

# 颱風形成之觀測分析

劉廣英

## 一、前言

每當颱風季節氣象工作人員對於熱帶地區的雲堆 (Cloud Cluster) 特別敏感，因其是否會發展為颱風不但對未來天氣影響極大，且關係到某些地區的安全。台灣地處颱風路徑之要衝，平均每年會受 3 到 4 個颱風侵襲，因而死亡及失蹤人數達一百，房屋全倒近四千 (中央氣象局，1978)，為害之烈可見一斑，是以多年來國內研究者大有人在，其內容可概分為兩部分 *An Introduction to the McBrides work* (吳，1978)，即對颱風本身之研究以及其可能造成之災害的研究，前者重點在於資料蒐集整理與分析、理論探討、實驗室模擬以及路徑預報，後者則著重於暴風、暴雨及浪潮之研究，所得成果對天氣預報亦即對保障國計民生貢獻甚大。至於國外研究方面近年來自亦突飛猛進且成果不勝枚舉 (汪、張，1978)。然綜括來看，無論國內或國外對颱風形成的分析研究均較少，致當雲堆出現後，預報人員對其是否能形成颱風至今尚無法正確預測。Gray (1979) 認為由雲堆發展成熱帶氣旋的理論尚未產生，而欲建立此種理論，首先要能解釋熱帶氣旋初期發展的現象，為此在他指導下 McBride (1979) 特將太平洋及大西洋兩地區 1961 及 1970 共十年的資料，利用合成 (Composit) 分析的方法加以分析比較，並由而獲得一些熱帶氣旋發展的特徵，以及預報法則。筆者認為文中有關太平洋地區部分對國內颱風預報作業極具參考價值，謹簡要介紹如後。

## 二、資料及資料分析

研究中共使用十 (1961-1970) 年的資料，此等資料又根據雲堆是否發展分為 5 組，各組之系統特徵及包括之探空觀測次數如表 1。表中距中心緯度數 2、4、6 分別代表 1-3°，1-5° 及 5-7° 間的觀測數目。以上資料用一半徑 15 個緯度水

平分為 8 個象限垂直 (自地面及 50 mb) 分為 19 層之圓網格系統 (如圖 1) 合成之，合成時以最低層之擾動 (Disturbance) 中心對準網格原點，

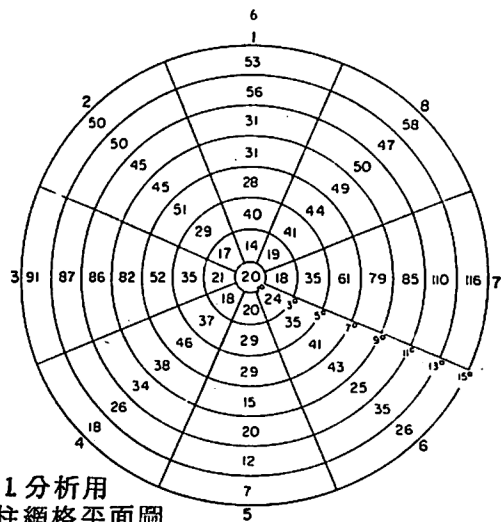


圖 1 分析用圓柱網格平面圖

象限 1 朝北。正如表 1 中距中心緯度數一般，所有的平均值均以中間度數表之。譬如說在 3° 處的平均溫度 T 所代表的是 2-4° 間八個象限中各報告的平均值。渦度與散度 (Divergence) 是由線性積分求得，例如 0-4° 內的平均相對渦度為

$$\begin{aligned} \text{渦度}_{0-4^\circ} &= \frac{1}{\text{面積}} \int V_T dl \\ &= \frac{1}{\pi R^2} \sum_{i=1}^8 V_{Ti} \frac{2\pi R}{8} \\ &= \frac{2\bar{V}_T}{R} = \frac{\text{半徑 } 4 \text{ 個緯度處的 } \bar{V}_T}{4^\circ (\text{緯度})} \quad (1) \end{aligned}$$

式中  $V_T$  為圓柱座標中的切線風速。同理，散度可以  $2V_R/R$  求之，其中  $V_R$  為同座標系中的徑向風速。

資料中的 N1 組是西太平洋夏季雲堆的合成。此種系統乃熱帶海洋中最典型的天氣現象。雲堆的中心由 ESSA 衛星雲圖中訂定，平均約在

11°N, 149°E 附近，系統之最大恒常風 ( $V_{max}$ ) 估計不會超過每秒 10 公尺。D1 組都是後來發展成颱風的雲堆，中心是由美軍 DMS P 衛星雲圖訂定，並回溯至可由雲圖中判定的日期開始。中心平均在 11°N, 146°E 附近，系統之最大恒常風速約為 10m/s。D2 組中心亦由 ESSA 衛星雲圖或 JTWC 颱風最佳路徑外推，平均在 10°N, 153°E 附近， $V_{max} \approx 10\text{m/s}$  或以下。D3 一組中心的訂定與 D2 組相同，平均位置在 13°N, 144°E,  $V_{max} < 50 \text{ kts}$ 。D4 組的位置取自 JTWC 颱風最佳路徑，平均在 22°N, 136°E 附近， $V_{max} \approx 45\text{m/s}$ 。

## 三、有關資料之基本狀況

### (一) 基本環流：

連同大西洋的 7 組本研究共有資料 12 組。該等資料時間內兩洋地區的低層 (~ 梯度層 ~ 950mb) 及高層 (~ 200mb) 之平均風場如圖 2 及 3 所示。圖中「X」號所示即兩洋各組資料之平均位置。由圖可見西太平洋各組資料均在低高

