

交通部中央氣象局
委託研究計畫期末成果報告

地形影響颱風異常變化之探討

計畫類別：☒氣象 ☐海象

計畫編號：MOTC-CWB-100-M-02

執行期間：100年01月01日至100年12月31日

計畫主持人：郭鴻基

執行機構：國立臺灣大學 大氣科學系

本成果報告包括以下應繳交之附件(或附錄)：

☐赴國外出差或研習心得報告1份

☐赴大陸地區出差或研習心得報告1份

☐出席國際學術會議心得報告及發表之論文各1份

中華民國一百年十一月

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	地形影響颱風異常變化之探討		
計畫編號	MOTC-CWB-100-M-02		
主管機關	交通部中央氣象局		
執行機構	國立臺灣大學 大氣科學系		
年度	100	執行期間	民國 100 年 01 月 01 日至 民國 100 年 12 月 31 日止
本期經費 (單位：千元)	1820		
執行進度	預定(%)	實際(%)	比較(%)
	100	100	0
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率(%)
	1820	1820	100
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	郭鴻基		
報告頁數	71	使用語言	中文
中英文關鍵詞	颱風雨量異常，颱風移速異常，地形; abnormally hurricane rainfall, abnormally hurricane translation speed, topography		
研究目的	從2004年的敏督利颱風、2005年海棠與泰利颱風、2008年薔蜜颱風，至2009年的莫拉克颱風，都造成台灣地區的豪大雨及嚴重的災情。目前台灣擁有相當完整的環島觀測網及部分非傳統觀測資料，再加上模式及電腦速度的長足進展，因此我們嘗試將這些資源整合，透過資料統計分析及數值模擬，希望能探討產生豪雨的機制，包含大尺度因素、地形影響颱風移速，以及颱風與跨尺度（西南風尺度與中尺度對流）交互作用，計畫擬進行地形與跨尺度影響的颱風豪雨診斷、分析與分類。將研究成果提供給預報員參考並增進預報準確度。		
研究成果	(1) 過去 51 年中，颱風及夏季造成之極端降雨佔台灣地區極端降雨個案之 70%，梅雨季佔 20%。且颱風的極端降雨累積雨量與整體極端降雨累積雨量的相關性達到 0.89。 (2) 1995 年以後颱風的極端降雨量有顯著的上升，1960 到 1976 年，1977 到 1993 年，1994 到 2010 年極端降雨的累積雨量則呈現十年際變化(Decadal Variations)。在空間分布顯示颱風極端降雨累積雨量在台灣中南部山區呈現極大值。 (3) 雨量大個案在陸期間移速較慢且登陸位置北邊，定義小於		

	(大於)平均一標準差個案為慢速(快速)颱風個案，慢速個案中有 80%登陸在北緯 23.5 度以北，快速個案中有 70%登陸在北緯 23.5 度以南，在陸移速呈現南北不對稱的分布。 (4) 在陸期間累積雨量與在陸期間移速倒數以及在陸停留時間有良好的正相關，登陸前 12 到登陸前 3 小時平均移速隨著靠近地形都呈現稍微增加的趨勢，快速移速個案平均移速在登陸後呈現加速，慢速、中等移速個案及大累積雨量個案在登陸後皆呈現減速。 (5) 慢速、中等移速個案在台灣中南部山區有區域極值，其中慢速移速個案雨量較大，快速個案在陸期間累積雨量沒有明顯極值。 (6) 以 WRF 數值實驗、位渦趨勢診斷方法探討降雨潛熱釋放對颱風運動之影響。北邊登陸颱風路徑若在台灣中南部地形發生降雨極值時，則有減慢的分量產生。敏感度測試顯示，移速慢、登陸位置北邊之颱風在陸期間有較大之累積雨量，降雨造成潛熱釋放所得之位渦趨勢也較大。 (7) WRF 4DVAR 的初步測試結果顯示，4DVAR 較 3DVAR 為優，但若使用渦旋移置技術則在路徑預報上可得到更好的改善。在使用渦旋移置技術下，同時同化動量場與質量場的渦旋資料有較好的結果。 (8) 研究成果與”颱風侵台期間移行速度之研究與預報 - 98 CWB 計畫”研究成果整合於免安裝式網頁平台。
具體落實應用情形	透過 51 年資料分析，結果顯示颱風極端降雨確實是台灣地區極端降雨之重要來源，另一方面從 51 年資料來看，颱風極端降雨雨量呈現十年際變化，但颱風環流與台灣地形相互作用所造成之相位鎖定 (phase lock)之降雨形態，亦為影響颱風通過地形時移速異常變化之重要因子。以數值實驗之結果分析，慢速颱風通過地形時，由於長時間受到地形影響形成之累積雨量極值，會透過潛熱釋放造成相對颱風中心有一不對稱位渦趨勢，影響颱風之運動。慢速、登陸偏北個案會因此不對稱降雨產生減速的效應。
計畫變更說明	無
落後原因	無
檢討與建議 (變更或落後之因應對策)	

摘要

分析 1960 到 2010 年 84 個颱風個案，通過台灣時受到地形影響造成移速異常與降雨異常的結果顯示，過去 51 年中颱風造成之極端降雨佔台灣地區極端降雨個案之 70%，梅雨季佔 20%。且颱風的極端降雨累積雨量與整體極端降雨累積雨量的相關性達到 0.89。1995 年以後颱風的極端降雨量有顯著的上升，整體來說，1960 到 1976 年極端降雨的累積雨量較多，1977 到 1993 年間極端降雨的累積雨量明顯減少，1994 到 2010 年極端降雨的累積雨量又有明顯的增加。這樣的極端降雨變化呈現氣候上所說之十年際變化(Decadal Variations)。

分析顯示影響颱風降雨的相關因素，颱風登陸緯度、颱風移行速度與颱風在陸停留時間為主要影響因子，定義小於(大於)平均一標準差個案為慢速(快速)颱風個案，慢速個案中有 80%登陸在北緯 23.5 度以北，快速個案中有 70%登陸在北緯 23.5 度以南，在陸期間累積雨量與在陸期間移速倒數以及在陸停留時間有良好的正相關，雨量與在陸期間移速倒數在北邊登陸颱風個案 R^2 達到 0.54，南邊登陸颱風個案 R^2 則為 0.43。雨量與在陸停留時間在北邊登陸個案 R^2 為 0.78，南邊登陸颱風個案 R^2 則為 0.67。另外分析颱風登陸後移速的變化顯示，登陸前 12 到登陸前 3 小時平均移速隨著靠近地形都呈現稍微增加的趨勢，快速移速個案平均移速在登陸後呈現加速，慢速及中等移速個案以及大雨量颱風個案在登陸後皆呈現減速的特徵。而降雨的空間分布顯示，慢速、中等移速個案在台灣中南部山區有區域極值。其中慢速移速個案雨量較大，極值超過 200 mm。快速個案在陸期間累積雨量沒有明顯極值，均小於 50 mm。在台灣中南部山區平均來說有區域雨量極值，這些相對颱風中心來說此不對稱之雨量極值有可能會因其潛熱釋放產生不對稱位渦結構，進而改變颱風之運動。

本研究以 WRF 進行理想數值實驗探討颱風通過台灣地形時，移動速度變化之機制，以位渦趨勢診斷方法探討降雨潛熱釋放對颱風運動之影響。北邊登陸颱

風路徑若在台灣中南部地形發生降雨極值時，則有減慢的分量產生。敏感度測試顯示，移速慢、登陸位置北邊之颱風在陸期間有較大之累積雨量，降雨造成潛熱釋放所得之位渦趨勢也較大。

WRF 4DVAR 的初步測試結果顯示，單點實驗測試中，4DVAR 較 3DVAR 為優，但若使用渦旋移置技術則在路徑預報上可得到更好的改善。在使用渦旋移置技術下，比較同化動量場與質量場以及單獨同化動量場的實驗，以辛樂克颱風為例，同化動量場與質量場的渦旋資料有較好的結果，並且與同化動量場的實驗較大的差異發生在颱風通過台灣地形前後，中高層的颱風結構。

目錄

摘要.....	4
目錄.....	6
一、 背景介紹.....	7
二、 研究方法.....	10
三、 台灣地區地形影響颱風移速與降雨特性.....	12
3.1 極端降雨年代際變化探討.....	12
3.2 登陸台灣颱風移速特性.....	13
3.3 登陸颱風移速變化之數值實驗分析.....	15
四、 WRF 4DVAR 評估報告	19
4.1 介紹.....	19
4.2 研究方法.....	20
4.3 單點觀測實驗.....	22
4.4 結果.....	24
4.5 結論與建議.....	26
五、 總結.....	29
附錄 1 工作會議記錄(2011/11/11).....	31
附錄 2 網頁應用平台說明.....	32
參考文獻.....	34

一、 背景介紹

台灣地區位於西北太平洋，為颱風最常侵襲的區域之一。過去 30 年平均每年有 2.4 個颱風侵襲台灣，而由於颱風造成的災害損失，平均每年超過新台幣 100 億元。921 地震過後，台灣山區的土質不穩，颱風來襲時的豪雨易造成土石災害。而近年來侵台颱風屢屢降下破紀錄的豪大雨亦造成重大的災損，這類型颱風極端降雨現象的時空分布對於防災與水資源運用帶來極大的不確定性。此外由於經濟發展，颱風所導致的損失似乎有增加的趨勢，作好此地區的颱風研究並提供正確的預報指引，提供防災及水資源管理的決策參考，是首要工作。

侵襲台灣的颱風常因為受到台灣地形影響導致強度、結構及路徑等的異常變化。在颱風的路徑上，颱風在登陸前多具有向左邊偏移的特徵，且在偏折前 3 小時到登陸前，颱風的移動速度通常會略微增加。但是在颱風登陸後，颱風移動速度具有很大的變異度，移動速度變慢的颱風，配合環流與地形之間交互作用產生近似滯留的中尺度對流，往往是造成台灣地區嚴重災情的主要因素，也是預報上的挑戰。

從 2004 年的敏督利颱風、2005 年海棠與泰利颱風、2008 年薔蜜颱風，至 2009 年的莫拉克颱風，都造成台灣地區的豪大雨及嚴重的災情，這些颱風有以下共同特徵：

(1) 西南季風爆發期間，季風槽向東延伸，配合颱風生成，加強西南風；(2) 可能由於西南風盛行緣故，導致颱風結構較不對稱，即使有雙眼牆的結構出現，颱風南邊或西南邊的對流，相對於北邊及東北邊厚實或強度稍強；(3) 透過颱風路徑偏折研究得知，颱風登陸後的移動速度變異度很大，有移動速度加快和變緩慢的個案，這些造成台灣地區嚴重災情的颱風個案，通常會在登陸後減緩移動速度，故其移動速度減慢的機制這也是我們希望進一步研究的重點；(4) 颱風如果移行速度較慢，颱風本身環流與背景場盛行西南風輻合，秋冬時期，環境東北季

風的盛行，颱風環流也可能與東北季風共伴，環境場背景風與颱風環流配合台灣地形提供舉升作用，造成豪大雨。西南季風盛行時期易造成台灣地形西側線狀對流，例如：敏督利颱風與莫拉克颱風個案中，可以觀察到有東西走向、垂直於地形的線狀對流。此外在薔蜜颱風與馬莎颱風個案中，在台灣地形西側呈現形成南北走向、平行於地形的線狀對流，這些對流具有生命期長與近似滯留特徵，導致台灣西部或西南部的豪大雨，這便是我們最無法掌握的劇烈天氣現象，甚至影響防救災的效率。在上述特徵裡，(1)為大尺度控制因素，(2)為颱風尺度和環境交互作用產生，(3)為颱風受地形影響，(4)為跨尺度現象。

Schumacher and Johnson (2005)研究影響美國中部豪大雨的 MCS 主要型態，其中 Backbuilding 的型式雖然較少，由於這種型態的空間尺度較小，並且近似滯留，易造成局部豪大雨且不好掌握，在上述第四點中的東西走向、垂直於地形的線狀對流，與 Backbuilding 十分相似，但是其形成機制是否與美國中部的相似，仍須進一步探討和研究，若能對於此型態的對流發生時間及持續時間有更好的掌握，可以大大提升台灣在颱風期間局部地區持續豪大雨預報能力。

由以上的討論，我們想要研究的重點有：

(1) 颱風的降雨存在著極不對稱的空間分布，往往在短時間內在單一或部分地區降下強度極強的降雨。這類型的極端降雨現象對於災防與水資源調度會有極大的影響。我們希望針對台灣地區颱風極端降雨的長期時空分布能有進一步的瞭解。

(2) 背景場處於季風槽向東伸的情形下，容易造成颱風的不對稱，並且颱風南側或西南側對流較為厚實或是對流較強，若此時的颱風移動速度變慢，颱風接近台灣時，對於台灣潛在威脅較大。造成颱風登陸後有很大移動速度變異度的原因為何，我們希望可以進一步探討。

(3) 颱風環流和大尺度環流輻合帶位置，會受地形影響的機制可能有所不同，

而產生不同型態的線狀對流。在颱風環流與大尺度西南風背景場輻合帶在接近台灣地形的西側位置時，受地形影響舉升後，形成的線狀對流可能是東西走向、分佈和地形垂直，造成台灣的豪大雨。

目前台灣擁有相當完整的環島觀測網及部分非傳統觀測資料，再加上模式及電腦速度的長足進展，因此我們嘗試將這些資源整合，透過資料統計分析及數值模擬，希望能探討產生豪雨的機制，包含大尺度因素、地形影響颱風移速，以及颱風與跨尺度（西南風尺度與中尺度對流）交互作用，計畫擬進行地形與跨尺度影響的颱風豪雨診斷、分析與分類。並完成互動網頁平台，將研究成果嵌入，供預報員參考並增進預報準確度。

二、 研究方法

分析 1960 至 2010 共計 50 年侵台颱風路徑、強度及雨量，共 84 個颱風。1960 年至 1996 年之颱風個案路徑定位資料以中央氣象局王時鼎顧問之百年侵台颱風路徑圖集(謝等,1998)之路徑資料為主，1997 年至 2010 年之颱風個案資料則以中央氣象局颱風報告中雷達與衛星資料整合之客觀分析資料為主，整合成每小時的颱風路徑定位。本研究中使用之颱風強度資料，來源為中央氣象局侵台颱風資料庫之颱風總表(<http://photino.cwb.gov.tw/tyweb/tyfnweb/table/completetable.htm>)裡的颱風中心近台灣 1 緯度內近颱風中心最大風速。雨量資料則使用 21 個擁有 1960 到 2010 資料長度之局屬測站雨量資料，21 個氣象局局屬測站位置分布如圖 2.1，測站資料如表 2.1。極端降雨的分類則採用百分排序法，將最強前百分之五的累積雨量定義為極端降雨個案。分析登陸期間颱風移動速度之變異度，首先分別選取颱風定位中心登陸前最靠近海岸線之定位點為登陸點、離陸後最靠近海岸線之定位點為離陸點，由此兩時間之定位點兩點間之直線距離與間隔時間，可求出颱風在陸期間平均移速，並算出登陸前、離陸後之每三小時平均移速。另外也依照侵台颱風資料庫之颱風總表中颱風影響台灣之日期，分析此期間內台灣地區累積雨量之變異度。本篇研究透過分析登陸後移動速度變化與各種動力因子的相關性，探討颱風移速變化與配合颱風環流與地形之間交互作用產生降雨之間的關係，並以 50 年颱風期間降雨資料探討颱風降雨之年際變化。

本研究也將參考國內外相關論文，設計數值實驗，以 WRF 模式分析颱風通過地形時，颱風移速變化以及颱風環流與台灣地形降雨之動力機制，應用 Wu and Wang (2000)的研究中位渦趨勢診斷分析方法來探討降雨潛熱釋放與颱風運動之關係。在三維斜壓非絕熱的環境中，可把颱風視為一局部正位渦區域，位渦趨勢方程(PV tendency equation)顯示颱風移動方向及移速可以用位渦趨勢項解釋，其中水平位渦平流項、垂直位渦平流項及非絕熱項、摩擦項皆可以影響位渦的趨勢。

Wong and Chan (2006)使用位渦趨勢方程分析颱風登陸理想平地地形的實驗，他們的研究結果顯示除了水平平流項外，非絕熱項及垂直平流項的貢獻也十分重要。本研究將把模擬結果與實際觀測進行比對，建立在台灣地區颱風侵台時，地形上降水影響颱風運動之理論模式。

三、 台灣地區地形影響颱風移速與降雨特性

3.1 極端降雨年代際變化探討

利用中央氣象局(CWB)21 個擁有時雨量觀測超過 50 年的局屬測站資料進行分析，用百分排序法將 21 個測站的時降雨資料排序，定義極端降雨為最強的前百分之五累積降雨量，在台灣全部降雨量的 40%。圖 3.1 為台灣地區前百分之五極端降雨累積雨量自 1960 年之後的逐年變化，圖 3.1(a)、(b)為累積極端降雨雨量、頻率，主要以颱風降雨佔全部 68%最多(紅色)，梅雨佔 22%次之(藍色)，其餘 10%分別為春季降雨與冬季降雨所貢獻，且颱風的極端降雨累積雨量與整體極端降雨累積雨量的相關性達到 0.89，與極端降雨頻率相關性達到 0.86，顯示颱風對極端降雨的影響十分顯著。而梅雨的貢獻與整體極端降雨累積雨量相關性為 0.52，與極端降雨頻率相關性達到 0.56。以六階多項式(虛線)分析 1960 到 2010 年變化的趨勢，圖 3.1 中也說明了台灣地區最強百分之五的極端降雨雨量與頻率從 1995 年後有上升的趨勢，但從圖 3.1 (c)發現平均降雨強度並無顯著增加，平均值為 19 mm/hr。圖 3.2 為不同的極端將與隨時間分佈，其中，前 5%、前 0.5%、前 0.25%、前 0.1%、前 0.05%、前 0.03%、前 0.02%與前 0.01%的極端降水和總降雨量的相關性分別為 90.36%、69.23%、57.97%、54.95%、49.18%、33.69%、23.69%以及 23.9%，顯示 60mm/hr 以上的極端降雨和總降雨量均不達 50%，也沒有明顯的年際變化。圖 3.3 為極端降雨累積雨量的空間分布圖，可發現 1960 年到 2010 年間梅雨(圖 3.3c)、颱風(圖 3.3d)與全部(圖 3.3e)極端降雨累積雨量分布皆在台灣中南部山區呈現極值，另外從降雨分布顯示台灣降雨的地理特性，冬季降雨多分布在東北角，主要為東北季風所帶來之雨量，梅雨系統多從台灣西岸進入，降雨在台灣西岸較多，颱風則多從東岸登陸，降雨在東岸較多。圖 3.4 為 51 年台灣地區極端降雨分成 1960 至 1976、1977 至 1993、1994 至 2010 三個時段之颱風極端降雨累積雨量空間分布圖 ((a)、(c)、(e))與頻率((b)、(d)、(f))，可

以發現從 1960 年起颱風極端降雨累積雨量分布在台灣中南部山區。但是在 1977 到 1993 年間極端降雨的累積雨量偏少，但是近 17 年極端降雨的累積雨量則明顯偏多。這樣的極端降雨變化比較類似氣候上所說十年際變化(Decadal Variations)。這種十年際變化也是氣候變遷的一種，我們進一步檢視影響颱風極端降雨的因素，仿照 Chien and Kuo (2010)，圖 3.5 為前百分之五極端降雨中，颱風極端降雨累積雨量，橫軸為颱風在陸期間移行速度，縱軸為颱風離陸一個緯度內最大風速關係。不同大小圓圈面積等比例表示個案在陸期間累積雨量大小，圖中黑色實心表示颱風個案發生在 1994 年到 2010 年，灰色實心為颱風個案發生在 1977 到 1993 年，空心圓表示個案發生在 1977 年以前。結果顯示颱風在陸期間降雨量與颱風登陸前強度無明顯相關，但降雨量大之個案多為移速較慢之個案，從圖可知近 17 年颱風雨量較大原因為有較多移速慢，累積雨量多個案，但最大風速分布無明顯偏好。圖 3.5(b)為極端降雨個案在陸期間的累積降雨量與在陸期間移行速度的倒數關係，降雨量與在陸期間移速的倒數呈正比， R^2 達到 0.46，移速越慢的颱風累積雨量越大，其中可發現大部分個案均座落在一個標準差以內。進一步比較 1977 到 2010 年間，極端降雨個案在登陸期間、登陸前(定義為颱風登陸前離海岸 100 公里以內)以及離陸後(定義為颱風離陸後離海岸 100 公里以內)雨量，圖 3.6(a)縱軸為登陸前累積雨量，橫軸為登陸前累積雨量加上在陸期間累積雨量，平均比為 0.39，我們以登陸前雨量大於一個標準差以上(圖中藍色區域)為登陸前主宰個案，共有 1992 Polly，2005 Haitang，2007 Krosa 以及 2008 Sinlaku。這四個個案路徑在登陸前都有打轉的特徵，如圖 3.7，因登陸前路徑南偏打轉使得登陸前在海上滯留時間較長，為登陸前較大累積雨量之重要原因。圖 3.6(b)同圖 3.6(a)，但為離陸後累積雨量，離陸後降雨主宰個案則共有 4 個，1990 Ofelia，2005 Haitang，2008 Sinlaku 與 2009 Morakot。

