

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

同化雷達資料對數值預報影響之研究

研究生：周宜萍

指導教授：廖宇慶 博士

中華民國九十四年七月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(93年5月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

() 同意 (立即開放)

() 同意 (一年後開放)，原因是：_____

() 同意 (二年後開放)，原因是：_____

() 不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動讀者間「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 周宜萍

論文名稱： 同化雷達資料對數值預報影響之研究

指導教授姓名： 廖宇慶 博士

系所： 大氣物理 所 博士 碩士班

學號： 92621009

日期：民國 94 年 7 月 14 日

備註：

1. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
2. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

摘要

本研究利用 The Local Analysis and Prediction System (LAPS)-Mesoscale Model version5(MM5)系統探討 cold-start 與 hot-start 之初始場，對預報結果的影響。嘗試使用加入中正雷達資料之雙都卜勒雷達合成、GBVTD 反演颱風結構兩種中層風場資料於 LAPS 中，更進一步分析模式在定量降雨上的表現。另外對舊有的垂直速度法修正與測試實驗之。藉由 LAPS-MM5 對各種不同中層資料的狀態與不同方法取得的垂直速度之初始條件做初步的測試，考量是否能對台灣目前的預報能力有所助益。本研究中選取艾利颱風(2004)進行個案討論。

結果發現，透過 LAPS 分析得到雲雨資訊、垂直速度等初始條件放入非絕熱預報模式作為初始場，在路徑、強度、水平風場、颱風雨帶與環流以及定量回波估計皆有達到改善 0~6 小時的預報。特別是本研究對大範圍的定時定量回波估計有很好的預報能力。

初始場的垂直速度法取得方式，經實驗發現，修正垂直速度法有達到改善颱風環流消長狀態與強度，因此建議對對流區與層狀區的垂直速度需採取不同的設定，以求初始場與模擬結果更接近真實大氣。

致謝

終於，我也可以寫致謝了。首要感謝我的指導教授廖宇慶老師，讓我碩士生活的每一秒皆忙碌、豐富且充實。傳授我學業之餘，更讓我了解研究的態度、處世應對的態度，甚至是面對自我的態度。同時感激我的另一位指導老師鄧仁星博士，我永遠記得學長開車的時候、為家人繁忙的時候、抱病在身的時候、過年度假等無時無刻地指導我學術上的一切，在我遇到困難失志時總是可以簡單直接的帶領我朝研究之路繼續前進，沒有鄧仁星學長絕對不會有現在的我。

另外，謝謝陳台琦老師、林沛練老師、林松錦老師在研究過程的指導與建議，以及溫和學長、致穎學長、老鶴學長與潔如學姊在程式上的教學。謝謝李正紀學長、偉裕學長、小餅學長、忠瑋學長、雅茹學姊讓我知道前面的路並不可怕，以及我的好朋友筱雯、玉金、曾子、虎先生，可愛的同學們紀董、志強、韋迪、啟文、石頭、姿儀、子瑩、璋盛、小達、邦彥、柏翰與炯倫，貼心的雅婷、冠冠、佩娟、崇華、嘉增、少帆、雅茜、小龜、狗屁帶給我歡樂，為我打氣加油。感謝你們豐富了我研究所生活。

最後，我要感謝我最愛的家人，謝謝爸爸、媽媽的擔心，樺、毅的鼓勵與支持，三叔、小叔、姑姑們、舅舅們、阿姨們等眾親戚的關心，我僅能獻上這本論文給所有幫助我與關心我的人，謝謝大家。

目錄

摘要	i
致謝	ii
目錄	iii
圖表說明	v

第一章 緒論

1-1 前言	1
1-2 論文回顧	2
1-3 研究方向	4

第二章 模式初始化分析方法及模式簡介

2-1 LAPS 風場分析	5
2-2 LAPS 地面場分析	7
2-3 LAPS 溫度場分析	9
2-4 LAPS 雲分析	11
2-5 LAPS 水氣場分析	14
2-6 LAPS 產品	16
2-7 LAPS 平衡方程	21
2-8 MM5	24

第三章 個案之天氣概況

3-1 艾利颱風的生命史	25
3-2 艾利颱風的動態	25

第四章	新資料之引入及模擬實驗設計	
4-1	LAPS 資料來源-----	27
4-2	敏感度之資料來源-----	28
4-3	敏感度實驗設計-----	31
第五章	模擬實驗結果分析討論	
5-1	路徑與強度-----	34
5-2	水平風場-----	35
5-3	雷達回波分布-----	36
5-4	降雨驗證-----	37
第六章	結論與展望	
6-1	結論-----	41
6-2	未來展望-----	44
	參考文獻-----	46
	附表與附圖-----	49

圖表說明

- 表 1：LAPS 雲種分類與雲滴尺度(平均體積直徑的大小)定義表，(以 S 代表 $\frac{\partial \theta_c}{\partial z}$)，取自 Albers et al., (1996)。
- 表 2：四組敏感度實驗測試表。
- 圖 1：LAPS 風場分析流程之概念圖。
- 圖 2：LAPS 風場分析中引進雷達資料之示意圖。
- 圖 3：LAPS 地面場分析流程之概念圖。
- 圖 4：LAPS 溫度場分析流程之概念圖。
- 圖 5：溫度場垂直剖面的偏差值延伸示意圖。
- 圖 6：表示儀器位置與雲資料的關係，衛星在高空接收雲頂亮度，SAO 或是 METAR 自地面向上垂直發射電磁波測得雲幕高度，雷達可得雲中的回波分布，中間雲層主要還是靠飛機觀測得知。黑色的實線為儀器觀測到雲的部分。
- 圖 7：雲分析流程之示意圖。
- 圖 8：LAPS 地面溫度場與衛星晴空觀測亮溫隨時間的偏差示意圖。
- 圖 9：各降水型態示意圖(摘自 Meteorology Today)。
- 圖 10：(a)為積雲族雲內垂直運動的分布，(b)是層雲族雲內垂直運動的分布。
- 圖 11：(a)雲厚垂直速度法垂直運動於垂直剖面分布示意圖，(b)鄧雲厚垂直速度法垂直運動於垂直剖面分布示意圖。
- 圖 12：2004 年 8 月 24 日 0000UTC 之颱風相關位置圖(摘自氣象局發布之警報單)。
- 圖 13：2004 年 8 月 24 日 0000UTC 850hPa 的水平風場示意圖(a)鄧垂直速度法(b)修正垂直速度法。
- 圖 14：(a)雲厚垂直速度法回波圖，(b)修正垂直速度法回波圖。
- 圖 15：MM5 模擬範圍。
- 圖 16：艾利颱風(2004) 路徑圖(摘錄自中央氣象局)。
- 圖 17：雷達站設置地點與有效範圍。
- 圖 18：影響半徑 240 公里下的 85hPa 水平風場與背景場之差量示意圖。
- 圖 19：850hPa 風場分析場(a)影響半徑 240 公里(b)影響半徑 15 公里。
- 圖 20：民航局中正機場雷達站(CAA)與中央氣象局的五分山雷達站(RCWF) 相關位置分布圖。
- 圖 21：雙都卜勒合成資料之範圍與資料示意圖，以五分山雷達為中心，離地四公里之風場與回波場表示之。

- 圖 22：GBVTD 法反演之範圍與資料示意圖，以五分山雷達為中心，離地三點七五公里表示其風場環流。
- 圖 23：同時置入雙都資料與 GBVTD 資料時的水平位置關係圖，黑色圈是 GBVTD 資料，白色圈是雙都資料。
- 圖 24：cold-start 與 hot-start(控制組)路徑圖。
- 圖 25：cold-start 與 hot-start(控制組)強度圖。
- 圖 26：四組敏感度實驗路徑圖。
- 圖 27：四組敏感度實驗強度圖。
- 圖 28：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0000UTC，600hPa 的水平風場(a) GBVTD (b) cold-start (c) C-N (d) C-DG (e) R-N (f) R-DG。
- 圖 29：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0100UTC，600hPa 的水平風場(a) GBVTD (b) cold-start (c) C-N (d) C-DG (e) R-N (f) R-DG。
- 圖 30：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0300UTC，600hPa 的水平風場(a) GBVTD (b) cold-start (c) C-N (d) C-DG (e) R-N (f) R-DG。
- 圖 31：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0000UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) cold-start 800 hPa 的風場與回波圖(d) hot-start(C-N) 800 hPa 的風場與回波圖。
- 圖 32：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0300UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) cold-start 800 hPa 的風場與回波圖(d) hot-start(C-N) 800 hPa 的風場與回波圖。
- 圖 33：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0600UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) cold-start 800 hPa 的風場與回波圖(d) hot-start(C-N) 800 hPa 的風場與回波圖。
- 圖 34：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0400UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) C-N 800 hPa 的風場與回波圖(d) C-DG 800 hPa 的風場與回波圖(d) R-N 800 hPa 的風場與回波圖(e) R-DG 800 hPa 的風場與回波圖。
- 圖 35：觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0500UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) C-N 800 hPa 的風場與回波圖(d) C-DG 800 hPa 的風場與回波圖(d) R-N 800 hPa 的風場與回波圖(e) R-DG 800 hPa 的風場與回波圖。
- 圖 36：(a) 2004 年 8 月 25 日 0013UTC 七股雷達回波圖。(b) 2004 年 8 月 25 日 0000UTC 到 0100UTC，單小時的地面觀測累積雨量。
- 圖 37：(a) 2004 年 8 月 25 日 0100UTC 到 0200UTC，單小時地面觀測累積雨量圖(b)2004 年 8 月 25 日 0200UTC 七股雷達觀測回波圖(c) cold-start 模擬第一個小時到第二個小時的單小時累積雨量圖(d) C-N 模擬第一個小時到第二個小時的單小時累積雨量圖。

圖 38：初始時間模擬第三個小時的 ETS。

圖 39：初始時間模擬第四個小時的 ETS。

圖 40：初始時間模擬第三個小時的 Bias。

第一章 緒論

1-1 前言

大氣科學上所有的努力最主要的目的就是希望能準確的預測未來的天氣狀況，以提供社會服務、預防可怕的災害與減少一切損失。若是快速且劇烈的天氣系統，除了要做到良好的預報外，更要做到兼顧時效性。

影響一個預報的好壞有四大方面：資料的收集、初始條件的提供、數值預報模式的架構、預報人員的知識與經驗。目前電子計算機已能提供快速的運算，數值模式預報中物理與數值的概念也發展到一個程度，但是初始條件仍有很大的進步空間。排除觀測點上時間與空間的限制外，主要是因為觀測資料大多是風場、溫度場與氣壓場等資訊，嚴重缺乏三維雲內的資訊與垂直速度等微物理資訊，導致初始條件部分發展緩慢。

如上所述不難發現觀測資料扮演著最基本且重要的角色。若保持現有的資源，則此階段的預報很難加以改進，主要是因為氣象觀測網觀測不到，自然也不能預測。台灣相較於其他的國家，在觀測資料網上的涵蓋度，地面有三四百個自動與非自動觀測點遍佈台灣，高層有衛星支援，表面上很充足，但是海面上無資料，衛星與地面之間的垂直大氣觀測資訊除了定時兩點的探空資料，就只有雷達資料。雷達提供以雷達為半徑，水平四百公里左右範圍，離地一公里到十公里左右的觀測網，可是我們知道雷達資料對六到七公里以下的氣象資料較具可信度，在中高層仰角的掃描上，beam 與 beam

之間的解析度是很疏的，因此對完整中層大氣資料的幫助是有限的。所以希望能透過現有的觀測資訊，結合適當的反求技術，取得真實大氣三維風場的結構於初始條件中，冀望能改善模式的定量降雨能力，進一步達到預防劇烈天氣所帶來的災害。

1-2 文獻回顧

1990 年左右，大氣界的分析能力對綜觀尺度的掌握與分析能力較佳。但是影響人類最直接的卻往往是中小尺度的天氣系統，尤其是劇烈天氣系統所帶來的風、雨災害更是我們急欲了解的。可是降水是很複雜的，觀測資料又缺乏相關必要的雲雨資訊與垂直速度，又或者是觀測網不足完整解析大氣輻合輻散的分布，所以像 Heckley(1985)、Donner(1988) 多半提供絕熱的初始條件，也就是 cold-start，以不考慮凝結和潛熱釋放的情況下進行模擬，僅提供水平風場、氣壓場與溫度場等資訊，讓模式透過大氣基本方程以產生非絕熱參數。但是這不僅需要長時間的調節，對雲和降水的預報仍舊很困難，再則對極短時的劇烈天氣災害而言，spin-up 的問題絕不得忽略之。

Krishnamurti et al.(1991)、Harms et al.(1993)利用降雨率反推潛熱分布，再引進模式初始場預報，也就是屬於 hot-start 的初始條件進行模擬，結果顯示非絕熱初始化可有效模擬積分初期的降雨率，亦可縮短模式調整時間。Puri and Miller(1990)、利用衛星資料推算潛熱垂直分布於初始場，同樣有提高模式積分初期降雨率預報的能力。

McGinley et al.(1991)提到，進入 1990 年 U.S. National Weather Service(NWS)是個專門研究劇烈、極端的天氣預報的團隊其目的希望有高解析、即時的資料網，繪出氣象分析場並加以診斷，以利於新的預報產品與數值方法之發展。於是 National Oceanic and Atmospheric Administration(NOAA)的 Forecast Systems Laboratory(FSL)利用 FSL 提供的資料來源發展一套新的中尺度分析型態之方法，作為初始資料同化與分析系統，名叫 The Local Analysis and Prediction System(LAPS)。並利用三種指數驗證出 LAPS 中，將地面抬升指數乘上垂直速度後所計算出來之合成對流指數(LLIW)，對風暴是否發生具有短期預報能力。

Albers(1995)中，利用 LAPS 風場分析說明 LAPS 方法是充分的使用每種觀測資料，結合資料檢定與客觀分析，將資料同化後作為預報模式的初始場，並藉由 Winter Icing and Storms Project(W-ISP91)的飛機觀測資料驗證 LAPS 風場分析結果與觀測有良好的一致性。

Albers et al.(1996)同樣指出，LAPS 方法是參考每種資料來源的可信度，配合若干門檻值之判定，將資料同化，作為預報模式的初始場，以提高分析中尺度現象的準確度，並改善 0~6 小時的預報。LAPS 的分析包括風場、地面場、溫度場、雲分析、水氣場以及平衡調節，其中最特別的是 LAPS 三維雲模式提供水氣、水、冰以及混合比和垂直運動的估計，作為中尺度模式微物理的初始場。

McGinley(1987)、McGinley and Smart(2001)提到，變分的客

觀分析方法使得觀測之風場與重力位場在經過最小程度的調整後，能同時滿足動量方程與質量保守方程。藉由變分法能有效滿足基本大氣原理，且調整結果也能較原始之觀測分析場合理。

2000 年 LAPS 已經可以用在即時預報系統的初始場中，後來許多的研究皆有初步的證明 LAPS 提供屬於 hot-start 的初始場比起 cold-start 的初始場能有效改善零到六小時雲和降水量技術方面預報的能力。如 Shaw et al. (2001) 提到 LAPS 對區域風、山岳風的掌握、地形上定量降雨的狀態、地面溫度的估計等等皆有良好的預報能力。Jian et al. (2003) 利用辛樂克颱風(2002)驗證 LAPS 對颱風的路徑、強度、回波與降雨估計都有達到改善之目的，同時亦可縮短模式的調節時間。

1-3 研究方向

本研究選取艾利颱風(2004)個案，使用加入民航局中正機場雷達站觀測資料之雙都普勒雷達合成法，與 GBVTD 法來取得三維的風場分布後，配合 LAPS-MM5 系統測試是否能對模式之定量降雨預報有所改善。

論文的第二章將會介紹模式初始化分析方法與模式參數化設定；第三章則是簡介本研究選取的個案，以及其基本天氣概況；第四章針對新資料的來源、引入方式和敏感度實驗設計做講解；第五章則是模擬實驗結果之分析與討論，最後是結論、討論與未來展望。

第二章 模式初始化分析方法及模式簡介

使用一套模式首要的工作就是要有資料，才能夠模擬與預報，而這個資料就是初始條件。一般來說，初始條件通常是由另一個模式提供的，其範圍較大、網格解析度較粗，甚至是個現象較弱的背景場，經過修正(例如將可用的觀測資料疊加，或是對颱風現象植入假的渦旋等等)，其結果便可作為高解析度模式的初始條件。

吾人透過 LAPS-Mesoscale Model version5(MM5)中尺度預報系統之工具進行研究目的。LAPS 是一種非絕熱模式的初始化技術，換言之，就是一個將多元化資料吸收並融合的同化系統，其分析結果可作為中尺度數值預報模式的初始條件。特別的是初始場已具有雲物理方面的資訊，可以更快速地執行數值天氣預報。MM5 在本研究中則是扮演數值預報模式的角色。LAPS-MM5 的理論架構與運作流程大致可分為各類型儀器的觀測資料之引入、大氣分析與模式預報三大部分。資料來源稍待於第四章再述，本章節主要了解 LAPS 大氣分析的方法和模式的簡介，依照預報系統之運作先後順序，逐一描述其步驟原則與方式。

2-1 LAPS 風場分析

本研究在風場分析所擁有的資料有探空(rawinsonde observations (RAOB))與地面測站(mesonet、METAR、BUOY、SHIP 和 SYNOP)。Albers(1995)，配合圖 1 詳細地說明整個風場的分析流程。LAPS 風場分析採用三個部分進行分析。第一個部分主要是對雷達以外的觀測資料做處理。首先將背景場的風場資訊內插到 LAPS 網格點上作

為初始猜測場。然後把觀測風場資料配合背景場的高度場對照，放置在 LAPS 網格點上，此為觀測內插風場。接著對 LAPS 網格點上有觀測內插風場的點，將其值減去初始猜測場，以取得各點的偏差量。

接下來對各點的偏差量做資料檢定，資料檢定就是固定一個門檻值，若該點偏差量大於此門檻值時，認為觀測誤差大於可接受、相信的範圍，則該點觀測資料不予採信，保持原來背景場的風場資訊。因此，若門檻值越大，代表我們越相信此儀器提供的觀測資料。至於門檻值的大小隨不同觀測儀器有不同容許誤差標準，其中，都卜勒雷達徑向風的門檻值是 12 m/sec，飛機觀測與雲導出風場則是 10 m/sec，profiler 的門檻值是 22 m/sec，其餘如地面觀測站之門檻值為 30 m/sec。再來將通過資料檢定後的各點偏差量做客觀分析，然後把差量場利用垂直權重函數做垂直的上下各一層資料延伸，以 Barnes(1964)權重函數進行差量場的逐次修正法 (Successive Correction)。當逐次修正法的影響半徑隨逐次計算而減小，方可慢慢地顯示出大氣中小尺度風場的特徵。然後把得到的差量場加回初始猜測場，即為初步的三維風場，也就是新的初始猜測場。

第二個部分主要是對雷達觀測資料重疊區做處理。首先篩選出同時具有兩個雷達以上觀測資料之網格點，參考圖 2。先將單一雷達徑向風與初步風場中相對於此雷達徑向風提供的切向風合併，形成新的風場後，同理，再進行另一座雷達徑向風與新風場提供的切向風合併，形成新的風場，如此循環至無雷達資料為止，然後類似

於第一部分的分析程序，把最後得到的風場與初始猜測場相減取得偏差量進行資料檢定、客觀分析與疊加偏差量回初始猜測場，隨之逐次更新與取代三維風場。

第三部分主要是處理雷達非重疊區的觀測資料之三維徑向風資訊，做法類似於第一部分與第二部分的結合。假設有 n 座雷達資料下，先以第一座雷達資料來看，利用第二階段最後的三維風場，對每個有雷達資料的 LAPS 網格點推估此雷達觀測徑向風相對的切向風，並與此雷達觀測之徑向風合併，接著同於第一部分，同樣程序再分析一次，合併風場再與初始猜測場相減取得偏差量後進行資料檢定、客觀分析與疊加偏差量到初始猜測場，以得到新風場，其結果亦取代舊有的初始猜測場，成為新的初始猜測場。接著再處理第二座雷達資料。如此循環直至所有雷達資料都計算完成，方才可得最終之終的三維風場。

2-2 LAPS 地面場分析

本研究用在地面場分析的資料有地面測站 (mesonet、METAR、BUOY、SHIP 和 SYNOP) 與衛星紅外線頻道亮度溫度資料。地面場分析流程可配合圖 3 解釋之。Homlied(1995)、McGinley and Stamus (1996)和 McGinley(2001)中有說到，地面觀測資料使用 Kalman Filter(Kalman, 1960; Kalman and Bucy, 1961)方法處理與檢定是很不錯的。接下來類似於風場分析的第一部份，將背景場的地面場資訊內插到 LAPS 網格上作為初始猜測場，然後把地面觀測場扣掉初始猜測場的差量場做資料檢定，仰賴 Barnes(1964)權重函數，進行差

量場之逐次修正(Successive Correction)，並疊加回初始猜測場，即可獲得初步的地面氣象場。

地面氣象場包括地面風場、地面溫度場、地面氣壓場以及能見度分析，其中利用變分法調節地面風場與地面氣壓場，即將觀測值調整成分析值時，有最小幅度的調整。調整完後把分析值代入約束條件，可使約束條件的總和有極小值。用於地面場分析的變分公式如公式 1。

$$I = \int_s \left[\begin{aligned} & (\mathbf{u} - \tilde{\mathbf{u}})^2 + (\mathbf{v} - \tilde{\mathbf{v}})^2 + \gamma(\mathbf{p} - \tilde{\mathbf{p}})^2 \\ & + \delta \left(\frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial t} + \tilde{\mathbf{u}} \frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial \mathbf{x}} + \tilde{\mathbf{v}} \frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial \mathbf{y}} + \frac{1}{\rho_0} \mathbf{p}_x - f\mathbf{v} + \tilde{\mathbf{F}}_x \right) \\ & + \delta \left(\frac{\partial \tilde{\mathbf{v}}}{\partial t} + \tilde{\mathbf{u}} \frac{\partial \tilde{\mathbf{v}}}{\partial \mathbf{x}} + \tilde{\mathbf{v}} \frac{\partial \tilde{\mathbf{v}}}{\partial \mathbf{y}} + \frac{1}{\rho_0} \mathbf{p}_y + f\mathbf{u} + \tilde{\mathbf{F}}_y \right) \end{aligned} \right] ds \quad (1)$$

u : x 方向之風場分量

v : y 方向之風場分量

p : 氣壓

γ : 將風場調整到氣壓場的權重

δ : 使調整完的分析值要滿足此約束條件有極小值之權重

t : 時間

ρ_0 : 平均密度

f : Coriolis 參數

F : 摩擦力

s : 地面一層的分析範圍

\sim : 初始猜測場

在此公式來看，選擇適當的權重函數後，將地面風場與地面氣壓場的觀測值調整成分析值時有最小幅度的調整，且調整完將地面風場與地面氣壓場的分析值代入動量方程這個約束條件，則動量方程約束條件的總和有極小值， I 則是此分析範圍調整量的加總值。

