

中央氣象局
氣象技術報告彙編

八十七年度委託研究計畫成果報告 (一)
國內



交通部中央氣象局

中華民國八十九年五月
May 2000

中央氣象局委託研究計畫成果報告

颱風路徑可預報度之探討

A Potential Vorticity Diagnosis of Typhoon Track

計畫類別：☒國內☐國外

計畫編號：CWB 87-2M-01

執行時間：86年7月1日至87年6月30日

計畫主持人：郭鴻基

執行單位：台灣大學大氣科學系

中華民國八十七年六月三十日

摘要

颱風是一個局部渦度集中類似泰勒柱(Taylor column)的系統，因此我們可將颱風視為幾近剛體並為大尺度的環境流場所帶動，即是所謂駛流的概念。然而駛流至今尚無明確的定義，而且哪些高度的動力在主宰颱風的運動也是眾說紛紜。駛流的決定在傳統上是對颱風做環狀深對流平均，例如 Chan and Gray (1982) 以距颱風中心 $5^{\circ} - 7^{\circ}$ 、850-300mb 的環狀深對流平均得到與颱風運動有最佳相關；Franklin (1996) 將颱風中心附近的水平風場作垂直氣壓權重平均後可解釋 80% 大西洋的 24 小時颱風運動。然而這些方法是經驗法則無法做太多動力上的探討。

在絕熱且無摩擦的情況下，位渦這個物理量將會是保守的，若再給予適當的邊界條件，我們可由位渦的分布反演求得三維的風場及溫度場資料。位渦反演的技術已被證實在了解中緯度及大尺度的動力上非常有用，並且也愈來愈常被用在熱帶地區。因此我們使用 Davis (1992) 發展出的片段位渦反演技術 (Piecewise Potential Vorticity Inversion Technique) 來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻。使用 Shapiro (1996) 之軸對稱基本場定義，反演的結果顯示西太平洋道格颱風 (1994) 的運動主要是由低層流場所主宰，初期是高層位渦擾動的貢獻大，而末期則是低層位渦擾動重要。在位渦擾動的貢獻方面，高低層位渦擾動皆幾乎貢獻在低層流場。並且我們也將高低層位渦擾動對颱風的運動的貢獻度作量化的討論。片段位渦擾動的結果亦顯示道格颱風主要受到太平洋高壓的主宰。然而同樣的方法應用在不同路徑形式的賴恩颱風卻較不理想，因此將來在運用此技術時要考慮颱風周圍大尺度流場的明顯程度。

我們亦使用了 Wu and Emanuel (1995) 的季節平均基本場於道格颱風之片段位渦反演上，研究顯示兩種基本場的結果基本上是一致的。但使用季節平均場所需要的切割數較多，討論高低層位渦擾動的貢獻時較不易。

這些研究的方法皆是首次運用在西太平洋颱風個案上，最終便是希望之後能對西太平洋的颱風運動有較定量的了解，並且能協助未來進行飛機觀測或數值運算實驗之用。

第一章、前言

1.1 颱風運動的概念

颱風是一個局部渦度集中垂直偶合相當好的三維渦旋，通常位處於一個均勻的大尺度背景流場。由眾多的觀測及理論顯示颱風運動與大尺度背景流場有相當密切的關係。因此傳統上有所謂的駛流的概念，即在考慮颱風如一泰勒柱(Taylor column)，熱帶氣旋的運動是被大尺度的環境流場所驅使。

而理論上我們可以將全部的风場分為三部份（如圖 1）：對稱於颱風中心的渦旋（即颱風本身的環流）、大尺度均勻環境流場（也就是所謂的駛流）、及非軸對稱的部份（即颱風北北東方的反氣旋式渦旋及南南西方的氣旋式渦旋）。此非軸對稱部份，可以由颱風環流和行星渦度梯度或大尺度環流交互作用所產生(Chan and Williams, 1987)，這部份非軸對稱流場在我們要使用之資料並無法被解析出來。對稱的渦旋對於颱風的運動沒有貢獻，因此颱風的實際運動是由大尺度環境流場及非軸對稱的部份的相疊加的結果。然而在實際的個案中我們無法區分出這三個部份，而熱帶海洋地區又相當缺乏觀測資料，因此如何定義出駛流場，並區隔出颱風渦旋，是一件相當困難的事。而事實上，至今對於駛流場的定義尚無定論。諸如哪一高度層是最佳的駛流層？環狀平均該如何定義？還有要以那個高

並非足以代表颱風的環境流場。

Franklin et. al.(1996)研究 1982-1992 十年大西洋的颱風個案，發現颱風運動與取距中心半徑 3° (約 333 公里) 之深對流平均 (DLM, Deep Layer Mean) 流場有非常好的相關，並且這樣的駛流場定義可解釋超過 90% 的颱風運動。

1.2.2 位渦概念(PV thinking)與反演原理之應用

位渦包含了三維的熱力及動力資訊。Hoskins et al. (1985) 對等熵面上的位渦的運用有相當詳細的說明，並指出位渦有下列重要的物理性質：(1) 保守原理：在無摩擦與非絕熱的情況下位渦會保守；(2) 反演原理：在適當的平衡動力及邊界條件下，可由已知的位渦分佈反演求得其伴隨之平衡風場及溫度場。

對於位渦的概念及其反演，即方程式(4)、(5)及其變數(q 、 Φ 、 Ψ)可以與電磁學中的參數及方程式作物理上的相似，如表一。位渦(q)就如同電磁學中之點電荷(ρ)：位渦的存在會伴隨著所屬的風場及溫度場的存在；而在空間中有點電荷的存在，便會產生所屬之電場(E) (Griffiths, 1989)。而流方程(Ψ)及重力位(Φ)可分別表示成水平風場(v)及溫度場(θ)之旋度及梯度；電位(V)則是電場的梯度。位渦可表示成 Ψ 及 Φ 的函數，再加上 Ψ 及 Φ 滿足非線性平衡方程，因此配合邊界條件，由已知的位渦分佈可以反演求得風場及溫度場，即所謂的位渦反演原理；在物理上，點電荷及其電位滿足包桑方程(Poisson equation)，因此由已知的電荷分佈及適當的邊界條件，同樣可以反

而位渦反演理論運用在颱風運動方面，Wu and Emanuel (1995ab，後面簡稱為 WEM) 是最先將片段位渦反演技術運用在颱風運動的研究上。他們取季節平均值當作基本場，利於做不同颱風個案間的探討，在非線性平衡的條件下反演求得每個位渦擾動片之貢獻。而其颱風平流流場(advection flow)定義為除去颱風本身的正位渦擾動後的位渦擾動場反演所得的通過颱風中心之瞬時流場。他們研究 1991 及 1992 年大西洋颱風 Bob(1991)、Ana(1991)、及 Andrew(1992)共三個個案結果顯示前述之定義非常接近實際颱風運動，並且瞭解高層與低層位渦擾動對於颱風運動的貢獻皆重要。

接著，Shapiro (1996) 則提出將對颱風中心作環狀平均後的風場當作是基本場，如此的定義與颱風個案本身較有相關，也符合颱風這樣一個幾近對稱的渦旋，並且此平均風場對於駛流的求取不會有貢獻。Shapiro 研究 1985 年大西洋颱風 Gloria 個案，此個案擁有非常高解析度的風場及溫度資料，幾乎是有最詳盡資料的颱風個案。分析結果顯示 Gloria 颱風中心處於兩個較弱且相反旋轉的非軸對稱流場中間，並且取反演後通過颱風中心 1000-100 百帕之深對流平均流場則與實際運動 (6.2 m/s) 約小 1.0 m/s，可解釋約 5/6 的颱風運動。並且藉由片段位渦反演技術的幫助，得知對於 Gloria 颱風運動的主要貢獻來自於以颱風中心半徑 1000 公里，500 百帕以上圓柱形的位渦擾動。

1.3 研究動機

第二章、公式及原理

2.1 颱風運動動力方程

傳統上研究渦旋的運動是利用非輻散正壓模式，所使用的渦度方程為：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{v}_\psi \cdot \nabla(\zeta + f) = 0$$

上式即為絕對渦度保守方程。其中 ζ 為相對渦度， $\bar{v}_\psi$ 為非輻散風， f 是科氏常數。

然而 Shapiro and Ooyama(1990)指出渦旋的移動和發展在淺水模式中當深度僅有 1 公里時不太受到輻散項的影響。但當流體的深度越厚時，輻散項的貢獻則不可忽略，此時使用位渦(PV)這個保守的物理量將最恰當。

利用位渦來診斷天氣系統的想法不僅是因為保守性（在無摩擦及無非絕熱情況下）與反演兩種特性外，並且更吸引注意的是它能給我們某一特殊位渦擾動所相關之風場及溫度場擾動，即所謂的片段位渦反演(Piecewise PV Inversion)。因此我們希望藉由位渦的這些特性，使用位渦來診斷颱風運動。

隨著風場與溫度場間的平衡條件之不同，目前有兩種位渦反演

$$\nabla^2\Phi = \nabla \cdot (f \nabla\Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2\phi} \left(\frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi^2} - \frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda\partial\phi} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi\partial\lambda} \right) \dots\dots\dots(2)$$

其中 Φ 是重力位， Ψ 是流函數， a 是地球半徑， ϕ 是緯度， λ 是經度。

將 EPV 表示成高度場及流函數的函數，再加上非線性平衡方程，則可由 EPV 反演求得平衡之高度場及風場，並利用這兩種資訊進一步診斷颱風運動。詳細的 EPV 位渦反演方法將於下兩小節說明。

2.2 全部位渦反演(Total EPV Inversion)：

若假設風場為非輻散風下 ($\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla\Psi$)，及靜力平衡近似

($\theta = -\frac{\partial\Phi}{\partial\pi}$)，則(1)式可改寫成：

$$q = \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2\Psi) \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2\phi} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\lambda\partial\pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\phi\partial\pi} \right] \dots\dots\dots(3)$$

為求數學上的精簡討論，上面的(2)、(3)式可以算子符號表示如下 (Shapiro, 1996)：

側邊界條件則是事先給定 (prescribe)，如同觀測值：

$$\left. \frac{\partial \Phi}{\partial s} \right|_L = 0, \quad \left. \frac{\partial \Psi}{\partial s} \right|_L = 0$$

其中 L 表示側邊界(Lateral Boundary)。

並以觀測的重力位場資料當作是反演的初始猜測值。

2.3 片段位渦反演(Piecewise PV Inversion)

若將各變數 (Φ, Ψ, q) 分解成基本場 (以變數上之橫槓表示) 及擾動場 (以變數上之斜撇表示) 兩部份：

$$\Phi = \overline{\Phi} + \Phi' \dots\dots(7)$$

$$\Psi = \overline{\Psi} + \Psi' \dots\dots(8)$$

$$q = \overline{q} + q' \dots\dots(9)$$

而基本場 $\overline{\Phi}, \overline{\Psi}, \overline{q}$ 亦滿足非線性平衡(4)、(5)式，即：

$$\nabla^2 \overline{\Phi} = \nabla \cdot (f \nabla \overline{\Psi}) + B(\overline{\Psi}, \overline{\Psi}) \dots\dots(10)$$

$$\overline{q} = L(\overline{\Phi}) + Q(\overline{\Psi}, \overline{\Phi}) \dots\dots(11)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \nabla^2 \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \Psi'_i) + B(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Psi'_i) + B(\Psi'_i, \bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi') \dots\dots\dots (15) \\ q'_i = L(\Phi'_i) + Q(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Phi'_i) + Q(\Psi'_i, \bar{\Phi} + \frac{1}{2} \Phi') \dots\dots\dots (16) \end{array} \right.$$

將位渦的擾動場分解成許多小片（即 q'_i ），並將 q'_i ， (Φ', Ψ') 及 $(\bar{\Phi}, \bar{\Psi})$ 代入上述之方程組可反演求得各小段位渦擾動（ q'_i ）所相對應的重力位擾動場及流函數擾動場（ Φ'_i, Ψ'_i ），各小段位渦擾動貢獻之線性疊加結果便是全部位渦擾動的貢獻，亦即：

$$\begin{aligned} q' &= \sum_i q'_i \\ \Phi' &= \sum_i \Phi'_i \\ \Psi' &= \sum_i \Psi'_i \end{aligned}$$

而垂直及側邊界條件與初始猜測值如同全部位渦反演。

片段位渦反演的技術在 Davis (1992) 中有更為詳細的評估。利用此套反演工具我們可以求得某片特殊位渦擾動所對應之溫度及風擾動場，進而瞭解此段位渦對於某特定之天氣系統之貢獻程度。

WEM 及 Shapiro(1996)曾成功地將此片段位渦反演技術應用在大西洋的颱風運動診斷上。這兩作者之反演方法將於第三章中詳加敘述。

(2) 空間平均：

- Shapiro(1996)研究 1985 年 Gloria 颱風使用軸對稱平均之風場當作是其基本場，因此風場基本場對颱風運動沒有貢獻而對颱風運動有影響的則完全為擾動場的部份，而使用片段位渦反演方法所求得之擾動風場則不需再加上風場基本場。
- 季(1997)研究道格颱風侵台時位渦通量及水汽通量的變化時，使用的是單一值的空間平均而非時間平均，避免因時間平均後颱風移經的路徑上方為一片較低的高度平均場，而這單一空間平均值在其研究期間內變動不大，使得各時間的基準能達到一致。然而其單一值的空間平均並非滿足(10)式，而省略了(10)式中的 $B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi})$ 以及 f 的梯度，即僅滿足地轉平衡： $\bar{\Phi} = f_0 \bar{\Psi}$ 。

總而言之，基本場與所要研究的天氣系統甚至於想探討的因素有關，因此在使用片段位渦反演技術時要特別小心基本場的定義。

帕之位溫擾動場)，及低層(L)包括 250 百帕及以下的位渦擾動（也包含 925 百帕之位溫擾動）。而低層(L)又再區分為颱風渦漩(LS)，這部份是主觀地決定颱風中心附近幾個網格點，以及扣除颱風渦漩之低層環境位渦擾動(LE)。將前述之三部份位渦擾動代入片狀位渦擾動的公式反演求得各自所對應之平衡風場。颱風中心為 LS 反演出之流場中風速趨近於零的那點，稱為平衡中心(balanced vortex center)。而 WEM 對於颱風運動的定義為通過颱風中心的氣候值(Mean)加上低層環境(LE)及高層(U)三部份反演的風場（即 Mean+LE+U）。

(b) 處理流程

1. 由(1)式算位渦場，並做重力位場及位渦場之氣候平均：

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{(1)} q_{obs}$$

$$\Phi_{obs}, q_{obs} \xrightarrow{Time\ Average} \bar{\Phi}, \bar{q}$$

2. 將氣候平均之位渦場帶入(4),(5)式做全部位渦反演並以氣候平均重力位場當初使猜測值，得到平衡之重力位及流函數氣候場：

$$\bar{q} \xrightarrow[\bar{\Phi} \text{ as a guess}]{(4),(5)} \bar{\Phi}_{NB}, \bar{\Psi}_{NB}$$

$$\text{and } \bar{q} = q_{Mean}$$

(a) 方法

Shapiro 定義基本場為軸對稱平均的風場，這樣的定義不需如同 WEM 得主觀地將颱風挖去，而且這樣的基本場對駛流的求取不會造成影響。颱風中心附近剩下不對稱的弱位渦擾動，符合準平衡 (quasigeostrophic) 的範疇。

Shapiro 研究 1985 年大西洋颱風 Gloria 個案，利用高解析度的風場及溫度場資料算三維位渦分佈，再經由全部位渦反演(4)，(5)式求得三維之平衡重力位分佈(Φ)。由於颱風是一個幾近對軸對稱的渦旋，且在做位渦反演時風場是假設非旋轉風，因此定義軸對稱流函數基本場為風場基本場，即對流函數做環狀平均：

$$\bar{\Psi} = \frac{1}{2\pi r} \oint \Psi r d\theta$$

如此不論是以通過颱風中心的瞬間風場為駛流場，或用環狀平均場當作駛流場基本場都不會有貢獻。流函數擾動定義則如同(7)式。

重力位基本場則是考慮颱風中心附近為梯度風平衡方程即（註，重力位基本場之求解請見附錄）：

$$\nabla^2 \hat{\Phi} = \nabla \cdot (f_0 \nabla \bar{\Psi}) + B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi}) \dots (17)$$

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{(2)} q_{obs}$$

2. 將觀測位渦場代入方程組(4),(5)做全部位渦反演，並以觀測流方程場為初始猜測值，求得達非線性平衡之高度場及流函數：

$$q_{obs} \xrightarrow[\Psi_{obs} \text{ as a guess}]{(4),(5)} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

3. 對流函數做環狀平均當作流函數基本場，並由式(8)求得流函數擾動場：

$$\Psi_{NB} \xrightarrow{\text{Circular Average}} \bar{\Psi} \xrightarrow{(8)} \Psi'$$

4. 重力位基本場則是透過梯度風平衡(17)式求得，再由(7)式求出重力位擾動場：

$$\bar{\Psi} \xrightarrow{(17)} \hat{\Phi} \xrightarrow{(7)} \Phi'$$

5. 將高度基本場及流函數基本場代入方程式(18)求得位渦基本場，

中的第二個步驟改為：

2. 將觀測位渦場代入方程組(4),(5)做全部位渦反演，並以觀測重力位場為初始猜測值，求得達非線性平衡之重力位場及流函數：

$$q_{obs}, \Phi_{obs} \xrightarrow{(4),(5)} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

步驟 1 及 3-7 與 3.1.2(b)一樣。颱風中心使用局部位渦極大值。而颱風之運動則是使用環狀平均而非通過颱風中心瞬時之風場（原因請見後文之討論）。

我們並將 WEM，Shapiro(1996)及本研究之資料與研究方法之比較整理成表二。

3.2 深對流平均

定義深對流平均 DLM（Deep Layer Mean）為：

$$DLM = \frac{\int_{P_1}^{P_2} V dP}{\int_{P_1}^{P_2} dP}$$

第四章、 資料

4.1 資料簡介

(a) 道格颱風個案：

使用 1994 年 8 月 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) /ADVANCED 的全球資料，其水平解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，垂直共使用 11 層包括：1000、925、850、700、500、400、300、250、200、150、100 百帕，時間則是選用 00Z 和 12Z。使用的水平資料範圍： 105°E - 150°E ， 6°N - 51°N 。所選用的變數為：重力位 (geopotential)、風場 (u, 東西向風；v, 南北向風)、溫度。而道格颱風個案分析的時間由 8 月 4 日 00Z 至 9 日 00Z。

由於後面的研究中需要做 1994 年 7 月至 9 月的季節平均，而現有 EC 資料中僅有 EC/BASIC 資料，因此 7 月及 9 月此兩個月是使用 EC/BASIC 資料。此資料之水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直層數、時間解析度及使用變數、水平資料範圍皆與前述之 EC/ADVANCED 資料相同。

將高解析度的 EC/ADVANCED 資料作全部位渦反演時無法得到收斂的解，而原因可能是高解析度的資料解析到較為中小尺度的現象使得求解過程中雜訊過多，因而無法收斂，亦有可能是因自由度

道格颱風在 8 月 2 日 07Z 成為熱帶低壓(TD)，然後快速地於 3 日 18Z 增強為颱風(TY)，接下來的 48 小時系統持續地以每日 40 海哩的速度增強，直到 5 日 18Z 達其最大強度，之後便緩慢地削弱。

在掃過台灣的東北角後，道格先轉向北北東方前進，在 9 日 06Z 時道格減弱成熱帶氣旋(TS)，最後於 12 日 00Z 於上海附近消散。

(b) Ryan 颱風

賴恩颱風在關島聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, GUAM, 後文中皆簡稱為關島) 的記錄中，是第一個在南中國海生成並發展成超強颱風的個案。颱風沿著反方向傾斜的季風槽 (reverse-oriented monsoon trough) 以 S 形的軌跡移動。另外有兩個颱風—奧斯卡及寶莉也都在這反方向傾斜的季風槽線中形成與賴恩連成一帶。

9 月 13 日季風槽從東南亞延伸到南中國海，此時賴恩還是一個熱帶擾動，直到 15 日 12Z 他變成一個熱帶低壓，16 日 00Z 形成熱帶氣旋。在 16 日到 19 日之間，賴恩先緩慢地向北走，接著轉向西方緩慢行進，接著在 19 日轉彎，並在 06Z 增強為颱風。在 20 日時賴恩轉向東北東方並加速行進，同時也持續增強中。直到 21 日 18Z 他達到最大強度(67m/sec)並掃過台灣的南方，再加速行進，最後以東北向向日本接近。

在 1978 到 1995 年之間在 37 個 S 形軌跡的颱風個案中有 25 個 (68%) 颱風當時是位於反方向傾斜的季風槽線旁。Lander(1996)說明

4.5 颱風之位渦分佈

由 EC 資料的風場、溫度場資料求得道格及賴恩颱風逐日之各等壓面上位渦場的分佈，颱風在位渦圖中呈現等值線密集的位渦極大值區與其他區域有明顯地分別（未圖示）。基本上，這兩個颱風的位渦分佈在 300 hPa 以下垂直分佈非常一致為位渦極大值區，250 hPa 以上的高度則無法辨識出位渦極大區，亦即颱風的環流結構以位渦的結構來區分的話可以分為 300 hPa 及以下之正位渦密集區(q'_L ，亦包括 100 hPa 之位溫擾動)，以及 250 hPa 及以上颱風高層外流區(q'_U ，亦包括 1000 hPa 之位溫擾動)³，高低層位渦的分法與 WEM 相同。因此後面之片段位渦擾動的高低層即採用前述定義。

³ $q'_T = q'_U + q'_L$ 。 q'_T ：1000-100 hPa 全部位渦擾動。

與實際颱風運動有最佳的相關。我們並計算其與實際颱風的向量誤差值，結果如表三。表三顯示向量平均誤差為每日約 177 公里。

Carr & Elsberry(1990)定義環境平均流場與颱風實際運動兩者之差為傳播向量(propagation vector, V_p)，即 $V_p = V_c - V_s$ (V_c 是颱風實際運動向量， V_s 是環境平均流場) 他們認為這個向量可能可以用來衡量渦旋運動與基本環境流場的偏離程度及方向。然而Franklin(1990)認為颱風實際的運動與傳統方法之向量的差值與特定的求取過程較有關而較沒有物理含意。本文採用 Franklin (1990)的觀點不將此誤差稱為傳播向量。

圖 4a 則是前述方法求得的颱風運動向量和實際運動的時間序列圖，此圖亦顯示傳統方法與實際運動很接近，然而不如前人之研究，在 0400-0700 (0400 表示 4 日 00Z，後文以此推之) 時傳統方法皆偏向實際運動的左方，僅在 0800-0900 時偏向右方。

5.2 非線性平衡場

將全部位渦反演得到的平衡高度場與觀測高度場做比較，圖 5 中顯示全部位渦反演的結果顯示不論是單日或是季節平均大尺度的流場皆近似於非線性平衡。

由逐日之非軸對稱 1000-100 hPa 深對流平均非線性平衡風場(圖 6) 顯示基本上颱風主要受到東方之反旋式流場之導引效用，並且在颱風行進的方向之兩側各有相對之渦旋存在，右方為前述之巨大反旋式渦旋，左方則有較小的氣旋式渦旋。而東方之巨大的反旋式渦

5.3.1 基本場與擾動場的分佈

流方程基本場是軸對稱（圖 8a），因此風場基本場也會軸對稱，對於以通過颱風中心或用環狀平均風場來估計颱風運動時，風場基本場都不會有貢獻。重力位基本場（圖 8b）則是由(17)式求得，重力位基本場滿足梯度風平衡，在颱風中心附近幾乎是軸對稱的。位渦基本場（圖 8c）是由流方程與重力位基本場透過(18)式求得，位渦基本場並非完全地軸對稱，在颱風中心附近是對稱的，然而中心以外則包含有行星渦度梯度（即 f ）的效應。若是將位渦基本場直接由位渦場作環狀平均求得，則因未將 f 的效應包含進去，使得颱風北方的位渦擾動過大，而南方的位渦擾動過小，反演的結果颱風將向東移動（圖 9）。

5.3.2 全部位渦擾動片反演

表四即將片對位渦反演的風場對颱風中心作 2° 、 $2^\circ-4^\circ$ （即 3° ）、 4° 、 $4^\circ-6^\circ$ （即 5° ）、 6° 的環狀平均的結果，表中誤差量值最小值出現次數最多的為 4° 環狀平均，在 11 個時間的誤差平均上也是以 4° 環狀平均的量值為最小，大約是每日有 161 公里的誤差值，比使用傳統平均的每日約 177 公里的誤差值（ $5^\circ-7^\circ$ 的結果）略小，但比使用非線性平衡風場的每日 153 公里誤差（ 4° 的結果）略大。平均誤差以通過颱風中心的風場為最大（每日 398 公里）， 2° 環狀平均次之（每

將高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演之向量圖(如圖 13)而其量化結果則整理為表四, 圖 13 及表五顯示了六種向量關係的結果。將圖表中的每個向量以二個大寫英文字母表示, 前一個字母代表位渦擾動片, 後一個字母代表不同高度的流場: T 表示全部, U 表示高層, L 表示低層。每個向量符號詳細說明如下:

UU: q'_U 對高層流場的貢獻

UL: q'_U 對低層流場的貢獻

UT: q'_U 對整個流場的貢獻

LU: q'_L 對高層流場的貢獻

LL: q'_L 對低層流場的貢獻

LT: q'_L 對整個流場的貢獻

TU: q'_T 對高層流場的貢獻

TL: q'_T 對低層流場的貢獻

TT: q'_T 對整個流場的貢獻

而這九種向量之間共有六種關係式即:

$$TU = UU + LU$$

$$TL = UL + LL$$

$$UT = UU * w_U + UL * w_L$$

$$LT = LU * w_U + LL * w_L$$

$$TT = TU * w_U + TL * w_L$$

$$TT = UT + LT$$

表五即為這九個向量六種關係式的整理。表中每一直欄(有兩

的流場在初期主要是由 q'_U 所主宰，然後 q'_U 對低層流場的影響逐漸減弱，同時 q'_L 對低層流場的貢獻逐漸增強，至颱風末期低層流場反而由 q'_L 所主宰。

$$(3) \quad UT = UU * w_U + UL * w_L$$

探討 q'_U 分別對高低層流場的貢獻程度。表一中 $UU * w_U$ 欄的值遠大於 $UL * w_L$ 欄的值尤其是愈到末期，即表示在所有時間 q'_U 主要是貢獻於低層流場，對於高層流場的貢獻量極少。

$$(4) \quad LT = LU * w_U + LL * w_L$$

與(3)相對， q'_L 亦可分解為對高層流場及低層流場的貢獻程度。表一中所有時間 $LU * w_U$ 欄的值皆遠大於 $LL * w_L$ 欄的值，因此道格颱風的 q'_L 最主要貢獻於低層流場，對於高層流場則幾乎完全沒有貢獻。

$$(5) \quad TT = TU * w_U + TL * w_L$$

q'_T 對整個流場的貢獻可分解為 q'_T 對高層流場的貢獻與 q'_T 對低層流場的貢獻。由表五的數據顯示 q'_T 主要貢獻於低層流場並隨時間略微變大，同時對高層流場的貢獻則隨時間略微變小。觀察(3)與(4)中位渦擾動對於高層與低層流場的貢獻量，可以發現與此結果是一致的。再者， $TL * w_L$ 欄的數字遠較 $TU * w_U$ 欄大表示低層流場在颱風運動上扮演比高層流場較重要的地位。

至 0900 的高低層片段位渦反演結果是否透露出颱風轉向的訊息。由於 0812 及 0900 以 6° 半徑平均結果最佳（表三），因此這兩時間則改用此半徑作平均。圖 13（0800）及圖 14 顯示在 0800 至 0900 期間 TL 向量由原本的西北向轉變成東北向，由於 TL 向量在此時是受到 LL 向量之主宰，因此 LL 向量也有同樣的結果。因此在我們的片段位渦反演中可清楚地瞭解道格颱風的轉向是受到低層位渦擾動的影響。

5.3.4 特定位渦擾動片段反演

使用片段位渦反演當作診斷颱風運動的最大好處就是可以將位渦擾動切割成各片，並可單獨反演求得各位渦擾動片的貢獻，而且結果可做線性疊加。前一小節已經探討高低層位渦擾動片對道格颱風運動的貢獻。此小節將討論其他特定位渦擾動片的影響。

5.3.4.1 半徑約為 1000 公里之圓柱形位渦擾動片

Shapiro(1996)研究 1985 年 Gloria 颱風發現距颱風中心半徑為 10° 以內，500 hPa 以上的圓柱形位渦擾動片反演之通過颱風中心的流場最為接近實際颱風運動，量值僅差 1.0m/s 約可解釋 5/6 的颱風運動。然而大於此半徑的位渦擾動對颱風運動的貢獻則幾微。仿照 Shapiro(1996)但改為 1000-100hPa 的垂直圓柱形位渦擾動作片段位渦反演，反演的結果顯示運動方向接近，量值卻很小（圖 15）。表示

5.4 季節基本場

選取 0700 這個時間的資料改用 1994 年 7-9 月的季節平均場當作是片段位渦反演的基本場（圖 5：重力位基本場，圖 17：位渦基本場）做反演。使用季節平均場做片段位渦反演時，如同 3.1 節所敘述，必須要將颱風的渦漩（即 LS）去除，在本個案 LS 的範圍是 17°N - 25°N ， 120°E - 128°E ，即 $8^{\circ}\times 8^{\circ}$ 之正方形區域，如圖 18 所顯示這樣的區域恰好能包括道格颱風的渦漩。LS 經由片段位渦反演所得到的流場幾乎是軸對稱於颱風中心的流場（圖 19），通過颱風中心的向量量值相當小（圖 20 中之 LS 向量）與 WEM 之結果符合。

如同 WEM 之方法，繪出通過颱風中心瞬間的各平衡風場分量（符號用法請參見 3.1 節），並且定義 Mean、U、LE 三個位渦擾動所反演得的 1000-100 hPa 的深對流平均平均流場的疊加，即圖 20 中的 Mean+U+LE 為其所謂的平流向量（advection vector）。然而若是將片段反演後的深對流平均風場仿照傳統方法做環狀平均，如圖 20b 所示，會發現環狀平均的結果比 WEM 他們所認為的通過颱風中心瞬時的流場（圖 20a）結果要更好，LS 向量也較小。

圖 21a 是高層位渦擾動（U，與本文之相同 q_u ）反演得高層流場，颱風為於東邊的反旋式渦漩及西邊的氣旋式渦漩的中間，受到此兩渦漩的流場向北的作用。U 反演得的低層流場（圖 21b），颱風則是位於北方巨大反旋式渦漩的南方受其導引向西方運動。

低層環境位渦擾動(LE)反演得的高層流場（圖 22a）是一個於颱

利用傳統的環狀平均方法，由圖 23a 的結果顯示直接用環狀平均的結果除了 2000 以外大致上還不錯，颱風的運動皆在實際運動的右方。而 2.5° - 5° ，850-200 hPa 環狀深對流平均觀測風場所得到的 5 個時間（2100-2200）的平均誤差約為每日 107 公里（表六）。接著，便是利用非線性平衡風做環狀平均的結果（圖 23b）顯示除了 2012 以外颱風的運動與實際運動非常接近，大致上與傳統方法一致都偏在實際運動的右方。而 5° ，700-100 hPa 環狀深對流平均非線性平衡風的 5 個時間的平均誤差為每日 133 公里（表六）。最後，則是利用片段位渦反演再反演一次，結果（圖 23c）顯示除了 2100 到 2200 還差強人意外，20 日的結果非常地不好，角度的誤差很大。颱風運動則變成偏向實際運動的左方。以上的結果顯示在此個案使用傳統方法及非線性平衡場的結果大致良好，但在使用片段位渦反演時，尤其是在颱風在比較南方時，結果非常不好。

我們並不十分的明確瞭解上述結果的原因，但由逐日的不對稱的非線性平衡場（圖 24），颱風在 20 日大致是在北方的槽線及東方的小型反旋式氣旋之間，而這不對稱的反旋式氣旋系統在觀測高度場中並不明顯相當弱，直到 21 日以後颱風才較為進入北方的槽線旁，而同時東方的小型反旋式氣旋也拉長成東北-西南走向，而嘗試反演北方較為北方的渦度擾動片並未改善 20 日颱風運動的求取（未圖示），因此推論可能是在 21 日以後駛流的效應較為明顯，此時使用軸對稱基本場來做片段位渦反演才會比較合適。

與大尺度環境流場間的關係。而使用非線性平衡場做環狀平均得到的道格及賴恩颱風運動比直接使用觀測場來得佳。

位渦反演工具最大的優點便是可以用來研究各位渦擾動片的影響，並且各擾動的貢獻可做線性疊加。目前較高階的平衡流場(Rossby number 大於接近於 1 者)，例如溫帶氣旋及颱風所使用的是 Davis(1992)所發展的片段位渦反演工具(Piecewise PV Inversion Technique)。本研究便是使用此工具來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻，而基本場主要是仿照 Shapiro(1996)的軸對稱基本場。對道格颱風運動而言，各位渦擾動片的研究結果顯示：道格之運動主要是由低層流場所主宰，而低層流場同時受高低層位渦擾動的影響，初期高層(q'_U)重要，末期則是低層(q'_L)重要。高層流場則是幾乎由高層位渦擾動所影響。在位渦擾動的貢獻方面，高層位渦擾動幾乎貢獻於低層流場，而低層位渦擾動也是主要貢獻於低層流場。仿 Shapiro(1996)以距颱風中心半徑為 10° ，1000-100 hPa 之垂直圓柱狀位渦擾動片的反演結果，卻透露大於此圓柱區域之位渦擾動片的重要性，也就是說不同於 Shapiro(1996)的大西洋個案，我們發現位渦擾動在大於 10° (約 1100 公里)的區域之分布也是十分重要。最後則是將非軸對稱 1000-100hPa 深對流平均非線性平衡風場逐日圖(圖 6)中與颱風東側之巨大反旋式渦旋有關的位渦擾動片(應該就是太平洋高壓的一部份)做位渦反演，0700 之反演結果顯示此渦旋是最主要影響颱風運動的系統。以上的結果不僅顯示使用片段位渦反演以軸對稱風場為基本場可以成功地運用在太平洋的颱風個案上，並且可以將高低層的位渦擾動作量化的探討(如表五)，及其他特殊位渦擾動片對颱風運動的影響。而 Shapiro(1996)僅分析大西洋 Gloria 颱風的一個時間個案，本文則是研究了道格颱風的整個颱風階段

們的研究發現以這些修改過的初始條件來做模式的初始化的確對 1993 年 3 月 14 日在墨西哥灣的超級氣旋(superstorm)之初期快速加深及路徑有明顯的改進。因此此研究顯示在測站較缺乏的地區，可利用現有的觀測資料使用片段位渦反演方法來改進短期 NWP 模式的初始條件。同樣地，Davis and Emanuel(1991)也提及利用反演技術來瞭解模式對初始條件誤差的敏感度。除了模式初始化過程外，位渦反演也能提供數值模式之其他診斷，例如 Bresky and Colucci(1996)之利用片段位渦反演研究旋生過程，發現更精確地解析對流層近乎不連續的位渦分佈，及適當地處理對流層內之潛熱釋放可以大幅度地改善 NWP 的結果。

道格颱風是太平洋颱風第一個利用片段位渦反演，量化得到的高低層位渦擾動對颱風運動的貢獻。我們希望這些高低層位渦擾動及流場對颱風運動的貢獻程度，能夠協助未來太平洋地區無人飛機觀測實驗，並且也能提供模式中 bogus 颱風時各高度的量值比例之參考。

圖說

表一：位渦的概念與電磁學的相似性。電磁學方程式摘自 Griffiths(1989)。

表二：WEM, Shapiro(1996)以及本研究之資料與研究方法之比較。

表三：道格颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用 EC 資料作 5° - 7° , 1000-100hPa 環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中, center 代表通過颱風中心瞬時的風, 2° ...等表示以距颱風中心 2° ...等做 1000-100hPa 環狀深對流平均。最下兩列為 11 個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之 6 小時最佳路徑。

表四：同表三，但是以軸對稱基本場求取之颱風運動的誤差。

表五：將位渦擾動分為高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演(以軸對稱風場為基本場)所得的各個向量的貢獻度的總表。向量符號及貢獻量的計算法請見文章內容。

圖 1：理想的颱風風場可區分為三部分：(a)對稱於颱風中心的渦漩，(b)大尺度均勻環境流場，及(c)非軸對稱部份。摘自 Elsberry(1995, fig. 4.14)。

圖 2：利用 EC 資料求得的局部位渦極大值定義出的颱風中心(S 形符號，實線，時間以細體表示)，(a)道格颱風(網格資料： $2^{\circ} \times 2^{\circ}$)，(b)賴恩颱風($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)。關島 6 小時最佳路徑以颱風符號表示並連以虛線而時間以粗體表示。

圖 3：距颱風中心 5° - 7° 環帶狀平均觀測風場隨氣壓的變化(以道格颱風 0700 為例)。

圖 4：道格颱風之 (a) 距颱風中心 5° - 7° , 1000-100hPa 環帶狀深對流平均觀測風，(b) 距颱風中心 4° , 1000-100hPa 環狀深對流平均非線性平衡風，(c) 將經片段位渦反演(軸對稱基本場)所得的風場做距颱風中心 4° , 1000-100hPa 環狀深對流平均之時間序列圖(0400-0900)。虛線：實際颱風運動(量值請見表三)。

圖 16：特殊區域位渦擾動片之反演，分別為：(1) 120°E - 150°E ， 10°N - 50°N ，(2) 120°E - 150°E ， 10°N - 40°N ，(3) 120°E - 140°E ， 10°N - 50°N ，(4) 120°E - 140°E ， 10°N - 40°N ，反演所得之風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環帶狀深對流平均。圖中 Total 代表 q_T 反演的結果，而 Piece 則代表標題之區域反演之結果。

圖 17：1994 年 7-9 月位渦季節平均基本場(Mean) (a) 150hPa，(b) 700hPa。單位：0.01PVU。

圖 18：仿照 WEM 之方法定義出 LS(即與颱風環流有關的位渦擾動，以 500hPa 為例) 方框的範圍為 17°N - 25°N ， 120°E - 128°E ，而圖中顯示此 $8^{\circ}\times 8^{\circ}$ 方框已經幾乎包圍住正位渦密集區(亦即颱風環流)。單位：0.01PVU。

圖 19：LS(圖 18 中的方框區域)經由片段位渦反演的流場，(a) 150hPa，(b) 700hPa。

圖 20：仿 WEM 將 Mean+LE+U 反演的 (a) 為通過中心風場，及做 (b) 4° ，1000-100hPa 環狀深對流平均。GUAM：實際颱風運動。Mean+LE+U 即為 WEM 之平流向量(advection vector)。

圖 21：同圖 10，但使用季節平均場。

圖 22：同圖 11，但使用季節平均場且位渦擾動片改用低層環境位渦擾動(LE)。

圖 23：同圖 4，但為賴恩颱風個案，時間為 2000-2200，且使用的是 5° ，700-100hPa 環狀深對流平均。

圖 24：同圖 6，但為賴恩颱風，颱風時間為 2000-2200，且使用的是 5° ，1000-100hPa 環狀深對流平均。

- drowpwindsonde datasets. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 68-84.
- Fulton, S. R., W. H. Schubert, and S. A. Hausman, 1995: Dynamical adjustment of mesoscale convective anvils. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3215-3226.
- Griffiths, D. J., 1989: *Introduction to electrodynamics*, 2nd ed., Prentice-Hall.
- Guinn, T. A., and W. H. Schubert, 1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3403.
- Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. 2d ed. Wiley, 477pp.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Huo, Zonghui, D.-L. Zhang, and J. Gyakum, 1998: An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 superstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 424-436.
- Kuo, H.-C., and S.-W. Chen, 1993: Semigeostrophic invertibility experiments with TAMEX data. *TAO*, **4**, 179-200.
- Lander, M. A., 1996: Specific tropical cyclone track types and unusual tropical motions associated with a reverse-oriented monsoon trough in the western North Pacific, *Weather and Forecasting*, **11**, No. 2, 170-186.
- Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 147-162.
- _____, P. E. Ciesielski, D. E. Stevens, and H.-C. Kuo, 1991: Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley Circulation. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1493-1509.
- _____, _____, C. Lu, and R. H. Johnson, 1995: Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2941-2952.
- Shapiro, L. J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.
- _____, and K. V. Ooyama, 1990: Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.
- _____, and J. L. Franklin, 1995: Potential vorticity in Hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1465-1475.
- _____, 1996: The motion of hurricane Gloria: A potential vorticity diagnosis. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2497-2508.
- Thorpe, A. J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J.*

Physical Analogue	
EPV in Atmospheric Sciences	Electrostatics
q (potential vorticity)	ρ (charge density)
$\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla \Psi$ (horizontal velocity) $\theta = -\frac{\partial \Phi}{\partial \pi}$ (potential temperature)	$\mathbf{E} = -\nabla V$ (electric field)
Ψ (stream function) Φ (geopotential)	V (electric potential)
Nonlinear elliptical equation (invertibility) $\begin{cases} \nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + B(\Psi, \Psi) \\ q = L(\Phi) + Q(\Psi, \Phi) \end{cases}$	Poisson equation (invertibility) $\nabla^2 V = -\frac{\rho}{\epsilon_0}$

表一：位渦的概念與電磁學的相似性。電磁學方程式摘自

Griffiths(1989)。

time (day/hour)	GUAM 6h best track	Traditional	Nonlinear Balanced Flow					
		5-7 degree	center	2 degree	3 degree	4 degree	5 degree	6 degree
0400	5.15	1.81	5.39	2.92	2.60	2.46	3.19	2.71
0412	3.86	0.57	3.87	2.77	1.86	0.95	0.89	0.54
0500	6.77	3.33	4.83	3.89	3.35	3.11	4.03	3.49
0512	6.99	2.21	4.77	3.69	2.87	3.01	4.04	3.42
0600	6.24	3.40	7.17	3.97	2.03	1.02	3.42	2.06
0612	6.21	1.45	2.65	1.31	1.26	1.62	2.74	2.18
0700	6.07	2.29	3.29	2.24	1.12	1.00	2.49	1.74
0712	6.03	3.79	8.25	3.02	1.31	1.78	3.96	2.84
0800	5.04	1.91	8.42	2.64	2.45	2.29	2.37	2.29
0812	4.09	0.67	3.12	1.84	1.42	1.01	0.83	0.37
0900	4.09	1.14	4.92	1.87	1.43	1.19	1.42	0.12
m/s		2.05	5.15	2.74	1.97	1.77	2.67	1.98
km/day		177.21	445.29	236.90	170.53	152.69	230.78	170.98

表三：道格颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用EC資料作5-7度，1000-100 hPa環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中，center代表通過颱風中心瞬時的風，2 degree...等表示以距颱風中心2度...等做1000-100 hPa環狀深對流平均。最下兩列為11個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之6小時最佳路徑。

time(day/hr)	center	2 degree	3 degree	4 degree	5 degree	6 degree
0400	3.03	1.43	1.24	1.43	2.11	2.89
0412	3.19	2.34	1.55	1.00	0.78	1.13
0500	5.53	4.55	3.71	3.07	3.16	3.47
0512	7.03	5.13	3.95	3.33	3.27	3.50
0600	6.14	3.13	1.00	1.14	2.64	4.14
0612	2.84	1.96	1.49	1.26	1.76	2.29
0700	5.38	3.40	2.15	0.92	1.08	1.62
0712	6.72	3.01	1.04	1.28	2.31	3.40
0800	4.22	0.91	0.60	0.29	0.66	1.16
0812	2.16	3.64	3.19	2.74	1.97	1.36
0900	4.48	5.26	4.67	4.09	2.83	1.64
m/s	50.71	34.76	24.58	20.56	22.57	26.60
km/day	398.32	273.06	193.07	161.47	177.29	208.93

表四：同表三，但是以軸對稱基本場求取之颱風運動的誤差。

表二：WEM，Shapiro(1996)及本文資料與研究方法之比較

	Wu and Emanuel (1995)	Shapiro (1996)	本研究（以道格颱風個案為例）
平均場的定義	取 1991年7月至9月的氣候平均值(Mean)	以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場	同Shapiro
位渦擾動片段的分法	U（高層）：250 hPa及以上， L（低層）：300 hPa及以下， 而在作反演的時候必須扣除颱風中心附近的流場(LS)	500 hPa以上且半徑為1000公里的圓柱形位渦擾動片	q'_U （高層）：250 hPa及以上 q'_L （低層）：300 hPa及以下 q'_T （全部）： $q'_U + q'_L$
資料的種類	NMC資料，水平解析度 2.5度x2.5度	颱風中心為都卜勒雷達觀測資料，環境為 omega dropwindsone，水平解析度為由中心2.5公里至最外圍150公里	EC/ADVANCED資料1度x1度以每兩點取一點的方式所濾出的2度x2度資料
颱風的中心定義	平衡渦度中心（balanced vortex center）	其精密資料所分析出的颱風中心	局部位渦極大值
颱風運動之取法	將Mean+LE+U反演得的通過颱風中心的風場，並做850-500 hPa深對流平均後內插到平衡渦度中心的風場	前述之圓柱形位渦擾動片反演後通過颱風中心的1000-100 hPa深對流平均風場	將整個位渦擾動片反演所得的風場取距颱風中心4度（約440公里），1000-100 hPa環狀深對流平均。

表五. Display of miscellaneous vector weighting by applying Shapiro's axis-symmetric basic field in piecewise PV inversion technique

date	TU (1)		TL (2)		UT (3)		LT (4)		TT (5)		TT (6)	
	UU	LU	UL	LL	UU*wU	UL*wL	LU*wU	LL*wL	TU*wU	TL*wL	UT	LT
0400	1.32	-0.31	0.70	0.30	0.31	0.68	0.10	0.92	0.22	0.78	0.89	0.11
0412	1.16	-0.15	0.60	0.40	0.33	0.66	0.05	0.96	0.22	0.78	0.75	0.25
0500	1.01	-0.01	0.64	0.36	0.34	0.64	-0.02	1.04	0.25	0.74	0.75	0.25
0512	0.96	0.04	0.65	0.35	0.37	0.61	0.03	0.99	0.29	0.71	0.75	0.25
0600	0.96	0.04	0.46	0.54	0.38	0.61	0.07	0.94	0.29	0.70	0.63	0.37
0612	0.87	0.13	0.52	0.47	0.31	0.67	0.09	0.92	0.24	0.75	0.61	0.39
0700	0.80	0.19	0.34	0.65	0.27	0.71	0.06	0.96	0.18	0.82	0.44	0.56
0712	0.30	0.68	0.24	0.76	0.06	0.93	0.05	0.96	0.05	0.96	0.25	0.75
0800	0.90	0.09	0.36	0.64	0.17	0.82	0.03	0.99	0.16	0.85	0.42	0.58
0812	0.92	0.08	0.37	0.63	0.20	0.77	0.02	1.00	0.12	0.87	0.45	0.55
0900	1.18	-0.18	0.38	0.61	0.19	0.78	0.04	0.97	0.07	0.92	0.44	0.56

(1) $TU = UU + LU$

$wL = 68750 / (68750 + 25000)$

(2) $TL = UL + LL$

$wU = 25000 / (68750 + 25000)$

(3) $UT = UU * wU + UL * wL$

* wL, wU pressure weighting calculated by trapezoid method between 1000-400mb and 300-100mb

(4) $LT = LU * wU + LL * wL$

(5) $TT = TU * wU + TL * wL$

(6) $TT = UT + LT$

表五：將位渦擾動分為高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演（以軸對稱風場為基本場）所得的各個向量的貢獻度的總表。向量符號及貢獻量的計算法請見文章內容。

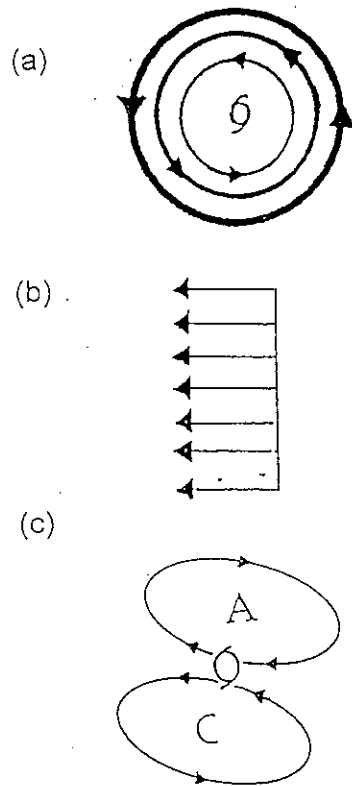


圖 1：理想的颱風風場可區分為三部分：(a)對稱於颱風中心的渦旋，(b)大尺度均勻環境流場，及(c)非軸對稱部份。
摘自 Elsberry(1995, fig. 4.14)。

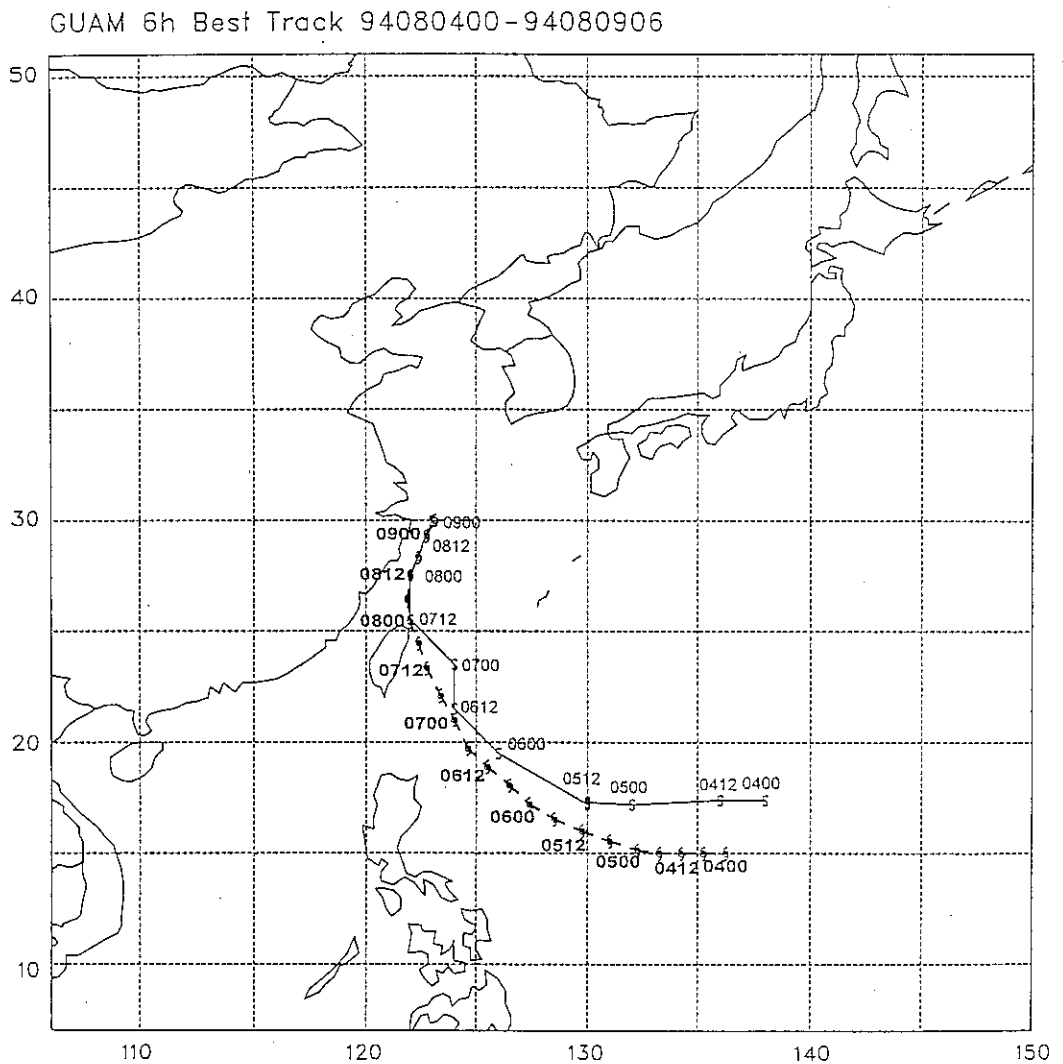


圖2：利用EC資料求得的局部位渦極大值定義出的颱風中心（S形符號，實線，時間以細體表示），(a)道格颱風(網格資料： $2^{\circ} \times 2^{\circ}$)。關島6小時最佳路徑以颱風符號表示並連以虛線而時間以粗體表示。

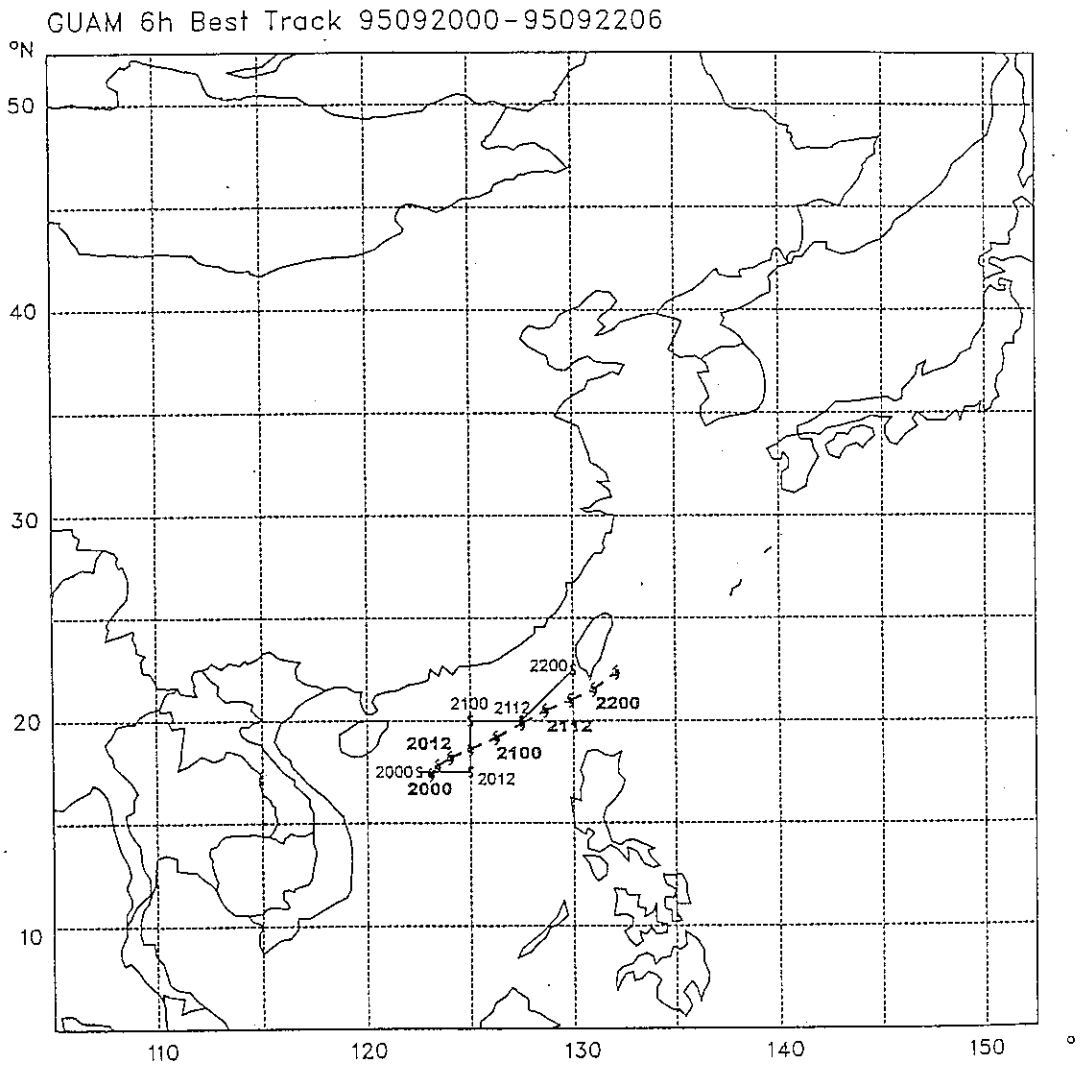


圖2：(續)，(b)賴恩颱風(2.5°x2.5°)。

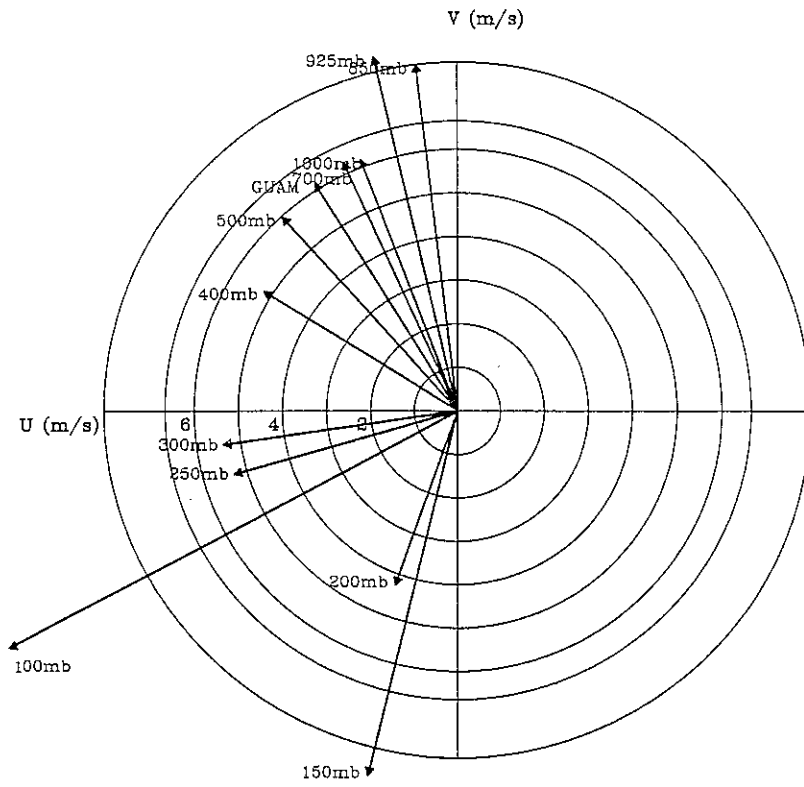
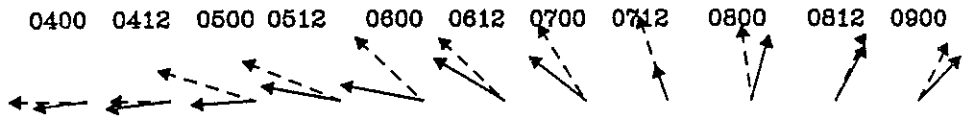
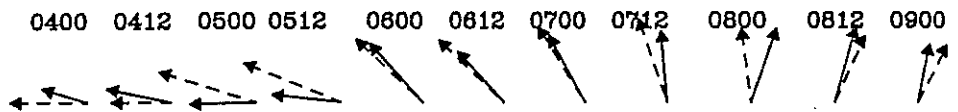


圖3：距颱風中心5-7度環帶狀平均觀測風場隨氣壓的變化
(以道格颱風0700為例)。

(a) Traditional method



(b) Nonlinear balanced flow



(c) Axial-symmetric basic state

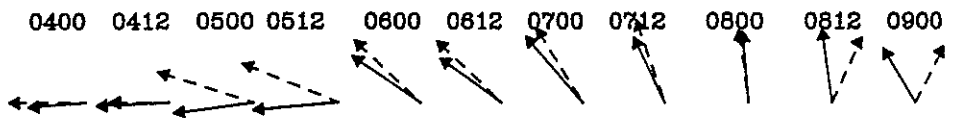
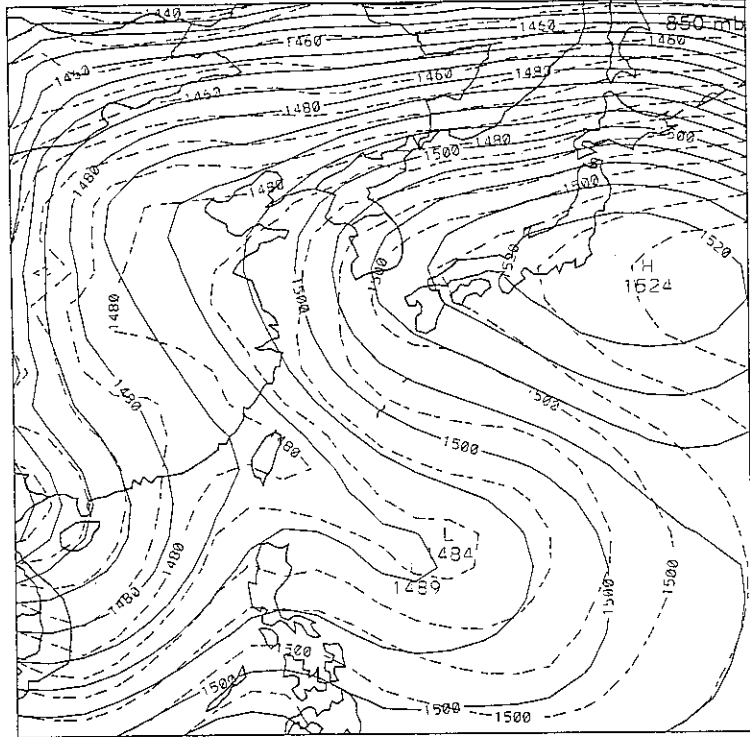


圖4：道格颱風之 (a) 距颱風中心 $5-7^\circ$ ，1000-100hPa環帶狀深對流平均觀測風，(b) 距颱風中心 4° ，1000-100hPa環狀深對流平均非線性平衡風，(c) 將經片段位渦反演（軸對稱基本場）所得的風場做距颱風中心 4° ，1000-100hPa環狀深對流平均之時間序列圖（0400-0900）。虛線：實際颱風運動（量值請見表三）。



94080700

BAL(SOLID) OBS(DASH)

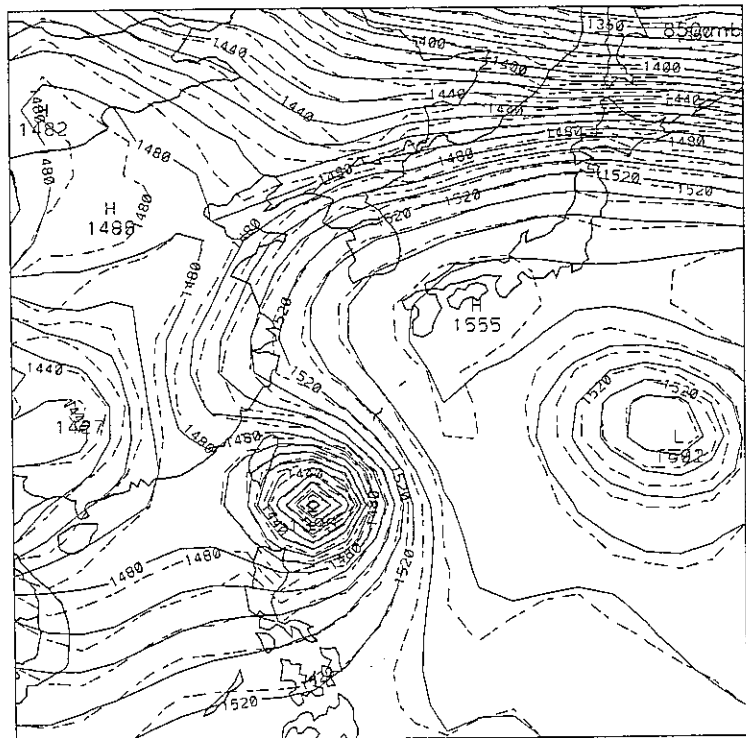


圖5：經由全部位渦反演所得1000-100hPa氣壓權重的非線性平衡重力位場。(a) 7-9月季節平均，(b) 0700。圖中實線為非線性平衡場，虛線為EC觀測場。單位：公尺。

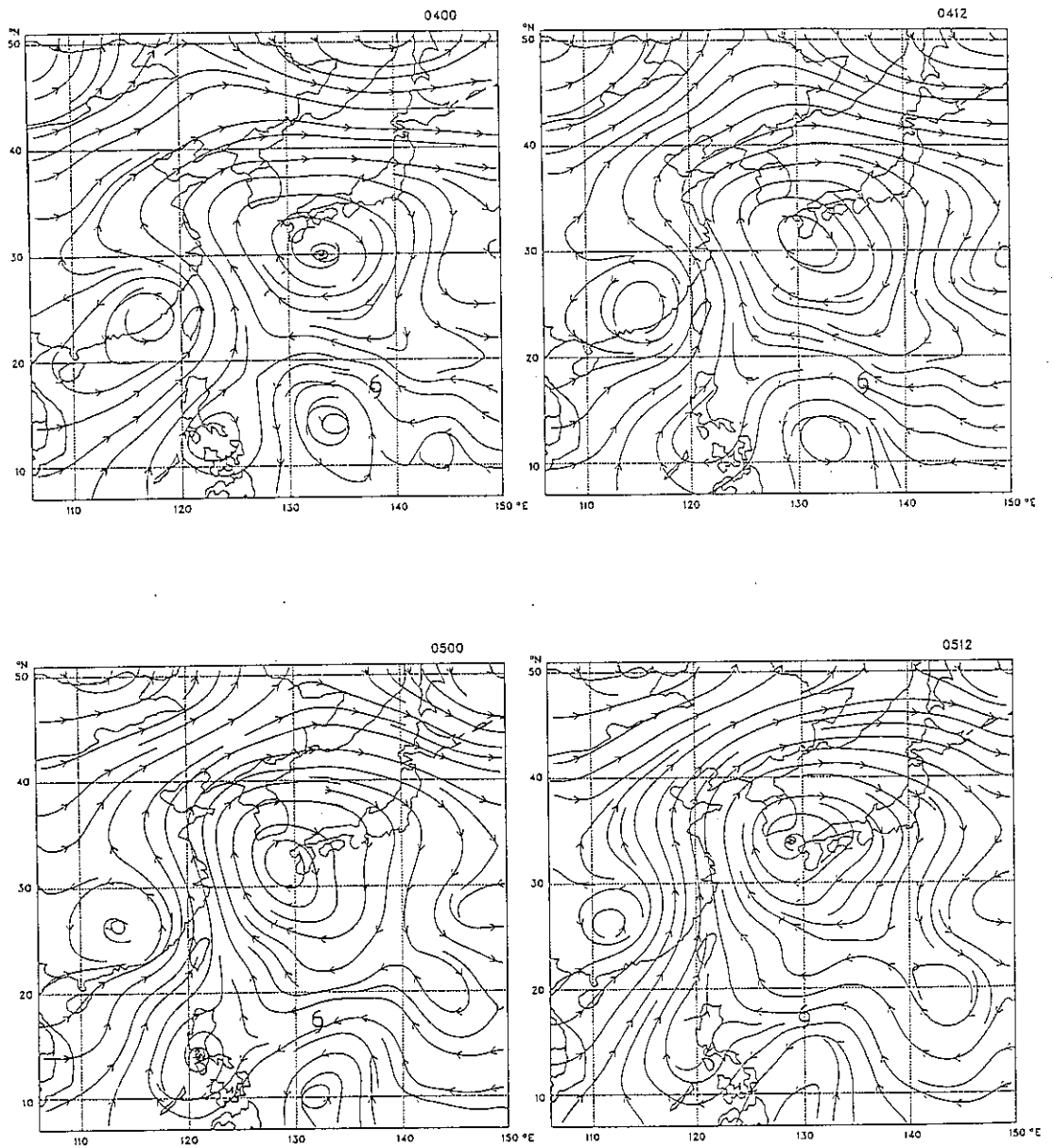


圖6：0700-0900逐日之非軸對稱1000-100hPa深對流平均的非線性平衡風場（非輻散風）。

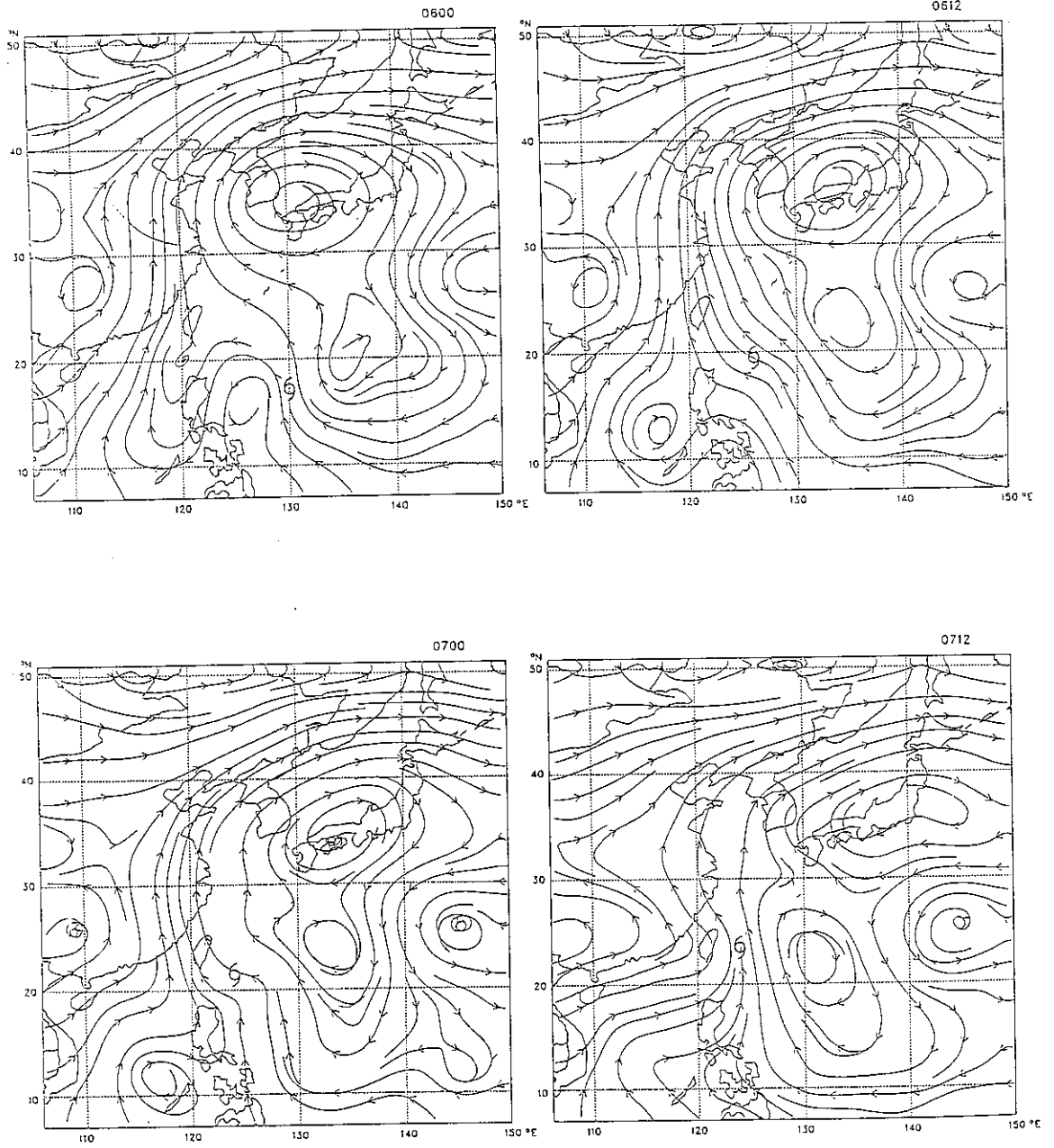


圖6：(續)

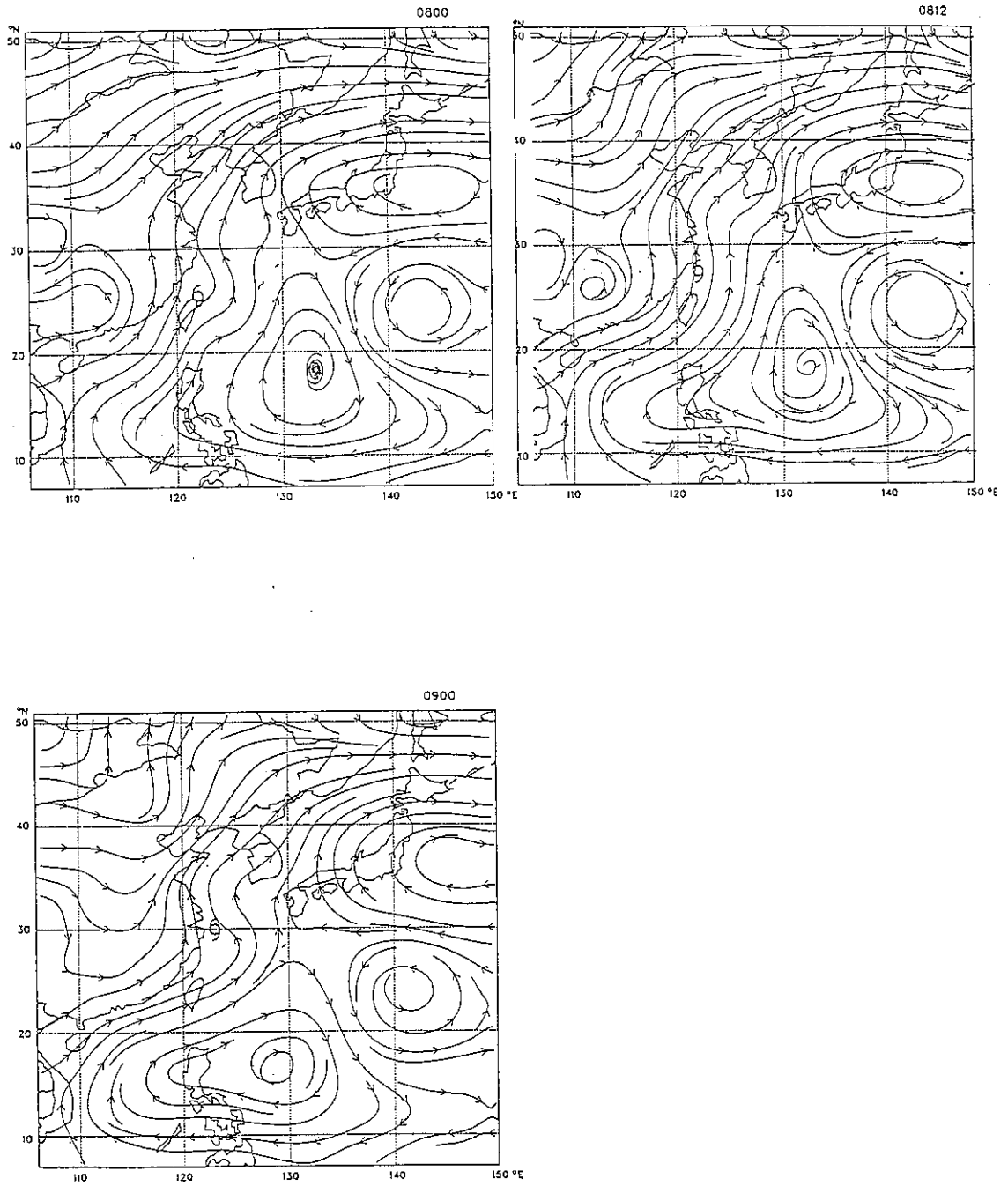


圖6：(續)

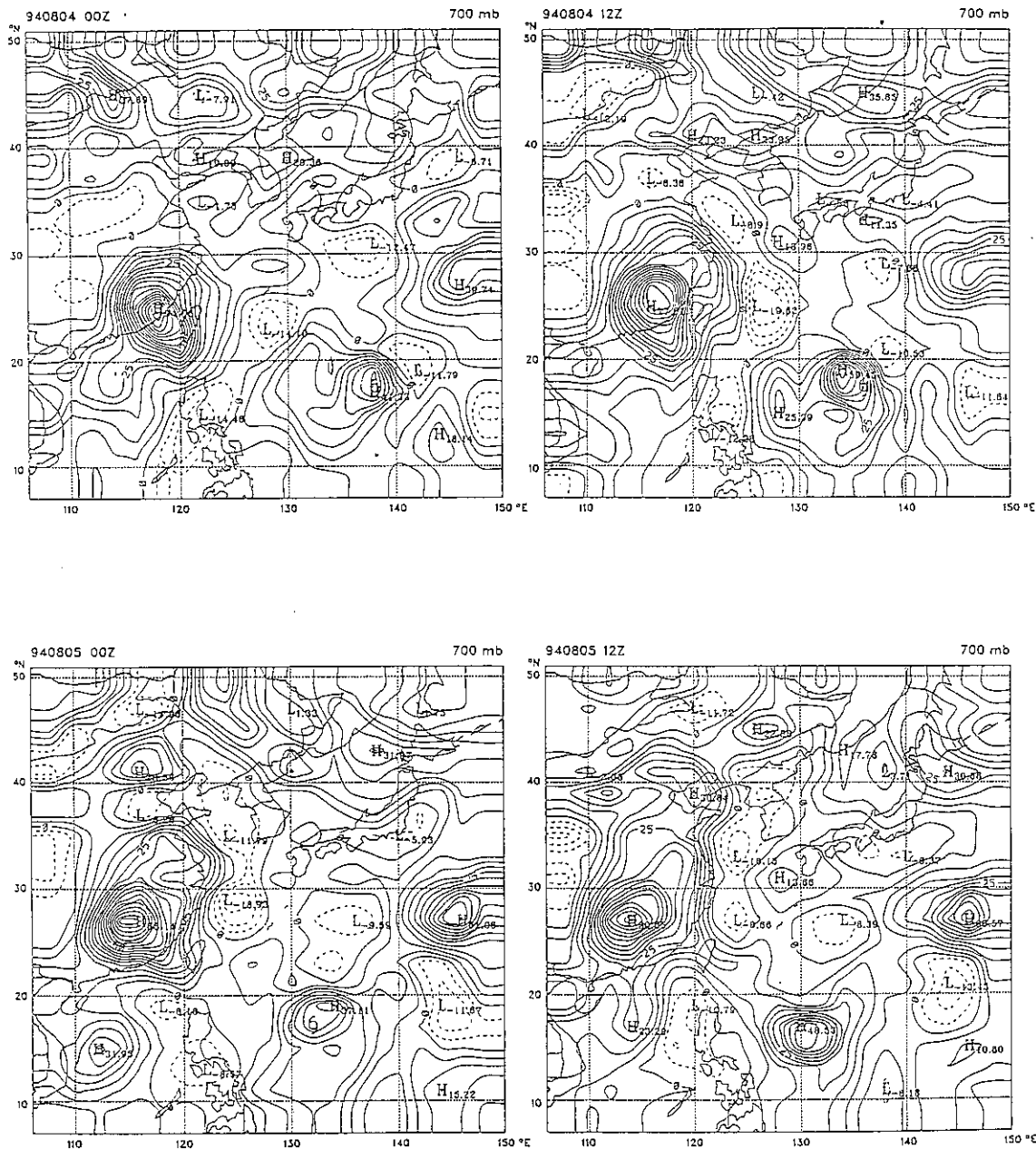


圖7：以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場之逐日圖（0400-0900，以700hPa為例）。
單位：0.01PVU。

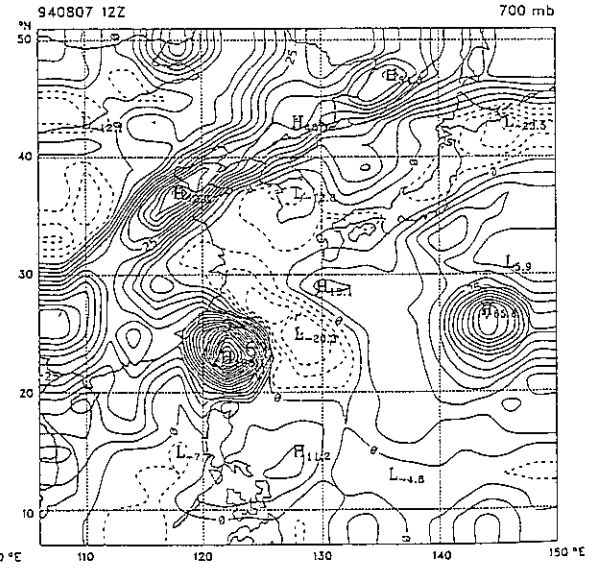
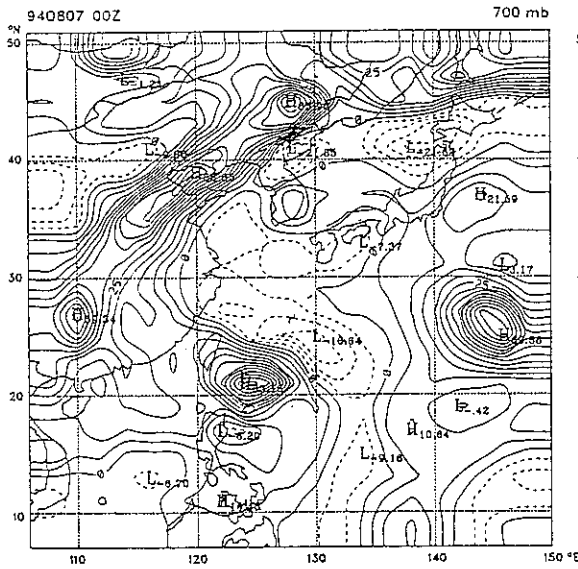
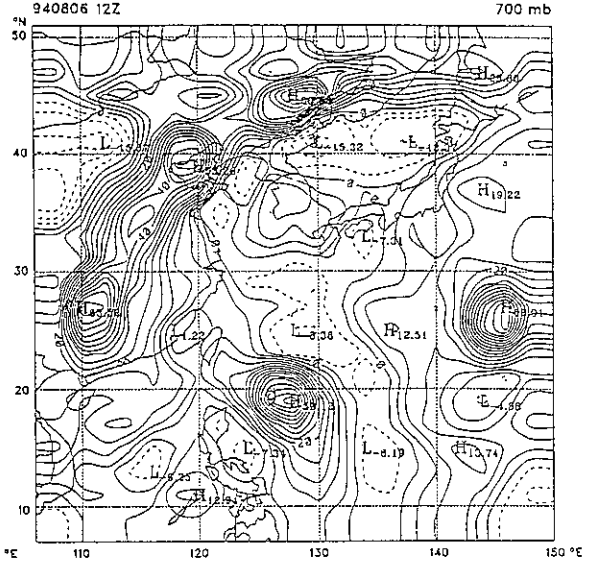
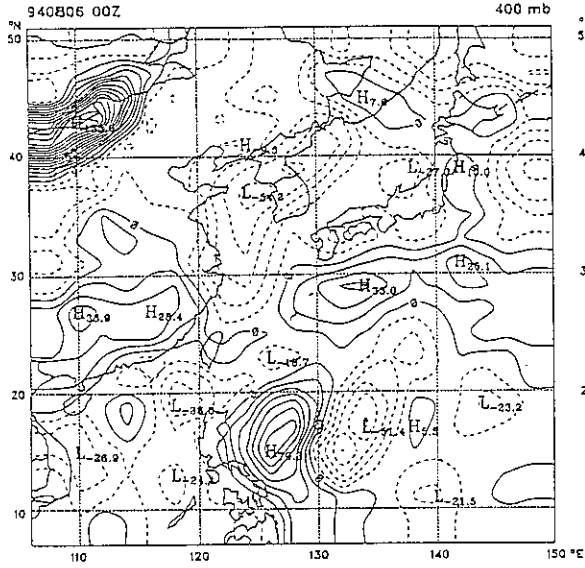


圖7: (續)。

25

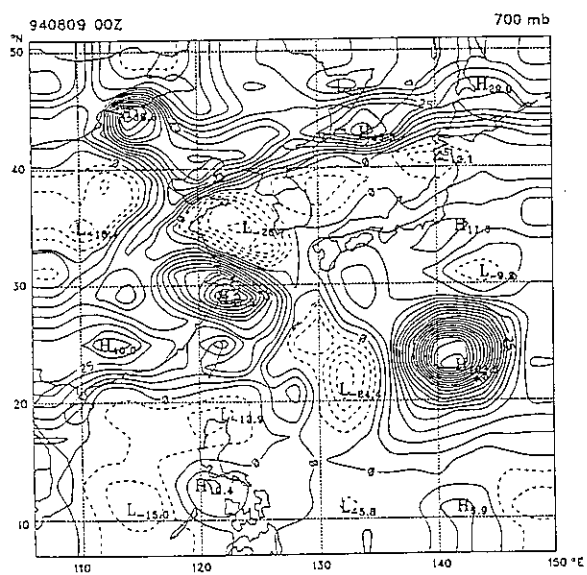
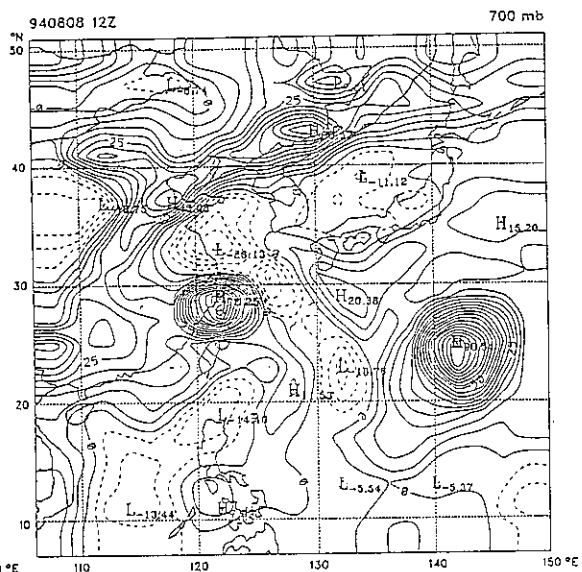
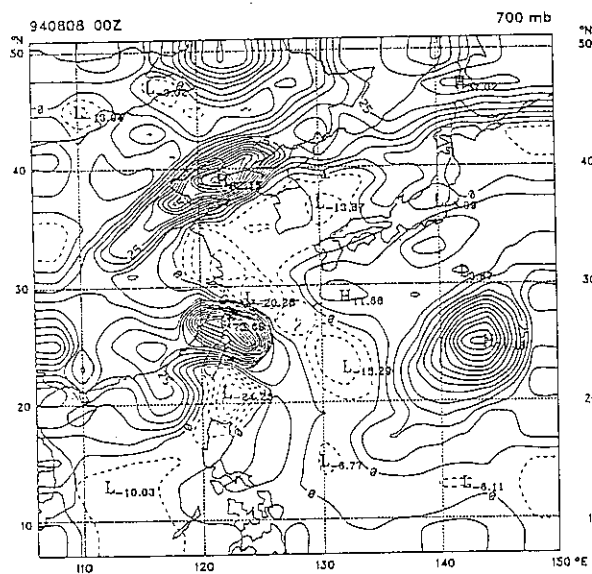


圖7：(續)

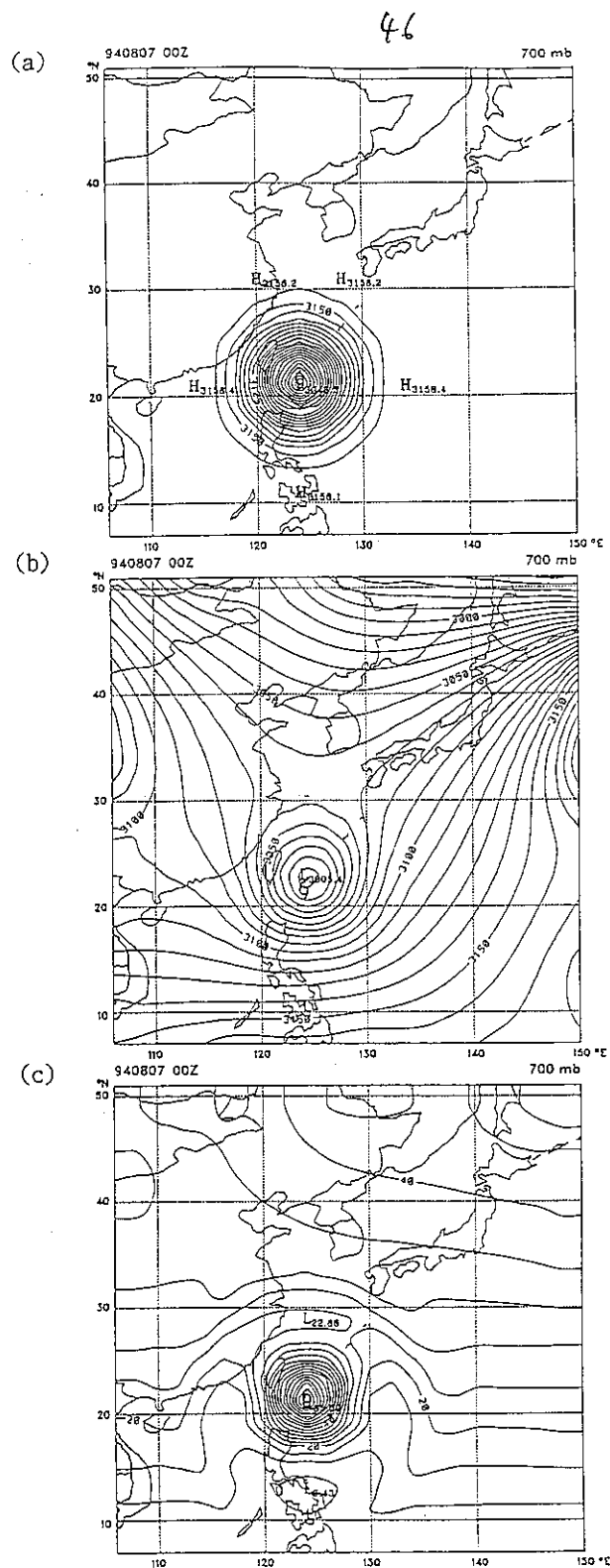


圖8：(a) 軸對稱流方程基本場（單位：公尺），(b) 與軸對稱流方程達梯度風平衡之重力位基本場（單位：公尺），(c) 由前述的流方程與重力位基本場求得的位渦基本場（單位：0.01PVU）。（以700hPa為例）。

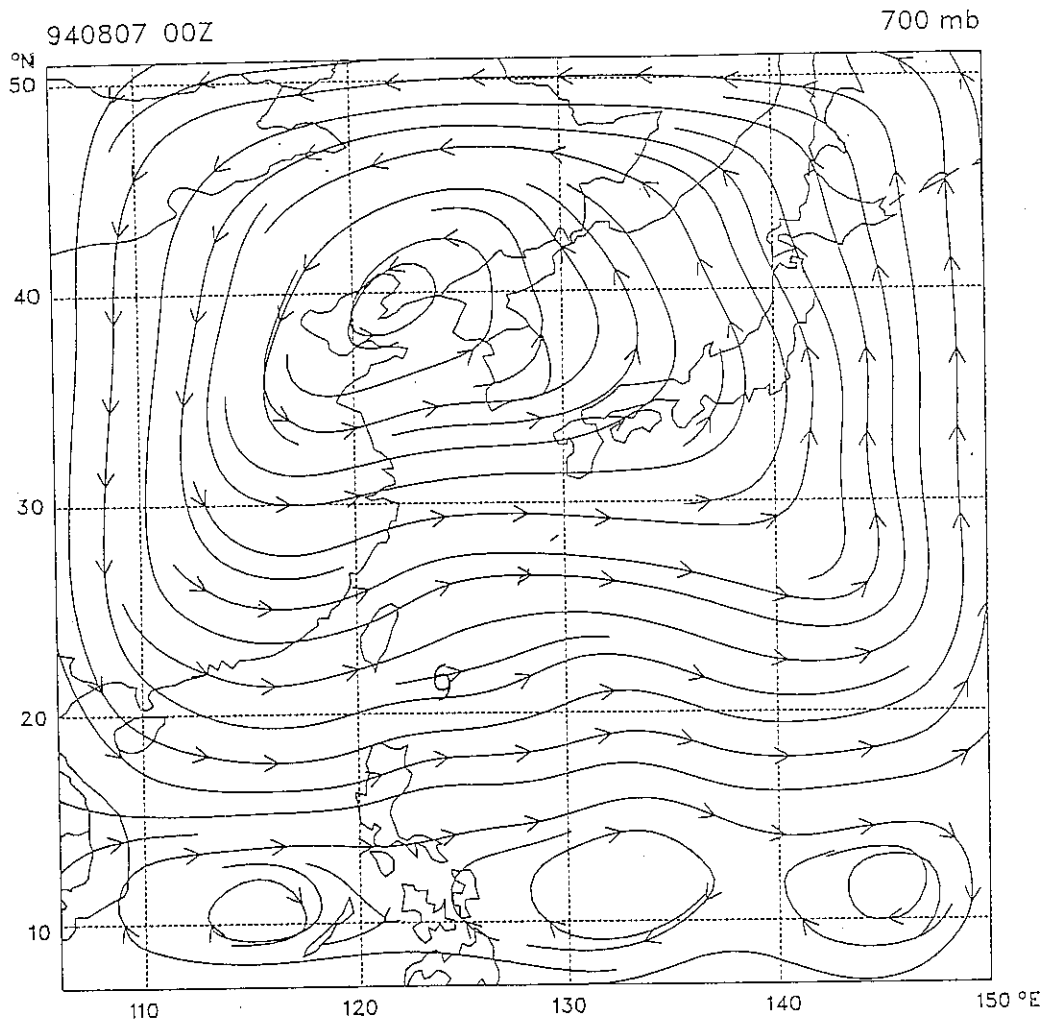


圖9：以軸對稱之流方程、重力位及位渦場當基本場用片段位渦反演方法求得的流場。圖中顯示道格颱風受到北方反旋式流場的影響而向東運動（以700hPa為例）。

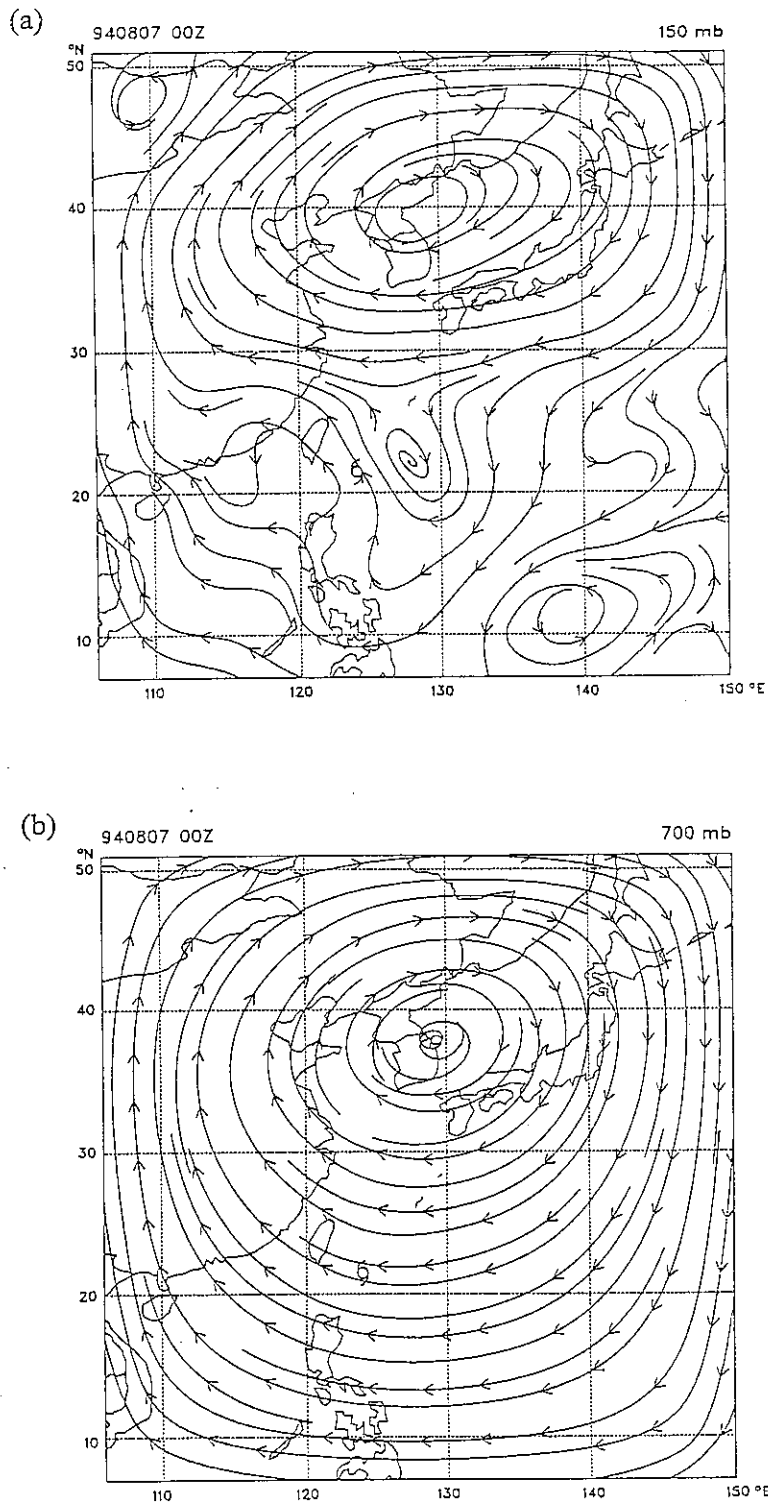
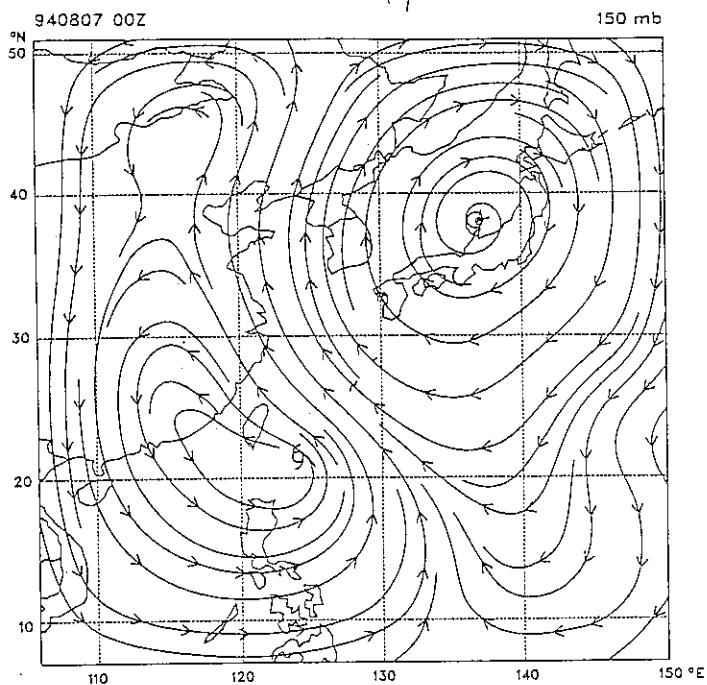


圖10：0700高層位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

(a)



(b)

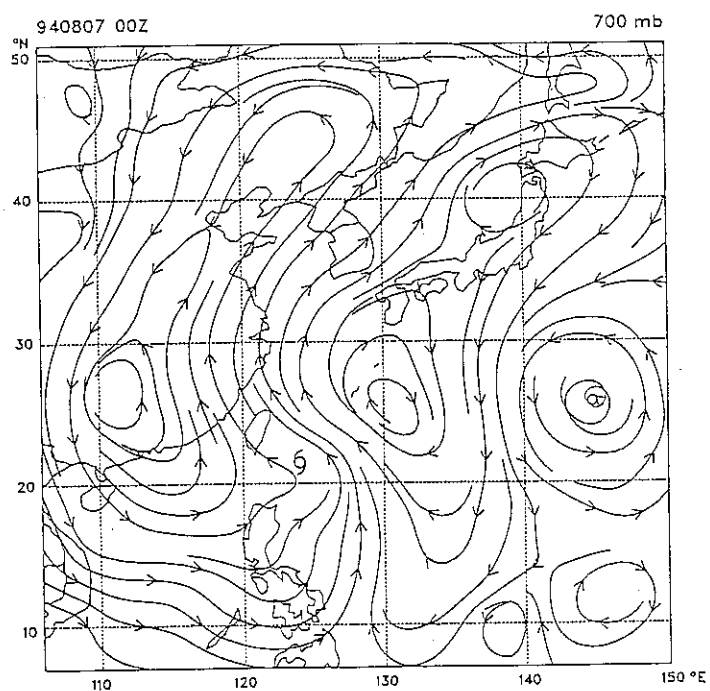
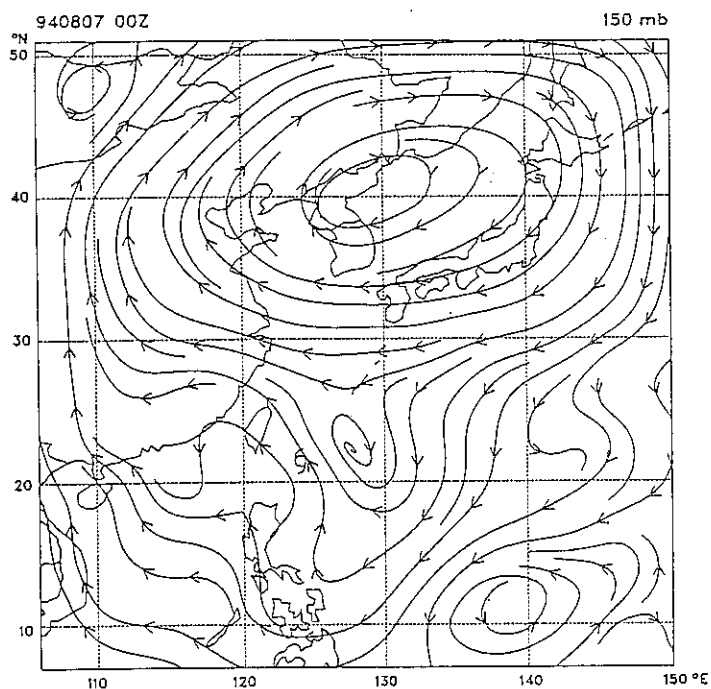


圖11：0700低層位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

(a)



(b)

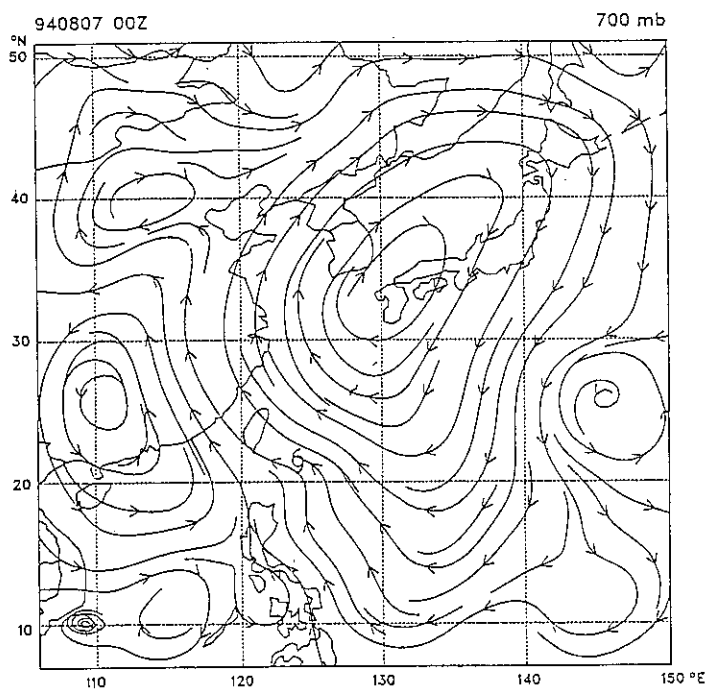


圖12：將1000-100hPa全部位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

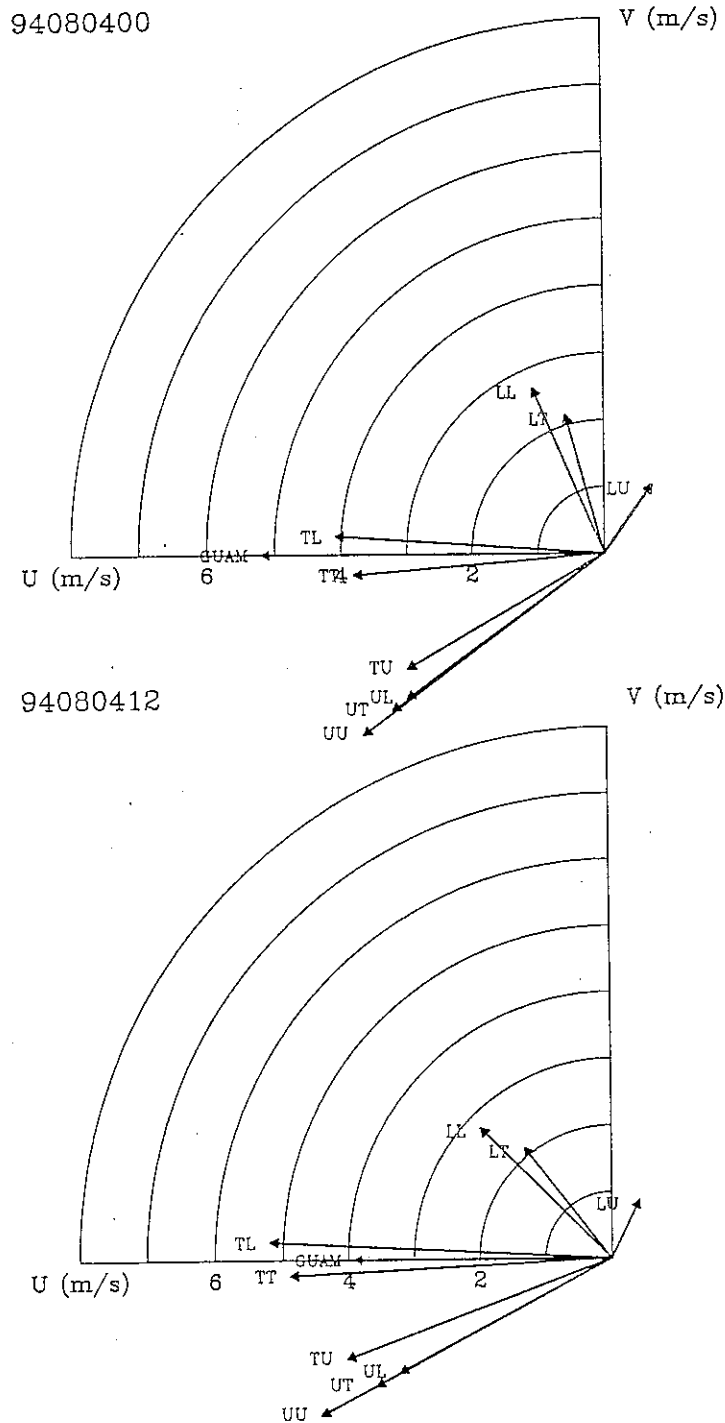


圖13：高低層位渦擾動以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa環帶狀深對流平均。時間由0400-0900。圖中GUAM代表實際颱風運動，其他之向量符號說明請見文章內容。

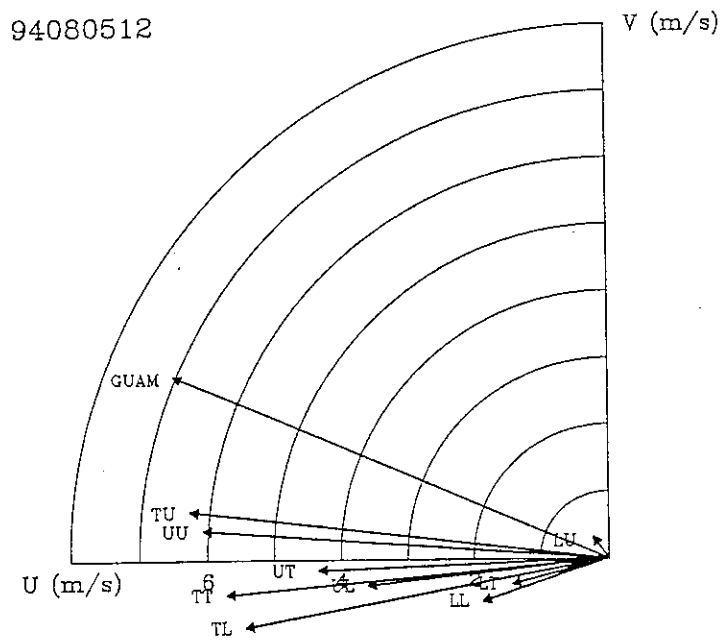
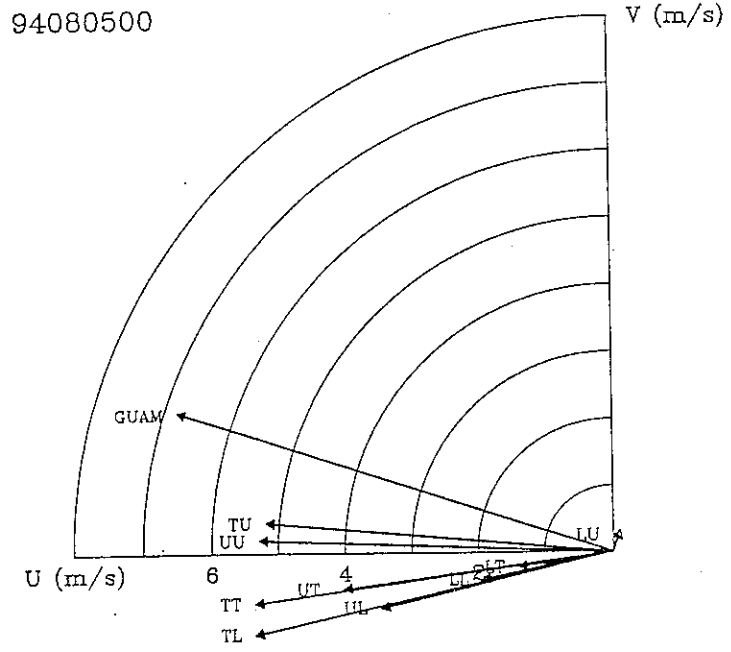
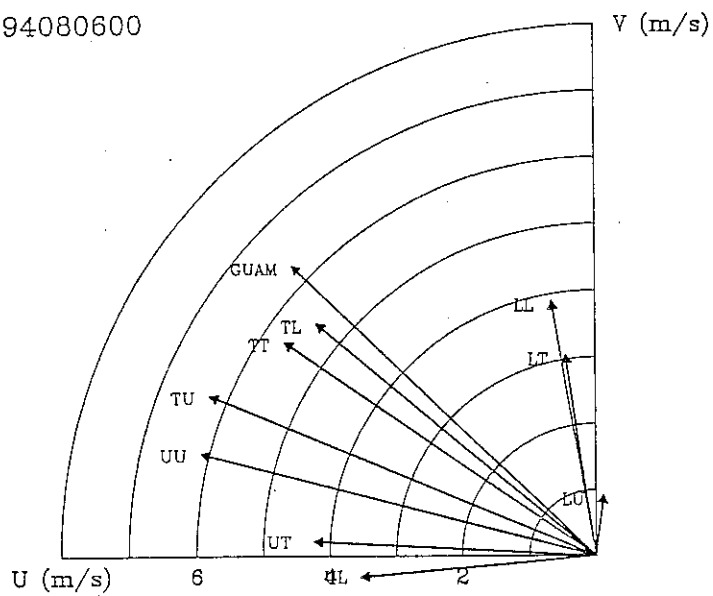


圖13：（續）

94080600



94080612

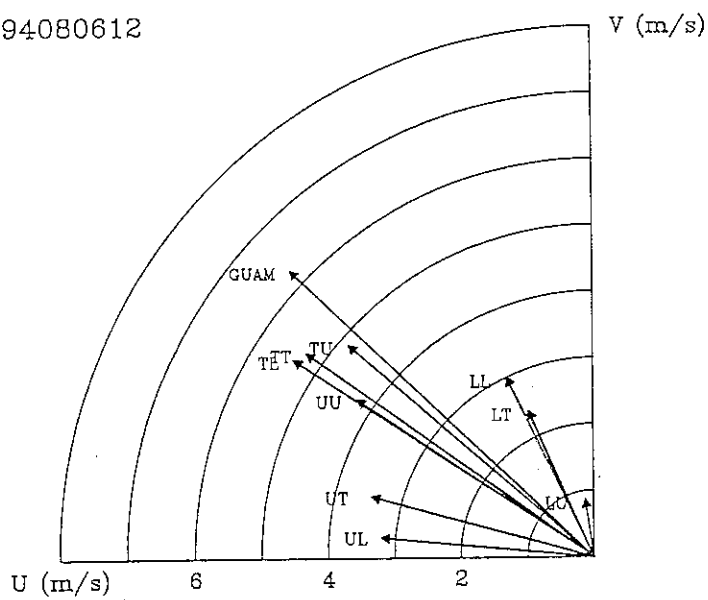
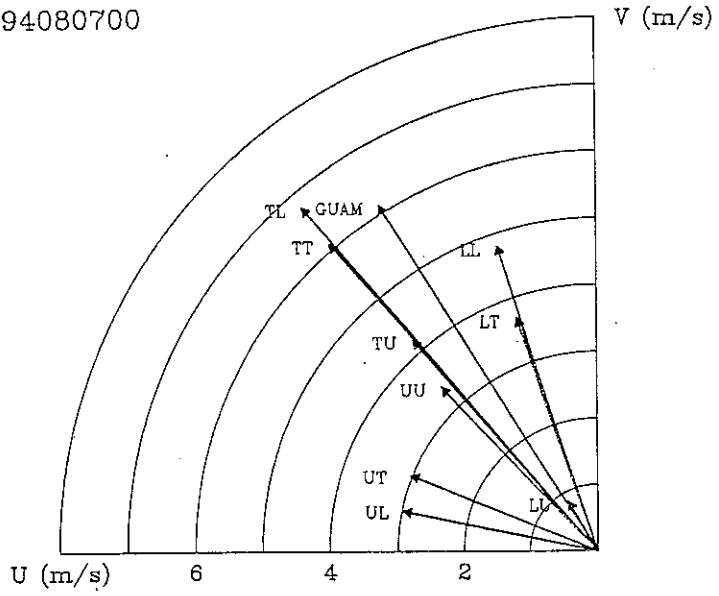


圖13: (續)

94080700



94080712

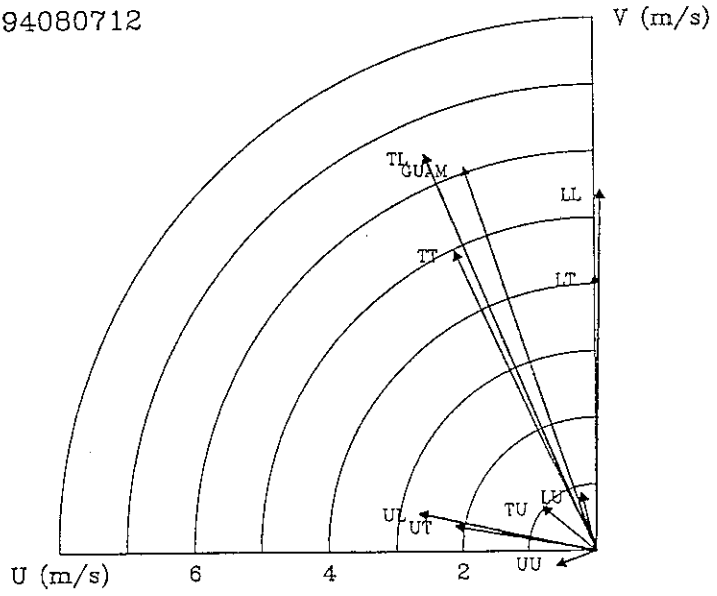
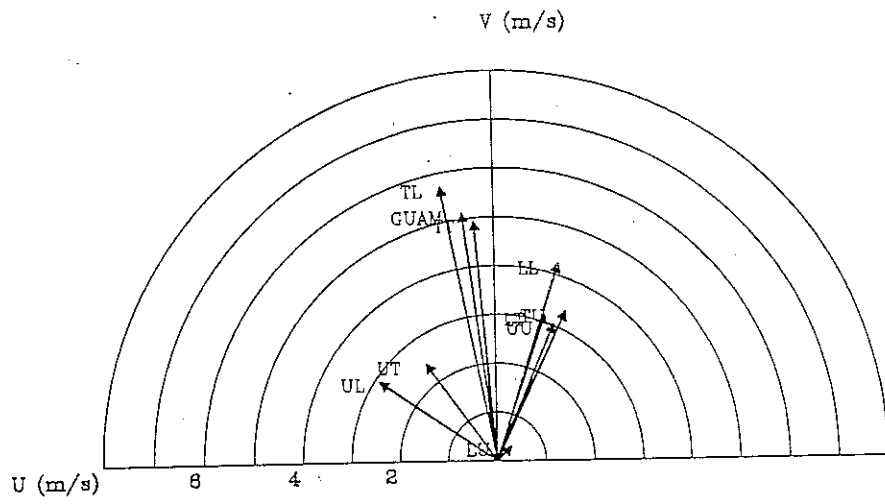


圖13：（續）

94080800



94080812

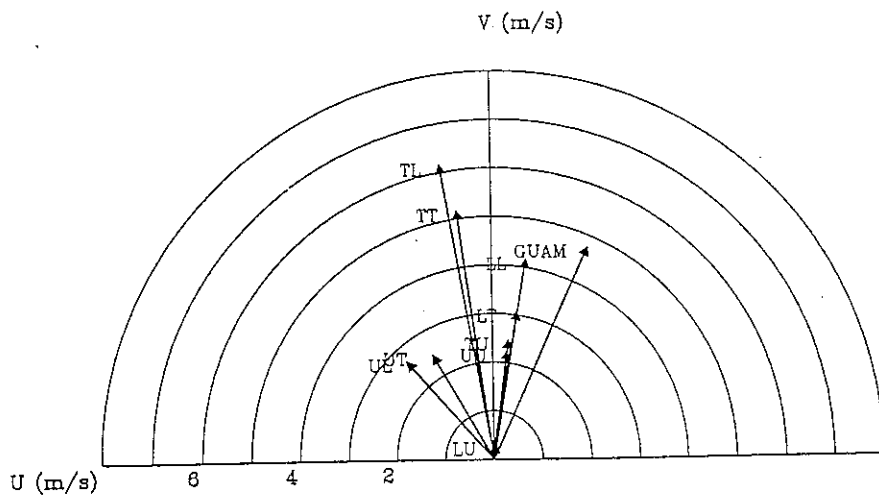


圖13：（續）

94080900

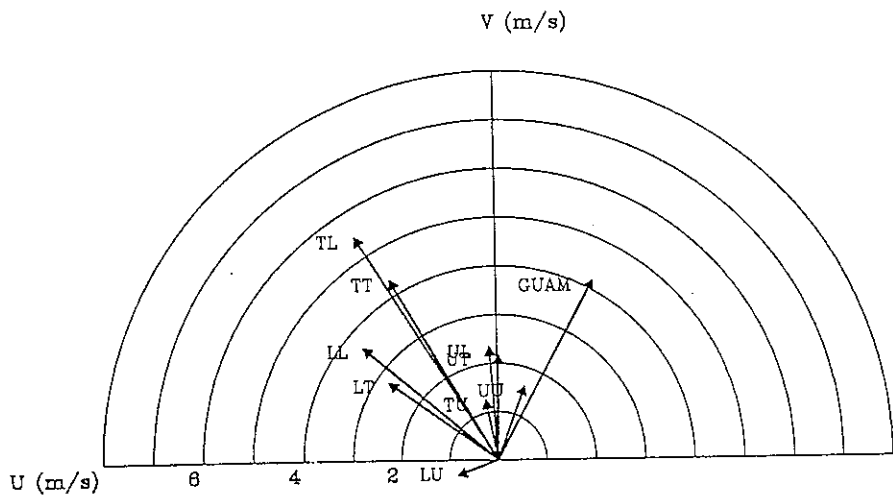
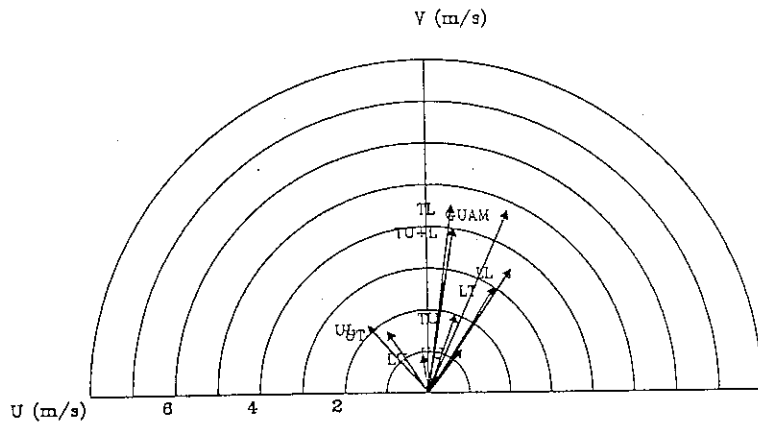


圖13：（續）

57

(a) 0812



(b) 0900

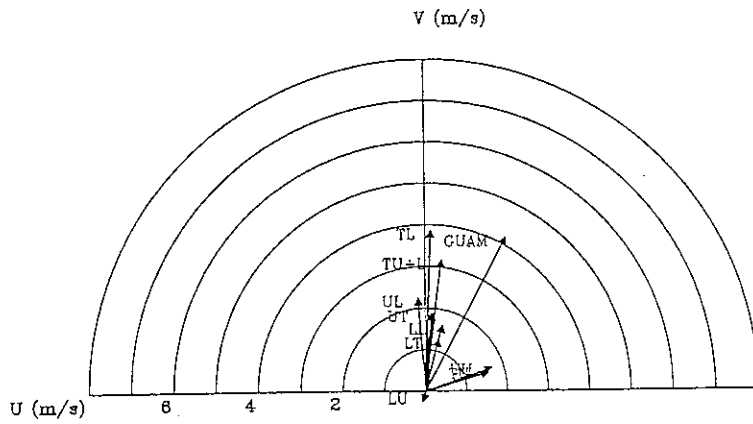


圖14：同圖12，但改為6度環狀平均，(a)為0812，(b)為0900。

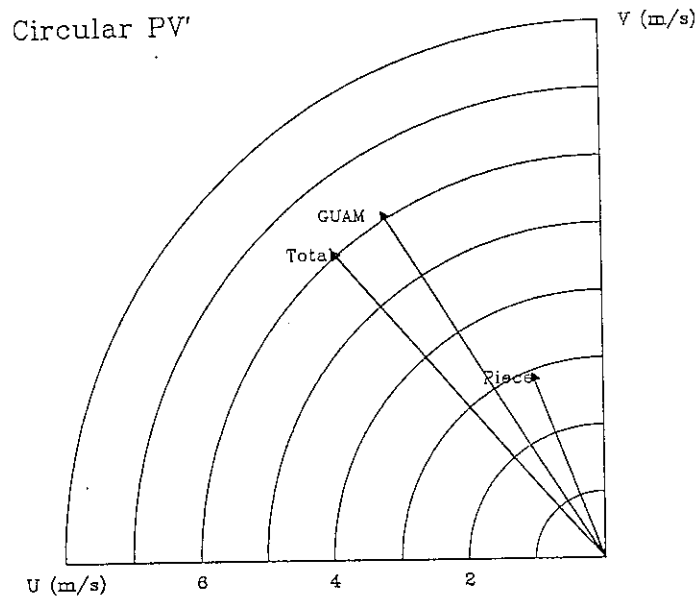
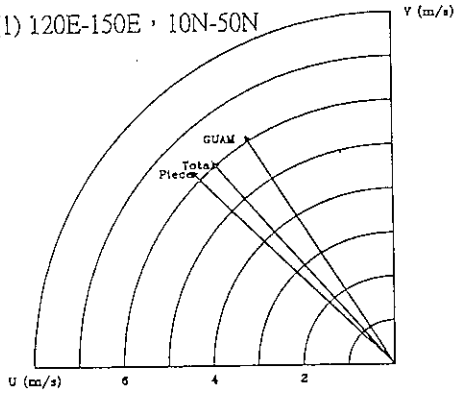
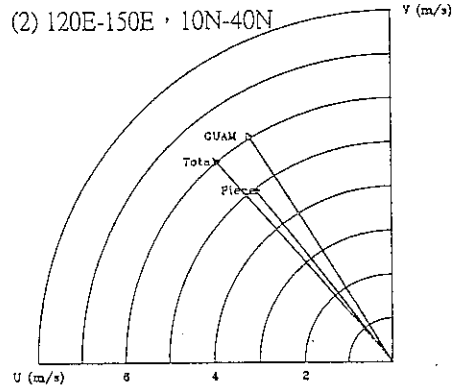


圖15：仿Shapiro(1996)使用半徑為10度，1000-100hPa之圓柱形位渦擾動片反演（用軸對稱基本場）所得的風場並取距颱風中心4度，1000-100hPa環狀深對流平均。圖中GUAM代表實際颱風運動，而Piece則代表圓柱形之區域反演之結果。

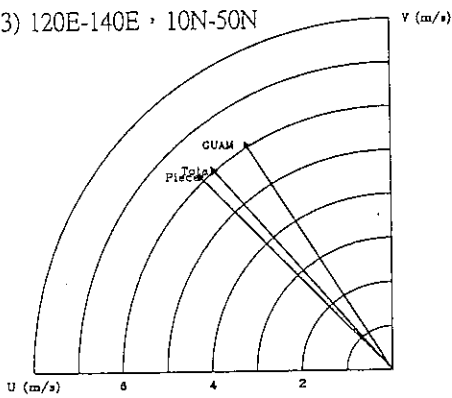
(1) 120E-150E, 10N-50N



(2) 120E-150E, 10N-40N



(3) 120E-140E, 10N-50N



(4) 120E-140E, 10N-40N

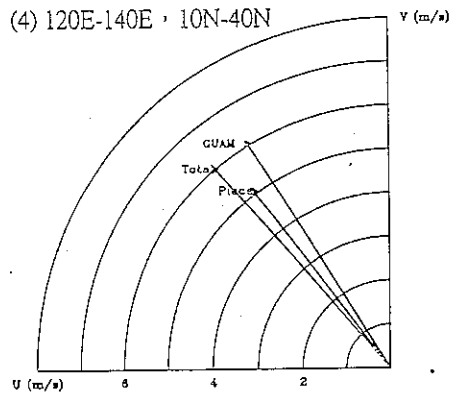


圖16：特殊區域位渦擾動片之反演，分別為：(1) 120E-150E, 10N-50N, (2) 120E-150E, 10N-40N, (3) 120E-140E, 10N-50N, (4) 120E-140E, 10N-40N, 反演所得之風場並取距颱風中心 4° , 1000-100hPa環帶狀深對流平均。圖中Total代表 q_r 反演的結果，而Piece則代表標題之區域反演之結果。

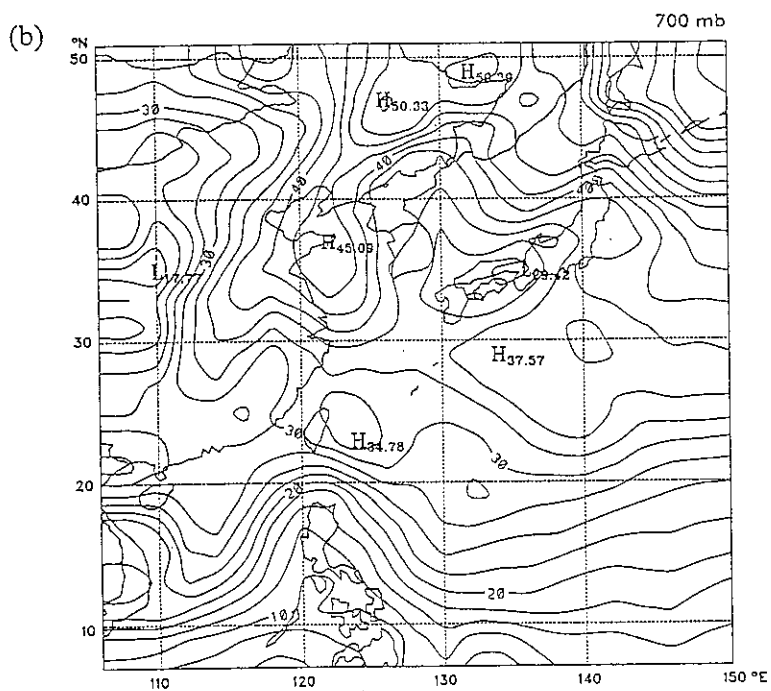
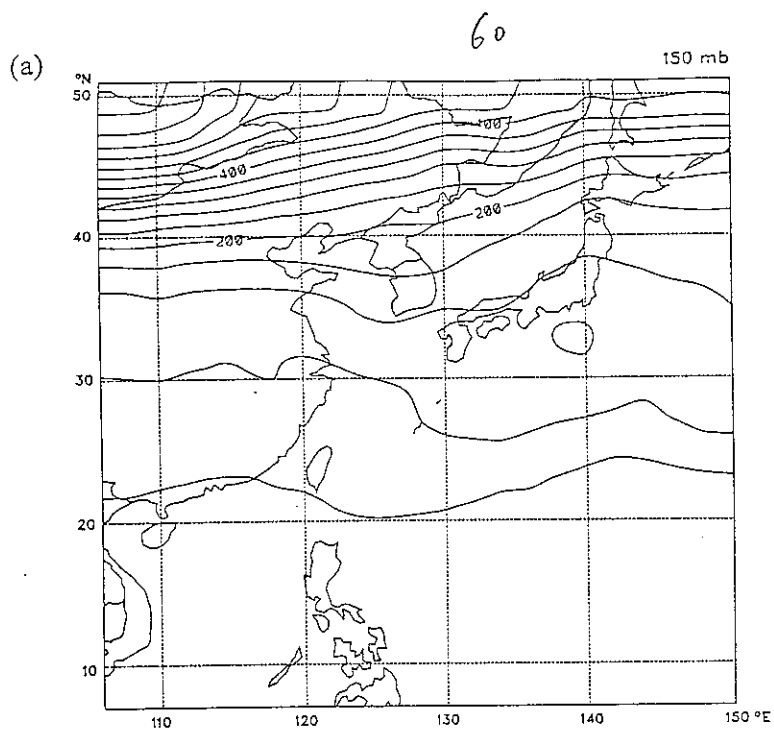


圖17：1994年7-9月位渦季節平均基本場(Mean) (a) 150hPa，
(b) 700hPa。單位：0.01PVU。

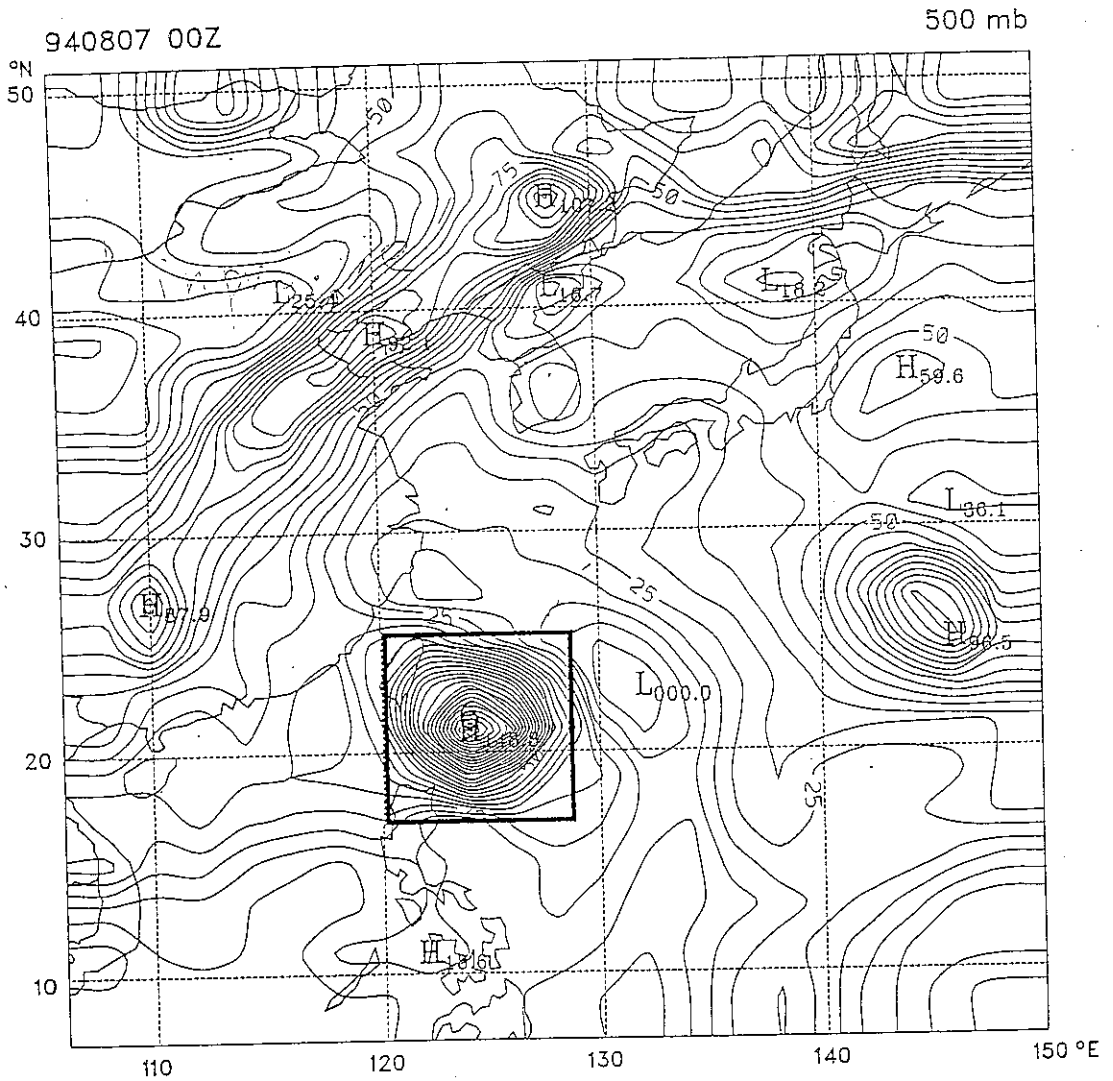


圖18：仿照WEM之方法定義出LS（即與颱風環流有關的位渦擾動，以500hPa為例）
 方框的範圍為17N-25N，120E-128E，而圖中顯示此8X8度方框已經幾乎包圍
 住正位渦密集區（亦即颱風環流）。單位：0.01PVU。

