

西北太平洋地區颱風發展過程之分析

李清勝

呂國臣

國立臺灣大學
大氣科學系

中央氣象局

(中華民國七十九年四月二十三日收稿；七十九年九月五日定稿)

摘 要

本研究利用資料診斷分析，探討西北太平洋地區颱風（最大風速大於60 kt）強度變化時的結構和環流特徵，以幫助瞭解導致颱風強度增加的物理過程。在分析時，除了採用美國科州州大的颱風合成分析法，分析兩組合成颱風資料外，同時利用FGGE資料，探討1979年兩個颱風個案於強度變化時之外圍環流特徵。

合成分析結果顯示，加強型颱風較非加強型颱風具有較強的高層外流和低層內流，強內/外流區之徑向範圍亦較大且連續。半徑 4° 以內，加強型颱風具有較強之平均上升運動、積雲加熱效應（ Q_1 ）、降水和水平水汽輻合。非加強型颱風則於中心附近具有較暖的中、高對流層，導致其梯度熱力風平衡關係之剩餘項在550~200 mb皆為負值（或垂直風切相對較弱，不足以平衡相對較強的徑向溫度梯度），加強型颱風則剩餘項大多為正值，此梯度熱力風平衡上的差異，有待進一步研究其角色。

合成分析亦發現颱風於加強過程中，可能因高層有較強外流，導致400 mb左右出現補償性內流；然而此特徵在個案分析中並不顯著。至於伴隨加強型颱風出現之較強高層外流，在個案中則以高層外流噴流的型式出現；Hope颱風（1979）之高層強外流，乃受TUTT之影響，而Owen颱風（1979）之外流層特徵則和合成颱風非常類似。

關鍵詞：颱風，颱風強度變化

一、前 言

導致颱風形成和發展的詳細物理過程，至今尚未完全瞭解；然而利用探空資料所做的合成結果（Lee, 1989a, b）和理論模式分析（Hack and Schubert, 1986）顯示，在颱風形成階段，積雲加熱通常不是決定颱風是否形成的要素，一個熱帶積雲要能發展成結構完整的熱帶氣旋，常需要大範圍的動量強迫機制，促使系統旋轉加速。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強跨越赤道氣流（Love, 1985; Lee 1986; Lee et al. 1989）。當熱帶氣旋形成後，因過度增強，系統

羅士培變形半徑減少，積雲加熱效應漸顯；李和呂（1988）利用探空合成分析發現，集中性的對流在初期熱帶氣旋（輕度颱風階段）的強度增強過程中，扮演著非常重要的角色；而且活躍之螺旋狀雲系，因其能有效的造成向內的水汽和角動量傳送，對系統的發展亦頗重要。

在熱帶氣旋達到中度颱風階段（最大風速大於33 m/s），其發展過程已變得較為複雜；因為此時系統大都已移至較高緯且較接近陸地，較易受到西風槽或熱帶高空槽線（TUTT）的影響。加上海溫變化的影響，使得問題變得較為複雜而難以釐清研究目標。此外，尚有颱風研究所面臨的資料問題：

因爲熱帶氣旋都發生在空曠的海面上，探空、衛星、雷達等觀測儀器都有它們先天的限制，無法獲得完整詳細的資料。而且，颱風強度增強乃指其中心氣壓降低，或低層中心附近最大風速增強，但此風速增強常僅僅侷限在颱風中心附近區域環流的增強，所以不容易完整的由傳統資料來分析其強度變化的物理過程。

過去有很多科學家提出颱風研究之理論模式結果 (Charney and Eliassen, 1964; Hack and Schubert, 1986; Emanuel, 1987 等)、數值模擬結果 (Ooyama, 1969; Kurihara and Tuleya, 1981 等)、合成分析結果 (Frank, 1977; McBride and Zehr 1981 等) 和個案分析結果 (Yanai, 1961; Lee et al. 1989)；研究對象則包含由大範圍的影響以至小範圍眼牆雲帶的作用，但因爲個別颱風存在特性上的差異，而結論也常無法獲完整的認同。不過由過去的研究結果我們可以確認的是，當熱帶氣旋發展到某種程度時，CISK 理論所扮演的角色越來越重 (Hack and Schubert, 1986)，Ooyama (1982) 稱之爲 *deterministic stage*。此階段中，系統中積雲對流尺度的潛熱釋放提供維持系統發展的能量，而颱風尺度環流則提供低層水汽輻合，維持積雲對流的發展，在兩種尺度系統的相互正回饋之下，使颱風環流得以維持甚至發展。

雖然 CISK 理論可用以解釋颱風發展的基本動力過程，颱風的發展與不發展卻無法由 CISK 理論上得到決定性的預估；而觀測資料所顯示的是颱風強度增加較明顯時，常伴隨著高層外流噴流 (Chen and Gray, 1985; 和 Lee et al. 1989) 或 TUTT (Sadler, 1976, 1978) 的存在，所以有頗多科學家和預報員認爲除了颱風本身的自發性機制 (或 CISK) 之外，環境與颱風環流間 (尤其是在高層) 的交互作用也提供另一個影響颱風發展的變因，在這方面的理論模式探討有 Holland and Merrill (1984)，Merrill (1988) 則利用衛星風場之合成分析進行這方面的研究，但是其資料僅限於高層或外流層，而缺乏中、低層結構及能量的剖析。

本文因此將對颱風的發展過程做更進一步的描述和探討，採用 1957 ~ 1977 等 21 年的探空資料進行颱風之合成，包括有結構和能量的分析，期望能更深入的瞭解颱風加強的物理過程；此外，並利用 FGGE 資料進行個案分析，以探討個案中環境風場的變化。有關資料來源和收集我們在第二章大略說

明；合成個案的選取條件和結果在第三章詳加討論；第四章討論合成颱風基本結構的變化情形和比較；第五章探討熱力風平衡關係；能量和水汽收支的分析則詳述於第六章；第七章以個案的分析討論爲主；最後一章則討論上述結果並作一結論。

二、合成方法及資料來源

颱風結構類似一個圓柱體，所以合成座標採用圓柱網格。以颱風中心爲圓心，合成半徑取 15 個緯度距離 (約 1650 KM)，徑向解析度爲 2 度緯度，切線方向解析度原爲 45 度，如圖 1 所示，但本研究將切向方向解析度改變爲 22.5 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 1，斜線所示) 內之資料做算術平均，來代表該網格點 (圖 1 之點) 之值。由於考慮個別颱風移動速度之不同，每個觀測之風場資料在合成前皆扣除颱風的移動速度，即相對移動颱風中心的風場。合成之資料包括西北太平洋地區、21 年 (1957 ~ 1977) 的探空資料，這份資料來自美國科羅拉多州立大學 (CSU)、Dr. W. M. Gray 的研究計劃，有關 CSU 探空合成之詳細資料請參閱李和呂 (1988) 或 Gray et al. (1982)。

由於 1979 年 FGGE (First GARP Global Experi-

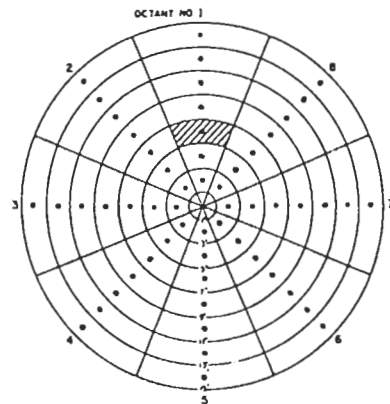


圖 1 颱風合成座標，徑向可分 8 層，切向分 8 個方位 (必要時可分 16 個方位)，垂直解析度爲 23 層，方位 1 代表北方。

ment) 期間, 觀測資料遠較其他時間多, 尤其是在高層和低層 (Lee et al. 1989), 本研究之個案分析亦利用FGGE之初始風場資料 (未經初始化者), 分析時比較HOPE (7909) 和OWEN (7919) 兩個強度增加明顯的個案。而本研究所採用之熱帶氣旋的強度、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, JTWC: 1957 ~ 1977 和 1979)。

三、合成個案選取條件及特徵

李和呂(1988)的研究係針對熱帶氣旋加強過程的分析, 其stage 1的合成強度介於30 ~ 60 Kt之間, 也就是氣旋甫形成輕度颱風 (或熱帶風暴, TS) 之後的分析及討論。本文則把重點放在強度達中度颱風 (或一般所謂颱風, TY) 之個案, 針對強度介於60 ~ 120 Kt的颱風進行合成, 此階段之颱風因其中心附近旋轉較輕度颱風為快, 其渦度和慣性穩定度皆較強, 因此導致其增強 (不增強) 的主要物理過程, 很可能與輕度颱風者不同。

本研究所選用的合成颱風, 其選取條件如表一所示, 表一中之V1乃表第一個時間之強度或最大風速 (餘類推), 此選取條件以-12-24小時期間的強度趨勢為判斷颱風加強與否的標準 (李和呂 (1988

