

# 颱風最大潛在強度理論之探討及檢驗

吳俊傑 盧妙玲

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十五年七月十八日收稿；中華民國八十六年三月三日定稿)

## 摘 要

Emanuel(1986)提出颱風海氣交互作用理論，將颱風視為熱力學上的卡諾熱機，並推導出一系列的理論公式以估計颱風最大潛在強度。本文便是利用較高解析度之EC/ADVANCED資料，將1990年5-9月西太平洋颱風個案代入其公式來印証此理論的實用性，並從而得知颱風周圍一些相關氣象參數的特性。經由我們的分析得知不同颱風間的氣象參數具有相當不同的特性，例如水汽混合比( $q$ )的變異性很大，而海面溫度( $T_s$ )與環境氣壓值( $P_e$ )的變異性則較小。另外，高層外流溫度( $\bar{T}_o$ )的估計有很大之不確定性，這些氣象參數變化的結果都會影響到利用卡諾循環理論的公式所求得的理論最低颱風中心氣壓值( $P_c$ )。不僅如此，經由敏感度測試得知颱風參數[例如海面溫度( $T_s$ )與環境氣壓值( $P_e$ )]因選取方式可以造成部分誤差，而有關參數定義的明確問題[例如高層外流溫度( $\bar{T}_o$ )及水汽混合比( $q$ )]等因素，會使得理論最低可達氣壓值( $P_c$ )有很大的變異，這些結果顯示此颱風卡諾循環理論在實際個案應用之一大難題。

關鍵詞：颱風海氣交互作用理論、卡諾熱機、颱風最大潛在強度

## 一、前 言

颱風是自然界中一個相當複雜的大氣流體現象，亦是流體力學在大自然所展現的絕妙特例。此一複雜系統包括旋轉渦旋、位流、層化流體、熱力對流、大氣與海洋之交互作用。至今我們尚無法在實驗室中模擬出近似實際颱風結構的渦旋。不僅如此，由於颱風的生命周期都是在廣闊的海面上度過，而海面測站相當稀少，故要得到颱風與其周遭環境的詳細氣象資料是非常困難的。因此未若於中緯度的天氣系統，我們對颱風的動力結構之瞭解仍然非常有限。而什麼是導致颱風形成、發展以至減弱消失之主要物理機制，一直是颱風研究的另一重大問題，但是直到如今仍尚無定論。對於颱風發展問題的研究在過去一、二十年來，有一

些學者認為第二類條件性不穩定(CISK, Conditional Instability of the Second Kind)為關係颱風發展之重要機制(Charney and Eliassen 1964)。但亦有人認為海洋才是颱風能量之真正來源(Riehl, 1954)，即颱風是透過一個非線性的海氣交互作用而成長(Emanuel, 1986)。Emanuel(1986)並進而將這樣一個複雜的流體現象用熱力學第二定律來解釋，理想地視颱風環流為一個卡諾熱機循環，因此簡化了許多問題，並且推導出一個理論上之颱風最大潛在強度。

本研究之目的便是利用1990年5-9月的EC/ADVANCED (European Center for Medium-Range Weather Forecasts/TOGA Advanced Level III Data Sets)的網格資料，對此理論作敏感度測試，探討此理論在實際應用時所遇到的問題。另外亦經由實際資料之分析，試圖瞭解颱風各參數間的關係。

本文之第二節將簡介理論背景；第三節介紹資料的取得及使用的參數；第四節為資料的分析結果；最後則為結語。

## 二、理論背景

### (一) CISK 理論

熱帶海洋是颱風誕生及成長的溫床，這顯示海洋在颱風之生成及維持過程中扮演某種重要的角色。Kleinschmidt(1951)首先發現到颱風的能量來自溫暖的熱帶海洋。透過大氣與海洋之間的熱力不平衡(air-sea thermodynamic disequilibrium)，颱風從洋面獲得無窮的能量，其間絕大多數是來自海洋所提供的水汽(潛熱)通量(Riehl, 1954)。

在1960至1980年代有關颱風形成理論之研究大多著重於探討濕對流之動力及熱力過程對於颱風的影響。Charney和Eliassen(1964)提出第二類條件性不穩定理論(CISK)(註：Ooyama(1964)稍早亦已提出相似概念，但未使用CISK一詞)，認為由於初始大氣環境中有對流可用位能(CAPE, Convective Available Potential Energy)存在，經由一個準平衡渦旋(quasi-balanced vortex)在邊界層中的水汽輻合，並在颱風中心有上升運動因而釋放潛熱及導致中高層的空氣增暖及颱風中心的氣壓值降低。而底層的氣壓梯度增加亦使得底層氣旋式環流增強，加強水氣輻合，積雲對流便愈加增強。此一颱風循環所導致的低層水氣輻合與積雲對流釋放潛熱之正回饋機制引起颱風強度之發展。

CISK理論認為颱風的發展機制是小尺度積雲對流與較大尺度颱風環流能量轉換相輔相成的結果，但忽視海洋所扮演的重要角色。Ooyama(1969)的數值模擬即顯示一但沒有海面水氣供應，渦旋便無法發展，這個結果更凸顯海洋在颱風生成及發展所扮演之角色。另外，原先Charney及Eliassen(1964)所提出的CISK理論顯示一個線性的不穩定問題，如果這是正確的話，颱風之發生將比實際大氣所觀測到的頻率高出很多，並且發生地點不一定限於海洋

區域(註:有關颱風生成之非線性過程,在1980年代已有較完整之探討,如Ooyama(1982), Hack and Schubert(1986);但其理論並未直接考慮海洋之能量貢獻)。綜而言之,要瞭解颱風的真正能量來源,有必要從根本去了解氣旋如何從海洋中獲取能量及與海洋之交互作用過程。基於此理念, Emanuel (1986) 建立出一套颱風能量來源之新模式。

## (二) 颱風卡諾熱機

Emanuel(1986, 1988, 1991)根據上節所述 Kleinschmidt 與 Riehl 的觀測以及 Ooyama(1969)的數值模擬,亦強調颱風的發展能量主要來自於海氣熱力不平衡的觀點。因此提出“大氣與海洋交互作用”理論來解釋颱風的能量來源及維持機制。Emanuel與CISK理論在精神上有很大之差異, Emanuel將濕對流所釋放之潛熱視為整個濕熵(moist entropy)的一部份,而認定濕對流過程所扮演的角色是在重新分布大氣從海洋所獲得之能量以維持熱帶大氣之斜對流中性(slantwise convection neutrality)。

成熟的颱風渦旋在中低對流層有很強之氣旋式環流,而在高層則有較弱但面積較廣泛的反氣旋環流。颱風同時具有一個徑向的熱力直接之次環流,這包括在近地面1~2公里處邊界摩擦層的內流,由颱風眼牆往外約100公里範圍且有一往高空偏外的強烈上升氣流,而在高層則具較薄的外流。當考慮斜對流中性以及可逆之濕熱力過程時,大氣的飽和相當位溫( $\theta_e^*$ )均勻地分布在等角動量面上,若再假設熱帶海面之溫度在颱風附近是接近常數, Emanuel提出我們可以將一個達穩定狀態(steady state)的成熟颱風之徑向環流視為一個熱力學上的卡諾熱機循環(carnot engine cycle, 一種理想的可逆熱機,見圖1)的廣義理論。此時經由卡諾熱機過程所得的熱能可以用來完全平衡颱風近海面因摩擦所損失的能量,並且可以求得理想狀況下此熱機的熱效率( $\epsilon$ )及颱風可達理論上之最低氣壓值( $P_c$ )。此理論的詳細的動力過程敘述如下:

