

正壓颱風路徑預報模式之改進研究

蔡清彥
國立台灣大學
大氣科學系

程家平
中央氣象局
資訊站

(中華民國七十八年二月二十七日收稿；五月十五日定稿)

摘 要

針對中央氣象局作業用正壓颱風路徑預報模式的系統性誤差，本文嘗試由初始場、模式範圍、網格解析度、及數值方法上作改進。我們發現新的模式約能改進 15% 左右的預報誤差。本文並利用改進後的模式從事大尺度初始分析場及初始颱風位置誤差的靈敏度的測試。結果顯示模式對初始位置的誤差相當敏感，五十公里的初始位置誤差在 48 小時後的向量誤差約可達 400 公里左右，而對初始大尺度分析場的誤差較不敏感，絕對值最大為 5 m/s 左右的隨機誤差，在 48 小時預報後誤差為 100 公里。

關鍵詞：颱風路徑預報模式

一、前言

每年夏秋兩季來自西太平洋或南海的颱風，固然給台灣地區帶來充沛的降水，但往往同時亦造成重大的災害，近年來中央氣象局為減輕颱風災害，積極研究改進颱風預報作業技術，尤其對於颱風路徑的預報方法的改進更是不遺餘力，唯以往多偏重於統計氣候方法，迨自民國七十五年起，方將相當正壓颱風路徑預報模式（蔡，1978，1980；Tsay，1978）納入正式颱風預報作業。

此模式採用渦度方程預報垂直平均流線函數，在物理上考慮了 β 效應，颱風與環流的交互作用並將其它各種不確定及未包括的物理過程，涵蓋於 Helmholtz term，藉著經驗常數 H 的決定，對太平洋副熱帶高壓系統的位移及颱風運動作最適當的預報，其基本方程如下：

$$\frac{d}{dt} (\xi + f) = H \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (1)$$

其中 ξ 為相對渦度， f 為科氏參數， ψ 為流線函數。此模式預報範圍東西大約為 70°E 至 170°E，南北大約為 15°N 至 65°N，在藍伯特（Lambert）投影圖上網格點（20, 12）所對應的地理位置在（120°E, 30°N），網格間距為 240 km，網格總數為 39 * 29 個，台灣大約位於預報範圍中央稍下方。在初始場的建立上由於海洋上颱風觀測資料的缺乏，需加入虛擬的颱風渦度，後由垂直平均風場求解包桑方程，以得到初始流線函數場的分佈。在數值方法上採用一階 Quasi-Lagrangien scheme，追蹤空氣移動的軌跡，積分時距為 30 分鐘，側邊界條件採用輻射邊界條件（radiation boundary condition）或稱為上游邊界條件（upstream boundary condition）。

此模式作業以來其系統性誤差，雖遠優於 CLIPPER 法，而與其它統計方法相當，並且在 24 小時以上的預報有較佳的趨勢（蔡等 1988）。

然而由於使用一階空間差分，計算消弱 (computation dissipation) 的現象相當嚴重，而在初始場的建立上由於模式範圍僅能涵蓋太平洋高壓的西側，常不能建立正確的太平洋高壓位置及強度，並且由於近年來颱風理論的進步，發現颱風結構對其移動有決定性的影響，因此融入新的理論，並進一步的改進此模式，乃為本文的首要目標。

二、颱風移動的理論回顧

由於此處我們使用的是正壓模式，所以涉及有關垂直效應方面的文獻將不在此討論。有關於地球旋轉效應影響颱風移動的研究可回溯至 Rosbby (1948)，他認為由於在對稱性渦旋北方的科氏力較大，產生一淨力，引致渦旋有向北移動的趨勢。另一方面 Adem & Lezamn (1960)，Anther & Hoke (1975) 認為由於氣旋東西兩側地轉渦度 (f) 平流的差異，將在一開始時使氣旋產生向西移動的趨勢，同時在水平方向產生的二次環流將引致氣旋有向北移動的趨勢 (Holland 1983)，因此颱風有向西北移動的趨勢，這即是我們平常稱之的 β 效應。

然而在預報模式中，正確虛擬颱風渦旋場的加入，對預報準確度是一個相當關鍵問題，因此我們對於渦旋場的水平範圍結構 (形狀) 及強度是否與 β 效應有關？及方程式中線性和非線性項在颱風的移動上扮演什麼角色？相當感興趣。有關於這一方面的研究，Holland (1983) 建議颱風移動與其強度無關而與其形狀有關，同時並引入了有效半徑 (effective radius) 的觀念。DeMaria (1983, 1985) 亦認為颱風強度與其移動沒有什麼關係。Chan & Williams (1987) 將無輻散渦度方程分為線性及非線性項，由其解析及數值解來討論各項對颱風移動的效應時發現線性 β 效應僅會將渦旋向西拉伸產生不對稱形狀對其移動少有貢獻，而是由此種效應產生的不對稱環流來移動颱風，同時他們也在實驗中發現較大的颱風有較大的移動

速率。Fiorino (1987) 針對颱風結構並將渦度方程分為線性及非線性項，各項再分為對稱及不對稱兩部分，研究結構效應及各項間的平衡機制時發現，約在半徑 300 公里以內的強度變化 (切線風速) 對於颱風移行沒有什麼影響，而在 300 公里之外的環流強度變化對其方向和速度皆有相當大的影響。在平衡機制方面他所使用的方程如下：

$$\nabla^2 \frac{\partial \psi_t}{\partial t} = -J(\psi_s, \nabla^2 \psi_s) + -J(\psi_a, \nabla^2 \psi_a)$$

| | | |
|----|----------|--------------|
| TT | ASVA | AAVS |
| | - S (βV) | - A (βV) (2) |
| | SB | AB |

其中 ∇² 及 J 為 Laplacian 及 Jacobian 運算符號。ψ_s、ψ_a 及 ψ_s 分別代表總流線函數，軸對稱部份，及不對稱部份的流線函數，而 ψ_s = ψ_s + ψ_a。另外，

TT : 為流線函數隨時間的變率。

ASVA : 由不對稱部分的環流所平流對稱部分的渦度。

AAVS : 由對稱部分的環流所平流不對稱部分的渦度。

SB : β 項的對稱部分 (產生不對稱部分的環流)。

AB : β 項的不對稱部分 (產生環流的對稱部分)。

此四項於積分 12 小時後產生的流線函數變率示於圖 1，其中線性 β 項中，SB 項較小，AB 項較大，結合後示於圖 1 A，圖 1 B 為 ASVA 項，圖 1 C 為 AAVS 項，圖 1 D 為颱風於積分 72 小時後不對稱部分的環流流線場。此四項間的平衡過程，首先由 β 項線性效應產生不對稱流線函數趨勢 (圖 1 A)，而在中心產生向北的流暢，此時對稱部分環流所平流此不對稱部分流場的渦度 (AAVS 項) 產生一旋轉效應，將西方氣旋式，東方反氣旋式的流線函數扭轉為西北反氣旋式東南氣旋式的流線函數變率 (圖 1 C) 而與 AB 項抵消部分而產生通過颱風中心西北向的不對稱性流場。此不對稱流場平流颱風之對

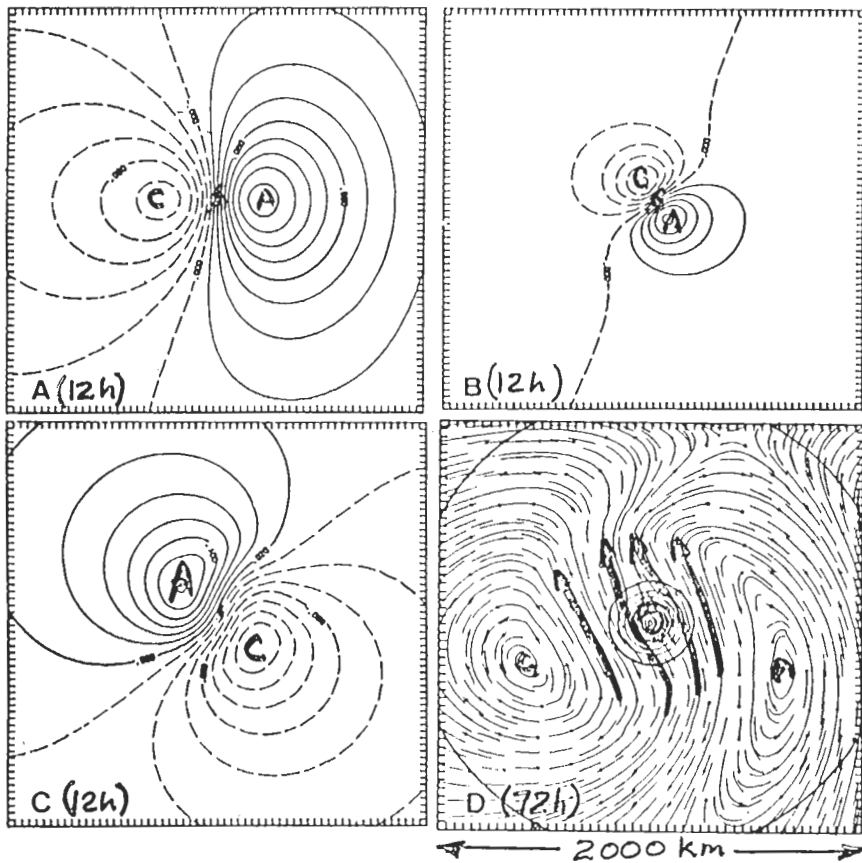


圖 1 方程式各項所造成流線函數趨勢。(Fiorino, 1987)

