

西南共伴型颱風引發澎湖地區強降水事件 之數值模擬研究

蔡明憲¹ 汪建良² 侯昭平² 何台華^{3*}

¹國防部陸軍司令部軍事情報處

²國防大學理工學院環境資訊及工程學系

³龍華科技大學觀光休閒學系

(中華民國一〇三年三月二十日收稿；中華民國一〇三年九月二十九日定稿)

摘 要

2008年卡玫基(Kalmaegi)颱風與西南氣流共伴在台灣中南部引發豪雨成災，更在澎湖創下了最高日雨量紀錄。本研究使用WRF (Weather Research and Forecasting Model)模式V3.1.1版，以數值模擬方式進行研究，探討卡玫基颱風影響台灣期間與西南氣流有何交互作用，在無地形舉升作用的澎湖地區如何產生強降水系統。

中央氣象局雷達回波合成CV (column vector, 垂直最大回波)圖顯示，澎湖地區發生強降水期間內，有一東西向強線狀回波於澎湖地區滯留長達6小時。模擬結果亦顯示，颱風中心出海時，西南氣流與颱風外圍環流在澎湖地區輻合，形成一條東-西走向的對流雨帶在澎湖地區造成強烈的上升氣流，並進而形成強降水。在卡玫基颱風中心持續向西北移動的同時，此雨帶並未立即向西北移動，而是逐漸轉成東北-西南走向；約6小時後，雨帶減弱，同時向北移動離開澎湖地區。

以氣塊軌跡分析發現，不同高度的輻合氣流其來源有所不同，低層為颱風環流與西南氣流輻合；而高度3000 m以上，則是颱風環流與來自大陸上空之西風氣流輻合。颱風環流與西風氣流的熱力秉性不同，前者較暖濕、後者較冷乾，於是西風氣流扮演「障壁(barrier)」的角色迫使颱風環流舉升，而形成

*通訊作者：E-mail: thhor@mail.lhu.edu.tw

雨帶對流降水。此西風氣流在大陸上空時，風速便逐漸向下游增強，在到達輻合區強迫颱風環流舉升後，仍持續加速，但轉向沿台灣西側北上，風速最大達 36 m s^{-1} 以上。

關鍵字：卡玫基颱風、西南氣流、輻合、強降水、WRF 模式

一、前言

2008 年西北太平洋編號第 7 號颱風卡玫基（移動路徑如圖 1a），7 月 15 日 0600 UTC 於菲律賓呂宋島東方海面生成，不久後向北北西方向移動，朝台灣東部沿海靠近。17 日 1340 UTC 由宜蘭縣南部登陸，2320 UTC 由桃園附近出海，18 日 0950 UTC 進入大陸福建繼續向北移動。中央氣象局雷達回波合成 CV 圖（column vector, 垂直最大回波）顯示，澎湖地區發生強降水期間內，有一東西向強線狀回波於澎湖地區滯留長達 6 小時。

卡玫基颱風影響台灣期間總計造成 21 人死亡、8 人受傷、5 人失蹤，以及 12 億元以上的經濟損失。其侵台期間之強度雖僅達輕度颱風，卻造成可觀的生命財產損失，主要乃因其降水特性為短延時之超大豪雨（累積雨量如圖 1b）。而在卡玫基颱風出海後，7 月 18 日 0000 UTC 至 0600 UTC 之間，於澎湖地區所形成之強降水雨帶，滯留時間約 6 小時，澎湖測站觀測到 368 mm 的雨量，平均時雨量超過 60 mm。此一雨帶之形成與變化，可能受制於颱風環流與西南氣流之間的交互作用。

李與蔡(1995)利用桃園中正機場都卜勒雷達的觀測資料，針對亞力士(1987)、莎拉(1989)、歐菲利(1990)、楊希(1990)四個侵台颱風進行分析，探討颱風侵台時所伴隨雨帶之特徵；其研究結果依雨帶出現的位置以及雷達資料所顯示的回波特

性，將侵台颱風伴隨的雨帶歸納為六類，分別為：(1)出現於颱風前方的颱風外圍雨帶，(2)在地形斜坡上近似滯留的地形雨帶，(3)颱風登陸前於眼牆對流前緣生成的主要雨帶，(4)位於颱風後方伴隨於西南氣流的雨帶，(5)自眼牆周圍分離出的雨帶，以及(6)海上對流組織而成的雨帶。其中伴隨西南氣流之雨帶特徵為「上游為胞狀回波結構，但下游則轉為層狀回波型態」、「均出現於颱風後方」、「不隨颱風旋轉或移動」。

Barnes et al. (1983)以機載都卜勒雷達觀測 1981 年的颶風 Floyd，結果指出颶風雨帶在高度 3 公里以下有來自雨帶外緣的內流，而雨帶的上游及中游為胞狀結構，往下游則胞狀降水頻率減少，轉為層狀降水；Hence and Houze (2008)於 2005 年以兩架飛機各搭載兩台（共計四台）機載都卜勒雷達對 Katrina 及 Rita 兩個颶風進行觀測分析，進一步歸納出颶風環流與外部氣流輻合形成的雨帶的運動場結構，對流胞低層為颶風環流與外來氣流的輻合區，導致上升運動的發生，氣流及回波場隨高度向外傾斜，氣流至高層轉而向外輻散；而氣流的上升運動使得 3 到 4 公里以下高度的位渦度增加，進一步使得約在 4 公里高度的水平風第二大區(SHWM, Secondary Horizontal Wind Maximum)強度加大，形成噴流。

2004 年的敏督利(Mindulle)颱風是一個因西南氣流引發豪大雨的個案，其外圍環流與引進之西南氣流交互作用，造成台灣中西部的豪大雨導致嚴重災害。敏督利北移離開台灣期間，台灣海

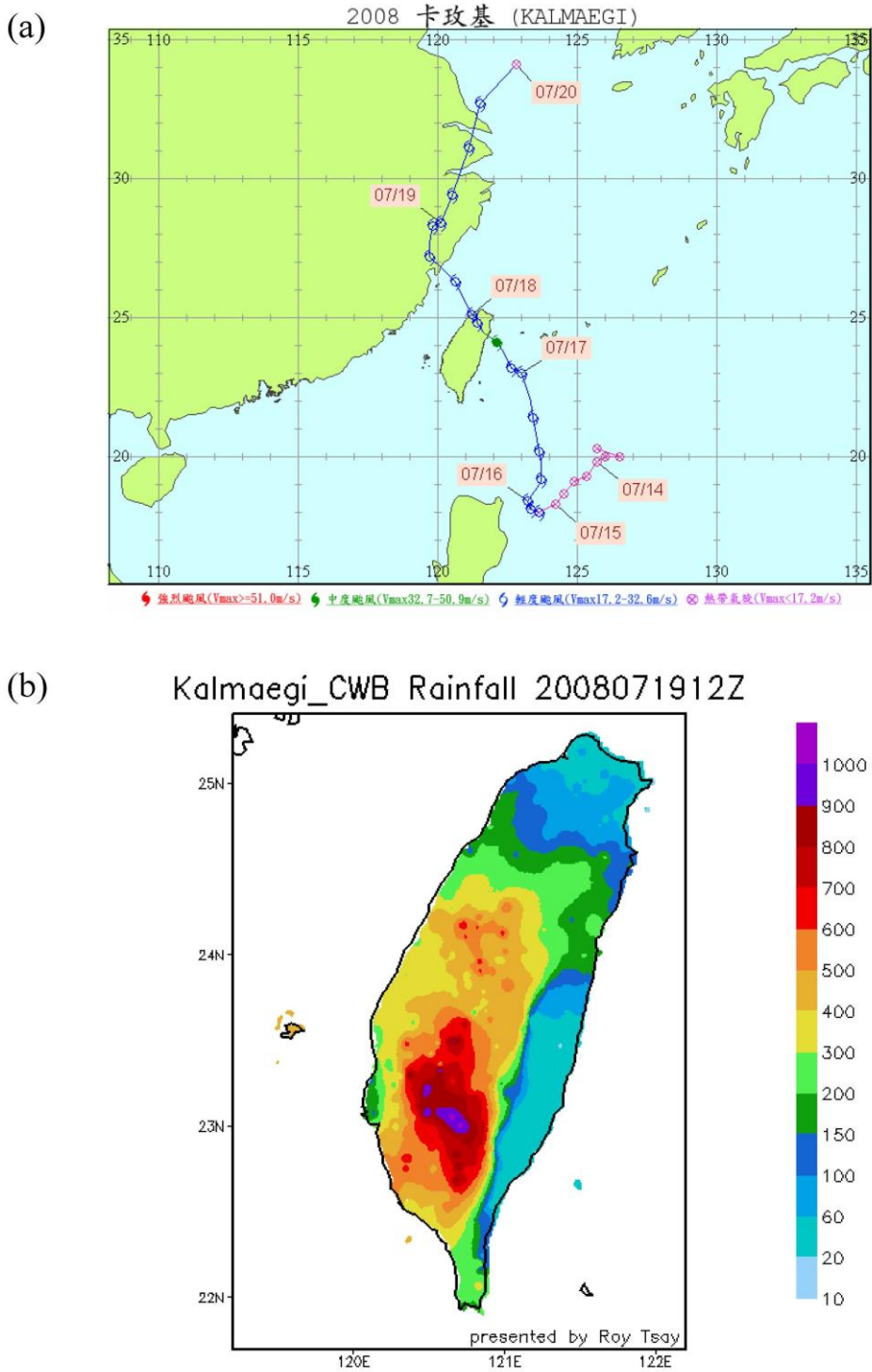


圖 1 (a)卡攻基颱風路徑圖、(b)2008 年 7 月 16 日 0000 UTC 至 19 日 1200 UTC 累積雨量圖 (資料來源：中央氣象局、大氣研究資料庫)。