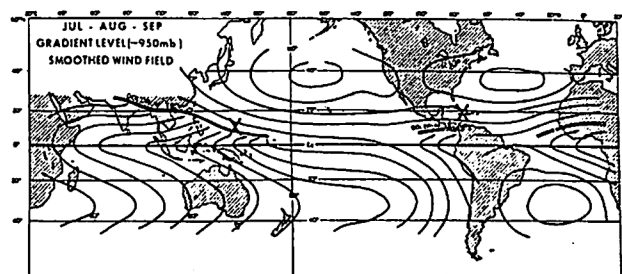


圖 2 北半球夏季熱帶地區梯度層之平均風場

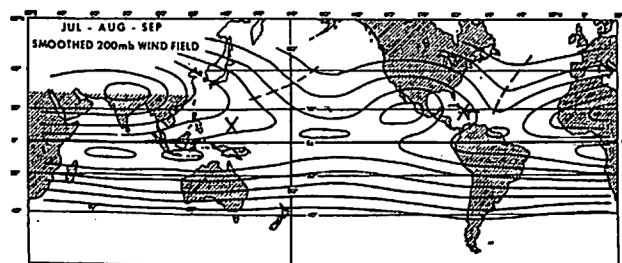


圖 3 北半球夏季 200 MB 平均風場層的東風帶內，且位於低層季風槽 (Monsoon Trough) 的北邊。至於大西洋地區則狀況略有不同；各組資料在低層平均尚在東風帶內，但至高層已進入西風帶。之所以會有此種差異是由於大西洋中的各組資料平均位置偏北，因而落於信風帶內，而此信風帶厚度較小至 200mb 已轉為西風。

組別	特 徵				距中心各半徑 (度) 內及科數		
	緯度 (°)	經度 (°)	風速 (m/s)	風速 (kts)	2	4	6
N1	6.5	1.3	10	1008	143	224	282
D1	8.1	4.2	10	1007	22	45	72
D2	7.0	4.9	10	1005	151	281	352
D3	10.3	8.2	20	1000	135	272	357
D4	14.8	11.3	25	960	203	521	787

表 1 資料分組各組特徵及所包括之探空觀測次數 McBride 及 Gray (1978) 曾計算兩地 850mb 面上平均渦度及垂直運動，他們發現太平洋相關地區之渦度為  $+3 \times 10^{-6} \text{ S}^{-1}$ ，垂直上升運動為每天 30mb，而大西洋則分別為  $-1.5 \times 10^{-6} \text{ S}^{-1}$  及 10 mb/天。此一結果顯示平均來說前一地區具有氣旋發展的良好背景條件，而後一地區則否，因而在形成颱風 (颶風) 次數上來說前者的為後者的 5 倍以上 (Atkinson, 1971)。另外我們可由圖中看到，兩資料區均在高層副熱帶脊線內，且在熱帶上對流槽 (TUTT) 的南端西側。所謂上對流層槽即副赤道 (Subequatorial) 脊與副熱帶脊間的一條槽線，在太平洋者平均位置在太平洋中部因而一般稱為中太平洋槽 (MPT) (Sadler, 1975)。Sadler 認為 TUTT 為在太平洋地區之位置較平均位置偏西時有利西太平洋發生颱風。

組 別	移 (米) 向 (度)	移 速 (m/s)
N1	94	7.2
D1	90	7.2
D2	106	5.0
D3	118	4.4
D4	146	3.6

表 2 各系統之平均移向及移速

表 2 為太平洋地區各組資料之移向 (來向) 及移速。由表可見平均而言系統強度愈強其移向愈偏北且移速愈慢。實際上個案的情況與合成後的平均狀況差別很大，亦即各種熱帶系統有各種不同的移向與移速，這是我們要注意的事實。

### (二) 平均熱力及動力垂直結構：

圖 4 是 D2 一組資料的平均熱力及動力特徵圖。D2 是所有系統組中結構最完整者，因而由分析它的內 (雲區內亦即 0-3° 的平均溫度， $T_{0-3^\circ}$ ) 外 (環境，亦即 3-7° 的平均溫度， $T_{Ew 3-7^\circ}$ )



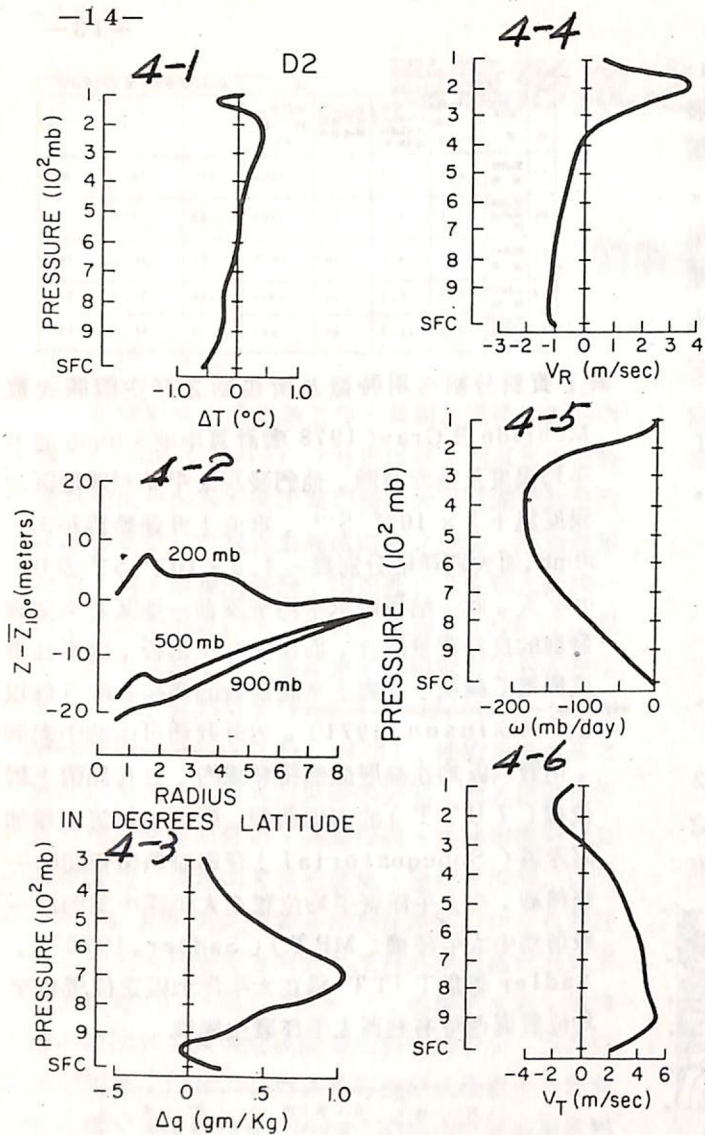


圖 4. 太平洋中雲堆的平均結構圖

溫度差、D 值 ( $Z - \bar{Z}_{10^{\circ}}$ )、內 ( $2_0 - 3_0$ ) 外 ( $2_3 - 5_0$ ) 濕度差、徑向風速 ( $V_R$  at  $4^{\circ}$ )、垂直速度 ( $0 - 4^{\circ}$ ) 以及切線風速 ( $V_T$  at  $4^{\circ}$ ) 應可獲得很多有用的資料，而比較這些資料應可瞭解我們關心的雲塊有無發展為颱風的可能。

