

# 東亞 20° N以北地區颱風生成發展之個案分析

林雨我 張隆男

中央氣象局 國立中央大學  
氣象衛星中心 大氣物理研究所

## 摘要

我們以關島聯合颱風警報中心的年度報告，就發生於東亞20° N以北地區的熱帶氣旋在統計上做發生頻率、強度及發生位置的分析；並利用歐洲中期天氣預報中心的網格點資料，針對瑪美颱風(MAMIE 8510)的個案，就其生成發展的綜觀環境、羅士培半徑隨穩定度及科氏參數之變化、水平與垂直風場、輻散與渦度場、能量收支做詳細的個案分析。本文的結果顯示西北太平洋20° N以北海域的熱帶氣旋可能有其適當的出現時機，同時此區域生成的熱帶擾動有很大的潛力足以發展到熱帶風暴以上的強度；在此區域生成的熱帶氣旋和季風槽與西南氣流有很大的關聯；羅士培半徑的變化有助於解釋颱風的生成與發展；在熱帶風暴形成之前有一個對流極大出現，與Zehr (1992)的發現類似；大氣中的可用位能先轉換為水平方向輻散風的動能，再由輻散風的動能轉換成旋轉風的動能，在整個過程中輻散風扮演媒介的角色其動能大致不變，只有旋轉風動能的增加與可用位能的減少。

## 一、前言

隨著高空觀測、偵察飛機、氣象雷達及氣象衛星等各種觀測工具的日新月異，其所獲得的觀測資料配合傳統的地面觀測資料，經過分析探討之後，學者專家們才逐漸對熱帶氣旋的生長或發展環境以及成熟期熱帶氣旋之動力及三度空間結構有了較為清晰的概念。

Gray (1968, 1975, 1979) 等人在氣候上歸納出六個最有利於熱帶氣旋發生的物理參數，它們分別是：(1) 較高的海水表面溫度；(2) 中對流層較高的相對濕度；(3) 地面至500hpa間較高的相當位溫遞降率；(4) 較小的對流層垂直風切；(5) 較高的低層相對渦旋度；(6) 適當的科氏參數，更根據這六項物理參數定義季節生成參數(Seasonal Genesis Parameter, S.G.P)來評估大氣環境是否適合熱帶氣旋的生成發展。Frank (1977a, b) 等人的研究成果提出典型北半球熱帶氣旋的立體結構，描繪出平均颱風在徑向、切線風速上的環流型態以及高層暖心結構與濕度場分佈等概念模式。

Gray (1979) 根據1960~1984年的颱風資料統計指出，全球可以大致劃分成七個熱帶氣旋的發生區(圖 1.1)。而臺灣所在的西北太平洋地區正是世界上熱帶氣旋發生頻率最高的區域，也就是說全球大約有33%的熱帶氣旋是發生在這個包括加羅林群島、馬利安納群島和帛琉群島的區域內，同時每年有大約26.6個熱帶氣旋將會在這個區域內出現。其中又有許多的熱帶氣旋將會繼續發展成為輕度颱風、中度颱風甚至強烈颱風並且侵襲本省地區，如表1.1(任, 1993)。因此對於熱帶氣旋或是颱風的強度及路徑的掌握，便成為實際天氣預報作業上最為重要的課題之一。

由統計上來看，或許是因為在中高緯度地

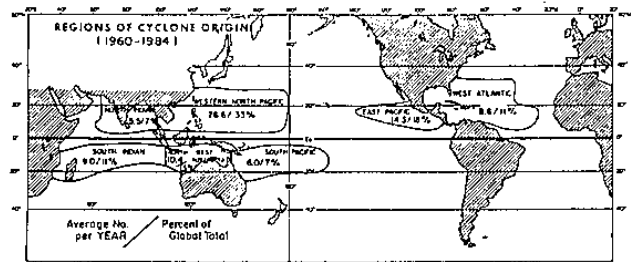


圖1.1: 1960~1984年間，全球七大熱帶氣旋生成區及其年平均發生數(Gray, 1979)。

月份 次數 與比例	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計
總侵台 次數	0	0	0	2	12	25	81	97	75	30	6	0	328
年平均 次數	0	0	0	0.02	0.1	0.3	0.9	1.0	0.8	0.3	0.06	0	3.5
占全年平均 侵襲次數之 百分比	0	0	0	0.6	3.7	7.6	24.7	29.6	22.9	9.1	1.8	0	
最多侵 襲次數	0	0	0	1	2	2	3	4	3	3	2	0	

表1.1: 1897~1991年間颱風侵台頻率(任, 1993)

區容易受到斜壓性較大的天氣系統影響以及地球旋轉科氏效應的關係，大多數的颱風都是發生在南北緯5~15°之間，因此我們不難發現過去的研究也多以該區域內發生的颱風為主，而很少涉及發生在北緯20°以北地區的颱風個案。然而由歷史上來看，仍有為數不少的颱風是可以隨著季風槽的北移而在較高的緯度區內發生的。本省位在副熱帶地區卻也正好位在全球熱帶氣旋發生頻率最高的西北太平洋區內，一旦有熱帶氣旋在本省附近的較高緯度地區發生時，除了可能會在很短的時間內對本省造成威脅外，也勢必對颱風預報作業造成極大的困

擾。同時因為這些在中高緯度發生的熱帶氣旋較為接近陸地，或許在資料的取得方面更為有利，有助於對熱帶氣旋的了解，因此本文特針對這個問題進行研究，並透過對個案的詳細分析來進一步認識中高緯度熱帶氣旋的旋生過程。

在本文的第二節中，將介紹強度定義及資料的來源。第三節將由統計的方法分析熱帶氣旋在中高緯度發生的特性。第四節將對在1985年8月13日~8月18日期間發生在本省東部海面的瑪美(MAMIE) 颱風做綜觀環境的分析，第五節將利用客觀分析的網格點資料計算瑪美颱風的相關診斷導出量，第六節是總結。

## 二、資料來源

本研究中所使用的資料種類包括有美國關島聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)的年度報告(1975~1990)、日本氣象廳(Japan Meteorological Agency, JMA)的東亞印刷天氣圖及歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF)北半球147°37'點(網格間距為2.5°×2.5°)，包括1000hpa、850hpa、700hpa、500hpa、300hpa、200hpa、100hpa等七層的水平風場(U, V)、垂直速度場(W)、溫度場(T)、相對濕度場(H)與高度場(Z)的網格點客觀分析資料。其中使用JTWC年度報告的原因主要是由於其對各年度所發生的熱帶氣旋個案都有較為完整的記載，可以用來統計並選取那些發生於西北太平洋海域的熱帶氣旋個案，特別是發生在20°N以北的個案。

## 三、統計分析

由於本文中想要探討發生在中高緯度地區熱帶氣旋的生成與發展過程，因此首先自JTWC的年度報告中(1975~1990)選取在這段期間內發生於西北太平洋20°N以北海域的熱帶氣旋的個案。以下就是對這些個案的統計分析：

### (一) 發生頻率

表3.1顯示在1975~1990年期間共有442個熱帶氣旋在西北太平洋海域發生，平均每年大約有27.6個個案，較Gray(1979)利用1960~1984年的資料平均後所得之26.6個略多；而在這442個熱帶氣旋中則有56個個案是發生在西北太平洋20°N以北的海域，佔總個案數的12.7%。此外各年中發生在西北太平洋20°N以北海域的熱帶氣旋，各佔該年發生熱帶氣旋次數的百分比也在表3.1中顯示。圖3.1及圖3.2是表3.1中的有關統計數字以直方圖表示的情形。圖3.1所示的是各年熱帶氣旋個案數，大致上其發生頻率都很平均，看不出有何特別之處；但是從圖3.2中所顯示的情形來看，發生在西北太平洋20°N以北海域的熱帶氣旋個案似乎有每隔3~4年呈現較高發生頻率的現象，這其中的原因是否與副熱帶高壓的年際變化或是其它的因素有關，在此不擬做進一步的討論。

表3.2顯示在西北太平洋20°N以北海域各月份發生熱帶氣旋的統計情形，從表中可以看出多集中在七~九月間，其中又以八月份的發生頻率最高，約佔該類熱帶氣旋個案總數的44.6%，較七、九兩月份的百分比多出兩倍左右。以此數據與中央氣象局(1990)根據1897~1988年資料所得八月份發生頻率為19.9%(表3.3a)及任(1993)根據1960~1991年資料所得同月份發生頻率為19.3%(表3.3b)相比較，就可以發現雖然在三種統計資料中顯示發生頻率較高的月份都是集中在七~九月間，而且也都以八月份為最高，但是由本研究中所得之數值卻較其他兩種統計高出兩倍多，同時若再比較八月份與相鄰兩月的發生頻率，更可以說明在西北太平洋20°N以北海域的熱帶氣旋可能有其適當的出現時機。

年份	熱帶氣旋發生總個案數	20°N以北熱帶氣旋數 140°E以西	20°N以北熱帶氣旋數 140°E以東	20°N以北熱帶氣旋發生 佔總發生數百分比(%)
1975	25	3	2	20.0
1976	26	0	0	0.0
1977	21	3	1	19.0
1978	34	4	1	14.7
1979	28	1	1	7.2
1980	28	0	1	3.6
1981	29	1	6	24.1
1982	28	3	1	14.3
1983	24	1	1	8.4
1984	30	2	3	16.7
1985	26	3	1	15.4
1986	26	0	0	0.0
1987	24	0	0	0.0
1988	26	3	5	30.7
1989	36	4	3	19.4
1990	31	2	0	6.5
合計	442	30	26	12.7

