

葛拉絲颱風（1994）及其受到台灣地形 影響之研究 第二部份：數值模擬

吳俊傑 卓瑜甄 顏自雄

國立台灣大學大氣科學系

（中華民國八十七年六月十一日收稿；中華民國八十八年一月十八日定稿）

摘 要

本研究選取 1994 年侵襲台灣之 GLADYS 颱風進行觀測分析與數值模擬。在第一部份(見吳等 1999)，主要是針對 GLADYS 颱風之觀測資料進行分析討論。第二部份(即本文)則使用 GFDL 颱風預報系統對 GLADYS 颱風進行預報及模擬。

在預報結果方面，GFDL 颱風模式大致已能掌握葛拉絲颱風的路徑運動。在路徑預報結果之分析中，透過深層大氣平均流場計算所得之駛流場和颱風相對位置的比較，我們發現颱風的運動和駛流場大致相當吻合，但當有明顯地形存在時，颱風運動和駛流場間會有明顯的交角存在，透過此分析過程我們發現以深層大氣平均流場來計算颱風駛流時，應考慮颱風發展的垂直高度，此與 Dong 和 Neumann (1986) 之結果一致。而地形的存在除會使颱風運動和駛流不吻合外，當颱風移經台灣時，颱風移速會有先減速再加速的現象，當颱風非常接近台灣時會開始明顯的北偏（因葛拉絲颱風的路徑較偏台灣北部），並呈一氣旋式的路徑經過台灣。此外，由預報結果也顯示出半徑較大的颱風其受地形的作用較明顯且所受 β 效應的作用也較大，會造成模擬結果中颱風路徑北偏的程度較大。

在強度預報方面，GFDL 颱風模式之預報結果中，對葛拉絲颱風自 8 月 30 日 12 UTC 至 9 月 1 日 00 UTC 其強度加強的趨勢無法很好的掌握，但對於颱風接近台灣地形及登陸時強度減弱的趨勢有不錯的預報。由位渦度收支診斷中我們亦得知地形造成颱風登陸後強度減弱的機制主要是透過摩擦作用直接或間接的效應和截斷水汽來源。由相對濕度及風場的分析，我們也可了解在颱風登陸地形前，颱風強度的減弱是由於地形會影響颱風風場和雨帶結構的對稱性而造成颱風強度的減弱。另外，我們亦模擬到經由焚風效應所形成位於花蓮附近之副低壓，並與本文第一部份由觀測分析所得的副低壓現象相當一致。

透過此真實個案由 GFDL 颱風模式的預報結果和對照實驗之比較，我們已較了解地形對颱風以及環境流場的影響。藉由此研究，我們已能將模式遇到地形時颱風定位的誤差以及觀測資料的不足對颱風預報之影響等問題突顯出來。希望在未來我們能將二個問題加以改善，並提高模式的解析度以及將較準確且較多的觀測資料（如雷達資料或透過四維資料同化增進分析場的準確度）應用在颱風預報作業上，以改進颱風預報結果。只有當颱風預報結果和真實觀測現象十分一致時，我們才可定性且定量的探討地形對颱風和環境流場的影響，也較能明確地探討各現象的生成機制。

關鍵字：GFDL 颱風模式，副低壓，颱風-地形之交互作用

一、前言

對於台灣地區而言，颱風預報仍以路徑預報為首要，其次則是強度及降雨預報。而在颱風路徑預報作業上，由於大尺度駛流場的資料不足，以及颱風強度、暴風半徑不易掌握等因素，導致預報路徑的準確度受到限制。此外，當颱風接近台灣地區時，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，並且會改變靠近台灣的颱風之路徑，也因此使得風雨與路徑預報更為困難。因地形作用導致颱風路徑及結構變化，以及局部豪雨與強風的產生，同時是學術上與預報上深具挑戰的研究課題。

本研究選取 1994 年侵襲台灣之葛拉絲颱風進行觀測分析與數值模擬。此研究結果共分為二個部份發表，第一部份(吳等 1999)主要是針對葛拉絲颱風之觀測資料進行分析討論，而第二部份(即本文)則使用 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風進行數值模擬，希望藉由真實颱風個案之研究，進一步瞭解颱風及環境場受地形影響所產生的現象及變化。

本文主要是設計數組數值實驗(實驗組與對照組)來探討台灣地形對颱風路徑，強度和結構的影響;以及探討一些颱風所導致的局部環流，及其生成原因，並希望能增進對不同強度及大小的渦旋與地形交互作用差異上的了解。第二節中將簡介所使用之 GFDL 颱風模式，以及說明實驗的設計方式;第三節則為模式輸出結果之分析;第四節為結論與展望。

二、模式簡介及實驗設計

(一) 模式簡介

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 (以下簡稱為 GFDL 颱風模式)，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，並加入初始化過程(Kurihara et al. 1993,1995) 及輻射參數化 (Tuleya 1994)。此模式為一原始方程模式，在水平為經緯度座標，垂直為 σ ($\sigma = P/P_s$) 座標。垂直高度分為 18 層，積分範圍為緯度 $75^\circ \times$ 經度 75° ，

所使用的三重巢狀網格，其解析度由粗至細分別為 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氣象中心（原 National Meteorological Center，NMC；現已更名為 NCEP）T126 的全球分析場，並將其內差至 GFDL 颱風模式之網格上做為模式積分的初始條件，並以 NMC 全球模式每 12 小時的預報結果做為側邊界條件（Kurihara et al. 1989）。

GFDL 的颱風模式主要特徵包括 1、為一個高解析度的多重可移動網格模式，2、NMC 的全球分析場資料做為初始場，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) 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。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。Kurihara et al. (1995) 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。

(二) 實驗設計

本研究中我們所選取模擬之個案為 1994

年的葛拉絲颱風，初始積分時間為 1994 年 8 月 30 日 12Z，積分 72 小時。

實驗主要可分為實驗組和對照組二組：實驗組，即為包含植入颱風渦旋之預報過程（以下簡寫為 B）：使用 GFDL 颱風預報系統，以 NMC T126 分析場的資料透過初始化過程所得之環境場，並植入一類似葛拉絲颱風之渦旋於環境流場中颱風之觀測位置《其大小、強度及颱風位置由當時可獲得之資料決定（即關島颱風警報中心（JTWC）之颱風分析）；所植入之葛拉絲颱風為最大風速 50 Kts，最大暴風半徑約為 70 公里，颱風初始中心位置為東經 131.9° ，北緯 21.9° 》做為初始場，並加上完整的地形（圖 1 為 GFDL 颱風模式最內層 $1/6^\circ$ 網格所解析之台灣地形），以 NMC T126 的預報場做為側邊界條件進行積分。

對照組則可分為不包含台灣地形（以下簡寫為 NT）、不植入颱風渦旋（以下簡寫為

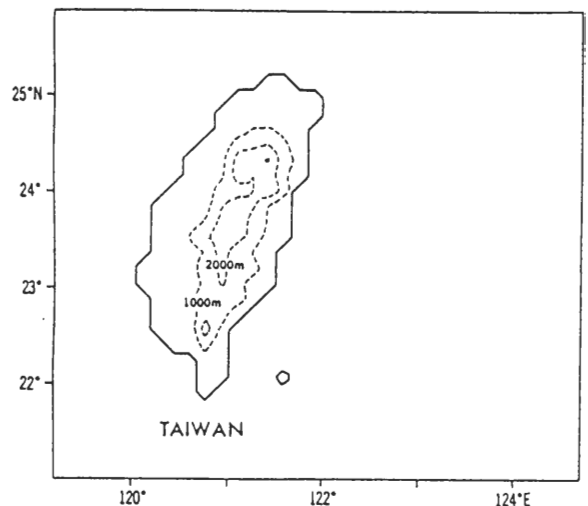


圖 1 GFDL 颱風模式最內層 $1/6^\circ$ 網格所解析的台灣地形。

NB) 和所植入的颱風強度及暴風半徑為原來的二倍(以下簡寫為 B2) 三組。NT 的實驗設計中為：使用 GFDL 的颱風模式，將透過初始化過程的 NMC T126 分析場所得之環境流場，再植入一類似 Gladys 颱風之渦旋，以此流場做為積分之初始場，並用 NMC T126 的預報場做為側邊界條件，但所放入的地形中不包含台灣地形(其它地形則仍保留)，以此進行積分；因此 B 和 NT 實驗中主要之差異在於地形中是否包含台灣地形。在 NB 的實驗設計中，我們使用 GFDL 颱風預報系統，以 NMC T126 的預報場做為側邊界條件，加入完整的地形，而在積分初始場中則只具有 NMC T126 分析場透過初始化過程之環境流場，並不包含植入的渦旋；在 NB 實驗中，模式最內層之網格是根據 B 實驗中颱風之路徑來移動，故 B 和 NB 實驗中主要之差異為環境流場中是否有植入之颱風渦旋。在 B2 實驗中，我們同樣使用 GFDL 颱風預報系統，以 NMC T126 的預報場做為側邊界條件，加入完整的地形，在積分初始場中則在透過初始化過程的 NMC T126 分析場中之環境流場植入颱風強度及暴風半徑為 B 實驗中颱風渦旋強度及暴風半徑二倍的渦旋做為積分之初始場；在 B 和 B2 的實驗中主要之差異則在於所植入颱風渦旋強度及暴風半徑大小的不同。

B 和 NT 實驗結果之比較主要是探討台灣地形對颱風路徑，強度和結構的影響；而 NB 實驗結果則顯示在沒有颱風渦旋時，有那些局部的環流和現象仍會受台灣地形影響而產生，並探討這些現象生成的原因並比較颱風渦旋存在與否對這些局部環流之結構及強度的影響。在 B 和 B2 之實驗結果比較中，我們可藉此了解對不

同強度及大小之渦旋與地形交互作用之差異。除了將此結果和以往的颱風研究結果(Bender et al., 1987) 加以比較外，並可由此得知當模式所植入渦旋強度和實際颱風強度有差異時可能會引起不同之颱風和地形之間的交互作用。

三、模式結果

(一) 模式預報和觀測結果之比較

由第一部份個案分析之結果中我們對葛拉絲颱風的路徑、強度、結構及所伴隨的環流、局部低壓、風場和降水等現象已有大致了解。在本節中我們將以 GFDL 颱風預報系統之預報(以下簡寫為 GFDL) 結果和觀測資料相互比較，以了解模式預報的準確度並探討各現象生成之物理機制。

1、綜觀天氣及環流系統之比較

比較 GFDL 所預報出的地面氣壓和日本地面天氣圖(圖未示)，顯示在 GFDL 初始積分時(即 8 月 30 日 12 UTC) 與日本分析場在海面之主要天氣系統分析上相當一致，但在大陸東部及西南部卻有初始誤差之存在。大陸西南部由於為雲貴高原及青康藏高原，其陡峭的地勢會造成模式中所表現的地面氣壓在大陸西南部形成等值線很密集的現象；而大陸東部可能是由於傳統觀測資料較少，再加上 NMC 和 JMA (Japan Meteorological Agency) 之初始分析方法不同所造成。

整體而言，GFDL 對大尺度的環境流場強度和移速的掌握大致是相當不錯的，即使在預報末期(即 48 小時以後之預報) 也只有在系統的走向有一些誤差。但由於葛拉絲颱風受到台

灣地形的影響，其強度在離開台灣後已明顯減弱；因此當大尺度流場無法有很好之掌握時，便會造成路徑誤差之產生。

2、路徑及強度之比較

圖 2 顯示為 GFDL 以最低地面氣壓中心及 850mb 至 700mb 之最大渦度中心平均位置所定之颱風路徑和中央氣象局 (CWB)，關島 (JTWC) 的官方觀測分析結果及關島颱風季後所作的最佳路徑及強度分析的結果 (Best Track) 在 8 月 30 日 12 UTC 至 9 月 2 日 12 UTC 之路徑。由圖可知在路徑上，GFDL 之路徑預報結果和 JTWC、CWB 及 Best track 之間的路徑誤差在 GFDL 預報前 36 小時都很小 (預報 12、24、36 小時，和 Best track 之路徑誤差分別為 61、82、116 公里)，而在葛拉絲颱風移速之掌握上，GFDL 颱風預報系統中所預報之路徑有偏北且

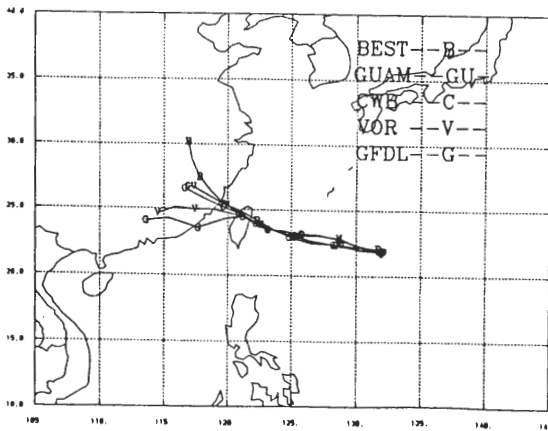


圖 2 GFDL 颱風模式之預報路徑 (預報 72 小時) 和 CWB、JTWC 及 Best track 觀測分析之路徑比較。V 代表以 cubic spline 的方法計算出 850mb 至 700mb (每 50mb 一層) 渦度最大之平均位置；再參照 1/6° 所繪之地面氣壓場，以此所定出新的颱風路徑。G 為 GFDL 颱風模式所模擬之路徑。

移速較慢的現象。當葛拉絲颱風接近台灣時，GFDL 雖也表現出往北偏的趨勢，但偏轉的程度較 Best Track 及官方預報 (CWB 及 JTWC) 少。當葛拉絲颱風移經台灣時，GFDL 颱風預報系統之預報路徑中顯示葛拉絲颱風會以一類似氣旋式的路徑移動，此結果雖和許多模式探討颱風過山所得之路徑相同，但實際的觀測分析中葛拉絲颱風卻是持續向西北方向移動。

GFDL 颱風預報系統中以 Sanders 和 Burpee (1968) 所使用計算深層大氣平均流場之方法計算大環境之駛流，Sanders 和 Burpee (1968) 所使用方程式為：

$$\frac{\partial p_*}{\partial t} = - \int_0^1 \bar{V} d\sigma \cdot \nabla p_* - p_* \int_0^1 \nabla \cdot \bar{V} d\sigma \quad (1)$$

