

颱風之生成和發展

李清勝

國立台灣大學大氣科學系

摘要

導致颱風形成和發展的物理過程，至今尚未完全瞭解。然而利用探空資料所做的合成分析和理論模式分析顯示，於颱風形成階段，積雲加熱的效應不顯。一個熱帶積雲簇若想發展成熱帶氣旋，常需大範圍的動量強迫機制，提供渦流渦度內流通量促使系統之旋轉加速；最常見的大範圍環流強迫機制，包括有信風的突然增強和相反半球鋒後所造成之強跨越赤道流。當熱帶氣旋形成後，系統之羅士培變形半徑減少，積雲加熱之效應漸顯；此時如有活躍之螺旋狀雲系充分提供系統所需之水汽和角動量，則系統易於維持且發展；然而此時亦可經由 CISK 的過程使系統成非線性成長，亦即系統具有自行發展的原動力；此時則需注意不利於系統發展的因素，主要為中高層之強烈風切和系統若接近陸地時，陸地所產生之破壞效應。當系統強度增強至某階段時（受限於海水溫度），則高層強烈暖心將產生穩定作用，抑制對流的強度，不利系統的發展。此時若能將中心附近的能量帶走以減低暖心的抑制作用，當可使系統繼續發展；熱帶高對流層槽線的存在，似乎可提供此過程，而使系統繼續發展。

1. 前言

颱風是自然界中最具破壞力的天氣系統，雖然經無數氣象學家長期的觀察和研究（如 Yanai, 1961；Gray, 1981；Kurihara Tuleya, 1981；和 Emanuel, 1987 等等）至今仍未能完全瞭解導致颱風生成以及發展之物理過程。問題的最大癥結在於觀測資料取得不易，以及個別系統間的差異性頗大。再者影響颱風之主要物理過程，包括了颱風中心附近之強烈小尺度對流，以至大範圍之熱帶高對流層槽線（TUTT）或相反半球寒潮爆發所導至之強烈跨越赤道流。在颱風發展過程中，由於相對渦度的增加使得羅士培變形半徑（Rossby Radius of Deformation）減少，地轉調節之過程亦發生改變（Schubert et. al., 1980）。換言之，導致颱風生成以至發展之主要物理機制，可能因颱風強度的改變而有所變化。

颱風乃是熱帶氣旋當其中心最土風速達每秒 33 公尺之名稱（在此則泛指一熱帶氣旋）；然而每秒 33 公尺的分界點純是人為的，就如 Ooyama (1982) 所說，一個颱風的生命史中很難用某一點去劃分其生命期，而應以整個發展過程考慮。觀測資料顯示，一般熱帶積雲簇之生命期大都很短，均在 24~36 小時內，而在無數的熱帶積雲簇中，鮮少有能發展成組織結構特徵較明顯之熱帶氣旋者；若得以形成熱帶氣旋，則系統將有可能維持較長之生命期。統計資料同時顯示，每兩個熱帶氣旋中，就有一個將會發展成颱風的強度（Lee, 1986）。由此看來，由熱帶積雲簇發展成熱帶氣旋正是整個過程的瓶頸；至於達到熱帶氣旋程度之系統，則似乎有股自然的原動力在驅策著系統繼續發展，以至於達到颱風的強度。

以理論觀點來看，熱帶積雲簇乃因低層大尺度環流之輻合而產生，具有調節之作用。然而熱帶地

區羅士培變形半徑很大，系統之加熱作用不顯，因此積雲簇不易維持。然而當積雲簇在特殊狀況下，形成熱帶氣旋後，變形半徑漸變小，經非線性過程之作用使得積雲加熱之效果漸漸顯現(Hack and Schubert, 1986)。到達颱風強度後，則熱帶氣旋本身具有各種不同尺度之羅士培變形半徑(Ooyama, 1982)，因此強度變化之過程將會很複雜。在整個過程中，颱風眼的形成具有了一定程度的物理意義。

由於颱風的生命期大多是在海面上渡過，海上的觀測站稀少，幾乎不可能做颱風發展過程定量甚至定性之個案分析。飛機觀測資料則僅限於固定層，其涵蓋範圍亦是以颱風中心附近為主；至於雷達觀測的範圍均侷限於固定半徑內，且均是接近陸地地區。至於衛星資料所能提供的垂直解析度仍相當有限。所以對於颱風發展過程的描述和分析，依現有的資料解析度而言，合成法仍是重要的工具之一。本文的討論將以探空合成結果為主，同時考慮個案分析、飛機資料觀測結果、以及理論和數值模式的結果，冀望能增進我們對颱風生成和發展過程之瞭解。

在第二節中將首先討論 Charney 和 Eliassen (1964) 所提出的第二類條件性不穩定(CISK)理論在颱風生成過程上之應用，第三節中將討論合成方法和座標。第四節中將討論熱帶積雲簇之生成過程，和由熱帶積雲簇發展成熱帶氣旋之過程，第五節將討論由初期的熱帶氣旋發展成颱風之過程，第六節則將綜合討論颱風之生成和發展過程。

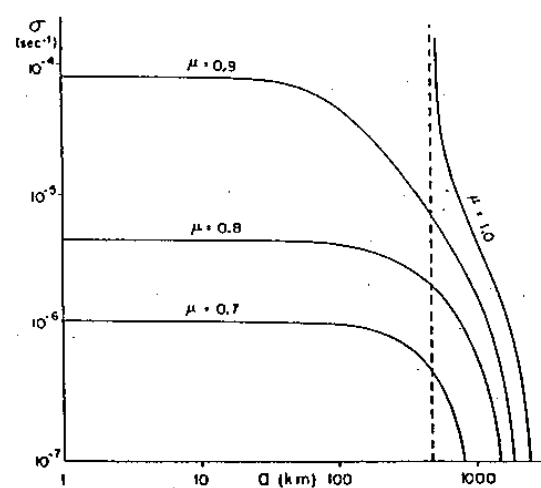
2. CISK理論

熱帶地區，對流層的大氣基本上具有條件性不穩定；由能量觀點看，積雲對流比大尺度的熱帶氣旋環流系統更容易得到能量而生成；觀測顯示熱帶地區大部份地區經常都有積雲對流出現，尤其是間熱帶輻合區(ITCZ)。那麼颱風到底是如何生成的呢？Charney 和 Eliassen (1964) 提出了所謂的第二類條件性不穩定理論(Conditional Instability of Second Kind, 簡稱 CISK) 來解釋颱風的成因；他們認為積雲對流和熱帶氣旋這兩個不

同尺度的系統，並不是互相爭奪能量，而是相輔相成的；積雲基本上是在低層輻合區產生，而積雲對流提供釋放出之潛熱能量給氣旋系統；氣旋則反過來提供積雲對流所必需的水汽輻合，維持積雲的存在。

Charney 和 Eliassen 利用一組平衡方程式來解釋大尺度的運動，而地面的摩擦效應則以邊界層頂的垂直運動來表示；在此地面摩擦效應同時導致水汽輻合，提供積雲對流所需的水汽。水汽輻合量的大小則與環境之水汽含量或相對濕度有關。在此模式下，原本是穩定之氣旋環流，可能因地面摩擦導至更多潛熱釋放於其中心附近，而使系統加強；系統加強即地面氣旋式渦度增強；氣旋式環流增強，使得地面摩擦亦增大，導至了水汽輻合量的增加，氣旋中心潛熱釋放增加...，如此循環不息，終使氣旋發展成颱風。在此種模式下，地面摩擦力似扮演了原始推動者的角色。

在分析中，他們同時將熱帶氣旋所導至的環流以一組擾動方程式(Perturbation equations)來表示，並解出擾動成長率在不同相對濕度(影響水汽輻合)和擾動系統尺度之解，結果如圖一所示



圖一、熱帶氣旋成長率(σ)和其對流雲區尺度(a , 以半徑表示)之關係，其中 μ 為邊界層之相對濕度， $1/\sigma$ 為e-folding 所需之時間(圖摘自 Charney 和 Eliassen, 1964)

圖中橫軸為氣旋中積雲對流區之面積，以半徑(公里)表示，縱軸為成長率(σ)，而 $1/\sigma$ 則為氣旋強度成長至原強度 e 倍時所需之時間(或 $e -$

folding time scale)。熱帶地區相對濕度之值在邊界層約界於70~80%之間，對於一個對流區半徑為100公里的系統，其成長率為 $10^{-6} \sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ，因此 e-folding 之時間尺度約為 $10^6 \sim 10^5$ 秒，或約10天至1天，此與觀測之颱風發生時間（從初期熱帶性低氣壓或氣旋發展至颱風強度平均約五天）非常類似。

至此，似乎 CISK 理論可以用來解釋為什麼熱帶地區為有颱風產生。然而 CISK 理論僅能提供從一熱帶性低氣壓或熱帶氣旋發展至颱風過程的理論基礎，而不能解釋整個颱風生命史中的物理過程。在另一方面，CISK 理論模式中亦存在有數個疑點，有待澄清。首先在此模式中需先假設有 Hurricane Depression 或熱帶性低氣壓存在，而且考慮其乃是處於梯度風平衡狀態；如果 Charney 和 Eliassen 所討論之低氣壓是泛指一熱帶積雲簇時，則 CISK 理論並不能解釋何以大部份積雲簇之生命期均很短，而僅有很少一部份能發展成熱帶氣旋。如果低氣壓乃指具有明顯結構之熱帶氣旋系統時，則尚需其它理論解釋由熱帶性積雲簇發展成結構特徵明顯之熱帶氣旋之物理過程。再者 CISK 理論的嚴重致命傷為對於相同濕度環境下，尺度相同之兩個系統，依 CISK 理論將有相同之成長率；然而觀測顯示，並非如此。

Charney 和 Eliassen 所考慮的系統其雲區之水平尺度定為半徑約100公里；然而根據 Arnold (1977) 由美國防衛衛星 (DMSP) 之雲圖分析的結果顯示，熱帶氣旋在不同強度所伴隨的雲區平均約為半徑5個緯度（或約555公里），如表一所示

Radial Extent of Total Storm Associated Cloudiness

Stage	I		II		III		IV	
	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD	Ave.	SD
Direction:								
North	4.6	2.1	3.9	1.5	6.1	2.0	5.3	2.2
East	5.6	2.7	5.2	2.1	5.9	2.7	5.7	2.5
South	5.1	2.8	4.7	2.9	6.5	3.1	5.8	2.5
West	5.0	2.6	3.5	1.8	5.2	2.3	4.9	1.8
\bar{R}	5.0	2.6	4.3	2.2	6.0	2.6	5.5	2.3

Average (Ave.) and Standard Deviation (SD) values given in $^{\circ}\text{Lat}$.

