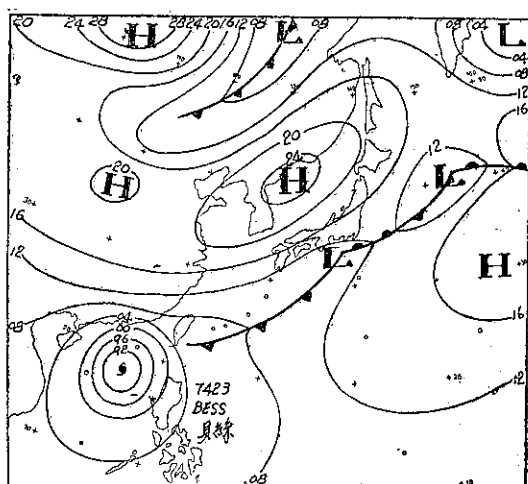


圖2. 民國63年10月12日20時之地面天氣圖  
Fig. 2. Sea Level synoptic chart, 1200 GCT, 12. October, 1974

### 四、貝絲颱風侵臺期間各地氣象演變

中度颱風貝絲，雖然中心並未直接登陸本島，且距離本省甚遠，但因地形之影響，使本省東部造成豪雨，茲將各項氣象要素之情況分述如下：

#### (一) 氣壓

貝絲颱風於8日生成後，中心氣壓開始下降，但其下降速度不快，8日20時至9日20時僅下降10毫巴。12日2時達最低值，975毫巴，但此數值僅維持數小時而已，此後即慢慢回升。其中心演變情況可參考中心氣壓變遷圖，如圖4。

在貝絲颱風侵襲期間，本省最低氣壓出現在嘉義，其值為991.9毫巴，其次為蘭嶼是992.6毫巴，恒春995.1毫巴，其他各地之最低氣壓見綱要表，如表1。由此可見南部降低比北部多，而西部比東部多。

本省最低氣壓出現時刻最早為蘭嶼，是11日18時00分，其次是恒春12日1時28分，一般而論，貝絲颱風過境期間，各地最低氣壓出現時間，自南向北延遲，而東部又比西部快。各地最低氣壓出現時間見圖5。

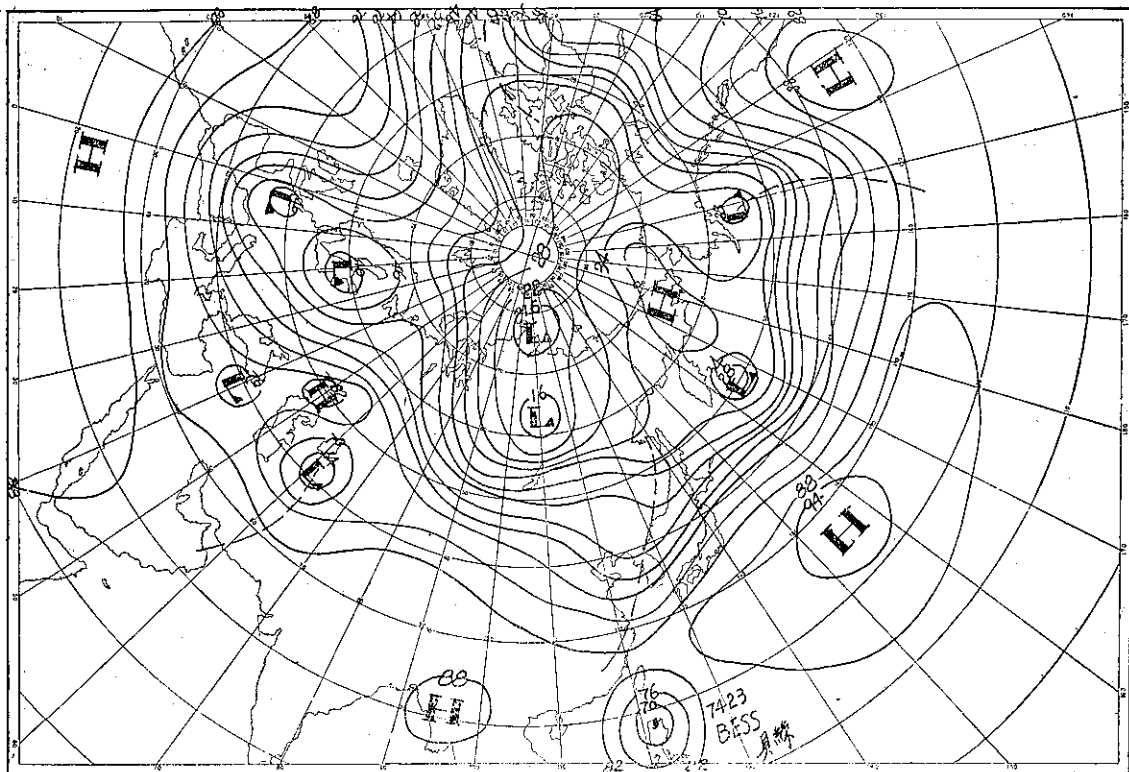
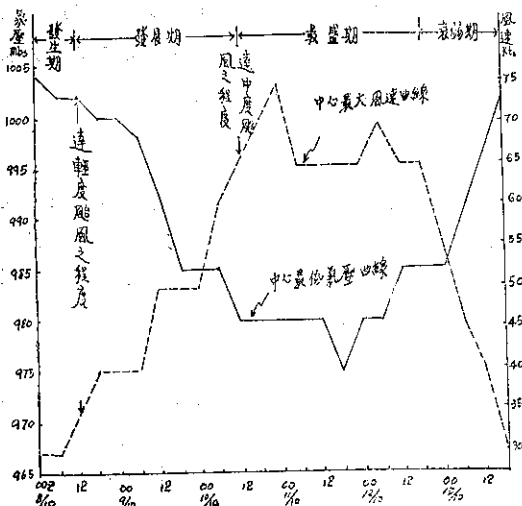


圖 3. 民國 63 年 10 月 11 日 20 時之 500 毫巴圖  
Fig. 3. 500mb Chart, 1200GCT, 11, October. 1974



↑ 圖 4. 貝絲颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖  
(實線為氣壓，虛線為風速)

Fig. 4. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Bess (solid line-pressure, broken line-wind velocity)

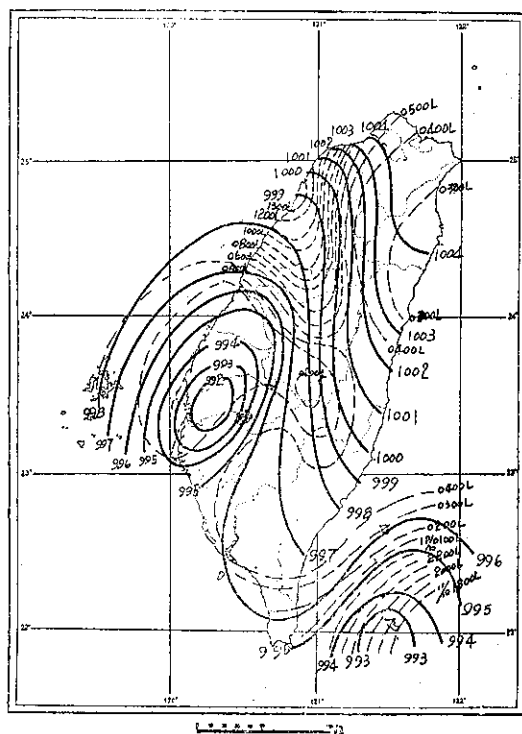


圖 5. 貝絲颱風經過期間本省最低氣壓出現時刻之同時分析 →  
Fig. 5. The isotimic analysis of the lowest pressure distributed in Taiwan during typhoon Bess passage

## (二)風

貝絲為一中度颱風，中心最大風速最大值達 38 m/s，中心最大風速與最低氣壓之配合尚佳，9 日起風速逐漸增加，而氣壓逐漸下降，至 11 日 8 時，風速達最大為每秒 38 公尺，中心氣壓為 980 毫巴。颱風過境期間，本省各地之風速並不大，本局所屬各測站中所得之風速以蘭嶼為最大，得 38.5m/s，瞬間最大亦以蘭嶼為最，42.5m/s，其次為玉山，得 26.5m/s，而東吉島為 25.0m/s，其他各地之最大風速參見表 1。

## (三)降水

貝絲自生成後，遠洋跋涉，攜帶豐沛之水汽，當他移至南方海面後，因其環流加上大陸高壓之東北氣流，致使在蘭陽之三角地區造成強烈之輻合作用，水汽因地形之抬升，豪雨大都發生於東北部山區，根據宜蘭測候所牛崗自動雨量站之記錄，從 11 日 8 時至 12 日 8 時，24 小時的總量高達 1080.0 公厘，僅次

於 56 年之解拉颱風 1600.0 公厘。在貝絲過境期間，本省之降水量最多為宜蘭之三星為 1865.0 公厘，其次為竹子湖 1044.3 公厘。除此之外，雨量達 400 公厘以上之地區有南澳 630.0 公厘，鞍部 606.5 公厘，蘇澳 589.7 公厘，基隆之暖暖 584.6 公厘，新港 463.8 公厘，玉里 454.4 公厘，臺東之太麻里 415.0 公厘，一般而論，主要降雨中心為本省北部及北部山區，其次為東部及東南部，如圖 6。

## 五、災 情

貝絲颱風，雖然沒有直接侵襲臺灣，但因適逢東北季風盛行，蘭陽地區因受東北季風及颱風雙重影響，造成嚴重災害。茲將各地災情報告如下：

### (一)人員傷亡：

1. 死亡：14 人（宜蘭縣 10 人，花蓮縣 2 人，臺東縣 2 人）。
2. 重傷：2 人（宜蘭縣）
3. 輕傷：1 人（宜蘭縣）
4. 失踪：3 人（宜蘭縣 2 人，花蓮縣 1 人）。

### (二)房屋倒塌：

1. 全倒：264 間（宜蘭縣 81 間，花蓮縣 10 間，臺東縣 163 間，臺北縣 10 間）。
2. 半倒：112 間（宜蘭縣 75 間，花蓮縣 3 間，臺東縣 34 間）。

### (三)交通：

#### 1. 公路：

- (1)蘇花公路，花東公路等均分別坍方或淹水，交通中斷。
- (2)橫貫公路 174 公里 280 公尺處天祥附近坍方，交通中斷。
- (3)橫貫公路宜蘭梨山支線，115 公里 800 公尺處，發生坍方，交通阻斷。
- (4)北部橫貫公路富義附近坍方，交通阻斷。
- (5)橫貫公路宜蘭支線宜蘭棲蘭間坍方。
- (6)南迴公路臺東、高雄間 47 公里 100 公尺處坍方 300 立方公尺。另外 431 公里附近路基下降，長 200 公尺，465 公里大竹附近坍方 300 立方公尺，交通阻斷。
- (7)臺東東部幹線 180 公里，200 公里，269 公里 300 公尺，307 公里 950 公尺，317 公里 800 公尺等處坍方，另泥沙阻路長 100 公尺，交通阻斷。
- (8)花蓮縣東富附近坍方 200 立方公尺，交通阻斷。

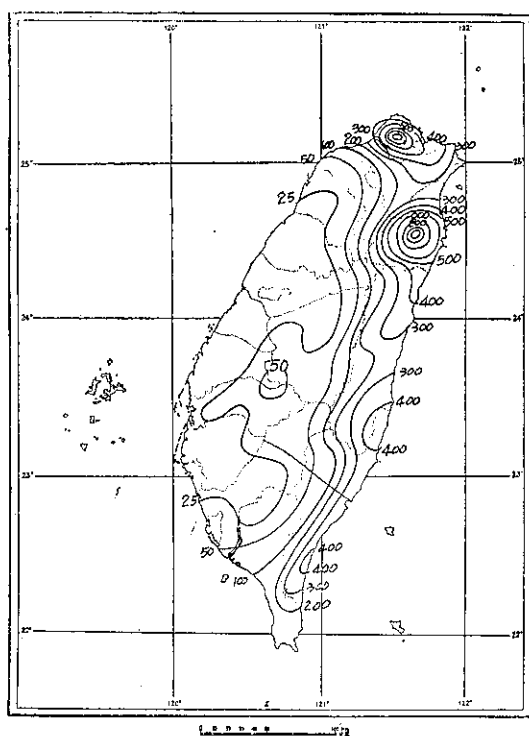


圖 6. 貝絲颱風經過期間之雨量分佈圖  
(63 年 10 月 10-12 日)

Fig. 6. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Bess' passage (10-12, October, 1974)

(9)蘇澳、羅東間冬山附近及部份路基遭水淹沒，交通阻斷。

(10)花蓮卑南線 8 公里 50 公尺大橋附近坍方 100 立方。

2. 鐵路：

(1)平溪線路基坍方約 2000 立方。

(2)宜蘭線大新興橋三號橋墩下沉約 22 公厘。

(3)東線路線災害 18 處。

(4)搶修費 4,212,600 元，復舊費 4,188,000 元，共計損失新臺幣 10,768,900 元。

四其他：

1. 收容災民：6725 人。

2. 蘭陽地區山洪暴發，6 處堤防沖毀，波及數百民家，1400 旅客被困東澳、南澳。

3. 瑞芳鎮鯨魚里八分寮後山崩山，新拓煤礦被掩埋，房舍房庫全倒 10 間。

4. 臺北縣福誼化工廠被水淹沒，因尚在建設中，損失較輕，約一百七十餘萬元。

5. 宜蘭地區農田積水廣達五千公頃。

(紀水上執筆)

表 1. 貝絲颱風侵襲期間本局所屬各測站颱風記錄網要表

Table 1. The meteorological summaries of C. W. B. stations during Typhoon Bess' passage.

測站地名	最低氣壓 (mb)		瞬間最大風 (m/s)						最大風		強風 (10m/s)				最大降水量 (mm)						降次總量			
	數值	日時分	風速	風向	日時分	氣壓	氣溫	濕度	風速	風向	日時分	日時分	至日時分	至日時分	小時值	日時分	至日時分	10分鐘值	日時分	至日時分	數量	日時分	至日時分	至日時分
彭佳嶼																								
基隆	1004.9	120515	22.7	NE	120527	1004.9	21.4	97	12.3	NE	120500	111240	122000		7.3	111230	111330	3.7	122340	122350	69.1	110218	122400	
鞍部	912.8	120500							11.7	NW	100500	100500			27.1	112200	112300	7.9	120220	120230	606.5	090410		
淡水	1004.0	120435	24.7	NE	120538	1004.2	20.8	96	16.7	NE	120530	111530	121610		7.8	122100	120300	1.3	120140	120150	124.2	102300	122400	
竹子湖	1005.1	120500							8.3	NE	122330				50.0	120200	120300	9.7	120240	120250	1044.3	100100	122400	
臺北	1004.4	120335	22.0	ENE	120356	1004.8	22.0	92	9.8	ENE	111615 120600				4.2	120905	121005	1.0	120548	120558	44.0	102230	122300	
新竹	999.2	121400	17.5	NE	121335	1003.4	23.0	91	8.5	NE	120520				2.3	120420	120520	0.5	120440	120450	24.3	110630	121115	
臺中	997.0	120300	14.6	N	120550	998.6	22.9	84	7.7	N	120600				2.7	130200	130300	0.7	130240	130250	10.4	120620	130720	
日月潭	887.8	120400	15.0	E	121240	889.7	27.2	52	6.7	E	121310				7.8	130000	130100	1.2	122310	122320	32.9	111940	130720	
澎湖	998.0	120325	25.5	NNE	120740	1001.6	23.9	81	18.5	NNE	120505	100220	122230		1.7	121925	122025	0.5	121942	121952	2.4	112345	122230	
嘉義	991.9	120335	10.2	N	120303	995.9	22.2	88	8.0	N	120300				8.6	122050	122150	1.6	122140	122150	24.2	112150	122300	
阿里山	3047.4	120500	9.4	E	112040	3080.1	13.4	88	8.2	E	110310				7.6	122040	122140	1.5	122025	122105	8.0	111030	130920	
玉山	3026.9	120200							26.5	E	111520	102100	121700		7.6	122040	122140	1.5	130020	130030	8.9	111710	130800	
永康	996.8	120330	9.0	N	120040	998.6	22.2	85	6.5	N	120050				3.0	121840	121940	1.0	121910	121920	10.0	111515	122125	
臺南	995.7	120332	13.5	NNE	120235	996.4	22.3	88	6.5	NNE	120237				4.0	122325	122425	2.0	122350	122400	20.7	111520	130248	
高雄	995.9	120300	13.2	E	121730	1001.6	26.0	89	7.2	E	121750				18.0	121700	121800	3.8	121700	121710	52.7	111017	122350	
東吉島	996.2	120400	35.2	NNE	120125	996.9	23.9	84	25.0	NNE	120250	110500	121100											
恆春	995.1	120128	25.3	NE	110746	997.2	24.6	89	17.0	NE	111440				23.0	120000	120100	11.8	120132	120142	181.2	100445	130632	
蘭嶼	992.6	111800	42.5	N	110307	998.6	22.7	99	38.5	N	110450	090710	121720		13.0	111540	111640	3.5	111610	111620	121.6	102120	120855	
大武壠	996.2	120420	22.7	NNE	120425	998.7	24.4	100	13.3	NNE	112230	100740	121700		55.4	121640	121740	14.1	121730	121740	286.8	110405	122300	
臺東	997.3	120410	16.2	NNE	110228	1005.1	25.5	82	10.0	NE	120220				99.6	121900	122000	23.0	121910	121920	701.2	110410	130710	
新港	1000.0	120420	21.1	NNE	101715	1008.4	24.3	85	14.0	N	120430	110100	121840		88.1	130100	130200	20.0	130130	130140	463.8	110150	130620	
花蓮	1003.8	120400	18.3	NE	101239	1001.6	25.9	78	13.8	NE	101615	100910	120020		46.0	120710	120810	12.2	120721	120731	197.7	110440	130015	
宜蘭	1004.0	120300	18.7	NE	121235	1004.7	23.1	90	13.7	NE	121230	120100	121200		8.5	111700	111800	5.0	111745	111755	75.5	110310	122200	

# 氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 $25 \times 24$ 之稿紙爲原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁爲原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 爲原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字爲原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以 \* 號（顯著）及 \*\* 號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅爲準。（寬度勿超過 13.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至  $1/8$  之程度，但不能超過縮小  $1/2$  之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至  $1/8$  之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至  $1/2$  時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者爲限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後爲發行年份，加以括號，然後爲雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(三) 文字敘述中提及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列爲序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 $m^2$  (平方公尺)、 $m^3$  (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$  (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介題詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標系及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名爲原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 21, Number 2

June 1975

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles

- The Frequency Distribution and Variability of  
the Regional Rainfall in Taiwan (Continued) ..... *Pao-kung Wan* (1)
- A Revision of Arakawa's (1964) Method to  
Forecast the Movement of Typhoons ..... *Griffith C. Y. Wang* (14)
- A Design of Computer System for  
Weather Prediction ..... *W. S. Kuo C. Y. Hu* (14)
- A Case Study of the Relationship  
Between Pacific High and North  
Pacific Typhoon Frequency ..... *Y. H. Wei C. M. Hsu* (25)
- Satellite Cloud Patterns Characterized  
by Surface Ridges Over Eastern Asia ..... *Pao-chin Hsu* (28)
- On the Degree of Earthquake Risk  
in Taiwan ..... *Ming-Tung Hsu* (33)

### Reports

- Report on Typhoon "Jean" ..... (41)
- Report on Typhoon "Wendy" ..... (46)
- Report on Typhoon "Bess" ..... (52)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Pork Road, Taipei

Taiwan, Republic of China



# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第三期

## 目次

### 論著

- 臺灣極端雨量與氣溫之分析及預測……………魏元恒、蕭長庚、徐君明… (1)
- 颱風經過臺灣及其鄰近地區時之衛星雲……………徐寶箴、劉復誠… (13)
- 颱風路徑客觀預報方法之進一步研究……………陳毓雷、鮑學禮… (26)
- 苗栗豐原地區地震之研究……………熊雲階… (36)
- 作物氣象……………曾文柄… (45)

### 報告

- 民國六十三年北太平洋西部颱風概述……………應用氣象組 (50)

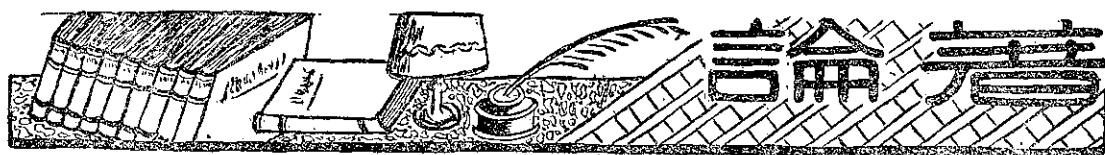
# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第三期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三七一三一八一(十線)
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三一四七二四

中華民國六十四年九月出版



## 臺灣極端雨量與氣溫之分析及預測

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

魏元恒

蕭長庚

徐君明

*Yuan-Heng Wei,*

*Chang-Keng Hsiao,*

*Chun-Ming Hsu*

#### ABSTRACT

The extreme changes of precipitation and air temperature can heavily affect our daily life as well as national economic development. Last year An Analysis and Prediction of Extreme Changes of Precipitation in Taiwan was discussed, now, for further research, from 78 year meteorological records, 1897 through 1974, of main weather stations in Taiwan, the rainfall and temperature data have been selected and computed with spectrum analysis for long period prediction; besides, their two-year and one-century periodic changes analyzed and their extreme values estimated. Then, the relation between Asian weather types and extreme changes of weather in Taiwan has been studied for preliminary discussion. The results of analysis are as follows.

1. One century variation of temperature in Taiwan reveals that annual mean temperature went up gradually during the early half of this century and reached its summit in 1955 then went down gradually afterward.

2. The quasi-biennial variation of rainfall and temperature appear at all weather stations in Taiwan, and 26-month periodic variation of temperature conforms to one another at all stations. With even-mimuso-odd-year-difference method, we can easily make rainfall or temperature prediction directly.

3. The coefficient of correlation between rainfall and temperature in Taiwan is negative, and gets its summit in Summer. At the time around the Summit in annual change of precipitation, air temperature decreases; so in Taiwan the rainy season displaces hot season and vice versa.

4. The tendencies of long period change and values of rainfall and temperature computed from spectrum analysis conform to those of real rainfall and temperature. With the probability paper method of extreme minimum temperature, maximum rainfalls in one day and in an hour, we can estimate the extreme maximum values in 100 years appeared probably at selected stations in Taiwan, and the longer return period in which the extreme values will appear. Some figures obtained from probability paper are given here in this article for your reference.

\* 本文完成曾獲得國家科學委員會之補助

5. The extreme changes of rainfall and temperature are mainly related to the change of general circulation. The extreme values of rainfall and temperature in Taiwan Area appear as the result of the abnormal patterns of Asian circulation, most of them are caused by blocking circulations.

## 一、前言

雨量與氣溫之極端變化，對於農工業及經濟建設，均具有重要價值；而最低氣溫及最多雨量之關係尤為重要。

筆者上年度在「臺灣雨量極端變化之分析及預測」一文中，曾就臺灣雨量之頻率分布、雨量之週期性、持續性作過分析；本文再就氣溫作同樣之分析，以便比較及映證，由於氣溫變化，較雨量更具有連續性，其分析結果更具有代表性。

形成臺灣雨量之極端變化，多由於鋒面之強弱及移動速度之快慢或停留；以及受颱風侵襲次數之多寡所致。臺灣氣溫之極端變化（最低氣溫），主要由於寒潮爆發特強所致。凡此大範圍之氣象系統，其變化具有週期性，並導致一地氣溫與雨量相伴之變化。進一步言之亦即各種長短不同之週期變化，在其位相重疊時，即出現極端變化。

本文選用臺灣六個測站，近 78 年 (1897-1974) 來紀錄，作雨量及氣溫兩年及一世紀週期性變化之分析，並以波譜分析 (Spectrum analysis) 用於作年雨量及氣溫長期預測，以及其極端值之預估，然後就亞洲天氣型與臺灣極端天氣之變化，作進一初步之探討，

## 二、臺灣氣溫與雨量之相關

氣溫與雨量之變化，具有相反之關係，尤以夏季臺灣多對流性陣雨，雨量多氣溫則降低，冬季氣溫與雨量亦具有相反關係，但其相關程度較低，此由於冬季降雨，多因冷平流所致。茲就臺北與花蓮兩地，氣溫與雨量之相關係數列如下表。

表 1 氣溫與雨量相關係數

地 名	臺 北 (1897-1971)	花 蓮 (1911-1971)
一 月	0.002	-0.118
七 月	-0.387	-0.666

由表 1 內相關係數可知，臺北一月份，氣溫與雨量相關近於零，七月份相關係數為 -0.387 左近；花蓮則負相關係數較顯著，一月份為 -0.118，七月份

為 -0.666 左近，由此亦可知，在冬季東北季風系統內，氣溫與雨量之變化，其相關程度甚微，但在夏季西南季風系統內，兩者相關密切，多雨與低溫相伴。華南有一雨成秋之說，在經驗中，視降雨為冷源，此由相關係數可以證之。

臺灣各地氣溫及雨量之關係，以分候（五日）統計之結果如圖 1-A 及 1-B 所示。就臺北一地（圖 1-A）觀之，在雨季之前氣溫升高，頗為顯著：例如

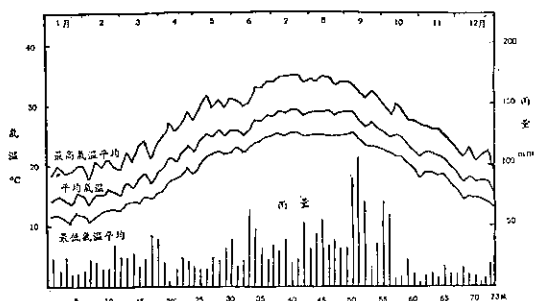


圖 1-A 臺北雨量與溫度關係圖 (1961-1970)

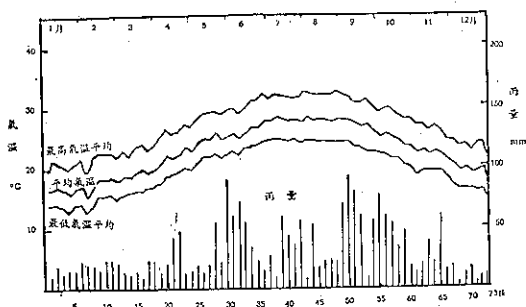


圖 1-B 花蓮雨量與溫度關係圖 (1961-1970)

在梅雨季前，因雨量較少，氣溫升高，待梅雨季來臨，氣溫為之下降；雨季後則氣溫復行升高。此種現象猶如印度在雨季之前，所出現之熱季相似；惟臺北在梅雨前之熱季，其為時並不長，故無此熱季之稱，臺灣南部則較顯著。臺北每年有三個雨量高峯，前梅雨（三月），梅雨（五、六月）及颱風雨（八、九月）；氣溫在此三個雨期之前後，均有升高之現象，其中最高氣溫之變化較為顯著，而最低氣溫之變化，對此一特性之顯示為最差，花蓮（圖 1-B）一地氣溫與雨量相關之變化，大致與臺北相似，惟在雨期前後，氣溫升高之幅度，較臺北為小。

依據劉衍淮先生之統計，以每日最高氣溫在  $30^{\circ}\text{C}$  以上者為「熱帶日」(Tropical day)；最低氣溫在  $10^{\circ}\text{C}$  以下者為「冷日」；臺灣各地過去 64 年來 (1897-1960) 熱帶日最多者出現在 1954 年，冷日亦特少；該年為臺灣歷年來雨量最少之年，且有旱象。臺灣各地熱帶日最少之年，出現在 1948 年，冷日亦特多；該年各地之年雨量，亦多低於標準年雨量，為一少雨年。由上述現象可知臺灣各地高氣溫與低雨量之相關至為明顯；而低氣溫亦多出現在少雨量之年。

### 三、臺灣氣溫與雨量世紀性週期

世界氣候，在本世紀上半葉，一直在逐漸增暖。在 1900 年以前，北極為冰雪所掩，每年僅在夏季時，可通航三個月；但由於近半世紀，氣候逐漸變暖，北極冰雪融化，每年已可通航七個月。但自 1950 年以後，世界氣候卻又變冷，各地一再出現特殊寒冷之冬季，天氣災變亦頻現，原在北極暢通之航路，近年亦開始遭逢浮冰之阻碍。由氣象衛星觀測，北極冰區範圍已擴大，氣象學界，有者認為世界氣候，已在非常緩慢中，進入另一次「小冰河期」(Little Ice Age)。此所謂小冰河期，係出現本世紀之前，自 1550 起至 1850 年結束者；在此期歐洲各地氣候惡劣，五穀收成減少，到處開饑饉，亞洲地區，我國冬季出現嚴寒次數增多，華南一帶，多有降雪及降霜現象。

自 1880 年起世界氣候逐漸變暖，諸如北極通航期增長，海平面增高現象，皆由於氣候增暖，冰雪融化所致。此種氣候變暖，依據氣象統計，直至 1940 年達於頂點，北極地區增溫最多約為  $7^{\circ}\text{C}$ ，溫帶及熱帶所增較少，例如美國增溫約為  $2^{\circ}\text{C}$ 。就臺灣四個測站 1897-1974 年氣象紀錄，以每 5 年之平均值，追綜此將近 80 年來氣溫之變化，繪示如圖 2-A、2-B、2-C、2-D。

由圖 2 內可看出，臺灣各地年平均氣溫，在本世紀上半葉，確有逐漸升高之趨勢，其最高點出現在 1955 年 (係 1951 至 1955 年之平均)。例如臺北、恒春、臺中、臺南等四地，均有相同之增溫現象，其增加之氣溫約為  $1^{\circ}\text{C}$ 。又就高山測站如玉山、阿里山等地氣溫觀之 (圖略)，亦均於 1955 年增溫達於頂點。自此最高點以後至 1974 年止，氣溫均有降低之趨勢，亦即顯示氣候變冷之現象，但不甚明顯，各地並非一致。此或由於臺灣地處副熱帶，緯度頗低，在長期氣候初期變冷之趨勢中，所感受較微之故。

由臺北 1897-1971 共 75 年氣溫長期變化趨勢，

圖 2 臺灣各地 (每 5 年平均) 年平均氣溫之變化 (1897-1974)

(附註：以下各圖零點均係 1897-1900 共四年之平均值)

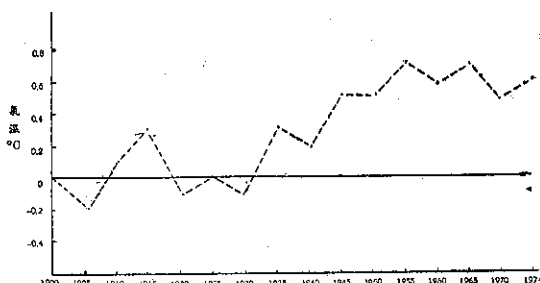


圖 2-A 臺北氣溫

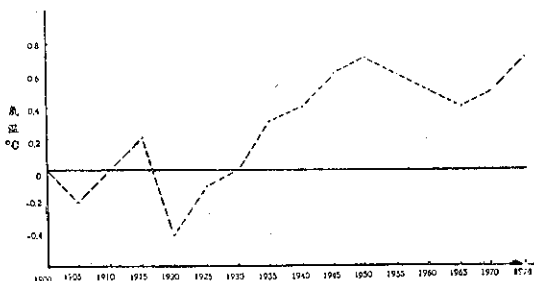


圖 2-B 臺中氣溫

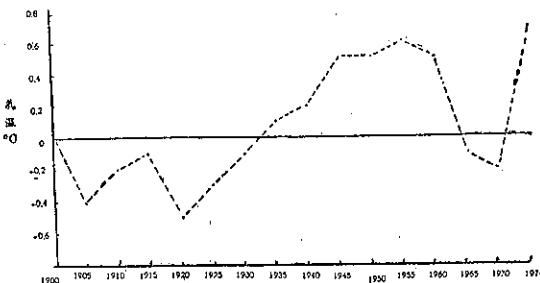


圖 2-C 臺南氣溫

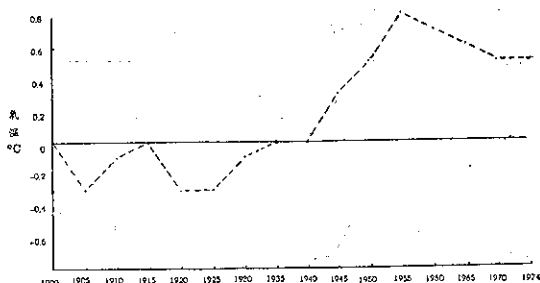


圖 2-D 恒春氣溫

所顯示上升現象，根據最小二乘方之統計<sup>(2)</sup>結果得知，平均每年升高  $0.01^{\circ}\text{C}$ ，每 10 年升高  $0.1^{\circ}\text{C}$ ；又就波譜分析之結果，其第一波，即基本波之波幅為  $0.4^{\circ}\text{C}$ 。臺灣其他測站之波幅，臺中為  $0.42^{\circ}\text{C}$ 、臺東

爲  $0.36^{\circ}\text{C}$ 、臺南爲  $0.5^{\circ}\text{C}$ 、恒春爲  $0.43^{\circ}\text{C}$ ，可知此世紀性長期增暖之變化，在臺灣各地氣溫約增高  $0.8^{\circ}\text{C}$  至  $1^{\circ}\text{C}$  之間。

圖 3 臺灣各地（每 6 年平均）年平均氣溫之變化  
(1897-1974)

(附註：以下各圖零點均係 1897-1900 共四年之平均值)

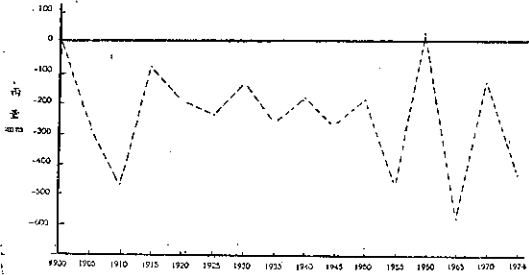


圖 3-A 臺北雨量

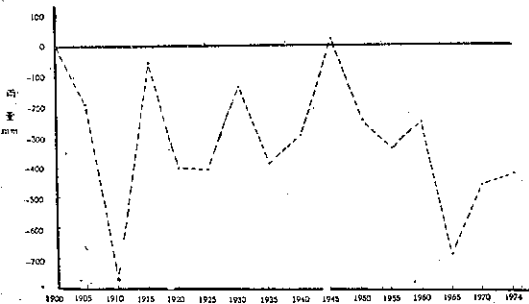


圖 3-B 臺中雨量

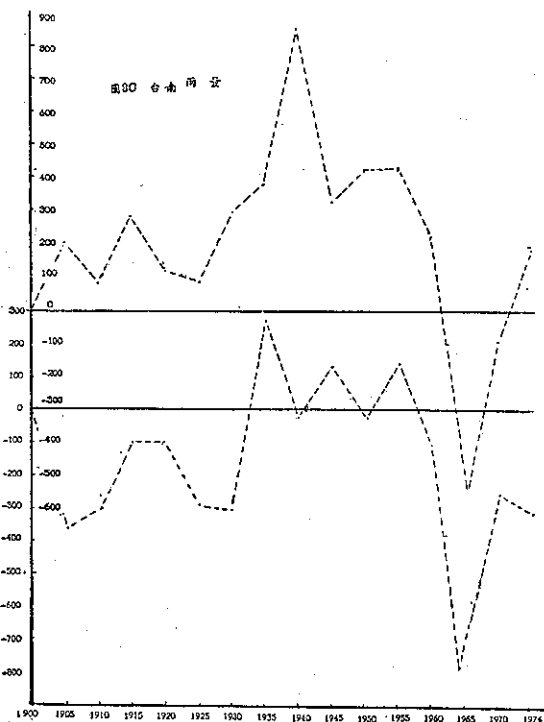


圖 3-C 臺南雨量及 圖 3-D 恒春雨量

臺灣雨量，世紀性長期變化，就圖 3 所示，臺北、臺中、臺南及恒春等四測站，顯有不同變化之趨勢。圖內縱座標之零點，係以 1897 至 1900 年共四年之雨量平均值，作為零點；顯見臺北及臺中，亦即臺灣北部自 1900 年至最近 1974 年，共 70 餘年來之雨量，均在此零點以下顯示在上世紀之末，北部係處於雨量最高點，而臺南及恒春則無此現象。尤其臺南一地之雨量，顯示有隨世紀性氣溫升高，而雨量增多之趨勢；此在筆者等<sup>(2)</sup>所作，臺灣各地年雨量之波譜分析中，亦曾發現僅臺南一地，有此世紀性長週期變化，恒春及另兩測站，在波譜分析中，均不見此長週期。

此世紀性長週期氣候之變化，其形成之原因，說者不一，至今尚無定論。由於太陽本體之變化者，如太陽黑子之多寡；由於地球本體之變化者，如火山爆發、地震使地殼隆起（造山運動）、大氣之污染及動植物繁盛等原因所造成。氣候長期變化，可能非一種原因單獨造成，而係各種原因綜合所造成者。僅就太陽本體之變動言，太陽黑子多寡，乃顯示太陽活動（Solar activity）之主要部分，係一種太陽大氣潮（Solar tide），呈現 11 年及 22 年週期，以及 80 年至 100 年之長週期；此長週期在 1950 年達於最高點，而與本世紀氣候增暖之高峯相配合。

據 Willet 氏<sup>(4)</sup> (1974) 最近之研究，認為太陽活動週期，對氣候長期變化趨勢，相關甚為顯著，其影響氣候變化之幅度，對長期天氣預測，具有實用價值，並舉出四個重要之例為證。Wilcox (1975) 更進一步證明 Willet 氏之說，並申言太陽活動，對於冬季氣候之影響顯著，對海上及陸地具有相反作用之現象。

#### 四、臺灣雨量與溫度之兩年週期變化

依據 Hoshiai<sup>(5)</sup> 氏 (1974) 最近之研究，就 500 mb 月平均高空圖 (1946-1970)，依不同緯度  $30^{\circ}\text{N}$ 、 $40^{\circ}\text{N}$ 、 $50^{\circ}\text{N}$  及  $60^{\circ}\text{N}$  等作緯流波數 1-5 個波之調和分析，其所得結果顯示，在各不同緯度，均具有兩年週期，其波數及波幅均顯著。在  $30^{\circ}\text{N}$  以波數 1 最為顯著，週期為 26 個月；波數 3 亦稍顯著；由於臺灣處於  $30^{\circ}\text{N}$  以下，此波數 1 及 3 關係當較為重要。在  $40^{\circ}\text{N}$  波數 1~5 均甚顯著，其週期由 23 至 29 個月不等，但波數小者如波數 1、2、3 等，其週期多為 23、24、25 個月；波數 4、5 則為 26、27 及 28 個月，均係波數愈多，週期有稍長之勢。在

50°N 波數 1 不顯著，波數 2 週期恰為 24 個月（即整兩年）；波數 3 之週期為 26 個月；波數 4、5 兩年週期之波幅，均不甚顯著。

近年 Angell 及 Korshover (1974) 兩氏<sup>(6)</sup>，發現北半球四個活動中心，均有兩年週期變化(1899-1967 資料)。此四個活動中心，為北太平洋及北大西洋兩個副熱帶高氣壓，阿留申及冰島兩個極地低氣壓(Polar Low)。兩副熱帶高壓及兩極地低壓，其中心氣壓(地面)兩年週期之調和分析，波幅為 0.4mb，週期約為 28 個（並非整兩年）月；其中心位置經度及緯度之變化為 110 公里（緯度 1 度）。

一地區或一地之氣溫及天氣，所出現之兩年週期變化，亦與此諸活動中心相關聯。西歐及英國，奇數年夏季天氣好，偶數年夏季天氣壞，自 1910 年以來即如此。北半球四個活動中心，其強度及經緯度之變化，奇數與偶數年有差別，平均在偶數年較奇數年，經度偏西為 2.7 度。

由上述大氣長波及活動中心兩年週期變化之分析，進一步就臺灣雨量與氣溫作波譜分析。就臺灣各地選取臺北、花蓮、臺中、臺南、臺東、恒春等六個測站，76 年來氣溫及雨量之資料，用自相關及調和分析法，尋求兩者之週期變化，茲將其結果列如表 2。

表 2. 臺灣各地年平均氣溫及年雨量之週期(年)

地 名	臺北	花蓮	臺中	臺南	臺東	恆春
氣 溫	5.7	5.6	5.7	5.7	5.7	5.7
(1897-1971)	2.6	3.6	2.3	2.3	2.2	3.5
	2.2	2.2				2.3
雨 量	3.1	8	8	8	8	8
(1897-1972)	2.4	4	2	2	2	4
	2.0	2				

其詳細內容，由筆者等所作分析，已分別刊於氣象學報 19 卷 1 期及 3 期。

就上表氣溫 2 年週期，臺灣各地在統計中均有出現，其週期為 2.2 年及 2.3 年，即 26 個月至 28 個月之間，與上述世界其他各地所得結果，甚相符合。雨量之 2 年週期，除恒春一地不顯著外，其他各地亦有出現。由此可證全球性 2 年之週期變化，在臺灣各地之出現頗具重要性，可應用於長期天氣預測之作業。上表中除 2 年週期外，氣溫有 5.7 年週期，臺灣各地出現均為一致；此一週期與太陽活動十一年週期之半週期甚相接近。

氣象之兩年週期變化，可用偶數年減奇數年之方法<sup>(7)</sup> (Evell-minus-old-year difference method) 或簡稱「偶奇年差數」(EMD YD) 法，求得某一氣象因素，實際演變情況。

茲將臺北及臺南兩地，應用此法，自 1897 至 1973 年七十五年來，氣溫及雨量之資料，以每一偶數年減前後奇數年，其差數若偶數年大者為正，小者為負，繪成年差數變化線，此差數線屬正差者為正週期（兩年週期）或「正週」，負差者為負週期，或「負週」。依據此一方法，就臺北及臺南兩地，氣溫與雨量年差數變化線如圖 4 A、B 及 C D。

茲就分析結果，分述如下：

1. 氣溫偶數年減奇數年差數變化：就臺北 1897 至 1973 年，氣溫偶年差數線之變化(圖 4A) 觀之，此兩年週期，屬於「正週」者有 40 次，「負週」有 28 次，零點者 8 次，共為 76 年，內正週佔 52%，負週佔 27%，零點佔 11%。再就「正週」連續出現之次數(標明於圖之上緣) 觀之，連續出現最長者為 +9 次，係自 1920 至 1928 年，即在此一長時間內，氣溫在偶數年大於奇數年。「負週」連續出現最長者為 -7 次，係自 1931 至 1937 年，在此時間內，係奇數年氣溫，大於偶數年氣溫。

就臺南 1897 至 1973 年而論(圖 4B) 「正週」出現 41 次佔 54%，負週 29 次佔 38%，零點為 7 次佔 8%。臺南「正週」連續出現最長者為 +7 次，係自 1952 至 1968 年，「負週」最長者亦為 -7，係自 1932 至 1938 年。

綜觀臺北及臺南兩地，氣溫之「正週」及「負週」連續出現之時間，在 1960 年以前較長，以後者則較短；亦即偶數年較奇數年有氣溫增高之現象，前者較後者更為顯著。兩地正負週期出現之時間，以及升降之趨勢，均甚為一致，此顯示年氣溫之長期變化，局部地區性之影響不顯著。

2. 雨量偶數年減奇數年差數變化：就圖 4C 所示臺北雨量偶年差數線之變化觀之，正週為 39 次，負週為 37 次，僅較正週少二次，中「正週」連續最長者為 +7，出現於 1919 至 1925 年；「負週」連續最長者為 -6，出現於 1902 至 1907 年及 1934 至 1939 年；另正負週為 2 或 3 者出現甚頻。

就圖 4D 所示臺南雨量偶年差線，正週為 33 次，負週為 42 次，差數零者有一次；其中正週連續出現最長者為 +7，係 1920 至 1926 年；負週連續出現最長者為 -9，係 1911 至 1919 年；其正負週為

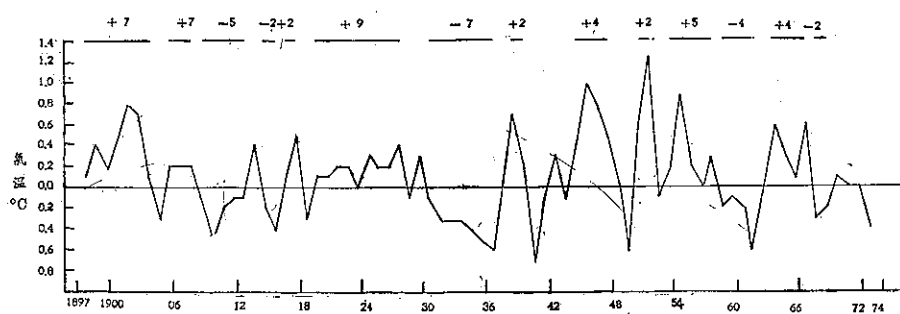


圖 4-A 臺北氣溫偶數減奇數年差數之變化

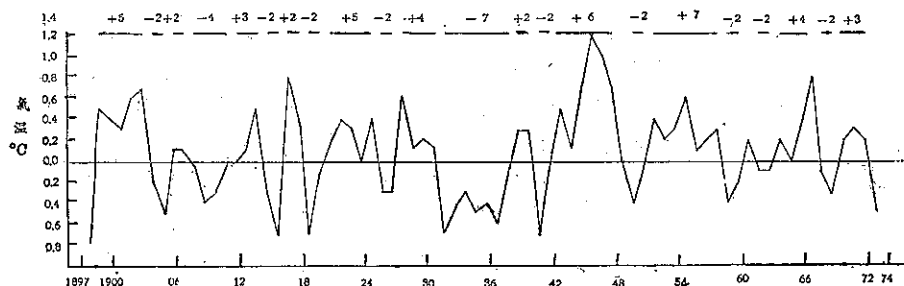


圖 4-B 臺南氣溫偶數減奇數年差數之變化

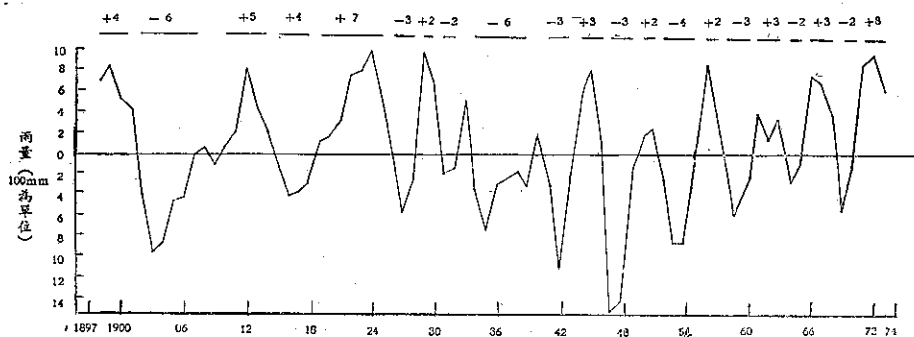


圖 4-C 臺北雨量偶數減奇數年差數之變化

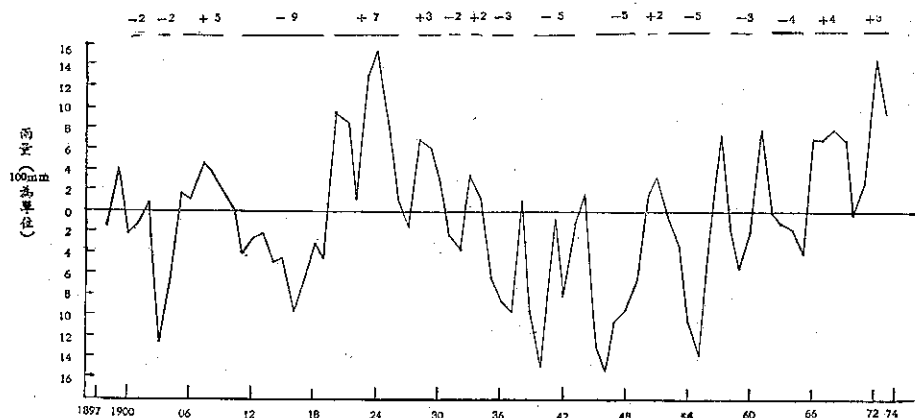


圖 4-D 臺南雨量偶數減奇數年差數之變化

2 或 3 者，亦出現甚頻。

### 五、年雨量及氣溫之預測

臺灣雨量及氣溫之長週期變化，筆者等<sup>(8)</sup>曾利用自相關及調和分析法，得出臺灣各地年雨量及年平均氣溫之週期性。最顯著之週期計有 2 年、11 年週期，其中氣溫之 22 年及 5 至 6 年週期，亦頗為顯著。

今再進一步，就過去由調和分析所得之各波長、振幅、及位相角，選出其中振幅較大者，代入下式：

$$P = \sum_{i=1}^n C_i \cos\left(\frac{2\pi}{p}it - p_i\right)$$

式內  $P$  為週期雨量值（或氣溫值）， $i$  為波序數

， $C_i$  為振幅， $p$  為基本週期， $t$  為時間序數〔即起始年份為 1、第 2 年為 2、第三年為 3，依序類推；例如臺北資料，開始年份為 1897，則 1898 為 2……1970 為 74，……1979 為 82 等〕， $p_i$  為位相角。

由上式求出之週期雨量值或氣溫值，與實際雨量或氣溫值相減，求出差數，再利用最小二乘方，求此差數之迴歸方程；由迴歸方程中，求出未來雨量或氣溫之趨勢值，再與未來之週期相加，則得出預測雨量值或氣溫值。今就臺北一地、年雨量及年平均氣溫，依據上述步驟，算出其預測值，並與實際值真繪於圖 5 及圖 6：

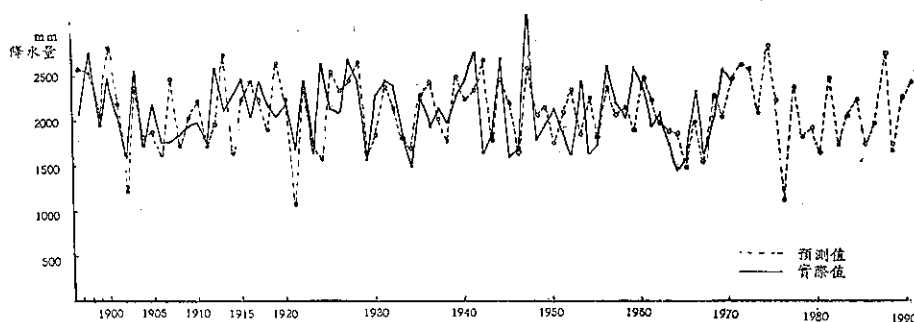


圖 5 臺北年雨量之實際及預測值比較圖

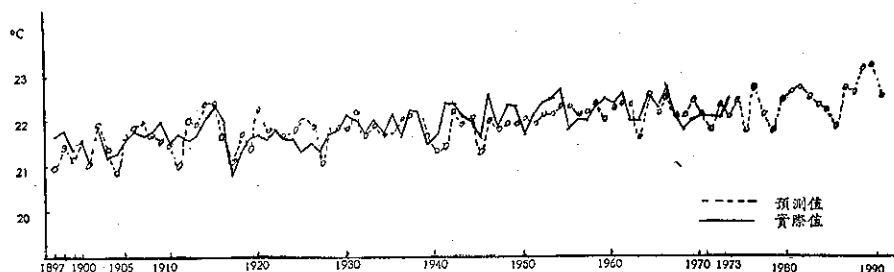


圖 6 臺北年平均氣溫之實際及預測值比較圖

由圖 5 及表 3 臺北年雨量之預測值，與實際值，兩者多年來變化之趨勢觀之，顯見極多數均相符合；70 餘年內，其中變化位相反者僅屬偶然，例如 1971、1951 年，係預測值與實際值，位相反而數值差別較大者。但有若干年雨量特多或特少者，預測值與實際值，均頗為相近，此為足堪注意者。因年雨量變化之因素極為複雜，能獲得其相近值已屬難得，今後將進一步修正方程式及改進波數之取舍，或可獲得較佳之結果。吾人若能確知一地未來年雨量之較正確數值，除其具有經濟價值外，在氣象技術上之應用亦廣。

由圖 6 及表 3 所示，臺北年平均氣溫，預測值與

實際值，其變化趨勢，均甚一致，位相反者幾近於零；惟有一殊堪注意之現象，即氣溫預測值，在 1945 至 1955 年之間，預測值變化幅度，均較實際值變化幅度為小；在此一時間階段中，為世紀性氣溫增高之顛峯，臺北氣溫逐年變化之何以較預測顯著為大，其是否屬於局部性之變化，有待進一步之研究。

### 六、氣溫及雨量極端值之預測

氣溫及雨量，其極端值頻率分佈，具有自然對數函數之特性，可利用統計上之分配公式，以計算若干年內，可能出現之極端值及重現週期 (Return period)，應用之方法有二：



表 3. 臺北年雨量及氣溫之預估 (1960-1976)

年 代	年 雨 量 mm		年 平 均 氣 溫 °C	
	實 際	預 估	實 際	預 估
1960	2344	2488	22.4	22.4
61	1925	2218	22.6	22.4
62	2062	1992	22.0	22.4
63	1708	1890	22.0	21.7
64	1474	1862	22.6	22.7
1965	1569	1449	22.3	22.3
66	2326	1991	22.7	22.7
67	1643	1529	22.1	22.2
68	2020	2267	21.8	22.1
69	2550	2036	22.0	22.6
1970	2436	2493	22.1	22.1
71	1463	2615	22.1	21.9
72	2422	2572	22.1	22.4
73	1795	2077	22.5	22.1
74	2367	2833	22.2	22.6
75		2204		21.9
76		1243		22.8

A. 應用 Gumbel 氏極端值分佈公式

$$Y_i = 1.283(X_i - \bar{X})\sigma + 0.577$$

$$A_i = N[eXp(-e^{-Y_i})]$$

$$F = A_{i+1} - A_i$$

式內  $X_i$  為雨量值,  $i$  為序數,  $\bar{X}$  為雨量平均值,  $\sigma$  為標準差;  $N$  為資料年限數,  $A_i$  為累積頻率數;  $F$  為  $\bar{X}_{i+1}$  至  $X_i$  雨量間之可能出現頻率。

由上式可得出各等級雨量間, 在一定年限所可能出現之頻率。臺灣部分地區極端雨量值; 應用此項統計法, 計算所得之結果, 已刊於筆者等<sup>(9)</sup>另一論文中, 有關臺灣各地極端最低氣溫及極端雨量, 係依據下述圖解法求得。

B. 圖解法亦即依據 Gumbel 氏方法, 繪成極端值或然率圖 (Extreme-value probability paper), 以對數函數為橫座標, 雨量或氣溫數值為縱座標, 將過去極端雨量或最低氣溫出現頻率, 填於圖上, 由圖解可得出其頻率趨勢, 而預估各極端雨量及最低氣溫之重現週期。

依據此圖解法, 就臺北、臺中、臺南、恒春、花蓮、臺東等六個測站, 年極端最低氣溫之重現週期示如圖 7A-F。24 小時及 1 小時極端最大雨量之重現週期, 如圖 8A-F。

就圖 7A-F, 臺灣六個測站極端最低氣溫之重

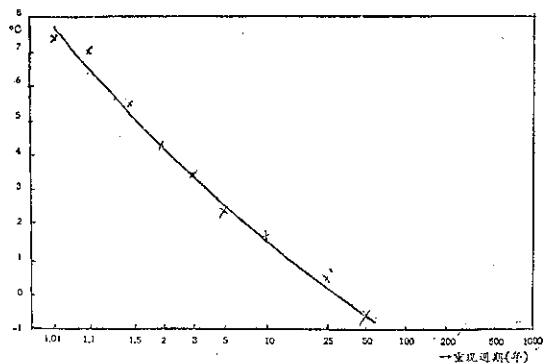


圖 7-A 臺中極端最低氣溫重現週期圖

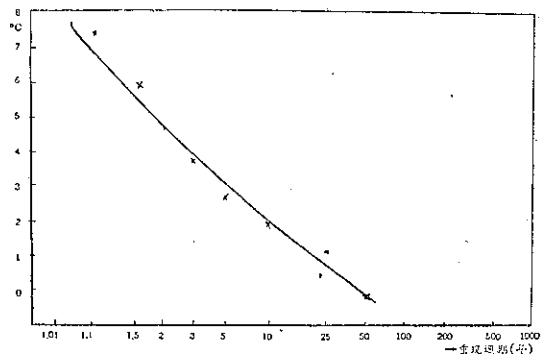


圖 7-B 臺北極端最低氣溫重現週期圖

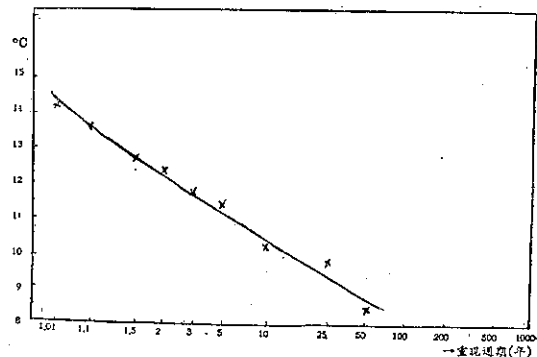


圖 7-C 恒春極端最低氣溫重現週期圖

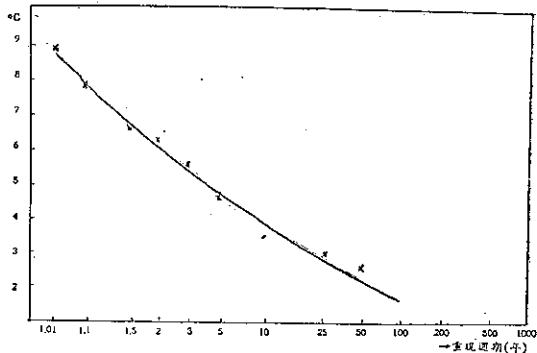


圖 7-D 臺南極端最低氣溫重現週期圖

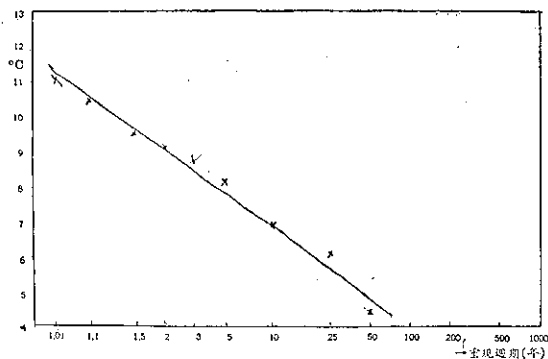


圖 7-E 花蓮極端最低氣溫重現週期圖

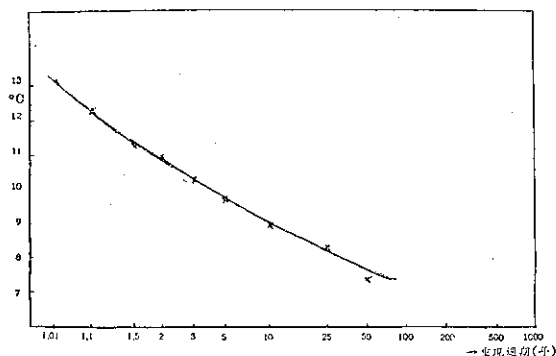


圖 7-F 臺東極端最低氣溫重現週期圖

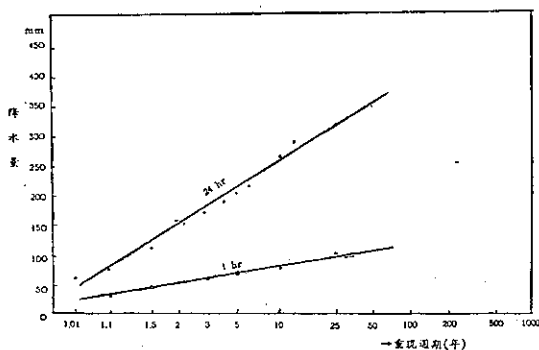


圖 8-A 臺北24小時及1小時極端降水量重現週期圖

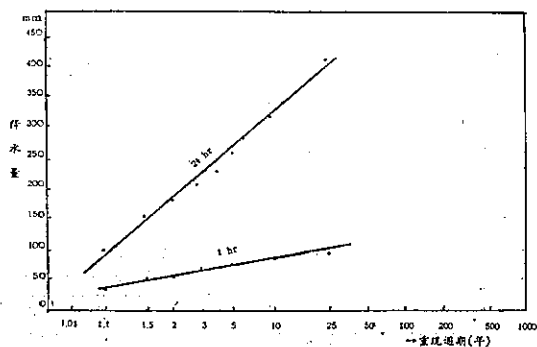


圖 8-B 臺中24小時及1小時極端降水量重現週期圖

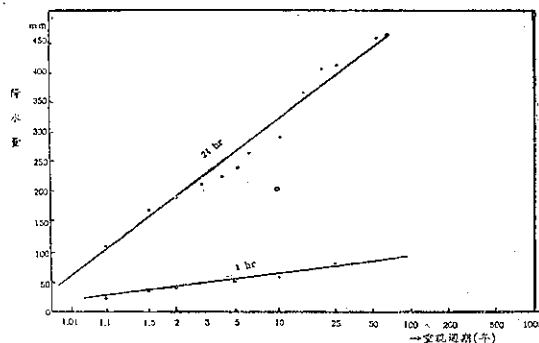


圖8 -C 臺東24小時及1小時極端降水量重現週期圖

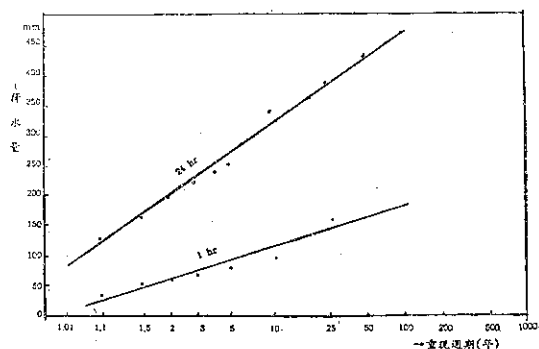


圖 8-D 臺南24小時及1小時極端降水量重現週期圖

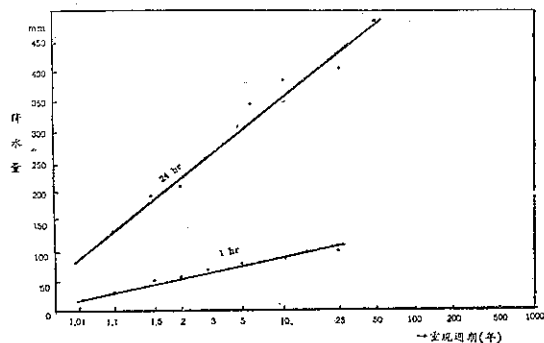


圖 8-E 恒春 24 小時極端降水量及 1 小時極端降水量重現週期圖

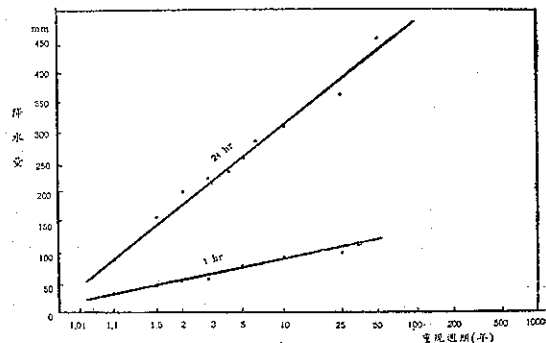


圖 8-F 花蓮 24 小時極端降水量及 1 小時極端降水量重現週期圖

現週期，就實際已出現者，與由圖解法所得預估值（在 100 年內）列如表 4。

表 4. 臺灣各地極端最低氣溫 (1897-1970) 及預估值

測 站	平 均 最 低 氣 溫 °C	極 端 最 低 氣 溫 °C	
		已出現值及年代	預 估 值 (100 年內)
臺 北	4.7	-0.2 (1901)	-0.5
臺 中	4.2	-1.0 (1901)	-1.5
臺 南	5.9	2.4 (1918)	2.0
恆 春	12.2	8.4 (1963)	8.0
臺 東	10.6	7.2 (1931)	7.0
花 蓮	9.1	4.4 (1918)	4.3

就表 4 內臺灣各地在過去 76 年來，已出現之極端最低氣溫，在冰點以下者，僅臺北  $-0.2^{\circ}\text{C}$  及臺中  $-1.0^{\circ}\text{C}$  兩地，且均出現在本世紀初之 1901 年：其重現週期在一百年內，可能出現更低氣溫之預估，由圖解中顯示，臺北約為  $-0.5^{\circ}\text{C}$ ，臺中約為  $-1.5^{\circ}\text{C}$ 。臺灣南部及東部各地，極端最低氣溫均在冰點以上，最南端恆春為  $8.4^{\circ}\text{C}$ ，重現週期百年內之預估值為  $8.0^{\circ}\text{C}$ 。

由圖 8 A-F 臺灣六個測站，一日 (24 hr) 及一小時 (1 hr) 極端最大雨量重現週期，就實際已出現者，與由圖解法所得預估值，列如表 5。

表 5. 臺灣各地一日 (24 小時) 及一小時極端最大雨量 (1897-1970) 及預估值

測 站	一日 (24hr) 最大雨量 mm		一小時 (1hr) 最大雨量 mm	
	已出現值 及 年 代	預 估 值 (100 年內)	已出現值 及 年 代	預 估 值 (100 年內)
臺 北	39 (1930)	400	111 (1959)	120
臺 中	660 (1959)	550	100 (1959)	120
臺 南	443 (1956)	500	163 (1947)	170
恆 春	485 (1943)	550	99 (1943)	120
臺 東	468 (1918)	500	87 (1945)	90
花 蓮	466 (1917)	500	92 (1956)	100

由表 5 內臺灣六個測站，75 年來一日極端最大雨量已出現者，約在 400 mm 至 600 mm 之範圍內，其間以臺中一地極端日雨量 660 mm 最為突出，較重現週期一百年內之預估值，尚高出 100 mm 有餘；其他各地已出現值與預估值均為配合，亦即實際與計算值一致。臺中極端雨量，特別突出之現象，係出現在民國 48 年 (1959) 所謂八七水災所造成，距臺中不遠處之斗六尚有更大雨量 1001 mm 者，此一

罕有巨災係由颱風所致。此與美國在 1972 年因颶風 (Hurricane) 所致嚴重水災相似，均為稀有之災變，故民間流行謂為「百年難有」 (Once-in-a-century) 之災害。一小時極端最大雨量，除臺南 163 mm 為最高外，其他各地均在 100 mm 範圍左近；百年重現週期之預估值，亦與實際值均頗為配合。

## 七、亞洲高空大氣環流型與臺灣極端天氣之變化

繞地極之大氣環流，就本文極端值分析之觀點言，可分為兩大類型。一為正常大氣環流型，或稱「正常型」；另一為大氣阻塞環流型或稱「阻塞型」。正常型乃指中高緯度，繞極西風帶之長波槽與脊，出現於正常之位置（即平均位置）。在 500mb 高空天氣圖上，亞洲地區在正常環流狀態下，有兩個長波槽，即東亞主槽 ( $130^{\circ}\text{E}$ ) 及烏拉山 ( $\text{Ural Mt.}$ ) 主槽 ( $30^{\circ}\text{E}$ ) 兩者，以及另一亞洲脊；此三槽均成類似  $\Omega$  (Omega) 型（參看圖 9-A）之型態，即所謂「正常型」。

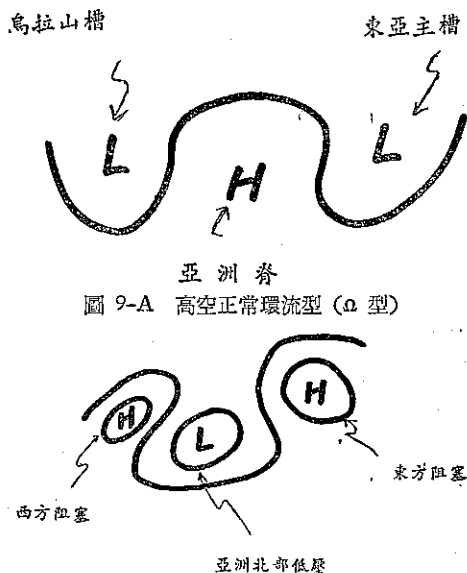


圖 9-B 高空阻塞環流型 (倒置  $\Omega$  型)

阻塞環流型，其槽與脊在亞洲所出現之位置，完全與正常環流型相反，即原為槽者變為脊，原為脊者變為槽，呈倒置之  $\Omega$  型，即所謂「阻塞型」（參看圖 9-B）。

• 「正常型」：在 500mb 高空圖，其高度距平所顯示者，為高緯度及北極附近 ( $50^{\circ}\text{N}$  以北地區)，經常出現高度負距平，中緯度為正距平；亦即極地

渦旋 (Polar vortex) 或極地低氣壓甚強盛，繞地極西風帶，所形成之長波槽與脊甚為顯著，而形成如  $\Omega$  者。此種環流型，多屬高指標環流，其所出現之天氣多屬正常，無論氣溫、雨量之分佈及天氣變化，其與正常狀態，多出入不大；對一地或一地區言，固亦有例外，但出現之頻率較少，而持續性亦弱。

「阻塞型」：阻塞環流，起於西風帶上游為高指標緯環流，其下游為低指標；因而緯環流發生崩潰，成為胞形運動 (Cellular motion) 變為南北向之經流。一般情形係在下游崩潰處出現暖脊或暖高壓，即阻塞高壓；此阻塞高壓可向東進行或緩慢後退 (向西進)，或與地面高壓相聯而趨於停留。在環流阻塞地區，最顯著現象為呈環流形細胞及甚大之距平，使正常地面氣溫及雨量之分布，發生特殊而顯著之變化。

阻塞環流型，為低指標緯環流之極端型，在亞洲地區，環流呈倒置之  $\Omega$  型，原亞洲脊之位置，如亞洲北部蒙古及華北一帶，轉變為低氣壓槽；烏拉山一帶變為高氣壓脊或阻塞高壓；東亞如日本及鄂霍次克海一帶，出現高壓脊或阻塞高壓 (圖 9-B)。在 500mb 距平圖上，高度正距平，多出現在  $50^{\circ}\text{N}$  及其以北地區，以南則多出現負距平。此種高緯度為正距平，中緯度為負距平之分佈，恰與正常環流型 (波動環流) 相反，形成一種強烈徑環流 (Meridional circulation)。

臺灣極端雨量與氣溫之出現，主要係由大氣環流，在「阻塞環流型」之狀況下，演變所致者，在正常亞洲脊之位置，出現低氣壓槽或低氣壓，亦即極地低壓 (Polar Low)，極度向南延伸者；在此低壓以東之脊，演變為阻塞高氣壓，可稱東方阻塞；在此低壓以西之脊，演變為阻塞高壓者，可稱為西方阻塞 (參看圖 9-B)。阻塞環流型，由於阻塞高壓向高緯度延伸，促使冷低壓向低緯度擴張或南移，使大量冷空氣南衝，造成與正常波動環流相反現象，槽脊位置互易，氣溫之分佈，出現北高而南低之逆轉現象，各種天氣之極端變化，因而促成。茲舉實例 \* 如圖 10-(a) 及 10-(b) (摘自王時鼎先生著作)<sup>(10)</sup>，在圖 10-b 500 mb 高空圖上，高氣壓與低氣壓呈倒置  $\Omega$  形，為一標準阻塞環流型，出現於 1974 年 2 月 22 日。與本文所述「阻塞型」各現象甚符合。此一天氣型，導致寒潮爆發 (圖 10-a)，造成東亞及臺灣一帶之低溫及降雨。臺灣直接由寒潮所致雨量不多，主要由強烈冷平流，導致滯留鋒或低氣壓所致頗多雨量；此在寒潮爆發後，於高空圖上 (500mb) 鄂霍次克海附近，所出現之阻塞高氣壓相關聯。

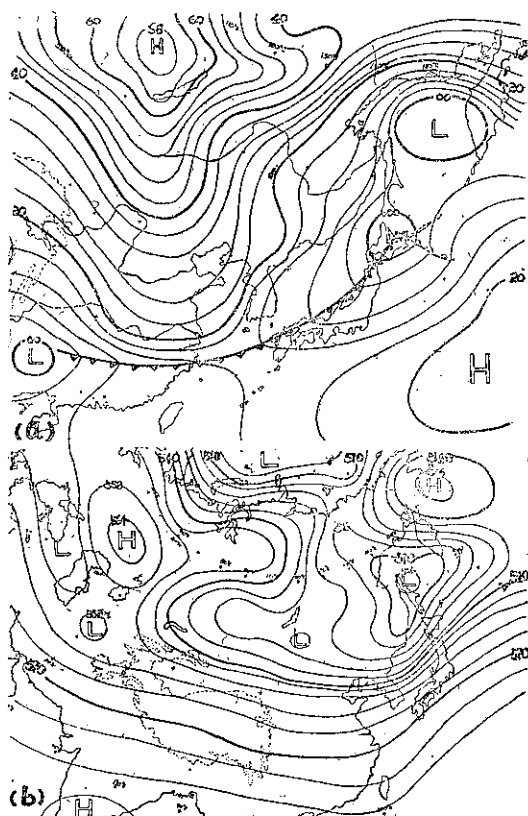


圖 10. 亞洲阻塞環流型與寒潮爆發 (1974 年 2 月 22 日)  
(a) 地面圖 (b) 600mb

阻塞環流型為異常之環流，可導致一切異常之惡劣天氣；臺灣氣溫與雨量之極端變化，亦因而產生。此一阻塞環流型，出現於東方與西方之阻塞高氣壓，其演變過程及強度位置等，對臺灣天氣變化之影響，亦有所不同。例如臺灣冬季持續性惡劣天氣及春夏間之梅雨季，主要為出現較強之東方阻塞高壓，於鄂霍次克海附近。此在統計上<sup>(11)</sup>，臺北五月份梅雨季之雨量與鄂霍次克海附近，在 500mb 圖上之高度距平，其相關係數為 0.6；亦即顯示該地區出現阻塞，與臺北雨量增多之關係。冬季寒潮爆發，多出現於西方阻塞，亦即裡海一帶阻塞高氣壓之演變，其強烈者導致臺灣地區，極端低溫之形成。

## 八、結 論

1. 臺灣氣溫世紀性長期變化，由所選各測站 78 年 (1897-1974) 來之紀錄顯示，年平均氣溫在本世紀上半葉逐漸升高，至 1955 年達於最高點，自此以後即逐漸下降。
2. 臺灣各測站氣溫及雨量兩年週期性變化均有

出現；氣溫 26 個月週期，各測站均甚一致。應用氣溫或雨量偶數年減奇數年之差數分析法，可方便直接應用於實際預測。

3. 臺灣氣溫與雨量為負相關變化，在夏季半年其相關係數最大。週年雨量變化出現高峯期，在雨峯前後氣溫均升高，呈現雨季與熱季交換出現之狀況。

4. 由波譜分析所得氣溫與雨量之長期變化，計算值與實際值，其變化趨勢均大多相符合，可作長期預測之參考。極端最低氣溫及一日與一小時極端最大雨量，以機率圖解法，估計臺灣各地百年內可能出現之極端最大值，以及更長之重現週期；本文均由計算得出，可供實際之應用。

5. 氣溫及雨量之變化，主要關聯於大氣環流之變化；臺灣地區氣溫及雨量極端值之出現，由於亞洲環流型之異常，而最主要者為由於阻塞環流型之出現所致。

### 引用文獻

1. 劉衍淮 (1965)：「臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究」，氣象學報 11 卷 4 期。
2. 蕭長庚 (1973)：「臺灣氣溫週期變動之分析」氣象學報 19 卷 1 期。

3. 魏元恆、謝信良、蕭長庚 (1973)：「臺灣雨量長期預報之研究」，氣象學報 19 卷 3 期。
4. Willett (1974)："Recent statistical evidence in support of the predictive significance of solar-climatic cycles", Mon. Wea. Rev. Oct. 1974.
5. Hoshiai (1974)："Quasi-biennial oscillation of the ultra-long waves at 500mb during the year 1948-1968" J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 52., No 3, Jun. 1974.
6. Angell & Kor shover (1969)："Quasi-biennial variations in the centers of action", Mon. Wea. Rev. 97-12 Dec. 1969.
7. Angell & Kor shover (1968)："Additional evidence for Quasi-biennial variations in tropospheric parameters", Mon. Wea. Rev. 96-11.
8. 同引用文獻 2。
9. 魏元恆、蕭長庚、鄭春盛 (1974)：「臺灣雨量極端變化之分析及預測」，氣象學報 20 卷 3 期。
10. 王時鼎 (1974)：「論亞洲地面高壓之生成與發展」，氣象預報學分析 6 期。
11. 徐明同 (1974)：「臺灣梅雨之分析」，氣象學報 21 卷 4 期。

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

# 颱風經過臺灣及鄰近地區時之衛星雲\*

## *Satellite Cloud Patterns When Typhoon Passing through Taiwan and Neighboring Areas*

徐 寶 箴 劉 復 誠

Pao-Chin Hsu Henry F.C.-Liu

### ABSTRACT

Satellite cloud patterns of typhoons over Taiwan and neighboring areas for the period from June 1969 to November 1971 have been investigated by using the digital satellite picture made by U.S. NOAA Climate Center. Four different categories of tracks of typhoons have been divided, of them the first is recurving to north or northeast over the east side sea of Taiwan, the second is passing by to the south of Taiwan, the third is traveling over Taiwan, and the fourth is passing over the northern sea. The following are the main parts of the conclusions:

1. The recurving of typhoon in the eastern side sea of Taiwan can be indicated by NE/SW oriented cloud bands or lines in the area to the north of the typhoon or by The convective feeder bands in its western or southwestern part.