表3.1: 西北太平洋每年在20°N以北地區熱帶氣旋發生數與總發生數之比較(1975~1990)

月份	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	合計
1975							1	2	1	1			5
1976													0
1977							2	1	1				4
1978						1		3	1				5
1979							1		1				2
1980							1						1
1981								2	3	2			7
1982						1	1	1	1				4
1983								2					2
1984						1	2		2				5
1985								4					4
1986													0
1987													0
1988							1	5	2				8
1989							3	3	1				7
1990								1	1				2
合計	0	0	0	0	0	3	14	25	13	1	0	0	56
%	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.4	25.0	44.6	23.2	1.8	0.0	0.0	100

表3.2: 西北太平洋20°N以北地區各月份熱帶氣旋發生數(1975~1990)

### (二) 強度

表3.4為每年在西北太平洋20°N以北地區發生的熱帶氣旋其生命期中最強強度的分析，從表中可以知道在所有56個個案中有41.1%(23個)及51.8%(29個)的個案分別達到颱風及

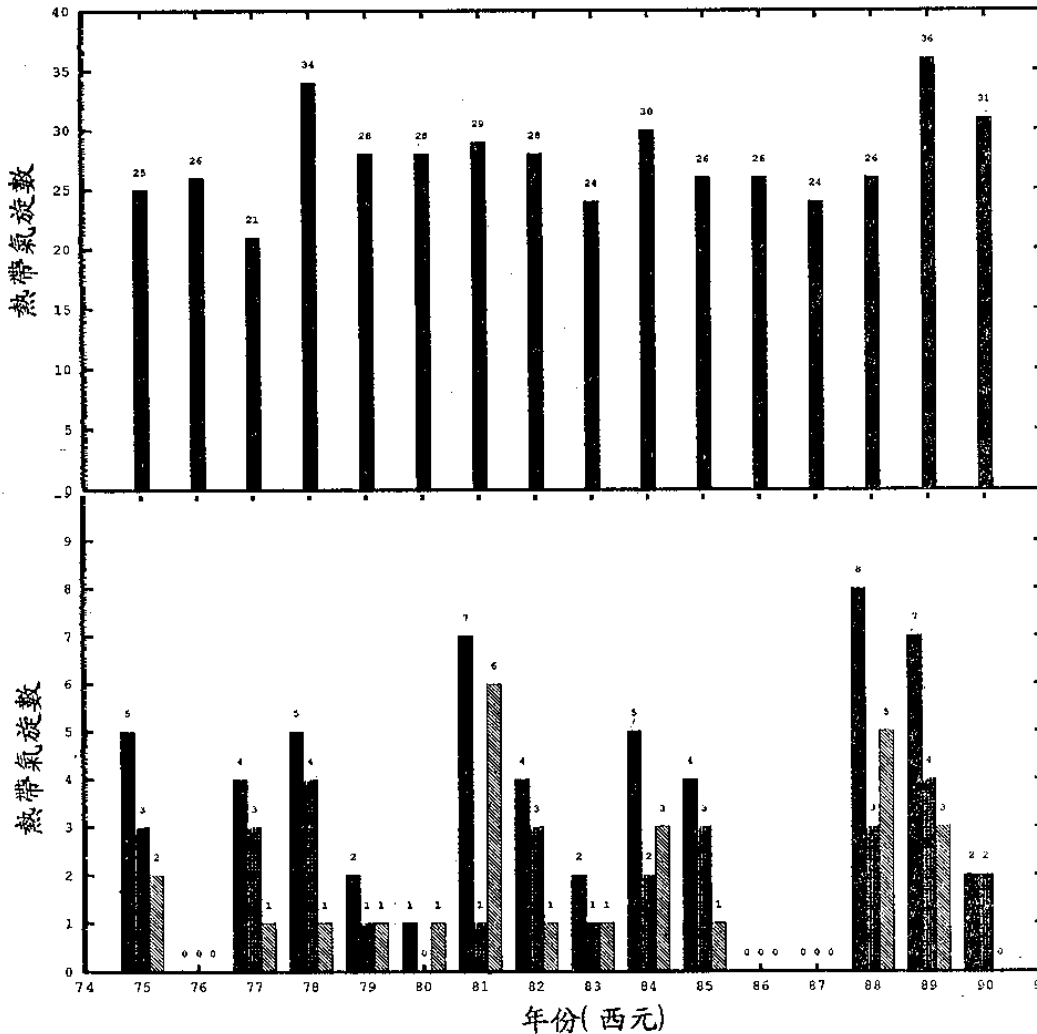


圖3.1: 西北太平洋熱帶氣旋發生頻率直方圖 (1975~1990)

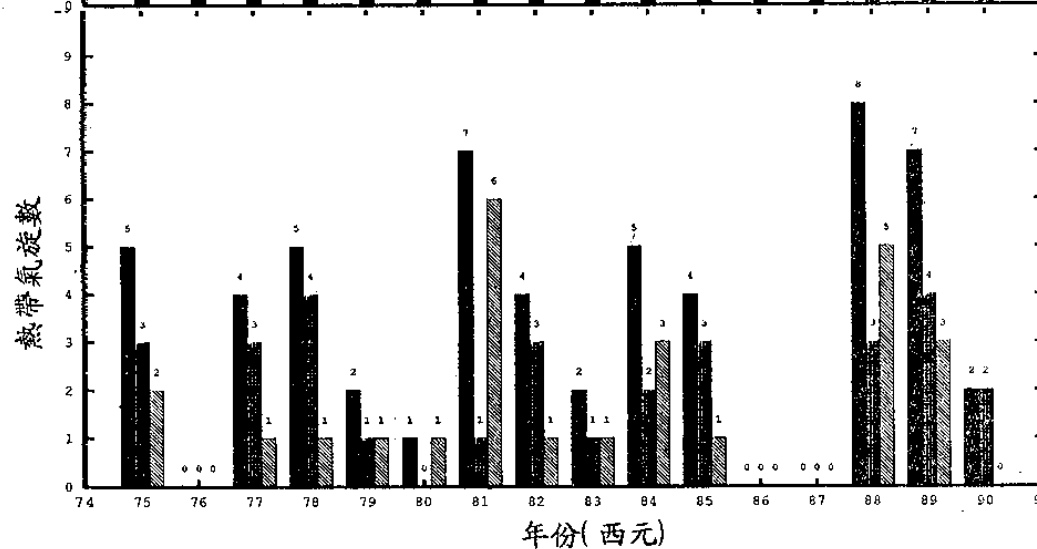


圖3.2: 西北太平洋 20°N 以北及其東、西兩區熱帶氣旋發生頻率直方圖 (1975~1990)

■ 20°N 以北全區  
 ▨ 20°N 以北西區  
 ▩ 20°N 以北東區

熱帶風暴的強度，顯示在此區域生成的熱帶擾動有很大的潛力足以發展到熱帶風暴以上的強度，實在不容吾人忽視。事實上從動力學及熱力學的角度來說，在這中高緯度上熱帶地區較顯著的正壓大氣特性已逐漸由較具有斜壓性質的大氣所取而代，或許西北太平洋地區應該像在南半球的相對應區域內完全沒有熱帶氣旋生成(Gray, 1979)的情形一樣，然而這些北半球的熱帶氣旋又是如何的在此環境下生成並發展到熱帶風暴或是颱風的強度呢？這個問題正是本研究想要得到的答案，在此不做討論而留待後續的章節中做進一步的分析。

### (三) 發生位置

在前述熱帶氣旋發生頻率的分析中，我們已經選取出56個在西北太平洋20°N以北海域生成的個案，但是對本省而言，其中真正將會困擾實際颱風預報作業的熱帶氣旋，應屬那些在接近本省地區附近生成的個案。因為有關於其將在何種綜觀環境條件下生成，在何時、何地生成，其強度又將會是如何的變化等預報上的重要情報，都將直接影響到預報人員的判斷，甚至發生因錯誤的研判導致颱風在措手不及的情形下侵襲本省地區而造成重大的損失。為了能夠進一步了解那些在本省地區附近生成的個案，因此在本研究中特別主觀的以140°E將西北太平洋20°N以北的海域劃分成東、西兩區，其中在西區(140°E以西)發生的個案有30