表一、熱帶氣旋在不同強度所伴隨雲區的平均徑向範圍。其中 Stage I, II, III, IV 分別代表熱帶積雲簇，熱帶性低壓 (TD)，熱帶風暴 (TS) 和颱風 (TY) 等四個階段，SD 為標準偏差。（摘自 Arnold, 1977）

如果考慮積雲區之半徑為500公里，而相對濕度為80%，此時成長率為 1.8×10^{-6} 秒，e folding 的時間尺度為6.5天；如果相對濕度為70%，則 e folding 的時間變為25天，很明顯的此 e folding 的時間尺度顯然偏長。況且在 CISK 模式中雖考慮了積雲加熱效應，但並未考慮積雲動量傳送之效應（或稱積雲摩擦作用），而根據 Lee (1984) 積雲動量傳送乃是一垂直重整以減少梯度之作用，因此不利颱風之發展；Challa 和 Pfeffer (1984) 在理論模式中，亦發現包含積雲動量傳送將減緩颱風之發展。因此如果在 CISK 模式中加入積雲動量傳送，將會使得成長率明顯降低。最後，Charney 和 Eliassen 的模式中僅僅考慮邊界層之水汽輻合；然而觀測資料顯示，有不少的水汽輻合乃發生在邊界層上，而且邊界層以上相對濕度降低頗速；在此種情形下，對於 CISK 理論所導出之成長率亦有不利之作用。綜合以上各點可知，利用 CISK 理論解釋颱風之生成和發展理論仍存在不少疑點。

3. 颱風合成之理論與方法

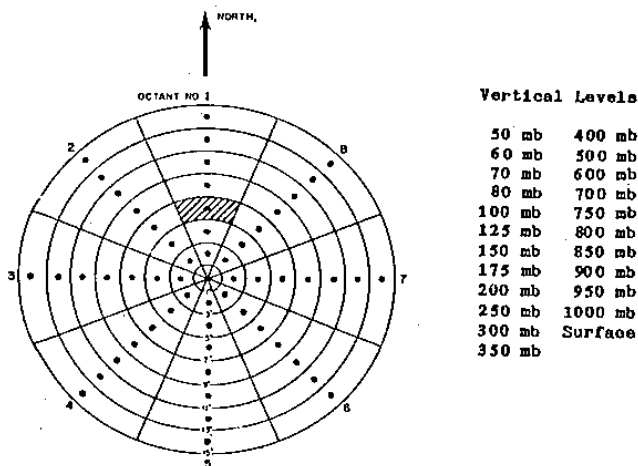
根據觀測資料顯示，沒有兩個颱風有完全相同的路徑、強度變化、綜觀環境和發展過程 (Gray, 1981)。而所謂合成，就是希望發展過程類似之颱風具有共同之結構特徵和物理過程，藉著合成分析將其中相似且具決定性之特徵和物理過程顯示出來。無疑的合成分析的確是犧牲掉了個別個案的特性，又由於使用傳統的探空資料，時間的解析度無法突破；但觀之以往合成所得之豐碩結果 (如 Frank, 1977, McBride and Zehr, 1981, 和 Gray, 1981)，合成方法仍具有高度之適用性。

颱風結構類似一個圓柱體，所以合成座標採用圓柱網格；以颱風中心為圓心，徑向，切向和垂直

氣壓座標表為 (r, θ, p) ，而所對應的風速為 $(V_r, V_\theta$ 和 $\omega)$ 。合成半徑取15個緯度距離(約 1650 KM)，徑向解析度為2度緯度，切線方向解析度為45度，如圖2所示；距中心7度以內，資料解析度可設為1度。在做合成時，個別颱風中心皆放在網格中心，探空資料則相對的安置於各網格內，然後將各網格(如圖2，斜線所示)內之資料做算術平均，來代表該網格點(圖2之點)之值。垂直方向則由地面至50毫巴共分23層。由於考慮個別颱風移動速度之不同，在做合成時考慮了自然座標(NAT)和移動座標(MOT)。在NAT中，風場和熱力場為觀測得之；在MOT中，每個觀測之風場資料在合成前皆扣除颱風的移動速度，即相對於移動颱風中心的風場：

$$\vec{V}_{MOT} = \vec{V}_{NAT} - \vec{C}$$

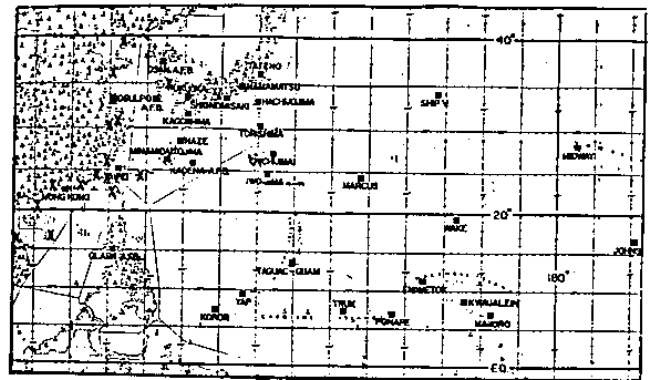
其中 \vec{C} 為個別系統的速度。



圖二、颱風合成座標，徑向可分8層，切向可分8個方位。垂直方向解析度為23層，方位1表示北方。

各種氣象基本參數如溫度(T)、水汽混合比(q)、高度場(Z)和風速(u和v)及其他參數(如 $V_r, V_\theta, V, q, \dots$ 等)皆在一個網格中取合成平均。而動力參數更可分別以MOT和NAT系統做合成計算。在質量守恆的假設下，徑向風速透過運動學法做了適當的調整，在此以地面至100毫巴為基準層，

分別在每個半徑區間調整徑向風速。又探空氣球不同高度的水平飄移，以及颱風中心在觀測時之位移，在合成中已做調整。本合成研究之資料包括西北太平洋地區21年(1957~1977)的探空資料(測站分佈如圖3所示)，這套資料來自美國科羅拉多州立大學，Dr. W. M. Gray 的研究計劃。此份資料搜集了MHDT NCAR 及日本和東南亞(包括台灣，大陸沿海)之高空測站資料。而氣旋的強度和中心位置，定位和路徑是採用關島美軍聯合颱風警告中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)每年颱風報告的最佳路徑資料(Best track, Annual Typhoon Report, 1957~1977)。



圖三 西北太平洋地區颱風合成所採用之探空站分佈圖

在此圓柱座標系統下，徑向之運動方程為

$$\frac{dV_r}{dt} = fV_\theta + \frac{V_\theta^2}{r} - \frac{\partial \phi}{\partial r} + F_r \quad (1)$$

其中 f 為科氏參數， ϕ 為重力位高度， F_r 為地面摩擦。如果忽略摩擦力並考慮梯度平衡，對 P 微分可得熱力風公式

$$\left(f + \frac{2V_\theta}{r} \right) \frac{\partial V_\theta}{\partial p} = - \frac{R}{P} \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad (2)$$

在此 $\frac{2V_\theta}{r}$ 為從中心至該半徑之平均絕對渦度，一般均為正值。因此對於一暖心系統(或 $\frac{\partial T}{\partial t} < 0$) $\frac{\partial V_\theta}{\partial p}$ 需 > 0 ，亦即氣旋式切向風速隨高度遞減，或有反氣旋式風切。系統增強時，此風切需增大方可維持所需之中高層暖心強度，然而此

風切增大量因系統之增強（或 $f + \frac{2V_\theta}{r}$ 增大）而減小。

切向的運動方程則為：

$$\frac{dV_\theta}{dt} = -fV_r - \frac{V_r V_\theta}{r} - \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} + F_\theta \quad (3)$$

如果取切向平均，再將全微分展開可得（切向平均符號忽略）

$$\frac{\partial V_\theta}{\partial t} = -V_r \zeta_a - \omega \frac{\partial V_\theta}{\partial P} + F_\theta \quad (4)$$

