

台灣地區春季颶線個案分析

潘大綱 顏自雄 蔡晉東 任亦偉

空軍氣象聯隊氣象中心

摘要

本文選取 2003 年 3 月 16 日之颶線個案，個案發生期間，空軍馬公探空站於颶線通過馬公前後二小時各加放探空乙次，藉以瞭解颶線前後大氣環境變化。此外，我們利用傳統觀測資料分析颶線通過馬公時綜觀環境及氣象要素變化，再透過三重巢狀區域波譜模式(Regional Spectral Model, RSM)模擬分析，以期更深入了解此颶線系統的三維垂直結構。

根據觀測資料、衛星及中央氣象局整合雷達資料分析顯示：伴隨 500hPa 槽線自華南快速東移，台灣海峽西北部之雨帶迅速朝東北移動，海峽中北部發展之颶線，初期約為北北東-南南西走向，隨系統朝南南東移動而逐漸轉為東北-西南向影響馬公機場，此後再往南移至台南外海消散減弱。雷達資料顯示颶線的層狀降水區主要位於強對流線前緣，此現象與傳統中緯度及熱帶颶線特性不同。颶線通過馬公機場時各氣象要素之變化亦相當的明顯，如溫度及露點劇降，風向改變，風速突增後減，劇烈地對流降水等典型的颶線特徵。

探空資料說明颶線通過前後，對流可用位能(CAPE)均不大，垂直風場分佈大致為西南風，0 到 3 公里之高度東西向風切約 20 哩(10 m/s)，0 至 5 公里為約 40 哩(20.5 m/s)，通過後 800-550 hPa 大氣有顯著降溫平均約 3-8 度，此種颶線發生前後垂直大氣環境之轉變過程，與最高解析度五公里之非靜力中尺度波譜模式(Meso-scale Spectral Model, MSM)模擬結果相近，此外，模式亦可合理掌握此颶線發展、移動時空演進之過程，唯時間約落後 3 小時。

由於模式可補足觀測資料時、空間之不足優點，我們分析模擬颶線通過馬公附近前與後之結果，發現個案中大氣存在以下幾個特性：(1) 通過前位溫場於低對流層 850 hPa 高度以下，屬條件性不穩定的大氣；通過後轉為中性穩定大氣。(2) 通過前東西向風速場於低層 700 hPa 高度以下可見明顯的低層風速切變；通過後風速幾呈線性隨高度增加。(3) 垂直水氣場的分佈，通過前、中較後略為潮濕。非靜力 MSM5 模擬結果說明：線狀對流之發展高度約至 200 hPa，對流降水確位於層狀降水之後，底層淺薄暖濕空氣內流之厚度約在 950 hPa 以下，強上衝流主要集中於 600-500 hPa 高度向前

方外流，並由於上衝流與降水區強烈的蒸發冷卻作用形成明顯的下衝流，此個案中為無高層後方外流，中層後方向前之內流攜帶低相當位溫之乾空氣向下進入颶線，組成此個案不同於中緯度和熱帶地區之傳統颶線垂直結構。

結構模擬結果顯示颶線對流主體的垂直運動最大區位在約 500-800 hPa 高度，而且整層幾均為上升運動區，而層狀降水區的狀況則出現低層為下沉運動，600 hPa 以上則為微弱之上升運動。而 b 圖以同樣方式顯示輻散場垂直分布狀況，在對流主體部份顯示低層(600 hPa 以下)為輻合現象，最大輻合現象出現於約 800 hPa 處，而約 600 hPa 高度以上則轉為輻散。層狀降水區在 800 hPa 以下均為輻散，800-500 hPa 則為輻合區。

關鍵詞：區域波譜模式、颶線、對流可用位能、中尺度波譜模式。

一、前言

根據 Glossary OF Meteorology (1959)對颶線定義為一線狀或窄帶狀的活躍地強對流或稱成熟的不穩定線。其不僅常發生於春夏季之中緯度、副熱帶與熱帶地區，亦為台灣地區常見的劇烈天氣之一，而強陣風、雷暴、閃電、冰雹與龍捲風等為伴隨颶線發生的嚴重天氣現象。從觀測及數值模擬研究結果得知典型的颶線結構具有以下特性：低層前緣有高相當位溫之前方內流(front-to-rear inflow)氣流從底層傾斜向上、上衝流、下衝流、中層則為低相當位溫後方內流(rear-to-front inflow)、拖曳的層狀降水區(trailing stratiform region)(Leary and Houze, 1979)。

觀測資料研究指出中緯度及副熱帶地區之颶線形成於截然不同的條件之下，中緯度地區之颶線有形成於鋒前(Lin at al., 1986)、部份則形成於乾線上成南北走向並向東移動(Ogura and Liou, 1980)，其餘則形成於冷鋒前並與乾線結合(Burgess and Curran, 1985)；然副熱帶地區的所形成颶線典型地往往伴隨於鋒面和/或水平風切線(Li at al., 1997)。