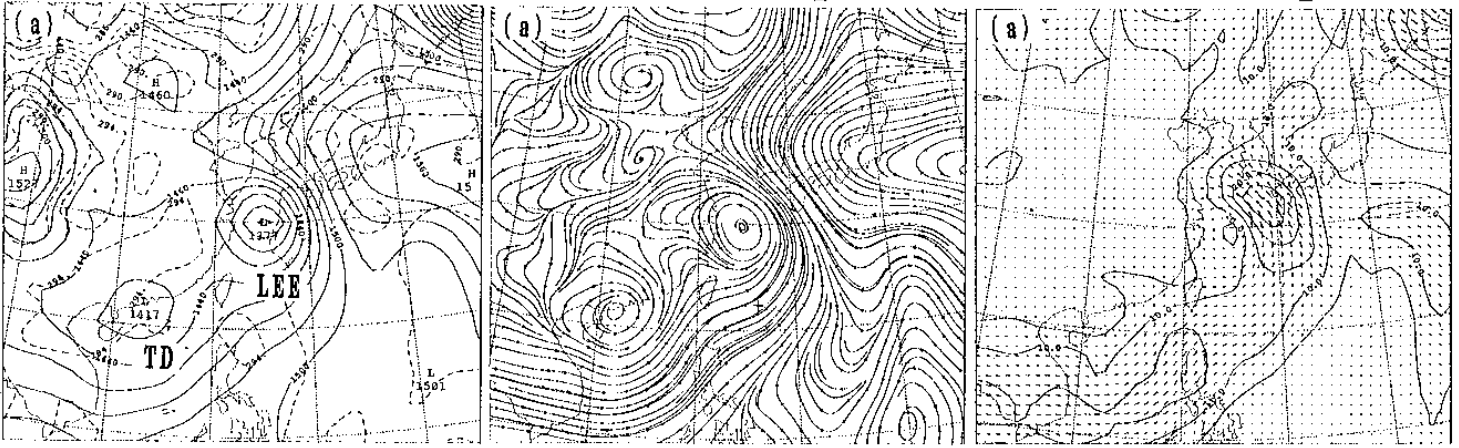
個，約佔該類熱帶氣旋個案數的53.6%，同時也是總個案數的6.8%；而發生在東區(140°E以東)的個案則有26個，約佔同類熱帶氣旋個案數的46.4%，約佔總個案數的5.9% (如表3.1及圖3.2)。上述的統計數字顯示，在西北太平洋中高緯度海域生成的熱帶氣旋似乎是以西區內出現的頻率稍高，其初生位置如圖3.3所示，而下節中將討論的瑪美颱風個案就是在西區內所發生的30個熱帶氣旋之一。

月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
總共發生數	35	18	24	51	83	130	339	421	391	308	206	105	2111
佔總數之百分比	1.7	0.9	1.1	2.4	3.9	6.2	16.0	19.9	18.5	14.6	9.8	5.0	100
平均	0.4	0.2	0.3	0.6	0.9	1.4	3.7	4.6	4.3	3.3	2.2	1.1	23.0

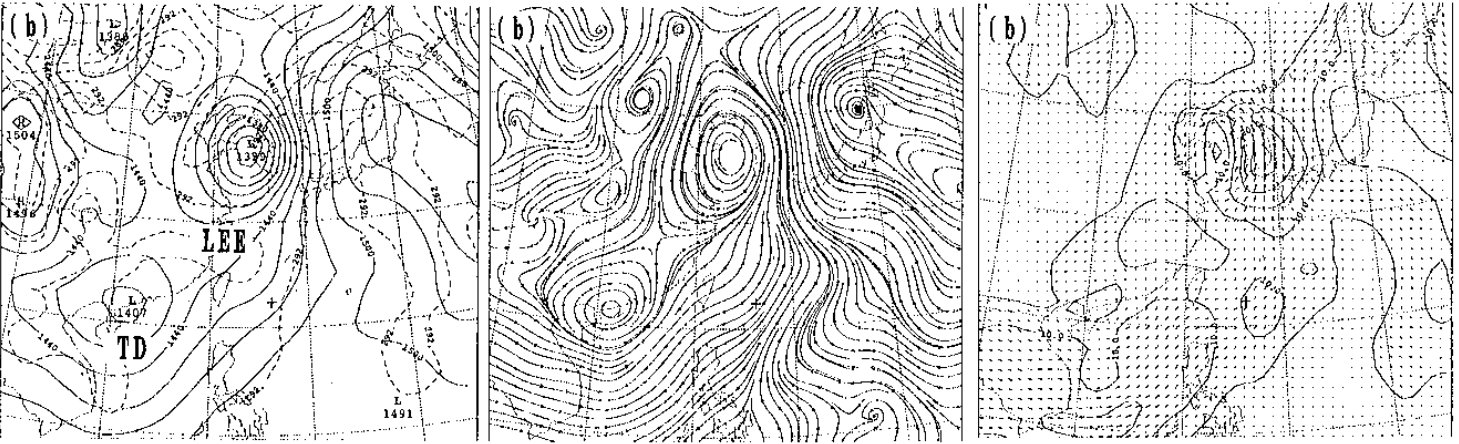
月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計
總發生數	18	7	15	25	37	56	138	169	155	131	66	33	875
年平均數	0.6	0.2	0.5	0.8	1.2	1.8	4.3	5.3	4.8	4.1	2.7	1.2	27.3

表3.3: (a) 西北太平洋 20°N 以北地區各月份熱帶氣旋發生數(1987~1988)  
(b) 西北太平洋 20°N 以北地區各月份熱帶氣旋發生數(1960~1991)

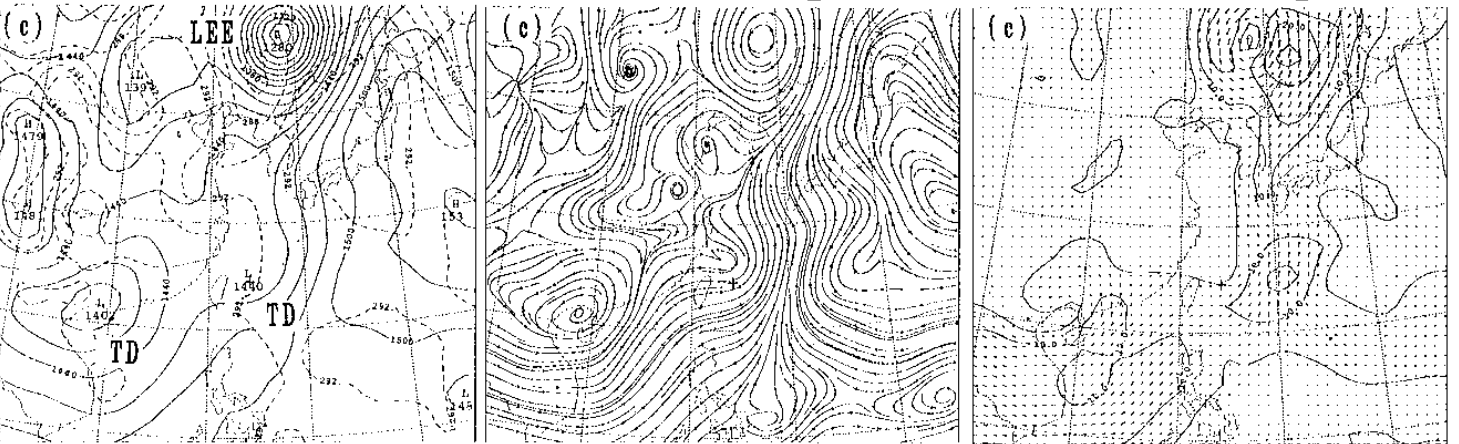
1985 8/13/00UTC 850 MB T(C) Z(GPM) 1985 8/13/00UTC 850 MB V\_TOL STRMLNE 1985 8/13/00UTC 850 MB V\_TOL (M/S)



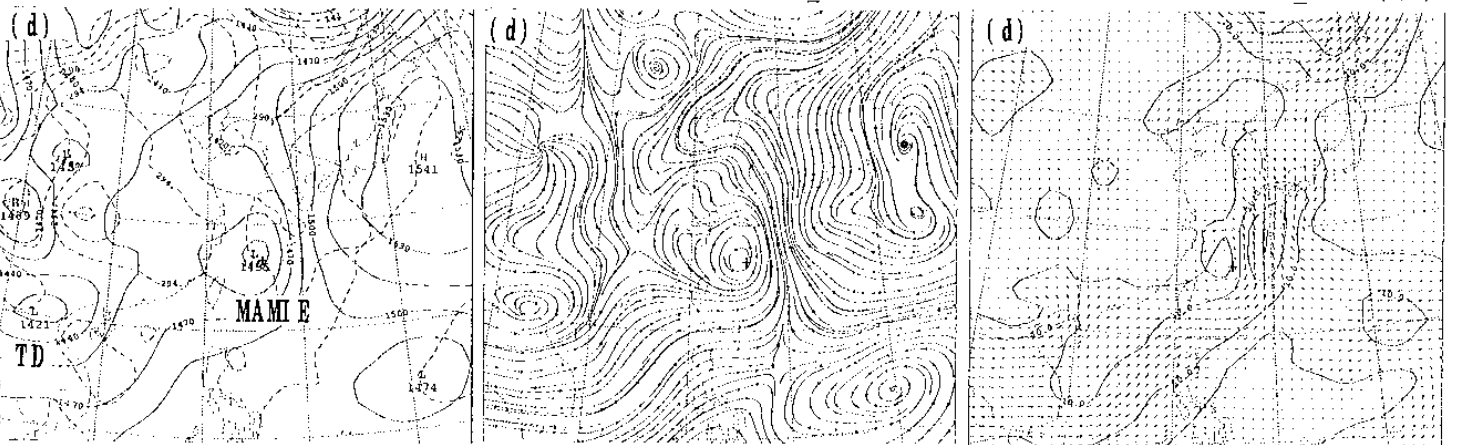
1985 8/14/00UTC 850 MB T(C) Z(GPM) 1985 8/14/00UTC 850 MB V\_TOL STRMLNE 1985 8/14/00UTC 850 MB V\_TOL (M/S)



1985 8/15/00UTC 850 MB T(C) Z(GPM) 1985 8/15/00UTC 850 MB V\_TOL STRMLNE 1985 8/15/00UTC 850 MB V\_TOL (M/S)