接下來用 Barnes(1964)定義邊界，並利用三次仿樣函數的方法使邊界與內部資料能平滑連續，則地面場分析完成。

2-3 LAPS 溫度場分析

在處理完風場與地面場後，接著進行溫度場的分析，其結果才能提供給雲分析使用。本研究所使用在溫度場的資料有探空(RAOB)與地面測站(mesonet、METAR、BUOY、SHIP 和 SYNOP)。Albers et al., (1996)中有一章節專門描述溫度分析。參考圖 4，溫度場的分析是由背景溫度場、觀測溫度資料以及 LAPS 地面場的溫度場所組成。第一步驟，先將背景場的上層溫度場內插到 LAPS 網格點上，為溫度場的初始猜測場，假設有探空或 Radio Acoustic Sounding System (RASS)等資料的情況下則進行第二步驟，反之省略。

第二步驟中，水平面上如果有一點探空資料 RASS，其與初始猜測場之間可得一偏差值，接下來偏差值進行簡單的資料檢定。例如一筆探空資料的任一層差量值超過 10 度以上，則該筆資料剔除不用。然後利用 Barnes(1964)權重函數將差量場做逐次修正。最後再加回初始猜測場，即可取得初步的溫度場，並取代原有的初始猜測場成為新的初始猜測場。

但是探空資料大約只有某一中層範圍有資料(依探空氣球大小可提供不同高度範圍之資料)，如圖 5 所示，最頂層與最底層則無資料。因此探空偏差量在垂直面上會有不連續的情況發生，所以加入資料頂層一半的偏差值到資料頂層與對流層頂處的中間，資料底以下則延伸與資料底層同等值的偏差值到地面，如此一來垂直面上的偏差值則有了連續。接著把偏差值加到背景場後即為初步的溫度分析，並取代成為新的初始猜測場。

最後步驟再把地面溫度分析資料修正溫度場的下層，在地形上定義有 50hPa 的邊界層，頂層為初始猜測場，底層為地面觀測氣溫。地面觀測氣溫與 LAPS 地面溫度場兩者之間存在一偏差值，加入此值一半的偏差值到地表以上 25hPa 處做修正以取得偏差值的垂直分布。偏差值算出後加上初始猜測場，就是 LAPS 的三維溫度分析。

地面分析只針對大於 750hPa 的網格點做處理，因為小於 750hPa 的測站為高山測站，通常儀器故障率較高。再者資料易受高山氣候影響，所以不予採用。最後，對同一點垂直分布而言，如果下層位溫比上層大，即為不穩定之狀態。因此將上層位溫值用下層位溫取代，以避免有超絕熱層的存在，也就是避免絕對不穩定的情形產生。

LAPS 溫度場完成後，透過靜力平衡方程式便可推算 LAPS 高度場。

2-4 LAPS 雲分析

本研究在雲分析部分使用的資料有 METAR、LAPS 溫度場、LAPS 高度場、Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES)的紅外線 $4\mu\text{m}$ 、 $11\mu\text{m}$ 、 $12\mu\text{m}$ 頻道、可見光頻道與水氣頻道還有雷達回波，觀測儀器與其所提供的雲資料之相互關係如圖 6。Albers et al., (1996)詳細記載雲分析過程，以圖 7 逐步說明。

第一階段中利用 SAO、METAR 和飛機觀測資訊所提供雲層大致分布，把雲幕高度與雲分布位置內插到 LAPS 網格上，對雲幕高度加上一層假想厚度後便是雲頂高度。通常假想厚度為 1000m，上下各有 500m 的緩衝區。接著配合 Barnes 客觀分析方法，權重選擇網格到觀測點的距離函數(r^{-5})，使原本資料稀少的點內插到 LAPS 網格上，產生一連續的雲場。如果此時環境溫度大於 283K(在此象徵高度的位置)，且位溫大於地面 4K，也就是位溫隨高度增加時，認為大氣呈現穩定狀態，卻又在此區觀測到雲，實屬不合理，因此去掉雲資料。因為大氣很穩定下，甚至是逆溫的狀態時，分析中卻有雲存在，會與真實大氣現象不合，所以剔除資料。如此一來便可得到第一階段的三維雲結構。

下一步在第二階段中，主要是使用紅外線衛星的亮溫資料對第一階段的三維雲結構做進一步的修正。第二階段先計算雲分析的地面溫度，以 LAPS 地面溫度為初始猜值。由經驗估計知道衛星因為太陽高度角、偏角與時角會造成氣溫的偏差，因此衛星觀測地面亮溫與初始猜測場之間的偏差值，會如圖 8 所示。在白天時，偏差最高

接近+4K 晚上可接近-4K，白天氣溫的極值時，則無偏差出現。初始猜測場加入隨時間的偏差量修正後，便是雲分析的地面溫度場。

再來計算預期亮溫作為第二階段修正的門檻。預期亮溫是紅外線衛星亮溫與雲分析的地面溫度場隨雲量的權重混和。理想狀況下，預期亮溫應與紅外線衛星亮溫一致。但是衛星對於低雲的探測較不靈敏，因此不採信衛星所觀測到的低雲。所以當紅外線衛星亮溫大於預期溫度時，則認為雲是位在離地面 800 公尺之間的低雲，故保持原有分析而不予修正。

又如果 SAO、METAR 和飛機觀測與紅外線衛星資料互相矛盾時，例如紅外線衛星資料測得的雲頂高度比 SAO、METAR 和飛機資料的雲底高度來的低時，則不採信衛星觀測。假使紅外線衛星觀測出有雲，但 SAO、METAR 和飛機觀測沒有雲，則雲頂溫度必須比地面低 21K，或是在離地面高 5000m 以上，屬於高雲的可能，才相信衛星資料，否則同樣當作沒有雲。總而言之，高雲的地方相信紅外線衛星資料，低雲的地方則是仰賴 SAO、METAR 以及飛機資料。

在相信衛星資料下的概念下，將衛星亮溫透過 LAPS 溫度場輔助即可獲的雲頂高度。舉例來說，因為 LAPS 溫度場透過靜力平衡方程式可推算 LAPS 高度場，所以若網格 A 有衛星觀測到的雲頂亮溫，在 LAPS 溫度場同一個水平網格上，垂直找出相同於網格 A 溫度的高度後，就是雲頂高度。對全部的衛星觀測雲頂亮溫皆以此類推，即可得到 LAPS 網格內的雲頂高度。

最後追加雲系。如果該處有雲，而雲頂低於衛星所推算知雲頂

高度時，則加高此雲頂高度，也就是追加雲系在原本結果的上方，則第二階段的雲結構宣告完成。

第三階段加入雷達觀測回波場。當雷達觀測到回波時，首先去除地形雜波，並與其他資料來源如地面觀測、衛星等進行假波濾除。如果第二階段的雲結構指出沒有雲，但是雷達在個別的水平網格點上觀測到有回波，則認為此雷達觀測回波是假的。如果回波大於 10dBz 時，雲結構的雲量小於 0.2，則雷達資料會修正雲量為 0.2。雲量：也就是一個網格體積內雲系所佔的比例，當網格體積內充滿雲，則雲量為 1。補充低層資料不足的雲區後，得到第三階段的雲結構。

第四階段置入可見光衛星資料修正雲量，由於可見光衛星資料有較高的空間解析度，可以增加低雲板的描述，可看到薄、稀少的雲。首先把可見光資料投影、內插到 LAPS 網格上，利用 Albers (1992) 推算出雲量，假設第三階段雲結構的雲量比可見光雲量來的高，則相信可見光雲量下進行修正。第四階段結束後雲分析也終於完成了。

當 SAO、METAR 和飛機觀測資料不足時，在雲分析完後，利用雲分析後所得的水汽場或相對溼度場反求輻射率，再與衛星直接觀測的輻射率做最後的比較，以確保雲層、雲量能與紅外線衛星亮溫一致。

2-5 LAPS 水氣場分析

本研究所擁有的水氣場資料有 RAOB 與 GOES 衛星資料。Birkenheuer (2001)提到其水氣場的分析過程，首先讀入背景場之水氣分布作為初始猜測場，然後利用客觀分析引進探空觀測資料如 RAOB，以得到初步的水氣場。接下來引進另一種觀測資料，如 GPS (Global Positioning System vapor delay data) 或是 GVAP(GOE-S-derived layer precipitable water data)等，同樣的方式置入資料，直至無觀測資料為止。

下一步利用變分原理(公式 2)，以求得最佳水氣場分析。

$$\begin{aligned}
 J = & \sum_{i=1}^N \frac{(1-c_i)^2}{E_{\text{BACK}}^2} \\
 & + S_{\text{SAT}} \sum_{k=1}^7 \frac{\text{GT}(g_i) [R(t, cq, o_3)_i - R_i^0]^2}{E_{\text{SAT}}^2 L_{\text{SAT}}} \\
 & + S_{\text{GPS}} \frac{(\sum_{i=1}^N c_i q_i - Q^{\text{GPS}})^2}{E_{\text{GPS}}^2 L_{\text{GPS}}} \\
 & + S_{\text{GVAP}} \sum_{j=1}^3 \frac{G(g) (\sum_{j=1}^N P_{ji} (c_i q_i) - Q_j^{\text{GVAP}})^2}{E_{\text{GVAP}_j}^2 L_{\text{GVAP}}} \\
 & + S_{\text{CLD}} \sum_{i=1}^N \frac{q_i [c_i q_i - q_s(t_i)]^2}{E_{\text{CLD}}^2}
 \end{aligned} \tag{2}$$

i : LAPS 網格垂直層之係數

N : LAPS 垂直層總數

BACK : 初步的水氣場分析

E : 誤差函數(Error function)

c：垂直層之水氣場係數(coefficent vector)

S：一種係數，判斷資料的有無或是是否要計算該項資料的開關

SAT：衛星資料

k：衛星頻道

L：Barnes 分析的權重函數(weighting term)

GT：GOES 衛星 3~5 頻道的雲量指標函數

g：雲量指標參數

R：利用 forward model 計算之輻射量

t：LAPS 溫度分析場

q：比濕(specific humidity)

O₃：臭氧

R⁰：GOES 衛星 6.7 μ m 水氣頻道觀測之輻射量

GPS：GPS 資料

Q^{GPS}：由 GPS 所量測推導之可降水量

GVAP：GVAP 資料

j：代表那一層之 GVAP

G：衛星 GVAP 的雲量指標函數

P：將氣壓座標轉為 σ 座標的函數

Q^{GVAP}：由 GOES 衛星資料推導之可降水量

CLD：來自 LAPS 雲分析的雲量資料

q_s：雲水混合比

以本研究所擁有的資料來說，並無 GPS 與 GVAP，因此將觀測衛星之 R⁰ 和觀測之 q_s 調整成分析值，目標有最小幅度的調整來處理初步的水氣場，以求得最佳水氣場分析。

2-6 LAPS 產品

LAPS 的功能除了將各種資料同化並分析，以作為模式的初始條件外，亦推導出許多實用的分析產品，當作天氣診斷與預報之參考。本節主要針對非絕熱初始條件所需的物理參數如雲水、雲冰、降水型態和雲區垂直運動場的由來做一番說明。

2-6.1 雲水、雲冰

雲水、雲冰依照雲量大小（0.65 以上、0.65 以下）區分為兩種計算方式。雲量是指一個體積內的雲分布的密度，其值介於 0~1 之間。當雲量大於 0.65 時，LAPS 網格上的熱力場透過 Smith-Feddes 模式(Haines et al, 1989)測得雲水與雲冰值。Smith-Feddes 類似反求法，在 LAPS 雲分析中所獲知的雲量代入 Smith-Feddes 後，可獲得雲水和雲冰的混合比，進一步換求雲水與雲冰。而 Smith-Feddes 在分析時對 -20°C 下的雲水會有高估的現象，因為 Smith-Feddes 模式是先計算雲水的部分，當 -20°C 左右，真實大氣中雲水和雲冰會混合成一體，而模式一律當成雲水，所以對雲水量容易有高估的傾向。因此，下一步類似 Z-R 關係式的方法，由回波大小估算出雲水和雲冰的混合比，以計算雲水含量與雲冰含量，並修正 Smith-Feddes 反求的結果。

如果雲量小於 0.65 時，假設雲光程近似雲量下，配合雲滴大小套用公式 3，計算出雲水和雲冰的混合比。因為光程範圍為 0 到 1 之間，雲量的範圍也是 0 到 1 之間，所以 LAPS 用雲量取代光程。

$$\sigma = \frac{\tau}{ds} \quad (3)$$

$$N = \frac{\sigma}{\pi(0.5D)^2}$$

σ ：散射係數

τ ：光程，無單位，在雲分析產品中利用雲量代替

ds ：每層的雲厚度

N ：雲粒子之數量密度

D ：雲水粒子或雲冰粒子的平均直徑

飛航對於雲水與雲冰的含量相當重視，因為當雲冰與雲水混合時，雲水屬於過冷水的狀態，當飛機進入時便成為一個最佳的凝結核，容易造成積冰等飛機事故，因此雲水量與雲冰量對預報是很重要的。

2-6.2 降水型態

LAPS 溫度場與 LAPS 濕度場可推導出濕球溫度場。當雷達觀測回波大於 0dBz 時，濕球溫度與雷達觀測回波可判斷降水類型。降雨的類型包括沒有降雨、雨、雪、冰珠、凍雨和冰雹。參考圖 9，從雷達回波觀測到的最高回波之高度判斷，若該高度之濕球溫度低於 -6°C ，則該高度所觀測到之降水型態為雪，反之為雨。隨高度往下看降水粒子，降水粒子從高空落下，此時若濕球溫度比環境溫度高 1.3°C ，則雪就溶化成雨。如果雨遇到環境溫度小於 0°C 時，則形成凍雨。此外再以雷達回波判斷降水類型，其中大於 0 dBz 判斷有雪，大於 13dBz 是非雪的降水，小於 13dBz 則判斷沒有降水。若回波大於 45dBz 時，則判斷此區有嚴重對流風暴或是有冰雹。

2-6.3 雲區垂直運動場

Albers et al., (1996)提到根據不同的雲種，結合雲厚度與水平網格大小決定雲內的垂直速度。所以針對雲種的由來先做一番了解。

LAPS 雲種的分類是由雲的環境溫度與穩定度兩個要素來決定的。穩定度是相當位溫隨高度的變化，首先假設雲區內為的相對濕度飽和並結合 LAPS 溫度場，以求得相當位溫，再配合 LAPS 高度場即可得到穩定度。接下來做雲種的分類，參考表 1，其中環境溫度的部分象徵高度的位置，當環境溫度高於 -10°C 的雲種代表低層雲，環境溫度介在 -10°C 到 -20°C 的雲種則代表中層的位置，小於 -20°C 環境溫度的雲種屬於高層雲。舉例來說，當環境溫度大於 -10°C 時，穩定度介於 -0.005 到 -0.001 之間則是積雲，並且假設雲滴大小為 $18\ \mu\text{m}$ 。

若雲種分類屬於 LAPS 的積雲族(積雲和積雨雲)或是 LAPS 的層雲族(層積雲、雨層雲、高積雲和卷積雲)便可透過公式 4，計算其垂直速度，其中設定積雲族的垂直速度極大值與雲厚之比值為 $0.5(\text{m}/\text{sec})$ ，層雲族的垂直速度極大值與雲厚之比值為 $0.05(\text{m}/\text{sec})$ 。如此設定，雲區垂直速度的估算方式在積雲族部分，垂直速度隨高度的分布會有如圖 10(a)所示拋物線的特徵，約略積雲族雲底往上三分之一雲厚的高度時，有最大的上升運動。以最大垂直速度點來看，隨高度增加垂直速度則逐漸減小達雲頂剛好為零，隨高度遞減垂直速度亦逐漸減小至雲底向下延伸約略三分之一

雲厚的位置為止。舉例來說，若雲種分類屬積雲族，模式水平網格間距為五公里，雲離地三公里，雲厚假設為六公里，則透過公式 4 可知，則雲內 ω 最大可達 -2.34m/sec ，換算成垂直速度約 0.2m/sec 。

參考圖 10(b)，層雲族的垂直速度在雲內呈現 0.05m/sec 定值的特徵。此雲內垂直運動速度的計算方式於本研究中以雲厚垂直速度法簡稱之。

$$\omega = \frac{\text{ratio}}{\text{dx}} * \left(\text{depth} - \left[\frac{\text{depth}}{\left(\frac{1.1 * \text{depth}}{2} \right)^2} \right] * \left(z - z_{\text{top}} - \frac{1.1 * \text{depth}}{2} \right)^2 \right) \quad (4)$$

ω ：垂直速度 (cloud omega)

ratio：垂直速度極大值與雲厚之比值

dx：水平網格間距

depth：雲頂扣掉雲底的雲厚度

z：高度

z_{top}：雲頂

鄧(2004，個人通訊)認為雲厚垂直速度法無法有效掌握降雨系統，因此針對三方面做改進，第一方面，如圖 11(a)所示，雲厚垂直速度法中假設底層開始發現有一積雲向上延伸，到溫度低於 -10°C 時會被診斷為高積雲，再到溫度低於 -20°C 時則被診斷為卷積雲，因此同一朵積雲中會被判別有三種積雲而使得上升速度無法貫穿整個

雲層。因此，鄧(2004，個人通訊)如圖 11(b)將雲厚垂直速度法的雲頂不管是積雲雲頂或是高積雲雲頂，皆改為最高的雲頂為雲頂，則垂直速度的極大值可提高至中高層，而有較合理的垂直速度之垂直結構。第二方面，鄧(2004，個人通訊)並利用雷達回波資料區分降水系統內之對流區與層狀區分布，並對兩區給予不同的垂直速度分布。

假設合成回波小於 20dBz 為層狀區，大於 42dB 為對流區，剩餘的合成回波個點 dBz 則代入公式 5 做判斷，若值 A 大於零則為對流區，反之則為層狀區。

$$A = \text{dBz} - \frac{x^2}{147} - x - 12 \quad (5)$$

dBz：單點的垂直點上最大回波值，也就是單點的合成回波

x：20dBz 到 42dB 之間合成回波的平均

A：等號右邊的總合

第三方面，修正兩區內垂直速度極大值與雷達回波所估計之最大降水的終端速度值相同，而非原來的雲厚度為依據。真實大氣中對流區的垂直速度並非整區域的垂直速度都是上升運動，應同時有上升速度與下降速度，故加入亂數產生器使對流區僅有 1/3 的對流區保有向上的垂直速度，其餘 2/3 為零。則此類雲內垂直速度的計算方式於本研究中以鄧垂直速度法簡稱之。

鄧垂直速度法主要是對雷達觀測之回波範圍做修正，因此雷達觀測範圍不能完整對天氣系統做觀測時，會有一些問題存在，參考

圖 12，例如 2004 年 8 月 24 日 0000UTC，颱風中心位在台北東方 260km，花蓮雷達觀測頂多取得約半個颱風的回波資訊，經過測試得知，此案例中鄧垂直速度法取得之垂直速度約略比雲厚垂直速度法取得之垂直速度大三到四倍量值的情況。因此利用鄧垂直速度法調節產生垂直速度時，會導致僅此半部有較強烈的輻散輻合呈現如圖 13(a)，並非原該呈現之氣旋風場。

因此本研究保持雲厚垂直速度法的計算結果，並結合鄧垂直速度法中區分對流區與層狀區方法做修正，將雲厚垂直速度法得到的垂直速度，在對流區乘上 2.0 倍，層狀區乘以 0.1 倍做修正與測試。此雲內垂直速度的計算方式於本研究中以修正垂直速度法簡稱之。經過修正垂直速度法處理後的水平風場如圖 13(b)並不會有過度強烈的輻合福散，可保持基本的氣旋狀態。再者雷達所觀測之真實雨帶內是由許多大大小小的對流胞所組成，參考圖 14，發現修正垂直速度法將對流區與層狀區區分後，比原來的雲厚垂直速度法有較接近真實雨帶的對流狀況，在雨帶內可反映出許對流胞的狀態。

2-7 LAPS 平衡方程

McGinley and Smart(2001)，平衡調節是為了使進入模式的資料能滿足一些氣象物理過程，如動量保守與質量保守。將 LAPS 風場分析、地面場分析與雲分析之三維動量場，與 LAPS 溫度(高度)場分析之三維質量場，利用變分法(公式 6)調節之。

$$I = \sum_k^K \sum_j^J \sum_i^I (u - \tilde{u})^2 + (v - \tilde{v})^2 + \tau(\omega - \tilde{\omega})^2 + \gamma(\Phi - \tilde{\Phi})^2 \\ + \alpha(N\tilde{u} - fv + \Phi_x)^2 + \alpha(N\tilde{v} + fu + \Phi_y)^2 + \lambda(u_x + v_y + \omega_p) \quad (6)$$

(\sim): 觀測值

() : 分析值

u : 由西向東的速度

v : 由南向北的速度

ω : 垂直速度

Φ : 重力位

α : 已知的動力權重參數

λ : 未知的 Lagrange multiplier

f : 科氏力

τ 、 γ 是測量誤差率的權重

$N\tilde{u} - fv + \Phi_x$: u 方向的動量方程

$N\tilde{v} + fu + \Phi_y$: v 方向的動量方程

$u_x + v_y + \omega_p$: 連續方程

$N(\) \equiv \frac{\Delta(\)}{\Delta t} + \tilde{u}(\)_x + \tilde{v}(\)_y + \tilde{\omega}(\)_p$ 是個全微分, 全導數的代號

$(\) \equiv (\)_{ijk}$

$(\)_x \equiv ((\)_{ijk} - (\)_{i-1,j,k}) / \Delta x$

$(\)_y \equiv ((\)_{ijk} - (\)_{i,j-1,k}) / \Delta y$

$(\)_p \equiv ((\)_{ijk} - (\)_{i,j,k-1}) / \Delta p$

以此公式為例，整個公式所代表的涵義是，當觀測值調整成分析值時，有最小調幅的修正值，同時並滿足動量方程與連續方程兩

個約束條件，而三維網格調幅的總修正量則為 I。動力方程在公式 6 中屬弱約束條件，其調整後的結果代入動力方程有極小值，而連續方程則屬強約束條件，將調整後的結果代入連續方程內必定等於零。