表一 加強型與非加強型颱風個案選取條件, V1和V2分別為第1和第2個時間之最大風速值, 餘類推。DV42、DV32分別為V4和V2的差值以及V3和V2的差值。

加強型 (TYI)	非加強型 (TYN)
(i) $60 \leq V1, V2 \leq 120$ (ii) $5 \leq \text{Lat} \leq 30^\circ \text{ N}$ (iii) $122 \leq \text{Long} \leq 180^\circ \text{ E}$	
(iv) $DV42 \geq 20$ (v) $DV32 \geq 15$	(iv) $10 \geq DV42 \geq -10$ (v) $5 \geq DV32 \geq -5$

) 採24-36小時), 因多數增強至此階段之颱風, 其持續增強的延時不如輕度颱風富彈性空間。如表一所示, 以12 (24) 小時強度增強大於15 (20) Kt為加強型, 介於± 5 (10) Kt為非加強型, 加強和不加強個案皆取兩個階段, 第一階段 (stage 1) 包括第1和2個時間 (時間間隔12小時), 第二階段 (stage

表二 加強型與非加強型颱風合成統計結果。

	個案數	颱風數	合成緯度	合成經度	合成強度KT	合成日期	合成探空數	
							0~15°	0~5°
加強型 TYI1	260	122	15.2	141.2	81	8月26日	1909	110
加強型 TYI2	260	122	17.2	137.9	118	8月27日	2586	121
非加強型 TYN1	252	83	16.7	142.5	81	8月29日	2098	126
非加強型 TYN1	252	83	18.4	140.4	88	8月30日	2507	137

2) 包含第3和4個時間, 因此兩階段平均時間間隔為24小時; 意即考慮強度增強起一日內之持續性以排除可能的日夜變化。合成個案共有四個, 分別為加強型 (INT) 之加強前 (TYH) 及加強後 (TYI2) 和非加強型 (NINT) 之第一階段 (TYN1) 及第二階段 (TYN2)。此外, 所有合成個案之位置皆需介於北緯5至30度、東經122至180度之間, 以避開陸地可能造成的影響。

經由上述條件所選取之合成個案, 其平均強度、位置和移動等統計結果分列於表二中。加強型颱風在24小時內, 強度由81 Kt (TYH) 增強了37 Kt, 達118 Kt, 成為強烈颱風 (TYI2); 非加強型颱風僅由81 Kt (TYN1) 增加7 Kt, 為88 Kt, 仍保持在中度颱風階段 (TYN2), 兩者有明顯的對比。另外其平均緯度僅相差 1.5° , 平均之日期亦僅差三天, 故海面溫度差異之影響不致很大, 可以不予考量。探空數在各階段也相差不大, 惟於颱風中心附近(2度以內) 合成探空個數較少, 因此中心附近之結果僅具參考價值, 無法完整地描述出颱風中心附近水平結構。因此等壓面之分析乃以較大範圍(3° 以外區域) 的資料分析為主, 期望能描繪出颱風增強過程與其外圍環流之關係, 藉著TYH及TYN1兩類合成結果之比較分析, 增進對影響颱風強度變化的物理機制之了解。

四、合成颱風結構之分析

由於颱風結構類似圓柱渦旋, 有明顯的軸對稱性, 在分析其基本熱力和動力結構方面, 採用圓周平均值來分析; 但在分析其氣流線時, 則利用水平16方位來描述之。因高度和溫度等熱力參數值, 明顯受到緯度之影響, 其垂直和水平結構採用偏差值來分析, 此偏差值乃定義為網格合成平均值與該氣壓層東西方向 $9-15^{\circ}$ 平均值之差值。

(一) 熱力結構

熱帶氣旋為一暖心低壓, 在靜力平衡之下, 低層徑向高度梯度往中心增加, 愈靠近中心梯度愈大 (如圖2)。颱風在強度增強同時, 其低層徑向高度梯度值亦有向內增強情形, 而比較加強和非加強型颱風, 兩者的差別在半徑 1° 外並不明顯, 可見颱風強度的增強主要反應在中心附近的高度場, 並沒有很明顯的延展到1個緯度以外的範圍。

颱風暖心主要集中於中、高層, 由圖3可知, 其暖心出現於600~150 mb之間, 最強暖心發生於300 mb左右, 在距中心3個緯度內, 加強型颱風中心平均溫度 (約300 mb處) 較非加強型低, 也就是非加強型颱風中高層有較強暖心, 從第一階段到第二階段, 加強型之 $0-3^{\circ}$ 平均溫度偏差值增加 1°C (

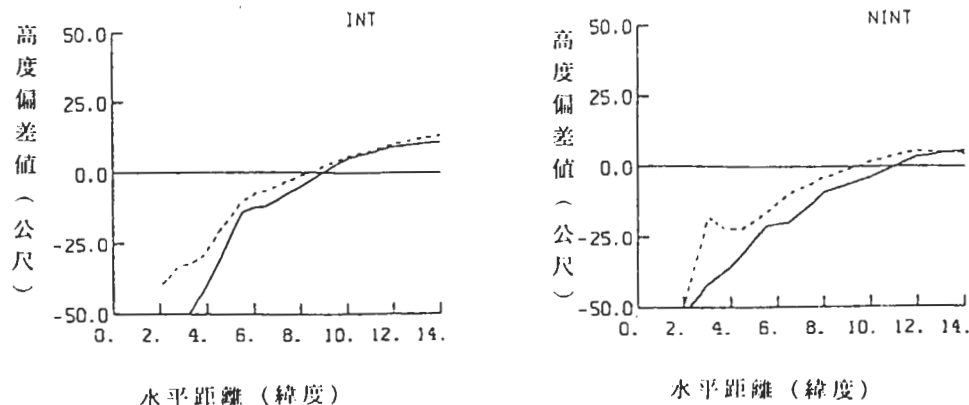


圖2 加強型 (左) 和非加強型 (右) 颱風之900 mb 高度場偏差值的徑向分佈圖 (單位為公尺), 虛線為Stage 1, 實線為Stage 2, 高度場偏差值乃指與東西方向、 $9-15^{\circ}$ 平均值之差值。

或暖心增強 1°C ），而非加強型僅增加 0.5°C ，意即，加強型颱風在加強過程中，其中心附近的增暖情形較強。

(二) 動力結構

颱風的中低層質量輻合及高層輻散外流，在系統環流維持和強度變化上扮演重要角色。李和呂（

1988）發現輕度颱風發展時，半徑2個緯度內的中低層輻合明顯增加。本文分析中度颱風階段次環流之特徵，因中心附近資料個數比李和呂(1988)少，因此分析半徑4度(3-5度)之徑向風場，其垂直分佈如圖4所示。此結果已經O'Brian (1970) 方法之調整，使得利用運動學法所計算的垂直運動在地面和100 mb 皆為零，而此調整量之大小，即為徑向風速

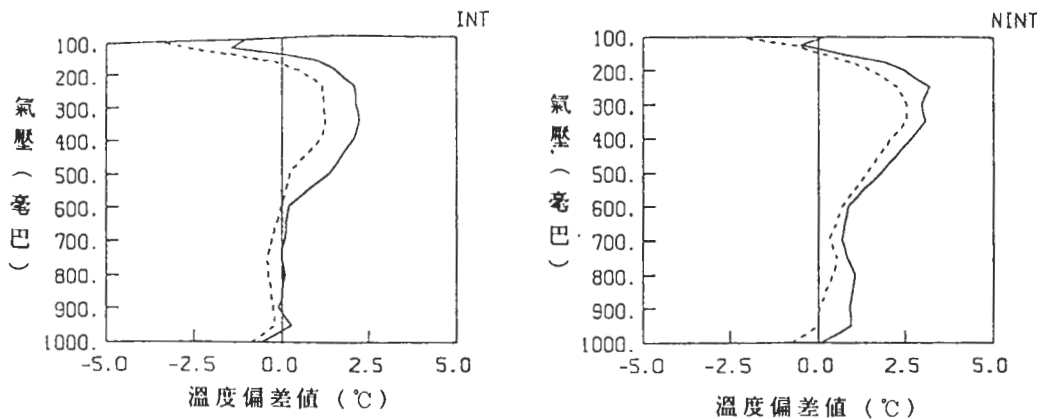


圖3 颱風中心附近(0~3度)溫度場偏差值之垂直分佈圖，虛線表示Stage 1，實線表示Stage 2；INT及NINT分別表示加強型和非加強型(單位為 $^{\circ}\text{C}$)。