中緯度及副熱帶的颶線大都發生於當大氣為不穩定與垂直風切相當大之有利環境。Weisman and Klemp (1982, 1984)提出對流可用位能與低層 6 公里環境的垂直風切之比值即對流理查遜數(Convective bulk Richardson number)來定性描繪

風暴結構的不同型態。Klemp (1984)更進一步指出使用對流理查遜數來劃分風暴型態具有動力上的意義，所以，對流理查遜數實際上為描述有利於產生特別風暴型態的環境。

風暴發展型態與垂直風切的大小關係密切，Fovell and Ogura (1988)透過準二維總線模擬結果清楚地說明不同的垂直風切影響總線結構的重要性。一般而言，當環境屬微弱垂直風切時為短生命期的單胞風暴、中度風切為多胞風暴、而強風切則有利於超級風暴之發展。

台灣位於副熱帶地區，每年春天偶有總線形成，本文選取 2003 年 3 月 16 日春季之總線個案，個案發生期間，空軍馬公探空站於總線通過馬公前後二小時各加放探空乙次，藉以瞭解總線後大氣環境變化。此外，我們利用傳統觀測資料分析總線通過馬公時綜觀環境及氣象要素變化，另透過二重巢狀靜力的區域波譜模式 (Regional Spectral Model, RSM) 並嵌入非靜力中尺度波譜模式模擬 (Mesoscale Spectral Model, MSM)，以期更深入了解此總線系統的三維垂直結構。

二、資料來源與模式簡介

資料分析選取 2003 年 3 月 16 日之空軍馬公測站之觀測與探空資料、中央氣象局 (CWB) 整合雷達與地面至高空綜觀分析圖、GMS5 紅外線與可見光衛星雲圖。數值模擬資料來源應用每 12 小時 CWB 全球模式之 2003 年 3 月 15 日 1200 UTC T79L18 解析度之分析場作為 RSM 初始場及邊界值並執行 24 小時模擬。

本研究使用美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, 簡稱 NCEP) 1997 年版靜力的 RSM (Juang et al. 1997) 架構了二重靜力的巢狀 RSM，其下嵌入 Juang (2000) 修正的非靜力的 MSM 及氣壓座標水平擴散模組，進行單向三重的巢狀區域天氣模擬，詳細的 RSM (MSM) / NCEP 介紹可參考 Juang and Kanamistus (1994)、Juang et al. (1997)、Juang (1992) 與 Juang (2000)。

圖一為模式積分區域示意圖，由大至小之積分區域分別稱為 RSM120、RSM30 與 MSM5，其數字表各重模組的水平解析度 (單位為公里)，地形資料分別使用 10 分、5 分及 2 分真實地形。RSM 與 MSM 模組應用之物理過程設定如表一所示，各重模組物理過程大致相同，三重模組均考慮 SAS (Simplified Arakawa Shuburt Scheme) 積雲參數化 (Hong and Pan, 1998)，微雲物理過程 RSM120 使用單一溼變數 qv (水汽) 診斷的雲參數化假設，RSM 20 則將 qv 轉換為三濕變數 qv 、 qci 、 qrs (水汽，雲滴/冰晶，雨/雪) 顯式預報雲物理模式 (Hong et al., 1998)，最內重非靜力 MSM 改使用五濕變數 qv 、 qc 、 qi 、 qr 、 qs (水汽、雲滴、冰晶、雨、雪) 伴隨過冷卻水的顯式預報雲物理模式 (Hong et al.,

1998)。

三、觀測分析與模擬結果

(一) 觀測分析

圖二為 3 月 16 日 0000 UTC 客觀分析地面圖，低壓位於東海向西南延伸至廣東省一帶，15 日 1200 UTC 500 hPa 短波槽位於華南，16 日 0000 UTC 快速東移至華南沿海，16 日 1200 UTC 已位於琉球群島附近。根據 15 日 1200 UTC GMS5 可見光衛星雲 (圖略) 位於長江口附近之低壓於 16 日 0000 UTC 東移出海且於東海附近可見發展厚實之雲系，同時台灣海峽中北部存在北北東-南南西之線狀對流，此線狀對流於 0600 UTC 向西南東移至台南西北外海 (圖三 b) 消散減弱，而位於台灣海峽北部至東海附近之雲系則快速向東北移動至琉球群島東方洋面，顯見此二雲系移動方向並不一致。