與微積分裡的一階微分可求極值的概念相似，變分可以求得極小值，所以我們對 I 函數做變分 ($\delta I = 0$)，把 δ () 整理出來。對 u 、 v 、 ω 、 Φ 和 λ 五個未知數，可以得到五組方程式如下：

$$\nabla^2 \lambda + \frac{A}{\tau} \lambda_{pp} = -2(\tilde{u}_x + \tilde{v}_y + A\tilde{\omega}_p) + 2f\alpha((N\tilde{v})_x - (N\tilde{u})_y) \quad (7-1)$$

$$\nabla^2 \Phi - \frac{2f\beta\alpha}{A} \Phi_y - \frac{\gamma}{\alpha} A\Phi = -\frac{\gamma}{\alpha} A\tilde{\Phi} - (N\tilde{v})_y - (N\tilde{u})_x + f\tilde{\zeta} - \frac{\lambda_x \beta}{2A} - \beta\tilde{u} + \frac{2f\beta\alpha}{A} N\tilde{v} \quad (7-2)$$

$$u = \left(\tilde{u} - f\alpha(N\tilde{v} + \Phi_y) + \frac{\lambda_x}{2} \right) / A \quad (7-3)$$

$$v = \left(\tilde{v} + f\alpha(N\tilde{u} + \Phi_x) + \frac{\lambda_y}{2} \right) / A \quad (7-4)$$

$$\omega = \tilde{\omega} + \frac{\tau\lambda_p}{2} \quad (7-5)$$

$A = 1 + f^2\alpha$ ， $\beta = f_y$ ，R 是地球半徑， ζ 是渦度，(7-1) 式的右項皆為已知項，先解出 (7-1) 的 λ 後，把 λ 代入 (7-2) 的 $\frac{\lambda_x \beta}{2A}$ 解出 Φ ，再把已知的 Φ 與 λ 套入公式 (7-3)、(7-4)、(7-5)，則所有變數皆可獲得，藉以進行質量場、動量場之平衡。

在平衡方程完成後，資料同化的目的也達到了，終於可以拿來 LAPS 分析的結果拿來作為數值預報模式的初始場。

2-8 MM5

本研究使用的數值模式是由美國賓州州立大學與美國大氣研究中心所發展出來的非靜力預報模式 MM5，MM5 利用差分的概念，由水平動量方程、垂直動量方程與熱力方程等基本方程所組成的數值預報模式。

如圖 15，模擬範圍與 LAPS 分析設定相同，採用單層巢狀網格。水平網格點是 199 x 247，解析度 5 公里，垂直由從 1100hPa 到 100hPa 等間距 50hPa 所組成，共 21 層。

本研究中所使用的模式初始場是經由非絕熱初始化之 LAPS 分析結果來模擬中尺度天氣系統，積分過程不採用積雲參數化而直接使用 Schultz 微物理過程(Schultz, 1995)。積分過程並利用淺積雲對流參數化模擬不降雨之淺對流系統。邊界條件部分，側邊界使用 relaxation 計算法，其資料來源來自中央氣象局的非靜力區域預報模式 (NFS)，下邊界則應用輻射邊界條件，行星邊界層參數化採用 MRF 法(Hong and Pan, 1996)。地面層使用多層土壤溫度模式處理 2、4、5 與 6 層。輻射參數化則是透過 RRTM(Mlawer et al., 1997) 計算。積分時間步長 15 秒，積分總時間達 12 小時。

第三章 個案之天氣概況

此章節主要是對本研究所選擇的個案做相關方面的闡述，從颱風的生命史、氣象環境與其所造成的損害等各種角度做深入的探討。

3-1 艾利颱風(2004)的生命史

在西元 2004 年 8 月 19 日 1800UTC，觀測到菲律賓東方與關島西方海面上存在一熱帶性低氣壓，並於六個小時後形成編號 0417 的艾利颱風(2004)。根據中央氣象局指出，艾利颱風(2004)於 8 月 20 日在菲律賓東方海面生成，隨後增強為輕度颱風朝西北方向移動，22 日發展至中度颱風，24 日到達台灣東北部海面後移速減緩，接著轉向偏西移動通過台灣北部近海，路徑明顯沿著台灣外圍地形前進。在 24 日 1200UTC 時颱風近中心出現最大風速高達 38m/s，960hPa 的最小海平面氣壓，200 公里的七級風暴風半徑，而且保持相同強度到 25 日 0800UTC。25 日 0000UTC 位於北緯 25.4 度，東經 121.4 度，接近台灣的正北方的位置，之後移向逐漸轉為西南西，2200UTC 由金門東北方進入福建，26 日 1200UTC 減弱為熱帶性低氣壓。詳細的路徑可參考圖 16 所示。

3-2 艾利颱風(2004)的動態

艾利颱風(2004)存在的時期，副熱帶高壓西伸過台灣，在颱風接近台灣之前，台灣的北方出現一槽線，副熱帶高壓分裂，並開始東退。同一時期北方有一高壓系統沿著北緯 40 度向東平移，24 日

達東經 120 度，約略在颱風的正北方。24 日後颱風雲帶半徑縮小，環流結構越來越結實，可以看到明顯的颱風眼，並隨著颱風逐漸遠離台灣，西南氣流隨之而來。24 日颱風雨帶所伴隨的水氣十分充足，25 日水氣則有減弱的現象。從種種跡象來看，在颱風經過台灣後，可能受到台灣陸地的影響，颱風結構遭受破壞，導致颱風減弱消散。

颱風 23 日的雨量多半集中在中央山脈山區，24 日雨勢變大，最大時雨量可達 110mm/hr，25 日雨勢已減緩。此颱風所帶來的較大累積降雨分布在各地，如苗栗馬達拉高達 1546 毫米，新竹縣白蘭也有 1335 毫米。東北部受到颱風影響首當其衝，然後慢慢的往南影響。隨著颱風路徑的移動，24 日台灣東西部的天氣變化呈現截然不同的效應，西半部地區下大雨時，東部卻出現乾燥的焚風。

受颱風外圍環流影響，北部、東北部、中南部皆有豪雨發生，引發嚴重的土石流與落石坍方，以新竹縣五峰鄉桃山村最為嚴重，甚至造成人民的死亡；台北三重地區因捷運施工不當，導致淡水河洪水倒灌，致使萬餘戶身受水患之災；石門水庫集水區因原水濁度太高，使得桃園地區無水可用，停水超過半個月以上。艾利颱風(2004)所造成的損害共計有 15 人死亡、14 人失蹤，農林漁牧損失約 18 億元。

第四章 新資料之引入及模擬實驗設計

4-1 LAPS 資料來源

本研究所使用的基本資料包括背景場資訊、地面觀測、探空、雷達與衛星資料。如第二章一開始所述，背景場是 LAPS 之外透過別的模式另外運算得來的，通常背景場範圍要比 LAPS 分析範圍大，提供粗略的解析度。在本文所使用的背景場來自 NFS 模式，其解析度為十五公里。

地面觀測方面包括 METAR、buoy、synop、ship 和 mesonet 五種觀測儀器的資料來源。探空方面有 rawinsonde 提供 14 個點的資料，其中台灣只有台北與花蓮兩筆觀測資料。雷達資料包括五分山、花蓮、七股、墾丁四座雷達提供徑向風與回波資訊。以及 GOES-9 衛星提供紅外線頻道、可見光頻道、水氣頻道資訊與衛星探空資料。不難發現台灣所擁有的觀測資料缺乏完整中層的觀測資訊，雖有探空資料，但台灣地區只有定時兩點的觀測資料而已。雖有四座雷達涵蓋台灣，但是如前所述，雷達資料對於中高層解析度並不完整，故對此問題嘗試使用加入中正雷達資料的雙都普勒雷達合成法與 GBVTD 法所提供的三維風場分布，測試是否能對模式的定量降雨預報有所改善。

LAPS 分析設定採用單層巢狀網格。水平網格點是 199 x 247，解析度 5 公里，垂直由 1100hPa 到 100hPa 等間距 50hPa 所組成共 21 層。

另外，以氣象局所擁有的四座雷達資料(五分山、花蓮、七股、墾丁)測試影響半徑，發現台灣地區之影響半徑並不太適用原本的設定，雷達有效範圍如圖 17 所示，但是原本設定的影響半徑為 240 公里如圖 18 所示，有風標的地方是有影響的區域，而影響範圍超過整個分析面。資料影響範圍過大可能導致風場在影響範圍的邊界有分析區域的右上區全部吹南風，左下區全部吹西風等不實現象發生，如圖 19 (a)，故選擇適當的影響半徑是必須要考量的，經本個案測試結果發現 25 公里以下(25 公里、20 公里、15 公里、10 公里、5 公里)之影響半徑可表現出觀測現象而不會有突兀、不尋常之情況發生，且 25 公里以下之影響半徑差異量不大，因此選擇中間值之 15 公里圖 19 (b) 作為資料置入之影響半徑。

4-2 敏感度之資料來源

雙都卜勒雷達之風場合成與 GBVTD 兩種技術皆可計算反求風場資料。在本文所提到的新中層資料是這兩種技術推算出來的風場資料，利用 profiler 格式，引入 LAPS 程式使用。不同於 LAPS 基本資料來源中的雷達資料，新中層資料在雙都卜勒雷達三維風場合成時，額外加入中正雷達的徑向風資訊，冀望能夠提供更完整豐富的三維風場資訊。

4-2.1 原始資料

在取得新中層風場資料上，所使用的原始雷達資料有二，而兩座雷達的相關位置可參考圖 20。

其一是基本資料來源，為五分山雷達站(RCWF)的資料。五分山雷達坐落在北緯 25.0727° ，東經 121.7725° ，標高 770 公尺的位置，且該座雷達的觀測策略是以每六分鐘完成一個體積掃描，由下往上開始掃描共 11 個仰角，依序是 0.53° 、 0.4° 、 1.36° 、 1.41° 、 2.33° 、 3.25° 、 4.22° 、 5.98° 、 10.11° 、 14.72° 與 19.47° 。觀測範圍以雷達為中心，掃描半徑為 460 公里。本研究是使用 2004 年 8 月 24 日 2359 UTC 之該筆資料(20040824_2359_RCWF_VOL.096)。

其二是額外加入的新資料，為來自於民航局中正機場雷達站(CAA)的觀測。CAA 設至於北緯 25.0694° ，東經 121.2080° ，標高 27 公尺處。該座雷達依據不同的天氣系統有四分鐘、六分鐘、十分鐘等不同觀測策略。本實驗取 2004 年 8 月 25 日 0000UTC 之該筆資料(CKS040825000000.ppi)，其掃描仰角分別是 0.3° 、 0.8° 、 1.3° 、 1.8° 、 2.5° 、 3° 、 4° 、 5° 、 6° 、 7° 、 9° 、 12° 和 18° 等共 13 個仰角，雷達觀測半徑為 150 公里。

4-2.2 資料的處理與反演

在本研究中資料的處理與反演區分為兩種方法來獲得三維風場資訊，第一種為雙都卜勒雷達之三維風場合成法，第二種則是 GBVTD 方法，詳情可參考如下。

4-2.2-1 雙都卜勒雷達之三維風場合成法

都卜勒雷達可提供徑向風與回波的觀測資訊，其中徑向風是真實三維風場在雷達徑向方向投影量的總和。因此，對一個網格點而

言，如果同時有兩座不同位置的雷達提供不同方向的徑向風場資訊，取得兩組徑向風方程式，再配合連續方程式，即可取得此點的三維分量，便可反求回觀測當時此範圍的三維風場。

本研究應用 Teng et al.(2000)發展的台灣地區雷達分析系統(Radar Analysis System for Taiwan Area，簡稱 RASTA)進行雙都卜勒雷達資料之三維風場合成。此研究所使用的資料如 4-2.1 所述之五分山與中正兩座雷達之觀測資料。先把兩筆徑向風場資料除錯(unfold)以避免有風場折疊的情形產生，再加以填補(patch)，接著進行座標轉換，也就是將原始觀測的球座標資料內插到直角座標上，最後將兩筆資料做雙都卜勒雷達的三維風場之合成。爾後本文所提及以雙都卜勒雷達合成的新中層風場資料時皆以雙都資料簡稱。

如圖 21 所示，水平方面以五分山雷達為原點，X 軸方向從負一百一十公里到四十公里，Y 軸從負一百公里到一百公里，解析度兩公里；垂直方面取離地面一公里到十公里，解析度為零點二五公里之合成範圍。合成範圍的選取以最多觀測資料為依據，雖然在兩座雷達之間的基線區(base line)因為徑向風同值異號而無法合成，但是這並不影響本範圍選擇下之合成結果，頂多會在 base line 處無提供風場資料罷已。

4-2.2-2 GBVTD 方法

周等人(1994)與 Lee et al.(1999)為了提高對將要登陸的熱帶氣旋風場之了解，發展了地基速度軌跡顯示方法(Ground-Based

Velocity Track Display，簡稱 GBVTD)。使用單都卜勒雷達之觀測資料，配合颱風登陸前，雷達觀測之徑向風資訊，對颱風環流之風場結構有近似軸對稱的特性，透過傅利葉級數的概念，對電磁波束與颱風徑向速度的夾角展開，即可取得颱風軸對稱之切向風場、軸對稱之徑向風場以及非軸對稱之切向風場，並進一步合成為三維風場。與雙都資料一樣，爾後提及以 GBVTD 方法反演的新中層風場資料時皆以 GBVTD 資料簡稱。

GBVTD 方法推算範圍在颱風到雷達之間，其範圍的大小受電磁波束與颱風徑向速度的夾角影響。若距離太近時，夾角會不能成為一個連續的波，而反演範圍便會大打折扣，這也是為什麼本研究中的 GBVTD 資料範圍較雙都資料範圍小之因素。

由如圖 22 所示，水平方面以五分山雷達為原點，X 軸方向從負八十五公里到十五公里，Y 軸從負十公里到九十公里，解析度為兩公里；在垂直方面距離地面由下往上分別是二點二五公里、三公里三點七五公里、四點五公里、五點二五公里與六公里，總共六層的一個資料範圍。GBVTD 方法同樣是使用了五分山雷達觀測之徑向風資訊，不同於雙都卜勒雷達之三維風場合成必須用到兩筆資料，GBVTD 方法僅須使用單雷達之觀測資料即可反演風場在三維方向的分量。

4-3 敏感度實驗設計

本研究使用 LAPS/MM5 模式系統來測試台灣地區新中層資料對艾利颱風(2004)之定量降水估計的能力。初始場的部分，擁有相同基

本資料的使用，如地面觀測站、雷達與衛星等資訊，並固定 LAPS/MM5 之物理參數等相關設定下，考量兩種不同中層資料對於 LAPS 的情況，以及兩種 LAPS 程式中計算雲內垂直速度的估算法。因此實驗細分成四組敏感度實驗測試(參見表 2)。實驗皆以 2004 年 8 月 25 日 0000UTC 為初始時間，並積分達 12 小時。

第一組敏感度實驗在中層資料方面不加入雙都資料亦無取用 GBVTD 資料，保持 CWB 觀測之大氣中層狀況。計算雲內垂直速度上採用以雲厚垂直速度法，本文簡稱 C-N。第二組敏感度實驗同時採用了雙都資料與 GBVTD 資料，水平上以兩種資料不相鄰的梅花座為放置原則(如圖 23)，資料範圍同於 GBVTD 資料，在水平面上以五分山雷達為原點，X 軸方向從負八十五公里到十五公里，Y 軸從負十公里到九十公里，解析度為兩公里，垂直方面的資料解析度則依資料型態而定。在雲內垂直速度的估算法則選用雲厚垂直速度法，本研究簡稱 C-DG。

第三組敏感度實驗則是不加入雙都資料也不包括 GBVTD 資料於中層資料上，以維持 CWB 所擁有的大氣中層資料，在雲內垂直速度則使用修正垂直速度法，在本文簡稱 R-N。最後一組敏感度實驗則相似於 C-DG，同樣選用了雙都資料和 GBVTD 資料，資料的大小與放置也是一樣，不同的是此實驗採用修正垂直速度法作為雲內垂直速度的計算方式，在本研究簡稱 R-DG。

敏感度實驗設計的目的是為了探討初始場中，新中層資料對模式預報在定量降水方面的影響，而手邊所擁有的資料分為兩種中層

資料的可能性，並在下一章節詳細探討其優缺點。另一個目的是評估修正垂直速度法是否比原來雲厚垂直速度法來的好？

第五章 模擬實驗結果分析討論

雲厚垂直速度和無任何新中層資料的情況 C-N 當控制組，未來先對屬於 hot-start 的控制組 C-N 與相同資料條件下的 cold-start 兩組做驗證，比較其路徑、強度、水平風場、回波以及累積雨量等氣象場，測試是否如前人研究發現一樣，具有雲內資訊與垂直速度的初始條件之 hot-start 比沒有雲內資訊與垂直速度等初始條件的 cold-start 好。爾後提及 hot-start 與 cold-start 比較的 hot-start 都是指 C-N 此組實驗設計。

確認與前人理論一致後，再分析不同中層資料情況與不同垂直速度法與控制組的差異性。

5-1 路徑與強度

就定量降水估計而言，合理的颱風路徑與強度是模擬最基本的條件，從圖 24 路徑圖可知 hot-start 在第三個小時與 CWB 觀測路徑最為接近，第四到第六小時與 CWB 公佈路徑有著相似平移的路徑，然而 cold-start 卻無法模擬出此效果。強度的部分，取模擬範圍之網格點上的氣壓最小值為颱風中心，而每一個網格點的氣壓由來又是 5km x 5km 的平均氣壓，但是實際上觀測之颱風中心並不是如此取得的，所以模擬結果會比觀測上來的小。從圖 25 強度圖上看到，cold-start 與 hot-start 兩者皆有模擬出 CWB 公佈強度隨時間減弱之趨勢，但是 hot-start 的強度比 cold-start 略強且較近似 CWB 強度。所以路徑與強度測試與前人研究發現一致，hot-start 模擬結果比 cold-start 好。

圖 26 的路徑上發現四組實驗皆在三到六小時與氣象局公佈路徑有著最相似的水平移動狀態，之後路徑則呈偏移現象，因此六小時以後的狀態在往後都不予討論。從圖 27 知道四組敏感度實驗對強度的變化都有掌握住強度隨著時間增加而減弱之趨勢。

5-2 水平風場

在路徑與強度皆屬可接受的情況下，進一步分析水平風場，由於海面上無風場觀測資訊，因此利用 GBVTD 方法，透過五分山雷達資料反求當時水平風場，以作為觀測參考依據。2004 年 8 月 25 日 0000UTC 初始時間，圖 28 觀測颱風呈現上下差異不大的對稱狀態，cold-start 與 hot-start 模擬 600hPa 水平風場都近似同心圓。其歸咎原因可能是基本資料的背景場皆已植入一個假的颱風，而初始時間的颱風結構又類似 Rankine vortex，所以即使實驗中加入新中層資料來提供更詳細的颱風資訊也無太大的差異。

2004 年 8 月 25 日 0000UTC 一個小時後與兩個小時後結果在各敏感度比較的發現相似，以一個小時為例，圖 29 知道在 600hPa 的水平風場中觀測呈現右強左弱的結構，hot-start 有較 cold-start 模擬出類似觀測右強左弱的現象。而四組敏感度實驗結果都有掌握住此結構。

2004 年 8 月 25 日 0000UTC 三小時後，圖 30 發現觀測風速右半部有上下兩區的風速極大值存在，而右下區的極大值應該是颱風接近陸地所導致的強風，而實際颱風內的風速極大值則是右上區，因此颱風風速極大值有逆時針旋轉的特性，cold-start 雖然有模擬出

旋轉的現象，但是 cold-start 模擬的風速極大值有點旋轉過度，hot-start 模擬風速極大區與觀測位置較接近。從四組敏感度實驗來看，四組實驗都有模擬出颱風不對稱性結構與風速極大區逆時針旋轉的特性。

5-3 雷達回波分布

接下來從回波來分析，圖 31 看到初始時間 8 月 25 日 0000UTC 的 cold-start 回波正如其定義所示，並無任何回波資訊。在模擬的一到六小時 cold-start 正進行調節、生成對流系統的時候，hot-start 除了將回波模擬出來外，其颱風的雨帶與環流亦與觀測十分接近。以 2004 年 8 月 25 日 0300UTC，模擬第三小時的圖 32 為例，hot-start 有模擬出颱風中心類似兩個月牙所組成的圓，而且月牙右強左弱的現象 hot-start 也有掌握住。雷達觀測回波在台灣西半部的部分是由許多雨帶所組成的，同樣在 hot-start 的結果中可以看到，此區多條雨帶之現象。衛星觀測到以颱風眼為中心，外圍有兩條環流雨帶，依颱風中心向外是第一條與第二條環流雨帶，hot-start 則有模擬出第一條的環流雨帶。

再以 2004 年 8 月 25 日 0600UTC，模擬第六小時的圖 33 為例，cold-start 颱風中心附近已成形，可是外圍雨帶環流尚未模擬出來，而 hot-start 不僅模擬出兩條環流雨帶，觀測發現第一條環流雨帶的末端有消失的現象，hot-start 模擬結果有掌握住，第二條環流雨帶拖曳至雷達觀測不到，但是從衛星雲圖可清楚看見的雨帶，hot-start 同樣有模擬出來。模擬第七到第十二小時，一方面

路徑偏移過多，且 cold-start 與 hot-start 差異不大，所以不予討論。從 cold-start 與 hot-start 比較知道 hot-start 在零到六小時的回波模擬，不僅迅速模擬出颱風的環流雨帶，而且位置也與觀測十分接近。

進一步比較四組敏感度實驗，四組敏感度實驗有著些微的差異，從 2004 年 8 月 25 日 0400UTC，模擬第四個小時圖 34 舉例說明，四組敏感度實驗皆有模擬出框框內所示，第一條環流雨帶有減弱呈現消失之趨勢，其中修正垂直速度法比雲厚垂直速度法的模擬結果更接近觀測回波。整體強度上而言，模擬強度皆比觀測強，不過修正垂直速度法又比雲厚垂直速度法來的弱，反而比較接近觀測之回波強度。再以 2004 年 8 月 25 日 0500UTC，模擬第五個小時圖 35 為例，回波觀測到颱風的左下角，圖中圈起來的地方有一塊小回波生成，修正垂直速度法有模擬出來，而雲厚垂直速度法則無此現象。因此定性的在雷達回波模擬中可發現，四組敏感度實驗測試得知修正垂直速度法比雲厚垂直速度法更接近颱風的強度、環流和雨帶的生成。

5-4 降雨驗證

圖 36 中觀測回波與觀測雨量在本研究有著不一致的問題存在。從 2004 年 8 月 25 日 0013UTC 到 0103UTC，間隔 10 分鐘的六筆七股回波觀測資料，回波強度與分布十分類似，因此取 0013UTC 為例，其觀測到強回波分布在台灣中北部的西半部區，與觀測累積雨量集中在陽明山與桃竹苗山區範圍的分布不是很相符。所以本研究以觀

測回波為主，觀測雨量為輔做比對，同樣先對 cold-start 與 hot-start 做比較。hot-start 累積雨量比 cold-start 有較類似觀測回波的趨勢，如圖 37 不管是北區的雨帶或是中南部的觀測回波，hot-start 皆有模擬出來。

