

# 颱風能量供給及環流維持機制之數值模擬

李清勝

台灣大學大氣科學研究所

簡國基

中央氣象局預報中心  
台灣大學大氣科學研究所

## 摘要

颱風的能量主要來自於海洋，但是大氣內部的物理過程對颱風的維持具有相當重要的貢獻與意義，其不僅扮演著能量轉換的角色，更主宰著颱風是否可有效利用潛熱，以加強暖心及環流的強度。本文利用 CSU-RAMS 進行數值模擬，在探討颱風環流透過那些大氣物理過程，有效提高加熱效率，及伴隨颱風眼形成與維持之物理機制。

模擬的結果顯示，海洋之水汽及熱量通量是颱風最主要的能量來源，但經由積雲對流所轉換之潛熱並無法完全為颱風環流所利用；模擬渦旋形成颱風眼後，地轉調整過程由風場向質量場調整，渦旋之加熱效率因而提高，促使暖心及環流增強。底層近渦旋中心之高慣性穩定度使摩擦內流層之空氣塊無法直接進入渦旋中心，而於近最大切向風速半徑之中層造成輻合，並逐漸形成眼牆，使中心之中、高對流層出現水平風場的輻合，進而造成中心下沉運動，形成颱風眼。

本文之結果，可進一步闡釋 CISK 理論的真義，由於颱風眼牆內之空氣塊軌跡並不滿足卡諾熱機，及並非所有從海洋獲得之能量皆可用於加強系統之暖心，我們認為，海氣交互作用為能量來源，但是，大氣內部的動力過程在維持及增強颱風環流更是不可忽視。

## 一、前言

本文的主旨在探討供給及維持成熟颱風的能量及物理機制。統計上而言，每年生成於熱帶洋面的颱風，平均約有 60 % 可達 33m/sec (即中度颱風) 之強度，此現象意謂維持颱風能量的過程，可能存在有某些確定性的物理機制。因此，過去的學者藉由觀測資料分析及數值模擬，試圖解釋此能量來源的物理過程。早期的觀測分析認為，深積雲對流所產生的潛熱釋放為能量的主要來源 (Riehl and Malkus, 1961 ; Yanai, 1961a、b)；而在地轉調整的物理架構下，Ooyama (1964) 和 Charney and Eliassen (1964) 提出 CISK 理論 (第二類條件性不穩定)，認為在熱帶大氣之條件性不穩定的“環境”中，經由積雲尺度的潛熱釋放與颱風環流間之正反饋過程來供給颱風能量，但必須強調的是，Ooyama 是將海洋廣大的熱量及水汽來源視為 CISK 運作的先決必要條件，換言之，CISK 是描述在“洋面”上颱風環流內大氣物理過程所進行的能量運作；亦即在地轉調整方向由風場調整至質量場的物理決定階段 (Deterministic

Stage ; Ooyama, 1982)，CISK 理論認為潛熱釋放是供給颱風能量的直接來源 (不論此潛熱釋放是由海洋或大氣能量轉換而來)，而水汽的輻合則來自於海洋的水汽蒸發。

利用接近對流中性之初始大氣背景場透過數值模擬，Rotunno and Emanuel (1987)、Emanuel (1986、1989) 認為，颱風的能量應完全來自海洋，此“海氣交互作用理論”的能量運作認為，颱風相當類似於自然界中的卡諾熱機，供給及維持所需要的能量完全由內流過程中自洋面獲得，透過海氣之間的熱力不平衡 (尤其是水汽)，內流的空氣塊將從海洋獲得能量。眼牆內深對流雲之空氣塊上升過程，海氣交互作用理論則認為此過程接近於可逆濕絕熱，而將積雲的潛熱釋放視為颱風內部能量轉換的一個過程而已。

根據 Emanuel 的看法，似乎令人覺得太過於簡化，因為海洋為熱量及水汽之廣大來源早已是不爭的事實，重點在於大氣的物理過程如何對颱風的能量運作進行反饋，況且，由洋面內流所獲

得的能量，在 Emanuel (1986) 文章中亦是透過大氣過程轉換為潛熱釋放，但颱風是透過那些物理過程利用所獲得之能量，及真正貢獻於加熱暖心的潛熱多寡受那些大氣過程所影響，文中則完全沒有討論。Emanuel (1989) 將 Ooyama (1964) 所提出之 CISK 理論，視為完全在大氣內部運作的物理過程，並將海洋因素屏除，而站在此立場質疑 CISK 的存在性，不容置疑地，海洋是必要條件 (Ooyama, 1964 亦認為如此)，但大氣透過那些物理機制來轉換並利用從海洋得到的能量，更有助於我們對颱風進一步的了解，因此，本文將著重於颱風對於所獲得的能量，透過那些物理過程轉換並加以利用，同時試圖解釋或說明颱風眼的維持，根據 Anthes (1982)，颱風眼形成是維持颱風的暖心及促使中心氣壓快速下降的重要過程，但上述兩種理論似乎無法合理解釋颱風眼將如何維持；颱風眼內的熱力間接環流使得 Emanuel (1986) 的卡諾循環出現缺失，而且可能使得並非所有近颱風中心的空氣塊皆沿濕絕熱上升或下沉，因此本文將藉著數值模擬探討大氣之對流不穩定度對颱風之影響、潛熱釋放對颱風暖心的貢獻、海洋的熱量傳送扮演何種角色？及颱風眼將透過那些物理機制維持？本文第二節將介紹數值模式、初始條件及實驗設計；第三節綜合比較模擬結果；第四節將探討颱風眼的維持機制；最後則為結論。

## 二、數值模式、初始條件與實驗設計

本文使用 CSU-RAMS 進行數值模擬，以非靜力平衡原始方程為基本架構 (請參閱李和簡, 1995)，水平網格解析度為 40 公里，模擬區域水平為 8000 公里 × 8000 公里，垂直方向共 12 層 (模擬網格點為 201 × 201 × 12)。變數依 Arakawa-C 交錯網格放置；時間積分採用 time splitting，較長的  $\Delta t$  為 90 秒，較短者為 22.5 秒；模式上邊界採用固定式邊界條件，配合兩層 Rayleigh friction 吸收層，側邊界採用 Orlanski (1976) 輻射邊界條件。模式中以 Kuo (1974) 積雲參數化來模擬雲雨所產生潛熱釋放的過程；模式下邊界為具 301k 之均勻溫度的海洋，而邊界層參數化使用固定溫度梯度及水汽梯度的方式換算熱量及水汽通量，由於空氣塊沿洋面流動過程經亂流混合，使得海氣之間溫差小於 1k (Anthes, 1982)，故熱力不平衡大多來自於水汽過程，因此本文所使用之邊界層向上溫

