

侵台歐菲莉颱風（1990）之數值模擬

李清勝 林慧娟

國立台灣大學大氣科學研究所

（中華民國八十八年四月十九日收稿；中華民國八十八年七月十四日定稿）

摘 要

本研究使用 NCAR/PSU MM5，以 ECMWF 全球經緯度網格分析資料為模式初始場，模擬 1990 年 6 月歐菲莉颱風（Ofelia）侵襲台灣之過程。雖然初始資料所解析的颱風中心位置與強度有一些的誤差，但模擬的路徑與觀測大致相似。當模式颱風由花蓮南南東方接近台灣地形時，背風面副中心的形成亦與觀測相符。結果同時顯示，颱風向西北西移近中央山脈時，受地形影響，中心隨高度往西南傾斜。受地形阻擋後之低層環流中心稍向北移後即消失，但山脈西側背風區同時出現環流中心且亦往北移動。俟東側原颱風環流中心消失後，山脈西側副環流中心即成颱風環流主中心且轉向西北移動，逐漸脫離地形影響。

本研究亦進行不同測試實驗，探討不同時間初始場，積雲參數化法及台灣地形之影響。平均而言，各實驗之颱風移速皆明顯偏快，約為觀測值的二倍，可能是模式中環境駛流偏強與 β 效應過於顯著（颱風最大風速半徑與環流範圍過大）所致。敏感度測試結果顯示，模式對於初始場非常敏感；初始場中對颱風環流解析的些微差異，可能造成模式初始旋轉加速後的颱風結構有相當大的不同，進而影響模擬颱風之強度與路徑。積雲參數化的測試結果顯示，Grell 法、Kain-Fritsch 法與 Betts-Miller 法可得類似的模擬結果；Anthes-Kuo 法所模擬的颱風不僅強度偏弱，降水也不同於其他三種積雲參數化方法所產生之環狀降水分布。地形影響的測試結果顯示，台灣地形的存在有使颱風在地形上游減速的趨勢，且可能亦有使路徑稍偏東之情形。

關鍵詞：颱風，颱風登陸

一、前 言

颱風是台灣地區最主要的氣象災害來源，但其所帶來的降水亦是主要水資源之一。颱風在接近台灣或登陸後，其路徑變化、結構改變

及台灣各地降水與風力分佈，一直是學術研究與作業預報相當關心的課題。颱風的水平範圍達上千公里，但對流最強的眼牆距中心僅數十公里；大尺度環境場與颱風環流的交互作用，

亦影響颱風的強度和路徑變化。由於颱風包含多重尺度間之交互作用，對颱風的數值模擬已屬不易，若再考慮地形的影響，則問題更形複雜。然而，受觀測資料嚴重不足的限制，欲研究台灣地形對侵台颱風之影響，數值模擬仍為不可欠缺之方法。因此，本研究選取 1990 年 6 月，由南南東方侵台之歐菲莉颱風 (Ofelia) 個案進行模擬分析，並探討模擬結果。

在歐菲莉登陸台灣之前，所有的路徑預測，包括主觀預測、統計模式及數值模式均預測颱風將以西北西方向進行，通過恆春半島進入台灣海峽南部 (陳, 1991); 但實際上，歐菲莉係以北北西方向前進，並在花蓮登陸。除了此一路徑特性外，歐菲莉颱風個案另一值得注意的現象是在台灣山脈西側形成的副中心; 許 (1991) 與 Lee (1992) 曾利用 CAA 都卜勒雷達資料及地面資料，分析歐菲莉颱風在侵台期間之環流演變情形，結果顯示歐菲莉颱風在登陸後，高、低層環流有分離現象。許 (1991) 與蔡和王 (1992) 利用地面資料分析結果顯示，颱風登陸前，在山脈西側即有副低壓出現，但初期僅為一厚度甚淺的熱力低壓，並未伴隨顯著的環流場。蔡 (1993) 利用 CAA 都卜勒雷達資料分析歐菲莉颱風侵台期間雨帶及環流特徵，發現背風低壓區之中、高層環流結構頗複雜。Lee and Hsieh (1999) 進一步利用 CAA 都卜勒雷達觀測資料和傳統氣象資料，採用 GBVTD (Ground-Base Velocity Track Display) 方法 (周等, 1994)，分析副中心的垂直結構及環流演變情形。

上述研究可相當程度幫助瞭解台灣地形對歐菲莉颱風之影響，但受資料不足之限制，重要物理過程之探討仍頗不足; 因此，本研究使用美國國家大氣科學研究中心 (National Center

for Atmospheric Research; NCAR) 及賓州州立大學 (Penn State University; PSU) 所共同發展的第五代中尺度數值模式 (The Fifth-Generation NCAR/PSU Mesoscale Model, 簡稱為 MM5)，希望藉由數值模擬，測試 MM5 模式對前述路徑特性的掌握能力，並對觀測資料所顯示的副中心現象，做深入分析。另外，透過模式的敏感度測試，希望對 MM5 模式模擬颱風之能力有進一步了解，並可藉由模擬結果與觀測分析的比較，進一步探討颱風三維的物理及動力過程。值得一提的是，過去有關侵台颱風受台灣地形影響之數值研究 (如喬等, 1996; 吳等, 1999 及 Kuo and Wang, 1997)，其環境流場大多為偏東風且颱風自東向西移近台灣; 本研究所選取的歐菲莉颱風則係於東南風環境場下，且颱風侵台前其位置甚為偏南，其移動方向偏西北。

本文第二節將先對歐菲莉颱風做一簡要介紹，第三節介紹本研究所使用的模式及實驗設計，第四節分析模式敏感度測試結果，第五節對颱風登陸時之環流變化做進一步分析，第六節為討論與結語。

二、歐菲莉颱風簡介

中央氣象局所發佈歐菲莉颱風的路徑與強度變化如圖 1a 所示，歐菲莉颱風初形成時緩慢向西移動 (圖未示); 至 6 月 20 日 0000UTC 後大致向西北方向行進，6 月 22 日 1200UTC 時轉向偏北行進。歐菲莉颱風在由西北向之路徑轉向偏北前的 6 小時中 (即 22 日 0600UTC 至 1200UTC)，其移速僅 6.7 km/hr，且移向偏西; 一些預報中心，如中央氣象局、關島聯合颱風警報中心及日本氣象廳等，皆預測歐菲莉颱風將往西北西方向進行 (陳, 1991); 但歐菲莉颱

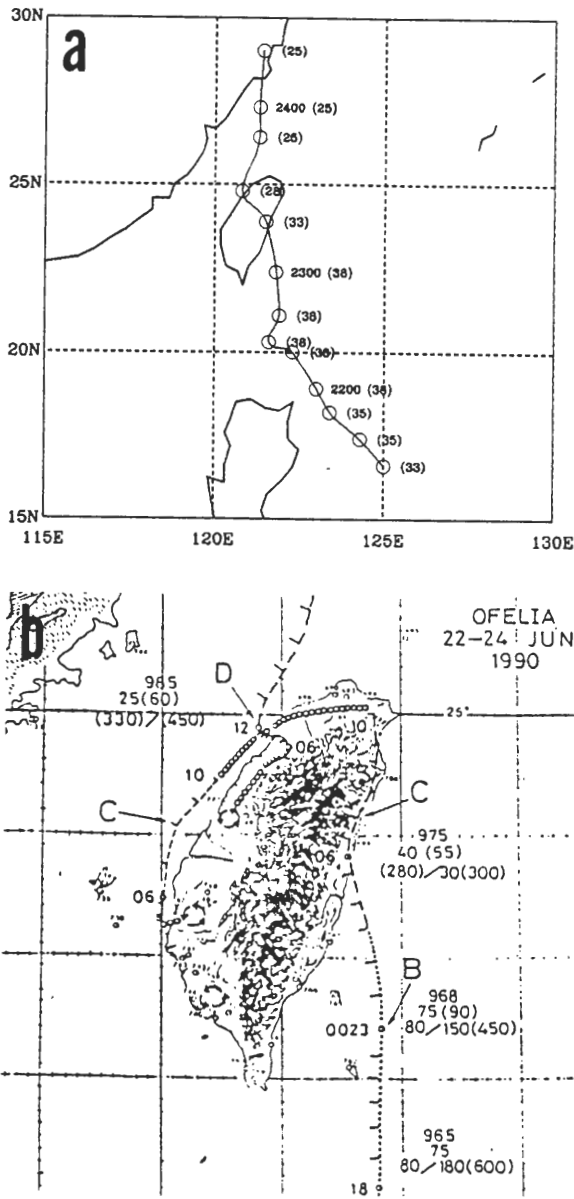


圖 1 歐菲莉颱風侵台前後期間每 6 小時路徑圖 (a, 括號中為中心最大風速, 單位為 m/sec) 與蔡和王 (1992) 所分析之逐時路徑圖 (b)。

風在 22 日 1200UTC 以後, 幾乎以正北方向行進。歐菲莉颱風於 23 日 1306LST 在台灣花蓮附近登陸; 登陸前達其最大強度, 中心氣壓達 968 hPa, 之後迅速減弱。歐菲莉於 23 日 1200UTC

減弱為輕度颱風, 登陸後 12 小時內其中心氣壓上升了 17 hPa (陳, 1991)。

許 (1991) 和 Lee (1992) 利用雷達和地面資料分析的結果顯示, 歐菲莉以偏北轉西北移向在花蓮登陸後, 低層 (地面) 中心受地形阻擋沿山脈東側向北移動, 而高層環流則維持西北方向越過中央山脈; 山脈西側則同時有副低壓發展。蔡和王 (1992) 以逐時地面資料進行主觀分析, 其分析之副低壓路徑如圖 1b 所示。圖中顯示原位於台南、嘉義一帶背風區的副中心沿海岸線西側往北移動, 在西北部 (苗栗、新竹一帶) 亦有一副低壓中心往北移動; 副低壓於 23 日 1300UTC 出海, 並取代原颱風中心。

三、數值模式介紹及實驗設計

本研究使用的 MM5 是 Version 2, Release 2-5。MM5 為三維靜力/非靜力原始方程模式 (Grell et al., 1994), 垂直採 σ 座標, 水平採 Arakawa B 交錯網格 (Arakawa and Lamb, 1977), 並可為多層 (最多九層) 巢狀網格。本研究使用三層巢狀網格, 網格中心點位於 25° N、125° E, 粗細網格間採雙向交互作用方式, 目的是使較細網格的模擬結果可以反饋至其上一層網格。為了模擬颱風環流受台灣地形之影響, 在台灣附近的網格解析度達 5 公里。三層網格間距分別為 45、15 及 5 公里, 時間步長為 126、42 及 14 秒, 網格範圍則為 9000 公里×9000 公里 (121 點×121 點)、1800 公里×1800 公里 (121 點×121 點) 及 450 公里×450 公里 (91 點×91 點) (圖 2a)。第一、二層之地形解析度為 1/6°, 地形最高約為 2200 公尺; 第三層之地形解析度

