

屏東地區夏季雷陣雨之研究與預報 李先明

Thunderstorm Forecasting at Pingtung A. B. in Summer

一、前言

夏季，屏東地區間受患於颱風之侵襲。除大部時間，其天氣是由太平洋氣團與赤道氣團交相控制外，一般言之，赤道氣團「主雨」，故常造致當地豪雨或連續性雨之現象，然雷陣雨例却不多。當地在太平洋氣團下則「主晴」，惟該氣團時乘條件不穩定性，經強烈日射，直展雲易於發展，午後遂頻見熱雷陣雨之生成，形成惡劣天氣之突變，對飛行安全危害至大。

對此類午後熱雷陣雨發展經過多年觀察，其發生顯然純因局部熱力對流作用所致，故當地地形，當日高空氣流，濕度及氣團穩定度等因素應與其密切相關。本文即循此等途徑對該雷陣雨試作探討，並寄望東港四年探空資料之統計在此方面，期有所成。

二、地形

屏東基地拔海67呎，西方至西北方為百餘呎至500呎之小山，北方至東北方之玉山則高達12,000呎，東方有大武壠諸山，海拔約10,000呎，西南及南方為約與基地等高之平原，地形頗近三面環山型，以氣流來向不同，對天氣之影響必亦異。

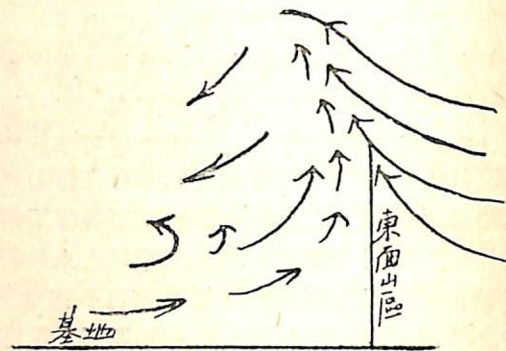
三、500mb以下之氣流，地形與雷陣雨

(一) 太平洋氣團東來氣流：

太平洋氣團高空東來氣流，因本基地位於東面大

武，霧頭諸山之背風面，特具下沉效應，故致午前天空晴朗。午際地面空氣受熱上升，積雲形成，西海風興起。繼之海風層增厚，低層漸呈乾絕熱趨中性穩定。上層因有空氣下沉，積雲不易發展，部份由海風層東移山區，或因低層增熱消失，而呈雲量一度減少現象。

午後山區東面向陽，日照強烈，加以海風之升坡作用，因而形成此區之強盛對流運動。如圖一：



圖一：高空東來氣流下，午後山區東面常見強盛對流運動。

此一對流作用，視氣團之穩定度而消長強度，大量積雨雲之生成似且與700mb以上之水汽含量有關。

設山區東面積雨雲發展迅速，則海風增速，該區對流運動再度增強，於是雷陣雨可期。

表一：東來氣流47年6月份 0000Z

日期	850mb		700mb		500mb		蓋氏指數	午後天氣
	風向360° 風速Kts	相對濕度 %	風向360° 風速Kts	相對濕度 %	風向360° 風速Kts	相對濕度 %		
1	170/8	88	090/3	88	010/5	74	-1.5	∨
2	040/3	79	010/8	79	360/20	—	-1.7	∨
3	060/5	88	030/10	62	040/4	52	+1.4	T
4	030/6	85	080/9	85	070/3	56	+0.3	T
5	140/16	87	140/7	85	210/7	81	+1.0	∨
9	140/5	78	320/10	59	060/7	—	-2.2	無
10	040/3	90	060/8	—	050/16	—	-5.5	〃
11	110/8	75	170/11	20	060/10	—	-5.5	〃
12	160/6	82	130/6	50	100/12	56	-1.5	∨
29	150/10	66	040/4	70	040/15	50	+0.5	T
30	110/24	53	040/19	62	320/2	68	0.0	T