在 (1) 式中， p_* 代表地面氣壓， \bar{V} 代表水平風場；但由於 (1) 式中等號右邊的第二項 (氣壓輻合輻散的積分) 相對於第一項 (平流項) 之作用較小，故在 GFDL 颱風預報系統計算深層大氣平均流場則主要只考慮 (1) 式中右式的第一項。即是將 (1) 式改為

$$\frac{\partial p_*}{\partial t} = - \int_0^1 \bar{V} d\sigma \cdot \nabla p_* \quad (2)$$

以 (2) 式所計算出的深層大氣之平均流場來探討颱風和駛流之間的關係。圖 3a,b,c 即分別為預報 24、42 及 60 小時之深層大氣平均流場及颱風相對位置。此三個不同的預報時間分別代表颱風未接近台灣地形時，登陸台灣前以及登陸中國大陸後三個不同的階段。由圖 3a 中我們可看出當葛拉絲颱風尚未接近台灣時，由深層大氣之平均流場所定義的駛流和颱風的運動相當的一致。但當葛拉絲颱風接近台灣後，其路徑

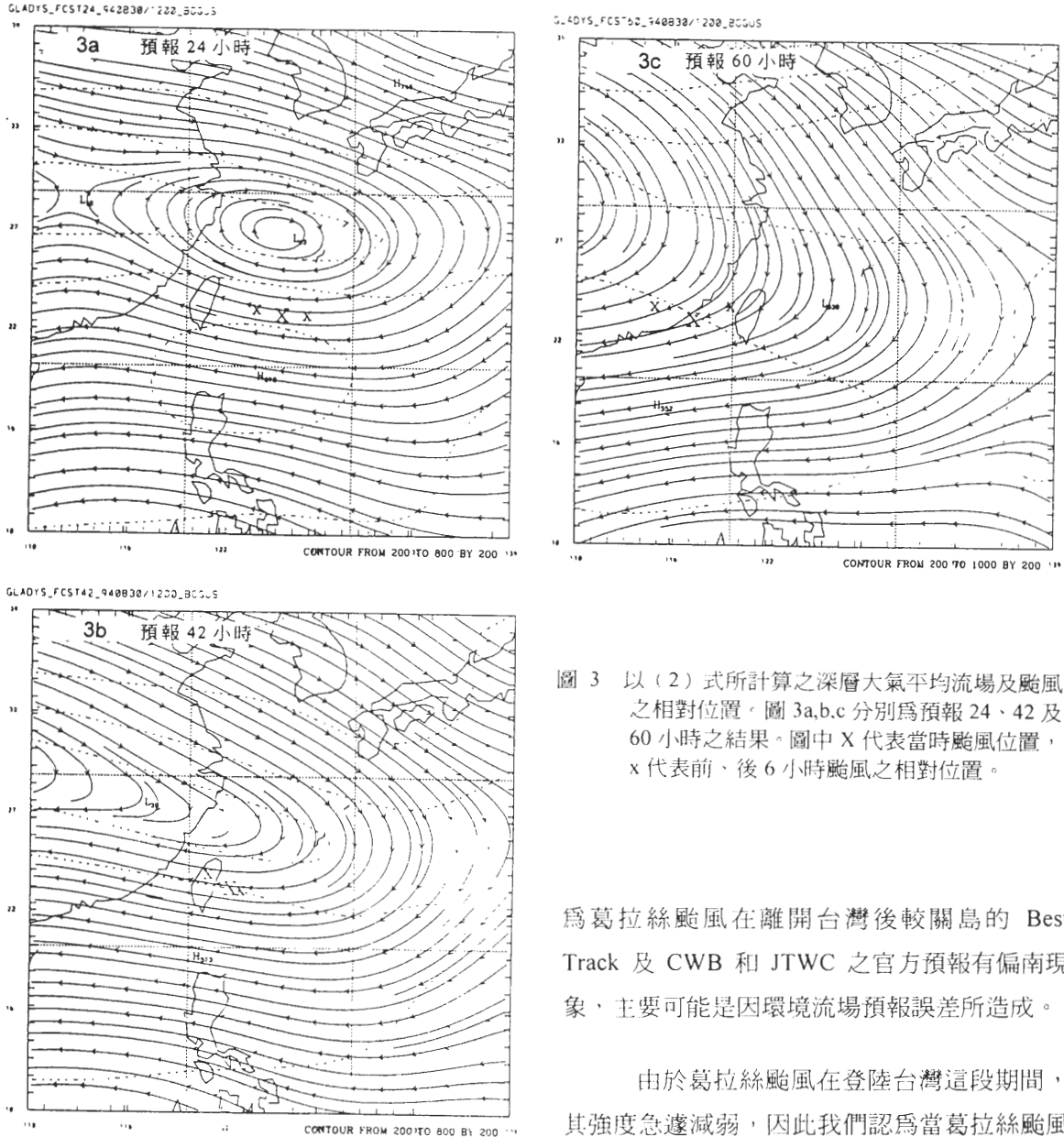


圖 3 以 (2) 式所計算之深層大氣平均流場及颱風之相對位置。圖 3a,b,c 分別為預報 24、42 及 60 小時之結果。圖中 X 代表當時颱風位置，x 代表前、後 6 小時颱風之相對位置。

為葛拉絲颱風在離開台灣後較關島的 Best Track 及 CWB 和 JTWC 之官方預報有偏南現象，主要可能是因環境流場預報誤差所造成。

由於葛拉絲颱風在登陸台灣這段期間，其強度急遽減弱，因此我們認為當葛拉絲颱風離開台灣後在模式結果中最內層網格內的最低地面氣壓的位置可能已不是颱風之中心，因此我們便採用 Bender (1995, 個人聯繫) 的改善方法，以渦度中心配合地面氣壓中心重新定義出模式結果之颱風中心位置。

有明顯向北偏的趨勢，且開始和由 (2) 式所定義的駛流不吻合 (圖 3b)。當葛拉絲颱風離開台灣後，由深層大氣之平均流場所計算出的駛流場中 (圖 3c)，可明顯地看出此時的駛流場對颱風中心之分量為東北風，造成葛拉絲颱風在預報末期有向西南移動的現象。因此我們認

我們利用 cubic spline 的方法計算出 850mb 至 700mb (每 50mb 一層) 渦度最大之平

均位置；再參照 $1/6^\circ$ 所繪之地面氣壓場，以此定出新的颱風路徑，並和 Best Track 以及原本以最低地面氣壓所定之颱風路徑比較（如圖 2）。我們發現若以渦度場參照地面氣壓場可決定出較近似 Best Track 的颱風路徑。此新的颱風路徑和原本以最低地面氣壓所決定之颱風路徑在颱風尚未登陸台灣時，其路徑幾乎一致，但在葛拉絲颱風登陸台灣後差距便開始增加。我們也同樣地以此渦度所決定之颱風路徑和深層大氣平均流場所計算之駛流場加以比較，卻發現在葛拉絲颱風離開台灣後駛流場和渦度中心所定之颱風路徑並不一致，且有很大之交角（如圖 4a）。由颱風的位渦度之垂直剖面圖（詳細討論於第 3.3 節），我們發現葛拉絲颱風在登陸台灣後其結構受到明顯地破壞，位渦度在垂直方向上之發展在尚未登陸台灣時可達 200mb，但登陸台灣後卻開始傾側且往下降，在預報 54 小時以後颱風中心氣旋式之垂直發展約只至 500mb。因此我們便將計算預報 54 小時以後的深層大氣平均流場中之積分厚度改為由地面至 500mb，即將 (2) 式改為：

$$\partial p_* / \partial t = - \int_{0.5}^1 \bar{V} d\sigma \cdot \nabla p_* \quad (3)$$

圖 4a 和圖 4b 分別顯示以 (2) 及 (3) 式計算出預報 60 小時之深層大氣平均流場和颱風的相對位置；可明顯地看出以 (3) 式所求得之深層大氣平均流場和以渦度所定之颱風運動路徑相當吻合。因此當在利用深層大氣平均流場來探討駛流場和颱風運動之關係時，應考慮颱風之垂直發展高度。這與 Dong 和 Neumann (1986) 之研究結果一致。

圖 5 為 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風

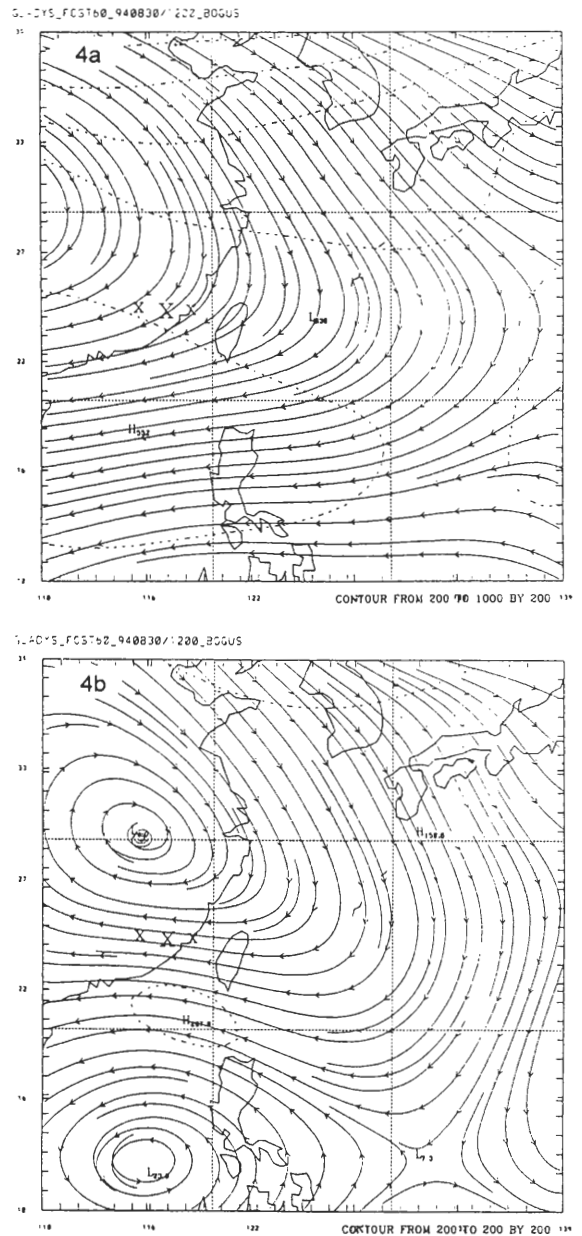


圖 4 預報 60 小時深層大氣平均流場及相對之颱風位置。圖 4a,b 分別為以 (2) 和 (3) 式所計算之深層大氣平均流場。圖示 X 及 x 之含意如圖 3。

風強度所做的 72 小時預報結果和中央氣象局、關島官方的觀測資料及關島颱風季後所做 Best Track 的比較。在 GFDL 強度預報結果中我們同

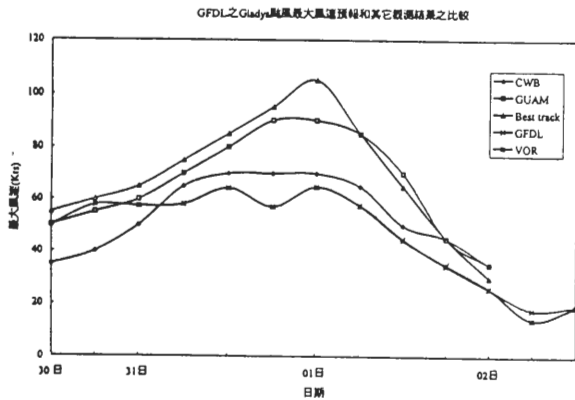


圖 5 GFDL 颱風模式中所預報之颱風最大風速和 CWB、JTWC 及 Best track 觀測分析之結果比較。GFDL 颱風模式同時討論以最低氣壓中心和最大渦度中心所定之颱風中心之最大風速。

時考慮以最低地面氣壓及渦度中心所定的颱風中心其所得之颱風最大風速，我們發現此二個不同定位所得之颱風最大風速幾乎一致，只有在預報 60 小時以後才有些微之差距。由圖 6 中可看出 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風在 8 月 30 日 12 UTC 至 9 月 1 日 00 UTC 這段期間颱風強度加強之程度並沒有很好之掌握，但在 9 月 1 日 00 UTC 後 GFDL 颱風模式之預報結果對颱風因受台灣地形影響而強度減弱之趨勢有不錯的表現。

在 GFDL 颱風預報系統中，是植入一類似真實颱風強度之渦旋於環境流場中觀測到的颱風位置以進行預報。當所植入的渦旋較接近真實的颱風時，我們應可預期有較好的颱風強度預報（假定 GFDL 颱風預報系統其物理架構和參數化過程應已能掌握真實大氣流場之變化）。在 GFDL 颱風預報模式中我們是使用關島的觀測分析做為植入颱風渦旋強度的依據，

即最大風速為 50 Kts，35 Kts 的暴風半徑在北半圓為 45 NM（約 83 公里），而其餘為 30 NM（約 56 公里）等粗略之觀測資料以建立植入渦旋。依據張和周（1996）的結論：Gladys 颱風為一暴風半徑非常小的颱風（最大風速半徑約只有 15–20 公里），若只以關島的觀測分析報告來定出植入的颱風渦旋，並無法真實的表現出葛拉絲颱風的強度和結構；以此不真實的颱風渦旋來預報，其預報結果中的誤差是可預期的。

雖然 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風強度預報並不理想，但此結果也並非全然不樂觀的。由結果中顯示出 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風強度受地形影響之變化趨勢仍有一定程度的掌握；以此我們雖無法定量地分析各物理量度對颱風強度改變的貢獻，卻可定性地探討影響颱風強度之物理機制，此部份我們將以位渦收支診斷之方法做詳細分析（見 3.3 節）。綜言之，GFDL 颱風預報系統對颱風強度之預報雖然不如路徑預報理想，但由此研究結果中顯示 GFDL 颱風預報系統應可以掌握造成颱風強度改變之動力及熱力機制。未來如能在植入渦旋的強度及結構上加以改善，應可增進 GFDL 颱風預報系統中強度預報之能力。

3、局部低壓之比較

由 3.1.2 節中的路徑比較我們得知 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風之路徑預報在方向上雖有不錯的預報，但在移速上有偏慢的現象；在實際觀測結果中葛拉絲颱風約在 9 月 1 日 03 UTC 時登陸台灣，但 GFDL 颱風預報系統預報之結果為葛拉絲颱風在 9 月 1 日 09 UTC（約為預報 45 小時）時才登陸台灣。GFDL 颱風預

