

妮蔻兒颱風 (Nichole, 1998) 侵台前路徑變化之研究

李清勝 張龍耀

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十一年八月二十六日收稿；中華民國九十二年八月二十九日定稿)

摘 要

在 1951~2001 年間，共有 11 個颱風由南海北部向東北移動而影響台灣；除 1998 年妮蔻兒颱風之移速僅約 3kt 外，其餘颱風均以較快的速度(大都 \geq 5kt，平均約 10kt)通過台灣地區。妮蔻兒颱風主要雲區半徑僅 300km，最大強度則僅 50kt(或熱帶風暴強度)；但其由南海北部移至台灣海峽南部時，卻轉向東北移動並登陸台南。本文使用 MM5 模擬妮蔻兒侵台過程，並探討登陸前導致妮蔻兒轉向之物理機制。結果顯示，模式對妮蔻兒侵台前的路徑、綜觀環境場及台灣局部環流特徵，都有合理之模擬。分析結果顯示，由於妮蔻兒為一既小且弱的颱風，較強渦度區($4 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$)僅向上延伸至 600hPa；因此，台灣地形作用所引起的中低層($\sigma = 0.65\sim 0.85$)環流變化，為導致妮蔻兒於登陸前轉向之主要原因。

渦度收支分析結果顯示，當颱風北移接近台灣地形時，系統中低層環流逐漸受地形影響，使系統中心東側有顯著局部輻合與較大正渦度變率。此外，模式渦旋環流呈橢圓形，具類似 Vortex Rossby Wave 特徵，槽前之正渦度平流效應且呈氣旋式平移。透過渦度水平平流效應與上述局部輻合作用，使系統中心之東-東北方出現局部渦度變率極大值區，而導致系統轉為向東-東北方移動。另一方面，颱風與地形間合流效應產生的輻合強風速區之西南側(氣旋式風切側)，伴隨有較大範圍之正渦度變率區，似亦有幫助系統向地形偏移的趨勢。在颱風即將登陸前，系統中心東南方之輻合區，與台灣西南部沿海受地形影響產生之帶狀輻合區合併，導致中低層輻合效應顯著增強，促使原向東北運動的颱風轉為向東南東方運動。

關鍵詞：颱風、颱風登陸、颱風路徑、數值模擬

一、前言

侵襲台灣的颱風，大多於西北太平洋地區形成，這些颱風常以偏西至西北方向路徑接近台灣；過去學者之研究，也以針對此類颱風居多，例如黃和許(1998)，李和林(1999)，吳等(1999)，Brand and Blelloch (1974)，Chang (1982)，Lee (1992)，Yeh and Elsberry (1993a、b)及 Wu (2001)。Brand and Blelloch (1974) 利用美軍聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 所發佈的每六小時颱風最佳路徑資料，分析自 1960~1972 這 13 年間，中心曾登陸台灣的 22 個西行颱風；結果顯示，西行颱風偏向以氣旋式路徑通過台灣地形。Yeh and Elsberry (1993a) 分析 1947 年到 1990 年間，以西行路徑登陸台灣東岸的 53 個颱風個案；結果顯示，若颱風在接近台灣時，其外延登陸點位置較偏北者 (23.5°N 以北)，路徑會出現北偏的現象，而登陸點偏南的颱風，則有南偏的趨勢。黃和許 (1998) 模擬理想渦旋由東向西侵襲台灣時，亦有相似的路徑偏向。

Yeh and Elsberry 同時利用 45 公里解析度的原始方程模式，測試地形對西行似颱風渦旋的影響。結果顯示，當颱風西移至距台灣 200~300 公里時，路徑便會受地形影響而減速並南偏，隨後再北偏並加速通過台灣；移速較慢或是較弱的颱風，此種路徑偏轉的現象更為顯著。Yeh and Elsberry (1993b) 利用上述的模擬結果，探討西行登陸颱風的局部環流變化，發現颱風若於台灣東岸的北部登陸時，傾向於以連續路徑通過地形；若於台灣東岸南部登陸，則多半以不連續的路徑通過台灣中央山脈。黃和許 (1998) 的研究亦顯示，颱風經過台灣地形時，亦具有相似的變化特徵；他們同

時指出，路徑變化會因渦旋大小、移速和登陸點之不同而改變。

觀測分析顯示，當颱風靠近台灣地形時，常易在背風面形成副中心 (王, 1992)。Yeh and Elsberry (1993b) 認為，在背風面所出現的副中心應區分為副環流中心與副低壓中心；前者形成於山脈阻擋氣流的背風區，且有移出地形並發展的可能性，而後者則是因為氣流過山經沈降增溫作用所導致的低層低壓，發展的可能性較小。

對於由台灣南方北移侵台的颱風，因個數較少，相關研究較少 (如周等, 2001)。王 (1980、1992) 分析沿中央山脈北行的颱風，結果顯示此類颱風所形成的副中心，多屬動力機制所引發的深厚副中心；而導致其環流變化與路徑連續與否的因素，主要是颱風中心與山脈的距離，中心越接近山脈越可能出現不連續路徑。他同時認為，無論颱風是由中央山脈東側或是西側北上，其強度均迅減弱。

根據謝等(1998)及中央氣象局所提供的資料，在 1951-2001 年間，共有 11 個颱風由南海北部海域，向東北移動而侵襲台灣地區；表一列出這些颱風及其特徵，圖 1 則顯示其 JTWC 之最佳路徑資料 (每 6 小時定位)。此類颱風部分於南海北部形成，部分則形成於西北太平洋地區後西移至南海北部；當系統位於南海北部時，常受中緯度槽線加深所引發的西南氣流影響，而轉向東北方移動。此類颱風由南海北部接近台灣時，主要副環流出現在台灣西北部、東北部以及東南部這三處；主要雨區與副環流出現區有很大相關，分別是在颱風登陸點的右邊、台灣東北部及東南部 (王, 1992)。對大多數此類個案而言，受中緯度槽前西南氣流導

表一 在 1951~2001 年間，由南海北部向東北移近臺灣的侵台颱風一覽表。(資料來源：JTWC 最佳路徑)。

| 侵台時間 (年/月/日) | 颱風名稱 | 最低氣壓 (hPa) | 最大強度 (kt) | 北移至 22°N 時之 | |
|-----------------|--------------|---------------|--------------|-------------|--------|
| | | | | 強度(kt) | 移速(kt) |
| 1998/07/07-10 | 妮蔻兒(Nichole) | 998 | 50 | 30 | 3.2 |
| 1995/06/05-09 | 狄安娜(Deanna) | 995 | 40 | 35 | 13.6 |
| 1990/05/18-20 | 瑪麗安(Marian) | 950 | 90 | 60 | 16.9 |
| 1988/05/31-06 | 蘇珊(Susan) | 965 | 80 | 75 | 6.3 |
| 1986/08/21-30 | 韋恩(Wayne) | 910 | 140 | 70 | 11.2 |
| 1981/06/12-14 | 艾克(Ike) | 965 | 65 | 65 | 11.7 |
| 1977/08/20-22 | 艾美(Amy) | 988 | 40 | 30 | 9.0 |
| 1968/07/23-28 | 娜定(Nadine) | 965 | 70 | 60 | 4.5 |
| 1966/09/13-17 | 艾爾西(Elsie) | 940 | 115 | 85 | 7.5 |
| 1966/05/29-31 | 茱迪(Judy) | 960 | 85 | 75 | 6.0 |
| 1951/09/25-27 | 派特(Pat) | 980 | 85 | 85 | 9.0 |

引，颱風轉向東北後將加速移動；分析結果顯示，颱風在轉向後，移速平均可增加 15 公里/時。表一中同時列出此類颱風北移至北緯 22° 時之移速，結果顯示，除 1998 年妮蔻兒颱風 (Nichole) 之移速僅約 3kt 外，其餘大部分颱風移速均在 5kt 以上，且平均移速達 9.5kt。此外，在颱風轉向初期，強度均有些微增強的現象，但隨後因逐漸接近地形或是鋒後冷空氣影響，強度與移速便開始減弱。

圖 1 所顯示由南海北部向東北方移動而侵襲臺灣的颱風中，妮蔻兒颱風 (1998) 顯得較為特殊。妮蔻兒之 JTWC 最佳路徑資料於 7 月 7 日 0000UTC 開始，但 JTWC 的第一次警報時間則為 8 日 0300UTC，當時系統強度為 25kt。根據中央氣象局 8 日 2200UTC 之第一次颱風警報單資料，系統於 8 日 2100 UTC 增強為輕度颱風或熱帶風暴 (Tropical Storm, JTWC 最佳路徑資料為 1800UTC)。衛星雲圖顯示(圖 2 為 9 日 0000UTC 紅外線雲圖)，妮蔻兒颱風的主要雲區範圍僅約為 300 公里 (在模式中植入的渦旋半徑，即採用 150 公里)。妮蔻兒為一小且弱的颱風，其最大強度為 50kt，僅達輕

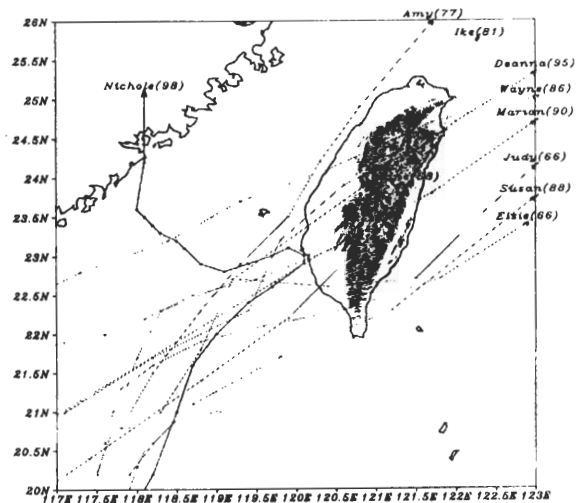


圖 1 在 1951~2001 年間，由南海北部向東北移近臺灣的侵台颱風路徑圖。(資料來源：JTWC 最佳路徑)。圖中僅顯示出颱風向東北移行時之路徑。

度颱風標準；而且根據 JTWC 最佳路徑資料，其維持輕度颱風強度的時間，僅約 24 小時(8 日 1800UTC~9 日 1800UTC)。然而，根據中央氣象局之路徑資料(圖 2)，妮蔻兒由南海北移進入台灣海峽南部後，卻轉為向東北方移動，且於 9 日 1700 UTC 登陸台南。在妮蔻兒即將登陸台灣前(9 日 1200UTC)，台南及高雄都出現 9~10 級的陣風，但強風現象在颱風登陸後立刻消失。妮蔻兒登陸後，隨即轉向西北，於 9 日 2300 UTC 在嘉義一帶出海。強降雨主要出現在台南高雄一帶，最大降雨出現在高雄三爺測站，雨量達 230 公釐。在此需注意的是，中央氣象局的颱風路徑(圖 2)因有採用雷達觀測資料，故較 JTWC 的最佳路徑(圖 1，每 6 小時一個中心位置)顯示更多細節。