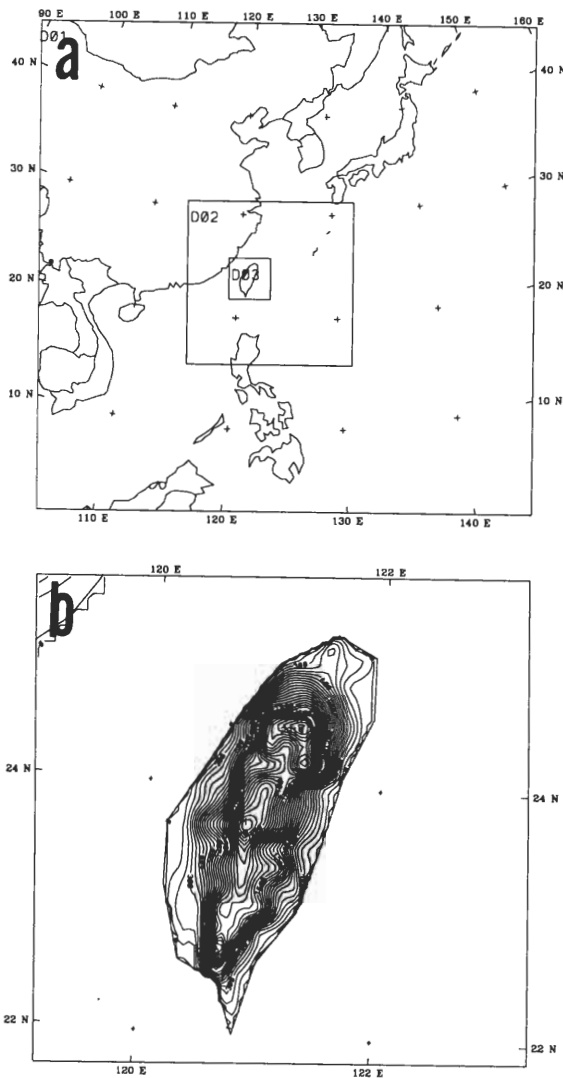


圖 2 模式之三層網格設計 (a) 與第三層網格之地形高度 (b, 等值線間距 100m)。

為 $1/12^\circ$ ，地形最高約為 2900 公尺 (圖 2b)。垂直方向上有 23 層 σ 層；上邊界為輻射邊界條件，下邊界使用高解度 Blackadar 邊界層參數化。粗、細網格之側邊界條件，分別採納進法 (nudging) 與時變邊界 (time dependent boundary condition)。除積雲參數化外，可解析尺度降水過程中包含有雲、雨、冰與雪等雲物理變數。

初始場採用歐洲中心 (EC) TOGA Advanced $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球網格分析資料與美國海軍之海溫分析資料。至於實驗初始時間與積雲參數化等過程，則依各實驗目的而選用不同的方法；以下列出不同敏感度測試實驗組之實驗代號 (其中 KF12 為控制實驗)：

- A 組 (測試不同時間初始資料)：比較 KF00 與 KF12，
- B 組 (測試積雲參數化)：比較 KF12、BM12、AK12 與 GR12，
- C 組 (測試台灣地形影響)：比較 KF12 與 KF12NT 及 AK12 與 AK12NT。

其中 KF 代表 Kain-Fritsch 方法，BM 代表 Betts-Miller 方法，AK 代表 Anthes-Kuo 方法，GR 代表 Grell 方法；“00”和“12”分別表示以 6 月 21 日 “0000” UTC 和 “1200” UTC 為初始時間之模擬，“NT”則表示不加入台灣地形之模擬實驗。

此外，並針對實驗 KF12 第三層五公里解析網格，提高颱風侵台期間模式輸出資料之時間解析度，以分析模式中颱風環流受台灣地形影響之變化情形。由於路徑和降水為颱風分析時最值得注意者，故在進行模擬分析時，著重在比較各實驗之海平面氣壓場與降水分佈。

四、模式敏感度測試結果分析

(一) 測試不同時間之初始資料 (比較 KF00 與 KF12)

模式以不同初始時間進行模擬之路徑與強度變化如圖 3 所示。圖中係以模式第二層網格

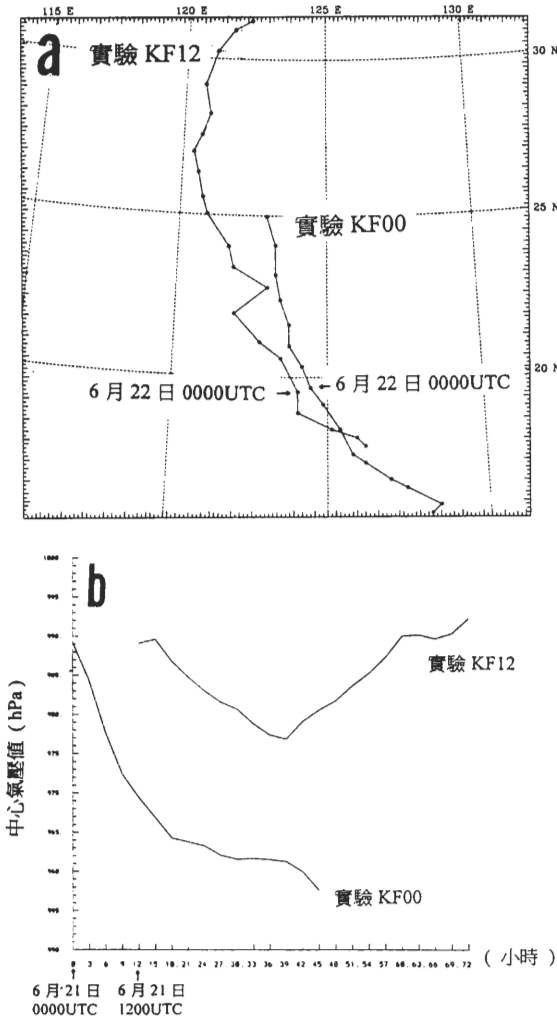


圖 3 實驗 KF00 與 KF12 之第二層網格每 3 小時颱風路徑圖 (a, 以最低海平面氣壓中心為颱風中心) 與颱風中心最低氣壓隨時間之變化圖 (b)。

(解析度 15 公里) 之渦旋中心最低海平面氣壓值與位置定為模式中颱風之強度與中心位置。以 21 日 0000UTC 為初始時間之模擬 (KF00) 結果顯示 (圖 3a), 模式中颱風的移向與實際颱風 (圖 1) 相當類似, 皆為西北轉偏北, 但模式中颱風中心位置較實際偏東約 150~250 公里, 因此此模擬實驗中之颱風並未侵台。以 21 日

1200UTC 為初始時間所模擬 (KF12) 之路徑則較偏西北, 並於積分 30 小時 (6 月 22 日 1800UTC) 在花蓮附近登陸, 較實際登陸時間 (6 月 23 日 0600UTC) 提前了 12 小時。除了模擬的颱風移向差異之外, 兩者所模擬的颱風移速皆偏快, 約為觀測值的二倍; 其中實驗 KF12 的颱風移速又較實驗 KF00 為快。模式預報颱風移速偏快的原因可能與模式對副熱帶高壓強度的過度預報有關 (即氣壓梯度偏大或駛流偏強); 再者, 模式颱風之初始最大風速半徑過大, 亦可能使初始調整後的颱風環流偏大, 使 β 效應及非線性交作用過於顯著, 而導致移速偏快。此外, KF12 於積分 21~27 小時颱風接近台灣時, 其路徑呈現明顯跳動的現象。

在模擬的颱風強度方面 (圖 3b), 實驗 KF00 中之颱風於積分前 18 小時內, 中心氣壓值即持續快速下降至 965 hPa; 之後強度仍維持或緩慢持續增強, 至積分 45 小時之中心氣壓值達 957 hPa。至於實驗 KF12 中的颱風則於一開始積分 3 小時略為減弱, 積分 3~27 小時以 0.5 hPa/hr 的速率增強, 於積分 27 小時達最低之 977 hPa; 之後則以 0.58 hPa/hr 之速率減弱。造成此強度變化的差異, 可能原因之一是 KF00 中之颱風均位於海面上, 颱風環流未受地形影響或破壞; 此外, KF00 經模式積分調整後之颱風結構較有組織, 亦可能為有利其環流維持和增強的原因之一。值得一提的是, KF00 與 KF12 初始大環境場的差異並未特別明顯, 但兩者所模擬的結果卻有很大的不同; 可能是由於初始的些微差異經非線性交作用, 使差異逐漸增大所致。

圖 4 為實驗 KF00 積分 12 小時與實驗 KF12 初始分析場第二層網格的海平面氣壓場、 $\sigma = 0.995$ 水平風速分佈及 500 hPa 相對渦度場。結

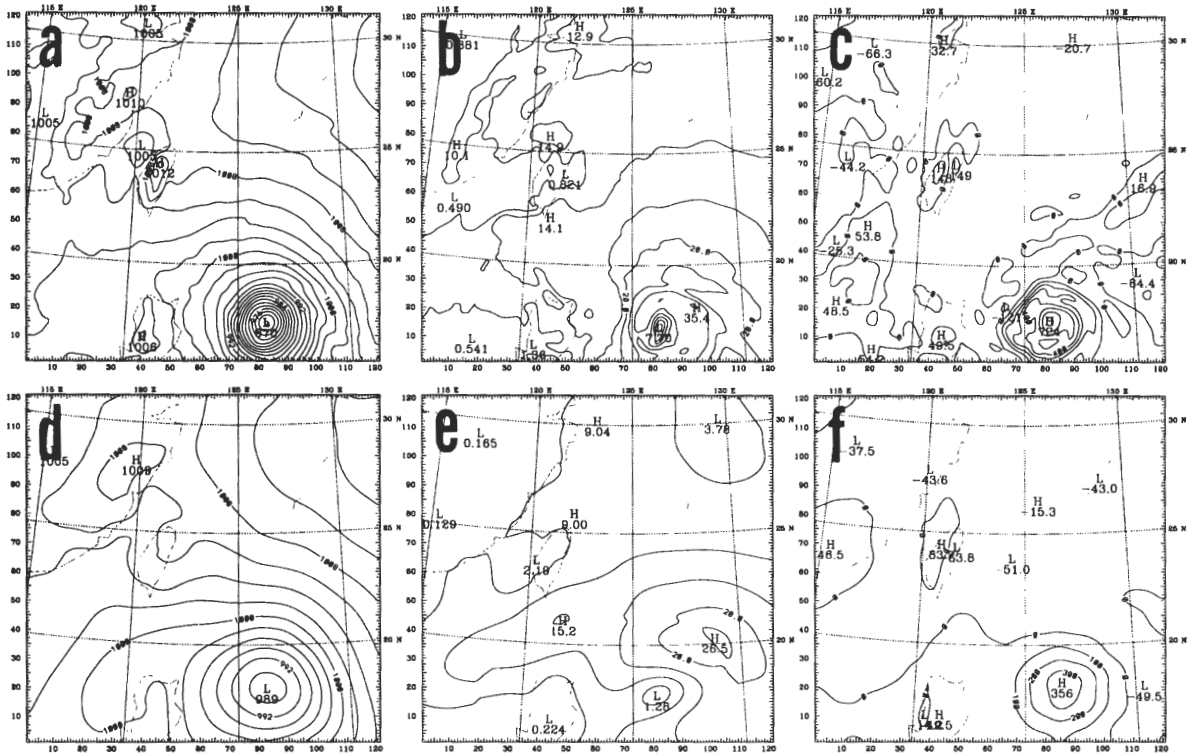


圖 4 實驗 KF00 積分 12 小時(上)與實驗 KF12 初始場(下)第二層網格之海平面氣壓場(左, 等值線間距 2 hPa)、 $\sigma=0.995$ 水平風速值(中, 等值線間距 5 m/sec)及 500 hPa 渦度場(右, 等值線間距 10^4 s^{-1})。

