

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
台灣地區中對流層頂之研究	劉衍淮	17/01	1	1971.03
台灣地區雷雨預報之研究	鄭邦傑	17/01	34	1971.03
民國五十九年台灣颱風農業災害之研究	張月娥	17/01	49	1971.03
-----	-----	-----	-----	-----
最近颱風研究之發展	汪群從	17/02	1	1971.06
對於工業化都市維持環境平衡的幾項建議	鄭子政	17/02	3	1971.06
音爆與氣象因子之關係	蔣志才	17/02	9	1971.06
海風含鹽量之研究	陳英茂 林德煌	17/02	16	1971.06
氣象雷達在天氣預報上之利用法	林瑞山	17/02	24	1971.06
民國五十九年北太平洋西部颱風概述	研究室	17/02	37	1971.06
-----	-----	-----	-----	-----
颱風特性與台灣雨量之研究	魏元恆 謝信良 林民生	17/03	1	1971.09
台灣春雨期內東亞環流型特徵之分析	戚啓勳	17/03	18	1971.09
台北盆地颱風降雨量之計算及預測研究	曲克恭	17/03	32	1971.09
台北地區豪雨之研究	徐晉淮	17/03	49	1971.09
-----	-----	-----	-----	-----
亞洲南部與西太平洋之冬夏季風月其交替	萬寶康	17/04	1	1971.12
台灣冬季持續性惡劣天候之研究	鄭邦傑	17/04	18	1971.12

氣象學報

季刊

第十七卷 第一期

目次

論著

- 臺灣大氣中對流層頂之研究.....劉 衍 淮.....(1)
- 臺灣地區雷雨預報之研究.....鄭 邦 傑.....(34)
- 民國五十九年臺灣颱風農業災害之研究.....張 月 娥.....(49)

氣象學報

(季刊)

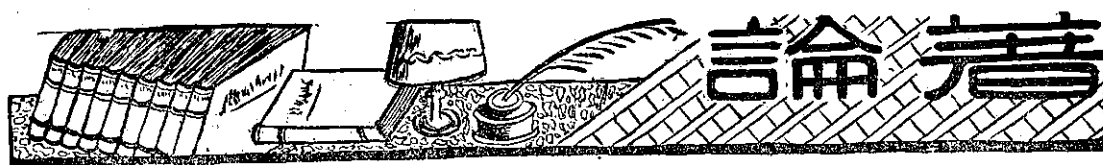
第十七卷 第一期

主 編 者 臺灣省氣象局氣象學報社
地 址 臺北市公園路六十四號
電話：二 四 一 四 一

發 行 人 劉 大 年
社 長 劉 大 年
電話：二 二 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 四 七 二 四

中 華 民 國 六 十 年 三 月 出 版



臺灣大氣中對流層頂之研究

劉 衍 淮

A Study of the Tropopause in the Atmosphere over Taiwan

Yen-huai Liu

Abstract

The tropopause is a transition layer between the troposphere and the stratosphere. It is noted that the tropopause is lowest over high-latitude stations and highest near the equator, with the maximum slope in middle latitudes. The height of the tropopause varies also with the weather and has direct connection with the conditions in the troposphere.

There are three raob stations in Taiwan having published data of tropopause. They are Taipei, Taoyuan and Tungkong.

1. *Mean tropopause* From the 10-years observation made at Taipei and 5-years observation made at Taoyuan, it is found that the characteristics of the mean tropopause are as following:

0000GMT

Tropopause	Height (gpm)	Pressure (mb)	Temperature (°C)	Number of observation
Taipei	16 431	104.0	-74.0	2,625
Taoyuan	16 734	97.8	-76.4	1,625
Difference	303	6.2	2.4	

Taoyuan and Taipei are only about 30 km from one another in west-east direction. The differences in the characteristics of the tropopause over these two stations are really too big. They are caused by the different instrumentation and the different periods of observation.

The two stations Taoyuan and Tungkong have the same instrumentation and periods of observation and the mean tropopause characteristics over these two stations are as following:

Tropopause	Height (gpm)			Pressure (mb)		
	Taoyuan	Tungkong	Difference	Taoyuan	Tungkong	Difference
0000GMT	16,734	16,594	140	97.8	100.4	2.6
1200GMT	16,690	16,573	117	98.0	100.2	2.2
Mean	16,712	16,584	128	97.9	100.3	2.4
	Temperature (°C)			Wind velocity (kts)		
	Taoyuan	Tungkong	Difference	Taoyuan	Tungkong	Difference
0000GMT	-76.4	-77.3	0.9	42	33	9
1200GMT	-77.1	-77.9	0.8	39	31	8
Mean	-76.8	-77.6	0.8	41	32	9

Taoyuan is located north of Tungkong and has a latitude $2^{\circ}35'$ higher than that of Tungkong. The tropopause over Taoyuan is higher and warmer than that over Tungkong. In a former report, "A Study of the Free Atmosphere over Taiwan" the author pointed out that the surface temperature at Tungkong is higher than that at Taoyuan, but the lapse rate of temperature in the troposphere is greater over Tungkong than over Taoyuan. So, the tropopause over Tungkong is colder and lower.

2. *Annual variation of the tropopause* The tropopause over Taipei was highest in May, 16,659 gpm, and lowest in July, 16,183 gpm, with an annual range of height 476 gpm. In January the tropopause was 179 gpm higher than in July. The tropopause over Taoyuan was highest in April, 17,134 gpm, and lowest in August, 16,385 gpm, and the annual range was 749 gpm. The tropopause over Tungkong was highest in May, 16,927 gpm, and lowest in August, 16,060 gpm, and the annual range was 867 gpm. The tropopause both over Taoyuan and over Tungkong was higher in January than in August, and the difference of height between these two months was 391 gpm at Taoyuan and 680 gpm at Tungkong.

Byers in his "General Meteorology" wrote that,.....At all latitudes it (tropopause) is higher in summer than in winter.....Blair and Fite in their "Weather Elements" also said that.....the tropopause is higher in summer than in winter. These statement does not hold for the tropopause over Taiwan, and it is highest in spring and lowest in summer. It is higher in winter than in summer.

From January to April, the mean wind direction at tropopause level over Taiwan was W, and the strongest wind occurred in winter. In May, the wind veered to north. Taoyuan tropopause had N wind in June, and Tungkong had NE wind in June. In July and August there were E or ENE winds at the tropopause over Taiwan. The wind backed in September over Taoyuan and in October over Tungkong and NW or W winds blowed in November and December at the tropopause over Taiwan. The smallest wind speed at tropopause level occurred in September at Taoyuan and in October at Tungkong.

3. *Extremes of the tropopause* The maximum and minimum height (H), pressure (P) and temperature (T) and the maximum wind velocity (V) of the tropopause over Taiwan ever occurred are as following:

	H (gpm)	P (mb)	T (C)	V (kts)
Absolute maximum Taipei	19,274	181	-60.7	—
Taoyuan	19,120	150	-64	185
Tungkong	18,730	150	-66	125
Absolute minimum Taipei	12,873	68	-86.6	—
Taoyuan	13,940	65	-85	—
Tungkong	13,970	68	-88	—

Absolute range	Taipei	6,401	113	25.9	—
	Taoyuan	5,180	85	21	—
	Tungkong	4,760	82	22	—

4. *Diurnal variation* From June 1957 until November 1958 there were 64 days with 4 observations daily, at 0000, 0600, 1200, and 1800 GMT, about the tropopause over Taipei. In average, the tropopause was highest at 1200 GMT, and lowest at 0000 GMT. The difference of height between 0600 and 0000 GMT was only 1 gpm, and 0600 GMT is the warmest time of the day in Taiwan. So, it is quite possible, just like the lowest tropopause occurred in the warmest month of the year, the lowest tropopause in a day, will occur at the warmest time, 0600 GMT in Taiwan.

In these 64 days, the maximum range of tropopause height in a day was 2,328 gpm and the minimum range in a day was 212 gpm. Mean diurnal range of tropopause height of the 64 days was 1,052 gpm. The warmest time of the tropopause was 0000 GMT, but the temperature at 0600 GMT was only 0.1°C lower than that at 0000 GMT. The coldest time of the tropopause was 1800 GMT. The greatest tropopause temperature range in a day was 11.1°C, and the smallest range in a day was 2.0°C. The mean temperature range of the tropopause over Taipei was 5.0°C.

5. *Variations in 10 years* The annual means of the tropopause over Taipei during 1955-1964 varied considerably. The tropopause over Taipei was highest in 1960 and lowest in 1964 and the range of it was 614 gpm. The tropopause over Taipei was warmest in 1957 and coldest in 1962, and the range of temperature was 3.6°C.

The seasonal mean tropopause over Taipei was highest in spring 1960, lowest in winter 1964 and the range of the tropopause height was 1,030 gpm. The mean temperature of the tropopause in a season was highest in spring 1957 and lowest in autumn 1962. The range of the tropopause temperature was 6.3°C.

The monthly mean tropopause over Taipei was highest in May 1957 17,149 gpm, and the lowest in December 1955, 15,725 gpm, and the range of height was 1424 gpm. The monthly mean temperature of the tropopause over Taipei was highest in March 1959 and lowest in December 1959. The two extremes were -69.9 °C and -77.1 °C and the range was 7.2 °C.

6. *Multiple tropopauses over Taiwan?* There are 12 observations made at Taipei during 1955-1964, indicating that two overlapping tropopauses were there in the atmosphere. The first one occurred between 11,675 and 16,033 gpm and the second one was located between 16,730 and 19,828 gpm. The number of such observations are too few and it was never reported by the other rawinson stations like Taoyuan and Tungkong that multiple tropopauses were observed. So, it is quite doubtful that there were real multiple tropopauses in the atmosphere over Taipei. The 12 observations of multiple tropopauses may be erroneous.

7. *Tropopause and surface pressure* Petterssen in his book "Introduction to Meteorology" wrote that.....the height (of tropopause) varies with pressure at sea level, the higher the sea level pressure, the higher the tropopause Blair and Fite in their "Weather Elements" stated that.....the tropopause is higher when the surface pressure is higher than when it is low. The author examined the 0000 and 1200 GMT surface pressure at Taoyuan and Tungkong on the days having highest and lowest tropopause in the months 1964 and 1965, and found that these statement made by Petterssen and Blair and Fite about the relationship between surface pressure and tropopause meet not the fact over Taiwan. The author found that, only 31% of the observations made at Taoyuan 35% of the observations made at Tungkong were higher surface pressure when the tropopause was highest in the month, and lower surface pressure when the tropopause was lowest in the month. 42% at Taoyuan and 42% at Tungkong were in contrast with what Petterssen and Blair and Fite said. 27% at Taoyuan and 23% at Tungkong were equal surface pressures or nearly the same surface pressures when the tropopause was highest and when it was lowest of the month.

8. *Tropopause and surface weather* The author studied the tropopause conditions on rainy days in winter and summer months over Taoyuan and Tungkong and found the following rules:

(1) Before rain the Taoyuan tropopause is at first very low and then rises suddenly. The precipitation becomes very intensify when the tropopause reaches its peak height.

(2) When the tropopause rises over Taoyuan and sinks over Tungkong rain will fall in 12 or 24 hours.

(3) The higher the tropopause over Taoyuan than that over Tungkong, the heavier and the more durable the rain will be.

(4) When the tropopause over Taoyuan is very cold and the wind at that level is very strong, in contrast with the conditions at the tropopause over Tungkong, the rain at Taoyuan can persist for several days.

(5) When both Taoyuan and Tungkong have cold and low tropopause, and it is higher over Taoyuan than over Tungkong, it rains also.

壹、概 論

自地面至無線電探空觀測一般所達高度(30公里上下)的大氣層,按垂直溫度分佈,可分為三部分;下部溫度隨高度作正常的減低,是為對流層,上部溫度隨高度之變化很小,或隨高度而增,叫做平流層,對流層與平流層間的界面薄層,被稱為對流層頂。對流層頂也可以說是平流層底。氣象學上特別注意對流層,因為風暴雲雨,完全在此層發生,但是也並不忽略對流層頂和平流層,因為這兩個較高的層次,和對

流層及地面所出現的天氣情況及其變化,常有直接的關係。

對流層頂只是對流層與其上平流層中間的過渡區薄層,其高度視緯度與天氣情況而異,在赤道上最高,約達18公里,兩極上最低,平均僅約8公里,中緯度上對流層頂傾斜最甚。冬季熱帶上空17公里高,溫度降至 -75°C 以下,而在北極此同一高度溫度高於 -60°C ,對流層頂溫度約為 -55°C 。夏季極地上空平流層溫度高於 -45°C ,而赤道上空17公里高度面溫度低於 -75°C ,是平流層溫度,極地與赤道相差約達 35°C

之多。

上世紀末年，歐洲科學家發現平流層時，曾以之為同溫域。這在歐洲的平均緯度上是正確的，但是低緯度上和極區地點，並非如此，熱帶平流層的特徵是溫度逆增，極區夏季也是如此，冬季在極區的上空，因為溫度向上繼續減低，對流層頂不易確定。

在有的天氣形勢下，對流層與平流層間不見有明顯的不連續，特別是想由幾處探測資料，確定大區對流層頂時為然。一站見有對流層頂，而他站無之，或出現於不同高度。因之，氣象學家一般同意多重對流層頂的學說，在大區上空，並非有一個連續的對流層頂，而是有多個片段的對流層頂，作階梯式的重疊，赤道附近高度大溫度低，兩極附近高度小溫度高。這些片段對流層頂的高度和溫度，隨時隨地不同，至於由平均資料所繪出之連續對流層頂之線，僅代表簡化了的形式。

貳、本研究所用資料

用於本研究的資料，為臺灣北部臺北桃園二地及南部東港共三地的觀測，臺北測站屬臺灣省氣象局，使用日式無線電探空儀，觀測高空各層氣壓溫度與濕度，桃園及東港二測站為中國空軍所設，使用美製器材，作高空氣壓溫度濕度以及風向風速的觀測，三站地名號碼，地理位置及海拔高度如下：

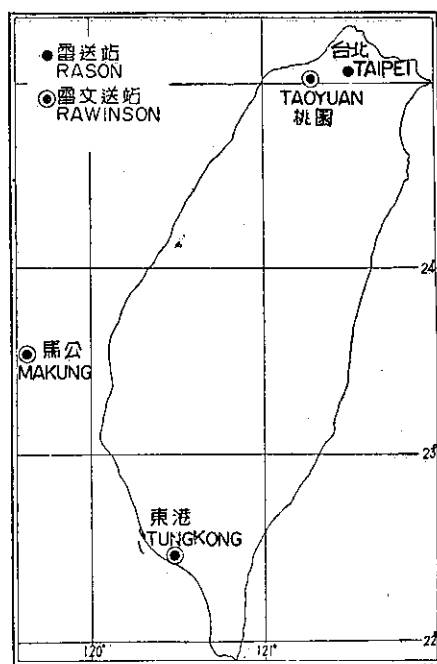
測 站 Station	地名號碼 Index No.	北 緯 度 Latitude (N)	東 經 度 Longitude (E)	高度(公尺) Height (m)
臺 北 Taipei	46692	25°02'	121°31'	8.0
桃 園 Taoyuan	46697	25°03'	121°13'	48.0
東 港 Tungkong	46747	22°28'	121°26'	3.1

臺北 0300 與 0000 GMT 對流層頂資料次數

Taipei 0300 and 0000 GMT Tropopause Observation Numbers

月 份 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year
1955	20	17	26	24	31	27	25	0	0	0	20	28	218
1956	27	25	26	25	31	26	28	27	29	30	29	31	334
1957	30	24	29	24	26	21	25	24	26	25	27	26	307
1958	23	23	27	27	25	21	19	21	16	17	25	23	267
1959	20	16	21	18	15	14	23	14	20	19	17	23	220
1960	22	21	25	23	27	22	20	22	25	14	23	24	268
1961	21	15	17	18	22	21	24	23	19	22	19	19	245
1962	12	21	23	28	22	25	22	27	27	25	26	29	287
1963	27	18	27	21	16	21	22	23	21	23	20	23	262
1964	16	8	26	25	24	17	20	21	18	20	14	8	217
總 計	218	188	247	233	239	215	228	207	201	195	220	234	2625

第一圖表示出臺灣三個探空測站的地理分佈。



第一圖 台灣探空測站
FIG. 1 RASON AND RAWINSON
STATIONS IN TAIWAN

觀測時間臺北1955（民國44年）至1957年3月為格林威治標準時（GMT）0300，即我國中原標準時之1100時，自1957年4月起，改為0000 GMT，即本地之0800時，並偶於0600，1200，1800 GMT，增加觀測一次，臺北共有1955-1964共10年之觀測，因0300與0000相距較近，故為平均之計算，合併使用之。在1955-1964的10年中，臺北0300與0000 GMT探空觀測中得有對流層頂資料之次數如下：

本文所用桃園與東港二地之觀測資料，限於1957年7月至1960年6月計3年與1964，1965之2年共5年的觀測，前3年之資料，曹淦生君曾於1960年10月出版之氣象預報與分析中發表之，後2年的資料是國際地球物理合作組織中國委員會所公佈之太陽寧靜年在

觀測報告中二地1964與1965兩年的觀測，此5年的資料，包括 0000 GMT 與 1200 GMT 兩次的觀測。桃園東港二測站在5年各月探空及測風之有對流層頂資料總次數如下表：

無線電探空 (Times of Rason Observations in 5 years)

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總計 Total
0000 GMT													
桃園 Taoyuan	137	117	140	140	135	130	141	134	131	140	143	137	1625
東港 Tungkong	140	111	146	124	132	133	130	115	127	142	145	146	1591
1200 GMT													
桃園 Taoyuan	117	99	114	114	101	99	124	102	90	96	102	120	1278
東港 Tungkong	113	86	107	94	97	100	99	78	99	104	100	129	1206

無線電測風 (Times of Rawin Observation in 5 years)

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總計 Total
0000 GMT													
桃園 Taoyuan	111	105	125	139	134	130	141	134	131	140	138	131	1559
東港 Tungkong	101	84	102	122	132	133	130	115	127	142	143	131	1462
1200 GMT													
桃園 Taoyuan	89	90	98	113	100	98	124	102	90	96	100	110	1210
東港 Tungkong	72	66	75	93	97	100	98	78	99	104	100	116	1098

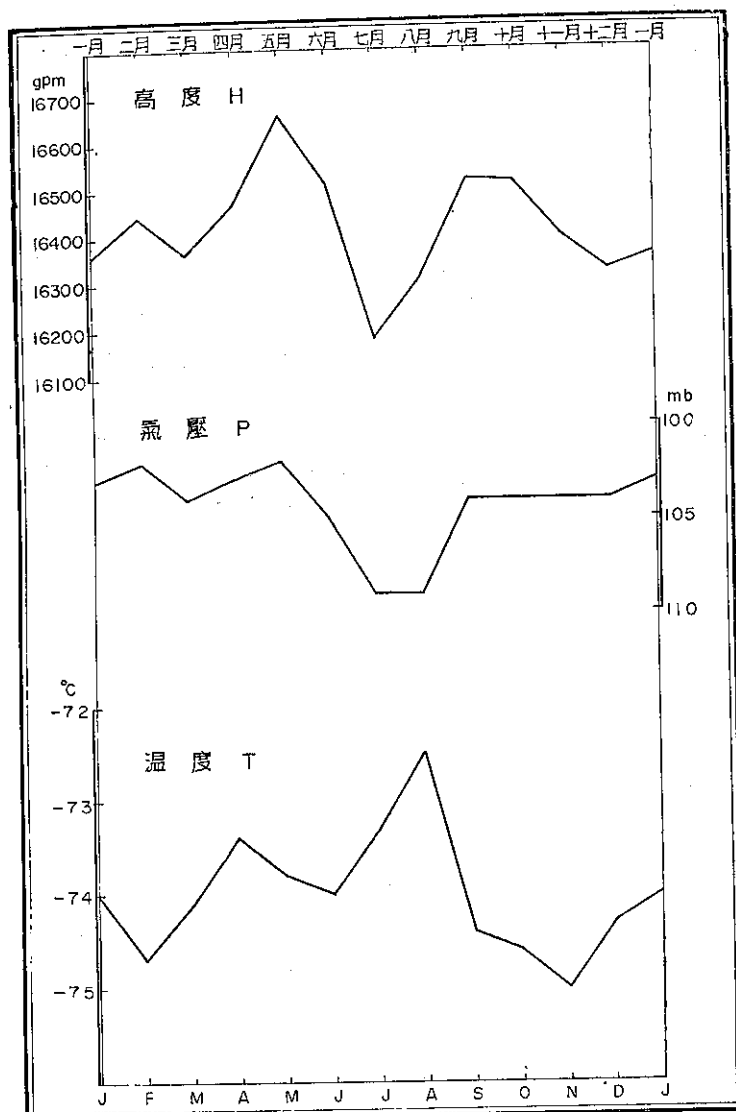
叁、臺灣對流層頂之平均值及年中變化

(一)臺北 0000 GMT 觀測

根據 1945-1964 的10年 0000 GMT 總數2,625次的無線電探空觀測中的對流層頂資料，臺北對流層頂的平均值為高度 16,431 gpm，氣壓 104 mb，溫度 -74.0°C 。其年中變化則高度以5月之 16,659 gpm 為最高，7月之 16,183 gpm 為最低，一月高度 16,362 gpm，高於7月 179 gpm。年中變差為 476 gpm，對流層頂之氣壓，以7月與8月的同為 109 mb 為最高，而最低氣壓 102 mb 見於冬季之2月與春季的5月，變差 7 mb。2月與5月雖有相同的氣壓低值，但2月對流層頂的高度，却比5月者低 214 gpm。一如7月與8月雖有相同的氣壓高值，但高度並不相等，8月高於7月 131 gpm，臺北對流層頂的月平

均氣溫，以8月的 -72.5°C 為最高，11月的 -75.0°C 為最低，年中變差 2.5°C 。

由第二圖中臺北對流層頂年中各月平均高度，氣壓與溫度所構成的曲線觀之，可見高度氣壓與溫度的年中變化，似有3個週期，高度與氣壓相符，高度之第1次最高，亦即氣壓的第1次最低，見於2月，高度的第2次最高，即氣壓的第2次最低見於5月，年中第3次最大高度，見於9月，而9月氣壓則非最低，9月至12月，各月全為 104 mb，可能是觀測之正確性有問題。高度之3次最小，見於3月，7月與12月。臺北對流層頂溫度的年中變化，也見3個週期，最高出現在1月，4月與8月，最低見於2月，6月與11月。對流層頂高度與溫度年中有3個週期的現象，頗值得注意。



第二圖 1955-1964 0000GMT 台北平均對流層頂
FIG. 2 1955-1964 0000GMT TAIPEI MEAN TROPOPAUSE

1955-1964 臺北 0000 GMT 各月平均對流層頂
(1955-1964 Taipei 0000 GMT Monthly Mean Tropopause)

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year	變差 Range
高 度 Height 16000+gpm	362	445	363	468	659	515	183*	314	521	517	404	328	431	476
氣 壓 Pressure (mb)	103	102*	104	103	102*	105	109	109	104	104	104	104	104	7
溫 度 Temp. (°C)	-74.0	-74.7	-74.1	-73.4	-73.8	-74.0	-73.3	-72.5	-74.4	-74.6	-75.0*	-74.3	-74.0	2.5

如將年中12個月合併爲四季，以12月1月與2月爲冬，3月4月與5月爲春，6月7月與8月爲夏，9月10月11月爲秋，則臺北10年 0000 GMT 各季平均對流層頂的情況如下：

	冬	春	夏	秋	變差
高度 Height 16000+gpm	378	497	337*	481	160
氣壓 Pressure (mb)	103*	103*	108	104	5
溫度 Temp. (°C)	-74.3	-73.8	-73.3	-74.7*	1.4

由表可見臺北對流層頂，以春季爲最高，16,497 gpm，夏季爲最低，16,337 gpm，此二季高度差160 gpm，冬季高度大於夏季 41 gpm，冬季氣壓亦低於夏季者 5 mb。由以上所述臺北10年對流層頂之各月平均亦已看出春季5月之高度最大，夏季7月之

高度最小，變差 476 gpm，1月高於7月 179 gpm，故白義爾斯 (Byers) 在其名著普通氣象學第3版第47頁所云對流層頂在各緯度上都是夏高於冬，以及布萊爾 (Blair) 與傅艾特 (Fite) 之天氣要素一書第5版第97頁所稱對流層頂夏高於冬之說，皆不適用於臺灣，蓋由桃園東港二地之觀測，知二地對流層頂也是春季最高，夏季最低，冬高於夏，臺灣對流層春季最高之事實，曹淦生、魏元恆二君皆曾指出之。

臺北對流層頂溫度之季平均，以夏季者爲最高， -73.3°C ，秋季者爲最低， -74.7°C ，相差 1.4°C ，冬季高於秋季 0.4°C ，低於夏季 1°C ，春季溫度之數值，正界於冬夏二季數值之間，高於冬季者 0.5°C ，低於夏季的也是 0.5°C 。

(二) 桃園東港二地 0000 與 1200 GMT 觀測

根據桃園東港二地1957年7月至1960年6月的3年和1964年1月到1965年12月共5年的觀測，對流層頂的各月平均值如下：

5 Years Mean Tropopause 0000 GMT

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year	變差 Range	資料次數 No. of obs.
高度 Height 16000+gpm															
桃園 Taoyuan	806	654	788	1140	938	810	408	380*	764	546	754	850	734	760	1625
東港 Tungkong	696	638	614	934	966	726	260	110*	492	466	580	670	594	856	1591
氣壓 mb Pressure															
桃園 Taoyuan	94.2	97.0	95.2	90.4*	94.4	98.4	106.6	105.8	99.6	100.8	96.6	94.4	97.8	16.2	1625
東港 Tungkong	97.4	98.8	99.4	94.6	94.2*	99.4	107.0	110.4	103.6	100.4	99.8	98.0	100.4	16.2	1591
溫度 °C Temp.															
桃園 Taoyuan	-77.4	-76.0	-75.0	-76.6	-76.0	-76.2	-76.0	-75.0	-76.4	-76.2	-78.0*	-77.8	-76.4	3.0	1625
東港 Tungkong	-77.8	-76.8	-77.4	-77.8	-77.4	-77.6	-75.4	-75.0	-77.4	-77.4	-78.8*	-78.6	-77.3	3.8	1591
風速 kts Wind velocity															
桃園 Taoyuan	68	68	69	40	29	23	37	29	21*	27	41	62	42	47	1559
東港 Tungkong	48	43	43	32	21	28	41	33	23	17*	26	43	33	31	1462

1200 GMT

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year	變差 Range	資料次數 No. of obs.
高度 Height 16000+gpm															
桃園 Taoyuan	745	658	650	1128	945	763	440	390*	658	545	600	775	690	738	1,278
東港 Tungkong	788	578	538	913	888	728	325	010*	480	550	463	645	573	903	1,206
氣壓 mb Pressure															
桃園 Taoyuan	95.0	96.8	96.3	90.0	94.5	98.0	104.5	105.3	100.3	100.5	98.8	97.3	98.0	15.3	1,278
東港 Tungkong	95.8	99.0	100.3	93.3*	95.5	98.8	106.5	112.0	103.3	100.5	101.8	97.8	100.2	18.7	1,206
溫度 °C Temp.															
桃園 Taoyuan	-77.5	-76.5	-77.5	-77.3	-76.8	-77.5	-76.8	-75.0	-76.8	-77.0	-78.5*	-78.3	-77.1	3.0	1,278
東港 Tungkong	-79.5	-78.8	-78.0	-78.5	-77.8	-78.0	-76.3	-75.0	-77.5	-78.3	-79.0	-79.0	-77.9	4.5	1,206
風速 kts Wind velocity															
桃園 Taoyuan	65	62	55	33	25	21	34	27	18	22	41	60	39	47	1,210
東港 Tungkong	47	43	38	28	19	23	40	31	21	16*	29	41	31	31	1,098

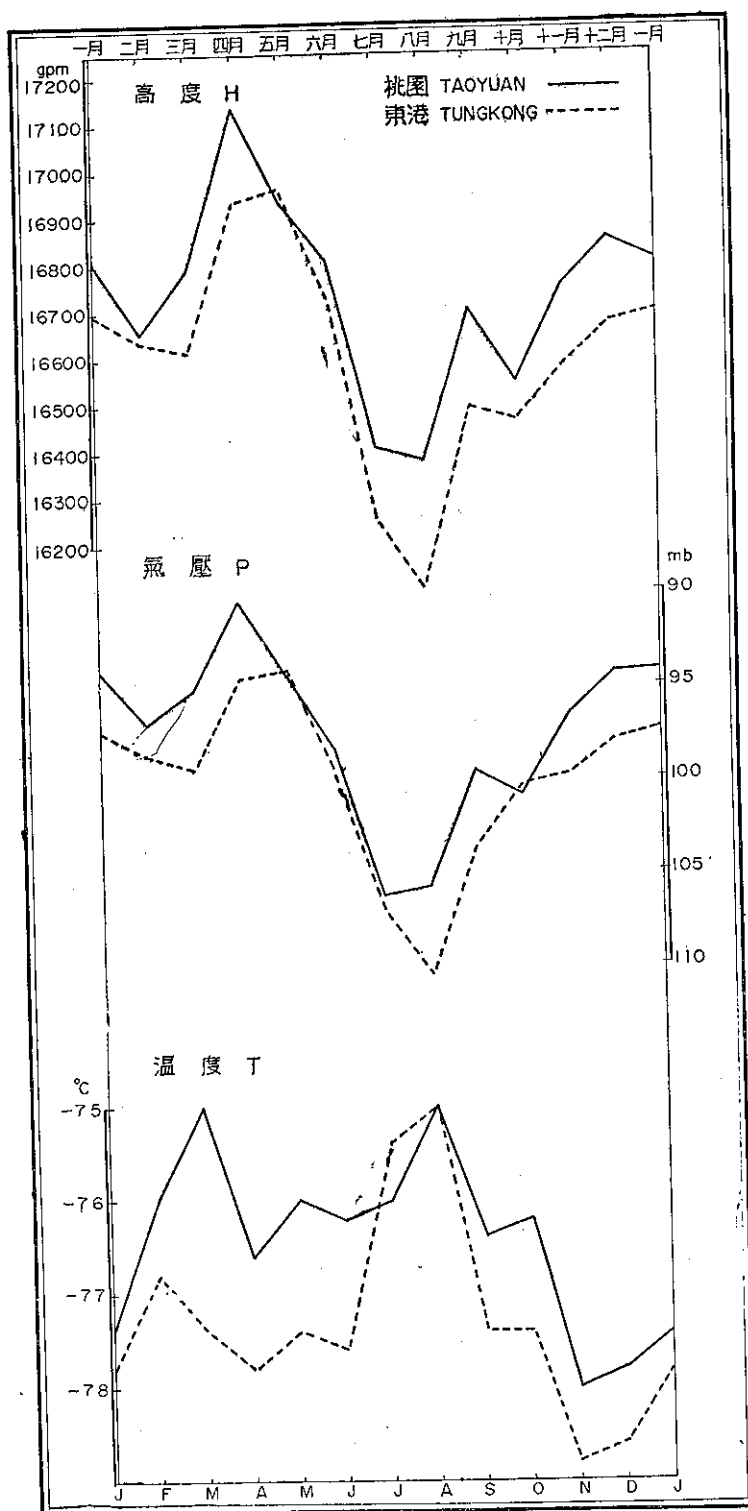
1. 0000 GMT 觀測

0000 GMT 5年之年平均對流層頂在桃園，高度為16,734 gpm，氣壓為97.8 mb，溫度為-76.4°C，與臺北0000 GMT之10年平均對流層頂相比較，桃園高度大於臺北303 gpm，氣壓低於臺北6mb，溫度比臺北低2.4°C，臺北桃園二地一東一西相距不過30 km，對流層頂何以有如此大的差別，必係以二地所用測量儀器不同，標準有別所致，觀測年代不同尚在其次。0000 GMT 東港對流層頂5年平均數值，高度為16,584 gpm，高於臺北163 gpm，低於桃園140 gpm，東港平均氣壓為100.4 mb，低於臺北3.6 mb，高於桃園2.6 mb。東港溫度為-77.3°C，低於臺北3.3°C，低於桃園0.9°C。

0000 GMT 桃園東港二地對流層頂5年平均風速，桃園為42 kts，東港為33 kts，桃園較強9 kts。

就桃園東港二地對流層頂之年中變化而論，有如第三圖之所示，0000 GMT 桃園對流層頂高度，以

4月之17,140 gpm為最大，8月之16,380 gpm為最小，7月高度亦小，僅高於8月28 gpm。而氣壓之最高見於7月，為106.6 mb，最低見於4月，90.4 mb，桃園年中變差，高度為760 gpm，氣壓為16.2 mb，由第三圖可見桃園0000 GMT對流層頂平均溫度，以8月的-75.0°C為最高，11月之-78.0°C為最低，變差3.0°C，東港各月平均對流層頂，高度以5月之16,966 gpm為最高，8月之16,110 gpm為最低，變差856 gpm，氣壓與高度正相反，5月94.2 mb最低，8月110.4 mb最高，變差16.2 mb，溫度以8月的-75.0°C為最高，11月的-78.8°C為最低，變差3.8°C。就0000 GMT各月平均風速而論，桃園以1月與2月之68 kts為最大，9月之21 kts為最小，變差47 kts，6月風速次小，23 kts東港風速以1月的48 kts為最大，2月3月之同為43 kts次大，10月之17 kts為最小，5月之21 kts為次小。有如第四圖所示，桃園東港二地對流層頂平均風速之年中變化，形成W字形之曲線。



第三圖 0000 GTM 五年平均對流層頂
FIG. 3 0000 GTM MEAN TROPOPAUSE IN 5 YEARS

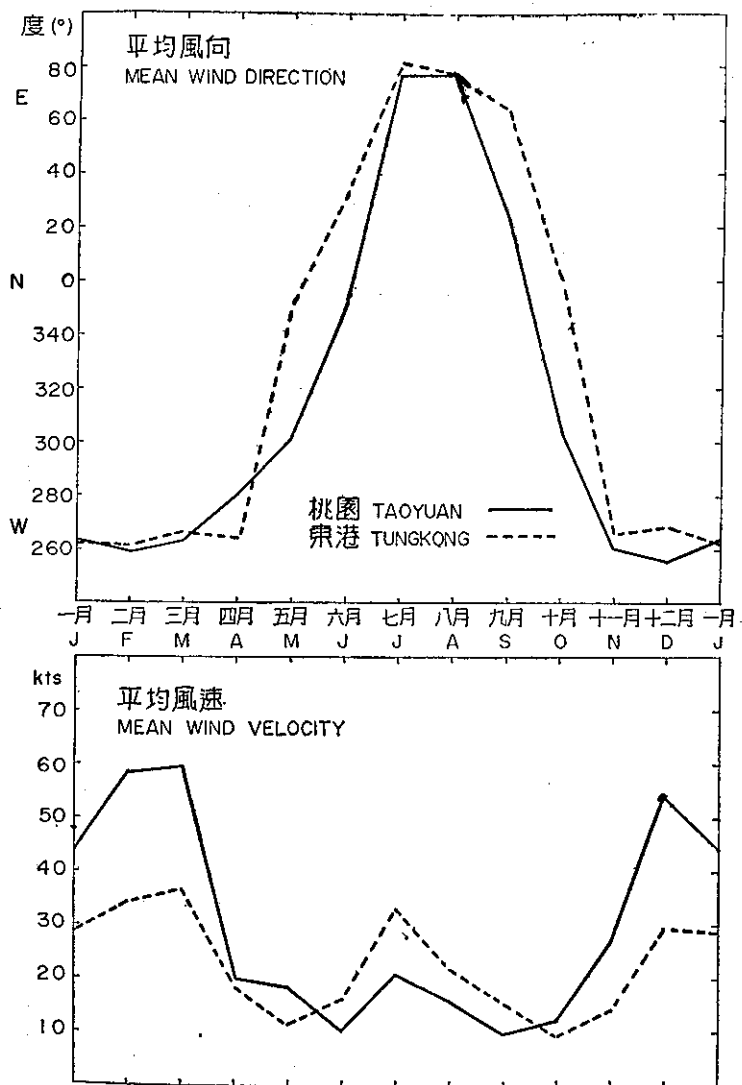
比較 0000 GMT 臺北桃園東港三地對流層頂高度氣壓與溫度三者的年中變化，可見其屬於同一形式，僅最高最低出現的月份，相差一個月，以高度而論，臺北東港最大同見於 5 月，而桃園最大高度見於 4 月，最小高度臺北見於 7 月，桃園東港同見於 8 月。7 月 8 月高度皆較 1 月 2 月者為小。對流層頂溫度，三地同以 8 月者為最高，11 月為最低。桃園東港二測站儀器程式與工作方法完全相同，故二地之對流層頂高度氣壓與溫度的曲線，比較接近，三地對流層頂高度氣壓與溫度的差別，全以春季三個月者為最大。

以 0000 GMT 臺北桃園東港三地平均各月對流層頂最大高度而論，桃園高於東港 174 gpm，臺北

則低於東港 307 gpm，三地之平均最小高度，桃園高於東港 270 gpm，臺北高於東港 73 gpm。對流層頂最熱月八月的平均溫度，桃園東港同為 -75.5°C ，而臺北則為 -72.5°C ，對流層頂最冷月 11 月，桃園暖於東港 0.8°C ，而臺北則暖於桃園 3.0°C ，此月對流層頂平均高度，臺北低於桃園 350 gpm，故有如此大之溫度差，但二地距離如此近，而對流層頂別如此大，必係因觀測資料之不合所致，而非真有如此大的差別。

2. 1200 GMT 觀測

就 1200 GMT 觀測之 5 年平均對流層頂而論，桃園高度為 16,690 gpm，比同期 0000 GMT 對流

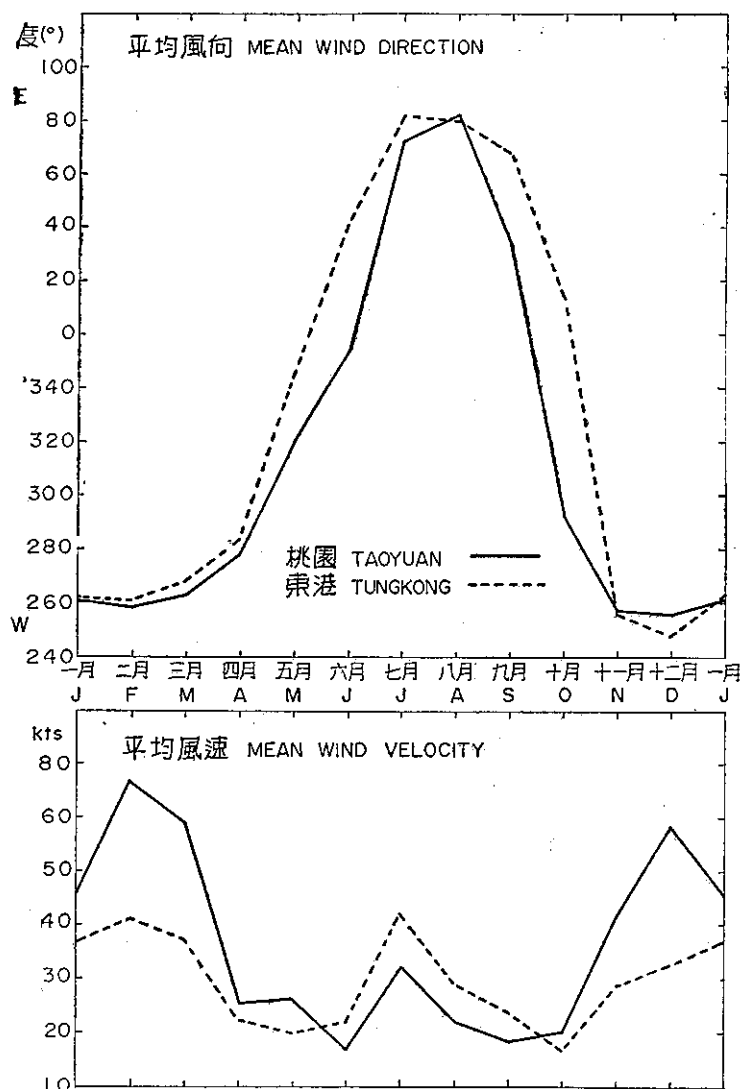


第四圖 1964-1965 0000GMT 對流層頂平均風向風速
FIG. 4 1964-1965 0000GMT TROPOPAUSE WIND DIRECTION AND VELOCITY

層頂平均高度略低 44 gpm，東港對流層頂平均為 16,573 gpm，比同期此地 0000 GMT 對流層頂高度僅低 21 gpm。桃園高於東港 117 gpm。1200 GMT 對流層頂氣壓，桃園 98.0 mb，高於 0000 GMT 之平均值 0.2 mb。東港對流層頂氣壓 100.2 mb，比東港 0000 GMT 之氣壓低 0.2 mb，比同時桃園對流層頂氣壓高 2.2 mb。桃園對流層頂溫度為 -77.1°C ，高於同時東港之 -77.9°C 計 0.8°C 。比本地 0000 GMT 之溫度低 0.7°C ，東港對流層頂平均溫度，1200 GMT 者低於 0000 GMT 者 0.6°C ，1200 GMT 對流層頂平均風速，桃園為 39 kts，比 0000 GMT

者弱 3 kts，東港為 31 kts。比 0000 GMT 者弱 2 kts，此時風速桃園較東港為強 8 kts。

就 1200 GMT 桃園東港二地各月對流層頂之五年平均值觀之，高度皆以 4 月為最大，桃園 17,128 gpm，東港 16,913 gpm，桃園高於東港 215 gpm，同以 8 月的高度為最小，桃園 16,390 gpm，東港 16,010 gpm，桃園高於東港 380 gpm。氣壓 4 月最低，8 月最高，4 月桃園 90.0，東港 93.3，桃園較低 3.3 mb，8 月桃園 105.3，東港 112.0，桃園低於東港 6.7 mb，1200 GMT 對流層頂溫度，桃園東港全以 8 月為最高，桃園 -75.5°C ，東港 -75.0°C ，東港



第五圖 1964 - 1965 1200 GMT 對流層頂平均風向風速

FIG 5 1964 - 1965 1200 GMT TROPOPAUSE WIND DIRECTION AND VELOCITY

較暖 0.5°C 。最低溫度，桃園見於11月，為 -78.5°C ，東港則見於1月， -79.5 ，東港較冷 1°C 。二地風速，皆以一月為最強，平均值桃園 65 kts，東港 47 kts，桃園較強 18 kts，最小平均風速，桃園見於9月，18 kts，東港見於10月，16 kts。6月至9月的4個月，東港有較桃園為大之對流層頂平均風速，但在年中之其他8個月，則對流層頂風速，桃園大於東

港。

3. 0000 與 1200 GMT 觀測之平均

如將桃園東港二地5年觀測資料中 0000 與 1200 GMT 之二次觀測合併，計算其平均，則得二地對流層頂平均高度，氣壓、溫度與風速的各月及年平均數值如下：

Mean Tropopause of 0000 and 1200 GMT

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year	變 差 Range
高度 Height 1600+ gpm														
桃 園 Taoyuan	776	656	719	1,134	942	787	424	385*	681	546	677	813	712	749
東 港 Tungkong	742	608	576	924	927	727	293	060*	486	508	522	658	584	867
氣壓 mb Pressure														
桃 園 Taoyuan	94.6	96.9	95.8	90.2*	94.5	98.2	105.6	105.6	100.0	100.7	97.7	97.9	97.9	15.4
東 港 Tungkong	96.6	98.9	99.9	94.0*	94.9	99.1	106.8	111.2	103.5	100.5	100.8	97.9	100.3	17.2
溫度 $^{\circ}\text{C}$ Temp.														
桃 園 Taoyuan	-77.5	-76.3	-76.3	-77.0	-76.4	-76.9	-76.4	-75.3	-76.6	-76.6	-78.3*	-78.1	-76.8	3.0
東 港 Tungkong	-18.7	-77.8	-77.7	-78.2	-77.6	-77.8	-75.9	-75.0	-77.5	-77.9	-78.9*	-78.8	-77.6	3.9
風速 kts Wind velocity														
桃 園 Taoyuan	67	65	60	37	27	22	36	28	20*	25	41	61	41	47
東 港 Tungkong	48	43	41	30	20	26	41	32	22	17*	28	42	32	31

就此5年 0000 與 1200 GMT 之平均對流層頂而言，最大高度桃園見於4月，為 17,134 gpm，東港見於5月，16,927 gpm，最小高度桃園 16,885，東港 16,060 gpm，同見於8月，高度之年變差，桃園 749 gpm，東港 867 gpm，二地高度1月者皆大於8月者，桃園1月較8月高 391 gpm，東港1月高於8月 682 gpm，對流層頂在冬月高於夏月之情形，至為明顯，氣壓之最低，二地同見於4月，桃園為 90.2 mb，東港為 94.0 mb，東港5月氣壓高於4月氣壓 0.9 mb，而5月竟有最大的高度，似不合理，但5月高度僅高於4月者 6 gpm，故雖有統計

資料上的差誤，惟差誤並不大，氣壓之平均最高，桃園見於7月與8月，同為 105.6 mb，東港見於8月，111.2 mb 氣壓變差，桃園 15.4 mb，東港 17.2 mb。對流層頂溫度，二地最高同見於8月，桃園 -75.3°C ，東港 -75.0°C ，最低同見於11月，桃園 -78.3°C ，東港 -78.9°C ，變差桃園 3.0°C ，東港 3.9°C ，是東港對流層頂高度與溫度之年變差，皆大於桃園者。對流層頂的平均風速，二地皆以一月為最大，桃園 67 kts，東港 48 kts，最小風速在桃園為 20 kts，見於9月，在東港為 17 kts，見於10月。6月到9月的4個月，對流層頂之平均風速，東港大於桃園，在其

他 8 個月反是，桃園大於東港，風速變差，桃園 47，東港 31 kts。

4. 季平均

如將上述桃園東港二地 5 年 0000 與 1200 GMT 對流層頂性質的各月平均值，再行合併計算四季之平均，則見桃園東港二地對流層頂各季平均高度，氣壓、氣溫與風速如下：

	冬 Winter	春 Spring	夏 Summer	秋 Autumn	變差 Range
高度 Height 16000+gpm					
桃 園 Taoyuan	748	929	523*	635	406
東 港 Tungkong	669	809	360*	505	449
氣壓 mb Pressure					
桃 園 Taoyuan	96.5	93.5*	103.1	99.5	9.6
東 港 Tungkong	97.8	96.3*	105.7	101.6	9.4
溫度 °C Temp.					
桃 園 Taoyuan	-77.3*	-76.6	-76.2	-77.2	1.1
東 港 Tungkong	-78.4*	-77.8	-76.2	-78.1	2.2
風速 kts Wind velocity					
桃 園 Taoyuan	64	41	29*	29*	35
東 港 Tungkong	44	30	33	22*	22

由表可見桃園東港二地對流層頂之季平均值中，高度氣壓與溫度的季變形式，完全一致，高度在桃園

與東港二地全係春季最大，夏季最小，與臺北對流層頂高度之季變化相同，非若白義爾斯 (Byers) 與布萊爾 (Blair) 等書中所謂對流層頂高度，夏高於冬。氣壓則係春季最低，夏季最高。溫度夏高冬低，與臺北對流層頂溫度之夏高秋低微有不符。實以冬秋兩季之平均溫度相差無幾，臺北為 0.4，桃園為 0.1，東港為 0.8°C 臺北為 10 年資料，而桃園東港為 5 年資料，由資料之不一致，可以見有此項差別。以對流層頂的季平均風速而論，二地皆係冬季有最大的風速，桃園在夏秋兩季見有相同的最小風速，而東港則秋季見有最小風速。在夏季，東港風速強於桃園，其餘三季則桃園有較東港為強之風速。

對流層頂年平均高度，桃園高於東港 128gpm，而對流層頂之年平均溫度，東港低於桃園 0.8°C。就此 5 年平均而論，對流層上部及平流層，桃園暖於東港，東港雖有較桃園為高之地面溫度，但對流層中溫度之直減率較大，空氣比較不穩，故有較冷之對流層頂。兩地對流層頂之高度差，夏季最大，得 163gpm，冬季最小，79 gpm。兩地對流層頂高度之差別，雖以夏季為最大，但二地夏季對流層溫度却相同。是在夏季，南部之東港，其對流層上部及下部平流層有較北部桃園者為低之溫度。二地對流層頂溫度差，以春季者為最大，1.2°C，此季對流層頂高度，桃園大於東港 120 gpm，桃園溫度亦高於東港 1.2°C。對流層頂之季平均風速，在冬季，桃園強於東港 20kts，夏季東港強於桃園 4 kts，春秋兩季之平均風速，桃園強於東港 11 與 7 kts。

5. 兩年平均風向與平均風速

1964與1965兩年桃園共有 639 次 0000 GMT 之對流層頂風向風速資料，601 次 1200 GMT 之觀測資料。在此二年中，東港對流層頂風向風速資料 0000 GMT 者 610 次，1200 GMT 532 次。由此資料，得有以下之結果：

1964-1965 平均風向 (Mean wind direction)

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0000												
桃 園 Taoyuan	264 W	259 W	263 W	280 W	309 WNW	850 N	77 ENE	77 ENE	23 NE	303 NW	260 W	256 WSW
東 港 Tungkong	263 W	261 W	266 W	264 W	351 N	33 NE	80 E	77 ENE	64 ENE	360 N	266 W	269 W

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1200												
桃園 Taoyuan	261	259	263	278	321	353	72	82	32	292	257	256
	W	W	W	W	NW	N	ENE	E	NNE	WNW	WSW	WSW
東港 Tungkong	262	261	268	284	347	42	82	80	67	13	256	248
	W	W	W	WNW	NNW	NE	E	E	ENE	NNE	WSW	WSW

由表可見桃園對流層頂在 1 月至 4 月的四個月中全吹西風(W)，5 月對流層頂風向已顯著北轉，0000 GMT 為 WNW 風，1200 GMT 為 NW 風，6 月全為北風(N)，7 月全為 ENE 風，8 月在 0000GMT 為 ENE，1200 GMT 為 E 風，9 月桃園對流層頂風向又作逆轉，0000 與 1200 GMT 全為 NNE 風，10 月繼續逆轉，0000 GMT 吹 NW 風，1200 GMT 吹 WNW 風，11 月更逆轉為 W 風與 WSW 風，12 月則 0000 GMT 與 1200 GMT，全為 WSW 風。

東港 1 月至 3 月 0000 與 1200 GMT 對流層頂之

平均風向亦為 W，4 月則 0000 GMT 仍為 W 風，但 1200 GMT，已為 WNW 風，5 月此層風向 N 與 NNW，6 月則東港對流層頂風向在上下午全為 NE 風，7 月全為 E 風，8 月為 ENE 及 E 風，9 月全為 ENE 風，10 月為 N 風與 NNE 風，11 月與 12 月，0000 GMT 為 W 風，1200 GMT 為 WSW 風。

為補充上述 1964-1965 兩年之平均風向，再將此二年平均風速列出，俾對桃園東港二地對流層頂情況，有進一步的明瞭，二地此二年平均風速如下 (kts)

Mean wind velocity (kts)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year
0000 GMT													
桃園 Taoyuan	54.0	68.2	69.5	29.3	28.1	20.2	30.8	25.8	19.7*	22.1	36.9	64.1	39.5
東港 Tungkong	38.7	44.0	46.6	28.3	21.4	26.1	42.8	31.7	25.0	19.4*	24.4	39.7	32.3
1200 GMT													
桃園 Taoyuan	45.7	67.0	59.5	25.5	26.5	16.9	32.1	22.2	18.5*	20.1	41.7	58.1	36.1
東港 Tungkong	36.9	41.2	37.5	22.4	20.0	22.0	42.2	29.1	23.9	17.0*	28.9	32.8	29.5

此二年各月對流層頂平均風速，在 0000GMT，桃園與東港同以 3 月之風為最強，與前述 5 年平均中之以 1 月風速為最強有別，1200 GMT 之最大風速，桃園東港皆見於 2 月，亦非如 5 年平均之最大見於 1 月。最小風速 0000 GMT 桃園見於 9 月，而東港則見於 10 月，1200 GMT 之最小風速，桃園見於 6 月，9 月為風速次小之月。東港見於 10 月，而 5 月為風速次小之月，兩地之對流層頂，在 7 月皆見相當大的平均風速，第四圖與第五圖表示出 0000 與 1200 GMT 對流層頂風向風速之年中變化。

關於對流層頂風向風速與高度及溫度之關係，我們可以看出對流層高度最大之 4 月，為對流層頂西風

顯然減弱之月，而高度最小的 8 月，則是東風減弱之月。此兩年對流層頂之最高溫度，桃園見於高度最小之 8 月，此月東風已較七月為稍弱。東港見於 7 月，為東風頗強之月，對流層頂溫度之最低，兩地皆見於 11 月，為風向逆轉，恢復為西風之月份。

肆、臺灣對流層頂之極端值

(一)臺北 0000 GMT 觀測

根據 1955-1964 之 10 年臺北 2625 次 0000 GMT 無線電探空觀測，求得臺北對流層頂有如下之高度、氣壓與溫度的絕對極端數值。

1955-1964 臺北對流層頂

	高度 Height gpm	年 Year	月 Month	日 Day	氣壓 Pressure mb	年 Year	月 Month	日 day	溫度 Temp. °C	年 Year	月 Month	日 day
絕對最高 Absolute maximum	19,274	1958	8	25	181	1958	4	22	-60.7	1961	3	13
絕對最低 Absolute minimum	12,873	1961	3	13	68	1958	8	25	-86.6	1961	1	3
絕對變差 Absolute range	6,401				113				25.9			

臺北對流層頂之平均高度，雖以盛夏之7月為最低，8月次低，但絕對最高高度 19,274 gpm 則見於 1958年夏季之8月25日，絕對最低高度 12,873 gpm 見於平均高度相當大之春初3月，為 1961年3月13日，絕對變差 6,401 gpm。臺北對流層頂10年中之絕對最高氣壓 181 mb，見於 1958年4月22日，及 1961年 3月13日。絕對最低氣壓 68 mb，見於 1958年8月25日高度絕對最大之日。氣壓絕對變差 113 mb。臺北對

流層頂之絕對最高溫度，-60.7°C，見於高度絕對最低之 1961年 3月13日，而絕對最低溫度 -86.6°C，則見於 1961年1月3日，該日高度雖大，為 17,556 gpm，但並非最大。此日對流層頂上下有最冷之氣團。溫度之絕對變差為 25.9°C。

至於 1955-1964 之10年中臺北對流層頂在各月所見之最高最低數值，可由下表見之：

1955-1964年 月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year
高度 Height 10000+gpm													
最高 Maximum	8583	8193	8783	8802	8684	8344	7834	9274	8046	7985	8291	8055	9274
最低 Minimum	4112	4594	2373*	2944	3553	4792	4302	3912	5152	4966	4761	2994	2873
變差 Range	4471	3599	5910	5858	5131	3552	3532	5362	2894*	3019	3530	5061	6401
氣壓 mb Pressure													
最高 Maximum	148	136	181	181	164	138	148	156	128	131	135	139	181
最低 Minimum	70	75	70	70	73	78	84	68*	80	81	76	60	68
變差 Range	78	61	111	111	91	60	64	88	48*	50	59	59	113
溫度 °C													
最高 Maximum	-62.6	-66.3	-60.7	-61.1	-63.2	-66.6	-64.6	-62.7	-68.7	-64.4	-68.4	-61.8	-60.7
最低 Minimum	-86.6*	-80.6	-81.0	-81.1	-80.0	-80.3	-79.5	-79.8	-80.3	-81.5	-84.2	-81.0	-86.6
變差 Range	24.0	14.3	20.3	20.0	16.8	13.7	14.9	17.1	11.6*	17.1	15.8	19.2	25.9

就各月份所見最高最低值而論，臺北對流層頂高度變化最大之月為 3 月，此月所見最高高度為 18,783 gpm，而最低高度 12,873 gpm，則為臺北對流層頂

之絕對最低高度，因而 3 月有最大之高度變差 5,910 gpm，臺北對流層高度變差最小之月為 9 月，此月極端高度之差，僅為 2,894 gpm。氣壓變差最大月份為

3月與4月，變差 111 mb。最小月份爲9月，變差 48 mb，此月高度變差亦最小。對流層頂溫度之變差，以1月者爲最大，變差 24.0°C，此月亦即見有絕對最低溫度 -86.6°C 之月，但此月最高溫度亦頗高，-62.6°C。溫度變差小之月爲9月，此月高度變差，

氣壓變差皆最小，故溫度變差亦最小，僅爲11.6°C。

如將臺北10年 2,625 次對流層頂各年高度、氣壓、溫度三者的最高及最低出現月份加以統計，則得表如下：

最高最低在各月出現次（或年）數

Times of occurrence max. and min. in months of the year

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
高 度 Height												
最 高 Maximum	1	2		4	1			1			1	
最 低 Minimum	1		2	3	2		1	1				
氣 壓 Pressure												
最 高 Maximum			1	4	3		1	1				
最 低 Minimum	1	2		5	1			1				
溫 度 Temp.												
最 高 Maximum	1		2	3	1			3				
最 低 Minimum	3								1	1	4	1

由表可見臺北對流層頂之年中最高高度，10年中有4年見於4月，2年見於2月，[最低則3年見於4月，各2年見於3月與5月。氣壓之最高，4年見於4月，3年見於5月，氣壓之最低，5年見於4月，2年見於2月。對流層頂溫度之年中最值，3年見於4月，3年見於8月，2年見於2月。溫度之年中最底，4年見於11月，3年見於1月。總計臺北對流層頂高度氣壓與溫度3者10年之60個極端值中，有19個見於4月，8個見於5月，1月與8月各7個，3月11月各5個，2月4個，7月2個，9月10月與12月各1個，6月無之。是知勿論就對流層頂之高度、

氣壓抑或溫度而言，4月份爲變化最頻最甚之月，5月次之。反之，6月爲對流層頂性質變化最少之月份，從未出現年中之極端值。

(二) 桃園與東港的觀測

1. 桃園

由1957年7月到1960年6月的3年和1964年1月到1965年12月的2年共5年的觀測，桃園0000 GMT 1,625次壓溫探測及1559次測風，1200 GMT 1278次壓溫探測及1210次測風，求得各月及年對流層頂高度氣壓溫度與風速之極端值如下：

桃園 (Taoyuan)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year
0000 GMT													
高度Height 10000+gpm													
最 高 Maximum	8,900	8,360	8,770	8,720	8,510	8,180	7,950	7,750	7,960	7,890	8,220	8,500	8900
最 低 Minimum	5,120	3,960*	4,050	5,120	4,710	4,950	4,680	4,140	5,030	4,900	49,00	3,990	3960
變 差 Range	3,780	4,400	4,720	3,600	3,800	3,230	3,270	3,610	2,930	2,990	3,320	4,510	4810
氣壓 mb Pressure													
最 高 Maximum	125	150	150	125	135	134	137	150	130	135	128	150	150
最 低 Minimum	66*	73	67	68	72	77	81	83	80	81	72	71	66
變 差 Range	59	77	83	57	63	57	56	67	50	54	56	79	84
溫度 °C Temp.													
最 高 Maximum	-77	-66	-69	-71	-72	-68	-68	-69	-71	-66	-72	-67	-66
最 低 Minimum	-84	-82	-83	-82	-82	-84	-84	-81	-83	-81	-85*	-85*	-85
變 差 Range	13	16	14	11	12	10	16	12	12	15	13	18	19
風速 kts Wind velocity direction													
最 大	134	169	130	100	173	65	79	70	50	96	135	139	173
風 向	W	W	W	W	W	NE	ENE	E	NE	W	W	W	W
1200 GMT													
高度Height 10000+gpm													
最 高 Maximum	9,120	8,230	8,410	8,170	8,480	8,000	7,890	7,930	7,600	8,200	7,950	8,580	9,120
最 低 Minimum	4,460	4,880	4,080	5,080	5,310	5,200	4,900	4,670	4,500	4,900	5,220	3,940*	3,940
變 差 Range	4660	3350	4330	3590	3170	2800	2,990	3,260	3,100	3,300	2,730	4,640	5,180
氣壓 mb Pressure													
最 高 Maximum	136	150	150	125	125	128	134	139	140	129	125	150	150
最 低 Minimum	65*	73	75	68	72	79	82	81	85	76	78	69	65
變 差 Range	71	77	75	57	53	49	52	58	55	53	47	81	85

溫度 °C Temp.													
最 高 Maximum	-71	-67	-68	-71	-71	-72	-71	-67	-72	-64	-73	-66	-64
最 低 Minimum	-83	-85	-82	-83	-80	-82	-82	-81	-82	-84	-84	-85	-85
變 差 Range	12	18	14	12	9	10	11	14	10	20	11	19	21
風速 kts Wind velocity direction													
最 大 風 向	185 W	128 W	131 SW	106 W	81 WSW	53 ENE	80 E	56 NE	44 NNE	82 WNW	128 WSW	157 SW	185 W

0000 GMT桃園對流層頂之最大高度18,900 gpm，見於3月，最小高度 13,960 gpm，見於2月，變差 4,940 gpm。氣壓之最高為 150 mb，曾數見不鮮。2月3月8月與12月皆見如此高之氣壓。最低 66 mb，見於1月，故 0000 GMT 桃園對流層頂氣壓之變差為 84 mb。桃園 0000 GMT 對流層頂溫度，最高為 -66°C，見於2月與10月，最低-85°C，見於11月與12月，變差為19°C。以桃園 0000 GMT 5年中所見對流層頂之極端值與臺北10年中所見同時觀測中者相比，則見除桃園有較低之最低氣壓外，高度氣壓與溫度之最高，皆不及臺北最高值之高，而高度與溫度之最低值，亦不若臺北者之低。0000 GMT 桃園對流層頂之最大風為 173 kts 之西風，見於5月。1月至5月，與11月及12月的7個月，皆見有超過 100 kts 之強烈西風，是在臺灣北部，在此7個月中皆可見有強烈西風之噴射氣流。

1200 GMT 桃園對流層頂之極端值，在 1,278次觀測中，最大高度為 19,120 gpm，見於1月，最小高度為 13,940 gpm，見於12月。變差 5,180 gpm，氣壓之最低為 65 mb，見於1月，最高 150 mb，見於2月3月與12月。變差 85 mb。溫度最高 -64.0°C

，見於10月，最低 -85°C，見於2月與12月，變差 21.0°C。在桃園 1,210次之 1200 GMT 對流層頂風速之觀測中，最大風速為 185 kts，見於1月，12月所見之 157 kts 次之，這都是西風的速度。夏季對流層頂盛行東風，桃園所見夏季東風之最大速度，為7月所見之 80 kts。

桃園5年0000與1200 GMT共2,903次觀測中，對流層頂之最大高度為 19,120 gpm，最小高度為 13,940 gpm，氣壓最低 65 mb，最高 150 mb，溫度最高 -64°C，最低 -85°C，除最高氣壓與最低溫度同見於0000與1200 GMT外，其他極端數值，全見於1200 GMT之觀測中，是桃園對流層頂之變化，在本地時 2000 (1200 GMT) 大於 0800 (0000 GMT) 者。

2. 東港

東港在1957年7月至1960年6月與1964年1月至1965年12月5年中，0000 GMT 對流層頂壓溫觀測有 1,591次，測風 1,462次，1200 GMT 之觀測，計壓溫 1,206次，測風 1,098次，由此項資料得出如下之對流層頂高度、氣壓、溫度之極端值與最大風速：

東 港 Tungkong

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year
0000 GMT 高度 Height 10000+gpm													
最 高 Maximum	8220	8620	8580	8520	8320	8090	7510	7440	7520	7890	8180	8230	8620
最 低 Minimum	4630	4910	4590	4860	5230	4940	4130	4220	4870	3970*	4700	4200	3970
變 差 Range	3590	3710	3990	3660	3090	3150	3380	3220	2650	3920	3480	4030	4650

氣壓 mb Pressure													
最 高 Maximum	140	130	140	135	125	132	150	150	133	150	136	127	150
最 低 Minimum	75	70*	70*	72	75	77	85	89	85	81	75	74	70
變 差 Range	65	60	70	63	50	55	65	61	48	69	61	53	80
溫度 °C Temp.													
最 高 Maximum	-69	-71	-71	-69	-71	-73	-69	-66	-71	-67	-70	-70	-66
最 低 Minimum	-84	-83	-84	-85	-83	-88	-83	-81	-83	-82	-86	-85	-88
變 差 Range	15	12	13	16	12	15	14	15	12	15	16	15	22
風速 Kts Wind velocity													
最 大 Max.	104	99	103	91	48	70	173	113	53	67	84	90	113
風 向 Wind direction	W	W	W	W	W	ENE	ENE	ENE	ENE	NW	W	W	ENE
1200 GMT													
高度 Height 10,000 + gpm													
最 高 Maximum	8730	8300	7850	8050	8100	8280	8530	7300	7790	7870	8480	8240	8730
最 低 Minimum	5100	5000	4900	4990	5080	5280	4580	4320*	4970	4720	5130	4670	4320
變 差 Range	3630	3300	2950	3060	3020	3000	3950	2980	2820	3150	3350	3570	4410
氣壓 mb Pressure													
最 高 Maximum	127	128	134	141	131	125	140	150	133	132	127	136	150
最 低 Minimum	68*	73	80	75	78	76	73	89	83	80	71	74	68
變 差 Range	59	55	54	66	53	49	67	61	50	52	56	62	82
溫度 °C Temp.													
最 高 Maximum	-71	-72	-73	-71	-72	-72	-70	-68	-72	-67	-74	-72	-67
最 低 Minimum	-84	-83	-85	-84	-83	-82	-81	-83	-83	-83	-87*	-85	-87
變 差 Range	13	11	12	13	11	10	11	15	11	16	13	13	20
風速 Kts Wind velocity													
最 大 Max.	125	92	79	96	50	58	75	55	47	83	79	112	125
風 向 Wind direction	SW	WSW	SW	W	NW	ENE	E	E	ENE	WNW	W	SW	SW

0000 GMT 東港對流層頂高度之最高為 18,620 gpm, 見於 2 月, 最低為 13,970 gpm, 見於 10 月, 變差 4,650 gpm, 氣壓之最低為 70 mb, 見於 2 月與 3 月。最高 150 mb, 見於 7 月 8 月與 10 月, 變差 80 mb, 溫度之最高 -66°C 見於 8 月, 最低 -88°C 見於 6 月, 變差 22°C 。東港 0000 GMT 1,462 次測風紀錄中, 對流層頂最大風速為 113 kts, 出現於 1964 年 8 月 11 日, 風向 ENE, 是臺灣南部夏季盛行之高層東風中, 亦有噴射氣流之強風, 時速達 100 哩, 東港對流層頂第二大之風速為出現於 1 月中之 104 kts 之西風。

1200 GMT 東港對流層頂之極端值, 高度最大為 18,730 gpm。見於 1 月, 最小 14,320 gpm, 見於 8 月, 變差 4,410 gpm, 小於 0000 GMT 之變差 240 gpm, 最低氣壓為 68 mb, 見於 1 月, 最高氣壓 150 mb, 見於 8 月, 非若在 0000 GMT 觀測中之數見於多個月份, 變差 82 mb, 溫度之最高, 以 10 月者為最, -67°C , 最低溫度 -87°C , 見於 11 月, 溫度變差 20°C , 最大風速 125 kts, 風向 SW, 見於 1 月, 比同時桃園所見最大西風強度小 60 kts。

綜合東港 5 年所作 0000 與 1200 GMT 共 2,797 次壓溫觀測與 2,560 次測風, 可見對流層頂最大高度為 18,730 gpm, 見於 1 月與 1200 GMT, 低於桃園同期之對流層頂最大高度 390 gpm。最小高度東港為 13,970 gpm, 見於 10 月與 0000 GMT, 高於桃園對流層頂最大高度 30 gpm, 東港高度變差 4,760 gpm

。氣壓最低為 68 mb, 見於 1 月與 1200 GMT, 與最大高度相符, 最高 150 mb, 則多見於 0000 與 1200 GMT 皆曾見之。溫度最高 -66°C 見於 8 月及 0000 GMT, 最低 -88°C 見於 6 月與 0000 GMT, 變差 22°C 。由此可知東港 0000 GMT 有較大的高度變化, 故溫度變化亦較大。最大風速為 125 kts, 為 1 月中 1200 GMT 所見 SW 風之強度, 第二最大風速為 8 月中 0000 GMT 所見 ENE 風之強度。在桃園夏季對流層頂之東風, 向未見如此大的強度。

伍、臺北對流層頂之日中變化與十年中之變化

(一) 日中變化

在國際地球物理年 (IGY) 之期中, 臺北除每日 0000 GMT 之無線電探空觀測外, 又每於 0600, 1200, 及 1800 GMT, 增加觀測 3 次, 借此每日 4 次之觀測, 並非日日有之, 且即使有 4 次觀測之日, 此 4 次觀測亦未必全達對流層頂, 故在 1957 年 6 月到 1958 年 11 月之 548 日中, 僅有 64 日, 每日有 4 次對流層頂之觀測, 且此 64 日在各月之分配, 甚不均勻, 2 月與 7 月全缺, 1 月 5 月各僅 1 日。多者如 1957 年 9 月有 14 日, 故取月平均, 則其代表性不一, 大多數可謂並無代表性, 各月 0000, 0600, 1200, 與 1800 GMT, 平均高度、氣壓與溫度如下:

1. 各時平均值

平均高度 Mean height (1000+gpm)		0000	0600	1200	1800	變 差 Range	觀測日數 No. of days with obs.
1957	6 月	6353	7158	6335*	6520	823	3
	8 月	6453*	6592	6531	6469	134	5
	9 月	6472*	9823	6644	6799	351	14
	10 月	6778	6349*	6670	6871	522	3
	11 月	7438*	7530	7679	7592	241	4
	12 月	6588	6202*	6867	6285	665	7
1958	1 月	5299*	7182	7162	6461	1883	1
	3 月	6663	6481*	7038	7222	741	8
	4 月	6334*	6923	6972	7424	1090	2
	5 月	6446	7144	8035	6332*	1703	1
	6 月	6783	6269*	6508	6281	514	10
	8 月	6010	5693	5443*	6095	652	2
	11 月	6625	6502*	6873	6928	426	4
平均 Mean		6597*	6598	6756	6722	159	64

平均氣壓 mb Mean pressure		0000	0600	1200	1800	變 差 Range	觀測日數 No. of days with obs.
1957	6 月	<u>107.3</u>	95.3*	106.7	103.3	12.0	
	8 月	<u>105.4</u>	104.0*	104.0	104.4	1.4	
	9 月	<u>104.4</u>	99.8	101.2	98.1*	6.3	
	10月	<u>96.7</u>	<u>103.7</u>	97.7	95.3*	8.4	
	11月	<u>87.0</u>	86.3	82.3*	84.3	4.7	
	12月	<u>101.6</u>	<u>105.0</u>	93.3*	102.7	11.7	
1958	1 月	121.0	89.0	87.0*	98.0	34.0	
	3 月	98.3	<u>101.5</u>	91.6	88.9*	12.6	
	4 月	<u>104.0</u>	94.5	92.0	85.5*	18.5	
	5 月	<u>102.0</u>	92.0	78.0*	<u>103.0</u>	25.0	
	6 月	99.6	96.8*	103.4	<u>105.8</u>	9.0	
	8 月	113.0*	121.0	<u>124.0</u>	114.5	11.0	
平 均 Mean	11月	100.8	<u>103.0</u>	97.3	94.3*	8.7	
		<u>101.7</u>	100.0	98.2	98.2	3.5	

平均溫度 °C Mean temp.		0000	0600	1200	1800	變 差 Range	觀測日數 No. of days with obs.
1957	6 月	<u>-70.7</u>	-70.8	-74.8*	-74.6	4.1	
	8 月	<u>-70.6</u>	-71.3	-73.4	-75.3*	4.7	
	9 月	<u>-73.5</u>	-74.4	-76.4	-77.3*	3.8	
	10月	<u>-70.8</u>	-72.9	-76.9*	-76.1	6.1	
	11月	<u>-73.4</u>	-73.9	-77.6*	-76.5	4.2	
	12月	<u>-75.3</u>	<u>-74.8</u>	-77.4*	-76.4	2.6	
1958	1 月	<u>-70.3</u>	-75.0*	-74.5	-74.5	4.3	
	3 月	<u>-75.7</u>	<u>-74.7</u>	-77.8	-78.3*	3.6	
	4 月	<u>-72.5</u>	-76.0	-76.2*	-75.9	3.7	
	5 月	-74.5	<u>-74.2</u>	-79.0*	-76.4	4.8	
	6 月	-76.2	<u>-74.4</u>	-76.4	-77.5*	3.1	
	8 月	-73.6	<u>-73.2</u>	-75.7*	-75.2	2.5	
平 均 Mean	11月	<u>-74.4</u>	-75.1	-77.1*	-76.7	2.7	
		<u>-73.9</u>	-74.0	-76.5	-76.8*	2.9	

就此64日之平均而言，臺北對流層頂高度，日中以 0000 GMT 之 16,597 gpm 為最低，1200 GMT 之 16,756 gpm 為最高，平均變差為 159 gpm。此似與桃園東港二地 5 年平均之顯示 1200 GMT 對流層頂高度略小於 0000 GMT 者不合。甘陶爾 (Arthur J. Kantor) 曾指出在加拿大北緯 50° 到 80° 間之探空觀測顯示對流層頂高度之日中變化不定，在 Moonson 一月 0000 GMT 高於 1200 GMT 100 m 而在 Churchill 則低於 1200 GMT 150 m。在 7 月 0000 GMT 對流層頂有的地方較高 80m，也有的地

方較低 50m。就臺北 64 日之平均而言，對流層頂平均高度 0000 GMT 較低於 0600 GMT 1m，1200 GMT 亦僅高於 1800 GMT 34m。資料既少，而差別又如此小，故知在低緯度如臺北，對流層頂高度之日中變化，除見 0000 與 0600 顯然低於 1200 與 1800 GMT 者外，此 64 日之資料的統計，並未能指示出明確之日中變化。

臺北對流層頂氣壓之日中變化，在此 64 日之資料中，顯示以 0000 GMT 之氣壓為最高，101.7 mb，1200 與 1800 GMT 有等低之氣壓 98.2 mb。變差

3.5 mb。臺北對流層頂溫度之日中變化，平均以0000 GMT 之 -73.9°C 為最高，但0600 GMT 為 -74.0°C ，僅低於 0000 GMT 0.1°C 。最低溫度見於 1800 GMT，為 -76.8°C 。溫度之日中變差平均為 2.9°C 。

2. 最高最低出現頻率

就此64日每日4次觀測所見之對流層頂極端值，在0000、0600、1200與1800 GMT 之分佈而言，64日之最高高度，有20日見於0600，為最多，各17日見於1200與1800 GMT，10日見於0000 GMT，最少，64日之最低高度，19日見於0000 GMT，最多，0600 GMT 有18日次之，1200 GMT 15日又次之，1800 GMT 12日最少。

就對流層頂之氣壓而論，64日之最高氣壓，21日見於0600 17日見於0000，16日見於1200，10日見於1800 GMT。最低氣壓各19日見於1200與1800 GMT，17日見於0600，9日見於0000 GMT。由上述可知0600 GMT，即本地時1400，對流層頂之高度與氣壓變化最甚，1200 GMT次之，0000與1800 GMT 出現極端值之日數較少。

64日臺北對流層頂的溫度，最高出現在0000 GMT 者有32日，佔50%，另29日或45%見於0600 GMT，而出現於1200僅2日，1800 GMT 僅1日。

3. 日中變差

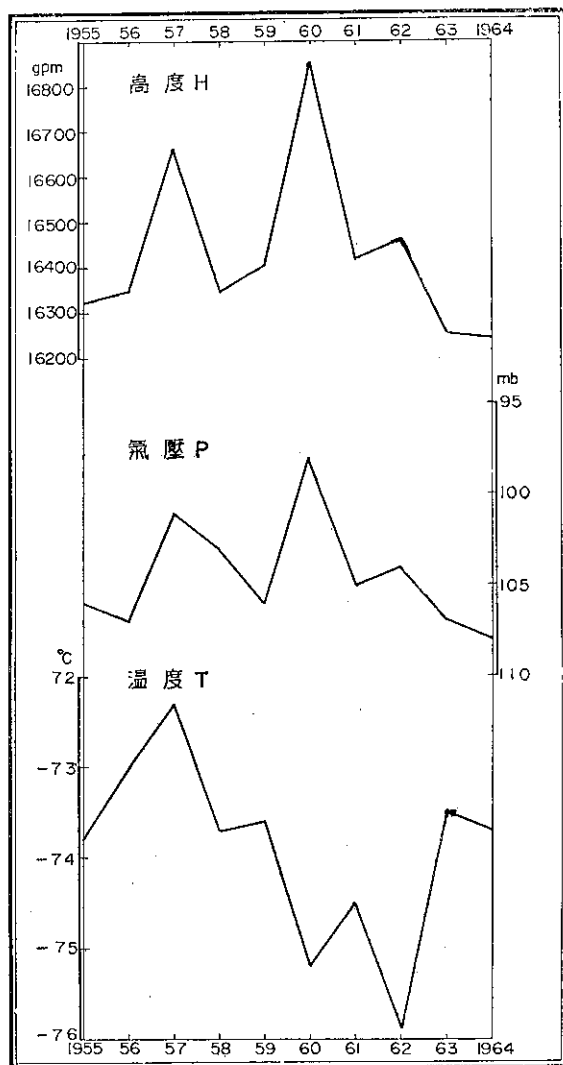
以上所述之日中變差，係先將0000、0600、1200與1800 GMT 每日4次之觀測，分別將高度、氣壓、溫度三者計算其各時平均值，而由此平均值所顯示之最高最低值，得出平均變差。如此所得之日中變差，殊為渺小。高度變差僅為159 gpm，氣壓變差僅為3.5 mb，溫度變差僅為 2.9°C 。

如將臺北64日之觀測，先求出各日之變差，然後對此64日之高度、氣壓與溫度的變差，予以平均，則得較上述平均之變差為大得多的變差之平均，計

	高度 (gpm) Height	氣壓 (mb) Pressure	溫度 ($^{\circ}\text{C}$) Temp.
日變差之平均 Mean daily range	1052	18	5.0

一日內之最大變差，高度者為2,328 gpm，見於1958年3月28日。該日氣壓變差為43 mb，溫度變差 6.1°C ，此日高度之最高見於1200 GMT，最低見於0600

GMT，0600 GMT 氣壓與溫度皆最高，高度變差之最小為212 gpm，見於1957年11月21日，此日1800 GMT 高度最大，1200 GMT 高度最小，此日氣壓變差2 mb，溫度變差 3.4°C 。氣壓之日中變差以1958年6月10日之44 mb 為最大，此日溫度變差 11.1°C ，亦為64日中溫度之最大變差，此日高度變差2,160 gpm。



第六圖 台北對流層頂平均值10年中之變化
FIG. 6 VARIATION OF TAIPEI TROPOPAUSE MEAN VALUES IN 10-YEARS

(二) 十年中之變化

1. 年平均之變化

1955-1964 的10年中，臺北對流層頂之年平均高度、氣壓與溫度如下表：

年 平 均 Annual means	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	變 差 Range
高度 (16000+gpm) Height	321	348	664	348	404	<u>857</u>	417	456	251	243*	614
氣 壓 (mb) Pressure	106	107	101	103	106	98*	105	104	107	<u>108</u>	10
溫 度 (°C) Temp.	-73.8	-73.0	<u>-72.3</u>	-73.7	-73.6	-75.2	-74.5	-75.9*	-73.5	-73.7	3.6

1960年爲10年中臺北對流層頂最高之年，年平均高度爲 16,857 gpm，1964年則爲10年中對流層頂最低之年，其年平均高度僅爲 16,243 gpm，故年平均高度之變差爲 614 gpm，此10年中之年平均氣壓與平均高度正相反，1960年最低，98 mb，1964年最高 108 mb，至於10年中對流層頂之各年平均溫度，不見與高度或氣壓有何關聯。1957年最暖，-72.3°C，

1962年最冷，-75.9°C，此二年相差 3.6°C，第六圖表示出10年中臺北對流層頂年平均高度氣壓與溫度之變化。

2. 季平均之變化

如將一年中之12個月合併爲4季，則從10年中臺北各季對流層頂之平均高度，平均氣壓與平均溫度如下：

臺北對流層頂	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	變 差 Range
高度 (16000+gpm) Height											
冬 Winter	<u>732</u>	203	662	426	508	565	433	347	222	021*	711
春 Spring	305	092*	768	389	532	<u>1051</u>	250	591	495	481	959
夏 Summer	—	323	576	301	206	<u>938</u>	589	387	025*	167	913
秋 Autumn	—	603	649	375	403	<u>873</u>	392	507	262*	329	611
氣壓 (mb) Pressure											
冬 Winter	103	107	101	101	101	100*	102	104	104	109	9
春 Spring	106	<u>110</u>	100	104	102	94*	108	100	102	104	16
夏 Summer	—	108	104	110	110	99*	104	107	<u>113</u>	111	14
秋 Autumn	—	102	101	105	106	99	105	103	<u>108</u>	107	9
溫度 (°C) Temp.											
冬 Winter	-75.0	<u>-73.0</u>	-72.8	-72.4	-74.6	-76.1	-76.1	-76.2*	-74.3	-72.7	3.8
春 Spring	-72.7	<u>-72.3</u>	-70.1	-74.4	-73.1	-75.7*	-73.1	-75.2	-74.4	-73.5	5.6
夏 Summer	—	-73.1	-72.1	-73.5	-72.2	-74.0	-73.8	-75.9*	<u>-71.8</u>	-73.2	4.1
秋 Autumn	—	-73.6	-74.2	-74.7	-74.3	-75.0	-75.0	-76.4*	<u>-73.5</u>	-75.4	2.9

就臺北對流層頂之季平均值而論，高度冬以1955年之 16,732 gpm 為最高，1964年之16,021為最低，變差 711 gpm，春季以1956年之 16,092 gpm 為最低，1960年之 17,051 gpm 為最高，變差 959 gpm，1960年誠為臺北對流層頂高度最大氣壓最低之年，此年夏秋二季亦見有10年中最大季平均高度，16,938與 16,873 gpm，夏秋二季最低高度，16,025與16,262 gpm，皆見於1963年。10年中季高度之變差，冬為 711 gpm，春為 959 gpm 夏為 913 gpm，秋為 611 gpm。

對流層頂季氣壓之最低，見於1960年，最高則冬見於1964年，春見於1956年，夏秋見於1963年。季氣壓之最高值為 113 mb，見於1963年夏季，最低值94 mb，見於1960年春季，10年中各季氣壓變差為：冬 9，春16，夏14，秋 9 mb。

對流層頂之季平溫，冬以1958年冬之 -72.4°C 為最高，1962年冬季之 -76.2°C 為最低，變差 3.8°C 。

春季則最高溫 -70.1°C 見於1957年，最低溫 -75.7°C ，見於1960年，變差 5.6°C 。夏季最高溫度見於1963年， -71.8°C ，最低見於1962年，為 -75.9°C ，變差 4.1°C 。秋季溫度亦為1962年最低，1963年最高，分別為 -76.4 與 -73.5 ，相差 2.9°C 。1962年之冬，夏，秋三季皆為10年中對流層頂最冷之季，春季溫度亦僅次於1960年春季，而為第二冷之春季，故1962年對流層頂之年平溫為10年中最低者。

3. 月平均之變化

1955-1964 之10年各月臺北對流層頂性質的月平均值，高度以 1957 年 5 月之 17,149 gpm 為最高，1964年 2 月之 15,700 gpm 為最低，10年中月平均高度變差為 1,449 gpm。氣壓以 1960年3月與4月之平均為 93 mb 為最低，1963年 7 月之 118 gpm 為最高，變差 25 mb。溫度之月平均，以 1957年 3 月之 -69.9°C 為最高，1962年 2 月之 -77.9°C 為最低，變差 8.0°C 。

1955-1964 歷年各月臺北對流層頂高度氣壓與溫度之平均值
Mean height, pressure, and temperature of Taipei tropopause

月 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 Year
高度 10000+gpm Height													
1955	6,751	6,718	6,529	5,934	6,453	6,390	6,181	—	—	—	6,208	5,725*	6,321
1956	6,246	6,040	6,017	6,292	5,966*	6,276	6,383	6,300	6,606	6,602	6,616	6,323	6,348
1957	6,470	6,952	6,421	6,734	7,149	6,906	6,529	6,294*	6,565	6,636	6,746	6,564	6,664
1958	6,742	6,387	6,437	5,770*	6,959	6,554	5,855	6,194	6,518	6,246	6,362	6,148	6,348
1959	6,401	6,437	6,280	6,524	6,792	6,297	6,134*	6,188	6,436	6,351	6,423	6,686	6,404
1960	6,322*	6,653	7,046	7,121	6,986	6,890	6,833	7,091	6,824	7,000	6,795	6,719	6,857
1961	6,676	6,397	5,758*	6,400	6,602	6,764	6,615	6,387	6,366	6,626	6,183	6,225	6,417
1962	6,027*	6,874	6,267	6,654	6,853	6,333	6,448	6,370	6,358	6,612	6,531	6,140	6,456
1963	5,868	6,292	6,560	6,599	6,325	6,413	5,764*	5,899	6,609	6,150	6,027	6,506	6,251
1964	6,121	5,700*	6,310	6,647	6,503	6,323	6,088	6,090	6,405	6,429	6,152	6,243	6,243
平均 Mean	6,362	6,445	6,363	6,468	6,659	6,515	6,183*	6,314	6,521	6,517	6,404	6,328	6,431
氣壓 mb Pressure													
1955	96	97	101*	112	105	107	111	—	—	—	107	115	106
1956	106	108	110	106	113	109	107	109	103	102	101*	106	107
1957	103	95*	104	100	95*	99	105	109	104	101	98	105	101
1958	96*	103	102	115	96*	102	116	111	104	107	105	103	103
1959	102	102	106	102	99	108	109	112	106	106	105	98*	106
1960	104	98	93*	93*	96	100	100	97	100	97	99	98	98
1961	98*	103	117	104	102	101	103	107	107	101	108	106	105

1962	109	95*	104	99	98	107	106	107	107	101	102	107	104
1963	110	102	100*	100*	107	106	118	115	103	110	110	101	107
1964	108	115	106	101*	104	106	113	113	106	108	108	105	108
平 均 Mean	103	102*	104	103	102*	105	109	109	104	104	104	104	104

溫度 °C Temp.													
1955	-75.4	-76.4*	-71.6	-72.7	-73.8	-73.1	-74.1	—	—	—	-73.9	-73.2	-73.8
1956	-74.0	-74.0	-71.4	-73.7	-71.7	-72.5	-74.5	-72.3	-74.8*	-73.0	-73.1	-71.1	-73.0
1957	-71.0	-73.1	-69.9	-70.2	-70.2	-72.2	-71.9	-72.2	-73.8	-73.7	-75.2*	-74.3	-72.3
1958	-72.2	-73.5	-75.1	-73.4	-74.6	-75.3	-73.7	-71.5	-74.5	-74.8	-74.8	-71.5	-73.7
1959	-73.7	-73.1	-73.1	-72.8	-73.4	-73.5*	-72.0	-71.0	-74.3	-73.4	-75.2	-77.1*	-73.6
1960	-75.9	-76.3*	-75.9	-76.1	-75.0	-74.4	-74.0	-73.7	-73.7	-75.3	-76.0	-76.3	-75.2
1961	-75.9	-76.1	-71.1	-73.1	-75.2	-74.7	-74.1	-72.5	-74.2	-76.2	-74.6	-76.3*	-74.5
1962	-75.2	-77.9*	-74.3	-74.9	-76.3	-76.0	-76.2	-75.5	-74.9	-76.4	-77.8	-75.4	-75.9
1963	-74.7	-75.3	-75.5*	-74.4	-73.4	-74.0	-70.6	-70.9	-74.8	-73.4	-72.4	-73.0	-73.5
1964	-71.9	-71.4	-73.2	-72.9	-74.4	-74.7	-72.3	-72.6	-74.6	-74.8	-76.9*	-74.9	-73.7
平 均 Mean	-74.0	-74.7	-74.1	-73.4	-73.8	-74.0	-73.3	-72.5	-74.4	-74.6	-75.0*	-74.3	-74.0

隆、複對流層頂問題

地球大氣的對流層和其上平流層中間，並不經常是有一個連續的界面，對流層頂，而是能有多個幾乎水平的對流層頂片段，形同階梯，部分重疊，特別是在大的水平溫度差的地區，常見有這種複對流層頂 (Multiple tropopause)。世界氣象組織 (W. M. O.) 曾通告自1954年開始，適用以下的對流層頂定義：

1. 第一層是大氣的最下層。此層上部氣溫直減率減小到每公里為 2°C 或小於此數，此一直減率平均等於 2°C 或小於 2°C 的氣層，厚度至少有2公里，稱為對流層頂。
2. 第一層的對流層頂以上的更高層中平均溫度直減率超過每公里 3°C ，厚度至少有1公里，其上又出現有如 1. 項規定之標準，則該層應被稱為第二對流層，其上是第二對流層頂。
3. 其他更高層次的對流層頂，可參照第二對流層與第二對流層頂的標準定出之。

對流層頂的高度，在赤道上最高，兩極最低，中緯度上傾斜最甚，故複對流層頂現象，應以中緯度上為最多見，臺灣位於低緯度，複對流層頂現象，理應罕見，故在空軍所屬桃園與東港二探空站已公佈之資料中，未見有一個以上之對流層頂的紀錄。但在臺灣省氣象局臺北高空觀測報告中，偶然見有第二對流層頂的資料。在1955-1964之10年高空觀測報告中，共見12次。其中1955年1次，1961年9次，1964年2次，1961年之9次中竟有5次出現在該年3月。此項資料之真實性若何，何以其他7年完全無類似情形，頗難斷定，在此12次紀錄中，第一對流層頂之高度，自11,675至16,033 gpm不等，而第二對流層頂之高度則介於16,730-19,828 gpm之間，第一對流層頂溫度自 -55.4° 至 -73.7° 不等，第二對流層的溫度為 -66.5° 至 -77.5°C ，在此有兩個對流層頂的12天中，有10天雲量在8以上，有3天降雨，9天有霧或露，1955、1961、1964、3年12天臺北雙對流層頂(Double tropopause)之高度，氣壓與溫度如下：

年 Year	月 Month	日 Day	時 Time	第一對流層頂 First tropopause			第二對流層頂 Second tropopause		
				高度 (H) gpm	氣壓 (P) mb	溫度 (T) $^{\circ}\text{C}$	高度 (H) gpm	氣壓 (P) mb	溫度 (T) $^{\circ}\text{C}$
1955	3	26	0300	11,675	218	-55.4	16,988	93	-66.5
1961	1	25	0000	15,344	123	-71.0	18,259	75	-77.0

	1	29	0000	16,033	109	-73.7	19,828	65	-74.3
	3	8	0000	15,731	115	-72.7	18,200	75	-77.5
		9	0000	15,695	117	-70.1	19,064	66	-76.2
		13	0000	12,873	181	-60.7	18,110	107	-68.7
		17	0000	14,348	141	-66.2	16,730	95	-70.1
		19	0000	13,246	173	-62.4	15,830	96	-69.3
	6	1	0000	14,792	138	-71.3	17,512	87	-74.5
	6	27	0000	15,380	127	-71.1	18,171	79	-74.0
1964	4	14	0000	13,174	174	-62.1	17,213	90	-69.7
	8	14	0000	14,267	149	-63.6	17,345	90	-67.4

柒、對流層頂與地面氣壓及天氣之關係

(一)對流層頂與地面氣壓

彼得遜 (S. Petterssen) 在其氣象學 (Introduction to Meteorology) 一書第11頁中，講到對流層頂的高度和地面氣壓的關係，說是海面氣壓愈高，對流層頂也愈高。在布萊爾 (T. A. Blair) 的天氣要素 (Weather elements) 第五版一書第97頁也曾說對流層頂在地面氣壓高時較在地面氣壓低時為高。爲了求證這些著名的氣象學課本中所說的對流層頂高度和地面氣壓的關係，是否適用於臺灣，作者曾就1964與1965兩年各月0000與 1200 GMT 桃園東港二地對流層頂高度最大與最小外的地面氣壓數值，加以分析，結果顯示上述二式書中所云地面氣壓高則對流層頂高的說法，不適用於臺灣。桃園兩年共24個月0000與 1200 GMT 對流層頂共有 48個最高與最低數值中，同一個月份中高度最大而地面氣壓亦較高度最小時為高，即與上說相符之次數僅為15，是只佔總數之31%，對流層頂高度最大而地面氣壓低，高度最小而氣壓高，就是和上述完全相反的情形有20次，在48之總數中佔42%，同月內對流層頂最高時與最低時地面氣壓完全相同之數為 5，約合10%，而對流層頂最高與最低時地面氣壓幾近相同，相差僅 1 mb 之例有 8 個，約佔總數17%。

以同樣方法分析東港 1964 與 1965 兩年之 24 個月 0000與 1200 GMT 之對流層頂最高最低時之氣壓數值，亦得和桃園者大致相同之結果。48次中有17次，即35%與上述書中之所說相符，20次即42%與之正相反，同月內最高最低之對流層頂而有相同地面氣壓之次數為 4，佔 8%。對流層頂最高最低時地面氣壓近乎相等，相差僅 1 mb 者有 7 次，佔15%。以：

a=對流層頂最高最低與地面氣壓之高低一致

b=對流層頂最高最低與地面氣壓之高低正相反

c=對流層頂最高最低而地面氣壓完全相等

d=對流層頂最高最低而地面氣壓相差 1 mb 桃園東港二地在1964與1965兩年各月所見 4 種情況之次數與百分數

桃園 Taoyuan	a	b	c	d	總計 Total
1964					
0000	4	4	3	1	12
1200	3	5	1	3	12
1965					
0000	5	6	0	1	12
1200	3	5	1	3	12
總計 Total	15	20	5	8	48
%	31	42	10	17	100

東港 Tungkong	a	b	c	d	總計 Total
1964					
0000	3	6	0	3	12
1200	6	4	2	0	12
1965					
0000	5	4	1	2	12
1200	3	6	1	2	12
總計 Total	17	20	4	7	48
%	35	42	8	15	100

由此可知臺灣對流層頂，與地面氣壓無明確之關係，對流層頂高，地面氣壓高，對流層頂低，地面氣壓低之情形 (a)，桃園與東港所見只佔31%與35%，即 1/3 左右，對流層頂高地面氣壓低，對流層低地面氣壓高之情形 (b)，二地同見42%，a 與 b 兩種情形既不多，對流層頂最高最低而地面氣壓相同 (c) 與幾

近相同 (d) 之情形更少，c 與 d 合佔之百分數。桃園 27

1964 與 1965 兩年各月 0000 與 1200 GMT 對流層

%，東港 23%，即僅合 1/4 上下。

頂高度最大最小及同時地面氣壓如下表

0000 GMT

月 Month	最 大 高 度 (10000+gpm) Maximum height		地 面 氣 壓 (1000+mb) Surface pressure		最 小 高 度 (10000+gpm) Minimum height		地 面 氣 壓 (1000+mb) Surface pressure	
	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong
1964								
1	8,900	8,150	014	012	5,280	4,800	014	018
2	8,360	7,590	017	023	5,750	4,970	012	017
3	8,480	7,600	014	011	5,600	4,590	014	021
4	8,430	8,520	003	015	5,880	5,000	008	014
5	8,290	7,680	002	010	5,560	5,530	006	008
6	7,770	7,400	000	006	5,430	4,940	003	008
7	7,950	7,420	002	006	5,020	4,130	004	007
8	7,660	7,210	001	997	5,200	5,000	997	006
9	7,960	7,480	004	008	5,980	5,170	000	009
10	7,600	7,600	005	012	6,030	5,690	009	011
11	7,960	7,530	013	015	5,210	5,650	012	012
12	7,910	7,600	022	016	5,190	5,010	016	015
1965								
1	7,750	7,700	006	014	5,510	5,180	015	028
2	8,170	7,480	017	013	5,110	5,600	008	018
3	7,800	8,580	015	015	4,970	5,160	012	014
4	8,500	8,000	012	015	5,860	5,020	010	010
5	8,150	8,100	005	006	5,860	5,230	007	007
6	8,180	7,880	003	007	5,740	5,320	005	005
7	7,430	7,140	001	010	6,130	4,590	003	007
8	7,360	7,070	998	004	5,310	5,230	002	006
9	7,310	7,500	007	011	5,810	4,870	006	008
10	7,390	7,080	007	016	5,010	3,970	015	016
11	7,420	7,770	014	022	5,860	4,860	011	019
12	8,230	8,230	019	017	5,550	5,130	010	019

1200 GMT

月 Month	最 大 高 度 (10000+gpm) Maximum height		地 面 氣 壓 (1000+mb) Surface pressure		最 小 高 度 (10000+gpm) Minimum height		地 面 氣 壓 (1000+mb) Surface pressure	
	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong
1964								
1	9,120	8,040	012	022	4,670	5,700	017	—
2	7,750	7,810	014	019	5,380	5,000	019	015
3	8,410	7,790	013	021	5,610	5,240	009	016
4	8,560	8,050	006	010	5,890	5,770	005	012
5	8,380	7,910	003	010	5,820	5,500	001	006

6	7,810	7,870	001	005	5,890	5,280	005	008
7	7,890	7,090	002	009	5,340	4,580	004	005
8	7,390	7,300	001	002	5,090	4,590	001	007
9	7,510	7,480	004	005	5,700	5,530	005	007
10	8,200	7,620	003	010	5,260	5,580	007	008
11	7,840	8,480	011	014	5,220	5,140	007	014
12	8,110	7,730	018	016	4,990	5,010	017	016
1965								
1	8,000	7,840	015	017	4,460	5,770	012	020
2	8,230	7,660	016	014	5,030	5,670	015	012
3	7,540	7,680	007	009	4,970	5,130	014	014
4	8,770	7,500	006	014	5,850	6,220	015	014
5	7,790	7,700	004	007	6,100	5,270	003	005
6	7,790	7,620	005	007	6,080	6,160	996	008
7	7,860	7,600	000	004	6,000	5,290	002	010
8	7,750	6,880	996	004	4,670	4,780	007	011
9	7,600	7,610	006	011	6,140	5,270	007	009
10	8,010	7,180	015	014	4,900	4,720	012	017
11	7,820	7,520	011	015	5,270	5,130	011	017
12	8,580	8,240	013	018	5,220	5,690	016	019

(二) 對流層頂與地面天氣

作者曾就桃園東港二地1964與1965兩年冬季1月2月與夏季7月8月對流層頂高度溫度與地面天氣，特別是有雨日之天氣，加以對照，發現降雨與對流層頂高度有關，一般而論，桃園降雨之前多先見對流層頂特低，而後突然升高，高度最大時降水最強大。桃園對流層頂高，東港對流層頂降低，12或24小時後常有雨，對流層頂高度桃園高於東港愈多，則雨愈大愈能持久，桃園對流層頂特冷，有強風，而東港情形相反，桃園能連續降雨多日。桃園東港對流層頂特冷，高度中等，東港略高於桃園，亦可降雨。在夏月勿論東港或桃園降雨之前，必見對流層頂的突然變化，與冬月相同，東港或桃園之降雨，必見對流層頂高度，在桃園較在東港為高得多，或者說是對流層頂高度，在臺灣北部比在南部為高得多。在相反情形下，南部之東港有較北部之桃園者為高的對流層頂則不見降雨。茲將所選桃園東港二地1964與1965兩年多月（1月與2月）夏月（7月與8月）雨日對流層頂情況分述如下：

1. 冬月

(1) 1964年1月1日 0000 GMT 桃園之對流層頂特低，為 15,280 gpm，東港之對流層有大致相同之高度，24小時得桃園對流層頂升高為 16,990 gpm，

而東港者反略低，在2日0000時對流層頂高度，桃園高於東港 1,700 gpm，開始降雨，直至3日1200GMT，雨已止，桃園對流層降至最低，低於東港者 2,080 gpm。

(2) 1954年1月14日 0000 GMT 東港對流層頂本高於桃園者 480 gpm，但至 1200 GMT 則已相反，對流層頂桃園高於東港 500 gpm，桃園降雨。

(3) 1964年1月16日與17日桃園東港二地皆有高度中等而特冷之對流層頂，直至18日0000才是東港高於桃園，17日桃園降毛雨，而18日 0000 GMT 桃園與東港皆降雨。

(4) 1964年1月23日 0000 GMT 桃園降雨，直至次日 1200 GMT 對流層頂高度桃園大於東港，25日 0000 GMT 開始，直至 31日桃園仍然天天降雨，但對流層頂高度成相反情形，東港高於桃園，28日29日對流層頂溫度特低，降雨則特強。

(5) 1964年2月19日 1200 GMT 對流層頂高度桃園高。東港 2000 gpm，桃園開始降毛雨，20日0000 GMT 桃園對流層頂高達 18,360 gpm，高於東港 3,410 gpm 之多，毛雨加強，直至27日陰雨連綿，21日 1200 GMT 以後直至27日 1200 GMT 對流層頂高度多以東港者為略高，此期間桃園之對流層頂西風甚強，19日，25日與27日0000時皆曾強至每小時 116

涯。

(6) 1965年1月1日，桃園之對流層頂於12小時躍升 1,830 gpm，而東港者變化甚微，2日桃園即開始降雨，由毛雨而變為強雨，3日 1200 GMT 以後對流層頂高度，東港者較桃園者為大，直至 7 日 0000 時以後，桃園方不見雨，6 日 0000 時桃園之對流層頂曾突高，高於東港 1,190 gpm。

(7) 1965年1月15日 0000 時之對流層頂，桃園高於東港 1,610 gpm，東港對流層頂特暖，24小時後桃園降雨，東港對流層頂升至比桃園者為高，下午即見雨止。

(8) 1965年1月24日 0000 GMT 桃園降雨，當時之對流層頂桃園高於東港 890 gpm，下午雨止。

(9) 1965年2月6日 0000 GMT 對流層頂高度桃園高於東港 310 gpm，桃園降大雨，1200 GMT 對流層頂則是東港高於桃園 1,570 gpm，此後雨止。

(10) 1965年2月21日 0000 GMT 對流層頂，桃園高於東港 330 gpm，東港對流層頂特冷，12小時後桃園即見毛雨，22日 0000 GMT 桃園仍有毛雨，對流層頂高度，桃園與東港之差別甚小，23日 0000 時桃園大雨，對流層頂高度桃園大於東港 1,970 gpm。

2. 夏月

(1) 1964年7月3日 1200 GMT 東港降雨，當時對流層頂，桃園高於東港 930 gpm。

(2) 1964年7月12日 1200 GMT 桃園東港都有陣雨，當時對流層頂高度，桃園高於東港 1,250 gpm。

(3) 1964年7月16日 0000 GMT，東港降雨，當時桃園有月中最大之對流層頂高度 17,950 gpm，比東港高出 2,460 gpm 之多。

(4) 1964年7月27日 0000 GMT 桃園陣雨，當時對流層頂雖只有 16,270 gpm 之高，比東港僅高 90 gpm，但對流層頂之溫度在月中為最低值，東港亦甚低，在前一日臺灣之對流層頂已顯甚冷。

(5) 1964年8月7日 1200 GMT，東港受颱風影響曾降雨，8日 0000 GMT 至 9日 000 GMT 桃園各時皆見雨，對流層頂高度在 7 日 1200 GMT 桃園高於東港 230 gpm，8日 0000 GMT，桃園高於東港 280 gpm，6日至8日，東港對流層頂特冷，0000 GMT 見有 -80°C 之低溫。

(6) 1964年8月12日 1200 GMT 東港降雨，當時對流層頂桃園高於東港 1,600 gpm，對流層頂氣溫頗低，直至13日 0000 GMT 東港尚降雨，對流層頂桃園高出東港 1,870 gpm。

(7) 1964年8月17日與18日 0000 GMT 東港降雨兩日，此時對流層頂皆不特高，桃園高於東港 260 與 490 gpm，溫度較平常為低。19日與20日桃園降大雨，與颱風有關，19日對流層頂高度，桃園東港在 0000 GMT 完全相等，1200 GMT 桃園略低 60 gpm，桃園見有最低之對流層頂溫度 -81°C ，20日 0000 GMT 雨最大，當時對流層頂桃園高於東港 820 gpm，直至21日 0000 GMT 桃園尚降雨，對流層頂在桃園比東港高 1,130 gpm。

(8) 1964年8月26日東港曾有雷雨，1200 GMT 對流層頂高度，桃園高出東港 950 gpm，27日 0000 GMT 桃園有最大之對流層頂高度，17,660 gpm，同時東港則特小，僅 14,900 gpm，二地對流層頂溫度皆高於正常，桃園 -73°C ，東港 -72°C ，二地皆未見雨。

(9) 1965年7月5日 0000 GMT 以前東港曾降陣雨，對流層頂桃園高於東港 630 gpm。

(10) 1965年7月15日 0000 GMT 桃園降雨，當時對流層頂為 16,250 gpm；同時東港僅為 14,590 gpm，相差 1,660 gpm。

(11) 1965年8月18日受颱風影響，桃園降雨終日，對流層頂在 0000 GMT，桃園高於東港 540 gpm 是日 1200 GMT，東港亦降大雨。

(12) 1965年8月21日 0000 GMT 東港發生雷雨，對流層頂桃園略高 310 gpm。

捌、結 論

(一) 平均 由臺北 1955-1964 之10年 2,625次 0000 GMT 觀測，桃園 1957-1965 期中 5年 1,625次 0000 GMT 的觀測，求得對流層頂平均值如下：

0000 GMT	高度(gpm) Height	氣壓 (mb) Pressure	溫度 ($^{\circ}\text{C}$) Temp.
臺 北 Taipei	16431	104	-74.0
桃 園 Taoyuan	16734	97.8	-76.4

臺北桃園二地，一東一西直線距離不過 30 km，而平均對流層頂高度相差 303 gpm，氣壓差 6.2 mb，溫度差 2.4°C ，殊屬過大，原因主要的為二地無線電探空所使用之儀器、方法與標準不同，加以觀測期限又有差別，有以致之。

桃園與東港二地有相同之儀器與設備，工作方法與標準亦完全相同，就 5年中二地 0000 與 1200 GMT 之觀測，得出如下之平均對流層頂：

GMT	高度 (gpm) Height			壓 氣 (mb) Pressure			溫 度 (°C) Temp.			風 速 (kts) Wind velocity		
	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	差 Difference	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	差 Difference	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	差 Difference	桃 園 Taoyuan	東 港 Tungkong	差 Difference
0000	16,734	16,594	140	97.8	100.4	2.6	-76.4	-77.3	0.9	42	33	9
1200	16,690	16,573	117	98.0	100.2	2.2	-77.1	-77.9	0.8	39	31	8
平 均	16,712	16,584	128	97.9	100.3	2.4	-76.8	-77.6	0.8	41	32	9

桃園在東港之北，緯度比東港高 $2^{\circ}35'$ ，而同期觀測之平均值，竟見桃園有較東港者為高為暖之對流層頂，似與一般情形不合，但如知二地對流層溫度分佈之差異，即不難瞭解其何以如是，作者在臺灣自由大氣之研究中，曾指出東港雖有較桃園為高之地面溫度，但在對流層中有較大的溫度垂直梯度，故對流層頂有較低之溫度與較低之高度。

(一)年中變化 就各月對流層頂之平均高度而論，臺北5月之16,659 gpm為最高，7月之16,183 gpm為最低，變差 476 gpm，1月亦高於7月179 gpm，桃園以4月之17,134 gpm為最高，8月之15,385 gpm為最低，變差 749 gpm，1月高於8月 391 gpm，東港以5月之16,927 gpm為最高，8月之16,060 gpm為最低，變差 867 gpm，1月高出8月 680 gpm，是臺灣之對流層頂，以春季之4月或5月為最高，夏季之7月或8月為最低，冬季之1月，高於夏季之7月或8月者，白義爾斯 (Byers) 與布萊爾 (Blair) 等氣象學教本中所云對流層頂高度，夏高於冬之說，完

全不適用於臺灣，臺灣對流層頂之年中之變化，實與相反，冬高於夏，春季最高，夏季最低。

對流層頂溫度之年中之變化，臺北以8月之 -72.5°C 為最高，11月之 -75.0°C 為最低，變差 2.5°C ，桃園東港也是8月最高，11月最低，變差桃園 3.0°C ，東港 3.9°C 。

1964-1965 對流層頂的平均風向與平均風速，顯示桃園在1月至4月之期中，西風盛行，2月或3月平均風速最大，5月對流層頂風向，有明顯的向北順轉，6月桃園對流層頂吹北風，東港上空則多東北風，7月8月二地對流層頂有東風或東北東風，9月桃園對流層頂見有風向之逆轉，東港則以10月為高空風向逆轉之月，此後又吹西北風與西風，5月與9月或10月風向轉變之月風速弱。風速最小之月，在桃園為9月，在東港為10月。

(二)極端值 在臺北10年之觀測中，與桃園東港二地5年之觀測中，得對流層頂高度，氣壓，溫度與風速之極端值如下：

	臺 北 (Taipei)			桃 園 (Taoyuan)				東 港 (Tungkong)			
	高 度 (gpm) Height	氣 壓 (mb) Pressure	溫 度 (°C) Temp.	高 度 (gpm) Height	氣 壓 (mb) Pressure	溫 度 (°C) Temp.	風 速 (kts) Wind velocity	高 度 (gpm) Height	氣 壓 (mb) Pressure	溫 度 (°C) Temp.	風 速 (kts) Wind velocity
絕 對 最 高 Absolute max.	19,274	181	-60.7	19,120	150	-64	185	18,730	150	-66	125
絕 對 最 低 Absolute min.	12,873	68	-86.6	13,940	65	-85	—	13,970	86	-88	—
絕 對 變 差 Absolute range	6,401	113	25.9	5,180	85	21	—	4,760	82	22	—

因臺北觀測期限較長，故見有特高之絕對最高與特低之絕對最低。

四日中變化 1957年6月到1958年11月之期中，

臺北有64日每日有0000，0600，1200與1800GMT之4次達對流層頂之無線電探空紀錄，由此可以略窺對流層頂之日中變化，就平均觀之，高度以1200GMT

者為最大，0000 GMT 者為最小，惟 0600 GMT 之高度，僅高於 0000 GMT 者 1 gpm。觀測太少，而差別又如此之小，故高度未必真以 0000 GMT 者為最低。蓋按常理，0600 GMT 是臺灣本地時 1400，為日中最熱時刻，臺灣對流層頂既以最熱月者為年中之最低者，則日中對流層頂之最低，亦似應見於日中最熱時之 0600 GMT。

在此 64 日中，一日內對流層頂高度變差之最大，為 2,328 gpm，最小為 212 gpm，平均變差 1,052 gpm。對流層頂溫度之日中變差，最大為 11.1°C ，最小 2.0°C ，平均為 5.0°C ，平均以 0000 GMT 之溫度為最高，但 0600 GMT 僅低 0.1°C ，1800 GMT 溫度最低。

(四)十年中之變化 在 1955-1964 之 10 年中各年臺北對流層頂之平均值，高度以 1960 年者為最大，1964 年者為最小，相差 614 gpm。溫度以 1957 年者為最高，1962 年者為最低，相差 3.6°C 。

以各年臺北對流層頂之季平均值而言，高度以 1960 年春季之 17,051 為最高，1964 年冬季之 16,021 為最低，相差 1,030 gpm。季溫度以 1957 年春季之 -70.1°C 為最暖，1962 年秋季之 -76.4°C 為最冷，相差 6.3°C 。

以臺北 10 年之 120 個月之月平均對流層頂而論，1957 年 5 月之 17,149 gpm 為最高，1955 年 12 月之 15,725 gpm 為最低，相差 1,424 gpm，1959 年 3 月最暖， -69.9°C ，1959 年 12 月最冷， -77.1°C ，溫度差 7.2°C 。

(六)複對流層頂問題 在臺北 10 年 2,625 次之對流層頂觀測中，有 12 次測得上空有兩個對流層頂，第一對流層頂見於 11,675-16,033 gpm 之高度，第二對流層頂見於 16,730-19,828 gpm 之間，以資料太少，此項雙對流層頂之真實性，頗成疑問，在桃園與東港二地，向無雙對流層頂之報告。

(七)對流層頂與地面氣壓 在彼得遜(Petterssen)所著之氣象學與布萊爾(Blair)所著天氣要素二書中皆曾說地面氣壓高時對流層頂高，或地面氣壓愈面則對流層頂也愈高，作者曾就桃園與東港二地 1964 與 1965 兩年 0000 及 1200 GMT 各月對流層頂最高與最低之地面氣壓加以分析，結果顯示二氏對流層頂高低與地面氣壓高低之關係，並不完全正確，至少可說是不適用於臺灣，對流層頂最高，地面氣壓高與對流層最低地面氣壓低之例，在桃園只佔總數 31%，在東港只佔總數之 35%。而情形正相反，即對流層頂最

高時地面氣壓低，與對流層頂最低時地面氣壓高之例，在桃園與東港皆佔 42%，而對流層頂最高最低時地面氣壓相等或僅差 1 mb 之例，在桃園佔 27%，在東港佔 23%，由此可知臺灣對流層頂之高低與地面氣壓之高低，並無明顯之關係。

(八)對流層頂與地面天氣 作者曾就桃園東港二地 1964 與 1965 兩年 1 月 2 月及 7 月 8 月有雨日之對流層頂情形，加以分析，發見就大體而論，對流層頂與地面有雨天氣之關係如下：

1. 桃園降雨之前，先見對流層特低，繼而突然升高，高度最大時，降水特強。

2. 桃園對流層頂升高，東港對流層頂降低，12 或 24 小時後常有雨。

3. 對流層頂桃園者高於東港者愈多，則降雨愈大愈持久。

4. 桃園對流層頂特冷，且有強風，東港情形相反，則桃園降雨多日。

5. 桃園東港對流層頂皆特冷，而高度不大，東港略高於桃園，亦可降雨。

參 考 資 料

1. 臺灣省氣象所，高空觀測報告 10 冊，民國 44 年至民國 58 年。
2. 國際地球物理年中國委員會觀測報告，第 1、2 冊，民國 50 年 8 月。
3. 國際地球物理合作組織中國委員會太陽寧靜年觀測報告，民國 54 年 12 月，55 年 12 月。
4. 曹淦生，臺灣地區對流層頂特性之統計研究，氣象預報與分析，第 5 期，民國 49 年 10 月。
5. 魏元恒，臺灣對流層頂及平流層風系之研究，氣象學報，11 卷 3 期，民國 54 年 9 月。
6. 林紹豪，臺北平均大氣，國立臺灣大學理學院地理學系研究報告，第 2 期，民國 53 年 11 月。
7. 亢玉瑾，臺灣上空氣流之初步研究，國立臺灣大學理學院地理學系研究報告，第 3 期，民國 54 年 11 月。
8. 劉衍淮，臺灣自由大氣之研究，氣象學報，13 卷 4 期，民國 56 年 12 月。
9. 劉衍淮，氣象學，臺灣省立師範大學，民國 54 年 9 月。
10. Thomas A. Blair and Robert C. Fite, Weather Elements, 5th Edition 1965, Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs

- N. J.
11. Horace R. Byers, General Meteorology, 3rd Edition, 1959 McGraw Hill Book Co. New York
 12. Sverre Petterssen, Introduction to Meteorology, 2nd Edition 1958, McGraw Hill Book Co. New York
 13. K. Mitra, General Aspects of Upper Atmospheric Physics, Compendium of Meteorology 1951 American Meteorological Society, Boston
 14. Allen E. Cole and Arthur J. Kantor, Tropical and Subtropical Atmospheres, Journal of Applied Meteorology, Vol. 2, No. 1, February 1963
 15. Arthur J. Kantor, Tropopause Height Variations over Canada, Journal of Applied Meteorology, Vol. 6, No.3, June 1967

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，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爲主體，每篇以五千字爲佳，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、稿中引用之獻請註明作者姓名、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、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保密防諜·人人有責

匪諜自首·既往不究

臺灣地區雷雨預報之研究*

鄭 邦 傑

A Study on the Thunderstorm Forecasting in Taiwan Area

Pang-chieh Cheng

Abstract

Thunderstorm is one of the most severe and frequent local weather phenomena during summer season in Taiwan. According to the statistics of 73 year's average, the number of occurrence of thunderstorm amounts to 554 annually.

The maximum frequency of thunderstorm happen in Ilan area and southwestern plain of Taiwan, while minimum in Penghu islands and Keelung area.

In this paper, the author attempt to study the formation of thunderstorm from the synoptic situation. Some rules had been found out for improving the technique of thunderstorm forecasting. The result are as follows:

(1) The weather chart of summer are classified into five typical types by various causes of thunderstorm occurrence.

(2) On 500 mb layer at 1200z, in case there is a cold area with temperature below -5°C within Taiwan area and its vicinity, thunderstorm may occur next day, on the contrary, no thunderstorm will occur when there is a warm area.

(3) Direct using of Show-Walter's stability index is not effective in Taiwan. Therefore using the scatter diagram, the author developed the modifying Show-Walter's stability index which consider the water vapor distribution in lower atmosphere.

(4) When upper winds shows southerly, the probability of occurrence of thunderstorm will be high. In case of northerly wind, its frequency would be low.

(5) When upper winds velocity is less than 15 knots, thunderstorm likely to be occur, however, if the wind over 25 knots there is almost no thunderstorm.

Basing up on the above description and also considering other empirical rules, the forecasting of thunderstorm will be more improved.

一、前 言

臺灣夏季所盛行之天氣現象爲颱風及雷雨，有關颱風之預報問題已有許多學者之論述並有輝煌成就，

惟雷雨預報技術則至今尚未有一貫之作業方式可供應用，目前雷雨之預報乃賴於綜觀天氣分析及應用氣塊法 (Parcel method) 於絕熱圖上分析氣層垂直分佈之穩定性，而後研判當日有無雷雨之發生，由於預報

*本研究獲得國家科學委員會之補助完成。

發佈至雷雨發生之時間過於短促，一般利用價值未免偏低，為提高天氣預報服務效率，實有建立一完整預報作業程序之需要，為達成此目的，首先應分析雷雨時各種氣象因子，探究有利於雷雨發生之條件，將其類型化，建立客觀預報作業程序，改進現行雷雨預報作業，以提高預報之精確度。

辦理雷雨預報應首先調查下列各項要素，供預報人員參考：

1. 調查各地區及各月雷雨發生次數。
2. 雷雨發生之時間分佈。
3. 雷雨持續日數之頻率。
4. 天氣圖型與雷雨發生區之關係。
5. 顯著實例。
6. 穩定指標與雷雨發生之關係。

筆者利用臺灣省氣象局1964年至1968年觀測資料及天氣圖，探究有關夏季雷雨預報之準則及預報因子，供預報作業之改進。

二、臺灣地區雷雨之活動情況

臺灣地處歐亞大陸東南緣，四面環海，北回歸線

橫越中南部，呈副熱帶性氣候，雷雨之活動極為旺盛，根據臺灣省氣象局歷年觀測資料，統計各月雷雨發生日數，如表一所示。

第一表因西南部嘉義未設測站欠缺資料及山地資料稀少，雖未能完全代表臺灣雷雨之全貌，但可略窺梗概。如表一所示，以地區劃分則宜蘭及西南部平原為雷雨出現日數最多之地區，年平均有40天以上，尤以臺中盆地為最，年平均有44天。臺灣北端之基隆為最少，年平均僅17天而已。（表一雖未列入，澎湖、彭佳嶼等島嶼雷雨日數均為15天以下）。山岳地區測站稀少，缺乏資料可稽，但以現有北部及西部三處測站而言，以阿里山為最多、日月潭次之。

各月之分佈以6、7、8月為雷雨盛行之月份，次為5月；而以11、12及1月為雷雨活動最少之月份，年平均未達一天。

茲假設各地發生之雷雨並非來自隣近測站之移動性雷雨，而係個別發生之單獨性雷雨，將各地雷雨發生日視為發生雷雨一次計，則雷雨發生次數全年約有557次，此與日人田邊三郎調查次數554次極為接近。雷雨盛行之6至8月，三個月份之發生次數計有335

表一、雷 雨 日 數 (1889-1960)

Table 1. Number of days with thunderstorm (1889-1960)

地 名	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
鞍 部		0.2	0.4	0.8	1.5	2.5	3.9	5.2	4.2	1.6	0.1	—	0.1	20.5
竹 子 湖		0.3	0.4	0.7	2.0	3.3	5.9	9.6	6.1	3.1	0.4	—	—	31.8
淡 水		0.3	0.7	1.6	2.1	2.8	5.8	8.7	6.1	2.8	0.5	—	0.1	31.5
基 隆		0.2	0.4	1.0	1.8	1.8	4.4	3.1	2.4	1.4	0.2	0.1	—	16.8
臺 北		0.4	0.8	2.1	2.8	3.3	7.2	8.8	7.4	3.6	0.6	0.2	0.1	37.3
新 竹		0.5	0.9	2.1	3.1	2.2	4.8	9.3	7.1	3.2	0.5	0.1	0.1	33.9
宜 蘭		0.3	0.3	1.4	3.6	5.9	8.0	8.7	7.8	4.8	1.7	0.2	—	42.7
花 蓮		0.2	0.4	0.9	2.3	4.8	4.7	4.0	3.8	3.7	1.1	0.2	—	26.1
新 港		0.2	0.1	0.5	1.9	5.8	4.0	4.8	5.2	3.5	1.2	0.1	—	27.3
臺 東		0.2	0.3	0.7	2.1	4.4	3.3	3.6	3.7	3.5	0.9	0.2	0.1	23.0
大 武		—	0.1	0.4	1.5	2.7	4.1	4.3	4.0	2.7	0.6	0.2	—	20.6
臺 中		0.4	0.7	2.2	2.6	3.8	7.8	11.0	9.9	4.7	0.7	0.1	—	43.9
臺 南		0.3	0.5	1.1	2.1	3.7	6.3	10.1	9.9	6.5	1.1	0.1	0.1	41.8
高 雄		0.7	0.2	0.8	1.7	3.3	4.8	7.9	7.6	4.6	1.2	—	—	32.2
恆 春		0.2	0.3	0.6	1.7	3.6	4.1	5.2	5.0	3.3	1.1	0.2	0.1	25.4
日 月 潭		—	0.2	0.5	1.2	6.5	6.9	8.6	6.6	3.0	0.9	0.1	—	34.5
阿 里 山		0.2	0.3	1.1	2.7	5.6	7.1	8.9	7.5	4.9	1.4	—	—	39.7
玉 山		0.2	0.3	0.6	2.7	5.3	5.8	5.7	4.3	2.4	0.9	—	0.1	28.3
計		4.6	7.3	19.1	39.4	71.3	98.9	127.5	108.6	63.3	15.1	1.8	0.8	557.3

次佔全年總次數之百分之六十一；平均每天有 3.6 次雷雨發生於臺灣之任何地點。

雷雨既為大氣之對流不穩定所誘致，則應有某種作用使對流不穩定之氣塊釋放其潛能而產生雷雨，其主要之衝擊作用為冷鋒抬舉，暖濕氣塊沿山坡滑升，日間增溫所引起對流作用等，吾人自表一已知盛夏之 6 至 8 月為雷雨之盛行期，則大部份之雷雨應屬於熱力雷雨（氣團雷雨），依理可推知熱力雷雨之發生時間應稍後於日間最高氣溫出現時刻，即 15 時左右，但

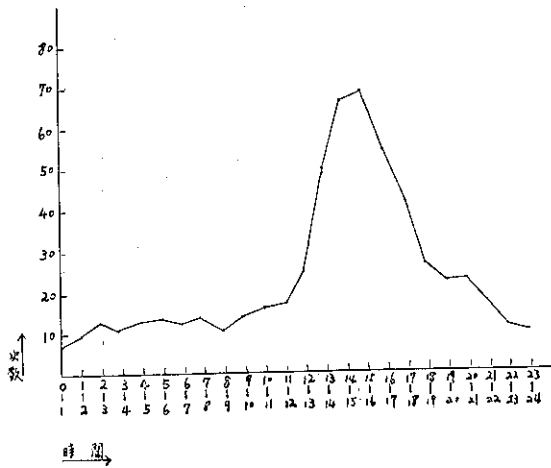
由於抬舉作用或上坡作用所誘致雷雨則其發生時刻之分佈極為不規則。表二為各時雷雨發生次數之統計。如表所示，雷雨之發生以 15 時至 16 時之間次數最多，依序為 14 時至 15 時之間，16 時至 17 時之間，而夜間則較少。圖一為表二之圖示。

夏季雷雨之發生具有連續性，其繼續日數約為二至三天，但初夏之梅雨季則持續性較強，常連續發生一週以上。圖二示 1964 年至 1968 年 5 年間臺北夏季雷雨之發生頻率。

表二、雷雨發生時間之統計（6 年平均）

Table 2. Time of thunderstorm appearance (6 years average)

雷雨發生時間	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12
出現次數	7.4	9.1	12.0	10.7	12.3	12.6	12.0	12.9	9.9	13.7	14.9	16.3
雷雨發生時間	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24
出現次數	24.3	49.7	66.0	68.6	53.7	41.5	26.1	21.4	22.1	16.7	10.5	9.3



圖一、雷雨發生之時間分佈（7 年平均）

Fig 1. Distribution of the time of thunderstorm appearance (7 years average)

Year	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1964																								
1965																								
1966																								
1967																								
1968																								

圖二、臺北雷雨發生頻率

Fig 2. Frequency of thunderstorm occurrence in Taipei.