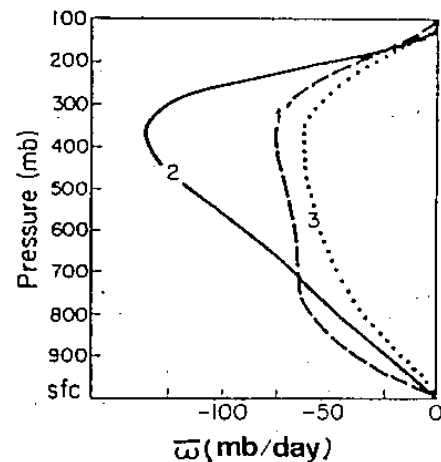
其中 $\zeta_a = \frac{\partial_r V_\theta}{r \partial r} + f$ 為絕對渦度， $-\omega \frac{\partial V_\theta}{\partial P}$ 為垂直平流項， F_θ 為地面摩擦效應；因此氣旋增強之過程主要乃由水平渦度內流通量（ $-V_r \zeta_a$ ）而來。此 ζ_a 包含了 Gray (1981) 所提影響颱風生成的兩個主要氣候參數 ζ_r 和 f 。

4. 熱帶氣旋形成過程之分析

在此形成過程乃指由一熱帶積雲簇發展成結構特徵明顯之初期熱帶氣旋（經常具有 20~30 Kts 之最大風速）之過程。此過程應是整個颱風生命史中的瓶頸，因為僅有一小部份積雲簇能通過此瓶頸；分析時，不但需了解為什麼有少數的熱帶積雲簇能發展，更需了解為何大多數並不發展。因此，在作合成分析時，我們考慮了兩組個案：發展個案（GN）和不發展個案（NG）；同時為了瞭解系統之結構變化，在時間上 GN 分成四個階段（稱 Stage），NG 則分成三個階段。對於 GN 個案 GN3 乃是初期熱帶氣旋（稱 TC）之合成（強度平均 30 Kts），GN4 為一天後（強度平均 43 Kts），GN2 和 1 則分別為 1 天前和 2 天前之合成，亦即在 GN1 和 GN2 時，系統尚未成為熱帶氣旋，僅是熱帶積雲簇階段。對於 NG 個案，則僅有 NG2 有明顯積雲簇存在，NG1 和 NG2 分別為一天前和一天後之合成。（在原始合成時，NG 有持續性和非持續性兩組合成，但兩組結果幾乎一致，僅列出其中一組。）

首先我們將討論積雲簇之生成和消失的主要機

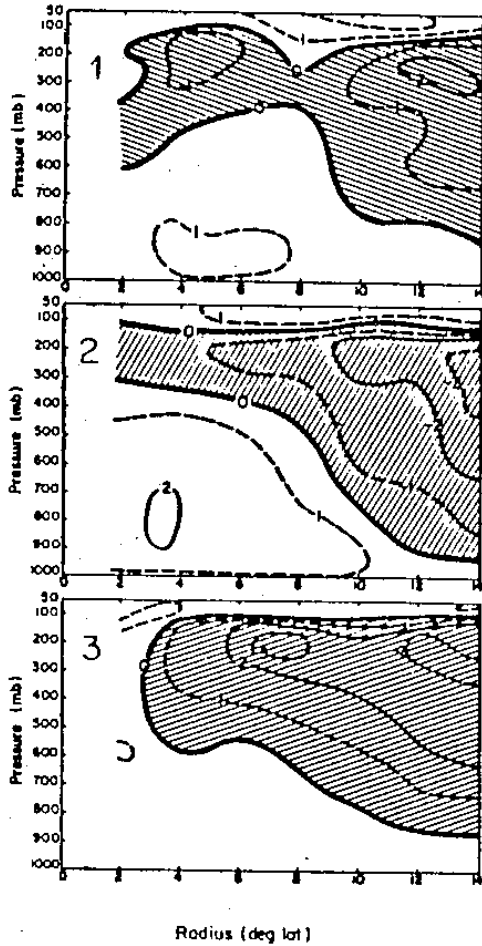
制。圖四為 NG 合成之 0~4° 垂直速度；結果顯示，NG2 明顯的有遠較 NG1 和 NG3 強之垂直運動，其最大值位於 350 mb 處，此分佈和我們所熟知者並無不同。有趣的是 NG1 有較 NG3 為大之垂直速度，尤其在底層 NG1 之垂直速度亦較 NG2 為大；亦即在積雲簇形成前，該區有頗強之大範圍輻合作用，Tollerud 和 Esbensen (1985) 在分析中尺度非颱風線熱帶對流系統時，亦發現類似結果。此大範圍輻合作用，促使原本分散之積雲對流結合成較大尺度的積雲簇，缺少此大範圍之輻合強迫機制，我們將僅看到分散無組織之積雲對流而已。



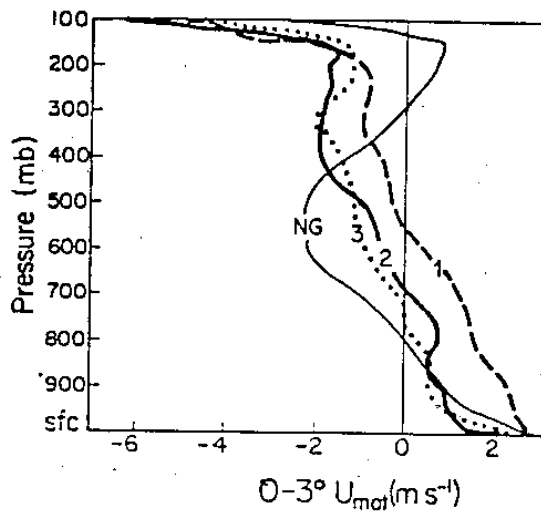
圖四、不發展之積雲簇（NG）於不同階段之 0~4° 垂直運動。

一般的積雲簇因其渦度很弱，由公式(4)可知，其旋轉加速很慢。圖 5 為切向速（ V_θ ）之徑向剖面圖，不發展積雲簇從 NG1 到 NG3，並沒有明顯之旋轉加速現象。至於積雲簇的消失，除了因大範圍輻合的消失，使其失去強迫機制外，垂直風切當為另一可能原因。合成結果亦顯示 NG 合成有遠較 GN 個案為強之中高對流層垂直風切。McBride 和 Zehr (1981) 認為中心附近過強之 900 mb 至 200 mb 垂直風切對積雲簇發展有不利之影響，然而作者則認為應是 500 至 200 mb 之垂直風切，而非 900 至 200 mb；因為 500 至 200 mb 乃是暖心最強之高度，此處如有強烈之垂直風切，將對系統之發展非常不利。圖六比較了 NG（在三個

Stage) 和GN積雲簇合成(GN2) 0~3°之東西向風場。結果顯示, NG個案在500至200 mb間有向東之垂直風切(和系統移動方向相反), GN合成則垂直風切很小。

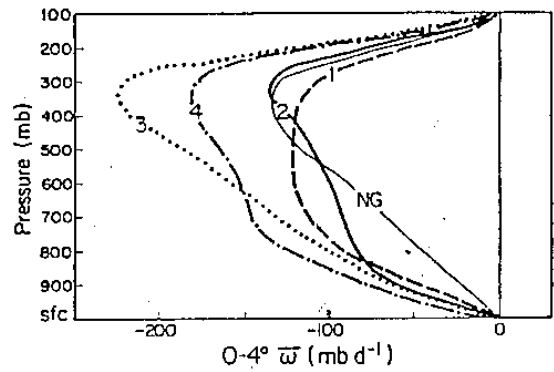


圖五、不發展積雲簇(NG)之切向風速分佈圖。



圖六、發展(GN2)和不發展(NG)合成之0~3°東西向風速。

當討論發展個案時, 需特別注意由GN2到GN3(TC)之過程, 因此時的變化可能是決定積雲簇發展成TC之主因; 至於與不發展合成NG比較時, 僅能考慮比較GN2和NG2(圖中皆以NG代表), 因此時兩者皆為積雲簇階段。圖七為0~4°之垂直速度之垂直分佈圖, 結果顯示, 發展(GN2)和不發展(NG)之積雲簇具有大約一樣強的最大垂直運動, 然而GN2明顯的比NG具有更強的邊界輻合(此改變和NG1到NG2時相同)。從GN2發展到GN3(或當熱帶氣旋形成時), 最大垂直速度急速增加, 但邊界層輻合幾乎保持不變, 從GN3到GN4, 最大垂直速度反而下降, 此意味在氣旋形成的同時, 亦有 convection burst 發生。



圖七、發展個案合成0~4°之平均垂直速度, 1, 2, 3, 4表示不同階段, NG為不發展個案之合成結果。

我們可更進一步的利用 Yanai, Esbensen 和 Chu (1973) 定義的 Q_1 (Apparent heat Source) 和 Q_2 (Apparent moisture sink), 藉著環境大尺度觀測參數來描述積雲簇性質。

Q_1 和 Q_2 分別定義如下:

$$Q_1 \equiv \frac{\partial[S]}{\partial t} + [\nabla \cdot S V] + \frac{\partial[S](\omega)}{\partial P}$$

$$= (Q_R) + [L(C - E)] - \frac{\partial}{\partial P} [S' \omega'] \quad (5)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial[q]}{\partial t} + [\nabla \cdot q V] + \frac{\partial[q](\omega)}{\partial P} \right)$$

$$= [L(C-E)] + L \frac{\partial}{\partial p} [q' \omega'] \quad (6)$$

其中 $S = C_p T + gZ$ 為乾靜能
 $h = C_p T + gZ + Lq$ 為濕靜能
 C : 凝結率
 E : 蒸發率
 L : 凝結潛熱
 Q_R : 輻射加熱率
 T : 溫度
 Z : 高度
 q : 比濕