見圖1,我們將成熟達穩定狀態的颱風的徑向環流視為一個卡諾循環,其中 $a \rightarrow c \rightarrow o \rightarrow o'$ 是沿著氣流線分佈,而 $o' \rightarrow a$ 是爲了使整個環流能封閉而假想的沿等絕對渦管線的路徑。於是對整個封閉循環的白努力方程(Bernoulli's eq)積分:

$$d\left(\frac{1}{2}|\bar{v}|^2\right) + d(gz) + \alpha dP + \bar{F} \cdot d\bar{l} = 0 \quad (1)$$

其中 $\bar{v}$ 是速度, $\alpha$ 是比容, $\bar{F}$ 是單位質量的摩擦力, $\bar{l}$ 是沿氣流線或等渦管線。

而整個系統之熱力學必須將水汽亦考慮進去,故爲:

$$Tds = C_p dT + d(L_v q) - \alpha dP \quad (2)$$

其中 $s$ 爲濕比熵(specific entropy of moist air),  $s = C_p \ln T + \frac{L_v q}{T} - R \ln P$ ,  $L_v$ 是水氣凝結潛熱, $q$ 爲水汽混合比。

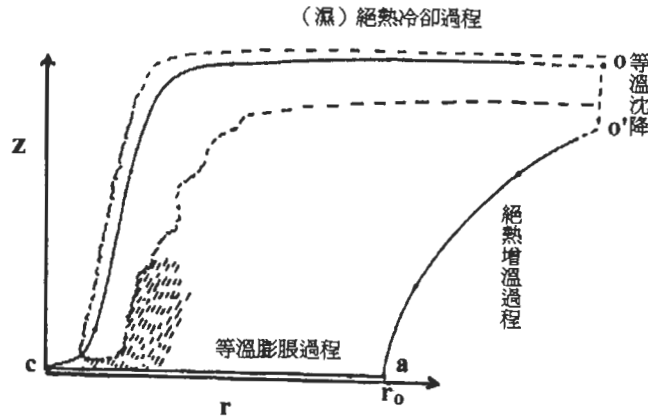


圖1 颱風卡諾循環的示意圖（改繪自Emanuel 1991）。

將(2)式帶入(1)式中，我們得到

$$d\left(\frac{1}{2}|\vec{v}|^2 + gz + C_p T + L_v q\right) - Tds + \vec{F} \cdot d\vec{l} = 0 \quad (3)$$

若將(3)式對整個循環做封閉積分我們將會得到：

$$\oint Tds = \oint \vec{F} \cdot d\vec{l} \quad (4)$$

上式顯示在穩定狀況下颱風卡諾循環所獲得之能量與摩擦所損失的能量相互平衡。接著我們針對整個卡諾循環的每一支對(3)式做積分：

(1) a→c: 是等溫膨脹的過程，在此海洋扮演熱源的角色，空氣塊熵的增加是來自於海洋所傳送之水汽熱通量。

$$\int_a^c Tds = T_s (s_c - s_a) = T_s \Delta s \quad (5)$$

其中  $T_s$  是海面溫度假設趨近於定值， $\Delta s$  是颱風中心的熵 ( $s_c$ ) 和周圍環境空氣的熵 ( $s_a$ ) 之差值。又考慮(2)式可得：

$$\int_a^c Tds = T_s (s_c - s_a) = RT_s \ln \frac{P_a}{P_c} + L_v (q_c - q_a)$$

假設颱風中心空氣塊達到飽和則熵差值可達最大，即：

$$T_s \Delta s_{MAX} = RT_s \ln \frac{P_a}{P_c} + L_v (q_c^* - q_a) \quad (6)$$

其中 $P_c$ 與 $P_a$ 分別代表颱風中心及其環境(圖中a點)之海平面氣壓,  $q_c^*$ 代表颱風中心之飽和水汽混合比, 而 $q_a$ 代表底層於圖中a點之水汽混合比。

(2) c→o: 絕熱冷卻過程

$$\int_c^o T ds = 0 \quad (7)$$

(3) o→o': 空氣塊在颱風高層外流區緩慢等溫下降, 由於雲表面的輻射冷卻作用使得空氣塊的熵減少。

$$\int_o^{o'} T ds = -\bar{T}_o \Delta s \quad (8)$$

其中 $\bar{T}_o$ 是颱風高層外流區的平均溫度。根據Emanuel(1988), 其定義為

$$\bar{T}_o = \frac{1}{s_c - s_a} \int_c^a T_o ds \quad (9)$$

即代表飽和濕比熵權重過的高層平均外流溫度。

(4) o'→a: 絕熱增溫過程

$$\int_{o'}^a T ds = 0 \quad (10)$$

將(6), (7), (8)及(10)式相加, 我們可以得到:

$$\oint T ds = \oint \vec{F} \cdot d\vec{l} = T_s \Delta s - T_o \Delta s = \epsilon T_s \Delta s \quad (11)$$

其中 $\epsilon$ 代表卡諾循環的熱機效率,  $\epsilon = \frac{T_s - T_o}{T_s}$ 。Emanuel(1986)認為在熱帶大氣環境下

若分別以300k及200k估計 $T_s$ 及 $\bar{T}_o$ 值, 可得颱風的熱機效率約為1/3。

另外由(4)及(11)式, 可得

$$\epsilon T_s \Delta s = \oint \vec{F} \cdot d\vec{l} \quad (12)$$

如果該颱風達穩定則其在卡諾循環所得的能量應與被摩擦損耗之功完全抵銷, 而其摩擦損失主要發生在兩個區域:

### 1. 近地面邊界摩擦層

這個摩擦損失與颱風中心氣壓值之降低有關, 若從a到c對白努力方程(1)式積分

$$\int_a^c \vec{F} \cdot d\vec{l} = -\int_a^c \alpha dP = -\int_a^c RT d \ln P = RT_s \ln \frac{P_a}{P_c} \quad (13)$$

2. 高層必須將空氣塊角動量還原至外流區的角動量

$$\int_0^{\omega} \vec{F} \cdot d\vec{l} \cong \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{1}{2} \Delta \vec{v}^2 = -\frac{1}{2} f (M_c - M_a) = \frac{1}{4} f^2 r_a^2 \quad (14)$$

其中  $M$  為絕對角動量， $r_a$  代表圖1中 a 點與 c 點之距離。物理上(14)式代表高層將空氣塊角動量還原至外流區的較大值所需作的功。因此當考慮此能量損耗，將使理論之颱風中心氣壓值略為提昇。

由(6)，(12)，(13)及(14)式，我們可得一個推估颱風最低可達的氣壓值( $P_c$ )：

$$\varepsilon L_v (q_c^* - q_a) = (1 - \varepsilon) RT_s \ln \frac{P_a}{P_c} + \frac{1}{4} f^2 r_a^2 \quad (15)$$