2. After the typhoon has recurved, the shape of its central dense overcast usually becomes oval and its major axis inclines toward the direction of its moving.

3. When there is a typhoon in South China Sea and at the same time a cold front is approaching to Taiwan, it will cause a lot of clouds and heavy rain over northern part of Taiwan and Taiwan Strait.

4. After a typhoon has moved over Taiwan, the changes in satellite clouds are the disappearance of its eye or the spiral cloud pattern or the loss of the smoothness of its central dense overcast.

### 一、引言

臺灣係一海島，四週環海，東方為太平洋，北方接東海，西方隔臺灣海峽與大陸連接，南方隔巴士海峽與非列賓為鄰，島中有高縱3900公尺以上之中央山脈，每年均有颱風侵入或在鄰近地區經過，均可使臺灣及鄰近地區帶來風災與洪災。以颱風本身言，不論其行徑或在鄰近經過或轉向，均會因受地區之影響而變性，各種變性亦可在衛星雲照片中顯示出來，本文試以衛星雲照片，分析颱風經過臺灣及鄰近地區時之

雲系特性，並試求出各種雲系與颱風之行向與強度變化之關係，以供本地區天氣分析與預報之參考。

### 二、本研究對象之地區與時間範圍及引用資料

#### 用資料

為配合衛星照片紀錄，時間範圍為 1969 年 6 月至 1971 年 11 月。地區範圍為北緯  $15^{\circ}\text{N}$ - $30^{\circ}\text{N}$  及東經  $115^{\circ}\text{E}$ - $130^{\circ}\text{E}$ 。衛星照片係用購自美國氣候中心經電子計算機處理後之數化照片 digital picture

\*本文承國科會補助，得以完成。

，拍攝之衛星包括 ESSA9，ITOS-1 及 NOAA-1 等極軌衛星。氣象紀錄除應用中央氣象局之天氣圖與地面及高空資料，亦參考日本氣象廳印製之地面及高空天氣圖。

### 三、侵入本地區之颱風統計

(1969年6月~1971年11月)

在本研究時間範圍內 30 個月中，侵入本研究地區範圍內之颱風，共有 18 個，中有四個穿越過臺灣，二個在臺灣之北方海面經過，六個在臺灣東方海面轉向，另六個在臺灣南方經過（其中另一個由西向東行），各颱風之名稱，出現年月日時間，如第一表所示，各颱風之出現月份分配，如第二表所示。

第一表 颱風名稱，出現年月日及經過地區。

編 號	英 文 名 稱	中 文 名 稱	出 現 年 份	月 日	經 過 地 區
1	Viola	衛 歐 拉	58年(1969)	7,21-31	南 方 經 過
2	Betty	貝 蒂	" "	8, 4-10	北 方 經 過
3	Elsie	艾 爾 西	" "	9,18-28	越 過 臺 灣
4	Flossie	芙 勞 西	" "	9,28-10,6	東 方 轉 向
5	Nancy	南 施	59年(1970)	2,19-27	東 方 轉 向
6	Olga	歐 加	" "	6,28-7,4	東 方 轉 向
7	Ruby	魯 碧	" "	7,12-15	南 方 經 過
8	Violet	衛 萊 特	" "	8, 4-8	南 方 經 過
9	Wilda	魏 達	" "	8, 8-14	東 方 轉 向
10	Fran	芙 安	" "	9, 4-9	北 方 經 過
11	Vera	薇 拉	60年(1971)	4,11-18	東 方 轉 向
12	Babe	寶 佩	" "	5, 2-6	南 方 經 過
13	Carla	解 拉	" "	5,18-22	東 方 轉 向
14	Freda	芙 瑞 達	" "	6,12-19	南 方 經 過
15	Lucy	露 西	" "	7,15-24	南 方 經 過
16	Nadine	娜 定	" "	7,20-27	越 過 臺 灣
17	Agnes	艾 妮 絲	" "	9,15-19	越 過 臺 灣
18	Bess	貝 絲	" "	9,16-23	越 過 臺 灣

第二表侵入颱風出現月份分配表 (1969年6月至1971年11月)

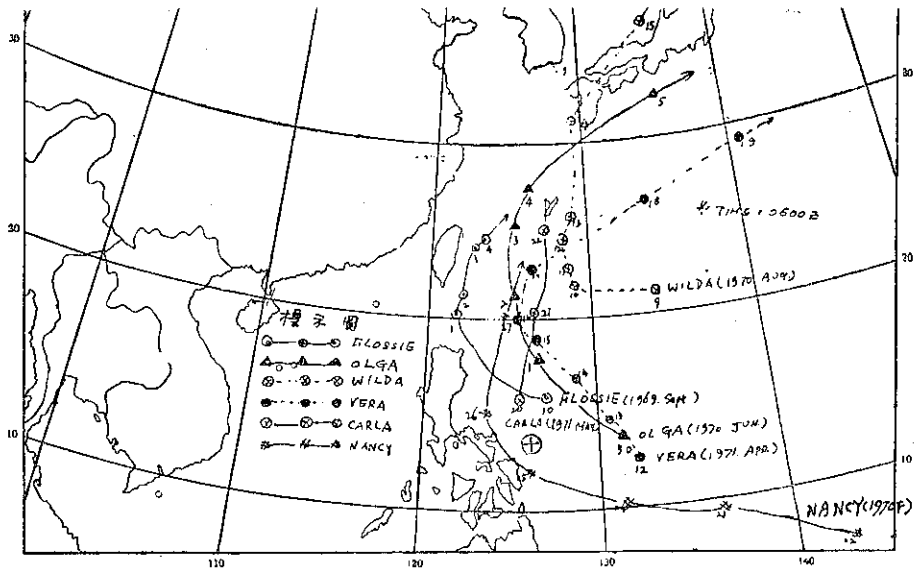
月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總 計
總 次	1	1	2	2	4	3	5						18

各颱風之路徑走向，詳見以下第 1, 4, 7 各圖。由第二表，可知在本研究之 30 個月時間內，其侵入本研究地區之颱風次數，以 7 8 9 三個月為最多，符合颱風出現之平均情況，各颱風之進行路徑不同，對臺灣地區之天氣及雲系型式與分佈之影響甚大，茲分述如后。

#### 四、臺灣東方海面轉向之颱風及其雲系

在臺灣東方海面轉向之颱風如編號 4 之芙勞西，5 號南施，6 號歐加，9 號魏達，11 號薇拉及 13 號

解拉等六個，此 6 個颱風之路徑如第一圖所示，此 6 個颱風，均發源於非列濱東方。或遠或近之海面，行近臺灣東方海面後轉向北或東北行，茲將此等颱風轉向前後之有關紀錄製成統計表，如第三表所示。表中之颱風中心位置係按照衛星照片求出，最大風速及中心氣壓係中央氣象局 06Z 之颱風紀錄。由表可知轉向後之颱風，以最大風速言，轉向後，風速增加者有兩次，減小者 3 次，保持不變者 1 次。以中心氣壓言，轉向後，轉向後升高者 2 次，降低者 4 次。按以上之統計數字，是颱風轉向後之強度變化，並不一定，須視其他因素而定。由表亦可知，颱風轉向前後之中心氣壓升降與最大風速增減並不完全有一定之配合。惟可注意者，已發展成強烈之颱風，如 6 號歐加，轉向後之風速由 130kts 降為 100kts，氣壓由 920mb 升為 960mb。



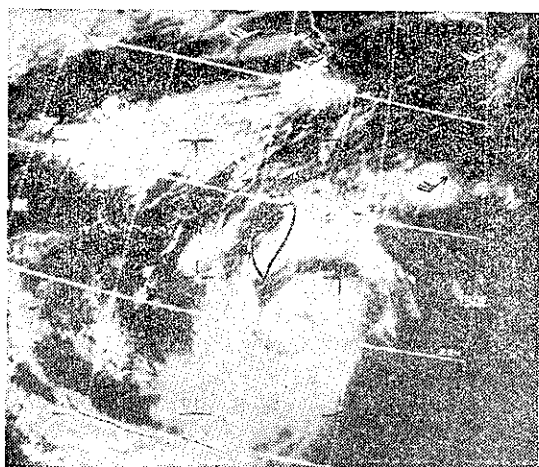
第 1 圖臺灣東方海面轉向之颱風路徑

第三表 臺灣東方海面轉向颱風有關紀錄表

編號	名稱	轉 向 前				轉 向 後			
		日期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb	日期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb
4	芙 勞 西 Flossie	1969年 10月 1日 06Z	20N 122.5E	65	977	1969年 10月 2日 06Z	21.5N 121.5E	65	965
5	南 施 Nancy	1970年 2月 25日 06Z	14N 124.5E	90	955	1970年 2月 26日 06Z	17.5N 123E	80	960
6	歐 加 Olga	1970年 7月 2日 06Z	21.5N 121E	130	920	1970年 7月 3日 06Z	25N 125.5E	100	960
9	魏 達 Wilda	1970年 8月 10日 06Z	21N 129E	70	973	1970年 8月 11日 06Z	23N 129E	85	964
11	薇 拉 Vera	1971年 4月 15日 06Z	18N 125.5E	85	968	1971年 4月 16日 06Z	20N 126E	80	950
13	解 拉 Carla	1971年 5月 19日 06Z	14N 126.5E	40	1001	1971年 5月 20日 06Z	17N 126.5E	50	997



上述六個颱風東方轉向前之衛星雲照片六張如第2圖 a-f 所示。在 a b e 及 f 四圖中，各颱風北方，均有西南／東北走向之雲條，是表示該地區之高

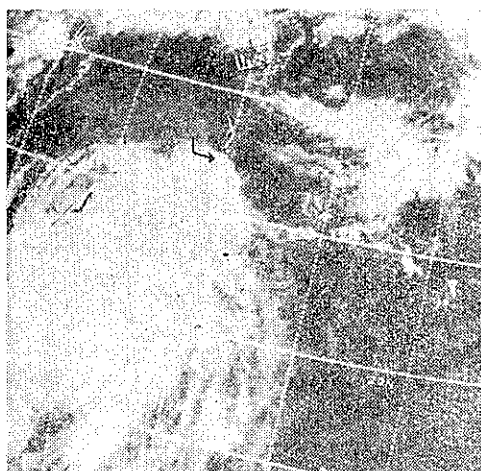


第2圖 a Flossie ESSA 9 1069,10,1, 0616Z 風  
錄自00Z 300mb 圖

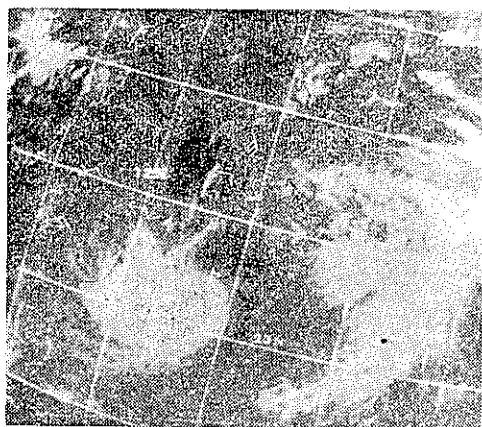


第2圖 b Nancy ESSA 9 1970,2,25, 0559Z 風  
錄自00Z 300mb 天氣圖

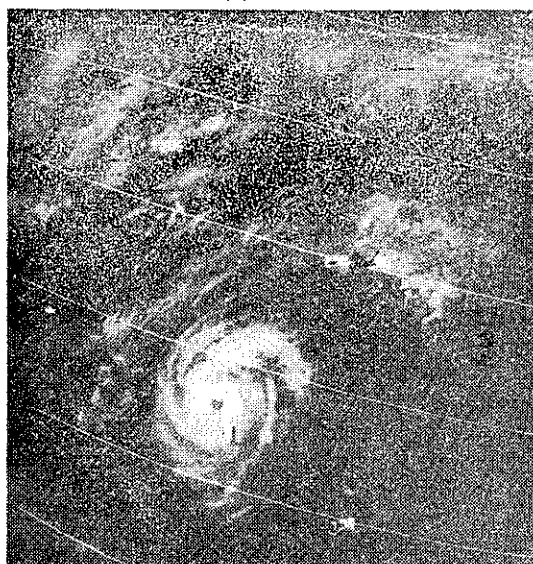
空均有強大之西南風，此等西南氣流可以導引颱風轉向東北行，第二圖 a-b 及 e-f 各圖中附註之風紀錄，抄自各該日 00Z 之 300mb 天氣圖。在第 2c 及 2d 兩張圖中，颱風之北方附近地區，並無 NE/SW 向條狀之高雲。查該兩日之 00Z 300mb 天氣圖，在颱風北方附近地區不但無西南風，且盛行東風或風向不定，惟風速均不大，又查 2C 及 2D 圖，在颱風之西方及西南方均有強盛之對流進入雲帶 Convective Feeder Bands，是表示在該方向有一種推動力量，使颱風向北或東北方向行。



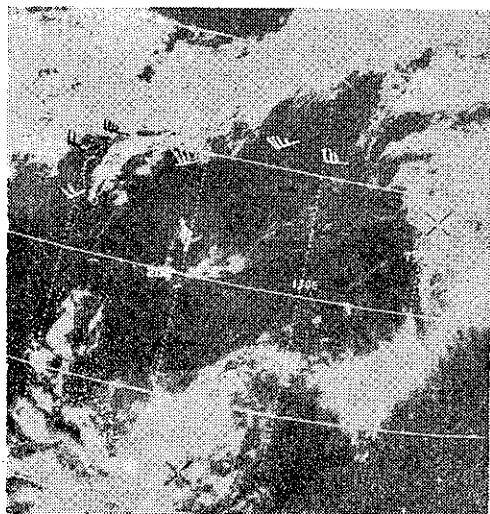
第2圖 c Olga ITOS-1 1970,7,2, 0549Z 風紀錄  
錄自00Z 300mb 圖



第2圖 d Wilda ITOS-1 1970,8,10, 0601Z 風紀錄  
自00Z 300mb 圖



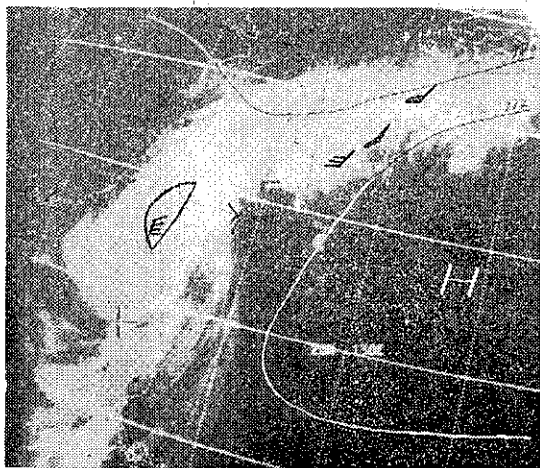
第2圖 e Vera ESSA-9 1971,4,15, 0535Z 風紀錄  
自00Z 300mb 圖



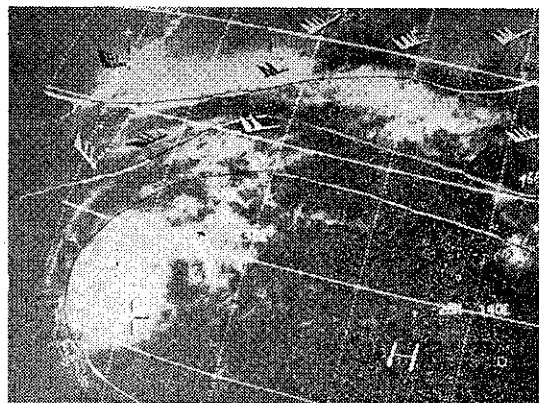
第 2 圖 f Carla NOAA-1 1971,5,19, 0539Z 風錄  
自 00Z 300mb 圖

各颱風轉向後之雲系，如第三圖之 a-f 各圖所示，各轉向後之颱風，其中心密雲 (Central Dense Overcast) C.D.O. 部份均向行走方向延伸，在 a b f 各圖之颱風，其 C.D.O. 多似橢圓形，其長軸朝向移行方向尤為顯著。轉向前一日颱風北方地區 300mb 高空有西南風者，其高空條狀雲帶。轉向後更顯擴大延長，如第 3a 3b 3e 及 3f 各圖所示。各該圖中附註之高空風及等高線，抄自各該日 00Z 300mb 天氣圖。

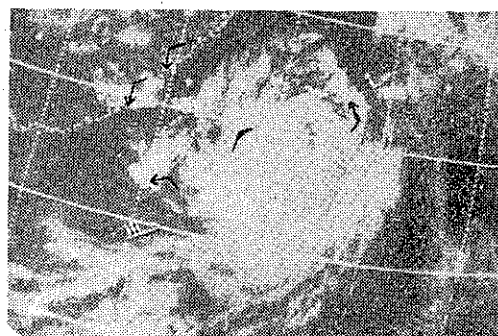
轉向前一日颱風北方吹東風者，轉向後仍吹東風，也不見颱風之 C.D.O. 向北或東北方延伸，反之，在颱風之北方且雲類不多，如第 3c 及 3d 圖所示。



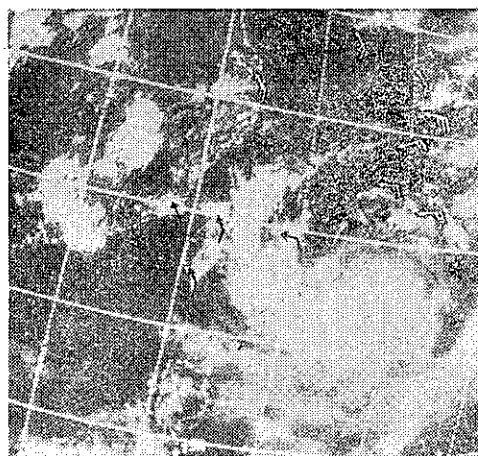
第 3 圖 a Flossie ESSA-9 1969,10,2, 0520Z 風  
紀錄及等高線錄自 00Z 300mb 圖



第 3 圖 b Nancy ESSA-9 1970,2,26, 0502Z 風及  
高線錄自 00Z 300mb 圖

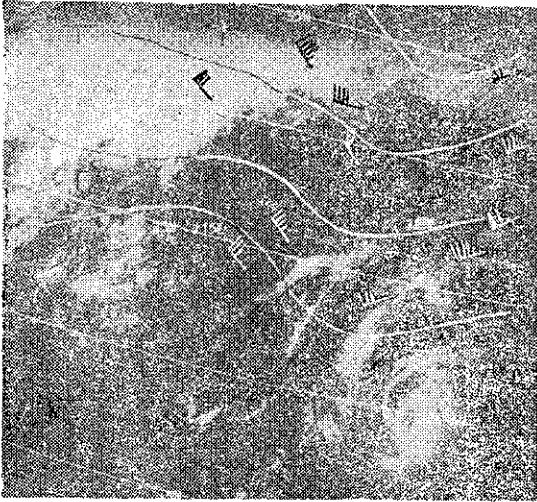


第 3 圖 c Olga ITOS-1 1970,7,3, 0646Z 風錄自  
00Z 300mb 圖

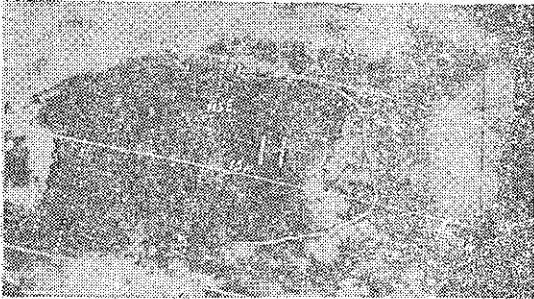


第 3 圖 d wilda 1970,8,11, 風錄自 00Z 300mb 圖

在此兩圖中，在颱風進行之前方或右前方，有似波浪狀之雲系，自颱風向外延展，此種波浪狀之雲，可作為颱風向某方向移行之參考，惟只有無高層雲時，才能見到。以上各圖中之附註高空風紀錄，抄自各該日之 00Z 300mb 天氣圖



第 3 圖 e Vera ESSA-9, 1971,4,15, 0633Z 風及等高線錄自 00Z 300mb 圖



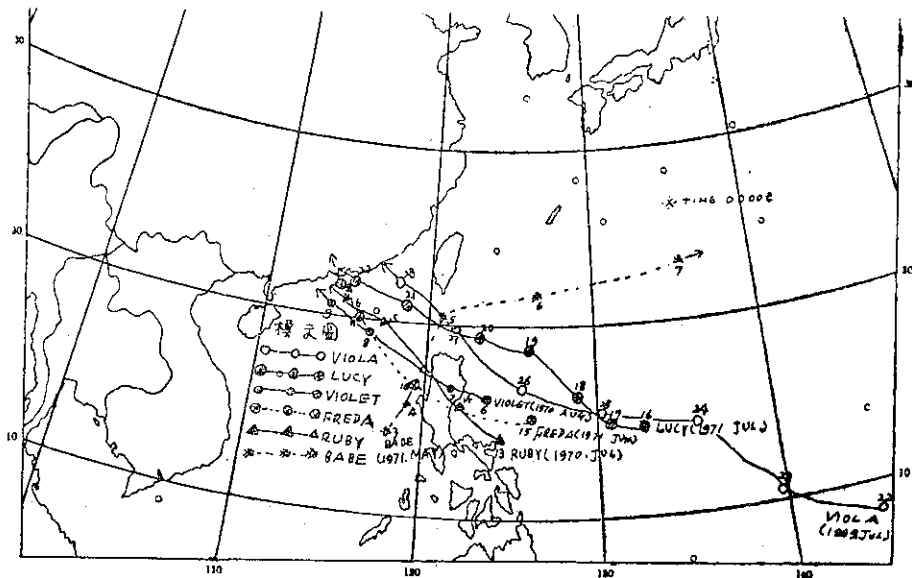
第 3 圖 f Carla NOAA-1 1971,5,20, 0729Z 風及等高線錄自 00Z 300mb 圖

## 五、臺灣南方經過之颱風及其雲系

在本研究時間以內經過臺灣南方之颱風有編號 1 號之衛歐拉，7 號魯碧，8 號衛萊特，12 號寶佩，14 號芙瑞達及 15 號露西。此 6 個颱風之移行路徑如第 4 圖所示，此 6 個颱風有 2 個自東向西行經過巴士海峽，有 3 個自東向西經過菲律賓北部；另 1 個颱風寶佩，在非島之西方海洋發育而成，自西向東行經過菲律賓，在臺灣之南方經過，對臺灣地區言，此種颱風經過時，其雲系之變遷順序與其他 5 個颱風雲系之變遷順序相反，其他情況應相似，例如當其在南海時，如其他情況相同，其對臺灣地區之影響應與來自東方之颱風在南海時相似，故此一颱風同列於此類中。

南方經過之颱風，當其尚在菲島之東方海面時，離臺灣尚遠，影響尚少；須到達相當距離，或接近臺灣之南或南南東方海面時，其影響才大。茲將各颱風，在臺灣南方經過前後之有關紀錄，製成統計表如第四表所示：

由第 4 圖及第四表可知經過巴士海峽之衛歐拉與露西兩颱風，於其在巴士海峽附近時，勢力已甚強盛，於次日到達南海時，各該颱風之最大風速均減少，其中心氣壓均增加。而經過菲島北部之 3 個颱風魯碧、衛萊特及芙瑞達，自菲島進入南海後，其最大風速



第 4 圖臺灣南方經過之颱風路徑

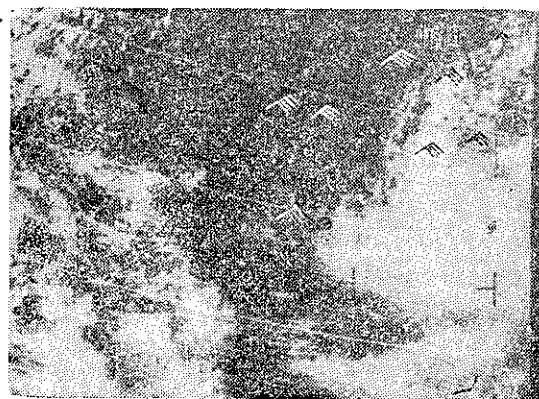
第四表 臺灣南方經過颱風之有關紀錄表

颱風編號	颱風名稱	颱風在臺灣南或東南方時				颱風在臺灣西南方時			
		日期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb	日期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb
1	衛歐拉 Viola	1969年 7月 27日 06Z	21N 120E	120	896	1969年 7月 28日 06Z	23N 11.9E	60	950
7	魯碧 Ruby	1970年 7月 14日 06Z	18N 118E	40	986	1970年 7月 15日 06Z	20N 117E	48	185
8	衛萊特 Violet	1970年 8月 7日 06Z	18N 121E	40	995	1970年 8月 8日 06Z	19.5N 116.5E	40	996
12	寶佩 Babe	1971年 5月 5日 06Z	22N 120.5E	40	997	1971年 5月 4日 06Z	17.5N 118E	50	987
14	芙瑞達 Freda	1971年 6月 15日 06Z	17N 121E	60	980	1971年 6月 16日 06Z	17.5N 117.5E	60	987
15	露西 Lucy	1971年 7月 20日 06Z	20N 122E	110	925	1971年 7月 21日 06Z	22N 117.5E	90	950

與中心氣壓均甚少變化。寶佩颱風自南海東行，在臺灣南方經過，其風速減小，氣壓升高，勢力減小，表中所列之最大風速與中心氣壓，錄自氣象局颱風各日 06Z 紀錄，中心位置係按衛星照片定出，其時間約相當於各該日 06Z 左右。

按照 Brand 及 Blelloch (1973) 之研究，颱風經過非島通常均減弱，而到南海時又轉強。又據 C.S. Ramage (1974) 之研究，南海中颱風之加強，乃由於上對流層中副熱帶西風槽東方之旋率平流，使颱風上方之輻散增加，且有熱流輻散，在衛星照片中可見有中高雲層朝向副熱帶噴射氣流。換言之，如無旋率平流及熱流輻散，南海颱風，雖經過非島之後進入南海，並不一定增強，依據後者之研究及第 4 表之紀錄，可以說明在臺灣南方經非島西行到南海之颱風，其強度變化不一定。

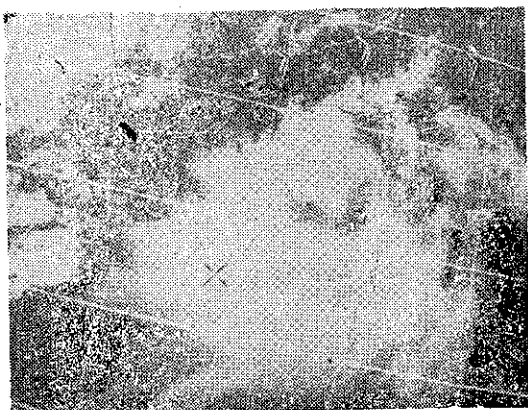
颱風在臺灣南方經過時，臺灣及鄰近地區之衛星雲系分佈，須視颱風距離臺灣之遠近，颱風範圍大小及高空風等情況如何而定。上述 6 個南方經過之颱風，當其在臺灣南方時之衛星照片，如第 5 圖之 a b c d e f 及各圖所示，由各圖可知，各颱風之雲系，



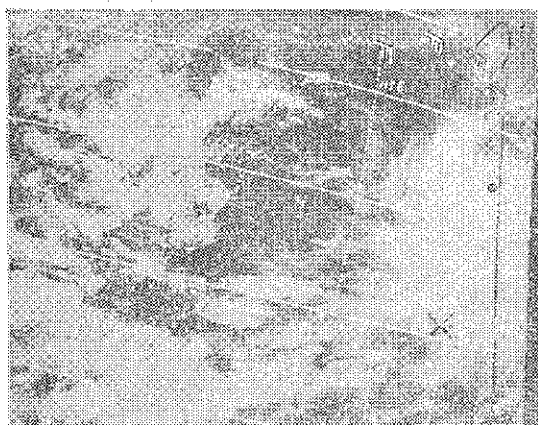
第 5 圖 a Viola ESSA-9 1969,7,27, 0701Z 風錄  
自 00Z 300mb

在南方經過，均受地形之影響而趨向混亂，圖中附註之風紀錄，係抄自各該日 00Z 300mb 天氣圖，由各圖可知：除東行颱風寶佩外，其他各颱風之北方，即臺灣一帶之 300mb 高空均盛行東風或東南風，多屬高壓範圍，故臺灣地區之雲類常不多。在臺灣之西北部及臺灣海峽一帶，亦即屬於中央山脈之背風一面，雲類更少或無雲。如第 5f, 5e 5b，各圖所示。惟如果颱風之範圍廣大，如第 5a 圖所示，或





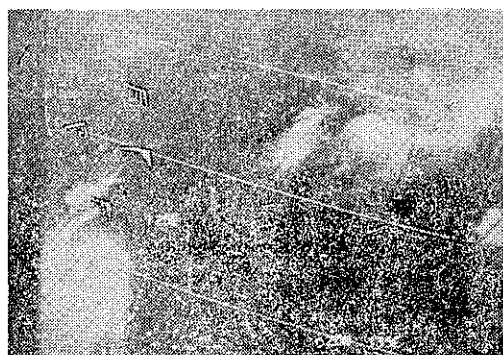
第 5 圖 b Ruby 1970,7,14, 0726Z 風錄自 00Z  
500mb 圖 (缺300mb紀錄)



第 5 圖 e Frøda NOAA-1 1971,6,15, 0755Z 風錄  
自 00Z 300mb 圖



第 5 圖 c Violet ITOS-1 1970,8,7, 0658Z 風錄自  
30Z 300mb 圖



第 5 圖 f Lucy ESSA-9 1971,7,20, 0519Z 風錄  
自 00Z 300mb 圖

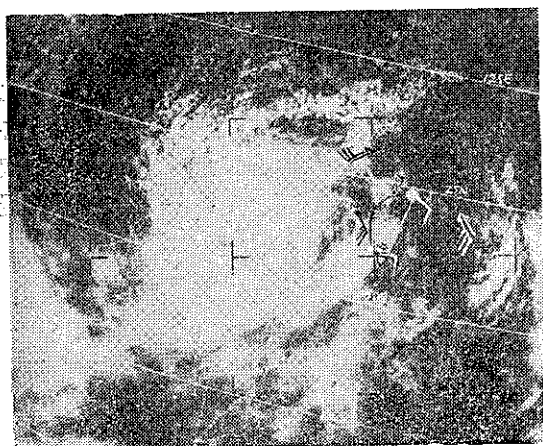


第 5 圖 d Babe NOAA-1 1971,5,5, 0604Z 風錄自  
00Z 300mb 圖

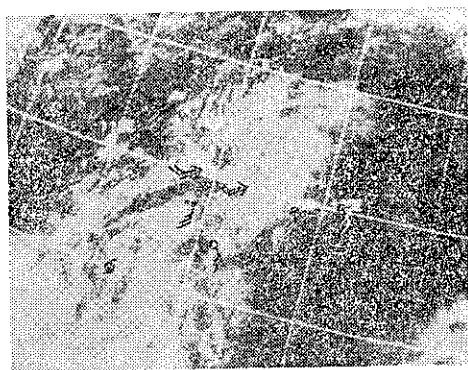
，臺灣南方300mb 圖中有東南或南風時，如第 5c圖所示，全臺灣地區及海峽一帶均將滿佈雲層。颱風西行抵達南海後，臺灣及鄰近地區之雲況，與在臺灣南方時之情況相類似，即於 300mb 仍吹東風時，除臺灣東南部有濃密雲層和降水外，臺灣西北部與臺灣海峽一帶，雲類不多，如第 6c 圖及第 6e 圖所示。惟如颱風在南海之位置較北，即在北緯 20 度以北時

，除臺灣之東南部有雲雨外，海峽區域亦多中低雲，如第 6a 及 6f 各圖所示，此時，臺灣南部多吹東及東南風，臺灣海峽吹南南東風，以上 6a, 6f, 6c 及 6e 各圖中附註之高空風及地面風與天氣記錄，抄自各該日之 00Z 300mb 及 06Z 地面觀測紀錄。尤可注意者，當臺灣東方海洋吹東南風，巴士海峽及臺灣海峽吹南風時，可以造成臺灣海峽北部及東海南端一帶之螺旋形雲系，如第 6b 圖所示。該圖中附註之風紀錄抄自該日 12Z 地面天氣圖，雙線箭頭係抄自同日 12Z 700mb 天氣圖之高空風。

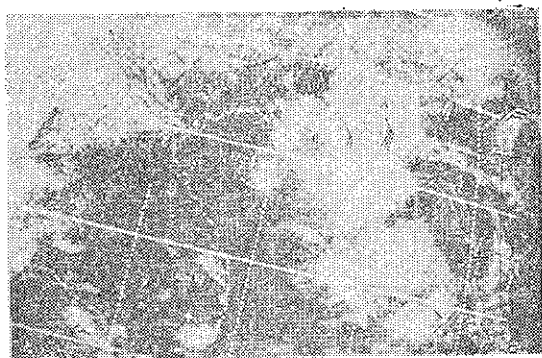
根據過去紀錄，當颱風在南海，如同時又有寒潮南下侵入臺灣地區時，會造成蘭陽流域之洪水為災，又據 Ramage 之研究，南海颱風位於 500mb 槽線之東方時，高空有熱流輻散 Divergence of heat flux，有高中雲帶自颱風延伸向東北，亦即表示有高空西南氣流吹向東北方，第 6d 圖之例，與上述情況頗相類似。颱風寶佩於 1971 年 5 月 4 日在南海養育而成，其位置約在東經 118 度，北緯 17.5 度。



第 6 圖 a Viola ESSA-9 1969,7,28, 0605Z 雙線  
為 300mb 風，單線風及天氣錄自 06Z 地面觀測  
紀錄



第 6 圖 b Ruby ITOS-1 1971,7,15, 0631Z 雙線  
為 12Z 700mb 風，單線風及天氣錄自 12Z 地  
面天氣圖

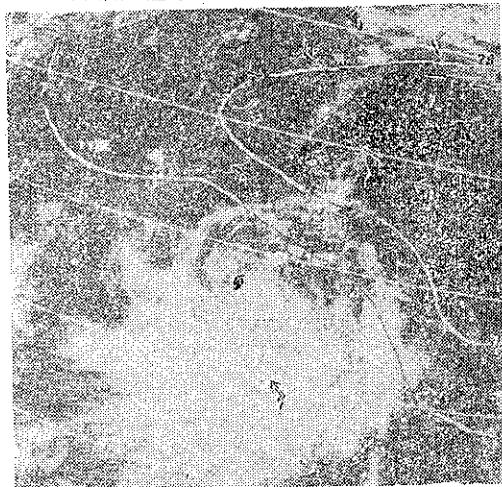


第 6 圖 c Violet ITOS-1 1970,8,8, 0754Z 風錄  
自 00Z 300mb 圖

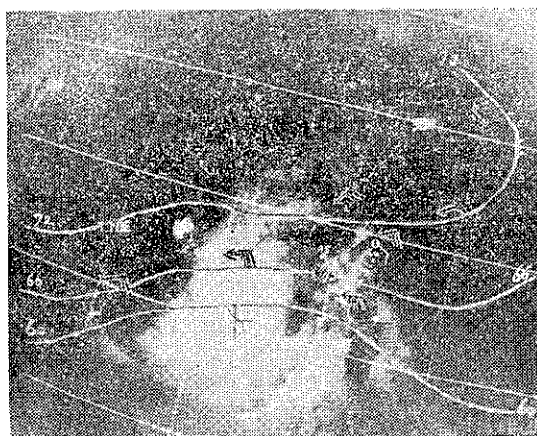
300mb 圖中有槽線向南伸，槽線在該颱風中心之西方，地面天氣圖中有冷鋒自日本南部之低壓中心向西南延伸達臺灣北部，此時寶佩之勢力並不強，本身雲區亦不濃密，惟在其北方有雲團一大片自巴士海峽向



第 6 圖 d Babe NOAA-1 1971,5,4, 0638Z 雙線  
高空風及等高線錄自 00Z 300mb 圖，鋒錄自 00Z  
地面圖，臺灣地面風及天氣錄自 06Z 地面觀測  
紀錄



第 6 圖 e Freda NOAA-1 1971,6,16, 0659Z 雙  
線風及等高線錄自 00Z 300mb 圖，臺灣天氣及  
風錄自 06Z 地面觀測紀錄

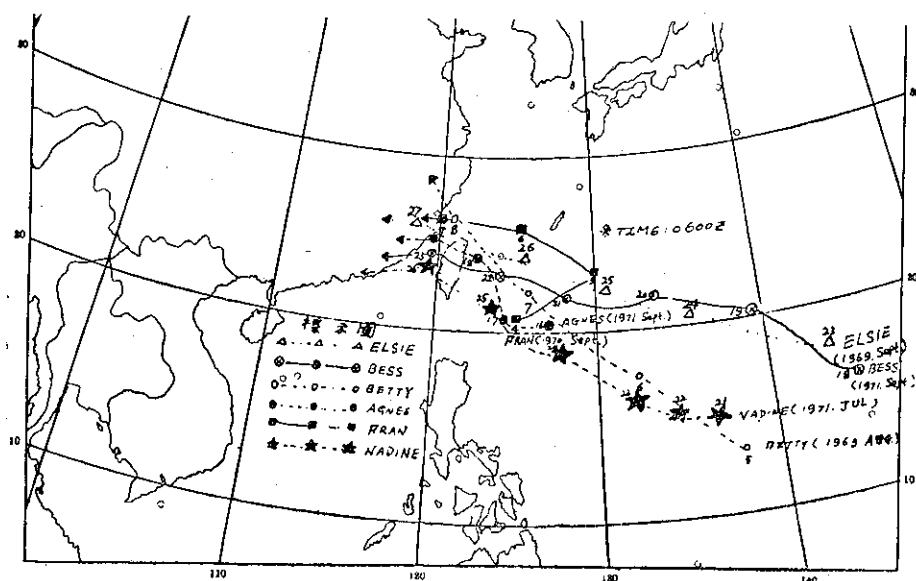


第 6 圖 f Lucy ESSA-9 1971,7,21, 0618Z 雙線風  
及等高線錄自 00Z 300mb 圖，臺灣風及天氣錄  
自 06Z 地面觀測紀錄

北及東北方延伸，與臺灣北方之鋒面雲帶相連接，造成臺灣及其海峽地區之豐沛雲雨。此圖攝於 1971 年 5 月 4 日 0632Z，圖中附註之風及等高線紀錄，抄自同日 00Z 300mb 天氣圖，鋒面位置抄自同日 00Z 地面天氣圖。為配合衛星照片時間，臺灣各地之風與天氣紀錄，係抄自該日地面觀測紀錄。

## 六、越過臺灣之颱風及其衛星雲系

在本研究時間以內，越過臺灣之颱風有編 3 號之艾爾西，16 號娜定，17 號艾妮絲及 18 號貝絲。各颱風之移行路徑如第七圖所示。此四個颱風，有二個在臺灣北部越過，一個在中部越過，一個在南部越過



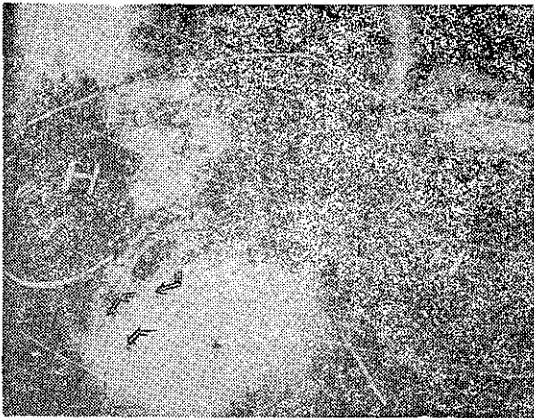
第 7 圖越過臺灣及其北方經過之颱風路徑

第五表 颱風越過臺灣前後之有關紀錄表

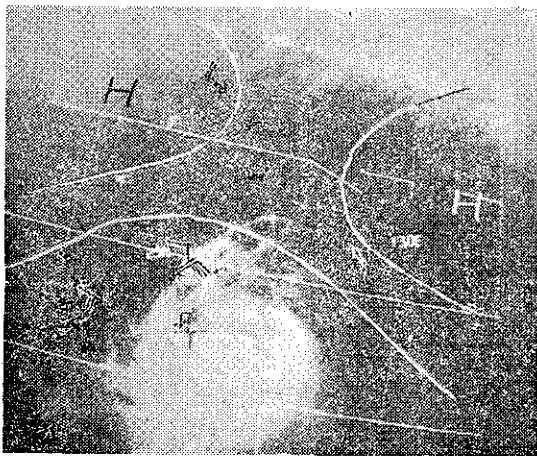
颱風編號	颱風名稱	越 過 前				越 過 後			
		日 期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb	日 期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb
3	艾爾西 Elsie	1969年 9月 26日 06Z	23N 124.9E	120	923	1969年 9月 27日 06Z	25N 117E	70	960
16	娜定 Nadine	1971年 7月 25日 06Z	22N 123E	120	925	1971年 7月 26日 06Z	24N 118.5E	65	980
17	艾妮絲 Agnes	1971年 9月 18日 06Z	24N 122.5E	65	980	1971年 9月 19日 06Z	25N 118E	40	995
18	貝絲 Bess	1971年 9月 22日 06Z	24.9N 123.5E	120	945	1971年 9月 23日 06Z	22N 119E	60	985

。各颱風越過之部位不同，強度不同及高空氣流之向  
速不同，其經過先後之引發雲系亦有不同。茲將各颱  
風越過臺灣前後之有關紀錄製成統計表如第五表。表  
中所列各颱風中心位置，係按衛星照片定出，各該颱  
風最大風速及中心氣壓，係錄自各該日之 06Z 颱風  
報告紀錄，由此第五表可知颱風越過臺灣後，不論其  
路徑如何，最大風速均減少，中心氣壓均上升。風速  
約減少 30%至 50%。

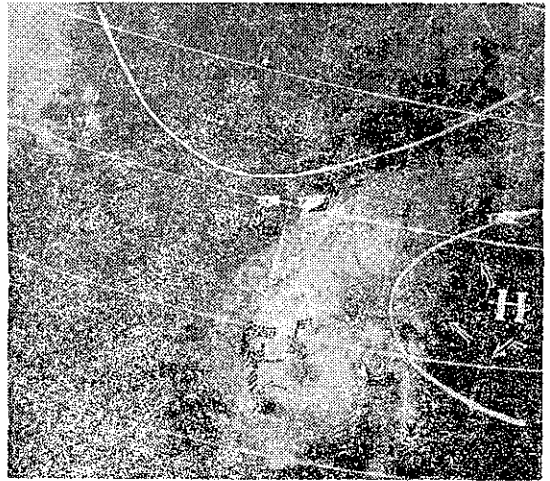
上述四個颱風未越過臺灣前之衛星照片，如第  
8a, 8b, 8c及 8d 等圖所示，第 8a 圖中之艾爾西颱  
風與第 8d 圖中貝絲均在臺灣之北部通過，前者因為  
中心密雲區之範圍較廣大，故雲層滿蓋全部臺灣；後  
者因為中心密雲區較小，故除臺灣北部有濃密雲層及  
降雨外，南部及海峽一帶均有較少雲類。惟可注意者



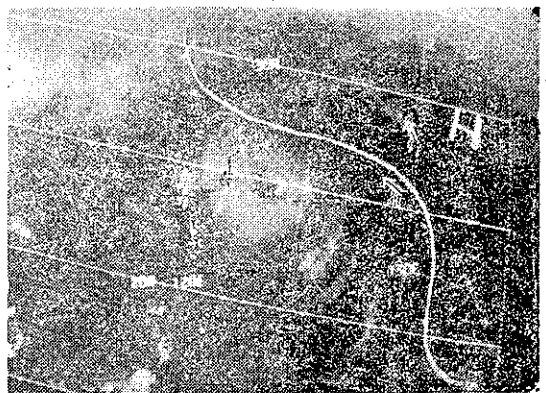
第 8 圖 a Elsie ESSA-9 1969,9,26, 0517Z 雙線風  
及等高線錄自 00Z 300mb 圖，臺灣天氣及風錄  
自 06Z 地面觀測紀錄



第 8 圖 b Nadine ESSA-9 1971,7,25, 0623Z 雙  
線風及等高線錄自 00Z 300mb 圖，臺灣天氣及風  
錄自 06Z 地面觀測紀錄



第 8 圖 c Agnes ESSA-9 1971,9,18, 0625Z 雙線  
風及等高線錄自 00Z 300mb 圖，臺灣天氣及風  
錄 06Z 自地面紀錄



第 8 圖 d Bess ESSA-9 1971,9,22, 0626Z 雙線風  
及等高線錄自 00Z 300mb 圖，臺灣天氣及風錄  
自 06Z 地面紀錄

，此兩個颱風之北方地區，均少雲類，因為該等地區  
均為 700mb 及 300mb 之高氣壓範圍，多吹東來之  
風，以上兩圖中附註之高空風（雙線表示）及等高線  
紀錄，抄自各該照片同日 00Z 300mb 天氣圖，各圖  
中之地面風及天氣，抄自各地同日之 06Z 觀測紀錄。

第 8c 圖 為在臺灣中部越過之艾妮絲颱風照片，  
其尚在東方海洋時之雲系情況，全臺灣及臺灣海峽均  
有濃密之雲層。為四個越過臺灣颱風中強度最小者，  
雲系中無中心密雲區，此颱風雲系有一特點為其北方  
有雲帶伸向東北方，表示高雲有強大西南風，有引導  
此颱風轉向之勢（按此颱風越過臺灣後即轉向）。圖  
中附註之等高線及風（雙線）抄自照片相同日 00Z  
300mb 天氣圖，地面風及天氣抄自同日 06Z 地面觀  
測紀錄。



第 8b 圖爲在臺灣南部越過之娜定颱風衛星照片，當其尚在東南方海面時，臺灣東南部及該方向之海洋上，當首先受其影響，雲層增多天氣變壞，其他當風之沿海地區亦多雲雨，臺灣海峽中因爲地勢平坦且又離颱風之來向較遠，雲雨之出現較遲，臺灣已進入颱風雲系範圍時，海峽中仍可在好天之中，東海一帶因爲在高壓範圍，雲量不多，第8b圖卽爲一例。圖中附註之等高線及風(雙線)抄自照片相同日之00Z 300mb 天氣圖，地面風及天氣抄自同日之地面觀測紀錄。

由以上第各圖中，並未見到，所謂因颱風接近或將越過臺灣而誘生之副低氣壓雲系，此或由於誘生之低氣壓範圍太小，不能在較大範圍之颱風雲系中顯示出來，或由於該項誘生低氣壓生命短暫，於衛星拍照

時，已消失。

越過臺灣後之颱風，衛星雲系之變化甚大，由於越過臺灣後颱風強度之減弱，在衛星照片中明顯可見，或颱風眼消滅，或中心密雲區失掉均勻之表面，露出粗糙之形貌，或失去帶狀形態 Band feature，甚或失去螺旋雲系，趨於消滅。

## 七、臺灣北方近海經過之颱風及其雲系

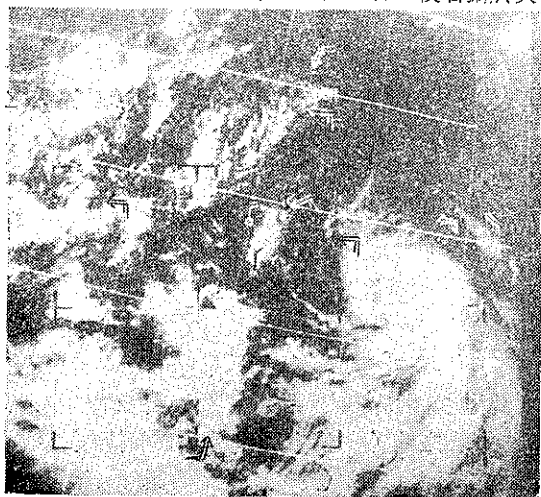
在本研究時間以內，經過臺灣北方近海之颱風有編號 2 號之貝蒂及 10 號之芙安二個。此二個颱風之路徑，如第七圖中所示。其在臺灣北方經過前後之有關紀錄，如第六表所示，表中中心位置由衛星照片中求得外，其他資料得自氣象局之颱風紀錄。

第六表 颱風在臺灣北方近海經過之有關紀錄表

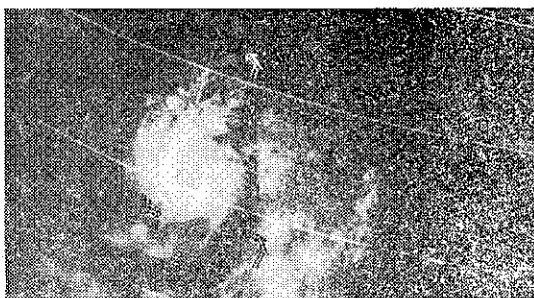
颱風編號	颱風名稱	中心在東北方時				中心在西北方時			
		日期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb	日期	中心位置	最大風速 kts	中心氣壓 mb
2	貝蒂 Betty	1969年 8月 7日 06Z	22.5N 126E	60	930	1969年 8月 8日 06Z	26N 121E	60	980
10	芙安 Fran	1970年 9月 6日 06Z	26N 124E	50	980	1970年 9月 7日 06Z	26N 120E	40	985

由上表顯示，颱風在經過臺灣北方近海後，其強度變化，並不如越過臺灣之颱風一樣，一定減弱。貝蒂颱風之最大風速及中心氣壓均保持不變；芙安颱風之最大風速減小而氣壓上升。

第 9a 及 9b 圖爲貝蒂颱風在臺灣北方近海經過之例，前者攝於 1969 年 8 月 7 日，後者攝於次日



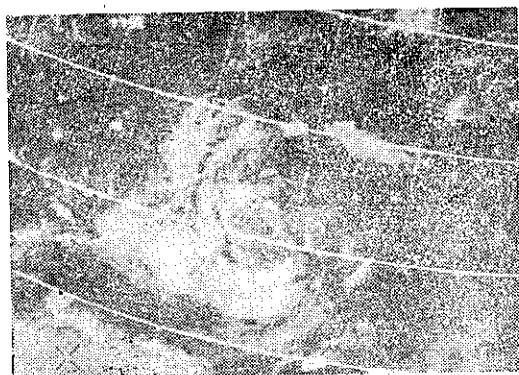
第 9 圖a Betty ESSA-9 1969,8,7, 雙線高空風自 00Z 300mb 圖，臺灣地面風及 06Z 天氣錄自地面天氣圖



第 9 圖 b Betty 1969,8,8, 0522Z 雙線高空風錄自 00Z 300mb 圖

。由照片知前日颱風南方有強大對流進入雲帶，故次日到達臺灣之西北方時，其強度並不減少，惟次日其南方之進入雲帶因地形阻擋已趨消失。

第 10a 及 10b 圖爲芙安颱風在臺灣北方近海經過之衛星照片，前者爲芙安 1969 年 9 月 6 日在臺灣東北方時所攝，後者爲次日經過北方海面後到臺灣西北方時所攝，由照片 (10a) 可知，颱風之南方進入雲帶不強，其來自西南方者已被臺灣山脈所阻擋，故發展困難。至次日如 10b 圖所示，其強度已減小，颱風雲系已失去螺旋形象，中心已不明顯。



第 10 圖 a Fran ITOS-1 1970,9,6, C629Z



第 10 圖 b Fran ITOS-1 1970,9,7, 0721Z

### 八、結 論

(一) 颱風侵入臺灣及鄰近地區，不論其路徑為穿越臺灣，或在其北方，東方或南方經過，臺灣及海峽等地區之雲類分佈，須視颱風中心對臺灣之相對位置，中心密雲區範圍及其強度變化之趨勢等因素而定，由於颱風中心之位置不同及中央山脈之影響，颱風入侵時，臺灣之東西與南北地區各有不同之雲況，向風一面每雲層密佈雨水豐沛，下風一面可能僅有中高雲層，或竟無之，如第 3 圖 c d e 及第 6 圖 a 及 c 等圖所示。中心密雲範圍不大之颱風，而高空風又為高壓範圍時，颱風雖靠近，臺灣常僅有一部份地區有雲，如第 6c 圖及第 9a 圖所示。

(二) 在臺灣東方鄰近地區轉向之颱風，可利用颱風北方附近地區之雲系識別之：

1 如在颱風螺旋雲系之北方有 NE/SW 走向之闊長雲帶，自中心向東北方延伸，是表示其北方已接近高空槽線之前部，此颱風被槽前方之西南氣流導引轉向東北，如第 3 圖 a e 所示。

2 如颱風之北方附近有獨立之 NE/SW 走向雲帶，其中有長雲條紋，表示颱風北方高空有強大西南氣流，該颱風將被導引轉向東北，如第 2 圖 b 所示。

(三) 已轉向之颱風，其中心密雲區朝向移行方向延伸，常形似橢圓形狀。如第 3 圖 a 及 b 所示。

(四) 在臺灣南方經過而到達南海之颱風，並非一定加強，與高空旋率平流有密切關係。

(五) 南海北部地區有颱風，而同時有冷鋒抵達臺灣時，可使臺灣北部及海峽一帶多雲雨，如第 6 圖 d 所示。

(六) 颱風越過臺灣，其強度均減弱，顯示於衛星照片中者為颱風眼消失，或中心密雲區失去均勻表面，顯出粗糙外貌，或消失螺旋雲系。

(七) 越過臺灣之颱風，在衛星照片中，並未見有所謂因地形所誘生之副低氣壓雲系，此或由於誘生之低壓範圍太小，或過於淺薄，不能在大範圍之颱風雲系中顯示出來。

### 九、參 考 書 籍

1. First Weather Wing Pamphlet, U.S.A.F.: "Tropical Cyclone Position and Intensity Analysis Using Satellite Data" 1974.
2. C.S. Ramage: "The Typhoons of October 1970 in the South China Sea: Intensification, Decay & Ocean Interaction" J. of A. Met. Vol. 13 No. 7, Oct. 1974.
3. Vernon F. Dvorak: "A Technique for the Analysis and Forecasting of Tropical Cyclone Intensities from Satellite Pictures" 1972.
4. Carl O. Erickson: "Evaluation of a Technique for the Analysis and Forecasting of Tropical Cyclone Intensities from Satellite Pictures" NOAA Technical memorandum NESS 42, 1972.
5. Anderson, Ralph K. etc., NOAA "Application of Meteorological Satellite Data in Analysis & Forecasting" 1969.
6. Anderson, Ralph K. NOAA "Supplement to ESSA Technical Report NES-51" 1971.
7. Fritz S., L. Hubar & A. Timchalk: "Some Inferences from Satellite Picture of Tropical Disturbances" M.W.R. Vol. 94, No. 4, 1966.
8. Samson Brand & Jack W. Bleilock: "Changes in Characteristics of Typhoons Crossing the Island of Taiwan" M.W.R. Vol. 102 No. 10, 1974.
9. 氣象局「民國 58 年颱風調查報告」氣象學報 15 卷 4 期
10. 氣象局「民國 58 年颱風調查報告」氣象學報 16 卷 1 期
11. 氣象局「民國 59 年北太平洋西部 颱風概述」氣象學報 17 卷 2 期
12. 氣象局「民國 60 年北太平洋西部 颱風概述」氣象學報 18 卷 2 期

# 颱風路徑客觀預報方法之進一步研究\*

陳 毓 雷 鮑 學 禮

## *Further Study on Prediction of Typhoon Movement by Statistical Method*

*Yu-lei Chen, Hsiao-li Pao*

### ABSTRACT

Screening regression technique used in the prediction of typhoon movement has had considerable success in the experiment of NSC-72. The authors were thus prompted to further the study by broadening the developmental data both in sample size and the inclusion of more sophisticated predictors. Moreover, typhoons are classified into 3 categories according to the speed, namely normal, fast and slow ones, each category being analyzed separately to obtain its own forecasting equation set. The resulting equation sets NSC-74 (named after the sponsor) are presented in this paper.

Verification by independent data on NSC-74 shows that the new method is capable to reduce the error for normal and slow typhoons, but the improvement over NSC-72 in absolute value is not significant, due presumably to the increase of dispersion with the increasing amount of original data. Suggestions and prospect about this method are also given as a conclusion of this paper.

### 一、前 言

自一九五八年 R. G. Miller 首次提出選擇迴歸法可以應用於氣象預報之概念，並經與 Veigas 等在一九六一、一九六二年試驗颱風路徑預報後，迄今十二年間美國以此從事颱風路徑客觀預報之研究賡續不斷。一九六四年之 NHC-64 方法乃以實用觀點首次完成之預報方程組，主其事者為美國國家颶風研究室 (NHRL) 之 B. I. Miller 與 P. P. Chase 兩氏，經兩年之實地試用，效果良好，校驗其準確率較所有其他單項之客觀預報方法為高。乃於一九六七年再加改進而獲修正後之新方程組。NHC-67 校驗結果準確率復有增進。該次改進之重點係對路徑不正常之颶風細加劃分，重新分析，俾獲得適於各該類颶風

之預報方程組。其後，Miller 等二氏又在一九七二年發展成 NHC-72，其目的在於下列三端：原始資料之更新，預報時限延伸至72小時，與其他客觀方法之配合運用，相互修正。

作者考慮西太平洋地區之氣候學特性及實質問題（例如觀測精確度等），於一九七二年採用上述統計方法處理本區之颶風資料而獲得一組預報方程，為太平洋區颶風預報之首次嘗試，緣此項研究之經費由國科會支援方得有成，故定名為 NSC-72。此方法經獨立資料校驗，並承中央氣象局實地試用於民國六一、六二兩年颶風季內之實例後證明效果甚佳。例如中央氣象局對同一實際資料55次颶風以三種不同預報方法試用結果，其24小時誤差分別為：NSC-72方法76哩，香港謝氏客觀方法82哩，該局主觀預報92哩

\* 本文承國科會之補助得以完成。

。可證此方法對獨立資料之穩定性頗高，合於日常預報業務之應用。

然而當初因係初度實驗，且本法在技術上言最大之困擾乃需用電子計算機記憶容量過於龐大，國內尚無適當機種可資配合之問題。雖可設法解決，而機器用時過多，又涉經費問題；是以在資料蒐集、預報因子之種類及數量均受限制，亦不敢隨意作多種方式之迴歸分析。NSC—72 方法既獲初步成功，乃考慮作進一步之試驗；其目的在增加新資料及新預報因子重新分析，並針對上次檢討缺失加以改良，並作多樣性之分析試驗。

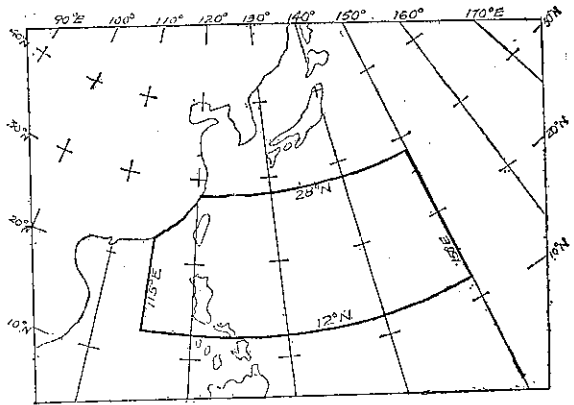
本研究自一九七四年度開始進行，故其結果稱之為 NSC—74。

## 二、NSC—72 方法概述

NSC—72 方法係根據一九五九至一九七〇年共十二年之颱風資料加以整理後，採用選擇迴歸法所構成之九個預報方程。因此次 NSC—74 方法之基本方法及規定等均與 NSC—72 法相同，故本節先予介紹。至於詳細之敘述，包括選擇迴歸法之統計原理，預

報方程組之實際內容等請參閱刊於民國六十二年國科會研究彙報第六期之「颱風移動路徑及強度之客觀預報」研究報告全文。

十二年內之颱風資料共計 545 次，皆採於 150°E 以西、12°N 以北、28°N 以南、115°E 以東之地域範圍內，如圖一。



圖一 颱風個案原始資料地域範圍

Fig 1 Location of typhoons used as developmental data in this paper.

表一、候選預報因子之意義及數量  
Table 1. 169 predictors used in last experiment NSC—72.