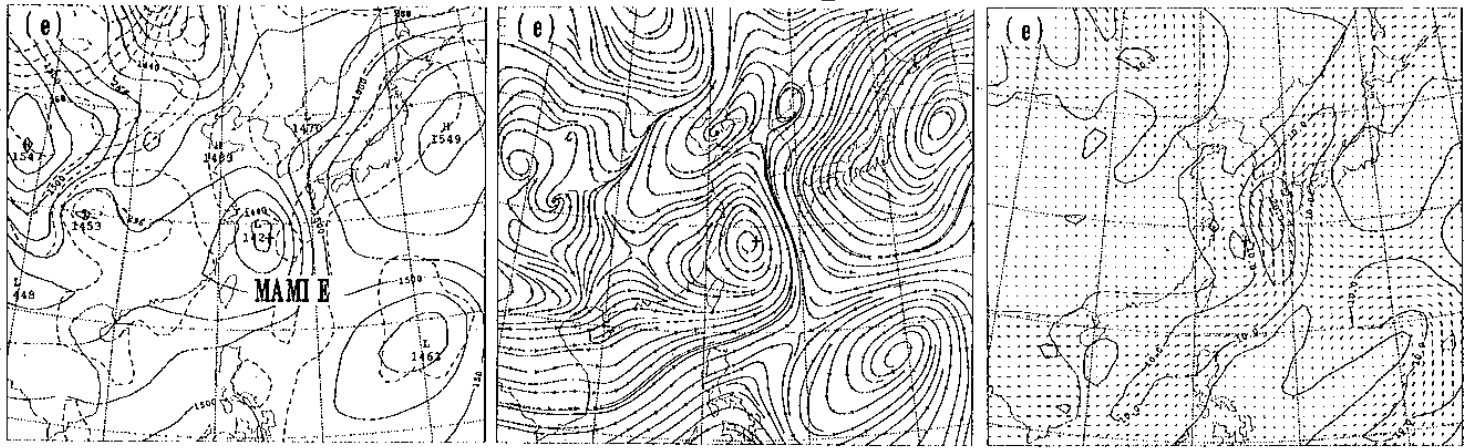


1985 8/16/00UTC 850 MB T(C) Z(GPM) 1985 8/16/00UTC 850 MB V\_TOL STRMLNE 1985 8/16/00UTC 850 MB V\_TOL (M/S)



續

1985 8/17/00UTC 850 MB T(C) Z(GPM) 1985 8/17/00UTC 850 MB V\_TOL STRMLNE 1985 8/17/00UTC 850 MB V\_TOL (M/S)



1985 8/18/00UTC 850 MB T(C) Z(GPM) 1985 8/18/00UTC 850 MB V\_TOL STRMLNE 1985 8/18/00UTC 850 MB V\_TOL (M/S)

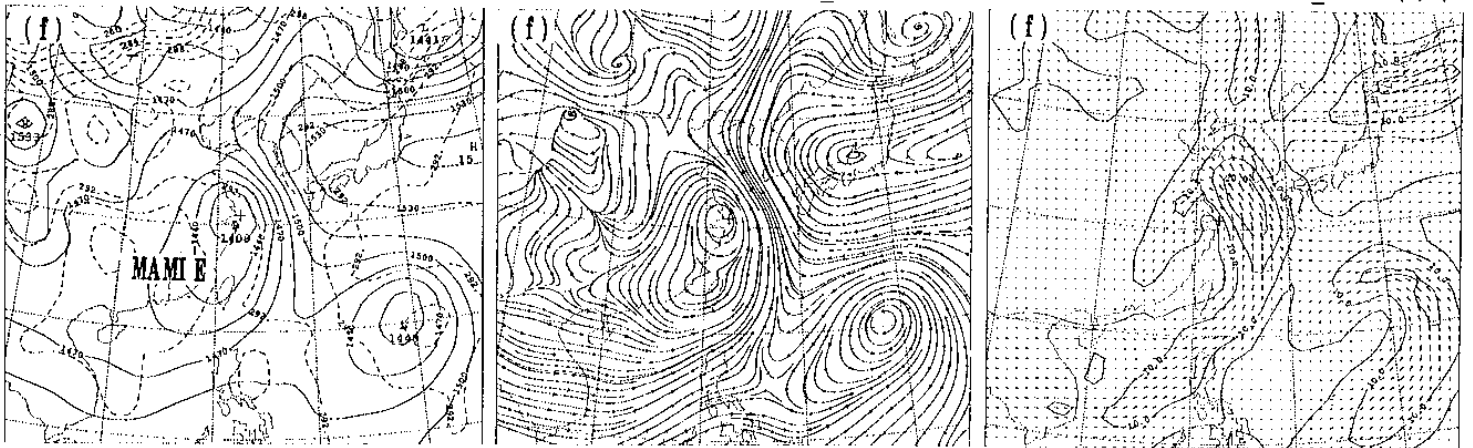


圖4.2: 1985/8/13~8/18 高度溫度圖

圖4.3: 1985/8/13~8/18 流線圖

圖4.4: 1985/8/13~8/18 風場圖

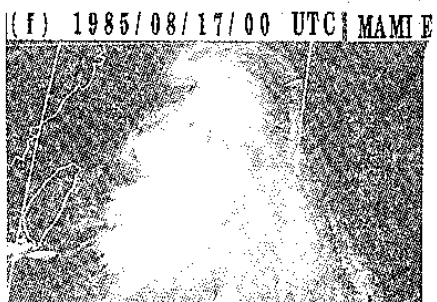
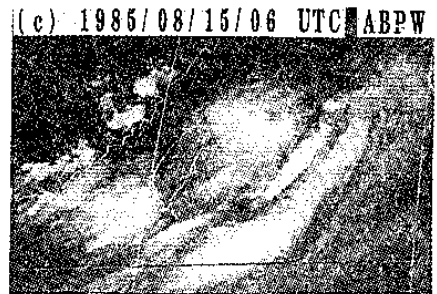
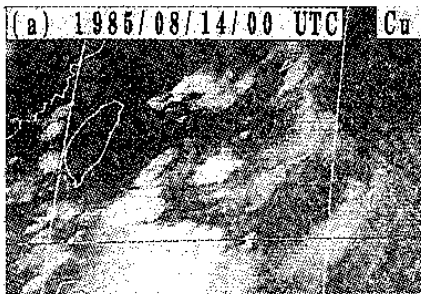


圖4.5: 瑪美颱風生命期中，相關階段的日本地球同步衛星紅外線雲圖

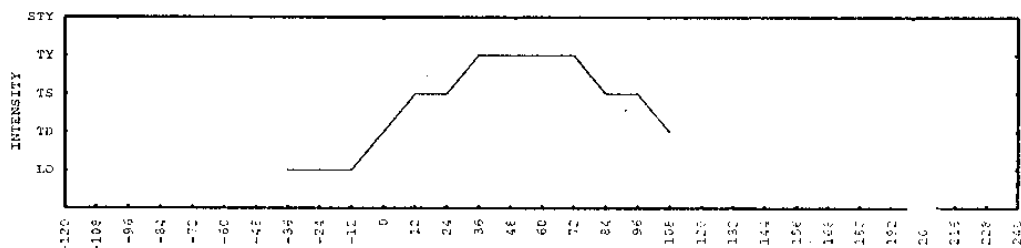


圖4.6: 瑪美颱風的強度隨時間的變化圖 (T=0 時表示 TD 形成)

年 強 度	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	合 計
TY	3	0	2	1	0	1	3	1	0	3	3	0	0	2	3	1	23
TS	2	0	2	4	2	0	4	3	1	2	1	0	0	6	1	1	29
TD	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	0	4
合 計	5	0	4	5	2	1	7	4	2	5	4	0	0	8	7	0	56

表3.4: 西北太平洋每年在 20° N 以北地區熱帶氣旋發生最強強度統計表。  
TY: 颱風(Typhoon), TS: 熱帶風暴(Tropical Storm), TD: 熱帶低壓(Tropical Depression)

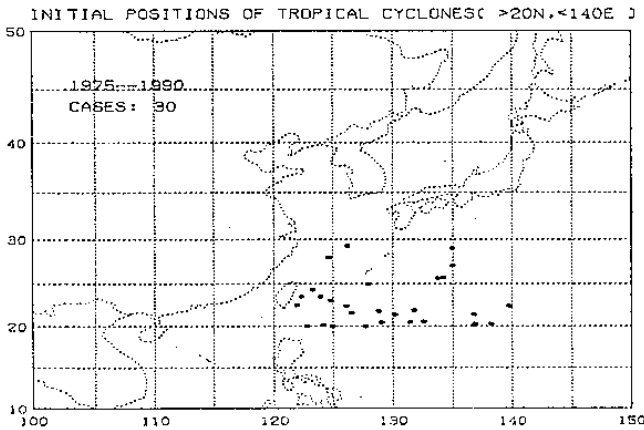


圖3.3: 1975~1990年間西區熱帶氣旋的初生位置

#### 四、個案說明

在1985年8月13日~8月18日期間於20° N 以及140° E 以東的地區，也就是在本省東部的海面上發生一個瑪美(MAMIE) 颱風，其最佳路徑如圖4.1 所示。圖4.2、圖4.3及圖4.4 是顯示瑪美颱風在其生命期間每日00 UTC 的850hpa 高度場、氣流線、風場的綜觀分析情形。在瑪美颱風生成之前，該地區曾有一個李依(LEE) 颱風在此地區通過並向韓國方向移動。在08/14/00 UTC 左右，瑪美颱風於此區先以一個對流雲簇的形態生成(圖4.5a)，這在天氣圖及氣流線分析上都尚未看見，圖4.5b 為08/14/06 UTC JTWC 發佈Poor ABPW(\*) 時之紅外線衛星雲圖，08/15/00 UTC 左右氣流線分析圖上已見到氣旋式的環流，JTWC 於08/15/06 UTC 發佈Fair ABPW(圖4.5c)。直到08/15/12 UTC 等高線才出現封閉的型態。圖4.5d 為 JTWC 同時發佈TCFA(\*\*) 時之紅外線衛星雲圖，其強度也於此時發展成爲熱帶性低氣壓，經過12小時之後發展成爲熱帶性風暴(圖4.5e)，再經過24小時之後爲增強爲颱風(圖4.5f)，08/17/12 UTC 時的強度達最強，最大風速爲70kts，地面中心氣壓爲975hpa，綜觀其強度隨時間的變化情形如圖4.6 所示。由850hpa 的氣流線圖中可以很容易的辨認出低層的季風槽位置，此外在高度圖上也可看到1470 gpm 等高線包跡與季風槽風場的配合情形，兩者均顯示在08/13/00 UTC 約在26° N 附近，槽的深度約有10 個經度左右，850hpa 上的西南氣流強度就已有10~15 m/s