圖四中虛線為 16 日 2200 至 0600 UTC CWB 整合雷達資料描繪之線狀對流移動逐時路徑圖，總線於 2200 UTC 於形成於海峽中北部，線狀對流約呈北北東-南南西走向，平均以 8 m/s 向東南 (135 度) 移動，此線狀對流東西寬度約 80-100 公里，南北長度約 160-180 公里，0300 UTC 通過馬公後以 5 m/s 且往南移速減緩，且發展範圍約縮小 1/3，顯示個案中之總線於海峽中北部之移速較快，接近台灣陸地時則移速略為減慢，且發展範圍約縮小 1/3，1400 UTC 後總線便消弱。0300 UTC CWB 整合雷達最大回波水平分佈 Column Vector (CV) (如圖五) 顯示總線最強回波為 50-55 DBZ，對流降水位於層狀降水之後，且無後方拖曳之層狀降水區，此種降水回波結構特性與中緯度 (Smull and Houze, 1985) 和熱帶地區 (Leary and Houze, 1979) 之總線明顯不同。

總線通過前後空軍馬公測站氣象要素時間序列變化如圖六所示，總線於約於 1000L 通過馬公測站，圖六 a 為地面風場之變化，實線為風向、虛線為風速，總線通過前以南至西南風為主，通過後風向劇變為東南風，此後逐漸恢復，相對地，通過馬公前風速平均在每小時 20 哩，通過時風速略增，而後風速亦明顯減小，1400L 後又增大，溫度、露點之變化如圖六 b，通過前後溫度露點均劇降，溫度露點差 3°C 降為 1°C 以內，再逐漸增加，0900L 雨量為雨跡，1000L 至 1100L 1 小時累積降雨量達 58.3 mm，1100L 後即減弱至 7.3 mm 及雨跡。

為了解總線前後環境之特性，空軍馬公探空站於總線通過馬公測站前後約二小內各實施乙次探空觀測 (圖七 a、b)，圖七 a 為 16 日 0000 UTC 總線通過前之大氣環境，垂直風場均屬西南風，900-850 hPa 與 700-600 間存在低層噴流，960 hPa 以下大氣較潮濕約 17-15 g/Kg 的水汽，自 960 以上水汽含量迅速減小，低層 960-940 hPa 存在一逆溫層，自由對流高度 LFC 約在 977 hPa，CAPE 值並不大，而總線通過後 16 日 0400 UTC 探空 (圖七

b) 低層南南西風轉變為東南風，水汽減少 3-5 g/Kg，溫度約下降 2-3°C，850-500 hPa 間溫度下降相當明顯，尤其 700 hPa 溫度下降約 8°C，且 700 hPa 以上之大氣仍屬乾，600 hPa 以上大氣相對濕度下降更為明顯，另通過前後之 400 hPa 以上之風速由 60-70 哩顯著增加為 120 哩以上。

由探空資料分析顯示颶線通過前後之 CAPE 值並不大，我們分析風徑圖以了解大氣垂直風切變化情況，圖八 a 為通過前 16 日 0000 UTC 場隨高度變化，地面至 18000 呎可見風向隨高度順轉，0 到 3 公里之高度東西向風切約 20 哩(10 m/s)，0 至 5 公里為約 40 哩(20.5 m/s)，16 日 0400 UTC 颶線通過後風切則減小(如圖八 b)，且風向隨高度逆轉。

(二) 模擬結果

16 日 0000 UTC 即 RSM30 模擬第 12 小時之海平面氣壓、風場及三小時累積雨量(圖九 a)，高低壓之配置與圖二分析場相近，台灣北部外海至東海雲系發展 RSM30 不僅可合理掌握，另位於海峽中北之線狀對流 RSM30 亦可合理掌握此一不穩定區域，唯位置略為偏西。圖九 b 為 16 日 0600 UTC 即 RSM30 模擬第 18 小時結果，定性上由模擬 3 小時累積雨量與可見光雲圖(圖三 b)相較，模式可掌握海峽中北部線狀對流所在不穩定區域南移及北部外海雲系快速向東北移動之趨勢。上述說明二重靜力 RSM 定性上對綜觀環境之演變及雲系之發展移動趨勢有合理掌握。

MSM5 模擬颶線移動路徑圖如圖四之實線所示，MSM5 大致可掌握海峽中北部颶線發展，唯線狀對流形成時間較觀測落後約 3 小時(如圖四虛線)，且其位置略偏南，呈東北-西南走向，以 6 m/s 往東南移動，並 0600 UTC 後逐漸減弱，顯示模式對於颶線發展、移動與消弱之趨勢已有相當程度的掌握能力。圖十為 MSM5 模擬第 15 小時之結果，相較於圖五 CWB 整合雷達，位於馬公東側之線狀對流大致與模式模擬相似，唯台灣海峽北部之降雨模式有高估現象，但此降水帶之移動亦如觀測結果往東北移，另山區之降水亦略為高估，整體而言，模式對於海峽中部之颶線模擬可合理解析。