峽南邊發展出延伸至海南島附近的帶狀輻合。至於敏督利影響台灣期間造成豪大雨的現象也分析出四點原因：(1)颱風外圍環流與西南氣流的輻合，(2)潮濕且溫暖的西南氣流，(3)菲律賓東側的高壓系統，以及(4)台灣的地形效應（柳，2006；Chien et al., 2008; Lee et al., 2008）。徐(2005)則利用 WRF 模式做敏感度測試，結果顯示台灣地形與南海暖濕空氣對於敏督利影響台灣期間造成豪大降水的重要性。

由上述的研究發現，雨帶的形成和氣流的輻合有很高的關連性，因此本研究以颱風環流與西南氣流在澎湖地區如何交互作用、所形成局部環流之結構為探討方向。

二、實驗設計

本研究使用 WRF 模式進行數值模擬，模式版本為 V3.1.1 版。網格資料使用美國 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) FNL 全球分析場作為模式模擬之初始場及模擬中之邊界場，資料水平空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直空間解析度為 27 層，時間解析度為每 6 小時 1 筆資料。以 4 層巢狀網格 D01、D02、D03、D04（圖 2），垂直層數為 45 層，模式層頂為 30 hPa，D01 水平間距 27 公里，網格點數 $90^\circ \times 70^\circ$ ，中心位於 115°E 、 22°N ；D02 水平間距 9 公里，網格點數 106×136 ；D03 水平間距 3 公里，網格點數 166×172 ，D04 水平間距 1 公里，網格點數 181×181 ；使用雙向方式模擬。模擬時間自 2008 年 7 月 14 日 1200 UTC 起至 2008 年 7 月 19 日 1200 UTC 止，進行 120 小時積分。參數化法組合方面，微物理使用 Morrison double-moment scheme、積雲使用 new Grell 3d ensemble cumulus scheme（用於 D01、D02、D03、D04 不使用積雲參數化法）、

長輻射參數化使用 RRTM scheme，短波參數化使用 Goddard shortwave scheme、邊界層使用 Asymmetric Convective Model version 2。模擬結果輸出時間間隔為 10 分鐘。模擬結果分路徑、強度、降水等方面分別進行校驗；其中降水校驗使用中央氣象局自動雨量觀測資料。卡玫基颱風影響台灣期間，中央氣象局共有 385 個自動雨量站，將記錄顯示 9996、9997、9998、9999 之錯誤記錄筆數達 10% 以上之測站捨去不用，進行資料檢定後捨去 31 個測站，餘下 354 個雨量站資料；由 7 月 16 日 0000 UTC 至 19 日 1200 UTC 共 84 小時期間，以每 24 小時累積雨量取一樣本、每小時取樣一次之方式取樣 61 次，計 $61 \times 354 = 21594$ 筆雨量資料，進行降雨量模擬校驗；門檻值共 10 組：50、70、100、130、160、200、250、350、450、600 mm。

三、模擬結果校驗

本研究模擬的颱風路徑（圖 3a）在初期均向西移動（圖未示），後轉而向北，在登陸前才和最佳路徑逐漸靠近；登陸期間的路徑則相當一致，但在通過台灣期間移動速度略有誤差，模擬登陸時間較觀測延後約 1 小時 50 分，而通過台灣期間移速較觀測為快，使得模擬颱風出海較觀測提前約 3 小時 40 分，但出海後移速又較觀測為慢。綜合這些因素，導致模擬之澎湖地區降水，有提前發生而持續時間較久的結果。由於登陸期間的路徑模擬良好，且本研究探討澎湖地區發生強降水事件時間為中心出海後數小時，此時段路徑差異不大，不致影響降水機制的分析。