1985/08/14/00Z—1985/08/20/00Z MAMIE (85TC10)

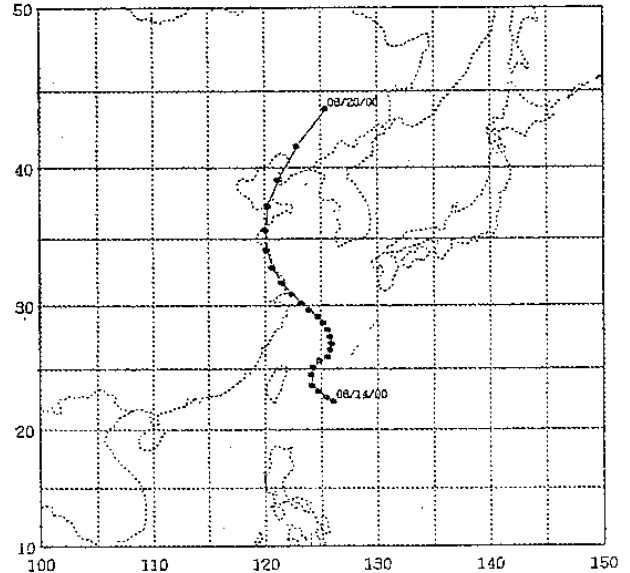


圖4.1: 1985年瑪美颱風最佳路徑圖(六小時間隔)

左右，但主要還在20° N 以南的地區。從08/13/12 UTC 起當李依颱風北上之後，配合在海南島附近的熱帶性低氣壓引進風速約達15~20 m/s 的西南湧動(Surge)，穿過北緯20度線並與副熱帶高壓脊線東伸所引進的東風氣流產生風場上的水平切變與輻合，瑪美颱風就是在此環境下生成的。在高層的200hpa 上基本上爲一高壓的形態，而瑪美則是在其南緣生成。

\* ABPW: 是JTWC 發佈Significant Tropical Weather Advisory 時之代號，內容爲其責任區內顯著天氣現象的概括性描述。

\*\* TCFA: 是JTWC 認爲其責任區內有顯著熱帶氣旋將要形成前，發佈Tropical Cyclone Formation Alert 時之代號。

#### 五、診斷分析

##### (一) 羅士培變形半徑

羅士培變形半徑(Rossby Radius of Deformation) 是討論地轉調節過程的重要參數，Gill (1982) 稱之爲乾性羅士培變形半徑，其一般的定義如下：

$$R_d(\text{Dry}) = \frac{HN}{f}, \quad \text{其中}$$

$$H = \frac{RT}{g} \quad (\text{標高})$$

$$N^2 = \left[ (g/\theta_0) \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right]$$

$$f = \text{科式參數}$$

$$R \quad (\text{氣體常數})$$

$$T \quad (\text{氣溫})$$

$$\theta_0 \quad (\text{位溫空間平均值})$$

$$\theta \quad (\text{位溫})$$



其意義是指擾動的尺度若較當地的 $R_d(\text{Dry})$ 為小時，則氣壓場將向風場做調節。反之，當擾動的尺度較 $R_d(\text{Dry})$ 為大時，則風場向氣壓場做調節。在考慮具有對流不穩定的暖濕大氣時，擾動的發展與潛熱釋放有密切關係(Ooyama, 1969, Charney and Eliassen, 1964, Frank, 1977, Gray, 1981)，此時我們可以另外定義濕性(Moist) 羅士培變形半徑(Gill, 1982)如下：

$$R_m(\text{Moist}) = H N_e / f, \quad \text{其中}$$

$$N_e^2 = \left[ -(g/\theta_0) \left( \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) \right]$$

$$\theta_e \text{ (相當位溫)}$$

Lee (1986) 及李(1988)指出在熱帶氣旋形成之前，系統的羅士培半徑較大，隨後則逐漸減小，積雲加熱之效應漸顯。而本文中圖5.1a顯示 $R_m$ 的最小值由擾動發生前較大的2000km左右減小到擾動發生時的1000km左右並維持逐漸減小的趨勢，直到08/17/12 UTC以後出現負值(表示 $R_m$ 不存在)，圖5.1b顯示 $R_d$ 自最初的較 $R_m$ 為小，隨時間增加而變得比 $R_m$ 為大，其間雖曾一度增大但整個趨勢仍呈減小狀態。這表示在最初的時候2000km以下的環流對擾動內部的氣壓變化反應較為遲鈍，因此擾動的強度無法快速增加。然而隨著時間增加，對流調節的作用增加，大氣的穩定度也因而增加， $R_m$ 乃隨之變小，此時尺度大於 $R_m$ 的環流就會感受到擾動內部因積雲對流所引起的氣壓變化，而向氣壓場做調節，同時對中小尺度的對流系統而言，若外圍環流增強，又有(角)動量輸送進入小尺度環流中，則小尺度的氣壓場將迅速的向風場做調節，導致熱帶氣旋的形成，李與呂(1988)及李(1988)都有如此的看法。圖5.1a所顯示的 $R_m$ 變化基本上是當擾動向北移動時，雖然因為科式參數變大， $R_m$ 也要變的較小，但是因為小於 $R_m$ 範圍內的對流調節作用大，相當位溫遞減率較大而使得 $R_m$ 減少的較慢，然其隨時間的變小正與瑪美颱風呈現持續增強的現象一致，也正符合了上述尺度交互作用的理論。而圖5.1b所顯示的 $R_d$ 變化主要是因為當擾動向北移動時，科式參數變大， $R_d$ 也要變的較小，同時由於位溫的垂直變化也很小，因此使得 $R_d$ 減少的較快。

在本文中，我們利用ECMWF北半球147°37點(間距為2.5°×2.5°)的極投影座標網格分析資料的水平風場、垂直速度場、溫度場、相對濕度與高度場的客觀分析資料，先行計算乾性與濕性的羅士培變形半徑以決定討論的範圍，再計算瑪美颱風在其生命期間每隔十二小時的水平風場、垂直速度場、相對濕度及輻散量、渦度量等相關參數在熱帶氣旋中心以濕性羅士培變形半徑所決定範圍內的平均值、最大值、最小值。

## (二) 輻散風及旋轉風

為了進一步瞭解第四節所述的現象，本文利用Endlich(1967)的方法，經過重覆的計算(Iterative)使網格點上的輻散量修正值小於

$10E-9/s$ 後，將水平風分解為輻散風(Divergent Wind)及旋轉風(Rotational Wind)：

$$\text{旋轉風}(V\psi) = k \times \nabla\psi$$

( $\psi$ ：流線函數)

$$\text{輻散風}(V\chi) = -\nabla\chi$$

( $\chi$ ：速度位)

圖5.2及圖5.3分別表示水平緯向風及經向風的全量、旋轉量及輻散量，由圖中全量風所顯示的情形看來，緯向風在熱帶性低氣壓形成(08/15/12UTC)前12小時及熱帶性風暴形成(08/16/00UTC)時均有增強的現象，而經向風的增強則大約落後12~24小時；全量風的變化趨勢則與旋轉風的變化趨勢一致，由此可知全量風大體上是由旋轉風所貢獻的；其中緯向風的全量、旋轉量、輻散量及經向風的輻散量都有隨時間轉為東風及北風的情形，這表示瑪美颱風在北移的過程中，由低緯度西風帶進入副熱帶高壓南緣的東風區，脫離季風槽的範圍。

## (三) 垂直速度與相對濕度

圖5.4a為平均垂直速度場與平均相對濕度隨時間變化的情形，值得注意的是平均垂直速度在擾動生成時(08/14/00UTC)出現第一次上升運動的極大值( $\sim -8$  hpa/s)，36小時後當強度為熱帶性低氣壓時再出現另一次更大的上升垂直速度( $\sim -12.5$  hpa/s)，12小時後強度成為熱帶風暴，第三次出現較大上升垂直速度( $\sim -9.8$  hpa/s)時，瑪美颱風已形成，這與李等(1988)提及集中性的深對流較能有效激發颱風發展的結果類似。圖5.4b顯示850hpa上平均相對濕度隨時間一直有增加的情形，當熱帶性低氣壓形成時(08/15/12UTC)達到最大(93%)，隨後即發展成為瑪美颱風，顯然這種水汽集中的現象與圖5.4a對流垂直速度場所表現的趨勢對熱帶性低氣壓的發展有極密切的關係，Lee(1986)在結構上也說明了這種關係。至於圖5.4b中顯示相對濕度值劇降的情形則應與瑪美颱風中水汽凝結降雨及沉降有關。

