

瑞伯颱風（1998）之數值模擬探討

周昆炫 吳俊傑 顏自雄

國立台灣大學大氣科學系

（中華民國九十年四月十三日收稿；中華民國九十年八月二十八日定稿）

摘 要

瑞伯颱風為 1998 年侵台颱風中造成最大災情之颱風，也造成菲律賓、台灣及日本等地區嚴重災情。此外，其生命期中亦包含一些值得深入研究的科學問題，如：1. 與亞力士颱風的互繞、合併作用；2. 其眼牆結構受地形影響所產生之變化；3. 呂宋、台灣地形對其路徑、強度之影響；4. 中緯度斜壓系統的牽引與交互作用。由於受限於觀測資料與全球模式分析資料（例如 ECMWF）在空間、時間上解析度的不足，本研究採用數值模式（美國國家大氣科學研究中心與賓州大學合作發展的第五代中尺度靜力/非靜力模式--MM5）之模擬結果來探討部分上述科學問題。

本研究首先使用 MM5 三層巢狀之網格設定來模擬瑞伯颱風侵台期間之情形，以檢測模式對瑞伯颱風之掌握情形；另外亦針對地形影響的部分進行深入探討，我們設計移除呂宋、台灣地形的一系列實驗來凸顯地形對於颱風移動路徑、強度演變、降雨分佈的重要性；此外本文亦針對模式所模擬結果進行位渦反演，藉以瞭解中緯度槽線系統在瑞伯颱風運動過程所扮演的角色。

數值模擬結果顯示，本數值實驗可以反應出瑞伯颱風在侵台期間主要的生命期特徵，即登陸呂宋、轉向往台灣方向北移及槽線牽引加速往東北方向移動；此外，模式亦能呈現瑞伯颱風在登陸呂宋前後其眼牆碎裂與再生成之過程，另外亦能顯示當颱風北行至宜蘭外海時，在台灣東南部所生成之焚風現象。至於地形影響的部分，模擬結果顯示，台灣、呂宋等地形的存在對瑞伯颱風的路徑、強度、降水分佈具有相當程度的影響。就路徑而言，呂宋島的存在，會使得颱風移動變慢、路徑會有往移動方向左偏的現象，此路徑偏折現象與 Bender et al. (1987) 的研究一致；至於台灣島的存在，則同樣會讓颱風移動變慢，但路徑會有往移動方向右偏的現象。在強度方面，台灣、呂宋的存在皆導致瑞伯颱風的強度減弱。至於降水方面，模式模擬的降水分佈明顯受到地形解析度高低影響；至於在降水量的掌握上，模式所模擬的降水量與模式中颱風移動速度的快慢有顯著的相關性。

最後在模擬資料的位渦反演分析上，我們發現颱風在朝東北方方向遠離台灣的加速過程中，中緯度斜壓系統--槽線，對瑞伯颱風有牽引的作用，此槽線系統所貢獻之流場提供瑞伯颱風一往北移動的分量，約佔環境駛流場之 20%。

關鍵字：瑞伯颱風、MM5 數值模式、眼牆碎裂、位渦反演

一、前言

由於台灣特有的地形分佈，加上台灣位於西北太平洋颱風的主要移動路徑上，因此颱風與地形間關係的研究一直是國內學者相當重視的研究領域之一。Wu and Kuo (1999) 指出針對台灣地區颱風動力及其相關預報問題，首要之工作在於瞭解颱風環流之動力過程、颱風與地形間之交互關係、對於颱風及路徑與中尺度風場和降水分佈。而近二十年來此領域之研究已有許多進展，在傳統觀測資料分析的研究上，王 (1980, 1989) 收集相當完整的侵台颱風相關資料，以探討台灣地形對颱風的影響。其研究結果顯示，中央山脈對颱風侵襲台灣期間之降水分佈、移動路徑及局部地區之風場分佈等都具有明顯的影響。至於在非傳統觀測資料的分析研究上，由於遙測儀器的日新月異，遙測資料對於現行的颱風研究更凸顯其重要性，張等 (1999) 即採用五分山都卜勒雷達站之遙測資料，分析1996年賀伯颱風侵台期間之雨帶分佈及其細部結構特徵，結果發現賀伯颱風之眼牆呈現橢圓的形狀，且其眼牆會隨時間而旋轉，此觀測結果與理論分析 (Kuo et al. 1999) 相當一致。

受限於颱風生命期中觀測資料與全球模式分析資料在空間、時間上解析度的不足，且近來由於電腦技術的發展及數值模式的精進，運用數值模式來探討台灣地形與颱風的模擬已日漸增多，如Bender et al. (1987) 即應用Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) 颱風模式模擬理想颱風經過墨西哥群島、呂宋島及台灣島等地形對於其路徑、強度、結構之影響。其結果顯示颱風在接近台灣地形時會有氣旋式的偏移，且在基本

流場較弱的情況下，其偏折之作用會較顯著，且移速增加也較大；至於通過呂宋地形的實驗結果則顯示，颱風在通過呂宋地形時其路徑會有登陸前南偏、登陸後北偏的現象。Yeh and Elsberry (1993a,b) 則使用解析度45公里的原始方程模式，探討在理想流場的環境下台灣地形對颱風的影響。他們指出路徑偏折的現象和颱風渦旋所處的位置有很大的關係，當颱風渦旋接近台灣北(南)部時，其路徑有向北(南)偏折的現象；另外模擬中亦探討颱風連續、不連續通過台灣的問題，結果顯示當颱風渦旋接近北部時，為連續路徑，而接近中、南部時，則為不連續路徑；此外，Yeh and Elsberry並指出當颱風通過台灣時次渦旋中心形成的兩種機制，一為動力機制，即通過地形的高層颱風環流向下發展所形成，另一則為熱力機制，則由在背風面所形成的副低壓向上發展所造成。Lin et al. (1999) 則亦使用原始方程模式進行西行颱風通過似台灣地形的研究。模擬結果指出當颱風接近台灣時，由於氣流在迎風面的堆積作用而產生兩槽一脊的現象，且由於地形的阻擋作用將導致颱風有南偏加速的現象出現，而上述的模擬現象均符合王 (1980) 的觀測分析。此外，颱風通過台灣時所形成的次渦旋中心則類似Yeh and Elsberry (1993b) 所提出的次中心形成的動力機制理論，然而他們則進一步指出背風面低層位渦的迅速增強及颱風尺度的收縮，是由於波破碎 (wave breaking) 過程中所伴隨的強烈下坡風與水躍現象 (hydraulic jump) 所導致。黃與許 (1998) 則使用中尺度數值模式探討移動性理想型颱風受台灣地形影響所導致的環流演變過程。模擬結果顯示，颱風路徑的變化會受渦旋大小、移動速度和登陸地點所影響；他們亦透過角動量

分析指出，渦旋在登陸前的偏折情形與擾動氣壓梯度力有很明顯的關係。至於在真實颱風個案的研究上，Wu (2001) 也使用GFDL颱風模式針對葛拉絲颱風 (1994) 受到台灣地形之影響進行詳盡分析。他的研究結果顯示模式除了在路徑、強度及中尺度局部現象有很好的掌握外，亦透過位過度收支診斷得知台灣地形造成颱風強度減弱的主要機制為透過摩擦作用的效應和截斷水汽來源。

而較複雜物理過程模式的運用上，Liu et al. (1997; 1999) 則使用美國國家大氣科學研究中心與賓州大學合作發展的第五代中尺度靜力/非靜力模式 (MM5) 進行颱風模擬之研究，他們指出利用此模式之高解析度、較複雜之物理過程並結合適當之初始渦旋，可以對Andrew颱風 (1992) 的路徑、強度及內部結構有很詳盡的模擬。透過模式高時空解析的模擬資料，Liu et al. 亦進行關於颱風內部動力維持機制的探討及其登陸時所產生的物理問題之研究。國內也有多位學者將MM5模式運至颱風與台灣地形交互作用的研究上。喬等 (1996) 針對黛特颱風 (1990) 進行MM5數值模擬，雖然模擬前未經初始化過程處理，但是研究結果顯示對於直行侵台的黛特颱風路徑模擬具有不錯的掌握能力。李與林 (1999) 同樣在未經初始化處理的情況下使用MM5模擬侵台之歐菲莉颱風 (1990)，雖然模擬結果可得到與觀測大致相似的颱風路徑，但其初始資料所解析的歐菲莉颱風中心位置與強度已有相當的誤差存在。這些研究結果顯示MM5對於颱風運動具有基本的掌握能力，但如欲更進一步探討颱風的內部結構、強度演變及地形的影響，則必須在模擬前採用初始化

過程處理，方能獲得更合理的颱風初始結構，進而改善模擬結果。Kuo and Wang (1997) 與Wu and Kuo (1999) 使用MM5進行賀伯颱風 (1996) 數值模擬，採用渦旋植入的程序，主要在檢測模式對西行颱風侵台期間的降水模擬能力，並指出模式網格解析度與地形解析度對模擬降水的影響。此外，模式亦能模擬出台灣東部地區因地形作用所產生的副低壓現象。另外，Wu et al. (2001) 針對賀伯颱風之降水，進行不同網格解析度 (60、20、6.67及2.22公里) 之MM5數值模擬，結果發現，使用6.67及2.22公里的解析度時，模式均可模擬接近實際的降水分佈，且其 24 小時局部最大降水模擬可與觀測之 1736 公釐相當接近；然而使用粗網格解析度的模擬顯示，模式無法模擬出實際的降水分佈，且其局部最大降水也與觀測有很大的差距；此外其模擬測試中亦發現雲微物理過程對模擬結果也扮演相當程度的角色。簡 (2000) 亦使用MM5模式來探討台灣地形對於黛特颱風 (1990) 移動路徑、強度演變以及局部天氣現象之影響。結果顯示台灣地形的存在會影響颱風的環流結構，因而導致颱風在接近陸地時，其西南側及南側之往北分量增強，促使路徑逐漸北偏；另外，由於其西南側的局部輻合加強，亦使得颱風強度略為增強。從以上的研究顯示，渦旋初始化的程序已經是現行使用複雜模式進行颱風模擬的必要程序之一。而吳與黃 (2000) 即針對此初始化相關問題進行深入探討。他們以芙蘿颱風 (1990) 為研究個案，結合GFDL颱風模式初始化方法 (Kurihara et al. 1995) 及Kuo and Wang (1997) 植入方法的優點，設計一系列新的渦旋初始化方法，針對不同資料、不同初始化方法及不同時間進行模擬測試，藉以瞭解不同初始資料