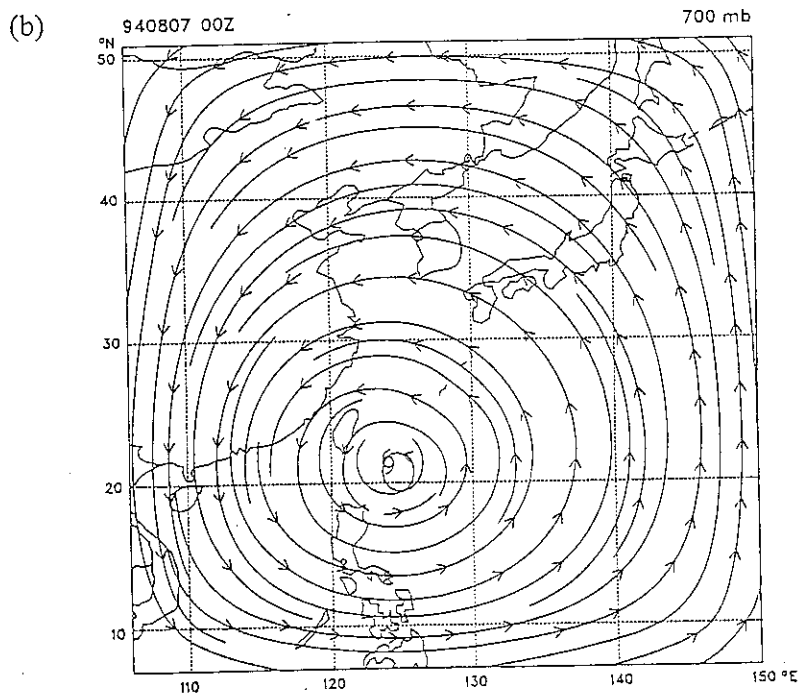
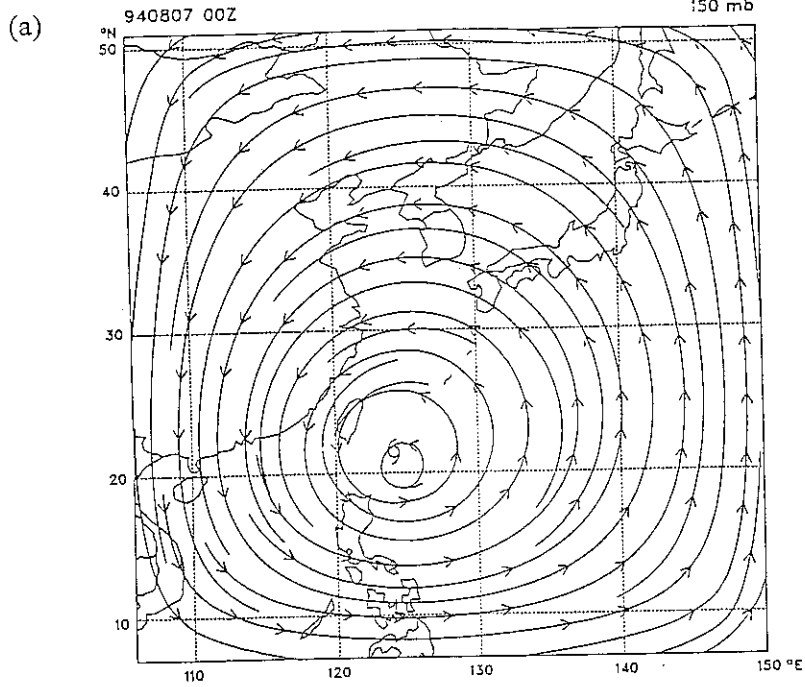
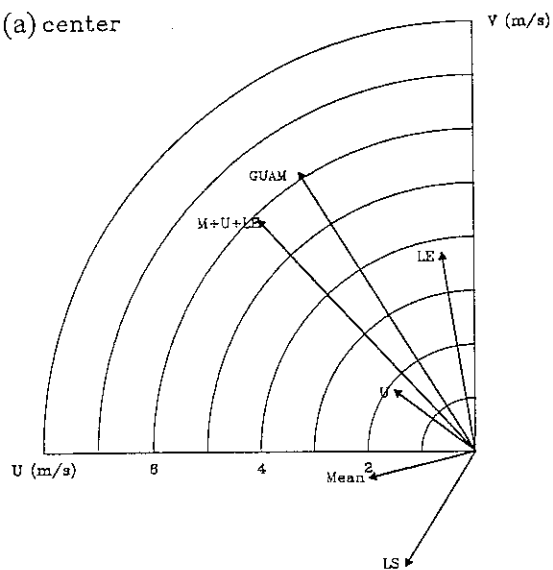


圖19：LS（圖18中的方框區域）經由片段位渦反演的流場，(a)150hPa，(b) 700hPa。

(a) center



(b) 2 degree

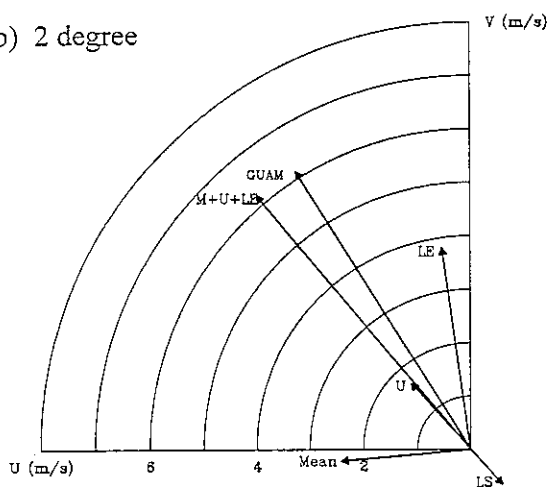
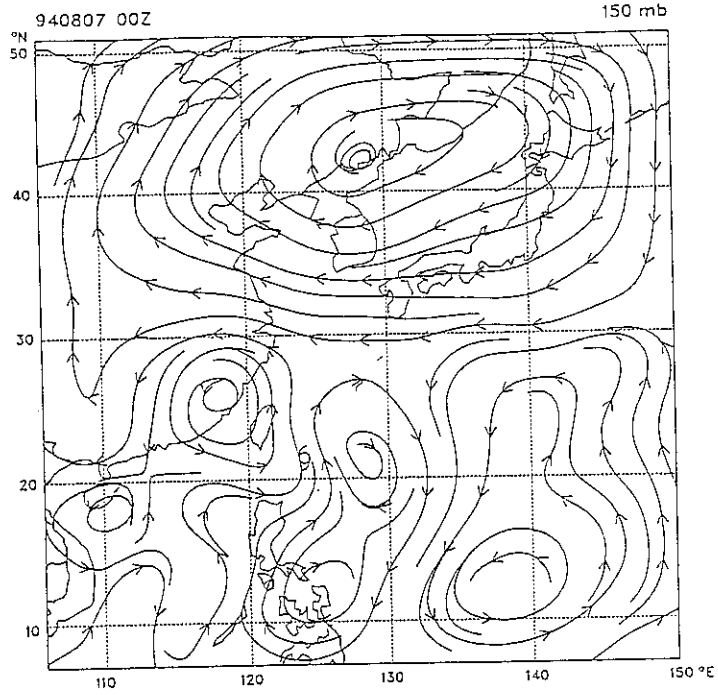


圖20：仿WEM將Mean+LE+U反演的 (a)為通過中心風場，及做 (b) 2° ，1000-100hPa環狀深對流平均。
GUAM：實際颱風運動。Mean+LE+U即為WEM之平流向量(advection vector)。

64

(a)



(b)

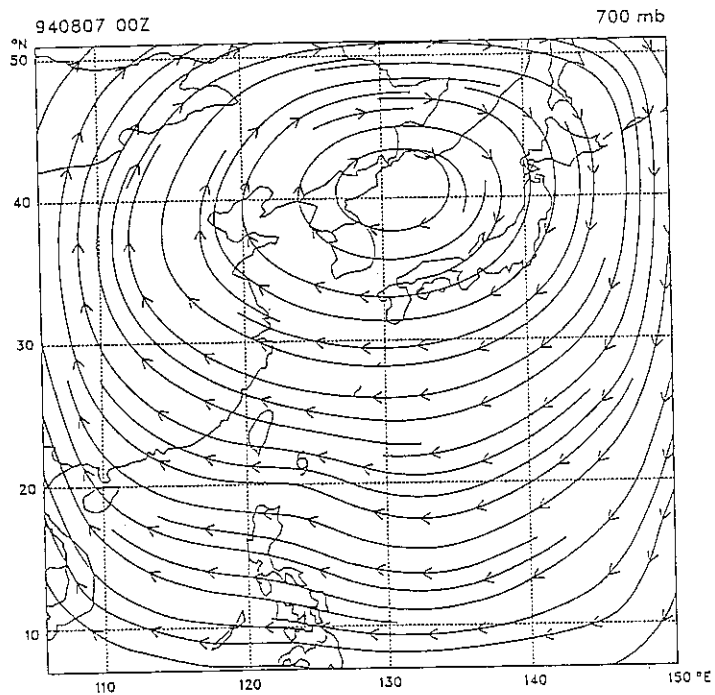


圖21：同圖10，但使用季節平均場。

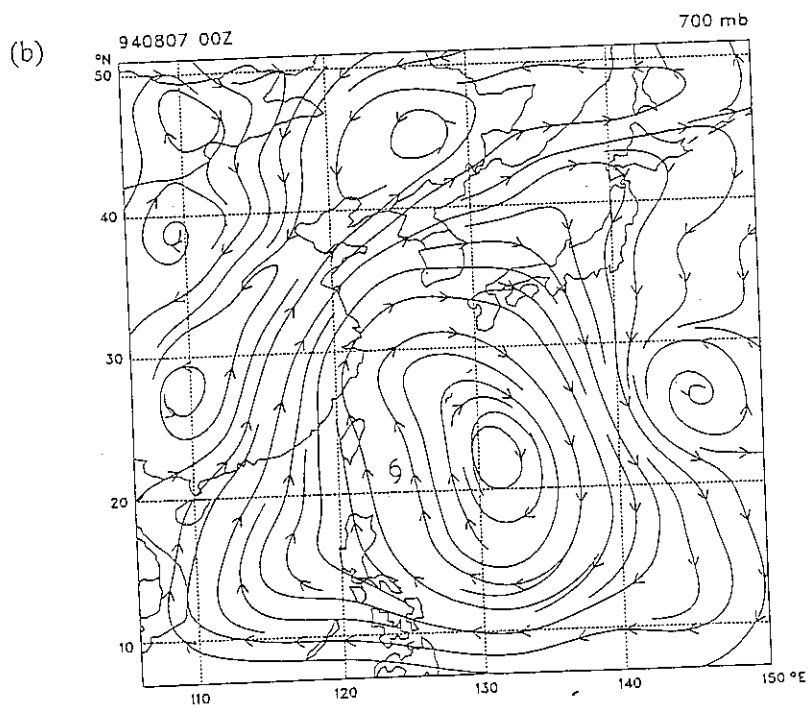
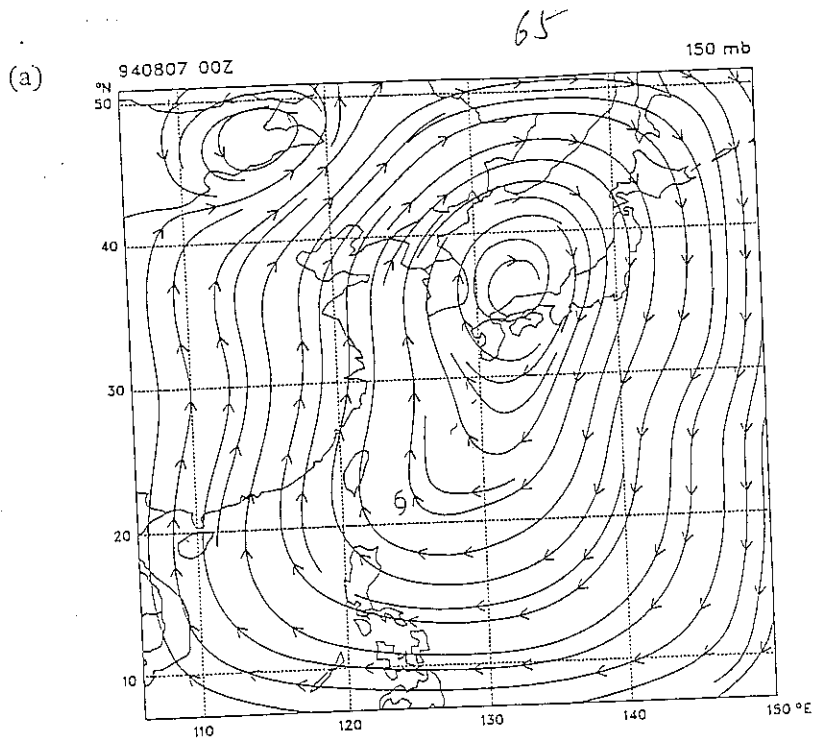
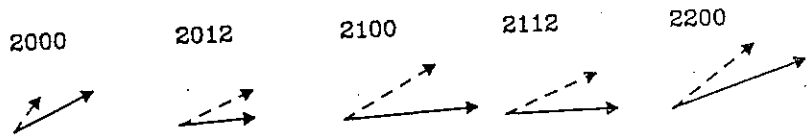
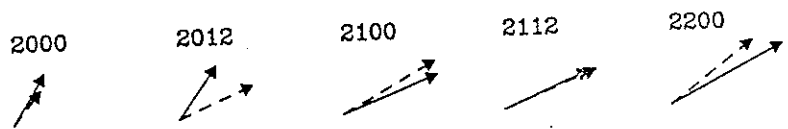


圖22：同圖11，但使用季節平均場且位渦擾動片改用低層環境位渦擾動(LE)。

(a) Traditional Method



(b) Nonlinear balanced flow



(c) Axis-symmetrical basic state

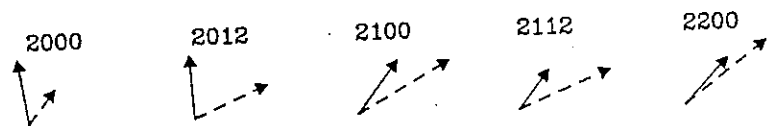


圖23：同圖4，但為賴恩颱風個案，時間為2000-2200，且使用的是 5° 700-100hPa環狀深對流平均。

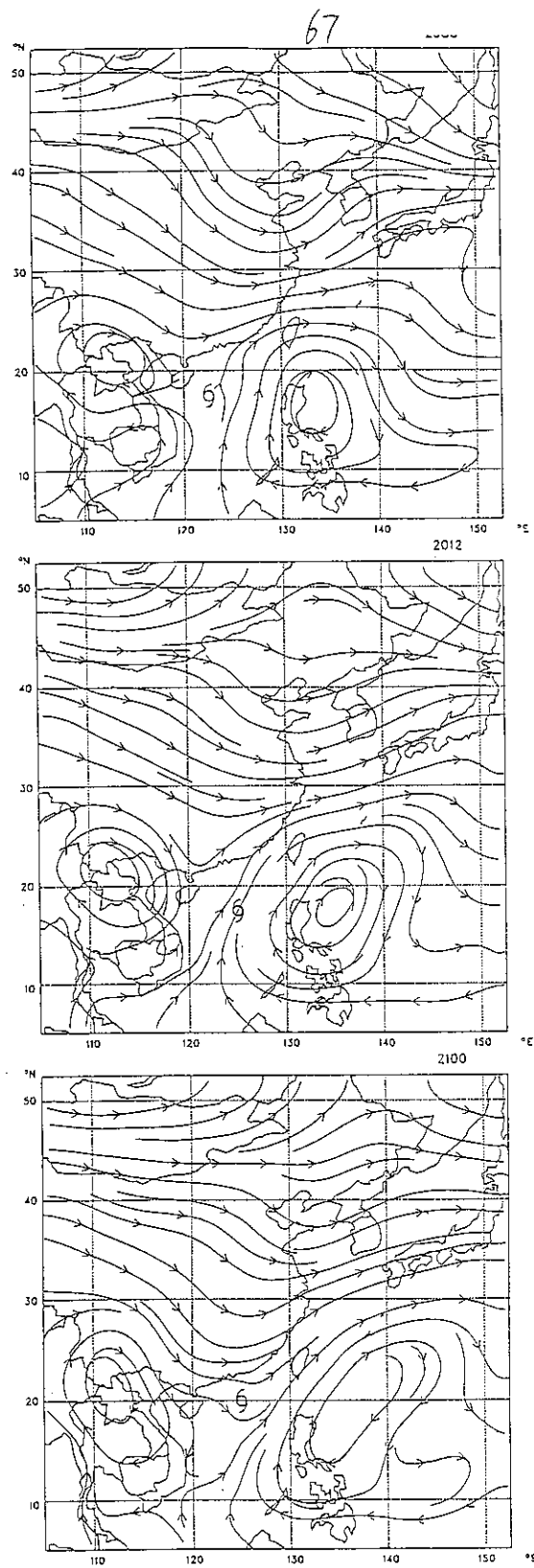


圖24：同圖6，但為賴恩颱風，時間為2000-2200，且使用的是 5° ，1000-100hPa環狀深對流平均。

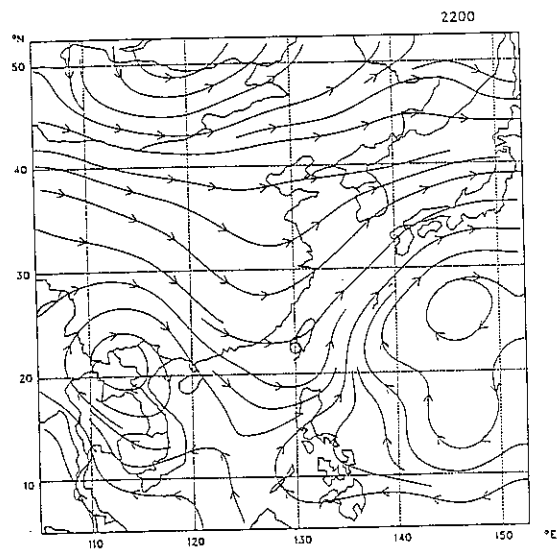
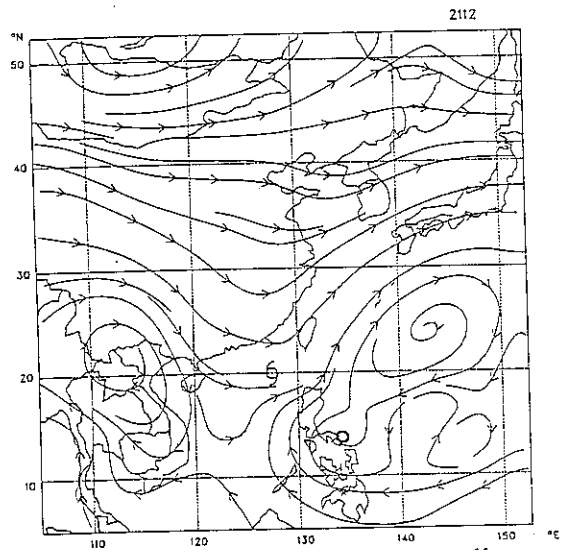


圖24：(續)

交通部中央氣象局委託計畫成果報告

颱風數值預報作業模式改進研究（二）

計畫類別：☒國內 ☐國外

計畫編號：CWB 87-2M-02

執行期間：86年07月01日至87年06月30日

計畫主持人：吳俊傑

協同主持人：葉天降、陳得松、黃康寧

助理人員：顏自雄

中華民國八十七年六月三十日

颱風數值預報作業模式改進研究（二）

吳俊傑

國立台灣大學大氣科學系

摘要

本研究計畫藉由測試比較1996年及1997年改進後之中央氣象局颱風預報系統(Typhoon Forecast System; TFS)以及使用不同初始場之資料對於TFS預報的影響，進而探討國內現有颱風模式之預報能力、及可能影響颱風預報結果之因素（如全球分析場或初始化過程等），以有效提昇國內颱風預報技術。研究主要分二個方向進行：在第一部份為針對1996年TFS及1997年TFS改進後之預報結果做評估，著重於應用科學研究；而第二部份為初始場對TFS預報的影響評估，此則為應用科學與基礎科學並重。

在本研究中結果可發現1997年TFS之更新對於預報之改進有相當大之幫助，但究竟是濾波技術之改進亦或是最佳內插程序之改進造成路徑誤差之降低，則有待未來再做深入之探討。而經由我們對於初始場所做之初步敏感度測試，似乎未顯示明確之敏感度問題，亦即初始化方法之改進較初始資料之選擇對於預報結果之影響較明顯。但由於初始資料之測試個案有限，仍須更多個案之探討始能得到較明確之結論。另外未來亦可透過系集預報之進行以探討TFS預報之散佈情形，以更加了解初始場對於TFS路徑預報之影響。

在未來我們亦將思考如何改進渦旋植入之過程及測試颱風模式對初始環境場之敏感度。我們希望藉由此方面深入之研究以更加瞭解影響颱風預報之各項可能原因，並釐清現階段颱風預報所面臨之問題。

Improvement of the Operational Typhoon Prediction Model (II)

Chun-Chieh Wu

Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

Abstract

Both the 1996 version and newly-modified 1997 version of the Typhoon Forecasting System (TFS) of Central Weather Bureau (CWB) are examined using different initial guess fields to evaluate the performance of the 1996 and 1997 versions of TFS, and to understand the effect of different initial conditions on TFS. It is shown that the 1997 version of TFS has made significant improvement on track forecasts. However, further researches are needed to access whether it is the implementation of the new filtering process or the change of the procedures for optimum interpolation in the 1997 version that improves the forecasts. On the other hand, the sensitivity study using different initial conditions does not show significant impact on the track forecasts. It is suggested that more cases need to be carried out to get a clearer answer on this problem. The ensemble forecasts will be done in the future to understand the spreads of the forecasts. It is hoped that further researches on the improvement of the vortex initialization procedures will be carried out, which can help to identify the key factors affecting the track predictions.

目 錄

中文摘要.....	1
英文摘要.....	2
目錄.....	3
圖表說明.....	4
一、前言	10
二、GFDL 颱風預報系統介紹及初始化的方法.....	14
三、TFS 颱風預報系統之改進.....	20
四、TFS 預報測試結果分析.....	23
五、預報系統初始場之敏感度測試	27
六、結語及未來工作	40
七、致謝	41
參考文獻.....	42
附表及附圖.....	46

圖表說明

- 表 1 : TFS97 version 對 1996 年西北太平洋上颱風之預報個案總表。 46
- 表 2 : TFS96 version 及 TFS97 version 對表 1 中颱風所做之路徑預報誤差之比較。 47
- 表 3 : TFS96 version 及 TFS97 version 及 EBM 模式對表 1 中颱風所做之路徑預報誤差及平均標準差之比較。 47
- 表 4 : TFS96 version、TFS97 version、EBM 模式、CWB 及 CLIPER 對表 1 中颱風所做之路徑預報誤差比較。 47
- 圖 1 : GFDL 颱風預報系統對 1988 年 Florence 颱風以新的初始化過程若分析之擾動場(a)相對颱風中心所記酸之切向方(等值間距為 2ms^{-1} , 虛線為負值)及以新方法所決定之颱風範圍(粗實線表示), 颱風符號代表颱風中心位置。(b)為所有之擾動風場。(c)為擾動風場中部屬於颱風擾動場之部分。(d)為颱風擾動場中屬於颱風之部分。(摘自 Kurihara et al. 1995) 48
- 圖 2 : GFDL 預報系統以新、舊二種不同初始化方法對 1988 年 Florence 颱風進行預報測試之路徑預報。實線代表新初始化過程之預報路徑, 點虛線代表舊初始化過程之預報路徑, 虛線代表實際觀測路徑。(摘自 Kurihara et al. 1995) . 49
- 圖 3 : GFDL 颱風預報系統初始化過程之流程圖。 50
- 圖 4 : 1996 年颱風季節, TFS97 及 TFS96 颱風預報系統在(a)24 小時和(b)48 小時路徑預報誤差之比較。 51
- 圖 5 : 1996 年颱風季節, TFS96 及 TFS97 颱風模式及 EBM 對相同個案的路徑預報誤差及標準差之比較 53
- 圖 6 : 1996 年颱風季節, TFS96、TFS97 颱風預報系統、EBM、中央氣象局的官方預報及統計預報方法 CLIPER 做相

- 同個案平均路徑預報誤差比較。..... 54
- 圖 7：1996 年颱風季節，TFS96、TFS97、EBM 颱風預報系統及 CWB 官方預報之誤差對於 CLIPER 之預報誤差做正規化後之比較。..... 55
- 圖 8：TFS96、TFS97 與 EBM 三個中央氣象局颱風動力模式做相同個案之比較，(a)為 cross-track errors(b)為 along-track errors。..... 56
- 圖 9：(a)TFS96(b)TFS97(c)EBM 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之誤差在 cross-track 與 along-track 分量上之分布圖。..... 58
- 圖 10：TFS96 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之位置偏差(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差(圖中箭頭代表實際經緯度誤差)。..... 61
- 圖 11：TFS97 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之位置偏差(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差(圖中箭頭代表實際經緯度誤差)。..... 63
- 圖 12：EBM 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之位置偏差(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差(圖中箭頭代表實際經緯度誤差)。..... 65
- 圖 13：TFS96 及 TFS97 對不同初始場及 VIOLET 颱風的預報結果。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS, TFS96-EC, TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)..... 67
- 圖 14：TFS96 及 TFS97 對不同初始場及 ZANE 颱風的預報結果。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS, TFS96-EC, TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)..... 71
- 圖 15：針對 VIOLET 颱風不同預報模式對不同初始資料所做預報結果之比較。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS, TFS96-EC, TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)..... 75

- 圖 16：針對 ZANE 颱風不同預報模式對不同初始資料所做預報結果之比較。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS, TFS96-EC, TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)..... 79
- 圖 17：四個實驗對 VIOLET 颱風個案平均路徑預報誤差之比較。..... 86
- 圖 18：四個實驗對 ZANE 颱風個案平均路徑預報誤差之比較。..... 87
- 圖 19：四個實驗的個案測試與統計預報模式 CLIPER 做均勻個案的比較。..... 88
- 圖 20：TFS96 與 TFS97 相對 CLIPER 的預報技術比較。..... 89
- 圖 21：TFS96 與 TFS97 對 11 個案做比較，針對 AT 和 CT 方向上相對 CLIPER 的預報技術比較。..... 90
- 圖 22：(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC 對實驗中個案 24、48 小時預報時間之誤差在 CT 與 AT 分量上之分布圖。..... 92
- 圖 23：96 年 9 月 15 日 00Z 到 96 年 9 月 16 日 12Z，TOM 與 VIOLET 颱風的相對位置圖。..... 96
- 圖 24：TFS96 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 97
- 圖 25：TFS96 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 100

- 圖 26 : TFS97 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 後所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 103
- 圖 27 : TFS96 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 後所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 106
- 圖 28 : 96 年 9 月 26 日 00Z 到 96 年 9 月 29 日 00Z，ZANE 與 YATES 颱風的相對位置圖。..... 109
- 圖 29 : TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 110
- 圖 30 : TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 113
- 圖 31 : TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 116
- 圖 32 : TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始

時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h) 為同(a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l) 為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 119

圖 33 : TFS96 針對 ZANE 颱風,以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h) 為同(a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 122

圖 34 : TFS96 針對 ZANE 颱風,以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 125

圖 35 : TFS97 針對 ZANE 颱風,以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h) 為同(a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l) 為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 129

圖 36 : TFS97 針對 ZANE 颱風,以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h) 為同(a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l) 為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。..... 131

圖 37 : TFS96 針對 ZANE 颱風,以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h) 為同(a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場;(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa

高度場。 134

圖 38 : TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場; (i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。 137

圖 39 : TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場; (i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。 140

圖 40 : TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果;(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場; (i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。 143

一、前言

颱風是自然界最具破壞力的天氣系統，也是台灣最重要的災變天氣，其所帶來的雨量亦是台灣地區最重要的水資源之一。根據中央氣象局的分析（民國 84 年年終記者會）顯示近 15 年台灣地區因氣象因素導致的直接財物損失，平均每年達新台幣 160 億元（賀伯颱風災害未含在內），而其中有 76.6% 的損失係由颱風災害所造成。以民國 84 年為例，許多颱風過門而不入，未對南部帶來足夠降水，因此造成南部地區缺水及限水的問題。另一方面，賴恩（Ryan）颱風於民國 84 年 9 月 22 日掠過恆春半島外海，台灣大部份地區民眾度過一個少風、少雨的颱風假日，同樣也造成社會經濟的耗損。

而強烈颱風賀伯(Herb)於民國 85 年 7 月 31 日至 8 月 1 日期間侵襲台灣北部地區，其所挾帶之破紀錄豪雨造成整個台灣地區超過數百億之民生經濟損失。尤其是南投山區及阿里山地區，災情最慘重（特別是其嚴重之山崩及土石流等災害）。根據農委會統計，賀伯颱風共造成死亡及失蹤人數分別達 51 人及 22 人，受傷人數 463 人，房屋全倒 503 間，半倒 880 間，農田流失 559 公頃、埋沒 1266 公頃，海水倒灌 2157 公頃，復建費用約 19 億元，農業災害損失達 199 億元（李三畏，1996）；而其他道路、橋樑之重建費用更是難以估計。儘管因各年代幣值不同而無法準確比較歷年來災害損失大小，但賀伯風災可能是自民國四十八年八七水災以來最大的災害。

有鑑於此，行政院於民國 85 年 9 月召開的第五次全國科技會議中，決定將防颱防洪列為天然災害防治之國家型計畫中。如何加強對侵台颱風路徑、結構與風雨分佈之研究、瞭解，進而提昇侵台颱風之路徑、風雨預報能力，且將颱風減災納入整個防災決策系統中，應是颱風研究乃至國內大氣界中最重要的課題之一。

從學術觀點而言，颱風是流體力學在大自然所展現的絕妙特例。颱風系統包括旋轉渦旋、位流、層化流體、熱力對流、大氣與海洋之交互作用等物理過程，一直是國際大氣科學界深感興趣的研究題材。以台灣為例，由於位處於西北太平洋地區颱風路徑之要衝，每年常受颱風侵襲，但也因此成為觀測和研究颱風之絕佳地理位置。颱風接近台灣時，中央山脈高聳、複雜的地形，對

颱風伴隨之對流和環流結構有相當顯著的影響；此地形作用，不但可以改變颱風之路徑，也使得其所伴隨之強風和豪雨之預報更加困難。而此地形作用導致颱風特性之複雜變化亦為學術上深具挑戰之研究課題。

除上述學術難題外，加上颱風本身及其周圍大氣環境的觀測資料之不足、颱風預報模式之缺陷、人為颱風預報的主觀性、以及上述各原因的交錯影響，準確的颱風預報是相當困難，而颱風預報的能力更是有限。依統計平均而言，目前世界各先進國家的二十四小時颱風中心位置預報誤差約為一百八十公里。然而台灣地區地狹人稠，對於颱風是否侵襲非常敏感且脆弱。無論是颱風入侵或者是“狼來了”假警報都會造成社會成本之損失。因此，颱風預報的改進是台灣地區目前氣象科技發展最實際也最大的挑戰之一。

中央氣象局所發展的第二代颱風路徑預報系統（TFS）已於1994年建置完成，並針對1994年之颱風做作業性測試。Chen et al. (1994) 顯示24、48小時颱風路徑預報統計誤差各為201、380公里，較其前一代系統已有所改善。此TFS颱風預報系統仍在持續研究改進之中，如何吸取其他颱風模式及其資料初始化方法之優點，以改善TFS颱風預報系統，應是值得進一步研究的方向。另外，深入瞭解颱風預報系統本身之系統誤差及偏差特性，除了對於模式本身之改進有所助益外，亦可提供使用其系統做預報者之重要參考依據。儘管氣象局已有這套自己所發展的模式，然而在做正式颱風預報時，客觀地參考其它模式之預報結果及加上有經驗的預報人員之主觀人為研判，亦是做好颱風預報不可忽視的環節。

Wu (1994) 使用GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 颱風預報系統對西北太平洋之颱風進行初步測試，其結果顯示此模式對18個侵台之西北太平洋之颱風具有相當之預報能力。Wu (1994) 與吳 (1996) 針對1995年颱風季節中16個西北太平洋地區的颱風做125個案之真時預報。其結果顯示GFDL颱風預報系統的路徑預報結果相較於CLIPER (CLImatology and PERsistence)、中央氣象局的TFS和EBM (Equivalent Barotropic Model)、及美國AVN (AViation模式) 與NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System) 等模式之預報均較為出色，

且路徑誤差平均約減少 35%。另外 GFDL 颱風路徑預報誤差亦遠低於關島和台灣的官方預報，其改進超過 30%。

有關路徑預報偏差之探討，Wu et al. (1997) 顯示在 1995 年西北太平洋之颱風預報中，GFDL 颱風預報系統對於 $15^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域的颱風之路徑有較好之表現，但具有系統性的偏北誤差，即預報颱風過早轉向 (recurve) 的情形；對於較高緯度區域的颱風則有向西的預報偏差。而此向西偏差可能是由於 GFDL 預報低估高緯度地區往東北 (或東) 方向行進之颱風移速所造成。若以沿著颱風路徑 (Along-Track; AT) 及垂直颱風路徑 (Cross-Track; CT) 二個分量探討此模式對颱風移速及行徑方向預報的掌握，顯示 1995 年路徑偏差在 CT 方向為偏右，AT 方向為偏快。

在強度預報方面，Wu et al. (1997) 顯示 GFDL 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋之颱風強度的預報能力仍屬有限，並且具有一強度預報之系統偏差：即 GFDL 預報會低報強度較強之颱風，而高報強度較弱之颱風。吳 (1996) 之測試中也發現 GFDL 颱風預報個案表現之良否和此模式對大尺度環境流場模擬之好壞有很大之關係；即 GFDL 預報系統對颱風預報較準確時，其對大尺度之環境流場亦有較好之表現。另外重要的是，由探討與美國海軍使用 GFDL 系統 (但以 NOGAPS 為初始資料) 之初步比較結果顯示 GFDL 系統之預報對於所使用初始資料可能相當敏感。

透過 Wu (1994)，吳 (1996)，Wu et al. (1997) 及吳和卓 (1997) 之研究，我們雖較能肯定 GFDL 颱風預報系統用來預報西北太平洋地區颱風之能力，但該年度之統計結果是否具有代表性？有關颱風路徑預報結果在不同年份之持續性與否，以及對於颱風路徑及強度預報之系統偏差問題，我們認為仍須藉由更多的研究測試才能有深入瞭解。此外，有關模式對於初始場之敏感度問題，則有賴於使用不同初始資料進行預報，且將結果加以比對，才能有所突破。

由去年吳 (1997) 之報告 (颱風數值預報作業模式改進研究 (一))，知道颱風模式預報結果對於初始場好壞相當敏感，我們認為中央氣象局的 TFS 颱風預報系統在現階段預報能力有限之問題，部份原因可能亦與初始場有關。因此我們在此篇報告中即針

對初始場改變的問題做進一步之檢驗（例如以 EC 分析場作為 TFS 颱風預報系統之初始資料場針對 1996 年 Violet、Zane 等颱風進行預報測試），期待能明確找出 TFS 預報系統之癥結。

本文之第二節說明 GFDL 颱風預報系統及其初始化的方法；第三節為 TFS 颱風預報系統之改進說明；第四節為 TFS 預報測試結果分析；第五節為預報系統初始場之敏感度測試；最後為結語與未來工作。

二、GFDL 颱風預報系統介紹及初始化方法

(一) GFDL 颱風預報系統介紹

本節介紹 GFDL 颱風預報系統之基本架構 (詳細架構見 Kurihara et al., 1997) 及初始化方法, 我們所使用的最新版本的 GFDL 的多重巢狀可移動網格 (Multiply Nested Movable Mesh) 颱風模式 (以下簡稱爲 GFDL 颱風預報系統), 是由 Kurihara 和 Bender (1980) 所研究發展, 再經由 Tuleya et al. (1984), Bender et al. (1987) 和 Bender et al. (1993) 對模式的細部加以修改, 並加入資料初始化過程及颱風渦旋植入 (bogusing) 方法 [Kurihara et al. 1993; 1995 (KBTR)] 及輻射參數化 (Tuleya 1994)。

此模式爲一原始方程模式, 在水平爲經緯度座標, 垂直爲 σ ($\sigma = P/P_s$) 座標。垂直高度分爲 18 層, 積分範圍爲緯度 $75^\circ \times$ 經度 75° , 所使用的三重巢狀網格, 其解析度由粗至細分別爲 1° , $1/3^\circ$ 和 $1/6^\circ$ 。最外層網格的範圍緯度是由 10°S 到 65°N , 而經度座標則隨著預報的颱風位置不同而有所改變。

模式中參數化過程主要包括積雲參數化, 大氣—地面交互作用, 垂直和水平擴散, 及輻射參數化。此模式使用美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) T126 的全球分析場, 並將其內差至 GFDL 颱風模式之網格上做爲模式積分的初始條件, 並以 NCEP 全球模式每 12 小時的預報結果做爲側邊界條件 (Kurihara et al. 1989)。

GFDL 的颱風預報系統主要特徵包括 1、爲一個高解析度的多重可移動網格模式, 2、NCEP 的全球分析場資料做爲初始場, 3、採用 GFDL 模式之颱風初始化過程和颱風植入方法。因此這三部份中任何一項的改進, 都可能提高模式預報的準確度。在 Bender et al. (1993) 的模擬中, 透過颱風初始化過程對 Gloria (1985) 和 Gilbert (1988) 颱風做模擬, 結果顯示在預報的前 48 小時其路徑相較於沒有初始化之預報有顯著的改善。颱風的強度在預報上雖有較大之誤差, 但對其強度的變化已稍可掌握。KBTR 提出新的初始化方法, 針對過濾擾動

場中屬於颱風擾動和不包含颱風擾動的部份加以改善；使用新的初始化方法，在 Florence (1988) 颶風的模擬中，可將颶風東北方的氣旋和颶風本身的環流做較好的過濾，得到更正確的環境流場，進而改進颱風的路徑預報。

此GFDL預報系統在經過多年之測試及近年的實際颱風預報模擬，統計上顯示出為所有大西洋及東太平洋颱風模式中之最佳路徑預報，並且稍微展示颱風強度之預報能力 (Kurihara et al. 1993)。GFDL的颱風預報系統，已在1994年的颱風季節，在NCEP的Cray C-90電腦上測試，並在1995年時正式成為NCEP颱風預報的作業模式，且已在1996年六月成為美國海軍數值預報中心 (FNMOC) 颱風預報的作業模式。我們認為GFDL颱風模式是現有實際颱風預報的最佳模式之一。

(二) 初始化過程

在GFDL颱風模式中，最內層的網格解析度為 $1/6^\circ$ ，已大致可解析颱風內部的現象，但所使用的NCEP T126 的全球分析場之解析度約為 1° ，對於颱風內部的解析不足；因此如果將NCEP T126分析場之結果，直接經內差至GFDL颱風模式的網格中，會造成渦旋的強度較實際颱風弱而最大風速半徑較大，且分析場中解析的颱風中心和實際的颱風中心不一定相同，因此造成模式初始積分時在颱風位置和強度上即有誤差存在；並且由於GFDL颱風最內層網格和NCEP之分析場的解析度不一致，會造成模式在積分初期有將渦旋“spin-up”的現象。因此模式必須透過初始化之過程以改善上述的問題 (Kurihara et al. 1993, 1995 (KBTR)；Bender et al. 1993)。在 Bender et al. (1993) 的模擬中，透過颱風初始化過程對 Gloria (1985) 和 Gilbert (1988) 颶風做模擬，結果顯示在預報的前 48 小時其路徑相較於沒有初始化之預報有顯著的改善，在颱風強度的預報上雖有較大之誤差，但對其強度的變化已稍可掌握。但由於Bender et al. (1993)所提出之初始化過程中，所過濾之颱風擾動範圍為一圓形的區域，因此當颱風系統不為圓形或是在颱風系統附近有較明顯之天氣系統時，此過濾範圍便有可能將不屬於颱風之擾動場過濾掉，進而影響颱風路徑之預報。因此KBTR提出新的初始化方法，針對過濾擾動場中屬於颱風擾動和不包含颱風擾動的部份加以改善；即KBTR中所選擇的過濾範圍是以颱風中心為原點，每 15° 分為一區域，區隔出24個區間；在每一個區間中所過濾範圍的半

徑由擾動場之切向風場來決定，因此所選出之過濾範圍有可能為多邊形（但對於較強的颱風而言，則過濾範圍通常仍接近圓形）。使用新的初始化方法，在 Florence (1988) 颶風的模擬中，可將颶風東北方的氣旋和颶風本身的環流做較好的過濾（如圖1），得到更正確的環境流場，進而顯著改進颱風的路徑預報（如圖2）。

以下我們即對最新的初始化過程加以介紹。初始化的過程主要是將NCEP的分析場分為基本流場和擾動場，再將擾動場分為屬於颱風分量和不包含颱風分量的部份。將屬於颱風分量的部份移去，而不包含颱風分量的擾動場和基本流場合併成為環境流場，最後再植入一強度類似真實颱風的渦旋於一適當的位置上，而形成新的初始場，並以此初始場做為模式積分的初始條件。經由此初始化的過程，可以較真實的表現出颱風的強度和位置，且模式預報的結果對颱風強度的變化也有較好的掌握；經由 Kurihara et al. (1995) 對初始化過程的改善，可將在颱風附近屬於環境流場的部份保留下來，更增加預報結果的準確度。以下則對此初始化的步驟加以介紹。（參照圖3所示之流程圖）

1. 移去分析場中的渦旋：

要移去分析場中的渦旋，首先要將分析場分為基本流場和擾動場，若以 h 表示為向量場，則可寫為：

$$h = h_B + h_D \quad (1)$$

其中 B 和 D 分別代表基本流場和擾動場

基本流場是透過 1 - 2 - 1 平滑的過濾器求得，即以緯向的方程為例：

$$\overline{h_{\lambda,\phi}} = h_{\lambda,\phi} + k(h_{\lambda-1,\phi} + h_{\lambda+1,\phi} - 2h_{\lambda,\phi}) \quad (2)$$

其中 h 為原來的值； $\overline{h}$ 為經過平滑處理後的新值； λ 為經度； ϕ 為緯度；係數 $k = \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi}{m} \right)^{-1}$ （ m 之值為：2,3,4,1,5,6,7,2,8,9 之循環）。而後再重複此一步驟以求出基本場：

$$h_{B,\lambda,\phi} = \overline{h_{\lambda,\phi}} + k(\overline{h_{\lambda-1,\phi}} + \overline{h_{\lambda+1,\phi}} - 2\overline{h_{\lambda,\phi}}) \quad (3)$$

將初始場分為基本流場和擾動場後，下一步驟則是將擾動場分解成為包括颱風擾動的分量和颱風擾動場外的分量。此過程主要須先在分析場中決定渦旋的中心位置；其中心位置是用低層擾動場的風場決定一猜測位置，然後在附近調節此猜測的颱風中心位置，以求出相對於各猜測之颱風中心之切向風速分布，並視可得到最大切向風速為 NCEP 分析場中渦旋的中心位置。中心位置確定後，將渦旋在徑向上分為 24 個區間（每 15° 一個），從一適當半徑（主觀分析）開始以 0.1° 的間隔向外移動，當切向風速 $V_{\text{tan}} < 6 \text{ ms}^{-1}$ 且 $-\partial V_{\text{tan}} / \partial r < 4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 時，或是 $V_{\text{tan}} < 3 \text{ ms}^{-1}$ 時，則定為分析場渦旋的範圍 $r_f(\theta)$ ，而過濾分析場渦旋的範圍 $r_o(\theta)$ （過濾半徑）則定為 $1.25 r_f(\theta)$ ，以確使和颱風分量有關的部份都能包含在內。但當界於 $r_f(\theta)$ 和 $1.25 r_f(\theta)$ 之間有任何一點的切向速度為負值時，則改變 $r_o(\theta)$ 的大小為最接近切向速度小於 0 的點，但在過濾半徑內的切向速度須都大於 0。由此方法，其過濾的範圍形狀不一定是圓形的，有可能為一多邊形（例如 Kurihara et al. 1995, Fig 2），但對於較強的颱風，過濾範圍會接近圓形。

在分析擾動場中，則視過濾範圍的邊界以及外圍區域為不包括颱風環流的擾動場，但內部含有我們要移去的颱風擾動場主要是受颱風的影響；在移去分析場渦旋的過程中，即是將各徑向區間在過濾範圍（ $r_o(\theta)$ ）內的擾動風場全部除去。然後透過一最佳差分（Optimum interpolation）方法，將過濾範圍邊界不受颱風影響之擾動場，內差到整個過濾範圍內，而形成一均勻連續的已除去颱風分量之擾動場。最後再將此不包括颱風之擾動場和基本流場疊加，以求得我們定義的環境流場。

2. 植入特定的渦旋：

植入的渦旋需考慮到下面三點：1、在熱力和動力上需一致，2、渦旋的強度應視真實的颱風強度而定，3、植入渦旋的解析度需和預報模式的解析度一致。此種渦旋可由一颱風模式積分後經由觀測風場調節而得一軸對稱的渦旋，再由此對稱的渦旋求出非對稱的分量，其過程如下：

（1）、軸對稱渦旋：

計算植入渦旋對稱分量是使用軸對稱版本之 GFDL 颱風模式（Kurihara et al., 1990），以 r （半徑）— σ （ P/P_s ）座標系統積分所產生。在積分過程中由一靜止大氣之初始狀態（即 徑

向風、切向風皆為0)開始積分。依颱風結構的經驗公式先計算出一猜測值後，再用觀測到的風速加以修正此值。此修正值是將觀測所得颱風四個象限各風速之暴風半徑加以平均，以得到各風速之平均暴風半徑。但當所得之四個象限之觀測值中有不合理的值出現時，則將該不合理的資料排除，不加入平均計算。此外，模式也對所觀測的最大風速加以修正：通常最大風速的資料中只包含風速和半徑但不包括方位角，但在此則將觀測到的最大風速值放置在環境場中切向分量最大的方位角上，因此可產生較好的切向風速分布。

(2)、非對稱的分量：

颱風的運動可視為一渦旋在環境場中運動，因此對颱風路徑的預報主要掌握於對環境流場演變預報的好壞；但除此之外，一般則認為颱風會受到行星渦度平流的作用，即所謂的 β 效應：Fiorino和Elsberry (1989) 將颱風分為對稱和不對稱的部份討論，以一對稱的颱風結構，經由行星渦度的平流會產生二個不對稱的渦旋；Holland (1983) 的研究也指出 β 效應會造成渦旋向西北運動。因而此模式用颱風模式所得之軸對稱渦旋，由正壓的渦度方程 (包含 β 效應) 計算出非軸對稱的風場 (參照 Ross and Kurihara, 1992)。對於一強度較強的颱風，考慮此非對稱的分量對路徑預報有較大的影響，但對於較弱或範圍較小的颱風，加入非對稱分量對路徑預報之影響有限 (Bender et al., 1993)。

(3)、渦旋合併及質量場的診斷：

植入的渦旋具有二個部份：一、軸對稱包含了風場，質量場及水汽場。二、軸對稱風場經由正壓渦度方程計算的非對稱分量。將此二個部份以中心合併後，再將合併後的渦旋放置在分析場中所觀測到真實颱風的位置；因為渦旋植入以前的積分過程中我們是視其積分環境為海洋，因此當對稱的渦旋登陸時，我們設定其水汽量減少 50%。植入渦旋的風場和水汽場可以直接視為初始條件，但是溫度場和氣壓場則會因動力場和質量場之間非線性交互作用而不平衡，故須經一再調節的過程使風場和質量場相互平衡。由於風場會直接影響渦旋的運動，因此在再調節過程中，並不調節風場，而是利用輻散方程來診斷質量場。再由質量場中求出氣壓場和溫度場。

經此初始化過程後，將渦旋植入環境場中，視其為初始條件，

進行預報模式的積分。此模式對於颱風路徑的預報有不錯的預報程度，且對颱風強度和結構的變化具有粗略的預報的能力；但由於颱風內部結構的改變會影響到颱風的路徑，因此如能再提高颱風模式內部的解析度則可以有較好的預報結果並可藉以了解颱風結構和路徑間的交互作用。

透過吳與卓(1997)之研究，我們已相當肯定 GFDL 預報系統預報西北太平洋颱風之能力。我們亦認為此模式預報結果對於台灣地區颱風相當具有參考價值，且此模式的一些長處（其初始資料及渦旋植入方法），應可提供台灣現有颱風模式學習。我們也發現，GFDL 預報之所以能優於其他模式，主要原因是在其資料初始化過程能成功地將環境駛流場過濾出來，並利用巧妙的 bogusing 方法，適當地將較準確的颱風渦旋植入初始場中。因此我們也對 1997 年改進後之 TFS 系統做類似測試，測試結果見第三節。而最新 TFS 預報測試（陳得松等 1997；Chen et al. 1997）也顯示 TFS 預報結果對於資料初始過程相當敏感。若僅簡單地將 GFDL 颱風模式中以 1-2-1 過濾環境場及擾動場之步驟植入 TFS 模式，對 1996 年之 51 個西北太平洋颱風個案進行預報測試，其結果平均對於 1996 年颱風路徑預報誤差約改進 30%。有關進一步的分析，我們將在第四節做探討。

此外，由於颱風模式預報結果對於初始場好壞相當敏感，我們認為中央氣象局的 TFS 颱風預報系統在現階段預報能力有限之問題部份原因可能亦與初始場有關。所以我們將對 TFS 做進一步之檢驗（例如分別以 GFS 及 EC 分析場作為 TFS 颱風預報系統之初始資料場針對 1996 年 Violet 颱風進行預報測試），期待能明確找出 TFS 預報系統之癥結。此部份之分析亦將在本文第五節中探討。

三、TFS 颱風預報系統之改進

(一)系統架構

中央氣象局第二代 TFS 颱風預報系統已於 1994 年 6 月建置完成 (Chen et al., 1995)，之後每年做部分修正，嘗試改進預報結果 (陳等，1994；黃等，1996；黃等，1997；陳等，1997；黃等，1998)。此模式為一原始方程模式，水平方向使用直角網格座標，解析度為從原 60 公里提高至 45 公里，垂直座標為 σ 座標，共分為 20 層。預報涵蓋範圍原固定在約 80°E ~ 190°E ， 5°N ~ 60°N (161×121 網格)，目前改採用依照最接近台灣的颱風之初始位置訂出模式預報範圍 (颱風位於預報範圍的近中心處)，以及為盡可能涵蓋北方槽脊系統而將之調整為 (191×155) 網格。模式中所使用之初始資料為中央氣象局全球模式預報系統 (GFS) 之全球分析場，透過觀測資料進行客觀分析 (目前使用最佳內差法 Optimal Interpolation；OI)、渦旋植入 (bogusing) 方法等初始場之特殊處理，再經非線性正模初始化過程 (nonlinear normal mode initialization) 後，將此處理過之資料放入預報模式開始進行積分。預報時的側邊界條件來自 GFS 之預報場。預報模式中所使用之參數化過程主要包括積雲參數化 (修正後的 Kuo 參數化)，邊界層處理 (TKE- ϵ 參數化) 及輻射參數化 (Simplify 參數化)。時間積分採用蛙跳式差分法及 split-explicit scheme。

(二)TFS 初始化過程

由於在廣闊的洋面上缺乏傳統觀測站，故各種氣象變數場在經過客觀分析之後，仍不能正確地呈現颱風之結構及位置。因此一般颱風模式若欲提昇對颱風之預報能力，則於颱風所在位置植入虛擬渦旋並適當修正其附近環流，為不可或缺之步驟。

(1) 1996 年 (TFS96)：在客觀分析後進行颱風初始化處理。

(a) 虛擬渦旋植入

TFS 颱風預報系統將颱風以強度及大小分為七類，再將觀測的颱風依其強度及大小歸類，在風場方面採用 Rankine 渦旋，再利用梯度風平衡求得質量場，將此渦旋植入初始環境場中 (此為颱風環流中對稱部分)。

(b) β -gyres 之加入法

颱風渦旋因受行星渦度平流之作用，會造成在渦旋西側有正渦度次中心而渦旋東側有負渦度次中心，因而產生一波數為一的次環流；又因對稱渦旋和非對稱渦旋之非線性平流，會使得颱風往西北方運動（即 β 效應）。在 TFS 颱風預報系統中為避免虛擬渦旋積分時所產生之 β -gyres 需積分至 48 小時才能達平衡，因此在颱風初始場中便加入由一組三角函數模擬而得之 β -gyres，代表颱風環流中不對稱部分。

(c) DeMaria (1987) 初始流場修正法

颱風路徑預報之統計模式 CLIPER (CLImatology and PERsistence)，將颱風過去運動之特性視為一項預報因子；而 CLIPER 模式對於 12 小時之颱風路徑預報有相當不錯之表現，因此 DeMaria 設計了初始場修正法，將颱風過去運動之特性放入模式中。根據 DeMaria 之初始流場修正法，TFS 颱風模式中亦保留了颱風過去運動特性，而藉由此方法不但可調整大範圍環流和駛流之關係，亦可以修正來自 GFS 初始場之錯誤資料導致客觀分析不佳之情形。

(2) 1997 年之修正 (TFS97)

(a) 引進濾波技術

第二代 TFS 颱風預報系統自 1994 年正式上線作業以來，對來自 GFS 的初始資料，除了前述的颱風初始化處理過程之外，並無針對 GFS 初始資料中若即存在之錯誤颱風訊息（如颱風位置偏差、環流太弱等等問題）加以處理。近年來由 Kurihara、Bender 和 Tulega (1995) 所發展之 GFDL (Geophysical Fluid dynamics Laboratory) 多重巢狀可移動網格 (Multiple Nested Movable Mesh) 颱風模式對大西洋、東太平洋 (Kurihara et al., 1995) 及西北太平洋 (Wu, 1995) 之颱風皆顯示極強之預報能力。有鑑於此，TFS 引進 GFDL 模式對颱風結構及其附近環流之初始化處理技術概念，並加入其他部分之修正。在所進行的個案測試中，可有效減少 TFS 預報誤差（陳等，1997）。因此 TFS 在 1997 將此修正部分放入正式作業中，並對實際發生之颱風進行線上預報，提供預報人員未來二天颱風之走向。

目前在 TFS 颱風預報系統作法如下：在颱風所在位置附近，以 GFDL 颱風模式中所使用之濾波技術去除掉來自 GFS 之初始資料中的颱風環流場，以取得較適當之駛流場分布（原採用 DeMaria 初始流場修正法）。

(b) 虛擬渦旋植入

在取得之駛流場上植入 Rankine Vortex，以模擬颱風環流對稱部分，而在 Rankine Vortex 分布曲線之各項參數決定上，也較以往採取更仔細之考慮。

(c) β -gyres 之加入法

不對稱環流 β -gyres 之模擬流場改由相當正壓模式積分產生(原用一組三角函數產生)。

以上所得颱風結構及附近流場最後再經由最佳內差客觀分析法 (Optimal interpolation) 修正 (原本 TFS96 是在客觀分析後方進行颱風初始化處理)。

(三) 人工加熱法

TFS 第二代颱風路徑模式目前之水平網格為 45 公里，解析度較第一代颱風模式之 70 公里為好，而垂直層數在第二代模式中有 20 層(第一代模式只有九層)。增加垂直解析度可改進模式對邊界層參數化之處理，但在植入弱渦旋時，TFS 第二代颱風路徑模式的物理過程有時不足以維持所植入虛擬渦旋之結構。目前為維持渦旋結構所採用之人工加熱法主要根據 Chang(1993)：

$$Q(r, \sigma) = Q_0 \cos \frac{\pi r}{2R} \sin[\pi(\sigma - 0.1)]$$

其中 Q_0 為最大加熱率， r 為某格點至颱風中心之距離， R 為最大加熱半徑。當颱風附近某格點由模式產生之加熱率較上述方程式所計算為弱時，即以之代換。

四、TFS 預報測試結果分析

1996 年 4 月到 12 月，西北太平洋上總計發生 30 個颱風，中央氣象局 TFS 預報系統於此年(TFS96)對其中 25 個颱風做即時作業預報(黃等，1997)，TFS96 對各個颱風分別預報 1 至 19 次，每次做 48 小時之預報。全部 231 個個案的 24、48 小時之平均路徑預報誤差分別為 172 公里及 338 公里。TFS97 從 231 個個案中挑選 52 個颱風個案(預報個案如表 1)，針對每個個案進行 48 小時預報，以便與 TFS96 進行均勻個案比較。在所挑選 52 個颱風個案，TFS96 之 24、48 小時平均路徑預報誤差分別為 178 公里及 400 公里(表 2)，雖然較全部個案之 172 公里及 338 公里平均誤差為大(亦即在 52 個個案中包含誤差很大的預報)，但 48 小時路徑預報誤差小於 338 公里在 49 個個案中亦佔有 23 個個案(圖 4b)，因此 TFS96 所挑選 52 個個案之平均預報結果，對實際的 231 個個案而言，應仍具有一定之代表性。以下就 TFS96、TFS97、中央氣象局官方預報(CWB)、相當正壓模式(Equivalent Barotropic Model, EBM)及統計預報方法 CLIPER (CLImatology and PERsistence)對此 52 個個案之預報結果做較詳盡之誤差分析。

(一)路徑預報誤差

中央氣象局 TFS 預報系統於 1997 年 (TFS97) 的資料初始過程與 1996 年 (TFS96) 比較，有相當大的更動。1996 年 4 月到 12 月，西北太平洋上共發生 30 個颱風，TFS97 從中挑選 52 個颱風個案(表 1)，每個個案進行 48 小時預報，並與 TFS96、中央氣象局官方預報(CWB)、相當正壓模式(EBM)及統計預報方法 CLIPER 所做的即時預報結果進行均勻個案(homogeneous)之比較。其中，所有的路徑預報誤差均是以中央氣象局官方分析的颱風中心為校驗位置。

為了進一步檢視 TFS96 及 TFS97 經由不同資料初始過程對 TFS 模式路徑預報造成的影響，我們將來自中央氣象局全球預報模式(GFS)的分析場及預報場做為 TFS97 的初始場及側邊界條件(與 TFS96 相同)，亦即在相同的初始條件下，TFS97 做兩天的預報，再將所預報的 52 個颱風個案與 TFS96 所做的即時預報結果做預報誤差分析。表 2 是 TFS96 及 TFS97 的路徑預報誤差之比較。TFS96 在 52 個個案中，對 12、24、36 及 48 小時的各預報時間之平均路徑預報誤差分別為 94、178、283 及 400 公里，TFS97 則分

別為 114、167、206 及 250 公里。兩相比較之下，可看出 TFS97 除 12 小時的平均路徑預報誤差較 TFS96 高出 20% 之外，其餘之誤差則隨預報時間增加，誤差改進從 6%，進展到 27% 及 38%。圖 4a、圖 4b 及表 2 顯示，在 24 和 48 小時的預報中，TFS97 路徑預報優於 TFS96 之比例分別佔總個案數之 50% 及 73%，這些結果表示 TFS97 之預報結果優於 TFS96 並非只是由於某些特定較好的個案預報所造成。統計檢定 (t-test) 亦顯示，在 95% 的信心下，TFS97 在 24、36 及 48 小時的各預報時間，其路徑預報均較 TFS96 為優。探究 TFS97 之 12 小時之平均路徑預報較差、而隨預報時間增加誤差反而減小之原因，可能是因 TFS96 在初始場中加入了 DeMaria 初始流場修正法，將颱風過去運動特性放入，修正颱風周圍初始之大尺度環流場，此修正效果可在預報前期持續發揮作用。雖然 TFS97 沒有採用 DeMaria 初始流場修正法修正大尺度環流場，改採 GFDL 模式中所使用之濾波技術取得駛流場，但此修正效果在預報前期似乎沒有 DeMaria 初始流場修正法來的直接。而隨著預報時間的增加，DeMaria 初始流場修正法對模式產生的影響逐漸減小，若原來在初始場中並無觀測資料修正、而 TFS96 又沒有對渦旋或駛流場之錯誤訊息加以處理，則錯誤訊息可能隨預報時間增加仍持續下去。TFS97 所採用的濾波技術，針對上述可能存在於初始場的錯誤訊息加以處理，之後才加入虛擬颱風渦旋。推測因為 TFS97 獲得較正確之修正初始場，因而可得誤差較小之颱風預報路徑。

TFS96 及 TFS97 再與中央氣象局另一動力模式 EBM 做相同個案之路徑誤差和標準差之比較(見表 3 和圖 5)。結果顯示，除了 12 小時之預報時間外，隨預報時間增加，TFS97 的平均路徑預報誤差皆小於 TFS96 與 EBM 之路徑誤差，TFS97 的路徑誤差之平均標準差亦有類似結果。此亦說明，相對於 TFS96 及 EBM 兩颱風模式，TFS97 除較具準確性外，亦較具穩定性。

至於 TFS97 與 TFS96、EBM、中央氣象局的官方預報(CWB) 及統計預報方法 CLIPER 做相同個案平均路徑預報誤差比較之結果(如表 4 及圖 6)，可看出前 24 小時除 EBM 之外，其餘各模式及官方預報的路徑誤差很接近，但在 24 小時以後，TFS97 及 CWB 的路徑誤差即明顯地小於其他預報結果，此差異並隨時間增加而變大。若將 TFS96、TFS97、EBM 此三個颱風預報系統及 CWB 官方預報之誤差相對於 CLIPER 之預報誤差做正規化後之比較 (即

$\frac{e_{model} - e_{CLIPER}}{e_{CLIPER}}$ ；其中負值表示模式較 CLIPER 之預報為佳，即顯示有預報技術)，結果(圖 7)顯示 CWB 官方預報在預報全期皆表現出預報技術(優於 CLIPER)；而 TFS97 在前 24 小時路徑預報稍劣於 CLIPER，之後即表現出預報技術，48 小時甚至優於 CWB 官方預報(約超過 7%)。

(二)路徑預報偏差

除對各颱風模式及官方預報之路徑預報系統結果加以比較之外，我們亦針對 TFS96、TFS97 及 EBM 預報做路徑預報系統偏差之分析。在此分析中我們將路徑預報誤差分為沿著颱風路徑 (Along Track；AT) 及垂直颱風路徑 (Cross Track，以 AT 方向右側為正；CT) 二個分量，以探討此三個模式對颱風移速及行徑方向預報的掌握。圖 8a 及圖 8b 為 TFS96、TFS97 與 EBM 三個中央氣象局颱風動力模式做相同個案之比較，針對 AT 和 CT 兩個分量來瞭解其相對於 CLIPER 的預報技術。由圖中可知 TFS97 在 AT 方向上相對於 CLIPER 的預報技術較 CT 方向為佳，亦即 TFS97 路徑預報對颱風移速之表現優於對颱風行進方向之表現。至於 TFS96 的預報，是 AT(颱風移速)之預報技術隨預報時間增加而衰減、而 CT(颱風行進方向)之預報技術隨預報時間增加反有增進之趨勢。另一颱風預報系統 EBM 則不論是 AT 方向或 CT 方向，皆無法表現出預報技術。

圖 9a、b、c 為 TFS96、TFS97 及 EBM 等颱風預報系統對 52 個預報個案 24、48 小時預報時間之誤差在 CT 與 AT 分量上之分布圖。圖中顯示此 EBM 在 CT 方向有明顯偏左之系統性誤差，且隨時間增加，此偏差量亦加大；TFS96 與 TFS97 之路徑誤差在 CT 方向上則稍顯凌亂，但以預報偏左之誤差個案佔較多數。在三個預報系統中，以 TFS97 偏差量最小、TFS96 次之，EBM 最大。此外，在 AT 方向上，中央氣象局的三個颱風預報模式皆有較明顯的系統性偏慢現象。

圖 10 至圖 12 為 TFS96、TFS97 及 EBM 等颱風預報系統對 52 個預報個案 24、48 小時預報時間的位置偏差(將所有 24 或 48 小時的預報誤差值經由簡單客觀分析所計算出每 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點上之代表誤差向量；圖中箭頭代表實際之精緯度誤差)，在圖中邊界區域之誤差會因個案不足而受少部份預報結果影響因而較不具代表性。圖

10a 為 TFS96 在 24 小時之路徑預報位置偏差，結果顯示， 20° N 以北區域具有明顯向西之系統性偏差、 130° ~ 135° E 之較低緯度區有向北之位置偏差；至於 20° N 以南之南海區域及約在 135° E 以東、 18° N 以南區域的偏南誤差，因個案數太少，較不具代表性。48 小時之位置偏差分布(圖 10b)與 24 小時之位置偏差分布(圖 10a)有相似之結果，只是路徑誤差擴大。我們的分析顯示，造成 20° N 以北區域向西之偏差可能是因為 TFS96 預報低估颱風轉往東北(或東)方向行進之颱風移速及過晚轉向、或颱風往西或西北方向行進時，TFS96 出現偏左之預報誤差(與圖 9a 一致)。 130° ~ 135° E 之較低緯度區有向北之位置偏差，則是因 TFS96 預報西進颱風過早北轉所致。

TFS97 之路徑預報位置偏差如圖 11。圖 11a、11b 分別為在 24、48 小時之路徑預報位置偏差分布，二者在 20° N 以北區域皆具有明顯向西之系統性偏差、 130° E 以東之較低緯度區有向北之位置偏差，但 48 小時之路徑誤差較 24 小時誤差為大。分析結果顯示與 TFS96 預報類似，即當颱風往西或西北方向行進時，TFS97 預報出現偏左之誤差、以及 TFS97 預報低估颱風轉往東北(或東)方向行進之颱風移速及過晚轉向，是造成向西之系統性偏差之原因(與圖 9b 一致)。此外，TFS97 對較低緯度之西進颱風仍有預報過早北轉之系統性誤差。圖 12 為 EBM 之的位置偏差，圖中可看出 24、48 小時預報時間在 20° N 以北區域有明顯向西之系統性偏差(較低緯度邊界區域的偏南誤差，因個案數太少，較不具代表性。)，此亦可能是因 EBM 對轉往東北(或東)方向行進的颱風預報行進速度及轉向過慢、對往西或西北方向行進之颱風則有偏左之誤差所致。

綜合以上對路徑預報偏差的分析，中央氣象局三個颱風預報系統對颱風轉向之時機掌握稍差，當颱風轉往東北(或東)方向行進時，亦有低估其移速的情形。TFS97 針對大尺度環流場以濾波技術加以修正，雖對整體平均誤差有不錯的改進，但仍無法完全解決上述之系統性問題。

五、預報系統初始場之敏感度測試

對於數值預報模式，初始資料為影響颱風路徑預報結果的因素之一。為瞭解初始資料對中央氣象局颱風路徑預報系統(TFS)之影響程度，因此設計四個實驗，即利用 TFS96 及 TFS97 對分別來自中央氣象局全球預報系統(GFS)及 ECMWF/TOGA Basic Level III Data Sets(以下簡稱 EC)的初始資料做 48 小時預報，並根據 1996 年 TFS96 對發生在西北太平洋上的颱風所做之真時預報，選取路徑預報誤差偏大之個案當作測試個案。在此初步測試中，我們選擇 1996 年 9 月 15 日 00Z 至 16 日 12Z 的魏萊特(Violet)颱風及 9 月 26 日 00Z 至 29 日 00Z 的薩恩(Zane)颱風(見圖 1a、圖 2a)，共 11 個個案進行研究，針對每一個個案，我們進行四個實驗。實驗一為以 GFS 當做初始資料，TFS96 為預報系統，每一個案做 48 小時預報(以 TFS96-GFS 表示)；實驗二則將初始資料改為 EC(以 TFS96-EC 表示)；實驗三中預報系統則改為 TFS97，初始資料為 GFS(以 TFS97-GFS 表示)；實驗四所有之預報系統與實驗三相同，但以 EC 為初始資料(以 TFS97-EC 表示)。在此實驗中，除可分析初始資料對 TFS 的影響程度之外，亦可比較 TFS96 與 TFS97 之間的差異。(以下以 TFS96/TFS97 表示用同一模式 TFS96/TFS97 對 GFS 及 EC 初始資料做實驗)(註：有關 TFS96 及 TFS97 的初始化方法之比較，請見第二節中‘TFS 初始化過程’之介紹。)

(一)、整體比較

(1).路徑預報表現

圖 13 及圖 14 為 TFS96 及 TFS97 對不同初始場及所選取颱風個案的預報結果，圖 13 為對魏萊特颱風個案，圖 14 為對薩恩颱風個案。圖 13a 與圖 13b 為 TFS96 分別使用 GFS(實驗一)及 EC(實驗二)做為初始資料所得的預報結果，圖中可看出雖然在速度與方向上有差異，但兩者有類似的路徑預報趨勢。圖 13c 及圖 13d 亦是使用 GFS(實驗三)與 EC(實驗四)做為初始資料所得的預報結果，但預報模式為 TFS97，此兩圖亦如圖 13a 與圖 13b，即利用不同的初始資料得到類似的路徑預報趨勢。對薩恩颱風個案所做的測試(圖 14)，亦得到類似的結果。圖 15(對魏萊特颱風個案)及圖 16(對薩恩颱風個案)為單一個案中不同預報模式對不同初始資料所做預報結果之比較，由圖中更可清楚看出如圖 13 及圖 14 的結果。因此由以上結果可知，

TFS96 利用不同的初始資料(GFS 及 EC)所得之預報路徑差距並不大，TFS97 亦有類似的結果。

除此之外，實驗中所選取為 TFS96 對颱風轉向掌握較差之個案，比較圖 13a 與圖 13c(或圖 13b 與圖 13d)可知，TFS97 雖在掌握魏萊特颱風轉向時間及颱風行進速度上仍有誤差，但已可預報出颱風轉向的趨勢，比 TFS96 改進很多。由圖 14、圖 15 和圖 16 亦可得出相同之結論。

(2).路徑預報誤差

圖 17 為四個實驗對魏萊特颱風個案平均路徑預報誤差之比較，實驗一至四的 24 小時誤差分別為 203 公里、194 公里、140 公里、171 公里，48 小時誤差則是 550 公里、564 公里、274 公里、349 公里，顯示 TFS97 之表現優於 TFS96，而 TFS97 之初始資料若為 GFS，可得較好的預報結果，與初始資料為 EC 之路徑誤差差距隨預報時間加長而增大，24 小時差距為 31 公里，48 小時差距增至 75 公里。至於 TFS96 對不同初始資料的預報表現則差別並不大。圖 18 為四個實驗對另一颱風薩恩之個案平均路徑預報誤差的比較，實驗一至四的 24 小時誤差分別為 157 公里、154 公里、149 公里、175 公里，48 小時誤差則是 436 公里、393 公里、164 公里、230 公里。同樣的，圖 18 可得到類似圖 17 的結果，亦即 TFS97 的路徑預報較 TFS96 有顯著的改進，TFS97 對不同初始資料的路徑預報誤差差距隨預報時間增加而增大，TFS96 對此颱風個案亦有類似 TFS97 的結果，但路徑誤差差距隨預報時間加長而增加的幅度不如 TFS97 大。圖 19 是將四個實驗的個案測試與統計預報模式 CLIPER 做均勻個案的比較，圖中顯示 TFS97 的路徑預報誤差不僅小於 TFS96，亦優於 CLIPER。將四個實驗的路徑預報誤差相對於 CLIPER 之誤差做正規化後之比較($\frac{e_{model} - e_{CLIPER}}{e_{CLIPER}}$ ；其中負值表示模式較 CLIPER 表現為佳，即顯示有預報技術)，結果如圖 20 所示，TFS97-GFS 對此 11 個案表現出預報技術，TFS97-EC 在 24 小時後之預報表現優於 CLIPER，至於 TFS96 則劣於 CLIPER。

(3).路徑預報偏差

將颱風路徑預報誤差分為沿著颱風路徑(Along Track；AT)及垂直颱風路徑(Cross Track，以 AT 方向右側為正；CT)二個分量，以探討 TFS96 與 TFS97 對不同初始資料的路徑預報在颱風移速及行徑

方向之掌握。圖 21 為 TFS96 與 TFS97 對 11 個案做比較，針對 AT 和 CT 兩個分量來瞭解其相對於 CLIPER 的預報技術。由圖中可知 TFS97 在 CT 方向上相對於 CLIPER 的預報技術較 AT 方向為佳，即對此二轉向颱風 TFS97 路徑預報對行進方向之表現優於颱風移速之表現。而 TFS96 在 AT 和 CT 兩個分量的表現幾乎皆較 CLIPER 為劣。

圖 22a、b、c、d 為 TFS96-GFS、TFS96-EC、TFS97-GFS 及 TFS97-EC 對實驗中個案 24、48 小時預報時間之誤差在 CT 與 AT 分量上之分布圖。圖中顯示 TFS96 和 TFS97 對兩種初始資料皆表現出預報偏慢的情形，即改變初始資料對 TFS96 及 TFS97 預報偏慢的系統性誤差並沒有幫助。此外 TFS96 有明顯的偏左誤差，亦即颱風轉向過慢，而 TFS97 對此掌握較佳，其中 TFS97-GFS 又優於 TFS97-EC。以上可與圖 21 相印證。

TFS96 與 TFS97 之間主要差別在於資料初始化過程。由以上結果顯示，TFS97 更改其初始化過程對颱風路徑預報確有很大助益。此外，在此 11 個測試個案中，TFS96 對初始資料的敏感度不如 TFS97，初始化過程的差異可能是原因之一。

(二)、個案分析

為較清楚瞭解初始資料的影響及 TFS96 與 TFS97 間之差異，選取 4 個個案對四個實驗(TFS96-GFS、TFS96-EC、TFS97-GFS 及 TFS97-EC)做進一步分析討論。其中兩個個案(1996 年 9 月 15 日 12Z 的魏萊特颱風和 9 月 27 日 12Z 的薩恩颱風)中 TFS96 的真時預報並無法預報颱風轉向的趨勢(見圖 3b 及圖 4d)，而 1996 年 9 月 29 日 00Z 的薩恩颱風個案則是 TFS96 真時預報的颱風轉向後移速過慢。另外，我們選取 1996 年 9 月 26 日 00Z 的薩恩颱風個案則是嘗試透過四個實驗瞭解預報路徑近似的主要原因。

在此必須提出的是，在植入之虛擬渦旋的強度方面，若為強颱風，TFS96 虛擬渦旋的強度通常小於真實颱風，但 TFS97 則較 TFS96 更弱；若為弱颱風，TFS96 虛擬渦旋的強度通常大於真實颱風，但 TFS97 更大於 TFS96。此外，TFS96 真時預報的初始資料來自 GFS(即 TFS96-GFS)。

(1).1996年9月15日12Z的魏萊特颱風個案

強烈颱風魏萊特於1996年9月15日12Z位於東經126.6度、北緯18.8度，中心氣壓為950hPa，最大風速43m/s，七級風暴風半徑250公里，正由北北西方轉向東北方向移動。圖15b顯示TFS96-GFS和TFS96-EC皆無法掌握颱風轉向的趨勢，而TFS97-GFS與TFS97-EC可預報颱風轉向趨勢，但轉向時間及移速的掌握則仍不夠理想。實際上，在此同時於東經145.1度、北緯20.9度存在一中度颱風湯姆(Tom)，其中心氣壓為975hPa，最大風速30m/s，七級風暴風半徑150公里，往北北東方向移動，與魏萊特颱風的相對位置見圖23，兩個颱風相距約2000公里。在四個實驗中，為簡化問題，我們只植入魏萊特颱風的虛擬渦旋，並沒有對湯姆颱風進行颱風初始化過程。

圖24和圖25的a、e、i分別為來自GFS及EC的海平面氣壓場、850hPa風場、500hPa高度場之初始資料，由圖中可知EC初始資料即存在較GFS強的魏萊特颱風與湯姆颱風環流，但位置誤差較大。TFS96將這初始資料當做客觀分析的初始猜測值(first guess)，在客觀分析之後才植入虛擬渦旋(沒有處理原存在資料中之颱風環流)，經非線性正模初始化(nonlinear normal mode initialization)後，再將所得資料(圖24b、f、j和圖25b、f、j)放入模式對時間進行積分。TFS97對颱風初始化過程不同於TFS96，TFS97是將來自GFS或EC的初始資料先利用濾波技術去除掉資料中的颱風環流場(圖26a、e、i和圖27a、e、i)，再植入虛擬渦旋，之後才做客觀分析與非線性正模初始化(圖26b、f、j和圖27b、f、j)。四個實驗的48小時預報結果見圖24、25、26、27的c、d、g、h、k、l。

圖26、27的a、e、i顯示TFS97經濾波技術已將原存在之魏萊特颱風環流去除，而比較完成初始化過程的圖24、25、26、27的b、f、j可知，TFS96與TFS97已將魏萊特颱風放至正確位置，但TFS97所植入之渦旋強度小於TFS96。因TFS96沒有特別處理原存在資料中之颱風環流，所以圖24及圖25的b、f、j中魏萊特颱風有較明顯的不對稱性。此外TFS96-EC和TFS97-EC的湯姆颱風結構較TFS96-GFS及TFS97-GFS好，但位置稍偏北(GFS則偏西南)。

在預報過程中，TFS96-GFS及TFS96-EC對魏萊特颱風的強

度預報較 TFS97-GFS 及 TFS97-EC 強(見圖 24、25、26、27 的 c、d、g、h、k、l)，而魏萊特颱風行徑如圖 15b，魏萊特颱風沿著太平洋高壓邊緣前進(TFS96-GFS 及 TFS96-EC 參考 500hPa 的 5880m 等高線，TFS97-GFS 及 TFS97-EC 參考 500hPa 的 5850m 等高線)，但 TFS96-GFS 及 TFS96-EC 中的太平洋高壓範圍強度皆大於 TFS97-GFS 及 TFS97-EC。原在中國大陸沿海的高空槽線系統在 TFS97-GFS 及 TFS97-EC 中東移、南伸(部分圖未示。參考 500hPa 的 5820m 等高線)，導引魏萊特颱風逐漸轉向東北東方移動，但此預報之槽線系統並不強，並受到隨預報時間增長之高壓阻擋，這可能是導致魏萊特颱風轉彎、移動過慢的原因之一。至於在 TFS96-GFS 及 TFS96-EC 中的槽線系統，受隨預報時間加強的高壓阻塞，其南伸程度不如 TFS97-GFS 及 TFS97-EC，無法發揮引導颱風轉向的作用。至於另一颱風湯姆，其強度在 TFS96-EC 和 TFS97-EC 仍較 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 強，且受高層西風帶影響往北北東方向移動，在 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 中則因颱風環流較弱與初始位置較偏西南之故，受高層西風帶影響較少而往東北東方向行進。

(a). TFS96 和 TFS97 不同初始化過程對颱風行進之影響

根據 Carr et al.(1997)， β -effect 不僅影響颱風移動方向，亦會改變其東南邊高壓的大小。在此四個實驗中，魏萊特颱風和湯姆颱風之間的高壓強度、範圍隨時間增長，可與上述理論相互印證。此外， β -effect 的強弱與颱風最大風速區之外的風場結構(outer wind strength of TC)、颱風影響範圍(TC cyclonic extent)及颱風所在緯度有關。在實驗中，TFS96 的魏萊特颱風強度、範圍皆強於 TFS97，亦即 TFS96 中的 β -effect 大於 TFS97，加上積分初始時間，魏萊特颱風處於一個駛流場不明顯的環境中，因此 TFS96 中的魏萊特強烈颱風主要受其 β -effect 及其後增強的高壓影響而往西北西方向行進。增強的太平洋高壓亦阻擋北邊正往東移的弱槽線系統南伸，魏萊特颱風因而無法跟著槽線系統改變行進方向。至於 TFS97 中的魏萊特颱風，其強度、範圍皆不如 TFS96，因此 β -effect 的相關影響亦弱於 TFS96，槽線系統因此得以導引魏萊特颱風轉向，但因槽線系統不強，這或許是颱風轉向、移動過慢的原因之一。

(b). 不同初始資料對預報的影響

本研究中，我們分別使用 GFS 及 EC 等初始資料進行實驗。由實

101
驗結果得知，在此個案中不同的初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大。以 EC 當初始資料的 TFS96-EC 及 TFS97-EC 的魏萊特颱風預報路徑皆較以 GFS 為初始資料的 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 的颱風預報路徑有偏左的誤差，這也許是因初始時間魏萊特颱風右邊的高壓系統在 EC 中即稍強於 GFS 所致。

另一值得注意的是，與魏萊特颱風同時存在的湯姆颱風在不同初始資料中的差異。湯姆颱風在 EC 中明顯比在 GFS 中強，而颱風初始所在位置上則兩者與實際位置皆有差距，EC 稍偏北，GFS 則偏西南。預報期間，EC 中的湯姆颱風因較強，受 β -effect 及其後增強的高壓、以及高層西風帶影響而往北北東方向行進。而在 GFS 中的湯姆颱風強度只為一低壓系統，且位置又偏西南，因而在 EC 中影響湯姆颱風移動的因素，在 GFS 中則影響較小，湯姆颱風往東北東方向移動。

由以上推論可知，在此個案中高空槽線為導引魏萊特颱風轉向之因素，但不同颱風初始化過程導致颱風初始強度不同，因而使 β -effect 強弱不同，影響颱風移動路徑。在此個案中不同的初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大，而不同颱風初始化過程對颱風路徑預報影響較顯著。

(2).1996 年 9 月 27 日 12Z 的薩恩颱風個案

強烈颱風薩恩於 1996 年 9 月 27 日 12Z 位於東經 125.7 度、北緯 21.7 度，中心氣壓為 955hPa，最大風速 43m/s，七級風暴風半徑 200 公里，正由北北西轉向北北東方向移動。圖 16d 顯示 TFS96-GFS 和 TFS96-EC 皆無法掌握颱風轉向的趨勢，甚至向西登陸臺灣，而 TFS97-GFS 與 TFS97-EC 可預報颱風轉向趨勢，但轉向時間及移速的掌握則稍差。於此同時另一強烈颱風葉慈(Yates)位於東經 139.6 度、北緯 20.1 度，其中心氣壓為 950hPa，最大風速 43m/s，七級風暴風半徑 180 公里，往西北方向移動，與薩恩颱風的相對位置見圖 16，兩個颱風相距約 1500 公里。在四個實驗中，仍只植入薩恩颱風的虛擬渦旋，並沒有對葉慈颱風進行颱風初始化過程。

圖 29 和圖 30 的 a、e、i 分別為來自 GFS 及 EC 的海平面氣壓場、850hPa 風場、500hPa 高度場之初始資料，仍如前個案所

述，EC 初始資料即存在較 GFS 強的薩恩颱風與葉慈颱風環流。圖 31、32 的 a、e、i 顯示 TFS97 經濾波技術已將原存在之薩恩颱風環流去除，而比較完成初始化過程的圖 29、30、31、32 的 b、f、j 可知，TFS96 與 TFS97 已將薩恩颱風放至正確位置，但 TFS97 所植入之渦旋強度小於 TFS96。因 TFS96 沒有特別處理原存在資料中之颱風環流，所以圖 29 及圖 30 的 b、f、j 中薩恩颱風有較明顯的不對稱性。此外 TFS96-EC 和 TFS97-EC 的葉慈颱風結構較 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 好，但位置稍偏東(GFS 則稍偏西南)。還有要注意的是，在中國大陸沿岸的高空槽線系統，其在 TFS97 的強度大於 TFS96(參考 500hPa 的 5820m 等高線)，且位置較偏東、南伸，TFS96 中的太平洋高壓系統則強於 TFS97，橫互在薩恩颱風北邊(參考 500hPa 的 5850m 等高線)。

在薩恩颱風強度預報方面，此個案與前一個案不同，雖然 TFS96-GFS 及 TFS96-EC 對薩恩颱風的強度預報在颱風登陸臺灣前皆較 TFS97-GFS 及 TFS97-EC 強(見圖 29、30、31、32 的 c、d、g、h、k、l)，但 TFS97 對薩恩颱風的強度預報趨勢為隨時間增加而加強，而 TFS96 則是減弱。薩恩颱風預報路徑如圖 16d 所示。TFS97 的高空槽線系統在預報時間 12 小時已抵達薩恩颱風北邊(槽線系統參考 500hPa 的 5820m 等高線，高壓參考 500hPa 的 5850m 等高線)，開始導引颱風轉向，之後使颱風往東北東方向行進並加強。在 TFS96 中，槽線系統落後 TFS96 約 12 小時，而且太平洋高壓一直在薩恩颱風北邊，沒有東退的情形，因此薩恩颱風沒有受槽線系統影響而轉向。至於另一颱風葉慈，其強度在 TFS96-EC 和 TFS97-EC 仍較 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 強，而且與薩恩颱風間有明顯之藤原效應，使颱風往西北方向移動。在 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 中則因颱風環流較弱之故，與薩恩颱風間之藤原效應較小而往北北西方向行進，且速度較慢。

(a).TFS96 和 TFS97 不同颱風初始化過程對颱風行進之影響

與前一個案不同，此薩恩颱風個案有明顯駛流場。在進行颱風初始化過程之後，TFS96 與 TFS97 的駛流場有很大的不同，分別由不同的大尺度系統主導，TFS96 的駛流場為北邊的高空槽線系統，而 TFS97 的駛流場為太平洋高壓系統，因而造成 TFS96 與 TFS97 的薩恩颱風預報路徑有如此大之差異。會形成不同駛流場的主要原因在於不同颱風初始化過程。TFS97 利用濾波技術去除原先存在資料中位置錯誤、強度較弱之颱風環流，再植入替代渦旋(強度弱於

TFS96)，經非線性正模初始化後即得高空槽線系統為駛流場。而 TFS96 並沒有先處理原存在資料中的颱風環流，就直接植入替代渦旋(強度大於 TFS97)，不僅在薩恩颱風有更明顯的不對稱性，而且經非線性正模初始化後颱風駛流場成為橫互其北邊的太平洋高壓系統。雖然 TFS97 預報出薩恩颱風轉向的趨勢，較 TFS96 為優，但仍有偏右的誤差，且移速較慢。

在此個案中，仍可見因 β -effect 而造成在颱風東南邊高壓增強的情形。

(b).不同初始資料對預報的影響

如同前一個案，使用 GFS 或 EC 當初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大。

兩種初始資料最大的差異在於與薩恩颱風同時存在的葉慈颱風之位置、強度及範圍。葉慈颱風在 EC 中明顯比在 GFS 中強，而颱風初始所在位置上則兩者與實際位置皆稍有差距，EC 稍偏東，GFS 則稍偏西南。預報期間，EC 中的葉慈颱風因較強，與薩恩颱風有明顯的藤原效應而往西北方向行進。而在 GFS 中的葉慈颱風強度只為一低壓系統，雖與薩恩颱風距離夠近，仍有藤原效應，但影響較小，葉慈颱風往北北西方向移動。此外，因在 EC 中的藤原效應較強，造成 TFS96-EC 的薩恩颱風預報路徑在 TFS96-GFS 的左側，TFS97-EC 則較 TFS97-GFS 為慢(圖 16d)。

由以上推論可知，在此個案中高空槽線為導引薩恩颱風轉向之因素，但不同颱風初始化過程導致颱風駛流場不同，因而使颱風移動路徑有很大差異。在此個案中不同的初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大，而不同颱風初始化過程對颱風路徑預報影響較顯著。

(3).1996 年 9 月 29 日 00Z 的薩恩颱風個案

強烈颱風薩恩於 1996 年 9 月 29 日 00Z 位於東經 126.3 度、北緯 26.1 度，中心氣壓為 950hPa，最大風速 43m/s，七級風暴風半徑 200 公里，正由北北東轉東北東方向移動。圖 16g 顯示 TFS96-GFS 和 TFS96-EC 預報出颱風轉向的趨勢，但轉向後移速過慢，而 TFS97-GFS 與 TFS97-EC 颱風提早轉向，轉向後移速雖仍較實際稍慢，但比 TFS96-GFS 和 TFS96-EC 快很多。此時另一

強烈颱風葉慈(Yates)位於東經 138.1 度、北緯 23.2 度，其中心氣壓為 930hPa，最大風速 48m/s，七級風暴風半徑 180 公里，由北北東轉東北方向移動，與薩恩颱風的相對位置見圖 28，兩個颱風相距約 1300 公里。在四個實驗中，仍考量簡化問題，只植入薩恩颱風的虛擬渦旋，並沒有對葉慈颱風進行颱風初始化過程。

圖 33 和圖 34 的 a、e、i 分別為來自 GFS 及 EC 的海平面氣壓場、850hPa 風場、500hPa 高度場之初始資料，如前個案所述，EC 初始資料即存在較 GFS 強的薩恩颱風與葉慈颱風環流。圖 35、36 的 a、e、i 顯示 TFS97 經濾波技術已將原存在之薩恩颱風環流去除，但因葉慈颱風距離較近，其颱風環流亦被削弱。比較完成初始化過程的圖 33、34、35、36 的 b、f、j 可知，TFS96 與 TFS97 已將薩恩颱風放至正確位置，但 TFS97 所植入之渦旋強度小於 TFS96。因 TFS96 沒有特別處理原存在資料中之颱風環流，所以圖 33 及圖 34 的 b、f、j 中薩恩颱風有較明顯的不對稱性。此外葉慈颱風因距離薩恩颱風只有 1300 公里，雖然葉慈颱風實際上為一強烈颱風，但被薩恩颱風的颱風初始化過程減弱成一低壓系統，在 TFS96-EC 和 TFS97-EC 存在中低對流層，但在 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 的 500hPa 高度場已找不到氣旋結構。還有要注意的是，已抵達薩恩颱風北方的高空槽線系統，其在 TFS97 的強度大於 TFS96(參考 500hPa 的 5820m 等高線)，而且薩恩颱風位於槽前，TFS96 中的薩恩颱風則在槽線南邊。除此之外，TFS96 中的太平洋高壓系統強於 TFS97(參考 500hPa 的 5850m 等高線)。

在薩恩颱風強度預報方面，此個案與前一個案類似，雖然 TFS96 在颱風初始化過程之後的薩恩颱風強度大於 TFS97，但 TFS97 對薩恩颱風的強度預報趨勢為隨時間增加而加強，而 TFS96 則是減弱(見圖 33、34、35、36 的 c、d、g、h、k、l)，薩恩颱風行徑如圖 16g 所示。TFS97 中的薩恩颱風在開始即位於槽前(槽線系統參考 500hPa 的 5820m 等高線，高壓參考 500hPa 的 5850m 等高線)，隨著槽線東移開始轉向，往東北東方向行進。薩恩颱風在行進中與高空槽線系統交互作用不斷加深強度，因此易受中緯度高層西風帶影響，颱風移速加快。在 TFS96 中，薩恩颱風於初始時間在槽線南邊，因此薩恩颱風雖受槽線系統影響而轉向，但槽線系統被持續增強的太平洋高壓影響以致向東移動速度及南伸範圍皆不若 TFS97 中的槽線系統，颱風因此移動緩慢。至於另一颱風葉慈，除了 TFS97-EC 在 48 小時的預報時間內仍可在 500hPa 高度場看見一微弱低壓往北北東方向移動，其餘的 TFS96-GFS、TFS96-EC 及 TFS97-GFS

中的葉慈颱風皆為一發展在低對流層、往北北東方向移動的低壓系統，並隨時間逐漸減弱。

(a).TFS96 和 TFS97 不同颱風初始化過程對颱風行進之影響

在此個案中，槽線系統為薩恩颱風的駛流場。在進行颱風初始化過程之後，TFS97 中的槽線系統明顯的比 TFS96 強且南伸，薩恩颱風已位於槽前，而 TFS96 中的薩恩颱風在槽線南邊。如同前一個案，會形成不同駛流場的主要原因在於不同颱風初始化過程。TFS97 利用濾波技術去除原先存在資料中位置錯誤、強度較弱之颱風環流，再植入替代渦旋(強度弱於 TFS96)，經非線性正模初始化後即得高空槽線系統為駛流場。而 TFS96 並沒有先處理原存在資料中的颱風環流，就直接植入替代渦旋(強度大於 TFS97)，不僅在薩恩颱風有更明顯的不對稱性，而且經非線性正模初始化後北方槽線系統減弱、東方太平洋高壓增強。雖然 TFS96 預報出薩恩颱風轉向的趨勢，但持續增強的太平洋高壓影響槽線系統東移速度及南伸範圍，因而造成颱風移動緩慢的情形。TFS97 中薩恩颱風與槽線系統的相對位置適於其發展，因而受高層西風帶影響，可預報出移速加快的現象。

在此個案中，仍可見因 β -effect 而造成在颱風東南邊高壓增強的情形。

(b).不同初始資料對預報的影響

與前二個個案相同，使用 GFS 或 EC 當初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大。

在此個案中，兩種初始資料最大的差異仍是與薩恩颱風同時存在的葉慈颱風之位置、強度及範圍。葉慈颱風在 EC 中明顯比在 GFS 中強，而颱風初始所在位置上則兩者與實際位置皆稍有差距，EC 稍偏西，GFS 則稍偏西南。但因葉慈颱風與薩恩颱風距離只有約 1300 公里，在對薩恩颱風進行颱風初始化過程之後，TFS96 及 TFS97 中的葉慈颱風受此過程影響減弱為只存在中低對流層之低壓系統，因而在此個案對颱風行進無甚影響。此外，EC 中的槽線系統較 GFS 強，這或許是 TFS96-EC/TFS97-EC 中薩恩颱風移速較 TFS96-GFS/TFS97-GFS 快的原因之一。

由以上推論可知，在此個案中高空槽線系統為導引薩恩颱風轉向之因素，但不同颱風初始化過程導致槽線系統強弱不同，因而使颱風移速有所差異。在此個案中不同的初始資料對同一模式的颱風路徑預

報影響並不大，而不同颱風初始化過程對颱風路徑預報影響較顯著。

(4).1996 年 9 月 26 日 00Z 的薩恩颱風個案

中度颱風薩恩於 1996 年 9 月 26 日 00Z 位於東經 129.4 度、北緯 18.9 度，中心氣壓為 970hPa，最大風速 33m/s，七級風暴風半徑 220 公里，往西北西方向行進。圖 16a 顯示 TFS96-GFS、TFS96-EC、TFS97-GFS 與 TFS97-EC 皆預報出颱風轉向趨勢，且四者差距不大。此時另一強烈颱風葉慈(Yates)位於東經 143.8 度、北緯 16.5 度，其中心氣壓為 930hPa，最大風速 48m/s，七級風暴風半徑 200 公里，向西北方向移動，與薩恩颱風的相對位置見圖 28，兩個颱風相距約 1600 公里。在四個實驗中，為簡化問題，仍只植入薩恩颱風的虛擬渦旋，並沒有對葉慈颱風進行颱風初始化過程。

圖 37 和圖 38 的 a、e、i 分別為來自 GFS 及 EC 的海平面氣壓場、850hPa 風場、500hPa 高度場之初始資料，如前個案所述，EC 初始資料即存在較 GFS 稍強且位置較正確的薩恩颱風與葉慈颱風環流。圖 39、40 的 a、e、i 顯示 TFS97 經濾波技術已將原存在之薩恩颱風環流去除。比較完成初始化過程的圖 37、38、39、40 的 b、f、j 可知，TFS96 與 TFS97 已將薩恩颱風放至正確位置，但 TFS97 所植入之渦旋強度小於 TFS96。因 TFS96 沒有特別處理原存在資料中之颱風環流，所以圖 37 及圖 38 的 b、f、j 中薩恩颱風有較明顯的不對稱性。此外，雖然葉慈颱風實際上為一強烈颱風，但在 GFS/EC 初始資料中只為一存在中低對流層之低壓系統，經初始化後強度更為減弱，在 TFS96 中位置有偏西北誤差，TFS97 中為較小之偏北誤差。此時，薩恩颱風位於太平洋高壓系統邊緣(參考 500hPa 的 5850m 等高線)，TFS96 中的太平洋高壓系統稍強於 TFS97，北方槽線系統則是 TFS97 較 TFS96 南伸(參考 500hPa 的 5820m 等高線)。

在薩恩颱風強度預報方面，雖然 TFS96 在颱風初始化過程之後的薩恩颱風強度大於 TFS97，但對薩恩颱風的強度預報趨勢類似，隨時間稍有增強情形(見圖 37、38、39、40 的 c、d、g、h、k、l)，薩恩颱風行徑如圖 16a 所示。TFS97 中的槽線系統雖較 TFS96 南伸，不過薩恩颱風與之距離太遠，不易受影響，因此 TFS96 與 TFS97 主要的駛流場皆為太平洋高壓系統，薩恩颱風沿其邊緣行

進，但 TFS96 中太平洋高壓系統較強，因而薩恩颱風亦移動較快(誤差亦較大)。至於另一颱風葉慈，隨時間有加強的情形，在 TFS96-GFS 及 TFS97-GFS 中為往東北方移動，在 TFS96-EC 中為往西北方移動，在 TFS97-EC 中則是往北方行進。

(a).TFS96 和 TFS97 不同颱風初始化過程對颱風行進之影響

在此個案中，四個實驗的薩恩颱風之駛流場皆為太平洋高壓系統。雖然進行颱風初始化過程之後，TFS97 中的槽線系統比 TFS96 稍強且南伸，但與薩恩颱風距離太遠，無法影響其運動。而主要駛流場太平洋高壓系統在初始化過程後，在 TFS96 與 TFS97 即有強弱之分。四個實驗中太平洋高壓系統隨時間皆增強，但仍以 TFS96 較強，因此使薩恩颱風移動較快。

在此個案中，仍可見因 β -effect 而造成在颱風東南邊高壓增強的情形。

(b).不同初始資料對預報的影響

與前三個個案相同，使用 GFS 或 EC 當初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大。

在此個案中，兩種初始資料最大的差異仍是與薩恩颱風同時存在的葉慈颱風之位置、強度及範圍。葉慈颱風在 EC 中比在 GFS 中稍強，而颱風初始所在位置上則兩者與實際位置皆有差距，EC 偏北，GFS 則偏西北。兩種初始資料皆無法表現出葉慈颱風實際為一強烈颱風的情形，只為一存在中低對流層的低壓系統，因此對薩恩颱風的行進路徑影響較小，但此低壓環流隨時間加強的程度在 TFS96-EC/TFS97-EC 中大於 TFS96-GFS/TFS97-GFS，與薩恩颱風交互作用的結果(藤原效應)是，葉慈颱風在 TFS96-EC 中往西北行進，在 TFS97-EC 中往北移動，這藤原效應或許也是改變薩恩颱風在 TFS96-EC/TFS97-EC 中移速及方向的另一個因素。此外，圖 36h 及圖 36l 顯示 TFS97-EC 中薩恩颱風東南側有一明顯反氣旋式環流(在 TFS97-GFS 中亦有，但較不明顯)，這或許是導致薩恩颱風提早北轉的原因之一。

由以上推論可知，在此個案中太平洋高壓系統為薩恩颱風之駛流場，四個實驗皆可印證此點，所以颱風預報路徑類似，差別在於不同颱風初始化過程導致駛流場強弱不同，因而使颱風移速有所差異。在此個案中不同的初始資料對同一模式的颱風路徑預報影響並不大，而

不同颱風初始化過程對颱風路徑預報影響較為顯著。

(三)、小結

由前面的分析顯示，造成四個實驗中颱風預報路徑差異最大的因素在於不同颱風初始化過程導致駛流場不同所致，因此對中央氣象局颱風路徑預報系統(TFS)而言，適當的颱風初始化過程很重要。至於在此 11 個個案中，不同初始資料對 TFS 的颱風路徑預報影響並不明顯。

TFS97 的颱風初始化過程與 TFS96 比較，主要變動包含兩部份，即引進濾波技術改善大尺度環流場以及改變植入虛擬渦旋的強度。至於是這兩者中那一部份對颱風路徑預報改進的貢獻較大，由前面簡單的個案分析中無法清楚分辨，有待未來再做更深入研究。

此外，TFS97-EC 的平均路徑預報誤差大於 TFS97-GFS，有一可能原因是，因 GFS 為 TFS 正式作業的初始資料，TFS 的颱風初始化過程已微調至適合此初始資料，而在此 11 個個案中，EC 初始資料的系統強度一般而言大於 GFS，因此 TFS 的颱風初始化過程並非完全適用此 EC 初始資料。由於個案數目有限，仍須透過進一步之研究以釐清此問題。

六、結語與未來工作

本研究計畫藉由測試比較1996年及1997年改進後之中央氣象局颱風預報系統(Typhoon Forecast System; TFS)以及使用不同初始場之資料對於TFS預報的影響，進而探討國內現有颱風模式之預報能力、及可能影響颱風預報結果之因素（如全球分析場或初始化過程等），以有效提昇國內颱風預報技術。研究主要分二個方向進行：在第一部份為針對1996年TFS及1997年TFS改進後之預報結果做評估，著重於應用科學研究；而第二部份為初始場對TFS預報的影響評估，此則為應用科學與基礎科學並重。

在本研究中結果可發現1997年TFS之改進對於預報之改進有相當大之幫助，但究竟是濾波技術之改進亦或是最佳內插程序之改進造成路徑誤差之降低，則有待未來再做深入之探討。而經由我們對於初始場所做之初步敏感度測試，似乎未顯示明確之敏感度問題，亦即初始化方法之改進較初始資料之選擇對於預報結果之影響較明顯。但由於初始資料之測試個案有限，仍須更多個案之探討始能得到較明確之結論。另外未來亦可透過系集預報之進行以更加了解TFS預報之散佈情形，以更加了解初始場對於TFS路徑預報之影響。

本研究中主要是對TFS做修正，嘗試改進預報結果；以及藉由改變初始場資料之後，利用TFS颱風預報系統之預報，進行預報結果之比對及分析，瞭解初始場對預報結果的影響程度，並以此選取出數個個案進行深入的預報測試。由預報測試之結果可增進我們對初始場對於颱風模式之影響的部份有更進一步的瞭解。而此二個研究方向之配合將更有助於瞭解現有模式之預報能力及改進方向，深信此研究應可釐清現今模式所面臨之問題且有效提昇颱風之預報能力。

在未來我們亦將思考如何改進渦旋植入之過程及測試颱風模式對初始環境場之敏感度。希望藉由此方面深入之研究以更加瞭解影響颱風預報之各項可能原因，並釐清現階段颱風預報所面臨之問題。

致謝

計畫主持人感謝中央氣象局謝信良局長、鄭明典主任及葉天降副主任的支持。亦特別感謝中央氣象局黃康寧小姐鼎力所提供寶貴的氣象局資料及分析結果，以及台大大氣科學所顏自雄先生之熱心校稿編輯協助。本研究是在中央氣象局計畫 CWB-87-2M-02 支助下完成。

參考文獻

- 李三畏，1996：賀伯颱風山坡地崩坍類別探討。賀伯颱風與工程環境研討會論文集，11-13。
- 吳俊傑，1996：用 GFDL 颱風模式預報 1995 年西北太平洋地區颱風。天氣分析與預報暨海象測報研討會，中央氣象局，台灣，台北，13-25。
- 吳俊傑，卓瑜甄，1997：GFDL 颱風預報系統對於 1996 年西北太平洋地區颱風預報測試結果評估。與預報暨海象測報研討會，中央氣象局，台灣，台北，391-400。
- 陳得松，黃康寧，葉天降，彭順台，1997：中央氣象局颱風路徑預報模式初始場之改進。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台灣，台北，411-415。
- 黃康寧，陳得松，葉天降，彭順台，張偉正，1998：中央氣象局颱風路徑預報模式之表現與檢討。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，台灣，台北，309-314。
- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- _____, R. J. Ross, R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1993: Improvements in tropical cyclone track and intensity forecasts using the GFDL initialization system. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2046-2061.
- _____, C.-C. Wu, M. A. Rennick and Y. Kurihara, 1997: Comparison of the GFDL Hurricane Model Prediction in the Western Pacific Using the NOGAPS and AVN Global Analysis. Preprint, 22nd Conf. on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society, Boston MA, 615-616.

- Carr, L.E., R.L. Elsberry and M.A. Boothe, 1997: Condensed and updated version of the systematic approach . Meteorological knowledge base. Western north Pacific. Naval Postgraduate School, Monterey, NPS-MR-98-002, 169pp.
- Chen, D.-S., T.-C. Yeh, K.-N. Huang, M. S. Peng, and S. W. Chang, 1994: A new operational typhoon track prediction system at the central weather bureau in Taiwan. Preprint., 21 Conf. on hurricanes and tropical meteorology. American Meteorological Society, Boston MA. 51-52.
- Chen, D.-S., M. S. Peng, T.-C. Yeh, S. W. Chang, and K.-N. Huang, 1997: Performance of the Typhoon-Track Forecast System in the Central Weather Bureau in Taiwan. Preprint, 22nd Conf. on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society, Boston MA, 248-249.
- Fiorino, M., and R. E. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. J. Atmos. Sci., **46** , 975-990.
- Holland, G. J., 1983: Tropical cyclone motion : Environment interaction plus a beta effect. J. Atmos. Sci., **40**, 328-342.
- Holloway, J. L. Jr., and S. Manabe, 1971: Simulation of climate by a global general circulation model. Mon. Wea. Rev., **99**, 335-370.
- Kurihara, Y., and J. L. Holloway, Jr., 1967: Numerical integration of a nine-level global primitive equations model formulated by the box method. Mon. Wea. Rev., **95**, 509-530.
- _____, and R. E. Tuleya, 1974: Structure of a tropical cyclone developed in a three-dimensional numerical simulation model. J. Atmos. Sci., **31**, 893-919.
- _____, and G. J. Tripoli, 1976: An iterative time integration of scheme designed to preserve a low-frequency wave. Mon. Wea. Rev., **107**, 239-249.

- _____, G. J. Tripoli, and M. A. Bender, 1979: design of a moveable nested-mesh primitive equation model. Mon. Wea. Rev., **107**, 239-249.
- _____, and M. A. Bender, 1980: Use of a movable nested-mesh model for tracking a small vortex. Mon. Wea. Rev., **108**, 1792-1809.
- _____, C. L. Kerr, and M. A. Bender, 1989: An Improved numerical scheme to treat the open lateral boundary of a regional model. Mon. Wea. Rev., **117**, 2714-2722.
- _____, M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1990: Prediction experiments of Hurricane Gloria (1985) using a multiply nested moveable mesh model. Mon. Wea. Rev., **118**, 2185-2198.
- _____, M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane model by vortex specification. Mon. Wea. Rev., **121**, 2030-2045.
- _____, _____, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL hurricane prediction system. Mon. Wea. Rev., **123**, 2791-2801.
- _____, _____, and R. E. Tuleya, 1995: Performance evaluation of the GFDL hurricane prediction system in the 1994 hurricane season. Preprint, 21st Conf. on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society, Boston MA, 41-43.
- _____, R. E. Tuleya, and M. A. Bender, 1997: The GFDL Hurricane Prediction System and Its Performance in the 1995 Hurricane Season. Submitted to Mon. Wea. Rev..
- Masuda, Y., 1978: A time integration scheme to damp efficiently high-frequency noises. J. Meteor. Soc. Japan, **56**, 571-583.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., **31**, 1791-1806.

- Phillips, N. A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. J. Meteor., **14**, 184-185.
- Ross, R. J., and Y. Kurihara, 1992: A simplified scheme to simulate asymmetries due to the beta effect in barotropic vortices. J. Atmos. Sci., **49**, 1620-1628.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. Mon. Wea. Rev., **91**, 99-164.
- Tuleya, R. E., M. A. Bender, and Y. Kurihara, 1984: A simulation study of the landfall of tropical cyclones using a movable nested-mesh model. Mon. Wea. Rev., **112**, 124-136.
- _____, 1994 : Tropical storm development and decay: Sensitivity to surface boundary conditions. Mon. Wea. Rev., **122**, 291-304.
- Wang, S.-T., 1980: Prediction of the movement and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity. Res. Rep. 018. National Science Council. Taipei, Taiwan (in Chinese).
- Wu, C.-C., 1994: Typhoon prediction using GFDL hurricane model. Proc., Conference on Weather Analysis and forecasting. Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan. 67.
- _____, M. Bender, and Y. Kurihara, 1997: Evaluation of the GFDL hurricane prediction system in the western North Pacific in 1995. Submitted to Weather and Forecasting.

115

表 1. TFS 之 1997 version 對 1996 年西北太平洋上颱風之預報個案總表

storm name	number of cases	dates of forecasts
CAM (WP05)	3	1996/05/22/00 — 1996/05/23/00
EVE (WP07)	3	1996/07/14/12 — 1996/07/15/12
GLORIA (WP09)	4	1996/07/23/12 — 1996/07/25/00
HERB (WP10)	10	1996/07/27/00 — 1996/07/31/12
ORSON (WP19)	2	1996/08/23/00 — 1996/08/23/12
TOM (WP25)	6	1996/09/14/00 — 1996/09/16/12
VIOLET (WP26)	9	1996/09/13/00 — 1996/09/17/00
ZANE (WP29)	8	1996/09/26/00 — 1996/09/29/12
DALE (WP36)	5	1996/11/06/12 — 1996/11/08/12
ERNIE (WP37)	2	1996/11/10/12 — 1996/11/11/00
total	52	1996/05/22/00 — 1996/11/11/00

表 2. TFS1996 version 及 TFS1997 version 對表 1 中颱風所做之路徑預報誤差之比較。 %表示所有預報個案中 TFS1997 version 較 TFS1996 version 預報為準確的個案佔總個案數之比例。

forecast hour	TFS1996 (km)	TFS1997 (km)	% superior performance	case number
12hr	94	114	46%	52
24hr	178	167	50%	52
36hr	283	206	63%	51
48hr	400	250	73%	49

表 3. TFS1996 version、TFS1997 version 及 EBM 模式對表 1 中颱風所做之路徑預報誤差及平均標準差(括弧內數字)之比較 (homogeneous comparison, unit : km)

	12hr	24hr	36hr	48hr
TFS1996 version	94 (57)	178 (117)	283 (177)	400 (261)
TFS1997 version	114 (77)	167 (99)	206 (124)	250 (152)
EBM	112 (64)	239 (130)	384 (212)	549 (285)
case number	52	52	51	49

表 4. TFS1996 version、TFS1997 version、EBM 模式、CWB 及 CLIPER 對表 1 中颱風所做之路徑預報誤差比較(括弧內為個案數)。

	24hr	48hr
TFS1996 version	179km (49)	399km (46)
TFS1997 version	163km (49)	250km (46)
EBM	241km (49)	562km (46)
CWB	125km (49)	270km (46)
CLIPER	153km (49)	350km (46)

HURRICANE FLORENCE (0000 UTC 9 SEPTEMBER 1988)

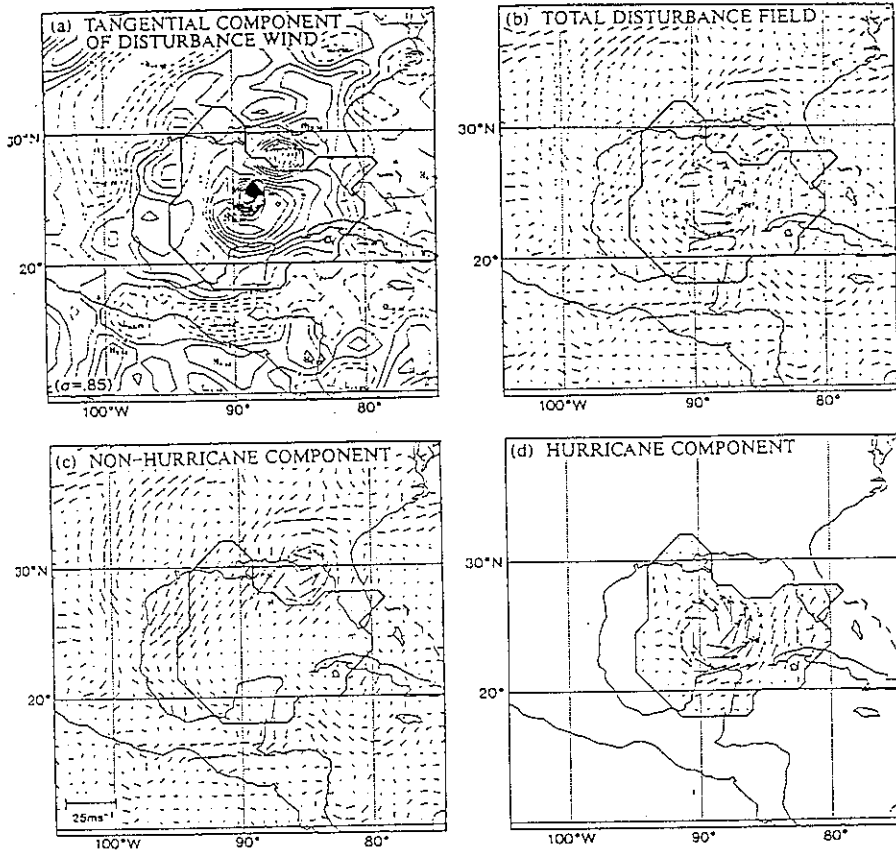


圖 1：GFDL 颱風預報系統對 1988 年 Florence 颱風以新的初始
化過程若分析之擾動場(a)相對颱風中心所記酸之切向方(等
值間距為 2ms^{-1} ，虛線為負值)及以新方法所決定之颱風範圍
(粗實線表示)，颱風符號代表颱風中心位置。(b)為所有之
擾動風場。(c)為擾動動風場中部屬於颱風擾動場之部分。(d)
為颱風擾動場中屬於颱風之部分。(摘自 Kurihara et al.
1995)

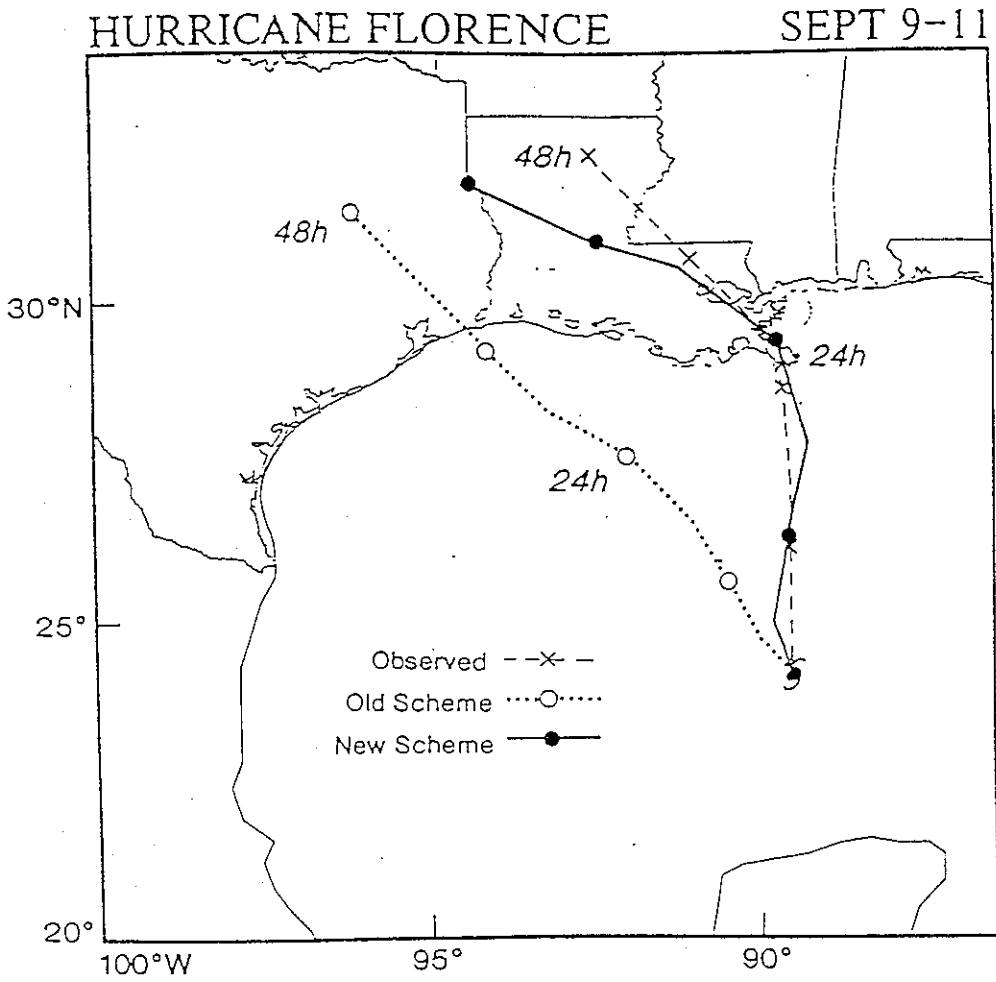


圖 2：GFDL 預報系統以新、舊二種不同初始化方法對 1988 年 Florence 颶風進行預報測試之路徑預報。實線代表新初始化過程之預報路徑，點虛線代表舊初始化過程之預報路徑，虛線代表實際觀測路徑。（摘自 Kurihara et al. 1995）

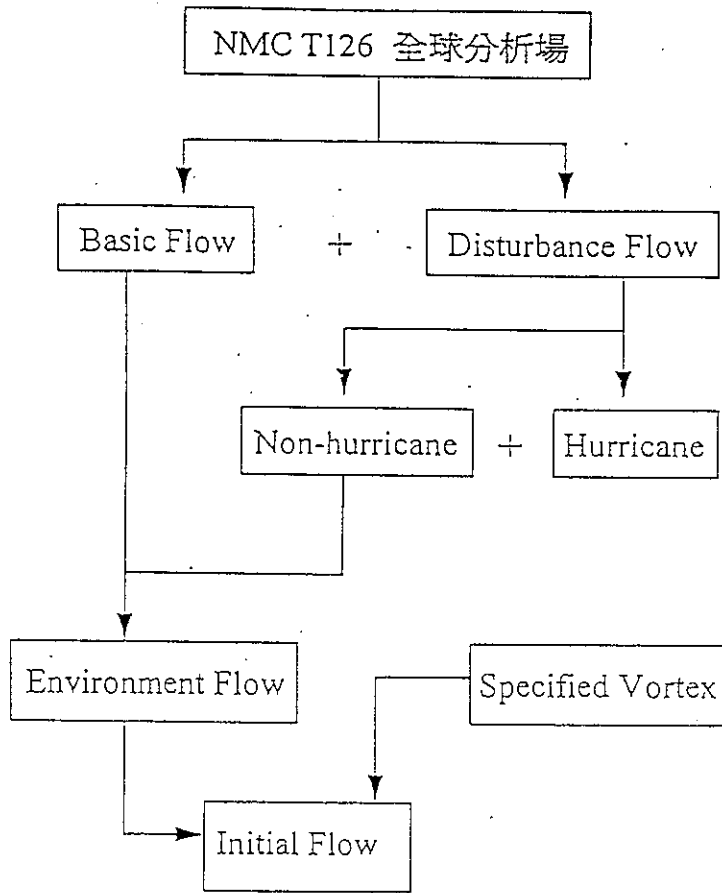


圖 3：GFDL 颱風預報系統初始化過程之流程圖。

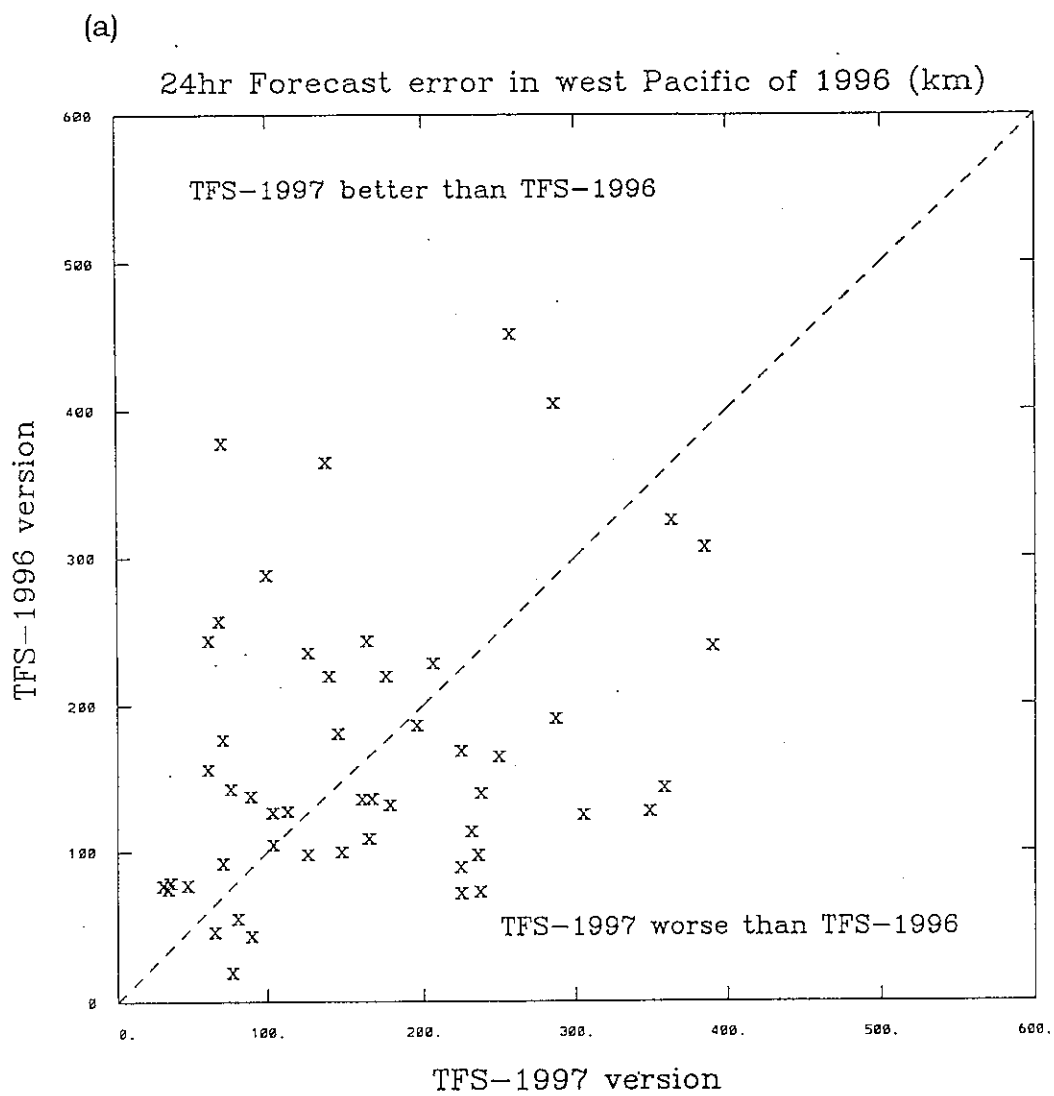


圖 4：1996 年颱風季節，TFS97 及 TFS96 颱風預報系統在(a)24 小時和(b)48 小時路徑預報誤差之比較。

(b)

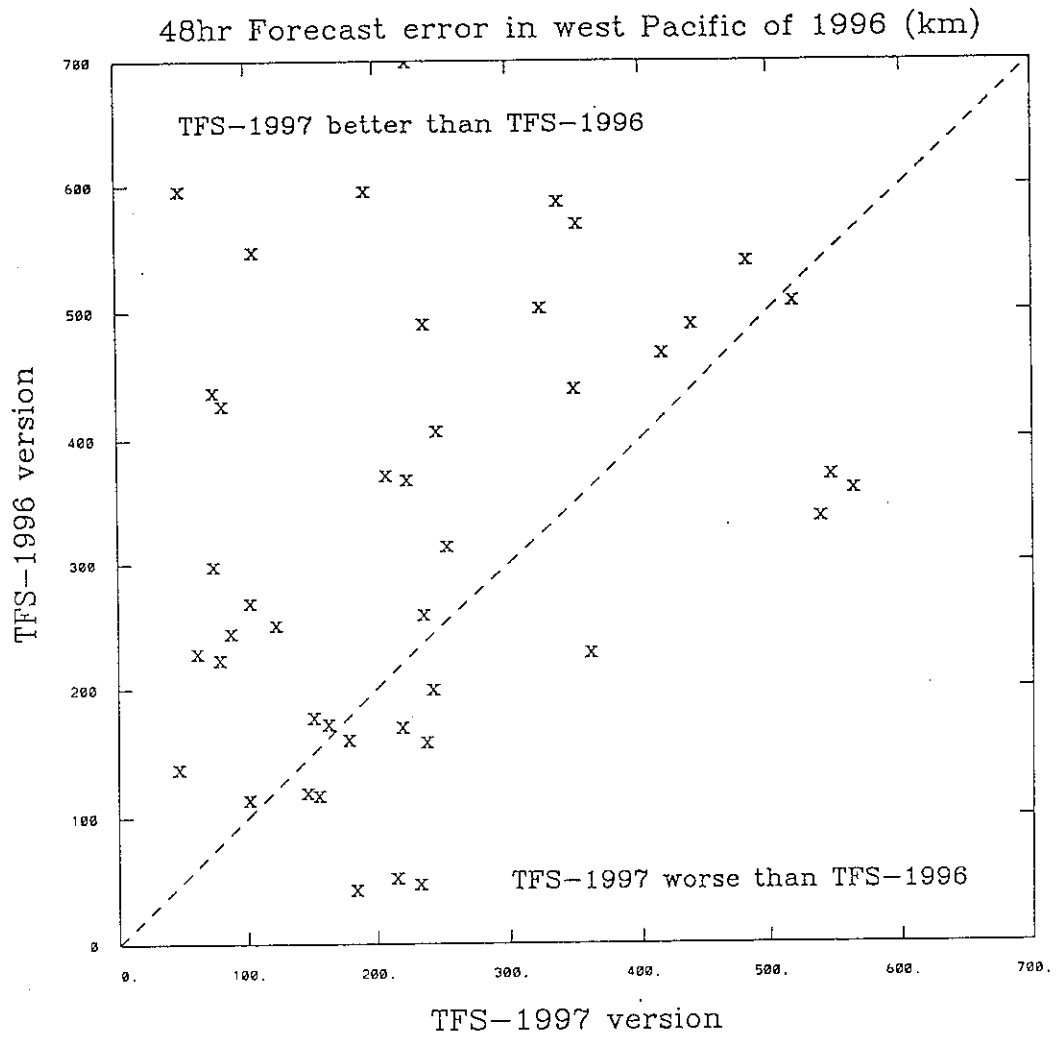


圖 4(續)

homogeneous comparison of typhoon track forecast error in 1996

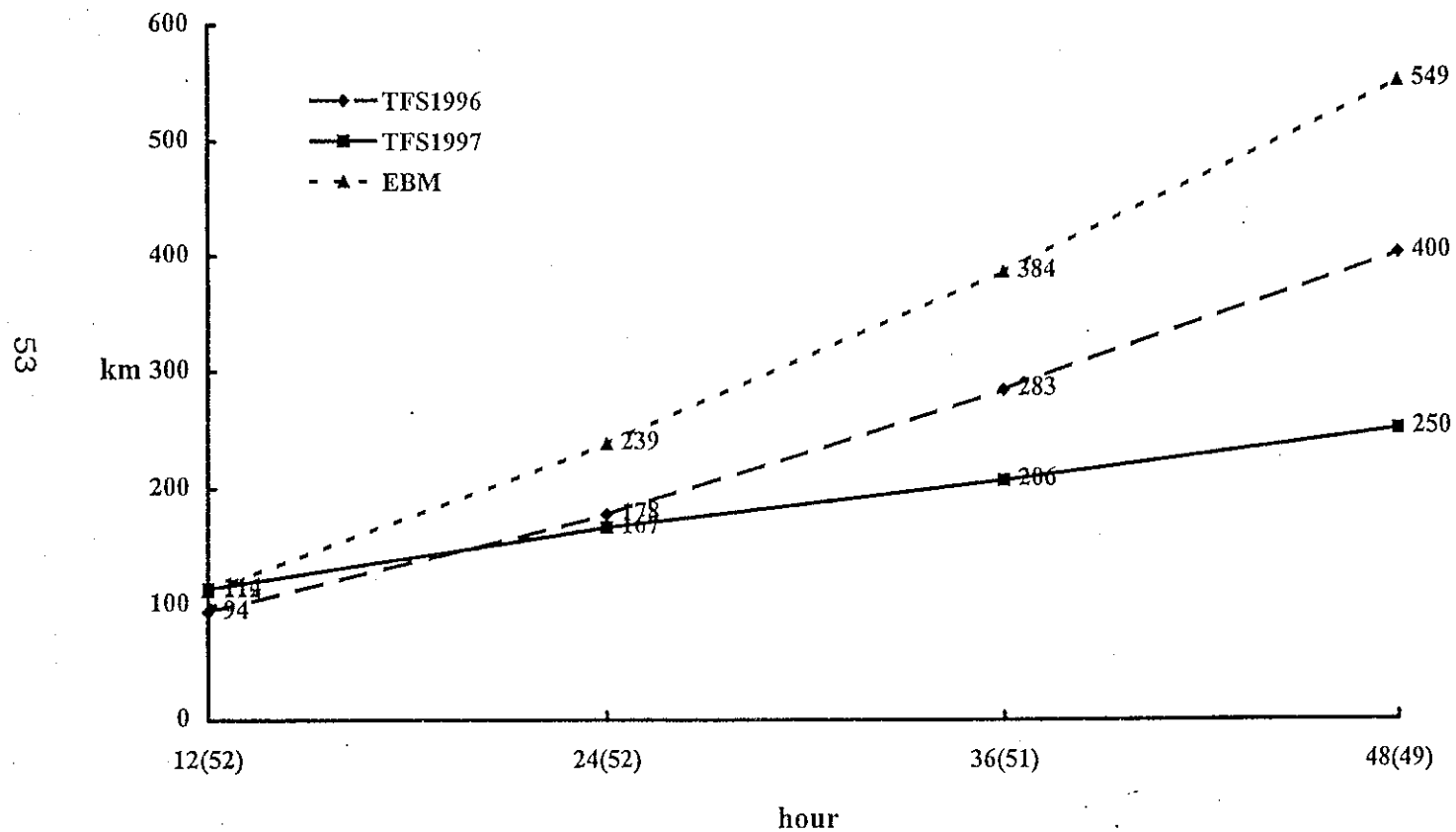


圖 5：1996 年颱風季節，TFS96 及 TFS97 颱風模式及 EBM 對相同個案的路徑預報誤差及標準差之比較

typhoon track forecast errors in 1996

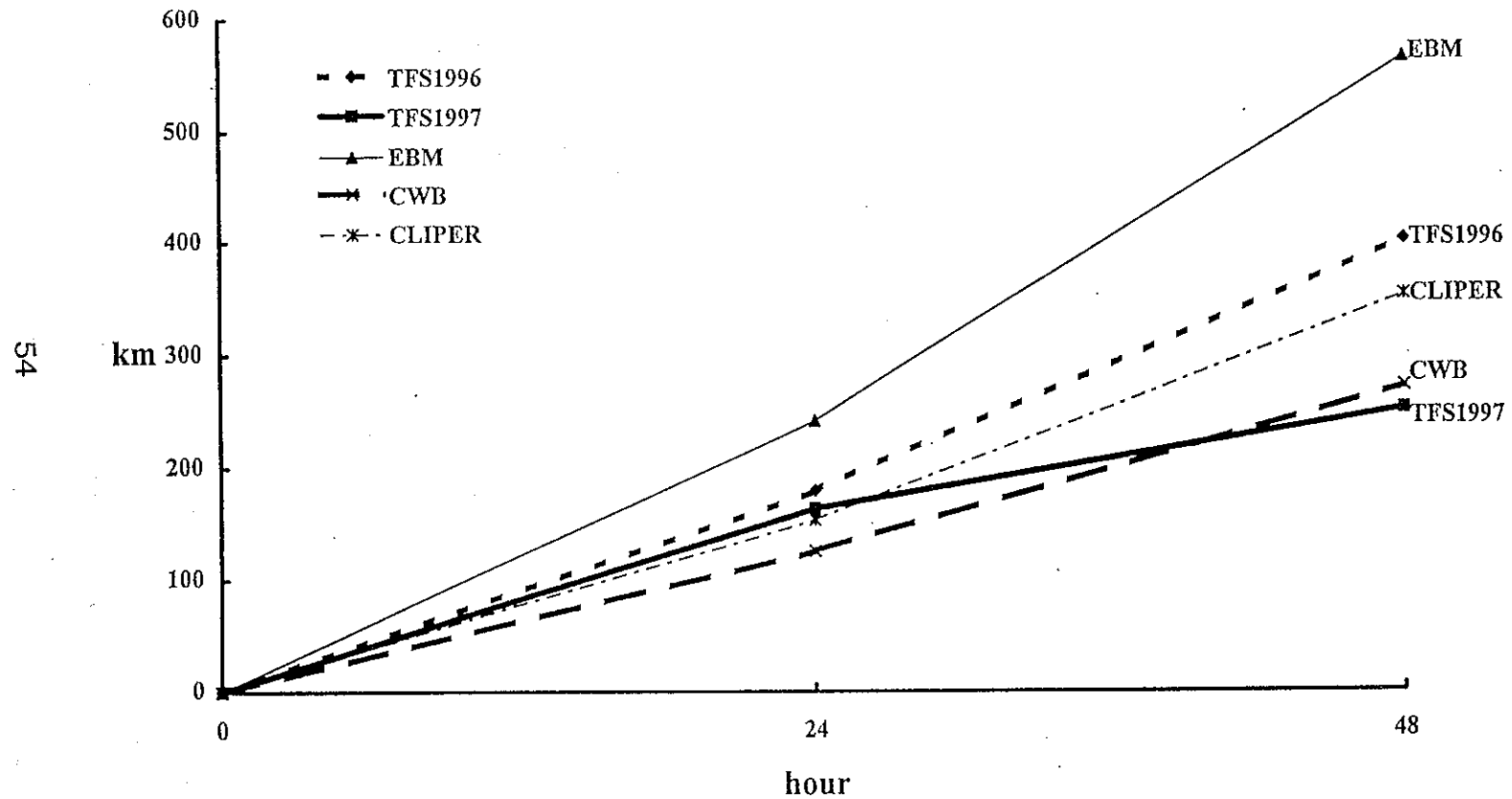


圖 6：1996 年颱風季節，TFS96、TFS97 颱風預報系統、EBM、中央氣象局的官方預報及統計預報方法 CLIPER 做相同個案平均路徑預報誤差比較。

123

Forecast skill relative to CLIPER

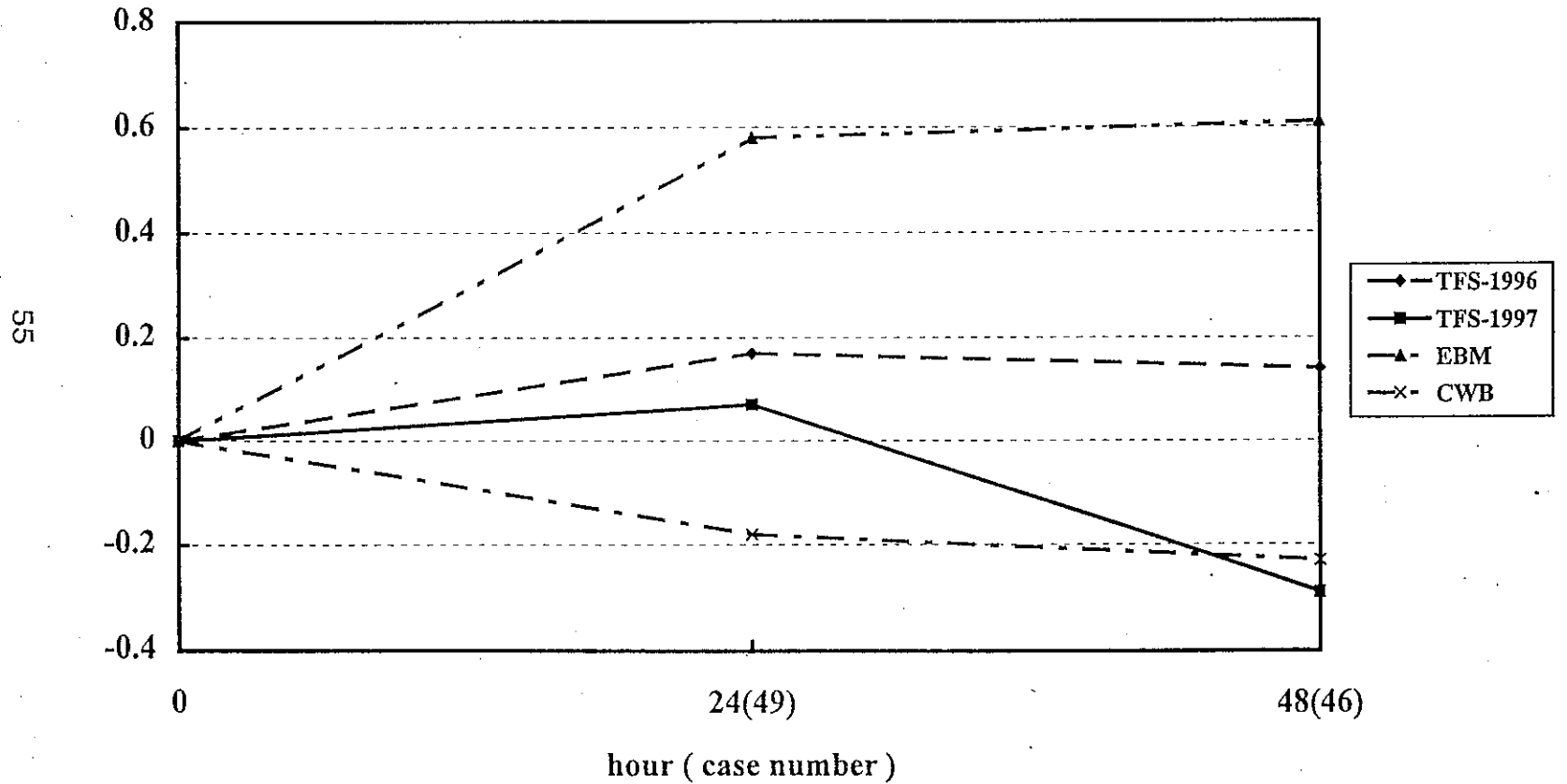


圖 7：1996 年颱風季節，TFS96、TFS97、EBM 颱風預報系統及 CWB 官方預報之誤差對於 CLIPER 之預報誤差做正規化後之比較。

(a) Forecast skill relative to CLIPER (cross-track errors)