一般而言，春季之雷雨為沿冷鋒前面發生之所謂「鋒雷雨」，以連續發生二天者居多。但夏季沿滯留鋒所發生之雷雨則持續性極大，1936 年 7 月初曾有連續 9 天發生雷雨之紀錄。熱雷雨之持續性大約為二至三天。如圖二所示，1964 年 7 月末有雷雨連續 7 天之多，此係間熱帶輻合區徘徊於臺灣附近所造成者，至於圖上所示連續二三天或隔一天發生之雷雨，都屬於熱雷雨。

三、天氣圖類型與雷雨之關係

茲為探究每日天氣圖與雷雨發生之關係，自臺灣省氣象局觀測紀錄找出 1964 年至 1968 年五年間，夏季（6 月至 9 月）臺灣地區發生雷雨五處以上，或降雨達 10 公厘以上之顯著雷雨日，配合當日天氣圖加以分類，以明雷雨發生日之天氣圖形勢。上述期間顯著雷雨日計有 190 天，經分類大約可得如下五類：

1. F 型——鋒面過境時所誘發之雷雨（鋒雷雨）。
2. H 型——日間增溫所誘發之對流性雷雨（熱雷雨、氣團雷雨）。
3. I 型——間熱帶輻合區附近輻合氣流所導致之雷雨。
4. T 型——颱風過境時由於輻合氣流或強制上升氣流所導致之雷雨（含渦流雷雨）。
5. E 型——赤道氣團籠罩下所發生之雷雨。

表三、雷雨發生類型之分類
Table 3. Types of thunderstorm generation

年次	類別	6 月						7 月						8 月					
		F	H	I	T	E	計	F	H	I	T	E	計	F	H	I	T	E	計
1964		12	3	0	0	0	15	0	8	7	0	0	15	0	12	3	0	1	16
1965		18	0	0	0	0	18	0	4	0	1	5	10	0	7	0	3	0	10
1966		7	1	0	0	0	8	3	8	0	0	2	13	0	3	0	2	3	8
1967		3	1	0	0	0	4	0	6	0	4	0	10	0	7	2	2	2	13
1998		8	1	0	0	0	9	0	4	0	1	0	5	1	2	5	0	2	10
計		48	6	0	0	0	54	3	30	7	6	7	53	1	31	10	7	8	57
類 率 %		89	11	0	0	0	100	6	56	13	12	13	100	1	54	17	12	16	100

年次	類別	9 月						6月~9月					
		F	H	I	T	E	計	F	H	I	T	E	計
1964		1	0	0	3	3	7	13	23	10	3	4	53
1965		1	0	3	0	0	4	19	11	3	4	5	42
1966		0	0	3	4	0	7	10	12	3	6	5	36
1967		1	2	0	2	0	5	4	16	2	8	2	32
1668		0	0	0	3	0	3	9	7	5	4	2	27
計		3	2	6	12	3	26	55	69	23	25	18	190
類 率 %		12	7	22	46	9	100	30	36	11	13	10	100

調查期間各類雷雨之發生頻率見表三。

如表三所示，屬於H型雷雨者居首，佔36%，次為F型雷雨佔30%，餘I、T、E型則各佔10%左右。以月別而論6月份F型之雷雨最多，調查期間6月份所出現雷雨日為54天，其中48天（89%）係屬於F型雷雨，餘11%則為H型雷雨。按5月下旬至6月中旬為本省之梅雨季，此時滯留鋒常徘徊於琉球、臺灣、香港一帶，來自南海之活躍暖氣團沿鋒面滑升而誘發雷雨可達旬日之久，如1965年6月份出現雷雨18天均屬於此類雷雨。7月份及8月份各類雷雨均有出現，其中半數以上係屬H型雷雨，次為I、T、E型，平分秋色，各佔13%左右，而以F型之雷雨為最少，僅佔3%而已。至9月份則H型雷雨顯著減少，退居末位，T型取代首位，佔46%，其餘依次為I型（22%），F型（12%）。如上所述雷雨之起因隨季節之變遷而具有顯著不同之分佈。

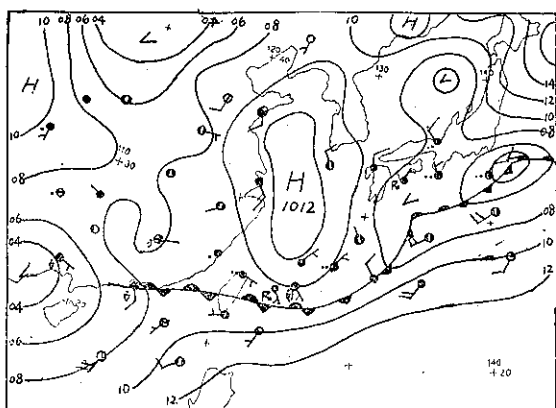
茲舉例敘述各類雷雨發生時之天氣圖形勢特性於後。

1. F型

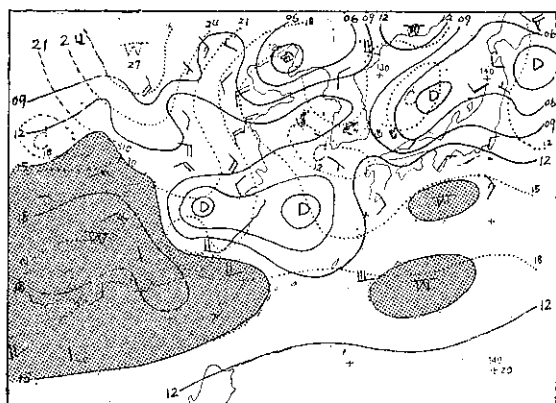
F型雷雨係由於鋒面或飢線過境抬舉暖濕氣團而

產生，按臺灣全年都可能鋒面過境，秋冬之交，中緯度盛行西風帶南偏，來自印度洋及中國南海之暖氣團顯著退縮，雷雨很少活動，尤以大陸冷氣團厚度較大之十月後半月至一月初半月，幾無雷雨發生，冬末二月以後，東北季風厚度漸減，高空暖氣團之活動漸旺，鋒雷雨之出現次數隨之增加，以5、6月初夏之梅雨季，鋒雷雨之活動最為顯著。通常春秋之候，鋒雷雨乃沿雷面前緣發生，其持續性較短，為一至二天，初夏之梅雨季由於滯留鋒徘徊本省附近常達旬日之久，因而雷雨之持續性極強，經常在梅雨末期發生顯著雷雨，每導致豪雨。1965年6月4日至18日連續半月之久，臺灣地區每日有兩三處發生雷雨。圖3a為梅雨季之天氣圖，有一滯留鋒自日本南方海面向西南西延伸，經臺灣至香港，沿滯留鋒廣大區域均有雷雨出現，圖3b為1965年6月12日20時之850mb面水汽分佈情形，露點溫度15°C以上之濕區自越南北部，廣東一帶沿北緯24度緯度圈東伸，經臺灣至日本南方海面，而華東、東海則為露點10°C以下之乾區，雷雨係發生於露點15°C以上之區域。

2. H型



圖三 a、 1965年6月13日8時之地面天氣圖
Fig 3 a. Surface chart of 00Z 13th June 1965

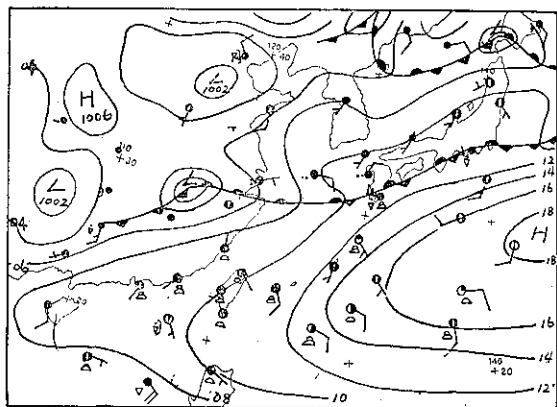


圖三b、 1965年6月12日20時之850mb圖
(實綫—等露點綫)
(點綫—等溫綫)
Fig 3 b. 850mb chart of 12Z 12th June 1965

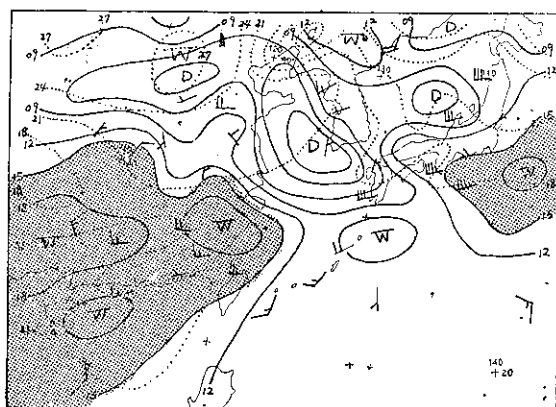
H型雷雨為具有對流不穩定性之熱帶暖濕氣團移至陸地，由於日間之加熱升溫生起對流作用而釋放潛在能量所致者，以炎熱之7、8月為其最盛期，如表二所示。此類雷雨多發生於日間最高氣溫出現後之下午三時左右，雷雨時間不長，約為二至三小時，但雨勢驟急，臺北曾測得一小時內降水量達110公厘之多，屢導致積水、雷殛等災害。熱雷雨若發生則有連續二三天之趨勢，蓋因夏季氣壓系之變化遲緩，同一天氣形勢可滯在一地較久之故，按北太平洋高氣壓之消長周期約為十一天，因而夏季雷雨發生之周期大約可估計為十天，此持續性可利用於變化單調之夏季展期預報。

圖四為H型雷雨之天氣圖形勢。a圖為1966年7月10日八時之地面天氣圖，北太平洋高氣壓西伸，其

邊緣達海南島附近，臺灣附近氣壓梯度和緩，呈微弱東南風，天氣雖佳但各地已有對流性雲系出現，顯示氣團所具不穩定性。b圖中850mb面上有濕區，中心分別位於雲南及海南島，臺灣則處於露點 15°C 以內之濕區。



圖四a、 1966年7月10日8時之地面天氣圖
Fig 4 a. Surface chart of 00Z 10th July 1966



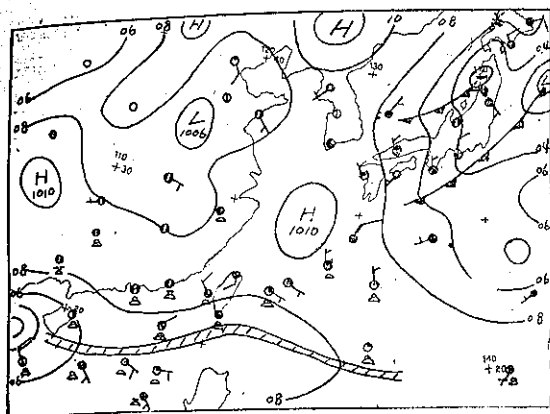
圖四b、 1966年7月9日20時之850毫巴圖
Fig 4 b. 850mb chart 12Z 9th July 1966

3. I型

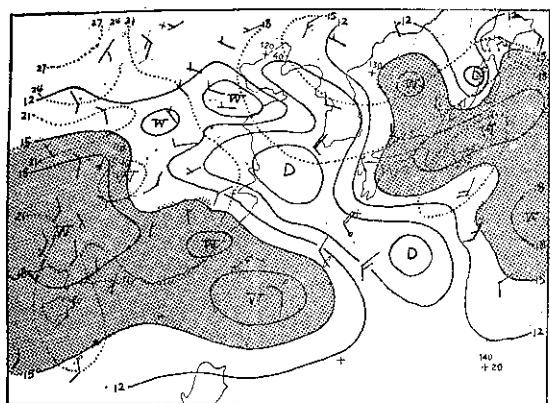
間熱帶輻合區北移橫越巴士海峽，東北信風與西南季風匯集臺灣附近，助長對流，致使臺灣各地普遍發生雷雨，此時如間熱帶輻合區上未發生熱帶擾動則雷雨不顯著，圖五為I型雷雨發生時之天氣圖例。如圖五a所示臺灣東南部海面已有熱帶性低氣壓發生之跡象，次日(27日)熱帶性低氣壓生成，徘徊於臺灣東部海面，該日臺北地區曾發生雨量達91公厘之顯著雷雨，至月底各地均有雷雨發生。

4. T型

T型雷雨出現於颱風暴雨中，係起因於颱風中心

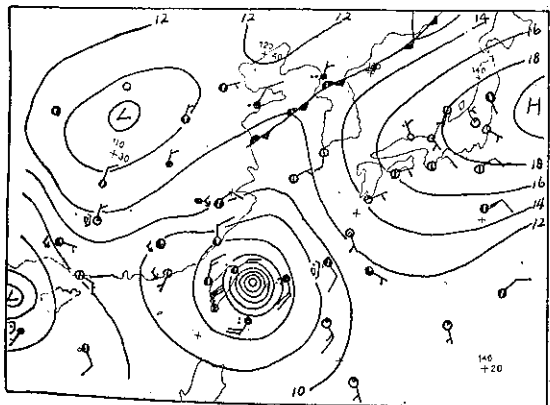


圖五a、1964年8月26日8時之地面天氣圖
Fig 5 a. Surface chart 00Z 26th Aug. 1964

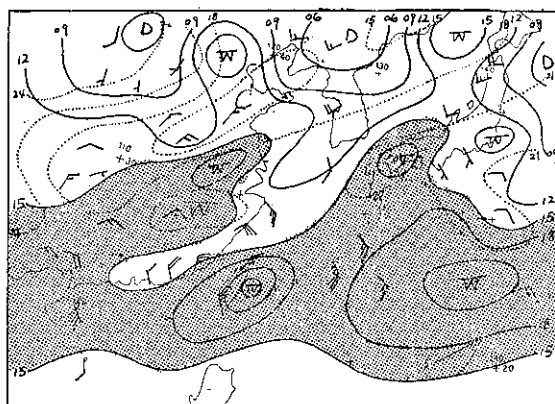


圖五b、1964年8月25日20時之850毫巴圖
Fig 5 b. 850mb chart 12Z 25th Aug. 1964

附近強烈上升氣流所致，有時雷聲、閃電相伴，但大部份僅出現雷聲或閃電現象。颱風侵襲時之暴雨預報與颱風測報作業有不可分離之關係，雷雨已屬附帶現象，此處似無加以研討之必要。圖六為1965年8月



圖六a、1965年8月18日20時之地面天氣圖
Fig 6 a. Surface chart 12Z 18th Aug. 1965

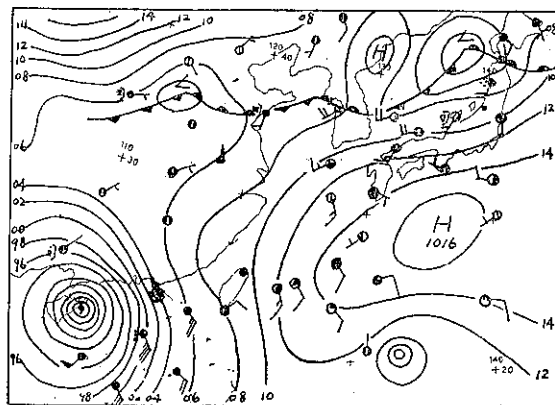


圖六b、1965年8月18日20時之850毫巴圖
Fig 6 b. 850mb chart 12Z 18th Aug. 1965

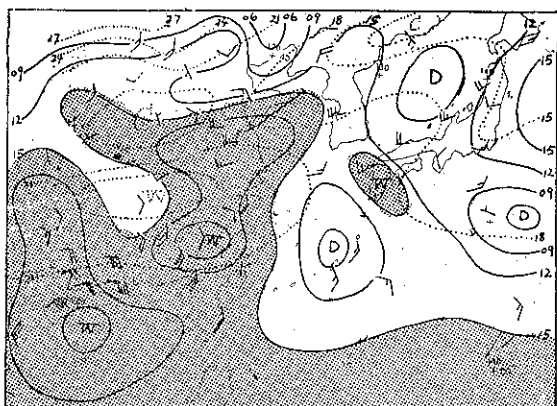
18日瑪麗颱風侵臺時之天氣圖。瑪麗颱風於18日午夜登陸宜蘭附近，當日本省均為狂風暴雨所襲，並於竹子湖、淡水、基隆、新竹、臺中等地所到雷聲，看見閃電，惟繼續時間不長，臺中則僅出現一次雷聲而已。

5. E型

E型雷雨為颱風過境本省後進入大陸，或進入南海西進時攝入潮濕西南氣流（赤道氣團），受臺灣地形之抬舉，或日間加熱釋放對流不穩定潛能所導致者。西南氣流強烈時則慶由雷雨轉為連續性大雨。赤道氣團為極潮濕之不穩定氣團，遇有輕微之抬舉作用，或加熱即可產生自由對流，因此雷雨之發生時刻極不規則，且以迎風面之西南部，東南部地區較為顯著。圖七為1964年7月2日溫妮颱風進抵海南島時之天氣圖。如圖所示本省附近等壓線呈南北走向，為南方氣流易入侵之型式，850mb面濕區中心出現於海南島南方及華南，露點 15°C 以上之濕區自南海沿大陸沿



圖七a、1964年7月2日8時之地面天氣圖
Fig 7 a. Surface chart 0000Z 2nd July 1964



圖七b、1964年7月1日20時之850毫巴圖
Fig 7 b. 850mb chart 1200Z 1st July 1964

岸向東北伸展。

四、500mb 高空情況與雷雨之關係

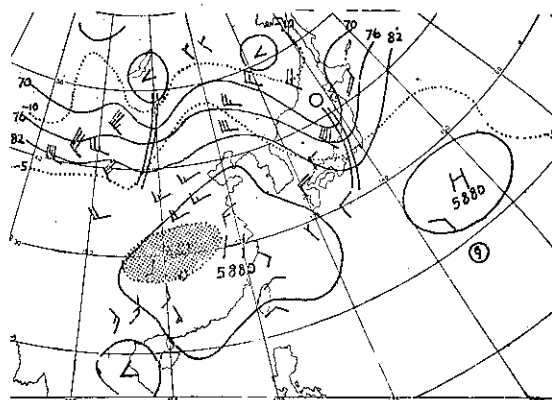
500mb 面高空圖情況與雷雨之關係，經分析發現雷雨發生時之分佈與無雷雨出現時之分佈有顯著不同。茲自調查期間（1964年至1968年）擇出夏季臺灣地區連續五天以上無雷雨出現之期間，分析該期間之高空情況，得如下所列五範例。

- 1966年 8月2日—8日
- 1966年 8月22日—26日
- 1967年 7月2日—7日
- 1967年 7月14日—21日
- 1968年 7月17日—20日

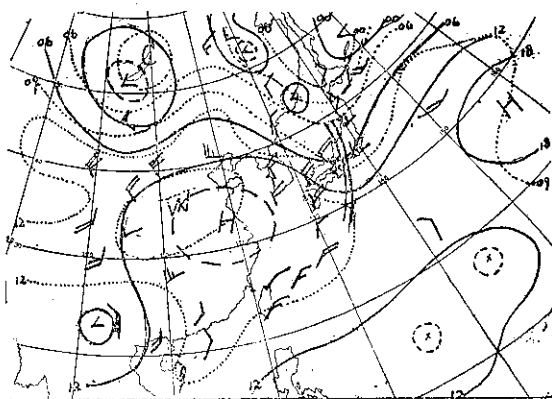
分析上列各期間每日 500mb 高空圖，發現除二天外其餘各日之 500mb 面圖均有高氣壓出現於華南、東海一帶，臺灣附近之高空區均來自東北象限而高氣壓中心所在之華南、東海一帶呈高溫區，顯示此高氣壓為一暖性高氣壓，係副熱帶高氣壓脊線伸至該處，分離發展成為單獨之高氣壓者，以下述其典型分佈供參考。

圖八a為1966年8月2日至8日無雷雨發生期間之一代表性 500mb 高空圖，如圖所示，自太平洋中部西伸之副熱帶高氣壓為日本北部南伸之加深槽所割離於華東，生成一單獨高氣壓，北緯30度以南均呈偏東風系，長江中游有一暖區中心，向北伸展至高壓脊處，110°E 及 135°E 處各有加深槽，緯流呈低指數情況，華東高氣壓持續性極強，至8月9日高氣壓向東移出與北太平洋副熱帶高壓脊合併，臺灣附近風系轉為偏南風始有雷雨出現。圖八b為同一時間700mb 高空圖，其氣溫分佈與 500mb 面極為相似，大陸與

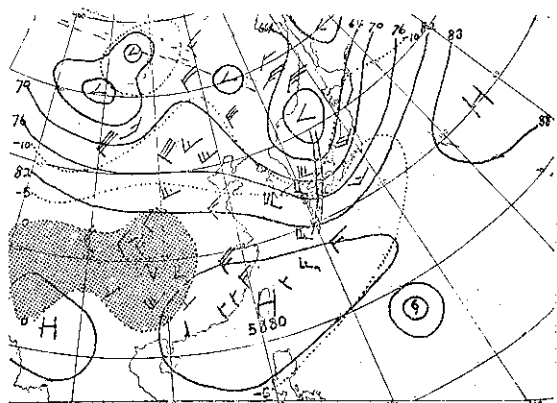
東海為龐大高溫區所籠罩。地面天氣圖，臺灣附近為高壓帶所罩，氣壓梯度極為緩和，日射增溫效果極顯，該期間日間溫度均超過 35°C 以上，雖具有足夠產生對流作用之條件，但由於高空有暖平流介入抑制對



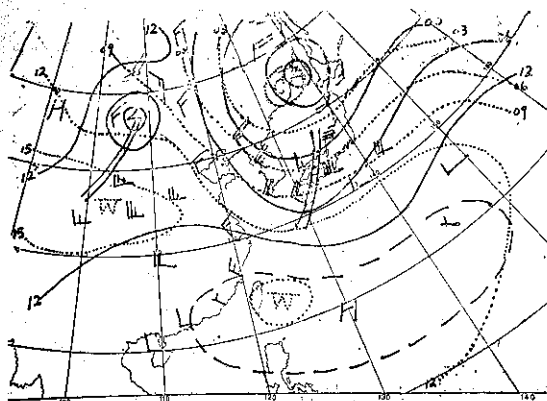
圖八a、1966年8月3日20時之500mb 高空圖
Fig 8 a. 500mb chart 12Z 3rd Aug. 1966



圖八b、1966年8月3日20時之700mb 高空圖
Fig 8 b. 700mb chart 12Z 3rd Aug. 1966

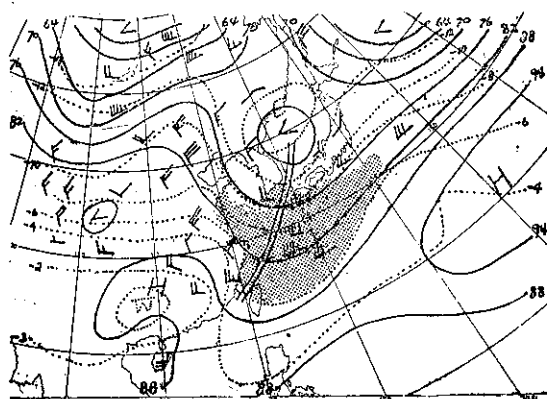


圖八c、1967年7月3日20時之500mb 高空圖
Fig 8 c. 500mb chart 12Z 3rd July 1967

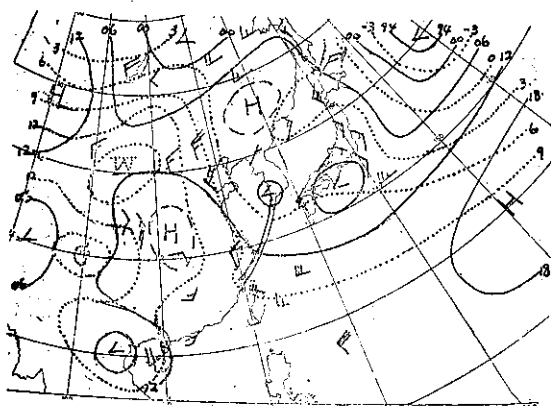


圖八d、1967年7月3日20時之700mb 高空圖
Fig 8 d. 700mb chart 12Z 3rd July 1967

流效果，未能發展雷雨雲。圖九為第三節所述顯著雷雨日之 500mb 高空圖，如圖所示，其共同之特性除颱風侵襲所誘致雷雨外，500mb 面上均顯示有冷氣存在。圖九a 為鋒面性雷雨時之 500mb 高空圖，有

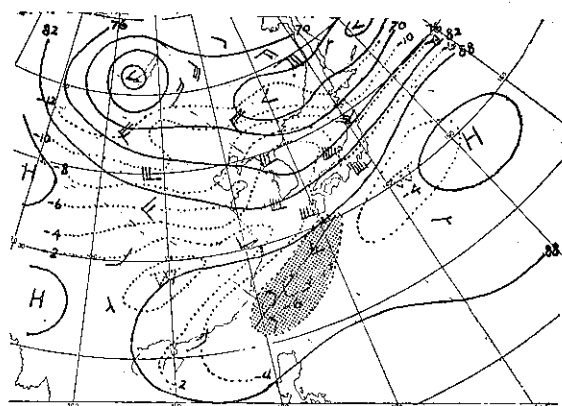


圖九a、1965年6月12日20時之500mb 高空圖
Fig 9 a. 500mb chart 12Z 12th June 1965

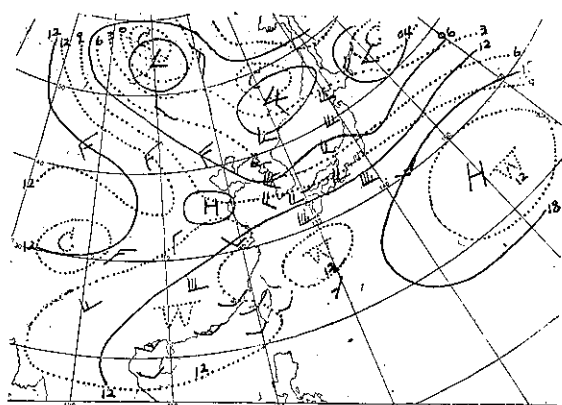


圖九a'、1965年6月12日20時之700mb 高空圖
Fig 9 a'. 700mb chart 12Z 12th June 1965

一加深槽自日本海向西南延伸至臺灣海峽，沿高空槽前面之臺灣附近有冷區存在，地面冷鋒於6月12日下午過境後在臺灣徘徊，造成梅雨季之持續性惡劣天候，其間雷雨之發生則於12—13日，16—17日高空槽通過本省時較為顯著。圖九b 為發生熱雷時之 500mb 高

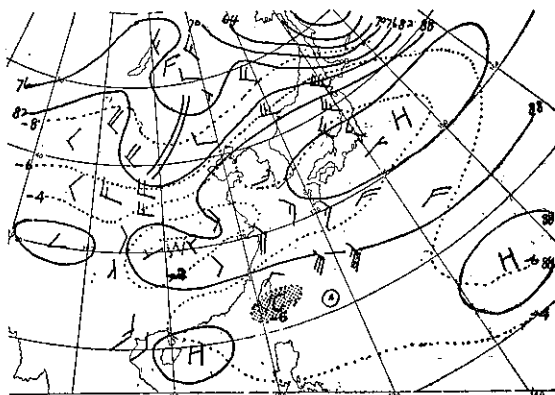


圖九b、1966年7月9日20時之500mb 高空圖
Fig 9 b. 500mb chart 12Z 9th July 1966

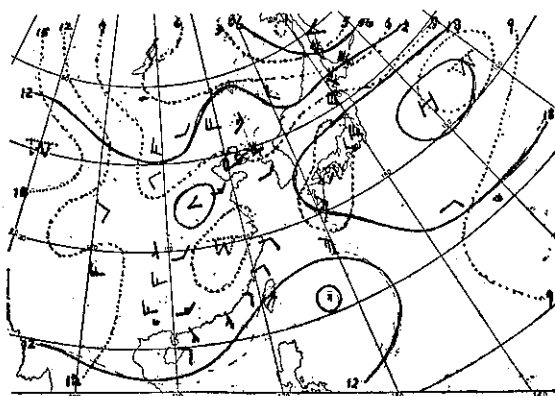


圖九b'、1966年7月9日20時之700mb 高空圖
Fig 9 b'. 700mb chart 12Z 9th July 1966

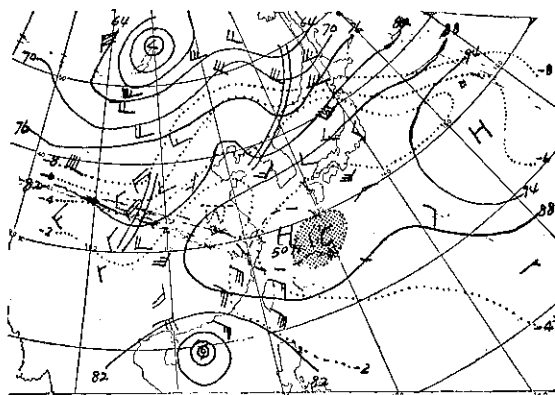
空圖，副熱帶高壓脊自日本南方海面向西伸展至海南島，臺灣至琉球海面為 -5°C 之冷區所罩，緯流呈高指標型式，副熱帶高壓伸展於東西向，脊線位置偏南，臺灣附近為微弱東南風，700mb 圖則臺灣附近反為高溫區所罩，低空暖而高空冷，此為適合於對流運動之氣層分佈。圖九c 為間熱帶輻合區徘徊臺灣附近時之 500mb 高空圖，副熱帶高氣壓脊線顯著北移，位於東海，臺灣在脊線之南方，介於南海孤立高壓之間，呈一東西向之低壓槽，相對應之地面處，有間熱帶輻合區徘徊，臺灣附近仍有 -6°C 之冷溫區存在。圖九d 為南海颱風攝入潮濕赤道氣團時之 500mb 情



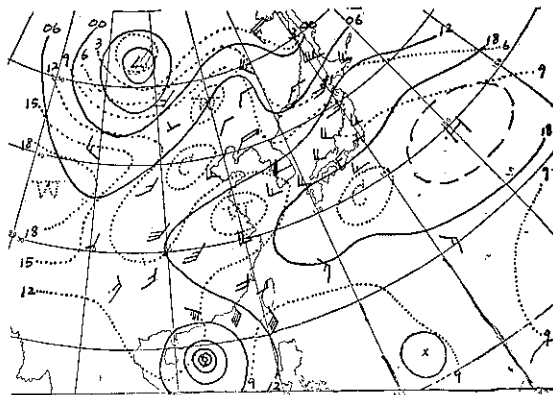
圖九c、 1964年7月25日20時之500mb 高空圖
Fig 9 c. 500mb chart 12Z 25th July 1964



圖九c'、 1964年7月25日20時之700mb 高空圖
Fig 9 c'. 700mb chart 12Z 25th July 1964



圖九d、 1964年7月1日20時之500mb 高空圖
Fig 9 d. 500mb chart 12Z 1st July 1964



圖九d'、 1964年7月1日20時之700mb 高空圖
Fig 9 d'. 700mb chart 12Z 1st July 1964

況，琉球海面有 -6°C 之冷區存在。

綜合上述調查結果：

1. 500mb 面高空圖有高脊之暖心高氣壓位於華南，東海、臺灣附近為相對高溫區、風系如為偏東風，則臺灣各地均無雷雨出現，此種高空圖型式持續性較久，常達5天以上。
2. 臺灣地區出現雷雨時之 500mb 高空圖型式雖較複雜，但其共同之處為臺灣附近有相對低溫區助長對流作用。
3. 梅雨期高空冷槽過境時，沿槽前之雷雨活動較旺。
4. 副熱帶高壓脊顯著北偏，其脊線位於東海則沿北緯20度緯度圈常出現低壓槽，與此槽相對應之地面有間熱帶幅合區徘徊於巴士海峽，此時臺灣各地雷雨頻現。

五、穩定指標

大氣垂直向之穩定與否，對於雷雨之發生有密切關係，溫濕之近地面氣塊，如其周圍大氣呈穩定狀態則雖然日間加熱效應顯著，其上昇運動乃將被抑制無從產生導致雷雨之大規模對流雲系，因此大氣垂直穩定性之分析為雷雨預報作業不可欠缺之重要步驟之一。

通常大氣穩定性之判別習慣上均使用絕熱圖，應用氣塊法 (Parcel method)，或氣片法 (Slice method) 以絕熱過程使地表之小氣塊或氣層上升，考察其變化情況而加以分析之。大氣之穩定性依照氣塊法之理論，可以位溫之垂直遞減率 $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ 代表之。

$$\frac{\partial \theta}{\partial p} \begin{cases} \geq 0 & \text{穩定} \\ = 0 & \text{平衡} \\ < 0 & \text{不穩定} \end{cases}$$

上式表示位溫隨高度而增大則氣柱為穩定，位溫隨高度不變則氣柱為平衡狀態，位溫隨高度而減低則氣柱屬不穩定。為方便計，通常將上式除以 θ ($\theta > 0$)，或再乘 α/g 以表示大氣之穩定性。

$$\rho = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}, \text{ 或 } \frac{\alpha \partial \ln \theta}{g \partial p}$$

表示大氣穩定性之指標雖有許多方法，其中以蕭華特 (Sho Walter) 所提示之穩定指標較為人所熟悉。蕭華特以絕熱圖上 500mb 面之溫度觀測值減去地表氣塊沿絕熱過程上昇至 500mb 面所示溫度值之差值為指標而判別大氣之穩定性。

$$T - T' = (-\Delta T)$$

T 500mb 面溫度探測值

T' 地表氣塊沿乾絕熱變化上升至凝結高度後再沿濕絕熱變化過程上昇達 500mb 面所示溫度。

據美國應用蕭華特穩定指標所得經驗，其與雷陣雨之發生有如下關係：

$(-\Delta T)$	$> 3^{\circ}\text{C}$	無陣雨發現
	$< 3^{\circ}\text{C}$	有陣雨出現
	$< 0^{\circ}\text{C}$	有雷雨出現
	$< -3^{\circ}\text{C}$	有強烈雷雨出現
	$< -6^{\circ}\text{C}$	可能發生龍捲風

蕭華特以地表氣塊上昇到達 500mb 面之溫度為 T' ，但因地面氣象要素受地形、日射、夜間輻射等

影響每缺少代表性，因而各國利用穩定指標時其計算標準亦各有不同，日本氣象廳係使用地面至 850mb 面氣層之平均值使其上昇而求 T' 值，美國地方性劇烈風暴預報中心則使用 300 呎以下氣層之平均值而求 T' 值。臺灣省氣象局係以地表至 900mb 面氣層之平均值而求 T' 值。

茲為驗證穩定指標與雨發生之關係使用臺北 1964 年至 1968 年 7、8 月份之探空資料計算每日穩定指標求當日有無雷雨發生之關係得如表四所示結果。上述期間穩定指標達 3°C 以上者有 23 天，其中僅出現一天陣雨，穩定指標介於 0°C 至 2.9°C 之間者有 137 天，其中雷雨出現 36 天，指標介於 -0.1°C 至 -2.9°C 間者有 92 天，其中出現雷雨有 49 天，指標超過 -3°C 者 23 天，其中 12 天發生雷雨。雷雨之出現率各為 0%、27%、53% 及 52%。

以此成績而言，穩定指標與雷雨發生之關係似不很明顯，穩定指標示 0°C 以下甚至於負 3°C 以下之不穩定狀態，其雷雨出現率亦僅達 52%，如此成績似不能單獨利用於雷雨預報。

由上述結果可知雷雨之發生條件除大氣不穩定外尚需有其他因素參與始能產生雷雨。首先值得考慮者即為水汽問題，如地表氣塊水汽含量稀少則對流效應雖強盛亦無從產生積雨雲，不但上升氣塊本身需有足量之水汽，周圍之大氣亦需含有適量之水汽始能產生大規模雷雨，絕熱過程中吾等係假設上昇氣塊與周圍

表四、穩定指標與雷雨之出現率

Table 4. Relation between the stability-index and occurrence of thunderstorm

年 月	穩定指標 實際情況	3°C 以上		$2.9^{\circ}\text{C} - 0^{\circ}\text{C}$		$-0.1^{\circ}\text{C} - 2.9^{\circ}\text{C}$		$-3.0^{\circ}\text{C} - -5.9^{\circ}\text{C}$	
		觀測次數		觀測次數		觀測次數		觀測次數	
		雷現	雨出	雷現	雨出	雷現	雨出	雷現	雨出
1964年 7 月		1	0	13	5	15	10	2	2
8 月		2	1	19	7	9	8	1	1
1965年 7 月		1	0	20	6	8	6	1	0
8 月		2	0	20	3	6	1	2	1
1966年 7 月		1	0	18	5	10	9	2	2
8 月		8	0	12	5	11	5	0	0
1967年 7 月		7	0	12	2	8	2	5	0
1868年 7 月		1	0	9	1	11	2	9	5
8 月		1	0	15	3	14	6	1	1
計		23	1	137	86	92	49	23	12
雷 雨 出 現 率		0%		27%		53%		52%	

表五、氣層平均相對濕度與陣雨發生之頻率 (奧斯汀)

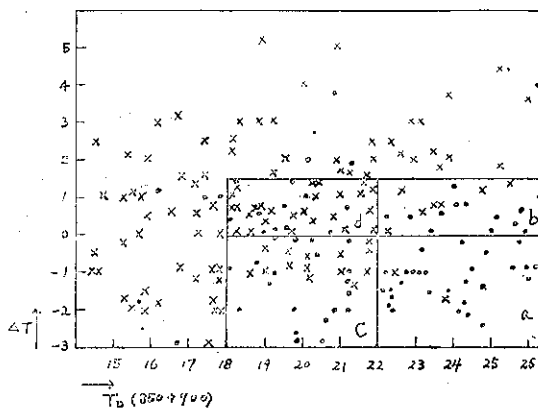
Table 5. Frequency of the shower occurrence in relation with the relative humidity in upper layer. (by Austin)

		500mb 面 $T-T'$ (ΔT)			
		$< 9^{\circ}\text{C}$	$5-8^{\circ}\text{C}$	$< 4^{\circ}\text{C}$	計
平均相對濕度	$>75\%$	100 (3)	91 (11)	100 (2)	94 (16)
	60—74%	73 (11)	53 (32)	67 (6)	63 (49)
	45—59%	53 (15)	35 (4)	21 (19)	35 (68)
	30—44%	0 (8)	15 (20)	5 (20)	6 (48)
	$<29\%$	0 (1)	3 (12)	0 (32)	2 (45)

大氣間無溫度、水汽之收支而論，但實際上地表氣塊上升時仍與周圍大氣之間產生混合作用，因此大氣中之濕度情況屢影響及上升氣塊之溫度遞減率。

奧斯汀 (Austin) 調查大氣中之水汽含量與陣雨發生之關係，發現大氣中之相對濕度如超過75%則穩定指標雖為正值，但大部份乃有陣雨出現，反之，如大氣中之相對濕度為30%以下，則殆無陣雨發現。表五示奧斯汀調查結果。

茲為使穩定指標有效利用於雷雨預報起見。以850mb面之露點溫度與700mb面露點溫度之和代表下層大氣之水汽量，配合穩定指標而製作散佈圖 (Scatter diagram)，求此二者與雷雨發生之關係，得如圖十所示。



圖十、臺北之雷雨散佈圖

Fig 10. Scatter diagram of thunderstorm occurrence over Taipei

上午八時探空資料與當天雷雨發生之關係
 • 一天有雷雨發生
 × 一天無雷雨發生
 based upon 00Z sounding data.
 • —Thunderstorm occurred in 00Z-16Z.
 ×—No Thunderstorm.

圖十縱坐標為穩定指標，橫坐標為下層水汽量，資料得自臺北每日上午八時施放之高空探測，圖中，符號示當天有雷雨或陣雨出現，×符號示當日無雷雨或陣雨出現。

如散佈圖所示，有雷雨日之分佈情形已呈有規則性，表示雷雨出現日之黑點大都集中於右下方穩定指標 0°C 至 -3°C ，下層水汽量即露點和 22°C 以上之 a 區內，其餘則分散於穩定指標介於 0°C 至 3°C ，露點和 22°C 以上之 b 區及穩定指標 0°C 至 -3°C ，露點和 18°C 至 22°C 間之 c 區，而穩定指標介於 0°C 至 3°C ，露點和 18°C 至 22°C 之 d 區則雷雨出現率大

表六、散佈圖 (圖十) 各區內雷雨出現頻率

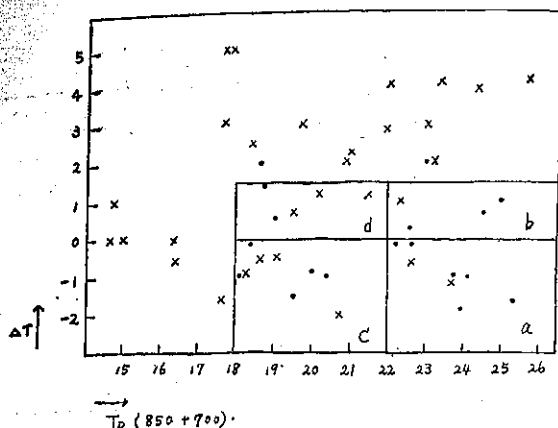
Table 6. Frequency of thunderstorm in each area of scatter diagram (Fig 10)

類別 分區	無雷雨次數	雷雨次數	觀測次數	雷雨發生頻率
a	2	27	29	27/29 93%
b	7	12	19	12/19 63%
c	14	20	34	20/34 61%
d	16	11	37	11/37 30%

表七、散佈圖 (圖十) 各區內之雷雨發生強度

Table 7. Intensity of the thunderstorm in each area of scatter diagram (Fig 10)

類別 分區	強雷雨	中雷雨	弱雷雨	陣雷雨	閃電	計	一天內雷雨發生次數			計
							$1 \leq$	$3 \leq$	$5 \leq$	
a	6	4	7	6	2	27	2	10	15	27
b	0	2	2	4	3	12	1	6	5	12
c	0	3	6	5	6	20	7	11	2	20
d	0	1	5	5	0	11	7	2	2	11



圖十一、臺南之雷雨散佈圖

Fig 11. Scatter diagram of thunderstorm at Tainan

上午八時探空資料
 • — 當天有雷雨發生
 × — 當天無雷雨發生

used 00Z sounding data.
 • — Thunderstorm occurrence from 00Z to 16Z
 × — No thunderstorm.

為減少，上列四區以外者鮮有雷雨出現。

圖十一為使用東港之探空資料與臺南觀測資料所得散佈圖，由於東港探空資料有限，依此推斷雖然難免缺乏代表性，但如圖十一所示，其分佈情形大致與臺北相似。

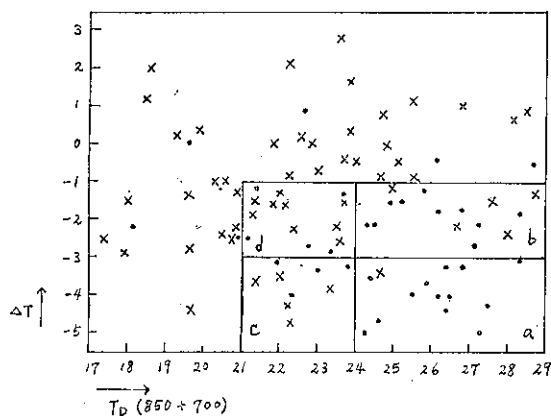
散佈圖上（圖十）所示各區雷雨之發生頻率以 a 區為最大，29 例資料中有 27 次出現雷雨，其發生頻率高達 93%，b 區與 c 區之發生頻率各為 63% 及 61%，至於 d 區之發生頻率則大減，僅為 30%，如表六所示。

調查各區內所出現雷雨之強度，得如表七所示，強烈雷雨僅出現於 a 區，餘各區所出現者都係中度以下之雷雨及陣雨，其中 b 區所出現者多為弱雷雨及陣雨，11 例內中度雪雷僅出現一次。

又根據臺北之雷雨散佈圖調查臺灣區內一天所發生雷雨次數則如表七右方所示，以 a 區之發生次數為最多，a 區內 27 天內於臺灣地區出現雷雨五處以上之日數有 15 天，雷雨出現三處以上者有 10 天，餘 2 天則僅在臺北地區出現雷雨。c 區與 b 區以一天內雷雨出現二處以下之日數較多，31 天中出現 14 天，而發生五處以上者僅有 4 天。

以上所述係應用上午 8 時探空資料計算穩定指標考查其與當天雷雨發生之關係，茲為延長預報時效起

見，應用前一天晚上時之探空資料試求穩定指標與第二天發生雷雨之關係而製作散佈圖如圖十二所示，圖中各區分割所採用之標準與圖十所示者略有不同，其標準較圖十為高，即 a 區訂為穩定指標 -3°C 以下，露點和 24°C 以上，b 區為穩定指標 -1°C 至 -3°C ，露點和 24°C 以上，c 區為穩定指標 -3°C 以下，露點和 21°C 至 24°C 之間，而 d 區為穩定指標 -1°C 至 -3°C ，露點和 21°C 至 24°C 之間，根據此散佈圖所得雷雨之出現率 a 區為 93%，b 區 67%，c 區 44%，d 區 33%，如表八所示，其成績尚佳，當可供雷雨客觀預報之用。圖十及圖十二散佈圖之分區標準示於表九。



圖十二、臺北之雷雨散佈圖

Fig 12. Scatter diagram of thunderstorm occurrence over Taipei

20 時探空資料與第二天雷雨發生之關係
 • — 第二天有雷雨發生
 × — 第二天無雷雨發生

used 12Z sounding data.
 • — Thunderstorm occurrence in the next day.
 × — No thunderstorm.

表八、臺北雷雨散佈圖（圖十二）內各區雷雨出現頻率

Table 8. Frequency of thunderstorm within each area of Taipei thunderstorm scatter diagram. (Fig 12)

類別 分區	無雷雨 次數	雷雨次數	觀測次數	雷雨發生頻率
a	1	13	14	13/14 93%
b	5	10	15	10/15 67%
c	5	4	9	4/9 44%
d	9	5	14	5/14 36%

表九、散佈圖分區標準

Table 9. Limit of the areas in Taipei thunderstorm scatter diagram

資料 分區	利用上午8時高空資料時之分區標準		利用前一天20時高空資料時之分區標準	
	穩定指標	850mb 與 700mb 露 點 和	穩定指標	850mb 與 700mb 露 點 和
a	0°C — -3°C	22°C 以上	-3°C 以下	24°C 以上
b	0°C — 1.5°C	22°C 以上	-1°C — -3°C	24°C 以上
c	0°C — -3°C	18°C — 22°C	-3°C 以下	21°C — 24°C
d	0°C — 1.5°C	18°C — 22°C	-1°C — -3°C	21°C — 24°C

綜上所述，蕭華特之穩定指標如直接應用於雷雨預報則可靠性極差，但如加以修正，配合下層大氣水汽量製作散佈圖則顯示有良好之對應性，可供客觀，雷雨預報之用，再利用表六、表七之分類可進一步估計雷雨強度及為生分佈。

六、高空風與雷雨之關係

利用臺北高空風資料調查圖十所示臺北雷雨散佈圖上雷雨發生日之 850mb 與 700mb 面高空風分佈與雷雨之關係，得如表十所示。調查方法係將風向劃分為東北、東南、西南、西北等四象限分別計算各區

內發雷日之 850mb 面、700mb 面高空風所屬各象限之頻率。如表十所示，雷雨發生日之風向以西南風現次數最多，850mb 面為44%，700mb 面為50%次之為東南風之22%及34%，東北風居末位，各佔1%及8%而已。

根據表十所示統計，以 700mb 之風向與雷雨發生之相關性較為密切，雷雨發生日 700mb 風向為南風之頻率高達84%而 850mb 面則僅為66%。綜上述，高空風偏南則較適於雷雨之發生，高空風如北來風則雷雨之發生機率大為減少。

高空風速大則對流雲頂部為強風所沖散，未能

表十、高空風向與臺北雷雨發生之關係

Table 10. Relation between upper wind direction and the occurrence of thunderstorm over Taipei.

風向 分區	850 mb				700 mb			
	010—090	100—180	190—280	290—360	010—090	100—180	190—280	290—360
a	$\frac{1}{16}$ 6%	$\frac{4}{16}$ 25%	$\frac{8}{16}$ 50%	$\frac{3}{16}$ 19%	$\frac{1}{16}$ 6%	$\frac{4}{16}$ 25%	$\frac{9}{16}$ 57%	$\frac{2}{16}$ 12%
b	$\frac{4}{11}$ 36%	$\frac{2}{11}$ 18%	$\frac{3}{11}$ 28%	$\frac{2}{11}$ 18%	$\frac{1}{11}$ 10%	$\frac{4}{11}$ 36%	$\frac{5}{11}$ 44%	$\frac{1}{11}$ 10%
c	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{7}{13}$ 58%	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{2}{13}$ 14%	$\frac{6}{13}$ 49%	$\frac{5}{13}$ 40%	$\frac{0}{13}$ 0%
d	$\frac{1}{10}$ 10%	$\frac{3}{10}$ 30%	$\frac{4}{10}$ 40%	$\frac{2}{10}$ 20%	$\frac{0}{10}$ 0%	$\frac{3}{10}$ 30%	$\frac{6}{10}$ 60%	$\frac{1}{10}$ 10%
計	$\frac{8}{50}$ 16%	$\frac{11}{50}$ 22%	$\frac{22}{50}$ 44%	$\frac{9}{50}$ 18%	$\frac{4}{50}$ 8%	$\frac{17}{50}$ 34%	$\frac{25}{50}$ 50%	$\frac{4}{50}$ 8%

展為雄偉之雷雨雲，利用臺北測風資料調查高空風速與雷雨發生之關係得如表十一。

雷雨發生日之高空風速如表所示，大都微弱，未達15哩/時，其頻率以風速10哩/時以下為最大，850mb 面為74%，700mb 面為58%，風速15哩/時以下則各佔88%及78%，隨風速之增大而其頻率劇減

，風速超過25哩/時則殆無雷雨出現。但西南氣流為活躍之5、6月，春夏之交如遇 850mb 面上臺灣、華南一帶出現風速達30哩/時以上之強烈偏南風則屢於第二天在迎風面之西南部地區發生強烈雷雨，此係起因於西南氣流之強烈輻合與沿山坡滑升所導致者，與夏季所盛行之熱雷成因不同。1970年4月在

表十一、高空風速與臺北雷雨發生之關係

Table 11. Relation between upper wind speed and occurrence of thunderstorm over Taipei.

風速 分區	850 mb					700 mb				
	10m以下	11—15	16—20	21—25	25m以上	10m以下	11—15	16—20	21—25	25m以下
a	$\frac{11}{16}$ 68%	$\frac{3}{16}$ 19%	$\frac{2}{16}$ 13%	$\frac{0}{16}$ 0%	$\frac{0}{16}$ 0%	$\frac{8}{16}$ 50%	$\frac{5}{16}$ 31%	$\frac{2}{16}$ 13%	$\frac{1}{16}$ 6%	$\frac{0}{16}$ 0%
b	$\frac{7}{11}$ 64%	$\frac{2}{11}$ 18%	$\frac{1}{11}$ 9%	$\frac{1}{11}$ 9%	$\frac{0}{11}$ 0%	$\frac{7}{11}$ 64%	$\frac{1}{11}$ 9%	$\frac{1}{11}$ 7%	$\frac{1}{11}$ 9%	$\frac{1}{11}$ 9%
c	$\frac{10}{13}$ 77%	$\frac{2}{13}$ 15%	$\frac{0}{13}$ 0%	$\frac{1}{13}$ 8%	$\frac{0}{13}$ 0%	$\frac{9}{13}$ 69%	$\frac{2}{13}$ 15%	$\frac{2}{13}$ 15%	$\frac{0}{13}$ 0%	$\frac{0}{13}$ 0%
d	$\frac{9}{10}$ 9%	$\frac{0}{10}$ 0%	$\frac{1}{10}$ 10%	$\frac{0}{10}$ 0%	$\frac{0}{10}$ 0%	$\frac{5}{10}$ 50%	$\frac{2}{10}$ 20%	$\frac{3}{10}$ 30%	$\frac{0}{10}$ 0%	$\frac{0}{10}$ 0%
總計	$\frac{37}{50}$ 74%	$\frac{7}{50}$ 14%	$\frac{4}{50}$ 8%	$\frac{2}{50}$ 4%	$\frac{0}{50}$ 0%	$\frac{29}{50}$ 56%	$\frac{10}{50}$ 20%	$\frac{8}{50}$ 16%	$\frac{2}{50}$ 4%	$\frac{1}{50}$ 2%

舉行中美氣象學術會議席上張瑞翔發表有關臺南雷雨之研究指出高空風超過25哩/時則無雷雨出現，此與本文所述尚符，但其所提示 850mb 與 700mb 間有氣旋形風變始有雷雨發生，此點於此次調查中並未發現有顯著特性，垂直成分之風向無發現氣旋形風變時亦屢有雷雨出現，尚待研究證實。

七、雷雨預報之程序

茲綜合上述各節，研討結果，加以歸納，研擬雷雨預報之步驟以供參考。

1. 應用本文之第三節所述天氣圖類型判別天氣圖分佈是否適於雷雨之發生，如臺灣附近之等壓線呈乙字型則易導入南方氣流產生雷雨。

2. 分析高空圖判別 500mb 面有無冷平流現象，如臺灣附近有低溫區則雷雨發生之機率較大。

3. 應用第五節所示散佈圖判別大氣穩定性與下層大氣水汽量是否適合於雷雨之發生，如資料顯示情況屬於 a 區則可預測將有中度以上之雷雨發生。

4. 應用表七估計預期發生雷雨之強度及雷雨發生分佈情況。

5. 分析有無下列跡象可當衝擊作用而釋放對流不穩定潛能產生雷雨。

- 鋒面或風切線 (Shear line)
- 日間之增溫
- 輻合氣流
- 朝向山坡之風系

上列 b 項之增溫效應可誘發熱力低氣壓導致 c 項之輻合氣流及 d 項之沿山坡之上升氣流。

6. 有關雷雨區域之預報，如有鋒面時，則推測沿鋒面前緣區域有雷雨，如無鋒面則應考慮暖氣流入侵之迎風面區域有雷雨。

7. 利用第六節所述高空風與雷雨之關係判別高空風之分佈是否適宜雷雨之產生。

8. 東風波過境所導致雷雨常可在琉球羣島先見徵兆，即由該區域雷雨現象之西移而判別之。如製作馬可斯島、硫磺島、南大東島、那霸島、宮古島等 700mb 面高度變化連續圖，加以追蹤，則效果更佳。

除上述步驟外預報人員尚須注意下列經驗法則：

1. 低空風速小而高空風速較大則易導致強烈雷雨。

2. 500mb 面之噴射氣流與 850mb 面之噴射氣流或輻合區之相交處，易產生強烈雷雨。

3. 對流圈上部顯著低壓槽之前面，易產生強烈雷雨。

4. 華南地區北緯 25 度以南有短波槽東移時應注意臺灣地區可能誘發普遍性雷雨。

5. 東部海面有熱帶性低氣壓徘徊，則宜蘭、花蓮地區易發生雷雨。

6. 5、6 月間我國東南部地區由於東南氣流之入侵易發生強烈雷雨。

7. 梅雨末期，每因強烈西南氣流沿鋒面上升誘發雷雨導致局部性豪雨，此種豪雨具有於夜間雨勢較大之趨勢。

8. 夏季 500mb 面北太平洋高氣壓脊線發展西伸橫越臺灣時，北部地區常發生局部性強烈雷雨。

9. 西南季風較強時雷雨多發生於迎風面之山岳地區，隨風力之減弱雷雨將逐漸出現於西南部沿海地區。

八、結 論

臺灣地區之雷雨與來自臺灣東南方海面，中國南海之熱帶氣團，赤道氣團具有密切之關連，惜主要可測知暖氣團行跡及性質之南方海面缺乏高空探測資料，無從測知暖氣團活動情形，此為本區雷雨預報困難之處，筆者於本研究中曾考查應用廈門及石垣島之高空資料以 850mb 面至 500mb 面之溫度差為代表氣溫遞減率，以 850mb 與 700mb 露點和為代表下層水汽量，期求其各因素與臺灣地區雷雨發生之相關，但所得散佈圖缺乏集中性，效果不佳，無法利用於預報作業，我國如能於東沙島設置高空探測站，經常供應探測所得資料，則對於臺灣地區夏季雷雨預報有必極大幫助。由本文所討論，吾等可知雷雨時之天氣圖分佈型式，高空溫度分佈與雷雨之相關，穩定指標客觀利用法，高空風與雷雨之相關，如能將本文所提技術配合日常預報分析技術當可提高雷雨預報效率，增進氣象服務效果，此為筆者所企望者。

本研究限於高空資料，難免有所不盡之處，希請氣象界諸先進指正。

參 考 文 獻

1. Seberre Pettersen (1956) Conective cloud and weather. Weather analysis and Forecasting Volume 2. P133-195
2. S. Shishkin (1961) Forecasting thunderstorms and showers by the slice method. Tellus Volume 13. No. 3. P417-424.
3. Beers N. (1945) Atmospheric stability and instability. Handbook of Meteorology. N. Y.
4. 福長光男 (1965) 雷雨預報 氣象研究ノ一
卜16卷1號
5. 鯨井孝一 (1964) 特殊預報 氣象研究ノ一
卜15卷1號
6. 大谷東平 (1957) 伴隨大雨時之濕舌機構之研究 研究時報 9卷10號

民國五十九年臺灣颱風農業災害之研究

張 月 娥

The Typhoon Damage of Taiwan Agricultural Products in 1970

Yeuch-ngo Chang

Abstract

It is believed that Taiwan is a key point of Typhoon's passage. In average, each year may have 3 to 4 invaded Typhoons according to the past 72-year records (1897-1968). During 1970, there were 26 tropical cyclones occurred in the northwest Pacific Ocean and six of them belonged to the strong ones. Fortunately, no such typhoon bothered Taiwan. However, on September 6-7, a high typhoon FRAN moved westwardly along the northern Taiwan coast. Incidentally, it carried heavy rainfall and draft along with the moist southwest-current, thus caused the eruption of mountain and flood in the north-central Taiwan. Consequently, a serious Typhoon damage of agricultural products was resulted. The total financial damage costed about NT 395,546,000 this year.

The central part of Taiwan was the most heavy damaged area, which covered 5 counties, namely, Miao-li, Tai-chung, Chang-hwa, Yin-lin and Nan-tao. Partial loss was about NT 258,770,000, averaged to 65.5% of the total financial damaged. The lesser damaged area was in the north part of Taiwan, including 4 counties, they are Tai-pei, Tao-yuan, Hsin-chu, and Yi-lan. Partial damage of them was about NT 66,900,000, near to 16.9%. Followed by Chai-I and Tai-nan estimated damage of these two counties was about NT 62,241,000, near to 15.7%. Another two counties were Kao-hsiung and Ping-tung, damage loss about NT 7,624,000, near to 1.9%. However, in the eastern Taiwan, as Tai-tung and Hwa-lien, no damage was occurred.

In comparison with other agricultural products, vegetable was the essential crop seriously damaged, its financial damage was about NT 157,337,000. Estimation based on damaged area, it was found that the paddy rice area was tremendous damaged by runoff, burial and submergence; damaged area was about 6405 hectares, losted NT 100,891,000. The other damaged crops, such as sugar cane, NT 54,084,000, fruitrees, NT 47,856,000 and misscellaneous food, more than NT 35,376,000 losted respectively.

一、前 言

本省位于颱風路徑之要衝，幾乎每年均受其無情

之蹂躪。據七十二(1897-1968)年來颱風侵襲次數之統計，侵襲臺灣之次數，平均每年達三次至四次（註一）。颱風來臨時，常挾帶狂風暴雨，致農業常遭受

註一：戚啓勳編著：臺灣兩大天然災害——颱風、地震，臺灣省氣象局編印。

嚴重災害。例如民國五十八年艾爾西及芙勞西颱風，本省農業災害之損失即達新臺幣四十九億餘萬元（註二）致本省五十八年下半年之經濟成長率大為減少。

本(59)年在北太平洋發生颱風之次數共26次，其中強烈颱風有6次。本省今年得天獨厚，颱風迫近本省海面，預期有侵襲可能而由省氣象局發出之颱風警報，只有三次。且颱風中心均未登陸，故對本省農業之影響較往年為輕。第一次七月上旬之強烈颱風歐加(Olga)于將接近本省時，受高空槽之導引遠離本省海面轉向東北進行，對本省無影響。第二次八月中旬之中度颱風魏達(Wilda)掠過本省東方海面時，導致西南氣流北上，誘發強烈雷雨，使新竹以北部份地勢較低之稻田略受損失。第三次九月上旬之輕度颱風芙安(Fran)通過本省北部海面時，所帶豪雨自六日即連續下降，兼之誘發西南氣流入侵，七、八兩日繼續豪雨不止，致山洪暴發、山崩地陷、廬舍成墟；溪河氾濫、交通中斷、田園流失、埋沒、浸水。據警方正式統計：芙安颱風造成之災害，除失蹤人口外，死亡人數85人，房屋全倒1700間，受災區以南投縣最重。省公路局九月九日表示：芙安颱風造成全省公路災害，初步估計將達一億元。而農業之災害，彙計各縣市提供之「芙安颱風農業災害報告表」之結果，全省估計損失新臺幣三億九千五百五十四萬餘元（註三）。以本省中部六縣市損失最為嚴重，估計損失二億五千八百七十七萬元，佔全省損失總額65.5%，而東部地區則全無災害。全省農作物被害程度最大者為蔬菜，平均受害率達51.0%，以南投縣最為嚴重，達89.2%，估計全省蔬菜損失金額達一億五千七百三十三萬餘元。全省農作物受害面積最大者為水稻田，計流失、埋沒及浸水之稻田面積達二萬八千六百五十二公頃，由于損害成數不等，折合實害面積為六千四百餘公頃，估計損失達一億零八十九萬餘元，以苗栗最為嚴重達二千四百一十三萬餘元。其他甘蔗因浸水倒伏，損失五千四百餘萬元。香蕉、柑橘等果樹，因山洪暴發，果園沖毀，果樹倒伏，估計損失四千七百八十五萬元。甘藷、落花生、大豆等雜作損失亦達三千五百三十七萬餘元。此次颱風農業災害，純因豪雨為害並非風災。

二、接近本省颱風之概述

本(59)年度在太平洋發生之颱風26次，其中6次係強烈颱風，菲律賓、日本及大陸均遭其蹂躪，尤其九月十四日強烈颱風喬琪亞(Georgia)於造成菲律賓死亡人數近二百人後（註四），進襲汕頭附近地區，所帶豪雨，衝垮「韓江水壩」，使汕頭附近十三鄉鎮一片汪洋，有數千人喪生，十萬人無家可歸（註五）。颱風進入本省海面而有進襲可能者，本年只有三次。第一次為本年度第2號颱風歐加(Olga)。本局于七月一日發佈本年度第一次第1號海上颱風警報，同日20時強烈颱風歐加之中心位置在恒春東南方約710公里之海面上，向西北進行，本局即于二日10時30分發佈本年度第一次海上陸上颱風警報，二日14時之中心位置在恒春約450公里之海面上向西北進行，六小時後，中心位置在臺東東方約380公里之海面上繼續向西北進行，三日上午颱風中心抵達琉球石垣島南方海面時，受高空槽之導引轉向東北進行，對本省無影響。第二次為本年度第9號颱風魏達(Wilda)。本局于八月十日10時30分發佈第二次第1號海上颱風警報，中度颱風魏達之中心位置在恒春東方約900公里之海面上向西進行，八小時後轉向西北緩慢進行，八月十一日8時之中心位置在臺東東方約800公里之海面上繼續向西北進行，同日20時之中心位置在花蓮東方約720公里之海面上轉北北西進行，逐漸遠離本省東方外海而接近那霸島。本颱風對本省無直接影響，但因受高空冷性平流影響，發生低層暖層與高空冷層之強盛不穩現象，致新竹以北之北部地區發生豪雨，地勢較低之稻田稍有浸水，流失及埋沒之情形，但為害輕微。第三次為本年度第15號輕度颱風芙安(Fran)。九月六日10時40分本局發佈第三次第1號海上颱風警報，颱風中心在基隆東北東約500公里之海面上，向西南西進行，六小時後本局發佈海上陸上颱風警報，颱風中心在宮古島北方海面，即在基隆東北東約350公里海面上向西進行，六日20時之中心位置在基隆東北方230公里之海面上繼續向西進行，七日晨2時之中心位置在基隆北方約50公里之海面上，仍繼續向西進行，本省中北部均在其颱風圈內，七日8時之中心位置已在臺北西北西約110公里之海面上繼

註二：張月娥著：艾爾西及芙勞西颱風農業災害之研究，氣象學報第16卷第2期。

註三：估計損失金額，係各縣市政府依颱風過境後農作物損失情況及當時時價估計，至於經「風災善後措施」後，農田損失減輕情形，則不在本文討論之內，以下相同。

註四：中央社馬尼拉十四日美聯社電，中華民國九月十五日中央日報。

註五：香港三十日合眾國際電訊，中華民國十月一日中國時報。

續向西進行，同日16時颱風中心在馬祖南方海面，威力減弱繼續向西進行，本局乃發佈解除警報。

三、颱風農業災害之分析

由上所述，第一次強烈颱風歐加，及第二次中度颱風魏達對本省農業均無直接之災害，唯第三次之輕度颱風美安在本省北部海面緩慢向西進行，所挾帶之豪雨，釀成嚴重之災害。

輕度颱風美安（暴風半徑200公里，颱風中心最大風速每秒25公尺），通過本省北部海面之時間不過13小時，風力雖弱，但挾帶之豪雨則驚人，當其進入臺灣海峽時且誘發西南氣流之入侵，遂釀成中北部傾盆豪雨、山洪暴發、山崩地裂、田園流失、廬舍為墟、堤防冲毀、公路塌方、路面冲毀、路軌淹沒、溪河

下游，更是河水氾濫、農田浸水、流失與埋沒。據警方九月十日正式統計：這次美安颱風所造成之災害，除失蹤人口外，死亡人數85人，房屋全倒1700間，受災地區以南投縣最嚴重。據省公路局九月九日表示：美安颱風過境造成全省公路災害，初步估計將達一億元（註六）。鐵路縱貫山線亦因後龍溪橋北端及三叉河橋北端橋頭被洪水冲毀而告交通中斷。茲將美安颱風之風力分佈與雨量分佈，分析于下：

(一)美安颱風之風力分佈

本次颱風，全省各地之風力均不大，平均風速每秒超過10公尺之時間，除外島蘭嶼與彭佳嶼外均甚短暫。茲將本局各測候之風向風速紀錄，標誌于地圖上（圖1），並統計之列表（表一）于下：

表一 民國五十九年九月七日美安颱風各地之風速風向表

站名	海拔 (公尺)	瞬間風速風向		最大風速風向				平均風速每秒 ≥ 10公尺之時間							
		風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	蒲福氏風級	名稱	日	時	風向	至	日	時	風向	合計 (小時)
彭佳嶼	99.0	44.3	ESE	39.0	ESE	13級	颶風	5	23	NW	—	7	23	SSE	28
鞍部	836.2	—	—	17.3	NW	8 "	大風	6	2	NW	—	6	23	NW	5
竹子湖	600.0	—	—	11.0	NNW	6 "	強風	—	—	—	—	—	—	—	—
淡水	19.0	19.1	W	12.7	NW	6 "	"	6	23	NNW	—	7	11	SE	4
基隆	3.4	24.0	NNW	12.5	N	6 "	"	6	18	NW	—	6	23	N	4
臺北	8.0	23.0	NW	10.0	NW	5 "	清風	—	—	—	—	—	—	—	—
文山	24.4	—	—	9.5	W	5 "	"	—	—	—	—	—	—	—	—
宜蘭	7.4	11.1	ESE	8.3	ESE	5 "	"	—	—	—	—	—	—	—	—
金六結	9.5	10.0	E	6.5	E	4 "	和風	—	—	—	—	—	—	—	—
新竹	32.8	14.1	NNW	11.7	NNW	6 "	強風	6	24	NNW	—	7	1	NNW	2
臺中	83.3	15.0	W	9.3	W	5 "	清風	—	—	—	—	—	—	—	—
日月潭	1014.8	—	—	12.3	SW	6 "	強風	7	9	SSW	—	7	11	SW	2
嘉義	27.8	14.0	SW	12.3	SW	6 "	"	7	5	SW	—	7	8	SW	2
阿里山	2406.1	12.5	W	7.5	W	4 "	和風	—	—	—	—	—	—	—	—
玉山	3850.0	—	—	17.3	SW	8 "	大風	6	3	N	—	7	24	SW	10
臺南	12.7	15.4	W	7.8	W	4 "	和風	—	—	—	—	—	—	—	—
永康	11.0	11.6	N	8.5	W	5 "	清風	—	—	—	—	—	—	—	—
高雄	29.1	26.5	NNW	14.2	NNW	7 "	疾風	7	4	NNW	—	7	10	NW	7
澎湖	9.4	13.7	W	10.8	W	6 "	強風	7	5	W	—	7	5	W	1
恆春	22.3	17.2	WNW	12.0	W	6 "	"	7	3	W	—	7	3	W	1
東吉島	—	19.0	W	15.0	W	7 "	疾風	6	11	NNW	—	7	5	W	5
大武壠	7.6	15.0	SSW	12.7	SSW	6 "	強風	—	—	—	—	—	—	—	—
臺東	8.9	4.0	S	3.2	NNW	2 "	輕風	—	—	—	—	—	—	—	—
蘭嶼	323.3	33.8	W	31.2	W	11 "	暴風	5	21	WNW	—	9	5	S	30
新港	36.5	20.8	SSW	11.5	SSW	6 "	強風	7	14	SSW	—	7	17	SSW	3
花蓮	17.6	8.2	WSW	5.0	S	3 "	微風	—	—	—	—	—	—	—	—

註六：九月九日中央日報訊。中華民國五十九年九月十日中央日報。

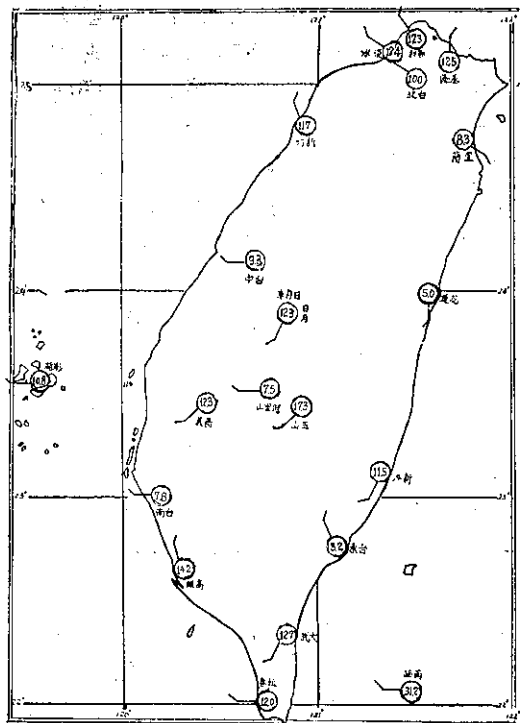


圖 1 美安颱風各地最大風向風速圖

由上圖表顯示，可知在本颱風期間，本省各地之瞬間最大風速並不太大，除外島彭佳嶼每秒達 44.3 公尺 (m/s) 與蘭嶼之 33.8 m/s 外，以高雄市之 25.5 m/s 為最大，基隆市之 24.0 m/s 次之，臺北市之 23.0 m/s 又次之，素有「風城」之稱的新竹則只有 14.1 m/s，全省瞬間最大風速以臺東為最小，只有 4.0 m/s。

本省各地十分鐘平均最大風速，除彭佳嶼之 39.0 m/s 及蘭嶼之 31.2 m/s，屬於蒲福氏 13 級颶風及 11 級暴風，與高山地區之玉山及鞍部均為 17.3 m/s，屬於蒲福氏 8 級大風以外，其他縣市之最大風速均在七級疾風以下，故本颱風之農業災害並非由風力破壞引起至為顯然。

以最大風速之風向而言，北部風向偏北，基隆吹北風，鞍部，淡水臺北均吹西北風，新竹吹北北西風，最大風速發生時間在六日。中南部風向偏西，臺中、阿里山、臺南、永康、澎湖、恆春均吹西風，日月潭、玉山、嘉義均吹西南風，高雄吹北北西風，最大風速發生時間均在七日。東部地區最大風速之風向亦

偏西，大武、新港均吹南南西風，臺東吹北北西風，蘭嶼與東吉島均吹西風，花蓮吹南風、宜蘭吹東南東風，最大風速均發生于七日。由最大風速發生之遲早，可知美安颱風本身之風力並不大，而所誘發的西南氣流之風力則較大。

通常風力每秒超過十公尺 (≥ 10 m/s) 時，植物始發生機械之害，由表一觀之，全省各地籠罩在強風 (≥ 10 m/s) 吹襲之時間均甚短暫。竹子湖、臺北、文山、宜蘭、臺中、阿里山、臺南、永康、臺東及花蓮均無強風超過一小時之紀錄，故此大颱風農業災害，確非風災而是雨害。

(二) 美安颱風雨量之分佈

美安風颶挾帶之豪雨範圍籠罩臺中以北之北部地區，尤其山地；本省臺中以南地區之豪雨，除受颱風影響外，尚受西南氣流入侵之影響。茲將本局各測候所及各民用氣象站九月六、七兩日之雨量紀錄，整理統計列表 (表二) 並繪製成圖 (圖 2) 如下：

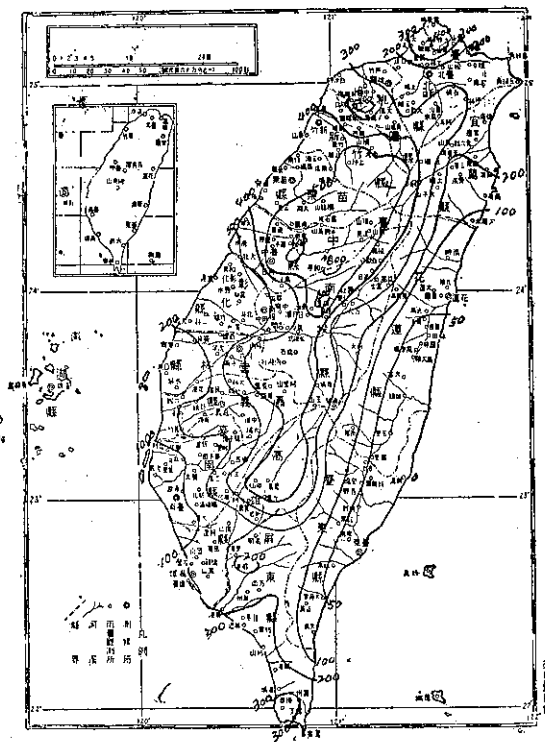


圖 2 美安颱風雨量分佈圖

民國五十九年九月七日美安颱風各地之降水紀錄

地點 (縣、市、鄉、鎮、村)	海拔 (公尺)	降 水 量 (公厘)			一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		6 日	7 日	合 計	公 厘	日	時	起	至	合 計 (小時)
* 彭佳嶼	99.0	150.9	1.8	152.7	18.5	6	1.00- 2.00	5日 24時	— 6日 18時	6
* 鞍 部	836.2	326.9	13.9	340.8	52.0	6	7.10- 8.10	6日 3 時	— 6日 23時	15
* 竹子湖	600.0	481.3	14.4	495.7	63.7	6	17.00-18.00	6日 3 時	— 6日 24時	18
* 淡水	19.0	172.1	7.7	179.8	57.6	6	7.50- 8.50	6日 8 時	— 6日 18時	4
* 基隆	3.4	184.1	12.6	196.7	21.8	6	17.30-18.30	5日 24時	— 6日 21時	10
* 臺北	8.0	228.7	21.3	250.0	39.2	6	11.52-12.52	6日 1 時	— 6日 18時	8
* 文山	24.4	276.5	24.9	301.4	26.2	6	13.20-14.20	6日 1 時	— 6日 20時	14
新龜山	72.0	229.3	5.7	235.0						
新店	250.0	387.2	6.6	393.8						
烏來	204.4	331.3	3.6	334.9						
* 宜蘭	7.4	129.3	84.6	213.9	42.0	7	2.00- 3.00	6日 4 時	— 7日 7 時	7
* 金六結	9.5	137.2	95.5	232.7	53.4	7	1.45- 2.45	6日 4 時	— 7日 7 時	8
三星	140.0	128.3	14.5	142.8						
蘇澳	55.0	176.0	29.6	205.6						
平鎮	17.3	512.0	69.7	581.7						
楊梅	17.0	510.0	69.0	579.0						
石門	170.0	285.7	33.8	319.5						
霞雲	500.0	418.2	31.3	449.5						
高義	650.0	382.8	42.5	425.3						
巴稜	1220.0	357.4	25.0	382.4						
玉峰	770.0	539.7	39.2	578.9						
林口	250.0	232.5	55.2	287.7						
三重埔	9.3	180.4	98.4	278.8						
大園	—	185.3	108.5	293.8						
* 新竹	32.8	363.7	70.0	433.7	79.0	6	11.15-12.15	6日 2 時	— 7日 13時	16
浦雅	32.8	208.4	44.3	252.7						
五峰	100.0	131.0	55.6	186.6						
五峰	850.0	508.0	84.0	592.0						
石岡	320.0	186.8	120.3	307.1						
關西	245.0	328.6	40.0	368.6						
泰安	239.0	427.0	135.0	562.0						
苗栗	48.0	306.9	116.0	422.9						
東勢	370.0	337.2	157.3	494.5						
* 臺中	83.8	245.9	286.3	532.2	37.8	7	1.00-2.00	6日 7 時	— 7日 18時	15
梧棲	6.0	127.8	207.2	335.0						
新社	470.0	479.6	153.0	632.6						
八仙山	630.0	304.4	275.0	579.4						
霧峰	90.0	303.5	121.5	425.0						
彰化	15.8	123.0	171.0	294.0						
溪州	33.5	191.6	108.5	300.1						
北斗	32.7	162.0	107.2	269.2						
二林	18.5	149.4	106.9	256.3						

民國五十九年九月七日美安颱風各地之降水紀錄

地 名	海 拔 (公尺)	降 水 量 (公厘)			一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		6 日	7 日	合 計	公 厘	日	時	起	至	合 (小時)
二 水	11.1	185.0	98.1	283.1						
斗 南	33.3	267.6	103.8	371.4						
* 日月潭	1014.8	116.1	295.2	411.3	59.2	7	5.00- 6.00	6日 12時	—— 7日 15時	15
后 里	199.0	387.0	158.2	545.2						
秀 峰	520.0	317.0	120.0	437.0						
清 水	8.0	130.9	309.1	440.0						
仁 愛	890.0	345.0	36.0	381.0						
和 平	960.0	139.6	534.9	674.5						
信 義	987.0	220.4	38.5	258.9						
集 集	215.0	413.9	60.8	474.7						
大 林	—	238.3	89.1	327.4						
林 內	121.0	297.0	138.3	435.3						
四 湖	7.2	139.5	121.5	261.0						
和 平	730.0	335.0	148.5	483.5						
* 嘉 義	27.8	46.5	188.3	234.8	27.7	7	3.50- 4.50	6日 24時	—— 7日 10時	8
* 阿里山	2406.1	122.5	370.1	492.6	43.5	7	6.00- 7.00	6日 21時	—— 7日 17時	16
* 玉 山	3850.0	143.5	205.0	348.5	24.2	7	6.00- 7.00	6日 12時	—— 7日 12時	14
麻 豆	11.9	68.7	59.2	125.9						
魚 池	74.4	58.4	584.0	642.4						
水 上	18.0	138.7	70.9	209.6						
水 裡	407.0	355.0	20.0	375.0						
新 港	13.4	192.0	79.7	271.7						
蒜 頭	10.0	101.0	70.0	171.0						
朴 子	8.5	147.0	67.3	214.3						
下 營	—	65.8	59.0	124.8						
布 袋	2.0	71.7	85.6	157.3						
鹽 水	8.4	106.8	136.8	243.6						
* 臺 南	12.7	17.9	72.1	90.0	27.9	7	7.23- 8.23	7日 8 時	—— 7日 9 時	2
* 永 康	11.0	14.0	58.4	72.4	14.6	7	7.40- 8.40	7日 9 時	—— 7日 9 時	1
新 營	13.5	119.8	73.5	193.3						
白 河	44.3	143.2	58.6	201.8						
永 靖	30.2	168.0	106.4	274.4						
安 定	12.0	66.0	50.0	116.0						
善 化	12.3	79.8	51.0	130.8						
二 溪	—	105.6	46.2	151.8						
北 門	2.0	44.4	50.8	95.2						
七 股	1.4	51.5	42.9	94.4						
新 化	23.1	70.3	57.8	128.1						
左 鎮	12.0	83.0	38.6	121.6						
北 寮	—	243.0	28.0	271.0						
照 興	—	171.0	38.0	209.0						
楠 西	92.0	173.4	47.2	220.6						

民國五十九年九月七日美安颱風各地之降水紀錄

地名	海拔 (公尺)	降水量(公厘)			一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		6日	7日	合計	公厘	日	時	起	至	止 合計 (小時)
玉井	54.3	261.3	45.3	306.6						
* 高雄	29.1	7.4	128.7	136.1	22.7	7	14.00-15.00	7日 4 時	—— 7日 12 時	8
茂林	750.0	324.0	86.0	410.0						
茂林	1300.0	338.5	100.3	438.8						
旗山	100.0	42.0	76.0	118.0						
阿蓮	17.0	20.0	149.0	169.0						
岡山	9.3	31.5	117.3	148.8						
橋頭	13.0	35.6	98.6	134.2						
鳳山	9.5	28.3	130.0	158.3 200.8						
田寮	6.0	8.7	127.0	135.7						
旗山	100.6	42.0	76.0	118.0						
大寮	9.2	19.5	128.5	148.0						
小港	3.6	26.4	136.1	162.5						
燕巢	18.5	46.0	96.5	142.5						
* 澎湖	9.4	20.0	78.8	98.8	15.9	7	8.08- 9.08	7日 8 時	—— 7日 9 時	2
* 東吉島	—	108.0	25.7	133.7	7.6	7	7.11- 8.11			
屏東	2.4	40.4	168.1	208.5						
高樹	7.6	46.5	122.2	168.7						
潮州	14.0	44.5	156.7	201.2						
南州	7.0	27.0	149.0	176.0						
東港	3.5	64.2	147.3	211.5						
* 恆春	22.3	8.9	340.7	349.6	78.0	7	16.00-17.00	7日 5 時	—— 8日 2 時	11
墾丁	20.0	53.0	184.0	237.0						
* 臺東	8.9	—	34.9	34.9	3.4	7	2.30- 3.30			
* 大武	7.6	—	76.2	76.2	22.0	7	11.05-12.05	7日 12 時	—— 7日 13 時	1
* 蘭峙	323.3	—	60.9	60.9	15.0	7	22.00-23.00	7日 13 時	—— 7日 23 時	2
* 新港	36.5	0.8	35.5	36.3	5.8	7	5.10- 6.10			
* 花蓮	17.6	14.5	38.9	53.4	7.3	7	6.20- 7.20			
光復	18.0	40.0	25.0	65.0						
鳳林	—	36.0	4.2	40.2						
壽豐	14.0	37.0	4.2	41.2						

*：為本局各測候所之紀錄

由上圖表顯示，本颱風期間降水之分佈有五點特徵：(1)雪山及中央山脈多雨區：本颱風之降水量集中于雪山山脈西北側及中央山脈西側山區，尤其集中于新竹、苗栗、臺中及南投等縣之山區，六、七兩天之降水量均超過500公厘，如臺中縣之和平縣降水675公厘，新社鄉降水632公厘，南投縣之魚池鄉降水642公厘。六、七兩天總降水量400公厘之等雨量線，自新竹沿雪山及中央山脈西側山區南下，一直至高雄縣之

茂林鄉；且臺中以北地區之降水量六日最多，七日較少，八日無雨或微雨；臺中以南地區之降雨量則相反，七日多于六日，且八、九兩天繼續豪雨，由此可知前者為颱風雨，後者除受颱風影響外尚受西南氣流之影響。(2)大屯山多雨區：鞍部降水341公厘，竹子湖496公厘，素有雨港之稱的基隆只降197公厘較臺北之250公厘為少，此因六日之美安颱風中心在本省北部海面故也。(3)臺南沿海少雨區：此次引起之西南氣

流雖然旺盛，但沿海平原，地勢平坦，少有阻碍，故降水較少，在等雨量線 100 公厘以下。(4)東部少雨區：西南氣流受中央山脈阻碍，被迫上升，空氣因之膨脹冷却凝結成雨，降落于中央山脈西側；而中央山脈東側係背風區，氣流越過山脈後，空氣下降而乾燥，故雨量銳減，臺東降水 35 公厘，新港 36 公厘，鳳林 40 公厘，壽豐 41 公厘，花蓮 53 公厘。(5)宜蘭及屏東平原多雨區：宜蘭六日降水 129 公厘，七日降水 85 公厘，兩天合計 214 公厘，八日降水量不及 1 公厘；而屏東六日降水 40 公厘，七日降水 168 公厘，且八日繼續豪雨，由此可知前者純屬颱風雨，後者受西南氣流影響。由以上風力及雨量分佈，可知本颱風農業災害東部小而西部大。

(三) 莫安颱風之農業災害

由以上分析，莫安颱風風力雖弱，但挾帶豪雨，及誘發西南氣流入侵，致本省中北部山區，山洪暴發，山崩地裂，溪河氾濫；中南部低窪地區河水氾濫成災。茲將各縣市提供之「莫安颱風農業災害報告表」整理、歸納、計算、分析列表（表三及表四）于下：

由三表觀之，本次颱風之農業災害，以被害面積而言，全省農作物受害面積最大者為水稻田，計流失、埋沒及浸水之水稻田共二萬八千六百餘公頃，折合實害面積為六千四百餘公頃，估計損失金額新臺幣一億零八十九萬元，以苗栗縣最為嚴重。以被害程度言，全省農作物受害程度最利害者為蔬菜，計流失、埋沒及浸水之蔬菜園圃，實害面積達四千四百公頃，其平均受害率達 51.0%，以屏東縣最為嚴重達 90.0%，南投縣次之為 89.2%，臺北及桃園縣被害率均達 80.0%，估計全省蔬菜損失金額新臺幣一億五千七百三十三萬元。甘蔗因嘉南大圳崩潰浸水，損失五千四百萬餘元。青果因山洪暴發，耕地流失、埋沒，致香蕉柑桔等果樹倒伏，估計損失四千七百八十五萬元。雜作亦損失三千五百三十七萬元。

由表四觀之，此次颱風所挾帶豪雨破壞力之大，為近數十年來所罕見。因山洪暴發致耕地流失面積計三千零四十二公頃，折合實害面積達二千五百五十九公頃，以苗栗縣最為嚴重達七百三十五公頃，佔總流失面積 28.7%；其次南投縣佔 19.7，達五百零三公頃；臺中縣佔 19.0% 達四百八十六公頃。耕地埋沒全省達三千九百二十四公頃，折合實害面積為二千九百零一公頃，亦以苗栗縣最為嚴重，達一千一百一十三公頃，佔總埋沒面積 33.3%，次其為雲林縣佔 21.1% 達

六百一十二公頃，再次為臺中縣佔 17.1% 達四百九十七公頃，南投縣又次之達四百一十公頃。農田浸水達七萬六千五百一十五公頃，折合實害面積為一萬一千二百六十七公頃。以雲林縣受害面積最大達三千九百九十六公頃，嘉義縣次之達一千六百五十八公頃，彰化縣又次之達一千三百餘公頃，新竹縣達一千一百一十五公頃。以被害程度而言，以新竹縣最嚴重達 71.6%。香蕉、柑桔園被山洪沖毀面積達五千八百三十六公頃，折合實害面積一千七百十六公頃。以地區言，不論農業災害或是耕地損失，均以中部最為嚴重，茲分述于下：

北部地區：包括臺北市、臺北縣、桃園、新竹及宜蘭等縣。六日輕度颱風在本省北部海面上，其暴風半徑雖籠罩本省北部各縣市，因風力僅在蒲福氏 6—級之間，對於正在分蘗盛期之水稻無不良影響，惟所帶之豪雨，引起山洪暴發，下游河水氾濫，致水稻田、蔬菜園受流失、埋沒及浸水之災害。此次災情，本省東北部之宜蘭、基隆較本省西北部之桃園、新竹為輕。一雨成災之蘭陽溪，本次因上游降水量不太猛（三星鄉六、七兩日降水 143 公厘），蘭陽平原本身降水亦在 200 公厘左右，故災情遠較新竹、桃園為輕，計水稻田實害面積二百二十五公頃，蔬菜實害面積四十三公頃，甘藷實害面積三千七百九十三公頃，估計損失三百五十四萬餘元。基隆市則無農業災害。臺北縣水稻實害面積六百三十四公頃，蔬菜實害面積三百七十八公頃，被害率高達 80.0%，兩項損失估計新臺幣三千一百八十八萬餘元。臺北市及陽明山之水稻及蔬菜損失，估計六百二十九萬餘元。桃園縣耕地流失三百三十八公頃，埋沒一百九十五公頃，浸水農田實害面積四十二公頃，合計實害面積達五百七十五公頃，其中五百三十八公頃為水稻田，三十一公頃為蔬菜園，餘為甘藷及果園，估計總損失金額達七百七十萬餘元。新竹縣水稻田被害面積達一千零二十二公頃，其中一百十九公頃流失全無收穫，折合實害面積八百二十七公頃，甘藷、落花生等作物實害面積二百三十四公頃，蔬菜五十一公頃，估計損失一千七百四十七萬餘元，以上損失多發生于低窪地區為洪水沖擊所致。北部五縣市共損失六千六百九十萬元，佔全省總損失 16.0%。

中部地區：包括苗栗、臺中縣市、彰化、雲林及南投等縣市。如上分析，莫安颱風降水集中于雲山脈及中央山脈西側山區，亦即西部各溪河之發源地，傾盆豪雨、山洪暴發。山區山崩路坍，耕地沖毀；

表三：民國五十九年九月七日美安颱風農業災害損失表

作物別 被害 程度 地點	水				稻				甘				蔗				其 他 作 物 △				青				果 *				蔬				菜				估計 損失	總額 (元)	備 註	
	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)	被害 面積 (公頃)	被害 程度 %	換算 面積 (公頃)	估計 損失 (元)								
臺 北 市	615.96	10.4	64.26	1,047,750	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害		
基 隆 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
陽 明 山	583.00	15.0	80.00	1,086,352	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
臺 北 縣	1,510.52	70.5	634.90	9,142,560	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
桃 園 縣	583.00	70.0	538.00	7,263,000	—	—	—	—	—	—	—	—	31.00	20.0	6.20	120,000	1.00	100.0	1.00	9,000	39.00	80.0	31.00	310,000	7,702,000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
新 竹 縣	1,022.69	80.0	827.11	11,796,340	—	—	—	—	—	—	—	—	319.25	72.1	230.35	3,760,950	50.95	66.6	33.85	990,000	135.68	37.8	51.28	923,040	17,470,330	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
苗 栗 縣	4,088.50	40.0	1,635.40	24,139,394	36.15	88.0	31.81	604,800	1,385.81	66.0	914.63	4,282,948	51.52	87.0	44.82	956,808	523.65	42.0	219.93	3,502,760	33,486,710	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
臺 中 縣	1,749.95	40.5	709.09	13,401,801	14.00	60.0	8.40	226,800	109.90	36.9	40.50	425,750	855.56	42.8	366.13	9,916,000	697.53	60.5	422.43	11,128,900	35,099,251	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
臺 中 市	42.02	100.0	42.02	873,596	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
彰 化 縣	7,433.00	4.1	306.22	4,687,615	750.00	3.0	22.50	684,000	1,697.00	83.0	141.70	1,371,860	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
雲 林 縣	4,727.90	13.5	641.84	12,143,613	9,994.80	5.8	586.50	20,288,900	9,117.20	16.7	1,531.40	12,456,480	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
南 投 縣	1,019.89	56.7	578.74	10,938,136	162.30	33.0	53.30	959,400	795.00	23.0	181.00	2,233,600	5,050.80	29.1	1,472.90	33,795,920	37.00	89.2	33.00	2,711,000	50,638,106	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
嘉 義 縣	4.20	55.0	2.31	41,580	7,973.90	3.9	312.40	8,520,245	3,305.54	21.6	716.71	10,510,245	319.50	68.5	218.90	2,189,000	1,594.23	28.8	460.21	14,984,548	36,245,618	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
臺 南 縣	—	—	—	—	9,121.00	5.0	456.00	22,800,000	3.00	50.0	1.50	18,000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 南 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
高 雄 市	37.00	22.8	8.40	108,360	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
高 雄 縣	760.00	6.0	45.90	539,785	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
屏 東 縣	1,115.00	6.0	66.80	981,960	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
臺 東 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
花 蓮 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
宜 蘭 縣	3,360.00	6.7	225.00	2,700,000	—	—	—	—	—	—	—	—	41.00	73.0	29.80	196,680	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
合 計	28,652.63	22.3	6,405.99	100,891,892	28,052.15	5.2	1,470.91	54,084,145	16,804.70	22.5	3,793.79	35,376,513	6,329.33	33.7	2,137.60	47,856,728	8,615.44	51.0	4,401.43	157,337,157	395,546,435	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

△包括甘藷、落花生、茶、香水茅、茉莉花、玉米、大豆、棉。
 * 包括柑桔、西瓜、香蕉。

因美安颱風帶來大雨，致部份蔬菜受損。

因風力小雨量不大，農作物無災害。
 一本縣農作物並無災害。

表四：民國五十九年九月七日美安颱風豪雨災害程度表

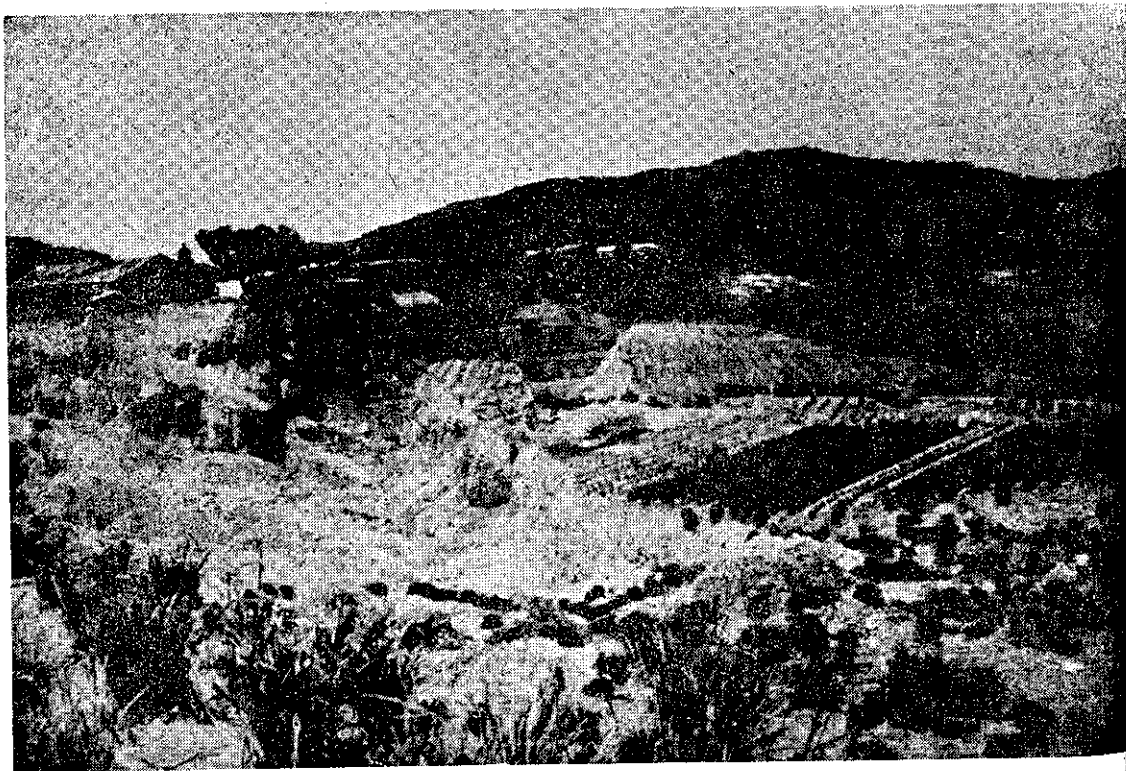
地點	項目 面積	耕地流失			耕地埋沒			農田浸水			果樹倒伏			備註
		被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	
臺北市	水田 旱田				0.96	100.0	0.96	753.00	16.5	124.30				豪雨使低窪地區浸水。
基隆市	水田 旱田													風雨不大本市農作物並無災害。
陽明山	水田 旱田							721.00	25.0	181.00				豪雨使低窪地區浸水。
臺北縣	水田 旱田				12.97	100.0	12.97	2,124.50	47.1	1,000.91				豪雨使低窪地區浸水埋沒。
桃園縣	水田 旱田	338.00	100.0	338.00	195.00 1.00	100.0 100.0	195.00 1.00	120.00	36.0	42.00				豪雨、山洪暴發，致耕地流失、埋沒、浸水。
新竹縣	水田 旱田	119.60 52.45	100.0 100.0	119.60 52.45				1,038.77 278.30	72.9 66.3	753.79 184.50				豪雨致農田浸水而失。
苗栗縣	水田 旱田	508.20 227.21	100.0 100.0	508.20 227.21	1,213.18 298.74	73.0 76.7	884.77 229.19	2,367.12 1,551.15	11.0 20.2	249.17 314.02				山洪暴發，致田園流失、埋沒及浸水、山崩。
臺中市	水田 旱田	42.02	100.0	42.02										豪雨致低窪稻田流失。
臺中縣	水田 旱田	486.32	100.0	486.32	643.66 61.41	70.7 69.1	455.00 42.41	1,317.50 29.00	14.4 45.8	190.20 13.30	813.65	41.0	335.62	山洪暴發，致成山崩、樹倒、耕地流失、埋沒。
彰化縣	水田 旱田							9,213.00 2,447.00	12.3 6.7	1,140.22 164.20				豪雨為害。
雲林縣	水田 旱田	218.20	100.0	218.20	612.70	100.0	612.70	6,827.80 19,112.00	27.5 11.0	1,879.04 2,117.90				豪雨災害。
南投縣	水田 旱田	360.99 625.50	93.8 26.3	338.74 164.50	465.90 359.80	53.1 45.1	247.70 162.30	230.00	11.0	25.30	5,022.80	27.4	1,380.40	山洪暴發，山崩、樹倒、農田流失、埋沒。
嘉義縣	水田 旱田	51.50 12.93	100.0 100.0	51.50 12.93	2.70 56.96	30.0 100.0	0.81 56.96	1,863.67 1,279.44	33.7 9.1	629.11 1,029.11				豪雨災害。
臺南市	水田 旱田							121.00	35.5	43.00				豪雨致部份低地浸水。
臺南縣	水田 旱田							158.50 9,124.00	33.0 5.0	52.40 457.50				"
高雄市	水田 旱田							63.00	18.6	11.70				"
高雄縣	水田 旱田							1,077.00	19.3	212.40				"
屏東縣	水田 旱田							1,207.00	12.3	149.60				"
臺東縣	水田 旱田													颱風中心遠離本縣，無災害發生。
花蓮縣	水田 旱田													"
宜蘭縣	水田 旱田							3,431.00 41.00	7.8 72.7	268.40 29.80				豪雨致低窪地區淹水。
總計	水田	2,124.83	98.9	2,102.58				3,2653.86	21.3	6,957.54				
	旱田	918.12	49.8	457.12	777.91	63.2	491.86	43,861.89	9.8	4,310.33				
	合計	30,42.95	84.1	2,559.70	3,924.98	73.9	2,901.77	76,515.75	14.7	11,267.87	5,836.45	29.4	1,716.02	

地洪水氾濫，冲毀河堤橋基，致鐵路公路交通中斷，低窪地區農作物發生流失、埋沒及浸水之災害。平地災情最嚴重者為雲林縣，耕地流失二百一十八公頃，埋沒六百一十二公頃，浸水農田一千八百七十九公頃，農業損失達八千六百六十七萬元，佔全省農業災害估計損失總額 21.9%，其次為彰化縣之五千一百九十九萬元。山地災情最嚴重者為南投縣，耕地流失達九百八十六公頃，折合實害面積達五百零三公頃，僅次于苗栗縣；耕地埋沒實害面積為四百一十公頃，農業災害損失達五千零六十三萬元，以香蕉、柑桔等果樹倒伏損失最為嚴重佔三千三百七十九萬元。臺中縣耕地流失實害面積四百八十六公頃，耕地埋沒實害面積四百九十七公頃，農業災害損失三千五百零九十九萬元。臺中市低窪地區水稻發生流失、浸水，估計損失八十七萬元。全省耕地損失最嚴重者為苗栗縣，山洪使田舍流失，地形變更者亦以栗苗縣為甚。據中國時報五十九年九月九日苗栗訊：鹿場山區之東河村，因山洪暴發，夷為平地，除東河國校變成河床外，附近六十多戶之民房、店舖亦被洪水冲走。又訊：頭份鎮

之珊瑚湖區，由于山崗地層發生崩坍、下陷、龜裂等現象，約三甲餘面積之茶園、瓜圃移動三百餘公尺（圖三），附近居民住屋十餘棟及天主堂接連毀塌，蕩然無存。苗栗縣之農作物災害損失達三千三百四十八萬餘元，以水稻損失最為嚴重達二千四百一十三萬餘元。綜上六縣市之損失共達二億五千八百七十七萬餘元，佔全省估計損失總額之 65.5%，故本颱風之災害以中部最為嚴重。

嘉南地區：本颱風在嘉義縣所造成之災害亦大，計耕地流失實害面積六十四公頃，耕地埋沒實害面積五十七公頃，農田浸水實害面積一千六百五十八公頃，農業災害損失估計三千六百二十四萬餘元，以蔬菜之損失最為嚴重達一千四百九十八萬餘元。臺南縣與臺南市，本颱風期間風力為四級之和風，降水量亦只有 90 公厘（永康 72 公厘）。但因嘉南大圳幹線內面工渠道之隆田新中段發生崩潰，致部份田園發生浸水災害，據估計該縣市損失二千四百八十八萬元，以臺南縣之甘蔗損失最為嚴重，達二千二百八十萬元，本區三縣市之總損失共六千二百二十五萬餘元，佔全省

圖 3 栗苗縣頭份鎮珊瑚湖區移山實景



由于山崗地層發生崩坍、下陷，使約三甲餘之茶園、甘蔗圃被遷移至三百餘公尺外之中溪溪邊。(6. September 1970)

計損失總額之15.7%。

高屏地區：本颱風期間，高雄市之風速較臺北、臺中、臺南爲大，最大風速爲14.2m/s，平均風速每秒超過10公尺之時間共有七小時，恆春之最大公風速只有12.0m/s，平均風速每秒超過10公尺之時間只有1小時，且七、八兩日繼續降豪雨，使低窪地區之水田及菜園淹水，據估計，高雄縣農業災害損失四百三十六萬元，高雄市損失二十八萬元，屏東縣損失二百九十六萬元，三縣市合計損失七百六十四萬餘元，佔全省損失總額1.9%，爲全省農業災害中之最輕者。而東部地區則因遠離颱風中心，且位於中央山脈之東部，風力微弱，雨量稀少，故本颱風期間無農作物災害。

四、結 論

本省今年得天獨厚，太平洋發生26次颱風中的6次強烈颱風，均未靠近本省，即輕度颱風美安中心亦未登陸本省，惟其所帶之水蒸汽受雪山山脈及中央山脈阻障，被迫上升，凝結成雨，使本省中北部豪雨如注，山洪暴發，山崩地陷，田舍流失，耕地埋沒，農作物浸水。彙計各縣市政府之統計，全省估計損失總

額達三億九千五百五十四萬餘元。以本省中部六縣市最爲嚴重，計耕地流失實害面積達一千九百八十五公頃，佔總流失面積77.5%；耕地埋沒實害面積達二千六百三十四公頃，佔總埋沒面積90.8%；農田浸水實害面積六千零九十三公頃，佔總浸水面積54.1%；農業災害估計達二億五千八百七十七萬元，佔全省估計損失總額65.5%。其次爲本省北部五縣市，計耕地流失實害面積達五百一十公頃，佔總流失面積19.9%；耕地埋沒實害面積爲二百零九公頃，佔總埋沒面積7.2%；農田浸水面積達二千五百八十九公頃，佔總浸水面積23%；農作物估計損失達六千六百九十萬元，佔全省總損失16.9%，再次爲嘉南地區三縣市，嘉義因山地豪雨致耕地流失六十四餘公頃，埋沒五十七餘公頃；平地及臺南縣、市因嘉南大圳幹線內面工渠道發生崩潰，致農田浸水實害面積達二千二百一十一公頃，佔浸水總面積19.6%；農業損失共六千二百二十五萬元，佔全省估計損失總額之15.7%。高屏地區在本颱風期間，受西南氣流影響發生豪雨，致稻田、菜園浸水，估計三縣市之農業災害損失共七百六十二萬餘元，佔全省估計損失總額1.9%。本省東部地區之花蓮及臺東縣則無農業災害。（完）

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 25×24 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 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) 文字敘述中述及參考文獻時，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, 等阿剌伯字表之，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，儘量用阿剌伯字表之。

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 17, Number 1

March 1971

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Study of the Tropopause in the Atmosphere over Taiwan
.....YAN-HUAI LIU.....(1)
- A Study on the Thunderstorm Forecasting in Taiwan Area
.....PANG-CHIEH CHENG.....(34)
- The Typhoon Damage of Taiwan Agricultural Products in
1970.....YEUCH-NGO CHANG.....(49)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, China

氣象學報

季刊

第十七卷 第二期

目次

論著

- 最近颱風研究之發展.....汪 群 從.....(1)
對於工業化都市維持環境平衡的幾項建議.....鄭 子 政.....(3)
音爆與氣象因子之關係.....蔣 志 才.....(9)
海風含鹽量之研究.....陳英茂、林德煌、林茂生、呂世宗.....(16)
氣象雷達在天氣預報上之利用法.....林 瑞 山.....(24)

報告

- 民國五十九年北太平洋西部颱風概述.....研 究 室.....(37)

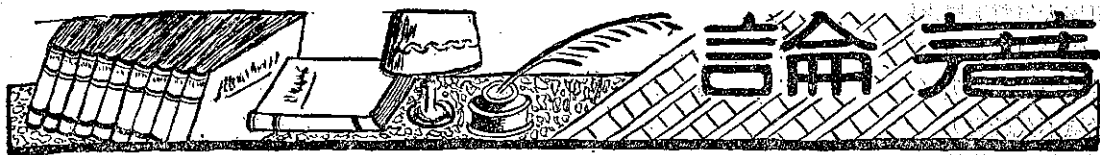
氣象學報

(季刊)

第十七卷 第二期

主 編 者 臺灣省氣象局氣象學報社
地 址 臺北市公園路六十四號
電話：二 四 一 四 一
發 行 人 劉 大 年
社 長 劉 大 年
電話：二 二 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 四 七 二 四

中 華 民 國 六 十 年 六 月 出 版



最近颱風研究之發展

汪 群 從

Recent Development on Typhoon Research

Chun-tsung Wang

Abstract

A brief lecture note on the general introduction of the recent development on typhoon research is presented, also included is an outline on the program of typhoon research coordinated by the Institute of Physics, Academia Sinica.

颱風自生至滅，不過十日左右，然其挾帶之狂風，暴雨及湧浪却常造成難以計數之災害。臺灣位於西太平洋颱風侵襲區內，自不能不對颱風稍加注意。

近年來許多大氣科學家研究颱風之生成、結構、能量及運動，然而由於基本觀測及理論研究進度遲緩，颱風預報祇能仰賴經驗公式。同樣的，在未能了解及仿製大氣因素前，室內模型試驗也難言有成。測站不足，資料缺乏與難解之基本數學公式使吾人對颱風仍然不甚了解。

一般相信颱風乃由熱帶擾動而成，其生成的可能原因有三(8)。1. 極槽侵入(Polar trough intrusion)：當西風中之低壓槽滲入熱帶，而其入侵槽之南端變成半滯留狀態或併入東風中時，可能演變而成颱風。2. 東風波(Easterly wave)：低空之渦旋度因受過量之對流或高空渦旋度影響時，會形成颱風。3. 間熱帶輻合區(ITCZ)：在溫暖天氣，當間熱帶輻合區在赤道北面受地球旋轉力，而產生低壓系統時，亦會形成颱風。1968年 Yanai (10) 分析 Doris 颱風時，分熱帶氣旋之形成為三期：第一時期，一個低空之擾動與其東邊的一個高空的反氣旋發生關連，而產生大規模規律化的垂直運動。此時上升的氣流冷於其周圍的氣流。第二時期，上升氣流由於凝結時所

放出之潛熱而逐漸由對流層之上方向下開始變暖。原有之冷心(Cold-core)擾動開始變為暖心擾動。第三時期，暖心充滿了對流層。此時高空的反氣旋位置在低空氣旋之上方，上空氣流加強外流，海面氣壓驟然下降，熱帶氣旋乃生成。

除了早期發現颱風成螺旋雲分佈及其能量主要來自凝結熱外，颱風之細部結構及其各種變化尚不為人知。一般來說(5) 颱風總是生成在海面溫暖的地方(溫度在 27°C 以上)，是一個挾風帶雨，具有颱風眼特徵的低壓，海面溫暖的濕空氣捲入颱風中心，上升凝結放出熱能而維持颱風之成長。雖然颱風之熱功率極低(百分之三左右)，但是一個颱風一天內所放出之凝結熱仍相當於四百個二千萬噸氫彈所能產生之熱能。

在颱風成長及運動方面，隨著高速電子計算機之進展，利用數值分析去解基本方程式或準地轉(Quasi-geostrophic)方程式而研探颱風之技術也日益進步。假設颱風係對稱，而研究颱風成長者近年有 Ooyama (4)，Yamasaki (9) 及 Rosenthal (6)。在颱風運動方面，前幾年 Nitta (3) 修訂 Gambo 的渦旋度方程式而更進一步的預測颱風之變化，最近 Manabe 及 Smagorinsky 等人 (1) 藉一般大氣環流模型直

接研探大氣質颱風之變化及運動等原則。

當颱風轉入海面溫度較低之處或登陸陸地上後，由於熱源突然喪失（陸地上摩擦阻力亦加大），龐大的颱風不久就失去了威力而漸漸消失。當然它所挾帶的雨量却仍可能持續為害一段時間(7)。

鑒於颱風強大的破壞力，近期有破風計劃(Pro-ject stormfury) 試圖改造颱風。此計劃以碘化銀注入颱風眼周圍，使過冷水滴凝結成冰，放出的熱量使颱風中心低壓附近之壓力減低。如此颱風眼周圍氣壓差減小，而使颱風威力減小。然而如同Mason(2)(在英國皇家氣象學會致詞時認為過去的二十年及未來的三十年，改造氣候方面（特別是雲種散播）難以有成；在颱風改造方面近期内恐亦難望有成。

近來筆者四處參觀連繫，發現國內、外學者、專家皆認為以颱風對臺灣為害之烈，以吾人對颱風了解之淺薄，實有加強對颱風研究之必要。研商之後，擬一個颱風研究方針，簡敘如下：

第一部分是對颱風本身的研究，可分為四項：

- 1). 颱風觀測 (Observation research)
蒐集、整理、歸納及分析颱風資料，研究與颱風有關因素之變化、颱風運動之原則等。
- 2). 颱風理論 (Theoretica research)
研究颱風之成因、結構、能量、動態及風雨之變化等。
- 3). 颱風實驗 (Experimental research)
包括室內設置颱風模型研究颱風及室外取樣暨改造颱風等。
- 4). 颱風預報研究 (Operational research)
研究及改進颱風預報方法。

第二部分是對颱風可能釀成災害之研究，計分：

- 1). 暴風：研究颱風來臨時，各地風力分佈及分析風力與結構物之關係，以為結構物設計之規範等。
- 2). 暴雨：研究颱風降雨量與地形質洪水之關係，以為颱風可能降雨量先期預報之根據。
- 3). 浪潮：研究颱風湧浪對河州、港口及港內停泊船隻之影響，設計及安全上應注意之事宜。

概言之，筆者以為今天在臺灣研究颱風，應以能有人力、財力及設備，以可能侵襲臺灣之颱風為重點，先求了解颱風，改進颱風預報之準確度，然後研究颱風可能釀成災害及其可能預防方法，最後在財力許可時才求如何控制颱風。本着研究支援行政，建教合作的精神，十年內當可在經濟容許度內對此天災有

進一步的了解。

參 考 文 獻

- 1). Manabe, S., Smagorinsky, J., Holloway, J. L. and H. M. Stone, Simulated climatology of a General Circulation Model with a Hydrologic Cycle, Monthly Weather Rev., 98, 175, 1970.
- 2). Mason, B. J., Future Developments in Meteorology: an outlook to the year 2000, Quart. J. Royal Meteor. Soc., 96, 349, 1970.
- 3). Nitta, T., Some Examples of Numerical Weather Prediction, with the Special Emphasis on the Development and Maintenance of Relatively Small Scale Cyclones, J. Meteor. Soc. Japan, 43, 148, 1965.
- 4). Ooyama, K., Numerical Simulation of the Life Cycle of Tropical Cyclones, J. Atmos. Sci., 26, 3, 1969.
- 5). Palmén, E. and C. W. Newton, Atmospheric Circulation Systems, AP, N. Y., 1969.
- 6). Rosenthal, S. L., A Circularly Symmetric Primitive Equation Model of Tropical Cyclone Development Containing an Explicit Water Vapor Cycle, Monthly Wea. Rev., 98, 643, 1970.
- 7). Schwarz, F. K., The Unprecedented Rains in Virginia Associated with the Remnants of Hurricane Camille, Monthly Wea. Rev., 98, 851, 1970.
- 8). U. S. Dept. of Commerce, Hurricane, ESSA, 1969.
- 9). Yamasaki, M., A Tropical Cyclone Model with Parameterized Vertical Partition of Released Latent Heat, J. Meteor. Soc. Japan, 46, 202, 1968.
- 10). Yanai, M., Evolution of a Tropical Disturbance in the Caribbean Sea Region, J. Meteor. Soc. Japan, 46, 86, 1968.

對於工業化都市維持環境平衡的幾項建議

鄭 子 政

Some Proposals on the Maintaining of Ecoequilibrium Around Industrial Cities

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

This paper discusses the general trend on the development of ecological pollution which endangers the ecoequilibrium made by human activities. Since this problem involves a number of factors related the technosphere and biosphere, the writer therefore touched on each item of air, water, soil, thermal and noise pollution separately but gives a general way of treatment. To maintain the ecoequilibrium, it needs the cooperative efforts done by national, regional or global researches which depends upon the condition and scale of the pollution before such a danger could be controlled. Some proposals are also given for the ways to lead these researches.