對於模擬結果之影響。

以上是針對台灣地形對颱風影響的相關研究，然而在上述的觀測分析與數值模擬研究中，大多偏重於西行的侵台颱風，而較無北行颱風的探討；且在北行的颱風探討中多屬理論模式研究，而較無真實個案模擬之研究。此外，秋颱對台灣地區所帶來的災害已逐漸受到重視，例如瑞伯颱風（1998）及象神颱風（2000），因此針對此類型颱風的研究有其實用價值。有鑑於此，本論文透過MM5模式之數值模擬，探討北行經過台灣東側之瑞伯颱風（1998）受到台灣地形之影響情形及其生命期中所包含的幾個科學問題，如：1. 呂宋、台灣地形對瑞伯颱風之影響；2. 中緯度斜壓系統的牽引及交互作用；3. 瑞伯颱風眼牆受地形影響之變化。而本研究將著重於瑞伯颱風在影響台灣期間，包括受到太平洋副高的驅使、登陸呂宋島與轉向往北行進，及對於受到中緯度斜壓系統牽引遠離台灣等過程之模擬探討。另外，呂宋島與台灣地形的存在對瑞伯颱風移動路徑、強度演變及風雨分佈之影響，也是本文探討的重點之一；最後本文亦透過位渦反演方法定量分析模式中瑞伯颱風受到高層槽線牽引之過程。本文的第二節為模式簡介與實驗設計；第三節為瑞伯颱風之綜觀介紹與模式結果探討；第四節則為結語及展望。

二、模式簡介與實驗設計

（一）模式簡介

本研究所使用的數值模式為 PSU/NCAR 所發展的第五代中尺度數值模式，簡稱 MM5 (Dudhia

1993; Grell et al. 1994)。MM5 中尺度模式是根據美國賓州州立大學之模式 (Anthes and Warner 1978) 發展而得，屬於三維靜力與非靜力的中尺度區域模式。MM5 模式所使用的垂直座標為 σ 座標，並且具有多重巢狀網格的功能，所以對於不同尺度間之交互作用可以有較好的解析及模擬；此外，對於複雜的中尺度天氣系統而言，藉由 MM5 的模擬可以彌補因觀測資料不足而無法充分掌握中尺度天氣系統在時間與空間上變化情形的缺憾。

MM5 靜力與非靜力中尺度數值模式為一三維之原始方程模式，而靜力和非靜力模式之差別在於非靜力模式中增加了氣壓擾動場及垂直速度場的預報。由於非靜力模式是使用可壓縮流體之連續方程，存在聲波，因此需要以分割積分時間來處理 (time splitting)。即壓力項、動量項以及兩者的交互作用項須使用較小的時步，而平流、擴散、科氏力及水汽過程則使用較大之時步。MM5 中尺度模式在大氣物理過程的處理上提供許多不同的選擇，包括降水的物理過程、地表能量收支、地表邊界層的處理和大氣輻射過程等。因此使用此模式時，對於不同的天氣現象可以採用適當之物理過程加以模擬。

（二）實驗設計

1. 模式與物理參數設定

本研究使用 MM5 三層固定巢狀網格進行數值模擬實驗，投影法選用藍伯特投影法，所選定之不變形緯度為 10°N、40°N，最外層之中心位置位於 20°N、120°E；三巢網格解析度由外而內依次

為 90、30、10 公里，其南北、東西方向之網格點數分別為 64×74 、 109×91 、 187×160 ，各巢所涵蓋之空間範圍如圖 1 所示，模式第三巢所能解析台灣與呂宋島地形的最高值，分別為 2871 及 1905 公尺。在垂直方向的解析度方面，我們選用 23 層（其 23 層之 $half-\sigma$ 值分別為 0.025, 0.075, 0.125, 0.175, 0.225, 0.275, 0.325, 0.375, 0.425, 0.475, 0.525, 0.575, 0.625, 0.675, 0.725, 0.775, 0.825, 0.870, 0.910, 0.945, 0.970, 0.985, 0.995），模式中所有變數除了垂直速度場之外，其餘皆定義在 $half-\sigma$ 層上，10 hPa 為本研究之模式頂層；三巢積分的时间步長依次為 150、50 及 16.7 秒。

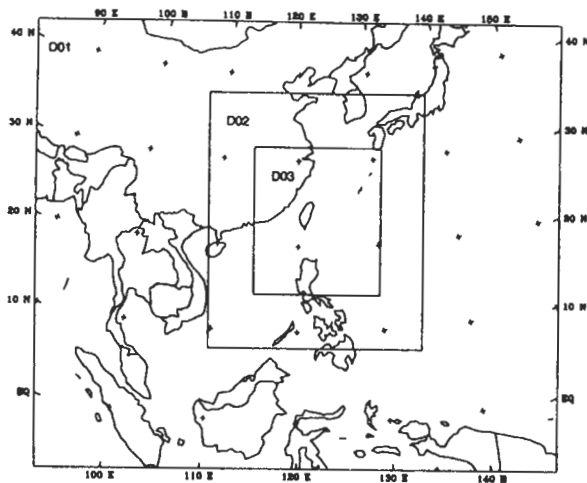


圖 1 本研究所選定之三巢模擬範圍。

有關模式積雲參數法及雲微物理選擇對於中尺度對流系統或颱風模擬之影響，在 Yang et al. (2000) 及 Wu et al. (2001) 已有所探討；而邊界層參數法之影響，在 Braun and Tao (2000) 亦有深入研究。因此本研究暫不探討此方面有關參數法選擇的影響問題，即參考吳與黃 (2000) 與 Wu et al. (2001) 的設定，本研究的模式物理過程選擇如下：在積雲參數法方面，模式第一、二巢為 Grell

(Grell 1993)，第三巢則為 KF (Kain and Fritsch 1993)；次網格尺度降水（雲物理）參數法方面，三巢皆為 Simple Ice (Dudhia 1989)；至於在大氣輻射過程與邊界層參數法的處理上，三巢選擇一致，分別為 cloud (Dudhia 1993) 及 Blackadar (Blackadar 1979)。

2. 數值實驗

針對模式能否掌握瑞伯颱風生命期的模擬方面，我們選定 1998 年 10 月 13 日 12 UTC 為模式的初始時間，模式初始場為歐洲中尺度預報中心 (ECMWF) 之全球分析資料，其水平網格解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。過去的研究顯示，渦旋植入對颱風之路徑、強度與風雨分佈的模擬扮演相當重要的角色 (吳與黃, 2000; Wu et al. 2001)，所以在本研究中，我們亦在數值模擬的過程中採用相同的渦旋植入程序。此程序為於正式模擬前 12 小時預先植入一 Rankine vortex，讓模式積分 12 小時後，將已發展之渦旋置於美國關島聯合颱風警報中心 (JTWC) 所發布之颱風位置並結合此時的環境場 (Kurihara et al. 1995)，然後開始正式的模擬。此法的優點在於可產生與模式動力一致的渦旋，並可保留渦旋於模擬期間發展的不對稱結構；另外，藉由 Kurihara et al. (1995) 的方法得以濾除分析場中關於颱風分量的不正確訊息。

以下為各實驗設計之目的及其內容介紹 (見表 1)：

(1) LT 實驗

LT 實驗為我們的控制實驗組，我們將 ECMWF 初始場直接內差至三層巢狀網格 σ 座標中，並且採用渦旋植入的程序，然後進行 108 小時的模擬。此實驗之主要目的在瞭解渦旋植入法對瑞伯颱風模擬的成效，並

表一 各組實驗之內容介紹。

	實驗名稱	積分時間	渦旋植入	地形處理
控制實驗	LT	108 小時	有	10 公里解析之地形
對照實驗	NB	108 小時	無	10 公里解析之地形
對照實驗	NLNT	108 小時	有	移除呂宋島、台灣之地形
對照實驗	NLT	108 小時	有	移除呂宋島地形
對照實驗	LNT	108 小時	有	移除台灣地形

透過此數值模擬所提供之高時空解析資料，進行關於呂宋、台灣兩島嶼地形及中尺度槽線系統影響瑞伯颱風之探討。

(2) NB 實驗

本實驗為沒有採用渦旋植入法之模擬實驗，模式積分時間同 LT 實驗，為 108 小時。NB 實驗為本研究的對照組之一，此實驗之主要目的為檢測無渦旋植入過程中，MM5 模式對瑞伯颱風的模擬情形。

(3) NLNT、NLT、LNT 實驗

為了凸顯呂宋、台灣兩島嶼地形對於瑞伯颱風的影響情形，我們設計這三組對照實驗來瞭解這樣的問題。其中 NLNT 將呂宋島、台灣的地形取代成海面；NLT 則只移除呂宋島；LNT 則為僅移除台灣地形的模擬實驗。模式積分時間亦為 108 小時。

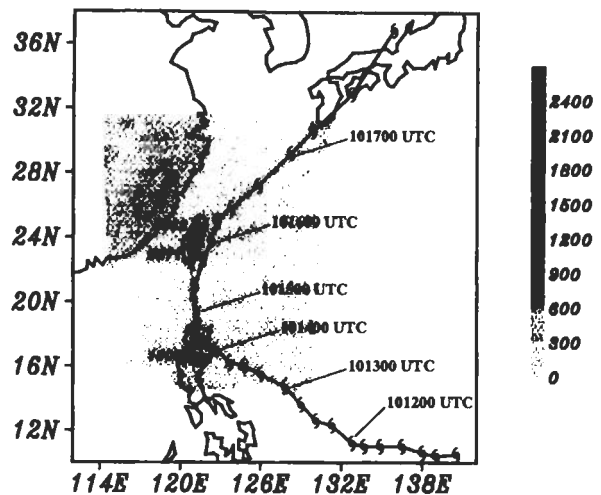


圖 2 瑞伯颱風生命期 JTWC 所分析之最佳路徑，每六小時一點；扇形區域為模式第三巢的模擬範圍，陰影區為模式第三巢所解析之地形高度，2662、2871、1905 分別為模式解析之雪山、玉山、以及呂宋島西部高山(Mt. Pulog, 實際高度為 2929 公尺)之高度(單位：公尺)。

平洋副高的影響，便朝西略偏北的方向移動，然後因藤原效應與亞力士颱風形成雙颱風互繞（見 Kuo et al. 2000），從衛星雲圖的分析發現亞力士原本是位於瑞伯的東北側，而在亞力士剛被正式命名為西北太平洋第 11 號颱風後不到 24 小時的時間內，隨即被瑞伯捲入而形成其氣旋式雲帶的一支，終而結束其生命史。在亞力士的併入後，於

三、結 果

(一) 瑞伯颱風綜觀介紹

瑞伯颱風在西北太平洋上形成，於 1998 年 10 月 10 日 18 UTC 時，由 JTWC 正式命名為 Zeb，其生命期之移動路徑如圖 2 所示。瑞伯颱風生成後受太