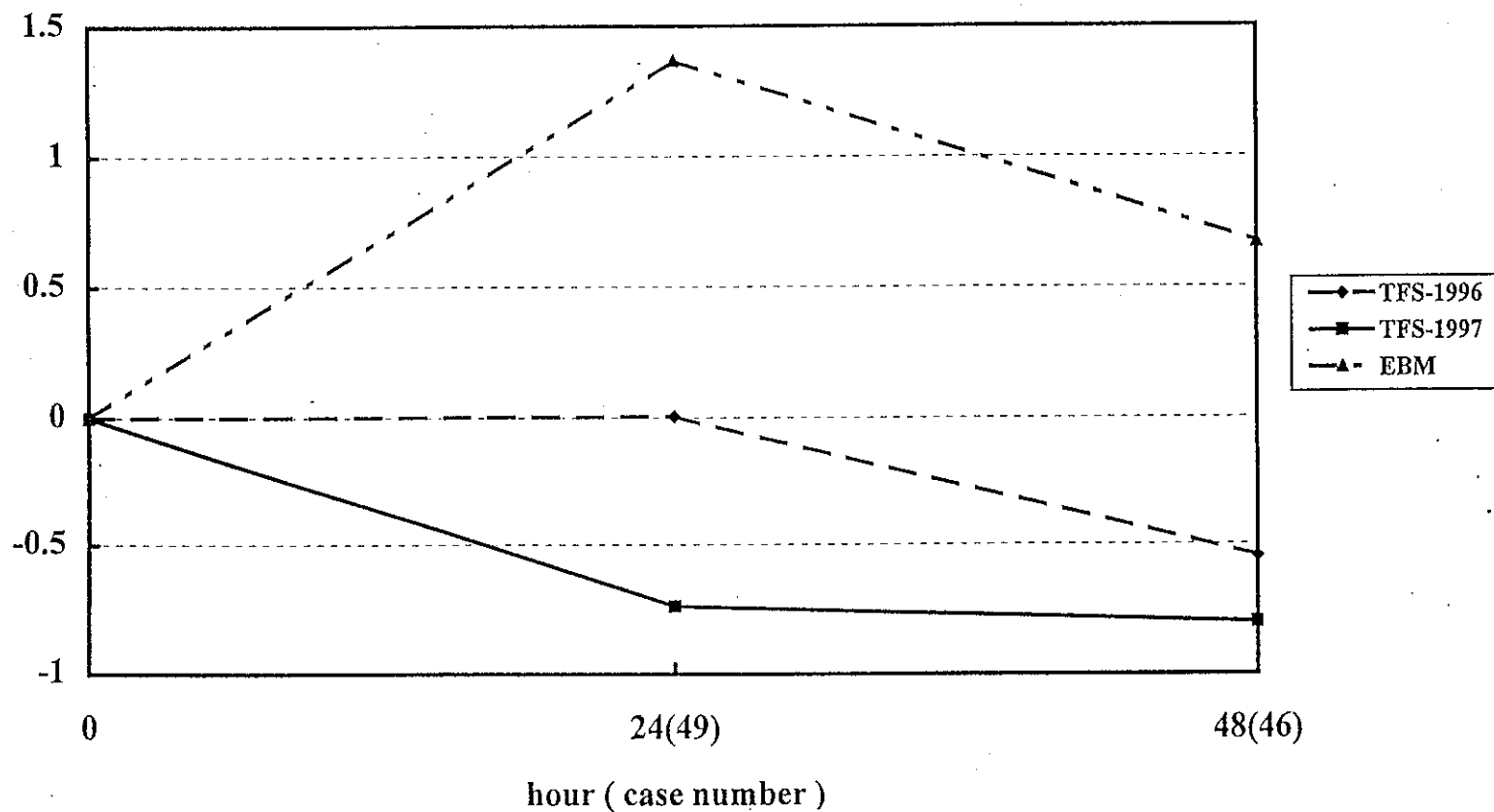


圖 8：TFS96、TFS97 與 EBM 三個中央氣象局颱風動力模式做
相同個案之比較，(a)為 cross-track errors(b)為 along -
track errors。

(b) Forecast skill relative to CLIPER (along-track errors)

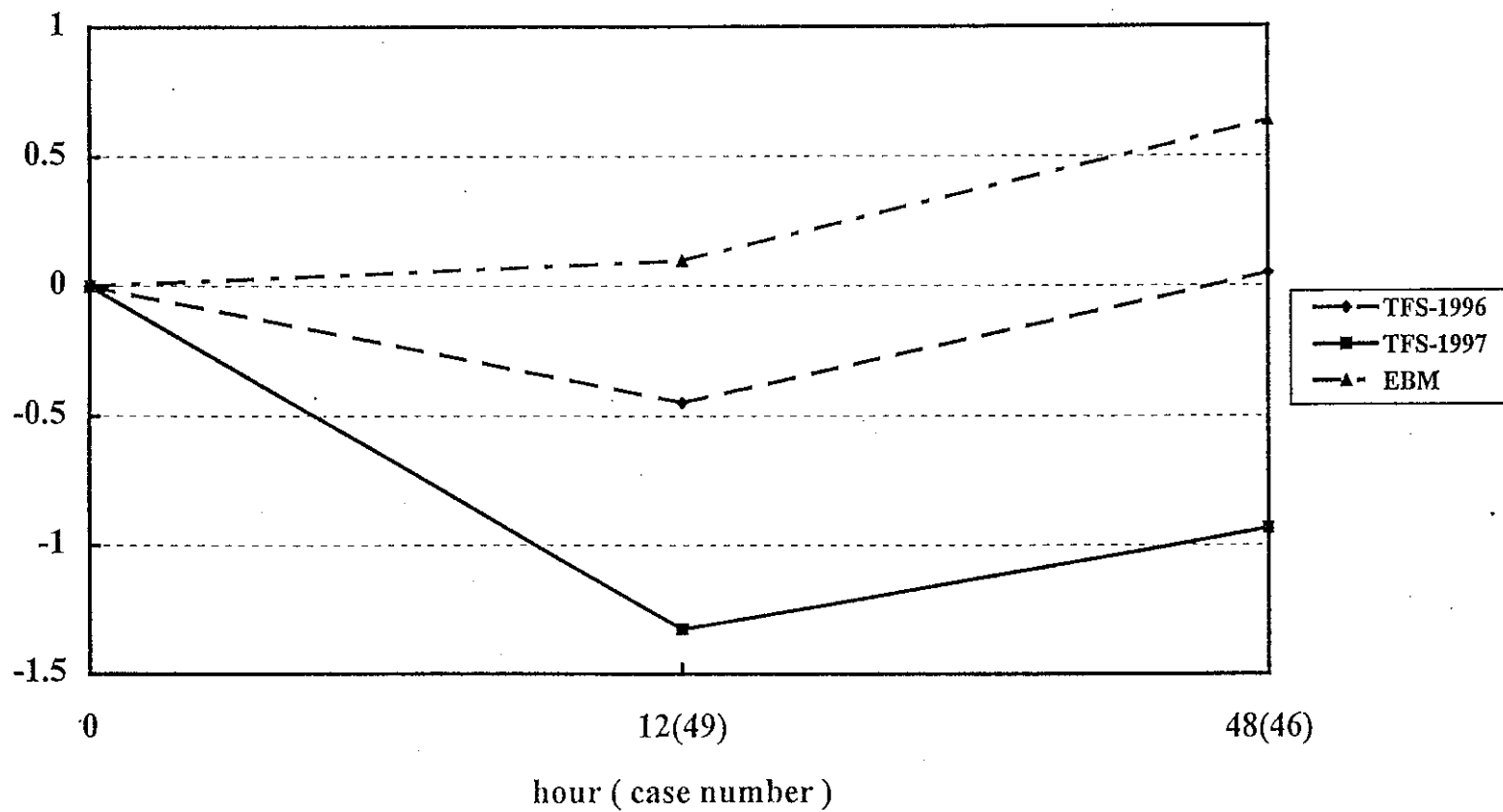


圖 8(續)

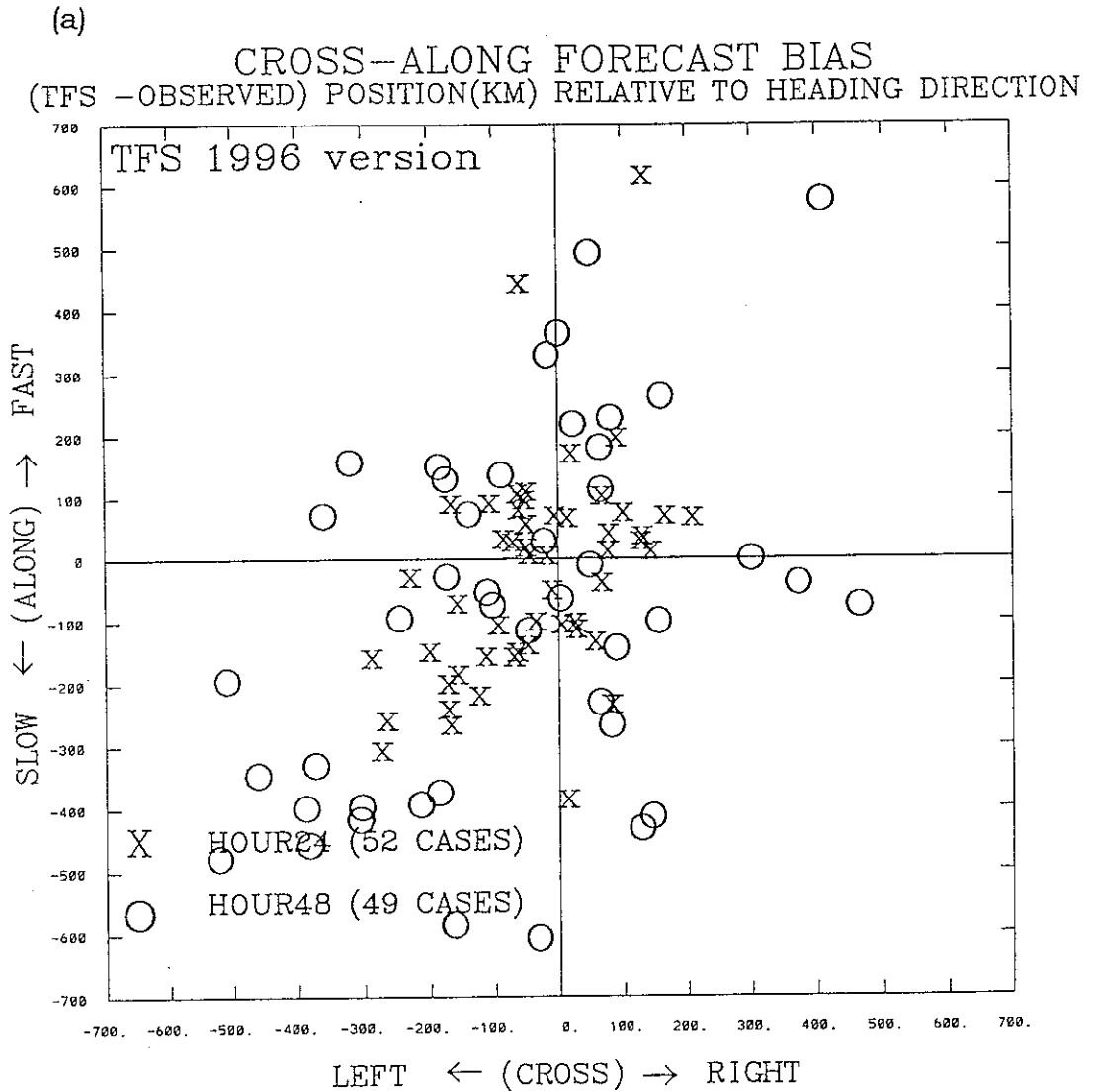


圖 9 : (a) TFS96 (b) TFS97 (c) EBM 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之誤差在 cross-track 與 along-track 分量上之分布圖。

(b)

CROSS-ALONG FORECAST BIAS (TFS - OBSERVED) POSITION(KM) RELATIVE TO HEADING DIRECTION

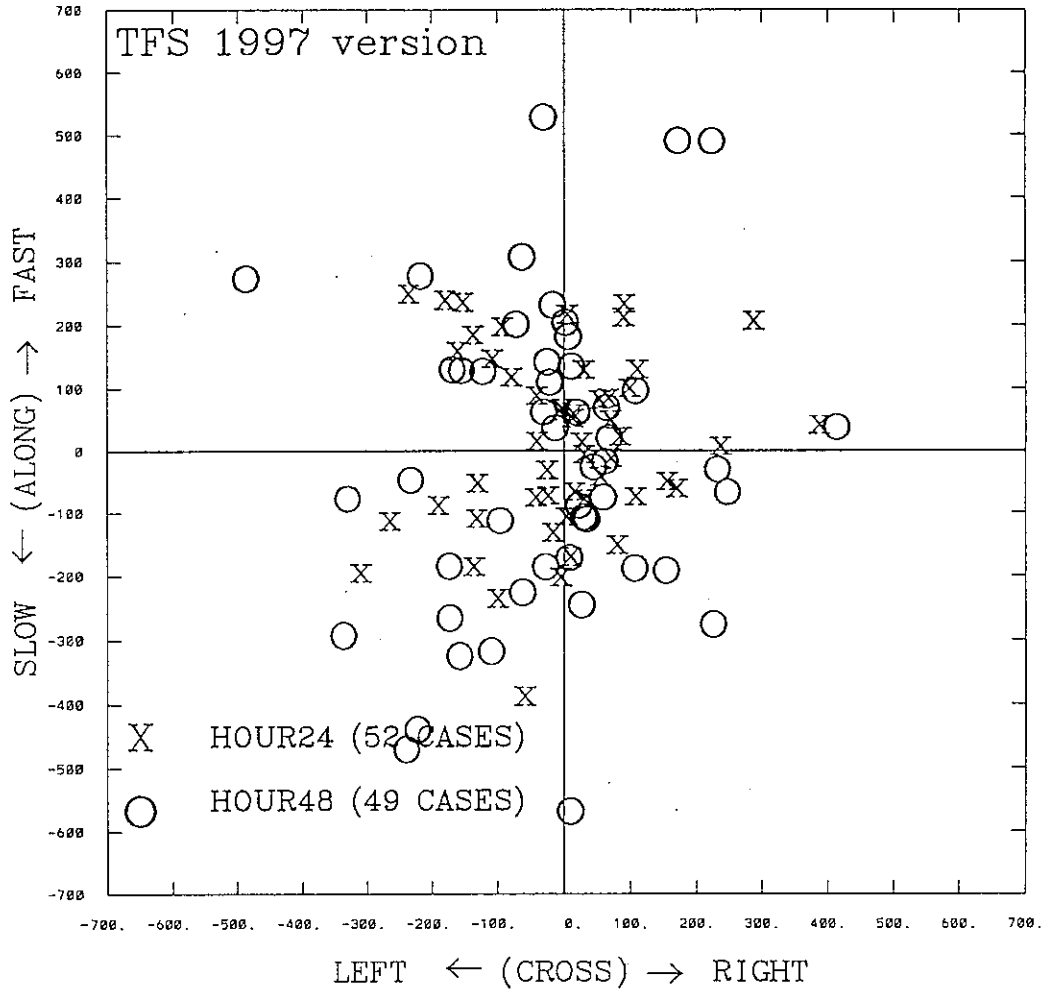


圖 9(續)

(c)

CROSS-ALONG FORECAST BIAS (EBM - OBSERVED) POSITION(KM) RELATIVE TO HEADING DIRECTION

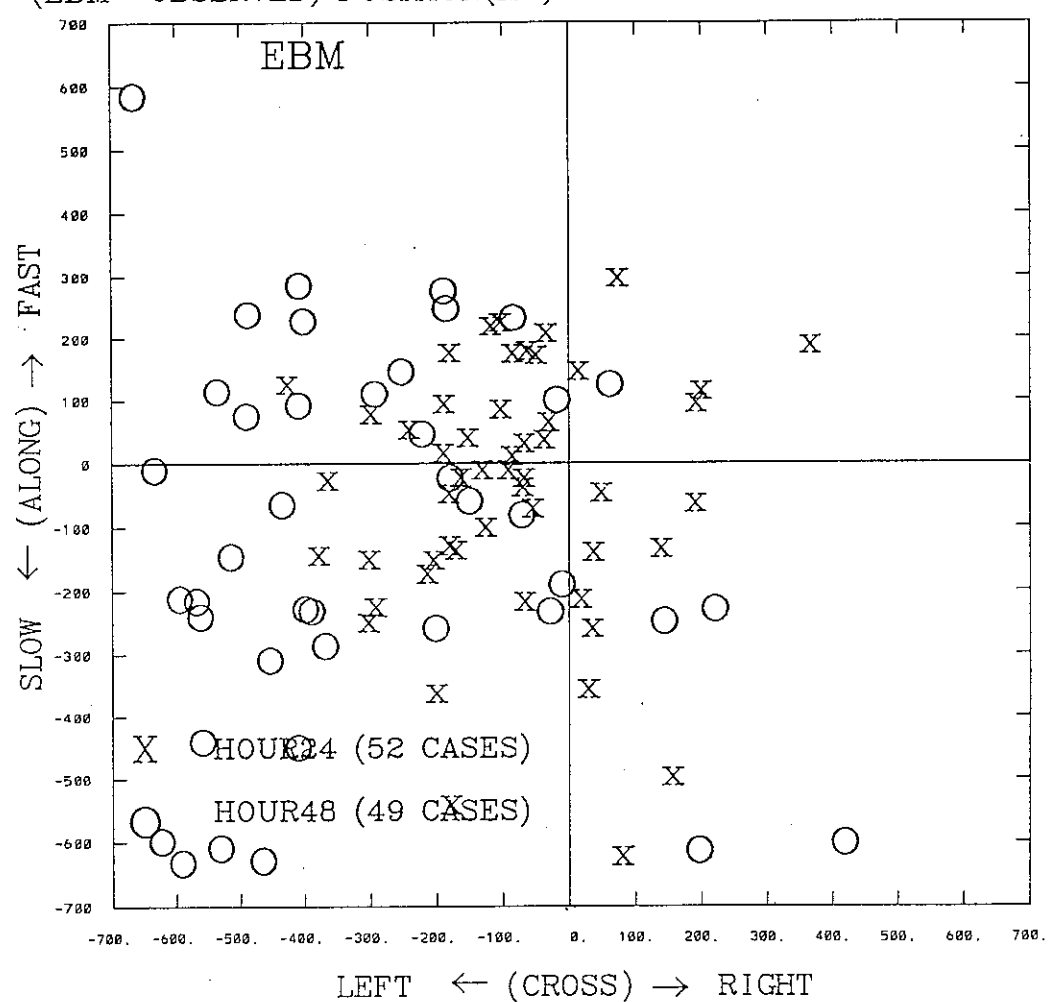


圖 9(續)

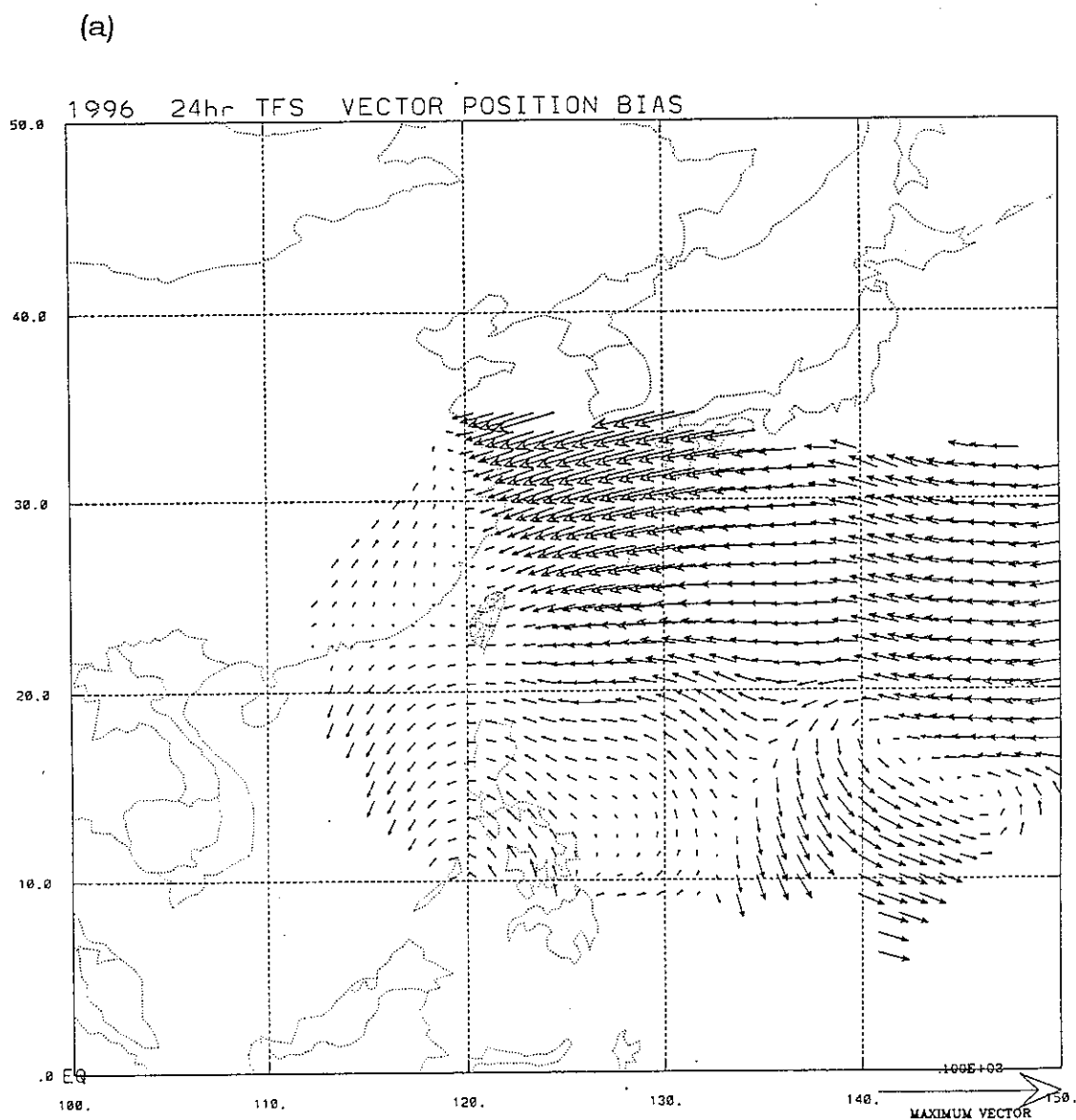


圖 10：TFS96 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之位置偏差(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。

131

(b)

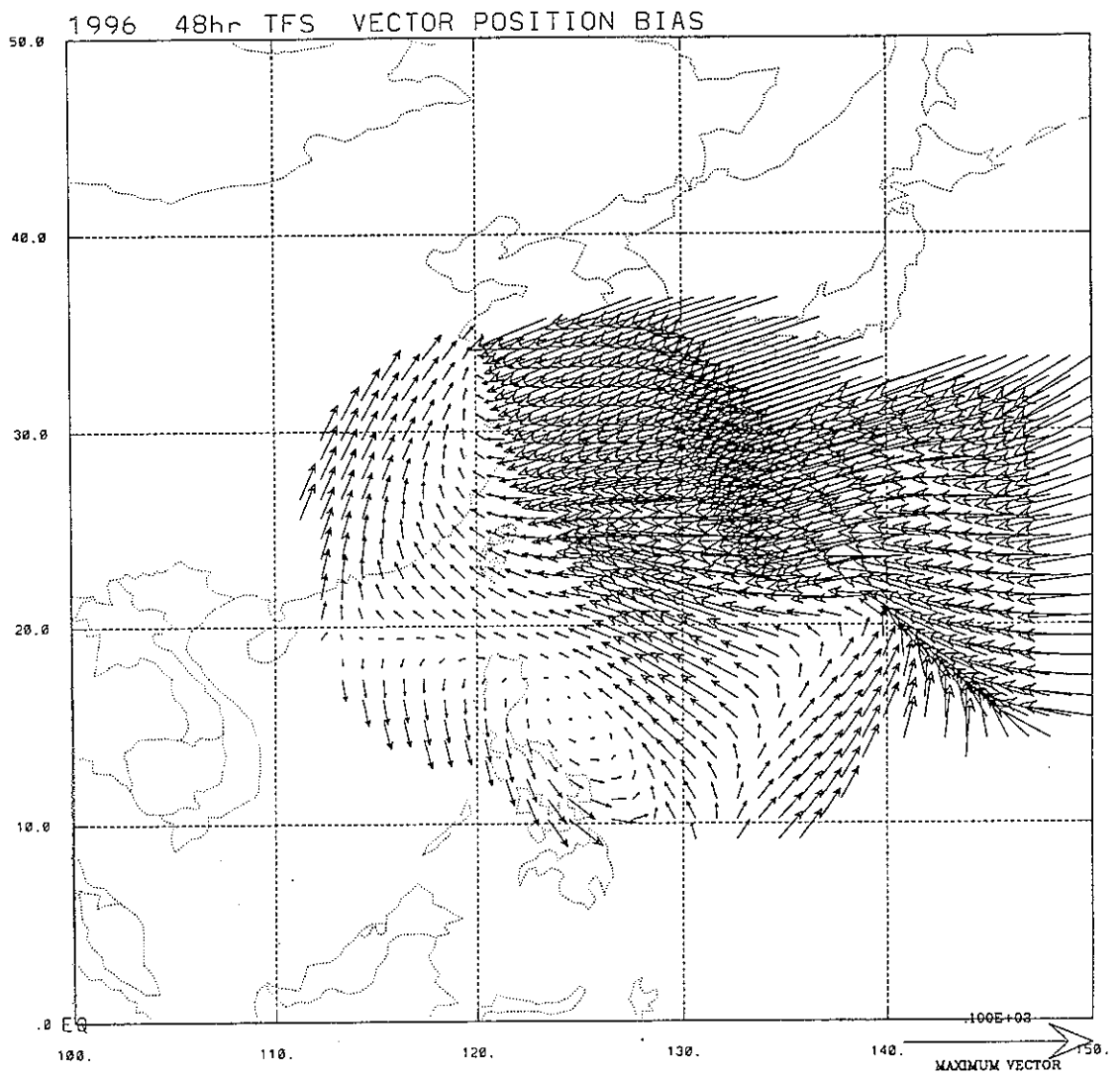


圖 10(續)

(a)

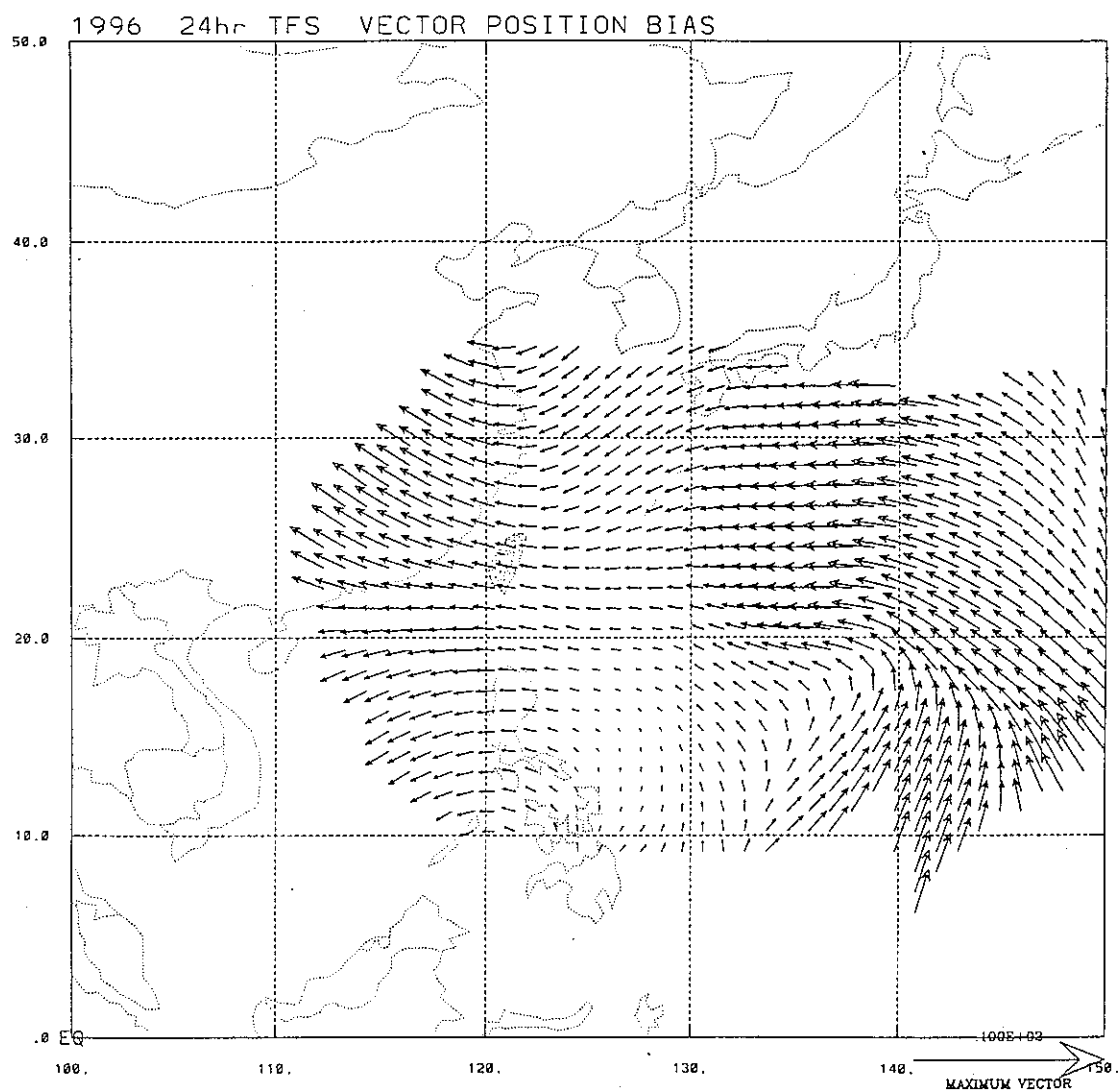


圖 11：TFS97 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之位置偏差(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。

(b)

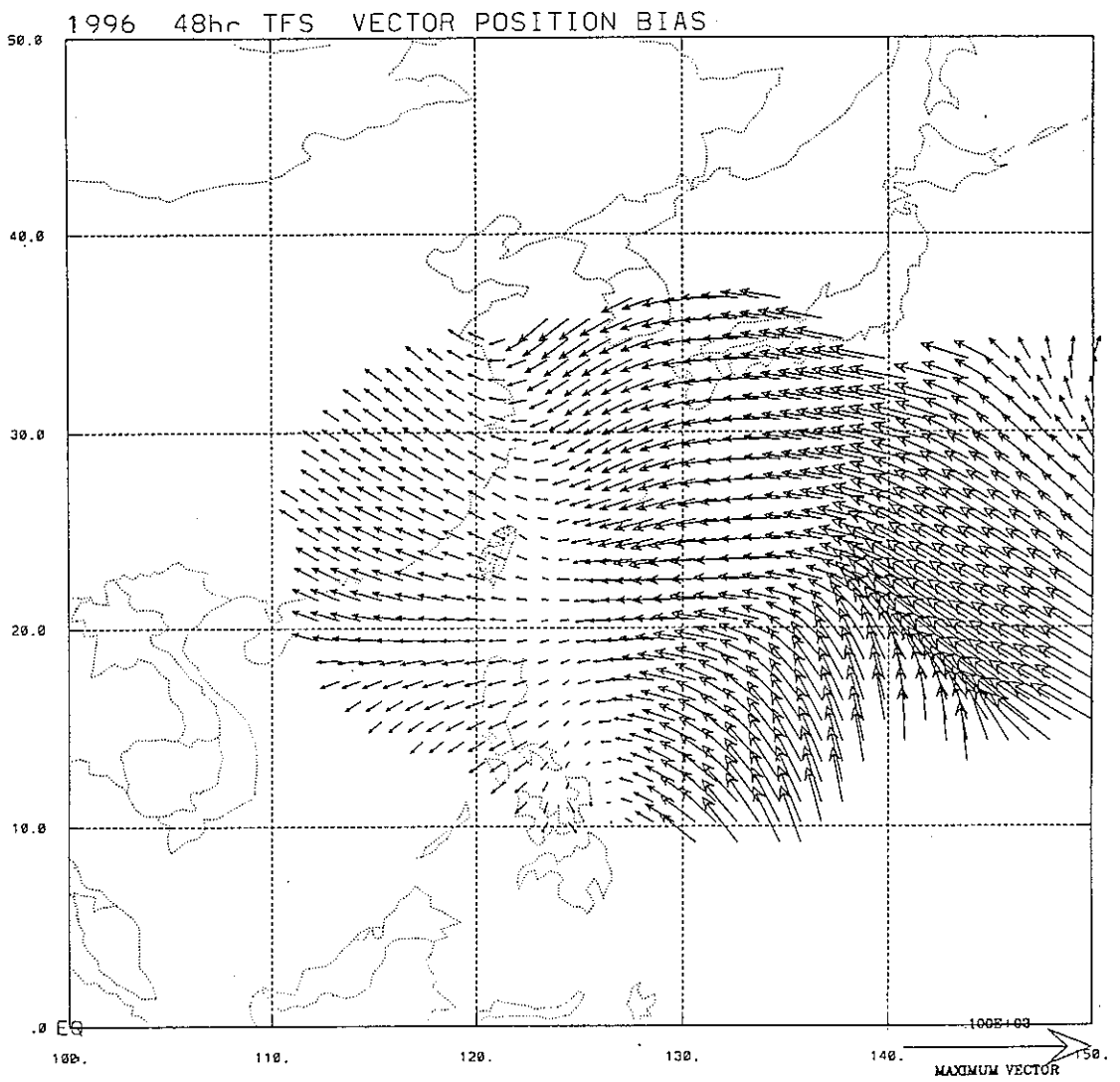


圖 11(續)

(a)

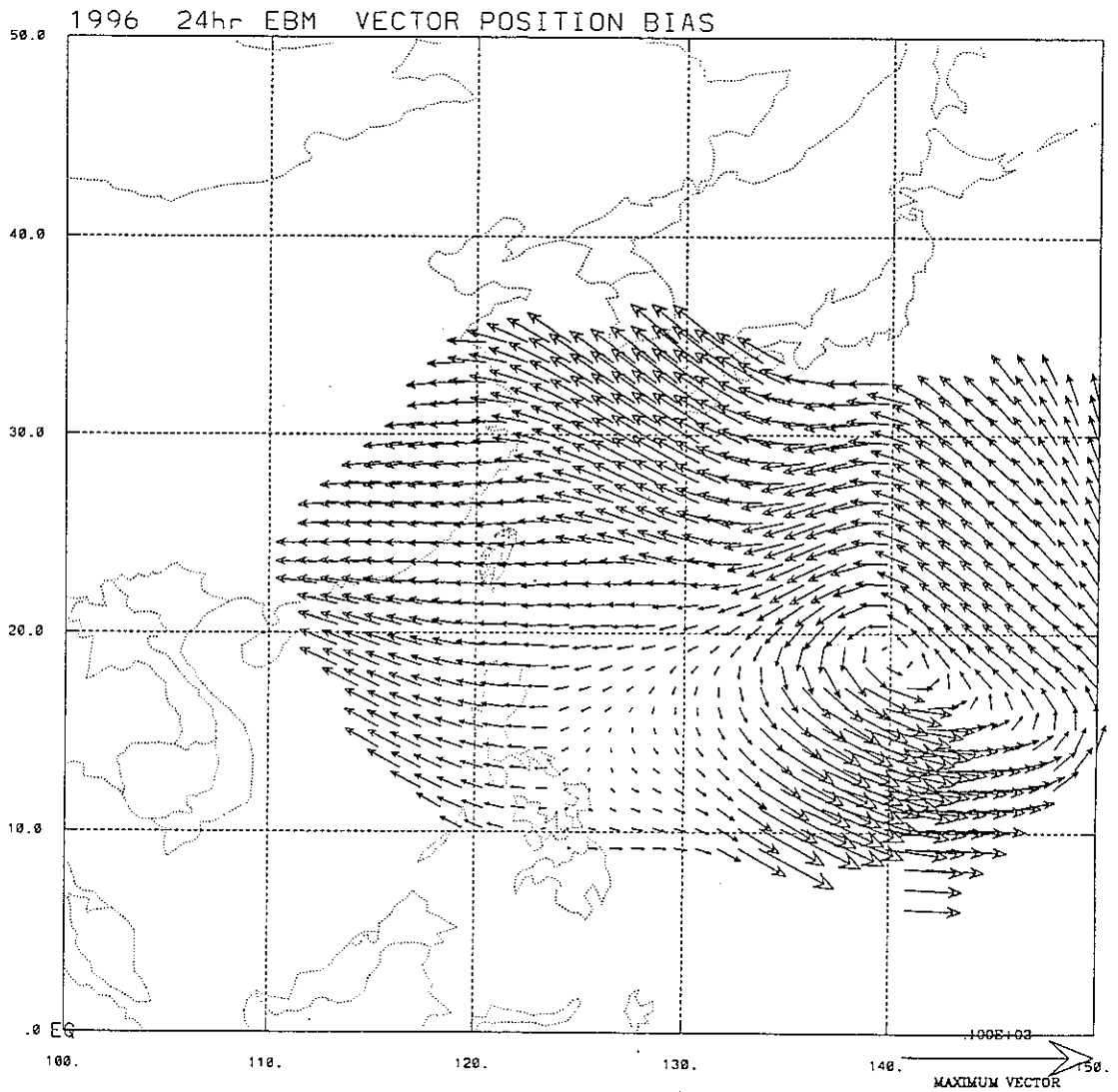


圖 12：EBM 颱風預報系統對 52 個個案 24、48 小時預報時間之位置偏差(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。

(b)

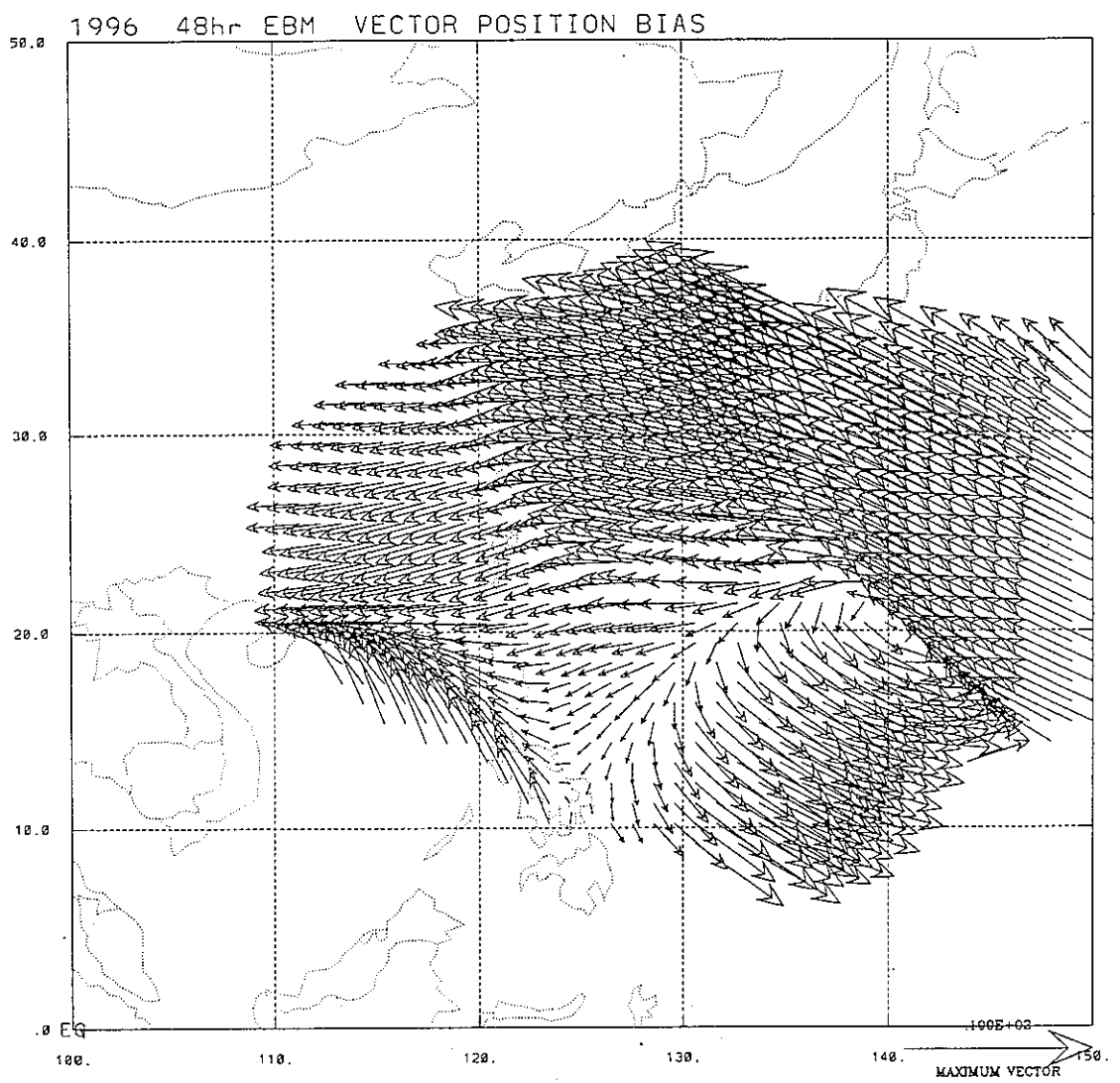


圖 12(續)

(a)

TFS (1996) DATE (96/09/15/00Z-96/09/16/12Z) INITIAL - GFS

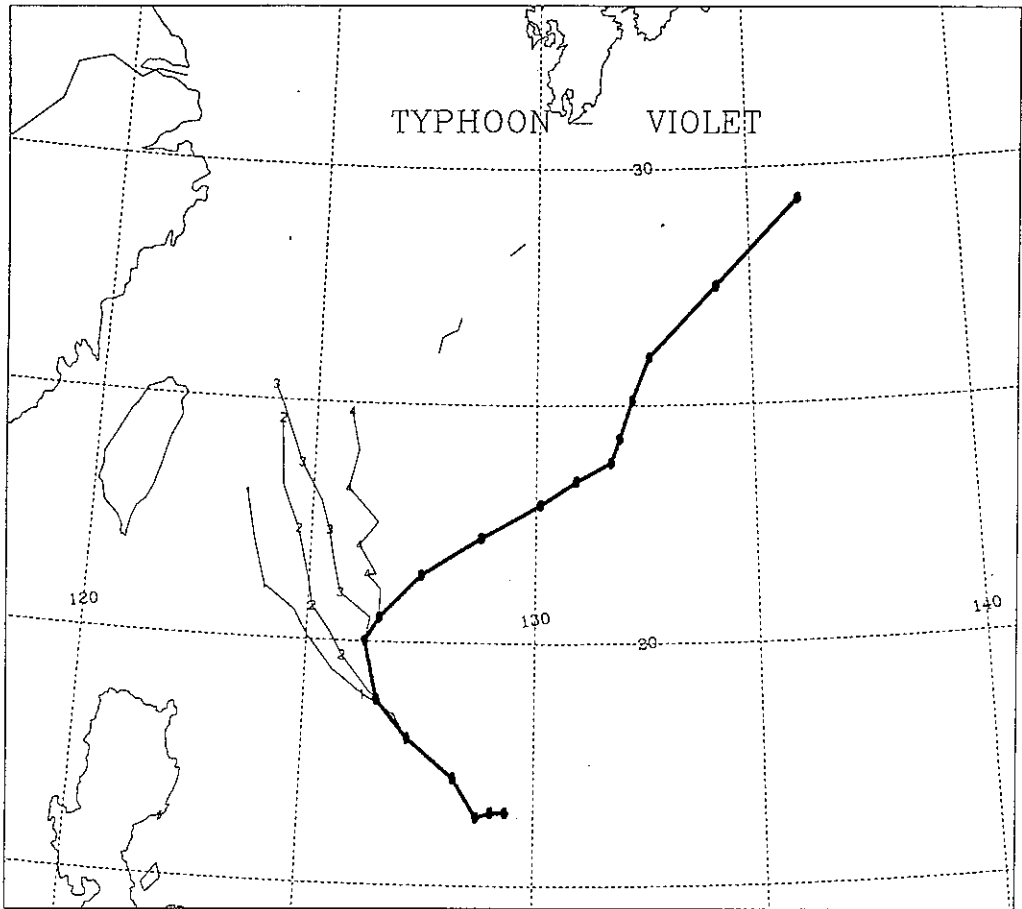


圖 13：TFS96 及 TFS97 對不同初始場及 VIOLET 颱風的預報結果。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC (1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS，TFS96-EC，TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)

(b)

TFS (1996) DATE (96/09/15/00Z-96/09/16/12Z) INITIAL - EC

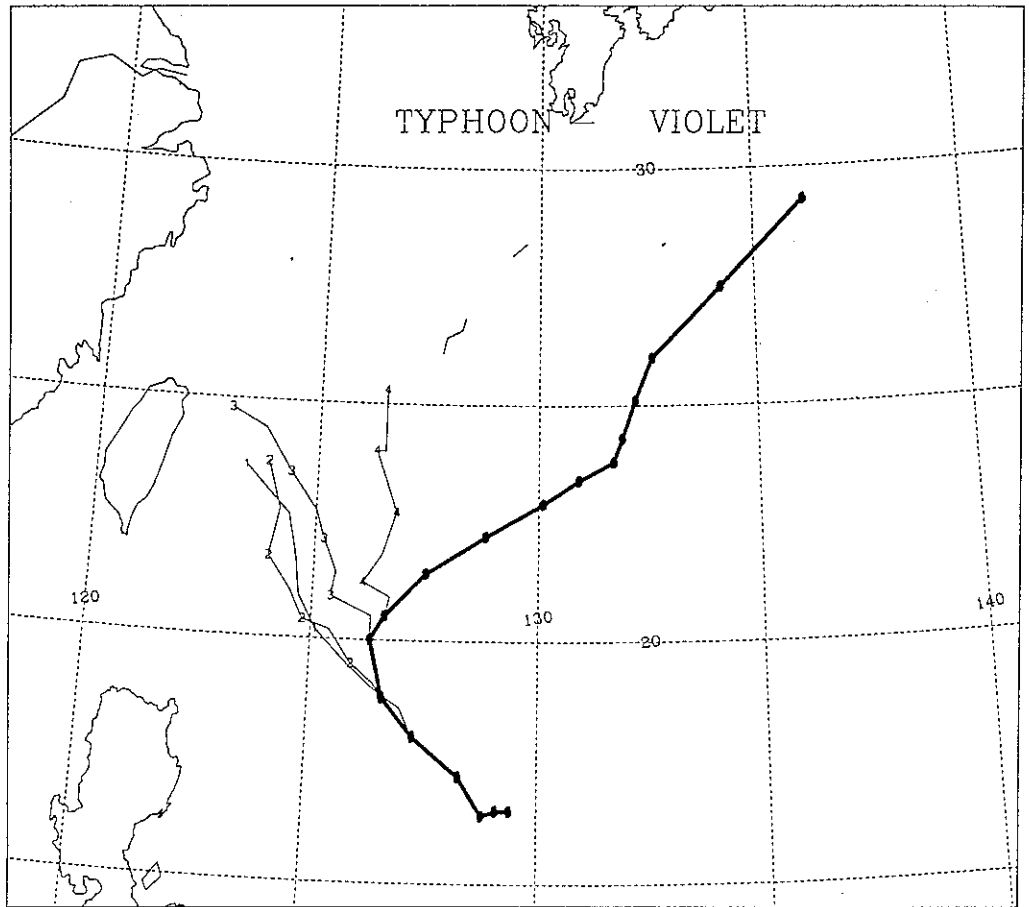


圖 13(續)

(c)

TFS (1997) DATE (96/09/15/00Z-96/09/16/12Z) INITIAL - GFS

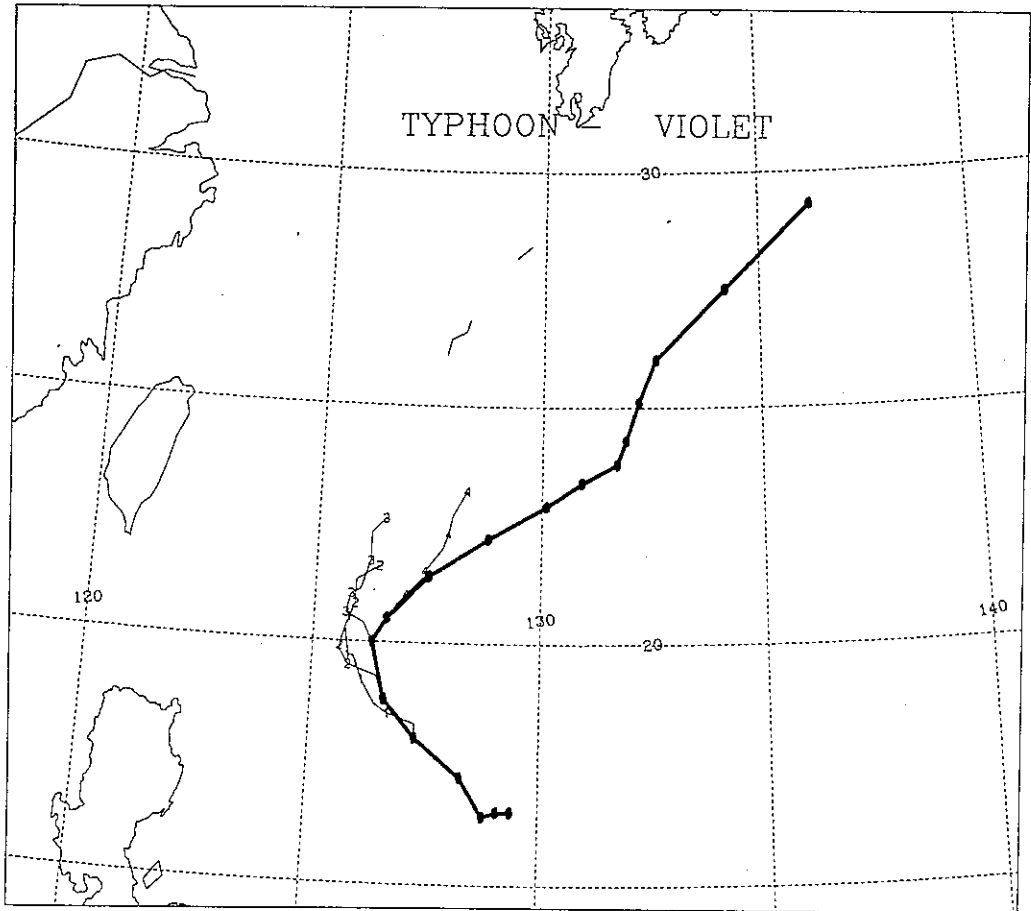


圖 13(續)

(d)

TFS (1997) DATE (96/09/15/00Z-96/09/16/12Z) INITIAL - EC

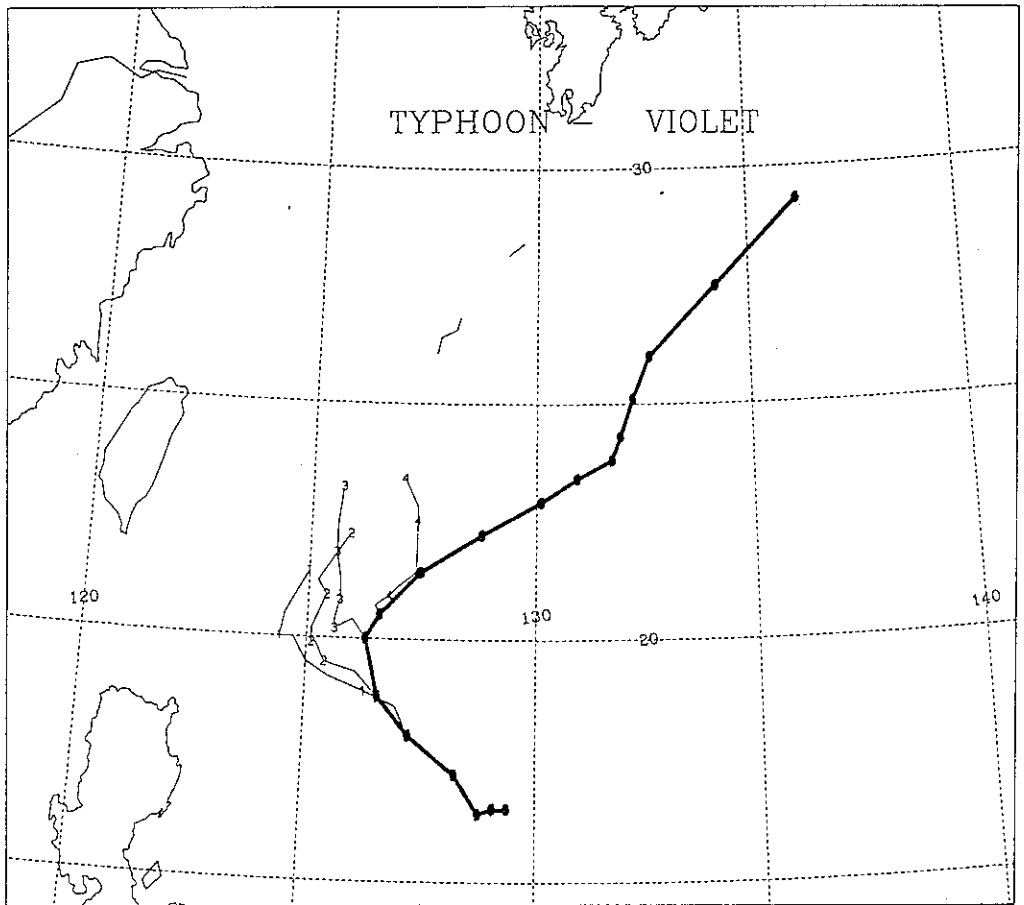


圖 13(續)

(a)

TFS (1996) DATE (96/09/26/00Z-96/09/29/00Z) INITIAL - GFS

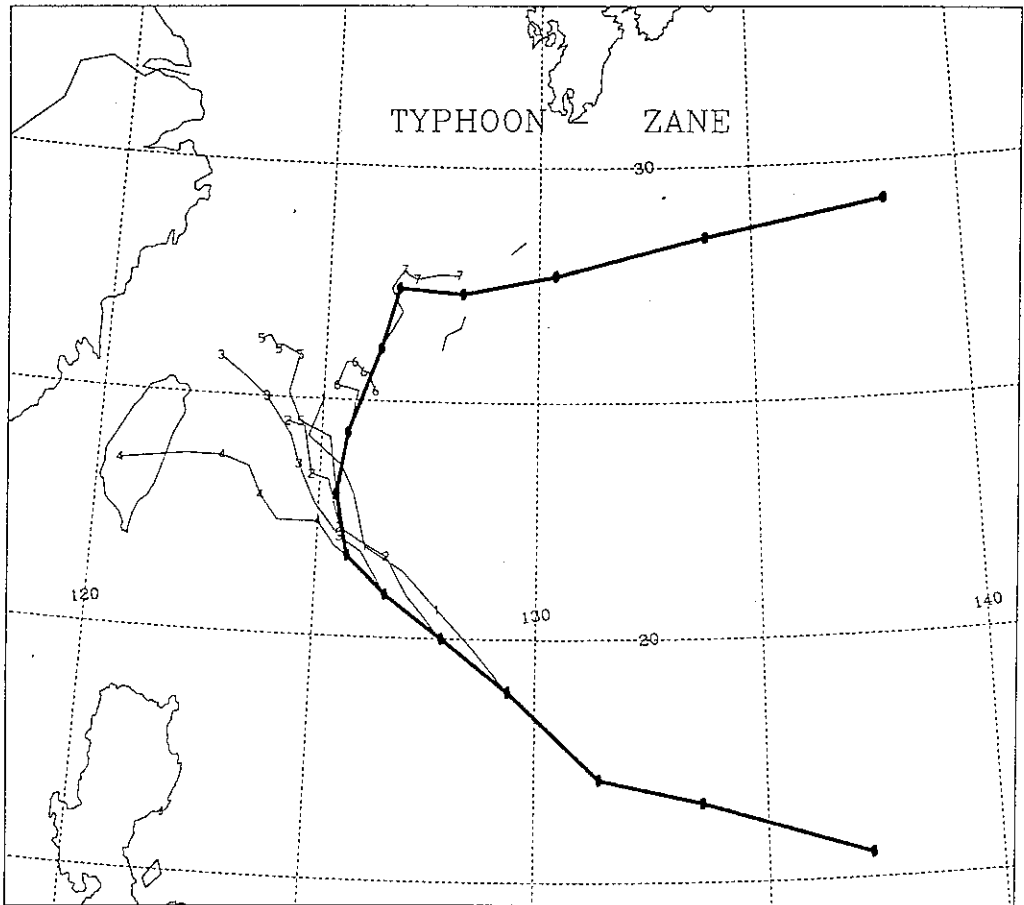


圖 14：TFS96 及 TFS97 對不同初始場及 ZANE 颱風的預報結果。
 (a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS，TFS96-EC，TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)

141

(b)

TFS (1996) DATE (96/09/26/00Z-96/09/29/00Z) INITIAL - EC

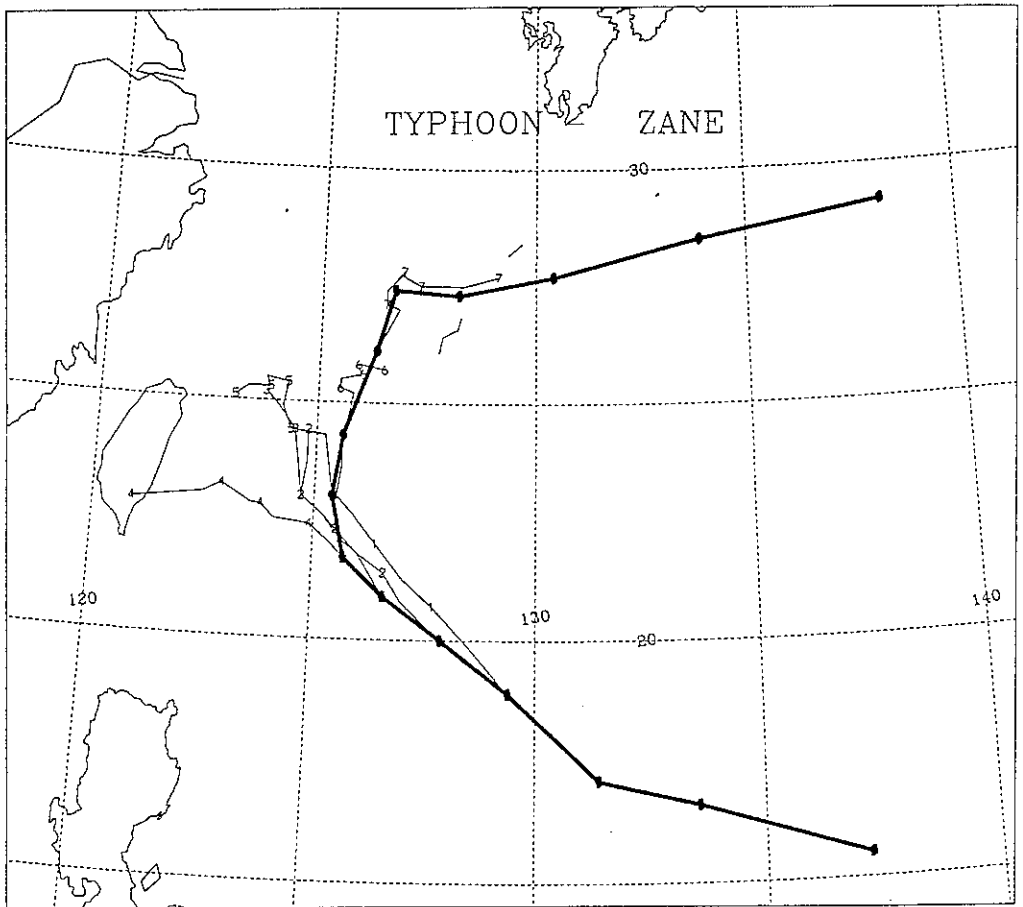


圖 14(續)

(c)

TFS (1997) DATE (96/09/26/00Z-96/09/29/00Z) INITIAL - GFS

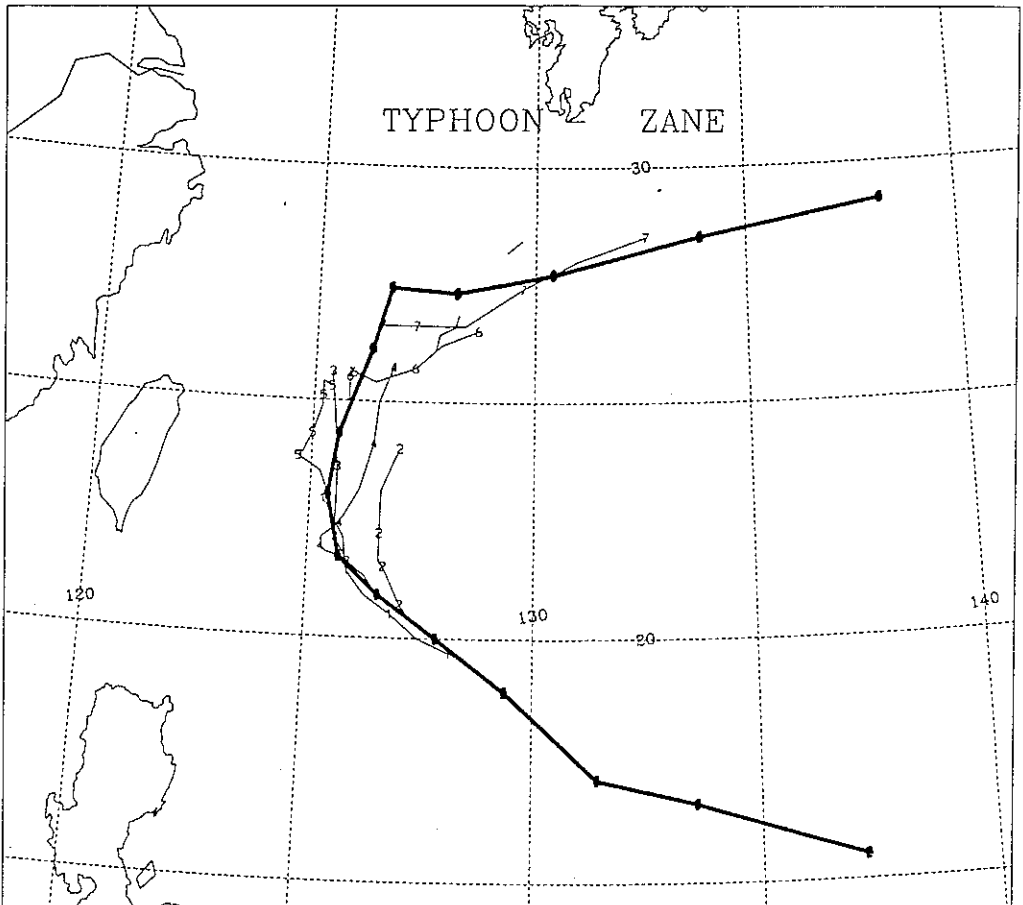


圖 14(續)

(d)

TFS (1997) DATE (96/09/26/00Z-96/09/29/00Z) INITIAL - EC

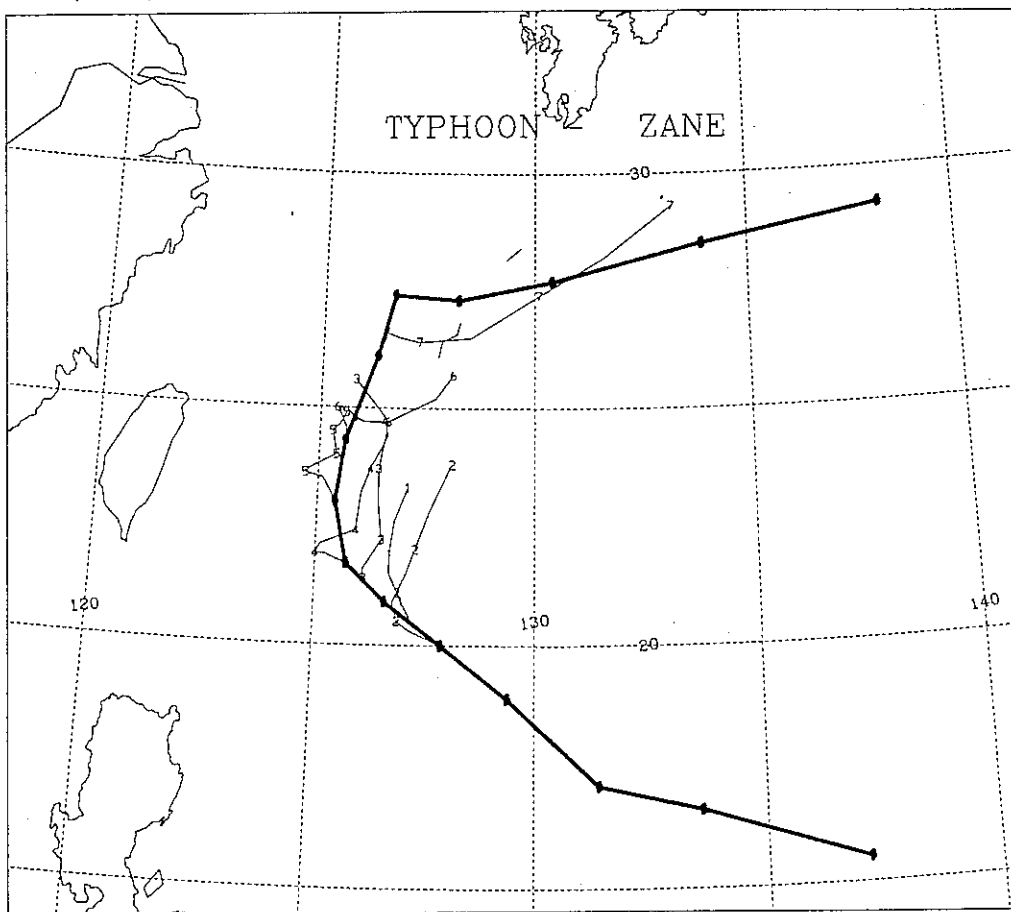


圖 14(續)

(a)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/15/00)

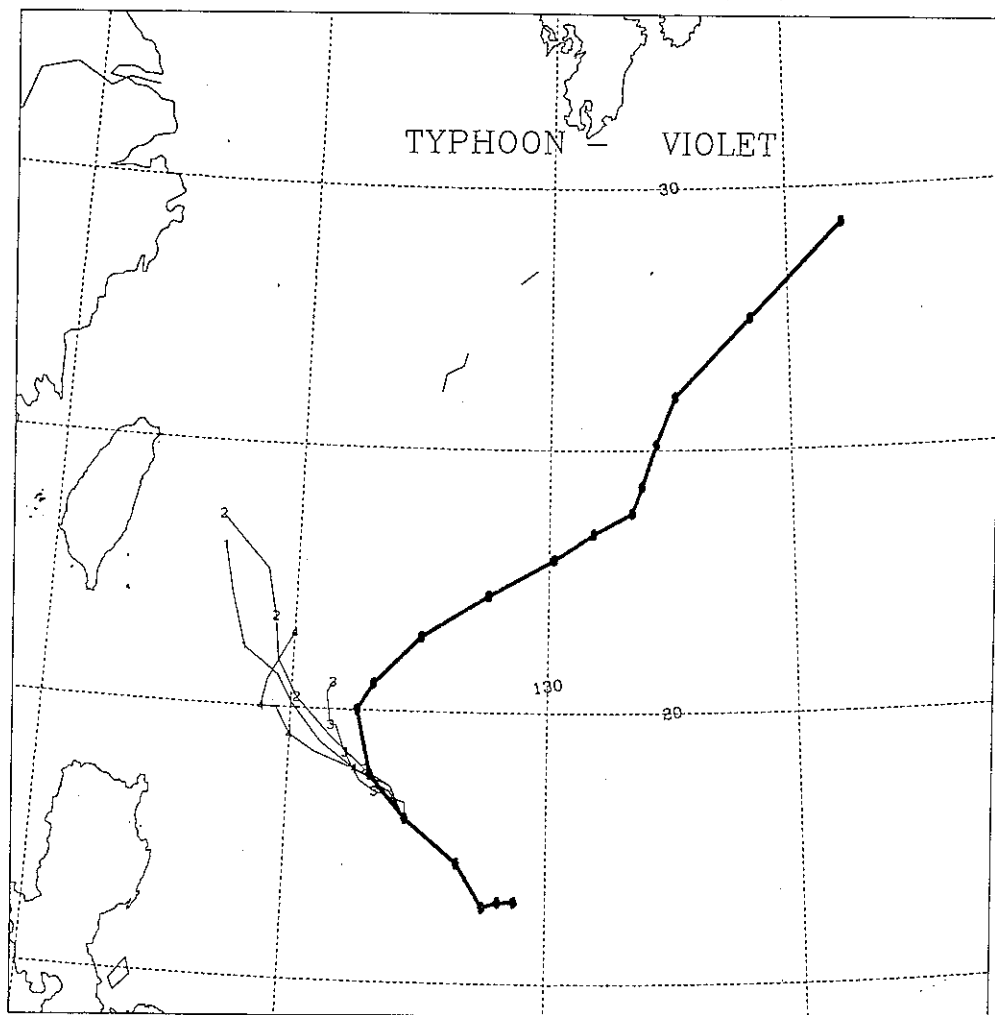


圖 15：針對 VIOLET 颱風不同預報模式對不同初始資料所做預報結果之比較。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d) TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS，TFS96-EC，TFS97-GFS 及 TFS97-EC 所得之預報路徑)

145

(b)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/15/12)

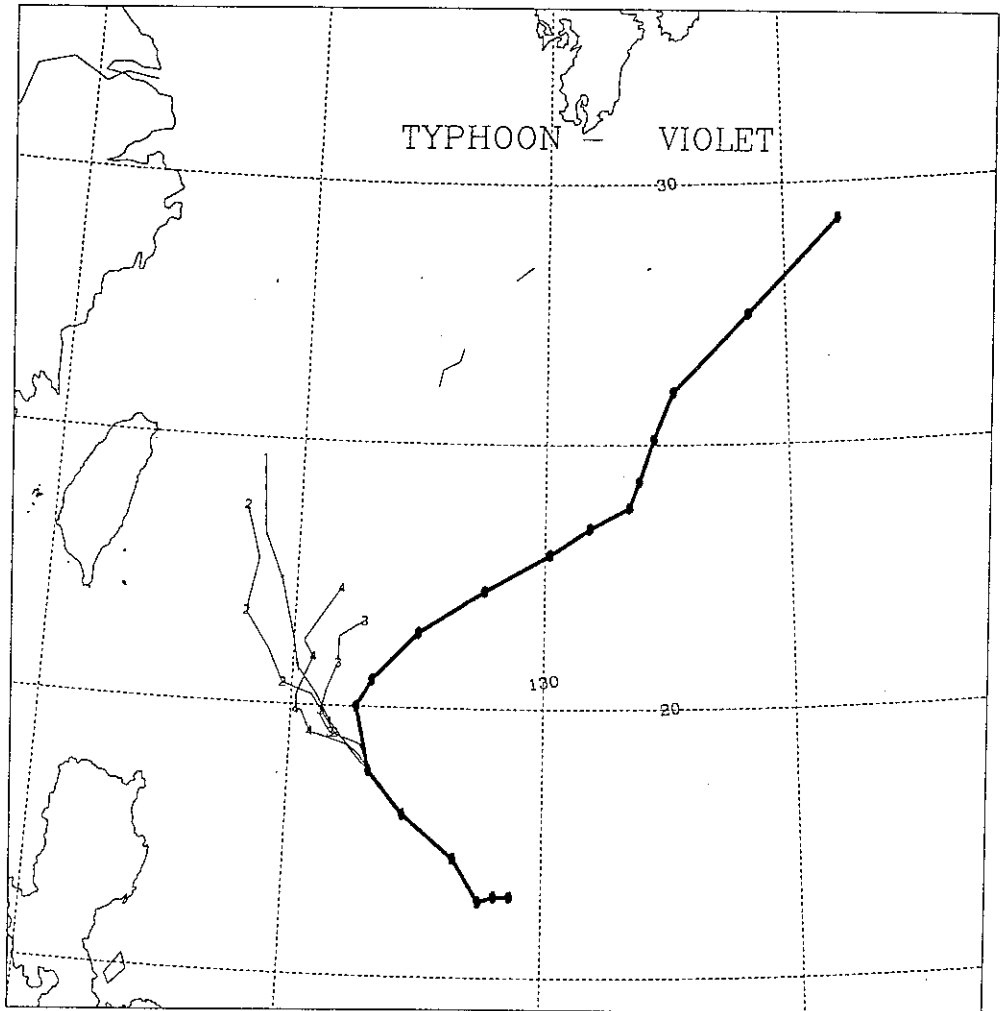


圖 15(續)

(c)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/16/00)

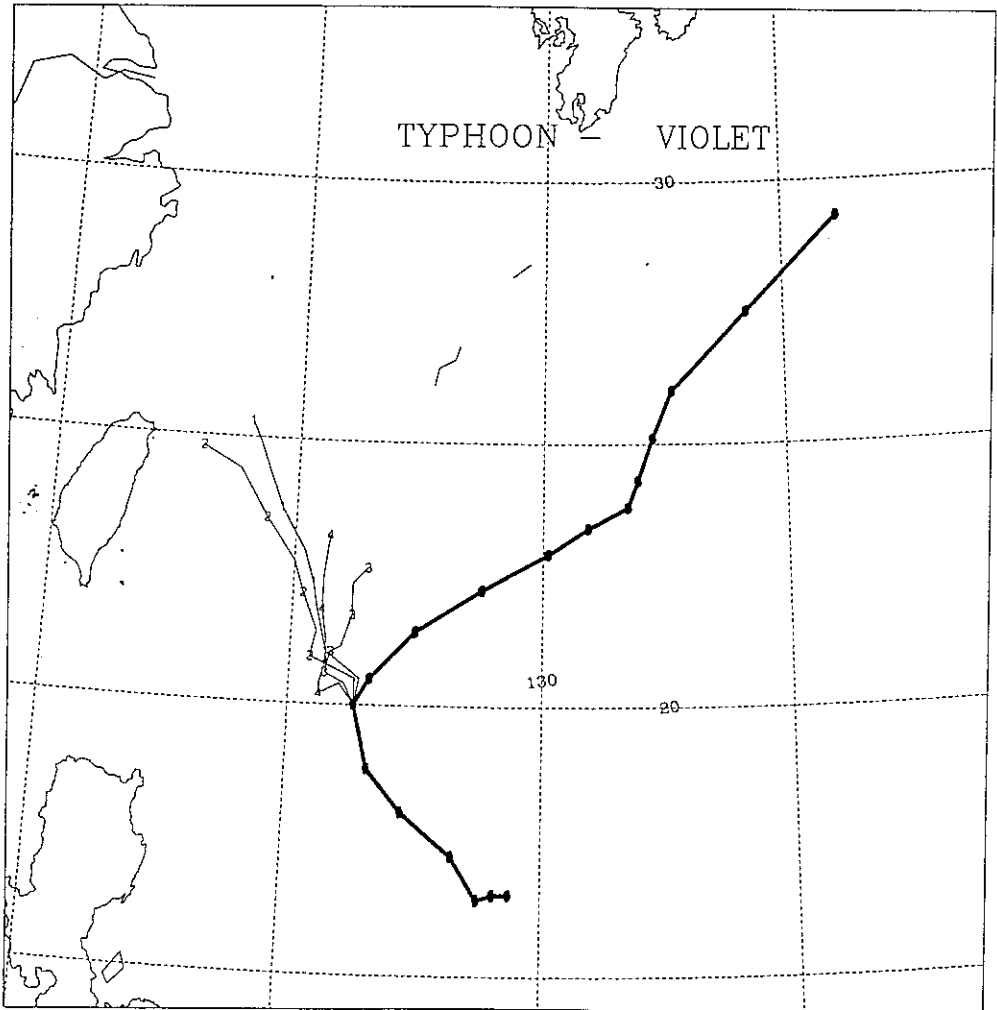


圖 15(續)

(d)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/16/12)

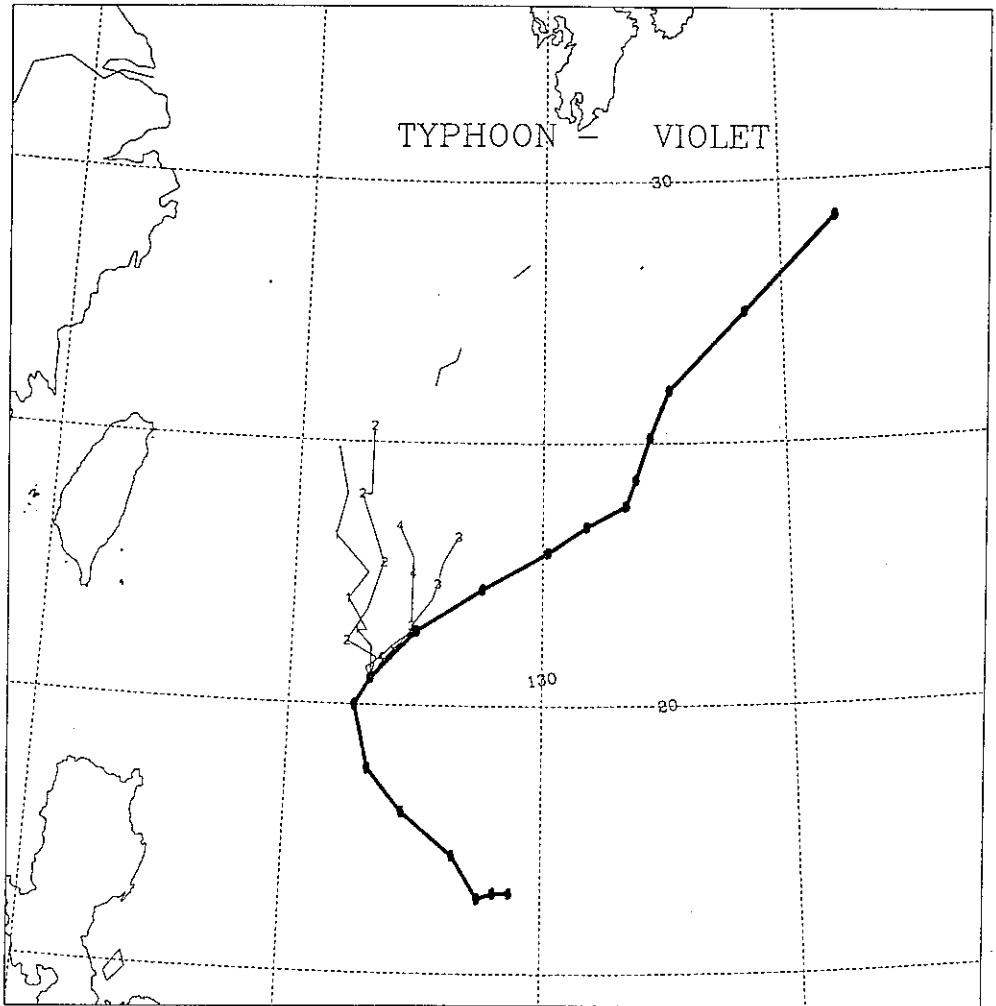


圖 15(續)

(a)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/26/00)

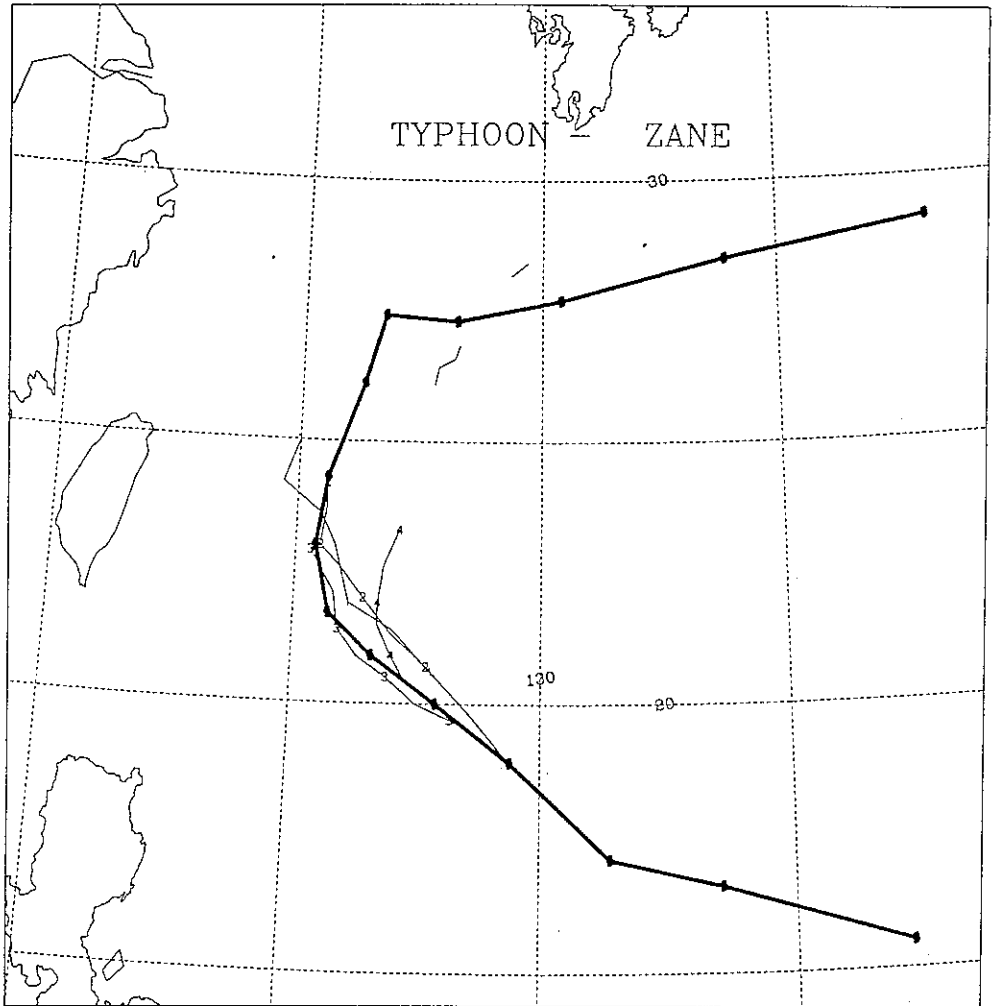


圖 16：針對 ZANE 颱風不同預報模式對不同初始資料所做預報結果之比較。(a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC(1,2,3,4 分別代表 TFS96-GFS，TFS96-EC，TFS97- GFS 及 TFS97- EC 所得之預報路徑)

(b)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/26/12)

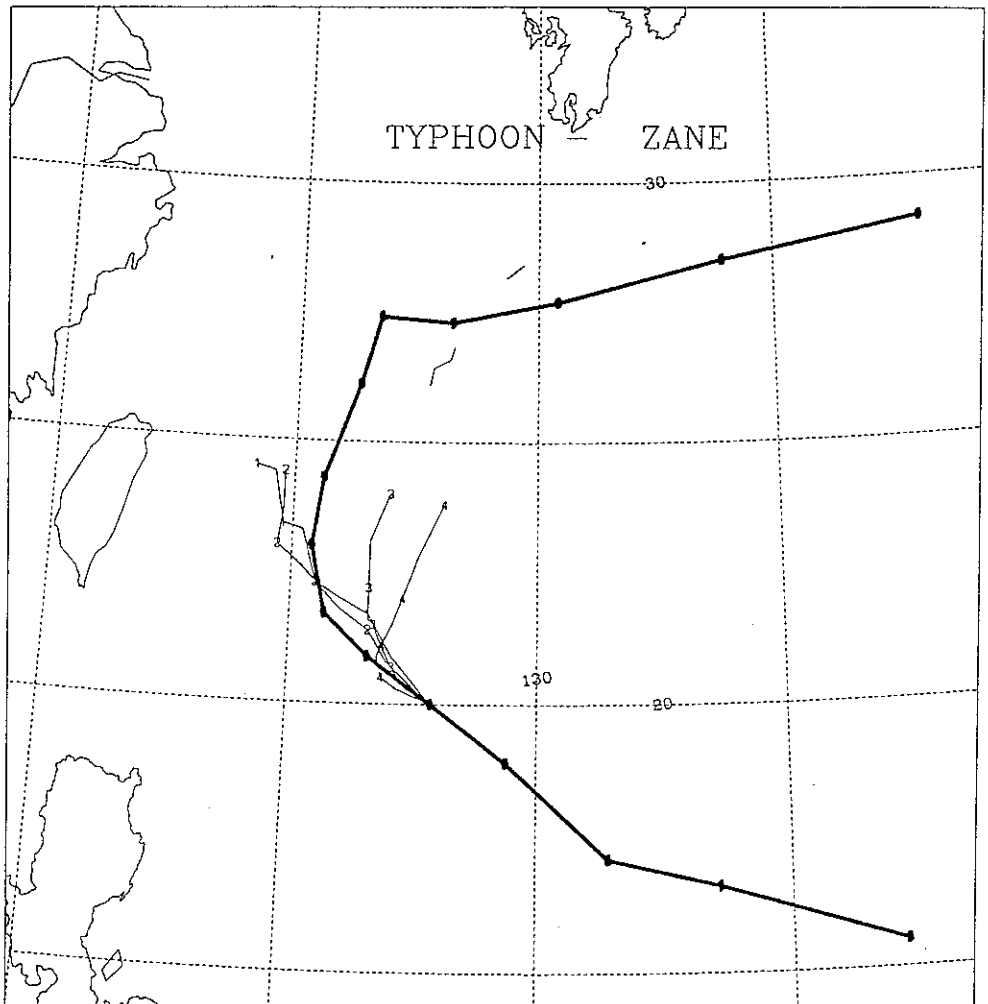


圖 16(續)

(c)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/27/00)

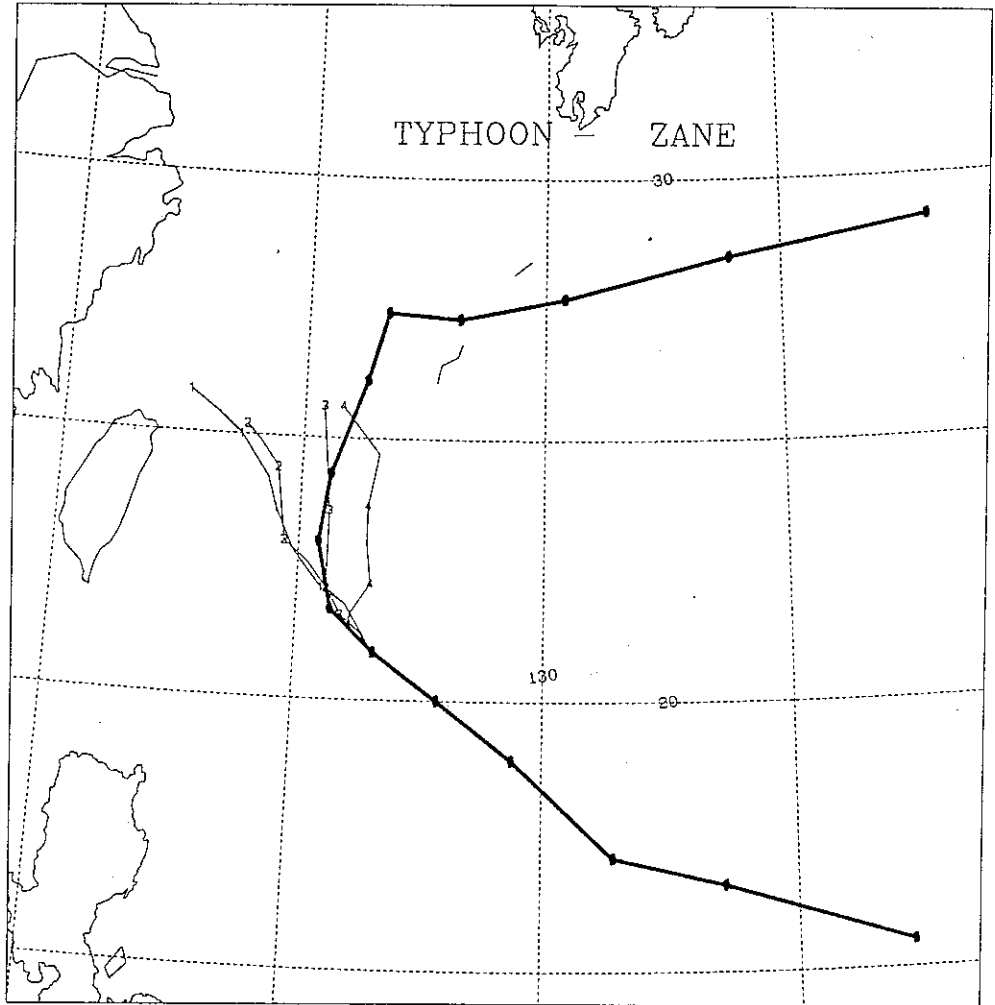


圖 16(續)

(41)

(d)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/27/12)

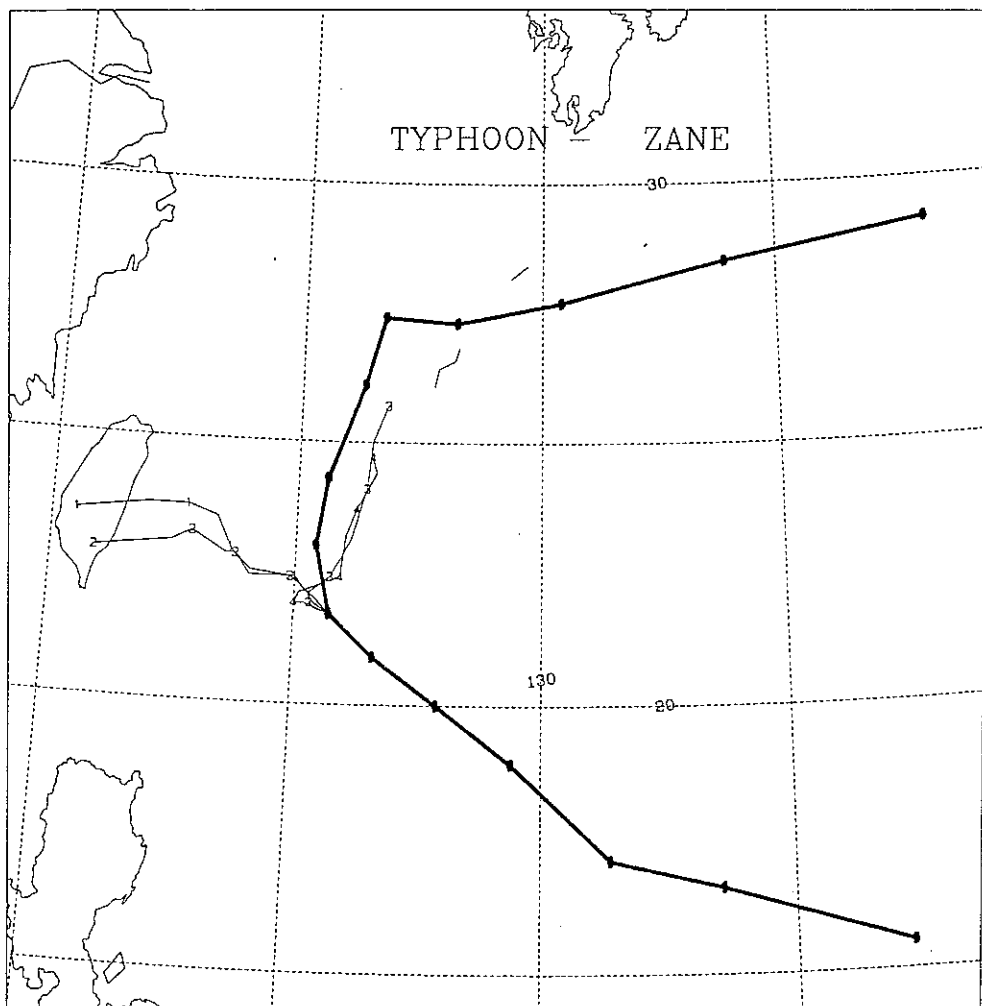


圖 16(續)

(e)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/28/00)

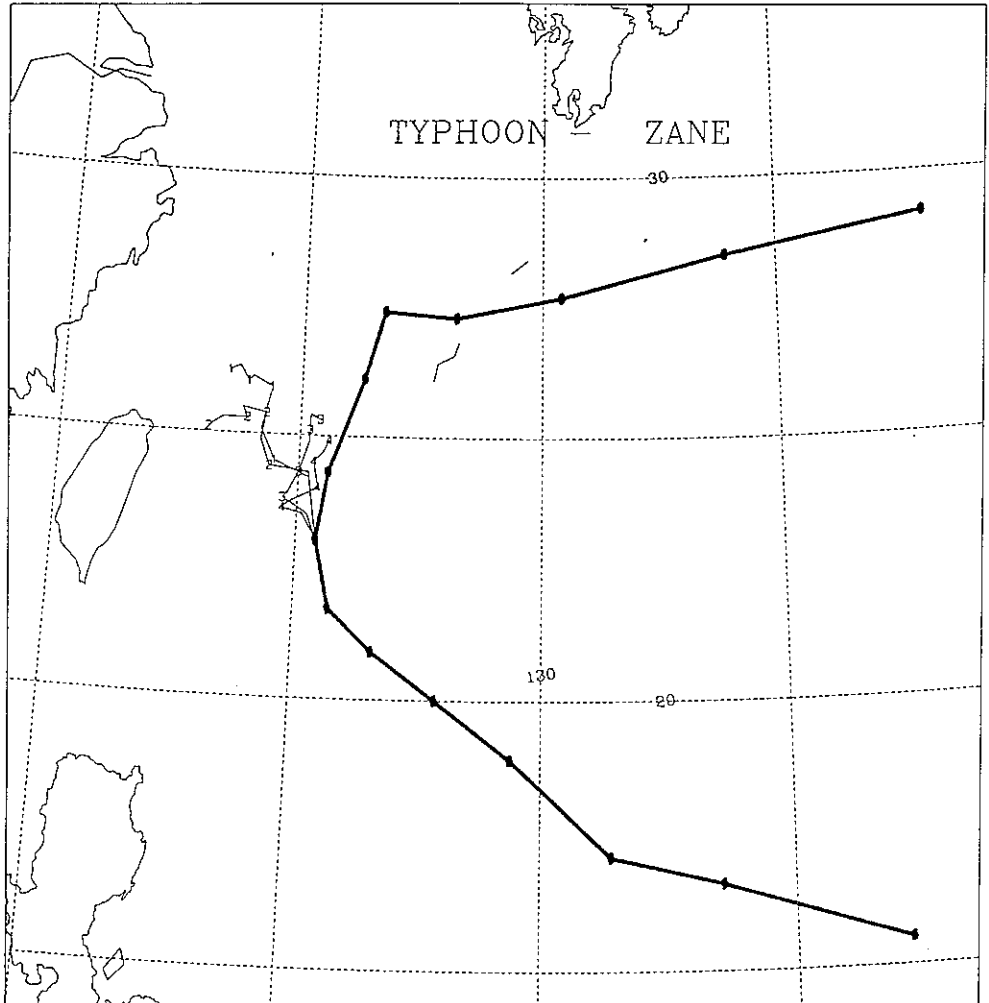


圖 16(續)

(上)

(f)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/28/12)

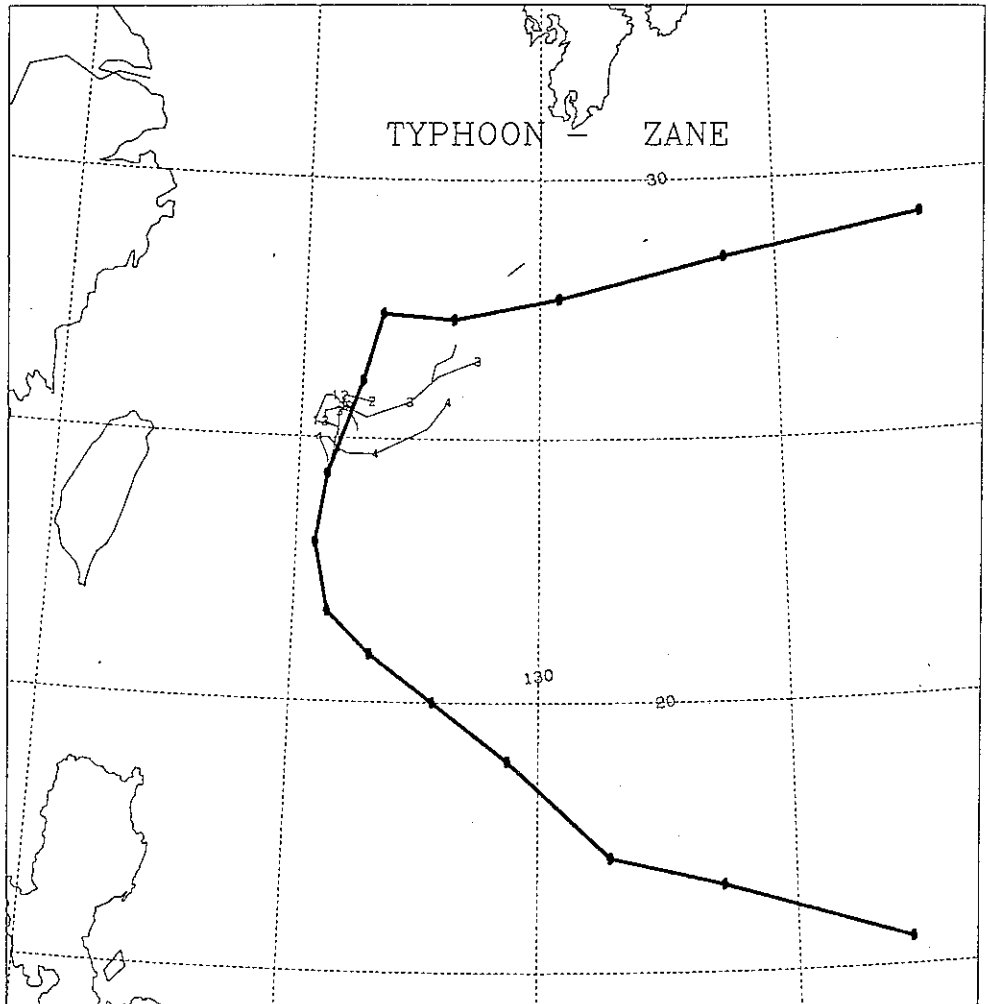


圖 16(續)

(g)

TFS TYPHOON TRACK FORECAST DATE (96/09/29/00)

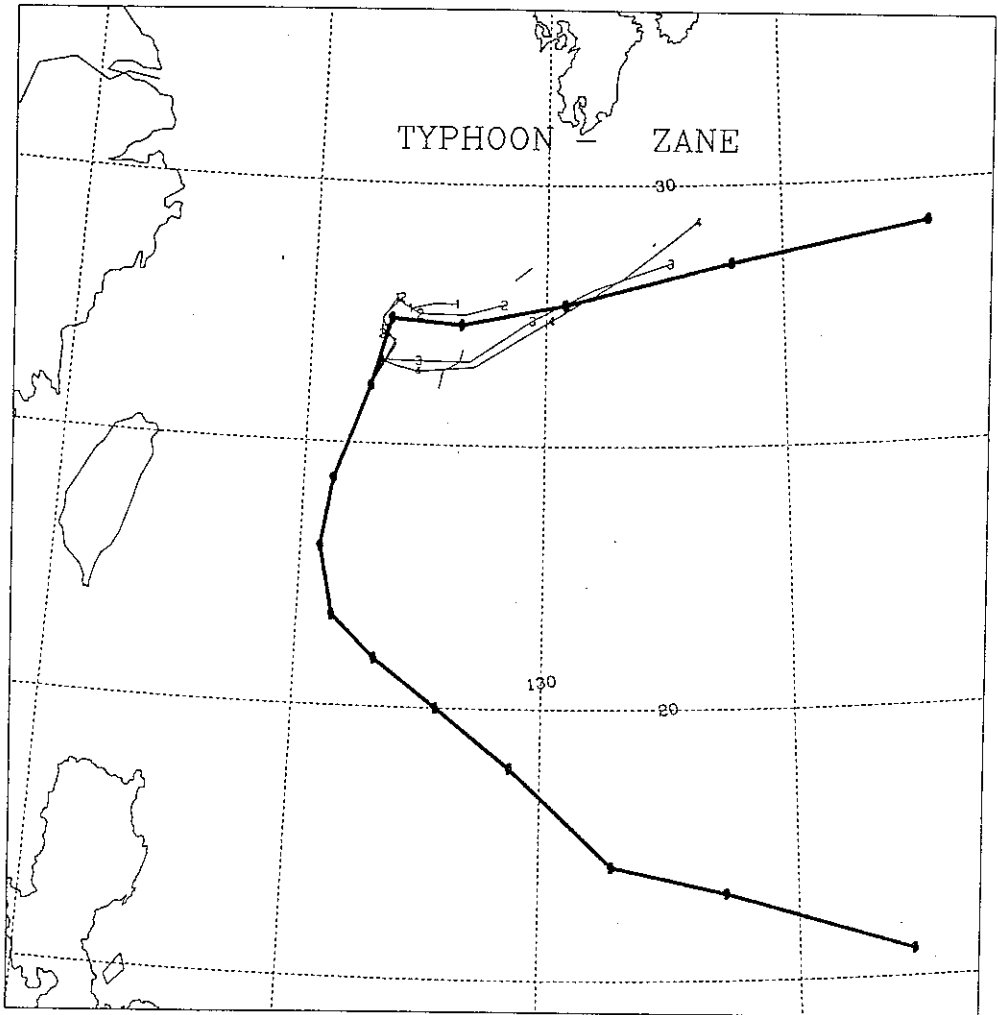


圖 16(續)

TYPHOON VIOLET

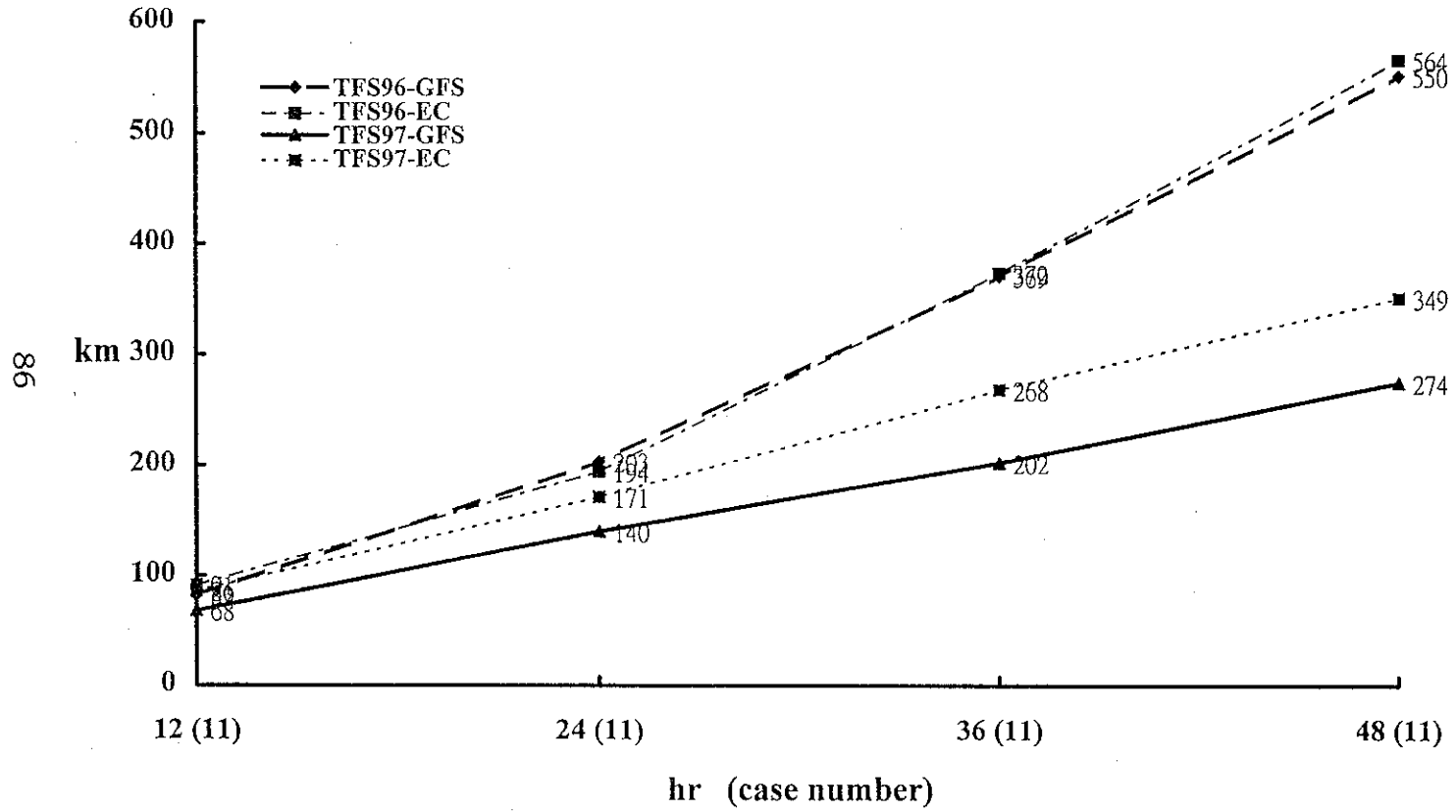


圖 17：四個實驗對 VIOLET 颱風個案平均路徑預報誤差之比較。

157

TYPHOON ZANE

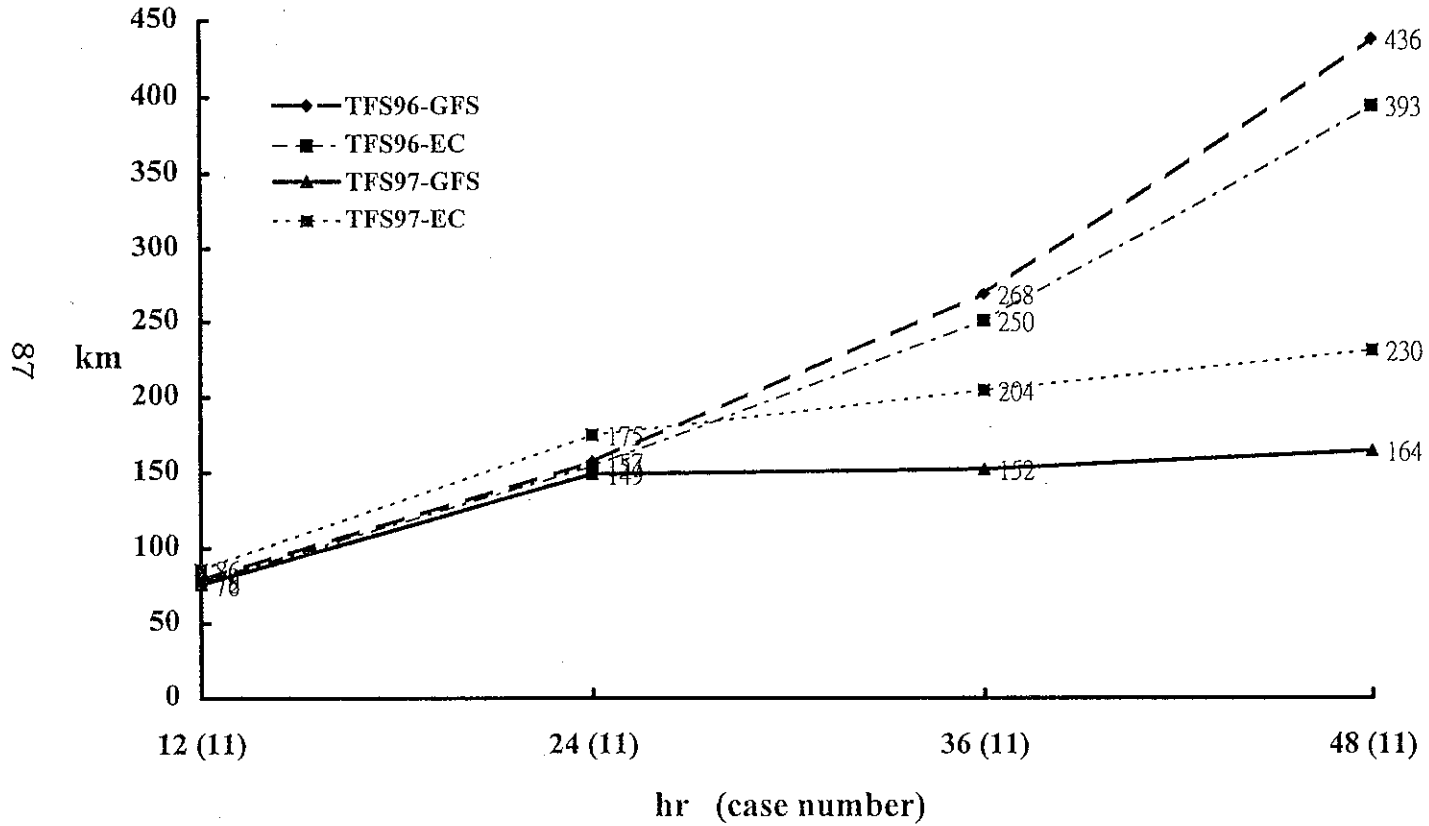


圖 18：四個實驗對 ZANE 颱風個案平均路徑預報誤差之比較。

forecast errors for typhoon Violet and Zane

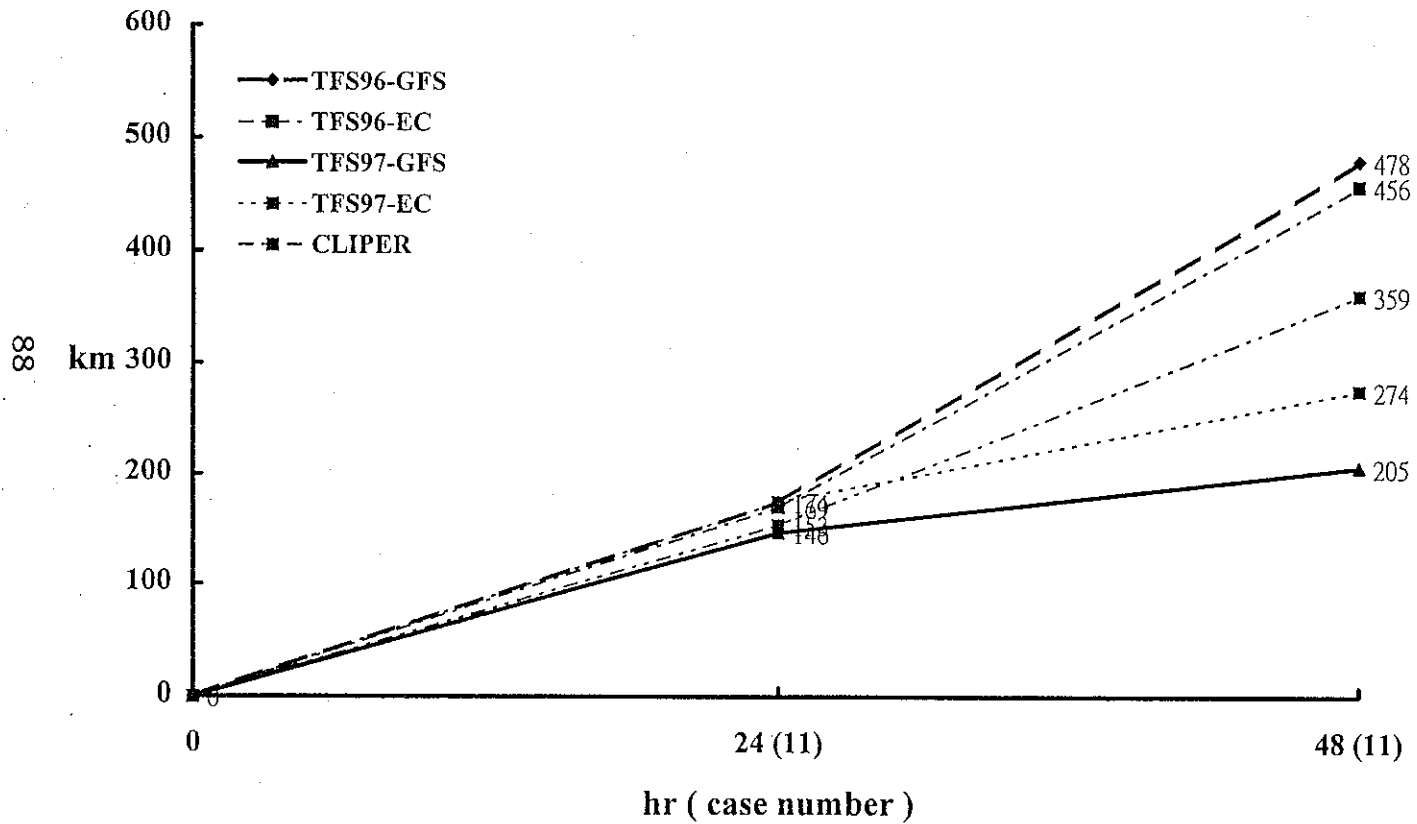
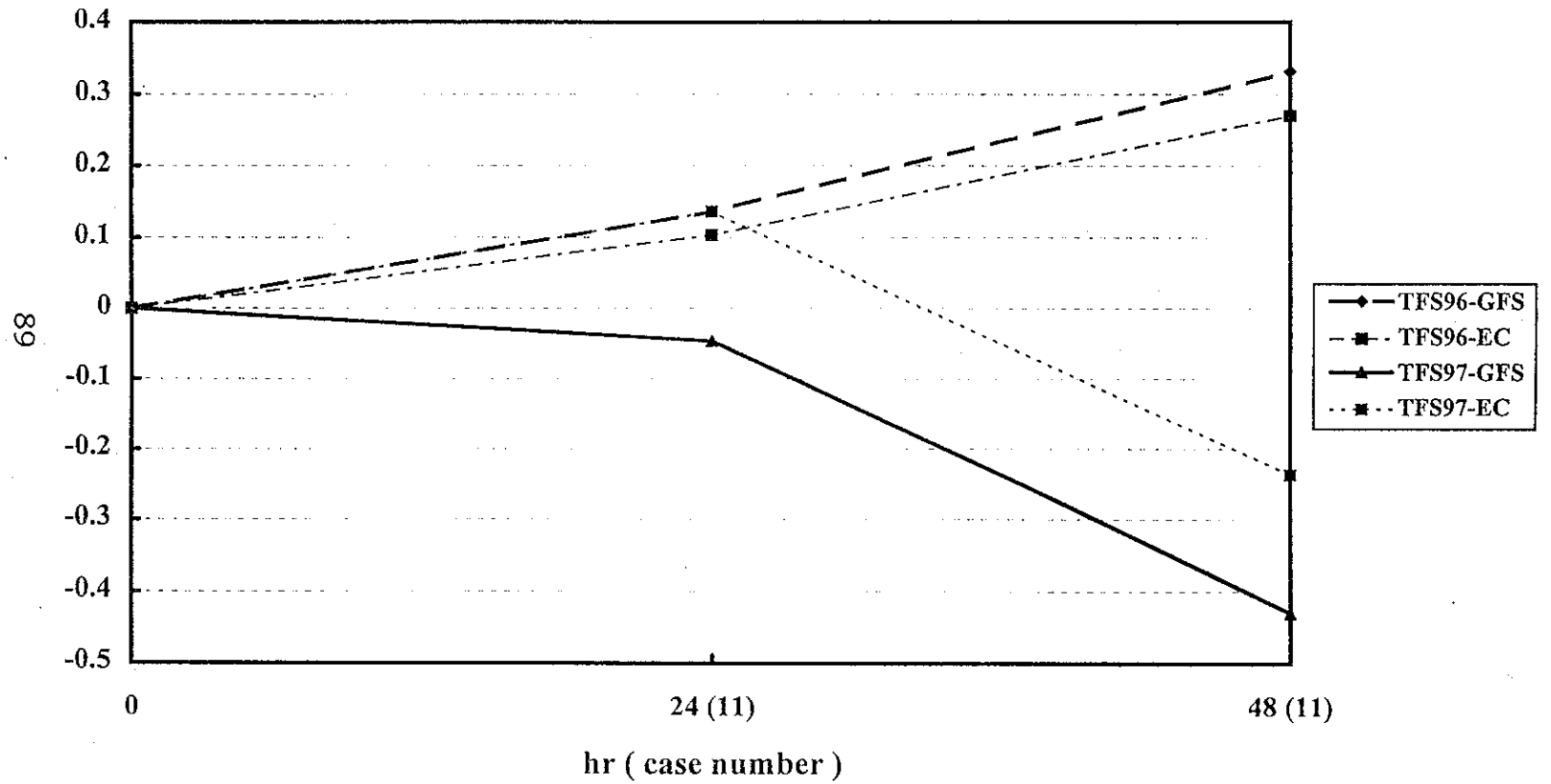


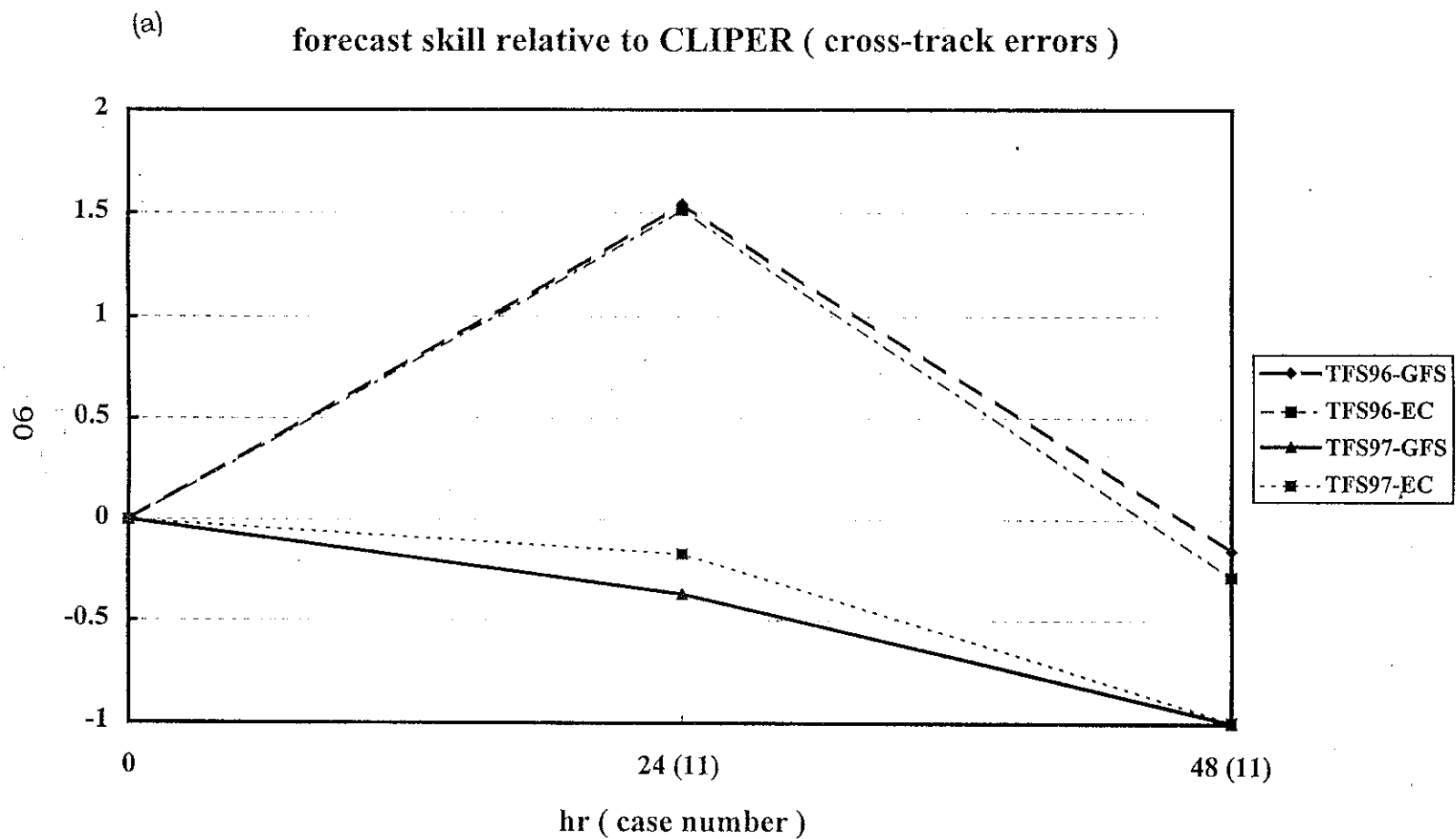
圖 19：四個實驗的個案測試與統計預報模式 CLIPER 做均勻個案的比較。

forecast skill relative to CLIPER



15.8

圖 20 : TFS96 與 TFS97 相對 CLIPER 的預報技術比較。



159

圖 21：TFS96 與 TFS97 對 11 個案做比較，針對 AT 和 CT 方向上相對 CLIPER 的預報技術比較。

(b)

forecast skill relative to CLIPER (along track errors)

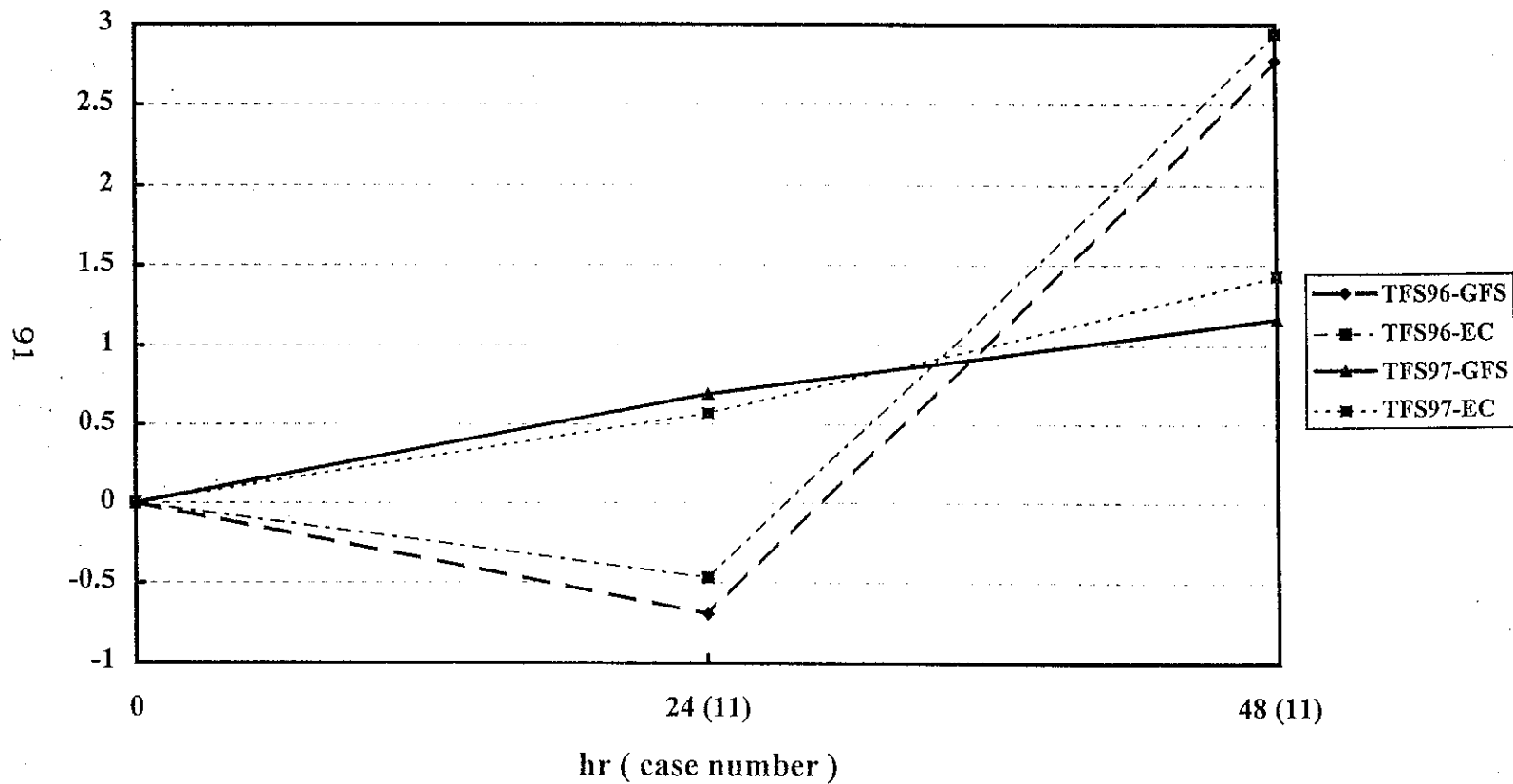


圖 21(續)

(a)

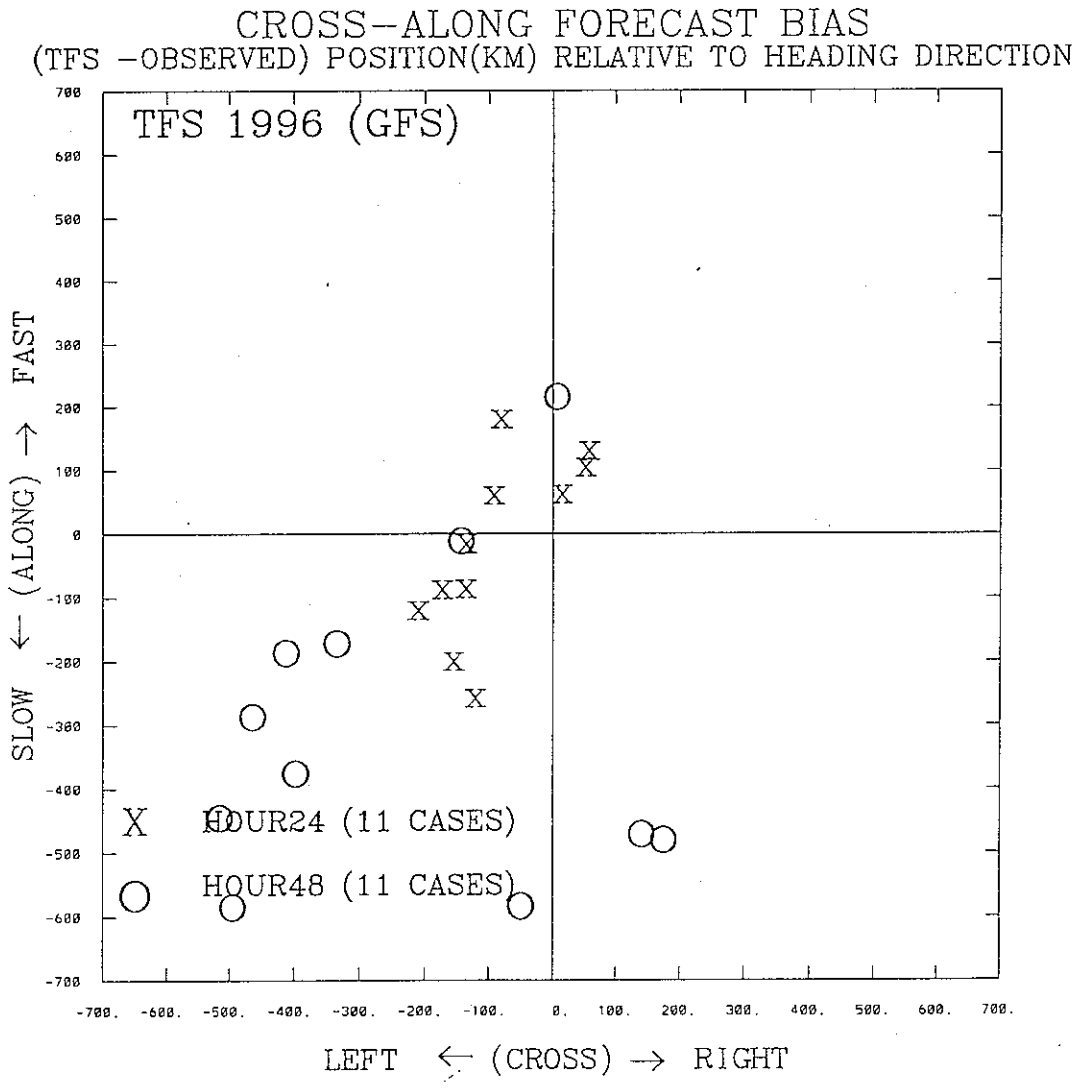


圖 22 : (a)TFS96-GFS(b)TFS96-EC(c)TFS97-GFS(d)TFS97-EC
對實驗中個案 24、48 小時預報時間之誤差在 CT 與 AT 分
量上之分布圖。

(b)

CROSS-ALONG FORECAST BIAS (TFS -OBSERVED) POSITION(KM) RELATIVE TO HEADING DIRECTION

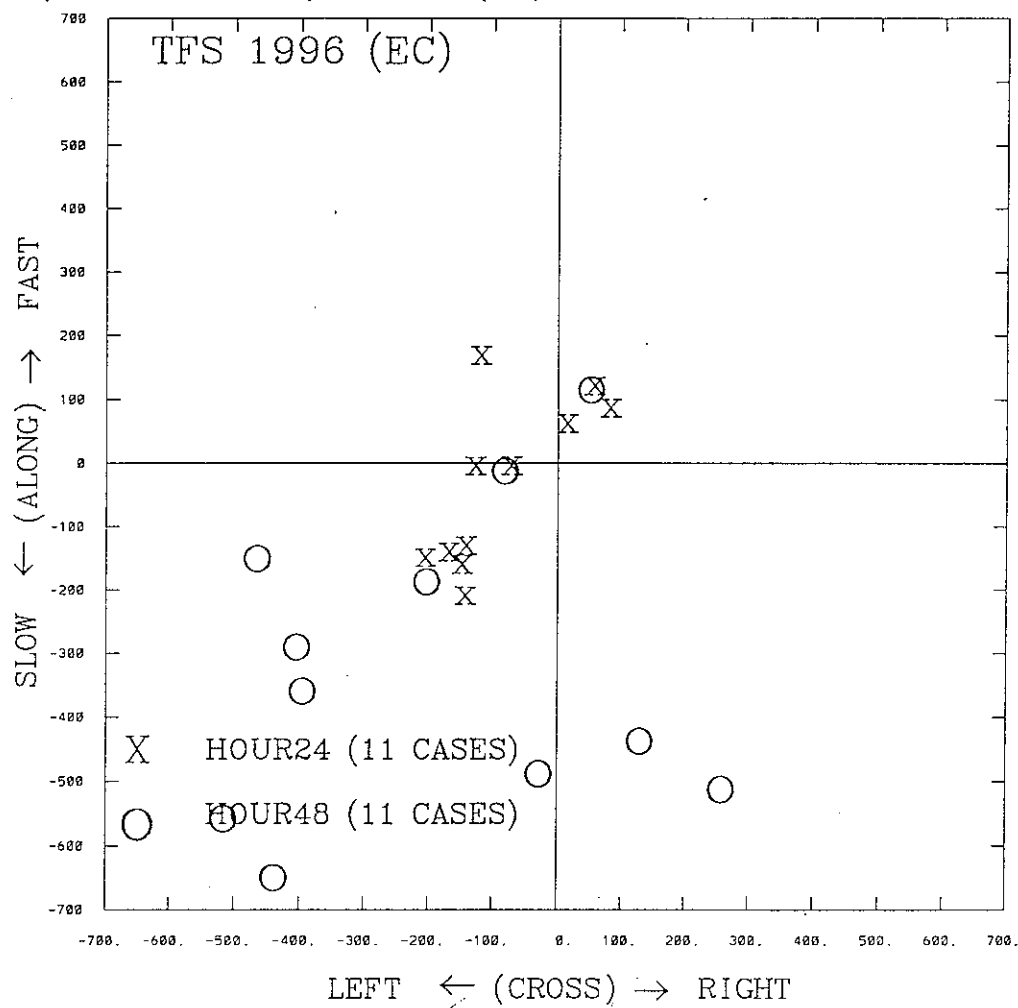


圖 22(續)

(c)

CROSS-ALONG FORECAST BIAS (TFS - OBSERVED) POSITION(KM) RELATIVE TO HEADING DIRECTION

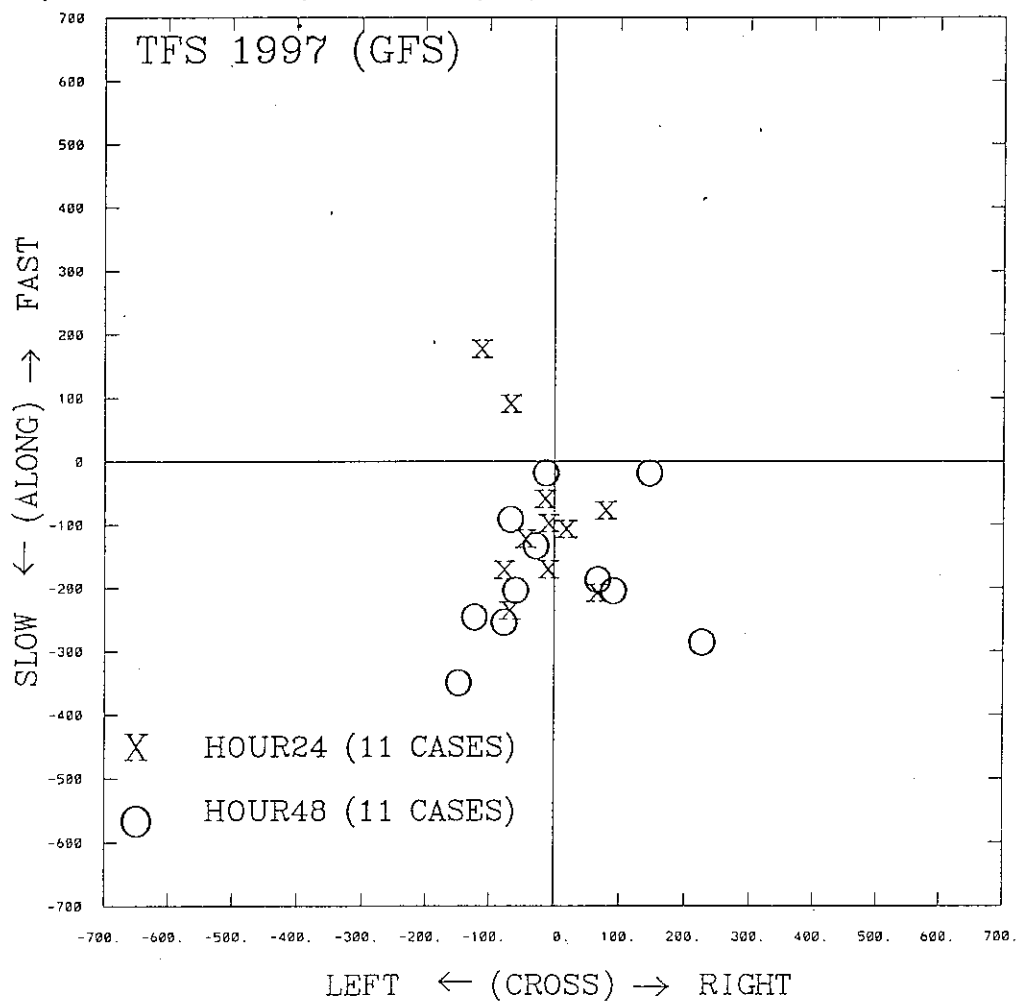


圖 22(續)