度梯度為 0.9k (實驗二為向下 0.5k)，水汽梯度為 1.5g/kg。

初始渦旋的設計攸關地轉調整的過程 (亦即潛熱釋放之加熱效率)，因此本文於模式積分前，植入一最大切向風速為 50m/sec 的渦旋，目的在使模擬過程中，地轉調整方向可由風場向質量場調整，也就是使實驗在 Ooyama (1982) 所稱之物理決定階段下進行，這將有利於探討潛熱釋放對颱風暖心的貢獻。初始渦旋風場的水平結構採用 Chan and Williams (1987) 之形式而垂直結構則與 Frank (1977) 的合成分析結果相類似，可表示為：

$$v(r) = v_o \left( \frac{r}{r_o} \right) \exp \left\{ \frac{1}{b} \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_o} \right)^b \right] \right\} \left( \frac{3(\sigma/\sigma)^{\wedge}}{2(\sigma/\sigma)^3} \right)$$

其中  $v_o$  為最大切向風速值 (給定 50m/sec)， $r_o$  為最大切向風速所在半徑 (給定 100km)， $b$  為渦旋風速水平分布控制參數 (給定 1)， $\sigma = \frac{P}{P_o}$  ( $P_o$  為 1013.25hPa)， $\hat{\sigma}$  為垂直結構最大切向風速所在高度 (給定 0.861，相當約 872hPa)，初始渦旋的氣壓場和溫度場則是利用風場依梯度風和熱力風平衡關係式決定，但初始不給定渦旋的垂直次環流，而由模式積分時產生，因此模式開始積分後將存在垂直次環流調整階段。

模式以單一探空透過初始化成為水平均勻的初始場，當作渦旋所處之初始大氣背景場，本文固定植入之初始渦旋結構，但改變初始渦旋所處之大氣背景場特性，由於不同之大氣背景條件將使初始渦旋所調整的次環流隨之不同，同時模式中的渦旋環流亦將改變大氣背景場的性質，因此模擬過程中，除了渦旋結構的演變之外，大氣環境場特性的改變亦是本文探討的主題之一。我們以 Lee (1986) 合成分析之平均熱帶大氣探空為基礎，設計三組實驗進行數值模擬。

實驗一：探空分布為 Lee (1986) 合成分析結果，為具對流性不穩定的初始背景場，渦旋處於具向上水汽通量及熱量通量 (即暖洋面) 的海氣邊界層條件中。

實驗二：提高實驗一之底層探空溫度 (但濕度不變)，對流性不穩定度因此提高 (CAPE 也因此增大)，但渦旋位於向上水汽通量及冷洋面的海氣邊界層條件 (底層大氣

溫度提高至 301.65k，比給定海溫為高，溫度梯度為向下 0.5k。

實驗三：大氣溫度分布的同實驗一，但調整濕度分布（低層變乾、中層變溼）使得環境場處於近似對流中性而不具對流性不穩定，渦旋所處之海氣邊界層條件同實驗一。

實驗二與實驗一初始條件的相異之處包括大氣背景場的對流性不穩定度及海氣邊界條件（實驗一渦旋位於暖洋面上而實驗二位於冷洋面，但二者海溫均為 301k），實驗三與實驗一除了初始大氣溼度不同，使得實驗三接近對流中性的初始大氣條件外，其餘均與實驗一的设计相同。

### 三、模擬結果

三組實驗的最大切向風速及地面中心氣壓隨模擬時間的變化如圖 1 所示，由於初始渦旋不具次環流，因此模擬中大約前 24 小時為模式調整階段。其中實驗二隨積分時間渦旋強度逐漸減弱，顯示實驗二的渦旋結構無法在模擬過程中維持。

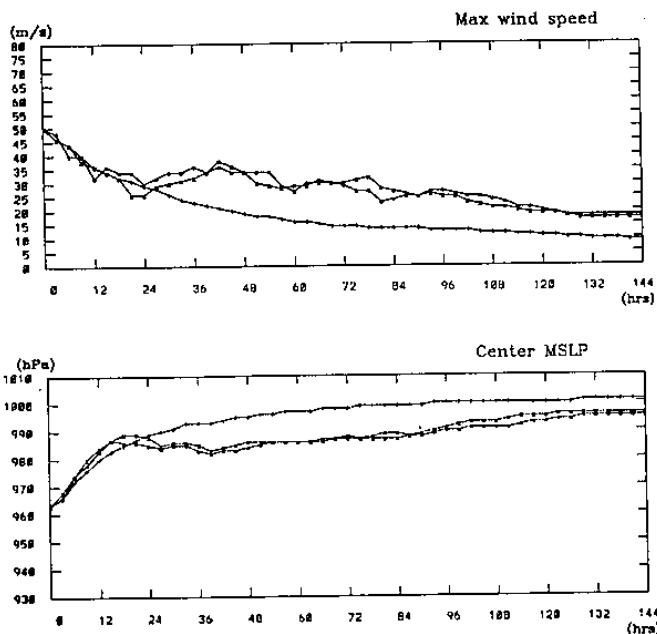


圖 1: 模擬渦旋最大切向風速及地面氣壓時間序列。o:實驗一、+ :實驗二、x:實驗三

實驗一和實驗三之渦旋強度變化趨勢大致相似，而且各伴隨著三次渦旋增強，這和模擬中颱風眼的形成和維持有直接的相關，同時二者積分至模式最後狀態的結果亦極為相似，我們將針對三者間環境改變及模式中渦旋環流演變之異同，加以分析比較。

#### (一) 動力場

圖 2 為實驗三積分 30 小時之徑向、切向及垂直運動場，實驗一和三的結果相當類似，底層具有厚約 1 公里之摩擦內流，中、低對流層伴隨著相對較微弱且厚的內流層，而高層外流主要集中於 10 公里以上，且可向外延伸約 14 個經度，尤其值得注意的是近颱風中心具有相對較微弱之高層內流及低層外流的熱力間接環流，切向風場二者強度相當，最大切向風速隨高度向外傾斜，同時高層已逐漸發展出反旋式的環流結構，而垂直運動場顯示中心具有半徑約 60 ~ 70 公里（約有 2 ~ 3 個網格點）的下沉結構（比實際的颱風眼大），同時亦存在相當明顯的眼牆（強上升運動區）。實驗二的渦旋無法發展出高層外流、颱風眼及眼牆的結構，同時其摩擦內流的強度及切向風速皆不及實驗一和三的結果。