稱性的渦度 (ASVA 項) 造成中心西北方有正渦度趨勢而東南方有負渦度趨勢 (圖 1 B)，颱風因此向西北移動。此各種對稱和不對稱環流在積分 6 小時後即已產生，而約於 48 小時後達到平衡，使得在無環境駛流下的氣旋無論在移動方向或速度上皆與中心流場相同。此種通過中心的流場他們稱之為調節流 (Ventilation flow)。

由以上討論可知虛擬場的加入須同時考慮其外圍環流 (結構及大小) 和中心調節流 (颱風環流的不對稱部分) 方能較合理地反應颱風的實際狀況，此將在下一節內做詳細討論。

三、模式改進

鑑於前面所述原因及理論發現，我們將模式作如下更改：

(一) 模式範圍

為了建立較正確的初始太平洋高壓強度及位置，我們將中心網格點的位置向右移動 10° 即基準點所對應的地理位置在 ($130^\circ E, 30^\circ N$)。

(二) 數值方法

如前述，一階的空間內差法，雖可避免計算頻散 (computation dispersion) 現象，但是卻同時造成計算消弱 (computation dissipation) 的現象，使得舊有模式必需在二十四小時後再度加入颱風虛擬渦度，而造成移動偏慢的現象。因此高階的空間差分法實為必需。然而根據 (Lawrance

，1985) 對計算誤差所進行的分析，僅有奇次的差分法才能對計算頻散所造成的相位誤差 (phase error) 有所改進，同時我們也可以很容易地用泰勒展開法證明，二次空間內差分法用在 Quasi-Lagrangian scheme 中相等於 Lax-wendroff scheme，因此我們採用三次的雙向貝索 (Bi-Bessel) 內差分法，於模式中以增加精確度，同時避免計算消弱的現象。

(三) 網格解析度

由於颱風是一個中尺度系統，雖然其環流半徑可達到一千公里，甚至更大，但是以 240 公里的網格解析度而言，實無法較精確地表達颱風結構，而颱風結構對其移動又有相當大的影響，因此我們縮小網格間距為 120 公里。

(四) 初始流線函數場的建立

由於颱風的外圍環流部分對颱風的移行有很大影響，因此我們希望能以較精確的方式建立颱風流場，唯此處我們僅在大尺度環流建立上加以改進，而於虛擬颱風中心調節流處未作更動。

一般流線函數場可由高度場求解非線性平衡方程而得，但此處我們要加入虛擬颱風的渦度場及駛流場，因此我們以風場來求取初始流線函數場。我們可將風場分為旋轉和輻散兩分量，並定義二純量場 ψ 為流線函數 (stream function)， χ 為速度位 (velocity potential) 而得到下式：

$$\vec{V} = \vec{k} \times \nabla \psi + \nabla \chi \tag{3}$$

$$\nabla^2 \chi = \nabla \cdot \vec{V} \tag{4}$$

$$\nabla^2 \psi = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V} \equiv \xi_1 + \xi_2 \tag{5}$$

其中 ξ_1 為經駛流修正後環境場所求得的渦度，而 ξ_2 為虛擬的颱風渦度 (蔡，1978 ; Tsay, 1978)，(4) 式和 (5) 式為典型的包桑方程，只要有適當的邊界條件即可求解。不同於 (蔡，1978 ; Tsay, 1978)，此處我們以下式求取流線函數的邊界條件

$$\frac{\partial \psi}{\partial s} = -V_n + \frac{\partial \chi}{\partial s} \tag{6}$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial n} = V_s - \frac{\partial \chi}{\partial s} \tag{7}$$

其中切線單位向量 \vec{s} 沿著邊界取反時針為正，而法線單位向量垂直邊界則取向外為正， V_n 和 V_s 分別為垂直和平行邊界的流線和切線風速；而 ψ 及 χ 分別為流線函數及速度位。其求解步驟如下：

- 1 令邊界的 χ 為零解(4)式求得 χ 的網格點值。
- 2 在內邊界上以梯形積分法求解(6)式得到 ψ 的內邊界條件。
- 3 求解(6)式得到 ψ 在內邊界以內的網格值。
- 4 以(7)式求得 ψ 之外邊界值。

四、個案討論

我們在 1987 年所發生的颱風中隨機選取十個個案 (如下表) 加以測試。所有風場網格點資料均採用中央氣象局作業客觀分析資料。因限於篇幅無法對全部個案加以討論，只選擇幾個典型個案加以討論如後：

| 颱風名稱 | 時 | 間 | 強度 |
|------|--------|----------------|----|
| 賽洛瑪 | THELMA | 1987/07/11/00z | 中 |
| 賽洛瑪 | THELMA | 1987/07/12/00z | 中 |
| 費南 | VERNON | 1987/07/20/00z | 中 |
| 亞力士 | ALEX | 1987/07/25/12z | 中 |
| 凱瑞 | CARY | 1987/08/16/00z | 中 |
| 凱瑞 | CARY | 1987/08/17/00z | 中 |
| 黛娜 | DINAH | 1987/08/27/00z | 強 |
| 傑魯得 | GERALD | 1987/09/07/00z | 中 |
| 琳恩 | LYNN | 1987/10/21/00z | 強 |
| 琳恩 | LYNN | 1987/10/23/00z | 中 |

圖 2 至圖 4 為賽洛瑪颱風分別以新模式，舊模式及細網新式所作的預報，以後分別稱之為 A、B、C 模式，初始時間為 7 月 11 日 00z，其中(A)為初始場，(B)為 48 小時預報及其路徑圖，圖中實線為流線函數，等值線間距為 $3 \times 10^{-6} \text{m/s}$ ，虛線為等渦度線，等值線間距為 $2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ，預報颱風位置每 6 小時以一颱風符號及連線標示於圖上。

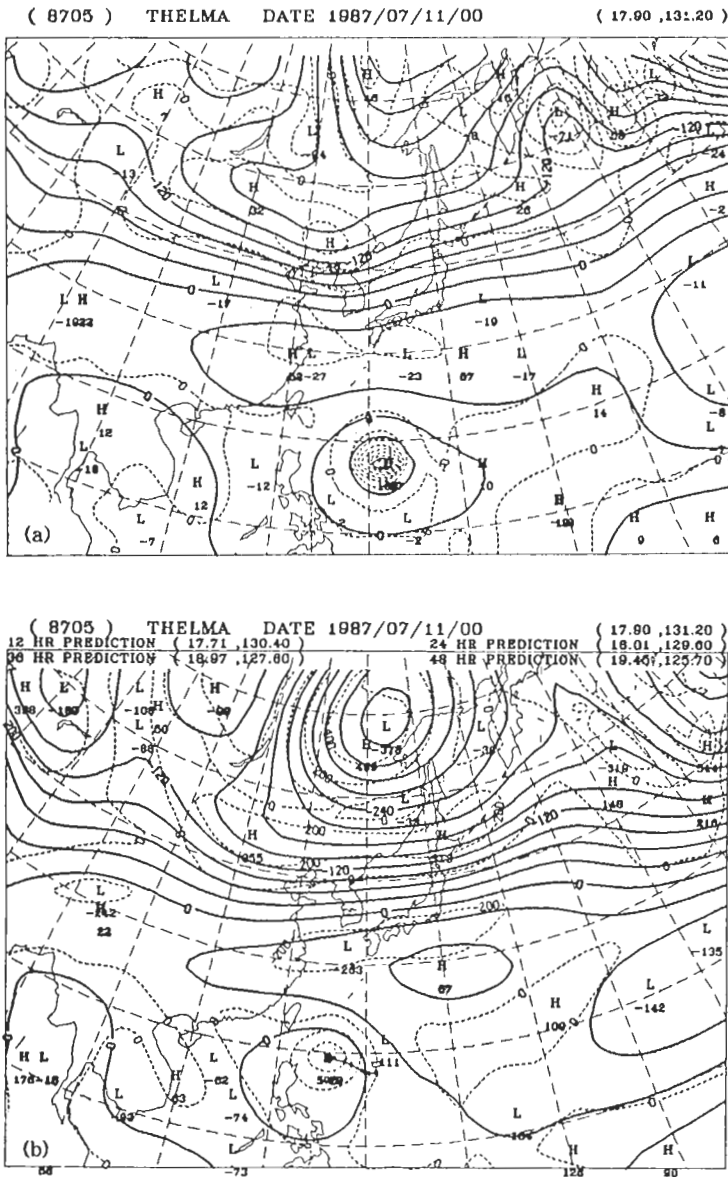


圖 2 颱風賽洛瑪，新模式初始場及48小時預報場和軌跡
A：初始場 B：48小時預報場和軌跡。

此颱風於7月12日00z時突然作一近90度的轉折由西向轉為北北西向行進。實際颱風位置在12日00z約在(17.6°N , 127.3°E)，13日00z的實際位置約在(19.9°N , 126.2°E)，24小時預報位置A模式為(18.0°N , 129.6°E)，B模式為(