圖十一為圖十中粗實線之垂直剖面，由雨水之混合比說明此線狀對流之發展約至 300 hPa 高度，0°C 之高度約在 650 hPa，與探空所觀測相近(如圖七)，約在 500 hPa 高度有明顯向前延伸的層狀降水，此點與觀測相符。底層淺薄暖濕空氣內流之厚度約在 950 hPa 以下，亦與圖七 a 颶線通過前之低層大氣相近，強的上衝流主要集中於高值的雨水區中並於 600-500 hPa 高度向前方外流，並由於上衝流與降水區強烈的蒸發冷卻作用形成明顯的下衝流，位於下衝流處 850-700 hPa 存在一低相當位溫區，由圖七 a 探空分析可發現颶線通過前之環境 850 至 600 hPa 高度大氣屬性乾燥，故 MSM5 模擬此現象亦屬合理。高層後方外流之型態於此個案中並不存在，圖十一 b 顯示中層後方向前之內流自

500 hPa 高度攜帶低相當位溫之乾空氣向下進入颶線，颶線後方高層亦存在強西風，500 hPa 高度可見低相當位溫區，自 500 hPa 高度攜入乾冷空氣向下內流，以上分析為本個案可能向後拖曳之層狀降水區不存在的主因。Weisman et al. (1988) 研究三維颶線模擬，發現當風切每 5 公里增加 20 m/s 時砗狀雲(anvil)外流僅伸展於向下風切(downshear)處，本個案亦有此特性(圖八 a)。由上述分析說明 MSM5 模擬颶線降水型態分佈不僅與雷達觀測資料相近，同時 MSM5 對本個案不同於傳統颶線結構之模擬掌握確有相當不錯的表現。

在結構模擬上，由圖十二可見最大垂直速度發生在約 600-700 hPa 高度，而此颶線的雨水混合比極值出現在 800 hPa 以下，以及中高層(600-300hPa) 0°C 高度之上，且發生在強對流運動前緣。推論此層狀降水的成因為強烈的垂直運動在颶線上空約 600 hPa 造成許多的過冷水滴，再隨著 600 hPa 高度以上逐漸增加的西風風向前伸展。

圖十三為 MSM5 模擬第 15 小時之結果，a 圖顯示颶線對流主體水平 0.1°x0.3°範圍(A 框)與其前緣層狀降水區同樣 0.5°x0.3°範圍(B 框)，C 框則為 A+B，b、c 圖則顯示 A、B 及 C 方框平均之垂直分布圖，b 圖為垂直速度場，c 圖為輻散場。由 b 圖可見在對流主體的垂直運動(A 線)最大區位在約 800 hPa 高度，而且整層均為上升運動區，而在層狀降水區的狀況(B 線)則出現低層為微弱下沉運動，800 hPa 以上則為上升運動，而最大值約位於 600 hPa 高度。而 C 線則表示整個颶線系統(對流主體 A 加上層狀降水區 B)平均垂直速度場在底層為微弱下沉區。而 c 圖以同樣方式顯示輻散場垂直分布狀況，在對流主體部份顯示低層(800 hPa 以下)為輻合現象，最大輻合現象出現於約 925 hPa 處，而約 750 hPa 高度以上則轉為輻散。層狀降水區在 900 hPa 以下均為輻散，900-600 hPa 則為輻合區，600 hPa 以上高度則再轉為輻散場。此種分布特徵與 Gamache and Houze (1982) 所見特徵一致。

分析模擬颶線通過馬公附近前後之結果，圖十四 a 為相當位溫場，通過前位溫場於低對流層 850 hPa 高度以下，屬條件性不穩定的大氣；通過後轉為中性穩定大氣。通過前東西向風速場於低層 700 hPa 高度以下可見明顯的低層風速切變；通過後風速幾呈線性隨高度增加(圖十四 b)。垂直水氣場的分佈，通過前、中較後略為潮濕(圖十四 c)。

四、結論

本研究選取 2003 年 3 月 16 日之颶線個案，個案中颶線先在有利環境條件下，發展於台灣海峽中北部，而後南移通過馬公，最後於接近南部陸地前消弱成一般性降水。期間，空軍馬公探空站於颶線通過馬公前後二小時內各加放探空乙次，藉以瞭解颶線後大氣環境變化。此外，我們利用傳統觀測資料分析颶線通過馬公時綜觀環境及氣象要素變

化，並應用三重巢狀區域波譜模式 (Regional Spectral Model, RSM) 模擬，以期更深入了解此颶線系統的三維垂直結構。

研究結果顯示：3月16日發展於海峽中北部之線狀對流約呈北北東-南南西走向，平均以8 m/s 向東南(135度)移動，東西寬度約80-100公里，南北長度約160-180公里。伴隨颶線通過空軍馬公測站之氣象要素變化顯著，如溫度露點劇降，風向改變，風速突增後減，劇烈地對流降水等典型的颶線特徵。由探空資料分析0到3公里之高度東西向風切約20哩(10 m/s)，0至5公里為約40哩(20.5 m/s)，颶線通過前後低層風向向南南西風轉變為東南風，水汽減少3-5 g/Kg，溫度約下降2-3°C，850-500 hPa溫度下降相當明顯，尤其700 hPa溫度下降約8°C。