綜觀資料分析結果顯示，妮蔻兒並未明顯受中緯度系統影響，其移動速度相對較慢；於南海北部時，其移速約 6~8kt，但進入台灣

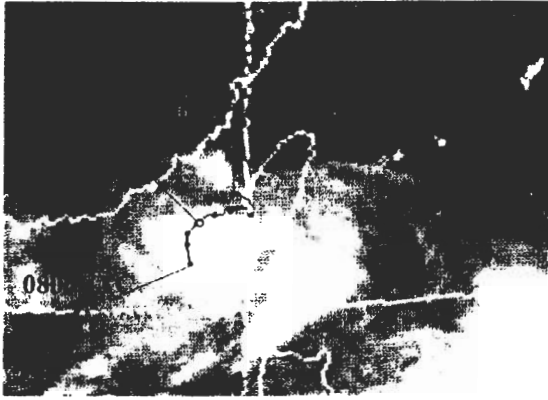


圖 2 1998 年 7 月 9 日 0000UTC 紅外線衛星雲圖與中央氣象局之妮蔻兒颱風路徑圖(8 日 2100UTC 後為每小時之雷達定位)。

海峽南部後，移度明顯減慢，於 22° N 時僅有 3kt。然而，妮蔻兒颱風從 8 日 2100 UTC 形成輕度颱風，到 9 日 1700 UTC 中心登陸台南，全部時間僅 20 小時，加上其路徑的轉向，使防災準備工作有所不及，於台灣西南部造成災情。由於事後之資料診斷分析仍未能了解，在環境場變化不大的情況下，導致妮蔻兒侵台前路徑變化的原因；因此，本文針對妮蔻兒颱風，模擬其侵台前的路徑變化特徵，並利用模擬結果，探討導致其路徑變化的原因。

本文在第二節中介紹所使用之模式與實驗設計，第三節為控制組模擬結果之校驗，第四節利用渦度收支計算，分析妮蔻兒登陸前，影響其路徑變化的可能原因，第五節為討論與結語，除綜合討論前述結果外，並比較控制組與對照組實驗結果，以突顯地形之角色。

二、數植模式之實驗設計

本研究使用 PSU/NCAR 所發展的第五代中尺度模式(MM5, Fifth-generation Penn. State /

NCAR Mesoscale Model, Version 2) 進行數值模擬。MM5 為三維靜力/非靜力平衡原始方程模式，網格架構及各種物理參數化方法，均具有多重的選擇性。MM5 已經廣泛的運用於各種中尺度系統之模擬研究中，對於中尺度對流系統(Zheng and Stensrud, 1995)和颱風內部的對流結構演變特徵(Liu et al., 1997; 周等, 2001)，都有相當合理的模擬。

本研究使用三層巢狀網格，其配置如圖 3 所示，最內層網格間距為 6 公里，範圍為 540 公里 \times 540 公里(91 點 \times 91 點)，涵蓋颱風即將侵台期間大部份颱風與外圍環流；外面兩層網格水平間距分別為 54 和 18 公里，涵蓋範圍為 6480 公里 \times 6480 公里(121 點 \times 121 點)和 2160 公里 \times 2160 公里(121 點 \times 121 點)。垂直方向使用 σ 座標，共有 23 層($\sigma = 1., 0.99, 0.98, 0.96, 0.93, 0.89, 0.85, 0.8, 0.75, 0.7, 0.65, 0.6, 0.55, 0.5, 0.45, 0.4, 0.35, 0.3, 0.25, 0.2, 0.15, 0.1, 0.05, 0.$)。地形與經緯度採用麥卡托投影法，三層巢狀網格的時間步長分別是 132、44 及 14.6 秒。物理過程參數化方面，在第一、

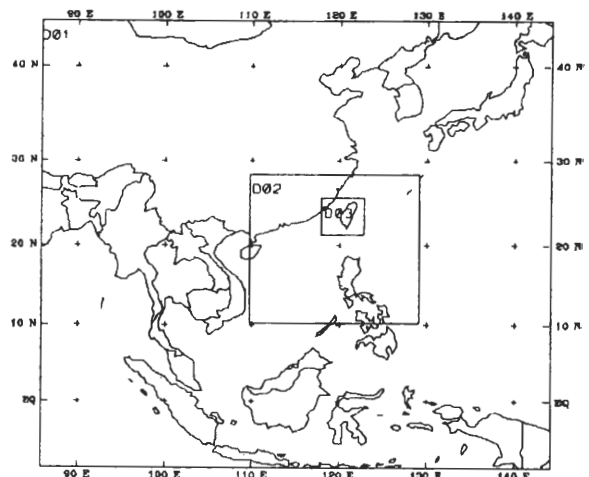


圖 3 本研究實驗中所使用之三層巢狀網格配置圖(網格間距分別為 54、18 及 6 公里)。

二層網格使用 Betts-Miller 積雲參數化(Betts and Miller, 1986), 第三層則使用能夠解析雲、雨及冰之微物理過程(Dudhia, 1989)。上邊界採用輻射邊界條件, 容許能量向上傳遞而沒有反射效應; 邊界層則採用 Blackadar 高解析度邊界層參數化(Zhang and Anthes, 1982)。實驗中同時以 1 公里 \times 1 公里的高解析度地形資料, 內插至模式網格上, 使模式中地形與實際地形較相符。

模式使用 EC TOGA Advanced $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 之全球經緯網格資料, 作為初始資料與模擬時之側邊界資料; 海溫使用 NCEP 的週平均全球海溫網格資料。由於 EC 的客觀分析資料無法解析較細微的颱風環流結構, 因此本實驗中, 需植入一個初始虛擬渦旋。本研究使用簡與李(2002)的颱風初始虛擬渦旋植入方法, 其步驟為:

1. 於選定的模擬初始時間(8日 1200 UTC) 之前 12 小時(即 8日 0000 UTC)的客觀分析資料中, 以 JTWC 的最佳路徑資料為中心, 植入軸對稱之三維渦旋; 透過 MM5 模式中的平衡方程模組, 解出質量場, 進行 12 小時的積分。
2. 將步驟 1 中積分 12 小時所得的(8日 1200 UTC)颱風渦旋, 取代原 8日 1200 UTC EC 客觀分析場中的颱風渦旋, 取代時所置換入的颱風中心位置, 採用中央氣象局的中心定位。
3. 因植入渦旋與環境場間仍會有些不連續帶出現, 故再進行 3 小時積分, 並重複步驟 2 的程序, 再次置換颱風渦旋; 經此兩次置換, 將可得到較平衡且可能較合理的初始場。

三、控制組模擬結果之校驗

在模式初始場中經上述過程植入渦旋後, 即可進行個案模擬; 經過各種參數調整測試, 得到一組最佳的模擬結果, 將之定為控制組模擬(CT)。控制組所模擬之颱風路徑如圖 4(細線)所示, 其中模式颱風路徑以地表($\sigma = 0.995$)環流中心為準, 圖中亦同時標示中央氣象局之颱風中心定位(同圖 2)。結果顯示, 積分之前 6 小時, 模式仍處於動力調整階段; 8日 1800 UTC 時(積分 6 小時), 調整後的模式渦旋中心位於 22.4°N 、 118.9°E , 較觀測之中心位置向東偏移了約 30 公里。在未來 6 小時中, 中心近似滯留但緩慢向北移動; 到 9日 0000 UTC 時, 系統中心位於 22.5°N , 118.9°E , 6 小時間系統僅往北緩慢移動了 10 公里。9日 0000~0200 UTC 間, 系統往北之移速稍為加快, 且於 0200UTC 後, 移向轉為向東-東北, 移速且再加快並逐漸接近台灣。在系統即將登陸前, 移動方向由向東北轉為向東南東, 而於

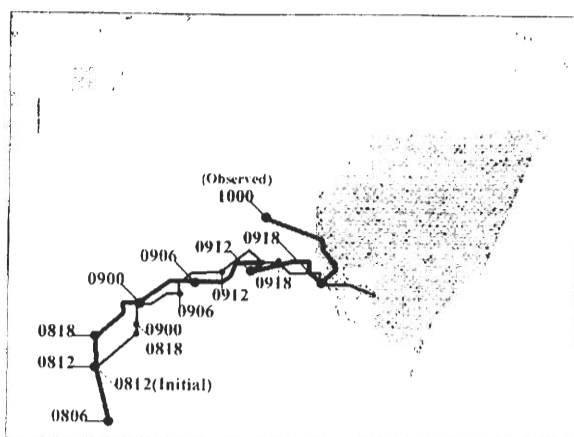


圖 4 模式控制組實驗之近地表($\sigma = 0.995$)環流中心路徑圖(細線), 圖中另以粗線顯示圖 2 之妮蕊兒路徑圖(中央氣象局之雷達定位)。

積分 32 小時 (即 9 日 2000 UTC) 登陸台南一帶, 較觀測之 1700UTC 晚了 3 小時。

比較觀測與模擬颱風路徑結果顯示, 在颱風登陸前, 模式渦旋路徑特徵與觀測極為接近但稍微落後; 觀測資料顯示妮蔻兒於 8 日 1800UTC 後, 即由向北運動轉為向東北, 但模式渦旋則於 9 日 0200UTC 後才轉向東-東北方向運動。(注意在 8 日 1800UTC~09 日 0200UTC 間, 模式渦旋往北緩慢移動。)此外, 妮蔻兒在 9 日 1700UTC 登陸台南前數小時, 移動方向由向東北轉為向東南; 在模式中, 渦旋於 9 日 1600UTC 後, 移向由向東北轉為向東南東 (具相似轉向特徵)。整體而言, 在這段期間, 控制組所模擬之颱風中心位置誤差皆小於 70 公里(圖未示); 至於移動速度, 除在初始時間(8 日 1800UTC~9 日 0000UTC) 模擬渦旋移速稍