自一七五〇年工業革命(Industrial revolution)以來，人類對於工業產品的質和量均有不斷的進步。由於工業發展，人口由鄉村集中於都市。於是產生都市日益擴張的趨勢。都市人口所需消費量因亦隨之增加。於是循環式的又促進工業加強發展。工廠的設立必須有動力的供應。動力的資源多取給於化石燃料，如煤、石油與天然汽之類。在一七〇〇年英國每年所耗費煤量僅二百五十萬噸，待至一七七〇年煤量已增至六百萬噸，至一八〇〇年煤量又增至一千萬噸^(一)。美國在一八五〇年煤產量為七百萬噸，待至一八七〇年煤產量驟增至三千三百萬噸。二次世界戰爭前美國煤產量最高峯在一九二六年達六億五千七百萬噸。一九六七年美國煤產量為五億六千三百十五萬六千噸，其中烟煤產量居五億五千一百萬噸。此煤產量耗用於鋼鐵工業上每年即達一億噸左右^(二)。美國每年耗用汽油量約八百億加侖^(三)。由燃料中所未能燒盡的物質及汽化物體皆投入於空氣中。空氣層中於是不斷的增加人為的污濁物質而污染大自然空氣環境的潔淨度(Purity)。美國工廠烟突中每年噴出一億四千九百萬噸有毒物質。其現有九千萬部汽車，每年約噴出三千萬噸一氧化碳。以德國而言，每年放出二千萬噸污染物質在空氣中，從煤和石油而來的廢氣，約七百萬

噸一氧化碳，五百萬噸二氧化硫，二百五十萬噸二氧化氮，三百萬噸碳氫化合物和二百五十萬噸塵土^(四)。空氣污染問題已日益嚴重。自一九四五年後，空氣污染一項，人類已羣起研究，文獻之多已得彙為專門之學^(五)。空氣污染氣象學(Air pollution meteorology)^(六)其目的在由現有或計劃之降落物測站報告計算污染物質之集中位置，或污染物質之沉降量，並推算污染物質擴散與分佈時間與空間之型態。因欲作未來安全的措施，若干相關的問題，亦兼涉及於研究的範圍。例如烟囪高度的決定；為謀求污染程度的豫告，須作噴射污染物質發源地區污染發射之管制；及對於大規模都市發展的檢討^(七)。空氣污染物質的散佈往往受其地形環境的影響。在美國西雅圖(Seattle)近地面所放射物質常不能越過其東南部山嶺地區。污染物質放射高度在二千公尺以上者，可能漂流至波夕(Boise)地區，但無法再向東南延伸至鹽湖城(Salt Lake City)一帶。至於在鹽湖城附近之污染物質則常累積於一處，無法逸出，須直至另一風暴經過時始得改變在盆地中空氣的淨度^(八)。空氣污染僅屬於環境體系(Ecosystem)的一部份。諸如水質污染(Water pollution)、原子塵(Radioactive fallout)污染、雲種撒播與凝結尾(Cloud seeding and contrails)

污染、噪音的影響、工業生產排洩物與工業生產物殺蟲劑及藥物處理失當的效應、交通通達後生物及病菌的傳佈、以及因新興原子發電所造成的效應在空氣與水質中熱能的污染 (Thermal pollution) 之類。類多由於人爲的結果而影響及於生存的環境的平衡 (Ecoequilibrium)，且將有影響及於人類生存的危機。此種情形早已爲先知之士洞察機先(八)。更有人大聲呼籲，人類生存於世界如乘空舟之舟，應謀和衆共濟，而不能有鑿舟自沉之想(九)。在工業發展的今日，世界所有工業化的都市，皆已陷入於環境污染的泥穴(十)。以臺灣島嶼而論，亦未能遠離於世界環境污染危機的漩渦(十一)。此爲在工業發展時代所應同時謀求環境平衡，以達到人類生活適宜的環境。吾人必須認識現時的環境狀況並且推知環境狀況演變的程度，然後草擬研究計劃，按期施行，以緩和環境污染危機的壓力。然則將如何處理此環境污染問題，下列幾個步驟，乃屬於科學工作上所須經歷的過程：

一、設立都市氣象與環境衛生偵察站網，藉以探測環境污染程度與其演變狀況，乃得以尋出污染物質主要放射的淵源。

二、分析與研究在一地區於一時期內生物生活上所受人爲環境變化的影響，並豫測其演變的傾向。

三、從速認識可能潛在的危機。

四、審察對於違背人羣意願的環境改變及其對於社會、經濟與文化的效應。

五、運用科學方法與技術以改善環境而防止其趨於惡化。

一、人口膨脹問題，環境污染的因素甚多，其中一點則由於世界人口的急增。現有世界人口已達三十億，至本世紀末，人口可能增至七十億之數。約以三分之一人口均集中於都市。使都市環境日趨於惡劣。且以都市有限的面積，擁入不絕而來的鄉民。於是產生土地利用過分現象。居屋均向空中伸展，以節用土地。由於自然地區 (Natural areas) 的萎縮，而形成環境不平衡 (Ecological imbalance) 現象。由於自然資源的耗竭，使若干地區部份的居民的營養轉趨於惡劣。都市地區病率增加，都市中萎棄之污穢物質增多，使市區衛生清潔處理，頻添困難。若干國家對於人口膨脹的危機，採取家庭計劃方案，其效應在環境平衡上的影響，尚須加以審度。因人口統計資料 (Demographic data) 必須注意於時間與空間的關係。尤宜着重於調查項目與調查方案，庶幾乎仍能得統計分析正確的效果。自然災害發生之後，在

人口繁雜之區，最易於招致疫疾。此種經驗殊值得供給環境改善上之參考。更進而研究與分析資源發展計劃務使其影響及於環境之損害達於極微，而能供養未來世界或一地區人口的增殖，使世界有足够的糧食與資源以安定人羣的生活。

二、空氣中二氧化碳含量的增加 在大自然中碳的循環 (Carbon cycle) (十二) 概括植物與空氣間的交輸及海洋與空氣間的交輸。燃燒大量化石燃料增益空氣層中二氧化碳之含量，而海洋則肩折衝調節之任，以維持空氣層中之含量，此種緩衝之功效則視海面溫度而定。二氧化碳含量增加之後，每產生溫室效應 (Greenhouse effect)。由於二氧化碳能接受入射日射之短波輻射而能吸收地面出射之長波輻射。因此二氧化碳含量之增加可以增加地面溫度。且亦可在生物圈 (Biosphere) 中產生其他直接的效應。因此在地球表面空氣層中二氧化碳之含量須有代表性之資料始能研究碳的循環，尤以大氣與海洋間交互的影響與二氧化碳對於生物直接的效應。目前各家對於二氧化碳含量之長期變化，尙屬於意見分歧，其原因由於缺少對於二氧化碳含量健全之觀測站網。據稱自一八六〇年以來，空氣中所含二氧化碳已增加十四倍之多。倘至公元二千年時，空氣中二氧化碳濃量將再增加百分之二十五。近十年來增加達百分之四十。每年人類所呼出二氧化碳已達二十億噸，而由燃燒燃料所發射而投入空氣中二氧化碳則達一百五十億噸。由於空氣與海面間交輸的知識鮮少，因而對於氣候上之影響，尙不能作未來的盡測。地球表面由於都市的擴張 (Urbanization) 綠色植物面積縮減或於無意中植物遭逢的毒害，皆對於空氣中二氧化碳濃度有重要的影響。其他相關科學的研究，如空氣層中二氧化硫或二氫化氧 (水汽) 含量的增加，亦應注意於研究其影響。因此在當前所須着重於研究的問題諸如在空氣層中二氧化碳所增加平均含量的變化。若在高緯度海洋所釋放與吸收二氧化碳的含量。若二氧化碳含量變化對於氣候或生物圈 (Biosphere) 影響的結果。以水汽而論，二氧化碳含量在冬季、在高山地區、或高緯度地區其影響分外重要。因而在世界上二氧化碳測站之設置應兼顧及於緯度之分佈與南北半球之位置。譬如南極洲及夏威夷之蒙納羅火山 (Mauna Loa) 其海拔高達一萬三千六百八十英尺，平均每隔三年即有一次爆發。皆屬於理想測站的位置。

三、空氣混濁度 (Turbidity) 的增加 地面空氣層中由彗星尾部所散落的隕星塵 (Meteor-

tes dusts) 估計每日可達二百五十九萬二千噸(4)。世界上現有五百餘處活火山，每日噴發無數火山塵騰入空中(4)。加之由大氣運動所掀起之地面無數塵沙，自一地方運輸至另一處所，其間可達數千里遙遠之距離(4)，益以人為所生之煙霧 (Smog) 使下層空氣中混濁度為之增加。此種顆粒物質含量之添多足以使空氣混濁度增加，而能影響及於一地氣候之變化。因塵粒增多可使空氣對於日射之透射性改變，亦可使空氣中凝結核密度增加，此種下層空氣混濁環境，端有賴於風暴降臨而待雨後衝消以去。下層空氣中混濁度並能影響及於光波的反射率 (Reflectivity)。地面的反射率每亦由於地面灌溉狀況與都市化環境而有所改變。因是在下層空氣中所存在塵埃的升沉 (Sources and sinks) 周期必須有澈底的明瞭。而後可以作定量性推估混濁度變化對於氣候的效應。吾人對於大氣混濁度應宜着重於大氣混濁度的地理分佈及其增進率之研究；塵埃顆粒之大小、成分及其來源與地區範圍；塵粒浮游在空氣中時間之長短；皆必須明瞭此類塵粒與混濁消散的過程；由於地面反照率 (Albedo) 與輻射儲能 (Radiation budget) 的變化對於天氣與氣候上的影響；與混濁度對於陸地表面反照率的關係。凡此皆為混濁度研究之量點。

四、海水與河水的污染現象 河海實為人類工業社會所造成各種污染物質吞吐過濾之淵藪。工業生產中所廢棄的流出物 (Effluents)，殺蟲劑與溝渠污水 (Sewage) 皆由河川而流注於海洋。高度毒性物質亦常沉諸於海底或棄諸空曠廣大的洋面。危險貨物或油料經常日以繼之，由船隻運輸至於海上在偶然或蓄意事件發生情況之下，拋諸於海上或投入於海中。然後污染物質又由海面經直接擴散作用 (Diffusion) 或經降水傳至他處。海水污染如油類漂浮於海面，若漂流以至海邊可以毀損海灘遊樂景物，一夸脫 (Quart) 礦物油可以使一百萬夸脫的水，不能飲用。至於不易於混和的油類 (Oil emulsifiers) 撒播於海面則將有損於漁撈事業。任何一種污染物質物理性如熱能污染 (Thermal pollution)、化學性與混雜性 (Particulate) 倘若影響及於環境體系 (Ecosystem) 之性質，而損害或殺傷及於物種 (Species) 與改變環境體系的平衡即將減少生物之品類。且更有甚者將直接或間接經由食物而傳導毒物達於人體，而危及於人類的健康。美國環境保護局報導在一九六九年期間，美國境內約有四千一百萬條魚因水污染而死，較前

數年多出兩倍。北海為歐洲工業污水的深坑，每天有一千二百噸硫酸拋入海中。在挪威海域一家罐頭廠每年傾倒一萬八千噸甲醛液入海。波羅的海因海水含汞量增高，魚類已不能食用(4)。日本輸入美國的鮭魚與劍魚，其所含甲基汞已超過安全限度百萬份之點零五標準。一九六五年宇井教授調查市場部份魚類含汞量已超過百萬份之一。一九六九年調查印度洋鮭魚含汞量平均為百萬份之一點零八(4)日本附近南灣魚和蜆貝沾染甲基汞，一九五三至一九六〇年間造成水銀中毒案一百一十一宗，死四十三人。經追查其毒源，始知由一化學工廠所排出渣滓，污染海灣所致。大抵工廠所排出污染物質均由溝渠河川以至海洋，然後再由海流，風信轉輸以至於其他處所。偵測海水污染之性質與淵源，實多困難。但人類為維持環境平衡的理想及保持人類健康的目的對於水質污染方面必須從事於下列多項之研究。(一)每一種污染物質之性質；(二)現有水質之含量；(三)污染毒物之來歷及其轉運之途徑；(四)在其物理、化學、與生物過程中污染物質隨時間之變化；(五)初期毒性之程度及其在溶解後之變化；(六)毒物對於環境體系平衡與一種植物與動物所受急性或慢性的影響及其程度；(七)如何經由食物傳遞以至人體而危害及於健康。

五、原子輻射塵的危害 近十年來蘇聯、美國、中共與法國均先後曾作一連串核爆試驗，使潔淨的大氣圈感染原子塵污染，北半球放射性降落物侵襲臺灣的路徑，作者前曾著文論述(4)。核子塵可以漂流至世界任何地區，自薩哈拉至臺灣不過歷時一週，若自比基尼則在二週左右，而自內華達則在三週間核塵可以漂達臺灣。論核塵對於人體之危害，國際原子能委員會 (International Atomic Energy Agency) 出版刊物至多，不勝枚舉。組合放射性塵埃分子主要的為銻九十、碘一三一、與銻一三七等。核塵對於人體所受放射性強度最大容許量為每日應不超過人體效應率 (Milli-Roentgen Equivalent Man) 三百個單位(4)。核子塵 (Radionuclides) 對於環境體系自具有高度的危害性，又以在特殊高山地形區域，在國際間公認為『關注地區』 (Reference areas) (4)。核子塵標本之採集須在冰、雪、泥炭 (Peat) 與泥土 (Mud) 剖面、樹木年輪與博物館標本中加以詳細分析。並須研究核塵在空氣、水質、土壤、生物與人體內所積聚的含量，且應不斷的以現有資料與新的資料作比較研究。

註：反照率乃入射日射量與出射日射量之百分比率

六、蓄意與無意所形成空氣污染 過去二十五年中平流層飛行已形成世界各地交通經常的現象。噴射型航空器在高空所排出氣體其溫度與其環境氣溫相去懸殊，因而自地望去，每見凝結尾（Condensation trails）現象，在平流層中原含水汽至屬微少。由於平流層飛行發展，使高層水汽之分佈將因之改變。據稱在平流層中水汽含量於過去五年內已增加約百分之五十（¹⁰）。由於上層水汽增加，可能使地面因產生『溫室效應』而增加氣溫。另一種空氣污染則由於人類進行改變天氣的實驗（Modification of weather）以碘化銀投入雲層中，使雲層上層加強產生膠性不穩定狀態（Colloidal Instability）而促使提早降雨過程。雲層結構因之改變，風暴路徑或因而轉移，或阻止降雹。此雖皆屬於局部地方天氣之改變，但其在大气能量平衡（Energy balance）上，可能由於人為能量之增加而發生重大影響。其結果足以招致氣候上之改變，如地面反射率之變動，或積雪面積的增減。此類在大气上層與下層於有意與無意之間所形成空氣污染程度與情況，尚未為科學人士所作深入探討，而亟待作進一步研究與分析。

七、新的物種引入後的影響 由於世界交通之便利，雖在原野蠻荒之地已屬於無有人跡不到之處，因而新的物種若動植物與病菌均隨之傳佈於世界各地。一物種傳入至於一新地區往往產生爆發（Explosions）現象，由於在原地所生長，自然的生物競爭者與病原體（Pathogens）可能產生不存在現象。流行的黑死病（Bubonic Plague pandemic）乃由船上鼠類而傳佈於世界各處。西非干比亞河（Gambiae）的瘧蚊（Malarial Anopheles）傳至於巴西。人類深入於蠻荒原野，作各種科學調查研究，或作經濟開發之想，使疾病菌毒隨之散佈，因而使環境體系為之改變。此外若巴西之墨西哥蜂，美國大湖區之鮭魚及太平洋島之巨蛇皆係由人類所引入之結果。

八、淡水需求的殷切 在若干地區的國家對於優良品質淡水的的需求漸進而為尖銳的問題。淡水的需要隨着人口增加與生活水準而提高。在半乾燥氣候區域及其鄰接地方淡水的需要非常殷切。若缺乏充分淡水供應的泉源即對於一地人民生存與經濟發展要件產生嚴重的威脅。淡水為發電、灌溉、航運與民衆生活所仰賴的物質。世界乾燥地區面積總計達一千八百八十六萬四千方英里之多（¹¹）。在美國西南部各州淡水缺乏情形亦殊嚴重。因此美國政府於一九六七年集資五億美元在加州建設淡化海水廠，最後每日可供水一

億五千萬加侖，足以供應二百五十萬人口城市一日之用。此計劃全部工程將於一九七七年完成。都市人口對於淡水的需求應有計劃的估計水量的需要與在城市、農業與工業上運用的分配，進而推求在缺水時期於一地區可能供應之水量。在不同地區每一河川的流量及其所耗用量均應有精密估計。並對於每一面積單位（Aereal units）亦須有其代表性水量平衡（Representative water balance）觀念。水質管制宜配合水質污染偵測計劃同時進行。並研究可能減少河川、湖沼與地下水直接供應之泉源。此外須以人造衛星偵測土壤水份變化，積雪面積，乾旱情形與鹹水與淡水界面（Interfaces）。運用放射性碳（Radio-carbon）為碳同位素亦稱碳十四與氫同位素（Tritium）以決定地下水之年齡。又如海水淡化（Desalination）研究及水量保持（Water conservation）與污水淨化以供農業上之運用。美國內政部聯邦水質局近年亦以七十五萬美元進行此項研究（¹²）。

九、國際水域含氧量減少（Eutrophication）問題 世界若干水域顯見含氧量之減少，亦即水質營養失良（Eutrophication），以波羅的海而言其水質含氧較以往時期減少，尤屬顯然。同樣情況有若干湖沼亦受人為的影響而水質轉劣。或水面油質氧化（Oxidation of oil）亦屬產生同一效果，使水生動植物均將趨於絕迹。因此在國際水域中物種成分，其生長率與相互關係，植物性浮游生物（Phytoplankton）與海底生長植物羣之衰落皆須作調查研究。主要植物種類營養物之利用及營養之需要，應有明確之概念。水中營養成分之增減足以使植物性浮游生物之成分產生變化。譬如增高硝酸與磷酸差比（Nitrate/phosphate ratio）可以使藍綠藻類受到壓縮而使單細胞矽藻類（Diatoms）得到鼓勵。在深海中發展所需氧量極低於準常狀況（Anoxic conditions）的植物。促進水域中各層次之水質以改善水生生物類生存之環境。由工業所產生污染毒素或由其他來源之污染物質可能有傷害於植物性浮游生物者皆應設法予以摒棄或消除之。

十、土壤沖蝕、破壞與水土保持問題 人類生活之改善端賴物產豐盛，而物產之來源端賴有沃土。土壤之形成必須歷經年月氣候之風化與有機體（Organisms）之組合而後始能化為沃壤。若經沖蝕即無法栽種。水土必須保持乃能發揮其生產力量。土壤與水份的關係，尤以在潤濕或次潤濕熱帶地區，土壤受沖蝕之機會特多。必須研究土壤保持。地面遭受

自然冲蝕之情況，應予測量製圖，俾能有具體而切實冲蝕範圍之觀念，而研究如何防止土壤冲蝕。地表浮土往往因風轉移，其塵沙之淵源與轉輸情形亦須加研討。防止森林之濫伐及水梗情況與水質之鹽化。防止河川與湖沼之淤澱 (Siltng)。增加石灰及磷質之類以改良土質，並研究土壤冲蝕與空氣混濁度之關係。

十一、噪音形為環境污染另一種因素

噪音足使人發生煩躁、消化不良、耳聾、心臟病、高血壓、失眠和神經失常等症。噪音最顯著的來源乃由空中噴射式，航空器飛行次數之驟增。美國現有噴射機場約在三百四十六處。而在白天美國上空經常有八、九千架飛機在空中飛行。在芝加哥、紐約與華府間三角地帶常多至四、五千架。機場指揮臺指揮飛機升降次數在十年之內，將由一九六六年四千一百萬次增至一億三千九百萬次，約增加三倍次數。噪音擾亂寧靜環境，其嚴重情形亦與日俱增。機場附近尤以音爆 (Sonic booms) 及高度強烈音響對於居民，家畜與野生動物所受驚擾之影響及其在健康上之效應，皆有待於作進一步之分析。降低音浪之水準 (levels)，降低音源發生之影響與環境防止噪音之處理皆在所必需。

十二、空氣、水質、土壤與有體中污染物質之種類 污染物質在不同環境之下產生不同污染情況，其種類亦屬繁多。因此對於污染物質必須有適當的認識。宜乎在各種工業範圍 (Technosphere) 中所排出之化合物對於生物圈 (Biosphere) 未來所生之危害應作深入之研究。污染物質對於動植物與人類所生急性或慢性的影響應作實際試驗，然後對於工業所廢棄污染物質的毒性乃能為有效的管制。現在所認識含有毒性的污染物質有硫化物如二氧化硫 (SO_2)、二硫化硫 (H_2S)、氧化氮 (Oxides of Nitrogen)、過氧化醋酸基 (Peroxyacetyl) (有二碳三氫一氧)、臭氧 (O_3)、一氧化碳 (CO)、氟 (Fluorine)、氯 (Cl-Chlorine)、汞 (Hg-Mercury)、鎘 (Cd-Cadmium)、砒 (As-Arsenic)、鋆 (Be-Beryllium)、鉻 (Cr-Chromium)、鉛 (Pb-Lead)、鋅 (Zn-Zinc)、銅 (Cu-copper)、鎳 (Ni-Nickel)、錳 (Mn-Manganese)、硒 (Se-Selenium) 以及殺蟲劑 (Organochlorine Pesticides) 芳香的碳氫化合物 (Aromatic hydrocarbons) 如亞麻質 (Acetylene, HC)、輪質 (Benzene) (C_6H_6 為脂肪及樹脂之溶劑)。又如油脂混合溶液 (Oil emulifiers)、溶劑 (Solvents)、清潔劑 (Detergents) 與殺蟲

劑 (Pesticides) 及含磷 (P-phosphorous) 與代謝產物 (Metabolites) 如異性磷酸 (HPO_3)、樹膠汽 (Rubber vapour)、塵埃 (Dusts)、石棉塵 (Asbestos dust)、污水 (Sewage) 及其他有機化合物。此外複雜有機分子例如黴菌毒 (Mycotoxins) 與性荷爾蒙 (Sex hormones)、抗生素 (Antibiotics)，此外化學物質如青霉素 (Penicillin) 或鏈霉菌 (Streptomycin)，另一種抗生素 ($\text{C}_{12}\text{H}_{39}\text{N}_7\text{O}_{12}$) 由土壤放線菌所產生，用以醫治肺疾，酵質 (Enzymes)、用以治胃症，蛋白酵質 (Pepsin) 亦以治胃，若運用失當，皆足以招致禍害。因此在環境上此類毒性物質皆應予以檢查。而決定此類物質積聚於器官或腸胃中之含量，並計算其消化 (Ingestion) 與排泄 (Excretion) 之差比，而知其集中量對於環境體系之影響。並測知其急性與慢性毒素之效應。確定人類可能容許毒素之限度，並以數字定其在環境體系之分量，審察其有無副作用之效應。研究污染物質之散佈及其物理性、化學性與生物性之過程與在水質、土壤與空氣中所聚積之情形。此一研究近稱之為污染動力學 (Pollution dynamics)。

十三、環境體系的惡化 (Degradation)

長期的污染使環境體系中物種品類 (Diversity) 為之減少。軍事與觀光活動在海洋上島嶼上之發展與沼澤地區之排水 (Drainage) 皆造成污染的危機。人類所引入新的環境變化譬如殺蟲劑的效應，住所 (Habitat) 的改變與新異物類的引入皆有顯著的影響對於物種的滅絕。一種物類的突變 (Mutation) 皆將對於遺傳變化上產生效應。由於品類的混雜遺傳學上觀念每失去其真實的現象。一種生物消滅後，往往不再有出現之時。因此吾人欲保存現物類必須建立植物與動物生殖質庫 (Germ-plasm pools)。此或將對於環境體系的改變與選擇有相當的效益，且可能保持植物園或動物園中的品類。此對於保持環境體系 (Conservation of ecosystems) 的重要性乃屬顯然。吾人須維持遺傳的環境體系至少有雙重意義存在。一方面為物類在美學 (Esthetic) 上與文化 (Cultural) 上的價值，而另一方面為改進現在內地的物類遺傳知識有資源上的價值。例如在放棄的土地上再作殖民 (Recolonization) 的計劃對於新種物類培養或特殊物種的保存，皆有其重要性。人類的企求期於產生簡單的環境體系。譬如在農業上可能屬於蓄意的或屬於偶然的活動。此種簡單的環境體系可能轉為不穩定狀態而在環境上或將有劇變產生的可能。吾人宜着重於

研究海洋島嶼之植物相 (Flora) 與動物相 (Fauna)。此類地區如夏威夷、羣島、厄瓜多爾屬之加拉巴哥羣島，與亞索羣島。在保留的天然地區以研究僅存環境體系的物類 (Species of ecosystems)，譬如美國之艾格來 (Everglades) 及非洲之乃洛比 (Nairobi) 公園，及隔離的湖沼或河川與紅木叢林 (Redwood groves)。研究海洋區域所僅存的物類與環境體系。如在波多黎各島之磷光灣 (Phosphorescent Bay)。研究高等動物生理體系上因受環境刺激而擾亂其體內情況穩定 (Homeostasis) 的異常狀態。此種體內情況穩定之降低在單純體系 (Simplified ecosystems) 中之影響。

十四、在空氣層與國際水域中熱能污染 (Thermal pollution) 現象 美國現有十六處核子電廠分佈於各州，尚有二十多處在建造中核子反應器，另有五十一處在設計中(註)。自今日至一九八〇年美國電力將有百分之三十六將由核子反應器供應。哥倫比亞河已成為世界最多輻射河川，魚類繁殖已受嚴重影響，河水溫度亦顯見增加，反應器外層空氣亦沾污周圍空氣。熱能污染乃由於大都市與核子電廠所棄廢熱而增加水溫，可能因之產生氣候問題與嗜熱菌物的發生，此類微菌適宜生活於溫度攝氏五十至六十度間，而其能生存的溫度則可在於攝氏四十五度至七十五度間。一種鑿船蟲 (Teredo worm) 在北方水域中有溫暖水流之處常能生存而產生嚴重損害。若與他種污染物質在一起可能產連鎖的效應 (Synergistic effects)，尤以對於營養物 (Nutrients) 更屬重要。因此核子電廠所生廢熱流入於河川、湖沼、港口與沿海水域其對於環境所生之效應，應予以研究適當防範。然後設法使廢熱轉化為可能游泳之水質與引入溝渠用作灌溉之需。研究與管制此項熱能污染河川與他種水域之溫度，務使廢棄之熱能化為有用之熱能。

結 語

都市工業化之後，由科學發展而產生人為污染之危害，其範圍至為廣泛。防範工作必須集合各種科學技術人員協同分析與研究，以維持人類生活環境的平衡，乃能轉危為安，而工業發展的結果，始可稱為達於完全成功的階段。

引 用 文 獻

- (一) Nault, W. H. et al ed: The World Book Encyclopedia, 1970, Vol. 10 pp. 184-195.
- (二) 見註(一) Vol. 4 pp. 577-587.
- (三) Taylor, O. C.: Plant Injury from Air Pollutants, Proceedings of the Conference on Air Pollution, 1968, pp. 36-47.

四現代德國月刊第九卷第一〇八號一九七〇年十月份第四頁。

- (五) Halliday, E. C.: A Historical Review of Atmospheric Pollution
- (六) Shaw, P. J. R.: Air Pollution Meteorology, Bureau of Meteorology, Melbourne.
- (七) Shaw, P. J. R.: What Measurements are required for Air Pollution Meteorology.
- (八) U. S. Atomic Energy Commission: "Atmospheric Sciences." pp. 12. 1967.
- (九) Cooper, C. F.: Needs for Research on Ecological Aspects of Human Uses of the Atmosphere, National Science Foundation-Human Dimensions of the Atmosphere pp. 43-51, 1968.
- (十) Harvey, H. T.: Is there An Ecological Crisis?—Proceedings of Conference 1.—Man and His Environment, Environment Sciences Institute, San Jose, California, 1969.
- (十一) 鄭子政：都市生活與環境氣象——文藝復興月刊第五期第三六至四一頁。
- (十二) 鄭子政：臺北都市氣候與空氣污染關係——現代學苑第六卷第十一期第一至七頁。
- (十三) Bert Bolin: The Carbon Cycle, Scientific American, Vol. 223, No. 3, Sept. 1970. pp. 125-132.
- (十四) 鄭子政：隕星與隕星塵五十七年六月十一日大華晚報現代科學欄。
- (十五) 鄭子政：談火山塵與氣候五十八年六月十日大華晚報。
- (十六) 鄭子政：華北之霾與沙陣，氣象學報 (南京) 第十八卷第一三三至一四三頁
- (十七) 工商日報五十九年九月二十四日——各處海洋變成龐大毒井。
- (十八) 工商日報五十九年十二月三十日。
- (十九) 鄭子政：從空氣污染說到臺灣降落地物輻射性測量結果，氣象學報第七卷第三期第一頁至第五頁
- (二十) Appleton, G. J. and Krishnamoorthy, P. N.: Safe Handling of Radioisotopes - Health Physics Addendum, IAEA, 1960.
- (二十一) 工商日報五十九年六月四日。
- (二十二) 鄭子政：人類征服氣候的成就——交通研究所研究叢書氣象與交通第三六六頁。
- (二十三) 工商日報五十九年十二月廿二日。
- (二十四) 工商日報五十六年五月二十日。
- (二十五) 工商日報工商日報五十七年六月二十六日。

音爆與氣象因子之關係

蔣 志 才

On the Relation between Meteorological Elements and the Formation of Sonic Boom

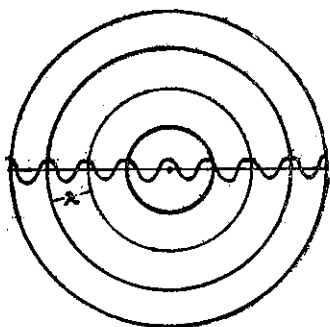
Chih T. Chiang

Abstract

The Sonic boom is produced upon the impact of the shock wave that issues from an aircraft moving at sonic or supersonic speed. Sonic boom intensity is a function of the rapidity and amplitude of the atmospheric pressure change observed upon the impact of the shock wave. The intensity of sonic boom and form of the signature are dependent upon many factors including the weight and shape of the aircraft and upon various flight parameters, including altitude. Mach number, acceleration, and flight-path angle. Sonic boom effects are also critically dependent upon the structure of the atmosphere through which the shock wave is propagated. These include the atmospheric pressure gradient, wind shears, temperature lapse rate, and to a lesser extent humidity, cloud cover and Hydrometers.

聲 波 原 理

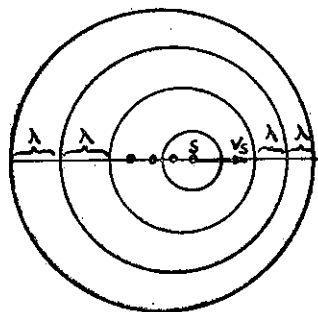
聲音之產生，乃由于音源振盪，其音波向四周推進而產生，其聽者耳膜接收到音波振盪方感到有聲音，至于聲音之高低，則由於週率之改變，倘若為一靜止之音源，在正常的振盪，則其週率不變而改變，在同樣介質內，其波長也不變，乃其音波向四周推進之單位時間距離也是相等，若以音波曲線表示（如圖一），則為正弦曲線形狀。



圖一 靜止音源之音波

若有人站在路旁，一輛汽車不停按着喇叭飛馳而過，當汽車靠近時，其喇叭音響得短促而可怕，當汽車剛過，則音響立即減低，幾至無聲；同樣的如你坐汽車內，快速經過一響聲隆隆的工廠時，當靠近工廠時覺得工廠的聲音很高，不像平時步行經過工廠時的音量，當汽車經過工廠後，音量的減弱也比步行時減弱得快，這純係汽車本身有速度之關係。

像上述情況，在汽車接近時，在單位時間內路旁的人，接收到較密之音波，故感覺聲音突然增高，而



圖二 移動音波在移動方向波長短，反方向波長較長

離去時則恰巧相反，聲音快速的減弱，其時音波波長在各不同方向有異，乃週率隨之有別，如圖二所示，假設 V 為聲速， V_s 為汽車進行速度， A 為在一秒鐘內發出之聲波數目，乃右半圓之週率 $A_s = (V + V_s)/\lambda$ ，也就是右半圓者每秒鐘內所接收到之聲波數，以距離而言，在右半圓 1 秒鐘內汽車與聲波所走相對距離為 $V - V_s$ ，所發生之波數不變，因此在空氣中右半圓之波長為 $\lambda = (V - V_s)/A$ ，而左半圓波長則為 $\lambda = (V + V_s)/A$ ，前者波長較短，而且愈向右邊，空氣間的相對距離愈短，感覺的聲音也愈高得可怕，而左邊恰巧相反，波長較長，而且愈向左邊，空氣之相對距離愈遠，故聲音也迅速降低，幾至無聲。

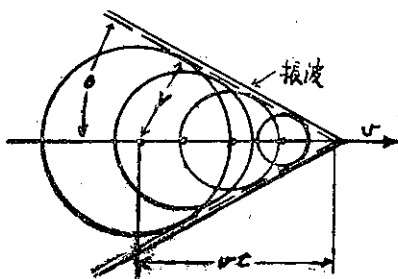
超音速與振波 (Supersonic Velocities & Shock Wave)

在同介質中音速之快慢，決定在介質之溫度高低，溫度高音速也較高，其計算音速方程式為：

$$V_s = 331 \sqrt{\frac{273+t}{273}} \text{ m/s.}$$

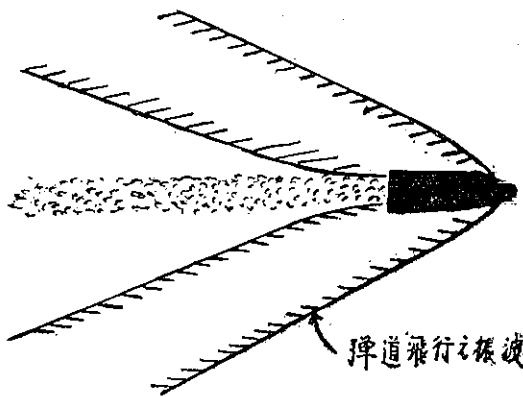
式中之 t 即為氣溫，也是

唯一變數，當一物體在空氣中移動，其速率大於音速時，稱之謂超音速，小於音速時稱之次音速，圖三表示一音源體向右移動速率超過音速，當音源體在左邊剛發出一圓形聲波，然音源體本身已右移出其發出之波圈，並且不斷的產生另一波系，於是其沿途所發生之波圈到達距離，在同時間內成一斜直線，與飛行體方向成一角，圖三，正如 Huggen's Principle 所



圖三 超音速所產生之波前像 (Wave front)

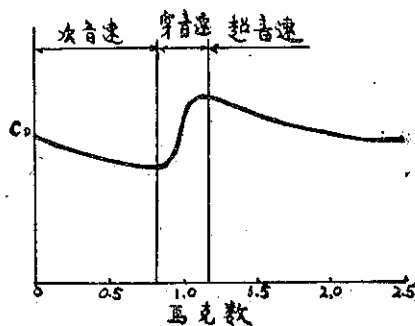
說，其產生壓力波之位置，與各波面成正切，其斜直線亦為各波面之連線，亦是壓力波產生之所在，凡此種超音速飛行體所隨伴而生之壓力波，也稱為振波 (Shock wave)，也是產生音爆所在領域，圖四為一枚火箭或一粒子彈 (砲彈) 穿音速飛行時，照樣有振波發生，任何移動物在介質中移動，其移動速率大過其介質之音波進行速度時，振波將會出現，一般稱謂之飛行物之弓形波 (Bow wave)。



圖四 火箭飛行產生壓力振波

若介質之音速，已依照當時氣溫計算而得，乃以音源移動方向與振波所成之角度，可計算音源之移動速度，從圖三得悉，振波速度為 V ，設音源移動速率為 v ，乃 $\sin \theta = V/v$ ，或 $v = V/\sin \theta$ 。由此可見，如 θ 角度不變，則 v 與 V 應該成正比例變更，移動音源速率大，則振波速率也該大；反之則兩者均應同樣減小，然而 V 振波速率在空氣中同溫度情況下，無變化，乃 v 與 $\sin \theta$ 成反比例， θ 角度愈小，則音源移動速率愈大，反之則小。

當一飛行體在空氣中次音速移動，也有壓力波在其前緣，但有些波前空氣粒子出軌而失散，在超音速情況下移動則有異，當其移動速率超過壓力波時，該區域空氣遭受突然間壓縮，而產生振波，亦即所謂「音爆」，此瞬間之振波可能隨伴很大能量，這些能量可能由移動體在空氣穿越而產生。飛行體穿音速而造成振波，在振波範圍內也將增加其拉力，其拉力增加之多寡，是依當時該區域音速與飛行速度等比較而定，音速與飛行速度之比率，稱謂馬克數 (Mach Number)，當兩者相等時為 1，如寫 M5 即係音速之五倍速率，故通常在火箭，飛彈或飛機等之速率言，引用馬克數表示。



圖五 速率與拉力係數

其拉力公式： $D = C_D S (\frac{1}{2} \rho v^2)$

S = 飛行體剖面面積

ρ = 空氣密度

C_D = 經實驗之拉力係數

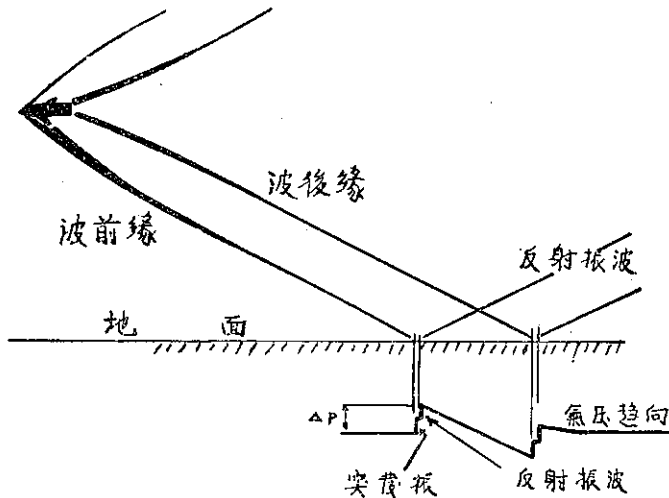
標準拉力係數為飛行體速率馬克數之函數，如圖五，當馬克數不及而速度增加其 C_D 拉力係數略減，可是在穿音速階段，拉力係數則迅速增加，則 D 拉力也隨之增加，迄馬克數 $M1.5$ 之後，拉力係數，則再行緩慢減少，故飛機穿音速飛行時，會感到震動，此為原因之一。

音爆與氣象要素

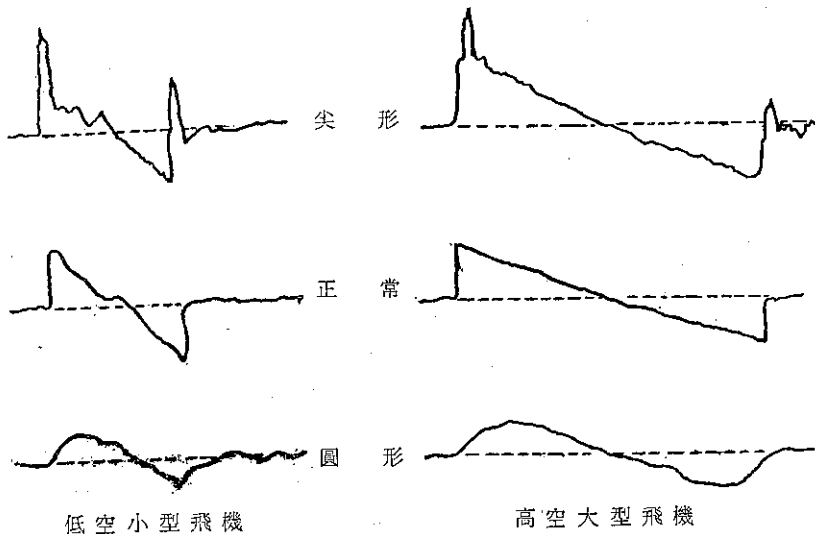
音爆既由于飛行物在音速式超音速進行，其振波衝擊而產生，故音爆強度是振波衝擊時，大氣壓力迅

速改變振幅之函數。由顯微氣壓計紀錄之變化，可察覺音爆之跡象，音爆產生及其強度與諸多因子有關，如飛行物之重量、形狀、各種飛行參數（包括高度、速率，加速率與飛行路徑），與附近地形環境等，均為重要因子，同樣音爆發生後，衝擊波在自由大氣進行時，氣象要素如大氣壓力梯度，風切，溫度梯度，濕度，雲蓋，與大氣中水汽之變化等，也是影響音爆進行方向與其強度之主要因素。

地面所感受之振盪是飛行體弓形波之波前緣（Wave front），如圖六當振波到達地面，地面觀測站之顯微氣壓紀錄突然上升，繼之慢慢降低，最後再突然升至原先之氣壓值，此證明飛行物會有不規律之推進，引起大氣壓不規則之變化現象。

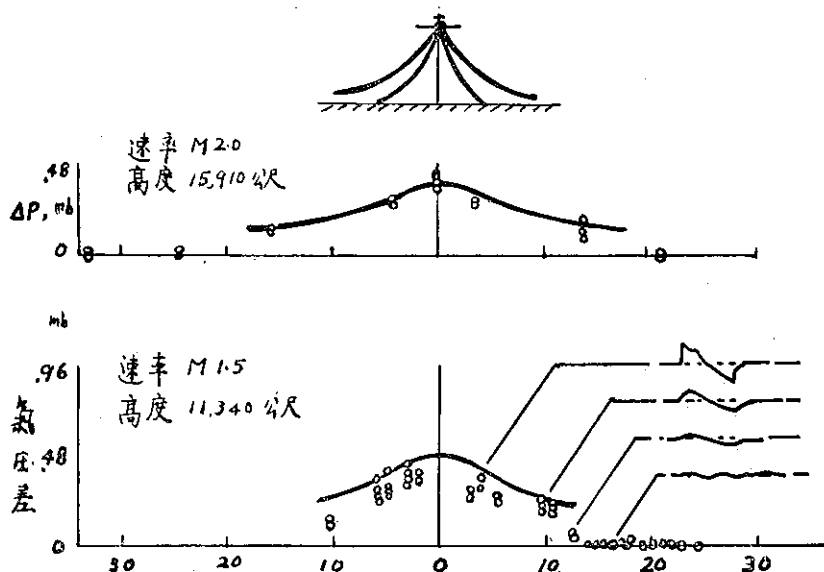


圖六 音爆進行期間之氣壓趨向



振波產生在飛行體圓錐形之鼻端處，與圓錐體軸成一夾角，其弧度大小為 $\sin M^{-1}$ (M 為馬克數)，振波移動速度與周圍大氣有關，因各度各項氣象因素有別，故常發生彎曲情況，如波前緣成凹形，乃凹部份之能量超焦集在較短弧形中，如 M 數值不大，這種個別彎曲波前緣，將在垂直方向搖擺，以致在低層間切斷，在此切斷高度以下之地面，僅能聽到隆隆之開聲，而不能聽到音爆，若凹形之波前緣焦集趨向在切斷點，(Point of cut off) 則該點之音爆將為

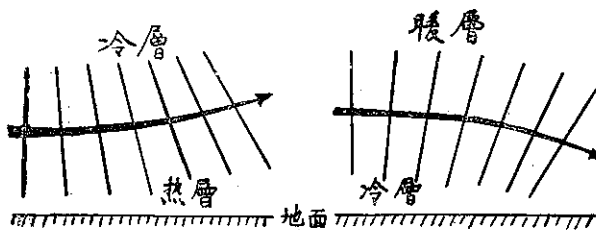
最強部份，又若切斷高度剛到地面，乃此音爆將特別強烈，至於在飛行路徑兩側之音爆強度分佈，也接於大氣溫度梯度與風切，圖七是在靜風正常大氣情況下之超壓 (Overpressure) 分佈情形，音爆強度自飛行路徑之兩側，以距離而逐漸消失，該圖凡線條部份均為理論之數值，圓圈部份為 Maglieri 與 Hilton 二氏在 1965 年實測紀錄，表示在飛行路徑兩側之距離，與音爆逐漸減弱之情況，同理論相符合，但側風時也可能使某一側之超壓，比飛行路徑上者為高。



圖七 飛行路徑之側面距離(哩)

各高度之風向風速影響振波之彎曲，當頂風向時航空器與空氣之相對速率大，故振波趨漸向緯度方向拉平，反之則向經度方向彎曲，至於氣溫如何影響振波之彎曲，如圖八，若空氣上面冷下面熱，振波趨向

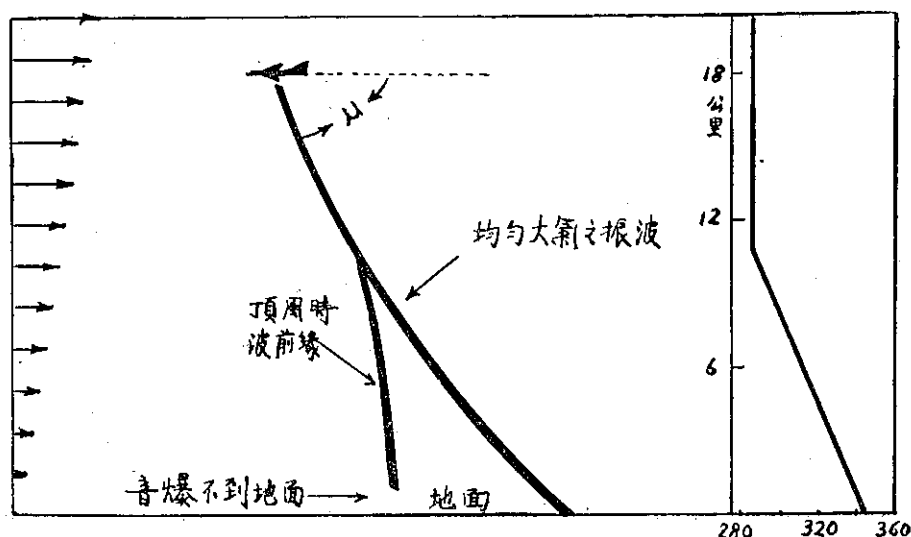
上彎曲；上面暖下面冷時，振波則趨向下彎曲，換言之，振波是趨向冷空氣方向彎曲，而向暖空氣方面凸出，其彎曲率與氣溫梯度之大小成正比。



圖八

正常情況對流層大氣溫度隨高度遞減，風速也隨高度增強。如圖九。航空器飛行高度為頂風時，若超音速飛行而產生音爆，乃振波將自飛行高度，向下趨向前垂直方向彎曲，振波可能脫離地面，若航空器再爬升高度，乃振波切斷點將會提高高度，而不可能到達

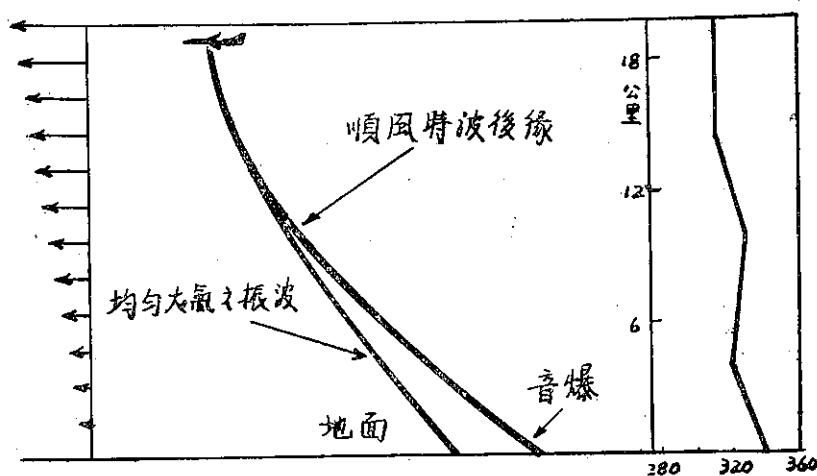
地面，但如航空器開始降低高度，其切斷點將會低於地平線，將有切斷點剛作用在地面之危險，音爆之震盪特別厲害，若航空器必需降低高度，為避免音爆襲擊地面，乃可能迅速降低飛行速度至次音速，則振波能量趨於擴散而消失。



圖九 正常氣溫遞減與逆風時之振波 (音速m/s)

圖十，說明低空有逆溫層，或順風飛行其風速隨高度增強時，振波將後移，音爆將接觸地面，然因振波弧度增大，能量沿弧度擴散而消滅，以致音爆也將衰弱，通常地面音爆強度之變化，是接於垂直自由大氣溫度遞減率，飛行高度之風向風速與垂直風切等氣象因素，而不容易察覺到，在標準大氣情況對流層飛行

時，M數值 1~1.3 時均有發生可能，除非飛行速率不超過音速。不過也有例外，如飛行高度為頂風，而又在爬昇高度時，可能M數值高達 1.6 才產生音爆，當M數值 1.0~1.3 之超音速範圍內，在頂風飛行，或地面氣溫高之情形下，音爆發生之可能性，將增加 15%。



圖十 逆溫與順風時之振波 (音速m/s)

在熱帶航空器飛行高度，通常均遠超過最大風速層，一般而言，振波穿過最大風速層後即將衰弱，因為大風吹使振波彎曲，若不加速或俯衝而保持原有形態飛行的話，乃最大風速層將會減少音爆之破壞力，又當大氣有亂流與振波相交時，乃振波能量也將大量的曲折，音爆也為減弱，據美國 Oklahoma City 基

地音爆試驗結果紀錄顯示，有亂流時地面氣壓有些地點出現圓形，但有些地點出現尖峯形，但超壓之高低極限是正常化氣壓趨勢之 2~3 倍。

資 料 討 論

據 Hubbard, Maglieri, Huekel, 與 Hilton

四氏在1965年所發表說，在超音速飛機產生音爆紀錄中，發現顯微氣壓計紀錄之瞬間超壓大至 3.6mb。這亦許是飛行路線上有幾條振波同時到達之故，正常音爆所產生超壓不致於如此大，通常在18公里（60,000呎）高度，一中等重量超音速飛機，以 M2 速率平飛，產生超壓僅 0.75~1.00mb 之間。

以上曾提及，凡飛行高度及以下高度之大氣發生亂流，或飛行加速並改變飛行姿態，均能影響音爆之強度，也會產生閃爍效應（Scintillation），因此預測飛行高度及以下各層之亂流，風向風速與氣溫等之氣象因素，就顯重要，目前航空事實發達國家，雖有很多有心人，對這個問題從事研究，但也無定則性之理論與計算之公式，以供推演，僅是根據所獲得資料，從事估計推測，在我國航空器雖常產生音爆，但無人觀測，也無紀錄，更談不上研究，其實航空單位之氣象觀測式塔台可兼作該項觀測紀錄，並索取該航空器之各飛行諸元，作事後研究是可以辦得到的。

音爆的問題牽涉到航空器的設計，飛機假使在18公里以上高度穿音速，因高度高空氣稀薄，振波在途中多次折射，而使地面超壓現象，大為減小，可是目前情況超音速飛機，被要求穿音速高度要在10~12公里，而在18~21公里高度間作超音速巡航，在此情況下穿音速高度與以下高度之最大風速層等各氣象因子之預測，將為重要，尤其當最大風速層是高於穿音速走廊（Transonic corridor）高度時，乃就必須慎重考慮飛行計劃，以免切斷點剛接觸到地面，將會有超壓增大 2~3 倍之超爆（Super-boom）出現，又飛機在攀升走廊（Ascent corridor）加速時，若振波前緣彎曲其焦點又正在切斷點位置時，抑或飛機荷重大而降低高度，振波與音障（Sonic barrier）成交叉，乃音爆強度亦將加強，因此各高度氣象資料應用在振波路徑推測方面確屬必需。

1965年 Friedman 氏曾以各飛行諸元（包括 M 數值，高度，加速率，轉彎半徑，長度，容積與重量等），與各層風向風速及溫度遞減率，作過計算機預測計劃，所預測之振波與觀測結果，稍有出入，目前面臨之問題是：第一為如何預測穿音速走廊與以下高度各層之氣象因子？第二如能預測各項氣象因子，如何預測音爆之強度及影響地帶？以目前無線電探空站稀少，資料不足，加之變化因子太多，要想推算很精確，是件很困難之事。

不過筆者有一想法，即二次世界大戰期間炸長崎之原子彈，產生振波壓力約 50 磅/吋² (50×0.689

$\times 10^5$ 達因/公分²)，振波速率為 2000 米/秒。也就是爆炸時之體壓空氣，如一堵牆壁般以此速率推進，而摧毀整個長崎，而飛行體穿音速所產生之音爆，同樣是振波作用，不過威力小些而已，但是同樣可以震破玻璃，倒塌簡陋建築，況且取之不盡，用之不竭，何不可利用這種自然現象，用飛機在敵方上空不斷製造音爆，配合地面軍事攻勢，以假亂真，使敵方兵荒馬亂，達到心理攻勢之目的呢？

結 論

氣象因素影響振波之彎曲，凡飛行高度與以下高度各層之風向風速，垂直風切，大氣溫度遞減率，亂流，逆溫層，雲層等水汽現象，均有影響，其影響情形簡略述之：

1. 自地面至飛行高度均為逆風，逆風風速隨高度向上增加，或飛行速率突然增大，振波前緣將向垂直方向彎曲成凹形，如為順風，風速也隨高度向上增加，或飛行速率迅速減低，則波前緣向後延長成凸形。
2. 大氣中有明顯之垂直風切存在，則應以航空器對空氣相對速率作比較，相對速率增大部份，振波則向後延長，相對速率減少部份，則振波向前推進趨向垂直方向發展。
3. 在飛行高度以下有亂流存在，在地面所感受振波感應，除特殊情況之巧合外，一般言之，將減弱音爆之強度，並會使振波有閃爍效應。
4. 大氣溫度遞減率正常時，振波彎曲度不變，但遇遞減率反常而增大時，其彎曲度也將增大，反之彎曲度則減小。
5. 振波向下傳播經過逆溫層時，彎曲度將增大向後延長，其增大弧度與逆溫情況成正比。
6. 振波進入雲、霧與降水等水汽現象時，有吸收與反射振波能量之能力，而使音爆衰弱。
7. 當飛機在某高度不斷產生凝結尾，同時又發生音爆時，在產生音爆一瞬間，凝結尾即行停止產生，待音爆過後凝結尾再行形成，（筆者於1969年12月29日上午9時，在臺中海邊親自觀測得該項現象，該時一架 F 1043 飛機沿海飛行，高度3萬呎以上）

以上僅為原則性之討論，其實大氣之分佈難有標準狀態情況出現，各氣象因素隨時在不斷改變，因此影響音爆強度與到達地點，也愈形錯綜複雜。筆者學識淺薄，對此無深刻研究，尚盼能拋磚引玉，有待各先

進指正。

參 考 資 料

1. WMO Technical Note No. 89: "Meteorological Problems in the Design & Operation of Supersonic Aircraft."
2. "Elements of Physics" Smith Cooper.
3. "Foundations of physics" Mechels, Correll & Patterson.
4. "Structural Design of Missiles. & Spacecraft" Lewis H. Abraham.

海風含鹽量之研究

陳英茂* · 林德煌*

林茂生** 呂世宗***

Study on the Salt Content of Sea-Wind at Wuchi-Lukan Area

Y. M. Chen, T. H. Lin, M. S. Lin, and S. C. Lu

Abstract

The relationship of meteorological factors to variations in atmospheric NaCl and MgCl₂ Content in the Wuchi-Lukan Area during the period May 1969-Apr. 1970 is investigated and presented.

Results indicate that :

- ① NaCl-MgCl₂ Content varies directly with wind speed; the higher the wind, the higher the concentration of the salts.
- ② NaCl-MgCl₂ Content correlate positively with humidity in the Westerlies and Southerlies, and negatively with humidity in the Northeastlies.

(一) 前言：

臺灣島陸地狹窄而山區又佔四分之三。近年來由於農工業之迅速發展及人口之自然增加，土地之需要日見迫切，如何開墾山地或填補海埔地以增加耕作或工業用地已是刻不容緩。

利用海埔開發新生地時，海風含鹽量之分析調查相當重要。本調查為針對此種需要而作，以備將來開發時提供切實有用之資料。

本調查經選擇鹿港沿海之臺灣土地資源開發委員會水文站及梧棲之臺中港工程處氣象站兩處。自1969年5月1970年4月，一年間，採取樣品，分析海風含鹽量與有關氣象因素之關係。

(二) 分析步驟概述：

1. 樣品之採取

海風之風向與風速時時在變，不宜採取每一時刻之樣品，故本調查係採用全日平均數值，即使用一四

方型木製框架，其面積為 0.5 平方公尺，在此框架空間內張掛經過蒸餾水充分沖洗之清潔白紗布一張，將此框架固定在一定方向曝露一天，每天更換紗布一次，並將換下紗布裝入膠袋中，記錄採取日期與各項氣象因素，送交研究以資分析。

2. 樣品之處理

白紗布樣品，每張各以蒸餾水沖洗，以收取鹽分。即每張紗布使用約一公升之蒸餾水，反覆沖洗，加壓過濾後，將溶液盛於燒杯，然後加熱濃縮至 100cc 以下之容量。因樣品在採取過程中，混有來自空中之泥砂、塵埃以及空氣中之膠體，於加熱解膠後產生固體；故須先使用定量用濾紙濾去固體雜質，經過濾後之澄清溶液，注入蒸餾水調合至 100cc 正，用以滴定分析。

3. 分析方法

(A) 含食鹽等鹽分之定量方法：

由上述處理方法所得樣品溶液，因含雜質甚多，

* 臺灣大學化學系。

** 臺灣土地資源開發委員會。

*** 臺灣省氣象局。

不宜採用普通之硝酸銀法滴定食鹽之含量。本調查係使用硝酸汞法加以滴定。即將樣品溶液取出 10cc 後，稀釋至 100cc 左右，然後將由酸度指示劑與金屬指示劑，混合而成的指示液互滴（參考分析結果之檢討項目），徐徐滴入。滴入時由於樣品溶液酸度程度之差別，該溶液可顯出兩種顏色。如該溶液呈紅色或藍紫色時，應細心再一滴又一滴的滴入 0.05N 硝酸，至顏色變為黃色，而後再多加 1cc 的硝酸做酸性溶液。如滴下指示液時，溶液變為黃色時，其處理方法，為先加 0.025N 氫氧化鈉，使其變成藍紫色或紅色以後，應用上述方法，同樣細心調節成黃色，而後再多加 1cc 之硝酸，經過上述兩種方法，所調節的酸性溶液中食鹽含量，可使用硝酸汞法來滴定，即從滴管細心加入一滴又一滴的硝酸汞標準液，至溶液顏色變成藍紫色為止，由所加硝酸汞之消耗量，可算出含有食鹽量。

(B) 鎂及鈣含量之定量方法：

海水中含有之金屬中，除鈉、鉀外，鎂和鈣並為含量較多之元素。海風中含有之鹽分來源，完全係海水的微粒，被風帶來者，風中食鹽成分之含量和鎂、鈣含量之比例，與海水中之比例相同，而且兩者增加之傾向亦相同。由此推知，每天所收集的每一樣品中，此兩金屬之含量亦可使用銹離子滴定法測定之。即自上述樣品溶液中正確量出 10cc 後，加蒸餾水沖稀為 50cc 之溶液，另加數 cc 後之氨水和氯化銨配成之緩衝液調整為酸度 10 之溶液後，加入少量以固體食鹽稀釋的指示劑，該溶液之顏色則變為深紅色或紅紫色。此溶液可由滴管小心滴入 0.05N 之 EDTA 標準液滴定之，以溶液之顏色變為清藍色時為止。由此滴定消耗標準液之容量可計算此兩種金屬離子之含量。

(三) 分析結果與討論：

1. 定量法之檢討

一般氯離子定量法，均以鉻酸鉀為指示劑，而以硝酸銀滴定氯離子，即稱謂 Mohr 法。此法如對含有微少的氯離子溶液定量時，反應終點的變色不甚靈敏不宜使用。

因此在本實驗時，採用 Dubsky 與 Trtilek 的硝酸汞 Diphenylcarbazone 的方法，即以 Diphenylcarbazone 與 Bromophenol blue 的混合液，為達調節酸度及指示滴定反應終點之雙重目的。

Diphenylcarbazone 為一種橘色結晶，溶於乙

醇中呈澄清的紅色溶液，當此溶液與汞離子反應時，可生成深藍色至紫色的複合物。

此種複合物之最大吸收光譜為 520m μ ，而且顏色穩定，時間可達到 30 分鐘之久。

其滴定原理，為當滴定開始時，酸性的氯離子與所加之硝酸汞即刻反應生成難解離的氯化汞。

此時溶液中尚無遊離之汞離子，即 Diphenylcarbazone 尚未與汞離子發生反應，故溶液仍呈澄清之紅色。

當加註硝酸汞，其容量超過溶液中氯離子當量時，由過量之硝酸汞所產生的遊離汞離子即與指示劑反應，其溶液顏色即變為深藍色，利用此原理就可計算溶液中所含之氯離子，此種顏色變化非常靈敏，可適用在含微少氯離子溶液之定量分析。

利用此法滴定氯離子時，影響其靈敏度最大的因素為溶液中之酸度，最適合的酸度範圍為 pH 3.0-3.5。調節此酸度可利用 Bromophenol blue 酸度指示劑。

2. 分析結果與討論

(1) 自民國 58 年 5 月起至 59 年 4 月止，採取鹿港與梧棲附近之空氣為樣品，加以分析，其含鹽量分為 NaCl 及 Mg 兩種。茲將各站之月平均值與風向風速等分佈情形分別列示如表一、二，圖 1、2 及圖 3；並且求出各方位氣象因素與含鹽量之相關係數。

表一 鹿港站含鹽量分析結果

May (mg)

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	9	326.33	44.49
NNW	2	66.00	15.34
SE	1	19.50	8.34
SSE	5	38.70	7.80
SSW	2	17.00	4.09
WNW	2	28.25	7.25
WSW	1	39.00	6.39
ENE	1	22.50	1.17
ESE	1	207.50	24.15
Av.		151.72	22.62

June

Wind	Day	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	13	433.15	38.83

NNW	1	297.50	37.28
SSW	3	77.16	8.11
SSE	7	54.92	7.11
ENE	2	13.00	0.50
ESE	1	32.50	10.41
WNW	1	25.50	6.15
WSW	2	64.00	9.12
Av.		225.20	21.73

July

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	2	421.50	56.50
NNW	4	139.00	14.48
SE	2	82.50	9.99
SSE	12	68.68	8.31
SSW	5	90.70	8.88
ESE	3	51.16	9.15
WNW	1	51.50	9.31
WSW	2	125.50	15.09
Av.		106.37	12.97

Aug.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NW	1	9.50	3.23
NNW	12	44.54	6.71
SSE	9	66.50	6.21
SSW	3	33.17	5.63
WNW	3	32.50	4.27
WSW	2	36.00	5.00
ESE	1	17.50	3.36
Av.		46.10	5.90

Sep.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	1	280.50	24.15
NW	1	10.50	4.94
NNE	14	1580.64	108.60
NNW	7	91.07	11.61
S	1	2518.50	185.99
SE	1	47.50	12.48
SSE	2	47.50	4.70
WNW	1	55.50	8.20
WSW	1	363.50	17.95
ENE	1	15.50	6.27

Av.		871.76	62.37
-----	--	--------	-------

Oct

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	2	394.50	39.39
NNE	29	1728.59	114.90
Av.		1642.51	110.04

Nov

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	1	412.50	54.31
NNE	25	2256.96	97.41
NW	1	173.50	16.00
ESE	1	177.50	18.92
Av.		2042.41	90.16

Dec

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	31	2708.24	161.14
Av.		2708.24	161.16

Jan.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	27	2584.88	163.83
Av.		2584.88	163.83

Feb.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	24	2344.62	157.43
ESE	4	173.52	140.97
Av.		2034.46	155.08

Mar.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NNE	31	1868.30	107.35
Av.		1868.30	107.35

Apr.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NE	3	64.83	11.18
NNE	25	1030.38	81.99

SE	1	312.50	28.89
WSW	2	223.50	8.89
ENE	1	163.50	19.53
Av.		827.21	66.18

表二 梧棲站含鹽量分析結果

May (mg)

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	3	9.50	2.71
NE	2	18.00	3.65
NNE	6	64.33	10.45
NNW	1	7.50	3.72
S	11	18.28	3.89
SSE	1	7.50	3.84
W	2	7.00	3.17
WNW	1	12.50	3.48
WSW	1	13.00	3.24
Av.		25.21	5.05

June

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	3	7.17	1.85
NE	3	11.17	1.67
NNE	10	56.60	6.69
NNW	1	15.50	4.93
S	5	11.30	3.00
SSE	4	9.75	3.02
W	1	1.50	1.29
WSW	2	5.50	2.45
ENE	1	7.50	0.56
Av.		25.67	3.87

July

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	2	8.00	2.25
NNE	3	14.17	2.55
NNW	1	22.50	4.57
NW	2	7.00	2.07
S	7	10.36	2.52
SE	1	20.50	3.36
SSE	6	7.85	2.21
SSW	3	17.50	3.15
W	2	13.50	3.12
WNW	2	52.50	6.10

WSW	1	3.50	1.65
Av.		14.10	2.82

Aug

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	2	6.00	0.99
NNN	5	5.70	0.87
NW	5	5.30	1.19
S	7	7.07	1.55
SSE	2	11.00	2.75
SW	2	15.50	0.87
WSW	2	4.50	1.41
WNW	3	30.17	1.33
Av.		9.18	1.26

Sep.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	2	168.00	5.93
NE	3	222.50	14.06
NNE	11	130.68	10.60
NW	3	18.17	1.90
NNW	3	13.17	2.22
S	3	5.83	0.45
SSE	1	20.50	1.65
SSW	2	41.00	3.90
W	1	8.50	0.32
WNW	1	9.50	1.89
Av.		89.13	6.53

Oct.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NE	20	124.45	9.75
NNE	9	441.83	26.58
SE	1	9.50	0.56
Av.		215.83	14.49

Nov.

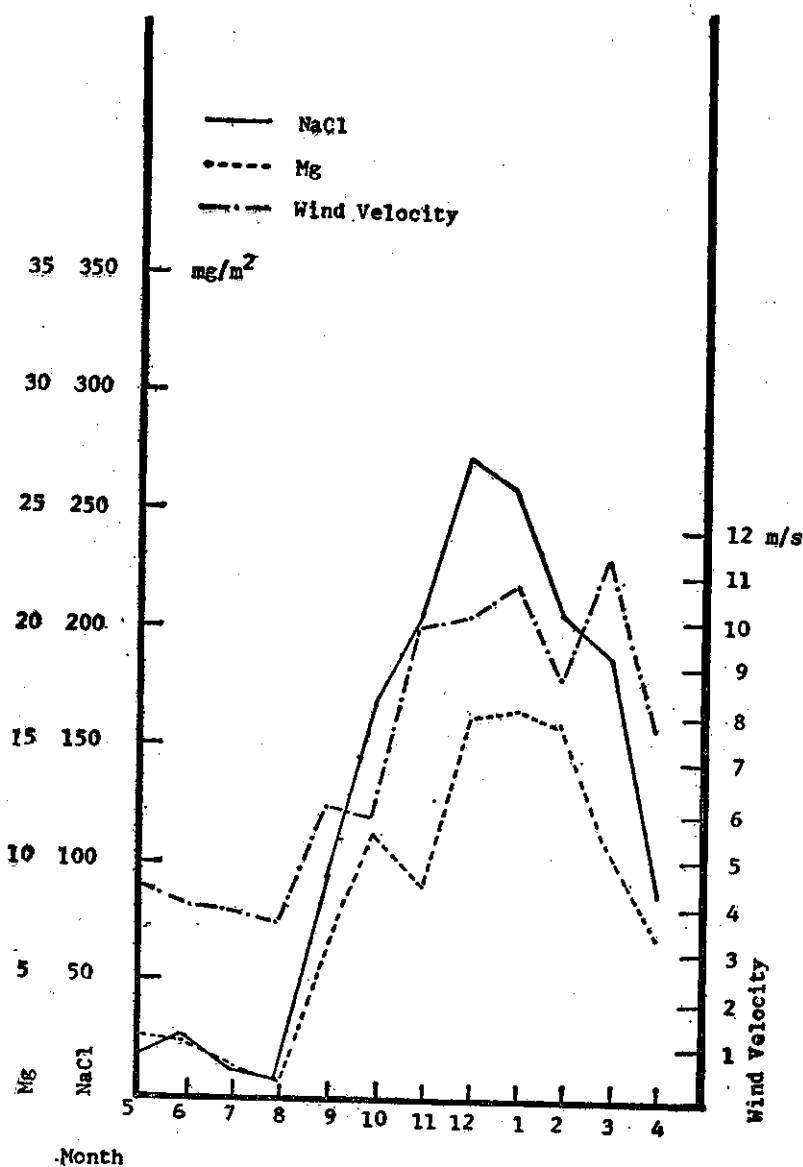
Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	1	607.50	59.78
NE	24	186.41	19.45
NNE	5	363.70	22.74
Av.		224.54	20.11

Dec.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NE	24	361.91	28.67
NNE	7	249.35	18.19
Av.		347.71	27.18

Jan.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NE	11	236.78	20.09
NNE	20	248.35	20.35
Av.		244.24	20.25



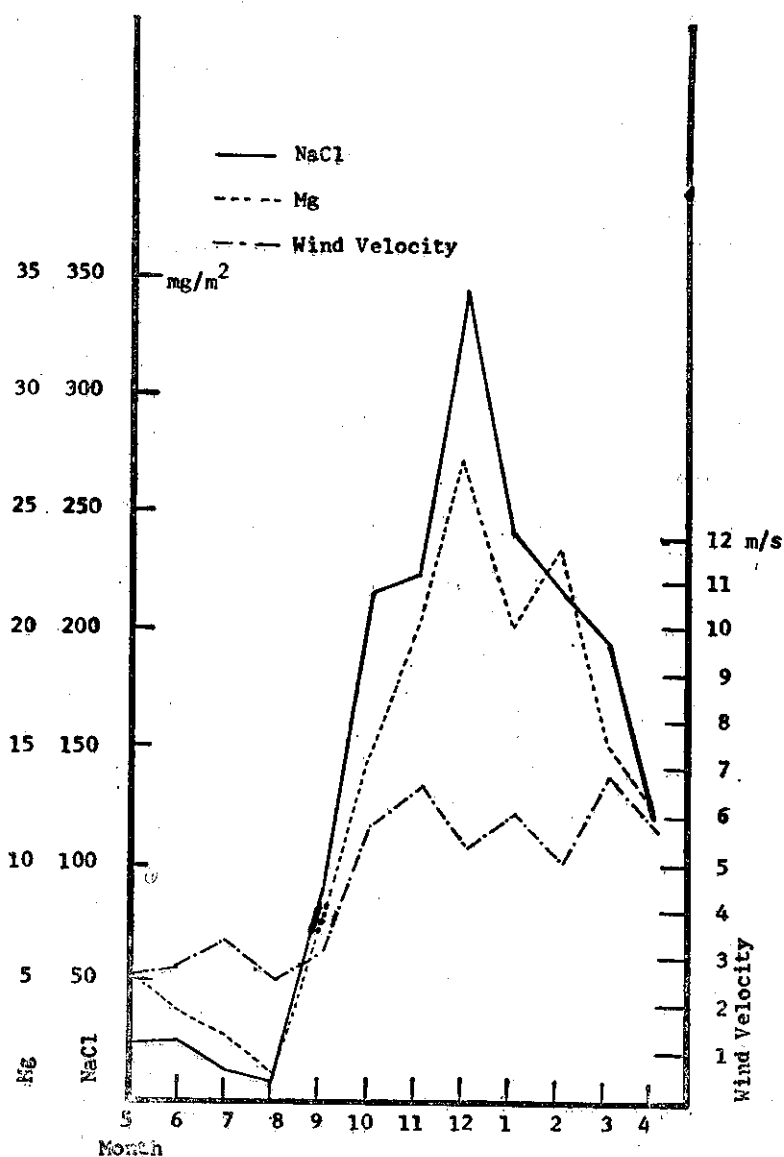
圖一 鹿港站含鹽量之月變化

Feb

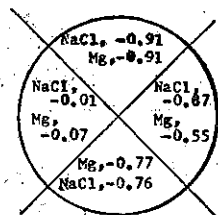
Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	1	39.50	12.84
NE	2	52.50	10.40
NNE	23	254.71	26.87
ESE	1	9.50	3.22
WNW	1	105.50	19.77
Av.		218.50	23.60

Mar.

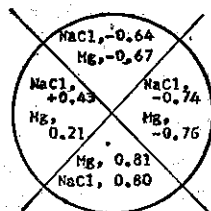
Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
N	2	123.50	11.99
NNE	29	199.15	15.49
Av.		196.21	15.27



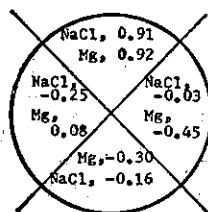
圖二 梧棲站含鹽量之月變化



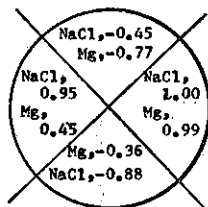
鹿港風向氣溫與
污染物之相關



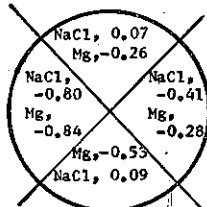
鹿港風向濕度與
污染物之相關



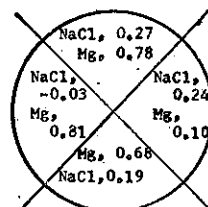
鹿港風向風速與
污染物之相關



梧棲風向氣溫與
污染物之相關



梧棲風向濕度與
污染物之相關



梧棲風向風速與
污染物之相關

圖三 鹿港梧棲含鹽量與氣象因素之連關。

Apr.

Wind	Days	NaCl/Day	Mg/Day
NE	1	47.50	18.56
NNE	24	109.25	12.55
S	1	222.50	28.28
SW	3	16.50	6.50
W	1	59.50	9.68
Av.		100.00	12.57

表三 鹿港站水平面與垂直面之比較實驗

11月 日	風 向	風 速	濕 度	NaCl 平面/No.1	No.2/No.1	Mg 平面/No.1	No.2/No.1
1—2	NNE	8.3	86	0.37	—	0.42	—
2—3	NNE	13.0	79	0.43	—	0.45	—
3—4	NNE	16.2	79	0.22	—	0.20	—
4—5	NNE	17.0	81	0.36	—	0.33	—
5—6	NNE	13.7	80	0.31	—	0.32	—
6—7	NNE	7.8	95	0.26	—	0.26	—
7—8	NNE	9.7	90	0.59	0.22	0.64	0.31
8—9	NNE	10.1	82	0.64	0.28	0.76	0.36
9—10	NNE	8.5	76	0.93	0.36	0.90	0.49
10—11	NNE	7.1	91	0.97	0.36	0.95	0.47

11—12	ESE	2.8	90	0.69	1.87	0.67	0.32
12—13	N	4.0	96	0.68	1.77	0.56	0.19
13—14	NW	3.8	89	0.92	0.42	0.65	0.92
14—15	NNE	3.0	94	0.75	0.33	0.93	0.59
15—16	NNE	4.8	93	0.19	0.24	0.28	0.34
16—17	NNE	13.6	92	0.70	0.21	0.45	0.29
17—18	NNE	16.1	84	0.59	0.14	0.62	0.23
18—19	NNE	9.2	92	0.65	0.25	0.59	0.29
19—20	NNE	9.5	94	0.96	0.42	0.90	0.57
20—21	NNE	12.9	91	0.68	—	0.65	—
22—23	NNE	14.0	90	0.31	0.15	0.33	0.20
23—24	NNE	16.1	88	0.48	0.18	0.49	0.21
24—25	NNE	17.2	81	0.35	0.53	0.34	0.09
25—26	NNE	12.3	85	0.75	0.27	0.71	0.37
28—29	NNE	9.9	86	0.54	0.16	0.54	0.19
29—30	NNE	17.3	81	0.60	0.24	0.66	0.29
30—1	NNE	9.0	89	0.76	0.23	0.51	0.19
平均				0.58	0.27	0.56	0.32

從上述各種圖表，可得到如下結論。

①兩地區季風均從十月開始至翌年三月間止，其風向為北北東風，此期間風速較其他時期為大，風中所含之鹽量也隨之增加，其相關係數可達到 0.9 以上，但季風期外 NaCl 增加率與 Mg 增加率却不成比例。

②偏西，南風時，濕度與含鹽量成正比，偏北，東風却成反比。

③氣溫與含鹽量均成反比。

④季風期外，即五月至九月間風向不定風速亦弱，相關之正確率較差。

(2)研考海風含鹽量對農作物之危害問題時，雖然垂直面方向之影響為重要因素之一，但水平方向及離海距離之遠近也有關係，為明瞭垂直面與水平面，或垂直面與距離間之關係，選定季風期間，即十一月間在鹿港站做比較實驗，實驗結果如圖表。在圖表中 No. 1 樣品為垂直面樣品，No. 2 樣品表示與 No. 1 同為垂直方面樣品，但遠離 No. 1 地點，即距離海岸大約 1.5 公里處所收集者。另於 No. 1 處所收集平面方面之樣品。

由此實驗結果顯示，均可以 No. 1 做標準。無論食鹽或鎂含量，平面垂直之比大約相同，即 0.58，0.56（平面之積鹽量略少），距離方面較有良好現象，即離 1.5 公里處之含鹽量僅為 No. 1 站（海岸站）含鹽量之 30 % 左右，在此表中風向除 11, 12, 13 三天各為 ESE, N, NW 其餘均為 NNE，而且此三天均風速較小，所測含鹽量亦不多，但 11, 12, 兩天 No. 2 站含鹽量反比 No. 1 站為大，雖然含鎂量不變，似同為東南東風是由陸地吹向海上所致，在空中儲積之鹽分，改風向時，較沿海為大，而鈉和鉀之溶解度大，鎂鹽等容易做結晶樣而降落，鈉較不易降落而漂浮在空中，所以改變風向時，鈉滯留於空中之含量比鎂鹽為大。

誌謝：本研究承農復會之資助，特此誌謝。

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、稿中引用之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、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 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臺灣省氣象局氣象學報社收。

（請參閱補充稿約）

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

氣象雷達在天氣預報上之利用法

—雷雨之雷達回波分析—

林 瑞 山

On the Use of Weather Radar to the Weather Forecasting

—Analysis of the Radar Echoes for Thunderstorm—

Ruey-shan Lin

Abstract

By definitions, a convective cloud does not become a thunderstorm until thunder is heard or lightning is seen, from precipitation echoes alone one cannot be absolutely certain that a given convective echo is a "thunderstorm". In this point, the author make a trial of the comparative study between the direct observation of lighting or peal and appropriate radar observations. Consequently, we knew that a thunderstorm existence is decided by the limitation of echoes intensity and it altitude. There are importance that we understand the radar scope interpretation of stable precipitation echoes and convective precipitation echoes before we analyze the thunderstorm echoes. And the author investigate the special charactor of thunderstorm echoes on eastern sea of Taiwan.

一 前 言

關於雷雨示波之分析，自古以來就有若干之研究報告。尤其是可自氣象雷達探測大氣中之各種降水回波以來，更能詳細分析短時間內之立體變化及其一般特性。我們熟知雷雨係一種對流性之激烈雷暴。如果由視覺能察看近處之閃電或雷聲現象，而且在雷達PPI電幕上顯出細胞狀降水回波時，明確地可斷定為雷雨。如果未能察覺有閃電或雷聲等現象時，其回波斷定為雷雨或否，實際有增加雷達觀測人員之困擾。筆者鑑於此觀點，首先說明雷達回波之判讀法及其生成的物理意義，調查本站所得回波，統計各月回波分佈狀態。然後再進一步與地面天氣圖（包括氣象衛星圖），雷雨報告資料對照比較研究，找出雷雨之一般特性並提高雷達觀測人員之觀測技術及預報人員之預報技術為目的。

二 降水回波之判讀法及物理的解釋

研究雷雨回波之一般特性以前，我們應該預先瞭

解顯示於雷達電幕上各種回波之形態及在大氣中所生成的物理意義始能進入正題，分析其一般特性。一般來說，雷達回波大致可分為氣象狀態之氣象回波及與氣象毫無關係之回波，即所謂氣象以外之回波。氣象回波係於大氣中所反映之現象，又大致可分為降水回波及非降水回波（例如電波異常傳播之回波、鬼波、海面回波、地形回波、飛機回波、船舶回波、烟回波、單形回波、碎屑回波、鳥昆蟲回波、砂塵回波、電波干擾回波等）。

由雨滴、雪片、雹、霰等之降水粒子所構成之回波叫做降水回波，可以說是雷達觀測之主要對象。在雷達電幕上所顯示之降水回波，由PPI或RHI觀測時，總是有各種各樣之空間分佈。在回波之配列、垂直構造、移動狀態上，如有共同特徵之系統回波時，我們可以看做一種回波系統（Echo system）。一個回波系統之範圍決定，當然依研究對象之氣象現象尺度而不同。一般認為預先著眼於中型尺度後，必要時可隨着觀測結果之利用目的，而擴展至較大之尺度。

這裏所謂之中型尺度 (Meso-scale)，在雷達氣象學上大致規定為數百公里，因這範圍已足夠顯示雷暴、颱風、龍捲風、颱風等之主要氣象現象。例如一般在溫帶或熱帶所出現之波型低氣壓回波，可分為若干之回波系統，即在低氣壓前面所形成之面狀回波較均勻，相當於颱風之雨蔭區 (Rain shield)。嚴格來說，因這部份之降雨狀態較其他部份稍複雜，可能有穩定性回波及對流性回波或者分不清之中間回波，故一般均以穩定性回波表示之。其他尚有如暖鋒附近之線狀回波，形成颱風之線狀回波，散在暖氣團內之細胞狀對流性回波等。這些尺度約在十至數百公里之範圍內，可以說是屬於中型尺度。如必要時又可着眼於這些回波系統之排列或移動狀態，更詳分為若干之回波系統。相反的，如這些回波系統看為一體時，即變為較大之所謂低氣壓回波系統也。

在 PPI 電幕上時常顯示直徑約 10 公里 (3~4 哩) 或以下之細胞狀回波。通常以單獨存在或者若干個成羣在一起。有時候存在於面狀回波內部，這可從雷達上之衰減器施衰減工作後由其形狀及強度上能判出細胞狀回波之存在。這種回波有對流活動之特性，與穩定性回波 (Continuous echoes) 有極大之差別，一般我們叫之為對流性回波 (Convective echoes)。總括而言，在雷達觀測方便上，降雨回波大別可分為穩定性回波與對流性回波之二大類。一個訓練有素的雷達觀測人員，尚能在電幕上清楚地從各種目標物回波中分別出降水回波，正如海面回波與輕微降水回波，或島嶼之槽化回波與強烈降水回波等，頗相類似。觀測人員雖然有上述熟練觀測技術，但對於穩定性降水回波與對流降水回波之各特性，尚需要更深地瞭解，始能分析出雷雨回波之真面目，茲述如下：

(A) 穩定性降水回波 (Stable precipitation echoes)

穩定性降水回波又叫做連續性降水回波 (Continuous precipitation echoes)，被認為降落於寬廣之面積上，而且短距離內強度變化很小之一種降水回波。用 PPI 電幕觀察時發現，連續降水強度，實際上不一定都是均勻的，其形態如有用刷子刷過的條紋，複雜的花紋，細小的斑點等。在大面積的連續性降水中也有強大的降水中心。因其降水強度一般較弱且高度較低，在 100 哩以外之穩定性降水回波，不能產生足夠強度的回波，且亦常常在地面線以下，故無法由雷達測出。雖然其降水面寬廣，但往往使觀測人員

認為僅限於雷達站附近有降水，範圍甚狹小之降水回波。穩定性降水回波，又正像輕度朦朧而無明確邊緣的一個區域。其原因有二，即①它的對流活動性甚微弱，其降雨過程在靜悄悄之中生成的，②假如有對流活動性，一定是在較高之地方所生成之降水粒子，降落途中受到風切之影響，顯示細胞狀構成爲朦朧而無明確邊緣的面狀回波。穩定性降水回波最有興趣的特點是在 7000-12000 呎高處有一層約 1000-2000 呎厚之強烈回波帶，又在這回波帶上方有長而傾斜的下垂回波帶。這種回波帶因與穩定降水有密切關係，茲將物理學觀念分別述之如下：

(1) 亮帶 (Bright band)

使用雷達 RHI 電幕垂直掃描時，往往在 0°C 線附近發現回波強度在很窄的一個帶中增加很快。這個窄帶叫做「亮帶」。它剛好在 0°C 層以下，其產生原因是①冰和水的雷達反射率由 [圖 2] 可知有不可。即凍結降水粒子在零度線 (融解高度線)，其反射率為 1，在融解高度下面 1000 呎處，反射率增加為 20，而到 1200 呎處，凍結粒子完全融解時，反射率又迅速地降低為 5。②由質量相同的雪片和雨滴的末速度之不同造成零度線上下粒子的濃度不同導致反射率之變化。③雪片開始融化時合併增長率的變化而影響反射率之變化。④粒子形狀引起的反射率變化等。由雷達觀察亮帶中心之位置時，因與雪片之降落情形有密切關係，故約在 0°C 下面 1200 呎以內的範圍。在亮帶之上方必須有較容易融化之雪片存在，這即為生成亮帶之必要條件。又因雪片之降落速度約 1-2 公里/小時，其附近若有強烈氣流時無法顯示明確亮帶。最旺盛雪雨有上昇下降氣流存在時又無法顯示亮帶，即穩定降水回波與對流性降水回波之一種判別標誌。

(2) 下垂回波帶 (Streamer)：

使用雷達之 RHI 掃過穩定性降水區時，可以看到長而傾斜的下垂回波帶，其頂部有很強的回波單體，隨着高度的降低回波帶的尾部變得愈來愈接近水平。降水帶頂上的回波單體是雪晶形成區，這些單體被叫做原始單體或原始元素 (Generating cells or generating elements)。在任何時候，原始單體差不多都出現在相同的高度上，因而這一高度被叫做發生層 (Generating level)。這是水晶在原始單體中形成後，水汽附着到水晶而釋放出的熱量所造成的對流，而對流又維持了原始單體的存在。

回波帶 (或雪尾) 的形狀決定於雪的降落速度和風的垂直分佈。今設 x 為雪尾平面內水平距離， z 為

垂直距離以原始單體為原點，向下為正。 v_g 為發生層上之風速， v_z 為雪尾上任意一點之風速，粒子之降落速度為 w 。這時其中任意一個質點之軌跡方程式是

$$\frac{dz}{dx} = \frac{w}{v_g - v_z}$$

今若設粒子之降落速度 w 為固定數值，風速隨着高度而成直線性的變化時， $v_g - v_z$ 可寫為 az (但 a 為常數)。上式積分後得軌跡方程式為

$$x = -\frac{az^2}{2w}$$

由上式可知，雪尾形成為拋物線狀。

(B) 對流性降水回波 (Convective precipitation echoes):

我們已瞭解穩定性降水回波之一般特性。雷達之應用雲物理之研究有了很大進展。雲物理學的主要興趣在於研究雲和降水的發展，消散和其他有關過程。由於雷達能够探測固態和液態之水份，特別是大大水滴和大水粒的存在，因而它在雲物理的研究中廣泛地被應用。本站氣象雷達係為美國製造最新式之 WSR-64 型氣象雷達。因所採用之波長為 10 公分，特別對於對流性降水之大質點效果鉅大。茲先述對流性降水之生長，持續時間，最後略述雷雨之一般特性。

降水之一個基本問題是確定「昇華——結合」作用和「凝結——結合」作用何者更為重要。前者假定先由水晶昇華增長，然後再由結合增長。雨滴通過暖區時融解，最後落到地面。後者則假定先由凝結增長到足夠大，再通過結合作用繼續增長。過去依據雷達氣象專家之研究結果，熱帶區域降水幾乎總是開始於雲的暖區，而不是冷區。雖然在雨強很大的積雨雲中，「昇華——結合」過程在降水形成中確實是起作用的，可是在一般海洋上的積雲降水過程中水晶並不是很重要的。在半乾旱地區，只有低於 -12°C 的雲才有降水回波，此係水晶在降水形成中起了重要的作用。又在非熱帶地區的暖濕空氣的積雲降水形成過程中，「凝結，——結合」過程起着重要的作用。形成降水前，積雲本身大小取決於上升氣流的速度。如果結合增長過程在昇華、凝結兩種情況都差不多，則在形成降水所需要的時間裡較大的上升氣流將產生較大的雲及降水回波。大積雨雲一般是一步一步發展的。一般要有幾個雲泡連續在一個地方發展，才能使雲頂到達平流層的底部。後面一個雲泡或雲塔是通過上一個雲泡留下的潮濕空氣上升的，因此儘管升流把周圍乾空氣帶入，其浮力減少得並不多，從而雲泡（或雲塔）能達到比前一個雲泡更高的高度，以致最後形成非常高的雲。

根據雷達觀測之經驗對流性回波單體的生長和消

散都是很快的。在幾分鐘內，回波外形變化很大。如果注意一塊回波，就會發現回波生長有兩種過程即①回波向外伸長，②新回波單體在原有的回波單體旁邊生長或二者合併。因在第二種過程，進行得很快，以致常常在很短的時間內已經不能認清原來的回波單體是否還存在。對流性回波之垂直高度之伸展較穩定性回波為高大，而其變化情況亦較迅速。由 RHI 觀測時能發現其回波頂有顯著的凹凸形態。在夏季之垂直生長率約在 200-880 呎，最高高度有達 60000 呎以上之紀錄。極強烈之對流性回波因受天線型式影響易引起高度之失真而較實際高度為高。單體對流性回波大多為數十哩，有時候單體存在，但一般以數個或多個集羣存在。如果自遠距離漸漸接近雷達站時集羣之對流性回波，似乎有發生導波分散現象，此因受天線波束之效果而失真所致，並不是降水區域實際有發生分散現象。相反的在遠距離分散之小單體回波漸漸接近時似乎有發生連結現象，此係因僅能看到頂部之小單體回波以後漸漸接近而顯示回波全貌所致，也並不是回波實際有發展之現象。對流性回波之邊緣輪廓本來是很明確的，如果進入衰弱期之對流性回波會變為朦朧而無明確的輪廓回波。有時候在其衰弱回波附近時常發生新的對流性回波。冷鋒或不穩定線通過時所形成之對流性回波，大部份都排成一條或數條之線狀回波而其移動狀況大致都有一定之規則，可以說在對流性回波裡佔最重要之型式。如果穩定性回波內夾雜對流性回波時可利用雷達衰減接收增益或等回波線裝置，即能分別出對流性回波之存在。調整等回波裝置或者衰減接收增益來分析 RHI 時，能發現鉛筆型之垂直強烈回波，這即表示回波之生成期或最旺盛之時期。但進入衰弱期之對流性回波，其頂部由尖狀逐漸擴展為平坦，而時常顯示亮帶現象。

(C) 雷雨回波

強烈對流性降水回波通常很容易和其他回波區別。在 PPI 上它們的回波特徵是接近於橢圓形，回波之強度及強度梯度都甚大。若使用 RHI 看它的特徵，回波之垂直範圍很大，在一個甚狹長之垂直柱裏回波強烈而且比較均勻。在對流性降水增長之初期，雖然按照理論不可能有亮帶之構成，亦從未出現過這現象，但在消散期，往往會出現亮帶。

根據定義，尚未聽到雷聲或看到閃電以前，對流性降水不能稱之為雷雨。僅根據降水回波，我們不能準確的認為對流性降水回波是屬於雷雨，但一般可以假定回波頂迅速地增長到某一高度以上之對流性回波

，可能是雷雨或者即將成為雷雨。關於雷雨回波之判斷，據 Louis J. Battan 之研究報告，回波頂迅速地增長到25000呎或30000呎以上之對流性回波，可能是雷雨或者即將成為雷雨。又據 Homer W. Hiser 之報告，在 PPI 電幕中如發現距離雷達站40哩或50哩以上有4-8哩以上直徑及相當大強度的回波時，通常判斷其為雷雨是正確的。假如回波距離少於40哩，則由遠處閃電或遠雷聲可以證明其為雷雨，電幕上任何距離中有時發現一些非常強烈的光塊，那可能就是雷雨。有時候這些強烈的雷雨光塊，安插在較大範圍微弱至中等強度的穩定性降水回波中間。RHI 電幕判別雷雨非常有用，每分鐘達1500-4000呎極端高的垂直發展率，這就是雷雨發展的最好證明。又回波在

溫暖季節或溫暖氣候中能擴展至結冰高度以上者，通常被判斷為雷雨。

我們已知生成穩定性降水及對流性降水之物理觀念，並已瞭解雷雨回波之判斷法。現利用這些降水回波之基本觀念，自下節起分析本省東部海面上所發生之雷雨回波分佈。

三 本省東部海面之雷雨回波特性

我們已知道對流性降水回波之主要特性是回波之高度及強度較其他回波強大，而雷雨回波屬於對流性之激烈回波。現在先把自去（五八）年八月起雷達修復完成後正式開始觀測迄今所得之回波資料，按月份分析其強度與高度，預先瞭解其回波之分佈情況。但回波之強度按照美國氣象局所規定之級數，即：

級 數	雷達報告之符號	估計降水	回波強度	理論上的降雨率 (吋/時)	反 射 性 (mm^2/m^3)
1 級	— —	非常輕微	非常微弱	<0.03	$<1 \times 10^2$
2 級	—	輕 微	微 弱	0.03-0.12	10^2-10^3
3 級		中 度	中 度	0.12-0.46	10^3-10^4
4 級	+	强 大	强 烈	0.46-1.75	10^4-10^5
5 級	++	非常强大	非常強烈	>1.75	$>10^5$

在58年8月份降水回波之平均高度大約位於15000-20000呎之間，平均強度之中心約在4級強度。這裏我們特別注意者，雖然最高高度沒有達到45000呎以上之觀測紀錄，但回波強度除了小數之3級回波以外，普遍地分佈於4級5級強度，這可證明尚有對流性降水回波成雷雨回波之存在。

9月份之回波與8月份比較，其回波分佈除了強度同稱地位於4級5級外，其高度有很大的差異。平均高度中心有二個，其一為4級強度之20000-25000呎之間，另一為5級強度之25000-35000呎之間。最高高度有5級強度之55000-60000呎之紀錄。可見9月份對流性回波之強度及高度較8月份強大且生成雷雨之機會較多。一般說，高度愈高其強度應該愈強烈。由〔圖4〕可知，自2級10000呎起至5級之35000呎止，形成為梯度每級約8500呎之增長率。以上8.9月份之回波，屬於對流性回波或者雷雨回波尚佔多數。

10月份之強度較分散分佈，即自1級強度至5級強度均存在。其強度在1-2級之高度位於5000-10000呎之間，3級強度約位於10000-15000呎，至4-5級時，伸到15000-25000呎之間。回波之分佈中心極減弱，即位於2級強度之5000-10000呎，這表示穩定性

降水回波多於對流性回波。但在3級處回波似乎有不顯明的分佈中心，其高度約在10000-20000呎之間。在4-5級強度之回波尚有45000呎高度，相反的1-2級強度回波也有若干5000呎以下之低回波。總括而言，10月份之回波將從對流性降水回波逐漸變成穩定性降水回波之變換時期也。

在11月份之回波分佈，其中心位於3級強度之10000-15000呎之間，而高度與強度之間沒有形成梯度關係。自1級強度至3級強度之間雖然稍有微弱之梯度約在5000-10000呎間之變化，但自4級強度至5級強度回波，反而降下高度構成對流性降水特性之反現象。由此可知，秋冬季節之對流性降水雖然永遠保持強烈回波，但從高度上看，不如6-8月份40000呎以上之對流性回波高度。

12月份之回波分析，可以說代表冬季之穩定性降水回波。其中心約在3級強度之5000-10000呎之間。在這裏我們特別注意者，沒有任何一個回波超過20000呎之高度，並沒有任何一個回波超過4級回波強度。這已表示大部份之回波，可能形成為穩定性降水回波，如果有對流性降水回波之存在，不可能形成像夏季之強烈強度及高度之回波。由此可知已談不上

有雷雨回波之存在。

1 月份之回波分佈與 12 月份極相似，其分佈中心同樣地位於 3 級強度之 5000-10000 呎之間，又任何一個回波沒有超過 5000 呎及 4 級強度之回波。高度方面很平均地，均在 1 級~4 級之 15000 呎以下，僅與 12 月份不同者，1 級強度次數稍增多而 4 級稍減少。當然這種回波分佈與 12 月份相同，不可能生成雷雨回波。

2 月份之回波分佈中心分裂為 2 級強度及 3 級強度之兩處，均在 5000-10000 呎之間。在 1 級強度之回波略在 5000 呎左右，2-3 級強度略上升為 5000-10000 呎之間，至 4 級強度時略形成微弱之梯度約在 10000-15000 呎之間。與 12 月份與 1 月份不同者，回波似乎有增長至 5 級強度之趨勢，但並不顯著。綜合而言尚未能構成雷雨之程度。

3 月份之回波分佈中心永遠位於 2 級強度之 5000-10000 呎處，未見有 25000 呎以上或 5 級強度回波。這很明顯的表示尚未發現有強烈的對流性降水回波。尤其是無論強度多少，其高度多佔於 5000-10000 呎之間，並無梯度之構成。

我們根據 4 月份之回波分佈，可以發現似乎與 11 月—3 月份之分佈有所不同者，其高度與強度均增大。雖然分佈中心很普通地分散在 2—3 級強度之 5000-10000 呎處，但過 3 級強度開始逐漸隨着強度之增強而高度又增高，形成爲很顯明的梯度。即在 3 級強度之前半尚保持 5000-10000 呎高度，自 3 級強度之後半開始，強度愈強高度愈高，自 10000 呎升至 35000 呎，這已表示有對流性降水回波之存在。是否有雷雨回波之構成，待於下節分析。但在這裏大概地可判斷生成雷雨之機會已增大。因為在 5 級強烈回波中，有若干回波已觀測出 40000 呎以上之高度。1 級強度回波普遍的減少而 5 級強度回波已有增至 45000-50000 呎之高度。

由 5 月份之回波分析可知，其分佈中心急速增長至 4 級強度之 20000-35000 呎間，一部份已升至 5 級強度，足夠生成對流性降水回波及雷雨回波之良好條件。全體回波分佈自 2 級強度之 5000 呎起至 5 級強度之 40000 呎，每級之平均梯度已達 12000 呎之斜度。雖然尚有低級強度低高度之微弱回波，但因這些微弱回波位於梯度線上，可以看作爲對流性降水回波發生初期之回波。在 5 級強度裏已有 55500 呎之觀測紀錄。

全年之回波裏對流性降水回波最顯著者爲 6 月份，它的分佈中心已到達能生成對流性降水回波或雷雨

回波之高度與強度，即在 4 級強度之 30000-35000 呎處。這裏特別注意者自分佈中心分爲兩條梯度，一爲 4 級強度至 3 級強度沒有構成梯度現象。這可能由於保持長久時間所發生的低氣壓或一部份颱風所帶來之對流性降水回波所致。因這些氣象現象所構成之回波均爲面狀回波，所觀測之對流性極穩定而保持它的繼續時間及強度，無法測出它的生長減弱情況。第二種原因可能是由依據圖表分類程度級數時其位置在 3 級與 4 級之界線上不明其級數，而所發生之現象。如果遇到這種情況時全部歸納於較高的級數，可能不會發生這平坦無梯度之不正常線狀。另一種是自分佈中心向左邊逐漸下降之正常梯度線。這正常梯度直線自 2 級強度之 10000 呎起至 5 級強度之 55000 呎止其每級之梯度率約爲 15000 呎，可謂梯度最大之月份。根據 6 月份地面觀測所得之雷雨次數佔最多之月份。

現在再進一步根據地面觀測所得之雷電紀錄與雷達觀測所得降水回波對照詳細分析其雷雨回波特性。自去(58)年 8 月份起迄今(59)年 6 月底止確實由視覺聽覺所觀測出之雷電閃光日數爲 8 月份之 3 天，9 月份之 5 天，11 月份之 1 天，3 月份之 1 天，4 月份之 3 天，5 月份之 5 天，6 月份之 11 天共計 29 天。根據這雷閃日，調查雷雨回波之強度及高度之最大數值製圖分析結果，其雷雨分佈中心位於 5 級強度之 35000-45000 呎處。由此可知，最保守之估計，在雷達 PPI 電幕上發現有 40000 呎之 5 級強度回波時，可斷定爲雷雨無誤。這可做爲雷雨觀測時判斷雷雨回波之依據。

四 地面天氣圖與雷雨回波之比較研究

我們已知道雷雨之一般特性及在本省東部海面上所發生之對流性降水或雷雨等之回波分佈狀態。茲根據實際有閃電及雷聲觀測之紀錄中，選擇較顯著之雷雨回波與地面天氣圖比較研究，詳細分析其特性，找出雷雨之預報法則。

(A) 58 年 8 月 2 日至 8 月 7 日間之雷雨。

根據測候所之雷雨報告，於 2 日 23 時，5 日 21 時 35 分—21 時 40 分及 7 日 21 時 45 分—22 時 15 分均有閃電或雷聲之記載。在這期間之天氣概況是自北緯 20 度東經 140 度附近起經巴士海峽至南海止形成一道赤道鋒輻合帶，在這赤道輻合帶上由若干之熱帶性低壓或貝帶、艾麗絲等颱風串聯成列低壓帶。經查回波之形態結果，已知 2 日之雷電係受巴士海峽及南海之熱帶性低氣壓所生成的對流性雷雨回波所致，其回波形態與副

熱帶高氣壓籠罩下所引起之雷雨回波完全一致。2日23時到雷聲及閃光後即開機觀測回波形態18分鐘（請參照〔圖15〕）確實由細胞狀回波（Cell echoes）形成線狀，其最大高度及強度到達5級強度之4600呎，可以說是最標準之回波形態。這時候筆者發生二個問題：①在這短短18分鐘內回波生長衰弱情況，因變化迅速無法獲知？②根據雷達氣象專家研究報告，在20哩以外之回波所發生之雷電無法覺察。本次回波之最短距離本站尚在30哩以外，為何能覺察雷電現象？。筆者再利用120哩範圍PPI，觀測回波20分鐘，已發現在本站沿海有3.5哩寬45哩長之線狀回波。其最短距離約5哩，已符合於見聞雷電之範圍條件。各個細胞回波變化極複雜，尚無法找出它的變化情況，但它所形成之直線狀態並無改變形態。再利用50哩範圍PPI查看38分鐘，其所形成之直線狀態更一目了然。至5日21時35分—21時40分之雷電係為赤道鋒之接近時所生成之對流性細胞狀回波由圖可知雷電可能由最靠近本站之單體細胞回波發生。7日21時45分—22時15分之雷電係受貝蒂颱風之先驅鋒線之對流性降水回波所致。如58年9月6日，12日等之雷雨均屬於這種回波，由細胞狀回波而構成飢線，其最高高度及強度各到達5級強度（42.6 N.M./57db）之48600呎及5級強度（42.6 N.M./51db）之49800呎。

(B) 59年4月17日至4月20日間之雷雨。

4月15日在日本東方海之副熱帶高氣壓，雖然緯度稍高即位於 40°N 160°E 但極旺盛，其尖楔已伸展到華南，而本省剛在這副熱帶高氣壓之南邊尖楔。至4月16日在華南之高壓尖楔減弱而移至日本本州南方沿海將與副熱帶高氣壓合併。這因自北平經漢口至貴陽之冷鋒接近所致。本省雖然位於副熱帶高氣壓之西面，但在本省東方海面生成一個低氣壓。尚至18日一低氣壓自長江口將出海至東海，而本省將受這低氣

壓所延伸之冷鋒影響。自這開始於18日13時38分—14時20分，17時28分—17時40分，19日14時54分—20日3時50分各發生雷聲電閃，可以說是本(59)年度之第一次春雷。這鋒面於19—20日通過本省。

根據18日10時15分之雷達觀測，在本省東部海面有一條線狀回波略向東移動，其最高高度已達到51000呎，強度為 $142^{\circ}/65.1\text{N.M.}$ (45db)之5級強度已達到雷雨之標準。但距離本站有65哩之遠，無法察覺雷電現象。另在本站沿海有一條較短之線狀回波，其最高高度為38800呎，強度為 $50^{\circ}/39.1\text{N.M.}$ (42db)之4級強度，可以說尚未達到雷雨標準。40分鐘後之11時55分再觀測時長線狀回波稍減弱，其最高高度及強度尚有45900呎之4級強度（ $139^{\circ}/70.4\text{N.M.}$ 39db）。但本站沿海之短線狀回波反而增大為46800呎之4級強度（ $71^{\circ}/25.1\text{N.M.}$ 45db）。從距離上來看時，已經自 39.1N.M. 移至 25.1N.M. ，接近了14哩。由此推測於13時38分—14時20分之雷電，可能由這回波增長而發生。18時觀測時成列顯明之兩條線狀回波雖然稍有逐漸衰減現象，但尚未脫離雷雨程度，於17時28分—17時40分尚可看到由靠近本站之線狀回波所備來的閃電。

鋒面之第一波動如此通過本省帶來了雷雨逐漸遠離本省後第二被動之主鋒面於19日13時58分觀測降水回波時，東北方沿海已出現由細胞形成之線狀回波最靠近本站之最強最高之回波為 $75^{\circ}/51\text{N.M.}$ 處之16000呎3級回波，尚未發生雷電。自19日14時54分開始至20日3時50分止不斷地發生閃電與雷聲。16時56分觀測時已出現明顯的細胞線狀回波，其南端之面狀回波通過本站已有四分之三。茲自19日13時58分起至20日8時止共計觀測8次，其回波特性及發生雷電情形列表於后：

雷達觀測時間	最靠近本站之強烈回波	其他50N.M.內之強烈回波	發 現 雷 電 時 間	備 註
	方向°/距離(N.M.)強度	(db) 級數, 高度(呎)		
19-0558Z	$75^{\circ}/0.33$ (3) 16000	無	尚未發生雷電	雷雨生長中
19-0856Z	$157^{\circ}/16.48$ (4) 35000	無	0654Z 開始發生雷電於SSW 0751Z—0950Z轉為NNE	①開始發生SSW於方雷雨，因在本省山脈內，故無法由本站雷達測出。 ②由觀測之資料事實，強烈回波均在東北方與雷雨報告相符。
19-1108Z	$138^{\circ}/17.57$ (5) 46500	$70^{\circ}/24.51$ (5) 16400	0950Z 轉為SE	自0950Z起至雷雨均由最靠近本站之強烈回波所發生與地面觀測相符。

19-1201Z	153°/20 60 (5) 43200	無	SE 方有雷電	雷電由 153°/20N.M 處發出地面觀測相符。
19-1425Z	162°/25 51 (5) 42800	72°/32 42 (4) 22400 188°/33 51 (5) 22300 188°/46 42 (4) 32600	SE 方有雷電	雷電由 162°/25 處發出與地面觀測相符。
19-1506Z	155°/22 54 (5) 45000	68°/47 45 (5) 29500	SE 方有雷電	雷電由 155°/22 處發出與地面觀測相符。
19-1800Z	136°/15 48 (4) 18600	110°/29 51 (5) 29500 79°/47 48 (5) 35000		可能由 110°/29 發出之雷電因 136°/15 處之回波已衰弱
19-2100Z	144°/30 33 (3)	無	1900Z 起雷電停止	144°/30 之回波已不算為雷雨。
20-0000Z	117°/42 48 (5) 46700	無	已無發生雷電	回波距離本站在 42 N.M 以上，雖然地面觀測已無法測出雷電現象，但由雷達觀測尚可判斷為雷雨回波。

由上表我們已知道地面觀測所得之雷電現象與雷達觀測所顯示回波之雷雨分析完全一致。雖然在地面觀測已無法測出雷電現象，但氣象雷達尚可測得雷雨之行踪。

為了觀測風切的影響可以在 RHI 電幕中作估計。由於風之作用，雷雨回波經常是傾斜的。風隨高度增加之情況，上升空氣之水平動量決定於由回波底上升空氣之動量和從回波側進入空氣之動量，這樣上升空氣之水平動量在任何高度上都比四周空氣之動量小，因此回波中水平運動之切變就會比周圍的小。同樣可以解釋回波內有下沉氣流之情況，這時低層回波內空氣之動量比周圍大，因此回波內風速垂直切變也比周圍空氣為小。筆者在這次雷雨中由 RHI 在不同方向之回波下獲得受西南氣流影響所產生之風切現象，其作用高度平均在2000呎以下。本地因位於低緯度故

20000 呎以上之高空回波形成垂直並未因西風帶之影響而發生風切。

(C)59年5月2日至7日間之雷雨。

根據 5 月 2 日上午 8 時之地面天氣分析，本省在太平洋之副熱帶高氣壓籠罩之下天氣良好。但自黃海之低氣壓中心向西南延伸經東清至華南沿海之冷鋒逐漸接近本省，於 4 日通過第一波動後副熱帶高氣壓又向本省伸展，於 7 日冷鋒之主波南下，帶來了 2 日 19 時 40 分—3 日 0 時 20 分，3 日 17 時 55 分—22 時 15 分，4 日 17 時 16 分—20 時，6 日 20 時 48 分 7 日—5 時等發現雷電現象。前段之雷雨係受副熱帶高氣壓之所發生之所謂熱雷回波，關於這一點在 6 月份雷雨詳細述之。後段之雷雨係冷鋒通過時之冷鋒雷雨，這已在 (B) 節述過，茲僅分析雷鳴閃電期間之回波接近情形，比較於后表：

雷達觀測時間	最靠近本站之強烈回波	其他 50N.M 內之強烈回波	發現雷電時間	備註
	方向°/距離 (N.M) 強度	(db) 級數, 高度 (呎)		
02-1152Z	24°/37.8 39 (4) 25000	191°/38.9 48 (5) 38800	1140Z 在 S 方發現有閃電	24°/37.8N.M 之回波可能尚未達到雷雨 (不過高) 程度，所看到閃電者可能由 191°/38.9N.M 之回波發出。
02-1450Z	33°/21.8 54 (5) 30000	190°/30.5 51 (5) 33500	1220Z 在 N 方發現有雷電 1430Z 在 NE 方發現有雷電 1620Z 在 NE 方發現有雷電	雷電轉由 N 方 33°/21.8N.M 處發出。
02-1802Z	39°/50 48 (5) 39400	無	無雷電現象	最靠近本站之雷雨已距離 50 N.M 無法看出 39°/50N.M 處之雷電。
02-2104Z	36°/51 39 (4) 26400	無	無雷電現象	雷雨一時遠離本站。
02-2315Z	38°/27 48 (4) 24700	174°/43 39 (4) 18700	無雷電現象	38°/27N.M 處之回波不過高。
03-0003Z	50°/17 54 (5) 18400	163°/31 48 (4) 25400	無雷電現象	50°/17N.M 處之回波不過高。

03-0216Z	69°/20 51 (4) 25200	123°/28 39 (4) 24700	無雷電現象	69°/20N.M處之回波不過高亦不過強。
03-0303Z	56°/29 45 (4) 17600	92°/29 30 (3) 11600	無雷電現象	56°/29N.M處之回波不過高亦不過強全體回波之高度及強度普遍減弱，又逐漸遠離本站。
03-0500Z	66°/42.7 45 (4) 35700	無	無雷電現象	66°/42.7N.M處回波太遠，不過強。
03-0554Z	59°/33.7 42 (4) 20000	無	無雷電現象	59°/33.7N.M處回波不過強，不過高。
03-0800Z	64°/21.7 48 (4) 24100	50°/48.8 39 (4) 41400	無雷電現象	64°/21.7N.M處回波不過強，不過高。
03-0901Z	67°/24.8 51 (5) 44800	無	0935Z開始在ENE方有雷電	67°/24.8N.M處回波已生成為雷雨。
03-1153Z	178°/35 48 (5) 37200	189°/41 24 (2) 41800 61°/44 48 (5) 40600	SE方有雷電	雷電轉由SSE方178°/35N.M處發出。
03-1458Z	138°/22 48 (4) 30000	100°/29 48 (4) 36500 186°/45 45 (5) 27600	1415Z 停止雷電	138°/22N.M處之回波已減弱不過強，不過高。
03-1654Z	158°/30 48 (4) 29500	無	無雷電現象	158°/30N.M處回波太遠不過高，不過強。
03-1808Z	099°/34 48 (5) 30300	無	無雷電現象	99°/34N.M處回波太遠。
03-2005Z	149°/31 51 (5) 34400	無	無雷電現象	149°/31N.M處回波太遠。
03-2103Z	134°/33 54 (5) 41000	無	無雷電現象	134°/33N.M處回波達到雷雨標準，但太遠。
03-2257Z	104°/32 54 (5) 32400	無	無雷電現象	104°/32N.M處回波過強，不過高太遠。
03-2355Z	159°/38 45 (4) 35000	無	無雷電現象	159°/38N.M處回波太遠，不過強不過高。
04-0558Z	183°/41 45 (4) 19800	71°/46 39 (4) 26600	無雷電現象	183°/41N.M處回波太遠，不過強，不過高。
04-0900Z	67°/15 51 (4) 43600	179°/20 45 (4) 35200 184°/35 33 (3) 41200	0916Z在NE方有雷電	67°/15N.M處之回波已生成為雷雨。
04-1105Z	94°/27 30 (3) 33600	150°/42 24 (2) 29700	1100Z 雷電停止	各處回波已減弱，變成爲一般對流性回波。
04-1159Z	29°/25 27 (2) 32800	189°/27 45 (4) 22800	無雷電現象	29°/25N.M處之回波不過強。
04-1409Z	125°/17 51 (5) 28000	無	無雷電現象	125°/17N.M處之回波不過高。
04-1502Z	108°/19 54 (5) 2220	無	無雷電現象	108°/19N.M處之回波不過高。
04-1715Z	147°/24.6 24 (2) 23800	92°/26.7 48 (4) 18700	無雷電現象	147°/24.6N.M處之回波不過高，不過強。
04-1801Z	138°/23.2 54 (5) 32000	86°/26.8 45 (4) 12700 80°/44.4 45 (4) 21600	無雷電現象	138°/23.2N.M處之回波，不過高。
04-1958Z	81°/26.7 48 (5) 22100	無	無雷電現象	81°/26.7N.M處之回波不過高。
04-2051Z	120°/22.8 54 (5) 18000	無	無雷電現象	120°/22.8N.M處之回波不過高。
06-1100Z	50°/45.5 39 (4) 21600	無	無雷電現象	50°/45.5N.M處之回波不過高，不過強，太遠。

06-1158Z	87°/27.6 48 (4) 14700	無	無雷電現象	87°/27.6N.M 處遠之回波不過高，不過強，太遠。
06-1401Z	156°/19.7 57 (5) 19200	44°/49.2 45 (5) 26400	1248Z在S方開始雷電	是否 156°/19.7N.M 處回波所發出之雷電需要查證。
06-1457Z	153°/20.7 60 (5) 28200	56°/30 51 (5) 27500 175°/34.1 54 (5) 27200	有雷電現象	153°/20.7N.M 處回波發出。
06-1731Z	56°/27 51 (5) 35600	125°/32 54 (5) 34400	有雷電現象	56°/27N.M處回波發出。
06-1804Z	123°/30 48 (4) 37500	63°/37 48 (5) 42000	有雷電現象	123°/30N.M 或 52°/37N.M 處回波發出。
06-2001Z	131°/34 36 (3) 34200	63°/42 48 (5) 34700	已於1950Z雷電停止	131°/33N.M 處回波不過強，太遠。
06-2100Z	69°/37 48 (5) 38000	138°/38 48 (5) 40300	無雷電現象	69°/37N.M 及 138°/38N.M 處之回波已太遠。

由上表可知確實發生雷電，須要有5級強度平均距離26哩以內，平均高度38200呎以上之回波為必要條件，始能聽到雷聲。閃電之觀測距離可能延長至40哩。在本次雷雨觀測中，使用 RHI 之衰減措施獲得細胞狀及面狀對流性雷雨回波之垂直構造可知單體細胞狀回波之頂端均形成為尖筆型，而最強部份位於中心軸之核心部份。亦可知其強烈部份不一定在地面附近，依各回波之構造而不同。

(D) 59年6月份全月之雷雨

6月份可以說全年當中雷雨最旺盛之月份。關於

鋒面通過前後所發生之雷雨我們已詳細述過。根據6月份之地面天氣圖分析天氣概況，前半月之小部份除了冷鋒通過之情況以多大部份均在本省東部沿海生成熱帶性低氣壓或低氣壓。自19日起至月底，雖然在副熱帶高氣壓籠罩之下天氣良好，但每日下午總是有雷電之紀錄。在這兩種情況下之雷雨有何區別，或與前所述之冷鋒通過之情況有否不同，實有詳細研究之必要。筆者茲根據雷達觀測統計最靠近本站之所有回波資料，與實際發生雷電之雷雨觀測資料——比較分析，探究雷雨特性及預報法則。

雷達觀測時間	最靠近本站之回波特性	50N.M以內之回波特性	發生雷電情況	天氣概況	備註
	方向°/距離(N.M)強度	(db) 級數高度(呎)			
07-0202 Z	66°/66 39(4) 45000			7日低氣壓遠離本省，但本省在低壓帶內	
07-0300 Z	79°/69 36(4) 43900				
07-0459 Z	31°/40 36(4) 12000				
07-0557 Z	106°/80 30(4) 35800				
07-0821 Z	46°/12 45(3) 16800		0701Z-0800Z 雨量 0.7mm 無雷電現象		雖然尚未發現雷電本站已有下 0.7mm。
07-0902 Z	35°/25 48(4) 33800				
07-1057 Z	48°/17.8 51(4) 16400	155°/23.6 51(5) 36000 183°/47.6 48(5) 41500			回波增強。
07-1157 Z	167°/35.6 48(5) 38200				
07-1359 Z	35°/28.8 48(5) 12600		1325Z 在 NE 方有閃電		可能不是 35°/28.8N.M處閃電，原因不明。
07-1454 Z	46°/23.7 45(4) 14000	133°/24.3 48(4) 50800	有閃電		閃電由 138°/24.3N.M處發出。
07-1704 Z	121°/26 48(4) 31800		有閃電		閃電由 121°/26N.M處發出。

07-1803 Z	68°/35 48(5) 42200		有閃電	閃電由68°/35N.M處發出。
07-1956 Z	122°/36 45(4) 41600		1954Z 轉由 E方有閃電	○電由 122°/36N.M處發出。
07-2103 Z	116°/34 36(3) 29200		閃電已於 2010Z 停止	116°/34N M 處之同波不算爲雷雨。
07-2257 Z	68°/19 51(4) 21300	101°/38 51(5) 38000		
07-2356 Z	128°/22 51(4) 25000	75°/44 48(5) 49600		
08-0222 Z	127°/33 45(4) 35300			8 日本省尚在低壓帶
08-0259 Z	98°/45 33(3) 31600			
08-0458 Z	42°/53.2 33(3) 30300			
08-0554 Z	24°/22.9 39(3) 16000	155°/32.6 39(4) 11400 124°/34.6 42(4) 11200 0712Z-0740Z 有陣雨	0656Z-0700Z 有陣雨無雷電 0700Z-0712Z 有雨無雷電	
08-0815 Z	47°/24.4 42(4) 29800	0732Z-0749Z 在 NE 方有雷聲 0740Z-0806Z 有雨 0749Z-0854Z 在 NE 方有雷聲閃電		由47°/24.4N.M處同波。發出雷聲。可能不是由 25°/31.8 N.M處發出。
08-1058 Z	143°/19 54(5) 40300		0854Z-1015Z在 W 方有雷電	雷電由 143°/19N.M處發出。
08-1200 Z	122°/11 60(5) 39000		1015Z-1020Z在 NE 方轉 E 方有雷電	雷電由 122°/11N.M處發出。
08-1400 Z	152°/18 60(5) 43000		1020Z-1320Z在 E 方有閃電自 1320Z 閃電停止	雷電由 152°/18N.M處發出。
08-1500 Z	111°/10 60(5)			雷電由 111°/10N.M處發出。
08-1700 Z	92°/13 51(4) 33700		1632Z 雨停止	92°/13N.M處之同波已不成爲雷雨。
08-1800 Z	92°/13 54(4) 33700			
08-2000 Z	47°/37 45(4) 12000			
08-2100 Z	141°/15 51(4) 22600	74°/15 48(4) 20600		
08-2259 Z	112°/29 33(3) 3500			
08-2351 Z	126°/16.2 48(4) 9600	67°/19.6 45(4) 10200		
09-0205 Z	64°/24.2 51(5) 35800	174°/29.7 48(4) 32500		9 日本省在低壓帶內
	43°/33.5 48(5) 29300	174°/35.8 51(5) 44200		
09-0457 Z	146°/12 60(5) 50000	176°/36 48(5) 44100		
09-0556 Z	181°/15 51(4)			
09-0756 Z	24°/19 51(4) 32300	160°/34 45(4) 28900		
09-0858 Z	109°/18 51(4) 23400	41°/24 39(3) 24900		
09-1104 Z	129°/17 51(4) 25500	27°/35 27(2) 19200 157°/36 48(5) 30200 133°/28 45(4) 23600	1118Z 開始下雨	
09-1202 Z	91°/18 42(3) 28300			
09-1358 Z	169°/25 51(5) 23800		1335Z 在 S 方有閃電	閃電由 169°/25N.M處同波發出。
09-1500 Z	153°/22 48(4) 16000			

09-1652 Z	63°/17.5 63(5)	30400	32°/46.3 42(4)	19600	1545Z 在 NNE 方有閃電	閃電由 63°/17.5N.M 處回波發出。
09-1758 Z	156°/25.9 57(5)	21800	39°/37.1 51(5)	28000	閃電在1545Z 以 後停止	
			177°/43.5 48(5)	47700		
09-1950 Z	53°/22.6 57(5)	39000	159°/25.8 57(5)	37800		
			33°/35.1 54(5)	30200		
09-2057 Z	43°/19.8 54(5)	18300	189°/39.3 51(5)	53800		
			26°/43.7 45(4)	26700		
09-2300 Z	46°/17 51(4)	15400	185°/39 45(4)	20800		
09-2359 Z	177°/19 48(4)	28300	46°/22 51(4)	23000	2340Z 雨停	

7日8日9日，本省在低氣壓帶裏所統計之雷雨回波，強度，均為5級強度，其平均高度約36800呎與(C)節之冷鋒通過時之結果大致符合。雷電之觀測距離為22哩，閃電之觀測距離可能延長至35哩，這與冷鋒通過時之26哩與40哩很接近。在這裏我們特別注意者，因在低壓帶內所發生之對流性降水回波，由於氣流之不穩定，回波略形成於本省東部沿海，其移動方向變化多端，有時候滯留於本省東部沿海。這時候觀測雷電現象之機會較多。

當12日—17日之間，在本省東方海面頻繁地發生低氣壓或熱帶性低氣壓，其高度與強度已達到雷雨之標準。但因其回波均在東方海面上離本省甚遠，以致無雷電之觀測紀錄。

本(6)月份雷雨中，於19日~30日間所發生之熱雷，可以說是最主要之角色。即太平洋之副熱帶高氣壓向西或西南伸展，帶來了濕氣團侵入本省。一般在上午天氣良好，至下午以後由於地面上的氣溫上升生成積雲後，逐漸發達為積雨雲作成雷雨。因熱雷雨之生長，衰弱甚迅速，故根據雷雨報告內之發生雷電，時刻，再分析其回波特性。

[19日1149Z-1845Z之熱雷雨]：

根據19-1055Z之雷達觀測圖在182°/115.4N.M.處發生槽化現象(Ducting)，這已表示南邊有逆溫層之存在。其他地方僅有若干之單體細胞狀回波散見第一象限內，氣溫高天氣甚良好。我們特別注意者，為

36°/24.2N.M.處之細胞回波發展。其強度與高度雖然為51db(5)/22800呎，成為雷雨之趨勢甚大。在19-1158Z觀測時36°/24.2N.M.處之細胞已移至25°/21.1N.M.呎，而生長為51db(5)/44200呎。可見其移動速度為5N.M./h，高度之延長率為20000/h呎，已達到雷雨之標準，以19-1149Z看到來自25°/21.1N.M.處回波之閃電。19-1356Z觀測時，其回波移至38°/41.1N.M.再發展至51db(5)48800呎，其伸長率減至約2300呎/h。19-1452Z觀測時，其回波變為39°/25.7N.M.處之54db(5)/40800呎，強度不變而高度遞減率為8600呎/h。19-1701Z觀測時，移至37°/17N.M.逐漸接近本站，其強度及高度為60db(5)/41400呎。19-1759Z觀測法時，移至32°/35N.M.而強度及高度減弱為39db(4)/34200呎至19-1958Z時完全消失。
[6月20日—6月27日間之熱雷雨]：

在這期間內所發生之雷雨均屬於內陸受高氣溫所產生之熱雷雨。本站雷達位於花蓮海邊，對於內陸所發生之熱雷雨，因西面有3000公尺以上之臺灣中央山脈及南面有臺東山脈，以致受阻無法觀測，故在這期間所得之雷達回波觀測資料不能與地面觀測所得之雷雨報告對照比較分析。唯一的辦法，僅靠臺灣中央山脈與臺東山脈之間之山谷，如果有雷雨之回波，可作為參考資料來推測。雖然這地方佔本省山脈面積之小部份，有時候可推測山地內有否雷雨之依據。

雷達觀測 日期及時間	出現陸上之降水回波			雷 雨 出 現 狀 況
	位 置	強 度	高 度	
20-0554 Z 21-0456 Z	199°/73.2N.M	24db(3)	30900 呎	19-1149Z~19-1950Z 無雨 (N) (NNE) T (SE) 20-0508Z~20-0515Z 無雨 T (NW) 21-0610Z~21-0650Z 無雨

21-0558 Z				T (SSE) 21-0942Z~21-1000Z
21-0755 Z				• 21-1415Z~21-1440Z 雨量 0.8mm
22-0558 Z	210°/79N.M	18db (2)	33800 呎	23-1140Z~23-1205Z 無雨 <(WNW)
26-0459 Z	202°/82N.M	18db (2)	22800 呎	T (NNW) 260649Z~260750Z
26-0601 Z	211°/74N.M	24db (3)	39900 呎	
26-0902 Z	193°/44N.M	27db (3)	21600 呎	• 26-0824Z...26-0826Z
26-1056 Z	192°/24N.M	30db (2)	24900 呎	• 26-1135Z~26-1250Z
26-1201 Z	192°/23N.M	24db (2)	21000 呎	36-1205Z~26-1530Z <(N) T 26-1440Z~26-1520Z 雨量 7.5mm
27-0503 Z	210°/66N.M	18db (2)	27000 呎	
27-0557 Z				
27-0756 Z	207°/78N.M	24db (3)	30800 呎	27-1450Z~27-1520Z <(N)
27-1703 Z				

由上面對照表可知平常很少測出之本站西南方，如果有出現陸上降水回波時，可以代表山地有降陣雨或雷雨。因臺灣中央山脈與臺東山脈間之山谷，地形複雜可能有山峯擋阻，故在這地方能測出回波須有20000呎以上之降水回波始能顯出。這時候最好利用雷達天線仰角拾至數度觀測山地之回波情況，像這種熱雷雨與其他雷雨稍有不同，大部份於上午天氣晴朗，至下午以後開始迅速地發展，消失又快，其繼續時間又短，可以說能代表雷雨之一般特性。

五 結 論

筆者已從物理觀念考察降水回波之各種現象並述各種回波顯示於雷達電幕上之判讀法。根據自58年8月起至59年6月止預先統計各月之回波分析狀態後，本站雷達所得之雷雨回波資料，與地面觀測雷雨報告比較研究，已獲得下列之結論。

(1)經統計結果，最保守之估計在雷達PPI及RHI電幕上發現有40000呎高5級強度之回波時，可斷定為雷雨無誤。

(2)雷雨之發生以6月份最多，全年當中以5-9月份為雷雨季節，4月及10月份為對流性降水轉變穩定性降水之交替季節。11月—3月份之回波，因其分佈均未超過30000, 15000, 20000呎之紀錄，故不可能生成為雷雨。

(3)根據雷雨回波與天氣圖分析結果，雷雨型式可分為「氣團性雷雨」，「鋒面雷雨」，「線性雷雨」。

(4)本省東方近海，巴士海峽及南海有熱帶性低氣壓或颱風時，容易發生線性雷雨。其最高高度及強度有測到5級49800呎之紀錄。

(5)冷鋒通過本省時又能引起冷鋒性雷雨之產生。尤其是冷鋒滯留於本省時，其雷雨繼續時間隨這延長，在這種情形下利用雷達分析雷雨回波最為實用。其最高高度及強度有測到5級51000呎之紀錄。

(6)太平洋之副熱帶高氣壓向西或西南伸展侵入本省時，在上午天氣良好，至下午以後容易產生所謂帶有熱雷之氣團性雷雨。但因回波之變化迅速並且產生於山地雷雨佔多，這時候已發現利用雷達天線拾至數度分析山地回波之分佈情形，作為雷雨預報之參考。

(7)一般在成熟之雷雨，由於風之作用經常形成為風切現象。對流性降水或雷雨之面狀回波如果經施強度之衰減工作，我們已發現仍由若干之細胞狀回波成羣構成。

(8)雷聲及閃電，根據雷達觀測及地面雷電觀測比較分析結果，已知雷聲之有感最遠距離約為22-26哩以內，而閃電之可視最遠距離約為35-40哩以內。

參 考 文 獻

- (1) 臺灣省氣象局花蓮測候所雷雨報告 (58年8月份-59年6月份)。
- (2) 臺灣省氣象局花蓮雷達觀測站雷達回波資料。58年8月份-59年6月份)。
- (3) H. R. Byers and R. R. Broham, Jr., (1949): The Thunderstorm (Washington, D. C.:

Government Printing office).

