

# 黛特Dot颱風的MM5數值模擬

喬 森<sup>1</sup> 黃清勇<sup>1</sup> 郭英華<sup>2</sup>

1國立中央大學大氣物理研究所

2美國國家大氣研究中心

(中華民國八十五年二月二十六日收稿；中華民國八十五年九月十一日定稿)

## 摘 要

本文使用Penn State / NCAR的第五代中尺度靜力 / 非靜力的數值模式 (MM5)，對侵台颱風路徑變化進行36小時的數值模擬。實驗個案選取發生於1990年9月6日1200UTC的中度颱風黛特(Dot)，其中心路徑於侵台的前後期間近乎直行。使用不同積雲參數化的測試結果顯示，颱風中心路徑會受到若干影響，但並不明顯。靜力與非靜力的測試比較，則發現非靜力於10公里水平解析度模擬並無顯著效應。模擬的颱風路徑與觀測值比較相當合理，顯示中尺度模式MM5有相當潛力可以用於研究颱風的路徑。但另一方面，颱風受到地形影響所生成的副中心強度仍未及觀測值，推測原因可能是由於目前MM5模式對颱風環流並無中尺度特別加強的初始化，因此無法克服颱風環流強度不足的問題。

由MM5的實際個案模擬，清楚展現侵台颱風副中心生成的過程。原低層中心在山前受阻，其渦度逐漸被颱風繞流及強烈過山氣流平流至下游處，產生新低壓或渦旋中心。此山後副中心可繼續向上發展，或由過山之高層中心向下沿伸而成一高、低層中心偶合的渦旋。此與過去的理想化個案研究文獻所提出的解釋是相當一致的。

關鍵詞：MM5、黛特颱風、副中心

## 一、前言

對於海島山脈地形的台灣而言，颱風於登陸時往往會受到地形的作用致使其環流結構受到相當程度的改變，影響的層面包括路徑、強度以及降水量等等。由於颱風生成於廣大的洋面，在海上測站不足的情形之下，對颱風的生成以及未來動態不易掌握。Holland (1983)曾提出熱帶氣旋的移動是由於與環境的交互作用和 $\beta$ 效應疊加的結果，並認為環境流場的切變對熱帶氣旋移動具有重要的影響，因此環境流場對於導引颱風路徑扮演一重要的角色。此外，在Anthes 與Chang (1978)的熱帶氣旋對於行星邊界層的數值模擬實驗中指出，動力的作用可以比熱力的作用更為重要，而Tuleya (1994)也曾提及因地表邊界條件的不同對於颱風登陸後的發展或減弱有影響。有關於颱風或熱帶氣旋與地形之間作用的研究中，Tuleya等人 (1978)，Chang (1982)，Bender 等人 (1985, 1987)，及Yeh 與Elesberry (1993a, 1993b)，曾提出關於颱風登陸台灣並且受到地形影響的數值模擬研究。當颱風靠近大型島嶼時，有時會在山的背風面產生一個誘生的低壓中心或稱為副中心(secondary low)，此常發生於台灣島嶼地區。Wang(1980)歸類多種侵台颱風的環流及其可能伴隨副中心之型式。蔡(1991)分析一系列關於西向侵台颱風副中心的生成對於颱風結構影響的相關研究，發現有些颱風在副中心產生後，颱風的結構發生改變，強度會迅速減弱，而在山的背風面之副中心卻得到發展，反而取代原有的颱風中心；此外因為地表潛熱通量的減少而造成颱風強度減弱，對於登陸之後是否會直接過山或繞山也會有不同的結果。

對於颱風侵台的問題而言，準確的颱風中心路徑預報乃是首要的工作。本研究引進由賓州州立大學與美國國家大氣研究中心(Penn State / NCAR)所合作發展出的中尺度數值模式(MM5)，嘗試應用此中尺度數值模式於侵台颱風路徑與環流變化的研究，並藉個案模擬及敏感度測試以了解此模式對於颱風的預報能力及可適用性。文中第二章將對MM5模式作一簡介，第三章則討論Dot 颱風(1990)個案的觀測分析，並且說明本實驗中的研究方法和模擬及測試內容。第四章主要針對颱風中心路徑的變化，討論模擬結果，並探討不同積雲參數化及非靜力與靜力的模擬是否有所差異。最後一章則對模擬結果作結論，並討論此數值模式未來用在颱風研究與發展的重點方向。

## 二、中尺度數值模式(MM5)

本研究中所使用的數值模式為PSU / NCAR 所發展出的第五代中尺度數值模式，簡稱為MM5(Fifth-generation Penn. State / Ncar Mesoscale Model)。MM5模式最早是根據Anthes 與 Warner 兩位學者在賓州州立大學所發展出的靜力模式為依據(Anthes 與 Warner,

1978; Anthes 等人,1987),目前已進展至一靜力或非靜力可供選用的有限區域模式(Dudhia, 1993)。此模式使用完整的預報方程式並且可做多重巢狀網格設計。在本文中的個案模擬將以非靜力的數值模式為主,而非靜力與靜力的差別在於前者增加了壓力擾動場及垂直速度場的預報。在非靜力模式中,使用可壓縮流體連續方程式,聲波是被允許存在的,因此需要分割積分(time splitting)時間間隔來處理,所以壓力項,動量項以及與壓力之間的交互作用項使用較小的時間間格,另平流、擴散、科氏力項及水氣過程則使用較大時間間隔。

MM5模式對於不同的大氣物理過程提供許多不同的選擇,包括降水的物理過程、地表能量的收支、地表邊界層的處理和大氣輻射的物理過程。對於在邊界層中的亂流交換作用所使用的參數化法有高解析的邊界層參數化方法(Blackadar, 1979)與總體邊界層(bulk PBL)參數化方法(Deardorff, 1972)。輻射參數化(Dudhia, 1989)可以處理較複雜的大氣輻射效應。此外,降水的物理過程中除網格點上的直接解析方法外也包括了次網格積雲參數化;目前可使用的次網格積雲參數化方法有Kuo (1974), Arakawa-Schubert (1974), Grell (1993), Fritsch 與 Chappell (1980), Kain 與 Fritsch (1993)以及 Betts 與 Miller (1986)。可解析尺度的降水參數化法有暖降水法(warm-rain, Hsie 與 Anthes, 1984), simple ice (Dudhia, 1989)以及混合法(mixed-phase)(Reisner 等人,1993)。

在MM5模式中所採用的垂直座標定義為 $\sigma = (p_o - p_t)(p_s - p_t)^{-1}$ ,其中 $p_o$ 是參考氣壓, $p_s$ 是地面氣壓, $p_t$ 是模式上邊界的氣壓值。在非靜力的模式中, $p_s$ 與 $p_t$ 在整個模擬的過程是與時間無關的,因此在任一網格點的氣壓值應為 $p = p^* \sigma + p_t + p'$ ,其中 $p^* = p_s - p_t$ , $p'$ 是三維預報的擾動量。由於假設參考大氣是不隨時間改變的,所以此種座標系統可以完全相當於追隨地形的高度座標(terrain-following coordinate)。MM5水平的網格結構為Arakawa B-Grid。非靜力MM5模式中的基本控制方程請參見附錄 A。

### 三、個案分析與實驗設計

#### a. 個案分析

黛特(Dot)颱風為本實驗中選取的個案,屬於直行的颱風。黛特(Dot)形成在1990年9月4日0600UTC關島西方的海面上,為一熱帶性低氣壓並逐漸發展成為輕度颱風,至9月7日黛特颱風的中心最大風速已達到每秒35-40公尺(75 kt)增強成為中度颱風,其中心位置在北緯21.6度,東經127.8度。由於在颱風向西移動的過程中伴隨著向西伸展的副熱帶高壓,而此副熱帶高壓勢力強盛,副高壓脊持續的向西伸展並且維持在北緯30到40度之間。而在中緯度的高空槽脊相當的平滑,所以黛特颱風在此副熱帶高壓的影響之下,受到基本流場的導引,致使其穩定的向西北方行進(圖1a, 1d, 中央氣象局天氣圖)。當黛特颱風接近台灣時,因受到地形的作用