在颱風強度方面，模擬颱風中心最低氣壓為 974.3 hPa，與觀測記錄 970 hPa 相當接近；在降水的校驗上，由累積雨量圖（圖 3b）顯示西南部

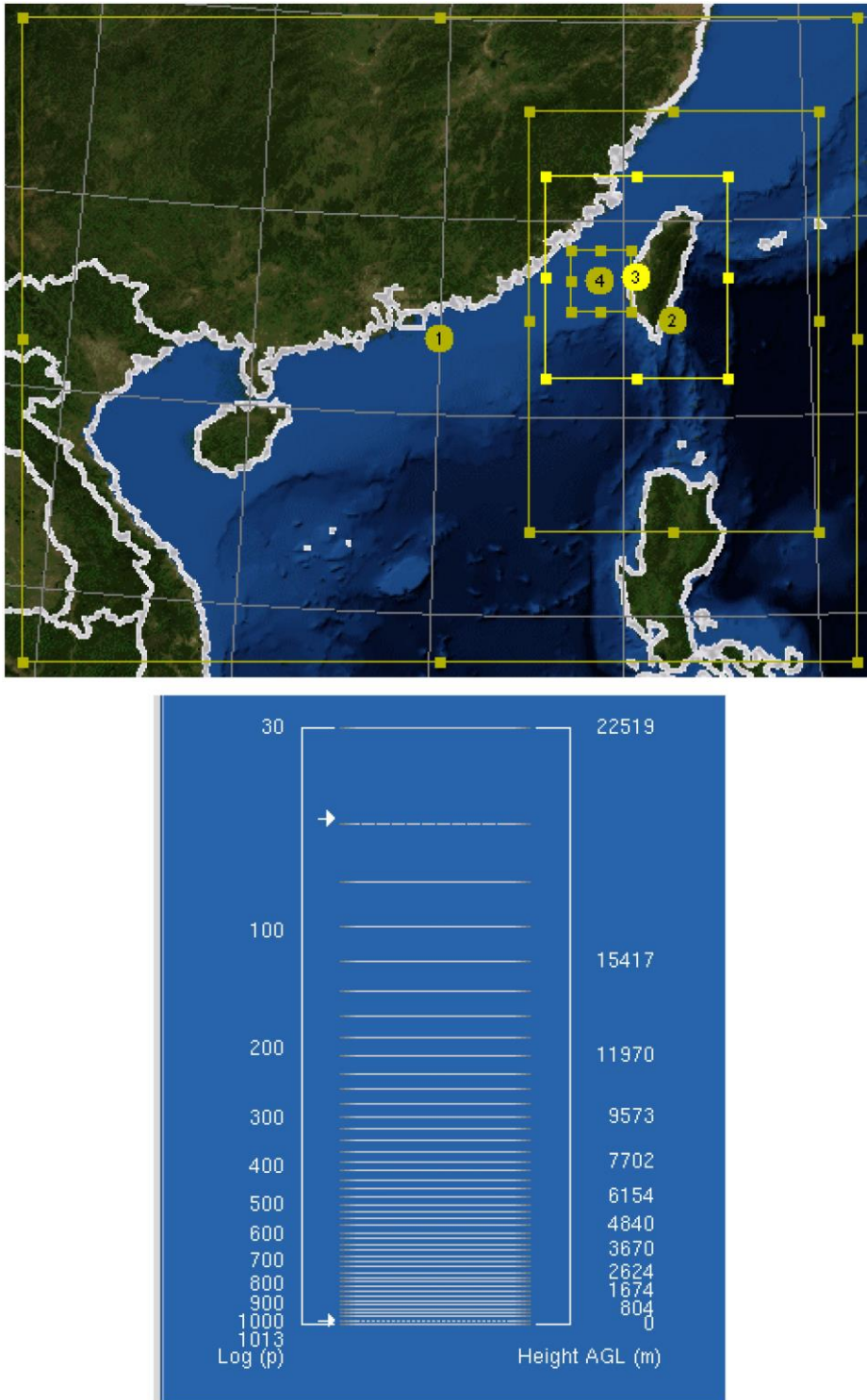


圖 2 巢狀網格積分範圍及垂直分層圖。

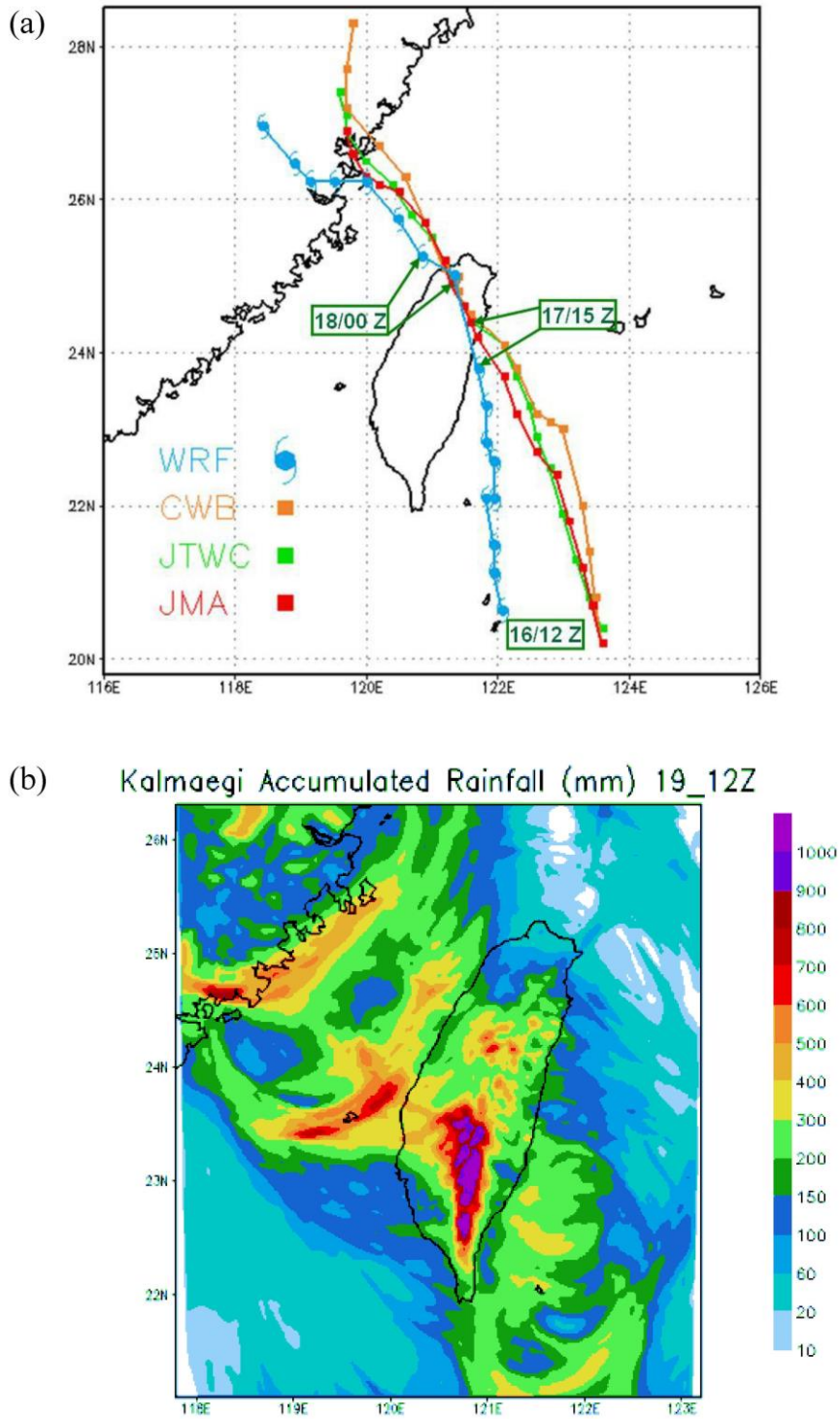


圖 3 (a) 2008 年 7 月 16 日 1200 UTC 至 18 日 1800 UTC 卡玫基颱風路徑圖，間隔為 3 小時，各色圖示分別代表模擬結果(D02)及各作業機構定位路徑、(b) 2008 年 7 月 16 日 0000 UTC 至 19 日 1200 UTC 模擬累積雨量圖 (D03)。

平地累積降水有低估現象；定量得分方面，運用圖 4a 之累積雨量門檻值計算所得之平均公正預兆得分為 0.38，其中以 160 mm 為門檻值計算所得之公正預兆得分 0.5 最高，以 200 mm 以下降雨量為門檻值所計算之公正預兆得分，可超過平均公正預兆得分，表現較佳，但以 600 mm 降雨量為門檻值計算所得之公正預兆得分 0.15 最低。另外，圖 4a 中平均偏倚得分為 0.79，且超過降雨量 100 mm 後，雨量越大、偏差明顯變大的特性；而澎湖測站的降水亦成功模擬出強降水的特性，但發生時間提前約 3 小時（圖 4b）。

由模擬(D03)與觀測雷達回波圖的比較(圖 5)顯示，在澎湖地區發生強降水的時間內，回波圖上也都顯示出有一持續長時間（約 6 小時）的帶狀回波。且由模擬(D04)的 850 hPa 水平風場與 CWB 七股雷達觀測之徑向風場的比較（圖略），在模擬中強降水發生期間澎湖附近 850 hPa 高度存在一強風軸；其投影在七股雷達所在位置的徑向風場，也與觀測 1.5 km 定高面徑向風場相似。由以上驗證推論在澎湖地區發生的降水過程，本研究之模擬與實際情況具有相當的一致性，因此，以下就模擬結果，對可能的降水機制進行討論。

四、降水機制分析

(一) 局部環流與降水機制

在李與蔡(1995)的研究中，伴隨西南氣流的雨帶有「出現於颱風後方」及「不隨颱風旋轉或移動」的特性，本實驗亦確實模擬出此特性。而由澎湖測站觀測降水記錄顯示，降水強度超過 45 mm hr⁻¹ 的時間共長達 5 個小時，這段時間內雷達回波圖均顯示有一東西向強線狀回波出現於澎湖

地區。

圖 6 顯示出在模擬中澎湖自開始到結束長達 7 小時的強降水期間（7 月 17 日 2100 UTC 到 18 日 0400 UTC），各高度水氣輻合場的積分(D03)。可看出強降水發生期間，在低層(925 hPa)有極大量水氣在澎湖輻合，而隨著高度的增加，水氣輻合量則明顯遞減。

為瞭解輻合是否在澎湖地區造成對流的情形，我們沿澎湖所在經度(119.6°E)切一南北向剖面，由每 10 分鐘輸出一筆的資料，觀察輻合與對流發生的情形(D03)。圖 7 為自 24°N 到 22.5°N 的縱剖面圖，高度為 1000 hPa 到 100 hPa，黑色虛線表澎湖測站所在位置(~23.6°N)；其中色階的部分為緯向風速與水氣混合比的乘積，代表緯向水氣通量。首先在 7 月 17 日 1200 UTC 時（圖 7a），北側區域近地面為北風，向南則逐漸轉為西北風至西風，在 22.5°N 到 23.5°N 之間風速較大，水氣通量也較大，垂直速度均小於 1 m s⁻¹。3 小時後（圖 7b），水氣通量大值區由南向北延伸，厚度也逐漸增加，此時尚未發生強烈對流；2130 UTC 時（圖 7c），在澎湖地區高度 700 hPa 以下顯有輻合造成垂直速度 4 m s⁻¹ 的上升運動，同時在約 23.3°N 的位置的輻合，造成垂直速度達 14 m s⁻¹ 的強上升運動，這說明了輻合區位置的改變可能使對流強度產生差異，而這兩個區域也是水氣通量較大的區域，易於產生降水現象；2140 UTC 時（圖 7d），上述強上升運動可能因西南氣流而向北平流至澎湖測站，因此環境風場的輻合區同樣移動至澎湖測站，此時垂直速度仍達 10 m s⁻¹ 以上。至 2250 UTC 為止，在澎湖地區持續存在 4 m s⁻¹ 以上的上升運動，而後在 2300 UTC 時（圖 7e）澎湖地區發生另一垂直速度達 18 m s⁻¹ 以上的強上升運動，此時水氣通量也相當大；此「輻