3.2 登陸台灣颱風移速特性

圖 3.8 為颱風登陸點緯度(縱軸)與颱風在陸期間移速(橫軸)，不同大小黑色圈

等比例表示個案在陸期間累積雨量大小。顏色則區分登陸前不同強度之颱風，累積雨量較大個案通常伴隨較慢的在陸期間移速，從登陸緯度來看，上述個案又多为登陸在 23.5°N 以北之個案。較大雨量個案颱風強度多为 Category 2 與 Category 1 之個案，雨量變化與強度無明顯關係。圖 3.9 則為在陸期間累積雨量與(a)在陸期間移速倒數，(b)在陸停留時間。以登陸緯度 23.5°N 區分南北登陸個案，圖中圓形為北邊登陸颱風，三角形為南邊登陸颱風，北邊登陸颱風累積雨量向上平移 2000 mm 以區分南北個案，顏色為颱風登陸前強度，圖中實線為北邊個案之線性迴歸，虛線為南邊個案之線性迴歸。圖 3.9(a)顯示在陸期間雨量與在陸期間移速倒數呈正比關係，而南北登陸颱風呈現不一樣的特性，北邊登陸颱風個案 R^2 達到 0.54，南邊登陸颱風個案 R^2 則為 0.43，其中又以北邊登陸颱風個案累積雨量隨在陸期間倒數變化率較大。圖 3.9(b)顯示在陸期間累積雨量與在陸停留時間呈正比關係，北邊登陸個案 R^2 為 0.78，南邊登陸颱風個案 R^2 則為 0.67。

以 84 個個案中，61 個路徑連續之颱風個案之平均值與加減一標準差來做颱風移速之分類，84 個案中大於一標準差的快速移速個案共有 27 個，慢速移速個案為 15 個，42 個個案為中等移速個案佔，全部個案一半，圖 3.10 為依照在陸期間移速及登陸位置分類之颱風路徑個數統計與路徑圖，快速移速個案以紅色表示，慢速移速個案以綠色表示，中等移速個案以黑色表示。全部慢速個案中有 12 個登陸在 23.5°N 以北，佔慢速個案的 80%。快速個案中有 19 個登陸在南部，佔快速個案的 70%。慢移速個案在南北登陸分布呈現不對稱，多在北邊登陸。圖 3.11 為 1960 至 2010 年 61 個連續路徑颱風登陸前 12 至離陸後 12 小時每三小時平均移速，其中快速移速個案為紅色線，慢速個案為綠色線，黑線為中等移速個案之平均移速。另外藍色線為在陸期間累積雨量大於 1000 mm 個案之平均移速。圖中登陸前 12 到登陸前 3 小時平均移速隨著靠近地形都呈現稍微增加的趨勢，除了快速移速個案平均移速在登陸後呈現加速外，平均移速在登陸後皆呈現減速，其中慢速個案在陸期間之平均移速降低最多，在陸期間累積雨量大於 1000 mm

個案之平均移速次之。將慢速個案、快速移速與中等移速個案之在陸期間累積雨量分布做合成圖，如圖 3.12。平均在陸期間累積雨量分布顯示，慢速與中等移速個案在陸期間平均降雨極值多在台灣中南部山區，而慢速移速個案平均之極值超過 200 mm，中等移速個案極值在 100 到 150 mm 之間。快速個案平均累積雨量沒有明顯極值，均小於 50 mm。過去研究顯示侵台颱風降雨分布跟颱風中心相對台灣地形有很大的相關，當颱風中心在 23°N 以北時，平均時雨量極值多在台灣南部山區(Chang et al.,1993)，與慢速颱風累積雨量分布相同。

3.3 登陸颱風移速變化之數值實驗分析

本研究利用數值模式探討颱風在陸期間移行速度變化之機制，參考 Fovell and Su (2007)及 Fovell et al. (2009)實驗設計，使用修改 WRF (Weather Research and Forecasting)模式 Ver. 3.1.1，模式包含地球曲率，沒有陸地。本研究中修改此模式加入真實台灣地形，地表各參數如摩擦高度(Roughness length)、水氣可用率(Moisture availability)、等設定皆與海面一樣。使用 YSU 邊界層參數化法，Lin et al. 雲微物理參數化法，長波、短波輻射參數化分別使用 RRTM 與 Dudhia's(1989)參數化方法，模式中固定海溫為攝氏 29 度，邊界條件使用 Jordan (1958)環境單點探空資料，加入均勻東風場，模式最高層設定為 10 mb。實驗設定解析度 $dx=dy=5$ km，網格點為 301×301 ，積分步長為 30 秒，總積分時間為 72 小時。渦旋使用 WRF Ver. 3.1.1 之渦旋植入方法，植入理想的阮肯渦旋(Rankine vortex)，設定渦旋初始最大風速半徑為 50 km，最大風速為 50 m/s，垂直上權重函數設定為在 600 mb 以下為 1，100 mb 以上為 0.0001，之間為線性內插。

在本研究中，診斷颱風路徑使用位渦趨勢診斷(Potential vorticity tendency diagnostic)來分析影響颱風路徑的因素(Wu and Wang, 2000; Wong and Chen, 2006 ; Fovell et al., 2010)。把颱風視為局部正位渦，波數 1 的位渦趨勢可由軸對稱位渦結構的平流項來計算求得，此平流速度即為颱風運動之向量，此波數 1

位渦趨勢可由水平位渦平流項、垂直位渦平流項以及非絕熱項之波數 1 分量(非對稱部分)所貢獻，如下公式：

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \rho^{-1} \nabla_3 \cdot (Q\mathbf{q}) , \quad (3.1)$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_1 = -C_x \frac{\partial P_s}{\partial x} - C_y \frac{\partial P_s}{\partial y} , \quad (3.2)$$

其中 ∇_h 為水平梯度運算子， ∇_3 為三度空間梯度運算子， P 為位渦， $\mathbf{V}$ 為水平風， Q 為非絕熱加熱率， $\mathbf{q}$ 為絕對渦度，下標 1 表示為波數 1 分量，下標 s 表示為軸對稱分量， C_x 、 C_y 為颱風運動向量。本研究將模式各項做中低層垂直平均後，各項所貢獻之颱風移速分量可透過最小平方方法(least square method)求得，如下式：

$$\sum_{i=1}^N R_i^2 = \sum_{i=1}^N \left[\overline{\left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_{1i}} + C_x \overline{\left(\frac{\partial P_s}{\partial x} \right)_i} + C_y \overline{\left(\frac{\partial P_s}{\partial y} \right)_i} \right]^2 , \quad (3.3)$$

其中 $\overline{(\quad)} = \frac{1}{9} \sum_{k=7}^{15} (\quad)_k$ ，可求得

$$C_x = \frac{\sum_{i=1}^N \overline{\left(\frac{\partial P_s}{\partial x} \right)_i} \overline{\left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_{1i}}}{\sum_{i=1}^N \overline{\left(\frac{\partial P_s}{\partial x} \right)_i}^2} , \quad (3.4)$$

$$C_y = \frac{\sum_{i=1}^N \overline{\left(\frac{\partial P_s}{\partial y} \right)_i} \overline{\left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_{1i}}}{\sum_{i=1}^N \overline{\left(\frac{\partial P_s}{\partial y} \right)_i}^2} . \quad (3.5)$$

圖 3.13 為台灣地形實驗與海洋控制實驗，實驗設計將初始渦旋放在離岸 400 公里遠處(20.5°N，124.5°E)，台灣地形實驗颱風在積分時間 35 小時時登陸在台灣東岸約北緯 24 度，渦旋登陸前一百公里之平均移速為 4.6 m s^{-1} ，登陸後移速降低為 1.8 m s^{-1} ，圖中藍色線為 3 小時路徑。灰色路徑為海洋控制實驗，圖中等值線為兩實驗 72 小時累積雨量差異，路徑差異發生在接近台灣地形約 50km 處，模式時間積分 33 小時以後，雨量差異主要發生在颱風登陸以後，大雨量值主要

發生在東岸颱風登陸時迎風面的山區以及西岸中南部的山區，颱風離陸以後台灣地形實驗颱風路徑較偏南，在路徑南邊也發生較大的雨量差異。

圖 3.14 分別為(a)海洋控制實驗與(b)台灣地形實驗之位渦趨勢分析診斷方法等值線分別為波數 1 之位渦趨勢(PVT)、位渦趨勢水平平流項(HA)及合併位渦垂直平流與非絕熱項之位渦趨勢(DH*)。海洋控制實驗 PVT 主要由 HA 所貢獻，在 28 到 62 小時平均估算為 2.5 m s^{-1} 向西北方移動，與渦旋移速 2.7 m s^{-1} 吻合。台灣地形實驗在陸期間為模式積分時間 35 到 57 小時，共 22 小時，圖中黑色圓圈為渦旋在陸期間之平均位置，PVT 及 HA 在相對渦旋中心西北方向有正值，HA 傾向於使渦旋向西北方移動，而 DH*在相對渦旋中心東南方向有正值，傾向於使渦旋向東南方移動，兩者合成之 PVT 則有較弱使渦旋向西北方向移動之趨勢。估算出之 PVT 移速約為 1.2 m s^{-1} 大致上與渦旋移速 1.8 m s^{-1} ，其中 HA 為 4.1 m s^{-1} 、DH*為 5.6 m s^{-1} 。顯示台灣地形存在時，渦旋過山時會產生很大的 DH*之貢獻，且平均方項與 HA 項大致上相反，使渦旋減速。

圖 3.15 為不同背景風場敏感度測試實驗之在陸期間累積雨量(等值線)與平均位渦趨勢診斷之各項分量(向量)，藍色等值線為時間及高度平均之軸對稱位渦場，等值線間距為 3 PVU。估算模式中格點經緯度在 21 個局屬測站之經緯度半徑 5 公里內之平均雨量，並累加 21 個測站估算值在陸期間之累積雨量，背景風場 3 m s^{-1} 、 5 m s^{-1} 以及 10 m s^{-1} 實驗分別為 5437 mm、1087mm 及 765 mm。而在 3 m s^{-1} 實驗中可發現區域雨量極值位在台灣東岸與西岸中南部山區之迎風面。DH*貢獻之向量與累積雨量成正相關，背景風場越大其 HA 向量也越大，在陸期間累積雨量小，DH*貢獻也變小。圖 3.16 為不同登陸位置敏感度測試實驗之在陸期間累積雨量(等值線)與位渦趨勢診斷之各項分量(向量)。背景風場同樣為 3 m s^{-1} 。登陸緯度分別為(a)25.0°N 以及(c) 23.1°N。實驗中累積降雨分別為 1111 及 1660 mm。北邊登陸實驗雨量多集中在颱風周圍區域，颱風在陸時間 5 小時，移速 3.3 m s^{-1} ，登陸南邊個案雨量極值位在台灣中央山脈東側與西側中南部山區之迎風面，

但累積雨量較少，DH*貢獻所得移速為 2.1 m s^{-1} ，且指向北方，渦旋在陸期間移速則較快，達到 4.2 ms^{-1} 。

四、 WRF 4DVAR 評估報告

4.1 介紹

由於缺乏傳統性觀測資料且現有的資料分析方法無法正確解析颱風結構等資訊，故近年來颱風數值模式預報特別重視對初始場的改進。本研究利用目前氣象上最新且有效之四維變分（4-dimensional variational, 4DVAR）資料同化法進行觀測資料同化，以探討其對颱風數值預報之改進能力。4DVAR 以估計理論為基礎，將分析資料的偏差進行最小化（minimization），即在同化時間窗區（time window）內給定觀測資料，透過數值預報模式的動力限制調整與伴隨模式（adjoint model）反覆積分，根據誤差協方差矩陣適切地調整模式中的其他控制變數。此方法可結合分析、觀測資料且符合模式本身的動力性質，所得的最佳初始場將有效地改善數值預報。此外，颱風初始分析場受限於模式解析度不足或觀測資料的缺乏，故植入虛擬渦旋（bogus），用以強化颱風的結構特徵，並提供較接近真實的颱風結構，將改善颱風的相關預報。

針對同化虛擬渦旋資料，Zou and Xiao（2000）與 Xiao et al.（2000）提出 BDA（Bogus Data Assimilation）方法，其根據觀測之颱風中心氣壓、最大風速、最大風速半徑等資料，配合梯度風平衡的關係與風場垂直分布權重之設定，透過模式動力方程調整相對應的其他氣象變數，得到與動力較為一致的颱風初始場。Pu and Braun（2001）則對 BDA 方法提出同化渦旋風場比同化氣壓場更為重要。然而，Wu et al.（2006）進一步分析 BDA 方法發現同化觀測資料需考慮 Rossby 變形半徑，因地轉調節的過程由質量場或動量場主導，將會影響同化氣壓場或風場的颱風預報結果。對此，本研究將同化颱風動量場與質量場的資料，除前述海平面氣壓場與風場外，亦將加入溫度場與相對溼度場。此方法除了不必考慮 Rossby 變形半徑大小外，亦將減少模式 spin-up 調整過程，有效藉由模式中所包含的物理過程作為額外的約束條件，使得各個氣象變數在同化過程中維持良好的

動力相關性。因此，透過 4DVAR 同化分析方法，將得到較接近真實的颱風初始結構。

4.2 研究方法

本研究使用 WRF V3.1.1，為 NCAR 發展之現代化研究稱為 ARW-WRF (Advanced Research WRF; ARW)，其中 ARW 系統包括 ARW 動力解，以及物理方案、初始化原則、與資料同化模組等。模式設計為三層巢狀網格 (45/15/5km)，垂直方向則為 45 層。選用之物理參數法包括 Yonsei University (Hong et al. 2006) 邊界層參數法；Goddard 微物理參數法 (Tao et al. 2003)；Grell-Devenyi 積雲參數法 (Grell and Devenyi 2002)。詳細的 WRF 模式說明請參考 Skamarock et al. (2008)。

本研究使用 WRF 4DVAR 系統，包含觀測算符、觀測品質控制、背景誤差協方差、inner-loop 中最小化處理（使用簡化 WRF 的線性切線 (tangent linear) 和伴隨 (adjoint) 模式以及高斯誤差協方差）、outer-loop 則利用非線性 WRF 模式更新基本狀態。WRF 4DVAR 最小化代價函數 (cost function) 定義如下

$$J = J_b + J_o + J_c \quad (4.1)$$

其中包含 J_b 、 J_o 及 J_c 三項。 J_b 為背景項 (background term)，代表衡量同化模式中分析場 (x^n) 與背景場 (x^b) 的差距，使分析趨向於背景場； J_o 為觀測項 (observation term)，為衡量同化模式中分析場 (x^n) 與觀測資料 (y_k) 的差距，使分析趨向於觀測。 J_c 為平衡項 (balancing term)，代表分析趨向於平衡，即重力波的濾除。方程式如下：

$$\begin{aligned} J_b &= \frac{1}{2} (x^n - x^b)^T \mathbf{B}^{-1} (x^n - x^b) \\ J_o &= \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \{ H_k [M_k(x^n)] - y_k \}^T R^{-1} \{ H_k [M_k(x^n)] - y_k \} \\ J_c &= \frac{\gamma_{df}}{2} \left[\sum_{i=0}^N g_i \mathbf{M}_i (x^n - x^{n-1}) \right]^T C^{-1} \times \left[\sum_{i=0}^N g_i \mathbf{M}_i (x^n - x^{n-1}) \right] \end{aligned} \quad (4.2)$$

式中 B 為背景誤差的協方差矩陣、 R 為觀測誤差的協方差矩陣， K 為同化時間窗區的時間長度，上標 T 代表矩陣之轉置， H 則為觀測算符，即為 x 變換為 y 的運算。其中背景誤差協方差矩陣使用 National Meteorological Center (NMC) 方法透過一個月的預報場計算求出此項 (Parrish and Derber 1992)。另外， γ_{df} 為 J_c 項的權重， g_i 為修正的數位濾波 (digital filter) 係數， n 為同化時間窗區內的總積分次數， M 則是線性切線模式。

對三維變分分析而言， H 是線性內插算符，背景值 x^b 和背景誤差協方差矩陣 B 皆在一個同化循環中，完全不隨時間變化。而對四維變分同化而言， x^n 、 x^b 以及 B 都是初始時刻 t_0 時的值。 x^n 經由 t_0 到 t_k 向前模式積分不斷改變， $H_k[M_k(x^n)]$ 則進一步把 x^n 內插到觀測點上，用以比較 t_k 時刻的觀測值 y_k 。代價函數方程式 (4.2) 處理最小化問題的步驟如下：

- a. 給定 x^n 首次猜測值。
- b. 同化模式由 t_0 積分到 t_k ，得到不同時刻的 x_n 。接著計算 $H_k[M_k(x^n)]$ ，
根據方程式 (4.2) 計算代價函數 J 。
- c. 伴隨方程進行反向積分後可計算出 $\partial J / \partial x_n$ 。
- d. 得到梯度後，可使用任何有效的下降算法決定新的 x_n 值，回到步驟 b。
- e. 重複上述步驟，直到 J 達到極小值為止。

WRF 4DVAR 架構圖如圖 4.1，其中包括 WRF、WRF+、VAR 和 COM 四部份。WRF+ 分成 WRF tangent linear model (WRF_TL) 和 WRF adjoint model (WRF_AD)，詳細說明請參考 Zou et al. (1997)。VAR 包含 outer-loop 和 inner-loop 兩部分，outer-loop 在解決同化過程中模式積分的非線性問題，而 inner-loop 則在處理最小化方程式 (4.2)。同化觀測資料的時間長度為 K ，觀測資料為 y_k ($k=1, \dots, K$)， x^b

表背景場，B為背景誤差的協方差矩陣，R為觀測誤差的協方差矩陣，WRFBDY為WRF模式邊界條件。 x^n 為WRF 4DVAR的輸出值，上標 n 代表outer-loop的次數。COM為WRF、WRF+、VAR三者之間資料交換溝通的橋樑。詳細架構圖說明請參考Huang et al. (2009)。為說明WRF 4DVAR資料同化方法的特點，本研究先進行WRF 3DVAR和4DVAR的單點觀測實驗（single observation test），用以了解3DVAR與4DVAR分析方法的差異。

針對WRF 4DVAR同化渦旋植入資料對颱風預報的影響，本研究選取2009年9月12日0000UTC辛樂克（Sinlaku）颱風個案進行分析。此個案同化時間窗區為0～6小時，僅在0000UTC同化颱風渦旋資料。其中植入颱風渦旋資料包括地面氣壓場、風場、溫度與溼度場。此外，其他觀測資料亦包括SYNOP、METAR、SHIP、BUOY、SOUND、AIREP、GPSRO以及QSCAT等。因考慮計算資源，WRF 4DVAR僅使用於第一層45公里區域，計算後的分析場進行兩層嵌套（45/15公里）預報，其中第二層的初始場由第一層內插，邊界條件亦由第一層所提供，但第二層仍使用15公里的地形（如：地形高度、土地利用等）與地面（土壤溫度、溼度等）資料預報。本研究首先進行3DVAR與4DVAR有無使用渦旋移置技術（Hsiao et al. 2010）颱風路徑的比較。此外，為探討同化颱風渦旋資料的差異，將分成同化渦旋動量場和質量場資料（WM）以及僅同化動量場（NM）兩組實驗，分析15公里模式預報結果，探討其對颱風路徑與結構之差異。