反之，最高溫度出現後，低層對流減弱，東面山區雲層下沉擴展，並隨氣流西移，形成基地傍晚之多雲現象。

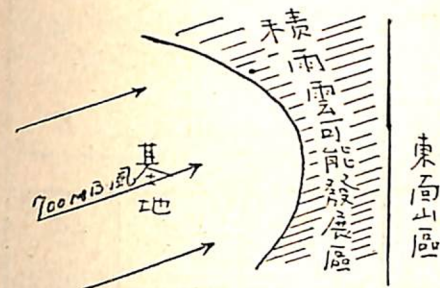
故夏季太平洋氣團高空東來氣流對基地之作用為：

1. 午前天空晴朗，日射強。
2. 繼其升坡運動之後，有參與午後背風面強烈對流運動而生成雷陣雨之可能。
3. 山區導引東面雷震雨西行至基地。

(二) 太平洋氣團西來氣流：

設低層變性度與穩定度不計，僅就氣流與地形之關係而言：

1. 氣流來自西南方者，所經過為平原區，該區午後對流作用較弱。平原區上空積雲之初起，顯然必不能迅即發展為積雨雲，積雨雲之發展，需俟積佈大量之堆集與聚合並視氣團之穩定度而定。此時由於上空氣流之東北導引，大量積雲之聚集區（可視為積雲之可能發展區），漸多移向基地之東北方至東南方，如圖二：



圖二：太平洋氣團西南氣流下，當地午後積雨雲之可能生成區。

如上述空氣流微弱（設非下沉作用所致），則有較長時間利於積雨雲之發展，使積雨之可能發展區距基地較近。

2. 基地西北方為約500呎之小山，該區午後對流較平原區為盛，對流雲較易發展。氣流來自西北方者，將導引該區對流雲向基地移動，至基地附近上空則積雨雲發展成熟。

故太平洋氣團氣流來自西南方者，低層多有較大濕度，惟氣流所經過為平原區，對流不僅全盛，多形成多雲之下午，較少雷陣雨發生，僅見局那性或山區性之熱陣雨而已。氣流來自西南方者，多較乾燥，如有足夠之濕度與不穩定度，雷雨之生成可能性，則大為增加。

山區東面由於海風及氣流之升坡運動，當見強盛對流現象。惟直展雲之向上發展，因氣流之探縱，其上部有向冷却背風向下沉消散之作用。

(三) 赤道氣團西來氣流：

赤道氣團西來氣流乘高溫重濕及對流性不穩定之

特性，因本基地位於迎風面，故必然有降水之生成。惟多為連續性雨，不屬本文研討範圍，有關其少許雷陣雨之發生，則容敘述於預報一節。

四、探空資料之統計

東港之探空資料對本基地有代表性，茲就47年至50年6至9月份之資料加以整理與統計。

(一) 統計說明——由於當地夏季之雷陣雨大部為午後之熱雷陣雨，屬太平洋氣團類，設氣團多造成當地午前良好天氣。1200Z 探空資料受氣團日變化影響，黃氏指數常有較高值或時見分散。且為避免少數赤道氣團雷陣雨資料受到影響，故以上午無雨日為對象。就當日0000Z之850mb, 700mb, 500mb氣流，以三分之二多數方向分東來氣流西來氣流兩類，以及各層相對濕度、黃氏指數、午後之天氣等加以統計。地面資料除49年為北場資料外（缺8月份），其餘均為根據南場者。49年8月份探空資料，因缺地面對照資料故未予統計。（統計表格式如附表一）

(二) 統計結果——由上表格式利用所述年代資料統計顯示：

1. 屏東地區夏季午後之熱雷陣雨，多發生於高空東來氣流情況之下，即雷陣雨由東面山區吹來，其頻率為88.3%。其發生可見於蓋氏指數有較低值，足見山區富增長不穩定性。高空有東來氣流可稱為當地午後雷陣雨重要之指標。

2. 太平洋西來氣流所造成之雷陣雨，僅佔11.7%，且多見於700mb氣流為西北向，此或許與颱風在臺灣東海面有關。700mb氣流來自西南方者，則鮮少雷陣雨之發生，與赤道氣團西南氣流對當地之必雨事實，頗相逕庭。

3. 700mb以上之相對濕度甚有參考價值。但如700mb相對濕度低於40%以下，蓋氏指數雖見正值，而雷陣雨生成之可能性，却仍甚低。如500mb有較大之濕度，則常見有較長時間之雷陣雨且強度甚強。