第一類			第二類		
符號	定義	數目	符號	定義	數目
P <sub>1</sub>	地面氣壓 (mb)	34	Z <sub>v8</sub>	颱風中心上空 (500mb) 經向導流 (m)	1
H <sub>1</sub>	700mb 高度 (m)	32	Z <sub>u4</sub>	颱風中心上空 (500mb) 緯向導流 (m)	1
Z <sub>1</sub>	500mb 高度 (m)	36	Z <sub>u1</sub>	颱風中心北邊 (500mb) 緯向導流 (m)	1
TH <sub>1</sub>	700-500mb 厚度 (m)	21	H <sub>v6</sub>	颱風中心上游 (700mb) 緯向導流 (m)	1
DP <sub>1</sub>	P之廿四小時變化量 (mb)	3	H <sub>u4</sub>	颱風中心上空 (700mb) 緯向導流 (m)	1
DH <sub>1</sub>	H之廿四小時變化量 (m)	22	DZ <sub>8</sub>	颱風以西 500mb 平均高度 (m)	1
DZ <sub>1</sub>	Z之廿四小時變化量 (m)	10	DZ <sub>6</sub>	颱風西北 500mb 平均高度 (m)	1
			CDH	颱風上空 700mb 高度變化之梯度 (m)	1
			Y <sub>-12</sub>	過去十二小時颱風中心之南北位移 (n. m.)	1
			X <sub>-12</sub>	過去十二小時颱風中心之東西位移 (n. m.)	1
			ΔP <sub>-12</sub>	過去十二小時颱風中心之強度變化 (mb)	1
		小計			小計
		158			11
					合計
					169

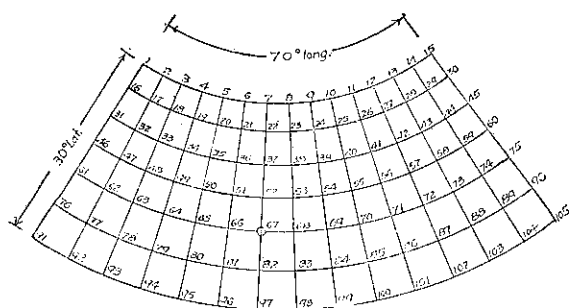
說明：一、i 指網格點序號 (見圖二)

二、第二類各預報因子之計算方法如下 (均用公尺為單位)

- $Z_{v8} = [(Z_{89} + Z_{54} + Z_{60} + Z_{94} + Z_{09}) - (Z_{35} + Z_{50} + Z_{65} + Z_{80} + Z_{05})] / \sin \phi$
- $Z_{u1} = [(Z_{35} + Z_{36} + Z_{37} + Z_{38} + Z_{39}) - (Z_{50} + Z_{51} + Z_{52} + Z_{53} + Z_{54})] / \sin(\phi + 7.5^\circ)$
- $Z_{u4} = [(Z_{35} + Z_{36} + Z_{37} + Z_{38} + Z_{39}) - (Z_{80} + Z_{81} + Z_{82} + Z_{83} + Z_{84})] / \sin \phi$
- $H_{u6} = [(H_{33} + H_{48} + H_{63} + H_{78}) - (H_{21} + H_{36} + H_{51} + H_{66})] / \sin \phi$
- $H_{u4} = [(H_{35} + H_{36} + H_{37} + H_{38} + H_{39}) - (H_{60} + H_{61} + H_{62} + H_{63} + H_{64})] / \sin \phi$
- $DZ_8 = \frac{1}{5} (DZ_6 + DZ_{21} + DZ_{36} + DZ_{51} + DZ_{66})$
- $DZ_6 = \frac{1}{4} (DZ_5 + DZ_{20} + DZ_{35} + DZ_{50})$
- $CDH = \frac{1}{4} [(DH_{39} + DH_{54} + DH_{69} + DH_{84}) - DH_{35} + DH_{50} + DH_{65} + DH_{80}]$

預報目標 (predictands) 共計九個，分別為24、36、48小時後之南北、東西位移 (哩為單位) 及強度變化 (中心氣壓、mb 為單位)。

預報因子 (predictors) 經詳細考慮取捨標準後，共採用 169 個，其符號及代表意義如表一。表內第一類預報因子符號右下方之角註  $i$  為網格點號碼，而網格系統係以預報當時之颱風中心為準而隨時移動者，颱風中心永置於第67點，可參閱圖二。



圖二 網格系統圖 (隨颱風中心移動)

Fig. 2 Grid system centered at point 67 which moves with the typhoon.

迴歸分析時逐步選出與預報目標相關最高之預報因子一個。如以  $\hat{Y}$  代表預報目標， $X_i$  代表選出之逐個預報因子，則選至  $n$  步時構成之複式迴歸方程之一般形式如下：

$$\hat{Y} = \sum_{i=1}^n a_i X_i$$

$a_i$  為迴歸係數。用計算機程式作迴歸分析時，可指令其計算至十五個預報因子為止或令其個別預報因子之 PCR 已不是 0.01 時停止 (後來實際上有計算至 0.007 之情形)。所謂 PCR 乃 PER CENT REDUCTION 之簡字，或僅稱 PR，乃應變數 (預報目標) 之變異數所能被自變數 (預報因子) 解釋之百分比部份，亦即相關指數之平方。故 PCR 之累計值愈大，表示相關愈高，該方程愈有價值。

NSC—72 方法之結果經檢討認為有關程度之三個預報方程 PCR 太低，不能付諸實用。是以此次實驗中已予摒棄。其餘六個預報方程在獨立資料 60 次之校驗中表現均稱優良，其誤差值且小於美國同性質之 NHC—64，但若與改良後之 NHC—67 相較則有遜色。故作者認為 NSC—72 尚有待繼續改進，中央氣象局校驗結論亦認為對於不正常之颱風言 NSC—72 方法之預報能力未能滿意。因此，進一步研究

之重點希能對路徑詭異、移速緩慢之颱風加以分離而另作迴歸分析之處理。

### 三、資料之增訂

本年度進行之 NSC—74 方法在基本上與 NSC—72 並無大異，但在原始資料、預報因子、劃分 (stratification) 技術上則有相當變動，茲分述如下。

NSC—74 所採集之原始資料新增 310 次，連前 545 次合計為 855 次個案，其目的有三：1. 愈近期之資料愈準確，故應盡量採用。甚至有美國氣象學者主張凡以統計原理所作之預報方法，其原始資料必須逐年更換，方足保證不致「老化」。2. 原有資料 545 次之隨機性質可能不够。實言之，大部均屬正常路徑，正常生命歷程之颱風個案。3. 為準備作更細劃分後之再分析時有足夠之個案可用，勢必先增加原始個案不可。是以所增 310 次資料中，部份為一九七一、一九七二兩年中全新案例，部份為一九六〇迄一九七〇年間上次未加採入，較特別之颱風個案，以符上述目的。

NSC—74 方法中之初選預報因子亦較原來增加 45 個。其符號、意義、說明等見表二。其中 40 個均屬  $Z$ 、 $p$ 、 $DZ$ 、 $DP$ 、 $PHZ$ 、 $PH$ 、等之 Laplacian，代表各層上某點之旋率或旋率平流等，因其對熱帶氣旋之發展有關，故曾預期其與加深中，轉向中因而減速之颱風應有較高之相關。然而後來事實證明並非如此，令人有徒勞之感。其可能原因見下文之檢討。

所謂精細之劃分技術，其迴歸分析不止一次。初次之分析可視為初步估計 (first approximation)，所得預報方程稱為原始方程 (組) (primary equations)。然後根據某項標準將初步估計值細分為若干部份，分別重新施以迴歸分析。所得預報方程分別適用於各不同範圍 (根據某標準所劃分者) 內之颱風實例。由上所述，可知細分技術得依各項不同標準作不同程度之重新劃分，例如可以就北移、西移、東移等劃分，亦可就初步估計所得颱風移速之快、慢劃分。NSC—74 方法未能一一加以試驗，僅就後者試作快速、慢速颱風之重分析，其步驟述要如次。

1. 855 次個案包括有移速快慢不等之各種案例在內。先作一次選擇迴歸法之分析，獲得原始方程組。

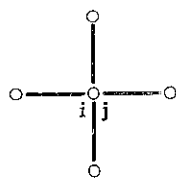
2. 根據原始方程對 855 次案例逐次計算 24 小時後之位移而求得預報之每小時颱風移動速度 (初步估計)。

表二、NSC-74 新增預報因子之符號及代表意義

Table 2. 45 more complicated predictors added into this experiment NSC-74.

符 號	定 義	數目	符 號	定 義	數目
$\overline{DZ}_0$	颱風以西十度 500mb 平均高度	1	LZ	500mb 層旋率 (m)	8
$\overline{DZ}_7$	颱風以北十度 500mb 平均高度 (m)	1	LDZ	500mb 層旋率平流 (m)	8
$\overline{DP}_4$	颱風以北五度地面平均氣壓 (mb)	1	LDP	1000mb 層旋率平流 (m)	8
$\overline{DP}_5$	颱風以北十度地面平均氣壓 (mb)	1	LH	700mb 層旋率 (m)	4
$\overline{DH}_0$	颱風以西十度 700mb 平均高度變化	1	LDH	700mb 層旋率平流 (m)	4
			LPH	1000mb 至 700mb 間厚度旋率 (m)	4
			LPHZ	1000mb 至 500mb 間平均旋率 (m)	4
小 計		5	小 計		40
					合 計 45

- 說明：1.  $\overline{DZ}_0 = \frac{1}{4}(Z_{35} + Z_{50} + Z_{65} + Z_{80})$   
 2.  $\overline{DZ}_7 = \frac{1}{5}(Z_{34} + Z_{35} + Z_{36} + Z_{37} + Z_{38})$   
 3.  $\overline{DP}_4 = \frac{1}{5}(P_{50} + P_{51} + P_{52} + P_{53} + P_{54})$   
 4.  $\overline{DP}_5 = \frac{1}{5}(P_{35} + P_{36} + P_{37} + P_{38} + P_{39})$   
 5.  $\overline{DH}_0 = \frac{1}{4}(DH_{35} + DH_{50} + DH_{65} + DH_{80})$   
 6.  $LZ_{ij} = (Z_{i,j} + 1 + Z_{i-1,j} + Z_{i,j-1} + Z_{i+1,j}) - 4Z_{i,j}$



3. 依據七十年西太平洋颱風平均移速每小時十哩為標準，訂定  $\geq 7$  哩者為慢速， $\geq 11$  哩者為快速；將 855 次原始資料劃分為合於快速者 561 次，慢速者 688 次。

4. 分別重新施以選擇迴歸分析而各得一套預報方程，稱之為快速方程組及慢速方程組。

5. 預報時，首先用原始方程計算颱風位移折合移速  $V$ ，該  $V$  必合下列三種情形之一：

- (1)  $11. > V > 7$ . 哩：即以原始方程求得之結果為預報值。
- (2)  $V \leq 7$ . 哩：再用慢速方程求得之預報值為準。
- (3)  $V \geq 11$ . 哩：再用快速方程求得之預報值為準。

#### 四、分 析 結 果

表三、表四及表五皆為 24、36 及 48 小時後颱風位移預報之迴歸方程，以南北及東西向量分別表示。故不論原始方程組、快速方程組或慢速方程組各皆包含六個預報方程。

茲以表三、表四及表五分別列出原始、快速及慢速方程組之具體內容。如第二節所述，方程之一般形式為

$$\hat{Y} = \sum_{i=0}^n a_i X_i$$

$\hat{Y}$  預報目標，即指南北向或東西向位移， $X_i$  為預報因子， $a_i$  為迴歸係數。但  $X_0$  永為 1，實即指  $a_0$  為截點常數。此外表內並經列入每一預報因子選入時之個別 PCR，以及累計 PCR 值，誤差值等。

若與 NSC-72 方法比較，可發現兩次所選出之預報因子內容大致相同，但其被選先後次序及比重（個別值）則大有出入。NSC-74 方法所有方程中第一個被選出之因子均係  $X_{-12}$  或  $Y_{-12}$ ，顯然偏重外延法。此在 NSC-72 及美國 NHC-64，-67 諸法中均無此種現象，值得檢討。蓋若非由於非獨立資料過於龐雜，迫使其他具有天氣學意義之因子退居次要之相關地位；則可能係計算機操作過程及方法有不精確之處。此點有待國內電子計算機之記憶、速度增加後重新操作數次即可分曉，俟下節再行檢討說明。

#### 五、校 驗

為瞭解上節所獲預報方程之效果，作者分別以非獨立資料及獨立資料試用之，視其誤差程度之大小如何，誤差向量之分佈如何，是否具有一定之誤差傾向，誤差特大之案例有何特殊背景，方程是否穩定可

Table 3. NSC-74 forecasting equation set (consisting of 6 equations) to predict the typhoon movement—primary set.

[illegible]

表四 NSC-74 快速方程組之六個預報方程

Table 4. Same as Table 3 except for fast-speed set.

預報目項	24 小 時		36 小 時		48 小 時	
標準時限	迴歸係數	預報因子	PCR	迴歸係數	預報因子	PCR
南	-532.85815	1	0	2124.35596	1	0
	1.02611	Y-12	41.5	1.22243	Y-12	34.1
	-0.39932	X-12	4.9	-0.46547	X-12	6.8
	0.65016	DH3-DHO	2.4	0.69032	DH3-DHO	2.9
	0.03023	ZV8	1.5	0.03908	ZV8	2.0
北	0.45202	DH37	1.0	-0.06153	DH67	1.3
	-0.04416	DH67	1.0	1.04261	H70	1.0
	0.10532	Z9	1.0	-0.66618	Z51	1.4
向				0.27382	Z9	1.2
				-0.50494	Z33	1.4
位						
移						
(運)						
累計 PCR 值			53.3	累計 PCR 值		52.2
誤差 (哩)			61.2	誤差 (哩)		95.0
				累計 PCR 值		49.2
				誤差 (哩)		139.9
東						
西						
向						
位						
移						
(運)						
累計 PCR 值			70.3	累計 PCR 值		63.3
誤差 (哩)			81.7	誤差 (哩)		196.9
				累計 PCR 值		49.2
				誤差 (哩)		139.9
				累計 PCR 值		49.2
				誤差 (哩)		139.9



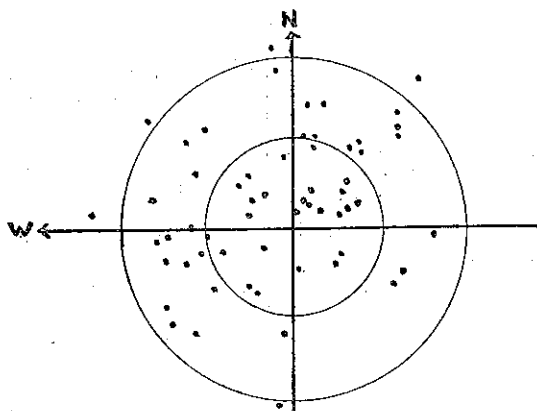
Table 5. Same as Table 3 except for slow-speed set.

預報目標	24 小時	36 小時	48 小時
南	迴歸係數 -2538.43164 1.07478 0.47409 -0.70974 0.16169 4.90583 -0.43816	預報因子 1 Y-12 H70 H51 Z9 P69 Z52	PCR 0 38.3 2.7 4.8 1.8 1.2 1.2
北		迴歸係數 -4826.63672 1.33793 0.88587 -0.95884 0.29299 -0.59351 6.85860 -0.99172 -0.32072 -0.07758	預報因子 1 Y-12 H70 H51 Z9 Z52 P69 DHO X-12 DH67
向		PCR 0 32.4 3.7 6.4 1.8 1.5 1.5 1.0 1.0 1.2	迴歸係數 7919.46484 1.52841 1.56371 -0.65792 0.38274 -1.15166 -0.89717 -1.58698 -0.50994 9.42104 -0.10837 -3.63855 0.90613
位		PCR 0 26.8 4.1 7.3 1.3 2.1 1.7 1.2 1.2 1.4 1.2 0.9 1.0	預報因子 1 Y-12 H70 H51 Z9 Z33 Z52 DHO X-12 DP69 DH67 P33 H33
移		累計 PCR 值 50.6 60.3	累計 PCR 值 49.2 132.8
(運)		誤差 (週)	誤差 (週)
東	迴歸係數 3.77267 1.35881 0.06107 0.63579	預報因子 1 X-12 ZU4 DH53	PCR 0 54.8 6.6 1.2
西		迴歸係數 2570.62109 1.70414 0.05333 1.09426 0.72088 0.98391 -11.13068	預報因子 1 X-12 ZU4 Z36 H41 DH53 P99
向		PCR 0 45.7 9.9 1.3 1.3 1.0 1.0	迴歸係數 -9535.85547 2.05252 0.08539 1.56199 1.09028 -1.90918 1.42358
位		PCR 0 36.3 12.2 1.6 1.6 1.1 1.2	預報因子 1 X-12 ZU4 Z35 Z41 H99 DH53
移		累計 PCR 值 60.2 121.5	累計 PCR 值 51.4 187.4
(運)		誤差 (週)	誤差 (週)

用，與 NSC-72 之比較或美國 NHC 方法有何異同等問題。由於非獨立資料有 855 次之多，僅以原始方程之 24 小時方程試用之。獨立資料則以 NSC-72 方法中所曾用過之 60 次就各種方程、各種預報時限加以試用以資比較。茲將校驗結果分述於下。

#### (一) 誤差傾向分析：

將颱風實際位置作為坐標軸之原點，預報位置與實際位置之向量差逐次點入坐標圖後，即可窺知路徑預報向量誤差之分配情形。作者經將非獨立資料 855 次及獨立資料 60 次之廿四小時預報向量誤差分別點繪成圖，均未發現偏於一隅之固定偏差 (consistent bias) 現象。復經試繪慢速方程 24、48 小時之向量誤差分佈圖，仍無該項現象。可知 NSC-74 方法並無一定之誤差傾向。本文僅刊出 60 次獨立資料之誤差分佈圖如圖三，以見一般。又自該圖統計得知預報位置



圖三 次獨立資料與實際位置 (24小時) 誤差分佈圖

Fig. 3 Distribution of 24-hr forecasting errors (vector) as a result of verification by 60 independent cases.

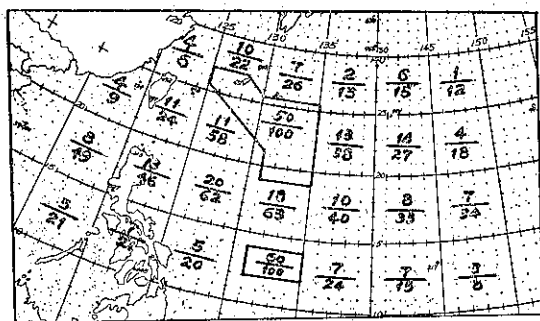
落在 60 哩範圍內者佔 40%，120 哩範圍內者佔 87%。後者與 NSC-72 方法所得結果相同。

作者復就 855 次預報中向量誤差值大於每時 5 哩者 (24 小時預報位置誤差大於兩個緯度) 予以挑出，逐案調查之結果如下。

1. 誤差大於每小時 5 哩者共有 167 次，佔總數 855 次之 20% 弱。

2. 其中緯度低於  $15^{\circ}\text{N}$  或高於  $25^{\circ}\text{N}$  者 52 次，轉向者 26 次，路徑詭異者 (停滯、打圈、往南等) 63 次，變渦旋者 7 次，均屬不正常之颱風，共佔 167 次中之 90%。預報員在天氣圖上見到上述各種情況，利用本方法預報時必須特別慎重。

3. 該 167 次颱風之地理分佈如圖四。組線繪出之範圍為容易產生較大誤差之區域。圖中百分比數值為誤差超過每時 5 哩與該區內預報總次數之比。



圖四 向量誤差特大 ( $> 5$  哩/小時) 案例之地理分佈  
Fig. 4 Areas with significant forecasting vector errors ( $\geq 5$  n. m./hr)

#### (二) 獨立資料校驗結果：

獨立資料 60 次在 NSC-72 方法中已預留作為校驗之用，係任意採自 1962-64 三年內之颱風個案，對兩次 (NSC-72 及 NSC-74) 方程製訂時均未參與分析者。經試用於 NSC-74 方法後之誤差結果列如表六。該表內並已將非獨立資料之誤差同時列出，以資比較。此處之誤差係以南北及東西兩分向量上之「平方根平均誤差」(RMSE) 分別計算後再經合成而得，並非逐次向量誤差之算術均數 (MVE)。兩者雖不相同 (後者應較正確)，但在兩個分向量上之誤差均屬常態分配 (bi-variate normal distribution) 之前提下，兩者應屬相等。

由表六可知 NSC-74 方程用於獨立資料除 48 小時外，誤差皆有減少，表示該方程穩定可用。但若與 NSC-72 方法之校驗結果 (同以非獨立資料為準) 比較，却見其反而略有退步。說明此次原始資料增加後因其個案性質分歧，變異量增大，即令其被解釋之部份不變，誤差自亦對應增大若干。

若將獨立資料 60 次分成快速、慢速及中間速度後，各有 23 次、9 次及 28 次，試用於 NSC-74 方法之原始方程與劃分快慢速度後之誤差作一比較，其結果如表七所示。

由表七知劃分後慢速及中速 ( $7 < V < 11$  哩) 方程可有若干進步，尤以慢速之 48 小時預報為顯著。快速方程則反有退步，縱數值不大，顯然不能使用。故作者認為在實際應用時，NSC-74 方法可以將第三節最後步驟 5 修訂簡化如下。

表六 NSC-74 方法各組方程校驗所得誤差

Table 6. RMSE (root mean square errors) for various NSC-74 forecasting equation sets.

校驗所用資料	方 程 組 別 預報時限	原始 (中速) 方程 $7 < V_{24} \leq 11$ 哩			快 速 方 程 $V_{24} \geq 11$ 哩			慢 速 方 程 $V_{24} \leq 7$ 哩		
		24小時	36小時	48小時	24小時	36小時	48小時	24小時	36小時	48小時
獨立資料 (60次內快速23次, 慢速9次, 中速28次)		82	139	216	83	135	196	124	197	228
非獨立資料 (原始855次, 快速561次慢速688次)		101	159	236	102	162	241	97	152	230
NSC-72 方法		99	154	226						

表七 NSC-74 原始方程與劃分快慢方程之校驗所得誤差比較表

Table 7. A comparison of RMSE's between primary equation set and fast-slow-speed equation sets.

誤 差 情 形	方 程 組 別 預報時限	中速方程 (68次)			快速方程 (23次)			慢速方程 (9次)		
		24小時	36小時	48小時	24小時	36小時	48小時	24小時	36小時	48小時
(1)仍以原始方程計算之誤差		82	139	216	78	134	188	130	202	272
(2)劃分快、慢、中而計算之誤差		82	139	216	83	135	196	124	197	228
(3)進步情形 (3)=(1)-(2)		+ 7*	+ 6*	- 1*	- 5	- 1	- 8	+ 6	+ 5	+ 44
(4)全部60次以原始方程計算之誤差		89	148	215						

(有\*號者係(4)-(3)之進步情形)

預報時首先用原始方程計算颱風位移折合每小時移速  $V$  後, 若  $V \leq 7$  則再用慢速方程求預報, 若  $V > 7$  則逕以原始方程求出之結果為預報。

又由表七之(1)及(2)欄作橫向之比較可得兩點結論如下:

1. 一律以原始方程計算誤差時, 快速颱風之誤差絕對值為最小。易言之, 原始方程已屬最適合於快速颱風者。重新分析並不能更增其 PCR。(若將中速組重新分析可能更佳, 但本次研究中未及作此試探)。

2. 慢速方程雖較原始方程進步, 但其誤差之絕對值則遠大於其他兩類。經分別檢查九次個案, 每次均屬轉向颱風, 其中三次之颱風路徑 (民國51年10月之艾瑪及53年8月之凱茜) 停滯打圈, 屬極不正常之颱風, 與本節(一)所作誤差分析符合, 無怪其誤差偏高。亦可說明劃分後之方程雖不能使其接近正常颱風之預報能力, 但確有改進。

## 六、檢 討 (結語)

(一) NSC-74 方法為 NSC-72 颱風路徑預報客觀方法之進一步試驗。前者經增加原始觀測資料及初選預報因子之數目, 復採用颱風移速快慢之精細劃分, 在理論上應較後者為慢。以獨立資料校驗結果, 發現誤差並無普遍而顯著之減小。檢討其原因有三。

1. 新增原始資料部份, 性質不若原有部份之整齊均勻, 因而增加其差量 (dispersion), 賸餘誤差乃隨變異數同時增加, 依統計原理, 本方法若試用於差量較大之獨立樣本, 必可獲得較 NSC-72 為優之結果。

2. 每小時十哩之平均颱風移速作為快、慢速劃分之標準雖無異議。但在實際作法上採取過大之寬容上下限, 使重疊 (中間) 部份太多, 致分速後之原始資料次數與未劃分前之總次數無大出入。因而劃分後之

預報方程進步不顯著。(僅慢速48小時方程進步達16%，具顯著統計意義，其餘均不足5%。)但如何決定最佳之劃分標準未能事前肯定，必經多次嘗試、驗證之試作而逐漸接近。惟因選擇迴歸法之計算機操作耗時頗多，目前國內環境並不允許作如此反覆之分析工作。

3. 另外一項屬於計算機運用之技術性問題為記憶容量。此次增加預報因子數目後，計算共軛變異數(co-variance)之次數隨之大增，所需記憶容量均非國內現有機種所能適應。本次研究幸得行政院主計處電子處理資料中心以其 IBM-360 儘量支援。該機具 192K 記憶，雖屬國內較大容量之機種，尚未能應付本法所需之要求。(該中心機器之換裝計劃適定於一九七五年度實施，致未及充份利用其改裝後之快速性能及倍徙容量。)不得已而分割變數(預報目標及因子)為兩段進行，然後將兩段內選出之變數湊合一起再作一次分析。又以同樣原因而未能採取精準之 double precision 計算。後據 Chase 氏函告 IBM 360 不用 double precision 計算可能導致精確度之損失，此為美國歷次試驗中所已證實之事。以上兩項純屬技術上之因素可能使分析結果略受影響。預期於行政院主計處資料中心換裝後當可在其支援下獲得證實及補救。(註：民國六十三年八月行政院電子處理資料中心之 IBM-370 改裝完成並加裝 virtual storage 後，作者已重新以 double precision 及不分割為兩段之方式就原資料重加分析，結果所差極微，僅在迴歸係數之小數點後稍有出入而已)。

(二)由誤差分析知誤差較大之預報案例大多屬不正常颱風，如停滯、打圈、雙渦旋、轉向後之加速進行等。除最後一項並不構成對預報員之困擾外，其他大都移速甚慢。應用慢速方程後雖一般能減少其誤差值，然其絕對誤差值仍嫌過大。若在劃分之技巧細節方面再加推敲，平均誤差定可繼續減少，但基本解除之道恐非統計方法所能為力。美國近一、二年內針對此問題正作兩種努力。

1. 應用多層、細密網格系統之斜壓模式從事數值預報以求熱帶氣旋之強度變化及移動路徑之預報。過

去動力預報之效果平均而言雖然永遠落後於統計及主觀預報，然對詭異行徑之風暴言則可略居上風，較長期之預報更是如此。

2. 與其他客觀預報方法聯合使用，例如類比法之 HURRAN、氣候學法之 CLIPER 等。然後當場作一「診察」性分析，決定該次颱風應以何種預報方法應付最見效果。

以上第 1 項尚待我國數值預報奠定基礎後方有望試驗。第 2 項則可以參酌試用。例如中央研究院即曾以類比法作颱風行徑預報之初步研究。惟不論何種方法，必須能隨時利用計算機操作乃屬前提條件之一。(三)本文實驗之劃分僅限於速度一端。實則劃分之功用既在減少差量以達增進預報準確率之目的，故祇要有足夠之過去資料可供迴歸分析，劃分有種種方式可用。例如地區、季節、距平、風暴強度等。甚至可在預報當時就一業經整理完竣之龐大原始資料集團中抽取與本颱風性質相近之部份作為非獨立資料，當場求得預報方程後得出預報值。不過，誠如鄭邦傑氏在「颱風路徑客觀方法驗證」一文中所言，預報方法之事前準備步驟若過於繁複，則預報製作時效上可能不合要求。此一矛盾非不可解決，要之仍在計算機之方便利用耳。

## 參 考 文 獻

- (1) 陳毓雷、鮑學禮，民 62 年：「颱風移動路徑及強度之客觀預報」，國科會研究彙報第六期 pp 121-129。
- (2) 鄭邦傑等，民 62 年：「颱風路徑客觀預報法之驗證」，氣象學報十九卷四期，pp 39-50。
- (3) 陳毓雷，民 62 年：「颱風預報之進步與困難問題」，氣象學報十九卷四期，pp 58-67。
- (4) B. I. Miller P. P. Chase, 1966: "Prediction of hurricane motion by statistical methods," monthly Wea. Rev. Vol. 94, No. 6
- (5) B. I. Miller, E. C. Hill & P. P. Chase, 1968: "A revised technique for hurricane movement by statistical methods," Monthly Wea. Rev. Vol. 96, No. 8

# 苗栗—豐原地區地震之研究

## On the Earthquake Study in Miaoli-Fengyuan Area

熊雲嵐

Yuo-mei Hsiung

### ABSTRACT

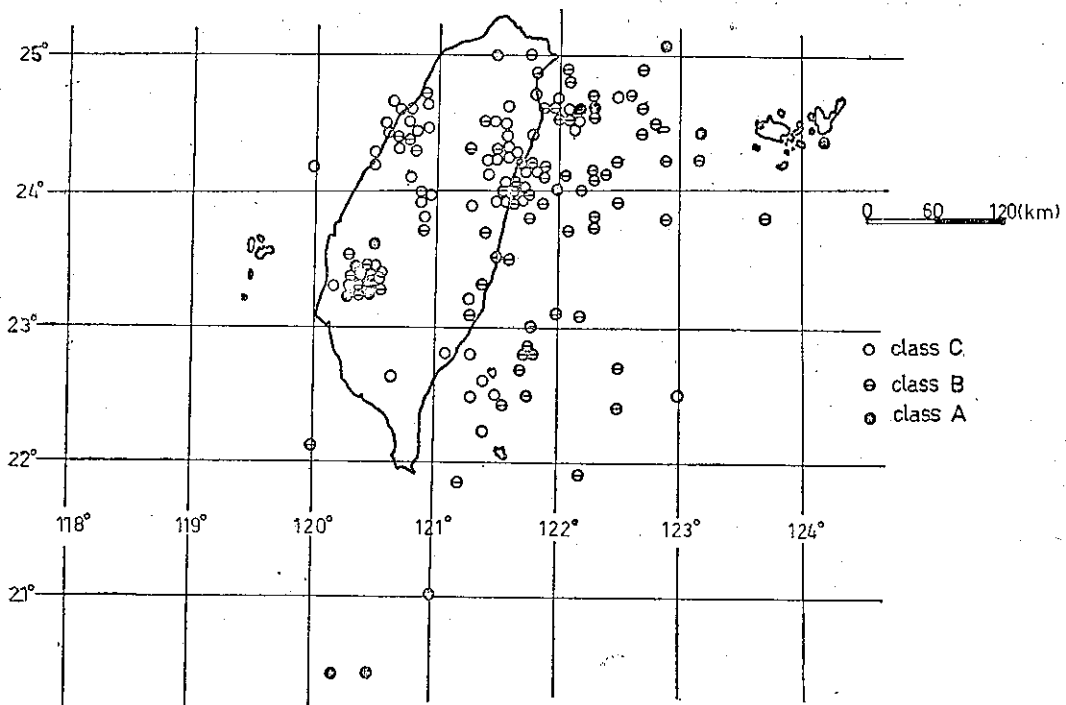
Sponsoring by the Freeway Bureau, a microearthquake survey has been fulfilled in the area of Miaoli-Fengyuen, the central western part of Taiwan, at the end of 1973. Combined the microearthquake data and a disastrous earthquake on April 21, 1935 in that area, we get several fault plane solutions. The results suggest a group active fault in that area.

According to the past earthquake data, supporting by Central weather Bureau, we estimated the relationship between the earthquake magnitude and return period, which is very useful for the economic planing.

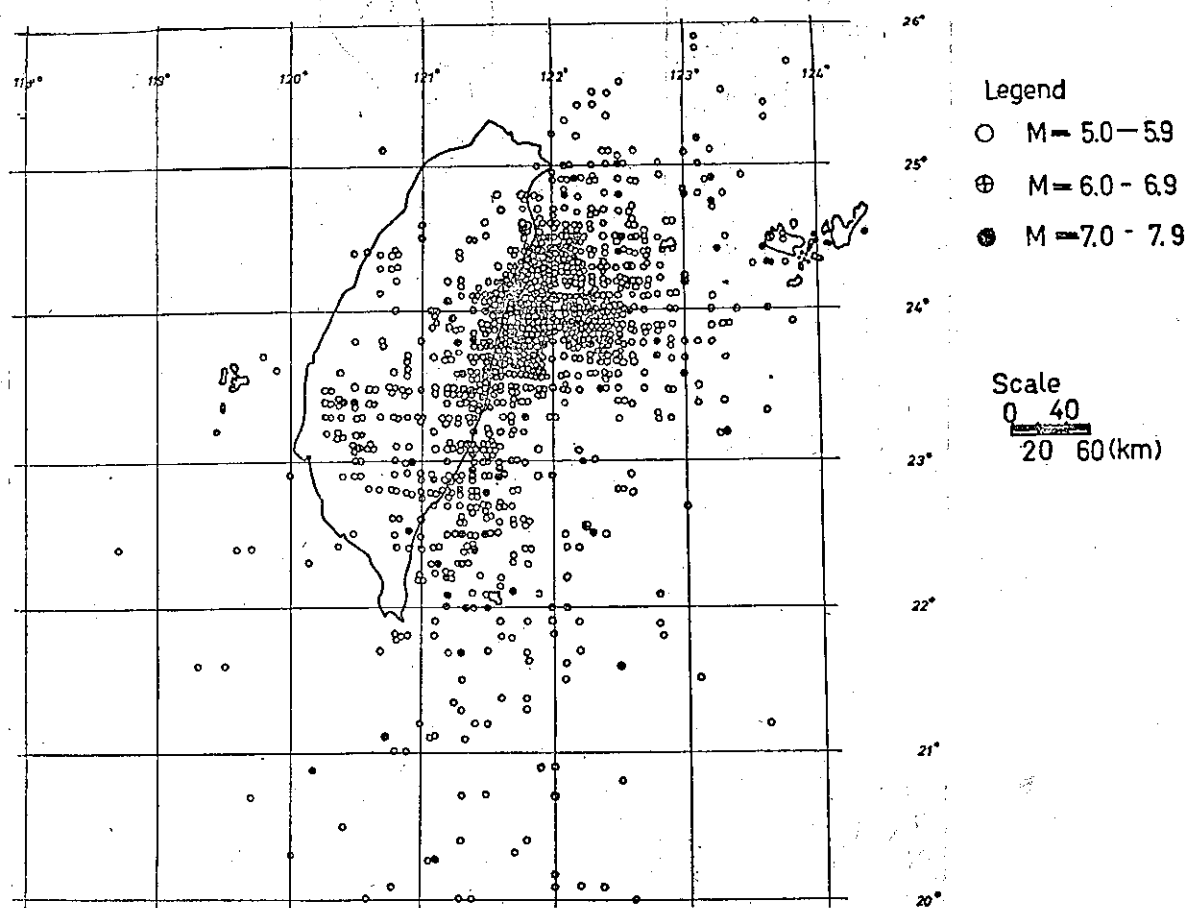
### 一、引言：

臺灣位於亞洲大陸之邊緣，正好座落在環太平洋地震帶上，所以臺灣島及其周圍，地震活動很頻繁，歷史上某些破壞性地震，曾使它遭受到嚴重的損害。因此，臺灣地震活動之研究，乃是工程設計和長期經濟建設計劃所最關心的問題。

南北高速公路之興建，是最近幾年來投資最龐大的經濟建設，平均而言，每公里工程費用要超過新臺幣壹億元，尤其是遇到河流，需要興建橋樑的地方，花費更不只此數。南北高速公路中苗段經過的地方，就需要建三座長橋。雖然近幾年來該地區無強烈地震發生，但是根據過去的地震資料(1)見〔圖一，圖二〕



圖一 民國前十一年至二十四年全省地震震央分佈圖 (中央氣象局資料)  
Fig. 1 Distribution of earthquakes in Taiwan Region (1900-1935).



圖二 民國二十五年至五十八年全省地震震央分佈圖（中央氣象局資料）

Fig. 2 Distribution of earthquakes in Taiwan (1936-1973).

顯示，曾經造成嚴重的災害，尤其是民國二十四年四月二十一日，在關刀山附近發生的強烈地震（地震規模七·一），及一連串的餘震，造成一萬五千餘人的傷亡和五萬多間房屋的毀損，成為本省歷史上最嚴重的地震，因此我們必須注意中苗地區之耐震問題。

基於此認識，中央研究院物理研究所地震組，於民國六十二年底，接受交通部南北高速公路局之委託，進行研究中苗段地區地震問題，筆者受命執行此計劃。本文即報告地震組八週野外微小地震調查（Microearthquake Investigation）資料，民國二十四年大地震餘震資料，及中央氣象局過去地震資料，綜合分析之結果。

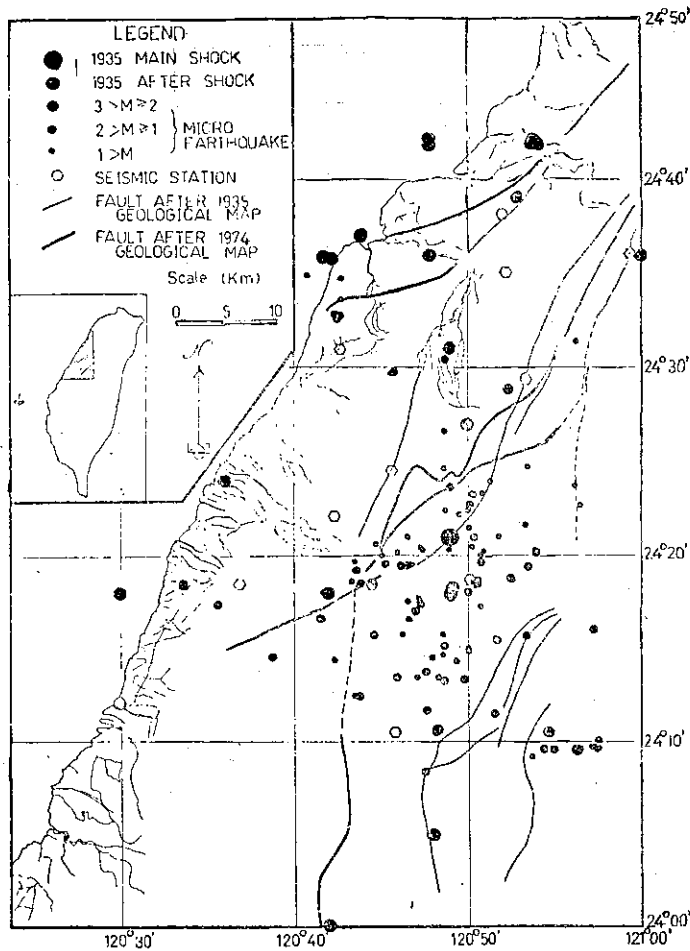
中苗段系指苗栗豐原地區，在臺灣中西部，本文研究範圍為北緯  $24^{\circ}00'$  至  $24^{\circ}50'$  之間，及東經  $121^{\circ}00'$  以西地區。民國二十四年大地震，遺留許多斷層痕跡，總數達十公里，根據中國石油公司及經濟

部發表之臺灣地質圖(2)，有好幾條斷層在該地區〔見圖三〕，由微小地震調查，可指示這些斷層中，那些是具有活動性的，本文分節述明，微小地震調查經過，資料處理步驟與結果。

## 二、微小地震調查：

根據最近的地震學理論，認為絕大多數的淺層地震是因地殼中，斷層急遽錯動（dislocation）而引起的。一般而言，距離地震斷層越近的地方震力越大，受損的機會也相對提高。如有選擇餘地，我們應儘量避免把耗資龐大而又易受地震影響之工程設施興建在地震斷層附近，若受其他因素之限制而無法遠避時，則宜適度加強耐震設計。因此，準確地勘定可能發生地震之活動斷層的位置，是提供經濟建設計劃最基本的資料。

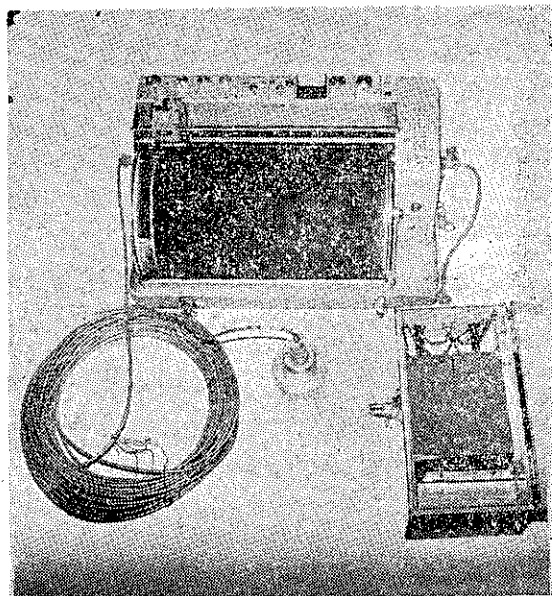
微小地震調查就是利用高度靈敏的地震儀器，觀



圖三 民國二十四年烈震震央及微小地震震央分佈圖

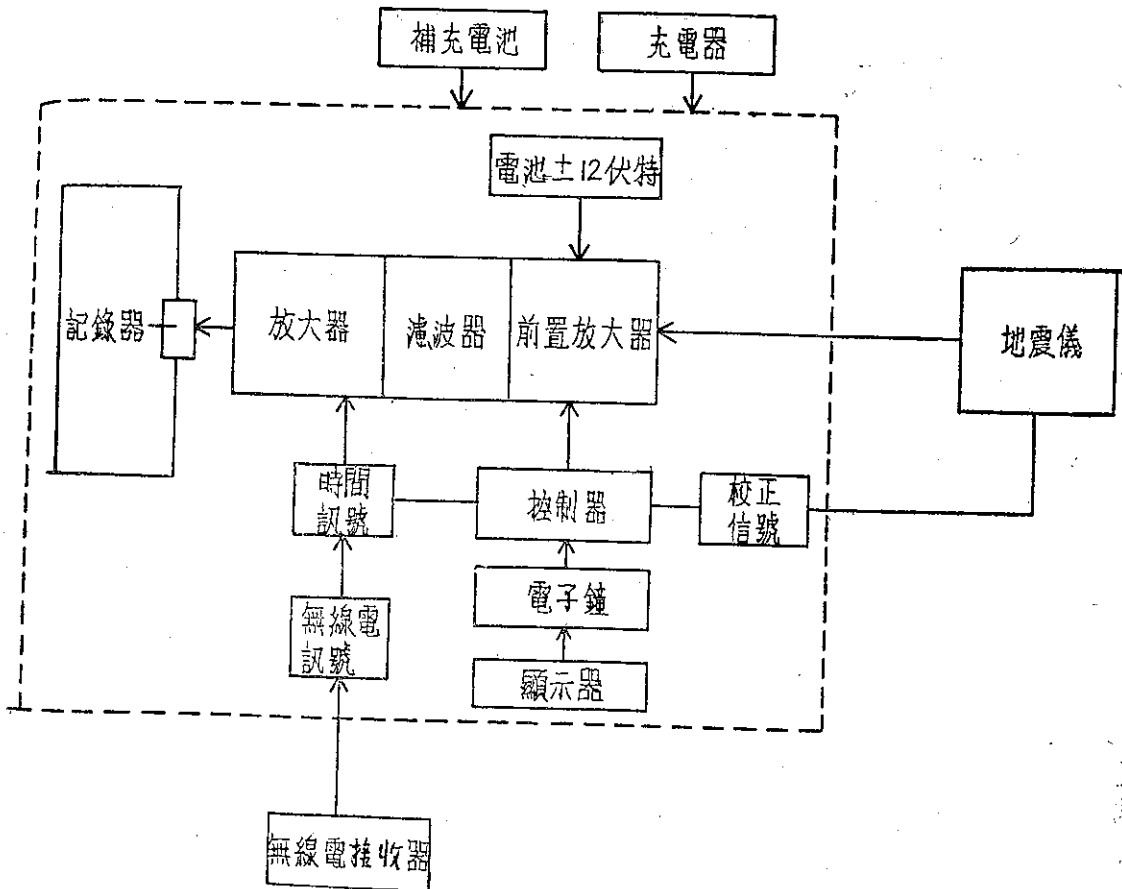
Fig. 3 Epicenter of main shock & after shock on April 21, 1935 and Microearthquake at the end of 1973.

測微小的地震，因為這些微小地震可反應出地殼內剛塊運動 (Tectonics movement) 的程序，及地震時空分佈之關係資料。同時，可從震波形象，推出震源的力學性質。而這些資料若要等到大地震發生時陸續收集，需要相當長的時間，無法配合臺灣目前或即將進行的各項經濟建設計劃，為了能在短時間內，在局部性地區，收集到足夠資料，我們採用手提式地震儀 (Portable seismometer)。此系統包括；短周期垂直向地震儀一個 (或水平向)，煙煙滾筒記錄器一個，電子鐘一個，受電池能源一組 [圖四]。除了具有高靈敏度外，因體積小，重量輕，可以在任意合適的地方安置，使具有極高之機動性，又因各系統內具有電力鐘一個，每天與標準時間校對兩次，一次在記錄開始時，一次在記錄終了時，以保持整個臨時測震網之記錄系統在同一時間基準上，可以提高地震定位與定時之準確度。野外作業使用之手提式地震儀系統圖 [見表一]。



圖四 手提式地震儀設備圖

Fig. 4 Picture of Portable seismometer (MEQ-800)



表一 手提式地震儀系統圖

Table 1. Portable seismometer system block diagram.

在苗栗——豐原地區微震調查之野外作業共計八週，因為調查地區形狀南北狹長，對於設置臨時地震站不合適，所以決定分為兩個階段，第一階段包括苗栗地區，從民國六十二年十月十七日開始，共計四週後，接着於十一月十三日開始，在豐原地區進行第二階段。各階段均設六個地震站，作近似網狀之分佈，兩地區利用三義站為連接點，共計利用十一個地震站，各站坐標、地名，及放大倍率請見〔表二〕。

臨時地震站站址的選擇是野外工作最困難的一環，因為如果要記錄微小的地震波，必須避免人為的雜波與自然界的雜波，其必要條件是人跡稀少的岩盤。但是因為儀器的記錄必須每天更換，儀器的狀況必須每天檢核，又須顧慮到儀器的安全問題，這就需要選擇交通方便有人居住的地方。這兩個條件是互相矛盾的，往往只有互相牽就，尤其臺灣四週都是海岸，地震雜波本身就大，在沿海地區沙質土壤更為顯著，往往為了選擇一個臨時地震站要花上兩三天時間，儀器

設定以後即開始每日二十四小時連續不中斷的記錄。

(表二) 臨時測震站名、站號、坐標、及地震儀之放大倍率

Table 2. Temporal seismic station site, coordinate and seismometer amplification.

站 號	站 名	經 度	緯 度	放大倍率 db
1	鹽水坑	120° 53.53'	24° 29.23'	72
2	三 義	120° 45.83'	24° 24.63'	72
3	馬眉坑	120° 42.82'	24° 30.96'	66
4	明德村	120° 52.22'	24° 35.00'	66
5	錦水村	120° 52.12'	24° 38.07'	66
6	南 庄	120° 59.51'	24° 36.04'	72
7	食水坑	120° 50.28'	24° 18.66'	66
8	南 勢	120° 42.32'	24° 22.07'	66
9	后 里	120° 44.50'	24° 18.50'	66
10	客 庄	120° 36.88'	24° 18.43'	66
11	北 坑	120° 45.85'	24° 10.41'	66



### 三、資料處理：

在八週的野外工作中，收到相當多的地震記錄，因為我們的目的是要瞭解苗栗——豐原地區地震性質，所以第一步工作是先刪除遠地地震，基本上只分析處理當地地震。我們選取的標準是各站記錄，P-S波間隔小於十秒的。第二步是將四個以上臨時測震站同時收到的地震記錄，讀出P波與S波到達時間，及信號總持續時間，製成卡片，送入電子計算機，利用已設計好之電子計算機程式，定出該次地震之震源位置，發震時間及地震規模。爲了彌補臨時地震站數量之不足，故將本組全省固定測震網中，最靠近之東勢站及達見站記錄，加入一併計算，儀器本身之計時誤差，當作綽性分佈加入修正計算。

震源定位與定時方法，係根據 Gerger's (3)，其基本原理大致如下：

設  $(X_i, Y_i, Z_i)$  是第三個測震站坐標， $X, Y, Z$  是震源座標，是第三個站震波到達時間的觀測值， $t_i$  是第  $i$  站震波到達時間的計算值，爲地震的發震時間，令震波到達時間的觀測值與計算值之差爲  $R_i$ ，則  $R_i = T_i - t_i$ ，若  $R_i$  甚小，則由泰勒氏定理展開式：

$$R_i = dt + \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i$$

令  $e_i$  爲極小，經由最小二乘法，可求出  $dx, dy, dz$  和  $dt$  則發震時間和震源經修正爲

$$t + dt, x + dx, y + dy, z + dz.$$

最初開始計算的震央位置及發震時間，分別採用最先收到 P 波之地震站位置及 P 波到達時間震央深度是根據經驗之假設數字。如此經過數次複算至。

$$dt \geq 0.1 \text{ (秒)} \quad \sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \geq 0.05$$

公里爲止，即可求出適當的震央位置與發震時間，若重覆八次仍不能收斂，則放棄該次地震之定位與定時工作。因爲到目前爲止，臺灣細部的地殼模型資料尚未作出，目前使用在定位及定時的地殼模型〔表三〕，是根據學理推理出來的。

(表三) 用於地震定位之地殼模型

Table 3. Crustal structure used for locating earthquake hypocenter.

深度 (km)	P波速度 km/sec	S 波速度 km/sec
0-4	4.0	2.2
4-15	6.0	3.4
15-35	6.8	3.8
35	8.1	4.5

計算地震規模的公式，是根據 Lee (4)，

$$M = -0.87 + 2.0 \log(\tau) + 0.0035\Delta$$

式中  $M$  是地震規模， $\tau$  是信號持續時間， $\Delta$  爲震央距離，各測站所得地震規模之平均值，即爲該次地震之地震規模。上列三項係數是引用美國加州地震研究所者。

在第一次電子計算機輸出資料中，若 P 波，S 波誤差值過大，即要加以修正。首先與原始資料校核，修改有錯誤的地方，其次是根據地震學學理與經驗，修訂 S 波到達時間，或重新訂各站 P 波，S 波之權值(weight)。最後的標準是要 P 波，S 波誤差及誤差平方均根值均小於 0.5 秒。在這個標準下，定位誤差相信是小於兩公里，特別是在網內的地震。震源深度之誤差一般而言，要比位置誤差大。八週的野外微小地震調查，捨取結果得到微小地震一百個，地震規模介於 0 與 3 之間，皆爲淺層地震，平均深度爲十五公里，震央分佈見〔圖三〕，大致與上次大地震餘震相似。

### 四、斷層面解 (fault plane solution)

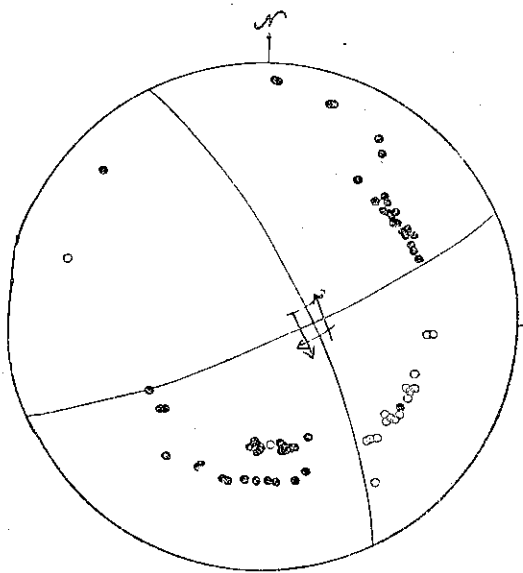
根據斷層運動的性質，可將斷層分爲三大類；一爲逆斷層，對下盤來說，上盤會作向上運動的斷層，這種斷層表示地殼的縮短。一爲重力斷層，對下盤來說，上盤會作向下運動的斷層，這種斷層表示地殼的增長。另一種爲走向變位斷層，又稱本平移斷層，是一種位移平行於斷層走向的斷層。在走向變位斷層中，我們對着斷層的走向來觀察，若左邊的岩塊向着自己運動過來，這樣斷層叫左手走向變位斷層（簡稱左移斷層），如右邊的岩層向着自己運動過來，叫右手走向變位斷層（簡稱右移斷層）。

地震之發生主要是由於地球內岩石應力大過岩石不能承受強度時，岩石發生錯動所致，這一錯動部份就是所謂的斷層面，從遠處看，這錯動面可能成爲一點，即稱爲震源 (hypocenter)。地震發生時，自震源產生兩種體波 (body wave)，第一種叫 P 波，是爲縱波，第二種叫 S 波，是爲橫波，速度大約爲 P 波的三分之二。由於斷層的運動，使得在運動方向地殼受到壓力 (compression)，反方向受到拉力 (dilatation)。所以在受壓地區與受拉地區 P 波的初動方向正好相反。

反之，若有一羣集中的地震，假設是由同一斷層機構產生，利用各地震站收到的 P 波初動方向，地震站相對於震源位置之方位角 ( $\alpha$ )，及地震 P 波入

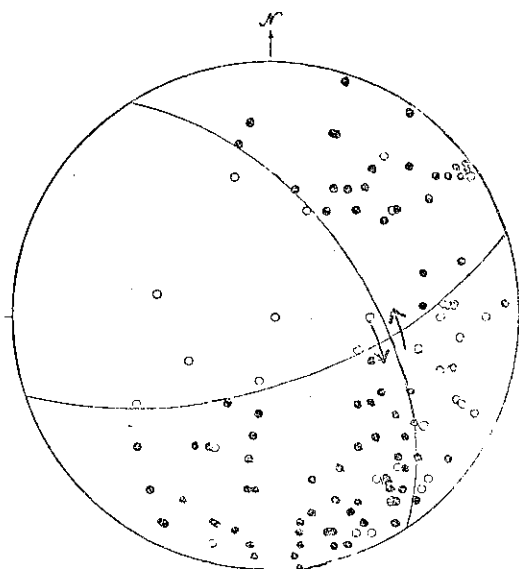
射角  $\beta$ ，以震央為中心，若  $\beta$  小於九十度，以  $r = \sqrt{2} \sin \frac{\beta}{2}$  為半徑，直接投影在下半球等面積投影上，若  $\beta$  大於九十度，則  $\beta' = 180 - \beta$ ，以  $r = \sqrt{2} \sin \frac{\beta'}{2}$  為半徑，投影在下半球等面積投影上，根據此資料，可決定兩個直交之斷層面，再參考現地地質資料即可選出一個較合適的斷層面。由地震資料得到斷層之運動方向，走向及傾角，稱為斷層面解。

民國二十四年大地震規模為 7.1，隨後幾個月內均有相當多而且大的餘震，因為那時候全省地震測震站數目少，同時放大倍率也不很高，能够記錄下來足以定位的餘震規模也都需要相當大，所以被記錄到的地震數目相對減少很多，目前可以參考是保留在新竹——臺中烈震報告(5)中的資料，其震央分佈請見〔圖三〕，在那些地震資料中，記載有 P 波初動向者更少，所以沒有辦法以每個地震各別做出斷層面解。但是根據餘震的分佈及當時地面裂斷的痕跡，我們可以假設，這些地震均由同一斷層組錯動所引起的。在此假設下，我們利用所有餘震的 P 波初動資料，做成綜合的斷層面解〔圖五〕。

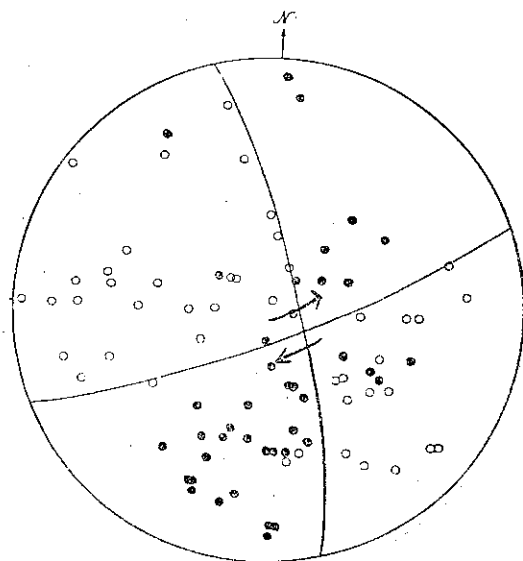


圖五 民國二十四年烈震主震及餘震綜合斷層面解  
Fig. 5 Fault plane solution of Earthquake on April 21, 1935.

八週野外觀測一百個微地震，乍看之下是相當零亂的，但經過分類整理後，可做出四組斷層面解，分別以 A,B,C,D 表明，見〔圖六、七、八、九〕。A 組包括三十八個微震，位置均在北緯  $24^{\circ}10'$  與  $24^{\circ}30'$

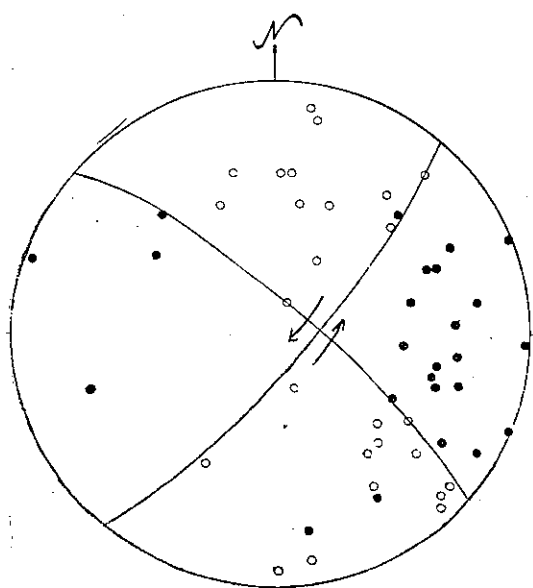


圖六 微地震調查資料A組之斷層面解  
Fig. 6 Fault plane solution of Microearthquake group A.

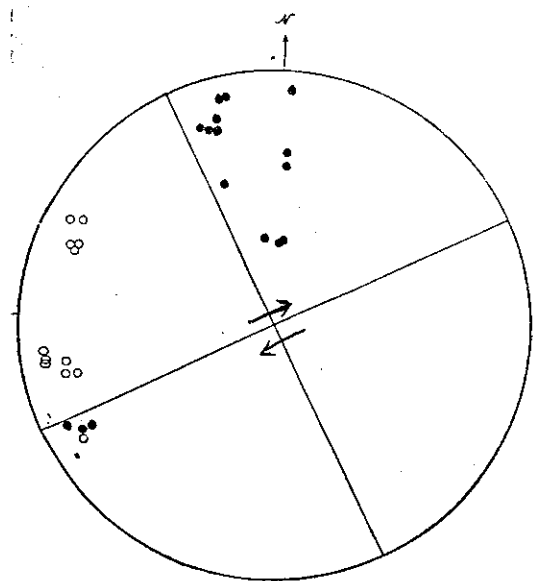


圖七 微地震調查資料B組之斷層面解  
Fig. 7 Fault plane solution of Microearthquake group B.

及東緯  $120^{\circ}45'$  與  $120^{\circ}55'$  之間。B 組包括微震二十三個，沿着民國二十四年地震斷層（屯子脚）方向。C 組包括微震十三個，在民國二十四年主震地區。D 組包括六個微震，在北緯  $24^{\circ}34'$  與東經  $120^{\circ}43'$  相交地區。



圖八 微小地震調查資料C組之斷層面解  
Fig. 8 Fault plane solution of Microearthquake group C.



圖九 微小地震調查資料D組之斷層面解  
Fig. 9 Fault plane solution of Microearthquake group D.

### 五、地震規模與回復周期：

許多自然界的現象，諸如地震海嘯等，出現的時間大小極不規律，到目前為止，尤沒有辦法可以準確

的預測，對這些不可捉摸的天然災害，只有借助統計方法，從經年累月收集的資料中，求其出現的或然率。統計上的基本假設是認為；在一段很長的時間內，事件出現的機會是大致不變的。當然，過去的資料愈多，對我們將來的推算愈準確。

地震災害的回復周期 (Return Period)，對工程建設的經費有直接的關係，因為任何工程設施，都有一定的時效，如果我們希望在時效期間內，工程設施保證安全，換言之，不受地震的摧毀，我們可以無限制的加強安全設計，但是如此將非常不經濟，因為愈大的災害，一般而言出現機會是愈小的，而且安全設計的提高，其經費往往不只是試性的增加。所以我們必須在工程安全與經費上，作一抉擇。而要作這種決定的基本資料就是地震規模大小與回復周期之關係。

本組自成立已來，地震資料收集只有三、四年歷史，所以必須借用中央氣象局過去的地震資料，根據徐明同博士提供的過去地震資料民國二十五年至五十八年，在苗栗豐原地區，地震規模在四以上者共有一二八個，採用 Shakal & D. E. willis 的方法〔6〕，推算出整個地區的地震規模回復周期之關係見〔圖十〕。

A. F. A. E. Shakal & D. E. willis 方法假設，地震累積分佈函數接近下列關係；

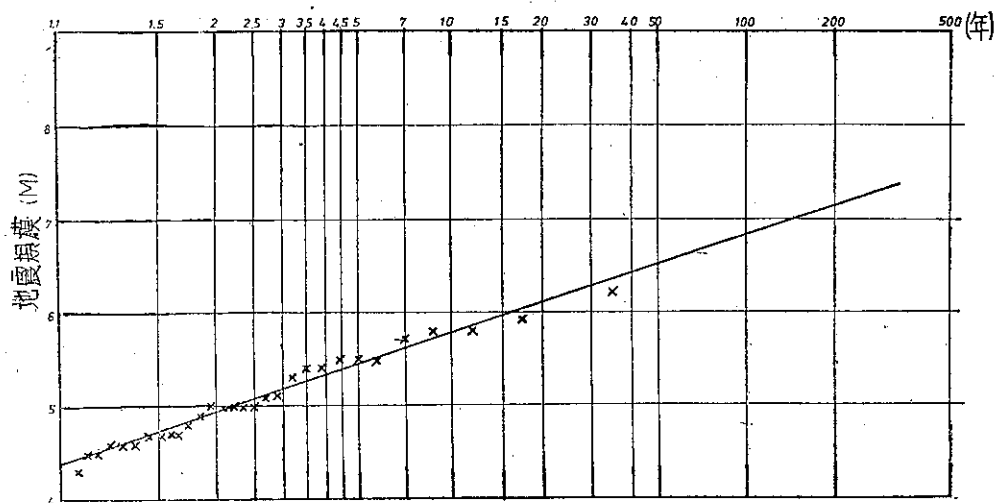
$G(y) = e^{-\beta(y-u)}$ ， $y$ 表示地震規模，推算的步驟如下：

根據徐明同博士提供的過去地震資料，由每年中選出最大的地震規模，並按照地震規模大小順序編號，見表四，倘若某年中地震資料有缺漏，則保留空位，若有幾年其最大地震規模相等，仍依順序編號，代入下公式中：

$$R = \frac{N+1}{i}$$

$N$ ：表示地震資料總共年數， $i$ ：表示順序編號， $R$ ：表示回復周期。

將  $R$  與地震規模  $y$  之關係畫在  $y = e^{-\beta x}$  圖紙上，再用最小二乘方法，算出最合適的直線〔見圖十〕，並可求出上式中  $\beta$  與  $y$  之係數，由圖上直線之進伸，即可推算出來和地震規模下之回復周期。



圖十 中苗地區地震規模與回復周期關係圖

Fig. 10. Relation between magnitude & return period in Taichung-Maioli Area.

(表四) 推算地震規模與回復周期資料表  
Table 4. Earthquake data for estimating  
magnitude and return period.

年	當年最大 地震規模	秩 序	時 間
1936	5.9	2	17.5
37	5.5	6	5.8
38	6.2	1	3.5
39	5.8	3	11.7
40	4.7	21	1.66
41	5.0	14	2.5
42	5.4	4	8.75
43	5.5	7	5
44	5.1	12	2.9
45	5.3	11	3.2
46	5.0	15	2.33
47	5.5	8	4.4
48	4.6	25	1.4
49			
50	4.3	30	1.17
51	5.0	16	2.2
52	4.9	19	1.84
53	5.0	17	2.06
54	4.6	26	1.25
55	4.7	22	1.6
56	4.5	28	1.25
57	5.7	5	7
58	5.4	9	3.9
59	4.6	27	1.3

60	4.8	30	1.75
61			
62			
63	4.5	29	1.21
64	5.0	18	1.95
65	4.7	23	1.52
66			
67	5.4	10	3.5
68	5.1	13	2.7
69	4.7	24	1.46

## 六、資料解釋：

根據民國二十四年大地震及餘震資料，做出的斷層面解為兩直交的斷層面，一為走向北  $64^{\circ}$  東傾角為  $82^{\circ}$ 。東北之右移斷層，另一為走向北  $30^{\circ}$  西傾角為  $67^{\circ}$  東南之左移斷層。前者與屯子腳斷層位置，方向完全一致，在那次地震時，該斷層裂痕伸進有十二公里。而後者與當時大部份餘震位置符合。由此可以相信，那次大地震是由兩條相交的斷層同時運動所引起的，斷層交點即在大地震主震央關刀山附近。

而根據微小地震資料作出的斷層面解，除了C組外，其他與大地震層面解相當符合。A組〔見圖六〕選取走向為北面之斷層面解，是一傾角為  $58^{\circ}$ 。東北之左移斷層，與大地震餘震分佈及斷層走向一致，而且微小地震的震央分佈也正正好在這一條帶上。B組〔見圖七〕選取走向為北  $68^{\circ}$  東之斷層面解，

是一傾角爲  $80^\circ$ 。東南之右移斷層，與屯子脚斷層及當時地面斷裂完全符合，在此層線斷上，分佈之餘震數目比較少可能是大地震之芝蕪斷層 (conjugate fault)。C 組〔見圖八〕所得之綜合面解，是與其他正好相反，代表一個左手斷層，走向爲北  $40^\circ$  東傾角爲  $80^\circ$  東南。這是很難理解的，但在臺灣局部地區，這種不規則現象很多。最後一組 D〔見圖九〕，在苗栗——豐原地區北方，雖然地震很少，但它的解非常有意義，我們選取的是右移斷層，走向爲北  $62^\circ$  東，傾角幾乎成垂直，它與屯子脚斷層性質相同，同爲右移斷層，而且走向幾乎平行，有六個微震及大地震的好些餘震震央，都集在已經的兩條斷層上。

### 七、結果與討論：

從過去的地震資料，推算出地震規模與回復周期之關係，可知在十五年間可能有一次地震規模接近爲 6 之地震，在五十年間可能有一次地震規模接近爲六·五之地震。這些數字略爲偏高，因爲受到可用資料不夠長之影響，同時這些資料涵蓋了整個新竹、苗栗、臺中三縣，比我們做小地震調查的區域要大，相信將來，有較長較多及較細部地區之資料，可以做得更準確。

在苗栗——豐原地區做小地震調查八週中，沒有遇到有感地震，皆爲微小地震。從微小地震震央之分佈及斷層面解，可以看出與民國二十四年大地震極爲相似，四十年來，這些斷層仍不活動，尤其是南部屯子脚斷層要比北部諸斷層活動得厲害。經常有微小地震活動的斷層，一般而言是比較可喜的現象，因爲它不容易聚集很大的應力，不容易產生規模較大的地震。反之，微小地震少的斷層是比較可慮的，一種情況是它根本不動，另一種情況是正在蘊釀大規模地震。

有兩個問題是值得繼續探討的：第一，C 組之解與 BD 兩組相反。在位置上，C 組是在 B 組之延伸部位

上，而且一般而言，臺灣西部水平方向之斷層，大多是右移斷層，C 組之解正好例外。第二，在北緯  $24^\circ 30'$  與  $24^\circ 40'$  之間，東經  $120^\circ 55'$  附近之紙湖斷層，在上次大地震時，地面有斷裂的痕跡，可是大地震之餘震或野外調查之微震分佈，均不是在此斷層附近。這次微小地震調查之臨時測震站，大多靠近高速公路將經過路線，上面提出問題之兩地區，值得再作細部調查。

### 致 謝：

本研究係接受交通部高速公路局委託，需時三個月完成，野外工作有本組劉久相，陳新壹先生協助，資料分析有本組馮至津先生協助，謹致謝意。

### 參 考 資 料：

1. Hsu, M. T., (1971): Seismicity of Taiwan and some related Problems. Bull. Intern. Inst. Seis. Earthq. Eng., ToKyo, Japan, 8, 41-16.
2. Ho, C. S., (1975); Geologic Map of Taiwan (1:250000). The Ministry of Economic Affairs, Republic of China.
3. Geiger, L., (1912); Probability method for the determination of Earthquake epicenters from the arrival time only, B.S.S.A 8 (1), 56-71.
4. Lee, W. H. K., R. E. Bennett. & K. L. Mcagher; 1972 A method of estimating magnitude of local earthquake from signal duration. U. S. Geological Survey. Open file Report 289.
5. 臺北觀測所新竹烈震報告 昭和十年四月二十一日 C. P pp.160
6. A. F. Shakal & D. E. Willis (1972); Estimated Earthquake Probabilities in the North Circum-Pacific Area. B.S.S.A 62, No. 6 P1397-P.1410

保密防諜·

人人有責·

匪諜自首·

既往不究·

# 作物氣象

## Plants-Meteorology

曾 文 柄

Wen-ping Tseng

### ABSTRACT

Plants-meteorology belongs to Agro-meteorology. Its main function is to investigate the plant's adaptation to natural environments.