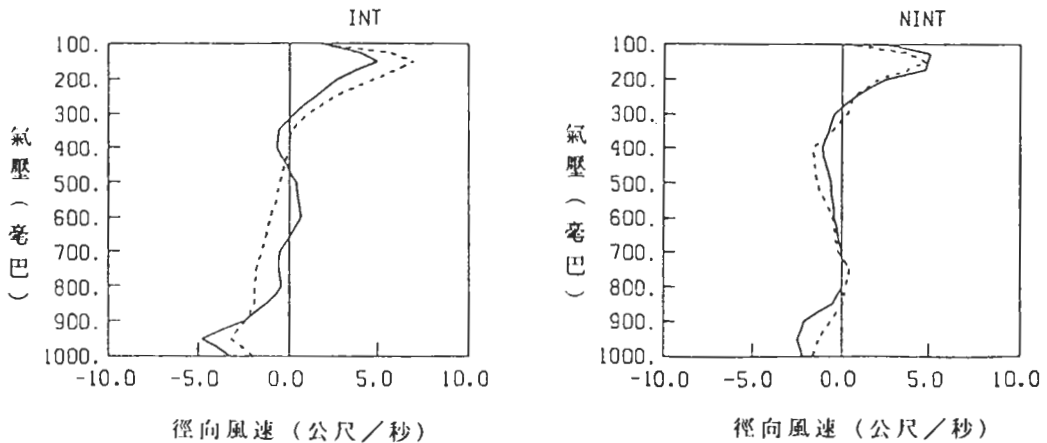


圖4 半徑1度徑向風場的垂直分佈圖，虛線表示Stage 1，實線表示Stage 2；INT及NINT分別表示加強型和非加強型(單位為 m/s)。

質量(或氣壓)加權之垂直平均。加強型的調整量為0.4 m/s, 非加強型為0.5 m/s, 兩者幾乎相同, 而且此調整量僅為最大外流風速值(以5m/sec來算)之10%, 對合成結果之分析影響很小。

結果顯示TY11 在400 mb 以下為內流, 400 ~ 100 mb 之間有明顯的外流, 外流層徑向風速最大值(約7.5 m/sec) 發生在150 mb, 至於TYN1 其最大外流風速值僅5.0 m/sec, 兩者相差達50%。此外一個值得指出的現象是, 當加強型颱風發展24小時之後(stage 2), 在400mb 處有明顯內流的情形發生; Holland and Merrill (1984) 認為颱風在加強前高層存

在的快速外流將引發中層空氣向內、向上補充, 而於中層出現內流。

若以徑向風場的垂直剖面來看(圖5), 加強型颱風的低層有較明顯、且往外延伸較廣的向內氣流, 其內流風速大於2 m/sec 之區域, 向外延伸至半徑8° 緯度左右, 且較連續; 非加強型雖達7°, 但並不連續。高層150 mb 外流層情形類似, 加強型颱風在距中心4 個緯度處, 最大外流速度達9 m/sec, 且外流風速大於4 m/sec 之區域一直往外延伸至半徑10° 緯度以外, 而非加強型颱風其最大外流速度僅5 m/sec 左右, 且於4 ~ 5° 緯度半徑區外流速度明顯

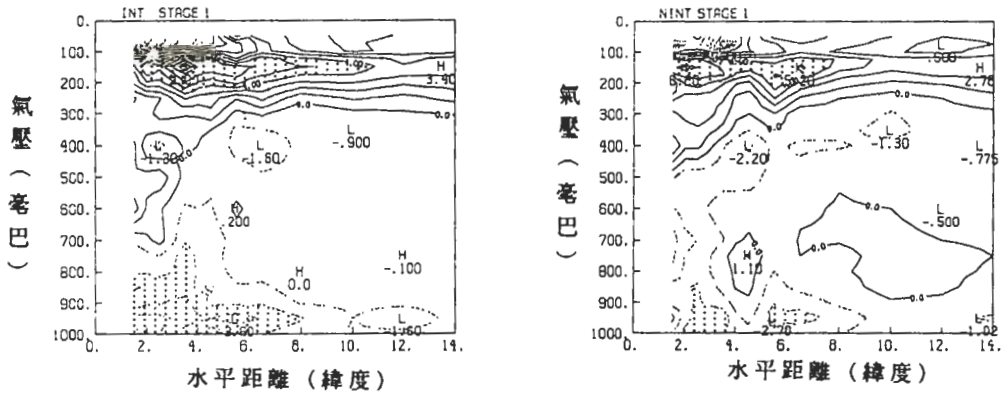


圖5 徑向風場的垂直剖面圖, 實線代表正值(外流), 虛線代表負值(內流), 線間隔1 m/sec, INT 與NINT 分別代表加強型與非加強型陰影區為較強內/外流區。

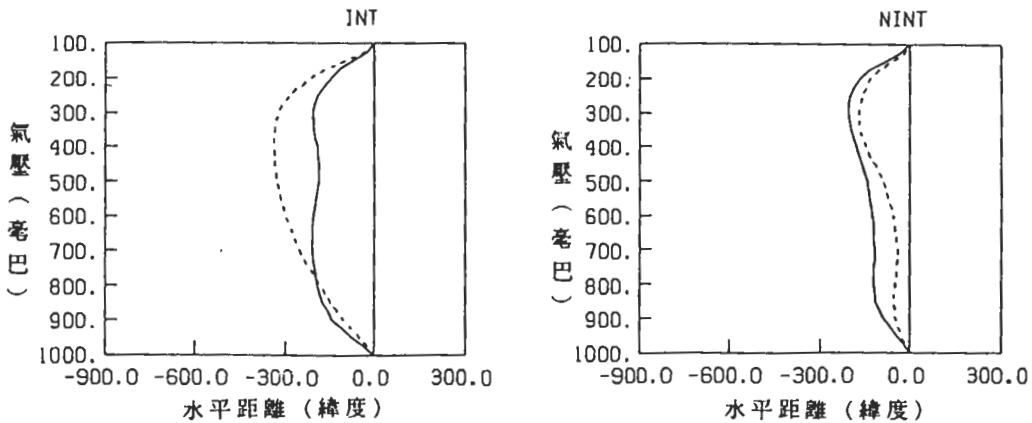


圖6 半徑1度內平均垂直速度分佈圖, 虛線表示Stage 1, 實線表示Stage 2; INT 及NINT 分別表示加強型和非加強型(單位為mb/day)。

減弱。此結果乃指出加強型颱風其高層外流和環境流場所導致的外流，明顯的銜接在一起，而非加強型之颱風則外流較不易與環境流場配合而形成外流噴流(outflow jet)。

圖6為半徑4度以內平均垂直速度的垂直分佈。於stage 2時，加強型和非加強型颱風之垂直運動差距不大；但於stage 1時，加強型颱風顯然有較強的上升運動，最大上升運動發生於350 mb，約350 mb/day，而非加強型則僅有150 mb/day，相差了一倍以上。此差異乃因加強型颱風有較強的大範圍低層輻合和高層輻散作用，同時隱含著有較多的低層水汽輻合提供颱風增強的能量。由垂直速度場的垂直剖面(圖7)來看，加強型颱風的對流區往外延伸較廣；而非加強型颱風在距中心3.5~5°緯度之間有明顯的下沉運動，在距中心5~6°緯度之間卻有較強的上升運動，此乃反應前述徑向環流之分佈，亦即外圍低層的水汽較不易內流至中心附近。造成此項差異的原因，可能是加強型颱風的螺旋狀雲帶較為活躍，而雨區範圍亦較廣所造成的結果。

由切向風速(V_θ)的垂直分佈(圖8)發現，第一階段時加強型和非加強型颱風在半徑2~6°區域切向風速差別不大，可是經過24小時後，加強型颱風之2~6°切向風速在整個內流層明顯增強，而非加強型颱風，在半徑2°緯度地方，300 mb以下切向風速增強，但高層反而減少，在半徑4°地方則僅在中低層 V_θ 值略為增加，在半徑6度的地方 V_θ 值並

沒有明顯的變化。比較兩個案的差別可推測，颱風增強時其2~6°之中低層環流通常亦增強，而中心附近高對流層 V_θ 也隨之增強，(非加強型則僅限於中低對流層 V_θ 增加，)此高層切向風速的增加，可能是該處對流增強所導致之積雲動量傳送增強，導致高層出現氣旋式加速之效果(Lee, 1984)。

(三) 高層環流結構

由前述分析，加強型和不加強型颱風之最大差異，乃導因於兩者高層外流之不同，由徑向風速垂直結構(圖5)顯示，徑向風速最大值約發生在150 mb左右，為更清楚分辨出高層外流環流的特性，在此分析150 mb的氣流線(圖9)，並討論其特徵。由於個案選取時，限定颱風位置介於北緯5~30度之間，尚受到中緯度西風帶的影響，在合成坐標北方有明顯的西風氣流，所有的外流區域主要發生在偏南的象限裡。值得注意的是加強型颱風西側之外流氣流(圖9中以粗黑線表示)，在圓周環繞180°後可以外流至距中心11個緯度之位置，非加強型颱風則僅外流至7個緯度；也就是說加強型颱風高層氣流可以比較容易地外流出去。此外，在半徑4°地方，加強型颱風有較強的風速，在東北象限亦有大於10 m/sec的風速，更有利於中心的質量外流。Merill (1988)利用衛星風場，追從外流噴流而認為高層外流噴流，有利於颱風的快速發展。本文分析合成的颱風環流，雖然無法明顯描述出外流噴流，