17.0°N , 130.2°E)，C模式為(18.2°N , 128.6°E)，48小時預報位置A模式為(19.5°N , 125.7°E)，B模式為(16.8°N , 128.4°E)，C模式為(18.7°N , 125.5°E)，由圖可見經48小時預報後的颱風渦度場在A模式中仍維持得很好

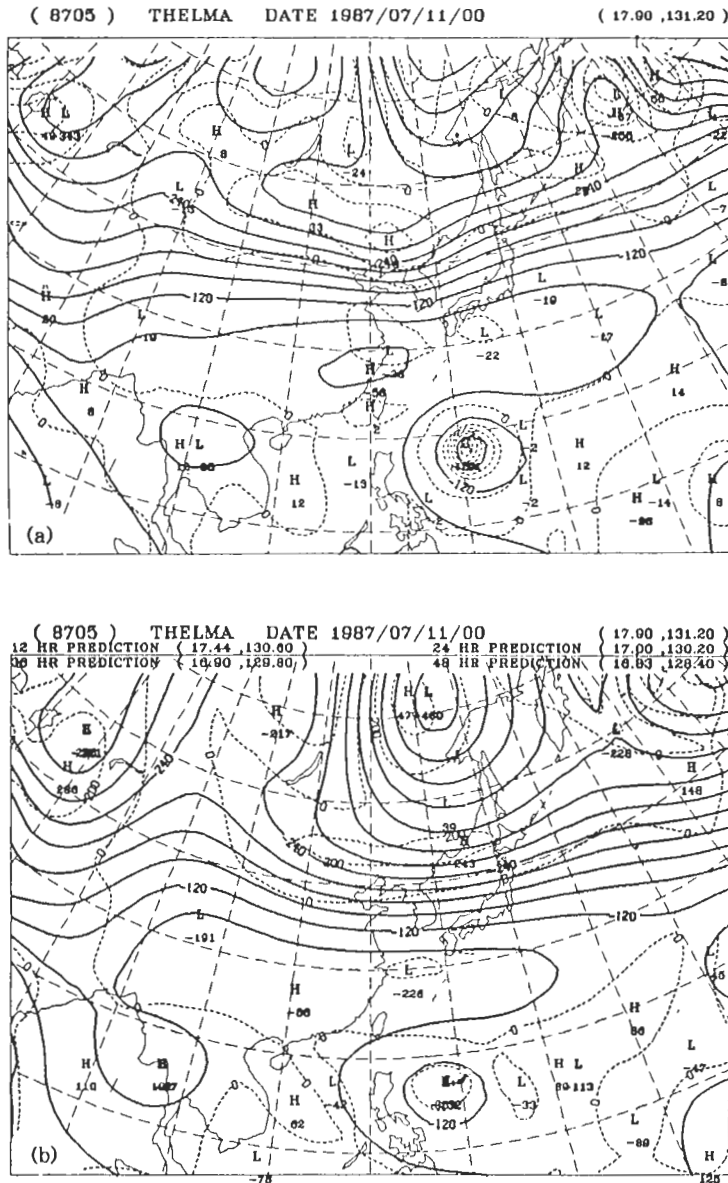


圖 3 同圖 2 但為舊模式。

，而在 B 模式中已衰減得很厲害了，C 模式由於使用細網格，因此對於颱風風度的維持和其他各種小尺度現象的表達在三者中為最優。在初始場方面，A 及 C 模式都有較優的表達，而 C 模式有較大的颱風環流強度及範圍。

圖 5 至圖 7 為 8 月 27 日 00z 黛娜颱風所作的預報，其初始位置在 (19.9°N , 129.0°E)，此強烈颱風 26 日 00z 的位置為 (17.9°N , 130.2°E)，約在臺灣東南方 900 公里處向西北行進而呈氣旋式彎曲，至 27 日 12z 時轉向成為反旋式彎曲，至 29

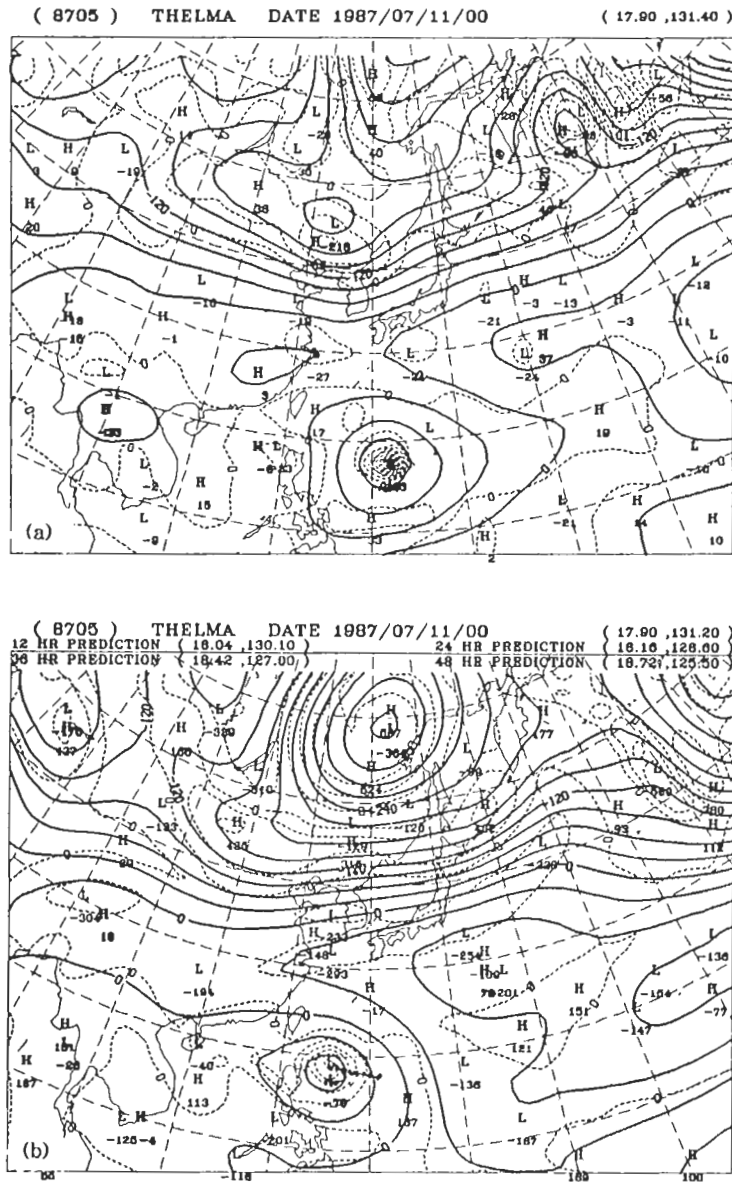


圖 4 同圖 2，但為細網格新模式。

日 00z 位置在 (23.0°N , 126.3°E)，約在臺灣東側 500 公里處，模式對於初期時的氣旋式彎曲均能掌握到，而對於後期的反旋式彎曲則僅有 A 模式能反應出來，惟時間略有延遲。同前個案 B 模式對颱風強度的維持最差而 C 模式最好，在初始場方面

由於颱風強度較大，因此太平洋高壓幾乎不可見。

圖 8 至圖 10 為 10 月 23 日琳恩颱風所做的預報，此颱風為台灣地區帶來大量的降水，其初始位置約在 (18.1°N , 125.2°E)，此颱風呈反氣旋式彎曲通過菲律賓北側，到 25 日 00z 時位置約在 (20.6

