

國立臺灣大學理學院大氣科學所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



外核海表熱通量對於梅姬颱風(2016)大小的影響  
The Effect of Surface Heat Fluxes in the Outer Region on  
the Size of Typhoon Megi (2016)

沈里治

Li-Zhi Shen

指導教授：吳俊傑 博士

Advisor: Chun-Chieh Wu, Ph.D.

中華民國 107 年 7 月

July, 2018



## 誌謝

兩年的時間好快就過去了，一路上真的是受到很多人的幫助，不管是學術上的幫助還是日常生活的幫助。這兩年我都把永和的家當做旅館一樣，早上出門、晚上很晚才會去，之所以這樣不是因為我汲汲營營的在做研究，而是因為實驗室的环境非常舒服，即使是沒做研究的時間，我也很願意待在實驗室裡。所以，非常感謝吳俊傑老師能提供一個如此優質的環境，無論是電腦還是整體研究空間，吳俊傑老師都盡心盡力幫助我們，讓我們做研究無後顧之憂。

在台北這麼多年來，爸爸媽媽常常不辭辛勞地趁假日有閒暇之餘帶水果來台北給我，雖然這些水果不是什麼稀世珍寶，但我知道這些都是他們關心我的象徵，也讓我即使沒有常常回家，但還是能感受到回家的感覺。此外，也很謝謝 TDRC 的大家，在我研究遇到瓶頸的陪我一起擠破頭地想辦法解決，或是聽我發無聊的牢騷，還要忍受我的瘋言瘋語。TDRC 讓我覺得非常溫馨，大家的表現也都很優秀，各個都像科學家一般認真地做研究，卻不會缺乏人情味，在做研究之餘也願意跟我聊天打屁。總之，在 TDRC 裡，要感謝的人太多了，那就謝謝大家吧。

最後，感謝科技部 106-2111-M-002-013-MY3 的補助，有科技部的補助，這兩年來我的生活負擔也小了許多。

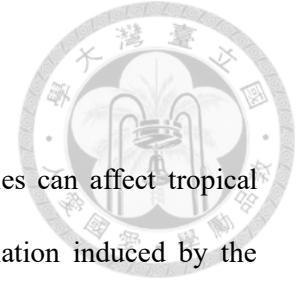
## 摘要

颱風雨帶的位置以及活躍程度會影響颱風的大小(size)，並且過去的研究指出雨帶產生的次環流會影響颱風底層的角動量平流，而底層的角動量平流越多越有利於颱風切向風風場的擴張。除此之外，移除海表熱通量會減弱颱風雨帶的活躍程度。因此，本研究將探討海表熱通量以及颱風大小之間的關係，並瞭解海表熱通量如何影響颱風大小的改變。

本研究使用 Advanced Research Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) model (version 3.5.1)，以 2016 年的梅姬颱風(Megi)做為模擬對象進行模擬，並分為控制組實驗以及敏感性實驗。在敏感性實驗中，海表熱通量在不同區域被限制，限制區域分別為限制內核、外核以及整個第三層網格，並且限制程度也有所差異。研究顯示海表熱通量越多，颱風的大小越大，並且外核的海表熱通量對於颱風大小變化較為敏感。減少海表熱通量將導致該區域的對流活動減弱，並使得次環流也有所減弱。然而，由減弱的內雨帶引發的次環流減弱只侷限在內核區域，因此對於外核底層的角動量平流沒有太大的影響；另一方面，較不活躍的外圍雨帶引起的次環流減弱在徑向方向上較前述實驗寬，因此外圍底層的角動量較少，並且不利於颱風切向風風場的擴張。因此，海表熱通量越多越能讓颱風大小增大，並且外核的海表熱通量相對於內核的海表熱通量對於颱風的大小變化較為敏感。

**關鍵字：** 海表熱通量、外核、雨帶、大小、絕對角動量

# Abstract



Locations of outer rainbands and the embedded convective activities can affect tropical cyclone (TC) size, and it has been suggested that the secondary circulation induced by the rainbands can affect the momentum transport in the lower level, and more momentum import in the lower level leads to the expansion of TC. In addition, removing surface heat fluxes weakens the rainband activities. Therefore, this study attempts to further understand the impact of surface heat fluxes on TC size and how do surface heat fluxes in different area affect TC size.

The Advanced Research Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) model (version 3.5.1) is used in this study to conduct simulations of Typhoon Megi (2016). Several experiments are carried out, including a control (CTL) simulation and sensitivity experiments with surface heat fluxes suppressed in varying degrees and in inner and outer core of TC. The results show that more surface heat fluxes leads to a larger TC. Furthermore, outer core surface heat fluxes are more sensitive to TC size than inner core surface heat fluxes. Suppressing surface heat fluxes weakens the rainbands around the suppressed area. The weakened rainbands slow down the secondary circulation. However, the weakening of secondary circulation resulted from the weakened inner rainbands is constrained in the inner core region, so it only slightly affects the absolute angular momentum import in the outer region. On the other hand, inactive outer rainbands leads to a broader secondary circulation weakening, so the absolute momentum import in the outer region is less, which is not favorable for TC size increase. Therefore, the supplementation of surface heat fluxes in the outer core region is more important than that in the inner core region.

**Key word :** tropical cyclone size; surface heat flux; rainband; secondary circulation; absolute angular momentum.

# 目錄



誌謝 .....	1
摘要 .....	2
Abstract .....	3
目錄 .....	4
表目錄 .....	6
圖目錄 .....	7
第一章 前言 .....	11
1.1 外圍雨帶及角動量傳遞對颱風大小的影響 .....	11
1.2 海表熱通量對颱風大小的影響 .....	13
1.3 研究動機及目的 .....	14
第二章 資料與方法 .....	16
2.1 資料來源及個案簡介 .....	16
2.2 颱風大小的定義 .....	17
2.3 實驗設計 .....	18
2.3.1 控制組實驗(CTL) .....	18
2.3.2 敏感性實驗 .....	18



第三章 實驗結果.....	20
3.1 強度及大小的演變與比較.....	20
3.2 雨帶及降水差異.....	23
3.3 環流差異.....	25
3.4 絕對角動量分析.....	27
第四章 討論.....	30
4.1 颱風面積以及海表潛熱之正比關係.....	30
4.2 減少海表熱通量與冷渦的關係.....	30
第五章 總結與未來工作.....	32
5.1 總結.....	32
5.2 未來工作.....	33
參考文獻.....	34
表格.....	38
圖片.....	39

## 表目錄

表 2.1 各實驗的名稱、限制範圍以及限制程度。.....	38
-------------------------------	----



## 圖目錄



圖 2.1 JMA 所提供的梅姬颱風的海表面中心最低氣壓(minimum sea level pressure, MSLP)隨時間的變化(線條)。橫軸為時間，縱軸為 MSLP。 .....	39
圖 2.2 JMA 所提供的梅姬颱風 6 級風暴風半徑(切向風 $15 \text{ ms}^{-1}$ )隨時間的變化(線條)。橫軸為時間，縱軸為 6 級風颱風半徑。.....	40
圖 2.3 各個網格的大小 .....	41
圖 3.1 限制(a)整個網格 (b)內核 (c)外核的實驗的中心最低氣壓(線條，單位 hPa)隨時間的變化。橫軸為時間，縱軸為中心最低氣壓。淺色的線代表海表熱通量較少的的實驗，深色線代表海表熱通量較多的實驗。.....	42
圖 3.2 軸對稱後的 CTL 切向風(色階，單位 $\text{ms}^{-1}$ )隨時間的變化以及 CTL 大小(黑線)隨時間的變化。橫軸為半徑，縱軸為時間。.....	43
圖 3.3 限制(a)整個網格 (b)內核 (c)外核的實驗的渦旋大小(線條，單位 km)隨時間的變化。橫軸為模擬時間，縱軸為颱風大小。淺色的線代表海表熱通量較少的的實驗，深色線代表海表熱通量較多的實驗。.....	44
圖 3.4 (a)CTL (b) F90 (c)F80 (d)F70 (e)F60 (f)F50 (g)F40 面積隨時間的變化，各個點代表該時間的強度和大小。.....	45
圖 3.5 (a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 (e)R36F40 (f)R36F50 (g)R36F60 (h)R36F70 面積隨時間的變化，各個點代表該時間的強度和大小。.....	46
圖 3.6 限制(a)整個網格 (b)內核 (c)外核的實驗的面積(線條，單位 $\text{km}^2$ )隨時間的變化。圖說同圖 3.3 .....	47





圖 3.7 颱風成熟階段面積(單位  $km^2$ )和總獲得潛熱(單位 J)的比較。  
 (a)ave. area 和 nonfix. domain (b)max. area 和 nonfix. domain (c)ave.  
 area 和 fix. domain (d)max. area 和 fix. domain。黑色線上的 7 個點分  
 別代表限制整個網格的 7 個敏感性實驗，藍色線上的 4 個點分別代  
 表 R03 的 4 個實驗，紅色線上的 4 個點分別代表 R36 的 4 個實驗。  
 ..... 48

圖 3.8 CTL 底層 1 公里平均 CAPE(色階，單位  $Jkg^{-1}$ )的時間半徑圖。  
 ..... 49

圖 3.9 (a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 底層 1 公里平均  
 CAPE 和 CTL 底層 1 公里平均 CAPE 的差值(色階，單位  $Jkg^{-1}$ )。  
 1)。橫軸為半徑，縱軸為時間。..... 50

圖 3.10 圖說同圖 3.9。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。  
 ..... 51

圖 3.11 在 31 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的雷達  
 回波與 CTL 的雷達回波差異(色階，單位 dBZ)。橫軸為半徑，縱軸  
 為高度。..... 52

圖 3.12 圖說同圖 3.11。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。  
 ..... 53

圖 3.13 在 60 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的雷達  
 回波與 CTL 的雷達回波差異(色階，單位 dBZ)。橫軸為半徑，縱軸  
 為高度。..... 54

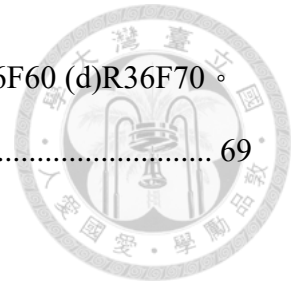
圖 3.14 圖說同圖 3.13。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。  
 ..... 55

圖 3.15 在 31 小時，各敏感性實驗與 CTL 的雷達回波差值(色階，單位  
 dBZ) 以及各實驗的慣性穩定度(黑線，單位  $s^{-2}$ )。(a)R03F40 (b)  
 R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70。..... 56

圖 3. 16 圖說同圖 3.15。(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。	57
圖 3. 17 在 31 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的雷達回波(色階，單位 dBZ)與 CTL 差值以及流函數(黑線，單位 $\text{kg s}^{-1}$ )與 CTL 差值。	58
圖 3. 18 圖說同圖 3.17。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。	59
圖 3. 19 在 31 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 徑向風(色階，單位 $\text{ms}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。	60
圖 3. 20 圖說同圖 3.19。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。	61
圖 3. 21 在 60 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 徑向風(色階，單位 $\text{ms}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。	62
圖 3. 22 圖說同圖 3.21。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。	63
圖 3. 23 在 31 小時，(a)R03F40 和(b)R36F40 的絕對角動量平流(色階，單位 $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。	64
圖 3. 24 在 60 小時，(a)R03F40 和(b)R36F40 的絕對角動量平流(色階，單位 $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。	65
圖 3. 25 在 31 小時，(a)R03F40 (b)R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的絕對角動量平流(色階，單位 $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。	66
圖 3. 26 圖說同圖 3.25。但(a)R36F40 (b)R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。	67
圖 3. 27 2 公里以下(a)R03F40 (b)R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 水平角動量平流總和的 Hovmöller diagram(色階，單位 $\text{m}^3\text{s}^{-2}$ )以及颱風大小隨時間的變化(紅色線條)。	68

圖 3.28 圖說同圖 3.27。但(a)R36F40 (b)R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

.....



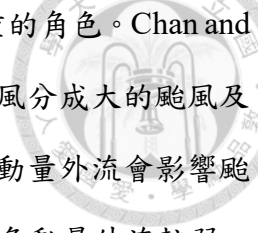
# 第一章 前言



## 1.1 外圍雨帶及角動量傳遞對颱風大小的影響

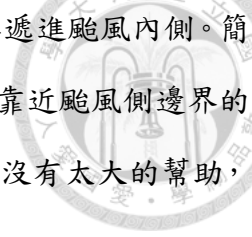
描述颱風結構現象的主要指標包括颱風的強度(intensity)、壯度(strength)以及大小(size)。強度是由颱風的最大風速或中心最低海表面氣壓決定，壯度是整體颱風環流的平均切向風速，而大小是颱風的 6 級風(gale-force wind,  $15 \text{ ms}^{-1}$ )半徑或最外層封閉等壓線半徑(radius of the outer closed isobar, ROCI) 決定(Merill 1984)。然而 Chan and Chan (2012)利用 QuikSCAT(Quick Scatterometer)資料發現從觀測上來說，壯度和大小有非常高的相關性，其相關係數為 0.9，因此對於颱風結構的描述可只用強度和大小來表示。相較於強度，前人對於颱風大小的著墨較少，因此本研究希望能更進一步了解影響颱風大小的一些物理機制。

影響颱風結構發展的因子可大致分為三部分：環境的影響、動力的影響、熱力的影響。環境的影響包括科氏力、初始渦旋大小和所處在的海洋(Lee et al. 2010; Frisius 2015)。Chan and Chan (2014)利用理想模擬來檢視科氏力、初始渦旋大小對於颱風大小變化的影響。他們發現若渦旋一開始是個大的渦旋，則它能夠有更多的外圍角動量(Angular Momentum)傳遞進颱風內部，使得颱風在成熟階段能發展成較大的颱風；然而，這並不代表初始為小渦旋的颱風無法發展成大的颱風，他們的結果顯示若渦旋能夠有足夠長的生命期，則依然能夠傳遞足夠量的角動量進入颱風內部，使得小颱風最終在成熟階段依然能長成大颱風。另外，Hill and Lackmann (2009)提出環境濕度對於颱風大小變化的重要性。他們進行四組理想模擬實驗，包含 RH40(環境的相對濕度為 40%)、RH60(環境的相對濕度為 60%)、RH80(環境的相對濕度為 80%)及 CTL(控制組)，並進行 240 小時的模擬。其結果顯示，在潮濕的環境之下，外圍雨帶會比較活躍，活躍的外圍雨帶會產生較多的位渦(potential vorticity, PV)，並且底層的入流會將位渦往內傳，讓颱風大小得以增加，因此以 PV 的觀點而言，外圍雨帶扮演非常重要的角色。



在動力因子方面，角動量對於颱風結構的發展扮演舉足輕重的角色。Chan and Chan (2013)利用 QuikSCAT 的資料來分析颱風的特徵，並把颱風分成大的颱風及小的颱風兩個組別來分析其中的差異。結果顯示，高層區域的角動量外流會影響颱風的強度，若角動量外流很強，則傾向成為強度較強的颱風；若角動量外流較弱，則比較容易成為強度較弱的颱風。另一方面，大的颱風在底層有較強且較厚的角動量入流；但在小的颱風，底層角動量的入流不明顯，整個底層都是以角動量外流為主，只有在非常低層(大約 900 hPa 以下)靠近內核附近有較明顯的角動量入流，因此他們強調颱風底層角動量的方向對於颱風環流的擴張與否有非常大的影響。此外，颱風周邊的環境能透過影響環境角動量讓颱風底層的角動量入流有所差異，進而影響颱風的大小。