果顯示, 經解析度 15 公里的模式調整過程, 可使模式中颱風中心氣壓(圖 4a)增強至接近觀測值(975 hPa), 近地面最大風速可達 30~35 m/s (圖 4b)。此外, 最大風速半徑明顯較同一時間之分析場(圖 4e)為小, 500 hPa 渦度中心最大值(圖 4c)亦約為同一時間分析值(圖 4f)之二倍且等值線呈明顯同心圓分佈。此結果顯示, 雖然模擬的結構與實際颱風仍有相當差距, 如模式中颱風眼、最大風速半徑及外圍環流皆似仍較觀測值大, 但模式所產生的系統結構遠較網格資料解析者合理。值得一提的是, KF00 積分 12 小時後, 台灣西北方海面上有封閉低壓(圖 4a)伴隨氣旋式環流出現(圖未示)。此時, 颱

風距離台灣地形仍遠, 此背風低壓環流係由環境東風氣流受台灣北部地形影響而形成的, 其尺度與形成位置明顯不同於颱風接近台灣時, 於背風區所形成之副中心(secondary center)。

比較實驗 KF00 積分 24 小時與實驗 KF12 積分 12 小時之結果顯示, 此時兩實驗之颱風中心位置相當接近(見圖 3a), 但與蔡和王(1992)所分析之颱風位置約有 300 公里的差距。此外, KF12 經模式調整 12 小時後之颱風中心氣壓值(983 hPa)較觀測值(970 hPa)為高, 中心附近等壓線較稀疏; 颱風環流亦較不對稱, 其於颱風中心北側近地面有較大風速值(約 30 m/s)。此外, KF12 之 500 hPa 等高度線分佈較不規則,

與 KF00 之近似同心圓等渦度線有明顯差異。然而，此時 KF00 之颱風中心氣壓值已達 963 hPa，近地面於中心東北側之最大風速亦達 35 m/s；因此，KF12 之颱風垂直結構遠較 KF00 者為差，乃為可預期的結果。

圖 5 為實驗 KF00 積分 24 小時後，通過颱風中心之東西向垂直剖面圖(東西取 900 公里)，

圖 a、b、c 及 d 分別為南北向風場(表切線風場)、東西向風場(表徑向風場)、垂直速度及相當位溫。結果顯示，自地面至 100 hPa 均為氣旋式環流，內流明顯集中於 850 hPa 以下，且最大值出現於近地層。主要外流層位於 300 hPa 左右，且西側最大外流區位於半徑 350 Km 處。最大上升運動(圖 5c，負值表上升速度)出現在距中心

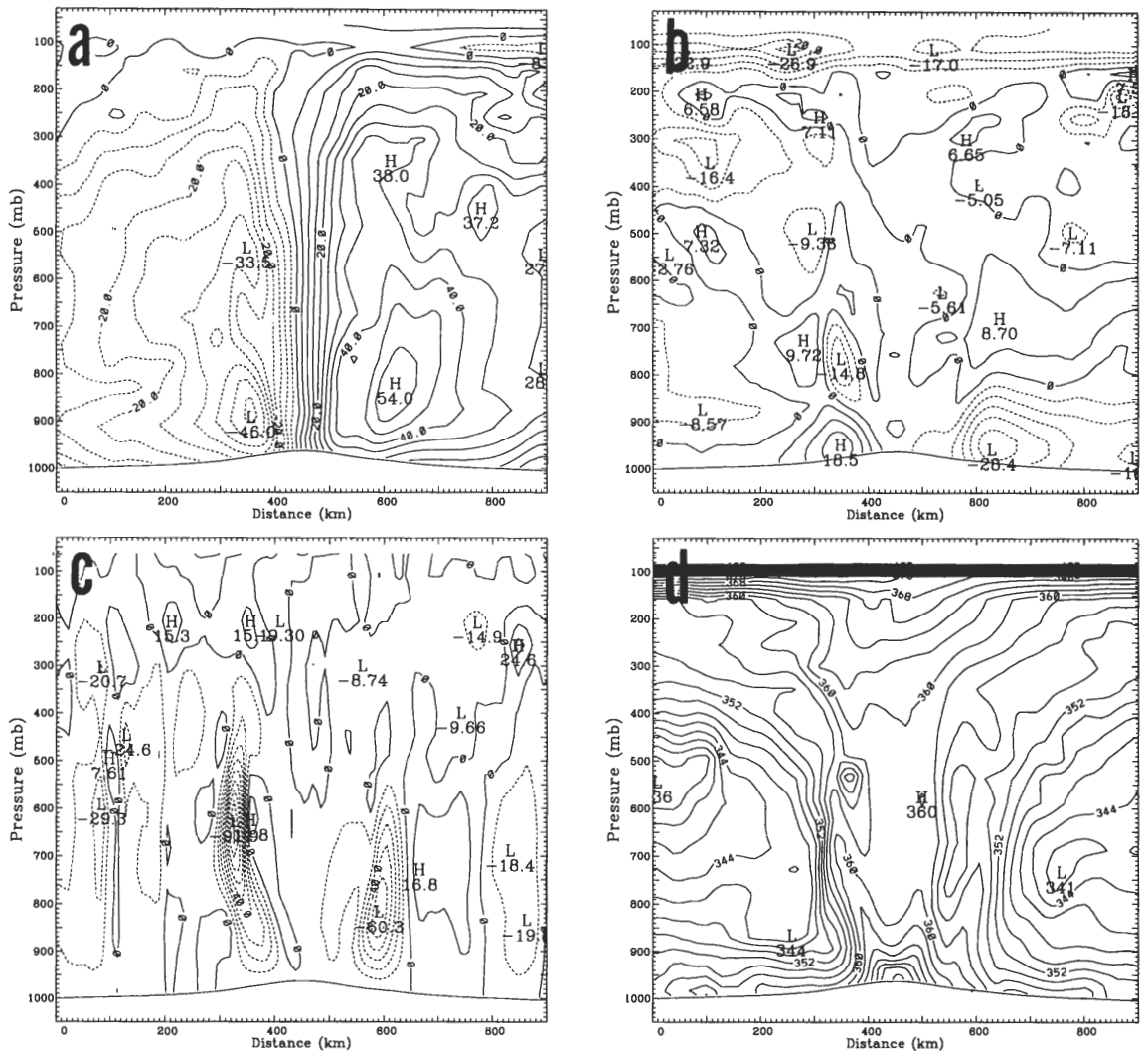


圖 5 實驗 KF00 積分 24 小時時通過颱風中心之東西向垂直剖面圖；分別為南北向和東西向風速 (a 和 b，等值線間距 5 m/sec)、垂直速度 (c，等值線間距 10 μ bar/s) 及相當位溫 (d，等值線間距 2° K)。

約 150 公里處；東西兩邊最大上升運動分別位於 840 hPa 和 660 hPa 處。相當位溫 (圖 5d) 在底層的最大值約為 372 K，眼牆附近等位溫線呈垂直分佈。雖然模式颱風之中心氣壓值達 963 hPa，但眼牆及最大風速區約位於半徑 150 公里處，遠較一般觀測者為大。但由此 15 公里解析度的模擬顯示，模式具有模擬颱風的潛力；若能提高模式解析度，應可對颱風結構的模擬有所助益。

綜合而言，以 21 日 0000UTC 為初始時間之實驗 KF00，其所模擬的颱風結構較佳，但並未侵台。由於本研究之目的，是希望了解台灣地形對侵台颱風的影響，故之後的敏感度測試，均將以 21 日 1200UTC 為初始時間進行模擬，且將實驗 KF12 定為控制實驗。

(二) 測試積雲參數化法 (KF12、AK12、BM12 與 GR12)

積雲對流的潛熱釋放是颱風重要能量來源，且加熱之水平及垂直分佈對熱帶氣旋結構與發展有很大的影響 (Hack and Schubert, 1986)。對颱風的數值模擬而言，積雲參數化的處理相當的重要；採用不同的積雲參數化，可預期會影響模式對颱風的模擬結果。目前對於積雲參數化的處理並沒有一致的準則 (Arakawa, 1993)，各種積雲參數化法對於颱風或其他天氣系統的適用性，尚待更多的個案模擬測試研究。本研究就歐菲莉颱風，比較 MM5 模式所提供的 Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1993)、Anthes-Kuo (Anthes, 1977)、Betts-Miller (Betts and Miller, 1986) 與 Grell (Grell, 1993) 等四種方法之模擬結果。在模擬中，僅在第一層及第二層網格的降水處理採用 Hybrid Approach (Molinari and Dudek, 1992)；第三層網格 (解析度 5 公里) 降

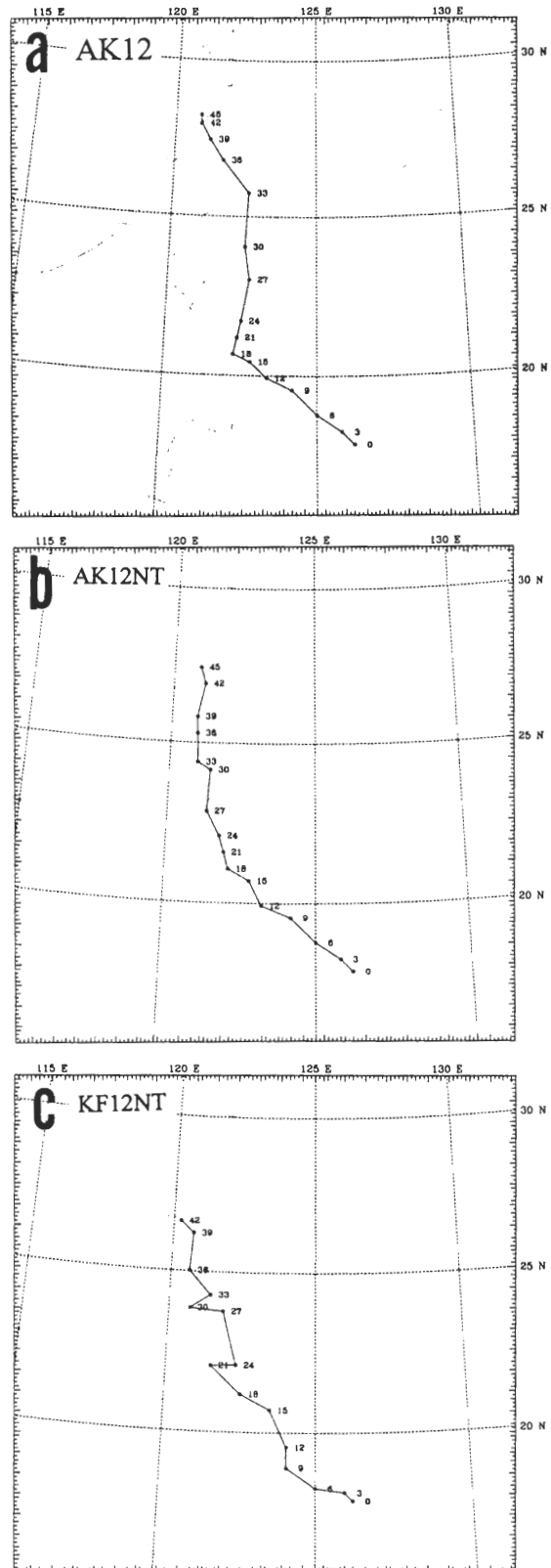


圖 6 實驗 AK12 (a)、實驗 AK12NT (b) 及實驗 KF12NT (c) 之颱風路徑圖。

水則以網格直接解析。由於台灣地區的降水除了颱風中心附近所伴隨的降水之外，地形舉升亦是相當重要的因素；因此，本分析並不在確定何種雲參數化法最適用於本個案或一般颱風的模擬，而是透過敏感度測試結果之比較，提供將來進行更多個案測試比較的參考。