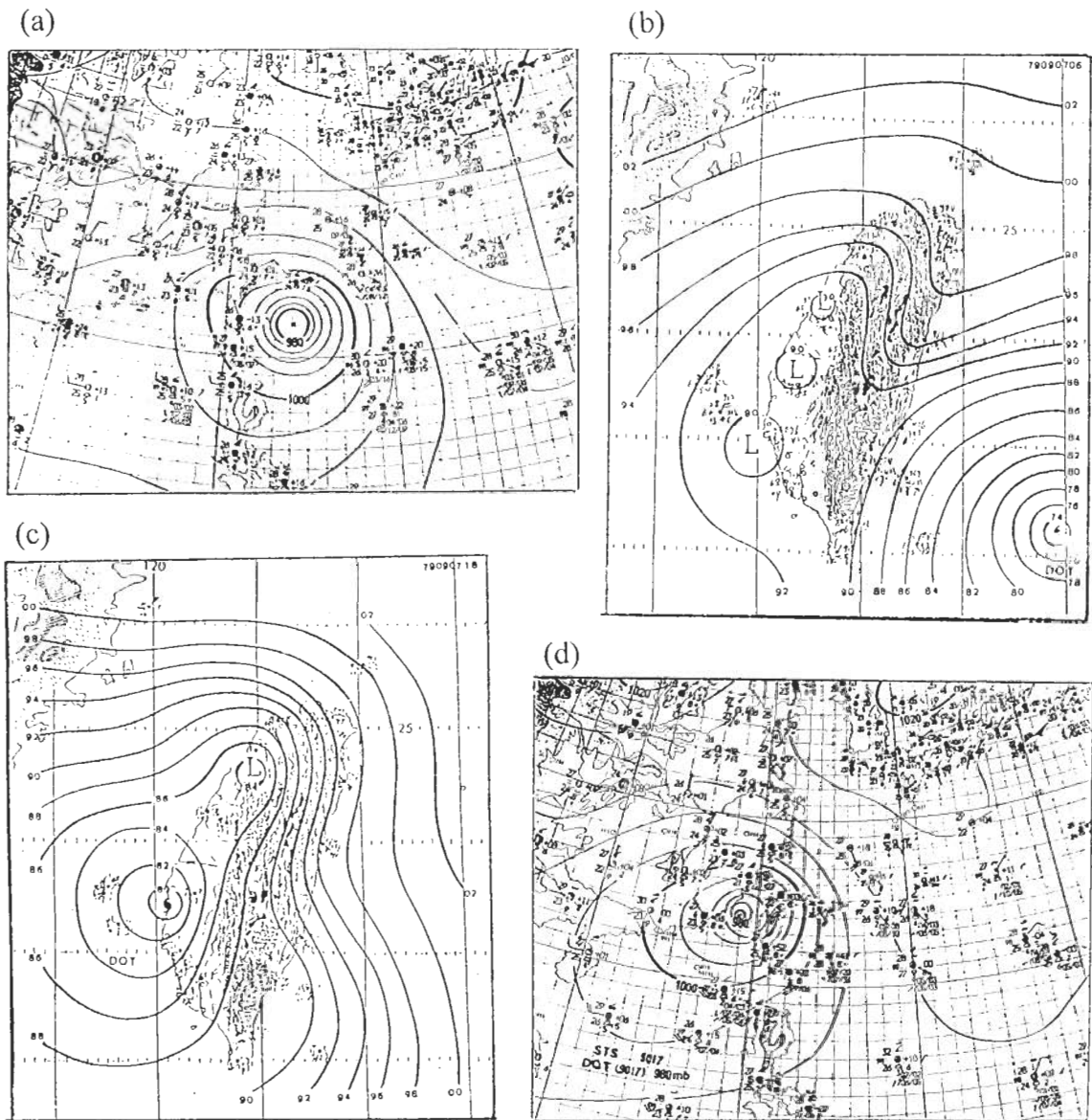


圖1 東亞及台灣地區天氣圖。(a) 1990年9月7日0000UTC, (b) 1990年9月7日0600UTC, (c) 1990年9月7日1800UTC, (d) 1990年9月8日0000UTC。[圖b與c摘錄自陳, 1991]

使得颱風的環流結構受到破壞且強度稍微減弱。圖1b為颱風登陸前台灣地區的地面天氣圖，由圖中顯示在山脈的西側有明顯的因受地形作用所引發的副低壓(secondary low)產生，並於7日1200UTC登陸台灣(未示圖)，颱風中心位置約在北緯22.9度，東經121.7度，也就是在秀姑巒溪口附近登陸。圖1c顯示在登陸後6小時颱風正通過中央山脈，高層的環流與背風面的副

低壓重新組合，因此西側的副中心已取代原來的颱風中心，成為新的颱風中心。直到8日0000UTC颱風中心已脫離台灣陸地，如圖1d所示，並繼續向西北方行進最後進入台灣海峽(陳, 1991)。黛特颱風由生成至成熟到消散的期間，實際上維持颱風的強度約有4天半左右，移動的過程中路徑並沒有明顯的變化，大約是朝西北西方向行進，移動速度約為每秒5~8公尺，屬於直行的颱風(Elsberry, 1990)。

## b. 實驗設計

對於侵台颱風的研究而言，地形對颱風的影響一向是重要的問題。由於台灣的地形特殊，颱風受到中央山脈的阻隔，在通過時山的背風面易形成另一個低壓中心。在Chang (1982)以及Yeh 與 Elsberry (1993a,b)的數值模擬研究中指出，在理想條件的假設之下，西進的颱風遇到孤立的山地地形時，其環流的結構會受到地形的影響而偏向，而在地形的西側有副中心的生成。因此本實驗擬以中尺度數值模式模擬颱風與地形之間的交互關係，尤其是當颱風接近台灣，登陸之前以及之後，路徑的改變以及複雜地形作用所衍生的副中心生成等問題。

模擬實驗使用中尺度數值模式MM5，模擬的範圍大約以台灣為中心。垂直共分為23層，其 $\sigma$ 值分別為1.0, 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, 0.0。在黛特颱風的數值模擬實驗中採用兩層巢狀的網格系統，如圖2a所示，粗網格(coarse-grid mesh)為 $120 \times 120$ 個網格點，細網格(fine-grid mesh)為 $121 \times 121$ 個網格點，中心點取在 $25^\circ N$ ,  $121^\circ E$ ，其中粗網格點間距為30公里，細網格為10公里。粗網格與細網格之間的變數互動是採取雙向(two ways)的方式(Dudhia, 1993)。模式中粗與細網格的地形皆是由NCAR所提供之 $1/6^\circ$ 及 $1/12^\circ$ 解析度的地形資料得來，細網格台灣的地形高度超過2500公尺(圖2b)。模式使用EC-TOGA $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 資料為網格點上的初始猜測值(first guess)，並配合模式範圍內地面及高空的觀測資料進行客觀分析以得到中尺度的天氣現象，其中客觀分析的方式是採用banana-shape權重函數(Benjamin 與 Seaman, 1985)，最後得到模式積分所需要的初始場及粗網格邊界條件。由於黛特颱風為快速通過台灣的個案，本實驗中所選取的時間為1990年9月6日1200UTC至9月8日0000UTC，僅進行36小時的模擬。

為了掌握各種物理機制對路徑預報的影響，模式中的水文循環採用顯性可解析尺度的降水預報包括雲水、雨水、冰和雪(Dudhia, 1993)。近地層以及邊界層的參數法則採用高解析的邊界層參數化法(Blackadar, 1979)，地表的參數化則由土地使用特性分類來決定。由於本研究中網格的解析度恐仍不足以解析主要的對流雲簇，因此對於次網格尺度(sub-grid scale)的積雲對流效應仍必須考慮。在本研究中將針對所模擬的颱風個案，比較對積雲對流不同的參數化方法，其中包括Anthes-Kuo (Anthes, 1977), Grell (Grell, 1994)以及Arakawa-Schubert (Arakawa與Schubert, 1974)，分別簡名為AK, GR與AS。

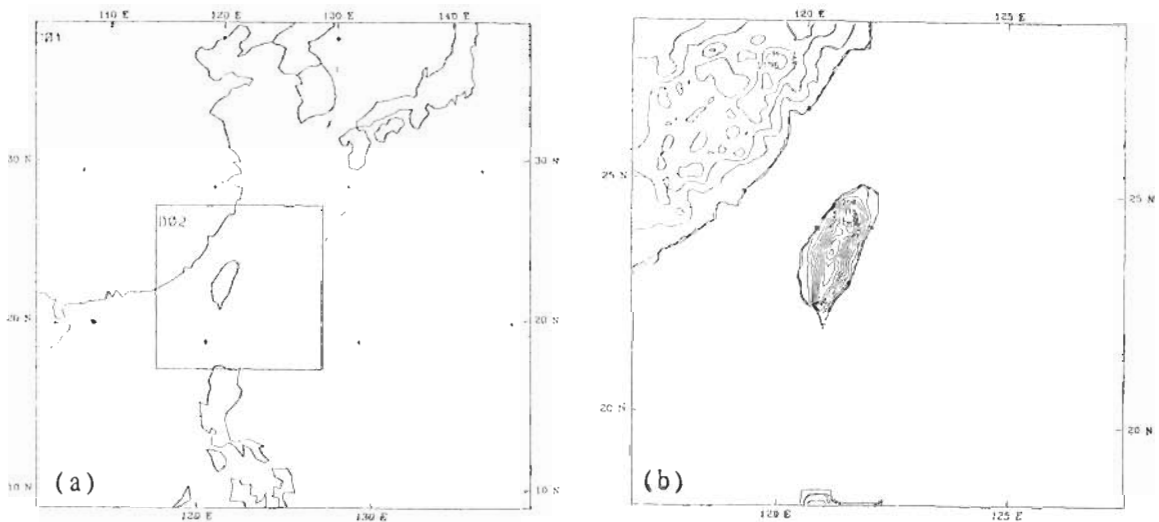


圖2 (a) Dot Typhoon 粗細網格模式範圍。(b) 細網格模式範圍地形圖，最大高度約2700公尺。等值線間距為250公尺。

在颱風的運動過程中，其水平與垂直向的運動差異頗大，尤其以颱風眼及眼牆的部分。在颱風行進於台島陡峭的山脈地形時，靜力平衡的過程可能無法滿足，因此靜力與非靜力的處理方式對於個案模擬結果或許會造成差異。本文乃藉由MM5 模式探討實際個案模擬中非靜力的作用所扮演的角色之重要性。

## 四、模擬結果

### a. 控制實驗

在考慮次網格尺度作用的情形下，本研究以Grell積雲參數化的方法(實驗GR)作為控制實驗，由於Grell 積雲參數化的方法是在準平衡(quasi-equilibrium)的假設下，次網格尺度的對流取決於大尺度流場的不穩定率。考慮單一的積雲簇之生成與熱力和水汽之間的關係，對於解析度較大的模擬過程中將會產生較多的可解析尺度的降水(resolved scale rainfall)。在模擬的過程中黛特颱風的初始位置(9月6日1200UTC)約在北緯20.5度東經126.8度，也就是在台灣東南方的海面上，如圖3a所示，中心海平面氣壓為987毫巴。此時台灣中央山脈有一明顯的低壓區，可能為颱風外圍環流所致，由於原中心離台灣仍有約800公里遠，此低壓中心與圖1b的副中心並不相同。圖3b為實驗GR的粗網格在模式積分12小時後(9月7日0000UTC)颱風的海平面氣壓場分布情形，此時颱風的中心位置約在北緯21.8度，東經124.1度，中心氣壓為993毫巴。由模擬所得之結果與觀測分析的比較顯示，二者颱風中心的位置十分接近，但經由模式