#### (二) 熱力場

圖 3 為實驗三之中心處溫度偏差及 2 度經度半徑處之溫度偏差，垂直結構的時間序列圖，圖 4 則為實驗三之積雲最大加熱率(Q1:k/day)隨時間變化圖，實驗一和三的結果顯示配合動力場颱風眼形成與維持出現了渦旋暖心增強，但是 2 度半徑之暖心增強時間落後中心處約 6 小時，由於 2 度半徑位於眼牆內之深對流區，同時在 30~48 小時（眼牆內暖心增強）積雲最大加熱率並不比其他時間為大，且最大垂直運動高度並無顯著差異(李與簡，1995)，因此，此結果顯示在中心出現下沉絕熱增溫的颱風眼結構後，眼牆區深對流潛熱釋放的加熱效率可有效地提升，使眼牆內的溫度升高（雖然眼牆內仍具強絕熱冷卻效應），由此可知，模式中颱風的能量供給是透過大氣的潛熱釋放過程，而在颱風眼形成後，模式內的加熱效率提升，使渦旋增強，此過程與 Ooyama (1982) 所稱之物理決定階段相當吻合。

#### (三) 溫度-露點溫度曲線及穩定度分析

由於海洋、大氣及颱風三者間將透過非線性過程相互影響，因此模擬所使用之初始大氣背景場及初始渦旋特性，將隨積分過程而改變，本文透過不同半徑處之溫度-露點曲線分布來分析大

氣結構的變化，圖 5 為實驗三積分 36 小時之溫度-露點曲線，此時正當實驗一及三颱風眼形成後約 6 小時，實驗一和三的結果顯示，眼內和眼牆同屬相當潮溼的結構，4 度半徑處之中低層因產

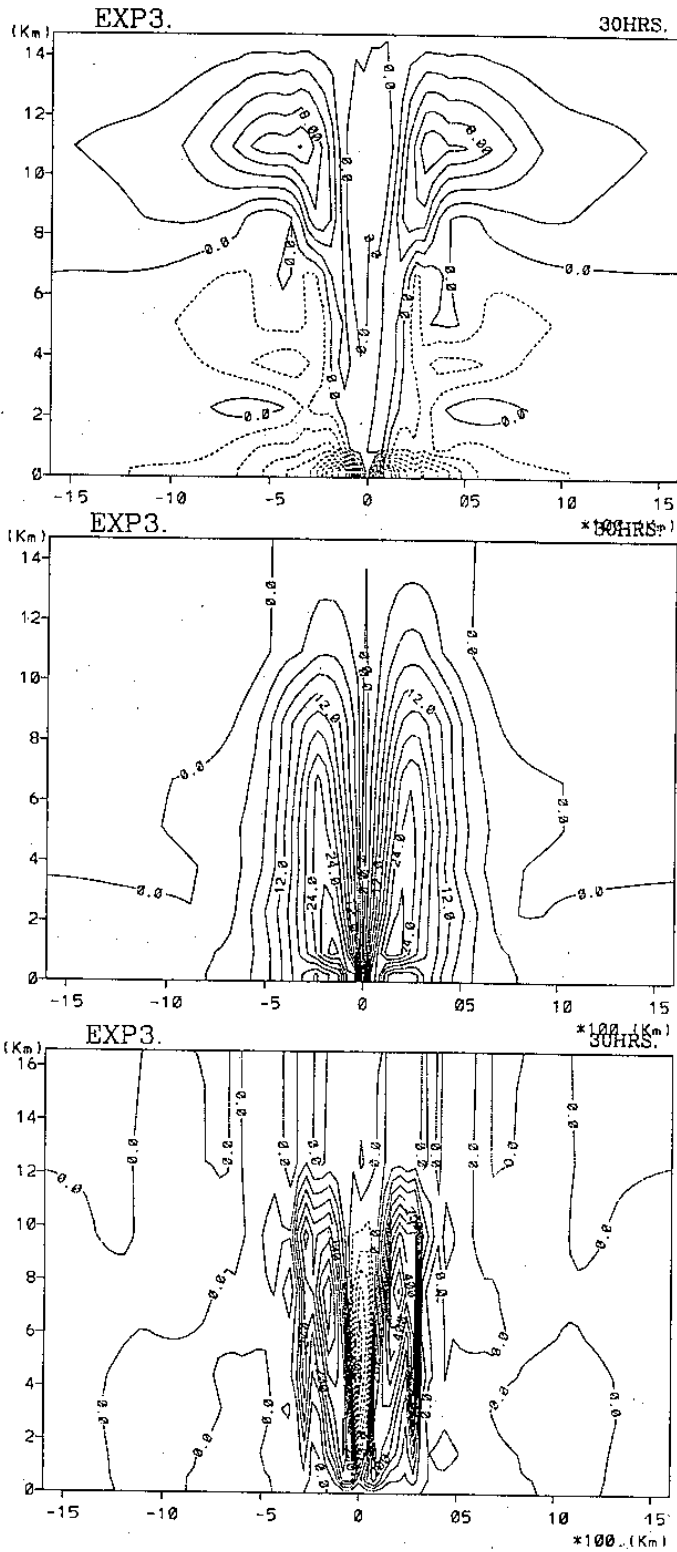


圖 2: 實驗三之切向、徑向、垂直運動場(m/s)