由(15)式可以求得理論上颱風可達的最大強度  $P_c$ 。Emanuel(1991, 其圖2)顯示由(15)式所繪出的  $P_c$  伴隨不同之  $T_s$  與  $\bar{T}_o$  之分布。當海面之溫度 ( $T_s$ ) 愈高或高層外流區溫度 ( $\bar{T}_o$ ) 愈低時，由於熱機效率愈大，颱風中心的氣壓值會愈低。但在熱機效率過大時，過多的經由卡諾循環所獲得的能量無法被摩擦所抵銷，系統無法維持穩定狀態，此時(15)式無解，在圖中出現一個 hypercane 區域。另外 Emanuel(1991, 其圖3)利用9月平均氣候資料求得太平洋地區颱風的理論最低中心氣壓值之分佈，其結果顯示該理論所推算最低中心氣壓值之分佈區域與記錄中最強的幾個颱風所在位置相當吻合。另外特別值得注意的是，該結果亦顯示實際颱風強度皆未能達到 Emanuel 理論之強度上限。

本研究即由(15)式出發，唯實際計算顯示(15)式之最右一項遠小於其它項，故可忽略不計。採用較高解析度之資料，而非 Emanuel(1991)所採用之氣候平均資料。經由實際個案來探討 Emanuel 理論之颱風最大潛在強度問題，並瞭解此理論相對於不同物理參數之敏感度。

### 三、資 料

颱風之最大風速發生於距其中心數十至數百公里處，而其所伴隨的流場之範圍卻可延伸至距其半徑1000公里左右，故為能夠瞭解颱風內部結構，需要解析度較高的資料。目前現有的網格資料中，EC/ADVANCED的高解析度網格資料已成功被用來作颱風個案之分析 (Molinari et al. 1995)。本研究即利用台大副熱帶資料庫現有的EC/ADVANCED資料，選取

1990年5至9月份的資料。同時由關島聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, Guam)所出版的1990年熱帶氣旋年報(1990 Annual Tropical Cyclone Report)，找出1990年5月至9月西太平洋地區的颱風(標準是TS級以上，即中心最大陣風達17m/s以上)，再扣除達最大強度時已登陸的颱風，共得12個個案。由此時間解析度為六小時之JTWC颱風報告可得到所選12個颱風當達最大強度時的氣壓值、位置、時間等一些基本資料(如表一)。我們即以此作為檢驗Emanuel(1986)理論之資料。

12個颱風個案的各項參數之取得，是採用前面所述EC/ADVANCED未初始化之分析資料，其空間解析度為 $1.125 \times 1.125$ 經度/緯度，共有14層標準壓力面及地面資料，在我們的分析內只有取用地面及高層(包括300、250、200、150、100 hPa)，共六層的資料。其時間解析度為每日00, 06, 12, 18UTC。所取用的地面資料參數有：地面氣壓，地面溫度，地面以上2米處之氣溫及露點溫度。高空參數則有：300、250、200、150、100hPa五層之溫度。

為配合Emanuel(1986)理論中軸對稱颱風之假設，在取得上述的氣象參數後，我們將颱風由底層到高層相對於颱風中心之位置進行環狀平均，以求得颱風中心到外圍約1700公里處，各網格距離(代表距颱風中心的緯度距離，即每度代表約110公里；例如 $1.125^\circ$ ， $2.25^\circ$ ，...， $15.75^\circ$ )不同氣象參數的平均值，以便進行後面的測試工作。

表一 十二個颱風個案的基本資料(註：環境氣壓值的定義可見第四節)。

編號	颱風名稱	警報日期 (dd/m)	最強時中心位置 (lon.,lat.)	最強時間 (mddhh)	最強中心 (hPa)	環境氣壓 (hPa)
1	Marian	15/5-19/5	(113.25,18.25)	51718	954	1010
2	Percy	21/6-30/6	(130.00,10.25)	62506	927	1011
3	Steve	25/7-02/8	(145.00,23.89)	72818	927	1010
4	Vernon	29/7-07/8	(139.11,24.76)	80106	949	1007
5	Yancy	13/8-21/8	(123.53,23.80)	81800	954	1007
6	Zola	17/8-23/8	(135.00,28.43)	82106	944	1006
7	Becky	24/8-30/8	(116.67,17.80)	82712	972	1009
8	Abe	24/8-01/9	(124.70,25.00)	83000	954	1011
9	Dot	03/9-09/9	(124.35,21.67)	90700	963	1014
10	Ed	10/9-20/9	(112.50,16.11)	91700	954	1011
11	Flo	12/9-20/9	(134.62,25.67)	91712	891	1011
12	Gene	23/9-30/9	(126.00,26.67)	92712	963	1011

## 四、結 果

公式(15)式中影響颱風可達的最大理論強度值( $P_c$ )的氣象參數主要包括:環境氣壓值( $P_e$ )、高層外流溫度( $\bar{T}_o$ )、海面溫度( $T_s$ )、相對溼度(RH)等四項。因此本研究將從兩個部份做資料分析:第一部份是針對12個颱風個案的氣象參數做分析,並找出其分布變異特性及其與理論氣壓值之關係。第二部份則是就這些氣象參數相對於卡諾熱機理論做敏感度測試。

### (一) 颱風之各氣象參數的分析

#### (1) 環境氣壓值( $P_e$ )的取得

根據各個案的海面氣壓值隨半徑的分佈及卡諾循環的理論,可以定義當氣壓值隨半徑增加率趨於零時(即 $\frac{dp}{dr} \sim 0$ 時)之氣壓值就是環境氣壓值 $P_e$ 。以個案一為例(圖2),圖中顯示個案一在網格距離 $6.75^\circ$ 至 $15.75^\circ$ 間,氣壓值趨近於定值(1010hPa),而其他個案亦約在此距離氣壓值趨近於定值。由本文之第二部份的環境氣壓值敏感度測試中可知,當針對所有個案取距離中心位置 $6.75^\circ$ 至 $15.75^\circ$ 的範圍作平均,其氣壓值之標準差僅為1.29hPa(見表三),因此上述之環境氣壓值之取得方法對於所求得的理論中心最低氣壓值之影響相當有限。

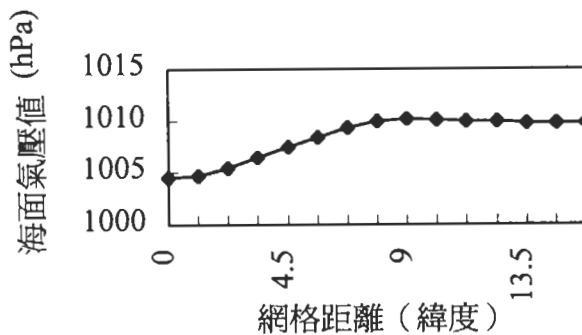


圖2 個案一海面氣壓隨半徑的分布。

#### (2) 高層的外流溫度( $\bar{T}_o$ )隨半徑的分布

在Emanuel的理論中, $\bar{T}_o$ 的定義是以飽和濕比熵權重過的高層平均外流溫度(詳細公式可見第二節中(9)式),如此的定義必須利用到各颱風個案中心的探空資料,來求得斜對流(slantwise convection)的高度。然而由於海上幾乎沒有測站資料,我們並無法由前述的定義來求得 $\bar{T}_o$ 。另一方面,雖然風場資料可以提供最大外流區之高度,但這高度卻不能用來協助計算Emanuel理論中以飽和濕比熵權重所定義的外流溫度。因此本研究在無法決定高層外流區的高度下,僅能將300~100hPa視為高層外流區的可能所在範圍。而從各個個案



的高層溫度隨半徑的分布圖，顯示對同一個個案不同高度的溫度變化很大。以個案一為例(圖3)， $\bar{T}_o$ 在300、250、200、150、100hPa每差50hPa則改變約10°C，但是對於同層的外流溫度其隨半徑的變化則很小。