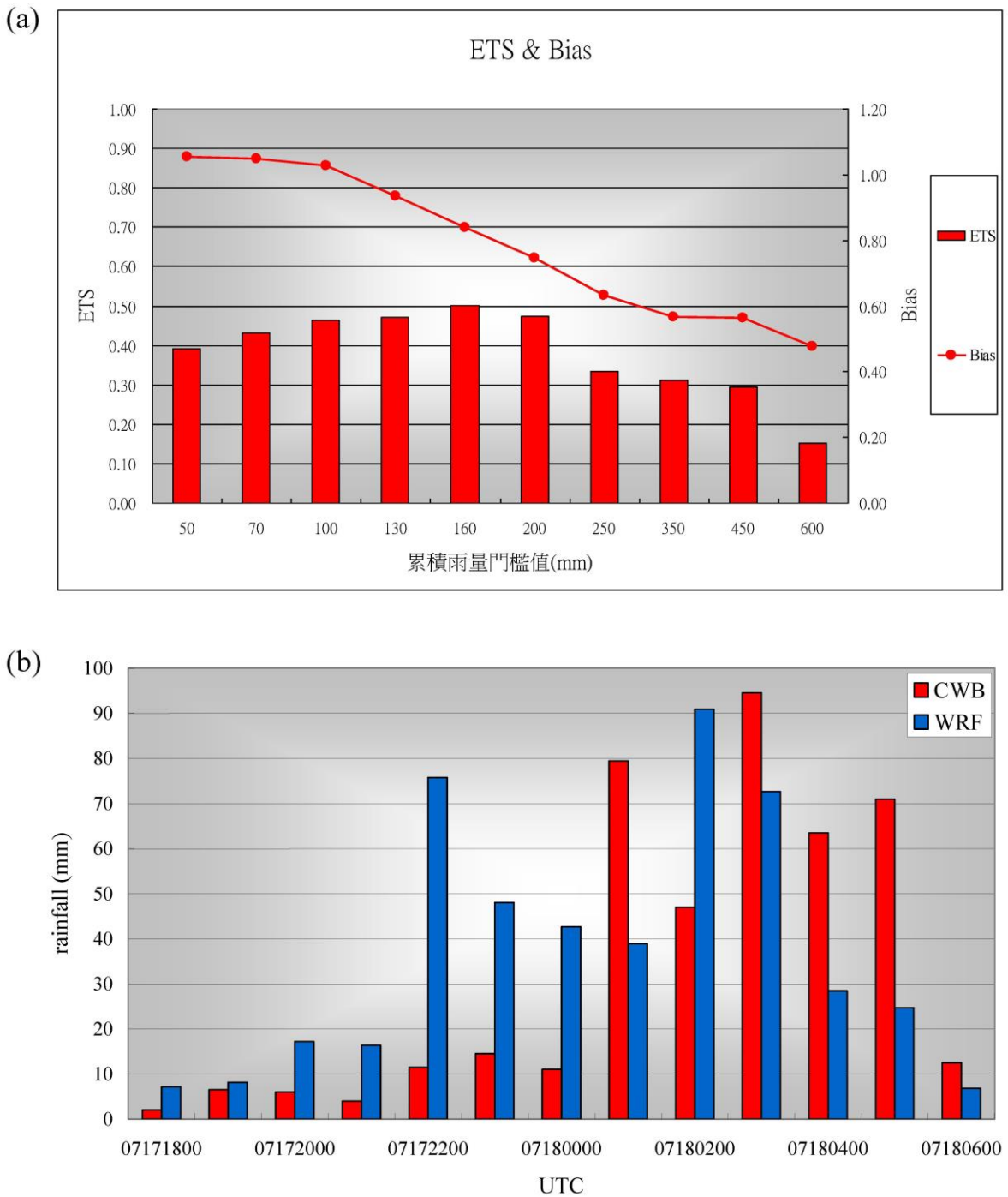


圖 4 (a)模擬降雨(D03)公正預兆得分(直方圖)及偏倚得分(折線圖)、(b)澎湖測站觀測記錄(CWB)與模擬結果(WRF, D03)時雨量直方圖。

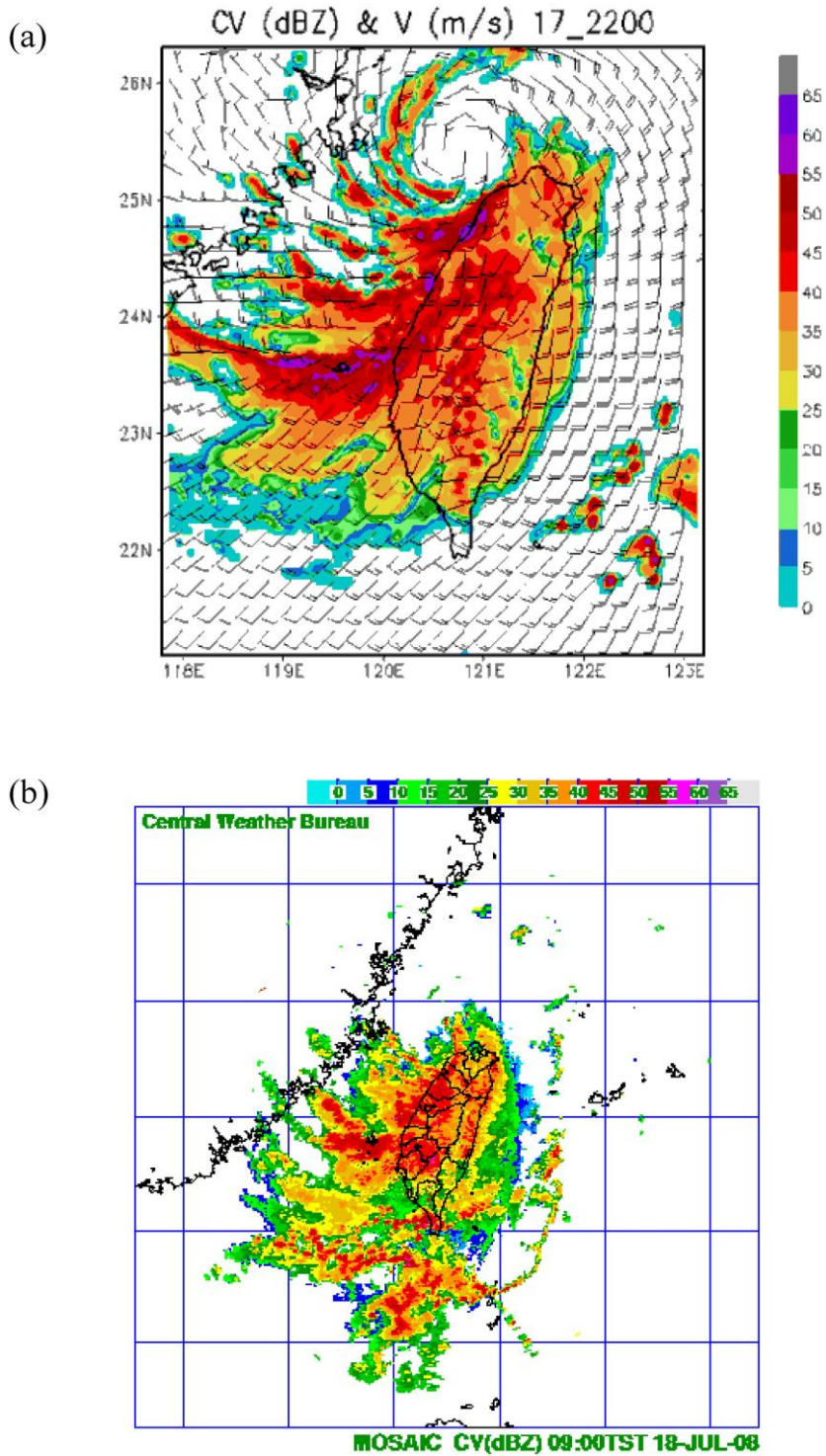


圖 5 澎湖地區發生第 1 小時強降水時間之雷達回波圖，色階單位為 dBZ (a)模擬結果 (D03, 2008 年 7 月 17 日 2200 UTC) (b)中央氣象局 CV (column vector)圖 (18 日 0100 UTC)。