結果顯示，實驗 BM12 與 GR12 之颱風路徑與實驗 KF12 (圖 3a) 頗為類似，但 GR12 則於積分 27~33 小時間，似乎有繞過台灣北部地形之現象。AK12 之路徑與其他三個實驗有明顯的差異 (圖 6a)，在積分 0~18 小時間，颱風穩定的向西北運動；積分 18 小時 (22 日 0600UTC) 後，突然轉向偏北行進，與觀測於 1200UTC 之轉向 (圖 1) 相當類似，且颱風中心位置亦接近；至積分 33 小時後又轉為偏西北行進。然而，由於積分 18 小時後之移向偏北，使此實驗中之颱風並未登陸台灣，而是沿東側海面北上。

圖 7 顯示四個實驗中颱風中心氣壓隨積分時間的變化。GR12 與 KF12 的變化趨勢相當類似，但 GR12 在積分 24 小時中心氣壓達最低之 978 hPa 後，即開始減弱；KF12 則於積分 27 小時後開始減弱。BM12 於積分 27 小時，中心氣

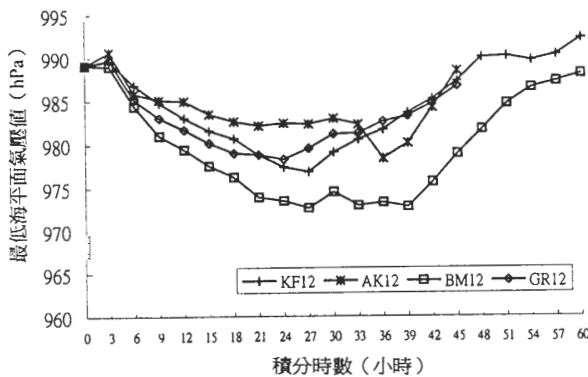


圖 7 四個實驗第二層網格颱風中心最低海平面氣壓隨時間之變化。

壓達最低之 973 hPa，且為四個實驗所模擬颱風強度最強者；積分 27~39 小時強度呈上下變動，於積分 39 小時後強度才開始明顯減弱。有趣的是，AK12 不但對路徑的模擬不同於其他三個實驗，其所模擬的颱風強度變化也與其他三實驗有明顯不同；除在積分 3~6 小時與 33~36 小時有較顯著的增強趨勢外 (約 1.5 hPa/hr)，颱風強度變化不大，均維持在 983 hPa 左右，並於積分 36 小時後開始減弱，為四個實驗中強度最弱者。四個實驗在積分 0~3 小時間，颱風強度均有略減弱的現象，顯示在模式積分初期，積雲參數化的作用尚不顯著，模式的調整過程類似。

第二層網格積分 24 小時之海平面氣壓場與 $\sigma=0.995$ 之水平風速分佈圖顯示 (圖 8；其中實驗 GR12 未示)，四個實驗之底層風速均呈不對稱分佈，颱風之東半側風速較強；然而此種不對稱性並非因颱風之西半側環流受地形影響所造成的，而是於積分初期即存在。台灣地形之影響，主要在使台灣西北沿海一帶具有較強風速的產生，蔡與王 (1992) 亦曾分析此種風場特徵。結果同時顯示，AK12 的颱風中心最低海平面氣壓值較高，氣壓梯度較弱，其強度明顯較弱。BM12 的颱風中心最低海平面氣壓值雖較 KF12 與 GR12 為低，但此三個實驗之颱風最大風速值相近，較顯著的差異僅在於風速值的分佈。

除海平面氣壓場外，降水是另一值得比較者；圖 9 為第二層網格積分 12~15 小時 (非初期調整階段) 之三小時累積降水；此時，颱風環流尚未接觸地形。如同海平面氣壓與強度變化的特徵，AK12 之降水分佈 (圖 9b) 與其他三個實驗有較明顯的差異，其降水區域較零散；

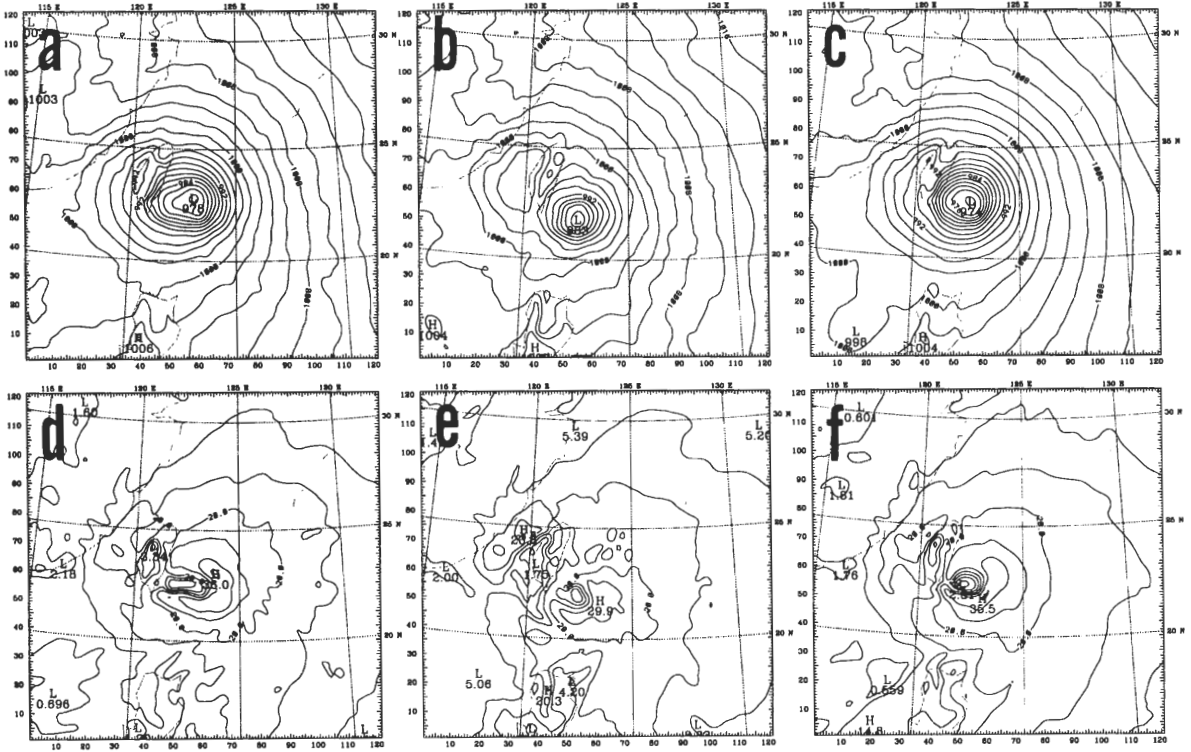


圖 8 實驗 KF12 (左)、AK12 (中) 及 BM12 (右) 積分 24 小時第二層網格之海平面氣壓場 (上, 等值線間距 2 hPa) 與 $\sigma = 0.995$ 水平風速 (下, 等值線間距 5 m/sec)。

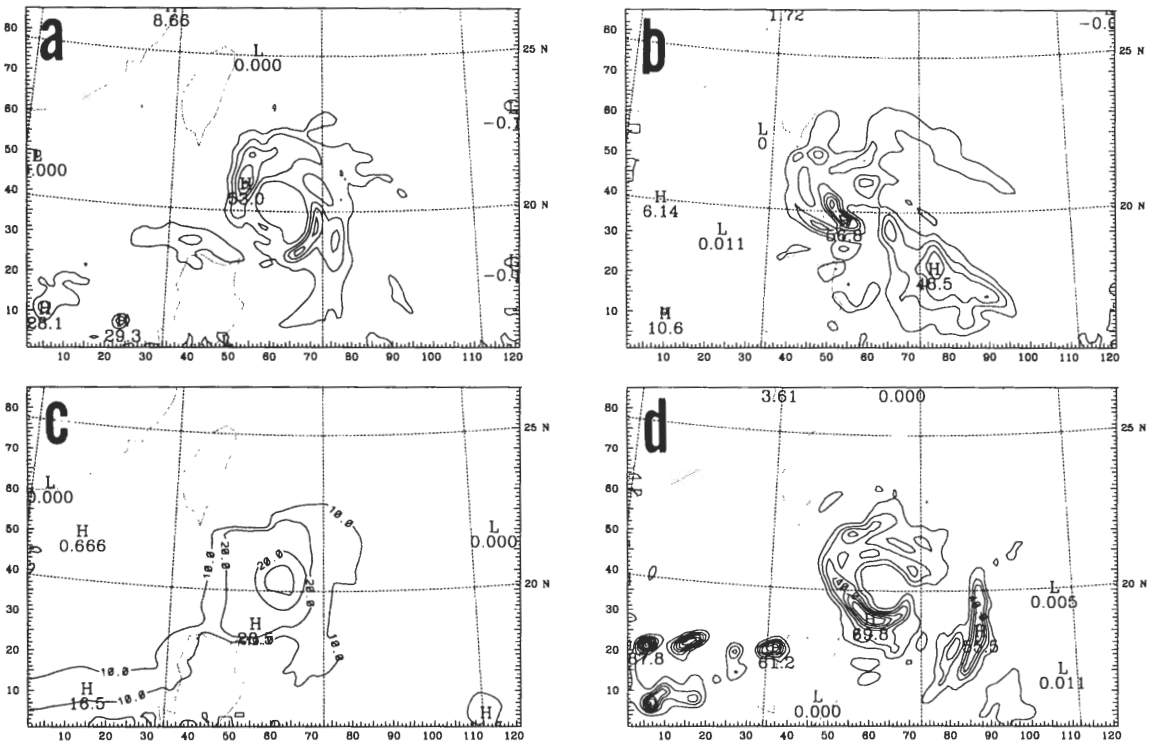


圖 9 實驗 KF12 (a)、AK12 (b)、BM12 (c) 及 GR12 (d) 第二層網格積分 12-15 小時之三小時累積降水, 等值線間距為 10 mm。

KF12、BM12 與 GR12 之降水均呈環狀分布，但 KF12 與 GR12 之降水分佈較 BM12 為不對稱。至於降水量則以 GR12 為最大，KF12 次之，BM12 最少。降水量越多，表示模式中有越多的潛熱加熱。但除了加熱量的多寡之外，加熱的水平與垂直分佈更是影響模式中颱風發展的重要因素；因此，雖然 GR12 有最大的降水量，但以 BM12 中的颱風強度最強。

結果同時顯示，12~36 小時累積雨量之極大值，出現於地形迎風面，顯示地形舉升的重要性。垂直速度與相對濕度之垂直剖面圖顯示，於地形迎風面之斜坡上有較大上升運動，且配合有較大的相對濕度。圖 10 顯示實驗 KF12 和 BM12 於颱風登陸前（積分 21~24 小時，左）、