4.3 單點觀測實驗

單點觀測實驗透過資料同化系統產生的分析增量，可以檢視背景誤差協方差矩陣作用，亦可了解此分析系統的結構特徵。3DVAR單點觀測實驗其分析增量 $x^a - x^b$ 與背景誤差協方差成正比，關係式如下：

$$x^a - x^b = \mathbf{B}_i (\sigma_b^2 + \sigma_o^2)^{-1} (y_i - x_i) \quad (4.3)$$

式中 y_i 為單點觀測資料， x_i 為背景場中相對應單點觀測之值， σ_o 與 σ_b 分別為觀測

和背景誤差。另一方面，WRF 4DVAR包含線性切線（ $\mathbf{M}$ ）和伴隨模式（ $\mathbf{M}^T$ ）於分析方法中，故單點觀測實驗其分析增量可用下式表示

$$\mathbf{M}(x^a - x^b)_i = (\mathbf{M}\mathbf{B}\mathbf{M}^T)_i (\sigma_b^2 + \sigma_o^2)^{-1} (y_i - x_i) \quad (4.4)$$

由（4.4）式可知分析增量不僅和背景誤差協方差有關，亦會受到線性切線和伴隨模式積分的影響。換句話說，線性切線和伴隨模式在4DVAR單點觀測實驗中透過積分在同化時間窗區內不斷地傳遞觀測的訊息。

單點觀測實驗以2008年薔蜜（Jangmi）颱風為例，其背景場為六小時的預報場至9月26日0000UTC。在0600UTC 500hPa上，東經132.9度、北緯13.0度的位置給定1.5°C的溫度增量進行單點觀測實驗。以下將以背景場和分析場分別預報六小時，分析初始與預報的差異做為單點觀測實驗溫度增量的依據。圖4.2為WRF 3DVAR分析0000UTC至0600UTC 500hPa溫度增量，由0000UTC可看出非常對稱接近同心圓分布的溫度增量，其增量中心與0600UTC放置單點觀測的位置相同。由公式（4.3）可知溫度增量主要是和背景誤差協方差矩陣B有關，而3DVAR的分析場則經由溫度增量直接加入背景場產生。造成3DVAR僅能將觀測的訊息表現在分析時刻，卻無法在實際觀測時刻（0600UTC）和位置呈現其溫度增量。相反地，4DVAR（圖4.3）則顯示不同於3DVAR的結果，而在0600UTC溫度增量分布較非對稱且為拉伸的圓形。此結果與0600UTC的背景誤差協方差矩陣（ $\mathbf{M}\mathbf{B}\mathbf{M}^T$ ）有關，透過模式積分將觀測訊息有效地呈現在觀測時間與位置。而在圖4.3分析時刻（0000UTC）溫度增量顯示在觀測位置上游處經由動力模式0~6小時計算，增量逐漸增加並移至觀測位置。積分6小時後，因颱風逆時鐘向環流使增量分布呈現拉伸的圓形。因此，將溫度增量加入背景場後，3DVAR與4DVAR的分析會有很大的不同。由此，亦可看出4DVAR分析具有flow-dependent協方差的特徵。

由上單點觀測實驗可知WRF 4DVAR在增量分析上除flow-dependent特性外，亦有背景誤差協方差隨時間變化的優點。相反地，3DVAR分析場協方差固定，

使增量分析得到和背景誤差協方差矩陣一致，呈現較均勻對稱和同心圓的結構特徵。所以，4DVAR flow-dependent的特性對於快速發展的天氣系統（例如：颱風、中尺度對流系統、氣旋等），更能適當地呈現觀測資料隨時間的變化。

4.4 結果

由於上述4DVAR之特性優於3DVAR，本研究先使用NCEPGFS做為初始場與邊界條件，針對第一層（45公里解析度）有無使用渦旋移置技術（Vortex Relocation）進行4DVAR、3DVAR測試，預報辛樂克颱風路徑如圖4.4與圖4.5。在無使用渦旋移置技術下（圖4.4），4DVAR的72小時預報路徑明顯優於3DVAR，特別是在60小時以後。3DVAR路徑誤差72小時370公里，遠大於4DVAR的74公里的預報誤差，此原因在於4DVAR能分析較3DVAR好的颱風結構與綜觀環境。然而，當颱風結構與位置較好時（使用渦旋移置技術），4DVAR預報結果雖優於3DVAR，但差別則較未使用渦旋移置技術小（圖4.5）。

同化颱風渦旋資料的差異實驗結果如圖4.6所示，兩實驗預報初期路徑差距甚小。至30小時以後路徑差異開始增加，以同化動量場和質量場資料（WM）的預報結果較接近觀測路徑。對於颱風登陸後西北向的路徑，兩實驗並未完全掌握，但爾後東北向偏折路徑皆能預報其趨勢。對照路徑誤差圖（圖4.7）發現，24小時前兩實驗路徑誤差相距較小，36小時達到最大。由圖4.6、圖4.7可發現主要的路徑誤差發生在颱風登陸前後，亦說明此兩實驗中不同的颱風環流與地形間的影響亦不同。

圖4.8為15公里解析度預報的颱風強度，因兩實驗均植入颱風海平面氣壓，初始分析的中心氣壓值皆約為966hPa。WRF 4DVAR 45公里的分析無法解析如實際颱風925hPa的強度。但經過兩層嵌套預報六小時後，WM實驗颱風中心氣壓強度與NM實驗在15公里網格解析度中立即相差20hPa左右。隨後因靠近地形，強度慢慢減弱，至36小時通過地形後，兩實驗強度趨於一致。雖然15公里解析度仍

無法達到實際觀測的颱風強度，但其強度和觀測的趨勢大致相同，其中又以WM的強度較為接近觀測。為更深入了解兩實驗颱風強度的變化，將初始12小時預報內每小時颱風中心氣壓標示如圖4.9。圖中NM實驗在預報1小時即減弱至970hPa，隨後至12小時皆維持此強度。然而，WM實驗預報初期強度持續增加至4小時達到最強，大約維持950hPa左右。由初始強度分析可發現同時植入渦旋動量場和質量場有較強亦較接近實際的颱風中心氣壓。

分析初始颱風垂直結構發現，颱風兩側的水平風速最大值在距離中心7~8緯距，而同化渦旋動量場和質量場（WM）實驗中，其在低層與中高層（250~500hPa）皆有較大的水平風速值，但以中高層與NM實驗差異較為顯著（圖4.10）。此外，位溫垂直剖面圖（圖4.11a）可見颱風中心中層附近明顯的暖心結構，其中又以WM實驗暖心結構較NM趨於顯著。圖4.11b為WM減去NM實驗位溫的垂直變化，低層WM實驗在中心兩側有較低的位溫，主要是由於太陽輻射加熱少，水氣充沛等原因所致。然而，在中高層為暖溫特徵的區域（圖4.11a），最大暖中心差異位於颱風中心的位置，即大約在450hPa處。WM實驗中強暖心結構乃由於空氣集中上升到凝結高度，其水氣凝結而釋出大量熱能所致。在300hPa以上位溫轉為降低，因大部分能量匯集到中層暖心，高層輻散又增加能量的流失，故溫度較低。因此，從水平風速和位溫分析場垂直分布的比較中即可發現同化渦旋動量場和質量場可得到較好熱力和動力的颱風初始結構。

根據前述颱風強度預報之分析，在預報1小時後中心氣壓旋即有超過10hPa的變化。對此，以下將探討預報初期颱風結構的變化。圖4.12為兩實驗預報6小時海平面氣壓與地表熱通量的差異圖（WM—NM），WM實驗颱風從第1小時預報較NM實驗中心氣壓為強，地表熱通量在颱風環流附近亦較大。地表熱通量與低層的風速相關，故颱風中心的地表熱通量達到最低，向中心外圍開始增加，因此圖中颱風中心的地表熱通量的差異較小。颱風中心氣壓與地表熱通量差距隨著預報時間的增加亦增大，至預報4小時中心氣壓差達到最大，地表熱通量的差異

完整包含整個颱風環流，此差距在隨後的預報中持續存在。另外，在颱風中心150公里半徑內4小時預報的地表熱通量圖（圖4.13）顯示兩實驗熱通量最低值相同且在颱風中心。然而，颱風中心兩側75公里附近高值區，WM實驗地表熱通量高出NM實驗約 200W/m^2 。若將颱風中心周圍150公里內地表熱通量平均，其1~12小時預報結果如圖4.14。颱風附近地表熱通量的平均在5~6小時預報兩實驗差異達到最大值，爾後差異隨時間減少主要是受到地形的影響，破壞地表熱通量的傳輸。

另一方面，分析颱風中心附近高低層輻散（合）分布可見圖4.15。WM實驗（圖4.15a）在低層（850hPa）主要的輻合出現在中心東側75公里以及西側45、150公里處。但僅東側75公里與西側105公里處高層（300hPa）有強輻散值，分別達到 200 與 $150\ 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。另外，此兩處外圍低層輻散高層輻合的特徵，為颱風環流moat區，且高層中心附近存在微弱的輻合。圖4.15b明顯呈現較弱之輻散（合），僅在颱風東側205公里處有略為顯著的底層輻合與高層輻散特徵。在垂直風速的分布（圖4.16）可見WM實驗距颱風中心東側75公里與西側150公里處上升氣流顯著，而NM實驗則上升氣流較弱且中心較遠。垂直運動和高低層輻散（合）結果一致，主要是因為底層氣流受氣壓梯度力影響向內輻合，且受科氏力影響而作氣旋式旋轉，內流空氣因慣性作用無法達颱風中心，於眼牆處急速上升，所以眼牆為颱風上升運動最強的位置。眼牆之上升氣流至高對流層時，則因對流層頂之限制而向外輻散，小部份空氣則向中心輻合，下沉增溫形成強烈暖心。故此水平和垂直方向的動力特徵更加說明WM實驗在預報中有較好的颱風結構發展。總之，透過預報場分析颱風水平和垂直結構發現，僅同化渦旋動量場的颱風結構不若同化動量場與質量場在熱力和動力有較好的颱風結構特徵。

4.5 結論與建議

4DVAR的優點在於同化時間窗區給定觀測資料，透過數值預報模式的動力

限制調整與伴隨模式反覆積分，依據誤差協方差矩陣適切地調整模式中其他的控制變數。在單點實驗測試中，即可發現4DVAR較3DVAR為優，特別在分析增量中有flow-dependent與背景誤差協方差隨時間變化的特徵。因此，本研究亦利用WRF 4DVAR探討同化颱風渦旋植入資料對颱風路徑與結構的影響。

颱風渦旋植入資料包括動量場與質量場，大部分的研究使用同化風場與海平面氣壓。本文除此兩項之外，加入同化溫度與相對溼度等質量場觀測資料，並針對2008年辛樂克颱風個案預報研究。由路徑預報得知同化動量場與質量場的渦旋資料有較好的結果，並且與同化動量場的實驗較大的差異在颱風通過台灣地形前後。颱風中心氣壓顯示由於4DVAR同化海平面氣壓，故分析場颱風差異較小，但隨時間積分差異逐漸變大。主要差異在中高層，其中以同化動量場與質量場的渦旋資料有較接近實際且較強的颱風環流。分析海平面氣壓場和地表熱通量顯示，因為同化完整的動量場和質量場颱風結構，颱風環流較強且配合結構較好的地表熱通量。另一方面，相同的結果亦顯示在分析兩實驗預報場垂直結構。同化動量場與質量場的渦旋資料有發展較好的低層輻合與高層輻散的垂直配置，加以眼牆附近的上升氣流，有助於颱風熱力和動力結構上的發展。綜合上述，WRF 4DVAR分析同化渦旋動量場與質量場得到較好的熱力和動力的初始結構。其經由低層輻合產生中層的上升運動，造成水氣凝結並釋放潛熱，透過第二類條件不穩定機制，生成動力與熱力結構較好的颱風渦旋。因此，對此辛樂克颱風個案在分析中加入同化植入質量場和動量場的渦旋，其路徑和結構有較好的預報結果。

目前WRF 4DVAR 在切線與伴隨模式中皆為簡單的物理過程，此對颱風預報可能較為局限。因為颱風尺度較小，且有強烈的潛熱釋放，此明顯動力和熱力的變化更需要模式的物理過程。另外，對於觀測資料的使用可能會因為與初始背景場相差甚大而拒絕好的觀測資料。為此，若能使用多次outer loop，亦即將分析資料的偏差進行多次最小化（minimization）過程。不僅能使分析解越趨於準確，亦能對觀測資料能夠有效地使用。更能呈現WRF 4DVAR flow-dependent 的特性。

另外，最近NCAR對4DVAR執行程式進行優化，對4DVAR計算效能顯著提升，亦為未來可測試研究之方向。

五、 總結

本研究分析 1960 到 2010 年 84 個颱風個案，通過台灣時受到地形影響移速異常與降雨異常的結果顯示：

(1) 定義極端降雨為最強百分之五累積降雨量，過去 51 年中，颱風及夏季造成之極端降雨佔台灣地區極端降雨個案之 70%，梅雨季佔 20%。且颱風的極端降雨累積雨量與整體極端降雨累積雨量的相關性達到 0.89。測試極端降雨不同門檻值顯示 60mm/hr 以上的極端降雨和總降雨量均不達 50%，也沒有明顯的年際變化。

(2) 1995 年以後颱風的極端降雨量有顯著的上升，整體來說，1960 到 1976 年極端降雨的累積雨量較多，1977 到 1993 年間極端降雨的累積雨量減少，1994 到 2010 年極端降雨的累積雨量又有明顯的增加。這樣的極端降雨變化呈現氣候上所說之十年際變化(Decadal Variations)。在空間分布顯示颱風極端降雨累積雨量在台灣中南部山區呈現極大值。

(3) 分析影響颱風極端降雨的相關因素，發現雨量大颱風個案多伴隨在陸期間較慢的移行速度，與颱風登陸前強度無明顯相關，雨量與颱風移行速度成反比， R^2 達到 0.46，近 17 年颱風雨量較大原因為有較多移速慢，累積雨量多之個案。

(4) 極端降雨登陸前主宰個案共有 1992 Polly，2005 Haitang，2007 Krosa 以及 2008 Sinlaku。這四個個案路徑在登陸前都有打轉的特徵。離陸後降雨主宰個案則共有 4 個，1990 Ofelia，2005 Haitang，2008 Sinlaku 與 2009 Morakot。

(5) 雨量大個案在陸期間移速較慢且登陸位置北邊，定義小於(大於)平均一標準差個案為慢速(快速)颱風個案，慢速個案中有 80%登陸在北緯 23.5 度以北，快速個案中有 70%登陸在北緯 23.5 度以南，在陸移速呈現南北不對稱的分布。

(6) 在陸期間累積雨量與在陸期間移速倒數以及在陸停留時間有良好的正相關，

其中南北登陸個案有不同特性，雨量與在陸期間移速倒數在北邊登陸颱風個案 R^2 達到 0.54，南邊登陸颱風個案 R^2 則為 0.43。雨量與在陸停留時間在北邊登陸個案 R^2 為 0.78，南邊登陸颱風個案 R^2 則為 0.67。

(7) 登陸前 12 到登陸前 3 小時平均移速隨著靠近地形都呈現稍微增加的趨勢，快速移速個案平均移速在登陸後呈現加速，慢速及中等移速個案在登陸後皆呈現減速，在陸期間累積雨量大於 1000 mm 個案之平均移速也呈現減速的特徵。

(8) 合成颱風在陸期間累積雨量分布圖發現，慢速、中等移速個案在台灣中南部山區有區域極值。其中慢速移速個案雨量較大，極值超過 200 mm。快速個案在陸期間累積雨量沒有明顯極值，均小於 50 mm。

(9) 以 WRF 數值實驗探討颱風通過台灣地形時，移動速度變化之機制，以位渦趨勢診斷方法探討降雨潛熱釋放對颱風運動之影響。降雨極值分布相對颱風中心位置，會產生正的位渦趨勢，驅使颱風移動，北邊登陸颱風路徑若在台灣中南部地形發生降雨極值時，則有減慢的分量產生。敏感度測試顯示，移速慢、登陸位置北邊之颱風在陸期間有較大之累積雨量，降雨造成潛熱釋放所得之位渦趨勢也較大。

(10) WRF 4DVAR 的初步測試結果顯示，單點實驗測試中，4DVAR 較 3DVAR 為優，但若使用渦旋移置技術則在路徑預報上可得到更好的改善。在使用渦旋移置技術下，比較同化動量場與質量場以及單獨同化動量場的實驗，以辛樂克颱風為例，同化動量場與質量場的渦旋資料有較好的結果，並且與同化動量場的實驗較大的差異發生在颱風通過台灣地形前後，中高層的颱風結構。

附錄 1 工作會議記錄(2011/11/11)

本次工作會議召開時間在計畫執行的期中到期末之間，工作會議重點為工作進度的討論與本次計畫委託重點、計畫驗收標準之確認。參與人士包含氣象局程家平主任、簡國基科長、陳建河技正與曾建翰技正。計畫主持人郭鴻基教授、台灣大學蔡禹明博士以及博士生徐理寰。

本次計畫驗收標準重點分為 1.對於歷史上(1960-2010 年)侵台颱風受台灣地形影響前後差異進行分類。2.分析颱風登陸前後風速變化及動力因子相關性。3.對颱風受地形影響時在台灣地區產生之對流進行分類。此三項成果分別展示在本期末報告第 2 章、第 3.1、3.2 節。4.數值模式探討颱風遇到地形時移速變化的物理機制。此部分主要在第 3.3 節。5.建置互動網頁資訊平台。此部分將於期末報告繳交時一併交付。期末報告第 2、3 章部分與本次計畫委託重點相符合，另外一項重點為”在中央氣象局作業環境下建立 WRF 模式 4DVAR 資料同化系統，整合傳統與非傳統性觀測資料，測試對 WRF 模式之降水預報能力。”此部分也在本計畫期末報告第 4 章進行了 WRF 模式 4DVAR 資料同化系統的初步測試。

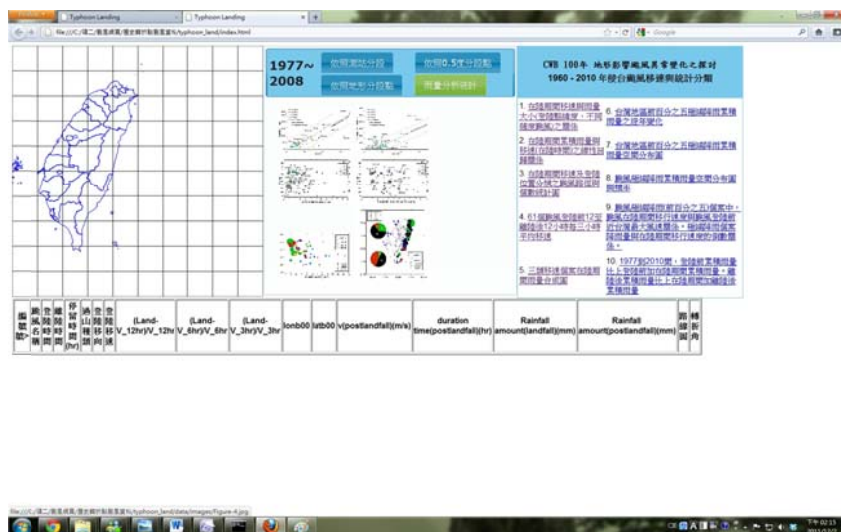
與會人士達成共識本計畫進度有符合計畫驗收標準與計畫委託重點，另外會議中也討論到由於台灣地區地形的複雜度，颱風侵台期間重點不只在傳統的強度預報，颱風侵台期間降雨預報、分析是未來發展重點。除了過去歷史資料分析外(如氣象局颱風資料庫，本計畫 51 年統計分析)，資料同化技術及 2 周到 4 周的長期預報也是未來氣象局發展可能方向。國內氣象作業、研究單位如氣象局、防災中心、颱洪中心及各學校大氣科學相關科系的合作也是目前可以積極進行的方向。