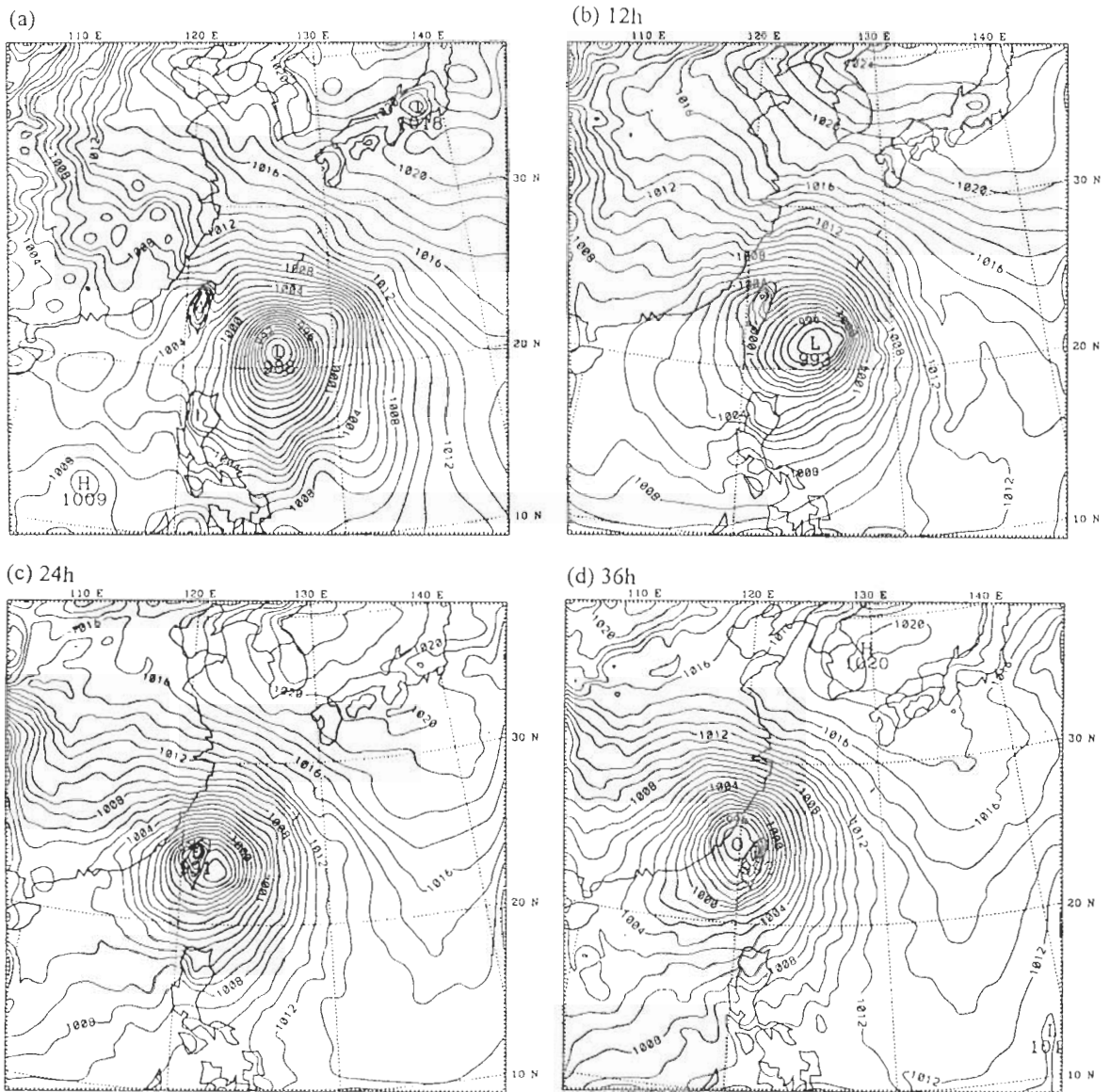


圖3 (a) 黛特颱風模式積分開始之海平面氣壓場，(b) 實驗GR粗網格模擬12小時海平面氣壓場，(c) 續(b)，但為模擬24小時，(d) 續(c)，但為模擬36小時。

積分12小時之後，颱風的中心氣壓強度已減弱約5毫巴。圖3c為實驗GR粗網格模擬24小時之後的地面氣壓場，由觀測的結果得知此時颱風正值登陸台灣，在粗網格的模擬中，颱風的中心已經到達台灣東部。在模擬36小時之後(圖3d)，粗網格中颱風的中心已通過台灣，其中心的位置約在北緯24.8度，東經119.5度，中心海平面氣壓值約為991mb。與圖1d比較結果顯示，此時模擬的結果較觀測的颱風位置略微偏向東北，兩者中心位置大約相差140公里。

經由積分36小時後，由粗網格高度為1公里的渦度分析場中(圖4a)得知，颱風的渦度場相對於颱風中心基本上是呈非軸對稱的結構。在圖4a中，由於受到地形作用的較大的影響，渦度場型式基本上有變形分裂的現象，但在高度為3公里以上的渦度場中(圖4b)，地形的作用已不明顯，此結果與Lin 等人(1996)所提出的結論類似。同樣的在高度為5公里(圖4c)以及7公里時(圖4d)顯示，颱風所在的區域附近為一個輻合較強的區域，而渦度有向上遞減的趨勢。

由實驗GR的細網格積分24小時所得的地面氣壓場顯示(圖5a)，此時颱風的外圍已經受到地形的影響，在中央山脈的西側已經有一個氣壓較低的區域存在。但此氣壓較低的區域，並非如觀測所得到的副中心明顯(圖1b)。值得注意的是，此副中心並不伴隨封閉環流。而在積分36小時後，如圖5b所示，在臺灣的西側已形成另一個新的低壓中心(具封閉渦旋)，中心氣壓為

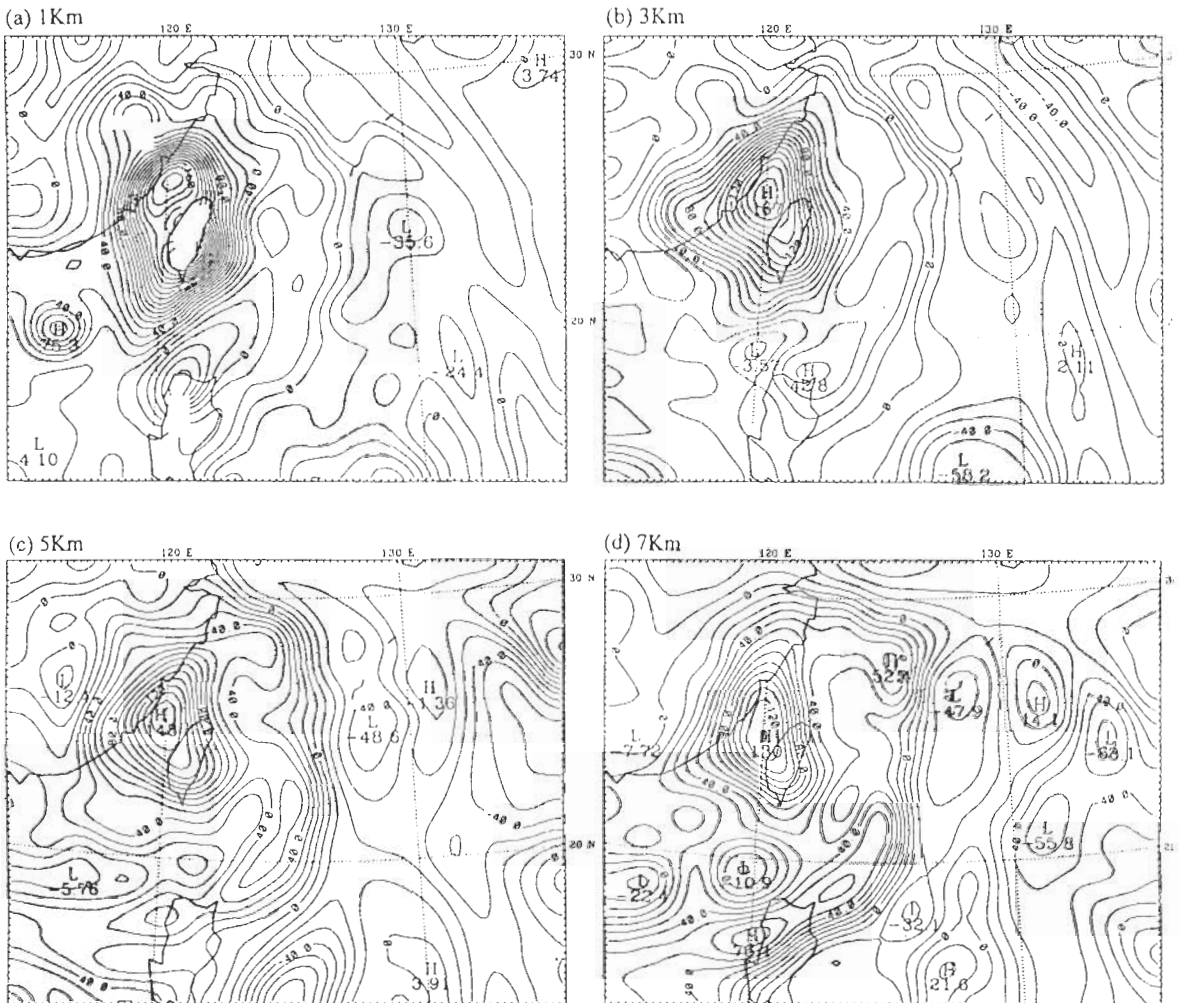


圖4 實驗GR粗網格(15°N~30°N)模擬36小時渦度場。(a) 高度1 公里，(b) 高度3 里，(c) 高度5公里，(d) 高度7公里。等值線間距為 $0.1 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。