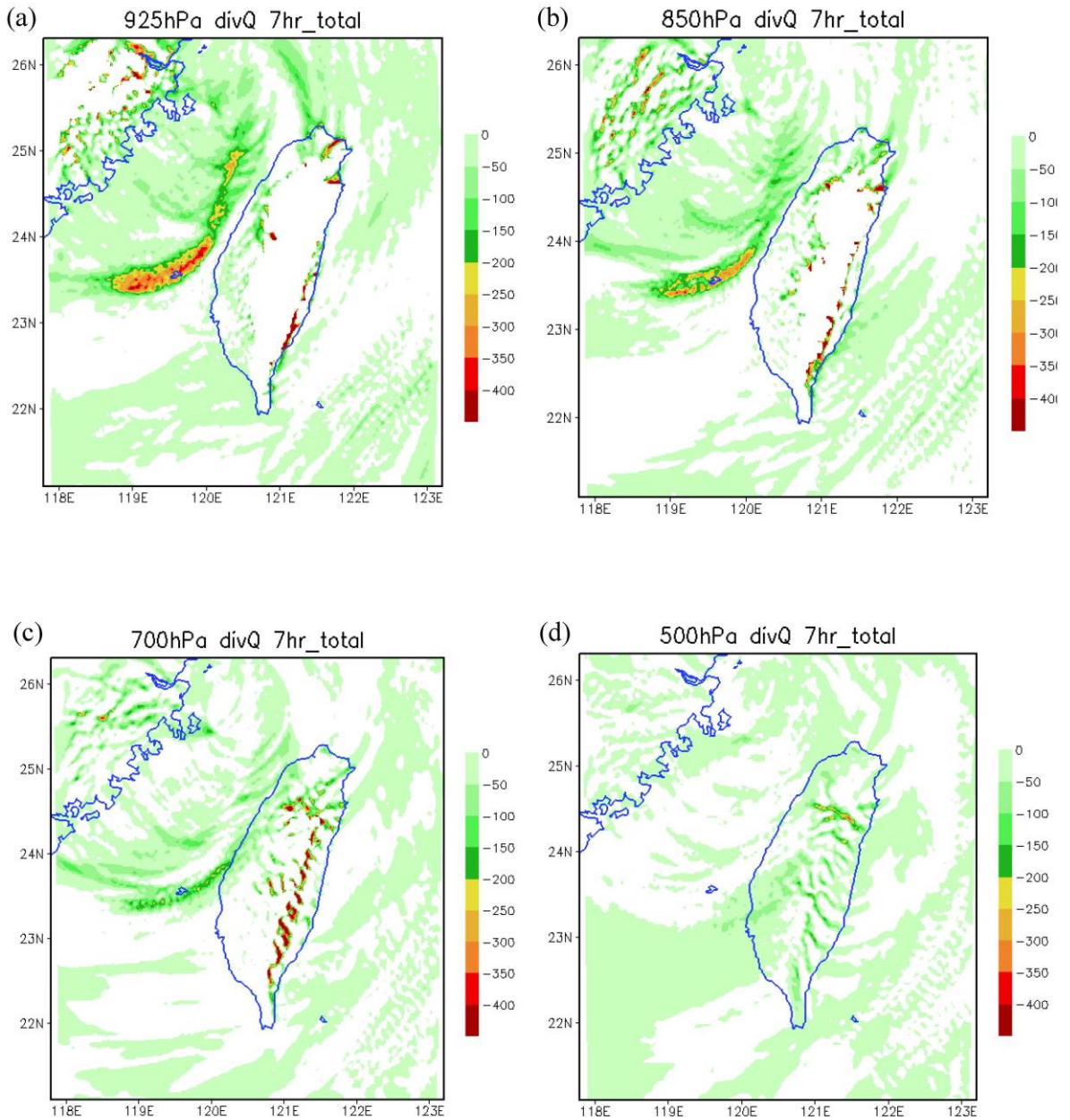


圖 6 (D03) 2008 年 7 月 17 日 2100 UTC 到 18 日 0400 UTC 累積水氣通量輻散場 (色階, 單位為 g kg^{-1}), 分別為 (a) 925 hPa、(b) 850 hPa、(c) 700 hPa、(d) 500 hPa。

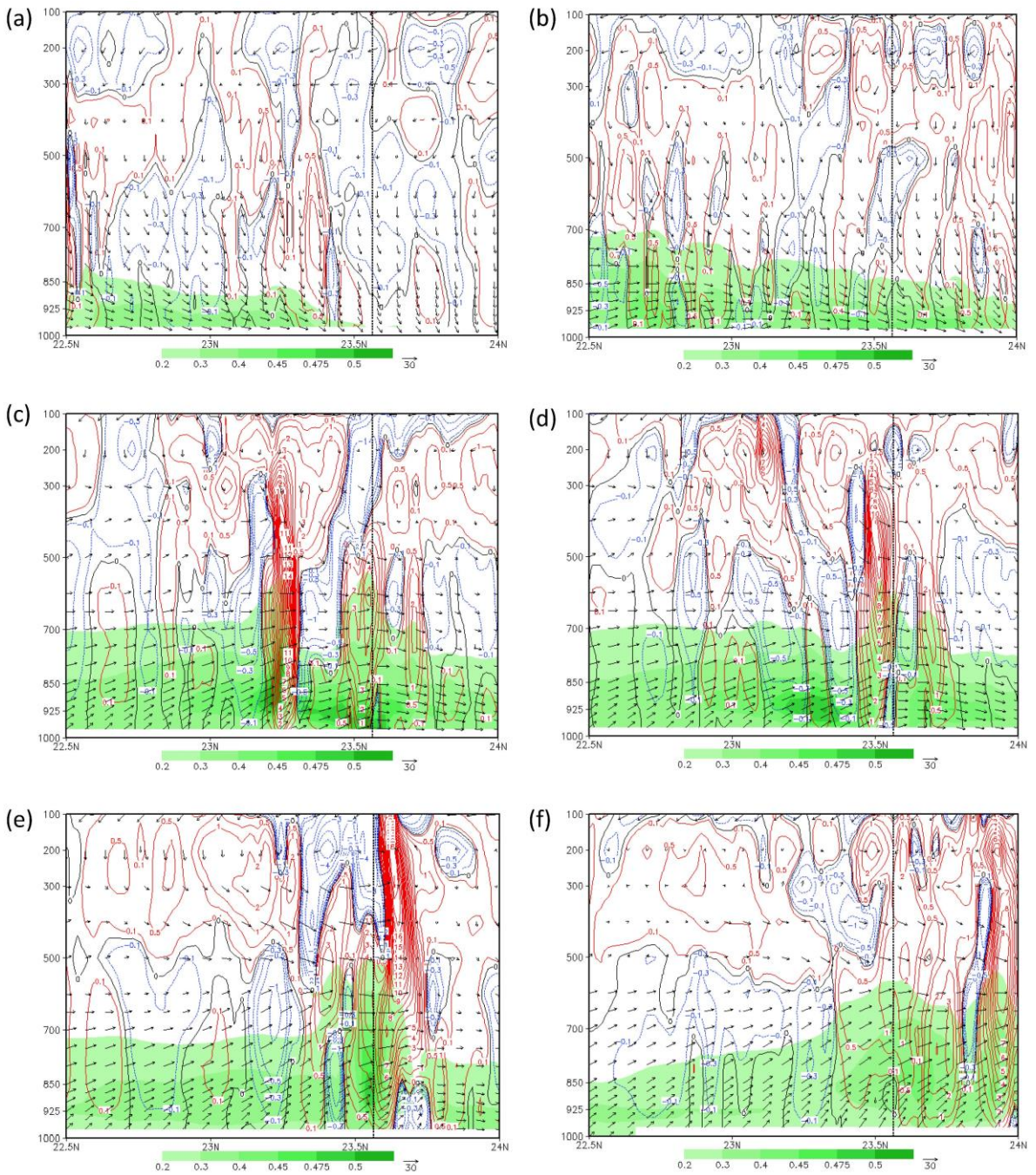


圖 7 (D03) 119.6°E 南北向垂直剖面圖，縱軸為氣壓，單位為 hPa；橫軸為緯度；箭號表水平風，單位為 $m s^{-1}$ ；等值線表垂直速度，紅色為正值、藍色為負值、黑色為零值線，單位為 $m s^{-1}$ ；色階表緯向風速與水氣混合比之乘積，單位為 $m kg s^{-1} kg^{-1}$ 。時間分別為 2008 年 7 月(a) 17 日 1200 UTC、(b) 17 日 1500 UTC、(c) 17 日 2130 UTC、(d) 17 日 2140 UTC、(e) 17 日 2300 UTC、(f) 18 日 0500 UTC。垂直虛線為澎湖所在緯度(23.6°N)。

合—對流—降水」的過程持續至 18 日 0500 UTC (圖 7f)，之後輻合帶北移，對流降水帶離開澎湖，強水氣平流區也隨之北移。

上述分析發現在澎湖附近有相當強的輻合與對流發生，也因而造成澎湖地區長達約 6 小時的強降水；而觀察圖 7 緯向水氣通量的變化時，發現輻合發生期間，緯向水氣通量也較大，且通量大值區域延伸至較高層(圖 7e，色階部分厚度高達 500 hPa)；同樣地，輻合發生時水平風的緯向分量也較大。可見得輻合帶不僅有強對流發生，也同時存在水平風速加大的情形；圖 7 中水平風速已超過低層噴流的標準(12.5 m s^{-1})許多；由於低層噴流存在的情況下，即使沒有颱風環流與西南氣流在此輻合，也可能引發局部對流；因此，低層噴流對於在此發生之對流運動的影響，及兩者間在動力上的交互作用，均值得未來進一步探討。

(二) 雨帶滯留原因探討

李與蔡(1995)對「伴隨於西南氣流的雨帶」的描述為「此類雨帶於颱風中心出海前開始出現，雨帶多呈東北-西南或東-西走向」、「相對於颱風中心，沒有明顯的徑向運動，也不隨颱風環流作氣旋式旋轉」；同時也提到「然而，何以雨帶近似滯留，則有待進一步分析」。本研究模擬出在澎湖地區滯留的雨帶即屬此類，因此若能進一步界定輻合氣流的來源與性質，對於雨帶滯留原因的探討應有所幫助。