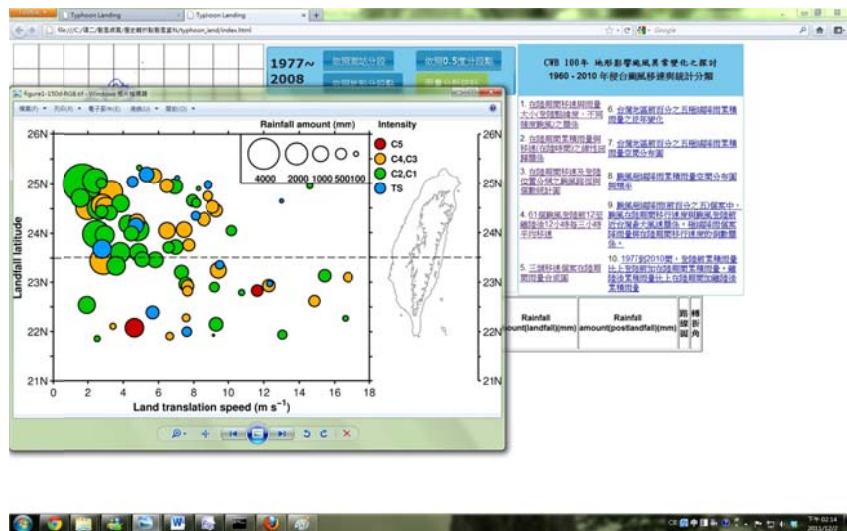
附錄 2 網頁應用平台說明

使用說明：

將本計畫研究成果圖整合進 98 氣象局委託研究計畫「颱風侵台期間移行速度之研究與預報」所建置之互動式網頁應用平台，此程式建構在 FireFox 瀏覽器架構下，目前改良為免安裝式形式，可離線使用，98 年計畫結束時已提供給中央氣象局颱風與劇烈天氣預報科使用，目的為希望能方便讓預報員參考過去歷史統計之結果。使用時，請複製整個資料夾到別的隨身碟，點選資料夾內 start.bat 即可使用。

進入網頁後畫面左上為台灣地圖、中間方塊區主要有四標籤，為 98 計畫結果之 33 年颱風統計資料，可進入點選颱風個案，路徑將會顯示於台灣地圖上，下方為個案資料(可參考 98 氣象局委託研究計畫「颱風侵台期間移行速度之研究與預報」期末報告之附錄)。本年度新增一標籤為 51 年歷史颱風整體統計圖，可點選連結彈出圖片視窗，主要有颱風侵台時 51 年年際變化、雨量空間分布圖與迴歸分析。範例如下圖：





參考文獻

- 謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降，1998: 百年侵台颱風路徑圖集及其應用。中央氣象局專題研究報告 CWB86-1M-01。
- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- Brand, S., and J. Blelloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 130-155.
- Chan, J. C. L., 1984: An observational study of the physical processes responsible for tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1036–1048.
- , and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1264.
- Chang, C.-P., T.-C. Yeh, and J. M. Chen, 1993: Effects of terrain on the surface structure of typhoons over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 734-752.
- Chien, F.-C., and H.-C. Kuo, 2011: On the Extreme Rainfall of Typhoon Morakot(2009). *J. Geophys. Res.*, 116, D05104, doi:10.1029/2010JD015092.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Fovell, R. G., and H. Su, 2007: Impact of cloud microphysics on hurricane track forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L24810, doi:10.1029/2007GL031723.
- , K. L. Corbosiero, and H. C. Kuo, 2009: Cloud Microphysics Impact on Hurricane Track as Revealed in Idealized Experiments. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1764-1778.

- , K. L. Corbosiero, A. Seifert, and K. N. Liou, 2010: Impact of cloud-radiative feedback on hurricane track. *Geophysical Research Letters*, in press.
- Grell, G. A., and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1693, doi:10.1029/2002GL015311.
- Hong, S.-Y., and Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Hsiao, L. F., C.-S. Liou, T.-C. Yeh, Y.-R. Guo, D.-S. Chen, K.-N. Huang, C.-T. Terng, and J.-H. Chen, 2010: A vortex relocation scheme for tropical cyclone initialization in advanced research WRF. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3298–3315.
- Huang, X.-Y., Q. Xiao, D. M. Barker, X. Zhang, J. Michalakes, W. Huang, Y. Henderson, J. Bray, Y. Chen, Z. Ma, J. Dudhia, Y. Guo, X. Zhang, D.-J. Won, H.-C. Lin and Y.-H. Kuo, 2009: Four-dimensional variational data assimilation for WRF: formulation and preliminary results. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 299–314.
- Kuo, H. C., R. T. Williams, J. H. Chen, and Y. L. Chen, 2001: Topographic effects on barotropic vortex motion: No mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1310–1327.
- Parrish, D. F., and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747–1763.
- Pu, Z.-X., and S. A. Braun, 2001: Evaluation of bogus vortex techniques with four-dimensional variational data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2023–2039.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda,

- X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note TN-475STR, 113 pp.
- Smith, R. B., 1993: A hurricane beta-drift law. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3213–3215.
- , X. Li, and B. Wang, 1997: Scaling laws for barotropic vortex beta-drift. *Tellus*, **49A**, 474–485.
- Tao, W.-K., J. Simpson, D. Baker, S. Braun, M.-D. Chou, B. Ferrier, D. Johnson, A. Khain, S. Lang, B. Lynn, C.-L. Shie, D. Starr, C.-H. Sui, Y. Wang, and P. Wetzel, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 97–137.
- Tuleya, R. E., and Y. Kurihara, 1978: A numerical simulation of the landfall of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 242–257.
- , M. A. Bender, and Y. Kurihara, 1984: A simulation study of the landfall of tropical cyclones using a movable nested-mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 124–136.
- Wang, S. T., 1980: Prediction of the behavior and intensity of typhoons in Taiwan and its vicinity (in Chinese). Research Rep., **108**, Chinese National Science Council, Taipei, Taiwan, 100pp.
- Wu, C.-C., K.-H. Chou, Y. Wang, and Y.-H. Kuo, 2006: Tropical cyclone initialization and prediction based on four-dimensional variational data assimilation. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2383–2395.
- Wu, L., and B. Wang, 2000: A potential vorticity tendency diagnostic approach for tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1899–1911.
- Wong, M. L. M., and J. C. L. Chan, 2006: Tropical Cyclone Motion in Response to

- Land Surface Friction. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1324–1337.
- Xiao, Q., X. Zou, and B. Wang, 2000: Initialization and simulation of a landfalling hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2252–2269.
- 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.
- Zou, X., F. Vandenberghe, M. Pondeca, and Y.-H. Kuo, 1997: Introduction to adjoint techniques and the MM5 adjoint modeling system. NCAR Tech. Note NCAR/TN-435-STR, 110 pp.
- , and Q. Xiao, 2000: Studies on the initialization and simulation of a mature hurricanes using a variational bogus data assimilation scheme. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 836–860.

表 2.1：21 個氣象局屬測站測站資訊。

代號	站名	Longitude	Latitude	海拔	縣市	創立年份
466900	淡水	121.44	25.17	19.0M	臺北縣	1942
466910	鞍部	121.52	25.19	825.8M	臺北市	1937
466920	臺北	121.51	25.04	5.3M	臺北市	1896
466930	竹子湖	121.54	25.17	607.1M	臺北市	1937
466940	基隆	121.73	25.13	26.7M	基隆市	1946
466950	彭佳嶼	122.07	25.63	101.7M	基隆市	1909
466990	花蓮	121.61	23.98	16.0M	花蓮縣	1909
467080	宜蘭	121.75	24.77	7.2M	宜蘭縣	1935
467350	澎湖	119.56	23.57	10.7M	澎湖縣	1896
467410	臺南	120.21	22.99	40.8M	臺南市	1897
467440	高雄	120.31	22.57	2.3M	高雄市	1931
467490	臺中	120.68	24.15	84.04M	臺中市	1896
467530	阿里山	120.81	23.51	2413.4M	嘉義縣	1933
467540	大武	120.90	22.36	8.1M	臺東縣	1940
467550	玉山	120.95	23.49	3844.8M	嘉義縣	1943
467570	新竹	120.97	24.80	32.8M	新竹市	1937
467590	恆春	120.74	22.01	22.1M	屏東縣	1896
467610	成功	121.37	23.10	33.5M	臺東縣	1940
467620	蘭嶼	121.55	22.04	324.0M	臺東縣	1940
467650	日月潭	120.90	23.88	1014.8M	南投縣	1940
467660	臺東	121.15	22.75	9.0M	臺東縣	1901

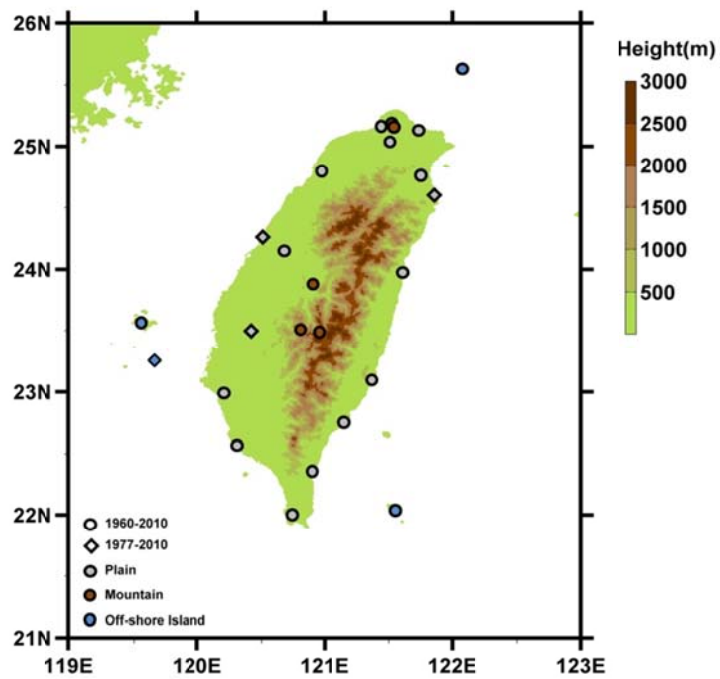


圖 2.1： 氣象局局屬測站分布圖，圓圈為 21 個從 1960 年以前有資料紀錄之測站位置分布，亦為本研究中 50 年資料分析選取使用之測站。另外依測站所在地地形分為平地(灰色)、山地(咖啡色)及離島(藍色)。

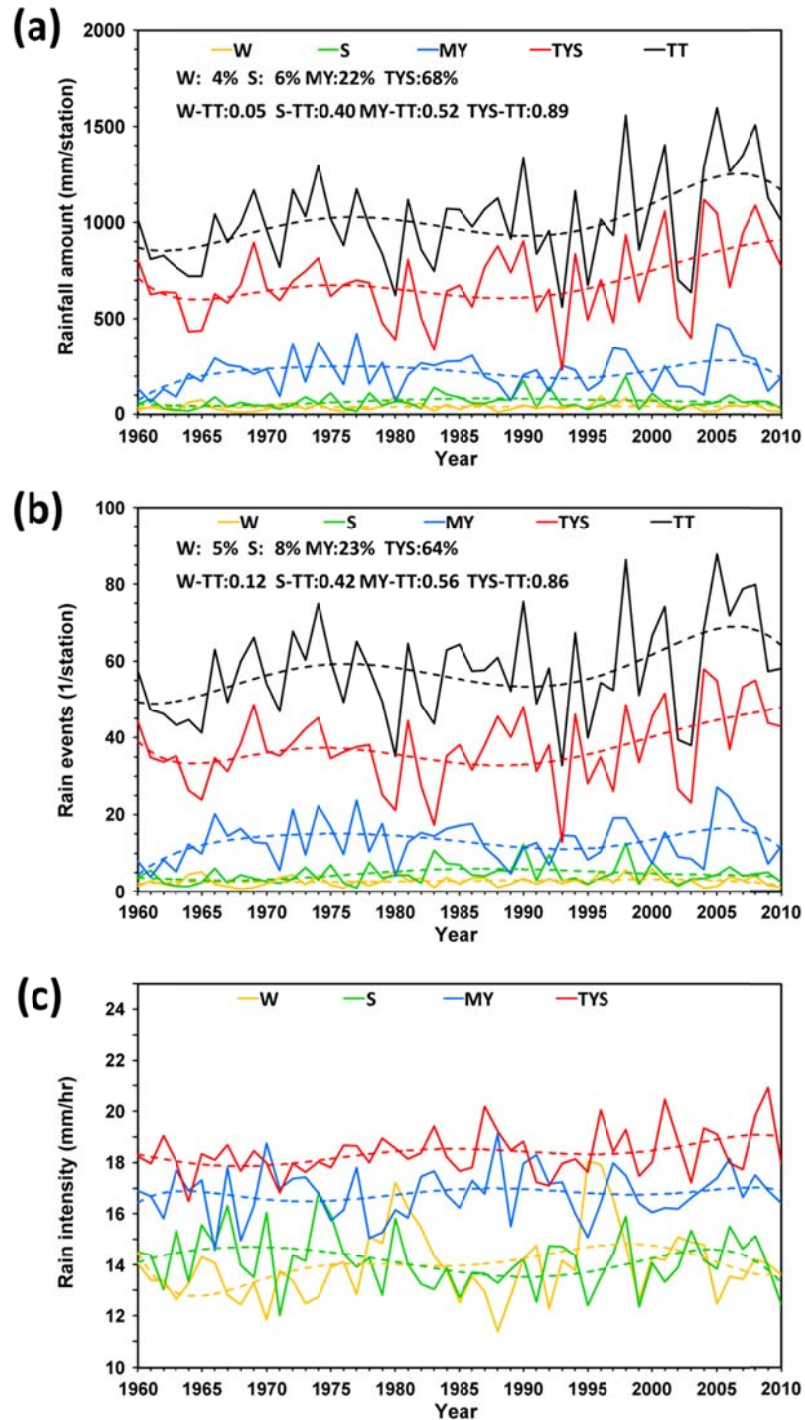
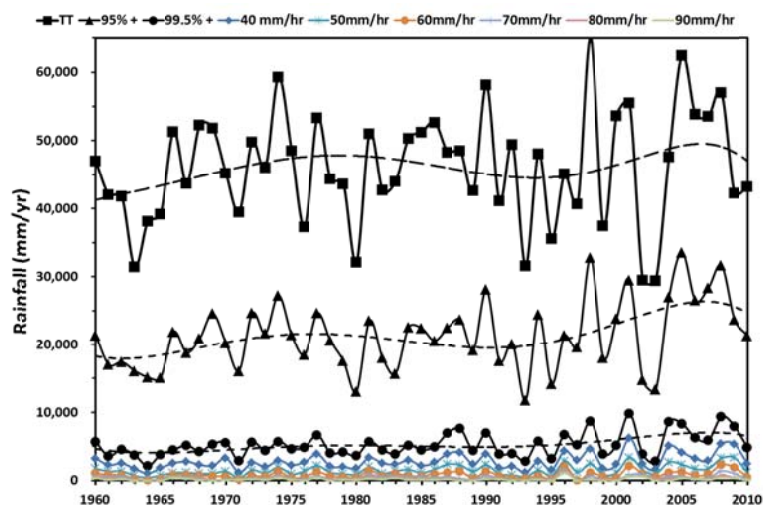


圖 3.1：台灣地區前百分之五極端降雨累積雨量之逐年變化，(a)累積極端降雨雨量，(b)頻率，(c)平均降雨強度。虛線為六階的多項式回歸。黑色為全年累積極端降雨量，紅色為颱風所貢獻之累積極端降雨，藍色為梅雨所貢獻之累積極端降雨，綠色為春季降雨，黃色為冬季降雨。

(a)



(b)

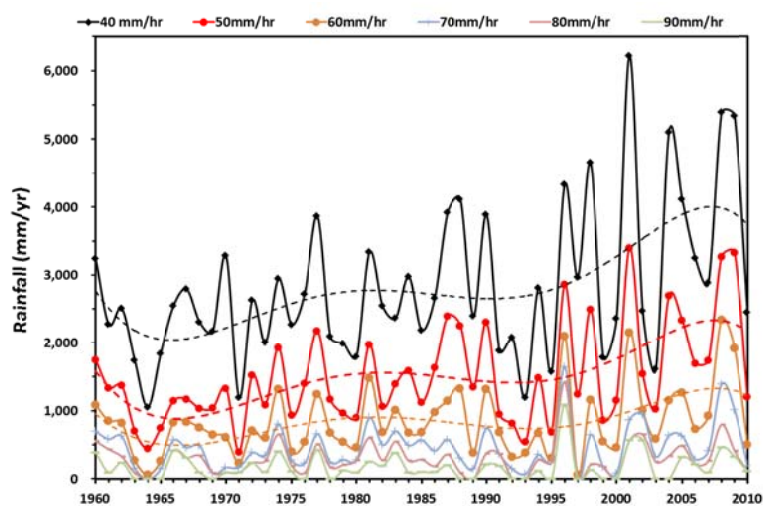


圖 3.2：台灣地區總雨量、前 5%(9 mm hr⁻¹)、前 0.5%(30 mm hr⁻¹)、前 0.25%(40 mm hr⁻¹)、前 0.1%(50 mm hr⁻¹)、前 0.05%(60 mm hr⁻¹)、前 0.03%(70 mm hr⁻¹)、前 0.02%(80 mm hr⁻¹)與至前 0.01%(90 mm hr⁻¹)極端降雨累積雨量之逐年變化

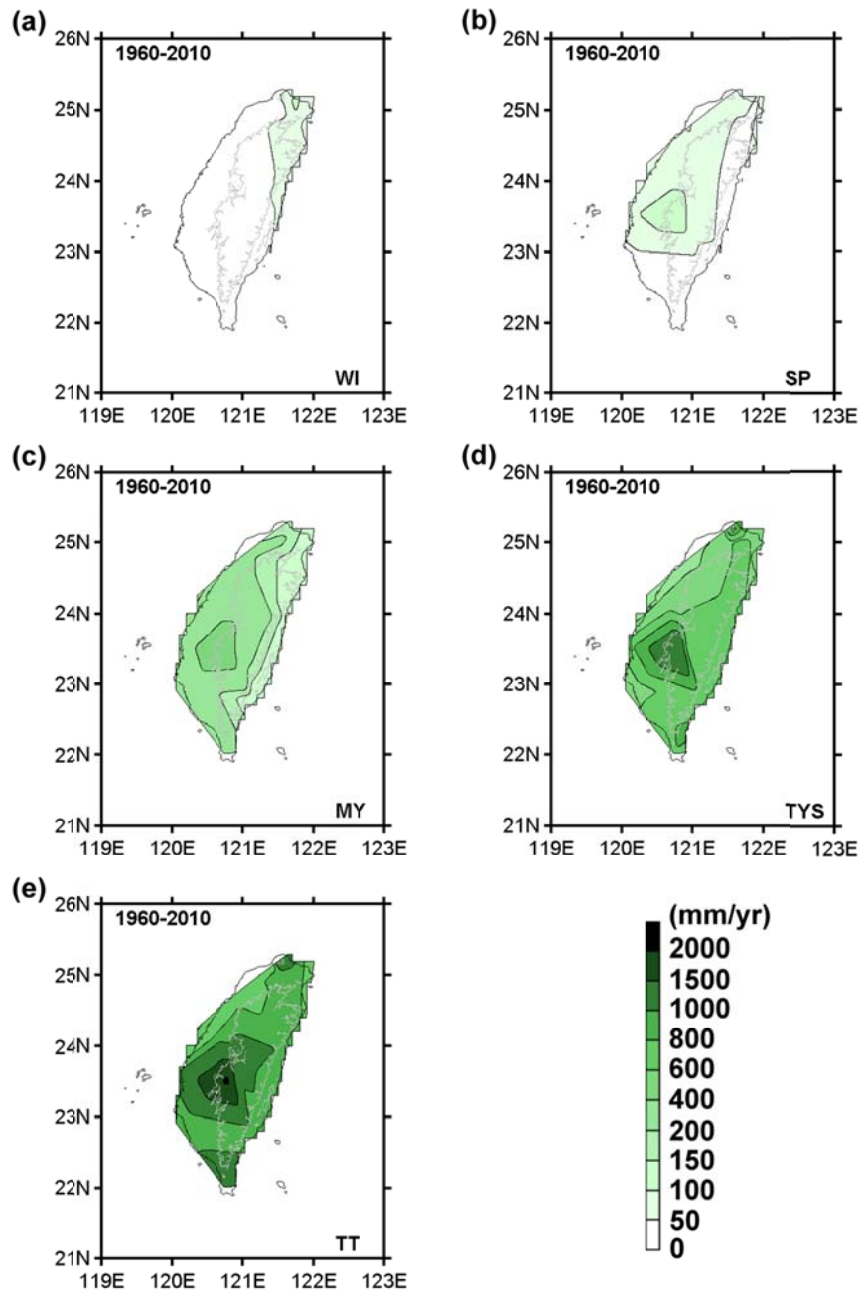


圖 3.3： 1960 到 2010 年台灣地區前百分之五極端降雨累積雨量空間分布圖，(a) 冬季，(b)春季，(c)梅雨，(d)颱風以及(e)全年平均累積雨量。