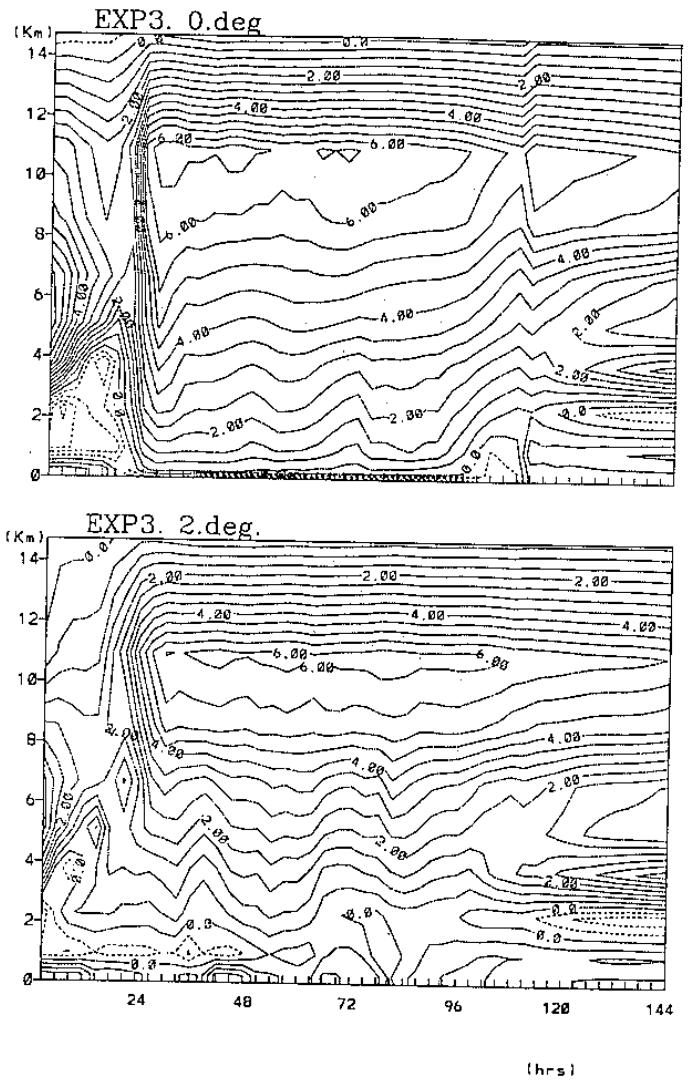


圖 3: 實驗三之中心及 2 度半徑處溫度偏差

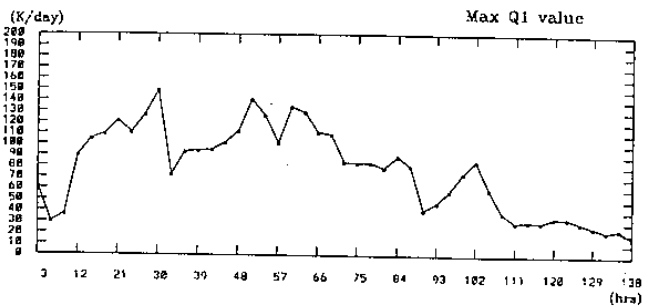


圖 4: 實驗三最大加熱率之時間序列圖

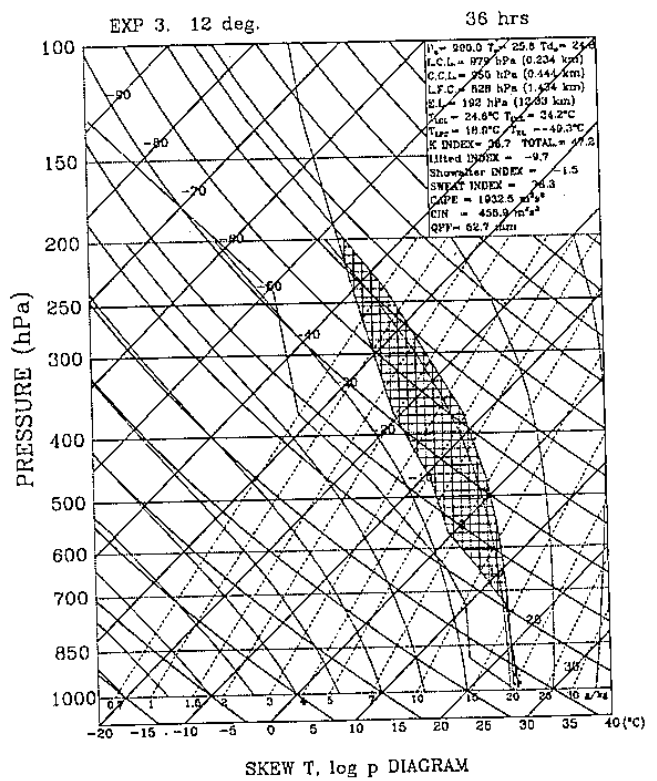
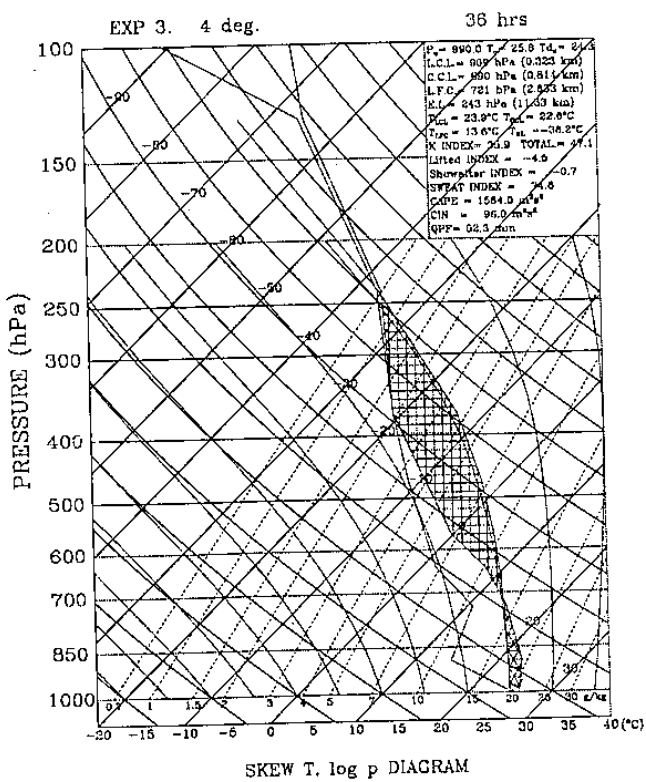
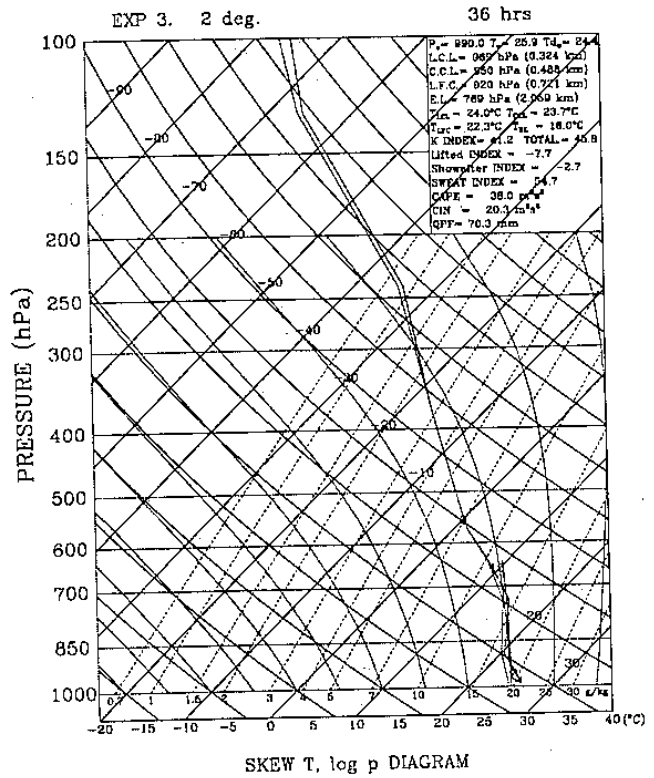
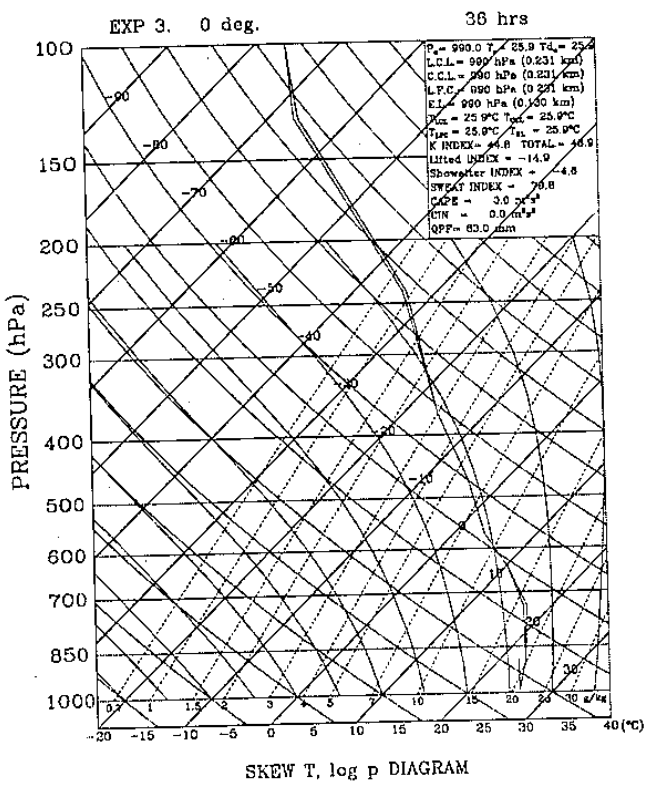