為偏慢外, 其餘時間的移速均與觀測接近。

當颱風接近台灣時, 受到中央山脈影響, 外圍環流有顯著變化, 模式對此亦有合理模擬。圖 5 顯示 9 日 0600 UTC 的地面觀測資料、及同時間模式 (積分 18 小時) 之地表 ($\sigma = 0.995$) 風場, 圖中顯示, 除台灣東南部外, 模擬的近地面風場特徵與觀測資料極為接近; 例如, 台灣西南部之東南風、西北沿岸的西北風及東部的偏東風, 模式都有合理的模擬。特別值得注意的是, 可能影響颱風運動的台灣與颱風間的較強東南風, 模式的模擬極為合理。可惜的是, 當模式渦旋逐漸接近台灣時, 強度也隨之減弱; 於系統登陸後 3 小時, 氣旋式環流便消失在台灣地形上。實際上, 颱風在台南登陸後, 轉往西北移動, 隨後在嘉義移出台灣陸地。造成此種差異的原因, 很可能是模式中渦

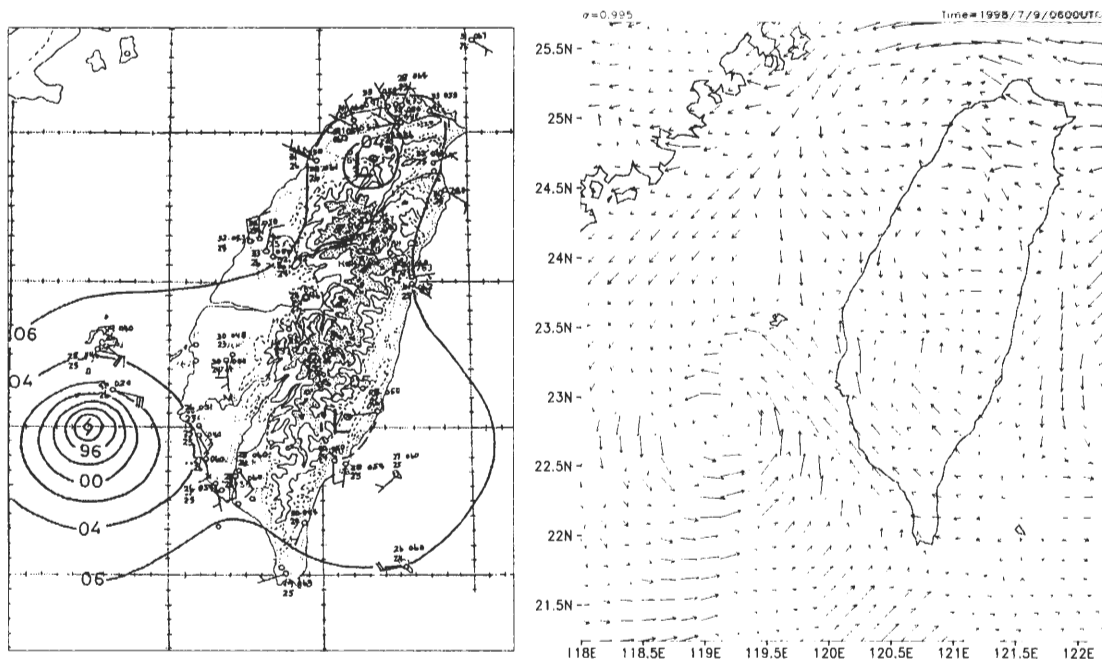


圖 5 1998 年 7 月 9 日 0600UTC 妮蔻兒颱風登陸前之地面測站資料 (左, 王時鼎先生提供) 與模式積分 18 小時 (同時間) 之近地層風場。

旋強度偏弱所致。觀測資料顯示，妮蔻兒颱風之中心氣壓雖僅下降至 998 hPa，但維持此強度達 20 小時；模式中渦旋中心氣壓最低則僅有 1001 hPa，且僅維持 10 小時。至於模式渦旋為何較觀測為弱，則有待進一步研究；一個可能的原因為模式解析度僅 6 公里，故所能解析之渦旋可能較實際為弱。

綜合而言，控制組實驗所模擬之妮蔻兒颱風登陸前的路徑變化特徵與觀測相當接近，而台灣地區的局部環流特徵以及大範圍綜觀環境場（圖未示）的模擬結果，亦與觀測相當接近。雖然模擬的颱風強度偏弱且登陸後的路徑與實際颱風向西北移出海的路徑並不相同，但本文目的在探討導致妮蔻兒颱風登陸前轉向的物理機制；因此，此控制組模擬結果與實際之差異，並不影響本文之主要目標。最後，必須注意的是，雖然模式中颱風的運動特徵與觀測相似，但尚不足以認定本實驗已完全模擬妮蔻

兒颱風的所有特徵，而且模擬結果與實際狀況仍存在相當差異。本文所進行的診斷分析僅能反應模式中的物理過程，並據以推論此過程亦很可能於實際大氣中出現，以幫助我們瞭解台灣地形如何影響侵台颱風之路徑變化。

四、影響妮蔻兒颱風登陸前路徑變化之物理機制分析

颱風本身為一快速旋轉的渦旋系統，最大相對渦度出現在颱風中心，而颱風將往切線方位上具最大相對渦度變率之區域移動（Holland, 1983; Chan and Williams, 1987; Fiorino and Elsberry, 1989; Chan et al., 2002）。為瞭解影響妮蔻兒颱風在登陸前路徑變化的原因，進一步分析控制組模擬結果之渦度收支，以探討導致妮蔻兒颱風轉向的物理機制。參考黃與許（1998）， σ 座標之渦度方程可表示如下（簡和李，2002）：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla(\zeta + f) - \sigma \frac{\partial \zeta}{\partial \sigma} - (\zeta + f) \nabla \cdot \vec{v} - \left(\frac{\partial \sigma}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\partial \sigma}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) - \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\sigma}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\sigma}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) \right] \right\} + F$$

上式中， $\pi = P_{sfc} - P_{top}$ ，等號左側為局部渦度變率，右側六項依序分別為水平平流項、垂直平流項、輻散項或渦管拉伸項（Stretching Term）、扭轉項（Tilting Term）、力管項（Solenoidal Term）及摩擦項。雖然颱風運動受整層大氣駛流作用的影響，但 500~700hPa 氣流常為導引颱風運動之主要因子，以往有關颱風運動之渦度收支分析，亦均以此層為主，例如 Wu and Wang (2000)、Chan et al. (2002)。本文之分析著重在中層及附近層面的渦度收支，故 F 項可忽略。分析時，分別計算各 σ 層之右邊

前五個收支項，左邊之渦度變率則為右邊五項的總和。其次，根據計算結果之分析，且為彰顯地形之作用，再取 $\sigma = 0.675 \sim 0.825$ 之四層平均代表中低層（ $\sigma = 0.65 \sim 0.85$ ），並以 $\sigma = 0.475 \sim 0.625$ 四層平均代表中層（ $\sigma = 0.45 \sim 0.65$ ）。基本上，中低層環流明顯受到台灣地形影響，而中層氣流則未受台灣地形影響。

由於模式渦旋於 9 日 0000~0600 UTC 間，由偏北轉為偏向東-東北方向移動，轉向點為 0200 UTC（積分 14 小時），故先分析控制組實驗此段時間（積分 12~18 小時）之渦度

收支。結果顯示，中層渦度收支各項較不具顯著系統性分佈特徵，其正渦度局部變率極大值區與颱風移向亦無明顯相關（圖未示）。中低層渦度局部變化率（圖 6）則顯示，系統的移向與最大正渦度變率區的方位相當一致；即，模式渦旋移向的改變，與近中心附近最大渦度變率方位的改變關係密切。在 9 日 0000~0200 UTC 間，系統以偏北方向移動，而 0000 UTC

之最大正渦度變率區正位於系統中心之北方；然而需注意的是，此時中心南南東方亦有另一較大正渦度變率區（如圖 7 所示，此較大值區為水平平流項作用的結果），但其最大值較位於中心北方者為小。模式渦旋在 8 日 1800UTC~9 日 0000UTC 間，移動非常緩慢，很可能是受到此南、北兩個較大正渦度變率區的影響所導致。