二重靜力 RSM 定性上對綜觀環境之演變及雲系之發展移動趨勢有合理掌握，非靜力的MSM5大致可掌握海峽中北部颶線發展，唯線狀對流形成時間較觀測落後約3小時，整體而言，非靜力MSM5對於颶線發展、移動與消弱之趨勢已有相當不錯的掌握。根據模擬分析結果說明：線狀對流之發展約至200 hPa高度，對流降水位於層狀降水之後，底層淺薄暖濕空氣內流之厚度約在950 hPa以下，強的上衝流主要集中於於600-500 hPa高度向前方外流，並由於上衝流與降水區強烈的蒸發冷卻作用形成明顯的下衝流，高層後方外流之型態於此個案中並不存在，中層後方向前之內流自600 hPa高度攜帶低相當位溫之乾空氣向下進入颶線，組成此春季颶線個案不同於中緯度和熱帶地區之颶線垂直結構。

致謝：

本文感謝中正理工學院呂芳川教授、NCEP 莊漢明博士所提供之研究資源，在此一並致謝。

六、參考文獻

Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions., *J. Atmos. Sci.*, 45,3846-3879.

Glossary of Meteorology, 1959: R. E. Huschke(ed), American Meteorology Society, Boston, 638PP.

Juang,H.-M.H.,M.Kanamitsu,1994: Nested Spectral Model. *Mon. Wea.Rev.*,122,p1-26.

---, Kanamitsu, M., 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 122., pp.3-26.

---, S. Y., Kanamitsu, M., 1997: The NMC regional spectral model: An Update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, 10, pp.2125-2143.

---, Hong, S. Y., 2000: Sensitivity of the NCEP Regional Spectral Model to Domain Size and Nesting Strategy *Mon. Wea. Rev.*,

Vol.129.,pp.2904-2922.

Leary, C. A., and R. A. Houze, Jr., 1979: Melting and evaporation of hydrometeors is precipitation from the anvil cloud of deep tropical convections. *J. Atmos. Sci.*, 36, 669-679.

Li, J. Y., Y. Chen, and W. C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMAX. *Mon. Wea.Rev.*, 125, 1060-1082.

Lin, Y. J., T. C. Wang, and J. H. Lin, 1986: Pressure and temperature perturbations within a squall-line thunderstorm derived from SESAME dual-Doppler data. *J. Atmos. Sci.*,43, 2302-2327.

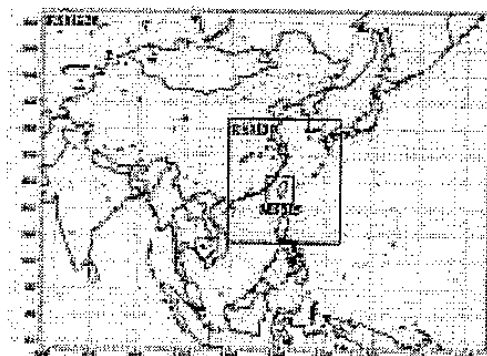
Ogura, Y., and M. T. Liou, 1980: The structure of a mid-latitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 37, 553-567.

Smull, B. F., and R. A.Houze, Jr.,1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Rader and satellite observation. *Mon. Wea. Rev.*,113, 117-133.

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504- 520.

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storm in directionally varying wind shears., *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2479- 2498.

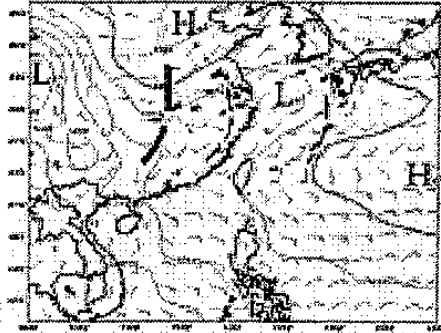
Weisman M. L., j. b. Klemp, and R. Rounno, 1988: The structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1990-2013.



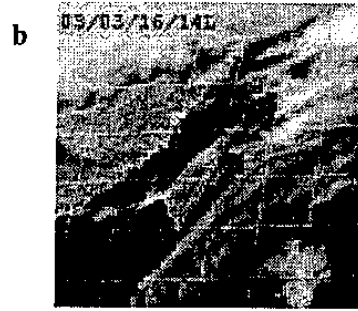
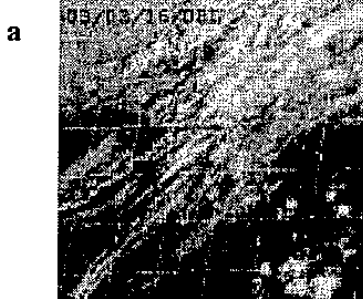
圖一：模式積分區域示意圖，由外至內分別為 RSM120、RSM30 與 MSM5。