對於熱力作用在颱風結構的影響，雨帶扮演非常重要的角色。Tsuji et al. (2016)在他們的理想模式中設計不同半徑的加熱，利用加熱差異去模擬颱風雨帶的形成以及發展，並探討其和颱風大小的關係。他們發現加熱在颱風不同的區域會對颱風有不同的影響，進而影響颱風大小的發展。首先，他們定義平均切向風  $15 \text{ ms}^{-1}$  的位置(R15)為颱風的大小，若加熱在 200 公里以內的區域，颱風的次環流在徑向上的範圍並不會受到加熱位置的遠近而有所影響；但當加熱在 200 至 400 公里的範圍時，加熱的位置越外圍，颱風的次環流會越寬，颱風的大小會越大；而如果加熱在 400 公里以外的區域，加熱的位置越外圍，颱風的大小不但沒有增加，反而有稍微減少的現象。因此他們提出颱風加熱的位置會影響颱風環流風場的擴張。最接近颱風內核的區域，由於慣性穩定度較大，加熱所能產生的次環流在徑向方向上較窄，因此在颱風的側邊界(初始渦旋切向風  $15 \text{ ms}^{-1}$  的位置，大約為 400 公里處)上並沒有明顯的角動量入流，颱風因而無法擴張。若加熱在更外圍但依舊在颱風側邊界的內側區域，由於該處慣性穩定度較颱風內核區域低，因此能在徑向方向上產生較寬的次環流讓底層的入流能將角動量由颱風外部傳遞進颱風內部，所以颱風大小得以成長。第三種情況是加熱位置在颱風側邊界的外側，由於此處的慣性穩定度也是較內側低，因此依舊能產生較寬廣的次環流。然而由於加熱位置在側邊界外側，產

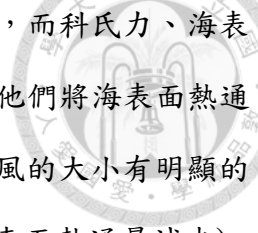


生的次環流在底層會產生外流，因此無法將颱風外部的角動量傳遞進颱風內側。簡言之，加熱位置不同對於颱風大小增長的效果有所不同，加熱在靠近颱風側邊界的內側最有利於颱風增大，其餘位置對於颱風氣旋式環流風場擴張沒有太大的幫助，甚至有些加熱位置會減緩颱風風場的擴張。

過去的研究顯示，雨帶對於颱風整體結構的發展扮演非常重要的角色。外圍雨帶的非絕熱加熱能產生 PV，透過底層的內流將 PV 帶進颱風內部，近而增強颱風整體的氣旋式環流。此外，雨帶能影響颱風的次環流，改變底層的入流強度，近而影響底層的角動量平流。另一方面，雨帶在不同位置會因為慣性穩定度的差異而對於次環流的影響程度有所不同。因此，本文除了會著重雨帶的活躍程度以外，雨帶減弱的位置也是非常重要的。

## 1.2 海表熱通量對颱風大小的影響

海表熱通量是颱風能量的主要來源，並且對於颱風強度變化具有顯著的影響，但除了對於強度很重要，對於颱風雨帶也有相當的影響。Xu and Wang (2010a)用 TCM4 模式在不同的半徑上改變海表熱通量，並發現在不同的區域的海表熱通量對於颱風的強度及結構發展有不同的影響。其中他們提到眼內的海表熱通量對於強度影響甚少；眼牆區域的海表熱通量的改變影響強度非常多；除此之外，2-2.5 倍最大風速半徑(Radius of Maximum Wind, RMW)區域的海表熱通量也對強度有所影響；2.5 倍 RMW 之外的海表熱通若被移除，則會使 RMW 變小，但會有助於颱風增強。此外，在內核以外的區域的海表熱通量能夠維持對流可用位能(Convective Available Potential Energy, CAPE)，因此能提供足量的能量讓螺旋雨帶能夠發展，而螺旋雨帶所釋放的潛熱能夠讓 RMW 增加。對於內核的擴張，他們提出一套正回饋的理論，當外圍 CAPE 較高時，螺旋雨帶較為活躍並釋放大量潛熱，如此會讓邊界層的入流變強，進而讓切向風加速，因此內核的風場能夠擴張，借此颱風能夠汲取更多更外圍的 CAPE，讓外圍雨帶繼續發展。除了上述文獻以外，海表熱通量對於颱風大小的影響也有其他研究有提及，例如 Frisius (2015)的研究調整了他們模式的各種參數來看各個參數對於颱風大小以及 RMW 有什麼影響。其中，科氏力、



mixing length 以及 radiative relax time-scale 會影響 RMW 的變化，而科氏力、海表熱通量交換係數、radiative relax time-scale 會影響颱風的大小。他們將海表面熱通量交換係數調高成原本的兩倍(意即海表面熱通量增加)，發現颱風的大小有明顯的增加；但若將海表面熱通量交換係數調低成原先的一半(意即海表面熱通量減少)，則發現颱風縮小許多。另外 Ma et al. (2015)利用雲解析模擬來探討可感熱對於颱風強度及大小的影響。可感熱佔海表熱通量的 30%，但對於颱風的增強沒有明顯的助益；但若將颱風的可感熱移除，則颱風大小約縮小了 20%。她們的結果強調可感熱能夠在外圍區域維持高 CAPE，因此外圍雨帶較為活躍，所以可感熱若被移除，由於外圍區域的 CAPE 較小，因此外圍雨帶較不活躍，進而不利於颱風氣旋式風場的擴張，因此若移除可感熱則會導致颱風大小縮減 20%。最後，Radu et al. (2014)改變 2014 年的 Catarina 颶風之大氣垂直溫度，因為大氣最底層的溫度也被改變，所以海表熱通量因而產生變化。他們計算海表熱通量和颱風面積的關係，並使用三種不同定義的颱風半徑決定颱風的面積，結果顯示無論是哪一種定義，在不同的實驗之中，颱風的面積和海表熱通量都呈現正比的關係，由此可知颱風的大小對於海表熱通量是非常敏感的。

透過以上的研究，海表熱通量除了對強度有所影響外，對於雨帶甚至颱風的氣旋式風場都扮演相當重要的角色。海表熱通量能影響 CAPE 以及雨帶的活躍程度，且儘管過程還不清楚，但海表熱通量的增加是能夠讓颱風風場擴張的。

### 1.3 研究動機及目的

從前面兩節的討論可以得知雨帶的活躍程度會影響颱風的結構以及颱風的大小，此外，海表熱通量對於雨帶活動有所影響，並且也會改變颱風的大小。然而海表熱通量是透過哪些過程影響颱風大小仍不清楚，且目前尚無研究直接探討海表熱通量對於颱風大小的影響。除此之外，Chan and Chan (2014)改變颱風底層的外圍風場強度以及颱風的初始強度，以瞭解初始內核及外核風場對於颱風強度以及結構的影響。初始颱風強度會在颱風增強階段影響颱風大小的擴張速率，但對於成熟期或減弱的階段則沒有太大的影響。另一方面，外圍的底層風場能有效地影響颱

風的大小，因此他們認為颱風外核的動力機制比颱風內核的動力機制影響更大。因此本研究試著回答以下問題： 1)海表熱通量是如何影響颱風的大小，以及 2)在不同區域的海表熱通量對於颱風大小的影響有無差異。





## 第二章 資料與方法

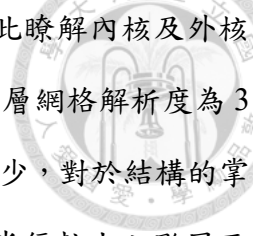


### 2.1 資料來源及個案簡介

本研究使用 2016 年的梅姬颱風 (Typhoon Megi) 作為初始場，並以 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 的再分析資料作為本研究的初始資料，其資料為每 6 小時一筆。梅姬颱風為 2016 年第 17 號颱風，並在 2016 年 9 月底侵襲台灣以及中國，帶來大量災害。9 月 19 日 tropical disturbance 於 Pohnpei 東北方生成，並在兩天後升格成 tropical depression。9 月 23 日 tropical storm Megi 正式形成，並往西北方向行徑。但從 9 月 25 日之後，雖然發展的環境條件良好，但梅姬颱風卻不再增強，而當時的海表溫度逼近  $30^{\circ}\text{C}$ ，並且高層有 TUTT (tropical upper tropospheric trough)。9 月 26 日梅姬颱風完成眼牆置換，並開始增強，並成為眼以及大小都非常大的颱風。9 月 27 日 00 UTC 梅姬颱風達到最強階段，其海表面中心最低氣壓達到 940 hPa (圖 2.1)。

9 月 27 日 0600 UTC 於花蓮縣登陸，但由於台灣地勢高聳，梅姬颱風原本的中心受中央山脈影響而被破壞，但穿越中央山脈後，新的中心於西南方的南投縣生成，並且強度有所減弱。9 月 27 日 1310 UTC 分於雲林縣出海，並於 9 月 27 日 2000 UTC 於泉州市再度登陸。中央氣象局於 9 月 28 日 0300 UTC 降為輕度颱風，之後梅姬颱風以西南西方向移動。

梅姬颱風 (2016) 是個半徑非常大的颱風，根據 JMA (Japan Meteorology Agency) 的資料顯示其 6 級風半徑 ( $15\text{ ms}^{-1}$ ) 可達 325 km (圖 2.2)。2016 年有影響台灣的 5 個颱風分別為尼伯特 (Nepartak)、莫蘭蒂 (Meranti)、馬勒卡 (Malakas)、梅姬 (Megi) 以及艾利 (Aere)，根據 JMA 的資料，其生命期中最大的 6 級風半徑分別為 240 km、240 km、240 km、325 km 以及 120 km，因此比起其他颱風，梅姬颱風 (2016) 的內核及外核都較大，所以當進行內核及外核的海表熱通量改變時，由於內核及外核都較大，在強度相同的假設下，梅姬颱風減少的海表熱通量會較其他颱風多，因此海表熱通量對於颱風大小變化的影響會較為明顯。儘管各個颱風的強度有所差異，但




由於本研究主要想釐清內核以及外核對於颱風大小的貢獻，因此瞭解內核及外核的結構在海表熱通量改變之下的變化也極其重要。本研究的最內層網格解析度為 3 公里，在同樣的網格解析度之下，對於小的颱風而言，網格數較少，對於結構的掌握也會由於網格數較少而較差；但對於如梅姬颱風一樣的暴風半徑較大之颱風而言，即使使用相同的網格解析度，也會有較多的網格數，因此較能夠細緻地解析颱風的結構。有鑑於此，在 2016 年影響台灣的颱風個案中，梅姬颱風(2016)成為較佳選擇的對象。

## 2.2 颱風大小的定義

傳統上，對於颱風大小的定義包括 6 級風暴風半徑、34 knots 距中心的距離以及 ROCI(radius of outer-most closed isobar)等等，並且都是在 10 m 高的高度定義颱風的大小。在本研究中，決定颱風大小的高度為 2 公里，與傳統的定義方式不同，其原因有二。首先，本研究想瞭解，海表熱通量改變後對於自由大氣有何影響，因此傳統的 10 m 高度並不能直接代表或反應自由大氣的變化，選擇邊借層以上的高度更能反應自由大氣的變化，因此以 2 公里高度作為定義颱風大小的高度。另一個原因是由於限制海表熱通量在選平方向上是非連續的，因此以 R03 實驗而言，距中心 180 公里附近的區域之海表熱通量會不連續，造成該處的風場不連續，進而難以正確地評估颱風的大小，此不連續性大約持續至 1 公里高的區域，1 公里以上的區域並不會受到海表熱通量不連續的影響，因此本研究採用 2 公里高的切向風來定義颱風的大小。

在本研究中，除了決定颱風大小的高度與過往不同以外，決定颱風大小的風速也不同。過去使用切向風  $15 \text{ ms}^{-1}$  的範圍決定颱風的大小，而本研究中使用  $25 \text{ ms}^{-1}$ 。Powell et al. (2003)使用投落送觀測颱風邊界層的風速，並得到邊界層風速的垂直分布，並且大至上颱風邊界層的垂直分布呈現指數關係。透過這樣的關係式，我們可以瞭解 2 公里高及 10 公尺高的切向風風速應有固定的比例，本研究中決定颱風大小的切向風  $25 \text{ ms}^{-1}$  之量值就是透過這樣的比例得到的。CTL 的實驗並沒有風場不連續的問題，因此以 CTL 來得出 2 公里高和 10 公尺高的切向風



關係，對於 10 公尺高  $17 \text{ ms}^{-1}$  的網格點，其 2 公里高的切向風幾乎都是  $25 \text{ ms}^{-1}$  左右。因此，對於 CTL 的大小而言，以傳統的定義或本研究的定義都會得到相同的大小，並且對於其他實驗，颱風的大小也繼續使用 2 公里高的切向風  $25 \text{ ms}^{-1}$  來決定。

## 2.3 實驗設計

### 2.3.1 控制組實驗(CTL)

本研究使用 Advanced Research Weather Research and Forecasting Model (ARW/WRF) ver. 3.5.1，並以 2016 年的梅姬(Megi)颱風當做初始場。模擬時間從 2016 年 9 月 23 0000 UTC 到 2016 年 9 月 28 0000 UTC，其中心氣壓變化如圖 2.1 所示。模擬中共有三層槽狀網格，其格點間距分別為 27 公里、9 公里以及 3 公里。第一個網格(D1)共有  $181 \times 130$  個網格點，並且不隨著颱風中心移動；第二個網格(D2)共有  $223 \times 223$  個網格點，大約為邊長 2000 公里的正方形區域，並且會隨著颱風中心移動；第三個網格(D3)共有  $334 \times 334$  個網格點大約為邊長 1000 公里的正方形區域，並且和第二個網格一樣會隨著颱風中心移動。垂直方向上，共有非等間距的 34 層，底層相較於高層更多層，因此在底層的解析度較高。第一層網格每 3 小時會輸出一筆資料，而第二及第三網格每 1 小時會輸出一筆資料。

模式的物理過程中，全部網格皆使用 WSM 6-class 雲微物理參數化及 Yonsei University planetary boundary layer scheme (Hong et al. 2006)。積雲參數化部分則使用 Kain-Fritsch scheme(Kain 2004)於 D1、D2，D3 沒有使用積雲參數化；長波輻射及短波輻射分別選用 RRTM scheme (Radiative Transfer Model) (Iacono et al. 2000)、the simple short wave Dudhia scheme (Ruiz-Arias et al. 2013)於所有網格；並運用 Revised MM5 Monin-Obukhov scheme(Jimenez et al. 2012)作為 surface-layer scheme。

### 2.3.2 敏感性實驗

在第一章有提及海表熱通量對於颱風的大小可能扮演重要的角色，因此將會對敏感性實驗中的海表熱通量進行限制。Green and Zhang (2013)對於 WRF 模式中

海表熱通量有詳細的介紹，其中計算海表面熱通量的公式分為可感熱通量(sensible heat flux, SHF)以及潛熱通量(latent heat flux, LHF)，其計算如下：

$$\text{SHF} = \rho C_p C_H U \Delta\theta$$

$$\text{LHF} = \rho L_v C_Q U \Delta q$$

$\rho$ 為空氣密度， $C_p$ 為空氣的定壓比熱， $L_v$ 為潛熱係數， $C_H$ 和 $C_Q$ 分別為可感熱和潛熱交換係數， $\Delta\theta$ 及 $\Delta q$ 分別代表 10 米高度和海表的位溫差及水氣差， $U$  為摩擦風速，也是敏感性實驗中最重要的變數。由於控制組實驗的颱風最大風速半徑(radius of maximum wind, RMW)大約為 60 公里，因此在敏感性實驗中，本文定義內核為 180 公里以內的區域(3 倍 RMW 以內的區域)，外核為 180 公里以外的區域(3 倍 RMW 以外的區域)。在敏感性實驗， $U$  在內核(0 至 180 公里)及外核(180~360 公里)各有不同程度的限制。限制的方法是將原本的  $U$  分別乘上不同的比例，藉此來減少海表面通量。此實驗中的敏感性實驗說明如表 2.1 所示。總體來說，敏感性實驗主要可分成三個組別，其一為限制內核海表熱通量的實驗(R03)，分別有內核海表熱通量為原來的 70% (R03F40)、60% (R03F60)、50% (R03F50)及 40% (R03F40)的實驗，其限制範圍的示意圖如圖 2.3(a)；另一組為限制外核海表熱通量的實驗(R36)，分別有外核海表熱通量為原來的 70% (R36F40)、60% (R36F60)、50% (R36F50)及 40% (R36F40)的實驗，其限制的示意圖如圖 2.3(b)；最後為限制整個第三層網格的實驗，分別有整個第三層網格的海表熱通量減少為原本的 90% (F90)、80% (F80)、70% (F70)、60% (F60)、50% (F50)、40% (F40)的實驗。