登陸時（積分 30~33 小時，中）及離台後（積分 33~36 小時，右）之 3 小時累積降水。結果顯示，台灣地區之降水最大區於颱風登陸前（圖 10a、d）多發生在北部與中部山區以及東南側沿海，其中北部與中部山區的降水與地形的舉升有極大的相關；而東南側沿海的降水則受颱風本身環流的影響。當颱風位於台灣西北側海面上時，台灣地區之降水（圖 10c、f），多發生在中、南部山脈西側迎風面。此結果說明，台灣地區於颱風期間的降水分佈特徵，與颱風路徑有密切關聯，亦突顯降水預報明顯受到颱風路徑預報的影響。

由於積雲參數化為一閉合問題（closure problem），不同的閉合假設（closure assumption）

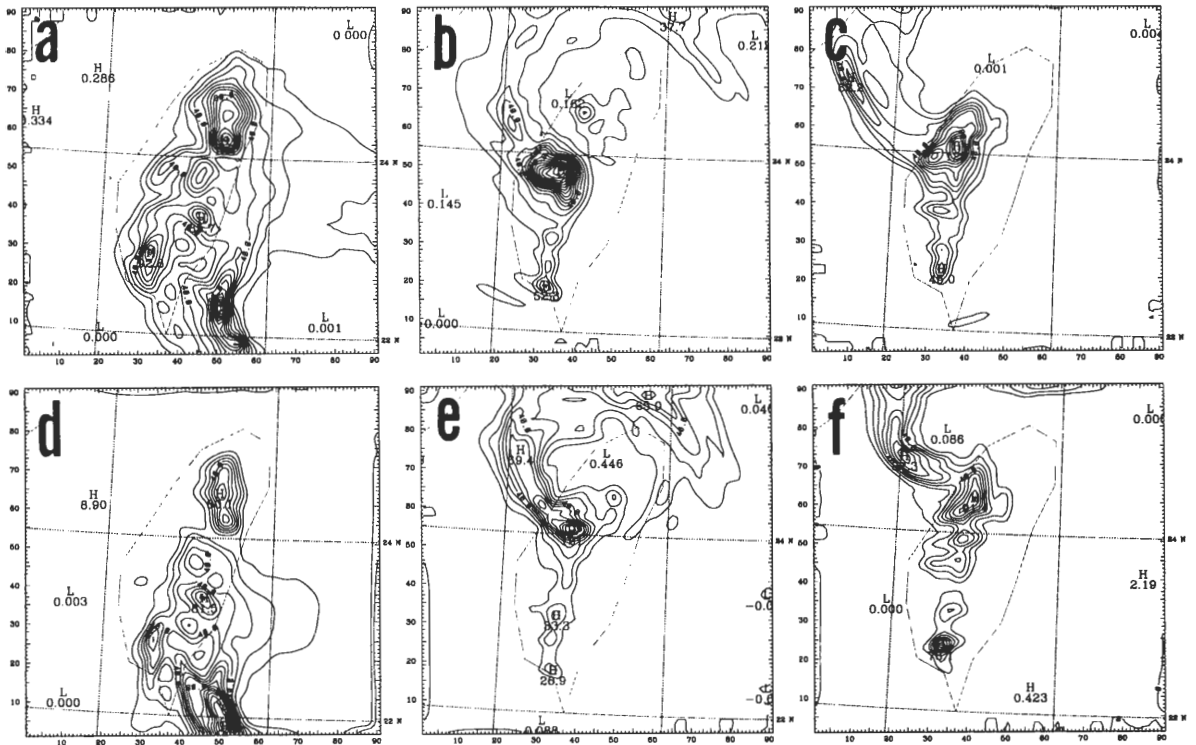


圖 10 實驗 KF12 (上) 和 BM12 (下) 第三層網格積分 21-24 小時 (左)、30-33 小時 (中) 及 33-36 小時 (右) 之三小時累積降水，等值線間距為 10 mm。

會使積雲參數化的適用性因模式網格尺度與所欲模擬的天氣系統而改變（如 Wang and Seaman, 1997）。如前所述，本研究之模擬均於第一層（45 公里）和第二層（15 公里）之網格範圍內採用 Hybrid Approach；在此則嘗試將積雲參數化只使用於第一層之 45 公里網格，或三層網格均使用積雲參數化。結果顯示，因第三層網格範圍只在台灣地形附近，故該層網格是否使用積雲參數化，對模擬結果沒有太大的影響。對 Betts-Miller 方法而言，一般雖認為係適用於較大之網格尺度；但在本測試中，第二層 15 公里網格仍須加入積雲參數化，才能得到較佳的結果。對 Kain-Fritsch 參數化的測試結果則顯示，第二層網格不使用積雲參數化對於模擬結果的影響不若 Betts-Miller 方法大。結果同時顯示，當僅在第一層 45 公里網格使用積雲參數化時，BM 和 KF 法的模擬結果非常相似；表示不同積雲參數化的效果當應用在較小（15 公里）網格解析度時，可能才會產生較大影響。

（三）地形影響測試

有關台灣地形對侵台颱風路徑之影響，過去之分析大多針對西行通過台灣之颱風，而歐菲莉則是以偏北轉西北的路徑通過台灣。為測試台灣地形對歐菲莉颱風偏北路徑的可能影響，我們將台灣地形自模式中移去（實驗 KF12NT），即將原台灣地形處改設為海洋，海溫值以鄰近值內插得到，其他模式設計則與實驗 KF12 相同。實驗 KF12NT 所模擬的颱風路徑如圖 6 (c) 所示，積分前 21 小時之路徑與 KF12 模擬路徑（圖 3a）相似；但積分 12~18 小時間，KF12NT 之移速（24kt）明顯較 KF12 者（20kt）為快。此外，在積分 21~33 小時間，颱風之移向有較大之變動。實驗 KF12NT 第二層網格海

平面氣壓場顯示（圖 11 僅顯示積分 24 和 27 小時），模式中颱風中心附近氣壓梯度弱（此較圖 11a 與圖 8a），中心結構鬆散；在積分 24~33 小時間，等壓線有拉長變形且轉動的現象，使得以最低海平面氣壓定位中心的路徑呈現不規則的情形。然而，若分析最底層（ $\sigma=0.995$ ）的流線場，則顯示底層流場中心係沿西北方向前進。

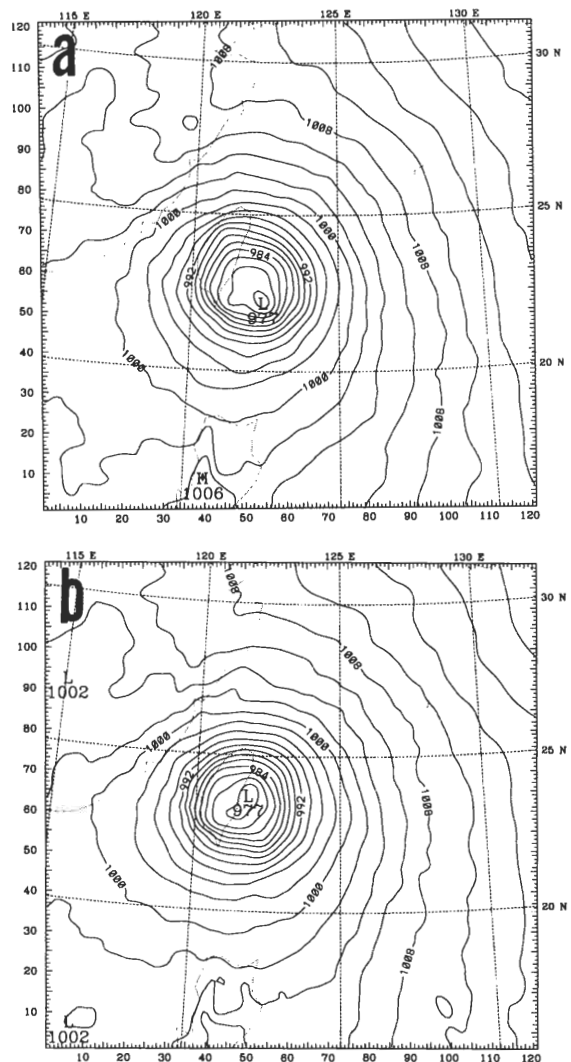


圖 11 實驗 KF12NT 第二層網格積分 24 小時 (a) 和 27 小時 (b) 之海平面氣壓場，等值線間距為 2 hPa。

以上分析顯示，無地形的實驗所模擬之颱風，在登陸前其中心附近之氣壓梯度較弱、結構較差，中心定位誤差較大，因此較難界定地形對颱風路徑的影響程度。

另外，由於 AK12 為唯一颱風中心未登陸台灣的實驗，故針對 AK12 移去台灣地形，即實驗 AK12NT，其所模擬之颱風路徑如圖 6 (b) 所示。圖中顯示，AK12NT 中的颱風持續向西北方向前進，與 AK12 中於積分 18 小時後的偏北路徑顯著不同。至於前 18 小時，AK12 與 AK12NT 之颱風移向相近，但 AK12NT 於積分 9~18 小時之移速較 AK12 快了約 2.5 kt。此外，KF12NT 與 AK12NT 第三層網格積分 12~36 小時總累積降水分佈顯示，台灣地形迎風面之降水極值（如圖 10 所示）已不存在，由此可證實前述台灣地形對降水分佈的顯著影響。

綜合而言，台灣地形的存在與否，對利用 KF 與 AK 參數化之颱風路徑偏向的影響並不一致；較弱之颱風受地形影響的偏向似乎較大。但因 AK 與 KF 兩組實驗中之颱風路徑（以及強度和結構）於接近地形前即有差異，二者於颱風接近地形時之角度與氣流方向亦不同，可能亦是造成偏向不同的原因之一。但台灣地形對於颱風移近台灣地形前之移速的影響則相同，即沒有地形時之移速較快；換言之，台灣地形的存在有使颱風在地形上游減速的趨勢。

五、颱風登陸時之環流變化分析

如圖 3 顯示，實驗 KF12 之颱風中心在積分 30 小時於台灣東側登陸，積分 33 小時中心已位於台灣西北側沿海；為瞭解此三小時之颱

風環流變化情形，我們分析積分 27~33 小時間最細網格（5 公里解析度）之每 30 分鐘模擬結果。圖 12 為第三層網格積分 27.5~32.5 小時、每隔 1 小之海平面氣壓場；模式中颱風的海平面氣壓中心在山脈東側隨時間向北方移動，其中心氣壓值僅緩慢減弱了 3 hPa（978 hPa 至 981 hPa）。在這段期間，山脈西北側陸地有封閉等壓線建立，且封閉等壓線的範圍隨時間漸增大；海平面氣壓值則由積分 27.5 小時之 985 hPa 降低至積分 30 小時之 981 hPa。圖 12 同時顯示，在颱風中心登陸前，山脈西北側即有低壓形成，但水平尺度小，僅約 10~25 公里，且位置緊鄰地形。如圖 4 (a) 所示，當環境為偏東氣流時，在台灣西北方海面上將形成低壓；但其水平尺度較目前所述者為大。此外，在山脈南段，有繞山氣流在山脈西側造成之迎風脊與東側之背風低壓。