- (4) Donaldson, R. L. (1958): Analysis of Severe Convective Observed by Radar. *J. Meteor.*, pp 40-50.
- (5) Leach, W. (1957): Observed Characteristics of Convective Cell band. *Proc. 6th Weather Radar Conf.*, p 151.
- (6) Richard, J. R. and Prantner, G. D. (1960): A study of the Physical Conditions Leading to an Outbreak of Severe Convective Activity.
- (7) Donaldson, R. J. JR. (1964): Improvement in Accuracy of Thunderstorm Echo Top Measurement, *Proc. 11th Weather Radar Conf.* p 288-291.
- (8) Chisholm, A. J. (1966): Small-scale Radar Structure of Alberta Hailstorms. *Proc. 12th Weather Radar Conf.* p. 339.



民國五十九年北太平洋西部颱風概述

研究室

A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year 1970 Research section

Abstract

Twenty-six storms developed in the western portion of North-Pacific during 1970, but only thirteen reaching typhoon intensity. This compared with a normal of 27.7 with tropical storms and 18.2 in typhoon category during the past twenty-three years. That means tropical disturbance was less active in this year especially in the period before the end of July.

Only one tropical storm named Fran in September influenced this island. However, heavy torrential rains accompanied with this storm and caused quite amount of damages which was estimated to about 1.2 billions N. T. dollars.

一、總 論

(一) 本年內颱風發生之次數與侵臺之次數

民國五十九年(1970)(以下簡稱本年)在北太平洋西部發生之颱風共有26次,內中有一次未予命名。在此26次中,屬於熱帶風暴(即輕度颱風)(中心附近最大風速在每秒17至31.5公尺或每時34至63哩)者計13次,適為總數之半,遠較往年為高。本年發生之颱風雖有26次,但由於逼近臺灣,預期有侵襲可能而由本局發佈警報者有3次,其中8月份之魏達(Wilda)僅發海上警報,其餘兩次發佈海上陸上警報者,7月初之歐加(Olga)於臨近臺灣時突折向東北,未釀成災害,故實際侵臺者僅有9月上旬之芙安(Fran)一次。可見本年侵臺颱風佔發佈陸上警報次數之50%。

芙安是一次路徑相當特殊的颱風,路徑逆轉向西,主要受另一颱風艾倫(Ellen)之影響,產生「藤原效應」。故芙安在9月初醞釀於呂宋島東方之海面,初向東北東行進,及後路徑逐漸逆轉,到達北緯約23度,東經約130度後漸轉西北。到了9月5日,中心掠過那霸附近,向西偏南繼續前進,乃致造成威脅臺灣之局面。7日子夜,中心過基隆北方之海面。此颱風威力雖不强,由於路徑屬於西北颱之一類,來自東北至西北之登陸風毫無阻攔,加以受海峽北端氣流輻合之影響,故芙安雖始終在熱帶風暴之階段,而能造

成相當嚴重之災害。6日午夜以前,災區猶僅限於苗栗以北各縣;隨後災區向南擴展,豪雨成災,山洪暴發,其間尤以桃園、中壢一帶最為嚴重。茲將該次侵臺颱風作成綱要如表1。

表 1 民國五十九年侵臺颱風綱要表

颱風名稱	芙安 Fran
侵臺日期	9月7日
本省測得之最低氣壓(mb)	986.4(淡水)
本省測得之10分鐘最大風速(m/s)	39.0(彭佳嶼)*
本省測得之最大總雨量(mm)	532.2(臺中)
進行方向	WSW
進行速度(kts)	12
通過地區	北方海面
登陸地點	—

* 非本局所屬測站五峯測得5-7日之總雨量為729.5公厘

(二) 本年內颱風發生之月份分配

本年內颱風發生之月份分配,上半年相當平靜,僅2月份出現中度颱風一次,6月份出現強烈颱風及輕度颱風各一次,其餘各月在西北太平洋上並無颱風發生,故較往年為不活躍。下半年則相當正常,除7月份僅發生輕度颱風3次,仍較常年為不活躍外,8、9、10月颱風發生次數與過去23年來之平均數相當,分別為6次、5次、5次。如不計輕度颱風,則為4次、2次、4次。11月份出現之4次颱風中,正

式到達颱風強度者只有1次。12月未發現有颱風。

全年總計為26次，高出去年（1969）之19次，略低於過去23年之平均數27.7次。其中正式到達颱風強度者只有13次，遠較以往23年平均之18.2次為少，相當於72%。侵臺颱風只有1次，按以往23年之平均為3.7次，故遠較常年為少。此侵臺颱風見於9月，為侵臺機會最多之一月。

本年內之颱風除6月底有一次颱風屬強烈者而外

，隨後接連出現6次輕度颱風，直至8月上旬後又出現3次強烈颱風。8月底以後又連續出現輕度颱風。9月上旬後，連續有4次強烈颱風，1次中度颱風。自10月底起至11月底，除侵菲之白西屬強烈颱風外，其餘均屬輕度。由此可見，颱風之發展與否，似為大範圍長期性之天氣圖形勢所控制。

茲將本年內各月西太平洋上出現之颱風與過去23年來之情況作一比較，如表2所示。

表 2 1947年來北太平洋西部各月颱風次數統計表
Table 2. Summary of typhoon occurrence in North Western Pacific since 1947

年 份	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月		
	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
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0
總 數	11	4	0	6	1	0	10	4	0	18	12	2	25	20	3	38	27	7	91	58	14
平 均	0.5	0.2	0	0.3	0.1	0	0.4	0.2	0	0.8	0.5	0.1	1.1	0.9	0.1	1.7	1.2	0.3	4.0	2.5	0.6

年 度	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
1947	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3
1949	3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5
1957	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	13	2
1958	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6
1961	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
1968	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3
1969	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4
1970	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1
總 數	141	84	22	110	76	23	92	68	8	60	45	7	35	19	0	637	418	86
平 均	6.1	3.6	1.0	4.8	3.3	1.0	4.0	2.9	0.4	2.6	2.0	0.3	1.5	0.8	0	27.7	18.2	3.7

註：I 為輕度級以上之颱風次數（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（中心登陸或暴風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次可能到達颱風強度。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為2次，故以此為據。詳細情形可參閱本局專題研究報告第85號。

**過去本局列為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。

（三）本年內颱風發生之地區及強度

本年內輕度颱風發生地點相當均勻，較為特殊者，超過北緯30度者有3次，另2次亦逼近北緯30度，發生緯度如此之高在往年殊為少見。在北緯10度以下

者亦有6次之多，此亦為過去幾年少之現象。此外，一般而論以菲律賓羣島與馬利安納羣島之間出現最多，總數為10次，南海有5次，加羅林羣島附近3次，其他西太平洋地區8次。其分配見圖1所示。

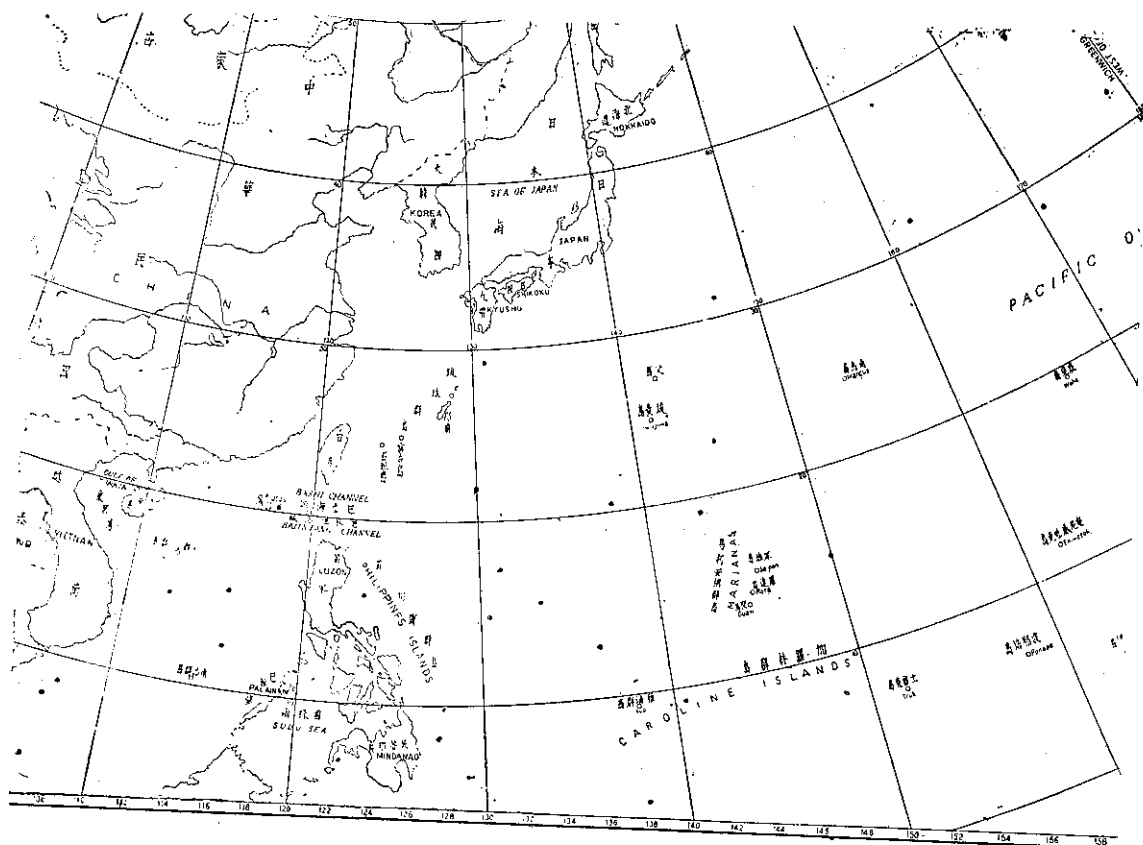


圖 1. 1969年熱帶風暴初生地點之分布

Fig 1. The positions of tropical storm first appeared on synoptic chart in 1969.

以範圍而言，東西向約自東經 107 度至東經 179 度，佔 72 度，遠較去年及前年為廣。南北向約自北緯 4.5 度至北緯 32 度，佔 27.5 度，亦較往年為寬，初生地點最靠東方者為 9 月初之戴特 (Dot)，最靠西方者為 11 月初之娜拉 (Nora)。最北生成者亦為戴特，最南者則為 10 月中之凱蒂 (Kate)。

本年內出現之颱風，以 10 月中之瓊安 (Joan) 為最猛烈，中心最大風速為 75m/s，中心最低氣壓僅 900mb，但 30KTS 暴風半徑則不及 8 月底之畢莉 (Billie) 為廣。另 9 月底之賀普 (Hope) 中心最大風速亦達 70m/s，中心氣壓為 905mb，11 月中摧殘菲島之白西 (Patsy) 則中心最大風速為 67m/s，最低氣壓為 910mb。最弱之颱風為 8 月之賽瑞絲 (Therese) 與衛萊特 (Violet) 及 11 月底之魯士 (Ruth)。

以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴最久者為 10 月中之凱蒂 (Kate)，維持 11 天。最短暫者一為 7 月底無名稱之風暴，另一為最後一次之魯士。

四本年內颱風路徑之型式及轉向點

本年內各次颱風之路徑型式近似拋物線者與西進者旗鼓相當，前者計 10 次，後者 9 次，其餘較特殊者為 7 次。但真正典型之拋物線型颱風只有 4 次，真正西進之颱風却有 7 次，尤以 11 月中之白西，其路徑近似一直線。故西進颱風在本年應佔優勢。路徑之較為特殊者，如 8 月底呈雙曲線之畢莉，9 月初逆轉侵臺之美安均屬之。

本年轉向颱風中，15-20°N 轉向者 1 次，20-25°N 轉向者 2 次，25-30°N 轉向者 2 次，30-35°N 轉向者亦為 2 次，故分配殊稱均勻。轉向緯度最高者為 8 月之葛萊拉 (Clara) 及艾妮達 (Anita)，均在 35°N 轉向。轉向緯度最低者為 2 月之南施 (Nancy)，在 15°N 轉向。

二、各月颱風概述

本年內之颱風較往年為不活躍，自 2 月底至 6 月底有四個月未見有颱風發生，8 月至 11 月則颱風仍如往年，相當活動，尤以 11 月中旬之白西颱風于菲島以

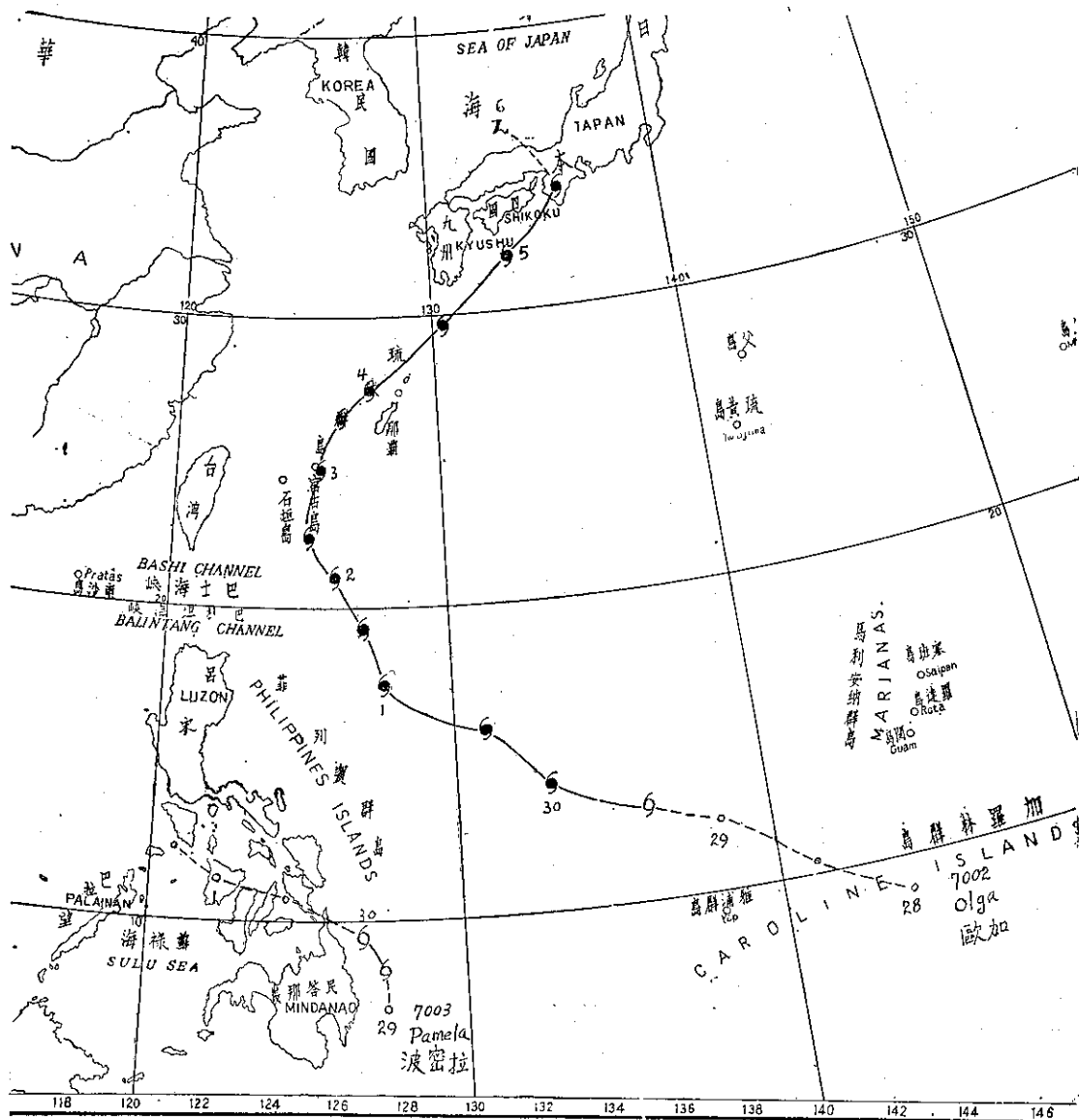


圖 3 59年 6 月份颱風路徑圖
Fig 3. Typhoon tracks in June, 1970.

。臺灣乃能未受災害，至當天21時即解除警報。歐加在 5 日 20 時登陸日本後即轉為溫帶氣旋。見圖 3。

（三）七月 歐加消失後，太平洋上平靜約一週，至 12 日，民大諾東北之熱帶低壓趨於加深。翌日即成為熱帶風暴，即魯碧（Ruby），走向西北，14 日 8 時中心掠過呂宋島北端，隨後入南海。15 日 20 時，中心過東沙羣島，再在珠江口附近登陸，入山區內即消失。

西方之紛擾消失大約 5 天後，東方威克島西北又有騷動，兩三個低壓中心中，僅靠東北之一個在 21 日午後轉變為熱帶風暴，定名為沙莉（Sally），指向阿

留申低壓移行，但未幾即減弱為熱帶低壓。在 23 日 20 時，為鋒面貫穿，成為一溫帶氣旋。

沙莉之後，西太平洋上雖常見熱帶低壓，但均未發展。29 日之地面天氣圖上，琉球一帶此等紛擾殊為活躍，尤以那霸東方之中心，30 日一度增強為一輕度颱風，但僅維持數小時，故亦列為熱帶風暴，但未命名。本月份之颱風路徑見圖 4。

（四）八月 本月為颱風最活躍之月份。月初即有賽瑞絲（Therese）誕生於威克島之東北方，其範圍甚小，形如納入其東方之太平洋高壓內，在其西方則有

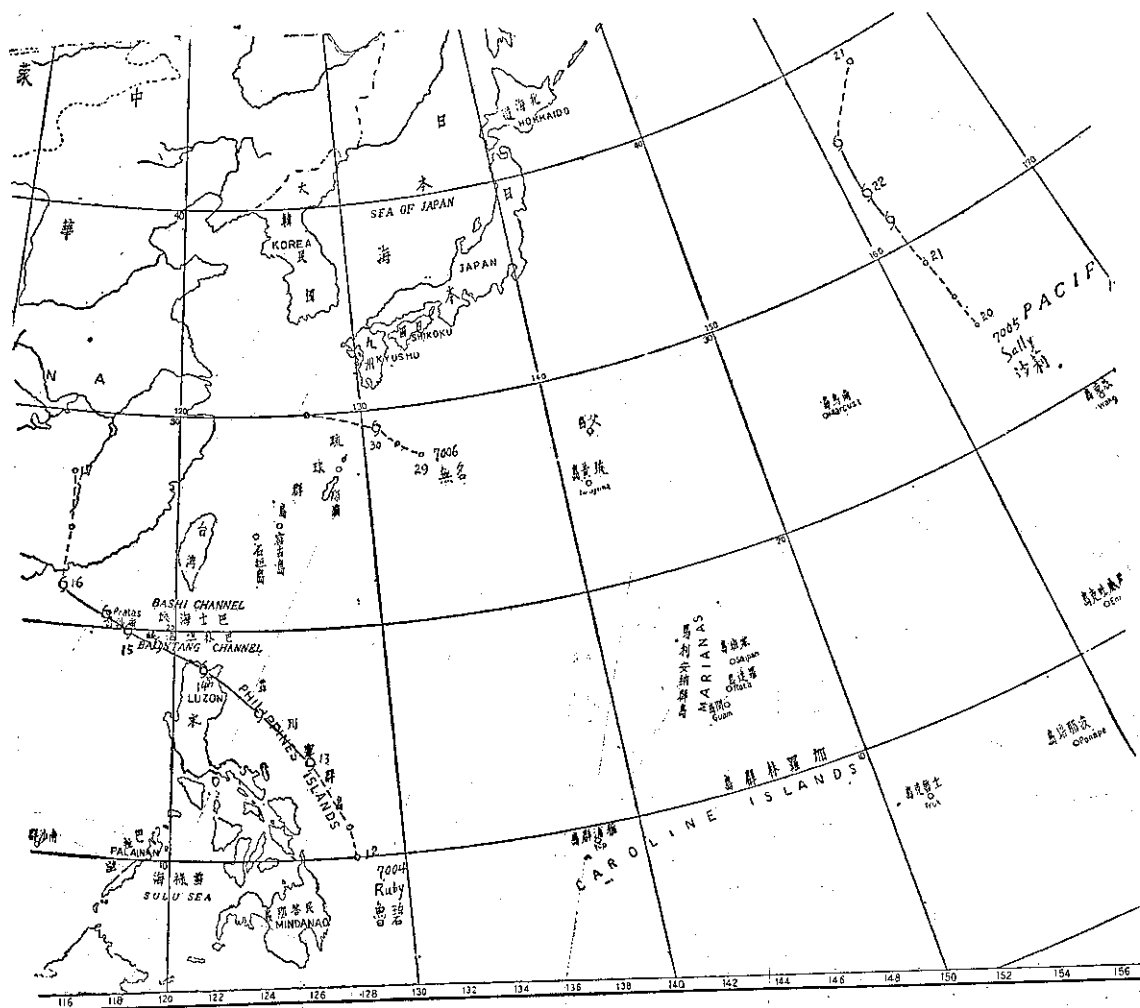


圖 4 59年7月份颱風路徑圖

Fig 4. Typhoon tracks in July, 1970.

鋒系逼近，故在 4 日即削弱為熱帶低壓而併入鋒面內。其時，菲列賓與馬利安納羣島間又有一熱帶低壓在擴展中，且向西迅速推進，即 6 日 20 時地面圖上呂宋島東方之衛萊特 (Violet)，此風暴仍未充份發展，向西北西入南海，旋在雷州半島與珠江口間登陸後消失。

正當衛萊特中心過東沙羣島附近，關島西南方之熱帶低壓突然增強。此時太平洋上之高壓強盛，軸線向東南東指向此風暴。500 毫巴之槽線在日本附近，東海有一高壓(高度)中心，此種形勢實有利於其發展，故在 10 日晨間即正式到達颱風強度，走向西北西方，中心風速不斷增強。10 日 8 時，中心到達恆春東方約 900 公里之海面上，本局乃於當天 10 時 30 分發佈海上颱風警報。惟魏達到達那霸南方時迅速順轉，強度

已及強烈颱風，由於對臺灣已無威脅，故在 12 日 10 時 20 分即解除警報。此一颱風於 13 日 8 時過琉球，翌日過四國西邊，入日本海。17 日轉變為溫帶氣旋。

艾妮達 (Anita) 月中在馬利安納羣島之西北方生成。17 日正式到達颱風強度，其時鄂霍次克海有一潛深低壓，故艾妮達指向該低壓，且隨其東移而逐漸轉向。19 日後，勢力增強，進級為強烈颱風，當時日本東方有一強大之反氣旋，艾妮達乃繞其西緣進行，21 日晨間侵襲日本，入日本海後減弱為輕度颱風，漸趨消滅。

緊接艾妮達之後，另一強烈颱風畢莉 (Billie) 生成於菲列賓之東方，其時 ITC 之發展甚明顯，低緯度有一連串之熱帶性紛擾。畢莉於 25 日到達颱風強度，翌日再轉變為強烈颱風，逐漸進逼琉球羣島。29 日

中心穿過那霸島後進入東海，範圍漸減縮，次日即消失。

本月份最後發生之一個颱風為葛萊拉 (Clara)，僅達中等強度，誕生在畢莉之東北方，範圍遠較畢莉

為小，但亦到達颱風強度。由於彼此相距較遠，故未發生藤原效應。葛萊拉28日在日本東南方之近海經過，30日減弱為輕度颱風，至9月初始消失。

本月份之颱風路徑見圖5。

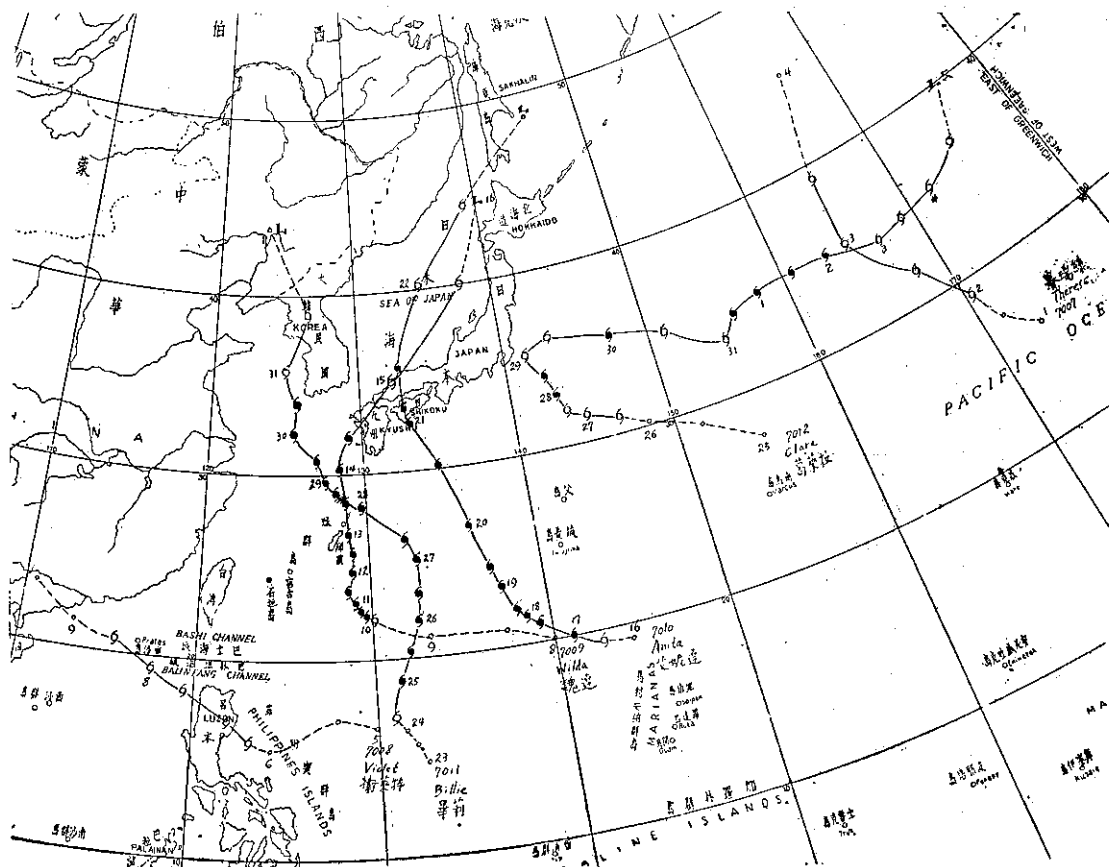


圖 5 59年8月份颱風路徑圖

Fig 5. Typhoon tracks in August, 1970.

(四)九月 一般而論，今年9月內發生之颱風似不及往年同月份為活躍，以其誕生兩個強烈颱風，三個輕度颱風。戴特 (Dot) 月初誕生在極東，已超過國際換日線，生成後走向西北，與葛萊拉逐漸接近，3日後又轉向東北，次日即消失。第2個熱帶風暴艾倫 (Ellen) 與第3個芙安近乎同時生成，二者相距甚近，5日位於菲列賓東北方，由於相互牽制而產生藤原效應甚明顯。當天8時圖上，艾倫在芙安之北方；及至20時圖上，艾倫已轉至其西方。次日，艾倫即趨消失，而芙安則向西，中心在7日越過臺灣北海岸附近，成為本年內唯一之侵臺颱風，詳情見芙安颱風之調查報告。

芙安消失後，菲列賓東方之熱帶低壓又增強，8

月20時成為輕度颱風。24小時後增為颱風強度，此一風暴即為喬琪亞 (Georgia)，此時，鄂霍次克海有一濬深低壓，鋒系自此向西南延伸，低指數之形態極為明顯。兩日後，喬琪亞發展至最盛，中心附近最大風速達65m/s，在地面圖上已逼近呂宋島，次日即穿越呂宋島，進入南海，勢力漸減，14日在珠江口附近登陸，15日在山區消滅。

本月份最後誕生之颱風賀普 (Hope) 在20日成為輕度颱風，位置在馬紹爾羣島之西方，迅速東移。23日，發展為強烈颱風，走向漸轉為西北。25日中心掠過關島附近，走向日本之東南方海面，隨後停滯一段時期後，轉向東北，被鋒系穿入，成為溫帶氣旋。

本月份之颱風路徑見圖6。

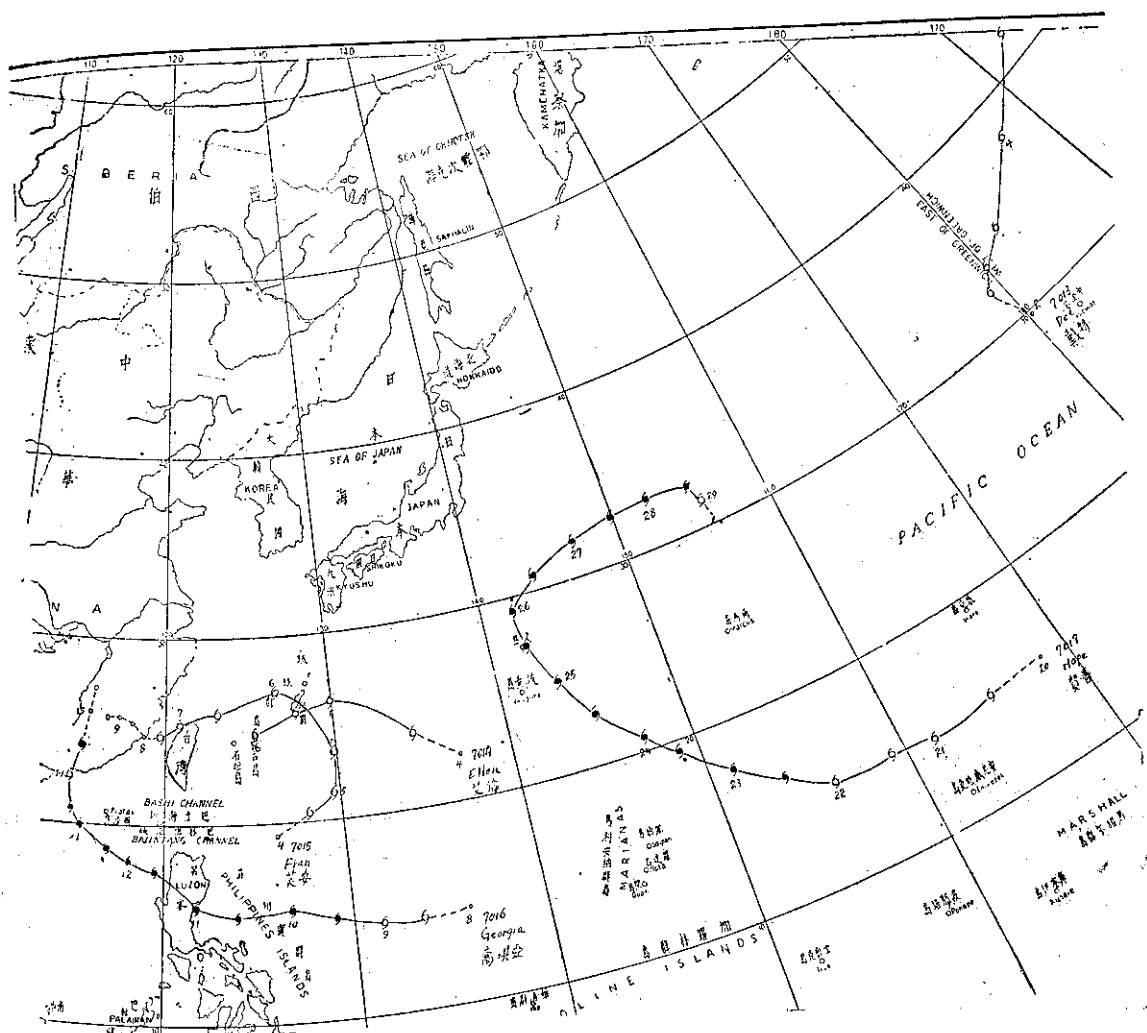


圖 6 59年9月份颱風路徑圖

Fig 6. Typhoon tracks in September, 1970.

六月 本月內發生五次颱風，大都為西進颱風，且緯度甚低，其中有三次自加羅林羣島向西進入南海，其餘則自生至滅均在南海中活動。如圖7所示，形勢殊為特別。

第一次為艾麗絲 (Iris) 颱風，月初在南海羣島之西北方醞釀，4日達熱帶風暴之強度，向北推進，翌日加強為颱風強度，折向東北，速度緩慢而均勻。7日後速度轉緩，終於在次日入東沙羣島變為熱帶低壓。

不久，另一熱帶性紛擾在加羅林羣島附近生成，10日成為輕度颱風後迅速西進，12日逼近菲律賓羣島近海正式到達颱風強度，13日發展最盛，中心氣壓降至 900mb，14日穿過呂宋島南端，即見其迅速填充，12小時內中心氣壓升高 70mb，中心最大風速則由

75m/s 減為約 40m/s。此一西進颱風主要受日本南方高壓楔之影響，此高壓在地面上中心遠在阿留申之南方，但在 500mb 圖上，顯然有一高壓，中緯度西風甚強。15日晚間至西沙羣島之東南方後折而向西北，17日穿過海南島東端，減弱為熱帶風暴，登陸雷州半島後即轉為熱低壓，趨於消滅。

另一颱風凱蒂 (Kate) 生成在極低之緯度，15日成輕度颱風，旋即正式到達颱風強度，繼續西進，18日夜晚穿越民大諾島後一度減弱為熱帶風暴並轉向西北，入南海後再增強，其路徑稍現彎曲，至23日後改為向西，25日變為輕度颱風後登陸越南山區，終於消失。

凱蒂消失時，另一紛擾見於南海，26日即在菲島西邊醞釀，翌日到達熱帶風暴強度後迅速西進，逼近

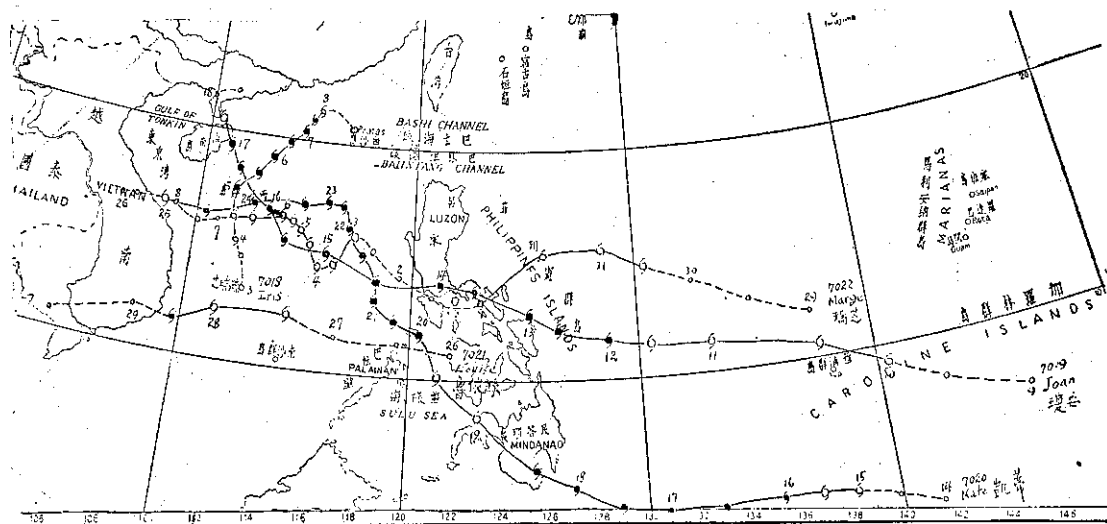


圖 7 59年10月份颱風路徑圖

Fig 7. Typhoon tracks in October, 1970.

南越領海時曾一度到達颱風強度，但不久登陸後即轉為熱帶低壓。

本月內最後誕生者為瑪芝 (Marge)，屬輕度颱風，但經歷之路徑甚長，最初醞釀於雅浦島之北方。30日晚始成輕度颱風，向西穿過非列賓羣島時一度轉為熱帶低壓，11月3日恢復風暴之地位，路線先向西南，再轉西北，速度減緩，6日後西進。8日消失在越南近海。

(廿)十一月/ 本月為熱帶氣旋殘酷施虐之月份，人類將永誌不忘，蓋在本月16日東巴基斯坦受熱帶氣旋之浪潮侵襲，死亡達30萬人。不久，白西 (Patsy) 又侵襲呂宋島造成慘重之損失。本月份，太平洋西部

之颱風路徑仍如10月份，主要活動區在南海，只有白西為一西進而旅程遙遠之颱風，源出於加羅林羣島之東北方。

月初生成者為娜拉 (Nora)，見於南沙羣島之西南方，為一簡單之西進颱風，維持熱帶風暴強度只有一天，4日消在泰國灣。

月中又有歐珀 (Opal) 誕生於非列賓羣島之西方，15日變為輕度颱風後，呈彎曲之路徑走向西南方。17日夜晚即消失。

白西係在14日晚到達熱帶風暴強度，15日晨間中心穿越塞班島，4小時後正式為颱風強度。此後迅速西進，每小時達30公里，故19日晨間中心已逼近呂宋島

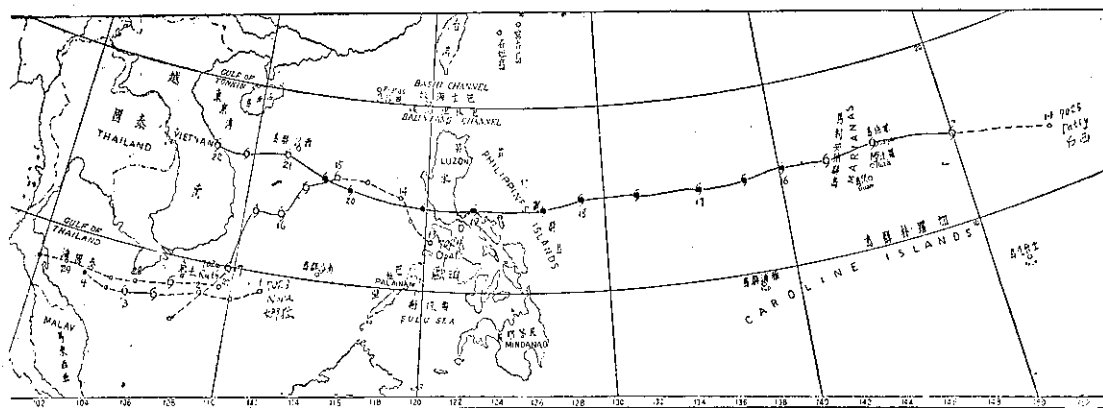


圖 8 59年11月份颱風路徑圖

Fig 8. Typhoon tracks in November, 1970.

表 3 民國59年北太平洋西部颱風綱要表

Table 3 Summary of typhoon data within the area of North-Western Pacific during 1970.

Table 3 Summary of typhoon data within the area of North Pacific																		
月 份	當 月 次 序	本 年 編 號	颱 風 名 稱	起 迄 時 間			誕生地區	輕度颱風 發生地點		最大 風速 m/s	暴風半徑		中心 最低 氣壓 mb	最大 移速 kts	颱風 分類	警報 階段	附 記	
				全部起迄	輕度以上	中度以上		北緯	東經		30 kts	50 kts						
2月	1	7001	南 施 Nancy	19/2 - 27/2	20/2 - 27/2	22/2 - 26/2	加 羅 林 羣 島	8.6	149.0	50	200	100	950	15	中度			
6月	1	7002	歐 加 Olga	28/6 - 6/7	29/6 - 5/7	30/6 - 5/7	"	12.9	136.9	65	300	150	904	20	強烈	海上 陸上		
	2	7003	波 密 拉 Pamela	29/6 - 1/7	29/6 - 30/6	—	菲島東方	7.5	127.8	27	35	—	980	10	輕度			
7月	1	7004	魯 碧 Ruby	12/7 - 17/7	13/7 - 16/7	—	"	14.0	125.9	27	250	—	985	15	"			
	2	7005	沙 莉 Sally	21/7 - 22/7	21/7 - 22/7	—	威 克 島 西 北	28.8	162.6	22	100	—	992	17	"			
	3	7006	無 名 稱	29/7 - 30/7	30/7	—	琉球東方	28.5	131.0	17	30	—	994	10	"			
8月	1	7007	賽 瑞 絲 Therese	1/8 - 4/8	2/8 - 3/8	—	威 克 島 東 北	35.0	166.0	20	100	—	1000	20	"			
	2	7008	衛 萊 特 Violet	5/8 - 9/8	6/8 - 8/8	—	菲島東北	15.2	123.4	20	150	—	990	12	"			
	3	7009	魏 達 Wilda	8/8 - 15/8	9/8 - 15/8	10/8 - 14/8	琉 球 島 南 方	22.5	130.4	55	300	100	940	35	強烈	海上		
	4	7010	艾 妮 達 Anita	16/8 - 22/8	16/8 - 22/8	17/8 - 21/8	馬 利 安 那 羣 島	19.0	144.0	65	300	150	910	25	"			
	5	7011	畢 莉 Billie	23/8 - 31/8	24/8 - 31/8	25/8 - 30/8	菲島東方	16.8	131.1	55	350	150	945	10	"			
	6	7012	葛 萊 拉 Clara	25/8 - 4/9	26/8 - 4/9	28/8 29-30/8 1-2/9	琉 球 島 東 北	31.9	145.4	50	300	80	960	18	中度			
9月	1	7013	戴 特 Dot	2/9 - 4/9	2/9 - 4/9	—	中 途 島 西 北	33.5	179.4	35	100	50	992	15	輕度			
	2	7014	艾 倫 Ellen	4/9 - 6/9	4/9 - 6/9	—	琉 球 島 西 方	24.0	134.5	25	100	—	985	25	"			
	3	7015	芙 安 Fran	4/9 - 9/9	4/9 - 7/9	—	菲島東方	20.6	127.2	27	200	50	975	15	"	海上 陸上	侵襲	
	4	7016	喬 琪 亞 Georgia	8/9 - 15/9	8/9 - 14/9	9/9 - 13/9	雅 浦 島 北 方	14.7	134.6	65	200	100	904	13	強烈			
	5	7017	賀 普 Hope	20/9 - 29/9	20/9 - 29/9	22/9 - 28/9	威 克 島 南 方	14.2	166.4	70	200	100	905	15	"			
10月	1	7018	艾 瑞 絲 Iris	3/10 - 8/10	4/10 - 8/10	5/10 - 7/10	南 海	15.5	111.3	50	100	25	944	10	中度			
	2	7019	瓊 安 Joan	9/10 - 18/10	10/10 - 17/10	12/10 - 17/10	加 羅 林 羣 島	9.5	140.4	75	250	100	900	20	強烈			
	3	7020	凱 蒂 Kate	14/10 - 26/10	15/10 - 25/10	15-18/10 20-24/10	"	4.5	138.1	60	200	120	940	12	"			
	4	7021	魯 依 絲 Louise	26/10 - 29/10	27/10 - 28/10	28/10	南 海	11.7	115.3	30	200	25	990	17	中度			
	5	7022	瑪 芝 Marge	29/10 - 8/11	30/10 - 1/11 3-6/11	—	菲島東方	14.7	130.4	27	100	30	985	15	輕度			
11月	1	7023	娜 拉 Nora	1/11 - 4/11	2/11 - 3/11	—	南 海	7.8	106.9	25	100	—	1000	25	"			
	2	7024	歐 珀 Opal	13/11 - 17/11	15/11 - 17/11	—	"	15.5	117.0	25	100	—	990	12	"			
	3	7025	白 西 Patsy	14/11 - 22/11	14/11 - 22/11	16/11 - 20/11	馬 利 安 納 東 方	13.8	152.4	67	300	100	910	14	強烈			
	4	7026	魯 士 Ruth	27/11 - 29/11	27/11	—	南 海	8.7	108.5	20	50	—	996	12	輕度			

之南端，其時中心氣壓降為 910mb，中心最大風速增為 135 哩／時，約 70m/s。亦即穿過該島正值其極盛時期，故使菲列賓遭受重大之損失，18 日 20 時之地面天氣圖上，阿留申羣島之西南方有一軸線傾斜 45 度之巨大反氣旋，在 700mb 圖上，有一明顯之低槽，槽線在臺灣東方，500mb 圖上，中緯度西風甚強，高壓軸心在 20 度附近。顯然有利於其西進，白西入南海後，威力大減，21 日變為輕度颱風，22 日在越南海岸消滅。

今年最後一個颱風為 27 日在越南南方近海向西進行之魯士 (Ruth)，僅當天夜間一度為熱帶風暴，隨即減為熱帶低壓。29 日晚漸在泰國灣消滅。

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內發佈颱風警報 3 次，遠較去年之 8 次為少，其中 8 月份之魏達颱風僅發海上警報。故發陸上警報之兩次颱風，只有一次為侵臺颱風，即美安；而歐加則並未侵臺。可見發佈陸上警報之效率只有 50%。

侵臺颱風美安首次陸上警報發佈時刻為 9 月 6 日 16 時 30 分，中心最接近之時刻為 9 月 7 日 2 時，相距僅 11 時 30 分，似嫌過短，實由於路徑特殊所致。該次颱風臺灣最早出現每秒 10 公尺風為基隆、淡水、臺北等地，間為 9 月 6 日 18 時，每小時 5 公厘之雨以基隆之 6 日 1 時為最早。此強風距首次陸上警報為 1 時 30 分。美安侵臺期內，各地並未出現每秒 17 公尺之大風，但每小時 15 公厘之雨則基隆早上陸上警報發佈前 15 小時半即已發生。

以本局預測 24 小時後中心位置之向量誤差言，7 月之歐加計有 7 次，平均誤差為 104 哩，最大誤差 127 哩。8 月之魏達，計有 4 次，平均誤差 115 哩，最大誤差 255 哩。美安則僅作 12 小時中心位置之預測，計 5 次，平均為 81 哩，最大誤差為 90 哩。

全部颱風之綱要見表 3

四、本年內颱風災情概述

本年內之颱風災情如與去年相比，顯得並不嚴重，但以如此一輕度颱風造成如此損失亦足以驚人矣。

根據我國政府正式發表之本年內颱風及其他熱帶氣旋災害統計，列成綱要如表 4。

表 4 民國 59 年颱風災害綱要表

颱風名稱	人 口			淹 決 或 受 災面積(畝)	房 屋	
	死 亡	失 踪	受 傷		全 倒	半 倒
美 安	96	41	50	79,842	64,583	87,153
災害損失估計 (臺幣 1000 元)						
農產品損失		財產損失		工業損失	公用設施	
589,021		13,937		80	3,279,141	
公用事業		修復用款		合 計		
708,940		2,661		1,197,330		

表內可見全年損失仍達臺幣 12 億元之鉅。

五、本年內颱風之特點

綜上所述，本年內颱風之特色可概括為下列各點：

- (一) 今年總數 26 次略低於過去 23 年之平均，但到達颱風強度者只有 13 次，僅及平均數之三分之二左右。可見今年比往年為不活躍。
- (二) 本年 1-5 月只有 2 月內有 1 次中度颱風，6、7 兩月正式到達颱風強度者亦僅 1 次。足見 7 月底以前西太平洋上颱風極不活躍。比較最活躍者一為 8 月，一為 10 月。
- (三) 今年侵臺颱風只有 9 月份 1 次，遠低於過去 23 年平均之 3.7 次。此颱風因受藤原效應之惰性作用，反時鐘向轉為西南西向侵臺，路徑較為特殊。此一颱風強度雖弱，範圍又小，但帶來北部及中部之雨量頗為可觀，故而災情不輕。
- (四) 本年誕生之颱風，地區範圍至廣，有 3 次竟超過北緯 30 度，1 次則低達北緯 4.5 度。殊稱反常。勢力最強者為 10 月之瓊安颱風。
- (五) 本年內之颱風，概略言之，呈拋物線路徑與西進颱風大致旗鼓相當，但真正為拋物線者只有 4 次。轉向之緯度分配頗為均勻。(戚啓勳執筆)

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, 等阿剌伯字表之，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，儘量用阿剌伯字表之。

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 17, Number 2

June 1971

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

Recent Development on Typhoon Research

.....CHUN-TSUNG WANG.....(1)

Some Proposals on the Maintaining of Ecocoequilibrium

Around Industrial Cities.....KENNETH T.C. CHENG.....(3)

On the Relation between Meteorological Elements and

the Formation of Sonic Boom.....CHIH T. CHIANG.....(9)

Study on the Salt Content of Sea-Wind at Wuchi-Lukan

Area.....Y. M. CHEN, T.H. LIN, M.S. LIN, & S. C. LU.....(16)

On the Use of Weather Radar to the Weather Forecasting

..... RUEY-SHAN LIN.....(24)

Reports

A Brief Report on Typhoons in North-Western

Pacific during the Year 1970.....RESEARCH SECTION.....(37)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, China

中華民國郵政特准掛號認爲新聞紙類
中郵郵政特准掛號認爲新聞紙類
第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十七卷 第三期

目次

論著

- 颱風特性與臺灣雨量之研究……………魏元恒、謝信良、林民生 ……(1)
- 臺灣春雨期內東亞環流型特徵之分析……………戚啓勳 ……(18)
- 臺北盆地颱風降雨量之計算及預測研究……………曲克恭 ……(32)
- 臺北地區豪雨之研究……………徐晉淮 ……(49)

臺灣省氣象局奉令自本年七月一日起改稱中央氣象局，本刊自本期起由中央氣象局接辦，敬請 亮鑒。

編者

氣象學報

(季刊)

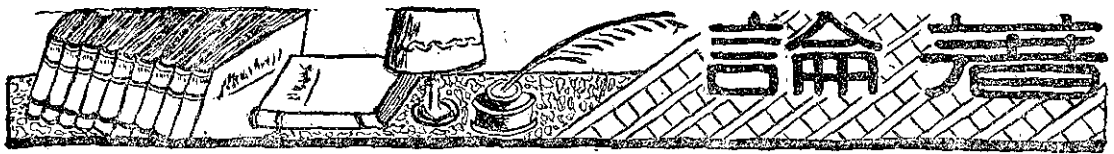
第十七卷 第三期

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：二四一四一

發行人 劉大年
社長 劉大年
電話：二二八四〇

印刷者 文英印書公司
地址 臺北市三水街七號
電話：三三四七二四

中華民國六十年九月出版



颱風特性與臺灣雨量之研究*

魏元恒 謝信良 林民生

A Study of the Characteristics of Typhoon and Rainfall in Taiwan

Yuan-heng Wei, Shinn-liang Shieh, Ming-sen Lin

Abstract

The rainfall caused by typhoons contribute 25% of the total annual rainfall in Taiwan, compared to the average contributions of 21% at Canton, 17% at Foochow and 24% at Hong Kong. It is seen that the typhoon rainfall contribution is relatively higher in Taiwan than over the SE China coast.

It is studied in this paper over 54 typhoon cases with 8 categories of typhoon tracks which affect Taiwan and the average rainfall distribution in Taiwan which is caused by each category of typhoon track is determined. Analysis of the average rainfall distribution with particular typhoons in similar track reveals that the wind velocity within the center and in the periphery of a typhoon determines the rainfall distribution. The wind velocity is determined by the pressure gradient or in other words the pressure pattern.

The typhoon tracks which pass over the near sea to the north of Taiwan cause the most rainfall amounts in Taiwan and even more than those which land or cross this island.

一、前言

臺灣雨量在逐年長期變化中，顯示有「多雨年」及「少雨年」，其出現係與太陽活動之強弱有相互關聯。此關係之存在，於每年冬春兩季，最為顯著，但在夏秋兩季，則呈現不規則。此乃由於臺灣受颱風之侵襲影響很大，夏秋季有百分之五十以上之雨量，係由颱風所致。

在筆者「臺灣夏季雨量與颱風關係之研究」⁽¹⁾一文中，曾得出颱風侵襲臺灣時其所致雨量在臺灣各地之平均分佈狀況。本文係接續上文作進一步分析，由較多測站分析雨量之分佈；侵襲颱風路徑不同，其所

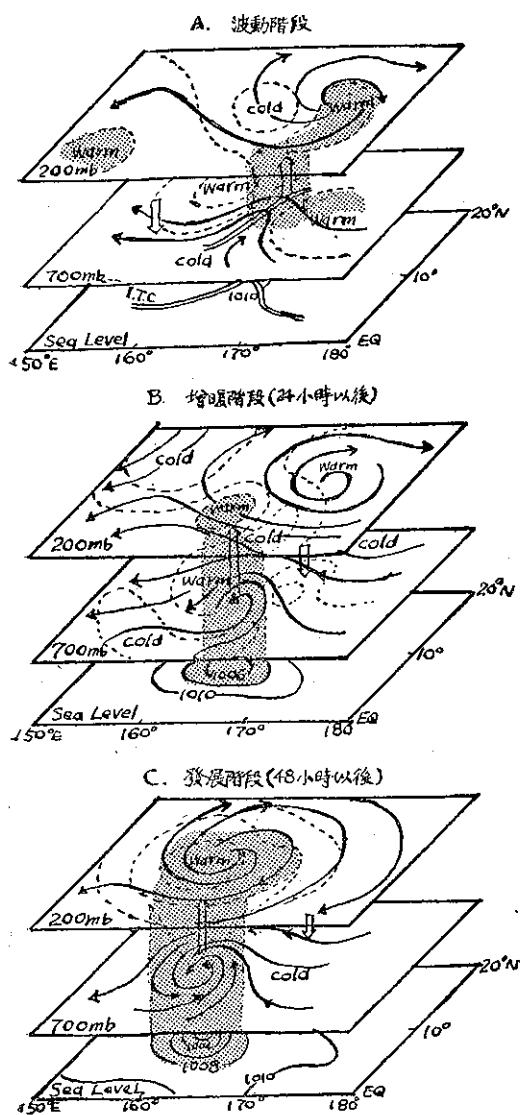
致雨量亦有差異；颱風所致雨量之多寡，依例證分析之。至於颱風特性，則就內在因素及外在因素兩方面說明之。內在因素包括颱風中心強度及暴風半徑之大小；颱風外在因素，則分為地形影響及氣壓型影響兩者。

二、颱風之生成過程

颱風發生之過程，近年來根據地面及高空資料詳加分析，顯示其生成可分為波動、增暖、發展等三個階段（參看圖一）。

(一) 颱風之波動階段：為在東風帶內，開始產生波動，其上多有反氣旋相配合，此波動具有上升氣流

* 本文之完成得國家科學委員會補助。



圖一 颱風生成之階段
(國內陰影處表示降雨及氣溫較暖處)

Fig. 1 Three stages of the formation of typhoon

較其附近之下降氣流溫度為低，因此時大範圍內之上升氣流，係由東風波所致。此種由動力所致之上升氣流，在深厚潮濕氣層未生成前，氣流上升有變冷作用。圖一A為以三個不同高度，顯示在波動階段，颱風構造之分解圖。最下面一層為在海面上，以雙線表示者為間熱帶輻合區 (I. T. C. Z.)。第二層為 700mb 高度，示其氣流狀態，及冷暖分佈情況。第三層為接近對流層頂，係 200mb 高度處，氣流已呈反氣旋型。在此階段，對流層下部之波動中心，溫度

較其周圍為低，為一冷中心 (Cold core) 型。此冷中心之波動，以及由恒風之水平風切，所給予此波動之動能，為此一階段中垂直活動之動力來源。

(二) 颱風中心增暖階段：在東風帶內波動生成廿四小時以後，颱風中心因上升氣流作用，高層逐漸增暖；中心以外附近氣流，由於下降作用，則逐漸變冷。氣流上升增暖，係由於凝結潛熱所致；氣流下降變冷，係由蒸發作用所致。在增暖階段中，小範圍之積雲對流，對凝結潛熱之釋放，及將潛熱向上空輸送，均屬重要。尤其應注意者，颱風中心增暖，係先由對流層上部開始，然後向下方延伸。

颱風中心由冷性變為暖性，在高空須有甚強之反氣旋環流，就圖一B所示，在 200mb 高空，颱風中心已增暖，其附近反氣旋增強，在其下方海面之波動，已轉變為閉合之環流。

(三) 颱風發展階段：在波動生成四十八小時以後，颱風中心自最上層至中層，均變為暖性，海面氣壓，出現突然下降現象，就圖一C 內所示，在 200mb 高度處，反氣旋中心，位於海面颱風中心之正上方，乃顯示颱風旋轉中心軸係垂直者。

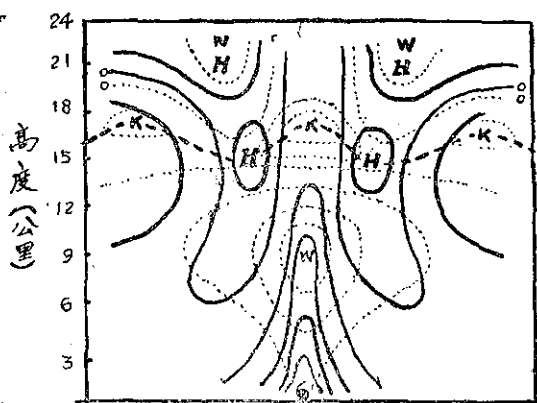
由東風波動，發展為颱風之過程，就近年來 (1968) 日本氣象學者⁽²⁾ Yanai 根據地面及高空資料，所作詳細分析，顯示此擾動 (Disturbance) 在開始時，對流層下部為一冷中心 (Cold core)；其垂直運動速度與虛溫成負相關。由於高空風切線 (Shear line) 之影響，有另一暖性低氣壓，在冷中心擾動附近形成；當此暖低壓發展時，則冷中心波動漸消失，降雨區亦由冷中心移向暖低壓中心附近，再繼續發展，降雨區上空因對流運動增暖作用，遂導致一整體暖中心風暴或颱風之形成。

三、颱風之結構及特性

(一) 颱風內部之氣溫

颱風為一暖中心之對流系統，其特有及發展所需之能量，主要來自大氣中之水汽凝結潛熱，而此水氣則來自洋面。近代對颱風在成熟階段之結構⁽³⁾，今示如圖二，就圖內可知，在颱風中心正上方，對流層頂高度升高，而溫度較正常降低，亦即暖中心之颱風，則為氣壓升高區，而此氣壓升高區，即為反氣旋所在，其範圍約自 6km 以上，一直延伸至平流層。颱風中心之氣溫，增加最多者並不在海面，而在海面以上，約 9km 高度處。

(二) 颱風內部之風速



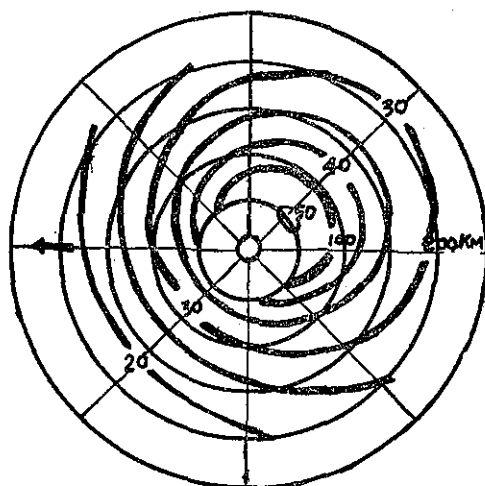
圖二 颱風範圍內氣壓與氣溫距平值之變化
(實線表氣壓，虛線表溫度之距平變化)
W=暖 K=冷 H=氣壓升高

Fig.2 Anomalies of heights and temperatures in an ideal typhoon

依照颱風半徑與風速之關係式計算，先假定颱風為停留不動，對稱而無摩擦，颱風內部風速，依運動定律及角動量不變原則，視颱風為具有輻合於中心一點之單純渦旋。就實際之觀測顯示，颱風內部一點之風速 v 與半徑 r 之乘積不變，即 $rv = \text{常數}$ ，亦稱 $r-v$ Vortex。但自颱風眼附近最大風速處與颱風中心間，風速與半徑之關係為 $\frac{v}{r} = \text{常數}$ ，稱 Rankine vortex，或叫 Solid vortex。颱風風速就前部與後部比較亦有不同，近年經學者⁽⁴⁾，就多數之颱風統計，證實颱風右後象限之風速最大，而此風速之不對稱現象，公認為由於颱風本身之移動所致，有些學者則認為，係由於氣壓分佈形態所引起，惟經學者以變壓風 (Isallobaric wind) 分析之，得知在相同氣壓型下，移動之颱風與停留者，其風速之分佈均相同。

颱風左半圓及右半圓，由颱風移動所致之最大風速差，約二倍於颱風移動之速度，此種差異可能由於積雲對流引起，亦或由於颱風大範圍環流之內應力 (Internal stress) 形成。颱風內低層風速之分佈，主要由颱風之移動及摩擦兩個因素所控制。即颱風本身之移動，導致其風場之不對稱，摩擦作用則導致颱風前部與後部風速之有差異 (參看圖三)。

颱風內部風速之垂直變化，約自海面至 6km 高度範圍內，風速為最大，6km 以上，風速則隨高度迅速減小，至對流層頂附近，風速達於最小。言及颱風環流之直徑，在海面附近，最大可達 1,500km 左



圖三 颱風之地面風速分佈 (公尺/秒)
(箭頭表颱風移動之方向)

Fig. 3 Total wind speed of the earth surface

右，但至高空則逐漸縮小，至對流層頂處，直徑不過 150km，僅及海面上直徑之十分之一罷了，惟強烈之颱風，其環流可達 19km 高度，亦即平流層內。

颱風初生時，在最初五日內，其渦旋甚弱，其最大風速，隨時間向中心移動，風速亦加強。尤其颱風在增強階段，最大風速向中心移轉，至為顯著。颱風發展至最後階段，其上層氣壓之降低，係由於低層較大之角動量向上輸送，使風速增強之故；上層氣壓降低，更導致地面氣壓降低，此可較純由增熱所致者，約低 10mb 左右。

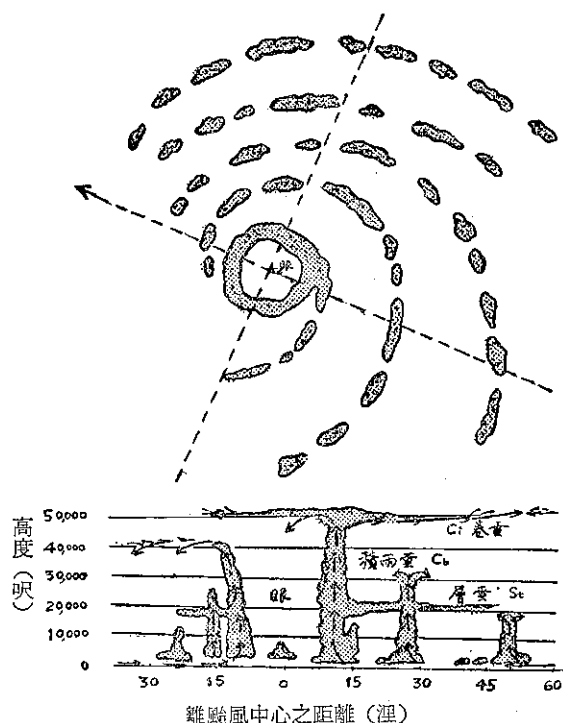
颱風在發展階段，其上升氣流區之外緣，逐漸向中心移動，颱風在成熟階段，氣流上升區變為更狹窄，半徑在 40km 以內，在成熟後數日，颱風中下層之風速半徑變小，但其外圍仍繼續加強，此時颱風為進入消滅階段。

(三) 颱風內部之雲帶及颱風眼

颱風眼即颱風中心，為颱風內部氣壓最低處，亦稱颱風氣壓中心 (Isobaric center)，其風速最大處，在眼之右後方附近，叫颱風之風速中心 (Wind center)。颱風眼為颱風之旋轉軸心，地面風均加速向其吹入，但因離心力作用，在颱風眼邊緣上，造成最大風速，附近有極強烈之對流雲層，最為高厚，圍繞着颱風眼叫「雲牆」(Cloud wall)。

近代由雷達觀測證實，小型或不甚強之颱風多無眼，即一般強烈之颱風眼，亦並不穩定，時時在變化，在其生滅期間，則常使颱風中心，呈不規則運動。

成熟之颱風眼，直徑有些可達 30~50 哩。颱風眼周圍之雲牆，有些係開口者，最大風速之中心，則出現於雲牆內，颱風眼氣壓愈低，則其氣溫愈高，在高空尤為顯著。在颱風生成階段時，眼內相對濕度甚低；但在成熟及消滅階段，眼內濕度則頗高。眼內空氣之下沉作用，僅限於眼之中心（參看圖四），眼周圍空氣，為強力側混合所牽引，僅具有上升及外流運動。



圖四 理想颱風模式

上圖表颱風螺旋形降水雲之水平分佈。

下圖為颱風之垂直剖面。

Fig. 4 The ideal model of typhoon

就 Simpson 氏⁽⁵⁾之說，颱風內部之雲帶 (Cloud band)，係繞颱風中心呈螺旋型，由飛機偵察報告所示，在此螺旋帶內，雲量之變化甚大，且每日不同，主要降雨區，亦隨時轉移。雲帶有時自颱風中心向外延伸，可達數百哩（參看圖四），愈向中心時，雲帶內之對流活動也愈強。由雷達觀測，颱風內之螺旋雲帶 (Spiraling cloud band) 甚長，可達數百哩，而寬僅數哩，雲帶彼此之間距離約 50km，愈近中心，愈是距離小，在颱風眼附近，距中心約 50~80km 處有驚人強風與暴雨，此多在進行方向之右方，而左方常有範圍之裂雲，出現於兩雲帶之間。颱風之螺旋雲帶，自中心向外延伸，最多可出現七至八條雲帶。

（四）颱風內部之雨量

依據 Richl 氏⁽⁶⁾之說，在颱風一定半徑內之雨量，應與其進入及流出該範圍內，氣流所携水份之差相等。由颱風向外流出之空氣，主要在高空，而其所含水份，僅及低空雲層以下者之百分之十左近，在計算中，可暫不予考慮，今流入颱風半徑 r 內之水份，為圓周 $2\pi r$ 乘進入氣流速度 V_r 之比濕 q ，及質量流 $V_r \Delta p / g$ ，其結果應等於圓面積 πr^2 ，乘上單位面積及時間之雨量 R 結果如下式所示。

$$R = \frac{2V_r}{r} \bar{q} \frac{\Delta p}{g}$$

式內：為平均熱帶大氣中，雲層下之平均比濕，並取最下層大氣 $\Delta p = 100\text{mb}$ ，設氣流速度為 V_r ，在颱風中心附近為 35kts 距中心 100km 處約為 30kts，距中心 200km 為 20kts 計算日雨量如下：

中心距離 r (km)	50	100	150	200	250	300
日雨量 R (mm)	560	340	180	110	70	50

由上表可知，最大雨量集中在颱風中心附近，故受颱風侵襲地區，若颱風進行遲緩，即受侵襲時間延長，必導致災害，但距颱風中心稍遠地區，雨量已大減。又設颱風移速為 12kts，整個颱風範圍，經過一地約需二日，其所致之總雨量，約為 380mm，即颱風日雨量，平均可達 190mm。

但研究颱風侵襲臺灣實際上所致日雨量，就平均而言，沿海及平地，多在 100mm 以下，無論颱風中心，是否直接通過，其平均雨量，多不超過此數字，此可能由於侵襲颱風，就其強度及範圍論，屬於強烈颱風（中心風速 100kts 以上），及大範圍者（半徑 200km 以上）當屬少數，亦即到達臺灣之颱風，多為成熟及近於消滅階段者。

據 Richl 氏指出，大西洋之熱帶風暴 (Hurricane)，經過墨西哥灣至美國沿岸而轉向較高緯度，風暴內部降雨，集中於右前象限，此種雨量之集中情況，主要由於海上與陸上摩擦不同，以及風暴在登陸後迅速減弱所致。總之此時由於乾空氣及大陸變性氣團，進入熱帶風暴環流內部，故其前部象限天氣轉佳甚速，此種現象在颱風侵襲臺灣時，亦多有出現。

四、侵臺颱風雨量

每年颱風侵襲中國沿海及臺灣，其所致雨量與年雨量之百分比，經甚多氣象學者，就過去多年資料統計所得之平均，香港為 24%，廣州為 21%，福州為 17%

%, 上海爲11%, 南京爲4%, 北平則僅爲3%。

筆者依據最近十三年(1957~1969)來, 分析颱風侵襲臺灣所致雨量, 與年雨量之百分比, 列如表一。計就臺灣全島平原, 高山及外島共選擇八個測站, 求得颱風雨量與年雨量百分比之平均值爲25%, 顯示每年由颱風所致之雨量, 臺灣較我國沿海各地爲多。

若就臺灣外島彭佳嶼颱風降雨量比率20%, 與香港之24%相比較, 則顯見遠離沿海之外島, 所獲颱風雨量較少, 臺灣以南之蘭嶼12%則更少。臺灣夏季各月由颱風所獲雨量, 與各月雨量之比值最高者, 出現在九月份達56%, 乃顯示在九月份, 臺灣各地雨量有二分之一以上係得自於颱風, 而七月爲41%, 八月37%, 比值均略少。

表一 臺灣各地颱風雨量與標準值之比較
(1957~69)

Table 1. The percentage of typhoon rainfall to total rainfall in Taiwan area

地名	年月	7	8	9	年
	位	%	%	%	%
彭佳嶼		40	53	73	20
臺北		27	30	68	19
臺中		41	44	60	25
花蓮		60	30	61	31
阿里山		41	37	71	35
玉山		48	53	56	28
蘭嶼		39	15	16	12
恆春		29	34	39	31
平均		41	37	56	25

侵臺所致之颱風雨量, 就最近十三年來之統計(表二)觀之, 臺灣外島所獲雨量, 彭佳嶼全年爲352mm, 蘭嶼爲338mm, 此顯示颱風降雨, 對於南北兩島嶼, 在平均狀態下, 其雨量甚相近; 此可能由於孤島之地形影響單純, 雖相距約爲400公里之遙, 雨量亦相差極微。就臺灣平地而言, 颱風年雨量, 以花蓮675mm最大, 恆春591mm居次, 臺北381mm爲最少, 較臺中之391mm尙略少, 此顯異於一般觀念者。臺灣山地, 全年由颱風所致雨量, 以海拔2,406公尺之阿里山爲最多, 雨量達1,358mm, 而高出海面3,850公尺之玉山, 雨量則爲852mm, 此

玉山高度較高, 而雨量反較少之原因, 可能由於地形影響差異。

颱風所挾雨量, 中心附近最大, 離中心漸減, 則逐漸減少, 在本文上節已論及, 颱風通過一地約可導致380mm雨量。茲就侵臺颱風, 十三年來49次颱風, 平均一次對臺灣各地所致雨量列如表二。

表二 侵臺颱風(1957~69)平均年雨量及月雨量(mm)

Table 2. The average annual and monthly rainfall (1957~69) due to typhoon invasion

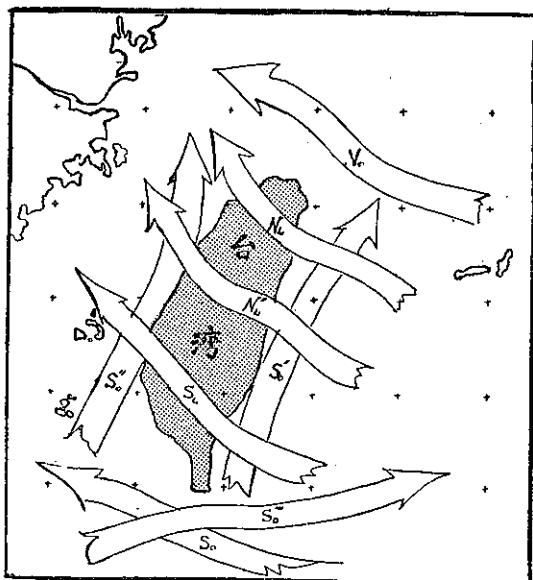
地名	年	七月	八月	九月	年雨量
彭佳嶼		77	85	160	352
臺北		96	79	164	381
臺中		169	136	92	391
花蓮		214	68	212	675
玉山		308	185	257	852
阿里山		429	250	376	1358
蘭嶼		127	48	66	338
恆春		216	151	110	591

由上表可知颱風侵臺, 平均一次所致雨量, 以阿里山429mm最多, 平均以花蓮214mm最多, 外島以彭佳嶼160mm最多。以此與所指颱風通過一地所致總雨量380mm比較之, 則知臺灣平地所獲颱風雨量低於此數值甚多, 外島更低, 尙不及其半數。颱風侵臺一次所致雨量, 其出現在夏季各月份, 亦有不同。臺灣北部及外島, 一次颱風雨量最多者, 多出現在九月份; 此顯示早秋颱風路徑, 緣此路徑侵臺者, 其所挾雨量較多。臺灣南部及外島, 一次颱風雨量最多者, 多在七月份, 此顯示在夏初月份, 颱風在臺灣南部一帶經過者, 帶來雨量較多。

五、侵臺颱風路徑分類及雨量分佈

就1956至1969年, 54個侵襲臺灣地區颱風, 依路徑不同分成八大類(參看圖五), 今選集37個雨量測站資料, 就颱風侵襲期間之各測站降水量加以統計, 求得平均日雨量強度, 作成雨量分佈圖, 予以定性分析。將山區與平地分開討論, 得出各類型颱風所致雨量之異同特性。

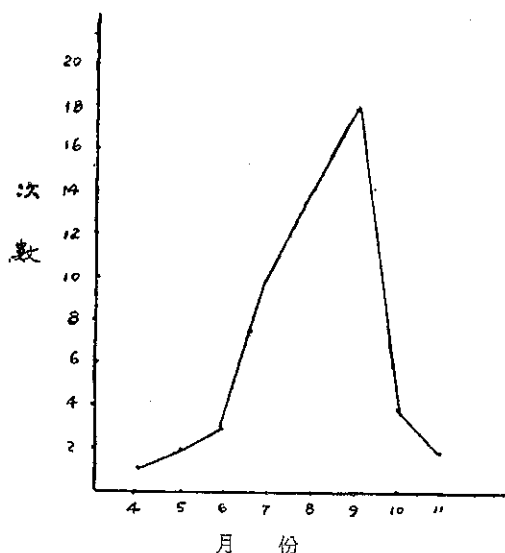
分析最近十四年(1956~1969)來, 54個侵襲颱風資料, 由圖六可知, 其出現以九月18次最多, 八月



圖五 侵襲臺灣颱風之路徑分類

Fig. 5 A classification of the tracks of the typhoon invading the Taiwan area.

14 次，七月 10 次較少。茲應用中央氣象局，空軍單位⁽⁸⁾及石門水庫所屬共 37 個測站，依颱風侵襲路徑之不同，分成八大類；並將各類颱風侵襲期間之降水，分別予以定性分析，藉以尋求臺灣地區平均日降雨量分佈情況，茲分述如下：

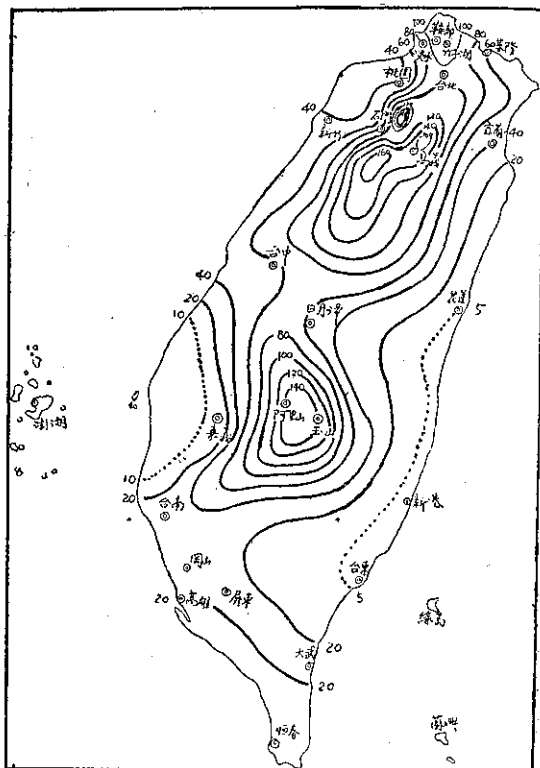


圖六 各月份侵襲臺灣颱風之頻率分佈 (1956~1969)

Fig. 6 The monthly frequency of typhoon invading Taiwan

(一) 侵襲臺灣北部陸地及海上之颱風

No 類 (Northern ocean)：颱風自東南向西北或自東向西通過本省北部近海者，計有 8 次，其中發生於八月者有 3 次，九月有 4 次，從圖七顯示出平地雨量分佈，以北部為最多 (臺北 95mm)，向南逐漸減少，新竹至臺中約在 50mm 左右，至南部減至 20~30mm，東北部地區約為臺北之三分之一 (宜蘭 34mm)，東部最少為在 10mm 以下。山區降雨以大



圖七 自臺灣北部海面經過之 No 類颱風平均日雨量分佈 (單位：公厘)

Fig. 7 The distribution of the average daily rainfall for the No type of the track of typhoon

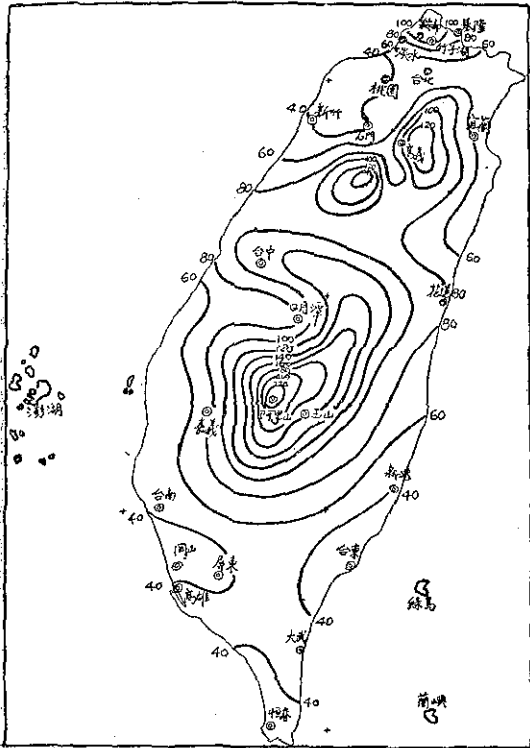
料揆溪流域 (石門水庫管理局所轄) 之鞍部 175mm (海拔 1450m) 最大，玉峰為 172mm (海拔 740m)，巴陵 161mm (海拔 1,220m) 次之，中南部之玉山為 153mm (海拔 3,850m)。此類颱風降水先自本省東北部地區開始，西北部繼之，然後蔓延至中、南部，東南部獲雨至遲。概而言之，颱風自北部海面通過，雨量集中於北部，距離颱風中心愈近，則獲雨也愈多，距離遠者雨量減少；當颱風通過北部海面時，

，颱風中心離北部陸地愈近則各地獲雨也愈多，且環流大小及降水持續時間均與降水量成正相關。

N_L 類 (Northern Land)：颱風自東南向西北或自東向西經過北部陸上 ($24^\circ N$ 以北) 者計有 8 次，其中八月 4 次，九月 3 次，由圖八可知日平均雨量顯示一特殊現象，即平地最多雨量出現於臺中為 110 mm，次多者為花蓮 81mm，亦即颱風自東部登陸

，七星山已減至 104mm (海拔 836m)，山區降水由南向北遞減。

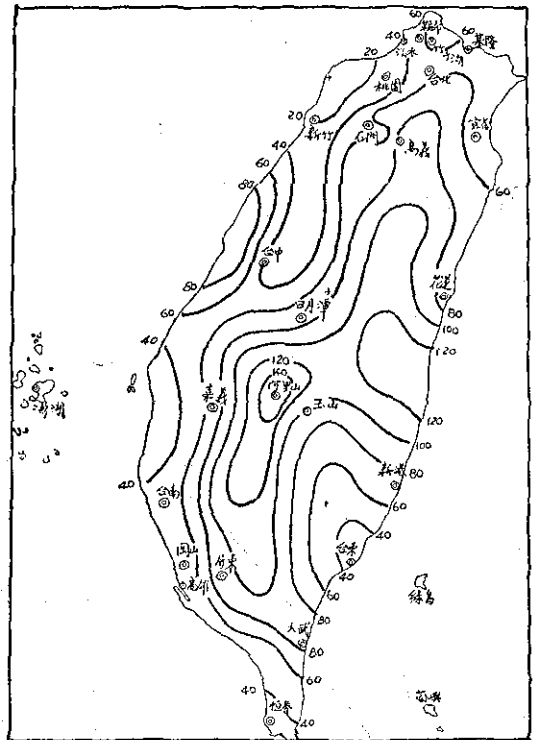
N'_L 類：颱風自東南向西北或自東向西橫穿臺灣中部陸上 ($23^\circ N \sim 24^\circ N$) 共有 11 次，均集中於盛夏，計七月 3 次，八月 4 次，九月 3 次，由圖九可知，平地降水分布以屏東 98mm 最多，大武 86mm 為次，清泉崗 84mm，亦即颱風進入及離出處為雨量集



圖八 自臺灣北部登陸之 N_L 類颱風平均日雨量分佈 (單位：公厘)

Fig. 8 The distribution of the average daily rainfall for the N_L type of the track of typhoon

點至臺灣西部出海處均為雨量最大處，在此最多及次多雨量地之南北，雨量逐漸減少，東北部之宜蘭及東南部之臺東為 50mm 及 30mm，西部之新竹為 40mm 臺南則為 55mm，往南更少；在平均狀態下，顯現颱風所挾雨量，沿颱風路徑形同雨帶，其中心軸即為雨量集中帶。降雨則以北部最早，中部受西南氣流抬升作用雨量也迅速增加，南部降雨最慢，此類颱風危害北部沿海較重，例如淡水降雨在 78mm 以上。至於山區降雨，以阿里山 239mm 最大，秀巒 146mm (海拔 840m)，嘎拉賀為 123mm (海拔 1160m)



圖九 自臺灣中部登陸之 N'_L 類颱風平均日雨量分佈 (單位：公厘)

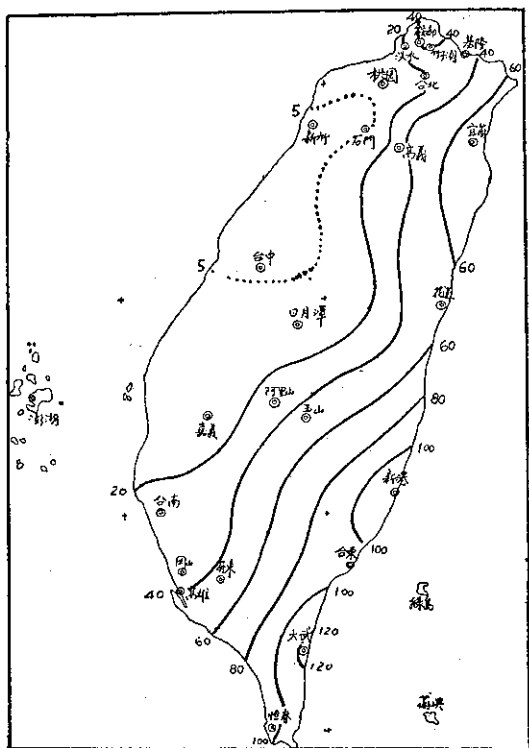
Fig. 9 The distribution of the average daily rainfall for the N'_L type of the track of typhoon

中處，臺灣南部雨量約在 50mm 左近，北部地區較少，桃園、新竹一帶僅為 20mm 左右。山區降雨以鹿林山之 156mm 最大 (海拔 2,728m)，向北逐漸減少，大嵙崁溪流域在 80mm 上下，七星山減至 60 mm。降雨自北部開始，東部與中部隨之，南部較遲，東部暴雨降於颱風即將登陸時，北部及中部之雨則降於颱風登陸後至出海一段時間內，颱風出海後，南部地區常有強烈西南氣流引入，雨量迅速增加，屏東之 98mm 即為證明。

(二) 侵襲臺灣南部陸地及海上之颱風

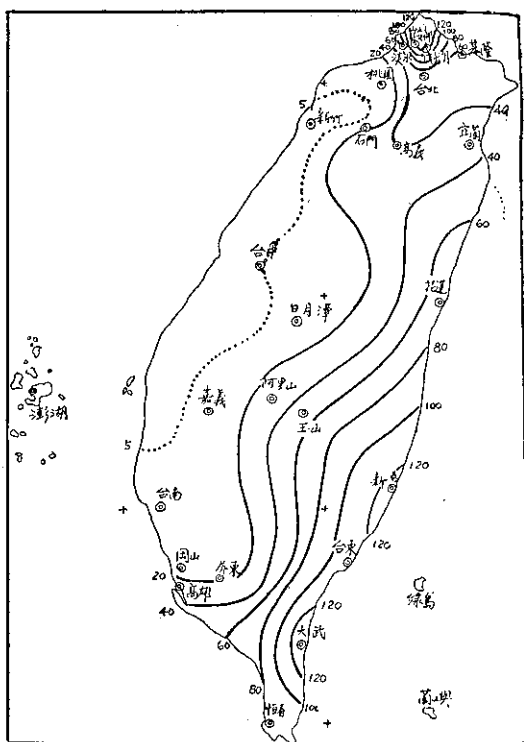
S_L 類 (Southern land) : 颱風自東南向西北或自東向西通過臺灣南部 (23°N 以南之陸上) 者計有 6 次，其中九月 3 次，七月 2 次，由圖十可知雨型分佈與上述三類有顯著差異，東南部獲雨最多 (大武為 121mm，新港為 115mm)，臺灣南端之恒春為 92mm 為次，東北部宜蘭 66mm，其他各地均在 50 mm 以下，一般而言，雨量偏重於東部迎風面，當氣流翻越中央山脈，因下沉增溫作用，俟抵達西部時降雨已呈強弩之末，均在 10mm 以下。山區之降雨，僅玉山為 55mm，其餘各山區皆不足 50mm，山區降雨稀少，為此類型颱風之特色。

S_O 類 (Southern ocean) : 颱風自東南向西北或自東向西經巴士海峽者共有 9 次，以九月 4 次最多，八、十月各為 2 次，雨型分佈與 S_L 類非常相似，仍以東南部最多 (大武 137mm，新港 129mm)，臺灣南端之恒春為 82mm 次之，東部花蓮亦多，有 76mm，東北部地區在 40mm 左右，南部地區則在 20mm 以下，西部更在 10mm 以下。山區降雨



圖十 自臺灣南部登陸之 S_L 類颱風平均日雨量分佈 (單位：公厘)

Fig. 10 The distribution of the average daily rainfall for the S_L type of the track of typhoon



圖十一 自臺灣東南方海面穿過巴士海峽之 S_O 類颱風平均雨量分佈 (單位：公厘)

Fig. 11 The distribution of the average daily rainfall for the S_O type of the track of typhoon

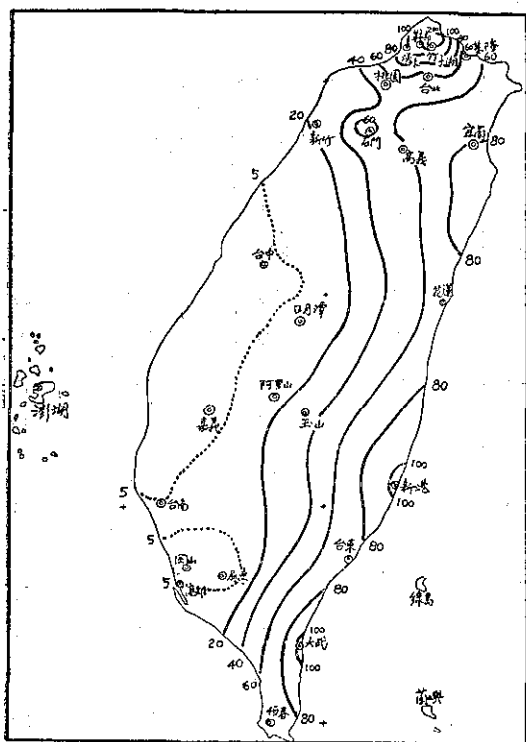
以七星山之鞍部 128mm 為冠，阿里山區在 50mm 左右，石門水庫流域為 30mm 附近，山區降雨比平地還少，為此類颱風之特點。臺灣北部地區之降水較多，除直接源於颱風本身環流外，同時因常有冷鋒接近本省北部使雨量增多。因此類颱風常出現於九月之後為多。

S'_O 類 : 颱風自東南向西北或自東向西至臺灣近海時沿本省東海岸北上者計有 4 次，於初夏或秋末時侵襲，由圖十二可知，雨量仍以東南部為最多 (新港 108mm，大武 106mm)，北部次之 (淡水 90mm)，東北部之宜蘭為 80mm，東部及北部因長時間處於颱風環流之內，加上東北季風之助長，使獲雨也多，西部地區因受中央山脈之屏障，降雨皆在 10mm 以下，等雨量線沿中部高山作南北走向，東面密而西邊疏。山區之降雨惟有竹子湖 224mm (海拔 600m) 特多，其餘僅大嵙崁溪流域在 50~60mm，中南部山區降雨在 30mm 左右，亦表現山區降雨稀少的現象。

表三 侵襲臺灣各路徑颱風之平均日雨量 (mm)
(1956~1966)

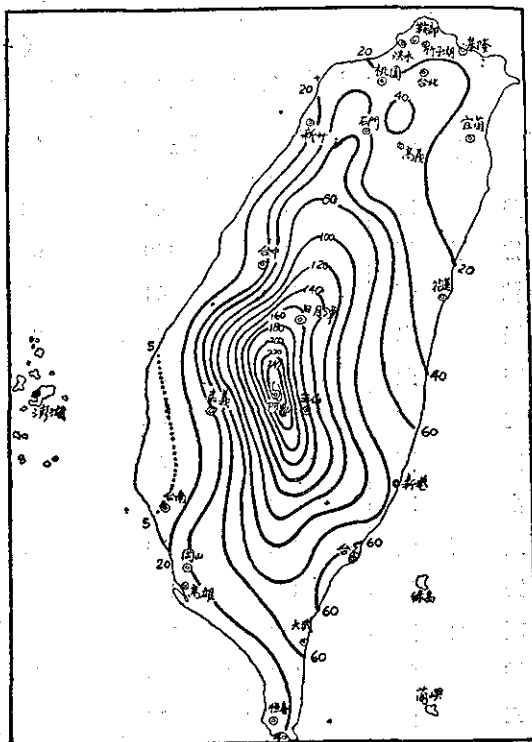
Table 3 The average daily rainfall due to different typhoon tracks.

站名	風類別	N ₀	N _L	N _{L'}	S _L	S ₀	S _{0'}	S _{0''}	S _{0'''}
基隆	隆	56	67	58	29	55	51	19	25
竹子湖	子	134	100	61	41	126	224	2	47
鞍部	部	115	104	57	35	128	26	19	52
淡水	水	60	68	38	18	38	90	10	24
臺北	北	95	49	46	20	42	44	26	9
桃園	園	42	38	25	9	9	47	24	17
龍潭	潭	48	53	53	3	2	47	52	14
白石	石	163	67	79	15	23	38	63	21
鎮西堡	堡	115	79	78	31	27	44	39	18
秀巒	戀	131	146	68	31	25	43	32	18
噶拉賀	賀	162	123	94	60	67	66	14	26
鞍部	部	175	45	72	16	16	41	22	19
三光	光	144	72	86	46	45	50	25	24
玉峰	峰	172	76	64	26	28	41	31	18
高義	義	145	92	93	29	33	45	29	21
巴陵	陵	161	121	80	49	49	68	22	25
長興	興	104	43	57	15	25	59	34	22
復興	興	120	48	69	20	32	74	49	27
石門	門	88	33	44	8	19	63	38	25
新竹	竹	57	40	20	3	4	21	18	26
清泉	岡	61	105	84	4	2	2	22	22
中潭	潭	51	110	39	4	5	4	27	18
日月潭	潭	56	78	68	6	6	9	170	19
嘉義	義	11	63	61	15	7	4	24	33
阿里山	山	146	239	150	27	22	18	276	86
鹿山	山	97	160	156	51	50	40	284	63
玉山	山	153	117	86	55	51	33	155	64
臺南山	山	31	55	46	31	14	5	5	72
岡山	山	22	26	55	29	13	3	40	78
高雄	雄	18	43	44	40	23	5	26	107
屏東	東	26	31	98	41	18	2	52	112
恆春	春	11	28	38	92	82	69	34	117
宜蘭	蘭	34	50	53	66	31	80	12	28
花蓮	蓮	4	81	75	52	76	64	25	50
新港	港	4	41	79	115	129	108	71	90
臺東	東	4	30	34	95	117	77	29	55
大武	武	23	46	86	121	137	106	78	171



圖十二 沿臺灣東部海面北上之 S_o' 類颱風平均日雨量分佈 (單位: 公厘)

Fig. 12 The distribution of the average daily rainfall for the S_o' type of the track of typhoon



圖十三 自南海北上經臺海峽之 S_o'' 類颱風平均日雨量分佈 (單位: 公厘)

Fig. 13 The distribution of the average daily rainfall for the S_o'' type of the track of typhoon

S_o'' 類: 颱風自巴士海峽或南海沿西海岸或臺灣海峽北上者僅有 2 次, 由圖十三知, 平地降水仍以東南部最多 (大武 79mm, 新港 71mm), 南部降雨次之 (屏東 52mm, 岡山 40mm), 中部地區在 20~30mm 間, 北部地區則在 20mm 以下, 此類颱風常帶來潮濕西南氣流, 使西南部地區降雨甚豐, 甚而引起水患。至於山區降雨分佈, 則以中南部迎風面者最多, 鹿林山 284mm, 阿里山 276mm, 而大嵙崁溪流域 (海拔平均在一千公尺) 為 30mm 左右, 七星山更在 20mm 以下, 這些山區因海拔較低, 已屬背風面型之降雨。

S_o''' 類: 自南海生成之颱風東移經巴士海峽者計有 6 次, 降水仍以東南部為冠 (大武 171mm), 南部次之 (屏東 112mm), 嘉義以北地區, 降水均不足 30mm, 等雨量線略呈東西走向。山區降雨以阿里山 86mm 最多 (約為大武雨量之半), 大嵙崁溪流域在 20~30mm 間, 七星山在 50mm 上下, 降雨量多, 當颱風經巴士海峽東移, 除東南部及南部地區外, 各地降雨時間短, 獲雨也少。

(三) 各類颱風路徑所致雨量之比較

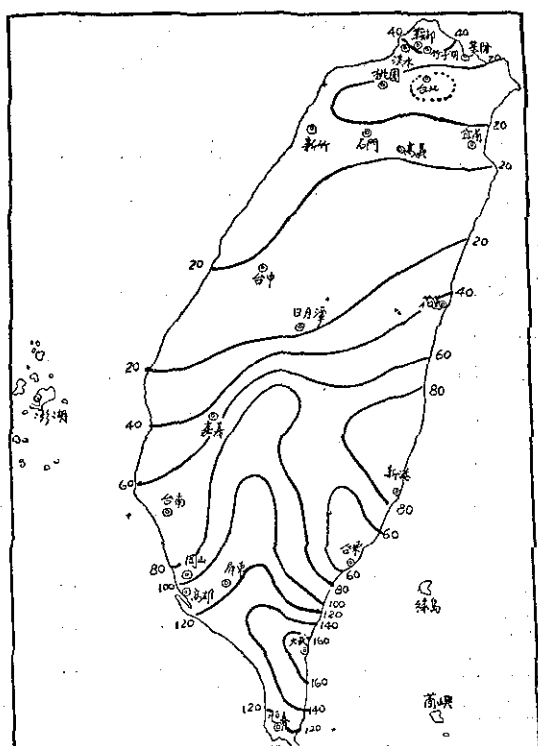
各類颱風對全島平均降水之影響情形, 見表四:

表四 侵襲臺灣之各類颱風於平地及山區之平均日雨量 (單位: 公厘)

Table 4. The average daily rainfall amount in plain and mountain areas for 8 tracks of typhoon invading Taiwan.

平均日雨量 分區	颱風類別	N_o	N_L	N_L'	S_L	S_o	S_o'	S_o''	S_o'''
平地		35	54	54	41	42	43	31	72
山區		133	97	81	31	43	55	72	33

以平地而言, S_o''' 類 72mm 獲雨最多, N_L 及 N_L' 類均為 54mm 次之, 而以 S_o'' 類 31mm 最少; 山區降雨則以 N_o 類 133mm 最高, N_L 類 97mm 次之, 而以 S_L 類 31mm 殿後, 特別須強



圖十四 自南海北部穿過巴士海峽之 S_o''' 類
颱風平均日雨量分佈 (單位: 公厘)
Fig. 14 The distribution of the average
daily rainfall for the S_o''' type
of the track of typhoon

調說明者, S_L 類之降水結構, 在平地為 41mm, 而山區僅有 31mm, 山區降水比平地為少, S_o''' 類降水, 平地為 72mm, 山區 33mm, 情形亦復如此。

就表三所示, 臺北一地, 由各類颱風所挾雨量之比較, 則以經由臺灣北部海面之 N_o 類最多 (95mm), 其他類颱風影響較小, 縱是登陸北部之 N_L 類亦僅達其半 (49mm), S_L 類為 20mm, 影響臺北地區最小者為 S_o'' 類只有 9mm, 其他各類颱風之影響情形見表三所示。

至於中部地區之影響, 以臺中一地說明之, 以 N_L 類 110mm 為最大, N_o 類 51mm 次之, 經過南部之 S_L 或 S_o 類, 及經東部海面上之 S_o' 類, 降雨皆在 5mm 以下, 其影響可說微乎其微了。南部地區之影響程度, 以臺南說明之, S_o''' 類 72mm 最大, N_L 類 55mm 次之, 而以 S_o' 及 S_o'' 類之影響最小, 皆不足 5mm。東部之情形以花蓮說明, 登陸北部之 N_L 類 81mm 最嚴重, N_L' 及 S_o 類次之, 均為 75mm, 而 N_o 類之 4mm 為最小,

S_o'' 類 25mm, 其餘各類均在 50mm 以上。

由表三可知, 對於山區降雨貢獻最多者, 北部山區 (竹子湖 134mm), 石門水庫流域 (平均約 140mm) 均為通過北部海面之 N_o 類所致, 阿里山區則以 N_L 類 239mm 最多, 加上前述平地雨量之定性分析, 可知颱風進行路徑以南地區常為多雨地帶, 此顯為颱風環流之西南氣流所致無疑。

由表四, 登陸颱風 (包括 N_L , N_L' 及 S_L 三類) 與非登陸颱風 (N_o , S_o , S_o' , S_o'' , S_o' 類) 對本省降雨影響不盡相同; 以平地所獲雨量言, 登陸颱風平均為 50mm (佔總雨量 53%), 非登陸颱風平均則是 45mm (佔全部之 47%); 至於山區降水, 登陸颱風平均為 70mm (佔 51%), 非登陸颱風平均 67mm (佔 49%), 登陸颱風之雨量僅略多於非登陸者 (52%與48%之比)。

各地區雨量顯然與環流大小 (颱風半徑及強度), 颱風進行方向與速度 (決定降雨時間), 氣壓梯度, 西南氣流之強弱及東北季風指數 (秋颱時) 均有密切相關, 其相關係數有待更進一步研究, 尤其這些參數間之迴歸方程式有待完成, 並就各類颱風降水之平均狀態作個例研究 (Case study), 討論特殊之個別颱風降雨, 此可能在定量降水預報上有所裨益。

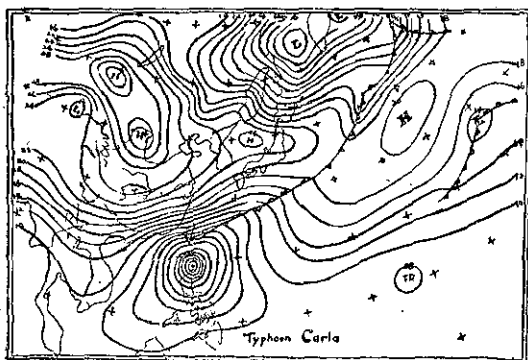
六、侵臺颱風雨量之例證

侵臺颱風所致雨量之多寡, 其主要因素, 係由於地形及風速兩者; 臺灣地形, 影響於颱風者, 不僅雨量, 即颱風本身強度, 在通過臺灣後, 可減弱大半, 甚或消滅。

茲就颱風 S_o 類經過臺灣南部海面, 路徑極相似之兩颱風為例, 以分析氣壓型 (代表風速之分佈) 與颱風雨量之重要性。就臺灣一地言, 地形影響, 對相同路徑之颱風, 可假設作用相同, 今僅就颱風本身渦旋強度, 與颱風外圍氣壓分佈梯度之大小, 以分析雨量。

民國56年10月17~18日颱風解拉 (Carla) 及民國57年9月5~7日范迪 (Wendy) 兩颱風, 均係 S_o 類經過臺灣南方海面者, 由於颱風外圍氣壓梯度之差異, 前者中心距臺灣較近, 勢力較強, 而所致日雨量, 則不及較遠較弱之後者。解拉颱風之影響臺灣, 在南部出現之最低氣壓為 995mb; 而范迪颱風影響臺灣南部, 所出現之最低氣壓為 980mb, 即范迪向較解拉颱風低 15mb, 而雨量反少甚多, 茲將原因分析如下。

(一) 颱風解拉 (Carla)：其中心遠在呂宋島北部經過，距臺灣南端之最近距離，亦在 300 公里以上，但對東北部蘭陽盆地，却造成嚴重之水災，其原因乃由於氣壓分佈之特殊，在臺灣東北部一帶，造成極強之氣壓梯度，如圖 15 所示，由於此極大之氣壓梯度，因而在臺灣地區，在廣大範圍內風速特強，臺灣東部一帶，適為迎風面，加以地形之抬高作用，故致豪雨成災。



圖十五 56年10月17日 8 時之地面氣圖
Fig. 15 17000 Z Oct. 1967 surface chart

此次颱風侵襲時，臺灣地面及高空之風速均甚強，就表三所示，桃園於十月十八日，在颱風最接近臺灣時，臺灣北部一帶，高空風主要為 NE 風，由地面風速之 26kts，向上逐漸增強，至 950mb (約 500m) 則風速增為 51kts，900mb 時 (約 1000m) 為 65kts，至 760mb (約 2500m) 風速達 68kts，此與颱風中心最大風速相若，此種強烈風速，係在臺灣西部背風面所測，若在臺灣東部之迎風面當更大於此數值，經地形之抬升，造成驚人豪雨，自可理解。

表五 桃園民國56年10月17日 12z 高空風
Table 5. The upper Wind data at Taoyuan (Oct. 17, 1200Z, 1967)

高度 (mb)	風 向 (度)	風 速 (kts)
地 面	50	26
1000	50	28
950	40	51
900	40	65
850	50	62
800	60	62
760	70	68

表六 解拉 (Cable) 颱風雨量統計
Table 6 The rainfall data for typhoon Carla

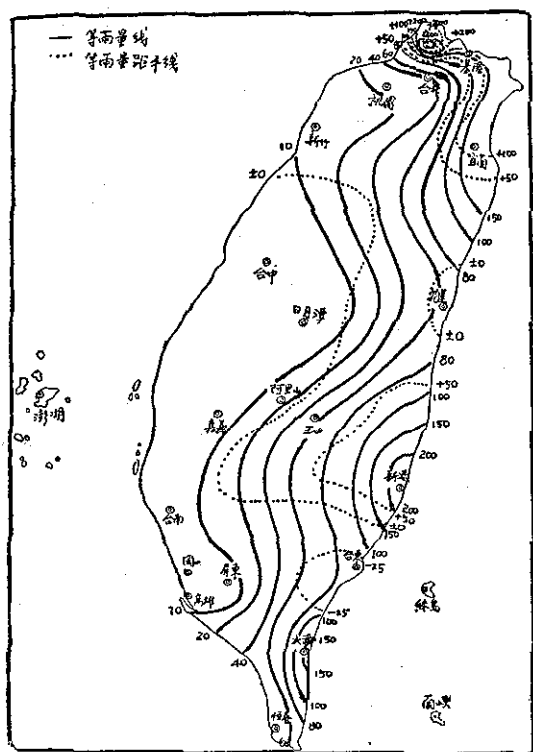
項 目	1967 10 17	1967 10 18	平 均	距 平	距 平	百 分 率
基 隆	106	198	152 +	97	+	178
竹 子 湖	405	420	412 +	287	+	229
鞍 部	429	576	503 +	375	+	293
淡 水	141	76	108 +	71	+	186
臺 北	29	29	29 -	13	-	31
桃 園	29	19	24 +	15	+	158
新 竹	12	18	15 +	12	+	311
臺 中	0	0	0 -	5	-	100
嘉 義	T	1	1 -	6	-	90
日 月 潭	3	2	2 -	4	-	63
阿 里 山	14	21	17 -	5	-	22
鹿 林 山	37	69	53 +	3	+	7
玉 山	36	91	63 +	13	+	25
臺 南	2	14	8 -	5	-	39
岡 山	1	6	3 -	9	-	74
高 雄	1	19	10 -	13	-	58
屏 東	0	9	4 -	13	-	75
恆 春	30	89	60 -	23	-	28
大 武	45	264	154 +	18	+	13
臺 東	18	156	87 -	30	-	26
新 港	74	405	240 +	111	+	87
花 蓮	22	112	67 -	9	-	12
宜 蘭	233	106	169 +	138	+	439

茲就解拉颱風，在臺灣所致雨量及雨量距平示如表六及圖 16。可知此颱風所致雨量形態與標準型相似，但雨量較多，雨量為正距平，雨量東部及東北部較東南部大，即由於颱風氣壓型不對稱，距颱風中心遠者，雨量反多。

(二) 颱風范迪 (Wendy) 其中心於民國 57 年 9 月 6 日，在恆春附近南方海面經過 (參看圖 17)，中心最大風速 40m/s，氣壓 970mb。進行時速為 5 哩，較正常颱風進行速度約慢一倍，因此侵臺時間較長，惟所致日雨量並不多，與 S₀ 類颱風之平均雨量相較，均為負值 (如表七)。此颱風由氣象衛星影片顯示

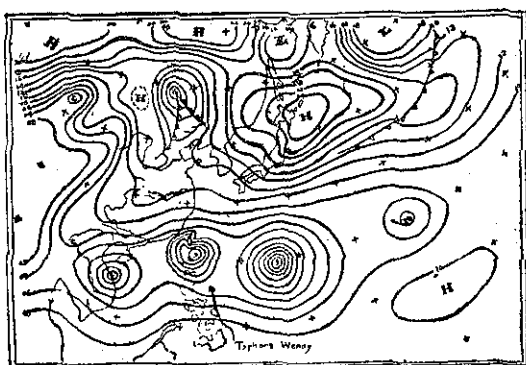
表七 范迪 (Wendy) 颱風雨量統計
Table 7 The rainfall data for typhoon Wendy

項目 測站	1968 9 4	1968 9 5	1968 9 6	1968 9 7	平 均	距 平	距 百分率
基隆	0	1	1	0	1	-54	-99
竹子湖	11	13	0	0	6	-119	-95
鞍部	9	18	1	0	7	-121	-95
淡水	17	6	0	0	6	-32	-85
臺北	4	2	0	0	2	-40	-96
桃園	0	0	0	0	0	-9	-100
龍潭	0	0	0	0	0	-2	-100
新竹	2	0	0	0	1	-3	-84
清泉岡	0	0	0	0	0	-2	-100
臺中	0	0	0	0	0	-5	-100
嘉義	0	4	0	0	1	-6	-84
日月潭	0	1	0	T	0	-6	-95
阿里山	0	23	3	0	7	-16	-71
鹿林山	4	63	28	3	24	-26	-51
玉山	14	70	43	21	37	-14	-28
臺南	0	0	0	3	1	-13	-94
岡山	0	0	0	0	0	-12	-99
高雄	0	1	18	5	6	-18	-75
屏東	0	1	4	9	4	-14	-80
恆春	2	78	129	20	57	-25	-31
大武	5	92	199	107	76	-61	-45
臺東	2	82	108	106	75	-43	-36
新港	29	136	75	14	64	-65	-51
花蓮	2	47	22	0	18	-58	-76
宜蘭	19	7	2	0	7	-24	-78



圖十六 解拉 (CARLA) 颱風襲臺期間 (1967 年10月17~18日) 之平均日雨量分佈及其距率 (單位: 公厘)

Fig. 16 The distribution of the average daily rainfall (solid lines) and its anomaly (dotted lines) for typhoon Carla during Oct. 17~18, 1967



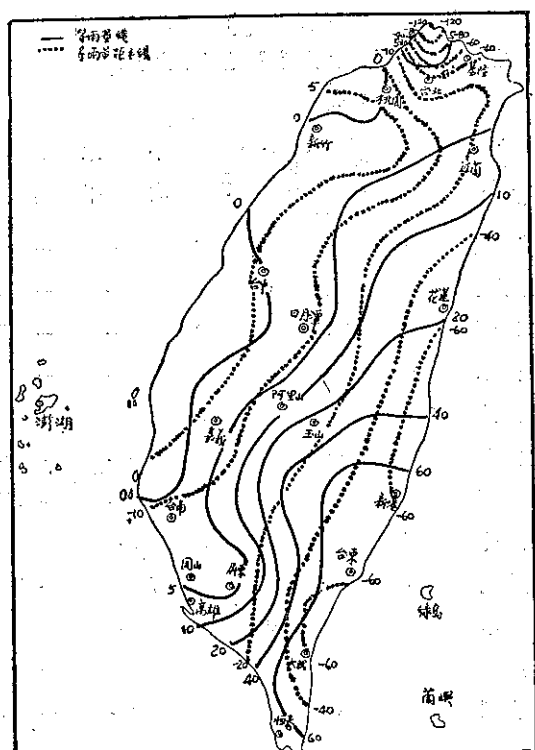
圖十七 民國57年9月5日8時地面天氣圖

Fig. 17 050000Z Sept. 1968 surface chart

，颱風結構係對稱圓形，其外緣無凸出之螺旋狀雲帶，因此，在臺灣南端通過時，其所致雨量不多，如圖18所示，颱風 Wendy 所致雨量，其分佈之形態，與颱風

風路徑 S_0 類者極相近，而臺灣東部迎風面之雨量最多，等雨量線幾呈南北走向，而向中央山脈逐漸減少，中央山脈以西更少，甚至於無雨量。

再就雨量距平分佈之情況分析之，負距平近似與等雨量線平行，其最大負距平，在東部沿海，此可顯示颱風 Wendy 所挾雨量少，此種雨量少之原因，吾人可假設為圓形颱風本身渦旋之本質，惟是否得當，將另文進一步分析。



圖十八 范妣 (Wendy) 颱風襲臺期間 1968 年 9 月 4~7 日之平均日雨量分佈及其距平 (單位: 公厘)

Fig. 18 The distribution of the average daily rainfall (solid lines) its anomaly (dotted lines) for typhoon Wendy during Sept. 4~7, 1968

由颱風 Wendy 與 Carla 兩者所致雨量之差異, 可證明氣壓型對颱風雨量之重要性。颱風范妣侵臺期間, 係處於熱帶低壓槽內, 颱風周圍之氣壓分佈甚對稱, 可稱為「對稱型颱風, 或圓形颱風」, 解拉颱風, 侵臺期間, 係處於熱帶低壓槽之邊緣, 在其北方為一高氣壓, 氣壓梯度大, 範圍伸展甚廣, 颱風周圍氣壓甚不對稱, 可稱為「非對稱型颱風」。

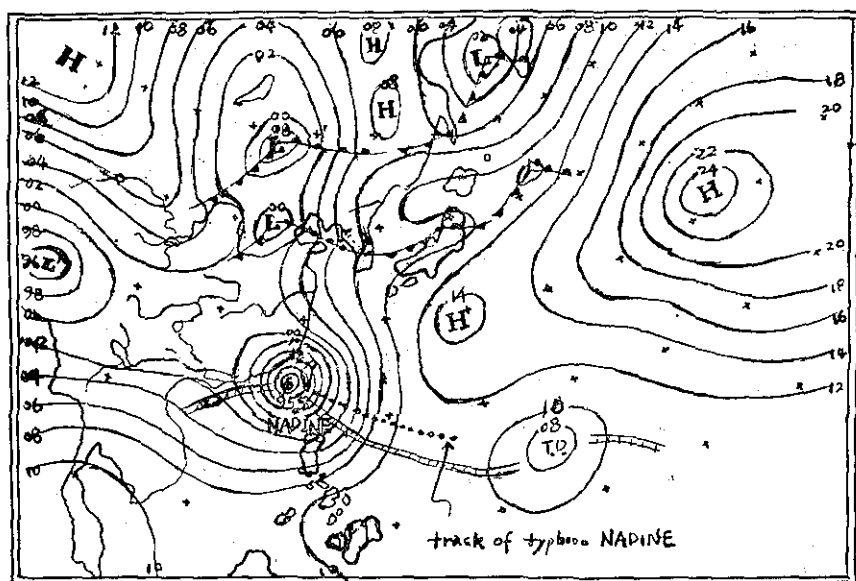
對稱型颱風, 其所致雨量, 主要由本身氣流之渦旋決定, 如 Wendy 颱風, 雨量為負距平, 等雨量線與距平線幾呈平行狀態。颱風為一單純渦旋, 所致日雨量, 較正常值為少, 應屬於少雨量颱風型。其所致災害 (水災) 應為較小者, 此在預測颱風方面, 為一重要參考因素。距颱風中心愈遠, 負距平百分率愈大, 例如臺東為 -36% , 新港 -51% , 宜蘭 -78% , 臺北 -96% , 其趨勢甚有規則 (參看表七), 此為颱風屬對稱型時之一特徵。

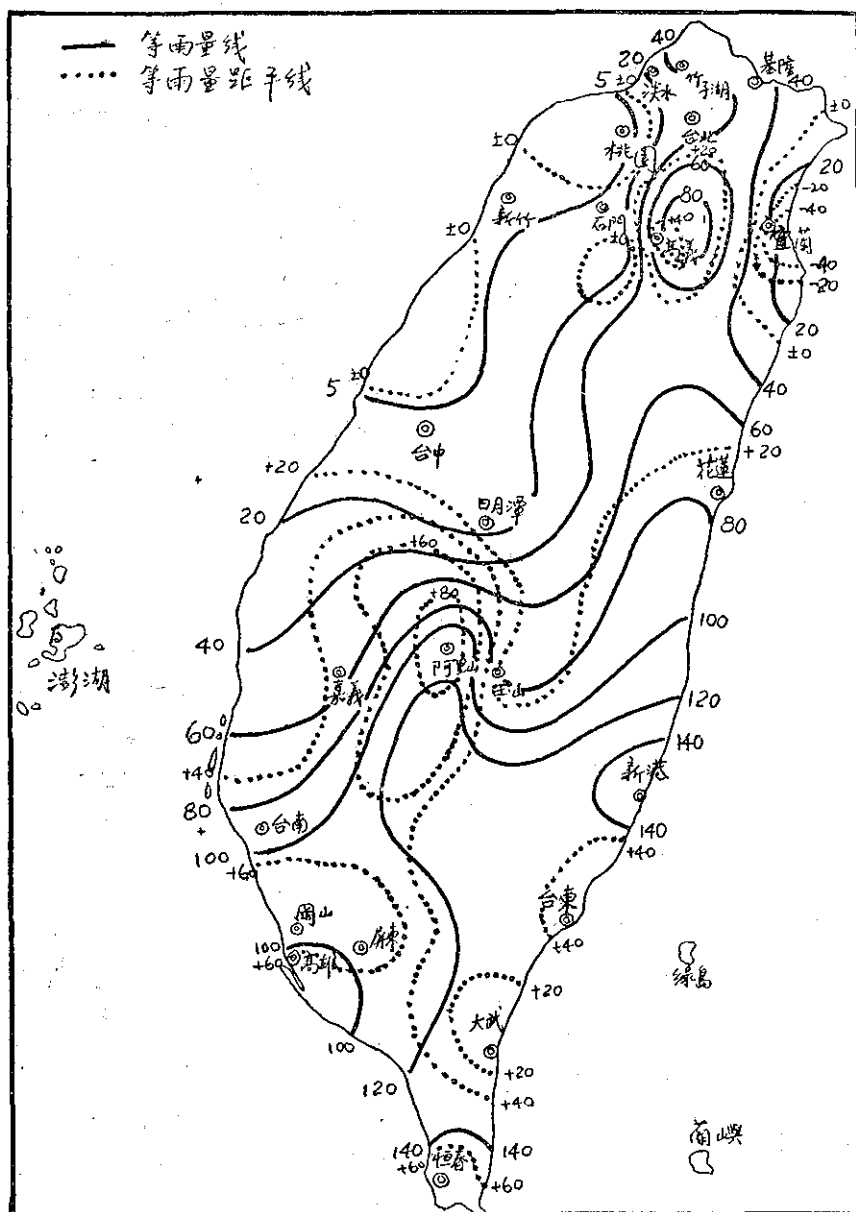
非對稱型颱風, 除其本身氣流之渦旋作用外, 由於外在因素, 造成外緣之強大氣壓梯度, 所致雨量大異於對稱型颱風, 例如颱風 Carla (如圖十七), 所致之雨量型態, 雖與標準型態相似, 但雨量距平大異於颱風 Wendy, 例如臺東為 -26% 。新港 $+87\%$, 宜蘭 $+439\%$, 臺北為 -31% , 參看表六, 而顯示非對稱型颱風, 在臺灣東部沿海所致雨量, 較對稱型為多, 且較標準值為多。

在此證例內, 兩個颱風所致雨量, 就臺灣東北部而言, 有一顯著特徵, 圓形颱風 Wendy, 通過臺灣南部海面時, 臺灣北部雨量至微, 雨量負距平, 可達 -100% , 但非對稱型颱風 Carla, 却給臺灣東北部

表八 娜定 (Nadine) 颱風雨量統計
Table 8 The rainfall information of typhoon Nadine

測站	項目	1971 7 25	1971 7 26	平均	距平	距平 百分率
基隆	隆	30	52	41.0	+ 11.7	+ 39.9%
竹子湖	湖	77	34	55.5	+ 14.6	+ 35.7
淡水	水	36	9	22.5	+ 4.2	+ 23.0
臺北	北	41	27	34.0	+ 13.8	+ 68.3
桃園	園	7	0.5	3.8	- 5.3	- 58.2
龍潭	潭	1.5	0	0.8	- 2.1	- 72.4
石門	門	21.7	3.3	12.5	+ 4.5	+ 56.3
高義	義	146.6	0	73.3	+ 44.0	+ 150.2
巴陵	陵	172.0	1.0	86.5	+ 37.9	+ 77.9
玉峰	峰	35.0	0.3	17.7	- 8.4	- 32.2
新竹	竹	4	4	4	+ 0.8	+ 25.0
新泉崗	崗	0.3	3.2	1.8	- 2.1	- 53.9
臺中	中	0	29	14.5	+ 10.1	+ 229.5
嘉義	義	1	116	58.5	+ 43.6	+ 292.6
日月潭	潭	10	27	18.5	+ 12.4	+ 203.3
阿里山	山	66	172	119.0	+ 92.5	+ 349.1
玉山	山	68	77	72.5	+ 17.6	+ 32.1
臺南	南	0.2	178	89.1	+ 57.9	+ 185.6
岡山	山	25	200	112.5	+ 83.4	+ 286.6
高雄	雄	1	180	90.5	+ 50.9	+ 128.5
屏東	東	23	185	104.0	+ 62.7	+ 151.8
恒春	春	18	289	153.5	+ 61.5	+ 66.9
大武	武	48	208	128.0	+ 6.8	+ 5.6
臺東	東	67	202	134.5	+ 40.0	+ 42.3
新港	港	127	166	146.5	+ 31.2	+ 27.1
花蓮	蓮	115	42	78.5	+ 26.5	+ 51.0
宜蘭	蘭	17	23	20.0	- 45.5	- 69.5





圖十九 娜定 (NADINE) 颱風襲台期間 (1971 年 7 月 25~26 日) 之平均日雨量分佈及其距平 (單位 公厘)
Fig. 19 The distribution of the average daily rainfall (solid line) and its anomaly (dotted line) for typhoon adine during July 25~26, 1971

待至 26 日颱風中心，進至臺灣西部及臺灣海峽，桃園位於颱風中心之北，該地高空風速銳減，顯示颱風後部環流，受臺灣西部地面及高山之阻，並由於升上作用，而致大量降雨。促成此種現象，其主要原因，由於此颱風勢力強大，中心且偏向北方移行之故。

東港無線電探空站，位於此颱風進行之正前方，在 7 月 25 日 8 時，距颱風中心 460 公里，高空最大

風速，出現在 500mb 為 55kts，在 400mb 高度為 60kts，在此高度以上及以下，風速均較小 (表十)。在該日 20 時，颱風中心更接近東港時，高空風速大為增強，最大風速層，集中在 500mb 至 300mb 高度，風速達 80 至 85kts，此顯示距颱風中心更近時，強烈風速之厚度增大，風速亦增強甚多，風向則主要為 NE 及 NNE。就東港與桃園 25 日高空風速作比較

，則顯示桃園雖位於颱風中心較遠處，但各高度之風速，均較東港為大，此可能由於臺灣地形之影響所致，亦或由於颱風右前半圓風速特強之原因。

由以上三個颱風之例證，可知以本文所得之颱風

降雨之平均狀態，用於預測一般颱風，在24小時內，處於颱風環流內所致雨量，可能十分接近；因而應用在定量預報上，再加以實際颱風情況，作適當之修正，則可獲得更佳之結果。

表九 桃園高空風（7月25及26日）

Table 9. The upper wind data at Taoyuan (July 25~26, 1971)

日 時 高度 mb	25 日				26 日			
	8 時		20 時		8 時		20 時	
	風向 (0-360°)	風速 kts	風向 (0-360°)	風速 kts	風向 (0-360°)	風速 kts	風向 (0-360°)	風速 kts
1000	70	10	70	20	100	30	320	10
850	90	25	70	70	110	80	310	10
700	70	50	90	75	130	40	200	40
500	50	55	60	100	130	20	160	40
400	50	45	70	95	110	70	130	40
300	40	30	40	50			130	50
200	70	25	70	60			130	20

表十 東港高空風（7月25日）

Table 10 The upper wind data at Tungkong (July 25, 1971)

日 時 高度 mb	25 日			
	8 時		20 時	
	風向 (0-360°)	風速 (kts)	風向 (0-360°)	風速 (kts)
1000	20	5	360	15
850	310	10	360	25
700	30	35	360	30
500	50	55	20	85
400	40	60	20	80
300	40	40	20	85
200			90	20

七、結 論

(一) 臺灣由颱風所致雨量，在中國東南沿海佔首位，根據統計，臺灣之颱風雨量，佔全年雨量25%，香港為24%，廣州21%，福州僅為17%。

(二) 臺灣之夏季各月份，颱風雨量佔月平均雨量比值，以九月份56%最多，七月41%次之，八月為37%，六月份僅10%，至於臺灣山地，颱風雨量之比值，多大於平地，如阿里山九月份為71%，玉山八月份

比值達53%。

(三) 侵臺颱風路徑，與所致雨量之平均形態，其間有一顯著特徵，即沿颱風中心經過之處，形成一雨量集中帶，距此中心帶漸遠，雨量漸減少，侵臺颱風所致全島雨量最多者，為在臺灣北部海上通過之 N₀ 類，所致雨量最少者為在臺灣南部經過之 S_L 類。

(四) 侵臺颱風所致雨量之多寡，除由於地形影響外，颱風周圍氣壓梯度之強弱，亦即氣壓型，關係雨量最為重要，對稱型颱風，對臺灣所致雨量較少，但非對稱型者則所獲雨量較多。

引 用 文 獻

- (1) 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。
- (2) M Yanai (1968) Evolution of a tropical disturbance in the Caribbean Sea Region JMSJ Apr. 1968.
- (3) P. Koteswaram (1957) : On the structure of Hurricane in the upper troposphere and lower stratosphere, Monthly Weather Review Vol. 95 No. 8
- (4) S. Yoshizumi (1968) On the asymetry of wind distribution in lower layer in Typhoon, Jap. Meteor Soc Japan 46-3
- (5) Simpson (1964) : Experiments in Hurricane modification, Scientific American, Dec 1964.
- (6) Riehl (1968) : Tropical Meteorology, p 294.
- (7) Landsberg (1969) : World survey. of climatology Vol 8 p 22.
- (8) 俞家忠：颱風侵襲下臺灣各地雨量及臺北盆地水災之初步研析（氣象預報與分析第四十五期 59 年 11 月版）

臺灣春雨期內東亞環流型特徵之分析

戚 啓 勳

An Analysis on the Circulation Pattern during March 1970, an Abnormal Spring Rain Period in Taiwan

Ke-hsun Chi

Abstract

In this paper an analysis is presented, concerning the circulation characteristics during late February to late March of 1970 which was an abnormal spring rain period in Northern Taiwan. It is found that there is a definite pattern of anomalous in the general circulation both in middle latitudes and in subtropical latitude and the anomalous are extremely persistent. It is this high persistence of anomalous which is responsible for the extreme spring rain in Northern Taiwan.