## 第三章 實驗結果



### 3.1 強度及大小的演變與比較

圖 3.1 顯示各實驗的強度變化。以限制整個網格的實驗而言(圖 3.1a)，海表熱通量限制越多，因為提供的熱通量較少，所以颱風強度越弱。CTL 的海表面中心最低氣壓在 80 小時可達到 920 hPa，並且在 80 小時之前，CTL 的強度都是強於其他實驗，海表熱通量較多的實驗之強度皆較海表熱通量少的實驗強。以限制內核的實驗而言(圖 3.1b)，大致上在各個時間也都呈現若海表熱通量越少，則強度越弱的現象。有趣的是，若比較 F40 和 R03F40，由於 F40 的海表熱通量比 R03F40 少，因此 F40 的強度比 R03F40 弱；然而若比較 F70 和 R03F70，可發現儘管 F70 的海表熱通量相較起來比較少，但兩者的強度變化相似，因此可以看出強度並不單單僅由海表熱通量的多寡決定，提供海表熱通量的區域也很重要。以強度而言，限制外為海表熱通量的實驗在強度變化上較為複雜(圖 3.1c)。此四組實驗的海表熱通量都少於 CTL，然而 R36F50、R36F60 及 R36F70 卻能夠在 80 小時時增強至與 CTL 差不多的強度，其中心最低氣壓可達到 920 hPa。除此之外，R36F40 在這四組實驗中的海表熱通量最少，但卻能夠增強得比 CTL 及其餘三個限制外為海表熱通量的實驗還強，其海表面中心最低氣壓可低於 910 hPa。Xu and Wang (2010a)指出外圍的海表熱通量若移除則可能可以導致颱風強度增強增強，而本文的研究結果與他們的研究結果相符合。

圖 3.2 為 CTL 的切向風之 Hovmöller diagram。CTL 的強度大約在 70 小時達到最大，在 78 小時，最大切向風可達  $60 \text{ ms}^{-1}$ ，並且在 60 至 80 小時之間，RMW 大約是 60 km。本文中颱風大小的定義為 2 公里高度平均切向風  $25 \text{ ms}^{-1}$  的位置，而在 CTL 中，颱風大小隨時間逐漸地擴張，並且在 50 小時後超過 300 km，到了 60 小時，其大小為 380 公里。圖 3.3 顯示所有實驗的渦旋大小隨時間的變化。圖 3.3(a)及圖 3.3(c)的淺藍色線代表海表熱通量比較少的實驗，深藍色線代表海表熱通量比較多的實驗。圖中可見淺藍色線的實驗在整個發展的過程中颱風大小都比



較小，而深藍色線的實驗在整個發展的過程中颱風大小都比較大，F40 在 70 小時大小僅有 220 公里，但 CTL 在 70 小時可達 380 公里。然而 F90 以及 CTL 的大小在整個發展的過程中差異並不明顯，可能是因為減少的海表熱通量太少而無法改變整體環流，進而無法讓颱風的結構產生變化；另一方面，在 70 小時左右，R36F40 的大小約為 300 公里、R36F50 為 340 公里、R36F60 為 350 公里、R36F70 可達 370 公里，因此可以看出對於限制整個第三層網格的實驗以及限制外核的實驗而言，海表熱通量與颱風大小呈現正相關。對於此兩組實驗，海表熱通量越多，颱風的大小越大；然而圖 3.3(b)卻指出在內核區域的海表熱通量對於颱風大小的變化影響甚少，無法看到哪一個實驗的颱風大小在發展過程中整體而言比較大的情況，在 70 小時各實驗大小大約都是 350 公里左右。因此，藉由圖 3.3(b)及圖 3.3(c)的比較，我們能發現對於颱風的大小而言，外核的海表熱通量對於颱風大小的影響遠大於內核的海表熱通量對於颱風大小的影響，且外核的海表熱通量越多，颱風的大小越大。60 小時至 80 小時期間(圖 3.3)，颱風的大小變化趨於穩定，此時颱風風場不再有明顯的改變，因此本文定義此時期為颱風風場的成熟期，在此成熟期期間，颱風的大小不會有明顯增大或減小的趨勢，80 小時後，部分實驗會遇到地形，所以本文並不會著重在 80 小時之後的結果。

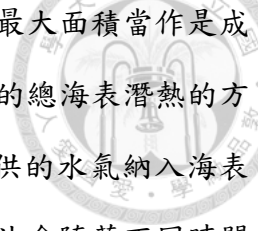
若同時比較強度及大小，則可以發現此兩者對於海表熱通量有不同的反應(圖 3.4、圖 3.5)，圖 3.4、圖 3.5 中各個點為該實驗各個時間的海表面中心最低氣壓及颱風大小的關係。首先，以颱風海表面中心最低氣壓及大小的變化而言，各個實驗間此兩者的相關性都非常高，除了 F40 的相關係數為 0.81 以外，其餘實驗的相關係數皆有超過 0.86，意即各實驗各自的強度變化和大小變化之比值是固定的，所以在沒有眼強置換、快速增強等等的特殊過程之下，單一颱風的單位時間之強度變化應該是固定的。除此之外，若比較三種不同限制範圍的實驗，則可發現強度與大小變化之比值在不同的限制範圍之下有不同的趨勢。回歸線的斜率代表海表面中心最低氣壓與颱風大小的比值，因此若此斜率之絕對值越大，代表同樣的颱風大小變化之下，強度增加得越多，也可以說是此颱風較傾向於增加強

度；相反地，若此斜率之絕對值越小，代表同樣的颱風大小變化之下，強度增加得越少，也可以說是此颱風較傾向於增加颱風大小。由於所有實驗的斜率皆為負值，因此以下探討皆直接討論斜率之量值部分。對於限制整個網格的實驗而言(圖 3.4)，海表熱通量越多，海表面中心最低氣壓與颱風大小的回歸線之斜率的量值越大，從 F40 的 0.0542 到 F70 的 0.0771；R03 的實驗也呈現海表面熱通量越多，海表面中心最低氣壓與颱風大小的回歸線之斜率的量值越大的現象，從 R03F40 的 0.0688 到 R03F70 的 0.0819；但對於 R36 的實驗而言，R36F40、R36F50、R36F60 及 R36F70 的比值分別為 0.1701、0.1333、0.1350 及 0.1253，並沒有單一的變大或變小的趨勢。因此總結來說，對於限制整個網格以及內核的海表熱通量之實驗而言，海表熱通量越多，颱風更傾向於發展強度，強度的增加會比颱風大小的增加快，但對於限制外核的實驗而言，海表熱通量的增加對於強度增強以及颱風大小擴張的影響則較為複雜。

由於颱風並非一個完美軸對稱的渦旋，尤其是當我們討論颱風的大小時，非對稱的情況更該考慮進來，因此在此我們定義一個新的變數「面積(Area)」，其定義如下：

$$\text{area} = \int_0^{2\pi} \frac{\pi R(\theta)^2}{2\pi} d\theta$$

$\theta$  為方位角， $R$  是該方位角方向上 2 公里高度的平均切向風風速達  $25 \text{ ms}^{-1}$  等值線與颱風中心的距離。面積的好處在於有考慮到不同方位上的颱風大小之差異，而面積隨時間的變化如圖 3.6 所示。圖 3.6 (a)及圖 3.6 (c)的淺藍色線代表海表熱通量比較少的實驗，深藍色代表海表熱通量比較多的實驗。同樣地，若減少整個網格的海表熱通量，颱風的面積在整個發展的過程中都會有所減小；若比較圖 3.6 (b)及圖 3.6 (c)可以發現外核的海表熱通量若減少，則會使颱風面積縮減，但若減少內核的海表熱通量，則對颱風面積沒有太大的影響，與圖 3.3 有著相同的結果。本文也將颱風在生命期所獲得的海表潛熱總量與其成熟階段的面積做比較。在本研究中，成熟期的面積有兩種決定方式，第一是以 60 到 80 小時的平均面積當作是




成熟期的面積(average area, ave. area)，另一個是以 60 小時後的最大面積當作是成熟期的面積(maximum area, max. area)。計算颱風生命期所獲得的總海表潛熱的方法也有兩種，其中一種是只將颱風面積所涵蓋到的範圍內所提供的水氣納入海表潛熱的計算之中(nonfixed domain, nonfix. domain)，因此這個方法會隨著不同時間颱風面積的變化而有所差異，其優點為能考慮颱風在不同時間的面積變化，更符合真實情況；另一種是將距離颱風中心半徑 400 公里以內的區域所涵蓋到的範圍所提供的水氣納入總潛熱的計算(fixed domain, fix. domain)，雖然這個方法沒考慮颱風面積的變化性，但能夠不僅僅考量到颱風涵蓋到的區域所提供給颱風的水氣，也能夠將颱風周遭的水氣納入颱風大小變化的考慮。此兩種計算海表潛熱總量方法的差異在於前者會受到面積的影響而改變選取的範圍，而後者不會因為颱風面積的大小而有所變化。圖 3.7 顯示颱風成熟期面積及獲得的總潛熱之關係。整體來說，對於限制整個網格的實驗而言，潛熱的供給越多，颱風面積越大，呈現正比的關係；R36 的實驗也和限制整個網格的實驗一樣，颱風面積和總潛熱供應成正比；但 R03 和限制整網隔熱通量的實驗不同，成熟期面積和總潛熱供應沒有太大的關係。比較 fix. domain 及 nonfix. domain 兩種方法可以發現雖然 fix. domain 計算出的水氣量比 nonfix. domain 計算出來的還要多，但不管哪一種方法，成熟期面積和總潛熱供應的關係幾乎一樣；另一方面，用 ave. area 和 max. area 兩種定義成熟期颱風面積的方法對於成熟期面積和總潛熱供應的關係幾乎沒有太大的影響。無論用何種颱風成熟期面積定義以及何種計算總潛熱的方法，都可以得到相同的結果，顯示此關係不會受到不同成熟期面積的定義方式所影響。

### 3.2 雨帶及降水差異

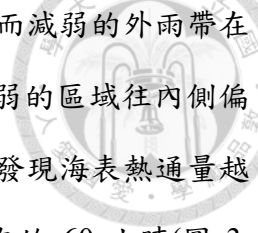
第一章提及雨帶對於颱風大小有所影響，而颱風雨帶會受 CAPE 影響，因此在此首先討論 CAPE 在不同實驗間的變化。對於 CTL 而言(圖 3.8)，250 公里以外的 CAPE 在 30 小時後可累積至  $800 \text{ Jkg}^{-1}$  到  $1000 \text{ Jkg}^{-1}$ ，但 250 公里區域以內由於對流比較旺盛，所以 CAPE 僅剩下不到  $800 \text{ Jkg}^{-1}$ ，在 100 公里區域甚至只有  $200 \text{ Jkg}^{-1}$ 。眼的區域由於完全沒有對流，並且雖然濕度低，但有高位溫的空氣下





沉至眼的低層區域，因此依然擁有很高的 CAPE。相較於 CTL，在 20 小時前 R03 實驗的 CAPE 較小(圖 3.9)。在 20 小時前，R03F70 的 100 到 200 公里區域的 CAPE 比起 CTL 大約少了  $200 \text{ Jkg}^{-1}$ (圖 3.9d)，R03F60 減少的 CAPE 比 R03F70 的更多(圖 3.9c)。25 小時至 30 小時期間，R03F50 在 150 至 200 區間的 CAPE 可比 CTL 少  $400 \text{ Jkg}^{-1}$ (圖 3.9b)，而 R03F40 在 30 小時之前，200 公里以內的 CAPE 比其他實驗更是減少許多，R03F40 在 50 至 200 公里區域的 CAPE 減少到  $400 \text{ Jkg}^{-1}$ 。整體而言，在 30 小時之前，R03 的實驗裡面 CAPE 減少的範圍主要集中在內核區域，而減少的程度以 R03F40 最為明顯，即使 R03F70 的減弱程度較弱，但仍可看到 R03F70 在內核區域的 CAPE 有減少的現象。另一方面，對於 R36 實驗而言，整體的 CAPE 減少之區域是在颱風的外圍(圖 3.10)，而不同實驗間減少的程度也有所差異。在 30 小時前，對於 R36F70 而言，主要 CAPE 減少之區域大約在 200 至 300 公里的範圍(圖 3.10d)。同樣地，在 30 小時前，R36F60(圖 3.10c)、R36F50(圖 3.10b)也和 R36F70 的 CAPE 也有相似的分佈情形，這些實驗的 CAPE 在 200 至 300 公里處皆有所減少，其減少的量值大約為 200 至  $400 \text{ Jkg}^{-1}$ ，此外 R36F50 更可以清楚的看到 100 至 150 公里處 CAPE 比 CTL 大，而 40 至 100 公里處 CAPE 比 CTL 少，此現象為眼牆因為外圍海表熱通量被移除而產生的內縮所導致的差異。R36F40(圖 3.10a)最可以清晰地看到 200 至 300 公里處 CAPE 比 CTL 少，其減少的量值超過  $400 \text{ Jkg}^{-1}$ ，並且也可看到眼牆位置內縮造成內核區域 CAPE 變化的情形。整體而言，減少內核的海表熱通量會使得前期內核區域的 CAPE 減少，而減少外核海表熱通量則會減少前期外核的 CAPE。前期 CAPE 的多寡將會影響對流發展的情況，因此前期 CAPE 在內核以及外核區域的減少將分別不利於 R03 實驗及 R36 實驗的雨帶發展。

圖 3.11 及圖 3.12 分別顯示各個實驗在 31 小時的雷達回波和 CTL 的差異。圖 3.11 可看出在海表熱通量被限制的區域(0 至 180 km)裡，雨帶是比 CTL 不活躍，並且若比較圖 3.11(a)、圖 3.11(b)、圖 3.11(c)、圖 3.11(d)可以發現內雨帶的活躍程度和海表熱通量非常相關。海表熱通量越少，內雨帶越不活躍。在圖 3.12(a)



裡，由於被限制的區域是外核，所以外雨帶明顯地減弱許多，然而減弱的外雨帶在限制的區域稍微內側一點，可能是因為底層為入流導致雨帶減弱的區域往內側偏移。若比較圖 3. 12(a)、圖 3. 12(b)、圖 3. 12(c)、圖 3. 12(d)可以發現海表熱通量越少，外雨帶越不活躍，與前面有著相同的結果(圖 3. 11)。接著在的 60 小時(圖 3. 13)，各實驗間的雷達回波比起 CTL 差異更大，並且和 31 小時有相同的結果。圖 3. 13(a)、圖 3. 13(b)、圖 3. 13(c)、圖 3. 13(d)裡面內核的海表熱通量越少，內雨帶越不活躍；另一方面，圖 3. 14(a)、圖 3. 14(b)、圖 3. 14(c)、圖 3. 14(d)顯示外核的海表熱通量越少，外雨帶越弱。比較圖 3. 13 及圖 3. 14 可以發現若海表熱通量被限制，則該區或該區內側的雨帶活動會被抑制。