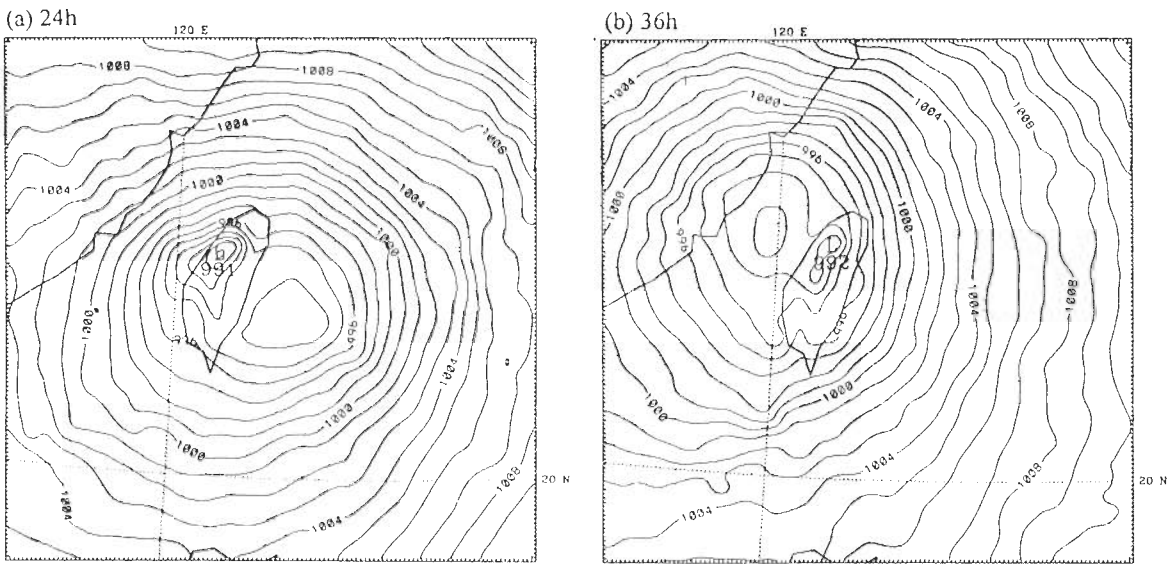


圖5 實驗GR細網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

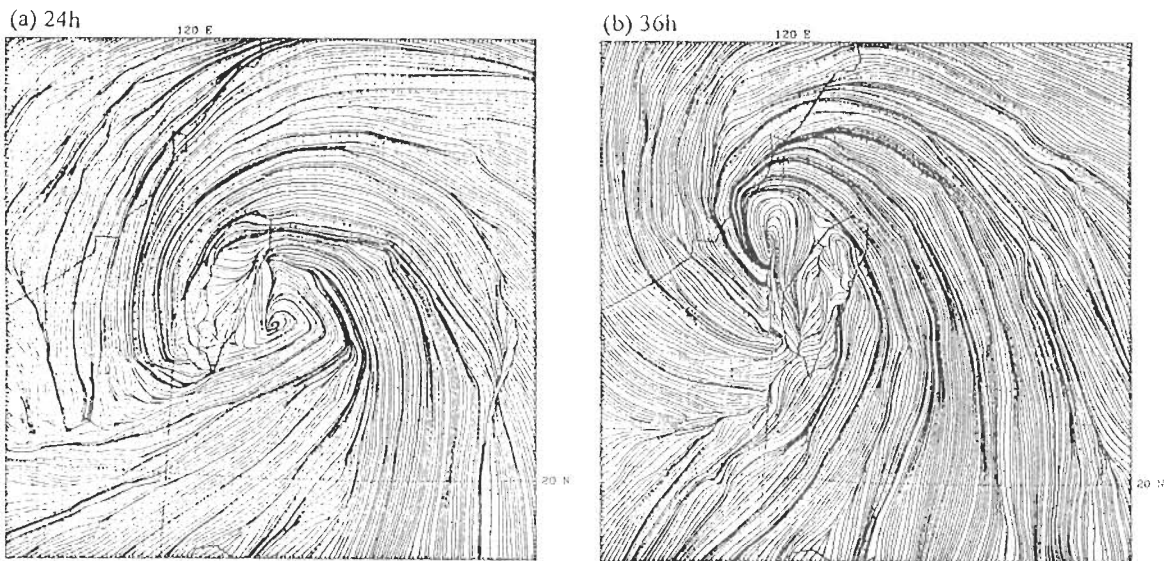


圖6 實驗GR細網格 $\sigma$ 最低層之氣流場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。

992毫巴，並且繼續向西北西方向移動。事實上，在登陸前6小時颱風外圍的環流已受地形影響(圖未示)，可見喬(1996)，登陸時部分低層的氣流已經先繞流過山。由實驗GR積分24小時後的流場顯示(圖6a)，在台灣的西南側，有一個氣流幅合的區域出現，部分氣流因受到地形的阻擋在山前有阻塞的現象產生。積分30小時後颱風的中心正通過台島(圖未示)。而在模式積分36小

時之後颱風已經通過台灣，由流線場的分布情形顯示，颱風的中心重新出現在北緯24.5度，東經118.5度附近(圖6b)。由此可知，在颱風登陸前與離開台灣之後，高層的氣流過山與先前在山的西側所行成的低壓區重新組合，取代原來的颱風中心。

由圖5a與圖6a，山西側低壓乃過山之強烈下坡風絕熱加熱所產生，後來(36 h)之主低壓乃於其附近發展起來(圖6b)。低層中心既未過山，颱風中心如何分離？又如何產生副中心？此

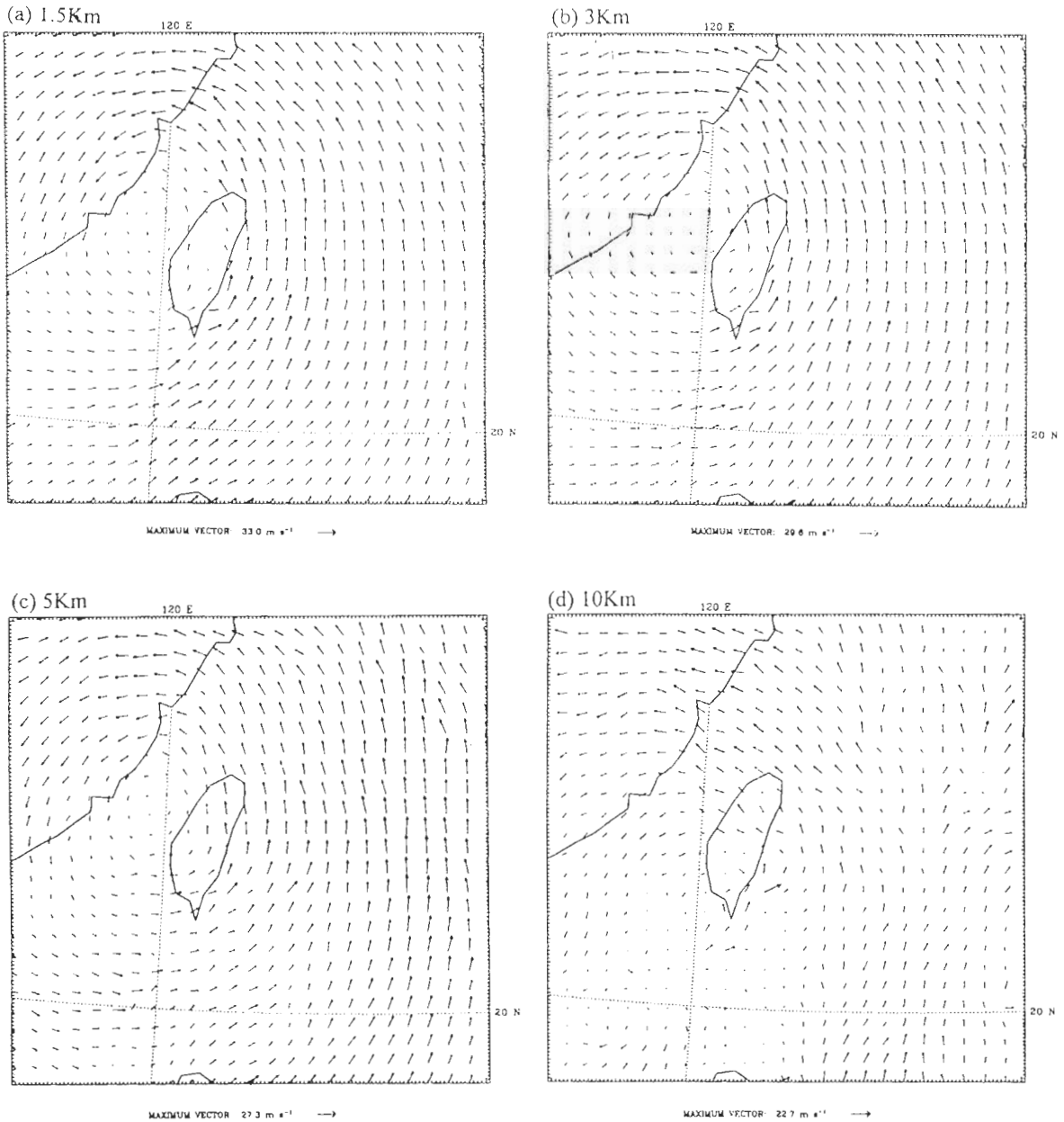


圖7 實驗GR細網格模擬36小時風場。(a) 高度1.5 公里，(b) 高度3公里，(c) 高度5 公里，(d) 高度10 公里。

處副中心說主要為對照高層通過之單一中心。蓋原低層中心在山前受阻，其渦度逐漸被颱風繞流及高層過山氣流平流至下游處，產生新低壓或渦旋中心。此山後副中心可繼續向上發展，或由過山之高層中心向下沿伸而成一高、低層中心偶合的渦旋(Yeh與Elsberry, 1993a,b)。Lin等人(1996)則提出此副中心的生成實為山前渦度阻塞及強烈下坡風的渦度傳送所致。本文所模擬的Dot真實個案顯示其副中心發展的過程與上述的機制皆有密切的關係，而這些機制可能無法清楚的分離。