報系統在前 36 小時之路徑預報雖有略為北偏之現象，但當葛拉絲颱風接近台灣地形時 GFDL 預報之路徑向北偏轉的程度較實際颱風偏轉的程度小，因此預報之路徑結果除在時間上有延遲之現象外，颱風登陸之位置也略為偏南，這使得比較副低壓和雨量分佈受地形影響上較為困難。為了解決此問題，在比較副低壓及雨量分布此二個中小尺度的現象中，我們選取預報結果中位置和實際觀測之颱風位置較接近的結果加以比較，以探討當 Gladys 颱風接近台灣地形時所產生的現象在 GFDL 模式中是否同樣也可以模擬預報出。

圖 6 (圖 6a,b,c 各為預報 36、42 及 48 小時之結果)為 GFDL 颱風預報系統所預報出的地面氣壓場。將圖 6 和中央氣象局所分析之颱風詳細圖 (參照第一部份圖 4a,b,c, 其時間分別為 8 月 31 日 12 UTC、9 月 1 日 00 UTC 及 9 月 1 日 06 UTC 之分析) 加以比較。在圖 6a 中，此時葛拉絲颱風仍在台灣東側外海 300 公里外之海面

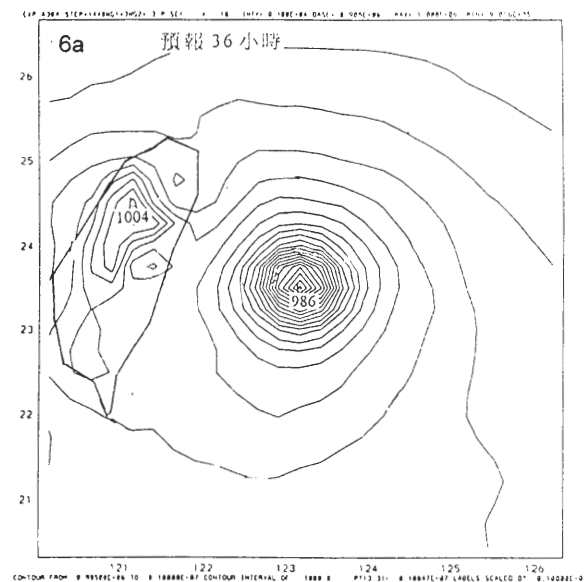
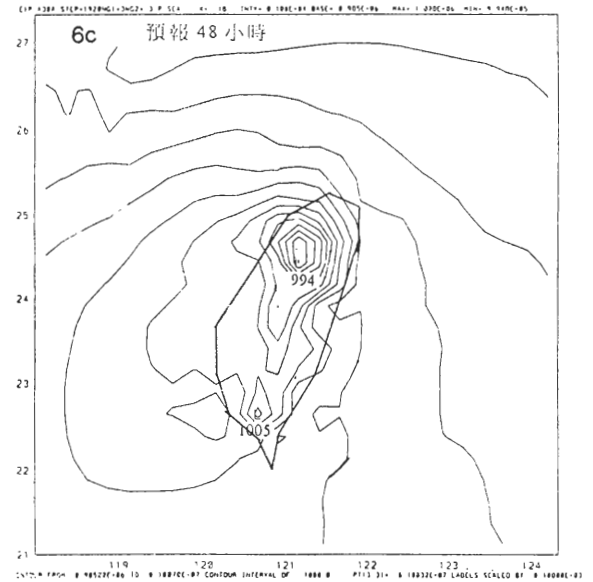
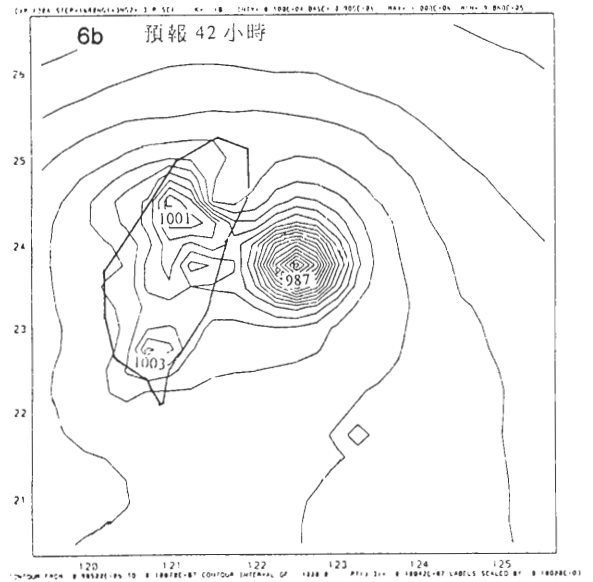


圖 6 GFDL 颱風模式以最內層網格所解析之地面氣壓分析。圖 6a,b,c 分別為預報 36 (9 月 1 日 00 UTC)、42 (9 月 1 日 06 UTC)、48 (9 月 1 日 12 UTC) 小時之結果。(單位: mb)

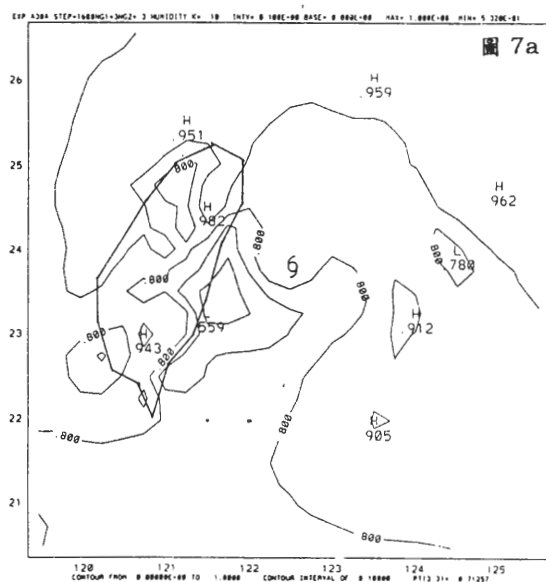
上,由地面氣壓場之分析中顯示 GFDL 颱風預報系統中預報出在台灣中部山區及台灣南部有局部低壓之現象;若和第一部份所分析之颱風詳細圖

比較（第一部份之圖 4a），我們發現 GFDL 颱風預報系統雖可預報出此時局部低壓生成之現象，但所預報出的局部低壓位置和實際觀測中局部低壓發生之位置並不一致。在圖 6b 中我們可看出當葛拉絲颱風非常接近台灣時，除在台灣中部山區和台灣南部有局部低壓之現象，在台灣東側亦產生一局部低壓。若和第一部份之圖 4b 中的颱風詳圖相互比較，我們發現此時觀測分析結果中也顯示出當葛拉絲颱風非常接近台灣時在台東附近也會有局部低壓之現象。在圖 6c 中，此時葛拉絲颱風已經登陸台灣，由 GFDL 颱風預報系統之地面氣壓預報結果中顯示原本在台灣中部山區的局部低壓已經併入颱風環流內，位於台灣東側的局部低壓此時已不復見；當葛拉絲颱風離開台灣後，原本在台灣中部山區和台灣南部之局部低壓仍存在（圖未示）。由上述之比較顯示出 GFDL 颱風預報系統對於局部低壓之現象已大致能掌握，但在位置表現上卻仍有誤差。

我們探討局部低壓生成之原因，認為在台灣中部山區和台灣南部之局部低壓應為環境流場受地形阻礙繞山後在地形的背風面形成局部渦旋所導致（詳見 3.2.2 節），而葛拉絲颱風的接近，則可造成此二個局部低壓之加深作用；在台灣東側的低壓，我們若參考相對濕度之結果，在圖 7a（預報 42 小時之相對濕度）中可看出在台灣東部局部低壓生成之位置相對濕度較其它區域低；而由圖 7b（預報 42 小時通過局部低壓中心位置之垂直速度東西方向剖面圖）可發現此局部低壓應為颱風環流受地形影響造成下沉氣流絕熱增溫所導致。此結果和觀測分析中所得之結果一致，顯示出 GFDL 颱風預報系統能掌握低壓生成之機制。不過在局部低壓位置

之表現上仍有誤差。

由於局部低壓之生成和台灣地形關係密切，因此我們認為局部低壓發生位置上之誤差應是由 GFDL 颱風預報系統中所使用之地形所導致。在 GFDL 颱風預報系統中所使用的台灣地形（如圖 1）雖最高的解析度已至 $1/6^\circ$ ，但和實際地形仍有差距。在模式中所解析出台灣地形的最高處為在台灣東北部的山區（最高高度為 3048 公尺），而台灣中部山區的地形相對於東部山區為地勢較低之地形；因此預報結果中之局部低壓皆生成於台灣之中部山區，在台灣南部局部低壓之現象則是由於模式地形中在生成低壓之區域為一類似山谷的地形。由這些結果我們得知颱風所引起或伴隨的中尺度現象對地形的解析度非常的敏感，但在現有模式之解析度無法提高時，我們應試著去了解地形的不真實所會導致的誤差，以期能使模式預報結果應用在實際預報上。



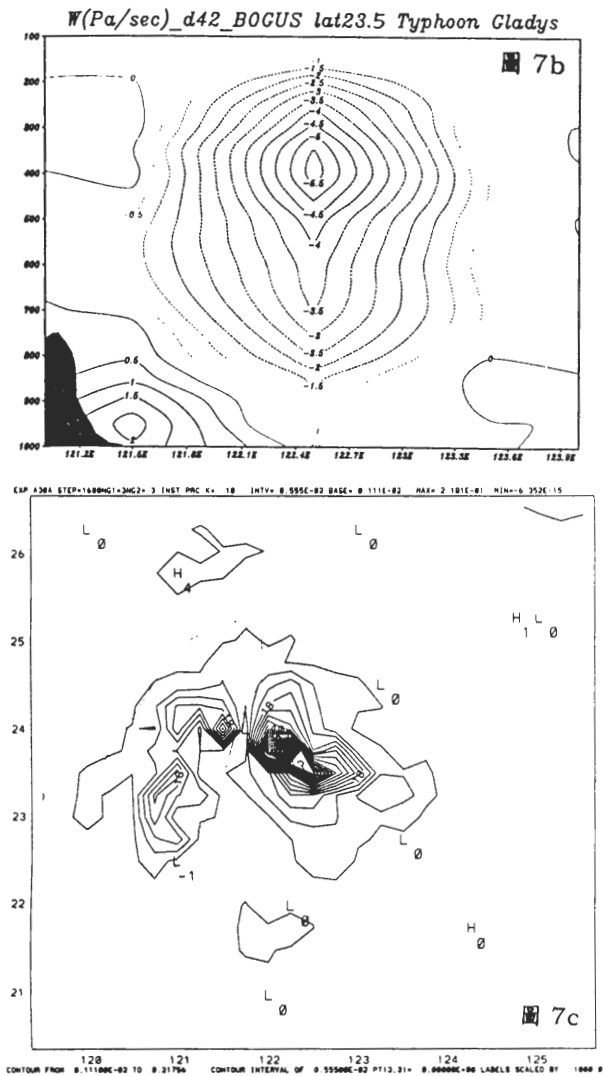


圖 7 GFDL 颱風模式預報 42 小時 (9 月 1 日 06 UTC) 最內層網格解析之 a. 地面相對濕度。 b. 通過局部低壓之垂直速度東西方向剖面圖 (單位 Pa/sec)。 c. 瞬時雨量(單位：mm/hr)。

4、雨量之比較

在葛拉絲颱風侵台這段期間中，對台灣帶來頗為豐沛的降水，由 94 年 8 月 31 日當地時間下午 3 點至 9 月 1 日當地時間晚上 8 點止 (即 9 月 1 日 12 UTC) 的累積雨量如第一部份

之圖 8。葛拉絲颱風所帶來的降水主要發生在台灣北部、東北部以及中部山區。我們若將圖 8 之結果和 GFDL 颱風預報系統中預報 54 小時 (因 GFDL 颱風預報系統預報之颱風路徑較實際觀測延遲約 6 小時，因此選取積分 54 小時，

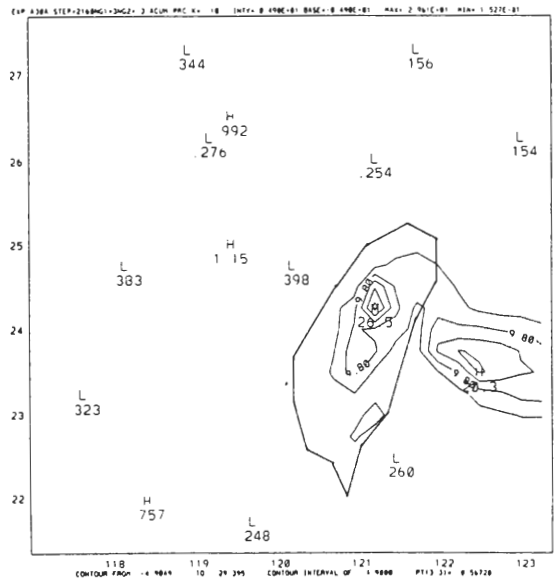


圖 8 GFDL 颱風模式預報 54 小時 (9 月 1 日 18 UTC) 最內層網格所解析之累積 54 小時雨量。(單位：cm)

即 9 月 1 日 18 UTC 之預報，以進行比較) 的累積雨量做比較 (如圖 8)。由預報結果之比較中顯示出，GFDL 颱風預報系統所產生的累積雨量主要集中在山區和東北部，且累積雨量最多的地方大約位於 GFDL 颱風預報系統中所解析為地形最高的位置 (大約位於雪山山脈)，其次則為南投日月潭附近；在觀測統計中，累積雨量最多的位置為日月潭(211mm)，此和模式中的結果雖略有出入，但由於氣象局在東北部山區並無觀測測站，因而以此觀測統計的結果並無法完全地表示出當時台灣全省之降水分布；不

過也由於降水和地形有關，因此 GFDL 颱風預報系統中地形解析也可能是造成最大降水區位置偏差的原因。此外，GFDL 颱風預報系統中亦無法將台灣北部的降雨表現好，此造成之主因可能是由於在模式中當葛拉絲颱風接近台灣時，模式所表現的路徑較實際颱風路徑偏南，因此造成模式結果中在台灣北部無明顯的降水，但在台灣東南部卻產生少量的降水，而於實際觀測結果為於台灣北部產生少量之降水，但在台灣東南部則否。

由局部低壓和降水的比較中，可知以模式預報葛拉絲颱風接近複雜之台灣地形時，大尺度環境場中些微的誤差，往往會造成中小尺度現象中巨大的變化。以 GFDL 颱風預報系統對葛拉絲颱風做 72 小時的預報結果中顯示，雖然 GFDL 颱風預報系統在預報的前 48 小時對葛拉絲颱風的路徑誤差遠小於一般颱風誤差的合理範圍（12 小時 100 公里之誤差），但這些路徑誤差卻會直接的影響到中小尺度現象的預報。此外，在 GFDL 颱風預報系統中的台灣地形的解析度已達到 $1/6^\circ$ ，且最高高度為 3000 公尺，若和其它較低解析度之颱風模式中的地形解析度比較雖已有所改善，但在實際預報中，這些地形解析的誤差同樣會造成預報結果和實際現象的差異。