### 3.3 環流差異

雨帶活動的差異，會使得非絕熱加熱有所不同。整體而言，颱風內部的慣性穩定度比颱風外圍的慣性穩定度高，而前面提及限制內核的情況下，內部區域 50 至 125 公里的雨帶會減弱，且這個減弱的區域之慣性穩定度比起外圍地區大(圖 3. 15)；另一方面，限制外圍的海表熱通量會導致 180 至 250 公里處的雨帶減弱，此減弱的區域為颱風外圍區域，因此慣性穩定度較內核區域小(圖 3. 16)。圖 3. 17 及圖 3. 18 為在 31 小時各實驗雨帶活動與 CTL 的差異和次環流與 CTL 的差異。在圖 3. 17 裡，所有的次環流差異都是逆時針的，代表雨帶強度減弱會導致次環流的減弱。圖 3. 17 顯示限制內核熱通量只會讓次環流減弱的區域侷限在內核 300 km，但另一方面，限制外核海表熱通量會讓外圍雨帶活動減弱，而減弱的外圍雨帶一樣會導致次環流的減弱(圖 3. 18)，然而圖 3. 18 裡次環流的減弱範圍比起圖 3. 17 的次環流減弱範圍明顯在徑向方向上較寬，減弱的範圍可達距中心 400 公里以外之區域，因此兩組實驗對於 300 公里以外的區域之底層入流影響各不相同。R03 和 R36 實驗的次環流減弱區域有所不同是因為對流減弱的區域有所不同，在慣性穩定度較大的區域加熱會在徑向上產生比較窄的次環流，而在慣性穩定度較小的地方加熱則會在徑向上產生較寬的次環流，因此相比於 CTL，由於限制內核的實驗在內核區域的加熱較弱(R03 實驗內雨帶較 CTL 不活躍)，因此加熱產生的次環流會比 CTL



弱，並且在徑向上較窄，另一方面，限制外核的實驗在外核區域的兩帶會比較不活躍，因此外圍兩帶導致的非絕熱加熱會較弱，進而使外圍兩帶所能產生的次環流比 CTL 弱，並且減弱的範圍較 R03 實驗寬。

圖 3.19 及圖 3.20 分別為在 31 小時限制內核以及限制外核實驗的徑向風。在圖 3.19，入流區域大都在 1 公里以下，並且入流在內核區域非常的弱。比較圖 3.19(a)、圖 3.19(b)、圖 3.19(c)、圖 3.19(d) 可以發現內核區域的海表熱通量減少會導致入流區域變窄。R03F70 在 150 公里以外的區域才有入流，但 R03F40 要到 200 公里以外的區域才有入流。圖 3.19 裡四個實驗的入流厚度大約都是 1 公里左右，顯示對於內核的海表熱通量進行不同程度的限制雖然會改變徑向方向上的入流範圍，但對於入流層的厚度並無太大的影響。圖 3.20 裡面，入流區域則較圖 3.19 的入流區域淺。比較圖 3.20(a)、圖 3.20 (b)、圖 3.20 (c)、圖 3.20 (d)，入流區域在徑向方向上可從颱風外圍延伸至距中心 100 公里處，入流區域在徑向範圍上比起限制內核的任一實驗還要內側，但是在外核區域，入流的強度遠不及限制內核的實驗之入流強度。除此之外，限制外核海表熱通量的各實驗間，入流在徑向上的範圍並沒有因為海表熱通量的限制程度不同而有所差異。入流厚度以 R36F70 最厚，可達 1 公里；R36F40 的入流厚度最淺，僅有 0.5 公里，入流厚度在各實驗間有所差異。綜上所述，限制內核的海表熱通量會減少內核的入流，使得入流區域局限在限制範圍以外的區域，並且入流在徑向方向上的範圍會因為海表熱通量的限制程度不同而有所差異，限制的海表熱通量越少，則入流區域能延伸至越內核的地方；在限制外核海表熱通量的實驗裡面，入流的整體強度較限制內核熱通量的實驗弱，但在徑向方向上範圍較廣，可延伸至內核區域，且沒有因為限制程度不同而有太大的徑向範圍之分布差異，但入流厚度以及入流強度則和限制程度有關，限制的海表熱通量越多，入流強度越弱，並且入流層越淺。

圖 3.21 及圖 3.22 分別為在 60 小時時限制內核以及限制外核實驗的徑向風。在 60 小時時，限制內核的實驗在 100 公里以外有非常強的入流，並且入流在徑向方向上的範圍以及厚度沒有因為海表熱通量的差異而有明顯的變化。對於限制外


核海表熱通量的實驗而言，入流明顯比限制內核的實驗弱。雖然海表熱通量的限制不同沒有讓入流的範圍在徑向方向上有太大的變化，但入流的厚度卻是有所區別，其中以 R36F40 的入流厚度最薄，R36F70 的入流層頂部最高。整體而言，在颱風開始發展的階段(31 小時)，限制內核海表熱通量實驗的內流在內核區域非常弱，但在外核區域的內流比較強；以限制外核的實驗來說，內核區域的入流比起限制內核的實驗稍微強一些，但外核區域的入流則較限制內核的實驗弱上許多。在颱風成熟階段(61 小時)，不管內核區域或外核區域，限制內核海表熱通量實驗的內流皆明顯比限制外核海表熱通量實驗的內流強。

### 3.4 絕對角動量分析


由於底層入流強度的差異，絕對角動量的變化也會有所不同。在此本文利用軸對稱後的絕對角動量收支來瞭解颱風的絕對角動量變化，其公式如下：

$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial t} = -r\bar{u}\bar{\zeta}_a - \bar{w} \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} - \overline{ru'\zeta_a'} - \overline{w' \frac{\partial M'}{\partial z}} - \frac{1}{\rho'} \frac{\partial p'}{\partial \lambda} + r\bar{F}_\lambda$$

其中 A 的軸對稱平均以  $\bar{A}$  表示，而 A 的擾動以  $A'$  表示。M 為絕對角動量，r 為距中心的距離，u 為徑向風， $\zeta_a$  為絕對渦度，w 為垂直速度，p 為氣壓， $F_\lambda$  為摩擦耗散。等號右邊第一項為平均絕對角動量平流、第二項為平均垂直平流、第三項為擾動絕對角動量平流、第四項為擾動垂直平流、第五項為氣壓梯度力而最後一項為受摩擦所消耗的角動量。在本研究中我們會著重在平均絕對角動量平流對颱風發展的貢獻。在 31 小時，R03F40 的水平絕對角動量平流在 150 公里以內非常少(圖 3.23a)，僅有不到  $0.05 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，在 150 公里以外的區域才有向內傳遞的絕對角動量，而且此角動量內流層厚度大約為 1.5 公里。R36F40 的角動量徑向平流則是在內核區域較強(圖 3.23b)，但厚度大約只有 1 公里，除此之外，在 300 公里至 400 公里區間裡面，水平角動量平流幾乎為零，代表角動量幾乎無法向內傳遞，因此無法有效地將動能傳遞至颱風內部。在颱風側邊界(颱風水平方向上的邊界，以 CTL 為例，CTL 的颱風側邊界在 60 小時為 380 公里)的角動量水平平流對於颱風大小的擴展影響甚劇，若在該區域能將角動量傳遞至內部，則有利於颱風增大(Tsuji et al. 2016)，



由於本研究中各實驗的颱風側邊界大約為 300 到 400 公里，因此該區的角動量水平傳遞對於颱風擴張至關重要。比較 R03F40 及 R36F40 可以發現，在 300 至 400 公里區域，R36F40 缺乏向內傳遞的角動量，因此 R36F40 不適合颱風擴張；相反地，雖然 R03F40 在內核區域的角動量傳遞較弱，但在颱風側邊界的角動量內流依舊足夠，因此 R03F40 的颱風大小增大並沒有受到限制內核熱通量的影響。接著在颱風成熟階段(60 小時)，雖然 R03F40 的角動量平流在 100 公里內非常弱(圖 3.24a)，但是在 100 公里以外的區域之角動量平流能有效地將動量傳遞進颱風，進而讓颱風的風場加強並擴張；然而對於 R36F40 而言，雖然在最內部區域(100 公里以內)的角動量水平平流較 R03F40 強(圖 3.24b)，但外核區域的角動量平流卻明顯比 R03F40 弱，因此在外圍區域的風場難以增加，進而不利於颱風擴張。若比較 R03F40、R03F50、R03F60、R03F70 則可以發現無論內核海表熱通量的限制多寡(圖 3.25)，R03F70 的角動量平流區域都延伸至比起 R03F40 內側，但角動量平流的量值差異並沒有很明顯，整體而言內核的角動量平流都很少，並且對於所有限制內核的實驗而言，外核區域都有充足的角動量平流使得颱風得以擴張；若比較 R36F40、R36F50、R36F60、R36F70(圖 3.26)，則可以發現雖然在 100 公里以內有較 R03 實驗多的角動量平流，但無論是哪一組 R36 實驗，外圍(300 至 400 公里區域)都缺乏角動量平流，不同程度的海表熱通量限制會導致外圍角動量平流的減弱有所差異。海表熱通量越多(R03F70)，則角動量平流缺乏程度較不明顯；海表熱通量越少(R03F40)，則角動量平流缺乏程度較明顯。若比較 R03 和 R36 各實驗間的角動量平流強度則會發現 R03 的角動量平流的最大值是高於 R36 的角動量平流最大值。透過以上分析，限制內核海表熱通量會使內核的角動量平流減少，而限制外核的海表熱通量會讓外核的角動量平流減少。不同程度的海表熱通量限制對於角動量減少的區域沒有太明顯的影響，但對於角動量平流的量值則有所影響。缺乏外圍的角動量平流不利於颱風大小的發展，因此限制內核的海表熱通量不太影響颱風大小的改變，但限制外圍海表熱通量會大大阻礙颱風場的擴張。



除了 300 至 400 公里區域角動量平流在各實驗間有所差異之外，不同實驗的颱風側邊界所獲得的角動量平流也是有所差異。對於 R03 而言，儘管 R03F40 的角動量平流略少於其他實驗，但整體而言，各實驗間角動量平流分布變化不明顯(圖 3.27)，因此颱風大小的變化類似，在 60 小時皆可成長到 350 至 360 公里。然而，R36 的情況與 R03 大不相同。先前提到對於 R36 而言，海表熱通量越少，颱風大小越小。在 60 小時時，R36F40、R36F50、R36F60、R36F70 的大小分別為 300 公里、320 公里、330 公里以及 350 公里，而其風場擴張時所獲得的角動量平流也有所差異，R36F40 的颱風邊界隨時間所獲得的角動量平流是最少的，R36F50 的角動量平流次少，R36F60 的角動量平流比 R36F50 多，而 R36F70 的角動量平流則是最多的。由於 R36F40 在整個發展過程中，颱風側邊界所獲的水平動量平流都較少，因此比較不利於颱風風場擴張；R36F70 在颱風大小成熟階段以前(60 小時以前)，颱風側邊界所獲得的水平動量平流都較多，因此比較有利於颱風風場擴張。

## 第四章 討論



### 4.1 颱風面積以及海表潛熱之正比關係

透過第三章的分析可以得知颱風成熟期的大小與外圍的海表熱通量有關，海表熱通量越多能讓颱風水平氣旋式風場越容易向外擴張，最有趣的是圖 3.7 之中顯示颱風面積和海表熱通量呈現非常好的正比關係。颱風所能獲得的潛熱之範圍應該會因為不同時間颱風大小及形狀的不同而有所變化，因此一開始是以 nonfix. domain 來計算整個生命期之中颱風所獲得的總潛熱，結果顯示不管是用 ave. area 還是 max. area 來當做颱風成熟期的面積，颱風面積和總潛熱都呈現正比的關係。以 nonfix domain 來計算總潛熱的方式是會受到面積的影響，因此為了避免此正比關係是因為計算方式而產生的狀況，計算獲得的潛熱範圍也另外採用 fix. domain 的方法來加以驗證。以 fix. domain 的方法計算就不用擔心此正比關係是因為面積選擇而產生的假象。不管是用 nonfix. domain 或是 fix. domain 都可以得到海表熱通量和颱風面積成正比。颱風發展的過程非常複雜，包括兩帶的發展、對流位置的改變、主環流和次流的變化、底層入流及高層外流的變化等等都會影響底層切向風的強度，意即這些複雜的過程都會影響到海表熱通量，但颱風成熟期的面積竟然和整個發展過程中的海表熱通量成正比，儘管目前的結果都只是在敏感性實驗中得到的，但透過以上的分析，這樣的正比關係應該是非常明確的。若在後續的研究中也能得到相同的結果佳以驗證我們的結論，或許以後能夠以颱風的海表熱通量來預測颱風成熟階段的面積，即颱風的大小或暴風半徑，如此在颱風即將侵襲時，防災做為將有最佳的參考資訊。

### 4.2 減少海表熱通量與冷渦的關係

本研究是以梅姬颱風(2016)為例進行的理想實驗，敏感性實驗中的海表熱通量在不同區域有著不同程度的限制，儘管是理想實驗，本文希望能跟真實環境連結。其中一個符合真實環境的例子為冷渦環境。在第二章有提到海表熱通量的計算方式如下：



$$\text{SHF} = \rho C_p C_H U \Delta\theta$$

$$\text{LHF} = \rho L_v C_Q U \Delta q$$

其中除了  $U$ 、 $\Delta\theta$  以及  $\Delta q$  都是固定的參數。在 CTL 實驗，底層的溫度為  $28^\circ\text{C}$ ，而海表面溫度大約為  $30^\circ\text{C}$ 。若在風速不改變之下經過一個較冷的海面，海表熱通量就會因為海表溫較冷而下降，此時若海表面溫度為  $29^\circ\text{C}$ ，則可感熱通量便會減少 50%，即類似 F50 的實驗，因此此時應除了可預期颱風強度會減弱以外，颱風的兩帶、次環流、底層角動量平流也應會減弱，因此颱風的大小也會縮小。除此之外，若較冷的海面面積比颱風大小還小，則若以颱風中心而言，冷渦是漸漸從外圍進入颱風內核再接著離開颱風，因此減少的海表熱通量最初會是在外核區域，接著是內核區域，再接著為外核區域，對應到此處的敏感性實驗便先是 R36F50 的情形，再來是 R03F50，最後回到 R36F50 的情況，因此預期的颱風大小變化應為：冷渦在外核的時候大小先縮小，緊接著冷渦近入內核後儘管強度會有所減弱但大小變化不大，而後冷渦近入外核區域時會讓颱風大小再度縮小。因此，本文的研究成果除了在科學上更深入的探討海氣交互作用下，海表面熱通量對於颱風大小的影響之外，更能夠預期颱風在洋面上的大小變化，讓侵襲台灣之前的颱風大小能有更好的掌握程度。若能好掌握颱風在侵襲台灣前的大小，便能更有效率地進行防災準備以及評估颱風的影響範圍。



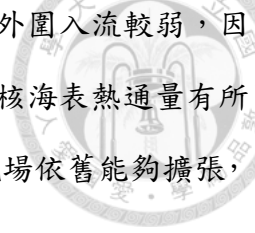
## 第五章 總結與未來工作



### 5.1 總結

在探討颱風對人類社會的災害時，除了颱風的強度以外，颱風的大小也扮演非常重要的角色，而颱風雨帶的活躍程度以及雨帶的位置會影響颱風的大小。本研究使用 Advanced Research Weather Research and Forecasting Model (ARW/WRF) ver. 3.5.1，並以 2016 年的梅姬(Megi)颱風當做初始場。透過改變海表熱通量的方式來評估與瞭解海表熱通量的重要程度以及其對於颱風結構的影響。在敏感性實驗中，海表熱通量在不同區域有不同影響，限制區域包括內核(0 至 180 公里)、外核(180 到 360 公里)以及整個第三層網格，限制內核(R03)以及外核(R36)的海表熱通量實驗組別中的海表熱通量分別為原來的 40%、50%、60%以及 70%，而限制整個第三層網格的實驗組別中海表熱通量分別為原本的 70%、50%、60%、70%、80%以及 90%。

