

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

凡那比(2010)颱風登陸後眼牆重建之數值模擬研究

研究生： 吳曜竹

指導教授： 楊明仁 博士

廖宇慶 博士

中華民國 105 年 7 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

(V)同意 (立即開放)

()同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

()不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

(V)同意 (立即開放)

()同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

()不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「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、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： 吳曜竹

學號： 103621021

論文名稱： 凡那比(2010)颱風登陸後眼牆重建之數值模擬研究

指導教授姓名： 楊明仁 廖宇慶

系所： 大氣科學系 所 博士班 碩士班

填單日期： 2016.07.25

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限**電子檔**，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
2. 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）。
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，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣科學 學系/研究所 吳曜竹 研究生所提之論文 凡那比(2010)颱風登陸後眼牆重建之數值模擬研究 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

105 年 6 月 14 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學 學系/研究所 吳曜竹 研究生

所提之論文

凡那比(2010)颱風登陸後眼牆重建之數值模擬研究

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

黃清勇
陳台琦
楊明仁
廖宇慶

中華民國 105 年 6 月 14 日

凡那比(2010)颱風登陸後眼牆重建之數值模擬研究

中文摘要

當颱風凡那比在 2010 年 9 月 19 日 01UTC 於花蓮登陸後，被台灣中央山脈的複雜地形破壞並減弱。凡那比移至山脈西側時眼牆被重建，並在台灣西南部造成豪雨災情。在眼牆重建時期，移動式 X 波段雙偏極化都卜勒雷達(Team-R)觀測到南風增強由底層開始向中層延伸。本研究使用高解析度的 WRF 模式(巢狀網格最內層為 1-km 網格間距)，討論凡那比颱風自 9 月 18 日 00 UTC 至 9 月 20 日 00 UTC 期間過山後眼牆的重建機制。透過渦度收支分析的結果顯示：水平渦度平流在中高層都有氣旋式渦度貢獻。凡那比中心通過地形之前，高層正渦度過山使得渦管拉伸，造成山脈西側底層有氣旋式渦度累積並且透過垂直渦度平流由低層(1 km)向中層(3 km)增加。地形和邊界層的垂直風切是在颱風中心過山前造成抽拉項和傾斜項的主因。當颱風中心完整通過中央山脈後，南側的主要雨帶遇到地形向北轉並產生顯著的曲率。雨帶中二次水平風速極大值(SHWM)的噴流結構形成，配合下坡

風和對流的空間分佈，造成低層水平渦管傾斜加強底層的正渦度。同時氣旋式渦度由低層(1 km)往中層(4 km)傳送，直到高低層渦旋中心結合並完成眼牆重建過程。同時進行地形敏感度實驗，以檢驗眼牆重建過程中渦度平流、拉伸和傾斜的不同角色。總結來說，凡那比颱風的眼牆重建應為由下而上(bottom-up)的物理過程。

A Modeling Study of Eyewall Reorganization of Typhoon Fanapi (2010) After Encountering Taiwan Terrain

英文摘要

In this study, numerical simulations of Typhoon Fanapi (2010) interacting with Taiwan terrain are conducted using the Weather Research and Forecasting model (WRF; version 3.3.1) on a triply-nested grid (with the finest grid size of 1 km and 55 vertical levels). Typhoon Fanapi made landfall on eastern Taiwan on 0040 UTC 19 September and left Taiwan on 1200 UTC 19 September 2010, producing heavy rainfall and severe floods over southwestern Taiwan. Kinematic and microphysical characteristics within typhoon eyewall and inner rainbands were observed by the operational Doppler radar over Chigu and a research mobile dual-polarimetric radar (TEAM-R) over Kaohsiung.

When Fanapi approached eastern Taiwan from the ocean, the low-level eyewall gradually weakened and broke down due to strong friction by steep terrain over the Central Mountain Range (CMR), and a secondary low was formed on the lee side (western Taiwan) by adiabatic subsidence. Above the CMR, the Fanapi vortex continued its westward track with a slightly southward deflection. Control simulation showed that as the Fanapi vortex passed through the CMR to the western foothill, positive vorticity was gradually built up within the lee-side secondary low and transported upward from the surface. Then the Fanapi eyewall was reconstructed with a complete vortex ring, as revealed from radar observations.

A series of reduced-terrain experiments are conducted to verify the eyewall reconstruction mechanism. In the absence of Taiwan terrain,

Fanapi would continue its westward movement without any deflection and the eyewall remained intact. With only half of Taiwan terrain, the southward track deflection was reduced and the degree of eyewall breakdown over the CMR and eyewall reconstruction over the lee side of the CMR was less obvious. A southerly jet was formed along the western foothill of CMR as the secondary horizontal wind maximum (SHWM) within the principal rainband encountered the CMR. The southerly jet resulted from the strong vertical shear of horizontal wind shear within the SHWM or the tilting of horizontal vortex tube within the SHWM by the downslope winds above the CMR and convective updrafts within the rainband. Through the vorticity-budget analyses and terrain sensitivity experiments, it is found that the bottom-up processes is active to reorganize the eyewall when Typhoon Fanapi was over the southwestern plain of the CMR.

目錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	III
目錄.....	V
圖表目錄.....	VII
第一章、緒論.....	1
1.1 文獻回顧.....	1
1.2 研究動機.....	4
1.3 論文架構.....	5
第二章 模式概述	6
2.1 模式簡介.....	6
2.2 模式設定.....	7
第三章 研究方法	10
3.1 渦度收支計算	10
3.2 準拉格朗日跟隨颱風中心移動坐標渦度方程	12

3.3 地形敏感度測試	14
第四章 控制組模擬與觀測檢驗	15
4.1 都卜勒雷達最大雷達徑向風與模擬風場的比較	17
4.2 多都卜勒雷達合成風場與模擬風場的比較	19
4.3 X 波段雙偏極化都卜勒雷達觀測風場與模擬風場的比較	21
第五章 地形敏感度實驗及渦度收支分析	23
5.1 地形敏感度實驗結果	23
5.2 渦度收支：剩餘項	25
5.3 渦度收支：渦度水平平流項	26
5.4 渦度收支：抽拉項	27
5.5 渦度收支：渦度垂直平流項	28
5.6 渦度收支：傾斜項	31
5.7 渦度收支總結	32
第六章 結論.....	34
參考文獻.....	37

圖表目錄

圖 1.2.1 颱風由上而下(top-down)重建過程之示意圖。.....	40
圖 1.2.2 颱風由下而上(bottom-up)重建過程之示意圖。.....	40
圖 2.2.1 巢狀網格設計。.....	41
圖 2.2.2 垂直 η 層分佈。.....	41
圖 2.2.3 垂直分層 $\Delta\eta$ 分佈。.....	42
圖 4.0.1 凡那比颱風(2010)於 9 月 18 日 0000UTC 至 9 月 20 日 0000UTC 期間 中央氣象局觀測路徑(CWB obs; 黑色實線), 控制組實驗(CTL; 紅色實線), 地 形減半實驗(50% terrain; 藍色實線), 平坦無地形實驗(0% terrain; 綠色實線), 每三個小時打點標記。.....	42
圖 4.1.1 花蓮雷達(RCHL)所觀測的雷達徑向風及 WRF 模式模擬風場投影至 雷達電磁波路徑上的雷達徑向風分量。.....	45
圖 4.1.2 七股雷達(RCCG)所觀測的雷達徑向風及 WRF 模式模擬風場投影至雷 達電磁波路徑上的雷達徑向風分量。.....	45
圖 4.2.1 多都卜勒雷達合成風場, 色階為高度 2 公里的水平風風速。(a)0800 UTC、(b) 0900 UTC、(c) 1000 UTC 和(d) 1200 UTC。藍色粗線條表示 TEAM- R 雷達進行 RHI 掃描時 0 度和 210 度方位角, 紅色虛線為圖 4.2.3(a)和(b)的剖 面在水平面上的位置, 黑點則為 TEAM-R 雷達的位置。摘自 Liou et al. (2016)。	46
圖 4.2.2 WRF 模式模擬風場, 色階為高度 2 公里的水平風風速。(a)0700 UTC、 (b) 0800 UTC、(c) 0900 UTC 和(d) 1000 UTC。圖(c)中紅色虛線為圖 4.2.3(c)和 (d)的剖面在水平面上的位置.....	47
圖 4.2.3 多都卜勒雷達觀測(a)(b)及 WRF 模式模擬(c)(d)的雷達回波、垂直風 場及輻散場的垂直剖面。(a)(c)色階為雷達回波、等值線為垂直速度, (b)(d) 色 階為輻散場、等值線為垂直速度, R=0 為颱風中心位置。觀測結果摘自 Liou et al. (2016)。.....	48
圖 4.2.4 高度 2 公里及高度 5 公里的水平風垂直風切。(a)(b)(c)為雷達合成風 場的觀測結果, (d)(e)(f)為 WRF 模式模擬結果。觀測結果摘自 Liou et al. (2016)。	49

圖 4.3.1 TEAM-R 移動式雷達、花蓮雷達與七股雷達的位置示意圖。	49
圖 4.3.2 X 波段雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)以 RHI 掃描策略朝正北方所觀測的雷達徑向風(a)-(d)及 WRF 模式模擬風場投影至雷達電磁波路徑上的雷達徑向風分量(e)-(h)。觀測結果摘自 Liou et al. (2016)。	50
圖 5.1.1 (a)-(d)為地形減半實驗、(e)-(h)為平坦地形實驗的最大雷達回波結構，(a)和(e)時間為 0400 UTC，(b)和(f)時間為 0700 UTC，(c)和(g)時間為 1000 UTC，(d)和(h)時間為 1300 UTC。	51
圖 5.1.2 (a)CTL 實驗、(b)地形減半實驗及(c)平坦地形實驗經過正規化的渦度收支結果。下方 STR 的數值為未經過正規化前抽拉項的空間及時間平均值(單位： s^{-2})	52
圖 5.1.3 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗在渦度收支計算的結果，(a)-(c)為渦度水平平流項的時間與垂直分佈，(d)-(f)為抽拉項的時間與垂直分佈。(單位： $10^{-8}s^{-2}$).....	53
圖 5.1.4 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗在渦度收支計算的結果，(a)-(c)為渦度垂直平流項的時間與垂直分佈，(d)-(f)為傾斜項的時間與垂直分佈。(單位： $10^{-8}s^{-2}$).....	54
圖 5.1.5 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗在渦度收支計算的結果，(a)-(c)為渦度趨勢項的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)，(d)-(f)為平均渦度及抽拉項的時間與垂直分佈(單位： $10^{-5}s^{-1}$)。	55
圖 5.3.1 準拉格朗日渦度收支計算時以颱風中心分為南北兩側，其計算範圍之示意圖。	56
圖 5.3.2 颱風中心南北側的渦度水平平流項渦度收支的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)。	57
圖 5.4.1 颱風中心南北側的抽拉項渦度收支的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)。	57
圖 5.5.1 颱風中心南北側的渦度垂直平流項渦度收支的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)。	58
圖 5.6.1 中央山脈西側出現噴流的風速結構(色階)與垂直速度(等值線)的分佈。	58
圖 5.6.2 二次水平風極大值的噴流結構在中央山脈西側形成傾斜項的動力機	

制示意圖。藍色區域為噴流位置，藍色虛線為垂直風切為零的位置，噴流下方為指向西方的水平渦管，上方則為指向東方的水平渦管。.....59

圖 6.1.1 凡那比颱風過山後眼牆重建過程示意圖。.....60

第一章、緒論

1.1 文獻回顧

一般典型的眼牆重建過程多發生於雙眼牆的熱帶氣旋，Willoughby et al.(1982)指出在觀測或是數值模式中，當雙眼牆熱帶氣旋的切向風增強時，二次外圍風速極大值(secondary outer wind maxima)和眼牆風速極大值的半徑通常會隨著風速強度增強而向內縮使得颱風眼縮小，接著二次外圍風速極大值取代原先的眼牆，該過程即被稱作眼牆置換(eyewall replacement)過程。

關於外圍眼牆的形成機制，Judt and Chen(2010)利用高解析度數值模式模擬颶風 Rita(2005)，結果顯示 Rita 颶風的雨帶區域有位渦的累積以及很高的位渦生成率，並產生位渦和渦度的二次極大值，最後形成二次眼牆(secondary eyewall)。除了雨帶區域渦度的累積，亦有飛機觀測資料顯示有類似噴流的結構存在於雨帶之中。Hence and Houze(2008)分析 2005 年 RAINEX (Hurricane Rain - band and Intensity Change Experiment)實驗期間機載都卜勒雷達穿越颶風 Katrina (2005)和颶風 Rita(2005)的雨帶資料，發現在主要雨

帶的 2-5 公里高度上有二次水平風速極大值(SHWM；Secondary Horizontal Wind Maximum)存在，並提出 SHWM 加強和維持的物理機制。當 SHWM 存在時，噴流下方的垂直風切伴隨著指向熱帶氣旋中心的水平渦度增強，位在噴流內側之對流胞所產生的上升運動會將水平渦度傾斜、拉伸及向高層傳送。上升速度在高層減緩時，渦度在雨帶中層累積，使得 SHWM 加速或維持。

凡那比颱風(Fanapi 2010)在經歷臺灣地形後眼牆結構被破壞，南方的主要雨帶在中央山脈西側重建形成新的眼牆結構，所以凡那比颱風的眼牆重建與二次眼牆(secondary eye wall)取代原先眼牆的過程並不完全相同。李等人(2015)的研究結果顯示，凡那比颱風過山雨帶重建的個案在接近臺灣地形時處於強度增強的階段，而且移動速度較無雨帶重建者慢，當颱風停留在臺灣海峽時可能有足夠的時間可以重建其結構。另外雨帶重建通常發生於(a)西南風較強的環境，西南風能提供足夠的水氣；(b)或是西南風較弱但是存在深層垂直風切強的環境，當環境有深層垂直風切時，有利於強對流系統出現。

黃(2012)利用多雷達風場合成方法重現雨帶轉彎到眼牆強形

成的過程，X 波段雙偏極化都卜勒雷達 (TEAM-R / Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar) 以固定正北方的 RHI 觀測得到凡那比過山後的風向自北風轉為南風，而南風分量由低層逐漸往高層延伸。雷達資料熱動力反演的結果則顯示，在眼牆重建的過程中有氣壓梯度的增強、雨帶上的冷卻和渦旋中心的加熱現象。

關於熱帶氣旋的旋生，有兩種跟 MCS (Mesoscale Convective System) 或是 MCV (Mesoscale Convective Vortex) 相關的假設，一為 (1) 由上而下的過程 (top-down process) (Ritchie and Holland, 1997; Simpson et al., 1997; Elsberry and Harr, 2008)，即在中對流層中的中尺度渦旋 (mesoscale vortex) 將渦度往低層傳至海面，使得海平面上氣旋式旋轉的風速加強，與溫暖海水接觸提高海氣之間的熱通量以及動量通量，再透過摩擦產生輻合風場，能夠維持深對流發展並在環狀對流區之中產生補償性的下沉運動，使得海平面氣壓下降並在近洋面產生更強的風。另一為 (2) 由下而上的過程 (bottom-up process) (Montgomery et al., 2006b; Nolan, 2007)，中尺度對流系統 (MCSs) 能提供溫暖潮濕以及氣旋式旋轉的風場，渦旋熱塔 (VHTs; Vortical Hot Tower) 能將渦度配合本身的強上升運動，將渦

度由低層向上傳至中上對流層，過程中亦可能伴隨垂直抽拉作用、VHTs 的合併結合、以及潛熱釋放增加等等。

一般典型熱帶氣旋的眼牆重建個案大多數是討論颱風在海洋上的眼牆重建，凡那比颱風的特殊之處在於(a)其眼牆重建的過程位於半陸地半海洋的環境；(b)凡那比颱風過山的過程有完整雷達觀測資料的佐證。本研究將利用數值模擬提供連續密集的四維完整物理場，並結合地形敏感度實驗等等，希望能夠了解凡那比颱風過山後眼牆重建的詳細過程。

1.2 研究動機

本研究將討論凡那比颱風過山後眼牆重建的過程究竟是 Top-down 或是 Bottom-up 過程(圖 1.2.1 及圖 1.2.2)。前者是指颱風遇到地形後，低層中心因為地形阻擋效應無法過山唯有中層渦旋中心能過山，通過地形之後的中層渦旋中心透過垂直平流將中層的颱風渦度往低層傳送，最後高低層重新結合成完整結構的颱風。後者則是在颱風過山前在中央山脈背風面的低層先形成氣旋式渦度，

透過垂直平流將渦度往上傳，與高層未受地形破壞的渦度結合成完整的颱風結構。

1.3 論文架構

第二章為模式的簡介與設定；第三章為研究方法，包含渦度收支的計算以及地形敏感度實驗的介紹；第四章為模擬結果和觀測資料的比較，第五章則包含控制組實驗與地形敏感度測試的兩組實驗進行渦度收支計算的結果。