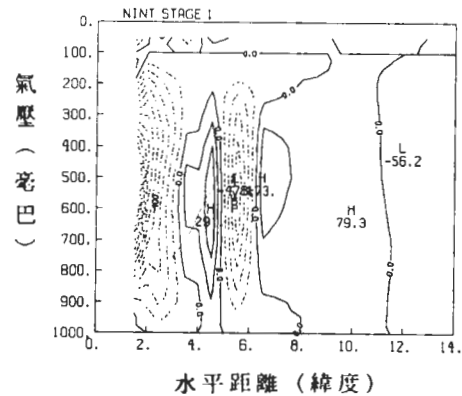
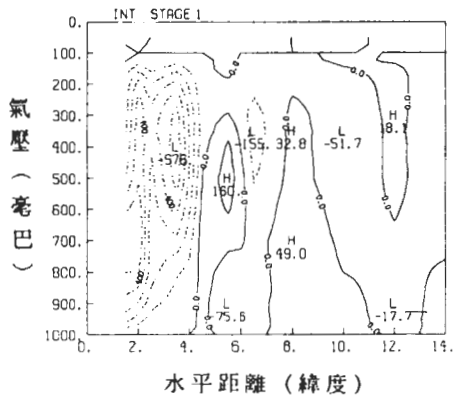


圖7 垂直運動場的徑向和垂直剖面圖，實線代表正值(下沉)，虛線代表負值(上升)，線間隔100 mb/day，INT與NINT分別代表加強型與非加強型。

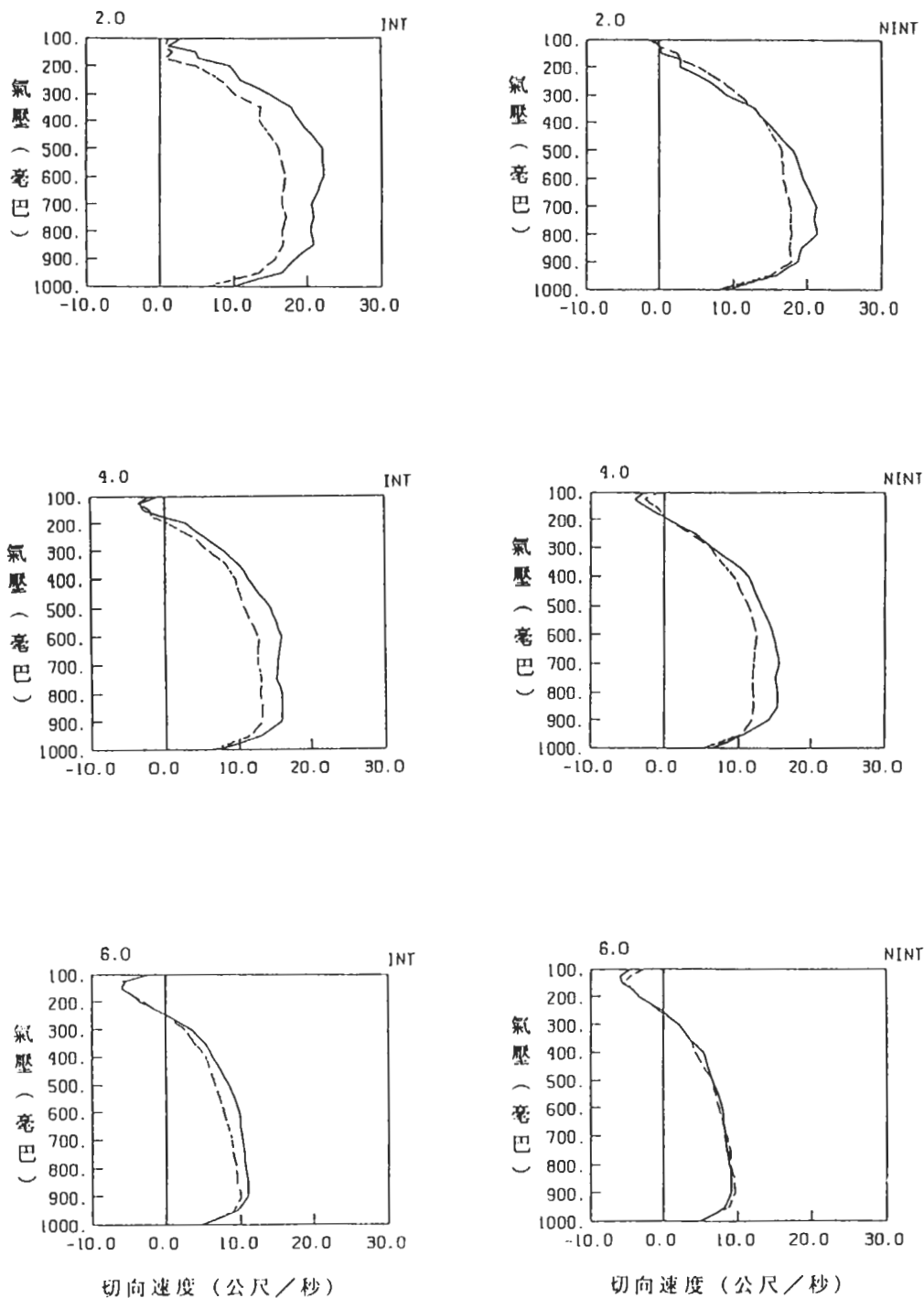


圖8 半徑2.1和6度之切向風速垂直分佈圖，虛線表示Stage 1，實線表示Stage 2；INT及NINT分別表示加強型和非加強型（單位為m/s）。

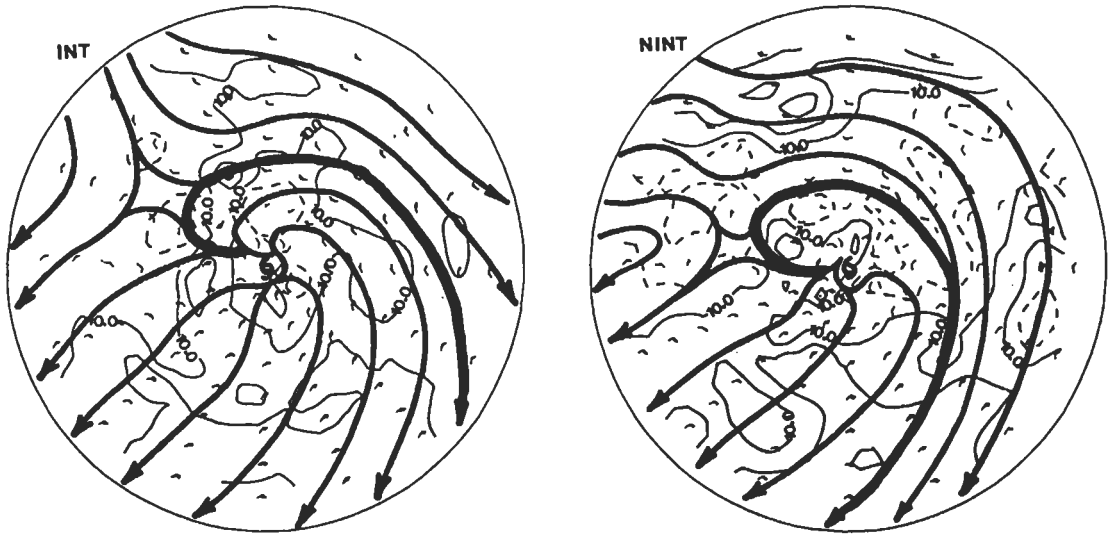


圖9 150mb 氣流線及等風速線水平分佈圖 (Stage 1) , INT 代表加強型, NINT 代表非加強型。

但加強型颱風之合成高層環流, 較容易使颱風中心附近, 外流至較遠的區域。

五、熱力風平衡關係

為瞭解颱風發展期間風場與氣壓場間之相互關係, 可以利用以上動力及熱力參數, 透過梯度風平衡下之熱力風方程進行診斷分析 (參閱 Gray, 1981 ; Núñez, 1981)。此考慮軸對稱之徑向風方程 (忽略表示切向平均之) :

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

其中 f 為科氏參數, Φ 為重力位高度, F_r 為徑向摩擦力 (包括地面摩擦力和積雲摩擦), 對上式做垂直微分且重新整理得:

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

(A) (B) (C)

其中 A 項為垂直風切項, B 項為徑向斜壓項, C 項可視為熱力風平衡之剩餘項 (Núñez 稱之 WS-B)