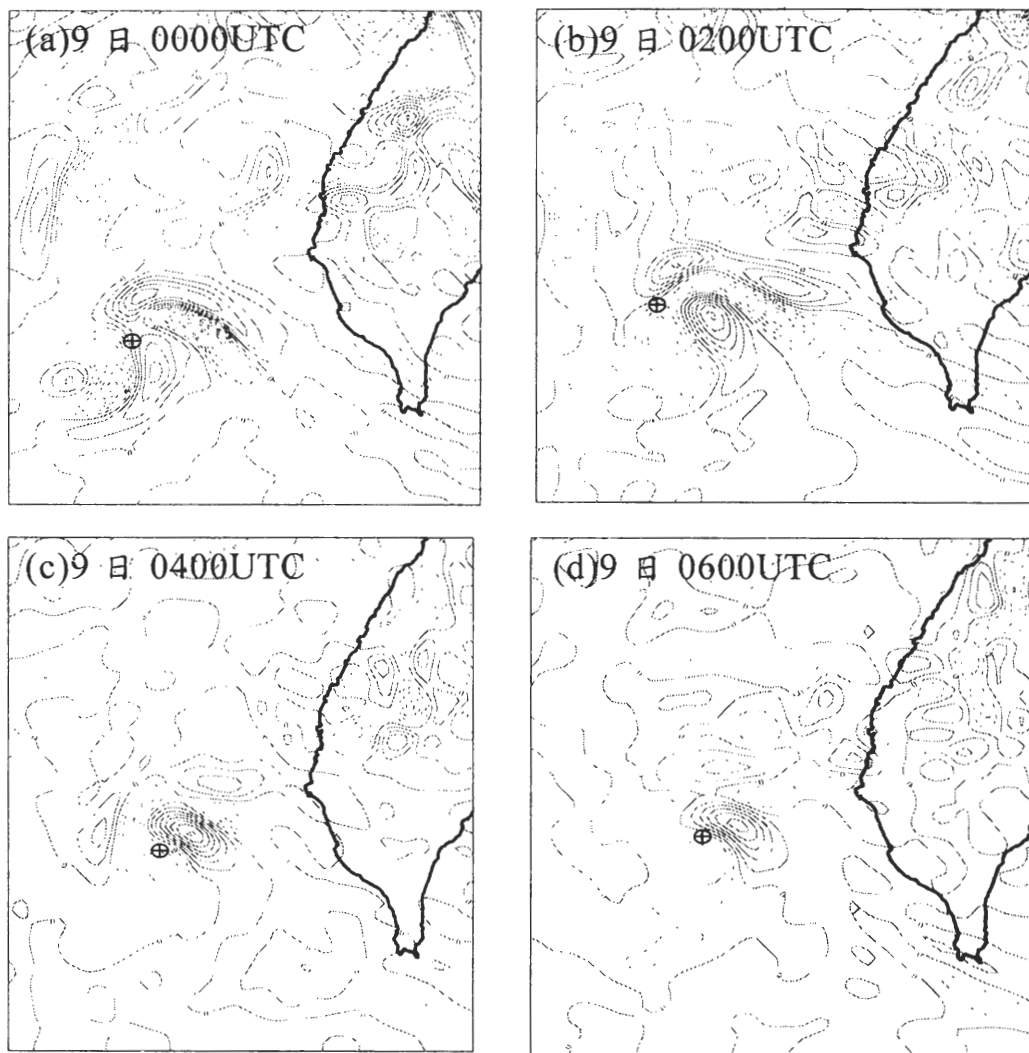


圖 6 控制組實驗積分 12~18 小時（9 日 0000UTC~0600UTC）妮蔻兒颱風轉向期間，每隔 2 小時之中低層渦度局部變率分布。⊕表示當時颱風中心點位置，9 日 0000UTC 後，每隔 2 小時標示一點；等值線間距為 $5 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ ，虛線為負值。

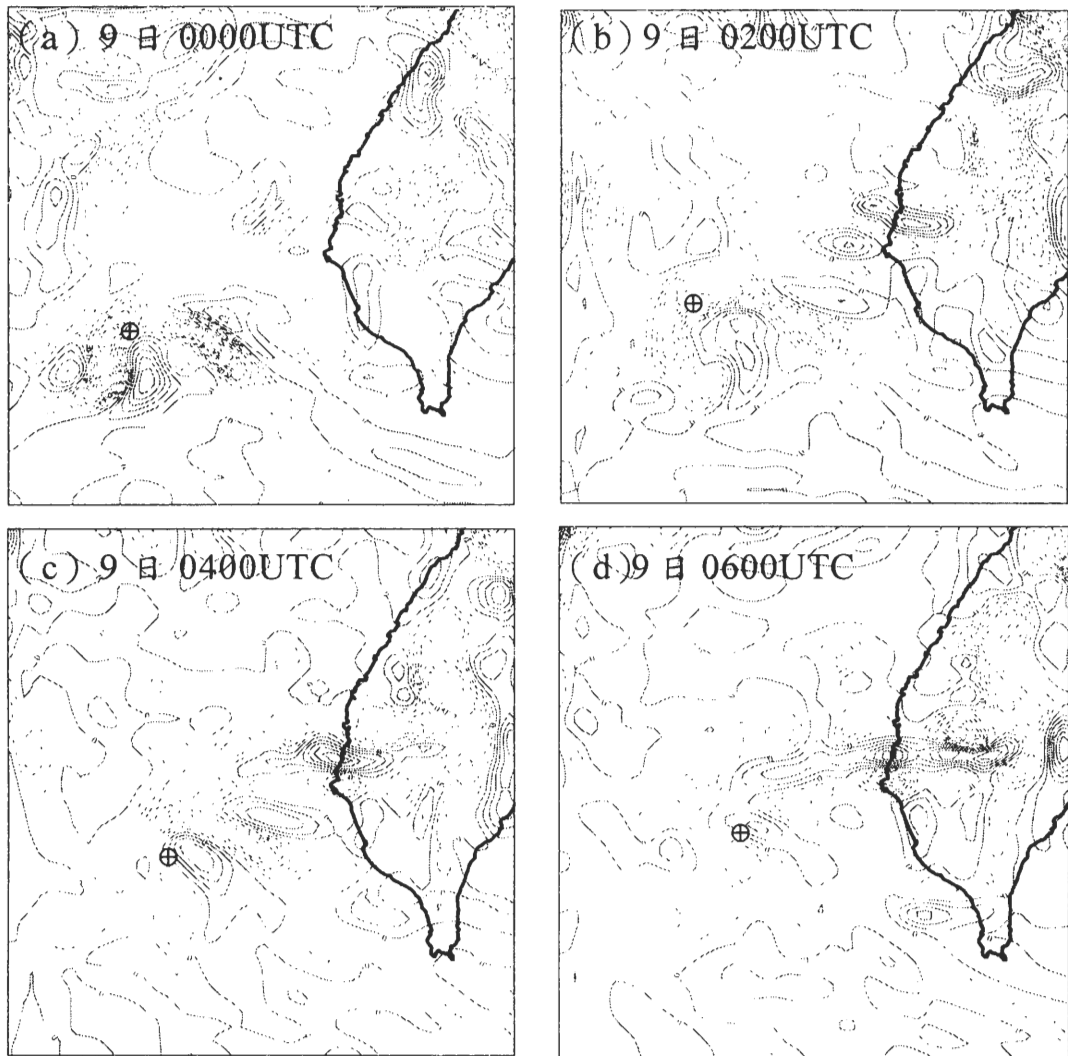


圖 7 模式積分 12~18 小時間 (9 日 0000UTC~ 0600UTC) 每 2 小時之中低層水平平流項分布。
⊕表示當時颱風中心點位置，9 日 0000UTC 後，每隔 2 小時標示一點；等值線間距為 $5 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ ，虛線為負值。

9 日 0000~0400 UTC 間，原位於系統中心南南東方之較大正渦度變率區，以氣旋式方向移至系統中心之東南東方，再移至東北方，其最大值顯著增加且大於北方之最大值。至於原位於北方之較大正渦度區則移至系統西北西方，其最大值且顯著減小。至 9 日 0600 UTC 時，中心西-西北方已無顯著較大正渦度區，而

東北方之較大正渦度區雖仍維持於相同方位，但最大值已明顯減小。值得注意的是，系統於 9 日 0200 UTC 後開始向東轉東北方移動，此轉向過程似乎與原位於東南方之較大正渦度變率區之氣旋式平移有關。

由於中低層的最大正渦度變率區與模式渦旋之移向關係密切，且系統於 9 日 0000UTC

~0600UTC 間，由向北路徑轉為向東-東北的路徑，故分析積分 12~18 小時（9 日 0000UTC ~0600UTC）之中低層（ $\sigma = 0.65 \sim 0.85$ ）渦度收支的各項。結果顯示系統中心附近的較大渦度變率區，主要來自水平平流項和輻散項的貢獻，其他三項的作用相對不顯著且無系統性變化特徵；因此分析此段時間之水平平流項和輻散項作用的空間分佈與隨時間變化特徵，結

果如圖 7 和 8 所示(注意圖 7 和圖 8 的和與圖 6 的差異，為其他三項的作用)。在 9 日 0000UTC 時，系統向北運動，而系統北方的強渦度變率區，主要是由輻散項（而非平流項）所貢獻；至於系統南南東方的強渦度變率區，則主要是由水平平流項所貢獻，其他各項的作用則不顯著。