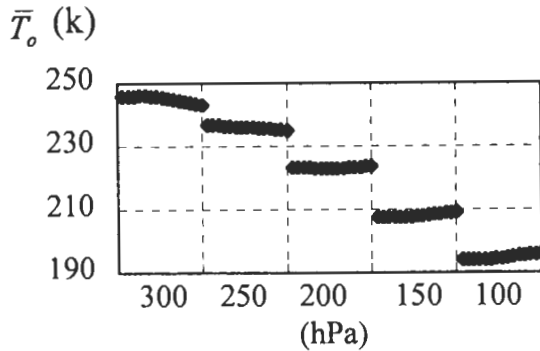


圖3 個案一不同高層的外流溫度( $\bar{T}_o$ )隨半徑的分佈圖。各短粗線是由15個網格點所構成，短粗線之小點由左至右代表各層由半徑0 - 15.75° 之分布(每1.125° 為一點)。

以下即針對個案一在其它條件固定下，探討經由不同外流區溫度所求出的理論氣壓值的分佈。圖4明顯指出以不同高度氣溫代表 $\bar{T}_o$ 對於所求出的理論氣壓值會有很大的影響。到目前為止，如何選取 $\bar{T}_o$ 仍是應用此理論之一大難題。但基本上所選取的外流區域高度愈高，其外流溫度愈低，因此颱風熱機效率愈高，故理論上可得較強之趨穩定狀態颱風。

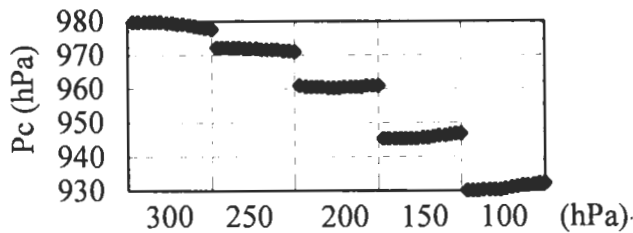


圖4 個案一不同的外流高度對理論中心最低氣壓值( $P_c$ )的變化。各短粗線是由15個網格點所構成，短粗線之小點由左至右代表各層由半徑0 - 15.75° 之分布(每1.125° 為一點)。

### (3) 觀測最低氣壓值( $P_{obs}$ )與海面溫度( $T_s$ )之關係

圖5顯示觀測最低氣壓值與海面溫度之關係，除個案11(為12個個案中唯一之強烈颱風)以外，大部份的颱風不論海面溫度高低其最強強度都集中在920~970hPa之間。若作線性迴

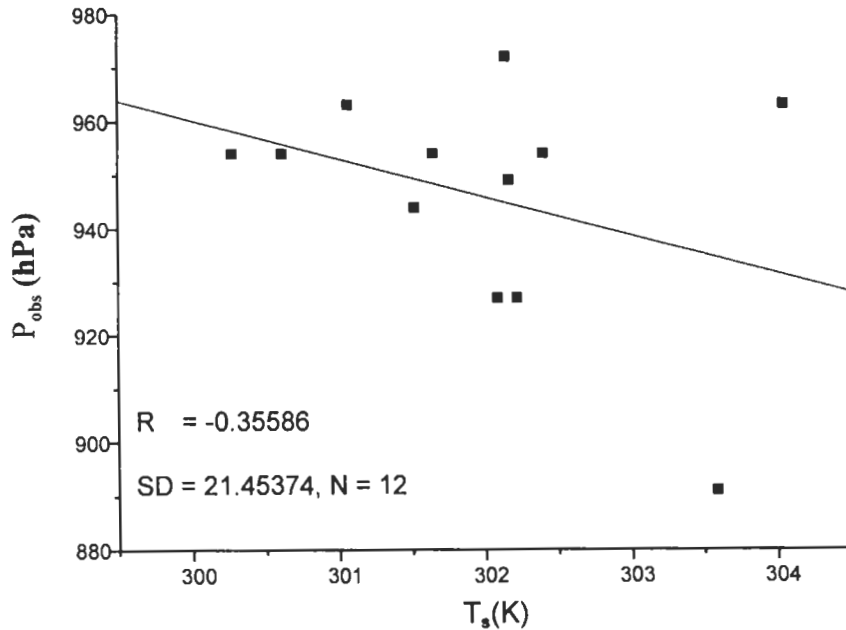


圖5 海溫( $T_s$ )與觀測中心最低氣壓值( $P_{obs}$ )的線性迴歸。

歸，由相關係數( $R$ )顯示，海面溫度與最強氣壓值有微弱的負相關( $R=-0.36$ )，但個案間之變異數相當大。

關於海面溫度與最低氣壓值的關係，Merrill(1987)認為大多數強度較強的颱風都集中在海面溫度較高的區域。然而Evans(1991)的研究顯示除了北大西洋的颱風有上述的現象，其他海域(如太平洋與印度洋)颱風的最低氣壓值大多集中在 $T_s$ 為 $25-30^{\circ}\text{C}$ 的區域內，但最低氣壓值與 $T_s$ 高低並無明顯的相關。雖然本研究所探討之個案數有限，基本上圖5的結果與Evans之發現較為接近。

#### (4) 相對濕度(RH)的分佈及相對濕度與理論氣壓值( $P_c$ )的關係

本研究是採取海面上2米的溫度及露點溫度資料，以求出相對濕度。由於颱風底層強風下的混和作用會使得2米以下的相對濕度值的垂直分布較為均勻，故可以視為海表面空氣的RH值。各個案的相對濕度由颱風中心向外的分佈情形如圖6顯示(以個案一、四、六為代表性的例子)。由於大部份的個案其相對濕度隨半徑的分布並沒有明顯的共同特徵，所以我們將各個個案距颱風中心 $15.75^{\circ}$ 內的相對濕度值作平均並將其標準差當作變動範圍而得圖7。圖7顯示這12個個案的平均相對濕度變動並不大，變動範圍為 $79.6\% \sim 86.8\%$ ，平均值為 $84\%$ ，而標準差的變動範圍為 $1.21\% \sim 5.81\%$ 。

由前面的討論可知不同個案颱風之RH隨半徑分布而改變，且其分布並無任何共同特徵，於是當我們在做RH與所求得的理論氣壓值的關係時是用中心至網格距離 $15.75^{\circ}$ 處的平均值，並算出其標準差。然後將各個個案代入其颱風中心至網格距離 $15.75^{\circ}$ 的平均海面溫度