。若環流處於梯度風平衡, 則 C 項為 0, 否則剩餘項的正負可以判斷出動力場和熱力場的平衡關係。

利用合成資料可計算剩餘項的垂直分佈, 半徑 2-14 度之平均結果如圖 10 所示 (若考慮 2-10° 範圍, 結果類似), 加強型颱風的 C 項值在 900 mb 以上皆大於非加強型颱風, 且負值僅發生於 450-300 mb 之間, 其值亦很小。非加強型颱風之 C 項於 550 ~ 200 mb 皆為負值, 且最大負值其值較加強型颱風者大 5 倍。對中低層而言, 因為水平溫度梯度不大, 風切項大於斜壓項, 而且加強型和非加強型颱風兩者之間的差別並不大。分析資料可發現, 400 mb 以上, 加強型與非加強型的差別, 主要是來自於水平斜壓項的作用, 非加強型颱風具有較強的暖心或徑向溫度梯度, 但垂直風切卻不能支持此暖心的存在, 使得 C 項於中高層出現負值。

由此大範圍的熱力風平衡關係評估, 似乎顯示颱風高層近中心處暖心的持續增加, 造成徑向斜壓度增加過快, 對颱風強度變化有負面作用。此高層增暖的另一負面影響為增加垂直穩定度, 而不利對流持續發展。目前之分析結果和 Núñez (1981) 者

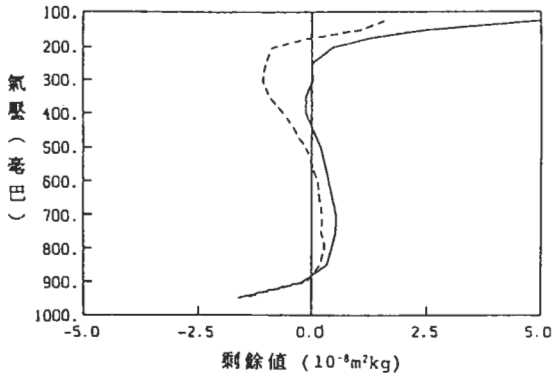


圖10 半徑2-14度熱力風平衡之剩餘項 (Stage 1)，實線代表加強型颱風，虛線代表非加強型颱風 (單位為 $10^{-8} \text{ m}^2 \text{ kg}$)。

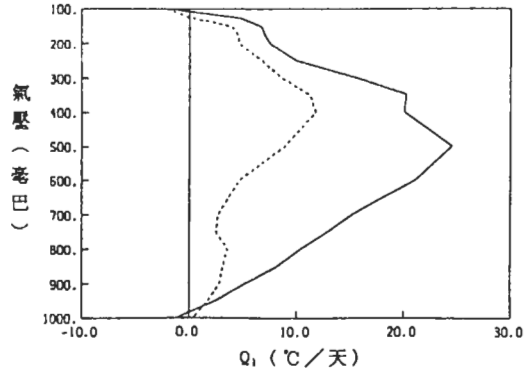


圖11 0-4°區域內 Q_1 的垂直分佈 (Stage 1)，實線代表加強型颱風，虛線代表非加強型颱風 (單位為 $^{\circ}\text{C}/\text{day}$)。

頗為類似，雖然Núñez提出利用此不平衡關係解釋颱風增強之過程，但作者認為此種質量和動量調整過程仍需進一步分析和研究，方有可能瞭解其在颱風強度變化中所扮演之角色。

最大值，約 $24.5^{\circ}\text{C}/\text{day}$ ，較非加強型颱風的最大值 $11.8^{\circ}\text{C}/\text{day}$ 大一倍多，適足以表示加強型颱風在中心 4° 半徑以內有明顯較強之積雲加熱效應。

六、能量和水汽收支分析

本文利用Yanai, Esbensen 和Chu (1973) 定義的 Q_1 (Apparent Heat Source) 和 Q_2 (Apparent Moisture Sink) 藉著大尺度探空觀測資料來描述颱風中心附近對流區域的能量和水汽收支，採用的計算方法大致和Lee (1989b) 相同。 Q_1 和 Q_2 分別定義如下：

對公式(3)及(4)做垂直積分且假設伯因比(Bowen Ratio)為0.1，可以求得水汽的來源和降雨的分佈。而對流層溼靜能收支方程可寫成：

$$Q_1 \equiv \frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}S) + \frac{\partial s\bar{\omega}}{\partial P} = -\frac{\partial s\bar{\omega}}{\partial P} + L(C - E) + Q_R \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{V}h) + S_{sfc} + LE_{sfc} + Q_R \quad (5)$$

(A) (B) (C) (D) (E)

$$Q_2 \equiv -L\left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}q) + \frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial P}\right] = L\frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial P} - L(E - C) \quad (4)$$

首先分析 4° 範圍內整個對流層溼靜能的收支情形，其結果如表三所示，表三顯示，加強型與非加強型颱風海面上提供的能量(C+D項)及淨溼靜能

其中 $S = C_p T + gz$ 為乾靜能； $h = C_p T + gz + Lq$ 為溼靜能； C ，凝結率； E ，蒸發率； L ，水汽凝結潛熱； Q_R ，輻射加熱率； T, Z, q 分別代表溫度、高度和比溼；在此， $\bar{\quad}$ ：表示水平面積平均； $\bar{\quad}'$ ：表示與水平面積平均的差異。

表三 半徑4度以內平均溼靜能收支表，A, B, C, D和E項見公式5 (單位為 $^{\circ}\text{C}/\text{day}$)。

圖11為加強型與非加強型颱風在半徑 $0-4^{\circ}$ 區域內 Q_1 之垂直分佈，加強型颱風 Q_1 值在500 mb處有

	A	B	C	D	E
加強型	0.97	-2.17	0.34	3.41	0.61
非加強型	1.2	-2.46	0.39	3.88	0.61

表四 半徑4度以內平均降雨及水汽來源分析表，括號內表示佔區域降水水汽來源百分比（單位為 mm/day）。

	0-4° 降水量	0-4° 海面蒸發量	水平輻合
加強型	49.3	12.2(25%)	37.1(75%)
非加強型	21.4	13.9(65%)	7.5(35%)

的通量相差異不大，反應到溼靜能的局部變化亦不大（輻射冷卻效應假設為相同）。

進一步分析降水及水汽來源（表四）發現加強型颱風半徑4°以內的降水為49.3 mm/day，而非加強型僅21.4 mm/day，兩者相差達2.3倍。在水汽的水平輻合上，加強型颱風（37.1 mm/day）比非加強型（7.5 mm/day）大五倍，也就是加強型颱風有較強的水汽輻合，而增加了中心附近的降水。

在此以半徑4°以內的區域來評估颱風的能量和水汽的收支，僅能提供颱風環流區域的平均情況，然而颱風強度的變化主要集中於中心半徑1°以內區域，本颱風探空合成分析的資料無法分析中心附近的結構和能量變化情況，但本分析結果依然具有頗高的參考價值。由能量收支分析得知加強型颱風的對流範圍不但較廣而且中心附近垂直運動亦較非加強型者強很多，這與輕度颱風階段的特性有相類似的結果（祇是強對流的範圍擴大了），這也隱函著垂直次環流的作用對此階段颱風的發展亦扮演著非常重要的角色。由於加強型颱風的高層外流風速遠較非加強型者強，且強外流區之範圍亦往外延伸至相當遠之半徑，為了更深入瞭解引發大範圍的垂直次環流的原由，我們應該進一步研究高層環流結構與高層大尺度環境的差異。

七、個案分析

由以上合成結果分析，發現颱風高層環流與颱風強度變化有明顯的關係，為更深入探討其間的

相關性，我們利用1979年FGGE資料，針對兩個頗具代表性的個案：HOPE颱風(7909)和OWEN颱風(7919)，分析其於主要強度變化前後，高層大尺度環流及風場結構的轉變過程，藉以和合成分析結果相互比較。

（一）HOPE 颱風個案分析

如關島美軍聯合颱風警告中心之最佳路徑（圖12）所示，HOPE颱風其強度在29日0000 UTC至1200 UTC間，由40 Kt迅速增強至65 Kt後，呈穩定增加且一直往西北西移動，30日1200 UTC後，強度又呈非線性增強，在31日1200 UTC達到其最大強度130 Kt。本研究將探討由30日1200 UTC其達颱風強度後，到31日1200 UTC的主要增強階段，其強度在24小時內增加45 Kt。由大尺度150 mb高層流場的綜觀分析，可以發現在30日1200 UTC HOPE正處於熱帶高層槽線（TUTT）的西南邊緣分流區（如圖13上圖所示），TUTT南邊西風分量使HOPE的東邊氣流得以順著TUTT的環流向東南轉西南外流，此後HOPE迅速增強，且其位置一直處於TUTT南緣之高層分流氣流之下，當HOPE往西移離此分流區時（31日1200 UTC，圖13下圖）其強度達到最大值，可見由TUTT影響的高層分流與HOPE的強度迅速增強有著相當的關連性。