" [] " : 表示水平面積平均

" ' " : 表示與水平面積平均差異

(5)式中 [$S' \omega'$] 與(6)式 [$q' \omega'$] 此二項主要是由於積雲對流產生的垂直渦流傳送。由(5)和(6)式可轉換成：

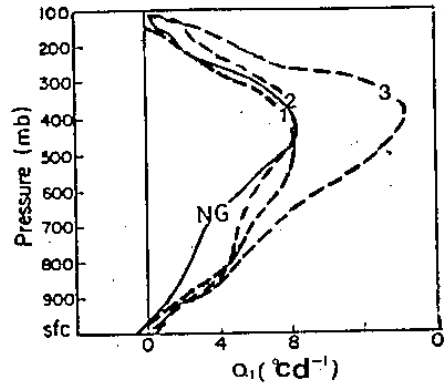
$$Q_i - Q_e - Q_R = - \frac{\partial}{\partial p} [(S' + Lq') \omega']$$

$$= - \frac{\partial}{\partial p} [h' \omega'] \quad (7)$$

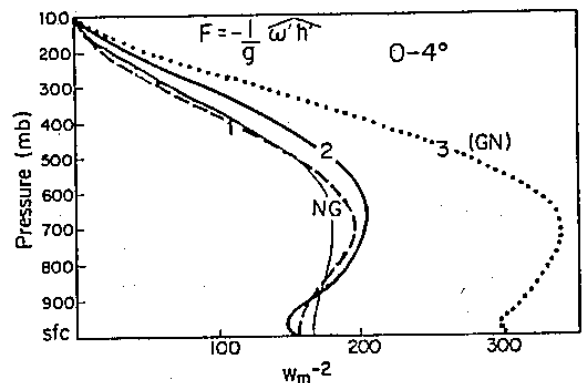
[$-h' \omega'$] 為垂直渦流能量通量，可用以估計積雲對流的強度，在此以 F 表示。由公式(7)，將它做整個對流層（地面~100 mb）垂直積分，所得到的即為地面可感熱通量和潛熱通量。

由於 Q_i 亦代表積雲加熱的作用，在颱風發展過程中佔了非常重要的地位。圖八為計算出的 $0 \sim 4^\circ$ Q_i 垂直分佈圖。從 GN 1 至 GN 2, Q_i 值和垂直分佈並無任何改變，最大值為 $8^\circ C / day$ 且維持在 $400 \sim 500$ mb 間，GN 1 的 Q_i 值和 GN 1、GN 2 之值亦非常近似；唯一的差別是 GN 合成在底層有較大之 Q_i 值，此與平均垂直速度所顯示之結果相同。值得注意的是從 GN 2 至 GN 3, Q_i 值急速增大，最大值達 $15^\circ C / day$ ，但其高度大約維持不變。此結果顯示發展和不發展的積雲簇，其平均垂直速度以及積雲加熱作用並無太大的差異。積雲加熱效應則僅在熱帶氣旋生成後（GN 3）

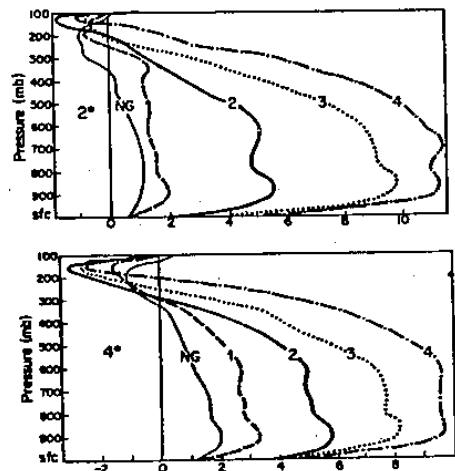
方才增強，因此積雲加熱作用似非居於主導之地位。為了確定此結果，進一步分析積雲渦流能量傳送 F 之垂直分佈，如圖九所示。結果亦顯示 F （或積雲活躍性）亦在系統發展成 TC 後，方才增加。此結果顯示在 TC 之形成期，積雲對流或熱力效應處於被動之角色。因此以下的分析著重在動量場。

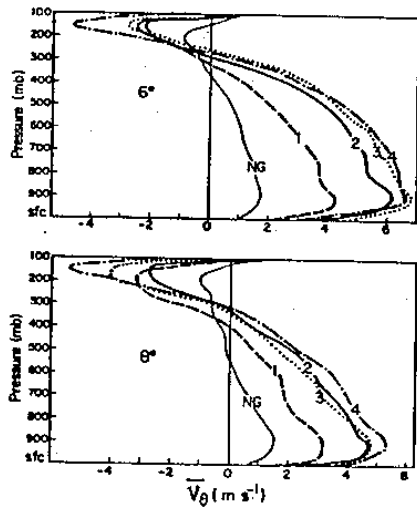


圖八、 $0 \sim 4^\circ$ 之 Q_i 垂直分佈，1, 2, 3 為 GN 合成之三個階段，NG 為不發展個案 (NG 2) 合成結果。



圖九、 $0 \sim 4^\circ$ 之積雲垂直渦流能量傳送 (F) 垂直分佈圖。





圖十、發展和不發展合成切線風速在 2°、4°、6° 和 8° 之垂直分佈圖。

圖十為發展和不發展合成切線風速在 2°、4°、6° 和 8° 之垂直分佈圖。所有合成皆顯示氣旋式風場從地面一直伸展至 300 ~ 400 mb 之間，而且最大氣旋風速均出現在近地面之 900 mb 左右。由 900 至 150 或 200 mb 間，皆為反旋式風切；亦即在此層內，系統皆為暖心；僅在近地面處才稍有冷心之出現。（此與大西洋源自東風波 TC 之初期系統可為冷心不同。）值得一提的，在半徑 2° 和 4° 的地方，GN 合成之 600 ~ 900 mb 垂直風切很小，然而 500 ~ 200 mb 之間垂直風切卻很大，且隨強度增強而增加；由式(2)可知此結構將使暖心集中在中高對流層，而由靜力平衡所導出之測高公式 (Barometric Equation) 可知高層之暖心遠較低層之暖心易使地面氣壓降低，因此 GN 的垂直徑向風速結構與隨時間之變化有利於 TC 之生成與發展。由圖十亦看出， V_θ 在 TC 發生前 (GN 1 和 GN 2) 最大值出現在 6°，由 GN 1 至 GN 2，2° 至 8° 之中低對流層切向風速皆增加，然而從 GN 2 至 GN 4，外圍 (6° 和 8°) 之切向風速幾乎不再增加，僅 2° 和 4° 地方增加而已。此結果顯示在 TC 生成前外圍環流之增加可能對 TC 之生成有重要影響；然而 TC 生成時，系統中心附近環流 (2° 和 4°) 之增加則遠較外圍環流重要。然而以絕對角動量 M_a ($M_a \equiv \int_0^r f_0 r^2 / 2 + r V_\theta$) 來看，外圍環流顯然具有遠較中心附近環流

為強之絕對角動量；因此我們可推斷在 TC 形成前，大尺度環流已具有相當強之絕對角動量，而外圍之絕對角動量似可提供中心附近增強所需之絕對角動量來源。

由公式(4)可知對於一個發展中之系統，其渦度內流通量需大於摩擦損耗。圖十一為其相對渦度之徑向-垂直剖面圖；很明顯的 GN 之合成具有遠較 NG 個案為強之相對和絕對渦度，渦度內流通量因此亦較強。為了解渦度向內傳送情形，需更進一步分析不同徑向渦流通量。在此我們將公式(4)安置於隨系統移動之相對座標上並將其展開：

$$\frac{\partial \bar{V}_\theta}{\partial t} = -\bar{V}_r \bar{\zeta}_a - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{V}_\theta}{\partial p} - \overline{V_r \zeta'_a} - \overline{C_r' f'} + \overline{F_{sro}} + \overline{F_\theta} \quad (8)$$

在此“—”代表切向平均，“'”則代表和切向平均之偏差值， F_θ 為積雲摩擦力， $C_r' f'$ 項為系統南北運動所產生的效應。絕對渦度通量包含了三項：

$$-\overline{V_r \zeta'_a} = -\overline{V_r f'} - \overline{V_r' \frac{\partial V_\theta}{\partial r}} - \overline{V_r' \frac{V_\theta'}{r}} \quad (9)$$

根據 Lee (1984) 積雲摩擦在各層間扮演相當重要的角色，但如對整個對流層積分，則積雲摩擦趨近於零，僅剩渦流輻合效應，或者：

$$\int_{Trop} -\overline{\omega (\partial V_\theta' / \partial p)} = \int_{Trop} -\overline{V_\theta' D'} \quad (10)$$

如對切向風速取對流層平均，GN 個案之 V_θ 值仍比 NG 為大 (圖十二)；而且由 GN 1 至 GN 2， V_θ 增強的區域由中心一直到 9° 左右，從 GN 2 至 GN 4 則僅在 5° 以內有明顯增加。因此在分析時將徑向區域分成內環流區 (為 1 ~ 5°) 和外環流區 (5 ~ 9°)；如此分法，與積雲對流的活躍區一般均在 4 ~ 5° 以內之觀測結果 (表一) 相配合。