物理過程	輻射物理	地表層和邊界層物理	重力波平滑與垂直擴散	SAS積雲參數化	淺雲參數化	大尺度(格點)降水	水文過程	顯式雲物理過程(3cloud)	顯式雲物理過程(5cloud)
模組									
RSM120	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	×	×
RSM30	✓	✓	✓	✓	×	×	✓	✓	×
MSM5	✓	✓	✓	×	×	×	✓	×	✓

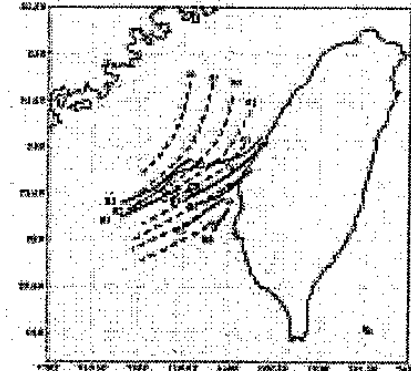
表一:三重區域波譜模式物理過程。使用物理過程以✓符號表示;反之,以×符號表示。



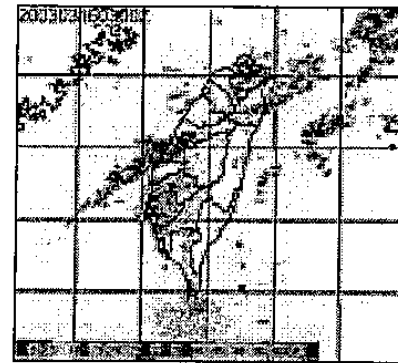
圖二:2003年3月16日客觀分析地面圖,實線為每3hPa間距海平面氣壓;風場為慣用符號(knots);虛線由左自右分別為15日1200UTC與16日0000UTC、1200UTC之500hPa槽線。



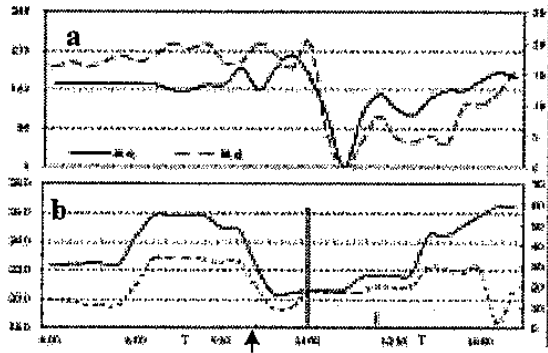
圖三: a、b分別為3月16日0000UTC、0600UTC GMS5可見光衛星雲圖。



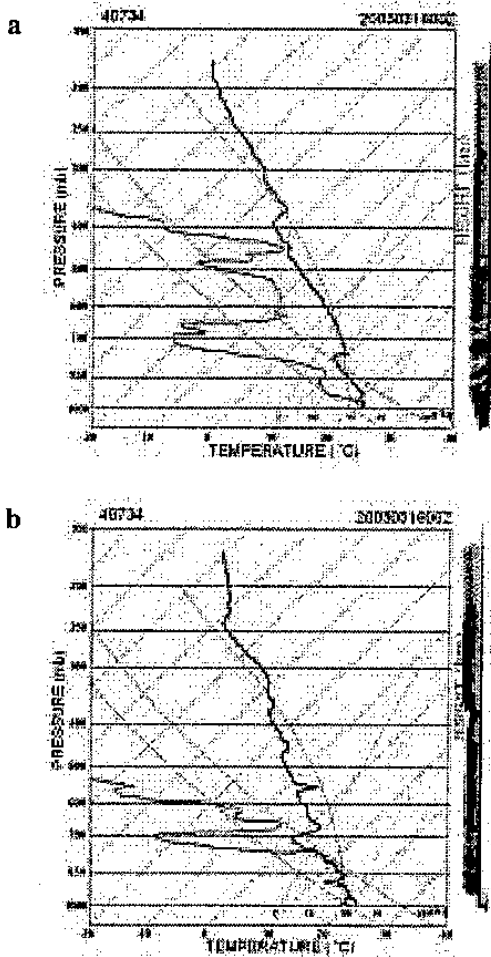
圖四:2003年3月16日2200至0600UTC 颱風個案,虛、實線分別為觀測與模式模擬線狀對流移動逐時路徑圖(時間最末2位省略)。



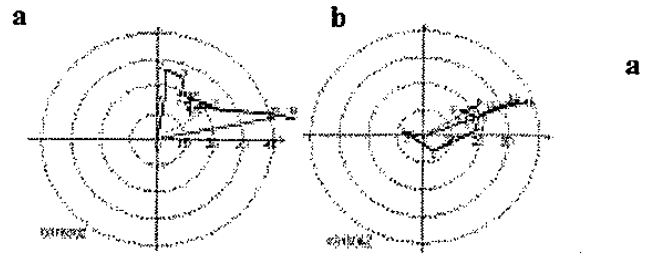
圖五:2003年03月16日0300UTC CWB整合雷達最大回波水平分佈Column Vector(CV),回波強度如左下色階(dBZ)。