為詳細分析HOPE高層氣流的情形，我們取移動圓柱坐標，分析相對於移動颱風中心之環流特徵，圖14為30日1200 UTC和31日1200 UTC 150 mb氣流線，圖14上圖中，HOPE的外流區主要集中

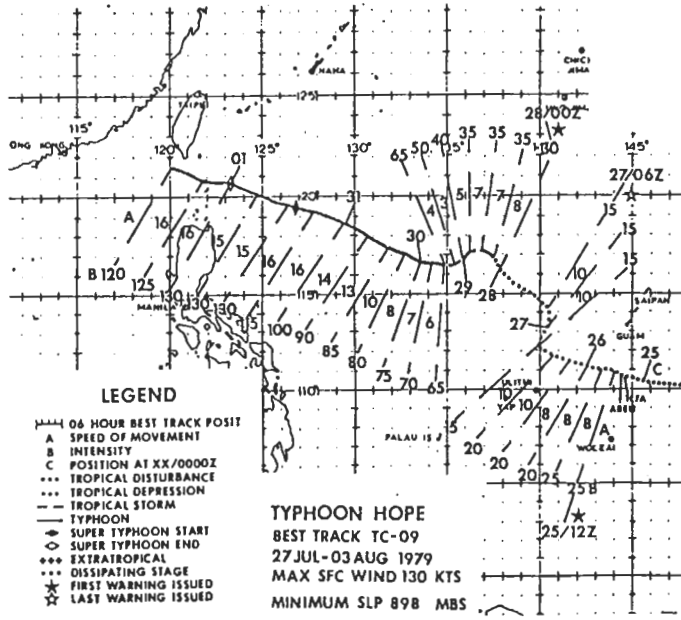


圖12 HOPE 颱風 (1979) 最佳路徑及強度 (摘自 Annual Typhoon Report, 1979, JTWC.)。

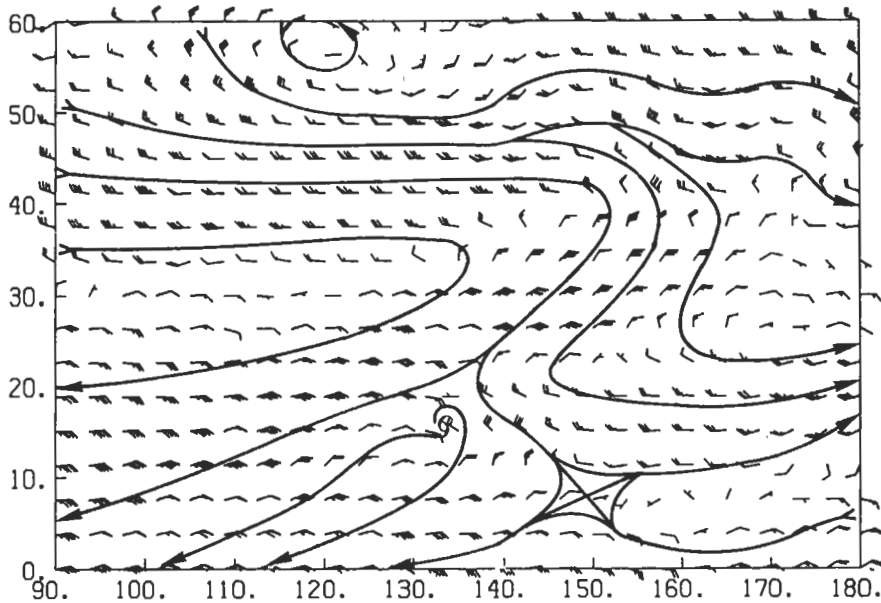


圖13 (圖說見下頁)。

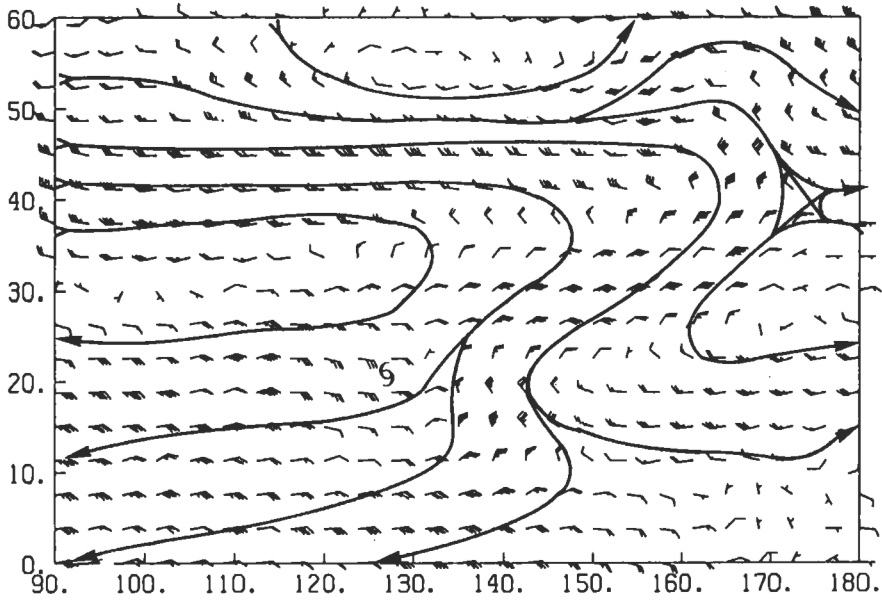


圖13 高層150 mb 氣流線，颱風記號表示HOPE 颱風之中心位置；上圖時間為30日1200 UTC，下圖為31日1200 UTC。

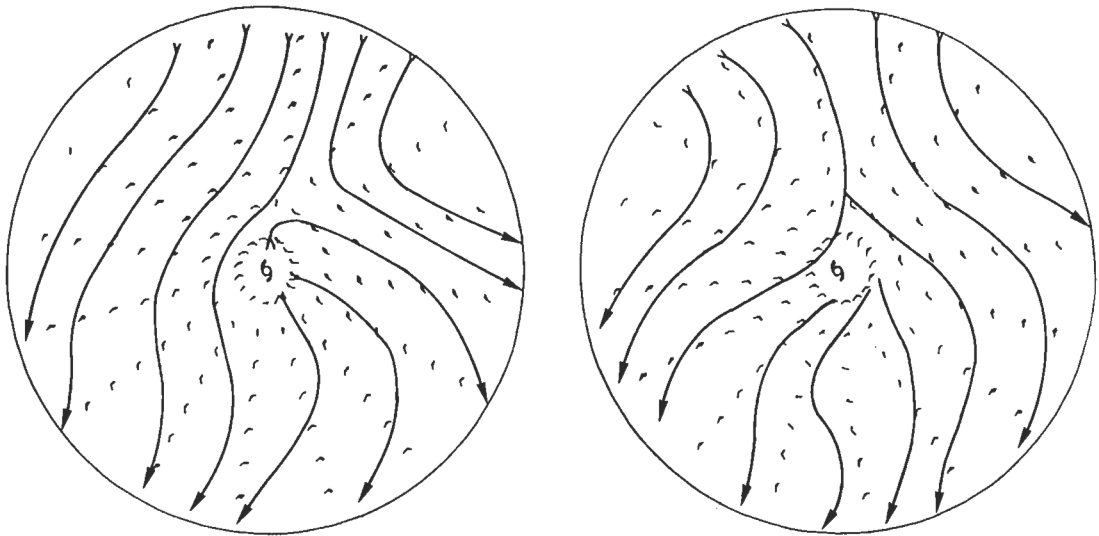


圖14 HOPE 颱風之150 mb 移動圓柱坐標之氣流線；左圖時間為30日1200 UTC，右圖為31日1200 UTC。

在東南至南方象限內，TUTT 的位置則明顯地位於 HOPE 中心的東北東方。圖14右圖顯示環流已有明顯改變，外流區亦分成兩股，一股向西外流，一股仍位於東南象限，但兩者皆不如圖14左圖中之外流為強，此時TUTT環流之影響，也因HOPE的遠離而不明顯。

(二) OWEN 颱風個案分析

OWEN 颱風在25日0000 UTC 強度達到颱風階段後，便一直往北方移動（如圖15），24小時後（26日0000 UTC）達到強烈颱風（中心最大風速110 Kt），強度增加40 Kt。在加強前（25日0000

UTC），高層150 mb 有明顯的反氣旋式環流存在於地面氣旋式環流中心的東北東方約3個緯度地方（見圖16上圖），其北方有強烈的西風氣流，南方有東風氣流，有利於颱風高層反氣旋的形成。至26日0000 UTC（圖16下圖），OWEN 颱風低層氣旋式環流與高層反氣旋環流中心已經偶合在一起，而且高層反氣旋範圍也擴大了。