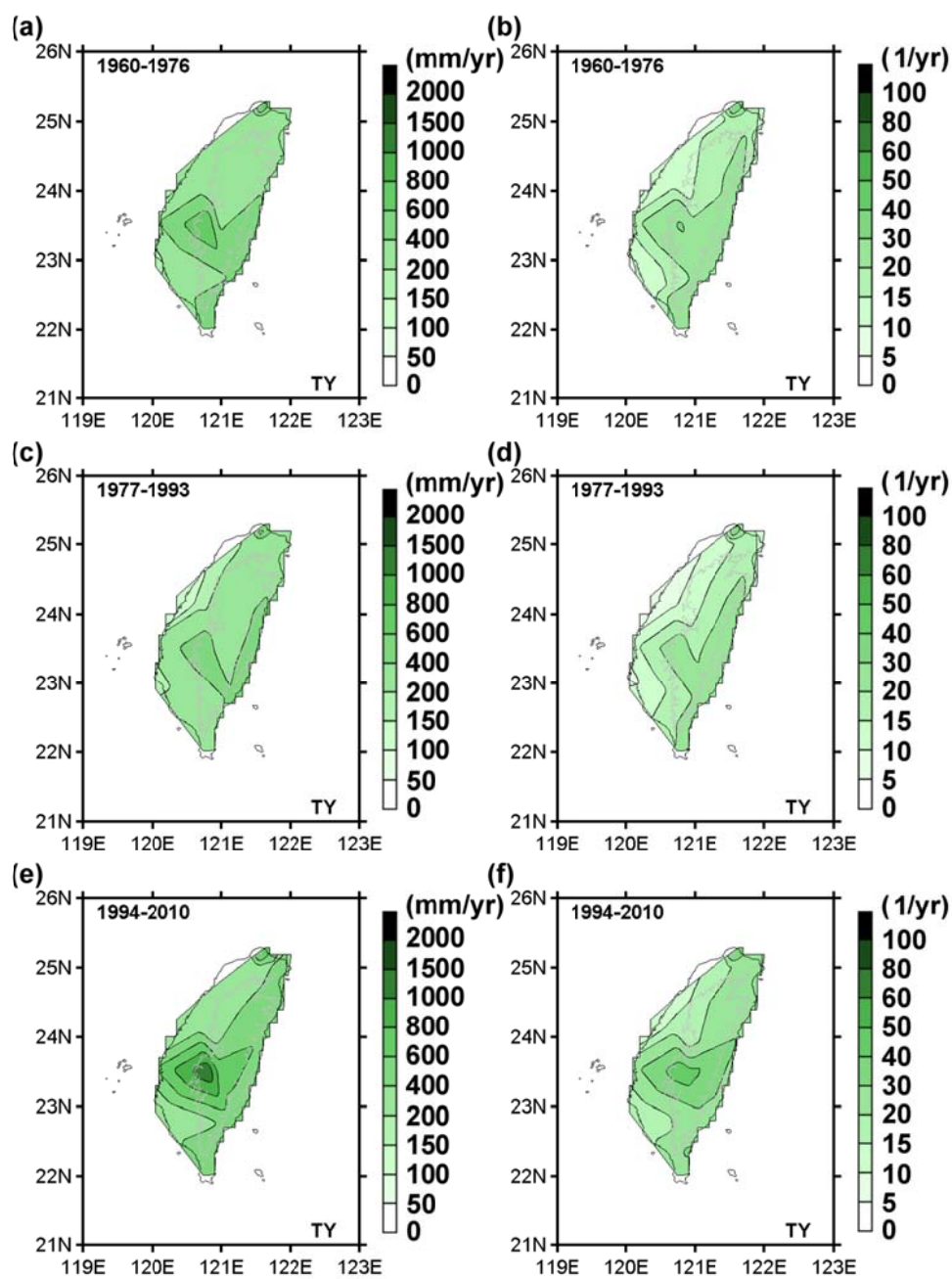


圖 3.4： 1960 至 1976、1977 至 1993、1994 至 2010 之颱風極端降雨累積雨量空間分布圖 ((a)、(c)、(e))與頻率((b)、(d)、(f))。

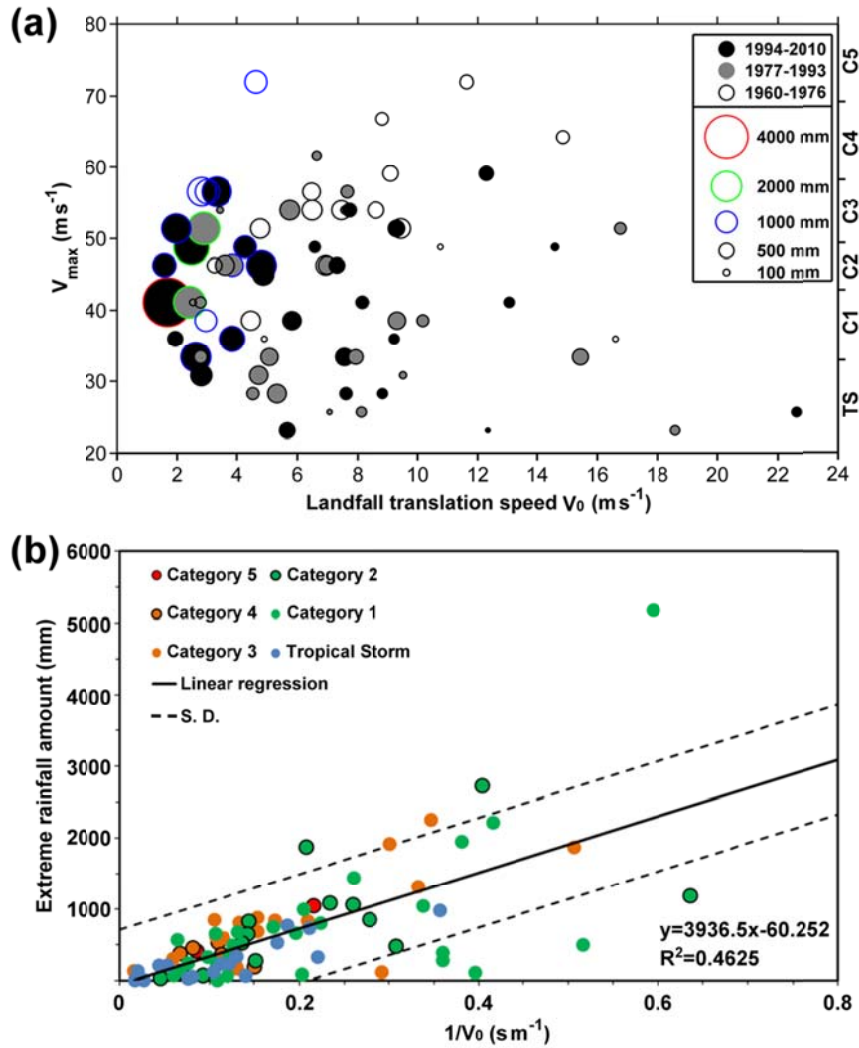
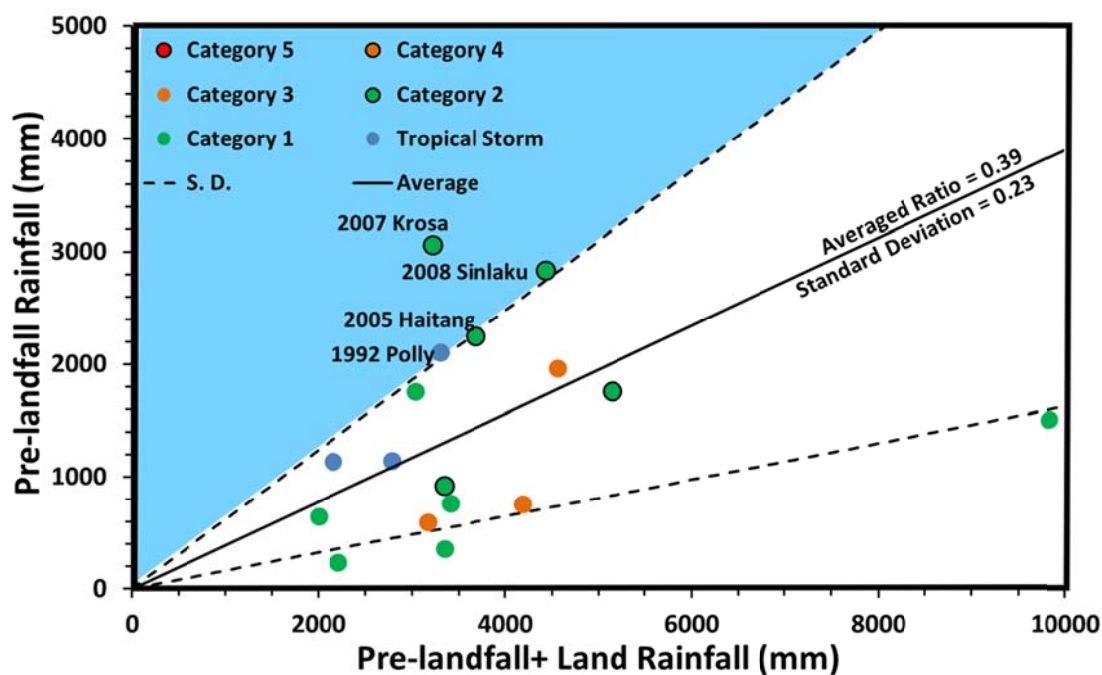


圖 3.5： 颱風極端降雨(前百分之五)個案中，(a)颱風在陸期間移行速度與颱風登陸前近台灣最大風速關係。不同大小圓圈面積等比例表示個案在陸期間累積雨量大小，在陸期間累積雨量大於 4000mm 為紅色圈，在陸期間累積雨量大於 2000mm 為綠色，在陸期間累積雨量大於 1000mm 為藍色。圖中黑色實心表示颱風個案發生在 1994 年到 2010 年，灰色實心為颱風個案發生在 1977 到 1993 年，空心圓表示個案發生在 1977 年以前。(b) 極端降雨個案降雨量與在陸期間移行速度的倒數關係，顏色代表颱風登陸前強度，黑色實線為線性迴歸，黑色虛線為加減一個標準差。

(a)



(b)

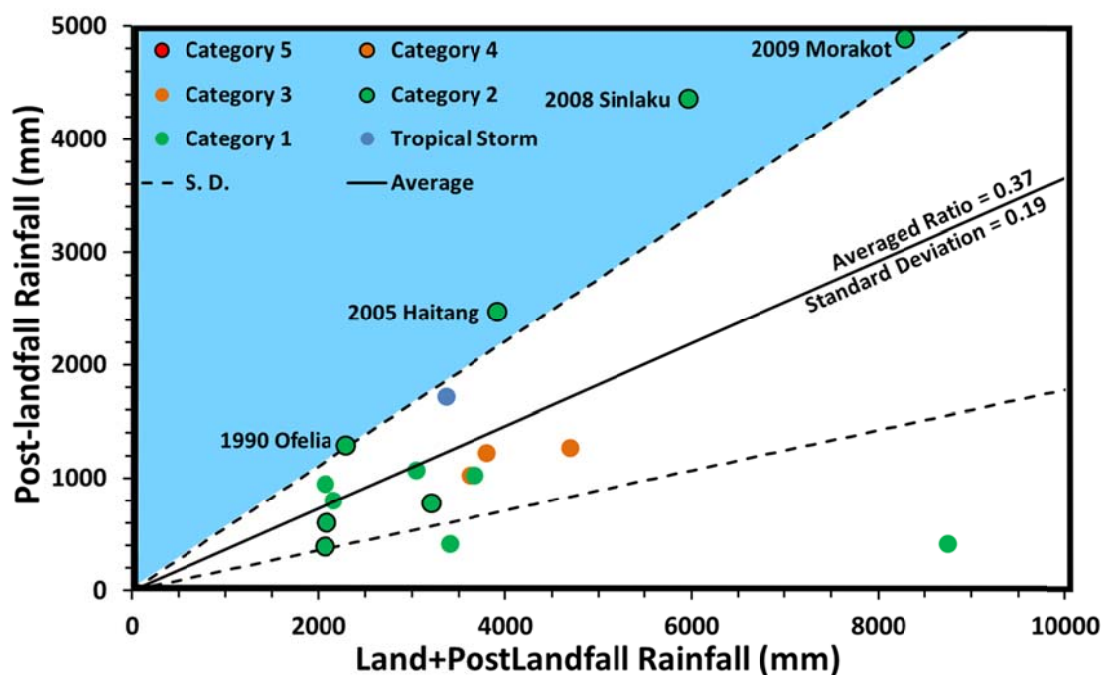


圖 3.6： (a) 1977 到 2010 間，登陸前累積雨量比上登陸前加在陸期間累積雨量。
(b) 離陸後累積雨量比上在陸期間加離陸後累積雨量。實線為平均比率，
虛線為一標準差。