由風場的模擬結果顯示在颱風離開陸地之後，颱風的強度已經減弱，圖7a是積分36小時，高度為1.5公里的風場，整個風場的結構中在颱風中心區域的風速最弱，並逐漸向外遞增。由圖6a, b與圖7a可以看出山東側之原低層中心的確沒有過山。此時由高度3公里以及高度5公里(圖7b及圖7c)的風場中顯示仍有明顯的颱風環流結構，而在高度10公里的風場(圖7d)則已不顯著。

## b. 積雲參數化的影響

為了進一步了解不同的次網格參數化的過程對本研究個案之影響，研究中分別以Arakawa-Schubert的積雲參數化與修正過的郭氏積雲參數化作為模擬的比較。實驗AS為使用Arakawa-Schubert積雲參數化的實驗，基本上是依據不同種類的雲簇有著不同的假設，並且在積雲的質量通量傳輸方面容許有逸出與逸入的作用，此方法適用於尺度較大的情況。由實驗AS的粗網格模擬24小時的氣壓場(圖8a)，與實驗GR的模擬24小時的結果(圖3c)比較，顯示於颱風所在的區域二者差異甚微。同樣的在積分36小時後也有類似的結果產生(圖8b)。圖9a為實驗AS之細網格積分24小時的結果，與實驗GR的結果(圖5a)非常相近；雖然在觀測分析上，颱風中心應該是位於台島東岸，由模擬結果顯示中心出現分離的跡象，地形的作用已經反應到颱風中心海平面的氣壓分布。由圖6a，可以推論此副中心的產生可能由於背風下沉氣流增溫效應所致。在積分36小時之後，颱風的中心已離開台灣(圖9b)，中心氣壓為992毫巴，與實際的觀測分析比較(圖3d與圖4d)，雖然移動的方向仍是朝著西北方行進，然而中心的位置比實際的觀測結果略為偏北。在Wada (1979)的研究中指出，以較複雜的Arakawa-Schubert積雲參數化模擬熱帶氣旋的發展與結構是為可行的方法。但在本研究中以實際的個案模擬(實驗AS)，模式細網格解析度為10公里，可以直接解析大部份對流作用，因此次網格積雲參數化的重要性之降低是可以預期的。

在以往利用實際的觀測資料模擬颱風的數值實驗中，如Hoke與Anthes (1977)，Madala與Hodur (1977)等，皆是以郭氏的積雲參數化法(Kuo, 1974)，作為模擬過程中次網格的參數化，而在本研究中除了前述的兩種積雲參數化法之外亦使用了修正過的郭氏積雲參數化(Anthes, 1977)法(實驗AK)以作為比較，其主要的基本假設是考慮次網格水汽的輻合產生積雲而造成潛熱釋放。圖10a為實驗AK的粗網格積分24小時的氣壓場，中心氣壓為990毫巴，由颱風的中心位置顯示，似乎有較為偏北的趨勢。在積分36小時之後，如圖10b所示，颱風的位置

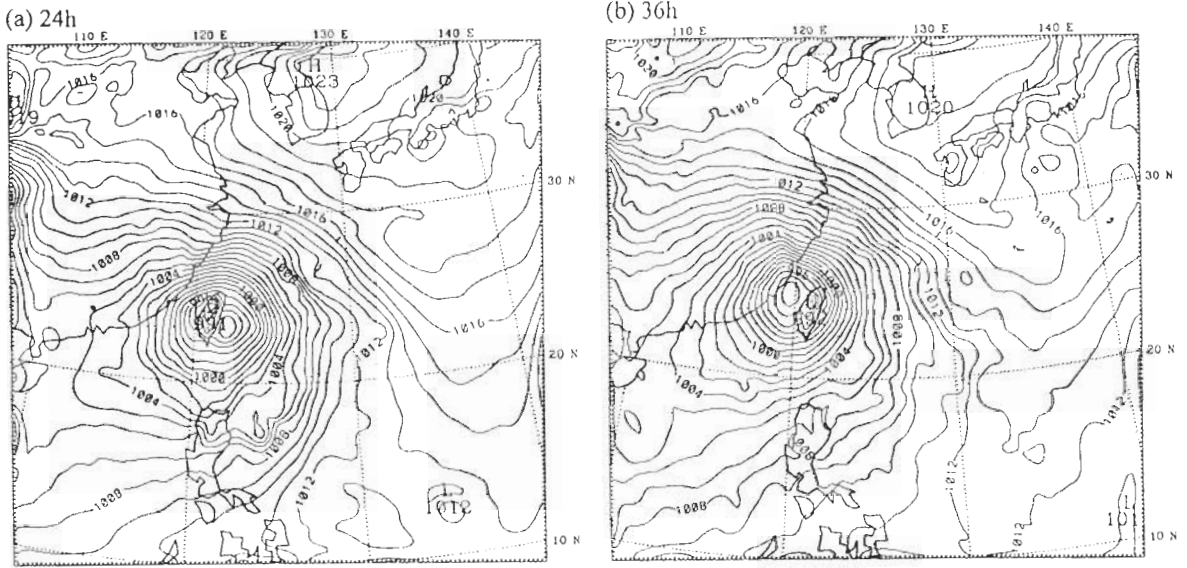


圖8 實驗AS粗網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

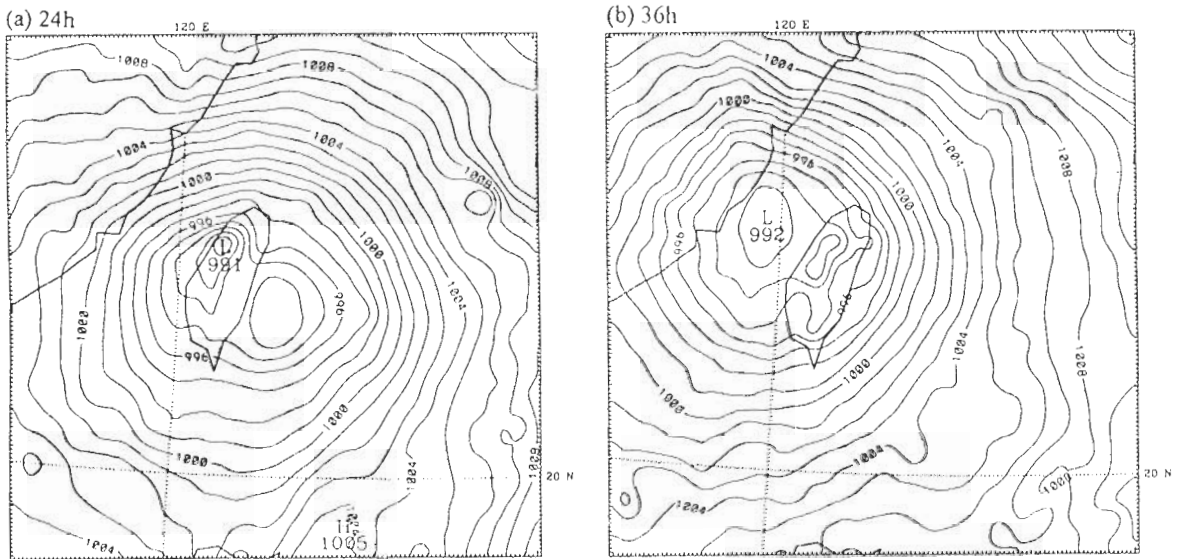


圖9 實驗AS細網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

與實際的觀測(圖1d)和前兩種實驗的模擬結果(圖3d與圖8b)比較，則明顯的有北移的現象。在細網格中模擬結果，如圖11所示，與實驗GR或是實驗AS的結果比較，可看出颱風中心的位置有較大的差異，且中心的氣壓亦相差約3毫巴。經過36小時的積分之後(圖11b)，颱風的中心在脫離陸地之後，已經重新形成而且位置已經偏北。此外，若單純以颱風中心所在的位置與前兩種的實驗結果，比較颱風的移動速度，實驗AK似乎有移動較快的現象。