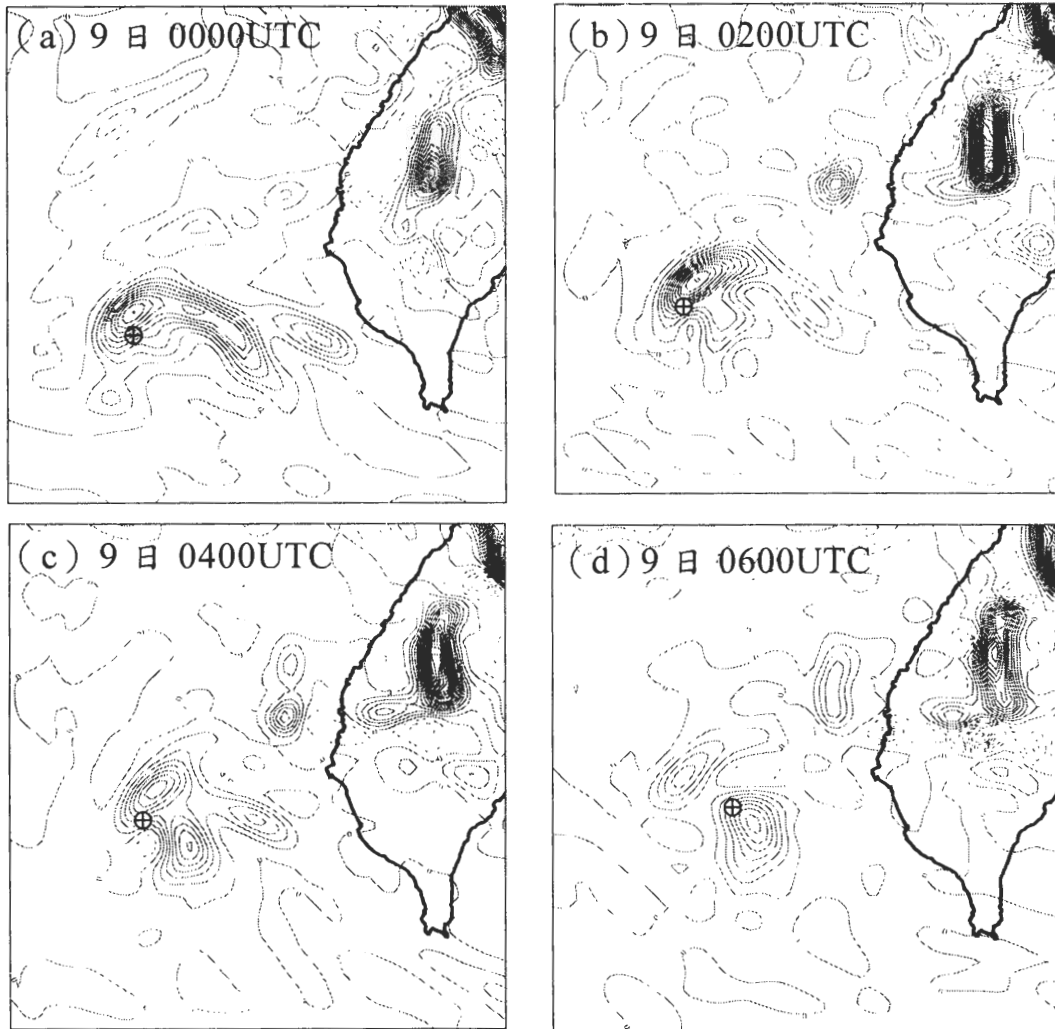


圖 8 模式積分 12~18 小時間（9 日 0000UTC~0600UTC）每 2 小時之輻散項分布， \oplus 表示當時颱風中心點位置，9 日 0000UTC 後，每隔 2 小時標示一點；等值線間距為 $5 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$ ，虛線為負值。

為瞭解中低層環流變化與渦度收支項間之關係，進一步分析 8 日 2200UTC~9 日 0400UTC，每 2 小時中低層風場和渦度分佈(圖 9)。結果顯示，在 8 日 2200 UTC 時，系統之環流呈現東北東-西南西拉長的橢圓形結構，配

合此種環流結構，較大正渦度區亦呈東北東-西南西拉長的分佈型態，類似 Vortex Rossby Wave (Montgomery et al., 1999 ; Enagonio and Montgomery, 2001)的結構特徵；此渦度分佈隨時間做氣旋式旋轉，且由橢圓型轉變為較傾

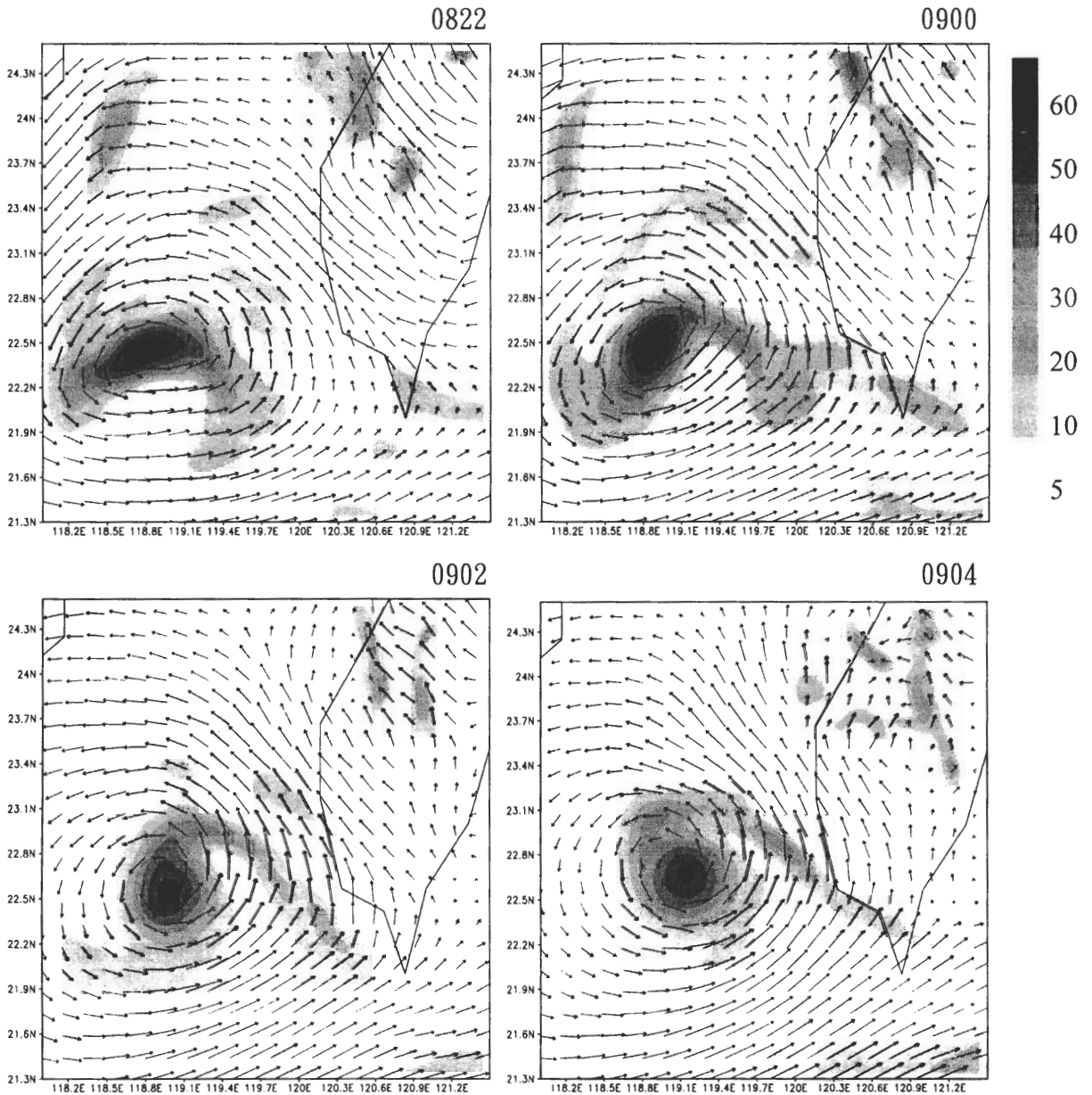


圖 9 控制組實驗積分 10~16 小時間 (8 日 2200UTC~9 日 0400UTC) 每 2 小時之中低層 ($\sigma=0.825\sim0.675$) 平均風場和渦度場 (灰階, 單位為 10^{-5} s^{-1})。

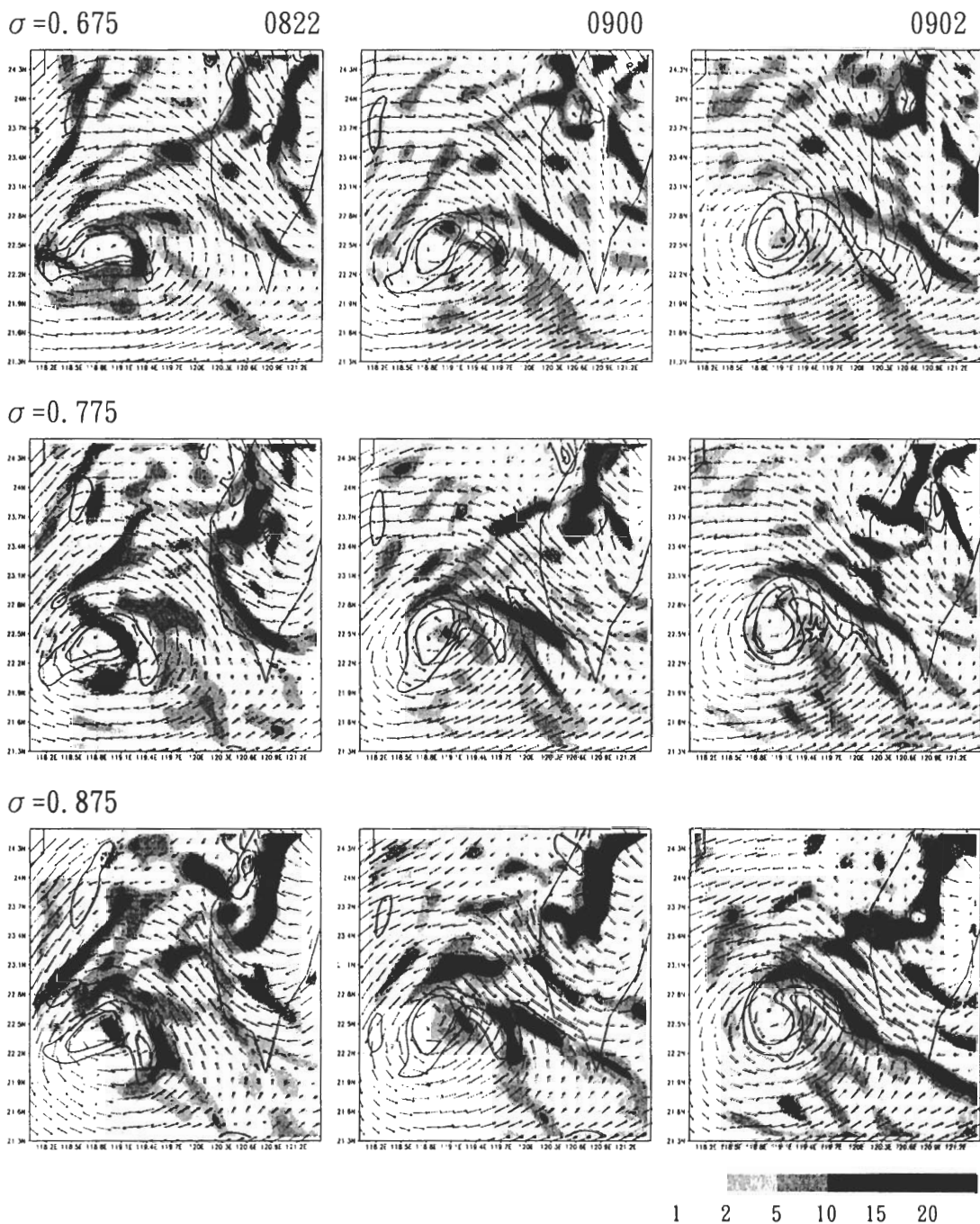


圖 10 控制組實驗積分 10~14 小時 (8 日 2200 UTC ~ 9 日 0200 UTC)，每 2 小時之風場和輻散場 (灰階，單位為 10^{-5} s^{-1})，由上而下分別為 $\sigma = 0.675$ (上)、 0.775 (中)及 0.875 (下)，粗實線為渦度等於 $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 及 $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 等值線。(箭號及星號詳見本文)