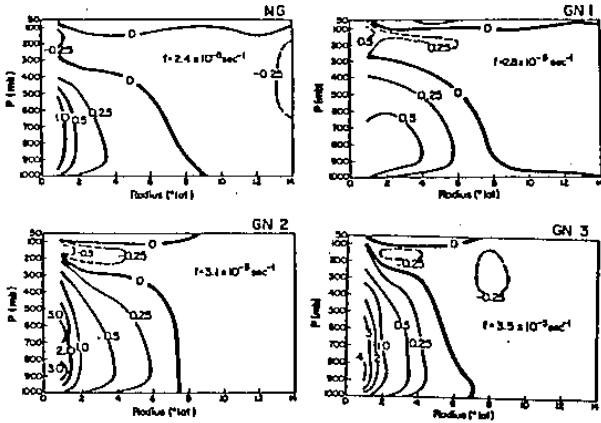
表二中列出了渦度平均環流通量、渦流通量、運動效應和地面摩擦效應之分析結果。基本上地面摩擦和運動效應 (系統向北移動) 皆為負值，且隨系統強度增強而增加。實際的加速項則包括平均環流和渦流環流效應，表二中括弧內亦列出了，渦流效應佔全部加強作用的百分比。在 5—9° 外環流

區，渦流效應從GN1至GN3皆提供了約80%左右的加速效應，而在內環流區(1-5°)，此百分比從GN1之70%，降為GN2之53%再至GN3之21%，而GN個案在內環流區則無明顯渦流效應。

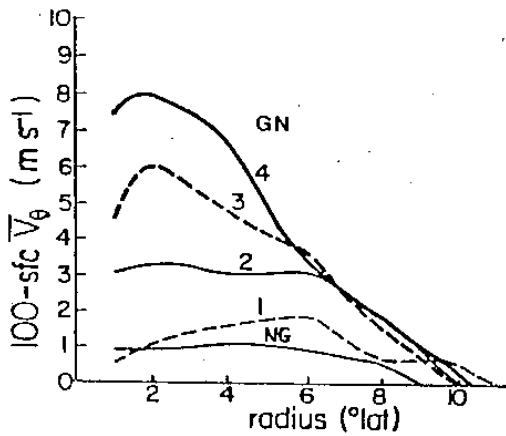
$$\text{平流項} = -\overline{V_r \zeta_a} - \omega \frac{\partial \overline{V_\theta}}{\partial p}$$

$$\text{渦流項} = -\overline{V_r' \zeta_a'} - \overline{V_\theta' D'}$$

由於表二之結果顯示了渦流效應的重要，因此更進一步分析不同渦流項之效應，結果列於表三。在此剩餘項，包含 $(-V_r' \frac{\partial V_\theta'}{\partial r})$ 和 $(-V_\theta' D')$ 以及所有資料不可解析之瞬間渦流效應。結果顯示在外環流區於GN1時有極大之剩餘項，而在內環流區則在GN1和GN2階段(或TC即將生成前)剩餘項之值皆很大。此種結果的可能解釋為大範圍瞬間渦流對於發展中之系統提供了渦度場，而促使TC的形成，此種作用乃是由外向內。為了驗證此種理論，採用了FGGE-IIIb之資料做個案分析，結果證明了此種理論之可信度。



圖十一、相對渦度(以f表示)之徑向垂直剖面圖。



圖十二、對流層平均之切向風速徑向分佈圖。

表三、渦流渦度通量之分析(單位ms⁻¹day⁻¹)

$$\text{Total eddies} = (-\overline{V_r' f'}) (-\overline{V_r' \frac{V_\theta'}{r}}) (+\text{res*})$$

(1-5°)

NG	-0.1	= +0.3	-0.1	-0.3
GN1	+1.6	= +0.4	-0.2	+1.4
GN2	+1.6	= +0.1	+0.1	+1.4
GN3	+0.7	= +0.5	-0.1	+0.3

(5-9°)

NG	+0.4	= +1.4	-0.1	-0.9
GN1	2.0	= +0.2	-0.0	+1.8
GN2	1.2	= +0.3	+0.3	+0.6
GN3	1.4	= +0.8	+0.0	+0.6

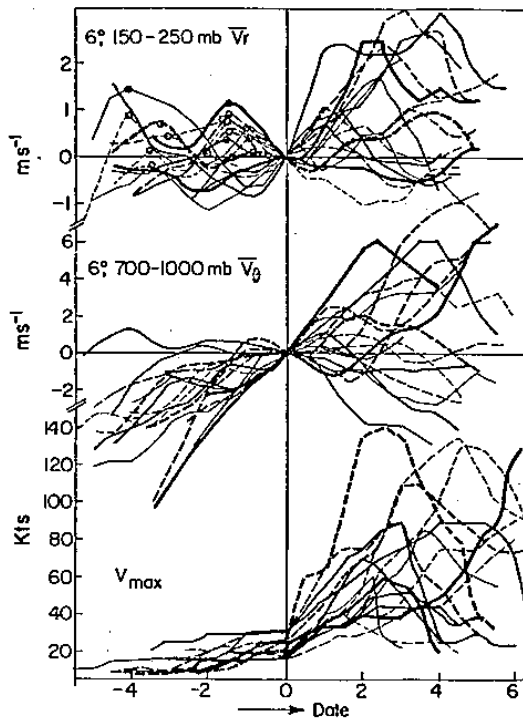
$$\text{res*} = -\overline{V_r' \frac{\partial V_\theta'}{\partial r}} - \overline{V_\theta' D'} + \text{瞬間渦流}$$

利用FGGE III-b作個案分析的結果，發現在

表二、對流層平均之切向動量收支平衡情形(單位:ms⁻¹day⁻¹)

	$\frac{\partial \overline{V_\theta}}{\partial t} = \text{平均項} + \text{渦流項} + \text{運動項} + \text{摩擦項}$				
(1-5°)					
NG	0	+0.4	-0.1	-0.2	-0.1
GN1	+1.7	= +0.7	+1.6(70%)	-0.3	-0.3
GN2	+2.0	= +1.4	+1.6(53%)	-0.4	-0.6
GN3	+1.8	= +2.6	+0.7(21%)	-0.4	-1.1
(5-9°)					
NG	0	0.1	+0.4	-0.4	-0.1
GN1	1.2	= +0.4	+2.0(83%)	-0.8	-0.4
GN2	0.0	= +0.3	+1.2(80%)	-0.9	-0.6
GN3	0.2	= +0.4	+1.4(78%)	-1.0	-0.6

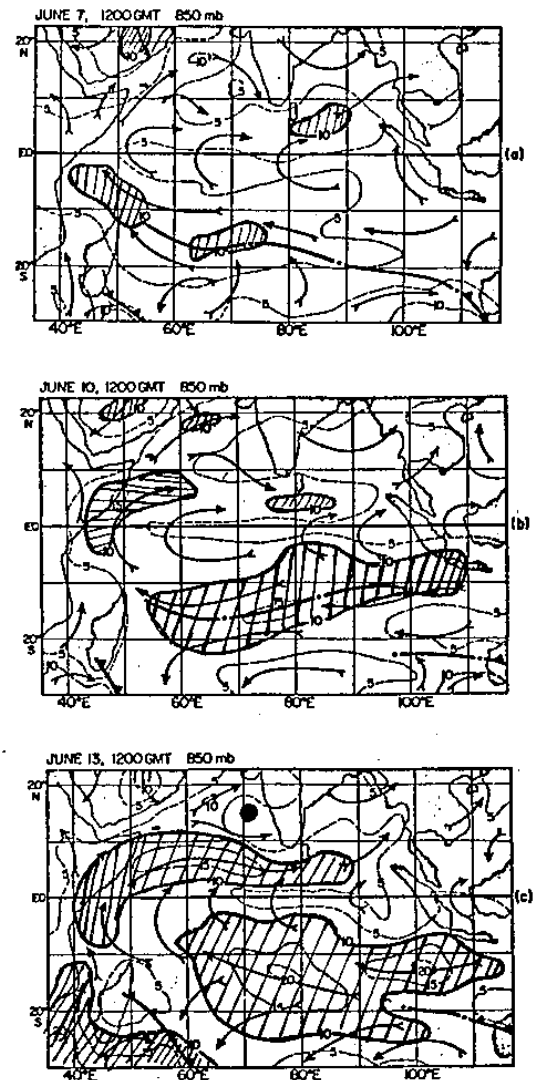
TC生成前經常有大範圍的強動量場傳送至積雲簇中心附近；此大範圍強迫機制的影響使得積雲簇的外圍環流增強，積雲簇的平均垂直運動亦在此時達到一最大值。圖十三為 1979年十七個西北太平洋颱風個案最大強度（下圖）低對流層（700-1000mb）之 $0-6^\circ$ 平均渦度（中圖）和外流層（150-250mb）之 $0-6^\circ$ 平均輻散場（上圖）之時間變化圖，在此每條曲線已被調整為相對於一臨界點之值，此點前系統強度無甚大變化，而此點後系統強度明顯增加，此臨界點非常接近系統達TC之時間（個案當然有所變化）。在此臨界點前 $0-6^\circ$ 低層平均渦度均顯著增加，且 $0-6^\circ$ 高層輻散場則有極大值出現，此種結果和合成結果非常類似；然而合成無法顯現個案特性，而個案的變化顯然又極大。但是由此結果則可印證前面所述之理論：大範圍強迫機制產生瞬間渦流渦度通量，促使TC形成。