一、前 言

民國 59 年 (1970) 3 月份，臺灣北部地區淫雨連綿，彭佳嶼連續有雨 28 天，基隆及鞍部各 27 天，臺北及淡水各 26 天。全月總雨量大都相當於各該測站多年平均之兩倍至三倍。如僅以該月上旬及中旬統計，則超出正常更為可觀。臺灣春雨之逐年偏差甚大，預報非常困難，以其對農業及日常生活均極重要，故為中期預報上重要之課題，本文旨在就該次異常春雨之環流特徵作初步探討，從而尋求中期預報上可資應用之南針。

二、臺灣北部一般春雨期之特徵

臺灣週年內雨量分佈之演變，一般而論，頗有規律，完全受盛行風所控制，配合九月間東亞大氣環流型之突變，雨量分佈型自夏季型亟變為冬季型(註 1)，雨量集中在東北部。翌年六月間東亞大氣環流再度轉變，臺灣雨量型早一個月已開始轉為夏季型，其間最大之特色為阿里山及大武山區之雨量突增。

然而此種雨量之週年內演變型式，逐年之偏差甚大。以臺北而論，根據過去 74 年 (1897-1970) 來之記載，一月份雨量最多曾達 279.6 公厘 (1951)，最少只有 12.1 公厘 (1932)；二月份最多為 372.9 公厘 (1968)，最少只有 24.4 公厘 (1955)；三月份最多為 398.6 公厘

(1900)，最少僅 10.3 公厘 (1948)；四月份最多 595.6 公厘 (1931)，最少僅 0.9 公厘 (1964)。

臺灣冬季雨較穩定，夏秋兩季主要為雷雨及颱風雨，雨量偏差雖大，但因集中少數幾天，大都成為逕流喪失。可見以農業而言，關係最要當係春雨之異常，蓋此時正為植物茁長期，無論旱澇均甚敏感，加之春雨每帶來春寒，影響乃格外嚴重。

此種春雨之特性，在逐月統計中殊難顯示，以其已勻消為期較短之變化。故必須分候或分旬統計。根據臺北測站過去 74 年 (1897-1970) 來一月至四月之逐旬雨量，其平均值顯示自二月下旬開始，雨量逐漸增多，至三月下旬到達最高峯，平均旬雨量達 62.6 公厘，較二月中旬約增一倍。此後又逐漸減少，如圖 1 所示。

圖中可見臺灣北部確有春雨期之存在，如果統計最近 16 年 (1955-1970) 來臺北之旬雨量，三月下旬至四月上旬之轉變特別顯著，三月下旬平均為 66.9 公厘，而四月上旬平均僅 26.7 公厘。似可作為春雨終止期之劃分。

今假定以臺北旬雨量超過 60 公厘視為顯性春雨期，則以往 16 年內二月下旬竟出現八次之多，亦即平均兩年內即有一次機會，較二月中旬或上旬增加約一倍之機會；三月下旬亦有 6 次，佔 37.5% 之頻率，而

* 本研究承國家科學委員會之補助始克完成。

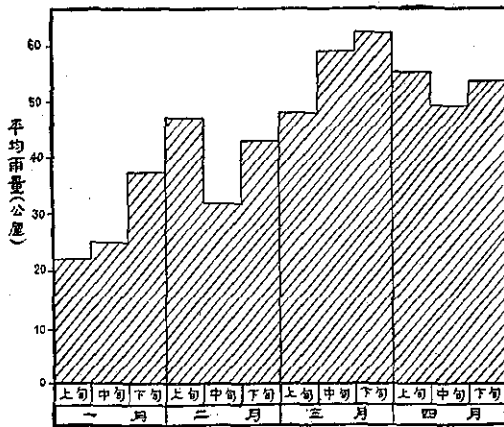


圖 1 臺北過去74年 (1897-1970) 來各旬平均雨量

四月上旬竟無一次出現。由此可見春雨期之開始頗見參差，但以二月下旬出現明顯性之春雨期機會較多，至於終止期則大都在三月下旬。此項事實對農業及水利上之參考極有價值。

我國長江中下游一帶，梅雨前亦有明顯之春雨期，據統計入梅最早為6月3日，最晚為6月29日，相差將近一個月（註2）。臺灣亦有梅雨期，但不明顯，且較長江中下游稍提前，以六月為活躍期（註3）。江南一帶，梅雨前之春雨期大抵在三月底四月初，即清明前後，故有「清明時節雨紛紛」之謂，較臺灣似有略。

此春雨期內，上海之候平均氣壓 ≥ 1010 毫巴，溫度 $\leq 19^\circ\text{C}$ ；但在梅雨期間，上海之候平均氣壓 < 1010 毫巴，溫度 $> 19^\circ\text{C}$ 。以大氣環流之形勢而言，春雨期間高空副熱帶高壓之脊線尚在北緯20度以南，地面極鋒多在兩嶺一帶或更南，雨區自南嶺北伸至長江流域，雨帶軸線在 28°N 以南。長江中下游尚在春季移動性高壓控制之下，天氣陰冷，而梅雨期則高空副熱帶脊線躍至 20°N 以北，地面極鋒亦自南嶺跳至長江一帶。故福州候溫 $\geq 25^\circ\text{C}$ 相當於高空副高脊線已過 20°N ，長江中下游入梅；倘福州候溫不足 25°C ，即屬春雨，臺灣北部之緯度大致與福州相當，春雨之定義亦應作如是觀。

三、59年3月臺灣北部之異常春雨

59年3月臺灣北部淫雨連綿，若干地區已達成災之程度。基隆及陽明山鞍部均自1日至27日連續有雨，基隆全月29天有雨，總量達624公厘，鞍部全月28天有雨，總量539公厘，均超過累年平均一倍以上。臺北及淡水連續降水各26天，全月總雨量分別為



圖 2 民國59年3月上旬臺灣等雨量線（實線）及其距平（虛線）（間隔為50公厘）



圖 3 民國59年3月中旬臺灣等雨量線及其距平（間隔為50公厘）

282.4 公厘及 320.9 公厘。如不計下旬，則正偏差更為顯著，但就時間上言，僅較正常之春雨期稍見提前而已。

59 年 3 月上旬臺灣之雨量分佈見圖 2，圖中可見東北部最大區旬雨量超過 300 公厘，正距平約 200 公厘；合歡山一帶旬雨量亦超過 200 公厘，正距平約 150 公厘。僅南端有極微之負距平，三月中旬之雨量分佈見圖 3。臺灣東北部之雨量仍超過 200 公厘，正距平約 150 公厘，合歡山一帶之雨量大致與上旬相似。此種分佈型式與三月份之平均雨量分佈相當接近，但在下旬則臺灣各地之雨量均為負距平，適足以顯示上中旬正距平之突出。

四、地面環流型之異常

自天氣學之觀點，凡出現大規模長期性之旱澇，其間高空環流（超長波系統）必具有一定之型式，並且有顯著之穩定性，亦即某一地區上空持續出現超長波系統，而另一地區則出現另一超長波系統。此超長

波系統逐日與逐週均少變化，有時即使有超長波暫時破壞，但不久即恢復原來型式。此種情況，地面鋒帶與氣旋路徑，以及主要降水帶均有集中而穩定之趨勢。因此，臺灣此次北部持久降水，不過某種穩定高空環流形勢之反應。想要預測此種持續性天氣，首先應該研究與此種天氣相關聯之大氣環流特徵。

地面氣壓系統既與高空環流型相呼應，以下將首先分析該月及逐旬地面平均氣壓系統與標準情況之偏差，再論 700 毫巴面上全月及分旬形勢演變。而後配合地面五日平均圖之變化詳細分析 500 毫巴氣流型之距平特徵。從副熱帶槽脊線之分佈論及緯流風之異常，如此較易獲得此次春雨期內整個環流型演變之完整觀念。

圖 4 為東亞地區 59 年 3 月之地面平均等壓線與同月標準等壓線之分佈圖。中心在阿留申羣島之低壓比二月份更深，中心氣壓降至 996 毫巴以下，負距平達 17 毫巴之多，主中心位置雖較正常偏東，但自平均等壓線之形勢可想見鄂霍次克海有一副中心，此在 700

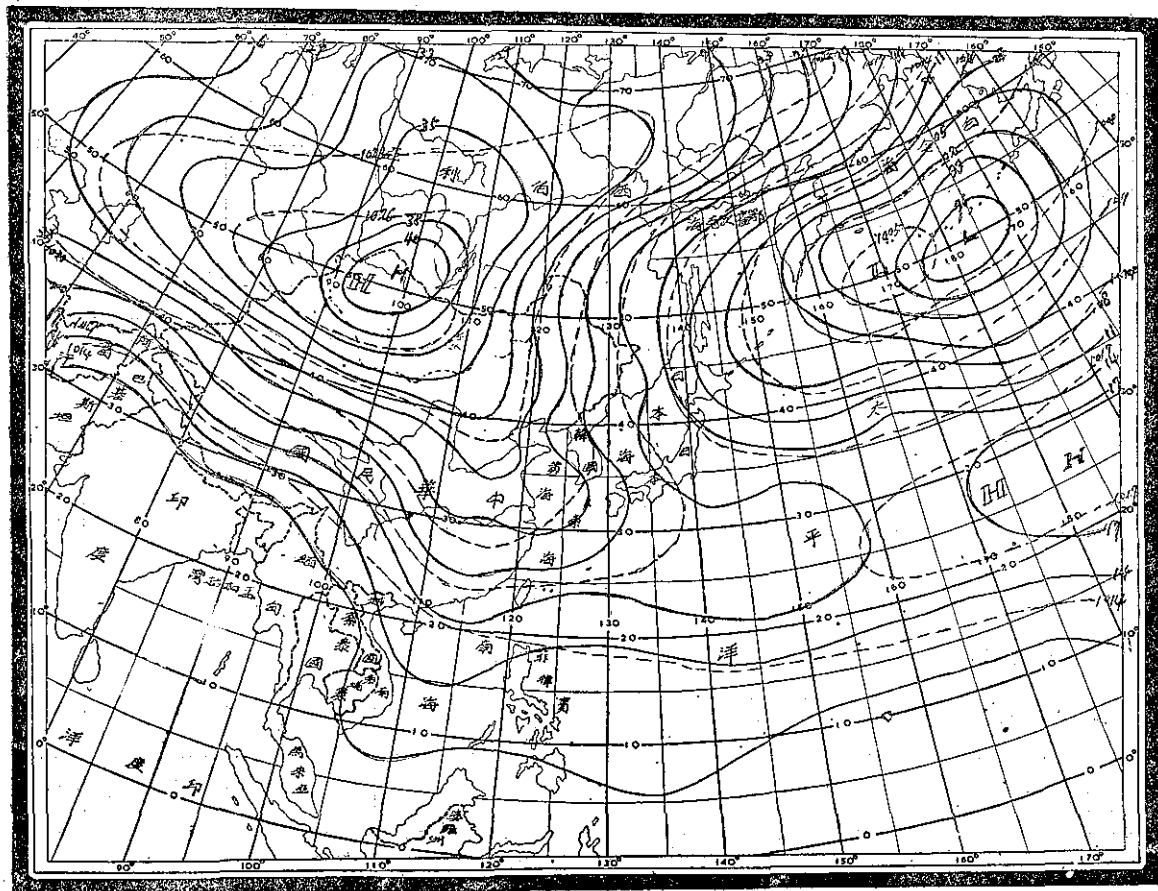


圖 4 東亞地區民國 59 年 3 月之地面平均等壓線及標準等壓線分佈圖（實線為 59 年 3 月，虛線為多年平均）

毫巴平均圖上已甚明顯，作者曾研究得此種形勢最易造成臺灣北部冬季之雨量正偏差（註5）。自此副中心向西南伸出一低槽，在日本東南與臺灣附近之微弱倒槽相呼應。副熱帶高壓軸線不變，其位置稍東偏。

大陸高壓中心在西伯利亞與外蒙唐努烏梁海接壤處，中心位置雖與準平均偏差不大，但中心氣壓超過多年平均達14毫巴，即約1,042毫巴，遠較正常為強。以長江口而論，平均亦高出往年約3毫巴。高壓之楔形部份向東南伸出，至東海，在前述兩低槽間折而向東，為移動性反氣旋頻頻出海之後果，此種形勢顯然為春雨之朕兆。另一方面則自我國西南邊境與印緬一帶平均等壓線之自西北走向東南，顯示暖氣流已開始竄動。更有利於發生大雨。

此全月平均天氣圖上已明白表示東亞為特別顯著之低指數，海陸兩活動中心極為強大，冷暖氣流旺盛愈常。阿留申低壓之深與中心偏東，正好攝引暖氣流自臺灣琉球一帶在冷空氣楔之上推向高緯，故而臺灣中部及北部有豐沛之降水。

如以上旬及中旬之地面平均圖而論，此種現象更加顯著，上旬阿留申低壓中心在 50°N , 173°E ，深度估計在 987 毫巴上下。大陸高壓中心在外蒙之西北方，中心氣壓高達1,045 毫巴。至中旬，阿留申低壓雖稍東移，中心氣壓亦略見升高，但日本至臺灣一帶之平均氣壓並未改變，而大陸高壓中心向東南移至外蒙西部，緯度20度以下氣壓低降，凡此均示冷暖空氣之衝突仍甚激烈。直至下旬大陸高壓之中心氣壓驟降，而北緯20度以下之氣壓則見升高。阿留申低壓迅速填塞，東亞地區冷暖氣流之交綫始見緩和。

五、700毫巴面上之環流形勢

從二月份到三月份，北極海邊緣之歐亞大陸接壤處，700毫巴面升高達140公尺，而北極海與新西伯利亞羣島之東北則低降80公尺（見圖5）。此種明顯之對比，造成三月700毫巴平均圖上麥爾半島附近有一突出之高脊，經向之等高線一直到達貝加爾湖一帶，冷空氣源源南下（見圖6）。與該月之標準平均圖相比較，該處正距平達150公尺。因而形成一持久性之阻塞高壓（見圖7）。

太平洋上亦有重大之改變，北部及東部從二月至三月，700毫巴面升高70公尺至100公尺；日本北部附近則低降60公尺，結果使阿留申低壓產生一低達160公尺之負距平，在三月平均700毫巴圖上中心處離地僅約2,700公尺；鄂霍次克海附近產生另一中心。此種

形勢由於主槽偏西，必為東南沿海及臺灣帶來持久性之惡劣天氣。

美國西海岸外因700毫巴面升高而產生之高脊，使美國上空超長波後退，對一般天氣有重要之影響，特別是西部。大西洋上產生一170公尺之正距平，形成一強烈之阻塞高壓（註6）。足見東西半球環流形勢之異常彼此相呼應。北半球平均環流有三個超長波（見圖6）。

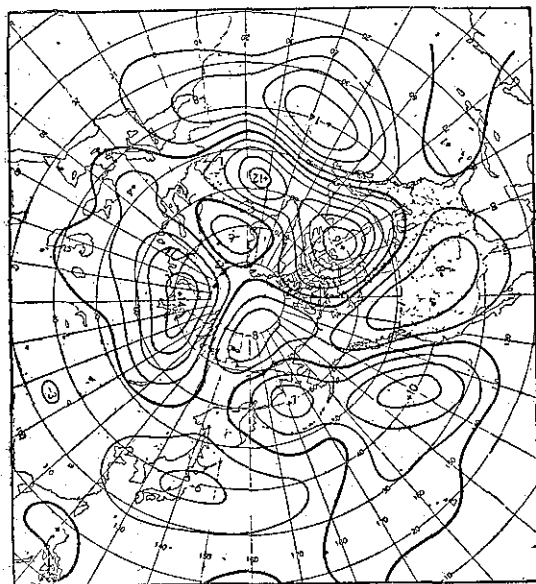


圖5 民國59年2月至3月北半球700毫巴高度變化圖(10公尺)

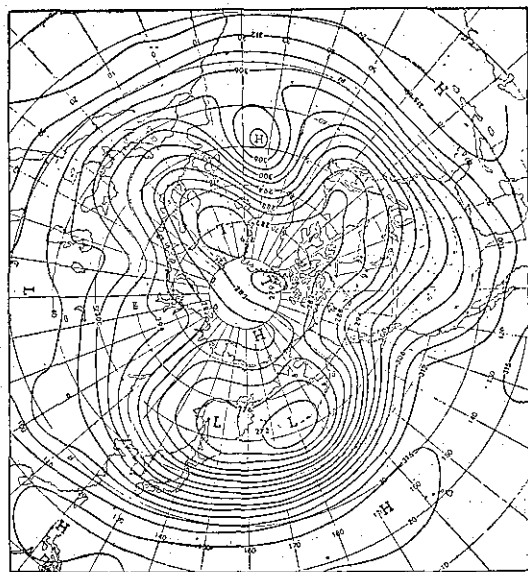


圖6 民國59年3月北半球700毫巴平均等高線分佈圖(10公尺)

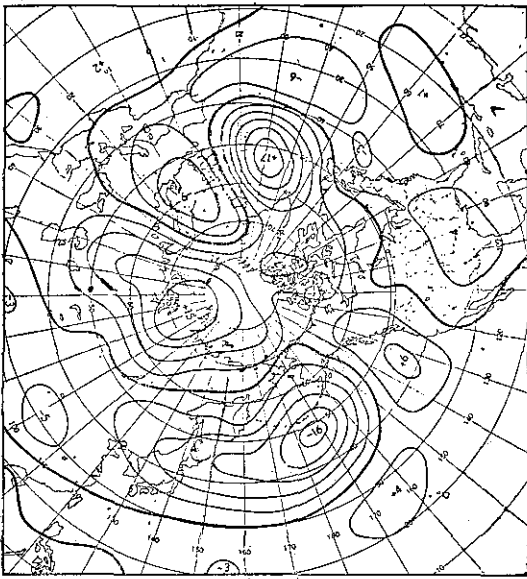


圖 7 民國59年3月北半球700毫巴等高線距平圖
(10公尺)

如果進一步分析東亞地區各旬平均700毫巴圖，我人發現三月上旬有一橫槽自中心在鄂霍次克海之平均低壓內伸出，向西轉西北彎向葉尼塞河中游，該處有一冷渦，有利於冷空氣之輸往東南方；另一重要之現象為華西有一平均低槽，槽線從四川伸入中南半島，使我國東南近海700毫巴面上偏南氣流盛行。35°N以北既有偏北氣流，故東海上空氣流幅合，此為上旬淫雨之另一原因。

此一槽線三月中旬仍存在，稍見順鐘向旋轉，高緯度之橫槽已反時鐘向旋轉，冷渦向東移出，等溫線已近似與等高線同位相，故天氣有轉佳跡象，下旬之700毫巴圖上，冷渦已進抵鄂霍次克海之北部，與高度低中心重合，脊線在85°E附近，副熱帶高壓之脊線在17°N附近。臺灣上空，西風已復常態，天氣漸趨穩定。

六、500毫巴五日平均環流型之演變

500毫巴面大致相當於對流層之中部，該處之槽脊最足以反映地面氣壓系統之行爲。故以下就三月份500毫巴面上五日平均流型及槽脊位置，對照各該五日平均地面圖，探討其如何演變。

從北半球之整個形勢來看，500毫巴五日平均圖上，二月底到三月初也像700毫巴面上一樣，歐亞大陸從高指數變為低指數，並且更加顯著。早在二月中，烏拉爾區已經出現正距平，形成一高脊。三月2~6日之平均圖上，歐亞接境之高緯度，500毫巴高度正

距平250公尺，故上述高脊繼續加強（見圖8a）。同期地面平均圖上，極冠高壓中心高達1,058毫巴以上，（見圖9a），中心位置在台麥爾半島附近，軸線成南北向，阻塞形勢異常劇烈。按烏拉爾西部為北半球阻塞高壓三大易滯區之一（另兩區為歐洲西部及堪察加半島）（註7）。阻塞高壓之一特色為倒退行動，故其生成必與高空之倒退性超長波存在有關。

此期500毫巴平均圖上，北歐有一經向伸展之低壓，超長波槽從斯干的納維亞半島直達地中海，滯留約十天之久。地面平均圖上，冰島低壓分成兩個中心，一在斯干的納維亞，軸心近似垂直向上，僅稍偏向北方，另一則在北大西洋紐芬蘭之東南方，西半球之北美亦有阻塞形勢。阿留申低壓則地面和高空之配合正好相反，即地面僅一個中心，在阿留申羣島之國際換日線上，而500毫巴面上則有兩個中心，一在庫頁島附近，一在阿拉斯加之東北部。可見烏拉爾高脊兩側為負距平，形成一顯著之對比。中心在庫頁島附近之低區壓，向西伸出一橫槽。在地面平均圖上亦能顯示其姿態。此一橫槽對隨後之發展極為重要。

7~11日之500毫巴五日平均圖上，烏拉爾區高度正距平已經增加到350公尺，等高線形成合圍中心。加拿大以北島嶼區出現正距平250公尺，亦有合圍中心（見圖8b），同期地面阻塞高壓出現三個中心，仍以歐亞交境者最高，但較前期已低落約10毫巴，另一中心在東西伯利亞，最弱之中心在格林蘭北部，可見上一候偏心（離極）之極冠高壓趨於展平。冷空氣分別向東西半球之低緯度傾流，東亞一支主要取西北至東南之路徑（見圖9b）。

500毫巴平均圖上顯示自鄂霍次克海向西至巴爾喀什湖之槽線，中部貝加爾湖附近向東南凸出，顯示冷空氣以該處進行最快，槽線以北，等高線均近似南北走向，以南則近似東西走向，可見高緯度為典型之低指數，而中低緯度則為平直等高線之高指數，代表流動性反氣旋頻頻向東移出。阿留申低壓合而為一，勢力鼎盛，中心在堪察加半島附近。

月中（12~16日），形勢又有重大變化，500毫巴平均圖上顯示繞極環流偏向太平洋一邊，以新西伯利亞羣島附近之高壓為中心，似由前一候中心在加拿大北方之高壓移來，極冠高壓能伸展至500毫巴高度殊為少見（見圖8c）。地面圖上此中心稍偏北。阻塞高壓分別向東西半球之低緯度展開更為明顯。中心在中亞之高壓減弱至1,039毫巴，高壓楔仍伸向東南。（見圖9c）

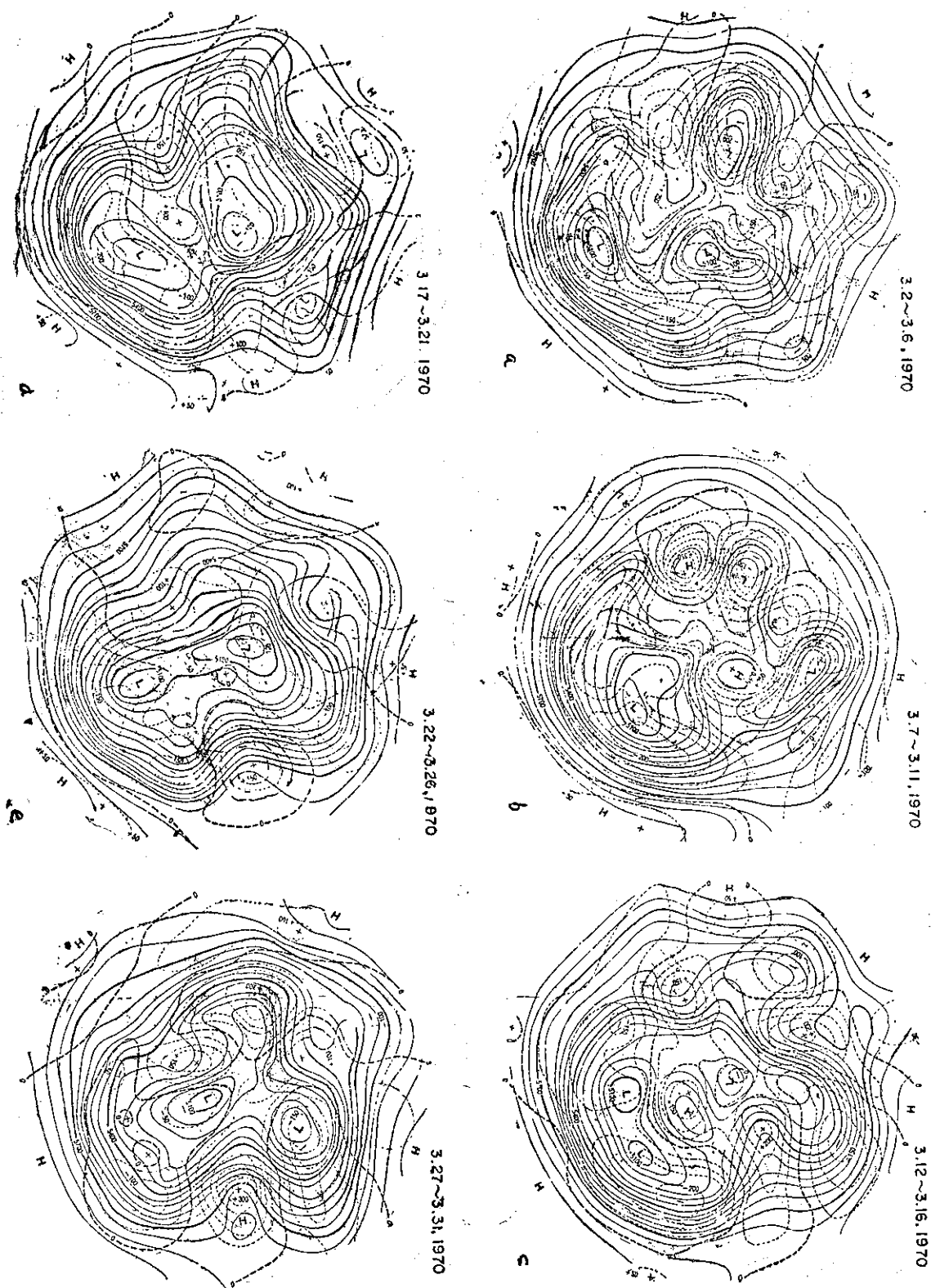


圖 8 民國59年3月北半球500毫巴5日平均圖 (虛線為高度距平公尺數)

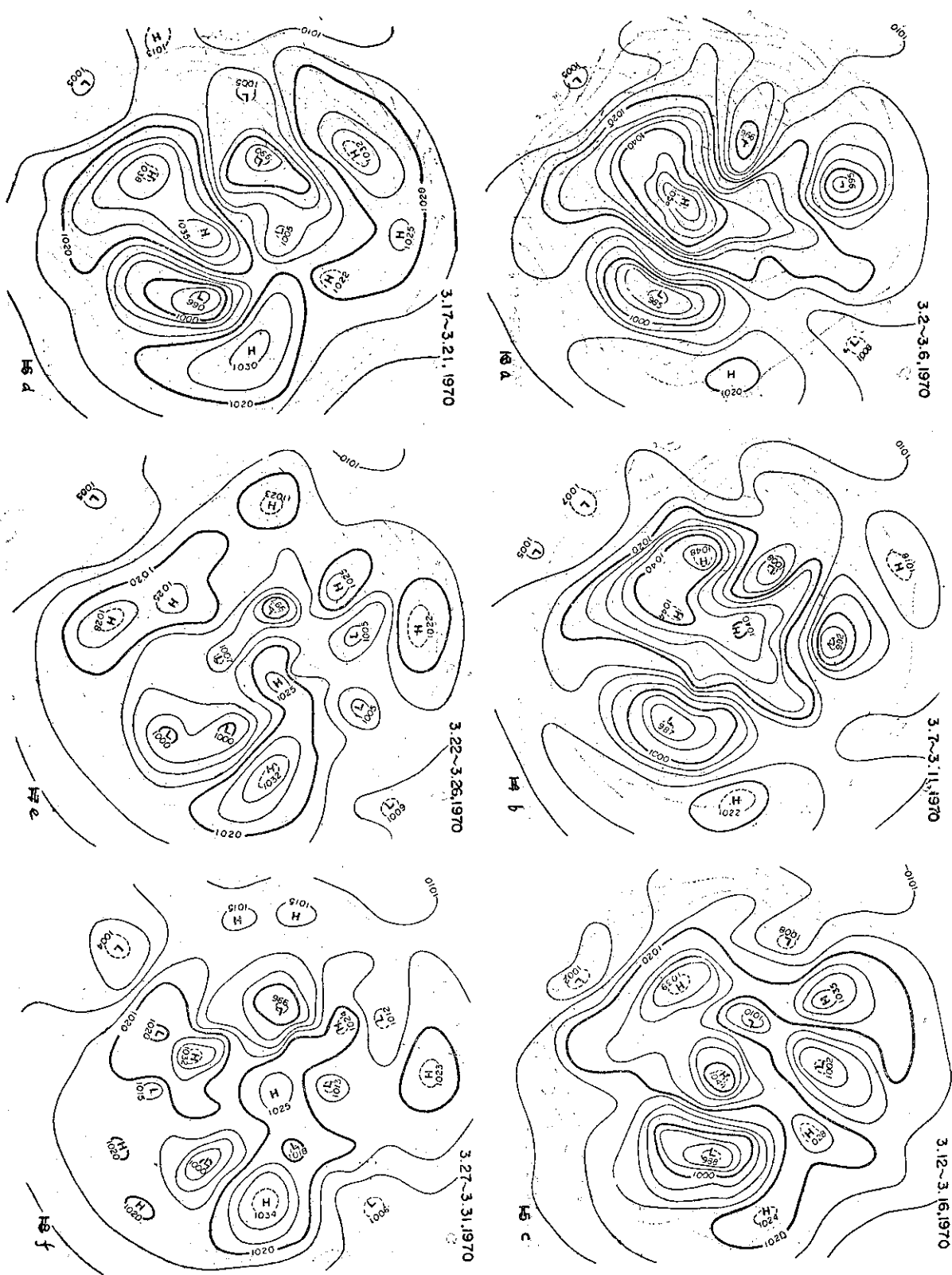


圖 9 民國59年3月北半球地面5日平均圖

500 毫巴面上阿留申低壓再度分成兩個中心。俄屬海濱省附近之低壓，與緬甸上空地面平均圖上氣壓在1,002 毫巴之低壓相呼應，表示暖氣流更趨活躍，在冷空氣楔上奔流向北。亦即淺槽在我國東海岸上空。高空橫槽仍遺留一部份在中央亞細亞一帶，脊線滯留烏拉爾區，可見阻塞形勢仍存在，冷空氣自高緯不斷輸出。

17~21日之500毫巴平均圖上，北半球繞極環流已經變為長波數達於最少之雙波型式：兩個低壓系統，一在堪察加半島；另一則中心在格林蘭之西北方，但在同期之地面平均圖上，阿留申低壓中心正好在該羣島附近，可見其軸心斜向西方。按低壓中心指向冷空氣來源。故在高空，東西伯利亞之高脊轉趨顯著，反映在地面為一中心在1.035毫巴之高壓，另一中心仍在中央亞細亞，阻塞形勢僅見於亞洲地區。500 毫巴面上之脊線起自印度北部，一直引伸至台麥爾半島，與北美洲西海岸上空之脊線遙接，橫槽又趨顯著，自堪察加低壓中心向西南轉西至巴爾喀什湖附近（見圖8d）。

在地面平均圖上，最值得注意之現象為極冠高壓移向東西伯利亞，中亞之阻塞高壓移向東南，中心已在外蒙西部，阿留申低壓之軸線逐漸逆轉，表示西南氣流移出東亞近海，北太平洋東部之高壓突然擴展增強（見圖9d），凡此均為臺灣天氣即將轉佳之徵兆。蓋雙波系統既為最少，則不久必將調整為三波系。

22-26日之500毫巴平均圖上又有轉變，最顯著者為烏拉爾西部高脊之減弱展平，阿留申與冰島兩低壓軸線之轉為近似南北向（見圖8e）。配合此種高空形勢之發展，地面平均圖上形勢亟變，北半球之氣壓梯度銳減，且分成較多之高低壓中心。高低壓帶已接近正常位置，即 30°N 附近為高壓帶， 60°N 附近為低壓帶，僅加拿大北方之極冠高壓尚與北太平洋東部之副高壓相連，亞洲地區中緯度尚遺留一弱高壓（見圖9e）。在500毫巴圖上可以看出維持已將20天之高緯度低指數形勢，已改變為高指數。整個北半球，正負距平無超過150公尺；高緯度且無超過100公尺。足見異常期已過。東亞天氣預期即趨正常。

27-31日，高空平均圖上中心在鄂霍次克海之低壓已向北移至北極海，自此向南之高度梯度大減，東亞地區天氣乃告穩定。整個北半球由於西歐出現負距平，東北太平洋出現正距平，繞極環流之體系乃自雙波型轉變為三波型（見圖8f）。

反映在地面平均圖上，上一候在外蒙西部之高壓

中心已退至貝加爾湖以北，外蒙西部及俄屬海濱省各出現一小型低壓，冷空氣已喪失其來源。可見滯留已久之阻塞形勢，至此始告消失，北太平洋西部已出現小型高壓中心。軸線在 30°N 上下（見圖9f）。

亞洲地區500 毫巴五日平均圖上槽脊線及距平中心之位置見圖10。

配合500 毫巴面上等高線之走向，59年3月內亞洲區出現10個高氣壓，幾乎都採取同一路徑，自裏海北之中央西伯利亞向東南東經貝加爾湖及外蒙西部走向東南，至東海黃海間再向東南東，大致都在 30°N 附近。這些高壓之起點容有先後，有誕生在貝加爾湖區，亦有在華中生成，但走向則近乎一致。

同月之低壓路徑則範圍遠較寬廣，但無論如何，亞洲地區全月一共26次低壓中，誕生在江南至臺灣一帶而走向東北東者就有8次之多，此等低壓為臺灣帶來連綿豪雨。

七、副熱帶槽脊線之分佈

為了要進一步瞭解59年2月底至3月底北半球副熱帶環流型之特徵與穩定性，作者特應用霍夫摩勒（Hovmöller）圖解作較詳細之分析。圖11為自西經10度向東至180度間2月25日至3月29日之北緯 $25-45^{\circ}$ 度緯度帶內每日槽脊分佈圖。圖上數值代表各經線上每日 $25-45^{\circ}\text{N}$ 之平均高度。可以看出在臺灣北部持久性淫雨期間，北半球副熱帶之環流型顯示一定之型式，且具有充份之穩定性，我人可看出下列諸種事實：

1. 臺灣北部春雨開始前，低壓在 20°E 附近，高壓則在 90°E ，但在春雨顯著期內，高壓大抵在 $20-80^{\circ}\text{E}$ 之間，而低壓則幾乎始終在 140°E 附近。三月中曾一度破壞，但不久又建立。春雨結束後， $60-70^{\circ}\text{E}$ 原為高壓盤據，一變而為低壓區（27日各地降水大都已歇止）。 140°E 附近之低壓區亦告消失。
2. 在臺灣春雨期內，有四條脊線通過 120°E ，即5日、11日、20日及25日，相隔大致為五天，與氣象學者研究得天氣有五天之週期正好符合。此等脊線之傾斜度甚小，表示自西向東移行迅速，其中東進較緩者為5日起開始自 20°E 附近向東移出，大約在20日移至 80°E ，與另一脊線合併後再東移。
3. 臺灣淫雨期內先後有四條槽線經過：第一次為一非常明顯之橫槽，大約在1-2月經過臺灣，此一槽線

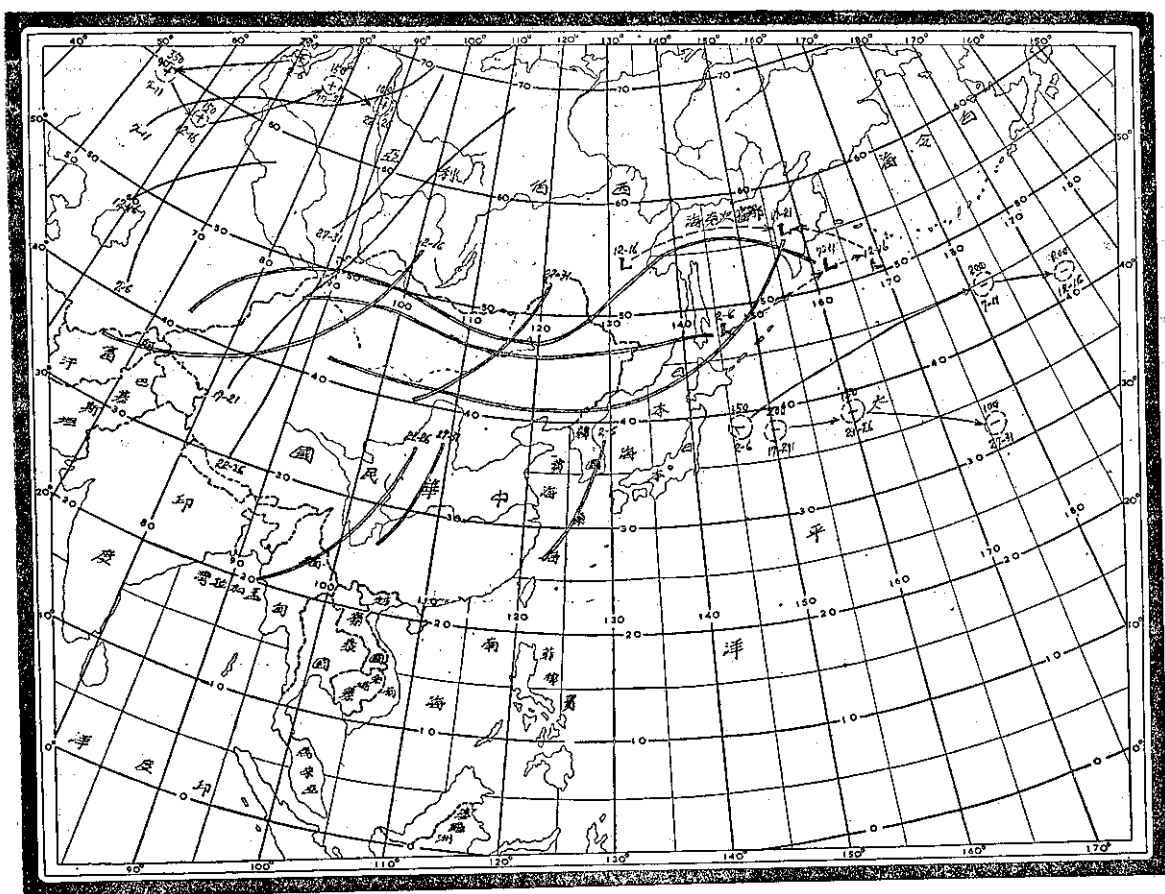


圖 10 民國59年3月亞洲地區500毫巴五日平均圖上槽脊線及距平中心位圖

至少自 30°E 附近延伸至大約 140°E 。臺灣東北部2日大雨顯然受此一槽線之影響。大約在兩天之後，又有一條明顯之槽線經過，乃使臺灣此次春雨在4日到達一雨量高峯。9日有一較短之槽線經過，10~11日雨勢又增大，15~16日又一次槽線越過，17~18日臺灣之雨量又達高峯，足見在此春雨期內，雨量高峯都在槽線經過後，脊線到來之前（均指500毫巴）。

由此可見在超長波脊穩定之下，槽脊線連續迅速經過，造成此次臺灣所部持久將近一個月之特大春雨。

八、緯流風之異常

大規模持久性天氣受主環流所控制，已為衆所周知之事實；而主環流之反常，以表現在緯流風剖面圖上最為突出。作者為求明瞭此段時期東亞緯流風之分佈與變化，特就2月25日至3月29日之20時500毫

巴圖，隔日計算東經60至150度範圍內各緯度（ 20° ~ 65°N ）之平均高度，再自相隣緯度（每5度）之高度差求其緯流分風，為便於分析，採取前後重疊之三天（實際為期五天，例如2月25、27日及3月1日，3月1、3、5日，5、7、9日等）之平均，所得之結果如圖12所示。a圖內包括之四條曲線為2月25日至3月1日，3月1日至5日，5日至9日，及9日至13日。b圖內包含之四條曲線為3月13至17日，17至21日，21至25日及25至29日。圖中顯示之事實如下：

1. 除3月25~29日之曲線上，北緯約40度以下具有雙波形態而外，其餘各曲線均顯示西風非常穩定，僅有一個相對最大，2月底西風最大之緯度稍高，大約在北緯 35° ~ 40° 之間。
2. 西風風速最穩定是在北緯 30° ~ 35° （注意此圖係每隔緯度五度計算），幾乎始終保持每小時42哩，實屬少見。
3. 2月25日至3月13日間，中緯度西風風速之波動較

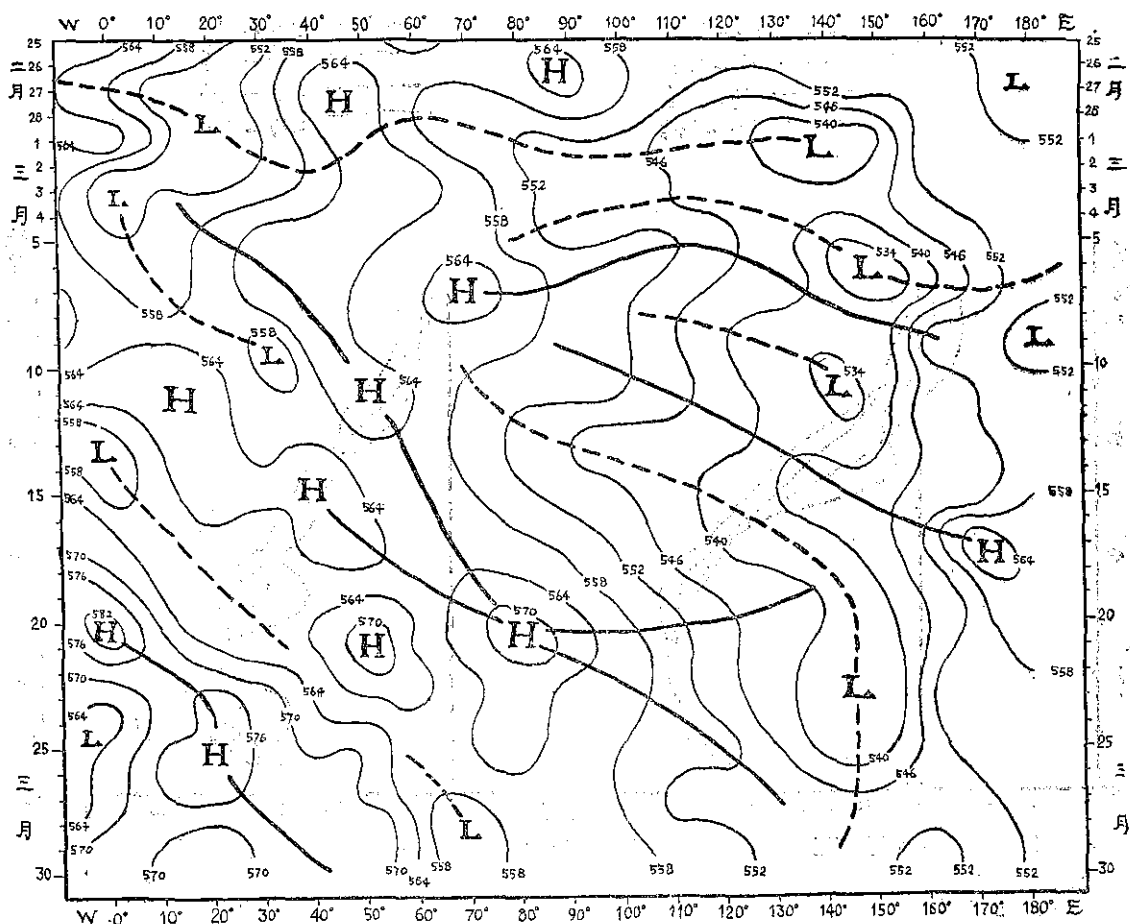


圖 11 民國59年2月底至3月底副熱帶 (25°-45°N)槽脊線位置 (10°W-180°) 之演變 (Hovmöller 圖解) (虛線為槽線, 實線為脊線)

大。以北緯45°~50度而論,自 25/2~1/3日起逐漸減低,約自每時25哩減至5~9日不足5哩,隨後又升高,至下半月則中緯度西風亦甚穩定,低緯度似乎反而產生波動。按照李爾 (H. Riehl) 之研究 (註 8) 西風最大有向南或向北移動之趨向,但在此段時期却並未發現有此種現象。

4. 以單獨一天分析,緯度西風以2月25日之 35°-40°N 最大,已超過每時50哩,東風則以3月5日60°-65°N 最大,約當每時8哩。圖12內可見東風僅見於大約3月10日以前之 55°N 以上。

李爾 (H. Riehl) 認為 (註 8) : 空氣之緯流總動量既然主要隨季節而改變,緯流風速對緯度正弦之曲線,其所圍定之面積逐日近似不變,因此西風之強度在某一緯度帶高出季節平均時,相鄰一條 (或數

條) 緯度帶必低於季節平均值,59年3月份東亞平均緯流風剖面曲線大致證明了李爾之學說,雖然圖13之緯度用線性表尺而並非按緯度之正弦。

此圖為59年3月東亞緯流風曲線與同月多年平均緯流風曲線之比較,實線為59年3月60°-150°E 經度帶內各緯度之全月平均緯流風,虛線則為同一經度帶內多年平均。圖中可以看出:緯度大約 45°N 以上該月緯流西風不足準平均,45°N 以下則超過準平均。正偏差與負偏差之面積大致相等,22.5°N 處偏差正好為零。57.5°N 處負偏差最大,平均緯流西風不過每時1~2哩,32.5°N 則偏差最大,平均緯流西風達每時42哩。

表現在緯流風剖面圖上只有一個相對最大,是因為此緯流風係計算 60°-150°E 經度帶之平均,如果有

註: H. Riehl, Forecasting in middle latitude p7. 1952

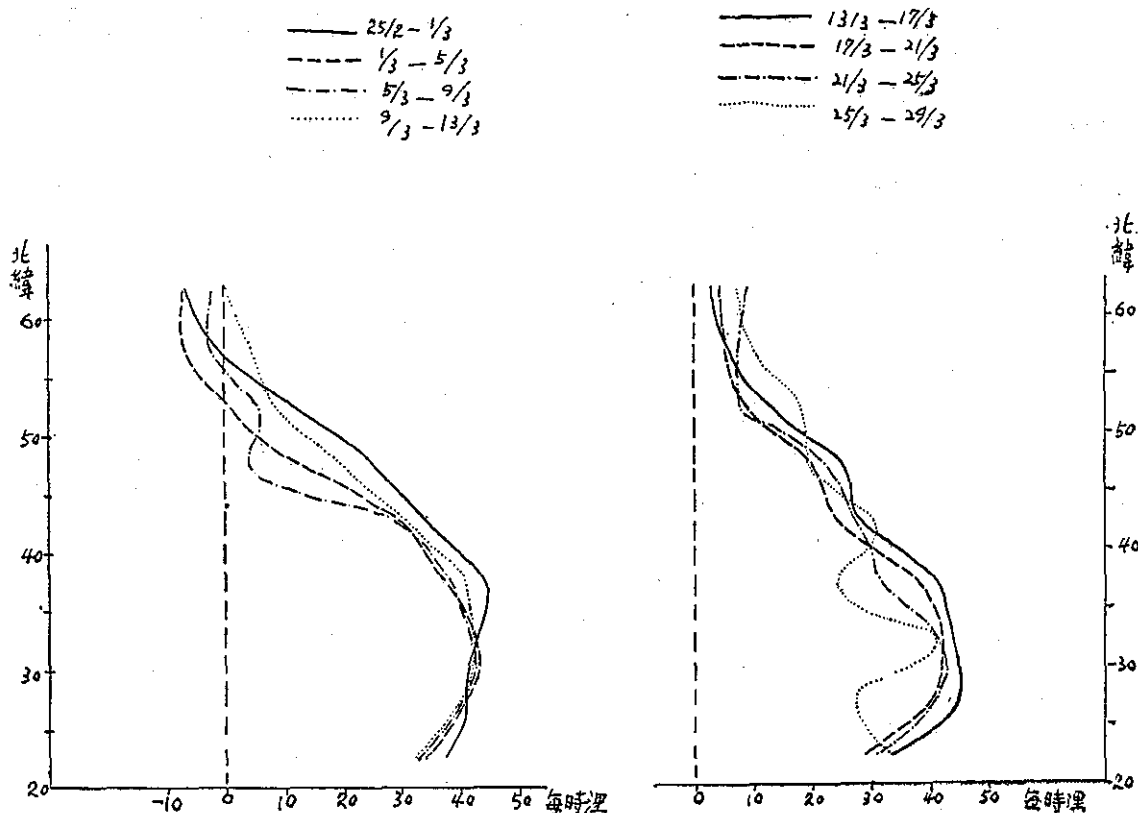


圖 12 民國59年3月東亞(60-150°E)緯流風變遷圖，a為25/2-13/3 每三次(隔日)重叠；b為13/3-29/3

兩個穩定西風帶，軸心並不與緯度平行，勢必會均勻消西風分支之現象，圖14為59年3月份700毫巴面上平均等風速線分佈圖，間隔為每秒5公尺。最大風速軸心由較粗之有箭頭曲線表出，虛線代表最大風速，在

本月份之一般位置，圖中可以看出，該月份即使以北支而論，亦較正常位置偏南，南支更橫貫江南，走向東北東，在日本東南方匯合。江南低空有如此穩定而堅勁之西風氣流實屬少見。

九、臺灣之高空風

早在2月21日，東港及馬公上空500-100毫巴(約當7-17公里)有堅勁之西南風侵入，最大風速達每小時88哩，翌日北移到達桃園上空。此股暖濕空氣不斷增厚，24日在桃園約自1公里半起一直到25公里以上，實與三月份之連綿淫雨密切關聯。

此偏南西風繼續增強，28日馬公300毫巴及桃園200毫巴均達時速100哩，3月7-8日桃園風速最大曾達每時175哩。東港5日200毫巴高達184哩，此後大致都穩定在120-130哩上下。19日後西風時增時減，至27日再度增為150哩，直到30日後始見西風減弱。

至於地面附近之東北風，時有時無，馬公風速較大，東港即使偶而出現，也很薄很弱。二月底，桃園

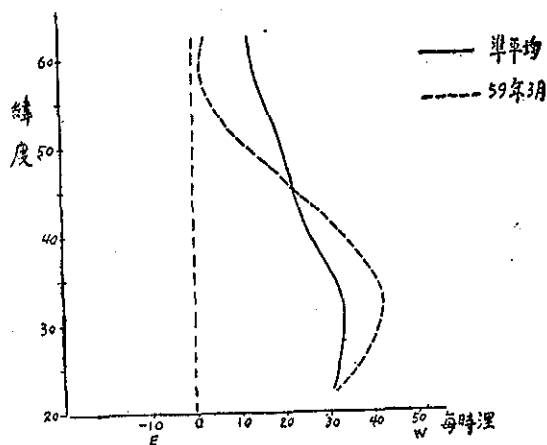


圖 13 民國59年3月東亞(60-150°E)平均緯流風與同月準平均之比較。

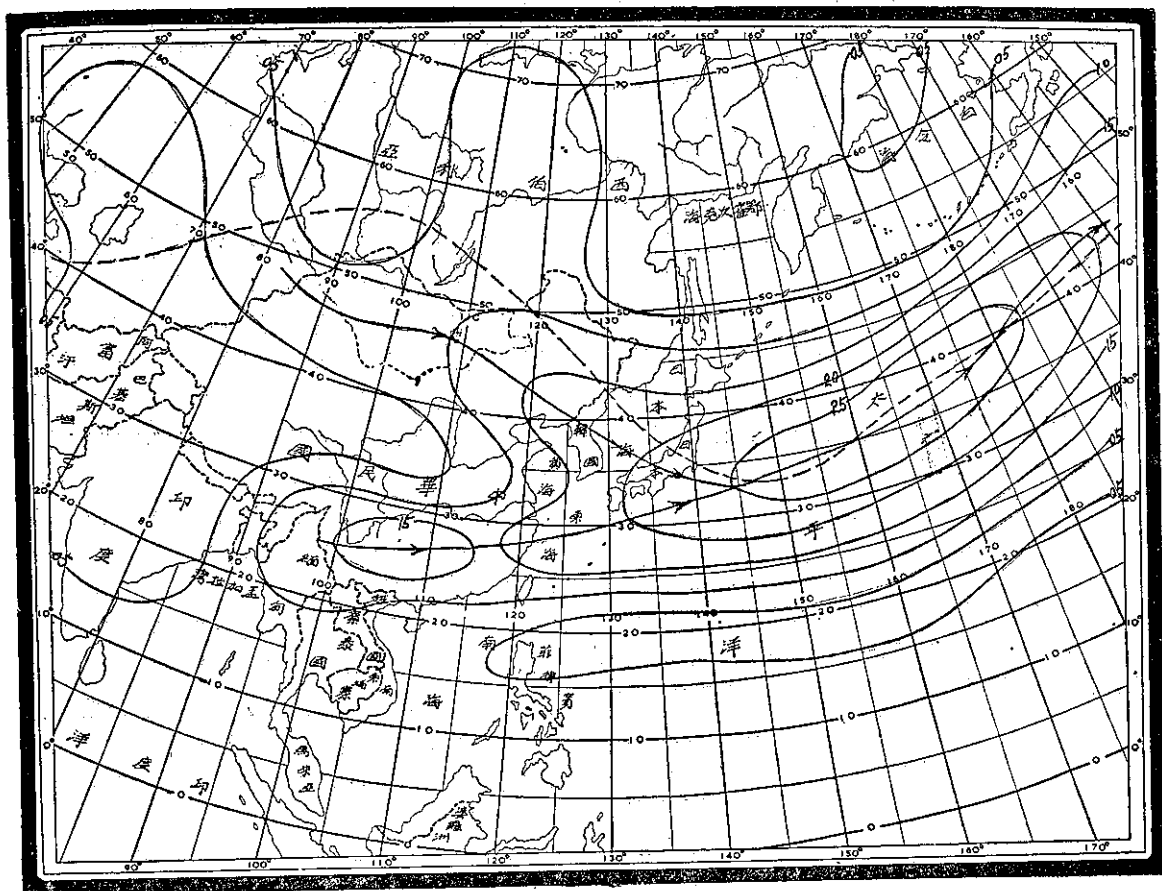


圖 14 民國59年3月亞洲及其鄰近海洋之700毫巴上等風速線，及其風速最大軸線（虛線為最大風速之正常位置）

一公里以下有時速約20-30哩之東北風。3月1-2日，高空有暖脊經過，西南風一直擴展至地面，此脊線東港700-850毫巴（1.5~3公里）甚顯著。翌日，地面冷鋒過桃園，東北風再度侵入低空，2-3日東港同一高度見有槽線通過，桃園風向轉變之高度較高，在500~300毫巴（7~10公里）。

3月10日，冷鋒再度經過臺灣，桃園及馬公下層之東北風又增強，離地15公里以上則西南風盛行。12日，桃園200~100毫巴（12~15公里）間弱槽通過，大約12小時後又有脊線越過。13日晨間，地面鋒經過桃園，700毫巴處有淺槽通過，大約12小時後，脊線追跡而至，隨後西南風降低，下層東風消失。

15日，冷鋒再經過臺灣北部，下層東風又入侵，18~19日東港及桃園之探空均顯示有槽線過境。20日又有脊線經過，此後西風向上伸展至25公里以上。

從此以後，高空槽脊線不大明顯，21日和24日都有冷鋒經過北部，但桃園探空僅離地2公里處似有弱

槽經過。此後高空西南風盛行，50毫巴以上有東風侵入，下層東風消失，臺灣北部天氣始見好轉。

以上各次槽線經過臺灣上空，有一特點為所佔之氣層均不厚，且均係垂直槽，槽脊之相隔為時均甚短暫。由於高空風速遠較地面為大，故垂直槽之過境，高空冷平流強，易生不穩定天氣。再加上西南氣流深厚，溫濕條件適合，槽後抬升作用格外容易產生惡劣天氣。

又上項根據臺灣各地高空風分析得槽脊線通過臺灣北部之次數及時間，與前面分析霍夫摩勒圖解所得略有出入，其原因有二：一為後者僅計算500毫巴面，前者係據各高度風向獲得，另一原因為後者係計算 25° - 45° N 緯度帶之平均，前者為當地上空，故而有差別。

桃園上空氣壓面之升降似亦與當地雨量有密切之關聯，升區出現後第二天，當地大都有較多之雨量。例如1日300~500毫巴間有升區，2日雨量達41.5公

厘。3日200~300毫巴間有升區，4日桃園雨量爲38.5公厘，6日100~200毫巴有升區，7日雨量增爲13.5公厘。9日10毫巴附近有極顯著之升區，過不久200~300毫巴出現升區，10日桃園雨量爲18.9公厘，11日爲16.6公厘。12日自20毫巴向下至300毫巴均屬升區，12日雨量爲11.8公厘，13日爲10.6公厘。15日，20~30毫巴有升區，16、18兩日下層亦出現升區，自15日至18日臺灣均有大雨，17日桃園達18.3公厘。僅19日100~300毫巴見升區，隨後無雨。定壓面之上升或下降究係表示冷平流抑或暖平流？其間關係殊爲複雜，一般以低層而論，冷空氣輸入，定壓面升高；暖空氣輸入則下降，但在500毫巴面上氣壓與溫度大都呈同一步調。再向上即缺少明顯之關聯，以其非本研究範圍，故不予申論。

十、副熱帶高壓之脊線位置

氣象學者研究得，從春季至夏季，影響我國東南沿海灣地區的副熱帶高壓脊逐漸北移。副熱帶高壓活動是構成江南雨季及長江流域梅雨之重要因子之一。副熱帶高壓脊線在梅雨開始與結束時，均有一次明顯之跳躍，地面鋒亦同時向北跳動。據統計，梅雨開始前，副熱帶高壓脊線在 20°N 以南，地面鋒平均在南嶺附近及其以南地區，梅雨期內副熱帶高壓脊線平均在 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之間，地面鋒在長江流域，梅雨結束後10天，副熱帶高壓脊線平均位置在 $26^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ ，地面鋒移至淮河以北。

因此，使作者想到，此次臺灣北部顯著春雨期間及其前後，500毫巴面上前熱帶高壓脊線有無跳動現象。經統計結果顯示，二月25日以後，副熱帶高壓之脊線已經在北緯 $18\sim 19^{\circ}$ 度，至2月底3月初南移至 15°N 附近，此後直至3月底，脊線始終在 15°N 上下，偶而偏差也最多只有 $2\sim 3^{\circ}$ 度，似無明顯之北跳現象。但符合前人研究春雨期脊線在 20°N 以南之說法。理由顯而易見，蓋在春雨期，天氣圖形勢仍屬冬季型，控制之活動中心只有極地大陸高壓及阿留申低壓，故北太平洋副熱帶高壓尚未發生重大之作用；而梅雨則爲冬夏交替之天氣型，故副高壓之控制較爲顯著。

在此段春雨期內，副高脊線之方位大都爲東西向，並無重要之轉變。

十一、綱 要

線上分析，可歸納成綱要如下：

1) 臺灣北部之春雨期，以二月下旬開始者較多，終

止期則大都在三月下旬。春雨期之活躍與否，逐年偏差甚大。59年3月臺灣北部連續有雨多達29天，雨量在600公厘以上，顯然由於亞洲地區高空環流（長波系統）具有一定之型式，且有顯著之穩定性，地面鋒帶與氣旋路徑以及降水帶乃有集中而穩定形勢。

2) 59年3月之平均地面圖上，阿留申低壓負距平達17毫巴，鄂霍次克海有副中心，向西南伸出主槽，在日本東南與臺灣附近之微弱倒槽相呼應，顯示暖濕空氣循此路徑在冷空氣楔上輸送至高緯度。大陸高壓正距平達14毫巴，楔形部份向東南伸出，爲移動性高壓頻頻出海之後果。凡此均示冷暖氣流遠較往年同月爲激烈。直至下旬，大陸高壓之中心氣壓激降，而北緯 20° 度以下之氣壓升高，阿留申低壓迅速填塞，冷暖氣流之交綏始見緩和。

3) 從2月至3月，北極海邊緣歐亞接境處700毫巴面升高達140公尺，新西伯利亞羣島東北則降低80公尺，使3月份平均圖上台灣半島附近有一突出之高脊，正距平達150公尺，形成一持久性阻塞高壓。阿留申低壓產生一160公尺之距平，鄂霍次克海附近另有一中心，使主槽偏西，爲臺灣帶來持久性惡劣天氣。

4) 3月上旬700毫巴平均圖上，中心在鄂霍次克海之低壓向西伸出一橫槽至葉尼塞河上游，該處有一冷渦故有利於冷空氣之源源南下。又華西有一低槽，使東南近海偏南氣流盛行， 35°N 以北則爲偏北氣流，故東海上空氣流輻合，爲上旬淫雨之另一因素。中旬橫槽逆轉，冷渦東移，等溫線已與等高線同位相，表示槽脊不致再加深。

5) 2月底至3月初，500毫巴圖上顯示歐亞大陸從高指數轉爲低指數特別顯著，2~6日，高緯歐亞接境處500毫巴正距平達250公尺，高脊增強，地面則極冠高壓中心氣壓在1,058毫巴以上，軸線成南北向。按烏拉爾西部爲北半球阻塞高壓三大易滯區之一，故預期此高脊當持久。烏拉爾高脊兩側爲負距平，形成一顯著對比。庫頁島附近之低中心向西伸出一橫槽，使東亞高緯之等高線近似南北向，此爲低指數範式，中低緯等高線近似東西向，爲高指數之特徵。

6) 整個北半球環流型之調整，在500毫巴五日平均圖上最爲明顯。7~11日偏心極冠高壓漸趨展平，至12~16日繞極環流偏向太平洋一邊17~21日之500毫巴平均圖上，長波數變爲最少之雙波型，兩個

低壓系，一在堪察加半島，一在格林蘭之西北方。阻塞形勢已僅見於亞洲地區，在地面平均圖上，阻塞高壓已移向東南，北太平洋東部高壓突然擴張增強。凡此均為天氣轉佳之兆。22~26日，500毫巴平均圖上，烏拉爾西部高脊減弱展平，阿留申低壓軸線轉為近似南北向，高緯度已轉為高指數，地面圖上則氣壓梯度銳減，且分成較多之高低壓中心。

7) 配合 500 毫巴面上全月平均等高線之走向，亞洲區出現十個反氣旋，大都採用一路徑，即自裏海北之中亞向東南經貝加爾湖及外蒙走向東南，至東海黃海間再向東南東，集中在 30°N 附近。氣旋路徑則範圍遠較寬廣，但全月 26 次氣旋中，誕生江南至臺灣一帶而走向東北東者佔 8 次之多。

8) 霍夫摩勒圖解顯示：臺灣春雨開始前，低壓在 20°E 附近，高壓在 90°E ，但在春雨活躍期，高壓在 $20^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ，低壓停在 140°E 附近。春雨終止後， $60^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 自高壓區變為低壓區， 140°E 附近之低壓區消失。春雨期內有四條脊線過 120°E ，各相隔五日，四條槽線在它中間經過，相隔也近似五天。臺灣北部雨量高峯大都在槽線過後而脊線來臨之前。

9) 59 年 3 月緯流風剖面與多年平均曲線比較顯示：緯度 45°N 以北，緯流西風不足準平均， 45°N 以下則超過準平均，正負偏差區之面積大致相等。 57.5°N 處負差最大，平均緯流西風僅時速 1~2 哩， 32.5°N 則正差最大，平均緯流西風達時速 42 哩。

10) 據全月東亞 700 毫巴面等風速線與該高度最大風速正常位置比較，顯示即使以北支最大風速而論，亦較正常位置偏南，南支西風更橫貫江南，走向東北東，在日本東南方匯合。江南低空有如此穩定之旺盛氣流實屬少見。

11) 臺灣之探空顯示在此段春雨期開始前一週臺灣上空有強烈之西南風侵入，且不斷增厚，春雨開始後高空西風繼續加強，垂直方向之弱槽繼續經過，高空冷平流旺盛乃導致不穩定天氣，下層東北風最厚不過 1.5 公里，時有時無。直至西風減弱後，臺灣天氣始見好轉。

12) 此段春雨期間，500 毫巴面上副熱帶高壓脊線在 20°N 以下，其間尤以 15°N 最常見，軸線大都為東西向，春雨前後並無北跳現象。

十二、結 論

59 年 3 月臺灣北部連綿春雨，顯係全球性（至少為北半球）環流系統之異常，雨帶在東亞影響之範圍

至廣，而非局限於臺灣一隅，事後分析，其間演變瞭如指掌，高空長波系統穩定不變，阻塞高壓持久滯留，阿留申低壓遠較往年為深，中心偏西且伸出一橫槽，使高緯為極端性之低指數，而低緯則為高指數，故而冷空氣源源南下，隨移動性反氣旋向東迅速移出，高空則有小槽小脊繼續通過。暖氣流受阿留申低壓相偕之主槽攝引，滑行於冷空氣楔之上，乃致東亞低緯度產生異乎尋常之春雨。

以預報之觀點，其間確也有不少跡象可作為此種春雨之指示，若干事態且甚至出現在一週之前，例如阻塞高壓三大易滯區之一烏拉爾部西之 500 毫巴面顯著正距平，阿留申低壓之偏西加深並伸出橫槽，長波數之調整，繞極環流之偏心，副熱帶槽脊區之轉變，深厚西南氣流之入侵以及緯流西風之增減等，均可作為預測此種異常雨期起迄及繼續之指標。但何以該月之環流型如此穩定，北半球高空環流型如此演變？以其涉及大氣環流異常之研究，目前尚不能獲致滿意之解答。蓋我人必須首先瞭解太陽活動之變化，海洋環流之變化，海洋環流與大氣環流之相互作用，以及大氣內部之變化等因素，近年來已有不少氣象學者針對此一方面作深入之研究，現時雖眾說紛紜，但在全球性氣象事業及研究工作充份合作下，相信不久之將來，必能揭開底奧，為氣象預報寫下一新頁。

參 考 文 獻

- 註一、戚啓勳：臺灣之雨量，氣象學報 15 卷 3 期 1969 年 9 日。
- 註二、鄒浩等：長江流域中下游梅雨期 500 毫巴環流形勢的分析，1964 年 5 月。
- 註三、戚啓勳：臺灣之梅雨期，氣象學報 10 卷 2 期 1964 年 6 月。
- 註四、徐 群：近 80 年長江中下游的梅雨，1965 年 11 月。
- 註五、(1)戚啓勳：臺灣冬夏雨量偏差與東亞環流之關係，氣象學報 1 卷 1 期 1954 年 4 月。
(2)戚啓勳：臺灣春季異常氣候之環流型，氣象學報 14 卷 4 期，1968 年 12 月。
- 註六、Raymond A. Green, The Weather and Circulation, of March, 1970, Monthly Weather Review, June 1970.
- 註七、朱抱真：大地形和熱源的動力控制與超長波活動關係之初步研究，1964 年 8 月。
- 註八、H. Riehl: Forecasting in Middle Latitude, p. 7-9 June 1952.

臺北盆地颱風降雨量之計算與預測研究*

曲 克 恭

On the Problem of Computation and Prediction of the Rainfall Caused by Typhoons in Taipei Basin

Ko-kong Chu

Abstract

Because of the special location and orography of Taipei basin and the uneven distribution of rainfall stations there, it is impossible to get representative average rainfalls by the method of arithmetical mean, which is much affected by extreme concentrators of rainfall. Let Taipei basin be divided into four areas mainly based on the divides of river valleys within the basin and also on the mean annual rainfall patterns of the basin, then the percentage-isohyetal method is able to compute the mean rainfall of typhoon for each of the four areas. This technique of averaging typhoon rainfall may give more accurate results.

So far the speed of vertical motion of small scale air is still not solved satisfactorily, therefore, the estimated orographic rainfall of typhoon within Taipei basin will cause the greatest prediction errors. It attempts to alleviate this kind of prediction error by using the correlation method to correct the predicted typhoon rainfall for selected locations first, then computing the mean rainfall by the method of percentage-isohyetal for each of the four areas. This method may provide more accurate mean rainfall predictions for each river valley within Taipei basin and necessary precautions of typhoon flood might then be taken.

(一) 前 言

臺北盆地遭受颱風之侵襲，因而發生水災之原因甚多，但直接有關而最主要者，却為颱風在盆地分水嶺內造成之累積雨量。根據過去之紀錄研判，強烈之陣性降雨，僅可促成短暫之積水，但有相當強度之連續穩定降水，為臺北盆地嚴重水災之唯一原因。故在颱風季之後期，每年九十月間，在整個大氣環流之轉

變過渡期間，颱風易於侵襲臺灣北部，且多有停滯於臺灣北部近海之趨勢，為臺北盆地遭受水患最危險之時期。

臺北盆地內之雨量觀測站分佈甚不均勻，由於石門水庫之修建，以淡水河流域之測站密度最大，其他如基隆河、新店溪，以及其上游之南北勢溪等流域之測站密度，不足以為可靠之颱風降雨量分析。尤其設

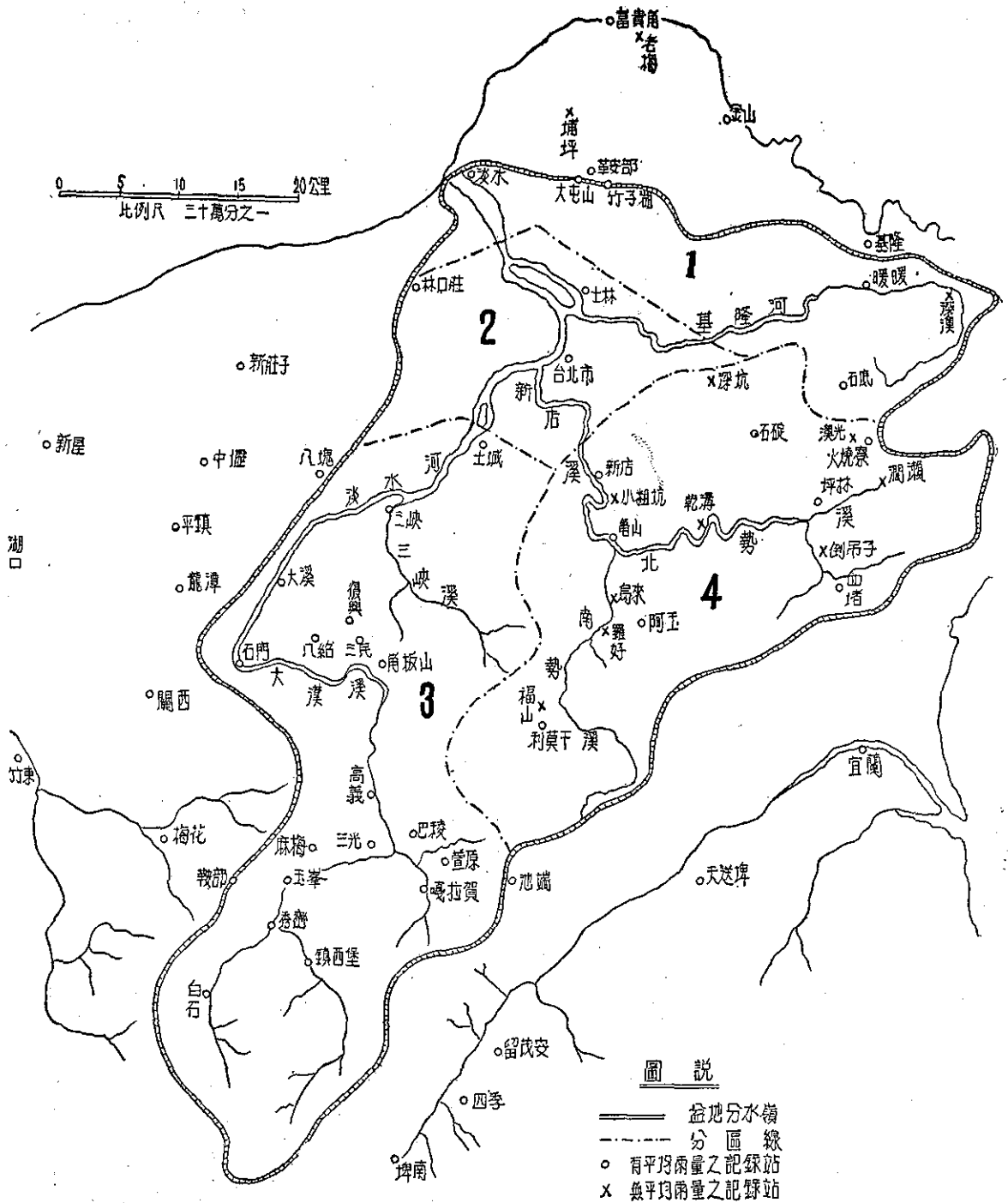
(表一) 淡水河各標高面積間年降水統計

高 度 (m)	<500	500 1000	1000 1500	1500 2000	2000 2500	2500 3000	3000 3500	>3500	合 計
面 積 (km ²)	1500	545	313	218	106	27	16	—	2726
年平均降雨量 (m.m.)	3025	3180	2675	2500	2760	2890	2900	—	3010
年總降雨量 (10 ⁸ m ³)	45.3	17.4	8.4	5.4	2.9	0.8	0.5	—	80.7

* 本研究報告承國科會補助。

置於盆地四周山岳區域之測站，其所測雨量代表之面積不應過大，單一之極端雨量紀錄，更不可以代表整個盆地之水患程度，須洪熙先生曾發表淡水河各標高

面積間年降水統計，如表一所示，500公尺及以上之年總降水體積約為總降水體積之44%，高度越高，體積越少。（參1）。



因此，若使用算術平均少數之雨量紀錄，在降水體積如此懸殊之臺北盆地內將可能產生一定之誤差，何況颱風雨量在盆地內之分佈，因特殊地形之影響，差異極大。在盆地內雨量測站未增加及颱風雨量觀測紀錄能夠集中傳播，以供雨量預測及研究之前，必須尋求一較為合理而可行之方法，解決此一困難。

今後臺北盆地所遭遇之颱風水災，將因降雨量以外之客觀環境影響，年復一年的嚴重。定量之颱風雨量預測最為迫切需要。但因盆地之特殊地形，欲獲一通用之方法預測整個盆地內之平均降雨量，除理論上可用水汽流量之連續方程予以解釋外，實際應用，尚有許多困難。此外，在臺北盆地內有三條主要的河流又形成三個流域，各有其分水嶺，使各流域之雨量因颱風路徑之不同而異。即使在同一流域內，因測站高度及地形暴露之不同，雨量亦有顯著之差別。故颱風形成之水災不同，有時集中於淡水河流域，有時肆虐於基隆河流域，使颱風雨量之預測問題複雜而難能準確。例如民國五十八年之「芙勞西」颱風，從十月一日至十月五日之總雨量，基隆為335m.m.，淡水為618m.m.，臺北市中心區為429m.m.，而大屯山之鞍部却為2,142m.m.，可知颱風雨量在臺北盆地內外分佈之不均狀況。如何始能比較準確而有時效的預測颱風之雨量，給防颱使用者有一個預警的時間。

當然，以上之問題牽涉甚多，尤其在一山岳及丘嶺地包圍成功的盆地內，雨量研究異常困難，以目前之氣象智識及設備，仍很難獲得一有效而滿意之解決方法，但是客觀的要求日漸增加，本研究僅從應用方面探討一種方法，為期能增加颱風雨量分析之準確性及預測之可靠性。

洪水量之預測有賴於降雨量之預測，世界氣象組織在一本 Guide to Hydrometeorological Practice 書中曾提及「在加拿大的 Portage 山區建有一水壩，估計如果每年春季的洪水預報提高準確率1%，則每年可節省一百萬美金」。今日，我國人民與國家的財富日益增多，如何因人為之影響減少造成之颱風災害，相對的增加颱風降雨的利益，實為防颱之首要目標。

(二) 臺北盆地概述

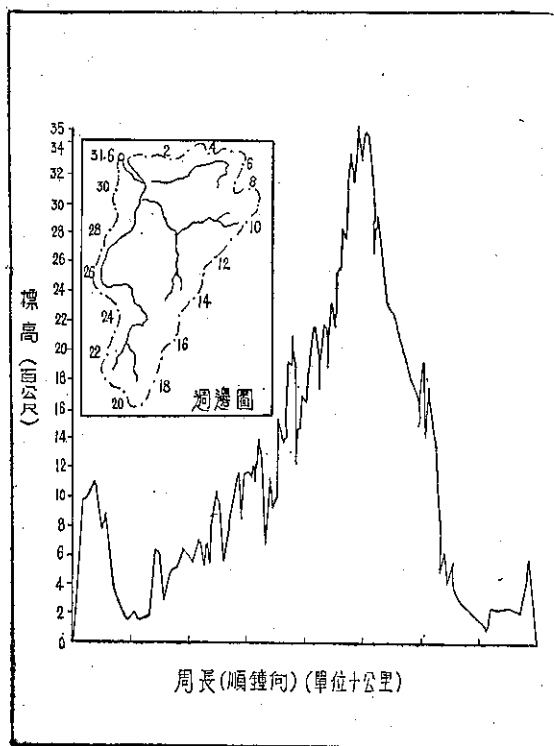
一、臺北盆地之定義

為使本颱風雨量研究有一定之界限條件，故定臺北盆地為基隆河、新店溪、大漢溪及淡水河之分水嶺外周所包圍之全面積（如圖一），總面積2,725.82

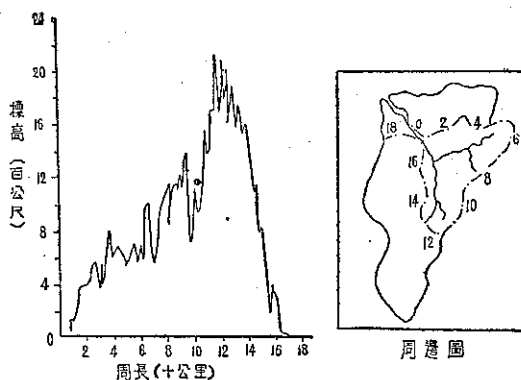
平方公里。本研究報告所論及之臺北盆地皆以此定義為據。

二、臺北盆地概述

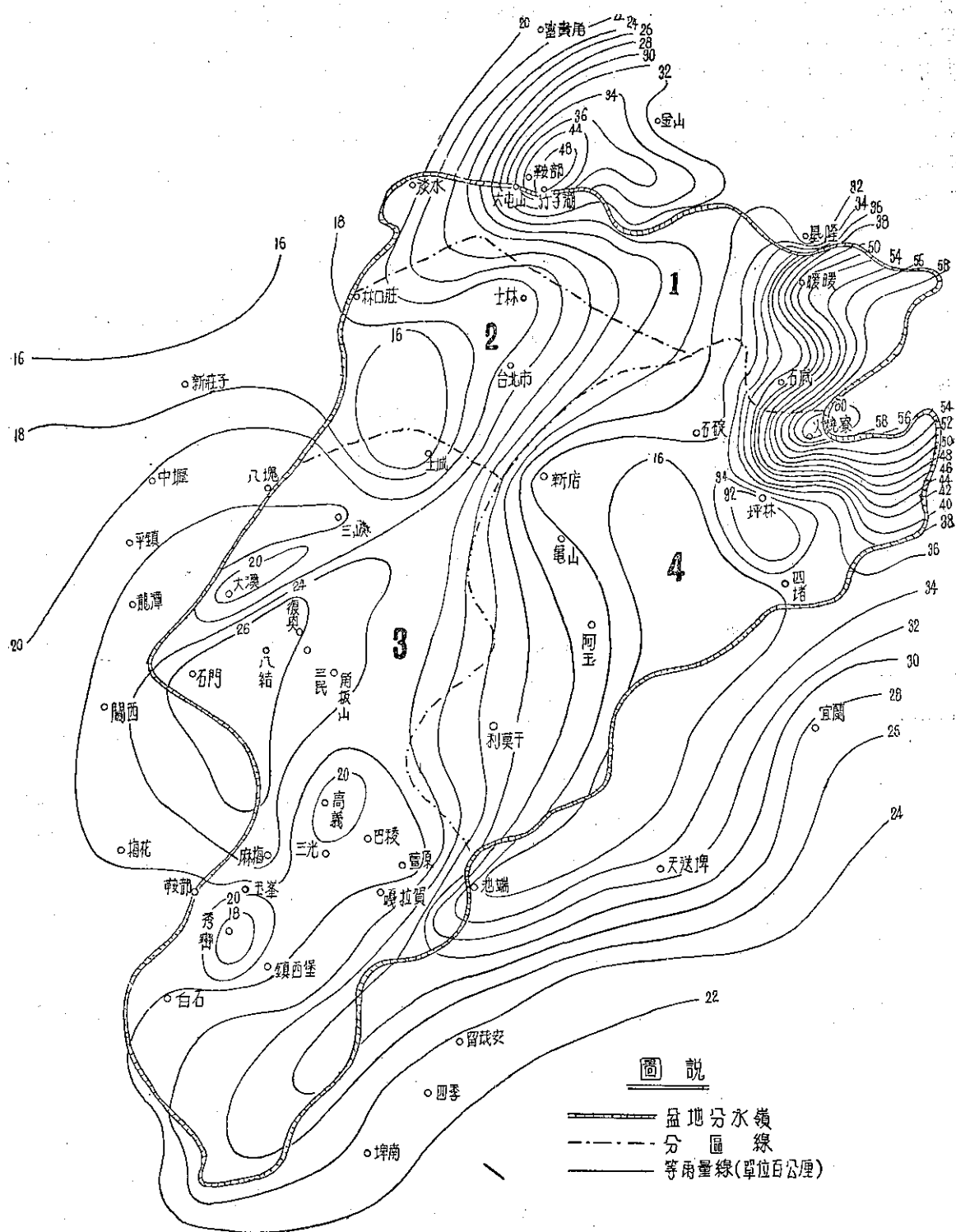
臺北盆地之諸山峯為七星山（主峯高1120m），大屯山（主峯高1087m），觀音山（主峯高1072m），五指山（主峯高857m），阿玉山（主峯高1400m），大霸尖山（主峯高3111m），品田山（主峯高3529m），鷄罩山（主峯高799m），熊空山（主峯高977m），獅頭山（主峯高857m），此外林口臺地之平均高度為240m，盆地分水嶺外周標高及新店溪分水嶺週邊標高如圖二及圖三（參2）。



(圖二) 臺北盆地分水嶺週邊標高



(圖三) 新店溪分水嶺週邊標高



(圖四) 臺北盆地年平均雨量線圖

因臺北盆地周邊之高度差距甚大，任何路徑之颱風，因山峯暴露之方向而形成懸殊之雨量分佈。由圖二及圖三可知整個盆地內，因不同之風向而有向風面與背風面之分，當然盆地之南部有最高之山峯，而新店溪流域之西南方分水嶺，亦有2000餘公尺之標高；盆地北方之最大標高約為1100公尺，但曾造成一次最大的雨量集中區（美勞西颱風），此處所謂之最大集中為與臨近雨量觀測站雨量最大差值之集中。

盆地內主要河流及流域面積如表二所示（參3）

（表二） 臺北盆地主要河流

河流名稱	起迄地點	起迄地高度 (m)	河流長度 (km)	流域面積 (km ²)
基隆河	文 山 關 渡	400 2	84.0	490.77
新店溪	文 山 江 子 翠	500 7	78.3	909.54
北勢溪	文 山 龜 山	500 50	50.0	(310.9)
南勢溪	拳頭母山 龜 山	1230 50	45.0	(331.6)
大漢溪	大壩尖山 石 門	2530 140	82.0	758.90
淡水河	石 門 海 口	140 0	62.0	566.61

流域總面積 2725.82 km²

基於盆地地形之分佈，流域之面積，以及極端雨

量之出現等因素之研判，如果一次颱風之降水量，使用盆地內各雨量觀測站之算術平均有以下之缺點：

第一，極端值將影響平均雨量之代表性。

第二，盆地之平均雨量將不可能代表盆地內各流域實際所接受之雨量。

第三，如以盆地平均雨量為颱風雨量預測之準繩，則此預測之值對盆地內各河流之流量計算可能與實際流量有重大之誤差。

是故，臺北盆地之颱風降雨量計算，應該再予劃分成小區域，分別計算其平均雨量。

（三） 臺北盆地颱風降雨量之計算

一、臺北盆地雨量區域之劃分

根據盆地內三主要流域，即基隆河流域，大漢溪、淡水河流域，新店溪、南勢溪、北勢溪流域；並且參考其分水嶺與年平均等雨量線圖（如圖四），將盆地劃分為四個雨量計算區：

第一區——包括基隆河上游，大屯山區及觀音山區。

第二區——包括基隆河、新店溪及淡水河交匯之盆地區與林口臺地一帶。

第三區——大部份為淡水河上游及大漢溪流域，三峽河亦包括在內。

第四區——新店溪、南勢溪及北勢溪流域。

以上之分區，不僅可用於颱風雨量之分別計算，而且建議一次颱風侵襲，可降雨量之預測亦應用此分區，分別預測，俾各流域獲得較準確而能定量之颱風雨量預測，防洪之措施較易收效。否則以盆地平均可

（表三） 臺北盆地測站平均雨量

區別	測 站	標高 (m)	紀錄 年數	起迄年代	平 均												7-10	年平均
					1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	四月平均	
第一區	*基 隆	3	67	1897-1967	313	309	295	217	271	274	136	182	267	252	301	338	837	3149
	*金 山	10	32	1904-1935	314	322	310	237	316	255	134	180	252	233	213	296	799	3063
	*富 貴 角	19	61	1900-1944 1947-1951	151	167	213	181	239	262	127	150	172	95	137	151	544	2011
	淡 水	19	66	1897-1901 1903-1963	129	168	176	161	197	241	142	169	191	137	130	115	639	1953
	暖 暖	44	35	1901-1935	582	448	442	266	320	315	223	288	478	605	564	578	1594	5110
	石 底	102	32	1903-1935 1931-1940	321	275	285	195	287	345	330	400	562	570	387	338	1862	4297
	竹 子 湖	600	30	1943-1944 1946-1963	359	285	269	217	232	329	302	386	542	716	710	518	1946	4896
	鞍 部	836	17	1943-1960	305	327	218	212	230	308	338	305	486	624	686	474	1753	4512
	大 屯 山	1098	10	1955-1964	251	237	192	135	210	216	231	351	610	406	412	309	1598	3560

第 二 區	臺北市	8	67	1897-1963	89	138	172	166	217	299	247	282	232	118	70	73	879	2102
	士林	8	22	1914-1935	56	121	165	184	211	231	240	271	246	117	50	41	874	1933
	*新庄子	61	20	1915-1935	85	151	186	195	193	241	172	172	130	72	55	70	546	1722
	林口庄	250	3	1933-1935	124	147	250	143	97	259	297	75	97	128	81	131	597	1830
第 三 區	*新竹	20	34	1901-1935	67	124	178	177	208	211	145	177	111	41	33	40	474	1513
	土城	25	4	1925-1935	61	120	172	141	124	229	238	160	81	83	53	104	562	1465
	三峽	33	57	1903-1945 1950-1963	106	152	189	176	223	301	266	289	220	111	87	86	886	2212
	*新屋	85	40	1924-1963	107	164	193	204	218	300	141	150	126	69	78	88	486	1843
	*湖口	106	32	1903-1935	75	136	187	178	225	195	154	153	133	57	47	57	497	1597
	*竹東	114	32	1903-1935	85	136	223	188	246	282	261	290	191	58	41	51	800	2052
	大溪	118	20	1948-1967	111	137	139	149	163	276	216	225	195	86	101	84	722	1873
	*中壢	136	20	1915-1935	93	172	220	223	219	256	201	230	154	104	57	72	689	2002
	*關西	136	43	1903-1945 1945-1963	87	156	201	179	231	315	307	306	245	68	53	59	926	2229
	*八塊	145	20	1915-1935	106	169	230	220	222	284	238	258	177	117	65	83	790	2169
	石門	160	43	1926-1968	112	175	211	208	251	439	404	366	272	93	78	82	1135	2690
	*平鎮	173	53	1909-1944 1947-1963	106	164	212	208	230	281	199	222	183	91	74	85	695	2050
	*龍潭	227	20	1915-1935	104	170	220	233	244	295	248	278	194	114	64	84	834	2249
	八結	242	18	1911-1935	112	151	231	206	284	387	334	417	300	114	56	68	1465	2659
	三民	340	15	1954-1968	103	156	162	141	255	352	360	345	373	135	105	73	1213	2560
	復興	423	44	1912-1945 1954-1963	74	146	198	193	300	368	351	425	327	124	71	59	1227	2632
	角板山	423	24	1912-1935	69	146	208	196	294	357	305	420	297	143	63	54	1165	2553
	高義	570	14	1955-1968	64	108	106	85	188	269	270	266	463	82	61	38	1081	1998
	*留茂安	591	14	1954-1967	73	79	82	73	194	268	374	340	463	284	201	95	1461	2396
	三光	630	17	1952-1968	54	97	102	91	180	244	302	315	436	77	84	40	1130	2022
	玉峯	770	14	1955-1968	66	116	110	83	186	267	299	297	452	78	49	43	1126	2043
	*四季	787	14	1954-1967	105	88	73	82	221	207	257	299	402	197	176	114	1155	2242
	秀巒	840	14	1955-1968	58	116	102	76	147	227	262	263	256	59	52	35	840	1752
	*梅花	900	14	1954-1967	88	130	139	121	254	331	314	340	316	60	43	50	1030	2208
	*埤南	1130	27	1923-1935 1954-1967	104	126	141	166	191	213	256	245	354	253	163	117	1108	2328
	噶拉賀	1150	12	1957-1968	53	105	108	77	202	300	310	356	546	121	93	46	1333	2318
	池端	1174	27	1912-1935 1965-1968	169	148	152	126	266	373	382	414	513	480	327	226	1789	3577
	萱原	1212	23	1912-1935	53	90	135	135	215	261	324	376	315	145	42	43	1160	2132
	巴稜	1220	14	1955-1968	64	105	99	81	172	253	369	304	507	97	81	40	1277	2172
	鞍部	1457	14	1955-1968	85	117	126	112	231	304	292	313	413	72	51	53	1090	2168
	麻梅	1515	13	1912-1935	89	140	183	224	235	348	261	450	330	106	38	58	1147	2463
	鎮西堡	1550	14	1955-1968	65	113	112	92	188	280	336	313	469	80	62	50	1198	2158
	白石	1636	14	1955-1968	67	126	121	97	198	303	358	305	482	80	53	41	1225	2230

第 四 區	*宜 蘭	7.4	25	1936-1960	150	140	126	127	213	224	158	205	378	398	389	261	1189	2767
	龜 山	57	31	1904-1935	172	186	235	192	325	432	350	420	403	305	190	182	1478	3393
	石 碇	98	32	1903-1935	189	186	226	191	287	396	291	394	457	363	219	192	1505	3391
	*天 送 埤	129	35	1901-1935	155	123	167	132	277	255	265	293	515	578	293	223	1651	3278
	坪 林	174	54	1903-1944 1952-1963	146	134	177	164	287	369	325	396	475	329	223	139	1525	3174
	新 店	250	8	1959-1966	187	167	176	206	315	457	269	442	543	211	236	192	1465	3400
	阿 玉	330	10	1957-1966	145	177	156	145	293	415	299	418	515	284	250	195	1516	3290
	火 燒 寮	380	48	1906-1944 1955-1963	641	520	503	310	377	404	295	378	627	712	707	699	2012	6148
	利 莫 干	470	44	1912-1945 1953-1963	116	134	174	152	256	314	350	404	450	288	194	142	1492	2902
	四 堵	540	10	1956-1965	217	183	165	167	343	376	179	387	558	338	392	253	1462	3556

- (註) 1. 表列雨量單位為公厘 (m.m)，為本研究之目的及所需之精確度，以四捨五入法，取整數。
 2. * 者為臺北盆地分水嶺外之雨量站。
 3. 起迄年代之年數偶與紀錄年數不符者，乃由於某年中資料不全而捨棄。

(表四) 選擇颱風名稱及強度

颱 風 名 稱	崔 絲 TRIX	葛 樂 禮 GLORIA	瑪 麗 MARY	寇 拉 CORA	艾 琳 ELAINE	艾 爾 西 ELSIE	芙 勞 西 FLOSSIE
發 生 年 月	1960 八月	1963 九月	1965 八月	1966 九月	1968 九~十月	1969 九月	1969 十月
近 中 心 最 大 風 速 (KTS)	130	135	120	120	73	75	40
暴 風 半 徑 (N. M.)	200	240	120	150	300	270	200
中 心 最 低 氣 壓 (mb)	930	920	950	917	910	890	946

降雨量為預測雨量，對盆地某一小流域可能失之過高，也許對另一小流域失之過低。

分區圖如圖一所示。

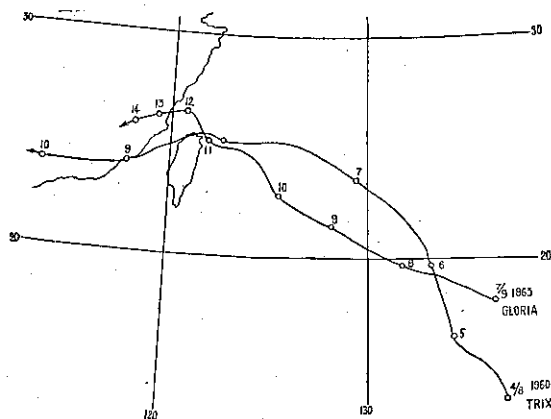
二、研究之各種原始資料

1. 盆地分水嶺以內各雨量觀測站及分水嶺以外參考觀測站之平均雨量紀錄如表三所示 (參 4) (註)
2. 選擇颱風名稱如表四所示 (參 5)。
3. 選擇颱風之路徑圖如圖五、圖六、圖七所示。
4. 選擇颱風雨量紀錄如表五所示。

三、各區平均雨量之計算方法—百分比等雨量線平均法

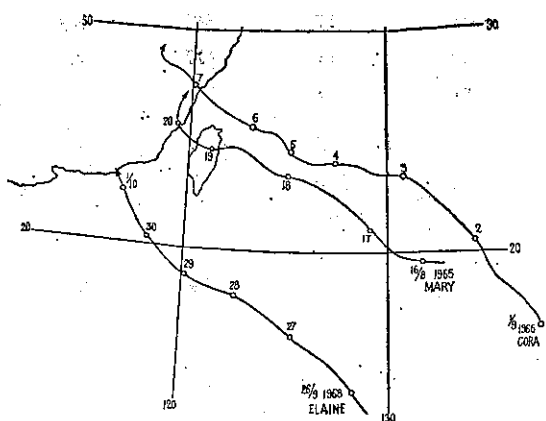
如果盆地內雨量觀測站分佈稀少而不均勻，則一般雨量之平均方法，如算術平均，多邊形平均 (Thiessen method) 甚至單純的等雨量線法皆似乎不適用於颱風雨量之計算，尤其算術平均，所受極端值之

影響最大，而盆地複雜地形經常有異常極端之雨量發生。此外，防洪之實際雨量預測及事後之研究分析皆

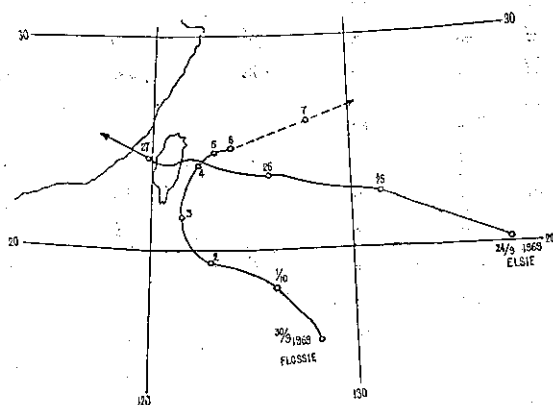


(圖五) TRIX 與 GLORIA 颱風路徑圖

- (註) 部份平均雨量又蒙威啟勸教授協助獲得，特致謝忱。



(國六) MARY, CORA 與 ELAINE 颱風路徑圖



(圖七) ELSIE 與 FLOSSIE 颶風路徑圖

(表五) 選擇颱風雨量紀錄

區 別	測 站	風 期 間	崔 絲 (TRIX)	葛 樂 禮 (GLORIA)	瑪 麗 (MARY)	寇 拉 (CORA)	艾 琳 (ELAINE)	艾 爾 西 (ELSIE)	芙 勞 西 (FLOSSIE)
			1960 7/3-10/8	1963 9/9-11/9	1965 17/8-19/8	1966 5/9-7/9	1968 28/9-1/10	1969 26/9-27/9	1969 1/10-5/10
第 一 區	*基隆	283	361	154	200	431	167	335	
	*富貴		339						
	×老梅				194	295	116	217	
	×淡水	161	378	163	138	259	188	618	
	×深竹				165	564		449	
	×埔子	272	624	197	439	943	293	1226	
	×埔鞍				182	360	160	325	
		216	721	236	412	938	305	2142	
第 二 區	臺北	139	476	143	224	341	190	429	
	林口			142		266			
第 三 區	三峽		381						
	*新竹	308	306	127	58	27	85	217	
	大溪		581						
	石門	203	776	177	142	98	252	543	
	*平鎮		443						
	*龍潭						205	571	
	三民							418	
	復興	357	1037	172	361	253	542	590	
	高義	325	1346	324	360	242	627	541	
	三光	292	1433	325	387	432	502	418	
	玉峯	395	1590	257	484	262	475	290	
	*四季	277	83(?)	295	95	304	494	421	
	秀巒	329	1247	244	326	159	504	375	
區	嘎拉	418	1697	417	369	630	522	584	
	巴稜	343	1783	388	307	467	515	741	

第三區	鞍 鎮 白	部 西 堡 石	317	1711	269	467	57	560	310
			258	1259	329	324	179	477	377
			429	1699	248	393	139	589	295
第四區	*宜 龜 *深 石	蘭 山 坑 碇	168	355	162	124	457	175	420
				603	231	173	173	251	591
				452	217	206			
	*天 潤 坪	送 嶺 林	153		310	101	394	279	881
			32(?)						
			179	876	358				
	*乾 小 *烏 羅 阿 火 *漁 *福 *倒	溝 粗 坑 來 好 玉 寮 光 山 子	381	814	276	252	402	435	660
			375	446	135	106	253	144	553
			417	735	320	31(?)	213	412	1057
			409	339					
			471	797					
				623					
				654	275				
			482	1248	349	289	823	542	561
			284	790					

(註) 1. 表列雨量單位為公厘 (m.m.)，為本研究之目的及精確度，以四捨五入法，取整數。

2. * 者為臺北盆地分水嶺外側之雨量站。

3. x 者為僅有颱風雨量，其平均雨量無法獲得。

需要獲得足夠的雨量紀錄，但不幸的，此種資料的獲取，在時效與方式各方面都會有極大的困難。根據熊汝統先生的統計（參6），臺北盆地及其分水嶺外側之雨量資料竟分屬於水利局、石門水庫管理局、臺灣電力公司、林務局、氣象局、茶試所、水利會等單位，並受國家氣象資料保密之限制，獲得不易。過去歷年颱風雨量之分析研究，僅以少數可獲得之資料統計分析，見仁見智，可能略顯以偏概全，實受客觀環境之限制，不得已也。

為謀求補救之法，以及在平均中能考慮地形影響之極端值起見，特將雨量百分比法及等雨量線平均法合併使用，以期獲得較準確而有代表性之盆地內分區平均雨量。

本法之基本概念為颱風雨量在盆地內之分佈，因受地形之影響，其形式相似於準年平均雨量之形式，而七月至十月之平均雨量分佈形式（如圖八）更接近於準年平均雨量分佈形式（比較圖四與圖八）。因此颱風實際之發生雨量可與七月至十月之準平均雨量求得其百分比，更以此百分比繪成等百分比線圖，外延其他無觀測站地點之颱風雨量，以補資料之不足。

設 r_i 為盆地分區內之颱風雨量， i 表示測站。

N_i 為盆地分區內之七至十月份準平均雨量， i 表示測站，如 r_1 ， N_1 代表測站1之某次颱風雨量及其七至十月份準平均雨量。

$$\text{則 } P_i = \frac{r_i}{N_i} \quad P_i \text{ 為雨量之百分比}$$

$$i = 1, 2, 3, \dots$$

若將 P_i 填入臺北盆地圖中，即可繪成等百分比線圖。（茲將選擇颱風雨量之百分比列如表六）。

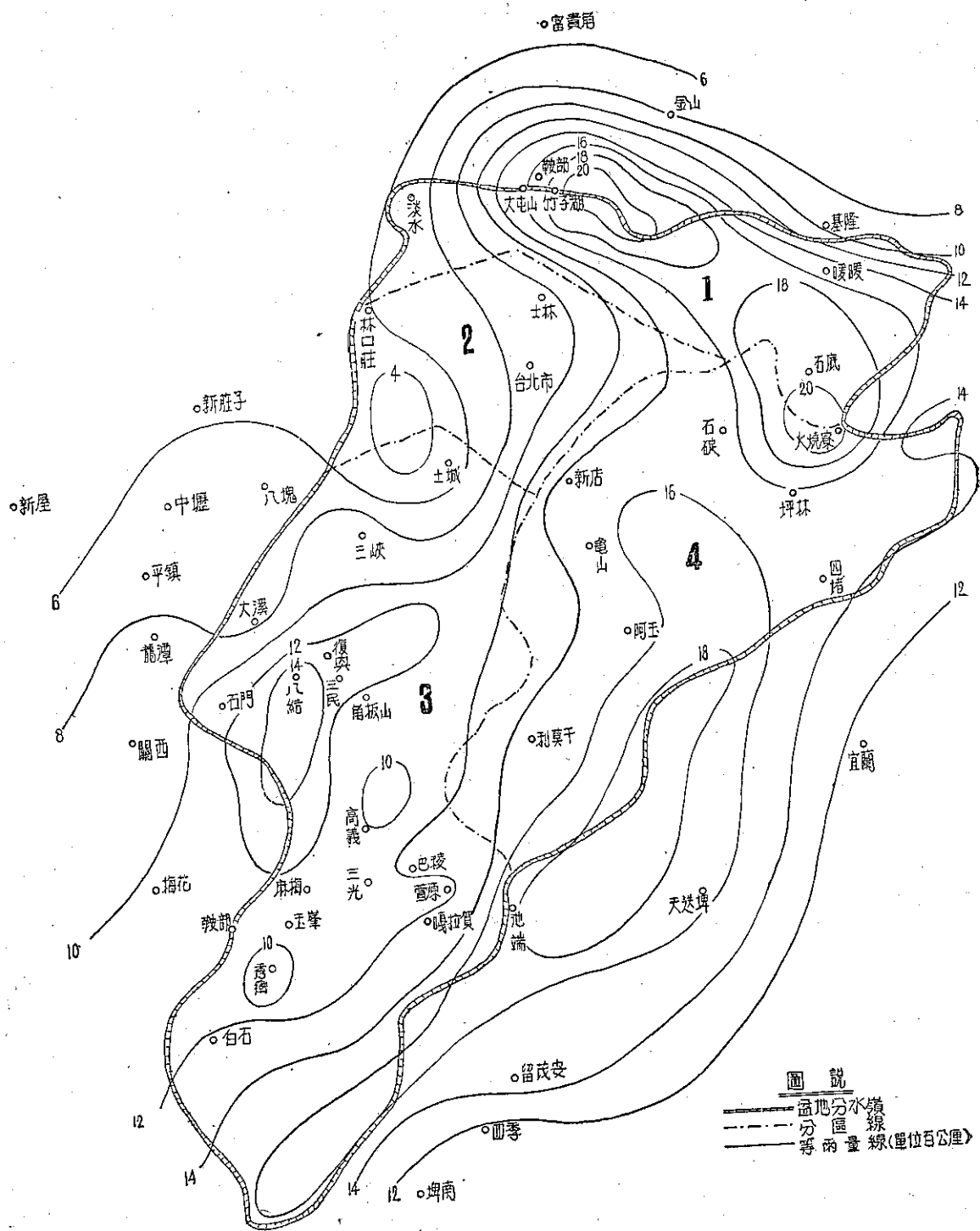
將等百分比線圖與七至十月份準平均雨量線圖（如圖八）重疊，即可獲得盆地各分區內之實際雨量與外延之雨量（即無雨量紀錄，而等百分比線與準平均雨量線相交點之估計雨量）。

設估計之颱風雨量為 r_i' ，其所產生之誤差為可許者，則

$$P_i' = \frac{r_i'}{N_i} \quad P_i' \text{ 為估計雨量之百分比}$$

若 P_i 等值線分析正確，則 $P_i \approx P_i'$ $r_i \approx r_i'$ 因此在平均之雨量數值中，有一部份為實際觀測之值，即

$$\frac{\sum P_i N_i}{f} \quad (f \text{ 為測站數})$$



(圖八) 臺北盆地 7-10 月份平均雨量線圖

(表六) 選擇颱風雨量百分比

區 別	風 期		崔 絲	葛 樂 禮	瑪 麗	寇 拉	艾 琳	艾 爾 西	美 勞 西
	測 站		TRIX	GLORIA	MARY	CORA	ELAINE	ELSIE	FLOSSIE
	間 站		1960 7/8-10/8	1963 9/9-11/9	1965 17/8-19/8	1966 5/9-7/9	1968 28/9-1/10	1969 26/9-27/9	1969 1/10-5/10
第 一 區	*基	隆	33.8	43.7	18.4	23.8	51.6	20.0	40.1
	*富	貴		62.1					
	*老	梅				32.3	49.2	19.3	36.2
	*淡	水	25.2	59.2	25.6	21.6	40.6	29.5	96.8
	*深	溪				12.7	43.4		34.5
	*竹	子	13.9	32.0	10.1	22.5	48.4	15.0	63.0
第 二 區	*埔	湖				17.3	34.3	15.2	30.9
	*鞍	坪	12.4	41.4	13.5	23.5	53.6	17.4	122.0
第 三 區	臺	北	15.8	54.1	16.2	25.5	38.6	21.6	48.7
	林	市			23.8		44.6		
第 三 區	*新	峽	65.1	43.8	26.7	12.2	5.7	18.0	45.8
	*大	竹		64.8					
	*石	溪	18.0	80.2	15.6	12.6	8.7	22.2	48.2
	*平	門		68.6					
	*龍	鎮		63.8				24.6	68.5
	*三	潭							34.5
	復	民	28.6	84.0	14.0	29.4	20.7	44.2	48.0
	高	興	30.0	124.4	29.9	33.3	22.4	58.8	50.1
	三	義	25.8	126.2	28.7	34.2	38.2	44.5	36.9
	玉	光	35.0	140.8	26.2	43.0	23.2	42.1	25.7
	*四	峯	24.1	7.4(?)	25.6	8.3	26.4	43.0	36.6
	*秀	季	39.2	148.6	29.1	38.8	18.9	60.0	44.7
	*囑	拉	31.4	127.4	31.3	27.7	46.3	39.5	44.0
	*巴	賀	27.9	146.0	32.2	25.1	38.0	42.0	60.0
第 四 區	*鞍	稜	28.2	157.0	24.7	42.8	5.2	51.2	28.5
	*鎮	部	22.2	105.0	27.5	27.1	15.0	39.8	31.5
	*白	堡	35.0	139.0	20.3	32.2	11.2	43.1	24.1
	*宜	蘭	14.7	31.2	14.2	10.9	40.0	15.4	36.8
	*龜	山		41.0	15.6	11.7	11.7	17.0	40.0
	*深	坑		18.0		14.7			
第 四 區	*石	碇		18.4	15.5				
	*天	埠	9.3		18.7	6.1	23.8	16.9	53.4
	*潤	瀨	2.0						
	*坪	林	11.7	57.2	23.5				
	*乾	溝	23.1	49.1	16.7	15.3	24.4	26.4	40.0
	*小	粗	25.0	29.8	9.0	8.0	16.9	9.6	36.9
第 四 區	*烏	坑	28.8	50.7	22.0	2.2	14.7	28.5	72.8
	*羅	來	28.2	23.4					

第 四 區	阿	玉	31.0	52.7					
	火	寮		31.2					
	*漁	光		32.7	13.8				
	*福	山	33.3	86.1					
	*倒	吊	18.9	52.6	24.1	20.0	56.8	37.4	38.7

(註) 1. 表中所列百分比數為颱風雨量與 7-10 月份平均雨量之比，其準確度為計算尺之準確度。

2. * 者為臺北盆地分水嶺外側之雨量百分比。

3. × 者為其平均雨量由等值線內差法求得者。

另一部份為估計雨量值，即

$$\frac{\sum P_i \cdot N_i}{f'} \quad (f' \text{ 為相交點之數})$$

則在盆地分區中之平均雨量為

$$\bar{p} = \frac{\sum (P_i N_i + P_i' N_i')}{f + f'} \quad (1)$$

本研究最後所使用之方法求得 \bar{p} 之值，未採用直接之算術平均，而係將求得之估計雨量與實測雨量繪成颱風等雨量線圖，然後以等雨量線平均法平均之。此法雖較費時，但可使用盆地分水嶺以外之資料，在分析時作為參考。

綜合以上之分析，茲將分區雨量平均法說明如下：

1. 使用表三中所列各測站 7-10 月之平均值為準平均值。

2. 颱風雨量所實際觀測值，可使用一次颱風之總雨量或一段時間之雨量。將臺北盆地及分水嶺外側各測站之雨量與 7-10 月準平均值，求得各測站之百分比。

3. 將各測站之雨量百分比值填入圖中，分析等百分比線。

4. 應用等百分比線圖及臺北盆地 7-10 月份平均雨量線圖，重疊而求得各交點之颱風雨量。

5. 應用各交點之颱風雨量值繪成等雨量線圖，然後以等雨量線平均法求得各分區之平均雨量。

(註) 如果某分區所求得之交點雨量甚多，則可用算術平均法，以省時間。

為研討百分比等雨量線平均法之應用價值及其代表性，特選擇崔絲 (TRIX)、葛樂禮 (GLORIA)、瑪麗 (MARY)、寇拉 (CORA)、艾琳 (ELAINE)、艾爾西 (ELSIE) 及芙勞西 (FLOSSIE) 等七個颱風為例，分別計算盆地內各分區之平均雨量，並與算術平均之值比較。在所蒐集之颱風雨量資料中，以第三區 (大漢溪及淡水河上游) 最多，第二區 (盆地) 最少，但是第二區之雨量受地形之影響最小，任一

雨量測站之紀錄值，其應該代表之面積較大，故在資料中之每次颱風雨量紀錄，雖僅有一個至二個測站紀錄，仍可代表盆地區之平均雨量，如以算術平均法求其平均雨量，誤差最大之發生機會不多，選擇颱風平均雨量比較如表七所示，以此七個颱風為例，比較百分比等雨量線法所得之平均雨量與算術平均法所得之雨量，得以下數點初步之認識：

1. 以本研究之分區計算結果研判，則盆地總平均不可能代表任何一區之平均雨量。一般言之，第四區 (新店溪、南勢溪及北勢溪流域) 之平均雨量多高於盆地總平均；第三區 (大漢溪及淡水河上游) 接近於總平均；第二區 (盆地區) 遠低於總平均；第一區由於鄰近所選擇樣品颱風之路徑，偶有高於總平均之發生。

2. 百分比等雨量線法與算術平均法所得結果之比較：

(1) 對盆地總平均雨量之計算，二者之差值不大。其差值之絕對值為 43 公厘 (最大)，及 2 公厘 (最小)。

(2) 第三區因雨量測站較多，故二者之差值亦小，其差值之絕對值為 69 公厘 (最大，及 14 公厘 (最小))。

(3) 第一區與第四區因雨量有最大之集中區，影響算術平均之代表性，故二者之差值最大。第一區差值之絕對值 575 公厘 (最大)，及 33 公厘 (最小)。第四區差值之絕對值為 265 公厘 (最大)，及 40 公厘 (最小)。

四、百分比等雨量線平均法之優缺點

1. 優點：

(1) 計算之時，盆地以內各區間之雨量紀錄彼此可以相互協助，以彌補雨量觀測站分佈之不均。

(2) 不受集中之極端雨量值之影響。

(3) 特定地點 (未設雨量測站) 之颱風雨量可以

(表七) 選擇颱風平均雨量比較表

分 區 平 均 風 量 方 法	分 區 平 均 風 量 方 法	1		2		3		4		盆 地 總 平 均	
		平均雨量 (m.m.)	算術平均 使用測站數	平均雨量 (m.m.)	算術平均使 用測站數	平均雨量 (m.m.)	算術平均使 用測站數	平均雨量 (m.m.)	算術平均 使用測站數	平均雨量 (m.m.)	算術平均 使用測站數
崔 絲	百分比法	347		157		301		400		319	
	算術平均	216	3	139	1	333	11	350	9	317	24
	差 值	(+131)		(+18)		(-32)		(+50)		(+2)	
葛 樂 禮	百分比法	468		357		1203		931		918	
	算術平均	574	3	476	1	1272	13	666	13	913	30
	差 值	(-106)		(-119)		(-69)		(+265)		(+5)	
瑪 麗	百分比法	260		156		255		330		267	
	算術平均	199	3	143	2	287	11	270	9	259	25
	差 值	(+61)		(+13)		(-32)		(+60)		(+8)	
寇 拉	百分比法	297		179		289		245		264	
	算術平均	330	3	224	1	355	11	205	5	307	20
	差 值	(-33)		(-45)		(-66)		(+40)		(-43)	
艾 琳	百分比法	610		250		234		551		389	
	算術平均	713	3	304	2	265	11	373	5	358	21
	差 值	(-103)		(-54)		(-31)		(+178)		(+31)	
艾 爾 西	百分比法	347		202		461		525		432	
	算術平均	262	3	190	1	506	11	357	5	416	20
	差 值	(+85)		(+12)		(-45)		(+168)		(+16)	
美 勞 西	百分比法	754		421		456		805		608	
	算術平均	1329	3	429	1	470	11	684	5	650	20
	差 值	(-575)		(-8)		(-14)		(+121)		(+42)	

外延決定。

- (4)以百分比法繪製之颱風等雨量線圖近似於7-10月等平均雨量線圖，因之可顯示特殊地形之雨量分佈狀況。

缺點：

- (1)計算及分析時間較多，步驟較繁。
- (2)分析等百分比線及等雨量線圖時，須有充分的訓練。
- (3)必須在地區內有充足之準平均雨量紀錄。

(四) 臺北盆地颱風降雨量之預測

一、計算方程

研討颱風雨量，通常按形成一地雨量之原因，分為颱風環流雨量及地形抬升雨量。但在地形複雜之區域，很難將二者明確劃分。理論上，設颱風在海面上所形成之浪濤可被忽略，而認為是一平面，則颱風運行於海面上時之降雨可視之為環流降雨量，當颱風之範圍行經陸地，則受山岳之影響，必有地形之抬升，使颱風中之氣流被迫上升，反之，亦可有下降氣流之產生。

設颱風對某地，在一定時間內之雨量為 P ，則：

$$P = P_c + P_t \dots\dots\dots(2)$$

Riehl 博士曾應用連續方程及某些假定，認颱風以其半徑 r 之範圍內，單位面積與單位時間之雨量為(參7)

$$R = \frac{2V_r}{r} \bar{q} \frac{\Delta P}{g} \dots\dots\dots(3)$$

R 單位面積與單位時間之雨量

V_r 通過以 r 為半徑之圓周之向心風速。

\bar{q} 平均比溼或平均混合比

ΔP 計算雨量所取空氣柱之厚度(氣壓差)

g 重力加速度

但是可降雨量 W_p 為

$$W_p = \int_{p_2}^{p_1} \frac{1}{g} q dp$$

設臺北盆地之平均重力加速度為 979 cm sec^{-2} ，並取計算可降雨量大氣層中之平均混合比，

$$\text{則 } W_p \approx \frac{1}{g} \bar{q} \Delta P \quad (\Delta P = P_1 - P_2)$$

$$\text{或 } W_p \approx 0.00102 \bar{q} \Delta P \quad (\text{單位公厘}) \dots\dots(4)$$

將上式代入(3)，

$$R = \frac{2V_r}{r} (W_p) \dots\dots\dots(5)$$

按颱風風向與等壓線之交角為20度，則甚適應於

Hughes 之統計(參7)，設颱風之風速為 V ，則

$$V_r \approx 0.34 V$$

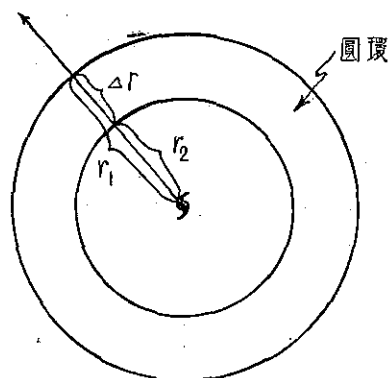
若 V 之單位為 msec^{-1}

r 之單位為 km

則六小時之颱風降雨量(在 r 半徑圓面積內，單位面積之雨量)可為(R 之單位為公厘)

$$R_6 \approx 147 \left(\frac{V}{r} \right) W_p \dots\dots\dots(6)$$

若一颱風之中心向某地接近， r 必隨時間減小，設減小之部份為 Δr ，為颱風六小時來之進行距離，如圖九所示。



(圖九) 颱風接近一地，半徑及圓環變化圖

在圖九圓環中之六小時，單位面積之降雨量，可由(6)推演為

$$R_6(\Delta r) = 147 W_p \frac{V_1 r_1 - V_2 r_2}{r_1^2 - r_2^2} \dots\dots\dots(7)$$

以上之方程，假定 W_p 在未來六小時內無變化，或變化甚微，此假定與實際情況相近，但最主要之原因在於 W_p 之決定有賴於無線電探空資料，通常為12小時一次。實際作業時，必須假定 W_p 在六小時或十二小時內無變化。

方程(7)中， r_1, r_2 如圖九所示， V_1, V_2 為半徑各為 r_1 及 r_2 時在颱風圓周上之平均切線風速(甚接近於實際風速)。 V 之單位為 msec^{-1} ， r 之單位為 km ， W_p 之單位為 mm 。

按方程(3)推演之假定為颱風一定半徑 r 內之可降雨量將全部降落於地面(忽略蒸發)，當然應該包括颱風環流雨量及地形雨量在內。

空軍氣象中心曾應用方程(7)分別計算臺北市區之雨量及石門水庫，大漢流域之平均雨量。當時採取之 W_p 為地面至 3000 呎高度之空氣柱者，係根據 Dr. Riehl 之研究，認為最大之水汽含量及雨量常集

中於颱風之低層。並分別以 Pamela, Opal, Amy, Gloria, Wanda, Grace, Billie, 及 Trix 等颱風為例, 分別計算, 期獲得方程(7)之可靠性, 計算結果, 發現地面至 3000 呎颱風空氣柱 (以桃園探空計算) 中之 W_p 皆在 17.1mm. 至 19.6mm. 間 (參8)。
後又計算 Pamela, Amy, Opal 及 Gloria 等四個颱風, 從地面至 500 mb 間空氣柱中之可降雨量, 其平均值為 51.0mm. 至 54.7mm 間, 二者之比較如表八所示。

(表八) 選擇颱風中可降雨量(W_p)比較表

風 厚 度	地面至 3000呎	地面至 500mb	比 值
Pamela	18.0	51.0	2.83
Amy	18.4	54.7	2.97
Opal	17.1	52.3	3.06
Gloria	19.6	53.4	2.73

(註) 比值為地面至 500mb 層之平均 W_p 與地面至 3000呎者之比 W_p 之單位為 mm.