13日06UTC，瑞伯增強為強烈颱風，其海平面氣壓中心為930 hPa，朝著呂宋島的方向行進；呂宋島的地形特徵，主要為島的東西兩邊各自盤峙著兩座一千公尺以上的高山，因此當颱風登陸呂宋島後，由於受到地形的破壞，瑞伯颱風的強度遽減，其海平面氣壓中心增為945 hPa，因而轉變成中度颱風，並在原地呈停滯狀態達6個小時，而許多數值預報作業模式（如中央氣象局、日本氣象廳等）皆未能掌握此滯留情形。

瑞伯颱風在呂宋島原地停滯近乎6小時後，受到太平洋副高的環流牽引，而自呂宋島朝台灣方向北移。瑞伯颱風在通過巴士海峽後，位於華南上空之中緯度斜壓系統所伴隨槽線亦開始影響瑞伯颱風。而在太平洋副高與槽線的雙重影響下，導致瑞伯移動路徑逐漸東偏且加速往北移動，因此瑞伯颱風並未直接登陸台灣，而是在台灣東側沿著東海岸北上遠離台灣。雖然瑞伯颱風並沒有直接登陸台灣，但其環流所伴隨的豐沛水汽仍然造成台灣地區大量的降水，亦釀成重大災情〔農業總損失51億6千萬，28人死亡（劉，2000）〕。瑞伯在遠離台灣後，其移動路徑主要還是受到西風帶系統與太平洋副高的雙重牽引，使其繼續往北北東的方向前進而隨後在日本登陸，最後瑞伯颱風於10月18日00 UTC在日本海上消散。圖3為瑞伯颱風生命期中之紅外線衛星雲圖，可以清楚呈現瑞伯颱風在生命期所伴隨的科學問題；圖3a為亞力士颱風被併入為瑞伯颱風螺旋雲帶的衛星雲圖，詳細演變圖及動力過程可參閱Kuo et al. (2000) 之分析研究；圖3b為瑞伯颱風在登陸呂宋島前之衛星雲圖，可以發現其微小颱風眼之情形，而當颱風在離開呂宋時（圖3c），眼則明顯的變大許多，這其中所隱含的動力過程，我們在隨後的章節中會有進一步的探討。另外，在圖3c的

衛星雲圖中也清楚呈現中緯度系統所伴隨的雲系與颱風的氣旋式雲帶連接成帶狀的現象，而圖3d則為瑞伯颱風在槽線系統的牽引下，導致其結構變得較為鬆散，且其氣旋式雲帶也明顯減少。圖3c、3d所呈現出的颱風受中緯度系統影響的雲圖結構，乃是秋颱風北行過程之典型特徵，而這兩種尺度間的交互影響也是一個本文將探討的議題之一。

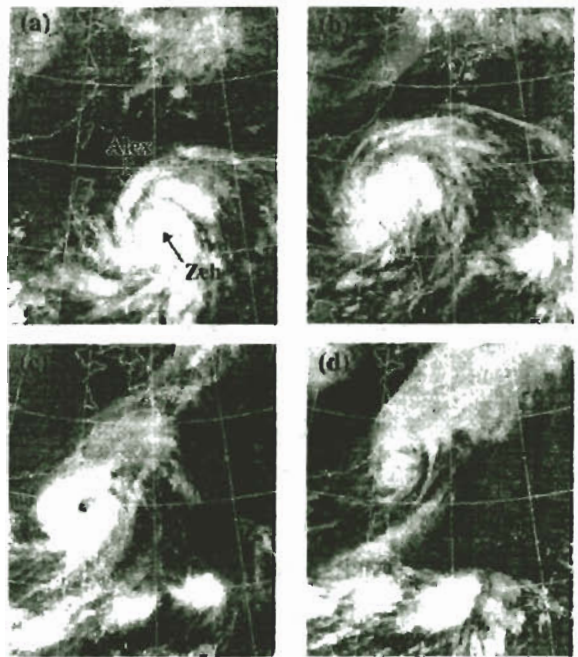


圖3 日本 GMS-5 衛星之紅外線衛星雲圖。(a) 1998年10月12日12 UTC；(b) 1998年10月14日00 UTC；(c) 1998年10月15日00 UTC；(d) 1998年10月16日06 UTC。

由於瑞伯颱風在影響台灣期間已減弱為中度颱風，所以藉由風所引發的災害較不明顯。然而其所伴隨的降水卻帶來嚴重的災情，其中雨勢最顯著的地區為台灣的東半部及西北部山區，累積降雨量均高達700公釐以上。此結果主要是因為瑞伯颱風緩慢經過台灣東側外海，因此台灣東部及北部山區之迎風面有大量之降雨；此外，中緯度

槽線系統本身亦可能提供颱風環流機械舉升機制，因而導致台灣北部山區降水明顯較東部山區多。瑞伯颱風除了風雨對台灣地區造成顯著影響外，其颱風環流與地形所產生的交互作用，亦產生一些中尺度的局部現象。根據氣象局地面測站資料顯示（劉，2000），當瑞伯颱風在宜蘭東邊的海面上時，其氣旋式環流所引發的迎風面地形舉升造成水汽凝結與背風面乾空氣下沉的增溫作用，導致在台東地區出現焚風的現象，而此種現象即為沿台灣東部北行颱風所引起之典型特徵。

(二) 模擬結果探討

1. 初始結構

颱風數值模擬研究中最大的一個關鍵為渦旋植入的過程，這最主要的原因為現行全球分析資料受限於解析度不足並無法真實掌握颱風的動力及熱力結構，是以採用此不完整之初始資料進行積分將導致隨後颱風渦旋 spin-up 的問題，進而造成路徑及強度模擬的誤差。本研究中所使用的 ECMWF 資料在初始時間（13 日 12 UTC）對瑞伯颱風的掌握上亦有同樣的情形，JTWC 所提供的海平面中心氣壓為 920 hPa，而 ECMWF 資料所能解析之颱風強度則為 994 hPa。而若分析其所能解析之颱風內部結構（如 NB 實驗；圖 4a），可以發現 ECMWF 資料除了稍微掌握較大的最大風速區域外，其餘的颱風結構（如暖心結構、颱風中心高位渦值及眼牆往上、往外傾斜等）並沒有出現。而在採用渦旋植入的過程後（即 LT 實驗），其颱風之內部結構可以明顯改善（圖 4b），從圖上可以清楚發現颱風中心有明顯的暖心結構，且中高層亦出現較高的位渦值；另外，眼牆的位置則明顯改善內移至 100 公里左右（原先為 300 公里），且其眼牆亦有往上、往外傾斜的特徵出現。

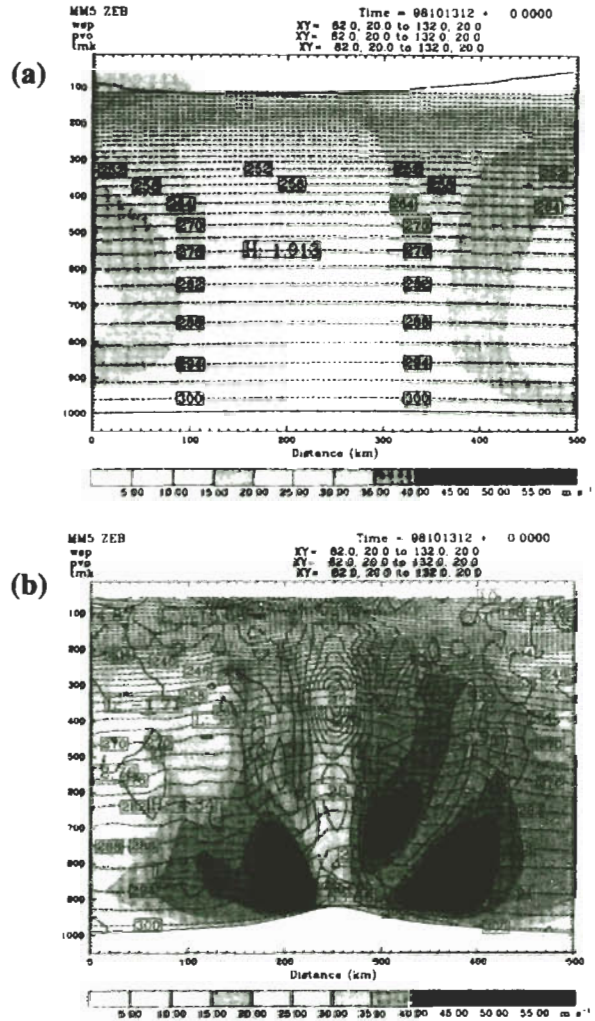


圖 4 橫切颱風中心(16.0°N, 124.8°E)之位渦度(以實線表示,單位:PVU)、溫度(以虛線表示,單位:K)、風場垂直剖面圖(以陰影區表示,單位:m/s)。(a)為NB實驗;(b)為LT實驗。

雖然渦旋植入的過程可以明顯改善颱風模擬的初始化問題，但仍有一些不確定性存在，以本研究個案為例（圖 4b），可以發現在右側眼牆有明顯的不連續情形，且在颱風中心的低層亦有相當高的位渦值，約為 54 PVU (potential vorticity unit, $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)。此結果可能是由於渦旋植入的過程中將模式積分 12 小時但尚未達穩定狀態所得的

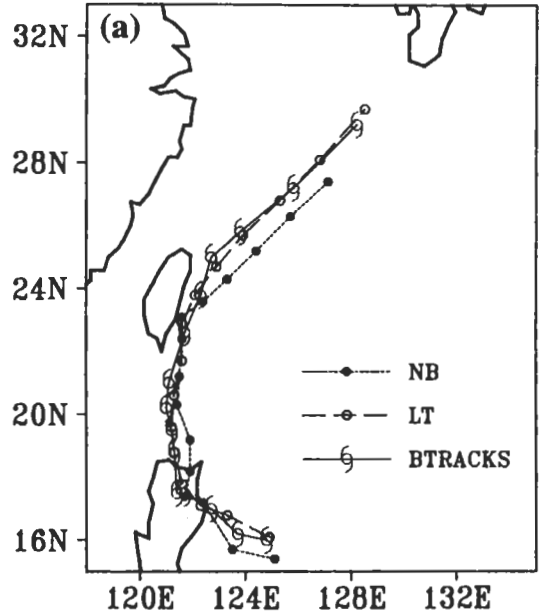
渦旋取代原先渦旋所導致。無論如何，比較圖 4a 及圖 4b 結果顯示，在透過初始化程序後，模式具有一較能代表颱風結構之初始渦旋。