The natural environments such as climate, geographical position, soil most relate the growth of the plants. All processes of the plant's growth are controlled by the natural environments. Particularly the climate not only affects the plant's harvest, character but also can limit the plant's distribution.

This report narrates the relation between the meteorological elements and the plant's form, physiology, growth and distribution.

作物氣象 (Plants meteorology) 是屬於農業氣象的一枝，其主旨在研討作物對於其自然環境的適應。因為自然環境如氣候、地勢、土壤等與作物生長的關係很大，而作物必須在自然界中生育，其全部生育過程必受自然環境的支配。尤其氣象不但影響到作物的收量品質，還能够限制作物的分布。

茲將主要氣象因素與作物的關係，分別詳述如下：

### 一、氣溫與作物

(1) 氣溫 (Temperature) 的高低，對於作物生長有密切關係。如同化作用 (Assimilation)，呼吸作用 (Respiration)，蒸散作用 (Transpiration) 以及同化物質的轉流等作物生理現象，皆顯著地受其影響。

氣溫對作物生育的影響極為重要，例如作物的發芽、生長、開花、結實、成熟、葉面蒸發、果實中所形成的脂肪、澱粉、醣類、蛋白質含量等，均直接或間接與氣溫有關。尤以開花授精時，對溫度更為敏感。

(2) 維持作物生命的溫度，有一定的界限。生長溫度即在此界限之內。生長溫度可分為最低 (Minimum)，最適 (Optimum)，最高 (Maximum) 等三種主要溫度 (Cardinal temperatures)。

這三種溫度，不僅依作物種類，品種的不同而異

，同時亦依發芽、生長、成熟等生育時期，以及地上部、地下部等器官的不同而異。更依生理的條件及溫度持續時間的不同而異。

通常植物接近最高，最低兩溫度時，則妨礙發芽。抑制生長，影響開花授精及稔實等現象。

倘於自然界的遇此種不適宜的溫度時，作物僅能維持其生命 (休眠狀態 Dormant) 而不能生長。

茲將臺灣主要作物生長期間對溫度的需要情形如下表：

各種主要作物的生長溫度

作物種類	最低溫度	最適溫度	最高溫度
水稻	10°~12°C	30°~32°C	36°~38°C
甘蔗	12°C	30~32°C	36~40°C
落花生	12°C	25°~30°C	36~40°C
甘藷	10°C	22°~30°C	35°~38°C
玉蜀黍	8°~10°C	30°~32°C	40~44°C
黃麻	15°C	20°~30°C	40°C
菸草	13~14°C	28°C	35°C
胡瓜	12°~15°C	32°C	40°C
大豆	5°C	23~25°C	30°C
茶	5°~8°C	16°~22°C	32°C
小麥	3°~4°C	25°C	30°~32°C
豌豆	1°~2°C	30°C	35°C

(3)通常熱帶作物較溫帶作物需要高溫。同一作物其地上部較其地下部需要高溫。大部分作物在  $15^{\circ}\text{C}$  ~  $30^{\circ}\text{C}$  的範圍內，其生育大致良好。據斯密斯氏 (Smith 1920) 稱多數作物在溫度  $6^{\circ}\text{C}$  以下時即停止生育，故認為最低溫度為  $6^{\circ}\text{C}$ 。

又據佐佐木喬氏 (1972) 的實驗結果，溫度接近  $45^{\circ}\text{C}$  時，則作物的生長完全停止。總之在亞熱帶 (臺灣) 的作物其最低溫度應為  $0^{\circ}\text{C}$  ~  $10^{\circ}\text{C}$ ，最適溫度為  $20^{\circ}\text{C}$  ~  $30^{\circ}\text{C}$ ，最高溫度為  $40^{\circ}\text{C}$  ~  $45^{\circ}\text{C}$ 。

(4)作物在最高或最低溫度時，尚不致於死滅，只不過停止生長而進入休眠狀態而已。至於所謂死滅溫度乃係作物細胞的機能停止，漸趨於死亡。其枯死的原因有二：①當溫度達最高點時，細胞質 (Cytoplasm) 即行凝固，因而失去生活機能。②溫度達最低點時，細胞內的水份由細胞間隙流出而結冰，細胞內的水份減少，作物因而遂漸枯萎 (Wilting) 而死。

高溫與低溫持續時間的長短，對作物的危害程度有所不同。即於短期內尚無大礙，倘持久下去則有害於作物。同種作物亦依生育時期 (Stage) 的不同而有所差異，即作物生活達旺盛時期，易受危害。

(5)作物由發芽至成熟，其間必需保持固有溫度的總和，否則生育難能旺盛，收穫難達理想。例如熱帶原產的作物，倘引種到溫帶，不但不能收穫，而且難於生長，此即作物的有效溫度 (總計溫度) 不足所致。但各種作物在生育過程中，究竟需要多少總計溫度，至今尚無正確數字，茲錄哈柏蘭氏 (Haberlandt) 的主要作物在生育過程中所需溫度的總和表如下：

主要作物在生育過程中所需溫度的總和

作物名稱		最低	最高
水	稻	$3.500^{\circ}\text{C}$	$4.500^{\circ}\text{C}$
玉	蜀黍	$2.370^{\circ}\text{C}$	$3.000^{\circ}\text{C}$
菸	草	$3.200^{\circ}\text{C}$	$3.600^{\circ}\text{C}$
向	葵	$2.600^{\circ}\text{C}$	$2.850^{\circ}\text{C}$
蠶	豆	$2.300^{\circ}\text{C}$	$2.940^{\circ}\text{C}$
大	豆	$2.500^{\circ}\text{C}$	$3.000^{\circ}\text{C}$
菜	豆	$2.400^{\circ}\text{C}$	$3.000^{\circ}\text{C}$
藝	苔	$2.300^{\circ}\text{C}$	$2.500^{\circ}\text{C}$
馬	鈴薯	$1.300^{\circ}\text{C}$	$3.000^{\circ}\text{C}$
小	麥	$1.870^{\circ}\text{C}$	$2.250^{\circ}\text{C}$
大	麥	$1.750^{\circ}\text{C}$	$2.075^{\circ}\text{C}$
亞	麻	$1.600^{\circ}\text{C}$	$1.800^{\circ}\text{C}$

## 二、日照與作物

日照 (Daylight) 是地球上「能」 (Energy) 的主要來源，為作物光合作用 (Photosynthesis) 的原動力，並為決定作物生產的重要因素。同時日照亦能抑制植物體的徒長及充實增強植物體各部組織。由此可知日照對於農業極為重要。

(1)日照與作物的生長：植物在生長期中的需光量因種類而不同。需要量少的稱為陰性植物 (Shade plants)，如羊齒類及苔蘚類。需要量多的稱為陽性植物 (Light plants)，如松樹。一般農作物大多數是需光量較多的陽性植物。

明瞭各種作物的需光量，為今日農業氣象學的重要課題之一。然而測定需光量的唯一方法，

即為補償點 (Compensation Point) 的研究，所謂補償點，即碳素同化作用所吸收二氧化碳的量，與呼吸作用所呼出二氧化碳的量，達相等時之點，稱為補償點。如日光較此點微弱時，則消耗植物體的異化作用 (Dissimilation) 較構成植物體的同化作用 (Assimilation) 為大，故植物漸趨衰弱。如較此點更為低弱時，則植物生育即告停止，此即所謂植物的最小需光量。

日照如果不足，則構成植物的主要物質，——碳水化合物  $\text{C}_n(\text{H}_2\text{O})_n$  不能充分形成，最易引起一般生育上的不良現象。據多數學者的實驗結果謂，假使在短期內遮斷日光，則植物即呈發育上不良的現象，尤其以子實為生產目的的作物受其影響為最大。(如稻米) 實際上日照時間愈長，光度愈強，產量必隨之增加，但日照達某程度以上時，則產量反而因之減少。

總之，凡作物在日照不足時，碳素同化作用及蒸散作用必呈衰弱狀態，因此開花結實遲緩，

作物體發生徒長現象，結實量減少，果實的色澤、香味亦不佳。

(2)日照不僅與作物生長有密切關係，且能左右作物的形態，支配蒸散作用及影響開花結果的效能。簡言之，日光不僅支配生長速度，且能變化體型。通常所謂生長 (Growth)，不外增大形態與增加其乾物質，——\* (乾物質係經  $150^{\circ}\text{C}$  乾燥的植物質，由可燃性的有機質及不燃性的無機質所組成)。——然此兩者不可能同時兼得。例如於陰處栽植的豌豆，其幼芽特別細長而乾物質却減少 (體積生長 Volume-growth)，反之，於日光較強之處，則植物營旺盛

的碳素同化作用，並增加乾物質，惟體積生長微受控制，（重量生長 Weight-growth）。由此可知植物於晝間增加其乾物質，夜間增加其體積。

### (3) 日長對作物的影響：

所謂日長，就是每天廿四小時中，白天的時數，也可以說是每天日照的長短。作物的開花結果，大都受日長長短的影響，作物的這種反應稱為光期感應（Photoperiodism），或稱日長效果，是由 Garner 及 Allard 兩氏最早發現。此後復經多數學者的研究結果，得知大部份的作物必須在適當的日長下才能開花，否則開花延遲或不開花。並且得知大多數的作物均各有其一定的臨界日長，也就是剛好够開花的日長。當日長比臨界日長短時才能開花的植物稱為短日性植物（Short-day plants）；反之，當日長比臨界日長，長時才能開花的植物稱為長日性植物（Long-day plants）；通常春天播種，秋天開花的植物，如稻、大豆、粟（小米）等屬於短日性植物。秋冬播種而至翌年春夏開花的作物，如小麥、燕麥、馬鈴薯、甜菜等則屬於長日性植物。

此外尚有部份作物，不論日長的長短怎樣，均可開花的，稱為中性植物（Indeterminate plants），例如蕃茄、茄子等。又必須在一定的日長時數下才能開花的植物稱為定日性植物（Definite-day plants）。例如甘蔗品種 F106 必須在日長為 12 小時至 12 小時 45 分，才能形成花芽，超過或不足此數，均不會形成花芽。

(4) 作物對日長長短的反應，因種類不同而可分成上述四類，但是同一種作物，因品種成熟早晚的不同，對日長長短的反應，亦有顯著的差異。例如大豆早熟種屬於中性，晚熟種屬於短日性。又臺灣的蓬萊稻品種一般都顯示中間性，但在來稻則有一部份品種屬於短日性，此一部份品種遂不能在第一期作栽培，而只能在第二期作栽培。因此在來稻品種具有期作性。

## 三、降水與作物

(1) 各種作物在生育期間：對水分依賴的程度各不相同。有的作物需在水中才能生長良好，有的喜好潮濕的地方，有的抗旱性較強，乾旱的地方亦可長生良好。所以雨量的多少，限制作物的分佈甚嚴。

一般言之，年雨量不及 250mm 的地方稱為乾旱區，除非有良好的灌溉設施，不適合栽培作物，只能勉強供放牧用；年雨量在 250mm~500mm 的地方稱為半乾旱區，最宜放牧，若干作物如小麥、蜀黍

可以栽培，其他作物之栽培必須灌溉始能安全；年雨量在 500mm~750mm 的地方稱為半濕潤區，作物之栽培應採用優良的旱農制度；年雨量在 750mm~1,000mm 的地方稱為濕潤區，宜於一般農作物的栽培，種植水稻尚須灌溉；年雨量在 1,000mm~2,000mm 的地方為水稻區，每年種水稻一次或二次，視氣候與地勢而異。

(2) 降水對作物的影響，須視降雨的多寡，時期及頻度而定。適度的降雨，不僅可浸潤土壤並可維持空氣中適當的水汽，對作物的生育具有促進的作用。但降雨過多或過頻繁時，日照減少，空氣濕度過高，易引起作物徒長和誘致病菌侵害。在開花期雨水過多時，常將花粉沖失，妨礙授粉作用的進行，減低結實率。已屆成熟的穀類作物，如遇陰雨連綿，不僅妨礙收穫工作，並且造成穗上發芽的現象，使作物產品的品質降低。

(3) 水為作物光合作用不可缺少的原料，為構成作物各種器官主要的成分，能保持細胞原生質（Cytoplasm）的生活狀態，以進行各種生理作用。同時作物由土壤中所吸收的養分，必須溶解於水後始能為作物所吸收。而同化作用所產生的物質必須溶解於水，方能輸送到作物體內各部組織。倘作物體內無水分，作物即失去生活機能。由此可知水分對於作物生長是何等的重要。

(4) 作物從生育開始以迄成熟，繼續不斷吸收水分，其吸水量幾達乾物質的數百倍。作物吸收的水分，一部分用以產生同化物質，大部分經蒸發而散失。它不斷的在循環。在一定時間內蒸散所消失水分的重量與同時間內所產生的乾物重量之比，稱為作物需水量（Water requirement）。

生產 1 公克乾物質的需水量

作物名稱	需水量(公克)	作物名稱	需水量(公克)
黍	260~268	甘 藍	518
蜀 黍	274~380	胡 蘿 蔔	614
玉 蜀 黍	229~375	蘆 苔	714
小 麥	455~550	棉	568
大 麥	506~523	西 瓜	577
燕 麥	529~604	西 洋 南 瓜	686
稻	682	菜 豆	750
蕎 麥	540	紫 苜 蓿	626~835
馬 鈴 薯	499~650	向 日 葵	577

(5) 作物的需水量依作物種類與生育時期而有不同



，並依生育期中空氣濕度、風速、日照等氣象因素的不同而異。茲列舉 Shantz land Piemeisel 兩氏的調查結果如下表。惟實際栽培時尚須將由地表蒸發的水量與向地中滲透的水量計算在內。故作物的實際量，應較上表中數字更大。

#### 四、濕度與作物

(1)濕度對作物的影響。一般言之，濕度低時對作物的害處較少，因濕度低時大都天氣良好。如果土壤水分供給充足，濕度低時作物的生理作用旺盛，收量增加。但在土壤水分供給不夠時，過低的濕度會使作物發生萎凋，生育不良，成熟提早，此在需種子的作物，特別明顯，但需葉莖部份的作物濕度高時生長反而良好，品質亦佳。例如麻類作物 (Fiber crops) 濕度高時纖維加長。他如茶樹(需要部份為嫩葉及芽)性喜高濕，在朝霧濃重的地方，品質極佳。

(2)過高的濕度，對作物有害，禾穀類作物開花期如空氣過潮，花藥不能裂開，受粉即不能進行。又如如果樹類，在花芽分化期如果遇過高的濕度即不能形成花芽而轉變為葉芽，使花數減少。潮濕的天氣亦易發生落蕾、落果現象，此因果柄莖部的離層細胞因膨壓增加而與花蕾或幼果分離。濕度高時陽光大都不充足，光合作用減低，同化物質的生產較少，因此植株大都柔弱徒長。又一般病原菌在濕度高時易於繁殖，故容易誘致病害。

#### 五、風與作物

(1)和風、軟風有助於作物的蒸散作用、呼吸作用，碳素同化作用和受粉作用。並可使作物株行間的通氣良好，降低株行間的濕度，避免因高濕引起的弊害。和風並可預防霜害和病蟲害的發生，有利於作物收穫物的乾燥，在農業上益處頗多。但暴風、強風、寒風等對作物的損害亦極大。暴風和颱風能拔除作物、摧毀枝葉及花果，或使植株倒伏。水稻在開花期如遇颱風，則整穗白枯，全不能稔實，在成熟期則穀粒脫落，或因長期浸水而發生穗上發芽現象，降低品質，減低收量。香蕉之抗風力最弱，每因颱風而全毀。

又雨少風多的地方，土壤容易乾燥，常發生風蝕現象 (Wind erosion)，不利於作物的栽培。寒風能降低作物體溫，影響作物的生育，妨礙花粉的形成，增加空秕的粒數。

此外在沿海地區，海風常夾帶鹽分吹襲作物，使作物發生鹽害萎凋。

(2)風害的預防法如下：

(A)，設置防風牆；利用木板、竹竿、蔴稈、藍草及塑膠布、塑膠繩等編架防風牆，以防止寒風與強風侵害作物，此法多應用於苗圃，蔬菜及花卉等作物。

(B)，栽植防風林；例如臺灣北部、桃園、新竹沿海栽植的木麻黃及水田地區栽植的竹林均為防風林。防風林防風的範圍可達樹高的二十倍遠，效果良好。

(C)，肥料的配合要適當；氮肥(Nitrogen fertilizer)勿施用過多，鉀肥(Potassium fertilizer)需充分施用，使植株強健，增強抗風能力。

(D)，選栽抗風力強的作物或品種；作物的抗風力因種類而不同，如甘藷、落花生、茶等抗風力較強。稻、麥、甘蔗、菸草、香蕉、木瓜等抗風力較弱。同一種作物因品種不同抗風力相差頗大，一般短稈，不易脫粒的品種抗風力強。例如蓬萊稻品種之抗風力即較在來稻強。

#### 六、臺灣之作物分布

(1)臺灣地處亞熱帶，高溫多雨，生長季節很長，終年都可栽培於作物，但因受中央大山脈的影響，農業經營大都集中西南部沿海平原。中央部和東部，平原狹小，農業較不發達。作物的分布主要受下列三條天然界限的影響。第一條是 500公尺等高線，為本省山地與丘陵地的界限，也可以說是農耕帶與森林帶的分界。第二條是 100公尺等高線，是平原與丘陵的分界。第三條界限大致從新竹以南的海岸開始，沿中央山脈西側邊緣直下恒春半島。此一界限為臺灣氣候的一條過渡地帶，它是臺灣西南部熱帶氣候與東北部溫帶氣候的分界，也是東北部濕潤氣候與西部夏雨冬旱氣候的分界，也可以說是臺灣主要農作物分布的最重要界限。臺灣主要的茶區，從北而南，至此為止。所有的甘蔗、香蕉、鳳梨、菸草等作物的主要產區，則皆限於此線以南。

(2)臺灣各地作物的分布，因受上述三條界限的影響，除水稻和甘藷全省栽培可稱普遍外其他各種作物皆有區域性和集中性。

茲將臺灣各主要農作物的分布，說明如下：

(A)，水稻：全省各地除澎湖羣島外，栽培均極普遍，年可兩熟，故有一期作及二期作之分。栽培面積全省計 72 萬公頃，其中以彰化縣為最多。順序為桃園、屏東、雲林、臺中等縣。

(B), 甘藷：全省各地均有栽培，但以中南部較多，栽培面積僅次於水稻，達餘 20 萬公頃，以臺南縣最多。次為雲林、彰化、嘉義、高雄、屏東、苗栗、花蓮等縣。

(C), 落花生：分布地區以中南部之雲嘉地區最多。全省栽培面積約 7 萬餘公頃，其中雲林縣栽培面積佔 40%，產量佔 52%，次為嘉義，再次為花蓮和彰化兩縣。

(D), 甘蔗：甘蔗為臺灣最重要的現金作物，除東北部各縣市栽培甚少外，中南部和東部地區各縣市栽培頗多。其中以臺南、嘉義、雲林、高雄、屏東栽培最廣，全省栽培面積約在 8~10 萬公頃之間，產糖量約 80 萬公噸。栽培面積和產糖量頗受國際糖價高低的影响。

(E), 大豆：大豆為臺灣新興的農作物，栽培面積的擴充頗速。臺灣光復前栽培面積約在 4,000~6,000 公頃之間，但現在已達 3 萬 6 千公頃，產量達 6 萬公噸。其中以屏東縣栽培最廣，約佔全省之半，次為高雄、雲林、花蓮、嘉義等縣。栽培的方式，以利用水田冬季裏作為主。

(F), 茶：臺灣茶樹分佈的區域，小葉種都集中在北部新竹、桃園、臺北和苗栗等山區丘陵地一帶。大葉種則分佈於南投縣魚池鄉一帶。其他地區極少栽培。全部栽培面積約 3 萬 2 千公頃，粗茶產量約 2 萬 8 千公噸。

(G), 菸草：臺灣菸草屬於公賣事業，菸草的栽培需先申請核准。北部地區沒有栽培，而集中於中南部地區，以高雄、南投、嘉義、花蓮、臺中等縣栽培較多。

(H) 香蕉：香蕉是臺灣近年重要的出口作物，栽培地區集中於中南部山區邊緣的丘陵地。栽培面積達二萬餘公頃，以屏東縣最多，次為南投、高雄、臺中、雲林等縣。

(I) 鳳梨：鳳梨罐頭是本省主要的出口農產品，主要栽培地區在彰化 and 臺東兩縣。其他臺南、高雄、屏東、南投等縣栽培亦相當普遍。

(J) 柑桔：臺灣柑桔分布地區集中北部山區丘陵地和茶樹分布略相同。以臺北縣最多，嘉義次之，臺中、新竹、臺東等縣亦栽培較多。

## 七、作物氣象之展望

(1) 農業發展，糧食增產是臺灣現階段的一項最重要工作。因為在全球性的糧食危機中，我們的農業經濟地位，實應受到極度重視。鑒於此時此地，選擇適

當地點，生產最有利作物以及開發山坡地補充農業用地，增加糧食生產，實為最緊要的有效途徑。然而無論是適地適作或開發山坡地，最基本的問題並不是改良品種、施用肥料、防治病蟲害及改良土壤等栽培技術，乃是作物氣象的問題。因為如本研究報告所述，每一作物，每一生育階段都有其最適宜的氣候條件，若不能達到這條件，恐不能得到最理想的成果。所以針對現有農作物之分布，作整體之規劃及改進，使各種農作物能在最適之氣象環境下生長，充分發揮其生產潛力是必要的。

(2) 下面係筆者對於臺灣作物分布正常發展之構想：

(a), 東北部地區：適於種植水稻。坡地栽培桶柑、雪柑等果樹。

(b) 北部地區：最好種植水稻、蔬菜、甘藷及落花生。坡地栽培桶柑、茶、高冷地蔬菜、竹筴及桑等作物。

(c), 中部地區：適於種植水稻、玉米、小麥、甘蔗、菸草、蔬菜、落花生、蘆筴、甘藷及香蕉等。山坡地栽培葡萄、椪柑、蘋果、梨、香蕉、鳳梨及竹材等。

(d), 嘉南地區：適於種植水稻、雜糧作物、甘藷、甘蔗、菸草、蘆筴及無子西瓜等。山坡地栽培椪柑、柳橙、芒果、鳳梨及竹筴等。

(e), 高屏地區：適於種植水稻、大豆、菸草、蔬菜及香蕉等。山坡地栽培鳳梨、瓊麻等。

(f), 東部地區：適於種植水稻、玉米、花生、甘藷、菸草、甘蔗及無子西瓜等。山坡地栽培鳳梨、柑桔、茶等作物。

(3) 當然，糧食增產除氣象環境因素外，改革農業生產結構，實施共同作業，農場企業經營以及農業機械化等問題亦應該是極重要的。但願本研究報告能夠為今後之臺灣糧食增產供應小小參考意見。

## 參考文獻

1. Treshow, Mi (1970) Environment & Plant Response.
2. Jen-Hu Chang (1968) Climate and Agriculture.
3. Agriculture Research Service U. S. D. A. (1961) Light and plants.
4. Gates, D. M. (1965) Ecology.
5. John A. More (1963) Biological Science
6. 臺灣省政府農林廳臺灣農業年報 (民國63年)
7. 安田貞雄, (1951) 栽培學汎論
8. 佐佐木喬(1955)綜合作物學。



# 民國六十三年北太平洋西部颱風概述

## *A Brief Report on Typhoons in the North-western Pacific during 1974*

### ABSTRACT

There were thirty-two tropical storms occurred all together in the western Pacific during 1974, but only fifteen of them reached typhoon intensity. The statistics indicates that the annual average for the storms of the past twenty-seven years is 27.7, and 180 of them reach typhoon intensity. In compareing the case of this year with those of the past, We discover that the storms of this year (32.0) were higher than the normal (27.7), but the typhoons (15) of this year were less than the normal 18.0.

Of the typhoon tracks in this year 13 were westward without recurvature, 9 east or northeastward, 8 with recurvature and only 1 special.

According to the report of the Taiwan Police Department: a total of 61 persons killed, 10 missing, and 43 injured, 465 houses totally destroyed, and 253 partially damaged.

### 一、總 論

(一)本年內颱風發生之次數與侵臺次數。

民國六十三年(以下簡稱本年)在北太平洋發生颱風共有 32 次,其中屬熱帶風暴(即輕度颱風,中心附近最大風速每秒 17 至 31.5 公尺或每小時 34 哩至 63 哩)者共有 17 次,佔總數 53.1%,中度以上颱風有 15 次,其中達強烈颱風者有 5 次。在此 32 次

颱風中,構成影響臺灣附近海面或本土,而由本局發佈警報者有 8 次,其中僅發海上警報者有 4 次,即 6 月之黛瑪(Emma), 10 月份之貝絲(Bess), 黛拉(Della), 艾琳(Elaine)颱風,而發海上陸上警報者亦有 4 次,即 7 月之琴恩(Jean), 8 月之露西(Lucy), 9 月之范迪(Wendy)及 11 月之葛樂禮(Gloria)颱風。其中以琴恩,范迪及貝絲颱風列為本年內侵臺颱風,而以貝絲的威脅最大。

表 1. 民國六十三年侵臺颱風綱要表

Table 1. The summary of typhoon wch invaded Taiwan in 1974.

風 風 名 稱	琴 恩 (Jean)	范 迪 (Wendy)	貝 絲 (Bess)
侵 臺 之 日 期	7 月 19 日	9 月 28 日	10 月 11 日
本省測得最低氣壓 (mb)	999.1 (基 隆)	978.3 (蘭 嶼)	991.9 (嘉 義)
本省測得之 10 分鐘最大風速 (m/s)	48.3 (彭 佳 嶼)	48.0 (蘭 嶼)	38.5 (蘭 嶼)
本省測得之瞬間最大風速 (m/s)	51.2 (彭 佳 嶼)	49.2 (蘭 嶼)	42.5 (蘭 嶼)
本省測得之最大總雨量	236.4mm (苗栗後龍)	552.0 (宜蘭縣南澳)	1865.0 (宜蘭縣三星)
進 行 方 向	NW	NNE-NNW	W-WNW
進行速度(每時公里)	18	15	15
通 過 地 點	臺灣東部海面	臺灣東部海面	東沙島附近海面
登 陸 地 點	宜 蘭 北 方	三 貂 角	—

琴恩 (Jean) 颱風是由非島東北方一熱帶低壓發展而成，當此低壓形成輕度颱風時，移至本省東南方海面，而距恒春約 450 公里，又繼續向西北進行，本局預測此颱風將對本省東部海上陸上構成威脅，因而發佈海上陸上颱風警報，此颱風雖然登陸本省東北部之三貂角，由於威力甚弱，對本省沒有構成大災害。范迪颱風於 9 月 25 日誕生於呂宋島北方海面，生成後向西北西進行，26 日後轉向北北東，由於其中心離本省不遠，雖強度不大，但因其中心緊貼本省東部海岸進行，其環流帶來之水汽受地形之抬升，造成本省東部及東北部豪雨，受災最重為基隆市及宜蘭縣。貝絲颱風於 10 月 9 日誕生於非島東方海面，受太平洋高壓影響，向西北西進行，此颱風雖未直接影響臺灣，但因當時適逢東北季風盛行期，在此颱風環流及強勁東北季風雙重影響下，造成本省東北部蘭陽地區的豪雨，損失甚重。

茲將侵臺颱風作成綱要表，如表 1 所示。

#### (二) 本年內颱風發生之月份分配

圖 1 為本年內颱風發生之月份及其佔總數之百分比。1~5 月，除 2 月份沒有颱風發生外，其他月份均發生過 1 次，各月份佔全年總次數之 3.1%，6 月以後就比較正常，6 月份有 3 次，佔 9.4%，7~9 月份各有 5 次，各佔 15.6%，10~11 月份各有 4 次，各佔 12.5%，12 月份有 2 次，佔 6.2%。圖 2 為本年內各月份颱風發生之次數與過去 27 年平均數之

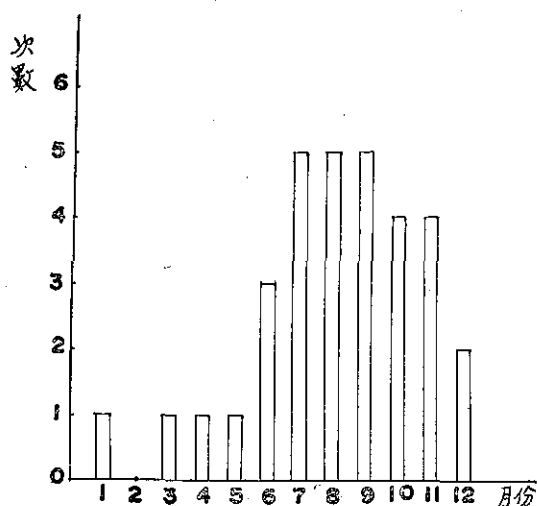


圖 1. 民國 63 年北太平洋西部所發生颱風之逐月分配及其百分比

Fig. 1. The frequency distribution of typhoon occurrence within the area of North-western Pacific in 1974.

比較圖，由圖中知除 2 月份外本年內均有颱風發生，而 8 月份 10 月份則稍低於平均值，其他月份均高於平均值。由此圖可看出本年內颱風之活動情況。

全年颱風發生之總數有 32 次，雖然比過去 27 年之平均值 (1947~1973) 高出 4.3 次 (過去 27 年來之平均為 27.7 次)，但是本年內之颱風強度不强。在此 32 次當中，僅有 15 次達中度以上，比過去之平均值 (18 次) 為少。

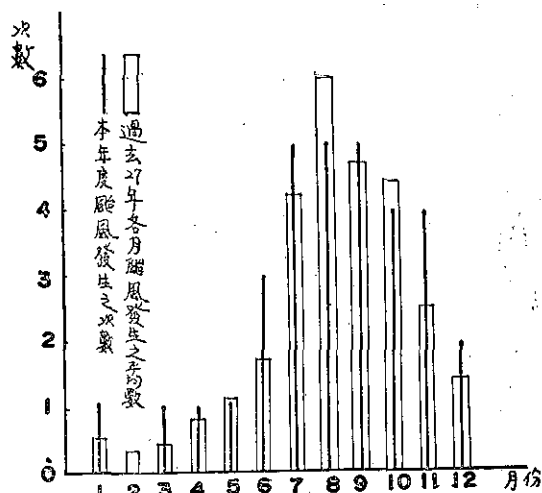


圖 2. 過去 27 年與今年各月發生颱風 (含輕度) 次數之比較

Fig. 2. The comparison of typhoon which occurred in North Pacific since 1947.

本年內之颱風強度達中度以上強有卡拉、黛納、吉達、艾蕊、瑪麗、玻莉、雪莉、佛翠尼、艾妮絲、貝絲、卡門、黛拉、艾琳、葛樂禮、伊瑪等 15 個颱風。而僅達輕度颱風者有 17 次，為葛達、愛美、寶佩、鶯瑪、芙瑞達、哈莉、琴恩、開梅、露西、娜定、羅絲、崔絲、范迪、費依、海絲特、裨迪、克蒂颱風等。

茲將本省內各月西太平洋出現颱風與過去 27 年之情況作一比較，如表 2 所示。

#### (三) 本年內颱風發生之地區及強度

本年內颱風發生之地區，大部份集中在北緯 10 度至 20 度，東經 120 度至 140 度內，即在馬利安納羣島西方海面至非島近海及其東方海面上，計有 16 次颱風發生，佔總數之 46.7%，其次在馬利安納羣島東方海面上有 8 次，臺灣南方海面有 3 次，越南東方沿海有 2 次，加羅林羣島有 1 次。其分佈情形見圖 3 所示。

表 2. 1947 來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 2. The Summary of typhoon occurrence in North Pacific since 1947.

月 份 年 度	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月			8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III			
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	3	1	0	4	1	1	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3	
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1	3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4	
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	5	1	0	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3	
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	3	1	0	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3	
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5	
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5	
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1	
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	1	1	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5	
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	0	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	22	13	2			
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	7	6	1	5	7	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	31	21	3		
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7	
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6	
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5	
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	3	1	0	24	19	2		
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0	
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3	
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	1	1	0	30	20	4	
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4	
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	3	2	1	8	6	0	3	4	0	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3	
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4	
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1	
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	0	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	35	24	4	
1972	1	1	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	3	1	3	0	0	0	0	0	21	12	2	
總數	13	5	0	7	2	0	11	4	0	21	15	2	30	22	3	45	31	7	114	100	15	161	96	23	128	89	26	120	82	9	71	49	7	38	21	0	749	485	94
平均	0.5	0.2	0	0.3	0.1	0	0.4	0.2	0	0.8	0.6	0.1	1.1	0.8	0.1	1.7	1.1	0.3	4.2	3.7	0.6	6.0	3.6	0.9	4.7	3.2	1.0	4.4	3.0	0.3	2.5	1.8	0.3	1.4	0.8	0	27.7	18.0	3.5
1974	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	0	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	0	32	15.0	3.0

註：I. 為輕度級及以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒 17 公尺級以上者）。

II. 為中度級及以上之颱風次數（亦即正式達於颱風強度，中心最大風速在每秒 32 公尺級以上者）。

III. 為颱風（包括輕度）侵臺之次數（中心登陸或風暴侵襲臺灣而有災情者）。

\* 此 18 次均為小型之輕度颱風，為時短暫。其中有名稱者僅 4 次，此 4 次可能抵達颱風強度。惟根據美軍之統計資料（參閱 U. S. Asian. Military weather Symposium, 1960）該月正式達颱風強度者 2 次，故此為據。詳細情形可參閱本專題研究報告第 85 號。

\*\* 過去本局為 4 次，今考據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正為 5 次。

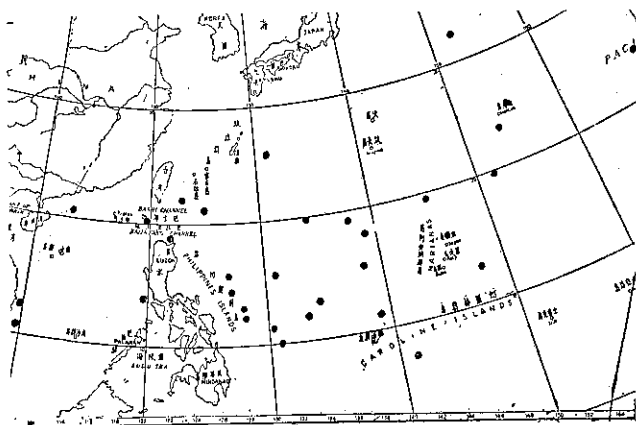


圖 3. 1974 年西北太平洋上熱帶風景初生地點之分布

Fig. 3. The position of tropical storm first appeared on surface chart.

以範圍而言，東西向約自東經 168.1 度至東經 109.5 度，佔 58.6 度，較去年 (51.1 度) 為寬，但較前年 (70.2 度) 為窄。南北向約自北緯 7.3 度至北緯 32.3 度，佔 26.0 度，較去年 (17.9 度) 及前年 (22.9 度) 為寬。初生地點最靠東方者為 7 月份之開梅 (Kim) 颱風，最西者為 12 月份之裘迪 (Judy) 颱風，最南者為 11 月之葛樂禮 (Gloria) 颱風，最北者則為 9 月份之佛琴尼 (Virgina) 颱風。

本年內出現之颱風以 11 月份之伊瑪 (Irma) 颱風最強，中心最大風速達每秒 58 公尺，最低氣壓 940 毫巴，時速 30 哩之暴風半徑 350 公里，時速 50 哩之暴風半徑 175 公里。其次為 11 月之葛樂禮颱風，中心最大風速為每秒 55 公尺，最低氣壓為 930 毫巴，時速 30 哩之暴風半徑 350 公里，時速 50 哩之暴風半徑為 100 公里。

以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴 (即輕度颱風) 及以上強度最久者，以 8 月份之瑪麗 (Mary) 颱風，計 15 天之久，而生命史最短為 11 月份之海斯特 (Hester) 颱風，維持時間僅 6 小時而已。

#### 四) 本年內颱風路徑型式及轉向點

本年內之颱風路徑以向西北或西北西者居多，有 13 次，其次為向東至東北進行者為 9 次，而呈拋物線之路徑有 8 次，餘者向北進行及迴轉之颱風各有 1 次。本年內路徑較特殊的為 8 月份之瑪麗 (Mary) 颱風，此颱風生成之初向西北西至西進行，登陸浙江省後，曾在浙江境內一度打轉，然後向東南東進行，在那羈東方海面轉向東北進行，直至消失為止。

本年內轉向颱風在 25°~30° N 轉向者計有 4 次

\* 時間為中原標準時

，20°~25° N 轉向者 2 次，15°~20° N 者 2 次。轉向緯度最高者為 9 月份之雪莉 (Shirley) 颱風，約在北緯 29 度左右，最低者為 5 月份之卡拉 (Carla) 颱風，約在北緯 17 度左右。

## 二、各月颱風概述

本年之颱風從 1 月就發生，12 月才結束，可以說發生得早結束的遲，雖然如此，颱風強度並不強，僅 15 次達中度颱風以上的強度，其餘的都為輕度颱風。茲將各月份颱風的活動情況分述如下：

(一) 一月：本月份只發生一次颱風，此颱風係 9 日 8 時在非島東方海面之熱帶性低壓區醞釀而成，此低壓由 10 日 9 時 15 分之飛機偵察結果已正式發展成為輕度颱風，命名為萬達 (Wanda) 颱風，為本年內第一個颱風。當時之中心最低氣壓為 998 毫巴，中心附近最大風速為每秒 27 公尺，萬達颱風生成後因受其東方鋒面的導引，加上當時高度西風帶甚強，向東北進行，至 10 日 12 時 15 分達到最盛期，其中心最大風速增至每秒 30 公尺，最低氣壓 992 毫巴，但此種強度為時不久，至當天 14 時中心最大風速已減至每秒 25 公尺。此颱風全期都受到高空西風帶及其東方鋒面之導引，向東北至東北東進行，至 13 日 5 時 58 分減弱成為熱帶性低氣壓，併入鋒面而向東進行，14 日結束其生命過程。其生命史維持熱帶性低壓則有 5 天之久，而達輕度颱風僅有 3 天而已。

本月份之颱風路徑見圖 4。

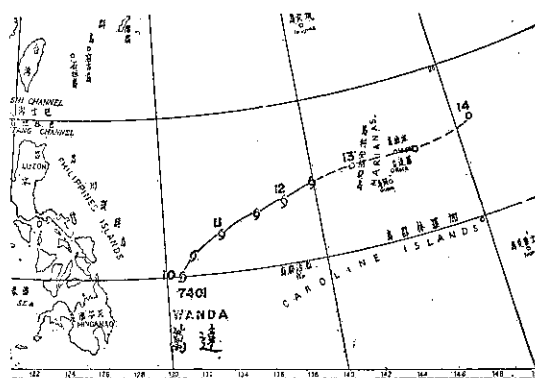


圖 4. 63 年 1 月份颱風路徑圖

Fig. 4. Typhoon track in January, 1974

(二) 三月：萬達颱風結束後，在北太平洋區寧靜了一個多月之久，至 3 月 17 日 12 時 25 分，在北緯

14.3 度，東經 137.4 度，即在雅浦島北方海面出現了一個熱帶低氣壓，向東北移動至 17 日 17 時 05 分之飛機偵察結果。已知發展成為輕度颱風，命名為愛美 (Amy) 颱風，當時中心最大風速每秒 18 公尺，中心最低氣壓為 992 毫巴，此颱風於 18 日 20 時 30 分達到最盛期，中心風速增達每秒 30 公尺，至 19 月 8 時減弱至每秒 23 公尺。愛美颱風期間，在 700 毫巴圖上有一槽線影響此颱風的行徑，同時在其東方又有一鋒面存在，因此使這颱風向東北至東北東進行。20 日成為熱帶低壓併入鋒面而結束其生命。其生命史有 3 天，但維持輕度颱風強度者僅有 2 天而已。

本月份颱風路徑見圖 5。

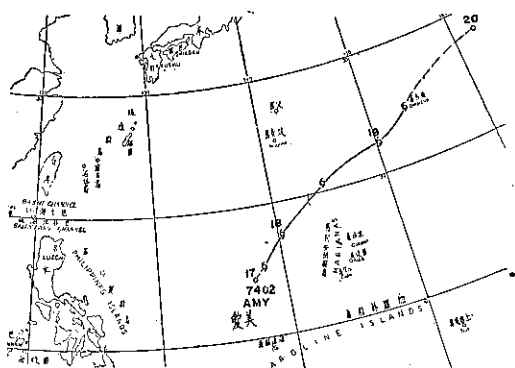


圖 5. 63 年 3 月份颱風路徑圖

Fig. 5 Typhoon track in March, 1974

(三)四月：本月份也只發生一次颱風，名為寶佩 (Babe) 颱風，此颱風於 28 日 8 時出現在馬利安羣島東方海面上之熱帶性低壓發展而成，初期受太平洋高壓影響，向北北西進行，至 29 日 14 時發展成為輕度颱風，此颱風生成後受西方逼近之鋒面影響，轉向北至北北東進行，30 日 20 時達到最盛期，中心附近最大風速每秒 28 公尺，5 月 2 日 14 時減弱成為熱帶低壓，併入鋒面繼續向東北進行，結束生命過程，其生命史為 4 天，維持輕度颱風之強度達 3 天。

本月份之颱風路徑見圖 6 所示。

(四)五月：2 日 8 時在關島東南方海面上又有一熱帶低壓醞釀著，此低壓位在太平洋高壓的西南面，因此受其影響向西北進行，6 小時後，即 2 日 14 時此低壓已發展成為輕度颱風。命名為卡拉 (Carla) 颱風，向西北至西北西進行，4 日 20 時發展成為中度颱風，繼續向西北進行，隨後有一鋒面接近，使此颱風轉向北，5 日 14 時達最盛階段，當時中心最大風

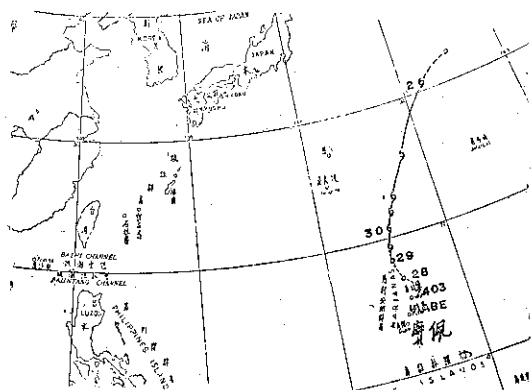


圖 6. 63 年 4 月份颱風路徑圖

Fig. 6 Typhoon track in April, 1974

速每秒 40 公尺，隨後轉向北北東進行，6 日 14 時減弱為輕度颱風，繼續向東北進行，7 日 20 時併入鋒面消失。維持輕度颱風以上的強度有 5 天。

本月份之颱風路徑見圖 7 所示。

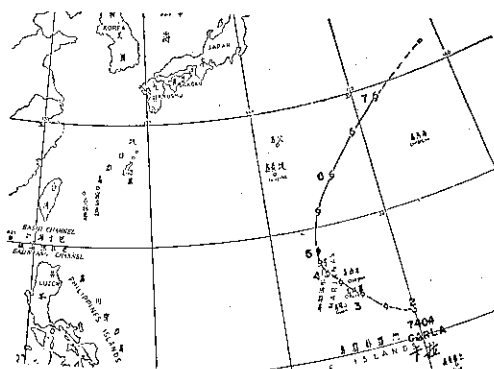


圖 7. 63 年 5 月份颱風路徑圖

Fig. 7 Typhoon track in May, 1974

(五)六月：本月內共有 3 次颱風，高於過去 27 年來 6 月份發生颱風的平均值 (1.7)，此 3 次颱風，除黛納為中度外，其餘 2 次均為輕度颱風。生命史最長的為黛納共 6 天之久，最短為芙瑞達僅 1 天而已。茲將本月份之颱風概況分述如下：

8 日在北緯 10.7 度，東經 137.6 度，即在非島東方海面有一熱帶低氣壓醞釀著，8 日 8 時正式發展成為輕度颱風，命名為黛納 (Dinah) 颱風，為本月份第一號颱風，亦為本年內北太平洋第五號颱風，此颱風生成後受太平洋高壓的影響，向西北西至西北進行，10 日 8 時發展成為中度颱風。當時中心最大風速為 35m/s，不久即登陸呂宋島，由於受地形影響，威力減弱成為輕度颱風。中心最大風速由 35m/s 減至

28m/s，出海後威力增強，根據報告 12 日 17 時 15 分風速達 38m/s，是為中度颱風。13 日早上登陸海南島，威力再減弱為輕度颱風，14 日登陸越南北部而變成熱帶性低氣壓，結束為期 6 天的生命史。

當黛納颱風進入尾聲之時，另外在非島東方海面又有一熱度低壓生成，受太平洋高壓之影響向西北西進行，15 日 2 時此低壓發展成為輕度颱風，是為驚瑪 (Emma) 颱風，為本月第 2 號颱風，此颱風於 15 日 20 時在恒春東南方約 700 公里之海面上，逐漸向巴士海峽逼近，威脅巴士海峽及本省東南部海面作業之船隻，因此本局於當天 21 時 30 分發佈第 1 次海上颱風警報，17 日 14 時驚瑪颱風在石垣島南方約 300 公里的海面上向東北進行，逐漸遠離本省東方海面，因此本局於當天 14 時 30 分發佈解除警報，警報維持時間約 41 小時。

此颱風之路徑完全受太平洋高壓之影響，成為一轉向颱風。她於 15 日 2 時生成，18 日成為熱帶低壓，生命史約 3 天。

21 日在南島島西北方海面有一熱帶低壓存在，因受鋒面及高空西風帶之導引而向東進行，21 日 14 時發展成為輕度颱風，即為芙瑞達 (Freda) 颱風，是本月最後一次颱風，她於 22 日 14 時減弱成為低壓而併入鋒面帶，生命史只 1 天而已。

本月份之颱風路徑見圖 8 所示。

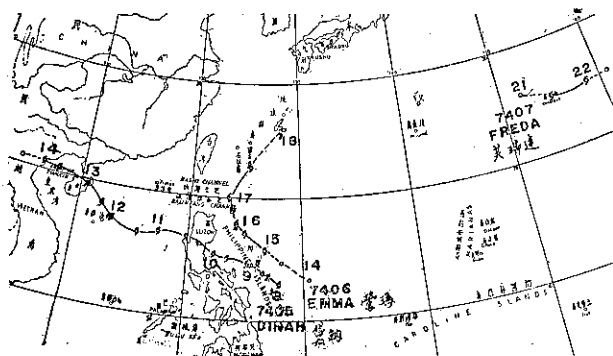


圖 8. 63 年 6 月份颱風路徑圖

Fig. 8. Typhoon tracks in June, 1974

六月：本月份颱風共有 5 次，3 次輕度，1 次中度，1 次強烈颱風，在此 5 次中，琴恩曾登陸本省東北部，被列為侵臺颱風，本局發過海上陸上颱風警報，本月份颱風中生命最長的為吉達有 8 天之久，最短為開梅約 36 小時，茲將各次颱風概述如下：

6 月 30 日在那霸東南方海面上有一熱帶性低氣

壓醞釀著，至 7 月 1 日 2 時發展成為輕度颱風，是為吉達 (Gilda) 颱風，當時中心最大風速每秒 20 公尺，因其於 7 月 1 日生成故列為 7 月份之颱風。吉達在生成後受太平洋高壓之導引，向西北西至西北進行，2 日 8 時發展成為中度颱風，中心最大風速增強至 33m/s，繼續向西北進行，4 日在其西方有一鋒面逼近，致使此颱風轉向北北西進行，其後受鋒面的導引而成為拋物線型之路徑，5 日 2 時吉達颱風威力增強，中心最大風速為每秒 48 公尺，7 日威力減弱成為輕度颱風，8 日 20 時後併入鋒面帶，結束其生命，為期 8 天，達輕度颱風以上之強度有 7 天。

15 日 8 時在馬利安納羣島西方海面上有一熱帶性低氣壓，受太平洋高壓影響向西北西進行，14 時發展成為輕度颱風，是為哈莉 (Harriet) 颱風，繼續向西進行，17 日 14 時威力減弱成為熱帶低壓，最後消失於那霸東方海面，結束為期 2 天的生命。

哈莉颱風消失後，在雅浦島北方海面有一熱帶低壓發展著，18 日 8 時此低壓發展成為輕度颱風，命名為艾威 (Ivy) 颱風，她生成後，受副熱帶高壓之影響，向西北西進行，19 日 2 時威力增強成為中度颱風，繼續向西北西進行，19 日 20 時成為強烈颱風，當時中心最大風速為 51m/s。20 日登陸呂宋島，威力減弱成為中度颱風，出海後向西北進行，22 日 20 時左右登陸廣東省，23 日 2 時成為輕度颱風，8 時變成熱帶性低壓而消失於廣東省境內，結束了為期 5 天的生命。

17 日在琉球南方海面有一熱帶低壓，據 18 日 6 時 30 分之飛機偵察報告知此低壓已發展成為輕度颱風，是為琴恩 (Jean) 颱風，為本年內第 1 號侵臺颱風，18 日 20 時琴恩達最盛期，但當時之中心最大風速僅 20m/s 而已。琴恩的路線成拋物線型，此乃受太平洋高壓之導引所致。

18 日 20 時琴恩到達北緯 22.1 度，東經 123.5 度，離花蓮東南方約 230 公里之海面上，以每小時 18 公里的速度向西北進行，逐漸接近本省東部海面，對本省陸地及海上構成威脅，因此本局發佈了海上陸上颱風警報，呼籲有關地區注意防範。19 日 13 時 28 分登陸本省東北部，威力減弱，20 日 8 時成為熱帶低壓而消失於浙江省東方海面，生命前後約 3 天。有關琴恩颱風的詳細情況，可見侵臺颱風第一報。

本月份最後一個颱風為開梅 (Kim)，開梅颱風



由威克島北方海面之熱帶低壓發展而成，於 23 日 20 時成為輕度颱風，25 日 2 時減弱成為低壓，生命只有 2 天。

開梅為本年內最靠東方的一個颱風，她先受西南風的影響向西北北東進行，24 日受太平洋東南氣流的影響，向西北西進行，直至消失為止。

本月份之颱風路徑見圖 9 所示。

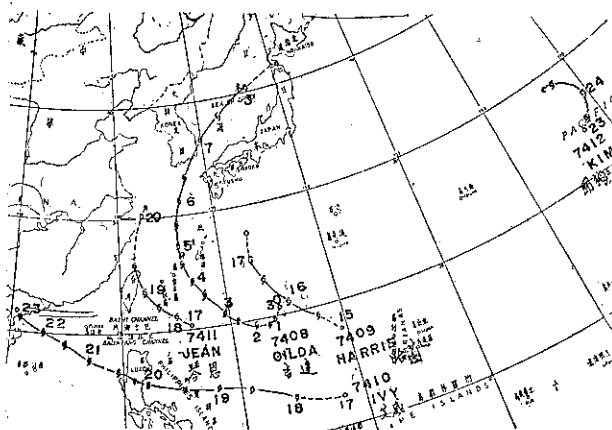


圖 9. 63 年 7 月份颱風路徑圖

Fig. 9. Typhoon tracks in July, 1974

(廿八月：本月份颱風共發生五次，有 3 次輕度颱風，2 次中度颱風，在此 5 次颱風中，露西之中心靠近本省，被列為侵臺颱風之一，本局亦發佈了海上陸上颱風警報。在此等颱風之中，生命史最長者為瑪麗颱風，計達 15 天之久，最短為露西颱風，約 1 天而已。茲將各次颱風概述如下：

9 日 8 時，在呂宋島西方海面有一熱帶性低氣壓醞釀著，12 小時後，即 9 日 20 時，此低壓正式發展成為輕度颱風，命名為露西 (Lucy) 颱風，當露西生成之初，由於在北緯 30 度，東經 106 度左右一低壓向東南進行，因此其路徑受此低壓之控制而向西北北東進行，10 日此低壓併入露西颱風，此時她已進入了副熱帶高壓之西南面，因此受此高壓環流之影響向西北進行，直至消失為止。

9 日 20 時，露西位在北緯 20.1 度，東經 119.6 度，即在恒春南南西方約 230 公里之海面上，以每小時 9 公里之速度向西北北東進行，有威脅本省東南部及南部地區的危險，因此本局於當天 21 時 40 分發佈海上陸上颱風警報，呼籲該等地區注意防範。10 日 20 時，露西已減弱為副熱帶低壓，對本省之威脅解除，因此本局於當天 21 時 30 分發佈解除警報。露西颱風之生命史，在維持輕度颱風以上之程度僅一天而已。

11 日 14 時，在馬利安納羣島東方海面上有一低壓活動著，根據調查報告，此低壓於當天 13 時 04 分已發展成輕度颱風，是為瑪麗 (Mary) 颱風。當時中心最大風速為 18m/s，生成之初，受副熱帶高壓之導引向西北至西進行，18 日 14 時發展成為中度颱風，當時中心最大風速為 33m/s，繼續向西進行，但此種強度僅維持數小時而已。20 日，瑪麗颱風之北方一極地高壓存在，因此她受此高壓環流的影響，向西進行而後向西南進行，21 日，極地高壓之前緣有一鋒面生成，致使颱風轉為東至東北進行。23 日此鋒面已移至瑪麗颱風之北方，而她受高壓及鋒面兩氣流之影響向東南進行，24 日併入鋒面後轉向東北進行，直至消失為止。此颱風之路徑係為本年內北太平洋區最為特殊之一。其生命史亦為本年內最久之一，在維持輕度颱風以上之強度者有 15 天之久。

15 日，呂宋島東方海面有一熱帶低壓存在，於 16 日 2 時成為輕度颱風，命名為娜定 (Nadine) 颱風，此颱風生成後，受其東北方的瑪麗颱風影響，兩者呈藤原效應，瑪麗向西進行，而娜定向東走，16 日轉向東北，17 日受瑪麗颱風的吸引向西北北西進行，18 日成為熱帶低壓，最後消失於日本南方海面，其生命共 4 天，而維持輕度颱風以上之強度則有 3 天。

26 日 8 時在馬利安納羣島東方海面上，又有一熱帶性低氣壓活動著，根據報告得知，此低壓於當天 11 時 30 分正式發展成為輕度颱風，是為玻莉 (Polly) 颱風，受副熱帶高壓之影響，向西北進行，27 日 14 時 40 分正式成為中度颱風，當時中心最大風速為 33m/s，繼續向西北進行，29 日 8 時，其中心最大風速達 48m/s，最低氣壓為 353mb，達最盛時期。此時，她已移入太平洋高壓之西面，因此向北進行。30 日，在玻莉颱風之北方極區有一高壓存在，而此颱風正位於副熱帶高壓與極地高壓之間，因而受此兩氣流影響向西北進行，當此極地高壓東移至日本時，颱風受其環流的影響而向西進行。1 日此颱風已移入此高壓之西南面，因而再度向西北進行，此時她已減弱成為輕度颱風，1 日 12 時，玻莉登陸日本四國，威力再度減弱，3 日 8 時由海參威附近登陸，威力減弱成為溫帶氣旋，結束生命，其生命史有 8 天，但維持輕度颱風以上強度則有 7 天。

27 日 2 時東沙島東方海面出現一熱帶性低氣壓，28 日 2 時發展成為輕度颱風，命名為羅絲 (Rose)

颱風，由於其東方有一鋒面存在，受其導引而向東北東進行，29日14時達到最盛時期，但其中心最大風速僅25m/s而已。30日與東北方之玻莉颱風成藤原效應，玻莉向西北進行，而她却向東南進行，31日6時成為熱帶性低壓，最後消失於那霸東方海面上，其生命史有4天，維持輕度颱風以上強度則有3天半左右。

本月份之颱風路徑見圖10。

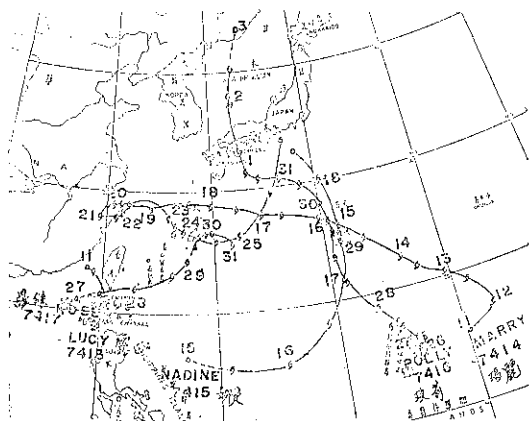


圖 10. 63 年 8 月份颱風路徑圖

Fig. 10. Typhoon tracks in August, 1974

內九月：九月也發生了5次颱風，2次輕度，2次中度，1次強烈颱風。這5次颱風中，范迪緊貼本省東部海面進行，造成基宜地區之災害，本局也發佈海上颱風警報，呼籲東部及北部地區注意防範。此等颱風中維持輕度颱風以上強度最長者為艾妮絲(Agnes)颱風，計有6天，最短者則為崔絲(Trix)颱風，僅18小時左右。茲將各次颱風概述如下：

3日8時，在那霸東南方海面有氣壓飆漲著，當時由於其東方另有一熱帶低壓存在兩者互相打轉，前者向東南進行，而後者向西北進行，直至4日23時55分才發展成為輕度颱風，即為雪莉(Shirley)颱風。雪莉生成後受到熱帶高壓的影響向西北西進行。6日16時35分發展成中度颱風。7日有一鋒面逼近，致使該颱風開始轉向東北進行。8日20時登陸九州西南部，威力減弱成為輕度颱風。登陸後受地形影響，於9日8時成為低壓而併入鋒面，消失於日本本州南部，其生命史有6天，而達輕度颱風以上程度者有4天。

5日，東沙島西方海面上有一低壓活動著，此低壓適在極地高壓環流之南面，因而受其影響向西進行，6日2時發展成為颱風，是為崔絲(Trix)颱風，

但6日12時威力減弱成為熱帶低壓，維持輕度颱風之強度僅18小時而已，是本月內生命史最短的颱風。

12日8時，在硫磺島東北方之海面上有一低壓醞釀著，此低壓位於太平洋高壓之西方，受其環流之影響而向東北進行，根據報告，此低壓已於13日5時53分發展成為輕度颱風，命名為佛琴妮(Virgina)颱風，繼續向東北進行。於太平洋高壓之西方有一極地變性氣團侵入，而增加此高壓之強度，使其脊線西伸，原在太平洋高壓西方之佛琴妮颱風，於14日20時已變成位在高壓之南面，因此路徑由東北轉向西北西進行。15日，在此颱風之西方有一鋒面侵入，14時，受其影響，此颱風已有轉向之趨勢，15日20時後轉向北北東進行，於16日併入面而結束其生命過程，其生命史共有4天，而維持輕度颱風以上之強度則有3天。

當佛琴妮颱風消失後，在太平洋寧靜了一段期間。至24日8時，在呂宋島東南方海面上才出現一熱帶低壓向西北西進行，根據報告，此低壓於25日2時發展成為輕度颱風，命名為范迪(Wendy)颱風，是本年內第二次侵臺颱風。范迪生成之初受太平洋高壓之影響向西北西進行，26日有一鋒面由西方侵入，致使颱風轉向北至北北東進行。27日14時颱風的中心強度達到30m/s，是為最盛期，28日受太平洋高壓環流的影響向北北西進行。28日17時30分時登陸本省東北部之三貂角，威力減弱，登陸後受臺灣地形之影響而向西南西進行，且威力再度減弱，29日出海後成為熱帶低壓，結束為期5天的生命，但維持輕度颱風以上強度只有3天半而已。

范迪颱風雖為輕度颱風，因其中心緊貼本省東部海面，由於遠洋跋涉，水汽充足，加上臺灣地形之影響，竟使本省東北部基宜地區造成嚴重之災害。有關范迪颱風的詳細情況請見侵臺颱風第三報。

24日，在南島島東南方海面有一熱帶低壓向西北西進行，根據報告，此低壓於25日2時發展成為颱風，是為艾妮絲(Agnes)颱風，亦為本月份最後一次颱風。此此颱風生成之初受太平洋高壓之影響向西北西進行，27日14時發展成為中度颱風，此時鋒面從西方侵入，致使該颱風轉向北進行，28日20時後轉向東北進行，30日20時發展成為強烈颱風。10月2日威力減弱成為輕度颱風，最後消失於北太平洋面上，其生命史8天，而達輕度颱風以上強度的有7天。

本月份之颱風路徑見圖 11 所示。

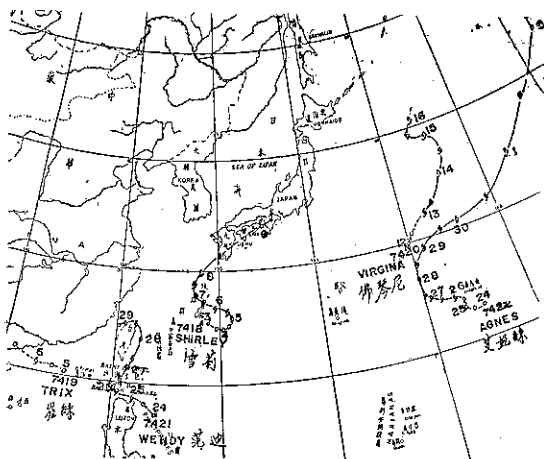


圖 11. 63 年 9 月份颱風路徑圖

Fig. 11. Typhoon tracks in September, 1974

(九)十月：本月份共 4 次颱風，其中 3 次為中度，1 次為強烈颱風，由本局發過警報者有 3 次，即貝絲，黛拉及艾琳颱風。茲將各次颱風概述如下：

8 日 8 時，在雅浦島西北方之海面上有一低壓向西移動，17 時 20 分此低壓已正式發展成為輕度颱風，命名為貝絲 (Bess) 颱風。亦為本年內第 3 號侵臺颱風。貝絲颱風前期受太平洋高壓環流影響向西北西穩定進行，而她到達巴士海峽後，受極地高壓環流之影響而繼續向西北西進行。

根據 10 日 17 時 07 分的飛機偵察結果貝絲已發展為中度颱風，當時中心最大風速 38m/s，11 日登陸呂宋島東北角威力減弱，但仍維持中度颱風強度，13 日於海南島東方海面上威力減弱成輕度颱風，當天晚上登陸海南島威力再度減弱成為熱帶低氣壓，最後消失於海南島西方海面，其生命共 6 天，而達輕度颱風以上強度的有 5 天。

貝絲颱風的中心雖未直接侵臺，但因當時東北季風甚強，在大陸高壓及颱風環流的雙重影響下，使蘭陽地區發生水災，本局也曾發佈颱風警報，呼籲該區人民注意防範豪雨，有關貝絲颱風的詳情見侵臺颱風第三報。

14 日 8 時在非島東方海面有一熱帶性低氣壓，向西進行，15 日 8 時發展成輕度颱風，即為卡門 (Carmen) 颱風，生成之後，受太平洋高氣壓影響向西北西至西北進行，16 日 8 時發展成為中度颱風，16 日晚上登陸呂宋島，繼續向西北進行，18 日 20 時威力減弱，成為輕度颱風，19 日成為熱帶性

低氣壓，最後消失於香港南方海面，生命史 5 天，而維持輕度颱風以上強度者有 3 天半。

21 日 8 時，在菲律賓東方海面又發生一熱帶性低氣壓，此低壓受熱帶高壓的影響，向西北西進行，21 日 14 時此低壓發展成為輕度颱風，命名為黛拉 (Della) 颱風，生成後受太平洋高壓影響，向西北西至西北進行，22 日 17 時發展成中度颱風，當時中心最大風速 33m/s，繼續向西北進行，22 日大陸高壓在北緯 22 度，東經 115 度向東移動。黛拉本向西北進行，由於大陸高壓迫使此颱風向西運行，此高壓 24 日出海併入副熱帶高壓且增強了此高壓的強度，脊線西伸，使黛拉繼續向西進行，26 日下午掠過海南島威力減弱，20 時成為輕度颱風，向西北進行，27 日由東京灣進入越南北部，威力再度減弱成為熱帶性低氣壓，結束生命前後 6 天，達輕度颱風以上之強度有 4 天半。

23 日 8 時，黛拉之中心位置在北緯 19.3 度，東經 122.4 度向西北進行，有逼近巴士海峽的趨勢，因此本局於當天 9 時 40 分發佈海上颱風警報。24 日 14 時黛拉已至北緯 17.9 度，東經 119.0 度，向西進行，逐漸遠離本省海面，本局於當天 14 時 40 分發佈解除警報，警報維持時間 29 小時。

24 日 8 時，在馬利安納羣島西方海面有一熱帶低氣壓向西北進行，25 日 8 時發展成輕度颱風，命名為艾琳 (Elaine) 颱風，初受太平洋高壓影響向西至西南西進行，26 日 14 時發展成中度颱風，繼續向西進行，27 日 20 時發展成強烈颱風，當時中心最大風速為 51m/s，此時颱風之中心位置在北緯 17.2 度，東經 124.5 度，向西進行，對本省東南部海面，巴士海峽及臺灣海峽南部構成威脅，因此本局於當天 21 時 30 分發佈第一次海上颱風警報。28 日 8 時，艾琳在呂宋島東北部登陸後，受地形影響，威力減弱成為中度颱風，30 日 2 時威力再次減弱成為輕度颱風，31 日 8 時變成熱帶性低壓而消失於香港南方海面，其生命史有 7 天，維持輕度颱風以上強度有 6 天。

本月份颱風路徑見圖 12 所示。

(十)十一月：本月份共發生 4 次颱風，高於本月份的平均值，在此 4 次中，2 次為輕度颱風，2 次為強烈颱風。葛樂禮颱風環流威脅本省陸地及各海面，由本局發佈警報。茲將各次颱風概述如下：

1 日在非島東方沿海有一低壓向西進行，穿過非島中部後向西北西進行，由於此低壓受陸地摩擦影響

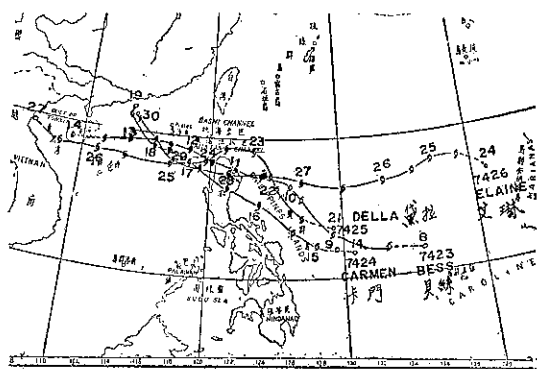


圖 12. 63 年 10 月份颱風路徑圖

Fig. 12. Typhoon tracks in October, 1974

，至 2 日 2 時才發展成為輕度颱風，即為費依 (Faye) 颱風。生成後，受到大陸高壓環流影響，向西至西北西穩定進行，4 日登陸越南中部，威力減弱成為低氣壓，結束其生命前後 3 天，而維持輕度颱風以上強度者 2 天。

2 日在雅浦島東南方之海面上有一低壓活動著，3 日 8 時 45 分發展成為輕度颱風。命名為葛樂禮 (Gloria) 颱風。此颱風生成後受太平洋高壓影響向西北西進行，根據報告 4 日 17 時 10 分發展成為中度颱風，當時中心最大風速為 38m/s，最低氣壓為 976mb，向西北進行，5 日下午葛樂禮的強度已增強至強烈颱風，其中心最大風速為 51m/s，最低氣壓為 950mb，此時颱風之中心位置在呂宋島東方海面，繼續向西北西進行，預測逐漸接近呂宋島東北部，本省東南部海面，臺灣海峽南部及巴士海峽，船隻將受其威脅，因此本局於當天 20 時 30 分發佈海上颱風警報，呼籲此等地區的作業船隻應特別注意。6 日 8 時此颱風在呂宋島東方海面威力稍減弱成為中度颱風，20 時她的威力再度增強成為強烈颱風。當時中心最大風速為 55m/s，進行方向由西北西轉向西北，有向巴士海峽接近之勢，此颱風之邊緣有影響本省陸地之危險，因此本局改發海上陸上颱風警報，7 日 6 時左右威力稍減弱但仍維持強烈颱風之程度，此颱風登陸呂宋島東北部，繼續向西北進行，由於受陸地影響，威力減弱成中度颱風。8 日 14 時成為輕度颱風，9 日 2 時通過東沙島海面時，威力繼續減弱，對本省陸上及各海面威脅解除，本局於 9 日 4 時 30 分發佈解除警報。20 時成為熱帶低壓結束了為期 7 天的生命，維持輕度颱風以上強度者有 5 天半。

14 日，在越南南方海面有一低壓向西進行，15 日 14 時成為輕度颱風，是為海斯特 (Hester) 颱風

，其威力很弱，當時中心最大風速僅 20m/s，生成後不久即登陸越南南部，受地形影響，20 時即減弱成為熱帶低壓，其生命為本年內最短的一個颱風，維持輕度颱風以上強度僅數小時而已。

21 日在雅浦島東方海面又有一熱帶低壓活動著，經過幾天的醞釀，於 23 日 8 時才發展成為颱風，命名為伊瑪 (Irma) 颱風，是本月份最後一個颱風。此颱風生成後受太平洋高壓影響向西北西進行，24 日 6 時 30 分已發展成中度颱風，26 日達強烈颱風的程度，此時有太平洋高壓脊線西伸，迫使伊瑪的路徑轉向西，27 日 8 時達極盛時期，當時中心最大風速為 58m/s，最低氣壓為 940mb，為本年內最強烈的颱風，28 日 8 時登陸呂宋島，威力減弱成為中度颱風，由於地形影響，此颱風於 29 日 2 時威力減弱成為輕度颱風，繼續向西北西進行，12 月 1 日轉向北北東進行，2 日下午由香港西方海面登陸中國大陸，結束生命，共 11 天，維持輕度颱風以上強度有 9 天。

本月份之颱風路徑見圖 13 所示。

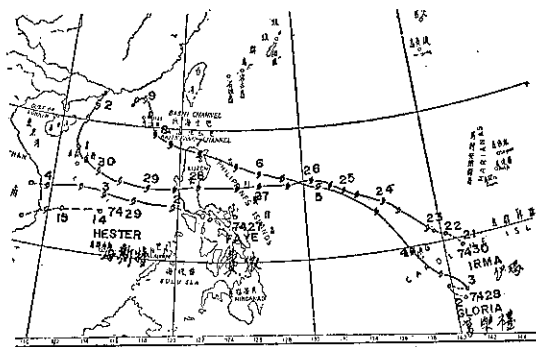


圖 13. 63 年 11 月份颱風路徑圖

Fig. 13. Typhoon tracks in November, 1974

(十一) 十二月：本月份颱風僅 2 次，均屬輕度，茲將此 2 次颱風概述如下：

18 日在越南南方海面有一低壓向西南進行，19 日 2 時發展成為輕度颱風，名為裘迪 (Judy) 颱風，19 日下午登陸越南南部，結束其 1 天半的生命，維持輕度颱風以上強度才 12 小時，其生命之短暫僅次於海斯特颱風。

19 日在雅浦島西北方海面有一低壓向西北西進行，根據報告，此低壓在 19 日 20 時已發展成輕度颱風，命名為克蒂 (Kit) 颱風，是本年內最後一次颱風，克蒂生成後受太平洋高壓影響向西進行。20 日下午登陸非島中部，受地形影響，於 21 日 2 時左右

，威力減弱成爲熱帶低壓，此低壓出海後向西繼續進行，22日晚折向西南西進行，穿過西沙島海面，此低壓於23日再度發展成輕度颱風，轉向西進行。24日14時威力減弱成爲熱帶低壓，最後消失於越南南方海面而結束其生命，共5天，維持輕度颱風以上強度的僅2天半左右。

本月份颱風路徑見圖14所示。

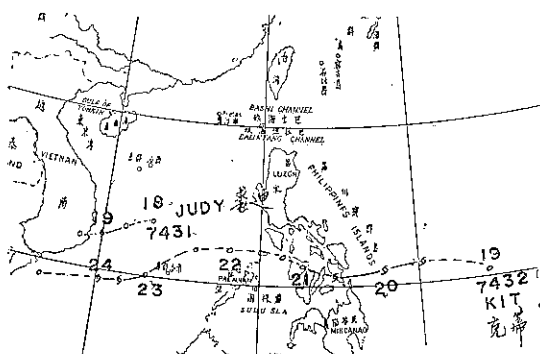


圖14. 63年12月份颱風路徑圖

Fig. 14. Typhoon tracks in December, 1974

### 三、本年內發佈颱風警報情況

本年內，本局發佈8次颱風警報，其中有4次爲海上警報，4次海上陸上颱風警報。而實際侵臺之颱風僅有琴恩、范迪及貝絲颱風，其他颱風均有影響本省附近各海面。警報時間維持最長者爲11月份之葛樂禮颱風，爲時計30時30分，其次爲9月份之范迪，爲時計67小時，最短則爲7月之琴恩，維持時間約24小時左右。

本年內所發佈之警報有驚瑪、琴恩、露西、范迪、貝絲、黛拉、艾琳及葛樂禮颱風。其中琴恩、范迪及貝絲被列爲侵臺颱風。在此三個侵臺颱風中，琴恩威力不強，對本省沒有構成災害。而范迪因緊貼本省東部海面，其環流受地形之抬升，而使基宜地區遭受豪雨之殃。貝絲的中心雖未直襲本省，但因當時正值東北季風旺盛期，在西南氣流及東北風之雙重影響下，在蘭陽地區造成強烈之輻合作用，致使該區雨水豐沛，造成水災。其他颱風雖未侵臺，但本省各海面均受影響。根據本局對本年內之颱風中心預報，最大誤差爲216.0哩，最小誤差爲23.7哩，平均誤差爲99.2哩。表3爲本年內，本局對影響臺灣地區之颱風中心預報之誤差。

表3. 民國63年本局發佈颱風中心位置預報之誤差綱要表

Table 3. The summary of vector errors of forecasting of typhoon, center positions issued by C. W. B. during 1974.