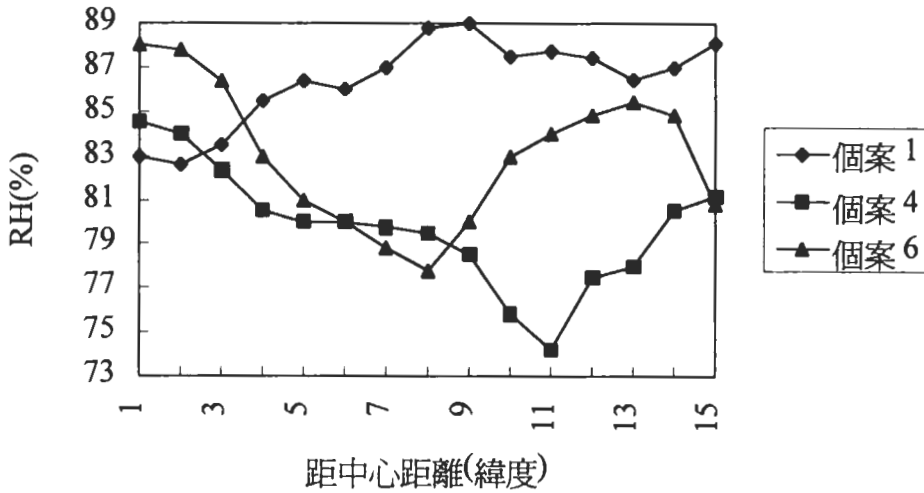


圖6 (第一、四、六個) 個案的相對濕度隨半徑的變化。

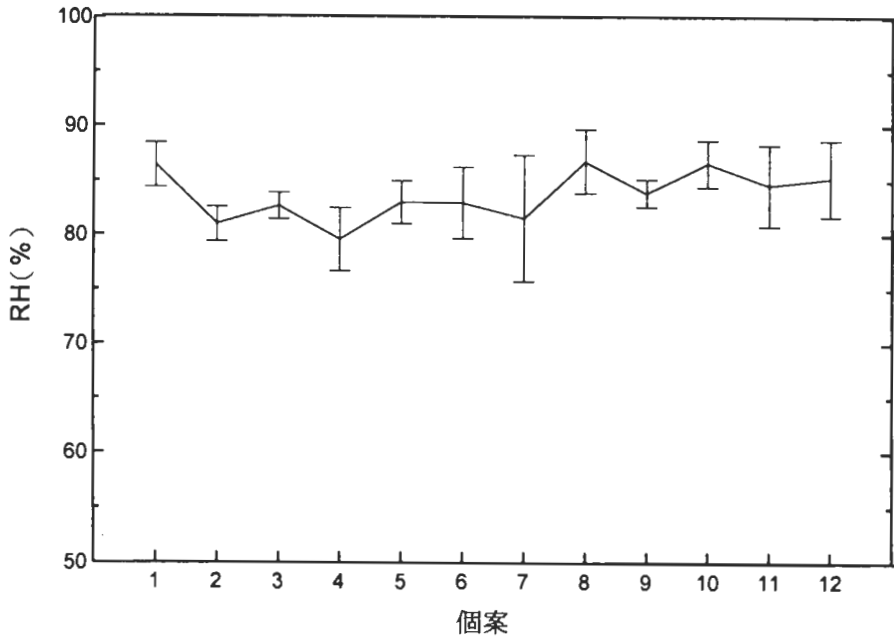


圖7 各個案的平均相對濕度，以其標準差為誤差範圍。

( $T_s$ )，高層150hPa處颱風中心至網格距離15.75°的平均外流溫度( $\bar{T}_o$ )，及前述的環境氣壓值( $P_s$ )，而混合比( $q$ )則是分別代入颱風中心至網格距離15.75°的平均混合比( $\bar{q}$ )、平均混合比加上其標準差( $q'$ )、及平均混合比減其標準差( $q''$ )，於是求出如表二所列之各個案不同混合比變動與所得 $P_c$ 之關係。若將 $P_c(q')$ 與 $P_c(q'')$ 之差值視為因混合比之變動而造成 $P_c$ 之改變量則表二顯示對於不同的颱風，由於其混合比值隨半徑分佈的變異性，使得所求得的理論上颱風可達最大強度的變動很大，甚至有半數以上的個案其變異可達20hPa以上。

表二 各個案由於混和比( $q$ )的變動所求出的理論氣壓值( $P_c$ )。其中 $P_c(\ )$ 括號內的符號代表所使用的混合形式， $\bar{q}$ 代表颱風中心至網格距離 $15.75^\circ$ 的平均混和比， $q^+$ 代表平均混和比加上其標準差， $q^-$ 代表平均混和比減其標準差。氣壓單位：(hPa)。

#case	$P_{obs}$	$P_c(q^-)$	$P_c(\bar{q})$	$P_c(q^+)$	$P_c(\bar{q}) - P_c(q^-)$	$P_c(q^+) - P_c(\bar{q})$
1	954	897.89	923.71	950.27	25.82	26.56
2	927	916.04	942.36	969.43	26.31	27.07
3	927	936.13	956.75	977.82	20.61	21.07
4	949	929.59	954.78	980.64	25.19	25.87
5	954	935.55	944.06	952.66	8.52	8.59
6	944	942.14	950.72	959.37	8.58	8.65
7	972	920.26	936.48	952.98	16.22	16.51
8	954	914.95	926.32	937.84	11.37	11.52
9	963	959.76	968.20	976.72	8.44	8.52
10	954	912.48	938.12	964.49	25.64	26.36
11	891	948.67	963.20	977.94	14.52	14.75
12	963	946.16	954.06	962.03	7.90	7.97

圖8顯示12個個案中約有8個個案的觀測最低氣壓值 $P_{obs}$ 落在 $P_c(q^+)$ 與 $P_c(q^-)$ (註： $P_c(\ )$ 括號內的符號代表所使用的混和比形式)兩條曲線之間。由此圖可看出 $P_c(q^+)$ 、 $P_c(\bar{q})$ 及 $P_c(q^-)$ 三條線變化趨勢一致，且大致上兩間距相等，所以對同一個案而言，RH的變動對於 $P_c$ 的影響

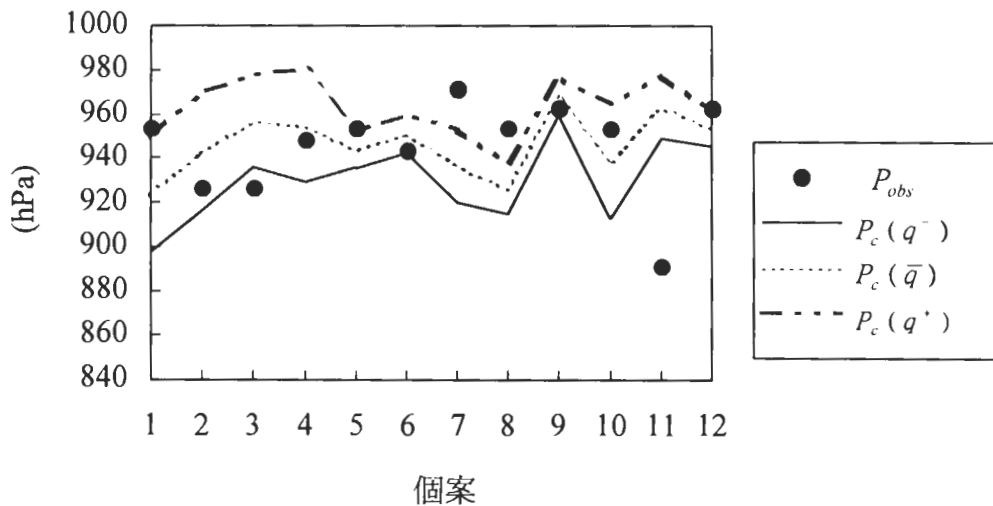


圖8 各個案由改變混和比(平均、平均加標準差、平均減標準差)所求出的理論中心最低氣壓值( $P_c$ )所構成的區域與變動趨勢。其中 $P_{obs}$ 為觀測之中心最低氣壓值， $P_c(\ )$ 括號內的符號代表所使用的混和比形式， $\bar{q}$ 代表颱風中心至網格距離 $15.75^\circ$ 的平均混和比， $q^+$ 代表平均混和比加上其標準差， $q^-$ 代表平均混和比減其標準差。