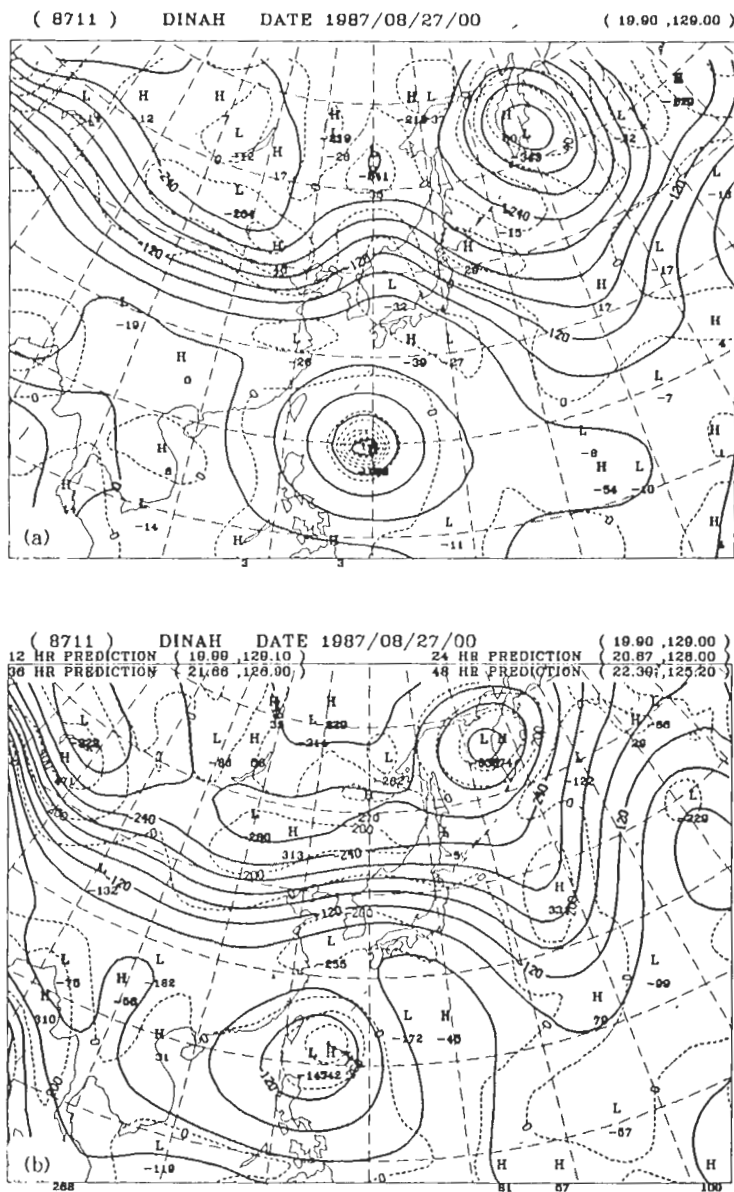


圖5 颱風黛娜，新模式初始場及48小時預報場和軌跡

A：初始場 B：48小時預報場和軌跡。

°N , 119.3°E)。此個案初始狀況由於太平洋高壓較強且位置較西，因此在各模式中位置並無明顯差別，而以新模式較強，各模式的48小時預報位置A為(21.2°N , 117.5°E)，B模式為(21.5°N , 124.7°E)，C模式為(18.7°N , 118.1

°E)，其預報場A及C模式均其合理，而B模式則衰減得較厲害。

在此我們並同時示出此兩個案以二階空間內差法所做的48小時預報場如圖11及圖12所示，由圖可見二階模式產生的計算頻散現象相當嚴重，而產生

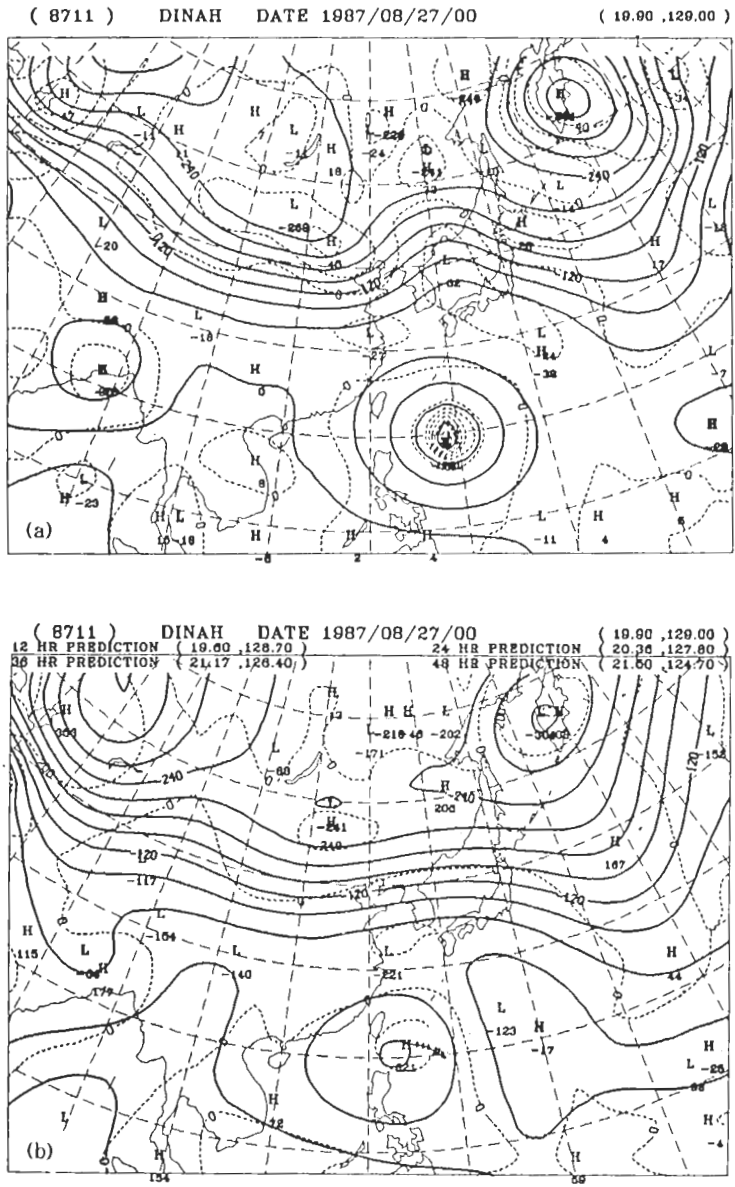


圖 6 同圖 5，但為舊模式。

不合理的預報結果。

為了解通過颱風中心調節流及β渦旋的建立，我們用A模式將各個案積分至72小時，並以最接近颱風中心的網格點為原點，上、下、左、右5個網格點為範圍，計算颱風流線函數的非對稱部份。圖13所

示為賽洛瑪颱風個案（1987年7月11日00z）計算所得非對稱部份的流線函數場。圖中a、b、c、d四小圖分別為初始場及積分24、48、72小時的預報場。圖中近中心的颱風符號為當時颱風位置，粗短線用以代表颱風過去6小時的移動方向與速

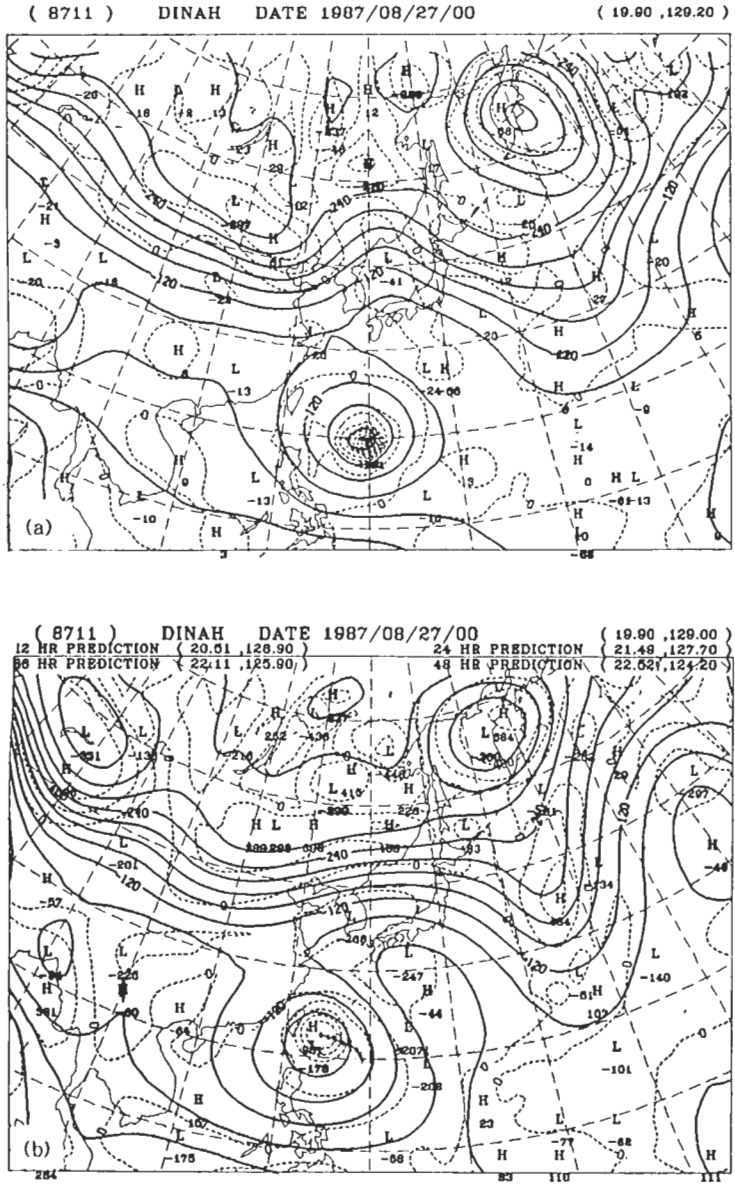


圖 7 同圖 5，但為細網格新模式。

度。由各圖可見，在初始場中 β 渦旋並不明顯，至 24 小時才漸明顯，而積分至 48 小時順著颱風移動方向，已有相當明顯的氣旋式環流在左方，而反氣旋式環流在右方的現象。