2. 路徑

圖 5 為各實驗之模擬路徑，可以發現所有的實驗皆能掌握瑞伯颱風在侵台期間的移動路徑趨勢，即登陸呂宋島、脫離呂宋島後路徑轉北、從台灣東部外海通過而後轉向日本等。然而在 NB 實驗的模擬結果中，可以發現其颱風移動速度明顯較慢，其 84 小時之模擬路徑誤差為 227 公里；導致其模擬路徑較 LT 實驗不理想的原因為 NB 實驗在模擬的前期較慢所致（比較圖 5a 中模式積分第 54 小時的颱風位置可以得知，NB 實驗此時的颱風位置明顯比 LT 實驗南偏 93 公里），因而造成其隨後被西風帶系統（包括槽線）加速遠離台灣的時間較慢所導致。LT 實驗為最佳的模擬實驗，於 84 小時之路徑誤差只有 49 公里，然而這並不表示模式足以完全掌握瑞伯颱風之移動過程，例如模式並沒有模擬出在呂宋島的短暫滯留現象，因而導致模式在模擬的前期其移動速度有偏快的現象。有關移動緩慢及滯留颱風的路徑，一直是颱風模擬的重大難題，這應與模式較難準確掌握微弱駛流有關。此外，由於模式第三巢的模擬範圍並無法完整涵蓋較高緯度的槽脊系統，造成所模擬的槽脊系統有較弱的現象，可能因而導致模擬的後期颱風移速較慢。

至於關於移除地形的 NLNT、LNT、NLT 實驗，模擬結果顯示呂宋島、台灣地形的存在將減慢颱風的移動速度，這樣的現象以 NLNT 的實驗最為顯著，其與 LT 實驗模擬結果之 84 小時的路徑差別為 431 公里；而若比較 NLT 與 LNT 的模擬結果，其與 LT 實驗模擬結果之 84 小時路徑誤差分別為 240 及 101 公里，這數據顯示呂宋地形的

Tracks of Typhoon Zeb (1998)



Tracks of Typhoon Zeb (1998)

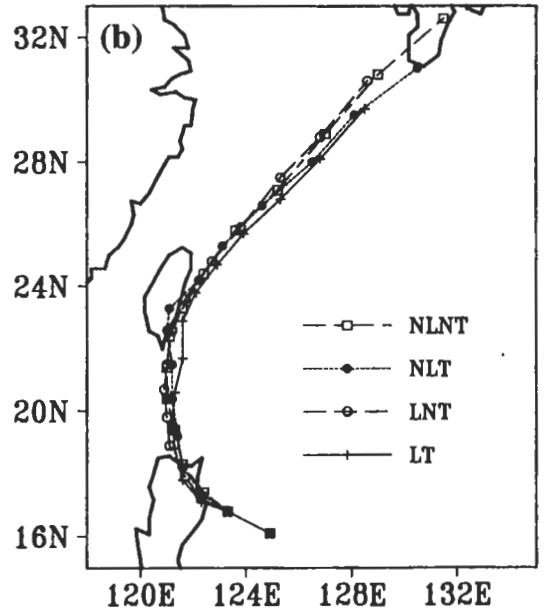


圖 5 JTWC 最佳路徑與各實驗之模擬路徑，每六小時一點。(a)為 NB、LT 實驗與 JTWC 最佳路徑(BTRACKS)；(b)為 LT、LNT、NLT、NLNT 實驗。

阻擋效應對於瑞伯颱風路徑的影響遠比台灣地形之影響顯著，這個結果主要是因為瑞伯颱風為直接登陸呂宋島，因而速度及強度會變慢，此結果與 (Brand and Brelloch 1973) 的觀測統計分析結果一致；而瑞伯颱風被台灣地形影響時由於並未登陸，導致其颱風移動速度並未明顯變慢。

Bender et al.(1987)的數值模擬結果中顯示，當西行颱風通過呂宋島時會在登陸前沿其移動方向左偏、登陸後則有右偏的現象（如其圖 17 所示），本研究的模擬結果亦顯示類似的結果。比較模式之 LT 與 NLT 實驗（圖 5b）可以發現當呂宋地形存在時，颱風在登陸前會沿其行進方向稍微左偏，然而在登陸後的模擬結果則無法呈現出偏折的現象。導致後者差異的原因為瑞伯颱風在其往北的過程中，決定其移動的駛流已被明顯的環境流場所決定（中緯度斜壓系統與太平洋副高），因此並無法反應出颱風在登陸呂宋島後的偏折情形。至於台灣地形對瑞伯颱風偏折的影響上，模擬結果（圖 5b，LT 實驗與 LNT 實驗）亦顯示，台灣地形的存在會讓瑞伯颱風路徑往其移動方向右偏。

由以上的分析結果顯示，主導瑞伯颱風移動路徑的主要因素為環境流場，然而地形所扮演的角色亦有其影響性。此真實個案模擬結果所得有關呂宋島地形對於瑞伯颱風在登陸呂宋島前路徑偏折之影響結果，與 Bender et al. (1987) 之理想颱風西進受到呂宋島影響之結果相當一致。此外值得提出說明的是，上述的研究結果中由於其偏折情形並不十分顯著，因此有可能因為颱風定位的誤差而導致不同的結果。我們在颱風定位的處理上是根據模式第三巢（10 公里）的模擬結果，找出其海平面氣壓最小值的網格點，然後求出該網格點東西南北各 0.5 個網格範圍內所包含曲面

中海平面氣壓的最低值，此最低值之位置即為颱風中心位置，因此本研究中所定義的颱風中心誤差小於 5 公里；而在比較 LT 與 NLT 實驗的路徑誤差中，模式積分第 12、18 小時的誤差分別為 25、44 公里，是以我們所探討的路徑誤差遠大於由定位所造成的誤差，所以由地形存在導致路徑偏折之影響結果是很明顯的。

3. 強度

圖 6 顯示各組實驗所模擬之颱風強度隨積分時間之演變情形。由圖上 JTWC 的觀測強度演變顯示，颱風會明顯受呂宋、台灣地形影響及中緯度槽線之作用而持續減弱其強度，至 17 日 00 UTC 時其強度已減弱為 978 hPa。至於模式模擬方面，NB 實驗之模擬結果，在積分的過程中，其強度持續增強，唯在登陸呂宋島時會稍微減緩其增強之趨勢；而在 15 日 12 UTC 始受台灣地形與槽線之作用而稍微減弱其強度。上述的結果顯示，在沒有進行渦旋植入的模擬中，模式中之颱風會有逐漸增強的現象，其初始中心氣壓值為 994 hPa，而模擬至 84 小時的強度為 940 hPa。至於在採用渦旋植入法的模擬中（LT 實驗），結果顯示颱風在登陸呂宋島時強度會減弱，但在脫離呂宋島之後強度會再略為增強，於 15 日 06 UTC 之後受台灣

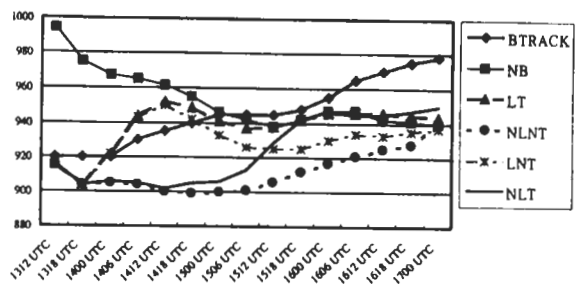


圖 6 各實驗所模擬與 JTWC 觀測之颱風海平面氣壓中心變化圖，橫軸為時間、縱軸為氣壓（單位：hPa）。

地形與槽線之影響減弱其強度，但由於模式在模擬的後期並無法完整掌握槽線的強度，是以模擬的強度維持在 940 hPa 左右，而實際的強度最後則減弱為 978 hPa。

在 NLNT 實驗的模擬結果中，颱風在 13 日 18 UTC 至 15 日 06 UTC 期間，其強度沒有明顯變化，維持在 900 hPa 左右，在 15 日 06 UTC 之後，其強度開始減弱，此時其路徑明顯東偏，這結果顯示槽線系統此時已開始影響颱風之結構，而導致其強度開始減弱，並於 17 日 00 UTC 時減弱至 940 hPa。在 NLT 實驗中，其強度在初始 18 小時與 NLNT 強度一致，而自 14 日 06 UTC 至 16 日 00 UTC 時，則明顯受地形與槽線之作用而減弱，離開台灣後則維持在 945 hPa 左右，最後則受日本地形之作用而減弱至 950 hPa。LNT 實驗前 24 小時之模擬強度與 LT 實驗一致，之後由於進入巴士海峽，且加上無台灣地形之破壞，其強度增強 20 hPa 以上，在 15 日 12 UTC 隨後受槽線之影響其強度開始減弱，最後於 17 日 00 UTC 時其強度減弱為 937 hPa。

綜合而言，以上的模擬結果隱含幾點值得探討的議題：

(1) 沒有渦旋植入的模擬中 (NB 實驗)，其中心強度隨時間之演變過程與觀測有很大的出入，其強度在最初模擬的 24 小時有迅速增強的現象，且在隨後的積分時間中其強度也會持續增強。我們與過去的研究比對發現模式的下邊界條件海溫可能為一個決定性的因子，在吳與黃 (2000) 對芙蓉颱風 (1990) 的數值研究中，由於模式的下邊界條件海溫較低的關係，導致其所有實驗 (包括有渦旋植入的模擬) 的颱風強度並無增強現象；而本研究中瑞伯颱風當時所處之菲律賓附近海域是屬於較暖的洋面區，因此有利於颱風系統透過

海氣交互作用理論增強其強度，且由於模式中之初始渦旋強度仍低於其溫暖洋面所能支持的潛在颱風強度 (Emanuel 1988; Holland 1997)，是以其強度得以再增強。

(2) 渦旋植入的模擬顯示 (LT 實驗)，模式中之颱風較能掌握呂宋、台灣地形及槽線影響而減弱其強度之趨勢；但模式亦模擬出與觀測不一致的情形，即當颱風脫離呂宋後會有過度增強之現象。有關颱風強度模擬之不確定性，乃是颱風數值模擬有待解決之一大難題 (Wu and Cheng 1999; Wu et al. 2000a; Bender and Ginis 2000)。我們認為瑞伯在離開呂宋島後再增強之主因可能是由於颱風在受呂宋地形破壞後，其內部結構已處於不平衡之狀態，因而在離開呂宋島後，便會透過其內部之動力過程再組織其內部結構 (參考後段有關眼牆之探討)。由模式之模擬顯示，這樣的過程會導致其強度增強。

(3) 在地形移除的實驗結果顯示，由 LT 與 NLNT 實驗於 14 日 12 UTC 的強度差異為 50 hPa 左右，可以顯示呂宋島地形的存在會讓颱風強度迅速減弱。至於台灣地形的影響方面，可以從 LT 與 LNT 的實驗結果比較得知，台灣地形在 14 日 06 UTC 便開始影響颱風之強度，之後的時間其強度差異明顯逐漸變大，而在 16 日 00 UTC 時，兩者的強度差異變為最大，為 16 hPa 左右，這樣差異亦顯示台灣地形在瑞伯颱風強度減弱過程所扮演的角色。