## (四) 輻散場與渦度場

圖5.5a顯示在08/14/00UTC時850hpa出現第一個平均輻合量的極大值( $\sim -6.3 \times 10E-6 / S$ )，此時也正是瑪美颱風第一次在衛星雲圖上出現較強積雲對流的時候，這與圖5.4a垂直速度場的情形一樣。Zehr(1992)利用衛星數位資料計算雲頂溫度來分析對流雲涵蓋面積時，發現在熱帶性風暴出現之前會先出現一個早期對流極大(Early Convective Maximun)；李等(1988)也發現在氣旋加強前其積雲對流和加熱效應已明顯增加許多，其二人的結論與本文所得的結果有類似的情形。隨後瑪美颱風的輻合量一度減弱為 $\sim -1.8 \times 10E-6 / S$ ，但是卻再於36小時後也就是在08/15/12UTC時出現第二次的極大值( $\sim -4.9 \times 10E-6 / S$ )，此時瑪美颱風的強度已增強為熱帶性低氣壓，從此以後輻合強度一直在減弱中，在08/17/12UTC後甚至出現輻散的現象；圖5.5b顯示200hpa的輻

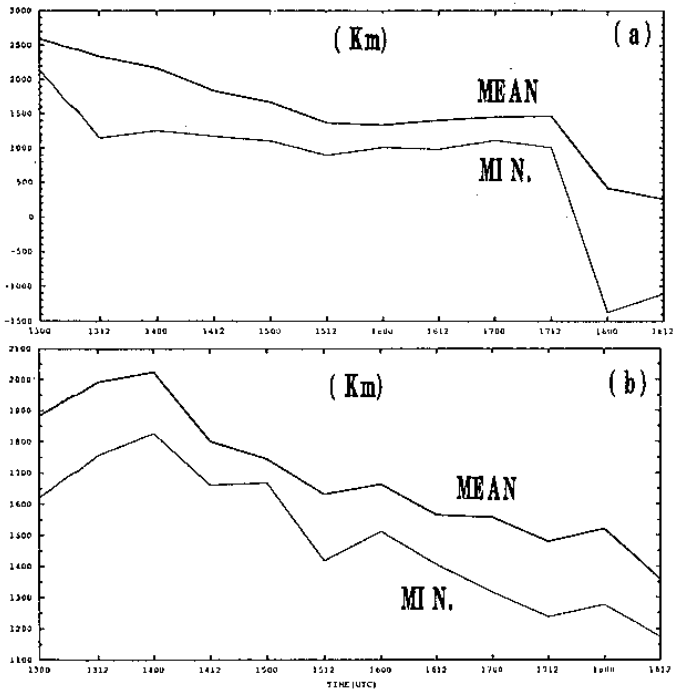


圖5.1: 瑪美颱風的羅士培變形半徑隨時間的變化 (a) 濕性, (b) 乾性。

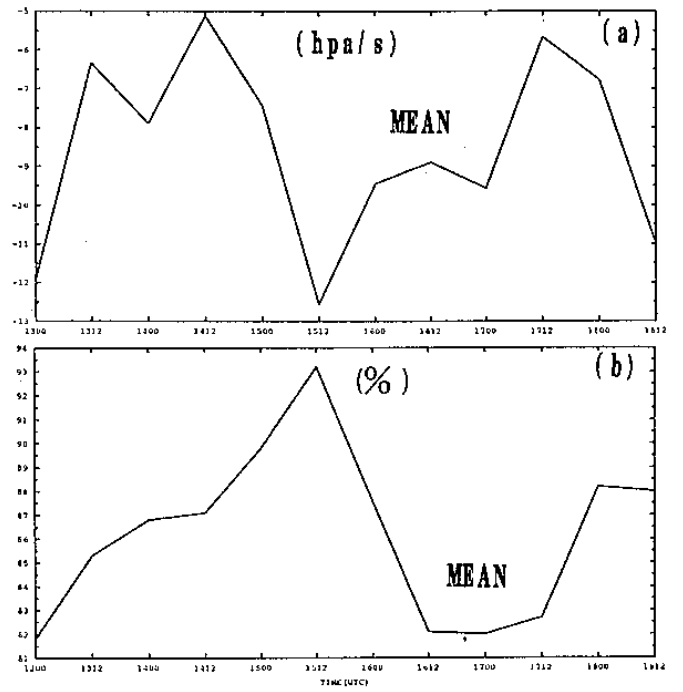


圖5.4: 瑪美颱風850hpa(a) 垂直速度(b) 相對濕度隨時間的變化情形

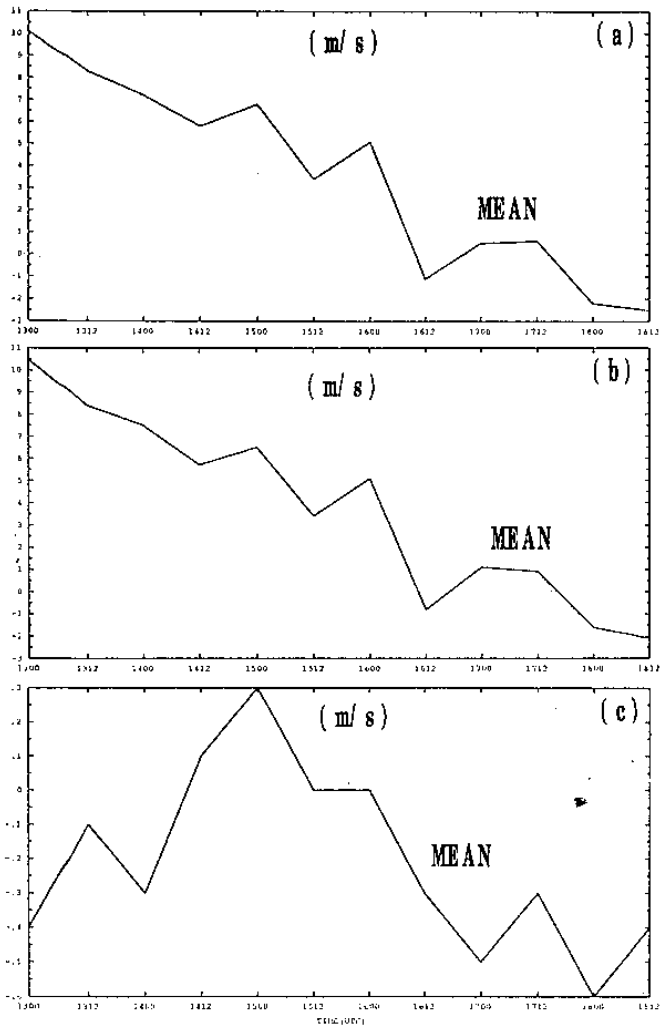


圖5.2: 瑪美颱風850hpa 水平緯向風隨時間的變化 (a) 全量風 (b) 旋轉風 (c) 輻散風

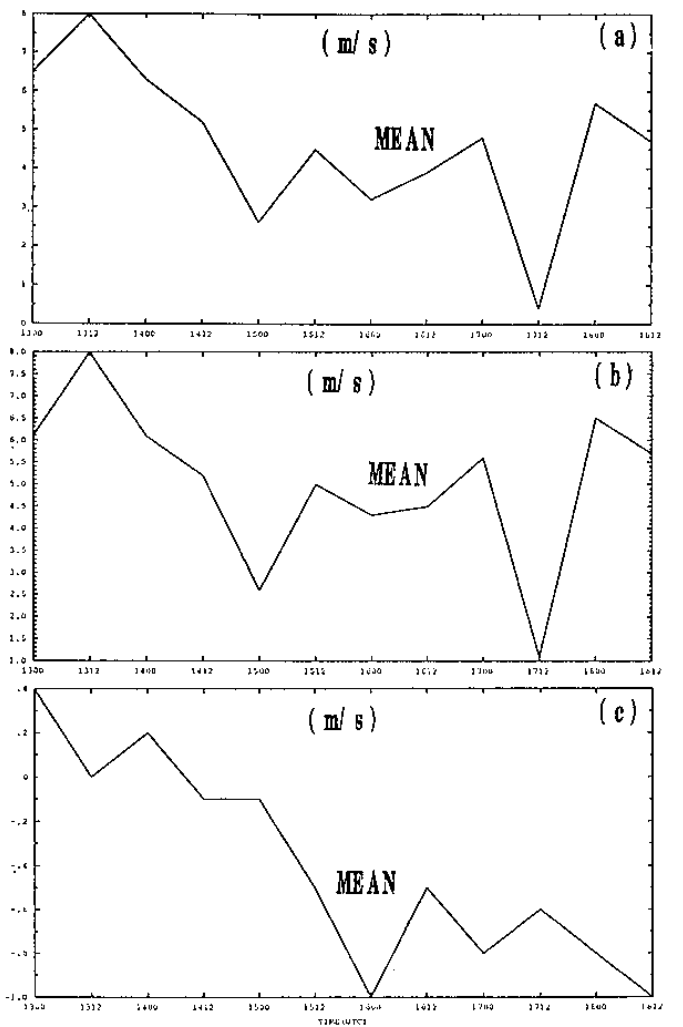


圖5.3: 瑪美颱風850hpa 水平經向風隨時間的變化 (a) 全量風 (b) 旋轉風 (c) 輻散風



散場情形，圖中自08/14/00 UTC以後共出現三個平均輻散量的極大值，分別是在形成熱帶性低氣壓前12小時、熱帶風暴形成時、颱風生成時，隨後減弱為 $\sim 2.2 \times 10^6 \text{ J/s}$ ，與850hpa於末期出現輻散的現象相配合。圖5.6a顯示850hpa的平均渦度值自08/13/00 UTC以負值出現，08/14/00 UTC以後則一直呈現正值增大的趨勢；圖5.6b顯示200hpa的平均渦度值自08/13/12 UTC時出現最強的負渦度值後，一直都維持在 $\sim -10 \times 10^6 \text{ J/s}$ 左右，直到08/17/12 UTC時出現正渦度值，而此時瑪美已達颱風的強度。