圖 5: 實驗三積分 36 小時之溫度-露點曲線

生補償沈降而較為乾燥，但高層則因位於眼牆之外緣而極為潮溼，在颱風環流之外（12 度半徑處）的大氣結構顯示，底層因海洋之向上水汽及熱量傳送使得 850hPa 以下溼度大為增高，且不受初始溼度差異所影響；實驗二 2 度半徑以內則顯示淺對流的探空分布，大致而言，初始大氣的對流不穩定度將隨深對流區之積雲對流過程而消失，但環境場則因洋面熱量及水汽的向上傳送，使低對流層具有對流性不穩定。

#### (四) 討論

本文之三組實驗結果顯示，深積雲對流的發展對供給颱風能量及維持其強度有重要的貢獻，而颱風下邊界之海洋特性，為大氣深對流雲的發展與維持之主要影響因子，在暖洋面及向上水汽梯度的條件下，大氣低層環境極易受大氣與海洋彼此間交互作用而改變，在擾動區，甚至整個對流層皆可因此而改變；大氣內部反應之物理過程，顯示初始受海洋向上之熱量及水汽傳送的渦旋較利於小尺度深積雲對流的發展，而對流區內之強上升運動基本上是不利於渦旋暖心的維持，但伴隨深積雲對流，高層將逐漸發展出徑向外流，透過颱風眼形成與維持之物理機制，颱風之暖心及強度得以增強，我們認為這部份大氣內部物理過程的運作為能量有效利用促使颱風環流得以維持的最重要關鍵，模式顯示在此大氣過程，颱風內積雲潛熱釋放加熱效率大為提高，此乃 Ooyama (1964) 所提之 CISK 理論的原義，並進入物理決定階段。但模式顯示此正反饋過程並不會如早期所認為之“CISK”，呈現無限增強的渦旋，當颱風眼結構消失後，渦旋暖心及強度，又因中心之強上升冷卻作用及潛熱釋放加熱效率降低而減弱，待深對流發展成熟，大氣之物理機制將又導引颱風眼形成，使颱風進入再度的正反饋階段，此結果顯示，大氣內部伴隨颱風眼形成及維持的物理機制（下節詳述），是颱風有效利用能量的重要關鍵，沒有此大氣物理過程的運作，再多的潛熱釋放，亦無法為颱風所有效使用，因此本文強調，供給及維持颱風能量，不應單就潛熱釋放的多寡來探討，而應考慮“是何種物理機制使颱風之加熱效率提高”，而我們認為此過程與颱風眼的形成與維持有密切相關。

## 四、颱風眼的形成和維持

颱風和其他氣旋系統結構上最大的差異即在於“颱風眼”，不僅如此，颱風眼內和眼牆之外的垂直次環流亦截然不同。熱帶大氣之深積雲對流潛熱加熱，因羅士培變形半徑很大而效率很低，因此，即使如颱風眼牆內之強對流，地面氣壓亦僅能降至 1000hPa 左右 (Malkus and Riehl, 1960)；颱風之所以能維持相當低的中心氣壓以及很強的切向風速與颱風眼的形成與維持有直接的相關性，反之，颱風眼若因某些因素無法維持（如：垂直風切、地形...等），可預期颱風強度將逐漸減弱。眼牆內之熱力間接環流有利於颱風暖心的維持，而導致中心下沉的物理機制，絕非積雲對流或海氣交互作用（主要是探討如何引發或維持深對流）所能解釋，因此，颱風眼的形成與維持應是成熟颱風有效利用潛熱的重要機制；相對地，此大氣過程對颱風貢獻極大而不可忽略。