由澎湖強降水發生期間的軌跡圖可以更清楚看出輻合氣流的來源。圖 8 為自澎湖附近地區取點，積分得出的軌跡圖(D01)。由各圖中的軌跡可以發現，輻合氣流的來源可分為南北兩支，而隨著高度的增加，南支氣流的來源出現差異。在各

高度的北支氣流均為颱風環流；而南支氣流在 1500 公尺以下低層為由南中國海北部海面直接向東北移入台灣海峽南部之西南氣流；在 3000 公尺左右之高度，則是西南氣流先北上進入大陸陸地，再轉而向東成為西風氣流；在 4000 公尺以上高度，氣流來源則是直接來自大陸上空，且逐漸轉成西北西風。

由 D03 的軌跡圖(圖 9)觀察時，發現雖然各高度均有輻合現象，但不同高度的輻合氣流走向不同。從地表到 2000 多公尺高度的南北支輻合氣流，在輻合後均產生垂直速度向上舉升；而從約 3000 公尺高度開始(圖 9 e、f)，氣流的走向概略可分為三類，一是較靠近澎湖附近的區域，為低層輻合的氣流向上舉升；二是輻合上升區南側之西風氣流，在通過輻合區而沒有被舉升的情況下加速轉為向北移動；三是輻合上升區北側之颱風環流，除了部分加入低層舉升氣流一併舉升之外，其他在向東移動遭遇南支的西風氣流後均被舉升；在更高的高度均維持此種氣流走向。而從 D03 西側邊界取點做前向積分軌跡圖(圖 10)則發現，氣流的走向主要分為兩種，一是較南側的氣流在未舉升的情況下加速向東後轉向北移動；而較北側的氣流則是全部被舉升。由圖 10 雖然較不易界定輻合氣流的來源，但被舉升的部分應屬颱風環流，而持續加速未被舉升的部分應是西風氣流。

由於南北兩支氣流走向差異甚大，推測可能為熱力秉性差異造成。因此接著由南北向剖面圖觀察兩支氣流秉性有何不同。分析 17 日 2200 UTC 兩帶剖面的風場(圖 11a)時，發現徑向外側(距颱風中心較遠之一側，此處為南側)低層有明顯內流，並於輻合後在雨帶處上升，並隨高度向南傾斜，至高層(約 400~500 hPa)又轉而向外

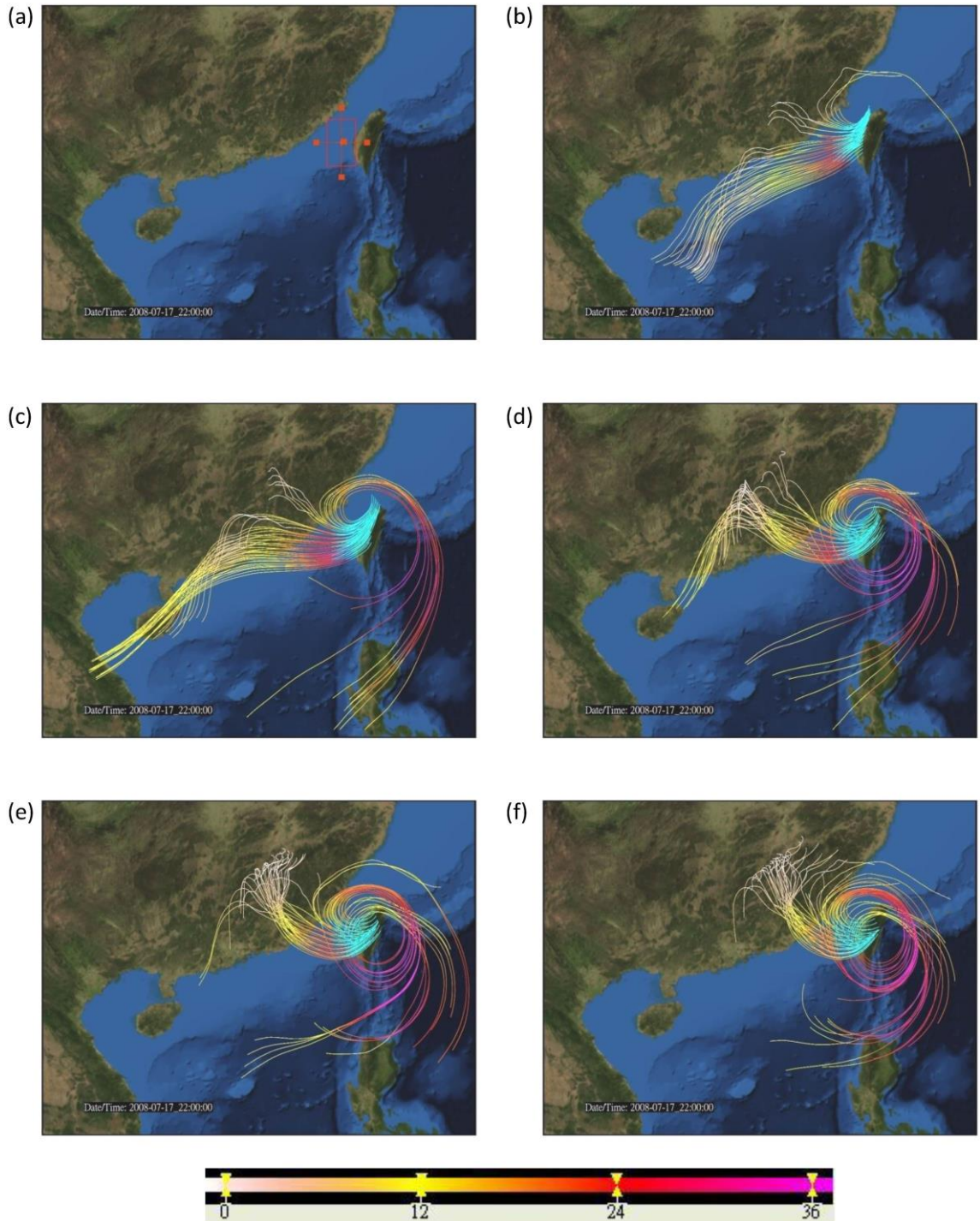


圖 8 (D01)取樣 50 點前、後向積分軌跡疊合圖。積分起始時間為 2008 年 7 月 17 日 2200 UTC，積分間隔為 10 分鐘；淺藍色為前向積分 200 分鐘軌跡線（無風速強度）、其他顏色對應下方風速色階強度（單位為 $m s^{-1}$ ），為後向積分 2500 分鐘軌跡線。其中(a)表示取樣區域（台灣西側橘色方框），其他各圖取樣高度分別為(b) 469 m、(c) 1523 m、(d) 3016 m、(e) 3982 m、(f) 5035 m。