在積分 30 小時之後，位於台灣西北側的副低壓漸減弱，僅呈現低壓槽的氣壓型式，且與台灣東側原颱風低壓中心合併成一低壓帶。颱風之低壓中心在積分 30.5 小時後變得不易辨識；積分 31.5 小時後，在原副低壓之東北側又再形成封閉等壓線。積分 31.5~32.5 小時間，其中心氣壓與位置幾乎未改變，此即為颱風離開台灣地形後之颱風中心。上述地面氣壓中心由山脈東側北移且於台灣北海岸往西繞過地形的現象，與 Lee (1992) 與蔡和王 (1992) 之分析結果相似。然而，需注意的是山脈地區的平均海平面氣壓值，乃是由地面氣壓經靜力平衡假設推估所得；由於山脈高度達 2000 公尺以上，故推估之海平面氣壓值有一定程度之不確定性。

就靜力平衡觀點而言，低壓的形成可來自

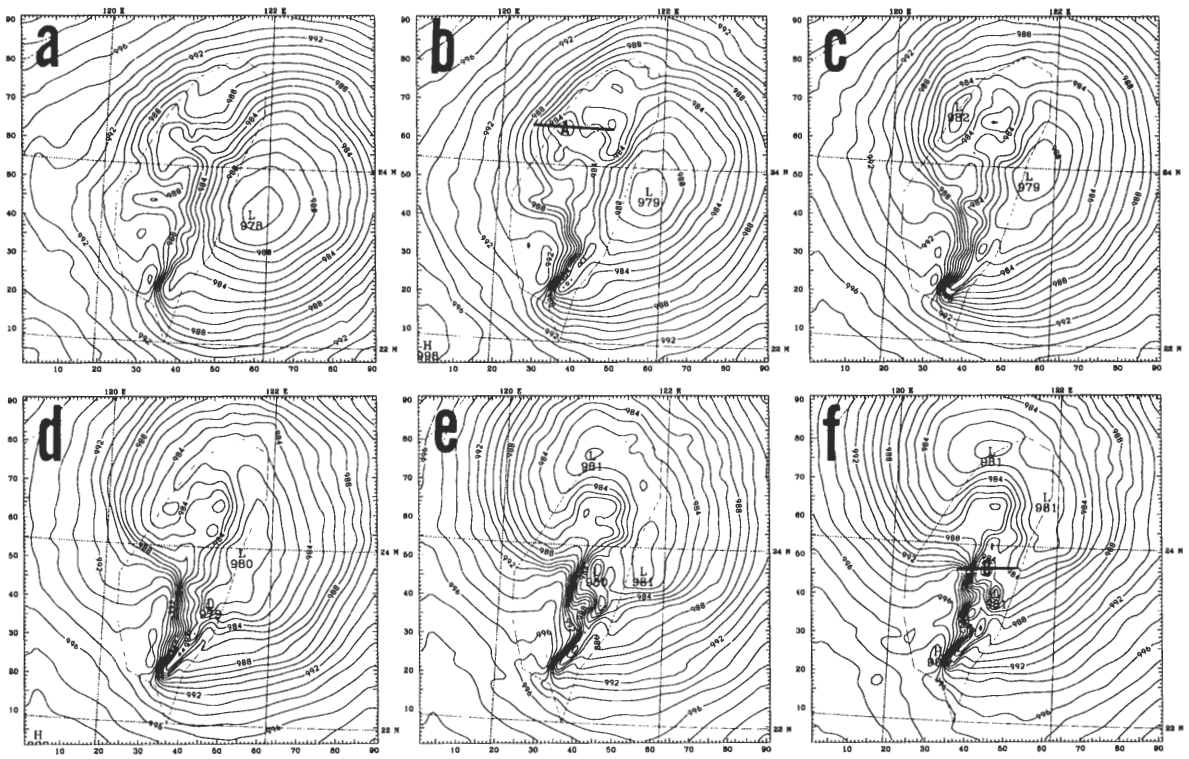


圖 12 實驗 KF12 第三層網格積分 27.5 小時 (a)、28.5 小時 (b)、29.5 小時 (c)、30.5 小時 (d)、31.5 小時 (e) 及 32.5 小時 (f) 之海平面氣壓場，等值線間距為 1 hPa。

暖平流、下沉絕熱增溫及潛熱釋放等。蔡和王 (1995) 認為颱風遇山脈，導致背風面中尺度低壓的生成原因，較可能為空氣在山脈背風面之下沉絕熱增溫。圖 13a 為積分 28.5 小時位於台灣西北側副低壓中心 (中心氣壓值約 983 hPa) 的溫、濕垂直分布；圖中顯示在 800~500 hPa 間濕度較低，高層則接近飽和；低層為強北東風，向上至 500 hPa 風向轉為東風。圖 13b、c 和 f 則為同一時間 (積分 28.5 小時) 通過副低壓中心點之位溫、垂直速度及相對濕度之垂直剖面圖 (範圍取 100 公里，剖面位置如圖 12b 中所示)。圖中顯示，副低壓中心所在位置，上方 800~500 hPa 具有下沉速度，約 500 hPa 之上則為上升運動；下沉運動區配合有較小的相

對濕度與較高位溫值。較值的注意的是，最高位溫值區由 600 hPa 至 800 hPa 間，由東向西偏。

為了與此山脈西側的副低壓比較，另分析積分 32.5 小時位於山脈東側之一個低壓之垂直分佈 (剖面位置如圖 12f 所示)，圖 13d 和 e 僅顯示中心之位溫垂直分佈和位溫剖面；此低壓中心氣壓值約 983 hPa，與上述之低壓強度相近。圖中顯示低層為強西風，而在 800~500 hPa 間有明顯下沉增溫現象 (遠較 A 點顯著)；垂直運動反應在位溫場之變化 (圖 13e)，較山脈西北側之低壓 (圖 13b) 更為顯著且增溫區更為集中。

綜合而言，此二低壓均為氣流過山在背風面下沉區產生的局部低壓；但除了下沉增溫強

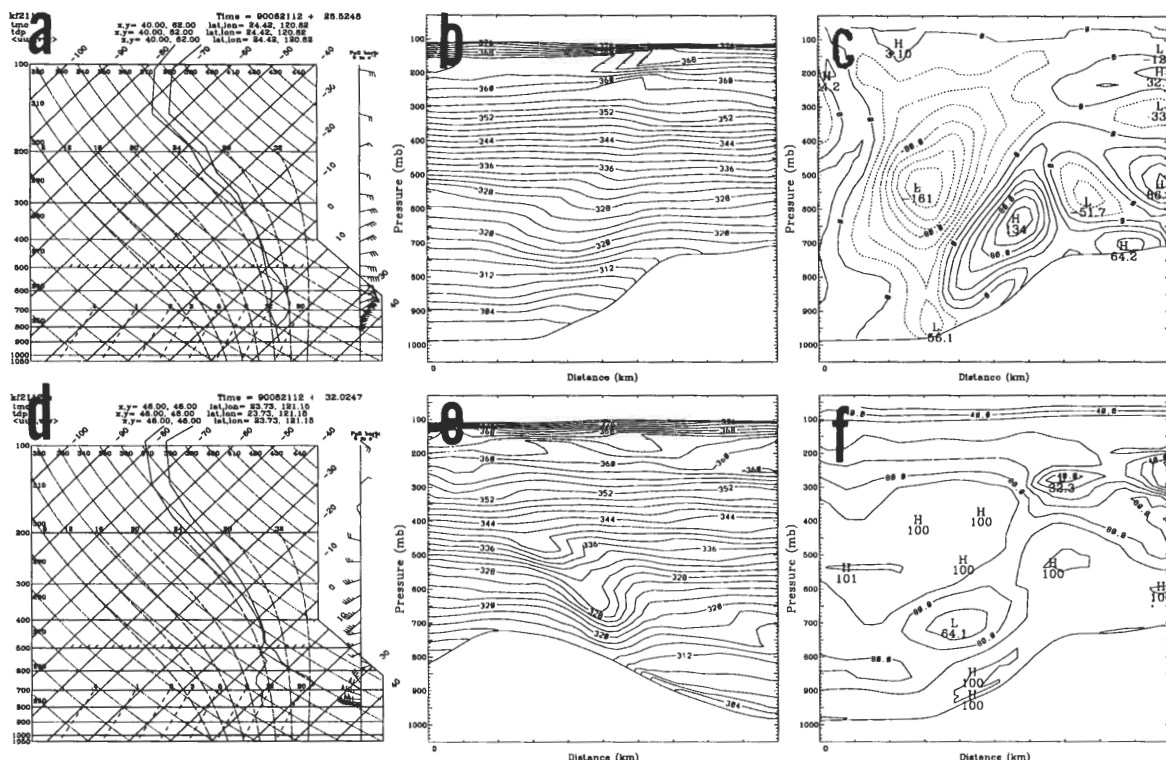


圖 13 圖 12 中 A 點和 B 點之濕濕垂直分佈斜溫圖 (a 和 d)，通過 A 點之位溫 (b，等值線間距 2° K)、垂直速度 (c，等值線間距 $20 \mu \text{bar/s}$) 和相對濕度 (f，等值線間距 10%) 垂直剖面圖及通過 B 點之位溫垂直剖面圖 (e)；剖面位置如圖 12 所示。

度與範圍的些許差異外，山脈東側低壓於近地面的相對濕度較低，而台灣西北側副低壓於近地面 ($\sim 900 \text{ hPa}$) 至 800 hPa 為接近飽和，此乃因該處低層風向為北北東，風場乃是繞山而來而非過山。此外，需注意的是，相對於此兩副低壓中心，颱風中心並沒有明顯下沉增溫的現象，且其上各層的風速微弱。由以上的分析推測，由氣流過山下沈增溫所導致的熱力低壓，其水平尺度較小且緊鄰地形；此種低壓形成初期一般並未伴隨氣旋式環流（見圖 14 之風場分佈與下段之分析）。當氣流走向改變使得其與地形走向之夾角遠小於 90° 時，背風下沉增溫所導致之副低壓即不存在。副低壓中心之增強與

變成颱風主中心，非僅由下沉增溫所主導，應尚有其他動力機制之配合。

為瞭解環流場與地面氣壓的配合情況，我們分析 1 公里、3 公里與 5 公里高度之每 30 分鐘風場（圖 14 僅顯示 28.5、30 和 31.5 小時等三個時間）與環流中心位置的變化（圖 15a）。圖 15 中同時以陰影標出地形高於 1000 公尺與 2000 公尺的區域；此外，若同一時間於山脈兩側 3 公里高度皆有環流中心出現，則同時標出，但主要中心以實心點標示，次要者則以空心圓表示。分析結果顯示，不僅颱風的海平面低壓中心與風場環流中心並不完全一致，1 公里、3 公里及 5 公里各層的環流中心亦常不一致。在