第二章 模式概述

2.1 模式簡介

WRF(Weather Research and Forecasting)為一個數值天氣預報及大氣模擬的數值模式系統，是由 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 的 MMM (Mesoscale and Microscale Meteorology) 部門、NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 的 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)和 ESRL (Earth System Research Laboratory)、奧克拉荷馬大學(University of Oklahoma)的 CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms)和 FAA (Federal Aviation Administration)等單位所共同發展的非靜力平衡中尺度氣象模式。該模式的核心重點為提供資料同化系統以及平行運算，前者能降低模式誤差，後者能有效率的提升計算速度。WRF 在各個單位的努力修改與研發下，目前 WRF 模式提供模式使用者多種物理和次網格參數化方案、數值方法和資料同化系統等等的選擇，以配合不同區域或不同尺度的天氣現象。

WRF 模式的變數在水平網格上採 Arakawa C-grid 交錯網格，網格中間放置熱力變數，速度變數 U 放置在熱力變數的左右兩側，V 則放置在前後。垂直坐標使用 η (eta) 坐標，即地勢追隨靜力壓力坐標(terrain-following hydrostatic-pressure vertical coordinate)，是對 MM5 模式中 σ 坐標的改良，能夠減少在複雜地形中計算梯度(水平氣壓梯度力、水平平流和擴散項等等)造成的誤差(Mesinger, 1984)。 η 坐標的定義如(2.1)式所示， p_h 為靜力平衡下該層氣壓， p_{ht} 為模式頂層氣壓而 p_{hs} 為模式底層氣壓。時間積分格式使用 3 階 Runge-Kutta 方案。

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \quad (2.1)$$

2.2 模式設定

本研究使用 Advanced Research WRF (ARW) 模式 3.3.1 版本，模擬時間自西元 2010 年 09 月 18 日 0000 UTC 至西元 2010 年 09 月 20 日 0000 UTC，共 48 小時，採三層巢狀網格設計(如圖 2.2.1)，第一層網格有 466×341 個網格點，水平網格間距為 9 公里；第二

層網格有 724×535 個網格點，水平網格間距為3公里，區域包括模式模擬期間凡那比颱風經過的範圍，較有利於路徑的分析；最細的第三層網格有 451×628 個網格點，水平網格間距為1公里，主要涵蓋臺灣整個中央山脈的地形的範圍以及澎湖群島，網格中心位置在中央山脈西側，能較有效解析中央山脈的複雜地形以及通過中央山脈後的眼牆重建過程。垂直分層共55層，模式層頂為30百帕，時間步長(time steps)取12秒，以滿足計算穩定度條件。垂直分層的設計上特別針對 $\eta = [0.7, 1.0]$ 以及 $\eta = [0.3, 0.1]$ 區間加密，前者較能解析邊界層附近的動力及物理過程，後者則較能掌握颱風在對流層頂的出流(outflow)結構。55層的 η 坐標值分別為：

1.0000、0.9950、0.9890、0.9820、0.9740、0.9650、0.9550、0.9440、
0.9320、0.9190、0.9050、0.8900、0.8740、0.8570、0.8390、0.8200、
0.8000、0.7800、0.7600、0.7400、0.7200、0.7000、0.6750、0.6500、
0.6250、0.6000、0.5750、0.5500、0.5250、0.5000、0.4750、0.4500、
0.4250、0.4000、0.3750、0.3500、0.3250、0.3000、0.2800、0.2600、
0.2400、0.2200、0.2100、0.2000、0.1900、0.1800、0.1600、0.1400、
0.1200、0.1000、0.0800、0.0600、0.0400、0.0200、0.0000，垂直坐

標上 $\Delta\eta$ 的分佈如圖 2.2.2 和圖 2.2.3 所示。

在垂直分層層數較高的實驗中，林(2014)指出模式的垂直層數在 $\eta = [0.7, 1.0]$ 範圍內最高只可達到15層，本研究在嘗試低層加密時亦發現此現象，但是透過設定參數 $w_damping = 1$ 、 $diff_6th_opt = 2$ 和 $diff_6th_factor = 0.08$ 兩項阻尼(damping)能將此範圍內的層數增加至22層以上，對於複雜地形下垂直高解析的模擬有正向的幫助。

本研究所使用的模式初始場及邊界條件為歐洲中長期天氣預報中心(ECMWF)提供的 ERA-Interim 再分析資料，網格間距為 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 。積雲參數化方案的選擇上，在第一層網格使用 Grell-Devenyi 系集方案(Grell and Devenyi, 2002)，第二和第三層網格則未開啟，係透過網格直接解析對流胞的結構。微物理參數化選用雙矩量 Morrison 方案，短波及長波輻射參數化分別使用 Dudia 方案(Dudia, 1989)及 RRTM 方案(Mlawer et al., 1997)，邊界層參數化採用 YSU 方案(Hong and Pan, 1996)。

第三章 研究方法

3.1 渦度收支計算

渦度(vorticity)是用來描述流體速度場的旋轉量，在數學上的定義如式(3.1)，其中 u, v, w 為三維風場。一般而言將三維的速度場取旋度(curl)之後會得到三維向量的渦度場，本研究中討論的渦度為 z 方向上的垂直相對渦度(ζ ; vertical relative vorticity)，如式(3.2)。當 $\zeta > 0$ 為氣旋式渦度， $\zeta < 0$ 則為反氣旋式渦度。

$$\nabla \times \vec{v} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \hat{k} \quad (3.1)$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.2)$$

渦度收支(vorticity budget)必須討論渦度的變量，可以從 x 方向及 y 方向的水平運動方程式(3.3a)以及(3.3b)推導：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \quad (3.3a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y$$

(3.3b)

其中 ρ 為大氣密度， p 為大氣壓力。(3.3a)和(3.3b)兩式的第一項為速度場的局地變化項，第二項至第四項為笛卡爾坐標下三維方向的平流項，第五項為科氏力，等式右邊則為氣壓梯度力和摩擦力。將式(3.3a)對 y 微分以及式(3.3b)對 x 微分得出式(3.4a)及(3.4b)：

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \frac{\partial F_x}{\partial y} \quad (3.4a)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \frac{\partial F_y}{\partial x} \quad (3.4b)$$

將(3.4b)減去(3.4a)並以(3.2)式代換即可推導出笛卡爾坐標下尤拉形式的渦度方程式(3.5)：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \beta v \\ & + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (3.5)$$

β 為科氏參數南北向的變量。笛卡爾坐標下尤拉形式的渦度方程式第一項為渦度局地變化項，第二項和第三項為渦度水平平流項

(vorticity horizontal advection)，第四項為渦度垂直平流項(vorticity vertical advection)，第五項為抽拉項(stretching)，第六項為傾斜項(tilting)，第七項為行星渦度平流項(planetary vorticity advection)，第八項為力管項(solenoid)，第九項則為摩擦力或次網格對絕對渦度的貢獻。由於平流項主要的貢獻是將渦度在三維空間中重新分配，因此主導渦度變量的機制可能是透過抽拉項、傾斜項和力管項。

3.2 準拉格朗日跟隨颱風中心移動坐標渦度方程

參考 Chen and Bosart (1979)、Fang and Zhang (2010)和 Nguyen and Molinari (2015)提出的準拉格朗日渦度收支方程以及 Huang et al. (2014)提出的準拉格朗日水收支方程，本研究採用準拉格朗日跟隨颱風中心移動坐標(Quasi-Lagrangian TC-following coordinate)的渦度方程，將(3.5)式改寫為：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t_Q} = & -(\bar{V}_h - \bar{C}) \cdot \nabla_h \eta - w \frac{\partial \eta}{\partial z} - \eta \nabla_h \cdot (\bar{V}_h - \bar{C}) \\ & - \hat{k} \cdot \nabla_h w \times \frac{\partial V_h}{\partial z} + \hat{k} \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha) + R \end{aligned}$$

(3.6)

(3.6)式中 η 為絕對渦度， \overline{V}_h 為相對颱風中心移動的水平風， \vec{C} 為跟隨TC中心的坐標移動速度， $\alpha = 1/\rho$ 為比容，是大氣密度的倒數。第一項為跟隨颱風中心移動的絕對渦度趨勢(TEN)，第二項為渦度水平平流(HAD)，第三項為渦度垂直平流(VAD)，第四項為抽拉項(STR)，第五項為傾斜項(TIL)，第六項為力管項(SOL)，第七項為剩餘項(RSL)。

本研究以水平範圍 $50\text{km} \times 50\text{km}$ 、高度 $0.5\text{km} - 10\text{km}$ 的正方柱範圍進行渦度收支計算，選取高度 4km 的颱風環流中心作為計算正方柱區域的中心，計算時間範圍為CTL實驗凡那比颱風眼牆重建期間自19日0600 UTC至1200 UTC，共6小時。在設定的時間及空間範圍內計算式(3.6)中的前六項，並進行三維空間及時間的平均，第七項剩餘項則是將前六項平均後移項得到。絕對渦度趨勢項的計算則是將模式以兩分鐘的時間間距輸出，先在 η 垂直座標中進行速度場的時間差分得到速度場的趨勢，內插至 z 坐標後再計算空間差分，最後加上行星渦度趨勢變化量得到絕對渦度趨勢項，如式(3.7)。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t_Q} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial t} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right) + \frac{\partial f}{\partial t}$$

(3.7)

3.3 地形敏感度測試

地形敏感度測試是透過改變地形來討論地形對天氣系統的影響。在本實驗中選定東經 120°-122°，北緯 21.5°-25.5°範圍內的臺灣本島，將地形變數分別乘上 0.5 修改成地形減半實驗的地形高度變數以及乘上 0 修改成平坦無地形實驗的兩種不同的地形敏感度實驗。透過線性地降低地形高度，以期望能表現出不同地形高度對颱風眼牆重建的影響。

第四章 控制組模擬與觀測檢驗

圖 4.0.1 顯示中央氣象局觀測的凡那比颱風路徑、模式模擬凡那比颱風的控制組實驗、地形減半及平坦無地形實驗的模擬凡那比颱風路徑。在颱風中心接觸到陸地之前的模擬路徑與中央氣象局的觀測路徑大致上一致；在登陸的時間上，中央氣象局所觀測到的登陸時間為 09 月 19 日 0040 UTC，而控制組模擬的颱風登陸時間為 09 月 19 日 0300 UTC，較實際觀測延後了約 2.5 個小時。在地形減半實驗和平坦無地形實驗中，颱風登陸時間較控制組實驗提早約一小時，原因可能為中央山脈地形的阻擋效應(blocking)以及陸地摩擦力減少的緣故，此與其他實際颱風個案模擬(Yang et al., 2011)和理想模擬(Tuleya, 1994; Lin et al., 1999)的實驗結果一致。地形敏感度實驗中也能看到颱風登陸前的路徑差異，在颱風遇到中央山脈地形前相較於平坦無地形實驗南偏。關於西行颱風遇到地形路徑南偏的原因，可能與通道效應有關。Jian and Wu (2008)、黃(2008)以及黃和李(2009)指出颱風通過地形前由於受到地形阻擋產生通道效應，使得靠近地形側的北風增強，最後造成颱風路徑南偏或是打轉。在控制組實驗中，19 日 0000 UTC 至 0400 UTC 期

間颱風移速確實有減速現象。

圖 4.0.2(a)為中央氣象局觀測的最大雷達回波圖顯示當凡那比颱風在 9 月 19 日 0030 UTC 登陸時，其在東北部與花蓮及西南部高雄屏東的迎風坡上有明顯的降雨，WRF 的模擬亦有類似的結果(圖 4.0.2(c))。圖 4.0.2(b)則是當凡那比颱風過山後在中央山脈西側有筆直雨帶的形成，WRF 的模擬有掌握到筆直雨帶的出現，但是相對於觀測的結果更早形成(圖 4.0.2(d))，因為登陸時間模擬比觀測慢約 2.5 小時，但是模擬的筆直雨帶形成的絕對時間比觀測提早約 1 小時。圖 4.0.3(a)此時的筆直雨帶開始有曲率形成，在凡那比的北側由於位在地形的背風面，過山的氣流下沉絕熱增溫使得雨滴蒸發，因此凡那比颱風北側的雷達回波較不明顯，與 WRF 的模擬結果大致相同(圖 4.0.3(c))，圖 4.0.3(b)則是觀測到最大雷達回波即將繞成一個環狀的眼牆結構，此時嘉南及高雄一帶的上方仍有較大的回波，但在 WRF 的模擬中，整個眼牆的結構幾乎已經移入台灣海峽(圖 4.0.3(d))。

4.1 都卜勒雷達最大雷達徑向風與模擬風場的比較

圖 4.1.1 中藍色實線為花蓮雷達(RCHL；位於東經 121.62 度北緯 23.99 度天線口海拔 61 公尺)以仰角 1.39 度 PPI(plane position indicator)掃描策略進行徑向風觀測，觀測的方位角範圍為 90° 至 200° 。紅色實線則為 WRF 模式模擬的風場投影在雷達電磁波的方向上換算成雷達徑向風，再找出徑向風的最大值。縱軸坐標為掃描面上觀測到雷達徑向風的最大值，橫軸坐標為相對颱風中心登陸的時間，於颱風登陸前為負值，登陸後為零或正值， $t = 0$ 在觀測上的絕對時間為 9 月 19 日 0100 UTC (約登陸後 20 分鐘)，模式中的絕對時間為 9 月 19 日 0400 UTC (約登陸後 1 小時)。當凡那比颱風靠近陸地時($t = [-1, 0]$)最大雷達徑向風增強，觀測結果為 33m/s 增強為 35m/s，模式模擬結果為 36.4m/s 增強為 45.6m/s。這種在登陸前颱風風速增強的現象在觀測和模擬上(Yang et al., 2011)都有發現到一致的現象。此時的風速增強是由於中央山脈地形的阻擋效應(blocking effect)使空氣質量在地形前堆積，在地形前形成局部相對高壓區，增強了地形前和颱風中心低壓的氣壓梯度，最後使得在靠近地形側的颱風風速增強。颱風中心登陸後，則是因為受

到地形以及摩擦的影響使得颱風強度減弱，風速亦隨之下降。圖 4.1.2 如圖 4.1.1，為七股雷達(RCCG；位於東經 120.086 度北緯 23.1467 度天線口海拔 40.85 公尺)的最大雷達徑向風觀測結果。縱軸坐標為掃描面上觀測到雷達徑向風的最大值，橫軸坐標為相對颱風中心出海的時間，颱風中心出海前時間為負值，出海後為正值。七股雷達和模式模擬結果皆發現最大雷達徑向風在颱風中心出海後開始增強，在颱風中心出海後五個小時內，觀測的最大雷達徑向風(藍色實線)由 20m/s 增強為 51m/s，WRF 模式模擬結果(紅色實線)則由 32.9m/s 增強為 51.4m/s。

雷達觀測的最大雷達徑向風和 WRF 模式模擬結果在定性上是大致類似的，但是在定量上有所不同。原因可能是因為：(a)模擬的颱風路徑較實際觀測的颱風路徑偏南，兩者所經過的山脈地形不盡相同，受到的摩擦力也不相同，因此在定量上存在差異。(b)模式的三維風場投影在雷達電磁波路徑上時，因為颱風路徑與雷達的相對位置不同，在投影時會產生誤差。(c)本研究的 WRF 模式並沒有與海洋耦合，所以凡那比颱風在海洋上活動時不會因降雨蒸發冷卻而降低 SST，因此模式下邊界提供的熱通量和水氣通量

可能產生高估，造成模擬的凡那比颱風強度過強。

4.2 多都卜勒雷達合成風場與模擬風場的比較

圖 4.2.1 為多都卜勒雷達合成風場與圖 4.2.2 模式模擬風場在兩公里高度的比較，當颱風中心由地形往臺灣海峽移動時，在多都卜勒雷達合成風場 0800 UTC 至 1200 UTC 可以看到在中央山脈西側的強風區由南方逐漸向北方延伸，而在模式中 0700 UTC 至 1000 UTC 期間也掌握到這項特徵，但模式的強風區較雷達合成風場的範圍更大。在高度兩公里高相當於邊界層頂的水平風速增強，這表示颱風的低層正經歷一段重新增強的過程(Liou et al., 2016)。

以圖 4.2.1(c)及圖 4.2.2(c)的颱風渦旋中心往方位角 150° (東偏南 60°)作垂直剖面，圖 4.2.3(a)(c)中色階為雷達回波，圖 4.2.3(b)(d)中色階為輻散場，等值線皆為垂直速度場。多都卜勒雷達合成三維風場和模擬的結果皆有掌握到相對於颱風中心垂直向外側稍微傾斜的眼牆區域上升運動，以及在眼牆內側沿著眼牆的下衝流。最大的上升運動出現在高度 5 公里處，強度約為 5m/s，模擬的結果則

是在高度 6 公里，強度較強約 9m/s。眼牆內側的下衝流在多雷達合成的結果中最低達到高度 2 公里且強度達到-1~-3m/s，模擬的結果最低出現在高度 3 公里，強度約-1m/s 較觀測弱許多。低層的輻合場上方對應到眼牆的上升運動，中層則是輻散。觀測及模擬結果大致上符合 Willoughby (1998)的眼牆結構特徵。