五、模式校驗與討論

使用前述 10 個個案，分別對三個模式進行向量誤差，直角誤差，方向誤差，和速度誤差的校驗，各誤差的定義如(蔡等，1988)所述。圖 14 所示為各模式的向量誤差，其中縱軸為距離，單位為公里，橫軸為預報時間，A、B、C 分別代表各個模式。由圖可見在 48 小時預報中新模式(A)、(C)皆優於

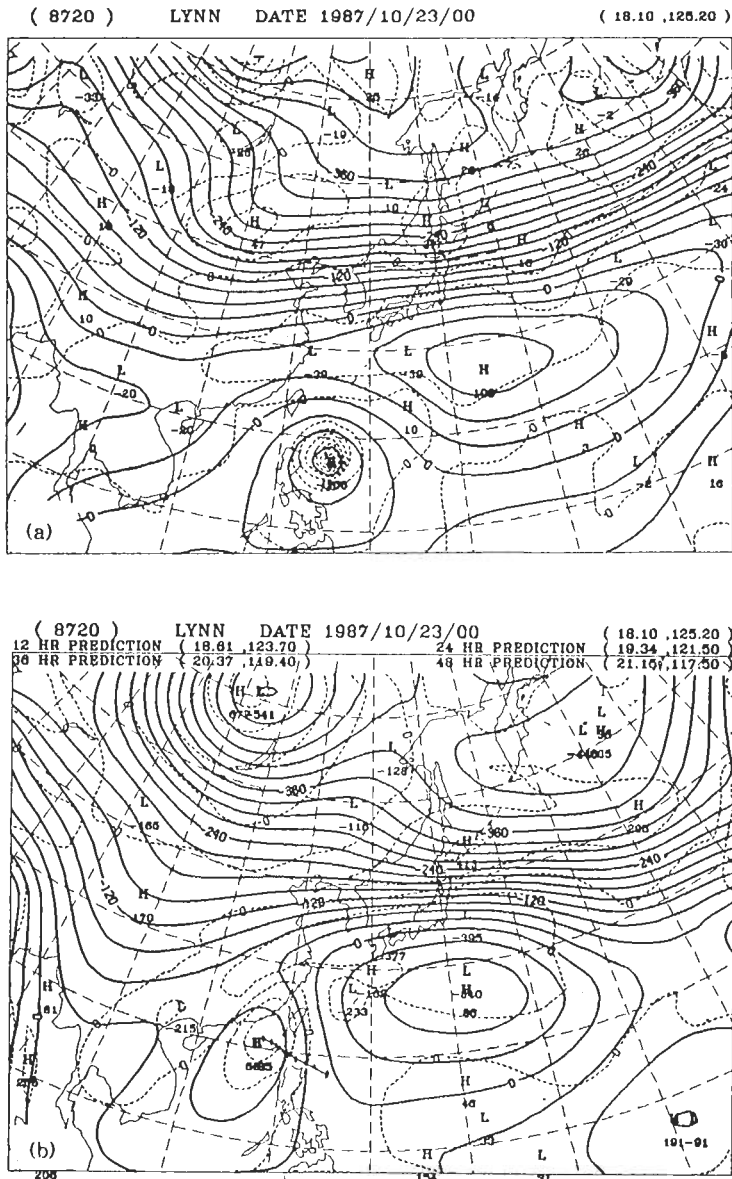


圖 8 颱風琳恩，新模式初始場及48小時預報場和軌跡

A：初始場 B：48小時預報場和軌跡。

舊模式(B)，而細網格新模式(C)在36小時預報內皆優於A，而48小時預報略遜於A，其中A模式的預報誤差在24和48小時，分別為180公里及368公里。B模式為239公里和477公里，C模式為150公里和387公里。圖15所示為各模式的直角誤差，座標

軸定義同前，由圖可見，除了12小時的預報A模式略遜於C模式外，在其它預報時間均以A模式為最優，在36小時預報之後A模式誤差突然降低，可能是因為個案有限的隨機誤差所致。圖16為各模式的方向角度誤差，其中圖16A為絕對值平均，圖16B

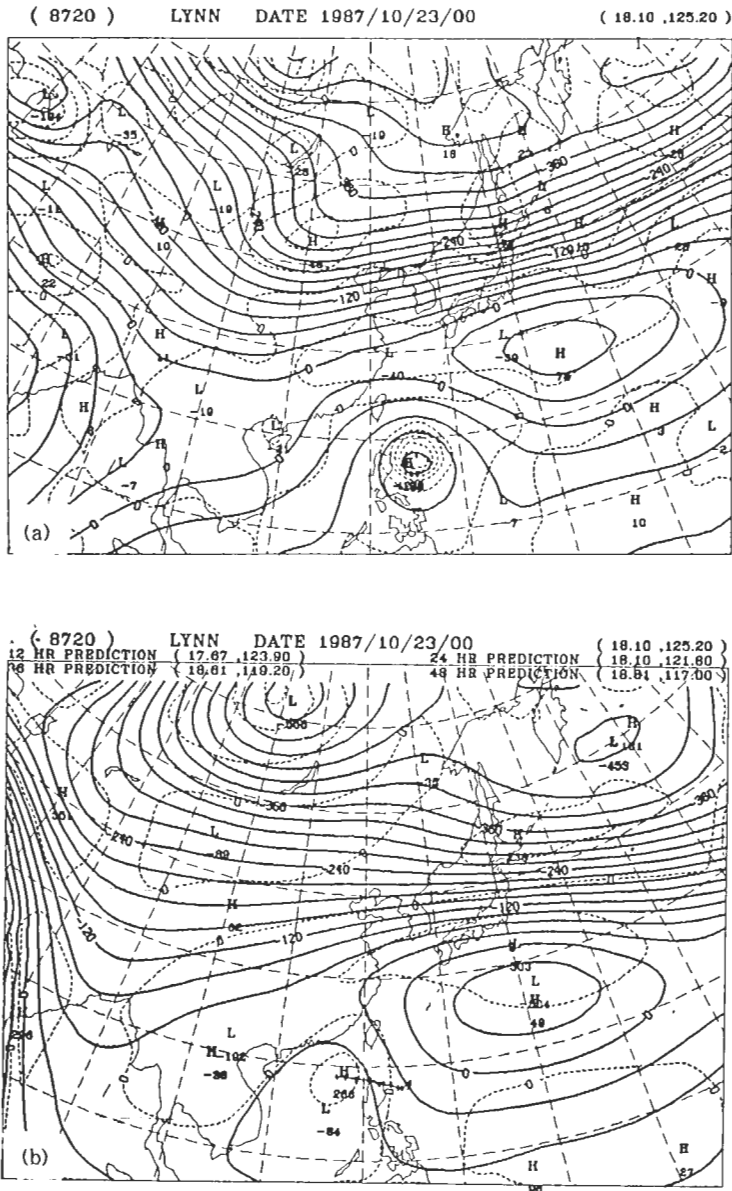


圖 9 同圖 8，但為舊模式。

為代數值平均，橫軸為時間，縱軸為角度誤差值，負值表偏左，由圖 16 B 可見 A 模式有偏右誤差，B 模式有偏左誤差，而 C 模式大致居於兩者之中，由圖 16 A 可見各模式的 12 小時方向誤差均相當大，但 A 模式很快地減小，而 B 模式則遞減較慢，C 模式

則為最好。由於颱風的移動， β 效應及其結構大小有決定性的影響，因此可見三階模式對此種效應的表達明顯地優於一階模式。圖 17 為各模式的速度誤差，其中圖 17 A 為其絕對值平均而圖 17 B 為其代數值平均，圖上橫軸為預報時間縱軸為速度誤差，單位