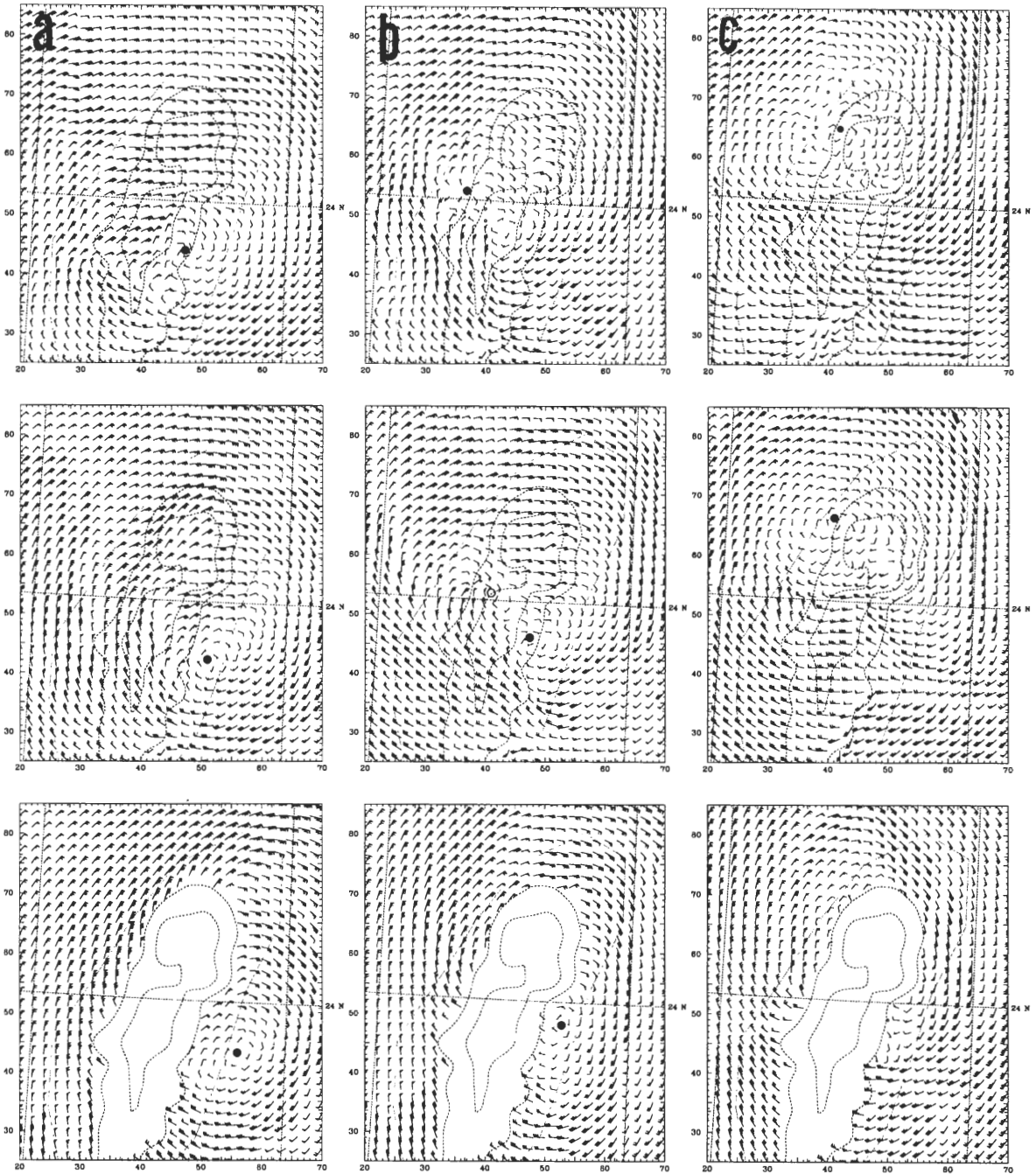


圖 14 實驗 KF12 第三層網格高度 5 公里 (上)、3 公里 (中) 和 1 公里 (下) 之風場，積分時間分別為 28.5 小時 (左)、30 小時 (中) 及 31.5 小時 (右)，虛線為 1000 公尺與 2000 公尺之地形等高線。

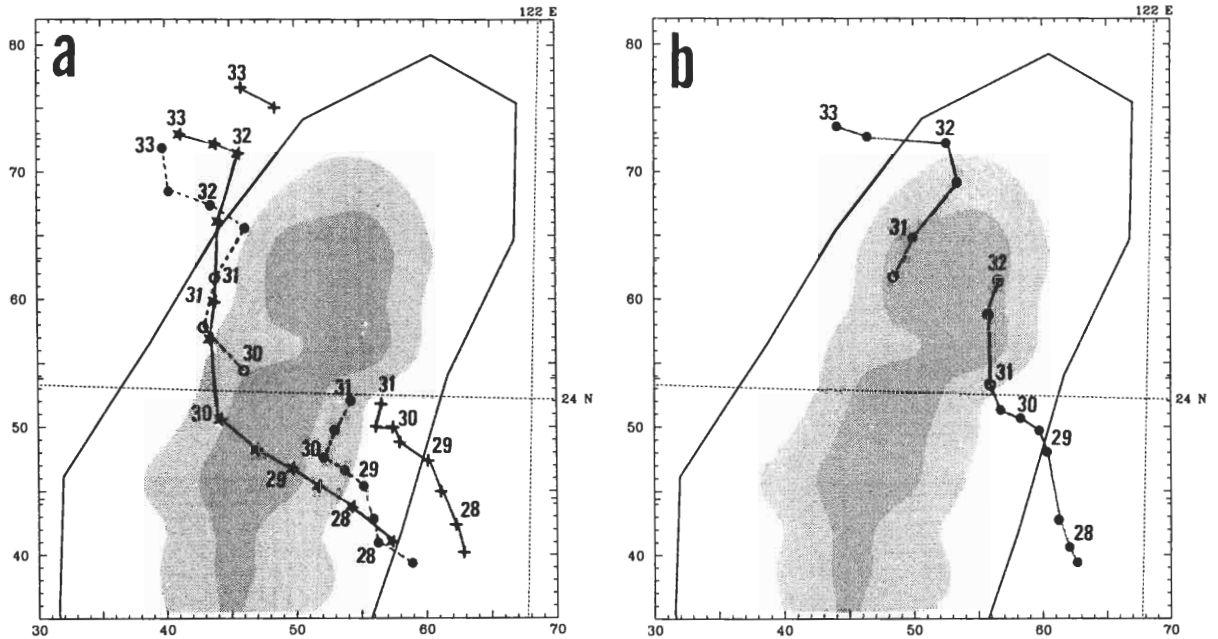


圖 15 實驗 KF12 第三層網格積分 27.5-33 小時之每 30 分鐘環流中心位置圖；左圖為高度 1 公里 (+)、3 公里 (•) 及 5 公里 (★) 之環流中心位置，右圖為 $\sigma=0.995$ 之環流中心位置；圓圈表示同時存在之次要環流中心。

積分 29.5 小時前，環流中心係隨高度向西南傾斜。此外，副低壓並未伴隨氣旋式環流，近地面風場與氣壓場並不偶合，也沒有一個平衡的關係 (Yeh and Elsberry, 1993a,b)。在副低壓中心位置的 1 公里高度，為風速達 15~20 m/s 的偏北風，且風向與地形等高線接近平行；其上的風場則隨高度的增加漸轉為偏東風。由 1 公里高度的風場隨時間的變化顯示，颱風環流中心並未如地面氣壓中心一般，往北以氣旋式路徑繞經中央山脈地形；而係以原西北方向前進，受地形阻擋後之環流中心則於山脈東側稍向北行後即消失。積分 31.5 小時後，在北部地形西北側的風場漸具氣旋式曲率；積分 32.5 小時後，氣旋式環流場已再度建立。

在 5 公里高度，環流中心穩定的向西北運動跨越中央山脈，但在通過山脈後 (積分 30 小

時後)，中心顯著轉向偏北移動；於積分 32 小時移至西北外海後始再轉向西行。在 3 公里高度，環流中心於積分 30 小時接近 2000 公尺地形等高線後，轉向北行；此時，山脈西側同時出現一環流中心且亦以偏北方向移動。積分 31.5 小時後，山脈東側即不再有環流中心，僅山脈西側之環流中心持續存在；而且，該環流中心由偏北移向轉而向西北西移動。積分 33 小時時，1 公里、3 公里及 5 公里的環流中心位置較為一致，但 3 公里和 5 公里高度之環流中心，仍有顯著隨高度向西南偏移情形。

於 $\sigma=0.995$ 高度之每 30 分鐘風場 (圖 16 僅示每小時風場) 與環流中心位置 (圖 15b) 亦顯示，積分 31 小時颱風中心經過 1000 公尺等高線後，即向北偏且環流逐漸減弱。積分 32 小時後，山脈東側即不再存在環流中心。在積分 30.5

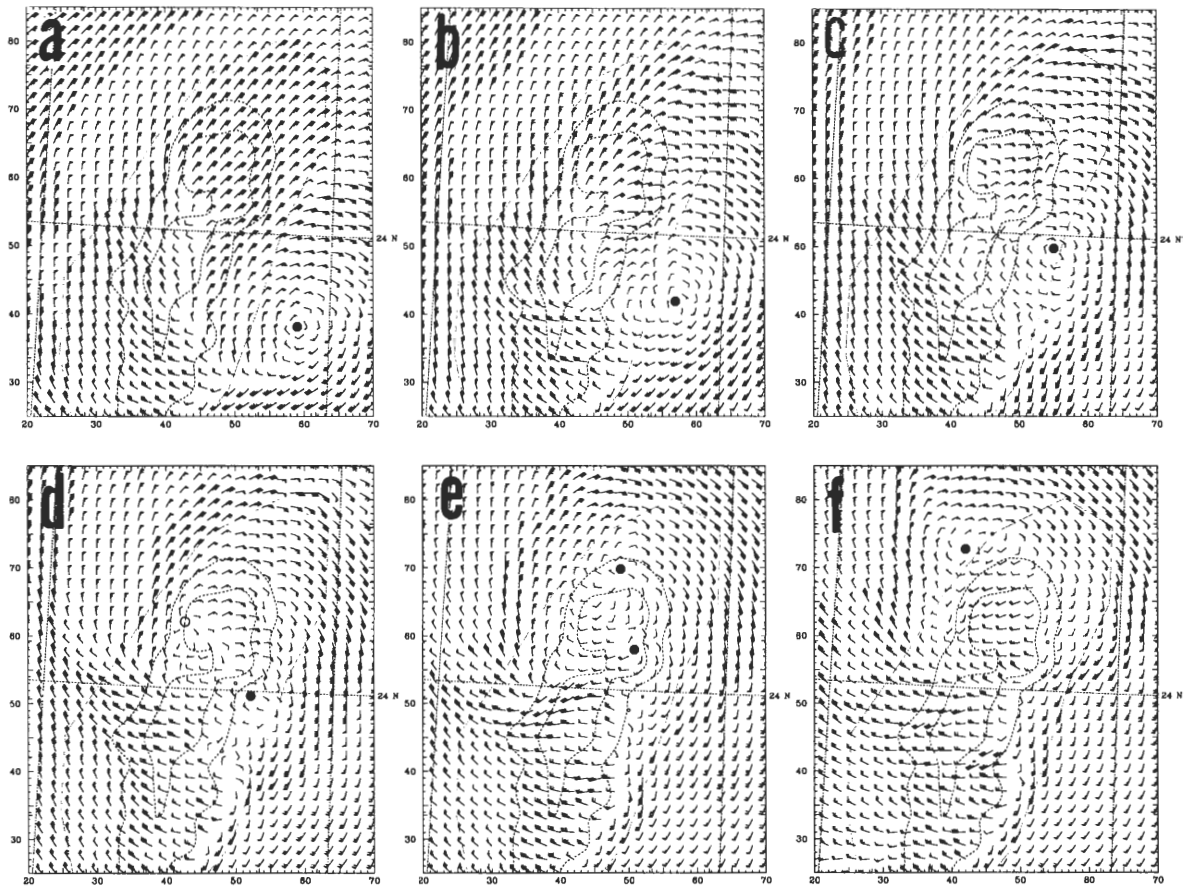


圖 16 實驗 KF12 第三層網格積分 27.5 小時 (a)、28.5 小時 (b)、29.5 小時 (c)、30.5 小時 (d)、31.5 小時 (e) 及 32.5 小時 (f) 之 $\sigma=0.995$ 風場。