圖 4-1 為雲區內外的溫度差，顯示能發展為颱風之雲塊在約 250mb 高處為暖心，而在近地層為冷心。圖 4-2 為 D 值的分佈狀況，其中 900-500mb 向中心的高度梯度很大，是 200mb 高空則可看出有向外的高度梯度。由流體靜力條件可知圖 4-1 的高層暖心所顯示的就是低層氣壓偏低且愈近地面氣壓梯度愈大。圖 4-3 為雲區內外濕度差的分佈狀況，最大差別在中對流層，區內較環境濕度約大  $0.6g/kg$ 。圖 4-4, 4-5 及 4-6 是合成系統之動力狀況。由而可見：1 350-100mb

有很強的氣流向外流，而大部份的對流層內有空氣向中心流，其中又以摩擦層以上者為大，很明顯的此種較大的內流為偏地轉風指向圖 4-2 之降高中心。2 雲塊內整個對流層都為上升氣流所據，最大上升區在 350mb。3 自地面後 300mb 左右切線風速均為正 (氣旋式) 以上則為負，此與圖 4-4 相配合。

圖 5 是發展完全 (D4) 之颱風的熱力及動力結構圖。比較圖 4 與圖 5 中各相關圖可見兩者間在形式上甚相似，但後者在量上均較前者為大，另外值得注意的是颱風中暖心已不限於高層，已發展為 900mb 以下，但地面上仍屬冷心，這一點與我們一般的想法有出入。實際上熱帶氣旋暖心的形成與潛熱釋放直接相關，是以近地層溫度內外相差不會太大。

(三) 合成系統之動力特徵：

表 3 是各合成系統組距中心  $0 - 4^{\circ}$  內輻合量的平均分佈。其中因摩擦所引起來的輻合量是在假定近地層 (Boundary Layer) 厚度為 100mb 利用 (Gray, 1979)

$$C_F \approx \frac{1}{10} \bar{\epsilon}_T \dots \dots \dots (2)$$

公式計算出來的。式中  $\bar{\epsilon}_T$  是近地層頂的渦度。由表可見各輻合量隨系統之強度而增大，且在各有發展系中下對流層 850mb 以下的量與 350mb 以下全量之比值亦隨系統強度而增大。

另一動力參數是氣流之非線性作用。Shapiro (1977) 認為由線性動力 (Linear Dynamics) 過渡到非線性 (Non-Linear) 動力是熱帶氣旋發生的重要因素，是以比較其大小有助於對雲堆發展可能與否之研判。至於氣流之非線性特徵的大小可由 Rossby 數 ( $Ro$ ) 測定之，因

$$Ro = \frac{\text{非線性的向心力項}}{\text{線性的柯式項}} = \frac{V_T^2/R}{fV_T} = \frac{V_T}{fR} \dots \dots \dots (3)$$

各定壓層上各合成系統之  $Ro$  表列如附表 5。由表可見，在 500mb 以下系統發展與否  $Ro$  有明顯的差別：發展系統之  $Ro$  為不發展系統者的 2 倍以上，此倍數並隨發展系統強度而增大。D4 組的  $Ro$  略減是由於該合成系統中心偏北  $f$  增大所致。