颱風名稱	預報次數	最大誤差(哩)	最小誤差(哩)	平均誤差(哩)	備註
驚瑪 Emma	5	140.0	112.3	125.0	24小時預報
琴恩 Jean	6	146.7	35.6	81.5	12小時預報
露西 Lucy	5	106.8	60.0	71.2	24小時預報
范迪 Wendy	12	178.0	67.4	116.6	24小時預報
貝絲 Bess	5	180.6	47.5	105.8	24小時預報
黛拉 Della	4	216.0	110.7	152.4	24小時預報
艾琳 Elaine	4	71.1	23.7	44.6	24小時預報
葛樂禮 Gloria	12	178.0	53.4	95.3	24小時預報

第一號侵臺颱風琴恩，第一次發佈警報時間爲7月18日15時50分，中心最接近本省爲19日14時28分，相隔時間21時38分，17m/s最先出現在19日7時40分，地點在蘭嶼，10mm/hr之雨量則開始於18日14時，地點在阿里山。

第二號侵臺颱風范迪，第一次發佈警報的時間爲9月26日15時30分，中心最接近本省爲28日

18時23分，相隔時間爲49時57分，17m/s最先出現在27日12時40分，地點爲玉山。10mm/hr之雨量開始於26日23時，地點爲新港。

第三號侵臺颱風貝絲，第一次發佈颱風警報時間爲10月10日21時30分，中心最接近本省爲11日22時，相隔時間爲23時30分，17m/s最先出現在9日07時10分地點蘭嶼。10mm/hr最先

出現在 12 日 03 時 00 分地點蘭嶼及大武。

其他鷺瑪、露西、黛拉、艾琳及葛樂禮颱風也發佈了颱風警報。

#### 四、本年內颱風災情概述

本年內因颱風造成之災害以水災為主，茲對范迪及貝絲颱風所造成的災害概述如下：

##### (一)范迪颱風：

###### 1. 人員傷亡：

- (1)死亡：47 人。
- (2)受傷：40 人。
- (3)失蹤：7 人。

###### 2. 房屋倒塌：

- (1)全倒：201 間。
- (2)半倒：141 間。

###### 3. 交通：

###### (1)公路：

- ①南迴公路屏東雙流至楓港有路基陷落。
- ②南橫公路鹿霧段及池上段發生坍方。
- ③東部幹線大溪至大武間坍方 300 公尺。
- ④頭城海管溪堤防崩斷，沿海公路沖斷 15 公尺以上。
- ⑤蘇花公路發生坍方，交通中斷。
- ⑥花蓮三條公路損壞。
- ⑦豐光公路開發橋至忠孝橋之間坍方。

###### (2)鐵路：

- ①宜蘭線災害地點大小計 79 處，以雙溪至礁溪站間最為嚴重。
- ②平溪線災害地點 25 處。
- ③搶修費等共計新臺幣 26,074,870 元。

###### 4. 其他：

- (1)基市因豪雨而發生山崩壓塌民房，造成 14 戶居民 70 人被山泥掩埋之慘劇。
- (2)因受颱風影響，地中海航空公司和國泰航空公司的波音 707 型班機於降落跑道時發生意外。

##### (二)貝絲颱風：

###### 1. 人員傷亡：

- (1)死亡：14 人。

(2)重傷：2 人。

(3)輕傷：1 人。

(4)失蹤：3 人。

###### 2. 房屋倒塌：

(1)全倒：264 間。

(2)半倒：112 間。

###### 3. 交通：

(1)公路：蘇花公路，北部橫貫公路、花東公路等坍方多處，交通受阻。

(2)鐵路：宜蘭線、平溪線及東線普遍受災搶修費等損失共計新臺幣 10,768,900 元。

###### 4. 其他：

- (1)收容災民：6725 人。
- (2)蘭陽地區山洪暴發，1400 旅客被困東澳、南澳。
- (3)瑞芳鎮鱗魚里八分寮後山崩山，新拓煤礦被掩埋。
- (4)臺北縣福誼化工廠被水淹沒，損失約一百七十餘萬元。
- (5)宜蘭地區農田積水面積廣達五千公頃。

#### 五、本年內颱風之特點

(一)夏季副熱帶高壓不強，沒有強烈颱風發生，其路徑多為向北或轉向颱風。

(二)很接近陸地時才發展成為颱風，強度無法發展。

(三)入秋後，副熱帶高壓西伸，在其南方發生之颱風，其威力較夏季為強，有強烈颱風發生，而在地面圖上，此時大陸高壓發展向東伸展，緯流指標高，同時高空之副熱帶高壓西伸，因此颱風發展後，其路徑大多為西進。

(四)琴恩、范迪及貝絲颱風為本年內 3 次侵臺颱風，琴恩雖於本省東北部之三貂角登陸，但威力弱。范迪及貝絲因地形作用使本省基宜地區構成嚴重災害。

(五)本年內颱風路徑分配不太懸殊，向西北西或西北進行者有 13 次，向東或東北者有 9 次，呈拋物線型之路徑者有 8 次，向北進行及迴轉者各 1 次。

表 4. 民國 63 年本局發佈颱風警報綱要表  
Table 3. Summary of typhoon warnings issued by Central  
Weather Bureau during 1974.

次	強 度	警 報 種 類	颱 風 號 數 及 名 稱	發 佈 日 期	解 除 日 期	發 佈 號 數	備 註
1	輕 度	海 上	7406 黛 瑪	15/6 21時30分	17/6 12時30分	5	發生於菲島東方，向西北進行抵巴士海峽東方後轉向東北進行。
2	輕 度	海上、陸上	7411 琴 恩	18/7 15時50分	19/7 21時00分	6	在琉球南方海面向北西進行，19日14時28分由本省東北角登陸後進入北部海面。
3	輕 度	海上、陸上	7413 露 西	9/8 21時40分	10/8 21時30分	5	在呂宋島西方海面向北北東進行，抵恆春附近，轉向北北西進入臺灣海峽南部，減弱為 T.D.
4	輕 度	海上、陸上	7421 范 迪	26/9 15時30分	29/9 9時30分	12	在本省南部海面沿半部海岸向北進行，28日17時23分登陸三貂角後向西進行。
5	中 度	海 上	7423 貝 絲	10/10 21時30分	12/10 21時00分	5	在呂宋島東方海面向西北進行，進入巴士海峽後轉向西至西南西進行。
6	中 度	海 上	7425 黛 拉	23/10 9時40分	24/10 4時40分	4	在呂宋島海面東方海面向西西北進行，進入巴士海峽後轉向西至西南西進行，至呂宋島西方海面轉向西進行。
7	強 烈	海 上	7426 艾 琳	27/10 20時30分	29/10 8時40分	4	在馬利安那羣島發生後一直向西至西北西進行，通過呂宋島北部後進入南海，於30日下午由珠江口進入大陸。
8	強 烈	海上、陸上	7428 葛 樂 禮	5/11 24時30分	9/11 04時30分	12	通過呂宋島北端進入南海、東沙島北部海面，威力減弱成為 T. D.

Table 5. The summary of typhon data within the area of North-western Pacific in 1974

月份	當月次序	本年編號 (西元)	颱風名稱	起迄時間			發生地點	發生地點 北緯 東經	最大風速 公尺/秒	暴風半徑		中心最低氣壓 mb	最大移速度 哩/時	颱風分類	警報階段	備註
				全起	部迄	輕以度上 中以度上				30 哩/時	50 哩/時					
1	1	7401	萬達 Wanda	10/1 -14/1	10/1 -13/1		菲島東方海面	10.0 131.0	25	200		990	16	輕度		
3	1	7402	愛美 Amy	17/3 -20/3	17/3 -20/3		關島西方海面	14.3 137.4	23	125		990	40	輕度		
4	1	7403	寶佩 Babe	28/4 - 2/5	29/4 - 2/5		關島東方海面	18.9 145.2	30	200		983	35	輕度		
5	1	7404	卡拉 Caria	2/5 - 7/5	2/5 - 7/5	4/5 - 6/5	關島東南東方海面	13.0 149.0	40	150	75	965	25	中度		
6	1	7405	黛納 Dinah	8/6 -14/6	8/6 -14/6	10/6 -13/6	菲島東方海面	13.0 128.1	35	250	150	965	13	中度		
6	2	7406	黛瑪 Emma	14/6 -18/6	15/6 -18/6		那霸東南方海面	15.5 127.6	30	100		985	15	輕度	海上	
6	3	7407	芙瑞達 Freda	21/6 -22/6	21/6 -22/6		南島島西北方海面	25.8 153.0	23	75		990	18	輕度		
7	1	7408	吉達 Gilda	30/6 - 8/7	1/7 - 8/7	2/7 - 6/7	硫磺島西南方海面	19.9 134.1	48	200	75	945	22	中度		
7	2	7409	哈莉 Harriet	15/7 -17/7	15/7 -17/7		關島西北方海面	18.0 139.0	20	75		994	15	輕度		
7	3	7410	艾威 Ivy	17/7 -23/7	18/7 -23/7	19/7 -22/7	雅浦島西北方海面	13.3 134.4	51	150	75	945	17	強烈		
7	4	7411	琴恩 Jean	17/7 -20/7	18/7 -20/7		琉球南方海面	21.4 125.1	28	50		995	20	輕度	海上陸上	侵臺
7	5	7412	開梅 Kim	23/7 -24/7	23/7 -24/7		威克島北方海面	24.1 168.1	25	125		990	13	輕度		
8	1	7413	露西 Lucy	9/8 -11/8	9/8 -11/8		呂宋島西方海面	20.2 119.8	20	125		994	15	輕度	海上陸上	侵臺
8	2	7414	瑪麗 Mary	11/8 -26/8	11/8 -26/8	18/8 -19/8	馬利安那羣島東方海面	15.7 151.5	33	200	160	970	40	中度		
8	3	7415	娜定 Nadine	15/8 -18/8	15/8 -18/8		呂宋島東方海面	15.5 125.6	25	170		980	22	輕度		
8	4	7416	玻莉 Polly	26/8 - 3/9	26/8 - 3/9	27/8 - 1/9	馬利安那羣島東方海面	15.2 146.2	48	200		945	25	中度		
8	5	7417	羅絲 Rose	27/8 -31/8	28/8 -31/8		東沙島東方海面	21.8 121.9	25	150		985	15	輕度		
9	1	7418	雪莉 Shirley	3/9 - 9/9	5/9 - 9/9	6/9 - 8/9	那霸東南方海面	25.7 131.6	35	175	75	975	30	中度		
8	2	7419	崔絲 Trix	5/9 - 7/9	6/9 - 6/9		東沙島西方海面	20.5 113.5	20	150		990	15	輕度		
9	3	7420	佛琴尼 Virginia	13/9 -16/9	13/9 -16/9	13/9 -15/9	硫磺島東北方海面	32.3 152.6	35	200	75	970	18	中度		
9	4	7421	范迪 Wendy	24/9 -29/9	25/9 -29/9		呂宋島東南方海面	18.3 122.6	30	125	30	980	10	輕度	海上陸上	侵臺
9	5	7422	艾妮絲 Agnes	24/9 - 2/10	25/9 - 2/10	27/9 - 2/10	南島島東方海面	22.5 153.6	51	200	100	960	30	強烈		
10	1	7423	貝絲 Bess	8/10-13/10	10/10-13/10		雅浦島西北方海面	12.2 133.4	38	200	75	970	18	中度	海上	侵臺
10	2	7424	卡門 Carmen	14/10-19/10	15/10-18/10	16/10-18/10	菲島東方海面	12.0 126.5	38	200	75	975	15	中度		
10	3	7425	黛拉 Della	21/10-27/10	21/10-27/10	22/10-26/10	菲島東方海面	13.4 127.7	43	200	50	960	13	中度	海上	
10	4	7426	艾琳 Elaine	24/10-31/10	25/10-31/10	26/10-29/10	馬利安那羣島西方海面	18.3 137.4	51	200	80	940	25	強烈	海上	
11	1	7427	費依 Faye	1/11- 4/11	2/11- 4/11		菲島東方海面	13.5 121.5	25	200		985	15	輕度		
11	2	7428	葛樂禮 Gloria	2/11- 9/11	3/11- 9/11	4/11- 8/11	雅浦島西南方海面	7.7 140.5	55	200	70	930	15	強烈	海上陸上	
11	3	7429	海斯特 Hester	14/11-15/11	15/11-15/11		越南東方海面	13.2 109.8	20	100		1000	15	輕度		
11	4	7430	伊瑪 Irma	21/11- 2/12	23/11- 2/12	24/11-28/11	雅浦島東方海面	12.4 139.3	53	200	75	940	15	強烈		
12	1	7431	裘迪 Judy	18/12-19/12	19/12-19/12		越南東方海面	12.2 110.9	20	100		1000	10	輕度		
12	2	7432	克蒂 Kit	19/12-24/12	19/12-24/12		雅浦島西北方海面	11.6 130.3	23	100		996	15	輕度		

(紀水上執筆)



# 氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 $25 \times 24$ 之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以 \* 號（顯著）及 \*\* 號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 13.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至  $1/8$  之程度，但不能超過縮小  $1/2$  之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至  $1/8$  之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至  $1/2$  時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(三) 文字敘述中提及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號 1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以 m (公尺)、cm (公分)、mm (公厘)、 $m^2$  (平方公尺)、 $m^3$  (立方公尺)、cc (立方公分)、l (立升)、g (公分)、kg (公斤)、mg (公厘)、 $^{\circ}C$  (攝氏度)、% (百分之一)、ppm (百萬分之一份) 等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介題詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標系及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

Volume 21, Number 3

September 1975

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles:

- An Analysis and Prediction of Extreme Changes of Precipitation and  
Temperature in Taiwan.....  
..... *Yuan-heng Wei, Chang-keng Hsiao, Chun-ming Hsu* (1)
- Satellite Cloud Patterns When Typhoon Passing through  
Taiwan and Neighboring Areas ..... *Pao-chin Hsu, Henry F. C. Liu* (13)
- Further Study on Prediction of Typhoon Movement  
by Statistical Method ..... *Yu-Lei Chen, Hsiao-li Pao* (26)
- On the Earthquake Study in Miaoli-Fengyuan Area.....*Yuo-mie Hsiung* (36)
- Plants-Meteorology ..... *Wen-ping Tseng* (45)

### Reports:

- A Brief Report on Typhoons in the North-Western  
Pacific during 1974..... (50)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第四期

## 目次

### 論著

- 大氣科學與氣象學名詞辨證及其研究發展之大勢……………鄭子政… (1)
- 中期預報之冬季高空大天氣型……………吳宗堯、鄭俠… (7)
- 寒潮侵入臺灣及鄰近地區前後之衛星雲系……………徐寶箴、劉復誠… (19)
- 臺灣地區長期天氣預報之研究(二)……………徐晉淮… (26)
- 天氣類型法之電子計算機上客觀比擬選擇……………胡仲英… (42)
- 冬季寒潮對臺灣地區水稻栽培之影響……………楊之遠… (50)

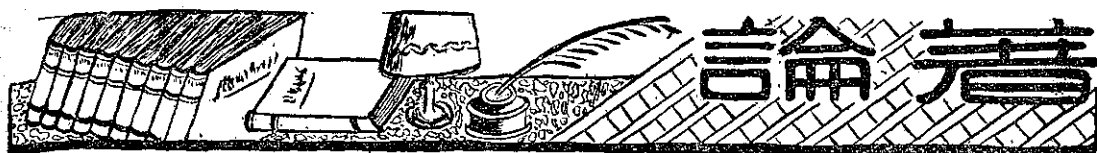
# 氣象學報

季刊

第二十一卷 第四期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三七一三一八一(十線)
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三一四七二四

中華民國六十四年十二月出版



# 大氣科學與氣象學名詞辨誼 及其研究發展之大勢

*On Discrimination of the Nomenclatures between  
the Atmospheric Sciences and the Meteorology  
and Their Latest Development*

鄭 子 政

by Kenneth T. C. Cheng

## Abstract

The term of the atmospheric sciences is a synonym of the meteorology which has been generally used long ago. The designation of the atmospheric sciences has still not been clearly defined yet but is understood to refer to those sciences which are concerned primarily with the physical and chemical phenomena in the atmosphere of the earth. Even more, it sometimes could included the meaning of the gaseous envelopes of other planets as an understanding in common. Whereas the meteorology is confined to the study of the lower atmosphere which the study is not going beyond the stratosphere. This paper gives a relatively defined view on the term of the atmospheric sciences in order to avoid the confusions of the youngsters. The next part relates the details on the history of the vertical development of the atmosphere extending its edge to the interplanetary space which carries a step forward on more understanding in solar terrestrial physics. The third part gives a brief review on latest research methods in atmospheric sciences and some leading articles are referred. Finally it deals with the tendency on latest development of the atmospheric sciences relevant to both practical and theoretical sides.

## 一、大氣科學之定義及其研究之序幕

大氣科學係泛指研究包於地殼外圈大氣層物理與化學現象之科學。以廣誼言之，亦可以概括其他行星外層大氣之研究。人類生存於大氣層中，朝於斯、夕於斯，而不能須臾離此，因而人類對於大氣科學之認識甚早。公元三三〇年前亞里士多德 (Aristotle) 即著所謂氣象學 (Meteorologica) 一書。此觀念綿延迄今。近五十年來，氣象學一辭始有局限於大氣下

層一百公里內研究之意向。甚至有人以為大氣下層三十公里內之研究。其故在於自第三屆國際地球物理學年 (一九五七至五九年) 以還火箭與人造衛星已為日常探測高層大氣形態科學上之工具，使在往昔人羣所矇昧之高層大氣現象，今則已見開朗，而啓闢一嶄新氣象學之天地，權威氣象學家查普曼 (Chapman, S.) 稱之為高層大氣形態學 (Aeronomy)。大體而言，乃在一百公里以上大氣層現象之研究。至於在五至一百公里之間或為此二層次間相互交錯之境域，

而在其間並無明顯之分野。大氣科學亦得就其研究性質而分別門類爲：(一)大氣物理學 (Atmospheric Physics)；(二)大氣化學 (Air Chemistry)；(三)大氣動力學 (Atmospheric Dynamics)；與四應用氣象學 (Applied Meteorology)。

大氣物理着重於大氣大規模之運行及其結構。其主要研究在於大氣物理性質問題，譬如電磁波輻射，概括日射，地面與大氣輻射，光學現象，無線電波傳播與大氣發射之分光分析等等。又如宇宙輻射 (Cosmic Radiation)，大氣現象變化，大氣電學所涉及之晴好天氣電場，雷雨電象，以及大氣上層游離現象之類。此外涉及於高層大氣形態各端若范艾倫輻射帶 (Van Allen Radiation Belt) 及極光 (Aurora) 與氣光 (Aurora) 現象與大氣中聲波之傳播。至於大氣中水汽演變之過程原屬於大氣熱力學之一部份，近已別立門戶稱爲雲物理學 (Physics of Clouds)。

大氣化學之研究蓋始於十八世紀對於大氣成分分析之後。近數十年來更深入於研究高層大氣之稀有氣體之分析。一九六三年榮鵠 (Junge, C. E.) 出版大氣化學與放射性物質 (Airchemistry and Radioactivity) 一書之後，大氣化學之研究遂掀起學術上之熱潮。人類生活進入工業化時代之後，環境污染引起普遍之重視，在大氣下層中氣懸膠體 (Aerosols) 與空氣污染物 (Pollutants) 化學之研究，已屬風起雲湧，竭一時之盛。在平流層上大氣游離之現象 (Ionization) 牽及於無線電波傳遞之效率，更進而發見游離現象乃受日射光波之刺激而生。遂又有光化學 (Photochemistry) 之研究。此外則從事於降水成份化學之分析。又研究大氣與土壤，海水，及空際存在原素成分之交換及其循環變化。由於核爆試驗與能源搜求，人爲與自然在大氣中之放射性 (Radioactivity) 亦爲大氣化學中一熱門之課題。

大氣動力學原屬於大氣物理學之一支，惟側重於大氣環流之研究，而探究其原因與效應，並作大氣動態演變之推測。其尤着重於大氣下層之動態，則稱之爲動力氣象學 (Dynamic meteorology)。大氣之運動其規模亦有大小。以整個地表所受日射量平衡之結果而產生之大氣周流所謂大氣運行之環流。其較小在洲際間之環流則如季風 (Monsoons)。更有較持久而有半穩定性或屬於過渡性之大氣動態，則若氣旋 (Cyclones) 與反氣旋 (Anticyclone) 及其隨伴之現象如鋒 (Fronts) 與槽 (Troughs) 之類經常在天氣圖 (Synoptic Charts) 上所呈現或消失。此

類大氣動態皆由於地面不同性質氣團 (Air Masses) 之推移與地面阻力之影響，使形成大氣中出現較大規模之平流 (Advection)，或局部渦動之擴散 (Turbulent Diffusion)。至於在大氣上層動力之反應則概由於日射之異常與受大氣中垂直運動之影響。小規模氣流之動態則概括積雲 (Cumulus) 中之對流 (Convection) 與在界面層之渦動現象。由此類大氣動態所造成之天氣現象則如雷雨與陣風 (Gusts)。盛夏所經見之海風 (Sea breeze) 與在內陸所見之陸龍捲 (Tornado) 皆屬於大氣動力學研究小規模之模式，而得以依據物理上之要件由數理公式加以推演而知其動態之理。

應用氣象學乃將大氣之平均或轉變形態由文字與圖表加以表達。使在大氣層中所作之各項氣象觀測結果，無論其爲地面或高空探測，亦不拘泥於其爲汽球，航空器、雷達、火箭或人造衛星觀測之資料，更不限於其爲短時間或經歷長時期觀測所得之成就，但以能由各種敘述方式從觀測證實現時或已往天氣與氣候演變之因果，統屬於應用氣象學之範疇。在大氣科學之周圍有若干之相關學科皆有相互交織之關係。以例言之，在生物界 (Biosphere) 方面疾病與氣候，天氣與死亡率，空氣污染與呼吸器管病患等之關係，近年有生物氣象學 (Biometeorology) 及生物氣候學 (Bioclimatology) 之研究。海上波浪之澎湃皆受制於海上大氣之運動，而海流之運行，則悉憑海水上下溫差所生之結果，氣象學與海洋學 (Oceanography) 間乃存有密切之聯繫。沙丘之移動則爲氣象學與地質學 (Geology) 之關係。洪水之發生則爲氣象學者與水文學者 (Hydrologists) 共同之課題。至於在太空星際間與大氣層之關係則將涉及於太陽與地球物理學 (Solar and Terrestrial Physics) 及天文學 (Astronomy) 之範圍。在太陽離子體雲 (Solar Plasma Clouds) 發生擾亂時在同時將擾亂地面之磁場現象。在太陽本體所發生之日焰 (Solar Flares) 與日斑 (Sunspots) 之消長每使在宇宙間產生微粒發射 (Corpuscular Emissions) 之強弱與異常輻射之現象。由此可見，大氣科學所涉及範圍之廣泛與人生關係之殷切。

## 二、大氣科學研究之垂直發展

大氣科學觀測儀器之發明蓋始於十七世紀。一六〇七年加利略 (Galileo) 創製溫度計之雛形。一六四三年托里西利 (Torricelli) 發明氣壓表 (Baro-

meter)。一六六七年霍克 (Hooke) 創製風速表 (Anemometer)。一六〇〇年首作地球磁場圖，此對於高層大氣物理上有重要之貢獻。一六八七年牛頓萬有引力論問世，使地面氣壓分佈之形態，獲得理論上之解釋。一七四二年攝氏 (Celsius) 溫標行世。一七八三年段素秀 (Desaussure) 創造毛髮濕度表 (Hair Hygrometer)。於是地面氣象觀測之儀器大體粗具。地面氣象因素之變化，每不能僅由地面氣象觀測之結果予以推論解釋。於是高層大氣之結構及其變化乃為氣象學者所渴望探測，以明其究竟。一七四〇年法國里昂附近之蒙果非 (Montgolfier, J. M.) 發明汽球。一七八三年段洛棲 (de Rozier) 首坐乘人汽球，作冒險探空之舉。一八六二年葛萊萱 (Glaisher J.) 乘汽球曾上升達三萬七千英尺。一九六一年美國濮拉賽 (Prather, V. G.) 曾上達大氣上層十一萬三千七百四十英尺為人類以汽球升空最高之紀錄。其次則為利用風箏作探空之工具。一七四九年韋爾遜 (Wilson, A.) 與麥而維 (Melvill, T.) 在英國格拉斯哥 (Glasgow) 以風箏繫帶溫度表升入雲中以記載雲層中之溫度變化。三年後佛蘭克林 (Franklin, B.) 啓大氣電學研究之先河。十九世紀中葉，動力氣象學之觀點，開始播下種子，一八四四年柯里亞立斯 (Coriolis) 樹立氣象動力學之基石而引入地球偏轉力 (Deflecting Force) 之觀念。一八六〇荷蘭柏斯貝羅 (Buys Ballot) 創立風向與高低氣壓位置關係之定律。一八八九年范理爾 (Ferrel) 又立大氣環流理論之基礎。大氣上層之探究，益增蓬渤之熱忱。一八九三年韓邁德 (Hermite) 發明自記氣象儀 (Meteorograph) 由汽球繫帶升空，排除乘人汽球探測高空上之困難，而得以普遍施放，使在大氣上層之結構易有整體之瞭解。一八二〇年柏蘭第 (Brandes) 創製天氣圖開天氣預告之先聲。一八三七年毛斯 (Morse) 有線電報機創製成功，使天氣學 (Synoptic Meteorology) 開劃時代之紀元。一八八一年傅立志 (Fritz) 創始描繪極光之變化。啓今日高層大氣形態研究之眉目。二十世紀以來，大氣科學更進入一個嶄新時代。瑞典之段步德 (de Bort) 於一九〇二年發見平流層 (Stratosphere) 之存在與其下層對流層 (Troposphere) 在性質上有顯然之差別，使大氣層結構之觀念一新。一九〇二年甘奈勵 (Kennelly) 與韓維才 (Heaviside) 同時發現大氣上空之游離層，啓現時光化作用 (Photochemical Reaction) 研究之萌芽。一九一八年挪威白鏗尼斯

(V. and J. Bjerknes) 父子創立鋒面學說 (Polar Front Theory) 辨別不同性質氣團之來去，亦樹立風暴結構之新觀念。一九二二年英國劍橋李家盛 (Richardson, L.) 創作數值天氣預告一書，可稱為今日盛唱數值天氣預告之創始者。一九二三年林德曼 (Lindemann) 與陶伯遜 (Dobson) 相偕發見在平流層頂 (Stratopause) 約在地面上空五十公里處有一暖氣層，而在中氣層頂 (Mesopause) 約在八十公里處有一冷氣層，使大氣上層之結構，進入更明朗時代。一九六五年戴維斯 (Davies, K.) 曾研究游離層對於無線電波反射之影響，而細加解釋，游離層結構之秘密，開始揭開。一九四六年二次世界戰後，雷達已轉而為追蹤風暴行動之工具，且得由反射雷達波之強弱以作暴雨量之估計，亦得稱為防洪豫報上新穎之貢獻。一九五七至五八年為第三屆國際地球物理學年 (International Geophysical Year)，在此階段，火箭 (Rockets) 與人造衛星 (Artificial Satellites) 已引用為大氣科學研究上重要之工具。美國國立海洋及大氣管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration) 連續施放一系列之氣象觀測衛星。其第一組泰洛斯 (TIROS) 衛星於一九六〇年四月施放，其目的在於紅外線輻射觀測，並揭開遙測 (Remote Sensing) 工作之新局面。此外由於近年航空器發展驚人，因此利用航空器攜帶鍍化銀到雲層上端撒播雲種 (Cloud Seeding) 工作，自一九四六年藍慕伊 (Langmuir) 及謝佛 (Schaefer) 等實驗成功以來，局部天氣改造工作 (Modification of Weather) 亦已得由人為控制，並得實施在軍事上應用。總之，近年大氣科學在研究發展上之成就，可稱已啓開光輝之一頁。

### 三、大氣科學研究之新方法

近十數年來，世界各地氣象觀測之站所增多，在海上船舶觀測之資料，在大氣下層有航空器偵察天氣之資料 (Weather Reconnaissance Flights)；尚有無線電傳真 (Facimile) 與雷達報告氣象之資料；更有由泰空氣象衛星所攝製地面雲層分佈之資料，使從事於大氣現象觀測與研究之科學工作單位，發生氣象資料處理有壅塞之現象。同時在大氣科學研究與天氣分析上須要擴大其視域範圍，而不能再拘泥於一地區之觀念。一九六五年世界氣象組織 (World Meteorological Organization) 遂倡議一寰宇天氣偵察計劃 (World Weather Watch Plan)。

並設計佈置寰宇電訊通聯計劃，使在全世界各地氣象觀測資料能於二十四小時以內，相互交換使用。在往昔僅以北半球天氣圖之繪製為滿足需求，今則將其領域已擴充至全球範圍之內，雖遠至南北極區天氣消息，亦能溝通傳達至通訊中樞。可稱四海之內，無遠弗屆。美國氣象學會會長湯姆生 (Thompson, P. D.) (見會刊十八卷一期) 稱為氣象學之新國際主義 (Internationalism in Meteorology)。因此大氣研究之領域以全球性 (Global) 或半球性 (Hemispheric) 與洲際 (Intercontinental) 性範圍立論者統稱為大氣象學 (Macrometeorology)。更因大氣層之高度次第擴增，在光，電與磁場方面之研究皆已接觸到星際領域，因而另有一新名詞出現所謂宇宙氣象學 (Cosmic Meteorology)。至於一般氣象體系如颶線 (Squall lines)，氣團，雷雨與海風 (Sea-breeze) 等，甚至於熱帶風暴之類，其範圍皆在十至一千英里距離之內，則列入於中氣象學 (Mesometeorology) 範圍。至於氣象現象屬於更小範圍，譬如渦流 (Turbulence)，擴散作用 (Diffusion) 與蒸發作用 (Evaporation) 之類，其地區僅以一城市範圍立論，則稱為小氣象學 (Micrometeorology)。

(以上定義依據拜雅士 (Byers, H. R.) 氣象學一九七〇年版三六四頁)。小氣象學自從德人解雅谷 (Geiger, R.) 名著近地面氣象學一書出版之後，近五十年來，近地氣象學研究已風靡一時，由於小氣象學涉及於農、工、與理論實驗各方面之應用而不可缺。此以大氣現象範圍立論。至於以研究方法而言，得以採用比較方法。蕭訥伯 (Shaw, N.) 曾列舉世界各地各項氣象要素之平均值，繪製圖表，而比較其氣候相似之點 (Climatic Analogues)。此書樞銜為比較氣象學 (Comparative Meteorology)。是書出版年代雖已久遠，然而仍不失為流覽世界氣候局勢或從事於大氣象學研究時之一參考典籍。氣象觀測資料歷經歲月累積，每有汗牛充棟之感，必須加以整理，取其精粹，因此非採用統計方法不易見其功效。康拉德 (Conrad, V.) 與蒲辣克 (Pollak, L. W.) 合著之氣候學研究方法 (Methods in Climatology) 一書在哈佛大學印書館出版，可稱取精用宏。鮑安 (Franz Baur) 於二次世界戰爭中，對於十天長期天氣預告有卓著成就，其所著天氣預告之物理統計原則 (Physicol-Statistical Rules as Bases for Forecasts of Weather and Weather Patterns)，尤足稱為應用之實例。天氣圖分析 (Synoptic

Analysis) 為綜觀天氣豫報之依據，今則已衍為經常事務。貝蓄 (Barry, R. G.) 遂著綜觀氣候學及其方法與應用 (Synoptic Climatology, its Methods and Applications)。近年數值天氣預告已由李家盛之純理論時期而漸入於實用時代。一九六一年湯姆生 (Thompson, P. D.) 著數值天氣分析與預告 (Numerical Weather Analysis and Prediction) 一書由麥密倫 (Macmillan) 書局出版專供一般教學上之運用。一九七四年俄人麥楚耿 (Marchuk, G. I.) 復著數值方式之天氣預告 (Numerical Methods in Weather Prediction) 一書。數值天氣預告之刊物已如雨後春筍，有蓬渤之發展。大氣科學研究之方法，演變繁多，自不能侷居於一隅。亦不容細加縷學。

#### 四、大氣科學實用與研究發展之動向

大氣科學乃屬於與人類生活交織之科學。近時菩提果 (Budyko) 發表氣候與人生 (Climate and Life) 一書細說氣候對於人生之影響。大氣科學對於目前人類在空氣中生活最顯著之關係莫過於航空。航空器已為在交通運輸上重要之工具。無論在低層或高層大氣中航行，終點 (Terminal) 與航程 (Route) 上之氣象變化必須有充分瞭解，方能策航行上之安全。賴德鸞 (Lederer, J.) 曾有專著詳論天氣與航空安全之關係一文 (見美國氣象學會會刊三十四卷第八期第三三九至三五〇頁)。至於在太空航行 (Astronautical) 上安全之研究，則尚為當前熱忱研究之課題。其次說到海上航行 (Marine Navigation) 安全問題，因船隻駛速尚不及於飛行速率十分之一，其在航程歷經時日較長，海上波濤洶湧，風暴之動態必須知所趨避。近地氣象學之研究，切實配合於農業之發展，倘得毋違農時，則穀不可勝食；斧斤以時入山林，則林木不可勝用。否則，水旱災至，饑饉隨之。農業氣象研究乃切實配合於民生問題之解決。晚近美國加州聖約瑟大學王仁煜教授有農業氣象學一書，可稱為近年英文中之佳作。農業氣象學研究範圍不僅限於一般園藝及作物，其他如森林、漁撈、畜牧、蠶桑等項皆有密切之關係。更進而言，大氣科學且概括所謂生物氣象學 (Biometeorology) 之研究。此門新興氣象科學概括植物、動物、人類 (Human) 與環境 (Environmental) 四者而言。至於論及環境問題，則涉及於建築氣象學 (Building Meteorology)，都市氣象學 (Urban Meteorology) 及污染氣象學

(Pollution Meteorology)，其所論皆屬於新穎見解，切合於實用與人羣生活需要。此外在實用上尚有一種水文氣象學 (Hydrometeorology) 一九七〇年費士訥 (Wiesner, C. J.) 所出版之水文氣象學已經譯為中文，並由徐氏基金會出版。林士類 (Linsley, R. K.) 等所合著工程人員之水文學亦屬於實用水文氣象學之一類。其主旨在於水資源之利用與樹立防洪豫告之基礎。使人類生活在大氣環境中得以毋憂水旱之患，而得常享豐樂之年。

至於大氣科學在理論研究發展上之動向，要不外乎向物理與化學二方向企求發展。先就物理方面而言，大氣科學著重於大氣現象之研究，通常稱為物理氣象學 (Physical Meteorology)。在大氣下層中，雲行雨施，變化萬千，此類水氣象變幻之過程，稱之為雲物理學 (Cloud Physics)。更向大氣上層研究，水汽已漸絕跡。空氣分子多入游離階段，近年以來，高空觀測資料增多，使吾人得以暢談游離層之物理學 (Ionospheric Physics)。李士輩 (Rishbeth, H.) 於一九六九年即有專書問世。在高層大氣中電磁現象，出奇制勝極光 (aurora) 與氣光 (Airglow)，幻化萬千。此類高層大氣形態在理論上之研究，查普曼 (Chapman, S.) 稱之為高層大氣形態學 (Aeronomy)。韋登 (Wshitten) 與卜樸夫 (Popoff) 有高層大氣形態學大要 (Fundamentals of Aeronomy)。泊乎晚近一九七三年加州大學班歌士 (Banks, P. M.) 與比國泰空研究所柯客斯 (Kockarts, G.) 合著高層大氣形態學上下二冊，可稱許為近時權威之著作。再推向大氣外層已屬於與星際大氣層臨界之領域。大氣分子已瀕臨於地球引力

之外，但地球以向太陽為中心，此為臨界區域現象之研究。一九七二年阿卡索夫 (Akasofu, S.) 與查普曼 (Chapman, S.) 合著之書可稱為最新權威之作。至於在化學方面之研究發展，在近地大氣層多注意於稀有氣體與污染物之研究，因而污染氣象學竟亦別立門戶。賴索爾 (Rasool, S. I.) 於一九七三年出版下層大氣化學 (Chemistry of the Lower Atmosphere) 一書。此外則由於追尋大氣成分之來源，地球化學 (Geochemistry) 亦為深饒意味之研究。推而至於大氣上層，大氣分子受日射之刺激作用，產生離解及游離現象，此項研究稱為光化學 (Photochemistry)。地表植物接受日射能量，經營其光合作用 (Photosynthesis)，此種化學過程之研究，近亦有專書，細加論述，稱為植物化學 (Phytochemistry)。在游離層中，大氣分子光化作用之過程，其理解部份一九七〇年俄人戴尼洛夫 (Danilov, A. D.) 著游離層化學 (Chemistry of the Ionosphere) 一書。使大氣分子受日光離解或重新組合之經過別開理論研究新的一面。地球之來源與宇宙其他星體，似出於一源，因此研究星際間宇宙塵、隕石，與其他星體化學成分之探究，亦啟一新的科學門類稱為宇宙化學 (Cosmochemistry)。其所論列範圍亦極廣泛，甚至宇宙間生命之起源，而涉及於太空生物學 (Exobiology) 者亦加以細述。總之，大氣科學所論列之範圍若是其廣泛，而又切實有關於人生之科學，應宜多加倡導，而使其發揚光大，毋勿再令其落莫於一隅。大氣科學之發展既若是其繁雜，因之，就大氣科學之體系，另列一表，附於篇末，以供參考。



大 氣 物 理 學 Atmospheric Physics:

- a) 物 理 氣 象 學 Physical Meteorology
- b) 大 氣 熱 力 學 Atmospheric Thermodynamics
- c) 雲 物 理 學 Physics of Clouds
- d) 微 塵 學 Koniology
- e) 大 氣 上 層 物 理 學 Physics of the Earth's Upper Atmosphere
- f) 大 氣 輻 射 Radiation of the Atmosphere
- g) 海 上 大 氣 物 理 學 Physics of the Marine Atmosphere
- h) 游 離 層 物 理 學 Ionospheric Physics
- i) 高 層 大 氣 形 態 學 Aeronomy
- j) 星 際 物 理 學 Solar and Terrestrial Physics
- k) 大 氣 光 學 Atmospheric Optics
- l) 地 球 物 理 學 Geophysics

大 氣 化 學 Atmospheric Chemistry:

- a) 大 氣 化 學 與 放 射 性 Air Chemistry and Radioactivity
- b) 大 氣 污 染 氣 象 學 Air Pollution Meteorology
- c) 游 離 層 化 學 Chemistry of the Ionosphere
- e) 日 光 化 學 Photochemistry
- f) 宇 宙 化 學 Cosmochemistry
- g) 地 球 化 學 Geochemistry

大 氣 動 力 學 Atmospheric Dynamics:

- a) 大 氣 周 流 Atmospheric Circulation — (Macrometeorology)
- b) 季 風 氣 象 學 Monsoon Meteorology — (Macrometeorology)
- c) 風 暴 Cyclonic Disturbances — (Mesometeorology)
- e) 渦 流 Turbulence — (Micrometeorology)

應 用 氣 象 學 Applied Meteorology:

- a) 比 較 氣 象 學 Comparative Meteorology
- b) 統 計 氣 象 學 Statistical Meteorology
- C) 水 文 氣 象 學 Hydrometeorology
- e) 生 物 氣 象 學 Biometeorology
- f) 儀 器 氣 象 學 Instrumental Meteorology
- i) 雷 達 氣 象 學 Radar Meteorology
- ii) 衛 星 氣 象 學 Satellite Meteorology
- g) 微 氣 象 學 Micrometeorology
- h) 農 業 氣 象 學 Agrometeorology
- i) 航 空 氣 象 學 Aeronautical Meteorology
- j) 航 海 氣 象 學 Meteorology for Mariners
- k) 高 層 氣 候 學 Aerology
- l) 氣 候 學 Climatology
- m) 天 氣 學 Synoptic Meteorology

# 中期預報之冬季高空大天氣型\*

## *Research on Eurasian and Western Pacific Upper Air Weather Patterns in Winter for Medium Range Forecast*

吳宗堯                      鄭俠

*Tsung-yao Wu                      Hsia Cheng*

### Abstract

This is a part work of the whole study titled "Research on Medium Range Weather Forecasting in Taiwan by Weather Types and its Analog Selections with Computer" of which refers to objective method only. The research is sponsored by the National Science Council and is planned to complete within three years.

This report is specially concerned with respect to the large scale ( $0^{\circ}$ - $180^{\circ}$ E) weather pattern classification based upon 500 mb upper air charts. Owing to the lack of available data, the winter patterns are based on only recent six year records from every year's November to next year's March. The winter weather patterns are classified into two major categories; The mid-latitude patterns (main type) and the polar patterns (sub-type). The mid-latitude weather patterns are divided into 8 types. The polar weather patterns are also divided into 8 types. There are in total 64 types altogether by combination of main and sub types. However, the practical occurrence of weather types merely exists 55 types. For the mid latitude weather patterns, types C (inclined troughs) are frequently occurred; next are types A (mid-latitude small troughs, types B (western deepen waves and types E (cut off low) As to the polar patterns, types C II and EI are more frequently occurred, of which are equivalent to the large scale surface weather patterns, such as 3b belonging to the high centers moving off coast to the sea nearby  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$ N.

### 一、前言

「中期預報」(medium range forecast) 亦稱「展期預報」(extended range forecast), 指預測未來至天以上至七天或十天的天氣, 將來可望延展至兩週或半個月。此種預報在二次大戰期間由於軍事計劃下的需要而大力推展。以美國而論, 大致循三條路徑: 一為耐瑪斯 (Namias) 所領導的平均環流法; 一為米契爾 (Mitchell) 所領導的距平法; 另外

一種則為克列克 (Krick) 及艾洛脫 (Elliott) 所領導的天氣類型法<sup>(1)</sup>。平均環流法和距平法最多只能獲得未來五天的平均情況或趨勢。以逐日天氣來說, 第三天以後之成績銳降, 所以到現在仍以天氣類型的效果較為優越。蘇俄在這一方面的研究, 以找出天氣類型的自然週期及轉變契機, 因而成績似更優異。

本研究的目的就是要以較大範圍的歐亞地區地面綜觀天氣圖形勢, 分成若干基本類型, 各該基本型另

\* 本文完成曾獲得國家科學委員會之補助

分數種副型，特別着重在轉變的時機，統計其出現頻率，分析及轉變趨勢，掌握各該型的臺灣天氣特性，而後再配合高空大天氣型的分類與電子計算機上對客觀分類分以比擬選擇，作為今後臺灣地區從事中期預報的基礎。本文僅提出各季高空各大天氣型之分類研究。

## 二、大天氣型的基本觀念

氣象學者無不明瞭，以氣壓系統來說，涵蓋的地域愈大，形態愈複雜。但天氣變化既然受氣流所控制，而氣團推移有時候很快，可見想要預測超過一兩天的天氣，類型涵蓋的範圍至少也應該有半個北半球的範圍，這樣勢必增加分類的困難。正因為如此。過去很少人作過此種嘗試。

「氣壓場氣象學」(pressure field climatology) 一詞 1957 年最先由柯得 (Court) 所引用，指局部天氣情況和鄰近高低壓的位置、強度、以及走向的關係。後來就逐漸發展成追蹤低壓或高壓中心的路徑，早年沈孝鳳曾加以分類，及後盧鋆及朱炳海予以修正，近年來由曲克恭、王時鼎等亦曾加以研究<sup>(3)</sup>。高氣壓的路徑比較簡單，天氣也不若低壓之複雜，生命史尤難掌握，因此從事高壓分類者較少，但無論如何，這些路徑的分類可以作為劃分天氣類型的初步依據。

顯而易見，中期預報的着眼點單憑高低氣壓的路徑分類是不夠的，因為中期預報的主要依據還在於型式的延續和轉變。廣大範圍內的氣壓系統雖然很複雜，但我們確能發現（一段時期內屬於某種型式；另外一段時期內則屬於另一種型式。例如經流型或緯流型（及低指數或高指數）當可維持三～五天阻塞高壓一經建立可維持七天以上。又如何有利的條件下，移動性高壓系一經建立，即可有接二連三的淺高壓分裂出海。可見中期預報不能單以一個低壓或高壓的路徑為依據，必須掌握廣大範圍內的主要形勢，此即所謂「大天氣型觀念」。

「大天氣」(Grosswetter)，這個觀念是由德國氣象學家巴爾 (Franz Baur) 首先提出，到現在已有三十多年，他所下的定義是：為期數天，雖然天氣未必一致，但不同的天氣特性在物理上彼此連貫。大天氣的觀念最初用於歐洲及鄰近的大西洋東部，稱為「大天氣型」(large-scale weather pattern，德文 Crosswetterlagen 已被普遍採用)。大天氣型表出某一地區數天內大氣事件的主要趨勢，這些

天內該地區的各部份具有類似的天氣特性。此種特性可以用地面及對流層中部的氣壓分佈來表出。較早的定義還包括「導流」(steering) (或譯「駛流」) 觀念，用平均氣壓來表達。近年的導流觀念則將噴射氣流的緯流型和副熱帶高壓的位置關聯起來，因為低氣壓的路徑和平均噴射氣流的位置具有非常密切的關係<sup>(3)</sup>。

吉野的天氣類型雖然頗能把握要點，但以本研究着眼在中期預報來說，顯然嫌涵蓋太小而又失之過簡。上面曾指出，想要預測全天以上至大約七天的天氣，至少應該考慮半個北半球的地面天氣圖型勢。以本區言，經度取 0 度至 180 度較為合適，也就是包括歐亞大陸和北太平洋的西部。其次一個問題，為了整理資料方便，並切合實際需要，本研究劃分為三個階段，第一個階段是冬季型天氣型勢的分類。時間以十一月至三月為分析期限，但並不是說這些類型都屬於冬季型，初步雖可概略列出那些型式為冬季型，但嚴格來說，必待計畫全程完成後，加以統計歸納，才能確定那些才是真正的冬季型。

## 三、高空天氣型之分類

高空圖早年用 700 毫巴面作為分析上之主要着眼點，但隨後即以 500 毫巴圖作為主圖，以其相當於對流層之中部，大致為大氣質量一半之劃分面，具備最明顯之長波型態，偶而也有封閉之高低壓（實際為氣壓高度）。故一般劃分類型均以波幅大小、數目、及主槽主脊之位置作為判據，由此得到環流指數之觀念，作為客觀分型之依據。可見高空型之劃分遠較地面型為簡單，涵蓋範圍也可以擴大為整個北半球。

話雖如此，蘭伯 (Lamb) 在 1951 年根據五年資料，認為只有一半能納入下列九類：

1. 緯流型（與氣候平均值相近似）。
2. 修正緯流型——冬季（副熱帶高壓斜向 ENE，即自大西洋至亞洲東北）。

以上兩型約佔 8.8%。

3. 雙緯流型（副熱帶及副極地為高壓帶，中緯度及極地為低壓帶），佔 4.3%。

4. 斜軸型（高壓及低壓路徑呈 SW—NE 之位向），佔 11.2%。

5. 中緯度經流型（中緯度地面氣流以南北向為主），佔 9.4%。

6. 傾斜顛倒型（高壓帶大約在 60°N，軸線 NW—SE，低緯度有緯向低壓路徑，中緯度有高低壓，

自 SE 移向 NW) 佔 5.1%。

7. 顛倒型 (中緯度東風盛行) 佔 4.2%。

8. 冬季風型 (大陸為高壓, 海洋為低壓) 佔 6.4%。

9. 夏季風型 (大陸為低壓, 海洋為高壓) 佔 4.7%。

其餘 44% 為紊亂型。

顯而易見, 蘭伯之半球性分型係同時考慮地面及高空型, 故其餘 44% 相當於前述之雙拼型及混合型。

其他尚有多種分類法, 以蘇俄之德齊斯基 (Dzerdzhevski) 1968 年發表者最引人注意。德氏以 700 或 500 毫巴面上氣旋及反氣旋路徑作為對流層中部駛流目標, 特別重視極地衝出及西風帶之阻塞, 共分四主型:

1. 高緯度有一循環流圈之氣旋路徑, 南方有 2—3 個氣旋。
2. 緯流被一極地衝出所分隔, 南方有 1—3 個氣旋。
3. 北面經流, 有 2—4 個極地衝出。
4. 南風經流, 在北極海 2—4 個區 (每區 50—60 經距) 內無極地衝出。

由此可見大氣環流屬全球性之相互作用, 僅以半球為分析目標已感勉強, 今以歐亞地區之圖型加以分類, 更覺無法顯示其如何受另外半個北半球大氣環流之影響。但相反來說, 正如前面論述地面型, 如果範圍更大, 其形勢必更加複雜, 為配合地面圖, 仍以同一範圍 ( $0^{\circ}$ — $180^{\circ}$  經度) 作為分類對象。

又有學者曾就歐亞範圍 500 毫巴大形勢劃分為: 冬季型、夏季型、及過渡型三大類, 冬季型之劃分以西風為主, 共分六型。

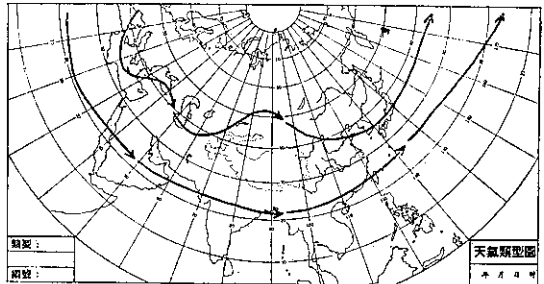
- A. 緯向小波
- B. 緯向移動性長波
- C. 上游有阻塞高壓, 下游有緯向橫槽;
- D. 一脊一槽;
- E. 兩槽之間有阻塞高壓;
- F. 兩槽一脊。

另據青康藏高原南支西面的情況而劃分若干副型。

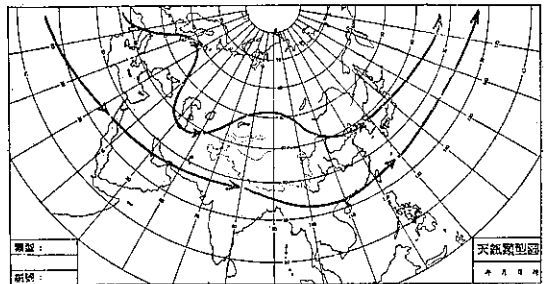
本研究同意以中緯度的氣流型作為分類之重心, 並且認為冷源 (極地) 和熱源 (赤道) 足以修正中緯度之氣流型。以冬季而言, 極地氣流之走向可以影響中緯度之波型自無疑問。中緯度波動以正壓波 (長波) 為穩定波, 斜壓波為不穩定波。天氣的產生既然屬於斜壓波之擾動, 可見此種擾動在能量釋出之後, 應立即回復至穩定狀態 [12]。此外, 冬季最顯著之天氣型如阻塞, 實為長波倒退所引起。例如堪察加阻塞係

由於長波脊 (暖脊) 向極過份發展, 其寬度已超過西風帶正常之寬度, 因而在東風帶內倒退。另一方面, 寒潮在高空圖上, 顯見為割離 (cut off) 低壓的後果。因為割離低壓係冷槽暖脊過份發展, 割離加強, 曳引冷空氣南下, 於是地面上就成為極地爆發 (polar outbreak)。

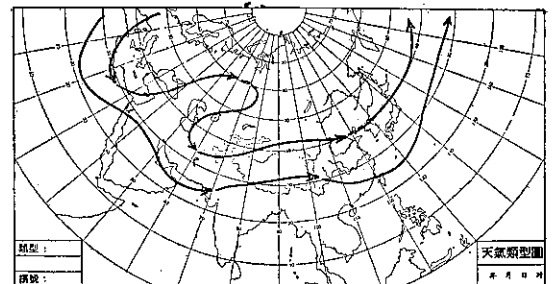
由此可見: 我人為滿足中期預報而從事高空分型, 其着眼點應在於: (1) 指數之高低; (2) 長波之波長;



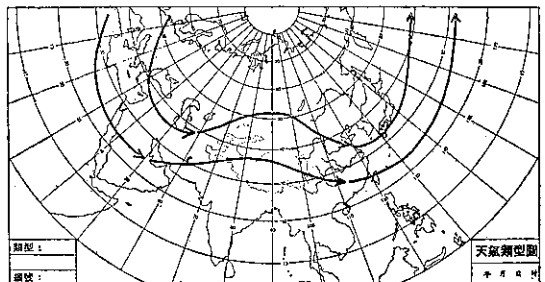
圖一 高空大天氣型中緯度 A 型 (中緯小槽)



圖二 高空大天氣型中緯度 B 型 (西方深波)



圖三 高空大天氣型中緯度 C 型 (橫槽)

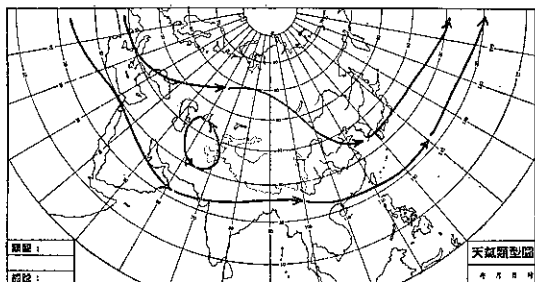


圖四 高空大天氣型中緯度 D 型 (兩槽一脊)

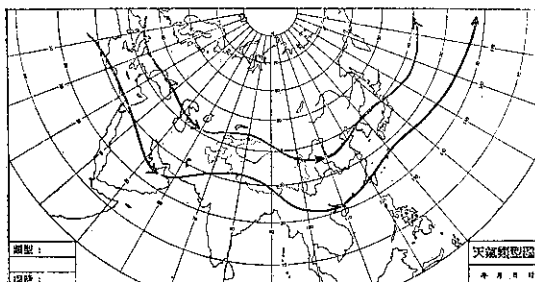
(3)阻塞及其移行。是故將中緯度之波型作為主型，分成八類如下：

甲、主型（中緯度）

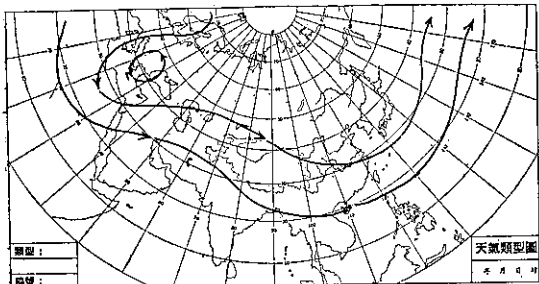
- A. 中緯小槽型， $30^{\circ}\text{N}$  以北有移動性之小波幅槽（見圖一）。
- B. 西方深波型， $30^{\circ}\text{E}$  附近有明顯之脊線，在其東方為兩槽夾一脊，西風在青康藏高原西端開始分支（見圖二）。
- C. 橫槽型， $50^{\circ}\text{E}$  附近有顯著之脊線斜向東北，



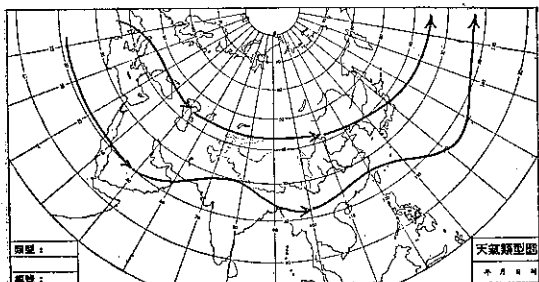
圖五 高空大天氣型中緯度 E 型（割離低壓）



圖六 高空天氣型中緯度 F 型（三波）



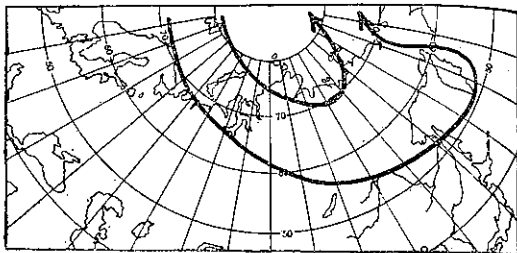
圖七 高空大天氣型中緯度 G 型（歐洲阻塞）



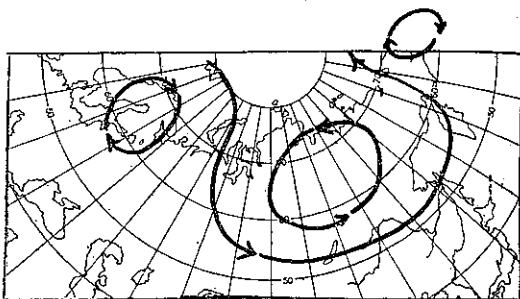
圖八 高空大天氣型中緯度 H 型（南方小槽）

使其南方之槽線伸入裏海附近，本區東部波型不明顯（圖三）。

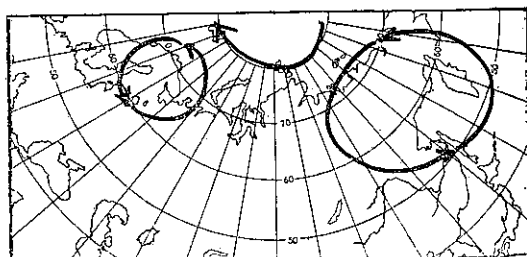
- D. 兩槽一脊型，主槽在  $50^{\circ}\text{E}$  及  $120^{\circ}\text{E}$  附近，歐亞地區為兩深槽夾一脊，如以整個北半球而論，即為四波型（圖四）。
- E. 割離低壓型，中亞上空有一割離低壓（cut-off low），東亞有一深槽，大致在  $120^{\circ}\text{E}$ ，中高緯度西北氣流盛行（圖五）。



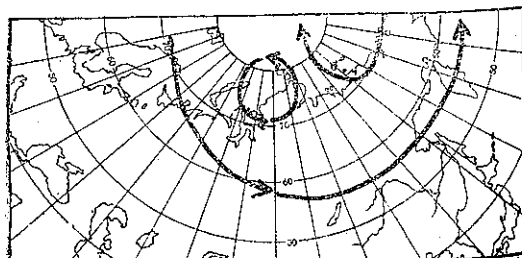
a. I 型



b. II 型

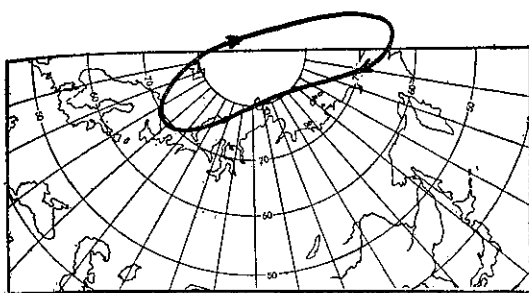


c. III 型

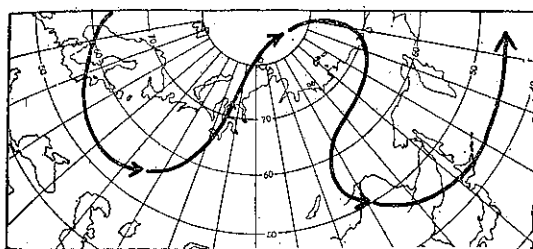


d. IV 型

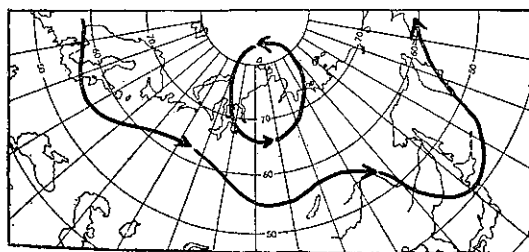
- F. 三波型，D之修正型，波長緊縮，東亞之主槽移至華中（ $110^{\circ}\text{E}$ ），另一主槽在裏海至波斯灣。以整個北半球而論，屬於六波型（圖六）。
- G. 歐洲阻塞型， $30^{\circ}\text{E}$  附近有割離低壓， $60^{\circ}\text{E}$  以東均以西北氣流盛行，以整個北半球而論，屬於三波型（圖七）。
- H. 南方小槽型，中緯度無顯著之槽脊，緯流顯著，低緯度小槽小脊移動頗為迅速（圖八）。



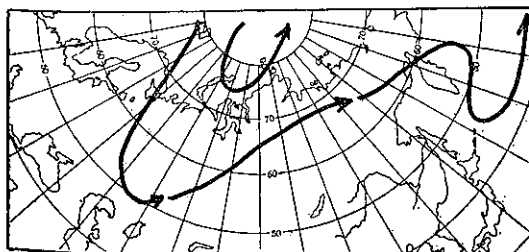
e. V 型



f. VI 型



g. VII 型



h. VIII 型

圖九 高空大天氣型（極地）

表一 主型與副型配合出現次數統計

主 副 型	A	B	C	D	E	F	G	H
I	4	5	6	4	9	0	0	4
II	2	6	10	2	5	0	7	2
III	2	2	2	1	0	1	1	1
IV	5	2	5	2	4	1	3	1
V	4	2	3	0	3	2	3	2
VI	4	5	1	2	3	0	1	0
VII	3	1	1	1	1	1	4	0
VIII	1	3	1	2	0	1	1	1

乙、副型（極地）與主型相互配合，常能控制主型之轉變，故嚴格而論，稱之副型並非妥善。然以中緯度直接影響本區未來天氣，故將極地型視作副型。按照北極海及附近在  $0-180$  度經距內之 500 毫巴等高線型式，亦可劃分為下面八種型式：

- I. 反軸低壓型，北極海有低壓，軸線反傾，斜向堪察加半島，近似 NW—SE 向（見圖九 a）。
- II. 東西阻塞型，極地為低壓區，軸線亦呈 NW—SE 向，但兩側被氣旋形環流所挾持，大致在  $70^{\circ}\text{N}$ ，故而極槽有被切割之形勢（圖九 b）。
- III. 準鞍式型，極區為高壓盤據，東風南移，高緯有兩低壓，一在西伯利亞東部上空，一在北歐上空（見圖九 c）。
- IV. 高壓偏東型，極地高壓偏東，新地島附近之上空有氣旋形封閉環流（見圖九 d）。
- V. 橫脊型，極地有狹長之高壓，軸線近似 NE—SW 方向（見圖九 e）。
- VI. 兩槽一脊型，極地有深波，顯示兩槽一脊型之形態。低槽分處北歐及西伯利亞東部，脊線位於台麥爾半島之上空（見圖九 f）。
- VII. 低壓偏心型，極地低壓之中心偏南，大多在泰米爾半島之上空（見圖九 g）。
- VIII. 正軸低壓型，極地低壓之軸線在新地島上空，與正常之低槽位向相近，即自 NNE—SSW（見圖九 h）。

#### 四、高空大天氣型之出現頻率

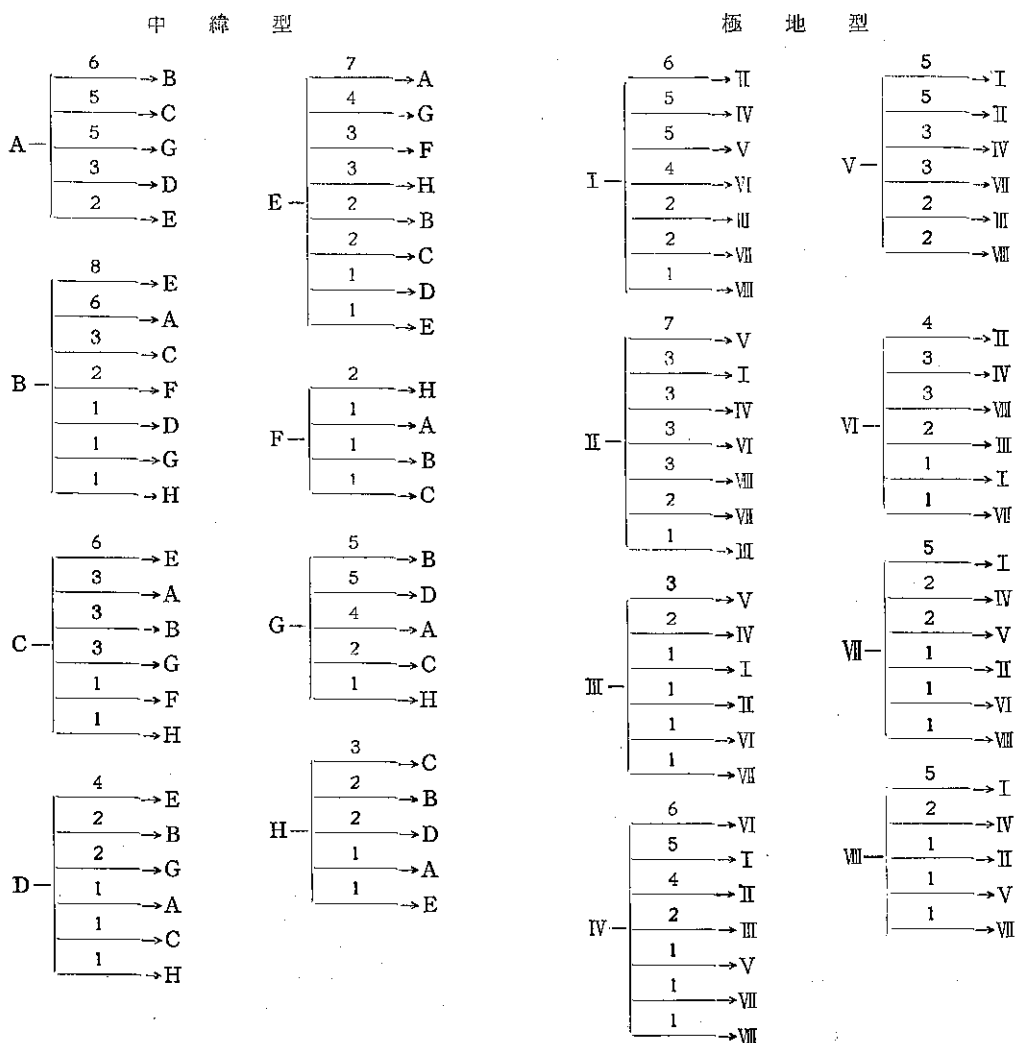
根據以上分型，極地型與中緯型各有八類，彼此配合，可以產生 64 種類型，但事實上，極地型與中緯型彼此具有關聯性，亦即某幾種中緯型習於與某幾種極地型相偕出現，另外幾種型式則難得相配。