圖 4.2.4 為高度 2 公里和高度 5 公里的水平風垂直風切($V_{2km} - V_{5km}$)，當風切為正值表示低層高度 2 公里的風大於高度 5 公里的風。Liou et al. (2016)在雷達合成風場中可以在東南側看到負值的風切，原因為颱風中心南側為西風，高度 2 公里的風遇到南北走向的中央山脈地形減速，高度 5 公里的風受到地形減速的影響則較少。圖 4.2.4(a)和圖 4.2.4(d)中南側有較大的風切正值，圖 4.2.4(b)和圖 4.2.4(e)中正風切的區域擴張成東北-西南走向的帶狀區，接著在圖 4.2.4(c)和圖 4.2.4(f)中正風切的範圍出現在中央山脈西側且為南北走向。對照圖 4.2.2(c)和(d)，此時正風切區域的高度 2 公里的氣流由西風轉為西南風再轉為南風。Liou et al. (2016)認為從低層高度 2 公里的氣流轉向，原因除了有凡那比颱風本身的氣旋式旋轉的氣流，地形也扮演一定程度的角色。

4.3 X 波段雙偏極化都卜勒雷達觀測風場與模擬風場的比較

國立中央大學雷達氣象實驗室管理之移動式 X 波段雙偏極化都卜勒雷達 TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar)於高雄市甲仙區集來農場，其位置如圖 4.3.1 所示。圖 4.3.2 為 TEAM-R 雷達朝向正北方(方位角 0°)平行中央山脈南北走向，以 RHI 掃描策略觀測雷達徑向風，大致上遠離雷達方向的風為南風，靠近雷達方向的風為北風。在 WRF 模式的輸出中選取南北向長度 50km 的範圍，將三維風場投影至雷達 RHI 掃描的垂直剖面上取東西向寬度 10km 做平均。圖 4.3.2(a)和(b)中的南風分量較弱，而在接下來的時間南風逐漸增強並且厚度增厚，在觀測的結果能看到風場重建後的風速達到 35m/s，強風帶的深度在三小時內由 2km 增加至 6.5km，而 WRF 模擬的結果則是看到風場重建後的最大風速達到 45m/s，風速達 30m/s 以上大風區的深度達到高度 5km。南風風速由低層增強並逐漸往上至中層發展；Liou et al. (2016)認為觀測到的雷達徑向風增強能視為凡那比颱風強度增強的一項指

標。另外，由於 TEAM-R 雷達為 X 波段雷達，發射電磁波波長約 3 公分，對於空氣分子的雷利散射效果顯著，因此距離較遠的現象由於電磁波能量耗散太嚴重而缺乏觀測資訊。

第五章 地形敏感度實驗及渦度收支分析

5.1 地形敏感度實驗結果

圖 5.1.1 為地形減半與平坦地形實驗的最大雷達回波水平分佈圖。圖 5.1.1(a)、(e)與 CTL 實驗的圖 4.0.2(c)比較可以發現地形較高時位於迎風面的降水結構較為顯著，而圖 5.1.1(e)的雷達回波結構由於垂直風切而形成波數 1(wavenumber-1)的結構，在平坦地形實驗中皆有這種特色(圖 5.1.1(e)-(h))。圖 5.1.1(b)、(f)與 CTL 實驗的圖 4.0.2(d)比較可以看到 CTL 實驗中颱風通過地形之後颱風眼變得不明顯，CTL 和地形減半實驗中颱風的北側的最大雷達回波較弱的情形，此與颱風氣流過山後絕熱壓縮增溫使降水粒子蒸發有關，但是在平坦地形實驗中仍然能看到完好的颱風眼結構，另外 CTL 實驗有模擬出在颱風南側、中央山脈以西出現的筆直主要雨帶，地形減半與平坦地形實驗中的雨帶則是有曲率的彎曲主要雨帶。圖 5.1.1(c)、(g)與 CTL 實驗的圖 4.0.3(c)比較可以看到 CTL 實驗的眼牆由原先的筆直雨帶開始彎曲，地形減半實驗的眼牆結構又逐漸回復完整。圖 5.1.1(d)、(h)與 CTL 實驗的圖 4.0.3(d)則是 CTL 實驗與地形減半實驗眼牆完成重建後與平坦地形實驗眼牆沒有被

破壞的結果，沒有經歷眼牆重建過程的南側雨帶較經歷重建過程者要狹窄。

接著本研究將 CTL 實驗、地形減半及平坦地形的兩組地形敏感度實驗進行追隨颱風中心準拉格朗日坐標下的渦度收支分析，將各項造成渦度變化項再經過空間及時間平均，以抽拉項(STR)取絕對值後的最大項為基準值定為 100，化為正規化的結果如圖 5.1.2 所示。在 CTL 實驗中，局地渦度趨勢項(TEN)佔-0.9、渦度水平平流項(HAD)佔11.32、渦度垂直平流項(VAD)佔49.72、抽拉項(STR)佔-100、傾斜項(TIL)佔48.93、力管項(SOL)佔-0.21、剩餘項(RSL)佔-10.66。在地形減半實驗中，局地渦度趨勢項(TEN)佔5.53、渦度水平平流項(HAD)佔15.13、渦度垂直平流項(VAD)佔33.34、抽拉項(STR)佔-100、傾斜項(TIL)佔54.78、力管項(SOL)佔0.02、剩餘項(RSL)佔2.27。在平坦地形實驗中，局地渦度趨勢項(TEN)佔-7.99、渦度水平平流項(HAD)佔29.41、渦度垂直平流項(VAD)佔18.17、抽拉項(STR)佔-100、傾斜項(TIL)佔43.26、力管項(SOL)佔0.19、剩餘項(RSL)佔0.98。因此，抽拉項、傾斜項、渦度垂直平流項和渦度水平平流項是颱風維持渦度收支平衡最主

要的四項，而渦度趨勢項、力管項和剩餘項則相對較小。注意的是，各組實驗中抽拉項大小並不相同，其絕對值大小標示於圖 5.1.2 下方。各項的時間及垂直分佈如圖 5.1.3、圖 5.1.4 和圖 5.1.5 所示。

5.2 渦度收支：剩餘項

由於在實際大氣中渦度收支方程的區域有部份位在大氣邊界層中，所以摩擦力和次網格的貢獻會累加在剩餘項之中。另外由於渦度收支方程各項的微分項是透過差分方法來計算，因此計算過程中差分方法的截斷誤差會累積在剩餘項中。再者，將 WRF 模式變數的垂直坐標由 η 坐標轉換至 z 坐標，使用垂直內插方法亦會有誤差產生。雖然渦度收支方程中容許剩餘項存在，但不希望剩餘項過大而影響到其他主要渦度貢獻項的收支正確，至少希望剩餘項小於主要的渦度貢獻項。CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗中的剩餘項在整體收支方程中依序佔-10.66%、2.27%和0.98%的比例，剩餘項佔整體收支方程的貢獻量隨著臺灣地形高度降低使得摩擦力及其差分計算誤差逐漸減少，使得剩餘項的貢獻減少。

5.3 渦度收支：渦度水平平流項

渦度水平平流項(HAD)在 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗中依序佔整體收支方程中的比例為11.32%、15.13%和29.41%，氣旋式渦度的貢獻在無地形實驗中較為顯著，CTL 實驗中的渦度水平平流項明顯小於前三個主要項約 1/5(圖 5.1.2)。

圖 5.1.3(a)-(c)為三組實驗的渦度水平平流項垂直分佈的時序圖，垂直軸為高度(單位：km)，橫軸為時間(單位：UTC)。在三組實驗中皆可以發現渦度水平平流項在低層的氣旋式渦度貢獻是負值，在無地形實驗中大致在高度 1.5 公里以上至高度 4 公里之間有較大的氣旋式渦度的正貢獻，隨著地形逐漸增加渦度水平平流的貢獻逐漸減少。在圖 5.1.3(a)中 0800 UTC 至 1000 UTC 間、高度 1.5 至 6 公里，渦度水平平流的正渦度貢獻較其他時間顯著。若將 CTL 實驗的計算範圍以颱風渦旋中心分為南側及北側分別進行渦度收支分析(如圖 5.3.1)，在圖 5.3.2 可以發現在渦旋南側同樣的高度和時間範圍出現類似特徵但在渦旋北側並無類似的結構特徵，

此時渦旋南側也正處於東西向主要雨帶遇到台灣地形逐漸轉成南北向。因此圖 5.1.3(a)中 0800 UTC 至 1000 UTC 間、高度 1.5 至 6 公里間渦度水平平流的正渦度貢獻是由於主要雨帶上對流旺盛發展，非絕熱過程的加熱使雨帶中的風速增加，雨帶上的渦度順著氣旋式環流的風移入計算渦度收支的範圍中。

5.4 渦度收支：抽拉項

在 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗中的渦度收支方程，抽拉項(STR)佔最主要的一項，所以佔整體收支方程中的比例皆為 -100.00 ；而三個實驗中抽拉項平均的實際數值分別為 $-3.15 \times 10^{-8} s^{-2}$ 、 $-8.19 \times 10^{-8} s^{-2}$ 和 $-9.78 \times 10^{-8} s^{-2}$ 。

圖 5.1.3(d)-(f)為三組實驗的抽拉項垂直分佈的時序圖，垂直軸為高度(單位：km)，橫軸為時間(單位：UTC)。三組實驗中大致在高度 1 公里以下為抽拉項的氣旋式渦度貢獻，以上為反氣旋式渦度貢獻，垂直上的分佈與渦度水平平流項相反。在典型的颱風結構的邊界層中由於氣旋式環流受到摩擦力作用，颱風的徑向入流較

為顯著，氣旋式渦度中產生的輻合風場使得抽拉項的計算結果為正。在地形敏感度的地形減半和平坦地形實驗中，由於颱風逐漸遠離地形及陸地進入臺灣海峽，抽拉項在低層的氣旋式渦度貢獻的厚度遂逐漸減少。在 CTL 實驗中可以注意到在時間 0700 UTC 到 0800 UTC 期間、高度 1 公里處抽拉項厚度有增厚的現象，圖 5.4.1 為將 CTL 實驗的渦度收支計算以颱風渦旋中心分為南北兩側，在渦旋中心南側的計算結果發現到有相較於北側厚的正渦度貢獻且特徵類似地形減半及平坦地形實驗，原因為南側主要雨帶的對流發展，符合雨帶的低層輻合、中高層輻散的特徵。在渦旋中心北側的計算結果顯示，在 0700 UTC 到 0800 UTC、高度 2 公里以下有顯著的氣旋式渦度貢獻，原因是由於此階段在模式中為颱風渦旋中心由地形移入平原的過程，而在渦旋北側為東風過山，空氣柱過山拉伸在中央山脈山腳下形成氣旋式渦度的趨勢，使得凡那比颱風的氣旋式渦度在低層開始累積。

5.5 渦度收支： 渦度垂直平流項

渦度垂直平流項在 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗中依序佔整體收支方程中的比例為49.72%、33.34%和18.17%；渦度垂直平流在 CTL 實驗中造成的氣旋式渦度貢獻較為顯著，平坦地形實驗中的渦度垂直平流項明顯小於第三大的渦度水平平流項約 1/2(圖 5.1.2)。隨著地形逐漸增加，渦度垂直平流的貢獻逐漸增加，對於平坦地形實驗而言，垂直運動為單純本身颱風動力因素所造成；而 CTL 實驗和地形減半實驗中顯示臺灣地形額外激發的垂直運動造成的渦度垂直平流改變了單純平坦無地形實驗中渦度的水平和垂直平流所佔的比例；再來，垂直平流在三組實驗的數值依序為 $1.57 \times 10^{-8} s^{-2}$ 、 $2.73 \times 10^{-8} s^{-2}$ 和 $1.78 \times 10^{-8} s^{-2}$ ，我們可以注意到 CTL 實驗和平坦地形實驗的數值差異不大，但是相對於整體颱風的渦度而言，CTL 實驗中的平均渦度只有平坦地形實驗的 57.5% ($6.33 \times 10^{-4} s^{-1} / 11.0 \times 10^{-4} s^{-1}$)，因此渦度垂直平流在颱風眼牆重建過程中，其將渦度在垂直方向上重新分配佔有重要的角色。

圖 5.1.4(a)-(c)為三組實驗的渦度垂直平流項垂直分佈的時序圖，垂直軸為高度(單位：km)，橫軸為時間(單位：UTC)。在垂直

分佈上，大致在高度 2 公里以下為反氣旋式渦度的貢獻，在 2 公里以上為氣旋式渦度貢獻，原因為颱風內主要為上升運動，而颱風的渦度在低層大於高層，而渦度垂直平流的作用在於將渦度在垂直方向重新分配，低層較高的渦度被垂直往上帶，使低層渦度減少但高層渦度增加。CTL 實驗結果能看到 0700 UTC 至 0900 UTC 期間以及 1000 UTC 至 1200 UTC 期間、高度分別為 1 公里以上以及 2 公里以上有氣旋式渦度的增加。0700 UTC 至 0900 UTC 期間，主要兩帶低層輻合產生的氣旋式渦度由低層 1 公里往上传送至 10 公里以上；1000 UTC 至 1200 UTC 期間則是將邊界層內垂直風切所經由傾斜項產生的氣旋式渦度往高層帶至高度 8 公里。圖 5.5.1 可以看到在渦旋中心北側和南側的渦度收支結果，在渦旋中心南側高度 1 至 4 公里的中低層能看到顯著的氣旋式渦度的貢獻，對應圖 4.0.2(b)和(d)中位於南側的筆直雨帶，雨帶中的對流將低層渦度帶往高層，是支持凡那比颱風由底層向上發展重建眼牆的一項重要的過程。

5.6 渦度收支：傾斜項

傾斜項(TIL)在 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗中依序佔整體收支方程中的比例為48.93%、54.78%和43.26%，和其他項不同的是傾斜項氣旋式渦度在地形減半實驗中造成的渦度收支貢獻較為顯著。

圖 5.1.4(d)-(f)為三組實驗的渦度垂直平流項垂直分佈的時序圖，垂直軸為高度(單位：km)，橫軸為時間(單位：UTC)。在垂直分佈上，大致在高度 2 公里以下為氣旋式渦度的貢獻，在 2 公里以上為反氣旋式渦度貢獻，在高度 2 公里以下相當於邊界層的範圍內由於摩擦力產生垂直風切，越往低層風速越小；在高度 2 公里以上，越往高層的風速越小(如圖 4.2.4)，與邊界層中的垂直風切相反，垂直風切若出現在有垂直速度水平梯度的區域相當於水平渦管翻轉成垂直渦度，進而造成渦度收支的變化。圖 5.1.4(d)顯示在 CTL 實驗中時間 0900 UTC 至 1100 UTC、高度 6 公里以下都產生氣旋式渦度的貢獻，從圖 4.2.2 及圖 4.3.2 可以發現此時在中央山脈西側的南風增強，圖 5.6.1 則為東西方向的垂直剖面，色階南北向風速，等值線為垂直速度。在中央山脈西側有類似地形噴流

(barrier jet)的結構位在高度 1 公里至 4 公里附近，由於颱風中心過山，颱風低層的徑向入流在過山後的噴流東側成為下坡風，噴流西側雨帶中對流的上升運動，兩者形成垂直速度在東西方向上的水平梯度，可將噴流下方所形成的水平渦管(指向西方)傾斜成垂直正渦度。同時噴流上方也會形成一個指向東方的水平渦管，受到眼牆內側的下沉運動和眼牆的上升運動，傾斜成正渦度(如圖 5.6.2)，使得低層渦旋能夠增強。噴流的形成可能肇因於原先筆直的主要雨帶，對流造成潛熱釋放增加氣壓梯度，使主要雨帶上的風速增強，形成二次水平風速極大值(SHWM)，再受到臺灣地形阻擋，使得雨帶轉彎變成南北走向。

5.7 渦度收支總結

圖 5.1.5(a)-(c)為 CTL、地形減半和平坦地形實驗中渦度趨勢項(TEN)在不同時間的垂直分佈圖，CTL 實驗中在高度 5 公里以下有明顯的氣旋式渦度增加，地形減半實驗在低層氣旋式渦度增加的量值又比 CTL 實驗更顯著，可能與傾斜項較大有關。而在平坦地

形實驗中渦度趨勢項在低層除了有氣旋式渦度出現外，與其他實驗相比在低層負的氣旋式渦度亦較顯著，表示此時的颱風渦旋正經歷減弱的過程。圖 5.1.5(d)-(f) 為 CTL、地形減半和平坦地形實驗中平均渦度以及最主要的收支項抽拉項在不同時間的垂直分佈。圖 5.1.5(d)更清楚的顯示，在地形較複雜的 CTL 實驗中平均渦度的量值明顯低於另外兩組地形敏感度實驗的結果，三組實驗中低層的平均渦度皆大於高層的平均渦度。圖 5.1.5(d)在 0800 UTC 之後在颱風過山後低層平均渦度逐漸增厚，表示渦度確實是由低層開始加強，原因包含颱風北側氣流過山後空氣柱拉伸，在低層產生氣旋式渦度增加，筆直雨帶的低層輻合產生氣旋式渦度透過對流的上升運動將低層渦度傳至中高層。當筆直的主要雨帶遇到地形開始彎曲時，在中央山脈西側形成一條 SHWM 結構，再經由 SHWM 東側地形產生的下坡風及西側原先雨帶上對流的上升運動，將 SHWM 低層水平渦管傾斜成氣旋式渦度，一樣經過渦度垂直平流作用傳送至中層。圖 5.1.5(f)則可以看到低層平均渦度的厚度逐漸降低，亦表示颱風的渦旋是處於減弱的過程。