(四) Gray 博士的季節旋生參數

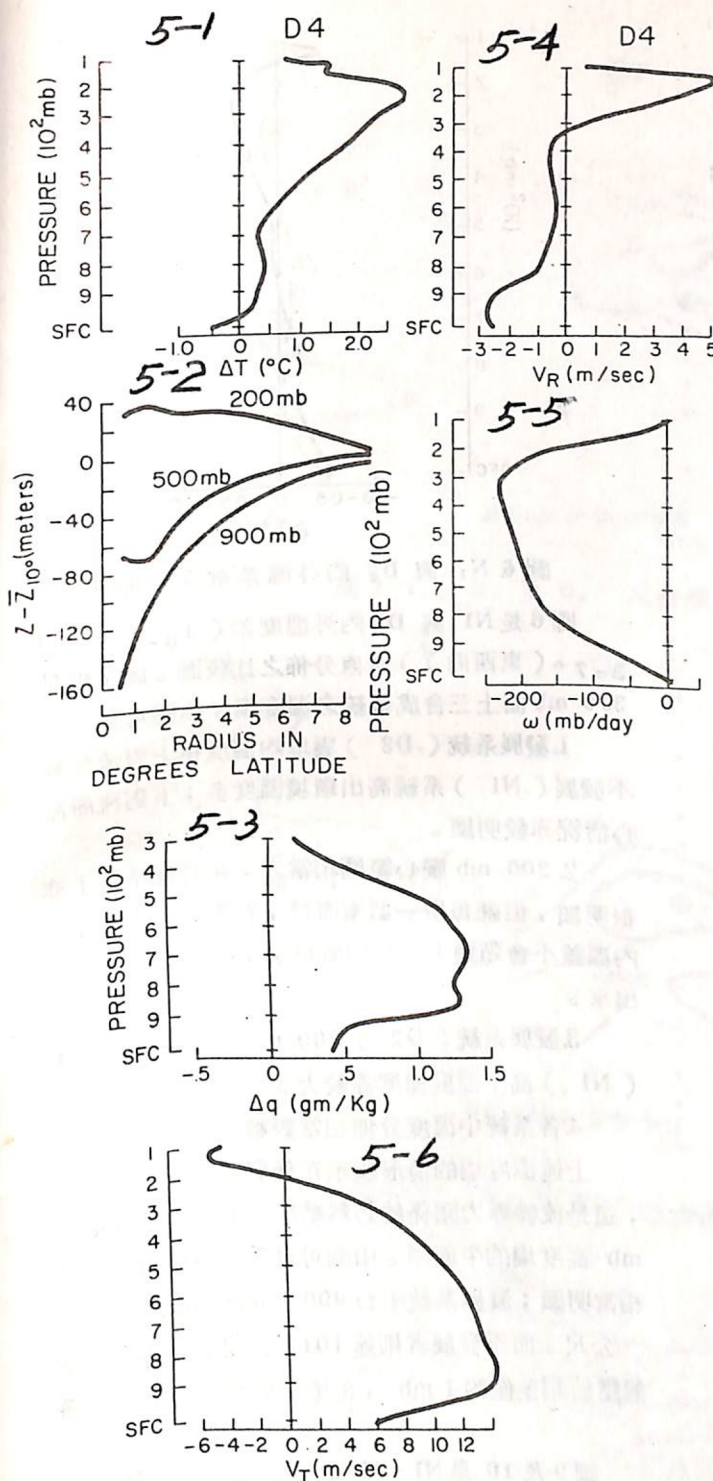


圖 5. 太平洋中發展完全之颱風平均結構圖

在研究熱帶氣旋生成中，Gray 博士 (1975, 1979) 設定了一個季節旋生參數 (Seasonal Genesis Parameter, SG 參數)，他認為熱帶氣旋新生的季節與地理分佈直接與此參數相關。此參

組別	輻合量			計算之 原形結 合 ( $C_F$ )	CF	
	350-900mb	900-850mb	850-350mb		350-900mb	900-350mb
N1	142	30	43	7	-2	-3
D1	235	38	53	19	-2	-1
D2	189	52	75	21	-3	-4
D3	224	79	103	37	-4	-5
D4	241	110	147	55	-5	-6

表 3 各合成系統組距  $0 - 4^{\circ}$  內輻合量的平均分佈

組別	項	Rossby 數					
		海陸參數	內氏參數	垂直參數	海洋參數	熱力參數	SGP
N1	9.7	2.75	0.107	18	12.0	1.0	6
D1	30.9	2.76	0.189	18	11.3	1.0	34
D2	28.5	2.57	0.182	18	11.3	1.0	27
D3	59.9	3.40	0.138	16	11.7	1.0	53
D4	95.7	5.38	0.197	12	8.9	1.0	108

表 4. 太平洋中各合成系統之 Rossby 數

數包括包括動力及熱力兩部份，即

SG = 動力位 (dynamic potential) × 熱力位 (thermal potential)

$$\text{動力位} = f (\bar{\epsilon}_T + 5) \left( \frac{1}{S_Z + 3} \right)$$

$$\text{熱力位} = E \left( \frac{\partial h}{\partial p} + 5 \right) \left( \frac{RH - 40}{30} \right)$$

.....(4)

式中

$\bar{\epsilon}_T$  為 900mb 等壓面的相對渦度，單位為  $10^{-6} S^{-1}$ ；

$S_Z = |\partial V / \partial p|$ ，為 900 與 200 mb 之風變，單位為 m/sec per 700 mb，與  $S_Z$  相關的一項稱為垂直風切參數；

$\frac{\partial h}{\partial p} + 5$  稱為濕度穩定參數，其中 h 是濕度靜能 (moist static energy)，取地面至 500mb 之差值，單位為 ok/510 mb；

$$E = \int_{sfc}^{60m} \rho_w C_w (T - 26) dz$$

其中 60 m 或溫度為  $26^{\circ}C$  之高度



$\rho_w$  為海水密度 ( $= 1 \text{ gm/cm}^3$ ),  
 $C_w$  為水之比熱 ( $1 \text{ cal/gm} \cdot ^\circ\text{C}$ ),  
 $T$  海面溫度 ( $^\circ\text{C}$ ),  
 $E$  的單位為  $10^3 \text{ cal/cm}^2 \cdot (\cdot 42 \text{ J/m}^2)$ ;

$\overline{\text{RH}}$  為 500 至 700 mb 間的平均相對濕度,  
 與其相關之項稱為濕度參數。當  $\overline{\text{RH}} < 40$  時參數為 0, 當  $\overline{\text{RH}} \geq 70$  時則為 1。

SG 參數	900mb	700mb	500mb	300mb	200mb	150mb
N1	.14	.15	.16	-.01	-.16	-.13
D1	.40	.38	.37	-.02	-.32	-.28
D2	.46	.40	.27	-.01	-.15	-.18
D3	.61	.57	.44	.21	-.10	-.19
D4	.58	.56	.46	.23	-.01	-.18

表 5 各合成系統之 SG 參數及各項之計算值  
 4. 半徑及合成系統之 R.O. 值  
 表 4 為各合成系統之 SG 的兩個分量的計算值。由表可見熱力項各系統的值頗近似, 但動力項差異就很大。這說明熱力項是氣候上的要件, 它不夠大時熱帶氣旋不會形成, 但它表示的是時間(季節)與空間(區域)的條件, 也就是何以一年中某些月份以及海洋上的某些地區比較容易生成颱風的原因; 動力項是一時的, 它每天都在變, 這也就說明了何以適宜的時空條件下並不是天天能有雲堆發生並發展為颱風。由於 SG 中有隨時在變的動力位一項, 此參據有效報性, 可用以預報熱帶氣旋每天的發展可能性。

(五) 海面蒸發之作用

SG 參數中的 E 項稱為海洋能量 (ocean energy) 參數, 此項的值在太平洋相關區者較大。根據計算太平洋地區大氣之平均淨輻射冷卻與垂直輸送冷卻的和約為  $2.2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{天}$ , 因而必須有足夠的蒸發潛熱來補充。如假定 Bowen 比為 0.1, 則每天要蒸發  $0.75 \text{ gm/cm}^2$  的水汽才能達到平衡。

四、發展與不發展系統之比較

為了比較兩種合成系統的差異, 以下謹將太平洋地區不發展的一組與發展者 (D1 與 D2 加以比較。

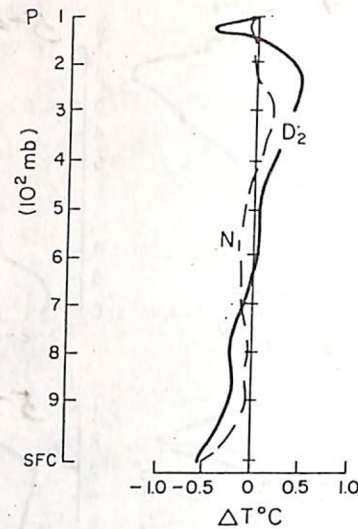


圖 6 N1 與 D2 內外溫差垂直分佈圖

圖 6 是 N1 與 D2 內外溫度差 ( $T_{0-300} - T_{3-7}$  (東西向)) 垂直分佈之比較圖。圖 7 則是 300 mb 面上三合成系統之溫度場。由圖可見