本研究發現若減少整個第三層網格的海表面熱通量，則颱風大小也會減少，並且減少的海表熱通量越多，颱風的大小就會越小；R36 的實驗也可得到與限制整個網格相同的結果；R03 的結果則顯示儘管海表熱通量有所改變，颱風大小依然沒有明顯變化，顯示外核區域的海表面熱通量相比於內核的海表面熱通量對於颱風大小變化式更為敏感的。當海表熱通量減少時，雨帶會因為 CAPE 的減若有變得較為不活躍，因此次環流會有所減弱，但因為在不同區域減少海表熱通量主要是減弱該處的雨帶，因此 R03 實驗中內雨帶減弱較明顯，R36 實驗中外雨帶減弱較明顯。由於內核的慣性穩定度大於外核，因此由雨帶減弱所引起的次環流減弱在徑向上的範圍也會有所不同，內雨帶引起的次環流減弱較窄，而外雨帶引起的次環流減弱較寬。次環流減弱在徑向範圍上的差異會導致底層入流在外圍區域的差異。對於 R03 來說，減弱的入流會因為次環流減弱較窄而局限在內部區域，因此外圍區域的入流不會受到太大的影響，但 R36 實驗則會因為次環流減弱的區域較寬而影響到外圍的入流，導致外圍入流減弱。對於外圍區域的入流強度而言，R03 的入流較 R36 強，



因此 R03 能夠將外圍較大的絕對角動量傳進颱風，但 R36 因為外圍入流較弱，因此無法將較大的絕對角動量傳遞進颱風內，因此儘管 R03 的內核海表熱通量有所減少，由於有足夠的角動量平流進颱風內部，R03 的颱風切向風風場依舊能夠擴張，R36 則因為角動量平流較少而不利於颱風切向風風場的擴張。

總體而言，以整個網格的實驗而言，海表熱通量能夠影響颱風大小的改變，海表熱通量越多，颱風大小越大。若比較內核及外核的海表熱通量，則可以發現外核的海表熱通量較內核的海表熱通量重要。因此，以海表熱通量的觀點而言，決定颱風切向風風場擴張的關鍵為外圍的海表熱通量。

## 5.2 未來工作

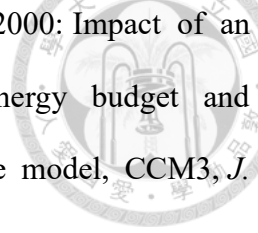
對於海表熱通量及颱風大小的關係而言，雨帶活動扮演極其重要的角色。目前的工作都著重於軸對稱的分析。但由於雨帶經常並非呈現軸對稱分布，因此未來希望能以非軸對稱的觀點探討海表面熱通量以及颱風大小的關係。在目前實驗架構下，海表熱通量分別在內核、外核以及整個網格給予限制，依據 250 hPa 和 850 hPa 之間的風切，可將颱風分成四個象限：下風切處右側(DSR)、下風切處左側(DSL)、上風切處左側(USL)以及上風切處右側(USR)。此四象限的對流在颱風不同的階段有不同的活躍程度，並且會互相影響。透過將颱風分成不同象限的分析，可以較清楚了解海表熱通量對於雨帶的影響是從哪一個階段開始影響對流活動，進而改變颱風的大小。

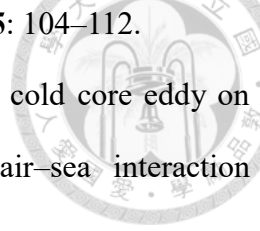
此外，目前限制的範圍都是在固定的位置，海表熱通量減少的區域並非隨時間改變。然而若要與第四章所提及的冷渦相呼應，則限制的範圍亦可設計為隨時間有所改變。因此，未來將改變限制海表熱通量的位置，使得減少的區域隨時間變化，以模擬冷渦通過颱風的情形。限制的範圍會從颱風外圍慢慢地進入颱風內核區域，並且在離開颱風內核區域進入颱風的外核，以模擬颱風經過冷渦的情境。除此之外，冷渦也會用不同的方位影響颱風，因此也能改變颱風與冷渦相對的行進方向以及角度，以了解各種其境下冷渦對於颱風對流以及颱風大小的影響。

## 參考文獻



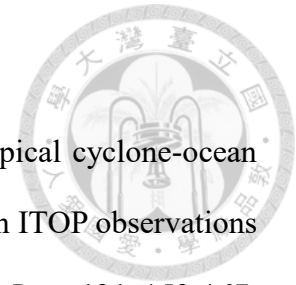
- Chavas, D. R. and K. A. Emanuel, 2010: A QuikSCAT climatology of tropical cyclone size. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L18816.
- Chan, K. T., and J. C. Chan, 2012: Size and strength of tropical cyclones as inferred from QuikSCAT data. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 811–824.
- , and ——, 2013: Angular momentum transports and synoptic flow patterns associated with tropical cyclone size change. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 3985–4007
- , and ——, 2014: Impacts of initial vortex size and planetary vorticity on tropical cyclone size. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **140**: 2235-2248.
- , and ——, 2015: Global climatology of tropical cyclone size as inferred from QuikSCAT data. *Int. J. Climatol.*, **35**: 4843-4848.
- Chavas, D. R. and K. A. Emanuel, 2010: A QuikSCAT climatology of tropical cyclone size. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L18816.
- D’Asaro, E. A., P. G. Black, L. R. Centurioni, Y.-T. Chang, S. S. Chen, R. C. Foster, H. C. Graber, P. Harr, V. Hormann, R.-C. Lien, I.-I. Lin, T. B. Sanford, T.-Y. Tang, and C.-C. Wu, 2013: Impact of typhoons on the ocean in the Pacific: ITOP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1405-1418.
- Frisius, T., 2015: What controls the size of a tropical cyclone? Investigations with an axisymmetric model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141**, 2457–2470.
- Green, B.W., and F. Zhang, 2013: Impacts of air–sea flux parameterizations on the intensity and structure of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2308–2324.
- Hill, K. A., and G. M. Lackmann, 2009: Influence of environmental humidity on tropical cyclone size. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3294–3315.
- Hong, S., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.

- 
- Iacono, M. J., E. J. Mlawer, S. A. Clough, and J.-J. Morcrette, 2000: Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3, *J. Geophys. Res.*, **105(D11)**, 14873–14890.
- Jimenez, Pedro, J. Dudhia, R. González, J. Fidel, J. Navarro, J. Montávez, B. E. Garcia, 2012: A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Mon. Wea. Rev.* **140**. 10.1175/MWR-D-11-00056.1.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.
- Knaff J. A., S. P. Longmore, D. A. Molenaar. 2014: An objective satellite-based tropical cyclone size climatology. *J. Clim.* **27**: 455–476.
- Lee, C., K. K. Cheung, W. Fang, and R.L. Elsberry, 2010: Initial maintenance of tropical cyclone size in the western north Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3207–3223.
- Lin, I-I, C.-H. Chen, I.-F. Pun, W. T. Liu., and C.-C. Wu, 2009: Warm ocean anomaly, air sea fluxes, and the rapid intensification of Tropical Cyclone Nargis. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L03817,
- , M.-D. Chou, and C.-C. Wu, 2011: The impact of a warm ocean eddy on Typhoon Morakot (2009) – A preliminary study from satellite observations and numerical modeling. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, **22**, 661-671.
- , P. Black, J. F. Price, C.-Y. Yang, S. S. Chen, C.-C. Lien, P. Harr, N.-H. Chi, C.-C. Wu, and E. A. D’Asaro, 2013: An ocean coupling potential intensity index for tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1878-188.
- Liu K. S., and J. C. Chan, 2002: Synoptic flow patterns associated with small and large tropical cyclones over the western North Pacific. *Mon. Weather Rev.* **130**: 2134–2142.
- Lu X, H. Yu, and X. Lei, 2011: Statistics for size and radial wind profile of tropical

- 
- cyclones in the western North Pacific. *Acta Meteorol. Sinica* **25**: 104–112.
- Ma Z, J. Fei, L. Liu, X. Huang, and X. Cheng, 2013: Effects of the cold core eddy on tropical cyclone intensity and structure under idealized air–sea interaction conditions. *Mon. Weather Rev.* **141**: 1285–1303.
- , ——, X. Huang, and X. Cheng, 2015: Contributions of surface sensible heat fluxes to tropical cyclone. Part I: evolution of tropical cyclone intensity and structure. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 120–140
- Powell Mark, Peter Vickery, and Timothy A Reinhold, 2003: Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*. **422**. 279-83. 10.1038/nature01481.
- Pun, I.-F., I-I Lin, C.-C. Lien, and C.-C. Wu, 2018: Influence of the size of supertyphoon Megi (2010) on SST cooling. *Mon. Wea. Rev.* **146**, 661-677.
- Radu R., R. Toumi, and J. Phau, 2014: Influence of atmospheric and sea-surface temperature on the size of hurricane Catarina. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **140**:1778–1784.
- Ruiz - Arias, J., A., J. Dudhia, F. J. Santos - Alamillos, and D. Pozo - Vázquez , 2013: Surface clear - sky shortwave radiative closure intercomparisons in the Weather Research and Forecasting model, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 9901–9913.
- Shen, L.-Z, and C.-C. Wu, 2018: The effect of surface heat fluxes in the outer region on the size of Typhoon Megi (2016). 33<sup>rd</sup> Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Ponte Vedra, Florida, *Amer. Meteor. Soi.*, 5C.7.
- Tsuji H., Itoh H., and Nakajima K., 2016: Mechanism governing the size change of tropical cyclone-like vortices. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **94**: 219–236.
- Wang, Y., and C.-C. Wu, 2004: Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes – a review. *Meteorol Atmos Phys* (2004) **87**: 257.
- Wu, C.-C., C.-Y Lee, and I-I Lin, 2007: The effect of the ocean eddy on tropical cyclone

intensity. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3562-3578.

- Wu, C.-C., W.-T. Tu, I.-F. Pun, I.-I. Lin, and M. S. Peng, 2016: Tropical cyclone-ocean interaction in Typhoon Megi (2010) - A synergy study based on ITOP observations and atmosphere-ocean coupled model simulations. *J. Geophys. Res.*, **121**, 153-167.
- Xu J., and Y. Wang, 2010a: Sensitivity of tropical cyclone inner-core size and intensity to the radial distribution of surface entropy flux. *J. Atmos. Sci.* **67**: 1831–1852.
- , Y. ——, 2010b: Sensitivity of the simulated tropical cyclone inner-core size to the initial vortex size. *Mon. Wea. Rev.* **138**: 4135–4157.
- Yu, C.-K., C.-Y. Lin, L.-W. Cheng, J.-S. Luo, C.-C. Wu, and Y. Chen, 2018: The degree of prevalence of similarity between outer tropical cyclone rainbands and squall lines. *Sci. Rep.* **8**, 1-15.



## 表格



表 2.1 各實驗的名稱、限制範圍以及限制程度。

實驗名稱	限制範圍	限制程度
CTL	無	無
F90	整個第三層網格	90%
F80	整個第三層網格	80%
F70	整個第三層網格	70%
F60	整個第三層網格	60%
F50	整個第三層網格	50%
F40	整個第三層網格	40%
R03F70	0 至 180 公里	70%
R03F60	0 至 180 公里	60%
R03F50	0 至 180 公里	50%
R03F40	0 至 180 公里	40%
R36F70	180 至 360 公里	70%
R36F60	180 至 360 公里	60%
R36F50	180 至 360 公里	50%
R36F40	180 至 360 公里	40%

# 圖片

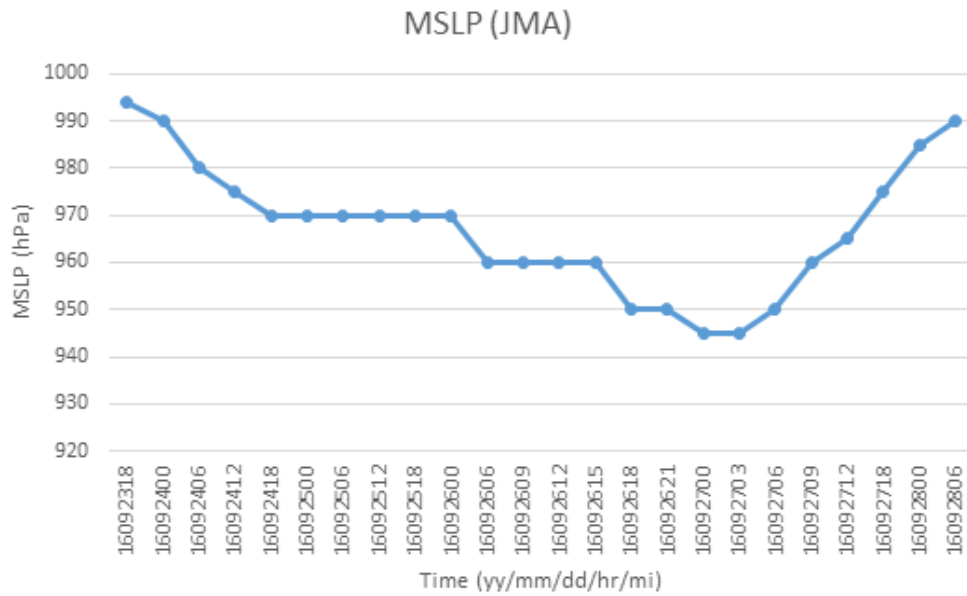


圖 2. 1 JMA 所提供的梅姬颱風的海表面中心最低氣壓(minimum sea level pressure, MSLP)隨時間的變化(線條)。橫軸為時間，縱軸為 MSLP。



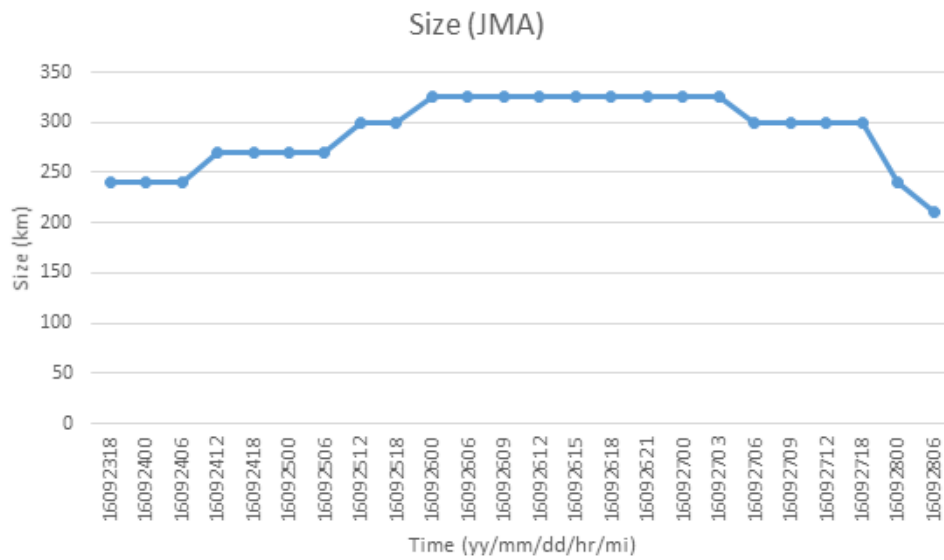


圖 2. 2 JMA 所提供的梅姬颱風 6 級風暴風半徑(切向風  $15 \text{ ms}^{-1}$ )隨時間的變化(線條)。橫軸為時間，縱軸為 6 級風颱風半徑。

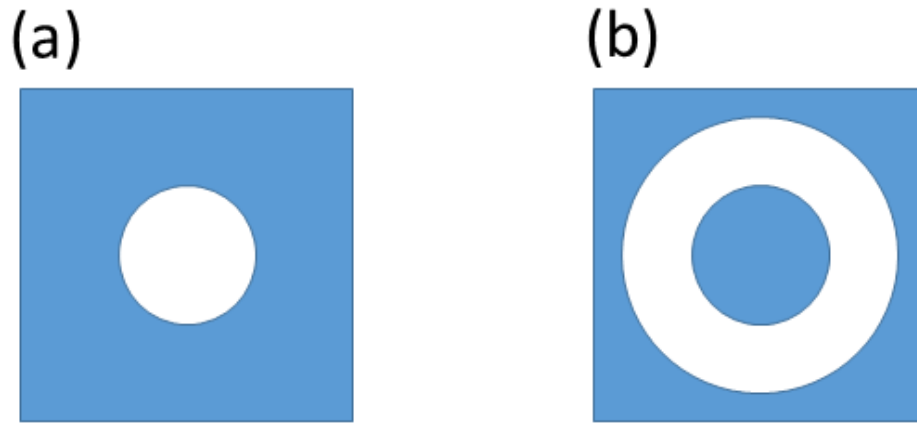


圖 2.3 (a)限制內核海表熱通量(R03)實驗 (b)限制外核海表熱通量(R36)實驗的示意圖。藍色區域為海表熱通量不改變的區域，白色區域為海表熱通量減少地區域。