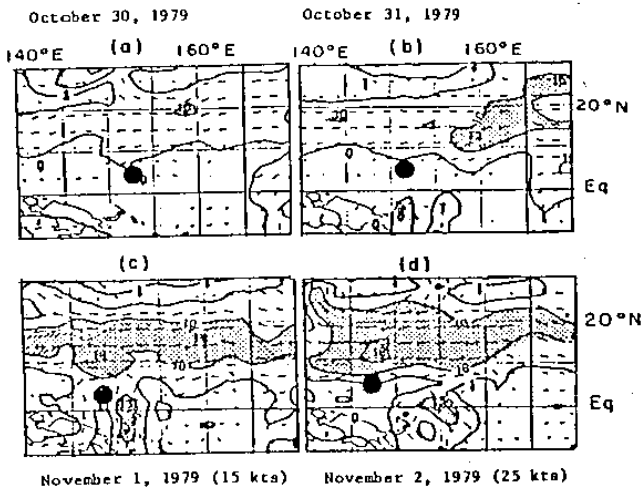
圖十三、1977年17個颱風個案之強度，低層平均渦度和高層平均輻散場之時間變化。

為了進一步瞭解個案中大範圍的強迫機制，圖十四和圖十五分別顯示了兩個發生在北印度洋和西北太平洋地區熱帶氣旋生成前850mb之大範圍環流型式。在圖十四中TC18-79將在黑點所顯示的地方

產生；TC18生成前，在南印度洋有一強烈之鋒面系統東移，鋒後的強烈氣流流向赤道，於穿越赤道後，向東偏，到達了TC18將生成之地方，促使氣旋生成。在西北太平洋和西南太平洋（澳洲附近海域），這種型式的大範圍強迫機制是促使氣旋生成的重要機制之一（Love, 1985）。圖十五則為另一種型式之大範圍強迫機制，主要是信風強迫機制；在超級颱風Vera形成前，信風突然迅速增強而且增強之範圍很廣。和其他個案比較，Vera的大範圍動量強迫機制顯得又強且持續很久，結果是Vera的強度在2天內，從11月2日00Z之25kts增至135kts。



圖十四、北印度洋TC18-79生成前之大範圍環流型式TC18-79將在黑點處生成。斜線區表風速大於10 kts。



圖十五、西北太平洋 STY Vera 生成前之大範圍環流型式，黑點表系統中心位置。陰影區表風速大於 10 kts。

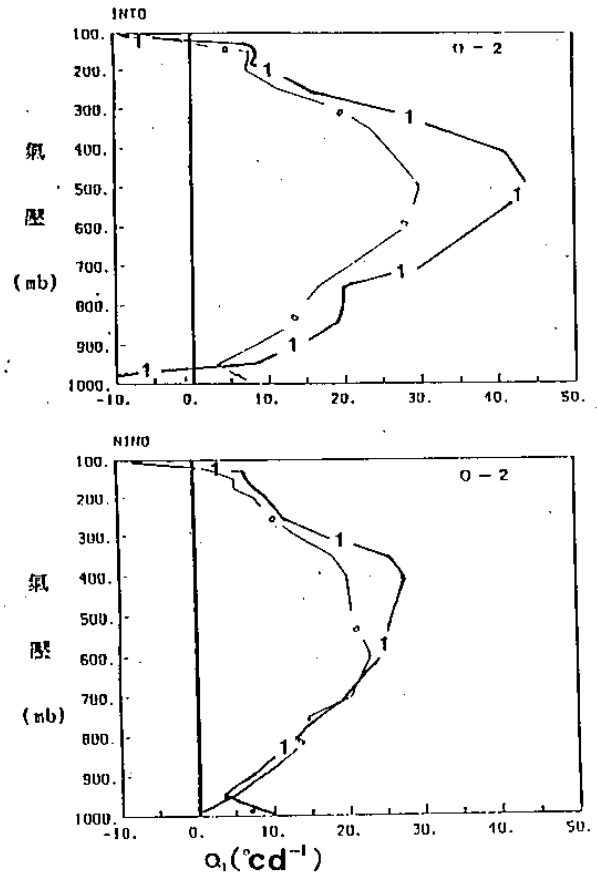
以上由合成分析和個案分析的結果，可推論大範圍輻合之強迫機制，易於造成積雲結合成積雲簇，而若大範圍之強迫機制，除輻合外兼帶有動量強迫作用，則系統極易發展成熱帶氣旋。

5. 颱風發展過程之分析

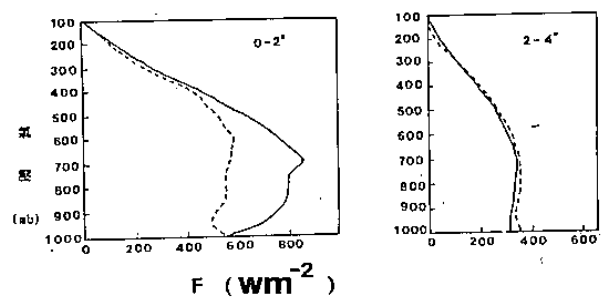
颱風發展過程在此乃指系統於形成 TC 後，其強度繼續增強之過程。觀測顯示，有些系統於形成 TC 後，很容易的便到達颱風 ($V_{max} \geq 64 \text{ kts}$) 甚或超級颱風的強度，例如前面所述之 STY Vera，然而也有不少 TC 終其一生皆達不到 TY 的強度。颱風在發展過程，其強度之變化以中心附近為主，雖然 $2-5^\circ$ 左右的內環流亦可能增強，但合成分析對於颱風發展的適切性相對的降低很多，然而如果在選擇合成個案時非常的嚴謹，亦可能得到一些重要的結果。

首先我們分析兩組強度介於 30 到 60 kts 之間的個案合成，第一組其強度在未來 24 小時內增強 20 kts 以上 (加強型)，而另一組則強度變化在 15 kts 以內 (非加強型)。在時間上則分成三階段，階段 1 為加強前，而階段 2 為加強 (或不加強) 後，階段 0 則為階段 1 之前 24 小時之合成。分析的結果發現在系統開始加強前，中心附近 ($0-2^\circ$) 積雲對流以及加熱效應 (Q_1) 增大很多；(如圖十

六所示)，而非加強型則無此現象。 $0-2^\circ$ 積雲渦流能量通量之垂直分佈圖亦顯示加強型較非加強型為強 (圖十七)，但在 $2-4^\circ$ 處，則兩者無甚區別；此結果顯示中心附近低層內流增強和對流增強對於系統之加強有很重大的正面影響。Middlebrook 和 Gray (1987) 利用飛機觀測資料分析，亦發現發展中之系統在中心附近會有較強之低層內流。



圖十六、加強型和非加強型颱風 (階段 0 和 1) 於 $0-2^\circ$ 之 Q_1 垂直分佈圖。



圖十七、加強型和非加強型颱風 (階段 1) 於 $0-2^\circ$ 和 $2-4^\circ$ 之 F 垂直分佈圖。

然而由於加強型之合成於 2° 地方有較非加強型合成強之低層內流， 2° 之平均環流渦度通量亦較強（圖未示；見李和呂，1988）；此渦流通量之增加亦發生在系統加強前。如進一步分析水汽場和垂直速度場，則發現約在 $2\sim 3^\circ$ 半徑區域，非加強型合成有稍強之下降氣流和稍低之水汽含量，此似意味著非加強型合成有較弱之內流通量；對於水汽和角動量內傳最具效果的當是螺旋狀雲帶，因此此種雲帶之活躍性應與系統之加強有密切關係。

以上的結果和第四節所述TC生成之結果顯然大相逕庭；前面的分析顯示 Q_1 值的增大乃發生在系統形成TC後，而目前的結果則顯示 Q_1 值在系統未加強前即已大幅增加；而角動量內傳通量的增加，亦在系統發展前即發生。如果以地轉調節的過程來說，在形成期，因羅士培變形半徑很大，應是質量場調整到風場的階段（Schubert et. al., 1980），因此此時動量強迫機制遠較積雲加熱效果來得顯著。而在發展期則因系統渦度增大，羅士培變形半徑減小，地轉調節慢慢轉成由動量場調整至質量場之過程，此時加熱效果逐漸顯著，在目前的合成分析，似乎印證了此種調節過程的轉變。