整體的定性探討模擬結果是必要的，但是可能容易過度主觀，所以我們需要具有參考性的指標進一步做定量驗證。本研究利用公式 8-1 的 the equitable threat score(ETS; Schaefer 1990)與公式 8-2 的 Bias score 驗證降雨率，本應利用累積降雨量做計算，但是如 5-4 節一開始所述，因此本研究以回波做計算，間接呈現降雨率的驗證能力。

$$ETS = \frac{A - E}{A + B + C - E} \quad (8-1)$$

$$Bias = \frac{A + B}{A + C} \quad (8-2)$$

$$E = \frac{(A + B)(A + C)}{A + B + C + D} \quad (8-3)$$

A：預報、觀測均大於某一給定的回波門檻值

B：預報大於回波門檻值而觀測未達回波門檻值

C：預報未達回波門檻值而觀測大於回波門檻值

D：預報跟觀測均未達回波門檻值

E：隨機預報效應

模擬對網格點而言會有 A、B、C、D 四種預報情形發生。當 ETS 等於 0.，代表隨便預報都比此預報能力好，若 ETS 大於 0.，代表此研究方法已具有預報能力，若 ETS 等於 1.0 則表示預報與觀測完全

一致。ETS 可判斷整體預報是否有預報到有回波的發生時的指數，但是無法表現出預報回波強度的準確性。因此輔助 Bias score 來評估定量回波預報是否有高低估的問題存在，當 Bias 大於 1.0 時，表示預報有回波的網格點數大於觀測的網格點數，預報回波強度有著高估的趨勢，Bias 等於 1.0 時，整體預報回波強度的能力總和與觀測回波強度的總和一致，反之，若 Bias 小於 1.0 則預報回波強度就是低估的狀態。

在模擬一到五個小時的 ETS，hot-start 大致比 cold-start 高，第六個小時 hot-start 的 ETS 就沒 cold-start 好。以模擬第三個小時為例，圖 38 知道在各種回波門檻值下，hot-start 呈現回波預報能力比 cold-start 來的好，四組敏感度實驗皆比 cold-start 的指數高。門檻值為 5 dBz 時，象徵每小時累積雨量達 30 mm/hr 到 40 mm/hr 左右，四組敏感度實驗的 ETS 有接近 0.3 的預報能力。

在模擬第四個小時，圖 39 也可看到，hot-start 的 ETS，整體比 cold-start 好，四組敏感度實驗也達到同樣的表現，其 ETS 甚至有大於 0.3 的，代表透過 LAPS 取得之 hot-start 的初始條件對數值模式有不錯的回波預報能力。大於 30 dBz 的回波門檻值部分，cold-start 結果卻是比較好的，其原因是因為門檻值大的條件下，能達到條件的網格點數並不多，即使模擬特徵趨勢有掌握住，但是只要有些許的偏移，就會導致 ETS 值偏低。但是定量降雨估計不只是要求一兩個網格點的精準，更重要的是整體大面積的準確率。因此本研究在定量降雨估計上除了比 cold-start 好之外，對大範圍的回波估計是有不錯的預報能力。

進一步藉由 Bias score 探究本研究回波強度的預報能力。在實驗中，每個小時的 Bias 結果大同小異，以第三個小時圖 40 為例，cold-start 結果在模擬 25 dBz 以下的回波是低估的，25 dBz 以上的回波是高估的，高低估的情況十分明顯。而四組 hot-start 實驗結果對 5 dBz 到 15 dBz 以上的回波預報，Bias 近似 1.0，表示此階段之回波強度估計有良好的相關。15 dBz 以上的回波強度預報則大於 1.0，呈現高估的狀態，表示對中強度以上的回波強度明顯高估。模擬六小時以後對回波強度的預報，不分門檻值的大小，Bias 呈現全面性的高估。

歸納本文在定量降雨估計的研究結果，hot-start 模擬單小時的累積雨量與雷達觀測回波則有良好的一致性。再者本研究透過 ETS 與 Bias 指數，以定時的回波下去計算。在模擬一到五小時的回波指數上，hot-start 表現都比 cold-start 佳，ETS 最高可達 0.3 以上，對大範圍的回波預報，Bias 近似 1.0，表示 LAPS 對艾利（2004）之回波不僅可以大致模擬出來，其整體回波強度估計也有最良好的準確性。

第六章 結論與展望

6-1 結論

本研究選取艾利颱風(2004)測試 LAPS 程式所產生之初始條件，對數值預報模式是好的幫助。並嘗試在雙都卜勒雷達之三維風場合成法中加入中正雷達資料，與 GBVTD 兩種方法反求三維風場資訊，目的是提供更完整詳細的中層資料。並藉由 LAPS-MM5 對各種不同中層資料的狀態與不同方法取得的垂直速度之初始條件做初步的測試，考量是否能對台灣目前的定量降水估計之能力有所助益。

本研究在路徑、強度上與前人研究發現一致，hot-start 模擬結果皆比 cold-start 好。四組實驗在路徑模擬三到六小時與氣象局公佈路徑有著最相似的水平移動，之後路徑則呈過度偏移。四組敏感度在強度上皆有模擬出隨著時間增加而減弱，與觀測一樣的趨勢。

在水平風場方面，hot-start 模擬結果對颱風的不對稱性與旋轉特徵的掌握都比 cold-start 佳。進一步分析四組敏感度實驗得知，四組實驗在積分三小時內都有模擬出颱風不對稱性與逆時針旋轉的特徵。

在回波方面，cold-start 與 hot-start 比較知道 hot-start 在零到六小時的回波模擬中，不僅迅速模擬出颱風雨帶，而且位置也與觀測很接近。透過四組敏感度實驗發現，修正垂直速度法之回波模擬結果比雲厚修正法更接近真實環流的強度以及生滅消長之狀

態。

從定量降雨估計的角度來看，hot-start 模擬的單小時的累積雨量與雷達觀測回波則有良好的一致性。再者本研究藉由 ETS 方法，大膽選用單時間下不分區域的回波做計算，而非前人常用的長時間累積雨量做為評估是否預報發生降雨能力的好壞。指數在本個案模擬一到五小時是否發生回波的能力上，hot-start 表現都比 cold-start 佳，ETS 最高可達 0.3 以上。進一步透過 Bias 得知本研究對整體回波強度估計之預報能力是很好的。因此本研究對大範圍的定時定量回波估計有很好的預報能力。

所以 LAPS 分析得到雲雨資訊、垂直速度等初始條件放入非絕熱預報模式作為初始場，在路徑、強度、水平風場、颱風環流雨帶以及定量降雨估計皆有改善 0~6 小時的預報。

至於初始場垂直速度的取得方式，經敏感度實驗發現，修正垂直速度法除了強度較雲厚垂直速度法接近觀測回波外，同時對颱風環流的消長現象掌握的更佳，因此建議對流區與層狀區的垂直速度需採取不同設定，以求初始場與模擬結果更接近真實大氣。

可惜的是本研究中加入中正雷達徑向風的資訊對艾利(2004)模擬結果效益不彰，探究可能因素歸類以下幾點：

- (1) 加入的新中層資料範圍太小。新中層資料範圍，水平面上以五分山雷達為原點，X 軸方向從負八十五公里到十五公里，Y 軸從負十公里到九十公里，解析度為兩公里，垂直方面的資

料解析度則依資料型態而定，所以影響有限。

(2) 新中層資料與 LAPS 現有的資料來源差異性太小。所謂的新中層資料是五分山雷達與中正雷達所提供的徑向風資料，透過雙都普勒之三維風場合成法、GBVTD 反求三維風場結構兩種技術使用，而中正雷達的徑向風資訊也只有使用在雙都資料上而已。除了中正雷達資料僅有使用一小範圍之外，五分山雷達的徑向風資訊也已經藉由 LAPS 風場分析的部分做運用，所以 C-N、R-N 雖說無新中層資料，但是卻用另一種方式使用了五分山雷達的徑向風資訊。

(3) 艾利(2004)的結構可能相似 Rankine vortex。所有實驗中基本資料來源之背景場原本就有 bogues，加入新資料的目的就是能對複雜的颱風結構，提供如不對稱性等我們所假設不到的資訊。但是是否因為此個案在 8 月 25 日 0000UTC 的結構十分類似 Rankine vortex，所以不管是 cold-start、hot-start 或者是加入新資料的測試都會是 Rankine vortex 的結構，而致使新中層資料無法發揮原本的用意、突顯新中層資料的特色。

在研究過程中並無測試去掉 bogues 之背景場做如上之探討，不然也可以在基本資料來源上去除雷達所提供的資訊，或者可突顯出新中層資料的助益，但是一方面是認為單由新中層資料所提供之資訊對此艾利(2004)的範圍與結構是否足夠？再者如一開始所述，本研究的目的著重在 CWB 現階段的預報能力

做改進，透過加入新元素的概念，而非比較何者觀測資料對預報的重要性，所以並無此方向之探究。

- (4) 在 LAPS 中垂直速度的產生不是藉由水平風場輻合輻散所誘發的。參考 2-7 節公式 6 的平衡方程，LAPS 中控制垂直速度的權重 τ 設定很大，並在平衡過程中藉由連續方程來調節水平風場，其設計的目的就是希望能避免背景場之錯誤水平風場產生錯誤的垂直速度，或許正因為如此，新中層資料所提供之水平風場同樣也會被抑制下來，導致新中層資料效果不如預期顯著。

6-2 未來展望

本人在研究過程遇到某些未提及，卻也值得思考的問題，如模擬颱風之路徑上與所提供之邊界資料有強烈的一致性，所以當邊界資料明顯錯誤時，模擬便無法達到最基本的路徑相似要求。

當模擬回波與觀測回波近似時，模擬的累積雨量可與觀測回波一致，卻與觀測累積雨量不一致。可能因為模擬累積雨量主要是由模擬回波換算得來的，但是 LAPS 在處理回波資料的部分有些尚未發現的問題，才會造成如此現象，因此未來建議先對 LAPS 回波部分做了解，以找出可能造成不一致的原因。

目前修正垂直速度法的設定只是初步的測試，設計很粗劣，曾經局部利用新資料水平風場計算垂直速度，發現同樣也受限於垂直速度之 τ 權重因子之外，邊界的地方也會有不連續的情況產生，因

此也可以再考慮是否有更好的垂直速度法。再者，除了現有的三維風場外，如果能納入三維溫度場的資訊，亦不失為改善定量降雨之預報的一個好方向。

LAPS 在本研究中透過艾利(2004)個案初步了解 LAPS 分析系統，並嘗試解決一小部分的問題。此分析系統除上述所提及的問題之外，仍有許多值得探究與改進的地方，如雲水混合比、雨水混合比等作用在 LAPS 中是否考量完善，亦是目前研究懷疑的問題之一，未來希望有更多同好一起將 LAPS 發展至盡善盡美，以求對氣象界有小小的幫助。

參考文獻

- 周仲島、張保亮與李文兆，1994：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。
- Albers S. 1992: Photometric correction of GOES visible satellite images. *6th Conf. on satellite Meteorology and Oceanography*, Atlanta, GA. Amer. Meteor. Soc., 223-225
- , 1995: The LAPS wind analysis. *Weather and Forecasting*, **10**, 342-352
- , J. McGinley, D. Birkenheuer, and J. Smart 1996: The Local Analysis and Prediction System (LAPS): Analyses of clouds, precipitation, and temperature. *Weather and Forecasting*, **11**, 273-287.
- Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 396-409.
- Birkenheuer, D., 2001: Utilizing variational methods to incorporate a variety of satellite data in LAPS moisture analysis. *11th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Madison, WI, Amer. Meteor. Soc., 273-276.
- Donner, L. J., 1988: An initialization for cumulus convection in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 377-385.
- Haines, P. A., J. K. Luers, and C. A. Cerbus, 1989: The role of the Smith-Feddes model in improving the forecasting of aircraft icing. *3rd Conf. on Aviation Weather System*, Anaheim, Cal, Amer. Meteor. Soc., 258-263.
- Harms, D. E., R. V. Madala, S. Raman, and K. D. Sashegyi, 1993: Diabatic initialization tests using the Naval Research Laboratory limited-area numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3184-3190.
- Heckley, W. A., 1985: Systematic errors of the ECMWF operational forecasting model in tropical regions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 709-738.
- Homlied, M., 1995: Diurnal corrections of short-term temperature forecasts using the Kalman filter. *Wea. Forecasting*, **10**, 689-707.

- Hong, S. Y., and H. L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a mediumrange forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Jian, G.-J., S.-L. Shieh, and J.A. McGinley, 2003: Precipitation simulation associated with Typhoon Sinlaku (2003) in the Taiwan area using the LAPS diabatic initialization for MM5. *TAO*, **14**, 261-288.
- Kalman, R., 1960: new approach to linear filtering and prediction problems. *Trans. ASM, Ser., D, J, Basic Eng.*, **82**, 35-45.
- , and R. Bucy, 1961: New results in linear filtering and prediction theory. *Trans. ASM, Ser., D, J, Basic Eng.*, **83**, 95-108.
- Krishnamurti, T. N., J. Xue, H. S. Bedi, K. Ingles, and D. Oosthof, 1991: physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. *Tellus*, **43AB**, 53-81.
- Lee, W.-C., B. J.-D. Jou, P.-L Chang, and S.-M. Deng., 1999: Tropical cyclone kinematic structure retrieved from single-Doppler Radar observations. Part I: Interpretation of Doppler velocity patterns and GBVTD Technique, *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2419-2439.
- McGinley, J. A., 1987: A variational objective analysis system for analysis of the AIPEX data set. *Meteor. Atmos. Phys.*, **36**, 5-23.
- , S. Albers, and P. Stamus, 1991: Validation of a composite convective index as defined by a real-time local analysis system. *Wea. Forecasting*, **6**, 337-356.
- , and P. Stamus, 1996: A quality control scheme for local mesonet observations based on the Kalman Filter. *15th Conf. on Weather Analysis and Forecasting*, Norfolk VA, *Amer. Meteor. Soc.*, 223-226.
- , 2001: Toward a surface data continuum: Use of the Kalman filter to create a continuous, quality controlled surface dataset. *18th Conf. on Weather Analysis and Forecasting*, Ft. Lauderdale, FL, *Amer. Meteor. Soc.*, 127-131.
- , and J.R. Smart, 2001: On providing a cloud-balanced initial condition for diabatic initialization. *Preprints, 18th Conf. on Weather Analysis and Forecasting*, Ft. Lauderdale, FL, *Amer. Meteor. Soc.*

- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102(D14)**, 6663-16682.
- Puri, K. and M. J. Miller, 1990: The use of satellite data in the specification of convective heating for diabatic initialization and moisture adjustment in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 67-93.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.
- Schultz, P., 1995: An explicit cloud physics parameterization for operational numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.* **123**, 3331-3343.
- Shaw, B. L., E. R. Thaler, and E. J. Szoke, 2001: Operational evaluation of the LAPS-MM5 hot start local forecast model. 18th Conf. on Wea. Anal. and Forecasting, Ft. Lauderdale, Amer. Meteor. Soc., 160-164.
- Teng, J.H., C.-S. Chen, T.-C. Chen Weang, and Y.-L. Chen, 2000: Orographic effects on a quasi-line system over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1123-1138.

表 1 LAPS 雲種分類與雲滴尺度(平均體積直徑的大小)定義表，

(以 S 代表 $\frac{\partial\theta_e}{\partial z}$)，取自 Albers et al., (1996)。

T(°C)	S > 0.001	-0.001 < S < 0.001	-0.005 < S < -0.001	S < -0.005
> -10	ST(12 μm)	SC(10 μm)	CU(18 μm)	CU/CB(25 μm)
T(°C)	S > 0		S < 0	
-10 ~ -20	AS(10 μm)	AC(18 μm)		
T(°C)	S > 0.0005	-0.0005 < S < 0.0005	S < -0.0005	
< -20	CS(10 μm)	CI(10 μm)	CC(10 μm)	

ST：層雲 SC：層積雲 CU：積雲 CB：積雨雲

AS：高層雲 AC：高積雲 CS：卷層雲 CI：卷雲 CC：卷積雲

表 2 四組敏感度實驗測試表。

敏感度實驗	變動因子	雲厚 垂直速度法	修正 垂直速度法	沒有雙都資料 沒有 GBVTD 資料+	雙都資料 + GBVTD 資料
C-N		○		○	
C-DG		○			○
R-N			○	○	
R-DG			○		○