(d)

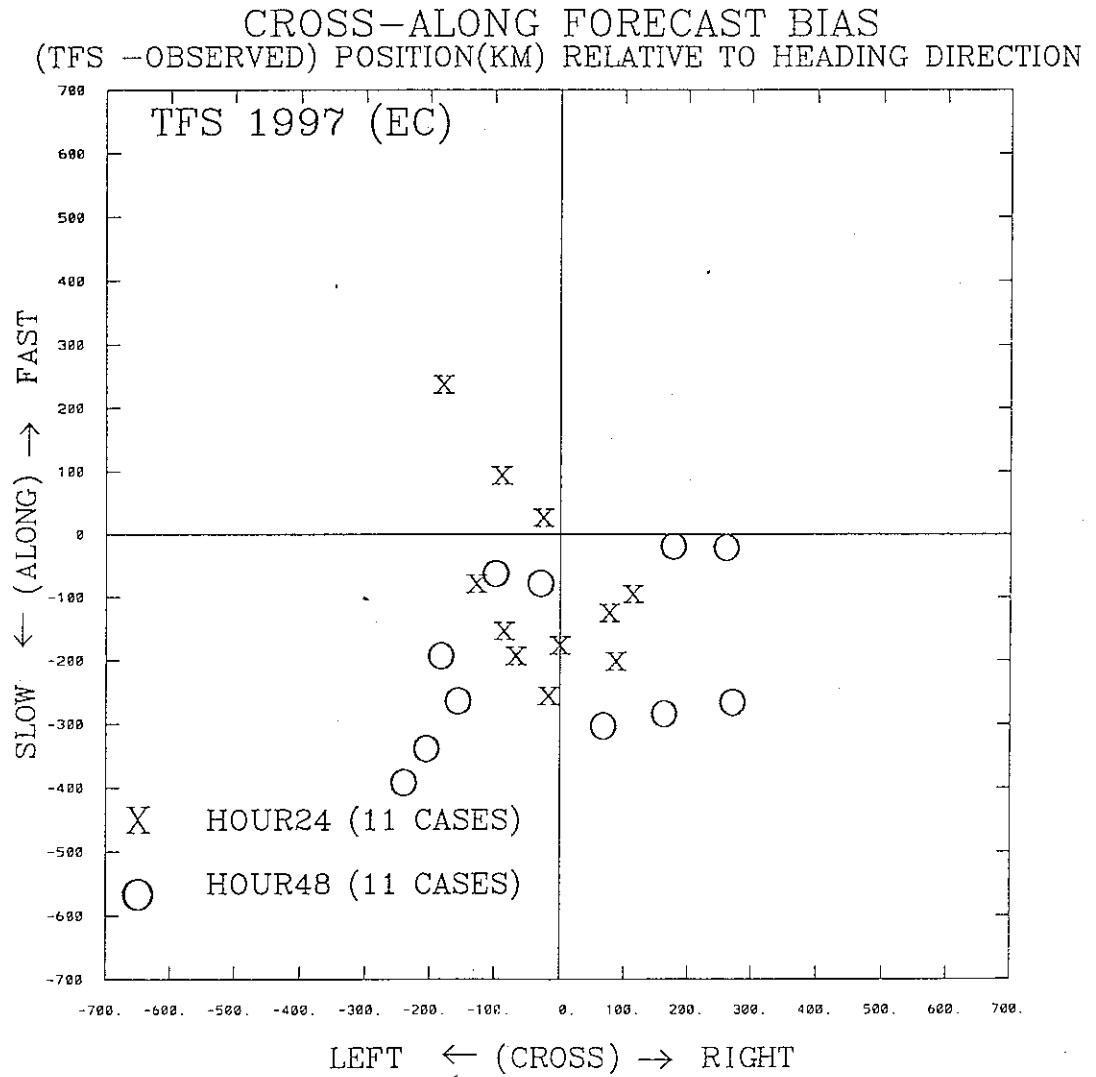


圖 22(續)

165

TYPHOON BEST TRACK

DATE (96/09/15/00Z-96/09/16/12Z)

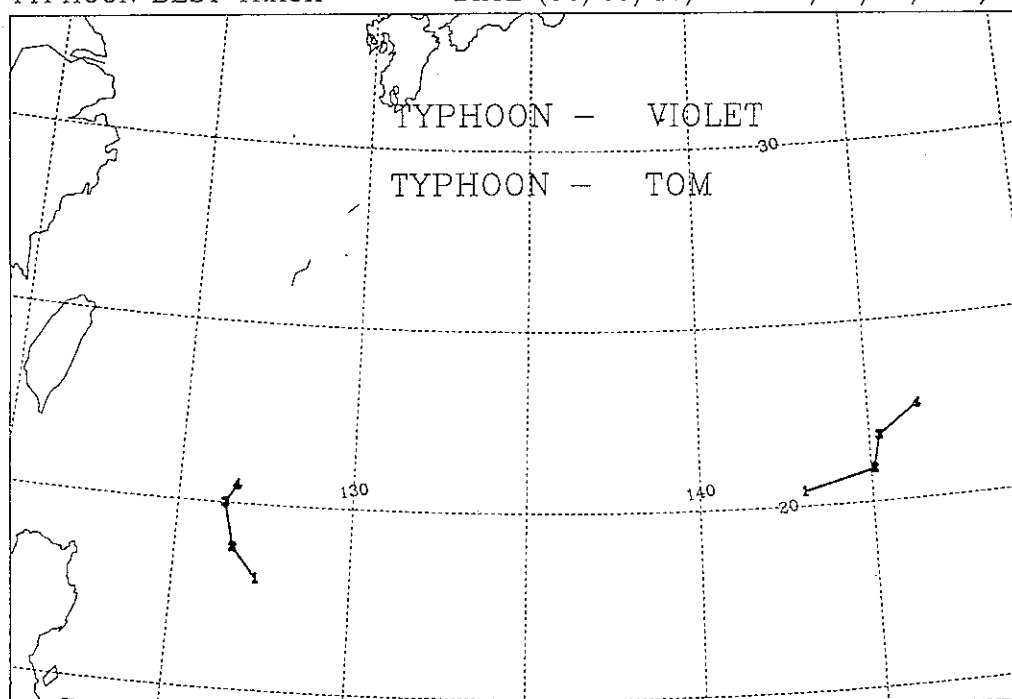


圖 23：96 年 9 月 15 日 00Z 到 96 年 9 月 16 日 12Z，TOM 與 VIOLET 颱風的相對位置圖。

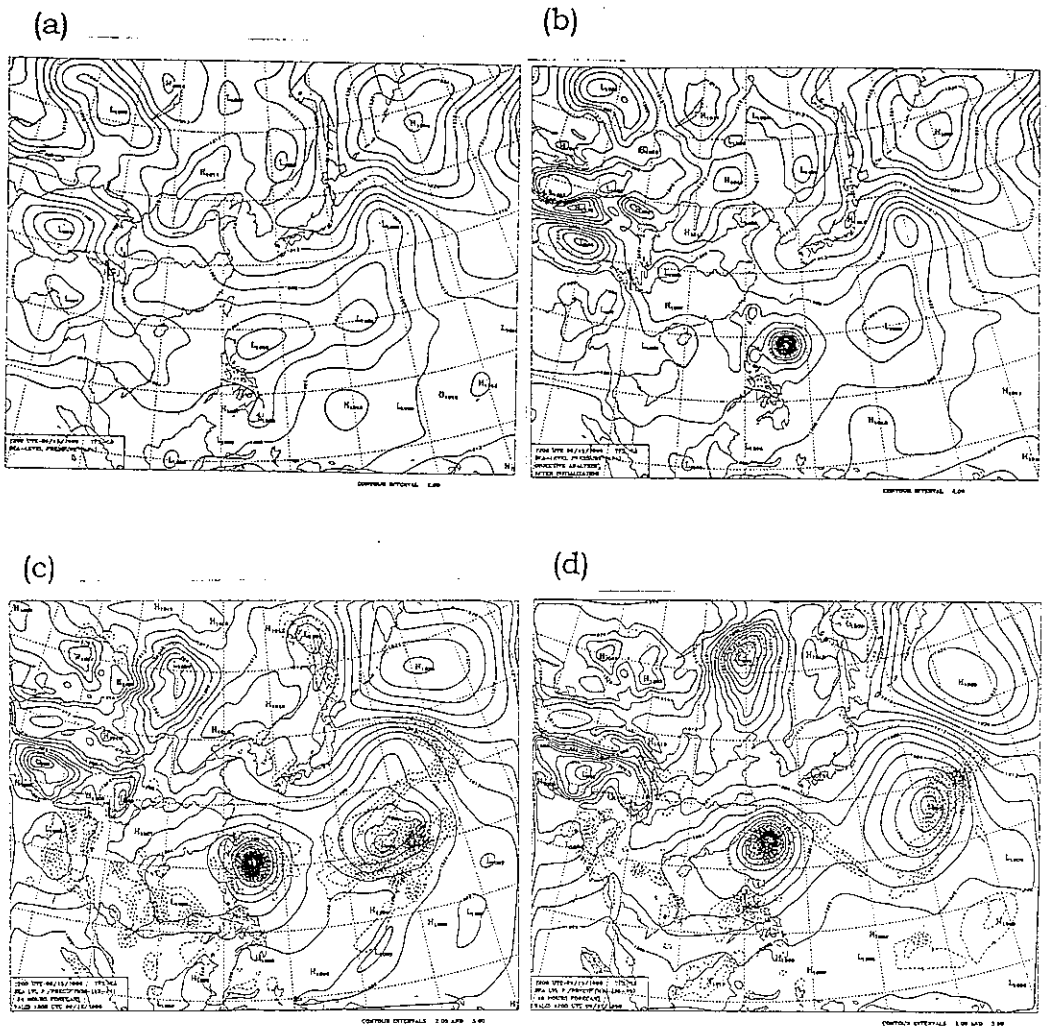
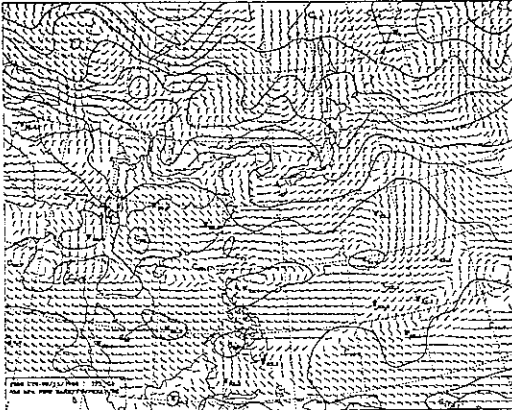
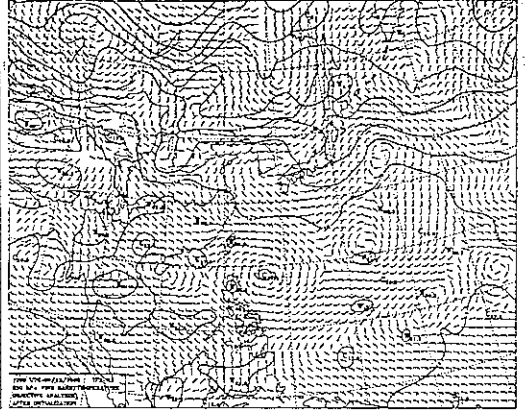


圖 24：TFS96 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同 (a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同 (a),(b),(c),(d) 所得之 500 hPa 高度場。

(e)



(f)



(g)



(h)

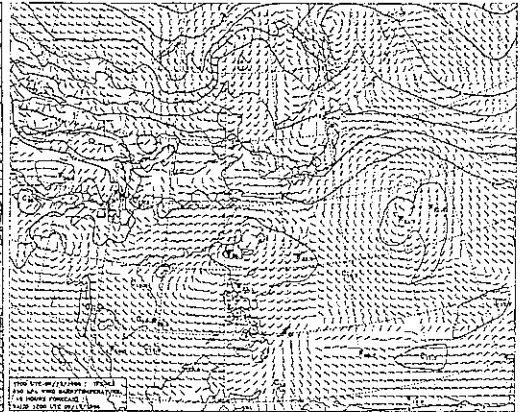


圖 24(續)

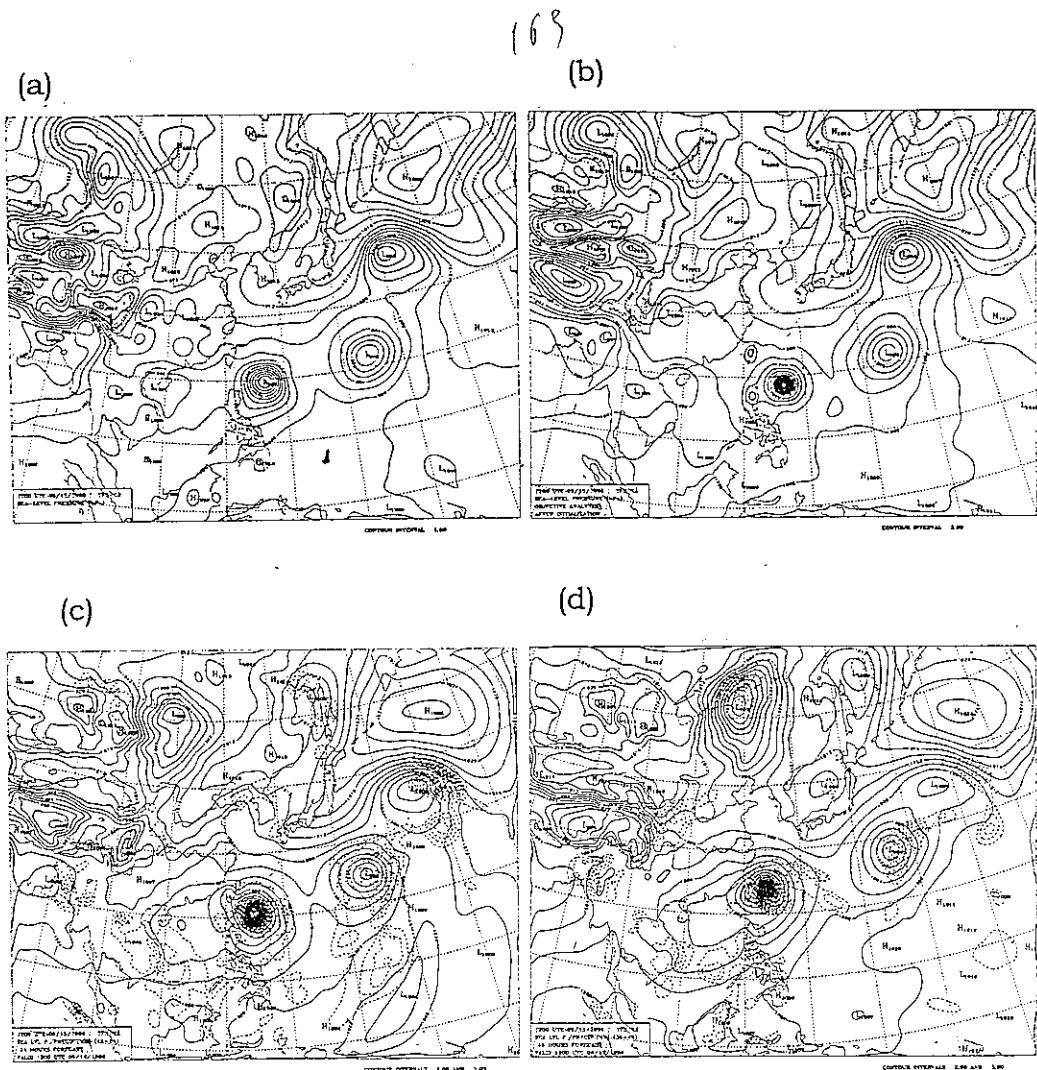
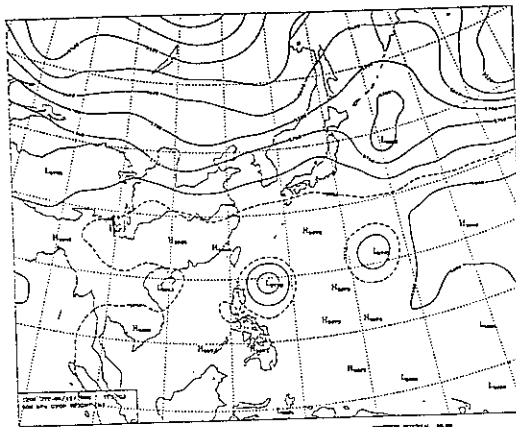


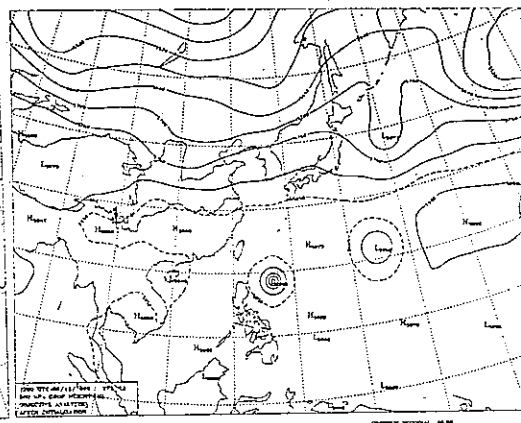
圖 25：TFS96 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

171

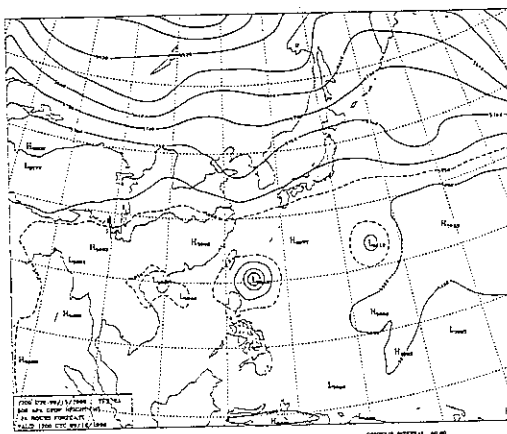
(i)



(j)



(k)



(l)

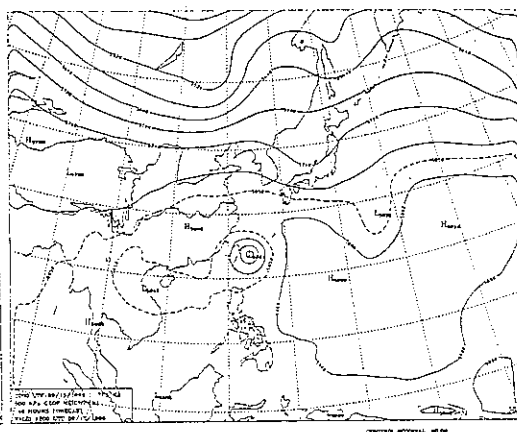


圖 25(續)

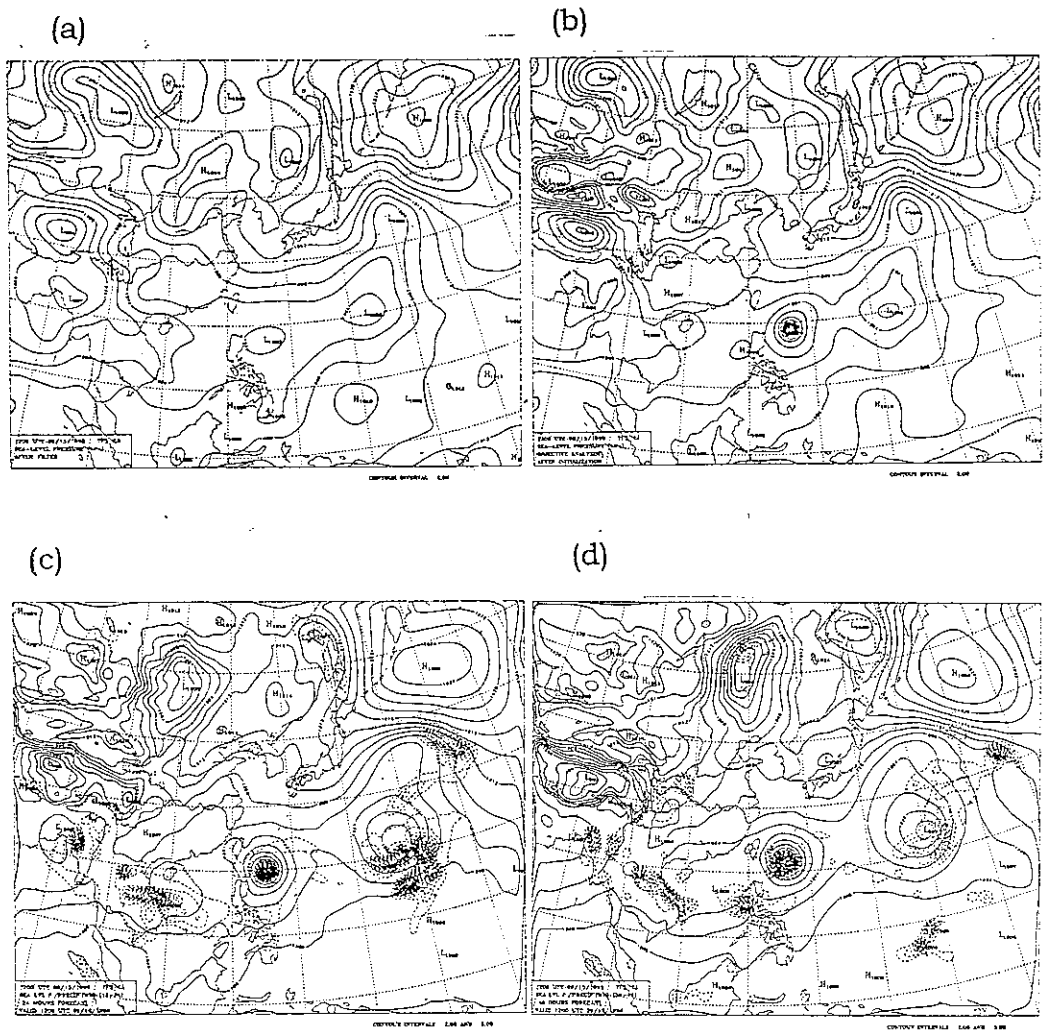
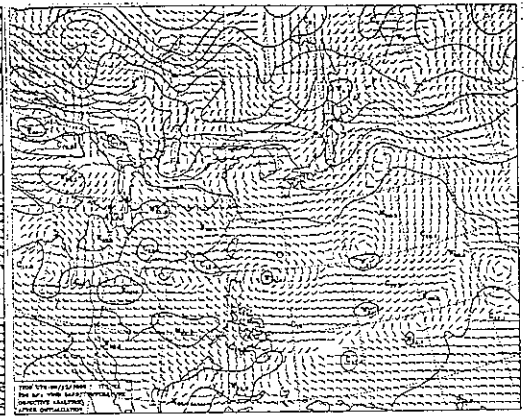
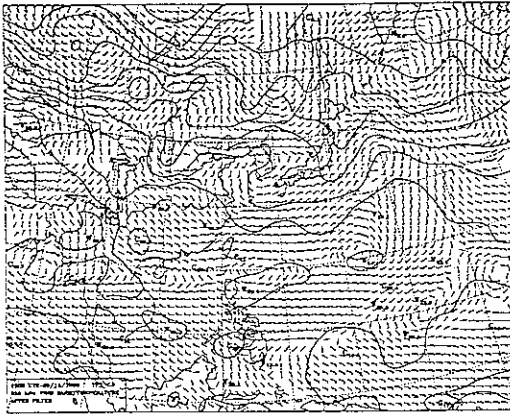


圖 26：TFS97 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 後所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

(f)



(g)

(h)

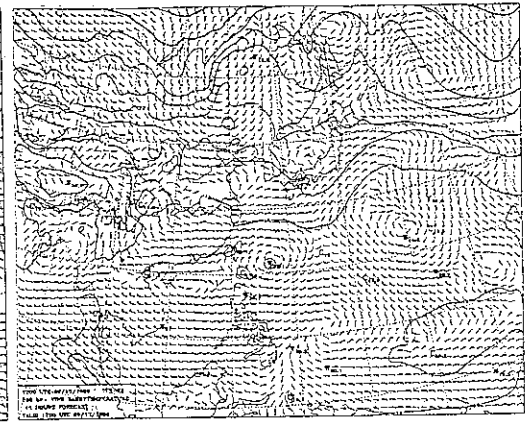
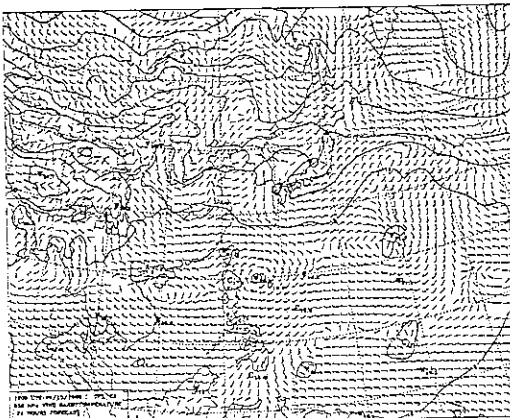
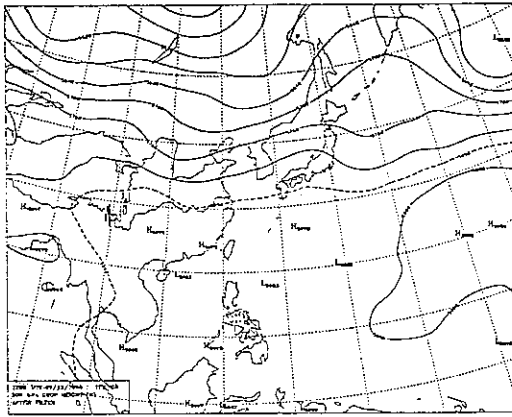
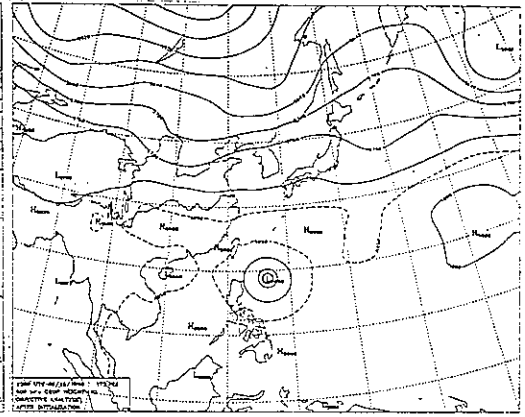


圖 26(續)

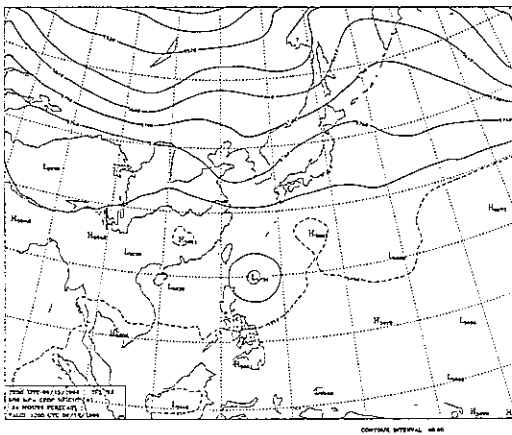
(i)



(j)



(k)



(l)

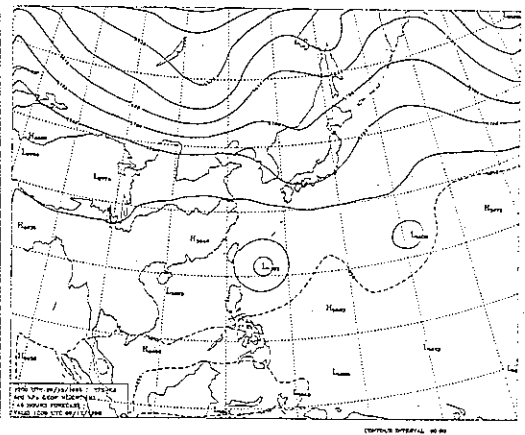
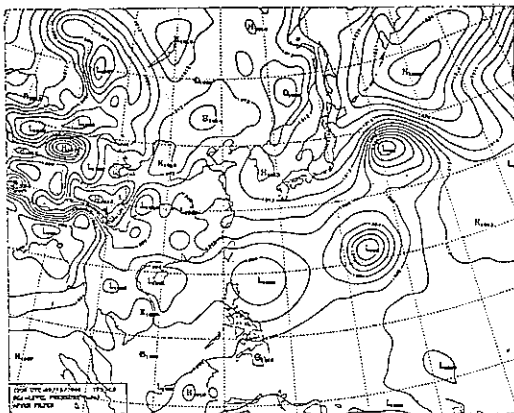
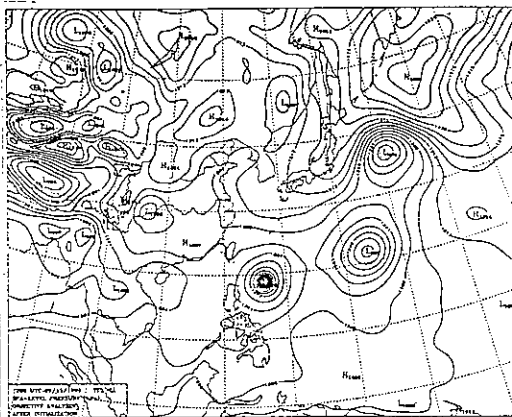


圖 26(續)

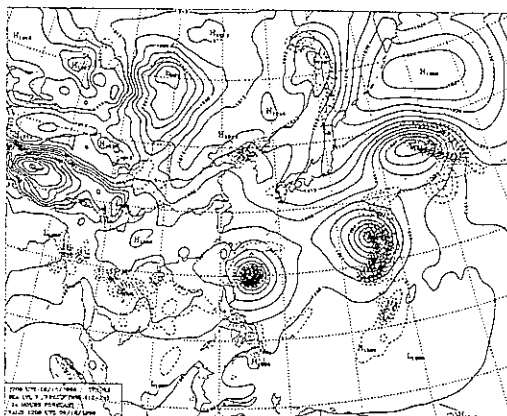
(a)



(b)



(c)



(d)

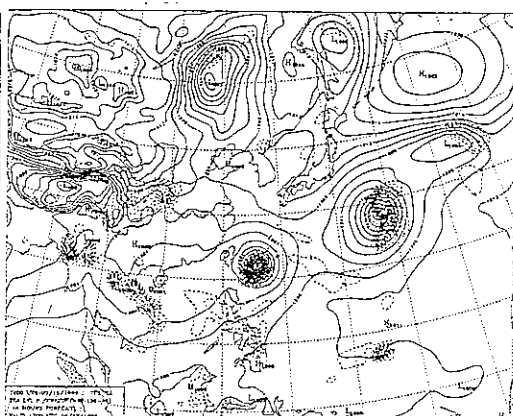
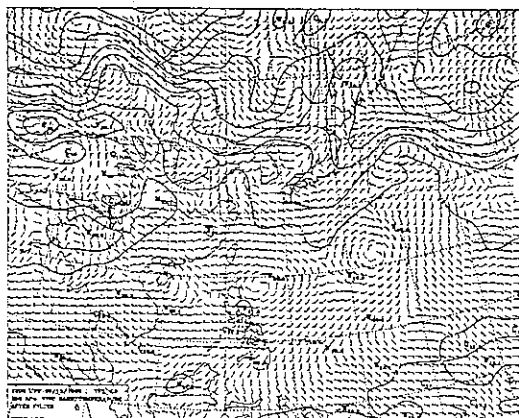
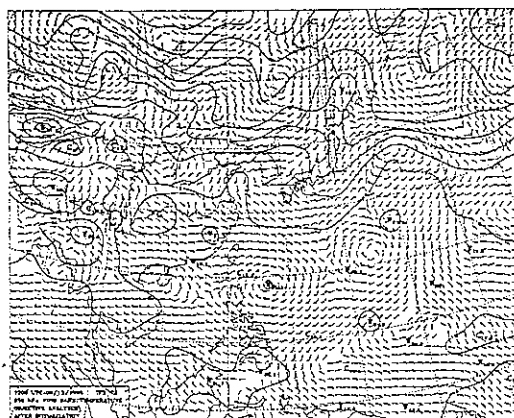


圖 27：TFS96 針對 VIOLET 颱風，以 96 年 9 月 15 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 後所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

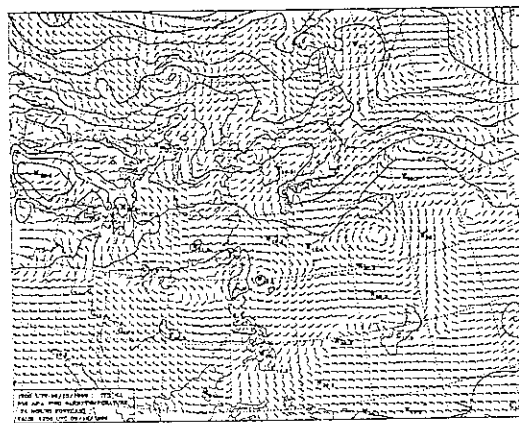
(e)



(f)



(g)



(h)

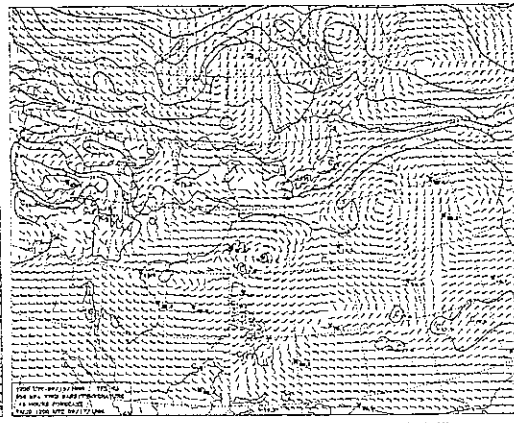
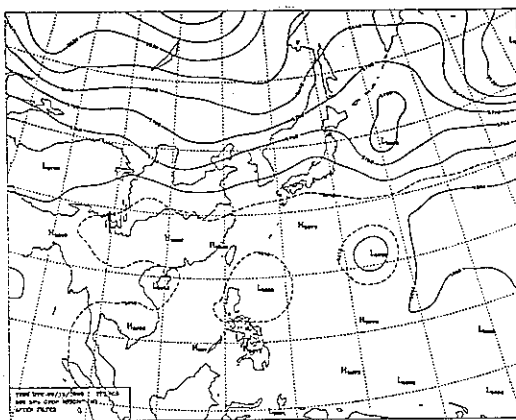
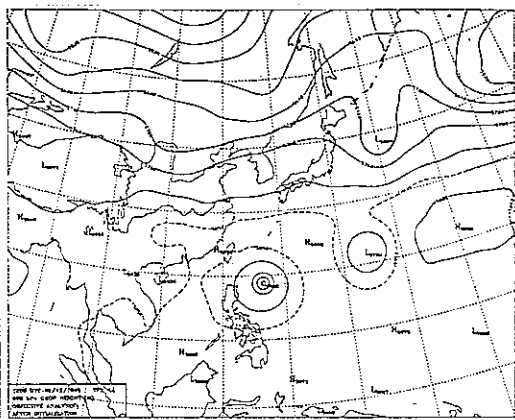


圖 27(續)

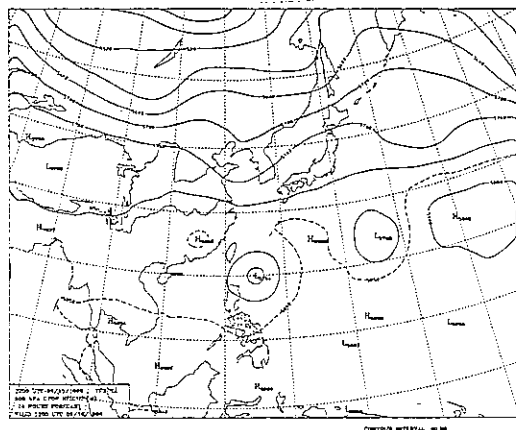
(i)



(j)



(k)



(l)

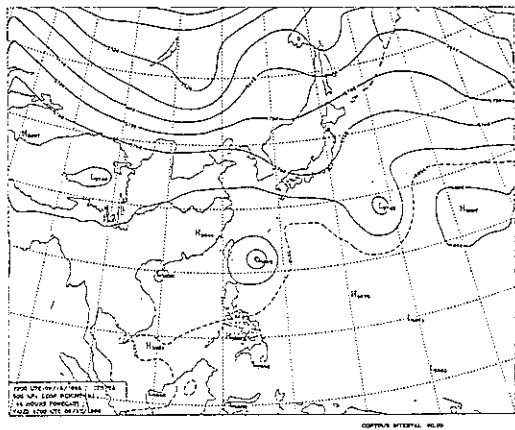


圖 27(續)

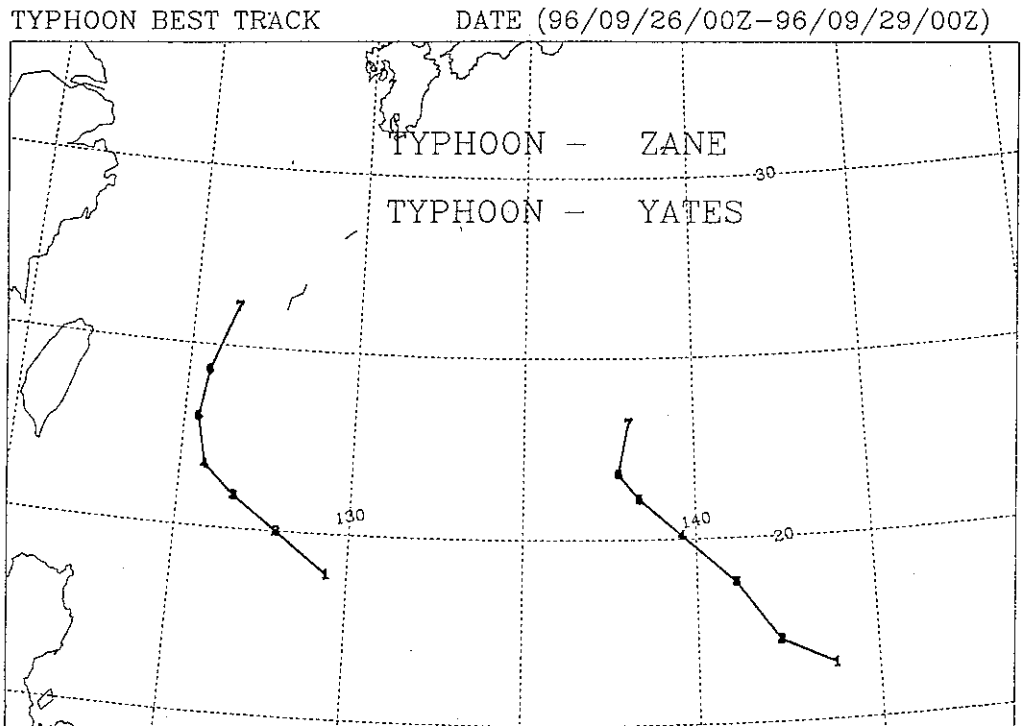


圖 28：96 年 9 月 26 日 00Z 到 96 年 9 月 29 日 00Z，ZANE 與 YATES 颱風的相對位置圖。

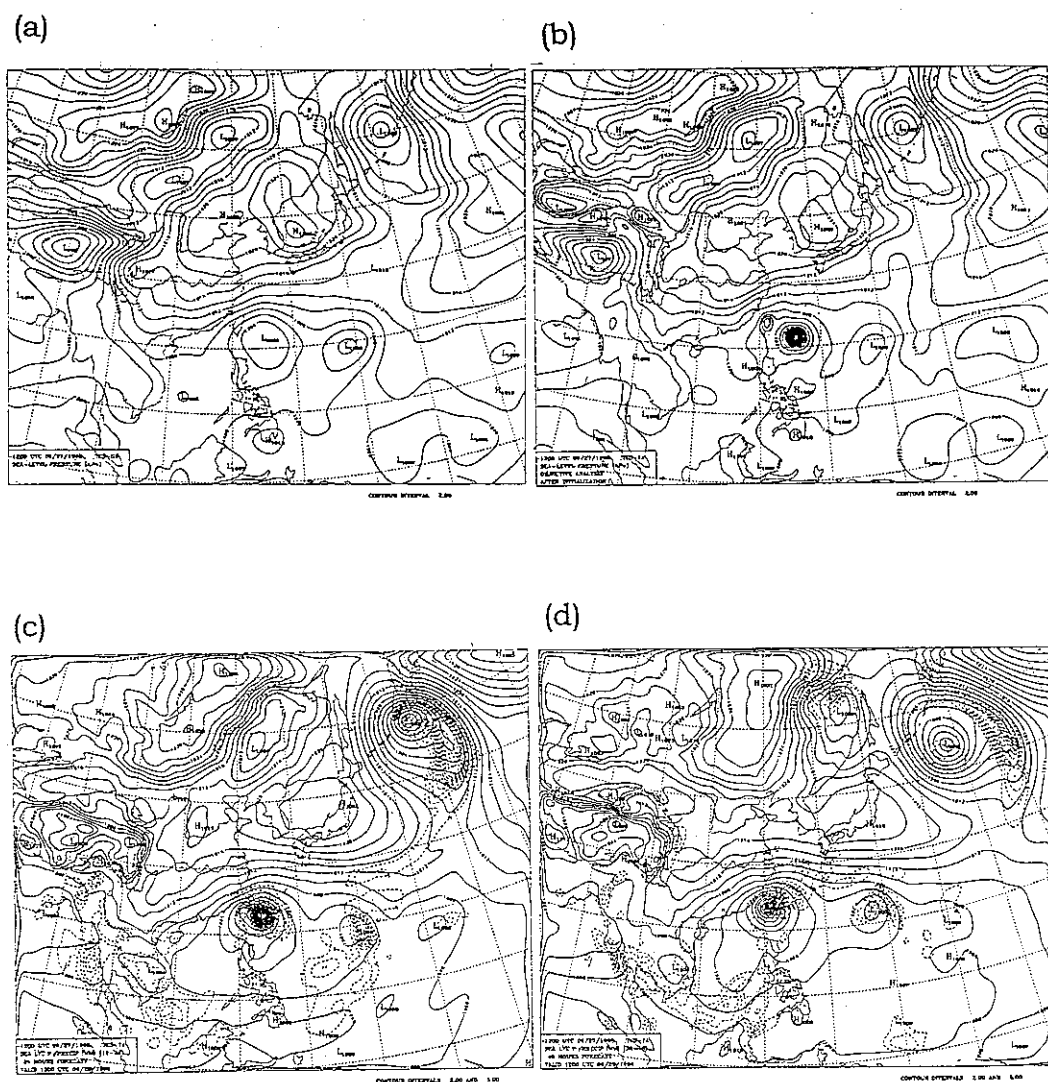
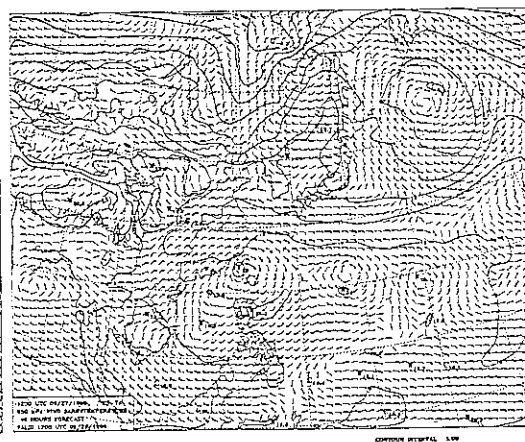
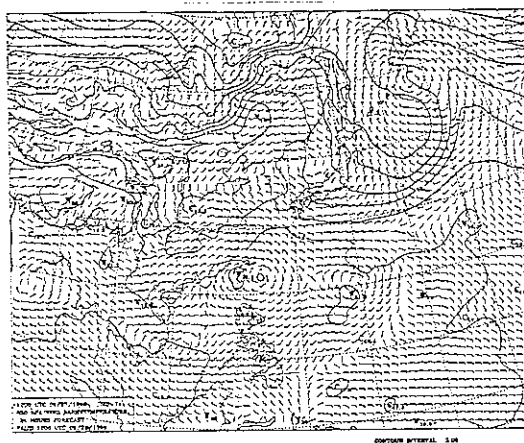
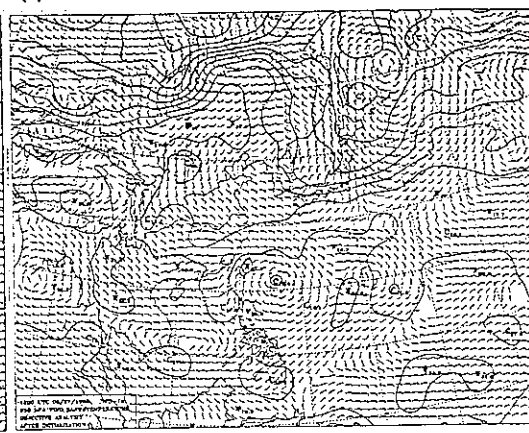
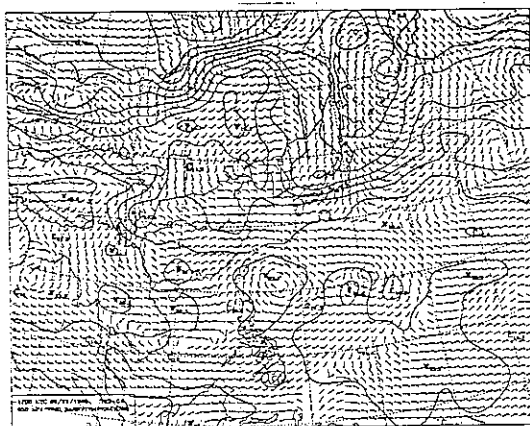


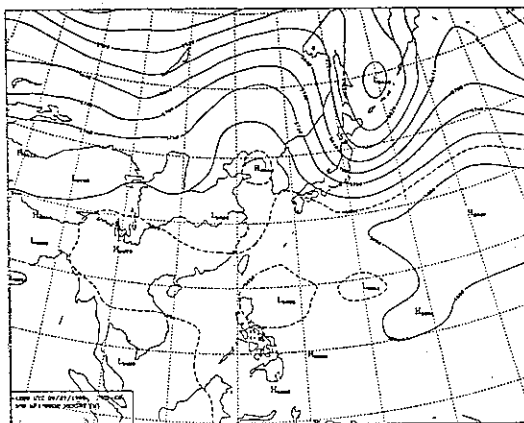
圖 29：TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

(f)

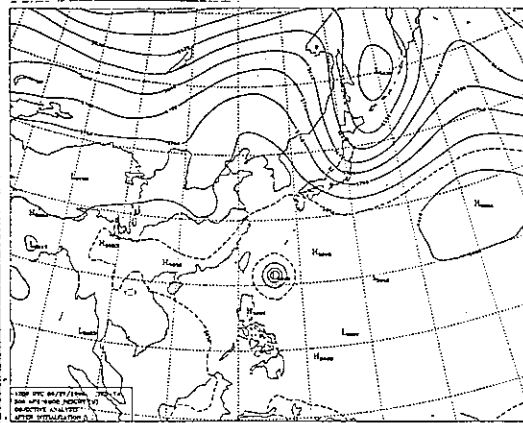


111

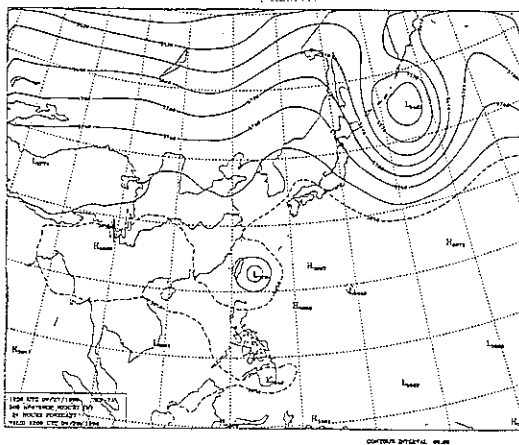
(i)



(j)



(k)



(l)

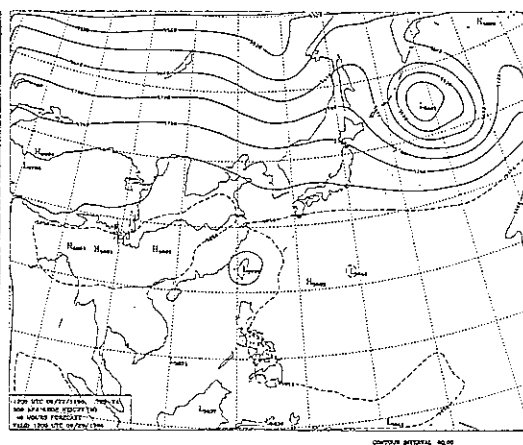
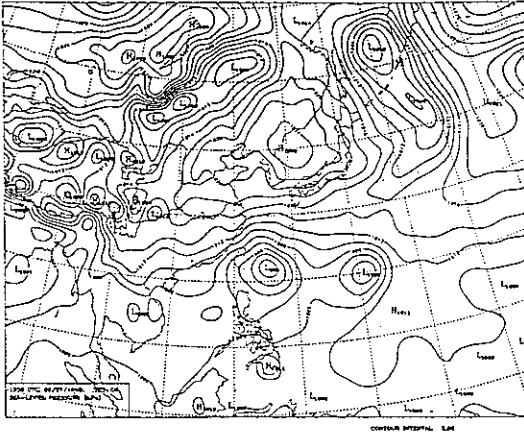
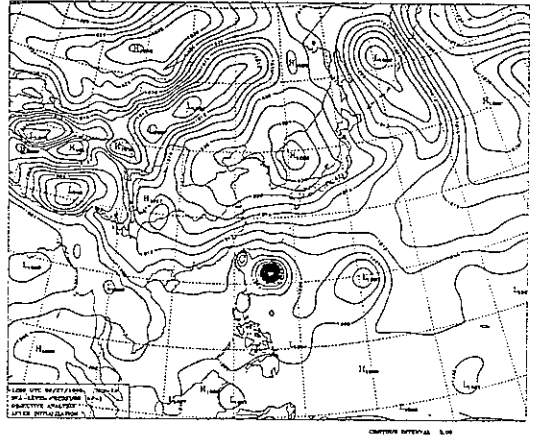


圖 29(續)

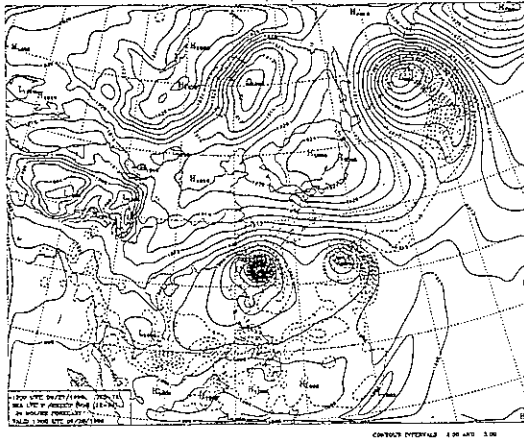
(a)



(b)



(c)



(d)

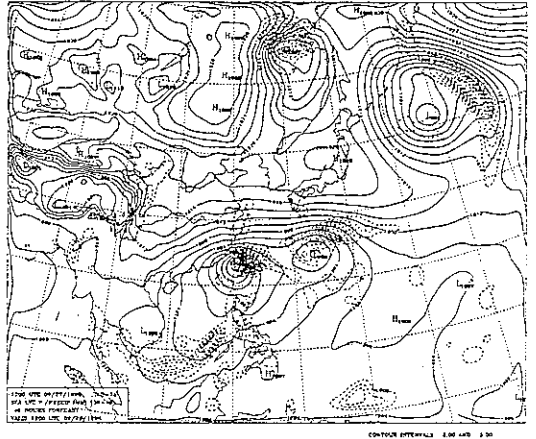
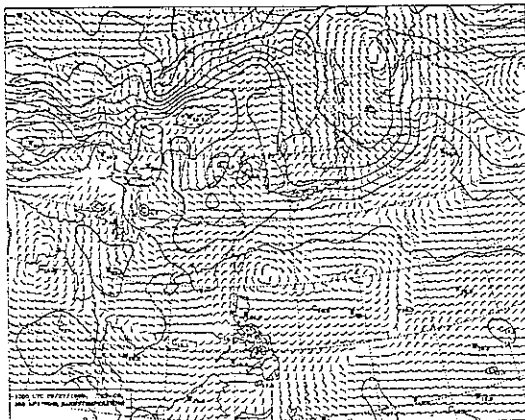
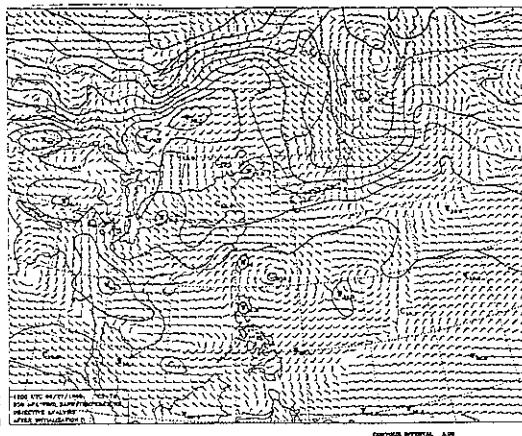


圖 30：TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess (b)初始化後之資料 (c)24 小時預報後之結果 (d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h) 為同 (a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l) 為同 (a),(b),(c),(d) 所得之 500 hPa 高度場。

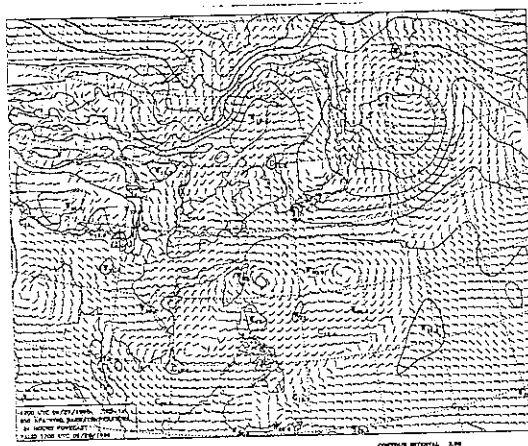
(e)



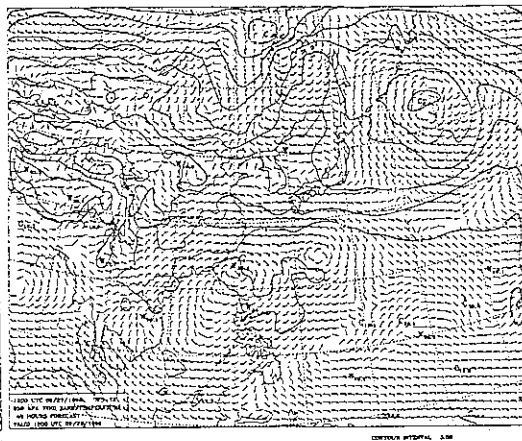
(f)



(g)

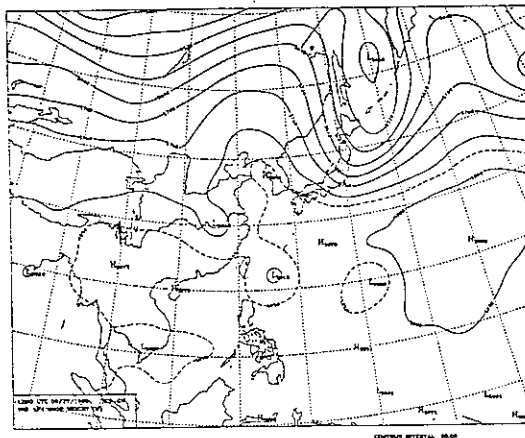


(h)

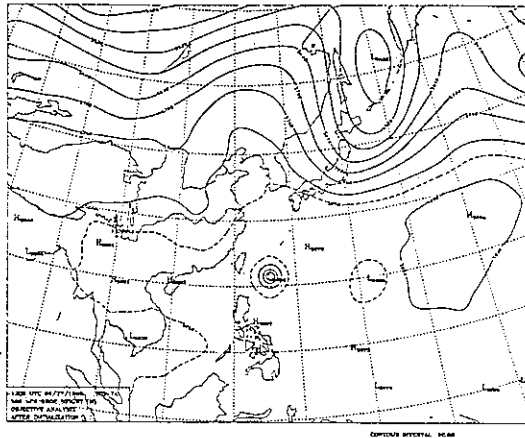


114

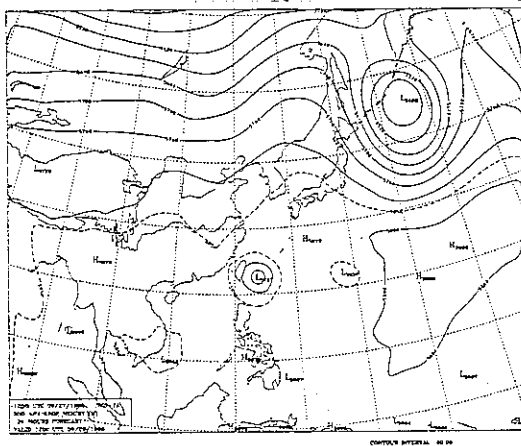
(i)



(j)



(k)



(l)

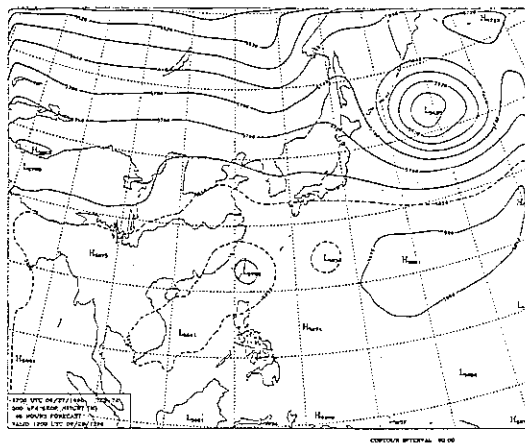
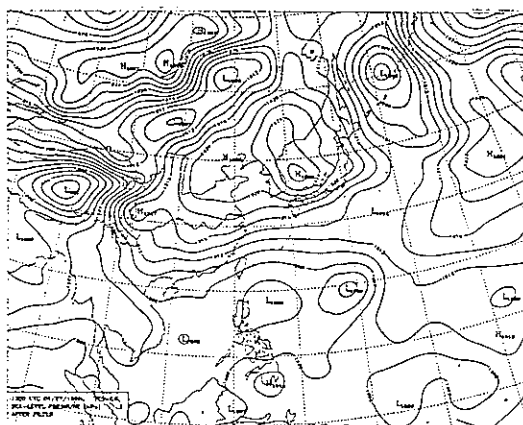
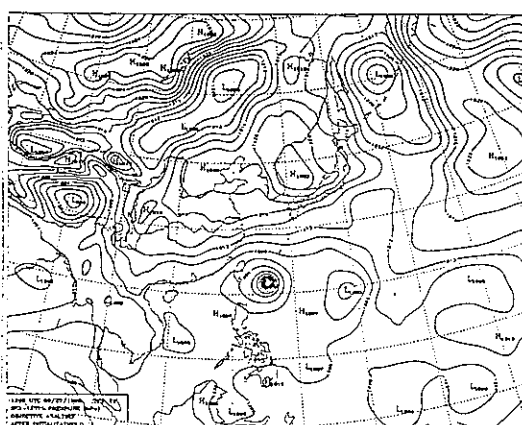


圖 30(續)

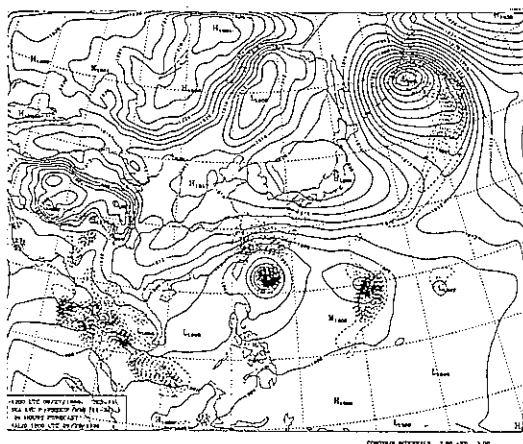
(a)



(b)



(c)



(d)

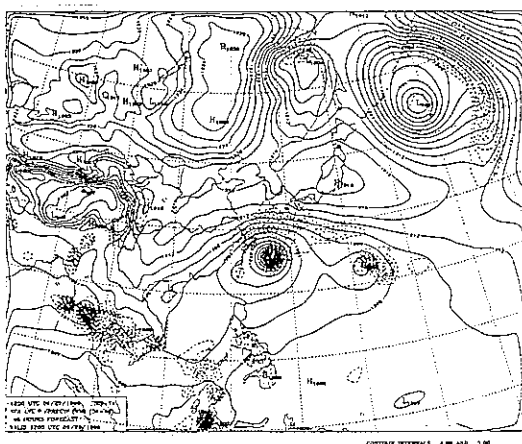
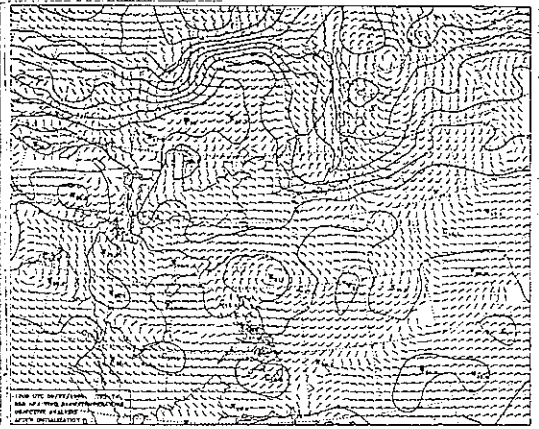
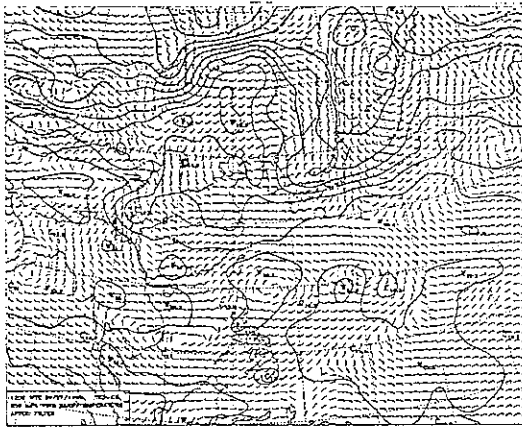


圖 31：TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess (b)初始化後之資料 (c)24 小時預報後之結果 (d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h) 為同 (a),(b),(c),(d) 所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l) 為同 (a),(b),(c),(d) 所得之 500 hPa 高度場。

(e)

(f)



(g)

(h)

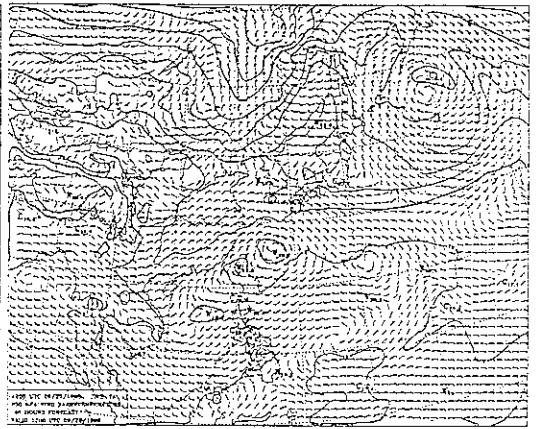
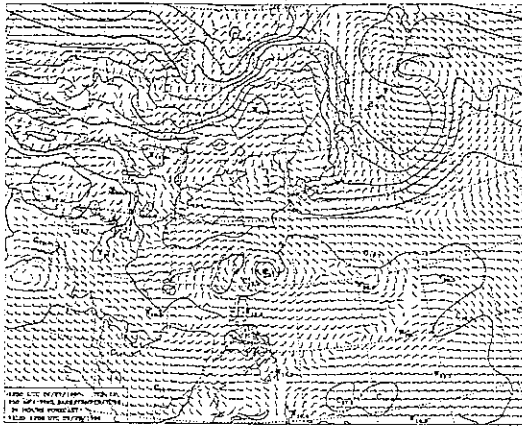
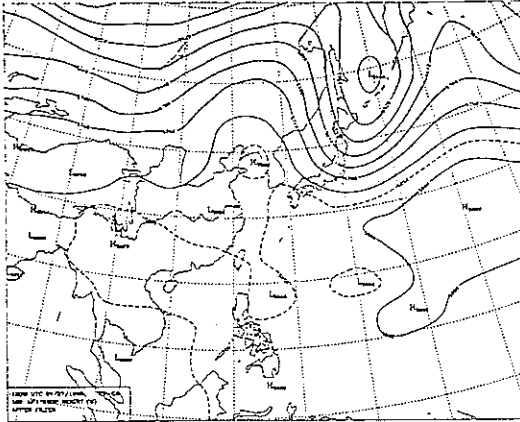
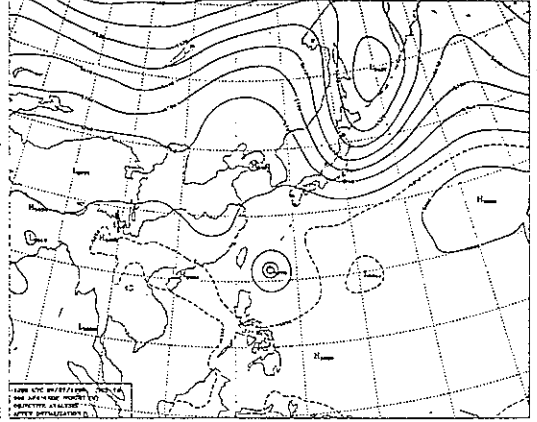


圖 31(續)

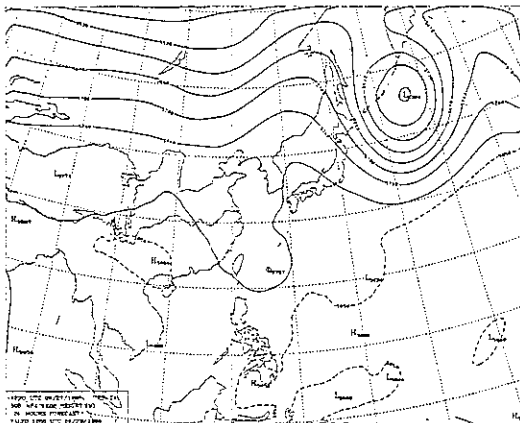
(i)



(j)



(k)



(l)

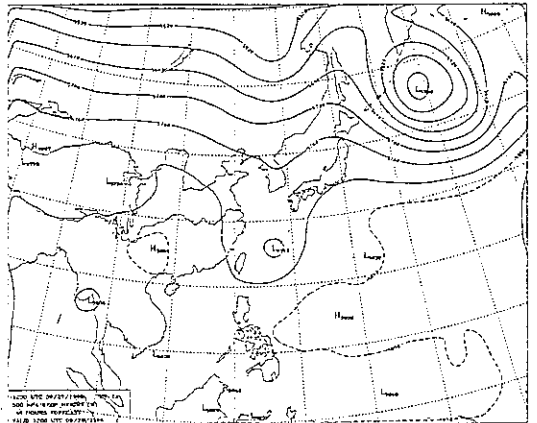


圖 31(續)

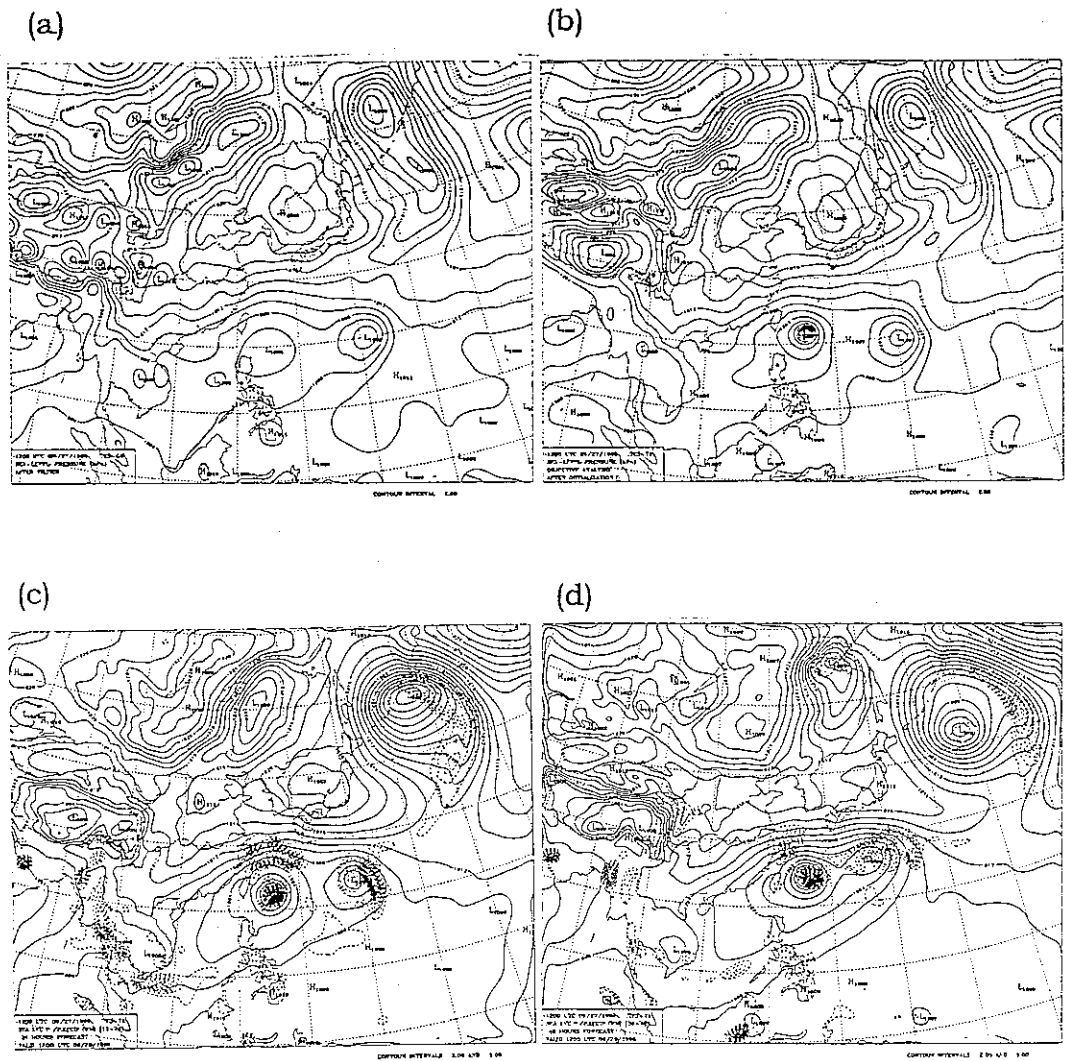
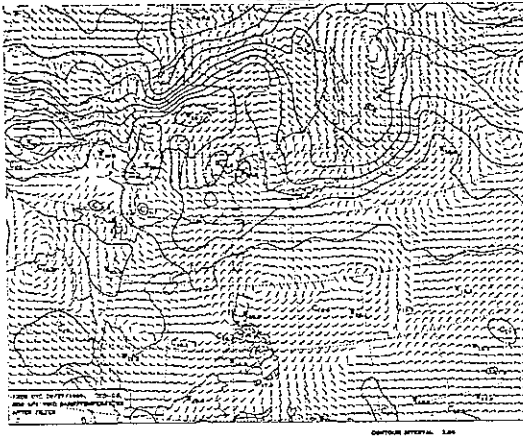


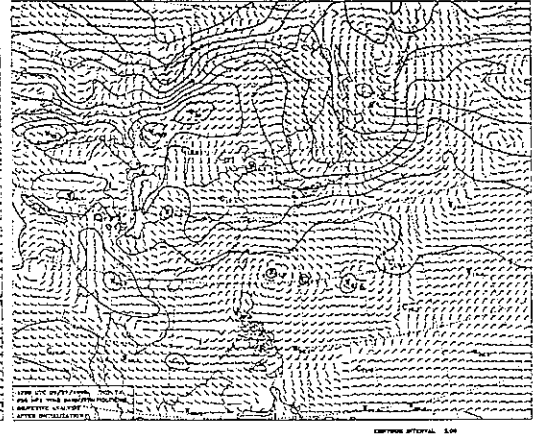
圖 32：TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 27 日 12Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

189

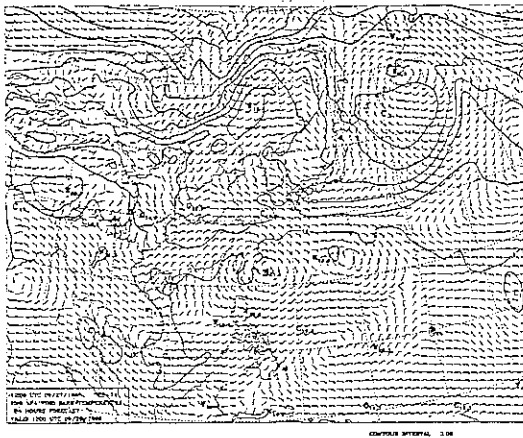
(e)



(f)



(g)



(h)

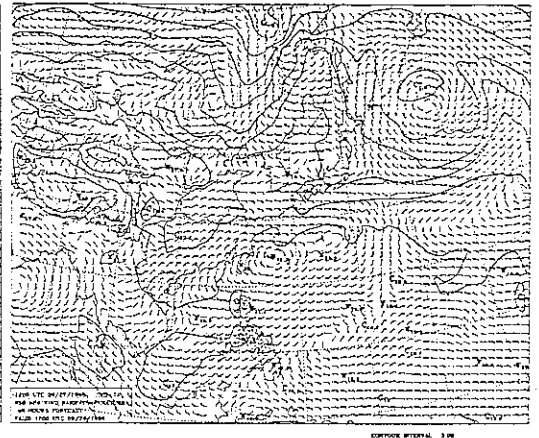
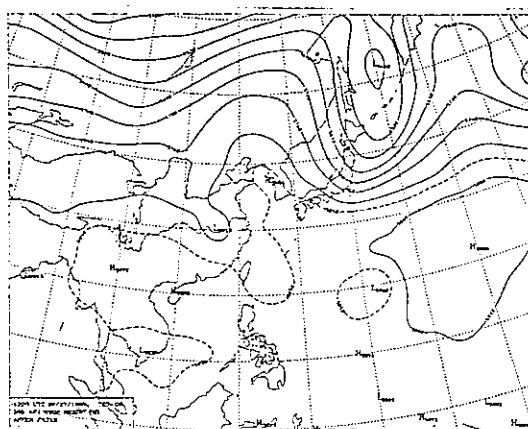
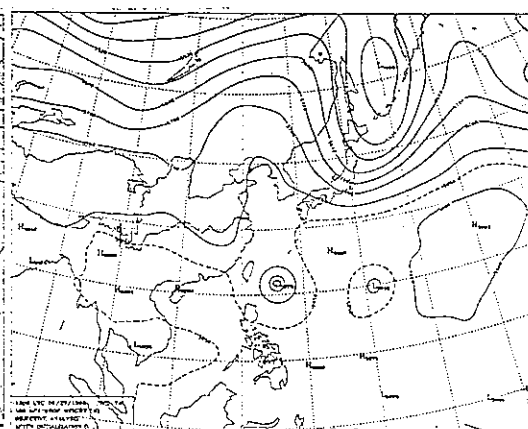
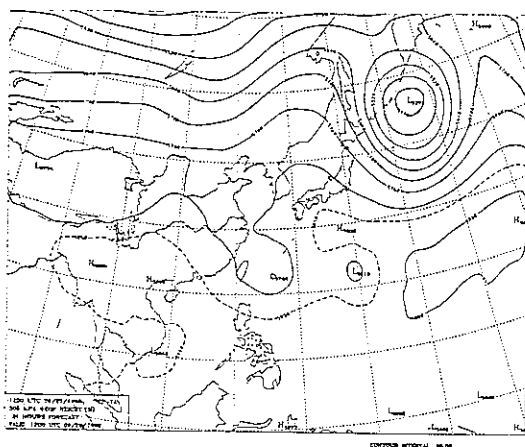


圖 32(續)

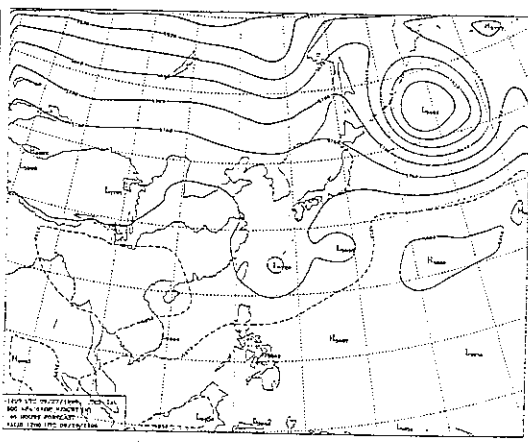
(i)



(i)


$$(\mathbb{K})$$


(1)



121

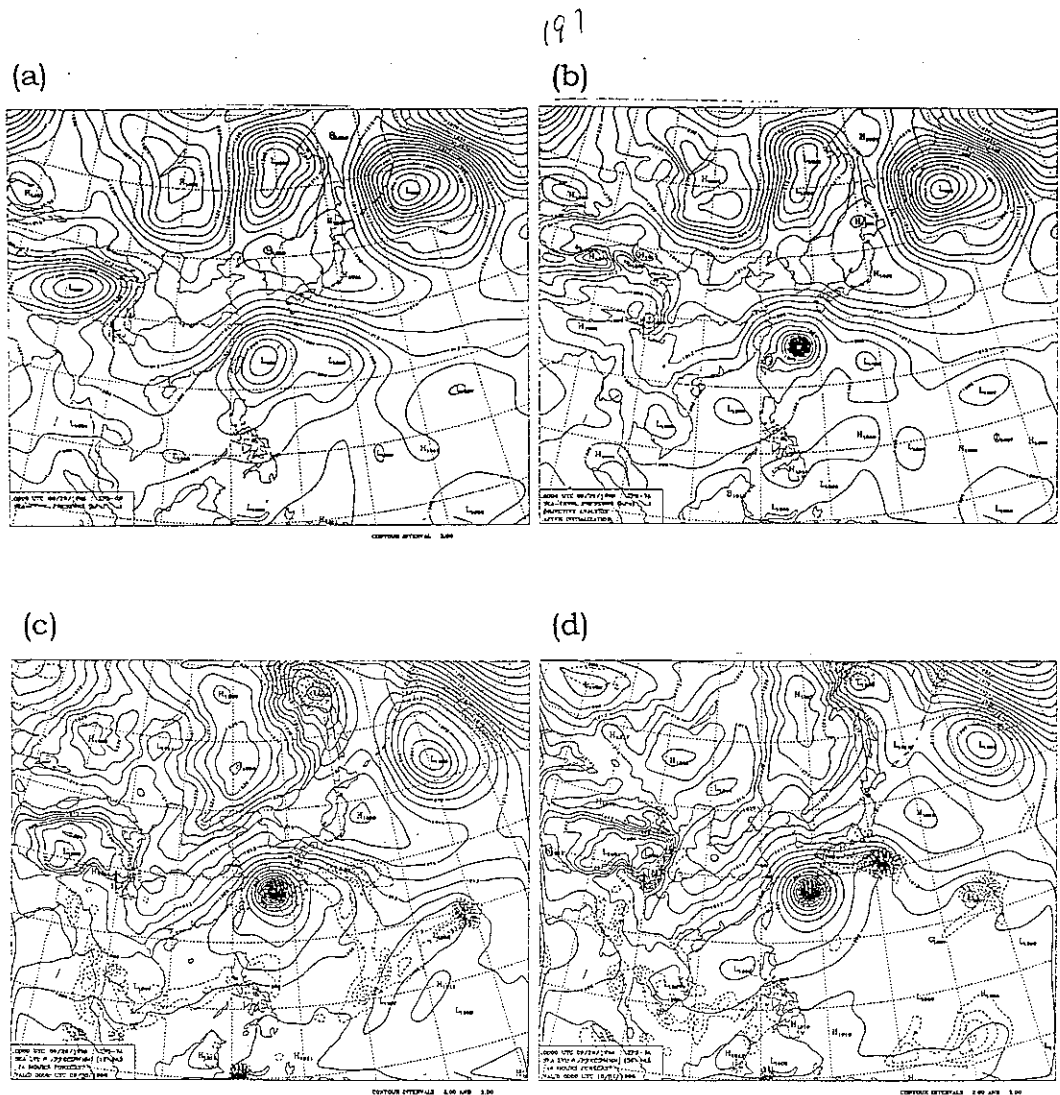
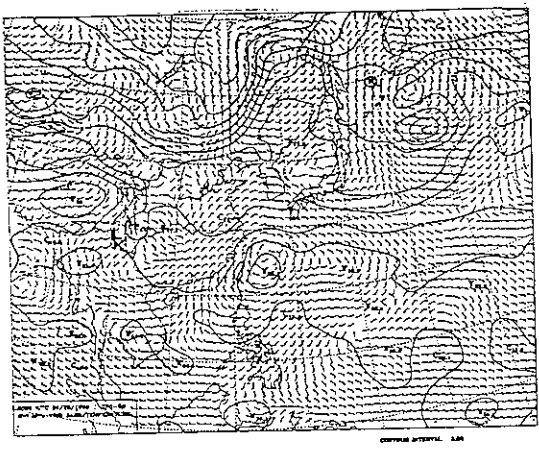


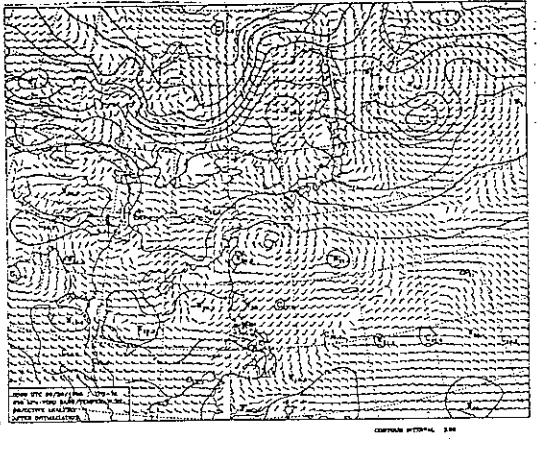
圖 33：TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

19~

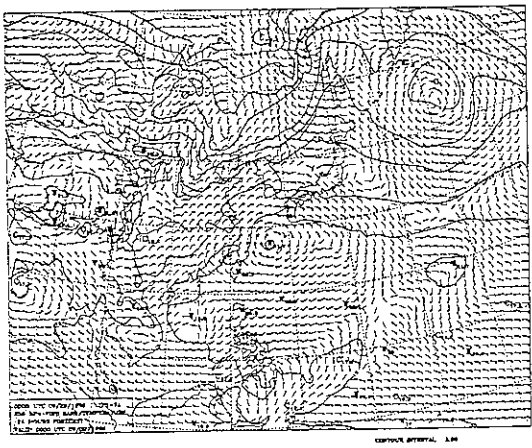
(e)



(f)



(g)



(h)

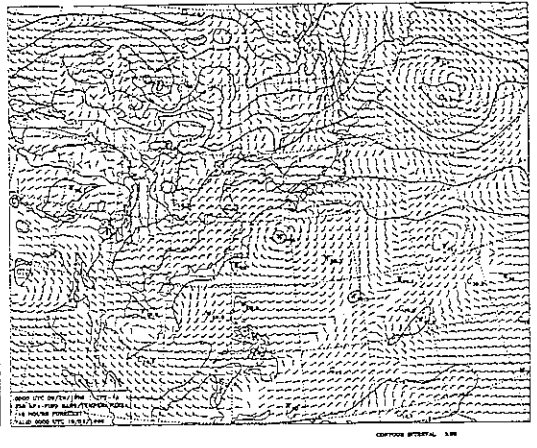
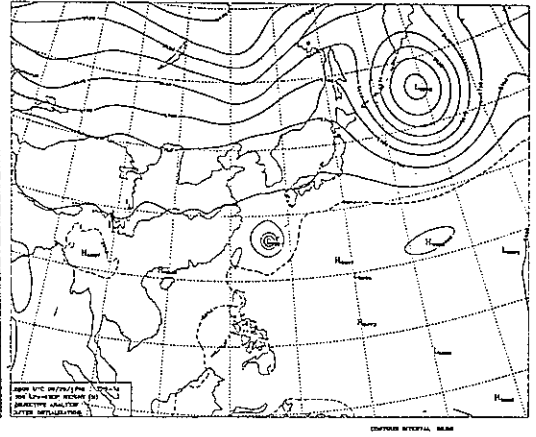
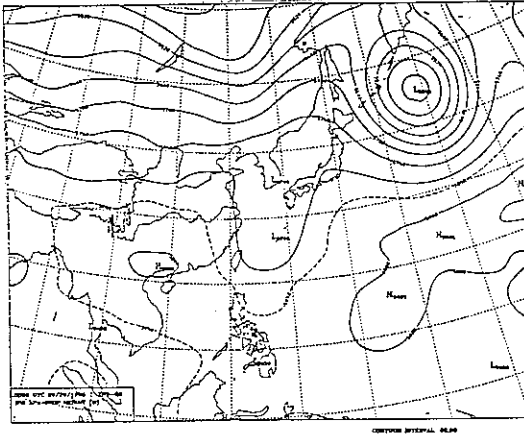


圖 33(續)

(j)


$$(k)$$

(1)

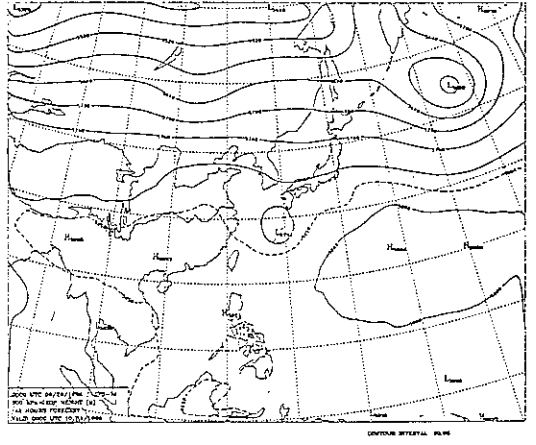
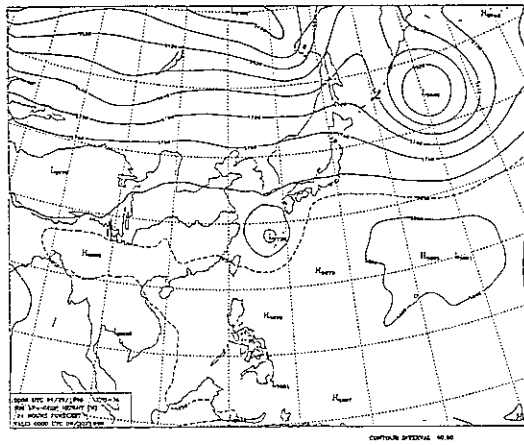


圖 33(續)

194

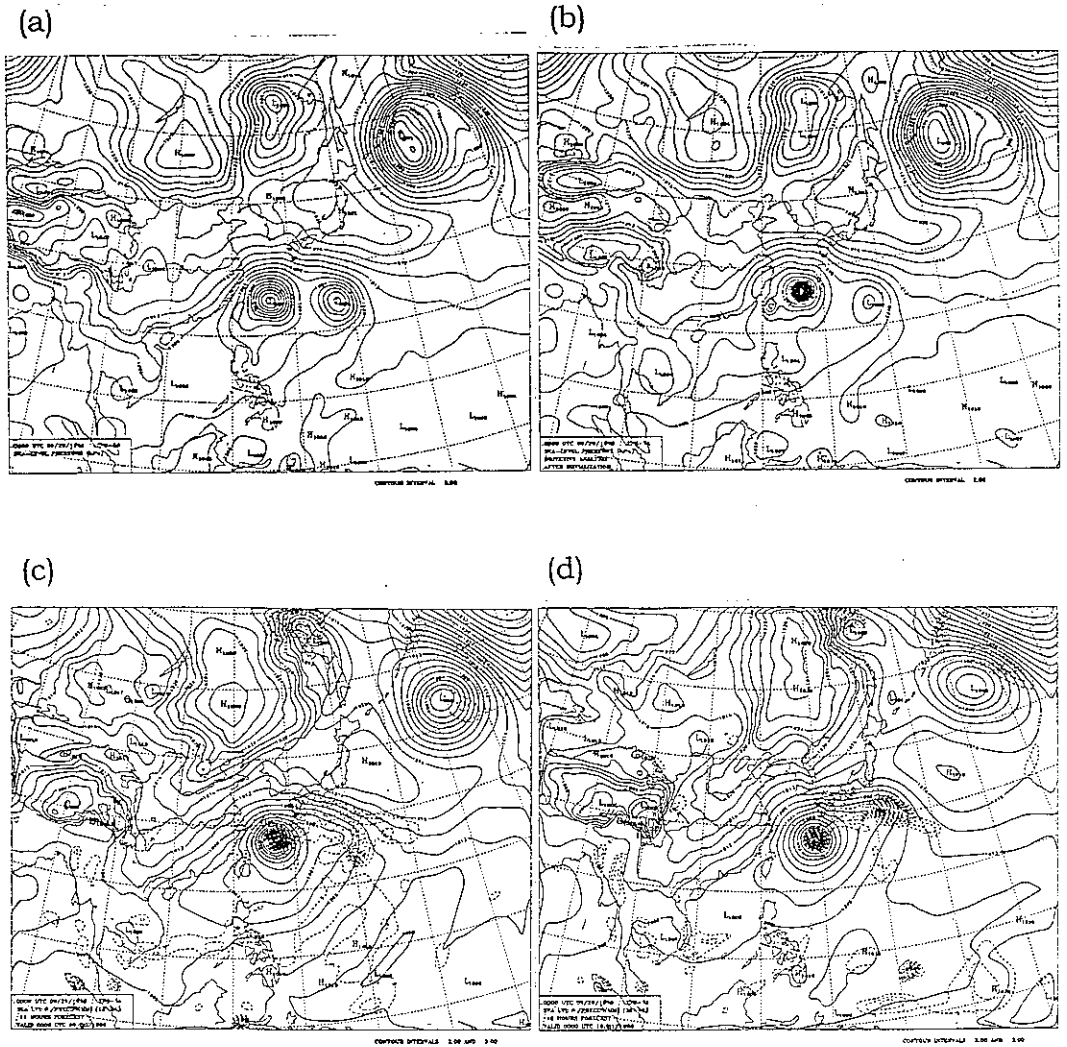
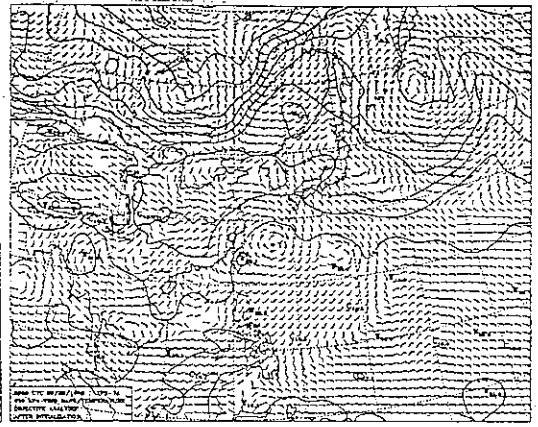
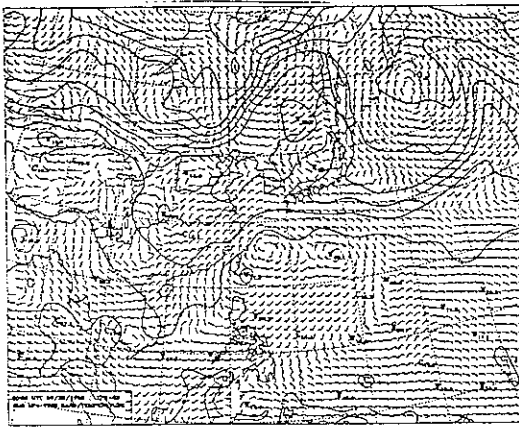


圖 34：TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

195

(e)

(f)



(g)

(h)

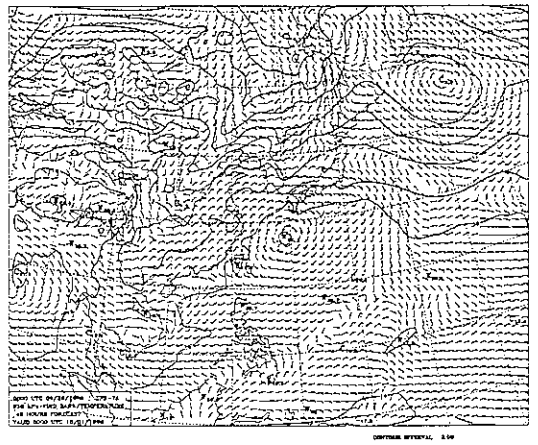
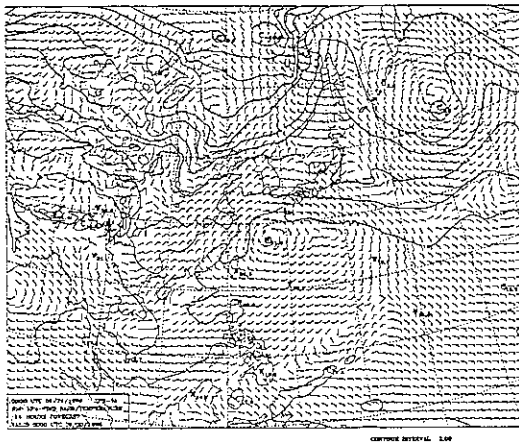
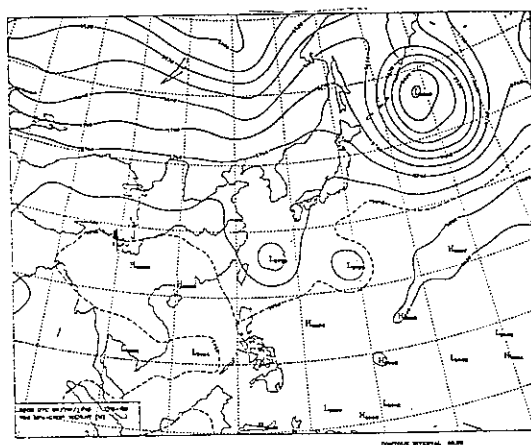
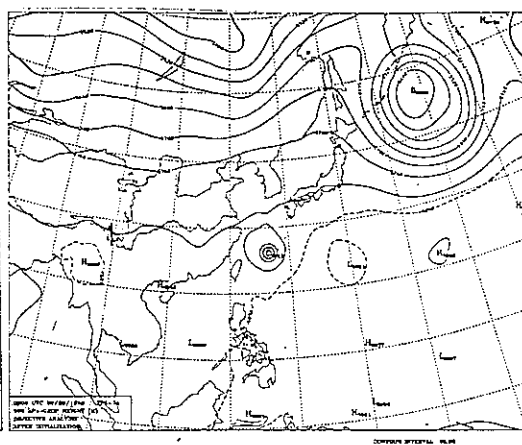


圖 34(續)

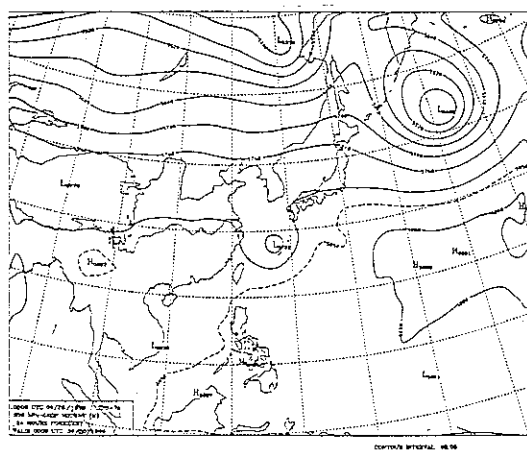
(i)



(j)



(k)



(l)

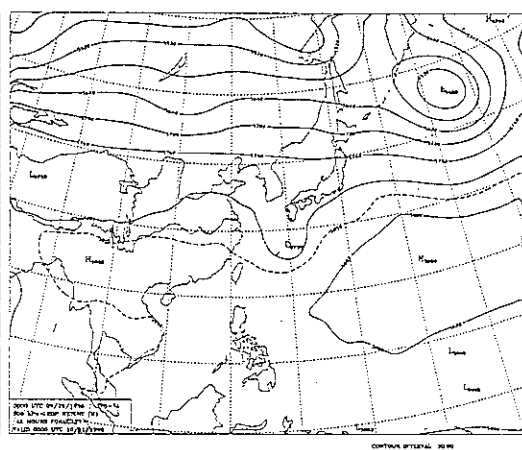


圖 34(續)

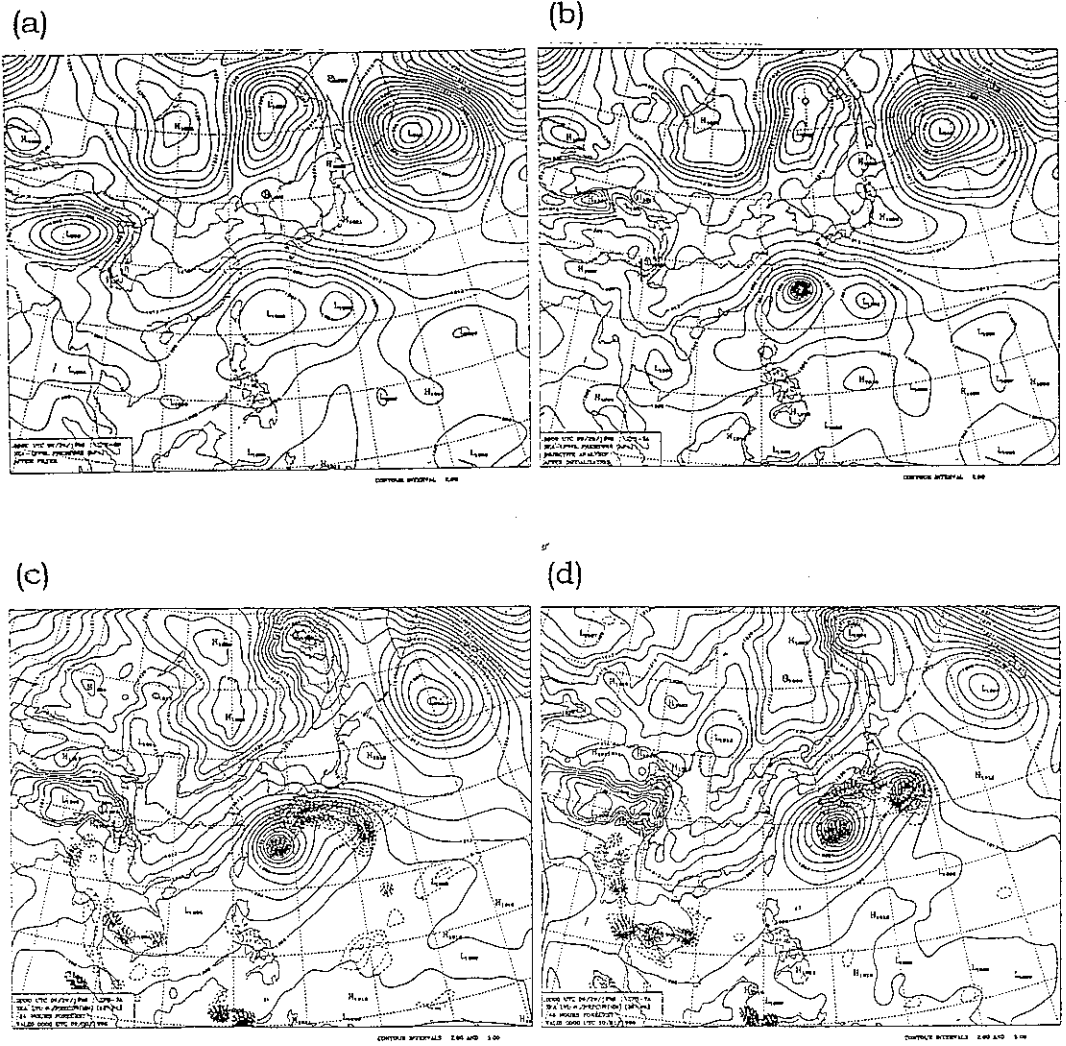


圖 35：TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

[illegible][illegible]

0000 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 1100 1200 1300 1400 1500 1600 1700 1800 1900 2000 2100 2200 2300 2400 2500 2600 2700 2800 2900 3000 3100 3200 3300 3400 3500 3600 3700 3800 3900 4000 4100 4200 4300 4400 4500 4600 4700 4800 4900 5000 5100 5200 5300 5400 5500 5600 5700 5800 5900 6000 6100 6200 6300 6400 6500 6600 6700 6800 6900 7000 7100 7200 7300 7400 7500 7600 7700 7800 7900 8000 8100 8200 8300 8400 8500 8600 8700 8800 8900 9000 9100 9200 9300 9400 9500 9600 9700 9800 9900 10000 10100 10200 10300 10400 10500 10600 10700 10800 10900 11000 11100 11200 11300 11400 11500 11600 11700 11800 11900 12000 12100 12200 12300 12400 12500 12600 12700 12800 12900 13000 13100 13200 13300 13400 13500 13600 13700 13800 13900 14000 14100 14200 14300 14400 14500 14600 14700 14800 14900 15000 15100 15200 15300 15400 15500 15600 15700 15800 15900 16000 16100 16200 16300 16400 16500 16600 16700 16800 16900 17000 17100 17200 17300 17400 17500 17600 17700 17800 17900 18000 18100 18200 18300 18400 18500 18600 18700 18800 18900 19000 19100 19200 19300 19400 19500 19600 19700 19800 19900 20000 20100 20200 20300 20400 20500 20600 20700 20800 20900 21000 21100 21200 21300 21400 21500 21600 21700 21800 21900 22000 22100 22200 22300 22400 22500 22600 22700 22800 22900 23000 23100 23200 23300 23400 23500 23600 23700 23800 23900 24000 24100 24200 24300 24400 24500 24600 24700 24800 24900 25000 25100 25200 25300 25400 25500 25600 25700 25800 25900 26000 26100 26200 26300 26400 26500 26600 26700 26800 26900 27000 27100 27200 27300 27400 27500 27600 27700 27800 27900 28000 28100 28200 28300 28400 28500 28600 28700 28800 28900 29000 29100 29200 29300 29400 29500 29600 29700 29800 29900 30000 30100 30200 30300 30400 30500 30600 30700 30800 30900 31000 31100 31200 31300 31400 31500 31600 31700 31800 31900 32000 32100 32200 32300 32400 32500 32600 32700 32800 32900 33000 33100 33200 33300 33400 33500 33600 33700 33800 33900 34000 34100 34200 34300 34400 34500 34600 34700 34800 34900 35000 35100 35200 35300 35400 35500 35600 35700 35800 35900 36000 36100 36200 36300 36400 36500 36600 36700 36800 36900 37000 37100 37200 37300 37400 37500 37600 37700 37800 37900 38000 38100 38200 38300 38400 38500 38600 38700 38800 38900 39000 39100 39200 39300 39400 39500 39600 39700 39800 39900 40000 40100 40200 40300 40400 40500 40600 40700 40800 40900 41000 41100 41200 41300 41400 41500 41600 41700 41800 41900 42000 42100 42200 42300 42400 42500 42600 42700 42800 42900 43000 43100 43200 43300 43400 43500 43600 43700 43800 43900 44000 44100 44200 44300 44400 44500 44600 44700 44800 44900 45000 45100 45200 45300 45400 45500 45600 45700 45800 45900 46000 46100 46200 46300 46400 46500 46600 46700 46800 46900 47000 47100 47200 47300 47400 47500 47600 47700 47800 47900 48000 48100 48200 48300 48400 48500 48600 48700 48800 48900 49000 49100 49200 49300 49400 49500 49600 49700 49800 49900 50000 50100 50200 50300 50400 50500 50600 50700 50800 50900 51000 51100 51200 51300 51400 51500 51600 51700 51800 51900 52000 52100 52200 52300 52400 52500 52600 52700 52800 52900 53000 53100 53200 53300 53400 53500 53600 53700 53800 53900 54000 54100 54200 54300 54400 54500 54600 54700 54800 54900 55000 55100 55200 55300 55400 55500 55600 55700 55800 55900 56000 56100 56200 56300 56400 56500 56600 56700 56800 56900 57000 57100 57200 57300 57400 57500 57600 57700 57800 57900 58000 58100 58200 58300 58400 58500 58600 58700 58800 58900 59000 59100 59200 59300 59400 59500 59600 59700 59800 59900 60000 60100 60200 60300 60400 60500 60600 60700 60800 60900 61000 61100 61200 61300 61400 61500 61600 61700 61800 61900 62000 62100 62200 62300 62400 62500 62600 62700 62800 62900 63000 63100 63200 63300 63400 63500 63600 63700 63800 63900 64000 64100 64200 64300 64400 64500 64600 64700 64800 64900 65000 65100 65200 65300 65400 65500 65600 65700 65800 65900 66000 66100 66200 66300 66400 66500 66600 66700 66800 66900 67000 67100 67200 67300 67400 67500 67600 67700 67800 67900 68000 68100 68200 68300 68400 68500 68600 68700 68800 68900

Figure 1 is a map of the North Atlantic region, showing the 500-mb geopotential height field and wind vectors. The map includes the North Atlantic, Europe, and parts of North America and Africa. Contours represent geopotential height in gpm, and arrows represent wind vectors. A scale bar at the bottom right indicates a vector length of 1 m/s. A legend at the bottom left explains the symbols for wind speed and direction.

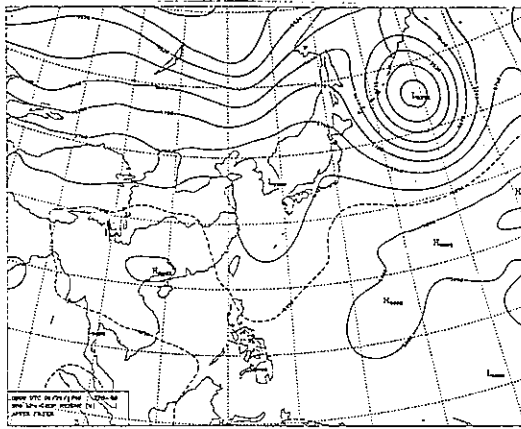
Legend:

- WIND SPEED (m/s) (10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 160, 170, 180, 190, 200, 210, 220, 230, 240, 250, 260, 270, 280, 290, 300, 310, 320, 330, 340, 350, 360, 370, 380, 390, 400, 410, 420, 430, 440, 450, 460, 470, 480, 490, 500, 510, 520, 530, 540, 550, 560, 570, 580, 590, 600, 610, 620, 630, 640, 650, 660, 670, 680, 690, 700, 710, 720, 730, 740, 750, 760, 770, 780, 790, 800, 810, 820, 830, 840, 850, 860, 870, 880, 890, 900, 910, 920, 930, 940, 950, 960, 970, 980, 990, 1000, 1010, 1020, 1030, 1040, 1050, 1060, 1070, 1080, 1090, 1100, 1110, 1120, 1130, 1140, 1150, 1160, 1170, 1180, 1190, 1200, 1210, 1220, 1230, 1240, 1250, 1260, 1270, 1280, 1290, 1300, 1310, 1320, 1330, 1340, 1350, 1360, 1370, 1380, 1390, 1400, 1410, 1420, 1430, 1440, 1450, 1460, 1470, 1480, 1490, 1500, 1510, 1520, 1530, 1540, 1550, 1560, 1570, 1580, 1590, 1600, 1610, 1620, 1630, 1640, 1650, 1660, 1670, 1680, 1690, 1700, 1710, 1720, 1730, 1740, 1750, 1760, 1770, 1780, 1790, 1800, 1810, 1820, 1830, 1840, 1850, 1860, 1870, 1880, 1890, 1900, 1910, 1920, 1930, 1940, 1950, 1960, 1970, 1980, 1990, 2000, 2010, 2020, 2030, 2040, 2050, 2060, 2070, 2080, 2090, 2100, 2110, 2120, 2130, 2140, 2150, 2160, 2170, 2180, 2190, 2200, 2210, 2220, 2230, 2240, 2250, 2260, 2270, 2280, 2290, 2300, 2310, 2320, 2330, 2340, 2350, 2360, 2370, 2380, 2390, 2400, 2410, 2420, 2430, 2440, 2450, 2460, 2470, 2480, 2490, 2500, 2510, 2520, 2530, 2540, 2550, 2560, 2570, 2580, 2590, 2600, 2610, 2620, 2630, 2640, 2650, 2660, 2670, 2680, 2690, 2700, 2710, 2720, 2730, 2740, 2750, 2760, 2770, 2780, 2790, 2800, 2810, 2820, 2830, 2840, 2850, 2860, 2870, 2880, 2890, 2900, 2910, 2920, 2930, 2940, 2950, 2960, 2970, 2980, 2990, 3000, 3010, 3020, 3030, 3040, 3050, 3060, 3070, 3080, 3090, 3100, 3110, 3120, 3130, 3140, 3150, 3160, 3170, 3180, 3190, 3200, 3210, 3220, 3230, 3240, 3250, 3260, 3270, 3280, 3290, 3300, 3310, 3320, 3330, 3340, 3350, 3360, 3370, 3380, 3390, 3400, 3410, 3420, 3430, 3440, 3450, 3460, 3470, 3480, 3490, 3500, 3510, 3520, 3530, 3540, 3550, 3560, 3570, 3580, 3590, 3600, 3610, 3620, 3630, 3640, 3650, 3660, 3670, 3680, 3690, 3700, 3710, 3720, 3730, 3740, 3750, 3760, 3770, 3780, 3790, 3800, 3810, 3820, 3830, 3840, 3850, 3860, 3870, 3880, 3890, 3900, 3910, 3920, 3930, 3940, 3950, 3960, 3970, 3980, 3990, 4000, 4010, 4020, 4030, 4040, 4050, 4060, 4070, 4080, 4090, 4100, 4110, 4120, 4130, 4140, 4150, 4160, 4170, 4180, 4190, 4200, 4210, 4220, 4230, 4240, 4250, 4260, 4270, 4280, 4290, 4300, 4310, 4320, 4330, 4340, 4350, 4360, 4370, 4380, 4390, 4400, 4410, 4420, 4430, 4440, 4450, 4460, 4470, 4480, 4490, 4500, 4510, 4520, 4530, 4540, 4550, 4560, 4570, 4580, 4590, 4600, 4610, 4620, 4630, 4640, 4650, 4660, 4670, 4680, 4690, 4700, 4710, 4720, 4730, 4740, 4750, 4760, 4770, 4780, 4790, 4800, 4810, 4820, 4830, 4840, 4850, 4860, 4870, 4880, 4890, 4900, 4910, 4920, 4930, 4940, 4950, 4960, 4970, 4980, 4990, 5000, 5010, 5020, 5030, 5040, 5050, 5060, 5070, 5080, 5090, 5100, 5110, 5120, 5130, 5140, 5150, 5160, 5170, 5180, 5190, 5200, 5210, 5220, 5230, 5240, 5250, 5260, 5270, 5280, 5290, 5300, 5310, 5320, 5330, 5340, 5350, 5360, 5370, 5380, 5390, 5400, 5410, 5420, 5430, 5440, 5450, 5460, 5470, 5480, 5490, 5500, 5510, 5520, 5530, 5540, 5550, 5560, 5570, 5580, 5590, 5600, 5610, 5620, 5630, 5640, 5650, 5660, 5670, 5680, 5690, 5700, 5710, 5720, 5730, 5740, 5750, 5760, 5770, 5780, 5790, 5800, 5810, 5820, 5830, 5840, 5850, 5860, 5870, 5880, 5890, 5900, 5910, 5920, 5930, 5940, 5950, 5960, 5970, 5980, 5990, 6000, 6010, 6020, 6030, 6040, 6050, 6060, 6070, 6080, 6090, 6100, 6110, 6120, 6130, 6140, 6150, 6160, 6170, 6180, 6190, 6200, 6210, 6220, 6230, 6240, 6250, 6260, 6270, 6280, 6290, 6300, 6310, 6320, 6330, 6340, 6350, 6360, 6370, 6380, 6390, 6400, 6410, 6420, 6430, 6440, 6450, 6460, 6470, 6480, 6490, 6500, 6510, 6520, 6530, 6540, 6550, 6560, 6570, 6580, 6590, 6600, 6610, 6620, 6630, 6640, 6

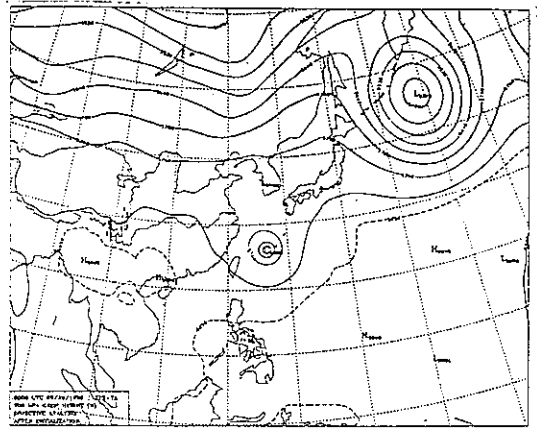
圖 35(續)

199

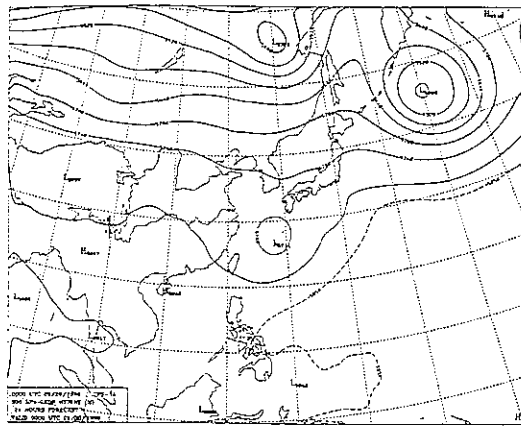
(i)



(j)



(k)



(l)

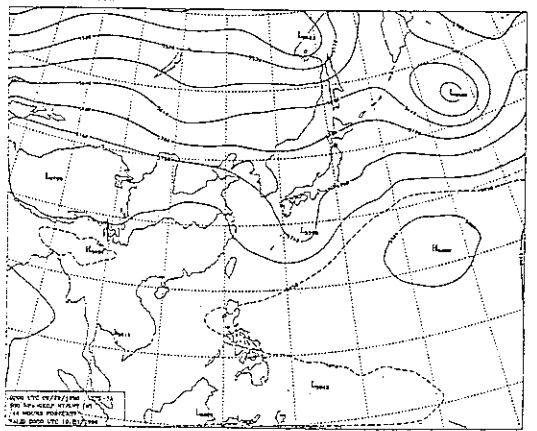


圖 35(續)

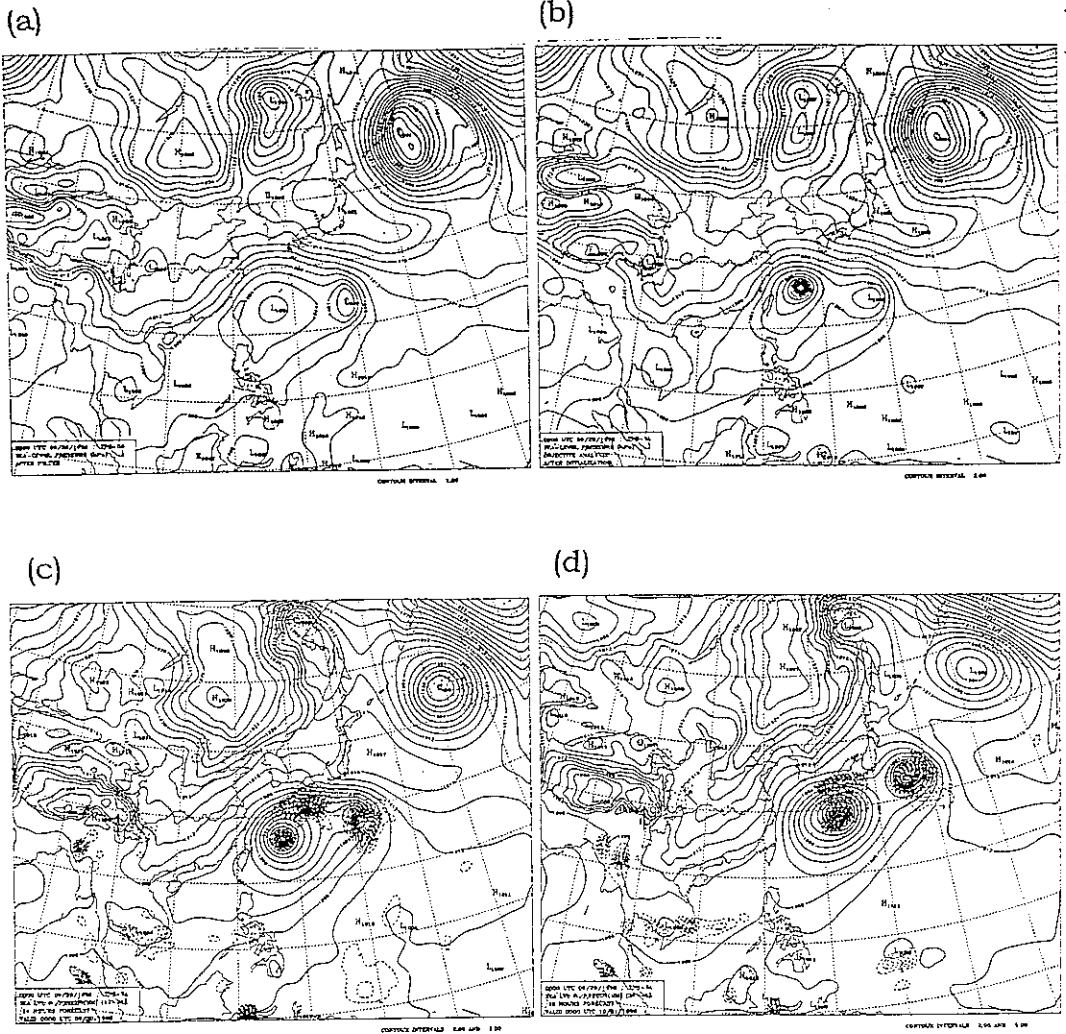
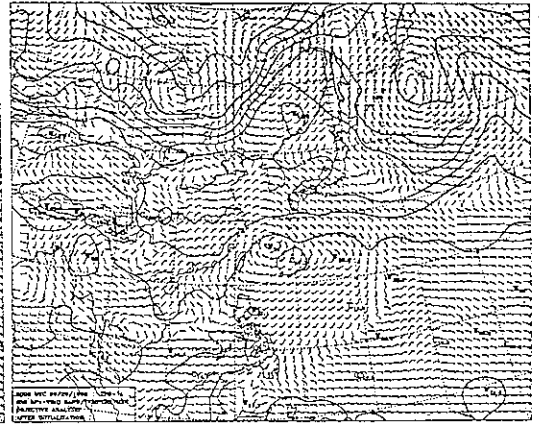
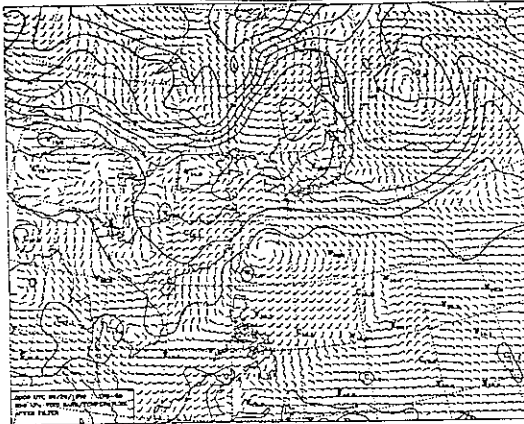


圖 36：TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 29 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

(f)



(g)

(h)

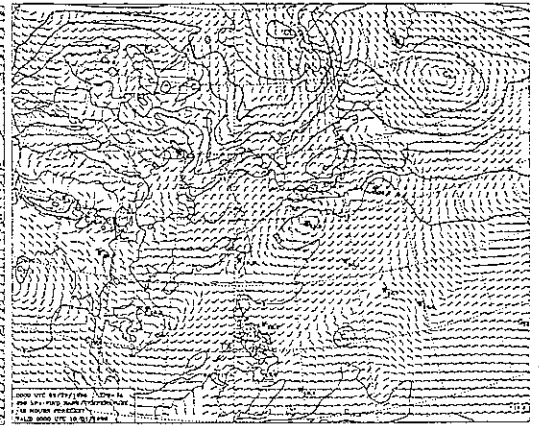
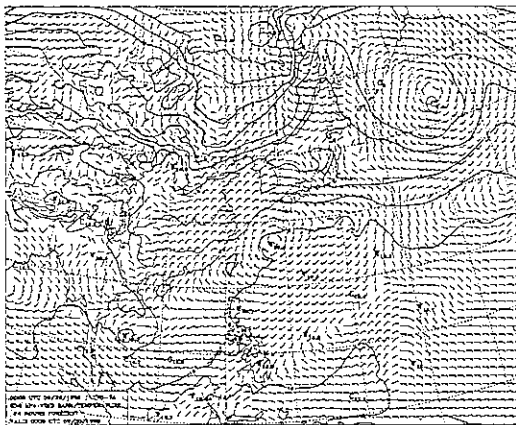
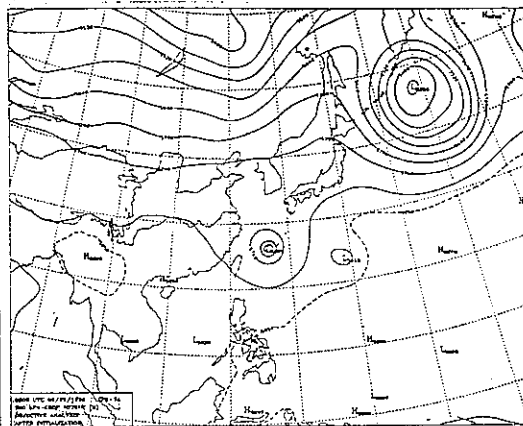
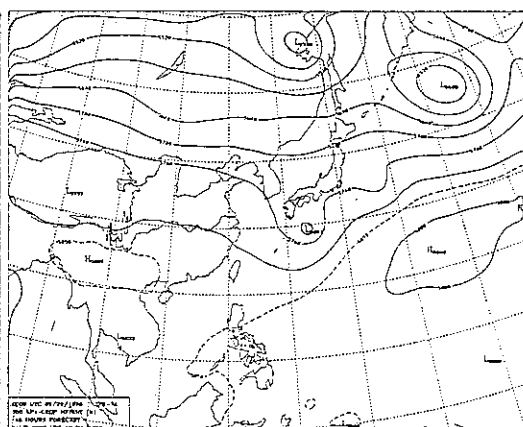


圖 36(續)

(j)



(1)



133

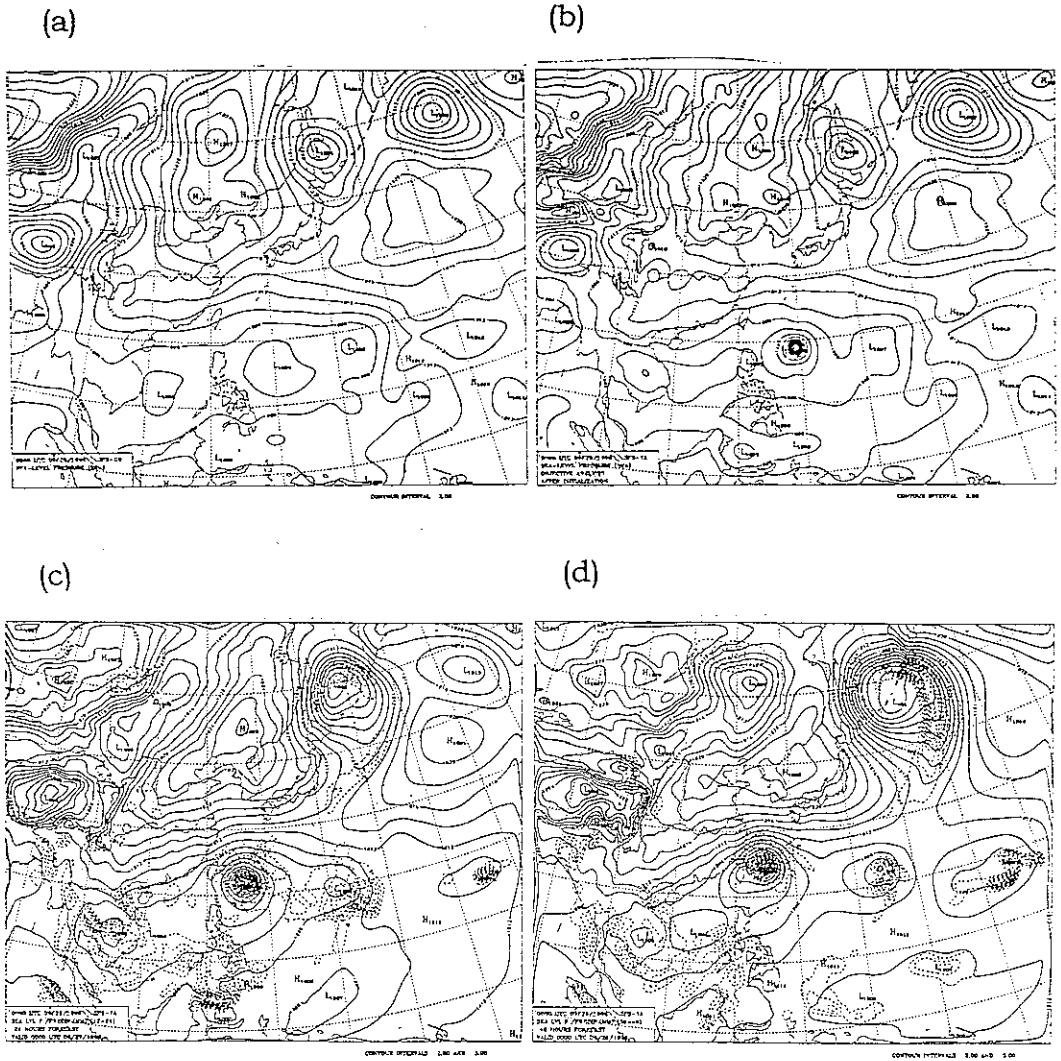
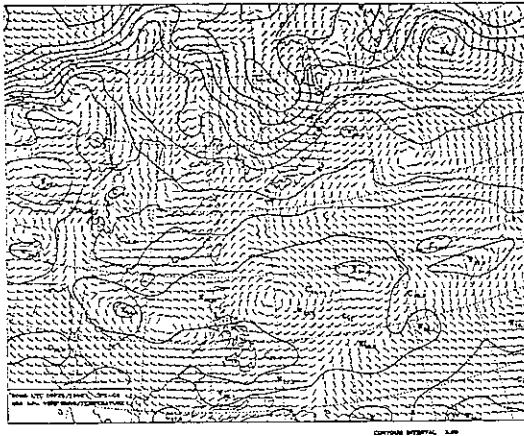


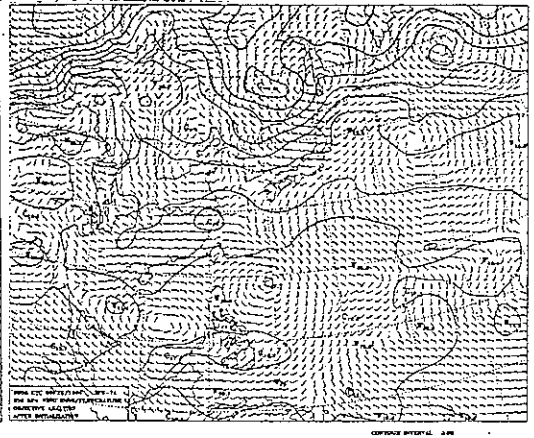
圖 37：TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

204

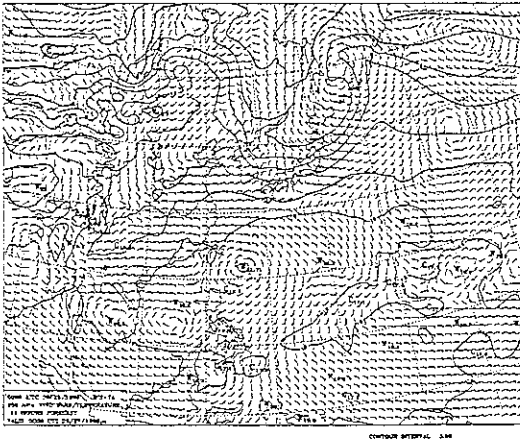
(e)



(f)



(g)



(h)

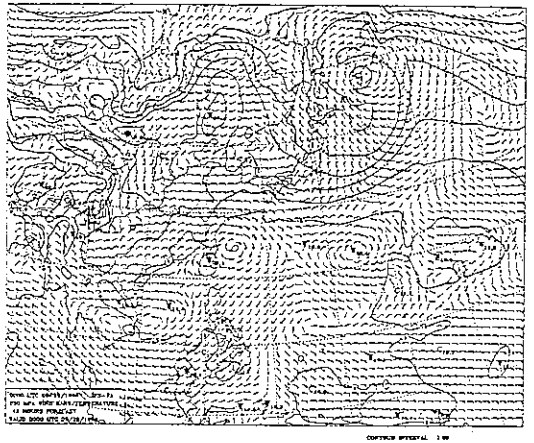
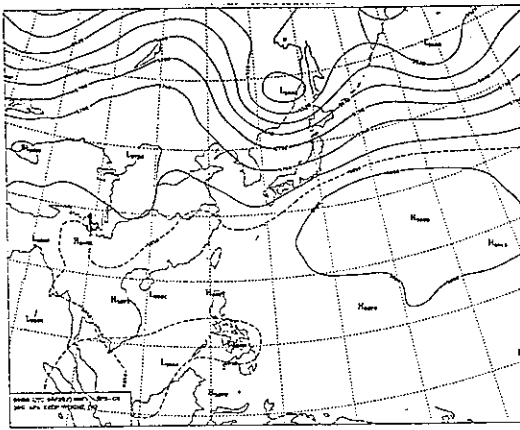


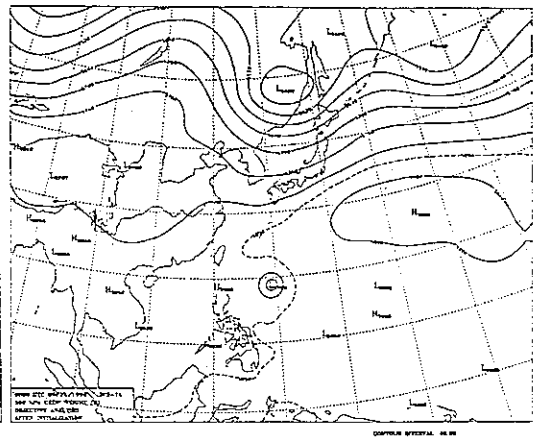
圖 37(續)

203

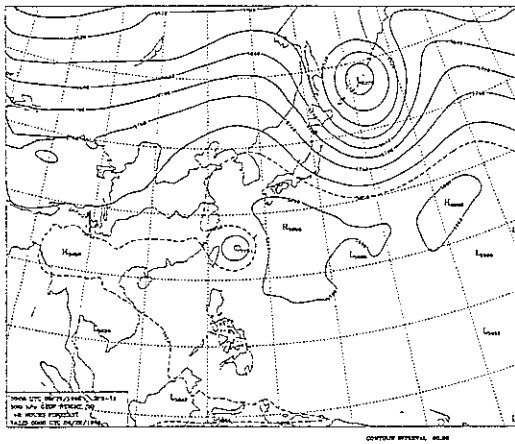
(i)



(j)



(k)



(l)

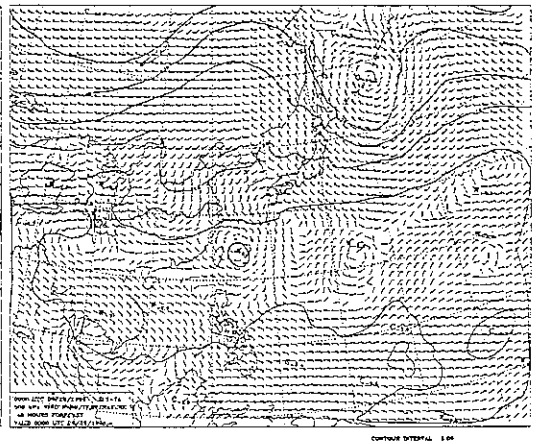
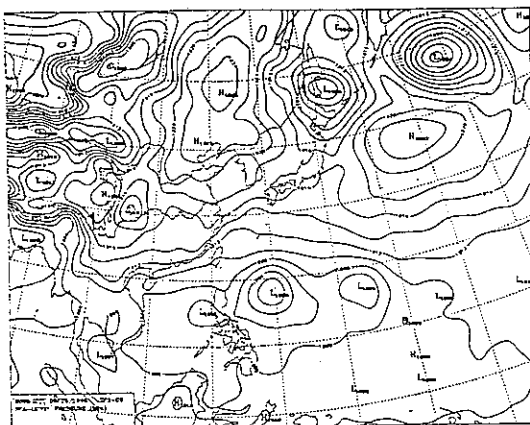
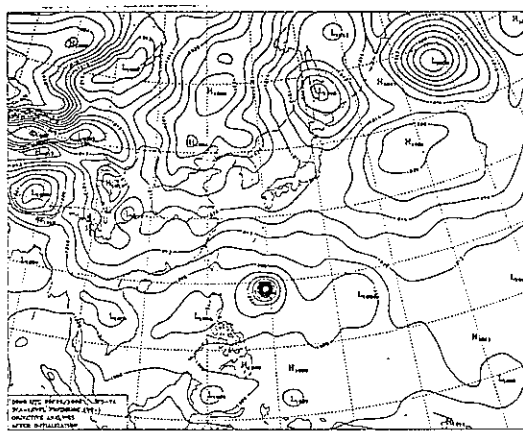


圖 37(續)

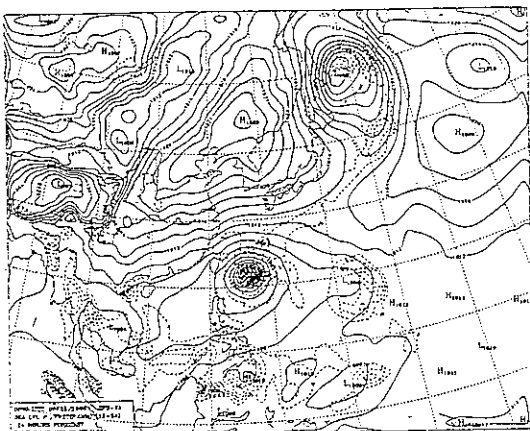
(a)



(b)



(c)



(d)