（二）各實驗結果之比較

爲了探討地形對颱風和對大尺度環境流場的影響以及在相同環境流場和地形下，不同強度的颱風其路徑和結構之變化，本研究除做葛拉絲颱風之預報外（即 B 實驗），我們設計二個不同的初始場及使用相同初始場但模式

中不包含台灣地形之條件以進行積分預報。此三個對照實驗分別爲 NB 實驗，B2 實驗及 NT 實驗（此三組對照實驗之設計詳述於第二節）。在預報結果和對照實驗之路徑比較上，我們是以 850–700mb 最大渦度之位置所定出的颱風路徑和對照實驗中的最低氣壓所定的路徑加以比較（因爲 NT 實驗中不包含台灣地形，颱風結構和強度不會受地形之影響；而 B2 實驗中颱風並未登陸台灣，因此颱風結構和強度不會因地形之影響有急劇的改變）。

1、B 實驗和 NT 實驗之比較

在 NT 實驗中由於所使用的 GFDL 颱風預報系統中並不包含台灣地形（但其它地區之地形仍存在），因此不會有因台灣地形所引發局部低壓之現象；在 B 和 NT 實驗結果之比較中我們將著重於葛拉絲颱風在不受台灣地形影響的假設下，其路徑、結構和強度的變化。

圖 9 爲 B 實驗結果中以渦度中心所定之颱風路徑和 NT 實驗及 B2 實驗中所模擬葛拉絲颱風的路徑預報圖。圖中顯示出在預報的前 24 小時 B 實驗和 NT 實驗中的路徑幾乎一致，在

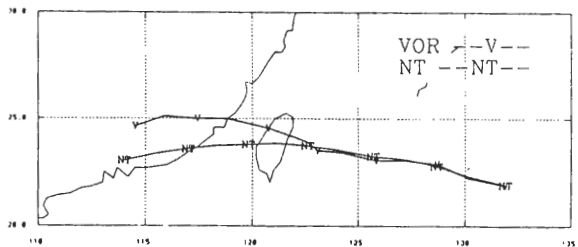


圖 9 B 實驗（GFDL 颱風模式預報）以 850mb–700mb 最大渦度平均位置定位之颱風中心的預報路徑和 NT 實驗中以最低地面氣壓定位之颱風中心的預報路徑比較。

24 小時以後則可看出 B 實驗中路徑有先略為偏南而後轉北的趨勢且移速開始較 NT 實驗中稍慢；在 B 實驗中葛拉絲颱風非常接近台灣時，其路徑開始明顯地偏北，此和過去觀測 (Brand 和 Blelloch, 1974) 及模擬研究 (Chang, 1982; Bender et al., 1987) 之結果一致；在離開台灣後則持續向西移動。但 NT 的模擬實驗中所表現出葛拉絲颱風的運動並無很大之變動，為一平滑連續略向西南之路徑。

在此實驗中我們同樣計算深層之大氣平均流場 (同 3.1.2 節中所描述之方法) 以探討在 NT 實驗中颱風移動和駛流場間的關係 (如圖 10a,b,c 分別為預報 24、42、60 小時之深層大氣平均流場及颱風相對位置)。由圖 10a,b,c 中顯示出在 NT 實驗中所預報的颱風路徑大致上是和以深層大氣平均流場所計算的駛流場一致；若比較圖 10b 和圖 3b，我們可知在 B 實驗中當葛拉絲颱風非常接近台灣時，其路徑會明顯的

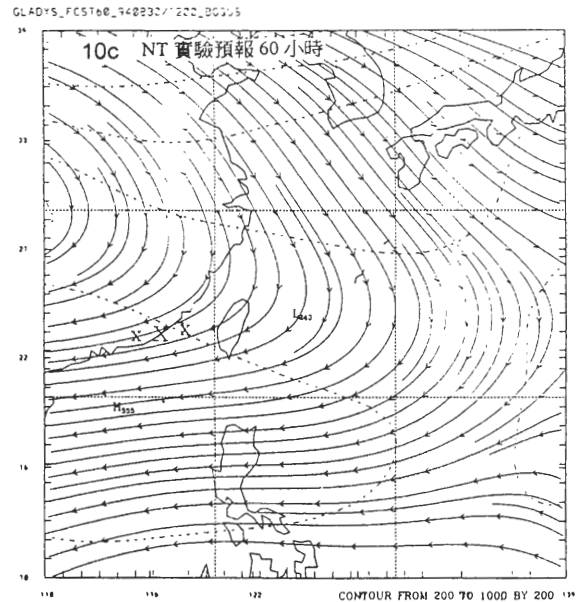
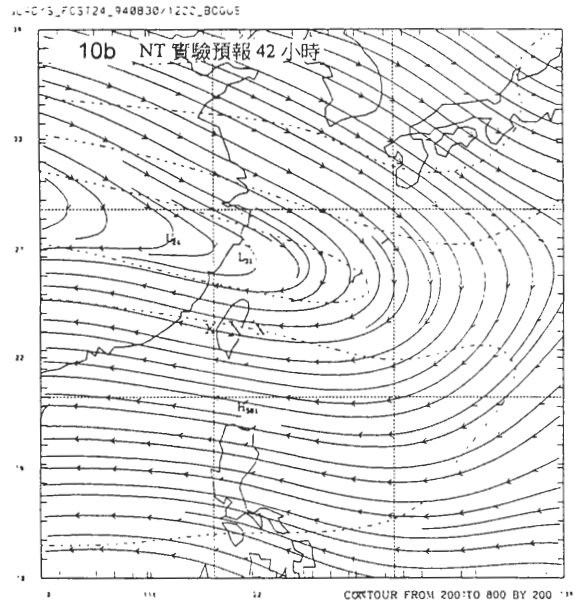
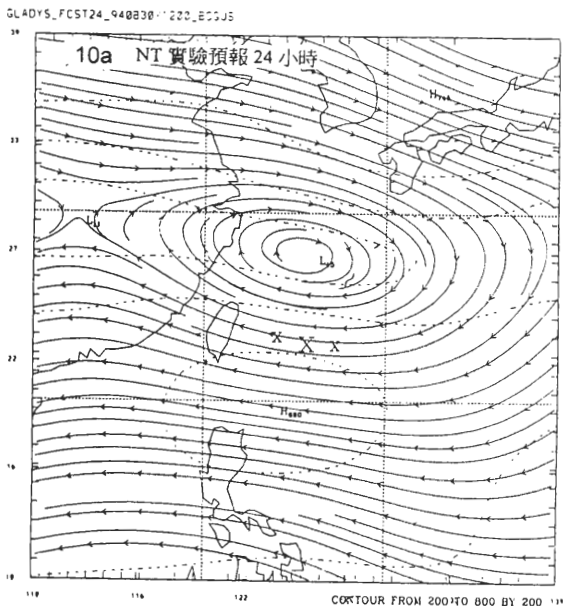


圖 10 NT 實驗中深層大氣平均流場及相對之颱風位置。圖 10a,b,c 分別為預報 24 (8 月 31 日 12 UTC)、42 (9 月 1 日 06 UTC) 及 60 小時 (9 月 2 日 00 UTC) 之預報。

偏向駛流的北方，但在 NT 實驗中由於實驗並不包含台灣地形因此颱風之移動和駛流場仍相當一致。在 B 實驗中其計算出之深層大氣平均流

場為包含完整地形下整層大氣的大環境流場，因此駛流場中應已包含台灣地形對環境流場的作用，但葛拉絲颱風仍有明顯北偏的現象，顯示出地形對颱風路徑之作用除藉由對環境流場的影響外，地形也會造成颱風結構上之變化而影響颱風運動，此現象和 Bender et al. (1987) 中以理想颱風渦旋模擬颱風移經台灣地形時，發現颱風移動速度和環境流場不一致，而推測颱風和地形之間的交互作用也會造成颱風在運動上的改變之結果相似。

我們若對 B 和 NT 實驗中每六小時的颱

風平均移速做比較（如圖 11a,b,c 分別為總移動速度、東西方向分量及南北方向分量）可看出在總移動速度之比較上（如圖 11a）當葛拉絲颱風接近台灣時，即從預報 36 小時開始至 42 小時，在 B 實驗之結果中其總移速開始減慢，但當葛拉絲颱風離開台灣後其移速則開始增加（約在預報 54 小時以後）。此結果可能是由於當流場或渦旋遇到地形時會在地形上游處有因質量累積而減速的現象，在繞山運動後則有加速現象。若將移速分為東西方向（U）和南北方向（V）二個分量比較（如圖 11b 和 11c），我們可發現在預報結果約 30 至 42 小時這段期

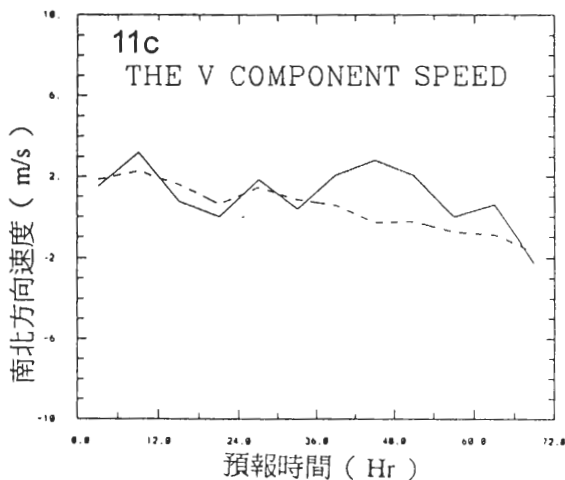
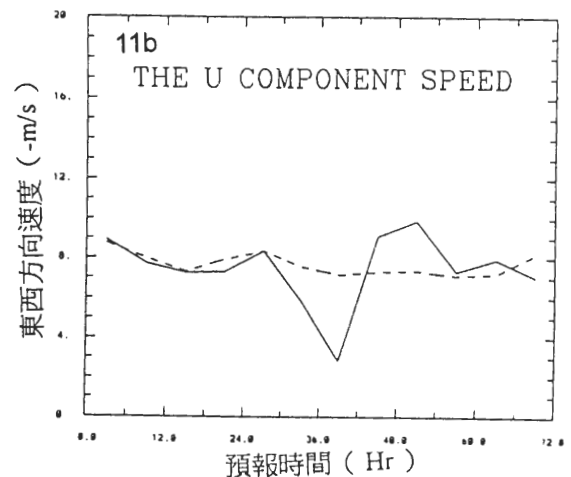
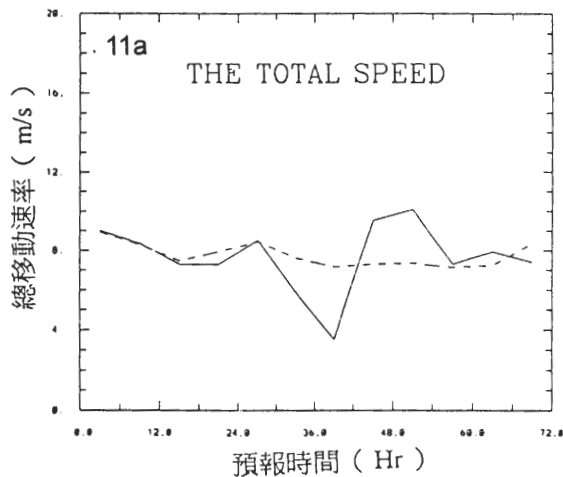


圖 11 B (實線) 和 NT (虛線) 實驗中以每 6 小時間隔之路徑預報颱風位置計算出每 6 小時颱風之平均移動速度（平均速度標示於平均時間上，如 0-6 小時之平均速度標示於 3 小時）。圖 11a,b,c 分別為總移動速率，東西分量移速（圖中正值為向西）及南北分量（圖中正值為向北）。

間，U 方向分量明顯地減少，顯示出在這段期間流場及渦旋因受地形阻擋而在地形上游累積質量造成東西方向速度減慢；在 42 至 54 小時 U 方向速度開始增加，則是由於氣流繞山後速度增加的作用所造成；在 54 小時以後 B 結果中 U 方向速度分量則又逐漸變小；若參照 NT 實驗中 U 方向的移速變化，我們認為在實驗組 B 中 54 小時後東西方向移速減慢的原因可能是因受台灣地形造成颱風移速先減速後加速的作用已不存在，使得颱風移速又回復到和實驗 NT 相似的速度。

在 V 分量中，自 36 至 48 小時有向北加速之現象，此是由於環境流場受地形影響有分流繞山的現象，因葛拉絲颱風接近台灣的北部因此會受到向北分流的作用。在葛拉絲颱風過山後（即預報 48 小時以後）可看出 V 分量開始減少，雖然由渦度所定之颱風路徑中並不會看到氣旋似的路徑，但由 V 方向的變化我們仍可觀察到氣旋式的移速變化，此結果雖和過去理想模擬結果中（Chang, 1982）之氣旋式路徑有所差異；但在過去研究中，所使用的環境流場為一理想的平均流場，在真實大氣之模擬結果中，由於大環境流場其它系統之作用，會使得氣旋式的路徑不易觀察到。

圖 12 為 B 實驗和 NT 實驗中對颱風最大風速之預報結果。由圖 12 中我們可看出在 B 和 NT 實驗中最大風速主要之差異在於 B 實驗中葛拉絲颱風接近及登陸台灣這一段期間（即預報 36 小時至 54 小時），當葛拉絲颱風登陸中國大陸後，雖在 NT 實驗中颱風強度因不受台灣地形影響而較 B 實驗中颱風最大風速大，但其受中國東南部地形之影響造成颱風強度減弱的趨勢