(4) 中尺度槽線系統亦在颱風轉向東北的過程中減弱颱風之強度，這可能是由於槽線所伴隨之強烈垂直西南風風切所導致，此條件亦為颱風強度減弱的一項重要機制 (DeMaria 1996)。但由於模式模擬範圍的限制，使得模式並無法完整模擬槽線強度，因此模式掌握此減弱颱風強度機制似乎

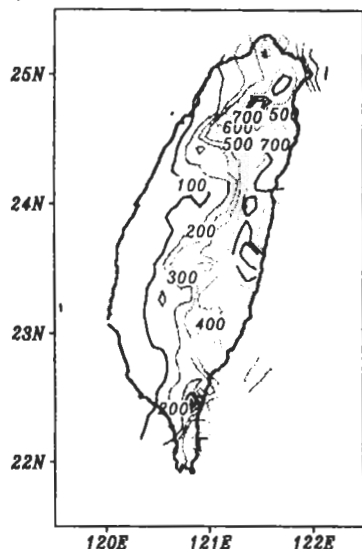
有較觀測為弱的現象。

4. 降水

為瞭解地形與颱風路徑對於模式降水模擬之

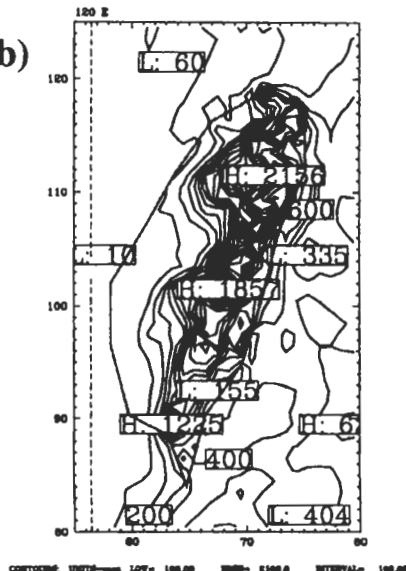
影響，圖 7 比較觀測、NB 實驗、LT 實驗、LNT 實驗瑞伯颱風侵台期間之累積雨量。圖 7a 為瑞伯颱風侵台期間，台灣自動雨量觀測站 14 日 00 UTC 至 17 日 00 UTC 共 72 小時累積降水，圖中可顯示

(a)



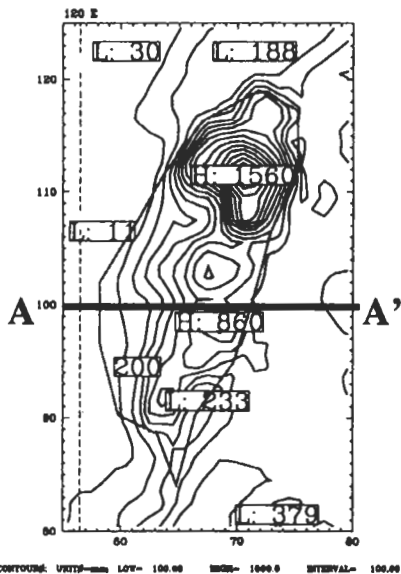
Zeb Simulative Rainfall
rrc
rrb
Time = 98101312 + 84.0000
(Added field factor of 1.00)

(b)



Zeb Simulative Rainfall
rrc
rrb
Time = 98101312 + 84.0000
(Added field factor of 1.00)

(c)



Zeb Simulative Rainfall
rrc
rrb
Time = 98101312 + 84.0000
(Added field factor of 1.00)

(d)

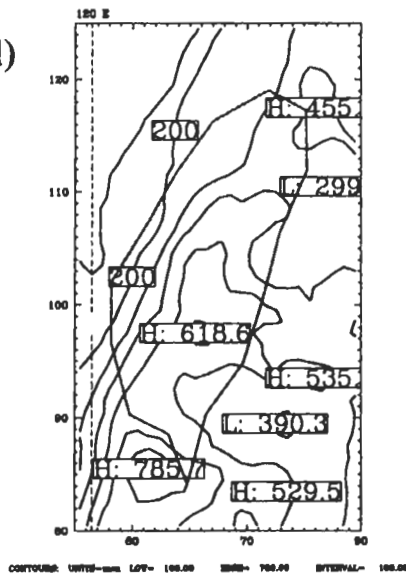


圖 7 觀測與模式模擬 14 日 00 UTC 至 17 日 00 UTC 之 72 小時累積降雨(單位: mm, 等值線間距為 100 mm)。(a)為自動雨量站之觀測結果; (b)為 NB 實驗; (c)為 LT 實驗; (d)為 LNT 實驗。

瑞伯颱風主要之降水分佈在西北部與東部，兩區域之極值達 700 公釐。在模式的模擬結果方面，NB 實驗同時間之模擬累積降水如圖 7b 所示，其降水空間分佈與觀測的結果相當一致，但量值明顯高估許多，造成如此差異的原因為模式模擬之颱風在經過台灣東側期間移速過慢且其強度逐漸增強所致；而 LT 實驗之模擬結果（圖 7c）明顯比 NB 實驗改善許多，此改善的原因為模式所模擬的颱風移動路徑與實際路徑相當一致所造成，雖然 LT 實驗已較完整模擬出實際的降水情形，但其在台灣西北部的降水量還是明顯高於觀測結果，而台灣西北部極值模擬過高的原因為模式中颱風在遠離台灣的期間過慢所致。圖 7d 為 LNT 實驗所模擬之 72 小時累積降水，可以發現在台灣的東部及西北部山區並沒有明顯降水出現，這結果可顯示出台灣地形對瑞伯颱風之降水分佈所扮演之角色。

由以上的結果顯示，模式所模擬的累積降水呈現高估現象，除上述所討論的颱風移動速度扮演主導角色外；模式所模擬的颱風強度較強亦是影響的因素之一，從圖 6 中模式積分的後期可以發現，模擬的強度明顯較觀測高估許多，是以導致更強的舉升氣流出現，因而造成更多的降水。

5. 焚風現象

觀測資料顯示當瑞伯颱風位於宜蘭外海時，其所伴隨的氣旋式風場會導致花東地區有焚風的現象出現，我們發現模式亦能掌握此中尺度局部現象。圖 8a 為 LT 實驗相對濕度場、風場之垂直剖面，其所對應的空間位置如圖 7c 之 AA' 所示。我們可以清楚發現空氣塊受颱風環流之平流作用，導致氣流在中央山脈的西側明顯受地形舉升，因而在山脈之東側產生下沉增溫的現象，最終導致其相對濕度明顯減小，其值為 40%。若比

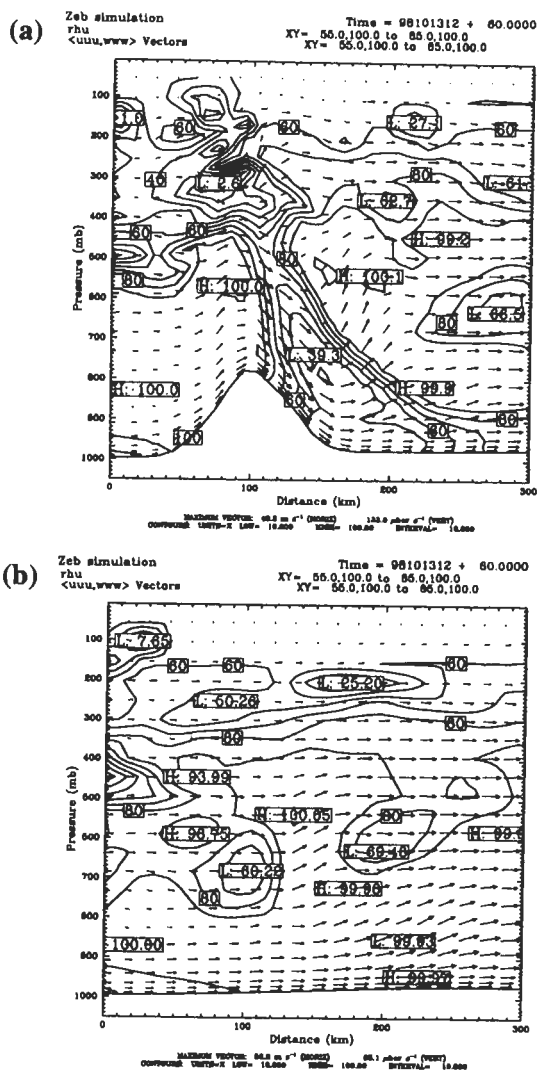


圖 8 模式積分第 60 小時(16 日 00 UTC)之相對濕度場(以實線表示，單位：%)與風場(以向量表示)垂直剖面圖(橫切位置如圖 7c 之 AA' 所示)。(a)為 LT 實驗；(b)為 LNT 實驗。

較 LNT 之實驗結果（如圖 8b 所示），我們可以清楚發現在相同之剖面位置並沒有局部乾燥的區域出現，該區域之相對濕度幾乎都在 100% 左右。這樣的結果顯示，台灣地形對此種局部中尺度現象的發生，扮演著決定性的角色。

(三) 模式駛流之位渦診斷

Wu and Emanuel (1995a,b) 首先以位渦反求探討颱風駛流問題，接著Shapiro (1996) 以軸對稱平均的位渦為基本場，同樣利用位渦反演方法診斷颱風駛流，並獲得與Wu and Emanuel一致的結論。黃 (2000) 及Wu et al. (2000b) 利用同樣的概念，亦成功定量探討中央氣象局颱風預報模式的初始化程序對其隨後數值模擬的影響。而本研究亦應用此分析方法來探討模式所模擬之中緯度槽線系統，對瑞伯颱風運動中所扮演的角色。我們選取LT實驗中，第一巢在模擬時間第36、48、54、66、72、84、90、96小時（即8個時間）的模擬結果，做為此部分位渦反演分析之資料來源。因此首先我們將MM5所模擬之重力位高度場（H）、溫度場（T）、風場（U，V）內差至P座標（1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100、70 hPa）上，然後將其內差至等間距（ $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ ）之經緯網格座標上，所選定範圍為 $95^\circ\text{E} \sim 145^\circ\text{E}$ 、 $12.5^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$ ，隨後再進行位渦反演之程序（見黃，2000）。圖9為模式積分第66小時500 hPa風場與重力位高度場分佈情形，圖中可