小時時，山脈西側即出現環流中心；隨後，山脈西側環流中心往北運動且於積分 31 小時後發展為主要環流中心。積分 32 小時山脈東側環流中心消失後，西側的主環流中心即由偏北路徑轉為向西路徑。此結果顯示，模擬中之颱風氣旋式環流中心，其結構雖在地形上被破壞且往北移，但並未如地面氣壓場所示，繞過地形向北且與西側副低壓結合的現象。此外，由於本模擬之颱風最大風速半徑較大，在颱風登陸前之地形西側低層有較強北風；故並未如蔡和王（1992）所分析之具有山脈背風弱風區。至於中、高層的環流中心在地形高度上的風場微弱，

且產生多個局部弱環流中心。

本模擬測試及過去的模擬結果（Chang, 1982；Bender et al, 1987；Yeh and Elsberry, 1993a,b）皆顯示，颱風在接近地形時，颱風結構會受到地形的影響，不僅主中心之地面低壓中心與地面環流中心會分離，各層環流中心亦常不一致，使得颱風中心的定位有相當的困難；此外，背風面的副低壓中心與副環流中心也不垂直偶合。因此，當颱風經過中央山脈時，地面中心的定位似已不具太大意義，利用地面氣壓所分析之颱風路徑，需特別注意其所代表之意義。

六、討論與結語

本研究採用 EC 全球經緯度網格初始資料進行 MM5 數值模擬，雖然初始資料所解析的歐菲莉颱風中心位置與強度有相當的誤差，但模擬中仍可得到與觀測大致相似的颱風路徑；且當模式中颱風接近台灣地形時，背風面副中心的形成亦與觀測相符。此外，颱風通過中央山脈時，中心隨高度往西南傾斜之情形，亦與 Lee (1992) 之分析相似。因此，利用 EC 資料進行模擬仍有相當高之意義。過去亦有不少研究利用 EC 資料 (TOGA Advanced $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 或 Basic $2.5^\circ \times 2.5^\circ$) 或 FGGE (the First GARP Global Experiment) 資料進行颱風個案研究 (如 Lee et al., 1989; Molinari et al., 1995)。此外，因植入颱風的結構與真實颱風結構的差異不易釐清，因此本研究暫未對初始颱風環流場做虛擬處理，但結果仍應有其可探討之處。然而，由於颱風中心附近結構之解析度不足，模擬結果與觀測分析的直接比較較有困難；故本研究係先著重於模式的敏感度測試，探討類似歐菲莉颱風之副中心現象，並分析模式中，颱風環流受地形影響之變化情形。

在各模擬實驗中的颱風移速皆明顯偏快，約為觀測值的二倍，可能是因模式中颱風之最大風速半徑與環流範圍過大，使得 β 效應過於顯著所致；此外，駛流偏強亦為可能原因。在使用不同時間之分析資料做為模式初始場的模擬結果顯示，模式對於初始場非常敏感，初始場中對颱風環流解析的些微差異，可能造成模式初始旋轉加速後的颱風結構有相當大的不同，進而影響模擬颱風之強度與路徑變化。模擬結果亦顯示，即使使用全球分析資料，模式

仍有潛力產生類似颱風結構並掌握大致的颱風渦旋運動方向。此結果除顯示初始資料的重要性外，似亦隱含只要環境流場合理，所模擬的颱風結構、路徑及其受地形影響的環流變化特徵亦具高度參考價值。

在積雲參數化的測試方面，Grell 法、Kain-Fritsch 法與 Betts-Miller 法可得類似的模擬結果，而以 Betts-Miller 法所模擬的颱風強度最接近觀測值。至於 Anthes-Kuo 法所模擬的颱風不僅強度偏弱，降水也不同于其他三者所具有之環狀分佈，但卻可模擬到歐菲莉颱風由西北西轉向北的路徑變化情形。地形影響的測試結果顯示，台灣地形的存在有使颱風在地形上游減速的趨勢，且可能亦有使路徑稍偏東之情形。

在本個案模擬中，以 5 公里網格每 30 分鐘的輸出資料，分析颱風受地形之影響情形。結果顯示，颱風在地形附近之低壓中心與環流中心並不一致，副低壓並未伴隨氣旋式環流，且各層颱風環流中心隨高度向西南傾斜。颱風在過山的過程中，地形上的風場微弱，並常有多個局部弱環流中心同時存在。在低層，山脈東側的副環流中心易受山脈阻擋而向北移動且減弱消失；山脈西側的環流中心則向北移動且逐漸發展。當山脈東側的環流中心消失後，西側的環流中心則由偏北轉向偏西移行。

事實上，當颱風接近台灣地形時，其運動與結構變化係為各種非線性交互作用的結果，包含有颱風本身環流、大尺度環流場及地形間之相互作用，其過程相當複雜。然而，有關颱風的研究，受限於資料的不足，不論觀測分析或數值模擬，均有相當的困難度。以觀測資料所做的分析研究，常受限於資料的時間與空間

解析度，例如地面觀測資料為每小時或每三小時一次，且僅限地面一層；探空資料可得垂直分佈，但站數過少且十二小時觀測一次；都卜勒雷達資料雖可經由若干分析方法反演出三維風場結構（仍有不確定性），但觀測距離有限，空間解析不足，且缺乏熱力場的資訊。使用數值模擬，雖可得到物理特性一致的三維高時間與空間解析度的資料，有助於對模擬問題的動力與物理過程的探討；但是模式對於颱風的模擬，除亦受限於海上有限的初始觀測資料外，還有物理過程的參數化處理，尚有許多待研究改進的部份，包括模式中初始颱風的植入、積雲參數化...等。綜上所述，各種研究方法皆有其價值與實用的必要性，但也有其限制，綜合各方法之研究結果，方有助於對問題整體的進一步認識。

致 謝

感謝陳麗禾小姐、蔡德攸先生及蔡靜怡小姐協助資料處理與文稿整理，本研究在國家科學委員會支援下完成，計畫編號 NSC87-2111-M-002-003-AP1、NSC88-2111-M002-006-AP1。

參考文獻

- 吳俊傑，卓瑜甄，顏自雄，1999：葛拉絲颱風（1994）及其受到台灣地形影響之研究。第二部份：數值模擬。**大氣科學**，**27**，29-59。
- 周仲島，張保亮和李文兆，1994：都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構分析的應用。**大氣科學**，**22**，163-187。
- 許信德，1991：歐菲莉颱風對流特徵變之研究。國立台灣大學大氣科學研究所碩士碩文，101pp。
- 喬森，黃清勇，郭英華，1996：黛特 Dot 颱風的 MM5 數值模擬。**大氣科學**，**24**，123-144。
- 陳圭宏，1991：民國七十九年颱風調查報告—侵台颱風歐菲莉（9005），**氣象學報**，**37**，49-64。
- 蔡德攸，1993：侵台颱風所伴隨雨帶之分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士碩文，119pp。
- 蔡清彥和王時鼎，1992：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究（I）侵台重要颱風電腦資料檔建立及分裂過山颱風之進一步研究。國科會專題研究報告 NSC80-0202-M052-01，65pp。
- 蔡清彥和王時鼎，1995：侵台「非分裂過山」颱風之研究（II）觀測分析及進一步研究。國科會專題研究報告 NSC83-0202-M052-011，132pp。
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud models. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 270-286.
- Arakawa, A., 1993: Closure assumptions in the cumulus parameterization problem. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr., No. 46, Amer. Meteor. Soc.*, 1-15.
- Arakawa, A., and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, **17**, 173-265.
- 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.
- 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.
- Chang, S. W., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.

- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Grell, G. A., 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*, 121 pp.
- Hack, J. J., and W. H. Schubert, 1986: Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1559-1573.
- 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, Meteor. Monogr., No. 46, Amer. Meteor. Soc.*, 165-170.
- Kuo, Y. H., and W. Wang, 1997: Rainfall prediction of typhoon Herb with a Mesoscale model. Preprints, *Workshop on Typhoon Research in the Taiwan Area*. 35-45.
- Lee, C. S., R. Edson, and W. M. Gray, 1989: Some large-scale characteristics associated with tropical cyclone development in the north Indian Ocean during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 407-426.
- 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.
- Lee, C. S., and L. H. Hsieh, 1999: An Analysis of Typhoon Ofelia(1990)During its Landfall on Taiwan.(in preparation)
- Molinari, J., and M. Dudek, 1992: Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 326-344.
- Molinari, J., S., Skubis, and D., Vollaro, 1995: External influence on hurricane intensity. Part III: Potential vorticity structure. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3593-3606.
- Wang, W., and N. L. Seaman, 1997: A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 252-278.
- Yeh, T-C, and R. L. Elsberry, 1993a: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflection. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- Yeh, T-C, and R. L. Elsberry, 1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II: continuous and discontinuous tracks acrossing the island. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3213-3233.

A Numerical Simulation of Typhoon Ofelia (1990) during its Landfall on Taiwan

Cheng-Shang Lee Hui-Chuan Lin

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 19 April 1999 ; in final form 14 July 1999)

ABSTRACT

This study simulated Typhoon Ofelia during its landfall on Taiwan in June, 1990, using the NCAR/PSU MM5. This model employed ECMWF global analyses as its initial condition. Although the center position and the intensity of Ofelia as determined from ECMWF data differed from the observations, the model generally performed well in the track simulation. The observed lee-side secondary centers, while typhoon was approaching Hua-lien from the south southeastern direction, were also simulated reasonably well. Results also showed that the circulation center tilted southwestward with height when typhoon moved closed to the Central Mountain Range (CMR). The low level circulation center, after being blocked by the CMR moved northward and dissipated shortly after. At the same time, a circulation center formed on the western side of the CMR and also moved northward. This center then became the primary circulation center of typhoon and would change its moving direction toward the northwest when the circulation center on the eastern side of the CMR disappeared.

Different sensitivity tests were performed in this study to investigate the effects of different model initial times, cumulus parameterization schemes and the Taiwan topography. On the average, the model typhoon moved at a speed twice as fast as the observed, which was likely due to the stronger environmental steering flow and the enhanced β -effect (caused by larger radius of maximum wind and typhoon size) in the model. Result of sensitivity tests showed that model was very sensitive to the initial field. A small difference in the initial field might cause a large difference in the structure of typhoon vortex after initial spin-up, leading to different intensities and tracks of model typhoon. However, similar typhoon tracks and precipitation patterns were generated when Grell, Kain-Fritsch and Betts-Miller cumulus parameterization schemes were used. On the other hand, the Anthes-Kuo scheme appeared to produce a weaker typhoon with a different precipitation pattern. Results also showed that a reduction in the moving speed and a slightly eastward track deflection were evident as the typhoon encountered Taiwan topography.

Key words: Typhoon, Typhoon Landfall