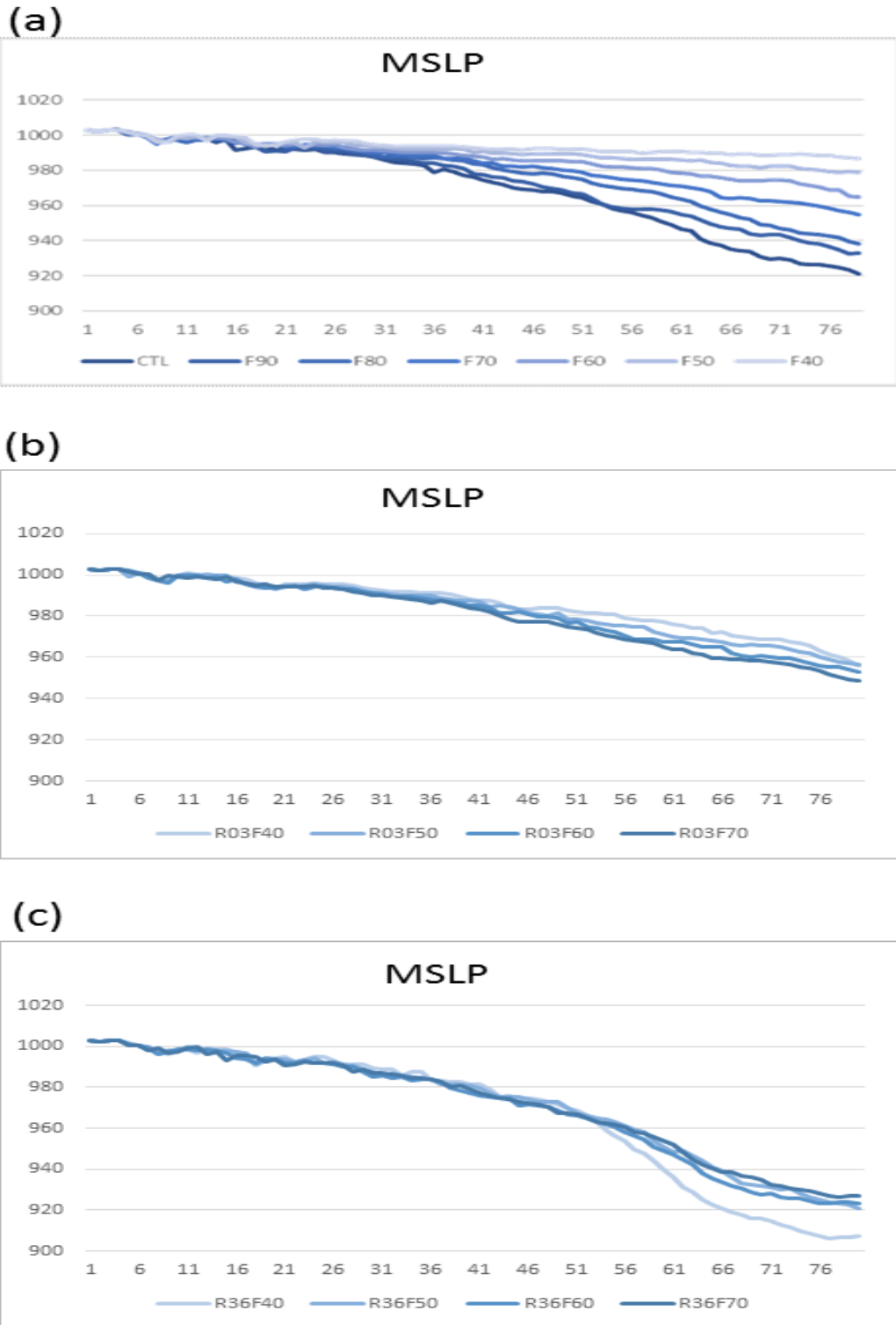


圖 3.1 限制(a)整個網格 (b)內核 (c)外核的實驗的中心最低氣壓(線條，單位 hPa)隨時間的變化。橫軸為時間，縱軸為中心最低氣壓。淺色的線代表海表熱通量較少的實驗，深色線代表海表熱通量較多的實驗。

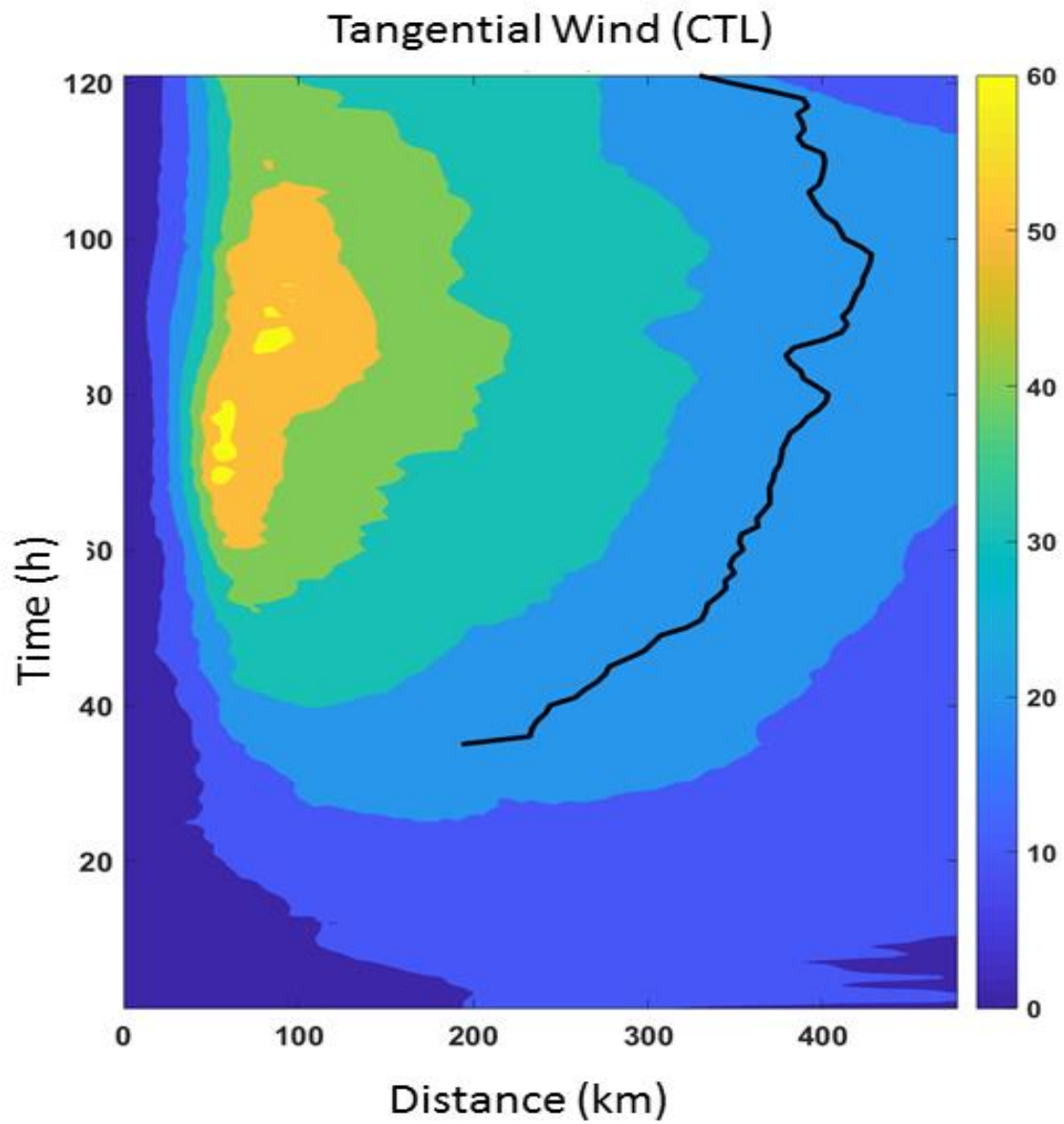
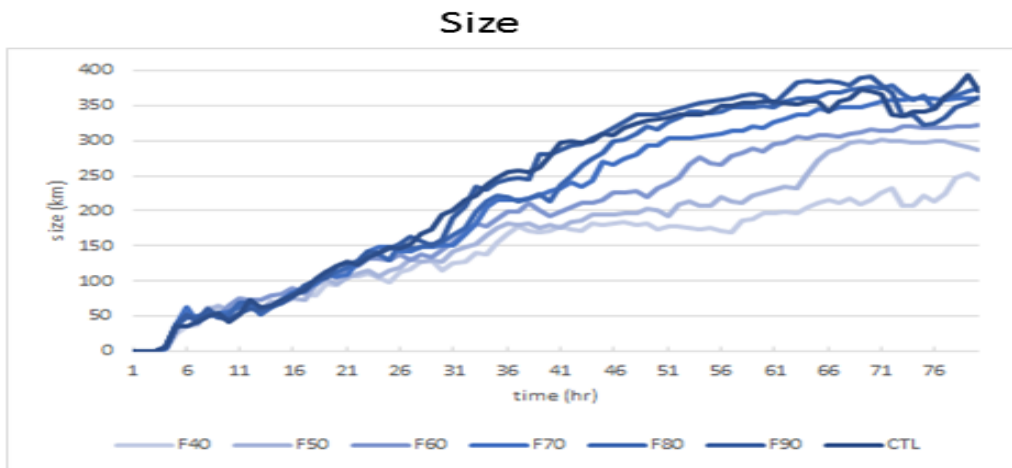
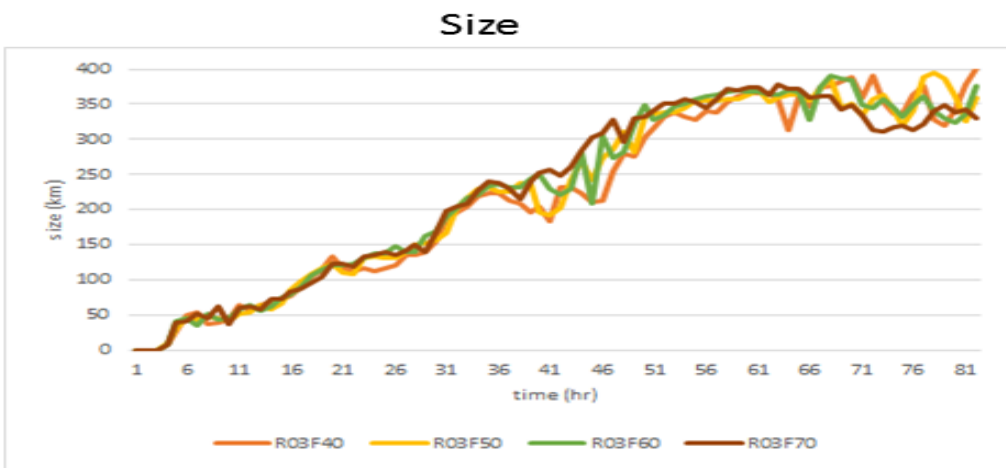


圖 3.2 軸對稱後的 CTL 切向風(色階, 單位  $\text{ms}^{-1}$ )隨時間的變化以及 CTL 大小(黑線)隨時間的變化。橫軸為半徑, 縱軸為時間。

(a)



(b)



(c)

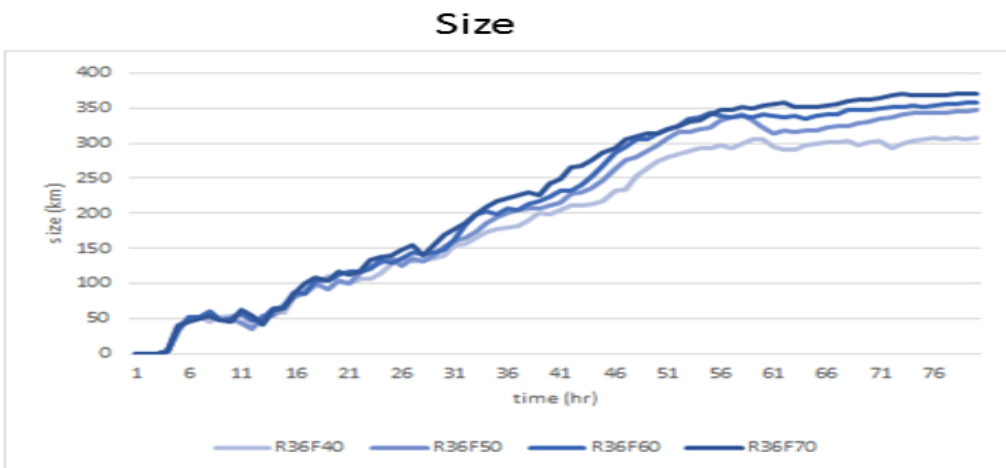


圖 3.3 限制(a)整個網格 (b)內核 (c)外核的實驗的渦旋大小(線條，單位 km) 隨時間的變化。橫軸為模擬時間，縱軸為颱風大小。淺色的線代表海表熱通量較少的實驗，深色線代表海表熱通量較多的實驗。

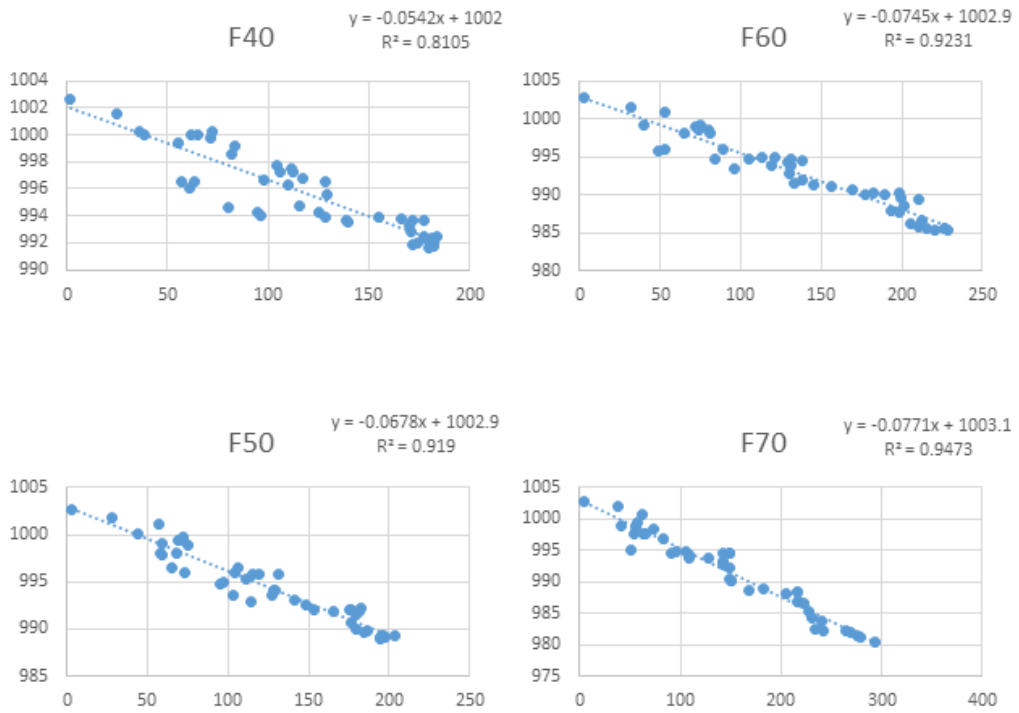


圖 3. 4 (a)CTL (b) F90 (c)F80 (d)F70 (e)F60 (f)F50 (g)F40 面積隨時間的變化，  
 各個點代表該時間的強度和大小。