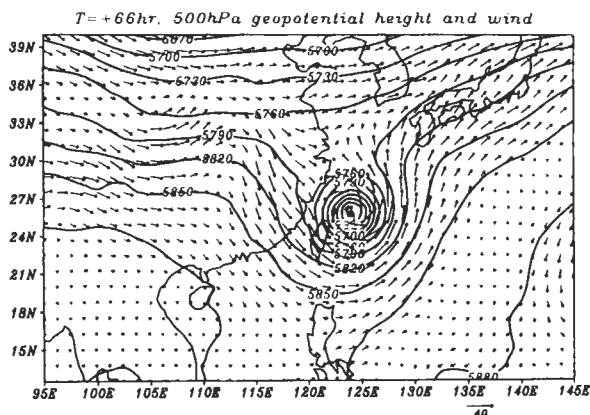


圖9 模式模擬第66小時(16日06 UTC) 500 hPa之重力位高度場(以實線表示，單位：m)與風場(以向量表示，單位：m/s)，颱風符號表颱風海平面氣壓中心之位置。

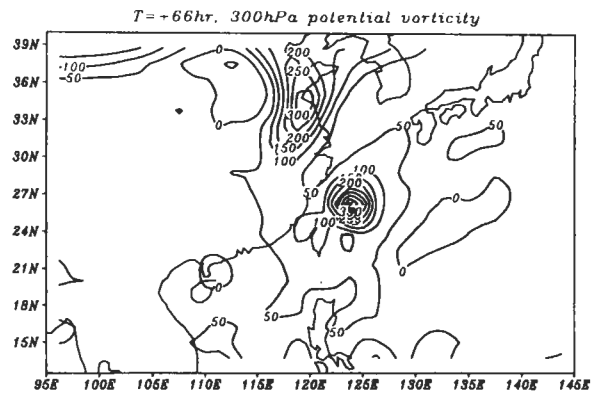


圖10 模式模擬第66小時(16日06 UTC) 300 hPa之位渦場(以實線表示，單位：0.01 PVU)。

以發現瑞伯颱風已經包含在中緯度槽線之中，此種空間配置結構為秋颱風的典型特徵之一，而同時所對應之300 hPa空間Ertel位渦分佈結構如圖10所示，圖上可以清楚呈現颱風與中緯度斜壓系統之空間分佈結構，而在兩系統西南側所延伸的位渦帶為兩系統交互作用下，中緯度斜壓系統所伴隨之位渦度被颱風環流平流拉伸所造成的位渦分佈結構。

位渦反演的主要原理為，給定Ertel位渦分佈及適當質量場與流場之平衡條件及相關邊界條件，便可求得平衡之質量場及流場之分佈情形。圖11則為經由非線性平衡所求取模擬第66小時之500 hPa平衡風場與高度場，可以發現圖中之重力位高度及風場結構與圖9的結果相當一致，唯其結構似乎有較平滑的趨勢，這樣的結果顯示，透過位渦反演中非線性平衡所反求的平衡風場與高度場足以代表模式實際之風場與質量場。在進行片段位渦反演之另一重要步驟為定義基本場，本研究採用黃 (2000) 改進Shapiro (1996) 方法所發展的軸對稱空間平均。在進行軸對稱平均的過程中，必須給定颱風中心位置及軸對稱的計算空間

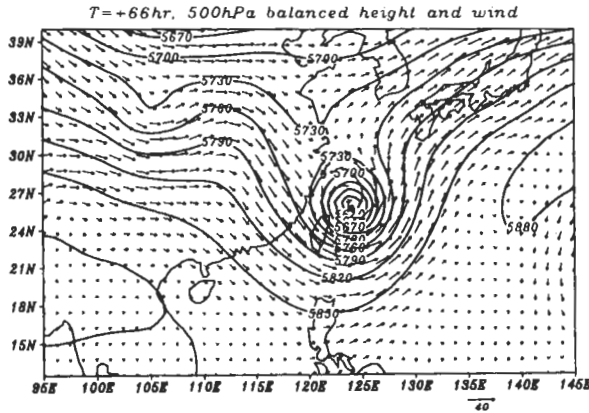


圖 11 模式模擬第 66 小時(16 日 06 UTC) 500 hPa 之平衡高度場(以實線表示,單位:m)與平衡風場(單位:m/s)。

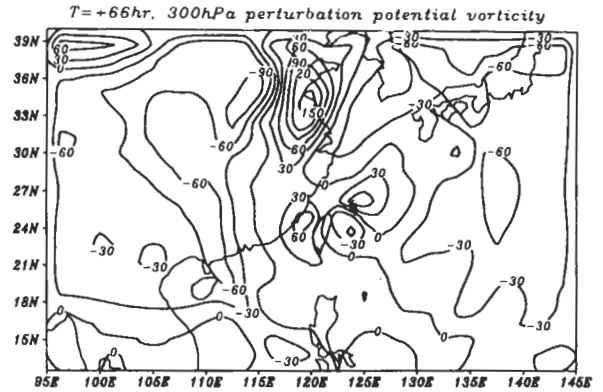


圖 12 模式模擬第 66 小時(16 日 06 UTC) 300 hPa 扣除軸對稱平均之位渦擾動(以實線表示,單位:0.01 PVU)。

範圍, 颱風中心位置是根據其 850 hPa 之位渦中心所決定, 並假設所有氣壓層之颱風中心位置一致, 而軸對稱的計算範圍為距颱風中心 1000 公里以內的區域。最後將全部位渦場減去軸對稱基本場後, 便能求得所有位渦擾動場。圖 12 為濾除軸對稱平均之位渦擾動場, 可以明顯發現槽線之位渦擾動, 台灣地形之左側有一正值 (0.6 PVU) 之位渦擾動, 顯示槽線之部分位渦帶已被颱風之風場往南傳送; 而在颱風中心附近所出現之正負位渦擾動值, 是因為颱風受中緯度系統之影響, 造成其中心在高低層的位置並非一致, 因而導致在扣除軸對稱平均場時會存在此一正負位渦擾動值。

在求得位渦擾動之後, 其任何一片段之位渦擾動, 即可透過片段位渦反求的線性疊加概念, 在給定適當之側邊界高度及流函數場條件下, 透過連續鬆弛法可以解出其所伴隨氣流函數及高度場。圖 13 所表示的為所選取 8 個時間, 反演其全部位渦擾動所得之平衡風場, 然後再求取其深層平均定義為移動颱風之駛流, 深層平均的求取為以距離颱風中心 3° 以內、850 hPa ~ 300 hPa 之空間

MM5-ZEB Steering flow and DLM-850~300 Wind

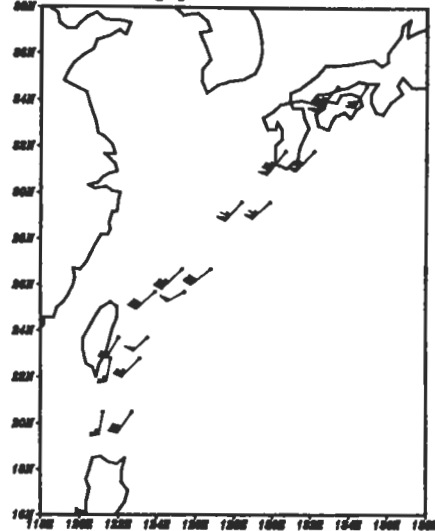


圖 13 颱風駛流場隨時間序列圖。右側風羽表示藉由片段位渦擾動反演之駛流場[颱風中心周圍 3° 以內、850 hPa ~ 300 hPa 之平均風場(全桿為 2 m/s)], 左側風羽為模式中颱風移動速度向量, 其位置為模式中颱風實際位置。

風場平均。圖中顯示模式中主導颱風移動之流場, 可以完全由平衡風場所定義之駛流決定, 唯其在前 3 個時間中之風向、風速有較大的誤差外,

其餘 5 個時間之平衡風場均能完整反應模式颱風之移動情形 (平均風向誤差少於 10° 、平均風速少於 1.5 m/s)。若探討前 3 個時間由位渦反演所定義之駛流與實際模式中颱風移動速度不同的原因，颱風脫離呂宋島後的再增強機制及颱風與台灣地形的交互作用，可能導致模式產生很多的非旋轉風，因而無法透過非線性平衡所求取之風場來代表所有的風場，進而導致由平衡風場所定義之駛流與實際模式中颱風移動速度有所差別。

在確定位渦反演的方法可以完整掌握模式模擬中後期導引瑞伯颱風移動之駛流後，我們進一步藉由片段位渦反求的方法，來量化探討中緯度槽線在瑞伯颱風移動路徑中所扮演的角色。我們選取 $500 \text{ hPa} \sim 200 \text{ hPa}$ 槽線部分之位渦擾動，給定均勻 (homogeneous) 的側邊界條件，然後計算其所對應之平衡風場。以模式第 66 小時之結果為例，圖 14 清楚顯示槽線部分之位渦擾動經反演之平衡風場在 300 hPa 之分佈及其伴隨環流驅使瑞伯颱風往北移動之情形。而若計算 8 個時間由槽

線以及非槽線部分的擾動所貢獻之颱風駛流 (圖 15)，可以清楚發現，槽線在模式模擬的後期 (颱風遠離台灣之後)，對瑞伯颱風駛流的貢獻上較為微弱，約僅佔往北環境駛流場之 20%，且並沒有明顯提供颱風往東移動的西風分量；而在非槽線部分的駛流貢獻上則是與所有位渦擾動貢獻的駛流一致，但其數值略小一點。此外，線性位渦反演理論 (Davis and Emanuel 1991) 顯示槽線部分與非槽線部分兩者的駛流貢獻，應該等於全部位渦擾動所求取的駛流，這點我們可以從圖上得到很好的驗證。

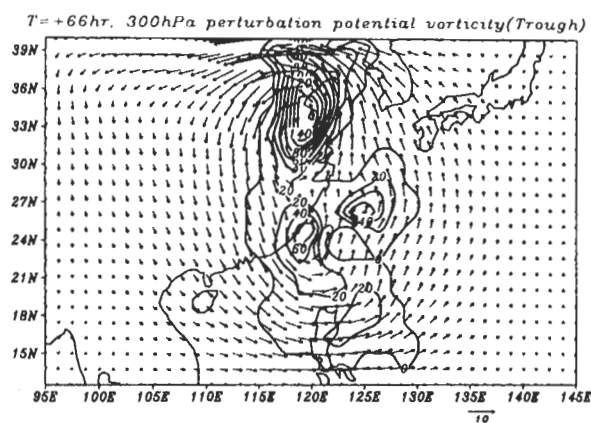


圖 14 模式模擬第 66 小時 (16 日 06 UTC) 300 hPa 槽線部分之位渦擾動 (以實線表示，單位： 0.01 PVU) 與由片段位渦反演反求槽線部分所得之平衡風場 (單位： m/s)。