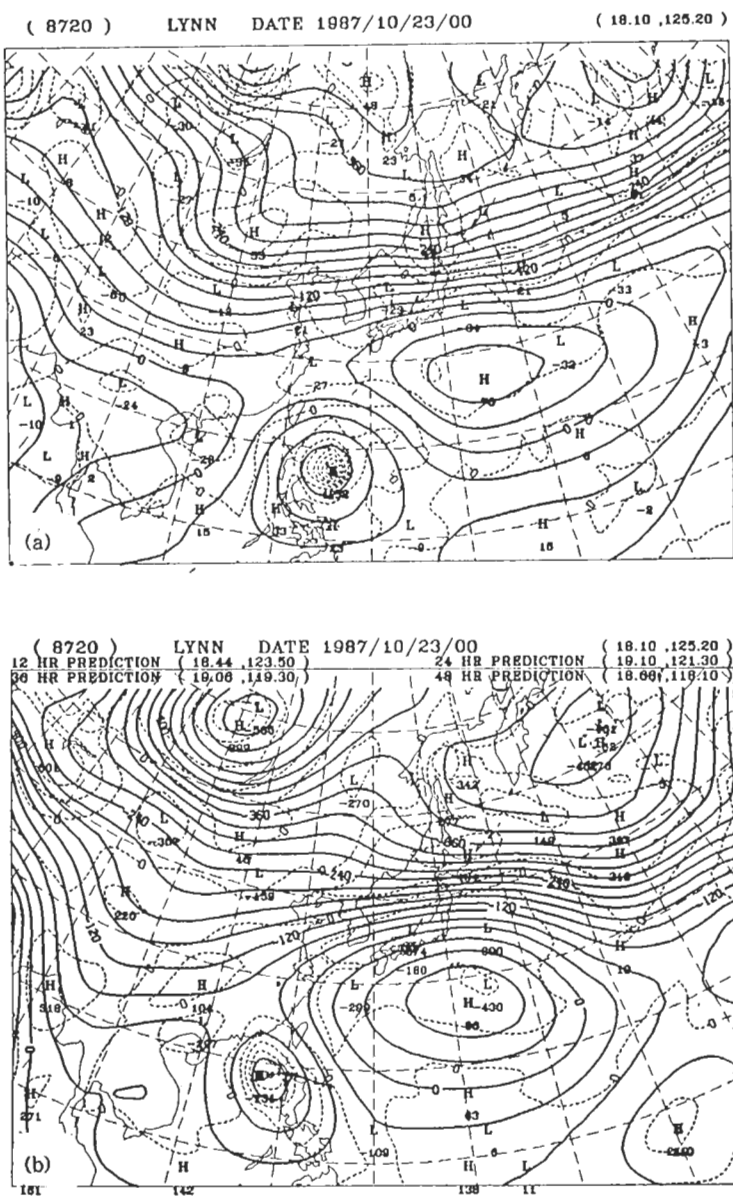


圖10 同圖8，但為細網格新模式。

為 km/hr，由圖17 B 可見各模式在速度上仍有偏慢的現象，但新模式已較舊模式改善很多。由圖17 A 可見 A 模式的速度誤差呈穩定的上升趨勢，而 B 及 C 模式則為先降後升，而以 C 的誤差最小。表 1 所示為各模式誤差校驗的實際數值，其中左偏、右

偏、快速、慢速誤差為分別取其正值和負值的部份加以平均所得，而個案數則顯示出參與平均的個案個數。由表可見各模式慢速的個案明顯地多於快速個案數，而一階模式左偏個案亦多於右偏個案。三階模式則在預報初期偏右，預報後期偏左。此外各

表 1：各預報模式對最佳路徑的誤差校驗

| 預報方法 | 預報時間(時) | 方案數 | 向量誤差(公里) | 直角誤差(公里) | 方向誤差(度) | 平均(度)方向誤差的絕對值 | 右偏誤差(度) | 右偏案數 | 不偏案數 | 左偏誤差(度) | 左偏案數 | 速度誤差(公里/時) | 速度誤差的絕對值平均 | 快速誤差(公里/時) | 快速案數 | 等速案數 | 慢速誤差(公里/時) | 慢速案數 |
|------|---------|-----|----------|----------|---------|---------------|---------|------|------|---------|------|------------|------------|------------|------|------|------------|------|
| 三階模式 | 12 | 10 | 130.8 | 71.4 | 20.5 | 57.2 | 55.5 | 7 | 0 | -61.3 | 3 | -2.4 | 2.4 | .0 | 0 | 0 | -8.0 | 10 |
| | 24 | 10 | 180.0 | 102.8 | 10.9 | 23.1 | 24.3 | 7 | 0 | -20.3 | 3 | -.4 | 3.2 | 2.0 | 1 | 0 | -5.9 | 9 |
| | 36 | 10 | 265.0 | 144.9 | .1 | 21.1 | 21.2 | 5 | 0 | -21.0 | 5 | -1.1 | 4.5 | 3.4 | 2 | 0 | -5.5 | 8 |
| | 48 | 9 | 368.2 | 199.6 | 2.5 | 20.9 | 35.2 | 3 | 0 | -13.8 | 6 | -4.5 | 6.3 | 2.8 | 4 | 0 | -8.1 | 5 |
| 一階模式 | 12 | 10 | 162.6 | 110.6 | -35.6 | 63.9 | 47.1 | 3 | 0 | -71.1 | 7 | -6.6 | 6.6 | .0 | 0 | 0 | -9.4 | 10 |
| | 24 | 10 | 239.3 | 157.3 | -3.1 | 48.2 | 56.4 | 4 | 0 | -42.8 | 6 | -4.5 | 4.5 | .0 | 0 | 0 | -7.5 | 10 |
| | 36 | 10 | 333.1 | 171.5 | -7.5 | 29.7 | 27.7 | 4 | 0 | -31.0 | 6 | -4.7 | 5.6 | 1.1 | 3 | 0 | -8.6 | 7 |
| | 48 | 9 | 477.7 | 191.2 | -13.6 | 29.3 | 17.7 | 4 | 0 | -38.6 | 5 | -3.6 | 6.1 | 2.8 | 3 | 0 | -8.7 | 6 |
| 三階細網 | 12 | 10 | 93.7 | 60.7 | 4.2 | 29.2 | 33.3 | 5 | 0 | -25.0 | 5 | -3.1 | 3.1 | .0 | 0 | 0 | -6.2 | 10 |
| | 24 | 10 | 149.9 | 112.3 | 4.1 | 17.7 | 21.8 | 5 | 0 | -13.6 | 5 | -2.0 | 2.8 | .8 | 2 | 0 | -4.8 | 8 |
| | 36 | 10 | 251.8 | 157.8 | -9.6 | 18.9 | 23.1 | 2 | 0 | -17.8 | 8 | -3.3 | 4.2 | 2.2 | 3 | 0 | -4.7 | 7 |
| | 48 | 9 | 386.7 | 186.0 | -10.9 | 24.0 | 19.6 | 3 | 0 | -26.2 | 6 | -3.2 | 4.6 | 2.1 | 4 | 0 | -5.9 | 5 |

模式 12 小時的方向誤差均大於其它時間，此種現象與 (Neuman & Pelissier, 1981) 所發現，動力颶風軌跡預報模式的 12 小時預報皆有相當大的誤差，甚為吻合。推其原因主要為虛擬颶風渦度的加入並不能真正地代表颶風的環流狀況，至一段積分時距後，模式內部的動力調整趨於平衡，通過颶風中心的二次環流建立後始能呈現較正確的預報。因此在實際作業中，如何加入正確的虛擬颶風環流