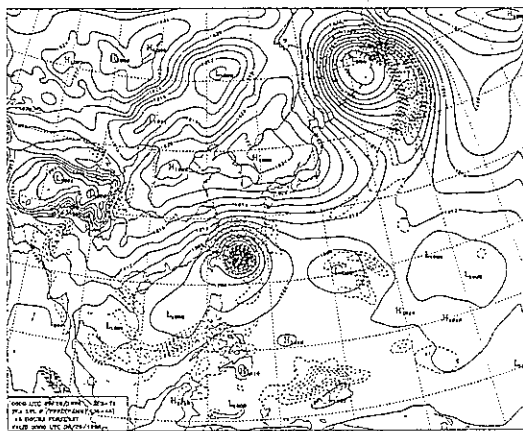
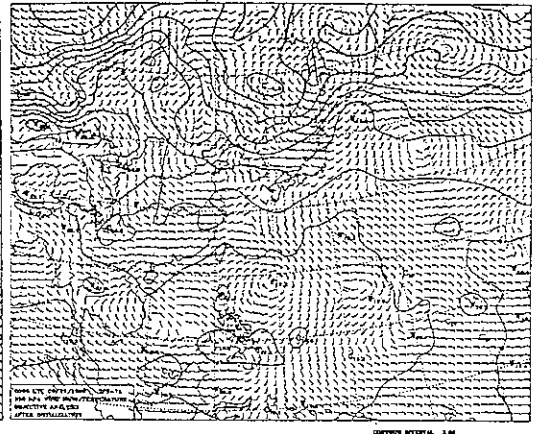
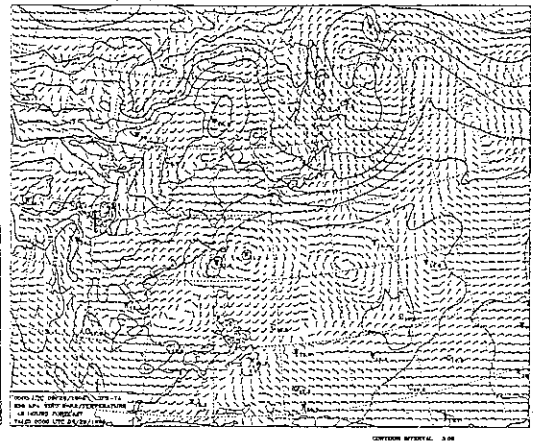


圖 38：TFS96 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 EC 之原始資料所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

(f)

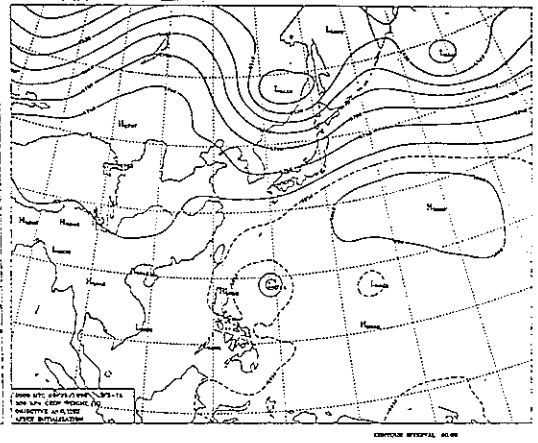


(h)



138

(j)



(1)

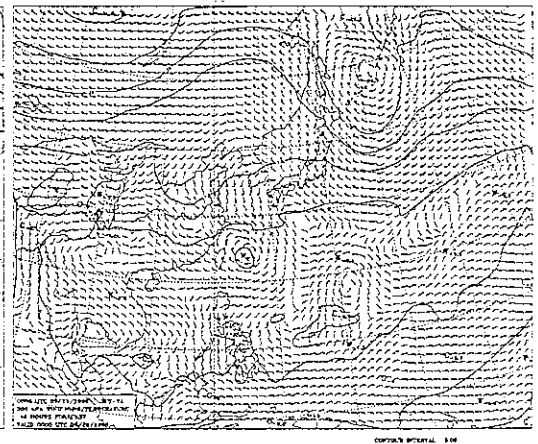
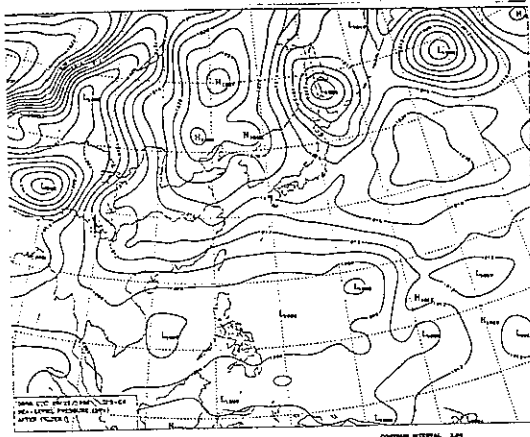
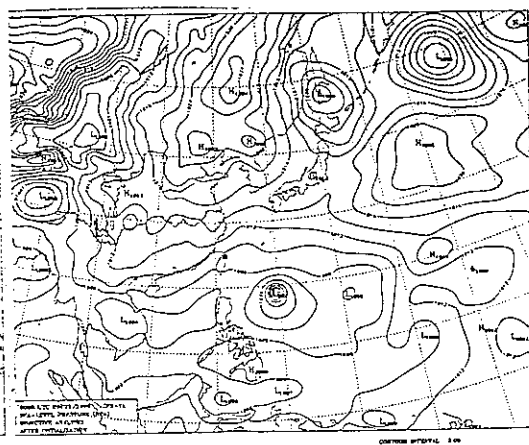


圖 38(續)

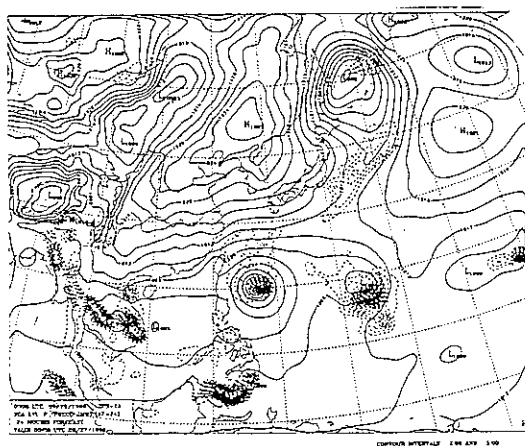
(a)



(b)



(c)



(d)

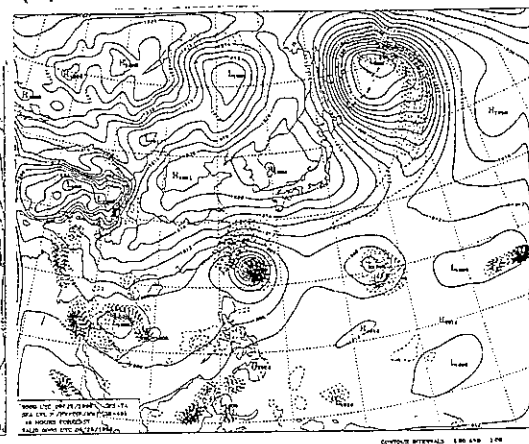
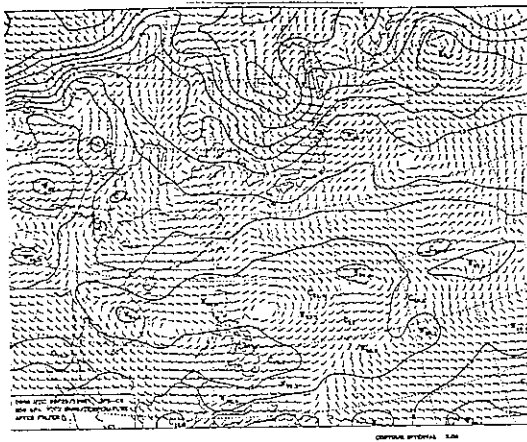
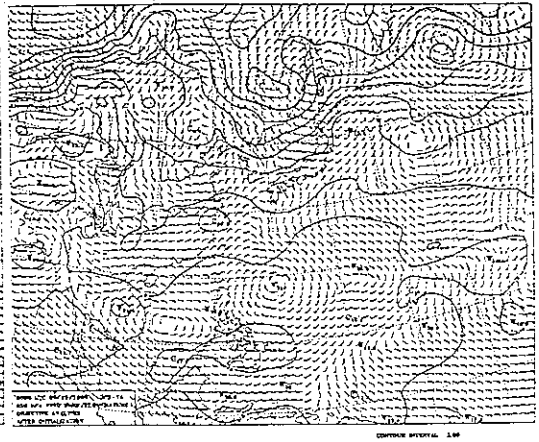


圖 39：TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a)由 GFS 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess(b)初始化後之資料(c)24 小時預報後之結果(d)48 小時預報後之結果；(e),(f),(g),(h)為同(a),(b),(c),(d)所得之 850hPa 風場；(i),(j),(k),(l)為同(a),(b),(c),(d)所得之 500 hPa 高度場。

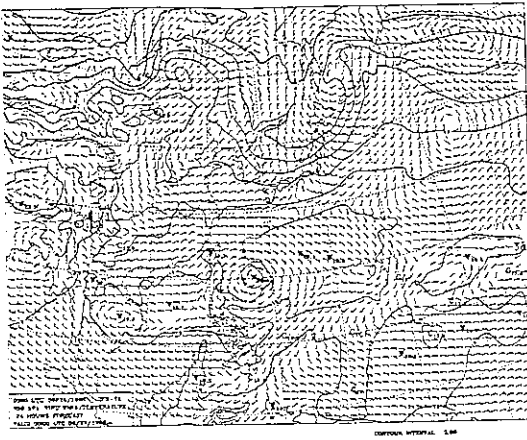
(e)



(f)



(g)



(h)

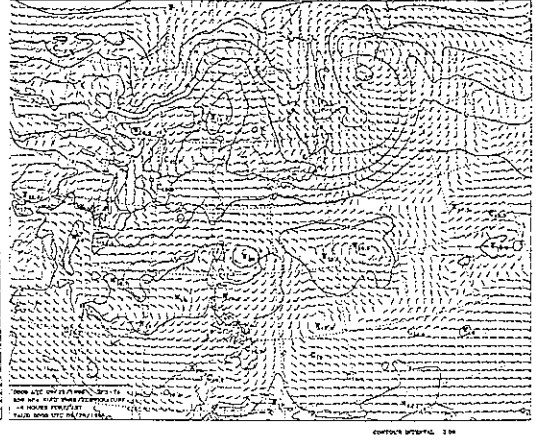
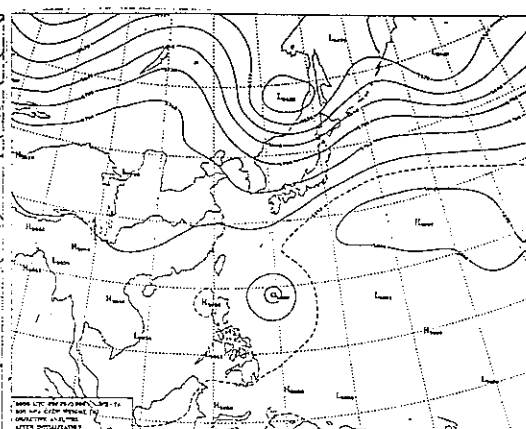
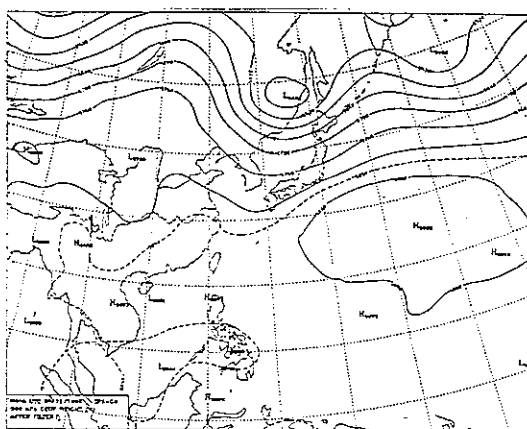


圖 39(續)

(i)

(j)



(k)

(l)

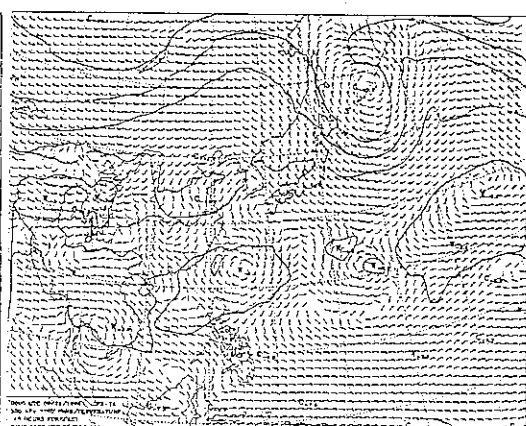
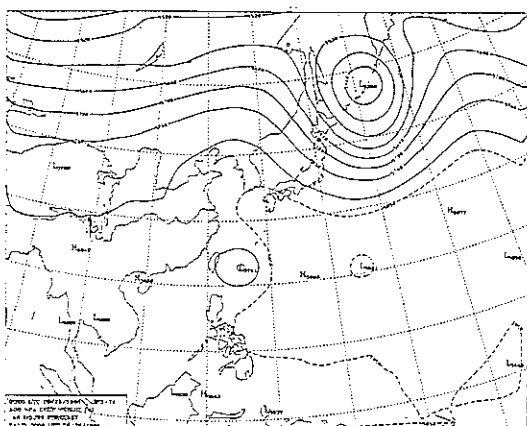


圖 39(續)

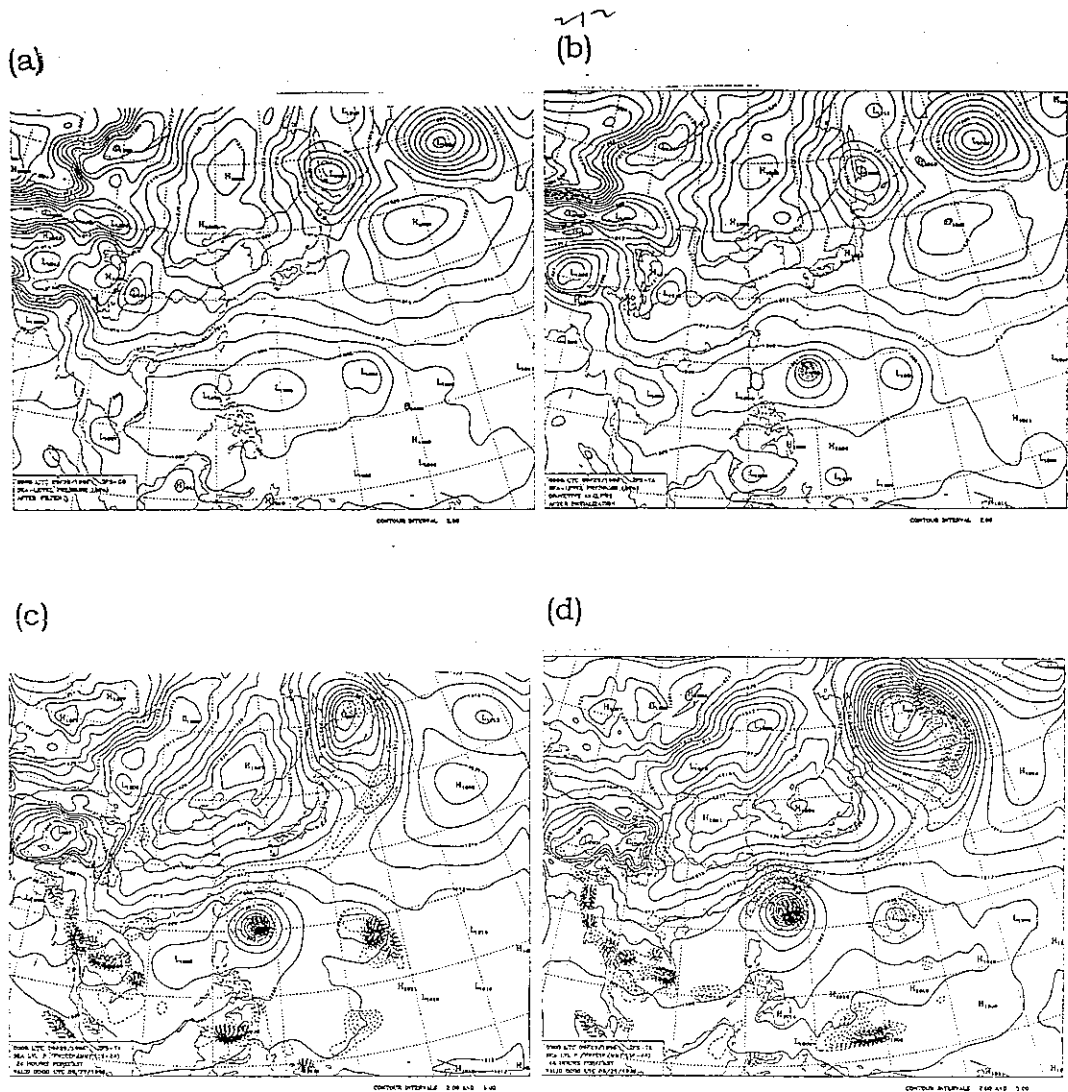
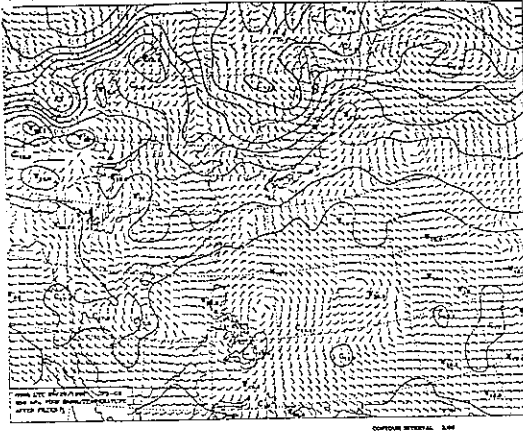


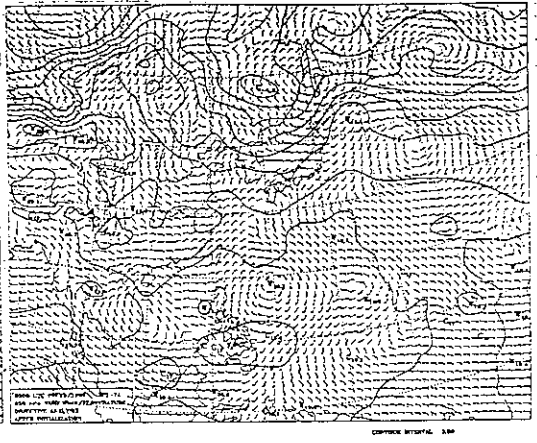
圖 40：TFS97 針對 ZANE 颱風，以 96 年 9 月 26 日 00Z 為初始時間所得之海平面氣壓場圖。(a) 由 EC 之原始資料經過 filtering 所得之 first guess (b) 初始化後之資料 (c) 24 小時預報後之結果 (d) 48 小時預報後之結果；(e), (f), (g), (h) 為同 (a), (b), (c), (d) 所得之 850hPa 風場；(i), (j), (k), (l) 為同 (a), (b), (c), (d) 所得之 500 hPa 高度場。

217

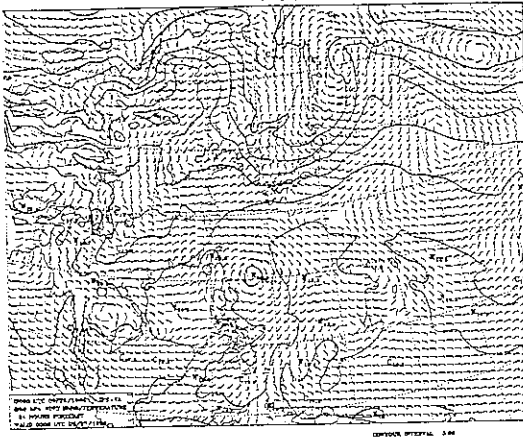
(e)



(f)



(g)



(h)

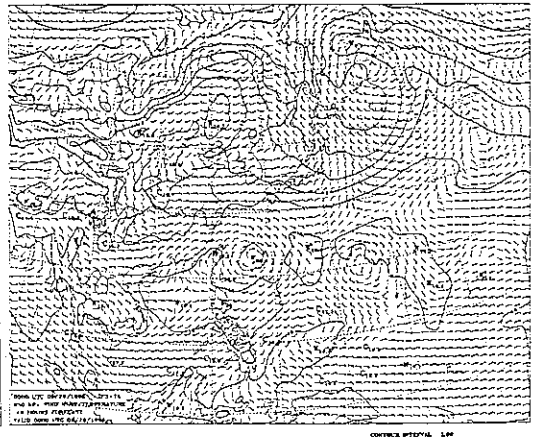


圖 40(續)

交通部中央氣象局 CWB-87-2M-03

侵台颱風伴隨降水特性分析（二）

研究人員：張奕郎
翁進登
蔡德攸
許惠娟
李啓宏
羅思懿

中華民國八十七年六月

摘 要

本報告延續李(1997)之研究,分析道格(1994、Doug)、亞力士(1987、Alex)、楊希(1990、Yancy)及亞伯(1990、Abe)颱風伴隨之雨帶特徵及其降水形態,獲致結果如下:一般而言,在強回波帶接近且尚未通過測站前,該測站氣壓值會下降、溫度會上升且相對濕度(RH)呈下降趨勢。在雨帶之回波帶前緣到達時,氣壓值開始上升、溫度下降且相對濕度(RH)上升。當測站位於回波帶中時,氣壓值升至最大之後開始遞減,亦即當雨帶前緣到達測站時,氣壓為相對最低值;測站位於雨帶中時,氣壓達相對最大值,此時也是降雨量較大的時刻,之後氣壓則逐漸遞減。此結果和 Anthes(1982)中所提者略有不同。本研究同時顯示,雨帶影響前、中、後各二十分鐘累積雨量,其降雨量比值約為 0.28 : 1 : 0.08。

分析颱風伴隨雨帶結構與變化特徵結果顯示,當雨帶由台灣東部海面移至陸地時,對流胞隨著高度增加向颱風中心傾斜,但雨帶位於海面上或是由陸地移向海面時,其胞狀結構回波向上垂直發展,推測此乃因雨帶接觸地面後輻合增加、降雨增強,使雨帶前緣近地面的回波增強所致。在莎拉颱風個案中顯示,雨帶中之對流胞在上風處形成後,回波強度逐漸增加並往雨帶下風處外側移動,10 分鐘後另一對流胞在其下風處外側形成。之後,先形成之對流胞逐漸衰減,後形成之對流胞強度慢慢增強,並在下風處形成另一新對流胞,此種對流胞勢力消長的情形,會逐漸往雨帶下風處進行,終至消散;此種對流胞消長情形,為導致雨帶運動之一個重要機制。

目錄

一、前言	1
二、平均總降雨量及各類型路徑颱風降水分佈特性	3
(一)A 類路徑颱風	3
(二)B 類路徑颱風	3
(三)C 類路徑颱風	4
(四)D 類路徑颱風	4
(五)E 類路徑颱風	4
(六)F 類路徑颱風	4
(七)G 類路徑颱風	4
(八)H 類路徑颱風	4
三、侵台颱風降水之高度分佈	5
3.1 個案一、楊希颱風	5
3.2 個案二、亞伯颱風	6
3.3 個案三、道格颱風	6
3.4 個案四、亞力士颱風	7
3.5 小結	7
四、颱風伴隨之雨帶分析	9
4.1 雨帶中對流胞回波垂直結構分析	9
4.2 沙拉颱風雨帶中對流胞的形成、發展與運動	10
4.3 對流胞形成形式與高度	11
1. 雨帶是位於海面上	11
2. 雨帶是由陸地上往海面上移動	11
3. 小結	11
4.4 雨帶特徵分析	12
4.4-1 道格颱風個案(1994、Doug)	12
1. 雨帶之溫、溼度及氣壓場特徵	12
2. 雨帶的降雨量分析	13
4.4-2 亞力士颱風個案(1987、Alex)	14
1. 雨帶之溫、溼度及氣壓場特徵	14
2. 雨帶的降雨量分析	14
4.4-3 其他個案	14
1. 楊希颱風(1990、Yancy)	14
2. 亞伯颱風(1990、Abe)	14
五、總結	14
六、參考文獻	21

圖表目錄

表一	1989~1996 年侵台颱風分類統計表。	-----23
表二	颱風雨帶通過前後板橋探空資料分析彙整表。	-----24
圖 1	1989~1996 年侵台颱風各類型平均路徑圖。	-----25
圖 2	1989~1996 年侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----26
圖 3	1989~1996 年 A 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----27
圖 4	1989~1996 年 B 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----27
圖 5	1989~1996 年 C 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----28
圖 6	1989~1996 年 D 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----28
圖 7	1989~1996 年 E 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----29
圖 8	1989~1996 年 F 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----29
圖 9	1989~1996 年 G 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----30
圖 10	1989~1996 年 H 類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。	-----30
圖 11	1989~1996 年侵台颱風平均總雨量雨高度關係圖。	-----31
圖 12	1990 年楊希颱風 08/19 0000L~08/19 1200L 12 小時累積雨量與高度分佈圖。	-----31
圖 13	1990 年亞伯颱風 08/30 0000L~08/30 1200L 12 小時累積雨量與高度分佈圖。	-----32
圖 14	1990 年楊希颱風 08/19 0000L~08/19 1200L 12 小時累積雨量（去除顛值後）與高度分佈圖。	-----32
圖 15	1990 年亞伯颱風 08/30 0000L~08/30 1200L 12 小時累積雨量（去除顛值後）與高度分佈圖。	-----33
圖 16	1994 年道格颱風 08/07 1200L~08/08 0000L 12 小時累積雨量與高度分佈圖。	-----33

圖 17 1994 年道格颱風 08/07 1200L~08/08 0000L 12 小時累積雨量與高度分佈圖 (去除三站問題資料)。-----	34
圖 18 1987 年亞力士颱風 07/26 1200L~07/27 0000L 12 小時累積雨量高度分佈圖。-----	34
圖 19 雨帶中對流胞垂直結構圖。(摘自 Barnes, 1982)-----	35
圖 20 1994 年 8 月 7 日 1501LST 都卜勒模式道格颱風雨帶垂直結構圖。-----	36
圖 21 1994 年 8 月 7 日 1521LST 都卜勒模式道格颱風雨帶垂直結構圖。-----	37
圖 22 1987 年 7 月 26 日 2115LST 非都卜勒模式亞力士颱風雨帶垂直結構圖。-----	38
圖 23 1987 年 7 月 26 日 2145LST 非都卜勒模式亞力士颱風雨帶垂直結構圖。-----	39
圖 24 螺旋狀雨帶示意圖。(摘自 Anthes, 1982) -----	40
圖 25 1987 年莎拉颱風 2240L~2330L 雨帶中對流胞消長情形圖。--	41
圖 26 1987 年莎拉颱風 1040L~1130L 雨帶中對流胞消長情形圖。--	42
圖 27 莎拉颱風 1040L~1110L 雨帶中對流胞形成形式及高度圖。--	43
圖 28 莎拉颱風 2240L~2330L 雨帶中對流胞形成形式及高度圖。--	44
圖 29 1994 年道格颱風雨帶一雷達回波圖。-----	45
圖 30 1994 年 8 月 7 日道格颱風宜蘭測站自記紙資料。-----	46
圖 31 1994 年道格颱風雨帶二雷達回波圖。-----	47
圖 32 1994 年 8 月 7 日道格颱風基隆測站自記紙資料。-----	48
圖 33 道格颱風雨帶自動雨量站降雨記錄。-----	49
圖 34 1987 年亞力士颱風雨帶雷達回波圖。-----	50
圖 35 1987 年 7 月 26 日亞力士颱風宜蘭測站自記紙資料。-----	51

圖 36 1987 年 7 月 26 日亞力士颱風基隆測站自記紙資料。	-----52
圖 37 亞力士颱風雨帶傳統測站降雨記錄。	-----53
圖 38 1990 年楊希颱風雨帶雷達回波圖。	-----54
圖 39 1990 年 8 月 18~19 日楊希颱風(a)基隆測站(b)宜蘭測站自 記紙資料。	-----55
圖 40 楊希颱風雨帶自動雨量站降雨記錄。	-----56
圖 41 1990 年亞伯颱風雨帶一雷達回波圖。	-----57
圖 42 1990 年 8 月 29~30 日亞伯颱風基隆測站自記紙資料。	-----58
圖 43 雨帶中對流胞消長示意圖。	-----59
圖 44 雨帶結構特徵概念圖。	-----60
圖 45 氣壓與垂直速度和雨帶關係示意圖。(摘自 Anthes, 1982)---	61

一、前言

颱風是台灣地區最重要的災變天氣系統，平均每年因颱風侵襲造成的損失約 130 億元新台幣，約占全部氣象災損全額得四分之三。颱風導致的災害，主要源自其所伴隨的持續性豪雨，例如 1996 年賀伯颱風侵台期間，阿里山區的最大累積雨量達 1,994mm，而連續 24 小時累積雨量最大亦達 1,748mm，如此強且持續的降水，造成阿里山區有史以來最大的天然浩劫，其影響至今仍存在。然而，從另一方面而言，颱風所帶來的降雨亦為台灣地區最重要的水資源之一。因此，若能深入瞭解颱風降水特徵，並進而提昇颱風伴隨降水的短期（3 天內）和季節性預報能力，對國計民生應有相當大幫助。

颱風最明顯的結構特徵為颱風眼、眼牆及螺旋狀雨帶(Spiral rain band)。眼牆和雨帶具有明顯的對流特徵，且伴隨較強的風和雨。然而，台灣地形複雜且中央山脈高聳，侵台颱風結構受地形之影響甚巨，常使颱風眼和眼牆變為不明顯(許，1991；汪，1990)，雨帶亦常受地形影響，而有所變化(李和蔡，1995)。就另一角度而言，由於颱風期間的大氣結構，在中低層常具對流不穩定(尤其是難來氣流區)，而颱風伴隨之氣旋式環流一般頗為強勁，且台灣地形坡度頗大，因此地形對暖濕氣流之舉升常是造成台灣地區局部豪大雨之主因。陳等(1993)指出，颱風影響台灣期間，各地降水分佈主要受下列四個因素影響：1.颱風結構—包括環流大小、眼牆和螺旋狀雲系特徵；2.颱風移速；3.環境氣流之特徵以及 4.台灣地形。李(1997)初步分析侵台颱風之降水分佈特徵，證實只要颱風行進路徑穩定或預報路徑準確，台灣地區在颱風侵襲期間的降雨分佈型態即可大略知道。

除地形舉升等導致的降水分佈特徵(可能的局部豪大雨)外，颱風伴隨之螺旋狀雨帶亦常伴隨顯著降水。有關颱風雨帶的結構與演變特徵，在國外學者過去三十年之努力，已頗有瞭解；不過，大都偏重在利用機載雷達觀測分析廣闊洋面上的颱風雨帶。當雨帶接近陸地，受地形影響之研究則較缺乏。此外，因飛機觀測所費不貲且飛機滯空時間常受限制，故無法作較長時間之連續觀測，(需從事數次飛行方可得到一回波合成圖)，增加研究的困難度。雨帶除伴隨顯著降水外，在颱風發展與強度變化上亦扮演重要角色，Shapiro and Willoughby(1982)的研究結果顯示，眼牆外的雨帶會阻止雲下層的空氣到達眼牆，使原有眼牆消散，眼牆的特性因雨帶而改變，這將使得颱風的大小與強度有所變化。

Willoughby 認為大部分的颱風皆具有一滯留雨帶組合，稱之為 SBC (Stationary Band Complex)，其雷達觀測回波具有下列三個特徵：1. 主要雨帶 (Principal band)：其回波較強，通常位於颱風前進方向的右邊，雨帶平行於流線，且雨帶中具有較活躍的對流。2. 連結雨帶 (Connecting band)：連結眼牆回波與主要雨帶的內部，雨帶穿越流線，其回波值較弱，包含層狀降水或弱對流。3. 次要雨帶 (Secondary band)：其位置介於眼牆和主要雨帶之間，雨帶平行於主要雨帶，通常為包含微弱對流的回波形態。李和蔡 (1995) 曾分析台灣附近之颱風雨帶，並依雨帶形成過程、結構及運動特徵之不同，將雨帶歸納為颱風外圍雨帶、地形雨帶、颱風登陸期間的主要雨帶、伴隨於西南氣流的雨帶、自眼牆的對流結構分離出的雨帶及海上對流組織而成的雨帶等六類，並探討地形對雨帶可能造成之影響。他們的研究結果同時顯示，由於台灣的地形複雜，颱風侵襲時其所伴隨之雨帶易受地形影響，而有增強或減弱的效應，雨帶的特徵因而有別於國外學者所提。

本研究利用民用航空局中正機場都卜勒的雷達資料，分析影響台灣北部之颱風雨帶，瞭解其中對流胞發展與運動的特徵。此外，並利用基隆與宜蘭測站的氣壓、溫度與相對濕度之連續自記紙等資料，分析颱風伴隨雨帶經過前後的地面氣象要素變化特徵，希望能增加對颱風雨之瞭解與其受地形影響後的變化特徵。

二、平均總降雨量及各類型路徑颱風降水分佈特性

本研究分析了 1989~1996 年之 27 個侵台颱風，使用的資料包括有：

1. 颱風路徑資料：關島最佳路徑資料與中央氣象局預報路徑資料。
2. 地面測站資料：本島 21 個傳統地面氣象站。
3. 探空資料：板橋探空站。
4. 雨量站資料：313 個雨量站，參閱李（1997）。
5. CAA 雷達資料：資料處理過程參閱李和蔡（1995）。

分析時，首先根據颱風侵台時之緯度和移向，將路徑分成 8 類（如表一和圖 1 所示），其中由東部海面侵襲台灣之颱風（A、B、C、D 及 E 類）共有 21 個，佔總侵台颱風之 77.7%，由南海北上侵襲台灣之颱風（F、G 及 H 類）共有 6 個，佔總侵台颱風之 22.3%。在此研究期間，侵台颱風在各地之平均總雨量分佈（如圖 2）。圖中顯示最大降雨量區集中於蘇澳至台東成功一帶，即花蓮縣立霧溪、美崙溪和花蓮溪上游，降雨量最大值約可達 900mm 以上。中央山脈對氣流產生阻擋作用而致轉向（氣流越山或繞山），並形成迎風面的局部渦漩或氣流輻合以致產生大雨中心。而西部平均總降雨量之分佈，則以中央山脈為軸線，向西逐漸遞減，全省平均總降雨量約 125.6mm。此降雨特徵與曲等（1983），蔡和王（1991）之研究結果相似。

有關各類型颱風路徑之平均總雨量受地形影響所造成之降水分佈簡要描述如下（詳細資料參見李，1997）：

（一）A 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1. 主要降水發生在北部及東部山區；2. 降雨區內降雨趨勢較緩和均勻。其較大降雨中心位於北部山區及花東縱谷一帶，最大值在 500mm 以上（如圖 3）。

（二）B 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1. 降水範圍較廣，涵蓋全省各地；2. 雨勢較大。平均總雨量在 500mm 以上之降雨區，集中在台東卑南溪及高屏溪上游（亦即在南部橫貫公路一帶山區），石門水庫山區、蘇澳溪上游、台灣北海岸三芝鄉、石門鄉等地區（如圖 4）。

(三)C 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1.影響陸地時間較長；2.受地形及輻合影響易引發豪大雨。平均總雨量在 500mm 以上之降雨區分佈在宜蘭、蘇澳太平山山區（即南澳溪上游），中部橫貫公路山區（即大安溪、大甲溪上游山區），台北盆地亦有 300mm 以上之降雨量（如圖 5）。

(四)D 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1.降水集中在東部；2. 台灣西部沿海、平原地區降雨量相對較少。主要降水區（500 mm 以上），集中在台灣東部花東縱谷一帶及台東大武山區，北部、中部地區降雨較少，皆在 100mm 以下（如圖 6）。

(五)E 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1.雨量不多；2.雨勢不大；3.雨量分佈由東部海岸向山區遞減。主要降雨區沿著東部海岸成帶狀分佈，但平均總雨量在 500mm 以下，雨量由海岸向山區遞減（如圖 7）。

(六)F 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1.雨量不多、2.雨勢不大、3.主要雨量分佈在台灣東部沿海地區及高屏沿海地區。主要降雨區集中在花蓮秀林鄉、台東卑南溪、及大武溪上游山區；但降雨量均在 300mm 以下（如圖 8）。

(七)G 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1.總降雨量不多、2.雨勢不大、3.主要雨量分佈在台灣東部沿海地區及嘉南平原地區。主要降雨區集中在東部沿海一帶及嘉南平原；東部山區反而較沿海地區少。北部、中部及高屏地區總雨量均在 100mm 以下（如圖 9）。

(八)H 類路徑颱風

此類颱風降雨特徵：1.雨量不多、2.雨勢不大、3.雨量分佈由東部海岸向山區遞減。主要降雨區沿著東部海岸成帶狀分佈，雨量由海岸向山區遞減，較大雨量分佈在恆春半島及台東大武一帶降雨量約 200mm（如圖 10）。

三、颱風侵台期間不同高度之降水特徵

魏等(1972)統計侵台颱風在 850-950 公尺有一雨量最大集中區，王等(1983)之分析則顯示，台灣地區上空 850-700mb(約 1500 公尺-3000 公尺)及 700-550mb (3000 公尺-5000 公尺)為颱風期間水氣飽和層所在。本研究就統計觀點，分析平均總雨量與測站高度之關係圖(如圖 11)。結果顯示，平均總雨量由地面向上遞減至高度 50~60m 後便逐漸增加。平均總雨量最大值高度位於 450-500 公尺(降雨量約 180mm)，在此高度以上雨量隨高度的變化，不似底層來的大。

由於颱風雨帶常伴隨顯著降水但導致颱風降水之另一因素為地形舉升，故分析個案中不同高度測站之降水分佈為一值得分析的題材。在本研究中曾蒐集六個颱風個案之雷達資料，分析雨帶之位置。由於莎拉(1989、Sarah)颱風雨帶形成於台灣西北部陸地，然後再移到海面上，因此無法找到一清晰易辨自台灣東方海面移入之帶狀回波；而在歐菲莉(1990、Ofelia)颱風個案中，有一大片回波常駐於台灣北部，所以無法明確分辨何者才是由外移入之雨帶回波，故這兩個個案均無法利用地面測站的雨量資料，來分析雨帶通過前、後降雨量之差別。因此，在颱風雨帶降雨特徵分析方面，僅針對 1990 楊希、亞伯、1994 道格及 1987 亞力士四個颱風個案。分析時，同時利用中央氣象局板橋探空站資料(12 小時觀測一次)，繪製斜溫圖並計算舉升凝結高度(L.C.L)、對流凝結高度(C.C.L)、自由對流高度(L.F.C)、K 指數(K-Index)、舉升指數(Lifted Index)及對流可應用位能(CAPE)等(如表二)，希望能從中瞭解雨帶通過前、後之大氣垂直分佈變化特徵。茲將分析結果說明如下：

3.1 個案一、楊希颱風

楊希颱風侵台時間為 1990 年 8 月 18 日 0200L~8 月 20 日 0200L，在此期間有一颱風外圍雨帶於 8/19 0100L~8/19 0300L 間通過台灣北部，利用板橋探空資料繪製斜溫圖、分析各雨量站的 12 小時累積雨量與高度之關係(如圖 12)。由 12 小時累積雨量顯示，雨量最大測站為新竹縣尖石鄉梅花氣象站(測站站碼：C0D36)，其海拔高度為 523 公尺，測站經緯度 $121^{\circ} 12' 35''$ E、 $24^{\circ} 40' 25''$ N，隸屬中央氣象局之雨量站。12 小時累積雨量為 235.5mm，雨量次大測站為桃園縣復興鄉華陵村巴陵雨量站(測站站碼：21C07)，海拔高度為 1220 公尺，測站經緯度為 $121^{\circ} 23'$ E、 $24^{\circ} 41'$ N，隸屬台灣省石門水庫管理局，12 小時累積雨量為 211mm。

3.2 個案二、亞伯颱風

亞伯颱風侵台期間為 1990 年 8 月 29 日 1400L~8 月 31 日 0200L，在此期間有一雨帶於 8/30 0500L~8/30 0830L 間通過台灣，由各雨量站 12 小時累積雨量與高度關係圖（如圖 13）顯示，雨量最大測站亦為梅花氣象站，12 小時累積雨量為 263mm，雨量次大測站亦為巴陵雨量站，12 小時累積雨量為 205mm。

分析上述兩個颱風（亞伯、楊希）雨帶中之降水與測站高度之關係，結果顯示降雨量最大高度是在 523 公尺。我們也發現 C0D36 及 21C07 兩個測站均為最大及次大降水高度。若將 21C07 與 C0D36 兩測站雨量值不予以考慮，考慮整體狀況，先將較大值測站先忽略不看，再分析雨量與高度之關係，結果顯示，較大降水高度測站集中於 350~600 公尺間（如圖 14、15）。

3.3 個案三、道格颱風

道格颱風侵台時間為 1994 年 8 月 6 日 1400L~8 月 8 日 2000L，在此期間有兩次颱風雨帶於 8/07 1400L~8/07 1700L 間通過台灣。在各測站 12 小時累積雨量與高度關係圖中（如圖 16）顯示，雨量最大測站為台灣省水利局竹子湖雨量站（測站站碼：01A42），測站海拔 605m，測站位置 $121^{\circ} 32'E$ 、 $25^{\circ} 10'N$ ，12 小時累積雨量為 238mm。雨量次大測站為中央氣象局竹子湖測站（測站站碼：46693），測站高度 607.6m，測站經緯度 $121^{\circ} 32' 10E$ 、 $25^{\circ} 09' 53N$ ，12 小時累積雨量為 142.8mm。

在此發現一有趣的現象，那就是上述兩測站的距離約 1.5km、高度相當，但兩測站 12 小時累積雨量差達到 95.2mm，會有如此大的降雨量差距，這說明測站位置與地形之差異對雨量之觀測，在雨量觀測上可能有相當大之不同。另外炮子林測站（測站編碼：C1F98），位於台中縣太平鄉，測站經緯度 $120^{\circ} 48' 05E$ 、 $24^{\circ} 05' 25N$ ，其高度為 600m，但其 12 小時累積雨量卻僅有 13mm，經查此段時間紀錄中時常出現 -9996 的代碼，此代碼的意義為雨量資料傳送過程中，因電訊問題造成部份資料遺漏，本測站於 84 年 11 月被撤除。

若將上述三個雨量值差異大的測站不予以考慮，繪製成圖 17 其結果顯示，最大降水高度是位於 500 公尺的台灣省水利局福山雨量站，

之高度分佈在 600m 以上之特徵，與上述兩個個案差異頗大，此乃自動雨量站逐年增設，雨量觀測資料在空間分佈上較為完整，因此在 600m 以上的測站降水分佈特徵，與前兩個個案有所不同。

3.4 個案四、亞力士颱風

亞力士颱風侵台時間為 1987 年 7 月 25 日 0000L~7 月 27 日 0000L，此時中央氣象局大部分的自動雨量站均尚未建立，或是已經建立但資料仍在評估中，因此中央氣象局並未將此年分之自動雨量站降水資料收錄在局中，所以僅能利用 26 個傳統測站之降水資料來製圖分析。在各測站 12 小時(7/26 12L~7/27 00L)累積雨量與高度分析圖上（如圖 18）顯示，最大降水高度是位於 2415m 的阿里山測站，和上述三個個案最大降水高度位於 500 公尺左右不同，這和測站高度分佈不均勻有關。經統計此 26 個傳統測站其中 20 個測站海拔高度小於 100m，1 個測站海拔高度 324m，5 個測站海拔高度大於 603m，因為大部分測站高度小於 100m，且 100 至 603m 之間沒有測站，故降雨資料解析度不夠，無法觀測到類似上述三個案最大降雨高度分佈於海拔高度 500 公尺左右之山區。

3.5 小結

1. 在四個颱風個案探空資料分析中，均計算雨帶通過前、後自由對流高度(LFC)，其結果顯示（如表二）在雨帶尚未通過前自由對流高度均比雨帶通過後為高，且自由對流高度與上述之最大降水高度頗為接近，即雨帶通過時最大降水高度位於 500~600 公尺間。
2. 由 850mb 風場分析顯示，當風向出現南風分量時（道格、亞力士颱風），其自由對流高度較風場未出現南風分量個案（楊希、亞伯颱風）為低。
3. 統計四個颱風伴隨雨帶通過前後的探空資料結果顯示，地面風速大約為 10 浬，而高度到達 900mb 以上開始風速增強，風速約為 50 浬。從高度 900mb 至 700mb 是屬於風速較強的範圍，最大風速高度是位於 700mb 左右，向上及向下風速均變小，尤其以高度降低風速隨之遞減的程度最大。

由上述個案 12 小時累積雨量與測站高度分析，顯示 12 小時累積雨量值，是由地面向上逐漸增加，至高度 500~600 公尺左右達最

大值，之後雨量隨高度增加而遞減。亦即颱風侵台期間最大降雨高度位於海拔高度 500~600m 左右的迎風面山坡上。此分析結果與前人之研究略有差異，乃是因為以前之研究所用雨量資料在高度分佈上的不連續性，在 100~600 公尺間沒有雨量測站之資料，以致於無法顯示出 500~600 公尺高度有一降水最大值。

四、颱風伴隨之雨帶分析

雨帶線上無一明確之定義。尤其是當雨帶中含有層狀性降水與不規則的對流胞時，更增加定義雨帶的困難度。Barnes *et al.*(1983)利用飛機上都卜勒雷達分析廣闊洋面上 Floyd (1981) 颱風伴隨的雨帶，將回波強度大於 25dBZ 的區域定義為雨帶，其所持之理由為，利用雨帶的回波臨界值 (25dBZ)，可以排除 (忽略) 部份少量的層狀性降水，而保留適度的層狀降水在雨帶中。但在本研究中，由於雨帶受到地形增強或減弱的影響，使雨帶回波強度變化較大，上述國外學者對於颱風伴隨雨帶的定義，在本研究中並不完全適用。李和蔡(1995)曾對台灣地區之颱風雨帶給予定義：雨帶回波強度不要求必須達 25dBZ 以上，而是以能明顯分析出成帶狀之雨帶為主。依此較方便於分析雨帶通過前、後及影響中颱風雨帶降雨特徵。

本研究利用 CAA 雷達回波、基隆及宜蘭的自記紙資料(包括氣壓、溫度與相對濕度)，針對亞力士(1987、ALEX)、楊希(1990、YANCY)、亞伯(1990、ABE)、歐菲利(1990、OFELIA)、莎拉(1989、SARAH)及道格(1994、DOUG)等六個颱風個案，分析雨帶及雨帶中對流胞之特徵，分析結果如下：

4.1 雨帶中對流胞回波垂直結構分析

Barnes(1982)分析 Floyd 颱風雨帶回波垂直結構指出，雨帶中胞狀回波結構是隨著高度向颱風中心外側傾斜，在胞狀回波結構的兩側具有層狀回波特徵的亮帶(bright band)存在 (如圖 19)。在研究個案中顯示，當雨帶由東部海面移入到陸地時，雨帶中的胞狀回波結構，是隨著高度向颱風中心傾斜，這是因為雨帶移入陸地時，地面輻合增加，使雨帶前緣近地層降雨增加、回波增強，因此由雷達回波上顯示出，雨帶中胞狀回波是由地面隨高度向颱風中心傾斜(如圖 20~23 中 Cross section 1、2 中箭頭所指處，對流胞在近地面 A 點向上朝 B 點傾斜)，但當雨帶由陸地移往台灣西部海面或是雨帶位於海面上時，雨帶中對流胞卻沒有顯著的向颱風中心傾斜的現象，對流胞隨高度發展呈現垂直狀態。且在研究個個案中，並沒有顯示在雨帶兩側有層狀回波亮帶存在。

在本研究中顯示，雨帶中的對流胞垂直結構與前人研究略有不同，乃因研究中所選取的雨帶個案均距離颱風中心較遠，平均距離颱

風中心約有 200km 以上，而在 Barnes(1982)的研究中顯示，雨帶位置距離颱風中心較近，在此範圍底層氣旋式環流向颱風中心輻合，高層反氣旋式環流向颱風中心外輻散，因此對流胞會由地面向上朝颱風中心外傾斜。但在本研究中，雨帶距離颱風中心較遠，氣流向颱風中心內或外的徑向速度慢，因此對流胞並無傾斜的現象。

4.2 莎拉颱風雨帶中對流胞的形成、發展與運動

Atlas *et al.*(1963)指出當螺旋狀雨帶的上風處有新的對流胞形成時，雨帶可以呈現靜止的狀態。Anthes(1982)指出，在雨帶中對流胞的運動方式，是對流胞由雨帶的上風處內側，穿越雨帶向雨帶的下風處外側移動(如圖 24)。在莎拉颱風個案中，因為其路徑與其他五個個案較不相同，此颱風由台東登陸後北上至台灣北部後出海，使得其雷達回波與其他五個個案之形式大為不同，在此個案中大多數雨帶均形成於台灣西北部陸地後再往西向海面移動，且在此個案中的雨帶回波寬度較寬、移動速度慢近似滯留，因此最適合於分析雨帶中對流胞形成、發展、消散及運動情形。在其他五個個案中均無此有利條件，故此節將針對莎拉颱風個案中，雨帶內對流胞的形成、發展與運動作一詳盡分析。

在此個案中有一雨帶(圖 25 左上)於 112240L 自台灣西北部陸地，往西北方海面移動，對流胞 1(圖 25 左上所指之處)在雨帶上風處形成後逐漸增強，並沿著雨帶往下風處移動，在 112250L(圖 25 左中)時，對流胞 1 的下風處形成一個強的回波中心(新的對流胞)對流胞 2，此時對流胞 3 由陸地移到海面上，由此刻開始對流胞 2 逐漸增強、對流胞 1 逐漸減弱，112330L(圖 25 右下)時，在對流胞 3 之下風處亦形成一新的對流胞 4，這樣的對流胞消長情形，在 121040L~121110L 亦可見。

121040L~121130L 這段時間內，台灣西北部海面上有一滯留雨帶，雨帶中的對流胞 1(圖 26 左上箭頭所指處)，在雨帶的上風處形成後，對流胞的強度逐漸增加、範圍逐漸擴大，121050L 在其下風處亦形成另一強回波對流胞 2(圖 26 左中箭頭所指處)，此後第二個對流胞(後生成者)逐漸增強，第一個對流胞(先生成者)慢慢消散，這樣的對流胞勢力消長情形，會一直往雨帶的下風處進行，最後終至消散(121130L、圖 26 右下)。在此滯留的雨帶中顯示，新的對流胞生成於雨帶的上風處內側(靠近颱風中心)，後生成者是位於下風處外側(遠

離颱風中心)，且對流胞的移動也是同樣的情形，那就是在上風處內側形成，往下風處外側移動逐漸消散。

4.3 對流胞形成形式與高度

李和蔡（1995）之研究顯示，雨帶中之對流胞形成於雨帶的上風處，且對流胞形成後穿越雨帶往下風處移動。而在此颱風個案中顯示，當雨帶所在位置不同，雨帶中對流胞形成的形式與高度亦為不同，在此分述如下：

1. 雨帶是位於海面上

在 121040L，沿著雨帶的垂直剖面圖（圖 27 上）上顯示，在約為 5 公尺的高度上，距離 A 點約 110 處，有一回波值大於 40dBZ 的強回波區存在（稱為對流胞 1），10 分鐘之後（1050L），對流胞 1 中心約往下風處（往 B）移動 10 公尺，且在其下風處距 A 145 及 165 公尺（對流胞 2）處，另有新的強回波區（回波值 40 大於 dBZ）形成，再過 10 分鐘後，對流胞 1 持續往下風處移動且逐漸減弱，而對流胞 2 的範圍逐漸擴大，到了 121110L（圖 27 下）對流胞 1 已經消散不見，而對流胞 2 也像對流胞 1 一樣往下風處移動，且強度亦是增強中。

2. 雨帶是由陸地上往海面上移動

在 112240L 時有一雨帶由陸地往海面上移動，沿著雨帶回波的垂直結構圖（圖 28）顯示，此雨帶上風處之胞狀對流結構明顯，對流胞由近地面向上垂直發展，不似雨帶在海面上強回波區是出現在某高度上，越往雨帶下風處其層狀回波特徵越明顯。10 分鐘之後（112250L）對流胞 1 中心往下風處移動約 10 公尺、強度增加（回波值大於 45dBZ），其下風處出現新的強回波區（對流胞 2），接著雨帶往海面上移動，對流胞 1 減弱、對流胞 2 增強。112320L 時雨帶已經完全脫離陸地，10 分鐘後（112330L）對流胞 4 便在對流胞 3 的下風處形成，但對流胞 4 出現的位置是在高度約 5 公尺左右，跟雨帶位於海面上強回波區出現的高度一致。

3. 小結

1. 雨帶之消散：颱風伴隨雨帶之消散情形，在本研究中幾個個案中

頗為一致。那就是，當雨帶中較強回波區的範圍隨著時間逐漸擴大後，便會破裂成數個對流區，這些對流區的強度慢慢減弱，到此階段雨帶便逐漸消散。

2. 雨帶中對流胞勢力消長情形，是對流胞在雨帶上風處內側形成並往下風處外側移動，且會在先形成的對流胞下風處外側形成另一新對流胞，然後先形成者逐漸衰退、後形成者逐漸增強，此種勢力消長的情形會繼續往雨帶下風處進行。

3. 接近陸地雨帶，強回波區由下向上垂直發展，但位於海面上雨帶，強回波區則形成於某高度(5km)上。

4.4 雨帶特徵分析

利用不同地面測站的自記紙資料，來分析某時間雨帶通過前、後及雨帶影響中，地面氣壓、溫度、溼度及降水等要素的差異，因此在這一小節中的研究中，颱風個案選擇具有易於辨識出帶狀回波之道格、亞力士、亞伯及楊希颱風為主。

4.4-1 道格颱風個案(1994、Doug)

利用都卜勒模式的雷達回波圖、基隆及宜蘭的自記紙資料和自動雨量站 L1A80、C1A65 的雨量資料，分析颱風伴隨雨帶特性。

1. 雨帶之溫、溼度及氣壓場特徵

當雨帶通過宜蘭測站時，(如圖 29)雨帶 1 的前緣在 1441L 時接近宜蘭，1501L 到達宜蘭測站，1521L 時雨帶通過宜蘭測站，雨帶最大回波值可達 40dBZ 以上。由氣壓自記資料(如圖 30 上)上顯示，在 1500L 左右有一氣壓變化，其值約從 1000.1mb 逐漸增加到達最高值 1001.3mb。在溫度自記紙(如圖 30 中)1500L 有一溫度急遽下降 3.6 度的現象，其值約從 28.8 到 25.2° C。在相對濕度自記紙(如圖 30 下)上顯示，1500L 後相對溼度呈現輕微上升的情形。

當雨帶通過基隆測站時，雨帶 1 在 1521L 時接近基隆測站，1541L 到達基隆測站，1601L 雨帶通過基隆測站，雨帶最大回波值可達 35dBZ 以上，但雨帶 1 此時的回波強度比通過宜蘭測站時有減弱的現象。雨帶 2(如圖 31)在 1621L 時接近基隆測站，1641L 到達基隆

測站，1653L 雨帶 2 通過基隆測站，最大回波值可達 40dBZ 以上，比雨帶 1 回波強一些。在氣壓自記紙（如圖 32 上）上顯示，在 1630L 左右雨帶 2 通過時，氣壓變化值比在 1530L 雨帶 1 通過基隆測站時的變化大。在溫度自記紙（如圖 32 中）上，溫度的變化則與氣壓變化的相位相反，且在接近 1530L 時的溫度變化量較大（約為 2℃），在 1630L 的變化值約為 1℃。在相對濕度自記紙（如圖 32 下）資料上，顯示當雨帶 2 通過基隆測站時的相對濕度變化量，比雨帶 1 通過基隆測站時的相對濕度變化量為大，但不論是雨帶 1 或是雨帶 2 通過，相對濕度的變化均很小僅有約 3%。

2. 雨帶的降雨量分析

在 1994 年蘭陽溪流域的自動雨量站(C1U**、C0U**)尚未有資料，故僅能以較為接近宜蘭之 L1A80（碧湖測站、位於台北縣坪林鄉，高度 386 公尺，測站經緯度為 121.73E、24.89N），來分析雨量通過前後之降雨形式。

從雷達回波圖（如圖 31）上顯示雨帶 2 於 1601L 接近碧湖測站，1621L 時到達測站，1641L 離開測站。估計雨帶的移動速度，而決定雨帶的影響時間，經過內插的分析，決定以 1610L~1630L 為雨帶的影響時間，再取雨帶通過前(1550L~1610L)、後(1630L~1650L)各 20 分鐘，來與雨帶影響中(1610L~1630L)之 20 分鐘做比對，其結果顯示雨帶影響前 20 分鐘累積雨量為 6mm，雨帶影響中 20 分鐘累積雨量為 15.5mm，雨帶離開後 20 分鐘累積雨量為 1.5mm，明顯可見當雨帶通過某地時，該地的降水有顯著增加的現象(雨量記錄見圖 33 上)。

再利用較接近基隆測站之 C1A65 自動雨量站資料(火燒寮測站、位於台北縣平溪鄉，高度 380 公尺，測站經緯度為 121.74E、25.00N)，來分析雨量通過前後之降雨形式。

在雷達回波圖（圖 29）上顯示，雨帶 1 於 1500L 接近火燒寮測站，1520L 時到達測站，1540L 離開測站。統計 20 分鐘累積雨量其結果顯示，雨帶影響前 20 分鐘(1450L~1510L)累積雨量為 5mm，雨帶影響中之 20 分鐘(1510L~1530L) 累積雨量為 8.5mm，雨帶離開後 20 分鐘(1530L~1550L)累積雨量為 1.5mm(雨量記錄如圖 33 中)。

從雷達回波圖上看到雨帶 2 在 1601L 接近火燒寮測站，1621L 時到達測站，1641L 離開測站。在 20 分鐘累積雨量圖上顯示，雨帶影響前 20 分鐘(1550L~1610L)累積雨量為 3mm，雨帶影響中之 20 分鐘(1610L~1630L)累積雨量為 19.5mm，雨帶離開後 20 分鐘(1630L~1650L)累積雨量為 2mm。(雨量記錄如圖 33 下)。

4.4-2 亞力士颱風個案 (1987、Alex)

在本個案中使用非都卜勒模式的雷達回波圖、基隆及宜蘭的自記紙和雨量資料，分析颱風伴隨雨帶溫度、氣壓場及降雨量特徵。

1. 雨帶之溫、溼度及氣壓場特徵

雨帶(如圖 34)在接近宜蘭前呈明顯的胞狀結構，此一雨帶的寬度窄、長度長、回波值弱，較大回波值(僅達 30~35dBZ 間)範圍小。雨帶於 2045L 接近宜蘭測站，2115L 到達宜蘭測站，在 2145L 離開宜蘭測站。當雨帶通過宜蘭測站時，在自記紙(如圖 35 下)上顯示，相對濕度有些微的變化外，其餘氣象因子(氣壓、溫度)均看不見有明顯的變化。

在圖 34 上顯示雨帶於 2145L 接近基隆，2200L 到達基隆，2215L 離開基隆測站，雨帶從登陸台灣開始到離開基隆測站，回波的胞狀結構有逐漸消失的現象，且 30~40dBZ 回波範圍也在這段時間內逐漸變大。

在自記紙(如圖 36 上)氣壓分析上顯示，在接近 2145L 有一氣壓變化的現象，約為 0.6~0.8mb(由 999.4 上升至 1000.2mb)。溫度的變化則由 30°C 下降為 29.3°C(如圖 36 中)。而在相對濕度則(如圖 36 下)自 2145L 開始急遽的上升，到 2200L 達到最大值，相對濕度其值增加約 12%。

2. 雨帶的降雨量分析

因為在此時尚未有自動雨量站的觀測資料，故以傳統氣象測站之時雨量代表之。

在此個案中雨帶於 2045L 時接近宜蘭測站，2115L 到達宜蘭測站，2145L 離開測站。所以在這段時間內雨帶所帶來的累積雨量，記錄

在 07262200L 上，其時雨量值為 203mm，比起記錄在 2100L 雨帶通過前的時雨量值 10mm，雨帶通過後（記錄在 2300L）的時雨量值 1mm 要大的多(雨量記錄如圖 37 上)。

在雷達回波圖(圖 34)上顯示，雨帶於 2145L 接近基隆測站，2200L 時到達基隆測站，2215L 離開測站，分析氣壓自記紙(圖 36 上)其結果顯示，氣壓在 2200L 達到最高點且持續至 2215L，表示雨帶主要的影響時間為 2200L~2215L，故此期間所得之較大累積雨量應記錄於 2300L 上，其時雨量值為 35mm。比起記錄在 2200L 雨帶通過前的時雨量值 4mm，雨帶通過後（記錄在 2400L）的時雨量值 0mm 要大的多(雨量記錄見圖 37 下)。

4.4-3 其他個案

前述兩個個案乃是其溫、溼度及氣壓變化，在自記紙上容易辨識者，而其他颱風個案則由於其溫、溼度及氣壓之變化，並無顯著呈現於自記紙上，故將之合併在此討論之。

1. 楊希颱風 (1990、Yancy)

根據李和蔡(1995)之研究，此雨帶乃屬颱風外圍雨帶(如圖 38)，對流垂直發展高度不一致，且呈明顯的胞狀結構，回波值大於 30dBZ 的範圍小，回波在雨帶接觸陸地後，胞狀結構逐漸減弱。

在此個案中，當雨帶接近測站時，顯示出氣壓(如圖 39)下降的情形，但是下降的幅度很小約 0.5~1mb，在雨帶通過測站後，不見氣壓有上升現象。在雨量分析上，雨帶通過 C1A65 測站前 20 分鐘的累積雨量為 1.5mm，雨帶影響中的 20 分鐘累積雨量為 10.5mm，通過後 20 分鐘的累積雨量為 0.5mm(見圖 41)。此雨帶雖然在氣壓的變化上並不明顯，當雨帶通過時仍有明顯之降雨產生。

2. 亞伯颱風 (1990、Abe)

雨帶一(如圖 41)在 0600L 接近基隆測站，0630L 到達測站。在基隆測站的自記紙(如圖 42)資料上顯示，溫度與溼度的變化較為顯著，而氣壓的變化微乎其微，且在雨帶通過後，其氣壓值亦沒有回升的現象，這是與測站原本就一直位於回波中有關。在強回波區尚未到達 C1A65 測站前 30 分鐘累積雨量僅有 1.5mm(圖未示)，當

雨帶在 0630L 時到達 C1A65 測站後降雨量急劇增加，30 分鐘的累積雨量 5.5mm。

雖然有些雨帶通過時，在自記紙資料的分析上，並無法得到很明顯有力的證據，即氣壓或是溫度的變化很小，但其氣壓與溫度還是可以看出有微小的變化，這可能與雨帶回波值的大小、周圍是否有其他回波影響有關。

五、總結

颱風所伴隨之降水，對台灣經濟發展、人民生命財產之安危，具有相當重要之影響。藉由瞭解颱風降水之特性，在颱風侵襲期間，配合國家整體防災計畫，提供最新、最佳之降水資訊以保障人民生命與財產之安全並有效利用水資源，是本研究之主要目標之一。為能更進一步瞭解颱風降水特性，因此在本研究中由大到小分析影響颱風降水的因素，首先瞭解颱風侵襲台灣期間所帶來的總雨量分佈情形，接著依照不同侵襲台灣路徑之颱風加以分類，以顯示不同路徑下颱風造成降水分佈特徵，此外在颱風和雨帶降水的高度分佈上亦是本研究關注的重點，然後再將注意力集中在颱風伴隨之雨帶上，詳細分析雨帶的氣壓、溫溼度特徵、雨帶降雨量、雨帶中對流胞垂直結構及對流胞的形成、發展、消散與運動情形，如此由巨觀到微觀的解析颱風，就是希望能獲取更多颱風降水資訊，以利颱風降水預報使用。

颱風侵襲台灣期間，各地降水分佈除了受颱風移速、環流大小、眼牆和螺旋狀雲系、台灣地形等因素影響外，颱風路徑亦扮演重要角色，因此在本研究中繼續分析各類型路徑颱風降水特性，將侵襲台灣之颱風路徑分為八類，分別繪製平均總雨量分佈圖及時雨量 Histogram 圖，以瞭解各類型路徑颱風的降水分佈與降水強度特徵，結果顯示，從東部海面進襲台灣之颱風（即 A、B、C、D、E 五類），在台灣北部山區、宜蘭、花蓮與台東山區及中南部山區造成明顯之降水（即在本省各河川上游山區），尤其海拔在 400-500 公尺高度之山坡地。這對山坡地之開發、水資源之運用有其重要參考價值。從南海北上侵台之颱風（即 F、G、H 類）在本省東部沿海地區及高屏地區有較大之雨量集中帶。在防災作為上值得注意。

在颱風最大降水高度的分析顯示，平均總雨量由地面隨高度增加，最大降雨量高度是位於 450~500 公尺間。統計雨帶通過時 12 小時累積雨量顯示，最大雨量高度位於 500~600 公尺，並利用探空資料計算雨帶通過前、後自由對流高度，統計後顯示雨帶通過前自由對流高度比雨帶通過後為高，且當雨帶通過時自由對流高度其高度值會有變化，和四個個案之 12 小時累積雨量最大高度頗為吻合。當 850mb 風場出現南風分量時，自由對流高度偏低，顯示由南方來的暖濕空氣，造成較不穩定的大氣狀態。降雨量次大高度（約位於 1200~1400 公尺）與最大風速高度（700mb 約 1300 公尺）相近，在此高度風速大、舉升力

強可能造成較大雨勢（當然還需要考慮風向與當地地形走向的夾角）。

在衛星雲圖上颱風最明顯的特徵除了颱風眼、眼牆外就屬其伴隨之雨帶，李和蔡(1995)依雨帶形成結構和運動特徵之不同，將雨帶分為六類，並探討地形對雨帶可能造成之影響及各類雨帶主要特性。在此針對雨帶中對流胞垂直結構進行分析，以補足上述研究之不足，分析結果顯示，當雨帶由海面上移到陸地時，因為地面摩擦力變大、輻合增加，使的雨帶前緣近地面的降水變強、雷達回波值升高，可能令研究者在觀察對流胞垂直結構時產生錯覺，誤認為雨帶隨著高度向颱風中心傾斜，但再詳細分析由陸地移到海面或位於海面上雨帶中對流胞，顯示對流胞是垂直向上發展並無明顯傾斜現象，此結果與Barnes(1982)分析 Floyd 颱風雨帶回波結構並不一致，此乃兩者雨帶距離颱風中心的遠近不同所致，接近颱風中心雨帶中對流胞垂直結構是往颱風中心外傾斜，距颱風中心較遠之雨帶其對流胞並無顯著傾斜的現象。

本研究六個個案中，莎拉颱風是較為特殊的一個，因為其不同於其他颱風的路徑，造成此個案中雨帶形成位置、移動方式的特殊性，使得在 CAA 雷達回波分析上佔有相當的優勢。在此個案中雨帶通常形成於台灣西北部陸地，之後再往西方的海面上移動，此雨帶的寬度較寬、移動速度較慢（近似滯留）及不受地形的破壞（雨帶位於海面上），因此在此個案中能夠清楚顯示出雨帶中對流胞形成、發展、相對於雨帶運動的方式及對流胞勢力消長情形，其分析結果顯示(見圖 44)，雨帶中對流胞形成於雨帶的上風處內側（靠近颱風中心側），穿越雨帶往下風處移動，並在其下風處外側（遠離颱風中心側）形成一新對流胞，自此以後先形成的對流胞減弱、後形成的對流胞逐漸增強，此種勢力消長的現象會持續往雨帶下風處進行，終至消散。在雨帶中對流胞形成的形式與高度的分析顯示，當雨帶位於海面上時，對流胞形成於 5 公尺左右的高度上，最大回波並無向下發展的現象，但當雨帶是由陸地往海面上移動時，對流胞乃由近地面向上垂直發展，兩者有所不同，此對流胞形成形式會隨雨帶往海面上移動而有變化，當雨帶移往外海後，對流胞形成形式及高度，便與雨帶位於海面上一致，即對流胞是形成於某個高度上。

此外，本研究亦使用 CAA 雷達回波資料、自動雨量站降水資料及基隆、宜蘭測站自記紙，分析颱風伴隨雨帶之特徵，因應分析上的需要，使用的資料除了非都卜勒模式降水回波，亦加入都卜勒模式

降水回波資料以協助分析。研究中顯示，當雨帶前緣到達測站時，氣壓達相對最低值，測站位於雨帶中時，氣壓值達相對最大且降雨量亦有顯著的增加。本研究針對亞力士(1987)、道格(1994)、楊希(1990)及亞伯(1990)颱風伴隨雨帶進行分析，對於雨帶的特徵研究，將所得資訊匯集繪製一雨帶氣壓、溫度及降雨量分佈概念圖(如圖 44)，並獲致以下的結論：

- (一)回波值較大的個案(最少要大於 30dBZ 以上)，其氣壓、溫度及相對濕度(RH)的變化量較大，較容易在自記紙上判讀出來。目前最好的個案為亞力士和道格颱風。
- (二)一般而言，在回波帶接近但尚未通過測站前，其氣壓值會下降、溫度上升且 RH 下降。在回波帶前緣到達時，氣壓值開始上升、溫度下降且 RH 上升。當測站位於回波帶中時，氣壓達最大之後開始遞減。Anthes(1982)指出，氣壓槽是位於雨帶的前緣(outer,downwind)，氣壓脊則位於雨帶的後緣(inner,upwind)，與目前結果(出現於道格、亞力士、愛麗)略有不同(如圖 45)，在本研究中氣壓脊是位於回波帶中。
- (三)若回波帶呈現明顯的胞狀結構時，在本研究的幾個個案中顯示，氣壓、溫度及 RH 的變化均很微弱。例如亞力士個案中，在 2045L 回波帶接近台灣時，回波帶呈現明顯的胞狀結構，氣壓、溫度及 RH 的變化均很微弱。當胞狀結構逐漸消失、回波增強時，氣壓、溫度及 RH 的變化也變的較大。而在楊希個案中，於 0130L 回波帶接近台灣時，回波帶呈現明顯的胞狀結構，氣壓、溫度、RH 的變化均很微弱，但當胞狀結構逐漸消失、回波變弱時，氣壓的變化不明顯。
- (四)Anthes(1982)曾提到，在較大降雨的區域，溫度會有輕微下降，而在目前的幾個個案中顯示，當回波帶到達測站時溫度亦為下降，但在道格個案中溫度下降可達 3.6°C (此時回波帶的回波值大於 40dBZ)。整體而言，溫度的變化在 5 個案中，約介於 $0.5\sim 3.6^{\circ}\text{C}$ 之間。
- (五)當氣壓變化量很小甚至不顯著時，可利用回波帶到達時，溫度會開始下降的特徵來定義雨帶的位置，因為溫度的變化較為明顯。

(六)運用雷達回波決定雨帶影響時間，比較雨帶通過前、影響中及通過後 20 分鐘之累積雨量，顯示颱風伴隨之雨帶通過測站時，降雨量顯著增加。結果顯示，雨帶影響前、中、後各二十分鐘累積雨量，其降雨量比值約為 0.28 : 1 : 0.08。

雖然目前的分析已發現許多重要現象，在前人的研究中並未提及或是結論與其提出者略有不同。但因缺少風場資料來輔助分析，所以還有相當不足之處。如果能有更密集(5 分鐘一筆)的雷達觀測資料，將可詳細分析雨帶到達前或是雨帶到達後多久，降雨量便會急劇增加的現象，對於降水預報將是一大幫助。

參考文獻

- 李清勝、蔡德攸，1995：利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨之雨帶特徵。大氣科學， 22 ， 209-235。
- 曲克恭、劉廣英、張儀峰、葉文欽，1983：台灣地區豪雨及暴雨特殊分佈之成因(第三部份：中央山脈對氣流型態與大雨區分佈之影響)，氣象預報與分析，97期，1-15。
- 陳泰然、李清勝、王時鼎、紀水上、周仲島，1993：豪雨預報技術改進之研究-颱風部份研究計畫，中央氣象局委託研究計畫。
- 許信德，1991：歐菲莉（1990）對流特徵演變之研究，台灣大學大氣科學研究所，碩士論文，1-101。
- 汪建良，1990：莎拉颱風（1989）之分析，台灣大學大氣科學研究所，碩士論文，1-97。
- 蔡清彥、王時鼎，1991：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究-I-侵台重要颱風電腦資料檔建立及分裂過山颱風研究，國科會專題研究報告，1-65頁。
- 陳正改、謝信良，1987：新店河流域颱風定量降雨預報之研究，國科會研究報告，98頁。
- 王時鼎、陳泰然、謝信良，1985：台灣颱風降雨特性及其預報研究(二)。國科會防災科技報告，73-47號，100頁。
- 吳宗堯、謝信良、喬鳳倫、陳正改、黃清芬：曾文水庫集水區降水特性分析及颱風降水預報之研究，大氣科學， 8 ， 1-17。
- 曾鴻陽、曲克恭：台灣北部豪雨時空分佈特性，大氣科學， 17 ， 237-254。
- 張保亮：單都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構上的應用-亞力士颱風個案分析，台灣大學大氣科學系碩士論文，台北，台灣。

魏元恒、謝信良、林民生、蕭長庚：台灣颱風降雨預報之研究，氣象學報。

俞家忠：通過台灣北部海上颱風與台灣中南部豪雨之研究，大氣科學，9，95-100。

吳宗堯：近年來國內颱風研究之評介，大氣科學，7，103-105。

鳳雷、1992：雷達回波垂直結構與降水定量估計-楊希颱風。台灣大學大氣科學系碩士論文，台北，台灣。

周仲島、洪景山、鄧秀明，1991：雷達之降水估計。豪雨預報技術改進之研究-颱風計畫第5篇。

Anthes, R. A., 1982: Tropical Cyclones Their Evolution, Structure, and Effect. Meteor. Monoger., 19(41), American Meteorological Society, Boston, 208pp.

Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. P. Jorgensen and F. D. Marks, 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. J. Atmos. Sci., 40, 2125-2137.

Barnes, G. M., and G. J. Stossmeister, 1986: The structure and decay of a rainband in Hurricane Irene(1981). Mon. Wea. Rev., 114, 2590-2601.

Willoghby, H. E., F. D. Marks, Jr, and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. J. Atmos. Sci., 41, 3189-3211.

Willoghby, H. E., 1997: The Vertical Structure of Hurricane Rainbands and Their Interaction With the Mean Vortex. J. Atmos. Sci.

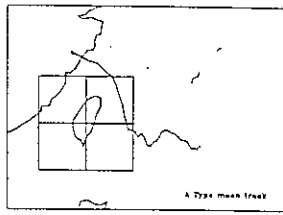
Willoghby, H. E., 1987: A Possible Mechanism for Formation of Hurricane Rainbands. J. Atmos. Sci. 838-850.

表一 1989~1996 侵台颱風分類統計表。

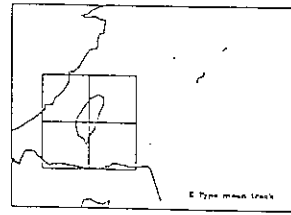
類別	颱風名稱	侵台時間	個別時數	侵台總時數	平均侵台時數	侵台颱風個數
A	Abe (1990)	08/29 1400~ 08/31 0200	36	162	54	3
	Fred (1994)	08/19 1400~ 08/21 2000	54			
	Seth (1994)	10/07 2000~ 10/10 2000	72			
B	Ellie (1991)	08/16 1400~ 08/18 1400	48	265	53	5
	Polly (1992)	08/27 1400~ 08/31 0800	90			
	Omar (1992)	09/03 2000~ 09/05 1400	42			
	Gladys (1994)	08/31 1000~ 09/01 2300	37			
	Yancy (1990)	08/18 0200~ 08/20 0200	48			
C	Sarah (1989)	09/08 1400~ 09/13 1400	120	336	67.2	5
	Ofelia (1990)	06/21 2000~ 06/24 0200	54			
	Ted (1992)	09/20 1400~ 09/23 0800	66			
	Bobbie (1992)	06/26 2000~ 06/28 1400	42			
	Doug (1994)	08/06 1400~ 08/08 2000	54			
D	Dot (1990)	09/06 1400~ 09/08 2000	54	204	51	4
	Tim (1994)	07/09 1400~ 07/11 1400	48			
	Caitlin (1994)	08/03 0800~ 08/04 1400	30			
	Gloria (1996)	07/24 1400~ 07/27 1400	72			
E	Nat(1) (1991)	09/22 1400~ 09/23 2000	39	150	37.5	4
	Nat(2) (1991)	09/30 1400~ 10/02 0500	39			
	Amy (1991)	07/18 0800~ 07/19 2000	36			
	Tasha (1993)	08/18 0200~ 08/18 2000	18			
	Kent (1995)	08/30 0200~ 08/31 0500	27			
F	Percy (1990)	06/27 0200~ 06/29 1400	60	117	39	3
	Gary (1995)	07/31 0200~ 07/31 2000	18			
	Deanna (1995)	06/04 2000~ 06/06 1100	39			
G	Marian (1990)	05/18 1400~ 05/19 1400	24	24	24	1
H	Ruth(1) (1991)	10/27 0200~ 10/28 0800	30	102	51	2
	Ruth(2) (1991)	10/29 0800~ 10/30 0800	24			
	Ryan (1995)	09/21 0200~ 09/23 0200	48			
總計				Nat(1)、Nat(2)、Ruth(1)、Ruth(2): 係同一颱風，發佈兩次陸上警報。		

表二、颱風雨帶通過前後板橋探空資料分析彙整表

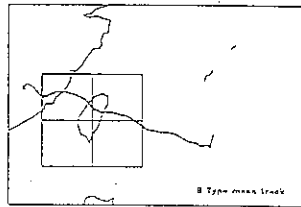
1990Yancy					
	雨帶通過前		雨帶通過後		通過前後差值
	081812L		081912L		
k-Index	36.4		35.6		-0.8
地面溫度(°C)	27.4		27.5		0.1
地面露點(°C)	26		26.4		0.4
面氣壓(mb)	988.1		972		-16.1
850mb溫度	20.3		21		0.7
850mb露點	18.6		16.8		-1.8
CAPE	1094.2		919.3		-174.9
由對流高	814m		757m		
大風速高	500mb		700mb		
850mb風向	東北風		東北東風		
1990ABE					
	雨帶通過前		雨帶通過後		通過前後差值
	082912L		083012L		
k-Index	36.8		37.8		1
地面溫度(°C)	27.4		23.1		-4.3
地面露點(°C)	25		22.9		-2.1
面氣壓(mb)	1000		989.3		-10.7
850mb溫度	18.7		17.9		-0.8
850mb露點	17.4		17.9		0.5
CAPE	1367.7		49.7		-1318
由對流高	583m		1767m		
大風速高	900,500mb		700,850mb		
850mb風向	北北東風		西北西風		
1994DOUG					
	雨帶通過前		雨帶通過後		通過前後差值
	080700L		080800L		
k-Index	27.1		39		11.9
地面溫度(°C)	28.4		26.2		-2.2
地面露點(°C)	25.6		25.9		0.3
面氣壓(mb)	1004.7		983		-21.7
850mb溫度	18.8		18.2		-0.6
850mb露點	17.7		18.1		0.4
CAPE	1895.3		1452.8		-442.5
由對流高	672m		86m		
大風速高	700mb		700mb		
850mb風向	東南東風		西北西風		
1987ALEX					
	雨帶通過前		雨帶通過後	MWH	通過前後差值
	072612L		072700L		
k-Index	29.1		51.3		22.2
地面溫度(°C)	31.9		27.6		-4.3
地面露點(°C)	25.5		23.4		-2.1
面氣壓(mb)	1003.6		1005.1		1.5
850mb溫度	23.3		22		-1.3
850mb露點	16.7		12.5		-4.2
CAPE	1.3		1468.6		1467.3
由對流高	1368m		421m		
大風速高	700mb		700mb		
850mb風向	東南風		西北西風		



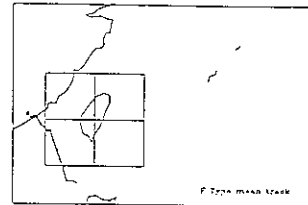
A 類型颱風平均路徑



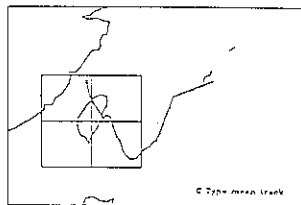
E 類型颱風平均路徑



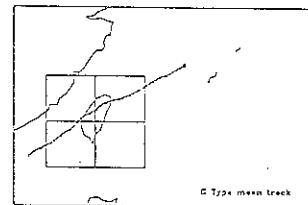
B 類型颱風平均路徑



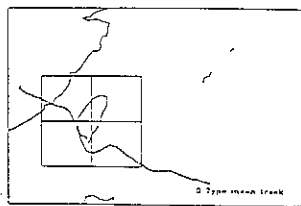
F 類型颱風平均路徑



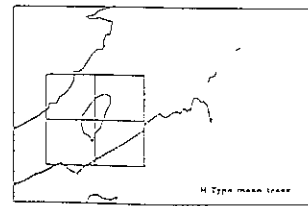
C 類型颱風平均路徑



G 類型颱風平均路徑



D 類型颱風平均路徑



H 類型颱風平均路徑

圖 1 1989~1996 年侵台颱風各類型平均路徑圖。

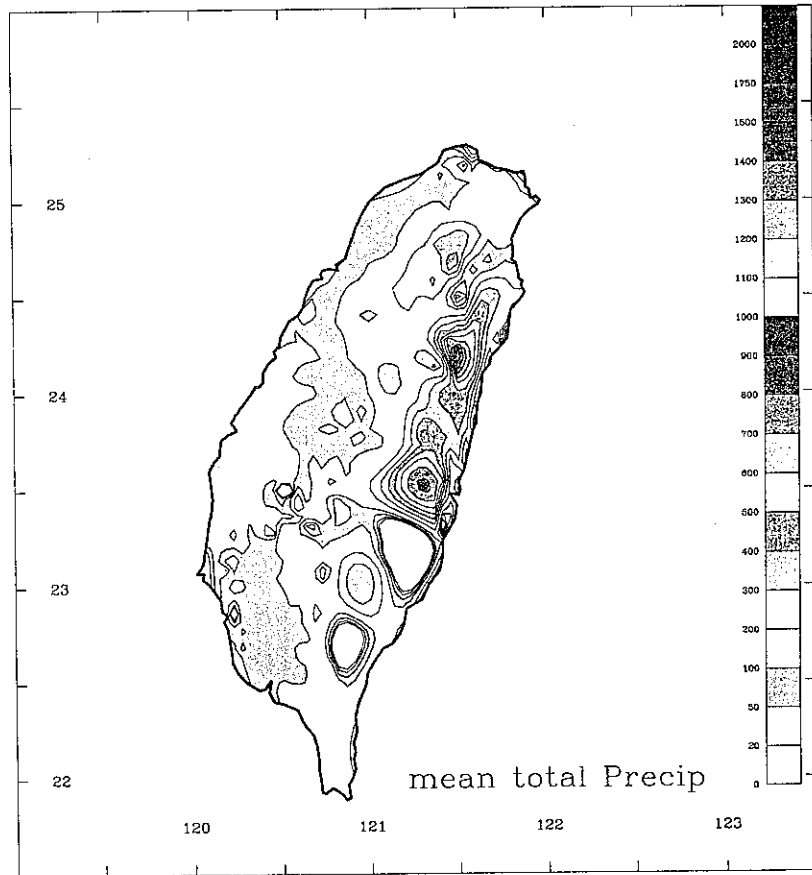


圖 2 1989~1996 年侵台颱風平均總雨量分佈圖。

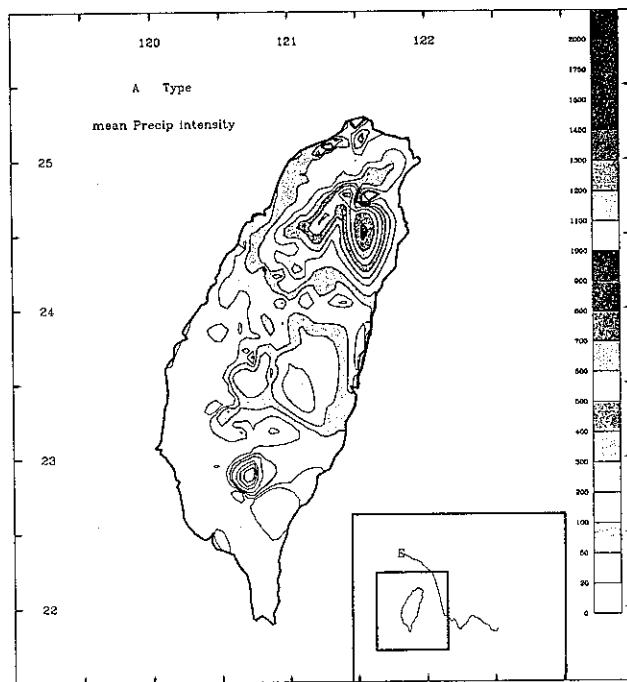


圖 3 1989~1996年A類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

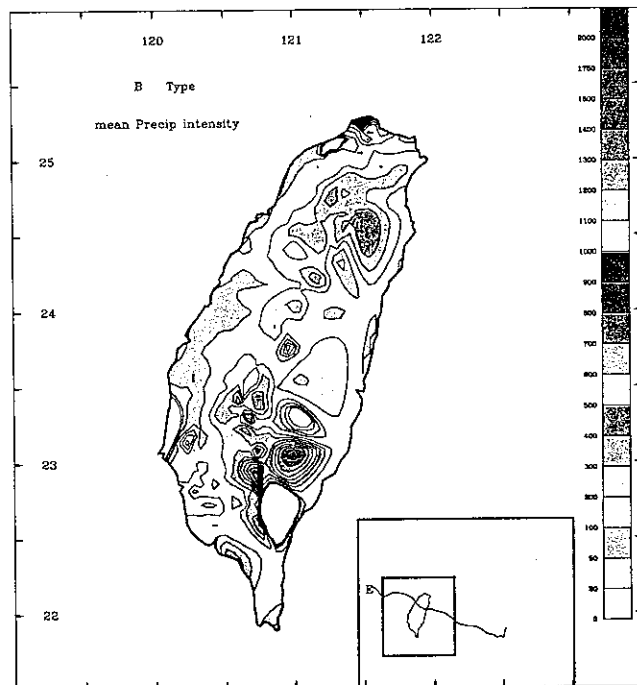


圖 4 1989~1996 B類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

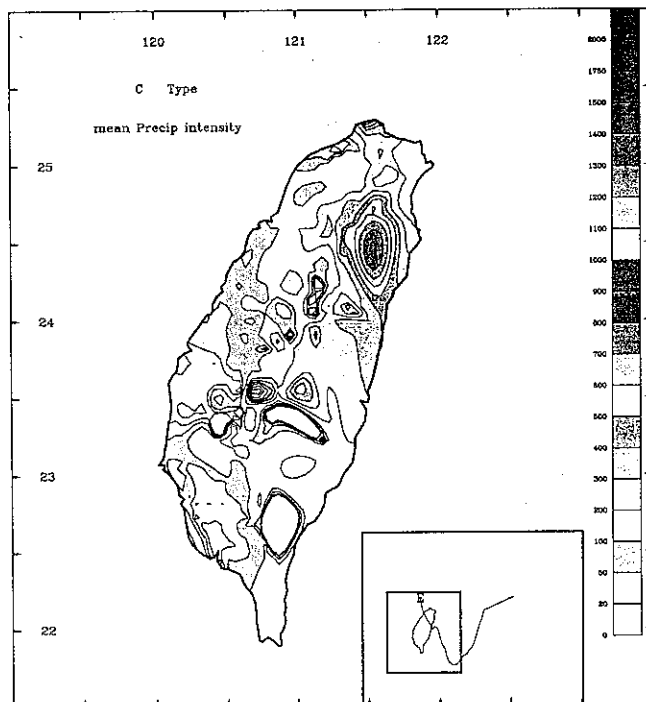


圖 5 1989~1996年C類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

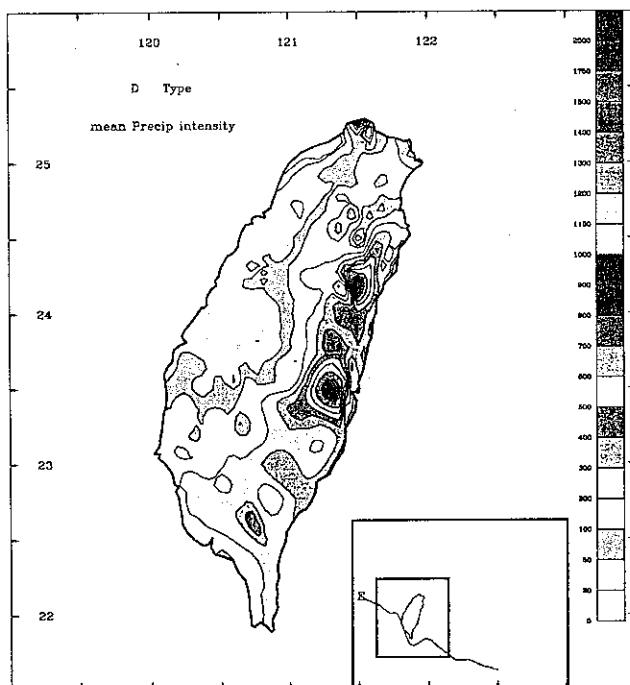


圖 6 1989~1996年D類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

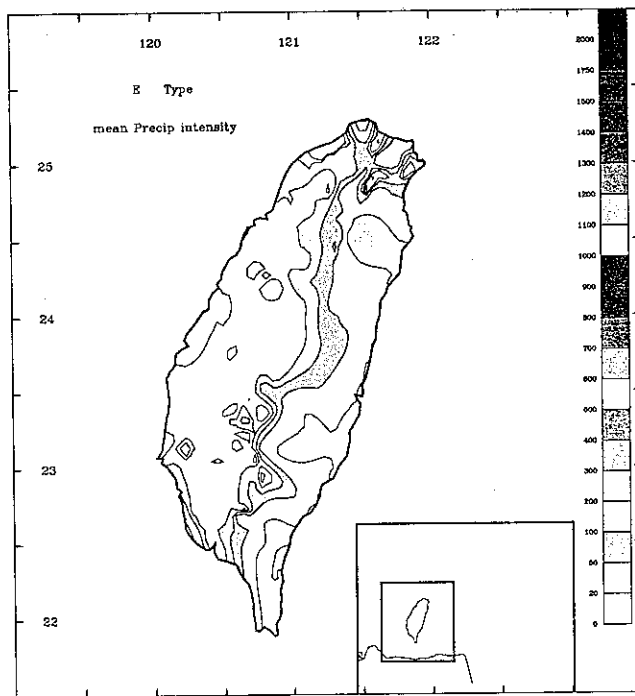


圖 7 1989~1996年E類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

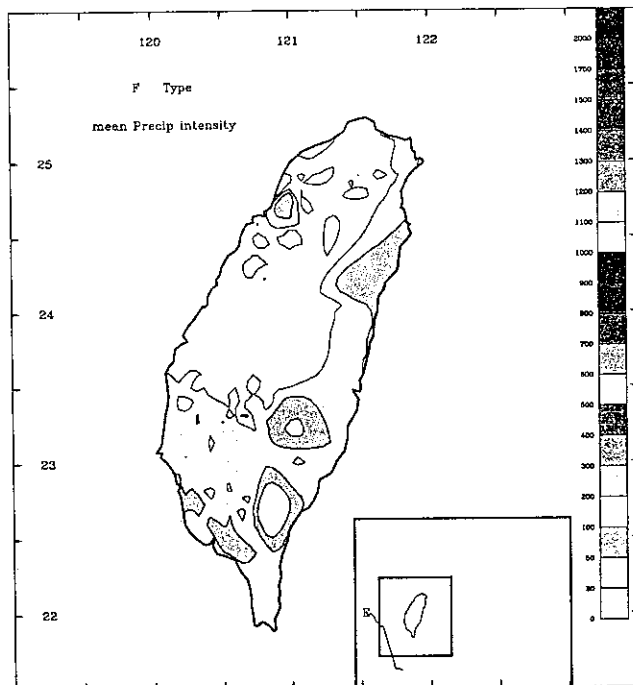


圖 8 1989~1996年F類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

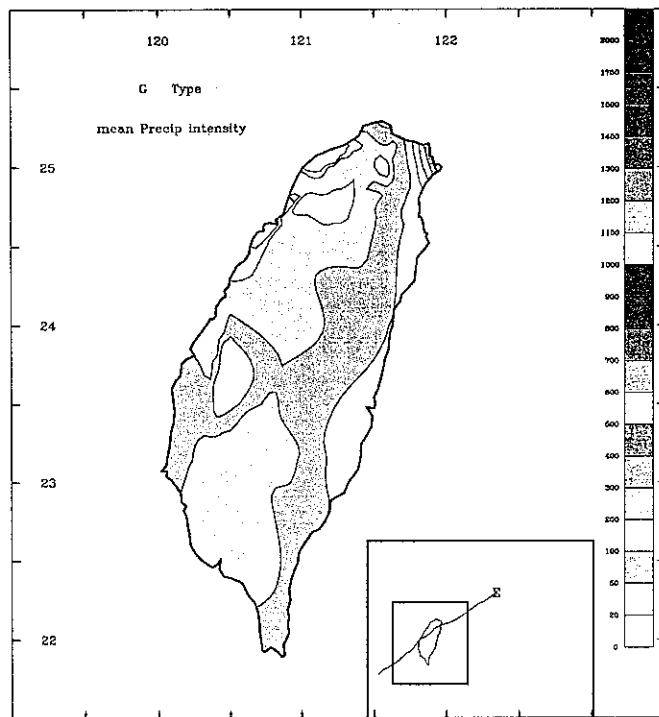


圖 9 1989~1996年 G類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

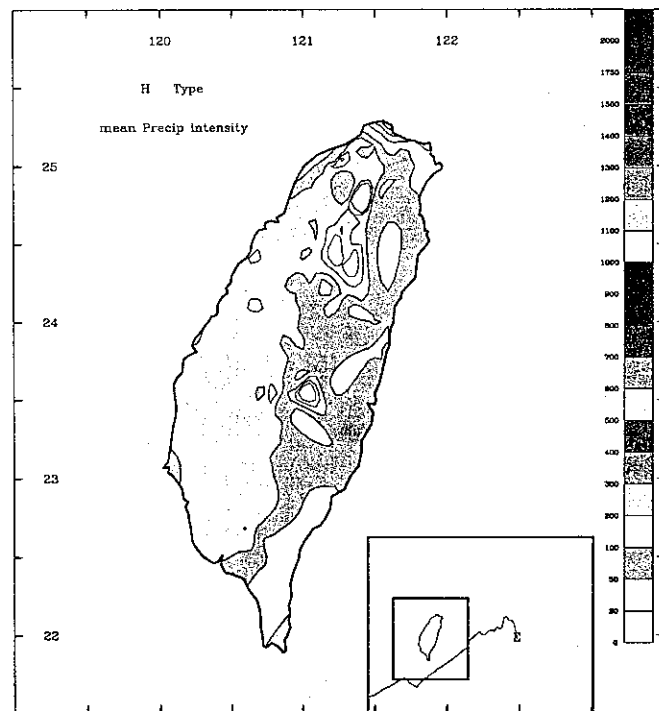


圖 10 1989~1996年H類路徑侵台颱風平均總雨量分佈圖。

251

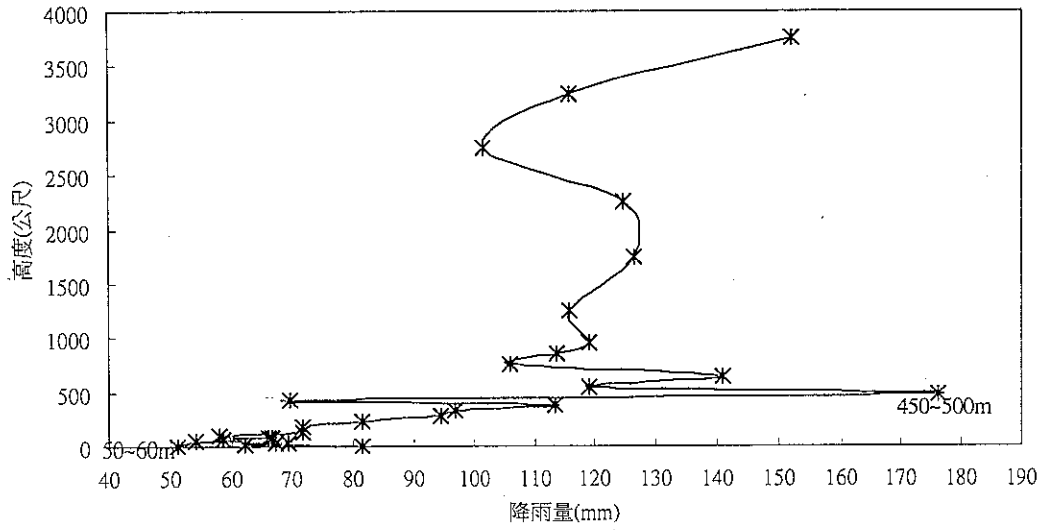


圖11 1989~1996年侵台颱風平均總雨量與高度關係圖。

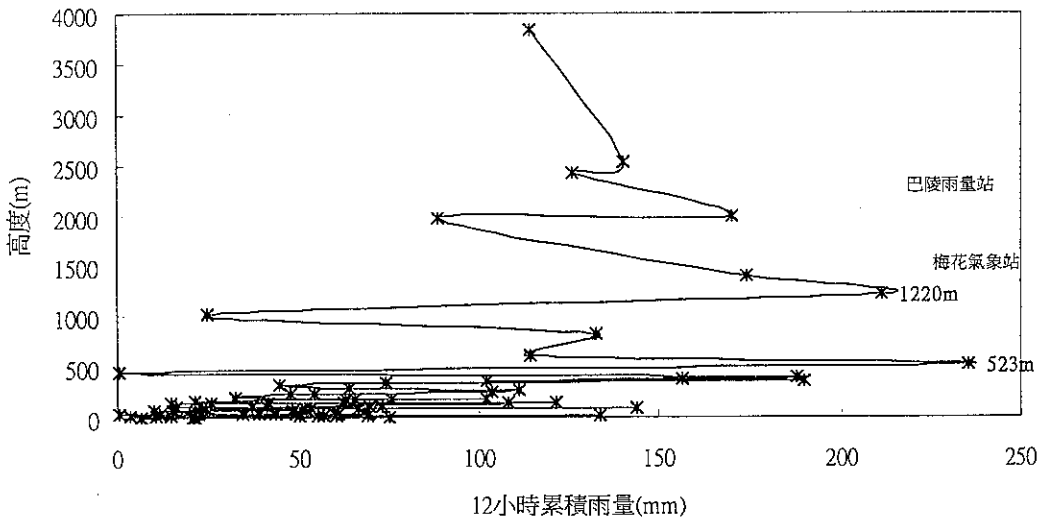


圖12 1990年楊希颱風08/19 0000L~08/19 1200L 12小時累積雨量與高度之分析圖。

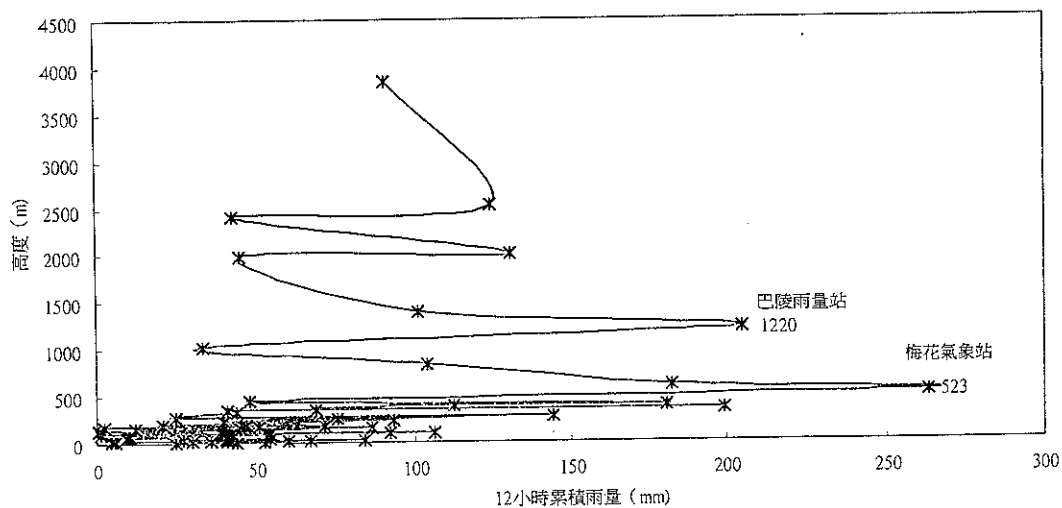


圖13 1990年亞伯颱風08/30 0000L~08/30 1200L 12小時累積雨量與高度分佈圖

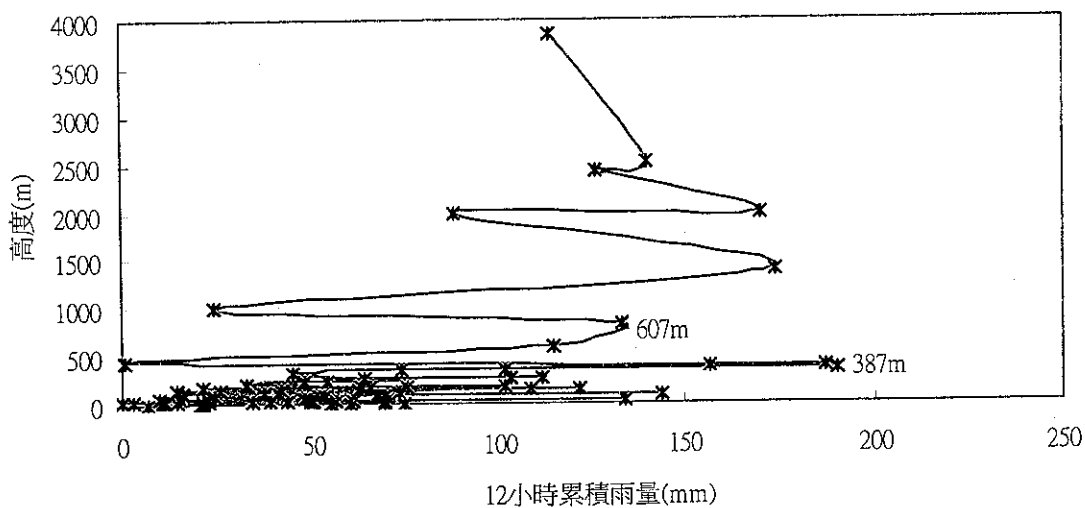


圖14 1990年楊希颱風08/190000~08/191200L 12小時累積雨量（去除顛值後）與高度分佈圖。

253

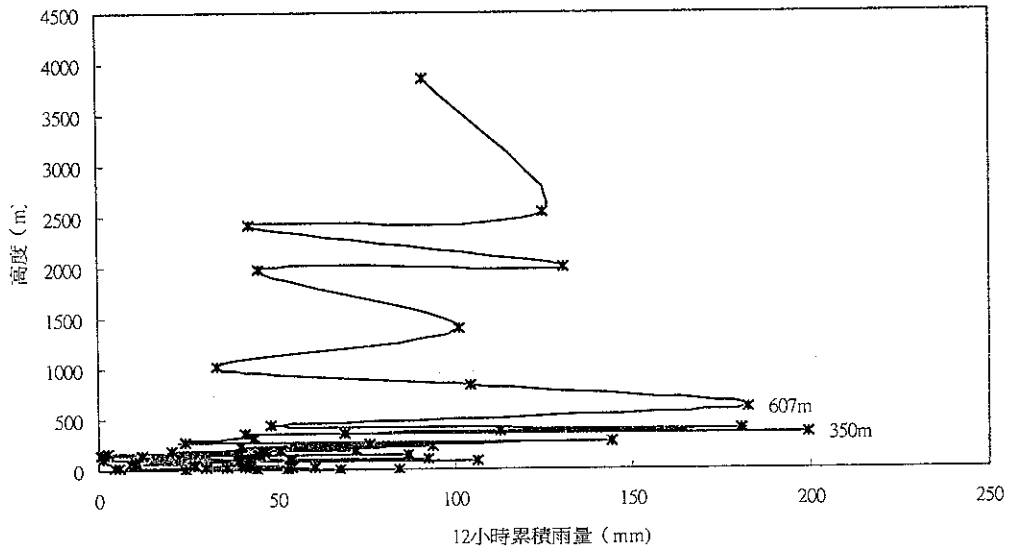


圖15 1990年亞伯颱風08/30 0000~08/30 1200L 12小時累積雨量（去除顛值後）與高度分佈圖。

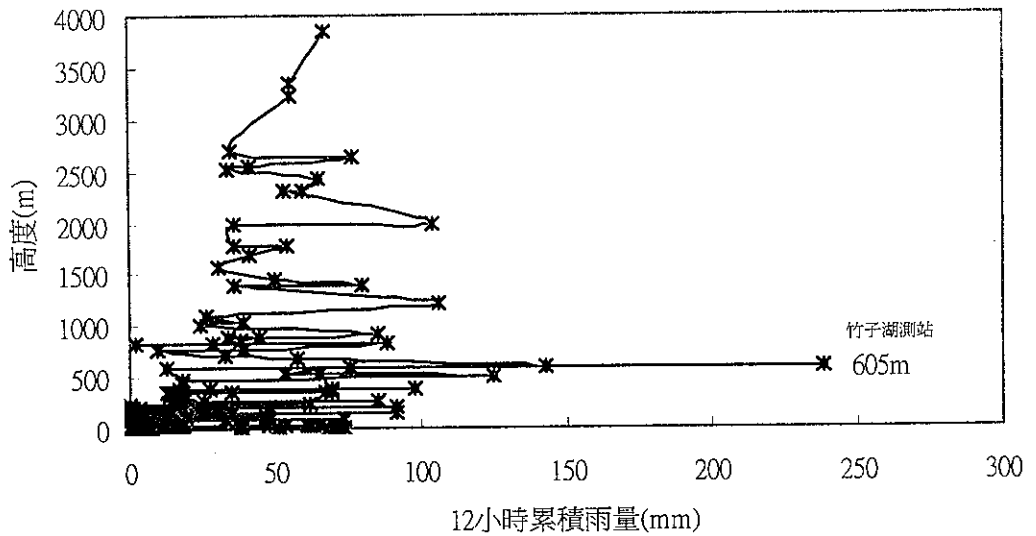


圖16 1994年道格颱風08/07 1200~08/08 0000L 12小時累積雨量與高度分佈圖。

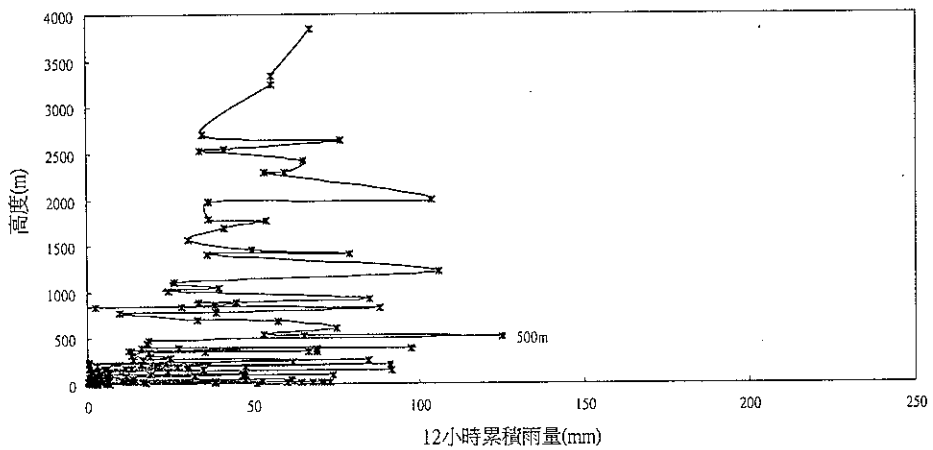


圖17 1994年道格颱風08/07 1200~08/08 0000L 12小時累積雨量與高度分佈圖
(去除三站問題資料)。

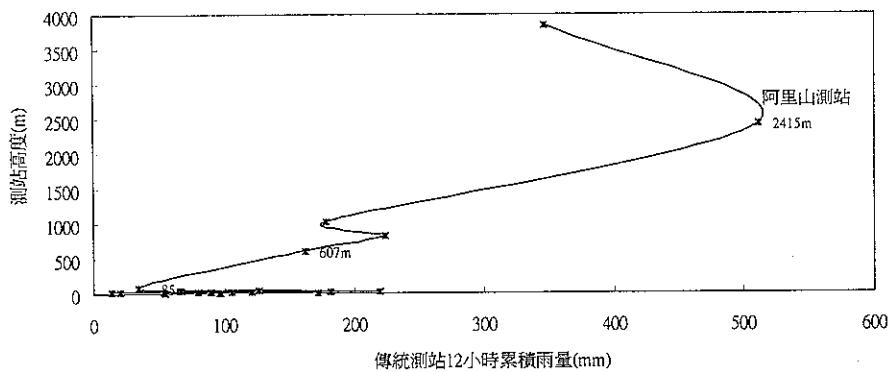


圖18 1987年亞力士颱風07/26 1200~07/27 0000L 12小時累積雨量與高度分佈圖。

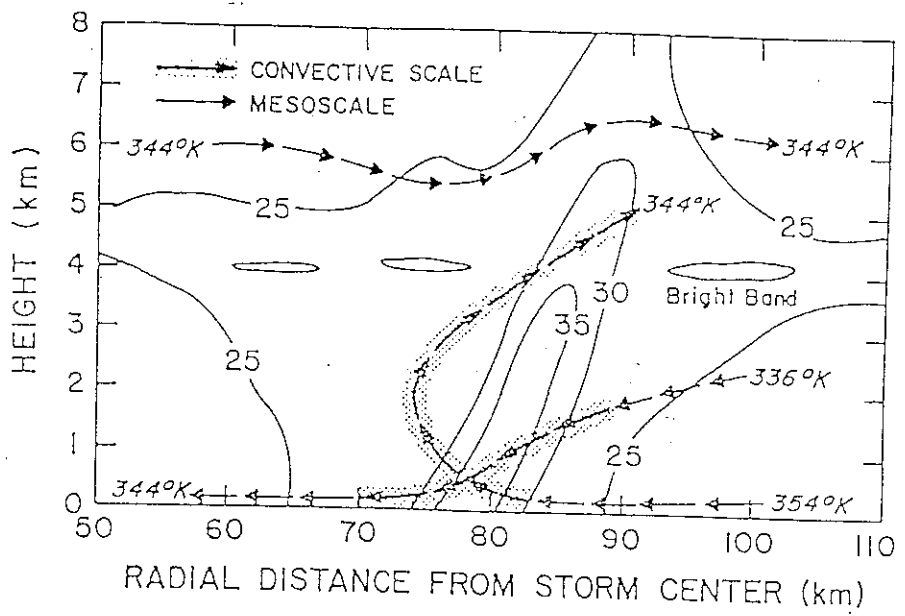


圖 19 雨帶中對流胞垂直結構圖。(摘自 Barnes, 1982)

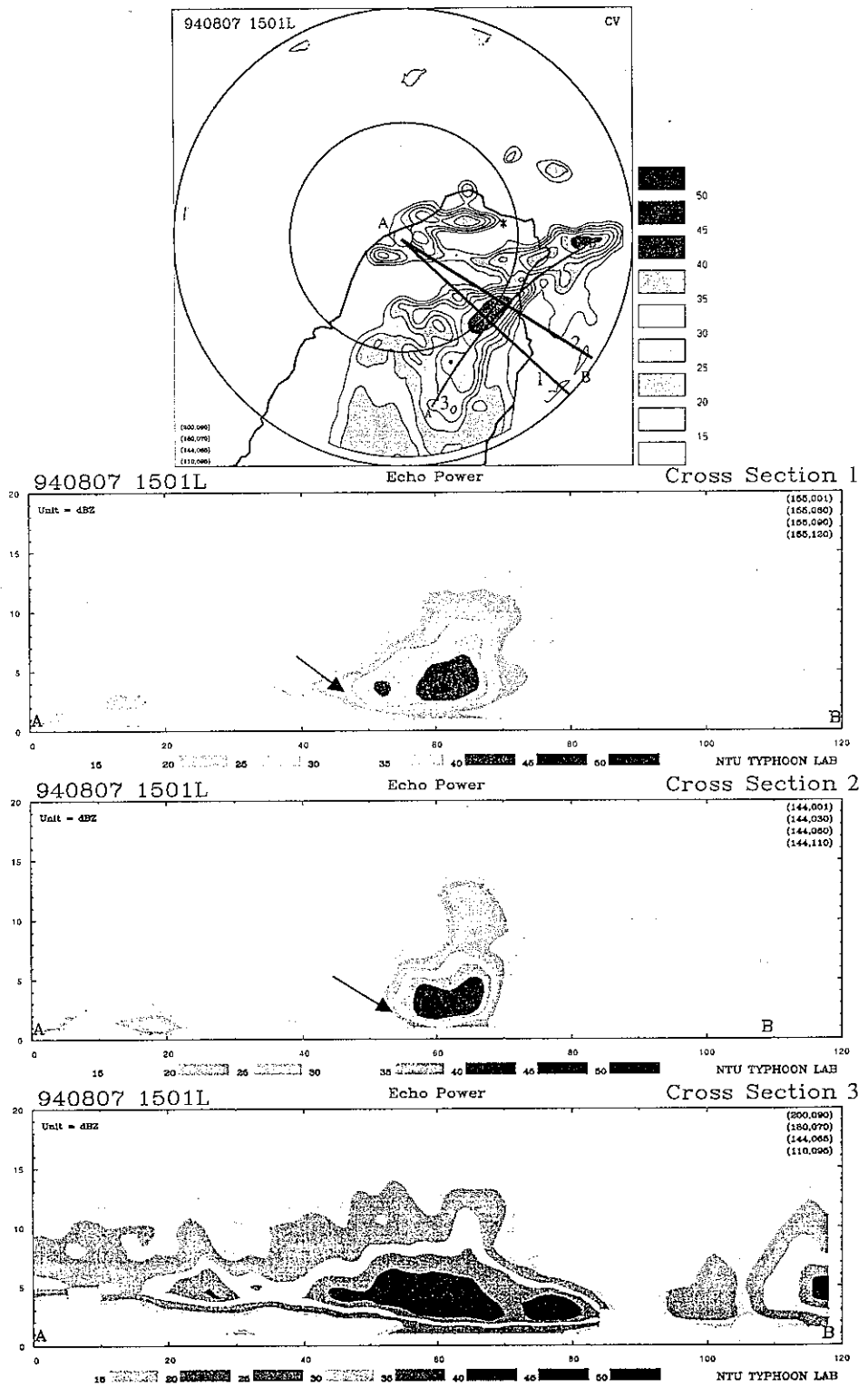


圖20 1994年8月7日1501LST都卜勒模式道格颱風雨帶垂直結構。

257

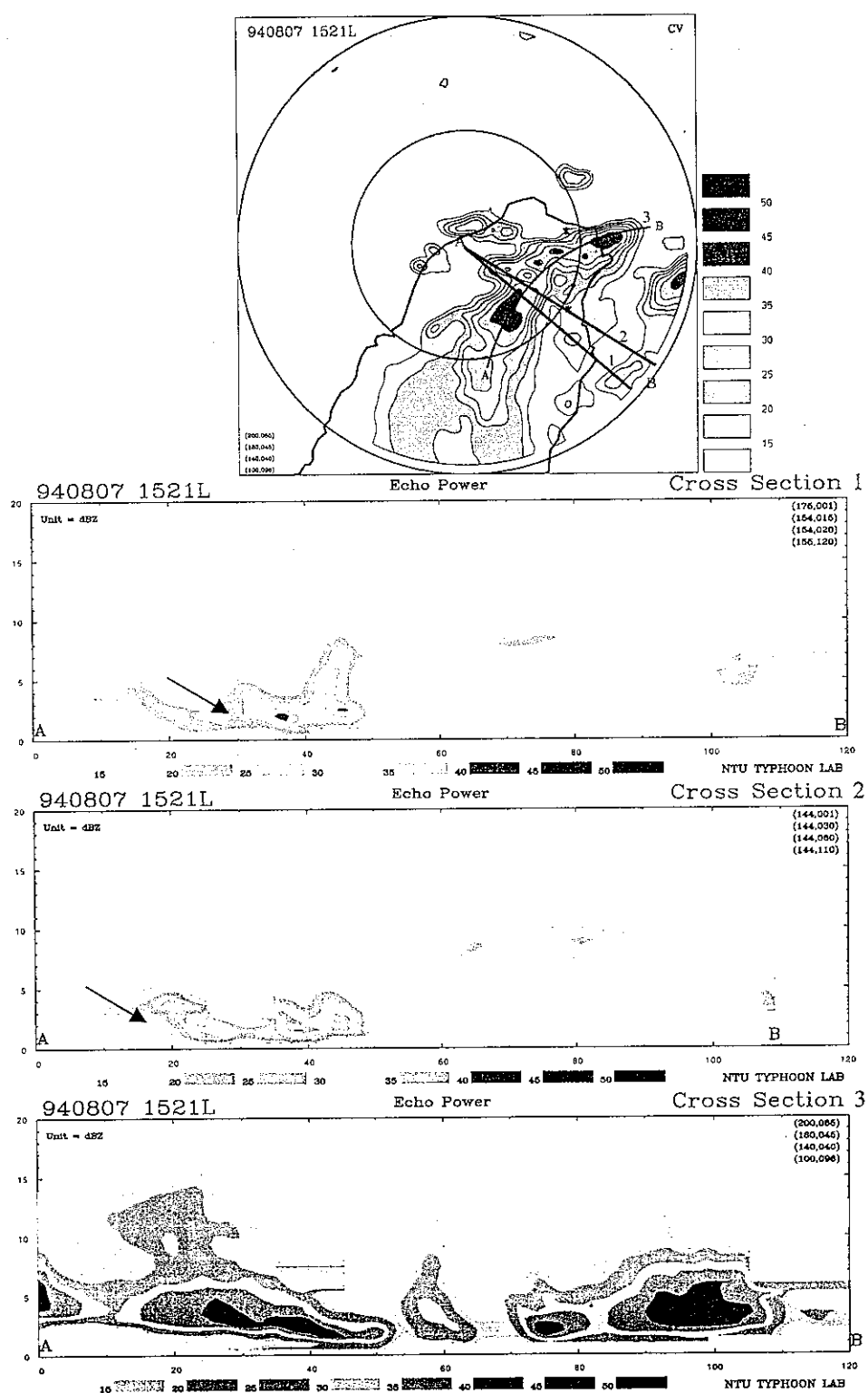


圖21 1994年8月7日1521LST都卜勒模式道格颱風雨帶垂直結構。

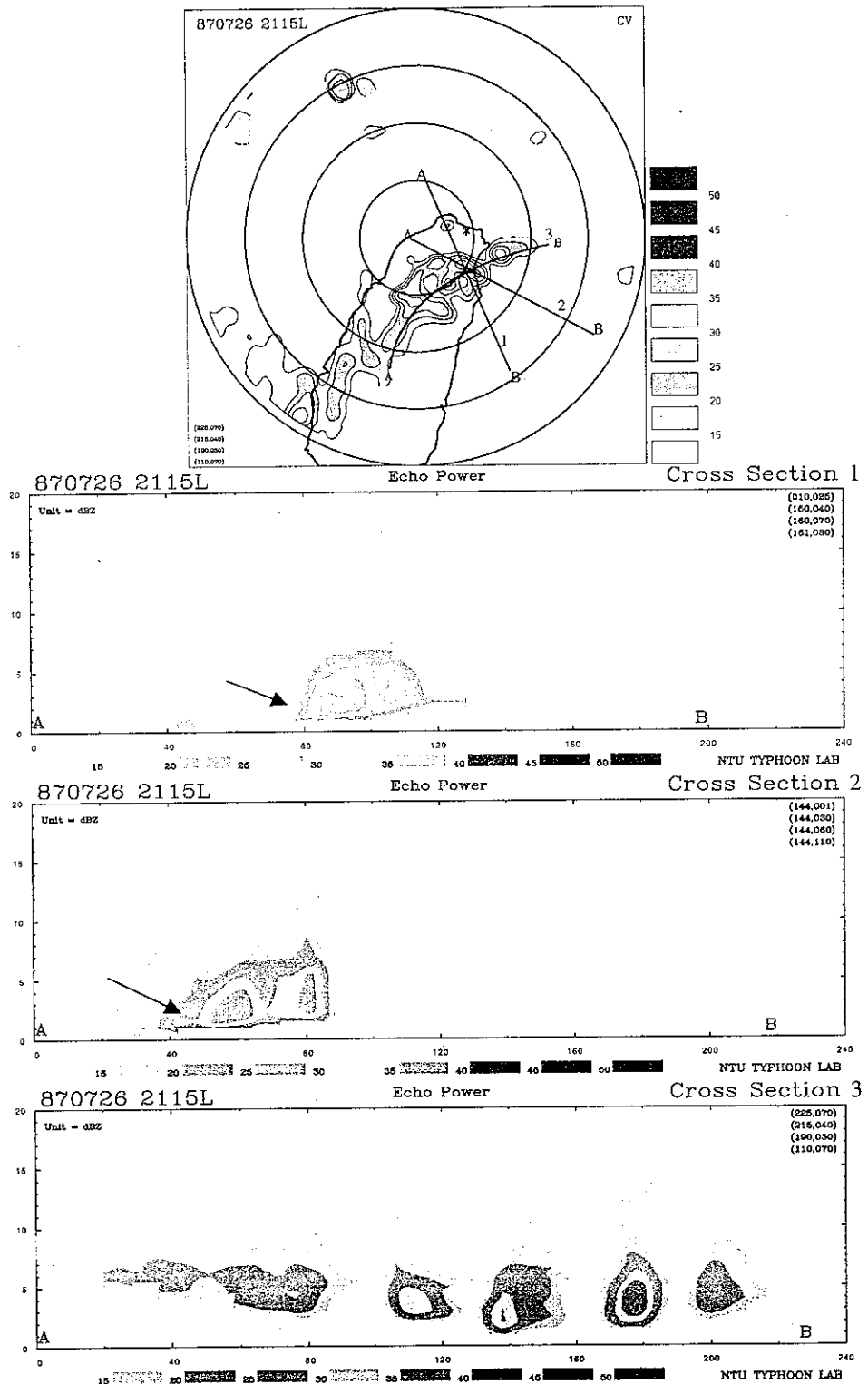


圖22 1987年7月26日2115LST非都卜勒模式亞力士颱風雨帶垂直結構

25/9

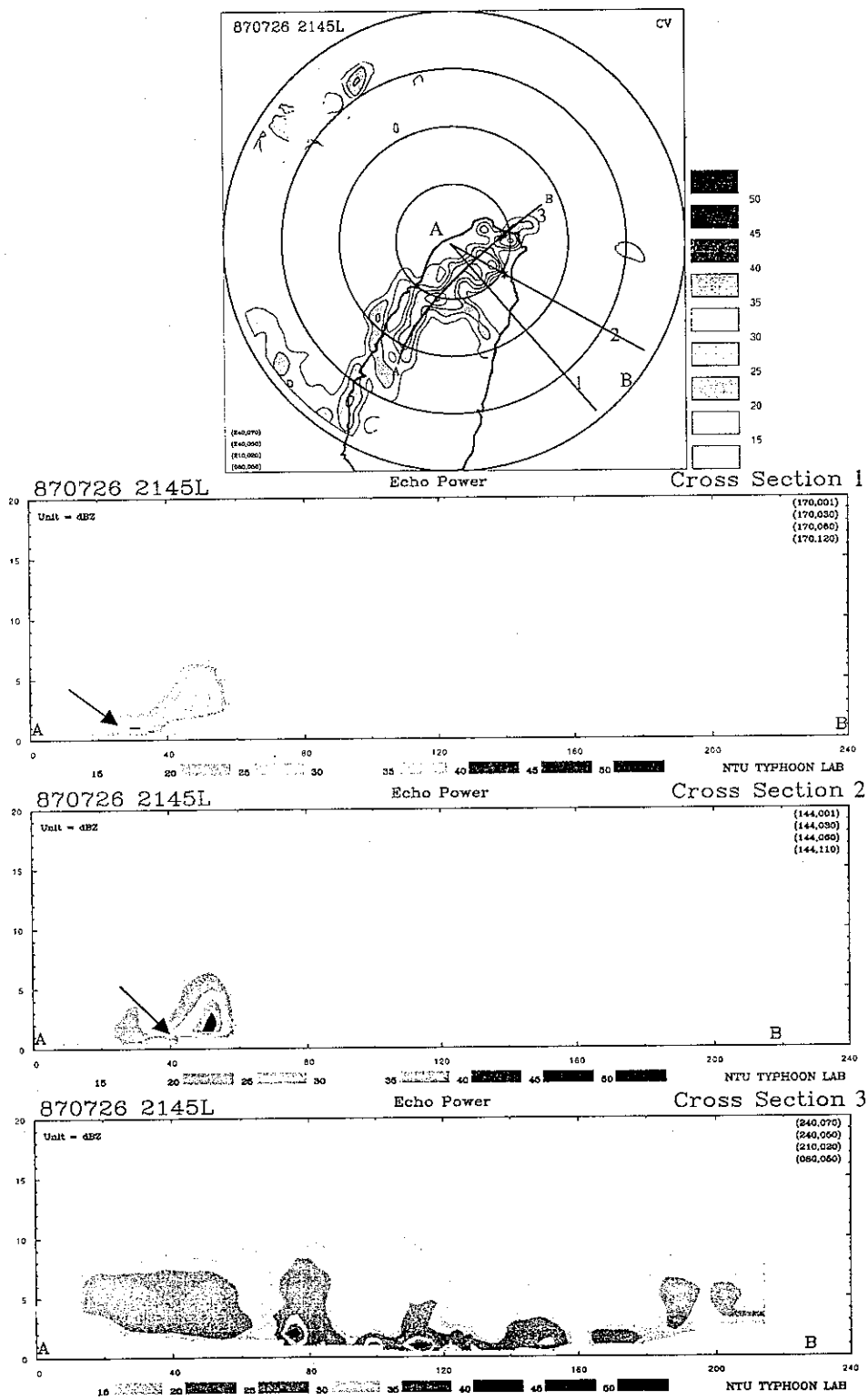


圖23 1987年7月26日2145LST非都卜勒模式亞力士颱風雨帶垂直結構。

26°

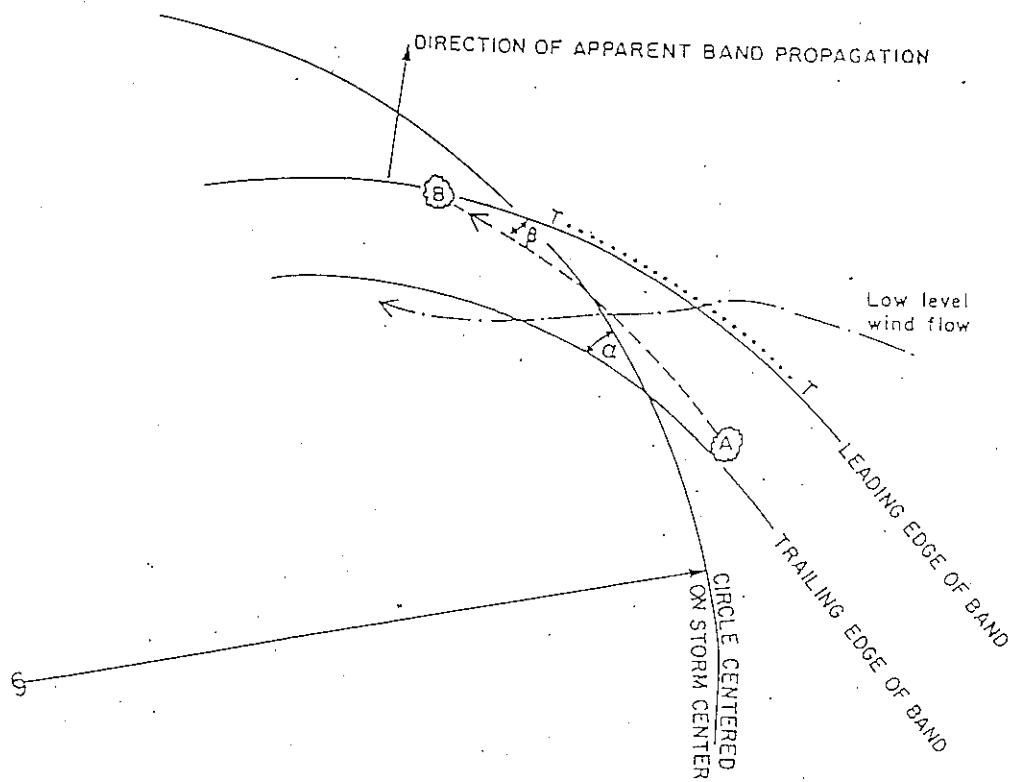


圖 24 螺旋狀雨帶示意圖。(摘自 Anthes, 1982)