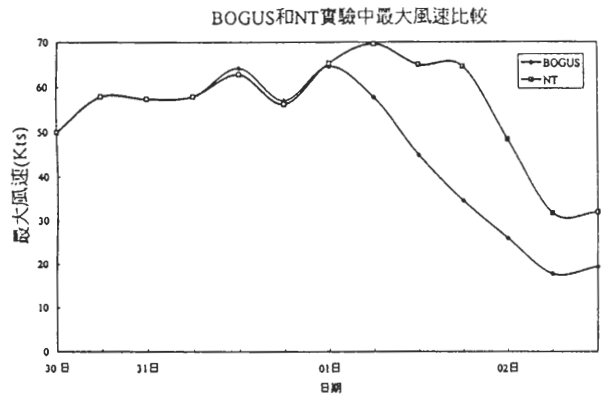


圖 12 B 實驗和 NT 實驗中最大風速之預報結果比較。

是一致的。此受地形作用造成強度減弱之原因我們將在 3.3 節中詳細討論。在圖 12 中我們可看到另一有趣的現象是在預報 30 小時（即 8 月 31 日 18 UTC）颱風最大風速有明顯減弱的現象，此和觀測分析之結果並不吻合，且不論在 B 或 NT 實驗中都有相同之預報結果，因此我們認為此現象可能是由於大環境流場中的誤差所造成而應不是由台灣地形所導致。我們探究預報 30 小時中颱風強度（最大風速）減弱之原因，認為此誤差主要應不是 GFDL 颱風預報系統對大尺度之天氣系統掌握不好所造成（此時路徑誤差並不大，在預報 30 小時路徑誤差為 69 公里）；至於是何種原因導致此強度預報之誤差，我們並不清楚；但由於大氣的熱力作用和參數化過程的準確性一直是我們認知較少的部份，而這也是整個颱風動力模式在預報颱風時所面臨的一大難題。

除討論颱風強度受台灣地形之影響外，我們也嘗試以颱風環流之相對濕度探討颱風雨帶受台灣地形之影響。圖 13 為 NT 實驗中預報 36 小時結果中相對濕度的分析圖，我們將圖 13

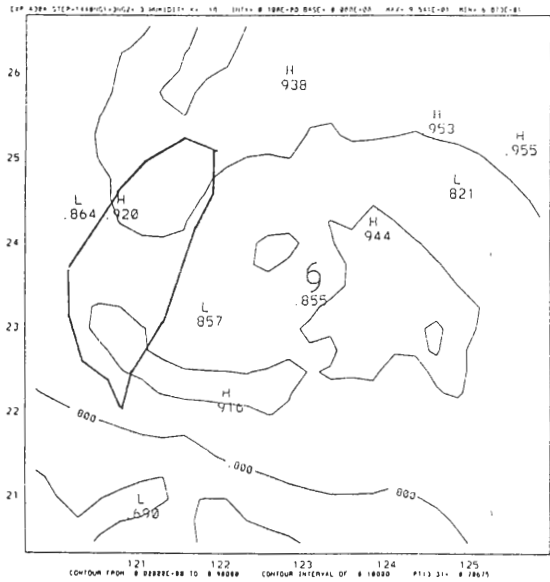


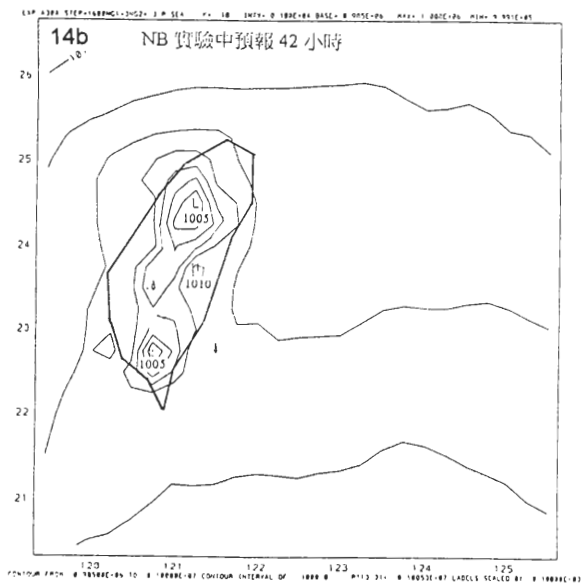
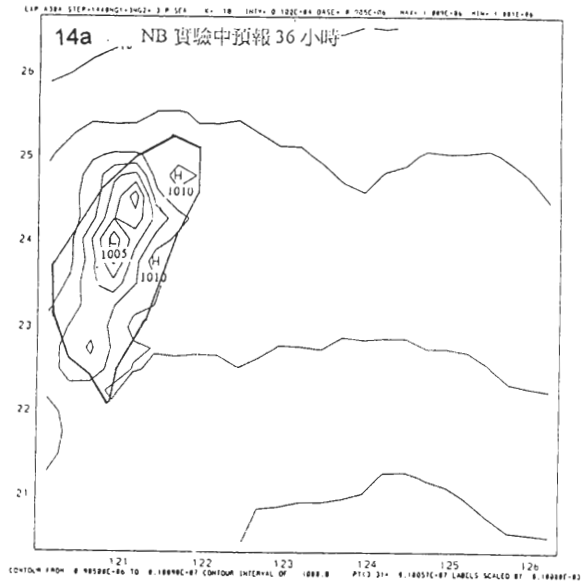
圖 13 NT 實驗中預報 36 小時 (9 月 1 日 00 UTC) 結果中地面相對濕度分析圖。

和圖 7a (B 實驗中預報 42 小時之相對濕度, 由於 NT 實驗中颱風移速較 B 實驗中颱風移速快, 因此我們選取此二個位置相近的時間加以比較) 相互比較, 圖 13 顯示出在 NT 實驗中颱風相對濕度場之結構相當完整及對稱, 和圖 7a 中, 相對颱風移行東側相對濕度增加, 西側相對濕度減少, 以及台灣東北部山區迎風面相對濕度增加的結果比較, 更可明顯地看出台灣地形造成台灣東北部山區迎風面對流加強以及使颱風結構不對稱的作用。

2、B 實驗和 NB 實驗之比較

在 NB 實驗中所使用之初始場並不包含颱風渦旋, 為 NMC T126 全球分析場之資料透過 GFDL 颱風預報系統初始化過程所得之環境流場。在本小節中, 我們將針對地形對環境流場作用所伴隨的現象 (即局部低壓和降水) 加以探討。

圖 14 (圖 14a,b,c 各為預報 36、42 及 48 小時之結果) 為 NB 實驗中所預報出的地面氣壓場。圖 14a 和圖 6a 之比較顯示出當模式初始場中不包含颱風渦旋時, 在台灣中部山區及台灣南部也同樣有局部低壓的現象, 在 NB 實驗結果



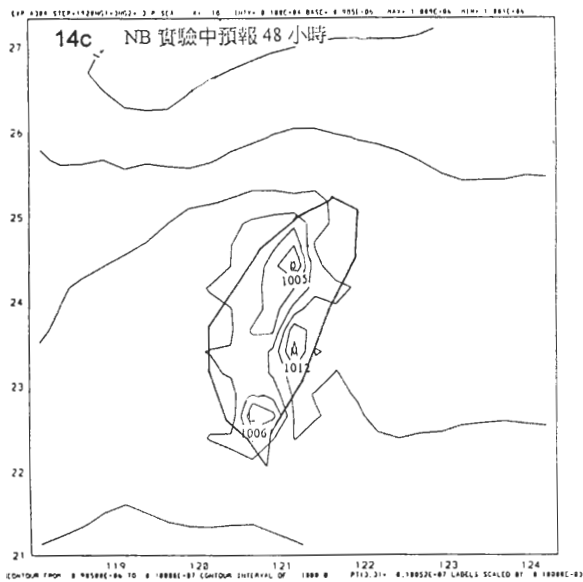


圖 14 NB 實驗中所預報的地面氣壓分析圖。圖 14a,b,c 分別為預報 36 (9 月 1 日 00 UTC)、42 (9 月 1 日 06 UTC) 及 48 小時 (9 月 1 日 12 UTC) 之結果。(單位: mb)

中局部低壓的氣壓值和 B 實驗中氣壓值雖差不多 (NB 中局部低壓為 1005mb, B 實驗中約為 1004mb), 但在局部低壓生成的位置上有些差距: NB 實驗中, 中部山區的局部低壓位置較 B 實驗中中部山區局部低壓之位置偏南, 且 NB 實驗中在台灣東部有局部高壓之現象。在圖 14b 和圖 14c 中我們仍可看到和圖 14a 中相似的结果, 在台灣的中部山區和台灣南部有局部低壓, 而在台灣東部有局部高壓的現象; 且在此三個時間的預報中我們可看出局部低壓的氣壓值並無顯著的變化, 大約都維持在 1005mb 左右。但在圖 6b 中我們卻發現當葛拉絲颱風非常接近台灣時, 除了在台灣中部山區及南部有局部低壓外, 在台灣東部也有局部低壓的生成。由圖 14b 及圖 6b 中在台灣東部天氣現象的差異及利用相對濕度之分析, 我們得知在台灣東部

的局部低壓應是由於颱風環流爬山後造成焚風現象所導致。由圖 6a,b,c 中局部低壓的氣壓值中, 則可清楚地顯示出當葛拉絲颱風接近台灣地形, 局部低壓的氣壓值皆有明顯地下降, 約下降了 3—5mb。由此比較中, 我們除可較確切地指出 3.1.3 節中我們對局部低壓生成原因之推測, 即台灣中部山區和台灣南部之局部低壓主要是由環境流場所造成, 而台灣東側的局部低壓為颱風環流過山所導致 (即所謂的副低壓); 我們也發現颱風環流有加強局部低壓的效應, 由此結果中我們也更能清楚地釐清局部低壓和副低壓的定義。

圖 15a 為 NB 實驗中預報 42 小時之相對濕度。由圖 15a 中我們可看到在此時預報結果中顯示出此時在台灣附近除了東部沿海外, 為一相對濕度較高之區域 (東部相對濕度約只有 50%, 其它地區約為 80—90%); 若和圖 7a 相比, 可看出在圖 7a 和圖 15a 中, 台灣東部的相對濕度皆較其它地區小, 但在此預報時間之結果中, NB 台灣東部之地面氣壓場為高壓但在 B 中台灣東部卻表現為低壓。我們若參照溫度場的結果, 可看出在 B 實驗中 (見圖 15b) 在台灣東部的溫度具有較 NB 實驗中 (圖未示) 之氣溫高約 0.4°C 的異常暖區, 且其中心位置與局部低壓一致; 因此可以得知, 葛拉絲颱風所伴隨流場在台灣東部附近具有增強絕熱下沉增溫的效應。

3、B 和 B2 實驗之比較

在 B2 實驗中和 B 實驗中唯一的差別在於 B2 實驗中我們初始場中所植入的渦旋其強度和大小為原本葛拉絲颱風之二倍, 即最大風速為 100 Kts, 最大暴風半徑為 140 公里。在此部分

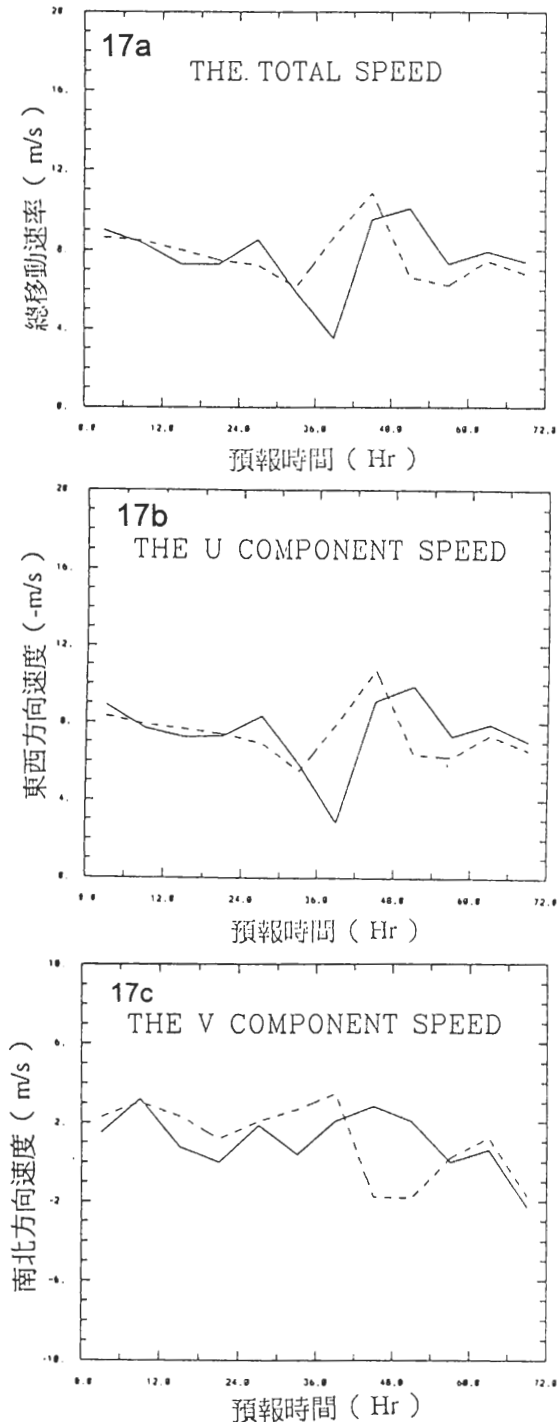


圖 17 B (實線) 和 B2 (虛線) 實驗中以每 6 小時間隔之路徑預報颱風位置計算出每 6 小時颱風之平均移動速度。圖 17a.b.c 分別為總移動速率，東西分量移速 (圖中正值為向西) 及南北分量 (圖中正值為向北)。(圖示如圖 11)

在 V 分量上，在 42 小時前，B2 實驗中的移速皆較 B 中的移速快，這也顯示出路徑結果中 B2 實驗有較早偏北的現象；在 42 - 54 小時中 V 分量移速的減慢也和 B2 結果中明顯地氣旋式路徑一致。

由路徑和移速上的比較，我們可看出在 B2 實驗中，同樣可觀察到環境流場及颱風渦旋受地形阻擋造成颱風會在地形上游先減速而後再加速的現象以及氣旋式的移動路徑。但在 B2 實驗中，這些現象都有較 B 實驗中提早發生 (減速、加速) 以及作用較明顯 (北偏) 的趨勢。此外，由於實驗組 B 中葛拉絲颱風經過台灣地形時，其強度已明顯減弱，因此環境流場對颱風之路徑影響會較顯著，使葛拉絲颱風之路徑為沿東海高壓之外緣移動，但在實驗 B2 中，因颱風之強度和半徑原本就較實驗組 B 之颱風大，且 B2 實驗中颱風並未登陸台灣，其颱風強度所受之地形破壞亦較小；故相對實驗組 B 而言，在實驗 B2 中環境流場對颱風移動之作用會較小，因此在實驗組 B2 中，仍可觀察到明顯的氣旋式軌跡。對於 B2 實驗中路徑明顯北偏的現象，我們則認為可能是由於 β 效應所造成：在所有的實驗中，我們所植入的渦旋中都包含了波數 1 的不對稱風場，在圖 18 中 (圖 18a,b 分別為 B 和 B2 實驗中所植入颱風渦旋的不對稱風場)，我們可看出 B 和 B2 實驗中 β 效應的最大值分別約為 0.9 和 1.4 m/s，也因此使得 B2 實驗中颱風在一開始便有較 B 實驗強之 β 效應存在；由 Fiorino 和 Elsberry (1989) 的研究中也指出較大半徑的颱風渦旋其 β 效應的作用較為明顯，此現象則會使得在預報過程中 B2 實驗中的颱風有明顯北偏的趨勢。但是在 B 實驗中颱風路徑在預報初期有較觀測結果偏北之原因