1. 發展系統 (D2) 雲堆內溫度在上對流層較不發展 (N1) 系統高出環境溫度多; 下對流層冷情況亦較明顯。
2. 300 mb 暖心範圍相當大, 在合成系統上亦很明顯, 但就每單一個案而言, 在數百公里的範圍內溫差不會超過  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  的數量級, 因而並不易量度出來。
3. 發展系統 (D2) 300 mb 溫度較不發展者 (N1) 高, 溫度梯度亦較大。
4. 各系統中溫度分佈相當對稱。

上述溫度場的情形顯示在低層就是氣壓的分佈, 這是流體靜力關係的必然結果。圖 8 就是 900 mb 高度場的平面圖。由圖可見系統發展與否差異相當明顯; 發展系統中心 900 mb 面高度約僅 1002 公尺, 而不發展者則達 1012 公尺。不過轉換成氣壓值相差僅約 1 mb, 在單一個案中並不易分辨。

圖 9 及 10 是 N1、D1 及 D2 三合成系統之 900 mb 及 200 mb 流線與等風速 ( $\text{ms}^{-1}$ ) 分析圖。由圖 9 可見, 無論系統是否會發展, 中心附近低層 (900 mb) 都有北方的東風 (信風帶) 與南方的西風 (季風帶) 所形成的輻合區, 但在風速上來看未來有發展系統的風速要比無發展者來的大。不過我們要注意此種差異不可看成是二發展系統之