由以上之比值及兩層之 W_p 視之, 侵襲臺灣之颱風, 雨量之多少似乎與可降雨量之相關很小, 無論取地面至3000呎, 或地面至 500mb 層, W_p 幾可視之為一常數。正如日本水文學者 Dr. Kenji Ishihara 於1968年十一月二十五日在我國氣象學會講演時曾論及颱風雨量與溫度露點差之相關最小; 同時與露點之相關亦小。

以地面至3000呎之 W_p , 並應用方程(7)計算臺北市區之颱風雨量, 每六小時雨量之計算值與實測值之差, 在22次計算中, 最小為 -0.6mm., 最大為41.3mm., 平均差 (Mean deviation) 為 14.8mm. 若以相同之方法計算大漢溪流域之平均雨量, 則計算值與實測值之差, 最小為 6.4mm., 最大為 262.3mm., 平均差為 88.9mm.。顯示所取 W_p 之計算厚度, 對臺北市區言, 誤差較小, 但對山岳地區則誤差之大, 幾達不可許之地步。

相反的, 若以地面至 500mb 層之 W_p 為準, 對臺北市而言, 則計算之值遠大於實測值, 對大漢溪流域, 雖使誤差值減小, 但亦不可據以為颱風雨量之預測。

因之, 方程(7)適合於不受地形影響之區域, 且計算時以取地面至3000呎之 W_p 為佳。而對山岳地區, 則取地面至 500mb 之 W_p , 仍不能包括地形抬升雨量在內, 必須考慮如何預測上升氣流速度之問題。

是故方程(7)之 R 可能接近於環流雨量, 即

$$R \approx P_c$$

將上式代入方程(2), 則

$$P_{(6)} \approx 147 W_p \frac{V_1 r_1 - V_2 r_2}{r_1^2 - r_2^2} + P_{t(6)} \dots (8)$$

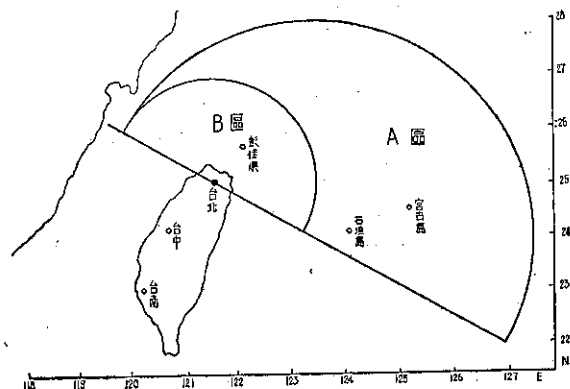
關於上升氣流所形成之雨量定量預報法, Russell J. Younkin, 及 Thomas H. R. O'Neill 等人皆曾著文介紹 (參 9, 參10), 但二者僅適用於大範圍之地區。空軍氣象中心亦曾依照 Younkin 之圖解法試做一般性之降雨預測, 在雨量之定量預測方面成效不大。O'Neill 之方法係根據 Fuls 之方程推演, 應用電子計算機計算, 而其中最困難者, 當為空氣質點垂直速度之計算, 以臺北盆地言, 地形之斜率, 垂直於此傾斜面風分速之計算, 皆甚繁雜而不易準確 (參8)。如果垂直速度之計算困難解決, Fuls 之基本方程將可能應用為颱風地形雨量之計算 (參11)。

以本研究臺北盆地之分區, 第二區之颱風雨量可應用方程(4)計算 W_p , 取地面至3000呎之氣層厚度; 將 W_p 代入方程(7)計算 $R_c(\Delta r)$ 。

按歷年颱風對臺北盆地之侵襲, 水患最嚴重者以颱風之路徑為中心經臺灣北部近海者為最 (參12), 但方程(7)所計算之預測雨量, 並不能完全解釋第二區之實際發生雨量, 調整計算 W_p 之氣層厚度為一種方法, 但以迴歸法訂正, 既包括了颱風距離及颱風風速, 且參考了既往之事實, 簡便可行。

為使迴歸方程所預測之發生雨量, 其相關最大, 標準差最小, 故按颱風中心所經之路徑分為二區, 如圖十所示。

計算迴歸方程時, 在 A 區有十九個六小時颱風雨量之抽樣, B 區有九個六小時雨量抽樣, 當然抽樣



(圖十) 計算雨量與預測發生雨量分區圖 (按颱風路徑)

不够充足，希望以後增加修正之。

所得之迴歸方程爲：

$$Y_A = 30.0 + 1.7X \quad (r_A = 0.75 \quad S_A = \pm 28.5)$$

$$Y_B = 48.6 + 1.3X \quad (r_B = 0.70 \quad S_B = \pm 30.6)$$

$$Y'_A = 49.4 + 1.4X \quad (r'_A = 0.70 \quad S'_A = \pm 26.6)$$

$$Y'_B = 76.6 + 1.1X \quad (r'_B = 0.92 \quad S'_B = \pm 10.1)$$

X 以方程(4)及(7)計算之預測颱風雨量

Y 修正之臺北市區預測雨量

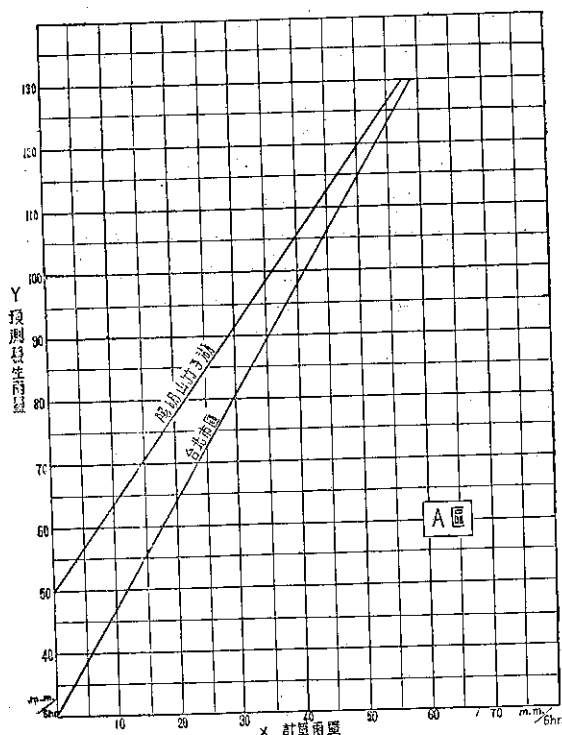
Y' 修正之陽明山(竹子湖)預測雨量

在下方之 A 或 B 表示颱風中心所在位置，如圖十，颱風中心位於 A 區，則使用 Y_A 方程，若在 B 區，則使用 Y_B 方程。

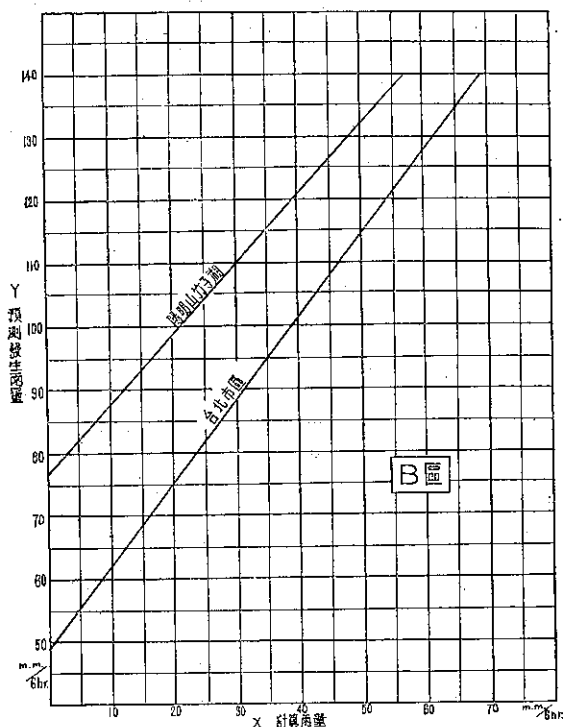
r 相關係數

S 標準差

圖十一及圖十二爲相對應之相關圖，由圖可知當颱風中心在 A 區時，陽明山與臺北市區之雨量差值較小，但颱風在 B 區時，二者之差值增大(芙蓉西颱風之特殊情況更爲例外)。其主要原因當爲地形之影響，亦即在方程(8)之 $P_{t(6)}$ 值必須予以計算，以上相關之修正固可估計 $P_{t(6)}$ ，使方程(7)計算之颱風雨量接近於方程(8)者，但必有誤差。



(圖十一) 計算雨量與預測發生雨量相關圖



(圖十二) 計算雨量與預測發生雨量相關圖

(五) 結 論

臺北盆地位於海島之北部，南接高峯，北臨海洋，且盆地內河流交錯，以氣象觀點論，爲一最複雜之地理位置及地形態勢。由於過去每次颱風降落於盆地內之雨量，分佈在各河流流域內者極不均勻，以及期望氣象作業對臺北盆地之防洪更爲有效起見，在盆地內分區計算及研究其平均雨量，似爲比較適當之方法。

百分比等雨量線平均雨量法，雖計算及分析步驟多，費時較久，但是最適合於雨量觀測站疏密不均，而且極端雨量常有集中數點之山岳地區。

準確之颱風降雨定量預測，目前困難仍多，尤其對一小範圍之盆地，由於複雜的地形，使影響雨量之空氣質點垂直速度不易精確計算，如果以目前人類解決氣象問題之能力，欲要求颱風雨量之預測毫無誤差，實不可能，但應在可能範圍之內，求其預測之最大準確性，因而減低水患之損失。

颱風雨量之預測以每六小時發佈一次爲最佳，因爲颱風之飛機偵察報告爲每六小時一次，此時可以獲知颱風中心位置，運行方向及速度及大風分佈等影響一地雨量之因素與其變化狀況。此外，臺灣地區及其

附近之無線電探空每十二小時觀測一次（臺灣地區於必要時可增加為每六小時一次），對於一地區可降雨量之計算亦可同時計算。

但是影響颱風雨量預測準確性之各種因素中，以颱風之運行方向及速度最為重要，如果此基本因素預測錯誤，則對一地而言，颱風空氣柱之可降雨量，垂直運動，穩定度等皆隨着改變，故在颱風動態預測方法未獲有效改進之前，颱風雨量之預測時間不可過長，以免發生嚴重之偏差而導致不良後果。未來六小時內可能發生之颱風平均雨量預測，在時效、可行性、準確性及資料方面皆較適合。未來十二小時之颱風雨量如屬必需，則僅可發佈估計之概值，以作防洪參考之用。

預測盆地內颱風雨量，仍以分區計算為佳，使盆地內各流域能獲得較接近於實際雨量之預測，以備執行必要之防洪措施，關於計算預測雨量與修正預測雨量之相關部份，僅在第四節中以臺北市區及陽明山（竹子湖）二地為例，以研討其可行性，實際預測各區未來六小時之颱風平均雨量時，必須適當選擇各區中有逐時颱風雨量觀測紀錄之地點，求其相關，並繪製圖表以利作業，茲將預測步驟，列舉如下：

第一步，計算選擇地點之預測雨量。

第二步，修正選擇地點之預測雨量。

第三步，計算修正預測雨量之百分比。

第四步，根據百分比圖及7-10月份平均圖繪製預測等雨量線圖。

第五步，利用預測等雨量線圖計算各區之平均颱風雨量，（至於第二區，可用算術平均，第三區如果所選擇之地點甚多，亦可酌用算術平均。）

參考資料及參考文獻

- (參 1) 須洪熙 「臺灣之水文資料及其利用研究」—臺灣研究叢刊第84種「臺臺之河川」，民國55年5月出刊。
- (參 2) 亢鴻賓 「臺灣之颱風與淡水河流域之暴雨」—同前。
- (參 3) 張玉田 「臺灣河川與水力發電」—同前。
- (參 4) 亢玉璠 「臺灣降水特性之分析」—臺大理學院地理學系研究報告第五期。
戚啓勳 「臺灣之雨量分佈」—省氣象局氣象學報第十五卷第三期。
- (參 5) 臺灣省氣象局颱風調查報告（氣象學報）
空軍氣象中心颱風檢討報告。
- (參 6) 熊汝統 「臺臺河川之特性與水庫運轉之規劃」—同參 1。
- (參 7) Herbert Riehl, Tropical Meteorology
- (參 8) Investigation of Rainfall Caused by Typhoons over the Takeka Creek Basin above Shih-Men Dam by CAF Weather Central (未發表)
- (參 9) Russell J. Younkin 等—The Objective Prediction of Clouds and Precipitation Using Vertically integrated Moisture and Adiabatic Vertical Motions—Journal of Applied Meteorology, Vol. 4, No.1 Feb. 1965
- (參10) Thomas H. R. O'Neill—Vertical Motion and Precipitation Computations—Journal of Applied Meteorology Vol. 5, No 5, Oct 1966
- (參11) Sverre Petterssen—Weather Analysis and Forecasting, Vol II.)
- (參12) 空軍氣象中心—空軍天氣預報法則。

臺北地區豪雨之研究*

徐 晉 淮

A Study of Heavy Rain in the Taipei Area

Chin-huai Hsu

Abstract

The purpose of this study is to analyze the flood rains in the Taipei area based on 64-year rainfall records (1907 to 1970) and the daily synoptic weather charts constructed by Taiwan weather Bureau. A flood rain is defined as one with daily rainfall equaling or exceeding 100mm. It is found that 108 flood rains occurred during the 64-year period. The synoptic flow patterns which favor the occurrence of flood rains can be classified into 5 types which are useful for the forecasting of the amount of rainfall. Some conclusions are drawn as follows:

- (1) The serious flood rains often occurs in Taipei Basin due to the passage of a typhoon over the northern part of Taiwan. In this case, the amount of rainfall can be predicted according to the equation,

$$R = A / \left(\frac{10}{r} + \frac{5}{S} + \frac{10}{P-900} \right)$$

Where A is a constant which equals 240 ± 30

P (mb) is the pressure of the center of a typhoon. (The deeper the typhoon center is, the more intense the typhoon is.)

r (km) is the shortest distance from the center of a typhoon to Taipei. (The smaller the value of r is the greater amount of rainfall is created.)

S (km/hr) is the speed of the movement of a typhoon. (The lower the value of S, the longer the rainfall duration.)

The amount of rainfall at Taipei (R) mm can be calculated as the value of P, r, S and A is derived. This type of flood rains occurs most frequently in the three months of July, August and September of each year; ie, 52 out of the 108 annual cases.

- (2) The convergence of airs over the Taipei region caused by the passage of a typhoon over the northern part of Luson and a cold front extending over the north Taiwan also favors the occurrence of flood rains in the northern part of Taiwan.

* 本研究獲得國家科學發展委員會補助而完成。

註 本文附圖過多無法全部排印。如有需要請向作者索取。

This situation occurs most frequently in fall, especially in September. It is found that there were 9 occurrences of this synoptic flow pattern which caused the serious flood rains during the period of the 64 years.

- (3) The flood rains also occur frequently at the end of the plum rain period. It is found that the plum rain period, in average, starts in May 25 and ends on June 11 based on the analysis of 64-year rainfall records. It is found that there are 48 times of the excessive rainfall (50-100 mm per day) and 16 flood rains during the study period. In addition, there were 26 flood rains occurred when typhoon appeared near the sea surface of Taiwan during the period of the beginning and the middle on June. The finding of this study can be used for the forecasting on the date of the end of the plum rain period

一、前 言

臺灣四周面海，位於大陸與大洋之間，每年受颱風，低氣壓，鋒面及西南氣流之影響，雨量豐沛，常發生豪雨，導致災害，影響經濟發展。有關臺灣豪雨發生之分析與研究，尚鮮綜合詳細論述。考豪雨之發生及原因，常因地域而不同，臺北為一標準盆地，每年發生水災平均有一至二次。本文引用省氣象局七十年來之降雨紀錄與每日天氣圖作分析研究。並定日降水量超過 100 公厘者為豪雨，區分豪雨發生天氣型，分析檢討降雨原因與地型關係，以供豪雨預報依據。

二、豪雨發生之季節與分類

應用之資料因氣象局自 1907 年起始有每日天氣圖與每日降水紀錄，故分析期限在 1907 年至 1970 年之 64 年間。分析時先將每日降水量自零時到 24 時之紀錄一一抄錄（因有 64 年之全套珍貴每日降水量，將來應用時非常便利，故擬另行付印，供氣象局紀錄室保管應用），選其日降水量超過 100 公厘以上之日期與日降水總量如附表 1（但以同一原因發生豪雨連續兩天或隔一天時，仍算一次），計於 64 年間，發生 108 次，平均每年發生 1.7 次之豪雨，無豪雨年為 1908, 1934, 1936, 1938, 1942, 1945, 1950, 1951, 1954 及 1965，共 10 年（註：在本文均用西曆年）。豪雨發生次數最多年為 1966 年計 5 次，次之年發生 4 次以上者為 1918, 1922, 1924, 1931, 1946, 1966 及 1969 共 7 年。上述臺北地區無豪雨發生年之梅雨及颱風情況分

析如下。

(1) 1908 年：即民國前 4 年之梅雨期，為較例年不活躍之一年，且侵襲東亞地區（包括中國沿海，琉球及日本）之颱風共 8 次。其中接近臺灣近海之颱風僅有兩次。一次從臺灣南部海面通過，另一次於 8 月 16 日由北部海面通過，但其威力不強。在臺灣測站中最大風速在恒春發生，每秒僅 10 公尺。因之雖然颱風經過北部海面，但臺北地區無豪雨發生，16 日雨量僅 6.7 公厘，17 日 19.6 公厘而已。

(2) 1934 年：即民國 23 年亦為無梅雨之一年，是年雖有 7 月 19 日，8 月 11 日及 9 月 6 日三次颱風侵襲本省，除 7 月 19 日外，另兩次颱風均經過南部，對北部無影響。7 月 19 日之颱風，係在花蓮附近登陸，受到地形影響，登陸後風勢急激減弱。移到北部海面時，臺北 19 日雨量為 42.4 公厘，20 日為 67.3 公厘，臺北地區無豪雨發生。

(3) 1936 年：即民國 25 年為無顯著梅雨之一年，是年之颱風對北部地區為最平靜之一年，雖三次颱風接近臺灣，均掠南部海面而過，故臺北地區無豪雨發生。

(4) 1938 年：即民國 27 年，梅雨期極短，且不明顯。侵襲臺灣之颱風只有一次，係經過南部西進者，對北部地區毫無影響。

(5) 1942 年：即民國 31 年之梅雨，為最不明顯之一年，且連續僅有一週，反之夏季侵襲臺灣之颱風却有五次之多，其中 7 月 19 日，8 月 9 日及 9 月 11 日之颱風係在北部地區越過中央山脈，故降雨均在東部及東北部地區，且越過中央山脈後，威力減弱，在臺北盆

附表 1. 臺北降水日期 ≥ 100 公厘 (1907~1970)
Table 1. Date of precipitation ≥ 100 mm in Taipei (1907~1970)

號數	年	月	日	日雨量 mm	號數	年	月	日	日雨量 mm	號數	年	月	日	日雨量 mm	號數	年	月	日	日雨量 mm
1	1907	4.	30	110.7	28	1922	6.	17	128.7	55	1933	9.	17	109.0	82	1956	9.	3	132.2
2	1907	5.	24	152.9	29	1922	8.	23	155.8	56	1935	7.	22	122.2	83	1957	5.	29	118.8
3	1909	9.	18	113.9	30	1922	10.	2	119.3	57	1937	8.	2	102.7	84	1958	7.	15	107.9
4	1910	9.	2	147.2	31	1923	6.	15	119.4	58	1939	6.	9	106.2	85	1958	7.	29	137.0
5	1910	9.	28	109.0	32	1923	8.	10	123.7	59	1939	8.	13	184.8	86	1959	4.	26	243.3
6	1911	8.	31	287.3	33	1924	7.	28	158.2	60	1940	8.	2	101.0	87	1959	7.	15	244.0
7	1912	6.	17	105.5	34	1924	8.	5	160.1	61	1940	8.	30	121.5	88	1960	8.	8	120.0
8	1912	8.	28	194.0	35	1924	8.	11	164.6	62	1940	9.	30	183.0	89	1961	7.	9	145.9
9	1912	9.	16	176.9	36	1924	9.	6	232.0	63	1941	6.	16	112.3	90	1861	7.	27	115.6
10	1913	7.	19	156.4	37	1925	6.	23	120.0	64	1941	9.	14	170.0	91	1962	8.	5	102.3
11	1914	7.	1	189.9	38	1925	8.	27	171.1	65	1943	7.	17	138.7	92	1962	9.	5	158.6
12	1914	9.	6	150.7	39	1925	9.	15	172.9	66	1944	8.	13	143.2	93	1963	9.	10	124.1
13	1915	7.	5	152.4	40	1926	10.	9	198.9	67	1946	6.	7	173.4	94	1964	8.	20	332.1
14	1915	9.	25	144.1	41	1927	6.	5	138.8	68	1946	7.	9	155.6	95	1966	6.	4	115.4
15	1916	7.	15	118.3	42	1928	9.	5	112.6	69	1946	7.	29	136.6	96	1966	6.	9	101.7
16	1916	8.	18	112.5	43	1929	5.	22	123.1	70	1946	9.	25	117.5	97	1966	6.	9	100.2
17	1917	8.	19	102.6	44	1929	8.	11	108.5	71	1947	9.	10	102.5	98	1966	9.	6	129.4
18	1918	6.	1	163.1	45	1930	7.	13	129.1	72	1947	10.	2	162.8	99	1966	9.	13	230.3
19	1918	6.	12	117.7	46	1930	7.	28	131.8	73	1948	7.	6	124.4	100	1967	5.	22	116.9
20	1918	10.	4	105.9	47	1931	4.	15	358.9	74	1948	9.	17	119.2	101	1968	9.	30	100.6
21	1918	10.	24	136.1	48	1931	5.	15	175.8	75	1949	6.	11	115.9	102	1968	8.	8	214.2
22	1919	8.	25	165.2	49	1931	6.	11	168.6	76	1949	6.	30	124.9	103	1969	9.	11	114.8
23	1920	5.	27	185.2	50	1931	7.	26	103.2	77	1952	7.	18	108.7	104	1969	9.	26	227.3
24	1920	7.	14	150.1	51	1932	6.	7	100.4	78	1953	8.	16	121.5	105	1969	10.	3	135.3
25	1920	9.	3	147.1	52	1932	7.	5	132.1	79	1955	9.	2	263.4	106	1970	5.	31	161.1
26	1921	6.	30	221.1	53	1932	8.	24	142.6	80	1956	5.	29	136.9	107	1970	8.	12	172.5
27	1922	4.	29	164.5	54	1933	6.	7	325.8	81	1956	7.	31	122.7	108	1970	9.	6	103.0
				101.2					108.4			8.	1	165.9					211.1
				116.4										132.2					228.7

地未形成豪雨。且此三次颱風，移動迅速，故降雨時間短暫，亦為未發生豪雨原因之一。

(6) 1945年：即民國34年梅雨期中無豪雨出現，三次便襲臺灣颱風均在南部以南，故臺北地區亦無豪雨發生。

(7) 1950年：即民國36年梅雨雖時間較長為28天，但因大陸高壓比太平洋之海洋高壓較旺盛，梅雨滯留鋒偏南，均位於臺灣南部或巴士海峽，因之臺北地

區無豪雨發生，雖有三次颱風分別在臺灣海峽，南部海面及東部海面經過，唯對臺北地區亦無影響。

(8) 1951年：即民國40年之梅雨與1950年相反，因海洋高壓比大陸高壓較旺盛，梅雨期無發生豪雨之一大原因，三次之颱風與1950年相似，均經過臺灣海峽（兩次）及東部海面，故本年亦無豪雨發生。

(9) 1954年：即民國43年是梅雨不活躍之一年，三次颱風亦均在南部海面經過，與1950年及1951年相

附表 2. 豪雨發生類型之分類

Table 2. Types of heavy rain generation

號數	年	月	日	類 型	號數	年	月	日	類 型	號數	年	月	日	類 型	號數	年	月	日	類 型
1	1907	3	18	A ₃	28	1922	5	22	B. R ⁰	55	1933	7	28	A ₁	82	1956	7	28	A ₁
2	1907	4	13	B.	29	1922	7	1	A ₁	56	1935	6	22	A ₁	83	1957	5	1	B. R ⁰
3	1909	8	5	A ₁	3	1922	8	12	C. R ¹	57	1937	6	26	A ₁	84	1958	5	29	A ₁
4	1910	7	29	A ₁	31	1923	5	2	B.	58	1939	4	22	B. R ₀	85	1958	6	13	C. R ¹
5	1910	8	27	A ₂	32	1923	6	28	A ₁	59	1939	6	28	A ₁ R ₀	86	1959	3	19	C. R ²
6	1911	7	4	A ₁	33	1924	6	27	A ₁ R ¹	60	1940	6	29	C. R ²	87	1959	6	10	A ₁
7	1912	5	3	B.	34	1924	7	5	A ₁	61	1940	7	27	A ₁	88	1960	6	16	A ₁
8	1912	7	16	A ₁	35	1924	7	11	A ₁ R ²	62	1940	8	29	A ₂	89	1961	5	27	C. R ¹
9	1912	8	6	A ₁	36	1924	8	8	A ₁ R ⁰	63	1941	5	22	B. R ²	90	1961	6	14	C.
10	1913	6	16	A ₁	37	1925	5	3	B. R ⁰	64	1941	7	23	A ₂	91	1962	7	6	A ₁
11	1914	5	9	A ₁	38	1925	7	9	A ₁	65	1943	6	16	A ₁	92	1962	8	7	A ₁
12	1914	7	17	A ₁	39	1925	7	28	A ₁	66	1944	6	25	A ₁	93	1963	7	24	A ₁
13	1915	5	25	C.	40	1926	9	3	A ₂	67	1946	5	8	B. R ¹	94	1964	7	13	C.
14	1915	7	14	C. R ¹	41	1927	5	6	B. R ⁰	68	1946	6	11	C. R ²	95	1965	4	16	B.
15	1916	6	16	C. R ¹	42	1928	7	22	A ₁ R ⁰	69	1946	7	2	C. R ²	96	1966	4	21	B.
16	1916	7	20	A ₁ R ¹	43	1929	4	14	B. R ⁰	70	1946	9	1	A ₁	97	1966	6	29	A ₁ R ⁰
17	1917	7	2	A ¹	44	1929	7	7	A ₁	71	1947	7	26	A ₂ R ¹	98	1966	7	22	A ₁
18	1918	4	23	B. R ²	45	1930	6	18	A ₁	72	1947	8	18	A ₂	99	1966	7	29	A ₂
19	1918	5	4	B. R ¹	46	1930	6	3	A ₁	73	1948	6	4	A ₁	100	1967	4	14	B. R ²
20	1918	8	30	A ₁	47	1931	2	28	C. R ²	74	1948	8	15	A ₁	101	1968	8	9	A ₂
21	1918	9	20	A ₂	48	1931	3	28	B. R ²	75	1949	5	15	B.	102	1969	6	26	A ₁
22	1919	7	1	A ₁	49	1931	4	26	B.	76	1949	6	5	B. R ⁰	103	1969	7	30	A ₃
23	1920	4	10	B. R ⁰	50	1931	6	12	C. R ²	77	1952	5	27	A ₁	104	1969	8	15	A ₁
24	1920	6	20	A ₁	51	1932	5	4	B.	78	1953	7	8	A ₁	105	1969	8	22	A ₃
25	1920	7	21	A ₁	52	1932	6	2	C. R ²	79	1955	7	16	C.	106	1970	4	27	B. R ²
26	1921	5	25	B.	53	1932	7	23	A ₁	80	1956	4	20	B. R ¹	107	1970	7	11	C. R ⁰
27	1922	4	3	C. R ²	54	1933	5	15	B. R ²	81	1956	6	24	A ₁ R ¹	108	1970	8	6	A ₁

註：1. 所用日期為陰曆

2. R表示發生雷雨

似，故亦無豪雨發生。

(10) 1965年：即民國54年之梅雨滯留鋒位於巴士海峽為較偏南之年。三次颱風均在臺灣中部以南地區登陸，故在臺北地區無豪雨發生。

總而言之，上述10次係梅雨不顯著，同時無颱風侵襲北部地區，即無豪雨發生之年份。

由附表 1. 在臺北地區發生之108次豪雨中，根據天氣圖以其發生之原因而分類，有颱風侵襲北部及梅雨滯留鋒位於臺灣北部之兩大豪雨發生原因之外，其他西南氣流影響或臺灣低氣壓及顯著鋒面經過而發生豪雨者，次數甚少。次之，因颱風及梅雨等影響發生豪雨中，再詳細區分其型式，在本文共分為五種即

A_1 , A_2 , A_3 , B 及 C 型, 詳述如次:

A_1 型: 指颱風侵襲臺灣北部地區位於 100 公里左右而引起豪雨者, 均係於 7, 8 及 9 月發生。

A_2 型: 指颱風經過巴士海峽及呂宋島北部西進時, 冷鋒滯留臺灣北部而間接引起豪雨者, 均係於初秋即 9 月及 10 月發生, 其發生次數較少。

A_3 型: 指颱風由巴士海峽東部沿海臺灣東部海岸北上者。

B 型: 指梅雨期之鋒面帶在臺灣北部徘徊時發生豪雨之類型。

C 型: 指 A_1 , A_2 , A_3 及 B 型以外之原因即熱雷, 顯著冬季鋒面通過或赤道鋒而引起豪雨之類型。

附表 2 為 108 次臺北地區自 1967 年至 1970 年間發生豪雨之原因分析表, 表中「」號碼為豪雨號碼, 其發生原因以 A_1 , A_2 , A_3 ; B 及 C 表示之, 記事欄表示有無雷雨發生, 如無雷雨為空欄, 如有雷雨發生則以「R」附號表示之, R 右角數則 R^0 為弱雷雨, R^1 為中雷雨及 R^2 表示強烈雷雨。由附表 2 可檢出 A_1 型即因颱風侵襲臺灣北部地區 100 公里左右者, 共有 52 次, 佔豪雨次數之百分之 48, 可以說佔有半數。次之 B 型即由梅雨引起之豪雨發生次數, 共有 26 次, 佔全發生次數之百分之 24 約佔 4 分之 1。 A_2 即颱風經過呂宋島北部地區時, 冷鋒在臺灣北部滯留而引起之豪雨共 9 次, 佔全數之百分之 8, 即約 10 分之

1 弱。 A_3 即颱風經過臺灣東部沿海而北上所引起之豪雨僅有 3 次。最後 C 型 A 及 B 以外之其他原因所引起之豪雨共有 18 次, 佔全數之百分之 17。今以 A_1 , A_2 及 A_3 即由颱風引起之豪雨 64 次與梅雨引起之豪雨 26 次相加, 計共 90 次, 佔全體之百分之 83。可以說臺北地區所發生的豪雨是以颱風為主, 次為梅雨所引起。今由月別分佈分析如下。

從附表 3 查知各年豪雨以 9 月中發生 26 次為最多, 於 9 月 6 日為 4 次, 為全年之冠。次之 8 月發生 24 次, 7 月為 22 次, 均由颱風 A 及 C 型所引起發生者, 7 月至 9 月共 72 次。所以我們應該注意夏季颱風之侵襲。次之以 6 月之 18 次及 5 月之 8 次為較多, 經統計均在梅雨期發生者, 通常臺灣地區梅雨期, 自 5 月底開始, 到 6 月中前終了, 由經驗判斷豪雨經常在梅雨末期發生, 基於上述統計證實 6 月確為發生豪雨次數較多之月份。我們預報時, 應注意梅雨末期之豪雨。現再由附表 2 找出, 在豪雨中有無發生雷雨之統計, 由 A_1 , A_2 及 A_3 即颱風引起之豪雨 64 次中, 有號數 16, 33, 35, 36, 42, 59, 71, 81 及 91 之 9 次發生雷雨, 佔 $A_{1,2,3}$ 之百分之 14 而已, 俗語說「一雷破九颱」咸認為颱風時如聽見打雷, 這颱風就不會來了, 其實不然。據本文統計, 有百分之 14 打雷, 但仍有颱風侵襲, 但其次數甚少。再次 A 以外即 B 而引起豪雨時, 有聽到雷聲者共 31 次, B 及 C 合計 54 次, 由此計算佔為百分之 57, 即梅雨及其他原因發生豪雨中有一半以上有打雷現象, 可以說氣柱不穩定而發生強烈對流所引起之豪雨現象。

附表 3. 月別豪雨發生次數統計表 (臺北)

Table 3. Summary of heavy rain in Taipei

型 式	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年	%
A_1	—	—	—	—	—	—	13	21	17	1	—	—	52	48/100
A_2	—	—	—	—	—	—	—	—	6	3	—	—	9	8/100
A_3	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	—	—	3	3/100
B	—	—	—	—	8	18	—	—	—	—	—	—	26	24/100
C	—	—	—	3	—	—	9	3	2	1	—	—	18	17/100
合 計	—	—	—	4	8	18	22	24	26	6	—	—	108	100/100

三、月齡與豪雨發生之關係

月齡與豪雨發生之關係問題甚為複雜, 不能簡單而論。但筆者常聽到專家論及: 「月齡最大時, 颱風

有侵襲之可能性大, 且易發生水災」等等, 當然偶而一兩次或與事實符合, 但無長期資料統計不知原因何在, 遽下結論, 是不正確的。本文應用實際資料, 以統計方法, 求兩者間是否有密切關係? 因之臺北地區

附表 4. 豪雨發生日統計表 (陰曆)

Table 4. Summary of heavy rain in Taipei (lunar calendar)

月 日	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	合計
1	—	—	—	—	1	—	2	—	1	—	—	—	4
2	—	—	—	—	1	1	2	—	—	—	—	—	4
3	—	—	—	1	2	1	—	—	1	—	—	—	5
4	—	—	—	—	2	1	1	—	—	—	—	—	4
5	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—	3
6	—	—	—	—	1	—	1	2	—	—	—	—	4
7	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	2
8	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	3
9	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	3
10	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	2
11	—	—	—	—	—	1	2	—	—	—	—	—	3
12	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	2
13	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	3
14	—	—	—	2	—	1	1	—	—	—	—	—	4
15	—	—	—	—	2	—	—	2	—	—	—	—	4
16	—	—	—	1	—	4	2	—	—	—	—	—	7
17	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1
18	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	—	—	3
19	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
20	—	—	—	1	—	1	1	—	1	—	—	—	4
21	—	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	2
22	—	—	—	1	2	1	2	1	—	—	—	—	7
23	—	—	—	1	—	—	3	—	—	—	—	—	4
24	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
25	—	—	—	—	2	1	—	1	—	—	—	—	4
26	—	—	—	1	—	2	1	—	—	—	—	—	4
27	—	—	—	1	2	1	1	—	—	—	—	—	5
28	—	1	1	—	—	2	3	—	—	—	—	—	7
29	—	—	—	—	1	2	2	1	—	—	—	—	6
30	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	2
合 計	—	1	3	12	18	25	32	14	3	—	—	—	108

會發生豪雨之日期換算為陰曆 (參閱附表 2 之日期係陰曆)，後試求兩者之相關，附表 4 為陰曆之豪雨發生日期別統計表，附表 5 為陽曆之豪雨發生日期別統計表。據天文學解析，太陽及月球對於地球具引力作

用，因月球發生望及朔之時期，即地球、月球及太陽在一直線上時，故每月發生兩次大潮汐，即說引力較大之時期。所以大潮汐之發生，不能說受月球單獨之引力作用，因其每月變化為兩個週期，由附表 2 豪雨

附表 5. 豪雨發生日統計表 (陽曆)

Table 5. Summary of heavy rain in Taipei (solar calendar)

月 日	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	合計
1	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	2
2	—	—	—	—	—	—	—	2	2	2	—	—	6
3	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	3
4	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	2
5	—	—	—	—	—	1	2	2	2	—	—	—	7
6	—	—	—	—	—	—	1	—	4	—	—	—	5
7	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	3
8	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2
9	—	—	—	—	—	2	2	—	—	1	—	—	5
10	—	—	—	—	—	—	—	1	2	—	—	—	3
11	—	—	—	—	—	2	—	2	1	—	—	—	5
12	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	2
13	—	—	—	—	—	—	1	2	1	—	—	—	4
14	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	2
15	—	—	—	1	1	1	3	1	1	—	—	—	8
16	—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	3
17	—	—	—	—	—	2	1	—	2	—	—	—	5
18	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	3
19	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	2
20	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0
22	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	3
23	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	2
24	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	3
25	—	—	—	—	—	—	—	1	2	—	—	—	3
26	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—	—	3
27	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	3
28	—	—	—	—	—	—	2	1	1	—	—	—	4
29	—	—	—	1	2	—	2	—	—	—	—	—	5
30	—	—	—	1	—	2	—	1	2	—	—	—	6
31	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	3
合 計	—	—	—	4	8	18	22	24	26	6	—	—	108

發生日分別以陰曆計算結果，15天週期即月球與太陽之引力週期之振幅只有 0.3，其振幅甚微，再計算其他各週期亦均微少，由此可以證明，兩者之相關係數

甚低，無週期性可尋。亦可證明豪雨與太陽及太陰引力亦無關係存在。由附表 4，陰曆九月發生豪雨次數，在 64 年間只有 3 次，係受颱風之影響而發生者，約

附表 6. 梅雨之開始及終了日期 (臺北)

Table 6. Summary of plum rain in Taipei

開 始 日 期			終 了 日 期		持 續 日 數	最 大 雨 量 及 日 期			與終了 日之差	備 考
年	月	日	月	日	天	月	日	雨 量		
1907	5	23	6	9	18	5	24	152.9	17	L.
1908	6	4	6	19	16	6	17	79.8	2	SW. ⊗
1909	5	14	5	26	13	5	26	62.3	0	L.
1910	5	19	6	3	16	6	1	12.7	2	L. R ² ⊗
1911	5	13	5	30	18	5	27	21.1	3	L.
1912	5	21	6	18	29	6	17	105.5	1	T. L.
1913	5	18	5	30	13	5	20	69.9	10	L.
1914	5	16	5	25	10	5	17	59.8	8	SW. TR ² ⊗
1915	5	18	5	30	13	5	27	43.7	3	L.
1916	5	29	6	9	12	6	7	72.2	2	L. R ²
1917	5	14	6	9	27	6	9	41.1	0	L. R ¹
1918	5	23	6	16	25	6	12	105.9	4	L. R ⁰
1919	5	21	6	8	19	6	6	86.7	2	L. R ²
1920	5	24	6	3	11	5	27	150.7	7	L. T. R ²
1921	5	21	6	30	41	6	30	120.0	0	L. R ²
1922	6	5	6	18	14	6	17	128.7	1	L. T R ²
1923	5	25	6	15	22	6	15	119.4	0	L. T R ¹
1924	6	6	6	23	18	6	23	28.4	0	L.
1925	5	25	6	23	30	6	23	120.0	0	F. R ⁰
1926	5	29	6	6	9	6	3	77.8	3	L.
1927	5	22	6	7	17	6	5	138.8	2	F. T
1928	5	26	6	13	19	6	10	54.6	3	L. T
1929	5	9	5	27	19	5	22	123.1	5	L. R ²
1930	5	20	6	9	21	6	6	77.2	3	F. T
1931	5	21	6	11	22	6	11	103.2	0	L. R ⁰ T
1932	5	25	6	14	21	6	14	61.8	0	L. R ⁰
1933	5	18	6	7	21	6	7	108.4	0	L. R ² T
1934	6	12	6	21	10	6	20	44.4	1	L. R ¹ ⊗
1935	5	27	6	13	18	6	11	67.9	2	F. R ⁰ T
1936	5	28	6	12	16	6	6	33.1	6	L. ⊗
1937	5	27	6	24	29	6	24	76.9	0	L. R ⁰
1938	5	19	5	27	9	5	21	68.9	6	F. R ⁰ ⊗
1939	5	20	6	9	21	6	9	106.2	0	L. R ⁰
1940	5	27	6	13	18	6	10	78.5	3	F. T

1941	6	8	6	19	12	6	18	170.0	1	L. R ²
1942	6	8	6	14	7	6	14	57.9	0	L. R ⁰
1943	5	28	6	7	11	6	7	83.0	0	F. R ¹ T
1944	5	26	6	13	19	6	10	62.0	3	L. R ⁰ T
1945	5	22	5	28	7	5	27	85.6	1	L. R ⁰ T ⊕
1946	5	29	6	8	11	6	7	136.6	1	F. R ¹
1947	5	25	6	18	25	6	16	83.9	2	L. R ¹ T
1948	5	27	6	7	12	5	28	27.2	10	L. T ⊕
1949	6	4	6	17	14	6	11	124.9	6	F. T
1950	5	25	6	21	28	6	21	33.1	0	F. R ⁰ T
1951	5	28	6	10	14	6	8	79.4	2	L. T
1952	5	20	6	6	18	5	23	29.1	14	L. R ¹ T ⊕
1953	5	23	6	13	22	6	13	45.9	0	L. T
1954	5	30	6	5	7	6	2	25.6	3	L.
1955	5	17	6	12	27	6	11	79.8	1	L.
1956	5	10	6	1	23	5	29	122.7	3	L. R ¹
1957	5	12	6	15	35	5	29	118.8	17	L. R ⁰
1958	5	12	5	25	14	5	23	49.1	2	L. R ⁰ T
1959	5	27	6	7	12	6	7	87.7	0	L. R ⁰
1960	5	17	6	2	17	5	21	85.0	12	L. T
1961	5	29	6	11	14	6	8	18.7	3	F. ⊕
1962	6	5	6	16	12	6	13	78.2	3	F. R ²
1963	5	31	6	6	7	6	1	77.3	5	F. R ⁰ T
1964	5	29	6	17	20	6	16	40.1	1	F. R ¹
1965	6	4	6	23	20	6	17	72.9	6	F. R ² T
1966	6	1	6	13	13	6	9	100.2	4	F. R ¹
1967	5	13	6	14	33	5	22	100.6	23	L. R ⁰
1968	5	18	6	23	37	6	21	56.9	2	F.
1969	5	14	6	23	41	6	19	36.6	4	L.
1970	5	20	6	17	29	5	31	103.0	17	L. R ²

佔百分之3弱，俗語說「九月颱風無人知」由此蓋可證實陰曆九月（陽曆十月）沒有颱風侵襲臺灣，與事實甚接近，可以採用。

四、梅雨季之豪雨分析

臺灣之梅雨不如長江及日本之梅雨顯著，但經分析每年都會發生梅雨現象，且常有豪雨或大雨發生。本文自1907年至1970年之64年間，每年之梅雨開始日期與終了日期，根據每日天氣圖及每日降水量判定，

如附表6，64年間中梅雨持續日數以1921年5月21日至6月30日之41天及1969年5月14日至6月23日之41天為梅雨持續最長之兩年。梅雨持續日數最短為7天，係1942，1945，1954及1963年四年。平均持續日數為18.7天。又由持續日數23，28，30，33，35及37天會均發生一次。9，10，17，20，25，27及41天發生兩次。11，16，22，及29天發生3次。7，13，19及21天發生4次。12及14天發生5次。持續日數達18天者曾發生6次。因此可以說，臺灣地區之梅雨持續日

數集中在兩週左右。次之從梅雨季之雨量分析，得知日降水量超過 100公厘以上者有26次，50公厘到 100公厘者27次（本文定日降水量50公厘到 100公厘為大雨），30公厘到50公厘者有 9 次，其他兩次未到30公厘。所以在64年中，梅雨季發生大雨，即超過日降水量50公厘以上者共有53次之多。此梅雨季中之大雨或豪雨，均以發生日與當天天氣圖對照分析結果，附註於附表 6 備考欄中表示之。即 L表示因低氣壓，SW表示因西南氣流，F表示因鋒面等種原因而引起大雨或豪雨。*表示梅雨不顯著年份，R⁰表示雷雨及其強度。T表示颱風經過臺灣近海後，梅雨停止成為夏天型之天氣。至於梅雨期中發生之日最大雨量，原因係低氣壓及鋒面經過北部地區而引起者，計低氣壓45次，鋒面17次，其他因西南氣流侵入引起者兩次，可以說梅雨季之大雨及豪雨大部份係受低氣壓之影響而發生。（請參閱附圖1到108中之 B 圖，係梅雨季之豪雨當日之天氣圖）。次之，豪雨發生時有雷雨者則有40次之多，易言之，即梅雨季之豪雨係因氣柱不穩定，發生旺盛對流而引起。又在64年間，因梅雨而引起之豪雨中，日最大雨量係發生於1941年 6 月18日，達170公厘，超過100公厘以上計26次。但未發生嚴重水災，其原因經分析，(1)梅雨之豪雨分佈平地與山

地降風狀況極平均，雨量相差不大，附表 7 示臺北與石門水庫地區（石門水庫流域降雨資料自1957年以後才有完全之資料）之每年梅雨季中最大日降水量（均與臺北豪雨日同一天資料）之比較，可以證實梅雨季平地與山區之降水分佈極為接近。此12年中，除1967年 5 月22日平均雨量 120.9 公厘較臺北多約20公厘及1970年 5 月31日臺北降 103 公厘，同時石門地區平均只降 4 公厘。其他10年臺北與石門地區降水均極接近。(2)梅雨與颱風引起之豪雨受地型影響，兩者之降雨分佈相差甚大，即颱風過境時，風力加強，沿山坡抬高潮濕空氣，發生旺盛上升氣流，增加山區之降水量，因之平地雨量較山區雨量小，例如1963年 9 月10日颱風從臺灣北部海面過境時，臺北雨量為 129 公厘，而石門地區平均為 750 公厘，1969年 9 月26日之颱風從臺灣北部通過時，臺北雨量為 135 公厘，而石門地區平均為 500 公厘，因之這次颱風過境時，發生山洪爆發，加上臺灣地區河流短小，發生嚴重水災。由上述說明，臺灣之梅雨，雖易發生豪雨，但其降雨量極平均，故不會發生嚴重的水災，反而對農作物多有利無害。

臺灣地區之梅雨，因過去無人將多年資料詳細分析，結論不一，本文應用64年之天氣圖與每日降水量

附表 7. 臺北與石門地區雨量比較表（梅雨期）
Table 7. Precipitation of northern part in Taiwan

年	月	日	臺北	秀巒	石門	白石	長興	復興	高義	巴陵	三光	玉峰	鞍部	嘎拉賀	鎮西堡	石門地區平均
1957.	5.	29	118.8	49.0	108.9	40.2	32.0	74.9	46.2	63.5	63.4	11.0	97.8	67.3	68.2	60.2
1958.	5.	23	49.1	20.2	27.5	25.1	22.3	20.4	47.8	24.4	23.5	25.5	27.0	21.0	21.0	25.5
1959.	6.	7	87.7	54.9	123.9	74.1	100.7	92.7	52.6	48.7	36.2	63.7	65.4	45.1	62.2	68.4
1960.	5.	21	85.0	19.3	62.4	160.5	53.2	61.1	7.9	43.4	35.9	71.6	32.6	23.2	61.7	52.8
1961.	6.	8	18.7	—	35.4	—	20.0	35.7	—	5.1	2.9	0.4	—	58.8	24.0	15.2
1962.	6.	13	78.3	47.2	128.6	56.4	150.0	135.8	42.6	35.6	30.4	49.7	71.6	45.9	48.0	70.2
1963.	6.	1	77.3	33.5	41.9	26.7	98.5	70.0	41.3	67.9	58.5	30.2	39.3	52.8	34.1	49.6
1964.	6.	16	40.1	11.3	22.3	11.8	22.9	19.7	14.1	9.3	12.6	10.9	13.4	—	12.5	13.4
1965.	6.	17	72.9	—	29.7	—	3.9	6.0	8.0	16.7	11.8	0.5	5.6	15.5	—	8.1
1966.	6.	4	101.7	55.0	61.2	77.2	60.5	61.2	52.0	44.3	43.4	49.8	56.7	45.2	85.4	57.7
1967.	5.	22	100.6	163.6	22.5	182.7	30.0	36.5	89.0	103.3	125.5	146.8	155.5	115.4	179.8	120.9
1968.	6.	21	56.9	25.2	18.7	14.5	17.0	15.3	18.2	15.6	15.5	15.4	17.0	14.4	26.2	17.8
1969.	6.	19	36.6	61.4	65.5	63.0	49.5	46.3	44.8	51.0	51.8	53.0	59.8	53.0	68.7	55.7
1970.	5.	31	103.0	—	42.2	—	17.5	—	1.6	0.7	3.5	4.6	1.8	—	—	4.3

，分析頗為詳盡，足供梅雨預報參考，從附表 8 統計表可見，梅雨多於每年 5 月開始，始於 5 月中旬者共 31 次，於 6 月中旬終了，終於 6 月中旬者共有 25 次。但開始日期最早為 1929 年附 5 月 9 日，最遲為 1934 年 6 月 12 日。64 年中梅雨開始日期於 5 月 25 日，27 日及 29 日為最多各有 5 次。經計算結果 64 年中平均多集中於 5 月 25 日，亦即為臺灣地區之梅雨開始日期。從終了日期看，終了日期最早為 1914 年 5 月 25 日，最遲為 1921 年 6 月 30 日。於 6 月 13 日終了者計有 6 次。終了日期經就計算結果，平均集中於 6 月 11 日，可視為臺灣地區之梅雨終了日期。梅雨開始時之預報較困難，但經日本專家之研究，認為超長波 2 與梅雨之形成有

附表 8. 梅雨之開始與終了日期統計表

Table 8. Date of beginning and ending of plum rain in Taipei

開始日期		開始日期		終了日期		終了日期	
月日	次數	月日	次數	月日	次數	月日	次數
5. 9	1	6. 1	1	5. 25	2	6. 17	3
5. 10	1	6. 2	0	5. 26	1	6. 18	3
5. 11	0	6. 3	0	5. 27	2	6. 19	2
5. 12	2	6. 4	3	5. 28	1	6. 20	0
5. 13	2	6. 5	2	5. 29	0	6. 21	2
5. 14	3	6. 6	1	5. 30	3	6. 22	0
5. 15	0	6. 7	0	5. 31	0	6. 23	5
5. 16	1	6. 8	2	6. 1	1	6. 24	1
5. 17	2	6. 9	0	6. 2	1	6. 25	0
5. 18	4	6. 10	0	6. 3	2	6. 26	0
5. 19	2	6. 11	0	6. 4	0	6. 27	0
5. 20	4	6. 12	1	6. 5	1	6. 28	0
5. 21	4	6. 13	0	6. 6	3	6. 29	0
5. 22	2	6. 14	0	6. 7	5	6. 30	1
5. 23	3	6. 15	0	6. 8	2		
5. 24	1	6. 16	0	6. 9	5		
5. 25	5	6. 17	0	6. 10	1		
5. 26	2	6. 18	0	6. 11	2		
5. 27	5	6. 19	0	6. 12	2		
5. 28	3	6. 20	0	6. 13	6		
5. 29	5			6. 14	3		
5. 30	1			6. 15	2		
5. 31	1			6. 16	2		

密切之關係，又稱因受阻塞高氣壓之影響，極鋒成為滯留鋒所引致。所以要預測梅雨開始，我們應該應用本文所統計所得之發生日期，每年從 5 月中旬以後開始注意阻塞高氣壓之形成與超長波 2 之振幅與其位置之變動，關於梅雨終了日期之預報，我們應該注意梅雨平均終了日期，即在 6 月初至 6 月中旬間之太平洋高氣壓之發展及注意菲島與太平洋區之島嶼測站之氣壓變動，如發現各站之氣壓繼續升高，且有西進趨勢，證實太平洋高氣壓發展。致梅雨滯留鋒北移而進入夏季季風型天氣，即結束梅雨期。再由附表 6 檢出，梅雨期持續日數平均為 18 天，故預報終了之大略預定日期亦可算出參考。過去多數專家由經驗所得，即稱「梅雨末期常發生豪雨」，由附表 6 可看出最大雨量欄，係梅雨期中之最大雨量與其發生日期，中有 16 次於豪雨（超過 100 公厘者）發生後梅雨旋告終了，平均常在豪雨發生後 4 天，結束梅雨期，又其中 48 次於大雨（50 公厘到 100 公厘）發生後 4 天，即結束梅雨期，我們預報時亦應注意大雨或豪雨與梅雨終了之關係。由上面資料，已證實專家的經驗法則是正確的。另一個經驗法則，亦可以資料證明之，即稱常在颱風侵入，或在臺灣近海經過時，梅雨期即終了之經驗法則，經用 64 年來每日天氣圖分析所得，證實颱風過後（附表 6 備考欄之 T 表示之），梅雨結束之次數有 26 次之多，於 6 月初旬及中旬，如遇颱風經過，梅雨期即告終止。應用此現象預測梅雨終了之辦法，在日本氣象廳方面是很流行的，附圖 109 是 1965 年 6 月 23 日至 26 日之地面天氣圖，即自 6 月 4 日梅雨開始至 23 日止，滯留鋒一直在臺灣地區徘徊，但菲島東方形成之輕度颱風 Emma 向北北西進行，經通本省東部沿海時，滯留鋒被推向北，同時太平洋高壓向西南西延伸，而結束梅雨期，進入臺灣之夏型天氣，是極有代表性之例子。但此期節中如無颱風發生或經過時，此經驗法則亦無法應用。以上由梅雨而形成之豪雨分析結果，已知梅雨對臺灣形成之豪雨是不太嚴重的，仍是颱風所形成之豪雨，對臺灣來說，尤其是對臺北地區來說，是極嚴重的一大問題，所以在第五章，以資料分析之觀點加以討論，以供豪雨預報之依據。

五、颱風與臺北地區之豪雨

64 年間在臺北地區共 108 次之豪雨中，由颱風引起之豪雨佔約 100 分之 60，且大部份均曾發生水災。因之如預先了解颱風路徑與臺北地區豪雨之關係，在發佈警報上，無疑是最重要的一件事，從第一章所分

類之豪雨型（天氣圖類型與颱風路徑型）有 A_1 、 A_2 及 A_3 三種， A_1 型有52次例（參閱附圖 1 到108中 A_1 圖），其相似特點(1)颱風路徑由東或東南，向西或西北進行者。(2)颱風中心均進入臺北地區 100公里範圍內登陸或經臺灣北部沿海者（所謂西北颱）。(3)颱風北面即北緯30度以北必有發達高壓存在者。以上三點，為臺北地區豪雨發生之必要條件。如颱風本身雨區廣大，且經過上述第(2)項之路徑時，其移動速度也慢，其降水量及降水時間成正比增大。附圖 46 示 1930年 7月28日之地面天氣圖，為 A_1 之標準型，且為臺北降水量有紀錄以來最大之一次。（7月28日降水量曾達 358.9 公厘），此颱風經彭佳嶼，基隆之間，移動速度很慢，每小時以10公里之速度，向西進行，因之增加降雨時間，為對臺北地區威脅最嚴重之一次颱風。1932年 8月24日（附圖 53 A_1 ）與上面附圖 46 示例，其路徑為極相似之一次颱風，8月24日之降水量達到 325.8 公厘，由紀錄上看， A_1 型侵襲臺灣颱風中，以通過臺灣北部及北部海面，向西進者次數為最多。且每次為 A_1 型時，必有豪雨發生。因之我們對於此類颱風預報路徑也較為正確，對於豪雨警報之發佈也正確。受 A_1 型颱風影響而在臺北地區發生豪雨者，計 7月13次，8月21次，9月17次。據香港氣象台統計，於 7月份進入北緯 17.5度東經 127.5度時， A_1 型颱風約佔70%，侵襲臺灣北部，8月及 9月， A_1 型颱風侵襲臺灣北部各佔50%。設颱風位於北緯17.5度東經127.5度，其距離臺北約 1,000公里，颱風半徑估為 300 公里，移動速度估計每小時20公里時，於35小時前後，此颱風威力始影響臺灣北部地區，故發佈豪雨警報後，仍有充足之時間，可從事防洪措施。

A_2 型颱風中有 9 次（附圖 1 到108中 A_2 圖）均為極特殊型，即颱風由東向西進而經過呂宋島或巴士海峽。臺北地區離颱風中心約 1,000公里時（應不受颱風之直接影響），同時在臺灣北部海面有顯著滯留鋒，使發生輻合氣流，致臺北地區發生豪雨。9 次例中 9 次均在 9 月以後發生，換言之，即於盛夏不會發生 A_2 型，而發生於初秋大陸高壓開始南下之時期，才有此類異常現象。因此我們應特別注意下面兩點，(1) A_2 型颱風路徑雖離臺灣甚遠，且臺灣不在其暴風雨半徑內，但秋季颱風大部份係大型颱風。且加上冬期季風之氣壓梯度，增大其暴風半徑。(2)每年平均 9 月中旬，大陸高氣壓第一次南下時，如鋒面同時在臺灣北部滯留，遇到巴士海峽及呂宋島之西進颱風，常在

臺灣北部，發生強烈輻合現象，不斷輸進潮濕氣流，因地形而急遽上昇，發生豪雨。因這類現象過去64年中發生次數極少，預報人員很少機會遇到此型之情況，所以我們應注意每年九月以後，經過臺灣海面之颱風與大陸高氣壓，是否適合這兩個條件？而發佈臺北地區之豪雨警報。附圖62為1918年10月24日之地面天氣圖，颱風中心離臺北約 700公里，此颱風之暴風半徑只有 300公里，應不會受颱風直接影響，但有冷鋒由日本關東東南岸向西南延伸到臺灣北部，因之臺灣北部成為輻合中心，沿着地形，發生旺盛上昇氣流，引起嚴重豪雨之一例。此時臺北地區24日一日之降雨量有 165.2 公厘之紀錄。

A_3 型颱風從 巴士海峽東部向北沿東部海岸進行，如颱風中心達到花蓮沿附近時，臺北地區發生豪雨之類型，雖此種路徑曾發生21次之多，但引起臺北地區豪雨者，僅有如附圖 1 之1907年 4月30日（臺北降水量 110.7公厘），附圖103之1969年 9月11日（臺北降水量 227.3公厘）及附圖105之1969年10月 4日（臺北降水量 17.25 公厘）之三次而已，對臺北地區影響不大。

六、C 型豪雨之分析

C 型豪雨之發生係由熱雷雨，顯著鋒面或赤道鋒而引起者。總計64年中共有18次。4月份 3 次，7月份最多達 9 次，8月份 3 次，9月份 2 次及10月份 1 次，於 4 月份發生之 3 次（圖27，47及86）及10月份 1 次（附圖30），均因有顯著鋒面通過而引起，7，8 及 9 月份共14次，均因西南潮濕氣流侵入，受盆地地形影響而發生之熱雷雨，C 型豪雨情況與 B 型略同，即降雨時間短暫且為局部性豪雨，故均未發生大規模洪水。

七、颱風路徑與豪雨之關係

臺灣地形簡單，南北方向有中央山脈分為東部及西部兩大部份，因之颱風侵襲臺灣時，最初颱風登陸前由東部地區發生豪雨，颱風越過中央山脈以後，在西部發生豪雨，但臺北地區略不同，因北部山區比中南部地區高度很低，成為缺口，所以颱風侵襲前後均發生豪雨。我們由第五章乃知颱風經過臺灣地區約 100 公里範圍內，臺北地區常易發生豪雨，且有嚴重水災之理由。因此乃知颱風路徑與降水量有密切之關係。我們亦可從而發佈降水量的預報。從常理判斷，如颱風強度相同，某地區與颱風中心距離靠近，其降

水量也大，其進行速度也慢，某地區之降雨時間也長，其降水量隨之亦大。如颱風強度不同，發生之豪雨亦隨其強度而不同。同之本文從 A_1 型，即經過臺灣北部地區約 100 公里左右，且在臺北地區日降水量超過 100 公厘之 52 次颱風型中，以次式計算 A 常數後，可用以預報颱風經過臺灣北部時之臺北之日降水量，茲詳述如下。

$$R = A \left(\frac{10}{r} + \frac{5}{S} + \frac{10}{P-900} \right) \dots\dots\dots(1)$$

$$\therefore A = \frac{R}{\left(\frac{10}{r} + \frac{5}{S} + \frac{10}{P-900} \right)} \dots\dots\dots(2)$$

R 臺北市之日降水量

A 常數

r 颱風中心與臺北市最近距離

S 颱風之平均進行速度

P 颱風中心經過臺灣北部附近時之最低氣壓

上項 R , r , S 及 P 均應用各次颱風實際資料——計算得到 A 值，颱風將侵入之前，我們已預知 r , S , P 及 A 值，代入(1)式計算可得臺北市之 R 值，即日降水量。茲實際計算 A 值及 A 值求出後，計算 R 值之方法舉例如下。1943年7月18日(附圖65)之颱風， $R=173.0\text{mm}$ ， $r=40\text{km}$ ， $S=20\text{km}$ ， $P=950$ 。各代入(2)式為

$$\begin{aligned} A &= \frac{173}{\left(\frac{10}{40} + \frac{5}{20} + \frac{10}{950-900} \right)} \\ &= \frac{173}{\left(\frac{1}{4} + \frac{1}{4} + \frac{1}{5} \right)} = \frac{173 \times 20}{14} = 233 \end{aligned}$$

$$\therefore A = 233$$

A_1 型 54 個例之颱風，以上式計算所得 A 常數為 240，且個個之 A 常數極接近 240 相差甚小，超過 A 值 240 之平均值為 270， A 值 240 以下之平均值為 210，故最後 A 常數定為 240 ± 30 。今某一颱風預測 $r=60\text{km}$ ， $S=5\text{km}$ ， $P=950\text{mb}$ ， $A=240$ ，270 及 210 三值計算 R ，預測臺北之降水量計算結果如下。

$$\begin{aligned} (1) \quad R &= 240 \left(\frac{10}{60} + \frac{5}{5} + \frac{1}{5} \right) \\ &= 240 \left(\frac{5+30+6}{30} \right) = 328 \end{aligned}$$

$$(1) \text{ 式 } A=240 \text{ 計算得 } R=328\text{m.m.}$$

$$(2) \quad R = 270 \left(\frac{10}{60} + \frac{5}{5} + \frac{1}{5} \right)$$

$$= 270 \left(\frac{41}{30} \right) = 369$$

$$(2) \text{ 式 } A=270 \text{ 計算得 } R=369\text{m.m.}$$

$$(3) \quad R = 210 \left(\frac{10}{60} + \frac{5}{5} + \frac{1}{5} \right)$$

$$= 210 \left(\frac{41}{30} \right) = 248$$

$$(3) \text{ 式 } A=210 \text{ 計算得 } R=248\text{m.m.}$$

由上式(1)、(2)及(3)，可預測臺北之日平均雨量為 328 公厘，最大日降水量為 369 公厘，最小日降水量為 248 公厘。計算簡單所得之降水預報值誤差甚小，可供今後之數值預報之依據。

八、結 論

自1907年至1970年間，曾在臺北地區，日降水量超過 100 公厘以上之豪雨共發生 108 次中，以直接受到颱風經過北部地區及北部海面而發生豪雨者最多達 52 次，且大部份都均發生嚴重水災。此外梅雨，鋒面，或遠颱風半數，但因梅雨等降雨分佈偏局部性，且降水時間較短，故未發生水災。詳細分析結果所得結論如下。

(1) 本文分析研究重點放在經過北部地區之颱風上，——收集各颱風之最低氣壓 P ，颱風中心與臺北地區之最近距離 r ，及其進行速度 S 求出日降水量 R 之關係。最後求出常數 A ，以供數值預報之用。即所得之 A 值為 240。

$$R = 240 \times \left(\frac{10}{r} + \frac{5}{S} + \frac{10}{P-900} \right)$$

上式中 r , S 及 P 資料，可由地面天氣圖及飛機偵察得之後，簡單求出 R 值，即臺北之日降水量。

(2) 秋季 9 月以降，颱風經過呂宋島北部時，應注意從大陸南下之顯著冷鋒有無達到北部海面，而發生輻合現象，而引起臺灣北部地區之豪雨。

(3) 在梅雨期即在臺灣之梅雨開始平均於每年 5 月 25 日，梅雨終了日期，平均為 6 月 11 日，且於梅雨終了日左右常發生豪雨，經分析 64 年中，有 48 次發生大雨 (50 公厘到 100 公厘) 及 16 次豪雨 (超過 100 公厘以上)，故我們應注意梅雨終結與豪雨之關係。又因遇臺灣近海有颱風經過後，梅雨終結有 26 次。故我們應注意於 6 月初至中旬，如臺灣近海發現颱風經過時，可預報梅雨之終了。

以上三點結論，在預報臺北地區之豪雨上，實際分析時應注意其發生日期，其發生日期曾經明顯分出，即第 1 項結論為 7 月，8 月及 9 月，第 2 項為 9 月

以後在秋季發生應留意大陸高氣動態，第3項為梅雨
終結為6月初至中旬。最後希應用本文之分析結果，
供預報人員在實際作業時參考外，如發現缺點尚盼多
多指示，以資改進參考。

參考資料

- (1) 前臺灣省氣象局每日東亞天氣圖 1907~1970年
- (2) 日本氣象廳小型每日印刷天氣圖 1907~1970年
- (3) 前臺灣省氣象局測站每日降水量 1907~1970年
- (4) 日本氣象廳日本颱風資料1907年~1970年。

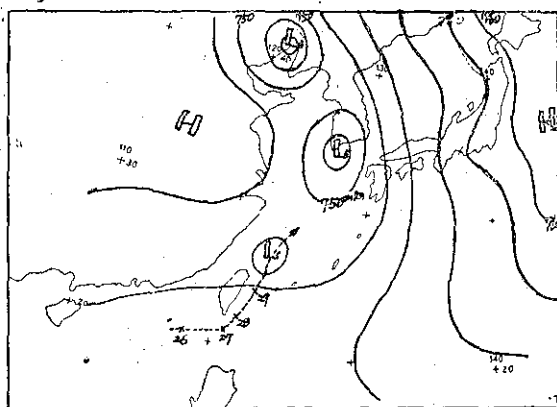


圖 1. 1907年4月30日5時之地面天氣圖 (A₃)
Fig. 1. Sea level chart

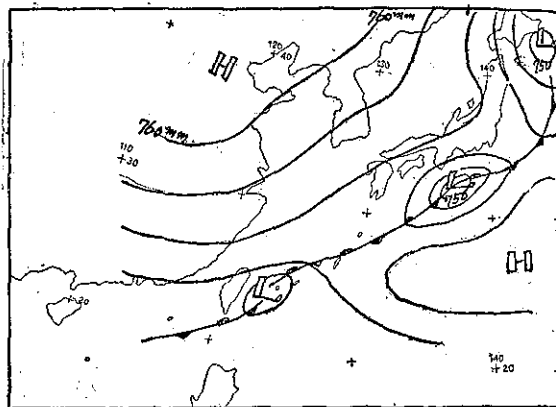


圖 2. 1907年5月24日5時之地面天氣圖 (B)
Fig. 2. Sea level chart

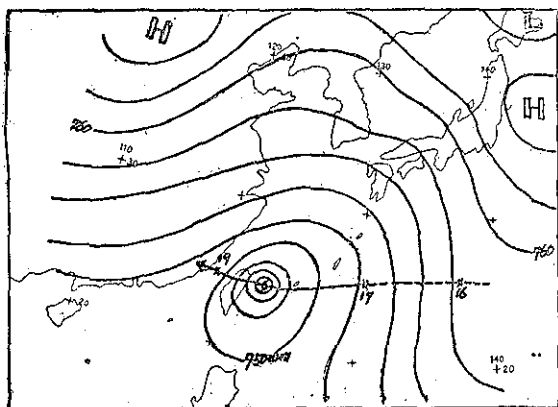


圖 3. 1909年9月18日5時之地面天氣圖 (A₁)
Fig. 3. Sea level chart

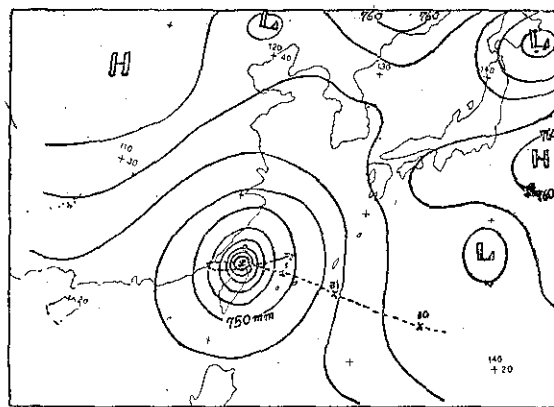


圖 4. 1910年9月2日5時之地面天氣圖 (A₁)
Fig. 4. Sea level chart

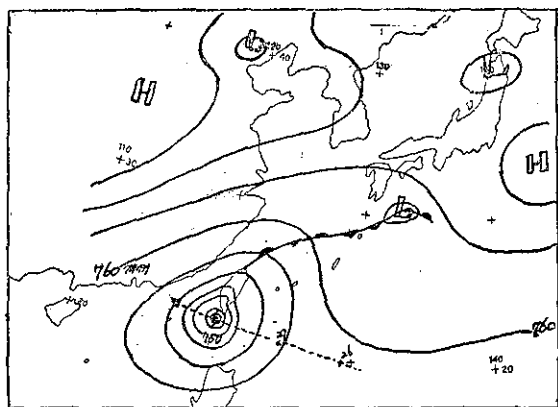


圖 5. 1910年9月28日5時之地面天氣圖 (A₂)
Fig. 5. Sea level chart

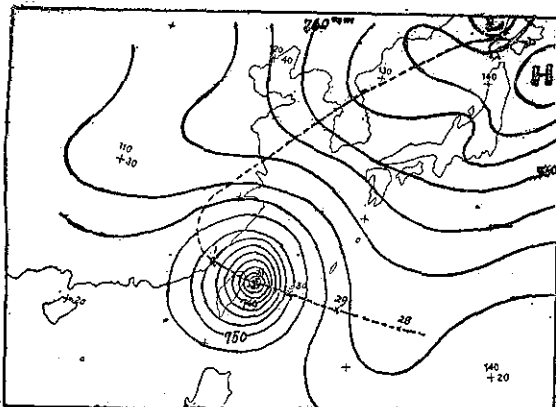


圖 6. 1911年8月31日5時之地面天氣圖 (A₁)
Fig. 6. Sea level chart

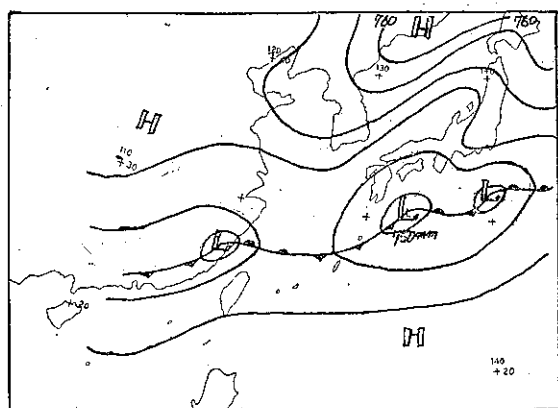


圖 13. 1915年7月5日5時之地面天氣圖 (C)

Fig. 13. Sea level chart

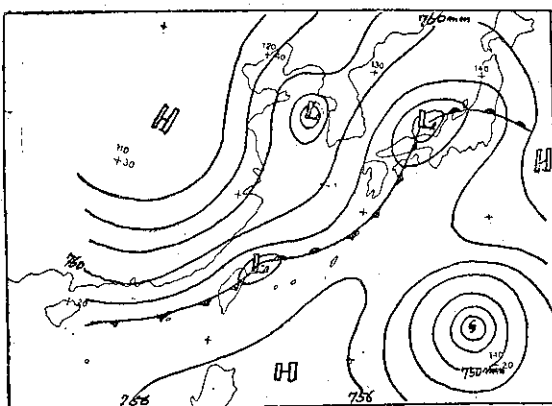


圖 14. 1915年9月25日5時之地面天氣圖 (C)

Fig. 14. Sea level chart

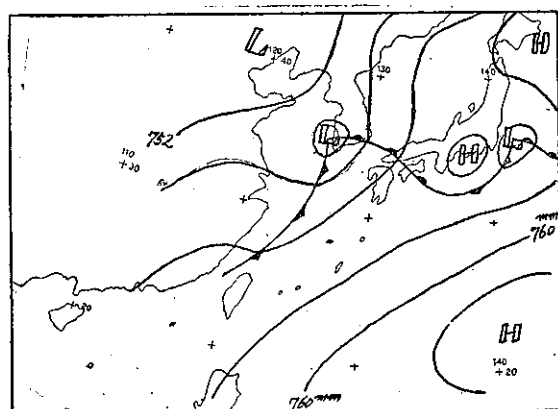


圖 15. 1916年7月15日5時之地面天氣圖 (C)

Fig. 15. Sea level chart

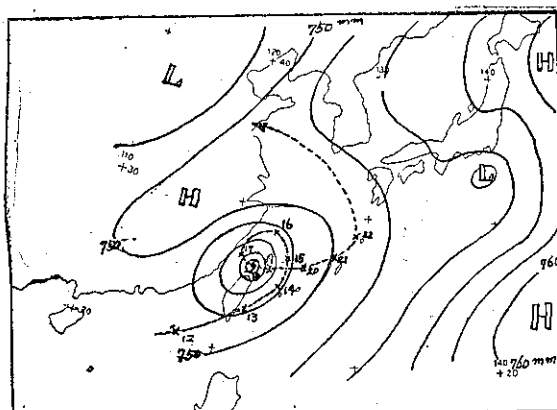


圖 16. 1916年8月18日5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 16. Sea level chart

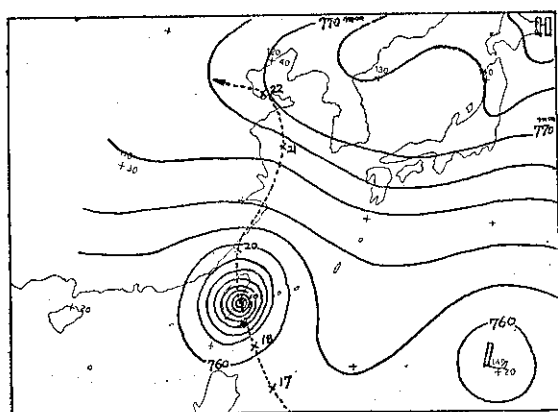


圖 17. 1917年8月19日5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 17. Sea level chart

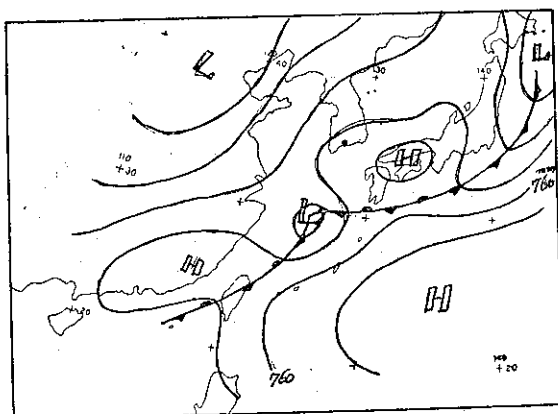


圖 18. 1918年6月1日5時之地面天氣圖 (B)

Fig. 18. Sea level chart

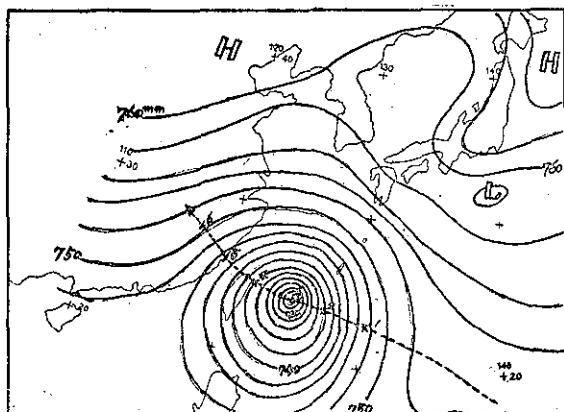


圖 25. 1920年 9月30日 5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 25. Sea level chart

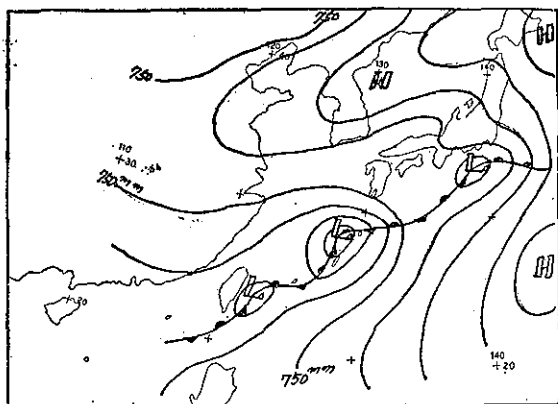


圖 26. 1921年 6月30日 5時之地面天氣圖 (B)

Fig. 26. Sea level chart

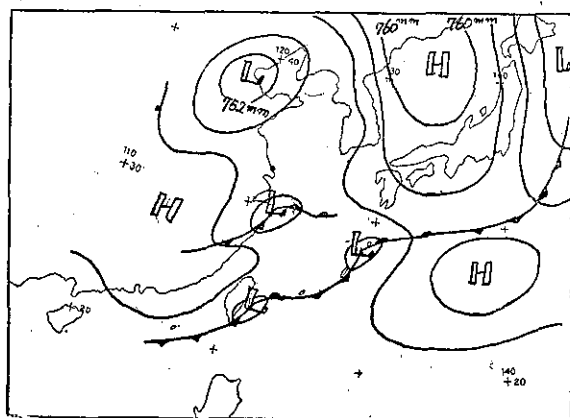


圖 27. 1922年 4月29日 5時之地面天氣圖 (C)

Fig. 27. Sea level chart

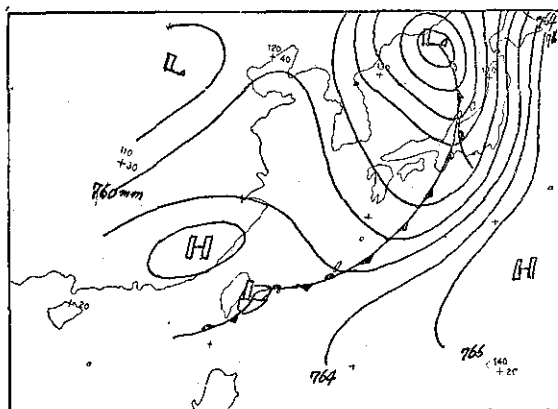


圖 28. 1922年 6月17日 5時之地面天氣圖 (B)

Fig. 28. Sea level chart

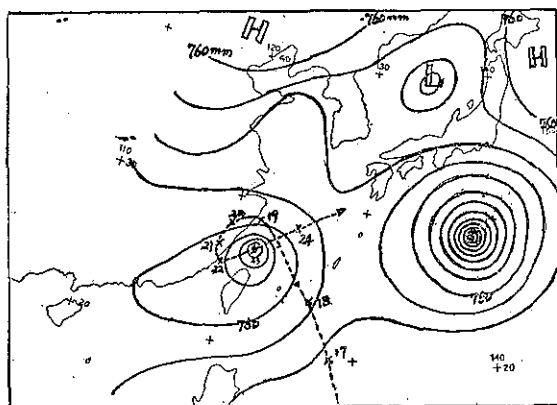


圖 29. 1922年 8月23日 5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 29. Sea level chart

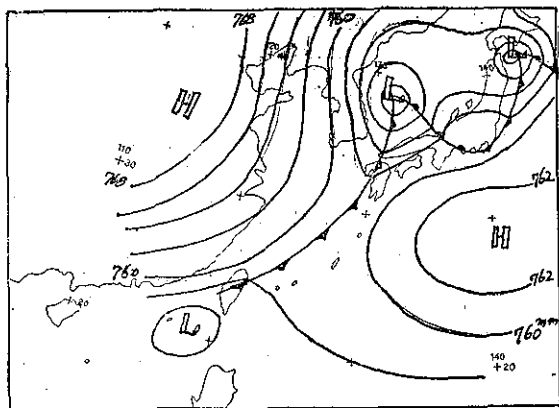


圖 30. 1922年 10月2日 5時之地面天氣圖 (C)

Fig. 30. Sea level chart

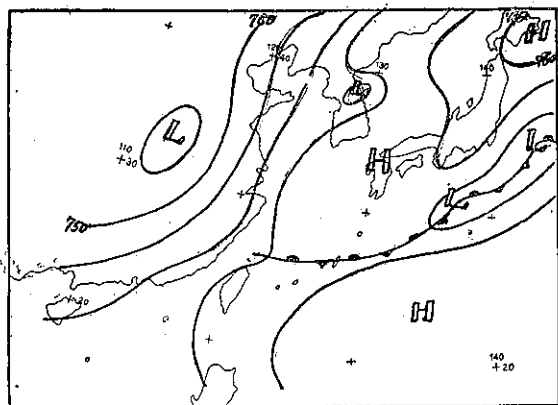


圖 37. 1925年 6月23日 5時之地面天氣圖 (B)

Fig. 37. Sea level chart

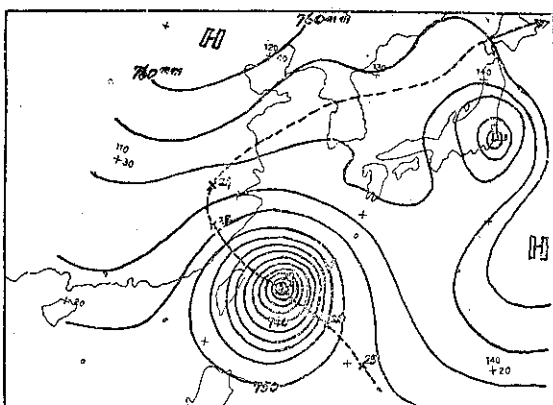


圖 38. 1925年 8月27日 5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 38. Sea level chart

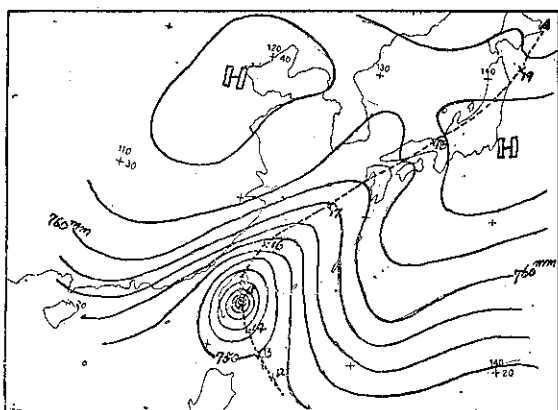


圖 39. 1925年 9月15日 5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 39. Sea level chart

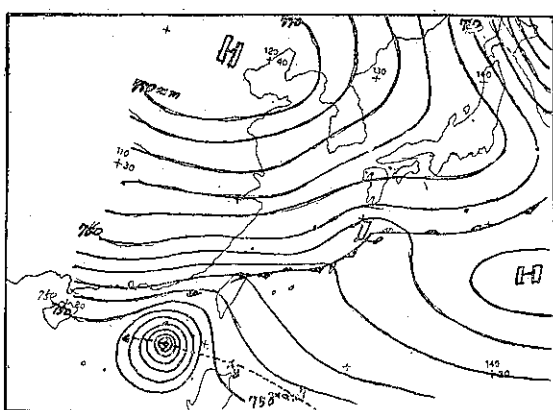


圖 40. 1926年 10月9日 5時之地面天氣圖 (A₂)

Fig. 40. Sea level chart

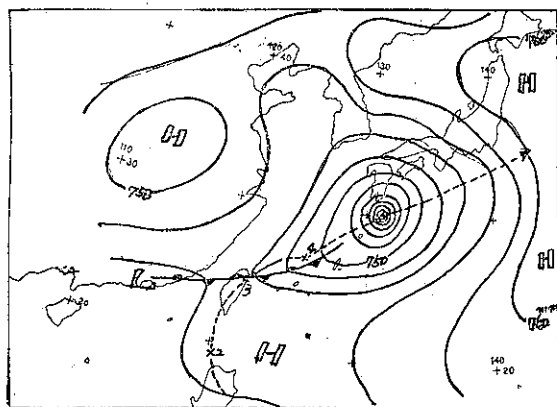


圖 41. 1927年 6月5日 5時之地面天氣圖 (B)

Fig. 41. Sea level chart

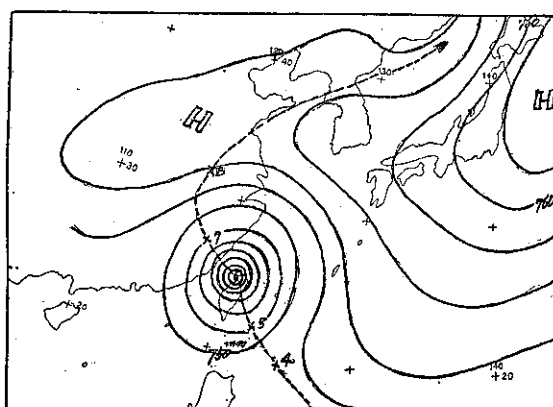


圖 42. 1928年 9月6日 5時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 42. Sea level chart

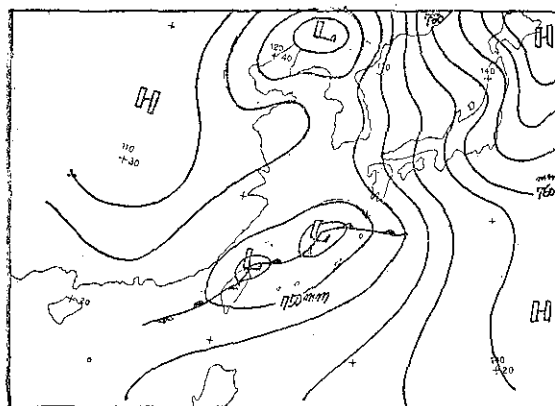


圖 49. 1931年 6 月 11 日 5 時之地面天氣圖 (B)
Fig. 49. Sea level chart

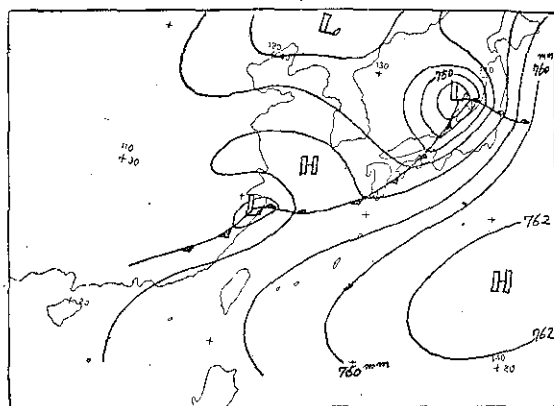


圖 50. 1931年 7 月 21 日 5 時之地面天氣圖 (C)
Fig. 50. Sea level chart

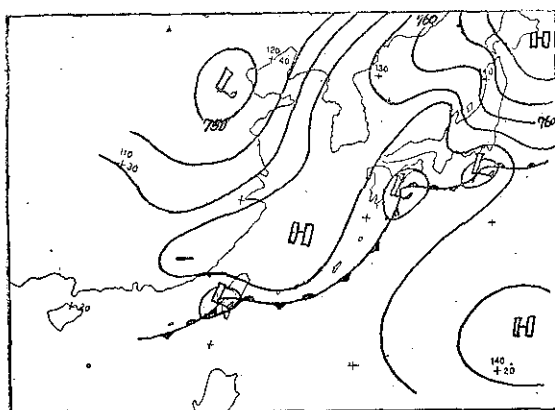


圖 51. 1932年 6 月 7 日 5 時之地面天氣圖 (B)
Fig. 51. Sea level chart

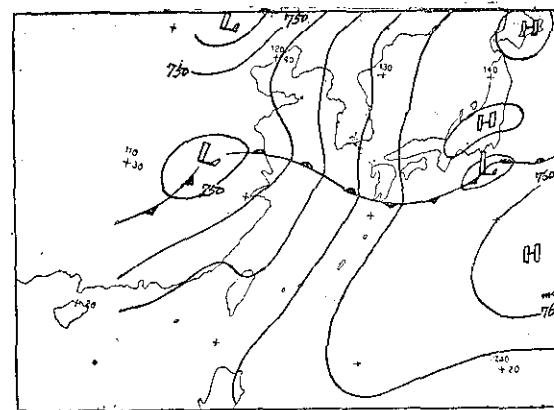


圖 52. 1932年 7 月 5 日 5 時之地面天氣圖 (C)
Fig. 52. Sea level chart

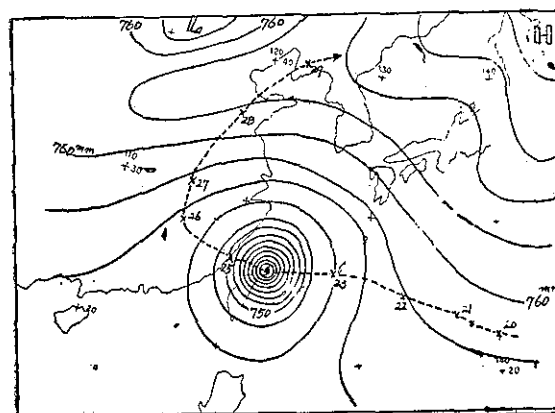


圖 53. 1932年 8 月 24 日 5 時之地面天氣圖 (A₁)
Fig. 53. Sea level chart

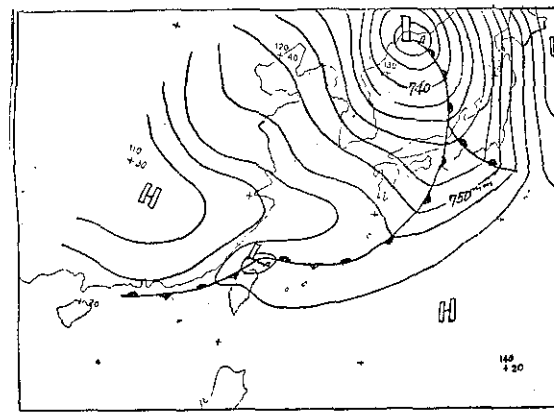


圖 54. 1933年 6 月 7 日 5 時之地面天氣圖 (B)
Fig. 54. Sea level chart

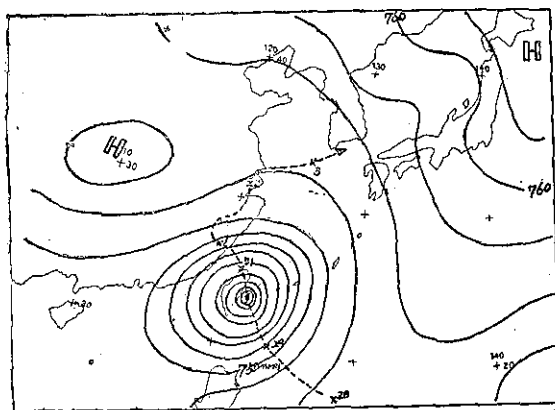


圖 61. 1940年 8 月 30 日 5 時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 61. Sea level chart

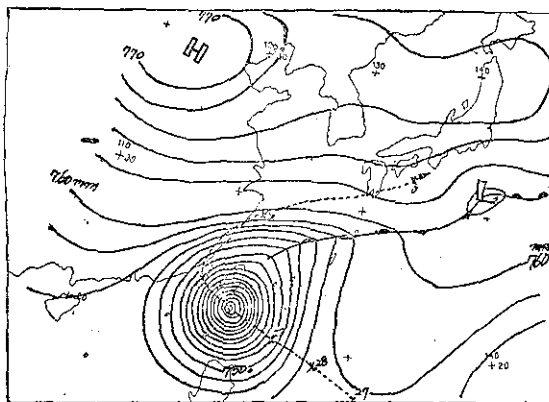


圖 62. 1940年9月30日5時之地面天氣圖 (A₂)

Fig. 62. Sea level chart

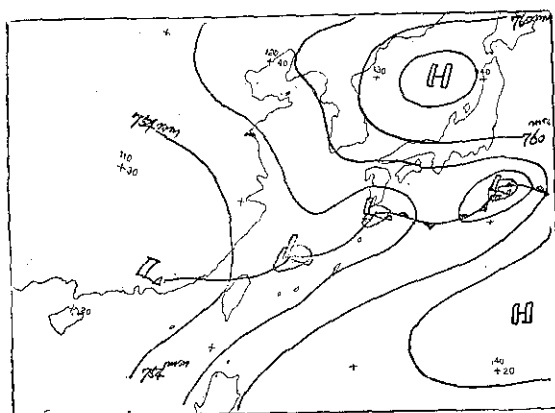


圖 63. 1941年6月16日5時之地面天氣圖 (B)

Fig. 63. Sea level chart

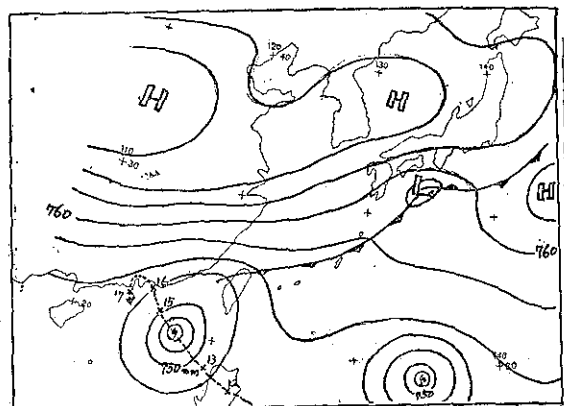


圖 64. 1941 年 9 月 14 日 5 時之地面天氣圖

Fig. 64. Sea level chart

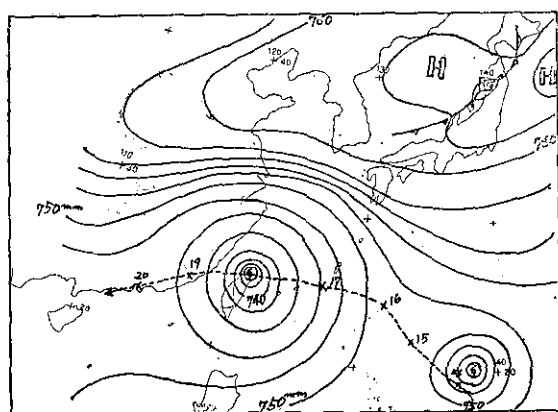


圖 65. 1943年7月18日5時之地面天氣圖

Fig. 65. Sea level chart

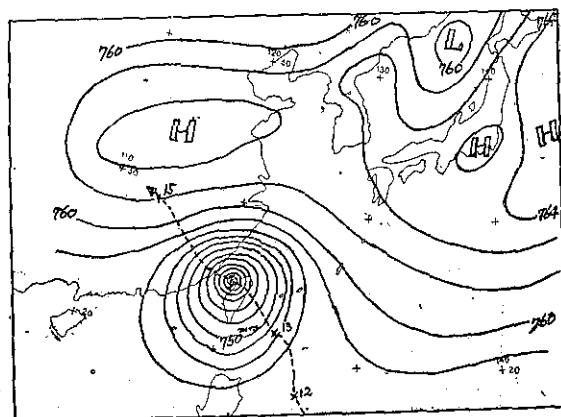


圖 66. 1944 年 8 月 13 日 5 時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 66. Sea level chart

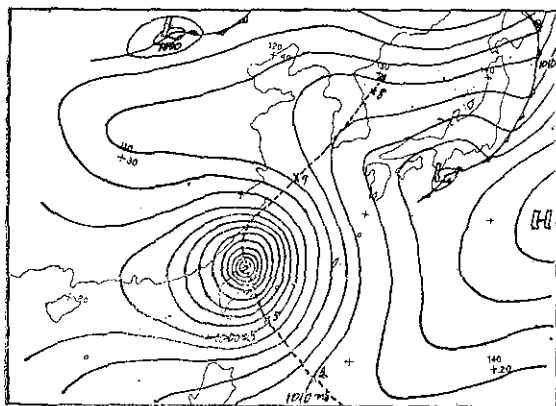


圖 73. 1948年7月6日2時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 73. Sea level chart

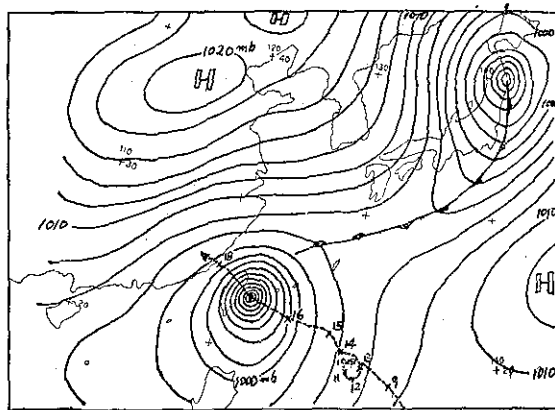


圖 74. 1948年8月17日2時之地面天氣圖

Fig. 74. Sea level chart

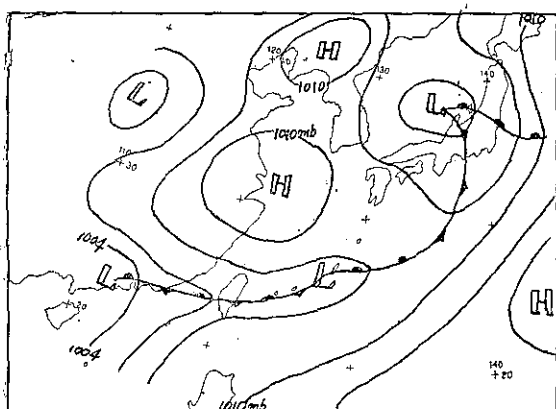


圖 75. 1949年6月11日8時之地面天氣圖 (B)

Fig. 75. Sea level chart

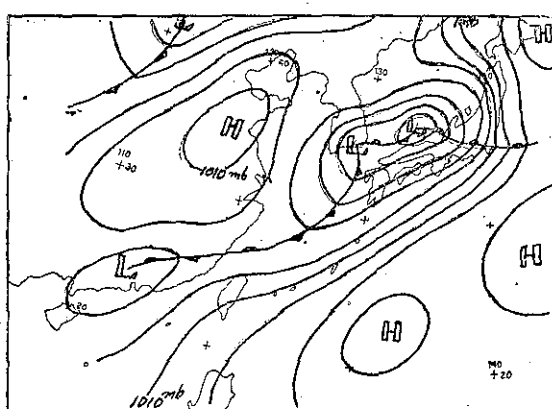


圖 76. 1949年6月30日8時之地面天氣圖 (B)

Fig. 76. Sea level chart

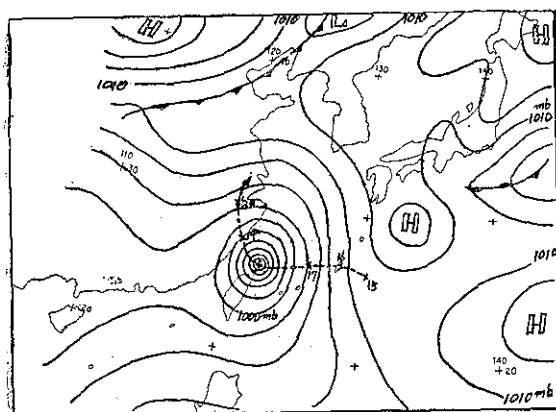


圖 77. 1952年7月13日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 77. Sea level chart

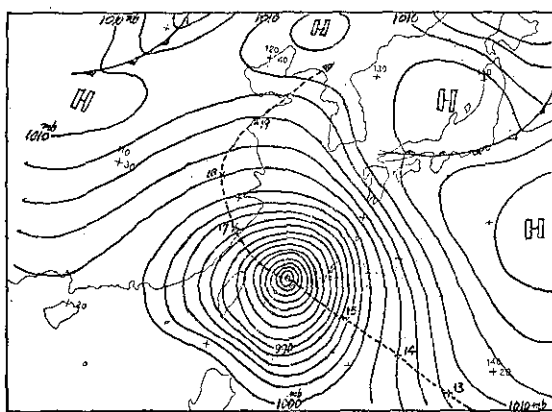


圖 78. 1953年8月16日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 78. Sea level chart

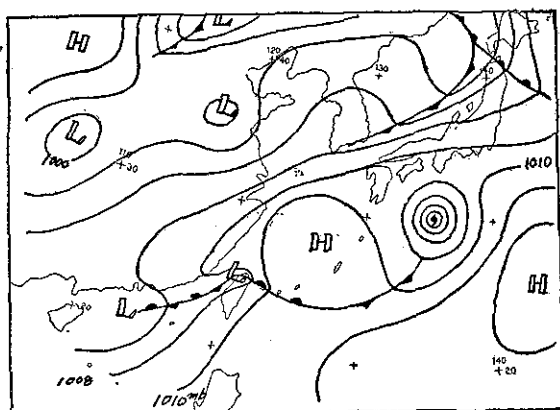


圖 85. 1958年7月29日8時之地面天氣圖 (C)

Fig. 85. Sea level chart

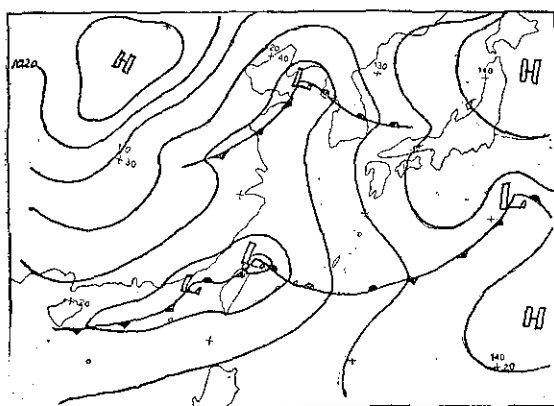


圖 86. 1959年4月26日8時之地面天氣圖 (C)

Fig. 86. Sea level chart

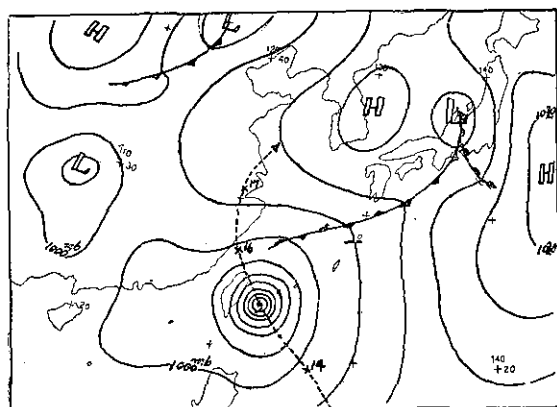


圖 87. 1959年7月15日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 87. Sea level chart

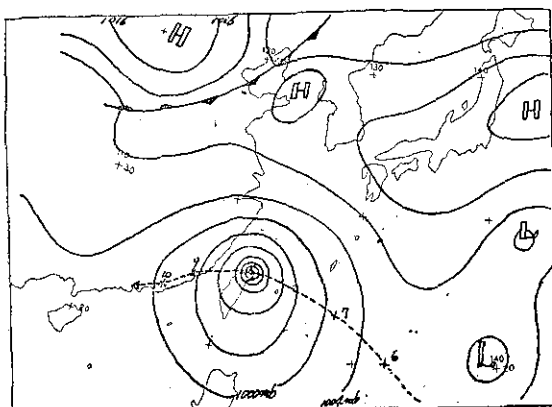


圖 88. 1960年8月8日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 88. Sea level chart

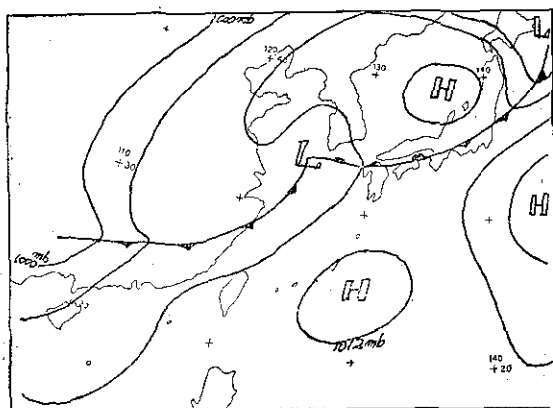


圖 89. 1961年7月9日8時之地面天氣圖 (C)

Fig. 89. Sea level chart

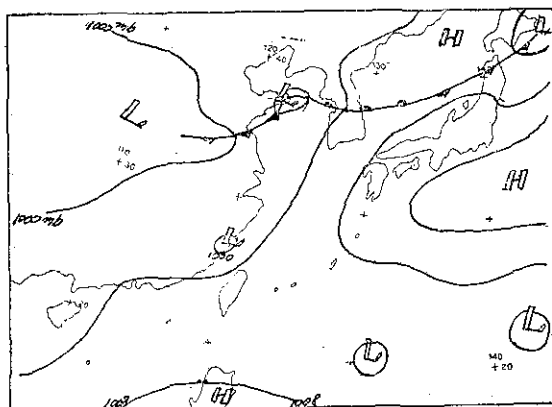


圖 90. 1961年7月27日8時之地面天氣圖

Fig. 90. Sea level chart

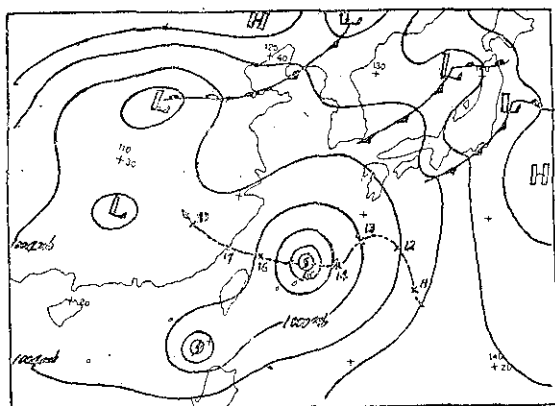


圖 97. 1966年8月15日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 97. Sea level chart

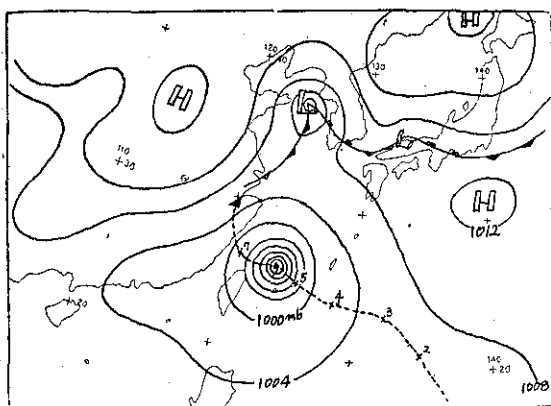


圖 98. 1966年9月6日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 98. Sea level chart

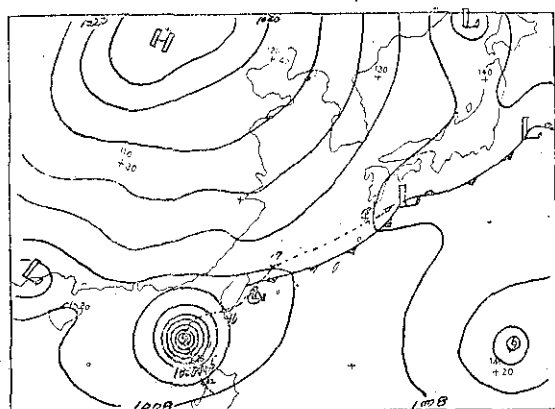


圖 99. 1966年9月14日8時之地面天氣圖 (A₂)

Fig. 99. Sea level chart

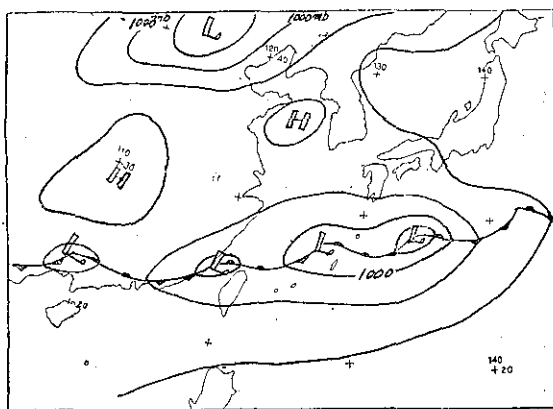


圖 100. 1967年5月22日8時之地面天氣圖 (B)

Fig. 100. Sea level chart

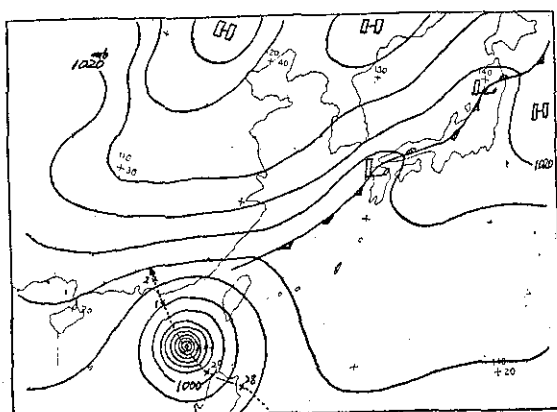


圖 101. 1968年9月30日8時之地面天氣圖 (A₂)

Fig. 101. Sea level chart

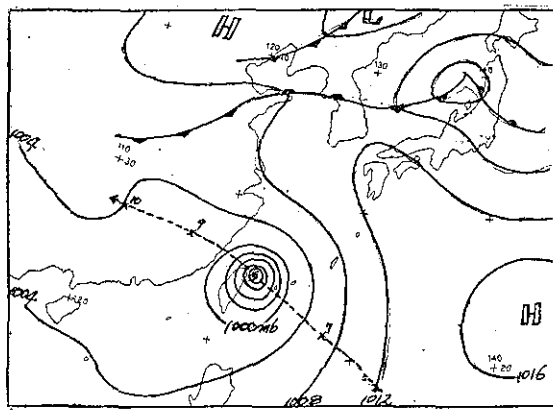


圖 102. 1969年8月8日8時之地面天氣圖 (A₁)

Fig. 102. Sea level chart

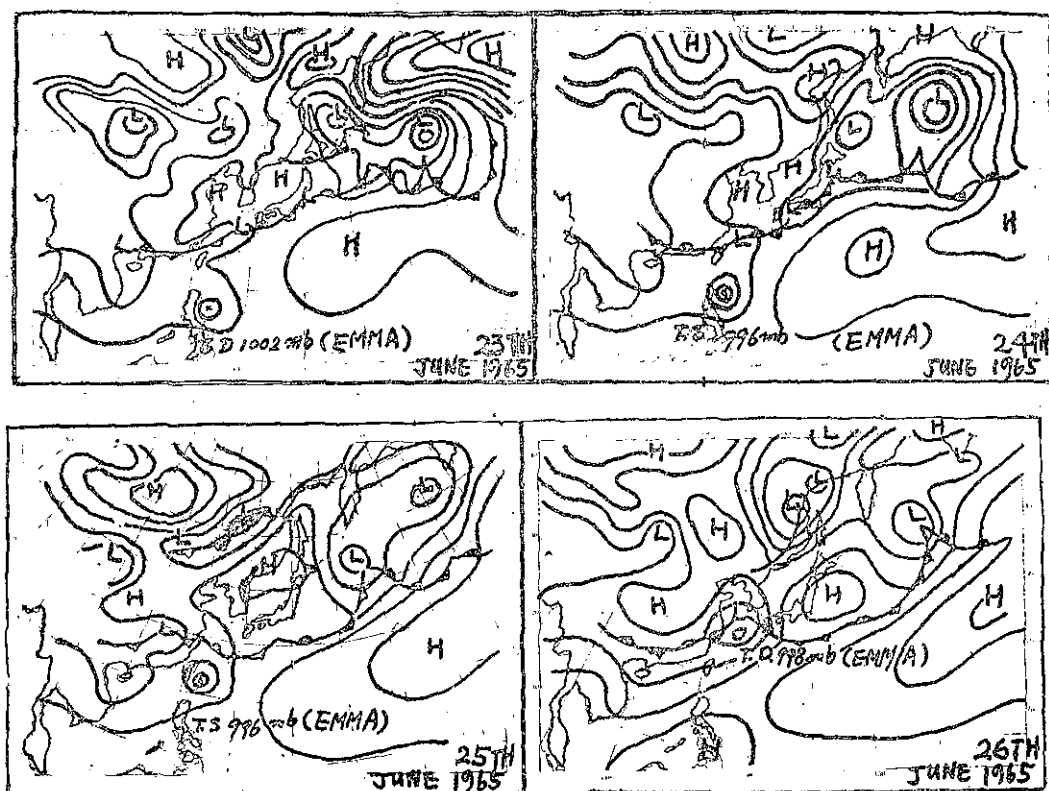


圖 109. 地面天氣圖 (23, June 1965 至 26, June 1965)

Fig. 109. Surface maps from 23th to 26th June 1965

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 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) 文字敘述中述及參考文獻時，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, 等阿剌伯字表之，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，儘量用阿剌伯字表之。
- 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 17, Number 3

September 1971

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Study of the Characteristics of Typhoon and Rainfall in Taiwan
.....YUAN-HENG WEI, SHINN-LIANG SHIEH, MING-SEN LIN...(1)
- An Analysis on the Circulation Pattern during March 1970, an
Abnormal Spring Rain Period in Taiwan.....KE-HSUN CHI...(18)
- On the Problem of Computation and Prediction of the Rainfall
Caused by Typhoons in Taipei.....KO-KONG CHU...(32)
- A Study of Heavy Rain in the Taipei Area...CHIN-HUAI HSU...(49)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

ED. NOTE : As from 1 July 1971, THE METEOROLOGICAL
BULLETIN is published by the Central
Weather Bureau.

內政部郵政特准掛號認爲新聞紙類
中華民國郵政特准掛號認爲新聞紙類
中華郵政特准掛號認爲新聞紙類
第一八九三號登記爲新聞紙類

氣象學報

季刊

第十七卷 第四期

目次

論著

亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替……………萬寶康 ……(1)

臺灣冬季持續性惡劣天候之研究……………鄭邦傑 ……(18)

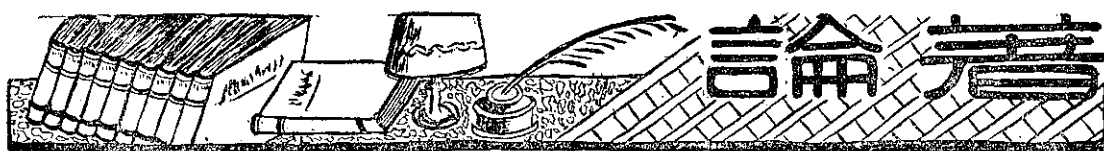
氣象學報

(季刊)

第十七卷 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：二四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：二二八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三四七二四

中華民國六十年十二月出版



亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替

萬 寶 康

The Winter and Summer Monsoons and Their Interchanges over Southern Asia and West Pacific

Pao-kang Wan

In recent years, the general circulation of the atmosphere has been studied mostly based on the tricellular model given by C.-G. Rossby in 1941. It is a hemispherical pattern of the planetary circulation. The winter and summer monsoons are considered as one kind of the secondary circulations at that time. Owing to the rapid increase of the meteorological data, this model has been revised twice by R. D. Fletcher in 1945 and by E. Palmén in 1951 respectively. The revision made by Fletcher is in the tropical and equatorial regions while the revisions made by Palmén is in the middle latitudes. These revisions give the light to the reasonable explanation of the winter and summer monsoons.

According to the extensive investigations by meteorologists from many countries, it has been discovered that the geographical distribution of the winter and summer monsoons of the world are zonal in nature. This elucidates that the winter and summer monsoons are actually the seasonal variation of the planetary circulation itself. Since the annual temperature range over the continents differs enormously from that over the oceans, the winter and summer monsoons are much pronounced over continents than over oceans. The winter and summer monsoons of the Asian continent and its neighboring West Pacific are most pronounced through out the world.

The growth and decay of the winter and summer monsoons of the Asian continent and West Pacific are closely related to the N-S shift of the subtropical westerly jet. Because of the southward shift of the subtropical westerly jet, the minor waves in the upper westerlies may lead the polar anticyclone in the lower layers to depart its source region and to initiate a large scale polar outbreak. It is called the NW monsoon at the latitudes higher than 30°N and the NE monsoon at the latitudes lower than 30°N. The northward shift of the subtropical westerly jet occurs in the beginning of summer. It is replaced by the

tropical easterly jet rapidly. The burst of SW monsoon in the lower layers over the Southern Asia and West Pacific follows immediately.

The characteristics of the winter and summer monsoons in the Taiwan region may be summarized in the following:

1. The winter monsoon

Taiwan is situated at the east end of Southern Asia and in the periphery of the West Pacific. It is subjected to the influence of the NE monsoon as long as 7 1/2 months each year. The winter monsoon period may be divided into two stages.

(1) First stage: From middle of October to end of February. It lasts about 4 1/2 months corresponding to the southward shift of the subtropical westerly jet from the southern rim of the Himalayas to the south limit at latitude 15° N. It is a stage of increasing strength of NE monsoon. The average thickness is about 1 Km.

(2) Second stage: From end of February to end of May or beginning of June. It lasts about 3 months corresponding to the northward shift of the subtropical westerly jet from its south limit at latitude 15° N to the southern rim of the Himalayas. It is a stage of decreasing strength of NE monsoon. The average thickness is less than 1 Km.

Deep upper westerlies appear aloft throughout the whole period. Large amount of orographical rainfall is resulted on the windward side in the northeast portion of the island due to forced lifting of the deeply modified polar continental air.

2. The summer monsoon

The summer weather in Taiwan is subjected to the influences of the upper high over Tibetan Plateau and the subtropical high over West Pacific. When the center of the upper high over Tibetan Plateau moves northwestward, the center of the subtropical high over West Pacific also follows. The SE monsoon prevails over Taiwan instead of SW monsoon. The summer monsoon period may also be divided into two stages.

(1) First stage: From end of May or beginning of June to middle of July. It lasts about 1 1/2 months corresponding to the northward shift of the subtropical westerly jet from the southern rim of Himalayas to its north limit at latitude 43° N. The SW monsoon predominates in this period. Mai-yü (plum rain) is resulted on the windward side in the southwest portion of this island. Showers and thunderstorms are frequent. The average thickness is about 5 Km.

(2) Second stage: From middle of July to middle of October. It lasts about 3 months corresponding to the southward shift of the subtropical westerly jet from its north limit at latitude 43° N to the southern rim of Himalayas. The SE monsoon predominates in this period. Taiwan is frequently invaded by typhoons originated in the West Pacific.

Disasters may be resulted due to the destructive wind and heavy rainfall. The average thickness is about 6 Km.

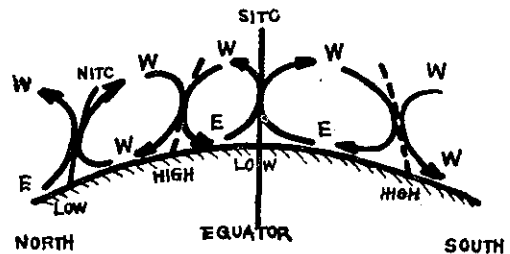
The circulation model of the Asian monsoon region has not yet been determined. The author found that there are three geographical factors controlling the monsoon development in this region, namely the latitude, the continent and ocean distribution and the topography. If the latitude is the sole factor which is going to be taken into consideration, then the other two factors must be discarded. Therefore the effectiveness of the circulation models presented in this paper for the Asian monsoon region is still to be greatly limited.