向圓型。在氣旋式環流的平流作用下，槽區（較大正渦度值區）的下游，出現較大渦度平流效應；例如 0900UTC 時，系統中心偏南-南南東側出現最大平流效應區（圖 7a）。然而，此平流過程除將使正渦度平流區以氣旋式方向移動外，亦將使系統結構（環流和渦度場）趨於軸對稱，水平平流之效應也漸趨減弱。

圖 8 同時顯示，於 9 日 0000UTC 時，較大正輻散項效應區，由系統中心之西北方，向外往上游方向延伸至中心之北方和東方。配合風場資料(如圖 9)之分析結果顯示，此強輻散效應區，似與颱風和台灣地形間狹管效應所產生之強風速區有密切關係。為凸顯台灣地形在出現此正輻散效應區所扮演的角色，圖 10 顯示 8 日 2200UTC~9 日 0200 UTC 之風場、輻散場及強渦度區隨高度之變化情形。在 8 日 2200UTC 時，於 $\sigma = 0.875$ 層，系統與台灣地形間之合流效應尚不太顯著；較強輻合區由系統中心北方 60~70 公里處，向外往上游延伸至系統中心東南方 80~100 公里處，且隨高度減弱。9 日 0000UTC 時，東南方的輻合區稍微外移且增強，系統中心北方則另有一較強輻合區。值得注意的是系統與台灣地形間出現顯著合流效應（或稱之狹管效應，圖中以箭頭標示），此合流效應導致強輻合和強風速區（靠近台灣海岸線），並有加強原系統中心東方輻合效應之作用。此狹管效應在 $\sigma = 0.675$ 層依然存在，只是強輻合區隨高度稍向台灣地形偏移。至 9 日 0200UTC 時，原系統中心北方和東方的輻合區，已和狹管效應的輻合區合併，強輻合區由系統中心北方，向外往上游延伸至系統中心東南東方（台灣西南沿岸附近）。

在中心附近，強渦度區除呈橢圓形分佈

外，槽區之正渦度區有向外、向上游延伸的現象（圖 9）。圖 9 同時顯示，橢圓形正渦度區隨時間氣旋式旋轉且漸趨軸對稱（尤其是中心之西-西南方）。但於 9 日 0000UTC 時，原由系統中心東北方、向外往上游延伸的正渦度區，受狹管效應影響，有滯留於系統和地形間的趨勢；使 9 日 0200UTC 時，強渦度區由系統中心北方向外、往上游延伸至系統中心之東南東方。值得注意的是，此強渦度區正位於狹管效應所導致之強風速區的西南側，或氣旋式風切側。在 9 日 0400UTC 時，原位於系統中心北方的槽區已沿氣旋式方向旋轉至中心之西北方，強渦度區亦由中心西北方往外、向上游延伸，且在經過系統和台灣地形間時，其值顯著增強。亦即渦旋系統和台灣地形間的狹管效應所產生的輻合強風速區，其氣旋式風切側（在此為西南側）將有顯著的輻散項效應，而有正渦度變化趨勢出現，故似對強渦度區與強渦度變率區具有地區鎖定的作用。

在 9 日 0000~0200UTC 間，位於系統中心北方至東北方之強渦度變率區，應為上述狹管效應與渦旋結構所導致之結果；但需注意的是此正渦度變率區並無氣旋式平移現象，且於 0200UTC 後其強度有減弱趨勢（圖 6）。圖 8 亦顯示，9 日 0200 UTC 後，系統北方的輻散項效應開始減弱，而系統中心東側之輻散項作用則顯著增強，此輻散項效應加上平流項作用，使系統中心之東南東-東北東方，於 9 日 0200~0400UTC 間具最大渦度變率區，而有導引系統由向北、轉為偏向東-東北方向移動的趨勢。雖然 9 日 0200~0400UTC 間，系統中心東側出現之輻散效應極大值區，位於系統與地形間強風速區之氣旋式風切側，但距強風速區已有

一些距離；因此，此輻散項效應與狹管效應所產生的強風速區的直接關係應較小，但與系統中心東側的局部輻合關係較密切（圖 10 中之星號標示處）。然而，此局部輻合作用，很可能與系統環流受地形阻擋作用所產生的改變有相當大的關係。

圖 7 顯示，以氣旋式方向移動(即類似 Vortex Rossby Wave 之平流效應)之較大水平平流效應區，在 9 日 0000~0600 UTC 間，由系統南南東側移動至系統之東側，與上述系統中心東側漸增強之輻散效應產生加成效果(此時力管項亦扮演一些角色)，使強渦度變率區出現在系統的東至東北方，而有導致系統由原本向北移動的路徑，轉為偏東及偏東北方移動的趨勢。需注意的是，隨著渦旋的軸對稱化過程，水平平流效應亦漸趨減少。至於颱風和地形間所產生的輻合強風速區，其西南方具較大的氣旋式風切渦度，使最大正渦度變率區出現在該處附近(系統和地形間)；此較大範圍的正渦度變率區，似亦有助導引系統往此區偏移的趨勢（除了系統中心東側的正輻散項效應外）；因此，地形似乎扮演非常重要的區域鎖定作用。此外，由於造成局部渦度變率包含多個不同作用且皆為非線性過程，不同方位上渦度變率的變化，可能使系統運動出現瞬間的擺動現象。

另一個值得注意的現象是，妮蔻兒颱風在登陸台灣前，其路徑由向東北轉為偏東南方移動。在模式中，渦旋亦在積分 28 小時（9 日 1600 UTC）後，移向由向東北轉為向東南東方，與觀測現象頗為相似。分析積分 28 和 30 小時（9 日 1600 UTC 和 1800 UTC）模式渦旋轉向東南東時之渦度收支。結果顯示，颱風即將轉為向東南東方移動時（積分 28 小時，圖 11）

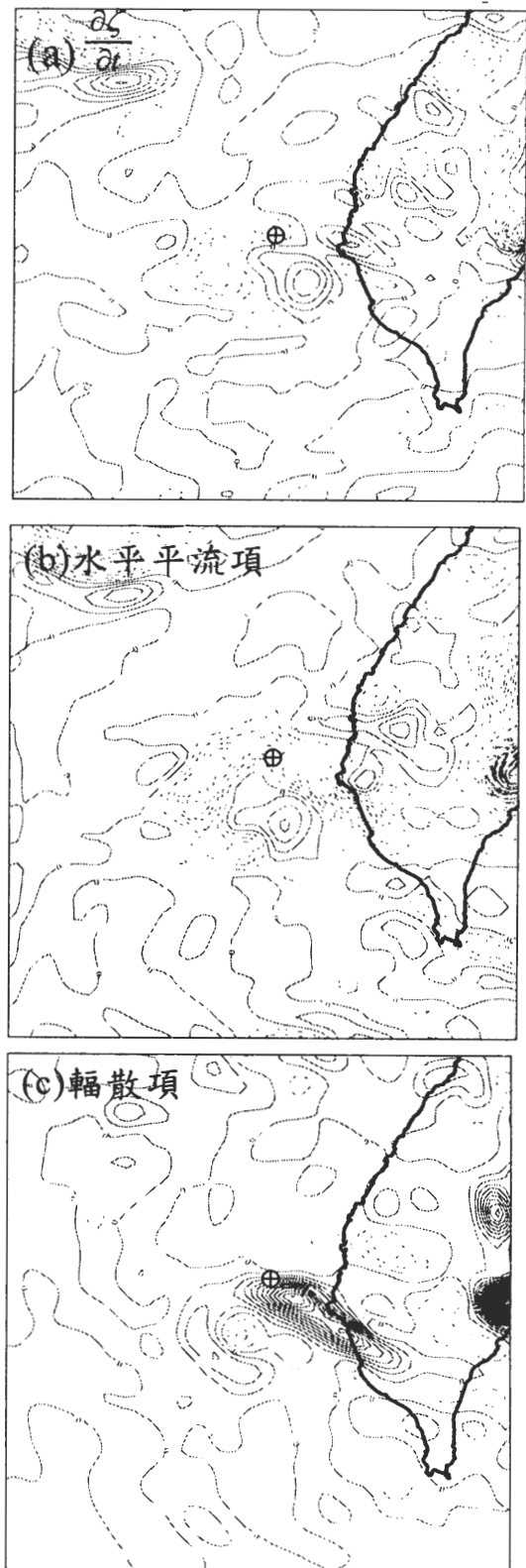


圖 11 控制組實驗積分 28 小時（9 日 1600 UTC）之中低層渦度變率(a)、水平平流項(b)及輻散項(c)，餘同圖 6。

和轉為向東南東移動後（積分 30 小時，圖未示），正渦度局部變率的極大區位於於系統之東南側（系統中心和台灣地形之間）。在中心之東方，另有一渦度極大直區；此東-東南方之渦度變率極大值區，很可能是促使系統在登陸前出現往東南東方偏移的原因。結果同時顯示，上述最大正渦度變率主要來自輻散效應；此正輻散項區位於於系統中心東南方（台灣西南部沿海），呈現西北-東南走向且侷限在中低層以下，強度隨高度迅速遞減。