是否是由於我們所植入的颱風較真實的颱風大所造成，則需要更進一步的研究才能確定。

(三) 位渦度之應用及診斷

颱風為一快速旋轉之渦旋，其具有很大之切向風速且為暖心低壓之結構；由此我們可以推知颱風應為一具有高位渦度的系統。但颱風的強度變化和位渦度值的改變是否有一定之關係，是否真能藉由位渦度收支分析的診斷來探討颱風強度改變之原因？本節中我們將就位渦度和颱風強度及結構變化之關係與位渦度診斷二個部份加以討論。

1、位渦度和颱風強度及結構之關係

由 Ertel's 位渦的定義中，我們得知位渦度和風速大小、旋轉程度（渦度）及穩定度有關。因此，當颱風強度越強時，亦即切向風速越大、旋轉性越強及穩定度越高時，位渦度也應該越大。我們利用 cubic spline 的方法計算出 850mb 以及整個颱風渦旋中最大的位渦度，並將此和颱風之最大風速比較。圖 19 為 850mb 和整層颱風渦旋中心的最大渦度值和颱風最大風速比較之分佈圖。由圖 19 中顯示出在 GFDL 颱

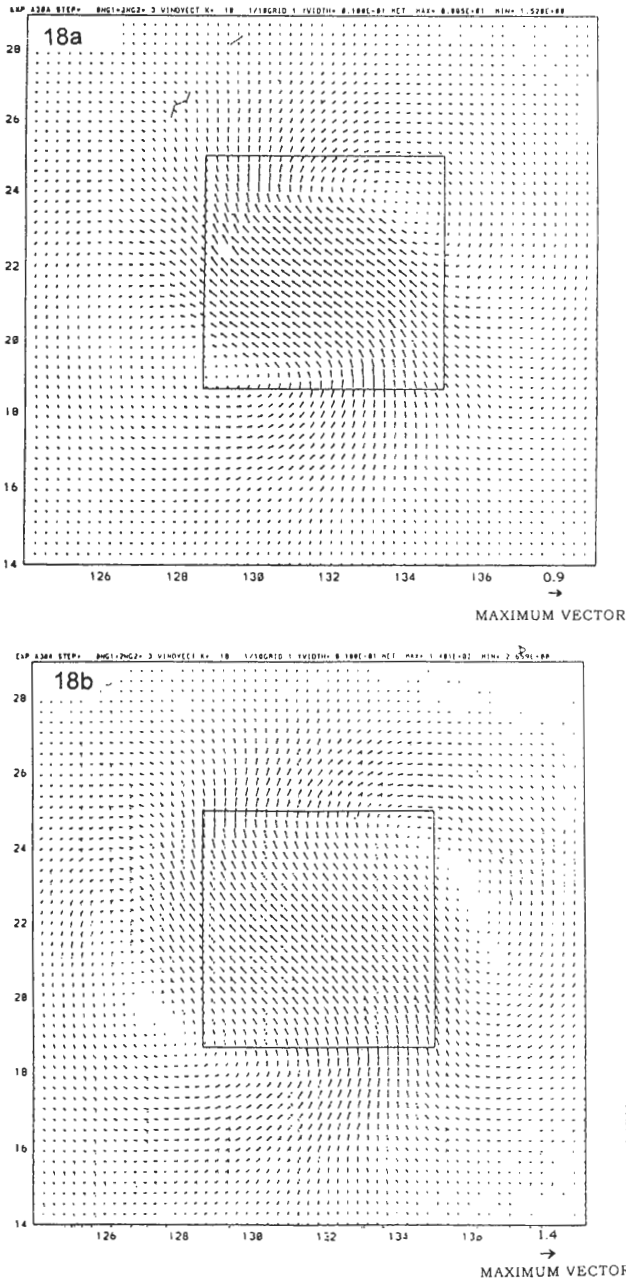


圖 18 圖 18a,b 分別為 B 實驗和 B2 實驗中模式初始時所植入颱風渦旋中地面不對稱的風場分量。(單位： ms^{-1})

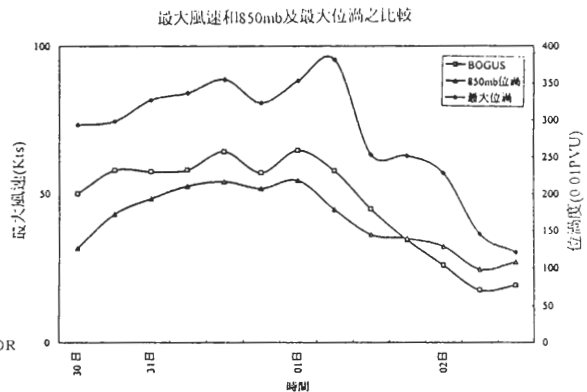


圖 19 B 實驗中最大風速之預報結果和 850mb 之最大位渦和整個颱風渦旋之最大位渦比較。

風預報系統之預報結果中颱風的最大風速和 850mb 的最大位渦度有一很好的正比關係；當颱風最大風速增強時，其位渦度亦增強，當颱風強度減弱時，位渦度也隨之變小。在最大風速和整層的最大位渦度之間則有些差異，但大致仍能掌握颱風強度增強以及減弱的改變趨勢。我們探究此二個位渦度和最大風速的比較結果，我們認為這主要是由於最大風速發生的垂直位置和颱風熱源的垂直位置不同所造成。位渦度包含了動力項和熱力項，因此其顯示出的值亦包含了此二項的作用。颱風最大風速垂直上發生的位置主要位於中低層，因此對 850mb 的位渦度，風場的效應會較為顯著。而在整個颱風渦旋中其最大位渦度所發生的位置在 500mb – 400mb 之間，主要是受熱力因素的影響；在颱風很接近台灣時（預報 42 小時），颱風的風場已經受到地形的影響，但地形同時也造成此時的垂直上升運動加強（垂直上升運動的效應將詳細討論於下節），而導致此時整層中的最大位渦反而加強。大致而言，不論是以 850mb 或整層的最大位渦度和颱風的最大風速都有不錯的配置，因此我們可由位渦度之垂直結構之改變來探討颱風之垂直發展以及受地形影響時在結構的變化。

我們將 B 實驗中所預報的位渦度透過和 GFDL 颱風預報系統初始化過程中求取基本擾動場相同的濾波方式求出一環境背景的位渦度；再將 B 實驗中的位渦度扣除所計算的環境位渦度，以求出 B 實驗中預報的位渦度擾動場。我們將此位渦度擾動場以 850mb – 700mb 平均最大渦度中心所定的颱風中心為原點做東西方向各 10 度的垂直剖面，如圖 20：圖 20a,b,c,d 分別為預報 24（8 月 31 日 12 UTC），42（9 月

1 日 06 UTC），48（9 月 1 日 12 UTC），72（9 月 2 日 12 UTC）小時的結果，以這四個預報時間代表葛拉絲颱風強度從加強、到達成熟、登陸以及消散階段；圖 20e 為預報 72 小時以最低地面氣壓所定位之颱風中心所做的位渦擾動場剖面圖。圖 20a 為預報 24 小時之位渦度擾動場剖面圖，此時位渦度最大值約為 2 PVU (potential vorticity unit, $10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{Kkg}^{-1}$)，且發生的高度約為 450mb，在水平的發展集中於颱風中心附近半徑 2° 的範圍而垂直的發展約可達到 250mb；在高層有負位渦度擾動場區，其位置在颱風中心的東側，其水平範圍約只有 3° 且在垂直上並未發展仍局限於高層，且無明顯下傳的現象。

圖 20b 為預報 42 小時之位渦度擾動場之剖面圖。圖中顯示此時颱風的垂直發展仍可達到 250mb，且最大位渦度值也明顯地較預報 24 小時的值增加，而發生的位置仍在 450mb 左右。在 24 小時時，颱風在水平方向上為一相當對稱的系統；但預報 42 小時的結果則顯示出此時位渦度的分佈在颱風中心西側較東側稍密集，此可能是受台灣地形的影響所致。在高層的負位渦擾動場區仍限於颱風中心附近 3° 的範圍（由於此時大尺度流場中並無明顯風切作用，因此高層的負位渦擾動場在颱風中心東西二側都可觀察到；但在颱風中心西側自底層至 300mb 的負位渦擾動場區是由地形所造成），在垂直上亦無明顯向下延伸的現象。由於在預報 42 小時的最大位渦度反而比颱風強度最大時（預報 36 小時）的最大位渦度為大，我們由上升運動的結果比較（圖未示）得知在預報 42 小時的上升運動較預報 36 小時的結果大約 1.7 Pa/s，且因葛拉絲颱風在預報 42 小時仍位於海面，因此水汽來源很充足，而此也造成較多的

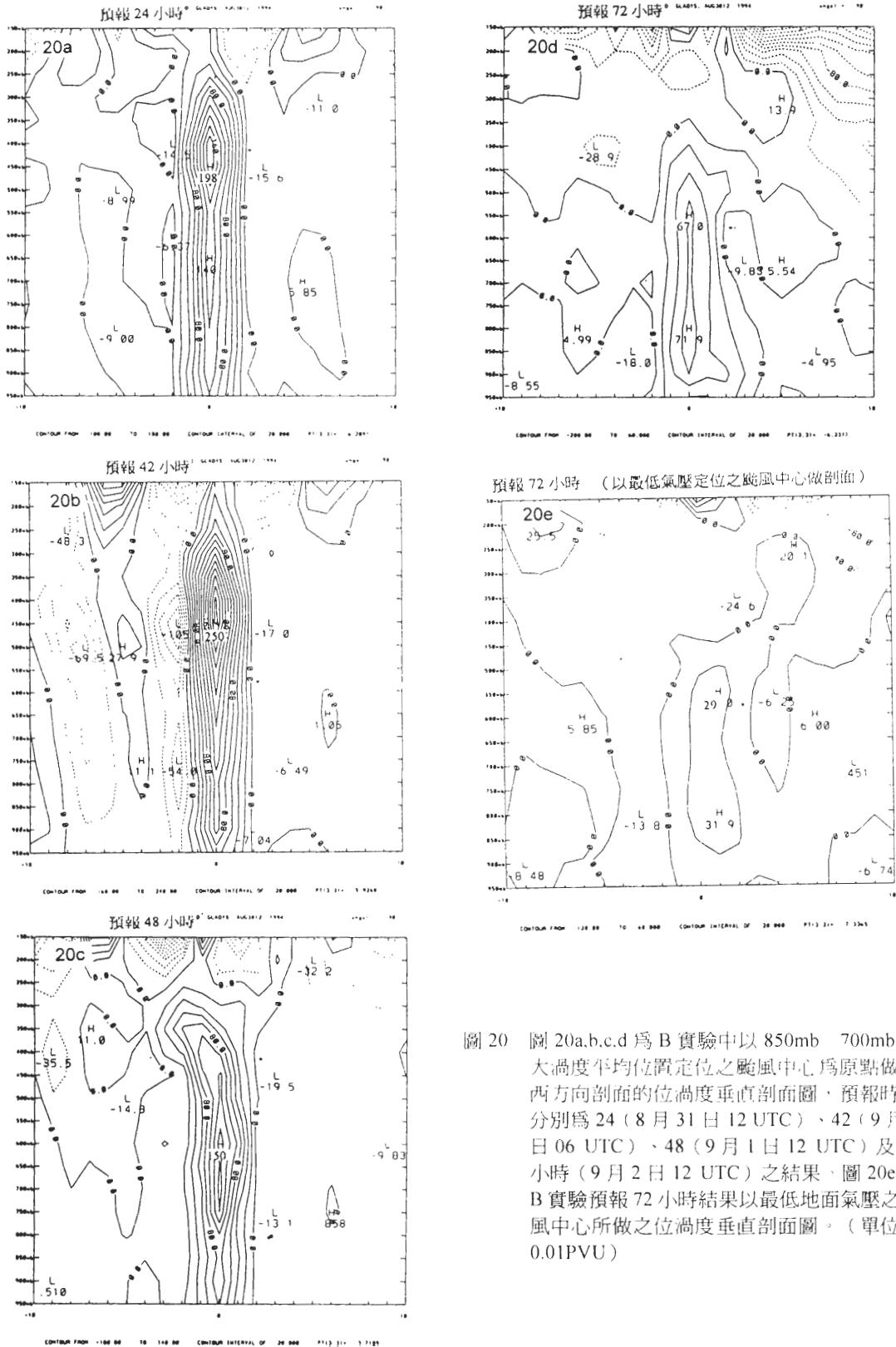


圖 20 圖 20a,b,c,d 為 B 實驗中以 850mb 700mb 最大渦度平均位置定位之颱風中心為原點做東西方向剖面的位渦度垂直剖面圖，預報時間分別為 24 (8 月 31 日 12 UTC)、42 (9 月 1 日 06 UTC)、48 (9 月 1 日 12 UTC) 及 72 小時 (9 月 2 日 12 UTC) 之結果，圖 20e 為 B 實驗預報 72 小時結果以最低地面氣壓之颱風中心所做之位渦度垂直剖面圖。(單位 0.01PVU)

降水，產生較多的潛熱釋放，因而導致颱風最大風速減弱但最大位渦度卻增加的結果。

在預報 48 小時，此時葛拉絲颱風已經登陸台灣，由圖 20c 中顯示出葛拉絲颱風在垂直結構上已經開始有傾側的現象，最大位渦度較預報 42 小時的結果可明顯看出位渦度的減小，且最大位渦度發生的高度已降至 600mb 附近。在高層負位渦擾動場的值和預報 42 小時的結果比較可看出高層負位渦度有些微的增加，但負位渦擾動場的水平範圍和垂直發展並無擴大。圖 20d 為預報 72 小時之位渦度擾動場剖面圖，我們可清楚地看出颱風在結構上的變化。由位渦度擾動場的分佈中顯示出葛拉絲颱風之垂直發展已降至 450mb 附近，且位渦度最大值發生的高度也降至 800mb。在高層的負位渦擾動場區位於颱風中心東側，其水平範圍大約涵蓋了 8° 且向下延伸至 400mb；此現象在預報 60 小時以後開始顯現出，但此時的垂直風切並不大，因此對於此位渦度向垂直風切下游擴散的現象我們仍不清楚，而此負位渦擾動場是否為造成颱風移動在此段時間預報結果較觀測分析偏南的原因《類似 Wu 和 Emanuel (1995a,b) 研究指出高層負位渦度擾動場對颱風運動的作用》，則仍有待更進一步的研究。