Ooyama (1982) 及 Emanuel (1995) 皆曾述及颱風的穩定狀態理論 (Steady-state theory) 若非經過修正，無法應用於颱風眼內，尤其是地面中心氣壓，此正意謂應存在某些特定之物理機制來驅動颱風眼動力和能量過程，不過，由於颱風眼的尺度僅有數十公里，而且動力及熱力場在眼內變化極大，使得觀測及合成分析常因資料不足而具有極高困難度。Gray and Shea (1973) 透過觀測資料合成分析，認為眼牆內低層之超梯度風是眼形成與維持的重要機制；而 Willoughby (1979) 經由數值模擬，診斷分析加熱分布與垂直次環流的關係，認為徑向加熱梯度可在颱風中心強迫出下沉運動，形成颱風眼；Smith (1980) 則認為高層颱風中心處因靜力不平衡（向下之氣壓梯度力大於浮力），產生向下之垂直加速度，進而形成颱風眼。上述理論雖說明了某些颱風眼的過程，但他們都假定眼牆當時已存在，這和實際過程也許有所出入，況且大氣中熱力場和動力場不斷地相互作用，因此應在毫無預先條件的狀況下進行探討，本文將利用實驗三模式中颱風形成與維持眼的過程，試圖描述或說明可能的物理機制。

#### (一) 氣流線分析

圖 6 為近渦旋中心 20 分鐘時間間距之二維氣流線圖，颱風眼於 1640MINS 時形成，綜合言之，空氣塊運動在摩擦內流過程中，因渦旋中心底層

之慣性穩定度急速增加及中低對流層為對流性穩定的環境下，內流之空塊不易直接進入颱風中心，而在接近最大切向風速半徑處即沿著絕對角動量面舉升，當空氣塊上升至中對流層，部份與中層內流造成輻合而舉升，部份則穿越慣性穩定度隨高度快速減弱的颱風中心，與另一側之中層內流輻合舉升，上升過程大致隨高度而向外傾斜，使得渦旋之最大切向風速、絕對角動量亦出現隨高度向外傾斜之結構。圖 6 之氣流線顯示，中低對流層一直有氣流通過渦旋中心的中層，而中心兩側之氣流於中層輻合舉升，於 1640MINS 之後分別在高層及中層造成輻合，而逐漸於中心造成下沉運動，因此，由氣流線的分析可知，渦旋中心底層之高慣性穩定度將不利於摩擦內流空氣塊直接於低層渦旋中心輻合，而藉由傾斜對流（並非完全垂直）與中層內流輻合，進而造成渦旋

近中心處中、高對流之氣流輻合而形成中心下沉。

## (二) 水平輻散場與垂直運動

經由氣流線分析可知，模式颱風眼的形成伴隨著兩側中層氣流的輻合及渦旋中心低層慣性穩定度的增強；但是對於中心的下沉運動仍難由彼此間獲得完整概念，因此，本文針對近颱風中心 120 公里半徑範圍，高度 1 公里以上進行水平輻散（合）及垂直運動場分析，由圖 7 顯示，在中心仍存在強對流時，7 公里高度相對應為一水平輻散中心，當在 1619MINS 時，主要的上升運動約位於 120 公里半徑及 7 公里高度處，而在 1640MINS 時，中心 5 公里及 11 公里高度處分別出現水平輻合，之後中心產生下沉運動，而在 1679MINS 後，渦旋之中、高對流層（約 4 公里以上）已出現有組