分析中低層環流和輻散場顯示（圖 12 為 $\sigma = 0.775$ 之結果），於 9 日 1200UTC 時，台灣西南部地區，即有西北-東南走向且近似滯留的輻合帶，其輻合之強度亦隨高度減弱；因此，此輻合帶應為地形作用所導致。當系統中心移近時（9 日 1600UTC），系統中心東南方槽區的輻合與此輻合帶合併，使輻散項效應顯著增強（渦度亦顯著增強），而可能導致系統轉向。圖 11 中同時顯示，水平平流效應之極大值位於於颱風中心的南側，颱風中心東-東南側水平平流項則為負值，抵銷部分輻散項之正效應。水平平流與輻散項兩種效應的加成結果，使最大正渦度變率區出現在颱風中心的東南側（中心東方另有一區域極大值區），增加系統向南偏移的趨勢；系統亦在 1600 UTC 時，開始由向東北、轉為向東南東方移動。因此，地形效應在此轉向過程中應扮演關鍵角色，而渦度平流項效應的角色並不明顯。

五、討論與結語

於 1998 年 7 月 9 日侵襲台灣地區的妮蔻兒（Nichole）颱風，雖然最大強度(50kt)僅達輕度颱風強度，中心最低氣壓僅 998hPa；但其

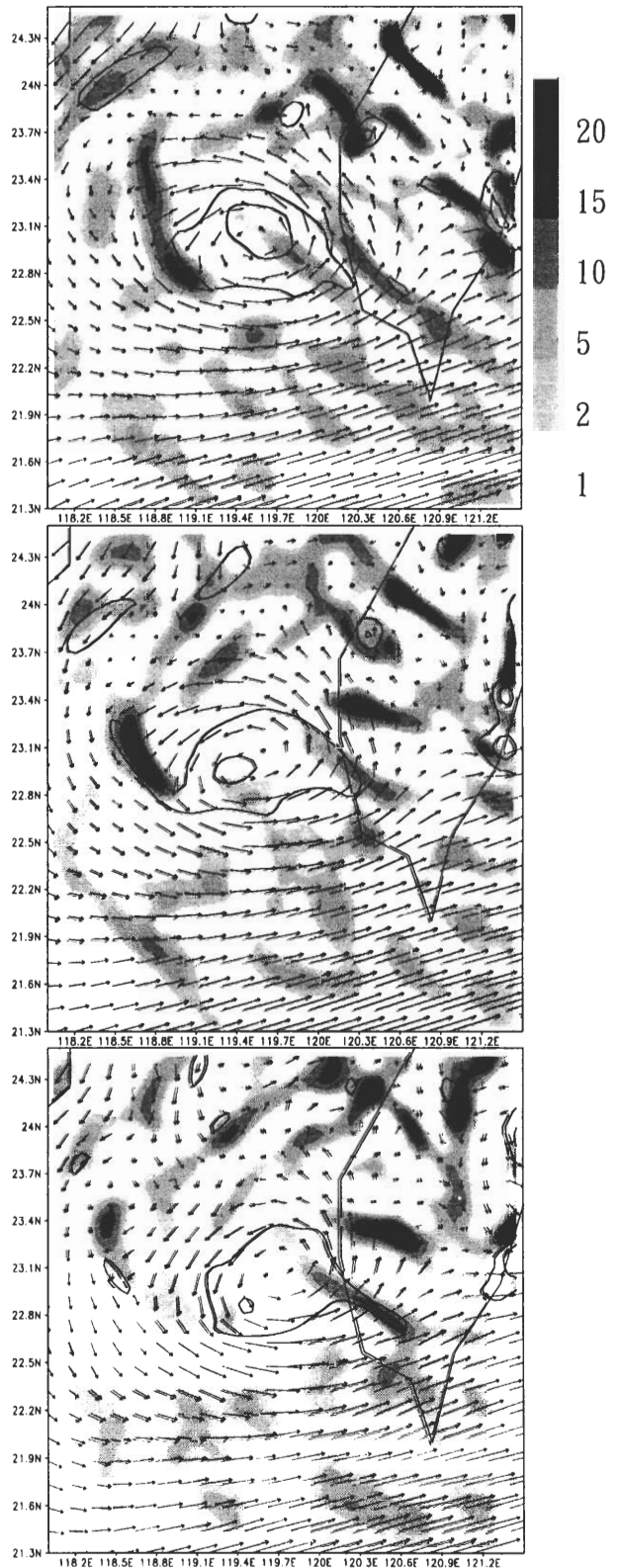


圖 12 同圖 10，但為積分 24 小時(上)、26 小時(中)及 28(下)小時 (9 日 1200 UTC ~ 9 日 1600 UTC)， $\sigma = 0.775$ 之風場和輻散場。

由南海北移進入台灣海峽南部時，移速減慢且轉向東北方向移動而侵襲台灣南部。由於妮蔻兒颱風從形成輕度颱風到中心登陸僅 20 小時，加上其路徑的轉向，使防災準備工作有所不及，導致颱風即將登陸前所伴隨的強風，於台灣西南部造成災情。然而在事後的綜觀分析中，仍未能了解導致其路徑變化的原因；因此本文針對妮蔻兒颱風，模擬其侵台前的路徑變化特徵，並利用模擬結果，探討導致其路徑變化的可能原因。

一般而言，中對流層的駛流為導引颱風運動的最主要因素 (Chan et al., 2002)，當駛流不顯著時，其他影響颱風運動的因子才會突顯。妮蔻兒颱風在北移接近台灣的過程中，並未如其他類似路徑的颱風受中緯度槽前顯著西南氣流的導引。在導引氣流不顯著的狀況下，台灣地形存在的影響就可能較顯著 (如陳, 1995)。當颱風結構垂直延伸較完整 (或強渦度區向上發展較顯著) 時，導引颱風運動的環流常需考慮到整個對流層之整體效應；天氣分析時，則以 300hPa、500hPa 及 700hPa 三層平均流場為主要參考。然而，妮蔻兒為相對較小且弱的系統，其強渦度區的垂直發展應較一般颱風為淺；因此，中低層環流 (如 600~800hPa) 的導引效應在颱風運動上就可能扮演較為重要之角色 (天氣分析時，常取 500hPa、700hPa 和 850hPa 三層平均)。在此情況下，中央山脈所引起的低層環流的變化，就可能顯著影響颱風的運動。如圖 13 所示，在颱風即將轉為偏東運動前 (9 日 0000 UTC)，其較大正渦度區 (或 $4 \times 10^{-4} s^{-1}$ 等值線) 僅向上延伸至 600hPa，而 $10^{-3} s^{-1}$ 之正渦度區僅向上發展至 750hPa。

妮蔻兒颱風由南海北部往北運動進入台

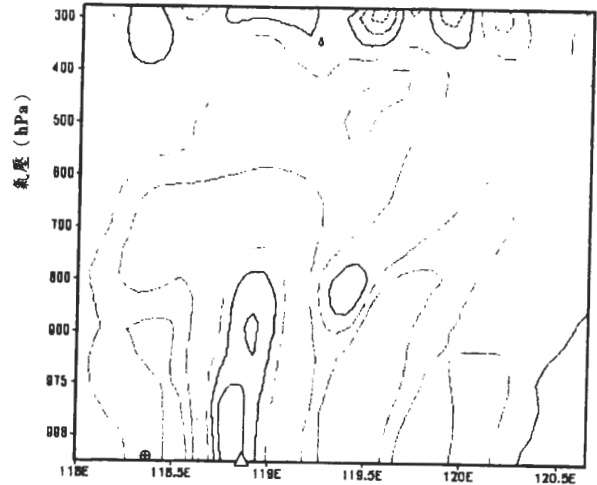


圖 13 7 月 9 日 0000UTC，沿北緯 22.5° (經颱風中心) 之渦度場東西-垂直剖面圖。標示 ⊕ 和 △ 處分別代表颱風中心與輻合區位置。等值線間距為 $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，虛線為負渦度值。

灣海峽時，因台灣地形存在而導致颱風與地形間出現輻合強風帶。此地形導致的強風速區的氣旋式風切側具有較強正渦度，且有地區鎖定作用，使颱風與地形間出現正渦度變率極大值區，而有導引整個系統往地形 (或正渦度變率區) 偏的趨勢。雖然在模擬結果的分析中顯示，系統中心東側局部輻合 (與平流效應) 導致的較大正渦度變率區，對系統移向的改變似具更大的作用，但地形效應仍扮演重要角色。因此，地形似具有區域性的鎖定作用，使颱風偏向地形。此過程中出現的輻合強風帶與 Yeh and Elsberry (1993b) 及 Lin et al. (1999) 針對西行侵台颱風的模擬中，颱風靠近地形所出現之強風帶相似。不同的是，在他們的模擬中，此強風帶出現在西行侵台颱風的偏北方，導致颱風在靠近台灣地形時出現北偏，故颱風傾向以氣旋式路徑繞過地形。在本個案中，強風區出現在系統的偏東方，導致颱風東側出現最大渦

度變率區，而有助於導引颱風偏向東方運動。不過，若相對於颱風運動方向而言，本研究和上述兩研究類似，地形效應均促使颱風向右偏向。

此外，模式渦旋之環流呈橢圓形，具類似 Vortex Rossby Wave 的特徵；此波動伴隨的渦度場平流效果，使水平平流效應最大值區由系統南南東方，沿氣旋式方向平移至系統東方。除槽前的正渦度平流效應外，槽區亦具有正的輻散項效應。一般而言，在未受地形影響的情況下，若類似 Vortex Rossby Wave 的渦度平流作用顯著，可使颱風呈擺線運動(即最大渦度變率區不停的在切線方向上變化)。然而，當地形效應顯著時，此類似波動伴隨的強渦度區，亦可能被颱風和地形間輻合強風速區鎖定(或放大)，而影響颱風之運動。至於此 Vortex Rossby Wave 結構特徵是否與地形有關，則尚有待進一步之分析。