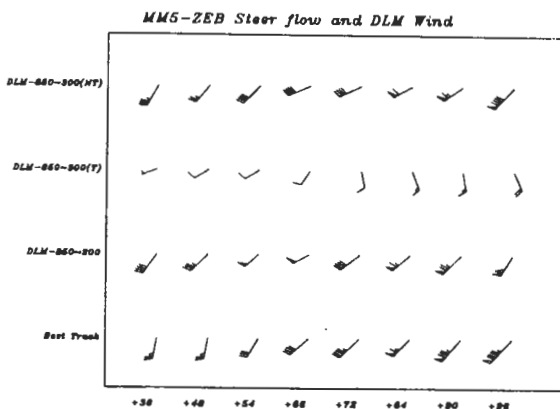


圖 15 颱風駛流場隨時間序列圖 (全桿為 2 m/s)，橫軸為反演程序所選取之模擬時間；縱軸之 Best Track 表模式中颱風實際之移動速度，DLM-850~300 表示 850 hPa 至 300 hPa 之深層平均值，其風場是由全部片段位渦擾動所反演之平衡風場。依此類推，DLM-850~300(T) 表平衡風場為反演槽線部分之位渦擾動而得；DLM-850~300(NT) 則為非槽線部分所反演之平衡風場。

上述的位渦反演分析顯示，中緯度斜壓系統所伴隨槽線，在瑞伯颱風脫離台灣的階段中，對瑞伯颱風具有牽引作用，其系統所貢獻之流場提供一往北的分量 (約佔其往北環境駛流場之 20%) 讓瑞伯颱風加速遠離台灣。至於主導瑞伯颱

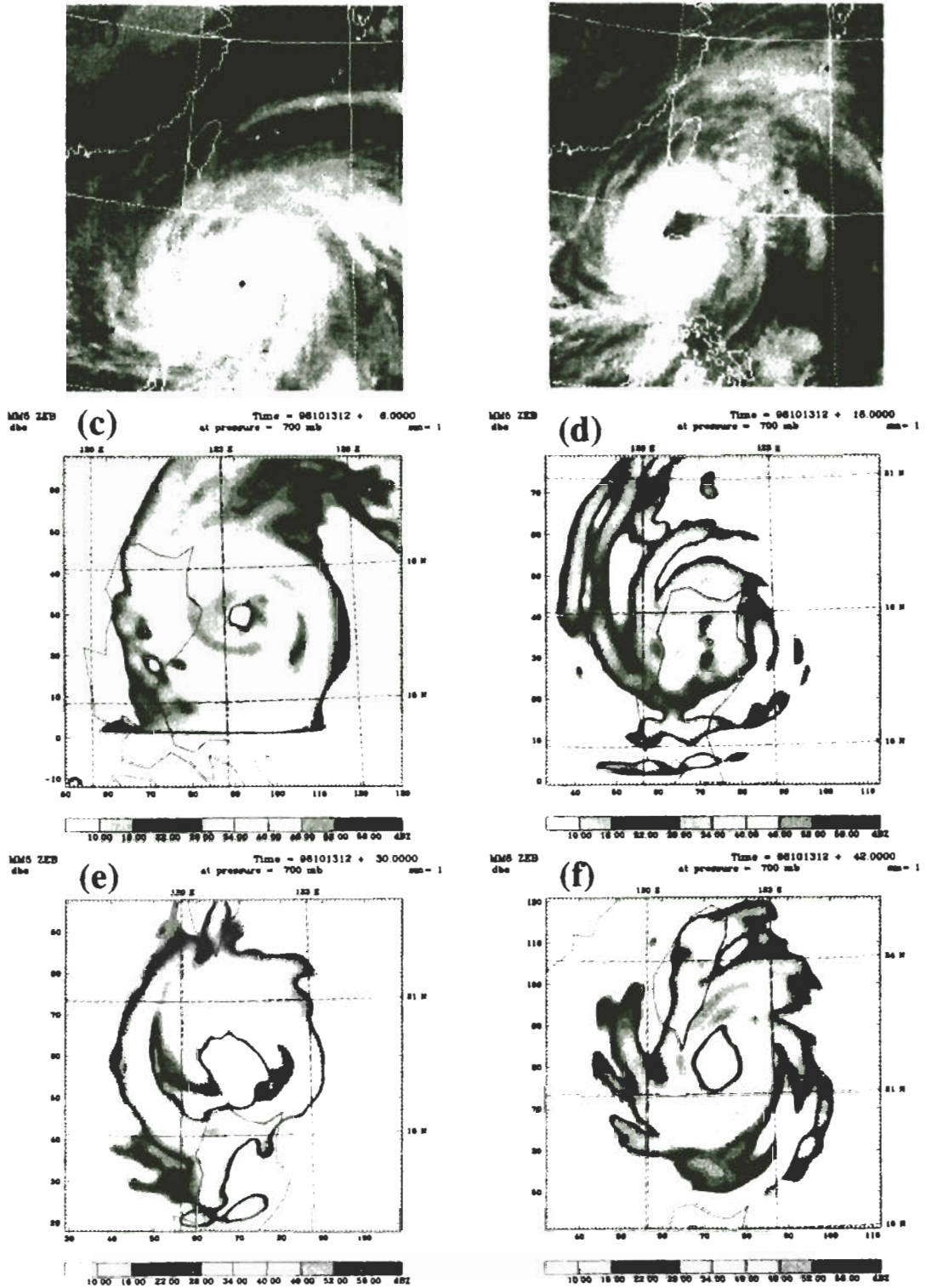


圖 16 日本 GMS-5 衛星之紅外線衛星雲圖。(a)1998 年 10 月 13 日 18 UTC ; (b)1998 年 10 月 14 日 20 UTC。模式模擬之 700 hPa 雷達回波強度(單位: dBZ), (c)模式積分第 6 小時(13 日 18 UTC); (d)模式積分第 18 小時(14 日 06 UTC); (e)模式積分第 30 小時(14 日 18 UTC); (f)模式積分第 42 小時(15 日 06 UTC)。

風此階段的移動機制，應為中緯度西風帶與太平洋副高系統。此外值得一提的是，關於太平洋副高對瑞伯颱風移動的影響探討，亦為當初在進行位渦反演分析中的一個重點，但由於模擬的初期颱風是位於較低的緯度，造成在進行位渦反演的程序中並不能完整的收斂，進而無法利用位渦反演方法來探討此一問題。上述關於颱風在低緯度地區因為有些地方不滿足橢圓方程特性，會出現無法進行位渦反演的問題，在 Wu and Emanuel (1995a,b) 已有所探討。

(四) 登陸呂宋島前後的颱風眼結構

瑞伯颱風在登陸呂宋島之前呈現明顯的颱風眼結構(圖 16a)，其颱風眼的直徑約為 50 公里，而當其脫離呂宋島後，此颱風眼則向外擴張為 300 公里，(圖 16b)。我們進一步分析模式 LT 實驗的模擬結果，並根據模式輸出降水場計算其雷達回波，發現模式一樣可以掌握到颱風登陸呂宋前後，颱風眼大小的改變情形。圖 16c 及 16d 分別為颱風登陸呂宋島之前及登陸呂宋島時之 700 hPa 雷達回波，而圖 16e、16f 則分別為颱風脫離呂宋島後 9 及 21 小時的模擬情形。圖中可以清楚發現當颱風登陸後，由於地形摩擦的作用的影響，導致颱風眼消失(圖 16d)，但在颱風脫離呂宋島之後，其颱風眼又再次形成(圖 16e)，並且有隨時間逐漸內縮及對稱化的趨勢(圖 16f)。同樣的結果也可以從模式所計算之雲頂溫度得知(圖未示)。進一步分析其內部之動力結構，圖 17 為兩時間垂直速度場之垂直剖面，我們亦發現其垂直速度場的呈現上似乎可以驗證這上述其雷達回波之情形，登陸前可以發現其垂直運動場結構非常完整，且低層之眼牆距離大約為 50 公里左右，中層則外擴為 100 公里(圖 17a)；圖 17b 則顯示颱風在脫離呂宋島後其垂直風場結構並不完整，而

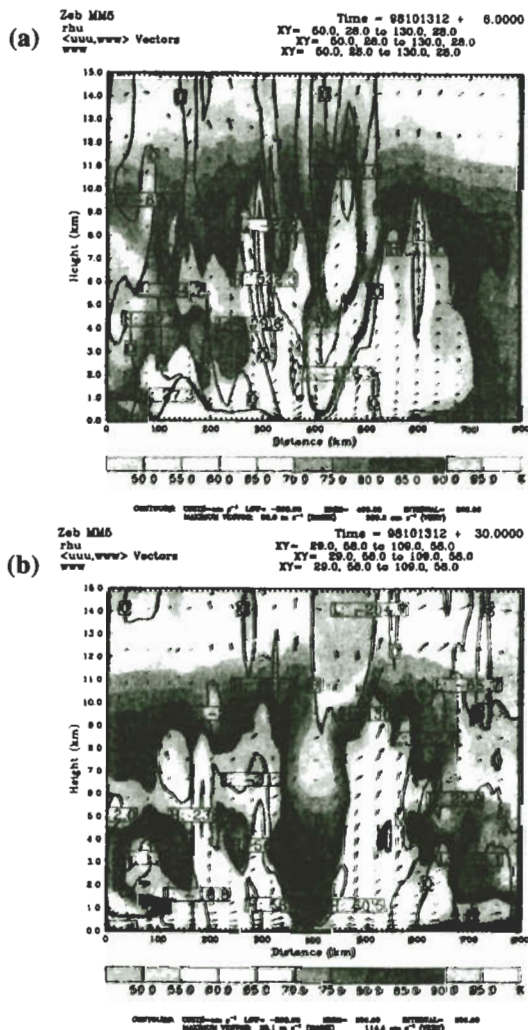


圖 17 橫切颱風中心(19.4°N, 121.1°E)之垂直剖面圖，相對濕度(以陰影區表示，單位：%)、垂直速度(以實線表示，單位：cm/s，等值線間距為 100 cm/s)及徑向速度、垂直速度(以向量表示)。(a)為模擬第 6 小時；(b)為模擬第 30 小時之結果。

且也不容易判別其眼牆的位置，而中層之最大上昇區域則外擴為距颱風中心 200 公里左右位置。

由以上的分析顯示，模式結果呈現颱風眼受呂宋地形影響期間的演變過程，並反應模式的物理方程可以掌握實際颱風演變之動力。颱風眼牆

變化是一個複雜的颱風內部動力問題，1992 年大西洋的 Andrew 颱風即是國外學者所致力研究的颱風個案，主要的原因為當 Andrew 颱風登陸佛羅里達州時，有相當多的儀器進行觀測而有很完整的資料，因此透過這些資料分析便可探討有關其眼牆變化的問題 (Wakimoto and Black 1994; Willoughby and Black 1996)。他們的研究結果發現 Andrew 颱風在登陸前會因地表摩擦的增加而導致其眼牆內縮且強度增強的現象，而在颱風登陸後不久其眼牆便隨即消散。值得注意的是 Andrew 颱風的眼變化過程除眼牆的內縮及眼的破壞之外，並沒有眼的再形成過程。但在瑞伯颱風生命期中，除了包括上述 Andrew 颱風的眼變化過程外，亦具有眼牆的再生過程機制，是以進一步瞭解瑞伯颱風的眼動力過程應深具獨特科學價值。未來我們將進一步藉由模式所提供的高時空解析與物理一致性的資料，透過角動量及位渦收支分析來探討颱風內部結構受呂宋地形作用所衍生包括眼牆的內縮、破壞及再生過程之科學問題。