由移動圓柱坐標來分析150 mb 氣流線，顯示25日0000 UTC 之高層環流特徵（圖17上圖）與圖9加強型颱風的合成結果非常類似，其主要的外流皆是繞經東至東南象限，而且強風處的位置分佈也非常一致，可見高層環境流場和颱風環流的適當配置與

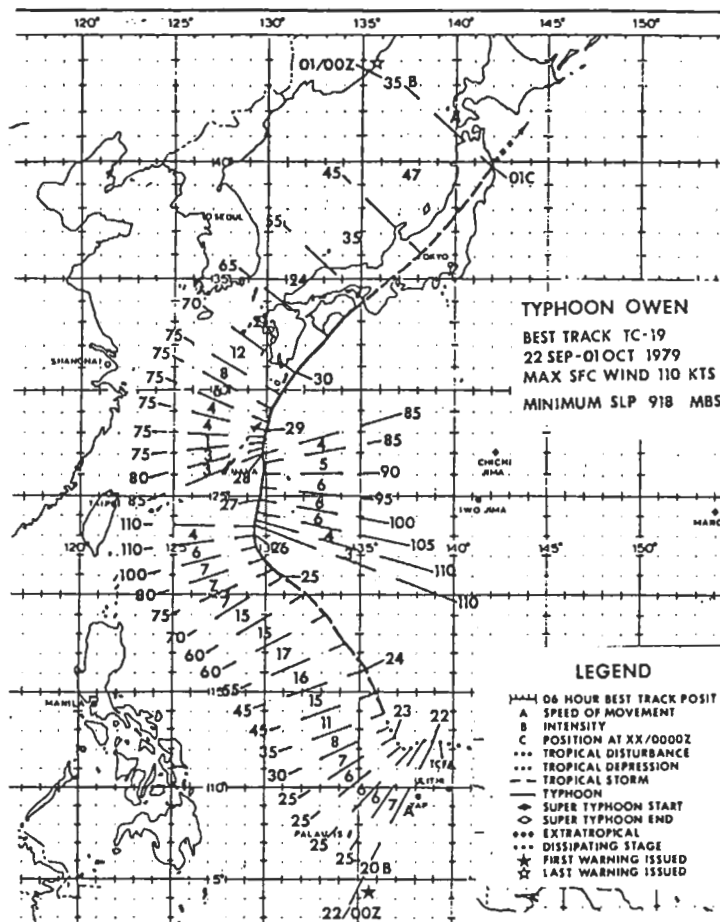


圖15 OWEN 颱風 (1979) 最佳路徑及強度 (摘自 Annual Typhoon Report, 1979, JTWC.)

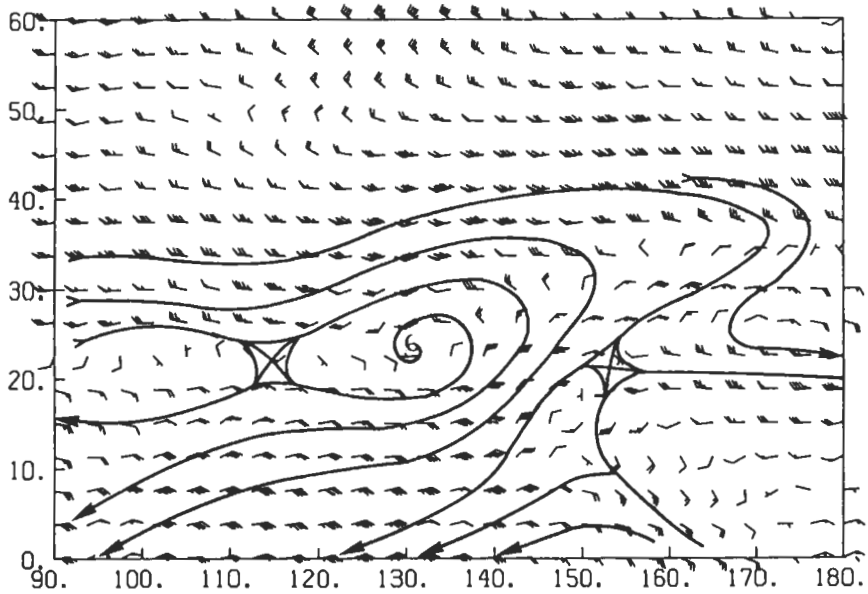
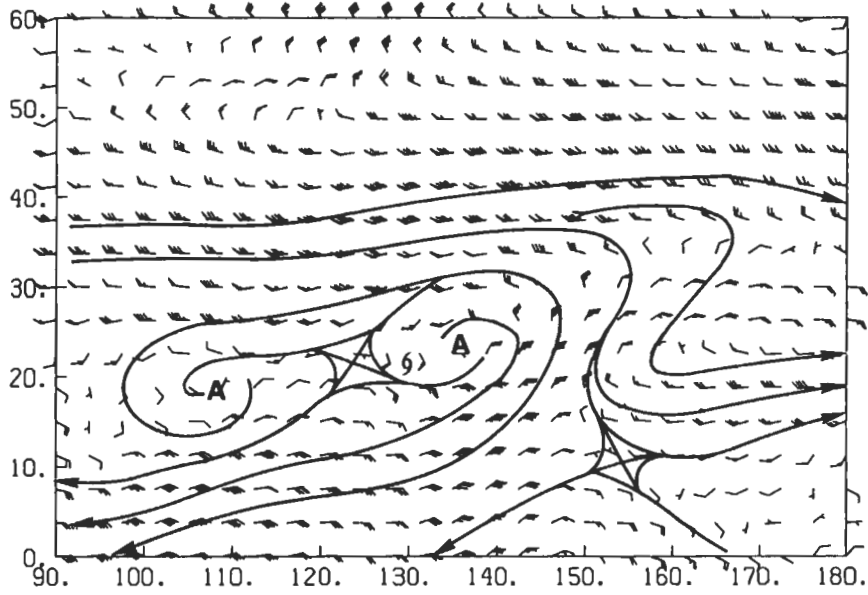


圖16 高層150 mb 氣流線，颱風記號表示OWEN 颱風之中心位置；上圖時間為25日0000 UTC，下圖為26日0000 UTC。

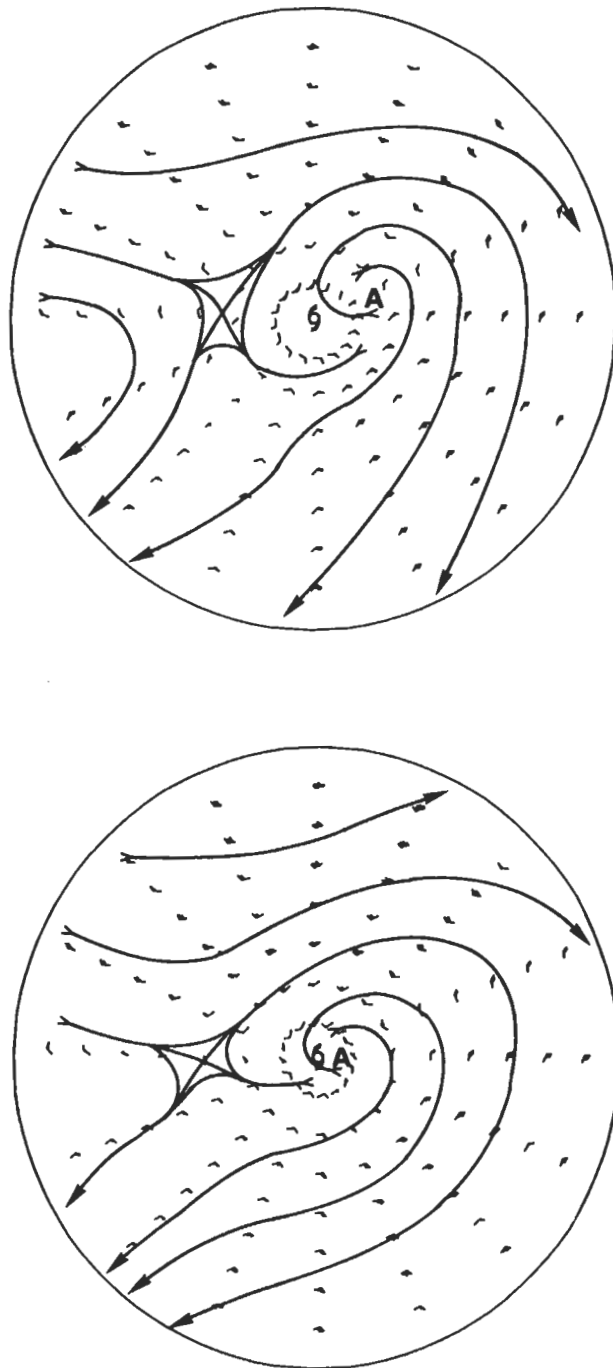


圖17 OWEN 颱風之150 mb 移動圓柱坐標之氣流線；上圖時間為25日0000 UTC，
下圖為26日0000 UTC。

颱風強度的變化有密切的相關。當OWEN 颱風到達最大強度時(26日0000 UTC, 圖17下圖), 其高層氣流線由中心外流的區域則轉變為主要集中於西南象限。

(三) 個案分析討論

雖然不同颱風個案的環流差異性頗大, 但當高層環流的型態配置適當, 形成明顯的由中心至外圍環境的外流氣流, 則颱風強度常可以持續增強。在HOPE 個案中TUTT 提供適當的高層分流區; 而OWEN 個案中, 高層反氣旋式環流提供颱風中心至大範圍的外流, 兩者皆有利於颱風中心附近上升運動之維持和增強。當然, 促使颱風增強尚有其他因素, 然而以上兩個個案皆支持高層大尺度環流提供颱風高層良好外流在颱風強度變化中之重要性, 與合成分析所獲得的結果頗為一致。至於合成分析中顯示, 颱風強度增加後, 於400 mb 出現內流的現象, 在目前個案分析中的信號非常微弱(圖未示), 也許是FGGE 資料尚不能解析如此細微的結構變化特徵。