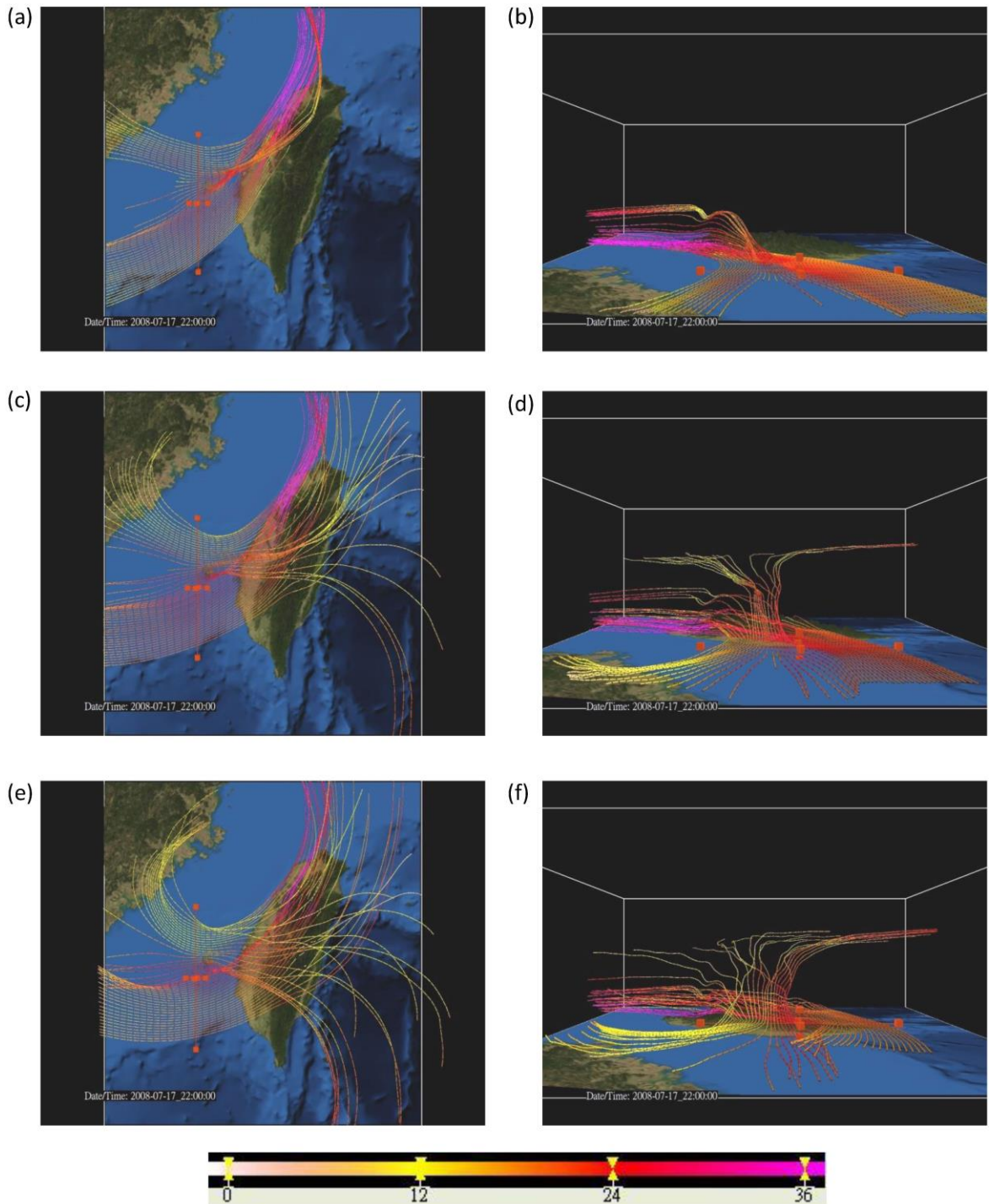


圖 9 (D03)自澎湖南北兩側取樣 50 點前向積分軌跡圖。積分起始時間為 2008 年 7 月 17 日 2200 UTC，積分間隔為 10 分鐘，累計積分 1000 分鐘（各圖風速對應下方如色階，單位為 m s^{-1} ）。左圖視點在上、右圖視點在西，各圖取樣高度分別為(a、b) 468 m、(c、d) 1519 m、(e、f) 3008 m。

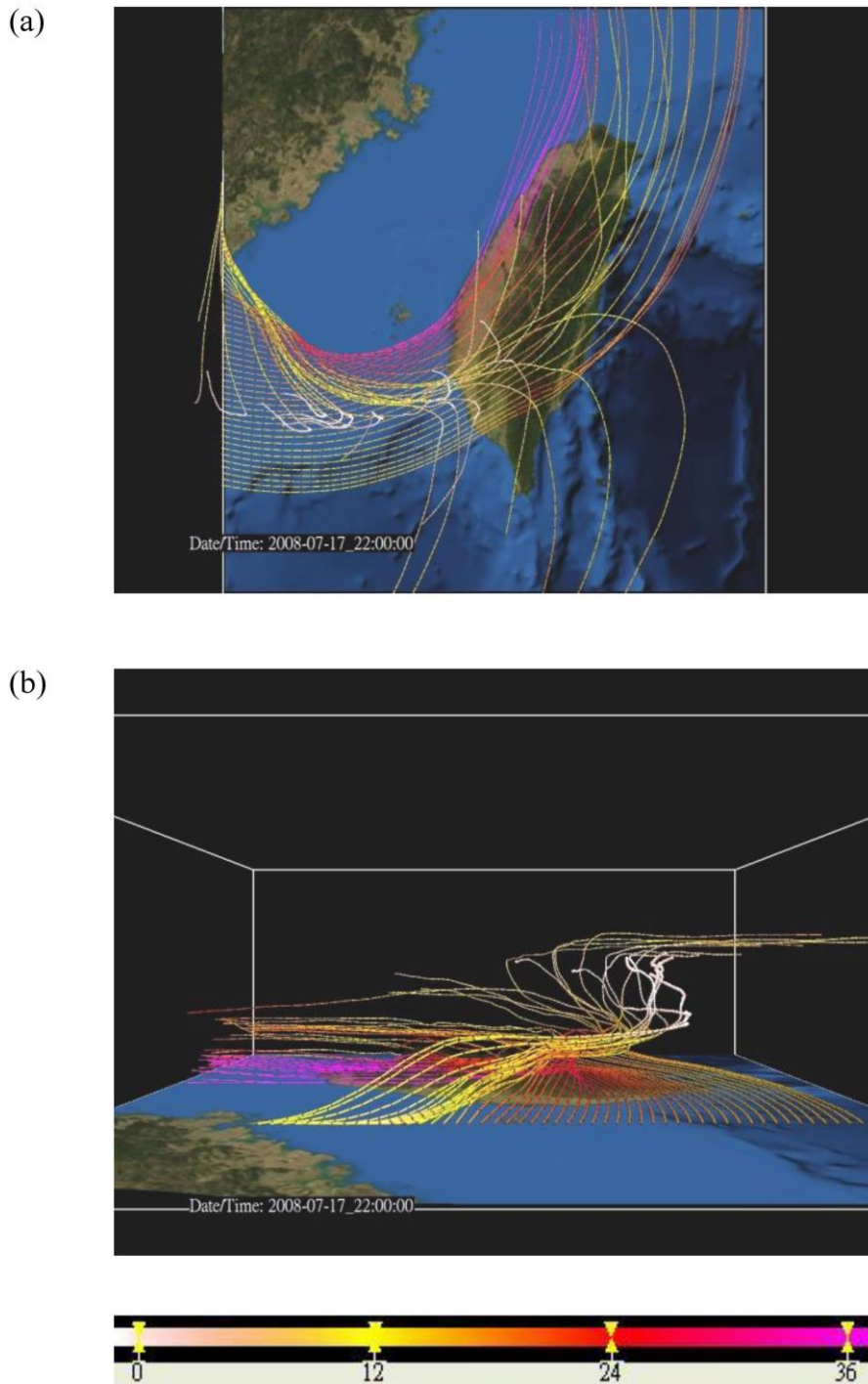


圖 10 (D03)自西側邊界取樣 50 點前向積分軌跡圖。取樣高度為 3534 m，積分起始時間為 2008 年 7 月 17 日 2200 UTC，積分間隔為 10 分鐘，累計積分 1000 分鐘（各圖風速對應下方色階，單位為 m s^{-1} ），分別為(a)視點在上、(b)視點在西。