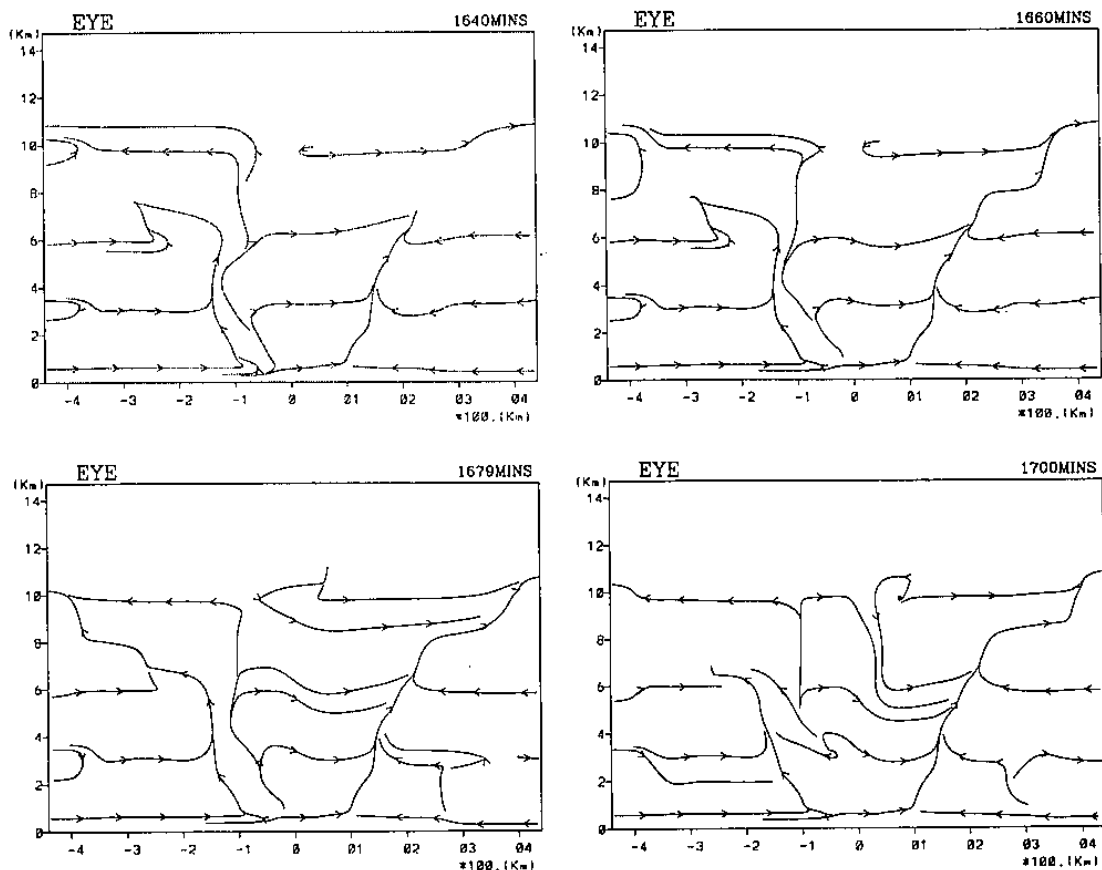


圖 6: 實驗三中心附近之氣流線分布圖

織之水平輻合效應，下沉運動的極大值約位於水平輻合極大值之下 2 公里處，二者之間具有極高的相關性，此結果顯示，中心的下沉運動與水平輻合彼此間相伴發生，且水平輻合於中、高層同時產生，相對應之向下垂直運動出現於輻合所在高度之下，氣流於近渦旋中心 4 公里以上皆具水平風場輻合，而 11 公里以下皆為下沉運動；由於積分 1640MINS 時模擬渦旋於 2.5 度半徑附近處亦出現類似之沈降運動，但是並未出現如此有組織之水平輻合運動，因此，本文傾向於認為中心之下沉運動為中、高對流層氣流水平輻合之強迫作用所產生。

### (三) 討論

實驗三（實驗一與之相當類似）模擬渦旋眼的形成與維持可描述為，颱風之次環流於底層摩擦內流至近中心處，由於渦旋中心底層慣性穩定度相

當高，使空氣不易直接至中心輻合，藉由對流舉升於中、高層穿越中心，並在兩側形成氣流輻合，有利於渦旋眼牆結構之發展，而當兩側對流逐漸增強時，在近中心之中、高層即出現水平風場的輻合效應，透過此強迫機制導引中心下沉運動而出現颱風眼，此動力過程不僅抵消了浮力效應，更可藉由下沉增溫降低地面中心氣壓，並增強切向風速，Willoughby et al. (1982) 及 Schubert and Hack (1982) 亦有相類似的模擬結果，但與他們不同的是，本文模擬渦旋在形成颱風眼後，並不會如 CISK 所述的使渦旋無限發展之正反饋過程存在，在實驗三之模擬渦旋形成眼後，因下沉增溫使 6 公里高度以下之浮力項增大，因而增強空氣塊之浮力，不利於颱風眼內下沉運動的維持，所以，就本文的實驗而言，在僅考慮海洋與颱風之內部動力過程 (Internal Process)，而不考慮外在強迫機制 (External Forcing) 的情況下，颱風

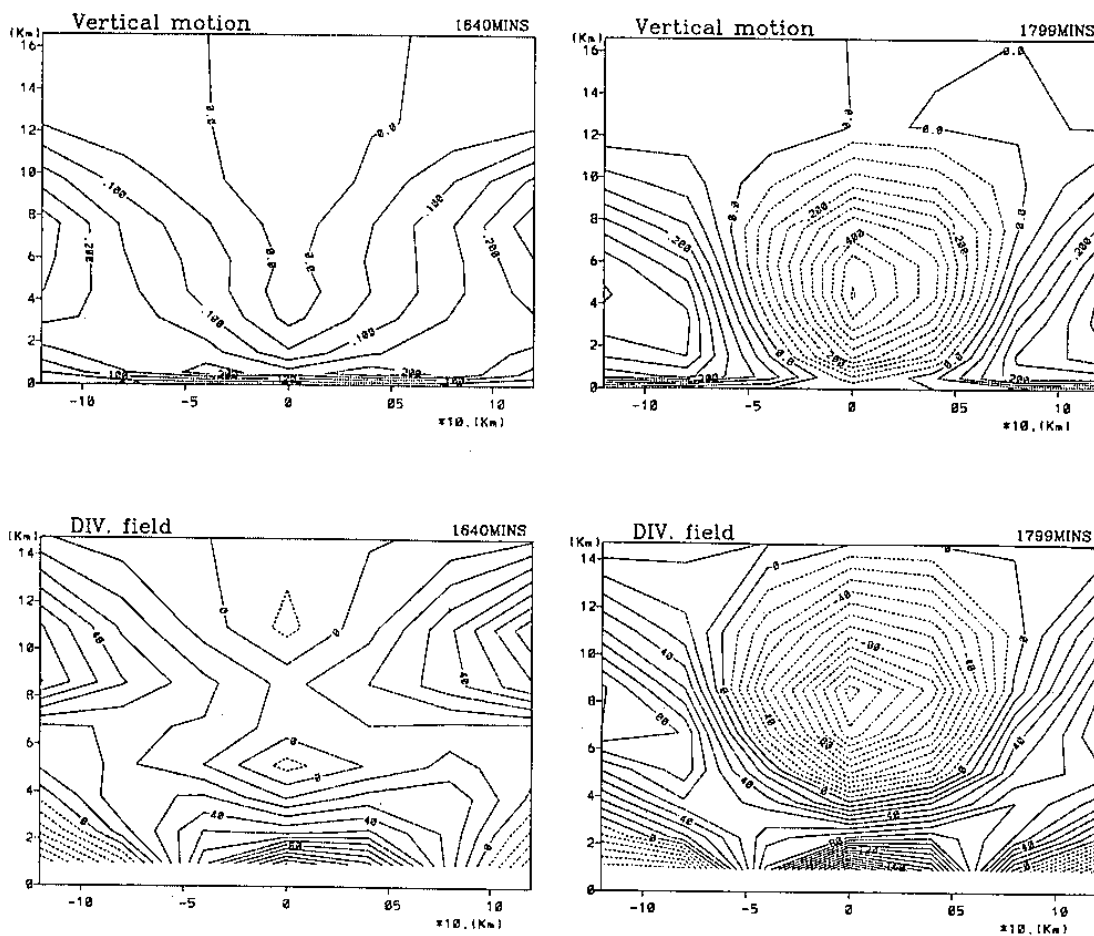


圖 7: 實驗三之垂直運動及輻合(散)場垂直結構



眼內之下沈增溫雖有利於加熱效率的提高及渦旋的增強，但其本身所造成之正浮力不利於颱風眼的維持，而傾向調整至一平衡狀態。實驗三的渦旋在積分 144 小時的過程中，共出現了三次上述的颱風眼消長現象，但仍須強調的是實驗中並不存在任何外在強迫機制。