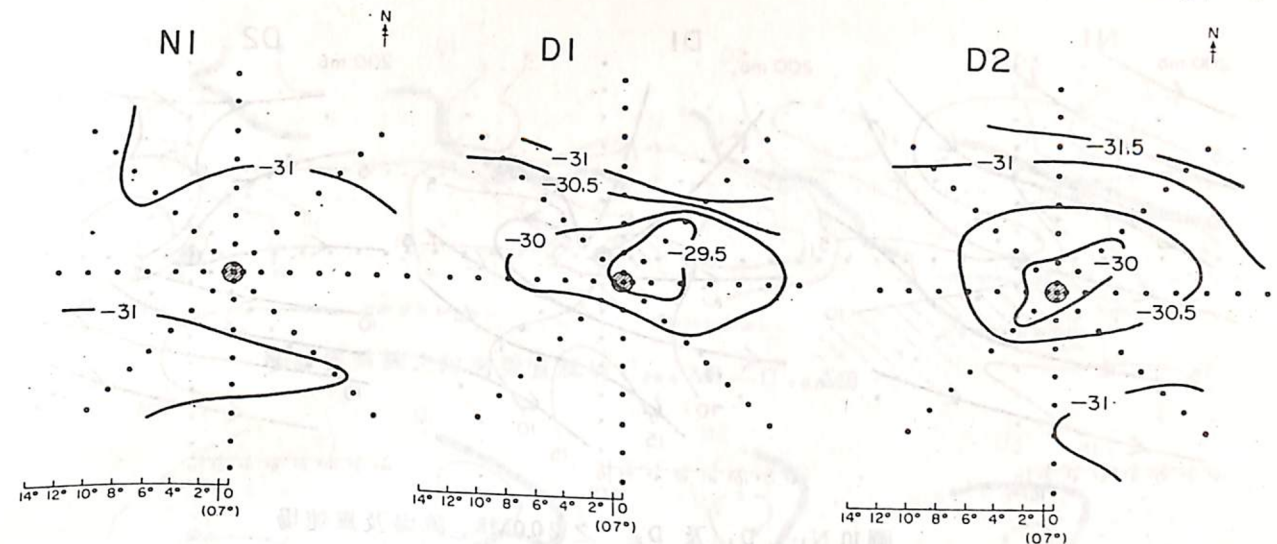


圖 7 N1, D1 及 D2 三合成系統 300MB 面上的溫度場

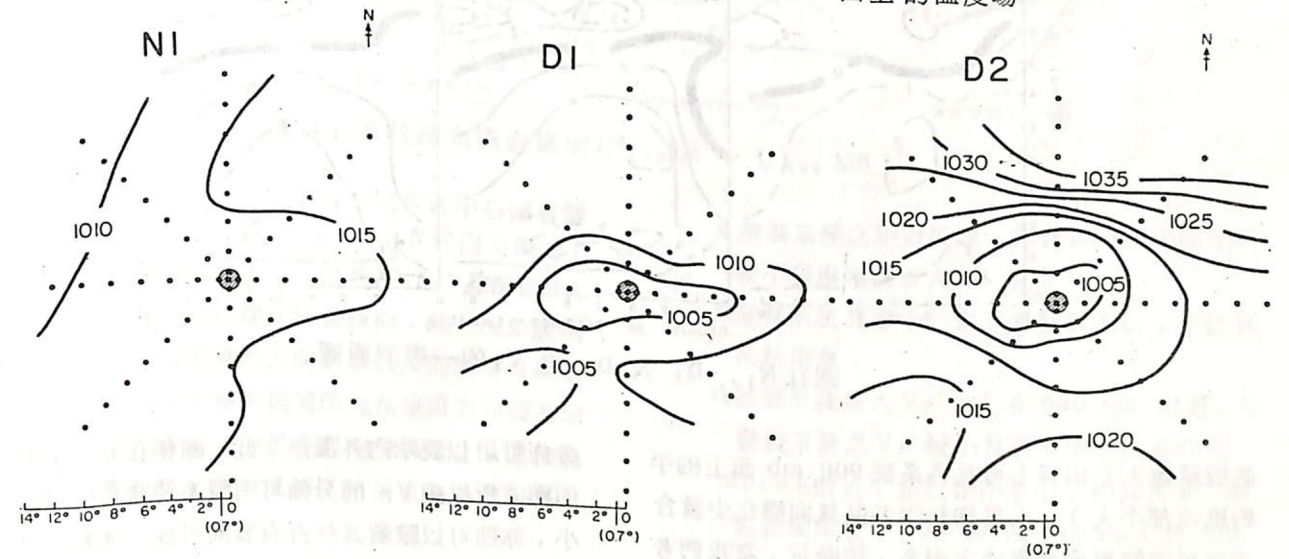


圖 8 N1, D1 及 D2 三合成系統 900MB 高度場

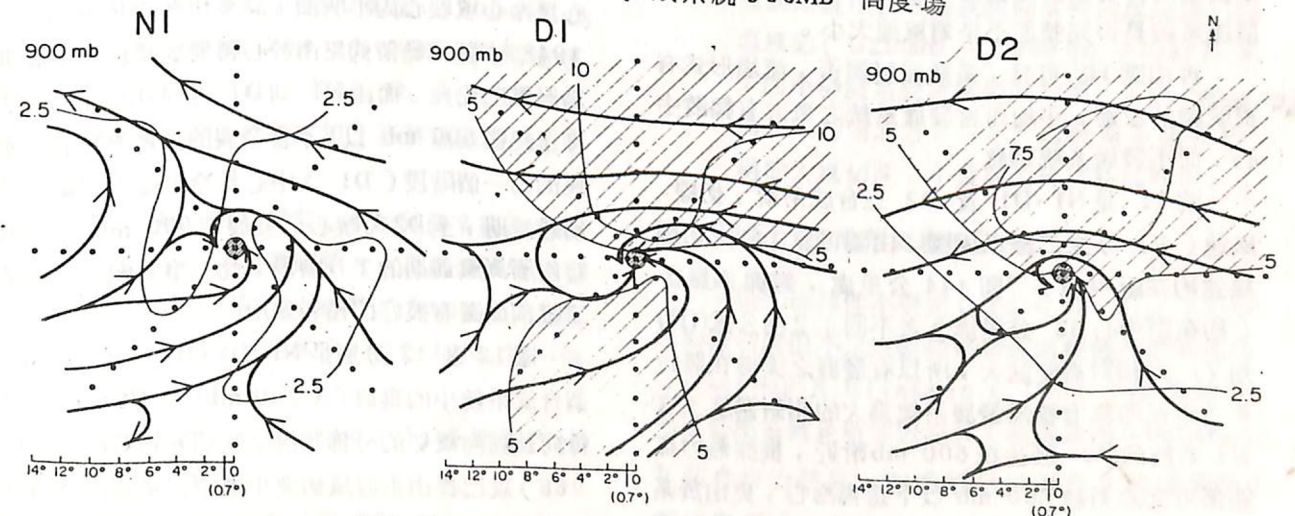


圖 9 N1, D1 及 D2 之 900MB 流場及風速場



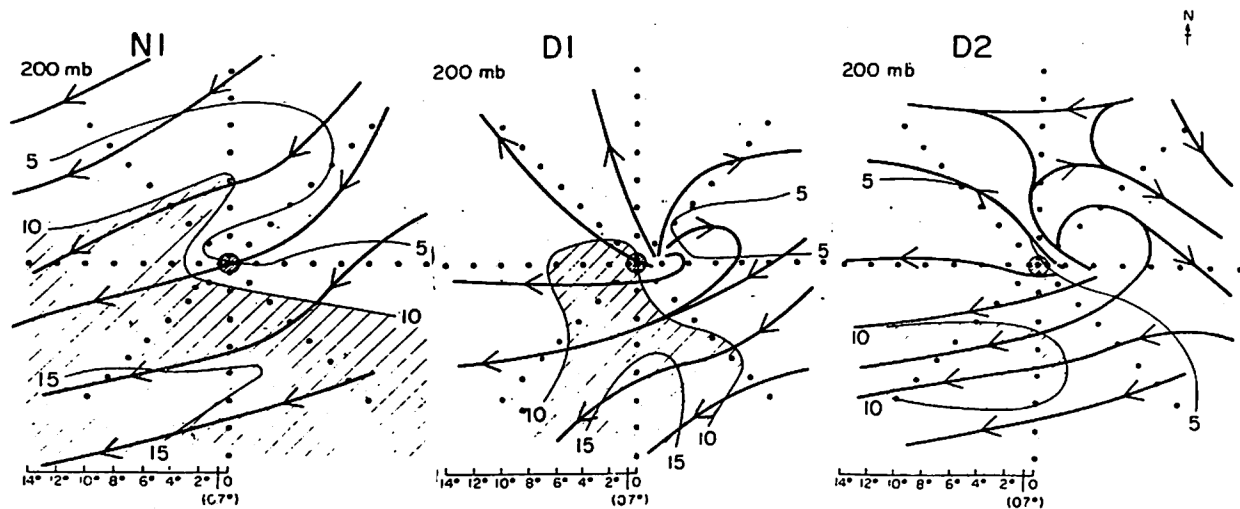


圖10. N<sub>1</sub>, D<sub>1</sub> 及 D<sub>2</sub> 之 200MB 流場及風速場

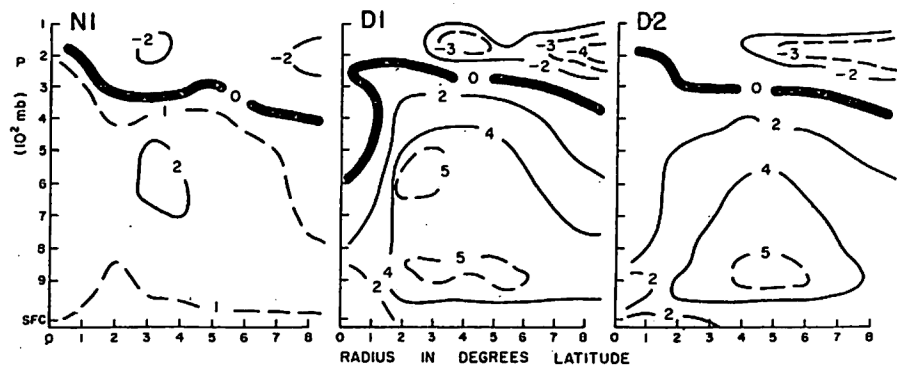


圖11. N<sub>1</sub>, D<sub>1</sub> 及 D<sub>2</sub> 之 V<sub>T</sub> 之一維剖面圖

低層風速大(由表1可見各系統900 mb 面上的平均風速都不大),而是網格內各站風向變化少致合成後風速較風向多變者大很多,這顯示,當我們考慮雲堆是否有發展可能時,應注重其風場所顯示的環流系統是否完整而不是看風速大小。