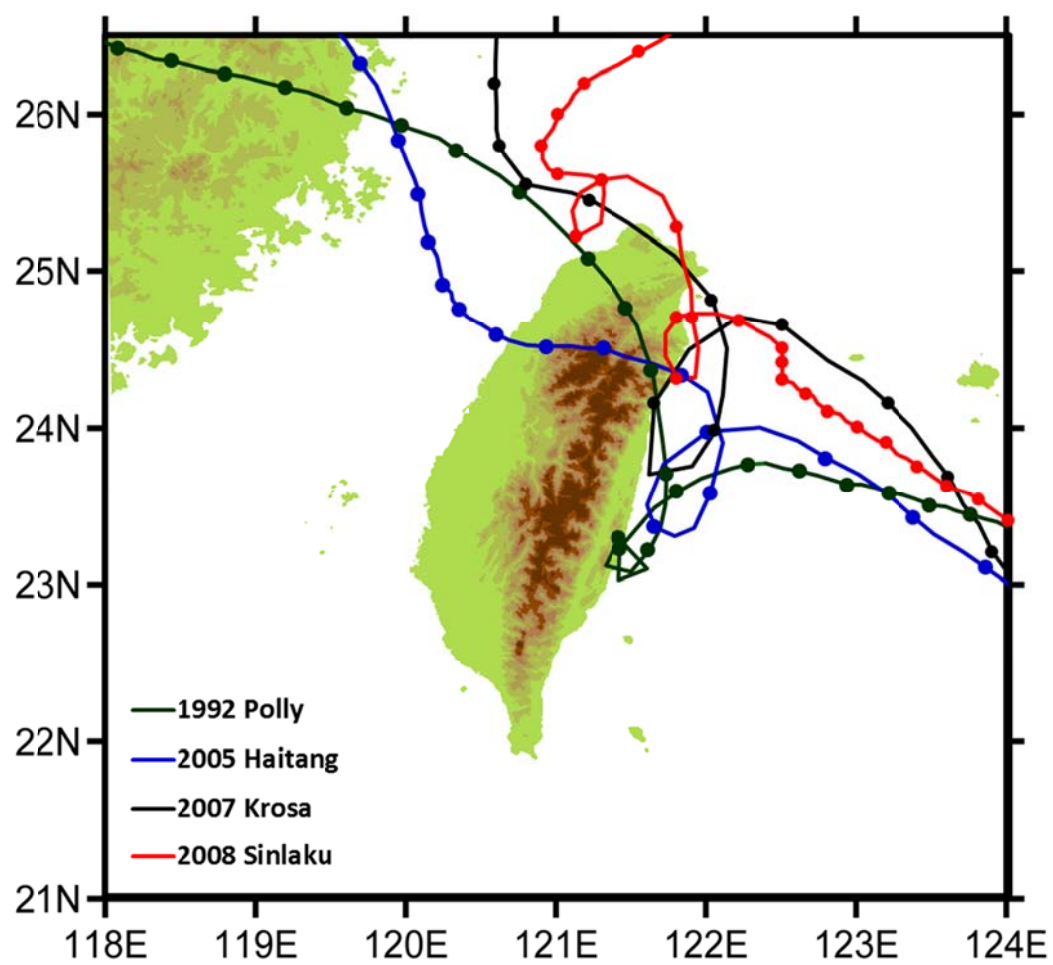


圖 3.7： 四個登陸前主宰極端雨量颱風之每小時路徑圖，實心點為每三小時定位。

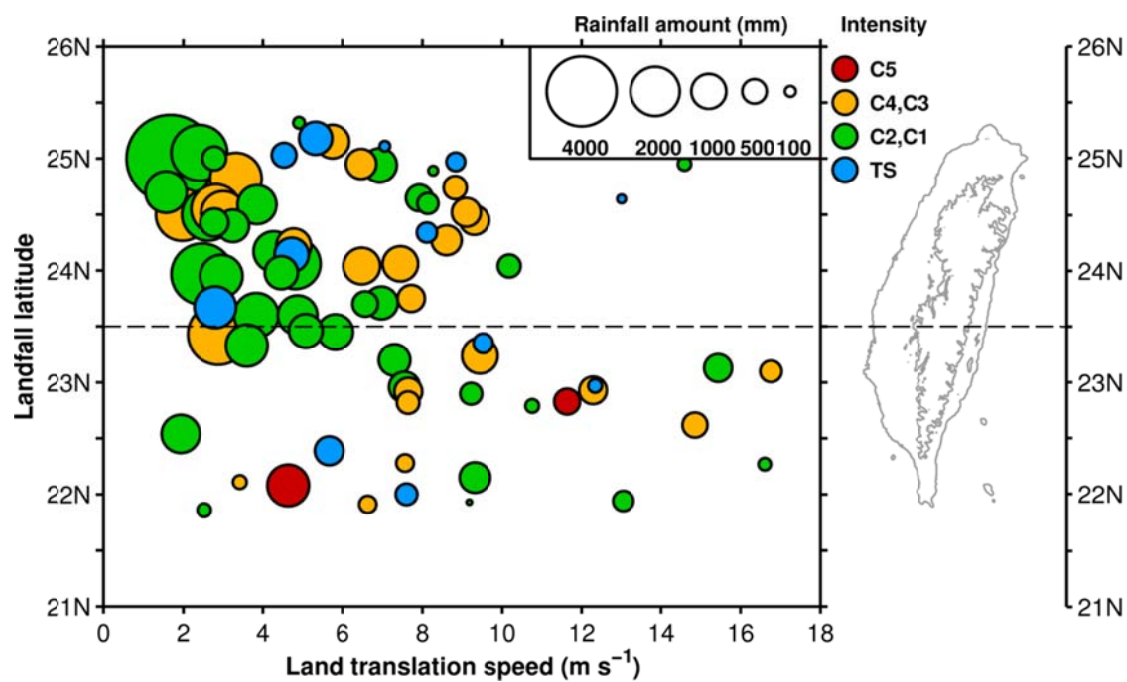


圖 3.8：縱軸為颱風登陸點緯度，橫軸為颱風在陸期間移速，圖中不同大小藍色圈等比例表示個案在陸期間累積雨量大小。顏色則區分登陸前不同強度之颱風。

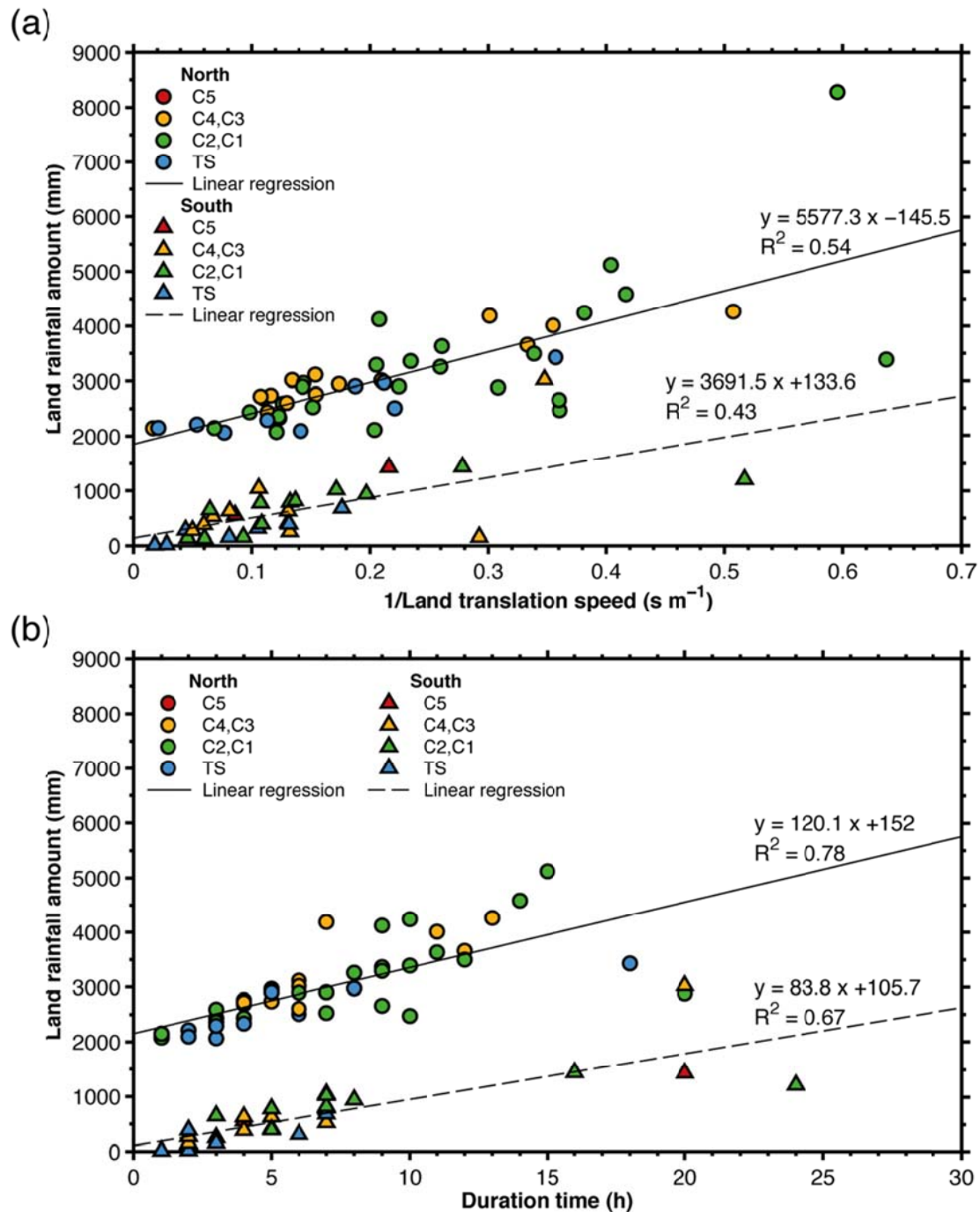


圖 3.9： 在陸期間累積雨量與(a)在陸期間移速倒數與(b)在陸時間。顏色則區分登陸前不同強度之颱風，圓形為北邊登陸颱風，三角形為南邊登陸颱風，北邊登陸颱風累積雨量向上平移 2000 mm 以區分南北個案。實線為北邊登陸颱風線性迴歸，虛線為南邊登陸颱風之線性迴歸。

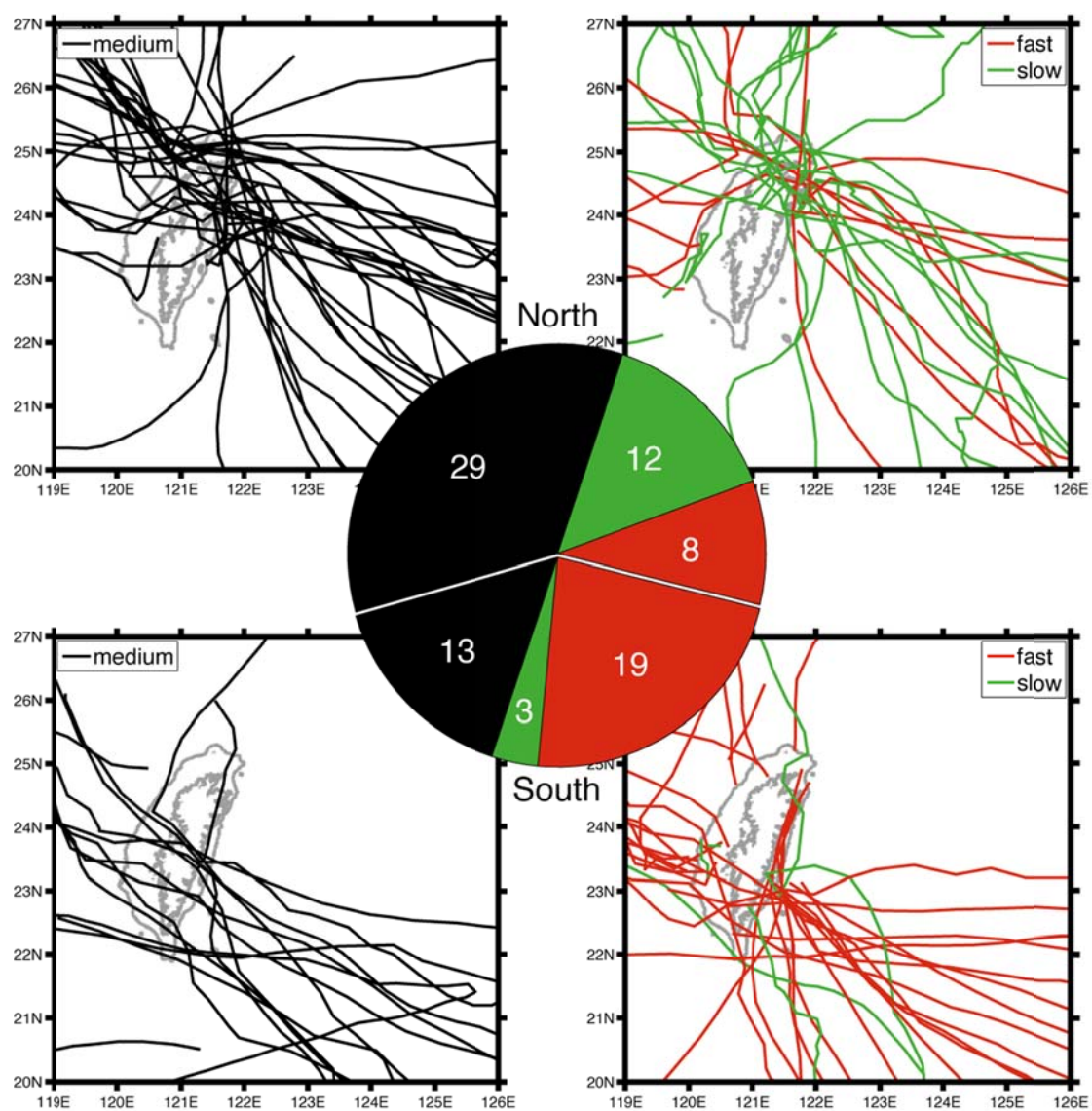


圖 3.10：依照在陸期間移速及登陸位置分類之颱風路徑與個數統計圖，以在陸期間平均移速加減一標準差分為快速(紅色)、中等移速(黑色)與慢速(綠色)。上兩張圖為登陸在台灣 23.5 度緯度以北之個案，下兩張圖為登陸在台灣 23.5 度緯度以南之個案。

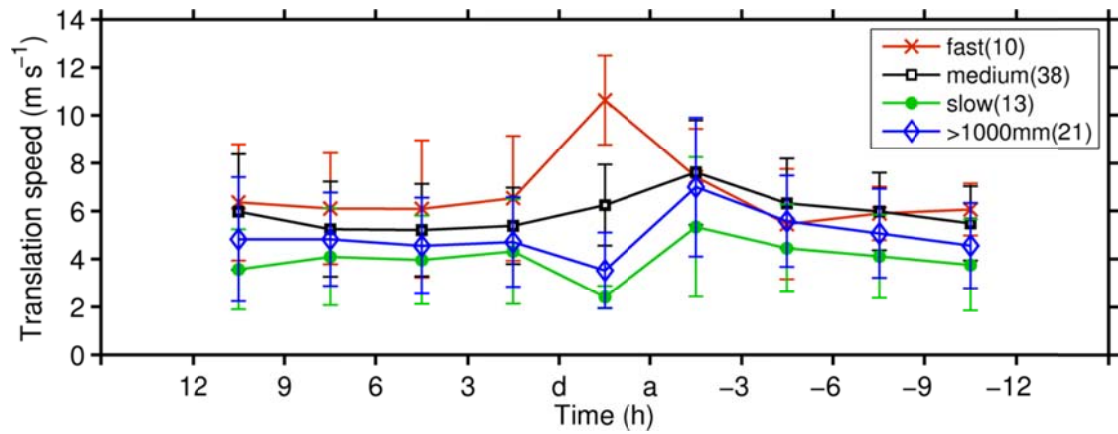


圖 3.11: 1960 至 2010 年 61 個颱風登陸前 12 至離陸後 12 小時每三小時平均移速，橫軸登陸時間標示為 a，離陸時間標示為 d，大於平均加一標準差以上個案為快速個案(紅色)，小於平均減一標準差以上個案為慢速個案(綠色)，離平均加減一個標準差以內為中等移速個案之平均移速(黑色)。另外藍色線為在陸期間累積雨量大於 1000mm 個案之平均移速。

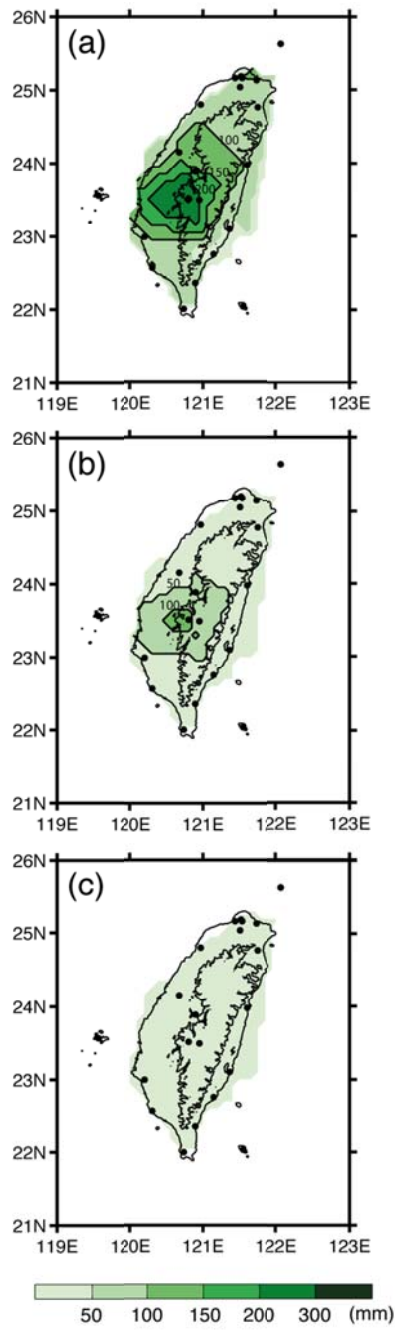


圖 3.12: (a)慢移速個案，(b)中等移速個案，(c)快速移速個案在陸期間雨量合成圖。

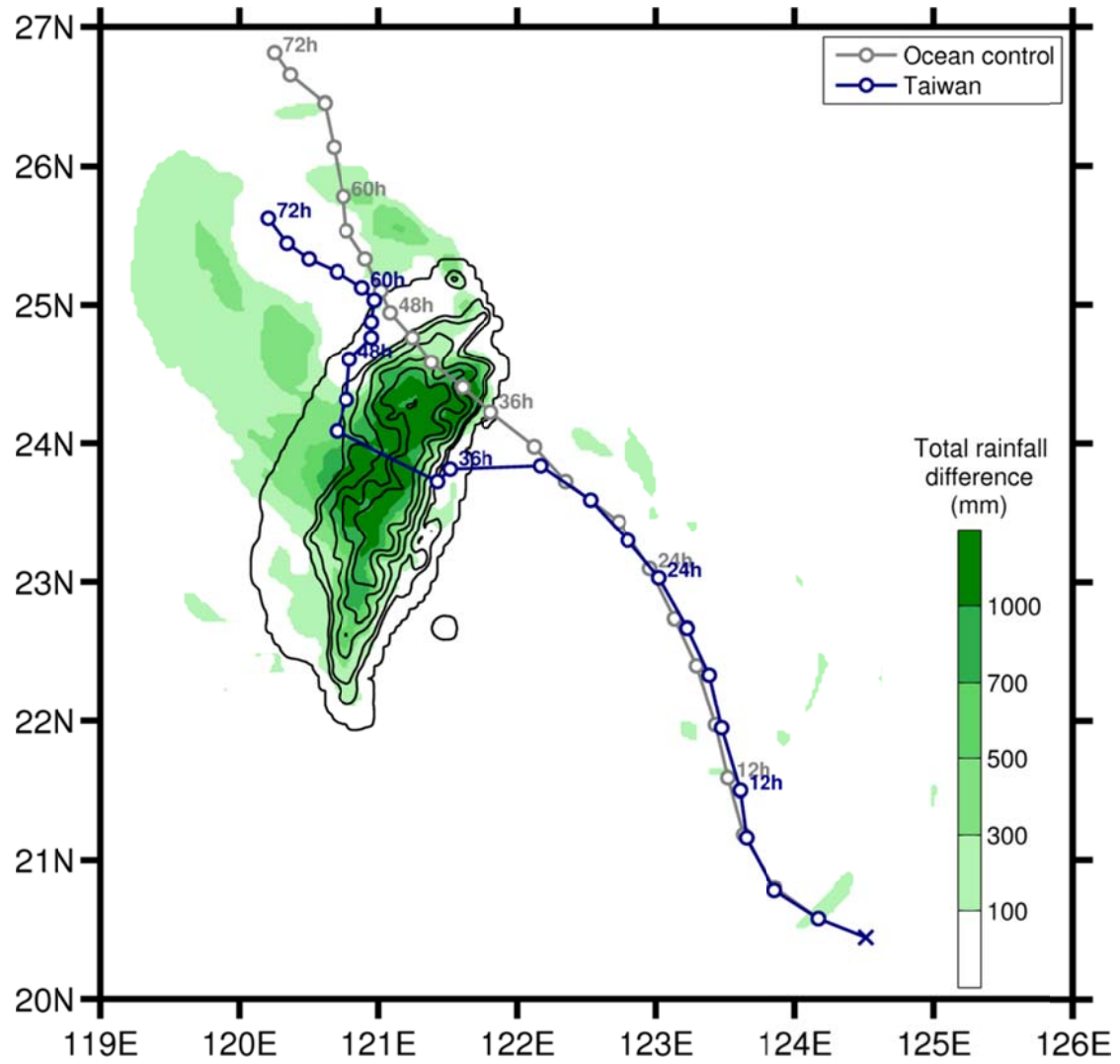


圖 3.13: 台灣地形實驗之三小時路徑(藍色)與沒有地形實驗之路徑(灰色)，背景風場為 3 m s^{-1} 。交叉點為颱風初始位置，等值線為兩實驗累積雨量差異值。

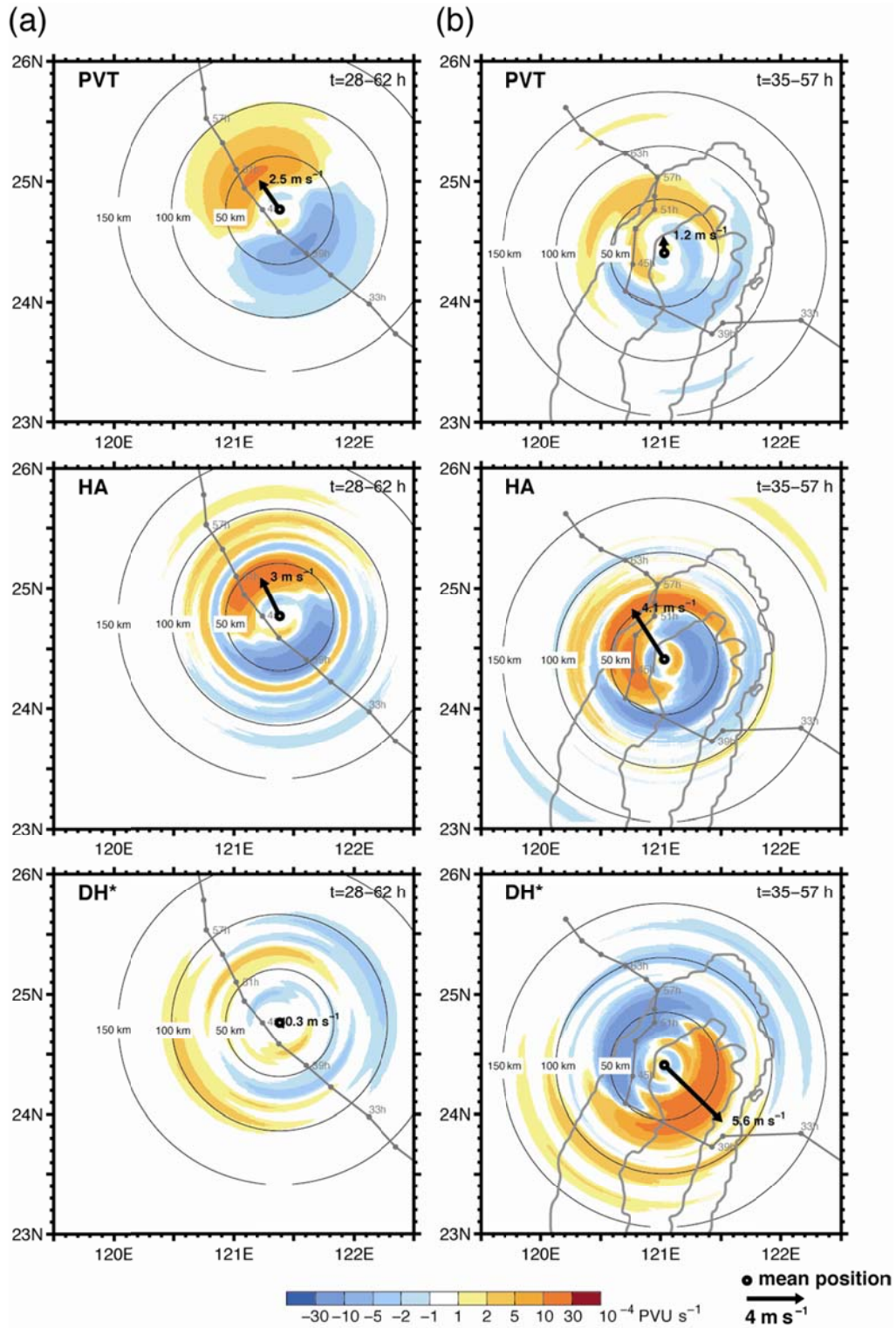


圖 3.14: (a)海洋控制實驗之波數一位渦趨勢診斷分析，上到下分別為整體位渦趨勢，水平平流項與垂直平流加非絕熱項。(b)同(a)，台灣地形實驗。陰影為波數一之位渦趨勢。各分量貢獻之移動向量以箭頭表示。