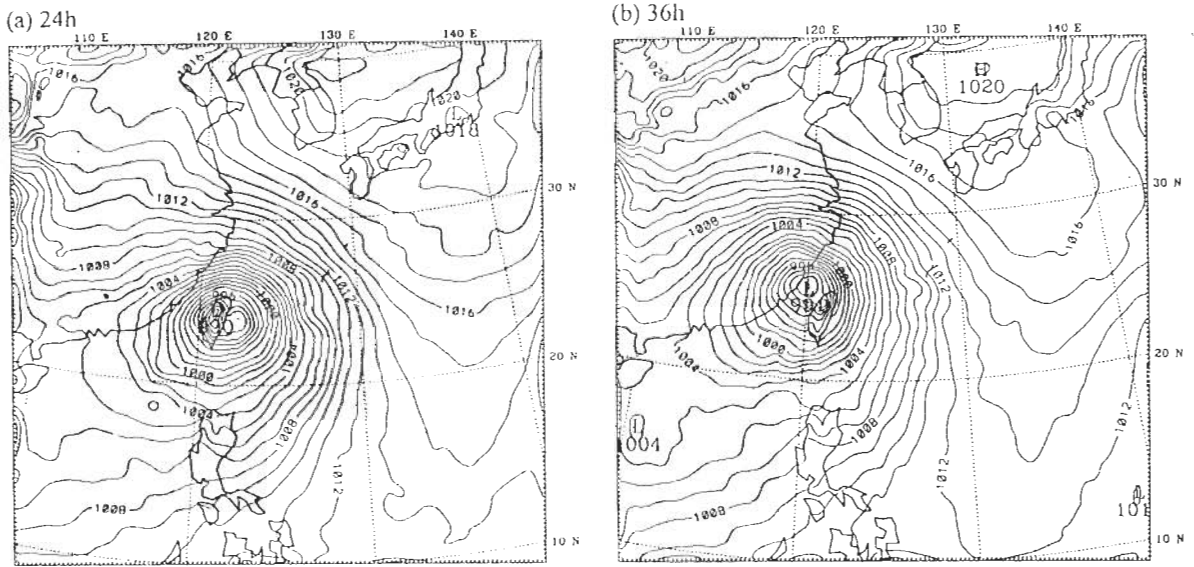


圖10 實驗AK粗網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

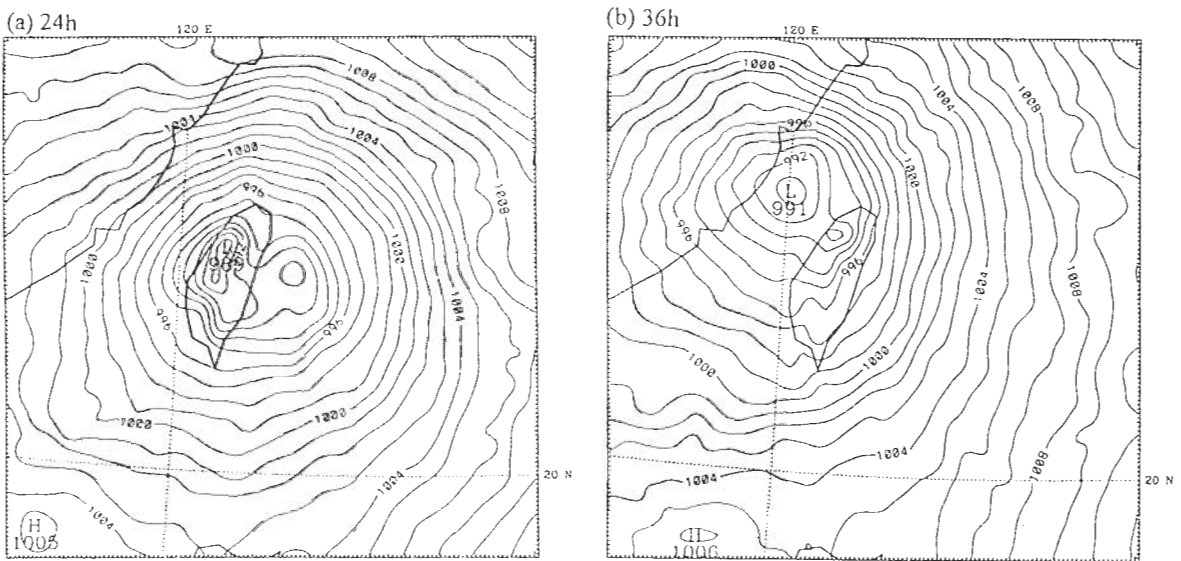


圖11 實驗AK細網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

在粗細網格的水平解析度為30公里與10公里的條件下，積雲對流的作用在粗細網格會相互的影響。實驗GR與實驗AS的積雲參數化的基本假設是依據準平衡理論，唯對於積雲簇的處理分為單一與多元的方式。但本研究中的個案模擬結果，顯示次網格非絕熱的貢獻並沒有導致明顯的差異。實驗AK則是依據水汽輻合作用所造成的非絕熱貢獻，而網格間距越小所得輻合量亦

越大。因此實驗AK中颱風路徑的偏向與移動速度的變化可能與網格解析度有密切的關係。由控制實驗(實驗GR)以及不同積雲參數化(實驗AS, 實驗AK)的模擬結果顯示, 吾人可推知次網格的對流過程對於颱風移動的路徑與速度變化有直接的影響, 但何種積雲參數化在侵台颱風的模擬中具有相對的優勢, 限於僅有單一個案的結果, 至不易結論。唯在解析度較細時, 網格點直接解析的非絕熱作用比次網格積雲對流扮演了更支配性的角色。Hsu與Sun(1994)發現, 即使於45公里解析度下, 只要存在網格點直接的顯性解析, 是否有次網格的積雲對流參數化, 對梅雨鋒前低層噴流的模擬結果影響並不大。

### c. 靜力與非靜力模擬比較

對於颱風的運動而言, 由於垂直與水平運動的尺度差距頗大, 因此靜力平衡的假設通常是可以成立的。然而由於解析能力的提升, 對於颱風於複雜地形的局部效應以及於颱風眼牆區域等較強烈的垂直運動而言, 非靜力作用可能扮演重要的角色。在本研究中靜力與非靜力的模擬比較, 皆以實驗GR為例。圖12a為靜力的粗網格積分24小時的地面氣壓場, 中心氣壓為994毫巴。由模擬所得之結果與觀測比較, 在颱風中心所在的區域上差距不大, 與非靜力的粗網格模擬24小時的結果比較(圖3c), 二者颱風中心位置甚為一致。由模擬結果顯示, 靜力與非靜力實驗得到的颱風中心氣壓相差約3毫巴。模擬36小時之後, 地面的氣壓場如圖12b所示, 靜力與非靜力的模擬結果(圖3d)顯示二者颱風中心位置仍相當接近。

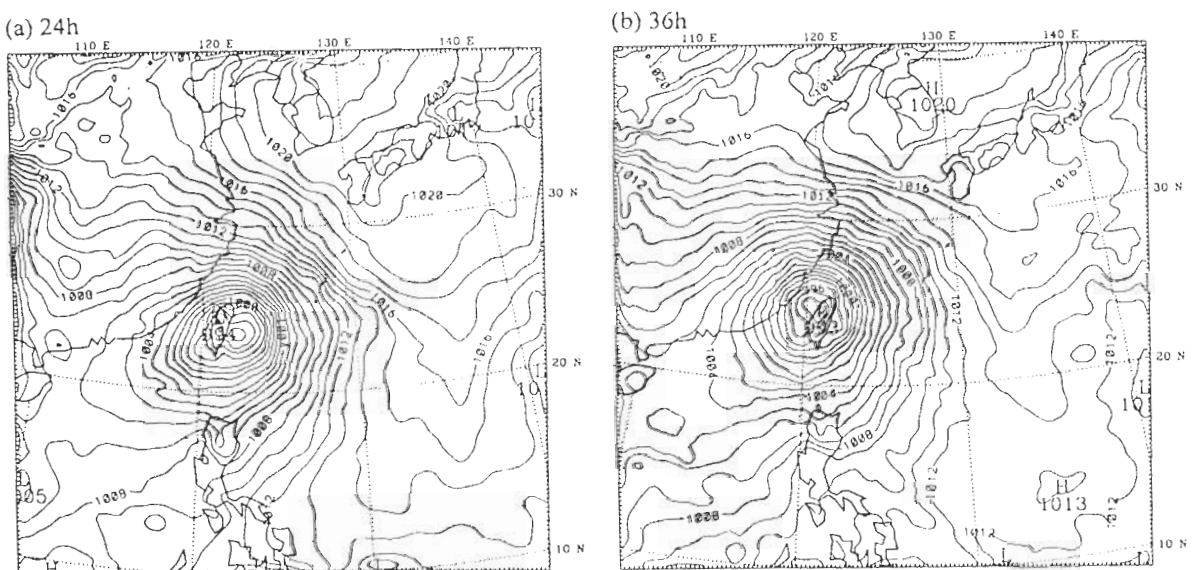


圖12 靜力、實驗GR粗網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時, (b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

在解析度為10公里的細網格中，由靜力的模式積分24小時所得的地面氣壓場如圖13a所示，颱風中心結構與非靜力的模擬結果(圖5a)是相似的。在經過36小時的積分之後(圖13b)，靜力的模擬結果中顯示，其中心氣壓的強度與颱風環流與非靜力的結果並無顯著的差異。圖14a是靜力的細網格積分24小時的流場，由圖中可見颱風的中心位於台灣的東邊與非靜力的模

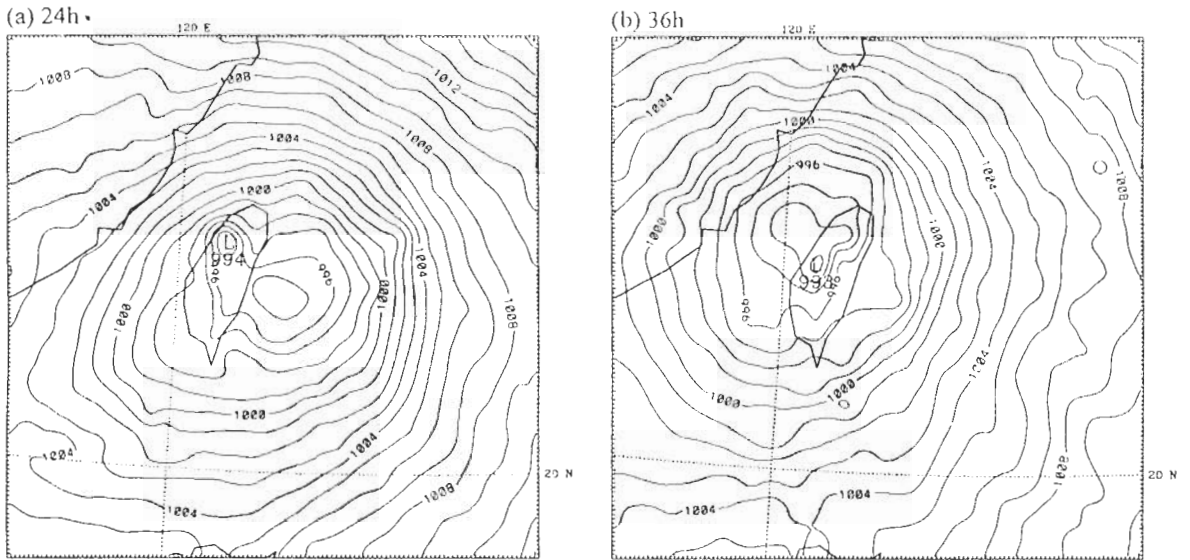


圖13 靜力、實驗GR細網格之海平面氣壓場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。等值線間距為1mb。