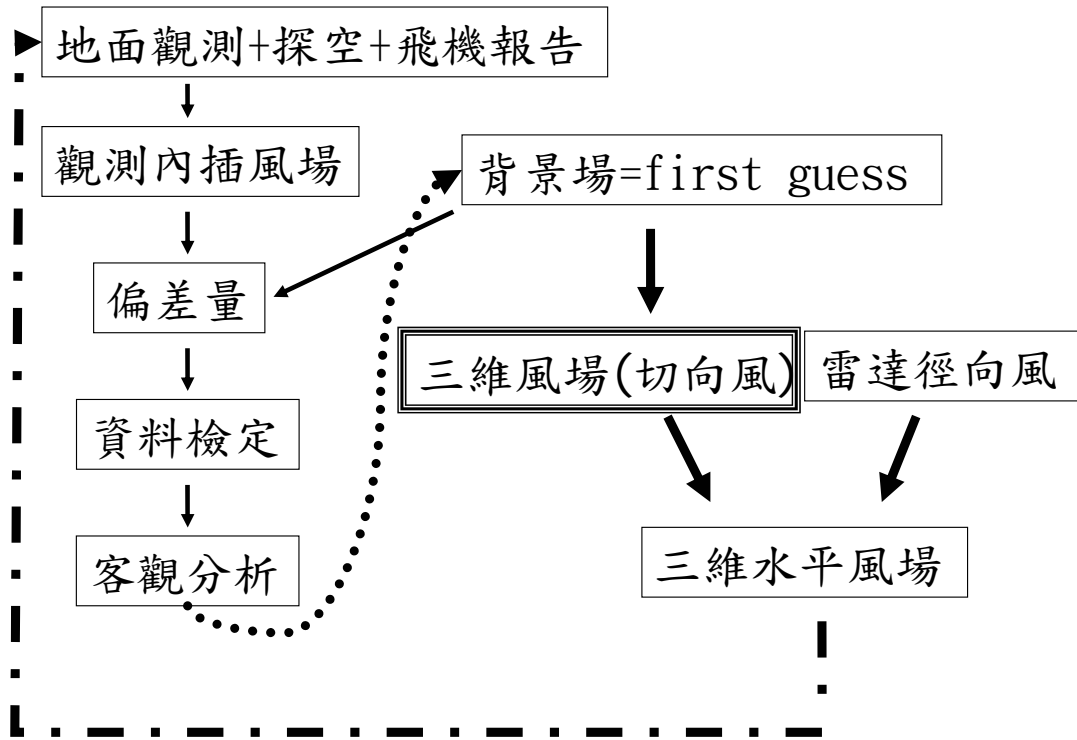


圖 1 LAPS 風場分析流程之概念圖。

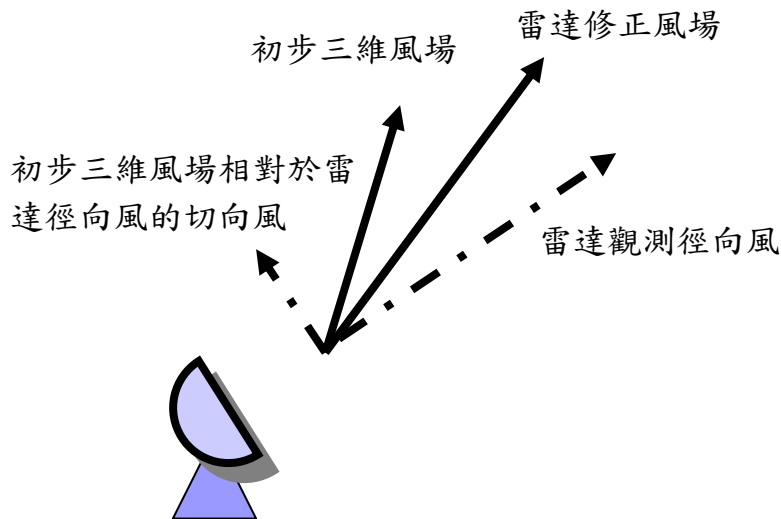


圖 2 LAPS 風場分析中引進雷達資料之示意圖。

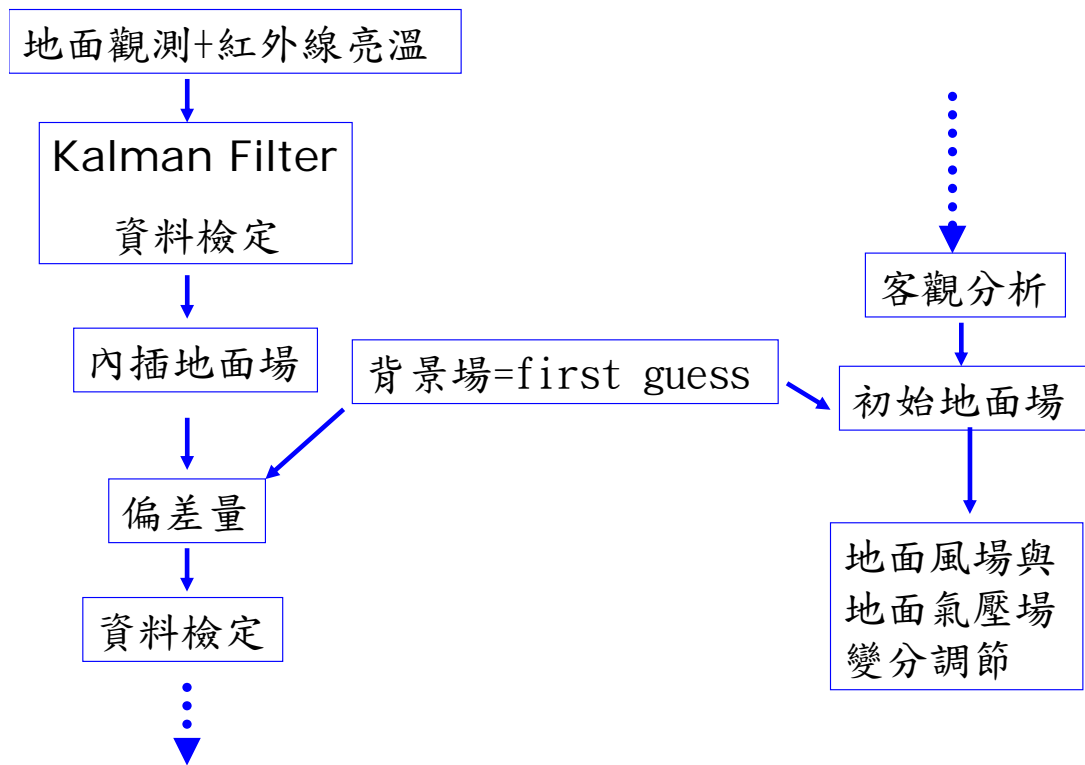


圖 3 LAPS 地面場分析流程之概念圖。

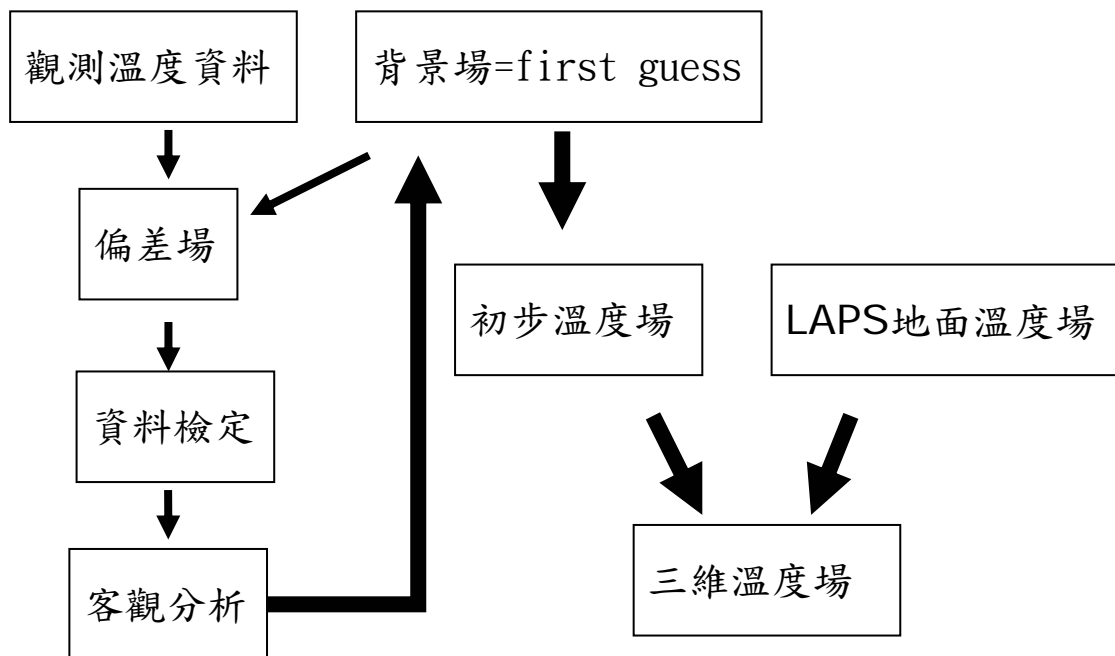


圖 4 LAPS 溫度場分析流程之概念圖。

偏差值的垂直剖面

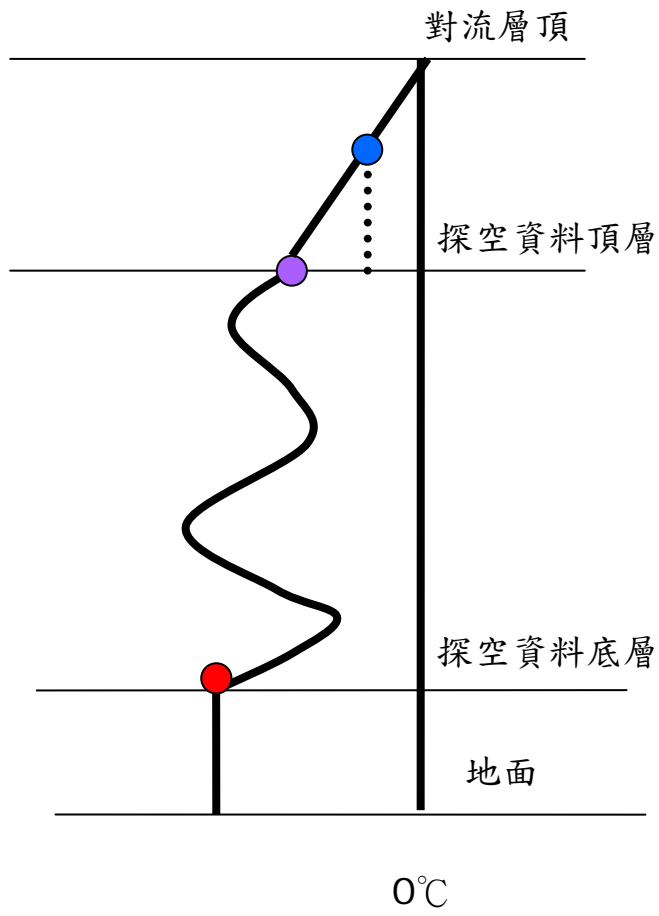


圖 5 溫度場垂直剖面的偏差值延伸示意圖。

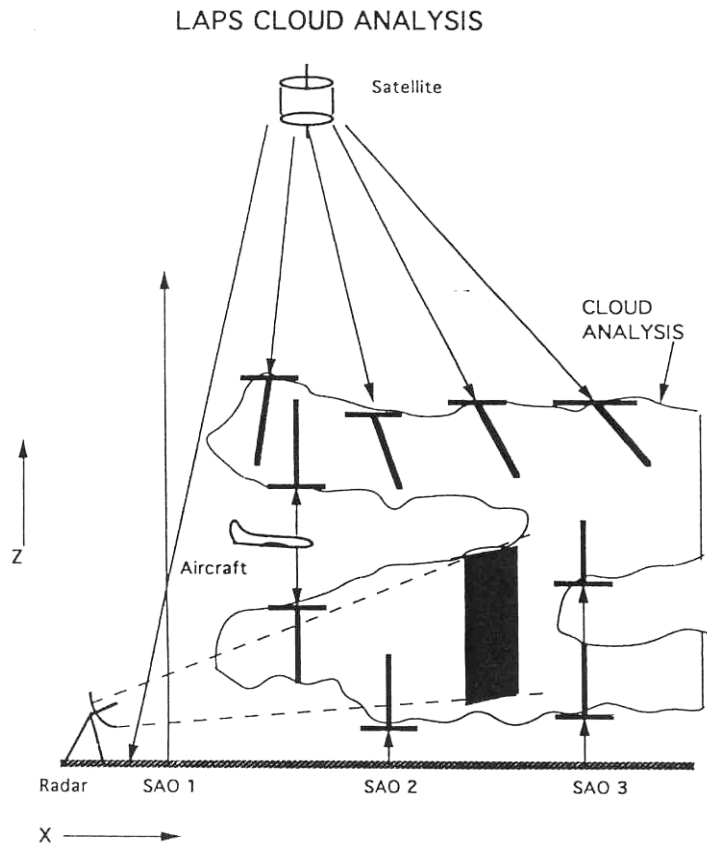


圖 6 表示儀器位置與雲資料的關係，衛星在高空接收雲頂亮度，SAO 或是 METAR 自地面向上垂直發射電磁波測得雲幕高度，雷達可得雲中的回波分布，中間雲層主要還是靠飛機觀測得知。黑色的實線為儀器觀測到雲的部分。

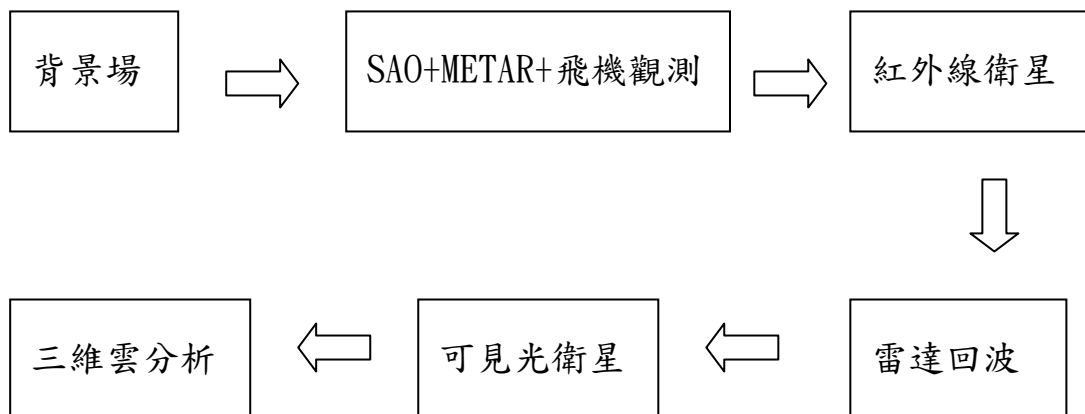


圖 7 雲分析流程之示意圖。

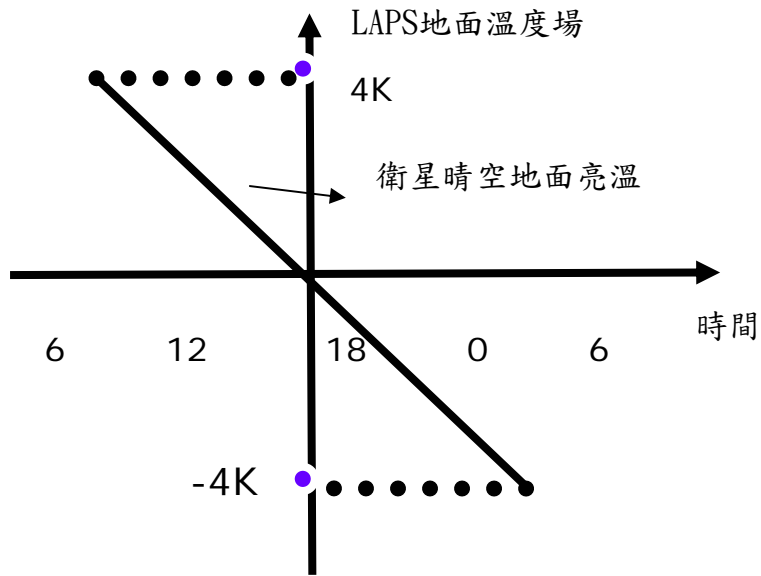


圖 8 LAPS 地面溫度場與衛星晴空的觀測亮溫隨時間的偏差示意圖。

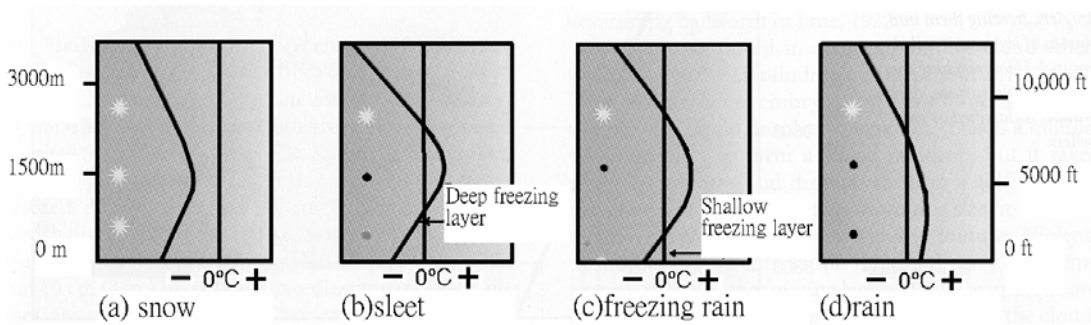


圖 9 各降水型態示意圖(摘自 Meteorology Today)。

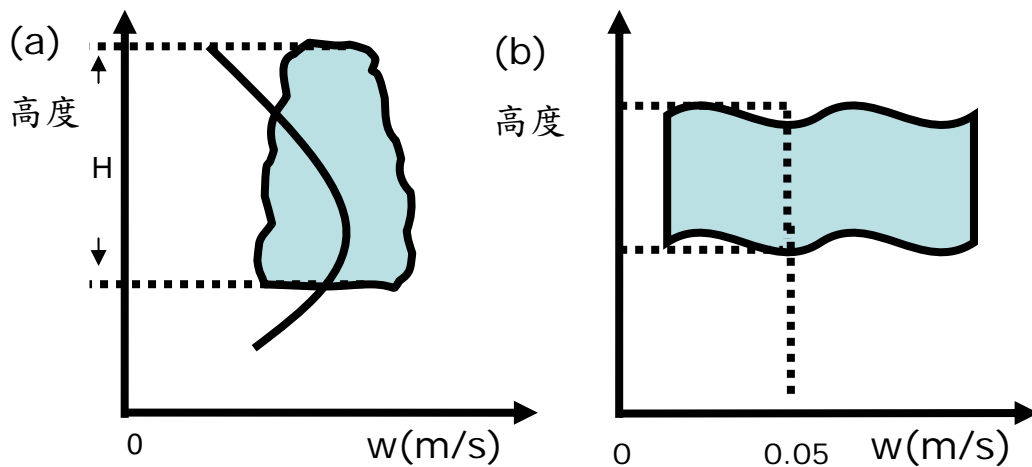


圖 10 (a)為積雲族雲內垂直運動的分布，(b)是層雲族雲內垂直運動的分布。

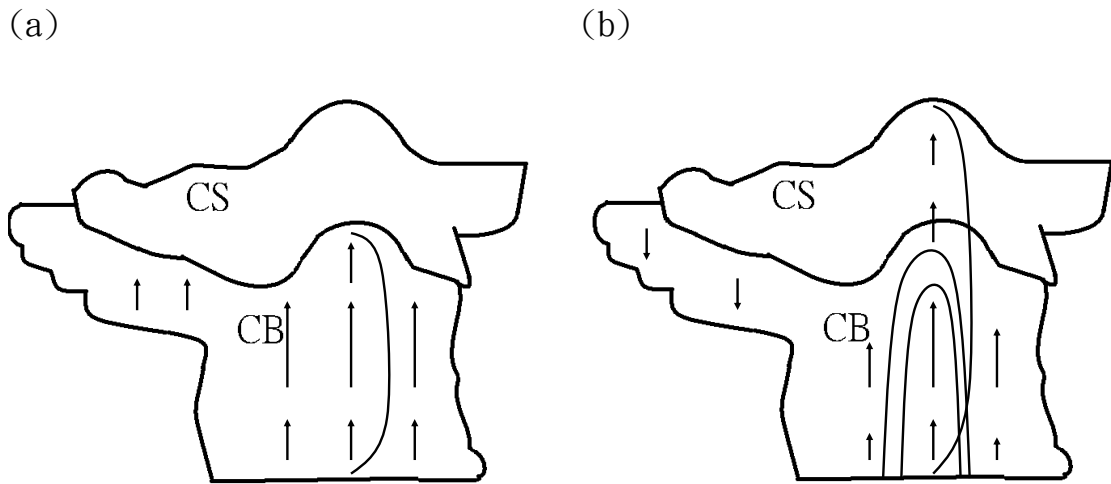


圖 11 (a)雲厚垂直速度法垂直運動於垂直剖面分布示意圖，(b)鄧雲厚垂直速度法垂直運動於垂直剖面分布示意圖。

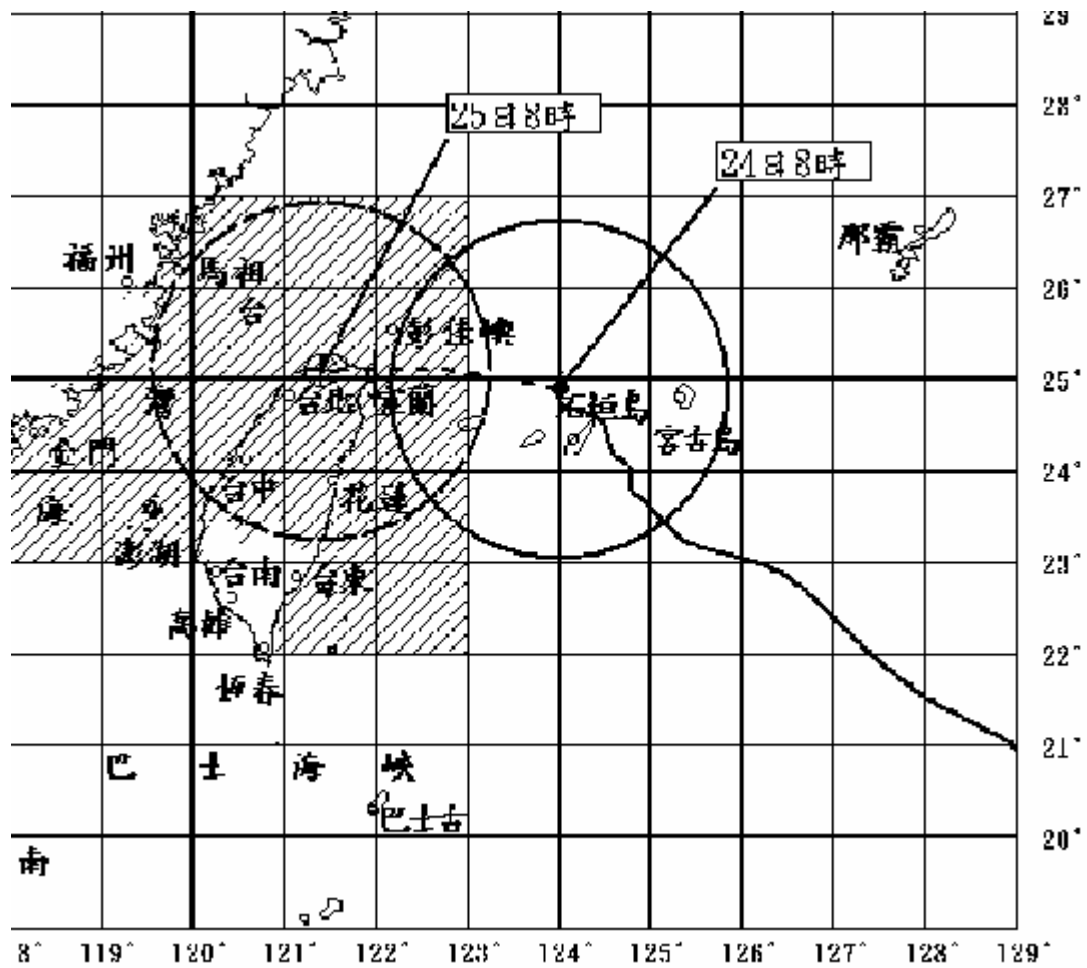
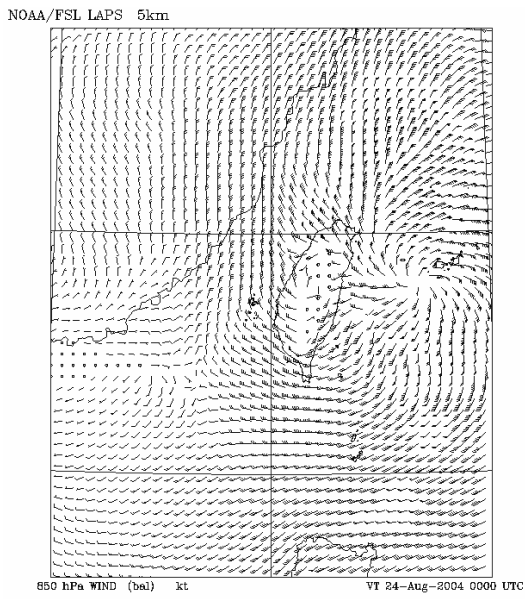


圖 12 2004 年 8 月 24 日 0000UTC 之颱風相關位置圖(摘自氣象局發布之警報單)。

(a) 鄧垂直速度法



(b) 修正垂直速度法

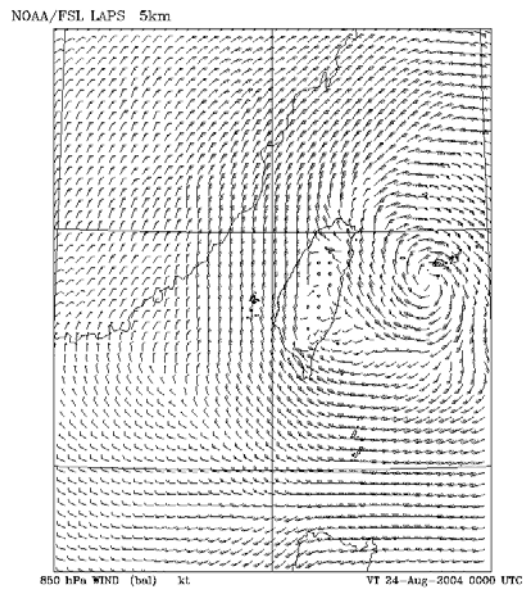
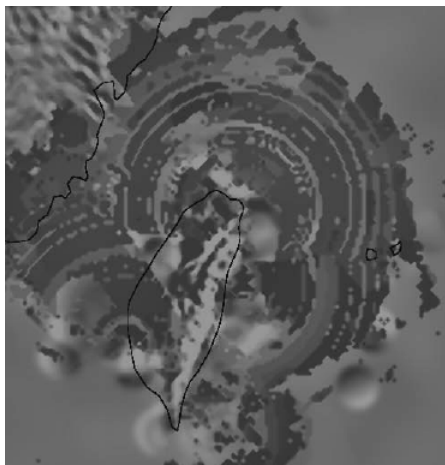


圖 13 2004 年 8 月 24 日 0000UTC 850hPa 的水平風場示意圖(a)鄧垂直速度法(b)修正垂直速度法。

(a)



(b)

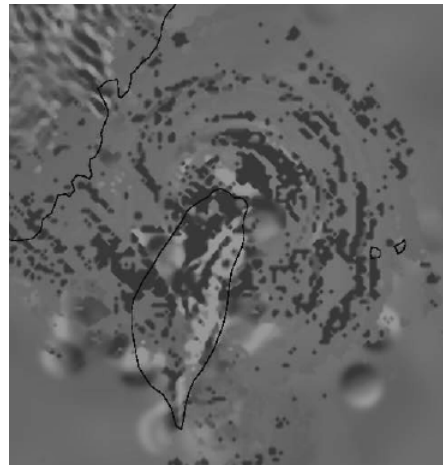
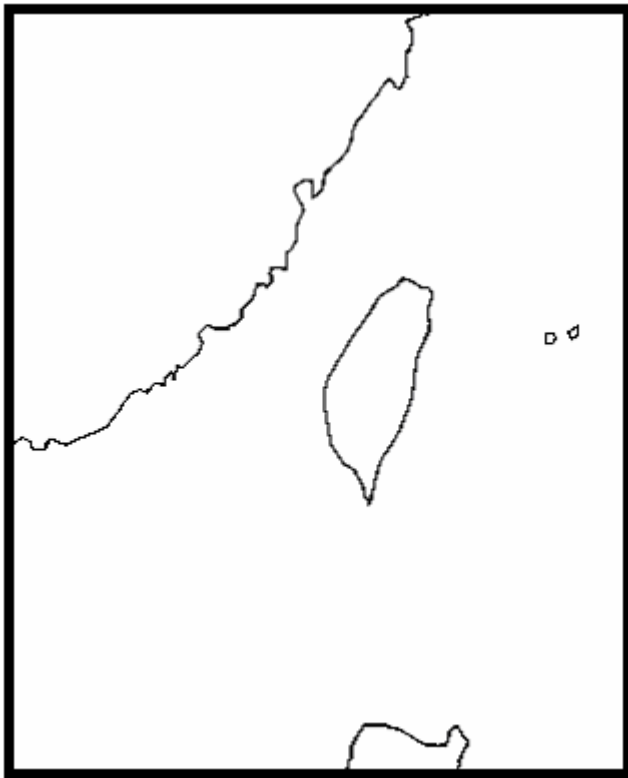