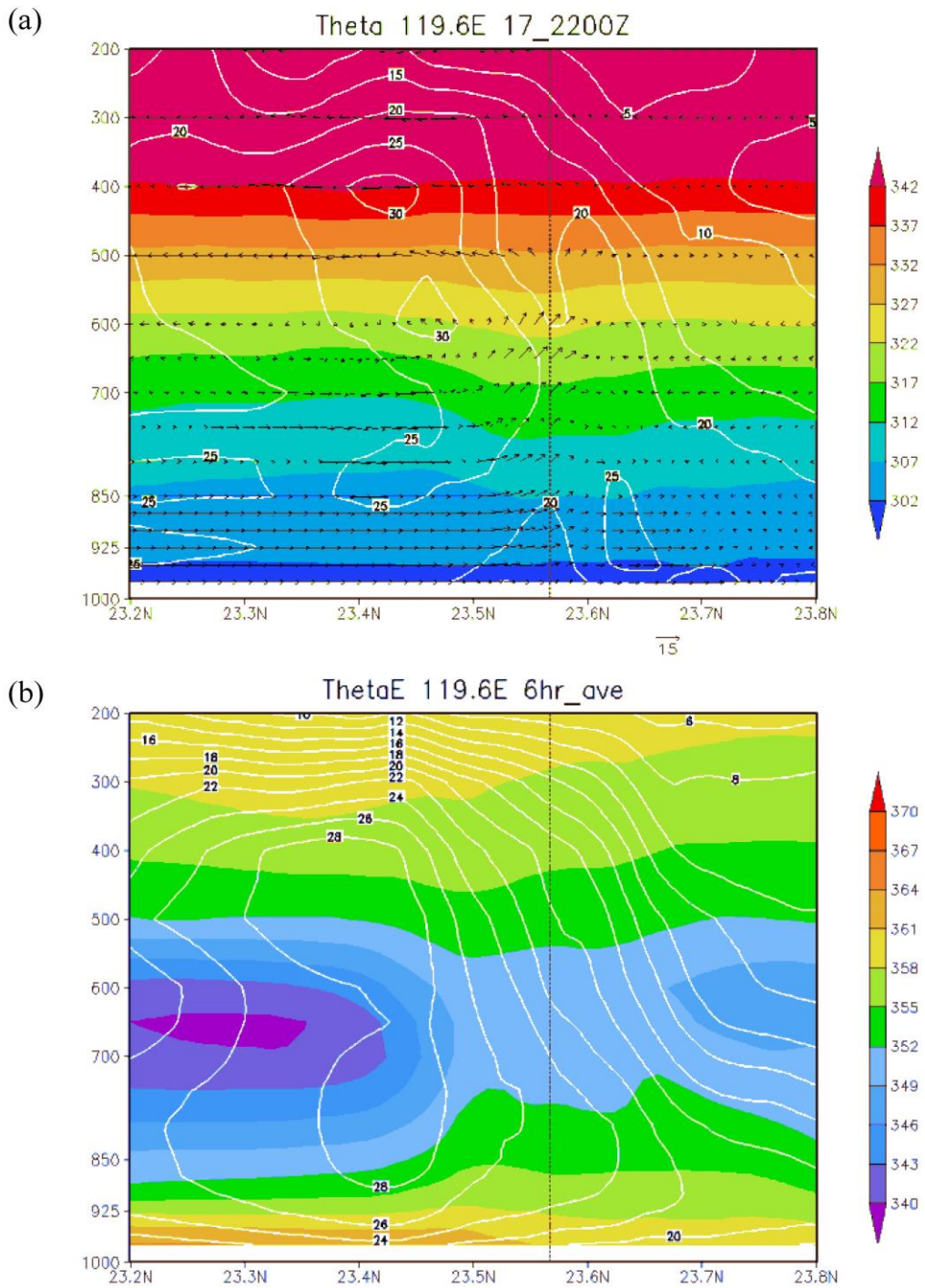


圖 11 (D03) 119.6°E 南北剖面圖，等值線表水平風速（單位為 m s^{-1} ），其中(a)色階表位溫（單位為 K），時間為 2008 年 7 月 17 日 2200 UTC、箭號代表經向風(v)與垂直風(w)合成二維風場向量（單位 m s^{-1} ）、(b)色階表相當位溫（單位為 K），為 2008 年 7 月 17 日 2200 UTC 到 18 日 0400 UTC 平均值。

輻散，同時在上升氣流的徑向外側存在一水平風速最大值區域；以上風場結構與 Hence and Houze (2008)描述外來氣流與颱風環流形成雨帶的概念模型相似。但是觀察位溫場又發現，在 925 hPa 以上、500 hPa 以下的高度，等壓面上徑向外側的位溫多較徑向內側為低，差異約在 3 K 左右。而由相當位溫的分佈（圖 11b）觀察時，發現在約 850~650 hPa 等壓面上，相當位溫差異更大。最大上升區的徑向外側相當位溫較徑向內側更低，差異約為 6 K。由位溫與相當位溫的差異，可見在中高層輻合南支的西風氣流較冷且乾，亦即密度較大，致使颱風環流在與西風氣流輻合後被舉升，因而激發強烈對流，造成本個案破澎湖測站創站逾百年以來之日雨量紀錄。

針對李與蔡(1995)對「伴隨於西南氣流的雨帶」提到「何以雨帶近似滯留，則有待進一步分析」的問題，在此嘗試提出解釋：如同模擬結果呈現，在中高層輻合南支的西風氣流因較為冷乾，扮演著類似「障壁(barrier)」的角色；而颱風環流則是遇障壁後舉升，激發其不穩定度，進而造成輻合地區強烈對流與降水現象。雨帶的位置之所以近似滯留，是由於扮演障壁的西風氣流位置近似滯留；也就是說，雨帶的位置主要是由西風氣流的位置所決定，而非颱風中心位置。

五、結論與未來工作

就本研究模擬結果而言，卡玫基颱風造成澎湖地區強降水期間，局部環流之運動場結構，低層的部分是北側的颱風環流與南側的西南氣流輻合，產生垂直運動；而在 3500 m 左右的高度則是南支的西風冷乾氣流迫使北側的颱風環流舉升，產生垂直速度；且由於西風氣流提供對流不穩定度很大的環境，使得颱風環流得以加速上升，至

高層後向外輻散。而西風氣流在大陸上空時風速便逐漸加大，在到達輻合區後，扮演強迫颱風環流舉升的「障壁」角色。此一西風氣流並未轉為上升氣流，而是持續加速沿台灣西側北上。

相較於 Hence and Houze (2008)的研究結果，此處之中、低層輻合上升的氣流，並非只來自徑向外側的內流，而是徑向內側的颱風環流也在輻合後上升。此結果是否因颱風強度較弱、陸表摩擦較大或其他因素造成，需更多個案進一步分析。而較高層的西風氣流風速超過低層噴流 ($> 12.5 \text{ m s}^{-1}$)的標準，且風速持續加大；此風速加大之原因究竟是氣壓梯度力加速、非地轉之科氏加速、輻合加速、亦或是如 Hence and Houze (2008)所提因渦管的扭轉而加速？以及，對於輻合、噴流、對流之間的交互作用與動力機制等，都有待進一步詳細探討。

針對較冷乾之西風氣流在輻合中扮演「障壁」的結論，可用更多出現滯留雨帶的個案進行模擬分析，探討此假設是否具有足夠的共通性；同時可以更多觀測資料（如衛星反演大氣溫度、濕度剖面等圖部分）驗證西風氣流與颱風環流之間乘性的差異。

誌謝

感謝中央氣象局洪景山博士在模式執行與結果分析上的協助。本研究在國科會 NSC 97-2625-M-262-001、NSC 98-2625-M-233-002、NSC 102-2625-M-262-001 及科技部 MOST 103-2625-M-052-003 專案計畫經費支援下完成。

參考文獻

- 李清勝與蔡德攸，1995，“利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵”，*大氣科學*，第 23 期，第 2 號，第 209-236 頁。
- 徐文達，“伴隨敏督利颱風的強烈西南氣流引發豪大雨之個案探討”，碩士論文，中央大學大氣物理研究所，桃園，110 頁，2005。
- 柳懿秦，“敏督利颱風（2004）侵台期間伴隨之中尺度現象”，碩士論文，臺灣大學大氣科學研究所，台北，154 頁，2006。
- Barnes, G. M., Zipser, E. J., Jorgensen, D., and Marks Jr., F., 1983: “Mesoscale and Convective Structure of a Hurricane Rainband,” *J. Atmos. Sci.*, **40**, Issue 9, 2125-2137.
- Hence, D. A., and R. A. Houze Jr., 2008: “Kinematic structure of convective-scale elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005),” *J. Geophys. Res.*, **113**, 1-20.
- Chien, F. C., Liu, Y. C., and Lee, C. S., “Heavy Rainfall and Southwesterly Flow after the Leaving of Typhoon Mindulle (2004) from Taiwan,” *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 17-41, 2008.
- Lee, C. S., Liu, Y. C., and Chien, F. C., “The Secondary Low and Heavy Rainfall Associated with Typhoon Mindulle (2004),” *Mon. Wea. Rev.*, **136**, Issue 4, 1260-1283, 2008.

Numerical Study on the Heavy Rainfall over the Penghu Area Associated with the Co-Movement Effect between the Southwesterly Flow and the Typhoon Circulation

Ming-Hsien Tsay¹ Jian-Liang Wang² Jou-Ping Hou² Tai-Hwa Hor^{3*}

¹ Intelligence Division of Army Command Headquarters, MND

² Department of Environmental Information and Engineering, CCIT, NDU

³ Department of Tourism and Leisure, Lunghwa University of Science and Technology

(manuscript received 20 March 2014 ; in final form 29 September 2014)

ABSTRACT

Typhoon Kalmaegi (2008) not only caused heavy rainfall in the central and southern Taiwan, but also made a new record of maximum daily rainfall over the Penghu area. The Weather Research and Forecasting (WRF) model (version 3.1.1) with four nested domains was used to perform numerical experiments to investigate how the long-lasting heavy rainfall (more than 40 mm/hr for 5 hours) occurred over the Penghu area.

It is found that the record-breaking daily rainfall was associated with a long-lasting rainband. Simulation results show that, as seen from radar observations, just after the center of Typhoon Kalmaegi passed by the Taiwan inland, the typhoon circulation and the southwesterly flow formed a confluent zone over the Penghu area, and thus maintained an east-west oriented convective rainband. While the center of typhoon kept moving northwestward, the rainband did not move away simultaneously. Instead, it gradually turned its direction into the northeast-southwest orientation. This rainband lasted about 6 hours before weakening and moving northwestward.

Based upon the analysis of air parcel tracks, it is found that the sources of air flows resulting in the convergent zone were different at different heights. At low levels, the convergence was formed by the typhoon circulation and the southwesterly flow. Above 3000 m, the typhoon circulation and the westerly flow coming

*Corresponding author: thhor@mail.lhu.edu.tw

from Mainland China converged. As the air in the typhoon circulation was warmer and moister than the westerly flow, the high-speed southwesterly flow made a barrier to force the typhoon circulation to ascend, and then determined the formation of the rainband. The southwesterly flow accelerated downstream over Mainland China, and after reaching the convergent zone, it kept accelerating but turned northward along the west coast of Taiwan. Its maximum speed was above 36 m s^{-1} . The mechanism of the evolution of this southwesterly flow needs further investigation.

Key Words: Typhoon Kalmaegi, Southwesterly flow, Convergence, Heavy rainfall, WRF model