## 五、結論

颱風環流從海洋獲得能量及水汽（洋面蒸發及輻合效應）後，經由積雲對流轉換為潛熱，但是其加熱效率會受大氣物理過程所影響，本文針對颱風如何有效利用潛熱以增強暖心及環流進行探討分析。模擬的結果顯示，初始大氣背景場的對流不穩定度極易受海氣間的交互作用而改變，對模式渦旋的模擬結果沒有太大影響，因此，就我們的實驗而言，大氣內之不穩定度，不是影響颱風能量運作的重要因子；較高的海溫透過熱量通量能有效地提高大氣低層空氣的熵，並逐漸改變中對流層之大氣特性，有利於深對流的發展以產生潛熱，因此，若只有水汽的傳送，雖可潮濕低層大氣，但卻只能發展不降水之淺對流雲，基本上不利於渦旋的維持，透過實驗一和三的模擬，可歸納出以下結果：

- (一) 模擬渦旋在積分約 24 小時後，可調整出一近似熱力風平衡的渦旋（最大切向風速約 35m/sec，暖心溫度偏差約 4.5 °C），但是，隨著模式積分，底層近渦旋中心之慣性穩定度快速提高，不利於空氣塊之水平運動，因此，內流的空氣塊無法直接進入渦旋底層中心，而於中心兩側之中對流層造成氣流輻合，促使眼牆內深對流逐漸發展，並於渦旋中心之中、高對流層造成水平輻合效應，引發中心的下沈運動，進而形成颱風眼。
- (二) 渦旋形成眼後，中心因下沈而增溫，由圖 10 可知溫度偏差可高達 7 °C（熱力風平衡下約 4.5 ~ 5 °C），隨後眼牆內之深對流區之溫度偏差亦增大，潛熱釋放的加熱效率因眼的形成而提高，此大氣過程對颱風的維持相當重要，而此亦正是 Ooyama (1982) 所描述之“CISK”及“物理決定階段”的概念。
- (三) 實驗中之深積雲對流在模擬中扮演著能量

轉換的角色 (Emanuel, 1989 有相同看法)，但是並非所有潛熱皆可用於加強暖心，颱風眼形成之動力過程及眼內之熱力間接環流，在本文實驗中為渦旋增強的主要物理機制，同時眼內空氣塊的運動，不適用於 Emanuel (1986) 之卡諾熱機。

- (四) 實驗中之渦旋因眼內的下沈增溫增大空氣塊的浮力，而逐漸抵消了颱風眼之下沈運動，使渦旋傾向調整至一平衡狀態，而並不會有無窮盡之正反饋過程不斷促使渦旋增強。

渦旋形成眼的重要關鍵，在於中心底層具有相當高之慣性穩定度，若不具有此類似結構的系統，空氣塊將可直接內流至系統中心舉升，因此，如：中尺度對流系統 (MCS 或 MCC) 因其氣旋環流結構主要是出現於中對流層，其底層中心之慣性穩定度與颱風環流有所不同，故無法形成類似於颱風眼的結構，同時，就本文的模擬結果，CISK 之正反饋過程出現於眼形成後，因此，中尺度對流系統的消長，理論上不應存在 CISK 的過程，而此亦正是 Ooyama (1982) 所提“CISK 經常遭受濫用”的真正涵意。

實驗一與三的渦旋結構，雖然大致類似於觀測及合成分析結果，但是，觀測分析的結果顯示颱風眼半徑大多小於 50 公里，但本文實驗之渦旋所形成眼的尺度（渦旋眼的半徑可達 60 ~ 70 公里）比實際結構大了許多。然而，颱風眼內的動力及熱力結構複雜，但是，本文實驗中的渦旋眼範圍約僅佔 5 個網格點，故難以做進一步分析，因此，使用更細微的網格點模擬（但需考慮計算資源）是未來工作的重點之一；其次，本文目前僅就內部動力過程 (Internal process) 來探討能量的問題，但模擬結果亦顯示，高層由於反旋式環流的發展，可使慣性穩定度降低，況且，實際大氣存在著環境強迫機制不斷與颱風相互影響，因此，外在動力過程 (Externam forcing) 亦是未來的重點工作。

## 六、誌謝

感謝劉韶郁小姐協助文書處理。本研究在國家科學委員會支援下完成，計畫編號 NSC-85-2111-M-002-009-AP1。

## 七、參考文獻

- 李清勝和簡國基，1995：利用 RAMS 測試不同加熱作用對模式渦旋發展之影響。大氣科學，23，93-122 頁。
- Anthes, R. A., 1982 : Tropical cyclone : their evolution , structure, and effect. Meteor. Monoger., 19(41), Americal Meteor. Soc., Boston, 208pp.
- Chan, J. C.-L., and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical stuies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I. Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1257-1264.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964 : On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-74.
- Emanuel, K. A., 1986 : An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062-1071.
- , 1989 : The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3431-3456.
- , 1995 : Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3969-3976.
- Frank, W. W., 1977a : The structure and exergetics of the tropical cyclone. Part I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 119-135.
- Gray, W. M., and Shea, D. J., 1973 : The hurricane inner core region II : Thermal stability and dynamic characteristics. *J. Atmos. Sci.*, 8, 1565-1576.
- Lee, C. S., 1986 : An observation study of tropical cloud cluster evolution and cyclogenesis in the western north Pacific. Ph. D. dissertation, Colorado State University, 243pp.
- Ooyama, K., 1964 : A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Int.*, 4, 187-198.
- , 1982 : Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 369-379.
- Riehl, H. and Malkus, J. S., 1961 : Sone aspects of Hurricane Daisy, 1958. *Tellus*, 13, 181-213.
- Rotunno, R., and K. A. Emanuel, 1987 : An air-sea interaction theory for tropical cyclone. Part II. *J. Atmos. Sci.*, 44, 542-561.
- Smith, R. K., 1980 : Tropical cyclone eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1227-1232.
- Willoughby, H. E., 1979 : Forced secondary circulation in hurricanes. *J. Geophys. Res.*, 84, 3173-3183.
- , Clos, J. A. and Shoreibah, M. G., 1982 : Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, 39, 395-411.
- Yanai, M., 1961a : A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 39, 187-213.
- Yanai, M., 1961b : Dynamical aspects of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 39, 283-309.