第六章 結論

本研究以 WRF 數值模式模擬凡那比(2010)颱風通過中央山脈之後的眼牆重建過程，並透過地形敏感度實驗以檢驗地形對於凡那比颱風在眼牆重建過程中所扮演的角色。當凡那比(2010)颱風由東向西遇到台灣地形時，在登陸前會因為地形阻擋效應在地形前形成相對高壓，使得氣壓梯度力增加而使颱風在登陸前的風速增強。隨後颱風的強度受到地形破壞和地表摩擦增加的影響，使得颱風水平風速降低。凡那比颱風的主要雨帶，遇到中央山脈地形後，沿著中央山脈山麓向北轉形成南風的噴流結構(二次水平風速極大值/SHWM)，SHWM 下方的強垂直風切(水平渦管)受到 SHWM 東側的下坡風及 SHWM 西側對流的上升運動的傾斜作用，形成垂直氣旋式渦度，在無地形實驗中則無此現象。透過渦度收支計算和地形敏感度實驗得知，凡那比颱風在中央山脈西側眼牆重建，應為由下而上(bottom-up)的過程。

最後，圖 6.1.1 為凡那比(2010)颱風在過山後完整的眼牆重建機制的示意圖。當凡那比颱風在地形東側往西靠近中央山脈時，低層因為受到中央山脈的阻擋而無法通過，只有地形之上的渦旋中

心能夠通過。但是在高層渦旋中心尚未過山時，中央山脈西側已經有氣旋式渦度透過渦管的抽拉作用在低層形成，並透過垂直平流作用將低層氣旋式渦度向上傳送。在高層渦旋過山後，南方的主要雨帶遇到地形後轉向並沿著中央山脈西側山麓向北移動時，雨帶中 SHWM 結構的下方有強垂直風切，其形成的水平渦管再受到 SHWM 東側的下坡風和西側對流的上升運動，造成傾斜而形成氣旋式渦度，再經由雨帶的垂直運動將低層的氣旋式渦度帶往高層，最後完成整個凡那比颱風眼牆重建的過程。

本研究只利用 TEAM-R 雷達的風場觀測資料作為模式和觀測檢驗的依據，TEAM-R 雷達作為一個雙偏極化都卜勒雷達，未來還可以利用雙偏極化雷達的觀測參數和模式中的降水粒子比較，來探討凡那比颱風在遇到臺灣地形的過程中，雲物理結構的演變歷程和其機制，也可以從中延伸討論凡那比颱風登陸前後非絕熱加熱剖面(diabatic heating profile)的變化。另外，本研究利用的渦度收支方程只包含了動力的部份，未來亦可以從動力和熱力合併的位渦收支(potential vorticity budget)方程來著手討論凡那比颱風過山後眼牆重建機制中熱力過程和地形之間的影響。

最後要注意的是，本論文研究的結果僅適用於凡那比颱風的個案，歷史上有許多颱風通過臺灣地形之後眼牆並沒有重建的現象發生，另一方面，颱風過山後眼牆重建的機制是否適用於所有颱風，仍需要針對其他個案進行研究，才能對於過山後眼牆重建過程有更充分的了解。

參考文獻

- 李清勝、鄭光浩，陳柏孚、謝宜桓、鄧旭峰，2015：“侵台颱風過山期間雨帶重建之初步研究”。大氣科學，第 43 卷，第 1 期，69-90。
- 黃沛渝，2012：“使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風(2010)的動力及雲物理過程”。國立中央大學，大氣物理研究所，碩士論文，共 77 頁。
- 黃怡瑄，2008：島嶼地形影響颱風偏轉及打轉之機制研究。國立台灣大學，大氣科學研究所，碩士論文，共 76 頁。
- 黃清勇、李志昕，2009：“西北向侵台颱風中心路徑打轉之模擬研究”。大氣科學，第 37 卷，第 2 期，121-154。
- Chen, T. J. G., and L. F. Bosart, 1979: A quasi-Lagrangian vorticity budget of composite cyclone-anticyclone couplets accompanying North American polar air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 185-194.
- Elsberry, R. L., and P. A. Harr, 2008: Tropical cyclone structure (TCS08) field experiment science basis, observational platforms, and strategy. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **44**, 209-231.
- Fang, J., and F. Zhang, 2010: Initial development and genesis of Hurricane Dolly (2008). *J. Atmos. Sci.*, **67**, 655-672.
- Hence, D. A., and R. A. Houze, 2008: Kinematic structure of convective-scale

elements in the rainbands of Hurricanes Katrina and Rita (2005). *J. Geophys. Res.*, **113**, D15108.

Jian, G. J., and C. C. Wu, 2008: A numerical study of the track deflection of Supertyphoon Haitang (2005) prior to its landfall in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 598-615.

Judt, F., and S. S. Chen, 2010: Convectively generated potential vorticity in rainbands and formation of the secondary eyewall in Hurricane Rita of 2005. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3581-3599.

Lin, Y. L., J. Han, D. W. Hamilton, and C. Y. Huang, 1999: Orographic influence on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 534-562.

Liou, Y. C., T. C. Chen Wang, and P. Y. Huang, 2016: The Inland Eyewall Reintensification of Typhoon Fanapi (2010) Documented from an Observational Perspective Using Multiple-Doppler Radar and Surface Measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 241-261.

Mesinger, F. 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronaut.*, **44**, 195-202.

Montgomery, M. T., M. E. Nicholls, T. A. Cram, and A. B. Saunders, 2006: A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 355-386.

Nguyen, L. T., and J. Molinari, 2015: Simulation of the Downshear Reformation of

a Tropical Cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 4529-4551.

Nolan, D. S. 2007: What is the trigger for tropical cyclogenesis. *Aust. Meteor. Mag.*, **56**, 241.

Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1377-1396.

Simpson, J., E. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643-2661.

Tuleya, R. E. 1994: Tropical storm development and decay: Sensitivity to surface boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 291-304.

Willoughby, H. E. 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053-3067.

Yang, M. J., D. L. Zhang, X. D. Tang, and Y. Zhang, 2011: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall: 2. Structural changes and terrain-induced asymmetries. *J. Geophys. Res.*, **116**, D09112.

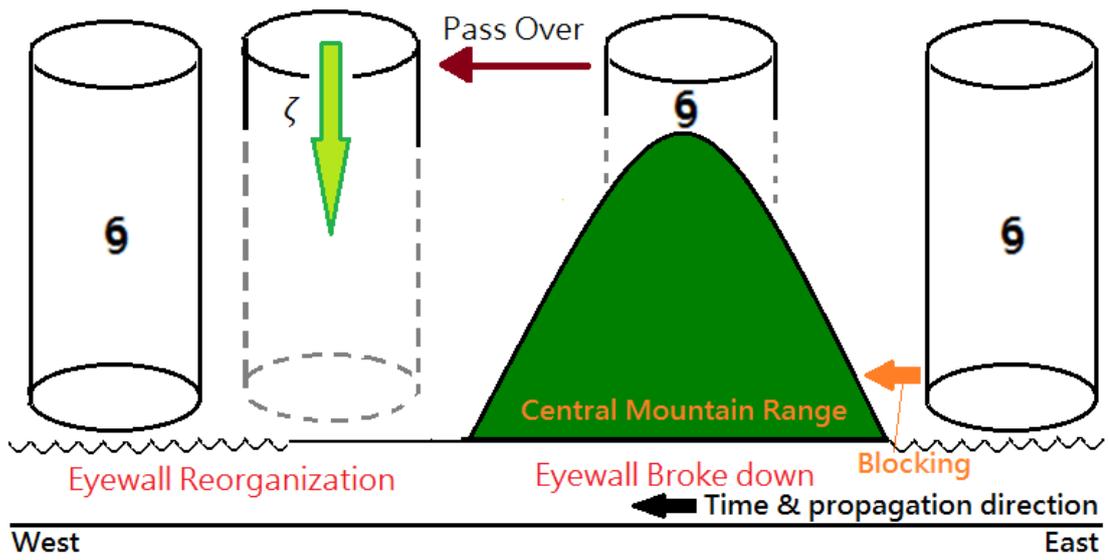


圖 1.2.1 颱風由上而下(top-down)重建過程之示意圖。

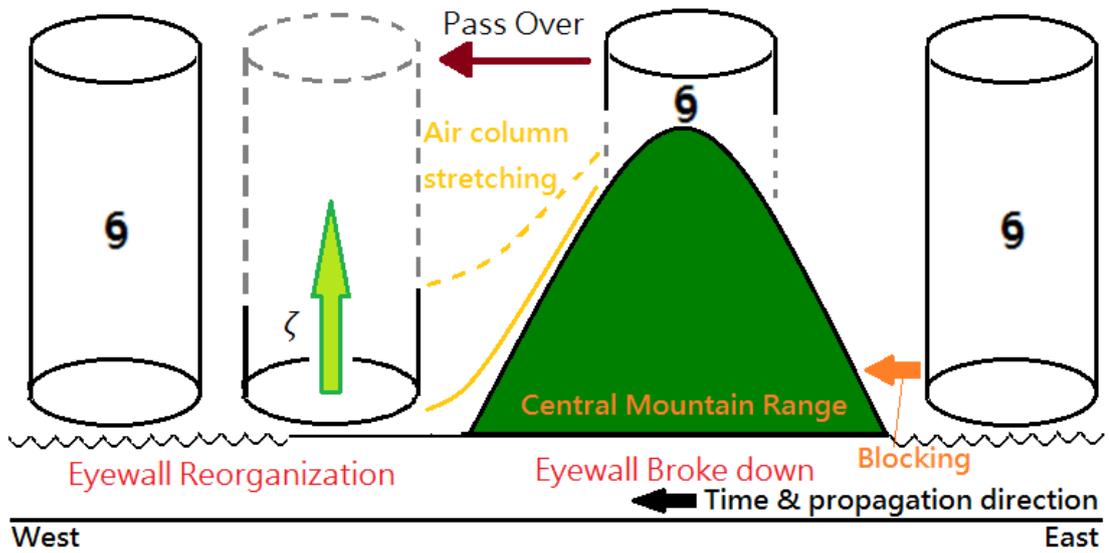


圖 1.2.2 颱風由下而上(bottom-up)重建過程之示意圖。

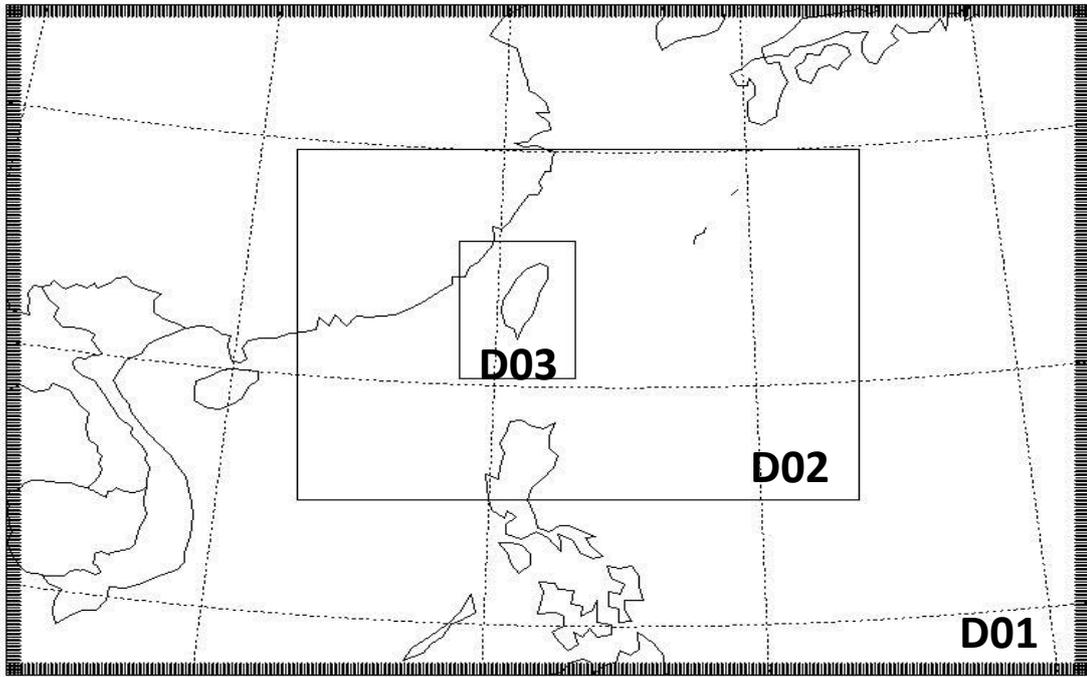


圖 2.2.1 巢狀網格設計。

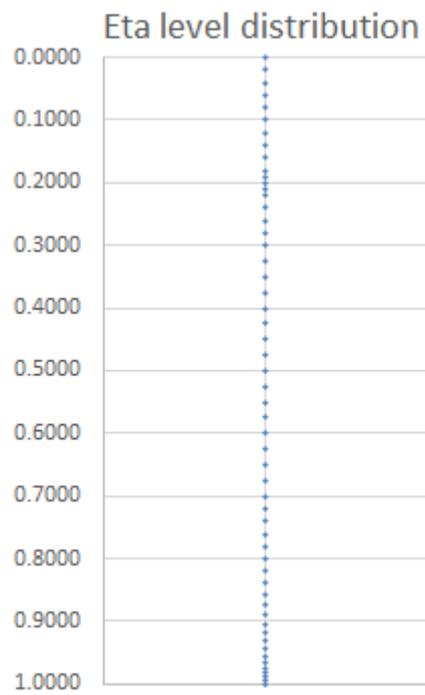


圖 2.2.2 垂直 η 層分佈。

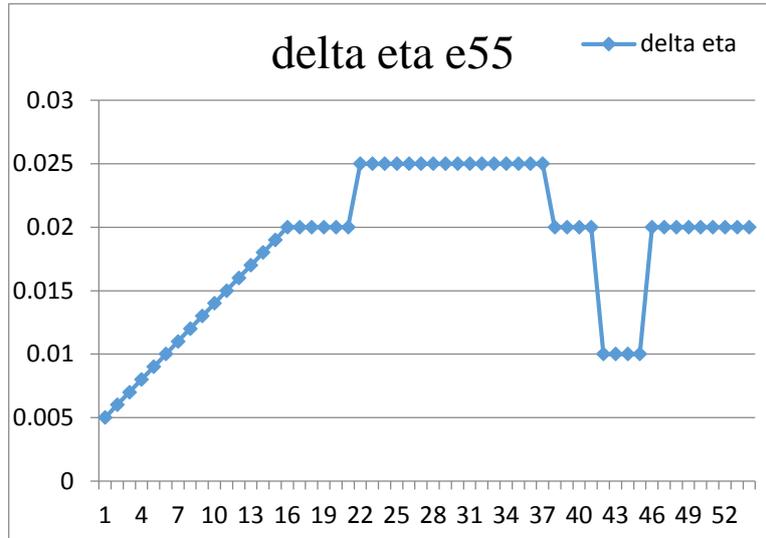


圖 2.2.3 垂直分層 $\Delta\eta$ 分佈。

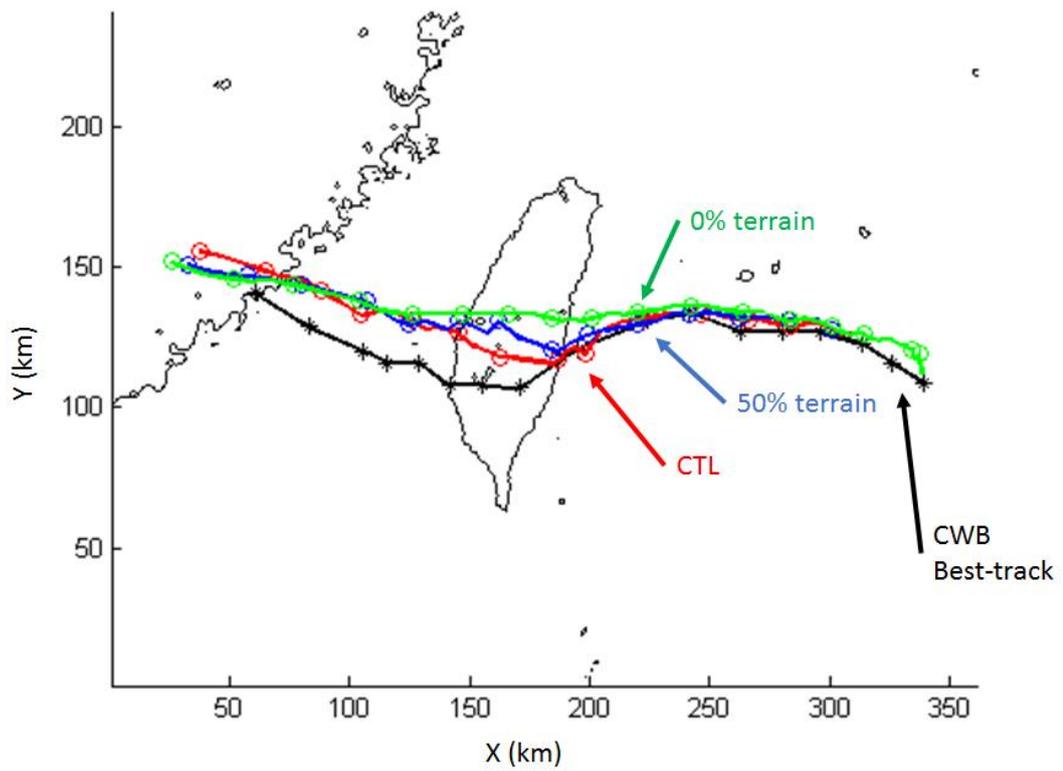


圖 4.0.1 凡那比颱風(2010)於 9 月 18 日 0000UTC 至 9 月 20 日 0000UTC 期間中央氣象局觀測路徑(CWB obs；黑色實線)，控制組實驗(CTL；紅色實線)，地形減半實驗(50% terrain；藍色實線)，平坦無地形實驗(0% terrain；綠色實線)，每三個小時打點標記。