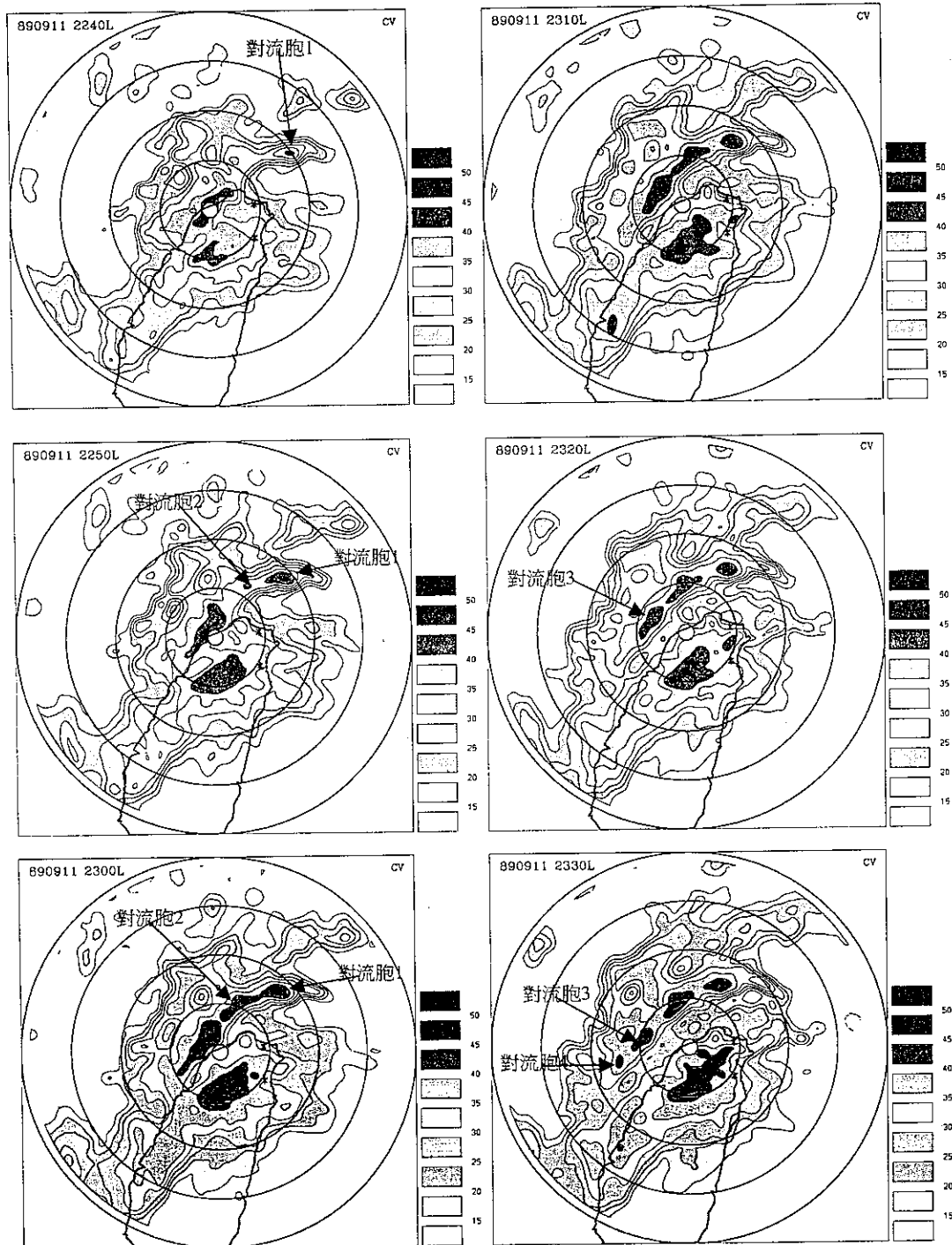


圖 25 1987年莎拉颱風2240L~2330L雨帶中對流胞消長情形。

262

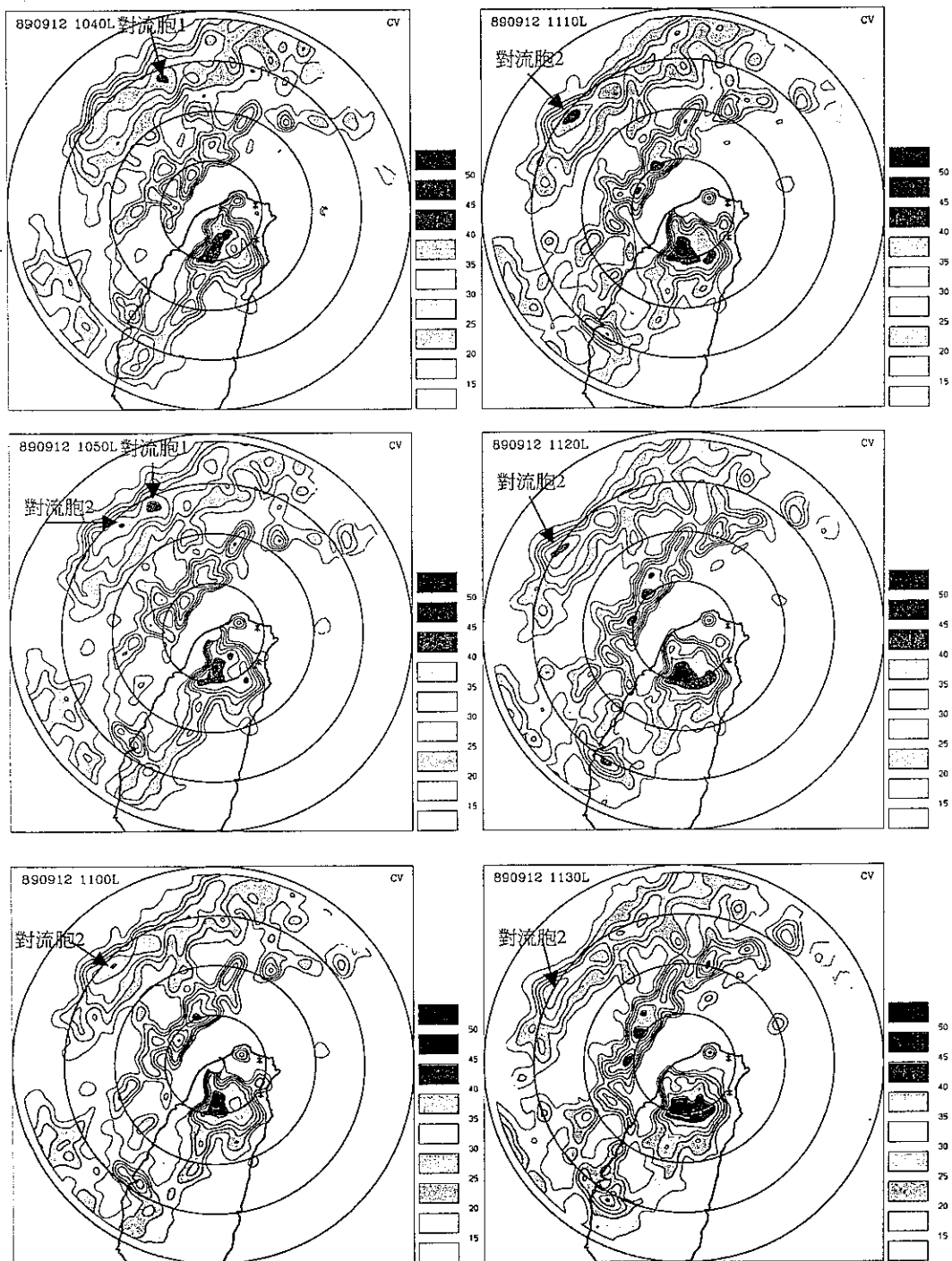


圖26 1987年莎拉颱風1040L~1130L雨帶中對流胞消長情形。

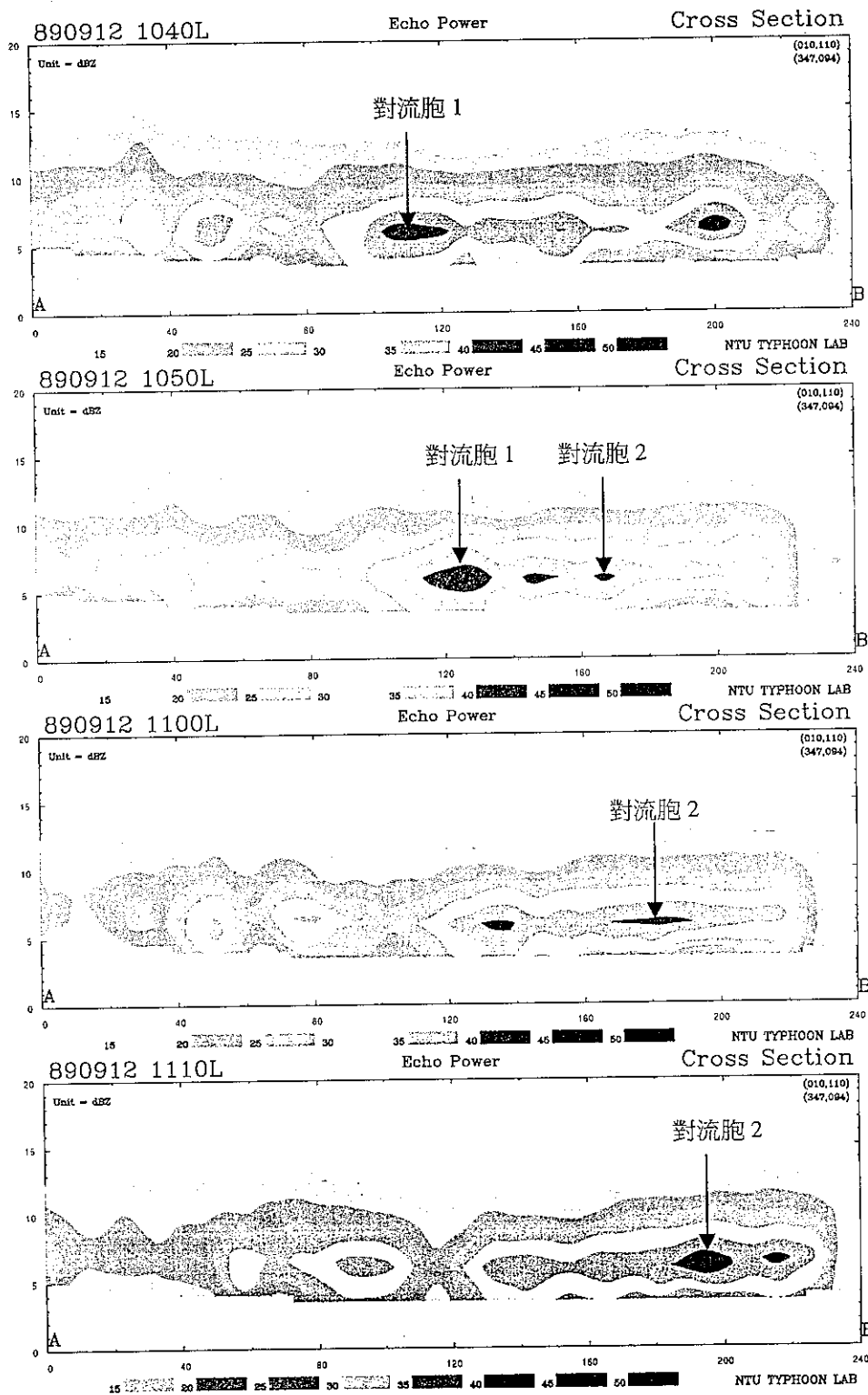


圖27 莎拉颱風1040L~1110L雨帶中對流胞形成形式及高度圖。

264

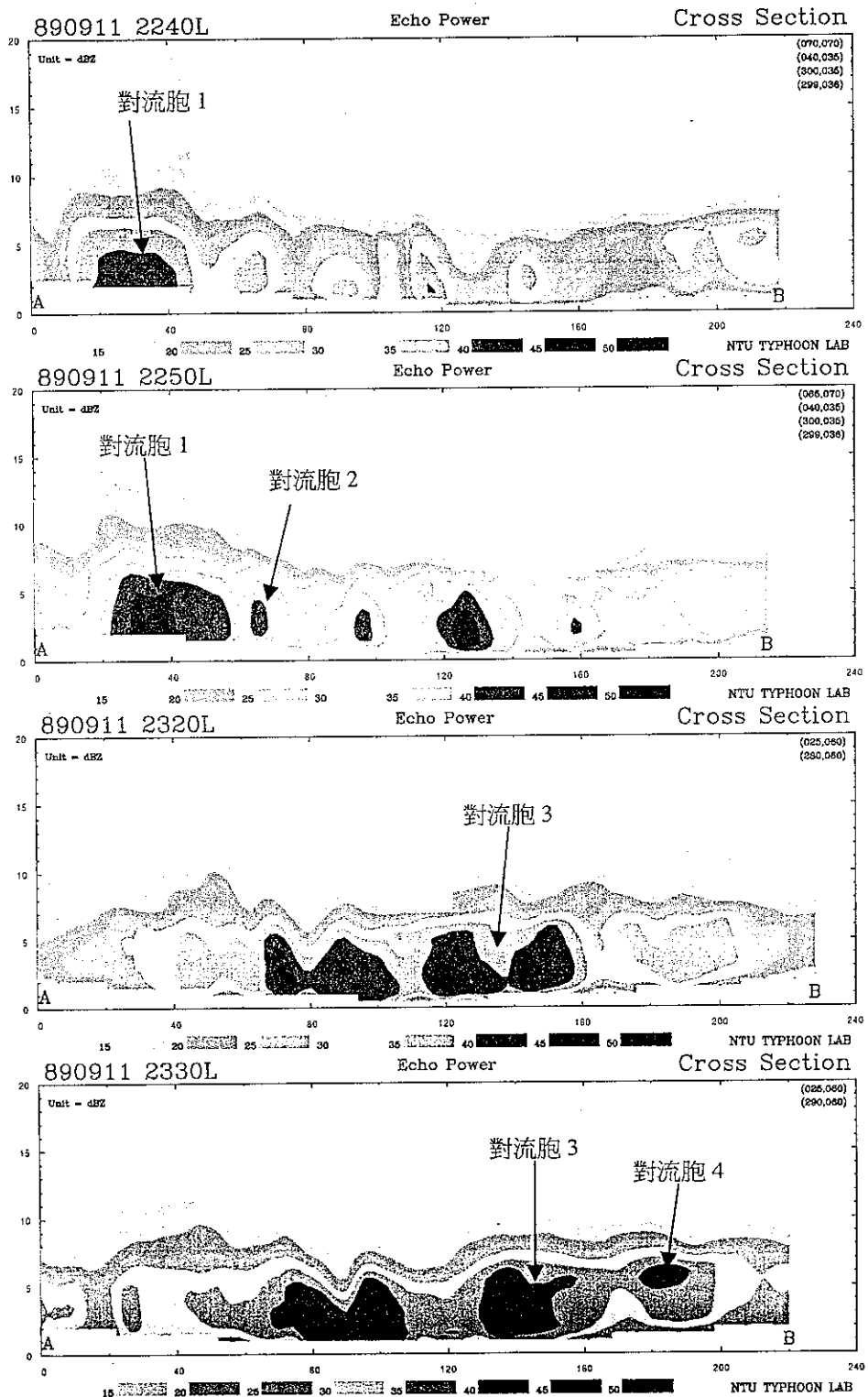


圖28 莎拉颱風2240L~2330L雨帶中對流胞形成形式及高度圖。

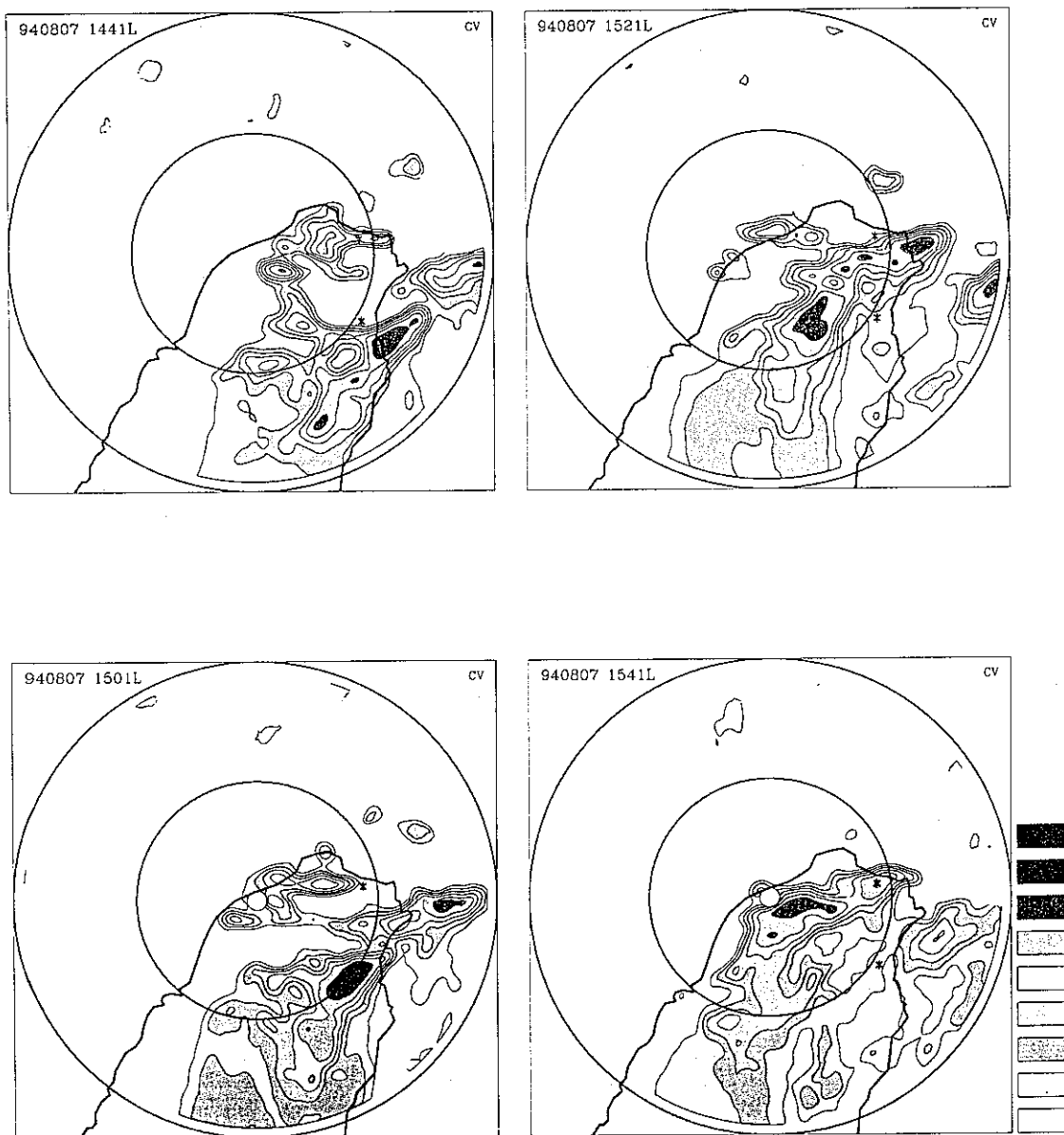


圖29 1994年道格颱風雨帶—雷達回波。

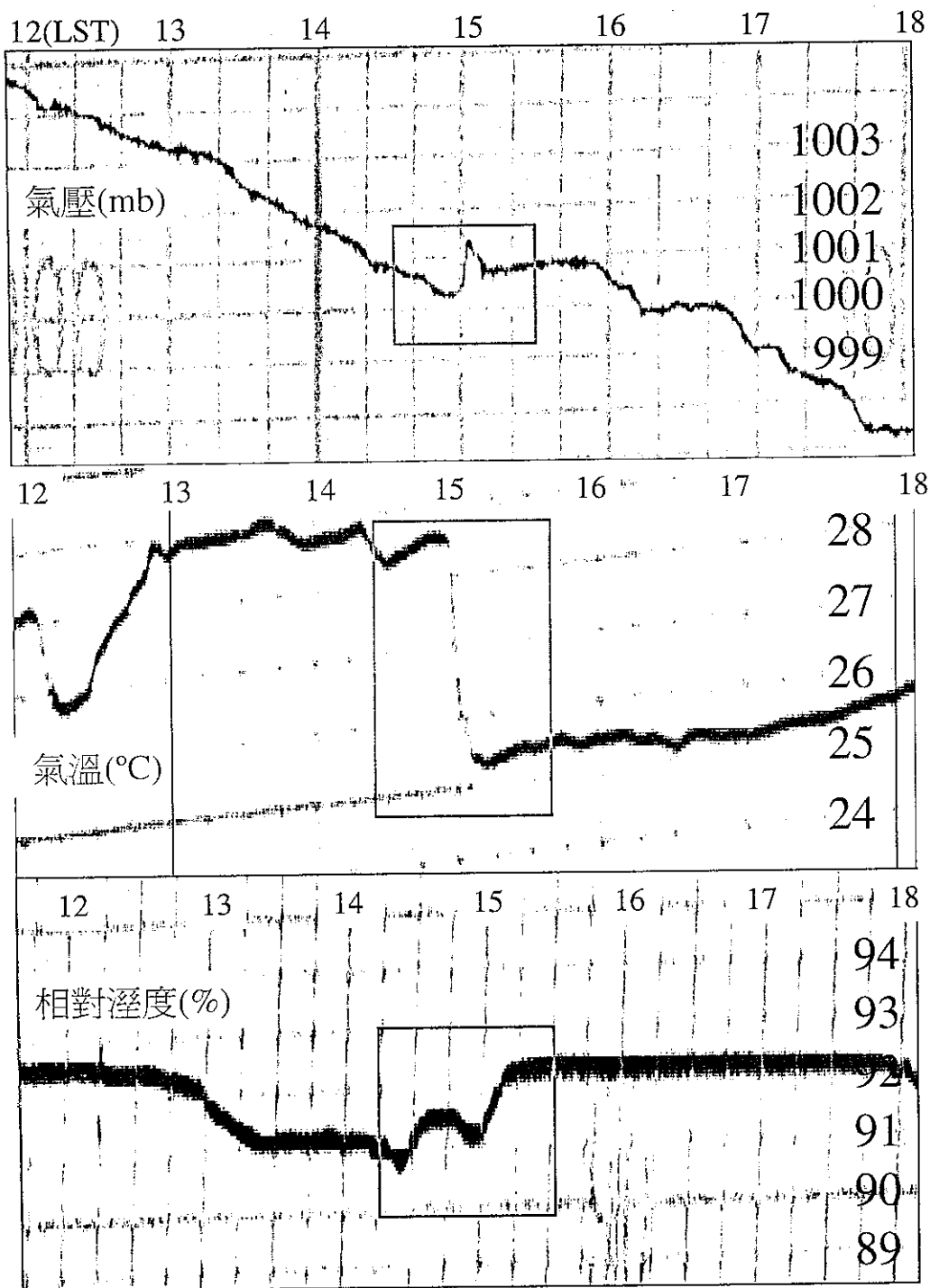


圖30 1994年8月7日道格颱風宜蘭測站自記紙資料。

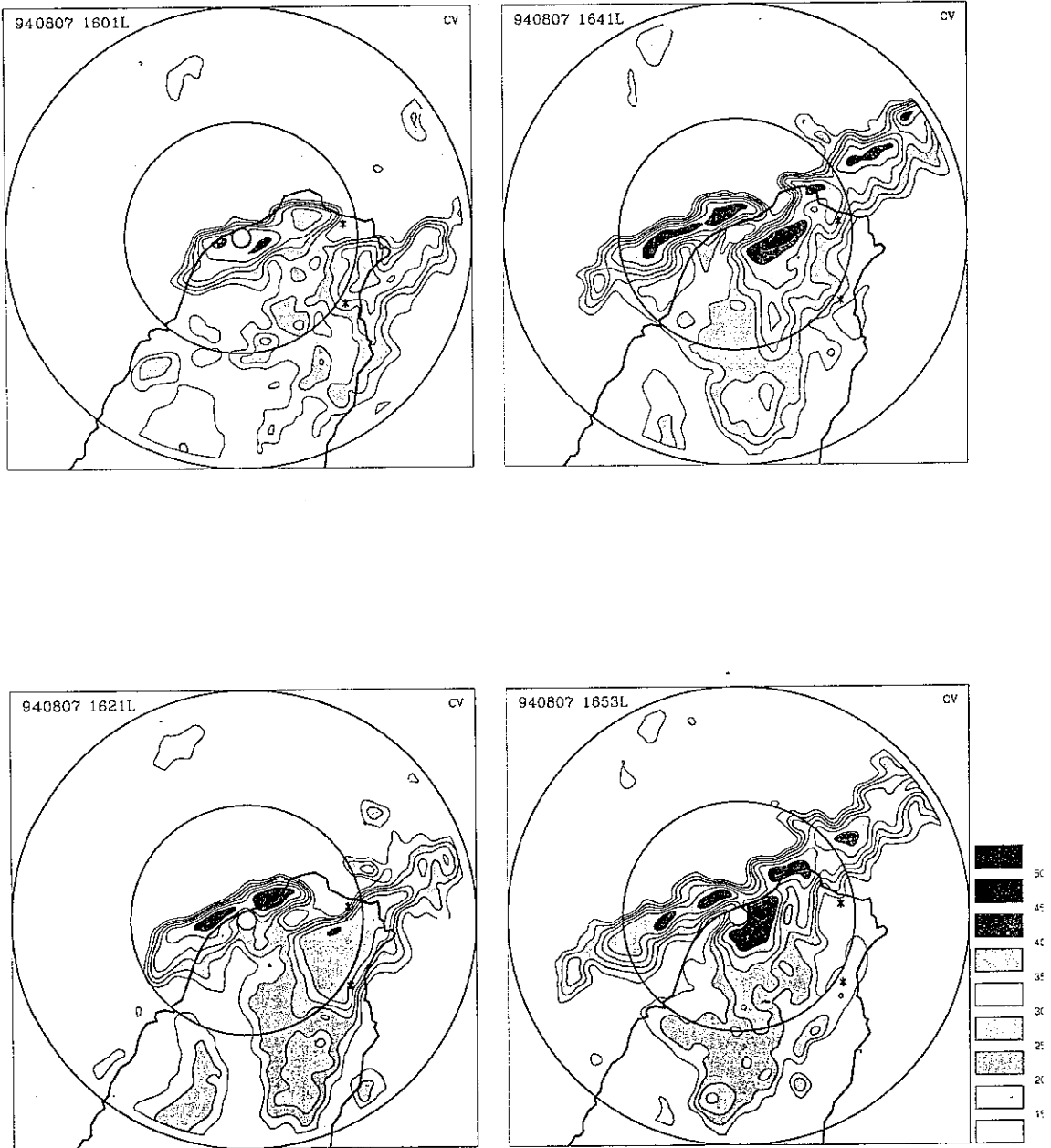


圖31 1994年道格颱風雨帶二雷達回波。

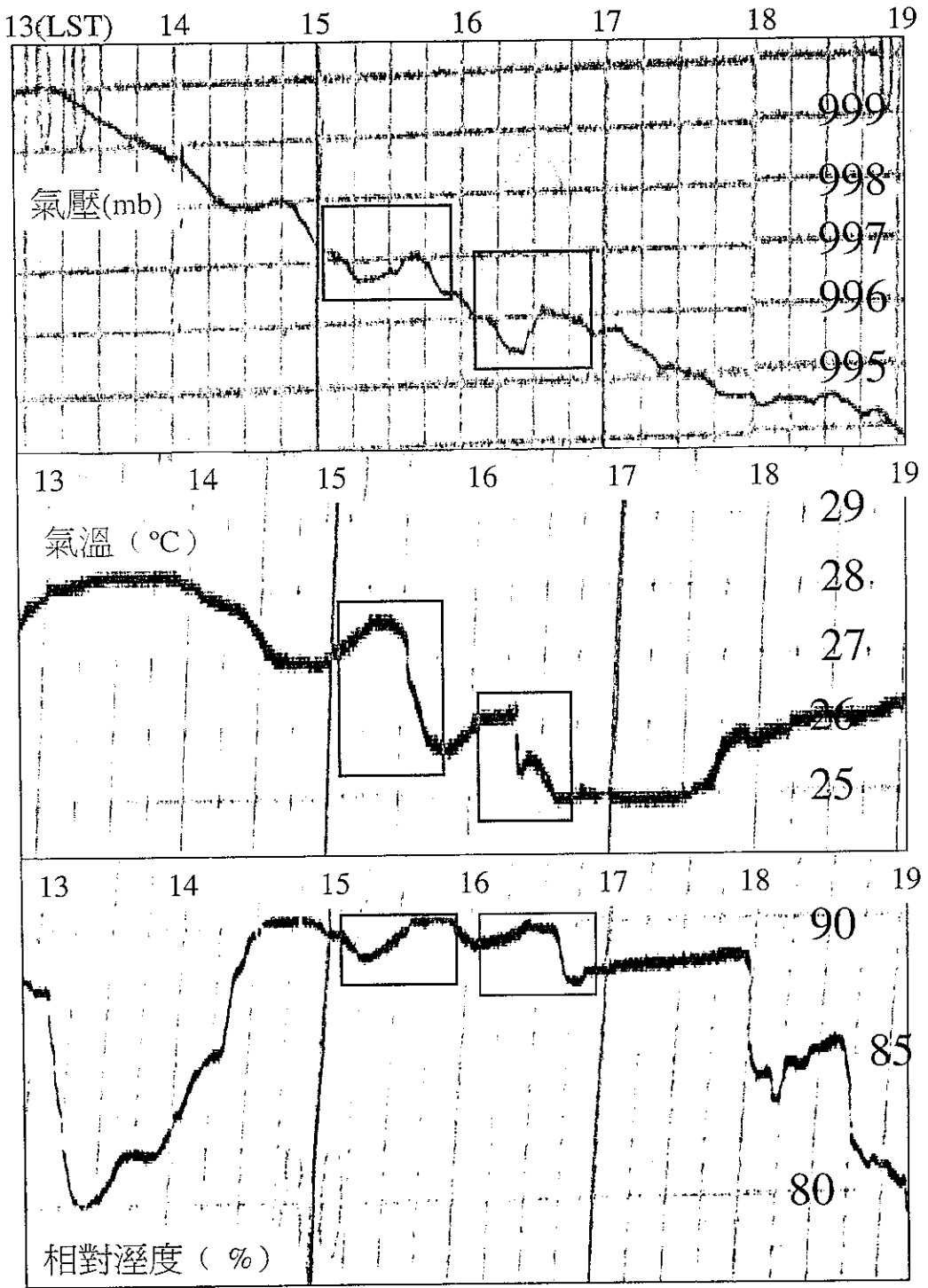


圖32 1994年8月7日道格颱風基隆測站自記紙資料。

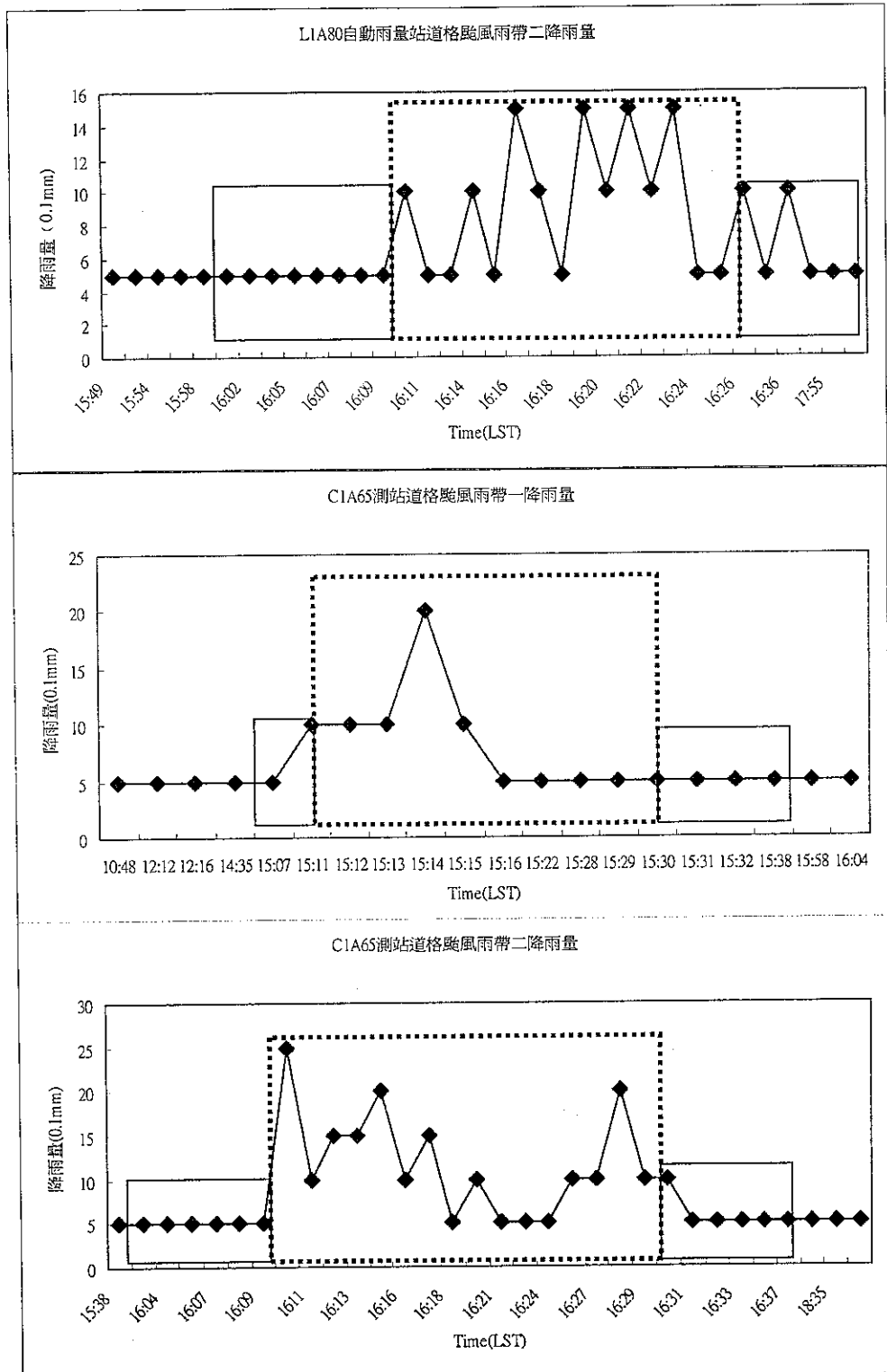


圖33 道格颱風雨帶自動雨量站降雨量記錄。

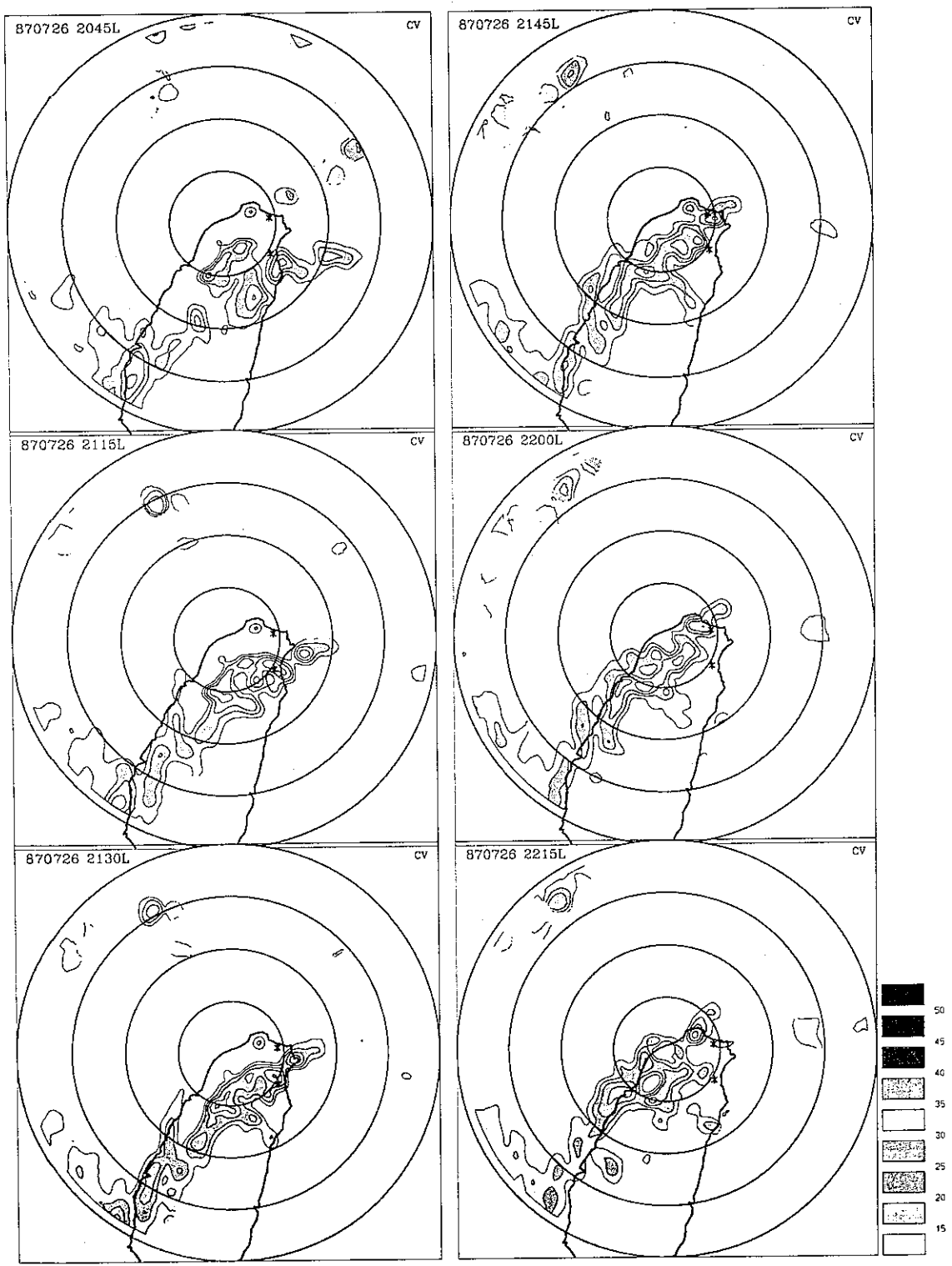


圖34 1987年亞力士颱風雨帶雷達回波。

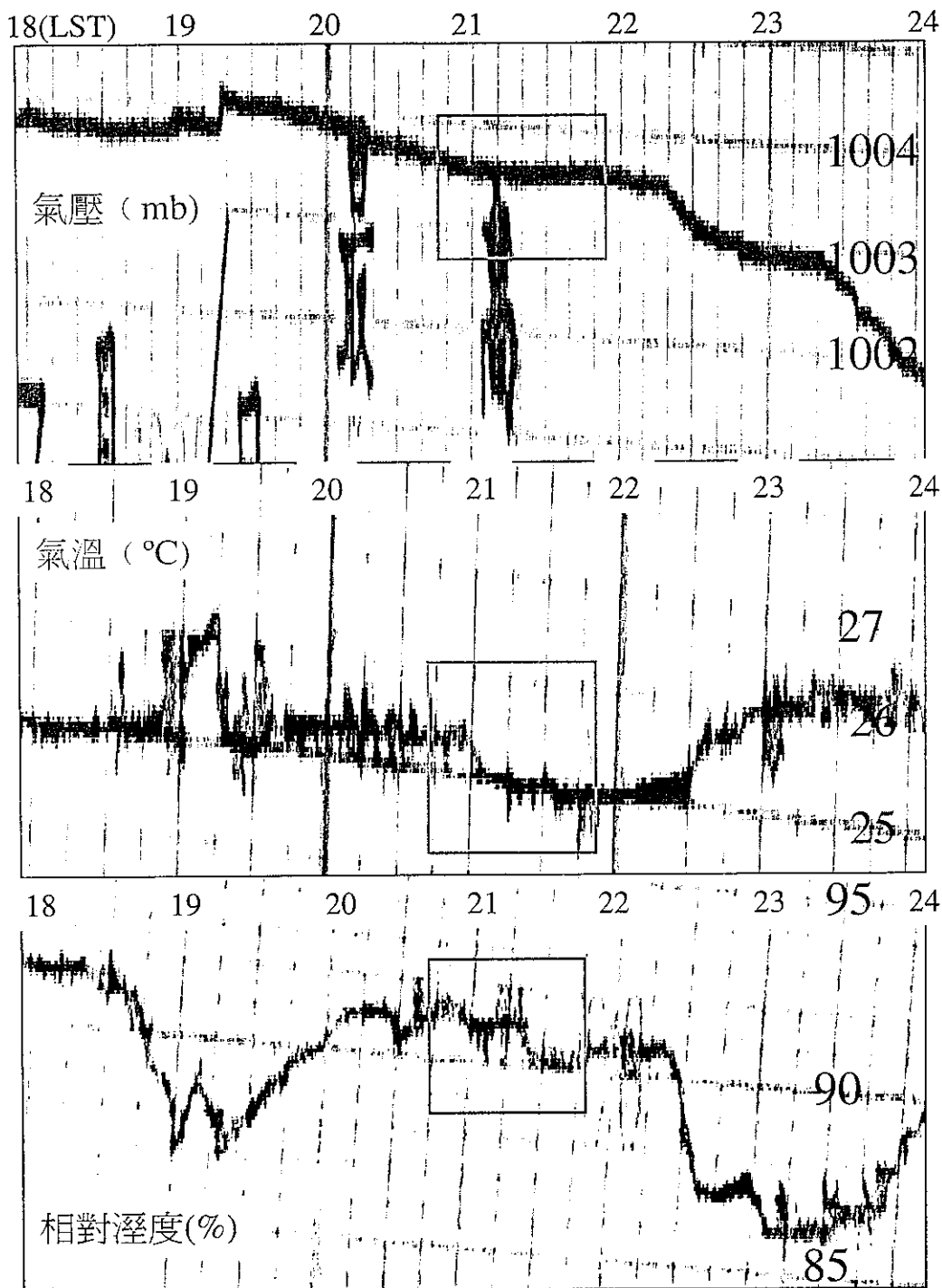


圖35 1987年7月26日亞力士颱風宜蘭測站自記紙資料。

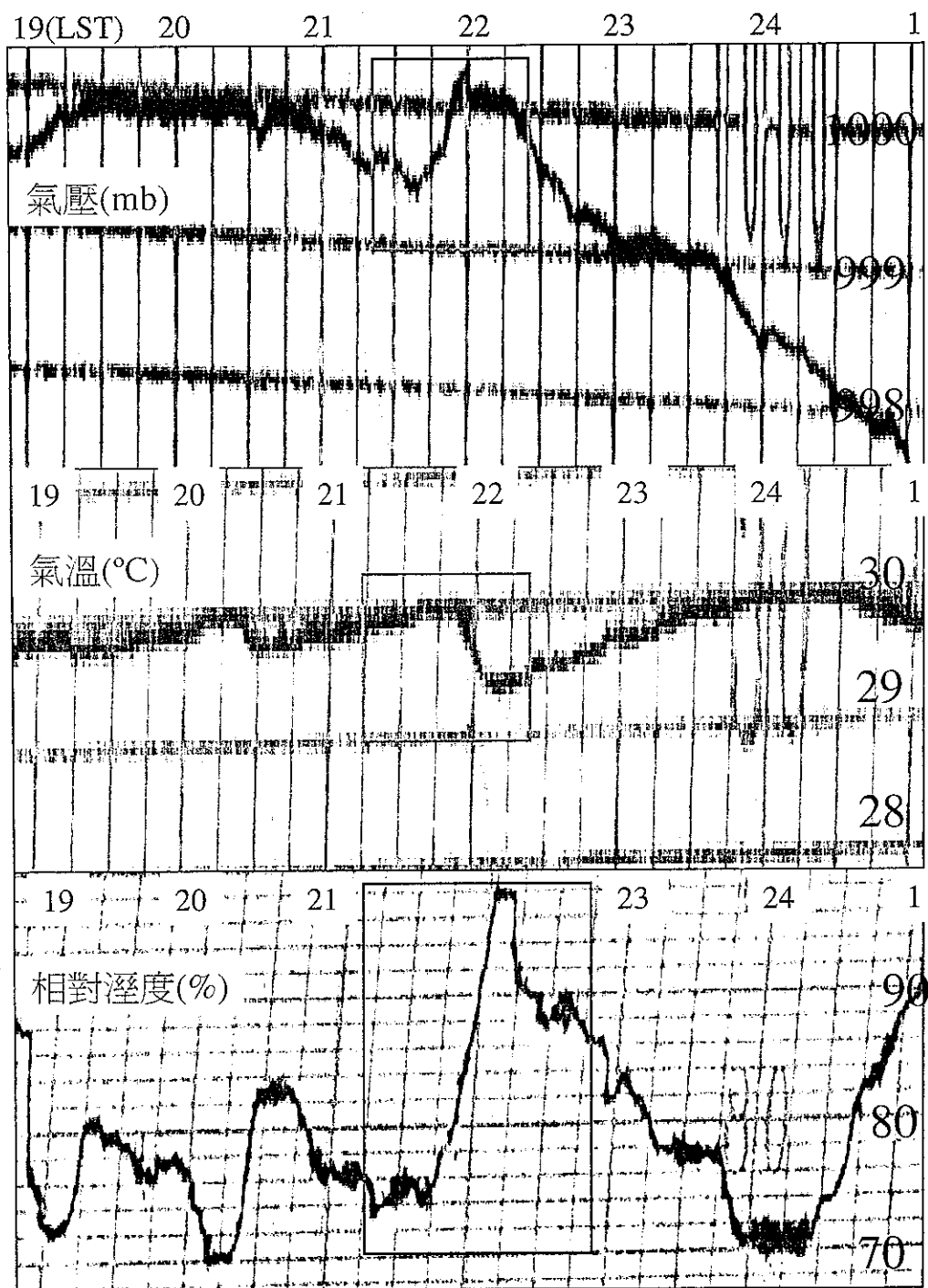
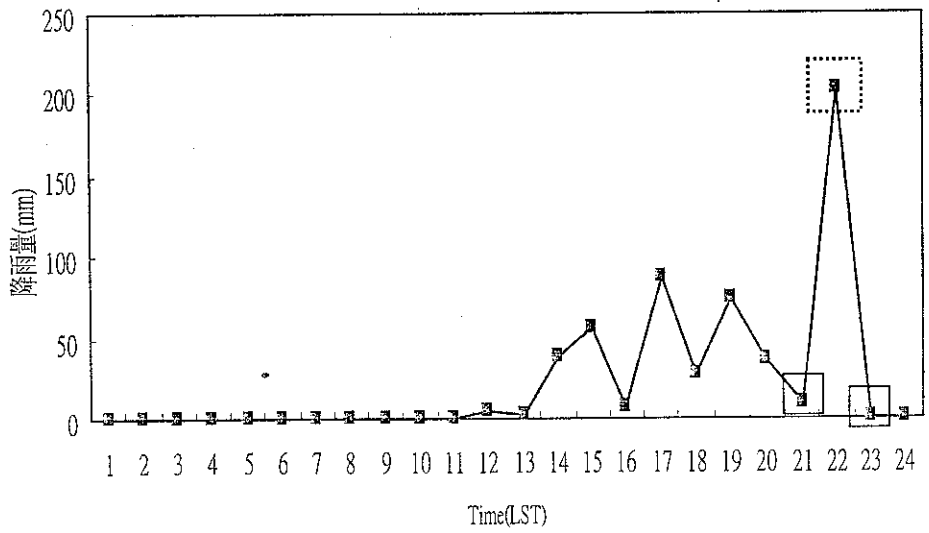


圖36 1987年7月26日亞力士颱風基隆測站自記紙資料。

亞力士颱風宜蘭測站降雨量



亞力士颱風基隆測站降雨量

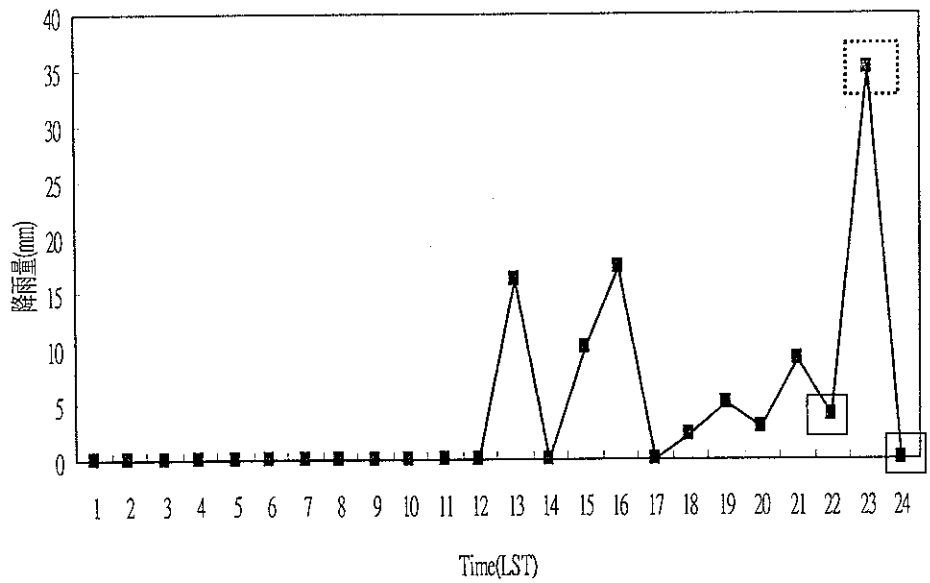


圖 37 亞力士颱風雨帶傳統測站降雨量記錄。

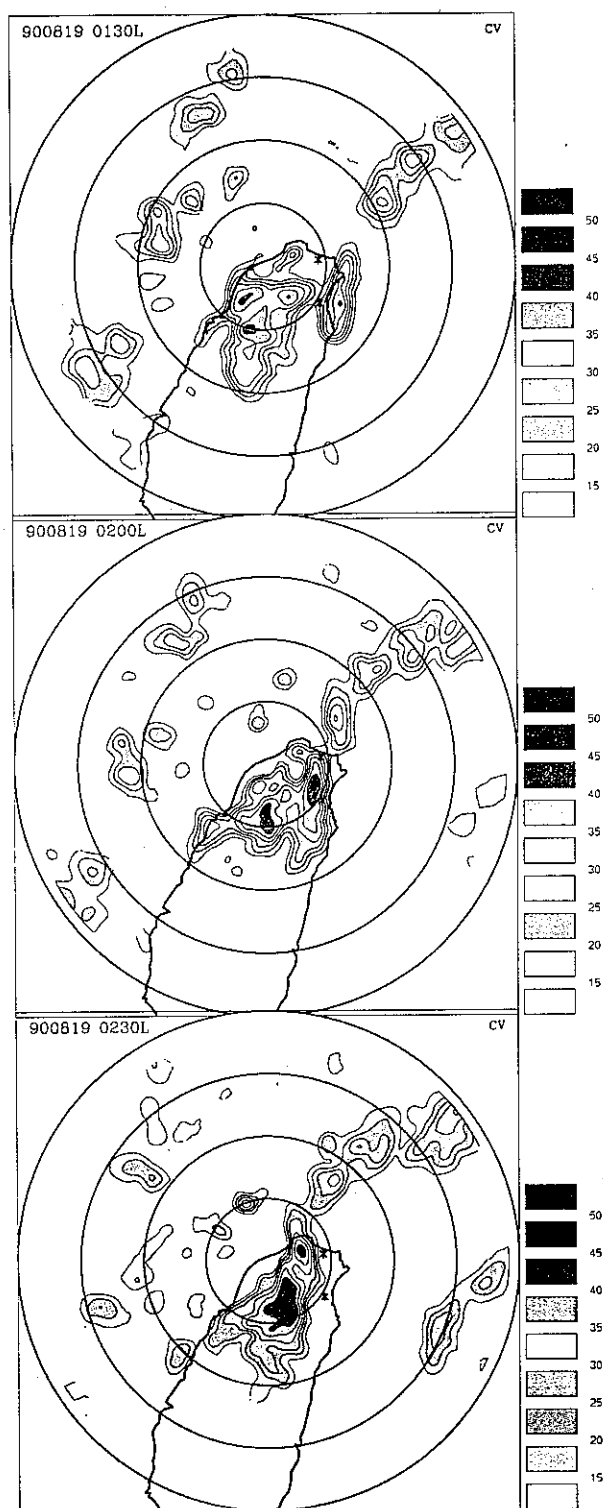


圖38 1990年楊希颱風雨帶雷達回波。

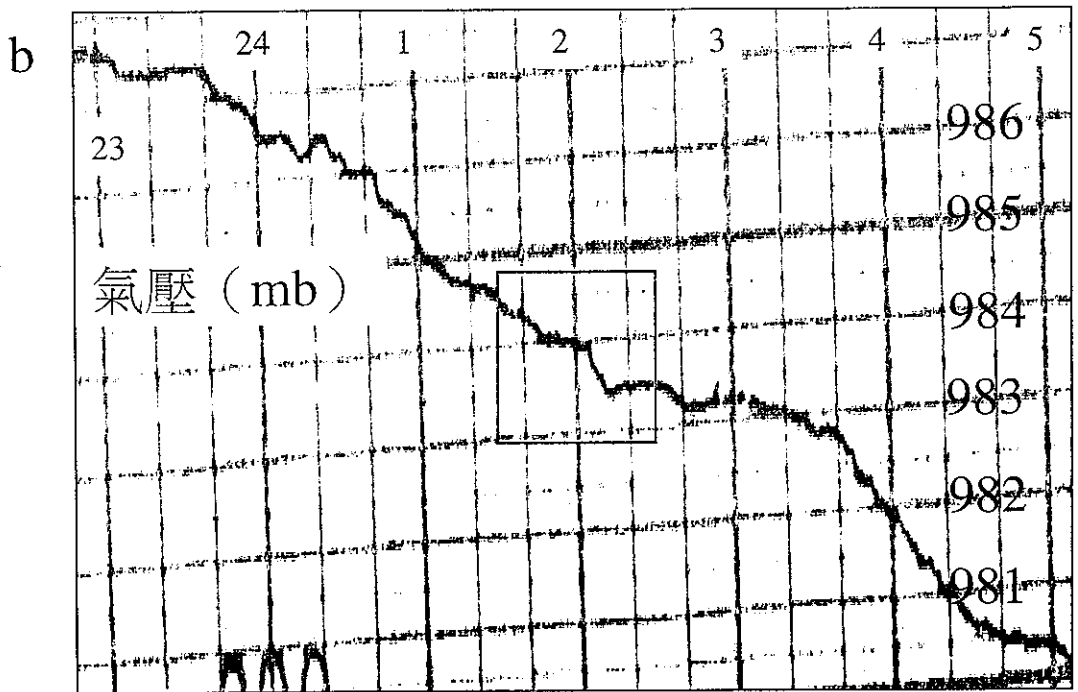
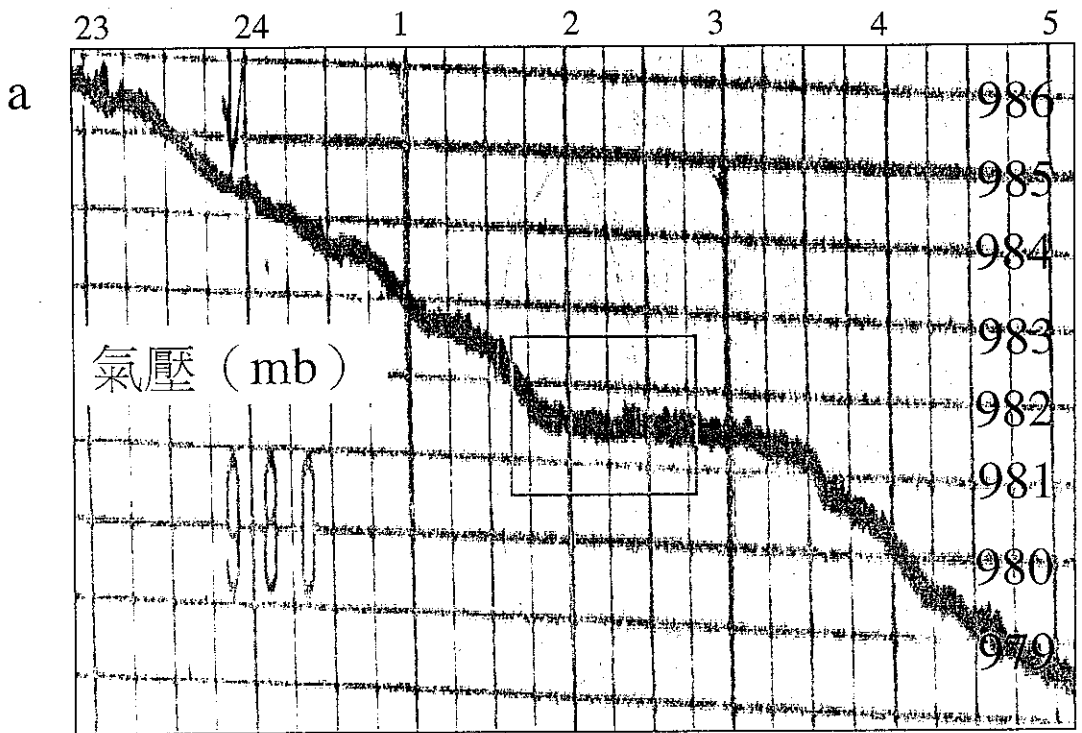


圖39 1990年8月18~19日楊希颱風(a)基隆測站(b)宜蘭測站自記紙資料。

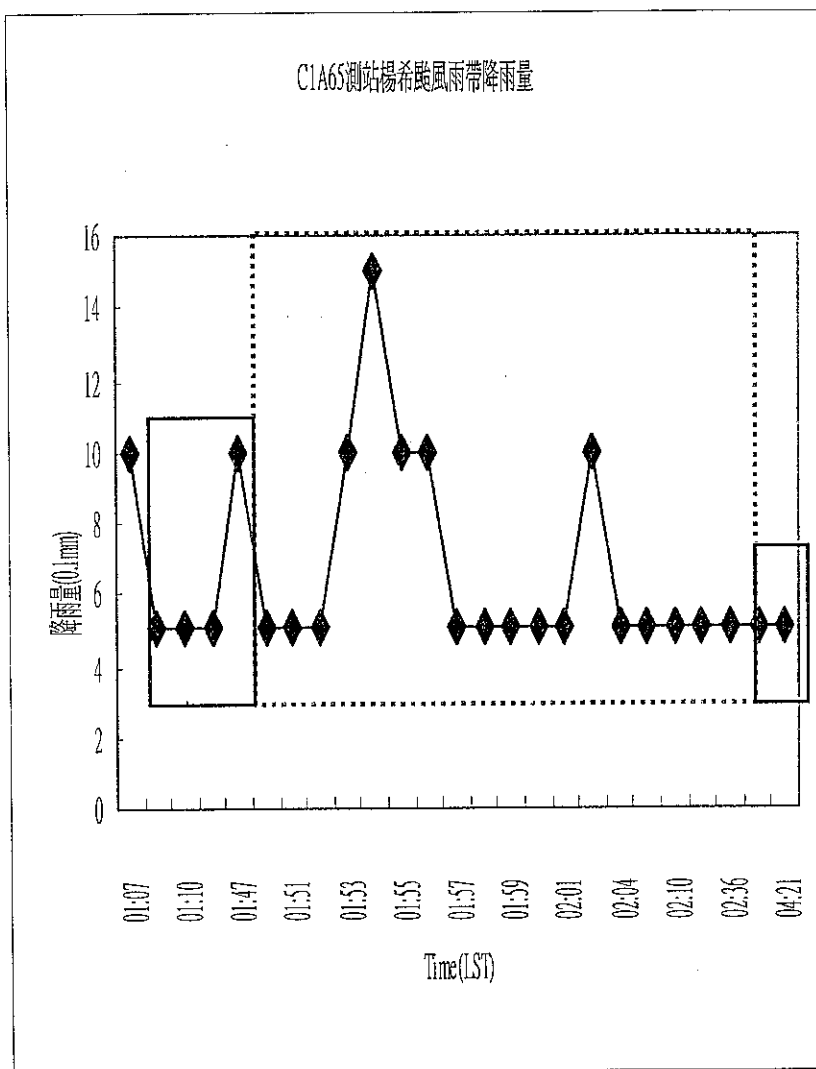


圖 40 楊希颱風雨帶自動雨量站降雨記錄。

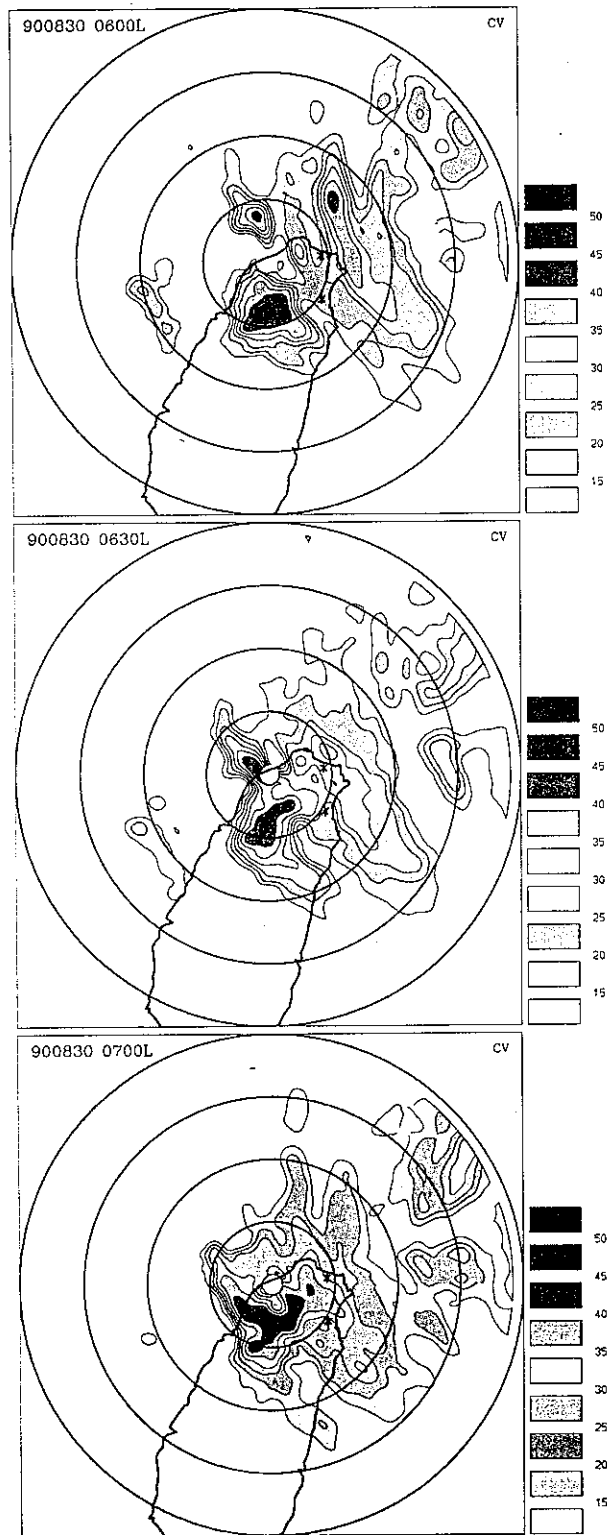


圖41 1990年亞伯颱風雨帶雷達回波。

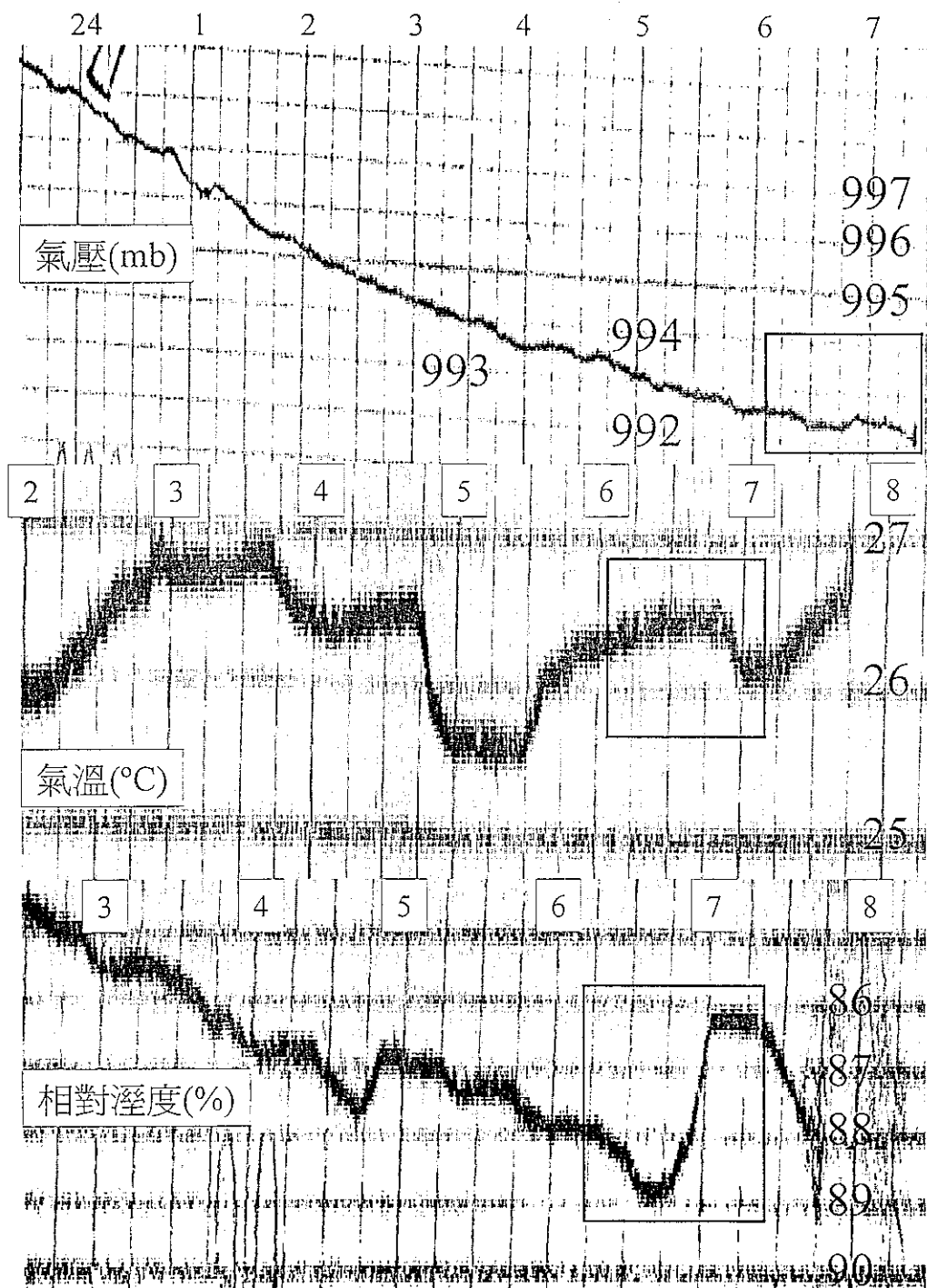


圖 42 1990年8月29~30日亞伯颱風基隆測自記紙資料。

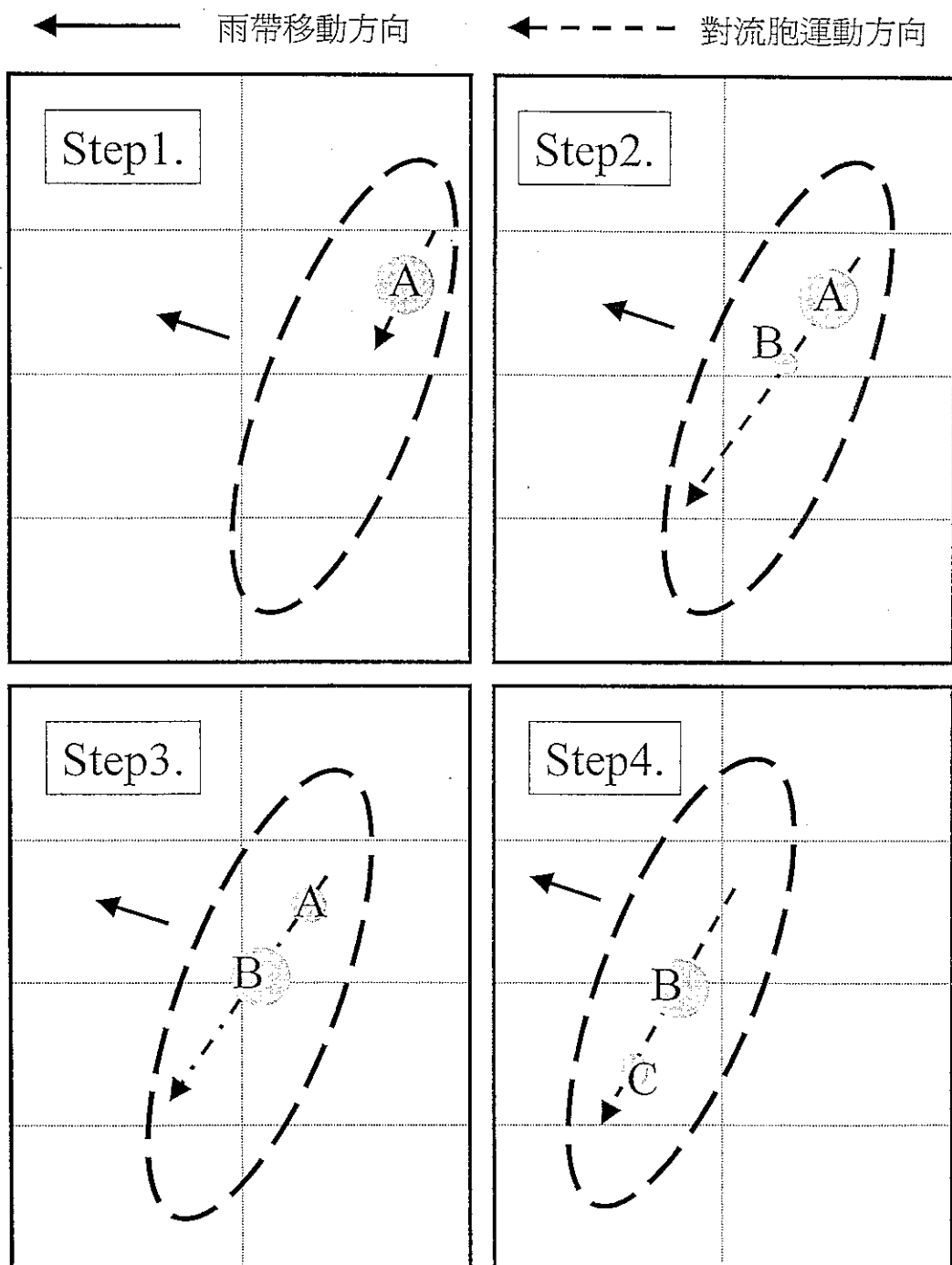


圖43 雨帶中對流胞消長示意圖。

降雨量
 雨帶
 雨帶移動方向

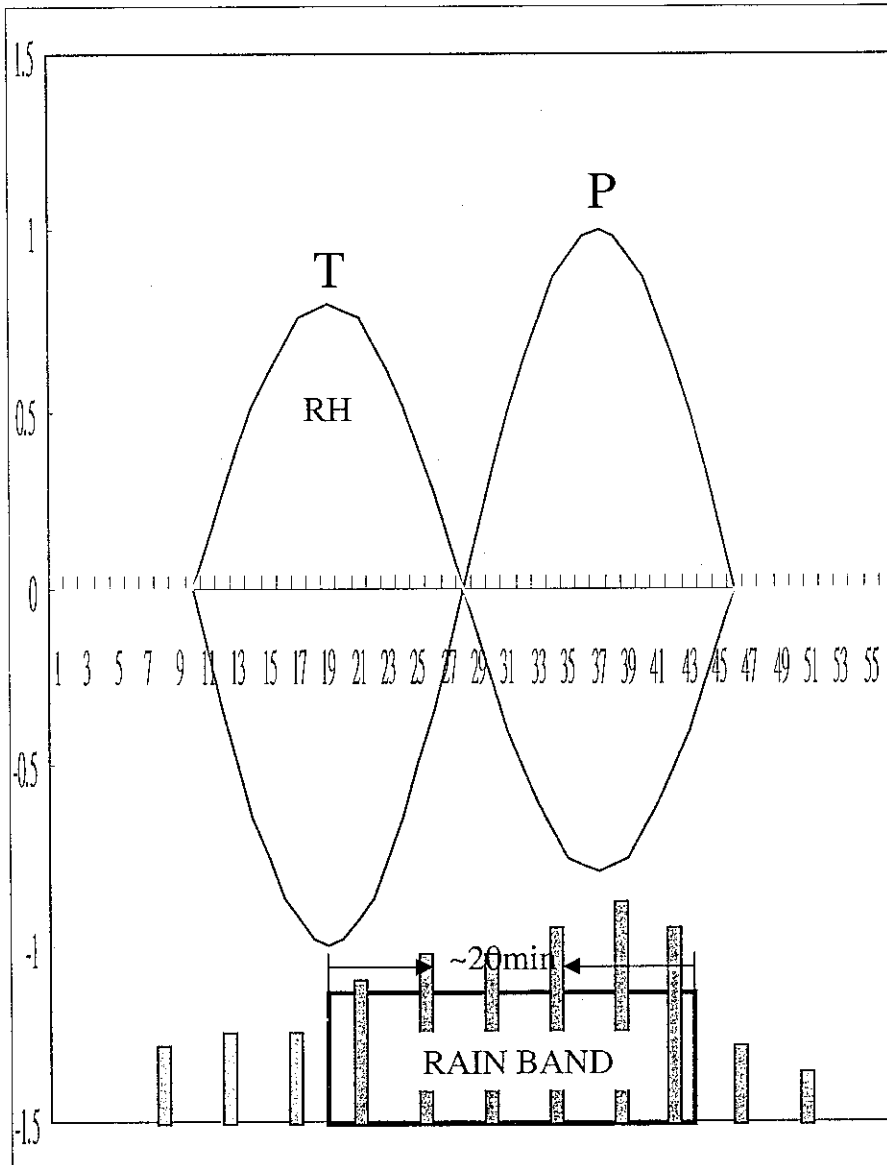


圖44 雨帶結構特徵概念圖。

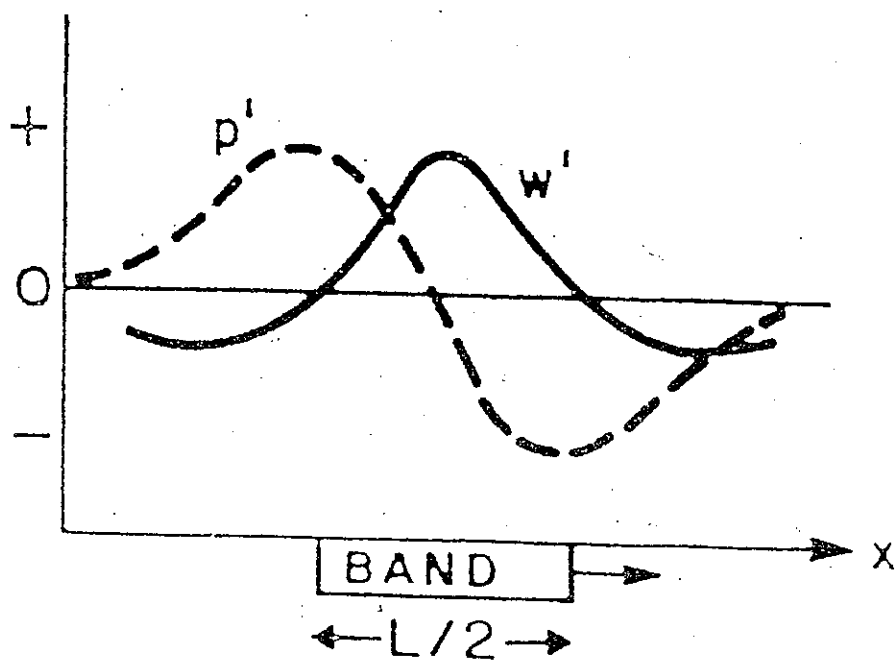


圖 45 氣壓與垂直速度和雨帶關係示意圖。(摘自 Anthes, 1982)

台灣地區紫外輻射之觀測與模擬（一）

主持人：柳中明

協同主持人：張修武

承辦單位：台灣大學 全球變遷研究中心

承辦單位：交通部中央氣象局

中華民國八十七年六月

摘要

本研究主要推動國內紫外射線(UV)觀測與模擬工作，在 1997 年 7 月-1998 年 6 月期望完成之工作目標為：

1. 進行紫外射線指數之監測。
2. 準備進行紫外射線指數之預估模式發展。

預定在台北、阿里山與恆春，由台大全球變遷中心提供UV監測儀器，加強自動化之監測。同時，進行紫外射線之時空變化模擬；另外，收集監測資料與天氣資料，以分析了解UV受氣象因素影響情形。

研究所得為：UV監測持續；發展使用二套不同輻射模式以進行晴朗無雲下之指數估算；探討雲對實測指數的影響，並發展出多種可運用之指數預測模式，將晴朗無雲下之模擬指數依天氣預測狀況進行修正。所得結果，未來仍有相當大之改善空間。

關鍵詞：紫外射線、觀測、模擬。

目 錄

摘 要	i
目 錄	ii
一、引言	1
二、大氣臭氧層與紫外線輻射	1
2.1 全球臭氧持續減少	1
2.2 近地面紫外線輻射線增加之情況	2
三、近地面紫外線輻射與紫外線指數	4
四、近地面紫外線觀測	6
五、晴朗無雲下，紫外線指數模擬	8
六、雲對紫外線指數的影響	11
七、結論	13
參考文獻	14
附錄 A：MODTRAN 3 計算原理	39
附錄 B：UV-spec 說明	47

一、引言

自 1985 年南極臭氧洞被發現，全球人類就非常重視臭氧層破壞會導致近地面紫外射線增加，並致皮膚癌患者增加，生態食物鏈遭威脅等現象。1987 年蒙特婁議定書的簽訂與被各國具體落實執行，更可了解全球人類對紫外射線持續增加的憂慮。在國外，5 年前，全世界的紫外線監測站之數目不到 50，然而發展至今，數目已超過 250 個。預報紫外線指數的先進國更已多達 15 國，包括鄰近之日本與澳洲等。

本計畫期望逐步推動國內紫外射線(UV)觀測與模擬工作，在 1997 年 7 月-1998 年 6 月期望完成之工作目標為：

1. 進行紫外射線指數之監測。
2. 準備進行紫外射線指數之預估模式發展。

預定在台北、阿里山與恆春，由台大全球變遷中心提供 UV 監測儀器，加強自動化之監測。同時，進行紫外射線之時空變化模擬；另外，收集監測資料與天氣資料，以分析了解 UV 受氣象因素影響情形。

二、大氣臭氧層與紫外線輻射

2.1 全球臭氧持續減少

自 1985 英國科學家發現南極臭氧大幅遞減的情形後 (Farman et al., 1985)，每年八月底至十二月初，南極臭氧量持續降低，平均介於 150~300 DU (Dobson Unit) 或更低，而低平流層約 15~20 公里處，約有 95% 的臭氧會被破壞，這個在南極上空臭氧破壞的程度，長期受到國際關切，並以『南極臭氧洞』稱呼之 (WMO, 1994)。依美國太空總署 NASA 長期分析 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) 資料，臭氧洞是定義在小於 225DU 的區域；在國家海洋大氣總署 NOAA 的 SBUV (Solar Backscattering Ultra-Violet Spectrometer) 衛星資料分析，臭氧洞則為小於 300DU。

近日，世界氣象組織公報 (WMO Bulletin) 報告 (1997 年 12 月 3 日) (<http://www.wmo.ch/web/arep/ozbul10.html>) 說明 1997 年南半球 8-11 月總臭氧遞減狀況：在極區 65-90° S 處，總臭氧量與 1970 年代相比約減少 33%，而在 9 月底 10 月初的 2 星期內，曾大幅遞減超過 50%。總結而言，臭氧量低於 200-220 DU 且涵蓋區域超過一千萬平方公里的日數，大於 80 天。最嚴重時，曾影響面積達二千萬平方公里，約發生在 9 月中至 10 月中旬。

另外，依據 NASA 1997 年 4 月的新聞稿資料 (<ftp://ftp.hq.nasa.gov/pub/pao/pressrel/1997/97-064.txt>) 指出：1997 年 2、3 月至 4 月初，北極上空的平均臭氧量，較 1972-1982 十年的平均臭氧量約減少 40%；而 1996 年 3 月與 1972-1982 相比，只減少 24%。WMO 所提供的初步分析資料顯示，

1996 年 3 月臭氧平均值介是於 460-500 DU 間，但 1997 年 3 月 24 日的臭氧量則下降至 219DU。TOMS 資料顯示 1997 年 3 月中至月底的北極上空，低於 280DU 的面積超過了 5.3 百萬平方公里。由於近年來所面臨的每年初春北極臭氧遞減情況，日趨嚴重，因此國際關注的新焦點，漸著重在人口密集的北半球，與其相對之近地表紫外線輻射量增加與對環境的影響。

2.2 近地面紫外線輻射線增加之情況

在發現南極臭氧洞之前，南極地區只有非常少的紫外射線觀測資料，近年來因南極臭氧洞的發現，增加了許多對南極地區紫外射線的觀測(Lubin and Frederick, 1989, 1991; Lubin et al., 1989, 1992; Stamnes et al., 1990, 1992; Frederick and Alberts, 1991; Smith et al., 1992a,b; Beaglehole and Carter, 1992a,b; Booth et al., 1994a,b; Roy et al., 1994; Frederick and Lubin, 1994; Helbling et al., 1994)，也由此清楚的了解臭氧洞對紫外射線強度的影響。圖1顯示1991-1994年南極地區兩個不同波段的紫外射線變化情況，其中波段298-303nm對臭氧濃度的變化相當的敏感(Booth et al., 1994b)，而338-342nm則較不受臭氧濃度變化的影響，波段338-342nm的輻射強度，如預期般的在夏至左右時達到最高值，但在波段298-303nm的輻射強度，卻在11月時達到最高，此清楚的顯示了臭氧洞對紫外射線強度的影響。

圖 2a 顯示，1991 年春季在相同的天頂角時，南極所測得的紫外射線強度較阿拉斯加 Barrow 所測的為高(Booth et al., 1994a)。圖 2b 則為上述相同兩處的可見光強度，比較後發現，此二地可見光的強度，並沒有很大的差異性，由此可證明南極有較高的紫外射線強度，並不是因為兩地不同的大氣情況所造成的(如雲的遮蔽或懸浮微粒等)。

雖然理論上高緯度紫外射線的強度要較低緯度為低，但圖 3 卻顯示 1993 年春季臭氧洞發生時，南極 Palmer 站 (64°S) 的紫外射線強度遠大於美國 San Diego (32°N) 所測得的值(Booth et al., 1994b)。北半球極區的臭氧濃度有逐年下降的趨勢，且於 1992 年與 1993 年更出現了異常減少的情況，歸究其原因，可能與 1991 年 6 月的 Mt. Pinatubo 火山爆發有關，因為 1994 年北極的臭氧濃度，又恢復到沒有火山爆發的影響下，原先所預測的變化趨勢。阿拉斯加 Barrow 於 1991-1994 年春季所觀測到紫外射線增加的情況，與臭氧濃度減少的情況相當的一致，在 1992 年與 1993 年有異常增加的情形，於 1994 年又恢復至較正常的值。

另外，根據美國輻射觀測網於全美各地使用寬波段儀器(RB meter)觀測的結果(Scotto et al., 1975, 1988; Cotton, 1990)，較低的緯度會有較高的 UV-B 值。雖然地區性影響紫外射線強度的因素並未詳加的比較，但全球其他各地如俄羅斯(Garadzha and Neaval, 1987)、瑞典(Blumthaler and Ambach, 1990)、馬來西亞(Ilyas, 1987)與紐西蘭(Zheng and Bacher, 1993)觀測所得的紫外射線強度於不同的緯度有很大的變化。

使用多頻道不連續光譜線儀(Multifilter)偵測太陽紫外射線強度，為時最久的

連續觀測就屬 Correll et al. (1992)，觀測時間自 1975 年 9 月至 1990 年 12 月，地點為美國 Maryland (39°N, 77°W)，資料顯示，1980 年至 1987 年間，UV-B 有大幅的增加。波長大於 320nm 的輻射強度，在 1985 年間增加了 35%，此增加的幅度較平流層臭氧減少所帶來的影響更大。造成此結果的原因可能為 UV-A 波段範圍中，波長大於 320nm 的輻射強度並不受平流層臭氧濃度減少的影響，但使用多頻道不連續光譜線儀偵測太陽紫外射線強度時，大於 320nm 的 UV-A 波段卻會顯現出受到臭氧減少的影響，故觀測會有高估的情況。故以此種儀器所觀測到的結果，是較難與其他儀器的觀測結果互相參考比對。

比較紐西蘭 Lauder、澳大利亞 Melbourne 與德國 Neuherberg 利用掃描式光譜儀(Spectral)所測得的結果顯示(Seckmeyer and Mckenzie, 1992; Mckenzie et al., 1993)，南半球夏季的 UV-A 與 UV-B 較北半球為高，造成此一結果的原因可能為南半球平流層的臭氧濃度較低，與北半球對流層的污染程度較嚴重。阿根廷 Ushuaia 觀測到的資料也證明，南半球 UV-B 的強度較過去有明顯增加的情況，1991 年 12 月晴朗中午所測得 306.5nm 的輻射強度，較 10 年前增加了將近 45%。

近年來，UV 的測量在質與量上都有長足的進步，使用不同儀器測量的結果，其誤差值皆在 5% 以下，但由於過去對於 UV 偵測的資料太少，故無法預測其長期以來的變化趨勢。

南極春季臭氧洞發生時，地面 UV 有明顯增加的情況，比較南極與美國聖地牙哥測量的結果顯示，中緯度 UV 的增加率較極地為小。無論如何，1992 與 1993 年，北半球低總臭氧濃度時，UV 強度有明顯增加的情況。

阿根廷、智利、紐西蘭與澳洲所測得 UV 的值，較北半球相同緯度所測的值為高，造成此一結果的原因可能為，南半球平流層的臭氧濃度較低，對流層的空气污染物較少；而北半球因部份地區受工業的影響，導致對流層空氣污染物增加，減少了地面 UV 的強度。近年來 UV 變化的趨勢顯示，對流層污染物對地面 UV 的影響較小，平流層臭氧濃度減少對地面 UV 的影響較大。

1979 至 1993 年人造衛星所測量的全球臭氧濃度顯示，南半球高緯度的 UV-B 有明顯的增加，但在低緯度卻只有較小的改變；不過此結果是假設在此段期間中，雲量與對流層污染物質的濃度保持固定。根據目前 CFCs 逐年減量的計畫，全球地面 UV 與平流層臭氧濃度的增加量，及臭氧濃度的減少量，在下個世紀初都將達到最大值，並期望臭氧濃度在 50 年內逐漸回復到以前的水準。

聯合國環境署 (UNEP) 1997 年 9 月【臭氧減少對環境之影響】(<http://sedac.ciesin.org/ozone/UNEP/unep97summary.html>)最新報告中指出：近期，在世界各地大量增加的紫外線監測工作，不僅加強了人類對於紫外線輻射影響因素的瞭解，如平流層臭氧、雲、平流層與對流層中的懸浮微粒 (aerosols)、都市污染源（特別在臭氧方面）、地表海拔與反射等影響，更大幅的減低了理論模式預測與實測資料研究的落差。

三、近地面紫外線輻射與紫外線指數

紫外線是由太陽輻射而來。太陽輻射之波長有 97% 在 290—3000nm 之間，稱為短波輻射 (Short-wave radiation)，其中一部分到達地面，一部分被大氣內之氣體、懸浮微粒、雲、水滴及冰晶等吸收或反射。一般可見光之波長有 99% 分布在 400—730nm 之間，在 400nm 以下波長者為紫外線 (Ultraviolet)，730nm 以上波長者為紅外線 (Infrared)。

紫外線又可分為 UV-A，UV-B 及 UV-C 三種，UV-A 之波長為 320—400nm，UV-B 之波長為 280—320nm，UV-C 之波長為 280nm 以下 (WMO, 1981)。UV-A 及 UV-B 之輻射可達地面，對地面上之生物有密切之影響，而 UV-C 波長甚短，大致上在高空即被吸收或反射，到達地面者，幾乎微乎其微。因此 UV-C 之觀測，比較不受重視，此方面之資料亦不多。

太陽到達地球的短波輻射中，能量主要集中於可見光的波段中，紫外線波段只佔約 10% 的能量，而地面觀測的大部分紫外輻射能量是屬於 UV-A 波段的，其能量從 400nm 起隨著波長的減少開始緩慢下降，至 UV-B 波段起則以指數方式急速下降，至 UV-C 之 280nm 時其能量已減少好幾個數量級，只剩趨近於零的能量。圖 4 顯示希臘 Thessaloniki (40° N) 所觀測到地球大氣層頂所接收的太陽波譜曲線 (最上方曲線)，及太陽天頂角 (Solar Zenith Angles, 簡稱 SZA) 為 35 度及 60 度時地面所接收太陽波譜的二條曲線，太陽能量在 UV-B 波段減少了四個數量級是因為臭氧吸收的結果。

圖 5 為 1994 年 11 月 22 日在台南永康站使用美國 YANKEE Environmental System Inc. 所設計生產的儀器，包括 UV-A 紫外線輻射感應器 (300 到 390nm)、UV-B 紫外射感應器 (280 到 320nm) 及 TSP 全天空太陽輻射感應器 (0.3 到 3 μ m) 的一個觀測實例。顯然，全天空太陽輻射量在午時最大量約為 900 Wm^{-2} ，但 UV-A 紫外線輻射約為 90 Wm^{-2} ，整整小了一個等級；而 UV-B 紫外射輻射約為 1 Wm^{-2} ，比 UV-A 小了二個等級。當然 UV-C 輻射量更是微乎其微，可以忽略。

雖然 UV-A 輻射量要較 UV-B 為大，但是包括澳洲、紐西蘭、美國、加拿大、西德、希臘、英國、日本及北歐諸國等，正積極推動的紫外線監測及預測工作，卻都是以 UV-B 為重點 (USGCRP, 1995)。其根本原因是：臭氧層衰減則近地面 UV-B 輻射會大幅增加，而非是 UV-A 輻射。若採用臭氧吸收紫外線輻射的吸收率 (Absorptivity) 來分析，在 280nm 吸收率為 40 cm^{-1} ，到 310nm 時已下降到 0.8 cm^{-1} ，330nm-1 時為 0.02 cm^{-1} ，到 400nm 時更下降至 0.0001 cm^{-1} (Paltridge and Platt, 1976)。顯然，大氣中臭氧吸收 UV-B 輻射的效率，為吸收 UV-A 的 100 ~ 1000 倍，因此大氣臭氧減少，反將會造成近地面 UV-B 大幅增加。圖 6 為南極地區所測總臭氧減少與近地面 UV-B 增加之相關，大約是總臭氧減少 10% 則 UV-B 增加 20%，減少 30% 則 UV-B 增加 50%，二者間之負相關非常顯著。

聯合國環境署的「臭氧減少對環境之影響」評估，強調 UV-B 輻射量會受臭氧減少而作大幅增加，因此會對生態造成顯著衝擊，所以國際間才會以 UV-B 為監測與預報之重點。至於對於人類而言，圖 7 為廣泛被接受的皮膚紅斑作用光譜(Erythema Action Spectrum)曲線，280nm 至 298nm 是紅斑作用光譜中，皮膚致紅最主要的紫外線波段，其加權數值為 1，當波長大於 298nm 時其加權數值快速減少，至 400nm 時則只剩約萬分之一，顯示醫學界認為 UV-B 輻射較 UV-A 易造成紅斑，並進而對人類健康造成相當影響。

從 1994 年夏天開始，美國國家氣象局及環保署開始每日提供紫外線指數(UV index) (USEPA, 1994)，這個指數預報次日中午陽光最強的一個小時，紫外線到達地面的輻射量，它包括次日雲量對紫外線強度預期值的影響。

大致上，將紫外線 UV-B 波段的輻射通量密度($\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$)與紅斑作用光譜交叉積分後，即求得「危險紫外線輻射量」(damaging UV values 簡稱 DUV)，亦可稱之為有效輻射通量(Effective Power)，單位為 Wm^{-2} 。再乘以 1 小時(3600 秒)，即得到小時有效輻射量(Effective Dose)，其單位為百焦耳/平方米(hecto J m^{-2})，並依其數值的大小分成 0 至 15 級，如介於 2~3 hecto J m^{-2} 為第 3 級，介於 3~4 hecto J m^{-2} 為第 4 級，餘類推。最高等級為 15，小時有效輻射量介於 14~15 hecto J m^{-2} 。此等級分類即稱之為「紫外線指數，UV index」。由於紫外線的輻射量和太陽的角度有密切的關係，在日正當中(太陽天頂角為 0 度)時，紫外線輻射的強度最大，所以國際間特別將每日的「紫外線指數」，定義為在午時所計算出來的量；但在取實際觀測資料時，則是取一日內觀測到的最高指數，當然多是出現在午時。

那麼「紫外線指數」是如何與人類皮膚曝曬相互關聯呢？醫學界定義 MEDs (Minimum Erythema Dose，產生紅斑的最小量)，其為皮膚在陽光曝曬 24 小時內，變紅或產生紅斑所需的最小能量。這是測量陽光對皮膚傷害非常有用的工具。MEDs 在不同條件下是會改變的。一般而言我們可將皮膚分成(1)從未曬黑/總是曬紅、(2)有時曬黑/時常曬紅、(3)時常曬黑/有時曬紅、(4)總是曬黑/極少曬紅等四類，其所需的 MEDs 是不同的。例如對於從未曬黑(最敏感)的皮膚而言，其 MEDs 僅為 1-3 hectoJ/m^2 ，白種人的皮膚屬於此種類型。對於總是曬黑(極不敏感)的皮膚而言，其 MEDs 可達 5-12 hectoJ/m^2 ，黑色人種的皮膚則大多屬於此類。而黃種人的皮膚則介於此二類型之間，其相關的說明如表 1 所示。

表 2 則列出(1)從未曬黑(最敏感)和(2)總是曬黑(極不敏感)二種皮膚在不同紫外線指數下，達到曬紅所需之時間。例如皮膚屬從未曬黑(最敏感)者，其 MEDs=1 hectoJ/m^2 時，若當日的紫外線指數為 5，代表中午一小時累積的能量為 5 hectoJ/m^2 ，在此狀況下只需 12 分鐘(1/5 小時)的曝曬，皮膚在 24 小時內即可能變紅或產生紅斑。若紫外線指數為 10，則僅需 6 分鐘的曝曬，皮膚即可能變紅。

為了讓一般大眾能方便使用這個指數，美國環保署(USEPA, 1995)將曝曬程度分成微弱(0-2)、弱(3-4)、中等(5-6)、強(7-9)、極強(10-15)幾個等級。劉

銘龍等(1997)在國內乃將其分級為微量、低量、中量、過量與危害等。

四、近地面紫外線觀測

在監測近地面紫外線輻射方面，目前世界各地使用最普遍的掃描式光譜儀，當屬布魯爾分光光譜儀(Brewer Spectrometer)，此儀器係由加拿大 SCI-TEC 公司所製，目前中央氣象局在台北及東部的成功各有一套。此儀器可對紫外線 290nm 至 325nm 的波段進行詳細的觀測。作業時利用軟體的控制，從 290nm 起每隔 0.5nm 做一個觀測，到達 325nm 時，再以每 0.5nm 的間隔遞減回來。所得到各波長的輻射通量密度，經過紅斑作用光譜(圖 7 所示)的加權計算及積分後，即自動計算得「危險紫外線輻射量」(DUV)。

由於此儀器相當精密，其波譜間隔只有 0.5nm，故可以準確的得到各波段的觀測值，但儀器掃描來回一次的觀測需花費數分鐘之久，有時遇到雲層快速移動，則明顯影響觀測所得之波譜分布。由於布魯爾分光光譜儀，在不同的時間可分別進行臭氧全量、紫外線的觀測，每天亦可自動進行水銀燈的波長校驗及標準燈的強度校驗。故此儀器售價高達十萬美元以上，且操作、校正及維護儀器所費不貲，更需人力隨時伺候，因此不適合大量設站，目前全世界約裝置有一百餘套儀器，我國則在台北及成功各有一套儀器，並定期與位於加拿大的世界臭氧及紫外線中心交換資料。

在美國使用最普遍的寬波段紫外線輻射監測儀器是 Robertson-Berger 的儀器(簡稱為 R-B)，係 1950 年代由 D.F.Robertson 所發明的一種專門測量紅斑反應的紫外波譜之儀器，後由 Berger 再設計改良成較新的機型(Berger, 1976)。此種寬波段 UV 儀器具有簡便、易於操作、維護及價格低廉等優點。此外，其快速的反應時間(0.1sec 左右)亦使其可在任何天氣狀態下進行觀測。然而，此儀器有易受溫度影響且穩定度較差的缺點。為改善這些缺點，D. Berger 和 M. Morys 又研究出最新的機型，此即第三代 Robertson-Berger 儀器，也就是 SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀。此儀器主要可量測 280nm 至 320nm 波長的紫外輻射量，在過去 25 年中，使用此儀器所發表的相關論文有數百篇之多。

自 1997 年初，台灣大學全球變遷研究中心在台北、阿里山、恆春、台中與高雄逐步建立起 SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀監測系統。其中，台北 Solar 儀器乃用來與 Brewer 儀器相比較，作為整個系統的校對中心。此套儀器之測定原理為光波通過晶體圓罩(Quartz dome)及過濾器後，使欲測的紫外線進入感應器內量測，經過增幅器及溫度訂正後，以直流電壓輸出。此儀器內設計有溫度穩定器，故在攝氏-40 至 50 度的環境溫度下，每度的反應偏差約為 1% 內。此儀器波譜反應範圍為 280nm 至 400nm，且與皮膚致紅的反應曲線相當一致(圖 8)，所以是量測皮膚致紅之紫外線輻射量的實用工具。

SOLAR 501 使用的單位為 MED/HR (Minimum Erythema Dose per Hour)。MED/HR 與前述「有效輻射通量」的相關為：

$$1\text{MED}/\text{HR} = 5.83 \times 10^{-2} \text{Wm}^{-2} \text{ of Effective Power}$$

上式乘以 1 小時(3600 秒)之後即得到有效量(Effective Dose)，所以：

$$1\text{MED} = 2.1 \text{ hecto Jm}^{-2} \text{ of Effective Dose}$$

皮膚致紅的有效量是有效輻射通量乘以時間，例如目前紫外線的有效輻射通量為 2MED/HR，經過半小時的曝曬後，皮膚累積的有效量為 1MED。根據原廠的報告，紫外線指數(UV index)可由 MED/HR 換算得到，1MED/HR 等於 2.3 個紫外線指數，經過初步校驗後，其正確性相當高。501 型紫外線輻射儀在出廠時皆會做儀器校驗，其條件是晴天、太陽天頂角 30 度、氣柱臭氧全量 2.7mm(270 Dobson Unit)、溫度攝氏 25 度的海平面。在不同狀況下儀器的測值會有誤差，若氣柱臭氧全量從 2.7mm 至 3.3mm，太陽天頂角為 0 度至 70 度，其誤差在 6% 以下。

目前每分鐘有一筆資料，其測值與太陽角度及天空狀況有密切關係。不過，為配合本研究的需要，主要取小時之紫外線指數。圖 9a,b 分別顯示 1997 年(民國 86 年)4 月 25 日與 5 月 2 日的日變化，最高值均出現在中午，且達 9 以上。天空狀況的變動，如雲量，確實會影響指數的大小。

另外，將 501 型紫外線輻射儀與布魯爾分光光譜儀所測得的資料加以比較，發現彼此間一致性很好。圖 10 顯示 1997 年 9 月 30 日與 10 月 3 日之紫外輻射 DUV 值(mW/m^2)，從資料得知此二台儀器之測值非常接近，而其它的時間也有相似的結果，這表示目前的觀測情形良好，資料正確性極高。

分析台北、台東成功、阿里山與恆春四個測站，1997 年 5~11 月紫外線指數實際觀測資料(台中與高雄站資料約自 1997 年 12 月起)，表 3a ~ 3d 分別列出紫外線指數過量級(7)以上的天數和百分比。值得注意的是：台北站僅有 66 天出現指數超過 7 以上，而其他 3 站均有超過 120 天。顯然，緯度差異、高度差異、雲量差異、空氣污染程度差異等(圖 11)，均可能影響各地近地面紫外線輻射量的差異。至於垂直臭氧濃度的差異，特別是平流層臭氧的變化，在台灣的空間尺度內，原則上影響微弱，此點可以台北與成功總臭氧濃度變化一致(Liu et al., 1995)支持之；但是垂直臭氧隨時間變化，所造成的近地面紫外輻射改變，乃是整個國際相關研究工作的基點，此問題在本地因為資料時間序列短，很難獲致答案，未來或可借助衛星遙測資料與輻射模擬。

另外，到達地面之紫外線輻射，會受到垂直臭氧、雲、空氣污染物質(包括懸浮微粒)的影響(圖 11)，國際間多進行精密的野外觀測，配合輻射模擬，才可能獲致比較明確的了解。其中配合性的垂直臭氧剖面監測最為重要，我國雖然中央氣象局每二週進行一次觀測，但資料的時間密度仍未達。(請參考 Weihs and Webb, 1997a,b)

五、晴朗無雲下，紫外線指數模擬

● MODTRAN 3 模式說明

為要預報台灣地區各地的紫外線強度，本研究嘗試使用 MODTRAN 3 輻射模式來模擬晴日無雲、無懸浮微粒下，直達地表的太陽輻射，且模擬重點是放在 UVB (286nm~320nm) 波段的輻射強度。

Modtran 3 乃美國空軍地球科學研究室 (AFGL)，改進其過去發展之 Lowtran 7 有關分子吸收係數和計算分子穿透率的近似法而得，為 "A Moderate resolution Lowtran" 的縮寫，比 Lowtran 7 更穩定，精確度更高。主要特色為：

1. 精確度高；
2. 分子吸收係數為溫度和壓力的函數；
3. 12種吸收分子；
4. 多種散計算功能。

Lowtran 7 的精確度為 $\Delta\nu = 5\text{cm}^{-1}$ ， ν 為波數，分子吸收係數為單一參數。在 Modtran 3 中， $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，考慮 12 種吸收分子 H_2O 、 O_2 、 O_3 、 CO 、 CO_2 、 NO 、 NO_2 、 N_2O 、 NH_3 、 HNO_3 、 SO_2 與 CH_4 。每種吸收分子對應 5 個參考溫度 200、225、250、275 與 300°K ，若溫度小於 200°K 取 200°K ，大於 300°K 取 300°K 。波譜範圍 $\nu = 0 - 17900\text{cm}^{-1}$ ，區間 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，瓦格特線 (Voigt line) 取 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ 積分，因此 Modtran 能計算比 Lowtran 7 更精細的波段。(細節請閱附錄 A)

要執行 MODTRAN 3 必須輸入大氣及臭氧的垂直剖面資料，並將這些資料製作成 MODTRAN 3 所要求的輸入格式。資料的處理分為以下 3 部分：

◆ 大氣剖面資料：

執行 MODTRAN 3 模式須輸入當時、當地大氣的剖面資料，內容包含壓力、溫度、相對濕度。因為台灣本島的探空資料只有板橋及花蓮站的每日兩次 (00Z, 12Z) sounding，故此二站以外的測站所須的大氣剖面資料，均必須由此二站的探空資料擇一代替。選取原則是以前台灣西部地區各站的模擬以板橋探空來代替，東部地區各站的模擬以花蓮探空來代替。其中，宜蘭經測試後發現試用台北的探空資料，恆春則試用花蓮的探空資料。選取的探空資料以 00Z 為主，一天內各時段均用同一大氣剖面資料來輸入。

◆ 臭氧剖面資料：

在 UVB 的波段中，臭氧吸收大部分的輻射量。因此，整個大氣氣柱中的臭氧量將直接影響到達地面的 UVB 強度，故在模式的模擬中，臭氧的剖面資料是一重要的輸入項。國外研究顯示，臭氧總量在熱帶及中緯度地

區，夏天每日變化量約為（ $\pm 1\%$ ）。且台灣地區的臭氧探空資料為板橋站約二星期一筆，因此本研究在執行 MODTRAN 3 時所須輸入的臭氧剖面資料，將以個案日最近的一日板橋臭氧探空資料來取代。

◆ 太陽角度：

由於每日逐時的太陽天頂角會變，造成太陽光到達地球表面的光路徑會變化，也因此產生輻射量的逐時變化。太陽輻射強度與天頂角成反比。太陽天頂角愈小時，晴空下大氣輻射量愈大，因此夏天每日太陽輻射量最強的時刻約在中午時分（天頂角 $<10^\circ$ ）。執行 MODTRAN 3 模式時，須輸入每個模擬時刻太陽天頂角及當日的日序，以提供模式做計算。

將以上三部分的資料製作成 MODTRAN 3 所需的輸入格式後，再將波長選取項調整至 UVB 波段（280nm~320nm），並選取晴空（無雲）及清淨空氣（背景海洋性大氣）為大氣狀態。如此，MODTRAN 3 即可模擬出在晴日背景大氣下的 UVB 輻射強度。而為配合紫外線指數觀測工作的進行，本研究乃將所計算出來的 UVB 輻射強度乘上權重函數如圖 7 所示，即得前節所題及之 DUV 量，並可進一步換算出 UVI 指數。本研究每 15 min 模擬一次 DUV 強度，故一小時的累積總輻射量即是小時有效輻射量(Effective Dose)，其單位為百焦耳/平方米(hecto J m⁻²)。其次再依其數值的大小分成 0 至 15 級，即可得到逐時晴朗無雲下的紫外線指數。當然，在指數作業過程中，所需要的是午時最強的指數。

● 台北、成功個案日模擬

由於季節變換和是否有雲，對太陽輻射到達地面的量影響甚巨，故紫外線量在夏季無雲的日子理論上應較高。且國外在發佈 UVI 時，亦是以無雲的狀態來做初步估算，因此本研究嘗試於 1996 年夏季，以晴日無雲為條件，來做個案日的選取。

台灣地區每年 6,7,8 月為一年中輻射最強的月份，因此本研究選取 1996 年 8 月為模擬對象，並在 8 月份 31 日中挑選一全省均為晴空且各地能見度佳的個案來做晴空無懸浮微粒下海平面高度的輻射理論值模擬。

由中央氣象局的雲量、能見度及日照時數資料顯示：1996 年 8 月 19 日 9:00~15:00 台北、成功兩站雲量均小於 4，日照時數均為 60 分鐘，且能見度台北 15 km、成功 25 km。此為理想的模擬個案條件，且藉由查看各地環保署空氣品質測站的臭氧資料，得之 8 月 19 日全省各地臭氧濃度大於 80ppb 的高臭氧污染日比例最高，顯示太陽輻射強，因此光化反應激烈，故此日為本研究極佳的模擬個案日。

圖 12a,b 為模擬估算之台北、成功兩地，在 1996 年 8 月 19 日，自上午 8:00 至下午 16:00，每十五分鐘的「晴日無懸浮微粒下 DUV 理論值」（mW/ m²），

與實際觀測（中央氣象局 Brewer 儀器觀測）之比較。模擬條件設定，是以全日無雲且無懸浮微粒之大氣狀態為主，並使用 1996 年 8 月 18 日的氣象及臭氧剖面資料，加上 8 月 19 日的天頂角，輸入模式而計算出。由圖中可看出 DUV 強度是依照太陽天頂角之變化而改變，不受其他任何因素的影響，故 DUV 的日變化是隨時間呈理想的「鐘形」變化，且以正午為中線，呈上午、下午對稱的分佈，且成功站在中午前後的 DUV 值均比台北來得大。由圖 12a 可看出：台北站的模擬，在正午前後至下午，模擬值與觀測值有很好的配合，唯獨在上午 9:00~11:00 時可能是因為實際大氣狀況的因素（有雲經過），觀測值有大幅的消滅波動，導致模擬值與實際資料產生誤差。圖 12b 為成功站的情形，相較於台北站的結果，成功站模擬值與實際值間的誤差就少得多，自上午 8:00 至下午 16:00 兩值間的差值均小於 25mW/m^2 ，此結果顯示：實際的大氣狀況若能與模式的設定狀況相契合（晴日、無懸浮微粒），則 MODTRAN 3 可模擬出近似實際的 DUV 值。

將所模擬出的每小時 DUV 量，換算成紫外線指數 (UVI) (表 4)，此為理論上夏季晴日無雲無懸浮微粒的 UVI 值。由表 4 可看出：在夏季晴日無雲的條件下，台北在中午前後一小時 (11:00 ~ 13:00) 的紫外線指數可達 10~11，緯度低的成功站則可高達 11~12。正午一小時 (11:30 ~ 12:30) 台北站 UVI 為 11，成功站 UVI 則高達 12，均為“極強”的等級。成功站在正午一小時的 DUV 累積量為 $1169\text{J/m}^2\text{-hr}$ ，比台北站的 $1097\text{J/m}^2\text{-hr}$ 高出 72mW/m^2 。

● UVSPEC 模式應用

以上乃取 MODTRAN 3 為模擬工具，但是目前國際間亦有其他相似模式提供使用，如 UVSPEC(Mayer et al., 1997)、GOMETRAN(Rozanov et al., 1997)等。本研究在下半年內乃發展使用 UVSPEC 模式，進行晴朗無雲下紫外線指數之模擬。

Modtran 3 輻射傳遞方程主要是利用 Curtis-Godson 近似法，該近似法最主要的觀念是決定一個等效於非均勻大氣的均勻大氣，再利用光譜模式計算出平均透射率，然而此近似法的準確度取決於吸收體含量隨氣壓之分布。由於臭氧的分布多集中於平流層中，吸收線相較於 Modtran 3 所提供的瓦格特線為窄，同時在低平流層中，臭氧隨著氣壓減少而增加，故雖能求得大致近似地面儀器實測的結果，但仍有瑕疵。

UV-spec 利用離散方向法以高解析度的波長範圍做計算 (閱附錄 B)，其模式的優點是對臭氧量十分敏感，同時能精確的求出晴空無懸浮微粒情況下的近地面紫外輻射通量，充分的符合我們的要求，但缺點是較 Modtran 3 耗費計算時間。基本上，此二模式的輸入需求與輸出結果類似，將所計算得之波譜輻射強度乘上紅斑波譜，再進行積分即可得「晴日無懸浮微粒下 DUV 理論值」。在圖 13 中，吾人選取 1996 年 8 月 19 日個案進行分析，所得結果相當亦相當令人滿意。

原則上，UV-spec 的發展運用，乃期望增加更多在模擬方面的選擇。

六、雲對紫外線指數的影響

太陽輻射中的紫外線，其強度在到達地表之前會受大氣中許多物質的吸收或散射而減弱。如圖 14a~d 所示，實測的 UVI 值 (x) 在絕大部份的日子裡均顯著地低於理論值 (○)；由於理論值已考慮了平流層臭氧的吸收，因此其間的差異大多是由對流層內氣象因子所造成。在平流層中主要的紫外線吸收物質為臭氧，而在對流層中對紫外線影響最大的則是「雲」的存在。雲的宏觀特性中，對紫外線影響最大的應屬雲的天空遮蔽量（雲量）和雲的厚度（雲高），而此二因子可呈現極大的逐時變化，是影響紫外線指數 (UVI) 的最重要參數。本節研究旨在分析雲的存在對紫外線指數的影響，以及探討是否能夠利用中央氣象局現有預報項目中的一些參數來推估雲的影響，以進行較客觀的 UVI 預報。

● 實際雲量與 UVI 間的關係

為了瞭解雲對紫外線指數的影響，首先假設以 MOTRAN3 模式所計算的理論值 (UVI_{th}) 可準確代表經平流層臭氧吸收後的紫外線強度 (UVI_{tr})，然後算出此理論值與實測紫外線指數 (UVI_{ob}) 之間的差異 (ΔUVI)。如此， ΔUVI 應代表紫外線受對流層內各種因素（如：雲量、氣懸粒子）的消滅，再加上儀器誤差（註：理論值也可能有些誤差）。表 5 為分析 1996 年的氣象與輻射資料所得的各種相關係數，結果可發現 ΔUVI 與實測雲量間的相關係數在台北全年為 0.524，5~9 月為 0.591；在成功全年為 0.549，5~9 月為 0.556。其他的氣象因子中，僅日照小時數（在成功還包括 5~9 月正午溫度）與 ΔUVI 間的相關係數較以上這些相關係數為高；然而日照小時數也與雲量有關，顯示各氣象因子中雲量對紫外線指數的影響最大，而此影響在 5~9 月更為顯著。此外，在台北與成功，能見度與 ΔUVI 間的相關係數也很高，可惜能見度並非氣象局預報項目，無法用來做 UVI 預報。另外可以考慮作為預報因子的是幾個溫度和溫差因子（是氣象局觀測項目與預報項目）。而降雨機率雖非觀測項目，無法進行此一小節所討論的“實測值”分析，但卻是個預報項目，並可以利用來推估雲量。

基於雲量的重要性，此處嘗試不考慮其他因子，僅以實際雲量 f_c ($0 \leq f_c \leq 1$) 來建立紫外線指數預報公式。首先假設紫外線消滅量與雲量成某種線性關係，則可建立半經驗式：

$$UVI_{pr} = UVI_{th} * (1 - f_c/a) + b \quad .$$

以此公式所得到的紫外線指數預測值 UVI_{pr} 與實測值間誤差 (δUVI ，定義為 |

$UVI_{pr} - UVI_{ob}$ |) 的統計列於表 6。分析台北 1996 年的資料顯示，當使用 $a=1.5$ ， $b=-0.8$ 之時， δUVI 的全年絕對值平均為 1.46，5 ~ 9 月絕對值平均為 1.65，而均方根為 1.85；成功 1996 年資料則顯示，當使用 $a=1.5$ ， $b=0.25$ 之時， δUVI 的全年絕對值平均為 1.40，5 ~ 9 月絕對值平均為 1.64，均方根為 1.85。【註：實際雲量法 1 之係數 a 、 b 的選取是讓全年平均絕對誤差降至最低，而實際雲量法 2 之係數 a 、 b 的選取是讓 5 ~ 9 月平均絕對誤差降至最低。】

● 雲量估計法

以上結果顯示，若能得到準確的雲量，則應可利用新的經驗式顯著提高紫外線指數預報的準確度。不過目前中央氣象局預報項目中並不包括雲量，無法直接應用這個新的方法。此研究因而進一步嘗試以“天氣狀況”和“降水機率”這兩個與雲量較為相關的預報項目來推估次日午間雲量，再以此推估雲量代入上述經驗式以求得新的紫外線指數預報值 UVI_{pr}^* 。

首先計算“天氣狀況”與當日 12 時~14 時平均雲量間的統計關係，以得到各種“天氣狀況”所代表的雲量 $f_{c,wx}$ 。表 7 列出各類預報天氣狀況與實測雲量間的關係，包括平均雲量、出現次數以及標準差。由出現次數可發現氣象局所發佈的天氣狀況預報分佈極不平均，有些項目出現次數過低，因此較無統計上的意義。同時，在某些特定天氣狀況（預報）下，實際雲量的標準差相當大，也就是說以天氣狀況來推估雲量可能會有很大的誤差。此處暫以 1996 年的資料分別算出台北與成功地區的 $f_{c,wx}$ ，另外再添以“降水機率”預報來獲得另一推估雲量 $f_{c,r}$ ，以避免較極端的誤差。此處對 $f_{c,wx}$ 和 $f_{c,r}$ 取權重平均而得到推估的午間雲量：

$$f_c^* \sim c * f_{c,wx} + (1-c) * f_r$$

表 6 中列出了僅以“降水機率法”來推估雲量（即 $c = 0$ ），以及以“降水機率+天氣狀況法”來推估雲量，所得的 UVI 誤差絕對值（ δUVI ）。在台北（使用 $a=1.3$ ， $b=-2.6$ ， $c=0.17$ ），以“降水機率+天氣狀況法”所預報的 δUVI 全年平均為 1.59，均方根為 1.97；在成功（使用 $a=1.5$ ， $b=0$ ， $c=0.5$ ）， δUVI 全年平均為 2.03，均方根為 2.50。若僅以“降水機率法”來推估雲量，則在台北（使用 $a=1.3$ ， $b=-2.8$ ， $c=0$ ）的 δUVI 全年平均為 1.61，均方根為 2.02；在成功（使用 $a=1.3$ ， $b=-1$ ， $c=0$ ），全年平均為 2.04，均方根為 2.56。以雲量推估法預測 UVI 雖較以實際雲量預測 UVI 的誤差為大。

表 6 也顯示最佳的權重值在台北為 $c = 0.17$ ，在成功為 $c = 0.5$ ，顯示在台北地區降水機率比天氣狀況之預報更能代表雲量的影響。未來若能加強對降水機率與天氣狀況預報所代表的雲量作更佳的詮釋，也許還能提高 UVI 預報的精確度。

● 溫度因子修正

以上雲量推估法僅利用了降雨機率和天氣狀況兩個預報因子，其實還可考慮加入其他的預報項目於新的經驗式中，以更加提高紫外線指數預報值的精確度。將新的經驗式（降雨機率+天氣狀況法）預報值之誤差再與各個氣象因子作相關分析，便可找出可茲利用的其他預報參數。表 5 顯示，在預測項目中尚有殘留利用價值（較高相關因子）的，包括台北的「預測溫差」以及成功的「預測最高溫」與「預測最低溫」。此處嘗試對「降雨機率+天氣狀況法」作溫度因子修正：

$$\text{台北：溫度因子修正量} = -1.646 + 0.210 * \text{預測溫差}$$

$$\text{成功：溫度因子修正量} = 1.470 - 0.028 * \text{預測最高溫}$$

結果列於表 6 的最後一行，顯示以線性迴歸法可將台北地區誤差的均方根由 1.97 降至 1.94，成功地區誤差的均方根由 2.50 降至 2.34。以上修正只是利用最簡單的線性迴歸法，未來尚可考慮較複雜的統計方法，以及納入更多的氣象預報因子來提高精確度。

七、結論

本研究在上半年內，大致對紫外線監測與模擬均有相當進展，下半年則一方面發展使用其他模式，以增加選擇權，另一方面則對雲的影響因素進行深入分析，並探討預測模式的可能發展。

大致上，自 1997 年初，台灣大學全球變遷研究中心在台北、阿里山、恆春、台中與高雄逐步建立起 SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀監測系統。其中，台北 Solar 儀器乃用來與 Brewer 儀器相比較，作為整個系統的校對中心。分析台北、台東成功、阿里山與恆春四個測站，1997 年 5~11 月紫外線指數實際觀測資料(台中與高雄站資料約自 1997 年 12 月起)。值得注意的是：台北站僅有 66 天出現指數超過 7 以上，而其他 3 站均有超過 120 天。顯然，緯度差異、高度差異、雲量差異、空氣污染程度差異等，均可能影響各地近地面紫外線輻射量的差異。至於垂直臭氧濃度的差異，特別是平流層臭氧的變化，在台灣的空間尺度內，原則上影響微弱，此點可以台北與成功總臭氧濃度變化一致(Liu et al., 1995)支持之；但是垂直臭氧隨時間變化，所造成的近地面紫外輻射改變，乃是整個國際相關研究工作的基點，此問題在本地因為資料時間序列短，很難獲致答案，未來或可借助衛星遙測資料與輻射模擬。

同時，本研究詳細探討在晴日無雲下，運用 MODTRAN 3 模式進行紫外線輻射模擬，所得結果與實測相近。下半年更發展使用 UV-spec 模式，以增加未來運用時之選擇。

進一步研究，分析探討了雲的存在對紫外線指數的影響，更探討是否能夠利用中央氣象局現有預報項目中的一些參數來推估雲的影響，以進行較客觀的 UVI 預報。結果發展出相當多的可能運用模式，未來若能將每日晴朗無雲下的模擬預測值，輸入適當之氣象影響修正模式，當可預報得與實測接近的預測指數。

參考文獻

- Beaglehole, D. and G. G. Carter, 1992a: Antarctic skies 1: Diurnal variations of the sky irradiance, and UV effects of the ozone hole, spring 1990. *J. Geophys. Res.*, 97, 2589-2596.
- Beaglehole, D. and G. G. Carter, 1992b: Antarctic skies 2: Characterization of the intensity and polarization of skylight in a high albedo environment. *J. Geophys. Res.*, 97, 2597-2600.
- Blumthaler, M. and W. Ambach, 1990: Indication of increasing solar ultraviolet-B radiation flux in Alpine regions. *Science*, 248, 206-208.
- Booth, C. R., T. Lucas, J. H. Morrow, C. S. Weiler and P. A. Penhale, 1994a: The United States National Science Foundation's polar network for monitoring ultraviolet. pp. 17-37, in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C.S. Weiler and P.A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Booth, C. R., and S. Madronich, 1994b: Radiation amplification factors - improved formulation accounts for large increases in Ultraviolet radiation associated with Antarctic ozone depletion. pp. 39-42 in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C. S. Weiler and P. A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Berger, D. S., 1976 : The sunburning ultraviolet meter : Design and performance. *Photochem. Photobiol.* 24: 587-593.
- Correll, D. L., C. O. Clark, B. Goldberg, V. R. Goodrich, D. R. Hayes, Jr., W. H. Klein and W. D. Schecher, 1992: Spectral ultraviolet-B radiation fluxes at the earth's surface: long-term variations at 39°N, 77°W. *J. Geophys. Res.*, 97, 7579-7591.
- Cotton, G. F., 1990: Robertson-Berger UVB meter. in *Summary Report 1989*, Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Report No. 18. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, December.
- Dickerson, R. R., S. Kondragunta, G. Stenchikov, K. L. Civerolo, B. G. Doddridge and B. N. Holben, 1997: The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science*, 278, 827-830.
- Farman, J.C., B. G. Gardiner and J.D. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315, 207-210.
- Frederick, J.E. and A.D. Alberts, 1991: Prolonged enhancement in surface ultraviolet radiation during the Antarctic spring of 1990. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1869-1871.
- Frederick, J.E. and D. Lubin, 1994: Solar ultraviolet irradiance at Palmer station,

- Antarctica. in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C. S. Weiler and P. A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, pp.43-52, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Garadzha, M. P. and Ye. I. Nezval, 1987: Ultraviolet radiation in large cities and possible ecological consequences of its changing flux due to anthropogenic impact. pp. 64-68 in *Proc. Symp. on Climate and Human Health*, World Climate Programme Applications, WCAP Report No. 2, Leningrad.
- Helbling, E.W., V. Villafane and O. Holm-Hansen, 1994: Effects of ultraviolet radiation on Antarctic marine phytoplankton photosynthesis with particular attention to the influence of mixing. in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, C. S. Weiler and P.A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, pp. 207-227, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Ilyas, M., 1987: Effect of cloudiness on solar ultraviolet radiation reaching the surface. *Atmos. Environ.*, 21, 1483-1484.
- Liu, C.M., 1996 : Sensitivity of ozone production to the NMHC composition, aerosol backscattering and high chimney emission. *Chemistry and Ecology*, 12-147-161.
- Liu, C.M., C.-J. Lin, H.-W. Chang and S.-M. Chou, 1995 : Ozone monitoring in Taiwan. *Atmospheric Ozone as a Climate Gas - General Circulation Model Simulation*. Eds. W.-C. Wang and I.S.A. Isaksen, NATO ASI Series, Subseries I *Global Environmental Change*, vol. 32, p.289-303.
- Lubin, D. and J. E. Frederick, 1989: Measurements of enhanced springtime ultraviolet radiation at Palmer station, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 783-785.
- Lubin, D. and J. E. Frederick and A.J. Krueger, 1989: The ultraviolet radiation environment of Antarctica: McMurdo station during September - October 1987. *J. Geophys. Res.*, 94, 8491-8496.
- Lubin, D. and J. E. Frederick, 1991: The ultraviolet radiation environment of the Antarctic peninsula: the roles of ozone and cloud cover. *J. Appl. Met.*, 30, 478-493.
- Lubin, D. B. G. Mitchell, J. E. Frederick, A. D. Alberts, C. R. Booth, T. Lucas and D. Neuschuler, 1992: A contribution toward understanding the biospherical significance of Antarctic ozone depletion. *J. Geophys. Res.*, 97, 7817-7828.
- Mayer, B., and G. Seckmeyer, 1997: Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modelling results. *J. Geophys. Res.*, 102, 8755-8767.
- McKenzie, R.L., M. Kotkamp, G. Seckmeyer, R. Erb, C.R. Roy, H.P. Gies, and S. J. Toomey, 1993: First Southern Hemisphere intercomparison of solar UV spectra. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2223-2226.
- Paltridge, S. W., and C. M. R. Platt, 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology. Elsevier, Amsterdam.
- Rozanov, V. V., D. Diebel, R. J. D. Spurr and J. P. Burrows, 1997: GOMETRAN: A radiative transfer model for the satellite project GOME, the plane-parallel version. *J. Geophys. Res.*, 102, 16683 - 16695.
- Roy, C. R., H. P. Geis, D. W. Tomlison and D. Lugg, 1994: Effects of ozone depletion on the ultraviolet radiation environment at the Australian stations in Antarctica. pp. 1-15 in *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological*

- 312
- Effects*, C. S. Weiler and P. A. Penhale, (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Scotto, J., T. Fears and G. B. Gori, 1975: *Measurements of ultraviolet radiation in the United States and comparisons with skin cancer data*. U.S. Dept. of Health, Education, and Welfare, Report No. (NIH) 76-1029, November 1975.
- Scotto, J., G. Cotton, F. Urbach, D. Berger, and T. Fears, 1988: Biologically effective ultraviolet radiation: measurements in the United States 1974-1985. *Science*, 239, 762-764.
- Seckmeyer, G., and R.L McKenzie, 1992: Elevated ultraviolet radiation in New Zealand (45°S) contrasted with Germany (48°N). *Nature*, 359, 135-137.
- Smith, R.C., B.B. Prezelin, K. S. Baker, R. R. Bidigare, N.P. Boucher, T. Coley, D. Karentz, S. MacIntyre, H.A. Matlick, D. Menzies, M. Ondrusek, Z. Wan, and K. J. Waters, 1992a: Ozone depletion: Ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic waters. *Science*, 255, 952-959.
- Smith, R.C., Z. Wan and K.S. Baker, 1992b: Ozone depletion in Antarctica: modeling its effects on solar UV irradiance under clear sky conditions. *J. Geophys. Res.*, 97, 7383-7397.
- Stamnes, K., J. Slusser, and M. Bowen, 1990: Biologically effective ultraviolet radiation, total ozone abundance, and cloud optical depth at McMurdo Station, Antarctica, September 15, 1988, through April 15, 1989. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 2181-2184.
- Stamnes, K., Z. Jin, J. Slusser, C. Booth, and T. Lucas, 1992: Several-fold enhancement of biologically effective ultraviolet radiation levels at McMurdo Station, Antarctica, during the 1990 ozone "hole". *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1013-1016.
- USEPA (US Environmental Protection Agency), 1994: *Experimental UV index*. U.S. EPA 430-F-94-019, 10pp.
- USGCRP (US Global Change Research Program) , 1995: *The U.S. Interagency UV-Monitoring Network Plan*. USGCRP-95-01.
- Weihs, P., and A. R. Webb, 1997a: Accuracy of spectral UV model calculations. 1. Consideration of uncertainties in input parameters. *J. Geophys. Res.*, 102, 1541-1550.
- Weihs, P., and A. R. Webb, 1997b: Accuracy of spectral UV model calculations. 2. Comparison of UV calculations with measurements. *J. Geophys. Res.*, 102, 1541-1550.
- WMO, 1994: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994*. World Meteorological Organization. Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 37.
- Zheng, X., and R.E. Basher, 1993: Homogenization and trend detection analysis of broken series of solar UV-B data. *Theor. Appl. Climatol.*, 47, 4, 189-303.