#### (六) 能量收支

在過去的研究中如 Smagorinsky(1963)、Wiin-Nielsen(1968)、Chen & Wiin-Nielsen(1976)、Krishnamurti & Ramanathan(1982)及 Krishnamurti & Surgi(1983)認為任何一種尺度的天氣系統內必然存在有能量上傳遞，基本上是透過垂直運動場與溫度場間的互動關係將大氣中的可用位能(Available Potential Energy, APE)傳遞至水平運動場中並轉換為水平方向輻散風的動能(Kinetic Energy, KE)，再透過輻散風與旋轉風的交互作用將輻散風的動能轉換成旋轉風的動能，且在整個過程結束時輻散風動能不變，只有旋轉風動能的增加與可用位能的減少。為了瞭解中高緯度熱帶氣旋的能量收支情形，本文中採用 Krishnamurti 等人(1982)的方法以下列公式計算：

每一網格的可用位能(P)與輻散風動能( $K_\chi$ )間轉換項的主要貢獻量：  

$$\langle P, K_\chi \rangle = - \int_{(1000 \text{ hpa 到 } 100 \text{ hpa})} (\omega d\Phi / dp) dp$$

每一網格的輻散風動能( $K_\chi$ )與旋轉風動能( $K_\psi$ )間的轉換項主要貢獻量：

$$\langle K_\chi, K_\psi \rangle = f \cdot \nabla \psi \cdot \nabla \chi$$

(850 hpa 與 200 hpa)

圖5.7是各能量間的轉換功率的最大值與平均值隨時間的變化情形，其中圖5.7a顯示可用位能與輻散風動能間的轉換功率，無論是最大值或平均值都是在熱帶風暴生成前24小時出現第一次極大值( $\sim 200 \times 10^6 \text{ watt}$ )，在熱帶風暴生成時出現第二次極大值( $\sim 400 \times 10^6 \text{ watt}$ )，而當瑪美的強度持續增強的同時，可用位能與輻散風動能間的轉換功率也一直在增大。圖5.7b及圖5.7c分別是850hpa及200hpa上輻散風動能與旋轉風動能間轉換功率的最大值與平均值隨時間的變化情形，其中850hpa上最大值的第二次極大較可用位能與輻散風動能間的最大轉換功率的第一次極大出現時間約落後24小時；最大值的第二次極大較可用位能與輻散風動能間的最大轉換功率的第二次極大出現時間約落後36小時；200hpa上的情形大致相同，惟其轉換功率的最大值較850hpa高出很多，而平均值則差不多。圖5.7d及圖5.7e分別是850hpa上輻散風動能與旋轉風動能的最大值與

平均值隨時間變化的情形，圖中顯示旋轉風動能的最大值與平均值隨著時間一直有增加的趨勢，而輻散風動能的最大值與平均值隨著時間變化大致上是一直保持穩定的趨勢。綜合上述能量的計算結果，在瑪美颱風這個個案中證明了能量轉換過程確實符合前述的理論，即大氣中的可用位能先轉換為水平方向輻散風的動能，再由輻散風的動能轉換成旋轉風的動能，在整個過程中輻散風扮演媒介的角色其動能大致不變，只有旋轉風動能的增加與可用位能的減少。

## 六、總結

在本研究中，我們以JTWC的年度報告，就發生於西北太平洋 $20^\circ \text{N}$ 以北地區的熱帶氣旋在統計上做發生頻率、強度及發生位置的分析；並利用ECMWF包括1000hpa $\sim$ 100hpa共七層的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 北半球網格點客觀分析資料，針對瑪美颱風(MAMIE 8510)的個案，就其生成發展的綜觀環境、羅士培半徑、與能量收支等方面做詳細的個案診斷分析。本文中所獲的結果有下列幾點：

#### (一) 統計分析方面

1. 在1975 $\sim$ 1990年期間共有442個熱帶氣旋在西北太平洋海域發生，平均每年大約有27.6個個案。
2. 同時期發生在西北太平洋 $20^\circ \text{N}$ 以北的海域的熱帶氣旋則有56個，佔總個案數的12.7%，且似乎有每隔3 $\sim$ 4年呈現較高發生頻率的現象。
3. 西北太平洋 $20^\circ \text{N}$ 以北海域所生成的熱帶氣旋多集中在七 $\sim$ 九月間出現，其中又以八月份的發生頻率最高，約佔該類熱帶氣旋個案總數的44.6%，較七、九兩月份的百分比多出兩倍左右。似乎可以說明在該海域生成的熱帶氣旋可能有其適當的時機。
4. 從統計數字上來看，在此區域生成的熱帶擾動有很大的潛力足以發展到熱帶風暴以上的強度。

#### (二) 綜觀環境分析方面

1. 除了低層的季風槽與副熱帶高壓脊線東伸在風場上提供瑪美颱風生成所需的水平切變與輻合外，15 $\sim$ 20m/s的西南湧動(Surge)亦扮演重要的角色。
2. 全量風的緯向風在熱帶性低氣壓形成前12小時及熱帶性風暴形成時均有增強的現象，而經向風的增強則大約落後12 $\sim$ 24小時。
3. 將水平風分解為輻散風及旋轉風後，發現全量風的變化趨勢則與旋轉風的變化趨勢一致，大體上是由旋轉風所貢獻的。
4. 平均相對濕度隨時間一直有增加的情形，當熱帶性低氣壓形成時達到最大(93%)。

#### (三) 診斷分析方面

1. 隨著時間的增加，對流調節的作用增加，大氣的穩定度也因而增加， $R_m$ 與 $R_d$ 均隨之變小

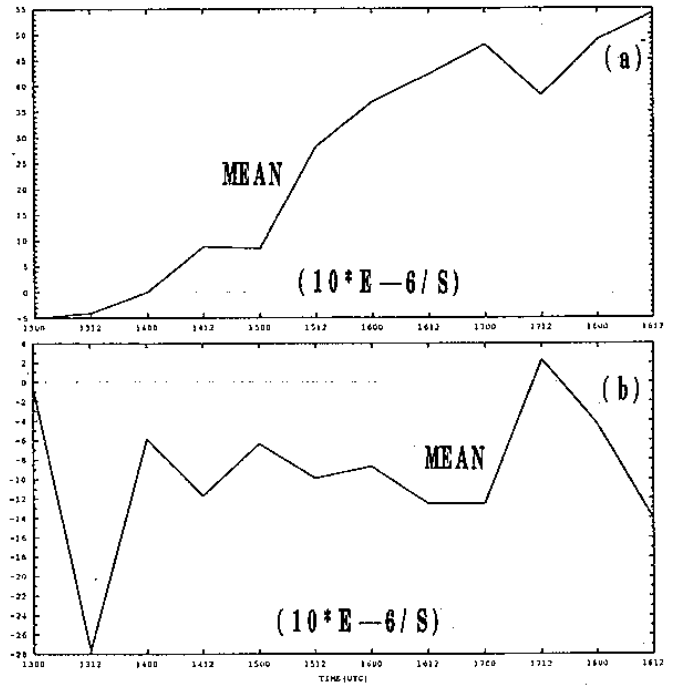
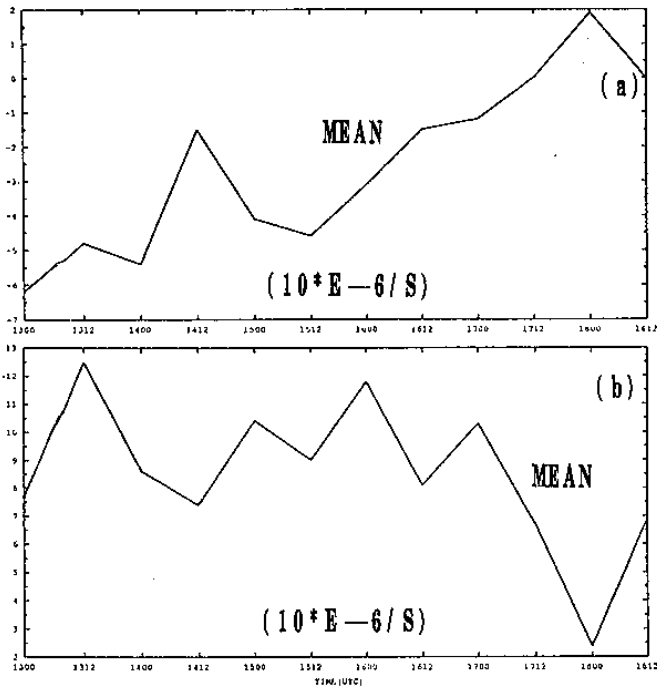