一、前 言

近年大氣環流 (General circulation) 理論之發展莫不以 Rossby (1941) 之三圈模式為其基礎，此即所謂行星環流 (Planetary circulation) 或主環流 (Primary circulation)。在此項模式中，以赤道至緯度 30° 之信風圈 (Trade wind cell) (即過去所稱之 Hadley 圈) 及緯度 60° 至極區間之極鋒圈 (Polar-front cell) 為兩個主動之直接環流圈。前者以赤道附近低層大氣內所吸收之太陽輻射為其熱源，後者則以鋒面上方水汽凝結所釋出之潛熱為其熱源。兩者之冷源均分佈於垂直方向。因近地薄層空氣之上方自由大氣中，處處由於輻射失熱均可成為冷源。在緯度 30° 至 60° 間則產生一被動之間接環流圈，名之曰中間圈 (Middle cell)，以完成每一半球 (北或南) 之三圈模式。在低層大氣中，北(南)半球之信風圈在緯度 30° 至赤道間產生穩定之東北 (東南) 信風。極鋒圈在極區至緯度 60° 間產生穩定之東北 (東南) 極風，緯度 30° 至 60° 間則產生穩定之西南 (西北) 盛行風。在高層大氣中，無論高低緯度均為西風。此一模式包括氣團及極鋒等概念在內，可認為挪威學派天氣理論之結晶。此外，將移動性之氣旋與反氣旋，以及大陸與海洋間之大規模季風均視為次環流 (Secondary circulation)。局部性之海陸風，以及各種地方性風則視為再次環流 (Tertiary circulation)。

二次大戰之後，由於氣象觀測資料之大量增加，發現 Rossby 之三圈大氣環流模式與實測結果尚有若干不盡符合之處。首先對其熱帶及赤道部份大氣環流形態提出修改意見者為 Fletcher (1945)。彼根據二次大戰期間熱帶氣象研究之結果，將熱帶及赤道部份大氣環流之季節性位移同時顧及，並在夏半球內增加兩圈以解釋赤道附近兩個間熱帶輻合帶 (Inter-

tropical convergence zone 簡稱 ITC) 之存在，如第一圖所示。Fletcher 認為大氣環流之季節變化

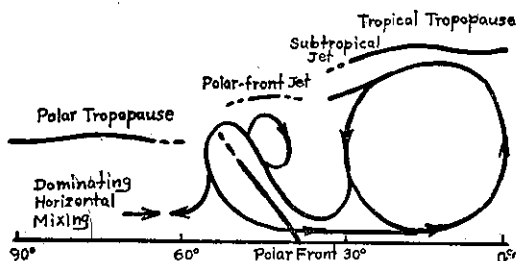


第一圖 Fletcher 北半球夏季大氣環流模式
Fig. 1 Fletcher's model of the general circulation of northern hemisphere in summer

可引起南北半球冷熱源之不對稱分佈，故發生胞系構造之變化。北半球夏季，最大日射地帶北移，ITC 亦隨之北移。由於輻合作用，使赤道一面空氣北流並有一西風分速。ITC 赤道一面之西風至赤道以南廣泛東南信風間為一過渡區域，風向由西風轉變為東風，顯示有一高壓帶。高壓帶至赤道間之東風因地面摩擦作用而有一向赤道之分速，與南半球流向赤道之信風，在赤道附近形成一新生之 ITC。北移之 ITC 為主，謂之 NITC，新生之 ITC 為副，謂之 SITC。NITC 與熱帶氣旋有關。南半球夏季與此相反。

此一模式可見於北半球夏季若干地區，西太平洋亦可適用，但更常見於東太平洋經南美大陸至西大西洋一帶。在西大西洋區域，SITC 約在亞馬遜河口之赤道附近。赤道以北為東北風，赤道以南為東南風。南美大陸之 NITC 不甚明顯 (可能係因氣象觀測資料稀少所致)，常見於厄瓜多爾沿岸。NITC 則出現於南美之加勒比海沿岸。經過 NITC 時，常可見風向由西風轉變為東風，並常伴有惡劣之天氣。非洲西岸有時亦可見有沿緯度方向之兩個氣壓最低之風向不連續區域，有如南美大陸東岸之情況。

在 Fletcher 之後, Palmen (1951) 繼之對於冬半球緯度 60° 至極區間之極鋒圈亦提出修改, 如第二圖所示。Palmen 將冬半球極鋒圈之平均位置移至緯度 30° 至 60° 之間, 並將副熱帶噴射氣流



第二圖 Palmen 北半球冬季大氣環流模式
Fig. 2 Palmén's model of the general circulation of northern hemisphere in winter

(Subtropical jet stream) 與極鋒噴射氣流 (Polar-front jet stream) 以及相關之熱帶流層頂 (Tropical tropopause) 與極地對流層頂 (Polar tropopause) 等包括於此一模式內, 可謂為已含有美國學派天氣理論之精華。Palmen 認為副熱帶噴射氣流係由信風圈向極地一面輸送之角動量所支持。因低層大氣內之信風環流圈相當穩定, 故副熱帶噴射氣流季節性之緯度變動亦較地面風為小。高緯度之極鋒噴射氣流與極地空氣爆發密切相關, 且隨同極鋒由北向南移動。其形態雖受氣旋系統發展之影響而改變, 但其位置則因平均之結果而消失不見。

此一模式當時係根據北美區域冬季大氣環流個別狀況之研究結果得出。Palmen 認為極鋒圈遠較信風圈為複雜, 主要由於極鋒具有極大之移動性, 而此環流圈又較為微弱之故。圖中極鋒之實線部份表示 850 mb 至 400 mb 間之極鋒最為顯著, 氣團間之對比最強。其上下兩端之虛線部份表示極鋒在近地及高空均較微弱。極鋒上下兩端特為微弱之部份原因, 亦可能由於衝出氣流 (Break-through current) 所致。另一衝出氣流出現於熱帶對流層頂與極地對流層頂之間。至於緯度 60° 至極區間之經向環流形態則因不完全明瞭, 故未能加以確定。惟由片斷之觀測結果顯示, 當較中緯度之環流為弱。

此等有關對流層中大氣環流模式之研究雖未能直接解釋冬夏季風之發生與消長, 但由於信風圈與極鋒圈之季節性位移, 已可使吾人對於冬夏季風在整個大氣環流中所佔有之地位獲得進一步之認識。此外 Yin (1949) 復發現印緬區域夏季風開始之時間與副熱帶

西風噴射氣流由喜馬拉雅南麓突然北移至西藏高原以北之時間相同, 由此更可明瞭季風與大氣環流季節性變化之密切關係。其他若干氣象學者如 Thompson (1951), Ramage (1952) 及 Yeh (1957, 1958) 等對於此一問題之研究亦有重要之貢獻。1958年二月世界氣象組織 (WMO) 與國際大地測量與地球物理協會 (IUGG) 共同發起在印度首都新德里舉行一次輝煌之世界季風討論會 (Symposium on the monsoon of the world), 計有十四國代表與會。會中有著名氣象學者如 Flöhn, Koteswaram, Ramanaathan, Ramakrishnan 及 K. N. Rao 等均提出重要之論文, 收穫至為豐富, 誠為季風研究之一次空前盛會。惟此等論文多偏重於印度區域夏季季風及其雨量之研究, 其他區域季風之研究論文則較少。此一討論會中所發表之論文曾經印度氣象局編輯成冊並於 1960 年出版。此後對於季風之研究獲有具體結果者尚不多觀。

本文之目的在研究亞洲南部與西太平洋冬夏季風之特性及其交互作用。此項研究已包括臺灣區域在內。在未開始研究亞洲南部與西太平洋冬夏季風之前, 將先討論冬夏季風之成因及其一般性質, 最後再由亞洲南部與西太平洋冬夏季風研究之結果, 討論一種可適用於此一季風區域之大氣環流模式。相信本文對於臺灣區域短期天氣變化與長期氣候趨勢之認識均將有所助益。

二、冬夏季風之成因及其一般性質

季風 (Monsoon) 源出於阿剌伯語, 係印度洋上舟子所應用, 意指阿剌伯海區域之季節性氣流。此種季節性氣流在一年中有六個月來自東北, 其他六個月來自西南, 呈現顯著之方向變換。此一名詞首先為印度方面氣象學者所引用, 今則普遍通行於世界各國, 廣泛表示各處季節性之氣流, 及其連帶之天氣現象。惟本文之研究範圍將以亞洲南部與西太平洋之冬夏季風為主。

根據過去一般氣候學者之定義, 咸認季風至少應有以下三項特徵:

(一) 季風之形成係由於海陸溫度之差異, 亦即地球表面吸收太陽輻射之不同所致, 類似大規模之海陸風。

(二) 由海洋吹向陸地之季風為潮濕, 不穩定且多雨之氣流, 由陸地吹向海洋之季風則為乾燥, 穩定且無雨之氣流。

(二) 夏半球之熱帶季風即為通過赤道且受科氏力 (Coriolis force) 作用而發生偏轉之冬半球信風。

由於二次大戰以後氣象觀測資料之迅速增加，此等傳統性之基本觀念逐漸成為疑問。蓋海陸之溫度差異顯然已非其主要之成因。如北美與南美東岸均無季風發生。非洲東岸在赤道以北部份，其季風且係平行於海岸。反之，廣大之海洋區域，在赤道與緯度 10°N 之間，由亞洲東岸向東至少至經度 160°E ，以及經度 130°W 向東至南美西岸間之赤道太平洋，反見有顯著之季節性風向變換。又如北非之地中海沿岸，夏季盛行由海洋吹向陸地之北風，具有持久性穩定及無雨性質，而冬季則盛行來自西方及南方之多變風，但可因高空槽之經過而偶然降雨。又太平洋及大西洋洋面，一年中之大部份，南半球之信風通過赤道恒保持其主要之東分速。彼處之間熱帶輻合帶常位於北半球內，尤以北半球之夏季為然。且在赤道附近，科氏力極為微弱，至少在赤道與緯度 5°N 間難見有使其東南東風轉向之現象，有時更有西風出現於赤道以南之緯度數度處。由此可見以上所舉三個特徵既非季風發生之主因，亦非其必具有之條件。

根據 Chromow (1950) 與 Flöhn (1950) 分別研究之結果，顯示世界各地冬夏季風之地理分佈有顯著之成帶性，尤以熱帶為最。此種性質表明世界各地之冬夏季風進退與整個大氣環流之季節性位移有密切之關係。換言之，世界各地之冬夏季風並非完全由海陸溫度差異與南北半球信風之互相干擾而成。故冬夏季風環流之建立實係整個大氣環流之一種季節性之變動，而海陸溫度差異與南北半球信風之互相干擾均為次要之因素。因大氣層中之氣壓帶與風帶均隨太陽天頂位置之改變而向夏半球移動，但此種移動之幅度在陸上與海上有極大之區別。就北半球而言，在大陸區域，夏至之後，NITC 可由赤道附近移至緯度 18° – 20°N (如非洲東岸與阿剌伯半島一帶)，甚至緯度 28° – 30°N (如印度與中國大陸一帶)，此時 SITC 仍停留於赤道之南。在南半球，則 SITC 可在夏至 (即北半球之冬至) 之後，移至緯度 15° – 18°S (如南美，非洲及澳洲一帶)，此時 NITC 仍停留於赤道之北。在海洋區域，則南北半球之間僅有一個 ITC，且其季節性之南北位移甚微。在大西洋中部，ITC 之位移可由二月之緯度 1°N 移至八月之緯度 10° – 11°N 。在太平洋中部，則其位移最多可達緯度 10°N 。此種間熱帶輻合帶之分合與季節性之位移早經 Fletcher (1945) 指出。

在夏半球方面，由赤道附近與間熱帶輻合帶間經向氣壓梯度之存在而產生西風。其低層氣流因地面摩擦作用偏轉而成在垂直方向不穩定之西南風 (北半球) 或西北風 (南半球)。在冬半球方面，則在副熱帶高壓與赤道之間盛行穩定之東風，其低層氣流因地面摩擦偏轉成為東北風 (北半球) 或東南風 (南半球)。故吾人在赤道以北之熱帶區域可因間熱帶輻合帶之南北位移，而在摩擦層 (1,000 至 1,500 公尺) 之上方預期有東西風之季節性變換。在摩擦層下方之地面附近則有東北風與西南風 (北半球) 或東南風與西北風 (南半球) 之季節性變換。同時在赤道附近可因北半球西南風與南半球東南信風或南半球西北風與北半球東北信風間形成一較弱之間熱帶輻合帶，而增加其雲雨發生之頻率。此種情形僅可見於大陸區域。在海洋區域因氣壓帶與風帶之季節性南北位移不大 (通常在緯度五度左右)，其唯一之間熱帶輻合帶恒停留於赤道附近，且微弱之科氏力不足以形成赤道西風。

由上述吾人可以確認熱帶季風之成因主要為大陸區域氣壓帶與風帶之季節性南北位移。此種氣壓帶與風帶之季節性南北位移係受赤道與極區間溫度分佈狀態之控制，其次要之原因始為海陸溫度之季節性差異。夏半球之季風雖非冬半球信風通過赤道偏轉而成，但二者仍可於其適宜狀況之下互相相接而成一連續氣流，並將赤道附近之熱濕空氣向夏半球輸送，以加強季風之強度或增加彼處熱帶氣旋之能量。此種連續氣流發生於冬半球副熱帶高壓帶斷裂且強度突然增加之時，故具有其間歇性，Malurkar (1960) 稱之為季風脈流 (Monsoon pulses)。此種類似之現象顯然亦可見於冬半球之季風。Deppermann (1936) 稱之為信風湧流 (Surge of trades)。此種情形發生於強烈寒潮爆發之後。當極地反氣旋與副熱帶反氣旋接合時，副熱帶反氣旋中心位置向西移動，中心強度突然增加，亦有稱之為副熱帶反氣旋變位 (Transformation of subtropical anticyclones) 者，常見於西太平洋或大西洋。副熱帶反氣旋吸收此一大型之冷性反氣旋後，其向赤道一面外流之空氣，因新生氣壓梯度之建立而加速運動，風速亦隨之增加。在數千哩之間，其地面風速可增至 30–50 mph，並具有陣性之變化，且可持續至兩日以上之久。如其原有之冷鋒已行消失，則可因信風湧流之發生，而形成一個或多個東西向之風切線 (Shear lines)，其前緣伴有強烈之對流而產生冷季中最顯著之天氣。但就與季風連帶之一般季節性天氣變化而論，熱帶之西風因具

有一向極地之分速，空氣呈上升，不穩定且多雨之性質，而東風則具有一向赤道之分速，空氣呈下沉，穩定且乾燥無雨之性質。但二者均可受局部之地形影響而有改變。

Flöhn (1960) 曾根據近年研究之結果，將季風之定義作如下之修正：

(一) 季風為行星風系之一部份。

(二) 季風經常發生於冬季及夏季，並有充分之穩定性以顯示各季季風之特性。

(三) 冬夏季風之方向幾相反。換言之，吾人目前已不再將冬夏季風之交替視為大規模海陸風之相似現象，同時瞭解冬夏季風為整個大氣環流之一部份，並隨同日射緯度作季節性之位移，但亦受到所在區域海陸溫度差異與地形之影響。

任何有關亞洲區域氣象問題之研究必須考慮季風之影響，故此一區域擁有季風亞洲 (Monsoon Asia) 之稱。亞洲南部與西太平洋又為全世界季風最發達之地帶，是以季風之研究更為重要。此一地帶大約以馬里亞納羣島為其東端，北非東部為其西端。包括亞洲南部阿剌伯，印度及中南等三個半島，以及我國大陸中南部，及日本南部，為全世界人口最密集之地帶。如此衆多人口之生活主要繫於水稻之生產，而水稻之生產又繫於季風雨量之豐歉，故季風之研究又以雨量為其首要之課題。

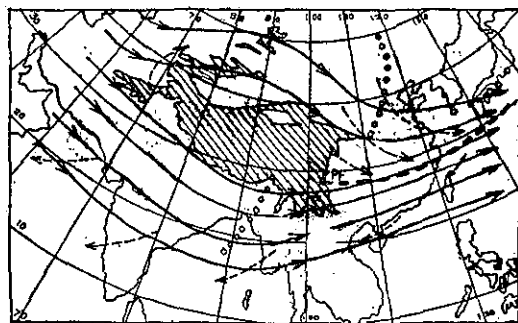
亞洲南部與西太平洋地帶，除我國大陸中南部，臺灣及日本南部外，其餘阿剌伯半島，印度半島及中南半島各國，以及我國大陸西南部季風雨量之分配，除略受局部地形之影響（迎風面或背風面），幾全屬於同一類型。其雨量主要得自夏季之西南季風，另一小部份得自冬季之東北季風。臺灣接近於此一季風區域之東端，其雨量之分配類型大致與我國中南部及日本南部相同。冬季恰當東北季風之衝（我國大陸中部及日本南部為西北季風，我國大陸南部亦為東北季風），其持續時間可由十月中旬至五月底或六月初，最達七個半月之久。其雨量之分配以東北部迎風面之地形雨為主，西南部為雨蔭區，天氣晴朗乾燥。夏季季風可分為西南季風與東南季風兩個階段。西南季風盛行於五月底或六月初至七月中旬，為時僅約一個半月，為臺灣之梅雨期，但僅西南部之迎風面較為顯著，以陣雨與雷雨為主。東南季風盛行於七月中旬至十月中旬，為時約三個月，為臺灣之颱風期。全區通常燠熱乾燥，其雨量得自偶然來襲之颱風，但嫌過於集中，如雨量特大時，即可能因各處河川之暴漲而造成嚴重

之水患。

由此可見亞洲南部每年為東北季風與西南季風互相對抗之地區，而西太平洋之臺灣附近則為東北季風，西南季風與東南季風三者互成鼎足之地區。西南季風在臺灣開始之時間約為五月底或六月初，終止之時間約為七月中旬，因是時東北季風尚未開始活動，遂為東南季風所乘並導致西太平洋颱風之侵襲，直至十月中旬為止。

三、冬季季風之消長及其特性

由於近年研究之結果，可知每年五月底或六月初及十月中旬北半球之大氣環流各發生一次激烈之變化。每年當十月中旬時，高空之副熱帶西風迅速向南推進，並將亞洲南部及西太平洋之熱帶東風排除。西藏高原區域，副熱帶西風噴射氣流之一支復現於喜馬拉雅南麓，與西藏高原北面之一支同時存在，成為南北兩支之雙重結構狀態，惟二者之中以南支為主。此時西藏高原除東南部外，大部份轉變為一冷源。蓋西藏高原東南部因常有西來之氣旋系統通過，在緬甸北部及雲南西部縱谷地帶之高聳山嶺上空發生廣泛之水汽凝結現象並釋出大量之潛熱。夏季西藏高原上空存在之暖高壓已全部消失，其南緣之熱帶東風亦不復存在。整個北半球之低層大氣中幾全為西風所控制，其勢力至少可達緯度 15°N 處。第三圖表示十一月至三月亞洲南部與西太平洋副熱帶西風噴射氣流鼎盛時期之



第三圖 十一月至三月亞洲南部與西太平洋副熱帶西風噴射氣流極盛時期之平均氣流線圖
實矢線表示 6-10km 之氣流線
虛矢線表示 1-1.5km 之氣流線
連續圓圈表示高空槽線
PPF 表示太平洋極鋒

Fig. 3 Mean streamline chart over Southern Asia and West Pacific during the climactic period of the subtropical westerly jet, January-March
Solid arrows=streamlines at 6-10 Km.
Dashed arrows=streamlines at 1-1.5Km.
Continuous circles=upper trough lines
PPF=Pacific polar front

平均氣流狀態。

在南支副熱帶西風噴射氣流，未在喜馬拉雅南麓出現之前，亞洲南部與西太平洋之熱帶東風實際上早已於九月間即已逐漸減弱，並由印度半島之西北部循原來前進之路徑南東南後撤，低層大氣中之西南季風亦隨之由印度半島西北部緯度 28°N 之北限向東南後撤，至十月底而完全撤出印度半島及錫蘭。南支副熱帶西風噴射氣流逐漸南移而於二月底到達其緯度 15°N 之南限，並發展至最大之強度。北支副熱帶西風噴射氣流亦由其緯度 43°N 之北限南移，強度逐漸減弱。

一月至三月南支副熱帶西風噴射氣流在帕米爾高原區域（經度 76°E ）之平均位置約在緯度 28°N 附近 200 mb 之平均中心風速約為 100 kt 。在西藏高原區域（經度 90°E ）之平均位置約在緯度 27.5°N 附近， 200 mb 之平均中心風速亦在 100 kt 左右。在雲貴高原區域（經度 105°E ）之平均位置約在緯度 28°N 附近， 200 mb 之平均中心風速約為 120 kt ，較上游之西藏高原區域增加 20 kt 。在大陸沿海區域（經度 120°E ）之平均位置約在緯度 30°N 附近之 180 mb 處，較上游之雲貴高原區域升高 20 mb ，其平均中心風速約為 140 kt ，再較上游之雲貴高原區域增加 20 kt 。

同時北支副熱帶西風噴射氣流在帕米爾高原區域之平均位置約在緯度 40°N 附近， 200 mb 之平均中心風速約為 80 kt 。在西藏高原區域之平均位置約在緯度 43°N 附近， 200 mb 之平均中心風速約為 80 kt 。在黃土高原區域（經度 105°E ）之平均位置約在緯度 42°N 附近之 250 mb 處，較上游之西藏高原區域降低 50 mb ，其平均中心風速約為 85 kt ，較上游之西藏高原區域增加 5 kt 。在大陸沿海區域之平均位置約在緯度 37°N 附近之 200 mb 處，較上游之黃土高原區域復升高 50 mb ，其平均中心風速約為 120 kt ，較上游之黃土高原區域增加 35 kt 。由此可見在隆冬一月至三月間，亞洲大陸各區域之南支副熱帶西風噴射氣流均較北支為強。

此南北兩支副熱帶西風噴射氣流在日本區域（經度 130°E 及 140°E ）復合而為一，平均中心風速再行增加。一月至三月復合後之平均位置在緯度 33°N 附近， 200 mb 之平均中心風速約為 155 kt 。此一股復合後之副熱帶西風噴射氣流經過日本後即逐漸減弱，而終止於經度 140°W 附近，即位於夏威夷羣島與北美大陸西岸之間。

在副熱帶西風南移之前，亞洲大陸東岸之外已於九月中旬出現一個主槽，其強度並隨時間而逐漸增強，以趨於冬季大氣環流之完全發展，至二月底而達到其極盛時期，是為亞洲大陸與西太平洋冬季大氣環流之第一階段。在第一階段中，亞洲大陸與西太平洋之低層大氣中經常為強烈之極地反氣旋所控制，緯度 30°N 以北盛行西北季風，緯度 30°N 以南盛行東北季風。由二月底至五月底或六月初，整個北半球之高空西風帶由其極盛時期之位置北移。南支副熱帶西風噴射氣流逐漸減弱，北支則逐漸增強。亞洲大陸東岸以外之主槽亦逐漸減弱。是為亞洲大陸與西太平洋冬季大氣環流之第二階段。在此一階段中，極地反氣旋之強度已見減弱。緯度 30°N 以北之西北季風與緯度 30°N 以南之東北季風亦同時減弱。

當亞洲區域與西太平洋高空風盛行時，地面天氣圖上所見以西風帶中之紛擾為主，其中包括若干活動不已之極地反氣旋與溫帶氣旋。寒潮係由極地反氣旋所引發，發生於中緯度環流狀態有大規模之改變時，與亞洲大陸東岸以外西風主槽有密切之關係。此一半滯留性之低壓槽變動甚大。每一亞洲大陸東岸上空之長波系統在其正常位置滯留一段時間後，即開始東移，強度隨之逐漸減弱，同時大陸上空另有一高空槽猛烈發展。當此發展中之低壓槽移出大陸，又在其正常位置再形成一半滯留性之新主槽。在此高空槽發展過程中，低層大氣內即有一寒潮爆發，其強度視新主槽之深度而定。

根據 Wexler (1951) 之研究，說明極地反氣旋為一冷性反氣旋 (Cold anticyclone)，或稱熱力反氣旋 (Thermal anticyclone)，係因近地氣層對寒冷地面輻射失熱或經渦流傳導失熱，繼續冷卻而形成。近地氣層冷卻後，其垂直方向發生收縮，迫使其上空等壓面下降，因而產生一極地反氣旋。同時因上空之空氣通過等壓面由四週內流，在地面產生較高之氣壓。極地反氣旋在其源地有一深厚之地面逆溫層 (Surface inversion)，由地面向上伸展至 3 公里以上，可視為源地極地大陸氣團之上限。逆溫層之上方則為一近似等溫之氣層。當極地反氣旋離開源地經過溫暖地面時，由於下方加熱及機械作用誘導而生之渦動，破壞其地面逆溫層。在地面氣層中產生一陡峻甚至過絕熱之溫度直減率。其上方則因等溫層中空氣之下沉，另有一逆溫層之產生，其厚度與強度均繼續增大。此一逆溫層之上限可視為極地大陸氣團此時之上限。其上方雖然有下沉現象，但仍可保持較大之

溫度直減率。此一下沉逆溫層 (Subsidence inversion) 將其下方冷濕多霧之空氣與上方暖乾晴朗之空氣隔開。如下沉現象發展，則此一極地反氣旋即轉變為一暖性反氣旋 (Warm anticyclone) 或稱動力反氣旋 (Dynamic anticyclone)。

極地反氣旋離開源地後如何運動之預測亦為一饒有興趣之問題。此等極地反氣旋有時逐一作有規則之進行，有時則一強烈之極地反氣旋可停留多日不動。在亞洲區域與西太平洋，其行止胥視高空西風主槽之運動而定。極地反氣旋靠赤道之一面為一強勁之西風帶，有如一堵巨型障碍物以防止極地大陸氣團之向南溢出，而西風中之長波則恰似其溢道以引導其外流。

Rossby (1949) 曾研究一正壓渦漩源在深厚正壓大氣中離開極區運動之條件，並將科氏力隨緯度之變化予以考慮。發現此一渦漩離開極區運動時，氣旋式渦漩將加速 (不計摩擦力) 向極區運動，反氣旋式渦漩則將加速向赤道運動。惟當極地反氣旋向赤道運動時，其冷氣丘將向四週散開，將其一部份之位能及轉動動能轉變為冷氣丘移動所需要之動能，並將其一部份移動之能量轉移於其週圍之空氣使其發生運動。Rossby 更指出北半球反氣旋式渦漩向南運動時，連帶使其週圍之空氣運動，則反氣旋中心向西移動，並於反氣旋向南之加速運動中，繼續移動不已。此種作用表示原有反氣旋中心由於氣丘最高點下方原有位置向西之動力運動。此項結論與天氣學者久知之事實符合。同吾人早已發現向南運動極地冷氣丘之頂端係位於地面氣旋中心與其西方反氣旋中心之間。當反氣旋中心向西移動時，極地冷氣丘之東緣即發生一新月形之氣旋中心。如視極地冷氣丘為一有圓形邊界之界面，則當極地冷氣丘向南移動時，可使其西緣之界面發生鋒減現象 (Frontolysis) 及冷空氣之潰流。其東緣之界面則發生鋒生現象 (Frontogenesis) 而使界面更行陡峻。此等結論亦與實測之結果相符。

當吾人研究一極地反氣旋之向南運動，可知此極地反氣旋在源地時，其上空必然有一氣旋以顯示極地大氣之斜壓性。如 Rossby 之理論 (由正壓大氣之假定導出) 尚可應用，則地面反氣旋將向赤道運動，而高空之氣旋則將向極區運動。此種地面反氣旋與高空氣旋之分裂現象亦與高空氣象分析之經驗相合。在具有標準穩定度之真實大氣中，如發生與冷氣丘相伴之下沉作用，則由上空所形成之輻合作用即應在高層大氣中產生一氣旋式渦漩。此種由動力所產生之氣旋式渦漩可隨冷氣丘向赤道運動，但因向極力之漸增，

將使其轉向極區。故在極地反氣旋運動之途中，向極力之作用似在移去其上方之氣旋，而使其地面反氣旋向上發展。

極地反氣旋之能否轉變為一動力反氣旋，端視其與西風波型之相對位置而定。如極地反氣旋與上空一充分發展之西風槽密切相連時，則在此槽未隨波型變化而填塞之前，將不能轉變為一動力反氣旋。如上空西風槽填塞時，則將極地反氣旋拋離於西風帶之南方。此時地面狀況極為重要，以使其保持並加強上方之保護層 (Shielding layer)，並聚集下沉之空氣以使其向上發展，轉變為一動力反氣旋。

由此可見極地反氣旋於離開源地後，有逐漸向上發展並轉變為動力反氣旋之趨勢。但亞洲大陸之極地反氣旋在其向赤道之運動中，又有兩種可能之發展。第一種可能之發展係在大陸之東部跨過北極區域與北美大陸之極地反氣旋相連通。此種作用稱為極地反氣旋之接合 (Amalgamation)。可將北極區域之冰洋氣團分別導入東西兩半球之兩個極地反氣旋內，而在亞洲大陸與西太平洋區域及北美大陸與西大西洋區域同時造成極寒冷空氣之潰流，亦即此兩個區域最強烈且持久極地空氣爆發之來源。第二種可能之發展係在其向赤道運動之途中逐漸轉變為動力反氣旋，但因高空西風之加強而轉向並向東延伸。於是由於動力不穩定而斷裂為兩個分離之反氣旋，再逐一為西太平洋副熱帶反氣旋所吸收，極地空氣爆發之強度隨之逐漸減弱。二者合併之後，一方面增強其氣壓場之強度，一方面使其高壓中心突然西移。此種作用即前述副熱帶反氣旋之變位 (Transformation)。蓋西太平洋副熱帶反氣旋位於西風帶之南方，原來即為一動力反氣旋。彼處兩個反氣旋之保護層 (即下沉逆溫層或信風逆溫層之高度) 均低，使其地面空氣摩擦外流亦有利於反氣旋之維持。

亞洲大陸極地反氣旋之主要源地有下列四處：

(一) 第一類來自北極海至新地島之間。冰洋氣團與極地氣團經斯堪地納維亞半島東北部，巴倫支海與白海繞道蘇俄之北歐部份，然後自西伯利亞西部及外蒙古進入我國。有一高空短波槽與之相偕而行，並逐漸發展，此槽發展最盛時可到達經度 130°E 以東，而轉變為亞洲大陸東岸以外之主槽。

(二) 第二類來自亞洲大陸以北之北極海部份。此種冷氣團向南移入西伯利亞西部，至緯度 60°N 以下轉向東南侵入外蒙古及我國本部。在其南侵期間，烏拉山上空有一高壓脊發展，同時有一短波槽向東南移

入烏拉山以東。當其東移時顯見加深，並在越過海岸時取代原有之主槽。

(三)第三類來自西伯利亞西部。冬季期間有一巨大之反氣旋可在西伯利亞及外蒙古停留多日。此一穩定高壓之維持與烏拉山上空阻塞高壓之存在有關。其近地氣層因向地面輻射失熱而冷卻，變為極冷，地面氣壓亦逐漸增至極高之數值。最後隨烏拉山上空阻塞高壓之崩潰而向南衝出，導致我國之嚴寒天氣。

(四)第四類通常不甚顯著。開始時常在烏克蘭上空一弱冷鋒之後方有一高壓脊。此高壓脊借冷鋒進入亞洲，且逐漸發展為一反氣旋。隨後轉向東南，經外蒙古進入我國。此類反氣旋通常與外蒙古上空強烈之氣旋生成 (Cyclogenesis) 有密切之關聯。

極地反氣旋南下時之潰流謂之極地空氣爆發。因其挾携極地大陸氣團甚至冰洋氣團而來，造成寒冷之天氣，故在亞洲東部與西太平洋區域有寒潮 (Cold wave) 之稱。此種極地反氣旋之潰流即冬季季風之來源。在緯度 30°N 以北為西北季風，緯度 30°N 以南為東北季風。就此半球而言，此種冬季季風之類似現象亦可見於北美與歐洲等區域，但以亞洲區域極地反氣旋之強度及持續性最大，遠非北美與歐洲等區域所能比擬。

亞洲大陸之冬季東北季風可經由我國西南部進入中南半島，再經由緬甸到達印度半島之東部及錫蘭。越南、寮國與高棉等三國共跨一條安南山脈之兩面山坡。越南位於山脈之東坡，寮國與高棉位於山脈之西坡。安南山脈由西北走向東南，恰與東北與西南季風正交，而成為兩種季風之分界，故兩側之雨季與乾季交互發生。每年之東北季風時期，安南山脈西側之寮、高、泰、緬等國皆入乾季，成為少雨區域。惟越南東岸臨海，東北季風掠過中國南海而來，飽含濕氣，安南山脈東側，迎風截留，冬季獨能得雨，與泰國半島東岸之冬雨相同。東北季風到達印度半島之東岸，可在半島之東南部及錫蘭之東北部產生相當之雨水，成為此一地區年中得雨最多之時期。

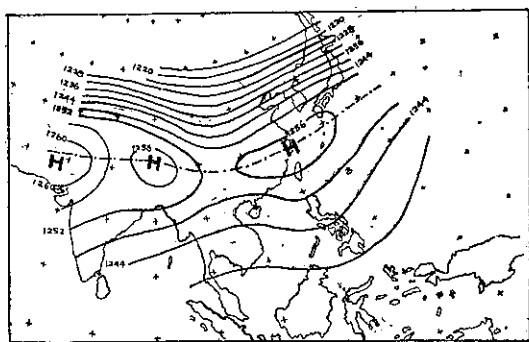
根據王時鼎 (1968) 之研究，可知臺灣之冬季季風可劃分為兩個階段。第一階段由十月中旬至二月底，為時約四個半月。相當於南支副熱帶西風噴射氣流在喜馬拉雅南麓出現至到達其緯度 15°N 之南限為止，是為東北季風逐漸增強之一階段。臺灣全區在強勁東北季風控制之下，北部之平均厚度為 2 公里，中部為 1 公里，南部為 $1/2$ 公里。全區平均厚度為 1 公里。其上方為深厚之高空西風，最大風速之高度約在 12

公里 (200 mb) 附近。二月份之最大平均風速約為 130 kt，與作者 (1970b) 所得之結果相同。由二月底至五月底或六月初為二階段，為時約三個月。相當於南支副熱帶西風噴氣流由其緯度 15°N 南限北移至喜馬拉雅南麓以至消失為止，是為東北季風逐漸減弱之一階段。臺灣全區在中度東北季風控制之下，北部之平均厚度約為 1 公里，中、南部均約為 $1/2$ 公里。全區平均厚度不及 1 公里。其上方之副熱帶西風噴射氣流強度顯著減弱。此種極地大陸氣團離開我國大陸之後，因所經路徑之不同，致與海面接觸時間之久暫有所不同，且各海域之表面水溫亦有所不同。故發生不同之變性程度。在臺灣登陸之後，因地形抬高之影響，均可在東北部產生相當之雨量，作者 (1970 a) 對於冬季東北季風時期臺北盆地之天氣變化曾作有比較深入之研究。

四、夏季季風之消長及其特性

西藏高原在冬季除東南一小部份為熱源外，大部份為一冷源，夏季則全部為一熱源。夏季此種對於對流層中部之直接加熱作用，可在西藏高原上空構成一暖高壓。因高空無摩擦力之影響，故所形成之高壓系統為一純粹之反氣旋式氣流轉動場，無與等壓線相交之分速，並在其南緣產生強勁之東風。此一暖高壓在 500 mb 之中心位置約在緯度 28°N 與經度 95°E ，偏居於西藏高原之東南部。此係若干中國氣象學者 (1957) 根據拉薩及其他西藏測站之高空氣象觀測紀錄得出，與 Flöhn (1953) 根據西藏高原各處零星溫度及測風氣球紀錄所推出之中心位置緯度 30°N 與經度 96°E 大致相合。蓋係印度東北部，緬甸北部及我國西南部等地區山嶺上空因地形舉升作用水汽發生凝結，大量潛熱之不斷釋出所致。同時北半球夏季 NITC 之平均位置移至此一地區亦可導致大量之雨水。

此一位於西藏高原上空之高壓與位於北非與近東之高壓及副熱帶西太平洋高壓互相連貫成一高壓帶，如第四圖所示。就其平均狀況而言，此三個分離之暖高壓為兩個半永久性之氣候槽所分開。一在經度 68°E ，即帕米爾高原之西部，另一在經度 110°E ，即雲貴高原之東部。此一西藏高原上空之高壓有時可因中緯度西風移動冷槽之侵入而被排除，但不久又迅速在其後方重生一新高壓。此種情形可由印度北部上空 200 至 300 mb 間西風之短期出現予以證明，因而造成西南季風之間斷 (Break)，時間常在一週左右，



第四圖 1956年七月至八月亞洲南部與西太平洋200mb之平均等高線圖(單位10動力公尺)

Fig. 4 Mean contour chart over Southern Asia and West Pacific, July-August, 1956 (Unit: dynamic meters)

可發生於六月至九月之間。此一過程表明西南季風並非一連續之氣流，實際常為中緯度西風槽之侵入而間斷。

西藏高原上空高壓生成之後，其主要效應為使緯度 35°N 與赤道間 300 至 600 mb 溫度與氣壓梯度之顛倒。此項效應與 500 mb 以下赤道西風及 500 mb 以上深厚且持久之熱帶東風形成直接關聯，並在 150 mb 之上方集中而為熱帶東風噴射氣流，其位置大約在 130mb 附近。此一熱帶東風噴射氣流可由西太平洋向西延伸至印度半島與阿剌伯半島，至少到達北非之蘇丹。此種溫度與氣壓梯度之顛倒現象即由西藏高原之季節性加熱作用而產生，有如一開關以開啓夏季亞洲南部與西太平洋之大氣環流。

由此可知每年五月底或六月初當北半球整個大氣環流有激烈之變化時，在亞洲南部與西太平洋區域有下列數種現象同時發生：

(一)喜馬拉雅南麓副熱帶西風噴射氣流突然移至西藏高原以北，亞洲東部亦有相應之位移。

(二)熱帶東風由印度南部移至印度北部，同時向上發展，在緯度 8°N 至 20°N 之間接近對流層頂附近形成東風噴射氣流。其核心約在緯度 15°N 之 100 mb 處，在東部較西部略高。

(三) NITC 由赤道附近移至印度北部，赤道西風接踵而來，謂之季風之爆發 (Burst of monsoon)。

(四)經度 110°E 附近之氣候槽加深，引起我國中南部與日本南部梅雨之發生。

氣候學者之稱亞洲為季風亞洲(Monsoon Asia)，其主要原因係夏季大規模潮濕海洋空氣湧入亞洲大

陸而產生大量之雨水所致。但由亞洲東部高空氣象觀測資料之分析，可知在緯度 35°N 以北，在梅雨期前與梅雨期間，均盛行離岸之西風，證明此一區域對流層中之水汽輸送係來自其西方之大陸。在緯度 35°N 以南則來自西南方之中國南海。表示在我國中南部與日本南部夏季西南季風之影響範圍，大致以緯度 35°N 為限。印度季風雨之產生亦與低壓活動有關。此等低壓發生於孟加拉灣之北部大都由東南東向西北西沿恒河河谷進行。有時可抵達西巴基斯坦西北部之高原邊緣，有時則向北轉彎進入克什米爾山區，給予此等夏季乾燥之地區以相當之雨水。此種季風低壓 (Monsoon depression) 之本質實為一高空東風波之地面部份，並隨高空東風波而移動，Koteswaram 與 George (1960) 曾作有深入之研究。此種高空東風波可與對流層上部中緯度西風槽發生複雜之交互作用，致使西南季風時常間斷而顯示其間歇現象。

由赤道南方平淺低壓所引進之東南信風，有時亦可越過赤道進入北半球，Malurkar (1960) 稱之為季風脈流。此種脈流攜帶新鮮之赤道海洋氣團以加強北半球之西南季風，或將大量之能量輸入熱帶風暴。在北半球夏季，如南半球空氣以脈流方式在經度 170°E 或 150°E 以西越過赤道，則西太平洋或中國南海之西南季風均可為之增強。如此脈流在經度 105°E 至 90°E 之間，或經度 90°E 至 80°E 之間越過赤道，則可分別增強中南半島及孟加拉灣之西南季風。同樣情形，如此脈流越過赤道進入阿剌伯東南部或西南部，則可增強阿剌伯海東部或西部，以及非洲索馬利亞沿岸一帶之西南季風。由南半球在西非幾內亞灣附近越過赤道進入北大西洋之東南信風亦有類似之現象，攜帶新鮮之赤道海洋氣團輸入熱帶風暴。南半球夏季(或北半球冬季)之情形與此相當。惟因副熱帶高壓帶向南擴張極接近赤道，故由北半球越過赤道進入南太平洋或南大西洋之脈流不甚顯著。

此種新鮮之赤道海洋氣團來自南半球副熱帶高壓帶中之一個高壓，其靠近赤道一面之東部即東南信風之源地。此種東南信風在經過長途海程之跋涉後，其低層由水面撿拾大量之水分，同時因與水面長時間之接觸而冷卻，在空中出現一逆溫層。越過赤道進入北半球與西南季風合流後，空中逆溫層復告消失。其所含有之水分則可向上輸送至甚大之高度。空氣極易成為不穩定狀態。沿途可能發生雷雨，但雨量並不甚大。海上多狂風。日際溫度變化甚微，僅攝氏一、二

度。海平面空氣溫度約為 26°C 。

印度北部夏季之東風在過去被認為係轉向而來且部份乾燥之西南季風，因印度東北部地形之阻擋而轉向，實則為東北信風之一部份，遠來自西太平洋之副熱帶高壓，亦可隨同颱風向西運行而進入印度。無論乾濕球溫度均較西南季風為高，故與源地不同之西南季風迥異。此種東風繼續發展其穩定度，可再形成一空中逆溫層。當一次新鮮之季風脈流越過赤道進入北半球時，則遠來之東風向北引退，廣大之亞洲內陸低壓亦向北引退。但在西南季風發生間斷時，則此種東風可接近赤道。

南半球東南信風消失或強度衰弱而不能越過赤道進入北半球時，亦可能削弱西南季風或熱帶風暴之強度，甚至可使熱帶風暴發生填塞。季風脈流之所以不能越過赤道進入北半球，係因氣壓場不够強，不足以供給充分之動量使其越過赤道。如有一獨立之低壓系統如熱帶風暴者在赤道以南形成，則東南信風及其所產生之脈流將在其西方越過赤道。其越過赤道處較西南季風或熱帶風暴所需要之位置偏西，事實上等於無有效之脈流輸入北半球。故西南季風之間斷亦可發生於東南信風脈流向西移動，以致缺乏新鮮之赤道空氣輸入北半球之時。反之，如有新鮮之赤道空氣輸入時，則西南季風即將增強。惟 Koteswaram (1960) 不甚同意此種說法，認為此種現象並無如此之顯著。再者，無遠東之東北信風輸入時，孟加拉灣北部亦將無低壓之產生。此種小型之薄低壓生成之後即向西北西方向移動。在季風初期，並無普遍性之雨水。但在季風鼎盛時期，則可接二連三發生，魚貫而行，並獲得充分之發展。此時可在印度半島北部甚至西北部產生極大之雨量。

亞洲南部西南季風之平均厚度約為 4-6 公里，其上方為深厚之東風。西南風限於雲層以下，1 公里以上為西風，有時甚至順轉為西北風。西南季風在赤道以南緯度約五度處之厚度約為 3 公里，表示南半球東南信風脈流之轉向可在赤道以南緯度數度處即已開始。在印尼區域，北半球夏季時，西風更可見於緯度 10°S 處，其厚度亦可達 4-6 公里。

Koteswaram (1958) 曾對亞洲南部及其他熱帶地區夏季對流層中之氣流狀況作有詳細之分析，並歸納為下列數項重要之結果：

(一)亞洲東南部、印度半島及赤道非洲東部一帶，低層為西南季風，可在印度半島及亞洲東南部到達 4-6 公里之厚度，惟在印度半島之季風強盛時，可高

達 9 公里。在赤道非洲東部則甚淺薄，且限於一狹窄之緯度帶內。熱帶大西洋與太平洋祇有正常之信風。

(二)對流層上部，在亞洲與非洲緯度 20°N 至 40°N 之間，夏季為一高壓帶。亞洲之位置較非洲偏北。其中有數個高壓中心，並有一個半永久性之高壓位於西藏高原上空。此一西藏高原上空之高壓係位於 500 mb 以上，可掩及我國大陸之中南部，但在非洲沙漠地帶，阿剌伯半島及其以東地方，則降至 700 mb 以下之對流層下部。在太平洋與大西洋上空，對流層上部祇有若干氣旋式與反氣旋式之渦旋，無大型之高壓中心存在。

(三)在亞洲與非洲高壓帶之南方，熱帶東風集中為一噴射氣流，由我國大陸以東延至赤道非洲西部。其核心高度約位於 150 mb 至 100 mb 之間。其平均位置在亞洲南部約為緯度 15°N 處。其核心風速在印度區域為 80 kt，惟在泰京曼谷曾在現有 102 kt 之紀錄。在非洲則在更南之度緯 10°N 處，其核心高度亦較亞洲南部為低。此一噴射氣流由我國以東洋面至印度南部為其加速階段，以西為其減速階段。在大陸區域相當穩定，但位置與速度仍時有變動。在熱帶太平洋，美洲大陸及熱帶大西洋上空無東風噴射氣流。

四亞洲南部與赤道非洲對流層上部之溫度結構與氣流形態互相吻合。副熱帶高壓帶各層均甚溫暖，溫度分向南北減少。200 mb 以上出現一向北之水平溫度梯度，150 mb 以上則出現一倒轉向南之水平溫度梯度，顯示最大風速之位置即在此等高度附近。100 mb 附近有一極冷之氣層，由西南太平洋通過泰國，印度半島中部，阿剌伯半島南部及埃及北部。在此等高度之另一冷空氣渠係自赤道非洲海岸附近起至大西洋止。此等冷空氣渠僅在亞洲大陸及非洲上空隨同東風噴射氣流到達較高之緯度。故亞洲與非洲夏季風區域之高空氣流形態與其他熱帶區域均有不同。

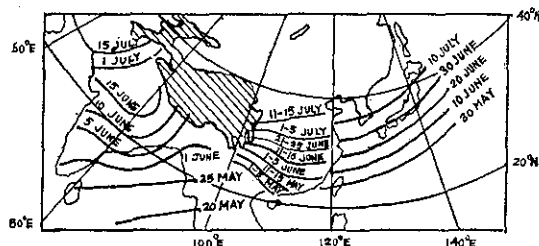
在西南季風開始之前之四月，在印度南部上空已有具組織之東風存在。惟西南季風在印度半島西部馬拉巴沿岸之爆發與印度南部東風噴射氣流之北移係發生於同時。東風噴射氣流之位置直接影響季風雨量之分佈。在亞洲南部與西太平洋一帶東風噴射氣流與最大雨量地帶均係由東南向西北移動亦即西南季風前進之方向。五月底西南季風之位置約在印度半島東南部，緬甸南部，中南半島北部及海南島一帶。六月初約在印度半島中部，印度東北部及我國大陸南部一帶。六月底或七月初約在印度北部及喜馬拉雅南麓中西部

一帶。七月中旬則到達印度西北部，亦即其鼎盛時期，約以緯度 28°N 為其北限。七月中旬西南季風開始後退之前，東風噴射氣流已先行減弱，然後整體南移。

根據若干中國氣象學者 (1957) 之研究，彼等由夏季高空各層之平均氣流線分析，發現亞洲南部與西太平洋西南季風之厚度均在 6 公里以下，6 公里以上已不見西南季風之存在。且由赤道非洲東岸經由阿刺伯半島南部，印度半島北部，緬甸北部至我國大陸南部之氣流輻合線與由我國大陸中部（西藏高原以東）至日本南部之氣流輻合線並不互相連接。前者作東西走向，分隔西南季風與北來之東北風，即 Fletcher 所指之 NITC，在海南島附近已漸趨不明顯。此一氣流輻合帶與亞洲南部夏季最大雨量地帶相合。後者作東北至西南走向，分隔西南季風與極地西風，與此一地帶之梅雨密切相關。其位置與地面極鋒相近，但較地面極鋒稍偏南。此一氣流輻合帶在六月間停留於長江流域，七月間則北移至黃河流域，與高空西風之北移一致。兩個氣流輻合帶之斷裂區域，即為西南季風洶湧北上之氾濫區域。過去由於僅有地面風之觀測紀錄可用，常將兩個氣流輻合帶連接，顯屬一個錯誤。Thompson (1951) 與 Sawyer (1952) 等均如是。此外，另有一氣流輻合線由加羅林羣島向西北經菲律賓羣島北部，轉向北縱貫臺灣中部，止於杭州灣外，分隔亞洲南部之西南季風與西太平洋之東南季風

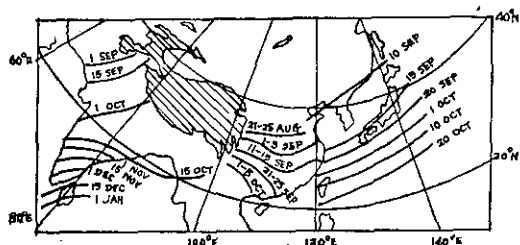
。Flöhn (1960) 曾將海南島附近之一氣流輻合帶向東延長，使通過菲律賓羣島北部，然後將縱貫臺灣中部之一氣流輻合線中止於菲律賓羣島之西北部，不再向東南延長。如是則西南季風將不能通過海南島附近至臺灣以西之一段地區，亦屬一個錯誤。第五圖表示七月至八月亞洲南部與西太平洋熱帶東風噴射氣流極盛時期之平均大氣環流狀態。

Kurashima (1968) 曾綜合印度，中國與日本各方面已有研究之結果，繪製亞洲南部與西太平洋夏季季風進退時間之等時線如第六圖所示。其中印度與



(甲) 前進日期之等時線圖

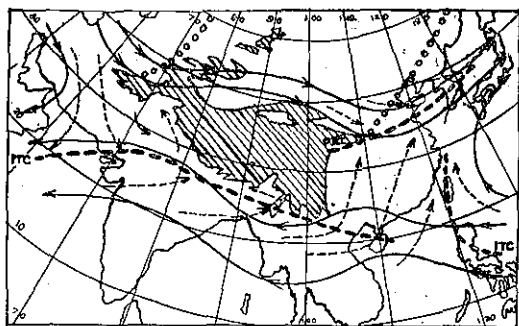
Fig. 6 (A) Advance of the summer monsoon over Southern Asia and West Pacific



(乙) 後退日期之等時線圖

(B) Retreat of the summer monsoon over Southern Asia and West Pacific

第六圖 亞洲南部與西太平洋西南季風進退日期之等時線圖



第五圖 七月至八月亞洲南部與西太平洋熱帶東風噴射氣流極盛時期之平均氣流線圖
實矢線表示 6-10 km 之氣流線
虛矢線表示 2-3 km 之氣流線
連續圓圈表示高空槽線
PPF 表示太平洋極鋒。

Fig. 5 Mean Streamline chart over Southern Asia and West Pacific during the climatic period of the Tropical Easterly Jet, July-August
Solid arrows=streamlines at 6-10 Km.
Dashed arrows=streamlines at 2-3 Km.
Continuous circles=upper trough lines
PPF=Pacific polar front

緬甸區域夏季季風之進退日期主要係以雨季起止之日期決定之。中國大陸區域由濕球溫度 24°C 五日平均等溫線南北位移所到達之位置決定之。西太平洋區域包括臺灣、韓國與日本則由梅雨到達極盛階段之日期決定之。此等資料雖利用不同之參數以決定夏季季風進退之日期，但仍能保持極佳之連續性。在此圖中，可見臺灣夏季季風到達之日期約為五月底或六月初，退後之日期則為十月中旬。

作者 (1970 b) 曾將臺灣夏季季風之活動時期劃分為兩個階段。第一階段由五月底或六月初至七月中

旬，為時約一個半月，相當於副熱帶西風噴射氣流由喜馬拉雅南麓北移至緯度 43° N 北限之時間，為西南季風之逐漸增強階段。五月底或六月初西南部風侵入臺灣，大約與西南季風侵入印度半島中南部，緬甸北部，我國大陸南部之時間相同。但臺灣東南部因受中央山脈南端之阻擋，仍在東北信風控制之下。因此時西太平洋副熱帶高壓中心向西北移動，故臺灣東南部受到東北信風之影響。根據王時鼎 (1968) 之研究，臺灣西南部西南季風之平均厚度約為 7 公里，中部約為 5 公里，北部約為 3 公里。全區平均厚度約為 5 公里，與 Koteswaram (1958) 所得出亞洲南部西南季風 4-6 公里之平均厚度相埒。西南季風之上方為深厚之東風，其速度隨高度增加。30 公里 (10 mb) 附近之風速已達 50 kt 以上之強度。西南季風在臺灣西南部因受中央山脈迎風面山坡之舉升作用，而在此一階段內形成一明顯之梅雨期，並以陣雨與雷雨為主。臺灣之北部與西北部亦有梅雨期，但不顯著。

臺灣夏季季風活動時期之第二階段由七月中旬至十月中旬，為時約三個月，相當於副熱帶西風噴射氣流由緯度 43° N 北限南移至在喜馬拉雅南麓再度出現之時間，為西南季風之逐漸減弱階段。七月中旬以後，亞洲南部與西太平洋副熱帶高壓帶三個高壓中心均由西北向東南移動。印度半島西北部之西南季風由緯度 28° N 之北限向東南循原來前進之方向後退。臺灣東部因西太平洋副熱帶高壓中心由西北向東南後退，而進入東南季風之控制，西部則仍在西南季風勢力範圍之內，二者之輻合線幾與中央山脈相重合。此一階段內影響臺灣東部之東南季風實即西太平洋副熱帶高壓所產生之迴流 (Returning flow)。此種東南季風為變性之熱帶海洋氣團，其特性顯與西南季風有異，溫濕均不及西南季風之高。根據王時鼎 (1968) 之研究，可知臺灣全區東南季風之厚度平均約為 6 公里，較西南季風 5 公里之平均厚度略大。其上方仍為深厚之東風。七月中旬以後，由於東南季風之導引，西太平洋颱風侵襲本區之頻率激增，直至十月中旬副熱帶西風噴射氣流再度在喜馬拉雅南麓出現，亞洲南部與西太平洋之熱帶東風被排除時，始脫離颱風之威脅。此一階段本區之雨量以颱風雨為主。

關於西太平洋副熱帶高壓中心移動與臺灣區域東南季風之變化，以及亞洲南部與西太平洋熱帶東風噴射氣流與臺灣區域颱風活動之關係，目前均未十分明瞭，均有待於進一步之研究。

五、季風區域之大氣環流模式

亞洲區域為全世界各地夏季風最發達之地區，其雨量之分佈亦最具有季節性。北美區域之雨量分佈雖略具有季節性，但冬季受自西向東橫貫大陸移動低壓系統之影響，夏季受東西兩洋高壓系統之控制，大行遏阻季風之發展，尤以夏季為甚。除佛羅里達半島一隅外，北美大陸其他各處罕有夏季季風之跡象。北美區域冬季極鋒活動之南限，最遠可達佛羅里達半島南端之北回歸線附近。而夏季 NITC 之位移北限平均亦在緯度 10° N 附近，即南美大陸之加勒比海沿岸與巴拿馬地峽一帶。前者鮮能越過赤道進入南半球，後者亦難見向北移動侵入北美大陸。

亞洲區域冬季風之影響有兩方面與北美區域大為不同。一方面因亞洲大陸之面積較北美大陸大約兩倍，所產生季風之強度幾達北美大陸之三倍。在亞洲大陸，無論冬夏季風環流幾可完全控制其天氣形態。但在北美大陸，則冬夏季風環流僅可略自其平均狀況中窺見，其逐日之天氣形態則為不規則之移動性高低氣壓系統所左右。另一方面，亞洲大陸南緣東西走向之高聳山嶺對於亞洲區域冬夏季風天氣均可發生重大之影響。但北美大陸東西兩岸山脈均係南北走向，且高度不若亞洲大陸之高大，故僅可局部偶然受到冬夏季風之影響。

Rossby 之原有大氣環流模式與 Fletcher, Palmén 等之部份修正均係以西半球之氣象觀測資料為根據，比較適用於季風影響微弱之北美區域，但不完全適用於季風充分發展之亞洲區域。無論極鋒圈與信風圈均須按其季節性再作適當之修正，以配合亞洲區域冬夏季風環流之實測形態。惟因不可能應用一種模式同時適用於冬夏兩種季風環流，故必須分別予以討論，以顯示冬夏季風環流之特徵。

(一)亞洲區域之冬季季風環流模式：亞洲區域冬季有一極大之大陸高壓，中心約在緯度 30° N 至 60° N 間之大陸中央，經常保持穩定之強烈季風氣流，其勢力範圍可遍及亞洲大陸及西太平洋。在我國北部及日本、韓國一帶為西北季風。在我國中南部及亞洲南部，除印度半島西北部仍為西北季風外，其餘地區均為東北季風。此種強烈之季風氣流有時可為移動性之低壓系統所干擾，而產生季風氣流之間斷。此等低壓係由亞洲大陸之西北部或北部向東北或先向東南繞過高壓南緣再轉向東北運行。此一強大高壓中心之平均海平面氣壓，在一月可達 1035 mb。同時間北美大陸

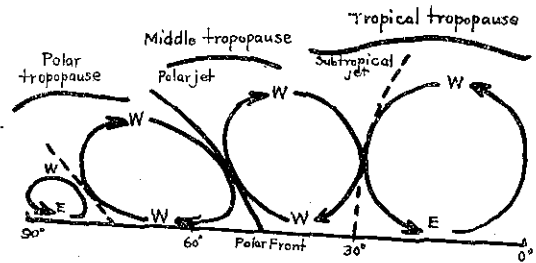
高壓中心之平均海平面氣壓僅有 1020 mb。西伯利亞之北部及東北部可在冬季出現嚴寒之天氣。西伯利亞東北部平原之若干小盆地中，一月之平均溫度可低至 -50°C ，較北美同類氣團之溫度低約二十度。但此種溫度僅限於幾乎無風之近地極薄氣層內，地面 2 公里以上之溫度，平均高出十五度至二十度。此種情形乃強盛之地面冷卻作用與此半永久性高壓上層空氣之下沉作用所致。

此一淺薄之冷氣層在冬季可覆被亞洲大陸之北部與中部之大部份，並可向西擴及歐洲俄羅斯，向東擴及西太平洋。在亞洲大陸東北部保持強勁之西北季風，在東南部與南部則轉為東北季風，風速亦逐漸減低，其勢力有時可遠達印度洋北部。此種由西伯利亞西北部或北部流出之寒冷氣流可造成強烈之極地空氣爆發，而將極地大陸氣團向南輸送，甚至越過赤道。但在其西方因受西藏高原與雲南高原之阻擋不能通過，有時祇能取道中亞細亞由西北方向迂迴進入印度半島之西北部。此種淺薄而凝重之極地大陸氣團，大都為南部高聳山脈所退阻而停滯於其後方之平原。掠過山嶺之空氣則為其北方極地反氣旋上層較為燥暖之空氣。及至其絕熱下降至沿岸之平原，再加副熱帶強烈日射之加熱作用，其稟性更趨燥暖。故喜馬拉雅與亞洲南部山脈之南麓，以及沿岸平原，冬季均甚溫和且少雨。

亞洲大陸冬季之季風環流極為強烈，以致極鋒及其連帶之移動性低壓均難進入大陸而轉向東北趨於極區。另一極鋒系統被迫遠離海岸而停滯於西太平洋。北美大陸因季風環流微弱，故極鋒與移動性低壓均可長驅直入抵達美國東南部。此時亞洲大陸寒冷之北部與中部，地面氣壓高，上空之下沉作用強，且缺乏濕氣之來源。喜馬拉雅北麓因穩定之季風被迫上坡運動，可產生狹窄之降雪帶。一般言之，亞洲大陸之冬季季風因過於乾燥，故鮮見大量之雨水。但沿岸地帶及臺灣等島嶼之迎風面，因季風自東北方向吹來，有一向岸上之分速，同時因經歷一段長程之溫暖海面，下層吸收大量之熱量與濕氣而進入條件性不穩定狀態，再加地形之舉升作用，可降下相當大量之雨水。亞洲大陸西部與西北部因受地中海方面而來低壓之影響，亦可在山區之中降下極大之雪量。

以上係亞洲大陸與西太平洋季風區域冬季一般天氣狀況之梗概。關於亞洲大陸與西太平洋區域冬季之大氣環流問題，作者 (1968, 1970a, 1970b) 曾先後就臺灣區域熱帶對流層頂之高度與特性，臺灣北部多

季季風之溫濕結構形態與天氣變化，以及亞洲區域冬季副熱帶噴射氣流與極鋒噴射氣流對於臺灣天氣變化之影響等予以研究。綜合亞洲大陸與西太平洋區域及其一般天氣狀況。可將 Palmén 之冬季大氣環流模式再予修改，使能適用於亞洲大陸與西太平洋區域。此項亞洲大陸與西太平洋區域之冬季大氣環流模式如第七圖所示。



第七圖 亞洲大陸與西太平洋之冬季大氣環流模式
Fig. 7 The general circulation model over Southern Asia and West Pacific in winter

此種適用於亞洲大陸與西太平洋區域之冬季大氣環流模式為一四圈模式。在赤道與緯度 30°N 之間為一季風圈 (Monsoon cell)，近地為東風 (緯度 30°N 以北為西北季風，以南為東北季風)，上空為西風。因由南向北輸送角動量之集結，故在緯度 33°N 附近產生一副熱帶西風噴射氣流，其核心高度通常約在 200 mb 左右。惟在亞洲大陸區域因西藏高原之阻滯，使此環流圈成為部份不連續狀態。其上空之副熱帶西風噴射氣流亦分裂為南北兩支 (南支約位於緯度 27°N 至 30°N 之間，北支約位於緯度 37°N 至 43°N 之間)。故此種大氣環流模式僅能適用於經度 65°E 以西之阿剌伯半島一帶與經度 135°E 以東之西太平洋區域。前者在副熱帶西風噴射氣流分裂之前，後者則在其復合之後。仍不能普遍適用於整個之亞洲大陸與西太平洋區域。

緯度 70°N 與極區之間為一極風圈。近地為東風且有一向赤道之分速 (東北風)。上空則為西風且有一向極區之分速 (西南風)。經線之輻合作用在此極為重要。近地空氣外流發生輻散作用，上空必須有空氣內流予以補償，故極區附近之空氣因下沉而趨於乾燥。

緯度 30°N 至 50°N 之間為一中間圈。近地與上空均為西風。(近地為西南風，上空為西風)。中間環流圈之存在維持季風圈與極鋒圈兩個環流圈

之平衡。中間圈近地流向極區之西南風與極鋒圈近地流向赤道之西北風在緯度 50° 附近遭遇而產生一極鋒。由中間圈流向極區之近地西南風沿鋒面上升，因水汽凝結而釋出大量之潛熱。此種凝結潛熱可轉變為運動能，以加強推動中間圈之運轉。極鋒上方稍偏南之位置，因等溫線之密集，發生沿經線之強烈溫度梯度，故有一極鋒噴射氣流之產生，其核心高度通常約在 200 mb 之下方。中間圈與季風圈之間，在緯度 30° 處為極地反氣旋之中心，其軸線偏向溫度較高之赤道一面。在軸線週圍有強烈之下沉作用，而在低層大氣中產生一下沉逆溫層。

此一模式之特徵在以一季風圈代替通常之信風圈，與 Palmén 所提出之模式稍有不同。蓋前者適用於亞洲大陸與西太平洋區域，而後者則適用於北美大陸區域。惟此種模式僅表示亞洲大陸與西太平洋冬季大氣環流之平均狀態，與逐日天氣圖上所見之實際大氣環流狀態仍有出入。因在逐日天氣圖上，極鋒向極區一面之下沉區域係與極地反氣旋相連，並隨極地空氣爆發向赤道移動。極地空氣爆發可排除其前方衰老之季風而產生一新鮮之季風。極鋒噴射氣流與極地空氣爆發有密切關係，亦隨極鋒移動，不時改變其位置。

(二)亞洲區域之夏季季風環流模式：夏季亞洲大陸有一廣大之熱低壓，其中心位於西藏高原之北面。在亞洲南部保持穩定之西南季風。然後在西太平洋一帶轉變為東南季風。亞洲大陸則為來自北極海之東北季風。亞洲大陸南部之西南季風普及印度洋北部。七月西南季風強盛時，阿剌伯海北部之平均風速可達每小時 30 哩，為北半球最穩定風之一。西南季風由印度洋溫暖水面吹入陸地，稟性潮濕且處於條件性不穩定狀態。其不穩定度可擴展至甚大之高度。此種潮濕且不穩定之氣流，無論受到地形障礙或地面加熱之影響而被迫升高時，均可產生大量之雨水。故亞洲南部之大部份沿岸平原，尤其是向南或向西南多季無雨之山坡地帶，在夏季季風期內，均可降落極大量幾乎連續不停之豪雨。印度半島西岸馬拉巴一帶之雨量極大，但更大之雨量則見於緬甸之西南山坡，並以印度半島東北部之喜馬拉雅山麓為最。此等區域出現全世界最大之雨量，若干地點七月與八月之平均雨量均在百吋以上。由過去紀錄可見一個季風期內降落之雨量高達 800 吋，一個月內則高達 400 吋。在高峻之喜馬拉雅山上，風雪交加，一日內降落之雪量可厚達兩呎，並可連續數日之久。可發生大規模之冰川與頻頻之雪崩

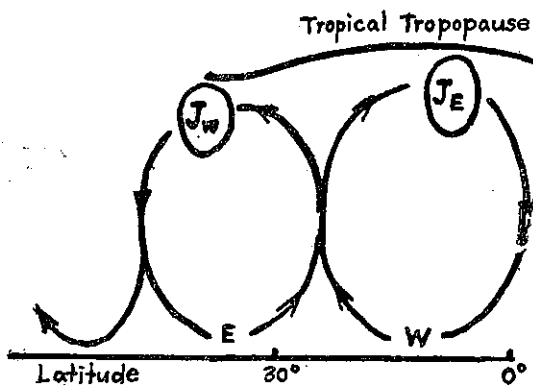
，使此等山嶺極為危險，難於登臨。

在西藏高原北面之亞洲中部，夏季幾無雨跡。由南方越過西藏高原下降之空氣，炎熱而乾燥。在越過高原前幾盡失其水分，並在北面山坡受絕熱壓縮與日射加熱作用而增溫。亞洲大陸東部沿岸一帶之大部份地方，有中度至大量之雨水。因此一地帶盛行南風，風向平行於南部山脈東端之海岸，地形之高度不適於產生亞洲南部所見之極大雨量，蓋其風力已不够強勁，空氣亦不如南部沿岸強烈氣旋式環流之不穩定。西伯利亞北部之雨量通常甚少，但仍較西藏高原北面之亞洲中部為多。其雨水多為陣雨性質，發生於由北極海而來冷濕空氣之陸上加熱與偶然之冷鋒過境。概括言之，亞洲中部及中北部在夏季均較北美大陸之相當部份乾燥，主要由於西藏高原阻擋赤道海洋氣團之通過，並在喜馬拉雅之南面山坡幾移去其所有之水分。

亞洲南部夏季之最高溫度因大量之雲量與不停之霪雨而降低。潮濕之天氣酷熱而沉悶，日際溫度變幅甚小。最高溫度出現於季風期前之四月至五月及季風期後之十月至十一月。亞洲大陸東岸與北美大陸東岸大致相似，高緯度地方受海岸以外冷水之影響發生相當之冷卻作用。亞洲大陸中部夏季因空氣乾燥且日射強烈，溫度高，日際溫度變幅甚大。西伯利亞北部因陸上加熱作用強烈，由北極海而來之極地空氣亦被迅速加熱至中度之高溫。其一月之平均溫度為 -50°C 。七月之平均溫度為 15°C ，日中之溫度常在 25°C 以上。

亞洲南部與西太平洋之夏季天氣完全受季風環流之控制。但此種季風環流圈之強度一如其他環流圈，逐年均有顯著之變化。其起止時間之遲早與影響地區之大小，逐年亦均有不同。夏季季風開始之日期由一年至次年之變化可多達四週以上。遲來之季風，其強度亦較弱。且在夏季季風期內，由一年至次年之雨量亦可相差達兩倍之多。

以上係亞洲大陸與西太平洋季風區域夏季一般天氣狀況之梗概。Koteswaram (1960) 曾提出一種適用於亞洲南部與西太平洋區域之夏季大氣環流模式，如第八圖所示。Yin (1949) 最初發現亞洲南部夏季季風之開始，發生於喜馬拉雅南麓南支副熱帶西風噴射氣流北移之同時，Koteswaram (1960) 則認為夏季印度南部上空有組織之東風早在季風開始前之四月即已出現。但印度半島西部馬拉巴沿岸西南季風之爆發與印度南部東風噴射氣流之北移有關，西南季風即係東風噴射氣流下方空氣外流之結果。因北半球



第八圖 亞洲南部與西太平洋之夏季大氣環流模式

Fig. 8 The general circulation model over Southern Asia and West Pacific in summer

夏季之最大日射緯度亦即地面受熱最多地帶，在陸上已由赤道北移至 20°N 至 30°N 之間，故在地理赤道與熱赤道之間建立一由南向北之倒轉氣壓梯度，因而促成赤道西風之發生。並因摩擦力之作用，發展為大規模之西南季風。Flöhn 亦曾指出此種赤道西風亦可能在赤道以南存在。蓋地轉科氏力在赤道附近（至少在南北緯度 5° 以內）甚小，不能發生決定性之影響，亦不能左右其轉向之位置。換言之，南半球之東南信風並非北半球西南季風之來源。但 Malurkar (1960) 認為在北半球西南季風發生之後，南半球之東南信風可不時在適當之位置加入西南季風，構成一種脈流，以增加西南季風之強度。因此時正值南半球之冬季，亦為東南信風之最盛時期。

Koteswaram 在此一模式中，亦將上空之熱帶東風噴射氣流與低層之西南季風納入同一環流圈中，吾人可稱之為季風圈。因夏季西藏高原接受日射成為一龐大之熱源，直接加熱於對流層之中部，並在對流層上部造成一強烈之水平力管場而引動一順鐘向之空氣環流。此一高空之高壓顯係由熱產生。喜馬拉雅南麓之季風槽中，因降雨而釋出之大量凝結潛熱亦有助於此一環流之加強。此一高壓系統向赤道一面之氣流獲得向西之角動量，向極地一面則獲得向東之角動量，故發生兩個噴射氣流。西風噴射氣流出現於此高壓之北面，東風噴射氣流則出現於其南面。

為達到其質量補償之目的，對流層下部遂產生一方向相反之空氣環流。向極地運動之氣流獲得一向西之角動量而形成西南季風，故此種西南季風亦為此一經向環流在低層中之迴流。如此一高壓系統繼續維持，則季風環流繼續存在。迨秋季寒冷之極地空氣流入副熱帶，西藏高原之熱源消失，副熱帶西風噴射氣流

復在喜馬拉雅南麓出現，此一區域之夏季季風環流即行終止，西南季風亦自此一區域消失。

在此一模式中，Koteswaram 在赤道與信風圈之間增加一個季風圈，而成為一四圈之大氣環流形態。（極風圈與中間圈未在圖中繪入）。以西藏高原為信風圈與季風圈之共同熱源，分別以西伯利亞與赤道區域為其冷源。由此可見西藏高原在北半球夏季大氣環流中之重要性。惟此一模式僅能於五月底或六月初至七月中旬約一個半月之時間普遍適用於亞洲南部與西太平洋。七月中旬以後，西藏高原之高壓與西太平洋之副熱帶高壓相繼向西北移動西太平洋為東南信風所侵入，則此一模式僅能適用於北非東部與西洲南部經度 120°E 以西地帶。經度 120°E 以東地帶仍可適用 Rossby (1941) 原有之三圈模式，直至十月中旬，喜馬拉雅南麓副熱帶西風噴射氣流出現，亞洲大陸極地反氣旋開始發展活動為止。總之，目前尚未能獲得一種完全適用於整個亞洲南部與西太平洋夏季季風區域之大氣環流模式。

六、結 論

由於近年來大氣環流之研究結果，吾人已可確知冬夏季風並非次環流，而係行星環流本身之季節性變化。惟受海陸分佈與地形之影響，可能在同一緯度帶內發生區域性之差異，同時因受太陽熱量輸出變化之影響，在同一區域內，逐年亦有相當之差異。

臺灣區域之冬季季風可劃分為兩個階段：第一階段由十月中旬至二月底，為時約四個半月，相當於副熱帶西風噴射氣流在喜馬拉雅南麓出現至南移至緯度 15°N 南限之時間，為東北季風之逐漸加強階段。臺灣區域在強勁東北季風控制之下，平均厚度約為 1 公里。第二階段由二月底至五月底或六月初，為時約三個月，相對於副熱帶西風噴射氣流由緯度 15°N 南限北移至喜馬拉雅南麓並告消失之時間，為東北季風之逐漸減弱階段。臺灣區域在強勁至中度東北季風控制之下，平均厚度不及 1 公里。東北季風之上方為深厚之高空西風。臺灣東北部迎風面地區因深度變性極地大陸氣團受地形之舉升作用，可產生大量之雨水。

臺灣區域之夏季季風亦可劃分為兩個階段：第一階段由五月底或六月初至七月中旬，為時約一個半月，相當於副熱帶西風噴射氣流由喜馬拉雅南麓北移至緯度 43°N 北限之時間，為西南季風之逐漸增強階段，平均厚度約為 5 公里。臺灣區域除東南部受到東北信風之影響外，大部份在西南季風控制之下。西南部迎風面山坡，因地形舉升與地面加熱作用形成一梅雨期

，多陣雨與雷雨。第二階段由七月中旬至十月中旬，為時約三個月，相當於副熱帶西風噴射氣流由緯度 43° N 北限南移至喜馬拉雅南麓再度出現之時間，為西南季風之逐漸減弱階段。臺灣東部進入東南季風之控制，西部則仍在西南季風勢力範圍之內。東南季風之平均厚度約為6公里，較西南季風5公里之平均厚度略大。西太平洋颱風由於東南季風之導引，常侵襲臺灣區域，直至十月中旬副熱帶西風噴射氣流再度在喜馬拉雅南麓出現，亞洲南部與西太平洋熱帶東風被排除時，始告脫離颱風之威脅。

關於亞洲季風區域之大氣環流模式，迄無確定之結果。經過本文之研究，發現亞洲季風區域之大氣環流可受到緯度，海陸分佈及地形等三個地理因素之影響。目前所能作出之大氣環流模式祇能顧及緯度一項因素，且須將冬夏季風分開逐一討論。海陸分佈與地形兩項因素因過複雜，尚無法同時顧及，不得不予以揚棄。此處所得之亞洲季風區域大氣環流模式僅限於冬夏季風期間局部地區之應用，而不能適用於整個亞洲大陸與西太平洋地區。

誌謝：在本研究工作進行中，承蒙畢中道、魏元恒及戚啓勳諸先生提供參考資料，並惠示寶貴意見，使本研究工作能於如期完成，謹此一併致謝。

參 考 文 獻

1. Rossby, C-G., The Scientific Basis of Modern Meteorology in Handbook of Meteorology, F. A. Berry, Jr., E. Bollay and N. R. Beers, ed. New York, McGraw-Hill, 1945 also in Yearbook of Agriculture, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1941.
2. Rossby, C-G., On the Nature of General Circulation of the Lower Atmosphere, in The Atmospheres of the Earth and Planets, G. P. Kuiper, ed, Chap, II, Chicago, University of Chicago Press, 1949
3. Fletcher, R, D., The General Circulation of the Tropical and Equatorial Atmosphere, J. Meteor., 2, 167-174, 1945
4. Palmén, E., The Role of Atmospheric Disturbances in the General Circulation, QJRMS, 77, 337-354, 1951
5. Yin, M. T., A Synoptic-Aerological Study of the Onset of Summer Monsoon over India and Burma, J. Meteor., 6, 393-400, 1949
6. Thompson, B. M., An Essay on the General Circulation of the Atmosphere over Southeast Asia and the West Pacific, QJRMS, 77, 567-597, 1951
7. Ramage, C. S., The Relation of the General Circulation to the Weather in the Southern Asia and West Pacific in Winter. J. Meteor., 9, 403-408, 1952.
8. Staff Members of Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica, On the General Circulation over Eastern Asia, Tellus, 9, 432-446, 1957, 10, 58-75, 299-312, 1958
9. Yeh, T.-C., et al, The Abrupt Change of Circulation over the Northern Hemisphere during June and October, Scientific Contributions to the Rossby Memorial Volume, 249-267, 1959
10. Flohn, H., Large-scale Aspects of the Summer Monsoon in South and East Asia, 75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957
11. Dao, Sh.-y. and L. Sh. Chen, The structure of General Circulation over Continent of Asia in Summer, 75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957.
12. Koteswaram P., The Easterly Jet Stream in the Tropics, Tellus 10, 1, 1958
13. India Meteorological Department, Symposium on Monsoon of the World, 1960
14. Wexler, H., Anticyclones, Compendium of Meteorology, 621-629, American Meteorological Society, 1951
15. Kurashima, A., Studies on the Winter and Summer Monsoons in East Asia Based on Dynamic Concepts, The Geophysical Magazine, Japan Meteorological Agency, 34, 145-235, 1968
16. Godbole, R, V., and Bh. V. Ramana Murty. The India Summer Monsoon as seen by Weather Satellite, Journal of the Meteorological Society of Japan, Ser. II., 48, 360-368, 1970
17. Riechl, H., Tropical Meteorology, New York. McGraw-Hill, 1954.
18. 郭文鏞：阿剌伯半島天氣研究，氣象學報，十一卷二期五十四年七月。
19. 王時鼎：臺灣冬季季風天氣及其預報，氣象學報，一卷一期，四十四年三月。
20. ——：臺灣區域環流與長期天氣預報，氣象預報與分析，三十四期，五十七年二月。
21. 戚啓勳：臺灣雨量之分析，氣象學報，十五卷三期，五十八年九月。
22. ——：東亞大氣環流研究，颱風預報研習會教材第一號，臺灣省氣象局，五十九年十月。
23. 萬寶康：臺灣上空對流層頂高度之變化及其各種特性之研究，成大物理學系物理學刊第二期，五十七年八月。
24. ——：冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究，氣象學報，十六卷一期，五十九年三月。
25. ——：亞洲區域噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響，十六卷四期，五十九年十二月。

臺灣冬季持續性惡劣天候之研究*

鄭 邦 傑

A Study on the Persistent Bad Weather during Winter Season in Taiwan

Pang-chie Cheng

Abstract

The persistent bad weather in this study is defined as one with 6 or more rainy days. It is found that there are 37 cases, 408 days in total of the persistent bad weather based on the analysis of the meteorological data in winter for the period of 1964 to 1970. In order to understand the characteristics of the synoptic flow patterns which produce the persistent bad weather, an effort is made to classify weather types based on the surface and upper air weather charts as well as the anomaly charts.

As a result, 17 surface flow types, 11 upper air flow types and 13 anomaly types are established. The common characteristic of the persistent bad weather associated with each flow type can be used as an important reference for the short-range and extended forecasting.

Some findings regarding the flow patterns which produce the persistent bad weather in winter can be summarized as the followings.

1. The surface synoptic flow pattern which leads to the occurrence of the persistent bad weather is characterized by the extension of a stationary continental high pressure outward. This is the most significant surface flow type which produces the persistent bad weather in winter.

2. The upper air circulation associated with the persistent bad weather is characterized by the low zonal index. Blocking highs occur over the areas of Middle East and Far East. Furthermore, the monsoon type of the bad weather often continues for 10 days when the outbreak of the cold air occurs.

3. The anomaly pattern at 500mb associated with the persistent bad weather is characterized by firstly, a positive area at high latitudes whereas an intensive negative area appears at low latitudes, and secondly, by the meridional distribution of the anomaly areas in just a position. It is found most frequently that the negative area is located to the west of Taiwan and forms the so-called westerly trough at the upper air.

4. The persistent bad weather which extend for 20 days or longer is

* * 本研究獲得國家科學發展委員會補助而完成。

usually caused by the repeated occurrence of blocking highs, the persistent appearance of low zonal index, and the stationary surface pressure system.

5. The bad weather which continues for 6 to 9 days occurs most frequently, 19 out of 37 cases in total. There are 12 cases of the bad weather which continues for 10 to 15 days, 4 cases for 16 to 19 days and only 2 cases for 20 days or longer.

一、前言

冬季臺灣地區經常出現寒冷陰雨之持續性惡劣天氣，對吾人之日常生活、交通、農作物、工商經濟等影響至鉅。

本文為針對此種惡劣天氣，利用臺灣省氣象局觀測紀錄及日本氣象廳印刷天氣圖，調查地面與高空天氣圖型式，並求其與臺灣地區天氣演變之關係，進而得出具有代表性之模式，供短期、長期預報作業之參考，以增進預報效率為主要目的。

臺灣地區因地形與緯度之關係，天氣變化較為複雜，天氣預報作業上常發現與中緯度預報作業顯然不同之現象困擾預報人員，一般而言，中緯度天氣乃隨高低氣壓系之移動而演變，然而各氣壓系與天氣推移之過程則已有完善之研究成果可供氣象人員作為分析及判斷之依據，惟臺灣地區則如上所述地處中緯度南緣，不但受中緯度氣壓系統演變之影響，且經常遭遇熱帶性氣象因子之介入，致使天氣變化較複雜，其較顯著者為冬季風盛行期，冬半年臺灣大都處於極地大陸高氣壓南緣，呈所謂北高南低之持續性氣壓分佈，但處於同樣氣壓分佈型式之下，其所呈天氣則迥然不同，時而呈晴朗之天氣，時而呈陰雨連綿之惡劣天氣，此種天氣型之差異乃由於大氣垂直分佈之不同所導致，因此臺灣地區冬季預報作業有賴於十分精細之高空分析始能有良好之成果。

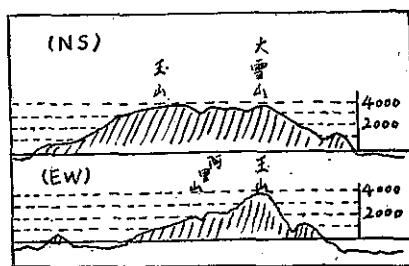
二、臺灣冬季地面天氣圖型式之分類

臺灣之四季不如中緯度季節變化之明顯，年間以盛行亞洲之冬期東北季風與夏期西南季風所呈天氣最為卓越，而季風交替期之春秋則天氣演變過程較不明顯。因此，如將臺灣四季視同中緯度加以分類則實質上似無意義。

臺灣為南北長度383公里，東西寬度，142公里，面積 36,000 平方公里之一小島，但其地形則極為險峻，中央山脈縱貫南北，3,500公尺以上之高峯多達50座，如圖一所示。自嘉義海岸至玉山之水平距離為75



圖一 a.



圖一 b.

圖一 臺灣地形分佈圖

a. 平面圖

b. 剖面圖

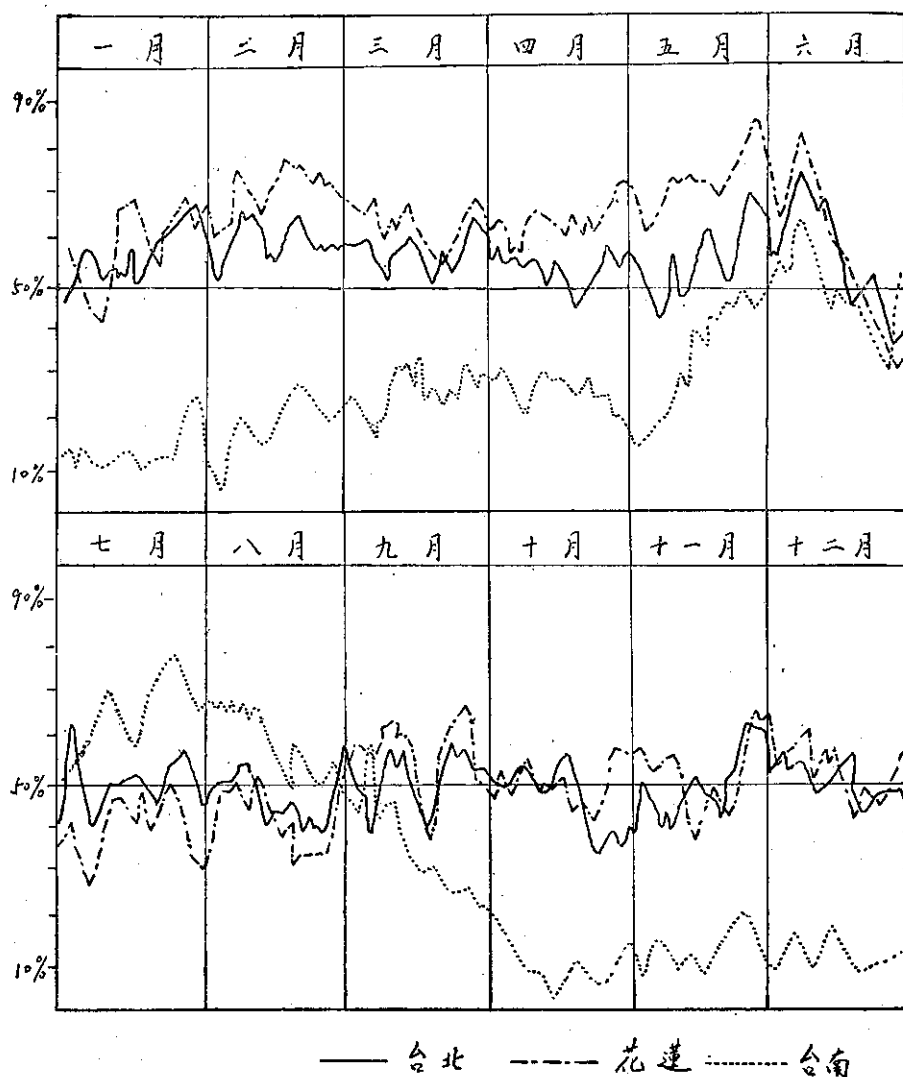
Fig. 1. Topographical map of Taiwan.

a. Horizontal profile.

b. Vertical profile.

公里，但其垂直高度則達4公里，平均坡度呈 $\frac{1}{20}$ 以下之峻急傾斜，因此無論冬季東北季風或夏季西南季風，地形之影響極為顯著。

茲以臺北、臺南、花蓮三地各代表北部、南部、東部而統計其20年間之5日平均降雨或然率可得如圖二所示曲線。圖二所示之山脈對於季風之影響極為明顯，東北季風盛行之冬季，處於背風面之西南部平原天氣良好，而夏季西南風佔優勢時，則東部地區之降雨減少，形成極佳之對比，顯示臺灣地形之特殊性。由圖二亦可窺知年間季節演變之特性，如5、6月梅



圖二 臺灣降雨或然率曲線

Fig. 2. Probability curve of rainfall in Taiwan area.

雨期各地降雨或然率普遍增大等現象。

茲為配合天氣預報作業，以動力氣候學觀點將臺灣之四季加以分類如下，

- (一) 東北季風乾燥期 (冬)
10月後半月——1月前半月
- (二) 東北季風潮濕期 (冬)
1月後半月——3月前半月
- (三) 季風轉換期 (春)
3月後半月——5月前半月
- (四) 梅雨期 (初夏)
5月後半月——6月前半月
- (五) 西南季風期 (颱風期) (夏)

6月後半月——9月前半月

(六) 季風轉換期 (秋)

9月後半月——10月前半月

根據上述分類，臺灣受極地大陸氣團控制下之冬季東北季風期間最長，幾達五個月之久，而秋季最為短促僅佔一個月而已。

本文以論述冬季天氣現象為主，茲依照上列分類，利用1964年至1970年，7年間之天氣圖資料調查冬季（11月至次年3月）天氣圖類型與天氣之關係，經分類獲得如下所示17大類。

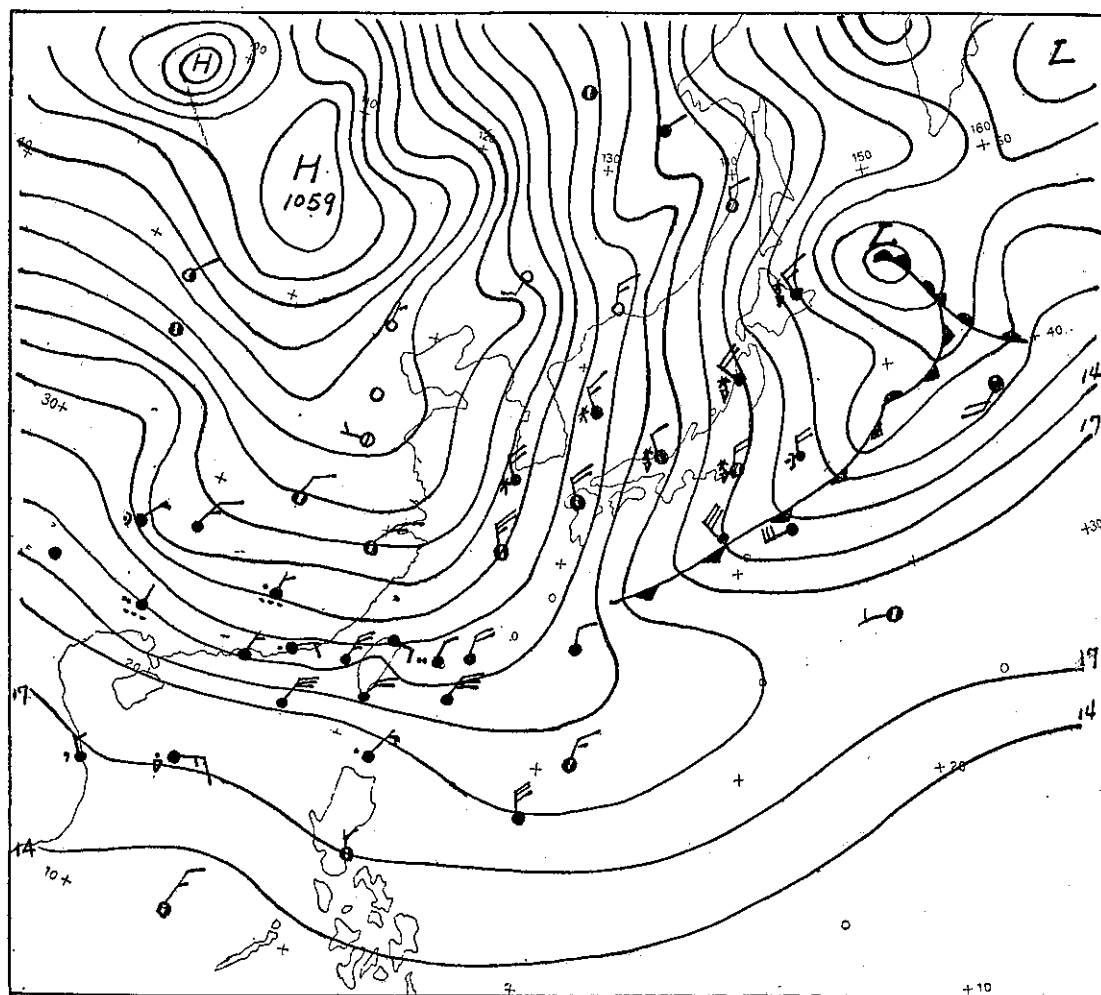
(一) 大陸高氣壓籠罩型 (S1) ——本類氣壓分佈為冬季頻現之主要天氣型，即所謂東北季風型天氣，

臺灣東北部受東北季風之正面衝擊多呈陰冷細雨之惡劣天氣，背風面之西南部則仍然以晴天為主，遇季風極強烈時西南部天氣始轉劣，但持續時間不久。

臺灣沿海，東海、南海一帶季風強勁，恒呈7~8級大風，偶而可出現9級陣風。東北季風所造成東北

部地形性惡劣天氣於11月及12月之季風乾期則約為二天，而1月至3月之季風潮濕期則由於高氣壓滯留性顯著，平均為五天，但遇有阻塞現象則臺灣尚在大陸高氣壓長久籠罩下呈持續性惡劣天氣。（圖三 a）

（二）移動性高氣壓型（S2）——本類壓繼 S1 型



圖三 a. 大陸高氣壓籠罩型（S1） 1967年1月8日8時

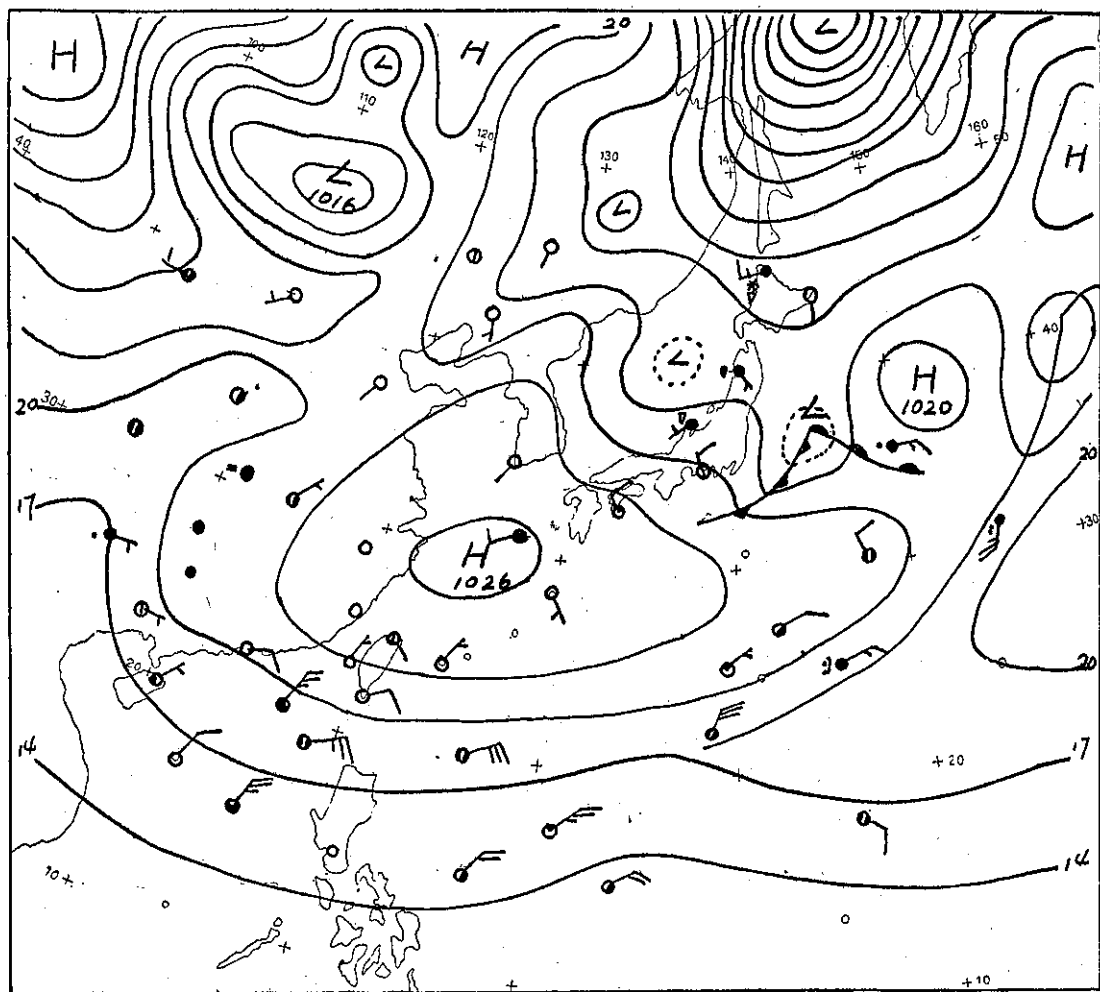
Fig. 3. Continental high pressure covering Taiwan. 08:00Z Jan. 1967.

之後出現，為冬季季風緩和，天氣良好之一典型氣壓分佈，盤據於西伯利亞、蒙古之高氣壓減弱，隨高空槽之移入而分裂，經華中、華東向東南移動出海，通常當移動性高氣壓中心到達 32°N , 120°E 以東則臺灣天氣逐漸轉佳，氣溫回升，日間稍覺暑氣，但夜間由於天空晴朗助長地面輻射效應氣溫劇降，經常誘發輻射霧，冬季最低氣溫之極端值往往出現於此類型式下。本類移動性高氣壓良好天氣之持續性於初冬期內

較長，隆冬期內較短，僅約一、二天，隨移動性高氣壓之東移，內陸低壓槽接近，偏南氣流入侵，雲量激增，繼之寒潮爆發再度淪為 S1 型季風天氣。

如移動性高氣壓移動路徑偏北，沿華北、黃海東移則臺灣北部之天氣未見轉佳，仍以陰曇情形下推移為 S1 型。（圖三 b）。

（三）移動性高氣壓天氣不良型（S3）——天氣圖分佈型式與 S2 型相同但所呈天氣狀態顯然不同，東



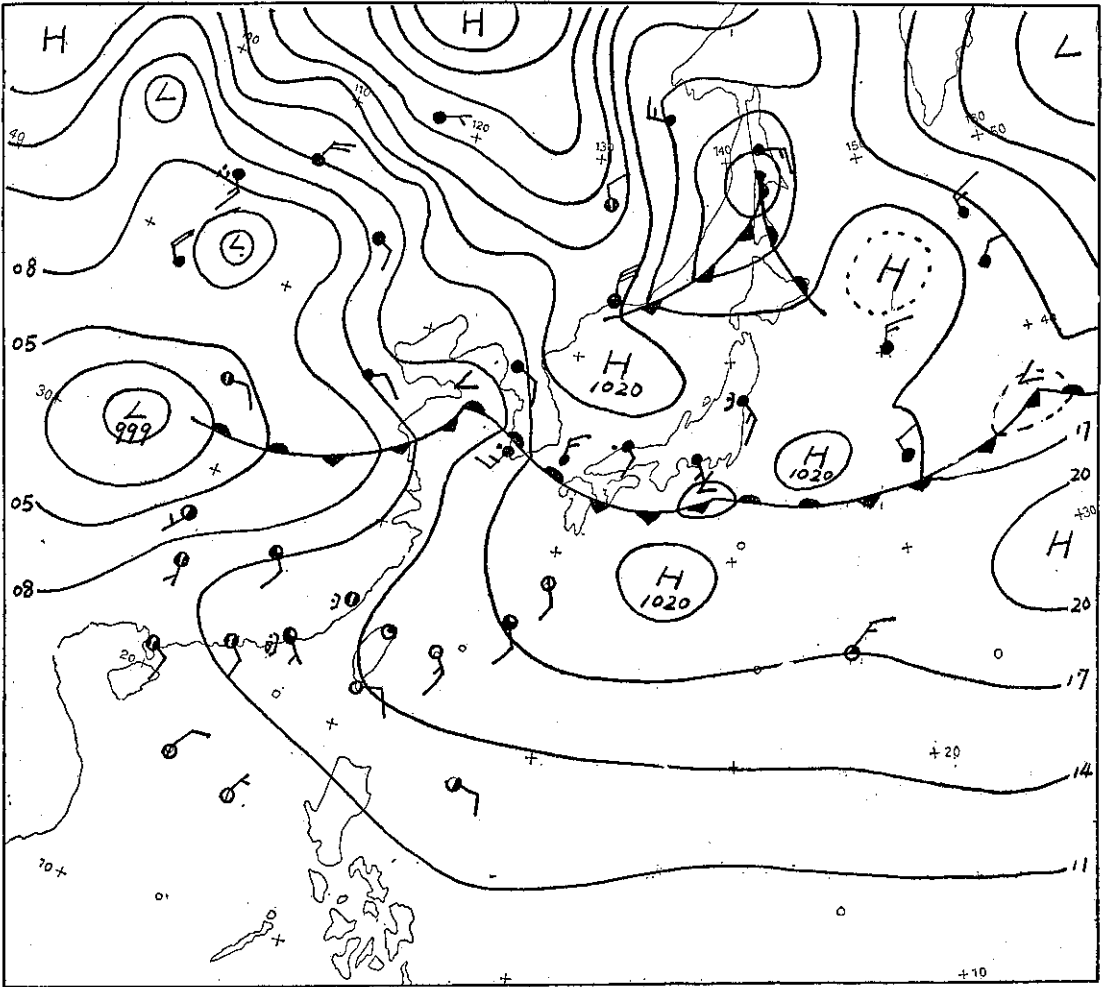
圖三 b. 移動性高氣壓 (S2) 1968年12月24日 8 時
Fig. 3b. Movement high pressure (S2) 2,400Z Dec. 1968.

北部陰雨惡劣天氣始終未見轉佳，直至大陸高氣壓再次南下，籠罩本省呈 S1 型。此時根據地面天氣圖之觀察，越南北部、廣東一帶天氣均惡劣，顯示活躍之南方氣流，活動於低空極地大陸冷氣團之上，呈一顯著剪切作用，此點可由臺灣北部探空資料得到證實，偏北氣流之厚度不及 1,000 公尺，其上空則為潮濕西南氣流所罩。

(四) 移動性高氣壓西伸型 (S4)——移動性高氣壓東移在日本東方海面發展，其脊線反向西方伸抵臺灣、華南一帶，臺灣附近風系呈偏南之東風氣流，除

東部迎風面地區，仍有陣性降雨出現外，各地均呈持續性良好天氣，氣溫較高，猶如初夏。本類頻現於初冬及春季。(圖三、C)。

(五) 華北低氣壓型 (S5)——本類於冬季月份出現頻率較少，華北低氣壓因其發生源地為乾旱之內陸，欠缺水汽來源，多屬於不發展之低氣壓，其天氣系統亦很少直接影響及華南、臺灣一帶。華北低氣壓東移在進入日本海，獲得水汽供應則可能發展，此時由其中心向西南延伸之鋒面上尚發生波型低氣壓，如此時蒙古方面適有優勢高氣壓盤據則隨波型低氣壓之東



圖三 c. 移動性高氣壓西伸型 (S4) 1964年4月19日8時

Fig. 3. Ridge of movement high extend to westward. (S4) 19,00Z Apr. 1964.

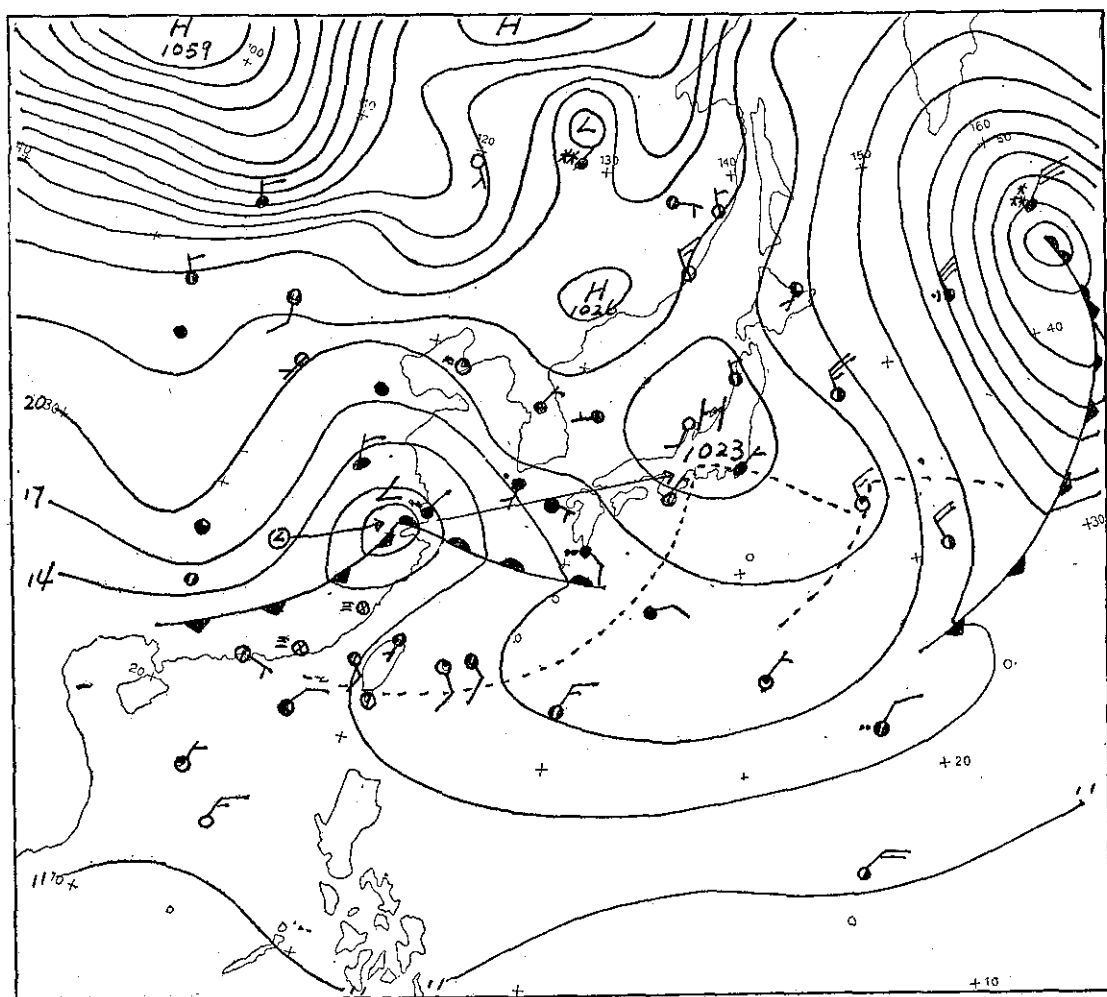
移，南下籠罩臺灣。

(六) 華中低氣壓型 (S6)——當本類天氣圖型出現時，臺灣地區多處於移動性高氣壓之西南側，為遠涉太平洋而來之東南氣流所籠罩，除東部常見微雨外，各地均呈溫暖良好之天氣，俟華中低氣壓東移，抵達九州附近冷鋒始南下過境本省，天氣轉劣。冬季華中低氣壓之發生大都起因於冷鋒移入長江下游減速產生波動，或內陸之短波槽東移，在該區誘發，通常華

中低氣壓發生後東移，通過 125°E 以東始急劇發展。

(圖三 d)

(七) 華南低氣壓型 (S7)——本類於東北季風後半之潮濕期及梅雨期出現較頻，初冬期內鮮見，大部份華南低氣壓係發生於滯留鋒上，但亦有單獨發生者，大都屬於穩定波，發展機會較少，如遇有發展亦俟其東移至 130° 以東接近平均槽始發展。華南低氣壓對臺灣天氣影響較大，常隨大陸高氣壓之伸展，徐徐



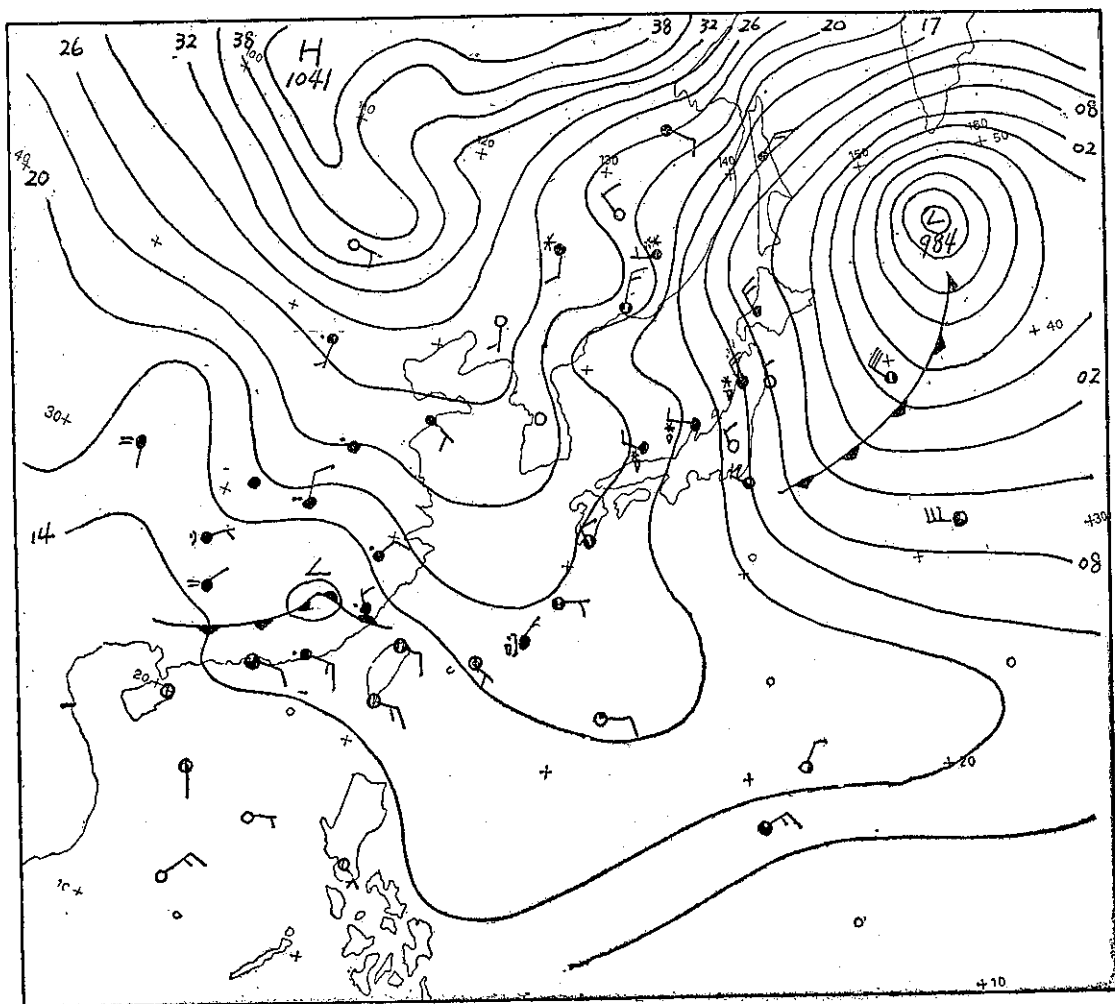
圖三 d. 華中低氣壓 (S6) 1965年12月21日8時
Fig. 3d. Yangtze low. (S6) 21,00Z Dec. 1965.

南移，導致臺灣地區天氣轉劣，當此類天氣圖型出現時臺灣地區常為陰曇天氣，18小時內即有伴隨華南低氣壓之冷鋒過境，天氣轉劣。（圖三 e）

(v) 東海低氣壓型 (S8)——本類天氣圖型出現時，臺灣附近季風減弱，甚至消失，由偏南風系取代之，臺灣地區天氣尚佳，但隨東海低氣壓發展東移，24小時內經常有鋒面過境天氣轉劣。東海低氣壓如發

生於滯留鋒上則鮮有發展，沿鋒向東漂移，東海低氣壓如發生於北方低氣壓系之南緣則高空常有深槽伴隨，發展良好，誘致北方冷氣南下，臺灣地區天氣轉劣。

(vi) 臺灣低氣壓型 (S9)——本類於東北季風潮濕期之一、二、三月頻現，臺灣低氣壓有發生於北部海面及東部海面兩種，前者多發生於移動性高氣壓背



圖三 e. 華南低氣壓 (S7) 1968年1月18日20時

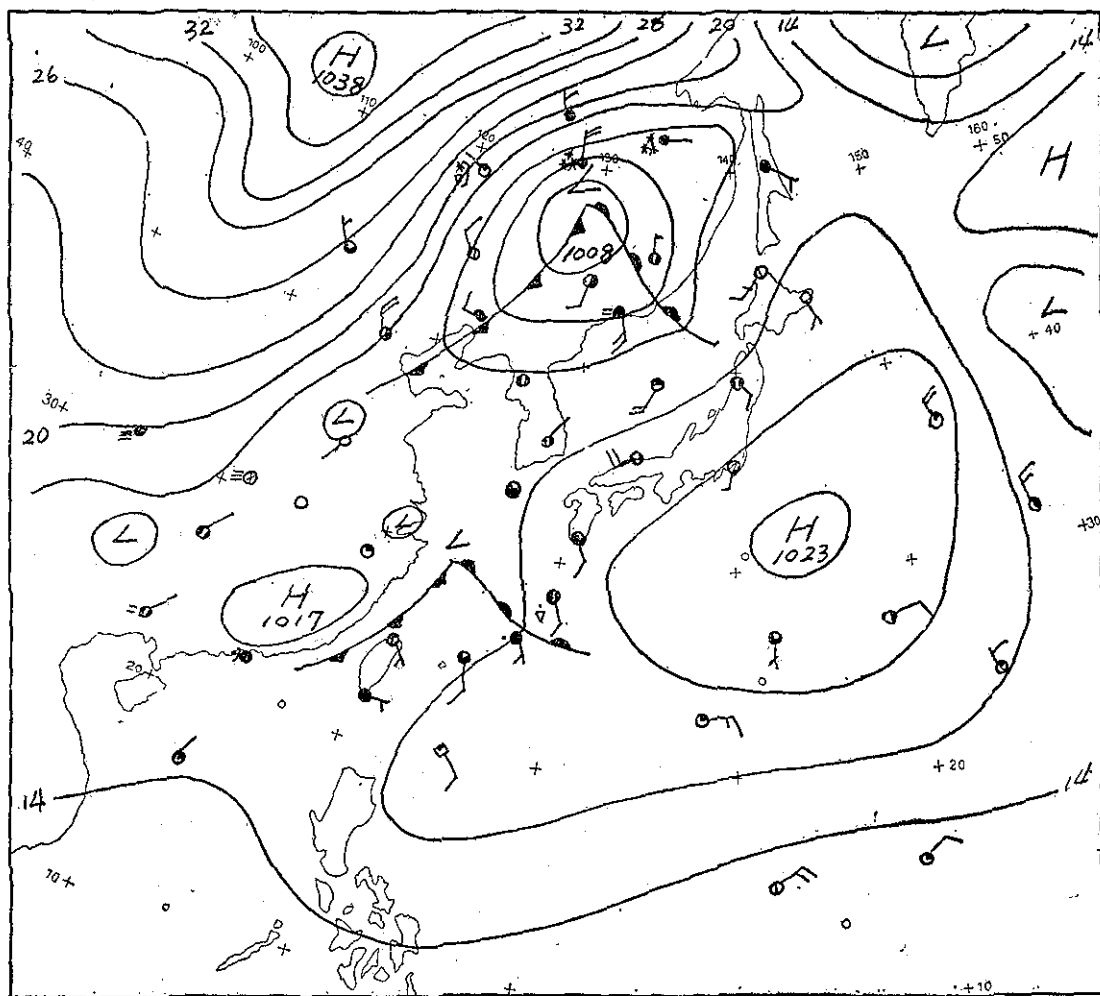
Fig. 3e. Low pressure formative in South China. (S7) 18,12Z Jan. 1968.

面，或南下大陸高氣壓向東南伸至日本，臺灣附近氣壓梯度疏緩，季風減弱，東海、臺灣附近等壓線向北突出，後者多誘發於自日本南方海面向西南延伸至臺灣之鋒面上。前者發展良好則常可導致北方冷氣急劇南下，天氣很快轉佳，後者多屬穩定波，不甚發展，但可導致東部、東北部地區之惡劣天氣，雨量豐沛，但持續時間不久，通常為一天左右，隨低氣壓之東移

天氣逐漸轉佳。一般而言，臺灣低氣壓發展，其產生天氣現象雖然較劇烈，但天氣轉佳極速。

冬季如臺灣北部海面之風向轉變為東南則可視之為臺灣低氣壓發生之徵兆，此時如華南、廣東一帶天氣良好則發生機會較少，遇有發生亦不發展，不久即消失。

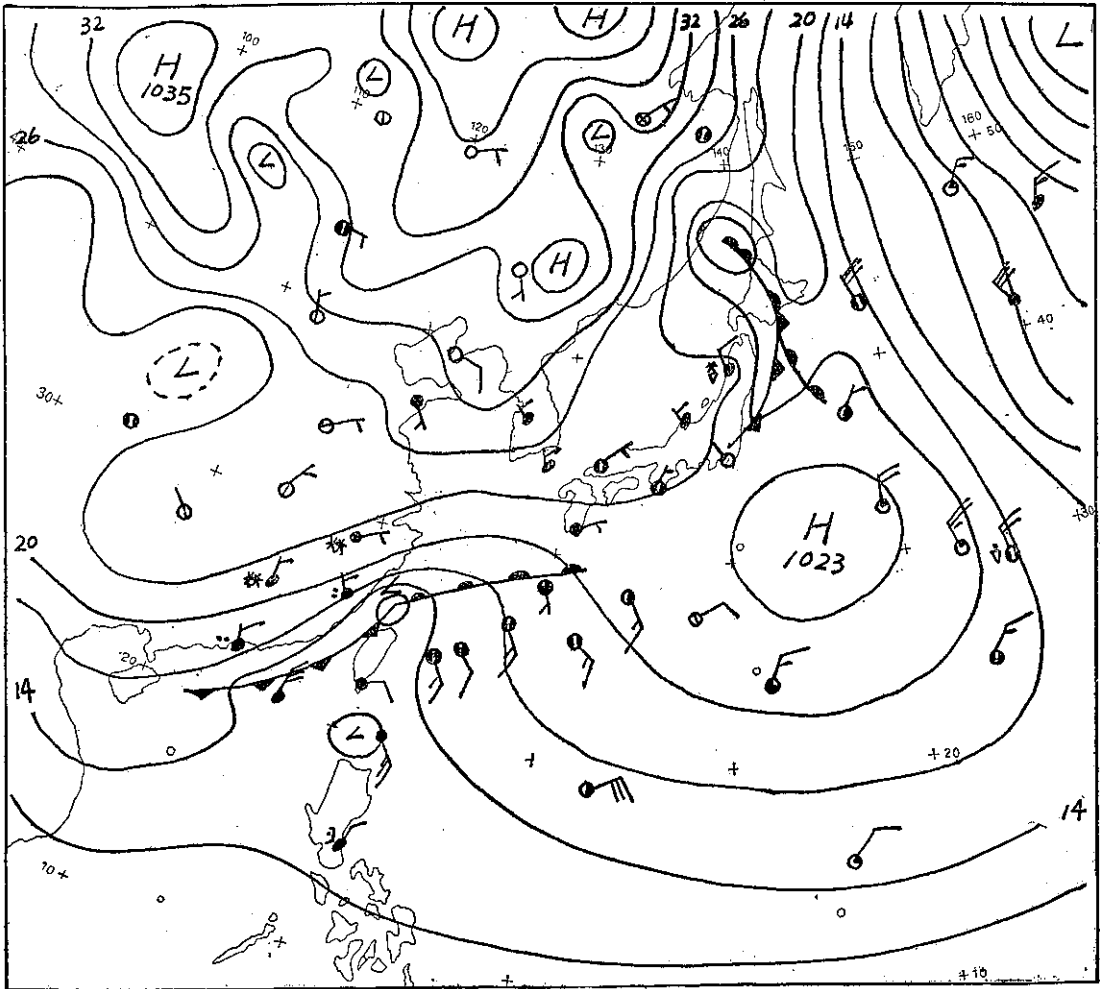
(H) 鋒面過境型 (S10)——臺灣冬季鋒面活動極



圖三 f. 東南海低氣壓 (S8) 1968年12月2日8時
Fig. 3f. Low pressure formative in East China Sea. (S8) 02,00Z Dec. 1968.

盛，初冬期內大陸高氣壓仍呈移動性，鋒面過境時所導致天氣變化較微，天氣轉佳甚速，12月以後大陸高氣壓滯留性漸顯，冷鋒過境後每徘徊於巴士海峽，致使天氣遲遲未見好轉，一般而言，中緯度南部緯流西風卓著則鋒面徘徊巴士海峽之趨勢較大。鋒面過境時臺灣天氣之變化視鋒面之強度而異，如鋒面自發展之

東北低氣壓或華北低氣壓伸出，則鋒面過境之影響僅至九州或琉球北部，臺灣僅受鋒面尾部影響，天氣變化不顯著，即僅鋒前之偏東風系逐漸轉為東北風系，半天至一天後大陸冷氣團到達本省雲量始增加，東北部呈微雨，反之，華中低氣壓所伴隨之冷鋒過境，臺灣常有激烈天氣現象產生。

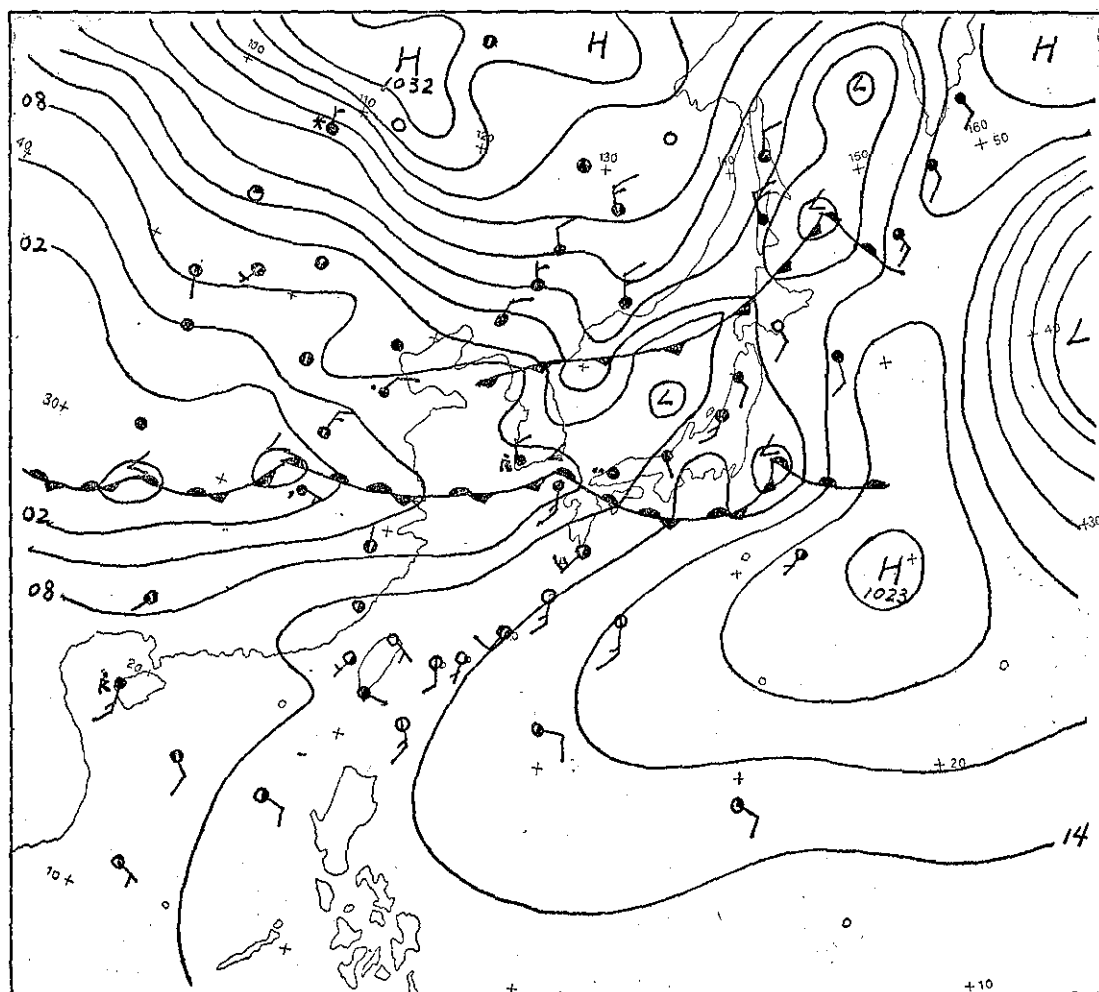


圖三 g. 臺灣低氣壓 (S9) 1998年2月19日8時

Fig. 3 g. Formative of Taiwan low 19,00Z Feb. 1968.