圖 14 (a)雲厚垂直速度法回波圖，(b)修正垂直速度法回波圖。

(29.210, 114.731) (29.210, 125.269)



(17.790, 115.200) (17.790, 124.800)

圖 15 MM5 模擬範圍。

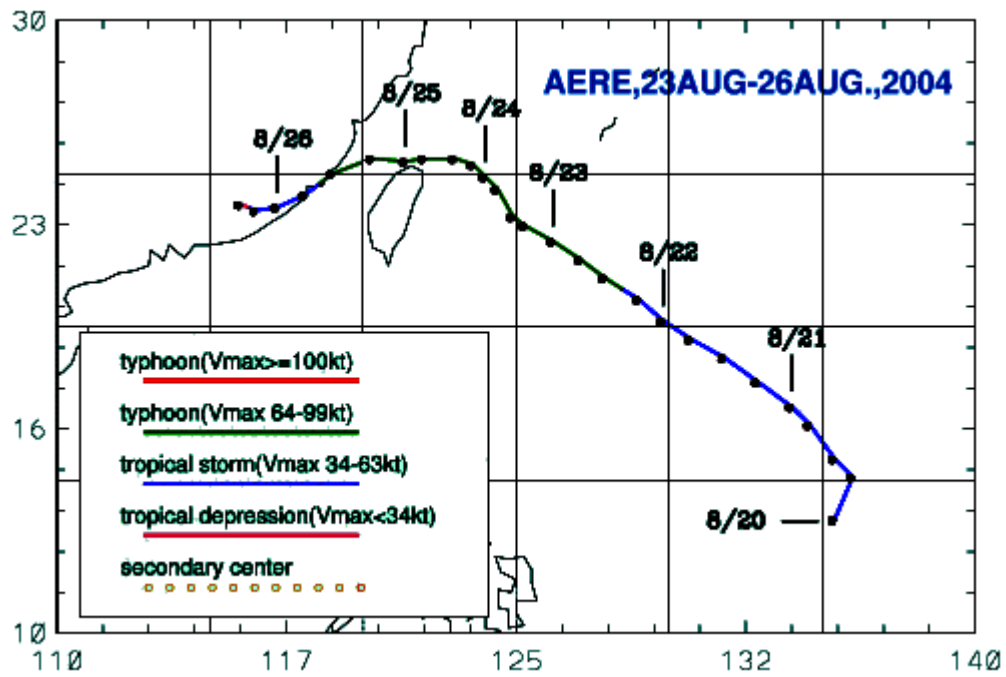


圖 16 艾利颱風路徑圖(摘錄自中央氣象局)。

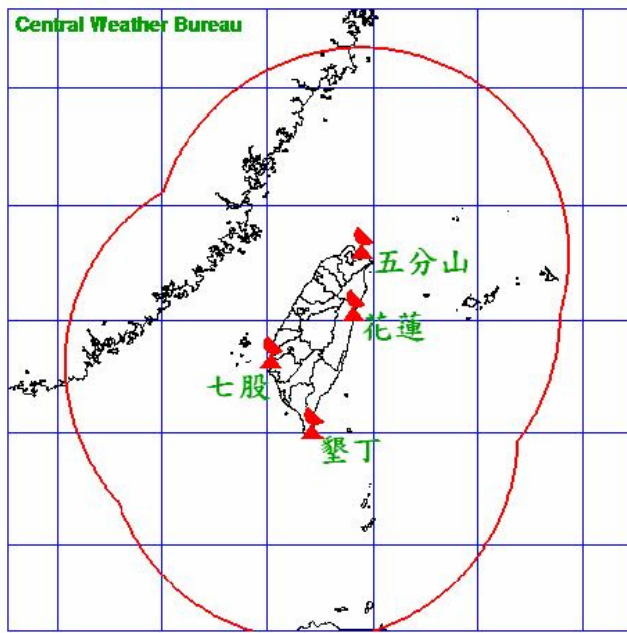


圖 17 雷達站設置地點與有效範圍。

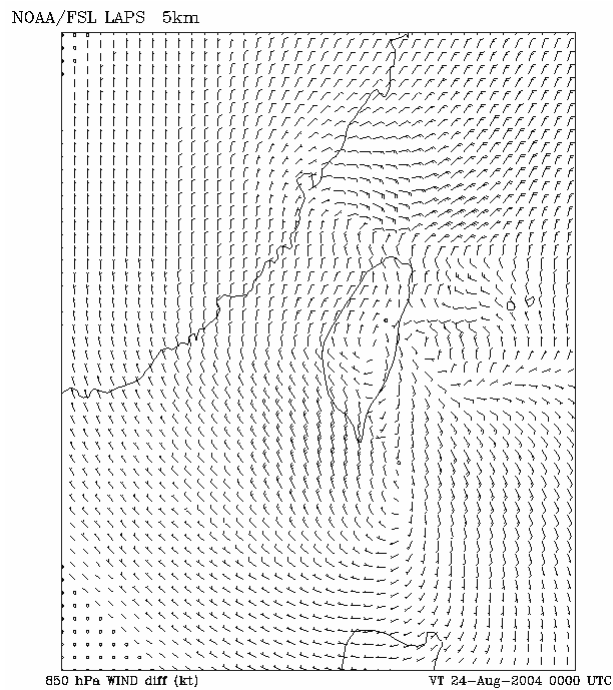


圖 18 影響半徑 240 公里下的 85hPa 水平風場與背景場之差量示意圖。

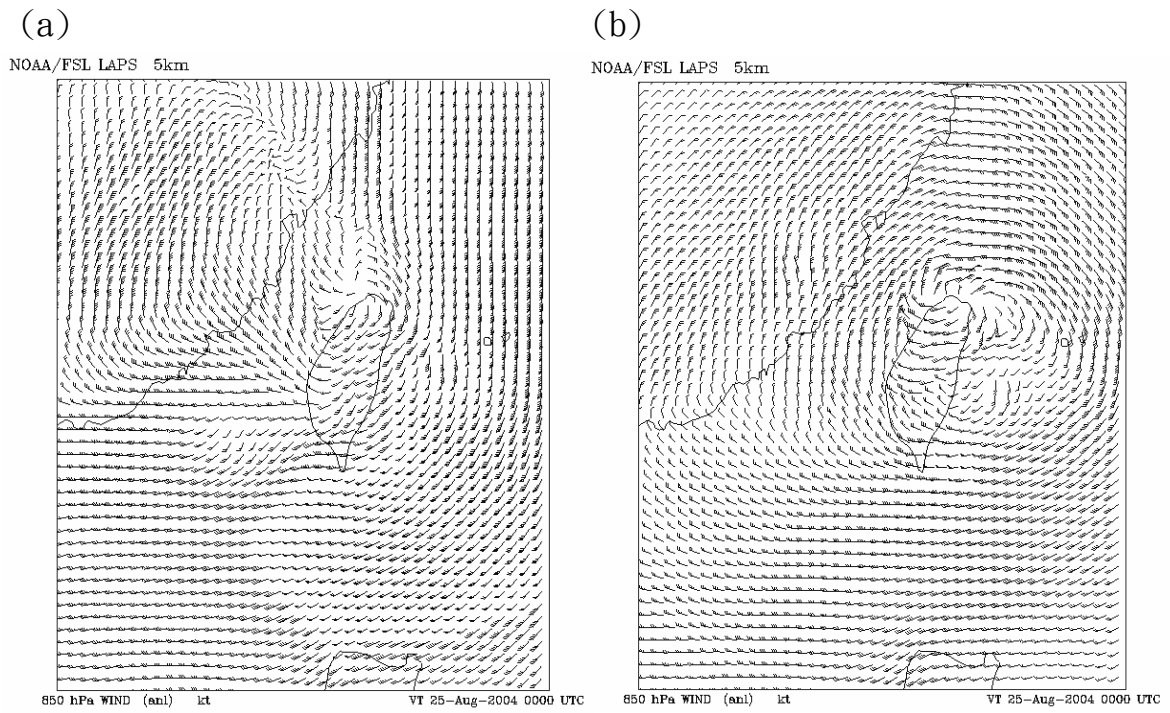


圖 19 850hPa 風場分析場(a)影響半徑 240 公里(b)影響半徑 15 公里。

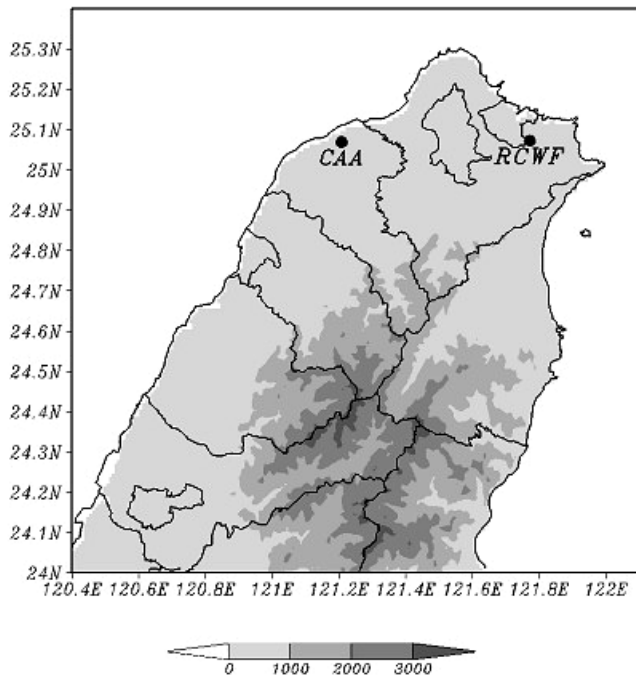


圖 20 民航局中正機場雷達站(CAA)與中央氣象局的五分山雷達站(RCWF)相關位置分布圖。

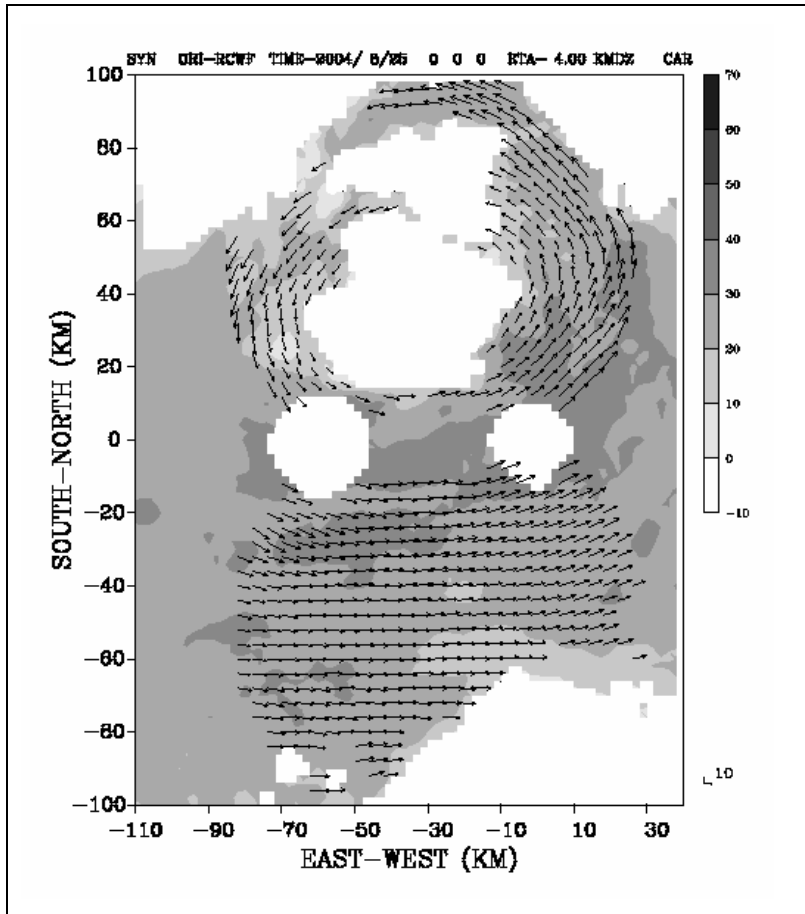


圖 21 雙都卜勒合成資料之範圍與資料示意圖，以五分山雷達為中心，離地四公里之風場與回波場表示之。

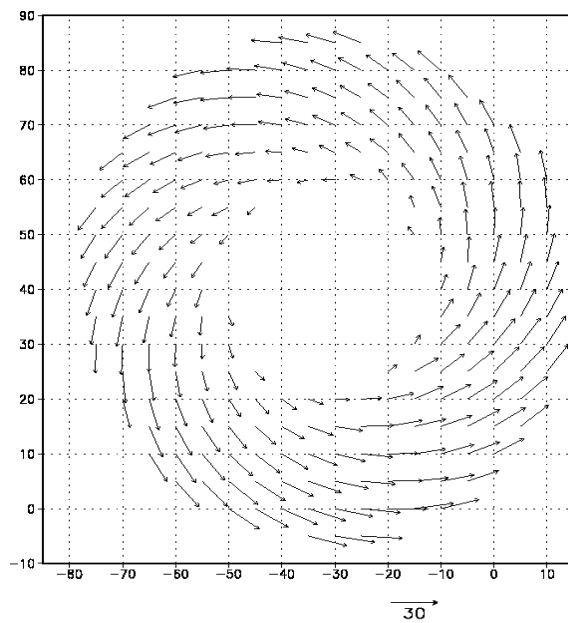


圖 22 GBVTD 法反演之範圍與資料示意圖，以五分山雷達為中心，離地三點七五公里表示其風場環流。

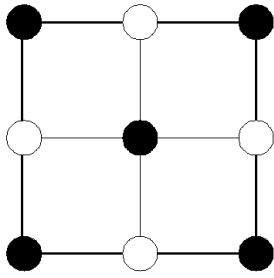


圖 23 同時置入雙都資料與 GBVTD 資料時的水平位置關係圖，黑色圈是 GBVTD 資料，白色圈是雙都資料。

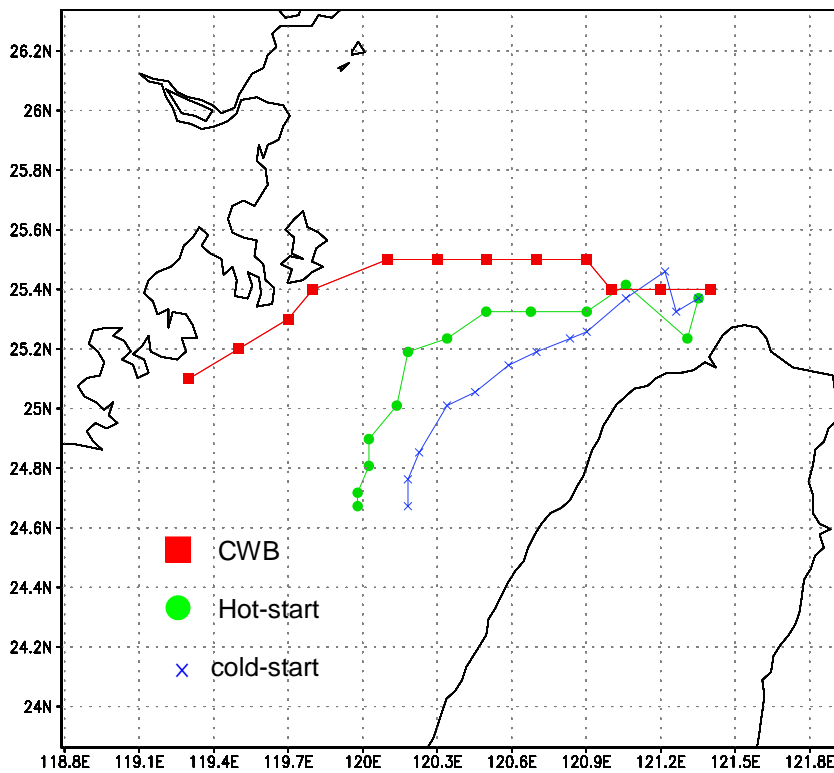


圖 24 cold-start 與 hot-start(控制組)路徑圖。

最低海平面氣壓

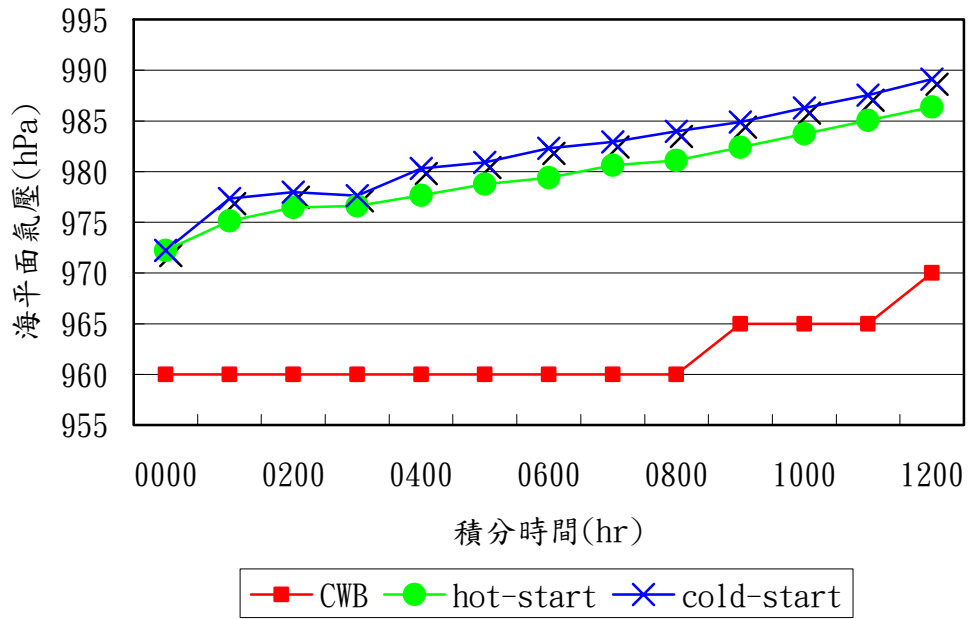


圖 25 cold-start 與 hot-start(控制組)強度圖。

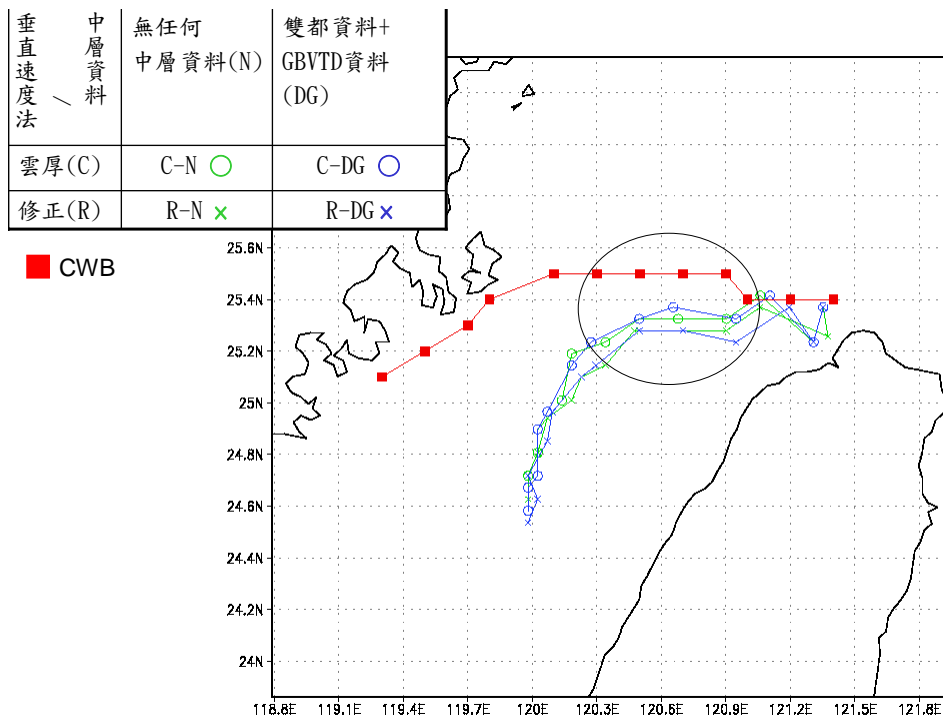


圖 26 四組敏感度實驗路徑圖。

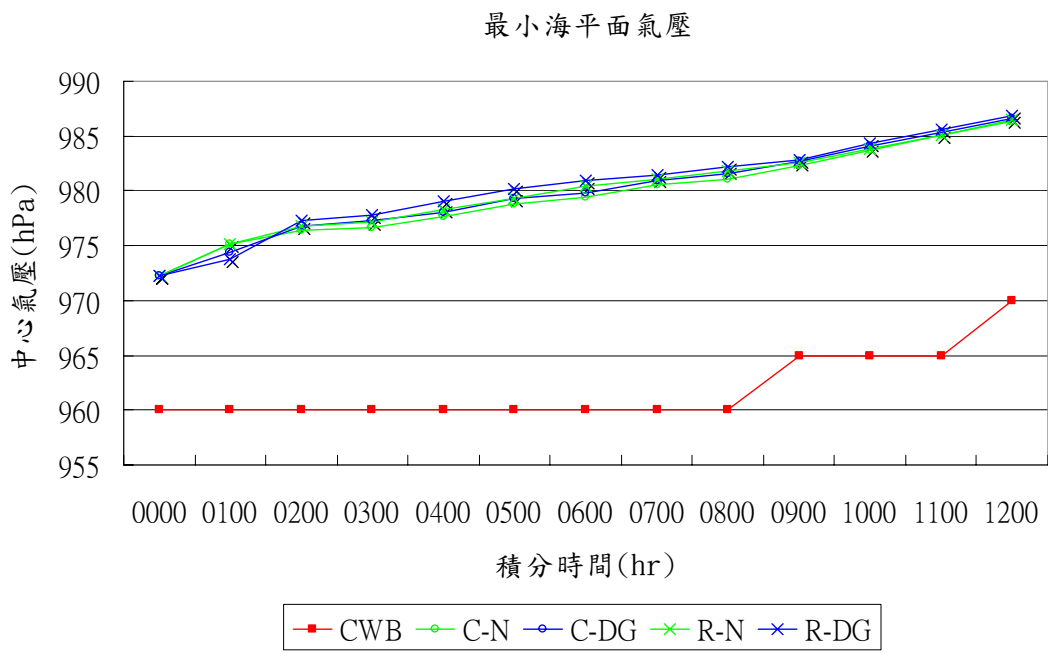
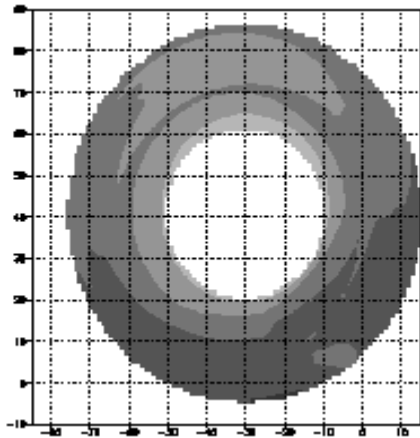
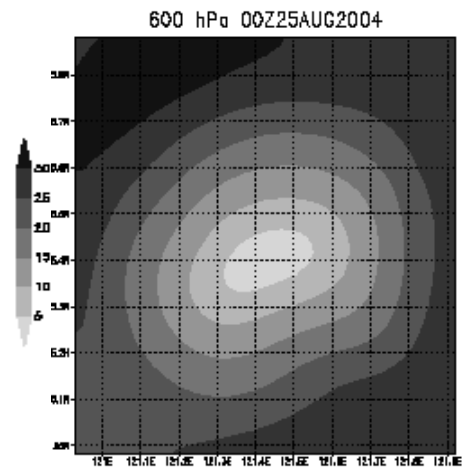