幾乎是線性的。然而圖8顯示有4個個案明顯的落在 $P_c(q^+)$ 與 $P_c(q^-)$ 所構成的區域之外，這表示 $P_{obs}$ 與 $P_c$ 之差距，並非僅以RH之敏感度即可解釋。

我們亦做RH的標準差對 $\Delta P_c$  (即 $P_c(q^+) - P_c(\bar{q})$ ) 的線性迴歸分析(見圖9)。圖中各點位置分佈相當分散，且相關係數(-0.22)偏低，這顯示兩者並非明顯線性相關：即不同個案的理論中心最低氣壓值 ( $P_c$ ) 對於RH的敏感度有很大的差異。

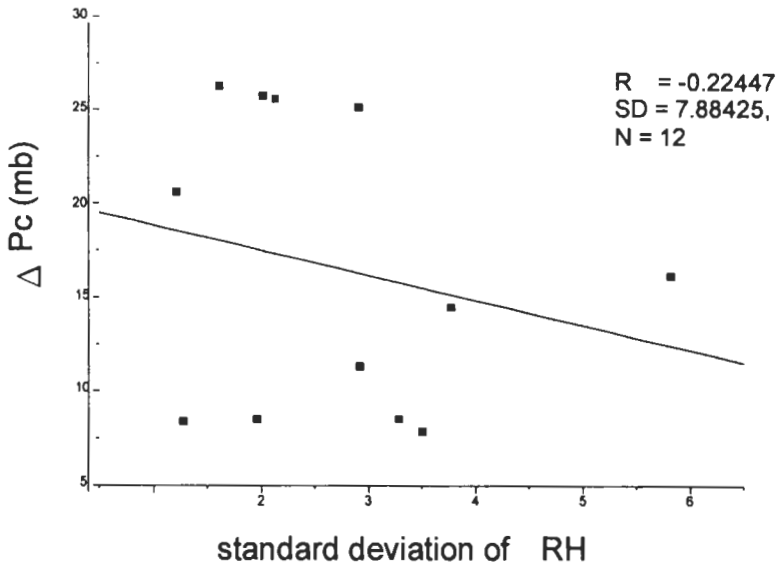


圖9 相對濕度的標準差與 $\Delta P_c$ 的線性迴歸。

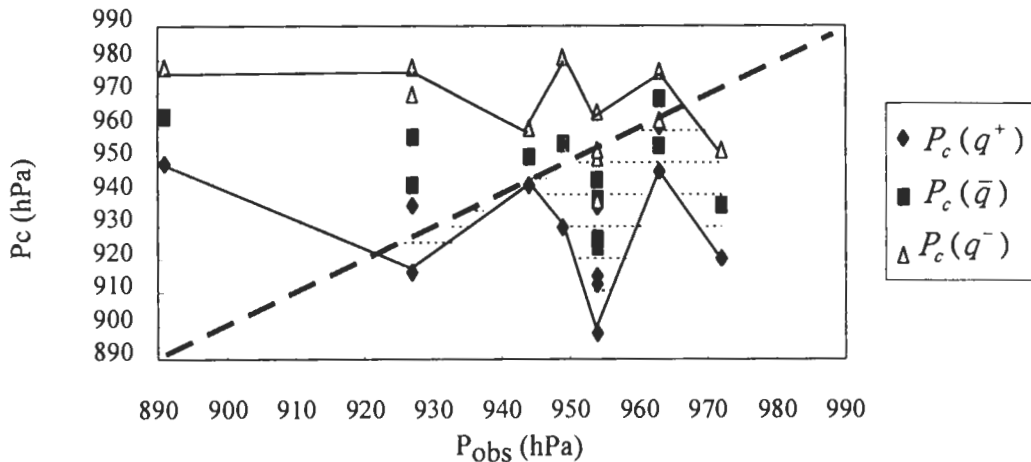


圖10 觀測之中心最低氣壓( $P_{obs}$ )與所對應的理論中心最低氣壓值( $P_c$ )(上下兩條實線)。圖中之較粗虛斜線代表觀測最低氣壓值與理論氣壓值相等之線，橫點線則代表粗虛斜線與實線所包含之右下區域。其中 $P_c()$ ，括號內的符號代表所使用的混和比形式， $\bar{q}$ 代表颱風中心至網格距離15.75°的平均混合比， $q^+$ 代表平均混合比加上其標準差， $q^-$ 代表平均混合比減其標準差。

圖10顯示實際觀測最低氣壓與其所對應因RH變動所得各個案 $P_c$ 之關係圖。圖中之虛斜線代表觀測最低氣壓值與理論氣壓值相等之線，而圖中上下兩條線是由每個實際氣壓值相對於所計算的最高（即 $P_c(q')$ ）及最低（即 $P_c(q'')$ ）的理論中心最低氣壓值連接而成，用以幫助了解因RH變化可導致的 $P_c$ 變動範圍。由圖10中橫點線面積相對於上下兩實線所夾面積之比例顯示由於RH變化導致所求出的理論最低氣壓值僅有約30%低於實際的中心氣壓 $P_{obs}$ 。綜上所述，由於 $P_c$ 值對RH值的敏感性高，而RH又難以界定，故對於使用(15)式來推估颱風最低可達氣壓值有相當大之不確定性。

#### (5) 環境氣壓值( $P_a$ )與相對濕度(RH)對理論氣壓值( $P_c$ )的關係

圖11是測試改變環境氣壓值或相對濕度以瞭解其對同一個案的理論氣壓值之影響。圖中每個個案分為五層高層外流區，同一層由內向外的小標示點代表由中心向外的各網格點（最遠至 $15.75^\circ$ ）。此圖顯示在不同層的高層外流區及不同外流半徑因變動相對濕度或環境氣壓值所求出的理論氣壓值。以個案一為代表做討論：將相對濕度由75%變動至80%，由數列2、3顯示理論氣壓值會有很大變量( $\Delta P_c$ )（若以150hPa處 $\bar{T}_0$ 做計算，RH每改變5%，則 $P_c$ 約改變15hPa），且在愈高層此變量（及圖11中所顯示數列2及3之間距）愈大，而對於同一高度之高層外流區所得的各 $P_c$ 標示點趨近於直線。因此使用不同高度的 $\bar{T}_0$ 造成理論氣壓值的變動遠較選取不同高層外流區半徑的 $\bar{T}_0$ 來得明顯。接下來將環境氣壓( $P_a$ )由1015hPa降成1010hPa，結果會使得所求的理論氣壓值( $P_c$ )下降。比較顯示理論氣壓值對於環境氣壓的敏感度並不如相對濕度明顯（以150hPa處 $\bar{T}_0$ 做計算，每改變5hPa， $P_c$ 約改變5hPa）。