圖 20e 同樣為預報 72 小時之位渦度擾動場剖面圖，但所使用的颱風中心是以最低氣壓值決定。將圖 20d 和圖 20e 相互比較，我們可看出以最低氣壓為中心所繪製的位渦剖面圖中，無法看到完整的颱風渦旋結構；圖 20e 中在原點（即以最低氣壓所定之颱風中心）附近雖為一局部正位渦擾動場區，其位渦值約只有 0.3 PVU 且結構非常鬆散，而在圖 20d 中，所顯

示的位渦值卻有約 0.7 PVU，而且也較具有颱風渦管的組織。由此我們更可證實在本研究中，當葛拉絲颱風登陸台灣後之預報結果，若以 850mb - 700mb 最大渦度平均位置所定的颱風中心應比用最低氣壓所定的颱風中心更具代表性。

2、位渦度之診斷

在本研究中我們所得的在 π 座標上的 Ertel's 位渦是利用 (4) 式所計算（在此忽略垂直速度在水平方向上的作用）：

$$q = -\frac{g\kappa\pi}{p} \left(\eta \frac{\partial\theta}{\partial\pi} - \frac{1}{a\cos\varphi} \frac{\partial v}{\partial\pi} \frac{\partial\theta}{\partial\lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial\pi} \frac{\partial\theta}{\partial\varphi} \right) \quad (4)$$

其中 $\kappa = Rd/C_p$ ， P 為氣壓， η 為絕對渦度之垂直分量， θ 為位溫， π 為 Exner 函數： $\pi = C_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^\kappa$ 。而位渦度收支之診斷則與 Wu 和 Kurihara (1996) 之方法相同，即由 (5) 式計算：

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -v_h \cdot \nabla_h q - \omega \cdot \frac{\partial q}{\partial \pi} + \frac{g\kappa\pi}{p} \left[\eta \cdot \nabla \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \nabla\theta \cdot \nabla \times F \right] \quad (5)$$

其中 $\omega^* \equiv \frac{d\pi}{dt}$ ，在等號右邊的項分別代表局部位渦度由於水平平流、垂直平流，非絕熱效應（ $\frac{d\theta}{dt}$ ，包含了水汽凝結潛熱釋放以及輻射作用）以及摩擦項（ F ）。

圖 21 為預報 36 小時（以此預報結果代表颱風到達成熟階段）之預報結果透過 (5) 式所得之位渦度收支分析，以 850mb–700mb 最大渦度平均所定位之颱風中心為原點，做東西方向各 10° 的垂直剖面（圖 21a,b,c,d,e,f 分別為水平平流、垂直平流，水汽凝結釋放潛熱、輻射以及摩擦非保守效應和總效應）。由圖 21 中，我們可看出水平平流項（圖 21a）、輻射之非絕熱作用（圖 21d）以及摩擦效應（圖 21e）相對於垂直平流作用（圖 21b）和水汽凝結潛熱釋放（圖 21c），此三項對局部位渦度改變之作用是可以忽略的。圖 21b 中顯示出垂直平流項會藉由上昇運動將颱風低對流層低位渦度之空氣帶至中對流層，而將中對流層高位渦度之空氣帶至高對流層，使得在颱風中心的高層為一位渦度之源，而中層為一位渦度之匯。而水汽凝結潛熱釋放的作用則是由於在颱風中層（400mb–500mb）有最大之熱源，因此造成在此最大熱源垂直上下二個方向之位溫梯度方向相反，使得在颱風中心中層為一位渦度之源，在高層為一位渦度之匯。我們由圖 21f 中可看出在預報 36 小時的結果中，葛拉絲颱風局部位渦度之變化為在中層為正位渦度的增加而高層為負位渦度增加，由此可知此時位渦度之變化是以水汽凝結潛熱釋放為主要影響的作用。

由此分析中我們可以得到和 Wu 和 Kurihara (1996) 相似的結果。而垂直上昇運動在位渦度之演變中扮演了二個不同的角色：藉由上升運動可以將高位渦度之空氣由中對流層帶至高對流層，而將低對流層較低位渦度之空氣帶至中對流層；另一方面，透過垂直上升運動會造成空氣在中高對流層時達到飽合而凝結降水釋放潛熱，使得在此層有最大之加熱作

用，由於加熱作用在垂直方向之差異，導致在中對流層有位渦度之源而高對流層為位渦度之匯。垂直平流和水汽凝結潛熱釋放所導致位渦度局部變化的作用為相互競爭的二個效應：當颱風強度增強時，垂直上升運動較大，此二個效應也較大，但此時水汽凝結潛熱釋放為主要影響位渦度改變的物理過程；當颱風強度減弱時，垂直平流作用則為主要影響的項。由此討論中我們更可清楚地了解在預報 42 小時的結果中，其位渦度並沒有隨最大風速減弱反而增強的原因是由於地形存在造成預報 42 小時結果中颱風中心垂直上升運動增加（圖未示），由於此時颱風位置仍位於海面上，水汽來源仍很充足，因此較大之上昇運動也帶來較大之降水和潛熱，故當最大風速減弱時，位渦度卻仍增加。

在預報 48 小時（以此時間探討地形對位渦度變化之影響）之結果中（如圖 22，圖 22a,b,c,d 分別為預報 48 小時之垂直平流項、水汽凝結潛熱釋放項、摩擦項和總效應），我們可看出此時葛拉絲颱風已經登陸台灣，摩擦效應（圖 22c）雖已比颱風位於海面上時的作用為大，但卻仍比水汽凝結潛熱釋放的作用小許多（圖 22b）。由圖 22a 和圖 21b 中的比較，我們可看出此時垂直平流作用已較預報 36 小時中的垂直平流作用小了一半，其作用和預報 48 小時中摩擦項的作用差不多。由於 (5) 式中所計算出各項之作用中只能求得每一項的直接效應，但實際上，摩擦作用會影響到颱風水平風速以及上升運動也會消耗颱風的能量，因此而造成其它項作用的減少，但此間接的效應由位渦收支的分析中並無法計算出來。由圖 22b 和圖 21c 之比較中顯示出在預報 48 小時時，水汽凝結潛熱釋放雖仍是影響位渦度最主要的因素，但其值

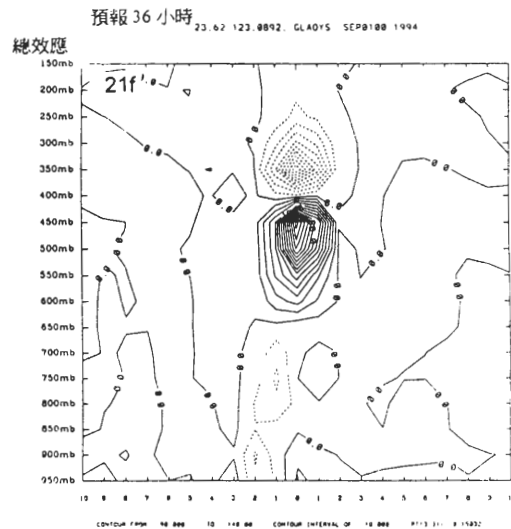
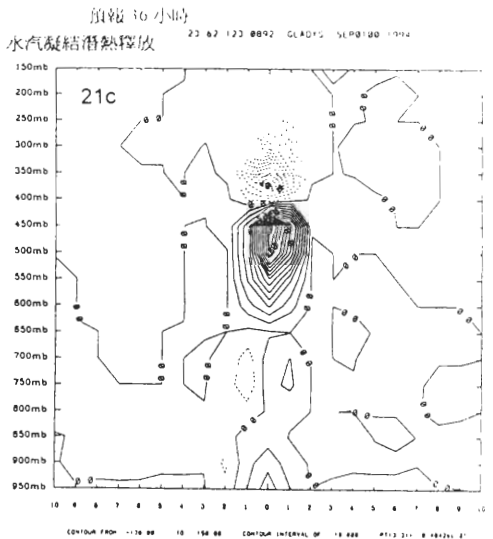
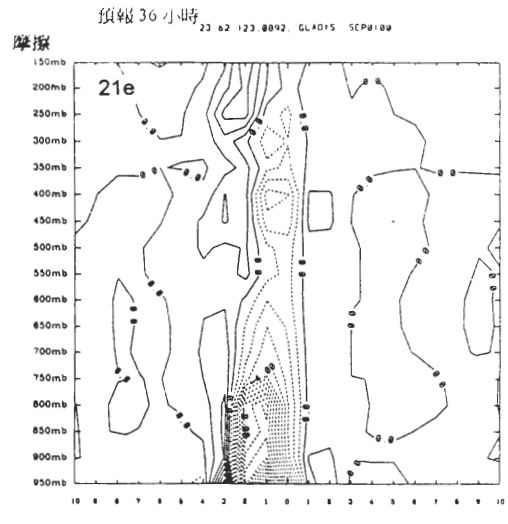
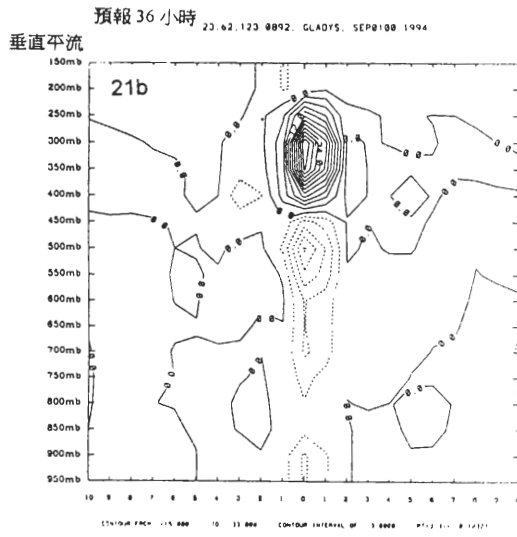
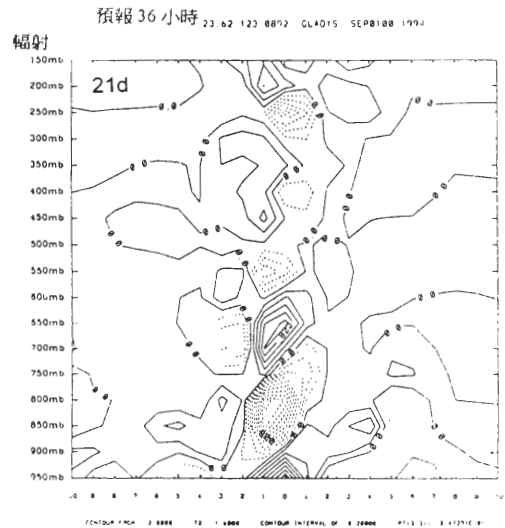
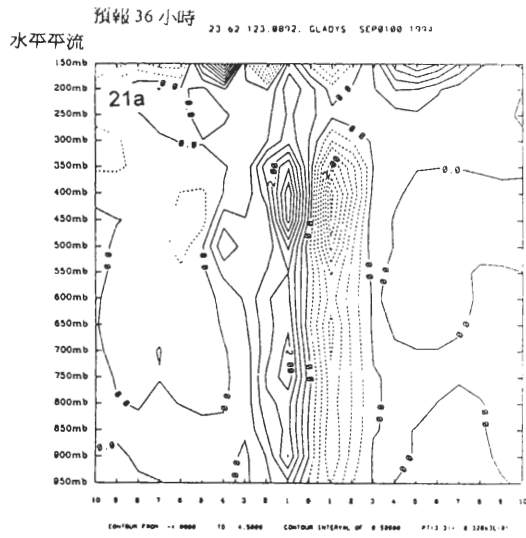


圖 21 B 實驗中預報 36 小時的結果以 850mb-700mb 最大渦度平均位置定位之颱風中心為原點做東西方向剖面的位渦度收支垂直剖面圖。圖 21a,b,c,d,e,f 分別為水平平流、垂直平流、水汽凝結潛熱釋放、輻射、摩擦及總效應。(單位:0.01PVU)