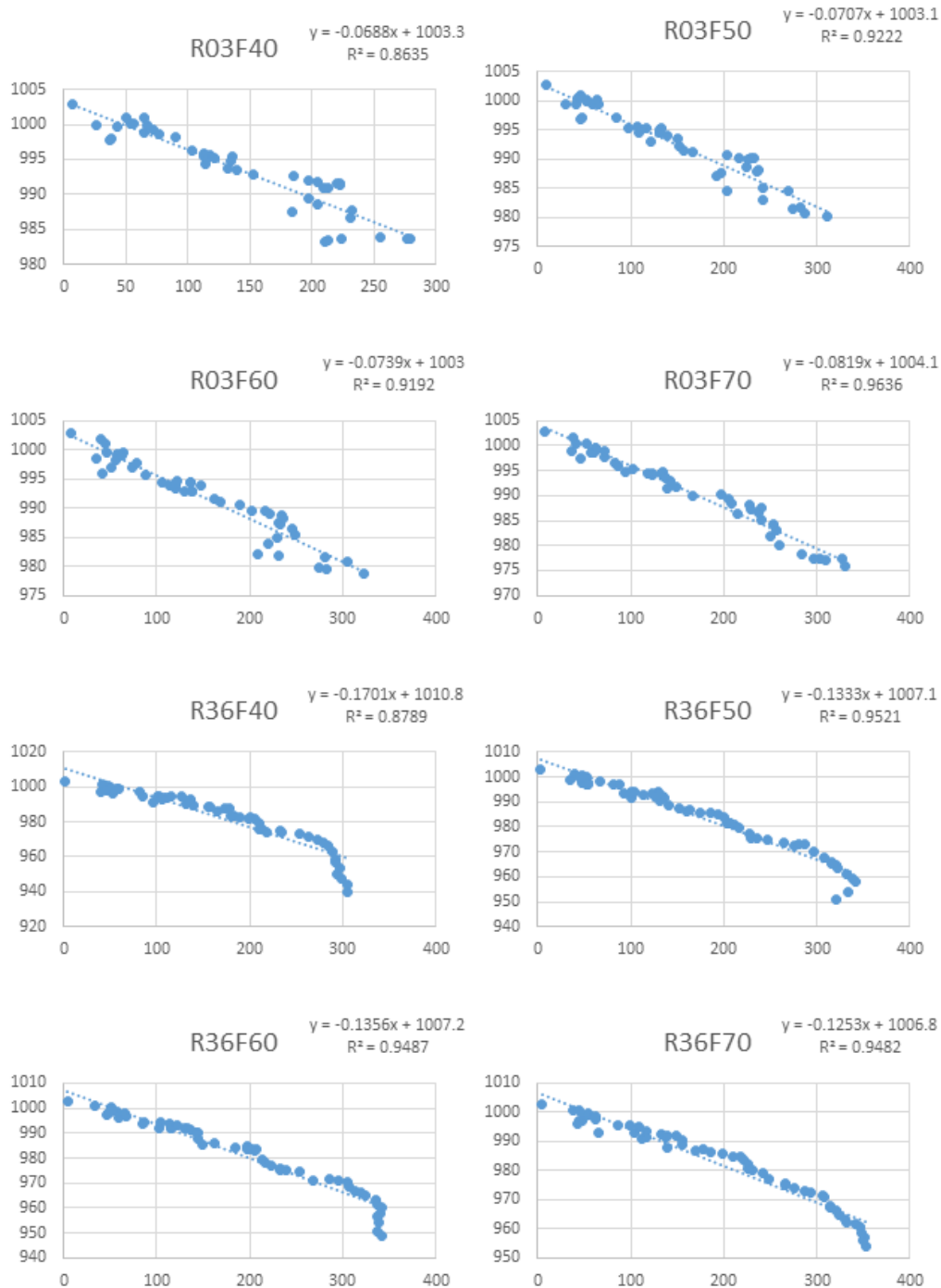


圖 3.5 (a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 (e)R36F40 (f)R36F50 (g)R36F60 (h)R36F70 面積隨時間的變化，各個點代表該時間的強度和大小。

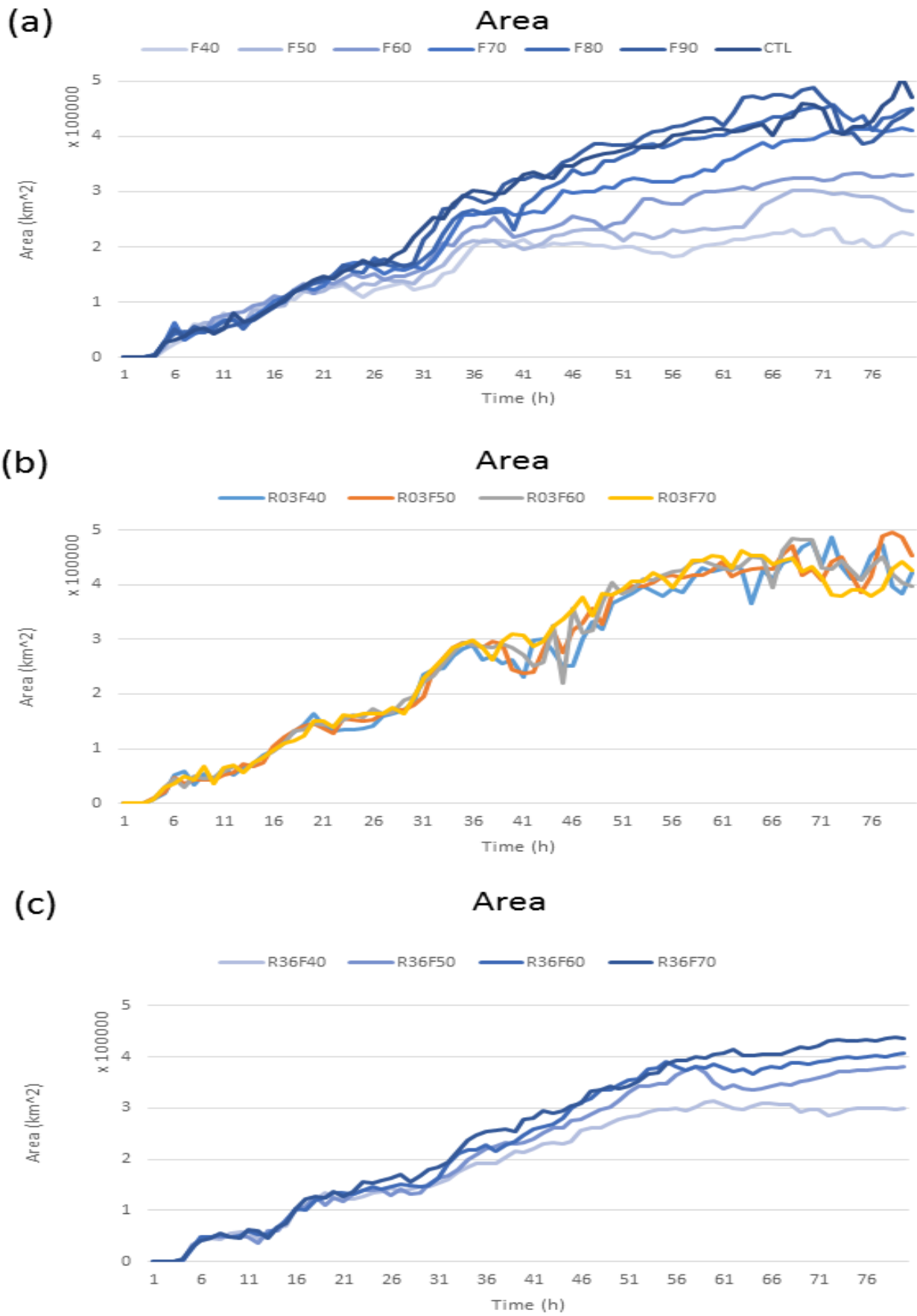


圖 3.6 限制(a)整個網格 (b)內核 (c)外核的實驗的面積(線條, 單位  $km^2$ )隨時間的變化。圖說同圖 3.3



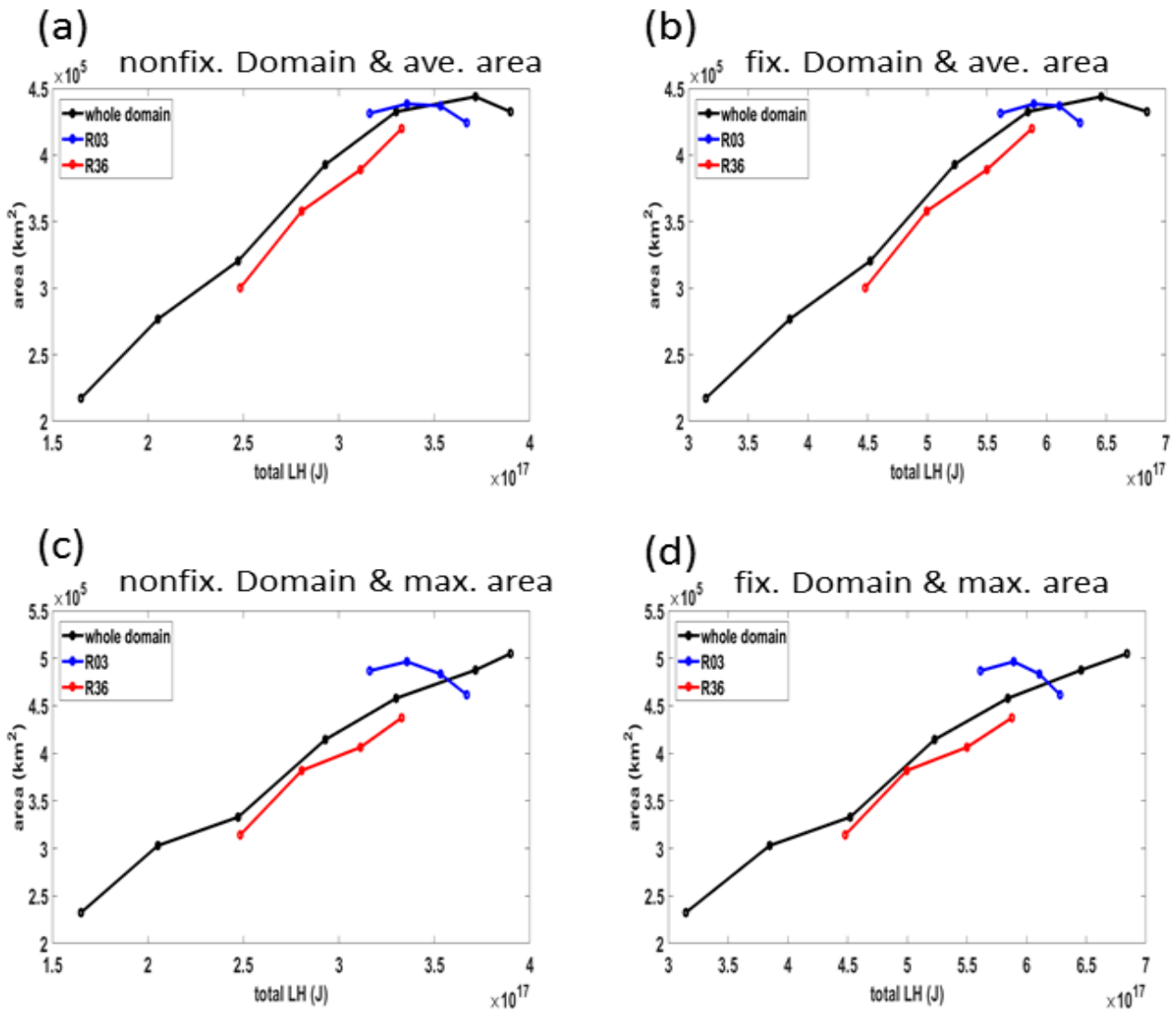


圖 3. 7 颱風成熟階段面積(單位  $km^2$ )和總獲得潛熱(單位 J)的比較。(a)ave. area 和 nonfix. domain (b)max. area 和 nonfix. domain (c)ave. area 和 fix. domain (d)max. area 和 fix. domain。黑色線上的 7 個點分別代表限制整個網格的 7 個敏感性實驗，藍色線上的 4 個點分別代表 R03 的 4 個實驗，紅色線上的 4 個點分別代表 R36 的 4 個實驗。