表 1：皮膚之類別與皮膚變紅或產生紅斑所需紫外線輻射的能量
(參考自 USEPA，1994)。

皮膚類別	未曝曬部份皮膚之顏色	曝曬歷史	皮膚變紅或產生紅斑所需之能量 (MEDs)
(1)從未曬黑/ 總是曬紅	蒼白或雪白	非常容易曬紅或曬傷，痛的腫脹或脫皮	1-3 hectoJ/m ² (10 -30 mJ/cm ²)
(2)有時曬黑/ 時常曬紅	淡褐色，有時會有斑點	時常曬紅，出現紅色或粉紅，能慢慢變成淡褐色	3-5 hectoJ/m ² (30 -50 mJ/cm ²)
(3)時常曬黑/ 有時曬紅	黃褐色、橄欖色或有明確的顏色	很少曬紅，顯示中等快速的變黑反應	4-7.5 hectoJ/m ² (40 -75 mJ/cm ²)
(4)總是曬黑/ 極少曬紅	深黃褐色或黑色	極少曬紅，顯示很快速的變黑反應	5-12 hectoJ/m ² (50-120 mJ/cm ²)

表 2：在不同的紫外線指數下，從未曬黑(最敏感)及總是曬黑(極不敏感)的皮膚達到曬紅所需之時間(USEPA, 1994)。

曝曬分類/紫外線指數值		從未曬黑的皮膚達到曬紅所需之時間 (最敏感， MEDs = 1 hecto J/m ²)	總是曬黑的皮膚達到曬紅所需之時間 (極不敏感， MEDs=5 hecto J/m ²)
微量	0 - 2	30 分鐘	>120 分鐘
低量	3	20 分鐘	90 分鐘
	4	15 分鐘	75 分鐘
	5	12 分鐘	60 分鐘
中量	6	10 分鐘	50 分鐘
	7	8.5 分鐘	40 分鐘
	8	7.5 分鐘	35 分鐘
過量	9	7 分鐘	33 分鐘
	10	6 分鐘	30 分鐘
	11	5.5 分鐘	27 分鐘
	12	5 分鐘	25 分鐘
	13	<5 分鐘	23 分鐘
	14	4 分鐘	21 分鐘
	15	<4 分鐘	20 分鐘
危險			

表 3a 台北站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

	1997 年 5 月~11 月	
	天數	百分比
7~9	57	26.63%
10	8	3.74%
11	1	0.47%
12	0	0.00%
13	0	0.00%
14	0	0.00%
15	0	0.00%
>7	66	30.84%

表 3b 成功站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

	1997 年 5 月~11 月	
	天數	百分比
7~9	62	29.81%
10	15	7.21%
11	34	16.35%
12	19	9.13%
13	5	2.40%
14	0	0.00%
15	0	0.00%
>7	135	64.90%

表 3c 阿里山站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

	1997 年 5 月~11 月	
	天數	百分比
7~9	80	38.46%
10	9	4.23%
11	17	8.17%
12	9	4.23%
13	5	2.40%
14	6	2.88%
15	1	0.48%
>7	127	60.06%

表 3d 恆春站 1997 年 5~11 月午時紫外線指數過量級與危險級天數與百分比

	1997 年 5 月~11 月	
	天數	百分比
7~9	70	33.82%
10	18	8.70%
11	28	13.53%
12	18	8.70%
13	5	2.42%
14	0	0.00%
15	0	0.00%
>7	139	67.15%

表 4：假設在晴朗無雲下，使用模式所估算得之 1996 年 8 月 19 日台北與成功
逐時紫外線指數 (UVI)。

時 間	J/m ² -hr	台北 UVI	J/m ² -hr	成功 UVI
08:00	317.1	4	319.8	4
09:00	648.8	7	643.7	7
10:00	910.7	10	953.8	10
11:00	1087.9	11	1127.5	12
12:00	1099.6	11	1144.9	12
13:00	963.8	10	1001.5	11
14:00	718.9	8	736.6	8
15:00	394.7	4	393.1	4
11:30~12:30	1097.5	11	1169.1	12

表 5： ΔUVI 與各類氣象因子間之相關係數，以及以“降水機率+天氣狀況法”所預報之 UVI 誤差與各類氣象因子間之相關係數。

		台北 1997				成功 1997			
		ΔUV (全年)	ΔUV (5~9月)	新經驗 式誤差 (全年)	新經驗 式誤差 (5~9月)	ΔUV (全年)	ΔUV (5~9月)	新經驗 式誤差 (全年)	新經驗 式誤差 (5~9月)
sun-hr	日照時	-0.55	-0.68	-0.31	-0.33	-0.69	-0.78	-0.66	-0.63
cloud	雲量	0.54	0.59	0.25	0.30	0.66	0.72	0.60	0.55
rain-day	雨日	0.33	0.28	0.11	0.14	0.31	0.46	0.17	0.32
rain-hr	雨時	0.14	0.13	0.09	0.11	0.18	0.21	0.16	0.22
vis-km	能見度	-0.50	-0.57	-0.49	-0.55	-0.53	-0.63	-0.42	-0.44
Tmax-Tmin	溫差1	-0.18	-0.23	-0.06	-0.02	-0.43	-0.45	-0.39	-0.33
Tmax-T8	溫差2	-0.41	-0.41	-0.20	-0.18	-0.53	-0.52	-0.52	-0.51
T12-T8	溫差3	-0.38	-0.37	-0.19	-0.17	-0.44	-0.50	-0.42	-0.47
T12	午溫	-0.05	-0.38	-0.04	-0.10	-0.48	-0.79	-0.55	-0.65
Tmax	最高溫	-0.02	-0.33	-0.01	-0.06	-0.40	-0.70	-0.48	-0.57
Tmin	最低溫	0.07	-0.30	0.01	-0.07	-0.24	-0.57	-0.36	-0.50
Tmax-pre	預測 Tmax	0.09	-0.24	0.11	0.09	-0.12	-0.54	-0.20	-0.32
Tmin-pre	預測 Tmin	0.10	-0.26	0.04	-0.03	-0.11	-0.59	-0.20	-0.41
rain-pre	降雨機率	0.52	0.55	-0.17	-0.14	0.39	0.57	0.05	0.18
δT -pre	預測溫差	0.02	-0.13	0.22	0.23	-0.15	-0.31	-0.01	-0.11
type-pre	天氣型態	0.29	0.39	-0.09	-0.08	0.34	0.46	0.09	0.10

表 6：各種 UVI 預報法之絕對誤差統計分析。

台北1996	實際雲量法1	實際雲量法2	降雨機率法	降雨機率+ 天氣狀況法	溫度因子修正
a	1.5	1.5	1.3	1.3	
b	-0.8	-0.5	-2.8	-2.6	
c				0.17	
Standard deviation	1.143	1.106	1.222	1.169	1.120
Covariance	1.089	0.737	0.374	0.650	0.303
Variance	1.307	1.224	1.492	1.366	1.255
全年平均	1.460	1.471	1.614	1.590	1.582
5-9月平均	1.650	1.623	1.734	1.714	1.679
RMS	1.854	1.840	2.023	1.972	1.938

$$\text{溫度因子修正量} = -1.646 + 0.210 * \text{預測溫差}$$

成功1996	實際雲量法1	實際雲量法2	降雨機率法	降雨機率+ 天氣狀況法	溫度因子修正
a	1.5	1.45	1.3	1.5	
b	0.25	0.55	-1	0	
c				0.5	
standard deviation	1.209	1.207	1.540	1.472	1.299
covariance	-0.062	-0.182	-2.049	-2.211	-0.609
variance	1.461	1.458	2.372	2.167	1.687
全年平均	1.395	1.407	2.043	2.025	1.951
5-9月平均	1.636	1.634	2.047	2.046	2.109
RMS	1.845	1.853	2.557	2.502	2.343

$$\text{溫度因子修正量} = 1.470 - 0.028 * \text{預測最高溫}$$

表 7： 11~14 時平均實測雲量與預報天氣狀況比較表。

天氣狀況	1996年1~12月									1997年5月~12月												總次數	總平均	σ
	台北			成功			台北			成功			阿里山			恆春								
	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ						
1 晴天	1	0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3	4.17	0.24	*	*	*	4	2.08	0.24			
2 晴時多雲	29	4.48	2.67	32	3.34	2.02	21	4.40	2.04	9	3.11	1.45	55	5.40	2.18	27	3.31	1.71	173	4.01	2.03			
3 晴午後多雲	13	6.58	2.59	*	*	*	16	4.97	1.62	*	*	*	14	5.64	1.26	*	*	*	43	5.73	1.80			
4 晴午後短暫陣雨	1	6.5	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	6.50	\			
5 晴午後短暫雷陣雨	1	3.00	0.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	3.00	0.00			
6 晴午後局部雷陣雨	25	6.98	2.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	25	6.98	2.00			
7 晴午後雷陣雨	2	6.50	0.50	*	*	*	23	6.15	1.26	*	*	*	32	6.89	1.38	*	*	*	57	6.51	1.30			
8 晴轉多雲	2	7.25	2.25	*	*	*	3	2.83	1.55	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	5.04	1.83			
9 晴轉多雲陣雨	2	9.50	0.00	*	*	*	1	7.50	\	*	*	*	7	4.93	2.38	*	*	*	10	7.31	1.85			
10 晴轉多雲晚短暫陣雨	1	9.00	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	9.00	\			
11 晴晚轉多雲短暫陣雨	1	6.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	6.50	\			
12 多雲時晴	42	4.80	3.02	36	4.83	2.57	26	4.62	2.02	48	2.95	1.55	30	5.57	1.85	71	3.69	1.92	253	4.41	2.13			
13 多雲	30	7.25	2.85	140	7.00	2.67	34	5.16	2.18	52	5.60	1.82	16	7.47	1.74	27	4.69	1.80	299	6.19	2.36			
14 多雲時陰	5	7.10	3.10	6	9.83	0.37	4	6.38	2.53	15	6.3	2.14 3	3	6.33	2.25	*	*	*	33	7.19	2.02			
15 多雲晨霧轉陰短暫雨	1	10.0 0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	10.0 0	\			
16 多雲時陰短暫雨	15	8.43	1.83	9	8.22	1.63	*	*	*	12	6.42	2.03	2	5.25	0.25	5	5.2	1.69 1	43	6.70	1.76			
17 多雲時陰短暫陣雨	8	9.31	0.61	11	7.45	2.73	*	*	*	3	6.83	0.47	1	5.50	\	1	8	\	24	7.42	1.65			
18 多雲時陰短暫陣雨或雷雨	1	7.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	7.50	\			
19 多雲時陰陣雨	2	9.00	1.00	4	9.38	0.54	*	*	*	2	2.50	1.00	1	9.00	\	2	5	3	11	6.98	1.22			

表 7: (續)

天氣狀況	1996年1~12月						1997年5月~12月												總次數	總平均	σ
	台北			成功			台北			成功			阿里山			恆春					
	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ			
20 多雲時陰 陣雨或雷 雨	1	10.0 0	\	*	*	*	*	*	*	4	6.13	2.13	2	9.00	0.00	4	6.13	1.67	11	7.81	1.52
21 多雲時陰 局部雷陣 雨	2	9.50	0.50	1	8	\	*	*	*	2	7	1	*	*	*	2	4	1	7	6.83	0.83
22 多雲局部 雷陣雨	3	8.33	1.65	9	4.33	2.27	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	12	6.33	2.12
23 多雲午後 短暫陣雨	2	9.25	0.25	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	8.75	0.25	*	*	*	4	9.00	0.25
24 多雲午後 局部雷陣 雨	8	8	1.20	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	8	8.00	1.20
25 多雲午後 雷陣雨	6	7.83	1.65	*	*	*	*	*	*	*	*	*	9	7.11	0.77	1	5	\	20	6.65	1.12
26 多雲晚轉 陰短暫雨	2	4.75	3.25	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	4.75	3.25
27 多雲轉陰 短暫雨	9	8.00	2.26	1	7	\	*	*	*	1	8	\	*	*	*	*	*	*	11	7.67	2.26
28 多雲轉陰 短暫陣雨	3	8.67	0.94	2	6.5	0.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	7.59	0.76
29 多雲轉陰 陣雨	1	9.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	9.50	\
30 多雲轉陰 雷陣雨	3	10.0 0	0.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3	10.0 0	0.00
31 多雲短暫 雨	8	7.19	2.49	27	7.04	2.71	*	*	*	8	6.38	1.11	1	8.50	\	10	6.2	2.03	54	7.06	2.31
32 多雲短暫 陣雨	9	6.28	2.71	42	6.77	2.80	*	*	*	41	5.54	1.77	12	7.79	1.09	41	5.65	1.62	145	6	2.03
33 多雲陣雨	2	9.00	0.00	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	9.00	0.00
34 多雲陣雨 或雷雨	3	9.50	0.41	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	9	\	1	7	\	5	8.50	0.41
35 陰後多雲	1	10.0 0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	10.0 0	\
36 陰時多雲 有雨	2	10.0 0	0.00	3	8.5	1.47 2	*	*	*	1	7	\	*	*	*	*	*	*	6	8.50	0.88
37 陰時多雲 短暫雨	31	9.35	1.42	11	8.36	2.53	*	*	*	2	8	0	5	8.7	1.78	4	7.25	0.83	53	8.33	1.59
38 陰時多雲 短暫陣雨	10	9.95	0.15	2	8.25	1.75	*	*	*	4	6.13	1.43	4	8	0.4	*	*	*	20	8.08	0.62

表 7: (續)

天氣狀況		1996年1~12月						1997年5月~12月												總次數	總平均	σ
		台北			成功			台北			成功			阿里山			恆春					
		次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ	次數	平均	σ			
39	陰時多雲 陣雨	4	10.0 0	0.00	10	8.70	1.91	6	7.33	0.69	6	7.08	0.73	3	7.67	0.62	2	6.75	1.25	31	6.70	1.03
40	陰時多雲 陣雨或雷雨	1	10.0 0	\	1	10	\	4	7.63	0.65	4	7.63	0.65	8	8.81	0.35	8	7.5	0.66	26	8.59	0.55
41	陰短暫雨	19	9.61	0.94	1	8	\	12	7.71	0.83	4	6	3.46	*	*	*	1	7	\	36	7.66	1.19
42	陰短暫陣雨	4	9.88	0.22	*	*	*	1	7.50	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5	8.69	0.22
43	陰陣雨	18	9.97	0.11	6	10.0 0	0.00	4	8.00	0.00	1	8	\	1	9.00	\	1	8	\	31	8.83	0.00
44	陰陣雨後多雲	2	9.75	0.25	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	9.75	0.25
45	陰陣雨或雷雨	3	9.50	0.71	1	10	\	4	8	0	4	7.88	0.22	3	8.33	0.94	5	8	0	20	8.62	0.31
46	陰有雨	11	9.36	1.49	3	9.33	0.94	2	8	0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	16	8.90	1.20
47	陰雷陣雨後多雲	1	10.0 0	\	*	*	*	1	8	\	5	6.40	1.62	4	9	0	7	7.29	1.06	18	8.14	0.97
48	陰時多雲 短暫陣雨或雷雨	*	*	*	*	*	*	1	5	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	5.00	\
49	短暫陣雨後多雲	2	6.5	3.50	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	6.50	3.50
50	雨後多雲	2	6.25	3.75	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	6.25	3.75
51	陣雨後多雲	1	8.00	\	1	10	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	9.00	\
52	雷陣雨後多雲	1	10.0 0	\	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	10.0 0	\

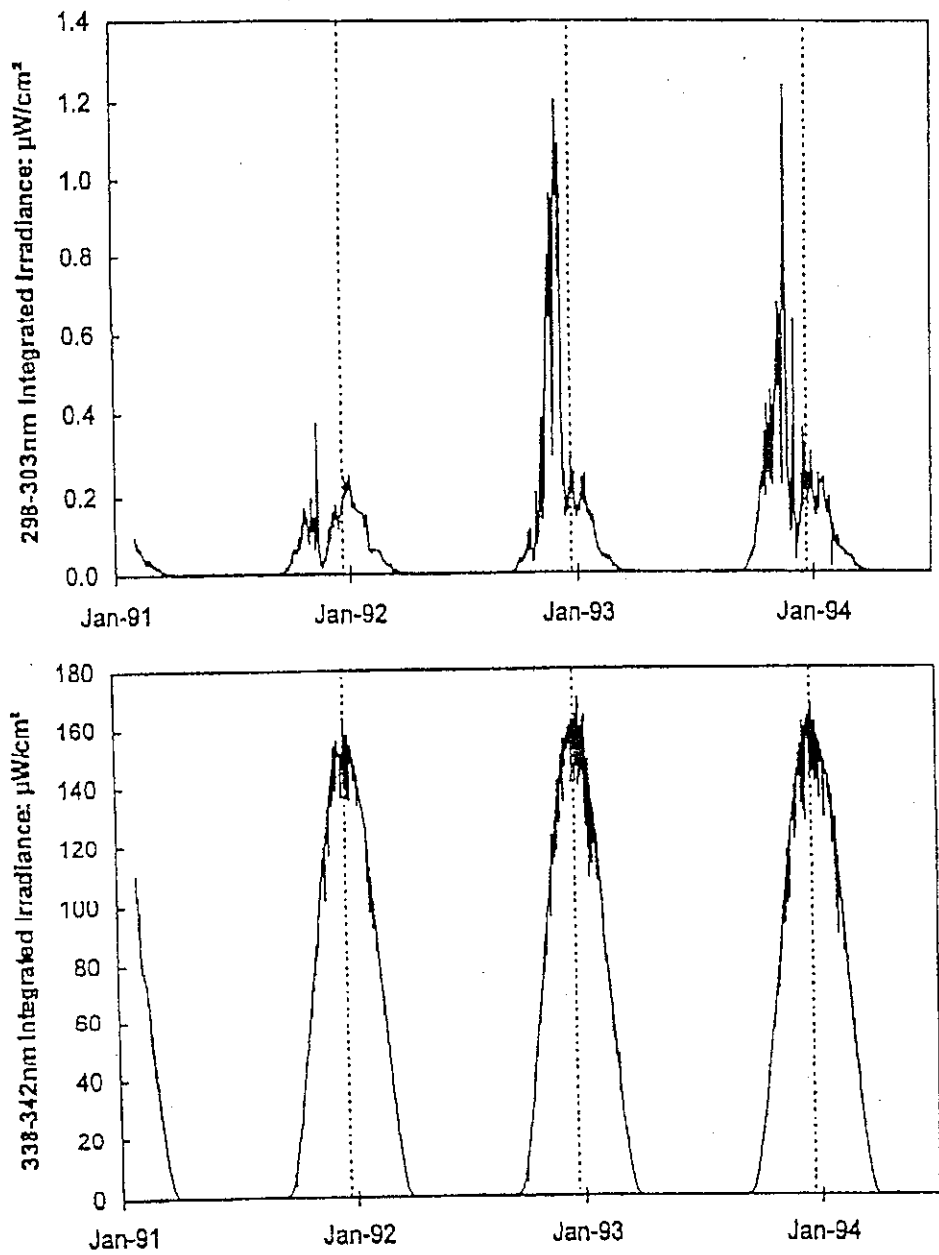


圖 1：南極 1991-1994 年輻射的變化量。上圖為 298-303nm，下圖為 338-342nm，虛線為每年的夏至時間。(Booth et al., 1994b)

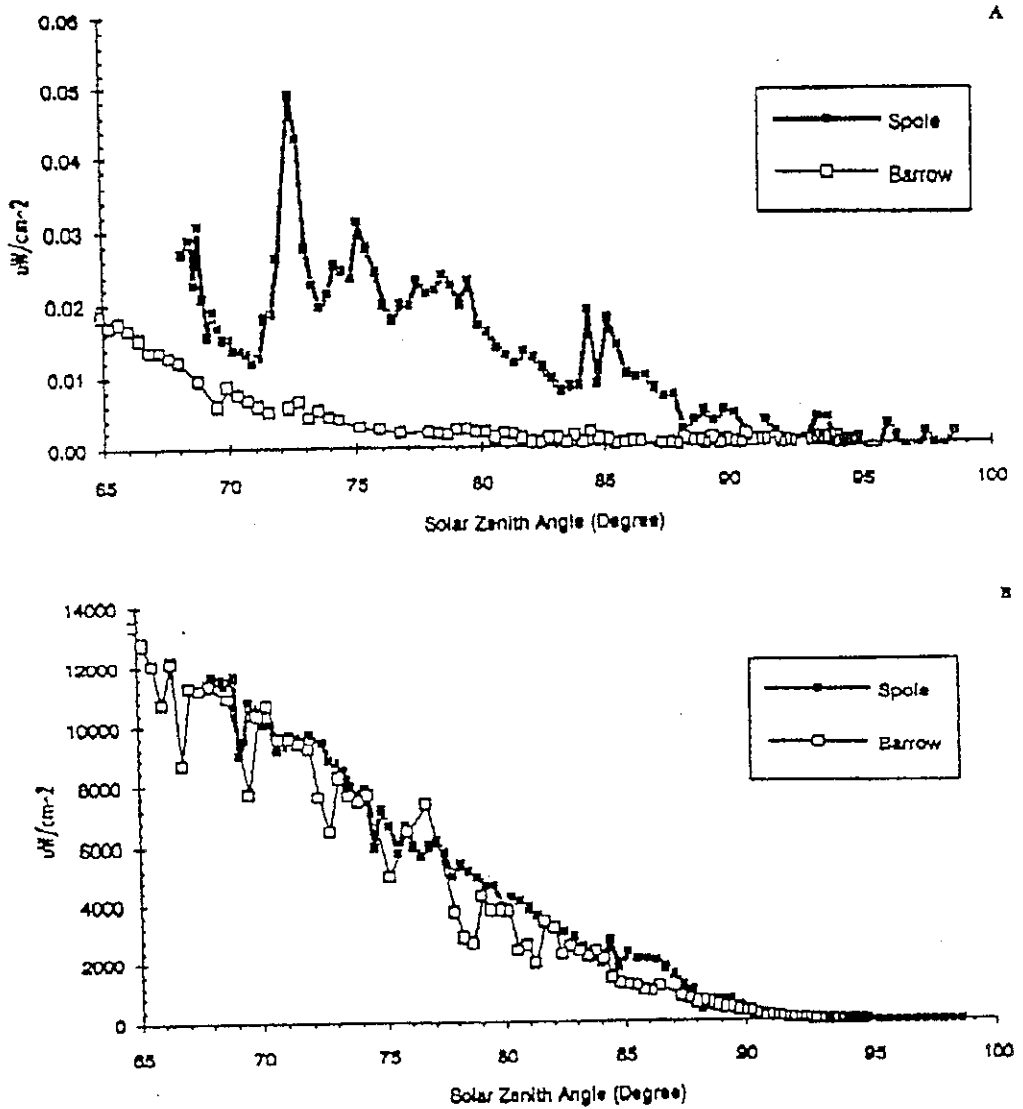


圖 2：比較南極與阿拉斯加 Barrow 在 1991 年春季的輻射強度，(a)為紫外波段，(b)為 400-600nm 波段(Booth et al., 1994a)。

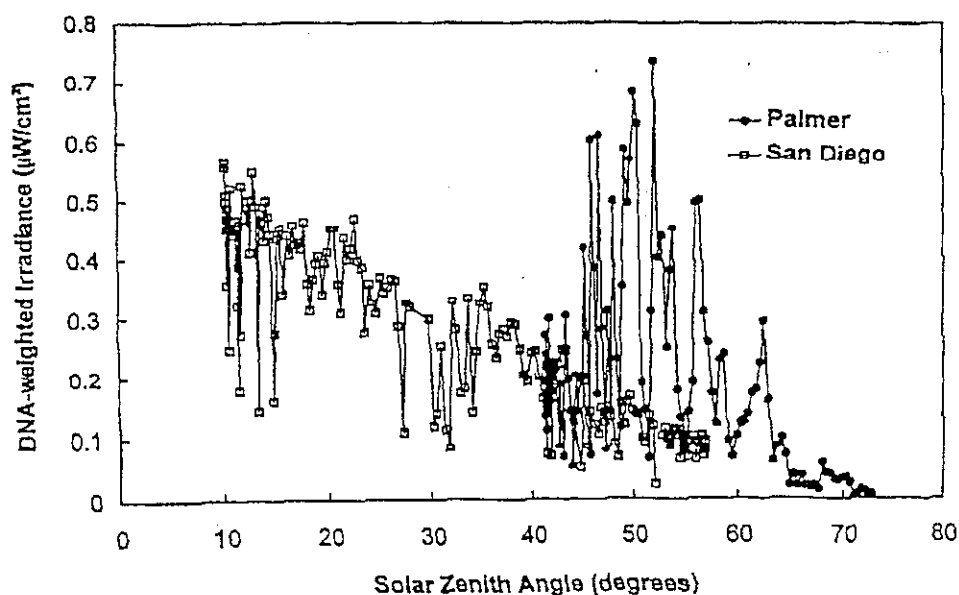


圖 3：南極 Palmer(64°S)與美國 San Diego (32°N)於 1993 年中午所測到的天頂角與輻射量的關係(Booth et al., 1994b)

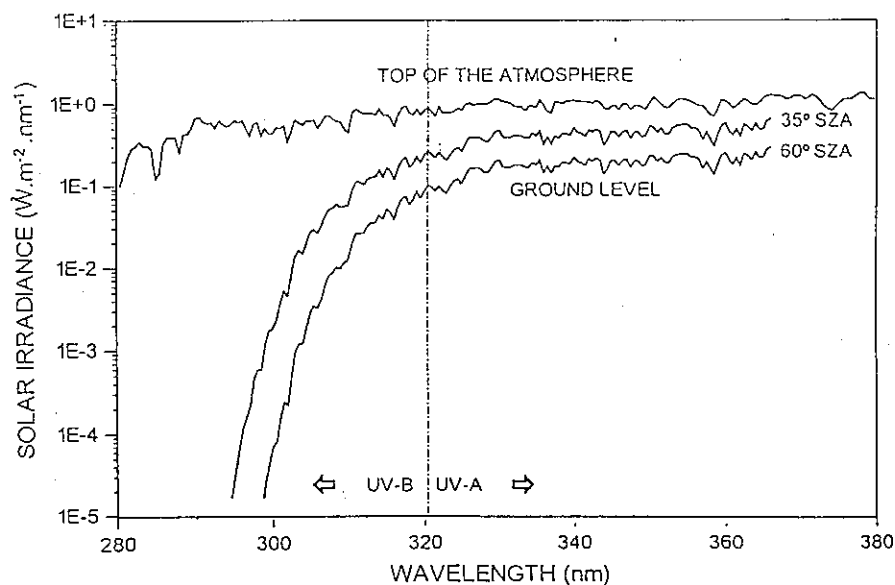


圖 4：在希臘 Thessaloniki (40°N) 所估大氣層頂太陽輻射紫外線波譜，及近地面所測天頂角 (Solar Zenith Angle, SZA) 為 35° 及 60° 時之波譜。

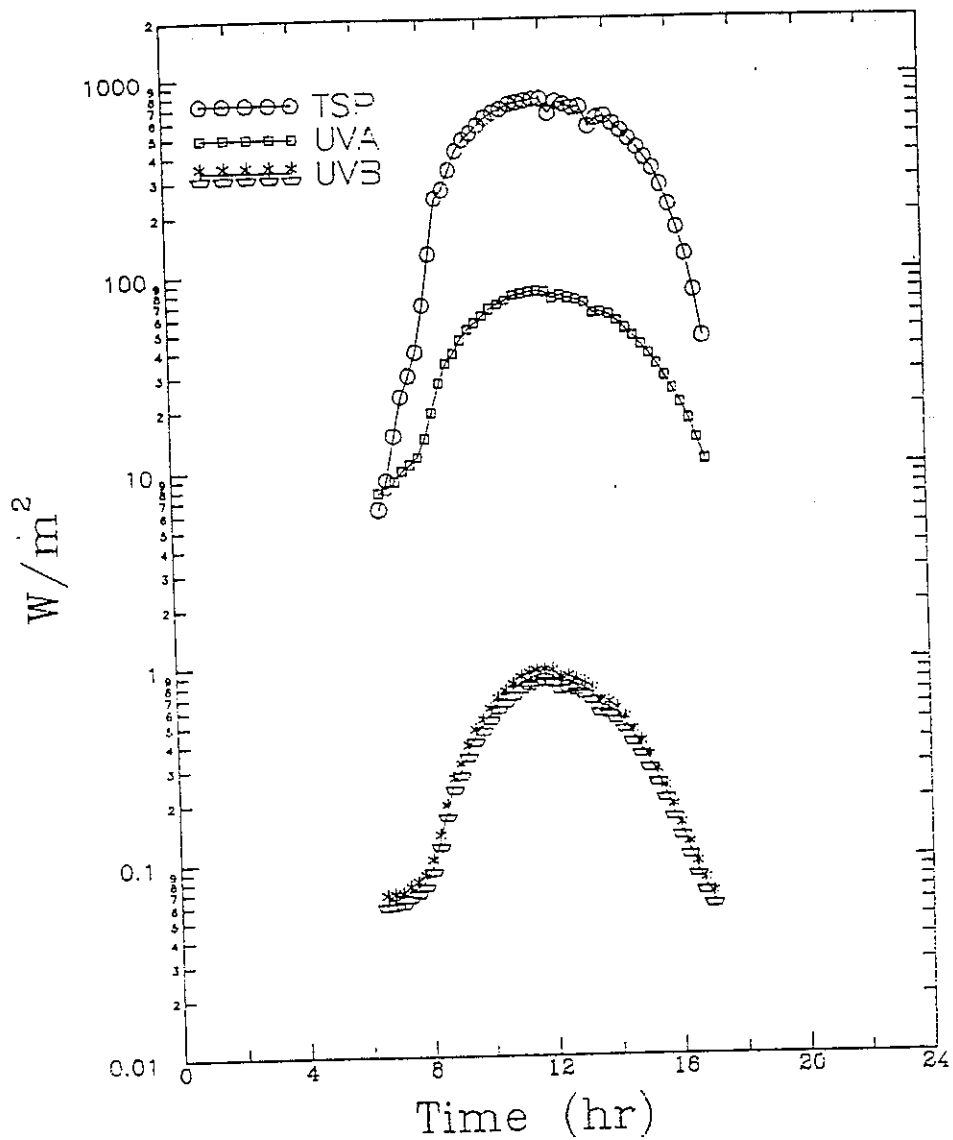


圖 5：1994 年 11 月 22 日在台南永康站所測得之 TSP、UVA 及 UVB 輻射通量密度。

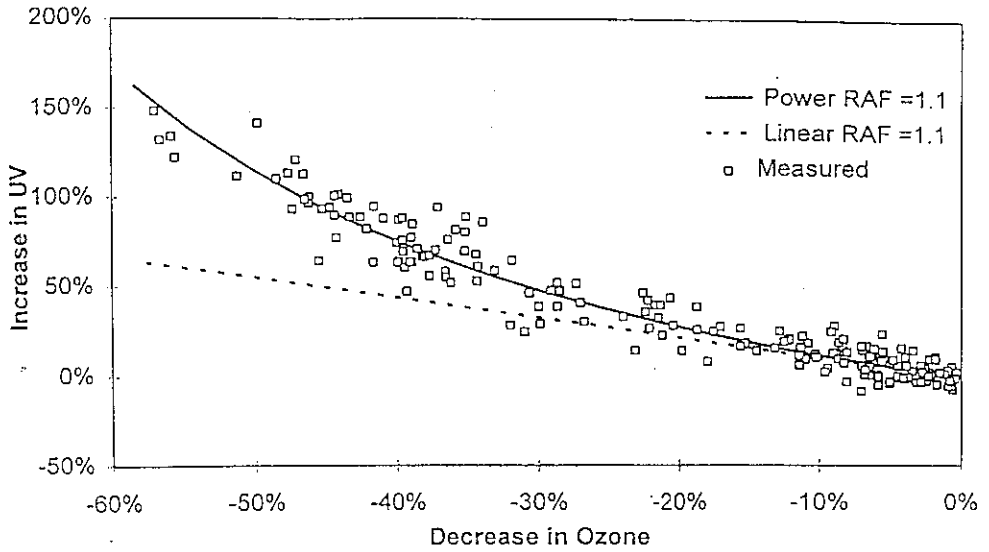


圖 6：在南極 1991 年 2 月 1 日～1992 年 12 月 12 日所測得之近地面紫外線輻射量變化與總臭氧變化之相關（WMO，1994）。

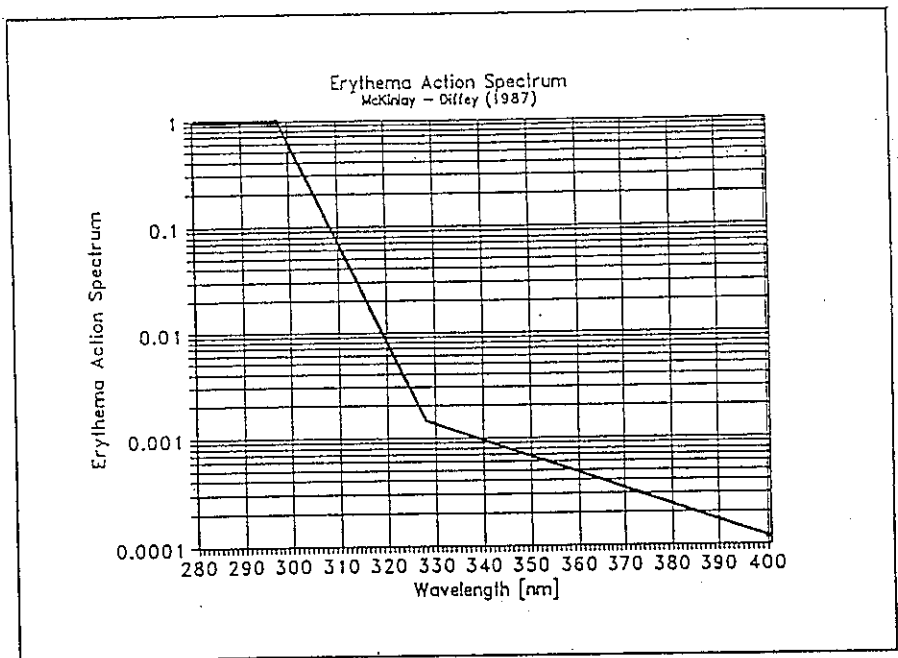


圖 7：紅斑作用光譜曲線（McKinlay and Diffey, 1987）。

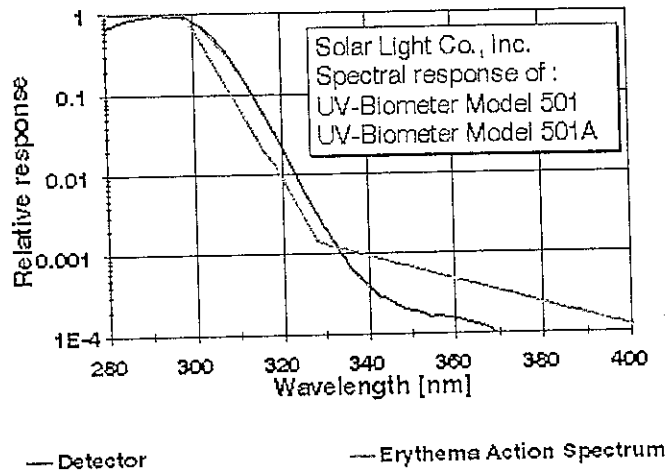


圖 8：SOLAR LIGHT 公司 501 型紫外線輻射儀的感應波譜 (Detector) 與皮膚紅斑作用光譜(Erythema Action Spectrum)的比較。

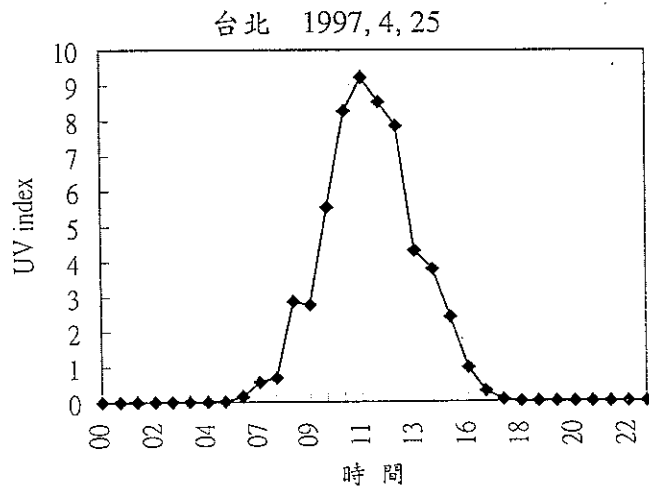


圖 9a：1997 年 4 月 25 日台北站逐時紫外射線指數。

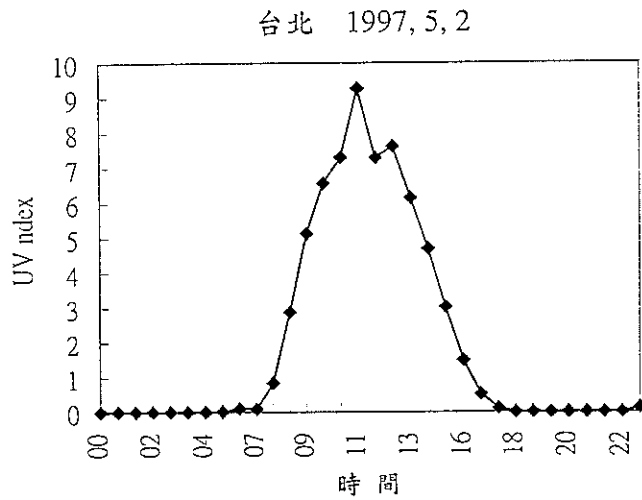


圖 9b：1997 年 5 月 2 日台北站逐時紫外射線指數。

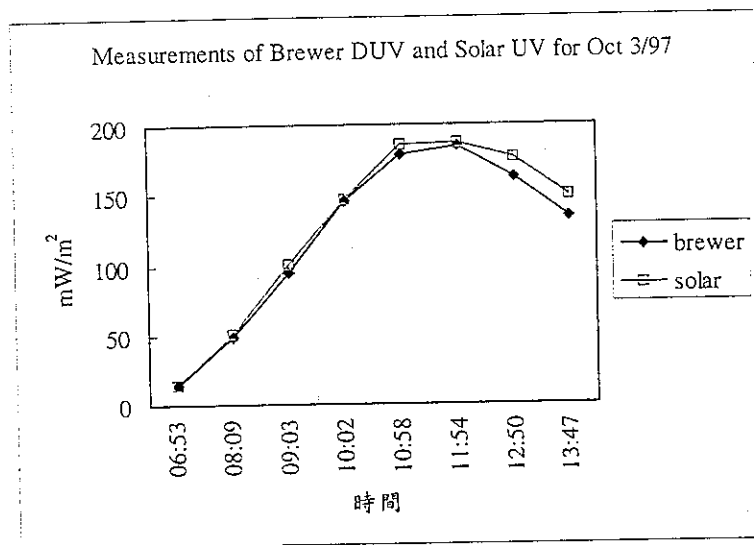
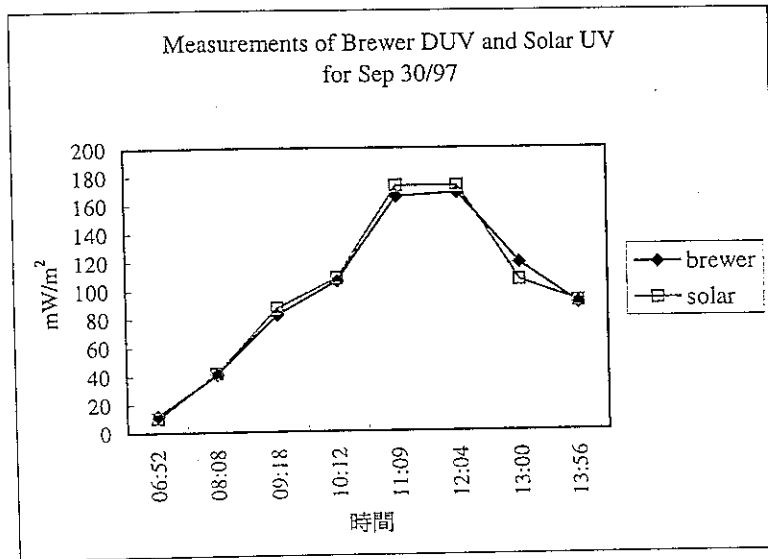


圖 10：1997 年 (a) 9 月 30 日與 (b) 10 月 3 日，在台北所測 Solar 501 型紫外線輻射儀與布魯爾分光光譜儀 (Brewer) 之紫外輻射 DUV 值 (mW/m^2) 比較，可發現彼此間一致性很好。

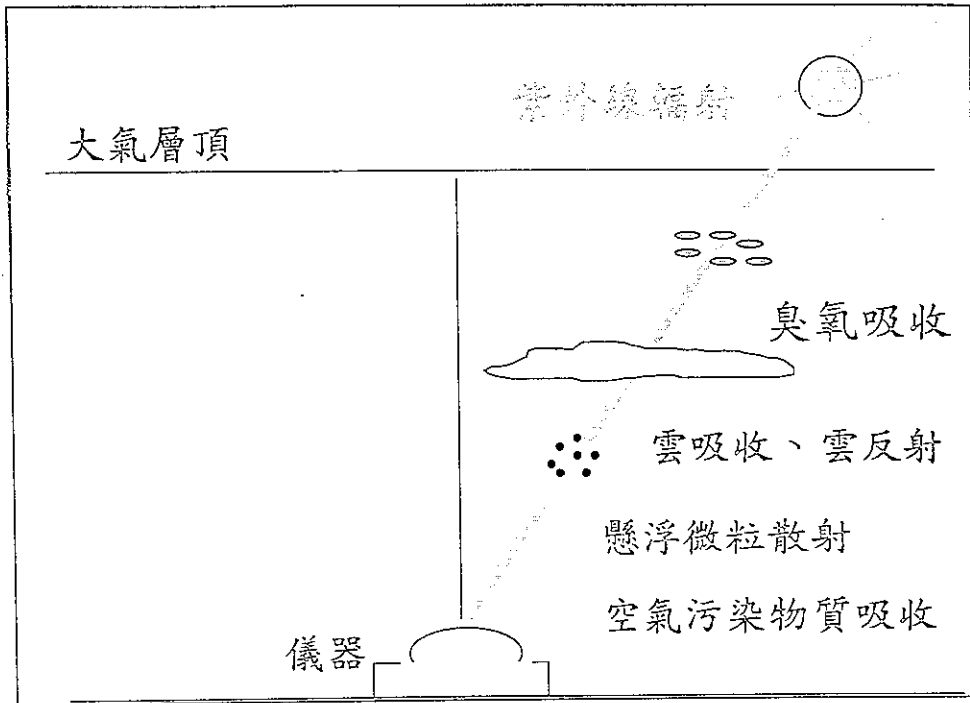


圖 11：UV-B 紫外線輻射進入大氣層後，主要受臭氧吸收、雲吸收與反射、懸浮微粒散射、空氣污染物質(如臭氧、氮氧化合物、碳氫化合物等)吸收等影響。另外，分子散射亦不可忽視。一般在大氣輻射模式中能明確估算臭氧吸收、分子散射與背景懸浮微粒散射等影響，但對實地之污染性懸浮微粒散射與空氣污染物質吸收，及當日之雲吸收與反射等影響，則需採用經驗性方程式來估算。

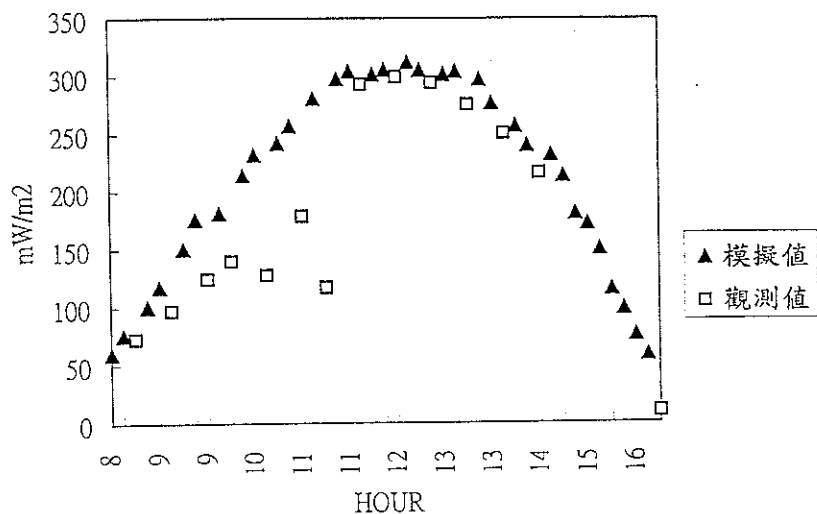


圖 12a：1996 年 8 月 19 日，台北站，觀測與假設在晴朗無雲下模式所估算得之 DUV 比較。

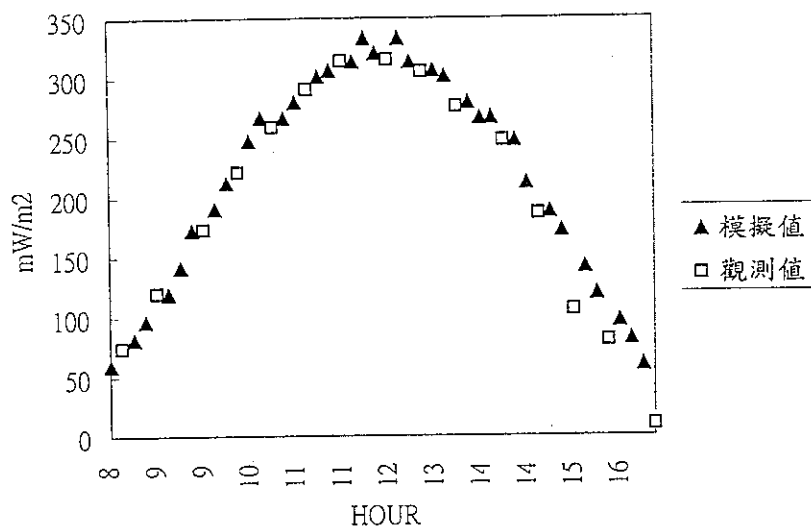


圖 12b：1996 年 8 月 19 日，成功站，觀測與假設在晴朗無雲下模式所估算得之 DUV 比較。

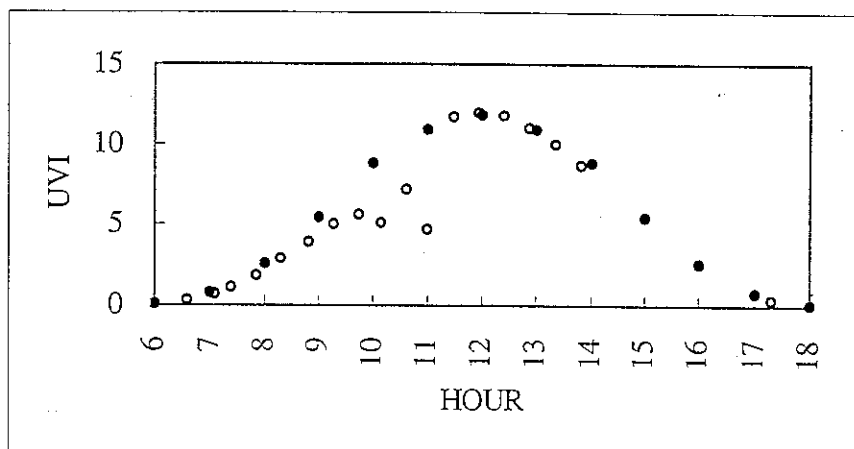


圖 13a：1996 年 8 月 19 日，台北站，觀測與 UVspec 於晴空無雲下模擬之 UVI 比較。實心點為模擬值。

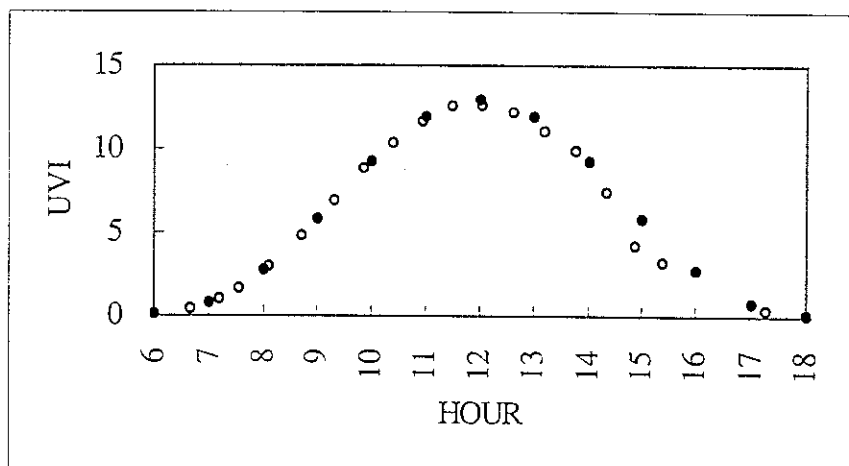


圖 13b：1996 年 8 月 19 日，成功站，觀測與 UVspec 於晴空無雲下模擬之 UVI 比較。實心點為模擬值。

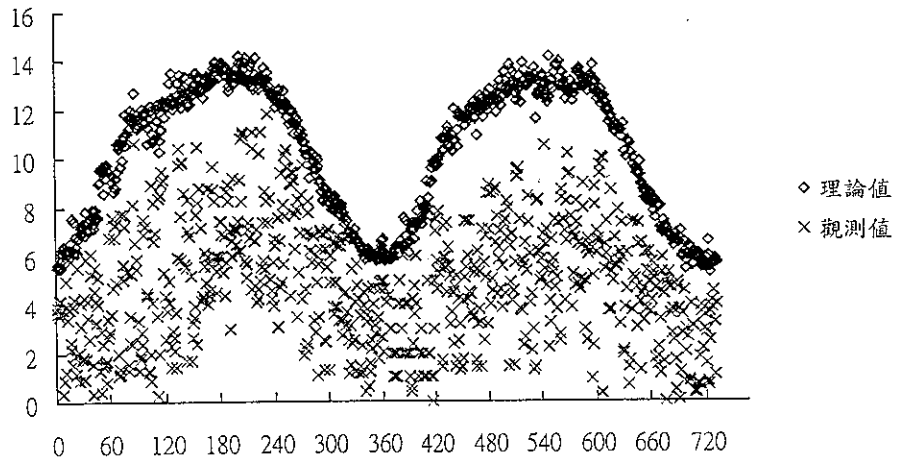


圖 14a：1996 年 1 月~1997 年 12 月台北站晴朗無雲下之 UV-Index
與 UV-Index 實測值比較

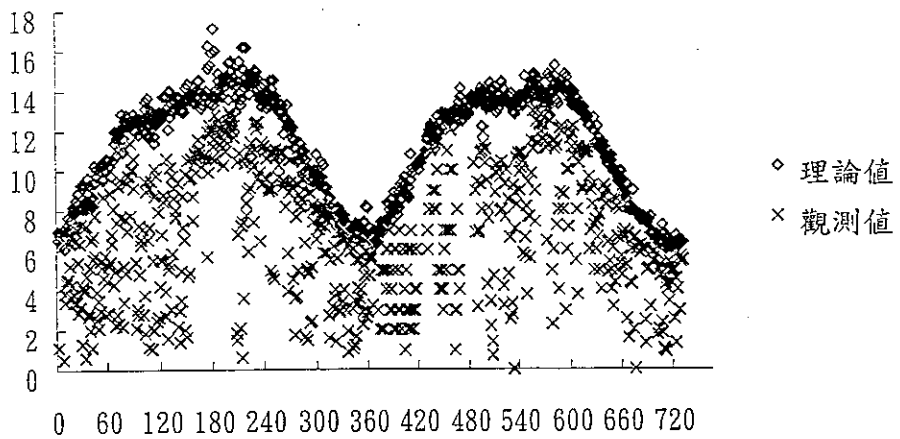


圖 14b：1996 年 1 月~1997 年 12 月成功站晴朗無雲下之 UV-Index
與 UV-Index 實測值比較

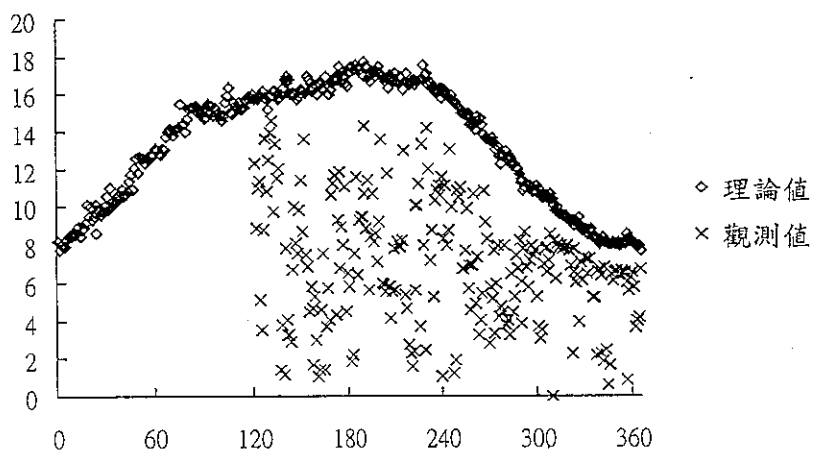


圖 14c: 1997 年 5 月~1997 年 12 月阿里山站晴朗無雲下之
UV-Index 與 UV-Index 實測值比較

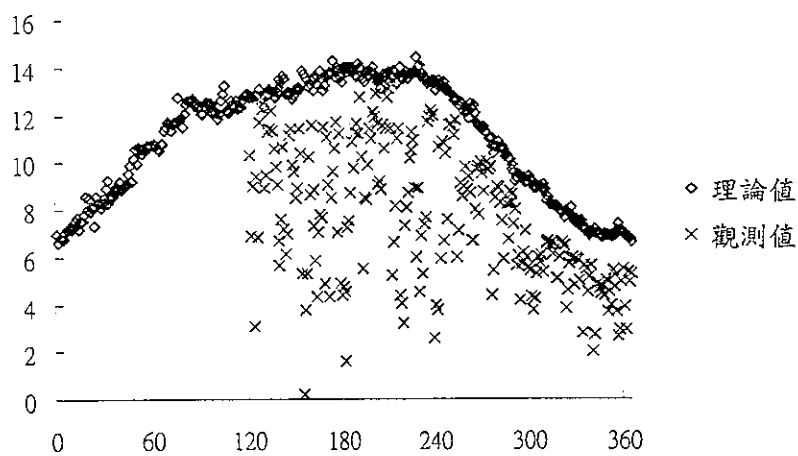


圖 14d: 1997 年 5 月~1997 年 12 月恆春站晴朗無雲下之 UV-
Index 與 UV-Index 實測值比較

附錄A：Modtran 3 計算原理

一、前言

Modtran 3 乃美國空軍地球科學研究室 (AFGL)，改進其過去發展之 Lowtran 7 有關分子吸收係數和計算分子穿透率的近似法而得，為 "A Moderate resolution Lowtran" 的縮寫，比 Lowtran 7 更穩定，精確度更高。

二、特色

1. 精確度高；
2. 分子吸收係數為溫度和壓力的函數；
3. 12種吸收分子；
4. 多種散計算功能。

Lowtran 7 的精確度為 $\Delta\nu = 5\text{cm}^{-1}$ ， ν 為波數，分子吸收係數為單一參數。在 Modtran 3 中， $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，考慮 12 種吸收分子 H_2O 、 O_2 、 O_3 、 CO 、 CO_2 、 NO 、 NO_2 、 N_2O 、 NH_3 、 HNO_3 、 SO_2 與 CH_4 。每種吸收分子對應 5 個參考溫度 200、225、250、275 與 300°K ，若溫度小於 200°K 取 200°K ，大於 300°K 取 300°K 。波譜範圍 $\nu = 0 - 17900\text{cm}^{-1}$ ，區間 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ ，瓦格特線 (Voigt line) 取 $\Delta\nu = 1\text{cm}^{-1}$ 積分，因此 Modtran 能計算比 Lowtran 7 更精細的波段。

三、參數

Modtran 吸收係數的決定是先對應不同的溫度，再對壓力做修正：

1. Lowtran 7：用一個吸收係數加上分子密度尺度函數。
2. Motran 3：用三個與溫度有關的參數；
 - (1) 吸收係數：計算波段區間的總強度；
 - (2) 綜密度參數：決定波段區間內平均瓦格特綜數的權函數；
 - (3) 平均瓦格特線寬：線寬的權函數。

四、近似法

1. Lowtran 7：多重散射使用 K-分布法。
2. Motran 3：使用 Curtis-Godson 近似法及考慮瓦格特線 (Voigt line shape)：
 - (1) Curtis-Godson 近似法：可處理三個參數，因此可處理局地熱力不平衡的情形 (Local Thermodynamic inequilibrium)；
 - (2) 考慮瓦格特線：在較高層大氣因為都卜勒線寬大或等於洛倫茲線寬，因此 Modtran 3 可計算到 30Km 的高度。

五、增寬

對單頻入射光而言，因碰撞、壓力、都卜勒效應等使波長改變，就統計上而言，光譜上可以產生某波長的波段增加。

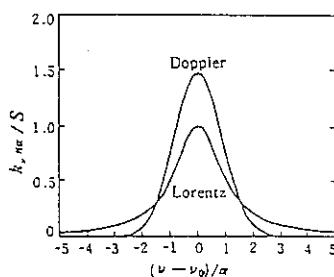
5.1 增寬

- (1) 洛倫茲增寬：因分子密度的差異（碰撞增寬）；
- (2) 都卜勒增寬：因分子運動速度的差異。

5.2 層化大氣

- (1) 水平運動快：水平方向都卜勒增寬重要；
- (2) 水平密度均勻：垂直方向洛倫茲增寬差異大。

如下圖，其中： k_ν 為在頻率 ν 的吸收係數； ν_0 為理想單頻光頻率； α 為半幅寬，即中心最大亮度與最大亮度之半的距離。



六、瓦格特線

描述洛倫茲增寬與都卜勒增寬合成效應的曲線。在假設符合尼奎斯特條件（Nyquist condition）下成立，即吸收和散射達熱平衡。

6.1 羅倫茲增寬半幅

$$\alpha_i^c(n, T) = \alpha_i^o(n_o, T_o) \left(\frac{T}{T_o} \right)^{X_i} \quad (1)$$

其中 α_i^c 為 i 次穿透時洛倫茲增寬的半幅寬度； n 為分子密度 (mole cm^{-3})； T 為溫度 ($^{\circ}\text{K}$)； T_o 為參考溫度 296°K ； α_i^o 為 1013mb ， 296°K 及對應的 n ，所得的洛倫茲半幅寬 (cm^{-1})； X_i 為參數 $0 \sim 0.5$ ，與溫度和分子種類有關。

6.2 都卜勒增寬半幅

$$\alpha_i^D = \frac{v_i}{c} \sqrt{(2 \ln 2) \frac{KT}{\left(\frac{M}{N_0}\right)}} \quad (2)$$

其中， α_i^D 為第 i 次穿透時都卜勒增寬的半幅寬度； v_i 為第 i 次穿透時的波數； c 為光速 ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$)； K 為波茲曼常數； T 為溫度 ($^{\circ}\text{K}$)； M 為吸收分子的分子量 (g mole^{-1})； N_0 為亞佛加厥數 6.02×10^{23} ($\# \text{ mole}^{-1}$)。

6.3 瓦格特參數

$S = \frac{\alpha^e}{\alpha^e + \alpha^D}$ ，若 $S=0$ ，無洛倫茲增寬；若 $S=1$ ，無都卜勒增寬；若 $S=0.5$ ，洛倫茲增寬等於都卜勒增寬。

6.4 瓦格特函數 (Voigt function)

$$A_v(S) = \left(\frac{S}{1-S} \right) \left(\frac{1+\Sigma}{2} \right) + \sqrt{\left(\frac{S}{1-S} \right)^2 \left(\frac{1-\Sigma}{2} \right)^2 + 1} \quad S \leq 0.5 \quad (3a)$$

$$A_v(S) = \left(\frac{1+\Sigma}{2} \right) + \sqrt{\left(\frac{1-\Sigma}{2} \right)^2 + \left(\frac{1-S}{S} \right)^2} \quad S \geq 0.5 \quad (3b)$$

其中， $\Sigma = 0.099 \ln 2$ 。

6.5 瓦格特寬度

$$\alpha^v = A_v(S) \alpha^D \quad (\text{cm}^{-1}), S \leq 0.5 \quad (4a)$$

$$\alpha^v = A_v(S) \alpha^C \quad (\text{cm}^{-1}), S \geq 0.5 \quad (4b)$$

6.6 瓦格特綜函數 (Voigt line shape function)

$$V(S, Z) = C_1(S)F_1(Z) + C_2(S)F_2(Z) + C_3(S)F_3(Z) + \frac{\alpha^e}{\alpha^v}(F_4(Z) + F_5(Z)) + C_D(S)F_D(S) + C_{ve}(S)V_e(S) \quad (5)$$

其中， $C_1(S), C_2(S), C_3(S), C_D(S), C_{ve}(S)$ 及 $F_1(S), F_2(S), F_3(S), F_4(S), F_5(S), F_D(S)$ 乃由最小平方法所得的數值函數。另外，

$$Z = \frac{V - V_i}{\alpha^v} \quad (6)$$

$$V_e(Z) = \frac{1}{a_0 + a_2 + a_4} \left[a_0 + a_2 d Z^2 + a_4 \frac{2^2 d^2}{3} Z^4 \right] \sqrt{\frac{d}{\pi}} \frac{e^{-d Z^2}}{(e^{-d Z^2})^2}, \quad |Z| \leq 4 \quad (7)$$

其中， a_0, a_2, a_4 及 d 亦由最小平方法求得。

七、中央線參數

7.1 線密度參數

沿光程路徑上吸收分子的線密度參數為

$$\left(\frac{1}{d}\right) = \frac{1}{\Delta U} \frac{(\sum_{j=1}^N S_j(T))^2}{(\sum_{j=1}^N S_j^2(T))} \quad (8)$$

其中， $\frac{1}{d}$ 為線密度參數； $S_j(T)$ 為第 j 種吸收分子在第 i 個網格上的吸收量，乃由下式估算

$$S_j(T) = \left(\frac{Q_r(T_s) Q_v(T_s)}{Q_r(T) Q_v(T)} \right) \left(\frac{1 - e^{\left(\frac{-h\nu_j}{KT}\right)}}{1 - e^{\left(\frac{-h\nu_j}{KT_s}\right)}} \right) \left(e^{\frac{E_j}{K} \left(\frac{T - T_s}{T T_s} \right)} \right) S_j(T_s) \quad (9)$$

其中， Q_r 為分子轉動函數； Q_v 為分子振動函數； T_s 為標準溫度； T 為溫度； h 為普朗克常數； K 為波茲曼常數； C 為光速； E_j 為低穿透率能量。

7.2 洛倫茲線寬參數

將吸收係數對溫度壓力作修正以得洛倫茲線寬參數，

$$r_c(T, P) = r_c^0 \left(\frac{P}{P_0} \right) \left(\frac{T_0}{T} \right)^x \quad (10)$$

其中， r_c 為洛倫茲線寬參數； r_c^0 為 STP 下的洛倫茲參數，可以下式估算

$$r_c^0 = \left(\frac{T_0}{T_s} \right)^x \frac{(\sum_j r_{c,j}(T_s) S_j(T_s))}{(\sum_j S_j(T_s))} \quad (11)$$

另外， P_0 為 1013.25 mb； T_0 為 273.15°K； T_s 為 296°K； x 為對 CO_2 取 3/4，其餘取 1/2。

7.3 都卜勒線寬參數

如第 6.1 節中的 $2\alpha_i^D$ 定義，

$$rd = \frac{\nu}{C} \sqrt{(2 \ln^2) \frac{KT}{\left(\frac{M}{No}\right)}} \quad (cm^{-1}) \quad (12)$$

八、線尾參數

線尾參數是由中心最大亮度往外 $\pm 25 cm^{-1}$ 的波段區間內，各譜線的吸收量總合，線尾吸收係數積分洛倫茲線波段區間為 $\pm 25 cm^{-1}$ ，可得

$$\alpha = \frac{1}{\pi \Delta \nu} \left(\sum_{k=i-25}^{k=i+25} (1 - \delta ki) \right) \left(\frac{\left(\left(\frac{s}{d} \right) r_c \right)}{(k-i)^2 + \frac{1}{4}} f((k-i)\Delta \nu) \right) + \left(\frac{\left(\frac{s}{d} \right) r_c}{(k+i)^2 + \frac{1}{4}} f((k+i)\Delta \nu) \right) \quad (13)$$

其中， $f(\Delta \nu)$ 為形狀因子，除了 H_2O 和 CO_2 以外都為1，且於中心線外超過 $\pm 25 cm^{-1}$ 對吸收的影響的忽略不計。另外，對 CO_2 而言，

$$\alpha_{co_2} = \alpha + V_i \tanh\left(\frac{hcV_i}{2KT}\right) \frac{Ts}{T} \left(\tilde{C}(V_i)\right) cm^{-1} amagat^{-1} \quad (14)$$

其中， $\tilde{C}(V_i)$ 為頻率； δki 為 Delta 函數。對 H_2O 和 CO_2 而言，

$$\alpha(p) = \frac{p}{p_o} \alpha(p_o), cm^{-1} amagat^{-1} \quad (15)$$

另外， $\frac{s}{d}$ 為分子吸收係數 $cm^{-1} amagat^{-1}$ 。

九、中央線穿透率

對波譜區間內有限個瓦格特線的統計模式可表為，

$$\tau = \left(1 - \frac{\langle Wse \rangle}{\Delta \nu} \right)^{(n)} \quad (16)$$

其中， τ 為穿透率； $\langle Wse \rangle$ 為波譜區間強度分布等寬瓦格特線，可表示為

$$\langle Wse \rangle = \frac{\Delta \nu}{Xm} \int_0^{xm} \left(1 - \left(e^{-\left[\frac{su}{d} \right]} \right) \right) \left(\sqrt{\frac{\ln^2}{\pi}} \right) \left(\frac{F(X,Y)}{\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle} \right) dx \quad (17)$$

其中， $F(X,Y)$ 為瓦格特線函數 (Voigt line shape function)，第 (6.6) 節中的 $V(S,Z)$ 函數，可表示為本文所取代的型式：

$$F(X, Y) = \frac{Y}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{e^{-\tau^2}}{Y^2 + (X - \tau)^2} \right) d\tau \quad (18)$$

$$\text{另外, } X_m = \frac{\frac{1}{2} \sqrt{\ln 2} \langle n \rangle}{\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle} \quad (19)$$

$$Y = \frac{\sqrt{\ln 2} \left\langle \frac{r_c}{d} \right\rangle}{\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle} \quad (20)$$

其中, $\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle$ 為都卜勒增寬的平均參數; $\left\langle \frac{r_c}{d} \right\rangle$ 為洛茲增寬的平均參數; $\frac{1}{d}$ 為線密度, 如第 (7.7) 節所定義; $\left\langle \frac{1}{d} \right\rangle$ 為沿光程路徑的平均密度; $\left[\frac{SU}{d} \right]$ 為各層光程的總合, 可以下式估算

$$\left[\frac{SU}{d} \right] = \sum_i \left(\frac{S}{d} \right)_i (\Delta U)_i \quad (21)$$

其中, $\left(\frac{S}{d} \right)_i$ 為第 i 層的吸收係數; $(\Delta U)_i$ 為第 i 層吸收分子的量 (mole), 即光程是計算平均路徑的權函數。大致上,

$$\left\langle \frac{1}{d} \right\rangle = \frac{1}{\left[\frac{SU}{d} \right]} \sum_i \left(\frac{1}{d} \right)_i \left(\frac{S}{d} \right)_i (\Delta U)_i \quad (22)$$

$$\left\langle \frac{r_c}{d} \right\rangle = \frac{1}{\left[\frac{SU}{d} \right]} \sum_i (r_c)_i \left(\frac{1}{d} \right)_i \left(\frac{S}{d} \right)_i (\Delta U)_i \quad (23)$$

$$\left\langle \frac{r_d}{d} \right\rangle = \frac{1}{\left[\frac{SU}{d} \right]} \sum_i (r_d)_i \left(\frac{1}{d} \right)_i \left(\frac{S}{d} \right)_i (\Delta U)_i \quad (24)$$

其中, $(r_d)_i$ 為都卜勒寬參數 (cm^{-1}),

$$(r_d)_i = \frac{V_i}{C} \sqrt{(2 \ln 2) \frac{N_a K T}{M}} \quad (25)$$

如第(6.2)節所定義之 α_i^D 。另外， $\langle n \rangle$ 為網格內有效瓦格特線的平均數，

$$\langle n \rangle = \Delta v \left\langle \frac{1}{d} \right\rangle \quad (26)$$

當 $\langle n \rangle$ 很大時，由Beer定律，穿透率可表示為

$$\tau = e^{-\langle Wse \rangle \left\langle \frac{1}{d} \right\rangle} \quad (27)$$

當低溫時， $\langle n \rangle$ 將減少。

若較精確表示， $\langle Wse \rangle$ 則為

$$\langle Wse \rangle = \langle Wse^0 \rangle - \langle Wse^1 \rangle \quad (28)$$

$$\text{其中，} \langle Wse^0 \rangle = \frac{\Delta v}{Xm} \int_0^\infty \left[1 - e^{-\left[\frac{SU}{d} \right] \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \left(\frac{F(X,Y)}{rd} \right)} \right] dx ; \quad (29)$$

$\langle Wse^1 \rangle$ 為線尾吸收，其值極小，可以誤差函數表示，當 $Xm > Y$ 時，

$$\langle Wse^1 \rangle \cong e^{-Z^2} + (\sqrt{\pi}Z) \operatorname{erf}(Z) - 1 \quad (30)$$

$$\text{其中，} Z = \frac{2}{\langle n \rangle} \sqrt{\left[\frac{SU}{d} \right] \left\langle \frac{r_c}{d} \right\rangle} ; \quad (31)$$

而， $\operatorname{erf}(Z)$ 為誤差函數； $\langle Wse^0 \rangle$ 為洛倫茲與都卜勒極限值間的内插。

由Ludwing et. al 所得的洛倫茲及卜勒等寬函數為

$$L = \frac{4}{4 + \left(\left[\frac{SU}{d} \right] \left\langle \frac{r_c}{d} \right\rangle \right)} \quad \text{洛倫茲等寬函數} \quad (32)$$

$$D = \frac{2}{\ln^2 \left(\left[\frac{rd}{d} \right]^2 \right)} \ln \left(1 + \frac{\ln^2 \left(\left[\frac{SU}{d} \right]^2 \right)}{\left(\left[\frac{rd}{d} \right]^2 \right)} \right) \quad \text{都卜勒等寬函數} \quad (33)$$

$$\text{而 } \langle W_{se}^0 \rangle^2 = \frac{\left[\frac{SU}{d} \right]^2}{\left[\frac{1}{d} \right]^2} \left(1 - \frac{(1-L)(1-D)}{\sqrt{1-LD(2-L)(2-D)}} \right) \quad (34)$$

此為本文取用的 $\langle W_{se}^0 \rangle$ ，Curtis-Godson近似法以平均的齊性路徑取代非齊性路徑。

十、線翼吸收

因頻寬中線恰落於波譜網格區間的機率較小，需考慮其兩翼落於此網格區間及其所造成的吸收，而兩翼的波譜強度較中央線為弱，若考慮此修正，則穿透率可表為

$$\tau = \underbrace{\left(1 - \frac{\langle W_{se} \rangle}{\Delta \nu} \right)^{(n)}}_{(a)} \underbrace{\left(e^{-[\alpha U]} \right)}_{(b)} \quad (35)$$

上式中， $[\alpha U]$ 為連續光程的總合， $[\alpha U] = \sum_l (\alpha)_l (\Delta U)_l$ ； $(\alpha)_l$ ：第 l 層的線尾吸收係數，如第八節所定義； $(\Delta U)_l$ ：第 l 層吸收分子的量 (mole)，如第9.1節所定義；原則上， $(\alpha)_l$ 和 $(\Delta U)_l$ 都是溫度和壓力的變數。(35) 式中 (a) 部份表示中央線吸收後的穿透率；(b) 部份表示線翼吸收的修正。

附錄 B：UV-spec

1. 版權聲明

為了使紫外線指數預報更為準確，我們引進了 UV-spec 1.51。這是 Arve Kylling 教授專為計算紫外輻射而發展的免費軟體。該軟體中所涵括的 DISORT 演算法並不允許完全公開使用，而是具有下列的限制：

" What is not allowed is to try to prevent others from further sharing and version of these programs that they might get from you. "

同時作者授與使用者自由援用、修改、複製及公開散布該軟體的權利。但是經援用或修改其原始程式碼的程式必須是免費的，並得以告之他人何者為原始程式碼，何者為修正後之程式碼。

除此外，作者期望但不強制使用者在發表出版物時能夠：

1. 引用其文獻

Kylling, A., 1995, 'UVspec, a program package for calculation of diffuse and direct uv and visible intensities and fluxes', available by anonymous ftp to kaja.gi.alaska.edu, cd pub/arve.

2. 寄一份該出版物（非原版）至

Arve Kylling, Rundvannet 129, 9018 Tromso, Norway.

2. UV-spec 簡介

UV-spec 是專門用以計算各種高度散射與直達紫外光與可見光通量與強度的模式。其計算波長範圍由 176.0nm ~ 850.0nm，解析度為 1.0nm。另外可考慮是否加入雲或懸浮微粒模式。

目前，其應用的範圍有：

1. 依據不同的地表反照率、天頂角、雲型、懸浮微粒以及臭氧量，計算不同高度處的紫外光與可見光的輻射量。
2. 計算平流層上層輻射場，以校驗氣球運載之輻射測量儀器。
3. 計算地表輻射場強度，以校驗地面輻射測量儀器。
4. 評估計算紫外光及可見光之輻射傳遞方程的不同近似法。

另外，UVspec 本身提供三種近似法：

1. Discrete Ordinate Algorithm，用於垂直向非均勻、非等溫平行大氣介質。
2. Spherical & Pseudo-spherical Version of Discrete Ordinate Algorithm。
3. 二流近似法，但 stream 數目可自行更正。

3. 離散方向法 (Discrete Ordinate Method)

原理：考慮在頻率 ν 的單色輻射，穿透一層層平行的平面介質，則輻射傳遞方程可由下式給定：

$$\mu \frac{du_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi)}{d\tau} = u_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) - S_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) \dots \dots \dots (1)$$

其中 u_ν 為輻射強度， S_ν 為源函數 (source function) 如(2)式所示

$$S_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) = \frac{\omega_\nu(\tau_\nu)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' P_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi; \mu', \phi') u_\nu(\tau_\nu, \mu', \phi') \\ + Q_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) \dots \dots \dots (2)$$

在 (2) 中， $\omega_\nu(\tau_\nu)$ 為單次散射反照率 (single-scattering albedo)， P_ν 為相位函數。若考慮介質本身熱放射為局部熱力平衡 (local thermal equilibrium)，即在介質中的每一點的溫度均能被給定，以及平行光入射非熱放射介質所造成的熱放射，則

$$Q_\nu = (1 - \omega_\nu) B_\nu + \frac{\omega_\nu}{4\pi} I_0 P_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{(-\tau_\nu/\mu_0)} \dots \dots \dots (3)$$

其中 $B_\nu[T(\tau_\nu)]$ 為頻率 ν 於溫度 T 的 Planck Function。我們再將 Phase Function 用 2N Legendre Polynomials 展開，同時利用 Fourier Cosine Series 展開輻射強度，可得

$$u(\tau, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^{2N-1} u^m(\tau, \mu) \cos m(\phi_0 - \phi) \dots \dots \dots (4)$$

代換後得出離散近似的輻射傳遞方程

$$\mu_i \frac{du^m(\tau, \mu_i)}{d\tau} = u^m(\tau, \mu_i) - \sum_{\substack{j=-N \\ j \neq 0}}^N w_j D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) \\ \times u^m(\tau, \mu_j) - Q^m(\tau, \mu_i) \quad (i = \pm 1, K, N) \dots \dots \dots (5)$$

其中

$$D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) = \frac{\omega(\tau)}{2} \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1) g_l^m(\tau) P_l^m(\mu_i) P_l^m(\mu_j) \dots \dots \dots (5a)$$

$$Q^m(\tau, \mu_i) = X_0^m(\tau, \mu) e^{(-\tau/\mu_0)} + \delta_{m0} \{ [1 - \omega_\nu(\tau_\nu)] B_\nu[T(\tau_\nu)] \} \dots \dots \dots (5b)$$

$$X_0^m(\tau, \mu) = \frac{\omega(\tau)I_0}{4\pi}(2 - \delta_{m0}) \sum_{l=m}^{2\pi-1} (-1)^{l+m} (2l+1) g_l^m(\tau) P_l^m(\mu) P_l^m(\mu_0) \dots (5c)$$

$$\delta_{m0} = 1 \text{ if } m=0 \text{ (0 otherwise), } g_l^m(\tau) = g_l(\tau) \frac{(l-m)!}{(l+m)!},$$

$$g_l(\tau) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_l(\cos \theta) P(\tau, \cos \theta) d \cos \theta$$

$P_l(\cos \theta)$ 為 Legendre polynomial, $P_l^m(\mu)$ 為 associated Legendre polynomial, 而 θ 為散射前與散射後的夾角。

4. 使用說明

執行 UV-spec 的方法很簡單，如下：

uvspec <'input file'> 'output file'

倘若所選取的波長範圍過大，則建議利用背景執行。input file 的格式如下：

```
wvl_1 wvl_2 alitude nphi numu
phi_1 phi_2 ... phin
mu_1 mu_2 ... mu_m
angle phi_0 albedo rho effrad wclow wchigh seasn vulcan visib mdlcir
```

output 的一般格式則如下

```
wvl_1 wvl_2 alitude nphi numu o_3col
phi_1 phi_2 ... phin
mu_1 mu_2 ... mu_m
angle phi_0 albedo rho effrad wclow wchigh seasn vulcan visib mdlcir
wvl_1 F_dir F_d F_u I_avg I_1,1 I_1,2 I_m,n
...
...
ww2_1 F_dir F_d F_u I_avg I_1,1 I_1,2 I_m,n
```

代碼說明如下：

albedo：Lambertian (isotropically reflecting) 地表反照率，在此我們假定為 0。

altitude：高度，單位是公里，在此我們輸入測站海拔高度。

angle：天頂角，我們取當日午時的天頂角度數。

effrad：雲滴有效半徑，單位是 μm ，因為僅考慮晴朗的狀態，故為 0。

F_dir：直達輻射通量，單位是 $W/m^2 \cdot nm$ 。

F_d：散射向下輻射通量，單位是 $W/m^2 \cdot nm$ 。

F_u：散射向上輻射通量，單位是 $W/m^2 \cdot nm$ 。

I：在 μ 及 ϕ 方向的強度，且只能在 $n\phi$ 與 $m\mu$ 不等於 0 時才會被輸出至 output file。

8.000	378.00000	250.300	1.093812E+19	4.895745E+11	2.288550E+18	8.362515E+15	3.613500E+15	2.518500E+08
7.000	432.00000	257.000	1.217482E+19	5.143614E+11	2.545620E+18	1.570002E+16	4.019400E+15	2.801400E+08
6.000	492.00000	263.600	1.351859E+19	5.397117E+11	2.827770E+18	2.842653E+16	4.464900E+15	3.111900E+08
5.000	559.00000	270.300	1.497882E+19	5.646733E+11	3.132910E+18	5.015654E+16	4.946700E+15	3.447700E+08
4.000	633.00000	277.000	1.655144E+19	5.897016E+11	3.461040E+18	7.354296E+16	5.464800E+15	3.808800E+08
3.000	715.00000	283.700	1.825402E+19	6.401807E+11	3.818430E+18	1.571220E+17	6.029100E+15	4.202100E+08
2.000	805.00000	287.700	2.026599E+19	6.777576E+11	4.238520E+18	3.110952E+17	6.692400E+15	4.664400E+08
1.000	904.00000	293.700	2.229340E+19	7.027649E+11	4.662790E+18	4.348219E+17	7.362299E+15	5.131300E+08
0.000	1013.00000	299.700	2.448130E+19	7.029050E+11	5.120500E+18	6.352850E+17	8.085000E+15	5.635000E+08

上表為熱帶大氣標準剖面資料。目前並沒有台灣地區的標準大氣剖面資料，此外在 UVA 及 UVB 波段區的輻射僅有臭氧吸收能力。因此我們計算出台灣地區每月的臭氧剖面氣候值，予以替代剖面資料中的臭氧資料。由於臭氧吸收截面 (absorption cross section) 對溫度不敏感，所以我們不另外重建溫度剖面資料。然而為預報每日的紫外線指數，我們將每日觀測到的臭氧總量輸入模式中，藉以調整臭氧剖面以期求得較為接近實際大氣的臭氧剖面。

UV-spec 考慮了臭氧，分子氧吸收以及 Rayleigh 散射。其中隨溫度改變的臭氧吸收截面是取自 Molina and Molina(1986)，而針對分子氧的參數化是取自 Allen and Frederick。大氣層頂太陽輻射通量資料源自 WMO(1986)，Rayleigh 散射截面計算公式則是參考 Nicolet(1984)。這些資料除分子氧外，均內插至 1.0nm 解析度。

參考文獻

1. 曾忠一 大氣輻射 聯經
2. Allen, M., J. E. Frederick, 1982 'Effective photodissociation cross sections for molecular oxygen and nitric oxide in the Schumann-Runge bands', J. Atmos. Sci., 39, 2066.
3. Anderson, G. P., S. A. Clough, F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, E. P. Shettle, 1986, 'AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0 ~ 120 km)', AFGL-TR-86-0110, AFGL (OPD), Hanscom AFB, MA 01736.
4. Molina, L. T., M. J. Molina, 1986 'Absolute Absorption Cross Section of Ozone in the 185- to 350-nm Wavelength Range', J. of Geophys. Res., 91, 14501-14508.
5. Nicolet, M., 1984 'On the molecular scattering in the terrestrial atmosphere: an empirical formula for its calculation in the homosphere', Planet. Space Sci., 32 1467-1468.
6. Stamnes, K., S. -C. Tsay, W. Wiscombe, K. Jayaweera, 1988 'Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media', Applied Optics, 27, 2502.
7. World Meteorological Organization, 1986, Atmospheric Ozone 1985, Assessment of Our Understanding of the Processes Controlling its Present Distribution and Changes, Rep. 16, Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva, Switzerland.

中央氣象局委託研究計畫成果報告

東亞夏季季風於全球環流模式之研究—
1997 年的模擬探討
The Study of East Asian Summer Monsoon with the
Use of GCM—the Simulation of 1997 Summer
Monsoon

計畫類別：☒國內 ☐國外

計畫編號：CWB87-2M-05

執行期間：86 年 7 月 1 日至 87 年 6 月 30 日

計畫主持人：柯文雄教授

執行單位：台灣大學大氣科學系

中華民國 87 年 7 月

目錄

目錄頁	1
摘要	2
一. 前言	3
二. 1997 年東亞夏季季風之模擬	7
(a) 控制模擬	7
(b) 模擬二	10
(c) 模擬三	11
(d) 模擬四	11
三. 台灣地區之降雨模擬	13
四. 討論與結論	16
參考文獻	20
圖	22

摘要

亞洲夏季季風包含了印度季風及東亞季風。東亞季風與印度季風之最大差異在於東亞季風從五月初起延續了將近兩個月，從華南北移至華北，且伴隨之大量降雨亦隨著北移，但印度季風之降雨只持續了一至二星期從南印度北移至北印度為止。東南亞西南季風為東亞季風之初期，而台灣及華南梅雨降雨與此西南風有密切關係。同時透過資料分析亦顯示在這段期間內 $0^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$, $40^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{E}$ 範圍內高層大氣環流有兩次短時間的急遽變化：第一次為東南亞夏季季風的開始，第二次為印度夏季季風的開始。東南亞夏季季風約肇始於五月中旬左右，此時正逢台灣地區進入梅雨季，東亞夏季季風比起印度季風要多變且複雜，因而影響東亞夏季季風的肇始及其演化為本研究之重點。

由 NTUGCM 之 AMIP 十年積分結果顯示對上述大氣環流之二階段突變過程已有不錯之模擬，然而比較其細節則又不盡然雷同。影響此差異的物理因子相當多，此報告著重於初始場與海溫邊界條件對東亞夏季季風環流及台灣附近降雨之影響研究。我們針對 1997（聖嬰現象為本世紀之最）進行了四個模擬實驗（每個實驗之差異在於初始場或海溫），結果顯示利用 1997 年之觀測週海溫為邊界條件配合中央氣象局 1997.4.1.00z 之分析資料當作初始場的控制模擬與實際觀測最吻合，其中六月中旬至八月之模擬台灣降雨與台灣 25 個測站平均之觀測值相當的一致。同時亦顯示出對不同的模擬實驗海溫的影響重於初始場。

東亞夏季季風於全球環流模式之研究— 1997 年的模擬探討

一. 前言：

近年來許多氣候之模擬研究大部份全採用全球環流模式 (Schlesinger and Mitchell 1985; Wetherwald and Manabe 1986; Rind 1987; Mitchell et al. 1987; Schlesinger and Mitchell 1987; Meehl, 1994; Sperber et al. 1994, Wang et al. 1996)。利用 GCM 來做氣候模擬首先必須針對 GCM 所積分產生之時空平均，代表模式氣候狀況之氣象變數與實際觀測平均之真實氣候至狀況相比對，其中包括了如海平面氣壓，風速，溫度，降雨及雲量等 (Schlesinger and Mitchell 1985, Pitcher et al. 1983)。同時亦需針對 GCM 所模擬之區域性氣候之能力作比對 (Wilson and Mitchell 1987; Kim et al. 1984)。雖然比對 GCM 所模擬之區域性氣候與實際觀測平均之區域性氣候有許多困難 (Karl et al. 1990)，然而這工作亦相當有意義，它可提供 GCM 修訂之方向並進而瞭解影響 GCM 氣候之原因，且它可幫助瞭解一些氣候變遷因子對模擬氣候之影響，同時它亦可讓我們瞭解 GCM 對每日瞬變之某種天氣系統與相對之氣候變化之複製能力。

台灣位處於東南亞的亞熱帶地區，天氣與氣候變化皆相當複雜，不僅受到中、低緯大氣交互作用的影響，更受到鄰近的複雜地形(如，青康藏高原)及海陸分佈的影響。影響台灣最大的大尺度大氣系統莫過於東亞季風，冬季的主要現象為東北季風及寒潮。夏季則為西南季風、豪雨及颱風，整體而言，冬季季風的變化較小，所帶來的損害也較少；夏季季風則相對而言十分善變，所帶來的損害(如豪雨、颱風)相當巨大。東亞夏季季風的空間及時間尺度遠比豪雨、

颱風尺度大，其影響範圍較大，變化也較慢。但是，無庸置疑的，東亞夏季季風是影響豪雨、颱風的主要背景環流。它的變化間接影響了豪雨及颱風的發生。

東亞夏季季風的環流，在低對流層主要為亞洲低亞及太平洋副熱帶高壓，在高對流層主要為南亞高壓。它同時也處於北半球夏季降水最多的地區，釋放出大量的非絕熱熱量，是北半球夏季主要的能量來源之一。東亞夏季季風並非是單獨的個體，它是亞洲夏季季風的一部份，因此它與印度季風息息相關卻又非密不可分。它的特性受到大氣、海洋、陸地三大氣候分量的影響，是三者交互作用的產物。東亞地區的海、陸地分佈、地形皆與南亞地區大不相同，其夏季季風特性自然有其獨特性。但印度及東亞夏季季風都受到整體的海、陸分佈及清康藏高原附近複雜地形的影響，兩者亦有共通之處。

東亞夏季季風之所以如此多變、複雜，除了亞洲地區複雜的海陸分佈及地形之外，是因為鄰近的海洋及熱帶雨林提供了無限的水汽，促成了旺盛的對流。此一特點在世界上其他地區並不存在。地表的熱效應加上水汽凝結釋放出的潛熱是維持夏季季風的主要能量來源。因此要瞭解東亞夏季季風必須掌握水循環、能量分佈及轉換過程，及其與大尺度環流之間的交互作用。

我們知道東亞夏季季風的複雜性，但是對其背後的機制運作的瞭解仍舊殘缺不全，這也是長期預測準確率不高的主要原因之一。我們認為如果要完全掌握東亞夏季季風的變化，必須瞭解下列特性：

(a) 不同尺度大氣環流之間的交互作用產生了極其複雜的東亞夏季季風。譬如，季節變化與季內震盪影響夏季季風的肇始，但是每年的季節變化與季內震盪的特性又各自不同。單是這個現象

涵蓋了至少有 4 個時間尺度的現象，即，瞬變、季內、季節及年際變化。如果以目前瞭解的程度之深淺排列，依序為季節變化、年際變化、季內變化及瞬變。尤其是後二者的相關理論，目前仍甚缺乏。即使，在資料分析方面，各個時間尺度之間的統計關係也尚不明顯。

(b) 許多研究指出海面溫度、地表狀況是影響年際變化的主要因素。但是，下墊面的狀況及能量通量的分佈及大小卻又受大氣的影響。下墊面也影響到東亞夏季季風的肇始，比如，Hsu and Chen(1996)認為必須考慮環流與下墊面能量通量的交互作用，南海季風實驗則強調南海的重要性。

(c) 維持或改變季風環流的能量主要來源之一是下墊面提供的能量通量，其中尤其以潛熱通量為最大。即使知道下地面能量通量的分佈，我們仍須掌握這些能量通量如何在大氣中被釋放出來，他們的淨效應如何，才能瞭解其對季風環流的可能影響。

對於亞洲夏季季風的肇始，He 等人 (1987)，使用 FGGE II-b 資料分析 1979 年四月中至七月初，亞洲大尺度環流的發展。他們分析風場、溫度場、降水、外逸長波輻射 (Outgoing Longwave Radiation) 通量和加熱及水汽收支，研究赤道至 50° N, 40° E- 130° E 導致夏季季風肇始的環流變化，以及青康藏高原在此轉換期期間內所扮演的角色。結果指出，在此研究期間，大尺度環流有兩個明顯的轉換期導致東南亞和印度夏季季風在夏初降雨的肇始。第一個轉換期發生在五月，低層西南風發生於 80° E 以東 (孟加拉灣及南海)，導致初夏降雨擴展至印度阿薩姆省、孟加拉灣、馬來半島、泰國、印尼和南韓。200 hpa 的南亞高壓中心由 10° N 迅速北移至 20° N，同時青康藏高原東部高對流層溫度也增加，高原南側的南北溫度梯度也逆轉。第二個轉換期發生在六月，阿拉伯海的西南風形成，季風降

雨也沿著印度西岸發生。200 hpa 高壓新的中心位於沙烏地阿拉伯、伊朗一帶，且由此地區至高原西側地區，高對流層溫度也大幅增加。對印度季風而言，在青康藏高原西側、伊朗、阿富汗一帶因下沉氣流產生的絕熱增溫，是主要的作用力。故第一個轉換期的熱力特性與第二個轉換其由絕熱造成對印度季風的影響是非常不同的。Hsu et al. (1998) 的研究指出，在第一次轉換期期間，有顯著的海氣交互作用現象，尤其是孟加拉灣地區。印度中南半島的水汽與陸地質量，則可能形成影響第一次轉換期的發生。較不同的是，他們的研究發現，青康藏高原有助於建立高層反氣旋中心，影響亞洲夏季季風第一次轉換期的肇始，但未必是最重要的、唯一的因素。反觀，青康藏高原南側強烈的非絕熱加熱及孟加拉灣的暖海水，可能更為重要。

利用 NTUGCM 所作之 AMIP 十年積分取 10° N 至 20° N 之雨量平均從 30° E 至 180° E 隨著時間演變之平均雨量分佈圖示於圖 1，而相對應之 OLR 觀測氣候平均分佈圖則示於圖 2，比對此二圖可見 NTUGCM 對東亞夏季季風期間之二次突變皆有模擬出來，至於年際變化之模擬則示於圖 3，在圖 3 中黑直線為 CWB 所公佈之大量降雨出現（台灣入梅）的日期。大體而言 NTUGCM 似可以掌握一些東亞夏季季風肇始之演變。

1997 年聖嬰現象為本世紀之最，全世界各地之天氣異常亦頻頻傳出，同時海溫對短期氣候的影響—尤其是熱帶地區，更廣為被研討。本報告仍針對海溫變化對積雲對流及東亞夏季季風的影響進行模擬探討，以 1997 年四月至八月為模擬期間，並強調台灣地區之環流與降雨之分析及比對。

二. 1997 年東亞夏季季風之模擬

1997 年是有氣象記錄以來最暖的一年，主要原因是聖嬰現象的增溫作用。赤道太平洋印度洋溫度升高。圖 4 為 1997 年 5 至 8 月的月平均海溫與同時間的氣候月平均海溫的分佈，圖 5 為 1997 年月平均減去氣候月平均五至八月的海溫異常分佈圖，從此圖可清楚看出海溫增暖之區域。赤道太平洋與東太平洋、南美南部普遍多雨。美國東南各州的雨量是氣候平均值的二至三倍。台灣於 1998 年二月以後雨量頻頻創新高，嘉義二月的雨量高達氣候值的九倍多，而赤道西太平洋普遍乾旱，印尼 1997 年 6 至 12 月雨量比氣候平均值少 699—800 毫米，造成乾旱與森林大火。世界各地之異常天氣亦接二連三的發生。本報告藉由 NTUGCM 的全球波譜模式 (T42, L13) 利用 1997 年 4 月 1 日 00z 之中央氣象局分析資料當作初始場，配合 NCEP 所整合之觀測週海溫當作邊界條件進行五個月之數值積分，同時我們亦改變初始場或利用氣候平均海溫分別進行另外三個數值模擬積分 (見表一)，以探討及瞭解不同初始條件及海溫對東亞夏季季風環流及台灣附近降雨之影響。

表一

海溫	1997SST	氣候平均海溫
初始場		
1997.4.100Z	控制模擬 (ba7t)	模擬三 (ba70)
氣候平均 4.100Z	模擬四 (bc7t)	模擬二 (bat)

(a) 控制模擬

利用 1997,4,1,00zCWB 的分析資料為初始場配合 1997NCEP 之

觀測週海溫所做之東亞季季風之模擬當作控制實驗。圖 6 為利用 SSM/I 所估算五至七月之全球降雨分佈圖及其與氣候平均相減之異常圖。圖 7 同圖 6 但為控制模擬之模擬結果，其中圖 7.b 為模擬月平均降雨減去 AMIP（十年積分）相同月份之月平均降雨（即模式之氣候平均月雨量）。比對圖 7 與圖 6 可見有不錯之一致性，尤其是東亞及南亞區域，孟加拉灣及印度半島五月時雨量皆不多，但六月以後迅速遽增。東亞及台灣附近降雨之變化趨勢亦都能被模式所模擬出來。從圖 7.b 及圖 6.b 比對可見降雨異常區域的分佈模式亦大都能掌握，以六月為例，SSM/I 所推算出於台灣及孟加拉灣皆有較多的降雨而模式亦能模擬出此現象。模式較大缺失的地方為赤道中太平洋換日線附近。

圖 8 為 NCEP 所分析於 850hpa 上五至七月的風速向量圖及其與氣候月平均之異常圖，圖 9 同圖 8 但為模式之模擬結果。隨著亞洲陸地熱源與低壓的建立與加強。850hpa 環流主要的變化為：(1)東亞季風槽的發展。(2)太平洋副高的東退，(3)赤道印度洋順時鐘向渦流的發展及(4)30° -60° E 及 100-120° E 跨赤道南風氣流及印度西風氣流明顯加強。四月時孟加拉灣槽線的發展不明顯到五月時孟加拉灣夏季季風槽開始建立，六月後季風槽完整建立，太平洋副高壓脊退至 120° E 以東，西南氣流發展至華中，華北及韓國、日本一帶。印度洋赤道順時鐘向渦流的發展，由南半球至北半球的跨赤道氣流到六月時的發展非常強盛，索馬利噴流已明顯存在。比對圖 8 及圖 9，在東亞及南亞有不錯之一致性。

圖 10 為 NCEP 所分析 200hpa 於七月之速度位及流函數與模式模擬之比對圖，由圖中可見模式所模擬之速度位極小區及南亞高壓的位置與分析場相當一致，速度位差異較大之區域為東太平洋南美

洲附近。綜合上述各圖之比對我們可以看出模式的控制模擬與 NCEP 在月平均之分析上有不錯的一致性。

上節為月平均之比對分析，接下來我們將討論分析模式每五日平均之演變情形，圖 11 與圖 12 分別為控制模擬所模擬出五月及六月於 850hpa 每五日平均氣流線圖及降雨分佈（陰影區），從圖中可見南海地區於 5 月 21 至 5 月 25 日左右才有明顯的西南氣流發生，降雨亦隨之而來，同時亦可看到副高脊東退出南海區域。圖 13 及圖 14 同圖 11 及圖 12 但為 200hpa 之流線與降雨分佈圖，由圖上可見南亞高壓於 5 月 21 至 5 月 25 日左右出現於中南半島，隨後不斷擴張並向西北移動。綜合圖 11 至圖 14 我們可歸納出模式所模擬東亞夏季季風之演變如下：在高對流層 200 hpa 為：(1) 南亞高壓於季風肇始後，勢力增強，並隨時間演變逐漸向北移動。(2) 西風噴流北退至 30° N 以北。(3) 東風噴流在赤道至 10° N 間形成。(4) 季風肇始後，高層跨赤道氣流強盛。(5) 西太平洋高空槽隨著季風的建立而形成。低對流層 850 hpa 為：(1) 隨著季風的肇始，太平洋高壓逐漸東退。(2) 季風槽在中南半島、孟加拉灣一帶形成。(3) 跨赤道氣流隨著赤道印度洋上順鐘向窩流的增強而增強。(4) 跨赤道氣流進入北半球後，其西風及南風分量影響著南亞及東亞，此強大的西南氣流提供了這些地區大量的水汽。此水汽則又提供了此區降水的機制。

根據 Hsu(1995)提出東亞夏季季風在氣候上大約肇始 (onset) 於五月中旬 (比起印度季風約提早兩個星期)，季風起始時大尺度環流有突發急驟之改變，其主要特徵歸納如下：

- (1) 於南亞及北印度在 850 hpa 上有氣旋環流發展，此氣旋環流會加強索馬利亞噴流及吹越印度洋至中南半島及南海的西南氣

流。

- (2) 太平洋副高壓在四月及五月初原本西伸至南海但季風開始時卻突然東退，不再籠罩此區域。
- (3) 四月初時蘇門達臘及馬來半島本來就有強對流發展，隨著時間演變時對流系統會沿著東岸向北移進。
- (4) 200 hPa 上有反氣旋於中南半島向西北移動，同時有跨越赤道之北風出現於南海及東印度洋。
- (5) 在阿拉伯半島於 200 hPa 上亦有反氣旋發展。
- (6) 於四月及五月初在孟加拉灣至南阿拉伯海之海溫有逐漸上升，但當東亞季風起始後海溫卻開始冷卻下來。

模式對 1997 年東亞夏季季風肇始的指標分析結果示於圖 15，此處共標示了三個肇始指標即：

- (1) 850hpa 上於 110-130° E 之平均西南氣流，(2) 10° -15° N 間南海區域間之平均雨量，(3) 850hpa 於 5° N-15° N 間之平均西風達至最東邊之時間與緯度的剖面，由這些指標可判定 1997 夏季季風肇始的日期約為五月二十日左右。

(b) 模擬二

本實驗是以氣候平均氣象場 (4.1.00z) 為初始場且以氣候平均之月海溫當作邊界條件進行如同控制實驗之數值積分，圖 16 為模擬二所模擬五、六、七月及夏季於 850hpa 的平均氣流線及其與控制實驗之差異圖。從夏季 (JJA) 之差異圖明顯可見東海附近有一氣旋環流顯示出 1997 年同此位置之氣旋環流較氣候狀況強，此亦可解釋為 1997 年之副高偏弱。在孟加拉灣我們可見一反氣旋環流顯示出控制實驗之反氣旋較強。圖 17 同圖 16 但為 200 hpa。由此圖可見實驗二所模擬之南亞高壓較控制實驗強，且所佔面積亦較大。另外於華北

及韓國、日本附近 200hpa 之風速場有較大之差異。

圖 18 為控制實驗與實驗二所模擬於五、六、七及夏季之降雨差異圖，陰影區表示控制實驗有較多的降雨。由此圖可見夏季平均降雨對控制實驗於台灣附近及其東北有較多的雨量而孟加拉灣附近則雨量較少，此與前段所述之副高偏強及孟加拉灣反氣旋偏強有關。實驗二所模擬東亞夏季季風肇始之分析示於圖 19，從此圖可見所模擬季風肇始日期約在 5 月 16 日，此與氣候平均是相當一致的，但與控制實驗比對則約早了一星期。

(c) 模擬三 (ba70)

本實驗是以氣候平均海溫當作邊界條件並以 CWB1997 4.1.00z 之分析當作初始場所做之數值模擬，此實驗與實驗二之差異在於不同之初始場，圖 20 為所模擬 850hpa 之流線圖，其與實驗二及控制實驗之差異示於圖 21，與實驗二所模擬之主要差異在於五月時赤道印度洋西風偏弱，七月時副高位置偏南。此實驗與控制實驗之差異在於邊界條件海溫的設定，由於海溫之差異所造成之影響主要在於六月台灣及大陸之南風偏弱，阿拉伯海西風亦較弱，七月時副高偏南，印度洋西風偏弱。圖 22 為此實驗與控制模擬之雨量差，由此圖可見因海溫差異造成台灣及其以東太平洋夏季平均降雨減少，華中及日本附近多雨，孟加拉灣多雨而印度半島少雨之現象。圖 23 為 200hpa 之模擬氣流線及其與控制實驗之差異圖，由此圖可見五月時二者差異不大但六月以後則有較大差異，主要在西北太平洋。

(d) 模擬四 (bc7t)

此實驗是以 1997 年觀測週海溫為邊界條件，以氣候平均四月一日 00z 為初始場，所模擬於 850hpa 之氣流線示於圖 24，本實驗與控制實驗之差異在於初始場，而與實驗三之差異在於海溫邊界條件。

圖 25 為此模擬與其他二個實驗於 850hpa 之差異圖，因初始場不同所造成之差異於五月時赤道印度洋西風偏強，西北太平洋西南氣流亦較強，六月時東北季風偏強。因海溫之差異所造成之影響主要於六月時中南半島、南海附近西南氣流偏強及七月時西北太平洋副高偏南。圖 26 為控制實驗與本實驗所模擬雨量之差異圖，最明顯之差異在於六月時本實驗於台灣附近之降雨較多而其他月份時則偏少，至於印度半島則整個夏季雨量偏少。圖 27 為 200hpa 之模擬氣流線及其與控制實驗之差異。由此圖可見二者主要之差異在於西北太平洋，對整個夏季而言華北及西北太平洋之高層噴流較控制實驗強。

三. 台灣地區之降雨模擬

陳(1987)利用台灣地區降水量選取乾濕梅月，以分析 5~6 月平均環流之特徵及乾濕梅月之環流條件，研究結果指出低對流層氣流之源地及強度，為台灣地區梅雨季 5、6 月雨量多寡之決定因素，當低層流場源自孟加拉灣一帶，並為較強之西南氣流控制時，該月屬於濕梅月；若為西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流，或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時，則該月傾向於乾梅月。此外，並指出太平洋高壓脊、東亞主槽、鄂霍次克海阻塞高壓乃為影響低對流層氣流之源地和強度之四個行星尺度環流系統。陳與周（1989）探討台灣梅雨期大尺度剖面結構之年際變化與梅雨活躍度之相關，認為決定台灣梅雨活躍度的先決條件為太平洋副熱帶高壓之強度與位置，而中緯度冷空氣南侵以維持梅雨鋒面為其中必要條件。此外，在梅雨顯著時，東亞地區哈德里環流較強，表示有較強的中緯度交互作用。由此可知低層西南氣流的源地及強度，深受副高發展的強度及位置所影響，該作用力的強弱和位置為決定梅雨其與量多寡的主要因子之一。但由許與王（1990）的研究，太平洋副高與梅雨其與量在延遲（Lag）相關上的關係，以 500 hPa 副高作指數，其與台灣地區雨量之相關係數為 0.6，顯然副高的位置並不是唯一的作用力，應仍有其他的作用力會影響梅雨系統的異常發展。Chen and Jou(1988)分析 1975-1984 年台灣梅雨期活躍年和不活躍年的鋒面活動頻率及東亞地區的環流特徵。就濕梅年，鄂霍次克海附近會有一上層阻塞高壓形成，並伴隨中緯度地區風場強度減弱，由近西柏利亞一帶，而副高的位置呈現偏南的傾向，且東西向之高壓脊線也比正常年微弱；對乾梅年而言，鋒面所在位置比平均位置偏北 5-6 個

緯度，同時伴隨西太平洋副高亦北平均位置偏北數個緯度，且強度明顯增強，此乾、濕梅年的分佈恰成一明顯的對比。王等（1992）探討台灣乾濕梅雨期東亞環流的整體特徵，指出在台灣的濕梅年由於南亞高壓於梅雨期間呈現較強態勢，其向西北發展比乾梅年明顯，再配合副高的弱勢，使得源自孟加拉灣一帶之西南氣流，能充足地向東亞地區供應水汽。而在乾梅年由於梅雨期間南亞高壓與西太平洋副熱帶高壓之合併現象，導致該年梅雨不顯著現象的發生。

本節針對前章所做四個實驗模擬之結果，討論各個實驗所模擬於台灣附近的降雨情形，我們同時藉由中央氣象局所設全台 25 個雨量觀測站之觀測值作測站平均作為與模擬實驗之比對觀測值，模式所設定之台灣區域定為 120°E — 125°E ， 20°N — 26°N 間，圖 28 為模擬台灣區域降雨與氣象局觀測之比對圖（單位為毫米/天），圖中之粗線為模式之模擬而細線則為觀測值，由圖中可見控制模擬於 6 月中旬至八月底與觀測值非常吻合，而在東亞夏季季風肇始前後則有較大之差異這可能與東亞季風肇始之特性有關，及多重尺度之交互作用其他實驗則明顯的不如控制實驗之模擬結果，與觀測值差異相當大，其中實驗四似乎對東亞季風肇始前後有較好的模擬。圖 29 為每個實驗與控制實驗之降雨比較圖（粗線為各個實驗之模擬而細線為控制實驗之模擬），由此圖可見實驗二（氣候海溫，氣候初始場(bat)）與實驗四（1997 年海溫，氣候初始場(bc7t)）於七月後雨量皆偏小（此二實驗模擬皆有相同之初始場），控制實驗與實驗四(bc7t)（初始場不同，海溫同）之降雨較接近（除了五、六月有較大之差異），而控制實驗與實驗三（ba70）其初始場是相同的但海溫不同，模擬結果顯示出五月底以前二者之降雨大致相同但五月下旬後降雨就有很大之差異。控制模擬與實驗二(bat)之海溫與初始場皆不同，

雨量之模擬亦不同，但六月中下旬二者之差異較小。由上述之模擬實驗可推論出 NTUGCM 對台灣區域之降雨模擬與海溫有較密切關係而與初始場之關聯較弱。

四. 討論與結論

4月至6月，亞洲地區，最主要的季節變化是夏季環流的建立，包括了：(1)由於輻射的季節變化、垂直沉降運動的絕熱增溫及上升運動的潛熱釋放，北半球大氣顯著增溫，最高溫度由4月的赤道地區移到印度半島、孟加拉灣及中南半島，南北溫度梯度逆轉，大氣對流不穩定度增加，深對流開始發展，雲帶由赤道地區北移至此。(2)伴隨北半球陸地熱源的發展，亞洲陸地塊低層有氣旋有距平環流，赤道印度洋地區有順時鐘向距平環流。索馬利亞噴流發展，西南氣流由阿拉伯海、印度半島、中南半島、大陸東南海岸一直到日本東方海面。(3)高層大氣在青康藏高原東、西兩側最大增溫處，發展了南亞及西亞高壓，中心分別位於中南半島及伊朗。

由合成分析的結果看到，亞洲夏季季風的第一次肇始是阿拉伯海、孟加拉灣及南海地區最高溫的形成、南北溫度梯度逆轉及大氣垂直穩定度減少，深對流開始發展，這和 He et al.(1987)，定義亞洲夏季季風第一次肇始是 90° E 與 120° E 之間與 25° N 和 5° N 之間南北溫度梯度逆轉的情形一致。首先在中南半島、孟加拉灣有深對流、低層西風距平及高層輻散氣流的發展，5至10日後，深對流、低層西風距平及高層輻散氣流像東發展南海，南海季風肇始，西南氣流由阿拉伯海一直延伸至日本東南外海。

在季風肇始前，由於季節轉換的因素，赤道及北半球陸地先開始了熱對流的發展。赤道馬來西亞與蘇門達臘之間存在深對流。200hpa 在中南半島與大陸東南陸地：廣東、福建等區域存在輻散氣流。受到青康藏高原的阻擋，氣流爬升的潛熱釋放，中南半島、孟加拉灣已經開始了非絕熱的加熱，500hpa 最高的溫度在青康藏高原的南

端以及孟加拉灣建立。200hpa 位於伊朗輻合區受到中南半島輻散氣流的增強而增強，而形成東西方向的環流這個時候的高於 300K 的海溫存在於阿拉伯海、孟加拉灣、馬來西亞及蘇門達臘之間。

季風肇始時，原先存在於阿拉伯海的氣旋式距平氣流向東及向北的移到中南半島，由阿拉伯海孟加拉灣區之間均發展出了西風距平環流。此時，孟加拉灣區的海水溫度非常暖，有充分的水汽供給，發展出了非常旺盛的對流，中南半島上層輻散氣流加強。原先存在於廣東，福建上層的輻散場移到東南沿海區，與日本連成一帶狀輻散區，在低層則由日本至台灣之間存在一個氣旋是環流。透過中南半島深對流的潛熱釋放與伊朗高原高層輻合氣流的沈降絕熱增溫，最高溫度在孟加拉灣、阿拉伯海及南海地區形成，加速夏季季風環流快速建立。

季風值肇始後，爪哇以西的深對流，離開赤道移至南海、中南半島與阿拉伯海，這和 Lau (1994) 認為雲帶北移至北半球視為季風肇始指標的結論一致。低層由阿拉伯海海面一直延伸至日本東方海面均盛行西南氣流，非洲東岸跨越赤道西風氣流明顯，索馬利亞噴流形成。由日本東方海面一直延伸至南海均被高層輻散氣流與深對流籠罩 (滕, 1996)。實驗二之模擬大致掌握了上述的環流演變。

本報告利用 NTUGCM 進行了四個東亞夏季季風的模擬實驗，以 1997 年四月至八月為模擬期間。1997 是有氣象記錄以來最暖的一年，聖嬰現象亦是本世紀之最。因而模擬 1997 夏季季風主要在於瞭解海溫對短期氣候之影響—尤其是熱帶地區。四個不同的模擬實驗 (表一) 在於不同的初始場與不同海溫邊界條件的組合。控制實驗(ba7t)模擬出 1997 年之東亞夏季季風肇始日期為 5 月 20 日以後，此與氣候平均值差約一星期左右。從此四個模擬結果可看出若以相

同的 1997 年觀測週海溫為邊界條件，而初始條件不同，則 850hpa 速度場之主要差異在於西北太平洋，同時在五月時對初始場為氣候平均場之模擬則赤道印度洋西風偏強，六月台灣及大陸沿海其西南氣流偏強同時雨量亦偏多。至於在台灣地區降雨隨時間變化，二者雖有差異但仍有某些一致性，顯示出初始場雖不同但若海溫之外力作用同則其變異便非很大。而若初始場相同但海溫不同則模擬結果顯示出四月及五月上旬的差異雖不大，但五月中旬以後差異性則急遽加大，對整個夏季平均降雨控制實驗於西太平洋之降雨多於實驗三，表明即使有相同的初始場但若海溫不一致所模擬出之亞洲夏季季風亦不會相同，且這在台灣區域之降雨變化有相當大之差異。整體而言本報告之模擬實驗可歸納出下面六項結論，此即

1. 利用 NCEP 整合之週海溫當作 NTUGCM (T42 L13) 之海溫邊界條件進行短期氣候監測模擬之系統已建置於台大大氣研究所。每五個月之模擬約需 18 小時的 DEC- α Station 之 CPU time。
2. 針對 1997 年夏季藉由(1)之模擬顯示 NTUGCM 可以掌握因 ENSO 變化所引起之環流改變及雨量異常之分佈。
3. 利用 1997.4.1.00z 為初始場條件所做之模擬於台灣地區實際觀測雨量之比對可見六月中旬至七月底之模擬雨量與觀測非常吻合。
4. 不同初始場但相同之海溫條件下對台灣地區之降雨模擬在東亞季風肇始前後有較大之差異而當南亞季風建立後則趨於一致。
5. 對台灣地區之降雨模擬海溫邊界條件之影響大於初始場之差異。

6. 四個模擬結果之資料分析，目前只進行非常粗糙之討論，更進一步之詳細亦分析將有助於 NTUGCM 對東亞夏季季風之模擬及物理機制之了解。
7. 東亞季風肇始期間之模擬與實際狀況仍有較大之差異，提高 NTUGCM 之空間解析度及物理過程之改進應為下一步驟。

參考文獻

- 陳泰然, 1987: 台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學, 15, 17-30。
- 陳泰然與周仲島, 1989: 大尺度環流剖面結構之年際變化與台灣梅雨之活躍度。大氣科學, 17, 223-2235。
- 許子乾與王作台, 1990: 台灣地區春夏季乾濕年受長週期擾動影響之研究。大氣科學, 18, 85-110。
- 王作台, 黃志銘與胡志文, 1992: 乾濕梅雨季東亞環流特性之研究。大氣科學, 20, 267-294。
- Chen, G. T., and B, J, D, Jou, 1988: International variation of the relevant large-scale circulation during the Taiwan Mei-Yu seasons. Papers. Meteor. Res., 11, 119-147.
- He, H., J. W. McGinnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Mon. Wea. Rev., 115, 1966-1995.
- Hsu, H. H., and C. T. Chen, 1997: Evolution of Large-scale Circulation during the first Transition of Asian Summer Monsoon, (Submitted to Journal Climate)
- Karl, T. R., W. C. Wang., M. E. Schelesinger., R. W. Knight., D. Portman, 1990: A Method of Relating General Circulation Model Simulated Climate to the Observed Local Climate. Part I: Seasonal Statistics. American Meteorological Society, 1990, volume 3, 1053-1079.
- Kim, J. W., J. -T. Chang , N. L. Baker, D. S. Wilks and W. L. Gates, 1984: The statistical problem of climate inversion: Determination of the relationship between local and large-scale climate. Mon. Wea. Rev., 112, 2069-2077.
- Meehl, G. A. 1994: Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External Conditions versus internal feedbacks. J. Climate, 7, 1033 - 1049.
- Mitchell, J. F. B., C. A. Wilson and W. M. Cunningham, 1987: On CO_2 climate sensitivity and model dependence of results. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 113, 293-322.

- Rind, D., 1987: The doubled CO_2 climate: Impact of the sea surface temperature gradient. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3235-3268.
- Ronghui, H. and S. Fengying, 1992: Impacts of the Tropical Western Pacific on the East Asian Summer Monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 70, 243-256.
- Schelesinger, M. E., and J. F. B. Mitchell, 1985: Model projections of the equilibrium climate response to increased CO_2 . Projecting the Climate Effect of Increasing Carbon Dioxide, M. C. MacCracken, F. M. Luther, eds. 81-147. U.S. Department of Energy, Washington D. C., 1985. [Available as NTIS DOE / ER-0237 from Natl. Tech. Inf. Serv., Springfield, VA]
- Schelesinger, M. E., and J. F. B. Mitchell, 1987: Climate model simulations of the equilibrium climate response to carbon dioxide. *Rev. Geophys.* 25, 760-798.
- Sperber, K. R., H. Sultan., P. Gerald., and B. James., 1994: Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: Sensivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rew.*, 122, 2461-2481.
- Wang, W. -C., H. -H., Hsu, W. -S. Kau, X. -Z. Laing, Lino, C. -T. Chen, A. N. Samel, C. -H. Tsou, P. -H. Lin, and K. -C. Ko, 1996: GCM simulations of the East Asia climate. Submitted to "Proceedings of the third Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate".
- Wetherwald, R. T., and S. Manabe, 1986: An investigation of cloud cover change in response to thermal forcing. *Climate Change*, 8, 5-24.
- Wilson, C. A., and J. F. Mitchell, 1987: Simulated climate and CO_2 -induced climate change over Western Europe. *Climate Change*, 10, 11-42.

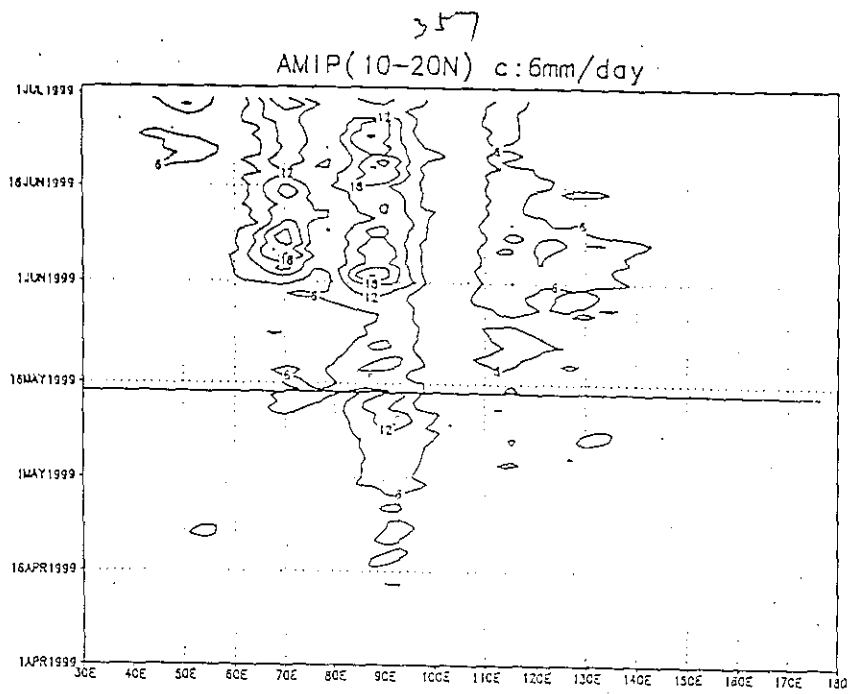


圖 1: NTUGCM 之 AMIP 積分所模擬於 $10-20^{\circ}$ N 間從四月一日
七月一日間由 30° E 至 180° E 平均降雨量。

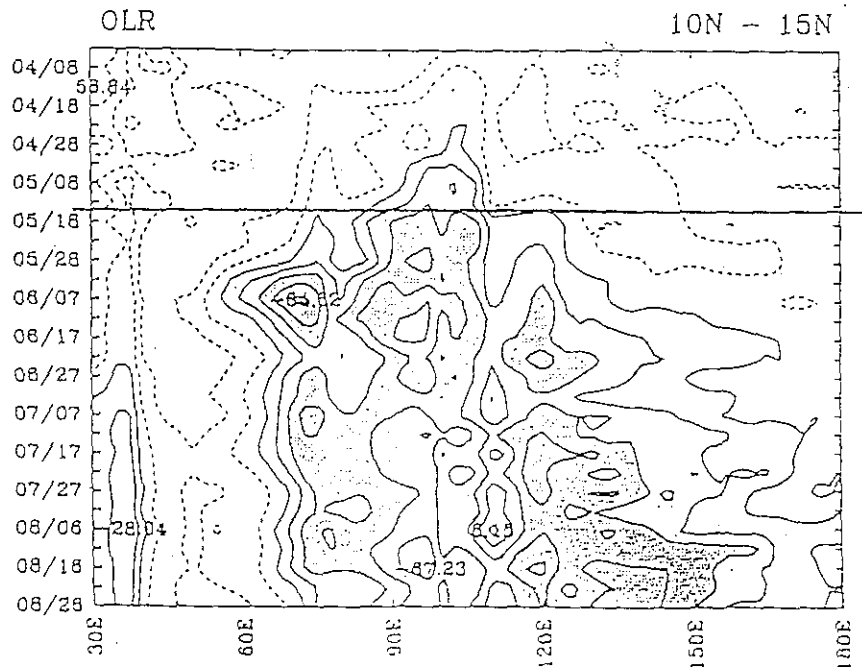


圖 2: OLR 氣候平均於 30° E 至 180° E 間之時間與經度剖面圖，
平均之區域為 10° N- 15° N。

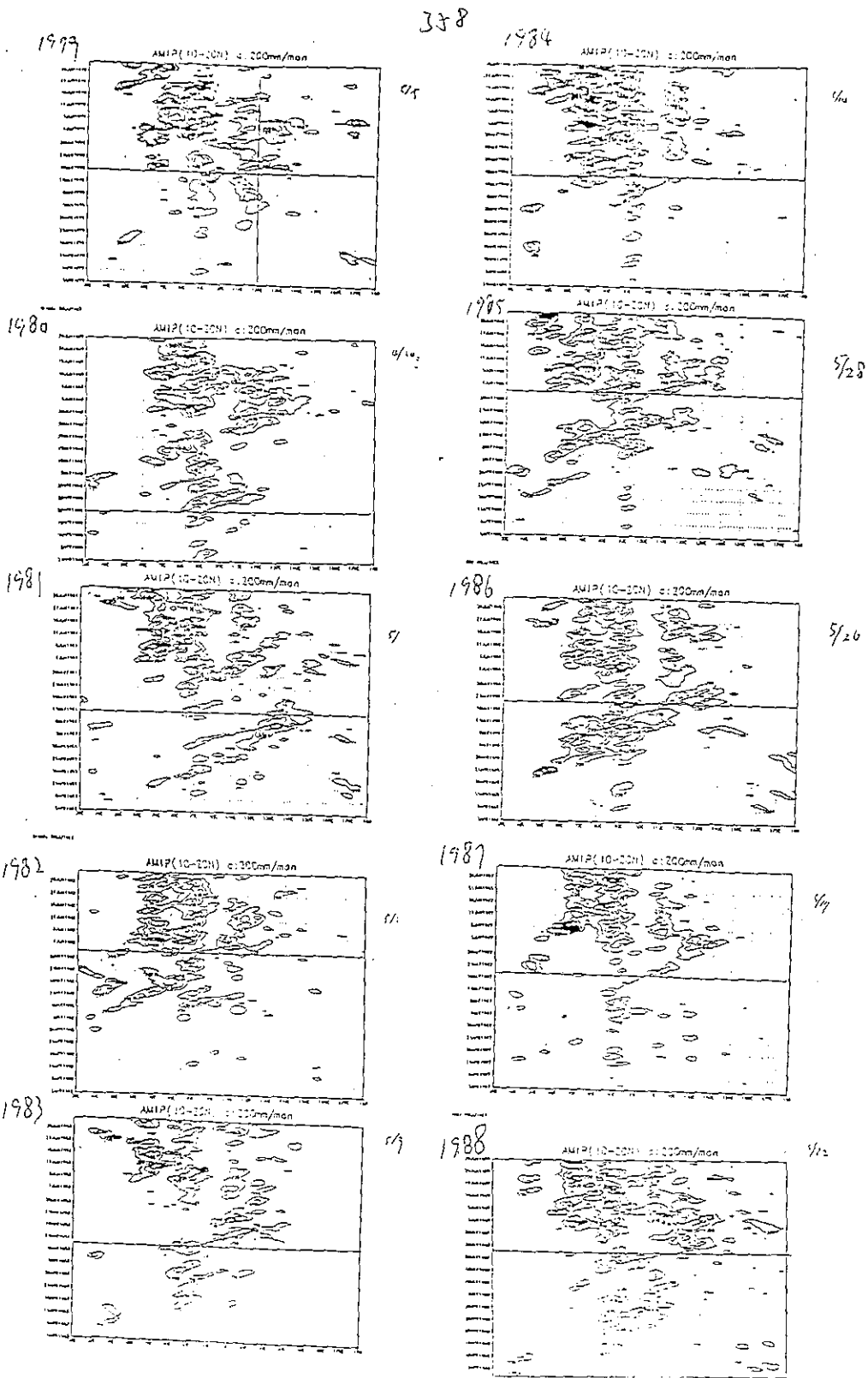
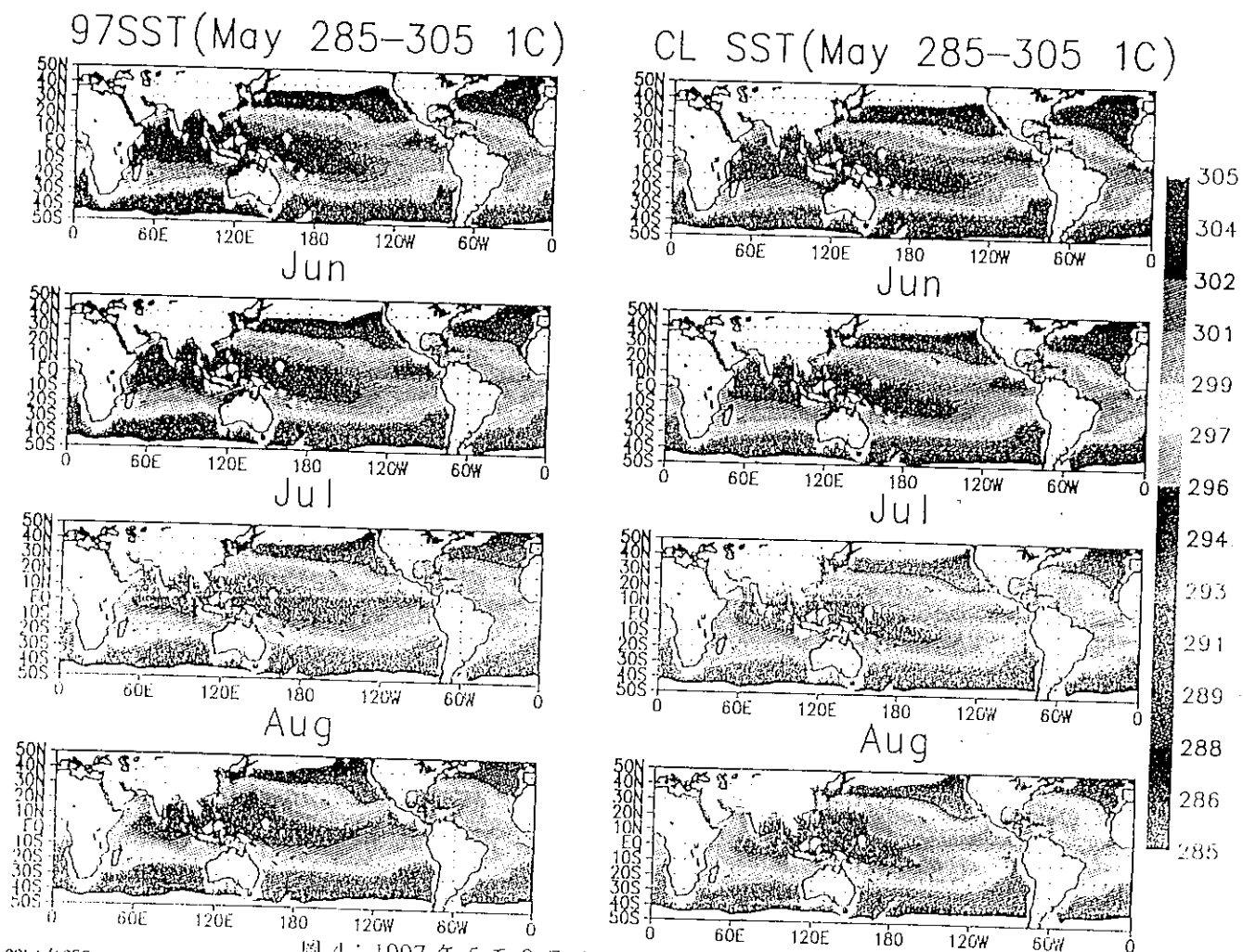


圖 3：同圖 1，但為年平之模擬



GRADS: COLA/IGES

圖 4：1997 年 5 至 8 月的月平均海溫與同時間的氣候月平均海溫。

97-SST(May -5, 5 0.5C)

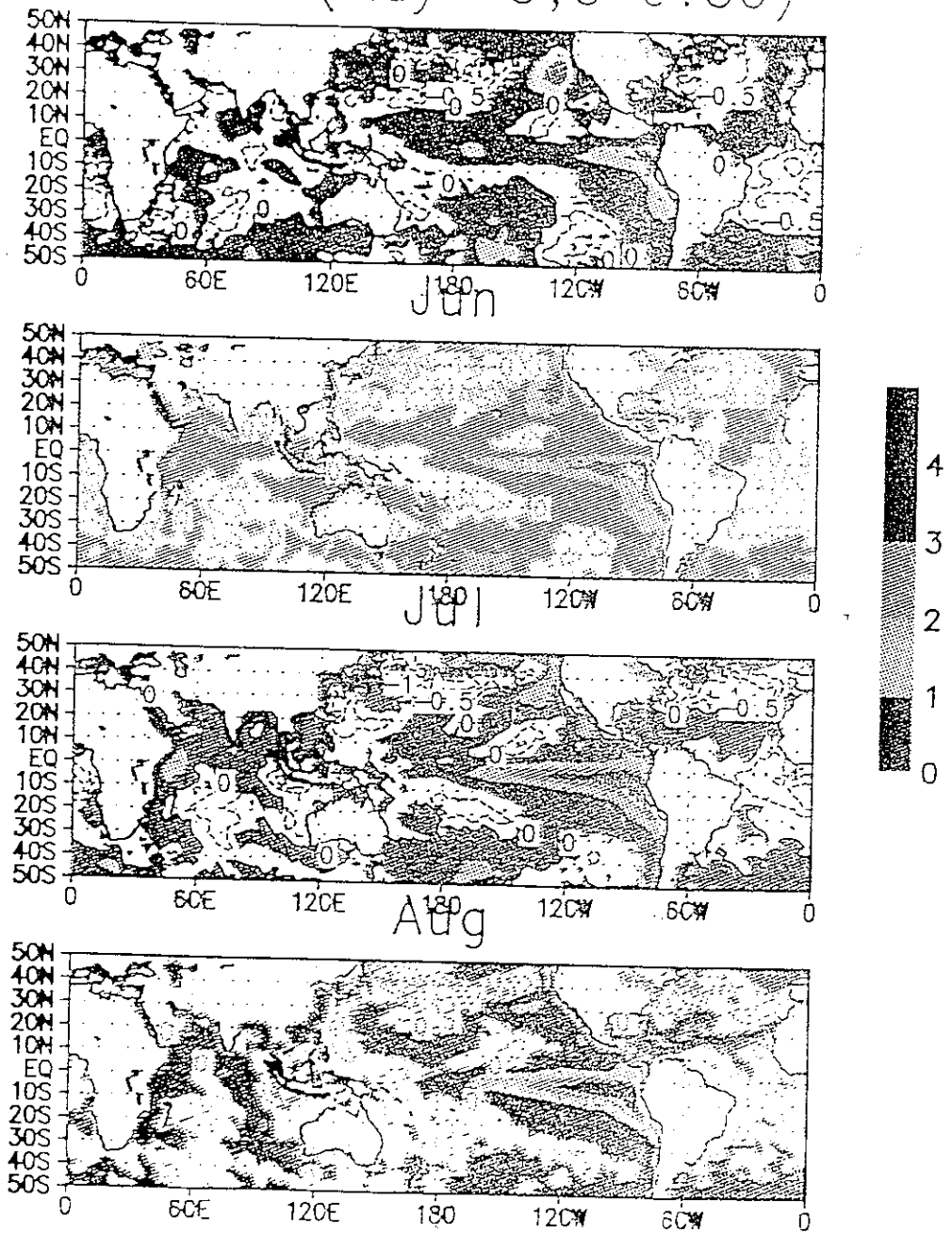


圖 5：1997 年 5 至 8 月海溫異常的月平均分佈。

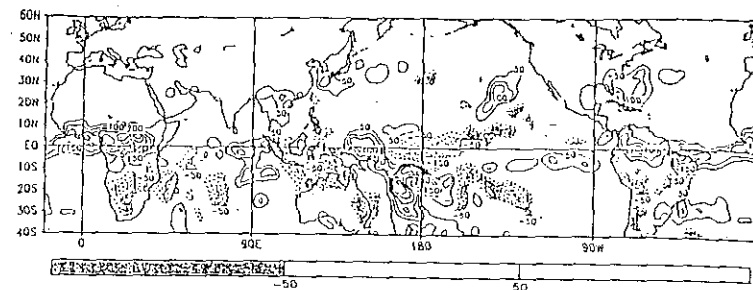
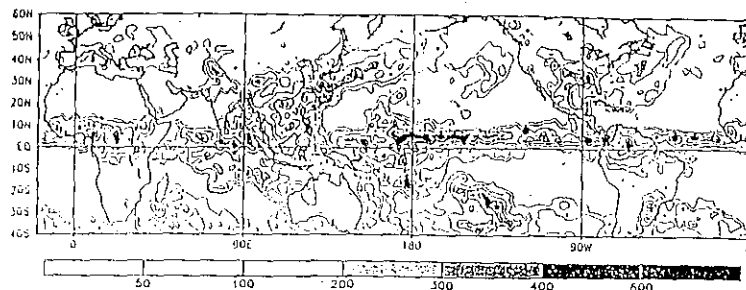


Figure 725. Estimated rainfall (top) (mm) and anomaly (bottom) (mm) for MAY 1997 using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) precipitation index (Grodly 1991, *J. Geophys. Res.*, 96, 7411-7413). Contour interval for means (anomalies) is 100 (10) mm. Anomalies are computed from the July 1981 - June 1996 base period means. Anomalies have been smoothed for display purposes.

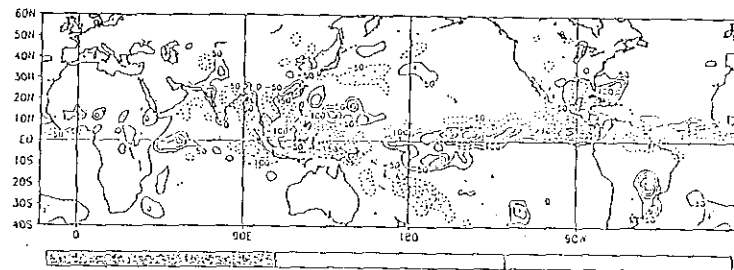
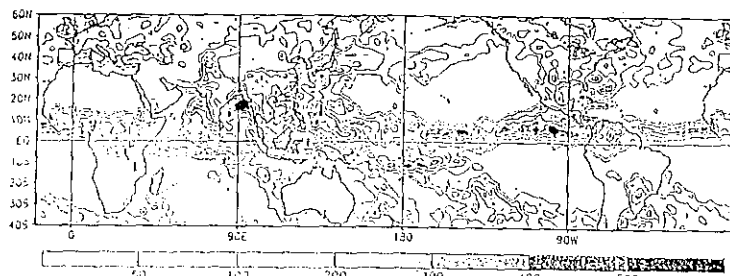


Figure 725. Estimated rainfall (top) (mm) and anomaly (bottom) (mm) for JUN 1997 using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) precipitation index (Grodly 1991, *J. Geophys. Res.*, 96, 7411-7413). Contour interval for means (anomalies) is 100 (10) mm. Anomalies are computed from the July 1981 - June 1996 base period means. Anomalies have been smoothed for display purposes.