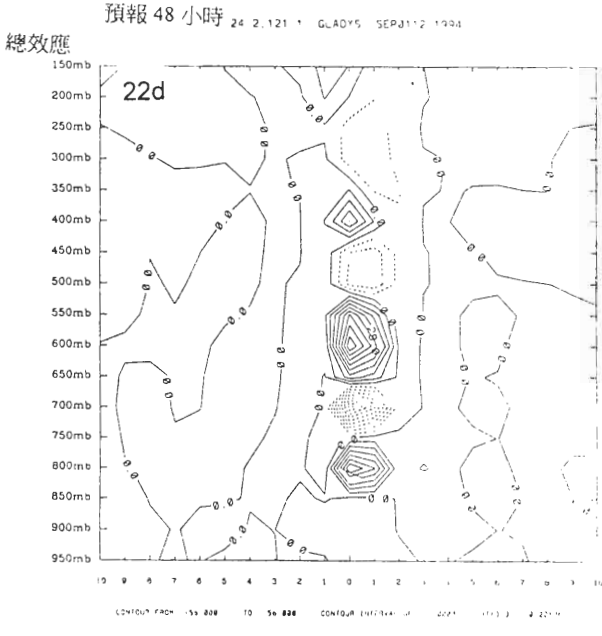
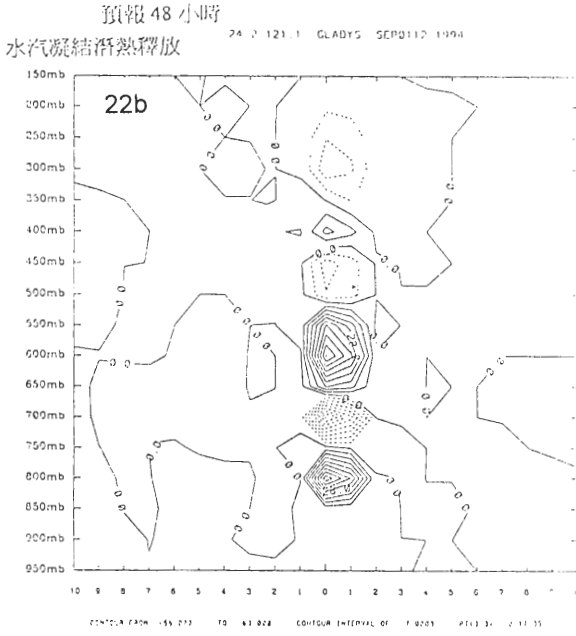
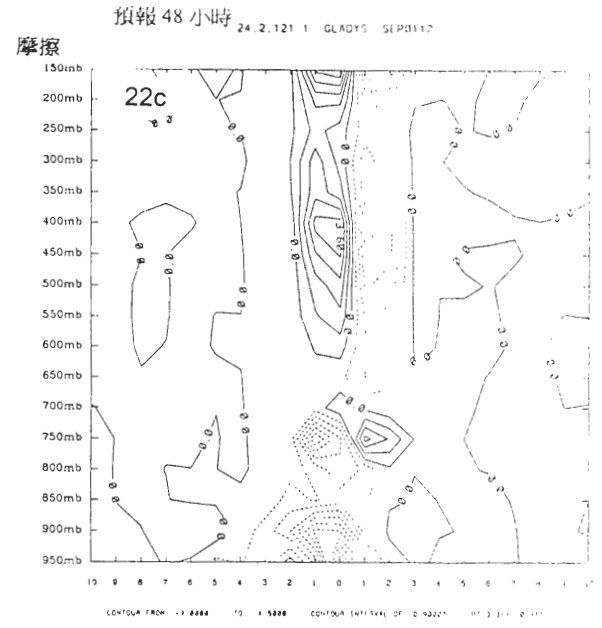
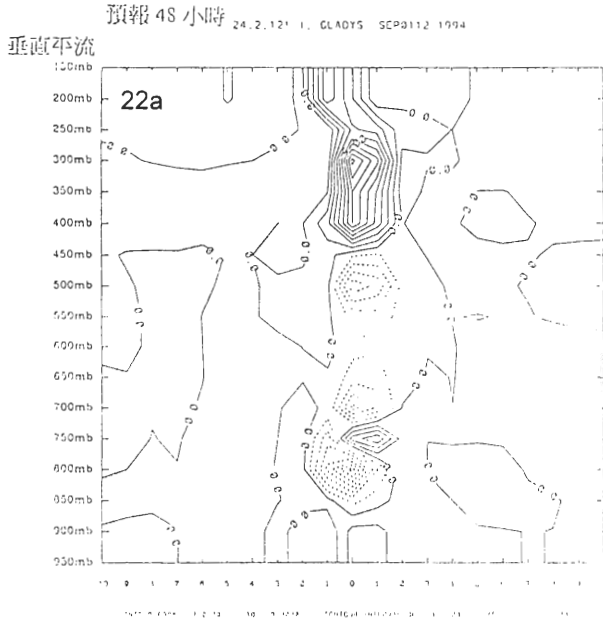


圖 22 B 實驗中預報 48 小時的結果以 850mb—700mb 最大渦度平均位置定位之颱風中心為原點做東西方向剖面的位渦度收支垂直剖面圖。圖 22a,b,c,d 分別代表垂直平流、水汽凝結潛熱釋放、摩擦及總效應。(單位：0.01PVU)

卻比預報 36 小時的結果約小了一半，藉此我們除可得知地形有截斷水汽來源的效應外，更可看出海洋對颱風生成所扮演的角色。在預報 48

小時之結果中，最大熱源在垂直上的位置也有較預報 36 小時中下降（約由 450mb 降至 600mb），且在 800mb 高度有另一熱源（此熱源形成的原因我們並不清楚），使得介於此二

熱源之間為一負位渦度的源。由圖 22d 中顯示出此時雖然水汽凝結潛熱釋放仍為主要影響的作用，但位渦度分佈的情形：在 600mb 為位渦度的源、750mb 為位渦度的匯，卻會造成下一個預報時間中颱風在垂直方向發展下降且結構減弱《由圖 (20d) 中顯示最大位渦度之位置約在 500mb，而另一較高值在 700mb》。

由位渦度收支分析中，我們可發現當颱風登陸地形時，主要藉由切斷水汽場的來源以減弱颱風的熱力效應，加上透過微弱摩擦作用造成颱風動能的耗損，因此導致颱風強度減弱。但由於模式中熱力的作用主要是透過參數化的過程所得，而且水汽分佈與熱力作用也是模式資料中較不確定的一環，僅管藉由這些模式物理參數化過程的假設，我們可以得到一近似的結果，仍然無法得知真實的效應，而這可能也是颱風強度預報一直無法有很好掌握的主因之一。

四、結論及展望

在本研究中我們透過真實個案的觀測分析和預報以及設計對照組實驗的模擬，除了解葛拉絲颱風在移經台灣時其路徑、強度及結構的變化以及所引起的中小尺度現象外；藉由對照實驗的比較，我們所得地形對環境流場及颱風的作用和過去觀測研究及理想數值模擬研究中的結果也十分類似。

在預報結果方面，GFDL 颱風模式大致已能掌握葛拉絲颱風的路徑運動，但在預報 48 小時以後，由於大尺度天氣系統在預報二天後已有誤差存在，再加上 GFDL 模式中以最低氣壓所定位之颱風中心在颱風登陸山區（地面氣壓

之推算會有誤差）或颱風強度急劇減弱時可能產生錯誤，因此造成路徑預報在預報 48 小時後誤差逐漸擴大。雖然研究中我們利用 850mb – 700mb 之最大渦度平均位置定位颱風中心以改善用最低氣壓中心定位所造成的誤差，但由於以 1°解析度透過內插反求出渦度最大位置的計算過程可能會造成計算誤差，且當颱風渦旋結構在強度急劇減弱後其垂直上會有傾側的現象，因此在路徑預報上我們以 850mb – 700mb 最大渦度平均位置做颱風中心定位能將預報 48 小時以後之路徑預報稍做改善。

在路徑預報結果之分析中，透過深層大氣平均流場計算所得之駛流場和颱風相對位置的比較，我們發現颱風的運動和駛流場大致都相當吻合，但當有明顯地形存在時颱風運動和駛流場間會有明顯的交角存在，透過此分析過程我們發現以深層大氣平均流場來計算颱風駛流時應考慮颱風發展的垂直高度，此與 Dong 和 Neumann (1986) 之結果一致。此外，由預報結果和 B2 實驗中也顯示出半徑較大的颱風其受地形的作用較明顯且所受 β 效應的作用也較大會造成模擬結果中颱風路徑北偏的程度較大。

在強度預報方面，GFDL 颱風模式之預報結果中，對葛拉絲颱風自 8 月 30 日 12 UTC 至 9 月 1 日 00 UTC 其強度加強的趨勢無法很好的掌握，但對於颱風接近台灣地形及登陸時強度減弱的趨勢有不錯的預報。而且模式對於颱風受地形影響最大風速減弱的趨勢也有不錯的掌握，故藉由模式中颱風受地形影響後強度和結構改變的結果分析，我們可定性的了解地形對颱風的作用。透過位渦度垂直結構之分析，顯示出葛拉絲颱風在登陸台灣後其位渦度之垂直結構開始傾側且發展高度也由約 200mb 降至

500mb；由位渦度收支的診斷，我們得知影響颱風局部位渦度變化之作用為垂直平流和水汽凝結潛熱釋放，而此二個過程有相互抵消的作用，此與 Wu 和 Kurihara (1996) 的分析結果相同。由位渦度收支診斷中我們亦得知地形造成颱風登陸後強度減弱的機制主要是透過摩擦作用直接或間接的效應和截斷水汽來源。由相對濕度及風場的分析，我們也可了解在颱風登陸地形前，颱風強度的減弱是由於地形會影響颱風風場和雨帶結構的對稱性而造成颱風強度的減弱。

透過預報結果和模擬實驗之比較，我們得知在台灣中部和台灣南端所產生的局部低壓主要是由環境流場繞過台灣東北部及南端的地形所導致，而颱風的存在會造成此二個局部低壓有加強的現象，在台灣東部之局部低壓則是由於颱風環流受台灣東北部地形影響，使颱風環流之氣流過山後下沉絕熱增溫所造成，此和觀測分析之結果一致。藉由流線場的分析中(NB 實驗)也顯示出台灣地形會造成環境流場分流，而引起台灣東側有回流的現象，此現象會將台灣東部山區乾冷的空氣帶至地面而造成無颱風環流時(NB 實驗)台灣東部會形成一冷乾的局部高壓；而有颱風存在時(控制實驗；B 實驗)，此回流作用則可能造成颱風雨帶結構不對稱(相對颱風移行西側的相對濕度較移行東側為低)而使颱風強度減弱。

透過此真實個案的觀測分析及由 GFDL 颱風模式的預報結果和對照實驗之比較，我們已較了解地形對颱風以及環境流場的影響。但由於真實大氣遠較理想模式複雜許多，因此我們無法確定各現象生成的主因。且在整個研究

過程中，由於颱風中心定位在颱風強度急劇減弱及颱風登陸山區時模式中所計算的地面最低氣壓可能不是颱風中心，以及因觀測分析資料的誤差使得模式中在初始場所植入的颱風渦旋其暴風半徑和真實颱風渦旋暴風半徑有差異，以及模式所使用的地形和真實地形間之差距等問題，更使得我們面臨了許多的不確定性。但藉由此研究，我們已能將模式遇到地形時颱風定位的誤差以及觀測資料的不足對颱風預報之影響等問題凸顯出來。希望在未來我們能將這二個問題加以改善，並提高模式的解析度以及將較準確且較多的觀測資料(如雷達資料或透過四維資料同化增進分析場的準確度)應用在颱風預報作業上，以改進颱風預報結果。當颱風預報結果和真實觀測現象十分一致時，我們應可定性且定量地探討地形對颱風和環境場的影響，及較明確地探討各現象的生成機制。

誌 謝

本文作者感謝李清勝，周仲島，郭鴻基教授、葉天降博士及兩位審查者之寶貴建議，使得本文更加完備。本文是在國科會計畫編號 NSC86-2111-M-009-API 及 NSC87-2111-M-002-004-API 的支持下完成。

參考文獻

- 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.
- Bender, M. A., 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.
- Brand, S., and J. W. Bllloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.
- Chang, S. W.-J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- Dong, K., and C. J. Neumann, 1986 : The relation between tropical cyclone motin and environment geostrophic flow. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115-122.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Holland, G. J., McGeer, T., and Youngren, H. (1992) Autonomous aerosondes for economical atmospheric sounding anywhere on the globe. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**:1987-1998.
- _____, 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.
- _____, _____, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane model by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030-2045.
- _____, _____, and R. E. Tuleya, 1995: Performance evaluation of the GFDL hurricane prediction system in the 1994 hurricane season. *Proc., 21st Conf. on Hurricanes, American Mereorological Society, Boston, MA*, 41-43.
- Neumann, C.-J., 1979 : On the use of deep-layer-mean geopotential height fields in statistical prediction of tropical cyclone motion. *Proc. Sixth Conf. On Probability and Statistics in Atmospheric Sciences*, Banff, Amer.Meteor.Soc.,32-38.
- Sanders, F., and R. W. Burpee, 1968: Experiments in barotropic hurricane track forecasting. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 313-323.
- _____, 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.
- Wu, C.-C., and K. A. Emanuel, 1993: Interaction of a baroclinic vortex with background shear: Application to hurricane movement. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 62-76.
- _____, and _____, 1994: On hurricane outflow structure. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1995-2003.
- _____, and _____, 1995a : Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part I: A case study of hurricane Bob (1991). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 69-92.
- _____, and _____, 1995b : Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part II: Tropical storms Ana (1991) and hurricane Andrew (1992). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 93-109.
- _____, and Y. Kurihara, 1996: A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2264-2282.
- 吳俊傑, 1996 : 用 GFDL 颱風模式預報 1995 年西太平洋地區颱風。 *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。 *天氣分析與預報暨海象測報研討會*, 中央氣象局, 台灣, 台北, 309-314。
- 吳俊傑, 卓瑜甄, 王時鼎, 1999: 葛拉絲颱風(1994)及受到台灣地形影響之研究。第一部份: 觀測分析。 *大氣科學*, **27**, 1-27。

張保亮，周仲島，1996：侵台颱風鄰近中心環流結構之分析。天氣分析與預報暨海象測報研討會，中央氣象局，台灣，台北，330-337。

The Effect of Taiwan Terrain on Typhoon Gladys (1994)

Part II: Numerical Simulation

Chun-Chieh Wu

Yu-Tseng Cho

Tzu-Hsiung Yen

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 11 June 1998 ; in final form 18 January 1999)

ABSTRACT

Due to the complex terrain and elevated Central Mountain Range (CMR) in Taiwan, a typhoon often experiences great change in its movement and circulation when it moves over Taiwan. An observational study of Typhoon Gladys (1994) has been shown in Part I. In this paper (Part II) we also perform numerical integrations using Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) hurricane model. To understand the effect of Taiwan topography on Gladys, four numerical experiments are performed. The first serves as the control experiment which makes a 72- hour forecast using the full GFDL hurricane prediction system with a bogus Gladys's vortex; the second excludes the Taiwan topography; the third removes the bogus vortex; the fourth contains a bogus vortex with doubled size and intensity.

Results from the above numerical simulations indicate that the movement of Gladys mainly follows the environmental steering current. Existence of the Taiwan topography results in the deceleration of Gladys's translation speed when it approaches Taiwan, then the acceleration after it passes Taiwan. In general, a cyclonic track induced by the Taiwan topography is found. Although the GFDL hurricane model forecast underestimates Gladys's intensity, the model can capture the evolution of Gladys's intensity, especially the weakening of Gladys during landfall. Other meso-scale phenomenon, including the pattern of heavy precipitation and the formation of secondary lows, are well simulated from the model, though their locations are somewhat different from those in observations. These differences may be resulted from the inadequate resolution of the model topography. Note that small errors in predicting the large-scale flows can result in large errors in the meso-scale features above the high terrain.

Results from the comparison of the model experiments indicate that two secondary lows to the west of CMR form due to the environmental easterly flow over CMR, but the secondary low near the southeast of Taiwan occurs due to the warming effect from the downslope current associated with Gladys's circulation. The experiment with a stronger and larger typhoon vortex shows that the motion of such vortex is affected by stronger beta effect, thus leading to different track. The evolution of Gladys is also studied from the potential vorticity perspective. It is shown that the Taiwan topography affects Gladys's intensity primarily through its cutoff of the water vapor supply, which is the essential energy source for storm maintenance.

Key words: GFDL hurricane model, Secondary low, CMR, Bogus