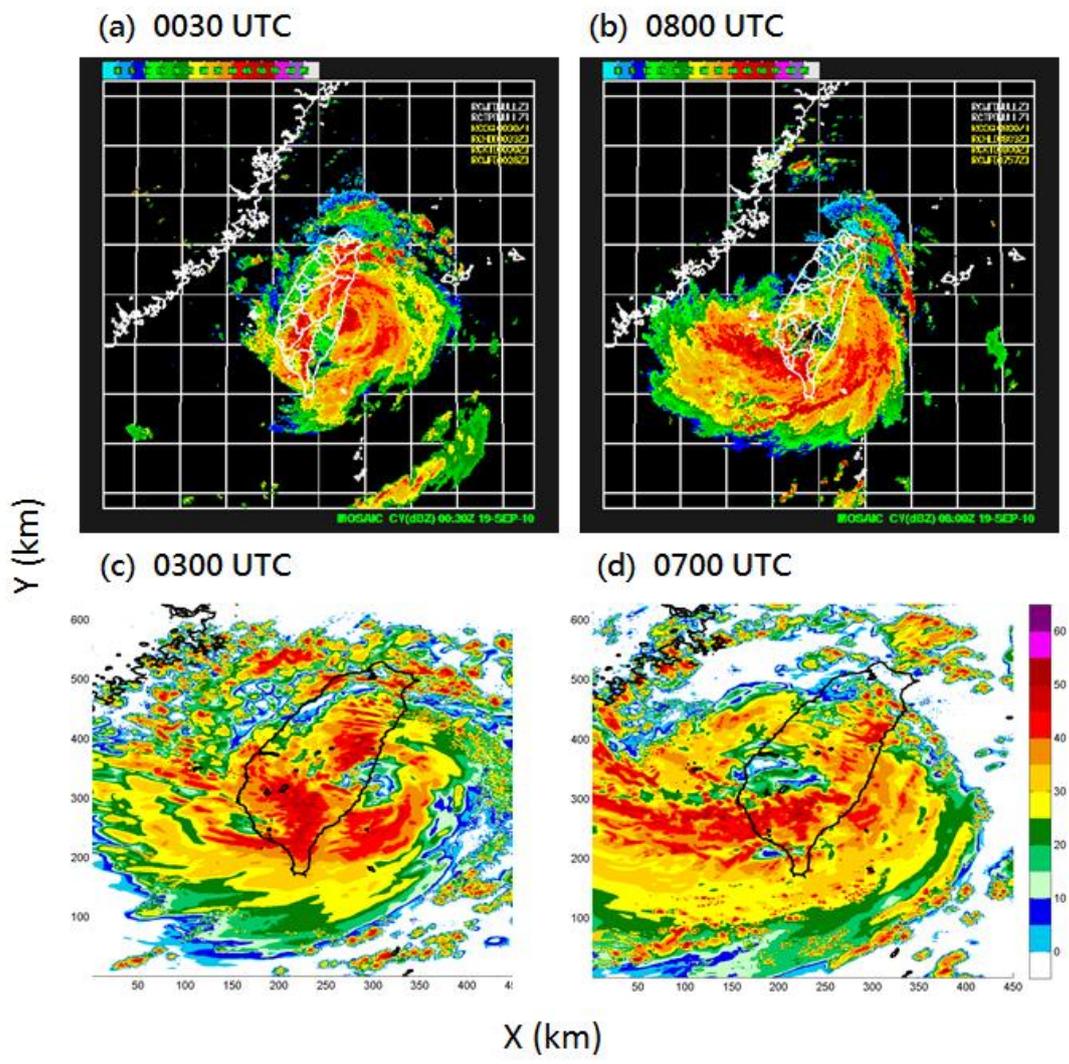


圖 4.0.2 為颱風登陸時及筆直雨帶形成時的最大雷達回波圖，(a)和(b)為中央氣象局的觀測結果，(c)和(d)為 WRF 模式模擬診斷的結果。

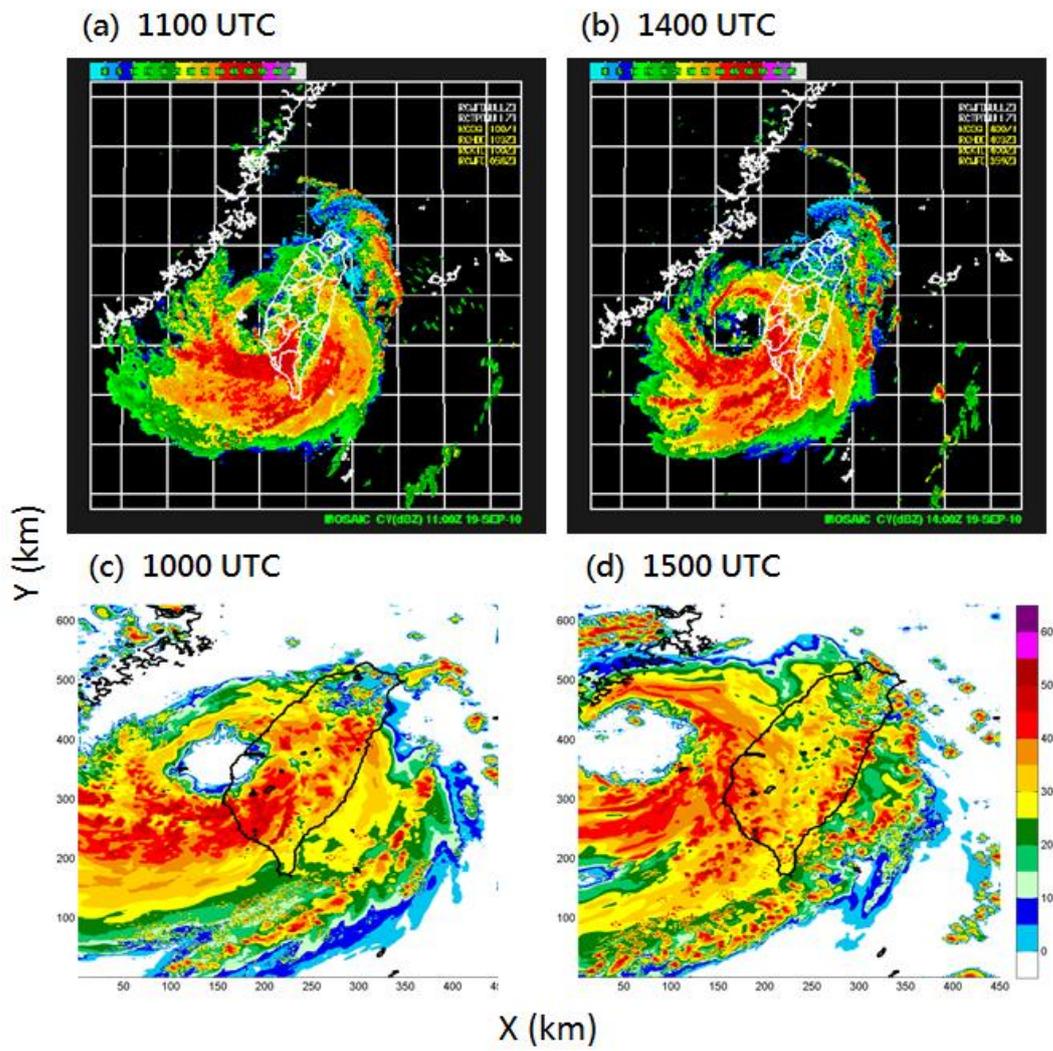


圖 4.0.3 為颱風筆直雨帶彎曲及雨帶重新環繞成圓時的最大雷達回波圖，(a)和(b)為中央氣象局的觀測結果，(c)和(d)為 WRF 模式模擬診斷的結果。

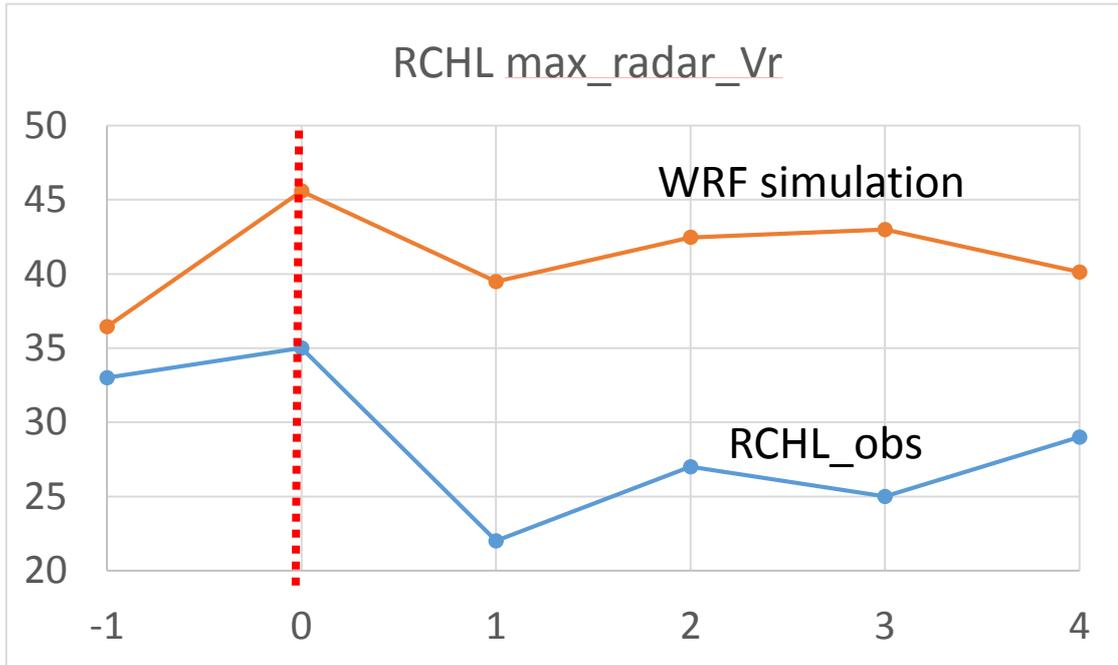


圖 4.1.1 花蓮雷達(RCHL)所觀測的雷達徑向風及 WRF 模式模擬風場投影至雷達電磁波路徑上的雷達徑向風分量。

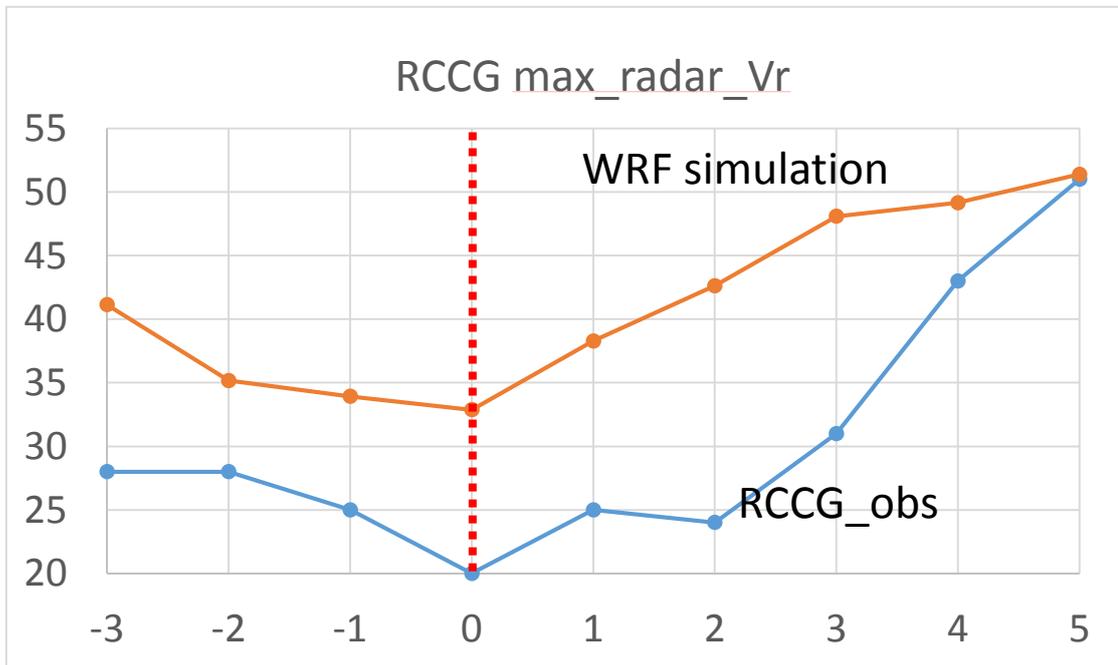


圖 4.1.2 七股雷達(RCCG)所觀測的雷達徑向風及 WRF 模式模擬風場投影至雷達電磁波路徑上的雷達徑向風分量。

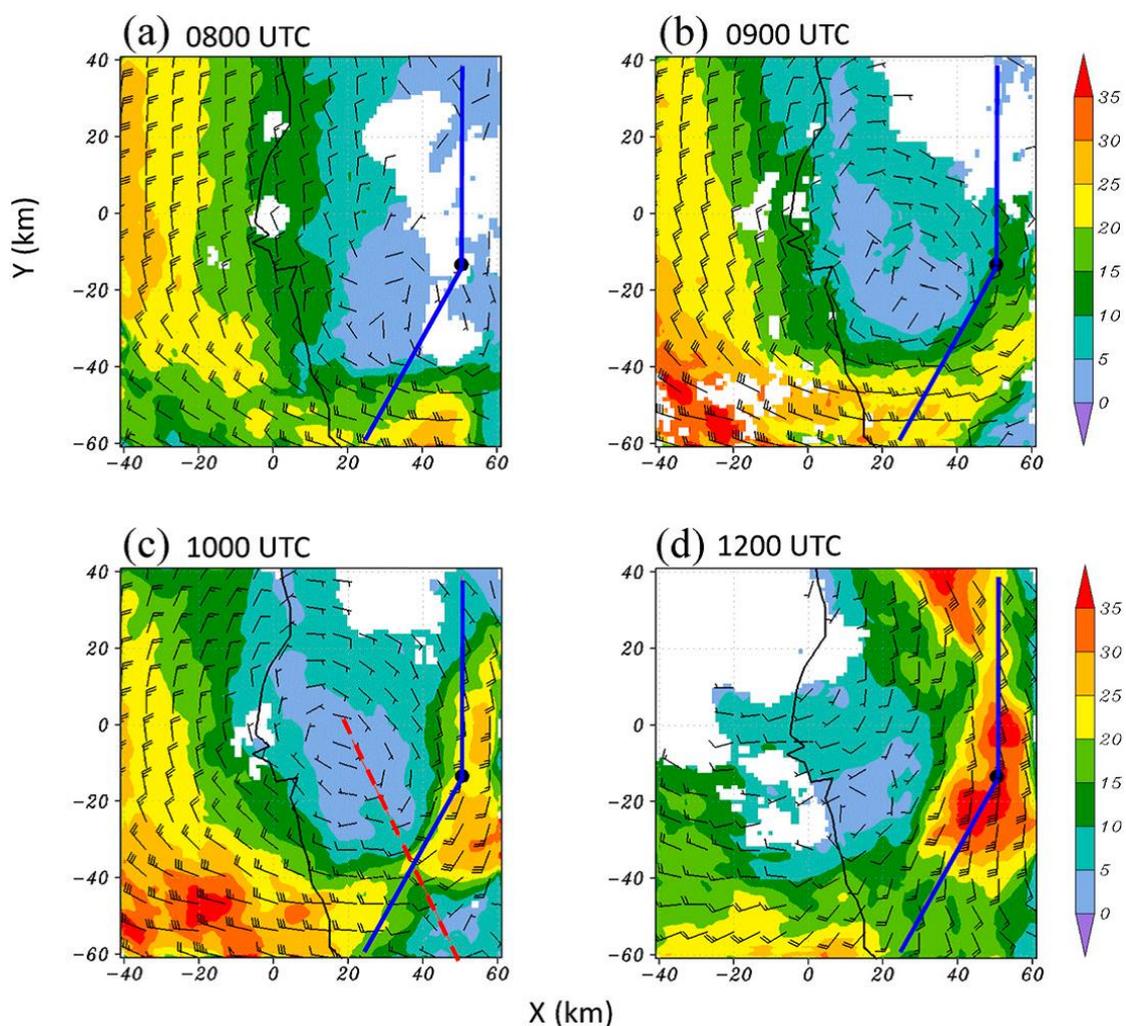


圖 4.2.1 多都卜勒雷達合成風場，色階為高度 2 公里的水平風風速。(a)0800 UTC、(b) 0900 UTC、(c) 1000 UTC 和(d) 1200 UTC。藍色粗線條表示 TEAM-R 雷達進行 RHI 掃描時 0 度和 210 度方位角，紅色虛線為圖 4.2.3(a)和(b)的剖面在水平面上的位置，黑點則為 TEAM-R 雷達的位置。摘自 Liou et al. (2016)。