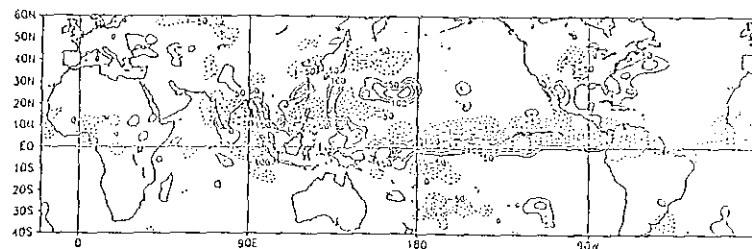
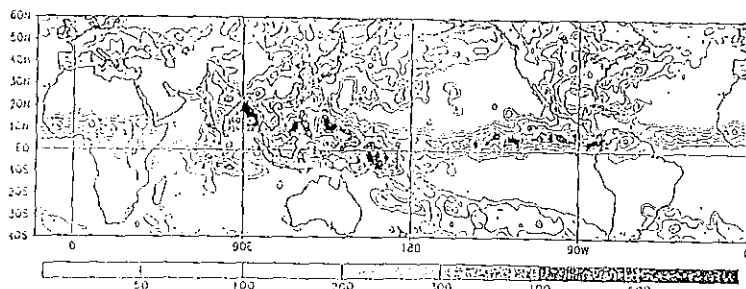


圖 6：利用 SSM/I 所估等 5 至 7 月的全球降雨分佈及其與氣候平均之異常分佈。

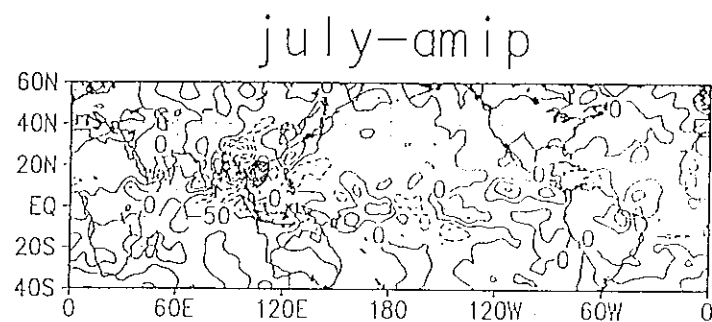
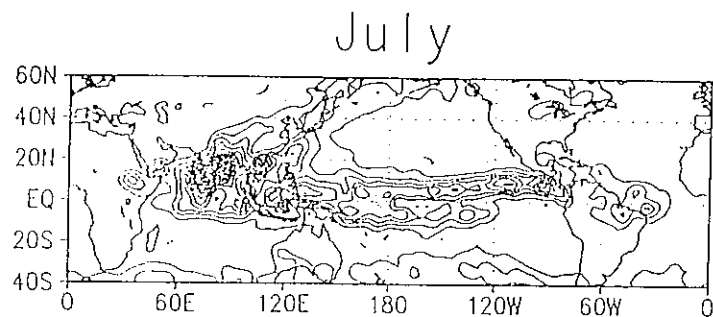
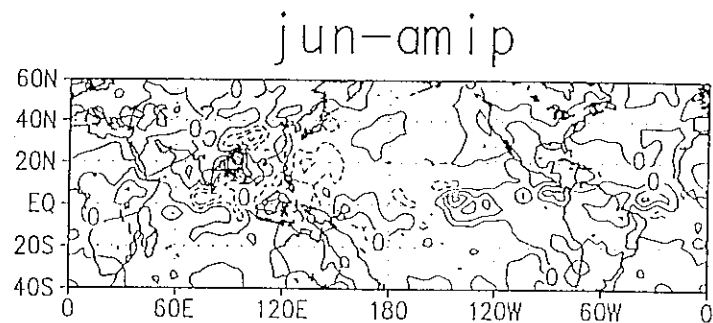
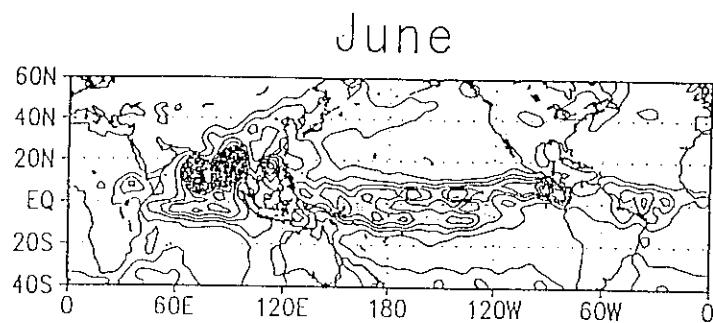
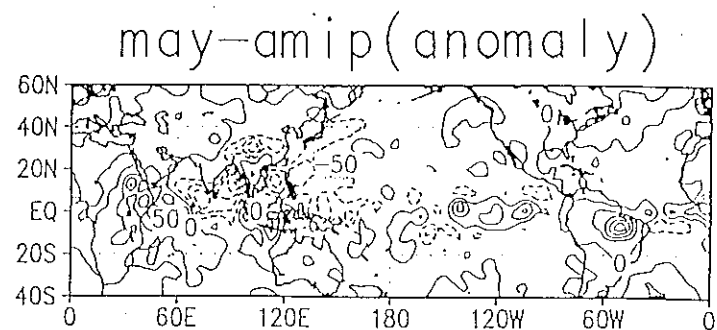
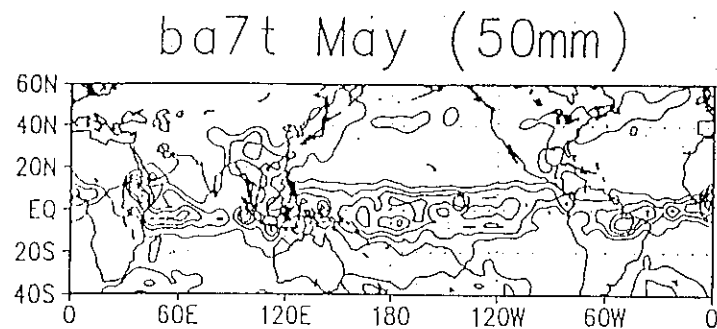


圖 7：控制模擬所模擬 1997 年 5 至 7 月之降雨分佈及其與 AMIP 氣候模擬之雨量異常。

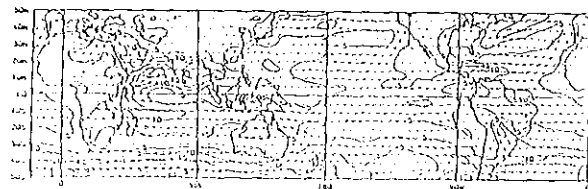
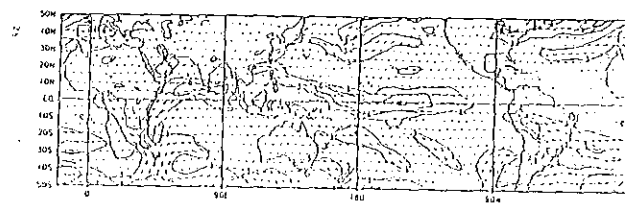
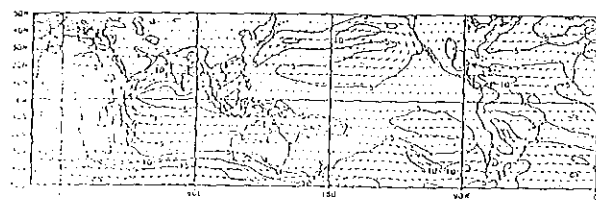
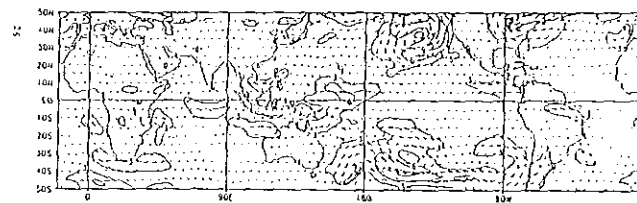
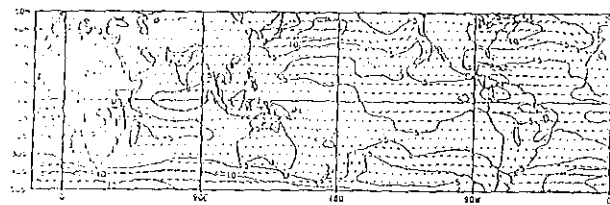
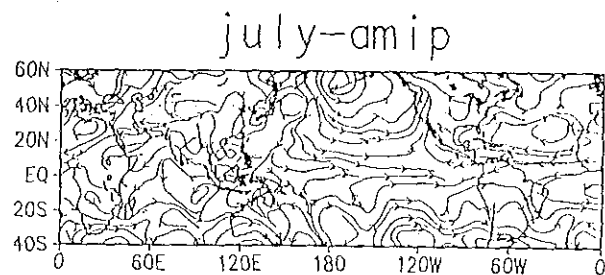
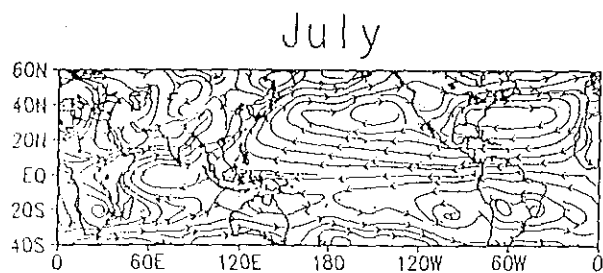
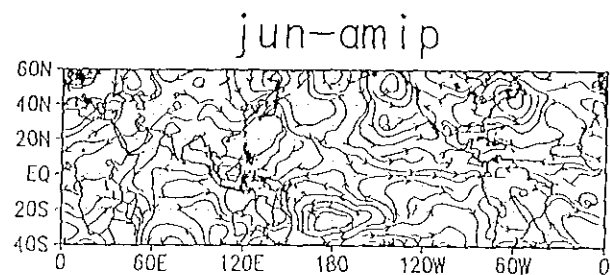
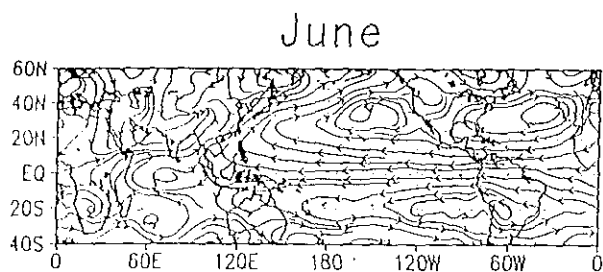
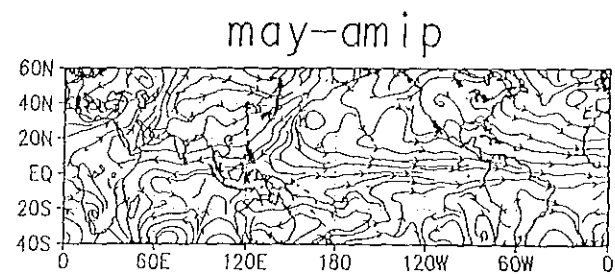
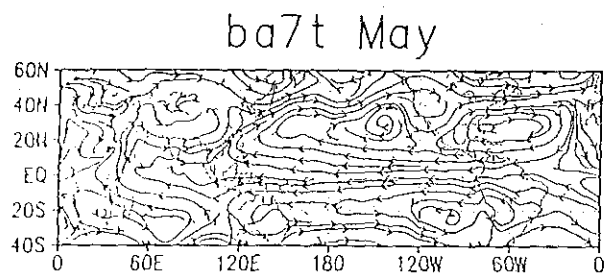


圖 8：NCEP 分析 1997 年 5 至 7 月 hpa 上的風速向量分佈及其
與氣候月平均之異常。



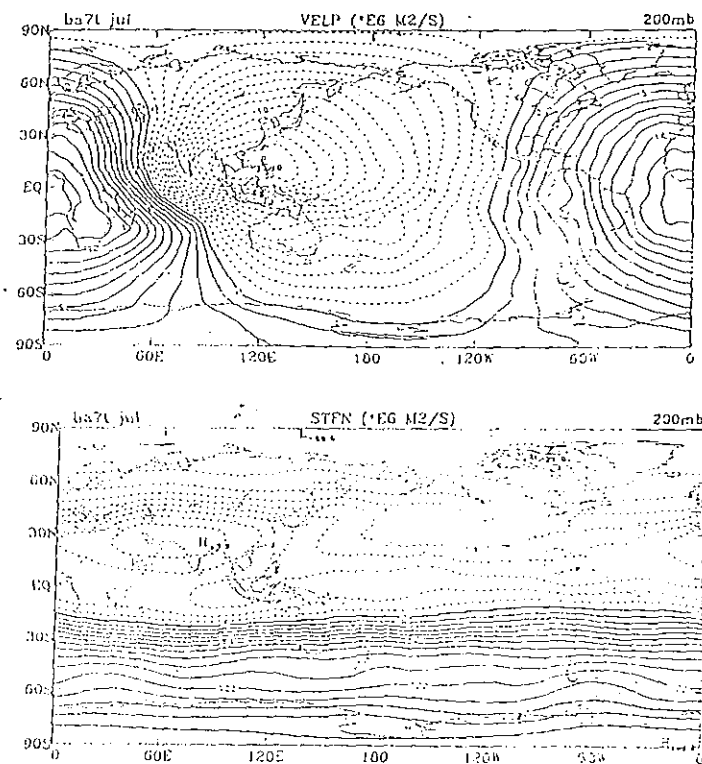
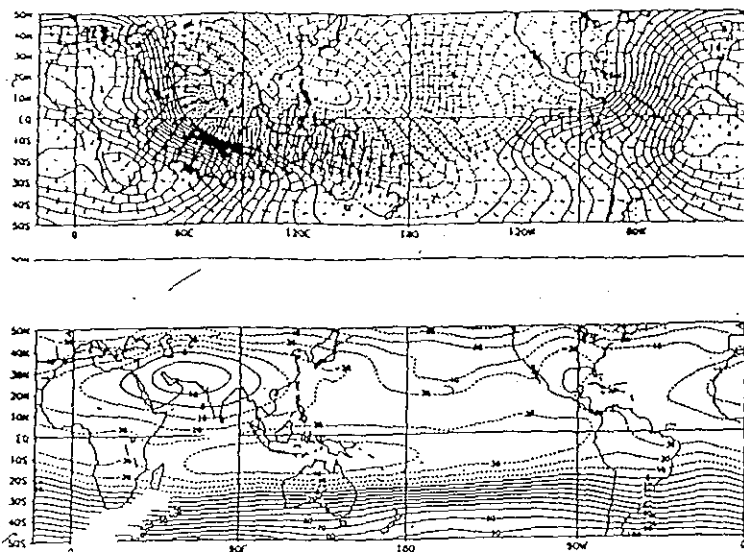
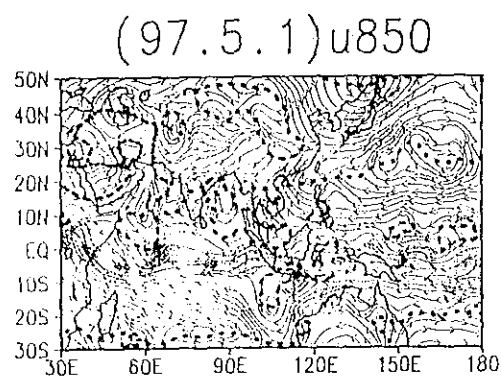
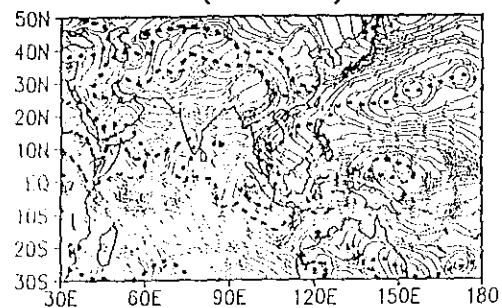


圖 10：NCEP 分析 1997 年 7 月於 200 hpa 上的速度位及流函數
與相對應控制模擬之比對。

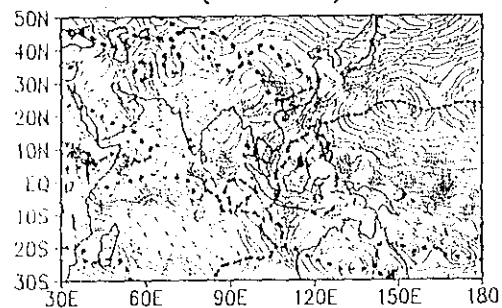
365



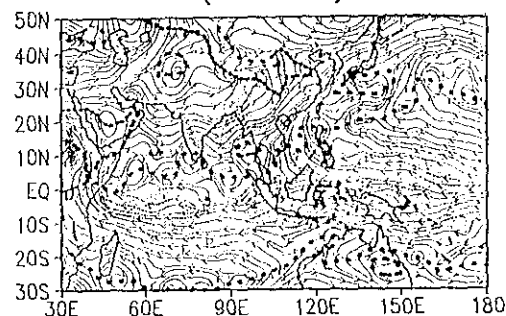
(97.2)



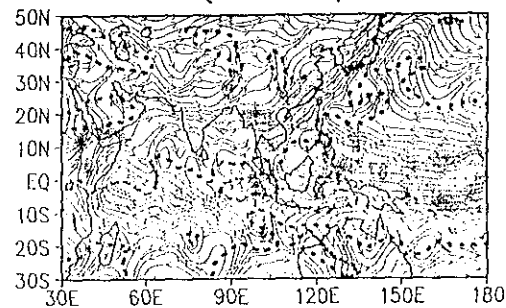
(97.3)



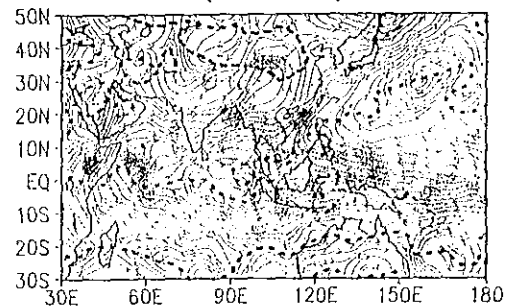
(97.4)



(97.5)



(97.6)

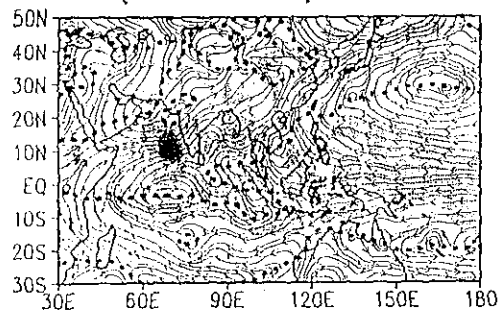


COLA/IGES

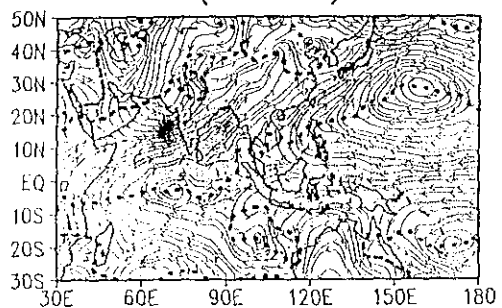
圖 11: 控制模擬模擬 1997 年 5 月於 850 hpa 上每五日平均的氣

流線及降雨分佈 (陰影區為降雨大於 4mm/d)

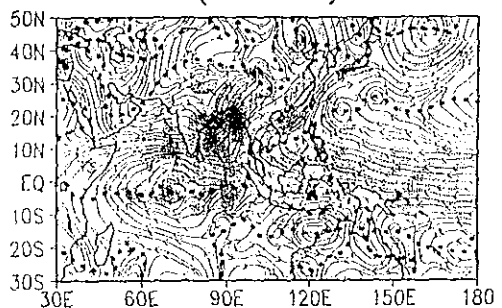
(97.6.1)u850



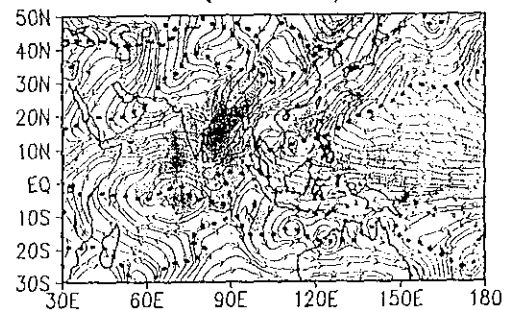
(97.2)



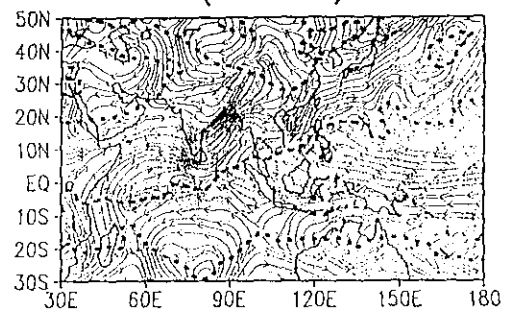
(97.3)



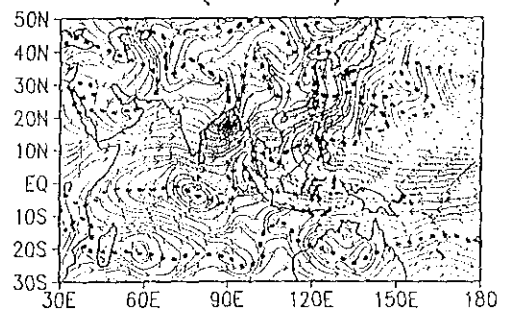
(97.4)



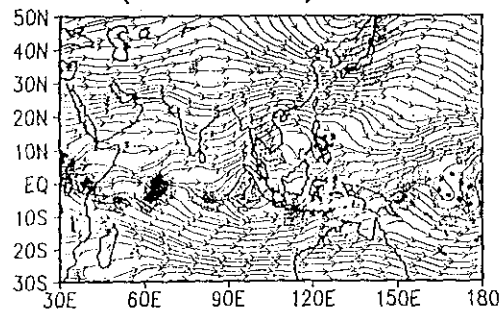
(97.5)



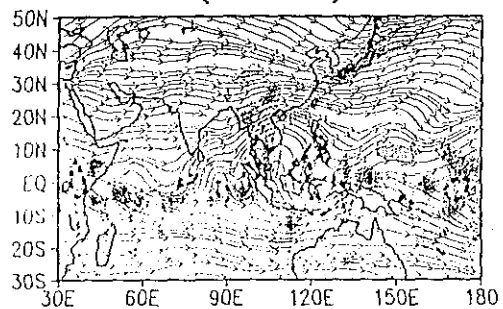
(97.6)



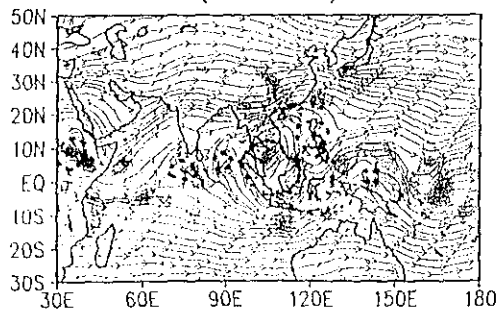
(97.5.1)u200



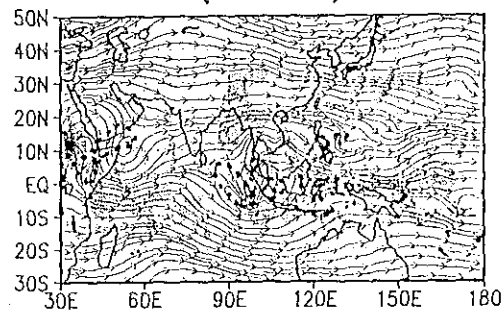
(97.2)



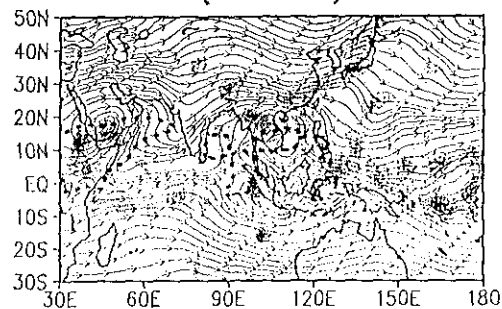
(97.3)



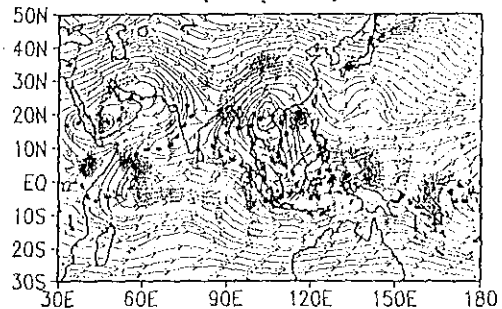
(97.4)

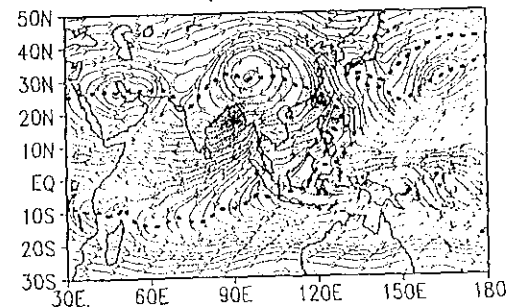
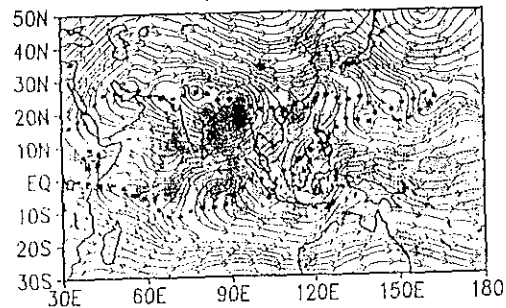
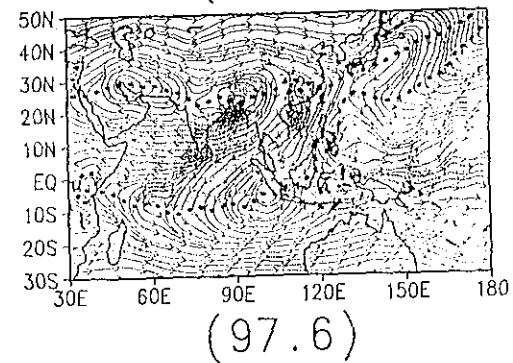
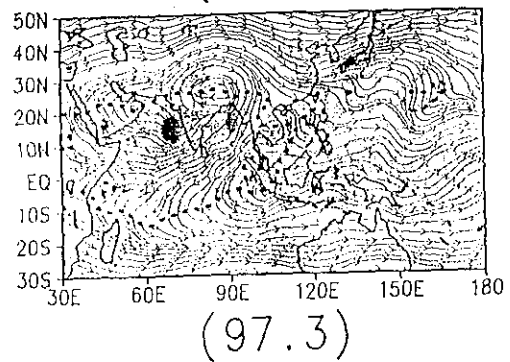
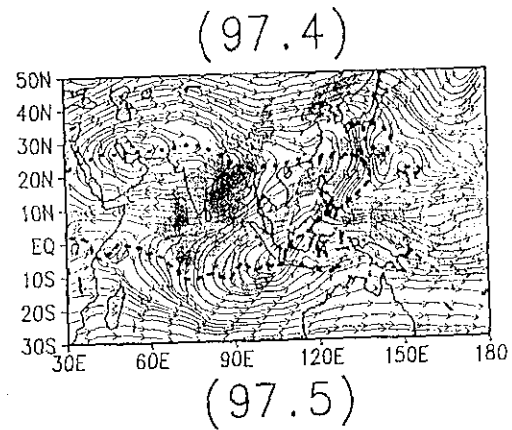
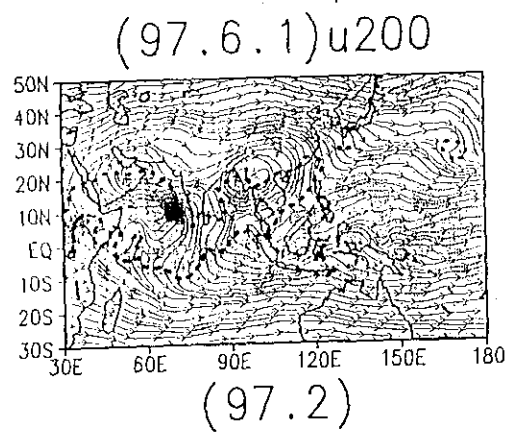


(97.5)



(97.6)





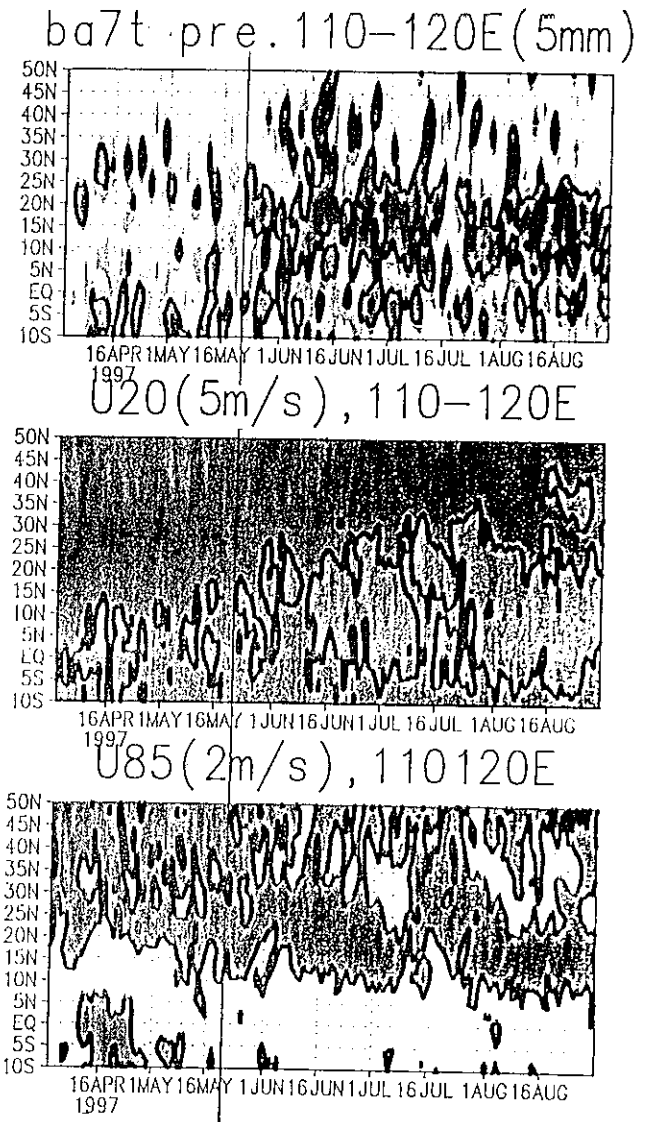
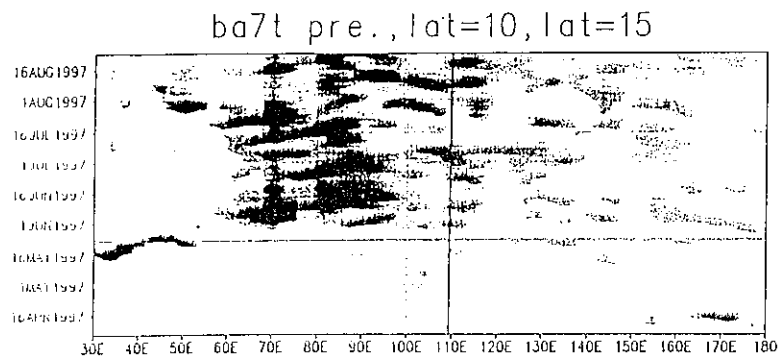
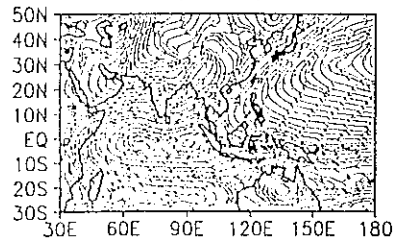
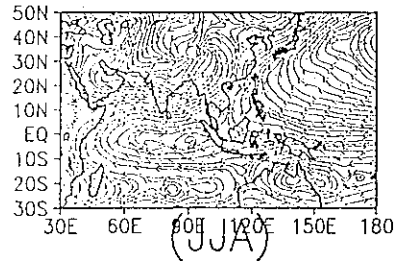
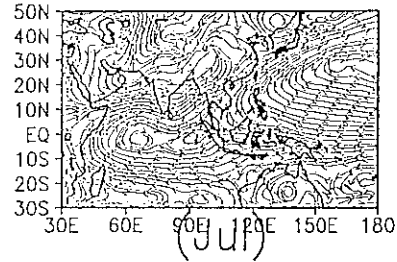
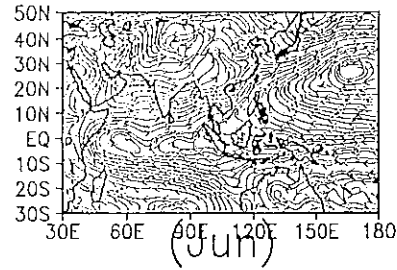
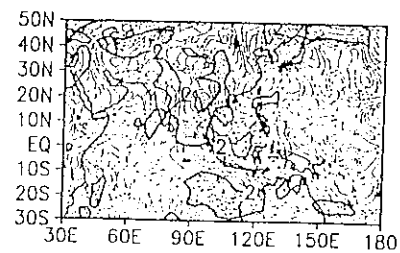
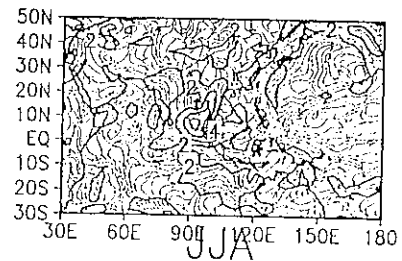
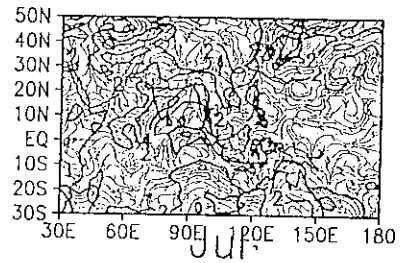
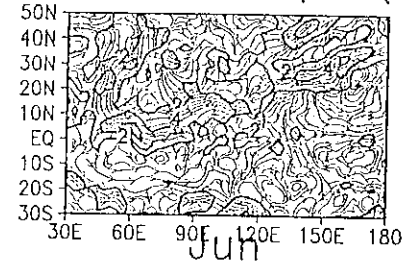


圖 15: 控制模擬模擬 1997 年東亞夏季季風肇始期間相關之四個剖面

bat 850hpa (May)



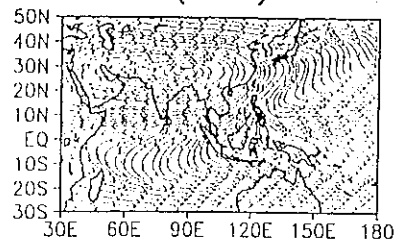
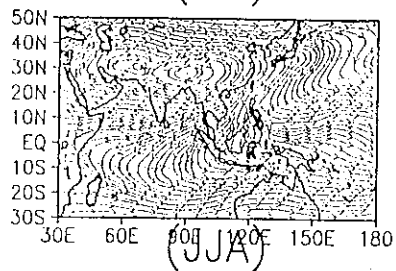
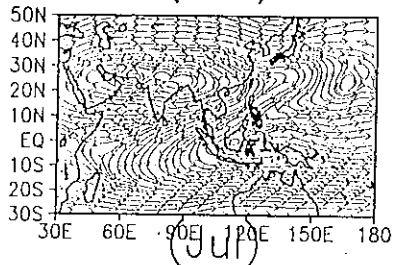
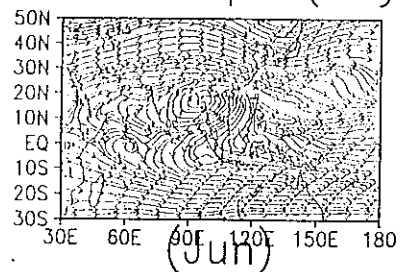
ba7t-bat 850hpa (May)



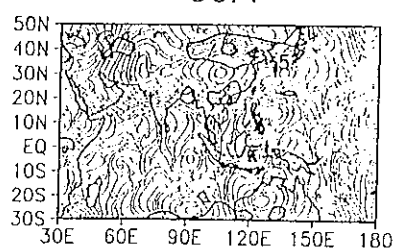
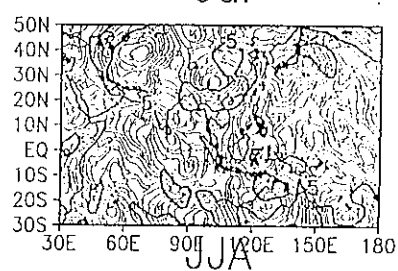
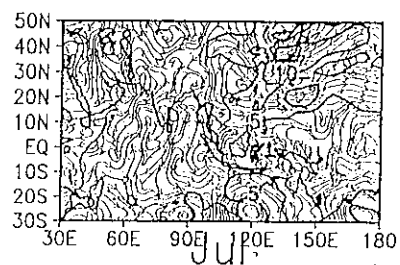
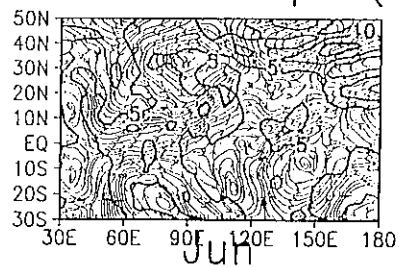
GrADS: COLA/IGES

圖 16：模擬二所模擬於 5、6、7 月及夏季在 850 hpa 的氣流現及其與控制模擬之差異。

bat 200hpa (May)



ba7t-bat 200hpa (May)



372

prec. (ba7t-bat) May mm/d

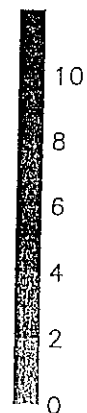
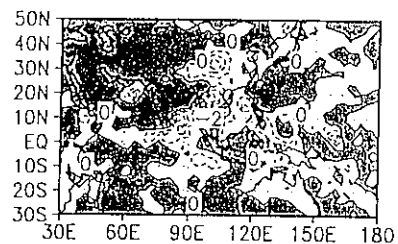
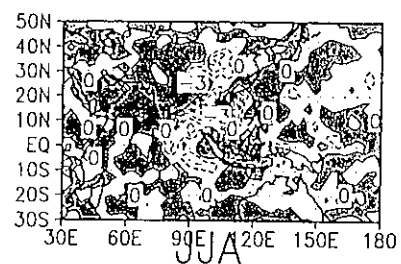
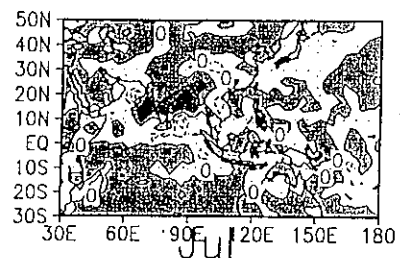
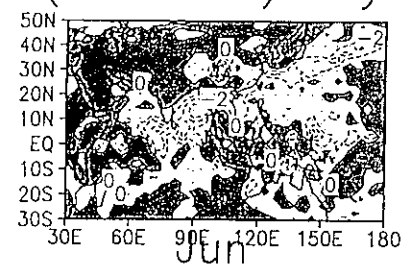
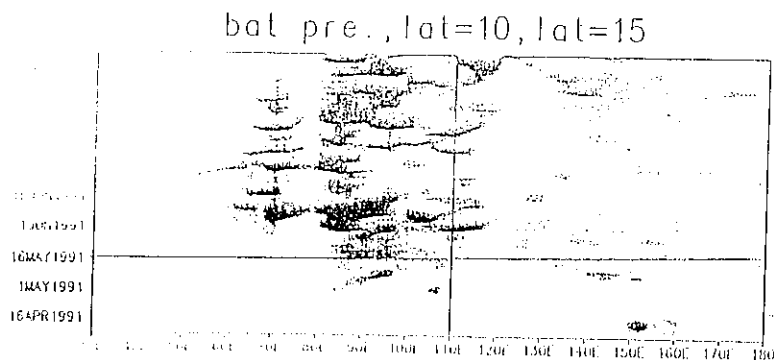
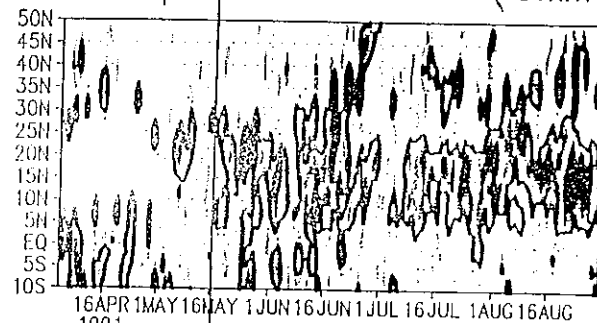


圖 18：模擬二所模擬於 5、6、7 月及夏季與控制模擬之降雨差異。

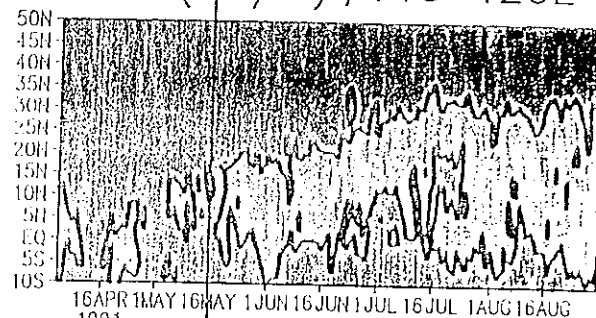


1991年15月16日為模擬。

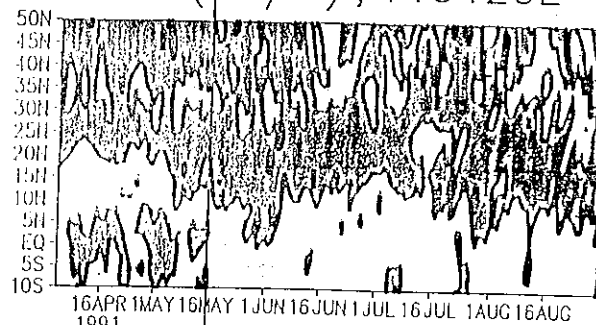
bat pre. 110-120E (5mm)



U20 (5m/s), 110-120E



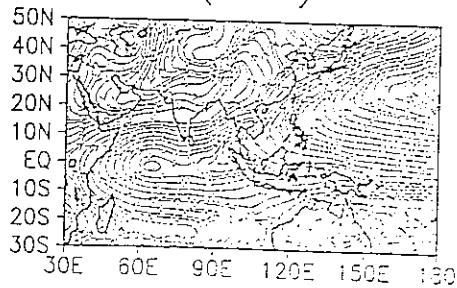
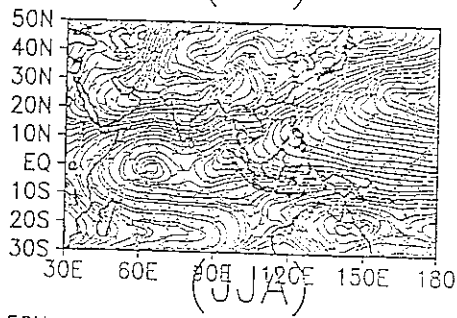
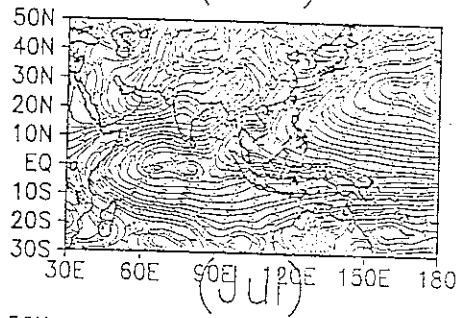
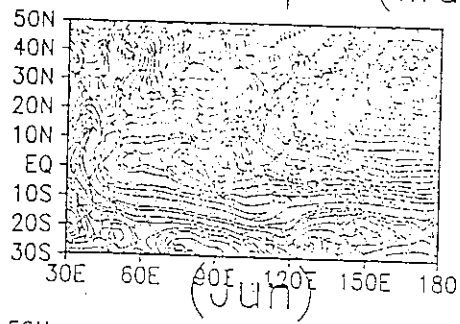
U85 (2m/s), 110-120E



COLA/IGES

37A

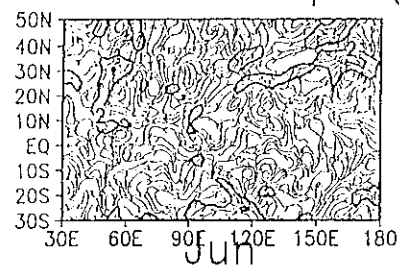
ba7o 850hpa (May)



GrADS: COLA/IGES

圖 20：模擬三所模擬於 5、6、7 月夏季平均在 850 hpa 的氣流線。

ba7t-ba7o 850hpa (May)



bat-ba7o 850hpa (May)

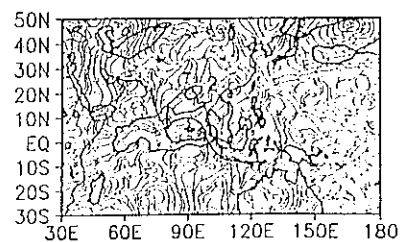
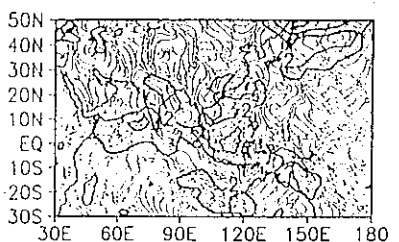
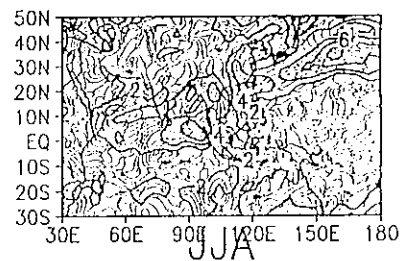
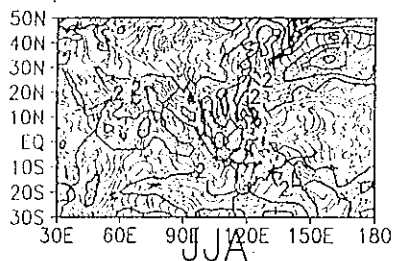
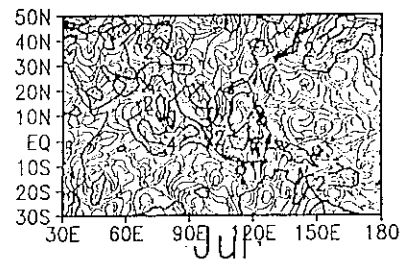
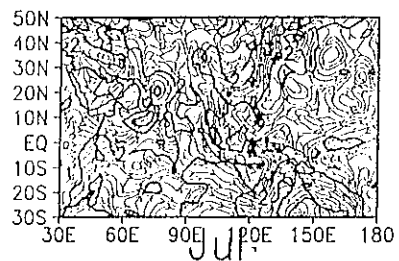
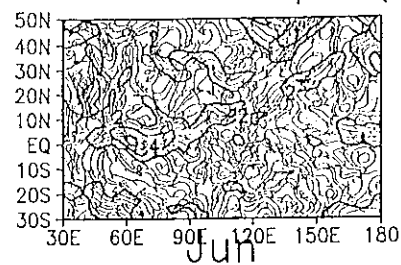
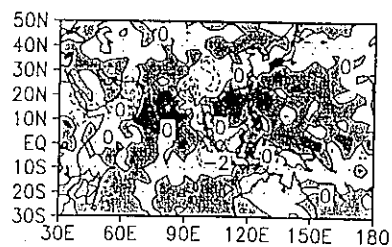
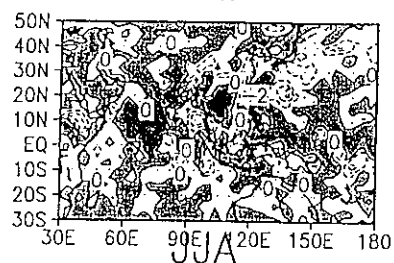
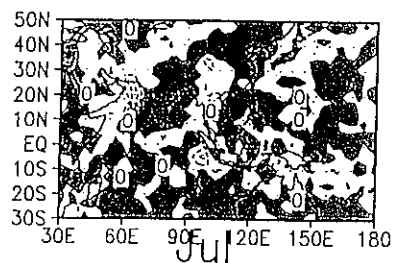
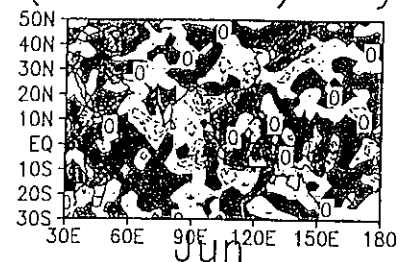


圖 21：模擬三所模擬於 5、6、7 月及夏季平均在 850 hpa 與控制

模擬及模擬二氣流線的差異。

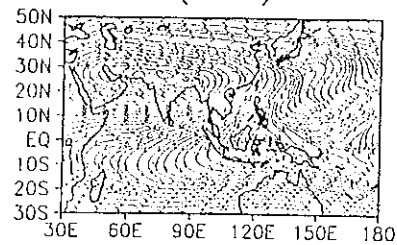
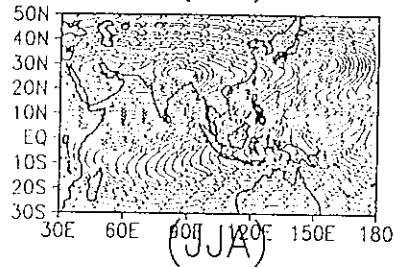
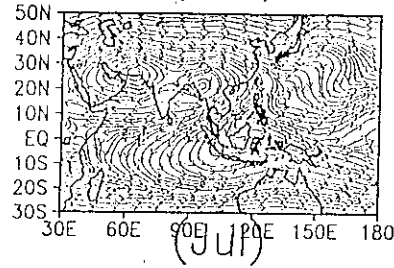
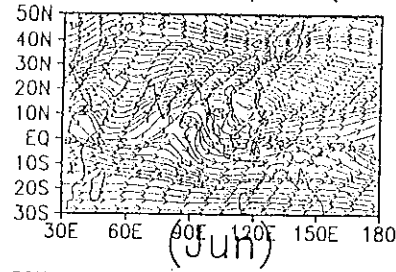
prec. (ba7t-ba7o) May mm/d



377

圖 22：同圖 18 但為模擬三。

ba7o 200hpa (May)



ba7t-ba7o 200hpa (May)

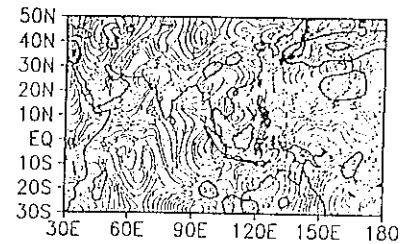
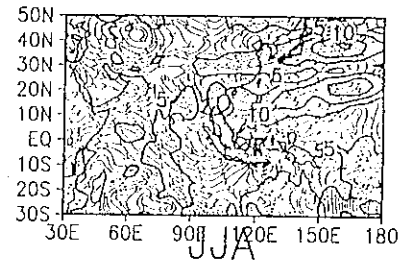
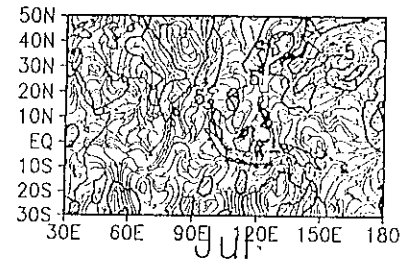
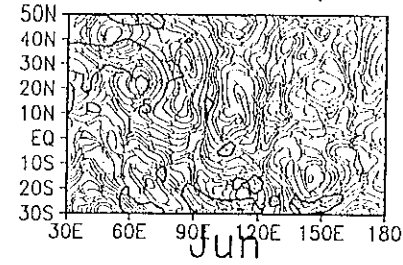
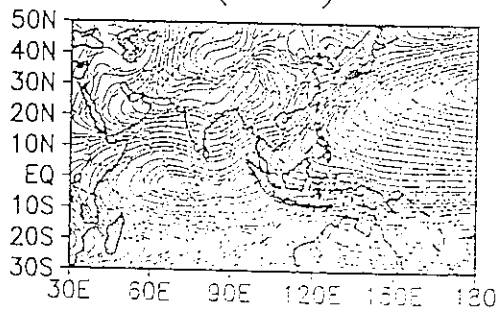
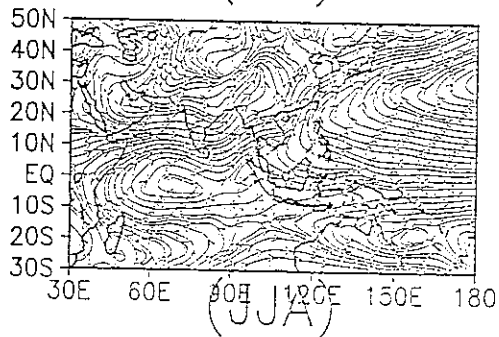
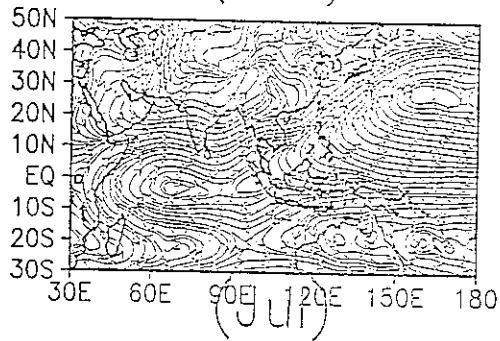
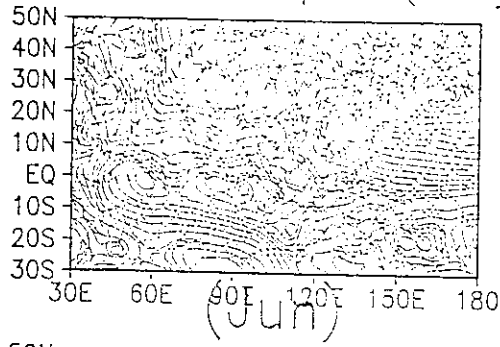


圖 23：模擬三所模擬於 5、6、7 月及夏季於 200 hpa 之氣流線及

379

bc7t 850hpa (May)



GrADS: COLA/IGES

圖 24：同圖 20 但為模擬四

ba7t-bc7t 850hpa (May) bat-b7ct 850hpa (May)

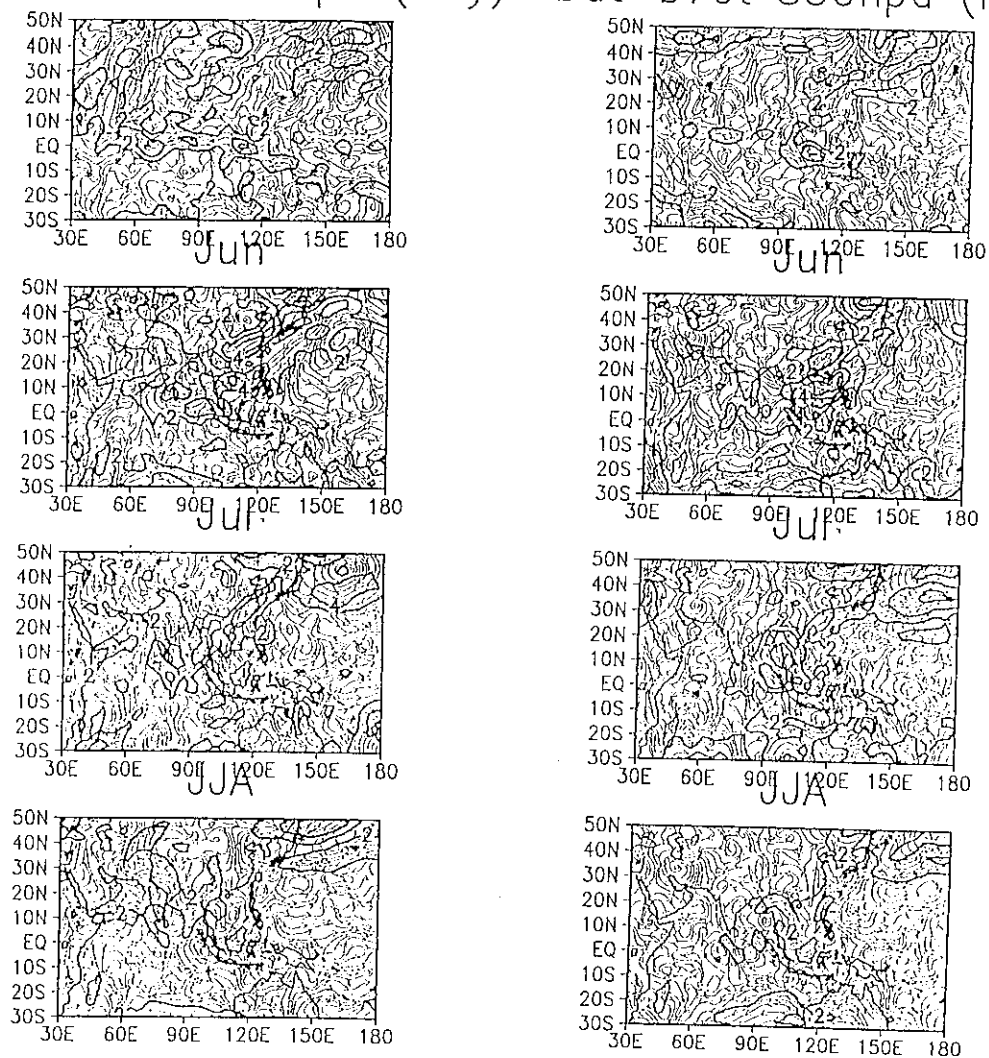
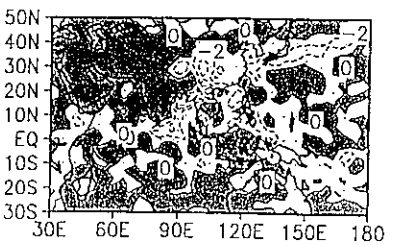
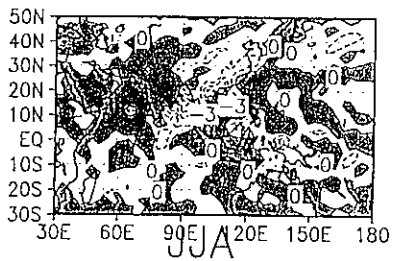
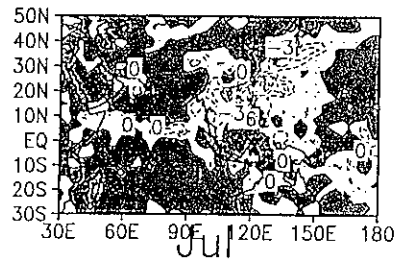
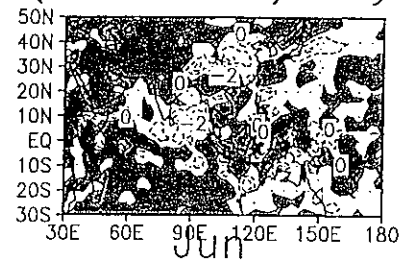


圖 25：模擬四所模擬於 5、6、7 月及夏季平均在 850 hpa 與控制

模擬及模擬三氣流線的差異。

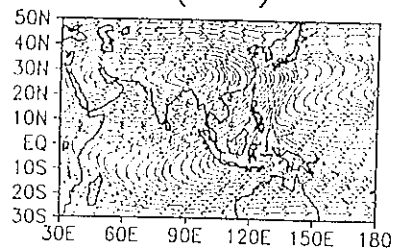
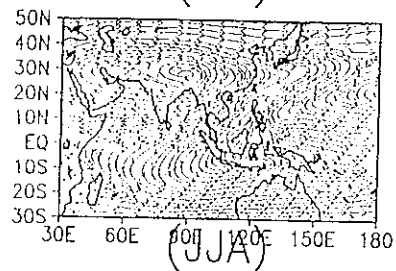
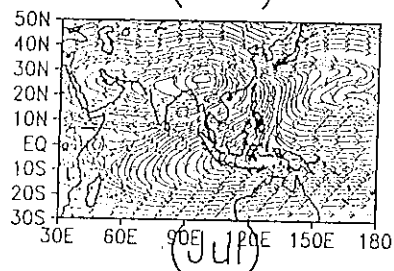
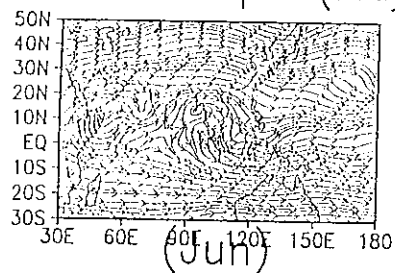
prec. (ba7t-bc7t) May mm/d



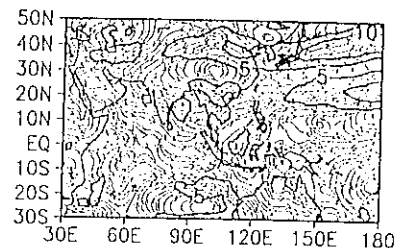
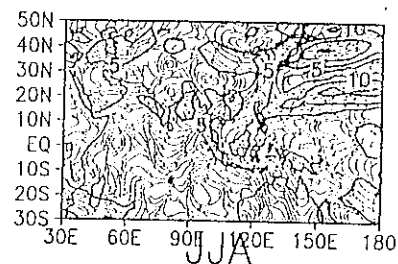
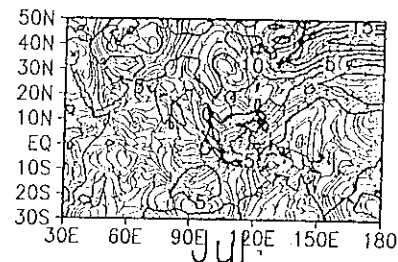
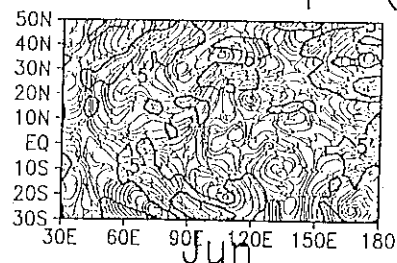
581

圖 26：同圖 18 但為模擬四。

bc7t 200hpa (May)



ba7t-bc7t 200hpa (May)



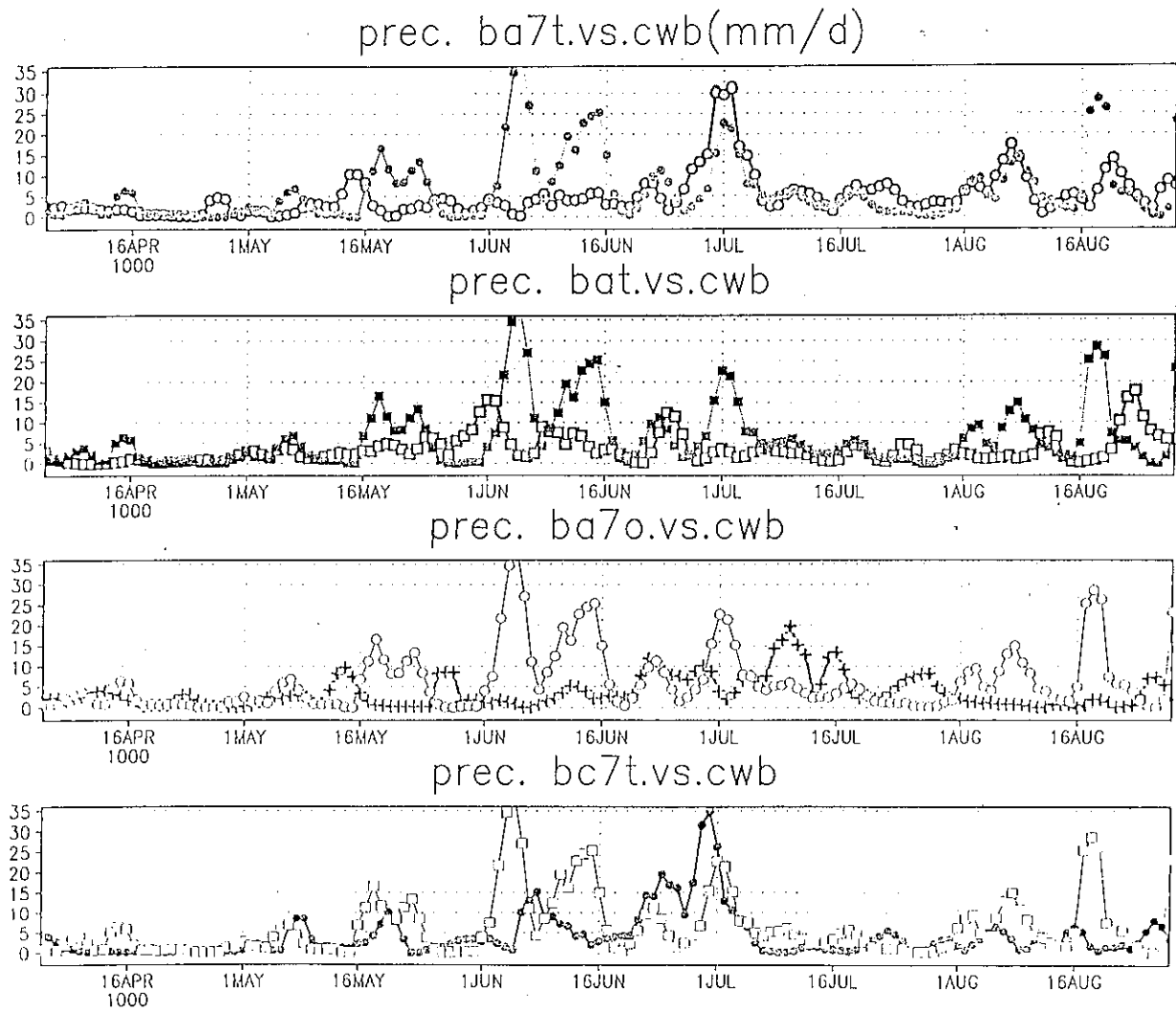
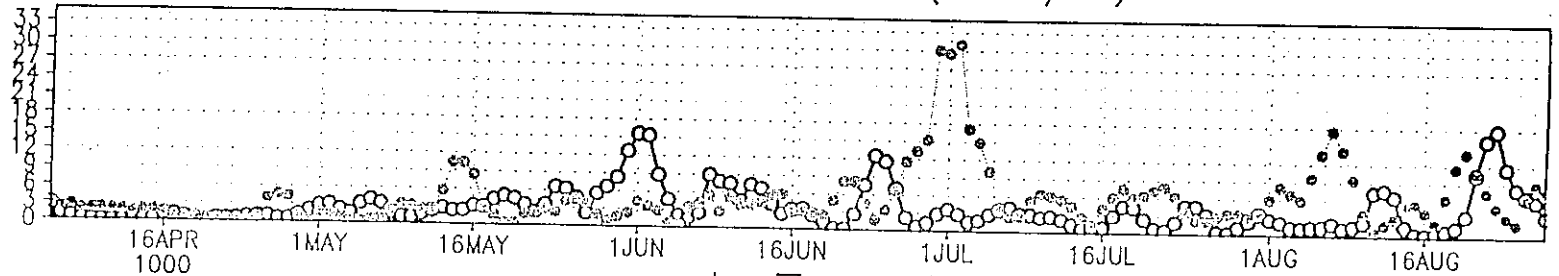
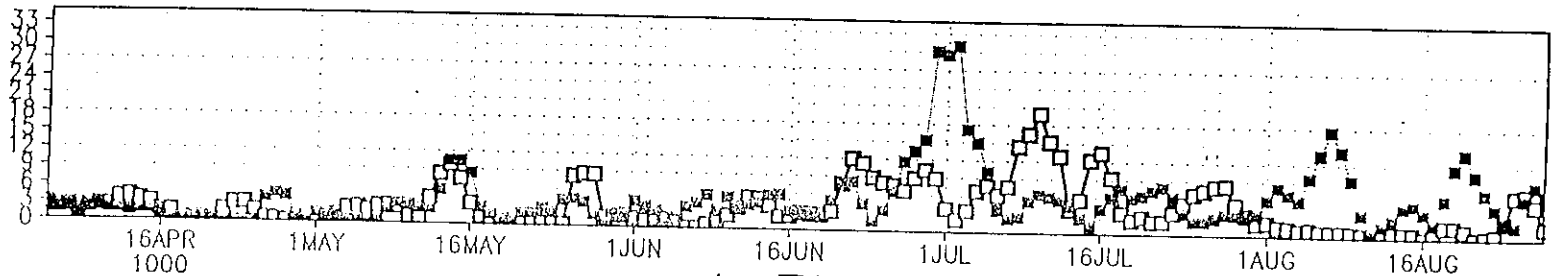


圖 28：四個模擬實驗所模擬台灣地區（120° E-125° E 12° N-16° N）與中央氣象局地面側站所觀測
1997 年 4 至 8 月之地面降雨比對圖（細線為氣象局之觀測）

prec. bat.vs.ba7t(mm/d)



prec. ba7o.vs.ba7t



prec. bc7t.vs.ba7t

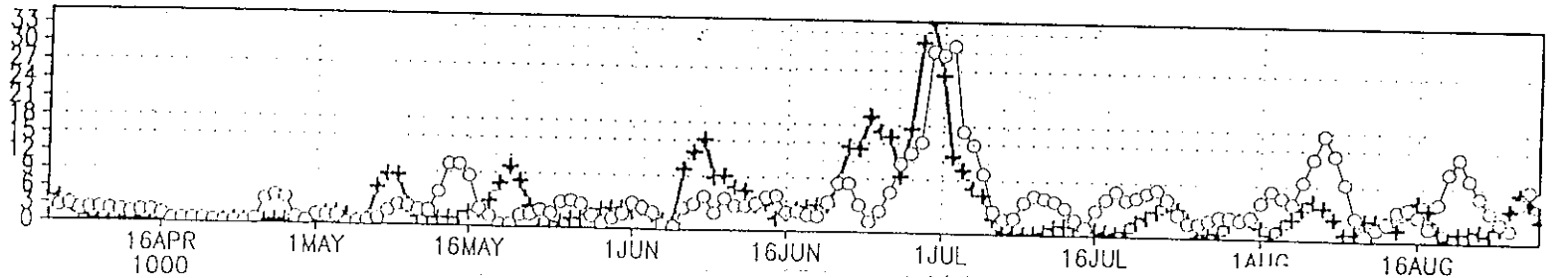


圖 29：同圖 28 但為每個實驗模擬與控制模擬之比對（細粗線為控制模擬）

交通部中央氣象局 研究計劃期末報告

題目：利用GMS-5衛星資料校驗中央氣象
局數值預報模式之分析與預報場

計畫編號：CWB87-2M-06

主持人：劉振榮

委託單位：交通部中央氣象局

執行單位：國立中央大學太空及遙測研究中心

日期：1998年6月30日

利用GMS-5衛星資料校驗中央氣象局數值 預報模式之分析與預報場

劉振榮、林唐煌、郭宗華(中央大學遙測中心)
盧孟明、王光華、潘琦(中央氣象局)

I. 計畫目的

由於電腦與數值模式的進步，數值天氣預報模式的應用越來越重要，數值預報模式不只大量減低人為的主觀判斷的誤差，其計算與分析能力也一直在進步中，可見在未來的天氣分析工作上，數值預報模式將越來越重要。

雖然數值預報模式的概念與發展已有三十餘年，各種模式的能力也漸受肯定，但時至今日，如何量化地評估預報模式的準確性似乎仍未被嚴格地考慮過，其主要的的原因在於一般數值模式的時間與空間預報能力都遠大於傳統氣象觀測網的能力，故發展出一完整客觀的方法來驗證數值預報模式是有所必要的，準確的驗證結果也可作為改進訂正模式的依據。

本計劃的主要目的在於校驗中央氣象局數值預報模式(Numerical Weather Model, NWM)的結果，其方法先由數值預報模式運算出氣象參數，主要為三維的溫濕度網格點資料，及一些環境參數，如地面發射率等資料，輸入輻射傳送方程(Radiative Transfer Equation, RTE)，計算出其透射率與輻射值，經由此步驟模擬出GMS-5影像，即可推斷數值模式的精確度與偏差量，更可進一步地以此比較結果來修正數值預報模式。本研究的校驗重點將放在預報模式的分析場與預報場，本研究的另一主要目的是經由比對結果與模擬可建立更接近真實情況下的RTE模式。

II. 研究方法

由於GMS影像為實際觀測資料，以其來驗證數值模式結果，將可

得到客觀的比對結果，但因兩者的輸出參數/物理量並不一致，GMS所觀測到是到達大氣層頂的向上輻射值，而NWM則是溫濕度與其變化趨勢，兩者無法直接比較，需先行轉換成共同的物理量。因此本研究將視GMS影像為比較依據，而將NWM所輸出的溫濕度資料以RTE模擬換算為GMS所應觀測到的輻射值，再比較兩者的影像，以檢驗NWM結果，更一步可將檢驗結果做為進一步修正NWM的依據。

自1992，英國科學家L. F. Richardson在他的書中"Weather Predictionary by Numerical Process"就曾提出描述大氣運動的微分方程式可被近似為代數微分方程式，而計算出其中變數的趨勢變化，此種計算方法即為數值模式的原理。至今數值預報模式已廣為各國氣象單位使用，如中央氣象局所使用的NWM區域模式，在NWM日益廣被使用後，如何驗證NWM的結果精度也日益受到重視。

基本而言，校驗NWM的結果準確與否可由其預報準確率來判斷，但此判斷準則僅能提供一較局限性的定性比較，而無法做大範圍的定量描述。以實測資料，如探空資料，來比對NWM結果可說是最客觀準確的驗方法，但此方法卻又因探空資料的時間空間解析度的不足而有所限制，探空資料一天內只有兩次資料，且很多區域(特別是海洋區域)都缺乏探空，而NWM所處理的資料卻常常是時間連續且涵蓋面積廣大，故以探空資料來校驗NWM結果有其實行上的困難。本研究的目的即在於利用具備觀測時間間隔短(每半小時到一小時觀測一次)且涵蓋面積大之特性的GMS影像來校驗NWM結果。基本而言，因兩者所輸出的物理量不同，故本研究將以影像化(Visualization)方式來比對兩者的差異。本研究將先把比對重點放在GMS紅外線影像。

III. 輻射傳送理論基礎

在紅外線波段，衛星所觀測到向上紅外線輻射強度可以RTE表示為

$$I_{\nu}(\mu) = B_{\nu}(T_s)\epsilon_{\omega}\Gamma_{\nu}(\frac{\tau_1}{\mu}) - \int_0^1 B_{\nu}(T') \frac{\partial \Gamma_{\nu}(\frac{\tau'}{\mu})}{\partial \tau'} d\tau'$$

其中

I ：衛星所觀測到的輻射強度。

ν ：波數。

$\mu = \cos \theta$ ： θ 為天頂角。

B ：蒲朗克(Planck)函數。

T_s ：地表溫度。

ε_w ：地表發射率。

Γ_w ：地表到大氣層頂的透射率，即全氣柱透射率。

Γ_v ：某一層大氣到大氣層頂的透射率。

τ_l ：地表的光程座標值。

T' ：某一層大氣的溫度。

τ' ：某一層大氣的光程座標值。

因GMS衛星為垂直向下觀測，故 $\mu=1$ ，上式可再改寫為

$$I_v = B_v(T_s)\varepsilon_w\Gamma_w - \int_0^{\tau_l} B(T') \frac{\partial \Gamma_v(\tau')}{\partial \tau'} d\tau'$$

上式也可改寫為以透射率為垂直參考座標的形式

$$I_v = B_v(T_s)\varepsilon_w\Gamma_w - \int_0^{\Gamma_l} B_v(T') d\Gamma_v$$

簡言之，衛星所觀測到的向上輻射強度等於地表溫度所發射出的黑體輻射(等式右邊第一項)再加上大氣各層溫度所放射出的黑體輻射(等式右邊第二項)，兩者皆經過大氣的衰減作用。在紅外光波段，衛星所觀測的輻射強度與地表溫度、地表發射率及氣體成份垂直分佈的資訊有關。因此若地表與大氣垂直資訊是已知，就可模擬計算出衛星所應觀測到的輻射強度。

在一般情形，若觀測地區為洋面，因水體在紅外線波段可視為黑體，故發射率為可近似為1，若為陸地，則放射率就與地物類別有關。前述討論均是在晴空情況下討論，即衛星可觀測到地表，若為有雲或部份有雲情況下，則前述RTE需考慮雲的影響。

若為雲區，則輻射強度為雲頂溫度與雲頂以上各層大氣溫度黑體輻射再經大氣衰減的總和，即

$$I_{vclld} = B_v(T_{clld})\varepsilon_{vclld}\Gamma_{vclld} + \int_{\Gamma_{vclld}}^{\Gamma_l} B_v(T') d\Gamma_v$$

其中

I_{cld} : 衛星所觀測到的雲區輻射強度。

T_{cld} : 雲頂溫度。

ε_{cld} : 雲頂發射率。

Γ_{cld} : 雲頂到大氣層頂的透射率。

若為部份有雲情況下，則RTE變為更複雜，因衛星所觀測的輻射強度將部份來自晴空區，部份來自雲區。而來自晴空區與雲區輻射強度比例與雲量有關。其中雲量可由下式得之

$$N_c = \frac{(I - I_{\text{clr}})}{(I_{\text{cld}} - I_{\text{clr}})}$$

其中

N_c : 有效雲量。

I : 平均輻射強度。

I_{cld} : 雲區輻射強度。

I_{clr} : 晴空區輻射強度。

因此部份雲區的輻射強度(I_v')可寫成

$$I_v' = (1 - N_c)I_v + N_c I_{\text{cld}}$$

在建立輻射傳送方程後，如何真正地計算大氣中的輻射效應是另一個重要的工作，由於在一般的輻射傳送方程條件下並無法求得解析解，因此必需由數值求解著手，由一般情況下，RTE的精確求解極耗時間，如何有效地模擬出RTE結果而又不失精確性是本計畫的重點之一。

本研究修改Lowtran7程式套做為本研究的紅外線輻射/透射率計算模式，Lowtran程式套為美國空軍地球物理實驗室(AFGL)於1988年所發展出來的一套模式，可計算大氣透射率與大氣及地表放射輻射，其適用波段範圍為 $0.25 \sim 28.5 \mu\text{m}$ ($350 \sim 40000 \text{cm}^{-1}$)，最小光譜解析力為 5cm^{-1} 。在本計畫中Lowtran模式將用來計算紅外光與水汽頻道的大氣穿透率與輻射值。

由於計算時間的考慮，Lowtran模式是採用低光譜解析度的計算

方式。真正的穿透率求解需以line-by-line方式做積分，但此方式需耗費大量時間，故Lowtran採用band-by-band的方式積分，此方式雖會降低精確性，但研究顯示對可見光與紅外光波段的影響不大。

IV. 資料來源

就前述討論而言，模擬GMS紅外線影像，需輸入地表溫度、地表發射率(含海洋與陸地)、大氣垂直成份資訊(主要為溫濕度剖面)、雲頂溫度、雲頂高度、雲頂發射率。由於目前NWM並無法提供或直接提供所有需要的參數，本研究將先行由別種資料建立與檢驗紅外線RTE模式。考慮涵蓋面積與參數需要，本研究使用TOVS反演資料，TOVS不僅可提供三維溫濕度網格點資料，也能提供雲量、雲高、地表溫度等資料。所使用的TOVS資料為1995年5月12日23:24Z台灣附近區域，涵蓋區域約為 $110^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$ ， $10^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 。

另外本研究也使用中央氣象局NWP結果作為輻射模擬計算的輸入，中央氣象局NWP資料空間解析度約為 60×60 公里的網格點，區域涵蓋東亞地區，資料本身包括溫度、溼度、壓力、地面高度，垂直高度分為16層，時間則為1997年7月。

本研究所模擬計算的區域主要為南中國海地區，時間則為1997年5月到8月，涵蓋南中國海地區夏季季風肇始的時段。

V. 模擬結果與討論

圖1為1995年5月12日23:24Z台灣地區實際的GMS-4紅外線影像，亦為本研究嘗試模擬的影像，我們可比對模擬影像與此真實影像的差異，來先行檢驗參數與RTE模式的準確性。圖2為反演的地表溫度(skin temperature)，需注意的是TOVS反演出的地表溫度在雲區區域是雲頂溫度。比較圖1與圖3，可看出兩者的形狀相當接近。圖3是TOVS反演出的1000mb高度的相對濕度，其中相對濕度是由溫度與露點溫度間接計算出。經由TOVS反演資料，可取得1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20及10mb共15層各層高度的溫濕度場。

另外經由TOVS所反演的雲頂高度及雲頂溫度(圖4、5)。對照紅外線RTE方程式，尚需輸入地表/雲頂發射率，因目前尚無此類實際反演值或觀測值可供使用，本階段暫時假設均為1，即全視為理想黑體。

將所有參數輸入修改後的Lowtran程式套，計算 $10.5\sim 12.5\ \mu\text{m}$ 間波段，即能求得透射率與輻射值(圖6、7)及其所模擬的GMS-4 IR影像(圖8)。比對圖1與圖8，可知大體而言，本方法可初步模擬出近似的GMS-4 IR影像，若經由RTE的再一步修改及輸入參數精確性的提高，應能提高模擬影像的準確度。就現階段結果而言，模擬過程的誤差來源可能有如下幾個原因：

- (1) Lowtran程式套本身的誤差——即程式套及真實RTE的相異點，如程式套內部對真實物理條件與作用的簡化，例如Lowtran本身的光譜解析度為 5cm^{-1} ，為一低解析(low resolution)模式，並不能完全符合真實的物理情況。
- (2) 輸入參數的誤差——如大氣溫濕剖面等的誤差，(即TOVS反演誤差)，其他如發射率值因無法取得，僅能以假設值代入。
- (3) 雲參數的誤差——本研究假設雲為單層，並不考慮多層雲情況，也未考慮薄雲(如卷雲)的情況，即地表輻射可部份穿透雲層的情況，也未考慮同一視場部份有雲的情況。另就以往研究顯示，TOVS所反演出的雲參數尚有可觀誤差存在。

前面所述是由TOVS資料為根據所模擬的IR影像，再與GMS-4做比較，大致而言，其結果就定性而言相當不錯(定量檢驗尚未討論)，但此只是一個粗步檢定。如何由NWP結果模擬出可與GMS-5 IR影像比較的模擬影像才是本研究的主要工作。

比較前述TOVS的模擬過程，可發現若使NWP結果為模擬資料將無法獲得雲頂高度值。由於中央氣象局的NWP模式並未提供此一數值，因此本研究將先由GMS-5 IR影像間接推求雲頂高度，再加輻射傳送模式的模擬計算，最終再與GMS-5 IR影像比較來校驗NWP的準確性。以此方式來給定雲高，可能會影響其後的絕對比較，但就目前而言，此為一較可接受的取代方式，如何由NWP結果本身求得雲高資料，將是未來後續研究需加以解決的一大課題。

在GMS-5影像求取雲高的步驟中，本研究先利用GMS-5 IR影像求得雲頂高度，再由大氣垂直高度與溫度的關係來求得雲頂高度。本研究所使用雲頂高度與溫度關係是採用台灣地區三十年來長期觀測的平均值，圖9為利用1997年5月20日20Z GMS-5 IR1影像所估算的雲頂溫度與高度的關係。基本而言，溫度與高度為一相當穩定的線性關係，以長期平均值所推估的雲頂高度值誤差不大。取得雲頂高度後，就可由前述RTE的關係來模擬輻射值(圖10、11)

與大氣穿透率，最後再模擬GMS-5的IR影像（圖12），再與真實的GMS IR影像比較，就可用來校驗NWP的結果，也可用來校驗NWP的預報能力，圖13與14為NWP 24小時與48小時預報場和同時間真實GMS資料所估算的亮度溫度變化比較圖，橫座標為1到62為5月1日到31日，因00Z與12Z各計算一次，故有62點。整體而言，本研究使用 γ 值來校正Loetran模式的計算偏差量（bias），故圖13與14的晴空溫度值相當接近，但擾動時段的差異仍然較大，顯示本RTE模式與模擬過程大體可行，但尚需做進一步的修正，以期能模擬出更細微的輻射變化。

VI. 結論

- (1) 就前述結果而言，模擬GMS IR影像的方法是可行的。
- (2) 考慮本研究的執行目標與規劃，合適的試區將選擇南海及其周圍區域($100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$, $0^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$)，分析時段為1997年4月到8月，優先分析時段為1997年5月1~31日，另為了與NWM比較，模擬影像的地面解析度將為 $60*60\text{km}$ ，計算的光譜波段將為 $10.5\sim 11.5\ \mu\text{m}$ (GMS-5 IR1)及 $11.5\sim 12.5\ \mu\text{m}$ (GMS-5 IR2)與水汽頻道($6.7\ \mu\text{m}$)。
- (3) 氣象局的NWP模式目前能提供標準氣壓面之溫濕度、地表溫度、地形高度，其他如地表/雲頂發射率、雲參數將需由其他來源或方法得之。
- (4) γ 值的導入有助降低Lowtran的計算偏差量，以更大量的資料以迴歸出準確的 γ 值是未來的工作重點之一，更一步檢驗 γ 值與季節的關係也是未來工作重點之一。
- (5) 基本而言，本階段著重在模擬的定性比較，未來的工作將著重於定量的比較，以期能對NWP嚴謹的校驗與改進。

圖1 1995年5月12日23:24Z GMS-4紅外線影像，範圍約為
105°E~130°E，10°N~35°N。

圖2 TOVS反演的地表溫度(skin temperature)。

圖3 TOVS反演的相對濕度(1=100%)。

圖4 TOVS反演的雲頂高度。

圖5 TOVS反演的雲頂溫度。

圖6本研究所計算出的地表/雲頂到大氣層頂的透射率。

圖7本研究所模擬出GMS-4 IR輻射值。

圖8本研究所模擬出GMS-4 IR影像。

圖9 GMS-5 IR影像亮度溫度與高度的關係。

圖10 GMS-5 IR1影像灰度值與Lowtran模擬計算的輻射值關係。

圖11 GMS-5 IR2影像灰度值與Lowtran模擬計算的輻射值關係。

圖12 由中央氣象局NWP資料所模擬出的GMS-5 IR1影像。

圖13 由中央氣象局NWP資料所模擬出的24小時後GMS-5 IR1亮度
溫度值與真實GMS-5 IR1亮度溫度值的比較。

圖14 由中央氣象局NWP資料所模擬出的48小時後GMS-5 IR1亮度
溫度值與真實GMS-5 IR1亮度溫度值的比較。

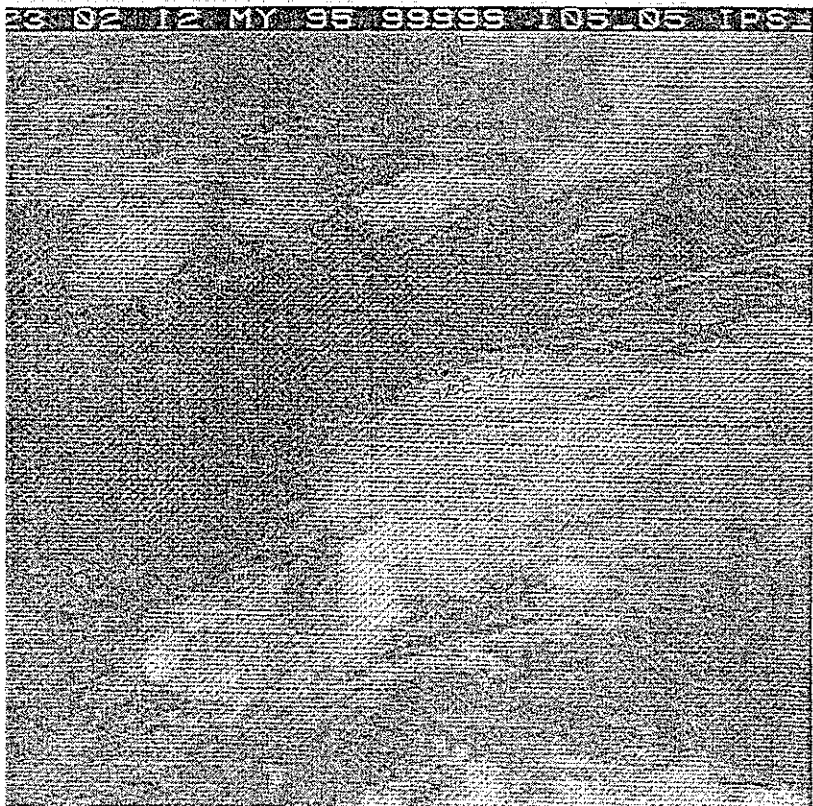


圖1 1995年5月12日23:24Z GMS-4紅外線影像，範圍約為
105°E-130°E，10°N-35°N。

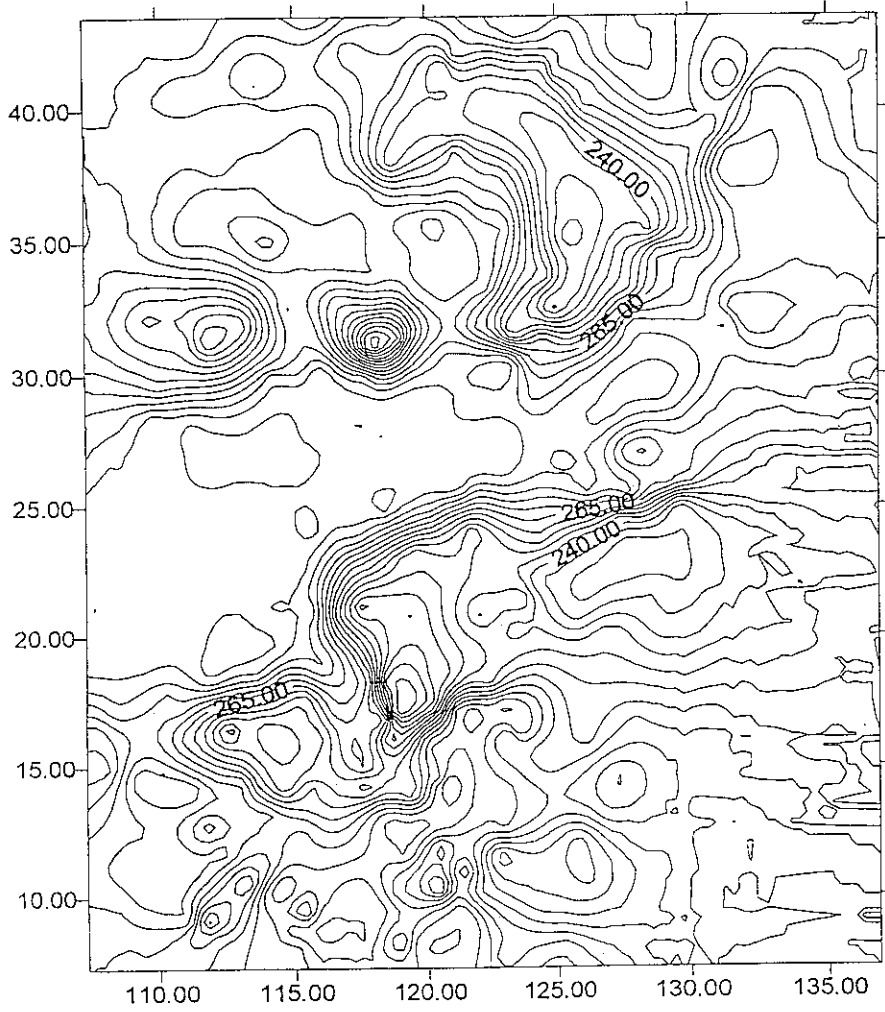


圖2 TOVS反演的地表溫度(skin temperature)。

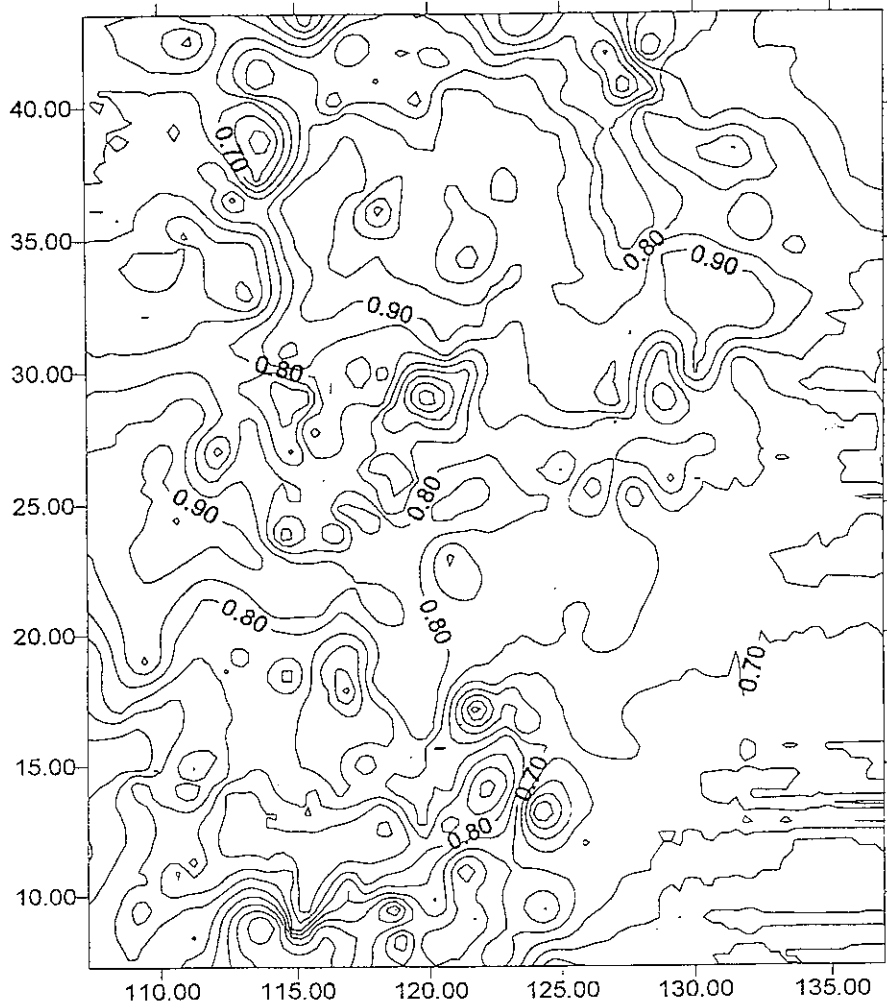


圖3 TOVS反演的相對濕度(1=100%)。

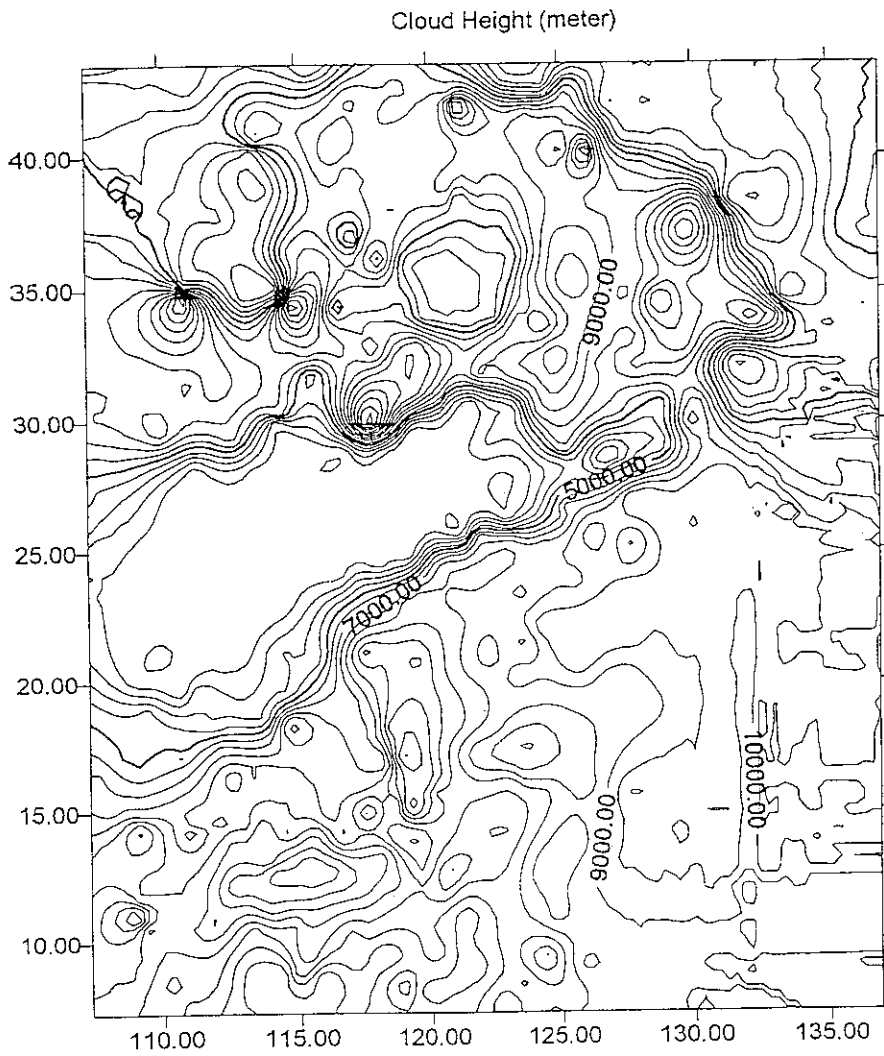


圖4 TOVS反演的雲頂高度。

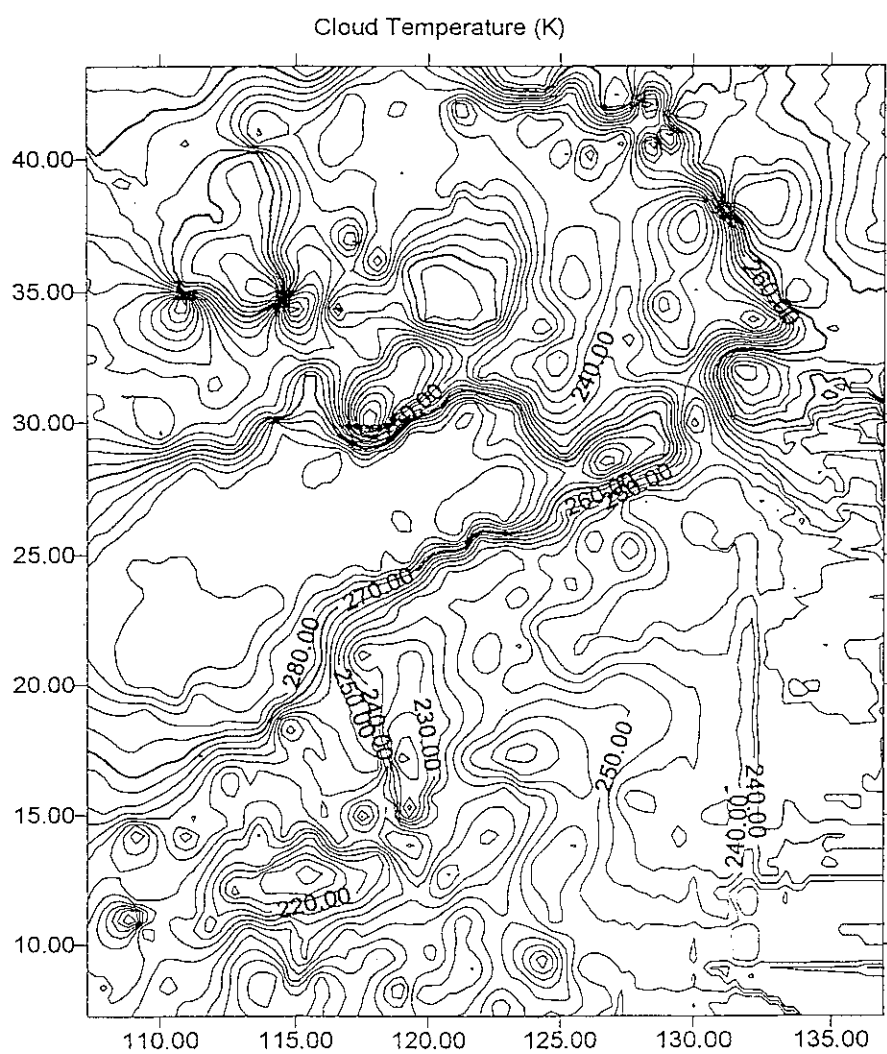


圖5 TOVS反演的雲頂溫度。

Transmittance (sfc/cloud top to TOA)

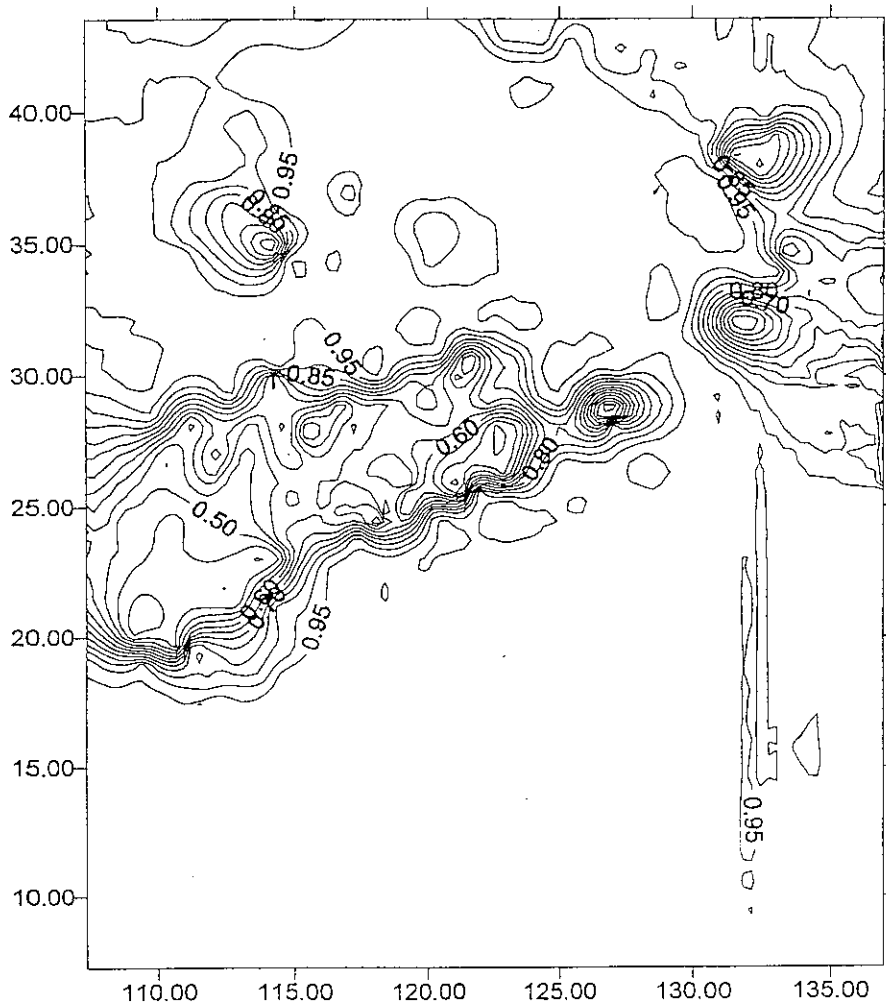


圖6本研究所計算出的地表/雲頂到大氣層頂的透射率。

400

1995/05/12 23:24

Simulated GMS-4 IR (10.5-12.5 μm) Radiance ($\times 10000 \text{ Watt/m/m}$)

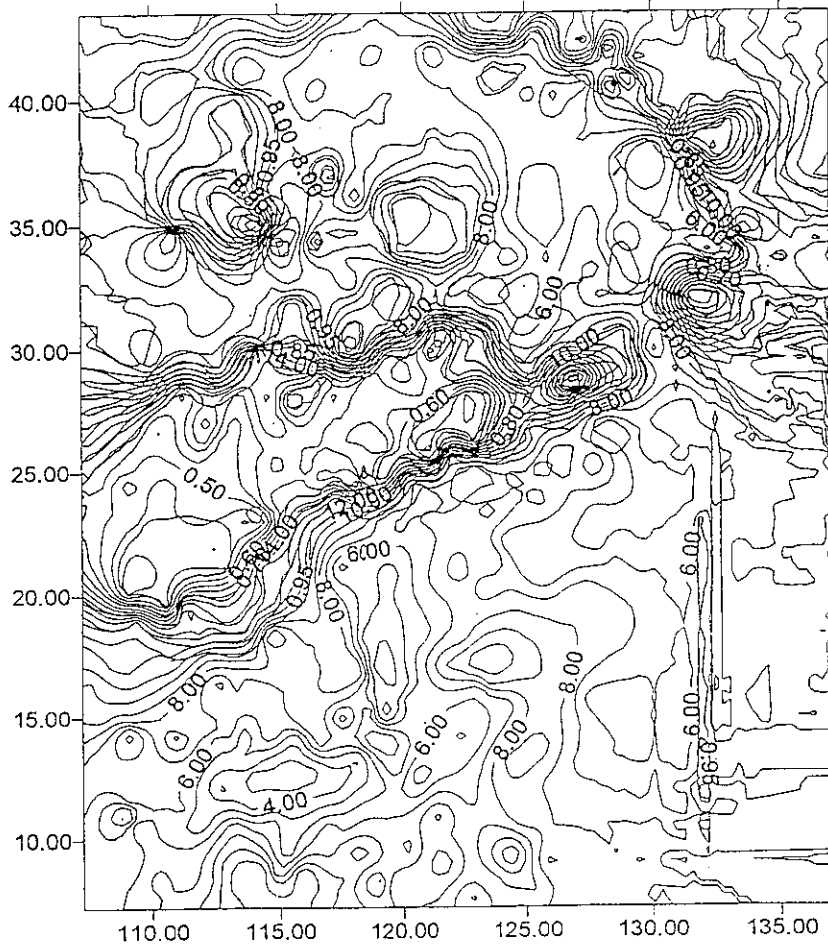


圖7本研究所模擬出GMS-4 IR輻射值。



圖8本研究所模擬出GMS-4 IR影像。

402

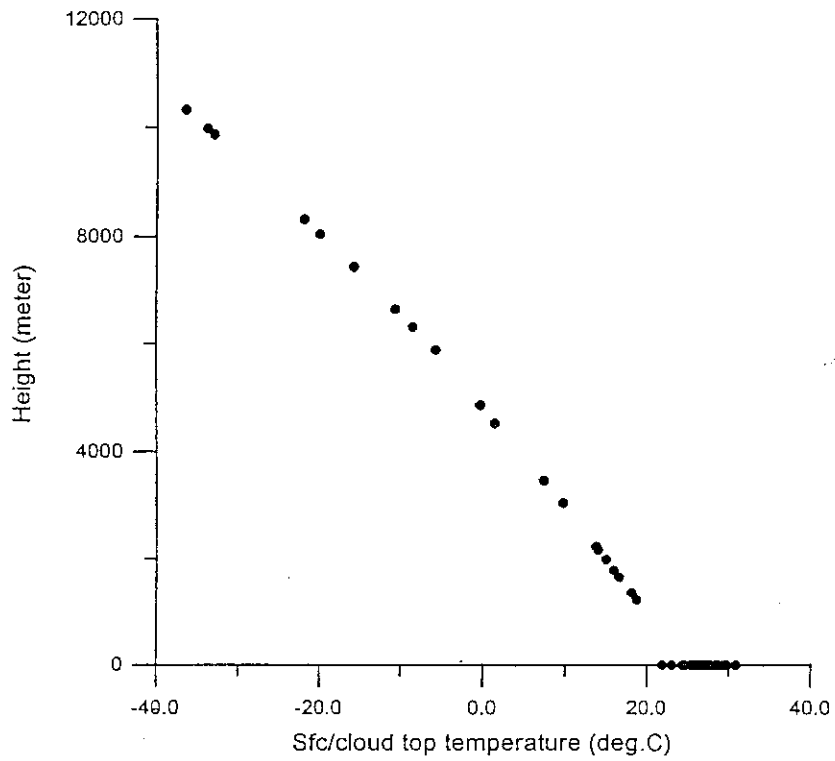


圖9 GMS-5 IR影像亮度溫度與高度的關係。

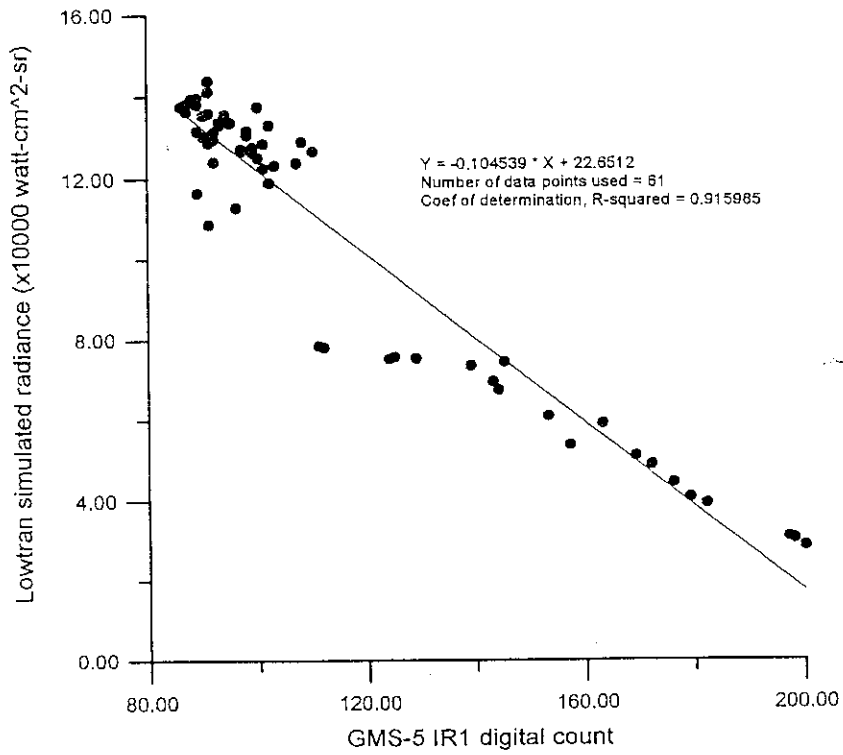


圖10. GMS-5 IR1影像灰度值與Lowtran模擬計算的輻射值關係。

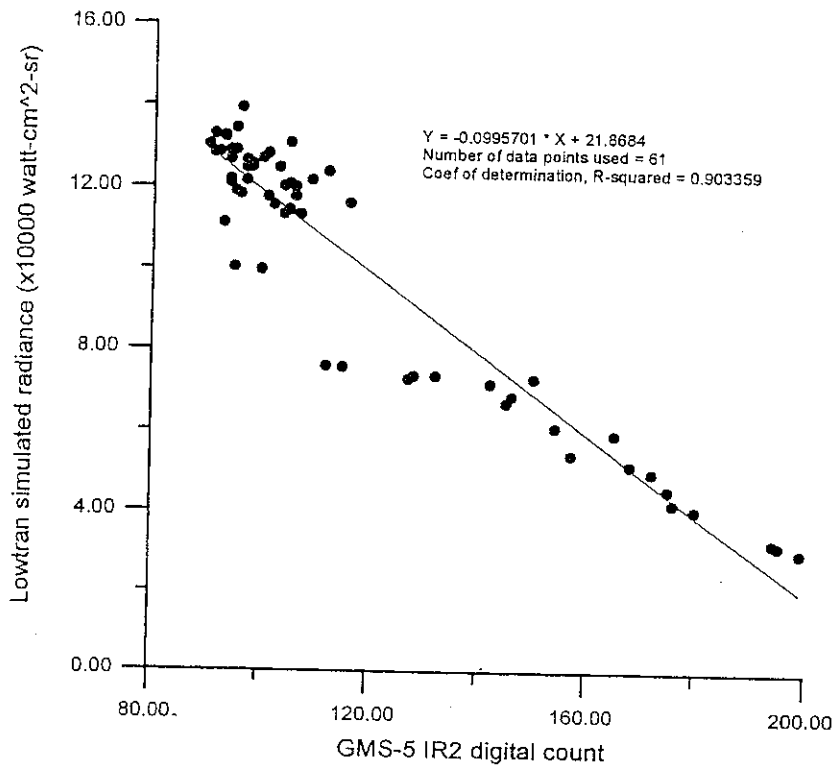


圖11 GMS-5 IR2影像灰度值與Lowtran模擬計算的輻射值關係。

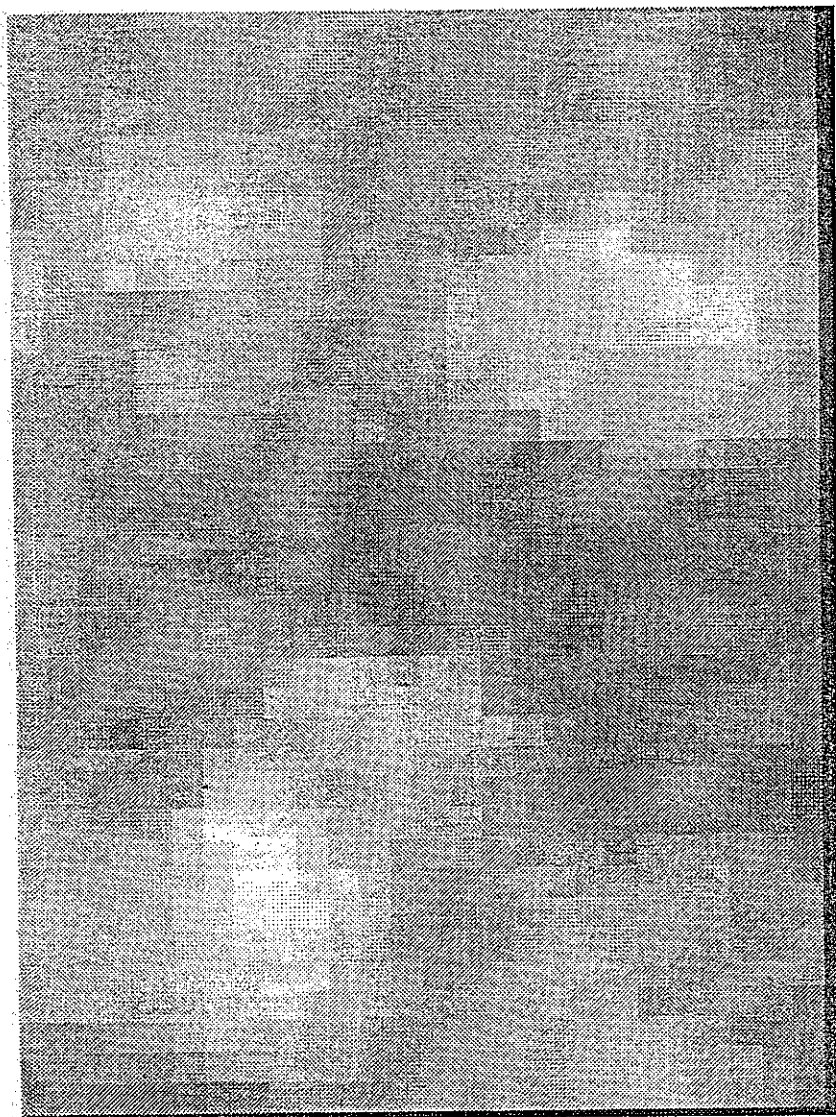


圖12 由中央氣象局NWP資料所模擬出的GMS-5 IR1影像。

406

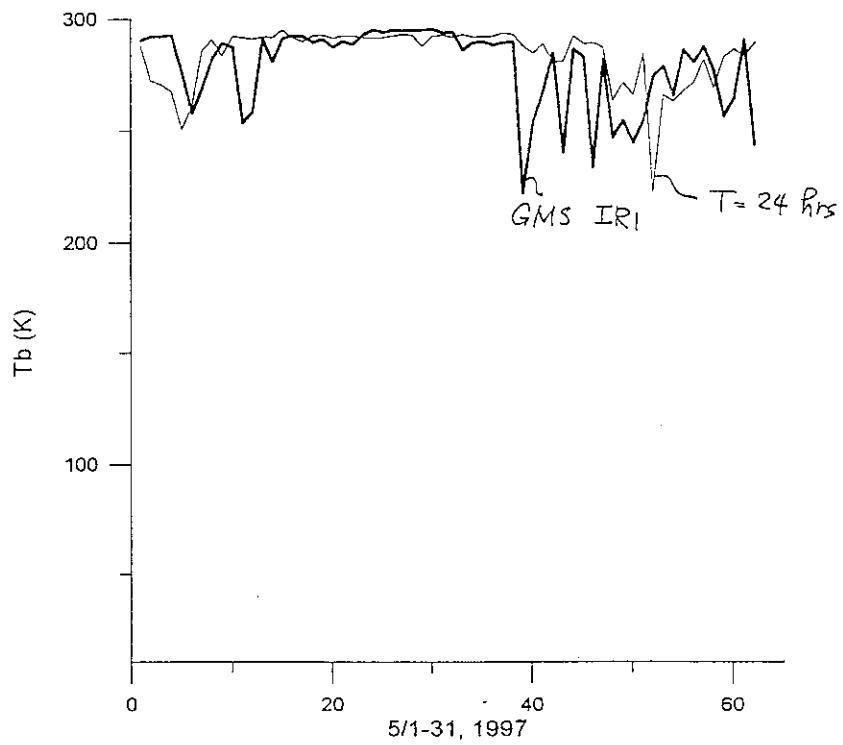


圖13 由中央氣象局NWP資料所模擬出的24小時後GMS-5 IR1亮度溫度值與真實GMS-5 IR1亮度溫度值的比較。

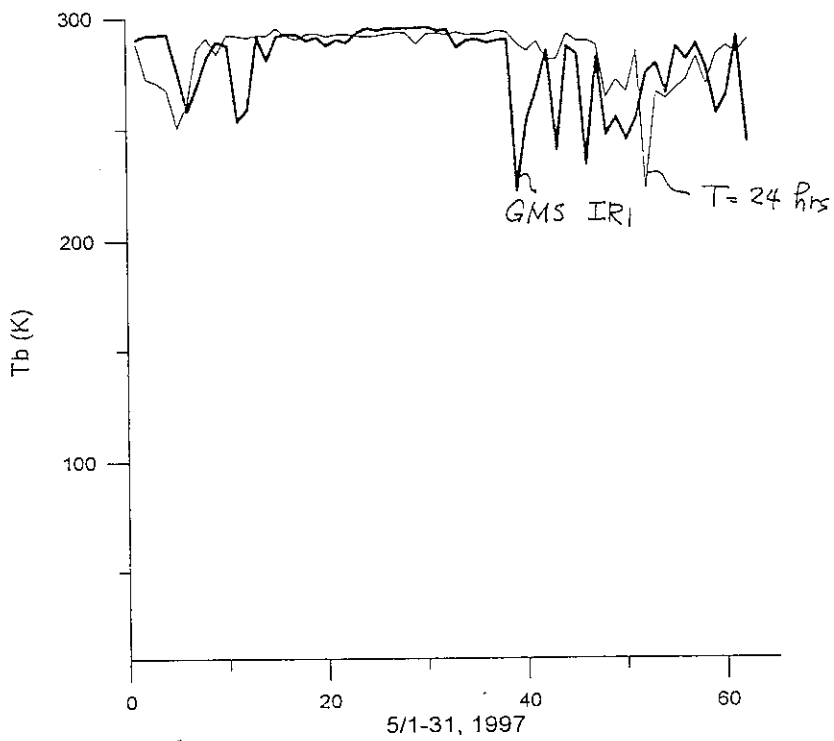


圖14 由中央氣象局NWP資料所模擬出的48小時後GMS-5 IR1亮度溫度值與真實GMS-5 IR1亮度溫度值的比較。

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

船舶海象觀測系統(二) Observation System of Maritime Meteorology(II)

計畫類別: ☐國外 ☒國內

計畫編號: CWB 87-2M-07

執行期間: 86 年 7 月 1 日至 87 年 6 月 30 日

計畫主持人: 李賢文

國立臺灣海洋大學海洋科學系

中華民國八十七年六月三十日

前言：

為了促進商船參與海洋氣象資料之收集，我們需要建立一套全自動的船舶海洋氣象觀測系統，在不影響船員工作之下，將可以推廣鼓勵商船使用共同從事台灣海洋氣象觀測工作，增進海洋氣象預報之能力。

若要建立我國海洋氣象即時的資料，最佳方式為擁有專用的海洋氣象觀測船。但考量目前政府財政上的困難和氣象即時資料的重要性，運用民間船舶所觀測的海洋氣象資料作有系統的記錄，並加以自動化及同步傳輸至中央氣象局，應為目前較可行的方式。

但是目前民間船舶所觀測的海洋氣象資料，均為目測儀器值，資料的準確性不足，所以需要將其所觀測的海洋氣象資料電子化，和訂定統一的資料格式及傳輸流程，以利資料傳輸。

中央氣象局根據所收集的海洋氣象資料作預報研判，並適時提供海上航行船隻海洋氣象資訊，以確保航行安全。建立海洋氣象資料庫作為國家建設之參考，同時可與他國交換資料，促進國際合作。

我國目前鄰近的海域，除了若干島嶼設有氣象觀測站之外，海洋上並無足夠的氣象觀測點，收集即時的氣象觀測資料，因此缺乏精確的即時海域氣象資料，運用民間船舶觀測海洋氣象資料，可彌補海洋氣象預報責任區內觀測資料之不足。

依據【行政院第十四次科技顧問會議結論與建議處理辦法中，議題參之主題一，會議結論第四條第五點】，中央氣象局擬定「推動商船參與海洋氣象觀測草案」，以鼓勵商船參與海洋氣象觀測工作。以便商船一方面將所觀測的海洋氣象資料傳輸至中央氣象局作海洋氣象預報參考，另一方面中央氣象局將完整的海洋氣象預報以通訊網方式提供責任區內的商船，以確保航行安全。如此雙方面得以互惠互利的方式共同執行本項計畫。

為了達到上述「推動商船參與海洋氣象觀測」的目標，首先需要建立船舶海象自動觀測與記錄系統，如此商船才在船上有限的人力之下，執行海象觀測作業。承本計畫第一期研究之結果，船舶海象觀測與記錄系統已建立完成，第二期研究的目標在建立船舶海象資料自動回傳系統，以便商船一方面將所觀測的海洋氣象資料傳輸至中央氣象局作海洋氣象預報參考。

本計畫擇定國立臺灣海洋大學所管理的「海研二號」，建立船舶海洋氣象觀測自動系統，以供未來推動商船參與海洋氣象觀測之基礎。

方法：

擇定「海研二號」研究船，建立為海洋氣象觀測系統自動化的船舶研究船上現有的氣象觀測儀器、定位系統與電腦設備及性能如下：

1. 風速風向計：觀測風速風向，將電子信號送到風速風向平均電路板。但是船舶在航行中所觀測得風速風向為相對風速風向，並非實際真風速風向，須參考電羅經的船艏向及全球定位系統的船速，經由電腦程式計算後，才能獲得真風速風向。其計算公式如下：

$$W = V - U$$

其中 U 為船速向量（由電羅經與GPS定出），

V 為船上風速儀測定的風速向量，

W 為實際風速向量。

2. 氣溫計：測量海平面空氣溫度並將電子信號送到JUNCTION BOX。
3. 氣壓計：測量海平面大氣壓力並將電子信號送到JUNCTION BOX。
4. 相對濕度計：測量海平面空氣的相對濕度並將電子信號送到JUNCTION BOX。
5. 風速風向平均電路板：由於風速及風向並非固定不變，若單取一時點的觀測值誤差較大，因此取一時段的平均作為觀測值，此電

路板的功能除了將一段時間的風速風向平均外，還負責將電子信號送到JUNCTION BOX。

6. JUNCTION BOX：接收風速風向平均電路板、氣溫計、氣壓計及相對濕度計的電子信號，將電子信號送到AD-CONVERT。
7. AD-CONVERT-I：接收JUNCTION BOX送來的類比信號，轉換成數位信號後送入PC。
8. 電羅經：將船艏向的信號經COM2送入PC。
9. 全球衛星定位系統：將船位及船舶速度信號經COM1送入PC。
10. 個人電腦：負責記錄海象觀測資料及計算真風速風向。

為了建立自動化系統，必須將氣象觀測儀器記錄的資料予以數位化，並撰寫電腦程式，以控制及整合各項觀測資料，並予以存檔。

結果：

本計畫研究成果如下：

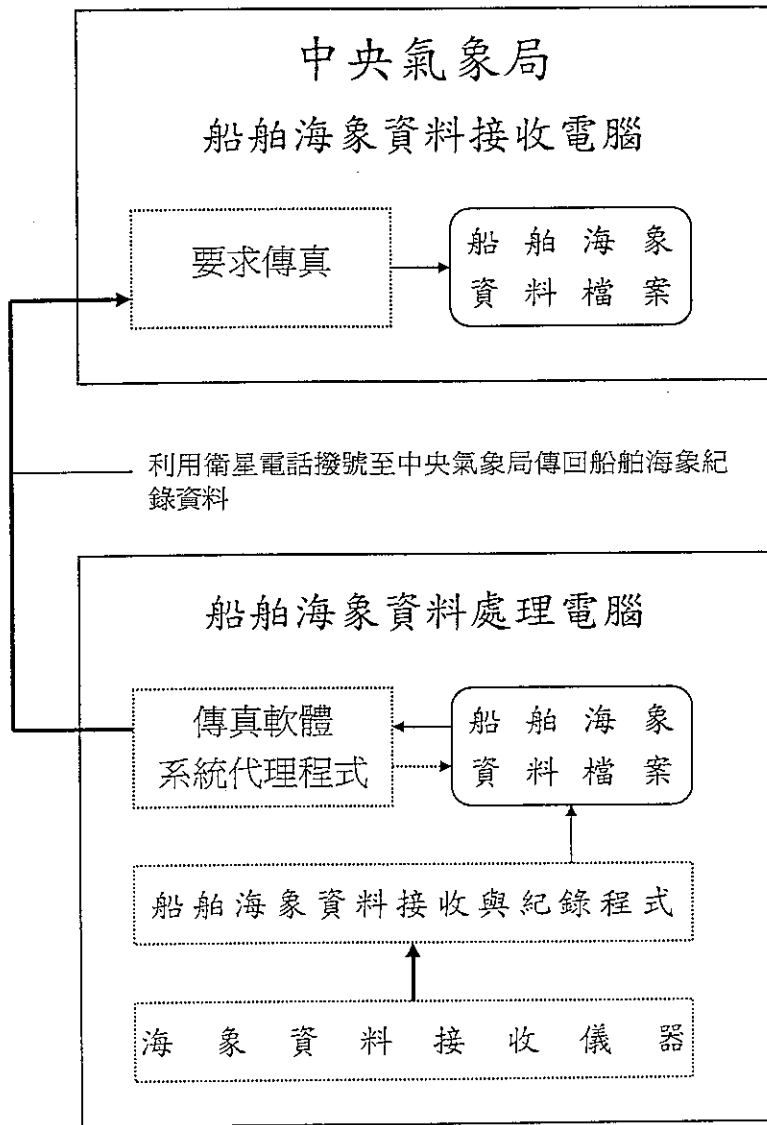
- 一、GPS 所提供的船位及航速，電羅經所提供的船艏向資料以接入 PC。
- 二、風速風向儀、氣壓計、溫度計、溼度計及日照值等所輸出的類比訊號亦轉成數位訊號並接入 PC。
- 三、整合一及二所提接入 PC 的數位資料再加上觀測之時間，撰寫船舶海象資料接收與紀錄程式，此程式已經完成，所紀錄的資料內容與格式如表一。
- 四、為使作業流程單純化及日後易於管理，本系統架設在 Window95 之下，並使用傳真軟體(AWSNTO32.EXE)將所接收的船舶海象資料，經由 MODEM 和衛星電話傳回中央氣象局接收站(本系統之架構如圖一所示)。資料傳輸處理程序分為兩部分，第一部份為將中央氣象局接收船舶傳回資料的電腦做為資料接收電腦。第二部份為將船舶

接收海象資料的電腦做為資料處理電腦，將船舶所接收的海象資料，藉助 Microsoft 的系統代理程式，於所設定的時間啟動傳真軟體(AWSNT032.EXE)撥號至中央氣象局，將電腦所記錄的海象資料，經由 Modem 傳真回中央氣象局接收站。受限於「海研二號」研究船現有海事衛星電話(IMARSAT)規格，不能使用資料傳輸模式(Data Mode)，只可使用傳真模式(Fax Mode)來傳送資料，故原先使用 PCAnywhere 遙控軟體所建立資料傳輸處理程序無法使用。

目前單機電腦對應多機電腦的一對多經由 MODEM 傳送資料的程序，已經測試完成。

五、傳送資料系統之架構如下：

船舶海洋氣象觀測自動系統



表一、目前接收資料之說明及範例

說明

欄名	紀錄資料	單位
A:	日期及時間	年年月月日日時時分分秒秒
B:	緯度	度度 分分.分分分
C:	經度	度度度 分分.分分分
D:	實際風向+	度(正北為 0 度, 正東為 90 度)
E:	實際風速+	節(海浬/小時)
F:	空氣溫度+	度(攝氏)
G:	大氣壓力+	毫巴
H:	相對溼度+	百分比
I:	日照輻射值*	Joules/meter/minute

範例

A	B	C	D	E	F	G	H	I
971001000100	25 08.823' N	121 47.295' E	72.0	12.2	23	1015.5	90.00	9.0
971001000200	25 08.825' N	121 47.294' E	74.0	8.6	23	1015.7	90.00	9.0
971001000300	25 08.822' N	121 47.293' E	74.0	7.1	23	1015.6	90.00	10.0
971001000400	25 08.823' N	121 47.290' E	64.0	9.6	23	1015.7	90.00	9.0
971001000500	25 08.826' N	121 47.289' E	73.0	8.6	23	1015.8	91.00	8.0
971001000600	25 08.831' N	121 47.296' E	74.0	10.1	23	1015.7	90.00	8.0
971001000700	25 08.834' N	121 47.307' E	69.0	11.0	23	1015.7	91.00	8.0
971001000800	25 08.832' N	121 47.309' E	70.0	8.4	23	1015.8	90.00	10.0
971001000900	25 08.831' N	121 47.304' E	62.0	10.4	23	1015.8	90.00	9.0
971001001001	25 08.830' N	121 47.301' E	75.0	8.5	23	1015.8	90.00	9.0
971001001101	25 08.826' N	121 47.306' E	68.0	11.1	23	1015.8	90.00	9.0

註: + 一般商船上裝有此項儀器, 但非自記式。

* 一般商船上沒有此項儀器。

結論：

本計畫利用「海研二號」研究船的氣象觀測儀器及電腦網路設備，已經成功地將船舶經過地方的每一時刻之各類氣象因子(風向、風速、氣溫、氣壓、相對溼度及日照輻射量)自動記錄起來，而且可經由電話網路傳送至氣象局；如果船舶在海上航行時，則即時氣象觀測結果，可經由國際海事衛星電話(IMARSAT)傳送。

商船參與海洋氣象觀測工作，如使用傳統的目儀記錄方式，則受限於船員人數精簡因素，往往不易執行。要鼓勵商船參與海洋氣象觀測工作，首先要讓商船上的氣象觀測及資料記錄與傳送完全自動化，而不增加船員的工作，如此才可能推動商船參與海洋氣象觀測。

本研究所完成的船舶海洋氣象觀測自動系統，已可提供商船此類系統設備之原型(Protocol)。茲將本研究成果「船舶海洋氣象觀測自動系統」所需之軟硬體設備條列如下，以提供商船裝置此類系統之參考。

硬體設備(這些儀器皆需要自記功能且能將資料數位化並且連接埠可將資料傳送至電腦)

(一) 氣象觀測儀器

風向、風速儀、溫度探針、濕度計、壓力計、日照探針

(二) 全球衛星定位系統(GPS)

(三) 個人電腦(CPU:INTEL PENTIUM-166, RAM:32MB, HD:4GB 級以上)及 33.6K 數據機

(四) 國際海事衛星電話(IMARSAT)

軟體：控制記錄的資料及傳送之程式。本計畫是以 BASIC 語言撰寫程式(如附錄)，其輸出結果如表一所示。

誌謝：

本計畫得以完成，主要歸功於「海研二號」研究船提供船上設備。曾安源、黃余達先生與蘇兆輝先生三位技士兼任本計畫之助理，盡心盡力地協助各項工作，才能順利達成計畫目標。最後感謝「海研二號」全體船上工作人員之合作。

附 錄

1. 研究船及海觀測儀器相關設備相片
2. 海象觀測系統原始程式



電羅經

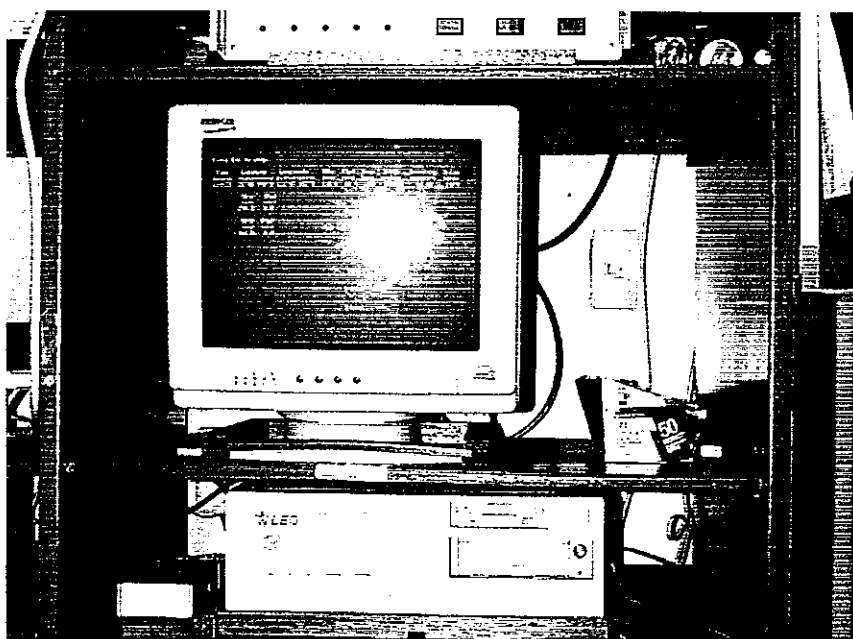


全球衛星定位系統 (GPS)





422



執行資料接收程式之情形

```
' Program:      Marine Star system for Receiving & Recording data
' Programmer:   David Sue
' Date:        98.05.01
```

```
ON ERROR GOTO ErrorHandler
```

```
'----- MAIN Loop -----
---
```

```
GOSUB IniInitialization
```

```
DO
```

```
  GOSUB CheckInkey
  GOSUB GetGPSData
  GOSUB getgyrodata
  GOSUB CheckGPSData
  GOSUB GetWeatherData
  GOSUB WindDirectionAndSpeed
  GOSUB AirHumidity
  GOSUB AirTemperature
  GOSUB SolarRadiation
  GOSUB BarometricPressure
  TimeTmp$ = LEFT$(TIME$, 2) + MID$(TIME$, 4, 2) + RIGHT$(TIME$, 2)
  GOSUB DisplayData
  GOSUB RecordData
```

```
LOOP
```

```
GOSUB ExitSystem
```

```
IniInitialization:
```

```
CLS
```

```
SCREEN 12
```

```
LINE (380, 310)-(450, 310), 3
LINE (380, 360)-(450, 360), 4
LINE (380, 405)-(450, 405), 2
LOCATE 20, 42: PRINT " Ship "
LOCATE 23, 42: PRINT "R-Wind"
LOCATE 26, 42: PRINT "T-Wind"
```

```
ViewXMin = 20
```

```
ViewYMin = 250
```

```
ViewLength = 200
```

424

```
VIEW (ViewXMin, ViewYMin)-(ViewXMin + ViewLength, ViewYMin +
ViewLength), , 6
WINDOW (-50, -50)-(50, 50)
```

```
LOCATE 2, 1: PRINT "Press Esc to stop."
LOCATE 4, 1: PRINT " Time      Latitude      Longitude      TDir  TSpd  Temp
Baro  Humidity Solar"
LOCATE 5, 1: PRINT "=====
=====
LOCATE 8, 9: PRINT " SDir  SSpd"
LOCATE 9, 9: PRINT " =====
LOCATE 12, 9: PRINT " RDir  RSpd"
LOCATE 13, 9: PRINT " =====
```

```
AvgInterval = 1
DisplayTimeChoice = 1      ' Choice of Seconds/Display
RecordTimeChoice = 2      ' Choice of Seconds/Record
                          ' SELECT CASE
RecordTimeChoice/DisplayTimeChoice
                          ' CASE 0:          Unlimited
                          ' CASE 1:          10 Seconds / Record
                          ' CASE 2:          1 Minutes / Record
                          ' CASE 3:          10 Minutes / Record
                          ' CASE 4:          1 Hours / Record
                          ' END SELECT
```

```
floppy$ = "T"
pi = 3.1415926#
AvgMemory = AvgInterval * 10
RawDataCount = 6
OldDate$ = " "
DIM WindSpeed(AvgMemory), WindDirect(AvgMemory)
DIM rawdata(RawDataCount - 1), filename$(5)
```

```
filename$(1) = "com1:4800,n,8,1,cs0,ds0"
OPEN filename$(1) FOR INPUT AS #1
filename$(2) = "com2:4800,n,8,1,cs0,ds0"
OPEN filename$(2) FOR INPUT AS #2
```

```
RETURN
```

```
ExitSystem:
```

```
CLOSE
```

STOP
END

GetGPSData:

```

GPSData$ = ""
gpsidflag = 0
DO WHILE gpsidflag < 3
  LINE INPUT #1, GPSData$
  GDHead$ = MID$(GPSData$, 2, 6)
  IF GDHead$ = "$GPGLL" THEN
    gpsidflag = 1
    GPSPat$ = MID$(GPSData$, 9, 2) + CHR$(248) + MID$(GPSData$, 11, 6)
+ "" + MID$(GPSData$, 18, 1)
    GPSPon$ = MID$(GPSData$, 20, 3) + CHR$(248) + MID$(GPSData$, 23,
6) + "" + MID$(GPSData$, 30, 1)
  ELSEIF GDHead$ = "$GPRMC" THEN
    gpsidflag = 1
    GPSPat$ = MID$(GPSData$, 9, 2) + CHR$(248) + MID$(GPSData$, 11, 6)
+ "" + MID$(GPSData$, 18, 1)
    GPSPon$ = MID$(GPSData$, 20, 3) + CHR$(248) + MID$(GPSData$, 23,
6) + "" + MID$(GPSData$, 30, 1)
  END IF
  IF GDHead$ = "$GPVTG" AND gpsidflag = 1 THEN
    gpsidflag = 2
    GPSTrack$ = MID$(GPSData$, 9, 3)
    GPSSpeed$ = MID$(GPSData$, 21, 5)
  END IF
  IF GDHead$ = "$GPZDA" AND gpsidflag = 2 THEN
    gpsidflag = 3
    GPSTime$ = MID$(GPSData$, 16, 10)
    GPSTime$ = MID$(GPSData$, 9, 6)
  END IF
LOOP

```

RETURN

getgyrodata:

```

gyrodata$ = ""
gyroflag = 0
DO WHILE gyroflag < 1
  LINE INPUT #2, gyrodata$
  IF MID$(gyrodata$, 2, 6) = "$AGHDT" THEN gyroflag = 1
  head$ = MID$(gyrodata$, 9, 5)

```

```

LOOP
RETURN

```

CheckGPSData:

```

    IF OldGPSLat$ <> GPSLat$ THEN OldGPSLat$ = GPSLat$ ' GPSLatitude
    IF OldGPSLon$ <> GPSLon$ THEN OldGPSLon$ = GPSLon$ ' GPSLongitude
    IF OldGPSTrack$ <> GPSTrack$ THEN OldGPSTrack$ = GPSTrack$ '
GPSGroundTrack
    IF OldGPSSpeed$ <> GPSSpeed$ THEN OldGPSSpeed$ = GPSSpeed$ '
GPSGroundSpeed

RETURN

```

GetWeatherData:

```

FOR idx = 0 TO RawDataCount - 1
    OUT 770, idx
    OUT 769, 0
    rawdata(idx) = INP(768) / 16 + INP(769) * 16 - 2048
    IF rawdata(idx) < 0 THEN rawdata(idx) = 0
NEXT idx

bpraw = rawdata(0)
wsraw = rawdata(1)
wdraw = rawdata(2)
srraw = rawdata(3)
atraw = rawdata(4)
ahRaw = rawdata(5)

RETURN

```

WindDirectionAndSpeed:

```

    shipspeed = VAL(GPSSpeed$)
    ShipDirect = VAL(GPSTrack$)
    ShipDirect = VAL(head$)
windshipspeed = INT(wsraw / 19.48)

windshipdirect = INT(wdraw / 5.686)
AntiWindShipDirect = windshipdirect + 180

```

GOSUB CalculateWindVector ' Calculate Wind Vector

```

IF TrueWindVectorSum < AvgMemory THEN TrueWindVectorSum =
TrueWindVectorSum + 1
TrueWindVectorCounter = (TrueWindVectorCounter + 1) MOD AvgMemory
WindSpeed(TrueWindVectorCounter) = TrueWindSpeed
WindDirect(TrueWindVectorCounter) = TrueWindDirect
WindVectorX = 0: WindVectorY = 0
FOR n = 0 TO TrueWindVectorSum
    TVWRad = WindDirect(n) * (pi / 180)
    WindVectorX = WindVectorX + WindSpeed(n) * COS(TVWRad)
    WindVectorY = WindVectorY + WindSpeed(n) * SIN(TVWRad)
NEXT n
WindVectorX = WindVectorX / TrueWindVectorSum: IF WindVectorX = 0 THEN
WindVectorX = .000001
WindVectorY = WindVectorY / TrueWindVectorSum
AvgTrueWindSpeed = SQR(WindVectorY * WindVectorY + WindVectorX *
WindVectorX)
AvgTrueWindDirect = INT((ATN(WindVectorY / WindVectorX)) * (180 / pi)
+ .5)
IF WindVectorX < 0 THEN
    AvgTrueWindDirect = AvgTrueWindDirect + 180
ELSEIF WindVectorY < 0 THEN
    AvgTrueWindDirect = AvgTrueWindDirect + 360
END IF
IF AvgTrueWindSpeed <> oldAvgTrueWindSpeed THEN oldAvgTrueWindSpeed =
AvgTrueWindSpeed
IF AvgTrueWindDirect <> oldAvgTrueWindDirect THEN oldAvgTrueWindDirect
= AvgTrueWindDirect

RETURN

```

AirHumidity:

AirHumidity = INT(ahRaw / 32) + 32

RETURN

AirTemperature:

```

IF atraw < 164 THEN atraw = 164            'Range is -30 to +50 deg C
IF atraw > 819 THEN atraw = 819
AirTemp = INT((atraw - 164) / 8.188) - 30   ' CalculateAirTemperature
IF AirTemp <> oldAirTemp THEN oldAirTemp = AirTemp

```

RETURN

SolarRadiation:

' ----- Calculate Solar Radiation -----

Solar = INT(srrow / .8673) ' JOULES / meter / minute
 'Solar = INT(srrow / 1.44) 'if in WATTS 5V = 1422.5 W/M
 IF Solar <> OldSolar THEN OldSolar = Solar

RETURN

BarometricPressure:

' ----- Calculate Barometric Pressure -----

Baro = (bpraw / 8.6) + 926 '0V = 930 mb and 2V = 1030 mb
 IF Baro <> oldbaro THEN oldbaro = Baro

RETURN

CalculateWindVector:

AntiWindShipDirectRad = AntiWindShipDirect * (pi / 180)
 TrueWindSpeedY = shipspeed * SIN(AntiWindShipDirectRad)
 TrueWindSpeedX = windshipspeed + shipspeed * COS(AntiWindShipDirectRad)
 TrueWindSpeed = SQR(TrueWindSpeedX * TrueWindSpeedX + TrueWindSpeedY *
 TrueWindSpeedY)
 IF TrueWindSpeedX = 0 THEN TrueWindSpeedX = .001
 TrueWindCrossWindShipArc = ATN(TrueWindSpeedY / TrueWindSpeedX) * (180
 / pi)
 IF TrueWindSpeedX < 0 THEN
 IF TrueWindSpeedY >= 0 THEN
 TrueWindCrossWindShipArc = TrueWindCrossWindShipArc + 180
 ELSE
 TrueWindCrossWindShipArc = TrueWindCrossWindShipArc - 180
 END IF
 END IF
 TrueWindDirect = (ShipDirect + (windshipdirect -
 TrueWindCrossWindShipArc)) MOD 360
 RETURN

CheckInkey:

```

K$ = INKEY$
IF K$ = "" THEN
    RETURN
ELSEIF ASC(K$) = 27 THEN
    GOSUB ExitSystem
END IF

RETURN

```

RecordData:

```

GOSUB OutputRawData

IF RecordTimeChoice = 0 THEN
ELSEIF RecordTimeTmp$ <> MID$(TimeTmp$, 6 - RecordTimeChoice, 1) THEN
    RecordTimeTmp$ = MID$(TimeTmp$, 6 - RecordTimeChoice, 1)
ELSE
    RETURN
END IF

GOSUB OutputData

RETURN

```

DisplayData:

```

IF DisplayTimeChoice = 0 THEN
ELSEIF DisplayTimeTmp$ <> MID$(TimeTmp$, 6 - DisplayTimeChoice, 1) THEN
    DisplayTimeTmp$ = MID$(TimeTmp$, 6 - DisplayTimeChoice, 1)
ELSE
    RETURN
END IF
DisplayTime$ = TimeTmp$

GOSUB ShowData
GOSUB ShowWindVectorDiagram

RETURN

```

OutputData:

```

IF DATE$ <> OldDate$ THEN

```



```

PRINT #OFNo, " Solar : Solar Radiation (Joules/meter/minute)"
PRINT #OFNo, " Baro : Barometric Pressure (mb)"
PRINT #OFNo, " TDir : True Wind Direction (" + CHR$(248) + ")"
PRINT #OFNo, " TSpd : True Wind Speed (Knots)"
PRINT #OFNo, " SDir : Ship Direction (" + CHR$(248) + ")"
PRINT #OFNo, " SSpd : Ship Speed (Knots)"
PRINT #OFNo, " RDir : Wind - Ship Resultant Direction (" + CHR$(248)
+ ")"
PRINT #OFNo, " RSpd : Wind - Ship Resultant Speed (Knots)"

RETURN

```

OutputRawData:

```

IF RecordTimeTmp$ <> MID$(TIME$, 5 - ((RecordTimeChoice + 3) MOD 4), 1)
THEN
  IF RecordTimeTmp$ = MID$(TIME$, 2, 1) THEN
    RecordRawData$ = LEFT$(TIME$, 2)
  END IF
  RecordRawData$ = RecordRawData$ + MID$(TIME$, 4, 2)
  RecordRawData$ = RecordRawData$ + " " + GPSLat$ + " " + GPSLon$
  RecordRawData$ = RecordRawData$ + " " + GPSSpeed$ + " " + GPSTrack$
END IF
FOR rawidx = 1 TO 2
  RecordRawData$ = RecordRawData$ + LTRIM$(STR$(rawdata(rawidx))) + "
"
  FOR n = 0 TO TrueWindVectorSum
    IF rawidx = 1 THEN
      RecordRawData$ = RecordRawData$ + LTRIM$(STR$(WindSpeed(n))) +
" "
    ELSEIF rawidx = 2 THEN
      RecordRawData$ = RecordRawData$ + LTRIM$(STR$(WindDirect(n)))
+ " "
    END IF
  NEXT n
NEXT
RETURN

```

ShowData:

```

LOCATE 6, 1: PRINT USING "& & & ###.# ##.# ###  ####.# ###.##
####"; DisplayTime$, GPSLat$, GPSLon$, AvgTrueWindDirect, AvgTrueWindSpeed;

```

AirTemp; Baro; AirHumidity; Solar

LOCATE 10, 9: PRINT USING "###.# ##.#"; ShipDirect; shipspeed;

LOCATE 14, 9: PRINT USING "###.# ##.#"; windshipdirect; windshipspeed

RETURN

ShowWindVectorDiagram:

```

MaxLength = -1
ScaleDraw = 1
AngleShip = 90 - ShipDirect
AngleWind = 90 - (ShipDirect + windshipdirect)
xsnew = shipspeed * COS(AngleShip * pi / 180)
ysnew = shipspeed * SIN(AngleShip * pi / 180)
xwnew = windshipspeed * COS(AngleWind * pi / 180)
ywnew = windshipspeed * SIN(AngleWind * pi / 180)
IF shipspeed > MaxLength THEN MaxLength = shipspeed
IF windshipspeed > MaxLength THEN MaxLength = windshipspeed
IF ABS(MaxLength > .1) THEN ScaleDraw = 50 / MaxLength * .8 ELSE ScaleDraw
= 0
LINE (0, 0)-(xsold * ScaleDrawold, ysold * ScaleDrawold), 0
LINE (0, 0)-(xwold * ScaleDrawold, ywold * ScaleDrawold), 0
LINE (xwold * ScaleDrawold, ywold * ScaleDrawold)-(xsold * ScaleDrawold,
ysold * ScaleDrawold), 0
LINE (0, 0)-(xsnew * ScaleDraw, ysnew * ScaleDraw), 3
LINE (0, 0)-(xwnew * ScaleDraw, ywnew * ScaleDraw), 4
LINE (xwnew * ScaleDraw, ywnew * ScaleDraw)-(xsnew * ScaleDraw, ysnew *
ScaleDraw), 2
xwold = xwnew
ywold = ywnew
xsold = xsnew
ysold = ysnew
ScaleDrawold = ScaleDraw

RETURN

```

ErrorHandler:

```

RESUME NEXT
END

```

中華民國交通部中央氣象局

台北市100公園路64號

CENTRAL WEATHER BUREAU

MINISTRY OF TRANSPORTATION AND COMMUNICATIONS

64, KUNG YUAN ROAD, TAIPEI, TAIWAN, 100

REPUBLIC OF CHINA