四、結語及展望

瑞伯颱風為一個相當值得研究的颱風，因為它除造成菲律賓、台灣及日本等地區之嚴重災情外，其生命期還伴隨許多有趣的科學問題。本研究透過 MM5 模式模擬瑞伯颱風在影響台灣期間的降雨問題，並針對其受呂宋、台灣兩地形之影響進行數值模擬探討。另外，也藉由模式結果探討其眼牆受呂宋地形影響之變化及應用位渦反演技術定量探討中緯度槽線對瑞伯颱風移動之影響。

數值模擬結果顯示，若沒有進行渦旋植入的

過程，模式所模擬的颱風的速度將變慢，且其強度會持續增強，因而導致颱風侵台期間模式所模擬的累積降水明顯變多。而在採用渦旋植入的模擬中，模式得以模擬出真實的颱風移動路徑，其 108 小時之路徑誤差為 49 公里，但由於模式無法模擬出颱風在呂宋島的滯留現象，所以導致在模擬的前期其颱風移動速度有過快，而後期則有過慢的趨勢；在強度方面，模式能模擬出瑞伯颱風因呂宋島、台灣地形及槽線系統影響所造成的強度減弱情形。在降水方面，模式能掌握瑞伯颱風侵台期間實際之累積降水分佈，但由於模式在瑞伯颱風轉向北移的期間，其模擬速度有過慢因而導致在量的方面會明顯高估許多。此外，模式亦能模擬出在花東地區由台灣地形與颱風交互作用所產生的焚風現象。

在移除呂宋、台灣地形實驗的模擬結果顯示，呂宋、台灣島地形的存在會使颱風的移動速度變慢，且此效應以呂宋島地形較台灣地形更為顯著；此外，兩地形存在亦會造成颱風移動路徑些微的偏折，且瑞伯颱風在呂宋島登陸前的偏折類似 Bender et al. (1987) 中固定東風背景流場之研究；然而在登陸呂宋後的偏折則並不一致。這是因為瑞伯颱風在其往北的過程中，決定其移動的駛流已被明顯的環境流場所決定。另外分析結果亦顯示，台灣地形的分佈與模式的地形解析，對於瑞伯颱風侵台期間的累積降水分佈有明顯的影響。

此外進一步分析模式之模擬結果，可以發現模式能掌握瑞伯颱風登陸呂宋島前後眼的改變情形，這結果顯示模式中的物理過程已能充分掌握眼變化過程。未來我們將進行深入角動量及位渦收支分析，期許能對眼牆變化及其地形影響之動力過程與物理機制有更深入的認識。

致 謝

本文作者特別感謝郭英華及王玉青博士、陳泰然、郭鴻基、黃清勇、楊明仁教授及兩位審查者之寶貴意見，對於本論文之改進有很大助益。我們也感謝黃葳芃與羅雅尹之校稿協助。本研究是在國科會計畫編號 NSC88-2111-M-002-004-AP1 及 NSC89-2111-M-002-020-AP1 的支持下完成。

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 018 號, 100 頁。
- 王時鼎, 1989: 侵台颱風風場特性及各地陣風研究報告。國科會防災科技研究報告 77-58 號, 94 頁。
- 李清勝、林慧娟, 1999: 侵台歐菲莉颱風 (1990) 之數值模擬。大氣科學, 27, 235-256。
- 吳俊傑、黃葳芃, 2000: 芙蓉颱風 (1990) 的數值模擬研究: 初始資料及初始化方法影響之探討。大氣科學, 28, 293-315。
- 喬森、黃清勇與郭英華, 1996: 黛特 Dot 颱風的 MMS 數值模擬。大氣科學, 24, 123-144。
- 黃清勇、許依萍, 1998: 台灣地形對理想型颱風環流變化之影響。大氣科學, 26, 281-324。
- 黃椿喜, 2000: 從位渦觀點探討模式初始化過程對颱風路徑模擬之影響。國立台灣大學大氣科學系, 碩士論文, 81 頁。
- 張保亮、楊明仁與周仲島, 1999: 颱風螺旋雨帶分析。第六屆全國大氣科學學術研討會論文彙編。
- 劉復誠, 2000: 民國八十七年颱風調查報告—強烈颱風瑞伯 (9810)。氣象學報, 42, 356-403。
- 簡國基, 2000: 台灣地形對侵台颱風之影響—TCM-90 個案之模擬與分析。國立台灣大學大氣科學系, 博士論文, 310 頁。
- Anthes, R. A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1045-1078.
- 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.
- , and Ginis, I., 2000: Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 917-946.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, Vol.1, No. 1, J. Pfafflin and E. Ziegler, Eds., Gordon and Breach, 50-85.
- Brand, S., and J. W. Blesloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, 12, 104-109.
- Braun, S. A., and W.-K. Tao, 2000: Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3941-3961.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1925-1953.
- DeMaria, M., 1996: The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2076-2086.
- 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.
- , 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.
- Emanuel, K. A., 1988: The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1143-1155.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787.
- , J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn

- State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 117 pp. [Available from NCAR Publications Office, P. O. Box 3000, Boulder, CO 80307-3000].
- Holland, G. J., 1997: The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2519-2541.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., Amer. Meteor. Soc., 246 pp.
- Kuo, H.-C., R. T. Williams, and J.-H. Chen, 1999: A possible mechanism for the eye rotation of Typhoon Herb. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1659-1673.
- , T.-J. Chen, and C.-H. Lin, 2000: Merger of Tropical Cyclones Zeb and Alex. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2967-2975.
- Kuo, Y.-H., and W. Wang, 1997: Rainfall prediction of Typhoon Herb with a mesoscale model. Proc., Workshop on Typhoon Research in the Taiwan Area. Boulder, Co., National Science Council, 35-45.
- Kurihara, Y., and M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791-2801.
- 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.
- , ——, ——, 1999: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part II: Kinematics and inner-core structures. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2597-2616.
- Shapiro, 1996: The motion of hurricane Gloria: A potential vorticity diagnosis. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1497-2508.
- Yang, M.-J., F.-C. Chien, and M.-D. Cheng, 2000: Precipitation parameterization in a simulated Mei-Yu front: *TAO*, **11**, 393-422.
- 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.
- , ——, 1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II: Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3213-3233.
- Wakimoto, R. M., and P. G. Black, 1994: Damage survey of Hurricane Andrew and its relationship to the eyewall. *Bulletin of Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 189-200.
- Willoughby, H. E. and P. B. Black, 1996: Hurricane Andrew in Florida: Dynamics of a Disaster. *Bulletin of Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 543-549.
- Wu, C.-C., and K. A. Emanuel, 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 storm Ana (1991) and Hurricane Andrew (1992). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 93 - 109.
- , and H.-J. Cheng, 1999: An observational study of environmental influences on the intensity change of Typhoons Flo (1990) and Gene (1990). *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 3003-3031.
- , and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoon affecting Taiwan - Current understanding and future challenges. *Bulletin of Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80.
- , M. A. Bender, and Y. Kurihara, 2000a: Typhoon forecast with the GFDL hurricane model : Forecast skill and comparison of predictions using AVN and NOGAPS global analysis. *Journal of Meteor. Soc. of Japan.*, **78**, 777-788.

- , T.-S. Huang, K.-N. Huang, and T.-C. Yeh, 2000b: PV diagnostics of the impact of model initialization on the performance of a typhoon prediction system. Preprints, 24th Conf. on Hurr. and Tropical Meteor., Ameri. Meteor. Soc., Boston, MA. 423-424.
- , 2001: Numerical Simulation of Typhoon Gladys (1994) and its Interaction with Taiwan Terrain Using GFDL Hurricane Model. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 1533-1549.
- , T.-H. Yen, Y.-H. Kuo and W. Wang, 2001: A Preliminary Study on the Rainfall Simulation Associated with Typhoon Herb (1996) Using MM5. Proc., 4th East Asian and Western Pacific Meteorology and Climate. World Science Publication Company. (in press)

The Evolution of Typhoon Zeb (1998) in a Non-Hydrostatic Mesoscale Model

Kun-Hsuan Chou Chun-Chieh Wu Tzu-Hsiung Yen
Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 13 April 2001 ; in final form 28 August 2001)

ABSTRACT

Typhoon Zeb was one of the most damaging typhoons that affected Taiwan, as well as Phillipine and Japan, in 1998. Besides the serious damages, several interesting scientific questions are also identified associated with Zeb: 1) the merger process of Zeb and Typhoon Alex; 2) eyewall evolution during Zeb's landfall at Luzon; 3) effects of Luzon and Taiwan topography on Zeb; and 4) interaction between Zeb and the mid-latitude baroclinic trough. Numerical integrations using the fifth-generation Penn. State/NCAR Mesoscale Model (MM5) were performed to address some of the above scientific issues.

In order to investigate the capability of MM5 model, we used triply nested grids to simulate typhoon Zeb as it approached Taiwan. A series of experiments with or without the terrain of Luzon or/and Taiwan was conducted to investigate the impact of the terrain of Luzon and Taiwan on the track, intensity and rainfall simulation. Potential vorticity inversion were also performed to evaluate the impact of the mid-latitude trough on Zeb's movement.

Results indicate that MM5 can capture several features during Zeb's life period as Zeb approached Taiwan, such as Zeb's making landfall over Luzon, turning northward to Taiwan, and accelerating northeastward while interacting with the mid-latitude upper-level trough. Detailed analyses also indicate that the model simulation produced the main feature of eyewall breakdown and reformation during the period when Zeb moved over Luzon. The mesoscale phenomenon, Foehn, was also simulated over southeastern Taiwan when Zeb approached Taiwan.

It is shown that the presence of both Taiwan and Luzon affected Zeb's track, intensity and rainfall distribution over Taiwan. As to the track and intensity, both the presence of Taiwan and Luzon terrain tended to decelerate the movement of Zeb and to reduce its intensity. For rainfall simulation, the model produced similar rainfall distribution as compared to observation. It is demonstrated that the simulated rainfall distribution is affected by the model resolution, while the amount of simulated rainfall correlated negatively with the translation speed of Zeb. Finally, the PV diagnostics indicate that the mid-latitude upper-level trough led to a northward steering flow during the periods when Zeb accelerated northward and left Taiwan area. This flow accounted for about 20% of the total steering of Zeb.

Key words: Typhoon Zeb, MM5, Eyewall breakdown, PV inversion