Hack和Schubert(1986)利用Eliassen balance vortex 模式分析渦旋加速對積雲加熱之反應；他們定義所謂的加熱效率為：

$$\bar{\eta} = \frac{C}{H}$$

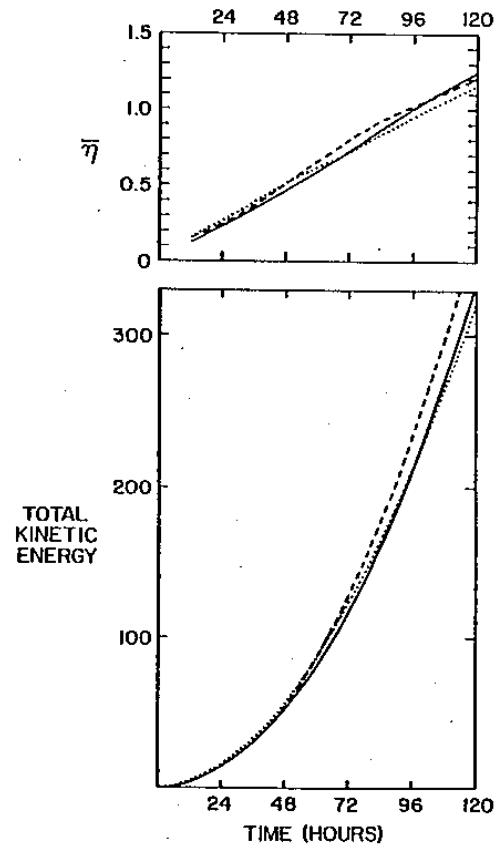
其中：

$$H \equiv \iint Q \rho r dr dz$$

$$C \equiv \iint \frac{E}{\theta_0} w \theta \rho r dr dz$$

H為加熱項，而C為能量轉換項（經由暖空氣上升冷空氣下降，將可用位能轉變為動能）。他們的分析顯示加熱效率隨系統增強（或時間）而增強。圖十八顯示，加熱效率和總能量隨時間而增強。當系統弱時，加熱效率僅不及0.5%；而當系統增強後，加熱效率則可達1%以上，但是此值顯然仍不大；因此若能同時增加積雲加熱和動量傳送，對系統

的發展應較有助益。值得注意的是該加熱效率乃是對整個區域的積分平均，而對於中心來說，加熱效率在其理論模式分析中，有些狀況可達10%左右。



圖十八、加熱效率和系統總動能隨時間變化圖

（摘自Hack和Schubert, 1986）

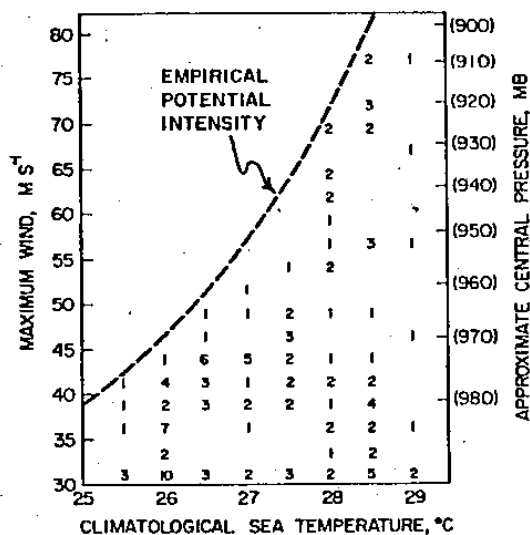
Hack和Schubert認為在系統發展過程中，由於系統強度的增強將導至加熱效率之增加，因此經由非線性的過程使得系統發展加速。他們的理論似乎補足了原Charney和Eliassen(1964)CISK理論所估計之加速率太慢的缺點，（雖然並未解決從積雲簇發展至熱帶氣旋之過程）。因此如果系統的強度達某一階段，則內部動力過程（internal dynamics，例如加熱作用）將扮演主導之地位，Ooyama(1982)亦重述其早年之理論模式結果（Ooyama, 1969）時亦曾論及此；但他只談及“by any chance使得系統渦度增大...”，而並未交待可能的物理過程。Fingerhut(1980)和Lee(1986)亦曾論及以往諸多颱風數值模擬所處理的是颱風之加強或發展過程而非熱帶氣旋之形成過程。

如果Hack和Schubert(1986)和Ooyama(

1982)之理論正確的話，那即意味當系統達一定強度(如TS強度)後，將會有股自然的原動力，驅使系統繼續發展。觀測資料所顯示的結果是，幾乎每兩個TC中即有一個可發展達TY強度，此似乎印證了CISK理論的正確性(僅於發展階段)。在此狀況下，系統的發展達何時方才停止呢？事實上除了系統內部熱力和動力過程外，尚存在有諸多不利系統發展之因素。首先，當颱風登上島嶼或陸地時，其強度皆會減弱；再者中高對流層強大的風切經常抑制系統的發展，這兩者的影響顯而易見而且是大部分系統減弱的主因。

由於颱風能量之來源主要為潛熱釋放，因而需要頗多之水汽輻合和海面蒸發。Gray(1981)曾分析當海水溫度低於26°C時即無颱風形成，因此海水溫度很可能是影響颱風發展程度之重要因子。

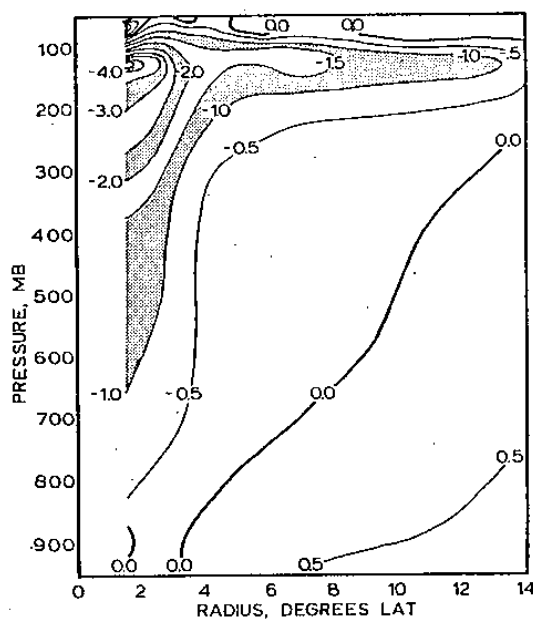
Merrill(1985)分析北大西洋的TC時，發現海水溫度的高低將決定颱風發展強度的極限。圖十九為北大西洋對應於某海水溫度，觀測達到某一最大強度之颱風個數。由圖中可知，在特定的海水溫度下，颱風強度將無法超過極限值。



圖十九、北大西洋對應於某海水溫度，觀測達到某一最大強度之颱風個數。(摘自Merrill 1985)

除了海水溫度外，積雲對流加熱使得高層暖心在颱風增強過程中不斷增加；中高層過度的加熱將

產生穩定作用，不利深對流的發展，抑制系統的再度增強。除非海面溫度不斷提高(不太可能)，不然此抑制作用將會限制颱風的再增強。合成結果亦顯示不增強的颱風(強度 ≥ 64 kts)比起同強度增強中的颱風在中心附近(中心除外)的溫度為高(如圖二十所示)，或者增強中之颱風其高層增暖較不顯著。因此如何減緩中高層中心附近暖心增強的物理過程，可能是當颱風發展達一定程度後，決定颱風是否繼續增強的主要機制(在此之前主要為類似CISK之內部過程所控制)。



圖二十、加強中颱風和不加強中颱風(強度 ≥ 64 kts)合成溫度之差值。

根據Sadler(1976,1978)和Chen和Gray(1985)之分析顯示，熱帶高對流層槽線(TUTT)或其所引起之外流噴流，對於颱風強度的增強有非常重要的影響，Chen和Gray並認為如有很明顯且強之外流噴流則系統的加強會增快。Merrill(1985)推測可能TUTT系統將會激發類似中緯度羅士培波之環繞TC中心之波動，且導致波動渦流向外傳送能量，如此將使系統持續發展；然而此種推理尚須資料加以驗證。

6. 結論與結語

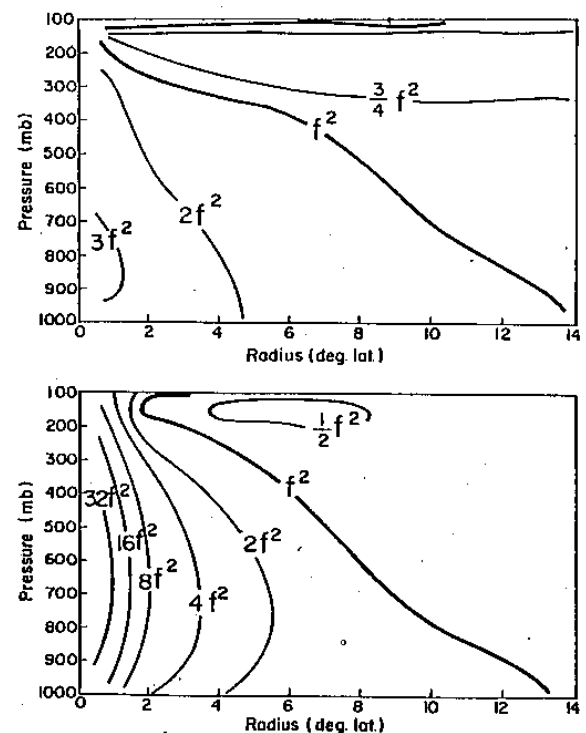
以上的分析包含了從熱帶積雲簇形成熱帶氣旋，以至發展成颱風的過程；主要的根據乃是實際觀測資料，探空合成資料以及理論數值模擬；雖然不足以解釋颱風中不同尺度的物理過程以及颱風眼的形成過程，但已對颱風的形成和發展理論提供直接和間接的證據，當有助我們對此過程有更深入的了解。