，以減少 12 小時的預報誤差，乃成為改進動力預報模式準確度中極重要的工作。

六、靈敏度測試

由前節校驗結果，C 模式在各方面均略優於 A 模式，然而由於 C 模式為細網格模式，所需計算機時間可觀，因而此處我們使用 A 模式來進行靈敏度

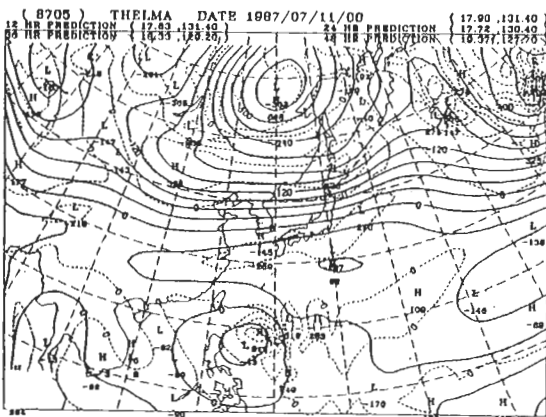


圖 11 颶風賽洛瑪，二階模式 48 小時預報場和軌跡。

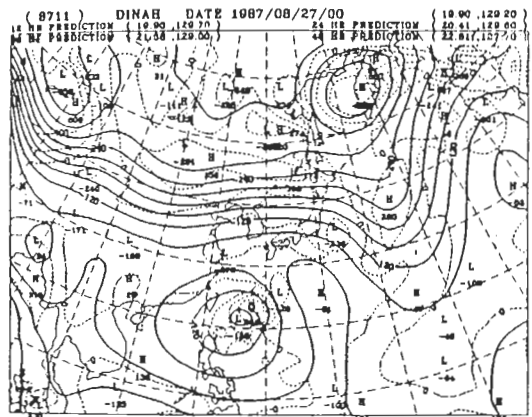


圖 12 同圖 11，但為颶風黛娜。

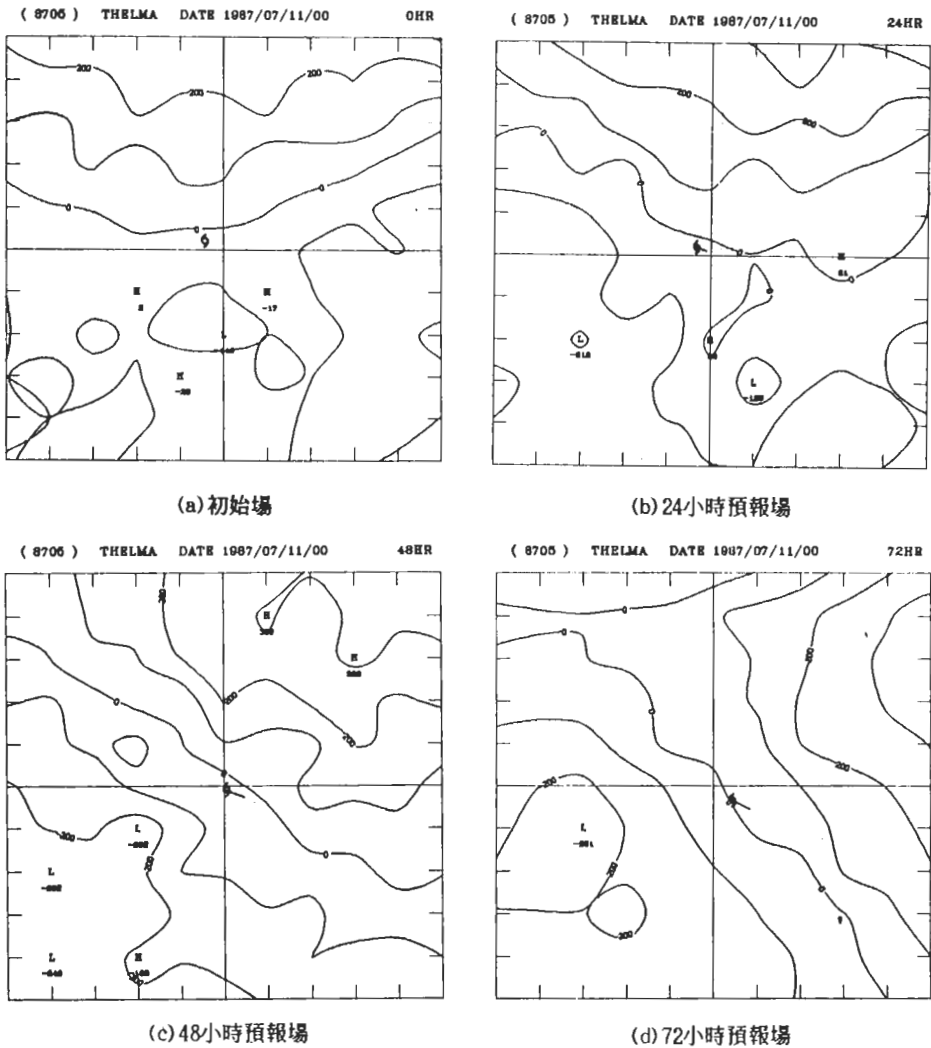


圖13 颶風賽洛瑪以1987年7月11日00Z為初始資料之不對稱部份
流線函數，(a) 初始場及(b)24小時預報場、(c)48小時預報場、(d)
72小時預報場，等值線間隔 $1 \times 10^6 \text{ m}^2 / \text{s}$ 。

實驗。

我們有兩個理由，想做初始位置誤差的靈敏度測試：(1)由於一般颶風中心的定位資料大多來自飛機、衛星或雷達，再加以主觀研判，因此常和實際位置或最佳軌跡 (Best Track) 位置有出入，而即使以最佳位置而言，各不同預報中心亦有不同的最佳定位，因此實際颶風位置常不能正確地得到，

因此若能提供預報可能的散佈區域，則可以提供一定程度的預報指引。(2)我們想要了解初始位置誤差對模式預報的影響及其誤差上有無任何關連 (例如受初始位置影響較小的颶風是否預報得較好)。由經驗顯示一般初始警告位置與事後最佳位置的差距平均約在30至60公里左右，而隨颶風的強度增加而降低，因此此處我們使用0.5個緯度 (大約55公里

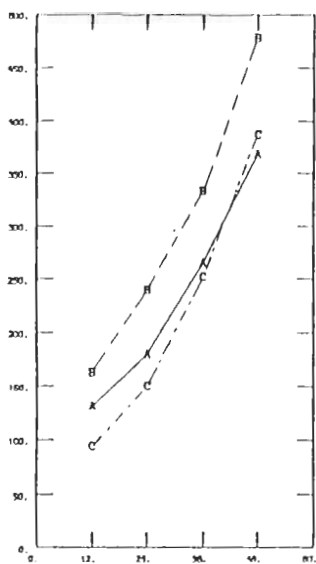


圖14 各預報模式對最佳路徑的向量誤差平均
A：新模式 B：舊模式 C：細網格
新模式。

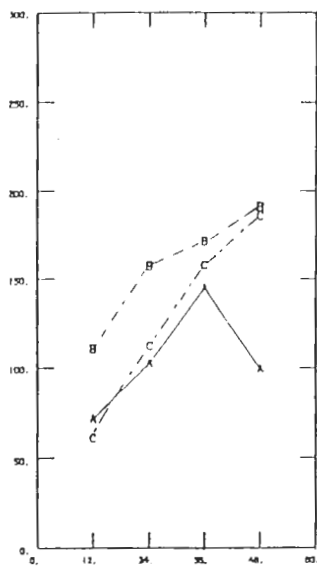


圖15 同圖14，但為直角誤差。

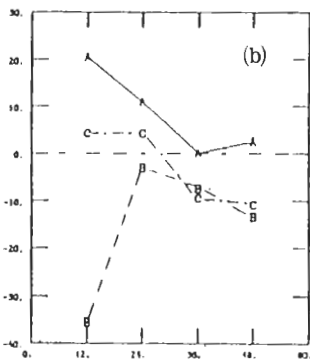
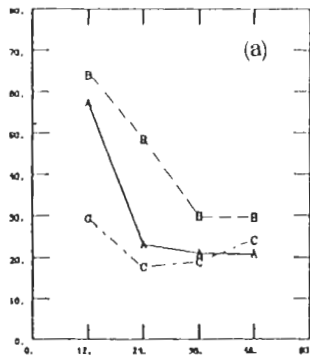


圖16 各預報模式對最佳路徑的方向誤差
A：絕對值平均 B：代數平均

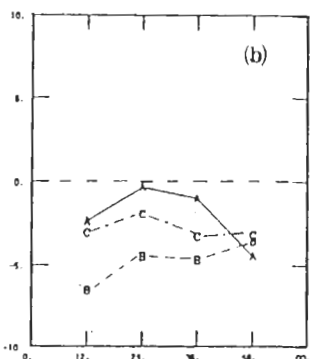
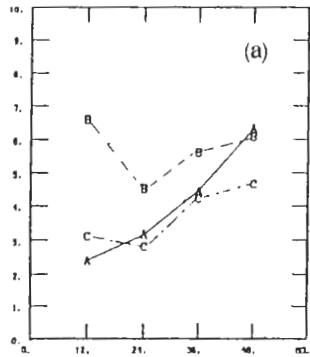


圖17 同圖16，但為速度誤差。

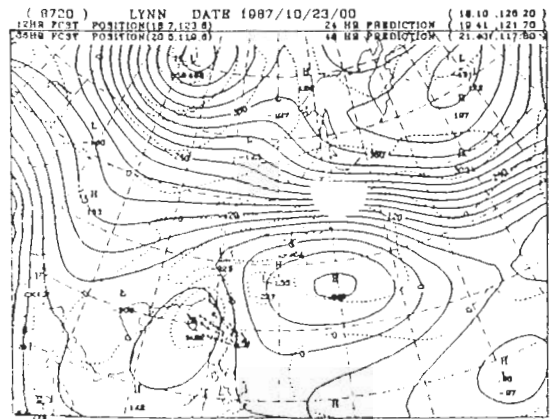
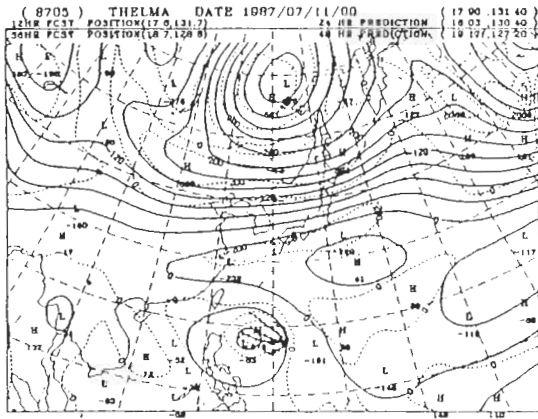