高空圖分類工作爲了配合地面圖分類，天氣圖之資料時間亦爲六個冬季（十一月至三月），計 1953—1954，1960—1961，1962—1963，1964—1965，1965—1966，1966—1967，分類結果如表一。

高空圖形勢雖然較地面圖形勢簡單，但當高空形勢處於高指標情形下，槽脊線移動迅速，在分類上比較困難，縱然是同一分析人，用同樣資料作再次分型時也可能大有出入。不過，即使如此，根據六年資料

雖嫌不足，但大體上各類型可以確定。

根據六年分型資料，先分析中緯度各類型出現頻率系統，以中緯小槽型（A 型），西方深波型（B 型），橫槽型（C 型）與割離低壓型（E 型）出現次數最多，各型分別約佔 16% 至 18%，其中以割離低壓型佔首位。出現次數最少者爲三波型（F 型），此型是兩槽一脊型（D 型）之修正型，波長短，故此型似不太穩定。各型平均一次天數均在四天以上，以歐洲阻塞型（G 型）最久，平均一次天數達 7.3 天，延續最久天數亦高達十四天，此種阻塞型一經建立，其持續性極強，與阻塞定義符合。其次是極區之分型，其中以 I、II、及 IV 型出現次數較高，各佔 14% 以上，出現次數最少者爲 III 及 VIII 型，約佔 6.4%，III 型爲極冠高壓，平均一次出現天數最少，僅 4.8 天。



圖十 高空天氣型之轉變（數字爲次數）

顯示此型在極區不穩定，持續時間最短，Ⅶ、Ⅶ型出現次數雖少，但此型之持續甚久，佔副型中第二位。再分析主型與副型配合情形，可以發現主副兩型中 A、B、C、E 之四個主型與 I、II、III 三個副型相互配合出現次數較多，只出現一次者亦不少，應認定為代表性不高。話雖如此，其中 C II 型代表第二類寒潮 [7]，出現次數最多，計有十次，自屬合理。G II 型為第一類寒潮，所以出現機會亦不少。E I 型及 E II 為阻塞高壓型，佔比例亦多，H I 型為南方小槽配合極地反軸低壓，反映在地面上為分裂高壓頻頻出海，維持之時期最久，亦甚合理。

今若不計型式，統計此六個冬季（十一月至三月）內各種型式下持續之天數，結果如表二，表內可以看出，各型持續天數最多為三天，共出現卅二天，持續天數四天共出現廿一天，較持續天數五天者為少，此點頗為奇特；持續天數五天以上者，出現天數逐漸遞減，但持續天數十天與十二天兩者均僅出現一次，此點與地面天氣型持續天數趨勢似頗吻合。一般言之，高空天氣型持續天數較地面天氣型持續天數為久，地面天氣型持續天數以 2、3、4、5 天出現頻率最高，而高空天氣型持續天數以 3、4、5、6、7 天出現頻率最高。

表二 高空天氣型持續天數之統計

持續天數	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
次數	0	5	32	21	27	18	16	12	8	1	8	1	3	2

## 五、高空天氣型之轉變

統計中緯與極地各類型之轉變如圖十所示。以中緯型而言，B 型以轉為 E 型最多，計有八次之多；其次為 E 型轉為 A 型，計有七次，再次為 A 型轉為 B 型，B 型轉為 A 型以及 C 型轉為 E 型，各有六次。各型中以 A 型較易轉變為其他各型，轉變之分配也頗均勻、換言之，中緯小槽除三波、歐洲阻塞與南方小槽外，其他各型均可轉變。B 型與 A 型互換之機率幾乎相等。

以極地型而言，II 型轉為 V 型為首，計有七次，其次為 I 型轉變為 II，IV 型轉變為 VI 型，各有六次，I 型轉變為 IV、V 型，IV 型轉變為 I 型，V 型轉變為 I、II 型，VII 型轉變為 I 型，以及 VIII 型轉變為 I 型亦多，均各有五次。其中以 I 型轉變為其他各型之可能性最大，分配亦均勻，其次則為 V 型。

## 六、高空與地面天氣型之配合

地面類型和高空類型互相配合是顯而易見的事，也是中期預報天氣類型法主要之一環。想要瞭解其彼此如何配合，必須洞悉大氣環流之主體型態。詳細說明自非本研究之範圍。此處應予指出者：自從羅士培 (Rossby) 等發明了長波學說之後，大家都把它用於中期預報，最近蘇俄更想從 500 毫巴的指數和 1000—500 毫巴的厚度認出半球環流型，但阿基斯 (Altykis) 認為如此做不會得到滿意之結果。羅士培和威立脫 (Willett) 都認為指數的波動大約有 4—6 週的時間幅度。中緯度西風的強度先增加，同時繞極漩渦擴張，隨後再減弱。此種現象稱為「指數循環」(index cycle)。雖然克立脫 (Kletler) 認為「特徵」型很少，而且裘萊 (Julian) 在 1966 年用統計法表明環流並無再現的週期，但型式之轉換，顯然和指數之突變有關。值得注意的是：耐瑪斯 (Namias) 在 1950 年曾指出：地面高指數常伴以高空低指數。反之亦然，可見所謂高指數或低指數必須明白指出什麼高度 [3]。

本研究所謂高空與地面之配合，僅在就本研究所得之地面受高空大天氣型，針對已經分類之六個冬季，檢視地面型與高空型是否配合？或者雖然配合而時間上有先後？進一步希望能說明其物理過程。

表三為業經分析之六個冬季高空型與地面型之配合，乍看之下，似甚紊亂，但經分類處理，亦有若干跡象可尋，茲將表三資料列成表四及表五。

先以中緯度 A 型即中緯小槽型而言，地面圖上對高壓而言，有移動性高壓出海，出海緯度以 30—40 °N 間佔有 80 % 之機會；對低壓而言，中緯度大都屬低槽型，只有一次 AV (即極地為橫脊型)，新地島上空有來自東北之冷流，兩天後地面即為 1c 型，即偏西之超極軸衝出。此 A 型下，太平洋颱風出現頻率佔各型之首。

再以中緯 B 型 (西方深波) 而言，地面大都為 3b 型 (30—40 °N 高壓出海)。也只有一次高空極地為 V 型，地面才是 1c 型，另一次極地為 VI 型 (兩槽一脊深波)，有利於冷空氣南下，才與地面之 1a 型 (偏東超極軸高壓) 相配合，可謂非常合理。西方深波顯示動能向東方傳播，自必有利於高壓之出海。本型與其他各地面型之配合相當均勻。

中緯 C 型屬西方橫槽型，如與極地 II 型 (東西阻塞) 相結合，即朱炳海所分之第二類寒潮。地面圖



高壓出海與穩定高壓均佔同樣優勢，穩定高壓中又以中心分裂佔優勢，高壓出海則以  $30-40^{\circ}\text{N}$  出海為主；也有屬偏東之超極軸高壓。

中緯 D 型（兩槽一脊）出現機會甚少，約佔 7% 而已，地面大多為穩定高壓型，超極軸高壓亦有出現。D 型之下，颱風出現之機會最少，六年資料中僅只出現過一次而已。

中緯 E 型（割離低壓）出現機會非常多，僅次於 A、B、C、G 型，地面大都為高壓出海型，且以落後二天居多，地面高壓出海以  $30-40^{\circ}\text{N}$  最多， $40^{\circ}\text{N}$  以北者次多。E 型中有一半情況先為緯向穩定高壓，再轉變為出海高壓。

中緯 F 型（三波）出現機會最少，僅佔 5% 而已，與高壓出海、緯向高壓、低槽或移動性低壓配合出現，與超極軸高壓及滯留鋒型從未配合出現。

中緯 G 型（歐洲阻塞）與極地 II 型（東西阻塞）相配合，即朱炳海所分之第一類寒潮，計有二次地面 1a（偏東超極軸）出現，G 型與其他極地型配合，地面仍以 3b 型（高壓出海）最多，高壓出海在  $30^{\circ}\text{N}$  以南者，亦以本型之機會最大。

中緯 H 型（南方小槽），與地面圖之配合較為分散，H 型與極地型配合下，地面各型雖均有出現，但次數稀少，以 3b 型出現之機會較多，其次為 2a（中心分裂之緯向高壓），但也有兩三天後地面出現 1a 及 1b 型者。

綜上可見，根據六個冬季之高空分型，與地面型之配合，實際上遠不及想像之簡單，但大體上尚能配合，且屬合理。

## 七、結 論

天氣類型法用於中期預報可望獲得較佳之效果似無疑問。但問題在於此種類型很難劃分，與某一地區的天氣不容易扯上關係。原因在於預報時期加長，分型的範圍勢必需要加大，但範圍愈大，則天氣系統愈複雜，而且預報區受他們的影響先後相差，所以用於中期預報的大天氣型分類，過去很少人做過嘗試。

本研究的目的既然在於兼用主觀法及客觀法，並且借助於電子計算機作比擬選擇，可見地面型和高空型的劃分、歸類、統計、分析，當然是其中重要的一環，客觀選擇之驗證，對預報人員很有助益，至於究竟對實際預報作業產生多大效果，尚須待全部研究完成後再作檢討而獲定論。但第一階段完成後深感資料不足，六年實在不夠作比擬依據，第二階段當補充歷年天氣圖，希望分析年代加多。

## 參 考 文 獻

1. 戚啓勳長期預報之天氣類型法，空軍學術月刊，民國四十五年一月。
2. 曲克恭、王時鼎等：中國天氣類型研究（低壓部份）民國五十七年七月。
3. R. G. Barry and A. H. Perry, Synoptic Climatology 1973, P. 176
4. Yoshino, M. M., Pressurn Pattern Calender of East Asia, Met. Rund, 21, 1963.
5. U. S. Weather Bureau, Normal Weather Charts for Northern Hemisphere, 1962.
6. 國防部及交通部大陸匪區交通研究組氣象小組編譯中國之氣候，民國六十三年六月，第 14 頁。
7. 國防部及交通部大陸匪區交通研究組氣象小組編譯中國之氣候，民國六十三年六月，第 61 頁。
8. R. G. Barry and A. H. Perry, Synoptic Climatology 1973, P. 158-164.



表四 六個冬季之高空天氣型分類結果

日	期	型式	天數	日	期	型式	天數	日	期	型式	天數	日	期	型式	天數
1953				1961				1964				1966			
11、1—11、6		C II	9	4— 11		C I	8	21— 29		E IV	9	20— 22		A I	3
10— 12		C IV	3	12— 14		C II	3	30— 1、15		H I	7	23— 27		A V	5
13— 18		A II	6	15— 20		G II	6	1965 1、6— 8		A I	3	28— 31		B I	4
19— 24		G V	6	21— 24		H V	4	9— 10		D VII	2	2、1— 2、3		D I	3
25— 30		G II	6	25— 28		H VIII	4	11— 16		D VIII	6	4— 5		E VI	2
12、1—12、4		A IV	4	3、1— 3、2		B I	2	17— 18		D I	2	6— 13		A IV	8
5— 8		B VI	4	3— 6		E I	4	19— 23		B III	5	14— 19		G VII	6
9— 19		B II	11	7— 20		G VI	14	24— 26		E V	3	20— 24		A VI	5
20— 23		A II	4	21— 26		A VI	6	27— 2、2		A VII	7	25— 28		A III	4
24— 27		C II	4	27— 31		D VIII	5	2、3— 7		C V	5	3、1— 3、3		C III	3
28— 31		G II	4	1962 11、11— 1、4		E I	4	8— 16		A IV	9	4— 8		E I	5
1954 1、1— 1、13		G VII	13	5— 8		F V	4	17— 19		B II	3	9— 13		G V	5
14— 16		C IV	3	9— 13		B II	5	20— 22		A IV	3	14— 20		D I	7
17— 23		B VI	7	14— 16		C I	3	23— 24		D VI	2	21— 3		B I	11
24— 2、1		G II	9	17— 24		G V	8	25— 28		A VI	4	1966 11、1—11、5		B II	5
2、2— 13		B VII	12	25— 30		C II	6	3、1— 3、8		E I	8	6— 12		B V	7
14— 23		G VII	10	12、1—12、5		F III	5	9— 11		G III	3	13— 23		E III	11
24— 3、5		C I	10	6— 10		C III	5	12— 19		D VI	8	24— 27		F V	4
3、6— 13		B II	8	11— 17		E VII	7	20— 24		G VII	5	28— 30		A I	3
14— 21		F VIII	8	18— 21		A V	4	25— 31		B I	7	12、1—12、5		E II	5
22— 31		F VII	10	22— 29		A VII	8	1965 11、1—11、4		A VII	4	6— 9		C II	4
1960 11、1—11、3		H I	3	30— 1、5		G II	7	5— 9		A IV	5	10— 14		A V	5
4— 6		C II	3	1963 1、6— 10		D II	5	10— 12		B VI	3	15— 18		B V	4
7— 8		C I	2	11— 18		E II	8	13— 16		A VIII	4	19— 27		C I	9
9— 11		C IV	3	19— 29		B VIII	11	17— 21		G V	5	28— 31		C VIII	4
12— 18		C V	7	30— 2、5		E V	7	22— 26		A III	5	1967 1、1— 1、7		E II	7
19— 25		C II	7	2、6— 18		E I	13	27—12、1		B V	5	8— 16		D II	9
26— 28		C IV	3	19— 26		A VI	8	12、2— 6		C I	5	17— 20		G II	4
29— 30		E VI	2	27— 3、4		G II	6	7— 12		C II	6	21— 25		B VI	5
12、1—12、13		H I	13	3、5— 15		G VIII	11	13— 15		G V	3	26— 31		B VI	6
14— 18		E I	5	16— 22		G IV	5	16— 18		D III	3	2、1— 2、7		C IV	7
19— 22		E IV	4	23— 26		B III	4	19— 21		D V	3	8— 15		B VI	8
23— 25		B II	3	27— 31		E V	5	22— 24		H II	3	16— 21		B VIII	6
26— 31		E VI	6	1964 11、1—11、6		F IV	6	25— 28		D VI	4	22— 27		B I	6
1961 1、1— 1、8		H I	8	7— 16		H III	10	29— 31		E V	3	28— 3、10		A V	11
9— 19		C II	11	17— 30		B V	14	1966 1、1— 1、6		E I	6	3、11— 14		C VII	4
20— 22		H I	3	12、1—12、5		E II	5	7— 9		G IV	3	15— 17		E I	3
23— 31		H V	9	6— 9		C II	4	10— 16		B VIII	7	18— 20		A I	3
2、1— 2、3		D I	3	10— 20		E V	11	17— 19		E I	3	21— 26		A VI	6
												27— 31		C VI	5

表五 高空與地面天氣型配合之統計 (次數)

[illegible]

# 寒潮侵入臺灣及鄰近地區前後之衛星雲系

## *Cloud Patterns as Revealed by Satellite Imagery before and after the Cold Wave Invading Taiwan and Neighboring Areas*

徐 寶 箴 劉 復 誠

*Pao-Chin Hsu*

*Henry F.C.-Liu*

### Abstract

There were 20 cold waves invading into Taiwan area according to the surface temperature data from June 1969 to Dec. 1971. The drop down  $3^{\circ}\text{C}$  or more of maximum temperature of successive date for Matsu, Makung, Yangmingshan & Taipei was used to specify as cold wave invading into this area.

The important features of cloud patterns as revealed by satellite imagery before and after the cold wave invading Taiwan and neighboring areas are as follows

1. The satellite cloud Patterns over China mainland on the previous day are very useful for prediction of cold wave invading into Taiwan area. Five different patterns are selected as examples and shown in figure 3.
2. When cold wave invades this area with cold front, the cold front cloud band to the east of Taiwan usually moves south ward faster than that to the west.
3. No matter the cold air come directly or after the cold front, cells clouds will be formed in seas around Taiwan area due to cold air advection.
4. After gaining heat and water vapor in ocean the cold air will bring a lot of cloud to the wind side of this island.
5. In case the 850mb upper air winds are NE with speed more than 30kts, whole Taiwan will be covered with clouds.

### 一、我國寒潮之通性

我國之寒潮，大多數均來自西伯利亞及外蒙古一帶，有少數寒潮出自蘇俄之海濱省及鄂霍次克海。以時間言，大多發生冬季半年，夏季半年偶或可見於北方之遼遠省份暴發次數視所取之標準不同，頗有出入。

一般而論，寒潮之暴發有似江河之缺堤，冷空氣好像洪水自高處向低地氾濫，一瀉千里。當寒潮蒞臨一地時，風向轉為偏北，風速增強，氣壓上升，氣溫

下降，此種現象，於寒潮初到一地時，尤為顯著。至於其他氣象要素之特性，須視寒潮之強度、厚度、時季與地理環境而定。通常寒潮到達黃河以北內陸地區時，除大風與嚴寒外，天氣變化不大，雲類不多，雨雪則須等待寒潮抵達江南及沿海始能發生，華南及臺灣一帶可有雷陣雨。寒潮侵入期間，如風大而空氣乾燥，在我國之西北及華北之內陸地區可出現塵暴及沙暴；在晚春及初夏，溫度濕度增加，寒潮南下時就在華北之沿海地區亦可發展極強盛之線電。由於南侵寒

潮空氣秉性與其南方之空氣秉性不同，故在寒潮之前緣，常成冷鋒，通常稱之為寒潮冷鋒，惟寒潮在我國北部時，常僅有溫濕與風之不連續，常無顯明之鋒面雲系，再冷空氣之南侵，常沿低地而行或循江河山谷南下，或由於地形山嶺之阻擋而停留不前，故冷空氣南行之前緣速度快慢不一，寒潮之淺薄者，每不能以圓滑之寒潮冷鋒表示其前緣位置。天氣圖中，有時須待寒潮到達長江以南及出海後才易給定其位置。

## 二、臺灣及鄰近地區之寒潮

作者按 1969 年 9 月至 1970 年 4 月及 1970 年 9 月至 1971 年 4 月兩段時間內，在北緯 35° 至 55° 及東經 100° 至 180° 間之地區中，以第一次發現寒潮冷鋒為依據作統計，在此冷季 16 個月中，共爆發寒潮 56 次，（平均每八日爆發一次）。其中只有 36 次曾侵入臺灣，約佔總數百分之 67，其他百分之 33，或其勢力不能到達臺灣，或為轉向東行，或為南來之氣流所阻隔。茲以在本研究時間範圍內（1969 年 6 月

至 1971 年 5 月），以馬祖、基隆、陽明山及臺北四地之每日最高氣溫下降值  $-4^{\circ}\text{C}$  為依據，及四地中有三地之最高溫度下降大於  $-4^{\circ}\text{C}$  者，為寒潮侵入之標準，（因為氣象衛星照片，通常均在下午二時左右攝製，通常此時亦為各地最高溫出現之時間，再最高溫差大，亦表示寒潮前後之天氣變化較烈之情況，亦代表寒潮預報較需要之情況）統計結果，前後兩日最高溫差在  $-4^{\circ}\text{C}$  以上者共有 22 次，在此 22 次中，有二次溫度下降，係由冷鋒經過所造成，蓋此二次時間內華北地方氣溫並不下降，故在上述期間，因最高溫度下降  $-4^{\circ}\text{C}$  之寒潮，共有 20 次；實際上，溫度下降  $4^{\circ}\text{C}$  以下之寒潮侵入臺灣北部地區之次數，當較 20 次為多，惟以上 20 次寒潮，當可代表主要寒潮，本文之研究目的，在求寒潮入侵前後衛星雲系之特性，故以上述各次寒潮侵臺前後之照片為研究分析之依據，所得結果，對主要寒潮雲系特性足夠有代表性。以下第一表為馬祖、基隆、陽明山及臺北四地在研究時間內連續兩日間最高溫度下降大於  $-4^{\circ}\text{C}$  之日期及各該日天氣由表可知，寒潮侵入日，天氣均變壞或有雨。

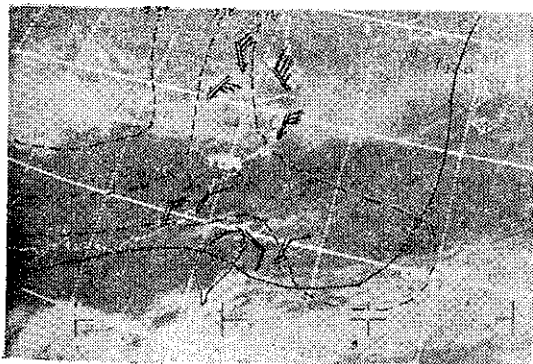
第一表 民國 58 年 6 月至 60 年 5 月馬祖等四處各日  $\Delta T_{\text{max}}$  下降  $4^{\circ}\text{C}$  之日期及原因統計表

年 月 日	馬 祖		臺 北		陽 明 山		基 隆		降溫原因及有鋒否	寒潮雲系前緣過臺 前後日期
	降 水	$\Delta T$	降 水	$\Delta T$	降 水	$\Delta T$	降 水	$\Delta T$		
1969.11.15.-16.	T0.1	-6		-5	.7	-5	.43	-2	寒 潮， 有 鋒	15 - 16
1969.12. 2.- 3.		-4	. 5	-4	.24	-4	.30	-4	" "	1 - 2
1969.12. 7.- 8.	.0.2	-5	.0.5	-7	.47	-13	.24	-3	" "	6 - 7
1969.12.12.-13.		-5		-8	.1	-7	.1	-5	寒 潮， 無 鋒	12 - 13
1970. 1. 3.- 4.		-4	.1	-5	.23	-4	.39	-4	" "	3 - 4
1970. 1.22.-23.	.3	0		-7	.3	-7	.5	-5	鋒經過， 非寒潮	22 - 23
1970. 2.14.-15.	.T	-6	.2	-6	.2	-7	?	-5	寒 潮 有 鋒	14 - 15
1970. 2.25.-26.	.T	-9		-9		-6	.18	-3	" "	25 - 26
1970. 3. 2.- 3.	.23	+1	.48	-7	.55	-6	.35	-4	" "	2 - 3
1970. 4.11.-12.	.15	-2	.13	-6	.35	-8	.46	-6	" "	10 - 11
1970. 5.12.-13.	.20	-3	.20	-4	.18	-5	.18	-4	" "	12 - 13
1970. 5.19.-20.	.9	-1	.14.2	-4	.22	-6	.21	-4	" "	19 - 20
1970.10.25.-26.		-3	.13	-8	.66	-6	.23	-7	" "	25 - 26
1970.11.13.-14.		-2	.0.9	-4	.59	-7	.23	-3	" "	13 - 14
1970.12. 2.- 3.	.4	-5	.22	-6	.47	-8	.83	-3	" "	1 - 2
1970.12.12.-13.	.4	-2	.9	-5	.43	-4	.24	-5	" "	12 - 13
1971. 1.19.-20.	.T	-3	.22	-5	.12	-6	.22	-4	" "	19 - 20
1971. 2.22.-23.		-5		-6	.5	-4	.21	-5	" "	22 - 23
1971. 3. 2.- 3.	.10	-9	.14	-6	.10	-3	.22	-6	" "	2 - 3
1971. 4. 8.- 9.		-8	.18	-4	.17.4	-4	.16	-2	鋒經過， 非寒潮	8 - 9
1971. 4.14.-15.		-4	.1	-5	.9	-7	.1	-4	寒 潮 有 鋒	14 - 15
1971. 5. 4.- 5.	.19	-7	.5	-5	.4	-4	.28	-7	" "	3 - 4

一地區之最高氣溫已下降4度，表示寒潮已在過去24小時以內或以上時間內到達本地區故此種氣溫下降紀錄，不能作為一地區之寒潮預報因子(Predictor)；惟既知寒潮侵入之日期，則侵入前一日之衛星雲照片，必有值得研究與分析作為預報參考資料之價值。第一表中之末項為寒潮入侵臺灣地區衛星照片所見寒潮雲系前後兩日之日期，在該表首項中，有溫度下降4°C之前後兩日之日期。由兩項日期之比較，可知按由末項之衛星照片，可以先一日或二日知寒潮之將侵入，故以衛星照片，作為預報寒潮入侵之參考，頗有用處。

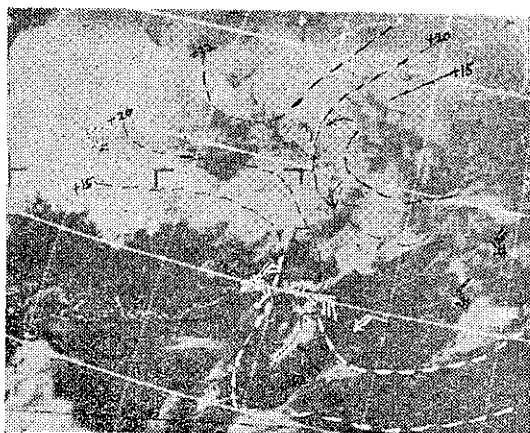
### 三、寒潮侵臺前一日衛星所見之雲系

侵臺之寒潮，可分為兩大類，即有鋒與無鋒導引兩類。第一類無鋒寒潮，在上述20次寒潮中，有二次並無寒潮冷鋒前導，其情況大致如下，前一日我國大陸均在高壓範圍以內，次日原在貝加爾湖附近之高壓增強，其中心氣壓約達 1060mb 至 1075mb 之間，高空 700mb 槽在我國東北及華北一帶鋒後有強盛 NW 風。有此種情況時，西伯利亞向南侵之寒燥空氣與原本停留在我國之冷空氣相遇，並不造成明顯之鋒面，在地面天氣圖中不易繪出。但此種新鮮冷燥空氣南行，仍可在長江流域造成雲帶，在衛星照片中可以明白顯出，如在地面天氣圖中加繪 3 小時氣壓趨勢圖，即可發現此種寒潮前緣之雲帶，與 3 小時氣壓趨勢升壓區之前緣相符合。第 1 圖 a 及第 1 圖 b 為上述二次無鋒導引寒潮未入侵臺灣前一日之衛星雲圖之例。由圖可知於寒潮未侵入本地區前一日，在長江流域一帶，均已可見寒潮雲系。



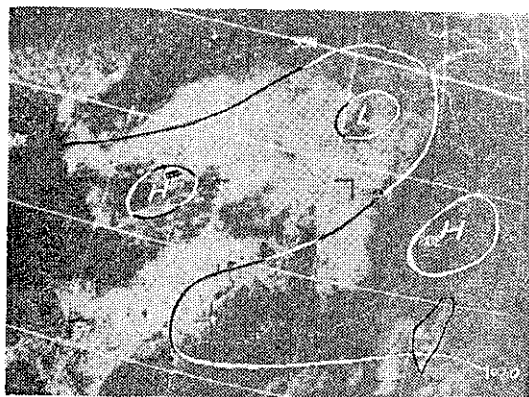
第 1 圖 a 虛線為 3 小時變壓線，實線為地面區等壓線

第二類寒潮，即有寒潮冷鋒導引者，在上述 20 次寒潮中有 18 次，其中有二次雖亦為冷鋒所導引，但侵臺前一天，遠在北方之冷鋒尚不明顯，在華中華



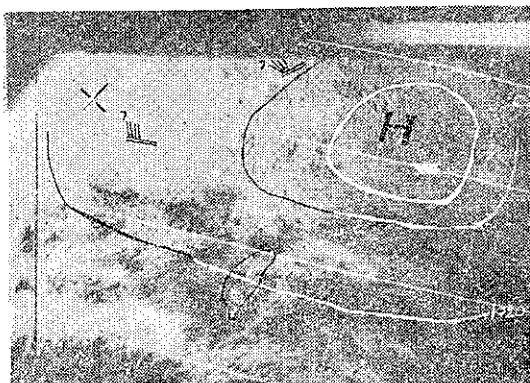
第 1 圖 b 1970, 1, 3, 0601Z 寒潮侵臺前一日之雲系，無鋒。雙線風抄自 850mb 圖，單線風及天氣抄自地面 12Z 紀錄，虛線為 3 小時氣壓趨勢等值線。

東一帶尚在高壓範圍中，故寒潮侵臺前一天，在衛星照片中並未見寒潮前緣之雲系，如第 2 圖 a 所示，該日華東及東海為一高壓所佔，華北有一淺低壓並無寒潮雲系，次日該高壓急遽東行，寒潮隨冷鋒迅速南下侵入臺灣地區，又如第 2 圖 b 所示，1970 年 12 月 10 日東海有一高壓，華北有淺低壓，衛星照片中，並無寒潮前緣之雲系，次日該低壓已迅速東移至日本南方海上。寒潮在臺灣東北方海上通過。其他 16 次寒潮，



第 2 圖 a 1970, 2, 14, 0646Z 寒潮侵臺前一日之雲系，等壓線抄自 06Z 地面圖。

於寒潮侵入之前一天，均可自衛星照片中，明白見到寒潮雲系，此種寒潮雲系之前緣，亦為寒潮之前緣，認識此種雲系前緣位置，並配合其他相關資料，求出其移動速度，可作預報之用。此 16 次寒潮，因其為勢力較強之主要寒潮，故均侵入臺灣地區，故此 16 次所見到之寒潮雲系，對侵入臺灣地區寒潮之預報，均極有參考之價值。



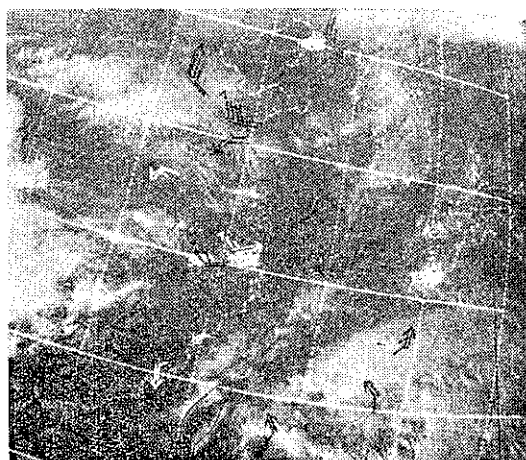
第2圖b 1970, 12, 1, 0641Z 寒潮侵臺前一天之雲系，  
等壓線抄自 06Z 地面圖。

茲按照 16 次寒潮侵臺前一日寒潮雲系前緣之位置及雲系之寬度，分業 S Sm M Mn 及 N 五類，其前緣在北緯  $25^{\circ}\text{N}$  以南者為 S 類；其雲系北緣超過北緯  $30^{\circ}\text{N}$  者為 Sm；雲系前緣在北緯  $30^{\circ}\text{N}$  與  $25^{\circ}\text{N}$  之間者為 M 類；其北緣超過  $35^{\circ}\text{N}$  者為 Mn；雲系前緣在北緯  $30^{\circ}\text{N}$  以北者為 N 類，各類寒潮之分配，有如以下第二表所示：

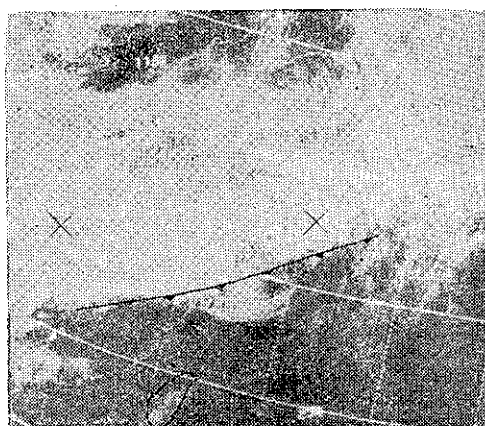
第 二 表

N	Mn	M	Sm	S
70/11/13	69/11/15	69/12/ 1	69/ 5/19	70/12/12
	70/10/25	70/ 2/26	69/12/ 6	71/ 3/ 2
	71/ 2/22	71/ 4/ 8	70/ 3/ 2	
	71/ 5/ 3	71/ 4/14	70/ 4/10	
			71/ 1/19	

由上第二表可知，由寒潮侵臺前一日之寒潮雲系前緣，出現於  $30^{\circ}\text{N}$  以北地區者 1 次，出現於  $30^{\circ}\text{N}$  與  $25^{\circ}\text{N}$  之間者 8 次，出現於  $25^{\circ}\text{N}$  以南地區者 7 次，寒潮雲系寬度在  $5^{\circ}$  緯度以上者有 9 次。以下第3圖 a b c d e 各圖為 N Mn M Sm 及 S 五類寒潮侵臺前一日之標準圖例。可作為預報寒潮雲系之參考用。



第3圖a 1970, 11, 13, 0705Z 雙線風抄自 850mb 圖，  
尾部附“7”字者抄自 700mb 圖。

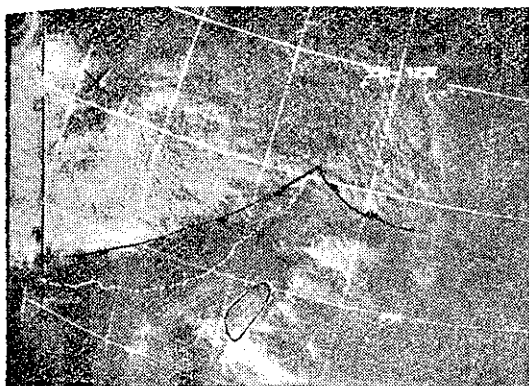


第3圖b 1970, 10, 25, 0630Z 寒潮侵臺前一日之雲系，並伴有鋒。

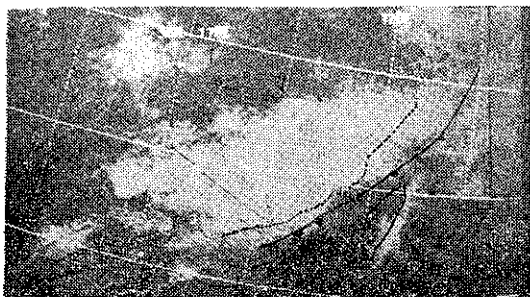


第3圖c 1969, 12, 1, 0628Z 寒潮侵臺前一日之雲系，並伴有鋒。





第3圖d 1971, 1, 19, 0645Z 寒潮侵臺前一日之雲系，並伴有鋒。



第3圖e 1971, 2, 2, 0749Z 寒潮侵臺前一日之雲系，並伴有鋒。

#### 四、寒潮侵入臺灣地區之雲係

寒潮侵入臺灣及鄰近地區後，臺灣地區因有特殊之地形環境，其所有之雲系可分為三大類：

(一)伴隨有寒潮冷鋒之雲系：伴隨冷鋒而來之寒潮，其雲系構造，當具有鋒面雲帶之特性，惟此種鋒面帶到達臺灣後，仍能保有鋒面雲帶經過臺灣者，為數不多，在本此研究之 18 次伴隨鋒面而來之寒潮中，到達臺灣後，仍保有鋒面雲帶型式而跨越臺灣者僅有二次。伴有鋒面之寒潮接近臺灣北部時如同時在南海北部有颱風，可使臺灣北部之鋒面雲帶轉為濃厚，且常可使蘭陽地區帶來洪水災害。其他 16 次之鋒面，僅其尾部在臺之東方海面經過。

(二)冷氣平流所生之雲類：臺灣四周環海，伴隨寒潮抵達之冷氣，不輪其直接來自北方，或為冷鋒面雲帶後之冷氣空氣平流，由於冷氣空氣吹過溫濕之海面，均可造成細條狀積雲條或開口與封閉細胞之雲類，但在大陸沿岸一帶，可以無雲，因為乾冷氣剛離大陸，水氣不豐且有下坡運動之故。

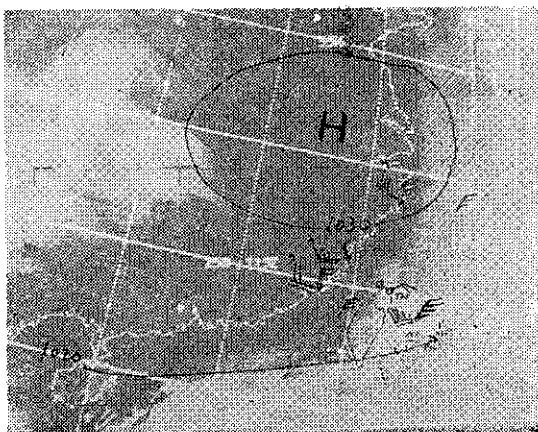
(三)因空氣被迫上升所生之雲類：寒潮帶來之冷氣

氣，經過溫濕之海洋而進入臺灣地區之後，如遇島嶼或陸地及山嶺均可因空氣被迫上升而成雲至雨。故冬季時，基隆一帶，及澎湖海島等處常多雲雨，此種雲在山之背風面、可不見，故冬季時臺灣南部多好天氣。惟如寒潮強盛，全部臺灣均可受寒潮影響，天氣變壞，氣溫下降。

因寒潮侵入而生之雲類，除上述三種外，尚有因平流而生之雲系。再上述各種雲類，可於一次寒潮侵入時同時發生，或先後相繼發生。鋒面過山嶺，即上述 1 及 3 類雲同時發生，鋒經過後在海洋中之島嶼或陸地沿海地帶，即有 2 及 3 類雲可以同時發生。各種雲之濃度及其所佔面積寬狹，又與寒潮之厚薄及強度有密切關係。

#### 五、寒潮期間之衛星雲圖例

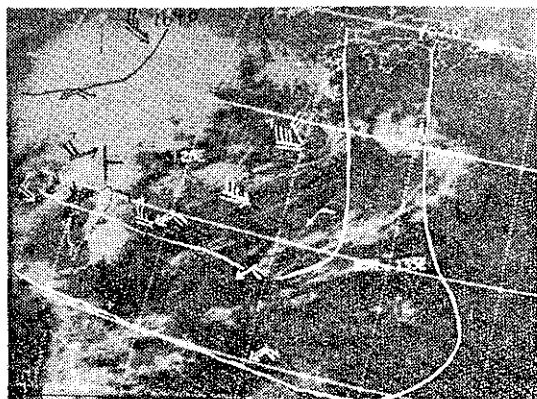
(一)無鋒導引寒潮之衛星雲圖例：此種無鋒導引之寒潮，其伴來之冷氣，秉性寒燥，在華北時常無雲，至華中一帶後或經海洋後，再回流，當可生雲類，此種冷氣進入臺灣地區後，其對天氣雲類之作用，須視冷氣侵臺之方向及其所經之跡道而定，如果冷氣來自西北方，浙閩一帶之 700mb 及 850mb 為 N 或 NW 風，則臺灣海峽一帶，雲類當甚少，第 4 圖屬此種情況。圖中臺灣東方海面多雲，是因為該區域之氣團來源及其秉性均已不同，地面及 850mb 風為 NE，表示該地區之空氣來自北或東北方，空氣因冷氣平流及途經長遠海面，增溫增濕之結果。故該地區多雲。



第4圖 1969, 12, 13, 0636Z 寒潮自西北來，無鋒伴隨，雙線風抄自 850mq，尾附有“7”字者；抄自 700mb 圖。

如果臺灣地區之冷氣，來自東北，其所經之地

為海洋，如第 5 圖所示，閩浙一常之地面及 850mb 為 NE 風，即海峽及臺灣之東及北部均將多濃雲。



第 5 圖 1970, 1, 4, 0505Z 寒潮自東北方侵臺，無鋒伴隨雙線風抄自 850mb 圖；雙線風，附“7”字抄自 700mb 圖，單線風及等壓線抄自地面圖。

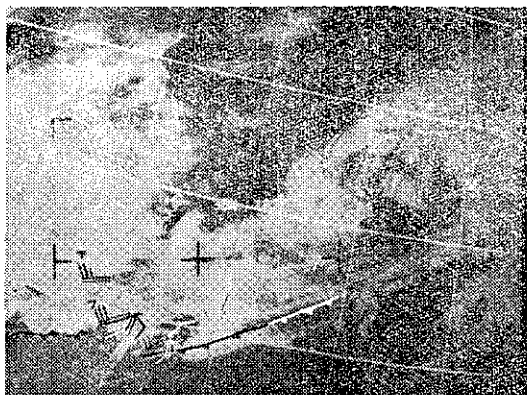
(二)有鋒導引之寒潮衛星雲圖例：

進入臺灣地區後之寒潮，有鋒面導引者有 18 次（包括入侵前一日尚不見寒潮雲系者二次），按鋒面之位置分為三類，即（一）鋒面穿越臺灣，（二）鋒面尾部在臺灣之東或東北方，（三）鋒面尾部在臺灣之南或東南方，在比次研究之 18 次寒潮圖例中，以上三種鋒面之分配如下第三表所示：

第 三 表

穿越臺灣者	尾部在臺灣之東或東北方海面者	尾部在臺灣之東南或南方者
2	4	12

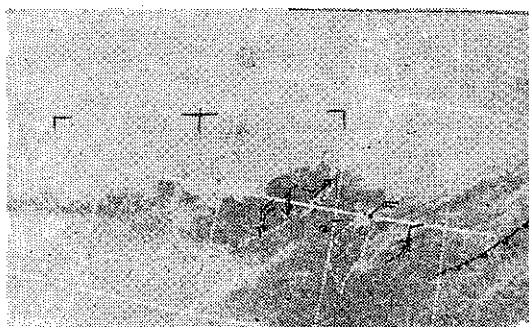
1. 鋒面穿越臺灣之雲系：此種鋒面雲系，常由華東華南一帶移來，組織相當深厚，常有 850mb 之鋒



第 6 圖 1970, 4, 11, 0551Z 寒潮侵臺，並有鋒面穿越臺灣。

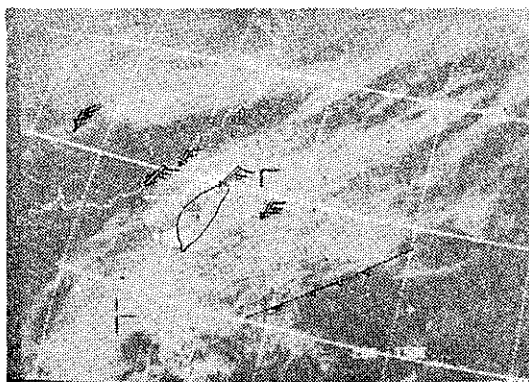
面，故當雲系抵達臺灣地區後，雖遇中央山脈之阻擋，仍能保持部分完整。第 6 圖則為一例，由圖可知：鋒面穿越臺灣北部，臺灣東方一段之鋒面雲，因為所經之地面為海洋，故其地位比較臺灣西方一段之鋒面為較在南方、圖中臺灣之西南部及其西南海峽與海洋上，因為尚未被冷空氣所侵入，故仍保持好天。

2. 鋒面尾部在臺灣之東或東北方時之雲系，鋒面不經過臺灣，鋒面之尾部在臺灣之東方或東北方海洋時，臺灣及週圍之雲系，多因冷空氣平流及冷空氣登陸或上山坡而生成，惟此時之冷空氣勢力多已衰弱，厚度較薄，故其所生之雲多限於臺灣北部海面及北部沿海地區、第 7 圖為 1969 年 12 月 7 日所攝，冷鋒之尾部在臺灣之東方海面，臺灣北部及其東方海面吹東北風並降水，臺灣中南部及海峽天氣良好，表示冷空氣淺薄而其勢力僅及臺灣北部及其東方沿海一帶。



第 7 圖 1969, 12, 7, 0630Z 寒潮侵臺，冷鋒尾部在臺之東北方。

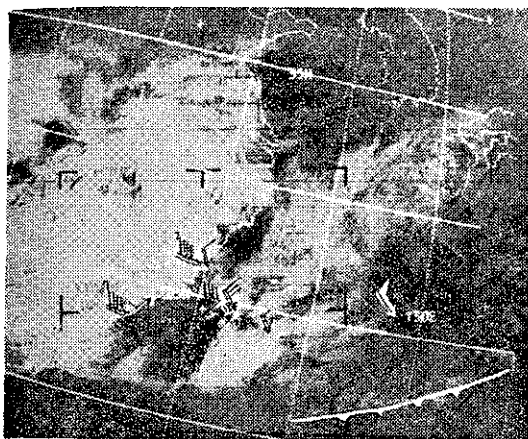
3. 鋒面尾部在臺灣之東南或南方時之雲系，寒潮之勢力強大深厚者，鋒面到達臺灣之東南方或南方地區後，臺灣及鄰近地區仍可在冷氣平流中，氣溫仍可繼續下降，此種情形時，本地區之雲況，除地面風外



第 8 圖 1969, 12, 2, 0527Z 寒潮侵臺，冷鋒尾部在臺之東南方（全臺有雲）雙線風抄自 850mb 圖。

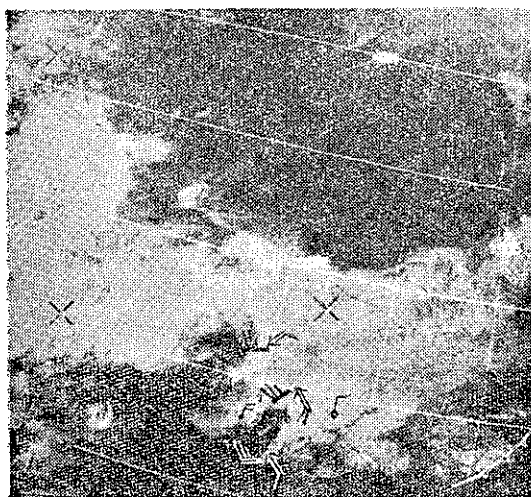
, 850mb 及 700mb 之風向風速, 均有密切關係, 對臺灣之雲況言, 850mb 之風向風速更有密切之關係。在 12 次鋒面在臺灣之東南或南方案例中, 全臺灣均滿蓋雲層者有四次, 每次在臺北及浙閩一帶之 850mb 為東北風, 而其風速均至 30Kts 以上, 第 8 圖為 1969 年 12 月 2 日所攝, 是個標準之圖例。

臺北及浙閩一帶之 850mb 為 NW 風, 且風速在 20Kts 以上, 且 700mb 亦為 NW 或 W 風, 且風速在 40Kts 以上時, 臺灣海峽及臺灣中南部必少雲類。第 9 圖 1970 年 3 月 3 日 0607z 所攝, 亦是標準例子。



第 9 圖 1970, 3, 3, 0607Z 寒潮侵臺, 冷鋒尾部在臺之東南方 (僅東部有雲) 雙線風抄自 850mb 圖, 尾附有“7”字者抄自 700mb 圖。

如果鋒面在臺灣之東南方, 臺灣之東方海面及海



第 10 圖 1971, 2, 23, 0700Z 寒潮侵臺, 冷鋒尾部在臺灣之東南方又一例, 雙線風抄自 850mb 圖尾附有“7”者抄自 700mb 圖, 單線風抄自地面。

峽之地面為東北風, 而 850mb 吹 SE 風, 即臺灣西南沿海及臺灣西南方無雲外, 臺灣東方沿岸及沿海與海峽之西部, 均多雲類。如第 10 圖所示, 此圖為 ITIOS-1 衛星攝於 1971 年 2 月 23 日 0700Z。

## 結 論

(一) 寒潮侵入臺灣及鄰近地區, 前一日衛星雲照片對於本地區 24 小時之寒潮侵入預報, 頗為有用, 在本研究有 20 次寒潮照片中, 有 18 次均有寒潮雲之徵兆, 可憑作天氣分析與預報參考之用。

(二) 在臺灣及鄰近地區, 於寒潮期間之雲系特性, 視寒潮有否伴有鋒面, 及鋒面所在位置及當時地面與高空風之方向、強弱而定。由於本研究所用之照片係屬繞極 (Polar Orbit) 衛星, 每日僅有一次, 故僅能作較大規模之雲系分析如下:

1. 有冷鋒前導之寒潮, 其鋒面到達臺灣地區時, 仍能保有鋒面雲帶穿越臺灣者, 為數不多, 如第 6 圖所示, 通常在臺東方之鋒面比較在西方者地位較在南方。

2. 不論冷空氣直接侵入或隨冷鋒後而侵入者, 由於臺灣四面環海, 空氣行經海洋, 增溫增濕之結果, 均可造成積狀雲, 或為細條狀雲條或為開口與封閉細胞雲類。但如在大陸沿海地區, 風向西北, 因為乾空氣剛離大陸, 水氣不豐, 故雲類不多, 或竟無之, 如第 4 圖所示。

3. 經在海上增溫增濕後之冷空氣, 遇島嶼、陸地或山嶺, 均可因絕熱上升冷卻而成雲致雨, 故在冬季時, 基隆、澎湖、其他陸地之向風一面均多雲雨, 背風面雲少。如第 7 圖所示。如果臺北及附近地區之 850mb 風為東北且風速在 30Kts 以上, 即全臺灣均可因空氣上升而成雲及雲之平流而有雲。如第 8 圖所示。

## 參 考 書 籍

1. Anderson, Ralph K. etc., NOAA "Application of Meteorological Satellite Data in Analysis & Forecasting" 1969.
2. Anderson, Ralph K. NOAA "Suppliment to ESSA Technical Report NESC 51" 1971.
3. T. Kamike & M. Okana: "Cellular Cloud Pattern" Geophysical Magazine, Japan Meteorological Agency, Vol. 35.
4. 交通部"中國之氣候" 63 年
5. 徐寶箴"以氣象衛星照片預報寒潮之爆發"氣象學報 18 卷四期 1972

# 臺灣地區長期天氣預報之研究 (二) \*

徐 晉 淮

## *A Study of Long-range Forecasting over Taiwan Area (II)*

*Chin-Huai Hsu*

### **Abstract**

The intensity of the zonal westerlies is one important control factor in geographical locations and behavior of weather patterns over the entire hemisphere. The simplest measure of westerly intensity is the zonal index, which is the difference of average pressures, or the corresponding geostrophic west-wind speed between two fixed latitudes,  $35^{\circ}$  and  $55^{\circ}$ . In this research report 10 years (1961-1970) of weather data are used to compute the regional zonal indexes between  $0^{\circ}\text{E}$  through  $180^{\circ}\text{E}$  for the months of April Through October (November-March indexes were completed in other report published in 1973). A series of graphs are prepared to show the relationship between the daily variation of the zonal wind speed and the existing weather over the Taiwan area. A number of conclusions are obtained as follow:

1. During the spring and autumn seasons the weather changes periodically with an average period of 5 to 7 days. By extrapolation the graph of daily zonal index is able to be used to forecast the passage of a region of low index (10m/s. or less) over Taiwan. The bad weather is found on one day in advance. As for the high index (10m/s or more) it is almost similar to the winter season. While the regional high zonal index occurs between  $110^{\circ}$  and  $120^{\circ}\text{E}$  the weather over Taiwan is generally fair.

2. When the regional zonal index between  $110^{\circ}$  and  $130^{\circ}\text{E}$  changes from high to low, it is the beginning of the prolonged rainy season (plum rain). If the periodical weather occurs once again, or the regional high zonal index over the region of  $180^{\circ}\text{E}$  moves westward to the area of  $110^{\circ}$ - $130^{\circ}\text{E}$ , it is the time to forecast the end of the plum rain.

3. According to the 10-years data, for the months of April through October, there were 126 recurving typhoons reported in the region of Western North Pacific. With exception of 2 they were recurving when the regional zonal index  $10^{\circ}$  longitudes ahead of typhoons changed from high to low or remained low. As for the westward typhoons also with

---

\* 本文承國科會補助始克完成。

the exception of only 2 there were 55 typhoons moving west under the influence of regional high index. In the summer season the change of zonal index is considerable slow or at times remains constant, the method of computing regional zonal index is valuable to be used as a forecasting tool.

4. If the zonal index of the summer season between  $110^{\circ}$  and  $120^{\circ}\text{E}$  remains low, thunderstorms are prevailing over the Taiwan area. The contrary is holding true.

## 一、前言

本研究為中央氣象局所進行之科技發展計畫下一「臺灣地區長期天氣預報之研究」——第二年專題研究計畫實施後之成果報告，以臺灣地區夏季（4月至10月）展期天氣預報（5天至7天）技術之發展為主；臺灣地區冬季之展期預報之研究已於本專題計畫之第一年，即民國63年4月底研究完妥（見氣象學報20卷4期—63年12月出版）

本文係使用1961年至1970年每日北半球500毫巴高度值，計算 $0^{\circ}\text{E}$ 至 $180^{\circ}\text{E}$ 每隔10個經度之 $35^{\circ}\text{N}$ 至 $55^{\circ}\text{N}$ 的緯流指數（zonal index, 以下簡稱為指數），繪製每日之時間連續圖，以分析指數

變化與臺灣夏季五天至一週天氣演變之關係，求其類型並加以實例分析，以探究指數與氣溫及降水量之關係，俾供長期預報作業之參考。上年度所分析之結果（冬期），效果甚佳，茲就夏季分析研究結果逐章討論，以期促進夏季長期預報技術的發展。

冬季的研究已得到指數與高、低氣溫之關係並與晴雨之相關，尤其在低溫之預報技術上有相當良好成果，對農業應用上亦有其不可忽視的預報價值；反之，夏季氣溫高低變化甚小，且臺灣地區氣溫偏高，對農業方面的影響不大，再加以如附表1所示指數與氣溫之相關係數顯得很低，故暫時不予考慮。不過，對於夏季之晴雨定性預報方面却發現有極密切的關係，有關這一部份的詳細討論將於第三章中再加以論述。

表1. 每日緯流指數與平均氣溫之相關係數

Table 1. The correlation coefficient between the daily zonal index and the daily mean temperature

月 年	4	5	6	7	8	9	10	附 註
1961	{ 0.039 0.132	{ 0.086 0.175	{ 0.181 0.036	{ 0.199 0.355	{ 0.260 0.039	{ 0.274 0.300	{ 0.055 0.034	上段為同時相關係數，下段為遲延一天之相關係數
1962	{ -0.117 0.141	{ -0.220 -0.152	{ -0.385 -0.371	{ 0.128 0.369	{ 0.337 0.284	{ -0.237 -0.011	{ 0.622 0.652	
1963	{ 0.074 -0.001	{ 0.010 -0.543	{ 0.323 0.096	{ 0.118 -0.058	{ 0.267 0.416	{ 0.029 -0.281	{ 0.680 0.586	
1964	{ 0.153 -0.057	{ -0.146 -0.241	{ 0.358 0.457	{ 0.106 0.154	{ 0.447 0.186	{ 0.131 0.083	{ 0.165 0.354	
1965	{ 0.420 0.522	{ -0.191 -0.348	{ -0.107 -0.041	{ 0.003 -0.017	{ -0.225 -0.288	{ -0.195 0.251	{ -0.035 -0.002	
1966	{ -0.139 0.052	{ 0.087 0.017	{ -0.313 0.012	{ 0.338 0.249	{ 0.334 0.303	{ 0.421 0.378	{ -0.030 -0.015	
1967	{ 0.048 -0.006	{ -0.057 -0.085	{ -0.094 0.052	{ 0.013 0.350	{ 0.120 -0.215	{ 0.704 0.639	{ 0.457 0.386	
1968	{ -0.063 -0.007	{ 0.354 0.333	{ -0.331 -0.208	{ -0.070 -0.060	{ -0.008 -0.331	{ -0.189 -0.334	{ 0.678 0.436	
1969	{ 0.540 0.379	{ 0.236 0.409	{ 0.225 0.065	{ -0.044 -0.109	{ 0.093 0.263	{ 0.568 0.440	{ 0.110 0.057	
1970	{ 0.176 0.119	{ 0.094 -0.002	{ -0.125 -0.247	{ -0.147 -0.157	{ 0.152 0.058	{ 0.397 0.603	{ 0.779 0.768	

## 二、夏季氣候資料分析

臺灣氣候除冬季直接受大陸高氣壓及偏西風帶的影響而變化外，春秋期間也直接或間接受其影響；盛夏則直接受太平洋副熱帶高氣壓之影響，但間接地仍受偏西風帶之影響，尤其槽線之位置及其強度之變化。每當夏季之天氣與颱風路徑之預報時對於西風帶變化之重要因素，往往予以忽略，殊不知，此乃為值得分析討論之重點，本文中將夏季區分為三段時期，即(一)4月至5月下旬為春夏交接期及9月中旬至10月為冬夏交接期。(二)5月下旬至6月初為梅雨期。(三)6月中旬至9月上旬為盛夏期等三類，其中盛夏期天氣型復可區分為三小類：即(一)好天氣型，(二)雷雨型及(三)颱風影響下之天氣型，長期天氣預報主要賴其是否能準確地觀察把握住基本天氣型，即某一期間之主要天氣以好天氣為主，抑或以惡劣天氣為主，是否蘊含有週期性變化，颱風形成後其路徑是否轉向抑或西進等，如能預先決定其基本天氣型及其趨勢，那麼預測準確率就可以大幅提高。本文對於颱風侵襲之天氣變化由於在前期研究計畫「侵襲臺灣颱風之分析研究」中已有詳盡的論述，再加上其他專家學者們的討論研究，可說已有相當的成效。不擬再予重覆地揭示，今將重點置於分析西太平洋10年間(1961至1970年)所發生的颱風與指數之關係，俾發展有關颱風形成後較長期的路徑趨勢預報的研究，亦即預測颱風是否西進或轉向的問題。

今分別就臺灣春、夏、秋期之氣候變化加以大略分析如下：

(一)春季(夏季前後期)4月至5月下旬，大陸高氣壓開始轉弱而變性，呈移動性高氣壓而出海，臺灣地區由寒冷氣候轉變為溫暖氣候。移動性高氣壓出海後，迅速變性，與太平洋高壓合併增強，臺灣地區仍有周期性高溫出現，而鋒面之過境週期也相同。因此二、三月之3至4天之週期至4、5月則延長為6至7天之週期始有新的鋒面及冷氣南下。且具有氣溫一天比一天升高之變化趨勢，且鋒面過境後，天氣變化具有迅速恢復的特性。

(二)梅雨期(5月下旬至6月初旬)，首先必需加以說明的是臺灣的梅雨期與日本及我國長江流域所發生的期間不盡相同，即臺灣梅雨終止後才北移到日本及長江流域，在本文中對梅雨所下的定義，係指根據每日地面天氣圖獲悉滯留鋒持續地在臺灣附近徘徊，始將其視為臺灣之梅雨期，並非以降水日及降水量而

定，因前者較後者正確，且更易確定其開始入梅日與梅雨終止日。根據筆者之——『臺北地區豪雨之研究』第4章所提有關梅雨季之豪雨分析(氣象學報17卷3期)，已述及1907與1970之64年間，平均梅雨開始日為5月25日，最早為1925年之5月9日，最遲為1934年之6月12日。至於終止日期最早為1914年之5月25日，最遲為1921年之6月30日。

(三)盛夏期：盛夏期在本文定於6月中旬起至9月中旬，盛夏期除了颱風以外，分為好天氣型與雷雨型。由於雷雨型之展期預報時常困擾著氣象人員無法下明智的判斷，經由趨勢預報方法，加以分析的結果：應用高空平均槽之位置，地面氣流之來向及指數之變化與型式，求其與雷雨之關係，已得到相當的結論，有關細節將於第五章中詳細分析。至於颱風之趨勢預報方法則於另章討論之。

(四)秋季(9月中旬至10月)交綏期：設大陸高氣壓挾帶鋒面南下，第一次通過臺灣地區之時間為秋天之開始，經考察過去地面天氣圖，得其平均日期為每年9月16日左右；故本文乃以9月中旬為秋季之開始，秋季之天氣變化與春季大略相同，常有移動性高氣壓出海，而天氣則較春季晴朗涼爽，降雨量亦顯著減少。因此晴朗天氣出現次數較春季為多，至於春季則濕度有些微上昇，降水量亦逐漸增加，這二點，與春季稍有不同。

## 三、本研究所整理應用之資料

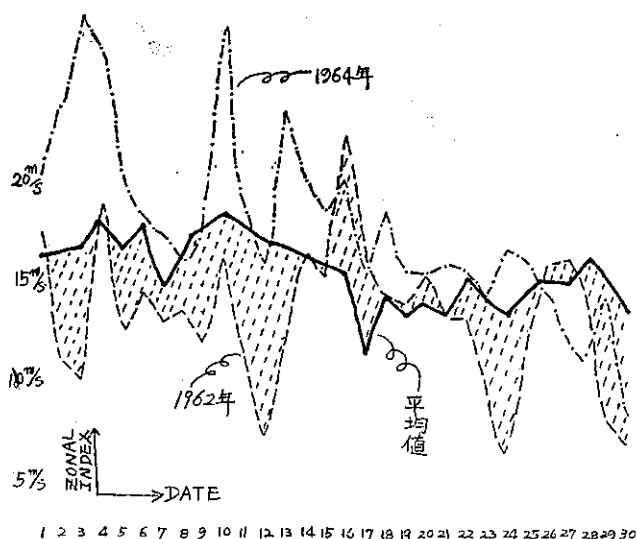
(一)臺灣地區(臺北、臺南、花蓮)30年間(1941年至1970年)半旬降水量及半旬氣溫統計資料及各要素30年之半旬平均值。請參閱中央氣象局出版之氣象學報第20卷3號20頁表2-3氣溫與雨量之分候平均標準值，恕不在此重複。

(二)日本氣象廳發行之地面天氣圖(00Z及12Z)500毫巴北半球天氣圖，期間均為4月至10月(1961至1970年)。

(三)應用上述第2項資料分析，入梅及梅雨終了之日期及計算10年間每日沿北緯35度至55度，東經0度至180度間，每隔10個經度之指數並整理東經120度半旬指數平均值，旬平均指數值，半月指數平均值及月平均指數值，供作距平之用。

(四)整理10年間臺北、臺南、花蓮之每日天氣一覽表及每日平均氣溫表，以分析天氣圖趨勢及指標與實際天氣之關係。

(五)繪製每日自東經 0 度至 180 度之指數追蹤圖及  
東經 120 度及 60 度之每日變化曲線圖，附圖 1 以分  
析其週期變化。



附圖 1. 1964 年及 1962 年與平均值之緯流指數 (4 月份)  
Fig 1. The mean zonal index distribution 1964 and 1962.

(六)計算東經 120 度之指數與各經度 (東經 0 度至 120 度) 間之同時及落後相關係數，以摘出相關最佳之經度，以便預測東經 120 度之緯流指數之未來變化，並預報其數值。

#### 四、春季展期預報方法

(一)四月：四月份之大陸高氣壓威力已不如嚴冬來得強，移到了華中以後，易變性減弱而東移出海，移到日本南方海面後復加溫增強與西太平洋高氣壓合併，再次加強向西南擴展。結果阻擋北面系統之南下，因之，鋒面過境週期從三月份之 3 至 4 天週期拉長到平均 7 天 1 次之週期，今將 1961 年至 1970 年，10 年間統計如表 2。

表 2. 4 月份鋒面過境統計表 (1961~1970 年)  
Table 2. The frequency of front passage  
in April from 1961 to 1970.

年	日	鋒面過境日期 (4 月份)	合計 次數	附 註
1961		5, 8, 13, 18, 21, 24, 26, 30	8	10年總平均 4 月份每 7 天有 1 次鋒面過境 臺灣
1962		2, 9, 13, 17, 24, 30	6	
1963		7, 13, 24	3	
1964		7, 26	2	
1965		1, 10, 12, 18, 27	5	
1966		1, 4, 15, 22, 27	5	
1967		1, 13, 19, 23	4	
1968		1, 11, 18, 26	4	
1969		3, 17, 25	3	
1970		11, 20, 27	3	

如表中可算出，平均 7 天有一次鋒面通過，故四月份平均每月有 4 至 5 次鋒面通過臺灣。但就附表 2 可知，1961 及 1962 年之鋒面過境次數顯著地超過平均值，1961 年 8 次，1962 年亦有 6 次之多；反之，1964 年僅有 2 次，1963, 1969 及 1970 年亦僅有 3 次。四月份大陸高氣壓中心，氣壓平均值為 1022 毫巴，1962 年四月份之大陸高氣壓中心值超過平均值達 9.3 毫巴之多，1961 年亦復相同，可知 4 月份大陸高氣壓如在蒙古或華北出現，而其強度達 1022 毫巴以上時，冷鋒通過臺灣之週期較短為 3~4 天即有一次鋒面通過，與 3 月份極相似，如 1967 年鋒面過境次接近平均值。比較顯著的現象是四月份之大陸高氣壓東移出海後，勢力大多增強，故有阻塞西方氣壓系統，移動遲滯作用。最後就鋒面南下最少，即僅有兩次的 1964 年來加以分析：1964 年之大陸高氣壓顯然很弱，反之，西太平洋高氣壓發達。位於 120°E 之臺灣地區為平均脊線場，大陸地區地面氣壓為 1015 毫巴，低於平均值達 7 毫巴。反而成為低氣壓，槽線均為北方槽，均未影響到低緯度。1964 年 4 月份總降水量僅 0.9 公厘，等於無降水。從指數分析的結果，這一年東經 120 度為高指數，4 月份平均指數超過 10 年平均值 (15.5m/s) 2.4m/s，且每日變化不大頗為平坦，因此無西方系統東移以致無周期變化出現，此為其特性，反之鋒面通過 6 次之 1962 年，以指數分析結果，指數比 10 年平均低 2.2m/s，而且指數



變化為交替出現高低指數，頗富週期性，雨量接近平均值為 116.9 公厘。四月份低指數平均每日以 11.3 度的速度東進，藉此可以預報 120°E 之低指數日期及鋒面過境之日期，即 120°E 成低指數前 1.5 天為鋒面過境。1962 年 4 月有多至 6 次之鋒面過境，500 mb 分析結果如下：平均槽在 115°E 至 125°E 間，

其中，日本為脊線場，而西方之槽線易經過 120°E，以上分析之結果作成表 3，以供展期預報之參考，總而言之，4 月份之天氣變化，仍不能離開冬季之型態，依然受西風帶變化的影響，惟其變化頗富週期性，因此移動性高氣壓出現之次數較多。

表 3. 4 月份天氣變化分類  
Table 3. The weather patterns classification in April.

天氣型	鋒面過境次數	地面氣壓分布	緯流指數變化	500 毫巴槽線脊線	降雨狀況
A 型	鋒面過境多年型 1961 年 1962 年	大陸高氣壓中心氣壓發展 1022 毫巴以上時，鋒面過境次數平均 3.8 天乙次。	低於平均值 (15.5 m/s) 2.0m/s 以上，高低指數循環出現為周期變化 (120°E)。	東經 115 度至 125 度為平均槽，東經 170 度為脊場。	比平均值多或平平均值，鋒面通過時陰雨。
B 型	鋒面過境少年型 1963 年，1964 年 1969 年，1970 年	大陸高氣壓較弱，中心氣壓低於 1022 毫巴，大陸出現低壓帶時，太平洋高氣壓發達，鋒面過境次數平均 10 天乙次。	高於平均值 (15.5 m/s) 2.0m/s 以上，高指數型，無周期變化，為持續高指數型。	東經 100 度及 150 度為平均槽，東經 125 度為暖高氣壓脊。	比平均值 (173 公厘) 少 100 公厘左右之少雨型，例如 1964 年 4 月份總降水量為 0.9 公厘。
C 型	鋒面過境周期長短混合型 1965 年，1966 年 1967 年，1968 年	地面氣壓分布為 A 型與 B 型混合出現周期平均 6 至 7 天乙次，但有 10 天乙次者。	高低指數混合出現型，指數降低較差 10.0 m/s 左右。	500 毫巴平均槽位於 A 型時鋒面過境周期短，B 型出現時較長。	總雨量合於平均值 A 型出現時多雨，B 型出現時無雨。

(二) 5 月：入梅前仍有從大陸南下之鋒面過境，茲就 1961 年至 1970 年 10 年間之入梅前之鋒面過境次數統計加 4 表。

表 4. 5 月份鋒面過境統計表 (1961~1970 年)  
Table 4. The frequency of front passage in May from 1961 to 1970.