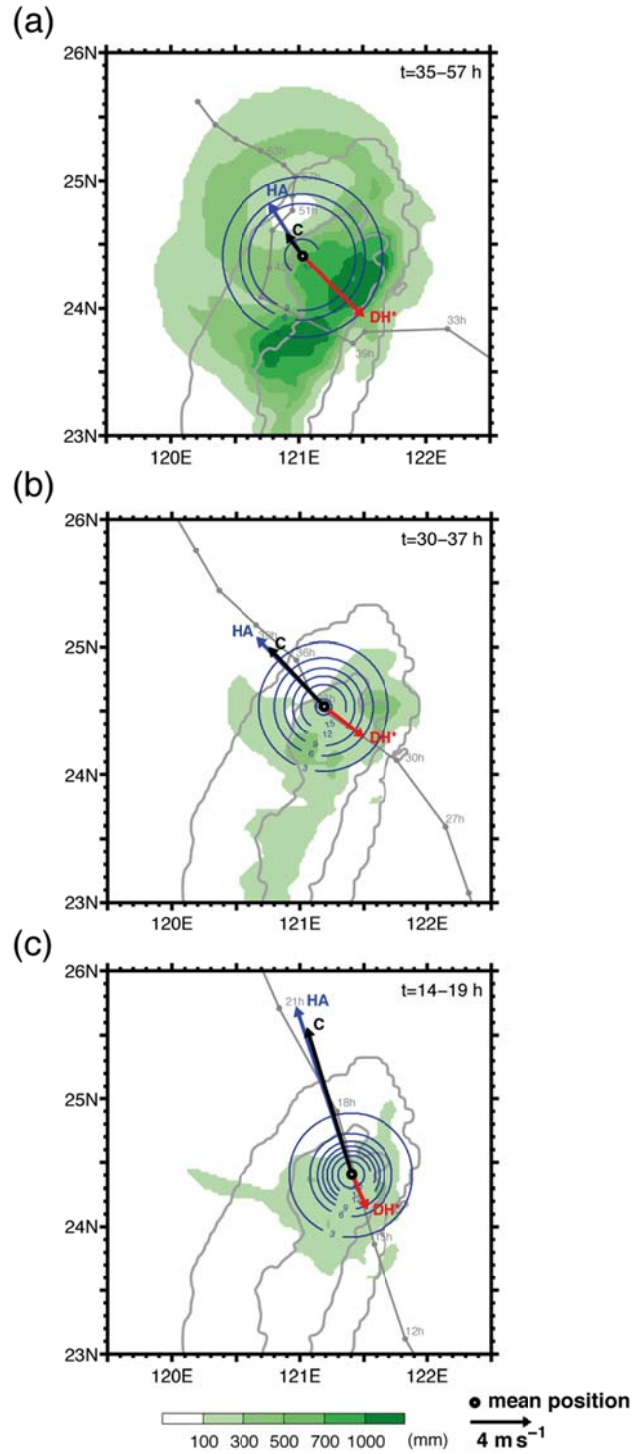


圖 3.15: 不同背景風場敏感度測試實驗之在陸期間累積雨量(陰影)與位渦趨勢診斷之各項分量(向量)，背景風場為(a) 3 ms^{-1} 、(b) 5 ms^{-1} 以及(c) 10 ms^{-1} 實驗。向量大小尺度如圖中右下向量，黑色為颱風登陸點至離陸點之平均移速，藍色為 HA 項之貢獻，紅色為 DH^* 項之貢獻。藍色圈為垂直平均之軸對稱位渦場。