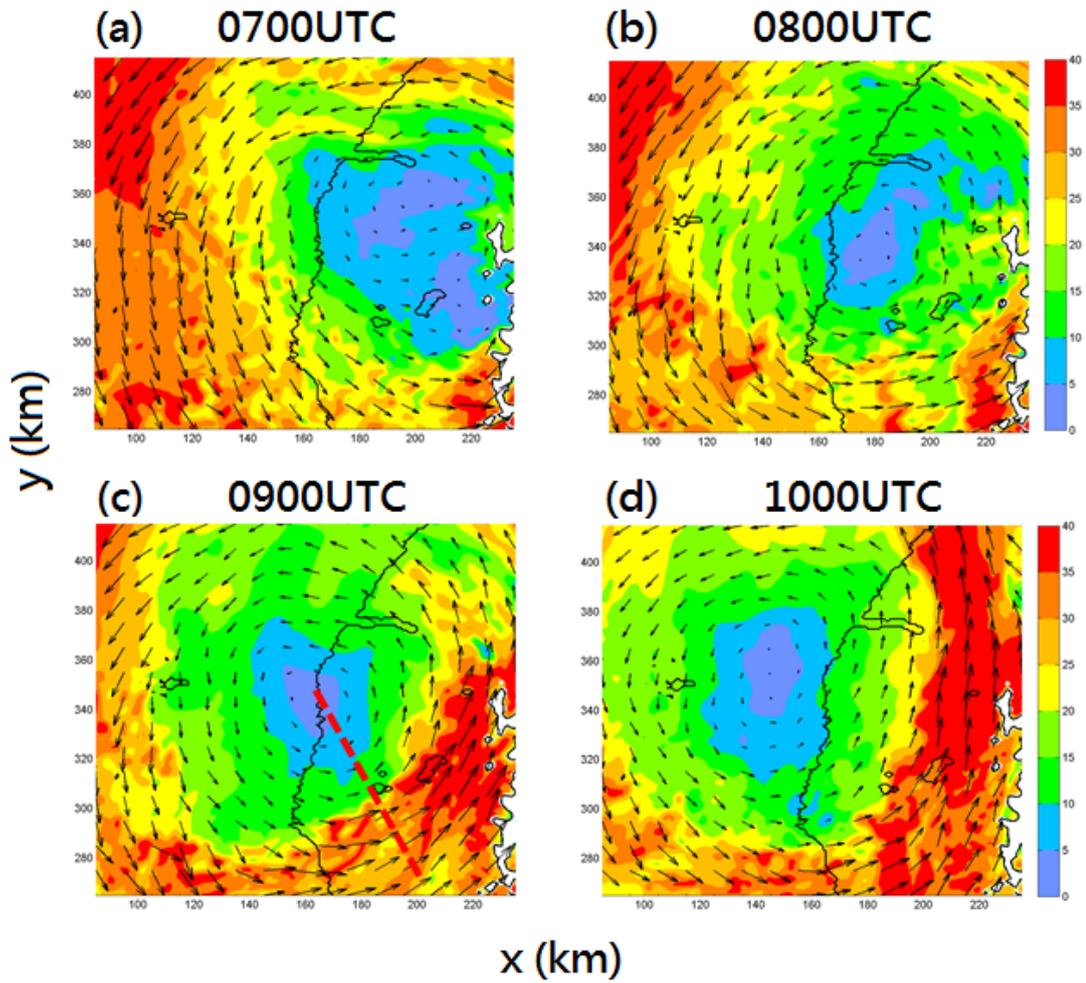


圖 4.2.2 WRF 模式模擬風場，色階為高度 2 公里的水平風風速。(a)0700 UTC、(b) 0800 UTC、(c) 0900 UTC 和(d) 1000 UTC。圖(c)中紅色虛線為圖 4.2.3(c)和(d)的剖面在水平面上的位置

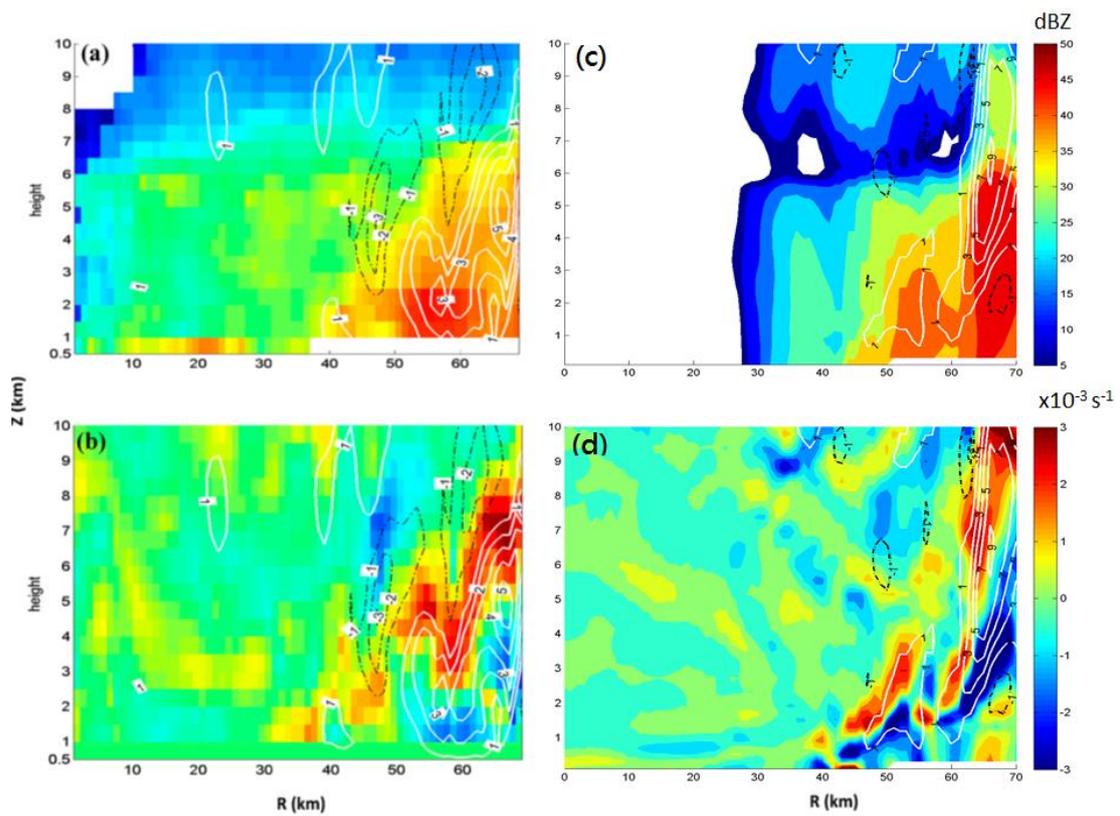


圖 4.2.3 多都卜勒雷達觀測(a)(b)及 WRF 模式模擬(c)(d)的雷達回波、垂直風場及輻散場的垂直剖面。(a)(c)色階為雷達回波、等值線為垂直速度，(b)(d) 色階為輻散場、等值線為垂直速度，R=0 為颱風中心位置。觀測結果摘自 Liou et al. (2016)。

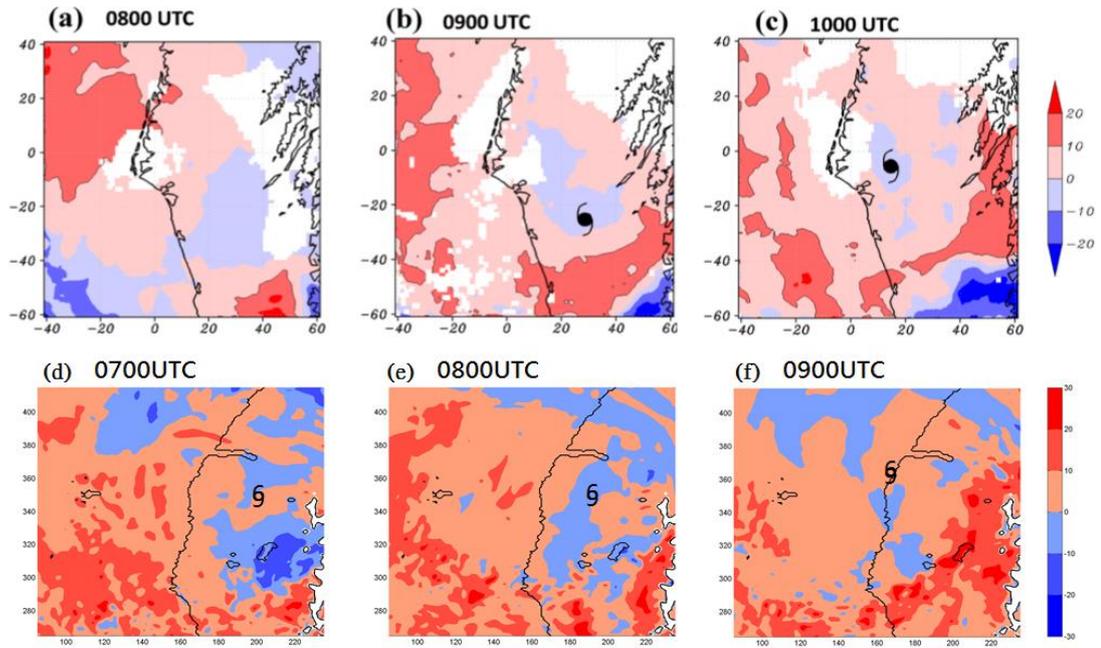


圖 4.2.4 高度 2 公里及高度 5 公里的水平風垂直風切。(a)(b)(c)為雷達合成風場的觀測結果，(d)(e)(f)為 WRF 模式模擬結果。觀測結果摘自 Liou et al. (2016)。

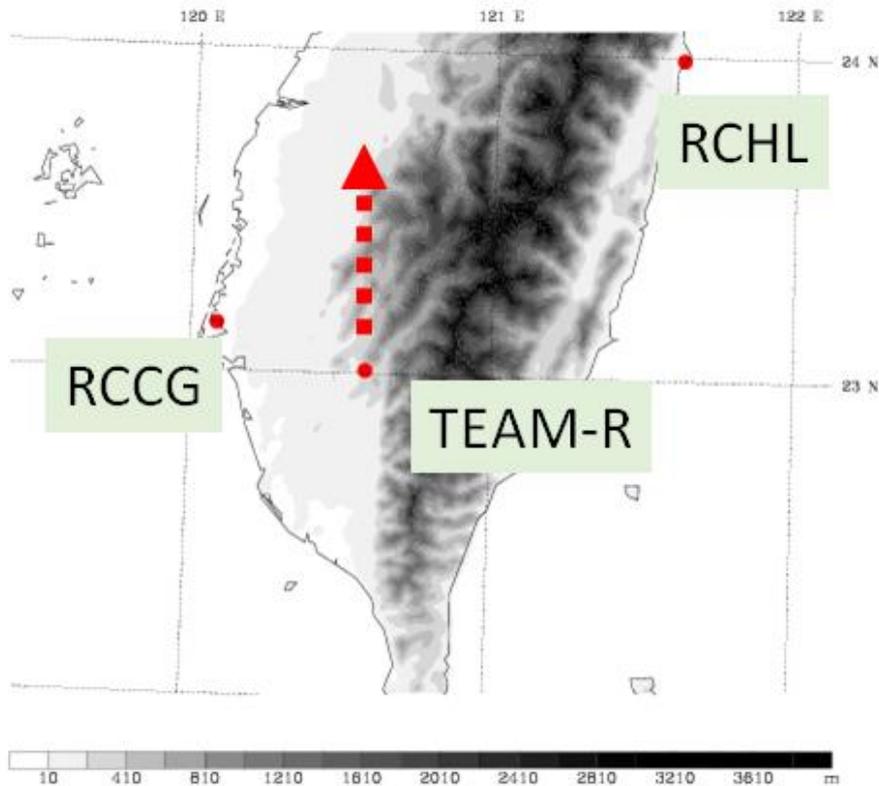


圖 4.3.1 TEAM-R 移動式雷達、花蓮雷達與七股雷達的位置示意圖。

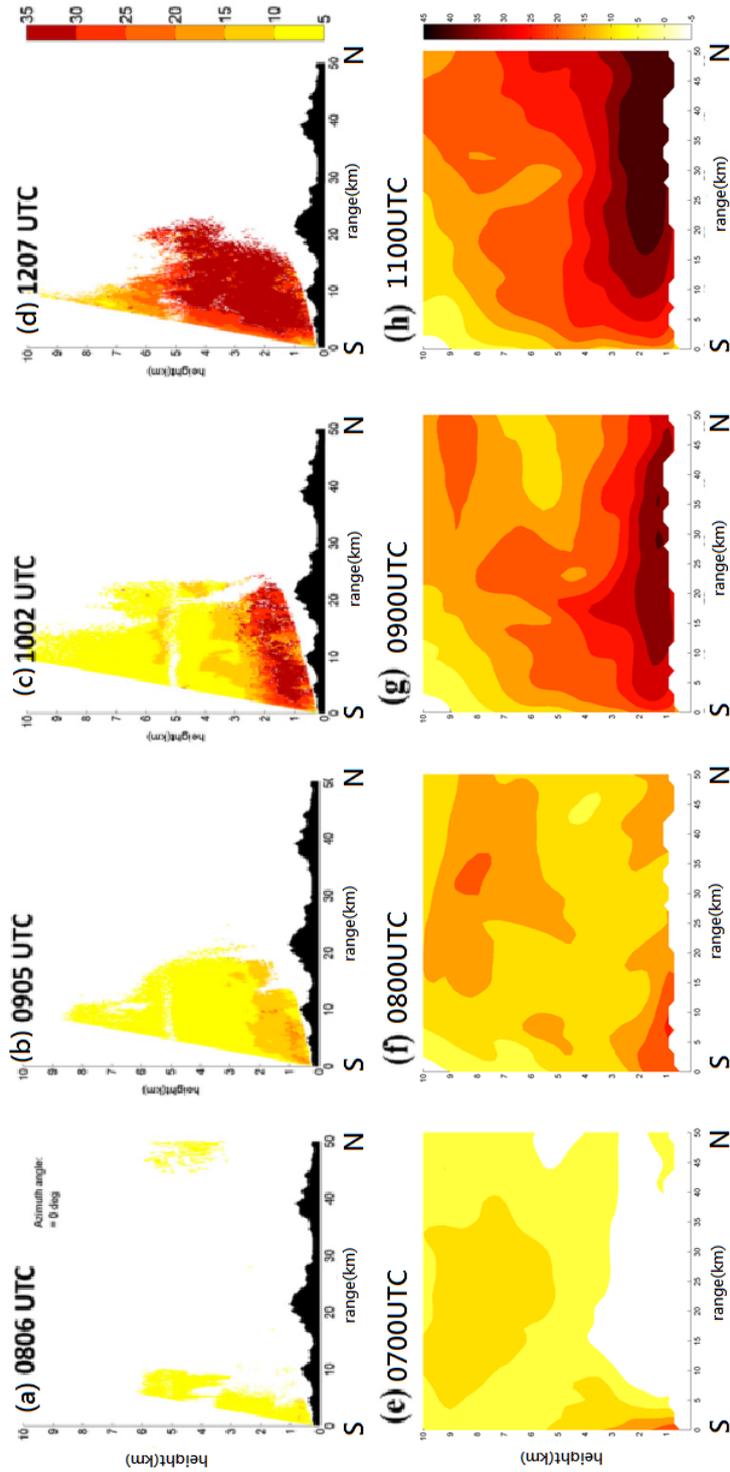


圖 4.3.2 X 波段雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)以 RHI 掃描策略朝正北方所觀測的雷達徑向風(a)-(d)及 WRF 模式模擬風場投影至雷達電磁波路徑上的雷達徑向風分量(e)-(h)。觀測結果摘自 Liou et al. (2016)。