首先，在颱風形成階段，由於系統的相對渦度很小且系統一般均處在較低緯度， f 值亦小，絕對渦度不大。以目前合成 GN2 之結果，低對流層最大切向風速為 6 m/s ，且位於半徑 5.5° 左右；從中心至此半徑之平均渦度為 $2 V\theta/r \sim 2 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ；而 f 在 12°N 約為 $3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ；絕對渦度大約為 $5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ，羅士培變形半徑約為 6200 公里，或 56° 緯度；因此此時系統乃處於準水平平衡狀態 (Ooyama, 1982)，積雲加熱的效果不彰，但是動力強迫機制（如渦流渦度內流通量）則對系統的發展相當有助益。由於此種渦流角動量的作用乃屬瞬間渦流的形式，在合成資料（或實際觀測資料）中無法解析；但在角動量收支平衡的計算中，則出現在剩餘項中。在個案分析時，則此種強迫機制便很明顯。有關此些個案的詳細分析請參見 Lee (1986), Lee 和 Gray (1984)。此外，Love (1985), Molinari 和 Skubis (1985) 亦有類似的個案分析。

從另一方面來看，此種向內渦流渦度通量可以使系統之旋轉加速，但並不會增加平均徑向環流。由於 θ_e 之垂直分佈是最小值在 $600 \sim 700 \text{ mb}$ 間，且外流層有較大之值，而內流則深及 $300 \sim 400 \text{ mb}$ ，平均環流因此是將能量傳送出系統外；對於發展中的系統來說，則需要大量來自海面之能量通量才能補充；因此渦流渦度內流在不增加能量需求的狀況下即能使旋轉加速，對系統之發展是有相當重要的正面影響。

Holland 和 Merrill (1984) 曾經分析成熟颱風中之慣性穩定度（如圖 21 中下圖所示）和垂直穩定度之分佈情形，推論對於颱風系統，高層的大範圍強迫機制易達到中心（因垂直穩定度相對較大，而慣性穩定度相對較小）；然而低層之大範圍強迫機制則不易達到中心（因垂直穩定度相對較小，而慣性穩定度往內增大快速）。然而對於一個積雲簇來說，情形顯有很大的差異（圖 21，上圖），因此時之主要過程乃將最大風速由原來所在位置，約半徑 $5 \sim 6^\circ$ 緯度左右，往內推進至中心附近；而此時中心附近之慣性穩定度不大，因此低對流層之大範圍強迫機制可以有效激發系統之發展。但不可諱言的，高層強迫機制亦可能對系統有相當大影響（如 Sadler, 1976, 1978；Lee, 1986）。

當系統由積雲簇形成 TC 後，其慣性穩定度 (I) 增大，羅士培變形半徑減小；即以圖 21 下圖來說，強度為 43 kts ，所在緯度為 14°N ，此時羅士培變形半徑（以 $I^2 = 32 f^2$ 來說）約為 10° 緯度左右，在中心附近則更強；因此此時積雲加熱效應漸顯，系統將逐漸的達到自我發展的階段。以作者個人觀點，此時海水溫度和中高對流層之暖心強度將限制系統發展的程度。（類似 Emanuel, 1987）之理論。然而其他不利的因素，主要是中高層之風切或島嶼陸地的存在，可能是限制系統繼續發展的主因。



圖二十一、TC 在積雲簇（上圖）和 TS（下圖，最大風速 43 kts）之慣性穩定度平方值，（以 f 表示），上圖緯度為 11°N ，下圖為 14°N 。

雖然以上的討論提供一近似完整的颱風形成和發展理論，但仍有很多問題急待解決：例如大範圍強迫機制包含有那些物理過程，其效應如何做水平傳送；而且系統本身如何和其相互作用等等。再者仍然需要理論數值模擬以印證上述理論，這方面將是作者未來的研究重點。

致 謝

本報告乃個人在過去八年多研究颱風的心得摘錄。在此特別感謝敝人指導教授美國科羅拉多州立大學 Dr. W. M. Gray 之指導與提供寶貴資料。本報告部分研究蒙呂國臣先生協助電腦程式設計，彭強蘭、劉麗貞小姐及李慶胤先生協助繪圖以及資料和文件處理，特此致謝。本報告部份研究乃在國科會專案計劃 NSC76-0202-M002-19 支持下完成。

參 考 文 獻

- 李清勝和呂國臣，1988：西北太平洋地區熱帶氣旋發展之合成分析。大氣科學，第十六期，第一號，95-116頁。
- Arnold, C. P., 1977: Tropical cyclone cloud and intensity relationship. Dept. of Atmos. Sci, Paper No.227, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 145pp.
- Challa, M. and R. L. Pfeffer, 1984: The effect of cumulus momentum mixing on the development of a symmetric model hurricane. J. Atmos. Sci., 41, 1313-1319.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. J. Atmos. Sci., 41, 1313-1319.
- Chen, L. and W. Gray, 1985: Global view of the upper level outflow patterns associated with tropical cyclone intensity changes during FGGE. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 392, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 126pp.
- Emanuel, K. A., 1987 : An air-sea interaction theory for tropical cyclone. part II: Evolutionary study using a Nonhydrostatic axisymmetric numerical model. J. Atmos. Sci., 44, 542-561.
- Fingerhut, W. A., 1980: Tropical Cyclone genesis-numerical modeling inferences. Dept. of Atmos. Sci. Ph. D. Dissertation, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 155pp.
- Frank, W. M., 1977 : The structure and energetics of the tropical cyclone, I: Storm structure. Mon. Wea. Rev., 105, 1119-1135.
- Gray, W. M., 1981: Recent advances in tropical cyclone research from rawinsonde composite analysis. Paper prepared for the WMO Committee of Atmospheric Science, Geneva, Switzerland, 407pp.
- Hack, J., and W. Schubert, 1986: On the non-linear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. J. Atmos. Sci., 43, 1559-1573. 187-209.
- Holland, G.J., AND R.T. Merrill, 1984 : On the dynamics of tropical cyclone structural changes, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 732-745.
- Kurihara, Y., and R. E. Tuleya, 1981 : A numerical simulation study on the genesis of a tropical storm. Mon. Wea. Rev., 1629-1653.
- Lee, C. -S., 1984: The bulk effects of cumulus momentum transports in tropical cyclones. J. Atmos. Sci., 41, 590-603.
- Lee, C. -S., and W. M. Gray, 1984 : Characteristics of North Indian Ocean Tropical Cyclone Activity. (108 pp.). US Navy Environmental Prediction Research Facility Report No. CR 84-11. (Available from the US Navy, Monterey, CA). Navy Support.
- Lee, C. -S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and cyclongenesis in the western North Pacific. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 403, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 250pp.
- Love, G., 1985: Cross-equatorial interactions during tropical cyclone genesis. Mon. Wea. rev., 113, 1499-1509.
- Mcbride, J. L., and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing system. J. Atmos. Sci., 38, 1132-1151.
- Merrill. Robert T., 1985: Environmental influences on hurricane intensification. Dept. of Atmos. Sci, Paper No. 394, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 156pp.

- Middlebrooke M., and W. M. Gray, 1987: Comparison of low-level aircraft observations between early stage developing and non-developing tropical disturbances in the northwest Pacific. Proceeding of 17th AMS Conference on Hurricanes and tropical Meteorology, Miami, April, 4pp.
- Molinari, J. and S. Skubis, 1985: Evolution of the surface wind field in an intensifying tropical cyclone. Mon. Wea. Rev., 42, 2856-2864.
- Ooyama, K. V. 1969: Numerical simulation of life cycle of tropical cyclones. J. Atmos. Sci., 26, 3-40.
- Ooyama, K. V., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. J. Meteor. Soc. of Japan., 60, 369-380.
- Sadler, J. C., 1976 : A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. Mon. Wea. Rev., 104, 1266-1278.
- Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. Mon. Wea. Rev., 106, 1137-1152.
- Schubert, W. H., J. J. Hack, P. L. Silva Dias and S. R. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric Vortex. J. Atmos. Sci. 37, 1464-1484.1
- Tollerud, E. I. and S. K. Esbensen, 1985: A composite life cycle of non-squally mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part I: Kinematic fields. J. Atmos. Sci., 42, 823-837.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of Bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., 30, 611-627.
- Yanai, M., 1961: A detailed analysis of typhoon formation. J. Meteor. Soc. Japan 39, pp. 187-214.

On the Typhoon Formation and Development

by Cheng-Shang Lee
Dept of Atmospheric Sciences
National Taiwan University
Taipei, Taiwan 10772 R.O.C.

ABSTRACT

The physical processes which lead to the formation and development of tropical cyclone are still not well-understood. The current analyses attempt to advance our knowledge toward fully understanding these complicated but interesting problems by using the rawinsonde composite and individual case analysis. Results have indicated that during the formation stage, the cumulus heating efficiency is very low due to the weak vorticity associated with the system at this stage. The large scale momentum surge forcing, which provides inward eddy vorticity flux, is conducive to the development of a cloud cluster into a tropical cyclone. The most common large scale forcing includes the cross-equatorial surges due to strong cold out-break in the counter-hemisphere and the trade wind surges.

After the formation of a tropical cyclone, the heating efficiency increases due to increased vorticity associated with the system. A tropical cyclone can develop much faster if the spiral rain bands are active, because the spiral band can provide the needed moisture and angular momentum flux for cyclone to develop. However, the cyclone can also increase its developing trend through the CISK mechanism. At this stage, it might be more realistic to pay attention to the processes which can hinder the cyclone developing trend, such as the strong middle to upper level wind shear. When cyclone develop to a certain degree (an intensity limit is posed by sea surface temperature), the middle-upper level warm core will inhibit the intensity of cumulus activity, thus is unfavorable for further development. Any physical processes which can transport heat from the cyclone's inner region to the outer region are conducive to the cyclone development. The existence of TUTT might be one of the important configurations to provide such needed mechanism.