4. 若純以東來氣流作預報雷陣雨之依據，其成功之機會率約為61.8%。若純以太平洋氣團西來氣流作預報「無雷陣雨」之依據，其失敗之機會率約為12.3%。

五、預報

太平洋氣團午後熱雷陣雨之預報

(一) 確定當地受太平洋氣團控制，或多於其他系統之影響，為避免分析主觀，故以上午無雨日為對

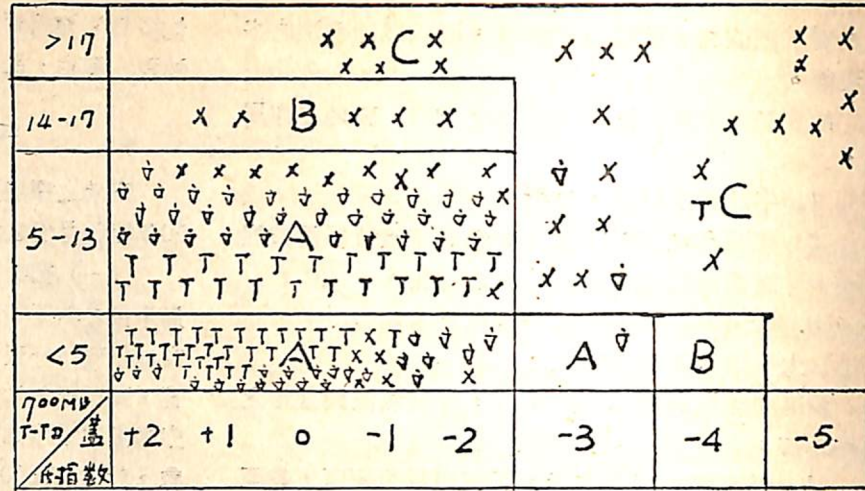
象。
(二) 運用當日 0000Z 東港探空及高空風資料，並使用預報圖。

利用前例統計資料，按氣流路徑，700mb T-TD差-蓋氏指數，天氣，而製成圖三、圖四、圖五。以850mb，700mb，500mb 三分之二最多風向決定大部氣流來自 S-E-N 範圍者製成圖三，來自 S-W-N 而 700mb 風向為 290°~340°者製成圖四，來自 S-W-N 而 700mb 風向非 290°-340°者製成圖五。該三圖係由地形，高空氣流，700mb 濕度，氣團穩定度等四因素所綜合組成。該三圖本可僅依據 700mb 風向設製之，但為求精確起見，故增以三層風向為準而製成之。圖中 A 區為雷陣雨範圍，B 區為局部或山區可能陣雨範圍，C 區為無雷雨範圍。

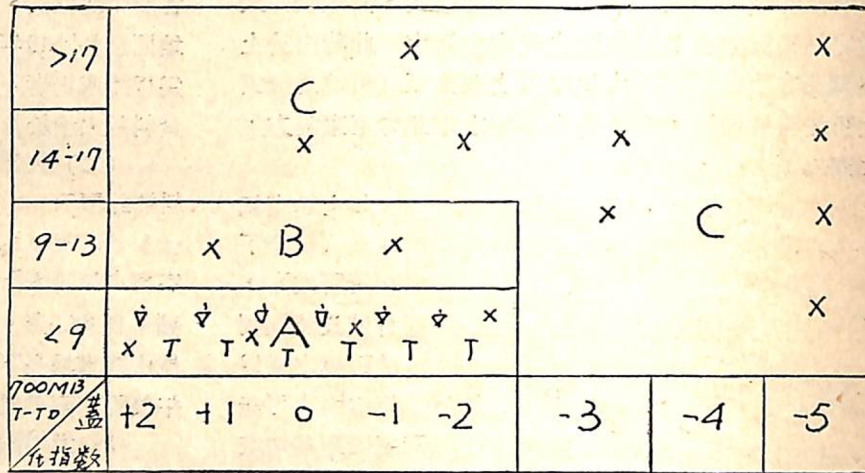
準確率計算說明：
發生於 A 區 準確，(不發生於 A 區 不準確) 發生於 B 區及 C 區 不準確，(不發生於 B 區及 C 區 準確)，三圖合計之準確率為 80.7%。

預報圖如下：
(三) 午後地面風向之考慮——

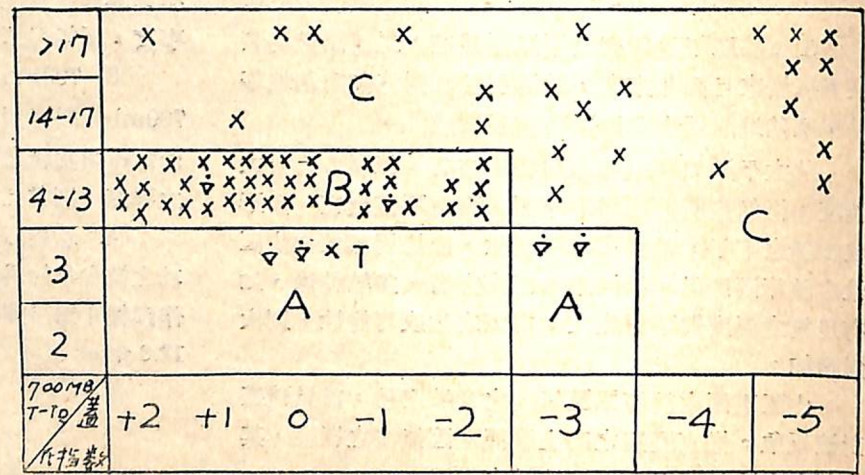
當地午後之雷陣雨多在東面山區生成，根據經驗，午後地面風向常與東面山區積雨雲發展區相對應，且與颱風或赤道氣團系統午後之南側風，常造成當地午後無雷陣雨之現象所不同。(北面山區遠，海風升坡作用不達)，故午後之地面風向殊值考慮。至少可估計積雨雲發展之區域，視高空氣流之走向，而研判對基地與飛行之影響。午後之地面風向常受 1,000 呎高空風之影響。假定當地純海風為 260°/15kts，若 1,000 呎風為 140/10kts 則午後之地面風向為南南西，如 1,000 呎風為 340/10kts，則午後地面風為