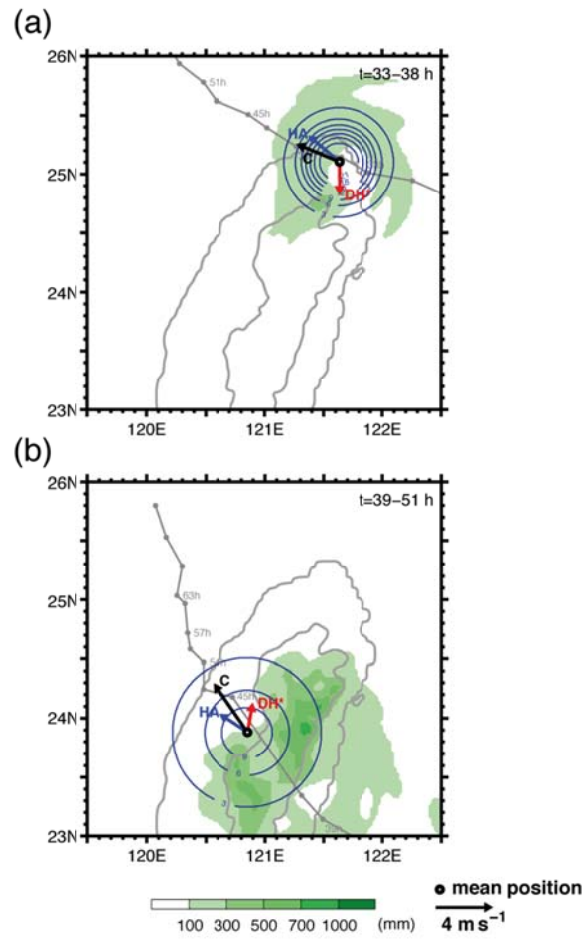


圖 3.16: 如圖 3.，不同登陸位置敏感度測試實驗之在陸期間累積雨量(陰影)與位
渦趨勢診斷之各項分量(向量)，(a)偏北登陸與(b)偏南登陸。

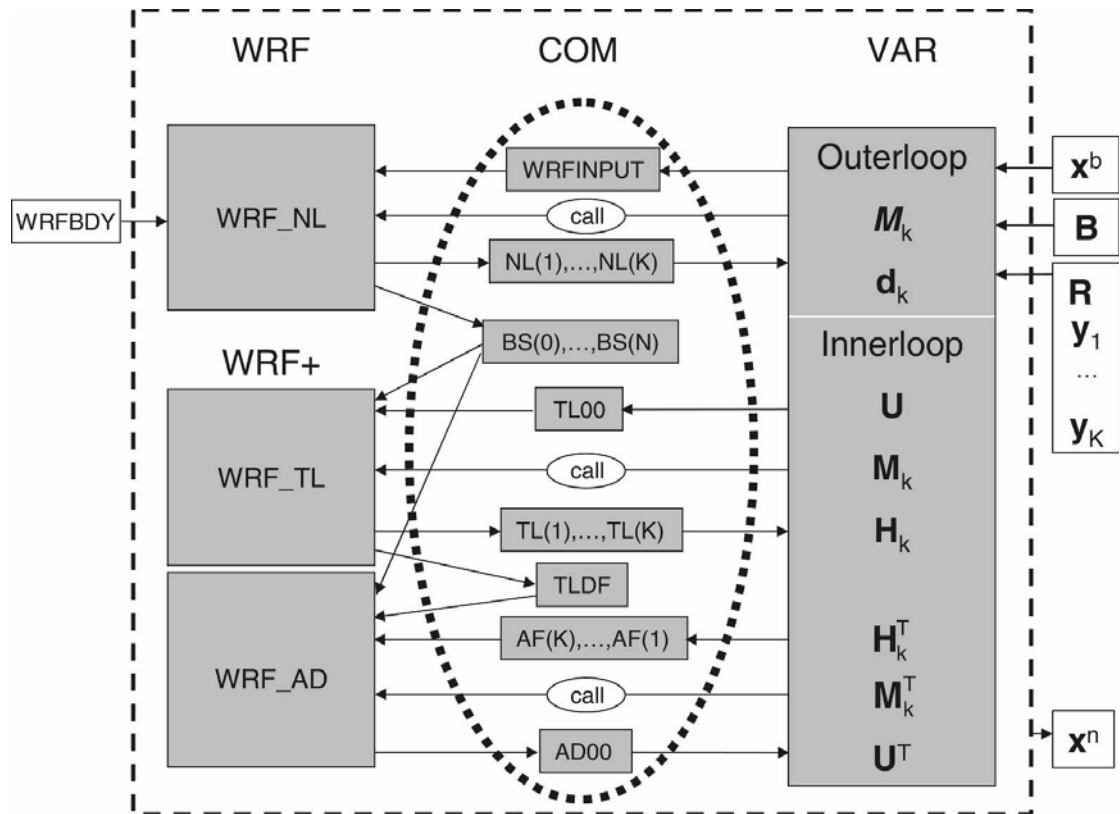


圖 4.1: WRF 4DVAR 流程與架構圖 (Huang et al. 2009)。

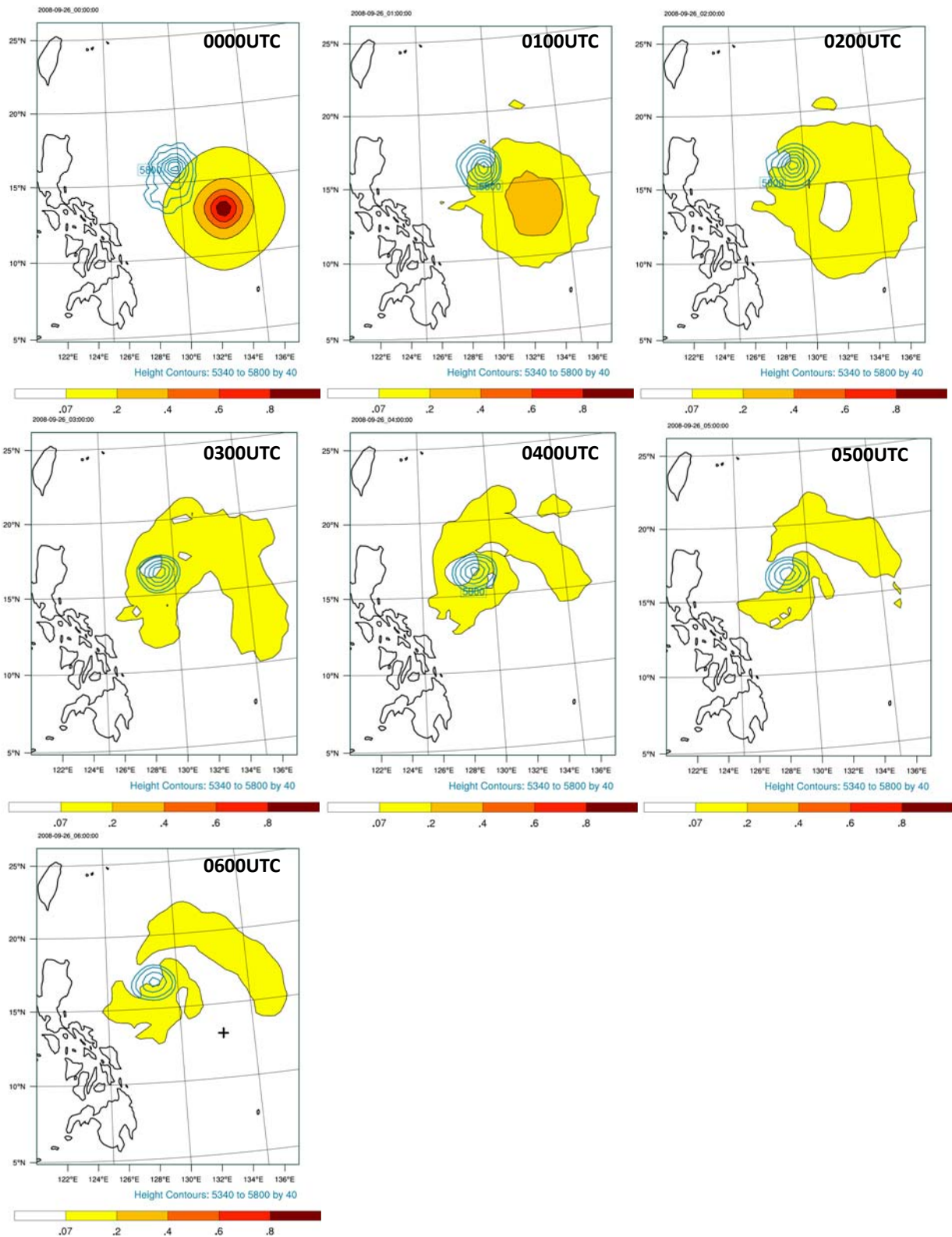


圖 4.2: WRF 3DVAR 0~6 小時同化時間窗區之 500hPa 溫度增量圖。等值線為重力位高度場，標記+為單點觀測位置。

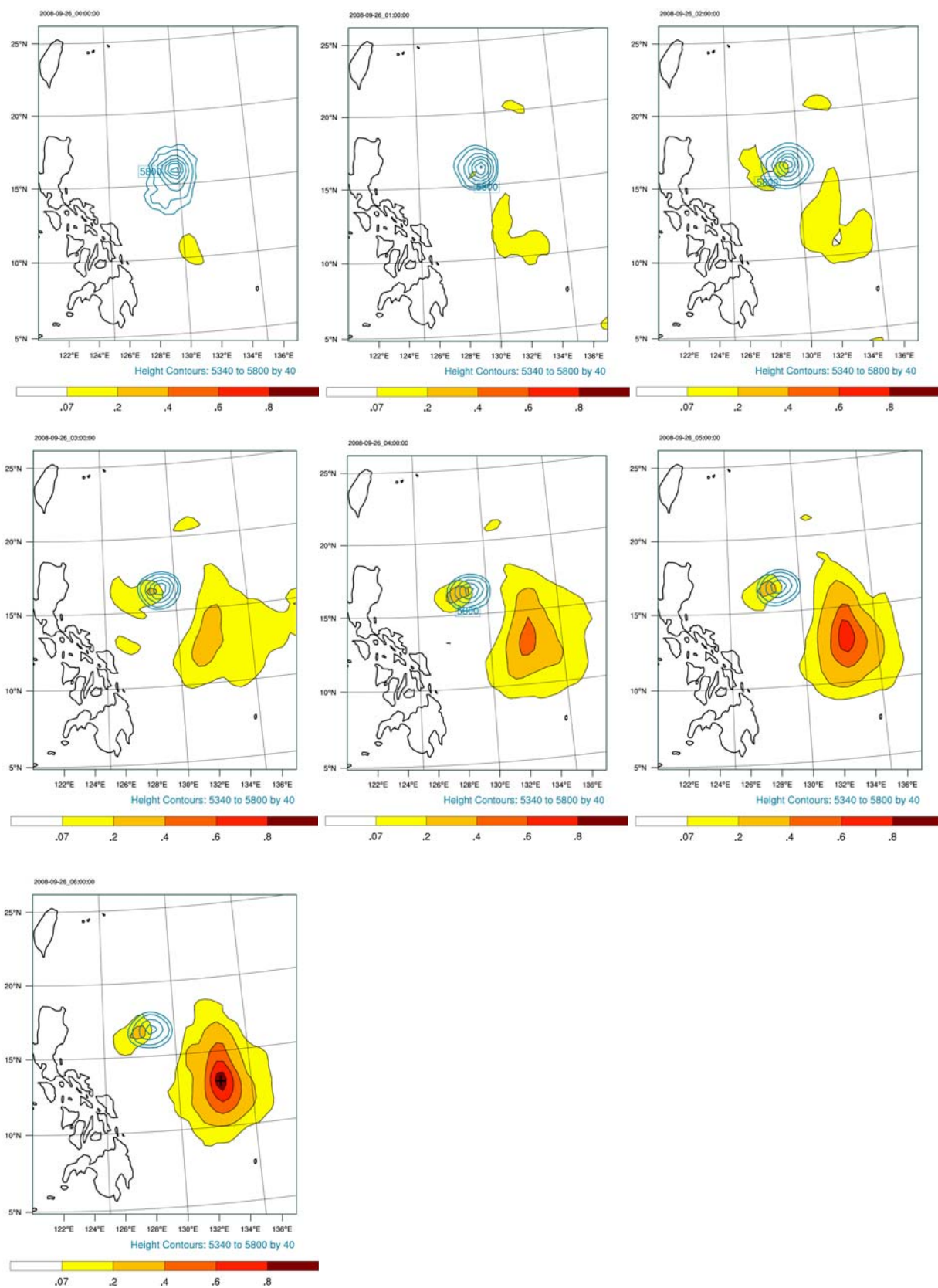


圖 4.3: 同圖 4.2，但為 WRF 4DVAR。

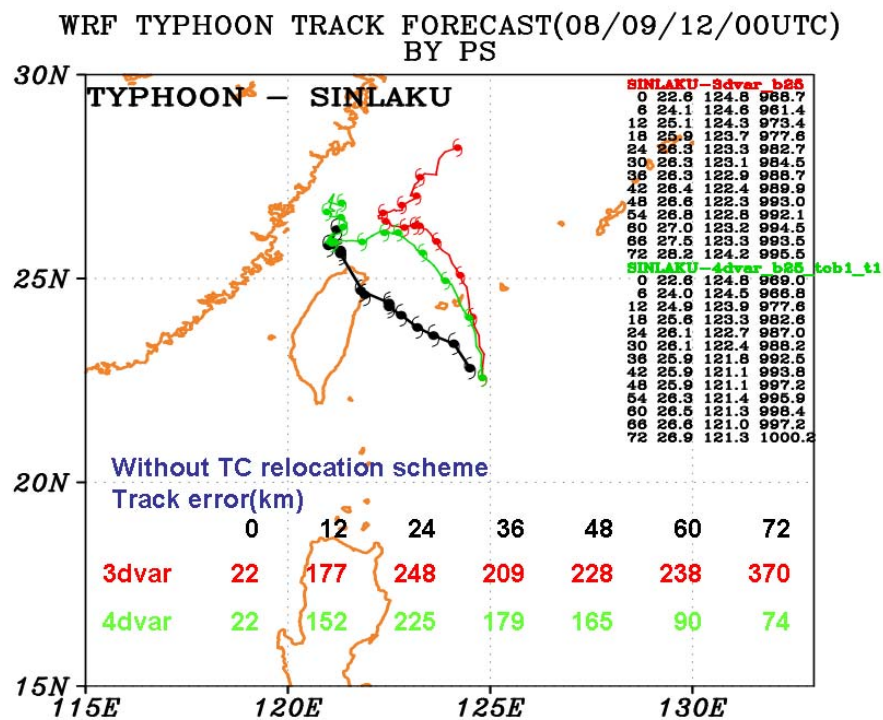


圖 4.4: 辛樂克颱風 CWB 最佳路徑以及 3DVAR (紅色) 和 4DVAR (綠色) 在無使用渦旋移置技術之實驗預報路徑圖。

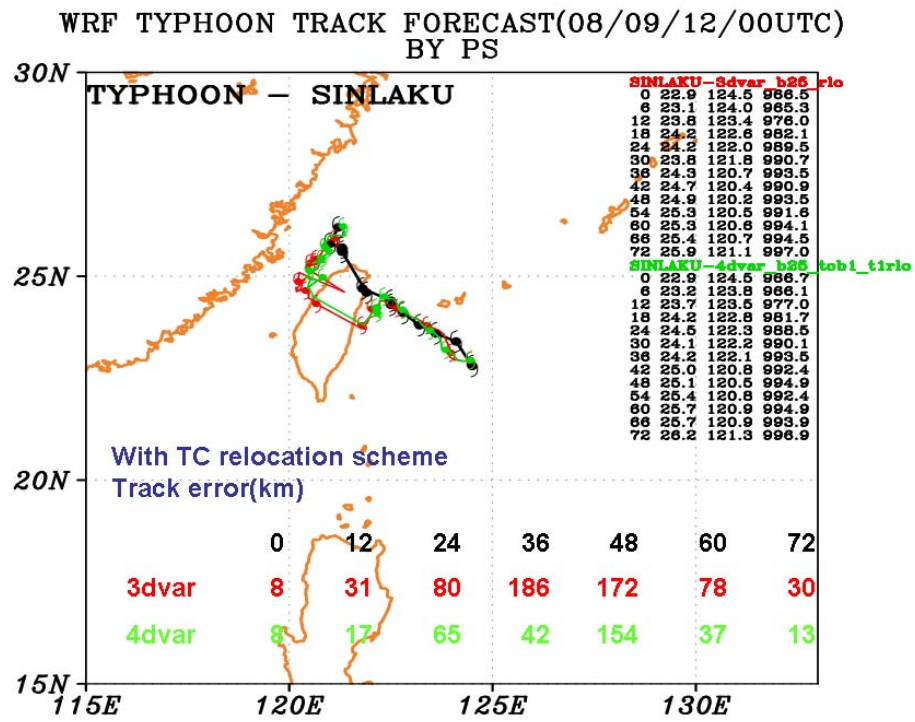


圖 4.5: 同圖 4.4，但為使用渦旋移置技術。

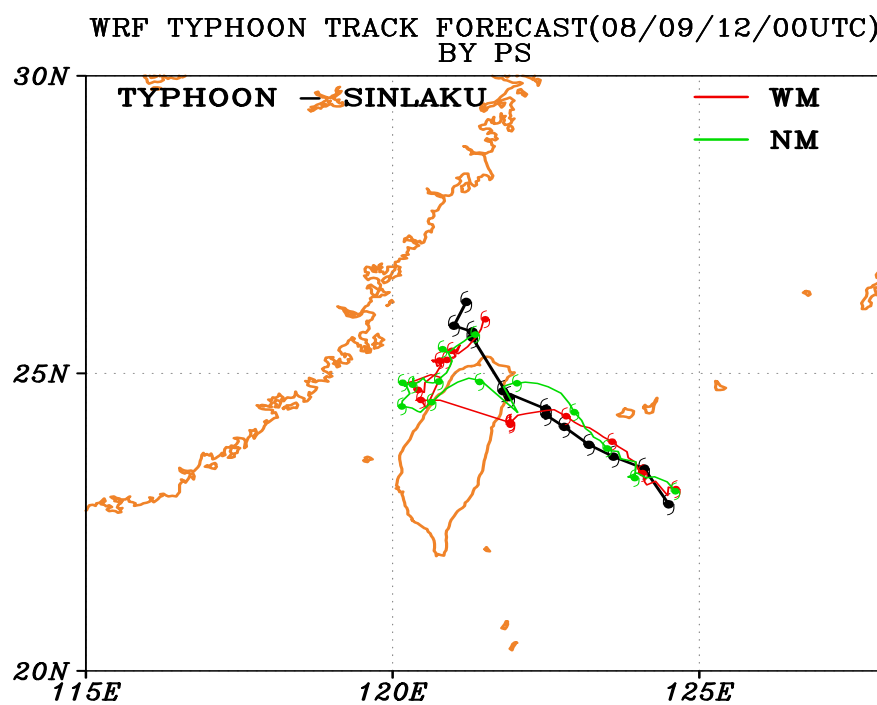


圖 4.6: 辛樂克颱風 CWB 最佳路徑以及 WM (紅色) 和 NM (綠色) 實驗預報路徑圖。

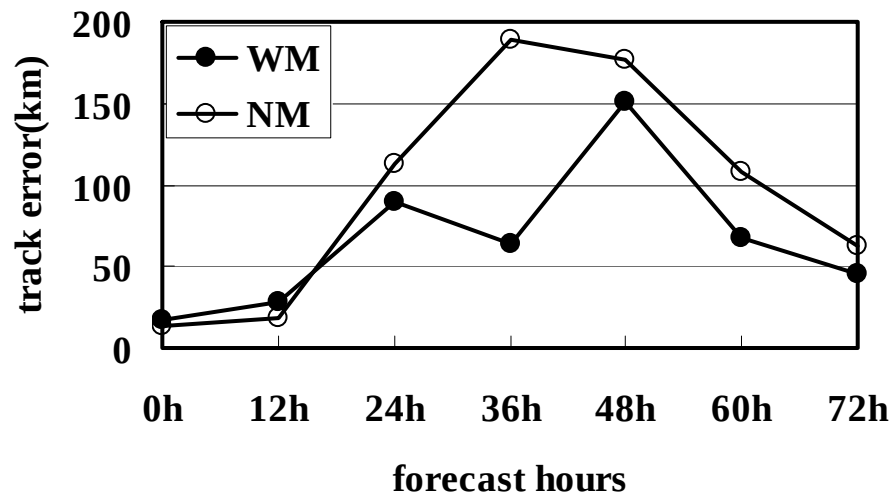


圖 4.7: WM 與 NM 實驗 72 小時路徑預報誤差圖。

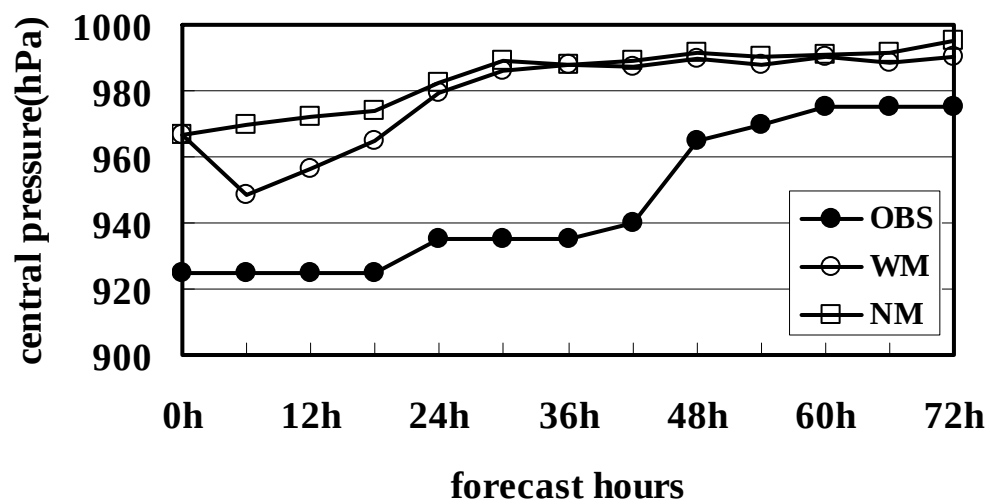


圖 4.8: WM、NM 實驗 72 小時預報以及 CWB 觀測 (OBS) 颱風中心氣壓分布圖。

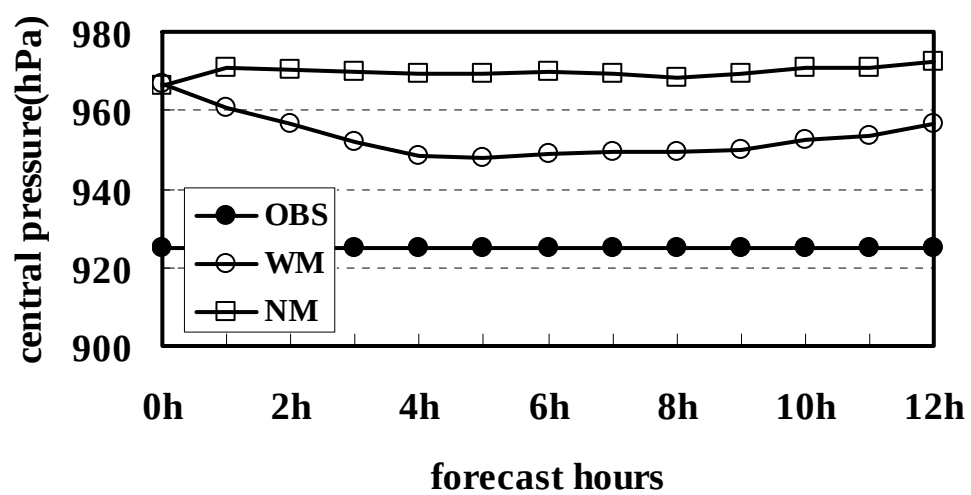


圖 4.9: 同圖 4.8，但為 12 小時預報。

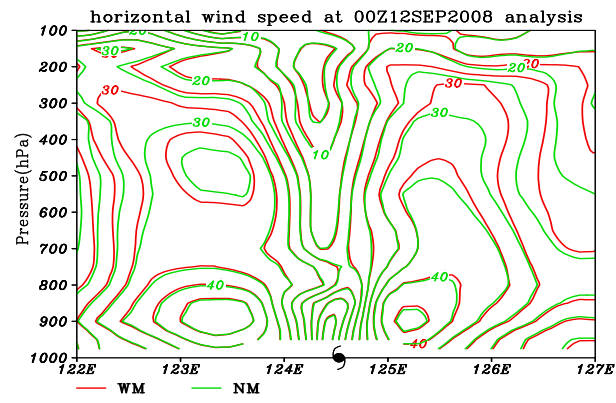


圖 4.10: WM (紅色) 與 NM (綠色) 實驗水平風速分析場隨高度的變化圖。

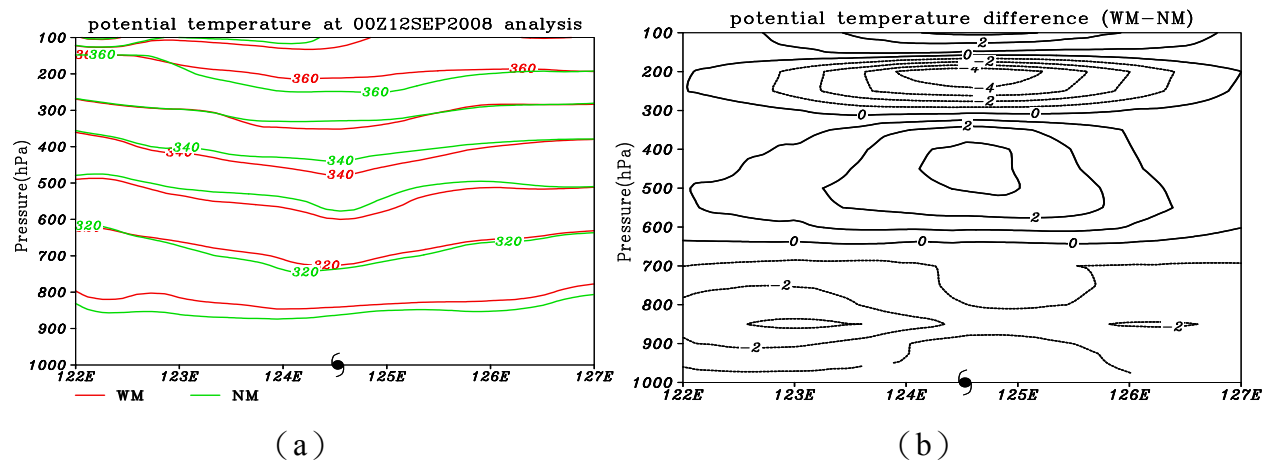


圖 4.11: 位溫分析場隨高度的變化圖。(a) WM (紅色) 與 NM (綠色) 實驗。

(b) 兩實驗差異 (WM-NM)。

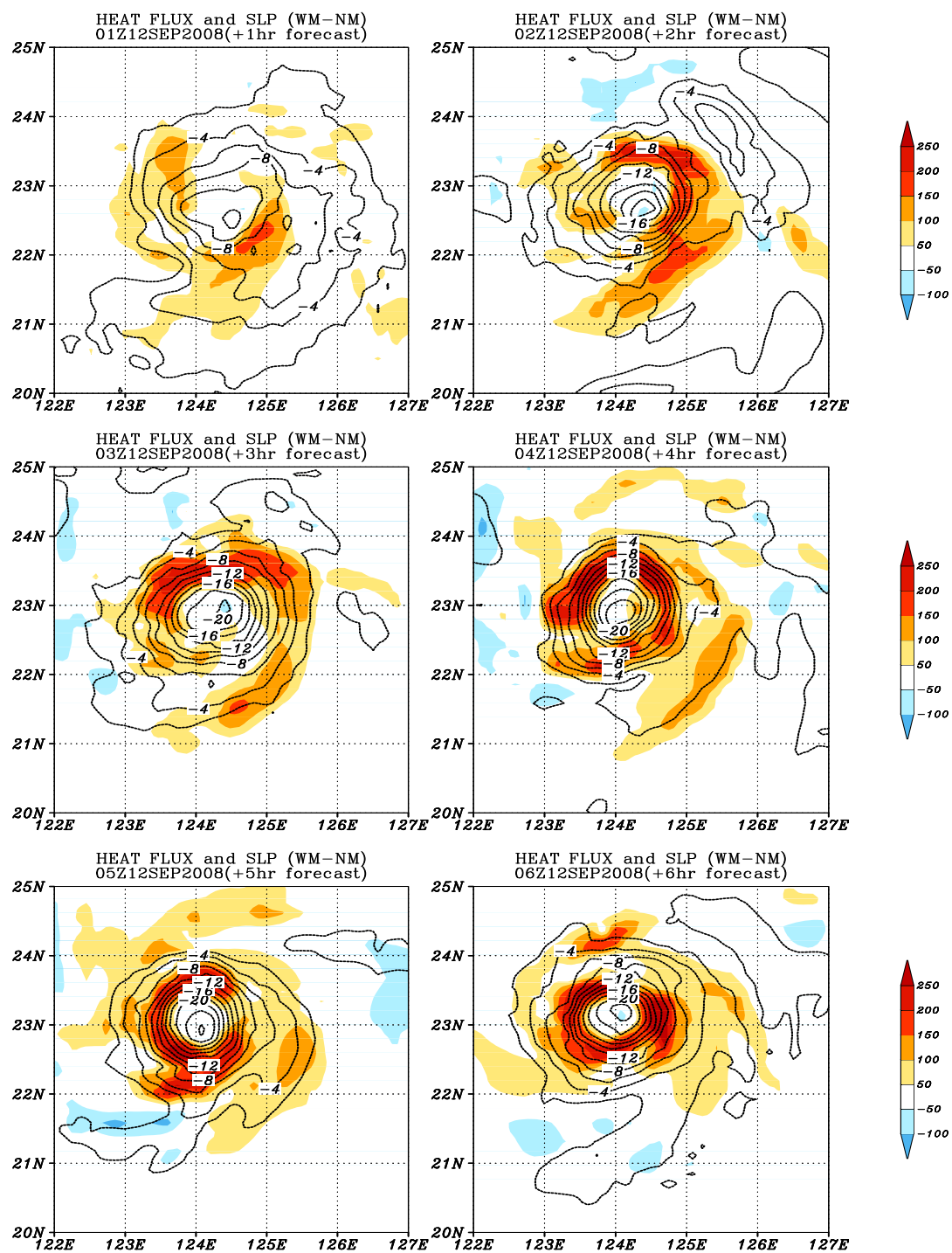


圖 4.12: WM 與 NM 實驗 1~6 小時預報海平面氣壓與地表熱通量差異圖 (WM - NM)。

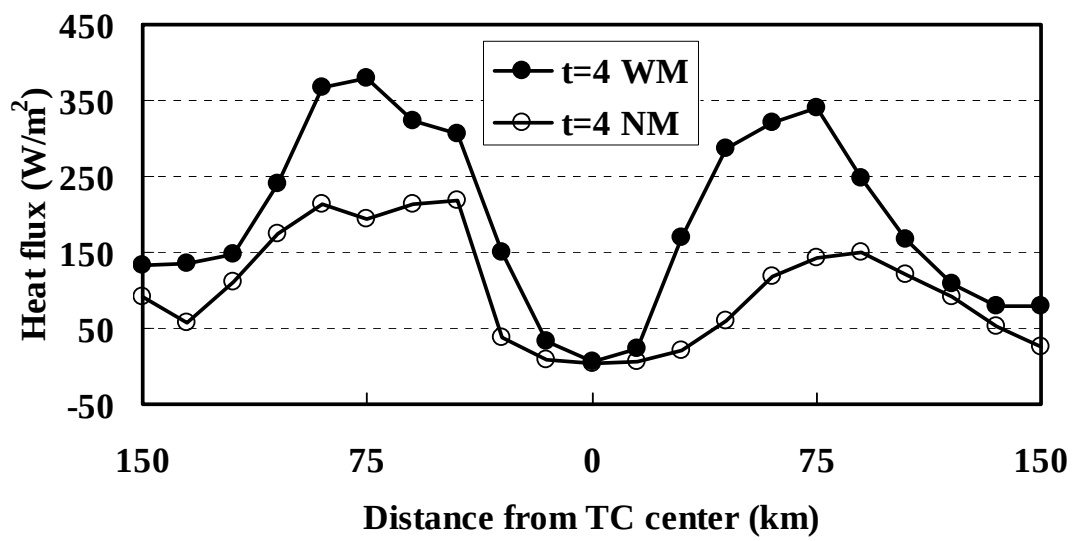


圖 4.13: WM 與 NM 實驗 4 小時預報颱風中心東西向 150 公里內地表熱通量圖。

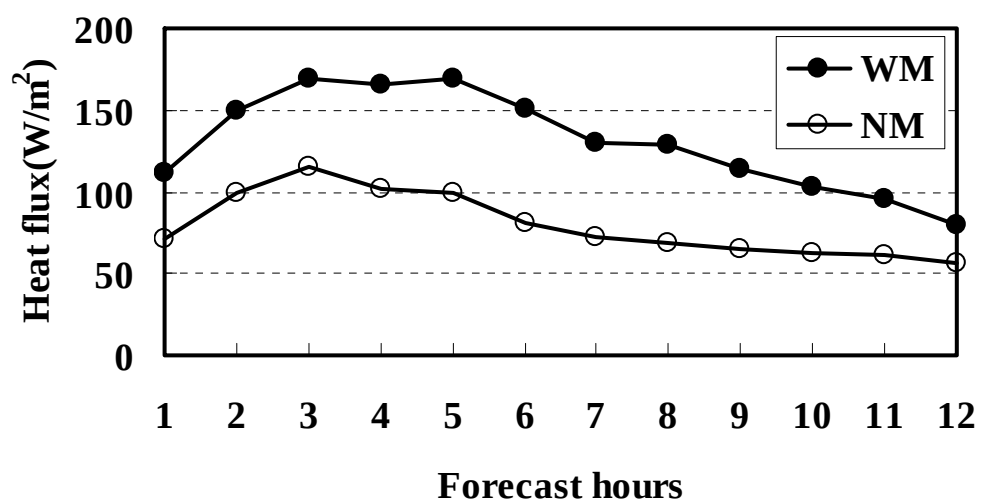


圖 4.14: WM 與 NM 實驗 1~12 小時預報颱風中心東西向 150 公里內地表熱通量平均分布圖。

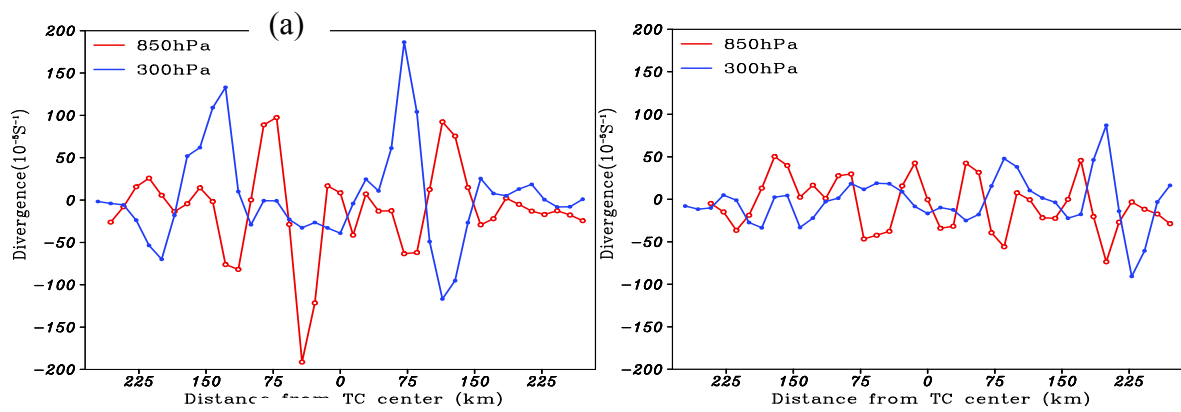


圖 4.15: WM(ϵ) (b) JM(b)實驗 4 小時預報颱風中心東西向 150 公里內 850hPa (紅色) 與 300hPa (藍色) 輻散 (合) 值。

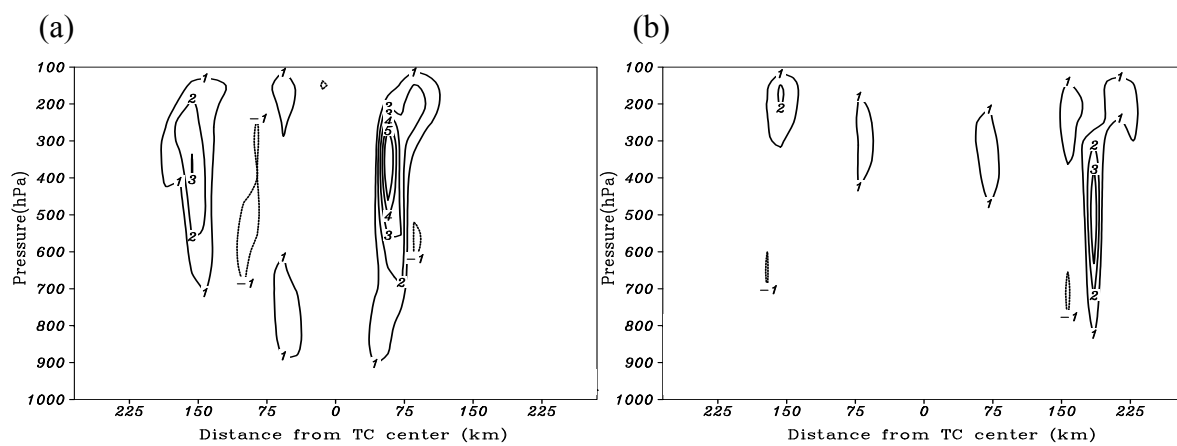


圖 4.16: WM (a) 與 NM (b) 實驗 4 小時預報颱風中心東西向 150 公里內垂直速度隨高度的變化圖。