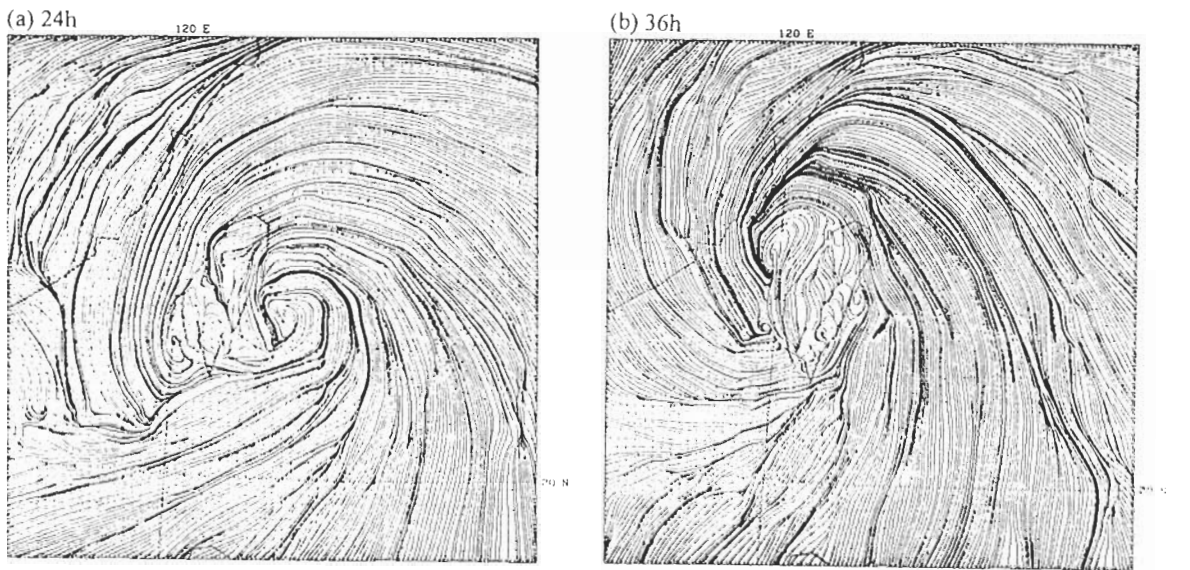


圖14 靜力、實驗GR細網格 $\sigma$ 最低層之氣流場。(a) 模擬24小時，(b) 模擬36小時。

擬位置十分接近(圖6a)。此外,繞流過山的氣流在背風面區所形成的副中心則較非靜力的模擬結果明顯。圖14b是靜力細網格模擬36小時後的結果,氣旋的中心在台灣北部的海面上,繼續朝著西北西方向移動,此時氣流大抵為繞流過山,與非靜力的結果(圖6b)比較,大體上是一致的。唯在靜力的模擬結果中,台島出現若干小型氣旋中心,但並不具重要性。

Anthes (1982)認為非靜力作用的重要性於接近颱風眼會更加明顯,但大部份螺旋雨帶的形成應可為靜力模式所模擬。因此,目前絕大部份的颱風模式均使用靜力假設。Tripoli (1992)以非靜力的數值模式模擬熱帶氣旋,研究中建議以10公里水平網格解析度足以模擬成熟時期熱帶氣旋的動力過程。以颱風的尺度而言,本研究中細網格使用的水平解析度為10公里,應可充分解析在颱風眼牆區(meso- $\beta$  scale,通常約100-150公里寬)的劇烈對流(Anthes, 1982)。Pielke (1984)由尺度分析發現,靜力的假設只有當水平運動尺度接近大氣密度量化高度(density-scaling height)時方產生疑問,而海陸風環流的乾性大氣線性模擬則顯示當環流水平尺度為2公里時,靜力與非靜力結果二者差異不到2%,於非線性模擬時,使用水平網格間距300公尺時,靜力的垂直速度較非靜力略強,二者的環流特徵仍相似。Smith(1979)指出,對Long的非線性、無亂流擾動的山嶽波而言,靜力與非靜力的動力差異於 $a/l$ ( $a$ 為山半寬, $l$ 為 $N/U$ , $N$ 為大氣穩定度頻率)接近或小於1時才變得顯著。也就是說,在水平網格間距大於500公尺時,靜力與非靜力模擬的山嶽波是非常接近的。若有亂流擾動及地形對流等非絕熱作用,其差異結果的分析基本上較為複雜。Pielke (1984)由波頻分析指出,於水平網格間距等於6公里時,二者產生的重力波速差異不會超過10%,此可視為一般情況下靜力假設的界限,至於實際的侵台颱風個案則有賴敏感度實驗得知。我們分析實驗個案GR於24小時的模擬結果(細網格解析10公里),發現靜力與非靜力所產生的垂直速度場(未示圖)大體上雖類似,但於局部區域則顯示相當差異,此表示非靜力作用可改變對流出現的地點及細節。本文靜力與非靜力模擬的中心路徑非常接近,顯示非靜力的綜合效應並不足以造成侵台颱風路徑的顯著差異。考慮非靜力作用應更有助於侵台颱風環流強度的模擬,但此亦與初始化的颱風環流強度有密切的關係,因此已非本文目前的主題範圍。

## 五、結 論

本研究利用Penn State / NCAR中尺度數值模式MM5對黛特Dot颱風的路徑以及其受地形作用的影響進行模擬。實驗中分別測試不同的積雲參數化,並且探討靜力與非靜力的模擬差異。以解析度為30公里的粗網格模式而言,對於大範圍颱風路徑的模擬應已足夠,唯對侵台颱風模擬,仍需細網格解析以求取其於登陸前後路徑更細微的變化。由結果顯示,在實驗GR(Grell積雲參數化, Grell, 1993)與實驗AS(Arakawa-Schubert積雲參數化, Arakawa 與 Schubert, 1974)中,颱風移行的方向大致上與觀測的結果是相符的,而在實驗AK(Anthes-Kuo積雲參數



化, Anthes, 1977)中, 颱風的路徑有稍微向北偏移的結果出現。而在靜力與非靜力的比較方面(以實驗GR為例), 二者的模擬結果並無明顯的差異, 然而對於颱風的中心位置, 四組的實驗中模擬所得的結果與觀測分析的颱風中心位置仍有些差距存在, 尤其是實驗AK的結果差距最大。圖15為黛特颱風的最佳路徑(由JTWC提供)與實驗AK和實驗GR模擬預報的路徑比較, 由圖中顯示經過36小時的積分, 模擬所得與最佳路徑之行進方向相當一致, 而實驗AS與實驗GR的結果更為接近(圖未顯示), 對此直行的黛特颱風, MMS對其路徑的預報相當良好。在喬(1996)一文中亦模擬楊希Yancy颱風之侵台路徑變化, 唯對其登陸前路徑曲折的現象並未掌握。此顯示MMS模式雖然可以發展為侵台颱風路徑模式, 但針對颱風特有的數值預報問題必須深入的了解與改善。

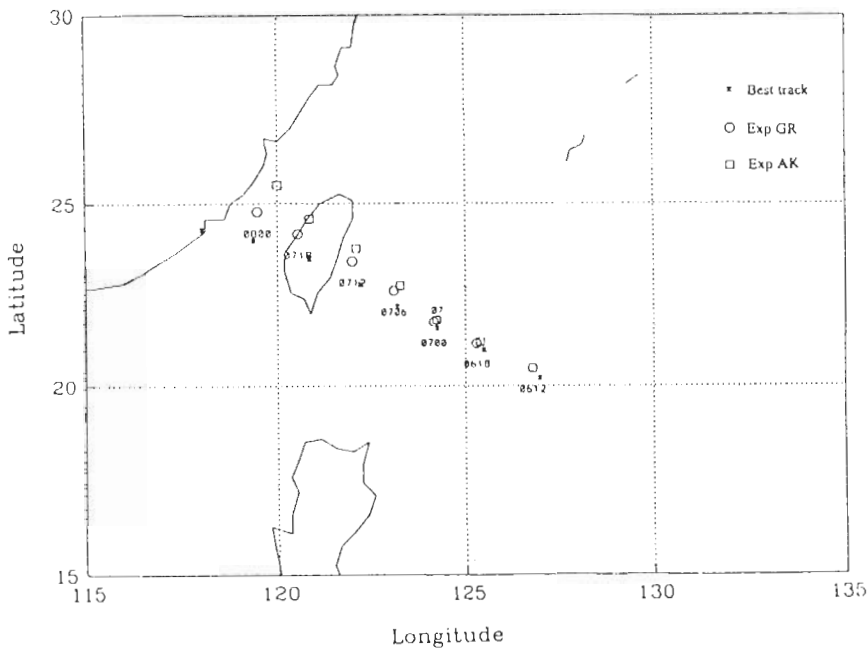


圖15 黛特颱風實驗GR, 實驗AK模擬路徑以及與最佳路徑之比較。

在10公里解析度的細網格模式中, 本文四組實驗對於颱風侵台受地形影響所產生的副中心模擬皆不如觀測的強度。除了在颱風運動的物理機制影響之外, 模式本身的問題也可能為因素之一。在本研究中初始場的中心氣壓值為987毫巴, 但實際之觀測分析為965毫巴。MMS模式的初始場是採取觀測的(EC-TOGA  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ )結果, 所以颱風中心的氣壓值較實際的觀測值為高。一般在颱風的模擬研究中(如Kurihara 等人, 1995), 通常是將颱風的中心氣壓值經由人為渦旋植入(bogus)的方式使中心氣壓加深, 以達到颱風的觀測強度再進行模擬, 而在本研究中並未考慮此過程。MMS模式可以加入四維資料同化(FDDA), 使觀測的颱風強度得以調整並誘導模式的預報, 但此FDDA在本實驗中並未被使用。上述這些都是未來MMS侵台颱風模式研究的重點。