再由圖10可見,系統發展與否,流場形式有很明顯的差別。平均而言發展系統之東方有輻散中心,而不發展系統則無。

圖11是N<sub>1</sub>、D<sub>1</sub>及D<sub>2</sub>三合成系統,切線風速(V<sub>T</sub>)之二維剖面圖。由圖可見1.最大切線風速約在距中心4°即444公里處,這與颱風者(約在距中心35公里處)者不同;2.由公式(1)可知V<sub>T</sub>大相對濕度就大,所以有發展之雲塊在將近8°半徑內都有較無發展系統為大的相對濕度;3. N<sub>1</sub>系統的V<sub>T</sub>發生在600 mb附近,根據熱力風關係可知該系統600 mb以下應為冷心,更由於系統內外溫差小(見圖7)不易測出,是以此一風速

分佈可用以表示內外溫差。此一關係在D<sub>2</sub>中更為明顯。所以由V<sub>T</sub>的分佈可明瞭系統暖心的厚度大小,亦即可以瞭解其是否有發展可能。4. D<sub>1</sub>的V<sub>T</sub>結構顯示500 mb以下無明顯的溫度梯度,亦即中心為冷心或暖心尚不明顯。許多作者如Riehl(1948)認為熱帶低壓由於心轉變成暖心是將發展為颱風的先兆。而由N<sub>1</sub>到D<sub>1</sub>再到D<sub>2</sub>的V<sub>T</sub>分佈正證明500 mb以下不會發展的系統是冷心,發展的第一個階段(D<sub>1</sub>)中心是冷是暖不明顯,是為過渡期,至D<sub>2</sub>時暖心已發展到900 mb,而此時尚屬颱風前期的TD階段。此一事實顯示V<sub>T</sub>的二維剖面圖有很好的預報效用。

圖12及13分別是N<sub>1</sub>、D<sub>1</sub>、D<sub>2</sub>、及D<sub>3</sub>四個合成系統中的垂直(U<sub>200 mb</sub> - U<sub>900 mb</sub>)緯向及經向風切的分佈狀況。我們知道Gray(1968)就已提出垂直風切要小熱帶低壓強度才會發展,因為此時能量及濕氣才能集中。由圖可見,無

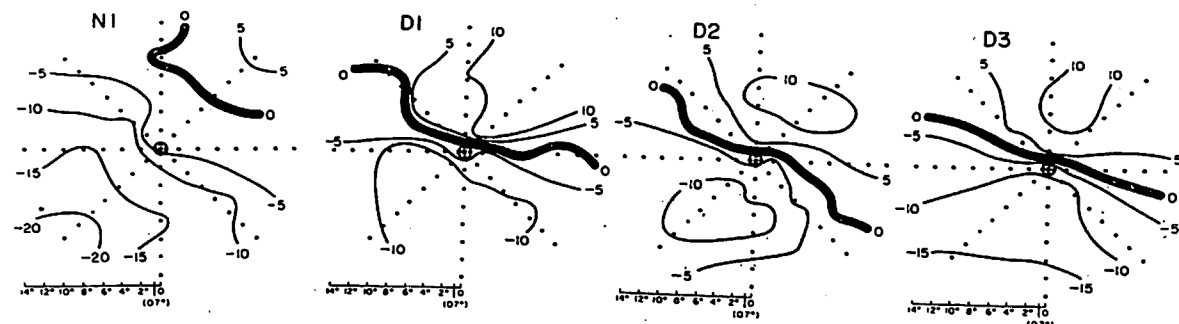


圖12各系統之緯向垂直風切U<sub>200 MB</sub> - U<sub>900 MB</sub>

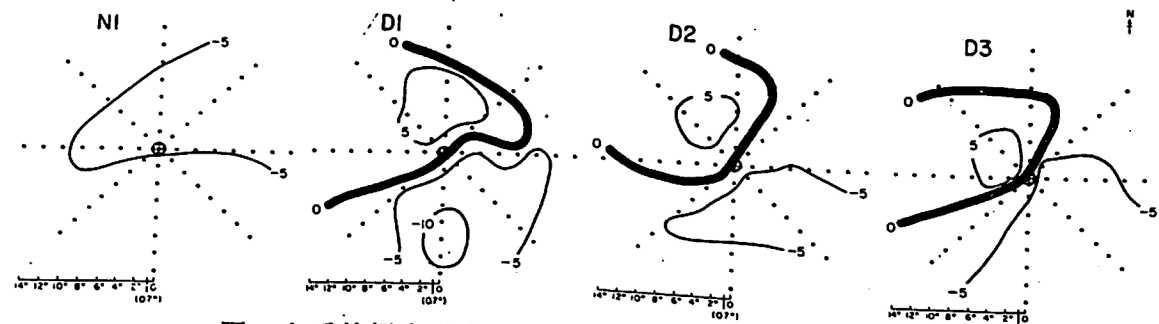


圖13各系統經向垂直風切U<sub>200 MB</sub> - U<sub>900 MB</sub>

論緯流或經流, D<sub>1</sub>至D<sub>3</sub>各合成系統中心都有零風切線通過而N<sub>1</sub>系統則否。另外在緯向分風速上可見,各發展系統之南北方2° - 5°都有最大垂直風切,零值風切線亦呈東西向,此一現象說明有發展之熱帶低壓東西方向要有很大的無垂直風切的範圍,而在南北兩側環境環流在垂直方向要有氣旋與反氣旋相重合。至於在經向分風速上,垂直風切零線是彎曲的,而大風切區略呈東南西北對稱但強度較弱。

以上比較了發展與不發展系統間的內外溫差垂直分佈,300 mb 面上的溫度配置、900 mb 的高度場、900 mb 及200 mb 的流場與風速場V<sub>T</sub>二維分佈以及垂直(U<sub>200 mb</sub> - U<sub>900 mb</sub>),並討論了它們的內涵。以下謹將重點歸納如下:

1. 二種系統上層均為暖心,唯發展系統者比較明顯且向下伸展範圍較大。反應到下層的現象就是發展系統的中心附近的900 mb 高度較低。不過此一現象由於差值太小,單一個案中不易測出。
2. 發展系統附近廣大(~8° lat)範圍內的大氣溫度較高。
3. 兩種系的濕度狀況差異甚微。

4. 發展系統之垂直風速,在合成分析中顯示約較不發展系統者大30%。

5. 發展系統高層中心東方有輻散中心,不發展系統則無。

6. 發展系統最大V<sub>T</sub>中心在900 mb 附近,不發展系統之V<sub>T</sub>較小且最大中心較高約在500 mb 附近。是以在作業中,如發現3°半徑圓周附近,900 mb 面上的V<sub>T</sub>大於500 mb 面上的V<sub>T</sub>,該系統發展之機會甚大。

7. 發展系統中心無論就緯向或經向風速而言垂直風切(U<sub>200 mb</sub> - U<sub>900 mb</sub>)均約為零,而不發展系統之風切值約為-5 m/100mb,而在中心南北方2 - 5°處發展系統有對稱的大風切區,不發展系統則無此特徵。

### 五、CISK 與熱帶氣旋的發展

一般的條件性不穩定( $T_s < T < T_d$ )可形成對流積雲但不足以觀釋熱帶地區線觀尺度的現象。Charney及Eliassen(1964)認為熱帶地區低壓系統是積雲對流與大範圍擾動(disturbance)互助合作的結果,即積雲供給推動大範圍擾動所需的熱能,而擾動使水汽輻合並推動積雲對流,



此種互助合作所形成之不穩定即稱之為第二類條件性不穩定 (CISK)。此種現象有兩種 (Holton, 1979)，第一種 CISK 認為低層輻合是因近地層摩擦作用所引起。此種 CISK 對於熱帶氣旋迅速發展有很好的解釋能力。第二種 CISK 稱為 wave - CISK 認為低層輻合是隨着波動輻合風場而生。此種 CISK 不能解釋線現尺度擾動迅速發展的現象。不過此缺點可以近地層摩擦修正之。基於 CISK 控制可解釋熱帶擾動迅速發展現象之事實，及颱風發展數值模擬中引用此機制的良好成效，許多人 (Holton, 1979) 認為熱帶低壓能迅速發展為颱風是 CISK 作用使然，但 McBride 在報告中却以三項理由否定了此種可能性，他認為用 CISK 解釋熱帶氣旋新生及發展的三項問題為：1 CISK 的作用來自質量及水份輻合的增加，但觀測結果並不支持此現象，亦即熱帶氣旋新生及發展時，輻合作用並不見增加；2 CISK 機制中摩擦作用佔有絕定性的作用，但由觀測資料顯示，近地層摩擦輻僅佔全部輻合量的 5 - 20%，似不足以有決定性的作用；3 CISK 理論中的主要能源是積雲對流的熱能，實際上，熱帶系統中角動量與動能的作用更直接有效。

正如前言中所提到的，形成颱風的理論尚未建立，在衆多熱帶擾動中僅有極少數會發展為颱風，顯然有很特別的原因及條件。以上兩種看法究竟何者為對自亦有待進一步的探討。

六. 結語

Gray 博士所領導的研究者對熱帶觀測資料的蒐集分析貢獻甚大，相信必可研究出颱風生成的良好理論，進而支援有關預報。綜合以上分析，我們可歸納出以下幾項結果，這些結果或方法對今日的颱風生成發展預報已甚具價值：

1 Gray 的 SG 參數可用以預測擾動系統有無發展可能。

- 2  $V_T$  的二維剖面較系統內外溫差垂直分佈可用性大；當最大  $V_T$  中心愈接近近地層時，或 900mb 之  $V_T$  較 500mb  $V_T$  大約 2 倍時，系統發展之可能愈大。
- 3  $U_{200mb} - U_{900mb}$  在雲堆中心上空為零且緯向風切零線向東西延伸各  $8^\circ$  時該雲堆將發展，此參數亦可以旋生位 (genesis potential, GP) 代替之；  

$$GP = \xi_{200mb} - \xi_{900mb}$$
 當使用  $6^\circ$  處之  $V_T$  計算時，發展系統與不發展系統之 GP 相差很大。
- 4 發展系統中心東方 200mb 面上有輻散中心；系統發展與否此面上的流場有很明顯的差異。
- 5 中太平洋槽較偏西時，其西南方之熱帶低壓較易發展成颱風的強度。
- 6 McBride 認為對流層增溫雖不易量出但是熱帶低壓將增強的指示，此種增溫是颱風前期 (pre-storm) 擾動中質量場與風場相互調節的結果，是以他認為雲堆對於颱風形成的供獻不在於潛熱釋放，而是雲有在上下層形成超梯度風的能力。

參考文獻

中央氣象局：台灣八十年來之颱風。民國 67 年 12 月出版。

汪群從、張隆男：近年來國外颱風研究之詳介。台灣地區災變天氣研究會論文彙編。民國 67 年 5 月。

吳宗堯：近年來國內颱風研究之詳介。同上。

Atkinson, G. D., 1971: Forecaster's guide to tropicae meteorology. Tech. Report 240, AWS, USAF.

Gray, W. M., 1979: Hurricanes their formation, structure and likely role in the tropical circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 105, 155 - 218.

Holton, J. R., 1979: An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, U.S.A.

McBride, J. L., 1979: Observational Analysis of Tropical Cyclone Formation. Atmos. Sci. Paper No 308. Dept. of Atmos. Sci., Colorado State Univ., Colorado, U.S.A.

McBride J. L. & W. M. Gray, 1978: Mass divergence in tropical weather system, Part I & II. Dept. of Atmos. Sci. Paper No 299. Colorado State Univ. U.S.A.

Riehl, H., 1948: On the formation of Typhoons. J. M., 5, 247 - 264.

Sadler, J. C., 1975: The upper tropospheric Circulation over the global tropics. Dept. of Atmos. Sci., Univ. of Hawaii, U.S.A.

Shapiro, L. J., 1977: Tropical Storm formation from easterly waves: a criterion for development. J. A. S. 34, 1007 - 1021.