本個案中，於 9 日 0200 UTC 後，在地形的鎖定作用下，上述局部輻合效應與渦度平流作用之合成效果，導致最大正渦度變率區出現在系統中心東側，導引颱風由向北、轉為向東-東北方移動而接近台灣地形。而在距中心較遠的東北方，則有因狹管效應所產生之較大範圍正渦度變率區，亦有助於系統出現往地形偏的趨勢。至於妮蔻兒颱風在登陸前所出現往東南偏移的現象，則係因環流受台灣地形影響，在系統東南側(或台灣西南部)出現的顯著輻合、與系統之輻合作用合併所致；似波動的渦度平流效應並不顯著(渦度平流該處且為負值)。整體而言，地形的作用在妮蔻兒颱風的轉向過程中，應扮演了關鍵性的角色。

為進一步凸顯解台灣地形對妮蔻兒颱風

路徑變化之可能影響，除控制組實驗(CT)外，另設計了兩組對照組實驗，分別為 NT 和 LC。在 NT (No Taiwan Terrain)實驗中，除了將台灣地區設定為具海洋特性外(資料由內插求得)，其他設計均與控制組相同。而在 LC (Large Circulation)實驗中，除在初始虛擬渦旋植入時，渦旋半徑設為 300 公里外 (CT 為 150 公里)，其他設定均與控制組實驗相同。需注意的是，由於模式設計的不同且所有過程均為非線性，故三組實驗的環流特徵無法直接比較；然而，仍可分析三組實驗在路徑上的系統性變化特徵，而突顯台灣地形所扮演的角色。

分析結果顯示(圖 14)，在 LC 實驗中，因植入渦旋的範圍較廣，因此最早感受台灣地形的影響；積分 6 小時(8 日 1800UTC)時，模式即顯著向台灣移動。然而，因 LC 實驗之渦旋環流，最早感受地形影響，渦旋減弱速度亦最快。相對而言，NT 實驗的渦旋並未感受到台灣地形的影響，其路徑則以北行為主；至於 9 日 1200UTC 後，渦旋轉為偏北北東方運動，乃受到大尺度環流變化的影響。因此、透過對

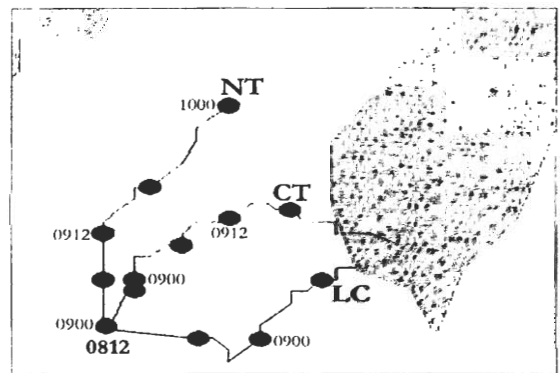


圖 14 控制組實驗 CT 與兩組對照組實驗 (NT、LC) 之近地表 ($\sigma = 0.995$) 颱風環流中心路徑圖；圖中 0812 表示 8 日 1200UTC，餘類推。

照組實驗結果之比對分析，更能釐清台灣地形在妮蔻兒颱風轉向過程中所扮演的角色。

綜合而言，在妮蔻兒颱風(1998)接近台灣過程中，由於導引氣流不顯著且系統垂直發展較弱，台灣地形阻擋效應所造成的中低層環流變化，在颱風路徑的改變上可扮演較重要的角色。再者，在導引氣流不顯著情況下，渦度平流在系統移向的改變上較不具重要性；但橢圓形環流所伴隨的渦度平流效應，則仍可能在某些情況下與局部輻合效應產生加成效果，而影響系統的移動。相對而言，因地形影響所導致的局部輻合效應，在系統移向的改變上，則扮演較關鍵性角色。

最後，必須強調的是，本研究僅對妮蔻兒颱風登陸前之路徑變化，有合理的模擬結果；模式結果之診斷分析，亦可合理解釋導致颱風轉向之可能動力機制。然而，妮蔻兒登陸後以至重新出海轉向的現象，目前的模式則無法合理模擬。因此，針對妮蔻兒颱風，未來仍有相當多值得進一步研究的地方。

致 謝

非常感謝三位審查者細心審查本文，提出具體建議並指出文稿疏失之處，使本文之內容得以大幅改進。此外，感謝黃玉瑾小姐和田祥麟先生協助繪圖與文書處理。本研究在國科會支持下完成，計劃編號為 NSC89-2111-M-002-023 與 NSC90-2111-M-002-028-AP4。

參考文獻

- 王時鼎，1980：台灣近海颱風運動及強度預報法。國科會研究報告，100 頁。
- 王時鼎，1992：侵台颱風路徑、強度、結構及風雨整合研究。國科會防災科技研究報告，80-73 號，285 頁。
- 李清勝與林慧娟，1999：侵台歐菲莉颱風(1990)之數值模擬。大氣科學，27 期，235-256。
- 吳俊傑、卓瑜甄與顏自雄，1999：葛拉絲颱風(1994)及其受到台灣地形影響之研究第二部分：數值模擬。大氣科學，27 期，29-60。
- 周昆炫、吳俊傑與顏自雄，2001：瑞伯颱風(1998)之數值模擬探討。大氣科學，29 期，291-314。
- 陳怡良，1995：地形對渦旋路徑影響之探討。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，156 頁。
- 黃清勇與許依萍，1998：台灣地形對理想颱風環流變化之影響。大氣科學，26 期，281-324 頁。
- 謝信良、王時鼎、鄭明典與葉天降，1998：百年侵台颱風路徑圖集及其應用。中央氣象局專題研究報告，CWB86-1M-01，共 497 頁。
- 簡國基與李清勝，2002：楊希颱風 (Yancy, 1990) 侵台的數值模擬與分析。大氣科學，30 期，147-170 頁。
- Betts, A. K., and M. J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX, and Arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 693-709.
- Brand, S., and J. W. Blelloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.
- Chan, J. C.-L., and R. T. Williams, 1987: Analytic and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I. Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1265.

- Chan, J. C.-L., and F. M. F. Ko and Y. M. Lei, 2002: Relationship between potential vorticity tendency and tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1317-1336.
- Chang, S. W.-J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1055-1270.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Enagonio, J., and M. T. Montgomery, 2001: Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a shallow water primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 685-705.
- 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., 1983: Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a beta effect. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328-342.
- Lee, C.-S., 1992: A preliminary analysis of two typhoons when moving across Taiwan. Proceedings of the 2nd International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, 205-212, World Scientific, Singapore.
- Lin, Y.-L., J. Han, D. W. Hamilton and C.-Y. Huang, 1999: Orographic influence on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 534-562.
- Liu, Y., D. L. Zhang, and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3073-3093.
- Montgomery, M. T., T. D. Moller, and C. T. Nicklas, 2001: Linear and nonlinear vortex motion in an asymmetric balance shallow water model. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 749-768.
- Wu, C.-C., 2001: Numerical simulation of Typhoon Gladys (1994) and its interaction with Taiwan terrain using the GFDL hurricane model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1533-1549.
- Wu, L. and B. Wang, 2000: A potential vorticity tendency diagnostic approach for tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1899-1911.
- Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry, 1993a: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- , and R. L. Elsberry, 1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II: Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3213-3233.
- Zhang, D. L., and R. A. Anthes, 1982: A high resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.
- Zheng, Y., Q. Xu, and D. J. Stensrud, 1995: A numerical study of the 7 May 1985, mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1781-1799.

A Study on the Track Change of Typhoon Nichole (1998) Before Making Landfall on Taiwan

Cheng-shang Lee Lung-Yao Chang

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 05 June 2002 ; in final form 29 August 2003)

ABSTRACT

In 1951-2001, there were 11 typhoons moving northeastward from the northern part of South China Sea and affected Taiwan. Except Nichole (1998), with moving speed at about 3kt, other typhoons moved across Taiwan area in a relatively fast speed (mostly above 5 kt and averaged at about 10 kt). Nichole reached a maximum intensity of only 50 kt (or tropical storm intensity) with the radius of major cloudy area of about 150 km. While moving northward to the southern part of Taiwan Strait from the South China Sea, Nichole changed its moving direction to toward the northeast and made landfall on Tainan. This study simulated the motion of Nichole using MM5 and discussed the physical mechanisms leading to the change of moving direction before landfall. Results showed that the model could simulate reasonably well the motion of typhoon before making landfall, the environmental flow and the local circulation in Taiwan. Analyses showed that since Nichole was a small and weak system, the region with strong vorticity ($4.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) extended upward only to 600 hPa. Therefore, the circulation changes at mid-low levels ($\sigma = 0.65 \sim 0.85$) induced by the Taiwan topography played a major role in the changes of system's moving direction before landfall.

Results of vorticity budget analysis showed that, when typhoon was moving northward approaching Taiwan topography, the mid-low level circulation was gradually influenced by the topography. Such topographical effect resulted in significant local convergence, together with large positive value of vorticity tendency, occurred to the east of the system center. In addition, the circulation pattern of the model vortex was elliptic, similar to that of a vortex Rossby wave. The positive vorticity advection ahead the wave trough tended to move cyclonically. The combined effect of the vorticity advection and the aforementioned convergence resulted in a maximum vorticity tendency located to the east-northeast of the system center and made the system to move toward the east-northeast. On the other hand, the confluence between the vortex and the Taiwan topography resulted in a strong wind region there. The area to the southwest (or the cyclonic shear side) of the confluence zone appeared to have large positive vorticity tendency. This might also have helped the system to shift toward the topography. Right before making landfall, the convergent area to the southeast of the system center combined with the topography-induced convergent zone located around the southwest coast of Taiwan. The mid-low level convergence to the southeast of the system center thus was significantly enhanced. Such enhanced convergence would have made the system change its moving direction from northeastward to east southeastward.

Key words : Typhoon, Typhoon landfall, Typhoon track, Numerical simulation.