年	日	鋒面過境日期 (5 月份)	合計次數	附註
1961	3. 11. 16. 29 (入梅)		4	10 年總平均月 2.9 次鋒面過境。 入梅 6 月 2 日
1962	3. 15. 17. 24 (入梅)		4	
1963	4. 15. 30 (入梅)		3	
1964	4. 10. 19. 27 (入梅)		4	
1965	1. 7. (入梅)		2	
1966	3. 15. 29		3	
1967	3. 11. 22 (入梅)		3	
1968	6. 12. 18 (入梅)		3	
1969	6. 17 (入梅)		2	
1970	7 (入梅)		1	

由表 4 可知入梅前，鋒面通過週期比 4 月份長，平均 8.9 天有乙次。其明顯特性是鋒面通過後，大陸高氣壓迅速東移，出海後與西太平洋高氣壓，合併增強其勢力，並為夏季型之良好天氣。十年中鋒面共有 29 次過境平均每個月 2.9 次。29 次中週期超過 10 天以上共有 8 次之多，最長為 1963 年之 5 月份 15 天才乙次鋒面南下。茲將 5 月份梅雨前之 500 毫巴之平均環流分析如下：

即當槽線由西向東移至 115°E 時，地面鋒面提前過境，俟槽線移至臺灣東方，即超過 122°E 時天氣轉好，變化較為單純。以指數分析本月之天氣變化則，五月份低指數之移動速度與四月份相似，以每日 10.6 度之速度東移。追蹤 50°E 至 60°E 間之指數變化，可於一週左右以前，預測 120°E 之低指數出現日期與鋒面通過日期，此為展期預報的最佳參考。



③梅雨：關於臺灣梅雨之分析研究，近年來為專家所重視，對臺灣中南部之第一期稻穀收穫期影響甚大。如收穫前後稻穀不需要雨水時期，降雨連綿。無法順利收割，乾穀必使農作物損失慘重，影響農民生計，所以本問題不僅已受氣象專家的重視，亦為農民以至國民全體所關心。因此，梅雨之長期預報實不可忽視，如果藉入梅日期之預報可預先通知農民完成一切必要的事前準備措施，必可減少損失至最低的限度。以往專家偏重於分析梅雨之形態，而忽略了梅雨長

期預報技術方面的發展，本文乃着重有關入梅及雨量之長期預報技術，俾能提高梅雨預報之準確度，以達成上述的目標。

1.根據 70 年來的統計，平均入梅日期為每年 5 月 25 日，但亦有入梅日期提早，延後或甚至無梅雨的現象（很少）出現。

附圖 2、3、4 是 1966 年 6 月 2 日（入梅）6 月 11 日（梅雨中）及 6 月 15 日（梅雨結束）之 500mb 高空圖（均為 00Z），為標準之梅雨天氣圖型。

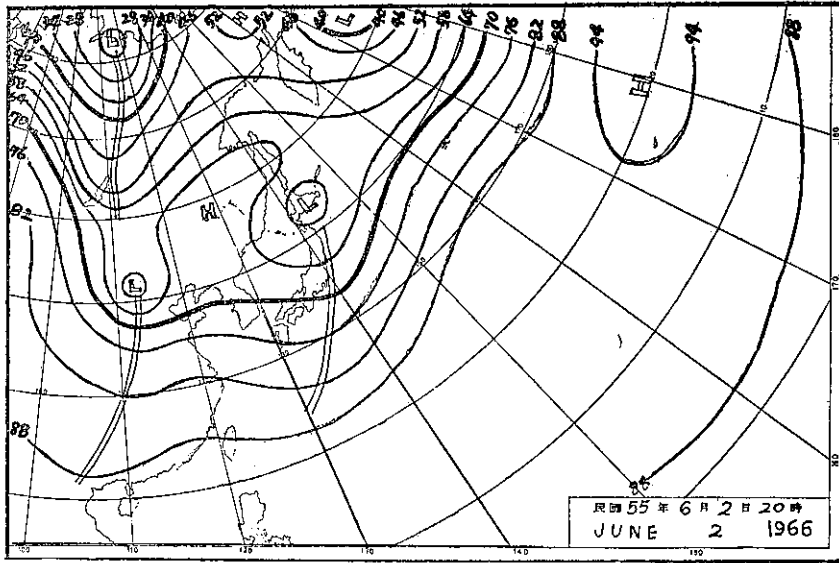


圖 2. 500mb 高空圖  
Fig 2. 1200Z JUNE 2, 1966 500mb Chart.

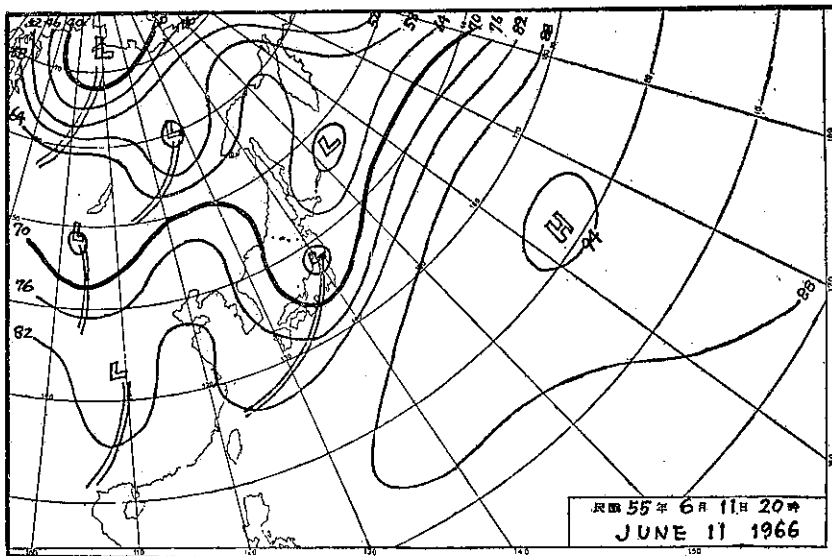


圖 3. 500mb 高空圖  
Fig 3. 1200Z JUNE 11, 1966 500mb Chart.

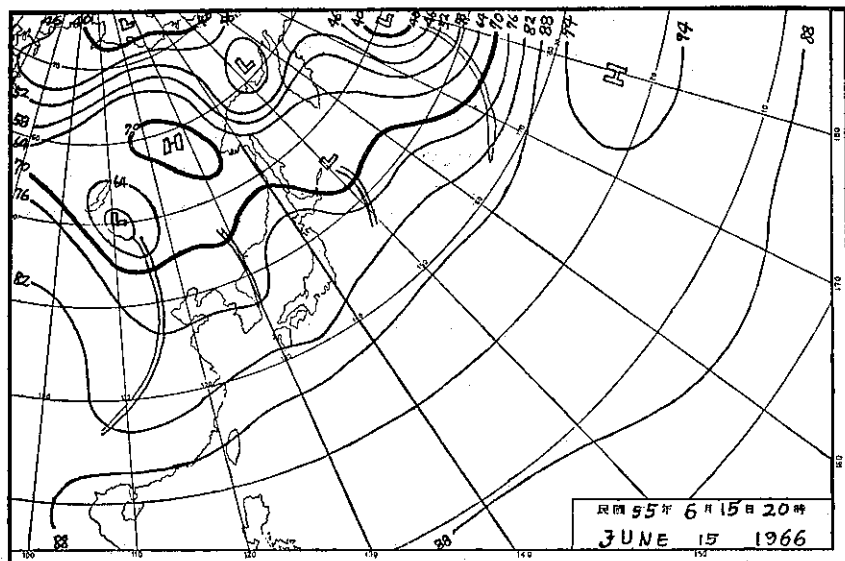


圖 4. 500mb 高空圖  
Fig 4. 1200Z JUNE 15, 1966 500mb Chart.

由圖 2 (6 月 2 日) 可看出在鄂霍次克海方面之高氣壓阻塞盛趨明顯化，並與南下之大陸高氣壓近似連接，大陸高氣壓威力不強，與西伸中之副熱帶高氣壓之勢力近似相等，吾人可以斷定大陸高氣壓南下到臺灣以後形成滯留鋒而進入梅雨期，這時大陸高氣壓開始南下，其鋒面遂於 2 日夜間通過臺灣北部，同時，此大陸高氣壓與鄂霍次克海之阻塞高氣壓連接，開始不斷補充冷源，因之，變性中之大陸高氣壓仍能維持原來的冷性高氣壓，在華中之高氣壓乃呈停滯盤踞之形勢而與副熱帶高氣壓相持不下，致使南下到臺灣附近之鋒面成為梅雨鋒（滯留鋒）圖 3 示梅雨期中之標準 500mb 天氣圖，由圖三所示日本東北北區之槽線成為東北東至西南西向之橫臥槽之滯留狀況，因之地面圖上易發生小波動，一個接着一個由西向東移，連日呈陰雨，且小波動經過處，雨勢較大，梅雨鋒長期膠着於臺灣附近呈南北震盪現象。

圖四為開梅期之 500mb 天氣圖，開梅之預報亦極重要，開梅也是入夏之日期，按過去之統計開梅日期平均為 6 月 11 日，且梅雨結束前易發生大雨（50 公厘到 100 公厘）及豪雨（超過 100 公厘），按統計，在梅雨結束前發生之大雨次數，已往 64 年中發生 48 次，發生豪雨者有 16 次，即大雨與豪雨 64 年中共發生 64 次，發生機率為 100%，亦即每年梅雨終了前，必然發生一場大雨，據統計結果，發生豪雨 4 天後，即梅雨結束期。

據資料統計所得由於颱風過後誘入西南氣流導致

梅雨結束之次數有 26 次，此可供開梅預報之參考。開梅之定義，在本文訂定如下：即梅雨鋒消失或移到長江流域時稱之，茲就天氣圖加以分析其形勢演變則，(1)大陸高氣壓減弱或移到高緯度，同時梅雨鋒被推移到長江流域。(2)副熱帶高氣壓西伸同時加強，將梅雨鋒向北推移，預報開梅時必須注意以上兩項變化，其中第二項非常重要。前述颱風過境後梅雨結束的次數於年中發生了 26 次，即說明颱風過後受副熱帶高氣壓之西伸或增強而將梅雨鋒向北推移，因此，在 6 月初到中甸，我等應注意到副熱帶高氣壓的變動，其最佳方法為應用指數的追蹤，經分析 160°E 至 170°E 附近的指數，由 10m/s 以下增強至 15~20m/s 之高指數，西移至 130°E 至 140°E，而原來位於 120°E 至 140°E 低指數移西退，至 110°E 至 90°E 間時，臺灣附近之梅雨即隨之停止。此即證實 500 毫巴副熱帶高度升高，將加強西移之結果，而指數升高，推動梅雨鋒之北移，導致臺灣區之梅雨結束，由此可得 4 至 5 天之預報時效。

2.圖 5 為 1966 年開梅之標準指數之變化圖，梅雨期中，60°E 以西低指數持續，90°E 附近之高指數及 120°E 至 140°E 之低指數，同樣變化極微至開梅前一週始發生變化，即 60°E 之指數升高東移，及 60°E 以西之高指數強化亦同時東移，13 日達到 120°E 而於 6 月 16 日完全開梅，進入夏季，按照此追蹤圖開梅前 1 週左右可以預測。

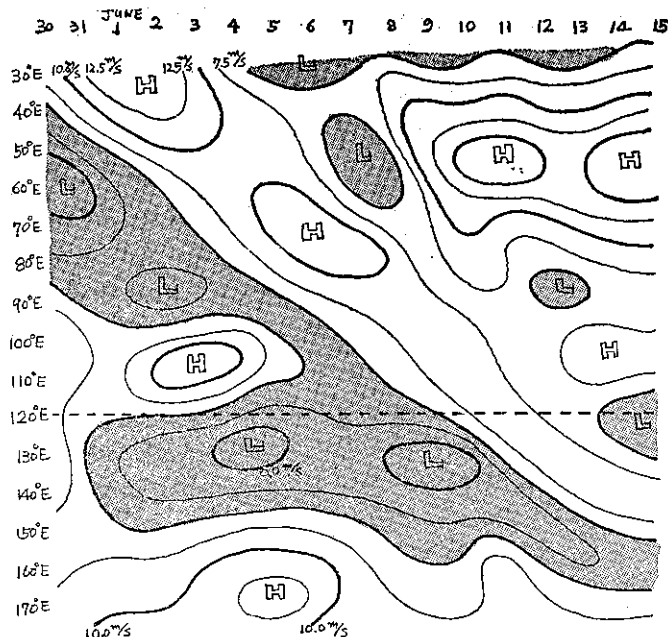


圖 5. 1966 年梅雨期間之緯流指數變化圖  
Fig 5. The zonal index distribution of rainy season in 1966.

3. 另一預報方法：應用西太平洋之測站之 500 毫巴每日高度變化圖，如圖 6 追蹤太平洋副熱帶高氣壓之西伸狀態，於 1966 年 6 月 15 日 5880 g. p. m. 之等高線到達 120°E 之次日 (16 日) 梅雨結束，應用此方法亦可預測開梅日期。此時若能應用上述幾種方法，其準確率必可相對的提高。

### 五、盛夏之展期預報方法

(一) 夏季：開梅到第一次大陸鋒面過境止為夏季，平均日期為 6 月中旬至 9 月中旬。夏季在本文分為雷雨型，好天型及颱風型三類，颱風類因前期本計劃題目為「侵襲臺灣颱風之分析研究」中已有相當詳盡的分析報告，故本文乃將重點置於「西太平洋區域之颱風路徑趨勢預報方法」的研究，亦即以颱風形成後此颱風是否繼續西進或在某海面地區轉向的預報方法為主。

1. 陣雨型之預報方法。夏季發生午後陣雨之主要條件有 (1) 因臺灣地形在島的中央有南北向之 3,000 公尺至 4,000 公尺之中央山脈，當有旺盛之西南或西南西氣流時，必沿着山坡發生上升氣流，而發生因地形而造成之雷陣雨。(2) 西南氣流潮濕。(3) 臺灣附近為輻合區。(4) 氣柱不穩定。(5) 東風波之過境等。有關雷雨之預報法，已有多數專家之分析研究，可是對於雷雨之長期預報法困難仍多，然而，大規模的天氣變化仍

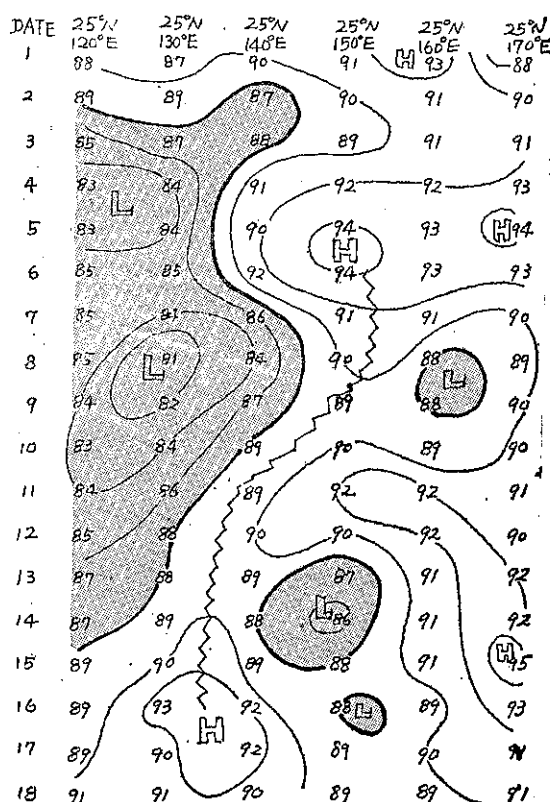


圖 6. 500 毫巴高度變化圖 (1966 年 6 月)

Fig 6. The height change chart of 500mb (JUNE, 1966)

有其規則及持續性可循，是以，較長期之預報方法仍可發展。

臺灣低緯度之夏季預報，因為夏季地面無鋒面過境，故過去均偏重於西太平洋副熱帶高氣壓變化之研究，而對於西風帶之變化，即脊線，槽線等却常被專家們所忽視。其實脊線為影響夏季天氣變化之一要素，例如 10 年間，夏季在臺灣發生雷雨羣（依本文定義，係指臺北、臺南及花蓮三測站中連續發生 3 天以上雷雨且無間斷兩天以上者始計為雷雨羣），其次數共 67 羣次，經應用 500 毫巴高空圖——對照統計之結果，槽線進入東經 115 度至 125 度時，發生之雷雨羣共 67 次，有百分之 100 之發生率，相反的槽線不在此範圍時，均未曾發生雷雨羣，此即顯示雷雨羣之發生必有槽線伴隨出現。臺灣夏季為無雨好天氣時之脊線，均在東經 110 至 130 度間，均未曾發生雷雨羣。因之，預報雷雨羣之發生，必須追蹤脊線及槽線的變化。西南氣流由南海、越南、華南沿海一帶侵入臺灣，故平常注意該地區之 850 及 700 毫巴等壓面濕度之變化，當可應用於預報雷雨羣發生之定量預報方面。其次，應用指數之變化，預測一週後之 100°E 到 120°E 之指數。過去 10 年間雷雨羣出現時之指數形態舉例如圖 7。圖 7 為 1963 年 7 月 4 日至 14 日指數變化圖，自 5 日至 11 日止。110°E 為低指數中心，100°E 至 120°E 間為低指數地區，而 130°E 至

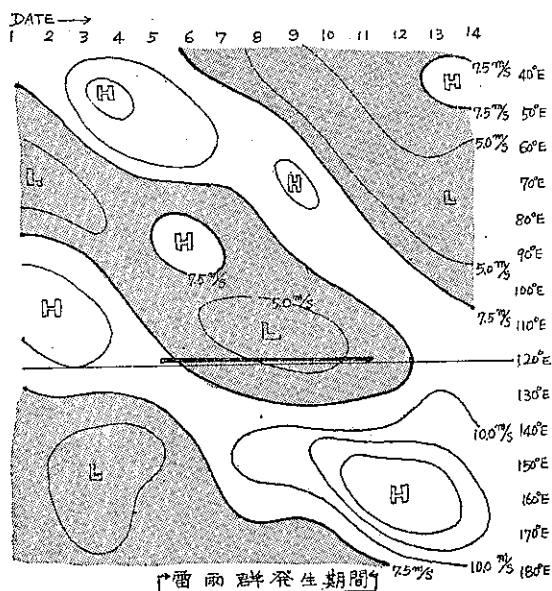


圖 7. 緯流指數與雷雨羣之發生 (1963 年 7 月)

Fig 7. The relationship of the zonal index and the thunderstorm Occurred.

170°E 為較高指數時發生雷雨羣。即東經 115 度附近槽線出現，呈南北交流之區域而臺灣恰為偏西南流的象限，故易發生雷雨羣，12 日以後 110°E 至 120°E 轉為高指數，雷雨隨即停止。故可應用指數之變動作展期雷雨羣定性預報之依據。

2. 持續好天之預報，夏季無雷雨羣出現有持續好天之條件，恰與第一項相反。應以無潮濕西南氣流侵入臺灣地區為主要條件。從天氣圖型上分析 (1) 東經 110 至 130 度間為脊線場。(2) 副熱帶高氣壓脊為東西向，且位於臺灣上空或以北成為輻散場。(3) 最佳天氣為副熱帶高氣壓中心在華南及臺灣附近至琉球南部地區，夏季偏西風強軸偏在高緯度，而低緯度之變化緩慢，且副熱帶高氣壓為暖性高氣壓，因此有相當長期間（一週以上）之持續好天出現，此點在長期預報上並無困難，對於偏西風之脊線及槽線追蹤依然有其重要性，尤其平均槽線或脊線之位置，可影響夏季之長期天氣變化及颱風之路徑。應用 0°E 至 180°E 之指數之變化，同時可以分析夏季西風環流與副熱帶高氣壓之變化與平均槽線等位置之變化。圖 8 為好天連續 13 天以上之指數變化圖。圖示平均槽在 70°E 附近

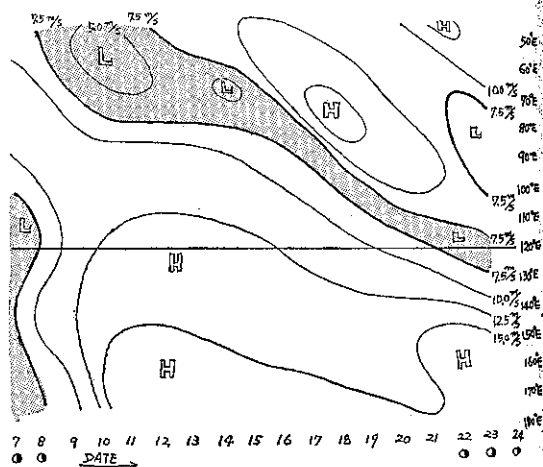


圖 8. 緯流指數與無雷雨羣發生型 (1962 年 8 月份)

Fig 8. The relationship of the zonal index and the the thunderstorm never occurred.

滯留。90°E 至 180°E 為高指數，由 10 年份之統計 120°E 附近呈高指數時，臺灣地區為好天型天氣，今指數分析之結果與地面及高氣壓天氣圖比較，完全相符。1962 年 8 月 9 日至 21 日間為全省無雷雨之極好例證，茲以指數變化圖（圖 8），500 毫巴高空圖（圖 9）分析如下：

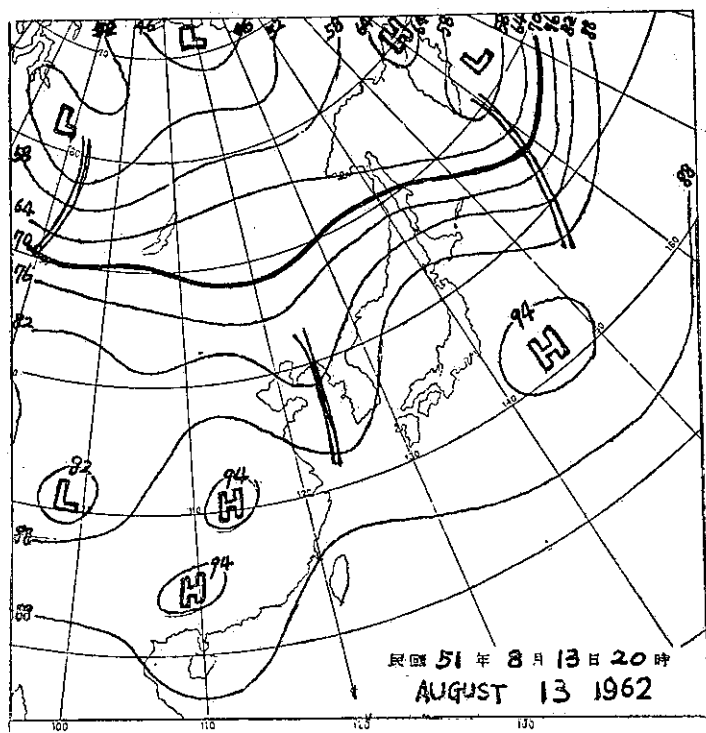


圖 9. 500mb 高空天氣圖  
Fig 9. 1200Z August 13, 1962 500mb Chart.

(1)由圖 8：60°E 為低指數，80°E 為高指數，150°E 為低指數及 120°E 至 180°E 為高指數，其變化均為橫向，亦即 9 日至 21 日間均無大範圍指數之變化，此現象並持續 13 日之久。

(2)圖 9. 1962 年 8 月 13 日 1200Z 之 500mb 高空圖，高氣壓中心在華中與日本東南海面，兩高氣壓分離，125°E 為槽線場係臺灣東方槽是臺灣地區的輻散區，因之連日為晴朗的好天氣。

## 六、秋季展期天氣預報法

趨勢預報方法一項，將秋季預報分析後，於第七章另闢專節討論。依本文秋季之定義如下：夏季臺灣地區均受西太平洋副熱帶高氣壓及颱風之影響而使氣候發生變化，到九月中旬以後大陸高氣壓加強，開始南下，臺灣地區亦受到大陸高氣壓之影響而變化，故在本文秋季之開始定為九月中旬即第一次冷鋒過境以後為秋季之開始直到十月底為止。

(一)秋季之開始：由上述定義為第一次冷鋒面過境後為秋季之開始，入秋日期每年均不一致，依過去 64 年來之統計，平均約以 9 月 16 日為第一次鋒面過境日。但由表 5 可知每年入秋日期相差甚大，但仍其中

於 9 月 13 日至 21 日之間，64 年間共有 50 次佔百分之 78。所以，每年以 9 月 16 日為中心，注意其前後大陸高氣壓之發展狀況，方易預報入秋日期。另一須要注意的根據為 9 月中的颱風動向即由臺灣以東至 135°E 之範圍內如有颱風（表 5 以所表示）轉向北進行至日本附近時，大陸高氣壓易南下而入秋，此情況經過 64 年來（1907 至 1970 年）之統計顯示：43 年次颱風在上述區域北上後即入秋者佔 67.2%，係一對入秋預報值得參酌的依據。

(二)秋天之天氣預報，秋天之天氣，除了颱風接近或登陸以外，在臺灣地區統計之結果，較佳的天氣極易出現。當鋒面通過後，大陸高氣壓容易出海，而成為移動性高氣壓，且出海後仍持續發展，故臺灣地區因受到此變性氣團籠罩之下，天氣晴朗，氣溫涼爽，再加上大陸高氣壓未能正常發展，新氣團南下之週期較長，因之鋒面南下之次數，與嚴冬相比次數極少（常經由高緯度通過，對臺灣並無影響）於 9 月及 10 月（1961 年至 1970 年）鋒面過境次數及移動性高氣壓之持續日數如表 6。由表可知，9 月份入秋以後，平均只有 1.2 次，冷鋒經過臺灣地區而移動性高氣壓之持續時間較長，平均為 6.6 日，10 月份平均 1.8 次，

表 5. 臺灣地區入秋日期統計表 (1907 年至 1970 年)

Table 5. The day of the coming autumn over Taiwan area from 1907 to 1970.

1907	9. 9 (T)	1923	9. 25 (T)	1989	9. 21 (T)	1955	9. 18
1908	9. 13 (T)	1924	9. 15 (T)	1940	9. 18 (T)	1956	9. 26 (T)
1909	9. 13 (T)	1925	9. 5 (T)	1941	9. 18 (T)	1957	9. 2 (T)
1910	9. 5 (T)	1926	9. 17 (T)	1942	9. 11 (T)	1958	9. 6
1911	9. 21 (T)	1927	9. 13 (T)	1943	9. 20 (T)	1959	9. 19 (T)
1912	9. 23 (T)	1928	9. 10 (T)	1944	9. 17 (T)	1960	9. 15
1913	9. 21	1929	9. 9 (T)	1945	9. 18 (T)	1961	9. 16 (T)
1914	9. 13 (T)	1930	9. 18	1946	9. 19	1962	9. 24
1915	9. 6 (T)	1931	9. 19 (T)	1947	9. 9	1963	9. 26
1916	9. 12	1932	9. 17	1948	9. 12	1964	9. 26 (T)
1917	9. 28 (T)	1933	9. 5 (T)	1949	9. 21 (T)	1965	9. 16 (T)
1918	9. 13 (T)	1934	9. 8 (T)	1950	9. 14 (T)	1966	9. 13
1919	9. 14 (T)	1935	9. 14	1951	9. 16	1967	9. 12 (T)
1920	9. 26	1936	9. 16	1952	9. 20	1968	9. 20 (T)
1921	9. 21 (T)	1937	9. 11 (T)	1953	9. 14	1969	9. 15 (T)
1922	9. 19 (T)	1938	9. 29	1954	9. 17	1970	9. 26

附註 (T) : 颱風北上後入秋。

表 6. 鋒面過境日期及移動性高氣壓持續日期

Table 6. The persistence days of the front passage and the migratory high.

月 份 年	項 目	鋒 面 過 境 日 期		移 動 性 高 氣 壓 持 續 日 期		
		9 月	10 月	9 月	10 月	
1961		16.	5. 23	21~26	6~11	14~22 27~31
1962		24. 28	14. 19	10~27	6~13	16~18 21~31
1963		26.	5. 29	30~4/10月	7~28	
1964		26.	6. 18. 28		14~17 29~30	19~20 25~27
1965		16.	5. 21	8~13 16~23	1~4	7~20 22~31
1966		13.	14. 21	24~1/10月	1~13	16~20 24~31
1967		12. 22	1. 14. 24	13~21 28~80	7~13	20~23 27~31
1968		20.	10.	7~19 24~26	4~9	22~31
1969		15.	17.	18~25 28~30	8~16	19~31
1970		26.	1. 16. 26		8~12	23~25

冷鋒過境而移動性高氣壓出現之次數亦增加平均 20 次，其持續時間平均為 7.6 天。可知秋天除颱風接近或侵襲外，好天期間較長，展期預報方面較為單純。如每日繼續以追蹤法，追蹤槽線之速度及指數之東移速度，予以外延一週後之位置，即可平易預報臺灣地區之天氣變化之時間，例如 1963 年 10 月 7 日至 28 日為受移動性高氣壓之影響好天持續 22 天之例證，

圖 10 為 1963 年 10 月份之平均 500 毫巴天氣圖， $90^{\circ}\text{E}$  為平均脊線場，而  $45^{\circ}\text{E}$  及  $130^{\circ}\text{E}$  為平均槽線場，全球為四波數之穩定型，因此，於 7 日大陸高氣壓移出東海後，變性暖化並增強其威力，變成暖性高氣壓停滯不移，由於 500 毫巴之高空暖性脊線阻塞西方之槽線，無法東進，致有持續 22 天之好天，該月份共有 July (1日)，Kit (6日)，Lola (13日)，

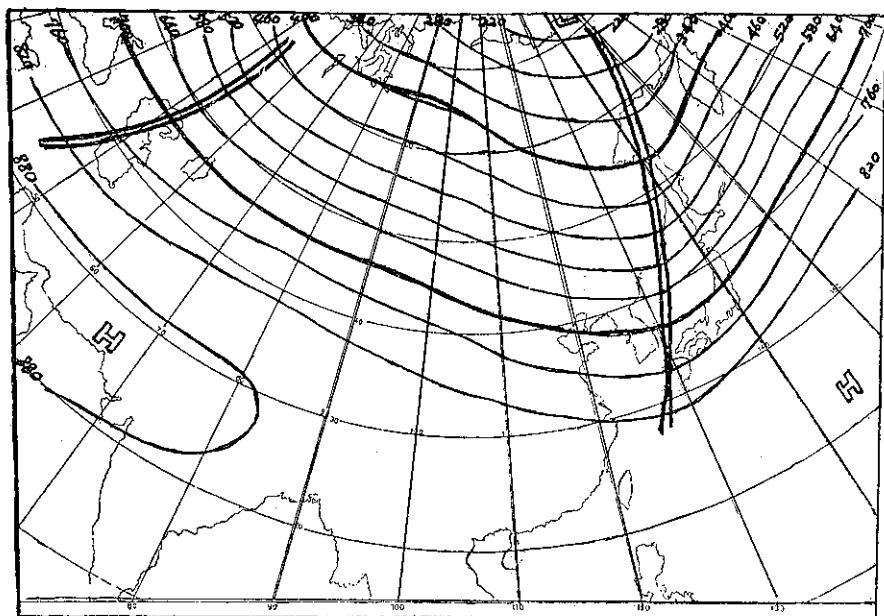


圖 10. 1963 年 10 月份 500mb 平均圖

Fig 10. The 500mb mean chart in October, 1963.

Ora (26日)，5 個颱風，因平均槽在  $130^{\circ}\text{E}$  停滯不動，故均在平均槽前（東方）向北移之後，始朝東北轉向，臺灣地區均未受其影響，在此期間（7日～28日） $120^{\circ}\text{E}$  之指數除 19 日減至  $4.3\text{m/s}$  之低指數出現前兩天，地面鋒面尾端掠過臺灣北部地區，而降下雨外指數都呈  $10.3\text{m/s}$  以上高指數，且有高達  $23\text{m/s}$  者，較 10 年平均（虛線）高。圖 12 為當月之指數變化，僅有一次低於  $10.0\text{m/s}$  但無明顯的週期性出現， $120^{\circ}\text{E}$  之指數一直呈高指數，為好天高溫持續之明顯例證。

圖 11 所示 1967 年 10 月 1 日至 13 日之緯流變化與天氣變化圖，由圖上可看出 1 日至 6 日為  $5\sim 9\text{m/s}$  之低指數，此乃由 9 月 26 日自  $70^{\circ}\text{E}$  向東移動 5 天後到達  $120^{\circ}\text{E}$  者，並在  $120^{\circ}\text{E}$  持續到 6 日。地面天氣圖亦於 1 日冷鋒通過臺灣後在巴士海峽滯留而呈現出東北季風天氣，北部有小雨，但由 11 圖所示 9 月 30 日在  $50^{\circ}\text{E}$  出現  $26.2\text{m/s}$  之高指數向東移動  $10\text{m/s}$  之等值線，於 7 日達到  $120^{\circ}\text{E}$ ，同時地面圖上，亦改變形勢呈移動性高氣壓型，天氣轉晴至 13 日，14 日以後因受 CAELA 颱風經過菲島北端，西進之影響，天氣再轉壞。由此一例可知  $10\text{m/s}$  以下之低指數出現在  $120^{\circ}\text{E}$  時，為南北交流明顯處，故容易降雨；反之，當  $120^{\circ}\text{E}$  附近出現  $10\text{m/s}$  以上至  $20\text{m/s}$  之高指數時為偏西風帶之脊場，故天氣

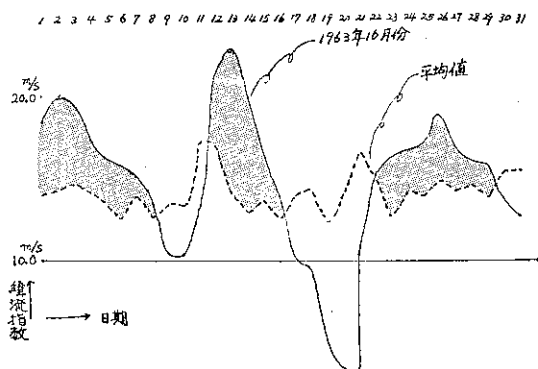


圖 11. 1963 年 10 月份與平均值之緯流指數 ( $120^{\circ}\text{E}$ )

Fig 11 The mean value zonal index in October, 1963 ( $120^{\circ}\text{E}$ )

易趨於好轉，由此一例可以應用於展期預報 5~7 天之東經  $120$  度之指數變化及其發生日期，如指數以外延方法追蹤由高變低之趨勢，而延長低指數之變化斜度，可知其到達時間；反之，低指數變高指數亦可應用相同方法預測高指數之到達日期。譬如：依其變化速度之快慢亦可以預測降雨或好天之持續時間。

圖 13 為  $120^{\circ}\text{E}$  與  $120^{\circ}\text{E}$  以西至  $0^{\circ}\text{E}$  之同時及遲延 1 天至 11 天之指數間之相關係數圖，圖中以  $110^{\circ}\text{E}$  間之遲延 1 天之相關最高為  $0.804$ 。可以用  $110^{\circ}\text{E}$  之指數計算  $120^{\circ}\text{E}$  之指數，時間較短。

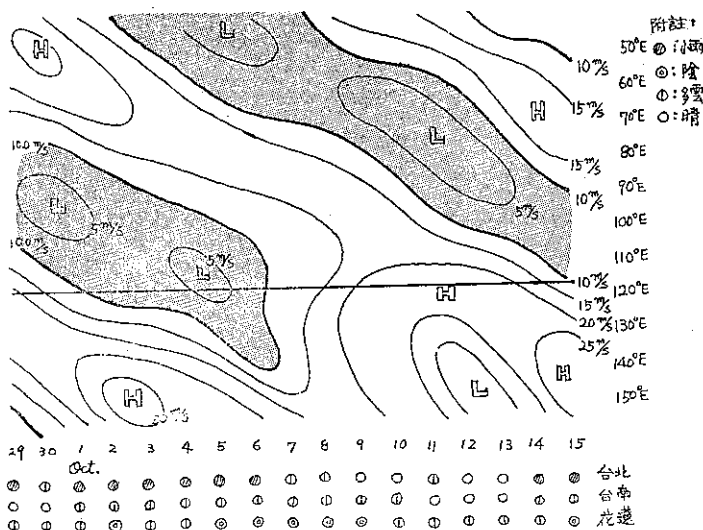


圖 12. 1967 年 10 月份緯流指數變化圖  
Fig. 12. The zonal index distribution in October, 1967.

又 50°E 間之遲延 3 天，有負 0.684 之次佳相關。然而，相關只有 0.684。因此，計算 3 天後之 120°E 之指數與實際數值間誤差較大，20°E 之相關為 11 天之遲延，相關為 0.654，導致誤差亦較大，殊難採用，只可大略預測出 120°E 之指數升降的趨勢而已。所以，繪製大範圍之指數日變化圖，以外延法來預測一週以後 120°E 之指數係為較佳的方法。

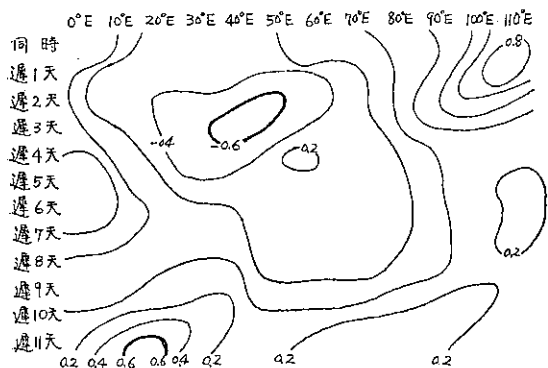


圖 13. 緯流指數之同時及遲延 1 天至 11 天之相關係數圖  
(120°E 與 120°E 以西各 10°E 之緯流指數)  
1961 年 10 月份

Fig 13. The correlation coefficient of zonal index with time lag.

## 七、颱風之展期路徑預報的方法

颱風形成後，對其路徑之未來趨勢係為繼續西進之颱風？抑為大略在某地區轉向之颱風？等展期預報比較困難，譬如：必須發掘有良好的指針，惟此種風

路徑之長期趨勢預報對防颱風的準備工作非常重要，本研究分析 1961 年至 1970 年 4 月至 10 月間，在西太平洋發生之所有颱風，與 500mb 之指數變化之關係，已獲得下面良好的颱風路徑趨勢預報之指南。

應用緯流指數預報颱風路徑之趨勢，颱風路徑之趨勢預報，對防颱風方面甚為重要，例如：在海上探油或所有作業的船舶之避風準備，或航行中之船舶，陸地之建築，建設及農業等等如獲得 3 至 7 天後之颱風路徑預報，則一切需要防範或避風等準備，均可依颱風之路徑而進行。本文就 1961 年至 1970 年間之夏季（4 月至 10 月）間之在西太平洋發生之所有颱風與指數之變化作全盤的統計分析得知颱風進行中之前面經度 10 度左右地區出現低指數，約為 10/ms 以下或由高指數（10m/s 左右以上）變為低指數時，颱風將開始轉向東北方向運行。另由高指數降到低指數（不超過 10m/s 左右以下）時如其較差達 5m/s 以上時颱風仍為轉向，例如：1962 年 9 月 28 日至 30 日之 Emma 颱風 140°E 指數，由 30.0m/s 降至 19.0m/s 其較差為 14.1m/s，故 Emma 在 16°N，147°E 轉向東北移動，其準確率高達 99%，10 年間共有 181 次之颱風例子，其中 126 次為轉向颱風，其中有 1966 年 9 月 9 日之 Doris 颱風中心在 30°N 130°E 時其西面之 120°E 至 130°E 間指數由 16.8m/s 降低至 12.0m/s，雖乃在高指數狀態，但颱風仍向東北轉向。另者，1967 年 8 月 18 日至 8 月 25 日之 Jean 颱風則與 1966 年之 Doris 颱風同為高指數下而呈東北轉向之路徑，此兩者為高指



數下轉向颱風之特例，按照低指數出現時轉向颱風出現率為  $124 \div 126 = 0.983$ 。即百分 98 以上均會轉向，其次，西進颱風亦有相似原則，若距颱風所在西側經度 10 度前處出現高指數，或低指數變為高指數時，颱風將繼續向西北西或西及西北進行。10 年間西進颱風出現 55 次中，也有兩次低指數出現得不轉向，而繼續西進之例。

1969 年 7 月 28 日至 8 月 2 日之 Winnie 颱風及同年 8 月 4 日至 8 月 10 日之 Betty 颱風分別為 4.3m/s 及 5.2m/s 之低指數出現，而仍為西進之颱風，即  $53 \div 55 = 0.664$  但也有 96 % 以上相當高之可信賴度，可作為颱風路徑趨勢預報的參考。夏季緯流指數之變化不如各季之短週期變化，夏期變化緩慢，且富持續性，因之，五、六天後之指數可以應用外延法來推算某經度上之未來指數是高抑或低指數出現，俾作為預測未來颱風路徑趨勢之根據。茲就轉向颱風及西進颱風（依本文係指不轉向北或東北之颱風而呈西北西及西北進行之颱風）之預報舉例如下：

(一) 1965 年 8 月 14 日至 24 日之 Mary 颱風：圖 14 及 15；Mary 颱風 8 月 14 日發生在 19°N 138°E，進行前面之 130°E 為 10.3m/s 之高指數，爾後 130°E 之指數一直升高至 18 日為 14.6m/s，

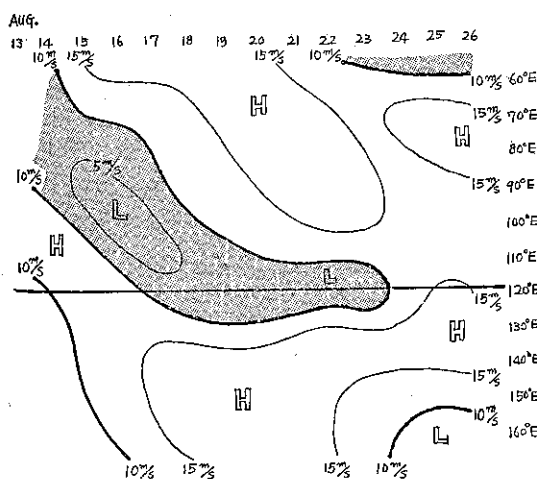


圖 14. 緯流指數變化圖 (1965 年 8 月)

Fig. 14. The zonal index distribution on August, 1965.

於此高指數之下，颱風乃向西北西進行於 19 日在花蓮登陸，另一方面，120°E 之指數自 16 日起由 9.9 m/s 降低至 5.2m/s (18日)，此低指數為 16 日出現於 90°E 處 (4.3m/s) 向東移，於 18 日到達 110°E，以後一直停留於 120°E 直至 23 日為止，此 110°E 至 120°E 間之低指數區被西面及東面之高指數帶（顯影部份）包圍，形成低指數帶即深槽氣壓槽線場，故 Mary 颱風登陸花蓮後於 20 日在 26°N，119°E 轉向東北進行。

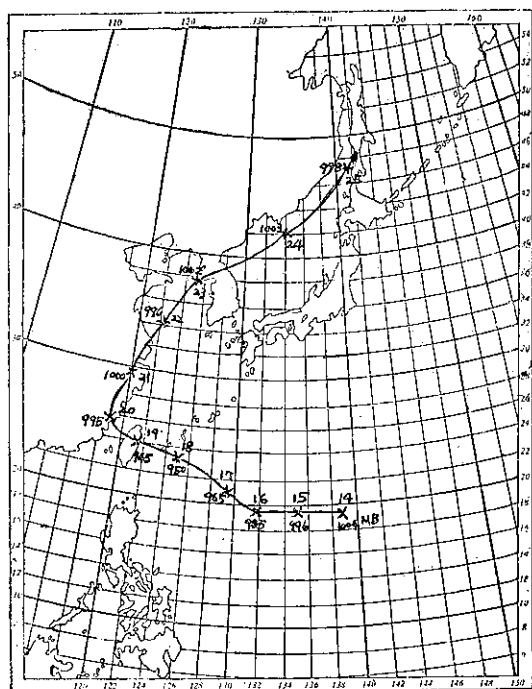


圖 15. MARY 颱風路徑圖 1965 年 8 月

Fig 15. The track of MARY typhoon on 14-22, August, 1965.

(二) 西進颱風例：1970 年 10 月 9 日至 15 日之颱風 Joan (圖 16. 17) 於 9 日在 6°N 146°E 形成，當時 110°E 至 150°E 呈 20.6m/s 至 29.2m/s 之高指數，因之，Joan 繼續向西北西進行於 12 日至 14 日抵達。130°E 至 120°E 間，此時該區乃呈 19.4m/s 至 25.4m/s 之高指數，故仍繼續向西北西進行，於 15 日通過菲島中部後仍在 110°E 至 120°E 間高指數 (15.9m/s—17.2m/s) 形勢下呈西北西進行路徑。此為高指數之西進颱風型代表例。

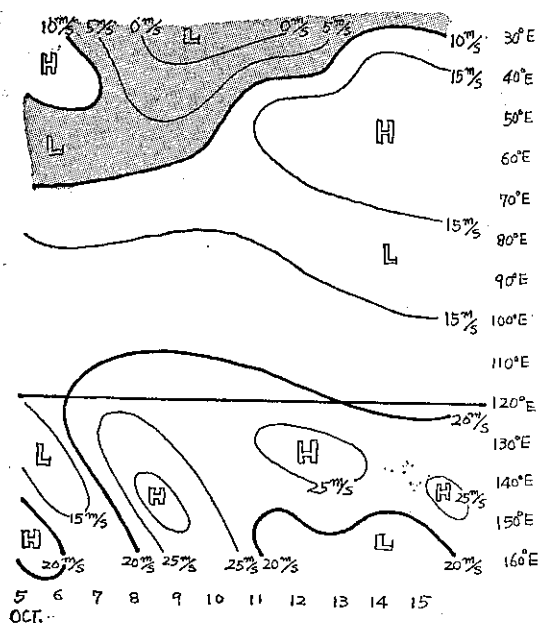


圖 16. 緯流指數變化圖 (1970 年 10 月份)  
Fig 16. The zonal index distribution in October, 1970.

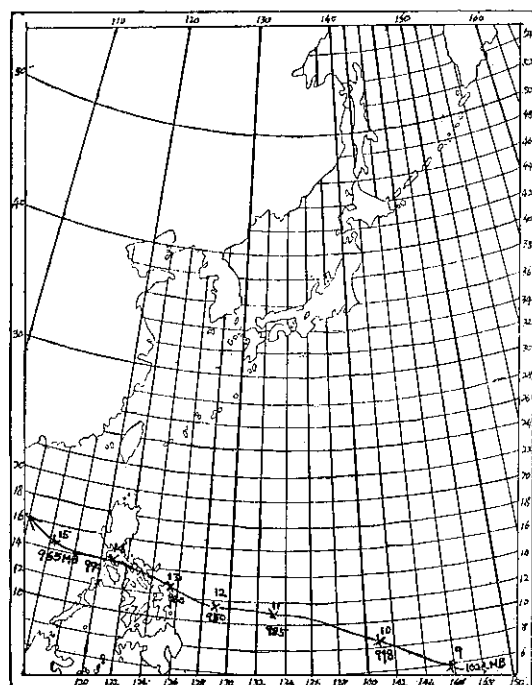


圖 17. JOAN 颱風路徑圖 1970 年 10 月  
Fig 17. The track of JOAN typhoon on 9-15, October 1970.

## 八、結 論

臺灣位於副熱帶地區，每年 4 月至 10 月極少出

現影响及農作物之低溫，惟 4 月份起雨量增加常受梅雨或颱風之侵襲成災，故臺灣夏季之預報因素應偏重於降雨方面，反之臺灣氣溫偏高，變化單純，對於夏季氣溫則無甚預報之價值，此時與熱帶地區同。上述第四章至第七章為夏季降雨之分析及研究其預報方法，可得出項結論：即降雨與指數有密切相關，茲歸納如下：

(一) 4 月至 5 月下旬 (入梅前)，臺灣地區鋒面通過次數減少為每月平均 4 次，而移動高氣壓變性出海後發展，好天日數增加。高低指數相互出現，其週期為 7 天，由高指數轉為低指數時臺灣地區北部有短暫降水，雨量不大，半旬平均為 30 公厘左右。110°E, 120°E 及 130°E 為高指數時，臺灣地區出現好天無雨之天氣。由每日指數變化圖，就 120°E 西方之指數狀態予以追蹤外延，當可預報 120°E 之緯流指數值。應用上述相關可預報臺灣地區之天氣。

(二) 梅雨之預報 (5 月下旬至 6 月中旬)，梅雨與指數之關係，可視入梅前西方系統係高低指數之週期變化推測之。入梅時指數分布為 110°E 至 130°E 呈低指數 (10m/s 以下) 持續狀況而高指數帶遠在 50°E 至 60°E 間，與 120°E 之低指數同樣呈滯留不變。開梅時為 50°E 至 60°E 間之高指數開始東移接近 120°E，同時在 180°E 之太平洋之高指數西移，而 120°E 再度變為高指數時梅雨停止進入夏季。在開梅前數天根據統計的結果產生中至大雨之機會為 100%，故預報時應注意臺灣西面低氣壓之發展，以提前發佈豪雨特報。

## (三) 盛夏季之雷雨羣之預報

臺灣地區容易發生雷雨之主要因素，為西南氣流受地形之效應助長對流現象，因之雷雨頻發時之 500 mb 圖之槽線位置必須在 110°E 與 115°E 間，助長氣流由西南方入侵本省，經統計結果，100°E 至 110°E 間呈低指數時臺灣地區為雷雨羣之出現旺盛期，反之，100°E 至 120°E 出現高指數，而 130°E 至 140°E 出現低指數臺灣地區為脊線籠罩或槽線遠在 90°E 以西及 130°E 以東時，臺灣地區乃呈晴朗好天氣無雷雨出現。

## 四 颱風路徑之趨勢預報

經分析統計結果，颱風進行前 10 個經度處出現 10m/s 以下，或由高指數逐次變低指數 (較差 5m/s 以上) 時，颱風轉向之機率有 98.9%，反之颱風進行前 10°E 出現 10m/s 以上由低指數昇為高指數 (較差 5m/s 以上) 時，颱風繼續西進之機率亦達

96%，故可由指數逐日變化追蹤圖外延預報各經度之指數，以早期推估颱風路徑。

#### (四) 秋期之預報

9月中旬左右，即第一次大陸鋒面到達臺灣地面起，進入秋季。夏季指數變化緩慢，且易受 $130^{\circ}\text{E}$ 以東之太平洋區域之指數變化影響。到9月中旬， $130^{\circ}\text{E}$ 以東之指數變化開始活躍，在 $50^{\circ}\text{E}$ 至 $60^{\circ}\text{E}$ 出現明顯之高低指數之分布，且其東移之速度增加，呈現週期性， $120^{\circ}\text{E}$ 呈顯著低指數（日變化差 $50\text{m/s}$ ）時鋒面首次過境為入秋日期，秋期之鋒面過境之週期較長約為6.6天一次。

以上應用每日指數預報於一週之長期預報為我國首次之創舉，已獲得超乎預期之外的良好效果，由於應用各經度指數之相關及延後相關（1至12天）係數計算的結果。 $20^{\circ}\text{E}$ 與 $120^{\circ}\text{E}$ （臺灣地區）（11天延後相關係數最高者亦僅+0.654應用上尚待推值）

本文以外延法為主，作為 $120^{\circ}\text{E}$ 之指數之預報

方法，其效果極佳但仍有許多待改進之處，今後尚希學者先進能提供更佳的方法與應用的途徑，以開展氣象科學更輝煌的領域！

### 參考文獻

1. 和田英夫（1971）：長期預報之技術，長期預報新講。P. 107~P. 112.
2. 氣象學ハンドブック編集委員會（1959）：東西示數（Zonal index），氣象學ハンドブック P. 576~P. 577.
3. 徐晉淮、王博義（1974）：北太平洋西部轉向颱風之分析研究，緯流指數與颱風轉向之關係，氣象學報 20 卷 1 期。P. 30~P. 39.
4. 預報部（1971）：季節預報指針，日本氣象廳。
5. 徐晉淮（1971）：臺北地區豪雨之研究，梅雨季之豪雨分析，氣象學報 17 卷 3 期。P. 57~P. 59.
6. 預報部（1965）：週間報指針，日本氣象廳。
7. 徐晉淮、王博義（1974）：臺灣地區長期預報之研究，氣象學報 20 卷 4 期。

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

（請參閱補充稿約）

# 天氣類型法之電子計算機上客觀比擬選擇

## *Techniques of Objective Analog Selection by Computer for Medium-range Weather Forecasting*

胡 仲 英

*Chung-ying Hu*

### Abstract

This is a part work of the whole study titled "Research on Medium Range Weather Forecasting in Taiwan by Weather Types and its Analog Selection with Computer" of which refers to objective method only. The research is sponsored by the National Science Council and will be completed by the year of 1977.

A form of card punching is designed for computer use which includes the location and intensity of highs and lows as well as the orientation of frontal systems. These data are based upon the 0800 LST daily Surface Synoptic maps with an aid of grid system of Eurasia and north western Pacific areas. The classification numbers of daily maps used for subjective method associated with weather in Taiwan are also included.

By the aid of computer programming, the author finds out that the most satisfied situation for analog selection is in accord with a basic correspondence for marching to the medium-range weather forecasting.

A primary test based upon six winter seasons seems to be indicated that there is only a few analog cases can be obtained due to shortage of materials.

### 一、客觀比擬選擇之理論基礎

中期預報 (Medium Range Forecast) 係指預測兩天以上至七天或十天的天氣預報。由於各行業的迫切需求，中期預報目前正為氣象學者努力研究的方向之一。近年來氣象科學先進國家由於借助高速電子計算機執行數值模式預報，使短期預報 (12 至 48 小時) 有良好的績效，但由於數值模式所作的若干假設及數值方法的累積誤差，以致利用數值模式中期中預報效果並不理想。若干氣象學者曾利用天氣類型法作中期預報，即將歷史氣象資料中之高低氣壓位置、強度及走向加以分類，研究各類型天氣對於局地天氣之影響，並將此分類應用於局地中期天氣預報，其成效尚佳。後來逐漸發展為將高低壓路徑及強度變化均

一一納入為分類要素。一般而言，天氣分類成效雖佳，唯偏於主觀，各氣象學者所作分類均不盡相同，因而應用類型法頗難適從。本研究將北半球歐亞地面天氣圖之涵蓋分成若干網格，客觀地讀出歷史天氣圖之高低壓位置、強度及鋒面走向並錄於磁帶上，以為客觀比擬選擇依據，同時也利用主觀分類 (減，民國64年10月)，將各型天氣用數碼方式表示，在預報時將當天的天氣圖也依相同規定製成客觀及主觀類型卡片，利用電子計算機作比擬選擇，找出最類似的2-7天天氣型，並參考各類型與臺灣地區實際天氣的相似性，據以製作中期天氣預報。

### 二、客觀天氣分類

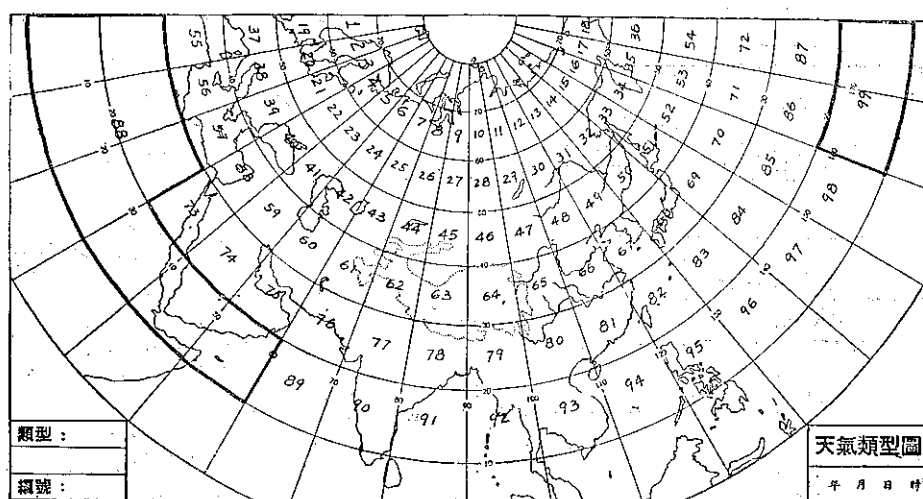
本研究目的為作一至七天的中期預報，所以選擇

範圍為北半球東經 0 至 180 度北緯 10 至 70 度，採用美國商業部國家海洋暨大氣總署印行之北半球海平面及 500 毫巴逐日綜觀天氣圖作為歷史天氣圖，網格距離為經緯度各 10 度，為處理方便將左下角及右下角較不重要地區酌予合併，依經緯度順序定出網格號碼，如圖一所示。高低壓中心位置由 01 至 99 之網格數碼表示，中心強度讀出最接近之 5 毫巴，即取氣壓值之最後兩位數，最後一位用四捨五入法，例如 1032 毫巴取作 30。將選定之網格系統給於透明膠板上，此透明膠板覆蓋於歷史天氣圖上，即可直接讀出各高低壓中心位置、強度及鋒面走向等資料。高低壓分選

四個，颱風及熱帶氣旋均視為低壓，並以近期內可能影響臺灣地區天氣者為優先，鋒面走向取暖鋒中點至冷鋒末點之網格位置為代表。如圖二所示。同時將臺灣各區之天氣用一位數碼表示，其代表意義如下：

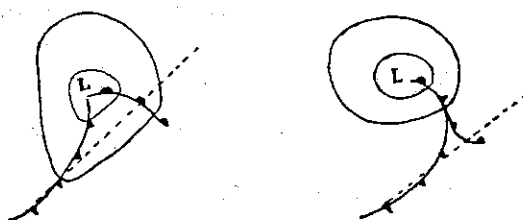
0. 晴（雲量全日平均不足 2/10）
1. 多雲（雲量全日平均為 3/10 至 7/10）
2. 陰（雲量全日平均 8/10 以上）
3. 小雨（日雨量不足 10 公厘而大於 1 公厘）
4. 雨（日雨量超過 10 公厘）
5. 雷雨（當天曾有雷雨出現者）

另以花蓮之天氣代表東部，居第一位，臺北代表



圖一 客觀之資料網格圖

Fig. 1 Grid System



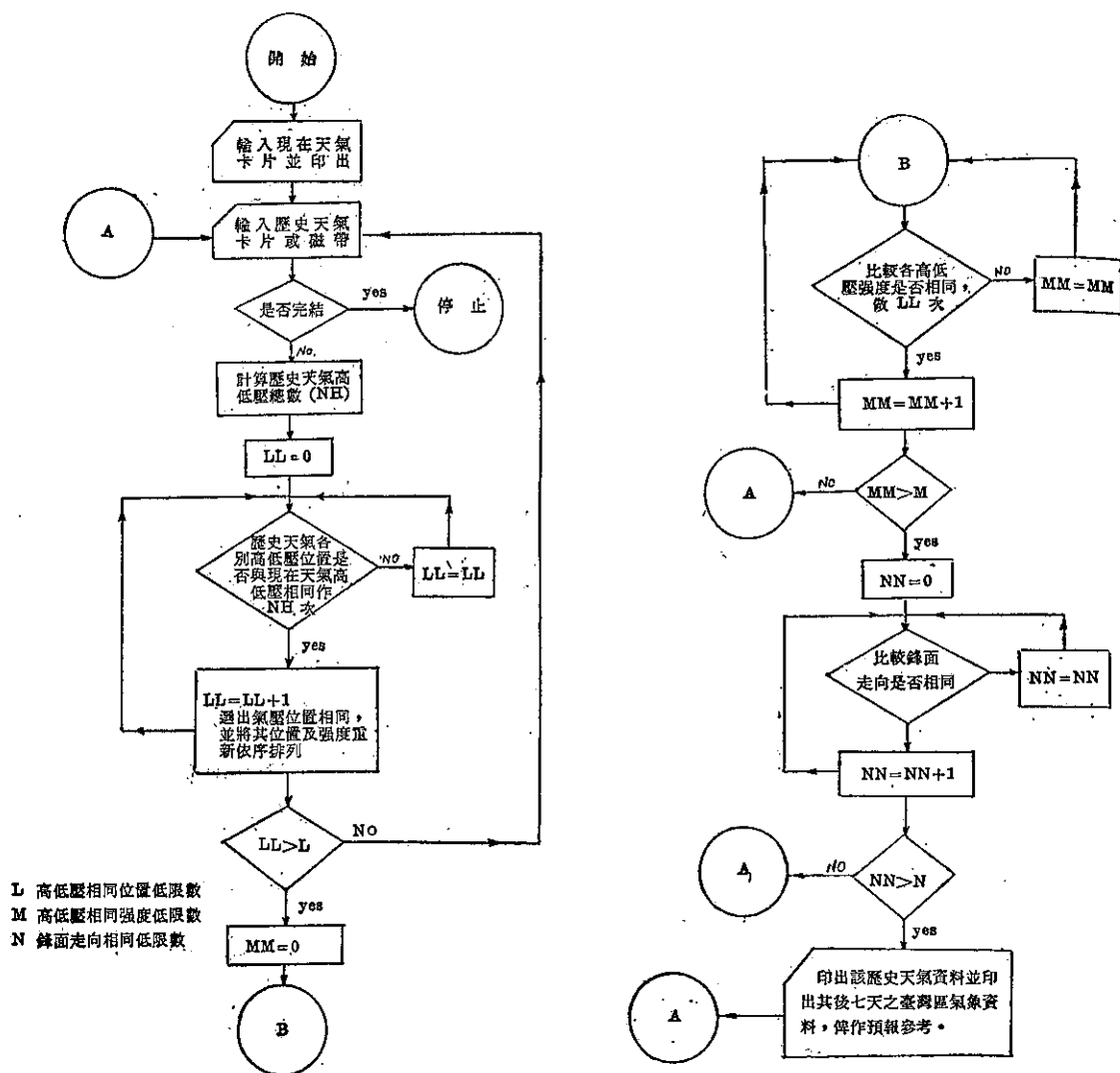
圖二 客觀法中鋒面走向之讀法

Fig. 2 Front Orientation

年	月	日	HP <sub>1</sub>	HI <sub>1</sub>	HP <sub>2</sub>	HI <sub>2</sub>	HP <sub>3</sub>	HI <sub>3</sub>	HP <sub>4</sub>	HI <sub>4</sub>	LP <sub>1</sub>	LI <sub>1</sub>	FP <sub>1</sub>	FP <sub>2</sub>	LP <sub>2</sub>
1 2	3 4	5 6	7 8	9 10	11 12	13 14	15 16	17 18	19 20	21 22	23 24	25 26	27 28	29 30	31 32
LI <sub>2</sub>	FP <sub>3</sub>	FP <sub>4</sub>	LP <sub>3</sub>	LI <sub>3</sub>	FP <sub>5</sub>	FP <sub>6</sub>	LP <sub>4</sub>	LI <sub>4</sub>	FP <sub>7</sub>	FP <sub>8</sub>	ENMS			TYPE	
33 34	35 36	37 38	39 40	41 42	43 44	45 46	47 48	49 50	51 52	53 54	55 56 57 53			59 60 61	

圖三 客觀比擬法之卡片格式（符號說明見 5 頁）

Fig. 3 Card Format of objective Analog Selection



圖四 天氣類型之電子計算機選擇流程圖

Fig. 4 Computing Flow Chart of Objective Analog Selection

北部，居第二位，臺中代表中部，居第三位，臺南代表南部，居第四位，如此則“3200”表示東部小雨，北部陰天，中南部為晴天，餘類推。

歷史天氣 初期選用 1953.11-1954.3, 1960.11-1961.3, 1962.11-1963.3, 1964.11-1965.3, 1965.11-1966.3, 1966.11-1967.3 等六個冬季資料，依上述規定製成卡片，其格式如圖三。

在作業時先將歷史天氣資料存於磁帶上，再將實際天氣圖也依上述規定製成卡片，利用客觀模擬程式（流程圖見圖四），自動選出歷史天氣圖內高、低壓位置、強度、鋒面走向與實際天氣圖相似者，並將其後 1 至 7 天的臺灣各區天氣印出，供中期天氣預報

參考。

程式選擇之步驟為：

- (1) 讀入實際天氣卡片及由磁帶輸入一組歷史天氣資料，並檢定是否已經讀完磁帶資料。
- (2) 分別比較高、低氣壓位置，若位置相同個數超過 L，則再比較相同位置之氣壓強度。
- (3) 若氣壓強度相同個數超過 M，則再比較鋒面走向。
- (4) 鋒面走向相同個數若超過 N，則將該日歷史天氣印出，並連續印出其後 1 至 7 天之天氣。
- (5) 若不滿足(2)、(3)、(4)條件，則由磁帶重新輸入一組歷史天氣資料。

(6) 俟歷史資料與實際天氣類似者全部選出後，再將網格範圍縮小為  $60^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$ 、 $10^{\circ}\text{N}-70^{\circ}\text{N}$ ，並適度調整 L. M. N，由選到的歷史天氣內再作(2)、(3)、(4)步驟，如此可選出天氣系統較接近臺灣之類似天氣型。

### 一、與主觀天氣分類之相互配合

本研究所作的主觀天氣分類係將歐亞及西太平洋的冬季地面天氣劃分為七種基本型，並以三位數碼編號：

#### 1. 超極軸高壓型：

- a. 軸線偏東（自西伯利亞東部伸出），編號 010。
- b. 軸線約在歐亞大陸中央（ $90^{\circ}\text{E}$ ），編號 030。
- c. 軸線偏西（約  $70^{\circ}\text{E}$ ），編號 050。

#### 2. 緯向穩定高壓型：

- a. 在亞洲地區高壓中心分裂，編號 100。
- b. 在亞洲地區高壓中心不分裂，編號 130。
- c. 緯向主要在較低緯度，較高緯度仍為經向，編號 150。

#### 3. 高壓出海型：

- a. 中心在  $40^{\circ}\text{N}$  以北出海，編號 200。
- b. 中心在  $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$  出海，編號 220。
- c. 中心在  $30^{\circ}\text{N}$  以南出海，編號 250。

#### 4. 低槽型

##### a. 中亞槽：

槽自貝加爾湖南或西南經華中伸至接近印緬。編號 300

##### b. 東亞槽：

槽自西伯利亞東部經我國東北伸至華東，編號 310。

##### c. 近海槽：

槽自鄂霍次克海或堪察加半島經日本至東海，編號 320。

##### d. 橫槽：

歐亞中部或北部之近似東西向低槽，編號 330。

##### e. 反傾槽：

自西伯利亞北部至我國東北部，即自西北伸向東南之槽，編號 340。

##### f. 華南槽：

自東海向西伸入華南之槽，編號 350。

#### 5. 移動低壓型：

（特別顯著之地區性低壓，移動迅速而並未形成一低槽者）：

- a. 貝蒙低壓：低壓在貝加爾湖或蒙古附近，編號 400。
- b. 東北低壓：低壓在中國之東北部，編號 410。
- c. 華北低壓：低壓在華北一帶，編號 420。
- d. 江淮低壓：低壓在長江或淮河流域，編號 430。

#### 6. 準滯留鋒型：

- a. 東海低壓：東海或臺灣附近有新生氣旋，編號 500。
- b. 東京灣：準滯留鋒指向東京灣或中南半島之低壓，編號 510。
- c. 冷暖鋒交替型：中國近海無顯著之新生氣旋，準滯留鋒在臺灣附近以冷暖鋒交替之姿態進行，編號 520。

#### 7. 颱風型：

- a. 西太平洋：颱風在西太平洋，編號 600。
- b. 菲島東方：颱風在菲島東方海上（包括正好在非列賓羣島），編號 610。
- c. 中國南海：颱風在中國南海，編號 620。

以上七型係標準天氣類型，惟一般天氣圖所出現者多為雙併及混合型式，吾人將檢視歐亞及西太平洋冬季地面圖再予細分類，並將各種雙併及混合型式分別予三位數碼編號，詳見表一。

在利用電子計算機作比擬選擇時，只需將實際天氣也依照上述主觀方式予以分類並將編號打在卡片上，利用程式將實際天氣編號與歷史天氣相同者一一找出，並印出其後 1 至 7 天的臺灣天氣，供中期預報參考。

### 四、實例試驗

首先，吾人選擇 1959 年 3 月 5 日實際天氣圖作客觀及主觀比擬選擇的實例研究，該日天氣資料如圖五：

由卡片讀入該日資料，並由磁帶輸入六個冬季歷史天氣資料，先由客觀比擬程式逐一加以選擇，最後選得 1965 年 2 月 18 日及 1965 年 2 月 20 日均滿足客觀條件，該兩日天氣資料經印字機印出分別為圖六：

1965 年 2 月 18 日有兩個高壓，一個低壓位置及兩個強度與 1959 年 3 月 5 日相同，1965 年 2 月 20 日則有一個高壓，兩個低壓位置，兩個強度及

一個鋒面走向與 1959 年 3 月 5 日相同，如將網格系統縮小，選取天氣系統接近臺灣之類型，選到 1965 年 2 月 20 日為與 1959 年 3 月 5 日客觀類似之天氣型。其次作主觀類型選擇，1959 年 3 月 5 日的主觀類型編號為 108（即為 2a 與 4f 之雙拼型），由磁帶中歷史資料吾人可選出 1954 年 3 月 26 日至 28 日，1965 年 2 月 17 日至 22 日均為天氣類型編號 108，配合客觀選擇，吾人當可決定 1965 年 2 月 20 日即為歷史資料中最類似於 1959 年 3 月 5 日之天氣。進一步討論類型相近時，臺灣地區實際天氣的相似性，首先定義天氣數碼完全相同者為天氣相似率 100%，數碼相差  $\pm 1$  者，天氣相似率為 75%，數碼相左  $\pm 2$  者，天氣相似率為 50%，數碼相差小於 -3 或大於 +3 者，天氣相似率為 0。以上例 1965 年 2 月 20 日與 1959 年 3 月 5 日之天氣相似率東部為 50%，北部為 50%，中部為 100%，南部為 75%。