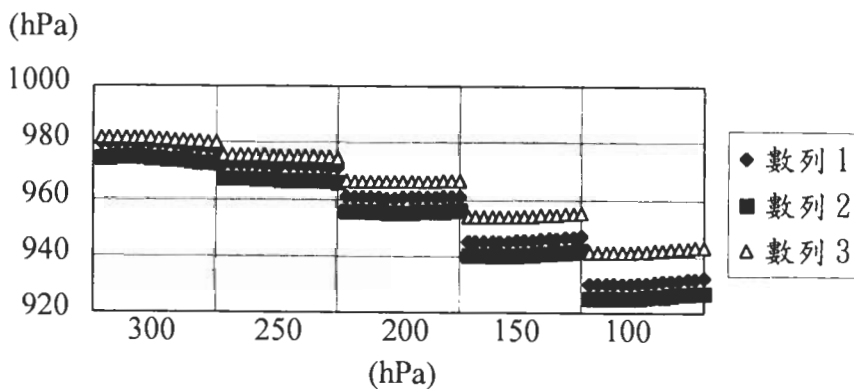


圖11 個案一因改變環境氣壓值( $P_a$ )或相對濕度(RH)所求出的理論中心最低氣壓值( $P_c$ )隨不同外流高度的變化：數列一為 $P_a=1015\text{hPa}$ ， $\text{RH}=75\%$ ；數列二為 $P_a=1010\text{hPa}$ ， $\text{RH}=75\%$ ；數列三為 $P_a=1010\text{hPa}$ ， $\text{RH}=80\%$ ；各短粗線是由15個網格點所構成，短粗線之小點由左至右代表各層由半徑 $0-15.75^\circ$ 之分布（每 $1.125^\circ$ 為一點）。

## (二) 各氣象參數的敏感度測試

在本節，我們欲測試(15)式中的理論氣壓值( $P_c$ )對於其它氣象參數的敏感度。若是敏感度太大則代表參數的微小改變會使 $P_c$ 有巨大改變，則(15)式比較難應用在實際個案上。根據此理念，將所欲試測的氣象參數做均勻的微小改變，而其他的氣象參數則是代入實際值再代入(15)式中，之後再做所欲測的氣象參數與 $P_c$ 的線性迴歸，看兩者的線性關係。並且我們可以求得各個案所欲測氣象參數的實際變動範圍(是將其標準差視成變動範圍)。因為所欲測的氣象參數與 $P_c$ 的線性關係皆相當良好，故可由前面的線性迴歸的斜率直接求得 $P_c$ 因此參數變動而改變的量值範圍(見表三)。以下即針對 $P_a$ 、 $T_s$ 及 $\bar{T}_o$ 等幾個參數做敏感度測試。

表三 敏感度測試的結果總表。

測試的參數	測試項目的線性迴歸斜率	12個個案的實際變動範圍	參數的實際變動所造成的改變量
$P_a$	1hPa/hPa	$\pm 1.29\text{hPa}$	$\pm 1.29\text{hPa}$
$T_s$	-3.0hPa/°C	$\pm 1.08^\circ\text{C}$	$\mp 3.26\text{hPa}$
$\bar{T}_o$	0.56hPa/°C		

### (1) 環境氣壓值( $P_a$ )的敏感度測試

在Emanuel的理論公式(15)中， $P_a$ 的改變除了會直接影響 $P_c$ 的計算結果外，因為飽和水汽壓是壓力的函數，所以也會在對 $q_c^*$ 與 $q_a$ 的計算中造成影響。我們的測試方法如下：首先分別對12個颱風，將其除 $P_a$ 以外的其它參數都用實際觀測值代入(15)，然後只改變 $P_a$ 的值，由1000,1001...1015hPa代入測試，並且將 $P_a$ 與所求得的 $P_c$ 做線性迴歸，得到兩者的線性關係。而測試結果發現： $P_a$ 與 $P_c$ 線性關係非常好，相關係數趨近於1，表示12個颱風的平均測試結果是 $P_a$ 每改變1hPa，則 $P_c$ 亦約改變1hPa。

然後將每一個颱風由中心到網格距離 $15.75^\circ$ 處的海面氣壓的標準差，當作是 $P_a$ 的可能變動範圍，代入線性迴歸的結果，得到 $P_a$ 的平均標準差是1.29hPa，因此由於 $P_a$ 的變化所造成的 $P_c$ 實際變化在 $\pm 1.29\text{hPa}$ 之間(見表三)。

### (2) 海面溫度( $T_s$ )的敏感度測試

海面溫度( $T_s$ )的改變會造成 $\varepsilon$ 值、 $q_c^*$ 、 $q_a$ 的改變，而且其本身也會直接影響 $P_c$ 值的大小。所以我們亦探討 $T_s$ 的改變對 $P_c$ 的敏感度。同前述之測試方法，針對12個颱風的 $T_s$ 對 $P_c$ 的線性迴歸計算，其平均結果顯示在 $T_s$ 改變 $1^\circ\text{C}$ 時， $P_c$ 約改變-3.0hPa(見表三)。而此12個颱風個案中海面溫度的平均標準差是 $1.08^\circ\text{C}$ ，因此海面溫度的改變可造成 $P_c$ 在 $\mp 3.3\text{hPa}$ 的變動。

### (3) 高層外流區溫度 ( $\bar{T}_0$ ) 的敏感度測試

高層外流區溫度 ( $\bar{T}_0$ ) 的決定會影響  $\epsilon$  值的大小, 進一步會影響  $P_c$  的計算結果。本小節即測試  $P_c$  對  $\bar{T}_0$  的變化之敏感度。測試時是將  $\bar{T}_0$  由 190k 到 250k, 以每次增加 5k 來變動。12 個颱風的  $\bar{T}_0$  對  $P_c$  的線性迴歸的平均結果顯示當  $\bar{T}_0$  改變 1°C 時,  $P_c$  約改變 0.56hPa。

而同第四節(一)中所說明的, 我們無法以 Emanuel 的定義來求得  $\bar{T}_0$ , 因此若以 Emanuel 所定的 200K 為標準的話, 當  $\bar{T}_0$  改變 1k 時, 則  $P_c$  的變動量為  $\pm 0.56$ hPa (見表三)。而由第(一)小節的結果知道  $\bar{T}_0$  所在高度每差 50hPa 約改變 10k, 所以  $P_c$  的變動量將會是  $\pm 5.6$ hPa。

### (三) 綜合討論

Emanuel 的理論公式是視當氣壓值隨半徑增加率趨於零時 (即  $\frac{dp}{dr} \sim 0$ ) 之氣壓值為環境氣壓, 本研究有關  $P_c$  之計算即依此原則獲得。由海平面氣壓的分布 (見圖 4) 可以看出約在網格距離 6.75° 至 15.75° 的範圍內的海面氣壓值都趨近於定值, 另外由敏感度測試的結果可以得知上述有關  $P_c$  的取法所造成的誤差僅為 1.29hPa, 故  $P_c$  的取法對於所求理論氣壓並無明顯影響。

另外經由前面的討論可以發現所求得之颱風可達的理論強度對於混合比 (或相對濕度) 非常敏感。但 Emanuel 理論中並未考慮當應用在實際個案資料時, 颱風的混合比 (或相對濕度) 該如何選取及其敏感度問題。由前面的資料顯示颱風周圍的相對濕度值變動很大, 並且各個案之分佈亦無基本共同特徵, 因此我們難以由實際觀測資料來界定出相對濕度值。再者雖然所使用的是空間解析度較高的 EC/ADVANCED 資料, 但其所分析的相對濕度值之準確度仍有待商榷。以上幾點正凸顯目前將此理論做實際個案資料計算之盲點。我們期待將來會有更佳颱風周圍的相對濕度資料, 以便對此理論做較準確之檢驗。

除此之外, 讓我們探討結果較特別之個案 11。個案 11 是 12 個測試的颱風個案中唯一的強烈颱風, 其中心氣壓達 891 毫巴。在前面的測試中實際氣壓值都遠比所求得的理論可達最低氣壓值 ( $P_c$ ) 高, 這是明顯的反例。顯示 Emanuel 理論所得的颱風之最大潛在強度在實際個案應用上有很大的困難。