圖 18 颱風賽洛瑪，初始位置誤差的預報軌跡散佈圖。

圖 20 同圖 18，但為颱風琳恩。

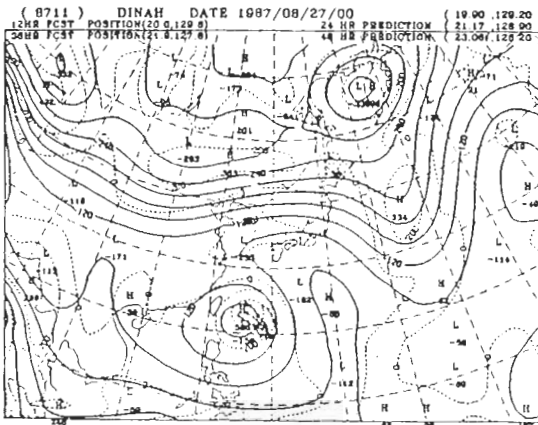
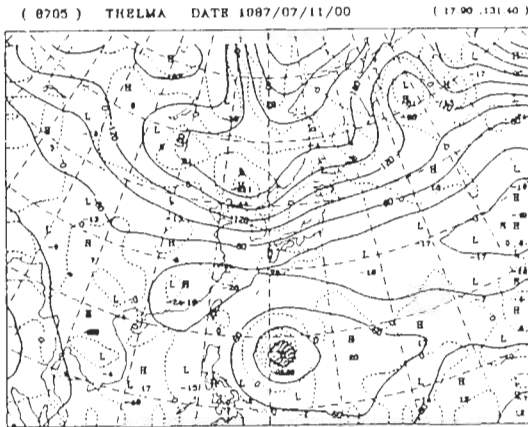


圖 19 同圖 18，但為颱風黛娜。

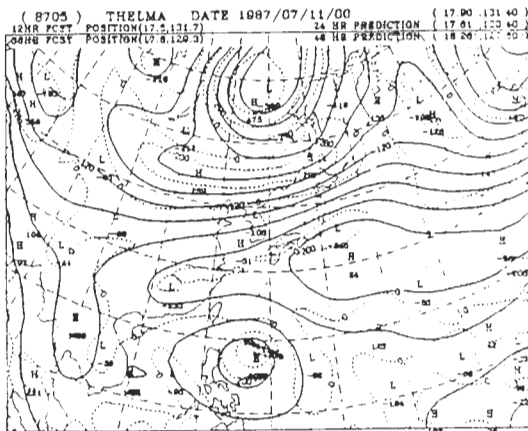
校驗發現，其24小時的平均誤差達200公里，而48小時達400公里，已與模式本身的預報誤差相當，因此在作業性預報上初始位置的決定當謹慎從事，至於由其初始位置誤差所造成的預報誤差散佈和預報位置誤差間的相關性並不明顯，有待採用更多個案，做進一步的研究。

在初始分析風場隨機誤差測試方面，我們求取所有網格點東西各分量的標準差(約5m/s)以一隨機數產生器產生一連串由負的標準差值至正的標準差值間的亂數，加在各網格點上後，加入颱風渦度場再進行流線函數的求取，然後做48小時的預報，我們對同一颱風進行5次這樣的程序並將各次預報軌跡繪製成圖後發現雖然初始風場中有相當大的隨機誤差，但此模式對這種誤差並不敏感，10個個案48小時預報誤差的平均，僅約100公里左右，推其原因可能為模式內對分析風場做了9點平滑處理，將隨機誤差抵消所致。圖(21A)及(21B)分別為賽洛瑪個案的某初始場(5個中的一個)的分佈及其48小時預報場和5次預報的軌跡圖，由圖可見其預報分散度相當小，而初始場型式和前節所見並無太大不同，而僅多了一些小尺度現象。

做為誤差範圍，在警告位置的東、南、西、北四方加入虛擬渦旋各做一次預報，連警告位置共5次預報繪於圖上，如圖18至圖20，為前示三個個案時間的48小時預報軌跡散佈圖，由圖可見幾乎是在預報開始的前6小時之內即已出現方向的分歧而其移動速度在各個不同初始位置的預報也不相同，對全部10個個案以警告位置的預報為基準，做向量誤差



(a)



(b)

圖21 颱風賽洛瑪，初始場隨機誤差的預報軌跡散佈圖

A：初始場 B：48小時預報場和軌跡

七、結論

由以上的研究結果顯示：

- (一)三階模式可以有效地改進預報誤差並且適當地避免計算能量分散及衰減的現象。
- (二)三階模式對12小時的預報誤差仍無法有效改進，此點須由初始虛擬颱風環流場的改進著手。
- (三)模式對初始颱風位置誤差相當敏感，50公里的

初始位置誤差在48小時後的向量誤差約可達到400公里左右。

四模式對大尺度初始分析場的隨機誤差較不敏感。

(四)初始颱風位置誤差所造成的預報誤差散佈和其預報誤差並未發現有明顯的相關性。

雖然細網格模式在預報誤差上各方面均略優於粗網格模式，然而由於其計算機時間8倍於粗網格模式，在提供快速的預報作業上則遜於粗網格模式。

誌謝

我們感謝審查者之細心閱讀與建議。本文是在國科會研究計畫編號 NSC-78-0414-P-002-08B 補助下完成的。

參考文獻

- 蔡清彥，1978：颱風路徑之數值預報。*科學發展月刊*，6，378-387。
- 蔡清彥，1980：正壓颱風路徑預報之資料客觀分析。*大氣科學*，7，59-72。
- 蔡清彥、謝信良、陳熙揚、鄭寶鳳、程家平、盛修慧，1988：颱風路徑相當正壓預報方法之校驗。中央氣象局科技中心技術報告彙編，第2-2卷，319-340。
- Adem, J., and P. Lezamn, 1960: On the motion of a cyclone embedded in a uniform flow. *Tellus*, 12, 255-258.
- Anthes, and J.A. Hoke, 1975: The effect of horizontal divergence and the latitudinal variation of the Coriolis parameter on the drift of a model hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 757-763.
- Chan, J. C.-L., and R.T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1257-1265.
- DeMaria, M., 1983: Experiments with a spectral tropical cyclone model. *Atmos. Sci. Paper No. 371*, Department of Atmospheric Science, Colorado State

- University, Fort Collins, Co., 224 pp.
- , 1985: Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model. *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 1199-1210.
- Fiorino, M., 1987: The role of vortex structure in tropical cyclone motion. Ph.D. dissertation., Naval Post-graduate School, Monterey, CA, 93943, 370 pp.
- Hawkins, H.F., and S.L. Rosenthal, 1965: On the Computation of Stream Functions from the Wind Field. *M.W.R.*, *93*, 245-252.
- Holland, G.J., 1983: Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a beta effect. *J. Atmos. Sci.*, *40*, 328-342.
- Lawrence, L. Takacs, 1985: A Two-Step Scheme for the Advection Equation with Minimized Dissipation and Dispersion Errors. *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 1050-1065.
- Neuman, C.J., and J.M. Pelissier, 1981: Models for the Prediction of Tropical Cyclone Motion over the Atlantic: An Operational Evaluation. *M.W.R.*, *109*, 522-538.
- Sanders, F., A.C. Pike, and J.P. Gaertner, 1975: A Barotropic Model for Operational Predictions of Tracks of Tropical Storms. *J.A.M.*, *14*, 265-280.
- Rosby, C.G., 1948: On the displacement and intensity change of atmospheric vortices. *J. Marine Res.*, *7*, 175-187.
- Tsay, C.-Y., 1978: Comparison of numerical schemes for barotropic typhoon track forecasting. *Papers Meteor. Res.*, *1*, 6-15.

A STUDY OF THE BAROTROPIC TYPHOON TRACK PREDICTION MODEL*Ching-Yen Tsay*

The Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Chia-Ping Cheng

Computer Center
Central Weather Bureau

(manuscript received February 27 1989; in final form May 15 1989)

ABSTRACT

In order to reduce systematic errors of the barotropic typhoon track prediction model, this paper studies effects of initial data analysis, model domain, and numerical methods. We found that the new model are able to reduce the forecast error by 15%. Sensitivity studies of the errors of large-scale wind field and typhoon initial position are also carried out by using the improved model. It is found that the predicted typhoon track is sensitive to the error of initial typhoon position. The position error of 50km initially will increase to 400km in 48 hours. However, the predicted typhoon track is not sensitive to the error of large-scale wind field. The random error with maximum with speed error of 5m/s will produce 100km in 48 hr forecast position error.

Keywords: Barotropic, Typhoon track prediction model.