圖 27 四組敏感度實驗強度圖。

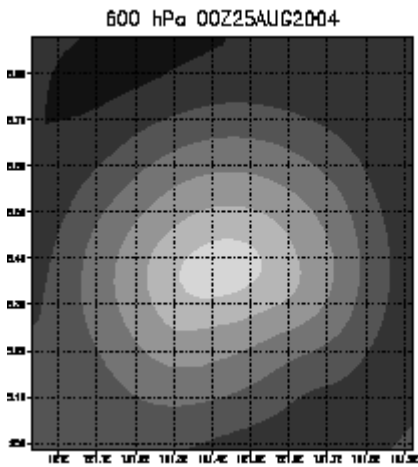
(a) GBVTD



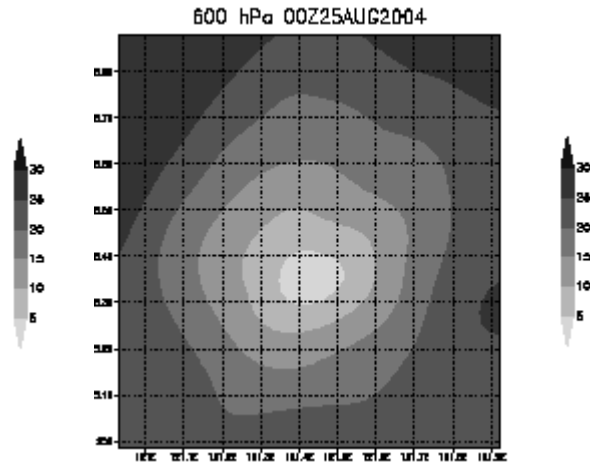
(b) cold-start



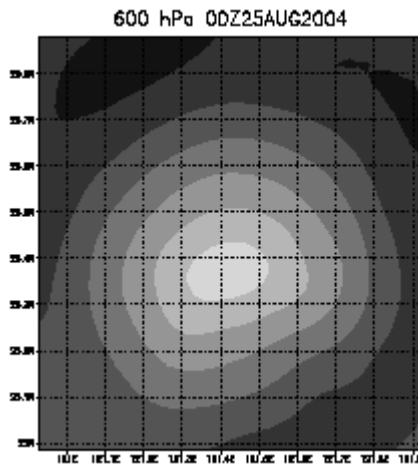
(c) C-N



(d) C-DG



(e) R-N



(f) R-DG

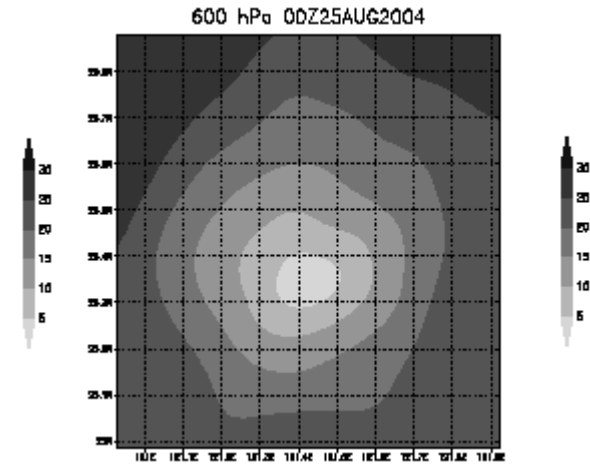
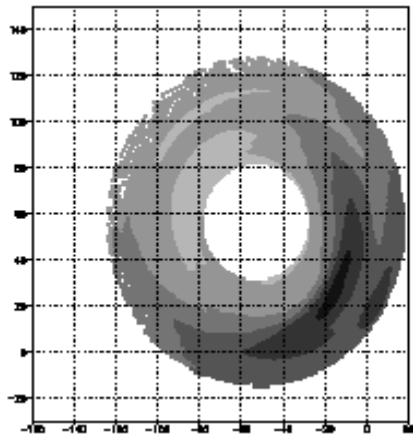
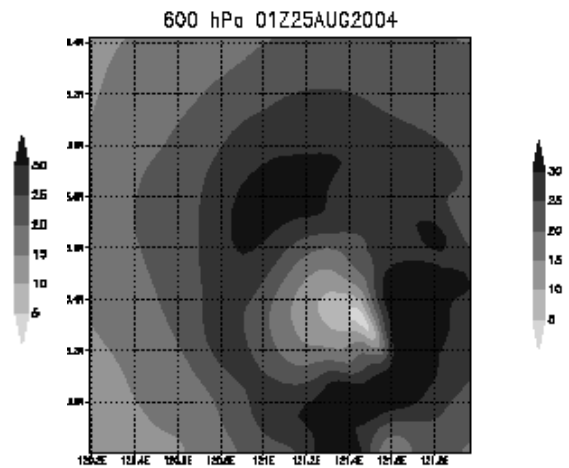


圖 28 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0000UTC, 600hPa 的水平風場(a) GBVTD (b) cold-start (c) C-N (d) C-DG (e) R-N (f) R-DG。

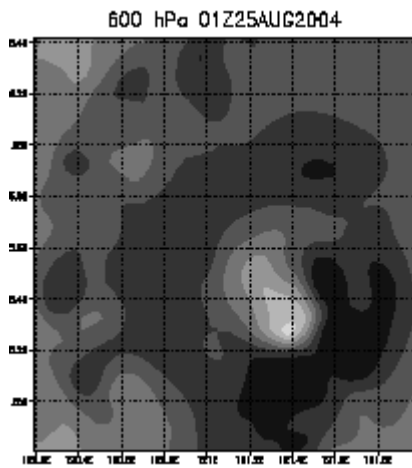
(a) GBVTD



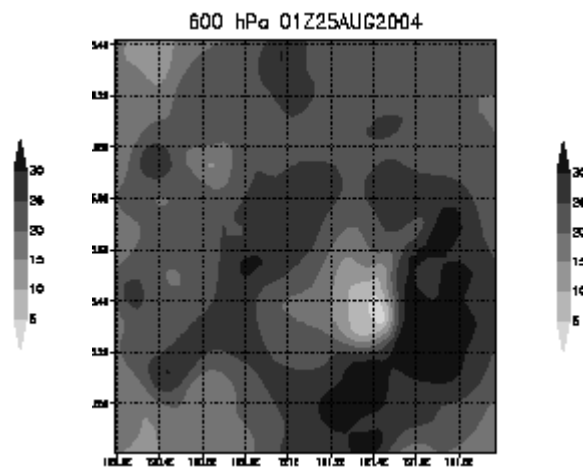
(b) cold-start



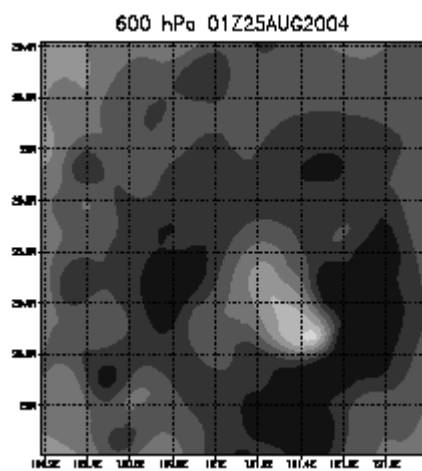
(c) C-N



(d) C-DG



(e) R-N



(f) R-DG

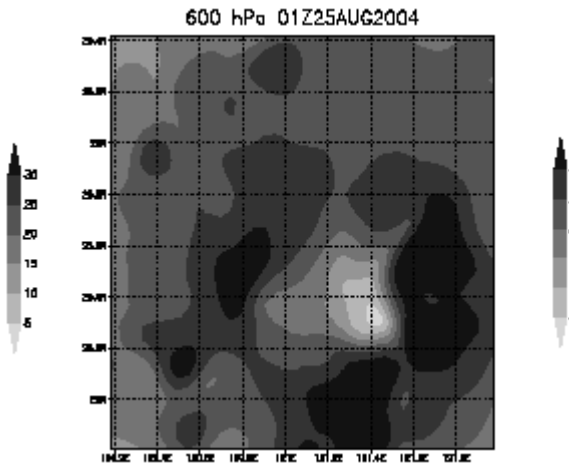
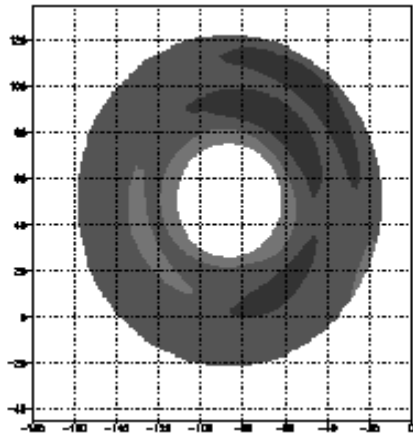
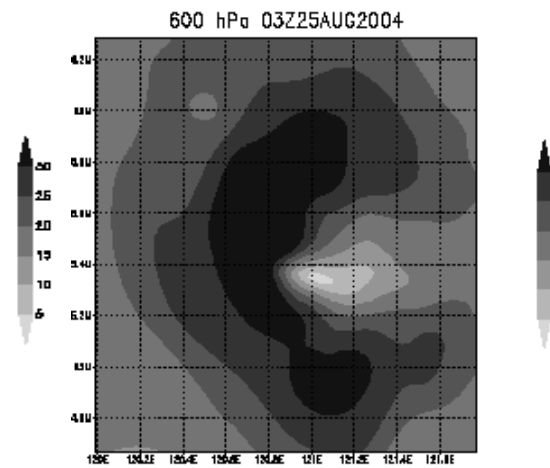


圖 29 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0100UTC，600hPa 的水平風場(a) GBVTD (b) cold-start (c) C-N (d) C-DG (e) R-N (f) R-DG。

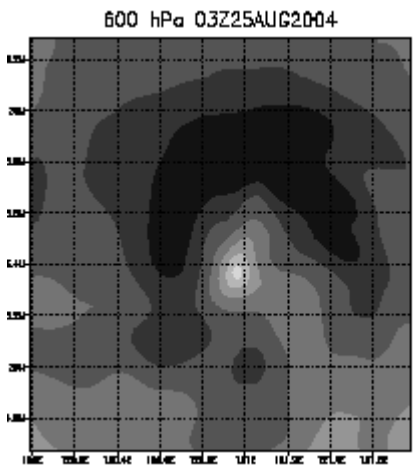
(a) GBVTD



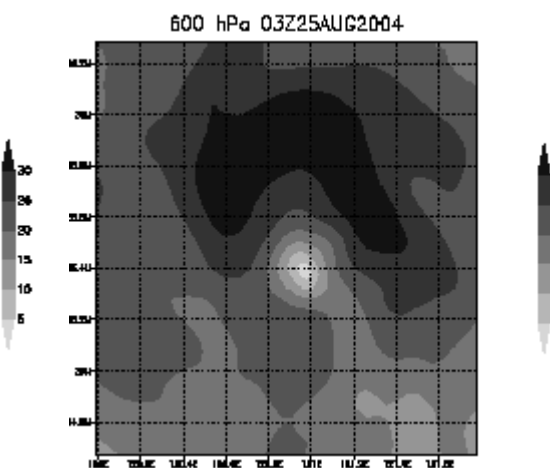
(b) cold-start



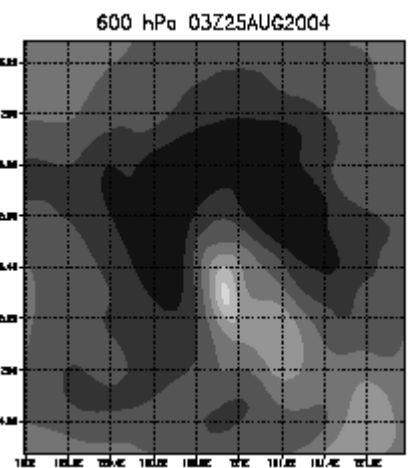
(c) C-N



(d) C-DG



(e) R-N



(f) R-DG

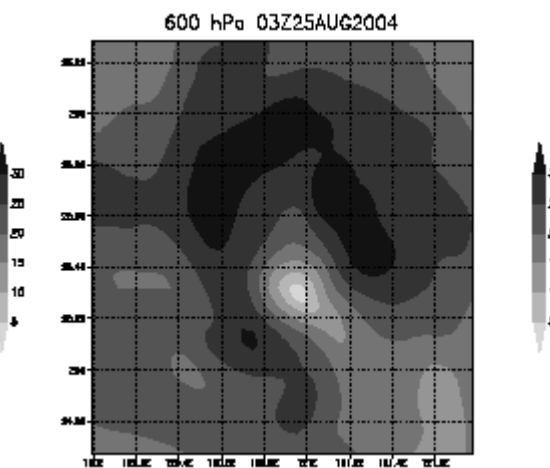
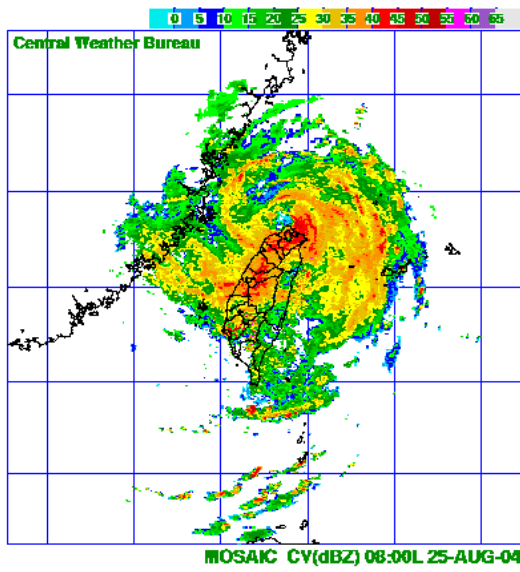
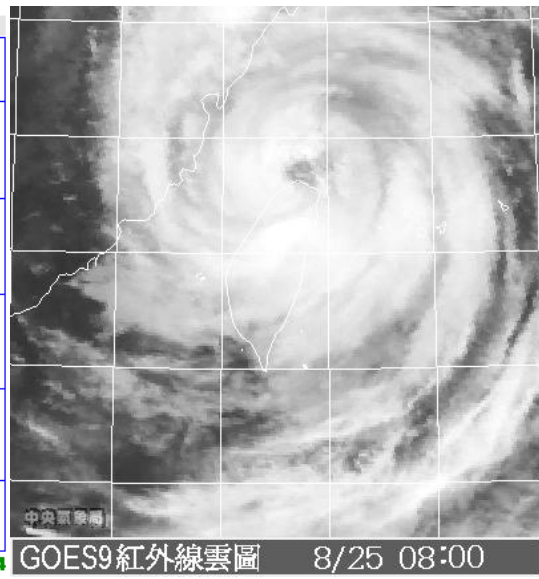


圖 30 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0300UTC, 600hPa 的水平風場(a) GBVTD (b) cold-start (c) C-N (d) C-DG (e) R-N (f) R-DG。

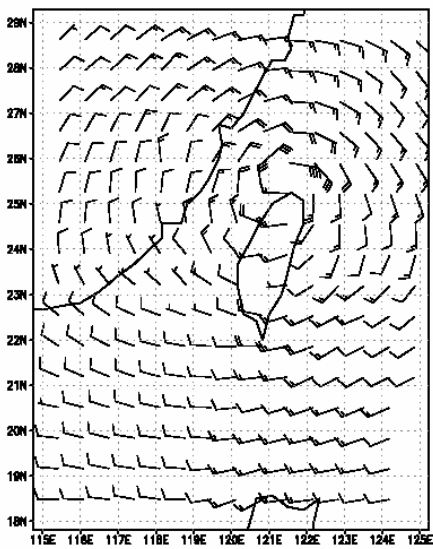
(a) 雷達合成回波



(b) 紅外線衛星雲圖



(c) cold-start



(d) hot-start

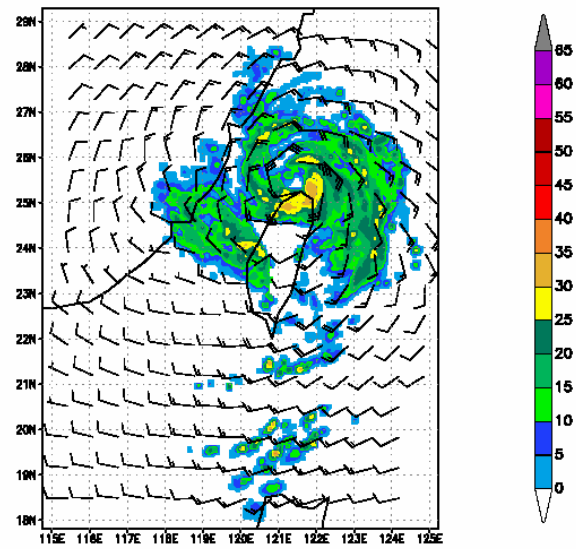
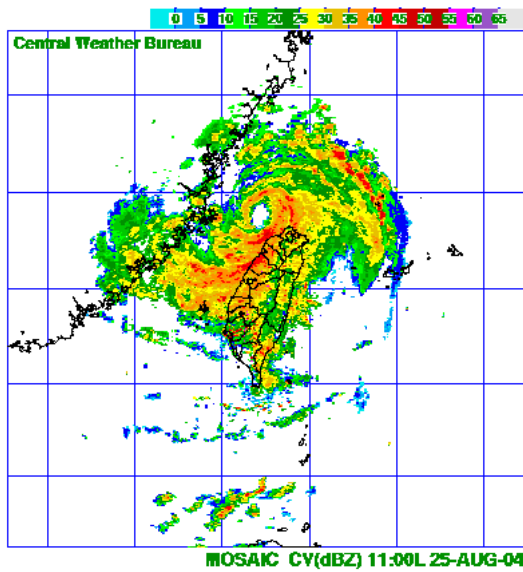
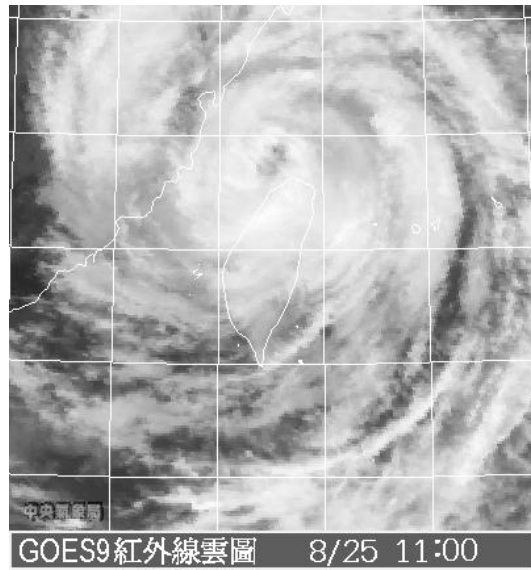


圖 31 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0000UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) cold-start 800 hPa 的風場與回波圖(d) hot-start(C-N) 800 hPa 的風場與回波圖。

(a) 雷達合成回波



(b) 紅外線衛星雲圖



(c) cold-start

(d) hot-start

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:3 dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:3

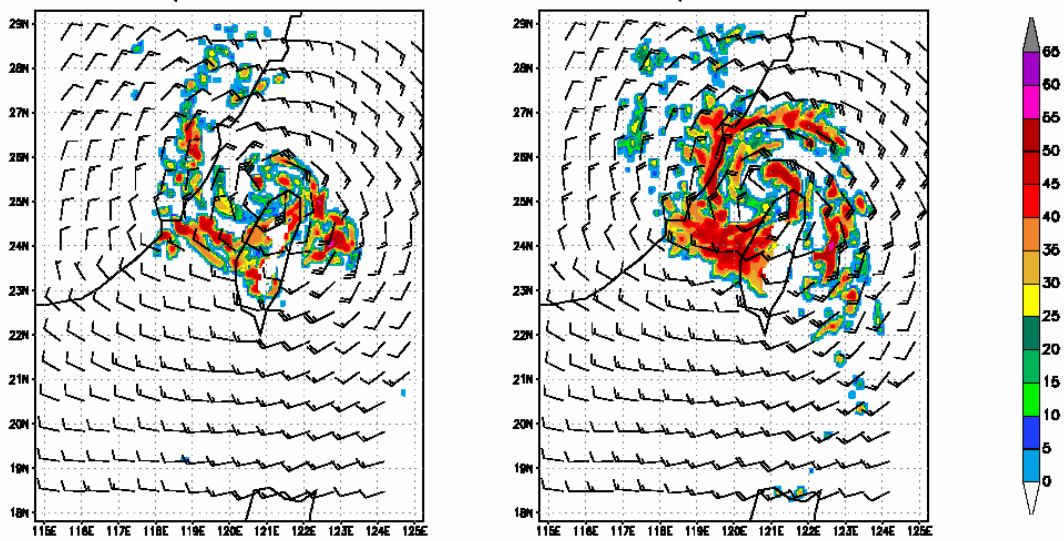
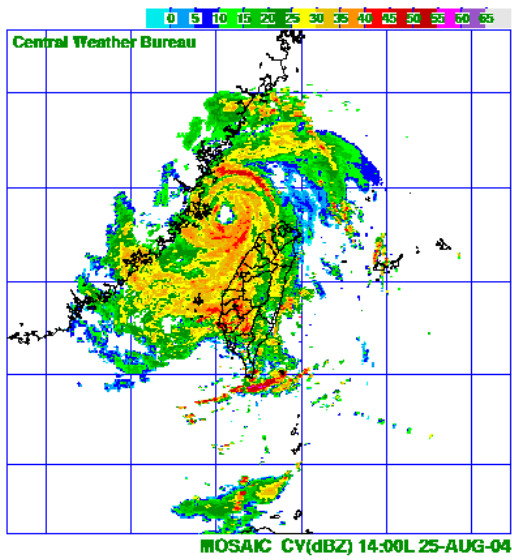
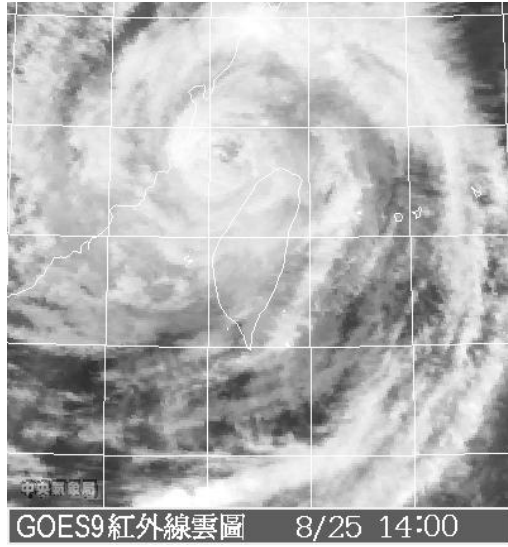