圖三：850-500mb 三分之二風向來自 S-E-N 範圍



圖四：850mb-500mb 三分之二風向來自 S-W-N 範圍 700mb 風向 290°-340°



圖五：850mb-500mb 三分之二風向來自 S-W-N 範圍 700mb 風向非 290°-340°

西北西，即約等於二者之合成。

赤道氣團雷陣雨之預報

當地赤道氣團雷陣雨例多見於下述二情況下發生：
(豪雨及連續雨不計)

(一) 五六月份，cPk 衰退，太平洋氣團時季未達全盛，有時臺灣處低壓區，弱性赤道氣團可偶初見於當地。其時高空 20,000 呎以下為頗溫濕西南氣流，探空溫度曲線趨向濕絕熱線，呈對流不穩定，無顯著穩定層或逆溫層，屬赤道氣團弱性。由於升坡，輻合及氣團之不穩定，當地常見一日陣雨數起，雷陣雨可於晨間或午後出現。

根據 47 年至 50 年 6 至 9 月探空資料統計，該雷陣雨之生成多有下列現象。

- 1. 700mb 風向 250°-290°
2. 500mb 風速 大於 10kts
3. 蓋氏指數 -1 至正值

0000Z 500mb 風速低於 10kts 以下，常為午後雨停之徵兆。

(二) 七至九月，全盛赤道氣團常隨颱風北上，有時可造成當地連續性雷雨之現象，惟年頻率約僅二次。同時資料統計顯示該雷雨之發生情況為：

- 1. 700mb 風向 250°-290°
2. 500mb 風速 大於 10kts
3. 蓋氏指數 大於 +1

- 1. 700mb 風向 250°-290°
或
2. 蓋氏指數 大於 +2

二者相同之點均為 700mb 風向是 250°-290°，此或許因該方向氣流有較大之升坡作用，500mb 風速可顯示赤道氣團西南氣流強度。

鑒於赤道氣團對於當地必雨之事實，探空之施放或多已在降水發生情況下，當時資料之分析，僅有助於解釋降水性質而已，故對赤道氣團類雨宜注重系統之預報。如該氣團在當地駐留，700mb 風向在十二小時內可無多大變化，兩次探空資料均可看出蓋氏指數與 500mb 風速。或颱風在臺灣東海面北上，當地 700mb 風將由西北漸轉 290°-250° 範圍，上述統計可供參考。

六、校 驗

以 51 年度 6, 7 兩月上午無雨日作午後雷陣雨預報之初步校驗，統計資料見表二至表四。

表二：51 年東來氣流上午無雨日 0000Z 資料

Table with columns for Date, June (1, 15), July (3, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 26, 27, 28, 29, 30), and rows for 蓋氏指數, 700mb T-Td, and 午後天氣.

表三：51 年西來氣流上午無雨日 0000Z 資料 (700mb 風向 290°-340°)

Table with columns for Date, June (2, 4, 5), and rows for 蓋氏指數, 700mb T-Td, and 午後天氣.

表四：51 年西來氣流上午無雨日 0000Z 資料 (700mb 風向非 29°-340°)

Table with columns for Date, June (3, 7, 18, 19, 21, 22, 23, 28, 29, 30), July (1, 6, 9, 17, 31), and rows for 蓋氏指數, 700mb T-Td, and 午後天氣.

將資料點入午後雷陣雨預報圖中稱：

- 預報次數 41 次
準確次數 34 次
不準確次數 7 次
準確率 80.3%

七、結 論

夏季屏東地區午後之熱雷陣雨多在高空東來氣流下生成，在太平洋氣團西來氣流下則少有雷陣雨之發生。預報圖係基於地形，高空氣流，高空濕度，穩定 (下接第 11 頁)