八、討論與結語

由於颱風能量之來源主要為潛熱釋放, 因而需要頗多的水汽輻合和海面蒸發。Gray (1981) 曾分析, 當海水溫度低於 26°C 時即無颱風生成, 因此海水溫度很可能就是影響颱風發展的重要因素之一。Merrill (1985) 分析北大西洋熱帶氣旋時, 發現海水溫度的高低將決定颱風發展的極限。很遺憾地, 本文採用的合成方法很難印證海水溫度的效應, 不過我們所選取的加強型與非加強型颱風的平均日期僅相差三天, 位置也很接近, 海水溫度可能造成的差異在氣候統計上很可能已經不具決定性的作用。

根據Sadler (1976, 1978) 和Chen and Gray (1985) 之分析顯示, 熱帶高對流層槽線(TUTT) 或其所引起的外流噴流, 對於颱風強度的增強有非常重要的影響; Chen 和Gray 並認為, 如有明顯且強的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熱帶氣旋中心的波動, 且導致波動渦流能量向外傳送能量, 如此將使系統持續發展。雖然本文無法證明Merrill 理論的真偽, 但是由合成和個案環流分析,

可說明如果高層有良好的環境流場使颱風中心附近之高層空氣能順利外流到距中心更遠的地方, 將有利於颱風中心附近對流的增強, 同時也將使系統強度增強。

除了具有高層較強和較廣的外流外, 合成分析亦顯示加強型颱風有較強的低層大範圍輻合。在颱風增強後(TY12), 400 mb 有補償性的內流產生, 此似乎可證明高外流層的結構與颱風增強有良好的相關性, 惟在個案分析中由於資料解析度限制, 不易凸顯出400 mb 左右有內流情形, 可能是這種效應持續時間不長, 個案資料不易解析出來, 亦有可能此內流是合成結果在平均許多不同個案之後, 所表現出來之特徵, 並不能代表個案中之特徵, 因此在個案分析方面仍需要有更佳的資料解析度來做進一步的研究。

在能量收支計算之中, 我們也發現加強型颱風的上升運動區範圍較廣, 而水汽供應有75% 來自低層大範圍水汽內流輻合的效應, 同時其積雲加熱(Q_1) 亦遠較非加強型者為強, 為了瞭解此積雲加熱對中高層的增暖作用是否造成穩定效應而抑制對流之發展(如Merrill, 1985 所推測), 我們利用熱力風平衡方程進行分析, 發現非加強型颱風因中高層暖心較強, 造成中高層中心外圍的水平徑向溫度梯度遠大於垂直風切所能平衡者, 然而有關此動量場和質量場之平衡調整過程與颱風強度變化之關係, 仍待進一步研究。

當然不利於颱風發展包含許多不同情況, 諸如地形的影響、海水溫度、中緯度斜壓系統的侵入或高層環流的影響, 可是當颱風增強到中度颱風階段, 果如CISK 理論所稱, 其自我增強的效應提高, 也不一定意味著所有中度颱風皆可發展成強烈颱風, 此時環境流場的變化(尤指高層環流) 將是一個不可忽視的作用。想進一步瞭解這些作用則有必要對高層環流與颱風間的交互作用做深入的個案分析。目前之分析雖可證明高層外流噴流扮演十分重要的角色, 但對於颱風中心增強的詳細物理過程, 高層環流對颱風中心強度的直接或間接的交互作用, 仍然需要理論數值模擬來印證。

誌 謝

承蒙美國科羅拉多州立大學Dr. W. M. Gray

提供寶貴資料，特此致謝，本研究進行期間，感謝曾美齡小姐、陳麗禾小姐在打字及圖表整理和校稿上之協助。本研究在國科會專案研究計劃 NSC78-0202-M002-07 支助下完成。

參考文獻

- 李清勝，1988：颱風之生成和發展。大氣科學，第十六期，第三號，237-252 頁。
- 李清勝與呂國臣，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，95-115 頁。
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.
- Chen, L. and W. M. 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.
- Frank, W. M., 1977a: The structure and energetics of 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.
- Gray, W. M., E. Buzzell, G. Burton and others, 1982: Tropical cyclone and related meteorological data sets available at CSU and their utilization. Dept. of Atmos. Sci. Report, Colo. State Univ., Fort Collins, Co., 186pp.
- 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.
- Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 732-745.
- Joint Typhoon Warning Center, 1957-1977. and 1979: Annual Tropical Cyclone Report. Guam.
- Kurihara, Y., and R. E. Tuleya, 1981: A numerical simulation study on the genesis of a tropical storm. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1629-1653.
- Lee, C. S., 1984: The effects of cumulus momentum transports in tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, 41, 590-603.
- Lee, C. S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and cyclogenesis in the western North Pacific. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 403, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 250 pp.
- Lee, C. S., R. Edson, and W. M. Gray, 1989: Some Large scale characteristics associated with tropical cyclone development in the northern Indian Ocean during FGGE. *Mon. Wea. Rev.* 117, 2, 407-426.
- Lee, C. S., 1989a: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western North Pacific. I: Structural evolutions of cloud clusters. *J. Atmos. Sci.*, 46, 16, 2580-2598.
- Lee, C. S., 1989b: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western North Pacific. II: Budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 16, 2599-2616.
- 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, R. T., 1985: Environmental influences on hurricane intensifications. *J. Atmos. Sci.*, Paper No. 394, Colo, State Univ., Ft. Collins, Co. 156pp.
- Merrill, R. T., 1988: Environmental influences on hurricane intensifications. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1678-1687.
- Núñez, E., 1981: Tropical cyclone structure and intensity change. Dept. of Atmos. Sci. Ph.D. Thesis, Colo. State Univ., Fort Collins, Co 292pp.
- O'Brien, J. J. 1970: Alternative solution to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
- 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.
- 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, 187-214.

An Analysis of Typhoon Development in the Western North Pacific

Cheng-Shang Lee

Kuo-Chern Lu

Department of Atmospheric Sciences Central Weather Bureau
National Taiwan University
Taipei, Taiwan, R.O.C.

(manuscript received 23 April 1990; in final form 5 September 1990)

Abstract

The purpose of this research is to study the physical processes which can lead to typhoon intensification in the Western North Pacific. The characteristics of structures and circulation patterns associated with those intensifying typhoons (maximum wind exceeds 60 knots) are analyzed. The analyses utilize the rawinsonde composite technique developed at Colorado State University to study both the intensifying and the non-intensifying typhoons. In addition, the surrounding circulation patterns associated with two intensifying typhoons in 1979 are discussed using FGGE data.

Results of composite analysis show that the intensifying typhoon has stronger upper level outflow and low level inflow than the non-intensifying typhoon. The radial extent of strong inflow/outflow region is greater and more continuous for the intensifying typhoon. Inside 4° radius, the mean upward motion, the cumulus heating (Q_1), the precipitation and the horizontal moisture convergence are also stronger for the intensifying typhoon. The non-intensifying typhoon however, possesses warmer mid-upper troposphere. In consequence, the residual term in the gradient thermal wind equation is negative at 550–200 mb. In other words, the vertical wind shear can not balance the relatively stronger radial temperature gradient. The residual term of the intensifying typhoon is positive almost through the whole troposphere. The role of wind-mass balance in typhoon intensification process deserves further study.

The composite analysis also reveals that a compensating inflow occurs around 400 mb after typhoon intensification, probably due to the stronger upper level outflow associated with the intensifying typhoon. However, this compensating inflow is not apparent in the individual case analysis. As to the upper level outflow feature, two individual intensifying typhoons show a pattern of strong upper level outflow jet instead of the strong mean outflow. The strong outflow of Typhoon Hope (1979) is associated with the existence of a TUTT system. The upper level flow pattern of Typhoon Owen (1979), however, is very similar to that of the composite intensifying typhoon.

Key words: typhoon, typhoon intensity change.