(ㄅ) 華中滯留鋒 (S11)——鋒面徘徊於長江、東海一帶，極鋒上華中及東海之穩定波叢生東移，臺灣大都處於鋒面系之南側，各地天氣良好，如遇有短波槽介入則華中低氣壓發展，導致北方冷氣南移，鋒面過境本省天氣轉劣。(圖三 h)

(ㄅ) 臺灣滯留鋒 (S12)——本類於冬末出現頻率較大，常導致臺灣持續性惡劣天氣達旬日之久，有「小梅雨」之稱。此類天氣圖型之出現與阻塞現象有關，地面氣壓系呈膠着狀態，鋒面徘徊臺灣、華南沿岸。臺灣東方海面波型低氣壓不斷發生，導致臺灣各地之

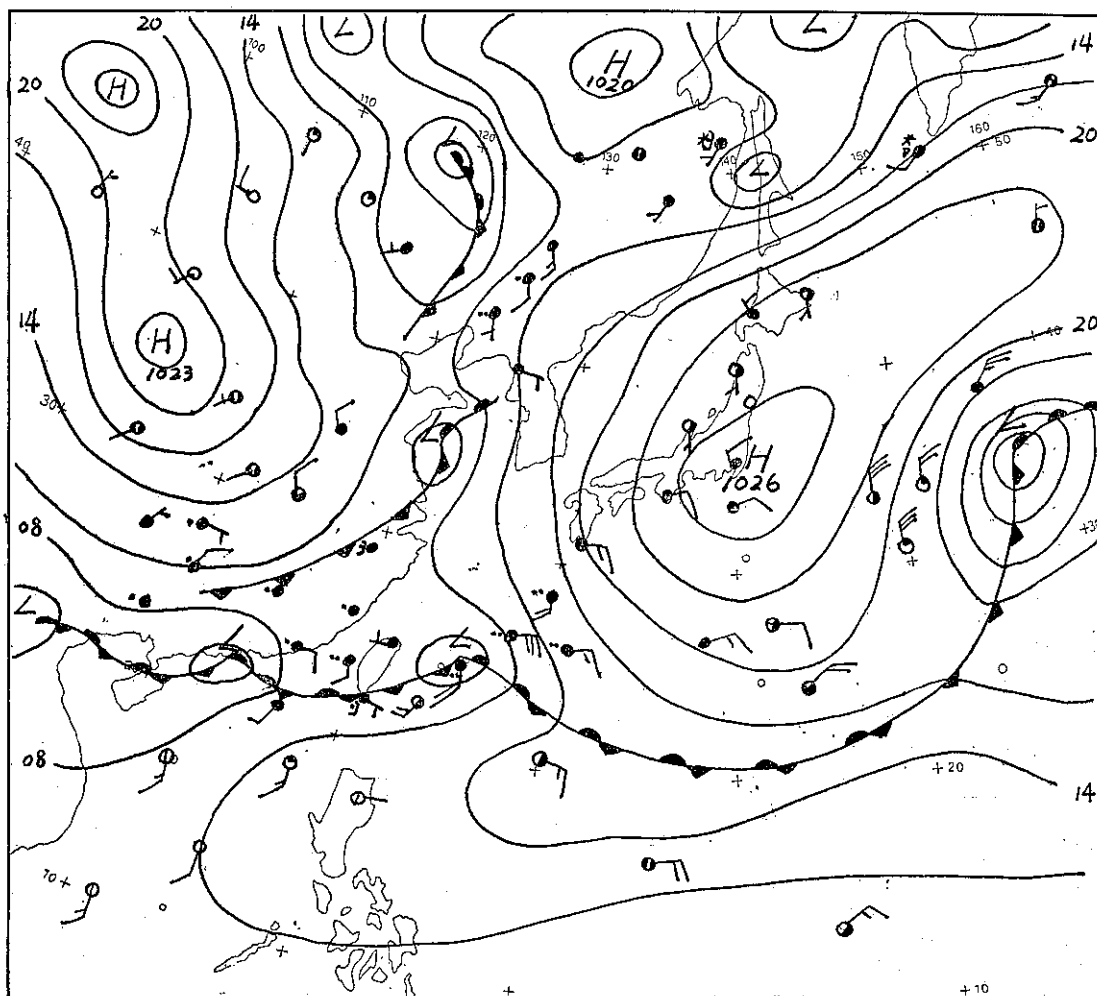


圖三 h. 華中滯留鋒徘徊型 (S11) 1966年3月3日8時
Fig. 3h. Stationary front along Yangtze River. (S11) 03,00Z Mar. 1966

持續性惡劣天氣，俟大陸高氣壓減弱東移，風系轉為東南，鋒面系北移，天氣始轉佳。(圖三 i)

(四) 琉球北上颱風 (S13)——本類根據已往7年

資料所示僅出現於10月份，當颱風在琉球南方海面北移時，東海、臺灣附近東北季風卓著，東部地區出現局部性降雨，俟颱風接近九州或日本南方海面，大陸

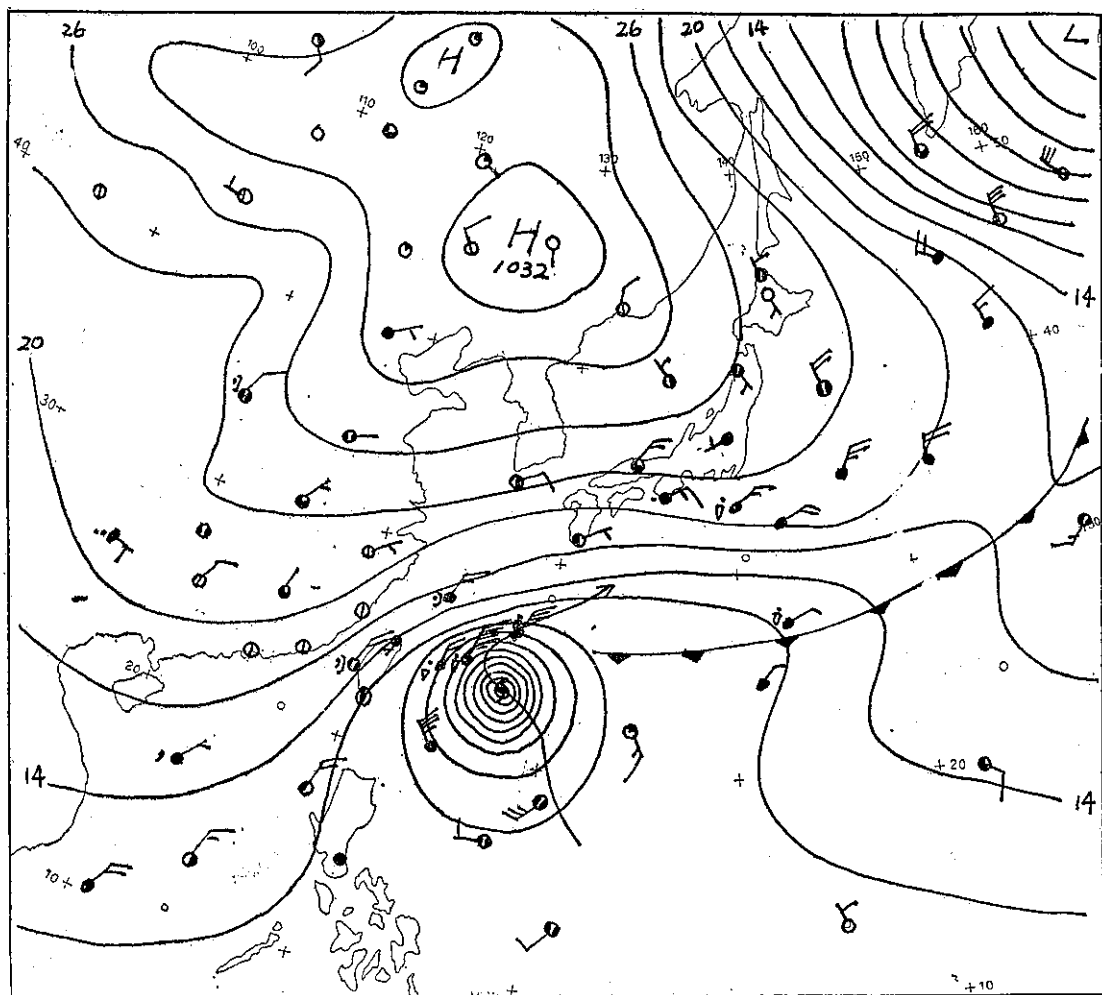


圖三 i. 臺灣滯留鋒徘徊型 (S12) 1968年3月29日8時
Fig 3i. Stationary front across Taiwan. (S12) 29,00Z Mar. 1968.

高氣壓南下臺灣天氣始轉佳。(圖三 j)

(齒) 呂宋颱風型 (S14)——本類出現於10月及11月，颱風通過呂宋時，除迎風面之東部地區天氣較劣

外，其他各地天氣尚佳。但如大型強烈颱風通過呂宋時適遇大陸高氣壓發展南下，鋒面過境則東北季風與颱風環流系之東南氣流在臺灣附近呈強烈輻合現象，



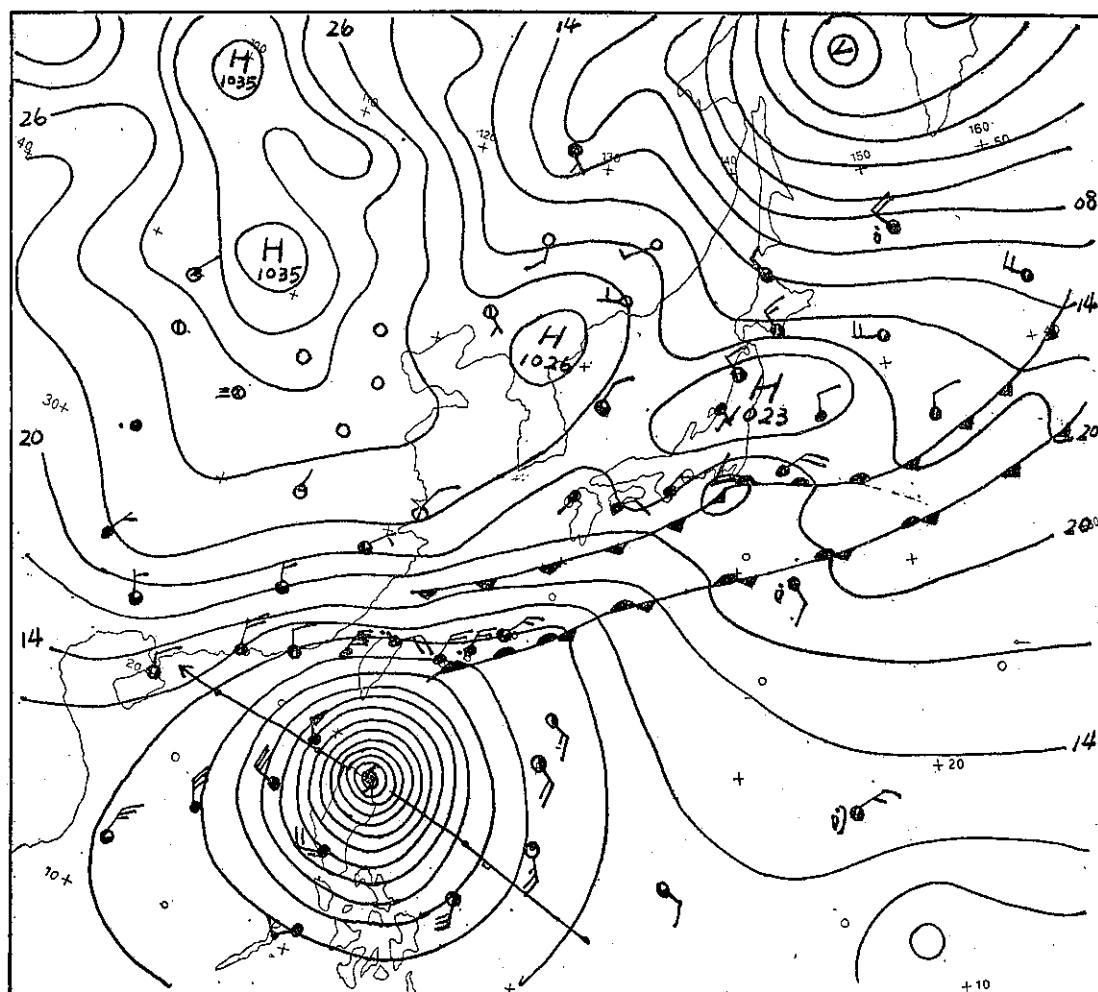
圖三 j. 琉球颱風型 (S13) 1967年10月25日 8 時

Fig. 3j. Riyukyu typhoon (S13) 25,00Z Oct. 1967.

而誘發東北部及東部地區豪雨成災，1967年10月11日通過呂宋北部之解拉颱風為一明顯之例證。(圖三 k)

(四) 南海颱風型 (S15)——本類多出現於秋冬之

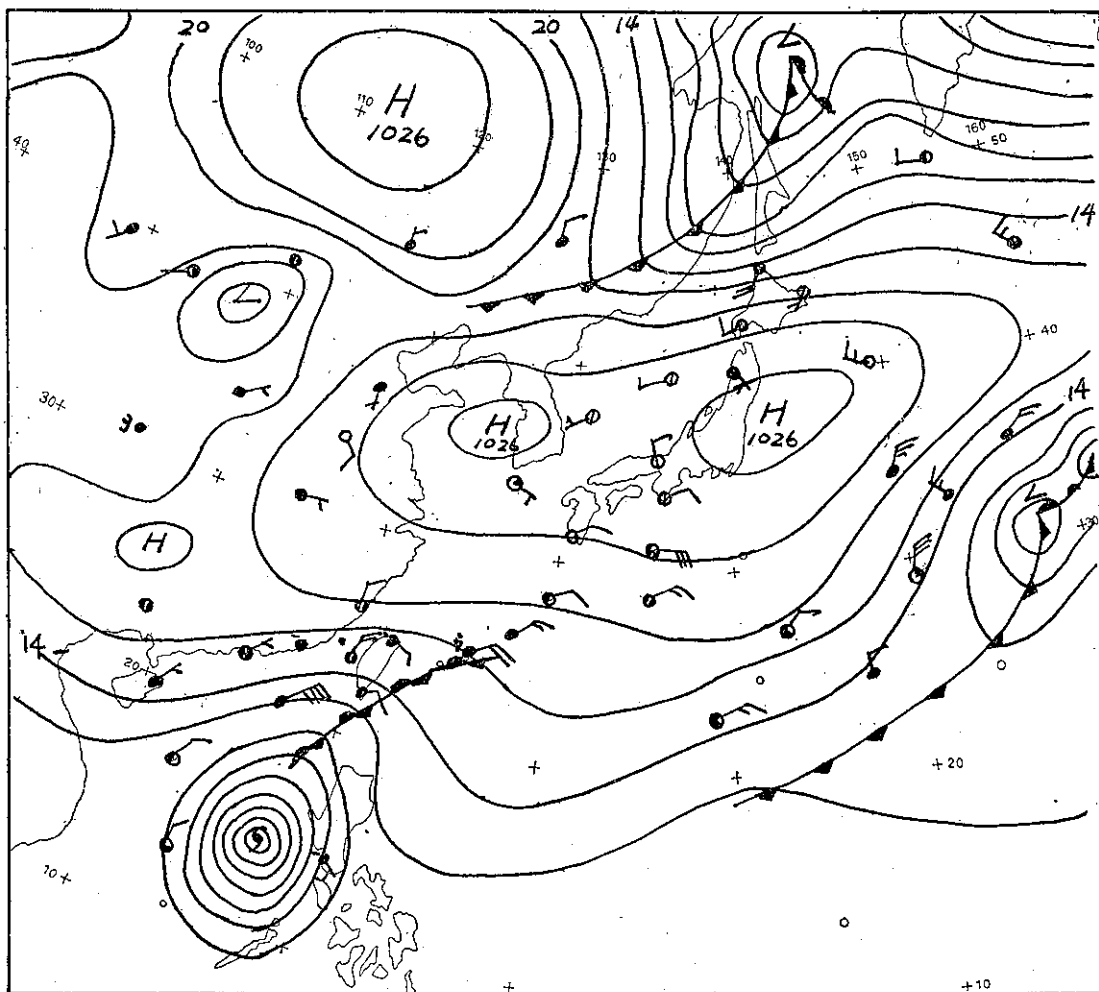
交，當南海北部遇有颱風徘徊，則自大陸南移過境之冷鋒多徘徊於臺灣東部海面，北部、東部地區呈持續性，季風天氣，東部迎風面雨量較豐，通常秋冬之交



圖三 k. 呂宋颱風型 (S14) 1967年10月17日 8時
Fig. 3k. Luzon typhoon. (S15) 17,00Z Oct. 1967.

多為移動性高氣壓季風天氣，持續性不強，天氣多良好，但遇本類天氣圖型出現則東北部、東部呈持續性惡劣天氣。（圖三1）

（四）巴士海峽颱風型 (S16)——本類已往7年內僅出現一次，誘發東南部地區豪雨，為颱風之一種異常路徑。



圖三 1. 南海颱風 (S15) 1970年10月21日 8時

Fig. 1. Typhoon located over South China Sea. (S15) 21,00Z Oct. 1970

(七) 侵臺颱風型 (S17)——本類僅出現於10月、11月，秋季後侵臺颱風每遇大陸高氣壓發展南下，臺灣附近由於東北季風與颱風環流之雙重效應風力極兇猛，具有可怕破壞力，1967年11月18日侵襲花蓮之吉

達颱風爲此一顯著之例，花蓮雷達站曾測得瞬間風速每秒72公尺。

以上所述爲冬季經常出現之地面天氣圖型，其各月份之出現情形如表一所示。

表一 冬季各月份地面天氣圖型出現頻率

Table 1. Monthly appearance frequency of surface pattern in winter season

類 型	10		11		12		1		2		3		4	
統計	次數	%	次數	%	次數	%	次數	%	次數	%	次數	%	次數	%
大陸高氣壓籠罩型	43	20	57	27	93	43	87	36	79	40	40	19	7	3
移動性高氣壓型	68	31	63	30	57	26	36	17	28	14	52	23	45	22
移動性高氣壓不良型	1	—	3	2	8	4	16	7	10	5	9	4	8	4
移動性高氣壓西伸型	4	2	8	4	—	—	1	—	3	2	—	—	42	20
華北低氣壓型	—	—	2	1	—	—	4	2	1	—	2	1	—	3
華中低氣壓型	3	2	5	2	10	6	8	4	10	5	10	6	5	3
華南低氣壓型	5	2	1	—	—	—	5	3	1	—	8	4	6	3
東海低氣壓型	9	4	12	5	4	2	10	6	13	7	6	3	7	6
臺灣低氣壓型	3	2	6	3	13	5	18	9	15	8	13	5	12	10
冷鋒過境型	13	6	21	10	29	14	21	10	22	11	21	12	20	—
華中滯留鋒型	7	3	—	—	1	—	5	3	8	4	4	2	—	26
臺灣滯留鋒型	32	15	13	6	—	—	6	3	8	4	46	21	56	—
琉球北上颱風型	6	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
呂宋颱風型	5	2	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
南海颱風型	13	6	13	6	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—
巴士海峽颱風型	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
侵臺颱風型	5	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
總計	217	100	210	100	217	100	217	100	198	100	217	100	210	100

表一所示各天氣圖型之出現頻率顯示其季節性特徵，如 S1 型於 12 月至 2 月出現頻率最大，此乃提示此季節大陸高氣壓之滯留性較為顯著，而 S2 型則於 10、11 月份出現較頻，示初冬時大陸高氣壓大都呈移動性，臺灣低氣壓則於季風潮濕期之 1、2 月份出現次數最多。

三、超長波與 500mb 形勢之關係

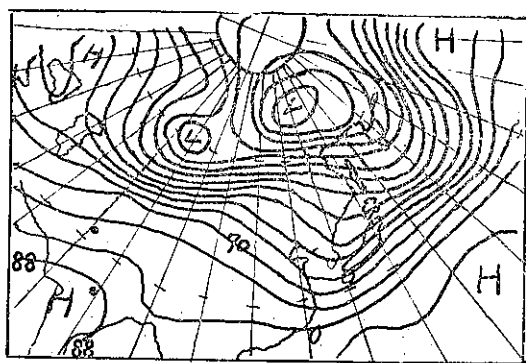
1949 年羅斯貝 (Rusby) 發表西風槽之理論，利用渦旋度方程導出著名之 Russby 長波公式，

$$C = U - \frac{BL^2}{4\pi^2}$$

供計算長波移動速度之用。但吾等於實際預報作業常發現 Russby 長波公式計算所得結果與天氣圖分析上所得有不盡相同之處，此乃起因於高空圖上所呈長波槽係由許多波長不同之波槽所合成之故，因此為探究長波槽所具性質、消長、移動，近年各國均利用波數分析法將出現於高空圖上之各波槽分解求其成份波、繪製合成圖、追蹤圖以利未來高空形勢之預測。每日追蹤經由波數分析所得各波之動態，可依其移動情形將各波劃分為滯留性波與移動性波，前者為具有長

波性質之波數，而後者為具有短波性質之波數。

圖四為 1965 年 4 月 13 日 20 時 500mb 高空圖，如



圖四 北半球 500mb 高空圖 1965 年 4 月 13 日 20 時
Fig. 4. 500mb Northern hemisphere chart.
13, 12Z. Apr. 1965.

圖所示，等高線為以北極為中心之彎曲流型，亞洲東岸有一波槽向南伸至九州附近，其東方之堪察加半島南方另有一波槽向南伸至較低緯度，此兩者沿 40°N 緯度圈相距約 4,000 公里。

波數分析係利用富氏級數將高空環流型式加以分解，茲設緯度處之高度為 Z，分就各經度以富氏級數

分解則。

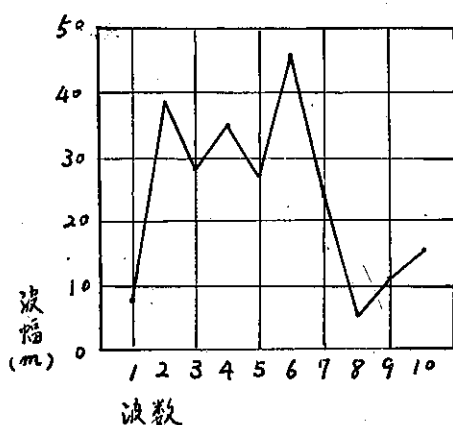
$$Z(\varphi\lambda) = Z_0(\varphi) + \sum_{n=1}^{\infty} Z_n \cos(n\lambda + \delta_n)$$

上式 $Z_0(\varphi)$ 為 φ 緯度上之高度 Z 之平均值， n 為波數， Z_n 為波幅， δ_n 為位相角。

以 $n=1$ 之波數為例， $\lambda=0^\circ\sim 180^\circ\text{E}$ 與 $\lambda=0^\circ\sim 180^\circ\text{W}$ 則高度 Z 之符號將呈相反。設地球半徑 $R=6,370$ 公里則 40°N 緯度圈上 $n=1$ 之波長為

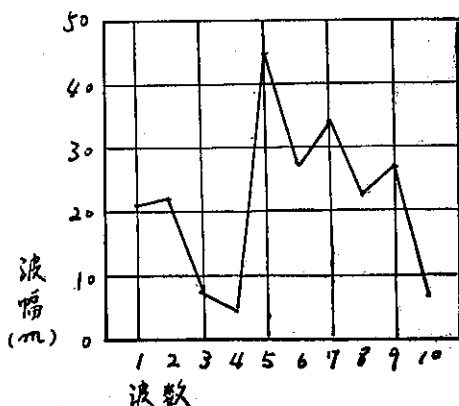
$$L = 2\pi R \cos \varphi = 30,000 \text{ km } (\varphi = 40^\circ)$$

可知圖四所示波長 4,000 公里之波槽乃對應於 $n=7$ 之波數。將圖四之高度沿北緯 30° 圈施於波數分析求各波之振幅 Z_n 可得如圖五所示，本例以 $n=2\sim$

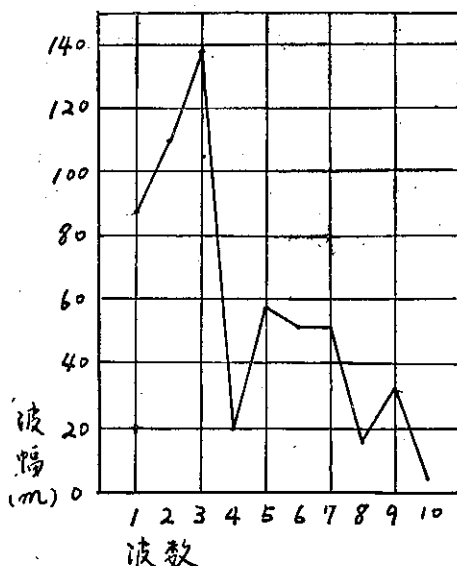


圖五 沿北緯 30° 度圈高度之波數與波幅
Fig. 5. Wave number and amplitude along 30°N 13, 12Z. Apr. 1965.

7 各波之波幅較為顯著。各波所具波幅每天將有所變動，並具有季節性之卓越特性，圖六及圖七為經常出



圖六 沿北緯 40° 度圈高度之波數與波幅
1965年10月1日20時
Fig. 6. Wave number and amplitude along 40°N 01, 12Z Oct. 1965.



圖七 沿北緯 40° 度圈高度之波數與波幅
1965年2月3日20時
Fig. 7. Wave number and amplitude along 40°N 03, 12Z Feb. 1965.

現於秋、冬兩季之範例提供參考。

圖六各波波幅之極大出現於波數1~2及波數5~7，圖七之冬季例則各波振幅之極大出現於波數1~3，而波數5~7之波幅則與圖六大致相同。

由上例圖示可知大氣之擾動可大別為波數1~3與波數4~7兩大類，後者乃屬於長波，其波長為數千公里，波數1~3則因其波長為10,000公里以上，特稱之為超長波 (ultra long wave) 與長波加以分別。長波與超長波均同樣可以空氣流體法則處理之，前者為大氣所具固有運動所支配，而後者則由太平洋、大西洋、亞洲大陸、美洲大陸等地形效應所支配為其特性。

波數10以上之各波其波幅極微小，此點亦與超長波同為波數分析所得各波羣之一特性。

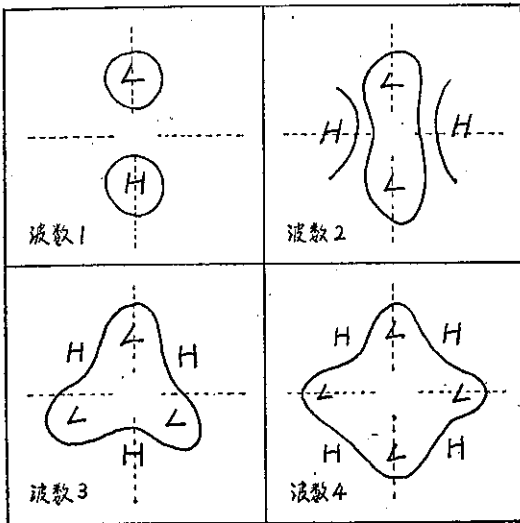
波數9以上波槽之波幅較波數9以下波槽之波幅為微小，此點可提示吾等當論述大規模環流時 $L=40$ 度 (經度) 以下各波所呈振盪可忽視之，緯度 40° 圈上波數9之波長為 40° 經度，即 $L=3,000$ 公里，由此可推論中緯度地區之大多數大氣擾動係 $L=3,000$ 公里以上之波槽所合成者，相反言之吾等僅對於波長3,000 公里以上之波槽予以追蹤分析即能將大氣之運動加以敘述。

高空形勢視其所發展之波數與各種不同特性之分佈，而地面天氣系統亦隨之不同，圖八示波數1~4各

波顯著時之高空形勢模式圖。

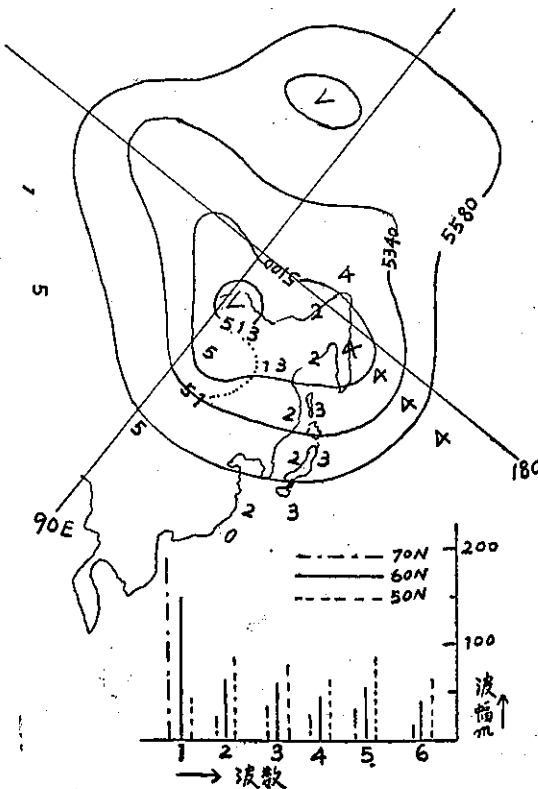
(一) 一波數型

圖八、a 為波數 1 顯著時之高空形勢，如圖所示



圖八 波數與高空形勢之關係

Fig. 8. Relation with wave number and upper air pattern.



圖九 一波數型高空形勢 1968年12月18日

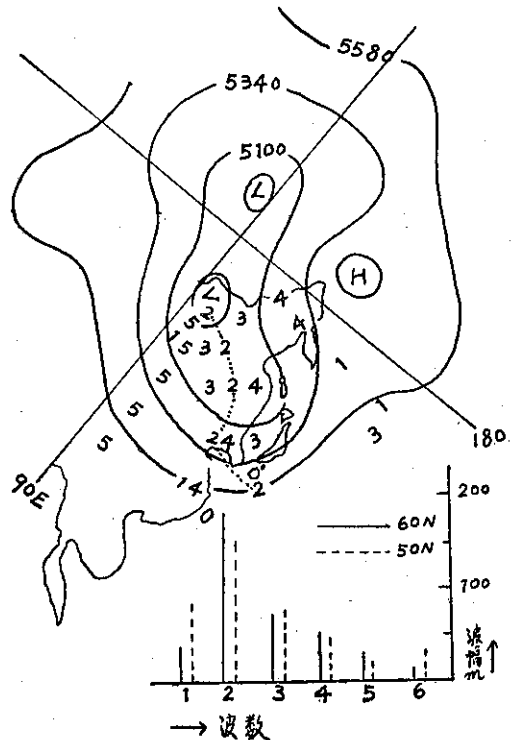
Fig. 9. Upper air pattern of wave type No. 1. 18th Dec. 1968.

等高線之分佈與緯度圈不相對稱，高緯度處可視之為極渦之「偏心」，圖九為屬於本波數型之1968年12月18日 500mb 空間平均圖，極渦中心偏於西伯利亞，與其相對應之美國大陸則呈波數 1 所形成高空脊，如圖下方所示高緯度波數 1 之波幅極為顯著，高空脊所在區域則西風帶呈分流情況，有利於已形成阻塞現象，極渦中心所在之半球，本例為亞洲地區，中緯度西風勁強呈高指數狀態，冬季高空形勢如由波數 1 顯著狀態轉換為波數 2 或波數 3 則易導致冷空氣之南下，反之夏季波數 1 顯著則強風帶出現於 50°N 附近，南面之副熱帶高氣壓發展，其位置將偏北。波數 1 型之形成原因一般以大陸及海洋分佈構成大規模冷、熱源作用或如西藏高原等山岳系影響導致另一半球產生非對稱部份為其主要原因。

然而波數 1 並不完全屬於如上所述原因所產生之近似滯留性強制波動，乃為有時可呈大幅度運動之自由性波動。

(二) 二波數型

二波數型為冬季頻現之典型形勢，圖十為1968年12月22日 500mb 空間平均圖，如圖所示，亞洲大陸



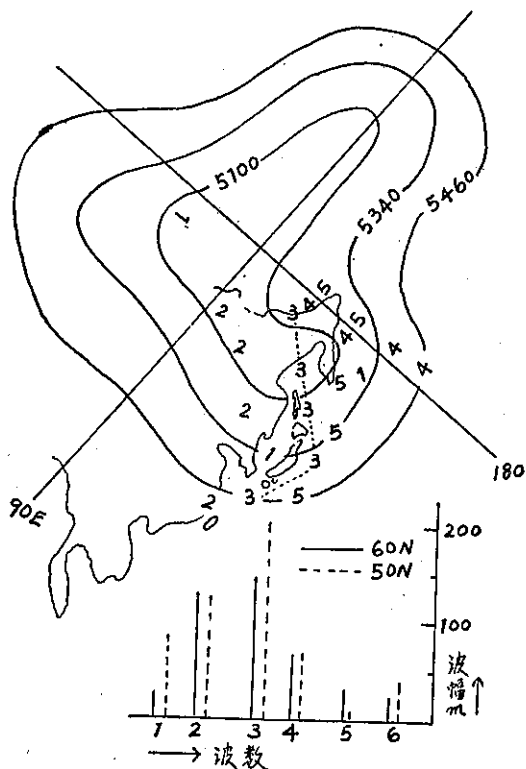
圖十 二波數型高空形勢 1968年12月22日

Fig. 10. Upper air pattern of wave type No. 2. 22th Dec. 1968.

東岸與美洲大陸東岸之深槽為基本波槽。冬季如二波數型顯著，則日本、臺灣一帶有大規模冷空氣南下，呈酷寒季風天氣。春秋之交則大西洋及太平洋兩處經常出現阻塞高氣壓，初夏之梅雨季則由此種高空形勢所導致。波數2型之成因由於冬季亞洲大陸、美洲大陸呈冷源作用所致。

(二) 三波數型

三波數型為冬季頻現之主要形勢，圖十一示1968



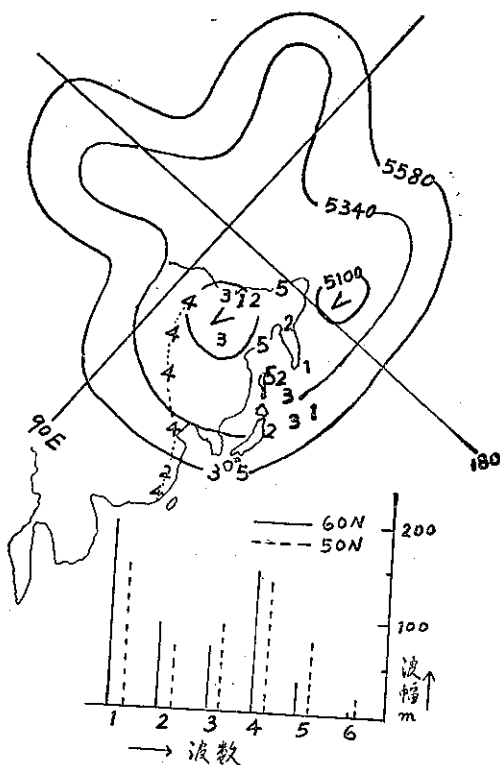
圖十一 三波數型高空形勢 1968年1月1日
Fig. 11. Upper air pattern of wave type No. 3, 1st Jan. 1968.

年1月1日 500mb 空間平均圖，波數3顯著期間為12月至2月間，俟進入4月後則波幅頓見減小，圖示歐洲40°E附近之高空槽加深，誘致90°E高空脊之發展，同時在亞洲方面原位於大陸東岸之波數2稍向東移至日本東方海面，與美洲中部之高空槽鼎足而成三波數循環型，三波數型持續性較大，冬季屢由顯著節風型天候轉移為移動性高氣壓型天氣，溫度較低，三波數型之出現與西藏高原之影響，以及亞洲、美洲大陸冷源位置之不對稱有關。

(四) 四波數型

四波數型雖可見之於冬季，但以春秋兩季出現最

多，考察其平均位置則一年當中始終位於120°E附近，顯示此處易助長波槽4之發展。圖十二為1969年



圖十二 四波數型高空形勢 1969年12月3日
Fig. 12. Upper air pattern of wave type No. 4, 3rd Dec. 1969.

12月3日 500mb 空間平均圖，本例因極渦偏於亞洲方面，波數1較為顯著，次之為波數4之波幅較顯著，波數4顯著時其槽線位置大都位於120°E附近，因此華東、東海屢有低氣壓發展東移。四波數型似仍受西藏高原之影響，但另一方面又屢呈傾壓性動態，尤於冬季波數4之動態似非屬於滯留性波性質，位置常有所變動。初夏時90°E附近出現高空脊則東北常有高空槽向南伸至120°E、30°N處，此波係對應於波數4，與冬季形勢顯然不同。按冬季遇有90°E高空脊發展則有波數3所形成高空槽位於日本東方，此現象是否與高空西風之強弱有關抑受山岳之影響所導致現時尚無法求證。

以上所述均係對大氣環流形勢具有長期主宰影響之超長波，此外尚有波數5-7等移動較緩慢屬於長波性質者，以及振幅微小，移動快速，屬於短波性質之波數8以上者，對天氣演變均具有重要影響力。一般而言，超長波及長波與展期預報所重視之基本天氣形

勢有密切關聯，而短波則對於每日天氣變化等短促天氣演變具有影響，吾等如能將此等不同性質之波加以綜合分析以預測未來一週天氣則必可大幅提高展期預報之準確率。

表二為1946年至1956年(1954年欠缺)10年間50°N 波數分析所得各波平均槽位置，表三為各波之月平均波幅，如表二所示對應極渦之超長波(波數1)，其月平均位置大都偏在170°W附近，其位置在暖

表二 各波數之月平均位置

Table 2. Monthby mean location of wave number 1~5.

波數 月	1	2	3	4	5
1	171°W	125°E	153°E	121°E	138°E
2	168°E	129°E	155°E	119°E	132°E
3	175°W	130°E	159°E	124°E	132°E
4	167°W	141°E	164°E	114°E	147°E
5	168°W	152°E	180°	102°E	146°E
6	165°W	156°E	176°W	95°E	166°E
7	144°W	141°E	168°E	112°E	162°E
8	120°E	140°E	168°W	110°E	158°E
9	172°E	130°E	176°E	116°E	120°E
10	180°	150°E	178°W	120°E	134°E
11	171°E	125°E	155°E	112°E	139°E
12	170°E	129°E	156°E	115°E	144°E

表三 各波數之月平均波幅

Table 3. Monthby mean amplitude of wave number 1~5

波數 月	1	2	3	4	5
1	77m	87m	89m	23m	15m
2	80	81	80	19	7
3	79	63	58	16	2
4	90	57	37	20	17
5	70	57	23	31	5
6	48	36	22	6	6
7	9	16	15	4	8
8	8	20	6	9	7
9	35	25	21	11	13
10	75	33	24	16	13
11	99	69	47	22	19
12	96	89	61	34	8

季始有不規則之大幅變動。波數2於冬季較為穩定，大都位於125°E，隨季節之轉暖，其位置逐漸偏東至156°E附近，顯示大陸冷源之消長支配波數2之動態。

各波數中以波數4之位置最為穩定，週年內大都位於110°E至120°E之間。

月平均波幅則如表三所示，各波之波幅均以冬季較為顯著，其中以波數1~3最為顯著，與波數4~5顯然有別，可知超長波與長波具有顯著不同性質。

超長波由於其變動較為穩定，如遇一超長波卓越之形勢建立則經過20天左右始有所改變，因此可利用二重空間平均圖，析出超長波，配合波數分析製作超長波合成圖追蹤其動態，對於預報員判斷未來一週之基本天氣情況幫助至鉅。

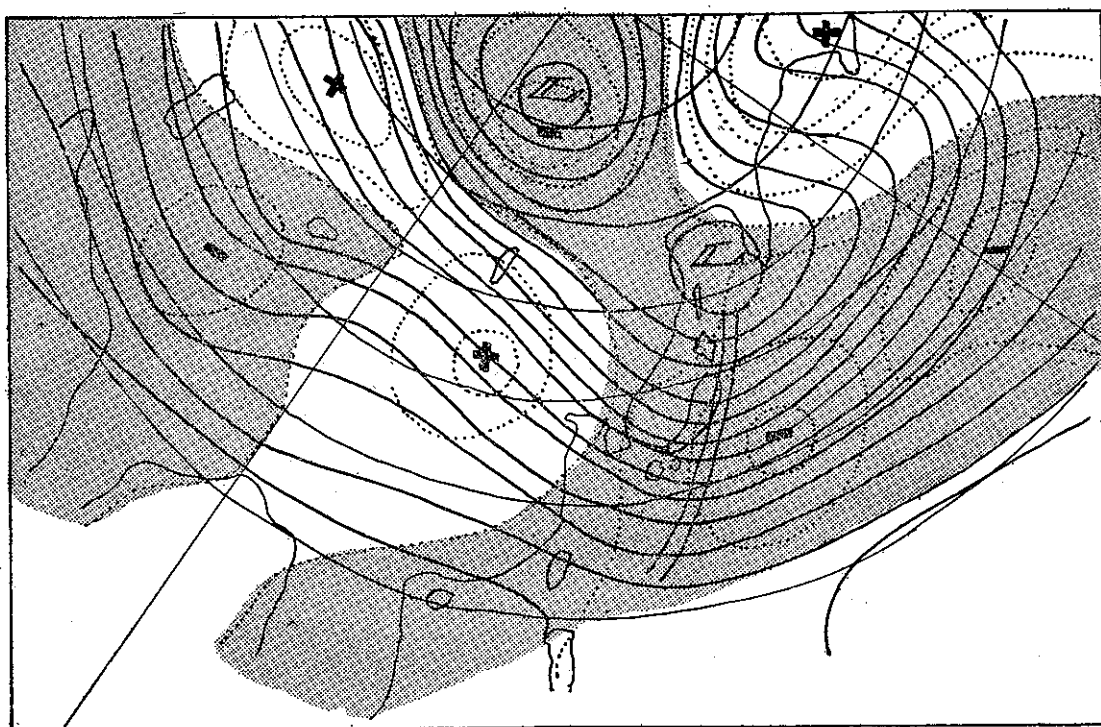
四、冬季 500mb 高空圖形勢與天氣之關係

臺灣冬季天氣之演變主要係受制於西伯利亞高氣壓之消長，西伯利亞高氣壓發展南伸則亞洲地區季風盛行，臺灣北部及東部地區呈陰冷細雨之冬季典型天氣，俟西伯利亞高氣壓減弱分裂東移則季風減弱天氣好轉，氣溫回升，隆冬季節亦經常有暖和如初春之良好天氣。除此基本天氣循環之變化外尚有華中低氣壓、東海低氣壓、臺灣低氣壓等擾動導致臺灣地區之惡劣天氣。預報人員於實際作業時有時可遭遇同一地面氣壓形勢下所出現天氣情況有迥然不同之情形，此種特殊情況可歸因於高空環流形勢所使然，如所週知，高空環流形勢每可主宰地面氣壓系統之演變，如高氣壓之消長，低氣壓之發生，寒潮爆發等莫不與高空槽脊、噴射氣流之變動等有密切之關聯。

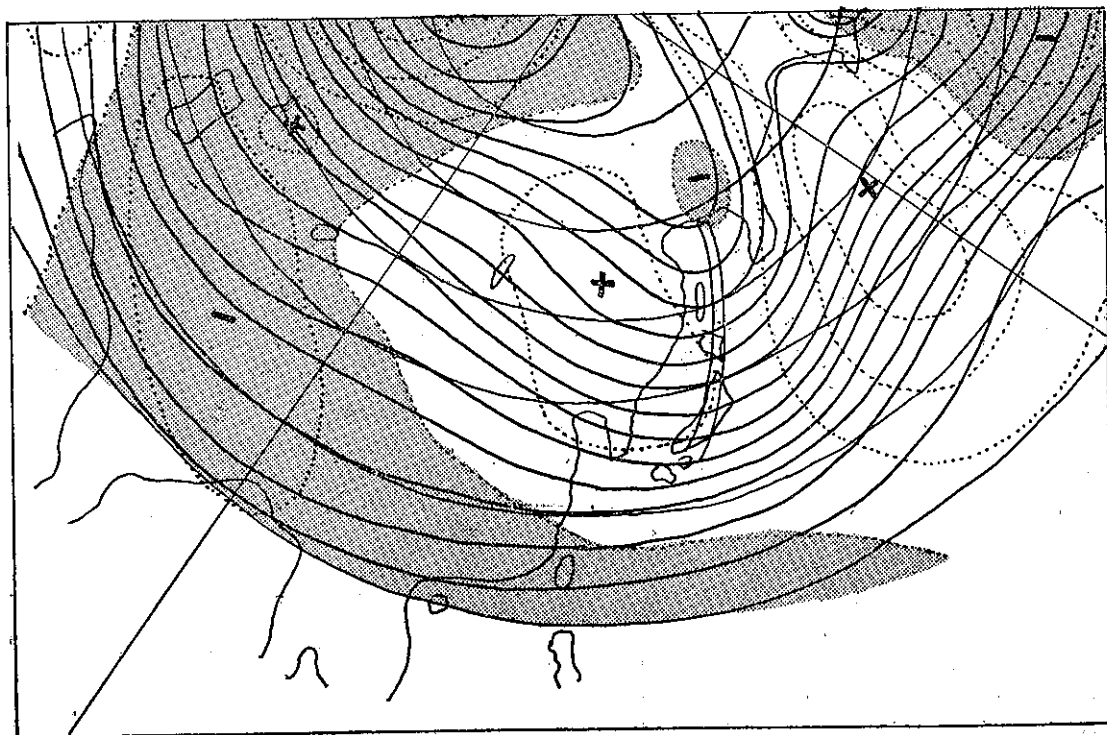
基此，筆者調查1964年至1970年冬季 500mb 五日平均圖形勢與臺灣天氣之關係，將其分類，擇其展現之主要模式，得如下11大類(圖十三)，並調查各類模式下所呈天氣情況以利預報作業之參考。

(一) H1型——日本深槽型，平均槽位於日本附近，槽後之華東、臺灣等地區呈西北流，此類形勢下盤據貝加爾湖、蒙古一帶之高氣壓大都呈移動性，南下自華東沿岸出海東移，低氣壓發生區域北偏，華北低氣壓大多移至日本海發展。臺灣地區多為移動性高氣壓所籠罩，天氣良好，氣溫回升，天氣變化大約以6天為周期。(圖十三 a)

(二) H2型——日本巨槽型，日本附近呈弱平均槽，臺灣上空呈偏西或西北西流，地面系統大陸高氣壓不顯著，呈移動性高氣壓，沿30°N至35°N間



圖十三 a. 500mb 5日平均形勢 (H1 型—日本深槽型)
 Fig. 13. a. 500mb 5day mean pattern (Type H1-deep trough located near Japan.)



圖十三 b. 500mb 5日平均形勢 (H2 型—日本弱槽型)
 Fig. 13. b. 500mb 5day mean pattern (Type H2-weak trough located near Japan)

東移，華南及臺灣附近時有穩定波出現，但對天氣影響較微。此類型式下臺灣天氣大致良好，間有冷鋒過境東北部天氣轉劣，但為時短暫，隨即好轉。天氣變化以4天為周期。（圖十三 b）

(三) H3 型——臺灣深槽型，北半球環流呈顯著二波數型，出現於亞洲低指數循環時期，南北交換旺盛，其形勢為 125°E 至 180°E 間呈一自北向南之平均深槽，槽後呈強烈西北流，將高緯度冷氣輸送至低緯度，地面西伯利亞高氣壓分裂，呈移動性高氣壓，臺灣地區自強烈季風型天氣轉為移動性高氣壓籠罩下之良好天氣，惟氣溫甚低，夜間碧空無雲則由於地面輻射效應，晨間常出現最低氣溫極值。（圖十三 C）

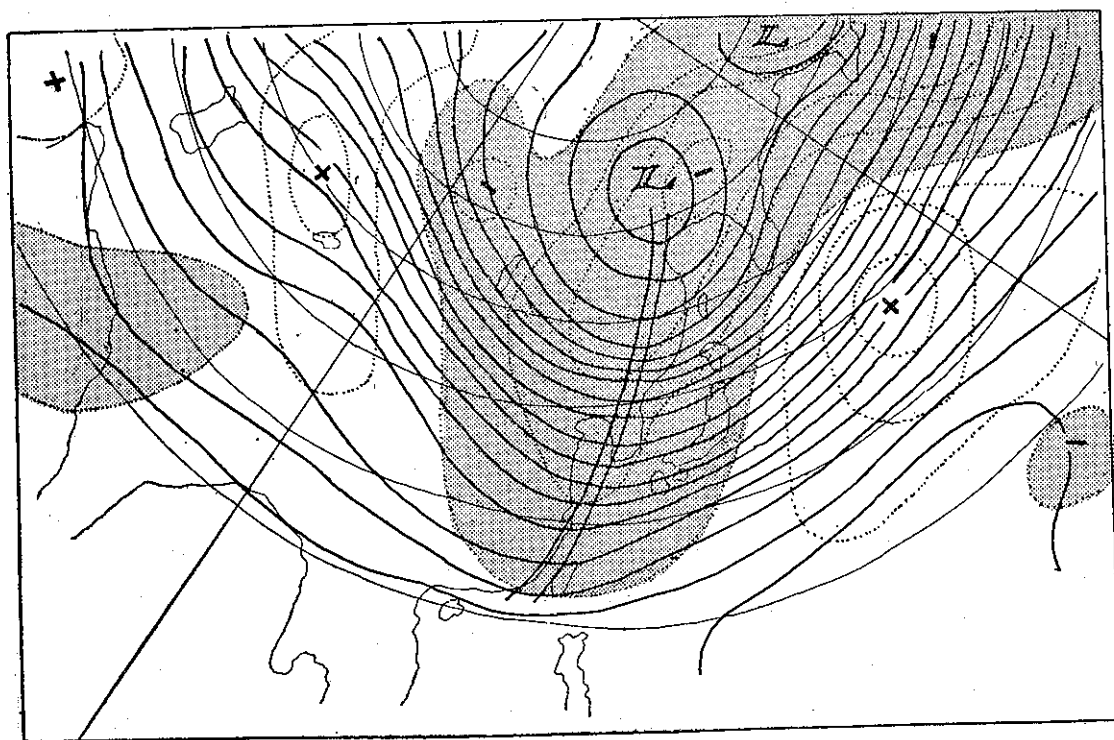
(四) H4 型——華東深槽型，顯著平均槽自東北地區向西南伸至華東、臺灣處於槽前，西南西流旺盛，此類高空形勢下地面習見西伯利亞高氣壓向南伸展，其邊緣籠罩臺灣，由於低空為東北氣流，上空為西南西流，形成顯著風切現象，冷鋒多徘徊於巴士海峽，導致臺灣地區持續性季風型惡劣天氣。氣溫偏低。（圖十三 d）

(五) H5 型——華西巨槽型，中緯度大致呈緯流型環流，大陸內部呈一平均巨槽，或低緯度巨槽，臺

灣上空呈偏南之西風流，此類形勢下華中有鋒面帶徘徊，時而發生華中、華南低氣壓，誘致輕微寒潮爆發，臺灣處於鋒面帶南緣時天氣良好而有高溫，遇有低氣壓發展導致冷鋒南移過境則東北部天氣轉劣，氣溫稍降。天氣變化呈4天周期。（圖十三 e）

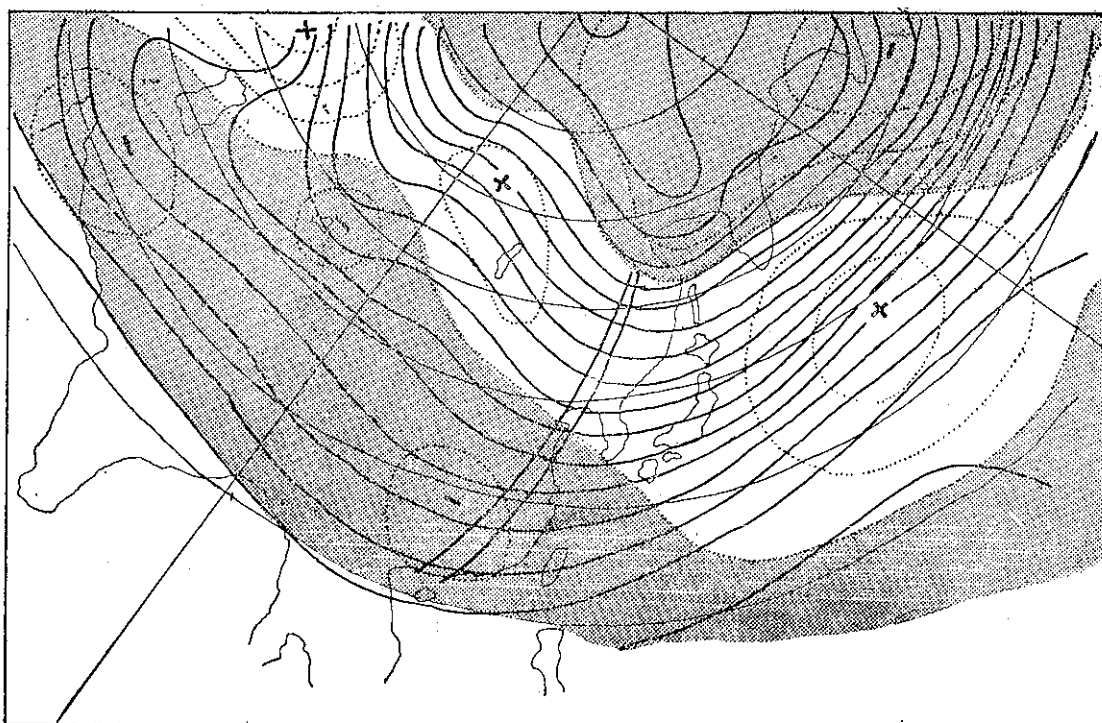
(六) H6 型——緯流型，亞洲呈高指數型環流，高緯度處極渦發展鼎盛，噴射氣流沿 45°N 圈駛流，中緯度等高線與緯度圈大致平行，於此形勢下地面西伯利亞高氣壓大都微弱，分裂散在蒙古華北一帶，沿噴射氣流東移，低氣壓發生場偏北，東北低氣壓大都移入日本海發展，臺灣遇有冷鋒過境亦係冷鋒尾部，影響較微。臺灣地區通常呈移動性高氣壓良好天氣，遇有冷鋒尾部過境則東北部微雨，為時短暫，不久即轉晴。氣溫偏高。低緯度多西進颱風通過菲島進入南海。（圖十三 f）

(七) H7 型——中東阻塞型，中東附近 (50°E) 高空脊發展北伸，割離形成阻塞高氣壓，部份脊線伸至西伯利亞貝加爾湖一帶，極渦主中心偏在西半球，分裂於東半球之極渦位置東偏於東部西伯利亞，堪察加半島，由此向西南西沿 50°N 形成一橫槽遠達 90°E ，高緯度呈低指數環流，中緯度南部西風勁強，南枝



圖十三 c. 500mb 5日平均形勢 (H3 型—臺灣深槽型)

Fig. 13. c. 500mb 5day mean pattern (Type H3-deep trough located near Taiwan)



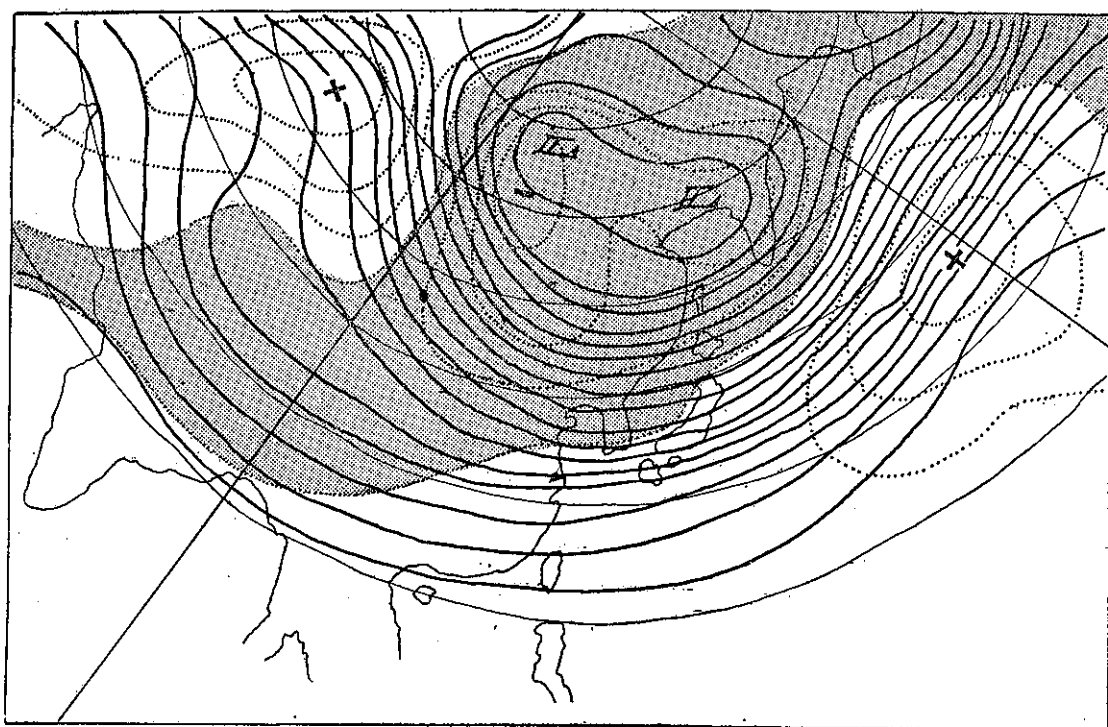
圖十三 d. 500mb 5 日平均形勢 (H4 型—華東深槽型)

Fig 13. d. 500mb 5day mean pattern. (Type H4-deep trough located east coast of China)

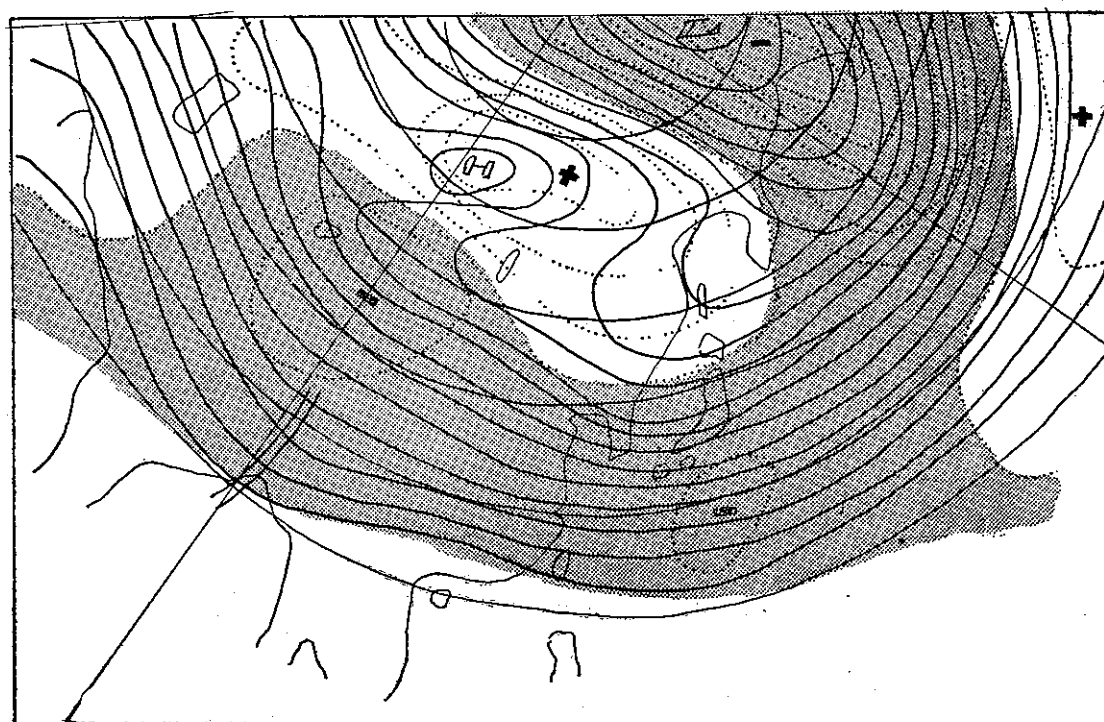


圖十三 e. 500mb 2 日平均形勢 (H5 型—華西巨槽型)

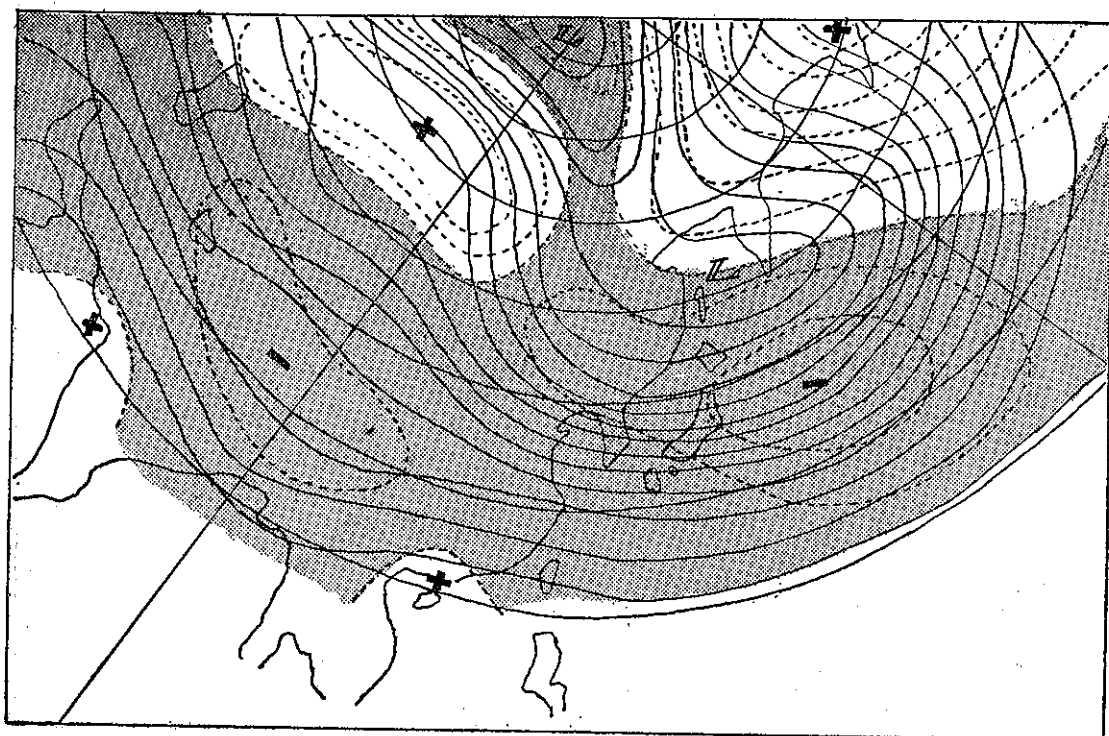
Fig. 13. e. 500mb 5day mean pattern ((Type H5-shallow trough located interior of China,))



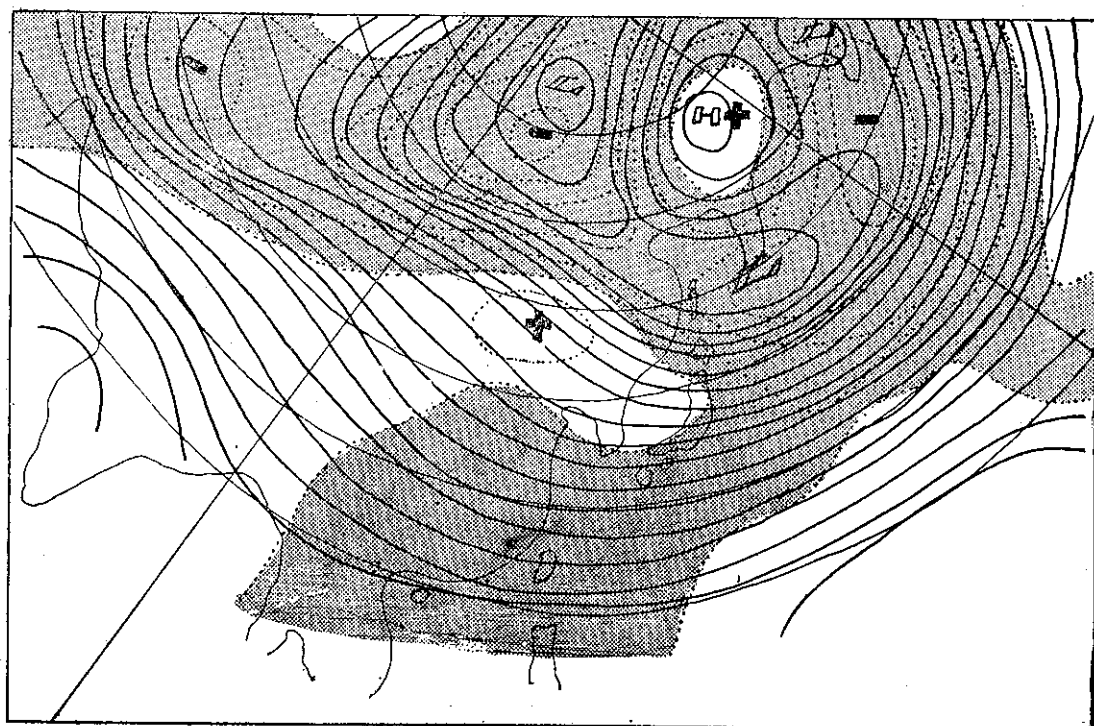
圖十三 f. 500mb 5日平均形勢 (H6 型—緯流型)
Fig. 13. f. 500mb 5day mean pattern (Type H6—zonal flow.)



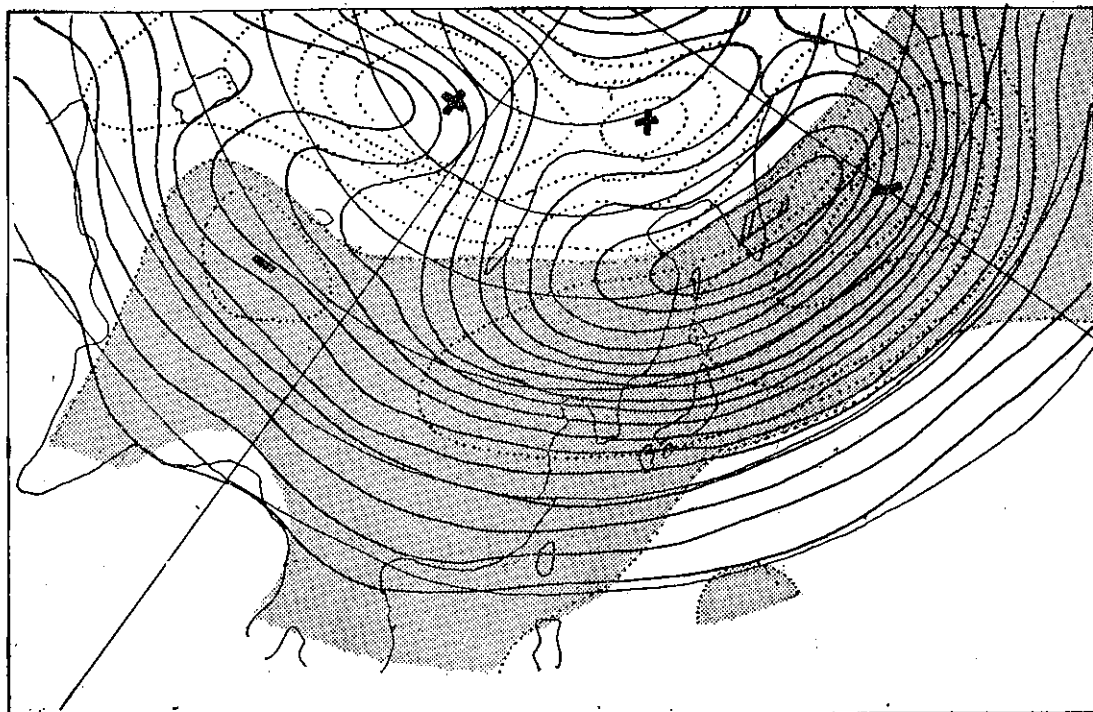
圖十三 g. 500mb 5日平均形勢 (H7 型—中東阻塞型)
Fig. 13. g. 500mb 5day mean pattern (Type H7—blocking occurrence in Central Asia.)



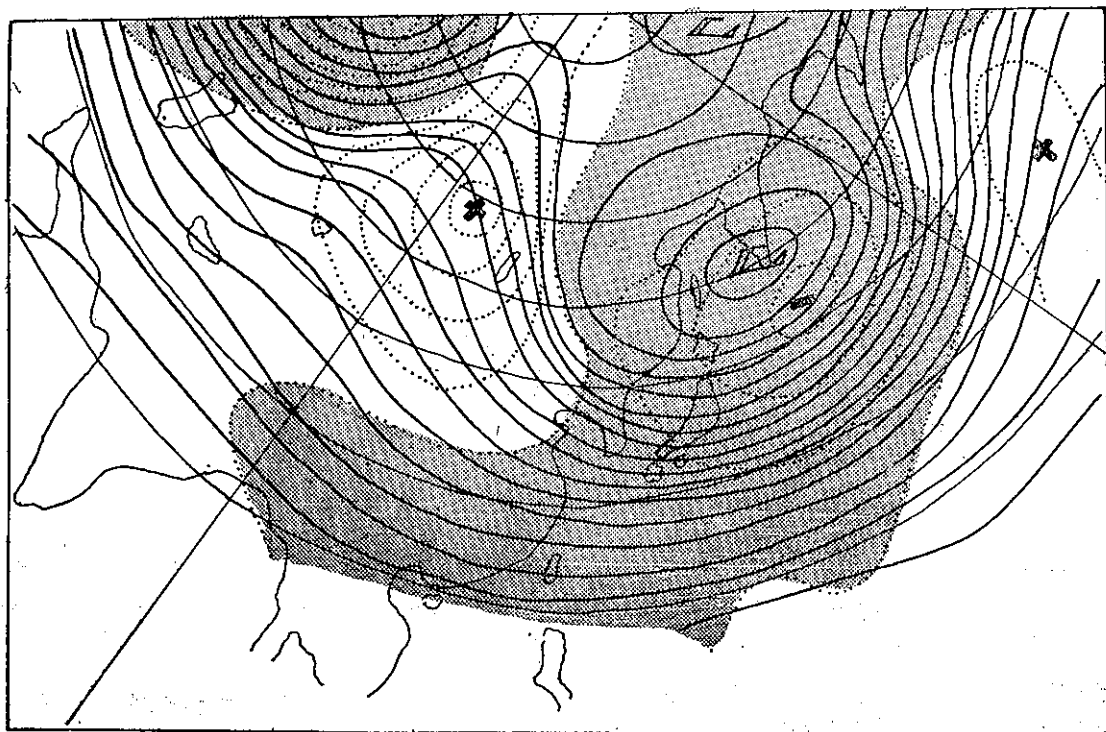
圖十三 h. 500mb 5 日平均形勢 (H8 型—亞洲顯著阻塞型)
Fig. 13. h. 500mb 5day mean pattern. (H8 型—Obviously blocking type in Asia.)



圖十三 i 500mb 5 日平均形勢 (H9 型—遠東阻塞型)
Fig. 13. i 500mb 5day mean Pattern (Type H9—Blocking occurrence in Far East.)



圖十三 j 500mb 五日平均形勢 (H10型—北高型)
Fig. 13. j 500mb 5day mean pattern. (Type H10--strong ridge demanded at high latitude.)



圖十三 k. 500mb 5 日平均形勢 (H11 型—顯著西伯利亞脊型)
Fig. 13. k. 500mb 5day mean pattern (Type H11--obviously Siberian ridge.)

噴射氣流迂迴喜馬拉雅山南面，沿 30°N 緯度圈駛流。地面系統由於阻塞高氣壓涵養下西伯利亞高氣壓極為發展，滯留性顯著向外擴展，亞洲地區季風盛行，臺灣呈持續性惡劣天氣，有時華中、臺灣附近發生穩定波導致全省陰雨，氣溫偏低。（圖十三，g）

(八) H8 型——亞洲顯著阻塞型，發生於阿拉斯加附近之阻塞高氣壓緩慢西移，另一方貝加爾湖方面之脊線發展向東北伸展，極渦向東南伸展，時而分裂一小中心徘徊鄂霍次克海， 90°E 處呈高緯度脊場，低緯度為槽場之逆位相分佈。地面大陸高氣壓南伸籠罩臺灣，高氣壓南緣之鋒面帶徘徊臺灣附近，臺灣低氣壓連續發生，呈長期持續性惡劣天氣。（圖十三，h）

(九) H9 型——遠東阻塞型，阿拉斯加有顯著阻塞高氣壓，但西伯利亞 90°E 高緯度處無顯著高空脊相對應，極渦中心在麥爾半島，極發展部份伸至東部西伯利亞，中緯度西北風氣流旺盛，低緯度為偏西流。地面大陸高氣壓不顯著，臺灣呈弱季風型天氣

，東北部陰曇間有小雨，但遇有臺灣低氣壓發生則全省屬惡劣天氣，氣溫偏高。（圖十三，i）

(十) H10 型——北高型，常在亞洲阻塞高氣壓最盛期後出現，東半球 60°N 以北高緯度地區呈顯著高空脊場，極渦南移至 50°N 發展，伸展於東西方向，中緯度南部緯流勁強。地面高氣壓盤據於較高緯度，滯留性顯著，臺灣雖然處在高氣壓邊緣，但等壓線疏散，呈弱季風型天候，東北部呈陰曇細雨天氣。（圖十三，j）

(十一) H11 型——高緯度三波數型形勢，西伯利亞貝加爾湖附近呈高空脊場，東半球極渦分裂為二，一在 90°E 高緯度處，另一在堪察加半島，中緯度西北流顯著，中緯度南部呈西風流，華南、華西屢見低緯度巨槽徘徊，臺灣呈強烈季風型惡劣天氣、低溫，偶有滯留鋒徘徊則全省天氣惡劣。（圖十三，k）

以上所述高空形勢為冬季頻現之代表性模式，表四示各類高空形勢與臺灣地區所呈天氣狀態供參考。

一般而言，冬季臺灣地區季風盛行時之高空形勢

表四 500mb 5 日平均圖類型與天氣之關係

Table 4. Relation between 500mb 5-day mean pattern and weather condition.

天氣形勢 天氣型	500mb 類 型	地 面 高 氣 壓 系	地 面 低 氣 壓 系	氣 溫	備 考
良 好 天 氣	H 1	移 動 性 高 氣 壓	華 南 低 氣 壓 灣 中 低 氣 壓 東 北 低 氣 壓	高 溫	天氣變化四日週期 天氣變化四日週期
	H 2	移 動 性 高 氣 壓		普 通	
	H 5	華 中 滯 留 鋒		高 溫	
	H 6	移 動 性 高 氣 壓		高 溫	
轉 移 型 天 氣	H 3	大 陸 高 氣 壓 → 移 動 性 高 氣 壓		低 溫	
惡 劣 天 氣	H 4	大 陸 高 氣 壓	冷 鋒 徘 徊 華 中 低 氣 壓 臺 灣 低 氣 壓 簇 生	低 溫	天氣變化七日週期
	H 7	強 烈 大 陸 高 氣 壓		低 溫	持續性惡劣天氣
	H 8	大 陸 高 氣 壓		普 通	持續性惡劣天氣
	H 9	微 弱 大 陸 高 氣 壓		高 溫	弱季風型天氣
	H10	高 緯 度 大 陸 高 氣 壓		普 通	
	H11	強 烈 大 陸 高 氣 壓		低 溫	天氣變化五日週期

為西伯利亞，中東附近呈顯著高空脊支持地面高氣壓發展，季風盛行下所呈天氣則端視平均槽所在位置而有別，平均槽位於臺灣西方則天氣較劣，雨量較多，反之臺灣附近呈緯流型或東方槽，則天氣多屬地形性降雨型，迎風面之東北部地區呈陰天間有細雨，西南部均為良好天氣。

亞洲地區所出現各類阻塞現象對臺灣天氣影響較

顯著者為 H7 之中東阻塞型與 H8 之顯著阻塞型，前者每導致寒冷惡劣天氣，後者則惡劣天氣之持續性更大。

五、500mb 距平形勢與天氣之關係

近年隨展期預報技術之發展，已有許多新技術導入於實際預報作業上，其中比較普遍被利用者為渦度

圖、距平圖、波數分析圖等，渦度圖由於具有極佳保存性，為展期預報上一良好追蹤之工具乃為公認事實，波數分析可幫助預報人員適切把握長波動態加以系統性之追蹤，對於未來高空基本形勢之預測具有良好效果，但上述兩者因其計算步驟極為繁雜，以目前電子計算機尚未導入於現行作業供日常預報計算之情況下，尚難納入於工作系統。

距平圖則其操作比較輕易，經由微差分析可於半小時內完成其作業，且距平圖上所示形勢對地面氣壓系統具有密切之關係，尤以盛行西風卓越之冬季則利用效果極佳，各國均樂於利用。如衆所知距平圖係一種統計類似方法，利用者需預先調查距平形勢與預報對象區域內天氣狀態之關係準備齊全模式資料供實際作業上判斷之依據，有關此種統計調查早者有諾馬斯(NAMIAS)利用 700mb 距平合成圖，調查距平形勢與北大西洋颱風路徑之關係獲得良好成果，亞洲方面則有美國空軍第一氣象聯隊駐日本府中基地之氣象官馬丁中校曾發表 700mb 距平類型供展期預報作業之用，根據各方研究調查距平圖具有下列特性。

(一) 距平圖具有良好之保守性，且距平中心之逐日移動有較佳之連續性可供追蹤。

(二) 距平圖所示形勢常為顯著之主要系統，其變化較緩，大致有一定規律可尋。

(三) 距平圖與地面圖以及天氣變化常有密切關連，於相似距平形勢下所出現地面天氣圖，天氣情況大致相似。

(四) 地面天氣圖上之主要高低氣壓中心通常都位於正、負距平中心範圍內。

(五) 地面高氣壓常沿距平圖零值線移動，當正距平長軸呈南北向時地面高氣壓停留加深，反之呈東西向則常減弱分裂開始移動。

距平圖與 500mb 形勢有如下關係。

(一) 連續性正距平中心沿北或東北路徑移動時其強度將增加，長波脊常隨同正距平場建立。

(二) 移動性之負距平中心如速度減慢而強度增加時，在負距平徘徊區內將有長波槽出現。過去有良好連續性運動之正距平中心忽然減速加強則為長波脊將形成之徵兆。

(三) 自距平運動之連續性可推測半球內是否有長波波長重新調整。如有強烈半停留距平忽然加速移動則將有波長調整。

(四) 如長波槽所佔據地區負距平中心減弱則表示槽之減弱，或將有脊線取代長波槽之徵兆。

(五) 隨同長波脊正距平中心之連續減弱常在5~7天後該區將出現長波槽。

如上所述吾等可利用距平圖所示特性預測500mb高空形勢以及估計地面主要天氣系統之演變，由於距平形勢變化較緩，且具有規律性，對於用以估計未來一週形勢為主之展期預報作業幫助至鉅。

筆者基於展期預報立場，利用 500mb 五日平均圖，分析冬季 5 日平均距平形勢與天氣演變之關係，擇出具有代表性之距平模式供預報作業之參考。

調查期間為1964年至1970年冬季，共得180張5日平均距平圖，依其相似性分類歸納獲得13類模式，再依類別調查統計各模式下所呈顯著天氣情況而製作統計表供參考。使用資料為日本氣象廳刊行印刷天氣圖，臺灣省氣象局歷年觀測資料，天氣圖等。

為利於調查起見，本節所論悉循下列定義行之。

(一) 天氣情況——本節所稱良好天氣與惡劣天氣以五日平均圖所包括期日內出現雨天一天以內者為好天，二天以上者為惡劣天氣。

(二) 區域——北部地區以臺北，東部地區以花蓮，西南部地區以臺中、臺南為各區之代表測站。

(三) 氣溫與雨量——以臺北之觀測資料代表之。

表五 五日平均氣溫及五日雨量之分級標準

Table 5. Identification the rank of 5 day mean temperature and 5 day total precipitation.

要素 月	氣 溫 (°C)			雨 量 (mm)		
	低	平	高	少	平	多
11	19以下	19-22	22以上	2以下	2-15	15以上
12	16以下	16-19	19以上	5以下	5-20	20以上
1	14以下	14-17	17以上	5以下	5-20	20以上
2	14以下	14-17	17以上	10以下	10-30	30以上
3	16以下	16-19	19以上	10以下	10-30	30以上

(四) 氣溫、雨量之標準平均值——統計調查期間冬季各月之五日平均值，按月排列其順序，以中間50%範圍為標準狀態，高於此標準者為高溫或多雨，低於此標準者為低溫或少雨。其標準值示於表五。

(五) 天氣圖型——以直接影響及臺灣天氣之氣壓系為主，季風盛行狀態下如大陸高氣壓邊緣發生臺灣低氣壓則以臺灣低氣壓發生為其天氣圖型。

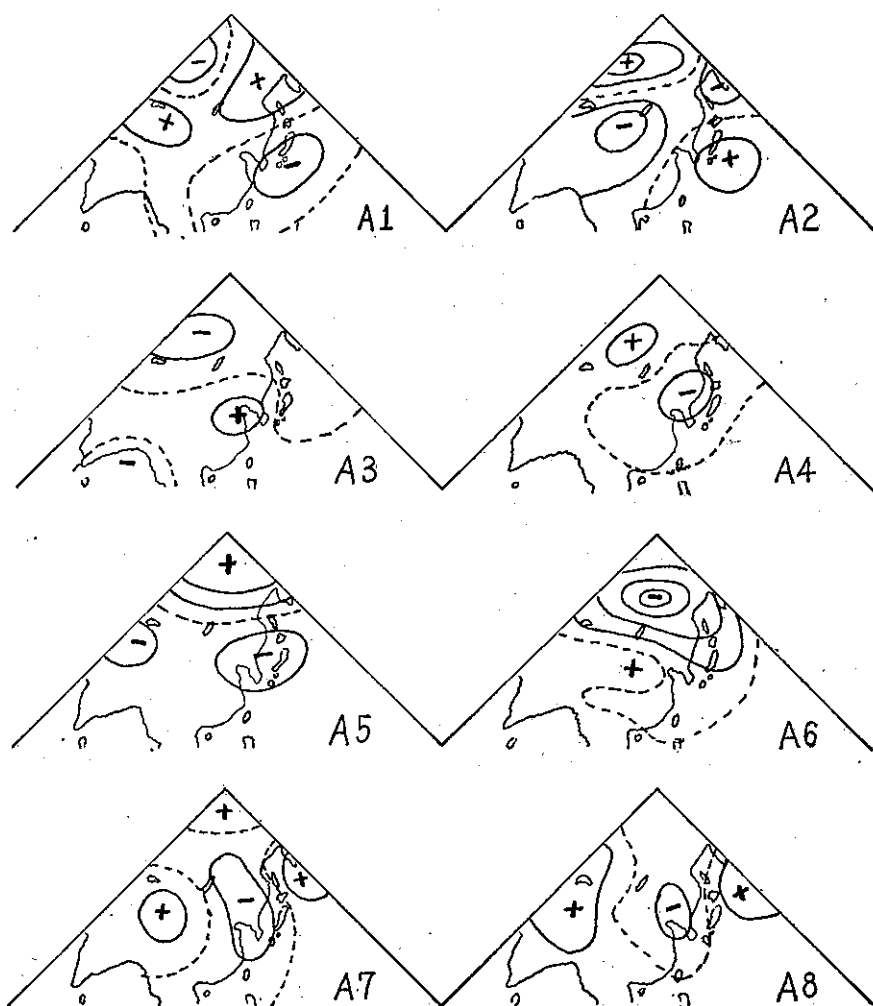
根據以上定義經分類而得13類距平模式，其與臺灣天氣型之關係如下。

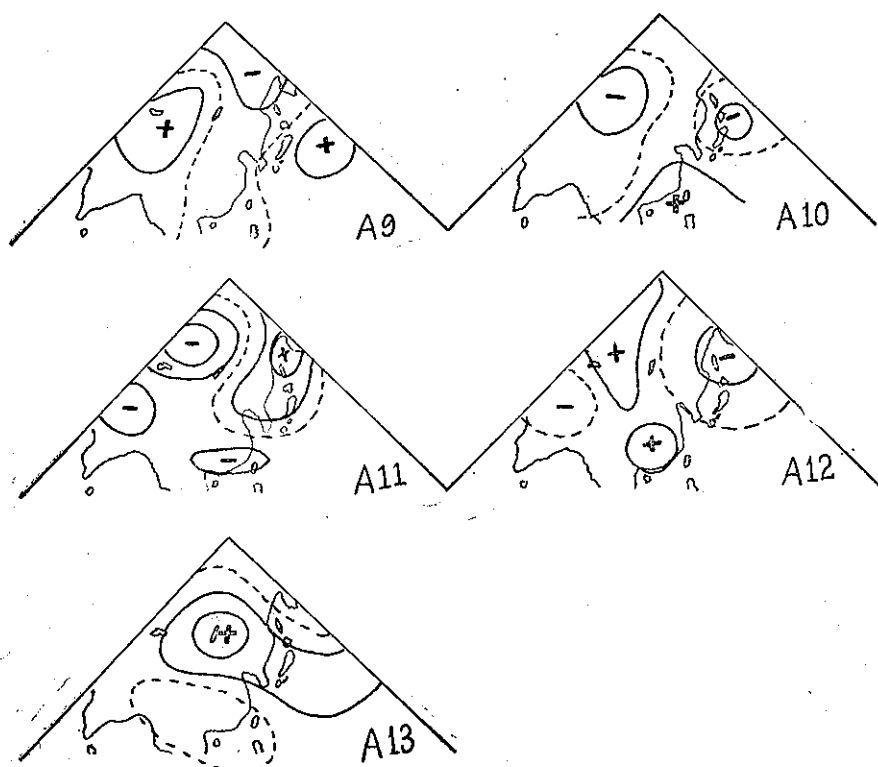
(一) A₁ 型——高緯度南部至中緯度為正距平，中緯度南部之日本、臺灣、華中為負距平區，高緯度之歐俄地區有對應於極渦之負距平中心。此類距平型式下高空形勢遠東常呈逆位相高度分佈，即高緯度有阻塞高氣壓出現。其南面較低緯度處為一槽場。地面

形勢東北季風盛行，北、東部陰天細雨氣溫偏低，西南部天氣良好，華中、臺灣低氣壓少見。(圖十四，a)

(二) A₂ 型——距平形勢與 A₁ 型相反，中緯度呈負距平，高緯度與中緯度南部為正距平。此類距平型所呈高空形勢為極渦南偏，約在 50°N 附近，中緯度南部緯流卓越，強風軸位於 35°N 附近。地面系統滯留鋒徘徊於華中、華南，沿鋒波型氣旋屢生，臺灣多處在滯留鋒南面，為東南氣流所罩，各地天氣良好，氣溫頗高，遇有滯留鋒南移則影響及東北部天氣轉劣。(圖十四，b)

(三) A₃ 型——距平分佈呈南高北低，華中臺灣為正距平，50°N 以北為龐大負區。此類距平出現時高空形勢長波槽不顯著，緯流卓越，地面西伯利亞高





圖十四 冬季頻現之距平模圖

Fig. 14. Anomaly model which appear frequently in winter season.

氣壓微弱，呈移動性高氣壓，臺灣地區天氣良好，溫度偏高。

初冬期如遇南海有颱風則臺灣東南部海面屢有滯留鋒徘徊東北部地區天氣轉劣。(圖十四，C)

(四) A4 型——距平分佈與 A3 型相反呈北高南低，中緯度為廣大負區，高緯度西伯利亞一帶為正距平區。

高空形勢 90°E 高緯度處長波脊發展，地面西伯利亞高氣壓受高空脊支應極發展，呈滯留性向南伸展，臺灣附近東北季風強勁，呈持續性季風型惡劣天候，低溫多雨，時有臺灣低氣壓發生導致全省惡劣天氣。(圖十四，d)

(五) A5 型——距平分佈大致與 A4 型相類似，亞洲全區高緯度為正距平，中緯度呈帶狀廣大負區，正負距平均較為顯著。高空形勢北太平洋中部及裏海北部高空脊極為發展，於高緯度處相連接，極渦被迫南下至中緯度，為顯著阻塞型形勢。地面系統西伯利亞高氣壓盤據於高緯度向南伸展，其邊緣籠罩臺灣。臺灣低氣壓屢生，呈持續性季風型惡劣天氣，低溫。(圖十四，e)

(六) A6 型——高緯度有強烈負距平中心，日本、東海、華中一帶為弱距平區，華北有正距平區向東伸展。高空形勢為日本巨槽型，中緯度南部緯流卓越。地面大陸高氣壓微弱分裂，呈移動性高氣壓，臺灣地區自東北季風型惡劣天氣轉移為移動性高氣壓籠罩下之良好天氣，但東部地區天氣恢復較遲。低溫少雨。(圖十四，f)

(七) A7 型——沿 120°E 為負距平區，其兩側各為正距平，呈正負距平並列型，高空形勢呈南北交流型，臺灣附近西北流顯著。地面系統大都呈移動性高氣壓，臺灣天氣良好，惟氣溫偏低。(圖十四，g)

(八) A8 型——距平分佈與 A7 型相似，所不同者負距平自高緯度沿 120°E 南伸至低緯度處。高空形勢呈顯著二波數型，低指數循環，阿拉斯加與裏海北部均有阻塞高氣壓，致使 120°E 呈長波槽場。地面形勢西伯利亞高氣壓南伸，臺灣地區呈強烈東北季風型惡劣天氣，氣溫極低。(圖十四，h)

(九) A9 型——距平分佈與 A8 型相似，但負距平區偏西，顯示東北至華南為一長波槽場，於此形勢下華中、臺灣低氣壓屢生，呈弱季風型惡劣天氣，低

表六 冬季 500mb 距平類型與天氣之關係 (1964~1970)

Table 6. Relation between 500mb anomaly pattern and weather condition in winter season (1964~1970)

型	各月出現次數					小計	氣溫狀態			天氣情況						天氣圖型					雨量			備考					
	11	12	1	2	3		高	平	低	北部		東部		西南部		東北季風	移動性高氣壓	華北低氣壓	臺灣低氣壓	滯留鋒	多雨	平常	少雨						
	月	月	月	月	月		溫	常	溫	好天	壞天	好天	壞天	好天	壞天	風	性	中	壓	壓	鋒	雨	常		雨				
A 1	2	6	1	5	4	18	1	10	7	9	9	6	12	15	3	12	2	2	2	0	4	7	7	季風天氣，低溫少雨					
A 2	9	3	5	12	3	32	22	9	1	21	11	23	9	30	2	3	7	11	5	6	5	8	19	華中滯留鋒，好天高溫					
A 3	7	4	7	4	3	25	13	10	2	16	9	11	14	24	1	0	11	9	2	3	2	6	17	移動性高氣壓，好天高溫，初冬南海有颱風則天氣劣					
A 4	2	8	7	5	1	23	3	10	10	7	16	4	19	17	6	15	0	1	7	0	8	6	9	臺灣低氣壓季風型惡劣天氣低溫多雨					
A 5	0	2	1	3	4	10	2	4	4	1	9	1	9	9	1	3	0	1	5	1	2	4	4	臺灣低氣壓，季風型惡劣天氣低溫，南部天氣良好					
A 6	2	0	3	0	2	7	2	2	3	4	3	2	5	6	1	3	4	0	0	0	0	3	4	季風天氣轉移動性高氣壓好天氣					
A 7	2	4	1	0	3	10	0	2	8	8	2	4	6	10	0	0	7	2	1	0	1	2	7	移動性高氣壓好天氣低溫					
A 8	1	4	1	0	1	7	0	2	5	2	5	3	4	5	2	6	1	0	0	0	3	1	3	季風型惡劣天氣極低溫					
A 9	5	2	3	5	4	19	0	14	5	7	12	6	13	14	5	6	1	6	6	0	8	4	7	華中臺灣低氣壓，天氣惡劣低溫多雨					
A10	3	3	1	2	1	10	5	4	1	8	2	3	7	10	0	0	6	4	0	0	0	1	9	移動性高氣壓，好天氣高溫					
A11	0	0	2	1	3	6	1	4	1	0	6	0	6	1	5	0	0	0	1	5	4	1	1	滯留鋒，全區惡劣天氣，高溫多雨					
A12	2	0	2	2	0	6	2	2	1	5	1	5	1	6	0	4	2	1	0	0	1	1	4	季風型好天					
A13	1	0	2	3	1	7	1	3	3	0	7	1	6	3	4	1	0	1	4	1	4	2	1	臺灣低氣壓族生，季風惡天，全區天氣惡劣，低溫多雨					
							36	36	36	42	30	180	52	77	51	88	92	69	111	150	30	53	41	38	33	16	42	46	92
總 計							180			180		180		180		180					180								

溫多雨。(圖十四, i)

(H) A10型——距平分佈與A9型相反, 沿120°E為正距平, 其兩側為負距平區, 臺灣為高空脊場, 臺灣多為移動性高氣壓籠罩下好天氣, 高溫。高空脊西側易發生低氣壓。(圖十四, j)

(I) A11型——東部西伯利亞, 堪察加呈顯著正距平區, 大陸為負距平, 低緯度之華南、臺灣附近有一弱負距平中心。高空形勢為遠東阻塞型, 華南呈低緯度槽。地面華南、臺灣附近常有滯留鋒徘徊, 天氣惡劣, 高溫多雨。(圖十四, k)

(L) A12型——正距平自高緯度沿105°E南伸至華西, 其兩側為負距平, 高空偏北氣流卓越, 地面西伯利亞高氣壓顯著南伸, 臺灣雖然季風盛行但天氣良好, 為冬季東北季風型惟一良好天氣型。(圖十四, l)

(M) A13型——三段型距平分佈, 中緯度呈帶狀正距平, 高緯度與低緯度為負距平所罩, 此類距平分佈下臺灣附近季風卓越, 負距平區內之華南、臺灣一帶低氣壓叢生天氣惡劣, 低溫多雨。(圖十四, m)

表六示1964年至1970年冬季距平類型各月出現次數與天氣要素之關係。如表六所示冬季出現之距平型以A2型最多, 依次為A3型、A4型、A9型及A1型, 其餘各類則顯著減少。

茲將出現於冬季之天氣型分為6類統計各類天氣中所出現之距平類型可得如表七所示。冬季導致臺灣惡劣天氣者有東北季風型、東北季風與低氣壓複合型、臺灣低氣壓叢生型、臺灣滯留鋒型, 屬於上述惡劣天氣型之距平型有8類, 計有96例, 而臺灣天氣良好者則有移動性高氣壓型, 華中滯留鋒型, 屬於此類距平型有5類, 計有84例。

表七 地面天氣圖形勢與距平類型之關係

Table 7. Relation between surface pattern and appearance of anomaly type.

地面形勢	天氣與距平型	天氣情況	距平型式	出現次數
東北季風型		東北部細雨	A 1 (18)	31
		全省陰雨	A 8 (7)	
		天氣良好	A12 (6)	
東北季風與臺灣低氣壓複合型		全省惡劣天氣	A4(23) A9(19)	52
		北、東部天氣劣	A 5 (10)	
臺灣低氣壓叢生型		全省天氣惡劣	A13 (7)	7
臺灣滯留鋒型		全省天氣惡劣	A11 (6)	6
移動性高氣壓型		東部劣, 其他各地天氣良好	A 3 (25)	52
		天氣良好	A7(10) A10(10)	
		季風天氣轉移為移動性高氣壓良好天氣	A 6 (7)	
華中滯留鋒型		天氣良好	A 2 (32)	32

六、臺灣冬季持續性惡劣天氣之分析

茲為研究臺灣冬季持續性惡劣天氣時之綜觀天氣形勢計, 利用臺灣省氣象局歷年氣象觀測紀錄摘錄調查期內(1964~1970年冬季), 北部地區陰雨天氣連續6天以上者, 分就地面及高空形勢加以分析討論之。

經調查已往7年間冬季持續性惡劣天氣共出現37例, 計有408天, 其中惡劣天氣繼續期最長者為1968

年2月, 雨天日數達27天, 創該月份雨天日數最高紀錄, 次之為1970年3月, 雨天日數為26天。

惡劣天氣持續日數以6至9天者出現例數最多, 37例中佔19例, 依次為10至15天者12例, 16天以上者4例, 20天以上者2例。(參閱表八)

持續性惡劣天氣時之地面天氣圖形勢以顯著滯留性西伯利亞高氣壓籠罩臺灣, 呈持續性季風天氣, 時而發生臺灣低氣壓導致全省呈陰雨天氣者佔大多數,

表八 臺灣冬季持續性惡劣天氣出現日期

Table 8. Appearance date of persistence bad weather in winter

年次	月 日	期間	惡劣天氣區域	地面圖主要型式	低 氣 壓 系	氣溫 情況	雨量 情況	高空圖 類 型	距 類 平 型	備 考
1964	1.22- 2.1	11天	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次	低	多雨	H11	A13	南海熱低
1964	2.17- 3.5	18	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩	滯 留 鋒			H 7	A13	
1964	11. 1-11.11	11	北、東部	大陸高氣壓籠罩	滯 留 鋒	高	少雨	H 4	A 9	
1964	12. 6-12.16	11	北、東部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次	高		H 8	A 1	
1965	1. 2- 1.7	6	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓二次		多雨	H 9	A 9	南海颱風
1965	2.20- 3.6	15	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次			H 9	A11	
1965	3.25- 4.5	12	北、東、中部	滯 留 鋒	華中低氣壓一次		多雨	H 9	A 5	
1965	11. 8-11.14	7	全 省	滯 留 鋒	臺灣低氣壓四次		多雨	H 9	A 3	
1965	12.24-12.30	7	北、東部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次	低	多雨	H 9	A 8	南海颱風
1966	1.16- 1.31	16	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓三次		少雨	欠	欠	
1966	2.22- 2.27	6	全 省	滯 留 鋒	東海低氣壓一次		多雨	H 4	A 2	
1966	3.23- 3.31	9	全 省	滯 留 鋒	華中低氣壓二次		多雨	H 8	A 2	
1966	12.13-12.18	6	北、東部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次			H 7	A 5	南海颱風
1966	12.21- 1.4	15	北、東部	大陸高氣壓籠罩	華中低氣壓一次	低	少雨	A 7	A4. A11	
1967	1. 7- 1.16	10	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次	低	少雨	H 7	A 8	
1967	1.29- 2.3	6	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓二次	低	多雨	H 9	A 9	
1967	2. 9- 2.18	10	北、東部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次	低		H11	A9. A6	颱風侵臺
1967	2.24- 3.1	6	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩			多雨	H11	A 1	
1967	3.17- 3.23	7	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次		多雨	欠	欠	
1967	11.15-11.23	9	北、東部	大陸高氣壓籠罩			多雨	H 7	A12	
1967	11.30-12.8	9	北、東部	大陸高氣壓籠罩				H 7	A. 9	南海颱風
1967	12.26- 1.2	8	北、東部	大陸高氣壓籠罩		低	多雨	H 7	A 9	
1968	2. 1- 2.29	29	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓四次	低	多雨	H8. H7 H11	A 4	
1968	3.19- 4.8	15	全 省	滯 留 鋒			多雨	H9. H4	A11	
1969	1. 1- 1.6	6	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩			多雨	H 8	A 5	南海颱風
1969	1.11- 1.17	7	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次		多雨	H 9	A 4	
1969	1.29- 2.5	8	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓一次	低	多雨	H9. H3	A 4	
1969	2.21- 3.11	19	全 省	大陸高氣壓籠罩	臺灣低氣壓四次	低	多雨	H7. H4	A 5	
1969	11.16-11.26	11	北、東、中部	大陸高氣壓籠罩	臺 灣 低 氣 壓		多雨	H 7	A 4	南海颱風
1969	12.15-12.21	7	北、東部	大陸高氣壓籠罩			少雨	H 7	A 4	
1970	1. 4- 1.20	17	北、東部	大陸高氣壓籠罩		低		H 8	A 4	
1970	1.23- 1.30	8	北、東、中部	滯 留 鋒	華南臺灣低氣壓 三次		多雨	H 9	A11	
1970	3. 2- 3.27	26	全 省	滯 留 鋒	華南臺灣低氣壓 簇生	低	多雨	H7. H8	A 4	南海颱風
1970	11.13-11.23	11	北、東部	大陸高氣壓籠罩			少雨	欠	欠	
1970	12. 1-12.14	14	北、東部	滯 留 鋒	臺灣低氣壓二次		多雨	H 9	A 5	
1970	12.16-12.22	7	北 部	大陸高氣壓籠罩			少雨	H 4	A 3	
1970	12.24-12.31	8	北 部	大陸高氣壓籠罩			多雨	H5. H6	A 1	

37例中佔28例，其餘9例係起因於滯留鋒徘徊導致持續性惡劣天氣。500mb 形勢以亞洲區大氣環流呈低指數，並於中東、北太平洋中部高緯度處出現阻塞作

用，阻滯氣壓系順利東移，呈膠着狀態者為最，37例中佔27例，以其他原因如滯留性西方槽，顯著西伯利亞脊有所導致惡劣天氣者僅出現7例，餘3例因高空脊

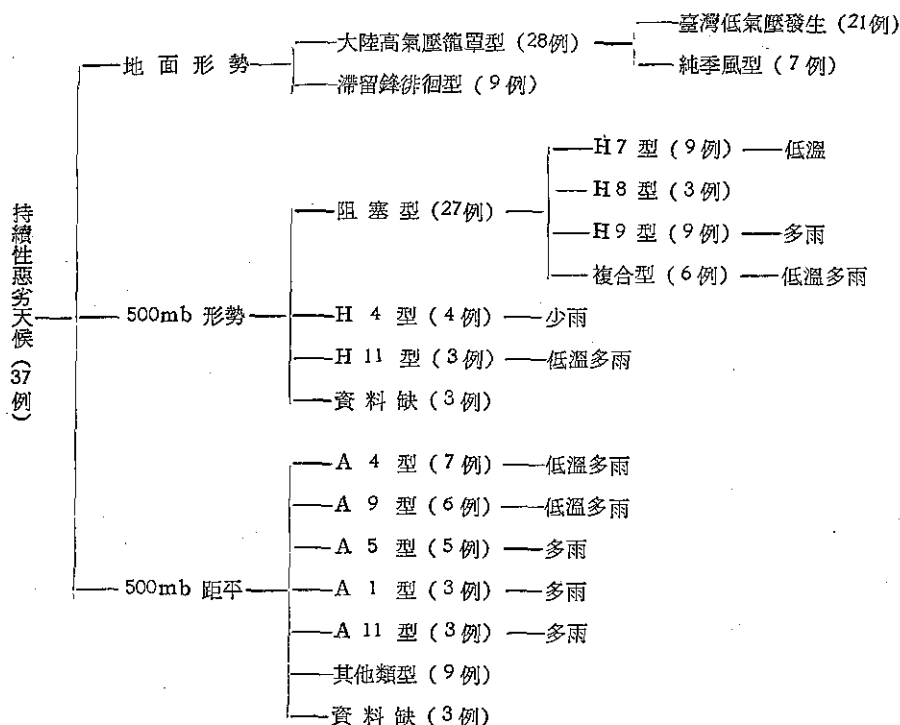
料欠缺未予歸類。(表九)

阻塞型惡劣天候27例中以中東阻塞型及遠東阻塞型出現數最多，各有9例，亞洲顯著阻塞型有3例，

而中東阻塞型與遠東阻塞型交互出現，致使亞洲區低指數狀態持久，臺灣惡劣天氣恒達半月以上者，即所謂複合型，有6例。1968年2月及1970年3月之兩次

表九 冬季持續性惡劣天候分類表

Table 9. Classification of persistence bad weather in winter season.



長期惡劣天候係由此種複合阻塞型高空形勢所導致。

茲以1968年2月為例舉述長期持續持惡劣天候時之天氣圖形勢供參考。

1968年1月下旬 500mb 高空圖上，北太平洋中部脊線發展向北伸展，於阿拉斯加南端形成阻塞高氣壓緩慢西移，2月1日此阻塞高氣壓進抵東部西伯利亞，此時中東裏海一帶之高空脊發展向東北伸展，於95°E 高緯度處形成阻塞高氣壓，極渦被迫南移位於庫頁島附近，沿 50°N 緯度圈形成東西伸展之橫槽，高空形勢呈顯著阻塞型 (H8 型)，中緯度南部呈近似緯流狀態，但華西、華南呈平均槽場，因此臺灣附近高空風為西南西流，此形勢維持至2月6日，90°E 高空脊始減弱消失，惟東部西伯利亞之阻塞高氣壓則繼續維持至2月13日始減弱逐漸消失，阻塞作用消失後天氣理應恢復正常狀態，但早於2月8日當第一次阻塞高氣壓仍在東部西伯利亞徘徊時，美國西北部

已產生另一阻塞作用，逐漸西移，至2月16日阻塞高氣壓中心抵至東部西伯利亞，於是亞洲區低指數環流狀態未能恢復，90°E 之高空脊再次發展，又同至2月初之 H8 型高空形勢，至2月24日阻塞現象始減弱漸趨消失。

考察此次阻塞過程，一月中旬於太平原中部已呈現阻塞現象，但此期間地面系統移動尚順利，天氣變化亦正常，俟半月後之2月1日阻塞高氣壓移至東部西伯利亞，堪察加附近，亞洲區氣壓系始受影響阻滯，臺灣呈持續性惡劣天候。阻塞作用之消失過程以2月24日開始，此時抵達貝加爾湖西方之阻塞高氣壓減弱向東南移逐漸消失，此過程繼續至2月28日，高空形勢始發生變化，過去一直徘徊於華西之平均槽加深東移，誘致大陸冷氣急速南下，臺灣天氣始恢復正常。

根據該月份地面天氣圖分類則除出現4次移動性

高氣壓型形勢外，全月均為大陸高氣壓籠罩型之東北季風型天氣，而臺灣低氣壓發生 4 次導致全省多雨惡劣天氣。

該月份之最高紀錄，平均氣溫則創該月份歷年最低紀錄。

表十為 1968 年 2 月份各地雨量及平均氣溫情況

1968 年 2 月份之月降水量，雨天日數均創歷年來

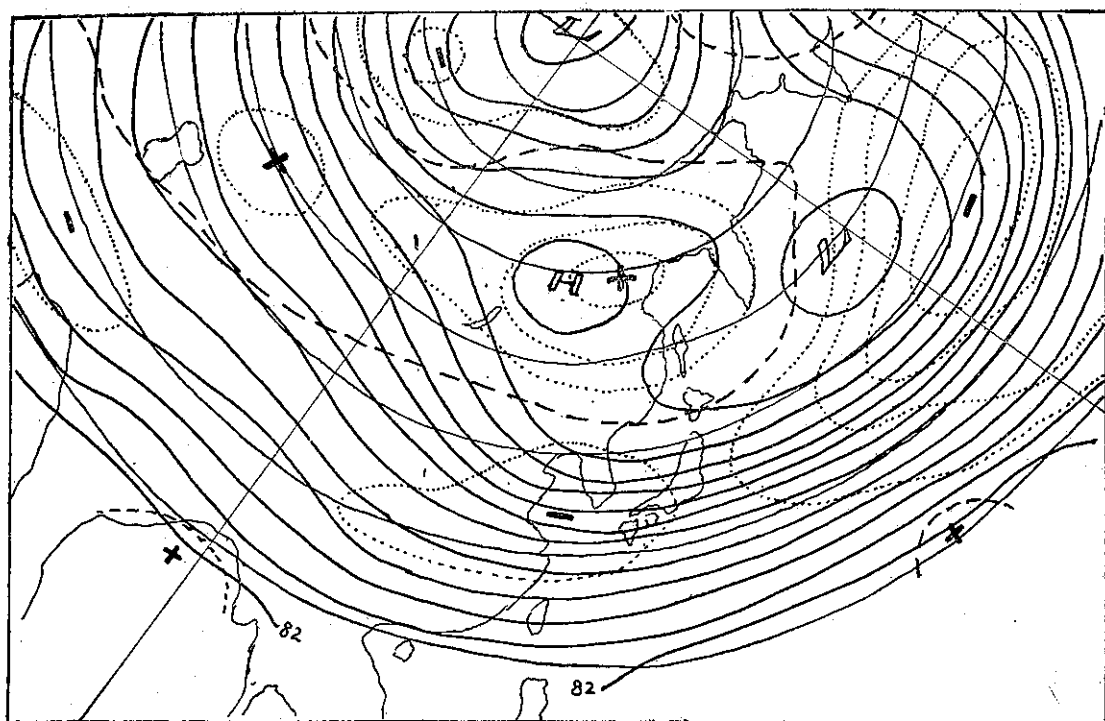
表十 1968 年 2 月份雨量與平均氣溫資料

Table 10. Monthly Precipitation and mean temperature. (Feb. 1968)

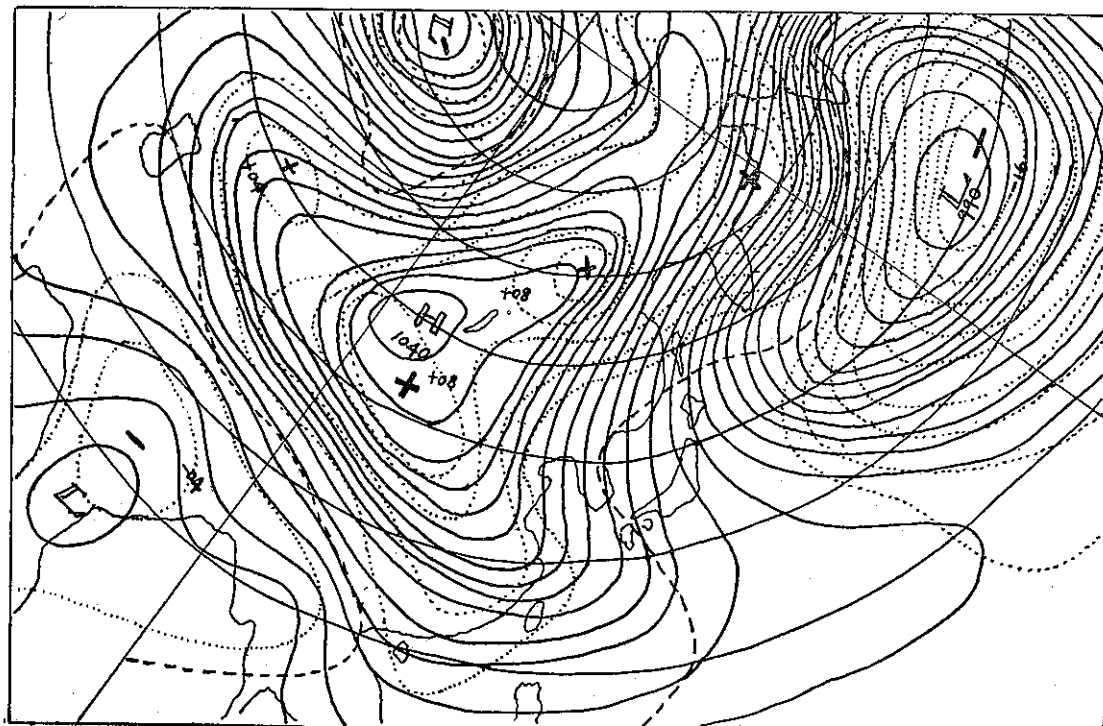
日期	臺 北		宜 蘭		花 蓮		臺 中		臺 南		臺 東	
	雨 量	平均氣溫	雨 量	平均氣溫	雨 量	平均氣溫	雨 量	平均氣溫	雨 量	平均氣溫	雨 量	平均氣溫
1	14.5	12.8	4.9	13.8	4.6	15.7	3.3	13.8	T	15.5	—	18.7
2	41.9	11.7	31.0	12.9	19.0	15.1	8.7	13.0	0.2	16.1	2.2	17.6
3	10.0	13.0	27.8	14.2	4.6	17.3	1.3	13.6	5.5	14.4	0.2	18.6
4	44.5	13.3	44.6	14.2	13.0	16.7	12.4	13.0	0.9	15.8	0.7	19.1
5	27.1	12.9	61.1	13.8	14.7	15.9	21.8	12.5	T	15.0	0.4	18.7
6	43.0	12.5	61.6	13.1	22.8	15.0	18.8	12.0	6.8	14.7	2.4	17.5
7	27.8	11.1	34.4	11.6	36.8	13.0	15.3	11.0	5.5	12.7	3.1	15.6
8	6.8	10.2	15.4	10.5	12.4	13.3	2.4	10.7	7.0	11.8	15.1	14.3
9	14.7	10.8	20.0	11.3	15.2	12.9	9.6	11.3	4.0	12.6	3.4	14.7
10	4.8	10.7	6.7	12.2	12.2	14.1	—	11.3	—	12.4	—	16.7
11	3.2	10.0	6.2	11.2	—	14.2	—	12.0	—	13.1	—	16.0
12	0.3	11.8	13.4	11.8	0.4	15.0	—	13.2	—	14.0	—	16.6
13	0.1	15.3	12.1	15.1	1.8	16.6	—	14.8	—	15.6	8.8	17.8
14	20.0	13.3	7.4	15.3	15.3	16.0	24.9	12.0	29.2	13.1	53.5	17.2
15	1.4	9.9	—	11.3	—	14.1	—	11.1	—	12.4	1.7	15.6
16	9.0	11.6	18.6	11.5	9.8	12.5	1.6	12.1	—	12.8	T	14.2
17	17.3	13.1	15.7	13.3	11.9	13.9	3.7	13.5	4.2	14.0	9.1	14.9
18	5.9	12.7	3.7	14.3	0.4	16.0	5.3	13.5	7.0	14.4	3.1	17.9
19	11.0	9.6	10.2	10.4	8.5	12.7	6.1	9.9	4.6	10.6	8.9	13.6
20	8.5	8.3	11.9	8.8	24.4	10.5	3.2	10.4	1.8	10.7	3.7	12.2
21	6.5	9.5	7.0	9.8	15.0	10.9	3.0	10.5	2.4	12.3	6.0	12.6
22	19.0	12.2	31.4	12.5	14.6	14.4	1.3	14.2	0.7	15.6	—	17.1
23	14.6	11.8	48.2	11.9	14.6	14.7	5.4	13.8	1.4	15.0	1.1	17.0
24	T	10.9	1.3	10.1	1.5	12.2	—	12.0	3.5	12.7	0.1	13.5
25	—	11.8	0.8	10.7	7.5	12.6	—	13.5	—	15.0	—	14.6
26	1.1	12.0	5.4	11.7	9.7	13.6	0.4	13.5	—	14.7	—	15.7
27	11.2	16.5	10.0	15.8	22.2	15.9	7.1	13.2	15.8	15.5	17.8	17.2
28	8.4	15.8	7.0	17.6	23.0	18.7	12.4	16.3	7.4	15.9	15.9	19.7
29	0.2	14.7	—	16.8	—	17.9	—	16.1	—	16.4	0.1	20.1
月 總 雨 量	372.9		517.8		336.9		167.0		107.9		159.3	
月 平 均 氣 溫		12.1		12.7		14.5		12.7		14.0		16.4

圖十五為 1968 年 2 月份 500mb 月平均圖及地面月平均圖，如圖十五，a 所示東部西伯利亞有高压中心，正距平達 150 重力公尺，可知該月份阻塞現象極為顯著，極渦較標準位置（堪察卡半島）偏向東南

東方 30 度經度，位於白冷海南部，120°E 呈一弱槽，華中、東海為弱負距平區所罩，依照第四、五節分類高空形勢為 H8 型（亞洲阻塞顯著型），距平形勢為 A4 型（持續性東北季風惡劣天氣型，低溫多雨）。



圖十五 a. 1968年2月份月平均 500mb 高空圖
Fig. 15. a. Monthly mean 500mb chart. Feb. 1968.



圖十五 b. 1968年2月份月平均地面圖
Fig. 15. b. Monthly mean surface chart. Feb. 1968.

圖十五 b 示 2 月份地面月平均圖，正距平高達 8 mb 之強烈西伯利亞高氣壓，盤據平均位置向東南伸展，臺灣、菲島北部均為其所籠罩，東北季風盛行，阿留申低氣壓較平均位置偏南 15 度經度，位於太平洋中部，呈季風卓越之顯著西高東低型氣壓分佈。

七、結 論

臺灣冬季所出現之天氣以西伯利亞高氣壓籠罩下之東北季風型天氣，即東北部陰冷細雨，西南部晴曇為主之天氣型式，然而主宰冬季天氣之西伯利亞高氣壓之消長則端視高空形勢而定，中東 90°E 高緯度處之高空脊發展北伸則地面西伯利亞高氣壓顯著，強烈寒潮爆發，季風強勁，反之該處如無顯著高空脊則西伯利亞高氣壓大多不強，分裂散居，時而呈移動性高氣壓，遇亞洲地區環流呈低指數狀態則中東（裏海北部），遠東（堪察卡半島）出現阻塞現象，長波槽場形成於華中、華東，導致臺灣地區呈持續性惡劣天氣。

本文基於展期預報立場而分析，論究臺灣地區冬季屢現之持續性惡劣天氣以改進預報成效為目的，因此除第三章地面天氣圖型之分類使用每日天氣圖外，其餘各章均使用季節資料及五日平均資料為論述之依據。

茲將本文分析所得結果分述於後：

(一) 第三章將每日天氣圖依其氣壓系分佈特性加以分類，求其與臺灣地區天氣情況之關係，而得 17 類模式圖，經統計分析各類模式圖與臺灣地區天氣情況之相關，得知各類模式圖下均有特定天氣情況呈現，預報人員可藉此模式圖幫助預報作業。

(二) 高空形勢與地面天氣圖型具有密切關連，超長波所構成之高空形勢持續性顯著，其變化週期長達 10 至 20 天，且其構成形勢可提示未來一段期間天氣形勢，如高緯度一波數型顯著則為冷空氣儲存時期，高空形勢自一波數型轉移為二波數型則為冷氣消耗時期，將有大規模寒潮爆發，臺灣附近季風卓越呈酷寒天氣，此種演變過程可經由波數分析，超長波合成圖分析予以把握供長期預報作業之參考。

(三) 冬季屢遇同一地面天氣圖型式之下出現顯著不同之天氣情況，此乃起因於高空形勢之影響所致，

500mb 平均槽位於臺灣東方則高空西北流卓越，雖在季風型氣壓分佈下但天氣尚佳，反之平均槽位於臺灣西方則多為季風型惡劣天氣，遇有移動性高氣壓籠罩，天氣亦未見轉佳。

(四) 冬季出現於臺灣之持續性惡劣天氣大都由阻塞作用所導致，出現於亞洲區之阻塞現象有三種型式，其對臺灣地區天氣之影響亦各不相同。

(五) 阻塞高氣壓出現於中東則地面有強烈高氣壓盤據西伯利亞貝加爾湖附近，滯留性顯著，向南擴展，臺灣附近呈持續性季風型惡劣天氣，溫度偏低。

(六) 阻塞高氣壓出現於遠東堪察加附近而貝加爾湖西方有顯著高空脊相對應則長波槽場恆在華中、華東、臺灣附近屢有鋒面徘徊，導致持續性惡劣天氣。

(七) 阻塞高氣壓出現於堪察加半島，但貝加爾湖西方無顯著高空脊相對應則臺灣多呈持續性弱季風型天氣，東北部陰天細雨。

(八) 陰雨天氣連續達 20 天以上之持續性惡劣天氣係因中東、遠東阻塞現象接踵發生，亞洲地區環流低指數狀態未見回復高指數狀態所致。

(九) 滯留性西方槽雖然可導致持續性惡劣天氣，但為時不久，大約一週左右。

(十) 持續性惡劣天候時之距平型以北高南低型之 A4、A5，及西方槽型之 A9 型較多。

參 考 文 獻

1. 藤井辰夫 (1968) 24 小時預報方法論概說
研究時報 20 卷 4 號 日本氣象廳
2. 村上喜多雄、波邊正雄 (1965) 阻塞現象之研究
グロスベツター 4 卷 2 號 日本氣象廳
3. 預報部 (1966) 週間預報指針 日本氣象廳
4. 編輯委員會 (1958) 氣象學手冊 技報堂
5. 預報部 (1971) 季節預報指針 日本氣象廳
6. S. Petterssen (1956) Weather Analysis and Forecasting 2nd Ed, Vol I. II MacGraw Hill
7. J. Namiss (1947) Extending Forecasting by Mean Circulation Methods. Washington Weather Bureau.

Volume 17, Number 4

December 1971

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

The Winter and Summer Monsoons and Their Interchanges
over Southern Asia and West Pacific.....PAO-KANG WAN...(1)

A Study on the Persistent Bad Weather during Winter
Season in Taiwan.....PANG-CHIE CHENG...(18)

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爲第一類新聞紙類