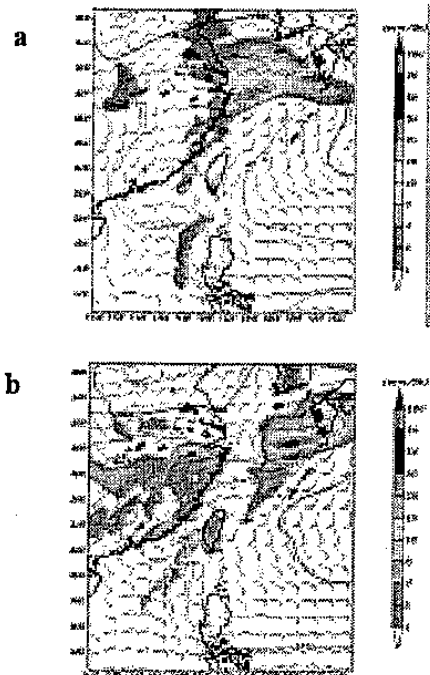
圖六：氦線通過空軍馬公測站之氣象要素時間序列變化，圖 a 風場，風向、風速分別為實、虛線，左座標表風向、右座標表風速(溼)；圖 b 實、虛線分別表溫度、露點(°C)(參考左座標)，直條線為每小時累積雨量(mm)(參考右座標)，箭號為氦線通過馬公之時間。



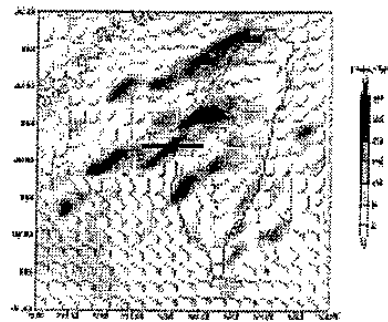
圖七：a、b 分別為 3 月 16 日 0000 UTC 與 0600 UTC 空軍馬公探空站斜溫圖，圖中線條與傳統觀測資料表示相同。



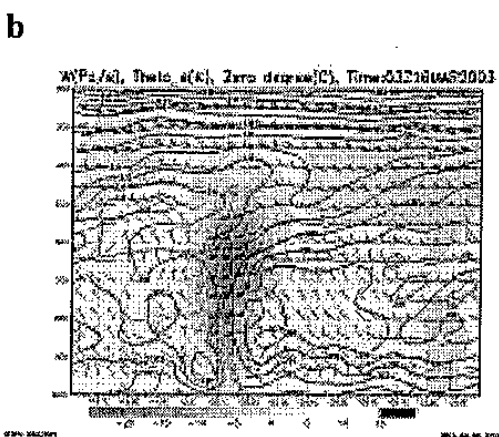
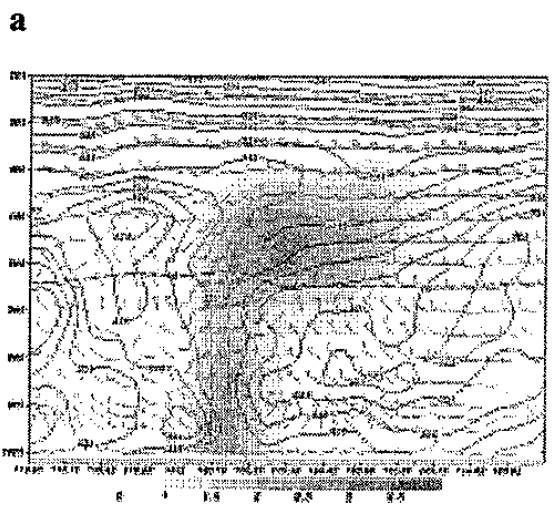
圖八：a、b 分別為 3 月 16 日 0000 UTC 與 0600 UTC 空軍馬公探空站觀測之高空風風徑圖，圖中實線表風場隨高度(仟呎)變化，細、粗箭頭分別為 0-3Km、0-5Km 之風切大小，虛線同心圓表 10 溼。



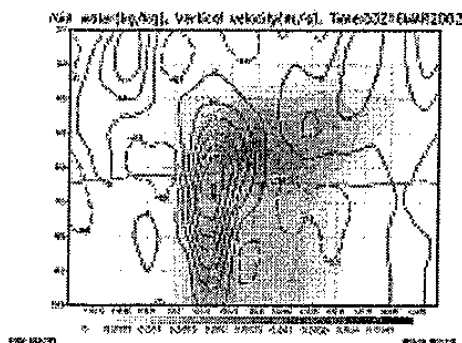
圖九：RSM30 模擬分別為第 12 及 18 小時(16 日 0000 UTC、0600 UTC)地面圖，實線為每 3 hPa 間距海平面氣壓；風場為慣用符號(knots)；陰影為累積雨量(mm/3h)，大小參考右側色標。