## 致 謝

感謝台大吳俊傑教授以及另一位審查者所提供的寶貴建議。本文在國科會專題計劃 NSC85-2111-M-008-015 AP1的支持下得以完成。感謝美國國家大氣研究中心提供Cray-YMP超級電腦使用。

## 附錄 A：MM5 模式控制方程式

非靜力MM5模式中的基本控制方程在 $(x, y, \sigma)$ 的座標系統之下，可表為以下的形式 (Dudhia, 1993)：

水平動量方程，

$$\frac{\partial \dot{u}}{\partial t} = -m^2 \left[ \frac{\partial \dot{u}u/m}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}u/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \dot{u}\dot{\sigma}}{\partial \sigma} + uDIV - m \frac{p^*}{\rho} \left[ \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} \frac{\partial \dot{u}}{\partial \sigma} \right] + p^* f_v + D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial \dot{v}}{\partial t} = -m^2 \left[ \frac{\partial \dot{u}v/m}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}v/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \dot{v}\dot{\sigma}}{\partial \sigma} + vDIV - m \frac{p^*}{\rho} \left[ \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} \frac{\partial \dot{v}}{\partial \sigma} \right] + p^* f_u + D_v \quad (2)$$

垂直動量方程，

$$\frac{\partial \dot{w}}{\partial t} = -m^2 \left[ \frac{\partial \dot{u}w/m}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}w/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \dot{w}\dot{\sigma}}{\partial \sigma} + wDIV + \frac{p^* g \rho_o}{\rho} \left[ \frac{1}{p^*} \frac{\partial \dot{p}}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_o p^*}{T p} \right] - p^* g [(q_c + q_r)] + D_w \quad (3)$$

氣壓方程，

$$\begin{aligned} \frac{\partial \dot{p}}{\partial t} = & -m^2 \left[ \frac{\partial \dot{u}p'/m}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}p'/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \dot{p}p'\dot{\sigma}}{\partial \sigma} + p'DIV \\ & - m^2 p^* \gamma \left[ \frac{\partial u/m}{\partial x} + \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v/m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] \\ & + \rho_o g \gamma \frac{\partial v}{\partial \sigma} + p^* \rho_o g w \end{aligned} \quad (4)$$

熱力方程，

$$\frac{\dot{q}^* T}{\alpha} = -m^2 \left[ \frac{\dot{q}^* u l' / m}{\alpha} + \frac{\dot{q}^* v l' / m}{\beta} \right] - \frac{\dot{q}^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T DIV + \frac{1}{\alpha_p} \left[ p^* \frac{Dp^*}{Dt} - \rho_o g p^* w - D_p \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T \quad (5)$$

其中

$$DIV^* = m^2 \left[ \frac{\dot{q}^* u / m}{\alpha} + \frac{\dot{q}^* v / m}{\beta} \right] + \frac{\dot{q}^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (6)$$

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_o g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\dot{q}^*}{\alpha} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\dot{q}^*}{\beta} v \quad (7)$$

由於在非靜力的過程中不可壓縮氣流連續方程的假設不再成立，因此在非靜力的模式中  $p^*$  為常數的情形之下， $DIV$  代表地表的氣壓趨勢，下標為  $o$  的變數為參考值，primed(撇號)變數的物理量為擾動值， $\rho$  為密度， $m$  為地圖投影的比例，非絕熱的加熱作用項(潛熱釋放和輻射作用)以  $\dot{Q}$  表示，次網格的亂流項以  $D_u, D_v, D_w$  及  $D_T$  表示，其他物理量  $g, f, T_v, C_p$  和  $\gamma$  分別表示重力加速度項、科氏參數項、虛溫、濕空氣的熱含量以及定壓與定容空氣比熱的比率， $q_c$  和  $q_r$  分別表示雲水(cloud water)和雨水(rain water)。模式亦包含水汽，雲水及雨水的預報程，在此並未顯示。

## 參考文獻

- 蔡清彥, 1991: 台灣地形對颱風運動, 結構及強度影響診斷分析 - I, 侵台重要颱風電腦資料檔案建立及分裂過山颱風研究., 行政院國科會專題研究計劃, NSC80-0202-M-052-06。
- 陳正改, 1991: 民國七十九年颱風調查報告 - 侵台颱風(9017號) 黛特, *氣象學報*, **37**, 85-111。
- 喬 森, 1996: 侵台颱風的MM5數值研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文, 60頁。
- Anthes, R. A., 1982: Tropical Cyclones - Their evolution, Structure and Effects. Meteorological monographs, Americal Meteorological Society, 208pp.
- Anthes, R. A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamical models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1078.
- \_\_\_\_\_, E. -Y. Hsie, and Y. H. Kuo, 1987: Description of the Penn State /NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). NCAR/TN-282+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 66 pp.
- \_\_\_\_\_, 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 270-286.

- \_\_\_\_\_, and S. W. Chang, 1978: Response of the hurricane boundary layer to changes of sea-surface temperature in a numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1240-1255.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
- Bender, M. A., R. E. Tuleya and Y. Kurihara, 1985: A numerical study of the effect of a mountain range on a landfall tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 567-582.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- Benjamin, S. G., and N. L. Seaman, 1985: A simple scheme for objective analysis in curved flow. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1184-1198.
- Betts, A., 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.
- 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.
- Chang, S. W., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1225-1270.
- Deardorff, J. W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 93-106.
- 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.
- Elsberry, R. L., 1990: ONR Tropical Cyclone Motion Research Initiative: Field experiment summary. Technical Report NPS-MR-91-001, Naval Postgraduate School, Monterey, CA, 107 pp.
- Fritsch, J. M., and C. F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722-1733.
- 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, 121 pp.
- Hoke, J. E., and R. A. Anthes, 1977: Dynamic initialization of a three dimensional primitive equation model of Hurricane Alma of 1962. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1266-1280.

- Holland, G. J.,1983: Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a beta effect *J.Atmos. Sci.*, **40**, 328-342.
- Hsie, E.-Y., R. A. Anthes ,1984: Simulation of frontogenesis in a moist atmosphere using alternative parameterizations of condensation and precipitation. *J. Atmos.Sci.*, **41**, 2701-2716.
- Hsu, W.-R. and W.-Y. Sun,1994: A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-Yu system. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 324-340.
- 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., 246pp.
- Kuo, H. L.,1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Kurihara, Y., M. A., Bender, and R. J. Ross,1995: Improvement in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791-2802.
- Lin, Y. L., D. W. Hamilton,and C. Y. Huang,1996: Influence of orography on propagating cyclones .Proceedings, Conference on Weather Analysis and Forecasting. March 3-6, Taipei, 281-293.
- Madala, R. V., and R. M. Hodur,1977: A multilevel nested tropical cyclone prediction model in  $\sigma$ -coordinates. Preprints 11th Tech. Conf. Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Amer. Meteor. Soc., 101-103.
- Pielke, R. A.,1984: Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press, New York, 612pp.
- Reisner, J., R. T. Brintjes,and R. M. Rasmussen,1993: Preliminary comparisons between MMS NCAR/Penn State Model generated icing forecasts and observations. Preprints, 5th Int'l Conf. on Aviation Wea. Systems, Vienna, VA, 2-6, August, Amer. Met. Soc., Boston, 65-69.
- Smith, R. B.,1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.
- Tripoli, G. J.,1992: An explicit Three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 229-254.
- Tuleya, R. E.and Y. Kurihara,1978: A numerical simulation of the landfall of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 242-257.
- \_\_\_\_\_,1994: Tropical storm development and decay: Sensitivity to surface boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 291-304.
- 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 \_\_\_\_\_,1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II: Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*,**121**, 3213-3233.

- Wada, M., 1979: Numerical experiments of the tropical cyclone by use of the Arakawa-Schubert parameterization. *J. Met. Soc. Japan*, **44**, 505-530.
- Wang, S. T., 1980: Prediction of the behavior and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity (in Chinese). Research Report 018, Chinese National Science Council, Taipei, Taiwan.

## **MM5 Numerical Simulation of Dot Typhoon**

**Sen Cho<sup>1</sup> Ching-Yuang Huang<sup>1</sup> Ying-Hwa Kuo<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Department of Atmospheric Sciences, National Central University

<sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research, USA

### **ABSTRACT**

The fifth generation of Penn state/NCAR hydrostatic/nonhydrostatic numerical model was employed to simulate the track evolution of typhoons impinging Taiwan. The Dot typhoon occurring on 1200UTC 6 September 1990 was selected to be the simulation case which exhibits a nearly straight movement during the event. It was found that the typhoon center track can be influenced by different cumulus parameterizations, but not significantly. Comparisons between hydrostatic and nonhydrostatic test runs in horizontal resolution of 10 km tend to indicate that nonhydrostatic effects do not have great influence on the track. The model for typhoon track is in agreement with the observations, indicative of the capability of the MM5 model for typhoon track simulation. On the other hand, the secondary-low center caused by terrain effects is weaker than the observed, possibly due to the simple model initialization scheme for typhoon circulations to be reasonably imposed.

The real case simulation by MM5 clearly exhibits the formation processes of the secondary-low center for the impinging typhoon. The vorticity of the original low-level vortex center blocked upstream of the mountain is transported to the downstream side by the splitting flow and intense downslope wind, resulting in the formation of the new low or vortex center. The secondary-low center can develop upward or reform with the upper-level typhoon center as a new center as the latter passes over the mountain, in consistence with the explanations of several idealized case simulations in the past.

**Key words :** MM5, Dot typhoon, Secondary low.