圖 32 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0300UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) cold-start 800 hPa 的風場與回波圖(d) hot-start(C-N) 800 hPa 的風場與回波圖。

(a) 雷達合成回波

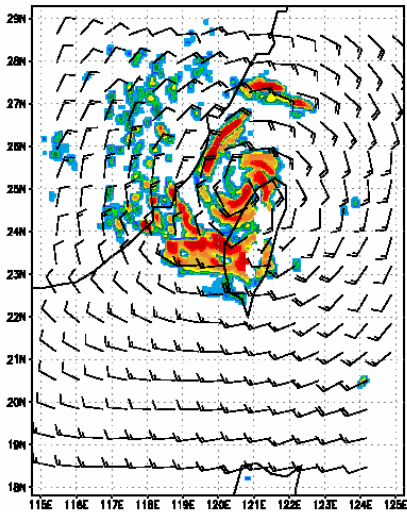


(b) 紅外線衛星雲圖



(c) cold-start

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:6



(d) hot-start

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:6

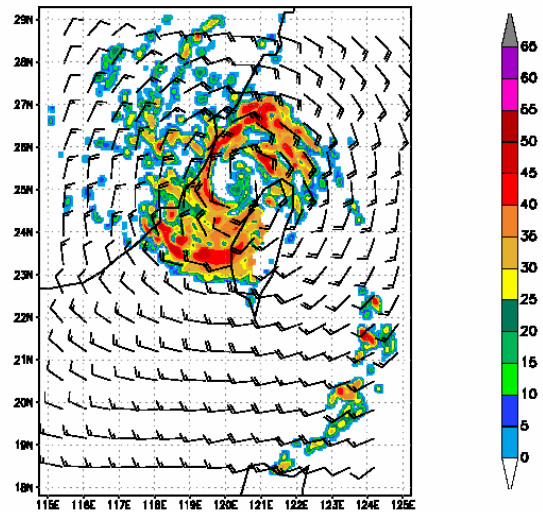
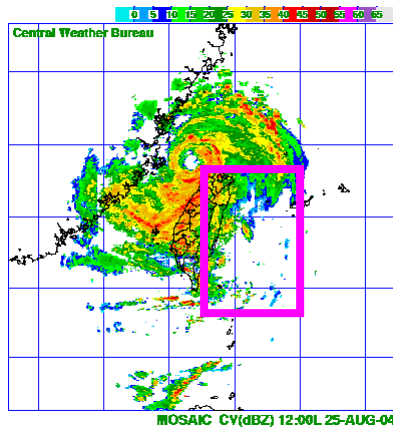


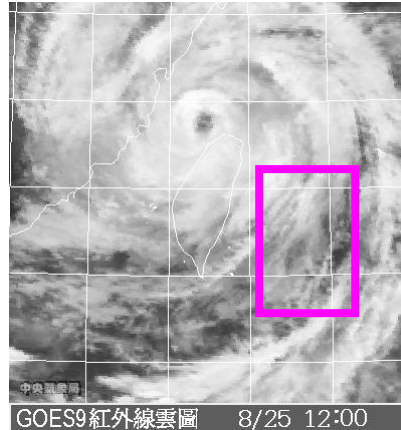
圖 33 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0600UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) cold-start 800 hPa 的風場與回波圖(d) hot-start(C-N) 800 hPa 的風場與回波圖。

(a) 雷達合成回波



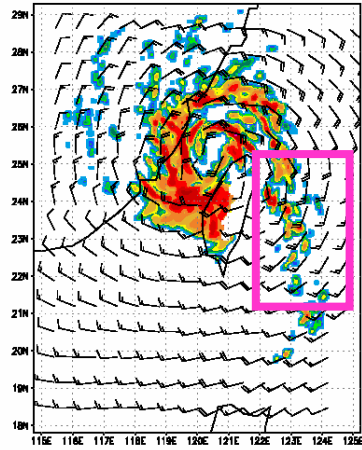
(c) C-N

(b) 紅外線衛星雲圖

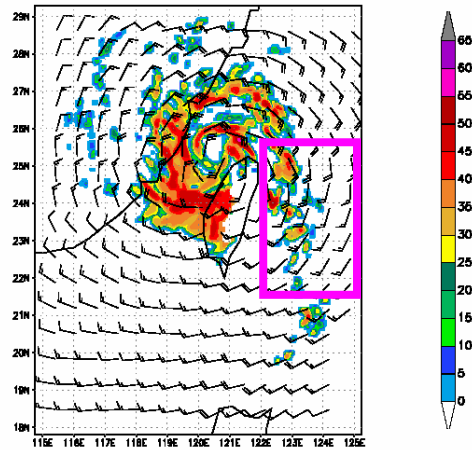


(d) C-DG

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:4



(e) R-N



(f) R-DG

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:4

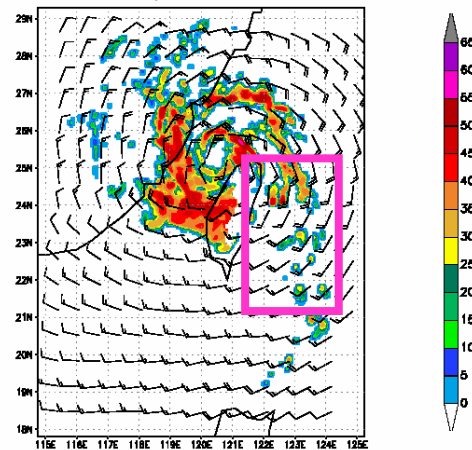
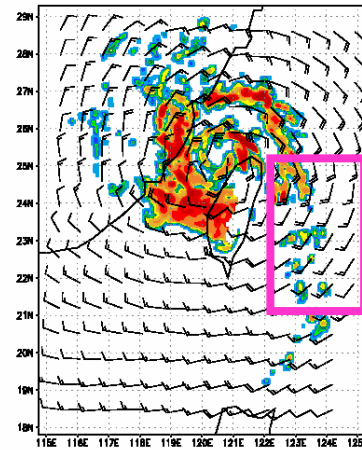
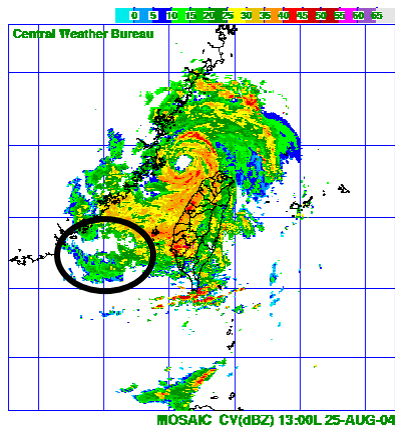
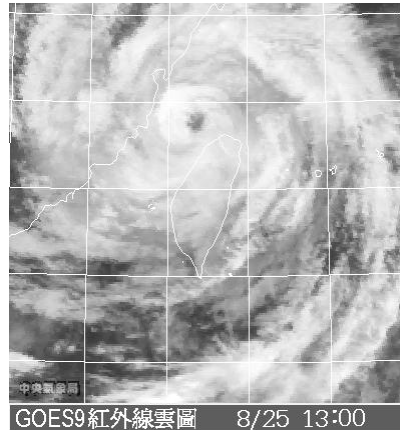


圖 34 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0400UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) C-N 800 hPa 的風場與回波圖(d) C-DG 800 hPa 的風場與回波圖(e) R-N 800 hPa 的風場與回波圖(f) R-DG 800 hPa 的風場與回波圖。

(a) 雷達合成回波

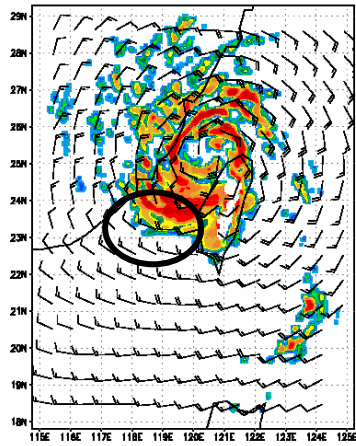


(b) 紅外線衛星雲圖

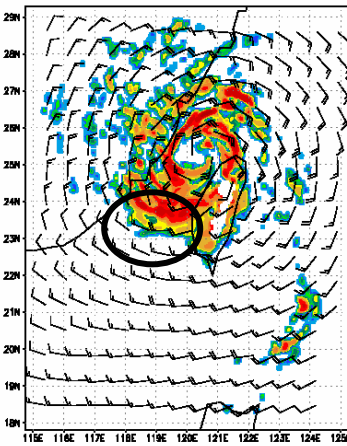


(c) C-N

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:5

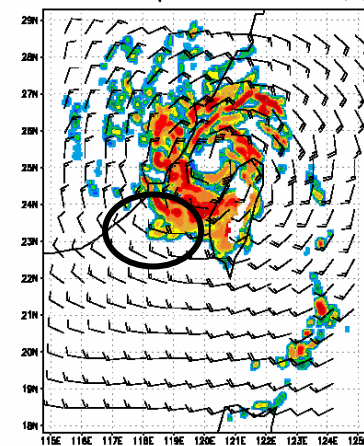


(d) C-DG



(e) R-N

dBz of 800hPa ,simulate time2004:8:25:5



(f) R-DG

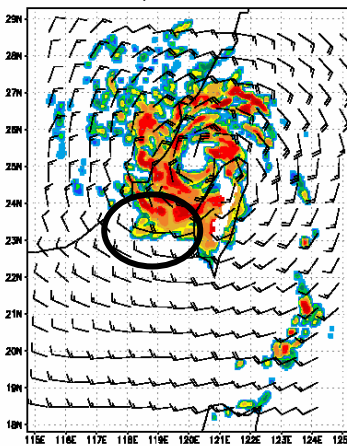


圖 35 觀測與模擬在 2004 年 8 月 25 日 0500UTC 回波圖(a)雷達合成回波 (b)紅外線衛星雲圖(c) C-N 800 hPa 的風場與回波圖(d) C-DG 800 hPa 的風場與回波圖(e) R-N 800 hPa 的風場與回波圖(f) R-DG 800 hPa 的風場與回波圖。

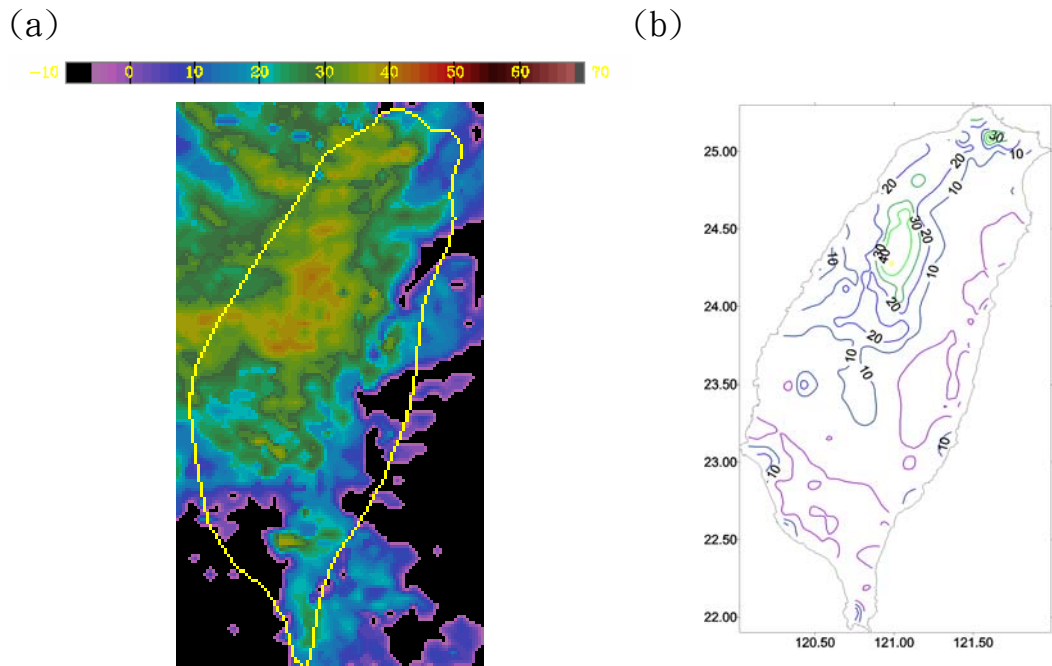


圖 36 (a) 2004 年 8 月 25 日 0013UTC 七股雷達回波圖。(b) 2004 年 8 月 25 日 0000UTC 到 0100UTC，單小時的地面觀測累積雨量。

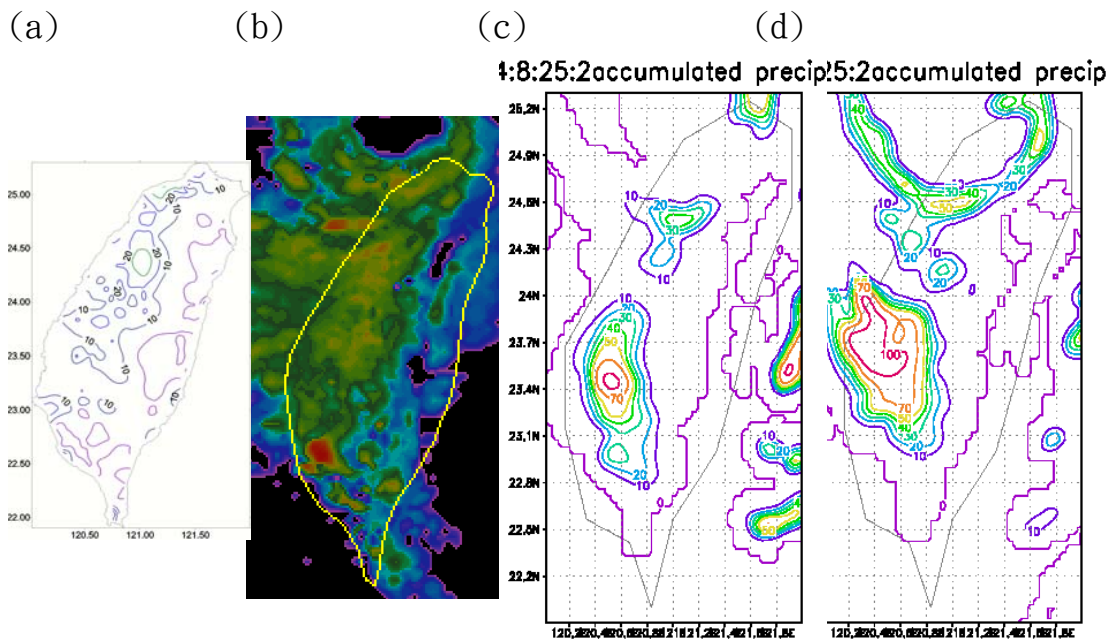


圖 37 (a) 2004 年 8 月 25 日 0100UTC 到 0200UTC，單小時地面觀測累積雨量圖(b)2004 年 8 月 25 日 0200UTC 七股雷達觀測回波圖(c) cold-start 模擬第一個小時到第二個小時的單小時累積雨量圖(d) C-N 模擬第一個小時到第二個小時的單小時累積雨量圖。

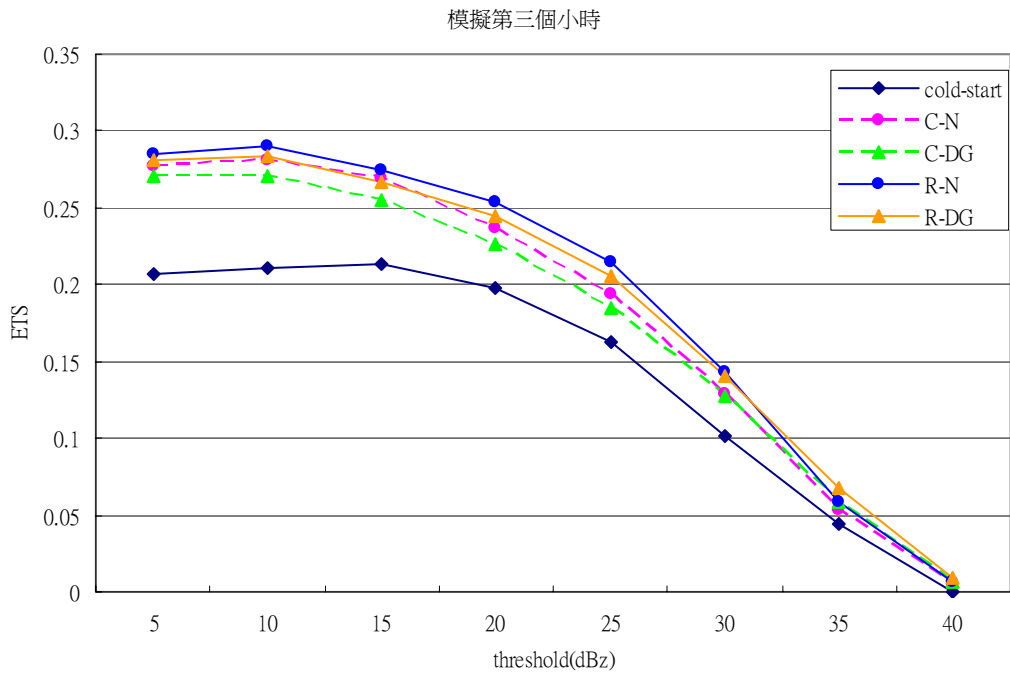


圖 38 初始時間模擬第三個小時的 ETS。

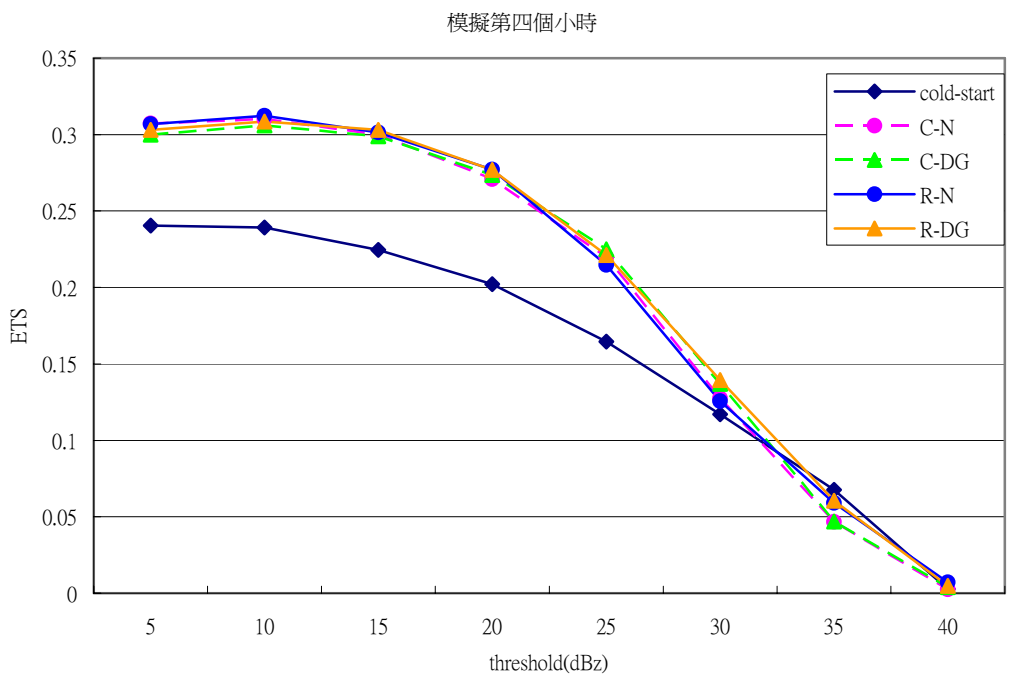


圖 39 初始時間模擬第四個小時的 ETS。

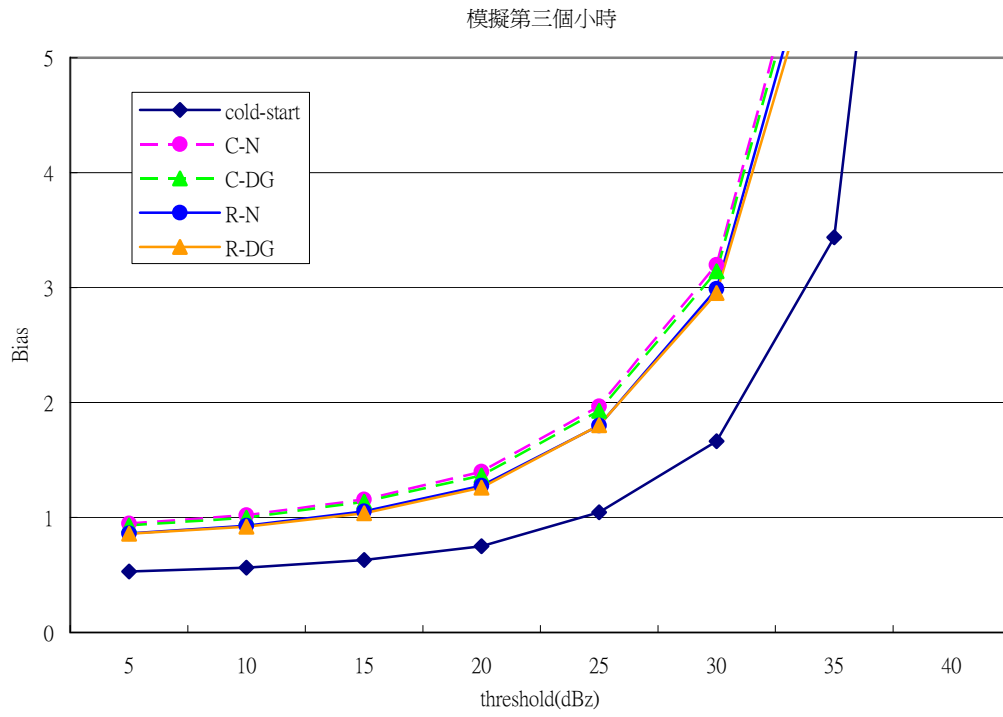


圖 40 初始時間模擬第三個小時的 Bias。