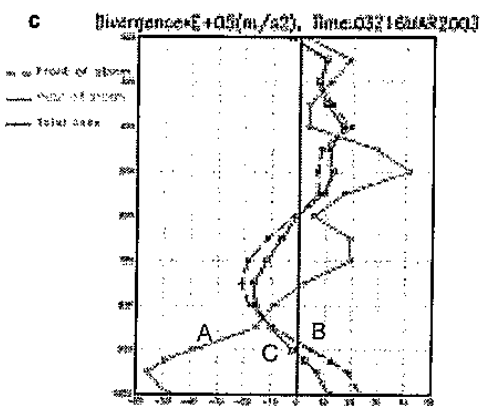
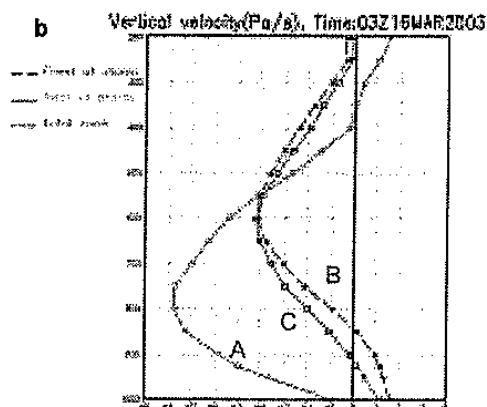
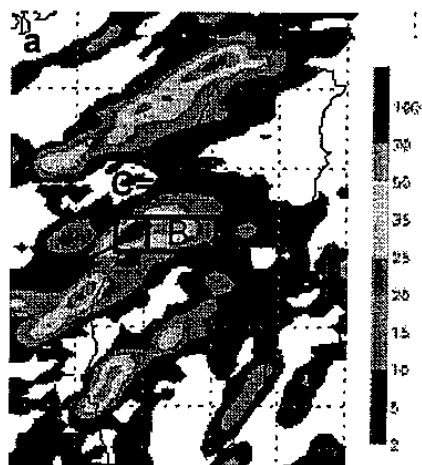
圖十：MSM5 模擬 3 月 16 日 0300 UTC(第 15 小時)之累積降雨量(mm/hr)地面觀測風場(溼)。



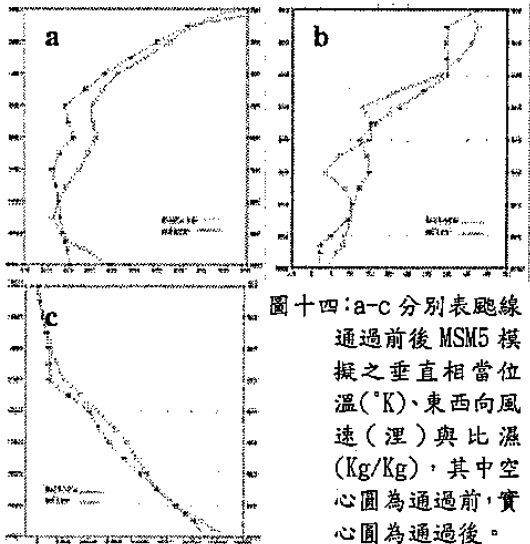
圖十一:時間同圖十,但為 23.75°N 粗實線之 1000 至 200hPa 剖面圖, a: 陰影為雨水(g/Kg), 大小參考下側色標, 相當位溫為細實線(2k), 粗虛線表 0°C, 箭頭表相對於風暴運動之東西向分風量(m/s)與垂直速度(10cm/s)之合成(大小與傳統表示相同); b: 陰影為垂直速度(Pa/s), 大小參考下側色標, 實線為相當位溫, 箭頭表相對於風暴運動之東西向分風量(m/s)。



圖十二:時間同圖十,為 23.75°N 粗實線之 1000 至 200hPa 剖面圖, 陰影為雨水(Kg/Kg), 大小參考下側色標, 等值線為垂直速度, 粗實線表 0°C。



圖十三:a:MSM5 模擬 3 月 16 日 0300UTC(第 15 小時)之累積降雨量(mm/hr)。A 框為對流主體；B 框為層狀降水區，C 則為 A+B 的平均場。a 圖顯示飪線對流主體水平 $0.1^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ 範圍(A 框)與其前緣層狀降水區 $0.5^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ 範圍(B 框)，b 圖顯示 A、B 及 C(A+B)方框垂直速度場平均之垂直分布圖，c 圖顯示 A、B 及 C(A+B)方框輻散場平均之垂直分布圖。



圖十四:a-c 分別表飪線通過前後 MSM5 模擬之垂直相當位溫($^{\circ}$ K)、東西向風速(哩)與比濕(Kg/Kg)，其中空心圓為通過前，實心圓為通過後。