最後值得注意的是 Emanuel 的理論中所假設是軸對稱的颱風, 但是大部分的颱風在高層外流區常有明顯的不對稱性, 即具有偏好一到數個方向向外輻散外流 (Merrill 1988), 這個高層之不對稱性, 對於颱風之發展可以有很大之影響 (Molinari 1995)。還有一些動力因素是 Emanuel 的卡諾循環理論未考慮的, 例如颱風在海面之風場可導致海面混合層下較冷海水上逸, 因此使得海面的  $T_s$  降低, 這個海洋的負回饋作用亦可導致颱風無法達到理論的強度。另外, Emanuel 的卡諾循環理論假設 "a-c" 區域 (如圖 1) 的  $T_s$  為定值。但我們的資料顯示在颱風周遭  $T_s$  梯度雖小, 但在相對應的 "a-c" 區域,  $T_s$  約有 1-3 度的變化, 是以本研究僅採取颱風中心的  $T_s$  來估計理論的颱風最大強度。綜而言之, 我們測試結果顯示理論公式在實際



個案應用上仍有相當大的不確定性。

## 五、結 語

颱風是一個相當複雜的流體現象，由於我們對於颱風的觀測資料非常貧乏，至今對於颱風的生成及發展之動力與熱力過程了解仍屬有限。Emanuel(1986, 1988, 1991)提出將颱風視為一個理想的卡諾熱機循環的理論，並推導出一系列的公式，以解釋颱風之最大潛在強度。Emanuel代入一些氣候平均數值，發現此理論上限之分布圖與觀測頗為符合。在本研究中我們利用高解析度的EC/ADVANCED的網格資料來測試此理論的實用性，並欲從而得知實際颱風周圍一些參數的特性。

Emanuel(1991)試圖將如此複雜的颱風系統簡化為一個完美的卡諾循環理論，雖然理論非常簡明，但由前部分的討論及敏感度測試的結果我們得知不同個案間的氣象參數變化性非常大。雖然本研究僅針對1990年的12個颱風個案做探討，樣本數目有限，但基本上我們發現颱風之理論氣壓值( $P_c$ )對於高層外流溫度( $\bar{T}_o$ )、水汽混合比( $q$ )非常敏感，而對於其他參數(例如環境氣壓值( $P_s$ )、海表面溫度( $T_s$ ))則較不敏感。若再考慮觀測及所使用的分析資料之誤差，我們認為在實際個案中應用颱風卡諾循環理論所得之最低氣壓值具有高度的不確定性，因此難以與實際觀測之颱風中心氣壓值做定量比較。此不確定性亦隱喻：Emanuel(1991)之圖3僅能解釋利用9月平均氣候資料所求得的太平洋地區颱風的理論最低中心氣壓值之分布區域與記錄中最強的幾個颱風所在位置相當吻合，但其絕對數值大小則較不具意義。

颱風之實際結構遠比Emanuel之卡諾循環理論複雜，由於我們缺乏精密的颱風內部及其環境之氣象資料，並且不甚了解影響颱風發展的許多物理機制—包括複雜之對流系統、不同尺度及海氣的交互作用、以及高層外流區不對稱性等因素，這使得有關颱風生成及發展之研究益形困難。如何善用更新之颱風內部觀測資料(如Tropical EXperiment in MEXico; TEXMEX, Renno et al. 1990)及無人飛機可得之颱風環境資料(如Holland et al. 1992; Langford and Emanuel 1993)，藉由資料分析或數值模擬，幫助我們了解颱風之形成及發展，應是未來颱風研究的重要課題之一。

## 致 謝

本文感謝國科會計畫編號：NSC85-2815-C002-01-047M的支援下完成。並感謝陳永明在敏感度測試中的協助，及位於台灣大學大氣科學系的副熱帶資料庫提供之EC/ADVANCED資料。我們亦感謝兩位審查者寶貴的建議，對於本文內容之改進有很大助益。

## 參考文獻

- Charney, J. G., Eliassen, A. 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.* **40**: 2368-76.
- Emanuel, K., A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance., *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-604.
- \_\_\_\_\_, 1988: The maximum intensity of hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1143-1155.
- \_\_\_\_\_, 1991: The theory of hurricanes. *Annu. Rev. Fluid. Mech.*, **23**, 179-196.
- Evans, J. L., 1993: Sensitivity of tropical cyclone intensity to sea surface temperatures, *J. of Climate*, **6**, 1133-1140.
- Kleinschmidt, E. Jr. , 1951: Grundlagen einer theorie des tropischen zyklonen. *Arch. Meteorol., Geophys. Bioklimatol.*, Ser. **A4**: 53-72.
- Hack, J. J., and W. H. Schubert, 1986: Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1559-1573.
- Holland, G. J., T. McGeer, and H. Youngren, 1992: Autonomous aerosondes for economical atmospheric sounding anywhere on the globe. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1987-1998.
- Langford, J.S., and K.A. Emanuel, 1993: An unmanned aircraft for dropwindsonde development and hurricane reconnaissance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 367-375.
- Merrill, R. T., 1987: An experiment in the statistical prediction of tropical cyclone intensity change, Proc., 18th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. American Meteorological Society. Boston, MA., 302-304.
- \_\_\_\_\_, 1988: Characteristics of the upper-tropospheric environment flow around hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1665-1677.
- Molinari, J., Skubis, S., Vollaro, D., 1995: External influence on hurricane intensity. Part III: Potential vorticity structure. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3593-3606.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Intern.*, **4**, 187-198.
- \_\_\_\_\_, 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40.
- \_\_\_\_\_, 1980: On basic problems in theory and modeling of the tropical cyclone. Intense atmospheric vortices, ed. by Bengtsson/Lighthill, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 21-34.
- Renno N., L. Schade, M.C. Morgan, M. Bister, C.-C. Wu, and D. H. Reilly, 1992: *Data Report of Tropical Experiment in Mexico*. Center for Meteorology and Physical Oceanography, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139, 180pp.
- Riehl, H. 1954: *Tropical Meteorology*. New York : McGraw-Hill. 392pp.
- Rudolph, D. K., and C. P. Guard, 1990: Annual Tropical Cyclone Report, GUAM, Joint Typhoon Warning Center, 278 pp.

## An investigation of the Theory on the Maximum Potential Intensity for Hurricanes

Chun-Chieh Wu      Miao-Ling Lu

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

### ABSTRACT

Emanuel(1986) proposed an air-sea interaction theory for hurricanes. By regarding hurricanes as a Carnot heat engine, Emanuel derived a theoretical formula that estimates the maximum potential intensity for hurricanes. In this work high-resolution EC/ADVANCED data were used to verify the above theory and to understand the characteristics of some meteorological parameters from real-case Western-Pacific typhoons in 1990. Our analyses indicate that among those typhoons examined the outflow temperature ( $\bar{T}_o$ ) and the water vapor mixing ratio (q) are highly variable, but the sea surface temperature ( $T_s$ ) and environmental pressure ( $P_s$ ) are less variable. The variability of the above parameters can affect each storm's minimum pressure ( $P_o$ ) obtained from the Carnot cycle theory. In addition, the sensitivity tests indicate that errors from some parameters, especially  $\bar{T}_o$  and RH, can lead to large variation in the estimation of the theoretical minimum pressure. This study shows that there is great difficulty in applying the Carnot cycle theory to real typhoons.

**Key words:** Air-sea interaction theory for hurricanes, Carnot heat engine, maximum potential intensity for hurricanes.