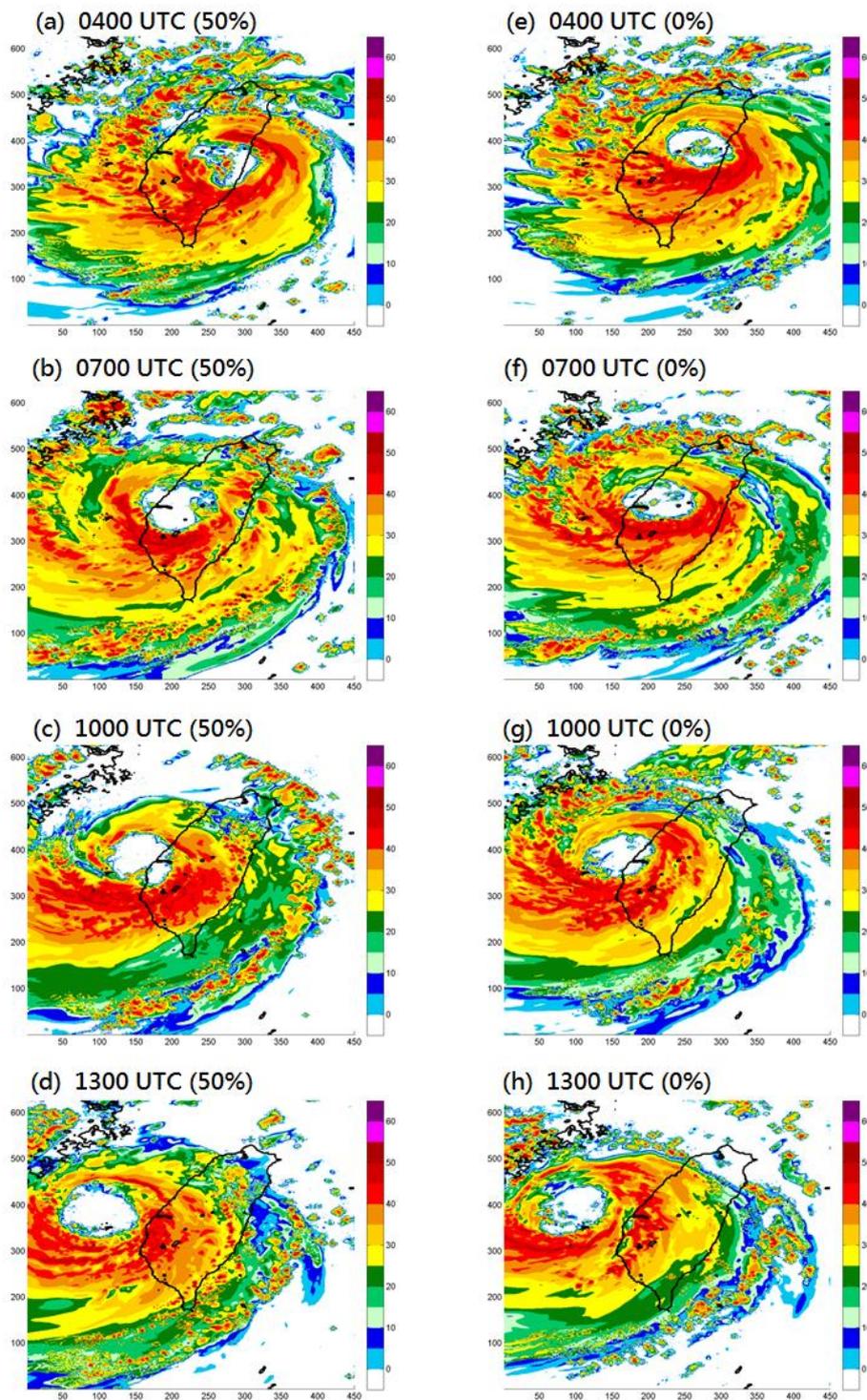


圖 5.1.1 (a)-(d)為地形減半實驗、(e)-(h)為平坦地形實驗的最大雷達回波結構，(a)和(e)時間為 0400 UTC，(b)和(f)時間為 0700 UTC，(c)和(g)時間為 1000 UTC，(d)和(h)時間為 1300 UTC。

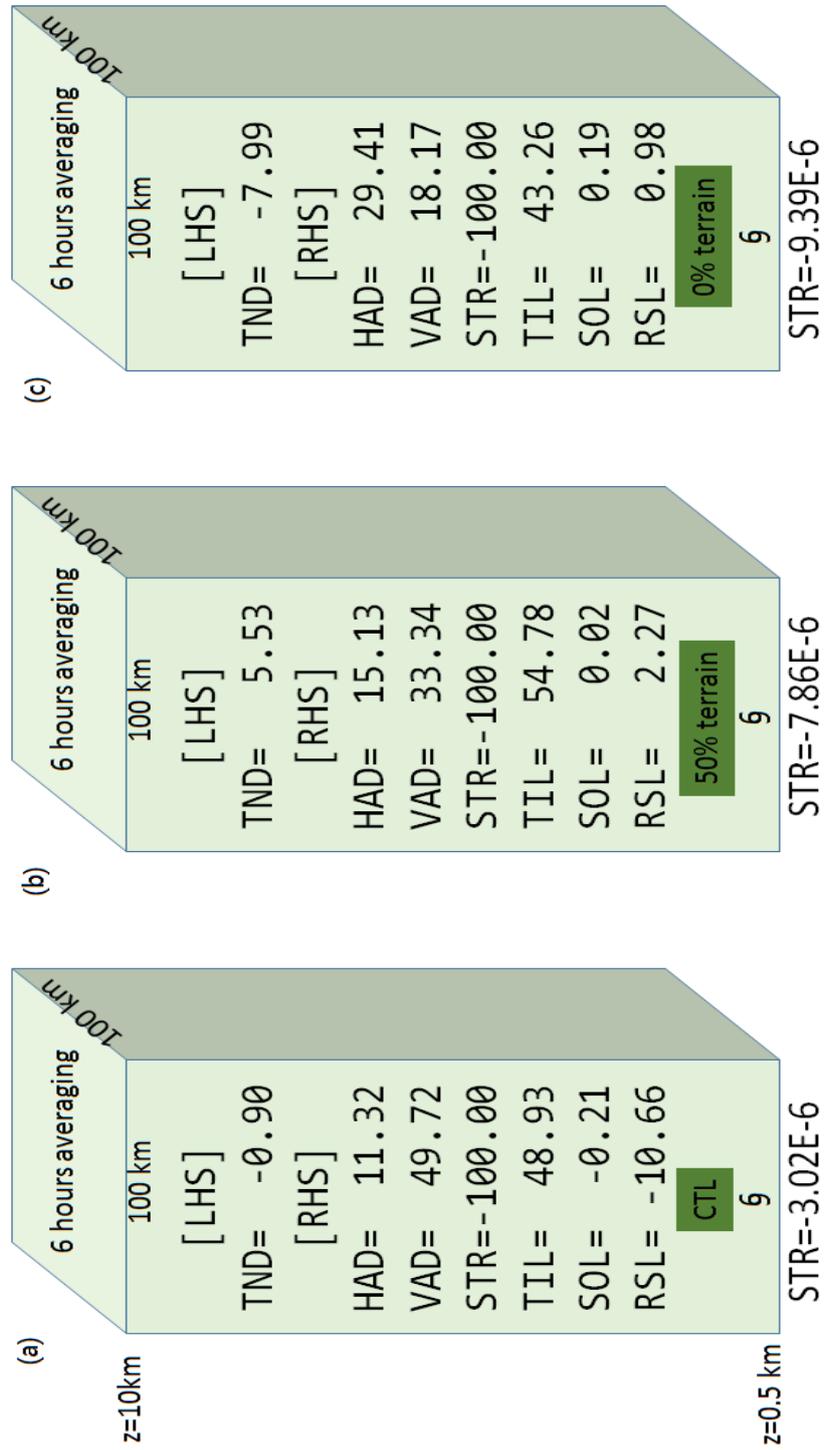


圖 5.1.2 (a)CTL 實驗、(b)地形減半實驗及(c)平坦地形實驗經過正規化的渦度收支結果。下方 STR 的數值為未經過正規化前抽拉項的空間及時間平均值(單位： s^{-2})

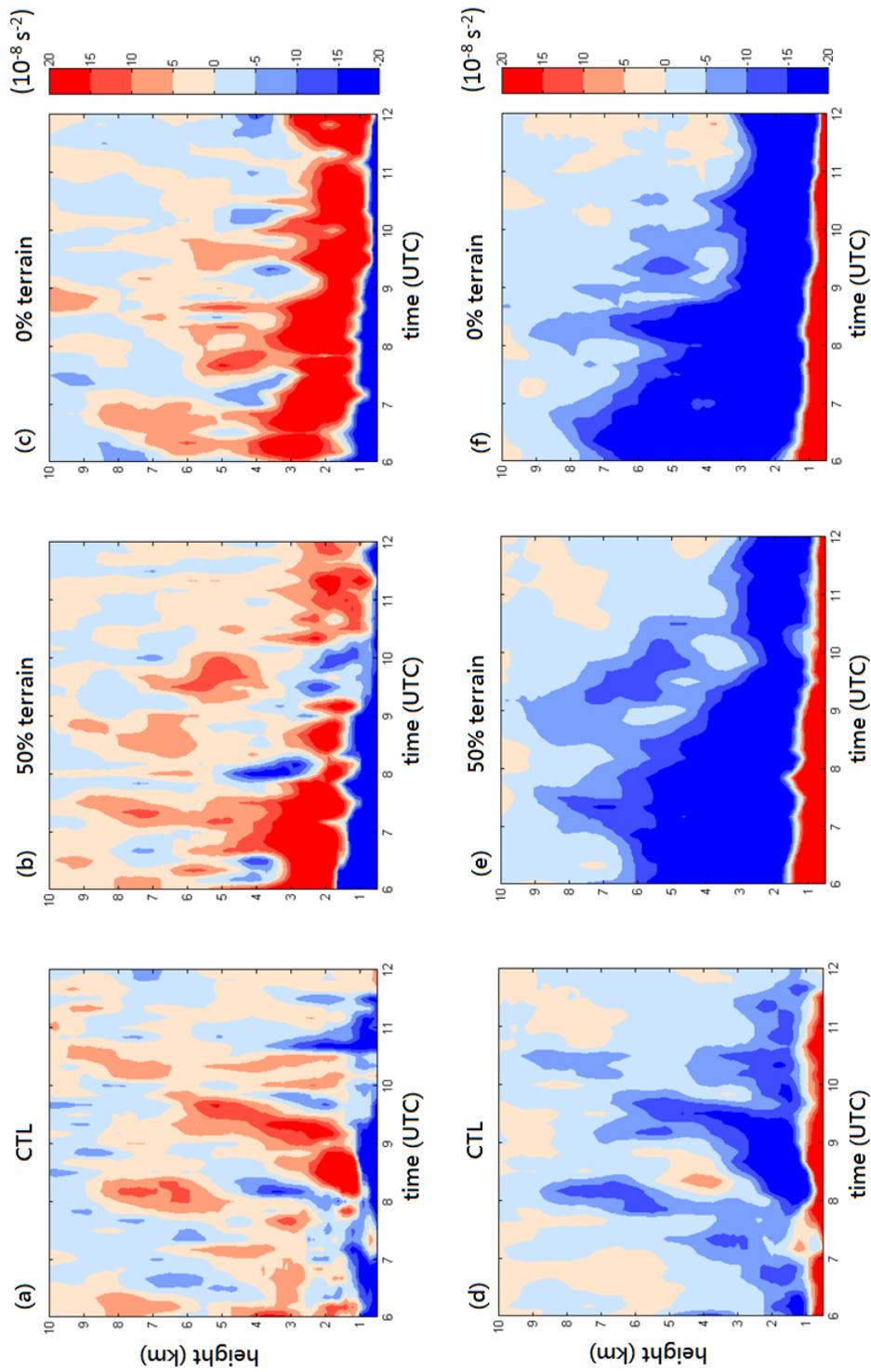


圖 5.1.3 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗在渦度收支計算的結果，(a)-(c)為渦度水平平流項的時間與垂直分佈，(d)-(f)為抽拉項的時間與垂直分佈。(單位： 10^{-8} s^{-2})

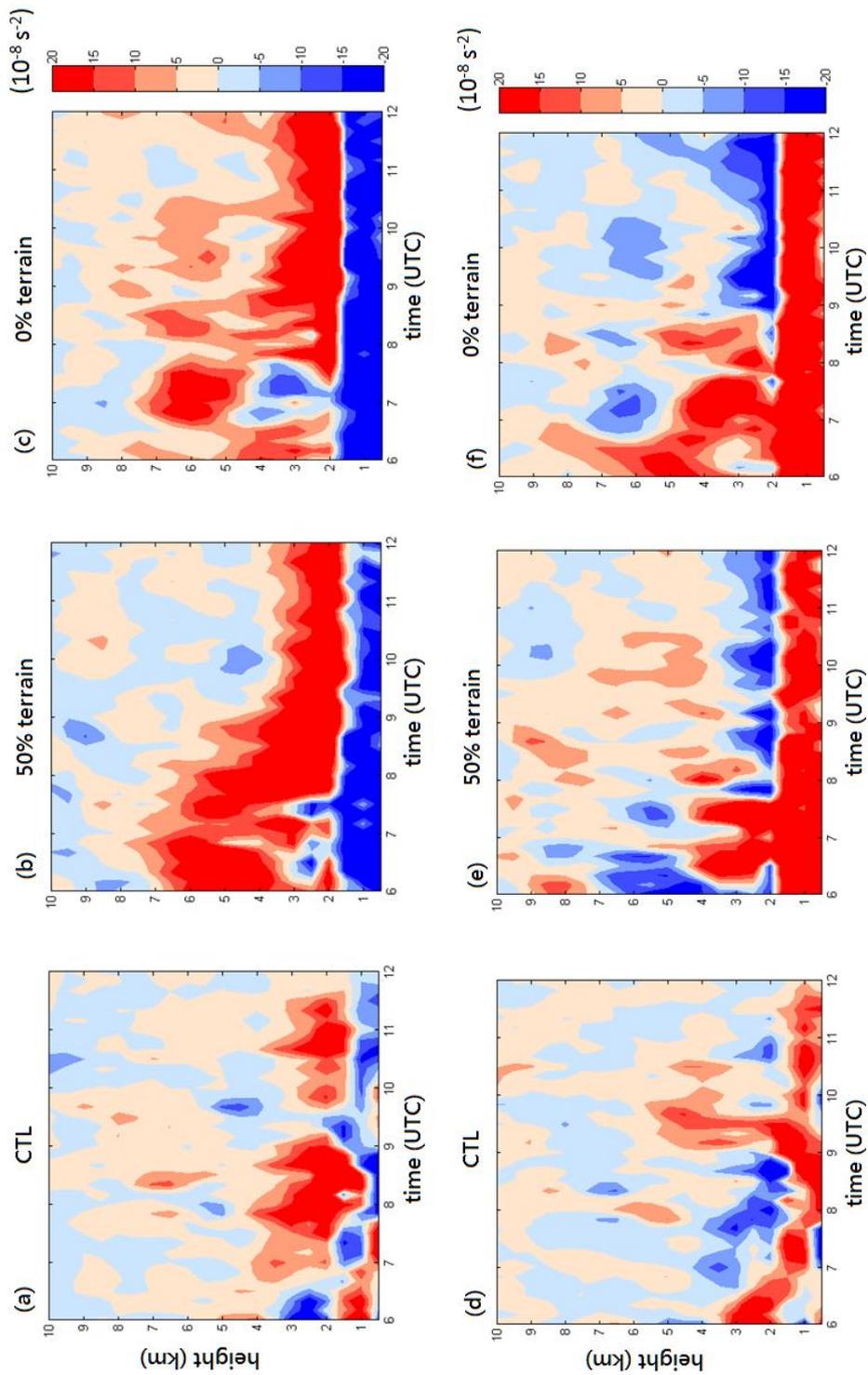


圖 5.1.4 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗在渦度收支計算的結果，(a)-(c)為渦度垂直平流項的時間與垂直分佈，(d)-(f)為傾斜項的時間與垂直分佈。(單位： 10^{-8} s^{-2})