圖5.5: 瑪美颱風的平均輻散場隨時間的變化情形  
(a) 850hpa (b) 200hpa

圖5.6: 瑪美颱風的平均溫度場隨時間的變化情形  
(a) 850hpa (b) 200hpa

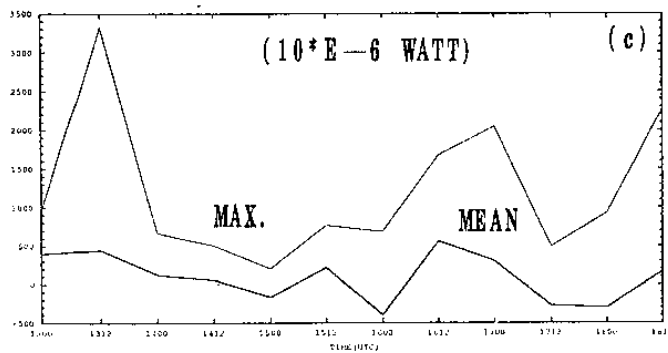
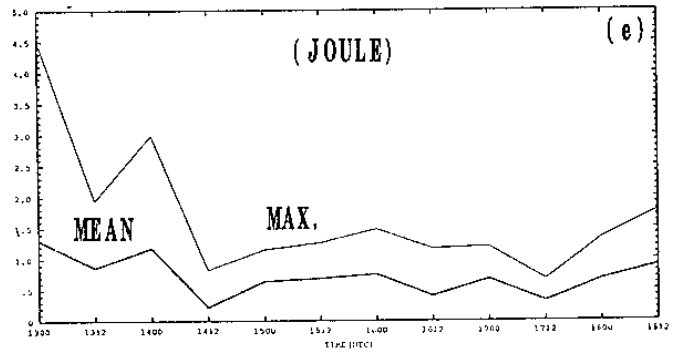
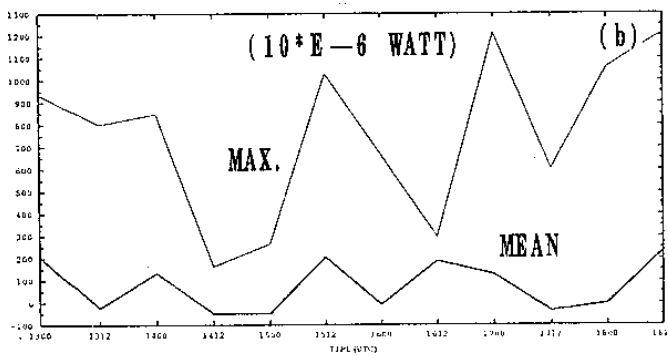
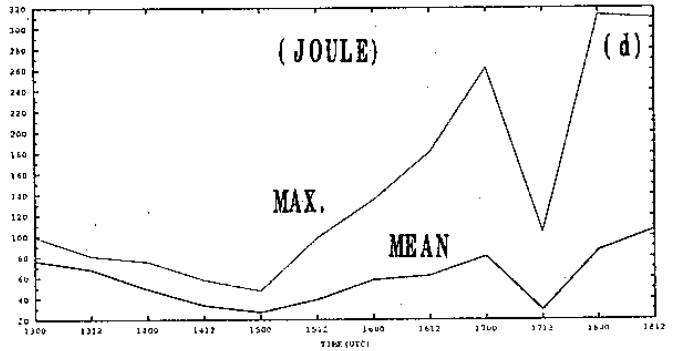
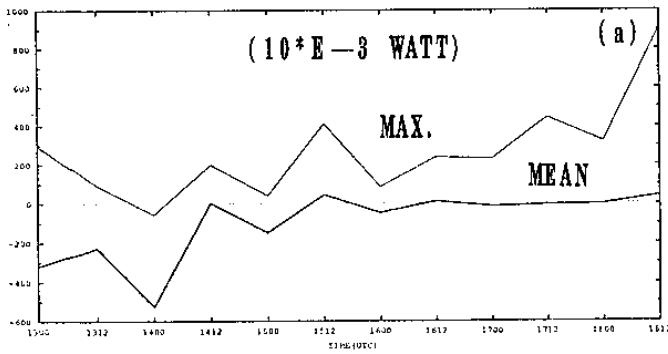


圖5.7: 瑪美颱風各能量及能量間轉換功率最大值與平均值隨時間的變化情形  
(a) 可用位能轉換為輻散風動能的功率  
(b) 850hpa 輻散風與旋轉風動能轉換的功率  
(c) 200hpa 輻散風與旋轉風動能轉換的功率  
(d) 850hpa 旋轉風動能  
(e) 850hpa 輻散風動能

- ，使得尺度大於 $R_m$ 的環流風場易於向氣壓場做調節，同時對尺度小於 $R_m$ 的對流系統而言，若外圍環流增強，又有動量輸送進入小尺度環流中，則小尺度的氣壓場將迅速的向風場做調節。
2. 雖然科式參數會隨著系統北移而增大，羅士培變形半徑理因隨之減小，但因為 $R_m$ 範圍內的對流調節作用較強，相當位溫遞減率也較大而使得 $R_m$ 減少的較慢；而 $R_d$ 則是因為位溫的垂直變化很小，因此使得 $R_d$ 較 $R_m$ 遞減的為快。
  3. 平均垂直速度與平均輻合量一樣，都是在熱帶性低氣壓生成前36小時出現第一次上升及輻合的極大值，與Zehr(1992)所提之 Early Convective Maximum類似。
  4. 可用位能與輻散風動能間的轉換功率，無論是最大值或平均值都是在熱帶風暴生成前24小時出現第一次極大值，再在生成時出現另一次更大的極大值，而當瑪美的強度持續增強的時，可用位能與輻散風動能間的轉換功率也一直在增大。
  5. 850 hpa上輻散風動能與旋轉風動能最大值的第二次極大較可用位能與輻散風動能間的最大轉換功率的第二次極大出現時間約落後24小時；最大值的第二次極大較可用位能與輻散風動能間的最大轉換功率的第二次極大出現時間約落後36小時；200 hpa上的情形大致相同，惟其轉換功率的最大值較850 hpa高出很多，而平均值則差不多。
  6. 大氣中的可用位能先轉換為水平方向輻散風的動能，再由輻散風的動能轉換成旋轉風的動能，在整個過程中輻散風扮演媒介的角色其動能大致不變，只有旋轉風動能的增加與可用位能的減少。

## 參考文獻

- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1241-1255.
- Chen T. C. and A. C. Wiin-Nielsen, 1976: On the kinetic energy of the divergent & nondivergent flow in the atmosphere. *Tellus*, 486-497.
- Endlich, R. M., 1967: An iterative method for altering the kinematic properties of wind fields. *J. Appl. Meteor.*, 6, 837-844.
- Frank, W. M., 1977a: The structure and energetics of the tropical cyclone, I: Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1119-1135.
- Frank, W. M., 1977b: The structure and energetics of the tropical cyclone, II: Dynamics and energetics. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1136-1150.
- Gill, A. E., 1982: Spontaneously growing hurricane-like disturbances in a simple barocline model with latent heat release. *Topics in Atmospheric and Oceanographic Science, Intense Atmospheric Vortices*, ed. by Bengtsson / Lighthill

- , Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 111-129.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700.
- Gray, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 234, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 121pp.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 155-218.
- 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.
- Joint Typhoon Warning Center, 1975~1990: Annual tropical cyclone report. Guam, Mariana islands.
- Krishnamurti, T. N. & Y. Ramanathan, 1982: Sensitivity of monsoon onset of differential heating. *J. Atmos. Sci.* 39, 2088-2095.
- Krishnamurti, T. N. & N. Surgi, 1983: Observational aspects of summer monsoon. The northern summer monsoon.
- 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, 250pp.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiment with the primitive equation, I: The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99-165.
- Ooyama, K. V., 1969: Numerical simulation of life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 26, 3-40.
- Wiin-Nielsen, A., 1968: On the intensity of the general circulation of the atmosphere. *Rev. Geophys.* 6, 559-579.
- Zehr, R. M., 1992: Tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. NOAA technical report NESDIS 61, Washington, D. C., 181 pp.
- 中央氣象局, 1990: 颱風百問, 中央氣象局, 台北, 75頁。
- 日本氣象廳, 1975-1990: 東亞印刷天氣圖, 東京, 日本。
- 任立渝, 1993: 八十二年預報技術作業規範專輯, 中央氣象局, 台北, 71-91頁。
- 李清勝, 1988: 颱風之生成和發展, *大氣科學*, 16, 3, 237-252。
- 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*, 16, 1, 95-116。

# Case Study of the Genesis and Development of Tropical Cyclone North of $20^{\circ}$ N in the Western North Pacific

Yeu-woo Lin      Long-nan Chang

Central Weather Bureau      National Central University

## ABSTRACT

Statistics of the tropical cyclone genesis north of  $20^{\circ}$  N was compiled based on JTWC reports from 1975 to 1990, the location, frequency and intensity of the tropical genesis is discussed. The result of a case study of Typhoon MAMIE(8510), using ECMWF data is presented, we concluded that the monsoon trough, the southwest surge and the subtropical ridge have great connection with tropical genesis. The results also showed that both vertical velocity and horizontal convergence have a maximum value, took place 36~48 hours before tropical depression formation, which is also found by Zehr(1992). For the energy budget study, we saw the first maximum conversion from available potential energy to the kinetic energy of the divergent wind, 24 hours before tropical storm formation, and the first kinetic energy conversion maximum between divergent wind and rotational wind took place about 24 hours after the first maximum conversion between the available potential energy and the kinetic energy, and the divergent wind play a role as a "catalyst" during the energy conversion since its final kinetic energy remain unchanged. We also proposed that the moist/dry Rossby radius of deformation are helpful to interpret the genesis and development of a tropical cyclone in this paper.