接着，吾人在 1959 年 1 月至 3 月及 1963 年 11 月至 12 月中任意選擇 12 個實際天氣資料作客觀及主觀天氣類型比擬選擇，由於歷史天氣資料有限，所以在 12 個實例中僅有 8 個實例可由歷史天氣資料中找到類似的客觀天氣類型，若將網格範圍縮小，則

僅 6 個實例可成功地找到天氣系統較接近臺灣的類似天氣型，此六個實例分別為 1959 年 2 月 1 日、2 月 10 日、3 月 15 日及 1963 年 11 月 24 日、12 月 2 日、12 月 24 日。進一步配合主觀類型選擇，計算類型相同時，延後 0-7 日臺灣地區天氣平均相似率，可概略得知北部地區平均約 68%，南部為 70%，中部為 62%，東部為 42%，其一至七日逐日天氣相似百分率參見表二。

由此可知冬季雖然天氣類型相似，但臺灣地區發生的天氣却不一定相同，東部地區的天氣受天氣類型的影響尤不顯著。

- HP<sub>i</sub>: 係第 i 個高壓位置
- HI<sub>i</sub>: 係第 i 個高壓強度
- LP<sub>i</sub>: 係第 i 個低壓位置
- LI<sub>i</sub>: 係第 i 個低壓強度
- FP<sub>i</sub>, FP<sub>i+1</sub>: 係鋒面走向
- E: 係東部天氣（花蓮）
- N: 係北部天氣（臺北）
- M: 係中部天氣（臺中）
- S: 係南部天氣（臺南）
- TYPE: 係主觀類型編號

年	月	日	HP <sub>1</sub>	HI <sub>1</sub>	HP <sub>2</sub>	HI <sub>2</sub>	HP <sub>3</sub>	HI <sub>3</sub>	HP <sub>4</sub>	HI <sub>4</sub>	LP <sub>1</sub>	LI <sub>1</sub>	FP <sub>1</sub>	FP <sub>2</sub>	LP <sub>2</sub>
59	03	05	48	35	84	25	26	40	33	20	54	80	72	70	67

LI <sub>2</sub>	FP <sub>3</sub>	FP <sub>4</sub>	LP <sub>3</sub>	LI <sub>3</sub>	FP <sub>5</sub>	FP <sub>6</sub>	LP <sub>4</sub>	LI <sub>4</sub>	FP <sub>7</sub>	FP <sub>8</sub>	ENMS		TYPE	
10	68	80	12	05	13	29					3122		108	

圖五 1959 年 3 月 5 日實例

Fig. 5 Case of 5, March, 1959

年	月	日	HP <sub>1</sub>	HI <sub>1</sub>	HP <sub>2</sub>	HI <sub>2</sub>	HP <sub>3</sub>	HI <sub>3</sub>	HP <sub>4</sub>	HI <sub>4</sub>	LP <sub>1</sub>	LI <sub>1</sub>	FP <sub>1</sub>	FP <sub>2</sub>	LP <sub>2</sub>
65	02	18	26	40	24	40	14	40	48	30	54	80	87	86	84
65	02	20	48	35	45	40	69	25	14	40	67	10	68	86	54
LI <sub>2</sub>	FP <sub>3</sub>	FP <sub>4</sub>	LP <sub>3</sub>	LI <sub>3</sub>	FP <sub>5</sub>	FP <sub>6</sub>	LP <sub>4</sub>	LI <sub>4</sub>	FP <sub>7</sub>	FP <sub>8</sub>	ENMS		TYPE		
10	84	82	48	15	48	65	40	10	41	57	3211		108		
75	37	86	08	75	26	22	57	10	40	56	1321		108		

圖六 1965 年 2 月 18 日及 1965 年 2 月 20 日實例

Fig. 6 Case of 18, Feb., 1965 and 20, Feb., 1965



3 5 日相同，如將網格臺灣之類型，選到1965 3 月 5 日客觀類似之天氣型（與 4f 之雙併型），由 1954 年 3 月 26 日至 28 日日均為天氣類型編號可決定 1965 年 2 月 20 日 1959 年 3 月 5 日之天氣，臺灣地區實際天氣的全相同者為天氣相似率天氣相似率為 75%，數碼相差小於率為 0。以上例 1965 年 1 月至 3 月及 1963 年一個實際天氣資料作客觀對於歷史天氣資料有限，實例可由歷史天氣資料，若將網格範圍縮小，則

僅 6 個實例可成功地找到天氣系統較接近臺灣的類似天氣型，此六個實例分別為 1959 年 2 月 1 日、2 月 10 日、3 月 15 日及 1963 年 11 月 24 日、12 月 2 日、12 月 24 日。進一步配合主觀類型選擇，計算類型相同時，延後 0-7 日臺灣地區天氣平均相似率，可概略得知北部地區平均約 68%，南部為 70%，中部為 62%，東部為 42%，其一至七日逐日天氣相似百分率參見表二。

由此可知冬季雖然天氣類型相似，但臺灣地區發生的天氣却不一定相同，東部地區的天氣受天氣類型的影響尤不顯著。

HP<sub>i</sub>: 係第 i 個高壓位置

HI<sub>i</sub>: 係第 i 個高壓強度

LP<sub>i</sub>: 係第 i 個低壓位置

LI<sub>i</sub>: 係第 i 個低壓強度

FP<sub>i</sub>, FP<sub>i+1</sub>: 係鋒面走向

E: 係東部天氣（花蓮）

N: 係北部天氣（臺北）

M: 係中部天氣（臺中）

S: 係南部天氣（臺南）

TYPE: 係主觀類型編號

HP <sub>1</sub>	HI <sub>1</sub>	HP <sub>2</sub>	HI <sub>2</sub>	HP <sub>3</sub>	HI <sub>3</sub>	HP <sub>4</sub>	HI <sub>4</sub>	LP <sub>1</sub>	LI <sub>1</sub>	FP <sub>1</sub>	FP <sub>2</sub>	LP <sub>2</sub>
48	35	84	25	26	40	33	20	54	80	72	70	67
LI <sub>3</sub>	FP <sub>3</sub>	FP <sub>6</sub>	LP <sub>4</sub>	LI <sub>4</sub>	FP <sub>7</sub>	FP <sub>8</sub>	ENMS		TYPE			
05	13	29					3122		108			

圖五 1959 年 3 月 5 日實例

Fig. 5 Case of 5, March, 1959

HP <sub>1</sub>	HI <sub>1</sub>	HP <sub>2</sub>	HI <sub>2</sub>	HP <sub>3</sub>	HI <sub>3</sub>	HP <sub>4</sub>	HI <sub>4</sub>	LP <sub>1</sub>	LI <sub>1</sub>	FP <sub>1</sub>	FP <sub>2</sub>	LP <sub>2</sub>
26	40	24	40	14	40	48	30	54	80	87	86	84
48	35	45	40	69	25	14	40	67	10	68	86	54
LI <sub>3</sub>	FP <sub>3</sub>	FP <sub>6</sub>	LP <sub>4</sub>	LI <sub>4</sub>	FP <sub>7</sub>	FP <sub>8</sub>	ENMS		TYPE			
15	48	65	40	10	41	57	3211		108			
75	26	22	57	10	40	56	1321		108			

圖六 1965 年 2 月 18 日及 1965 年 2 月 20 日實例

Fig. 6 Case of 18, Feb., 1965 and 20, Feb., 1965

表一 主觀類型編號表  
Table 1. Table of Subjective Weather Pattern

型	編號	實 例	類 型	編號	實 例	類 型	編號	實 例
1a	010	1960, 12, 29	2a+6b	114		3b+5b+7b	235	1961, 2, 26
1a+2c	011	1966, 1, 16	2b	130	1960, 11, 12	3b+6a	236	1953, 11, 1
1a+3a	012	1966, 3, 14	2b+3b+5b	131	1966, 11, 27	3b+6c	237	1953, 11, 19
1a+3b	013	1953, 11, 29	2b+4c+6c	132	1954, 1, 21	3b+7a	238	1963, 11, 13
1a+3c	014		2b+5a+7a	133	1953, 12, 17	3b+7b	239	1960, 12, 12
1a+3c+4d	015		2b+6b	134	1967, 1, 28	3b+7b+7c	240	1964, 11, 15
1a+4c	016	1963, 1, 4	2b+6c	135	1953, 11, 25	3b+7c	241	1964, 11, 21
1a+4c+4d	017	1954, 2, 16	2b+7b	136	1962, 11, 26	3b+4a	242	1960, 11, 24
1a+4e	018	1963, 12, 30	2b+7c	137	1962, 11, 28	3b+5b	243	1960, 12, 8
1a+4f	019	1965, 2, 17	2b+4c	138	1965, 12, 2	3b+5c+7a+7c	244	1962, 11, 7
1a+5a	020	1964, 11, 12	2b+4d	139	1962, 12, 1	3c	250	1967, 2, 15
1a+5b	021	1967, 1, 11	2b+5b	140	1961, 1, 12	3c+4a	251	1953, 12, 26
1a+6c	022	1967, 2, 7	2b+6a	141	1965, 12, 21	3c+4b	252	1963, 3, 29
1a+7b	023	1961, 1, 14	2c	150	1960, 12, 27	3c+4d	253	1963, 2, 25
1a+6b	024		2c+4d	151		3c+4e	254	1963, 1, 1
1b	030	1965, 2, 1	2c+4f	152	1962, 11, 17	3c+6a	255	1965, 3, 31
1b+2c	031	1966, 1, 26	2c+5a+6c	153	1954, 1, 7	3c+4c	256	
1b+3c	032		2c+6b	154		3c+5b	257	
1b+3c+5b	033	1965, 11, 16	2c+5b	155		4a	300	
1b+4b	034	1965, 11, 6	3a	200	1965, 1, 17	4a+6c	301	1965, 3, 14
1b+4c+7a	035		3a+4a	201	1962, 12, 11	4a+4c	302	1965, 3, 15
1b+4e+7b	036	1965, 11, 22	3a+4b	202	1966, 12, 3	4b	310	1964, 12, 31
1b+5a	037	1965, 11, 26	3a+4e	203	1962, 11, 1	4c	320	1966, 11, 12
1b+5b	038	1964, 11, 10	3a+4f	204	1966, 3, 5	4c+4d	321	1965, 1, 6
1c	050		3a+5a	205	1964, 12, 22	4c+6a	322	1954, 1, 1
1c+3b	051	1966, 12, 15	3a+5a+7a	206	1953, 12, 13	4c+7b	323	1966, 11, 18
1c+3b+4d	052	1965, 11, 1	3a+7c	207		4d	330	1963, 1, 15
1c+4d	053	1966, 12, 12	3a+5b	208		4d+4f	331	1967, 3, 27
1c+7a	054		3a+6c	209		4d+4f+7a	332	1967, 3, 15
1c+7c	055	1965, 11, 8	3a+4c	210		4d+7b	333	1966, 11, 1
1c+5b	056	1966, 2, 16	3b	220	1954, 1, 14	4e	340	1962, 12, 20
2a	100	1954, 3, 8	3b+4b	221	1962, 12, 13	4e+5c	341	1962, 12, 20
2a+4a	101	1954, 2, 25	3b+4b+4e	222		4f	350	1960, 11, 1
2a+4b	102	1967, 1, 26	3b+4b+7a	223	1965, 11, 20	5a	400	
2a+4b+4e	103	1966, 1, 6	3b+4c	224	1963, 3, 26	5a+7a	401	1960, 11, 28
2a+4c	104	1953, 11, 4	3b+4d	225	1954, 2, 9	5a+6a	402	1954, 2, 11
2a+4d	105	1965, 3, 8	3b+4d+6c	226	1953, 11, 6	5b	410	1960, 11, 17
2a+4e	106	1963, 1, 11	3b+4d+7b	227	1964, 11, 19	5b+7b	411	1967, 2, 28
2a+4e+7a	107	1962, 11, 14	3b+4e	228	1960, 12, 31	5c	420	1963, 2, 15
2a+4f	108	1954, 3, 26	3b+4e+7c	229	1966, 11, 21	5d	430	1963, 1, 18
2a+5a	109	1953, 12, 30	3b+4f	230		6a	500	1961, 2, 5
2a+6a	110	1953, 11, 8	3b+5a	231	1953, 12, 22	6b	510	1965, 3, 23
2a+6c	111	1953, 3, 1	3b+5a+6c	232	1953, 11, 23	6b+4b+7a	511	
2a+7b	112	1960, 12, 2	3b+5a+7b	233	1953, 11, 27	6b+7a	512	1961, 2, 21
2a+7c	113		3b+5a+7a+7c	234	1962, 11, 7	6c	520	1954, 1, 8

表二 逐日天氣相似率

Table 2. Weather Similarity on Sequential date

地 區	延後日數	0	1	2	3	4	5	6	7	平均
臺 北		75	75	75	65	70	65	65	50	68
臺 南		85	80	75	75	65	65	60	55	70
花 蓮		60	55	45	40	45	35	30	30	42
臺 中		75	75	60	65	60	55	50	50	62
平 均		74	71	64	61	60	55	51	46	61

註：逐日天氣相似率，係將類型相近時，歷史與實際天氣均後延1至七日，一一對應所計算得之天氣相似率。

## 五、檢 討 與 改 進

天氣類型法用於中期天氣預報應為實際有效的方法之一。然而根據作者的經驗，歷史天氣資料的零亂及不足是最大的困難。由於天氣圖實際型式複雜，類型必須建立於多年的正確資料上。但是二次大戰前因報告太少且分析欠精確，美國商業部國家海洋暨大氣總署印行的北半球海平面逐日綜觀天氣圖分析較精確，惜較實際時間落後甚多，此間持有者亦多殘缺不全，以致本研究初期只選得六個冬季天氣資料作為分類依據。以有限的歷史天氣資料作客觀比擬選擇，吾人認為較易找到氣壓系統的相同位置，系統強度取5毫巴為間隔則嫌過細，鋒面走向不易找到相同者。若所取範圍太大則客觀法所找到的類似系統遠離臺灣，故

與臺灣區實際天氣相關較小，若範圍縮小則限於資料的缺乏不易找到類型相同的天氣。在主觀法中天氣分類為成功主要因素，分類過粗則與實際天氣相去甚遠，分類過細又不易找到相同的類型，所以分類適當至為重要。本研究在任意選取的12個實例中，其中6個成功地找到相同天氣類型，相同類型的實際天氣相似率以臺灣南部、北部較高，分別為70%，68%，中部其次，約為62%，東部最差僅42%。

在本研究中歷史天氣僅取六個冬季，資料嫌不足，除尚進一步搜集分析歷史資料外，對客觀及主觀方法配合應用須再做進一步的研究。

## 參 考 文 獻

1. 戚啓勳：中期預報之冬季地面大天氣型 科學發展月刊三卷十期 民國六十四年十月
2. 曲克恭、王時鼎等：中國天氣類型研究（低壓部份） 民國五十七年七月。
3. R. G. Barry and A. H. Perry, Synoptic Climatology, 1973.
4. Yoshino, M. M., Pressure Pattern Calender of east Asia, Met. Rund. 21, 1963.
5. U. S. Weather Bureau, Normal Weather Charts for Northern Hemisphere, 1962.
6. Daily Synoptic weather Map, NOAA, 1953-1967.

保密防諜。

人人有責。

匪諜自首。

既往不究。

# 冬季寒潮對臺灣地區水稻栽培之影響

## *Influences of Cold Wave on Rice Cultivation in Taiwan*

楊 之 遠

C. U. Young

### Abstract

Because the winter temperature in Taiwan is always decreased due to cold wave from polar area, the sowing and planting dates of rice are also influenced by the cold winter temperature through the whole island. In general, the sowing date of rice in the southern part of Taiwan is earlier than north. Cold injury or frost damage to rice seedlings in the nursery and to young rice plants in paddy field can be frequently observed in the first crop during the coldest months of January and February in the southern and central parts of Taiwan. The heading stage of the second crop might be injured by the cold wave, if the planting date was delayed from mid-August.

Experimental results of the third crop in Pein-Ton Hsien in 1975 have shown that the cold wave in late November was the limiting factor to its success. The cold wave injured the booting and heading stages of the third rice crop, as the planting date was delayed from September 10, and caused a high percentage of floret and pollen sterility.

This paper describes the relationship between the winter low temperature caused by cold wave and rice cultivation in Taiwan, and introduces some practical methods to protect rice from chilling injury or frost damage.

### 一、前 言

臺灣所處緯度很低 ( $21^{\circ}50'$  -  $25^{\circ}20'$ )，北迴歸線通過島之中部，故氣候富有熱帶性，以高溫、豪雨及多風為共同特徵，由於高溫多雨，乃使得臺灣之作物生長有特殊天惠，第一是生長季節長，作物栽培季節限制不嚴，種類之選擇亦較自由；一般而言，低地各月之平均溫度皆超過  $15^{\circ}\text{C}$ ，作物實際栽培面積大於耕地面積，第二由於雨水豐沛，年雨量約 2500 公厘，兼以相對濕度高，適於農作物與樹木之正常發育。但臺灣之氣候亦有其缺點，第一是多強風之害，

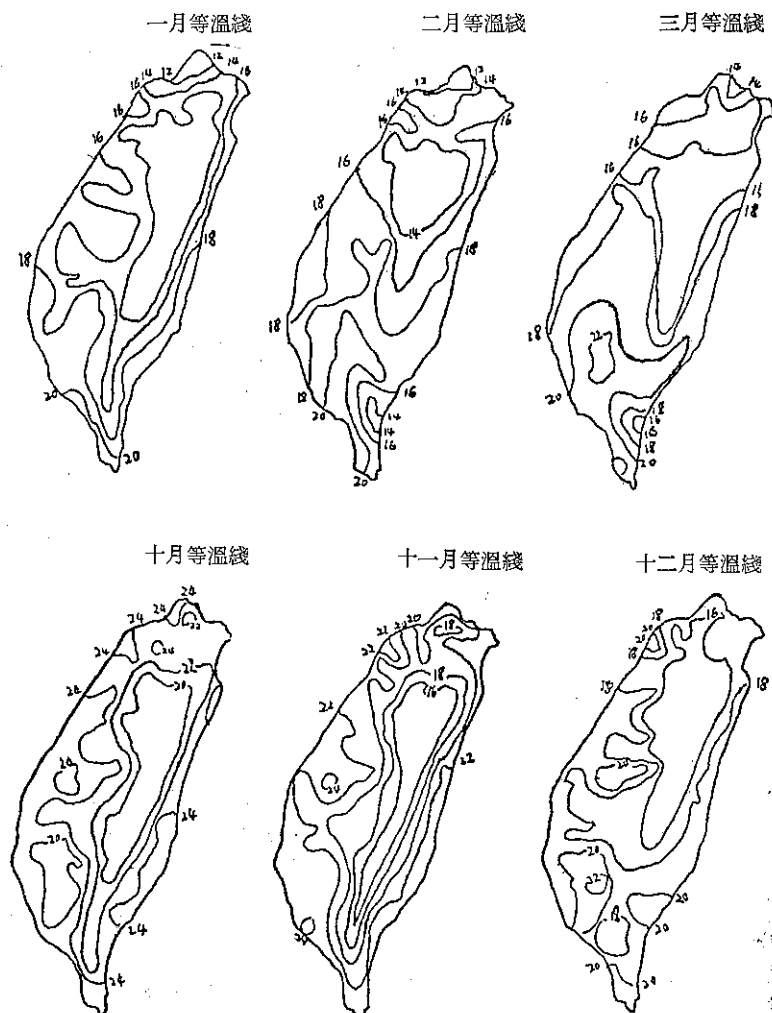
夏半年有颱風，不定期而破壞力強。第二是降水強度太大，容易引起山洪爆發與土壤浸蝕。第三是冬季寒潮爆發時之低溫，往往對作物產生寒（霜）害。第四是西南沿海平原，冬半年有甚長之連續乾旱。水稻是屬於亞熱帶植物，特適於臺灣地區之栽培，故一年可栽種二期，同時亦為臺灣最主要的糧食作物。近年來政府不斷藉各種方法來增加其產量，以滿足人口日漸增加之需要。由於臺灣之特殊地理位置，偶發之颱風、豪雨及寒潮低溫等特殊天氣，均會對水稻之生長造成重大損害而減少產量，以往對此等氣象災害並無確實統計資料，而近年來由於糧食需要之迫切，故引

起多方之注意。在水稻生長之所有氣象災害中，以颱風、旱害及雨害較受重視，而對於冬季寒潮低溫之爲害，則甚少討論；實際上歷年冬季寒潮對於中南部水稻秧苗（一期）所造成之寒害損失，屢有所聞，而一般農民心存僥倖，或因事先缺乏防寒及加溫設備，防護無力，致往往損失甚重。同時 64 年度屏東縣首先試種第三期水稻，初期生育良好，末料在生育末期遭受寒潮侵襲，僅一處因插秧較早得以倖免外，其餘試種田區均因寒害使得產量大爲減低。由此可知，三期水稻栽培成功與否，受冬季寒潮影響甚大，使得吾人對水稻寒害問題，印象更爲深刻。因此作者經由研究臺灣氣溫分佈對各地水稻栽培之影響而期進一步明瞭冬季寒潮對臺灣地區栽培水稻爲害之時期及原因，並

詳舉可能預防之方法，俾供有關人士參考，並冀能改進水稻之經營方式，及擴大安排三期水稻之種植範圍，減少水稻之寒害，達成增加糧食生產之目標。

## 二、臺灣各地溫度分佈

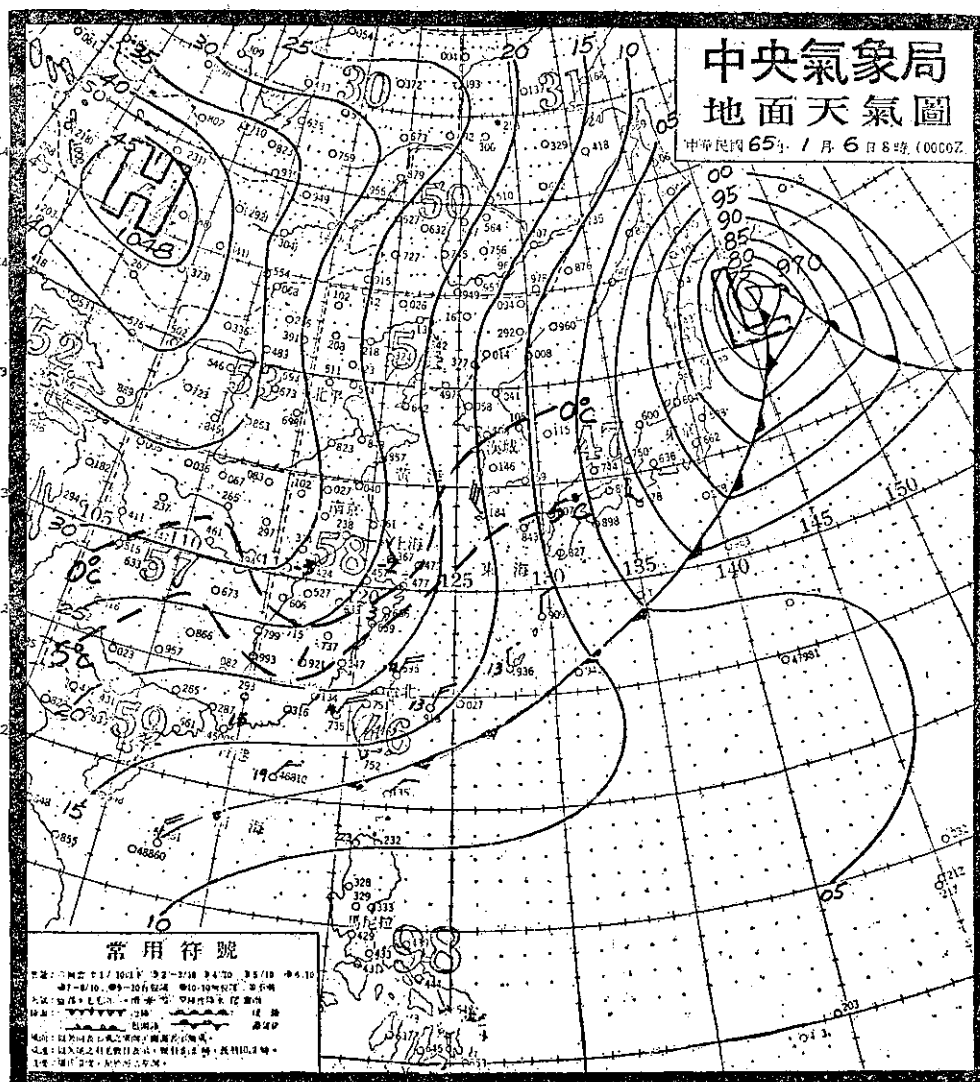
臺灣地區之溫度係受所處緯度及本身地形之影響。由於緯度低，同時受暖流沖擊，所以氣候溫暖；其地形狹長，長軸作南北延長，所有山脈走向亦大致相同，自東向西可分五行，即臺東海岸山脈、中央山脈、次高山脈、玉山山脈及阿里山山脈。溫度分佈亦受此等山脈之影響，由中央向東西兩端，溫度由低而高，垂直變化大，而南部溫度略較北部爲高。臺灣平原地，自 4 月以後，平均溫度即達  $20^{\circ}\text{C}$  以上，可延



圖一 臺灣十月—三月等溫線分佈（資料來源取自蔣丙然著臺灣氣候誌）

長六、七個月之久，其中以 6—9 月較熱，平均氣溫在  $26^{\circ}\text{C}$ — $28^{\circ}\text{C}$  之間，平均最高溫度皆超過  $30^{\circ}\text{C}$ 。從十月底至翌年三月，則天氣較冷，平均氣溫多在  $15^{\circ}\text{C}$  以上（圖一）。不過，由於臺灣位於亞洲大陸的邊緣，每年冬季均可受到世界上最強大之極地冷性氣團南下的影響，為極地大陸反氣旋所控制。當反氣旋南下時，前緣必排除暖氣團而代替之，所經地區之平均溫度驟降，氣壓猛升，偶有強風，比濕銳減，此

種現象，吾人以「寒潮」名之。寒潮來襲時較常見之天氣圖例如（圖二）；而冷鋒過後，天氣晴朗乾燥，風力微弱，空氣穩定，夜間出輻射大，故溫度益見降低；惟至日中，日射較強，氣溫逐漸溫和，晝夜溫差大；因此冬季寒潮來臨時，臺灣北部及中部氣溫偶可降至  $5^{\circ}\text{C}$  以下。臺北近十年之極端最低溫度曾降至  $-0.1^{\circ}\text{C}$ ，臺中之極端最低溫度曾降至  $-0.7^{\circ}\text{C}$ （表一）。同時各地之平均最低氣溫亦降低（表二）。



表一 臺灣各地絕對最低溫度 (C°)

地 區	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月
基隆	3.9	5.6	7.3	9.2	15.4	17.3	22.6	22.2	17.1	12.2	13.3	7.7
臺北	-0.1	3.6	5.8	8.4	14.1	16.2	21.2	21.1	14.9	10.2	11.1	5.7
新竹	-0.1	3.7	6.0	7.9	14.6	14.7	22.3	20.7	15.4	9.5	10.8	4.5
臺中	-0.7	1.7	4.5	9.3	16.1	15.5	21.5	21.3	15.1	10.5	10.0	5.2
嘉義*	4.4	2.6	8.1	8.2	18.6	21.2	22.9	22.0	20.3	13.2	10.3	4.6
臺南	2.9	4.5	8.7	8.9	17.5	19.1	22.8	22.6	17.8	15.0	12.5	7.2
高雄	5.7	8.3	10.0	10.6	19.4	19.0	22.6	22.3	20.7	18.3	14.4	10.2
恆春	8.4	10.1	12.3	14.7	18.2	19.5	22.5	22.0	20.8	18.0	16.0	11.8
宜蘭	3.2	5.8	8.6	8.5	14.6	16.3	21.9	21.5	16.3	11.5	11.3	6.5
花蓮	7.3	8.2	10.1	11.7	15.7	16.8	20.6	20.8	17.2	14.3	12.1	8.3
臺東	9.5	10.1	12.0	13.5	16.7	17.1	21.3	21.5	19.1	17.1	15.7	9.4

\* 資料來源取自中央氣象局氣象報告彙編

\* 除嘉義測站為二年取值外，其餘為 1960—1970 年間之極端值。

表二 臺灣各地平均最低溫度 (C°)

地 區	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月
基隆	13.1	13.0	14.4	17.6	21.0	23.5	25.1	25.0	23.9	21.2	18.2	15.1
臺北	12.2	12.2	14.2	17.5	20.9	23.1	24.4	24.4	23.1	20.0	17.2	18.6
新竹	11.6	12.1	14.2	17.7	21.4	23.7	24.9	24.7	23.4	20.3	17.4	13.9
臺中	11.5	12.0	14.7	18.4	21.7	23.4	24.2	24.1	23.0	19.8	16.5	13.2
嘉義*	12.2	12.4	14.2	17.3	22.0	23.2	24.8	24.1	23.4	19.8	15.8	13.2
臺南	12.6	12.9	15.5	19.2	22.7	24.2	24.7	24.5	23.7	20.7	17.5	14.3
高雄	15.0	15.5	18.2	21.2	24.1	25.0	25.4	25.2	24.7	22.6	19.8	16.7
恆春	17.5	17.6	19.3	21.6	23.6	24.8	24.9	24.7	24.1	23.0	21.2	18.9
宜蘭	12.8	13.3	15.2	17.9	20.9	23.0	24.6	24.3	22.9	19.8	17.4	14.6
花蓮	14.3	14.6	16.3	18.8	21.4	23.1	23.9	23.8	22.8	20.5	18.3	15.8
臺東	15.6	15.8	17.5	19.9	22.2	23.6	24.2	24.1	23.4	21.4	19.2	17.0

\* 資料來源取自中央氣象局氣象報告彙編

\* 除嘉義測站為二年平均值外，其餘均為 30 年以上平均值

一般而言，臺灣出現低溫之條件需要(1)長夜：地面出輻射時間長，氣溫可下降較多，而多夜則最長。(2)冷性高氣壓中心移至長江下游。(3)天晴無雲，利於地面長波熱輻射之射出。

但一般測候所多設置在市區內，而市內人口衆多，故同一時間內的氣溫往往較郊區為高。且一般測得之氣溫係藉設於離地面 1.5 公尺左右之百葉箱所測得之值，因之凡氣溫降至 5°C 以下時，地表面溫度實有降至 0°C 之可能，此時地表水汽在達飽和狀態時已足以凝結成霜，所以結霜次數大約和低溫發生次數

相符合。臺灣平地所發生的霜，因溫度非甚低，往往屬於輕霜 (light frost) 性質，而高地則為殺霜 (killing frost)。臺灣平地地區歷年 (1950—1970) 各地降霜日數見 (表三)。由表中可知臺灣地區全年發生降霜最大頻度之月份為一月，其次為二月，發生次數最多地區為臺中地區，臺北次之，南部恆春終年無霜；原則上臺灣平地霜期不長，出現頻度亦低；因而使得農友之警覺性不够，故一旦發生寒潮侵襲，如水稻等熱帶或亞熱帶性植物，對於低溫及霜很敏感，往往受害頗重。

表三 臺灣各地歷年降霜日數

地 區	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一月	十二月
基 隆	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 北	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
新 竹	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 中	19	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
嘉 義	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 南	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
高 雄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
恆 春	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
宜 蘭	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
花 蓮	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 東	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

\* 資料來源同表一、二

\* 此表各月之降霜日數乃係 20 年 (1950 -1970) 之累計。

臺灣地區降雪僅限於高山地帶，中央山區積雪厚僅數公分。1916 年 3 月 2 日及 1917 年 2 月 4 日阿里山積雪均達 10 公分左右，橫貫公路大禹嶺上每年均有降雪。

臺灣之氣候分區方式，依各學者觀點之不同而異。陳正祥君 (1957)(25) 將臺灣氣候區域分為東北區、北部區、西南區、南部區、東岸區、中部山區、西岸區及澎湖區等八部份。然而就目前臺灣主要作物之分佈，及農業氣象研究而言，宜予以簡化，故一般農情報導，大致將臺灣分為(1)北部地區：包括宜蘭、臺北、基隆及新竹、桃園等地。(2)中部地區：包括臺中、彰化、南投、雲林等地。(3)嘉南地區。(4)高屏地區。(5)東部地區：包括臺東、花蓮。

由(表二)及(圖一)可看出臺灣北部地區冬季之平均最低溫度約  $11^{\circ}$ — $17^{\circ}\text{C}$  間，中部約  $11$ — $13^{\circ}\text{C}$ ，嘉南地區約  $12$ — $13^{\circ}\text{C}$ ，高屏地區較高約  $15^{\circ}$ — $17^{\circ}\text{C}$ ，東部地區亦在  $15^{\circ}$ — $17^{\circ}\text{C}$  間。

### 三、寒潮低溫對水稻生育的影響

水稻為亞熱帶植物，其生育最適溫度隨品種及生育階段不同而異，大致在  $25^{\circ}$ — $30^{\circ}\text{C}$  左右，生育期之總累積溫度約  $2500^{\circ}$ — $3000^{\circ}\text{C}$  之間。其對低溫之抵抗性亦因品種及生育階段不同而異；一般而言，日本型 (Japonica type) 水稻品種較印度型 (Indica type) 水稻品種具有抗寒性 (張新雄 1973) (21) (張萬來 1970) (27) 又同一品種中，各個生育階段之耐寒性亦有差別，稻種發芽溫度如低於  $12^{\circ}\text{C}$ ，則

發芽力減低，幼苗以苗齡 45 葉時之耐寒力最低，受害程度亦最大 (張新雄 1973) (21)，凡溫度低於  $15^{\circ}\text{C}$  即可阻止秧苗之生長，如低於  $10^{\circ}\text{C}$  即可造成傷害，如低於  $5^{\circ}\text{C}$ ，則一般印度型水稻秧苗幾無倖免。

低溫對於作物之生理影響，主要在產生脫水現象，呼吸速率增加，以及原生質流動的停滯 (8)，同時亦能促進根內所含物質如氨基酸、醣類及離子等向外流失 (10)，粒腺體膜喪失完整性，無法進行膨脹及收縮，從而喪失腺腺呤核苷三磷酸 (簡稱 ATP) 合成能力等 (17)，因此當水稻秧苗受寒潮低溫侵害後，有時外表尚能顯示青翠健存，實則內部組織已遭生理上之損失，俟插秧後，始現出異狀或行死亡，有時因夜間低至  $5$ — $10^{\circ}\text{C}$ ，而晝間溫度回升至  $20^{\circ}\text{C}$  以上時，由於此種激烈之溫度升降，亦可使秧苗遭受傷害。

然而水稻在分蘗期對溫度之反應稍略呈遲鈍。一般在來稻品種  $30^{\circ}\text{C}$  左右可促進分蘗數，但溫度低於  $20^{\circ}\text{C}$  時，可使分蘗數減少。在幼穗分化期，孕穗期及抽穗開花期皆忌遭遇低溫，低溫對於幼穗之發育能產生許多不良影響而引起水稻減產；Owen 氏 (1969) (13) 發現連續的予以  $15^{\circ}\text{C}$  下之低溫處理，即能抑制幼穗發育及將來之抽穗，結果往往使水稻不能收穫，Shimazaki et al (1958) (16) 觀察在孕穗期遭受低溫所引起的空穎，大部分是由於無法受精，無法受精的原因有：不開花，花藥不裂開，花粉不發芽，其中以花藥不裂開是引起不受精之主要原因，花粉不發芽和不開花是次要的原因；Lin 氏 (1973) 在水稻減數分裂期，每天以 12 小時  $10^{\circ}\text{C}$  之低溫處

理三天，就足以顯著的引起空穎發生；在減數分裂期，引起空穎之臨界溫度因栽培品種、低溫處理時間之長短及一般生長條件（光強度、氮肥施量）而異。Satake (1969) (14) 認為引起穎花不孕的臨界溫度對於較抗寒性之栽培種為  $15^{\circ}-17^{\circ}\text{C}$ ，但對於抗寒性差的栽培種約為  $17^{\circ}-19^{\circ}\text{C}$ ，此顯示出低溫之引起空穎乃因栽培品種之遺傳變異性而有差異。開花授粉時期的低溫，亦會產生有害的結果，Tanaka 及 Wada (1955) (18) 在自然狀況下觀察，發現在  $15^{\circ}-20^{\circ}\text{C}$  之間的溫度，水稻開花授粉會受到傷害，而  $15^{\circ}\text{C}$  以下可使開花授粉完全停止，同時低溫也很容易使成熟和正在發芽中的花粉粒受害，Yamada et al (1956) (20) 報告花粉發芽之最低溫度為  $7^{\circ}-14^{\circ}\text{C}$ ，在  $17^{\circ}\text{C}$  下花粉在授粉後 60 分鐘才能發芽，如果在  $13^{\circ}\text{C}$  以下則需要很長的時間才能發芽，在  $10^{\circ}\text{C}$  以下則停止發芽。

在開花以後，遭受寒潮低溫，雖然影響不大，但延遲穀粒充實速度，而使收穫期延緩，故臺灣地區之第一期水稻在開花後 30 天左右，即可收穫，而第二期水稻，則需 40—45 天，如遇低溫，可能延遲到開花後 60 天左右才能收穫。

故一般而言，水稻遭受低溫寒害可分為遲延型、障害型及病害型等三類。遲延型寒害為生育及出穗期均向後延遲，一般幼苗及分蘗期受害者屬之，可用肥培管理及天氣之轉好，而有某種程度之挽回可能。而障害型寒害情形較嚴重，花器被破壞，無挽回之餘地，孕穗期及抽穗期遭遇低溫時之損害屬之。至於病害型，乃是由於低溫導致秧苗生長衰弱，造成抗病力減弱，以致罹患病害。

另外由於寒潮低溫致使地面溫度降至  $0^{\circ}\text{C}$  左右，而發生結霜時，對作物產生之凍害 (freezing injury)，吾人稱之為霜害 (Frost damage)，而前述之低溫傷害乃係  $0^{\circ}\text{C}$  以上至  $10^{\circ}\text{C}$  所造成者，稱之為寒害 (Chilling injury) 或冷害 (7)。一般熱帶或亞熱帶作物在溫度低於  $15^{\circ}\text{C}$  時即可造成傷害，如遭致霜害時，則定無倖免。水稻植株在遭受霜害時，因細胞結構完全破壞，無法恢復，而致凍死。民國六十三年二月上旬之寒潮使中部地區之秧苗受霜罹害，幾乎凍死 70%，農友只得重新播種，再度育苗。

#### 四、冬季寒潮對臺灣一、二期水稻的影響

##### (1) 播種及插秧期：

水稻播種及插秧期，與氣溫、日照時數等氣象因

子及雨量、品種、輪作、地力、勞力、病蟲害之發生狀況等有密切關係，其中以氣溫之影響因素較為重要，在熱帶之單作水稻方式，可不必考慮此項問題。本省水稻係一年二作，中南部地區大部份在第二期水稻收穫後，與大豆、菸草等作物輪作，土地利用時序之安排如此密集，導致各期作物之生育時期，往往不能做最理想之安排，但對水稻之播種及插秧時期，則盡量使其不受冬季低溫影響為原則。一般水稻品種種子發芽之臨界最低溫度約  $12^{\circ}\text{C}$ ，秧苗伸長之最低臨界溫度約為  $11^{\circ}-13^{\circ}\text{C}$ ；依 (表一)。臺灣各地 1—2 月間各地平均最低溫度，中北部地區約為  $11^{\circ}-13^{\circ}\text{C}$ ，南部高雄一帶約為  $15^{\circ}\text{C}$ ，因此北部地區在 1—2 月間原則上應不適於播種育苗，而且寒潮所帶來之特殊低溫 (低於  $5^{\circ}\text{C}$ )，則可能對秧苗造成嚴重傷害，因此臺灣第一期水稻之播種期與稻秧期，係由南部向北部而延遲。

第一期水稻以南部屏東縣萬巒、竹田、萬丹一帶種植最早，約 11 月中旬至 12 月上旬即有開始播種者，12 月中旬即有開始插秧，其次高雄地區較遲 3—7 天，其後逾向北部則播種、插秧時期逾遲，如基隆、新竹等地，需待春節過後，溫度升高時，才開始整地播種作業。

第二期水稻之播種期，其南北地區分佈並無此等明顯推移現象。但近年來，政府推廣早植種，北部地區尤其宜蘭、花蓮等地，通常儘量將二期水稻之播種、插秧期，略予提早，一方面不妨礙二期水稻之後輪作作物如大豆等之生育期，同時如果播種過遲 (遲於 8 月中旬)，則抽穗期 (播種後 75 天左右)，延至 10 月下旬 11 至月上旬，此時很可能遭遇冬季第一次寒潮低溫之侵襲而受傷害。

根據臺灣省農林廳報導及日人香山俊秋 (1967) (29) 之調查，本省各地之播種、插秧適期如 (表四、五)

表四 臺灣各地水稻播種適期

地 區	第 一 期	第 二 期
臺 北	一 月上旬~二 月中旬	六月上旬~六月下旬
新 竹	一 月中旬~一 月下旬	六月中旬~七月上旬
臺 中	十二月下旬~一 月下旬	六月下旬~七月中旬
臺 南	十二月中旬~十二月下旬	六月上旬~七月上旬
高 雄	十二月下旬~十二月下旬	六月上旬~七月上旬
臺 東	十二月下旬~一 月上旬	六月上旬~七月上旬
花 蓮	一 月上旬~一 月下旬	六月中旬~七月中旬

\* 資料來源摘自農林廳農業要覽第六輯



表五 臺灣各地水稻插秧適期

地 區	第 一 期	第 二 期
臺 北	二 月中旬～三月下旬	六月中旬～六月下旬
新 竹	三 月上旬～三月下旬	六月下旬～七月下旬
臺 中	二 月中旬～三月上旬	七月下旬～八月上旬
臺 南	一 月中旬～二月下旬	六月中旬～七月下旬
高 雄	十二月中旬～一月下旬	六月下旬～七月下旬
臺 東	二 月中旬～三月下旬	六月中旬～七月中旬
花 蓮	二 月下旬～三月中旬	七月中旬～八月上旬

\* \*資料來源同表四

同時臺灣第一、二期水稻秧田日數亦不相同（見表六）。由於第一期水稻秧苗適逢冬季寒潮，生育溫度太低，故生長緩慢，需要較長時間才能達到移植苗齡，第二期水稻秧苗生育期，在 7—8 月間，生育溫度高故容易達到移植苗齡。

表六 第一、二期水稻秧苗由播種至移植所需日數

品 種	期 別	第 一 期	第 二 期
蓬 萊 稻		25~40 天	15~25 天
在 來 稻		45~60 天	30~40 天

## (2)影響時期：

由（表二、三、四、五）可以看出冬季寒潮對臺灣水稻之影響可分為二個時期，第一時期為第一期水稻之育苗期及插秧後生長初期，受到低溫侵襲後，影響水稻幼苗之生長及發育，尤以中部及南部地區影響最大；第二時期為北部二期水稻孕穗期及抽穗期，在此期遭遇低溫，常導致空穎以致結實率低或充實率差，使產量減低。但一、二期水稻生育所需日數不同，由於第一期水稻生育初期溫度低，生長較緩慢，生育時期長，而第二期水稻生育初期溫度高，日照足，生長迅速，故生育期較短，如臺中 65 號生育日數在第一期需要 120 天，第二期需要 95 天，臺中在來 1 號在第一期需 123 天，第二期僅需 97 天，所以一般二期水稻在 10 月中旬以前即已收穫，因此事實上臺灣水稻栽培，受冬季寒潮侵襲之影響，以對第一期水稻秧苗為害情形較為嚴重，除非臺北、宜蘭地區，因為某種原因使二期水稻之播種期延遲，而使開花期向後延遲到 10 月下旬以後，增加其遭遇寒潮機會外，其餘各地二期水稻受寒潮低溫為害之情形並不多見。

## (3)歷年霜（寒）害對水稻（一期）所造成之損失

根據臺灣農業年報（由日本昭和十八年即民國三十二年至民國六十四年），水稻歷年遭受氣象災害所造成之損失，以颱風、豪雨、乾旱記載較詳，而由冬季寒潮所引起霜（寒）害之損失，一般均缺詳細之統計，僅民國五十二、五十八、六十三年有詳細調查之統計資料（見表七）。

表七 歷年霜（寒）害對水稻所造成之損失

年 月	地 區	被 害 公 頃	程 度 (%)	換 算 面 積 (公頃)	估 計 損 失	
					數 量 (公噸)	價 值 (1000元)
52年 1 月	臺南縣	176	20	35	76	377
	高雄縣	2349	27	275	603	295
	屏東縣	2431	11	261	—	1818
58年 2 月	臺北縣	818	33	268	433	1950
	新竹縣	519	25	130	234	1170
	苗栗縣	597	30	180	269	1347
	臺中縣	840	20	168	252	1260
	南投縣	121	13	15	30	151
	雲林縣	540	61	330	495	2475
	嘉義縣	111	26	29	53	286
	臺南縣	9	21	6	9	45
63年 2 月	新竹縣	20	30	6	—	9
	雲林縣	159	70	111	—	136
	嘉義縣	106	26	28	—	44
	花蓮縣	160	23	36	—	27

\* 除 58 年係受寒害外，其餘為霜害

\* 資料來源摘自農業年報民國 39—64 年

## 五、冬季寒潮與第三期水稻栽培之關係

近幾年來非洲及東南亞方面有許多國家面臨糧食生產短缺，發生糧荒之嚴重危機，而我國稻米生產除足夠供給軍需民食外，且有餘糧，此乃國人足以自慰之事。目前稻米增產途徑乃循增加稻作種植面積及提高單位面積產量兩大原則著手，為達成單位面積增產，除農民普遍採用「水稻綜合栽培計劃」多年來實施之各項生產技術改進措施外，政府於每期稻作收穫前，能合理提高或調整稻穀收購價格，以增加農民種稻及對水稻生產投資之興趣；而臺灣水稻栽培面積約七十七萬公頃，由於受地形限制，山多平原少，水稻栽培面積近似極限。因此除前述二項增產途徑外，有農友試圖於第二期水稻收穫後，栽種第三期水稻，期冀另闢一增產途徑，屏東縣於六十四年度首先試種第三期水稻，試種結果資料見表八。

表八 屏東縣三期水稻栽培概況

鄉 鎮 別	播 種 日 期			插 秧 日 期			收 穫 日 期			品 種				產 量 公噸／公頃		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	
潮 州	63 • 12 • 23	64 • 5 • 30	64 • 8 9 • 31 5	64 • 1 • 25	64 • 6 • 21	64 • 9 • 24~30	64 • 5 • 30	64 • 9 • 19	65 • 3 • 10	高雄 139 號	高選 1 號	高雄 B9 號	新竹 50 號	七·二	四·二	〇·〇
萬 巒	63 • 12 • 5	64 • 5 • 12	64 • 8 • 30	64 • 1 • 8	64 • 6 • 4	64 • 9 • 18	64 • 5 • 16	64 • 9 • 15	65 • 2 • 10	臺南 5 號	臺中 10 號	臺南 5 號	高雄 52 號	六·三	三·二	一·二
竹 田	63 • 12 • 1	64 • 5 • 12	64 • 8 • 31	63 • 12 • 25	64 • 6 • 5	64 • 9 • 18	64 • 5 • 3	64 • 9 • 15	65 • 2 • 10	臺南 5 號	高雄 52 號	臺南 5 號	高雄 139 號	五·六	三·七	一·二
枋 寮 I	63 • 12 • 6	64 • 5 • 11	64 • 9 • 8	64 • 1 • 11	64 • 6 • 5	64 • 9 • 24	64 • 5 • 11	64 • 9 • 18	65 • 2 • 5	南改育 66 號	南改育 66 號	臺南 6 號	高雄 52 號	六·六	五·四	一·三
枋 寮 II	63 • 12 • 13	64 • 5 • 30	64 • 9 • 8	64 • 1 • 16	64 • 6 • 17	64 • 9 • 24	64 • 5 • 9	64 • 9 • 19	65 • 2 • 5	南改育 66 號	高雄 139 號	臺南 6 號	高雄 52 號	七·二	五·二	一·四
枋 寮 III	63 • 12 • 13	64 • 5 • 30	64 • 9 • 8	64 • 1 • 16	64 • 6 • 17	64 • 9 • 24	64 • 5 • 9	64 • 9 • 19	65 • 2 • 5	南改育 66 號	高雄 139 號	新竹 56 號		七·三	五·二	一·四
枋 寮 IV	63 • 12 • 15	64 • 5 • 11	64 • 8 • 20	64 • 1 • 20	64 • 6 • 4	64 • 9 • 14	64 • 5 • 25	64 • 9 • 15	65 • 1 • 25	南改育 66 號	高選 1 號	臺南 6 號		七·二	四·二	三·六

\* 資料來源係高雄區改良場提供

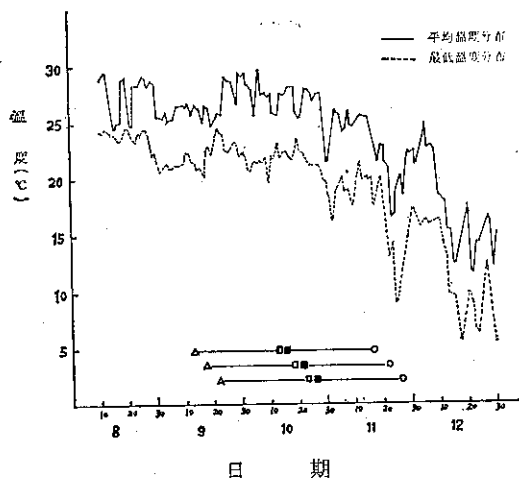
\* 第三期之收穫期及產量為預估值

\* 第三期之實際收穫期與此表之預估期相符，而枋寮IV之實際產量約 4.2 公噸/公頃，較預估值為高。

在四個試種地區，萬巒、竹田地區均在 9 月 18 日插秧，潮州地區在 9 月 30 日插秧，枋寮地區僅一農友插秧較早（9 月 14 日），其餘三者均遲於 9 月 24 日插秧，初期生育均良好，豐收可卜，可惜在孕穗期及抽穗期持續有寒潮過境，導致抽穗生長受阻，經過一個月尚未齊穗，穀粒大部份因受凍而不孕，只有少部份授粉飽滿；故產量估計祇有 1.2—1.4 公噸/公頃，甚至有廢耕者。至於報紙報導三期水稻試種成功，係指枋寮四位試種農友之一最早插秧者，試種面積 0.1 公頃，在寒潮過境時，均已齊穗開花，故對稔實影響較少，產量預估值約為 3.6 公噸/公頃。

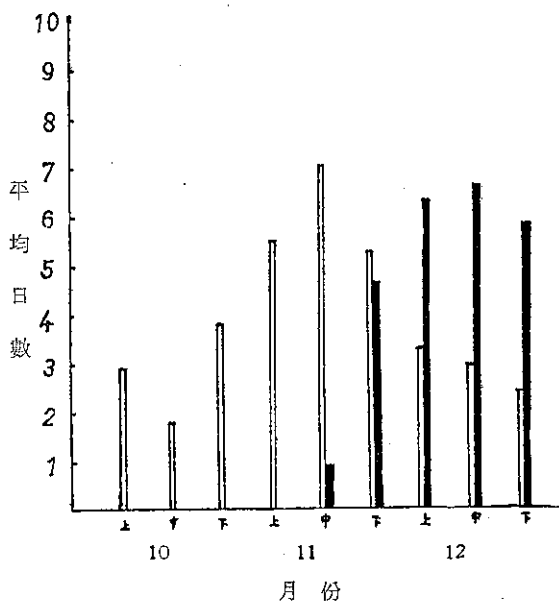
由（圖三）根據屏東縣萬丹地區每日平均溫度及

最低溫度分佈與三期水稻生育階段之關係，可以很清晰見得，無論插秧期之早晚，幼苗生育初期至分蘖盛期（由插秧以後 30 日左右），每日平均溫度皆到達 25°C 左右，最低溫度亦在 20°C 以上，故生長良好。孕穗期至抽穗期這段期間，在 11 月初期，發生輕度寒潮，使最低溫度降到 16°C 左右，生育略受影響，但影響最大的因素，却是在抽穗期（插秧後日 60 左右）所遇到的寒潮（11 月 22 日~11 月 25 日）。圖中所示枋寮地區最早插秧者（9 月 14 日），由於是用 25 天之老秧苗，生長較快，在 11 月 22 日強烈寒潮來襲之前全部抽穗開花，所受到之低溫寒害較少；而萬巒、竹田等地在 9 月 18 日插秧者，在開花中期及末



圖三 屏東縣第三區水稻生育階段與溫度分佈之關係  
▲插秧期 ■分蘖盛 □期孕穗 ○期抽穗期  
(溫度資料係由臺糖公司萬丹育種場提供)

期，恰好遇到 11 月 20 日發生之寒潮低溫，其最低溫度幾達  $8^{\circ}\text{C}$ ，故造成大部份空穎；在 9 月 23-30 日插秧者，孕穗期至抽穗期遭遇寒潮，所以大部份水稻植株不抽穗或抽出空穗，產量減少甚鉅；在開花期以後，11 月下旬至 12 月上旬，有一段適溫，但在 12 月中旬以後又遇到較強烈之寒潮，最低溫度低至



圖四 屏東縣三期水稻生育末期各旬發生之各種為害低溫平均日數  
□最低氣溫為  $15^{\circ}\text{C}-20^{\circ}\text{C}$  平均日數  
■最低氣溫為  $15^{\circ}\text{C}$  以下平均日數  
(溫度原始資料來源同圖三)

$6^{\circ}\text{C}$ ，所以即使抽穗時未能遭遇低溫而正常結實者，此時亦由於低溫使得穀粒充實速率緩慢，遲至 1 月下旬或 2 月上旬才能收穫。由此可見，冬季寒潮乃是對臺灣南部三期水稻栽培最具影響之關鍵因素；寒潮來臨逾遲，對三期水稻生長逾有利。

(圖四) 表示民國 60-63 年，10-12 月各旬最低氣溫為  $15^{\circ}-20^{\circ}\text{C}$  及  $15^{\circ}\text{C}$  以下之平均日數。圖中之資料顯示，在 10 月中旬以後最低溫度為  $15^{\circ}-20^{\circ}\text{C}$  之發生日數增加，一直到 11 月中旬而達最高點，10 天中約有 7 天最低溫度在  $15^{\circ}-12^{\circ}\text{C}$  之間。12 月中旬以後  $15^{\circ}-20^{\circ}\text{C}$  平均日數降低，相對地，此後最低溫度為  $15^{\circ}\text{C}$  以下之平均日數開始增加，一直到 12 月中旬時達最高值，因此三期水稻，一定要在 9 月 10 日前插秧，才能減少在 11 月中旬(適逢抽穗期)遭遇寒潮  $15^{\circ}\text{C}$  以下低溫侵襲之機會。

## 六、防止水稻罹受寒(霜)害之方法

近年來政府及農友對於水稻寒(霜)之損失日漸注意，但一般農友在預知寒潮來襲前，除用灌溉或覆蓋膠布外；別無它法；而在一般溫帶地區，冬季夜晚對於柑橘、蕃茄等作物都採取防寒(霜)害措施，所採用之方法依地形、作物面積及經濟條件而異，各有其優劣點，於此特予提出，做為臺灣水稻栽培防止寒(霜)害之參考。大致上此等防寒(霜)害措施可歸納為下列數種：

(1)加熱裝置：嚴冬夜晚在田區內植株間或田區四週安裝加熱裝置之目的，一方面藉所生之熱氣流，破壞近地氣層之逆溫現象，另外亦可藉加熱時所產生之煙幕，形成阻隔作用，以減緩地面向大氣進行之長波熱輻射，而維持地面氣層之暖溫溫度，防止結霜之發生，此種方法對平流霜(Advection frost)更有效果。加熱裝置所用之燃料依經濟狀況不同而異，在美國加熱爐一般用煤油或汽油，在德國用木炭、煤球及木材做加熱燃料。原則上，用油類做加熱燃料操作方便，因為汽油等油類燃料可迅速點燃，昇溫速度快，而且到達增加溫度效果以後，可迅速控制熄火，以免浪費，但是近年來石油減產，價格高，使用頗不經濟，同時如汽油、煤油等油料燃燒時，其燃燒力逾強，則所產生之煙霧逾少，對於地面進行熱輻射之阻隔作用亦差。目前臺灣地區在三期水稻栽培時，如遭遇寒潮，通常在田區四週堆積稻穀皮燃燒之，此種方法加熱之效果並不顯著，但所生的煙煙對阻隔地面之熱輻

射效果較大，但是必須增加堆積數目，方可獲得較好的效果，此法為目前臺灣水稻插秧後之本用，最簡單經濟之防寒方法(3)(4)(5)。

(2)送風裝置：利用電力送風裝置之機械力來混合夜間空氣，藉以破壞逆溫層，在 1920 年即為美國所採用，雖然此種大型風扇並不一定有良好之防霜效果，但是由於此種裝置所耗費用，僅為一般以石油為燃料之加熱爐所需之 20%，所以在美國加州果園中裝置甚多。風扇方向有固定單向者，亦有 36° 轉向者，而以後者混合面積大。風扇高度與田區距離亦須考慮，Schultz (1962) (15) 發現以 12 公尺高，90 匹馬力引擎之大風扇，在距離田區 60 公尺處對田區上層之逆溫層，破壞作用最強，對地面之保溫效果亦佳。一般而言，逆溫情況愈強烈，則風扇之混合效果愈明顯。如果白天氣溫及地表溫度均低，且夜間地面與上層空氣溫度皆低而無逆溫層出現，則此種送風裝置效果不如加熱裝置。因此在強烈逆溫層出現夜晚，可單獨使用送風裝置；如逆溫程度小，則輔以加熱裝置共同使用效果更佳。本省中部冬季日間氣溫高，日照亦足，因此在晴朗之夜間逆溫程度也較激烈，如能藉此種送風裝置以防霜害，實為可行方法之一(3)(4)(5)(15)。

(3)儲水灌溉：此種方法為目前臺灣中南部地區第一期水稻秧田期及插秧初期，最普遍採用的防寒措施。在寒潮來臨前，將田區灌滿水，由於夜間水面進行之出輻射比地面者較為緩和，故可藉以減少地面熱量之過份損失，亦即不致發生霜害。其缺點為於連日低溫之狀況，灌溉水在夜間雖可阻止溫度過度降低，但在白天增加溫度速度亦緩，因此灌溉水在第一、二天或許有相當效果，但當低溫持續三天以上時，則防寒害之效果減低，除非有足夠的暖水來源不斷供應，其保溫效果才能持續。

(4)覆蓋塑膠布：亦為臺灣秧田所常用之防寒措施之一，其理論在於防止地面輻射，並阻止外界冷空氣進入塑膠布內，維持塑膠布內秧苗之生育溫度，但是覆蓋塑膠布之保溫效果，僅較外界增加 1° 2°C，同時使用時，由於覆蓋操作受面積限制，多限於秧田使用，在插秧以後，則不能應用此種方法。

(5)噴水器：在低溫時，利用噴水器所產生之懸浮水分子顆粒在空中形成遮幕 (Screen)，而將地面進行之長波輻射折回，藉以增加地面氣層溫度，此種效果並隨風速增加而增大，但是如果噴水器停止噴霧，則植株溫度迅速下降，同時滴在植株上之水珠結冰後，會對植株產生更大之傷害，因此要利用此種噴水裝

置，必須要有足夠供應長時間噴霧所需之水份，同時噴霧旋轉之速度亦不能太慢，原則上利用多數小型快速旋轉噴水器，其噴霧面能予重合，對於維持葉面溫度之效果，應優於大型慢速旋轉噴水器。中南部地區第一期水稻插秧後生長期及三期水稻孕穗期至抽穗期階段中，利用此種加壓旋轉噴水器，即可保溫，亦可灌溉，且裝置設備之費用亦不昂貴，農友們似可考慮應用此法 (19)。

其它另有如設置防風林、地表覆蓋沙石等防寒(霜)害措施，因不適於水稻防霜之用，故不予詳細討論。

近年來許多學者，冀圖在低溫下，利用生長抑制劑 (growth retardant) 處理植株；以減少植物受害程度，並不影響其正常之生理作用，Marth (1966) (11) 發現甘藍菜以 CCC (chlorocholine chloride) 或 B-9 (N,N-dimethyl amino-succinic acid) 理後，其抗寒性增加。此外 Michniewicz 等 (1965) (12) 亦發現，CCC 處理亦增加蕃茄對低溫之抗寒性；水稻方面鮮少報導，僅張新雄等 (1973) (21) 以臺中 65 號及臺中在來 1 號二不同品種為材料，在秧苗期 (2, 3 (葉齡時))，以 1000, 2000, 3000ppm 之 CCC 注入盆鉢中，使其由地下部吸收，發現三種濃度處理皆能增加秧苗對 2°C 低溫之抗寒性，此實驗是在人工氣候室中進行，而觀察亦限於秧苗期階段，此種生長抑制劑對水稻植株生育後期是否有影響，仍待進一步察證。不過，利用化學藥劑處理以增加水稻植株之抗寒性，且能不影響其後期產量，對於防止水稻罹受寒(霜)害措施而言，亦為一經濟、迅捷之途徑。

## 七、結 論

無論利用機械動力裝置，藉昇溫或拌混空氣以破層，抑或利用化學藥劑來促進壞逆溫水稻植株之抗寒性，皆為抗禦寒潮低溫之臨時權宜措施，而且臺灣農家多係小家農場經營形式，對於裝設送風裝置或加熱設備，所需之費用，亦恐無法獨立負擔，因此為求適應臺灣水稻栽培制度下之特殊生育環境，對於冬季寒潮低溫，必須要有適當之長期預防方法，以謀求根本解決之道，特提供下列諸點做為參考。

(1)為求適應臺灣冬季寒潮低溫之環境，今後應以選拔具有早熟、耐寒特性之水稻品種為育種目標，提供做為各地栽培品種。

(2)利用大型保溫育苗室育苗，藉蒸汽或電力加熱

等方法，使第一期水稻秧苗生育初期，在保溫室中正常生長，俟天氣良好，溫度升高，苗齡適宜時，再進行插秧，以避免秧苗期罹受寒害，影響後期生育。

(3)前期水稻收穫後，為節省時間，應儘速利用耕耘機，進行翻土整地作業，迅速播種，避免在生育後期遭受寒潮低溫侵害，此點在三期水稻栽培上，尤屬重要。

(4)根據歷年月月寒潮來襲資料，利用統計分析，預測今後冬季各月寒潮來臨頻度及強度分佈，做為各地第一期水稻播種，插秧期之參考。

(5)建立完整之農業氣象預報制度，配合農情，強化氣象單位之農業氣象預報方式，藉新聞傳播工具，適時發佈寒（霜）害警報，使農友於寒潮來臨前，能有充份時間預做準備，以減少寒潮對水稻所造成之損失。

## 八、參考文獻

- Christiansen, M. N; H. R. Carns, and D. I. Slyter 1970. Stimulation of solute loss from radicles of *Gossypium hirsutum* L. by chilling anaerobiosis, and low pH. *Plant Physiol.* 46:53-56.
- Davis, J. R. 1955. Frost protection with sprinkler irrigation. *University of Michigan Extension Bulletin.* 327.
- Howard, J. Critchfield 1966. *General Climatology.* 272-273.
- John R. Mather 1974. *Climatology Fundamentals and Applications.* 180-183.
- Jen-Hu Chang 1958. *Climate and Agriculture.* 100-108.
- Jung, G. A and Dale Smith 1961. Trends of cold resistance and chemical changes over winter in the roots and crowns of alfalfa and medium red clover I. Changes in certain nitrogen and carbohydrate fractions. *Agron. J.* 53:359-363.
- Leviti 1972. Responses of plants to environmental stress. 28.
- Lieberman, M; C. C. Craft; W. V. Audia, and M. S Wilcox 1958. Biochemical studies of chilling injury in sweet potatoes. *Plant Physiol.* 33:307-310.
- Ling, S. S. and M. L. Peterson 1975. Low temperature-induced floret sterility in rice. *Crop Sci.* 15:657-660.
- Lyons, J. M; T. A. Wheaton, and H. K. Pratt 1964. Relationship between the physical nature of mitochondrial membranes and chilling sensitivity in plants. *Plant Physiol.* 39:262-268.
- Marth, P. C. 1965. Increased frost resistance by application of plant growth retardant chemicals. *Agr. Food Chem.* 13:331-333.
- Michniwicz, M; T. Kenzer; K. Kriessell and B. Purzycka 1965. The effect of 2-chloroethyltrimethylammonium chloride (CCC) on frost resistance of tomato and bean plants. *Acta. Soc. Bot. Pot.* 34: 181-190.
- Owen, P. C. 1969. *Exptl. Agr.* 5:85-90.
- Satake, T. 1969. *Japan Agr. Res. Quarterly.* 4:5-15.
- Schultz, H. B. 1962. The interaction of the macro-and micro-climatic factors contributing to the success of wind machines for frost protection in southern California, in S. W. Tromp (ed.) "Biometeorology" 614-629.
- Shimazaki, Y; T. Satake; N. Ito; Y. Doi and K. Watanabe 1958. *Hokkaido Agr. Expt. Sta. Report.* 83:1-9.
- Steward, J. M and Gene Guinn 1969. Chilling injury and changes in adenosine triphosphate of cotton seedlings. *Plant Physiol.* 44:605-608.
- Tanaka, M. and J. Wada 1955. *Proc. Crop Sci. Soc. Japan* 23:254-257.
- Wheaton, R. Z; and E. P. Kidder 1965. The effect of frequency of application on frost protection by sprinkling. *Quarterly Journal, Michigan State, University Agricultural Experiment Station.* 47:439-445.
- Yamada, I; N. Enonoto and K. Hozumi. 1956. *Pro. Crop Sci. Soc. Japan* 25:69.
- 張新雄、顧元亮、賴光隆。水稻秧苗抗寒性之研究。I. 不同苗齡及類型品種間抗寒力之差異。II. 抗寒機構之探討及藥劑處理效果。中華農學會報第八十七期 1974。
- 中央氣象局，氣象報告彙編，第三編 1961-1970。
- 中央氣象局，臺灣累年氣象報告，1951-1960。
- 臺灣省政府農林廳，臺灣農業年報，1943-1975
- 陳正祥，氣候之分類與分區，1956
- 蔣丙然，臺灣氣候誌，1954。
- 張萬來，水稻品種之耐寒性反應，農業研究，第十九卷、二期 1970。
- 臺灣省政府農林廳，農業要覽，第六輯 1954
- 香山俊秋，1967. 臺灣的水稻低位生產的要因解析上對策調查，九州農業試驗場彙報，第12卷，第3.4號，第167-186頁。

# 氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以25×24之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過15,000字，即連同圖、表，英文摘要以不超過10印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之1/3為原則。

四、英文摘要之字數以不超過1,000字為原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表1表2等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以\*號（顯著）及\*\*號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過18.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖1圖2等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用120—150磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在30cm左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至1/8之程度，但不能超過縮小1/2之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至1/8之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至1/2時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(三) 文字敘述中提及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿拉伯字，加以括號，如(1)(2)(3)等插入文句中。

十、文字敘述之號次以下列為序。

中文用：一、(一) 1. (1) i. (i)

英文用：I. 1. A. a.

十一、每頁下端之腳註以小號1, 2, 3, 等阿拉伯字表之，註明於該段文字之右上角。

十二、文字敘述中之數字除十以下之數字，儘量用阿拉伯字表之。

十三、單位須用公制。單位記號例如以m(公尺)、cm(公分)、mm(公厘)、m<sup>2</sup>(平方公尺)、m<sup>3</sup>(立方公尺)、cc(立方公分)、l(立升)、g(公分)、kg(公斤)、mg(公厘)、°C(攝氏度)、% (百分之一)、ppm(百萬分之一份)等表之，可不必另用中文。

十四、英文題目中重要之字第一字母大寫，介題詞、連接詞及不重要字用小寫。圖表之英文標系及各欄英文細目，除第一字之第一字母大寫外，其餘第一字母均小寫。參考文獻中作者姓名每字全部字母均大寫，論文名第一字第一字母大寫，其餘均小寫，雜誌名或書名每字第一字母均大寫。

十五、作者英文名以用全名為原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles:

- On Discrimination of the Nomenclatures between the Atmospheric Sciences & the Meteorology and Their Latest Development  
..... *Kenneth T. C. Cheng* (1)
- Research on Eurasian and Western Pacific Upper Air Weather Patterns in Winter for Medium Range Forecast.  
..... *Tsung-Yao Wu. Hsia Cheng* (7)
- Cloud Patterns as Revealed by Satellite Imagery before and after the Cod Wave Invading Taiwan and Neighboring Areas.....*Pao-Chin Hsu. Henry F. C. Liu* (19)
- A Study of Long-range Forecasting over Taiwan Areas(II)..... *Chin-Huai Hsu* (26)
- Techniques of objective Analog Selection by Computer for Medium-range Weather forecating.....*Chung Ying Hu* (42)
- Influence of Cold Wave on Rice Cultivation in Taiwan  
..... *C. U-Young* (50)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei  
Taiwan, Republic of China