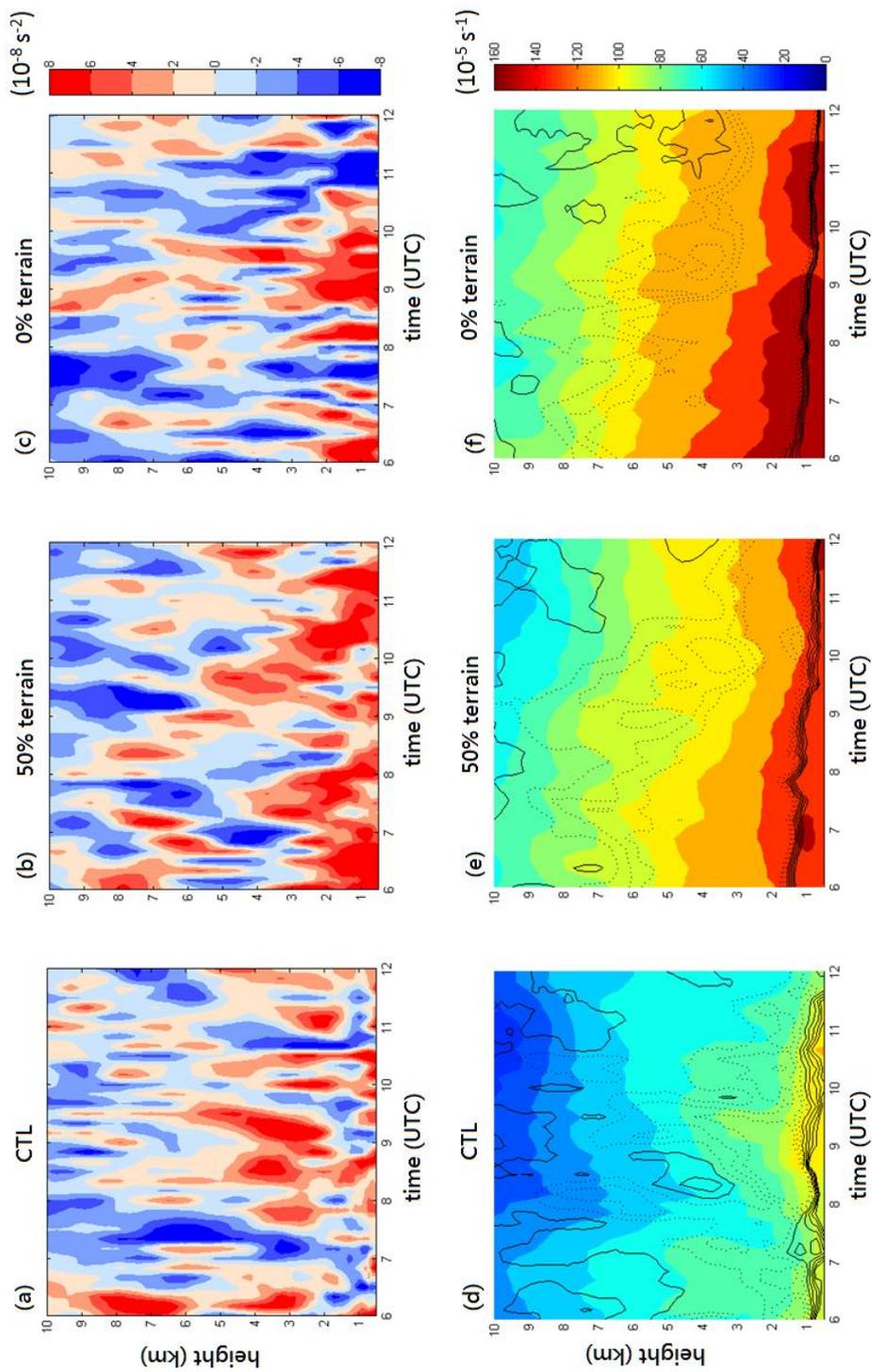


圖 5.1.5 CTL 實驗、地形減半實驗及平坦地形實驗在渦度收支計算的結果，(a)-(c)為渦度趨勢項的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)，(d)-(f)為平均渦度及抽拉項的時間與垂直分佈(單位： $10^{-5}s^{-1}$)。

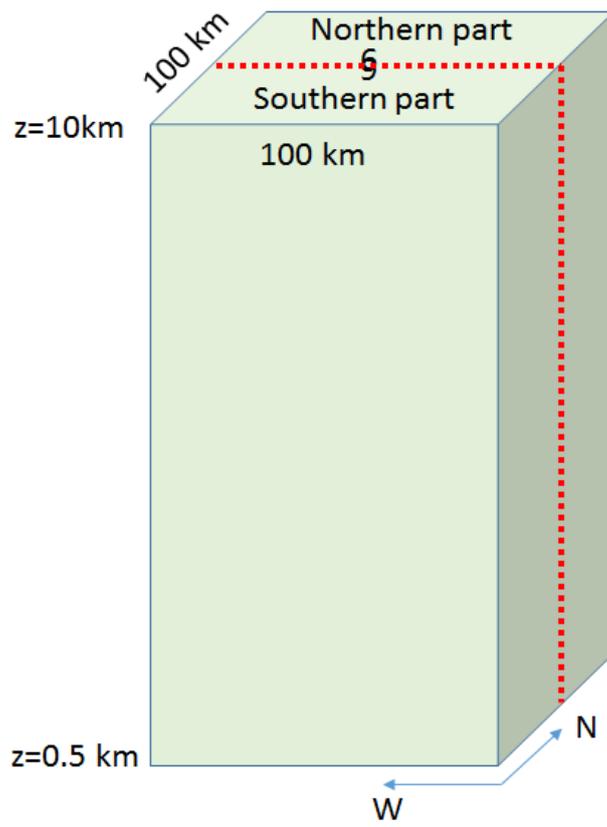


圖 5.3.1 準拉格朗日渦度收支計算時以颱風中心分為南北兩側，其計算範圍之示意圖。

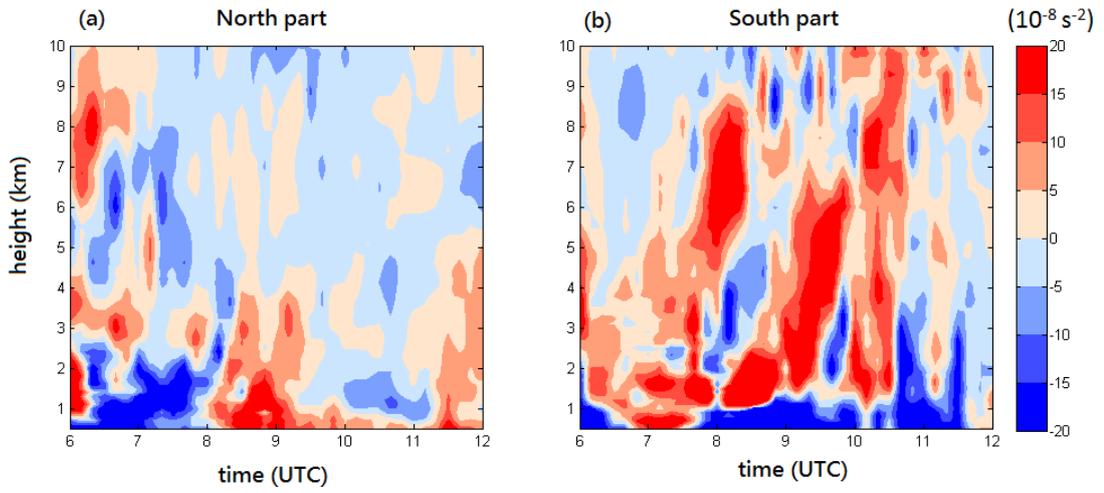


圖 5.3.2 颱風中心南北側的渦度水平平流項渦度收支的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)。

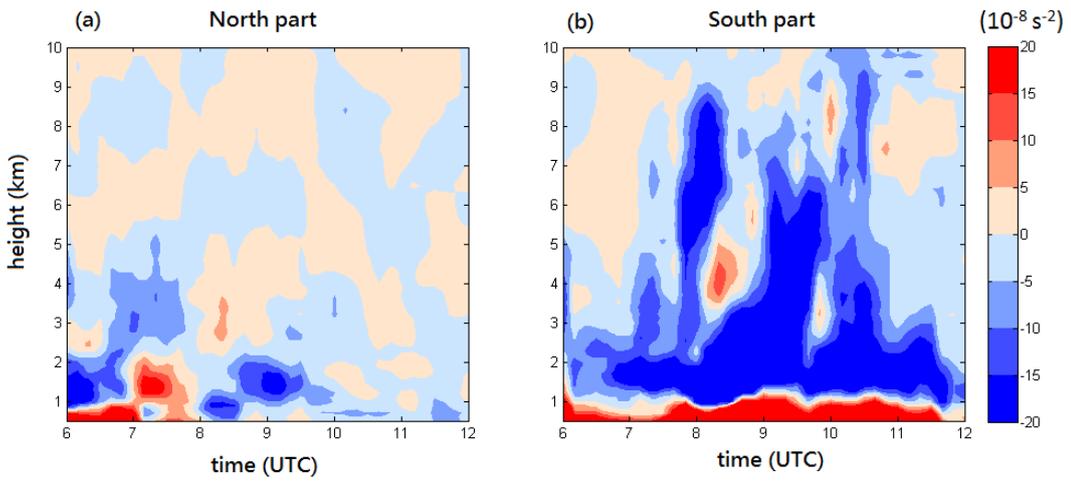


圖 5.4.1 颱風中心南北側的抽拉項渦度收支的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)。

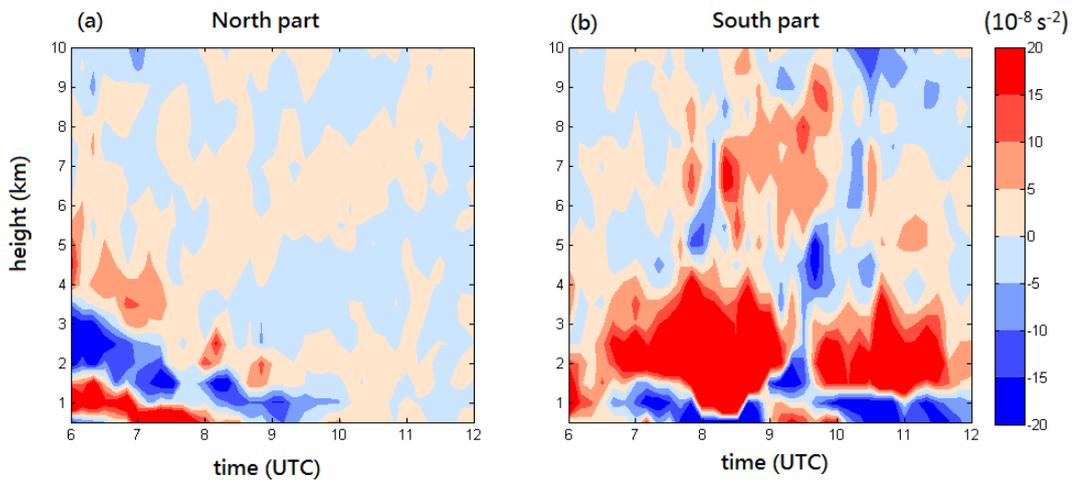


圖 5.5.1 颱風中心南北側的渦度垂直平流項渦度收支的時間與垂直分佈(單位： $10^{-8}s^{-2}$)。

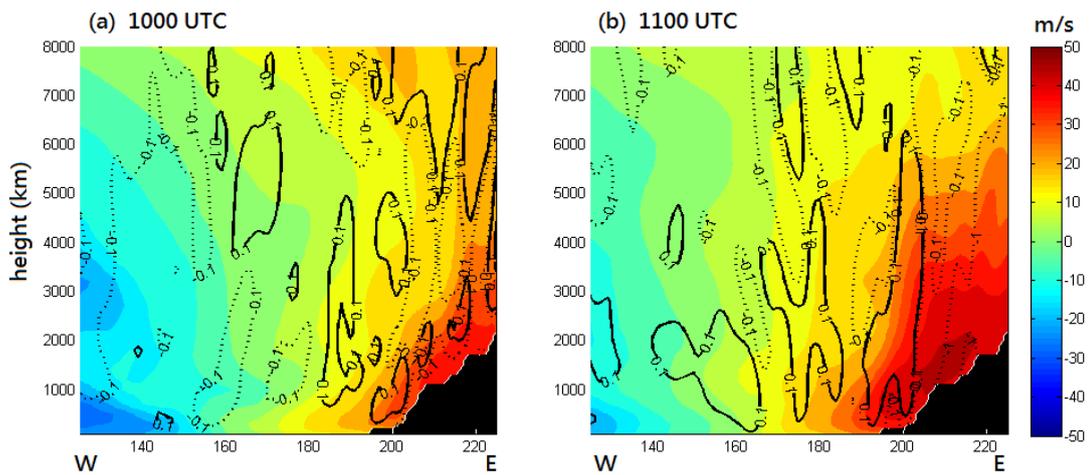


圖 5.6.1 中央山脈西側出現噴流的風速結構(色階)與垂直速度(等值線)的分佈。

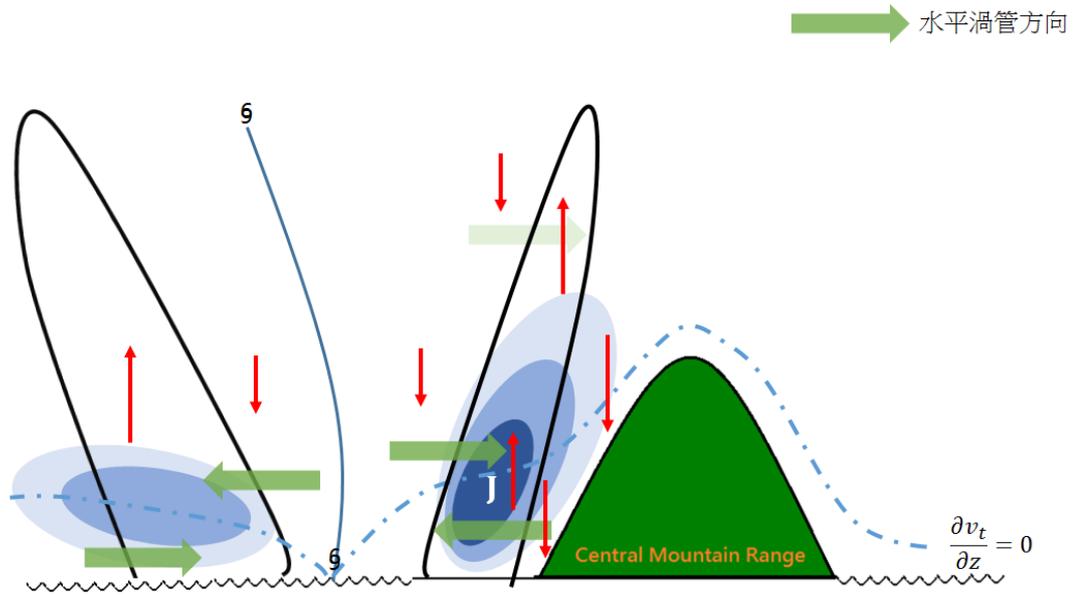


圖 5.6.2 二次水平風極大值的噴流結構在中央山脈西側形成傾斜項的動力機制示意圖。藍色區域為噴流位置，藍色虛線為垂直風切為零的位置，噴流下方為指向西方的水平渦管，上方則為指向東方的水平渦管。

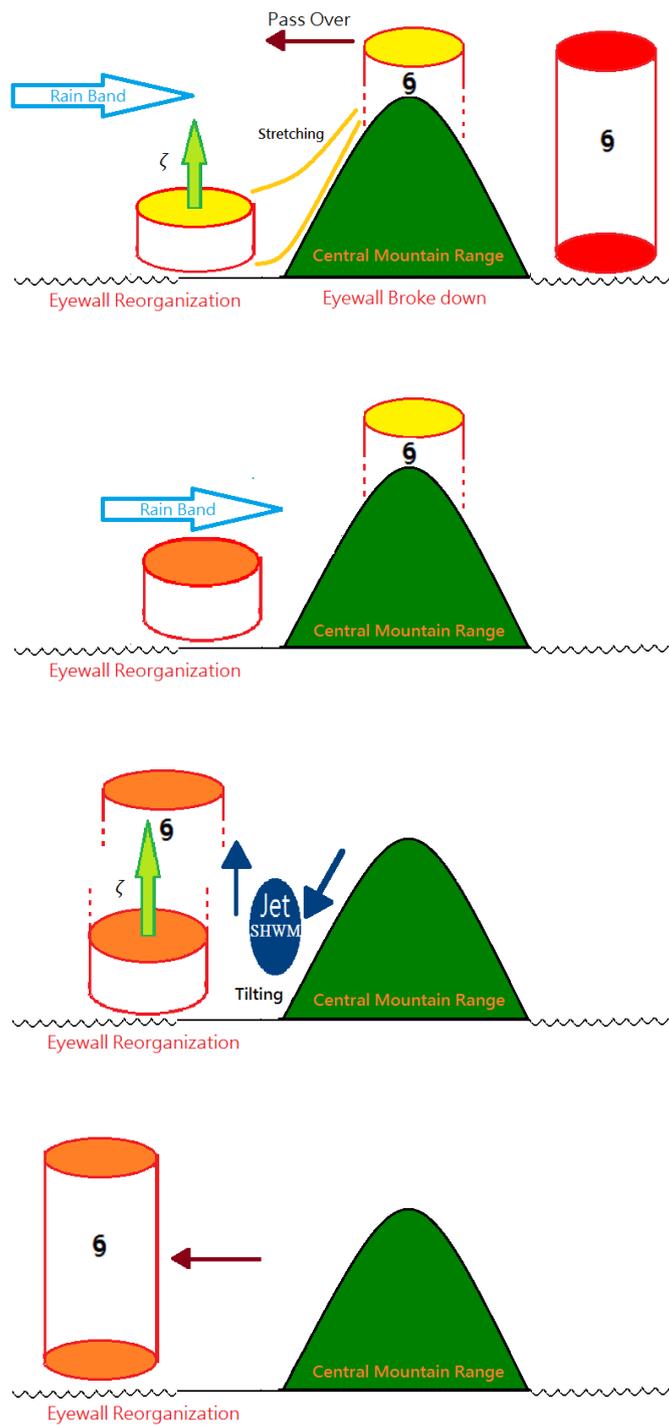


圖 6.1.1 凡那比颱風過山後眼牆重建過程示意圖。