## CAPE (CTL)

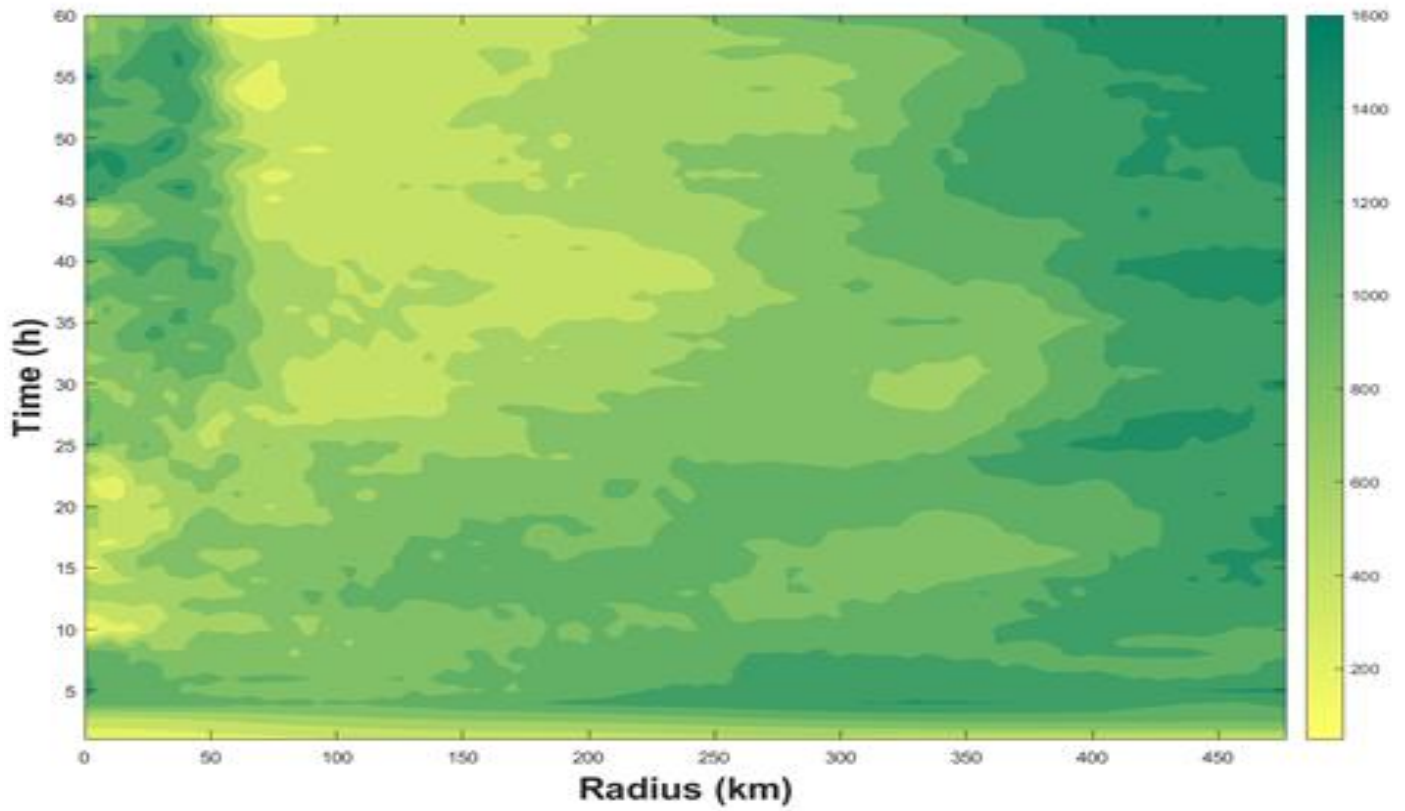


圖 3.8 CTL 底層 1 公里平均 CAPE(色階，單位  $Jkg^{-1}$ )的時間半徑圖。

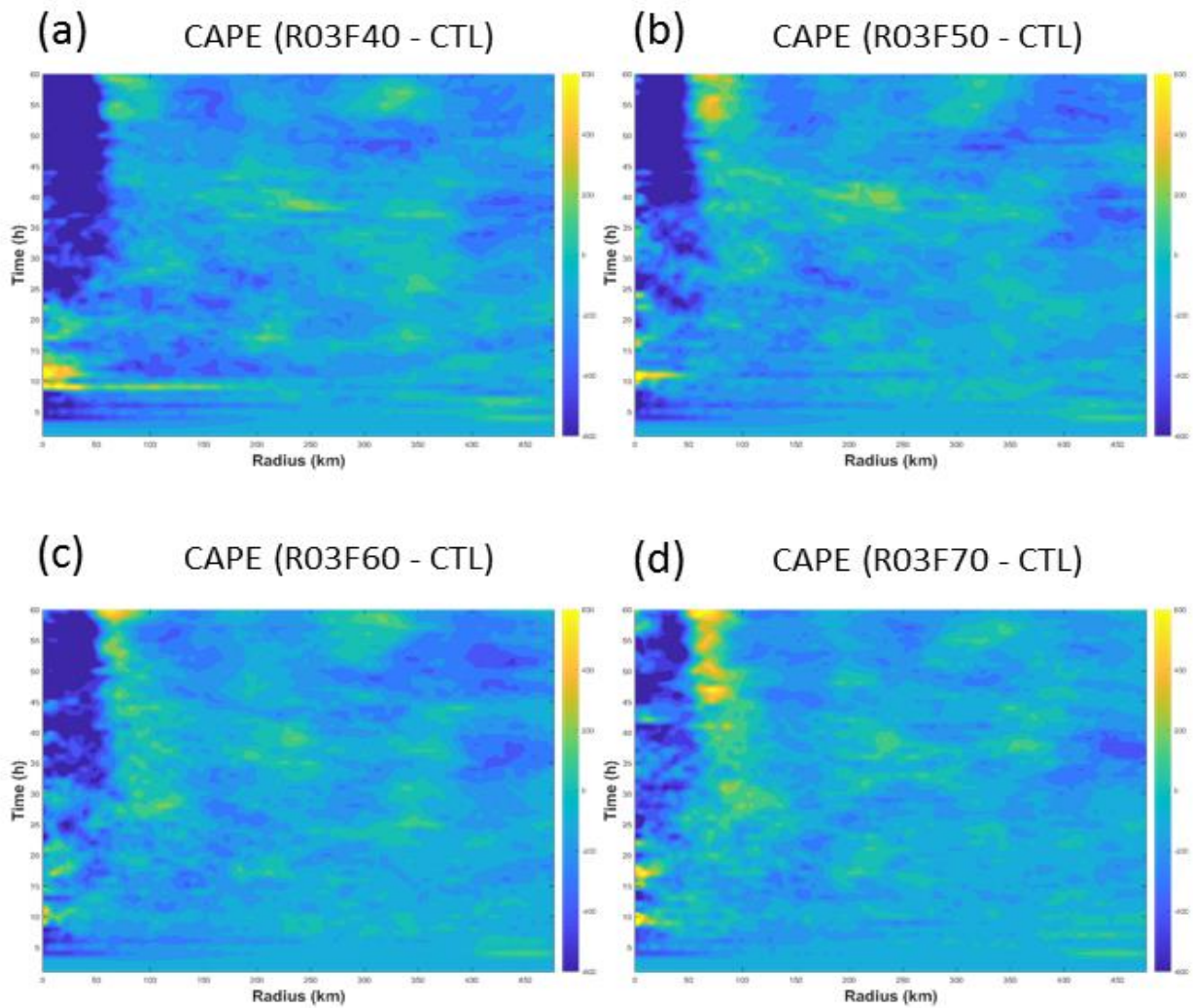


圖 3. 9 (a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 底層 1 公里平均 CAPE 和 CTL 底層 1 公里平均 CAPE 的差值(色階，單位  $Jkg^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為時間。

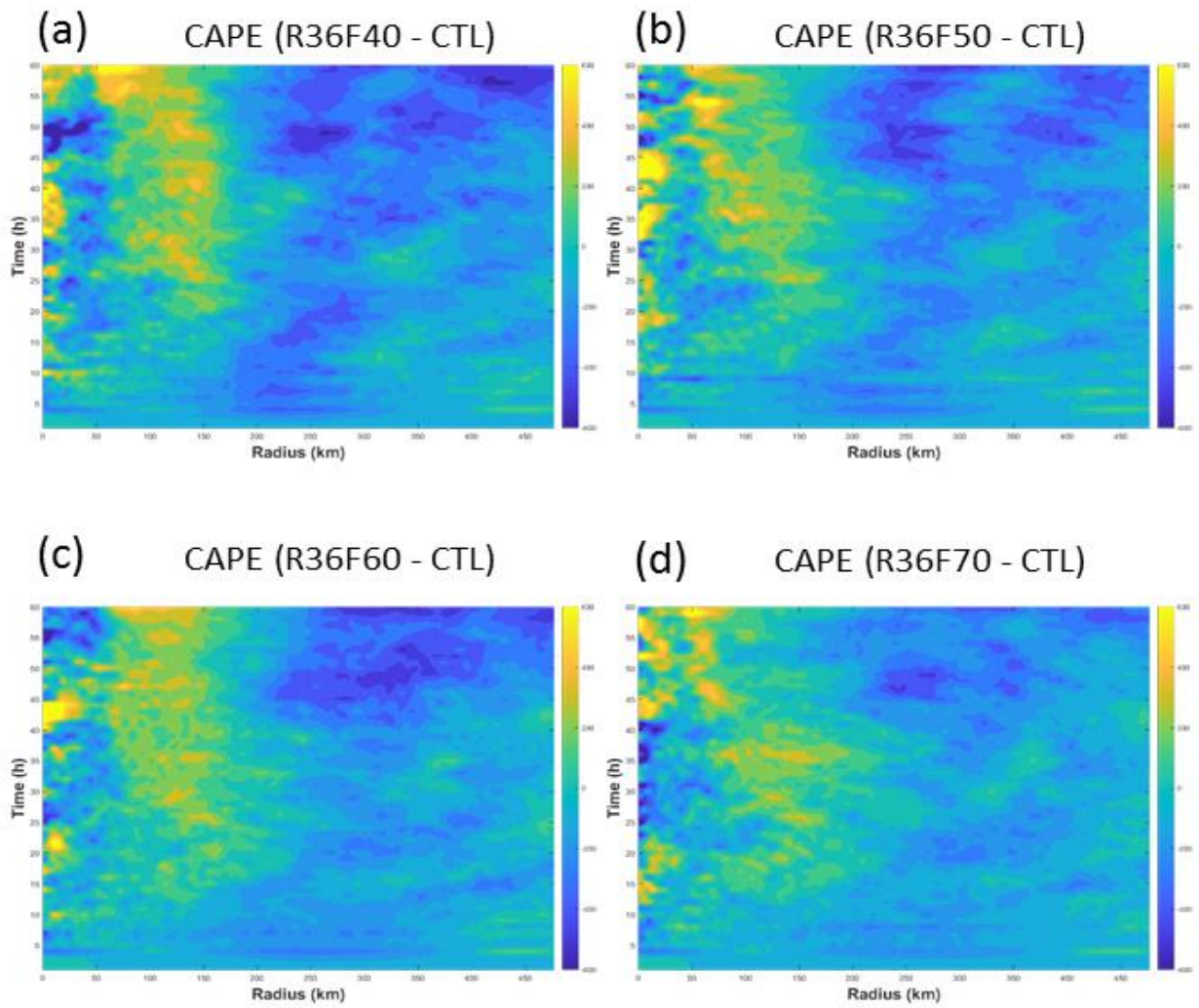


圖 3.10 圖說同圖 3.9。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

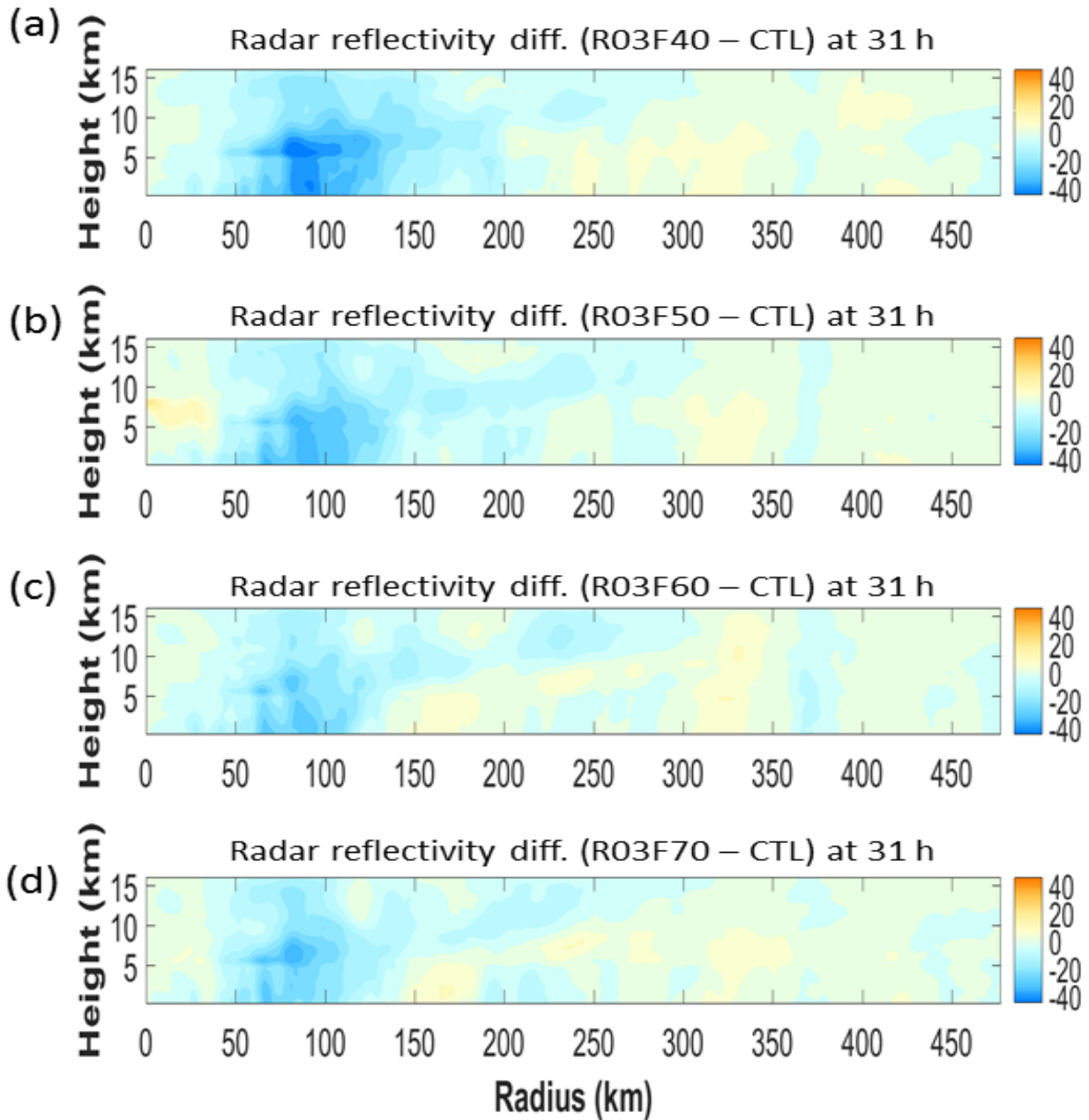


圖 3. 11 在 31 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的雷達回波與 CTL 的雷達回波差異(色階，單位 dBZ)。橫軸為半徑，縱軸為高度。

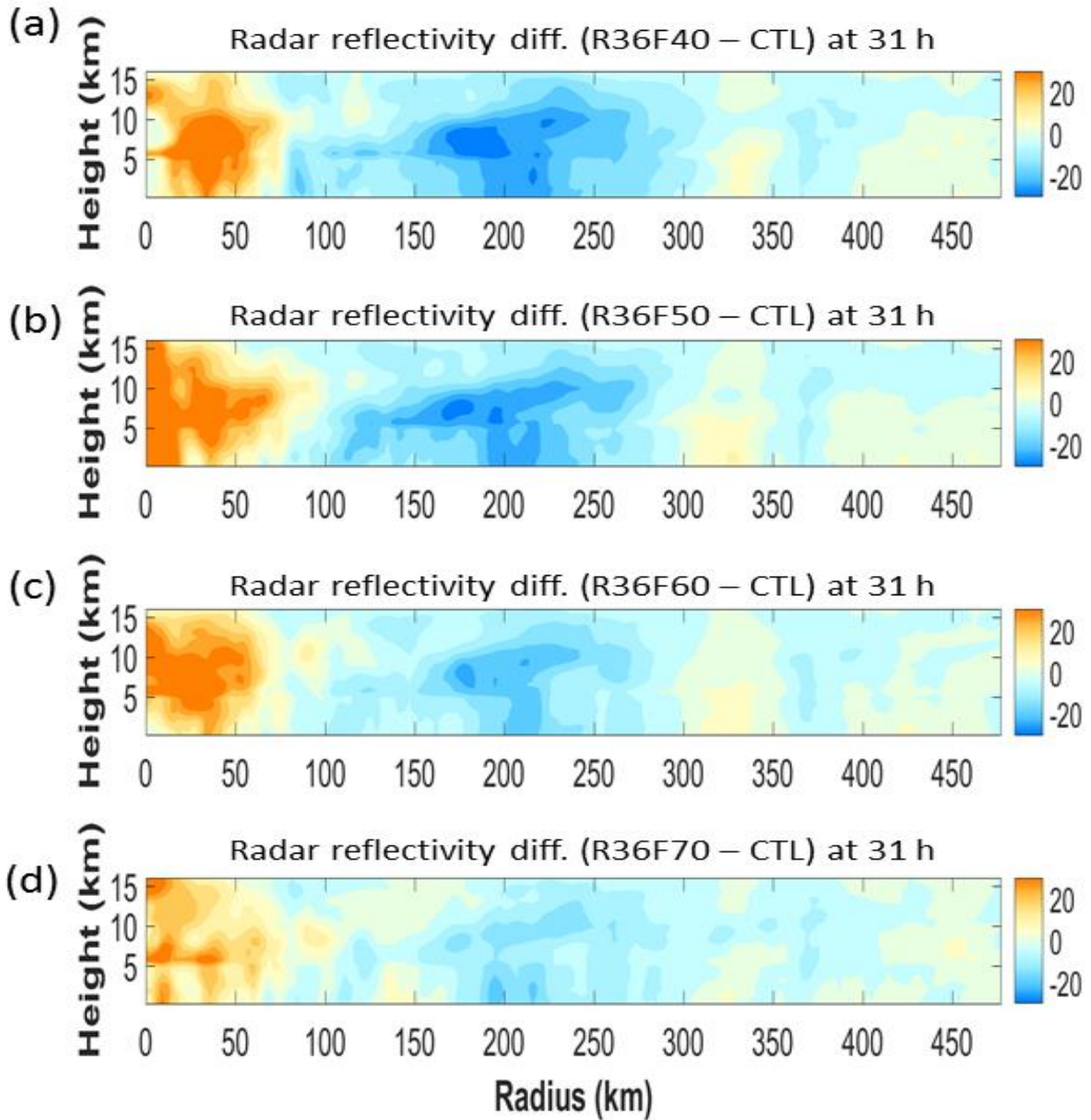


圖 3.12 圖說同圖 3.11。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

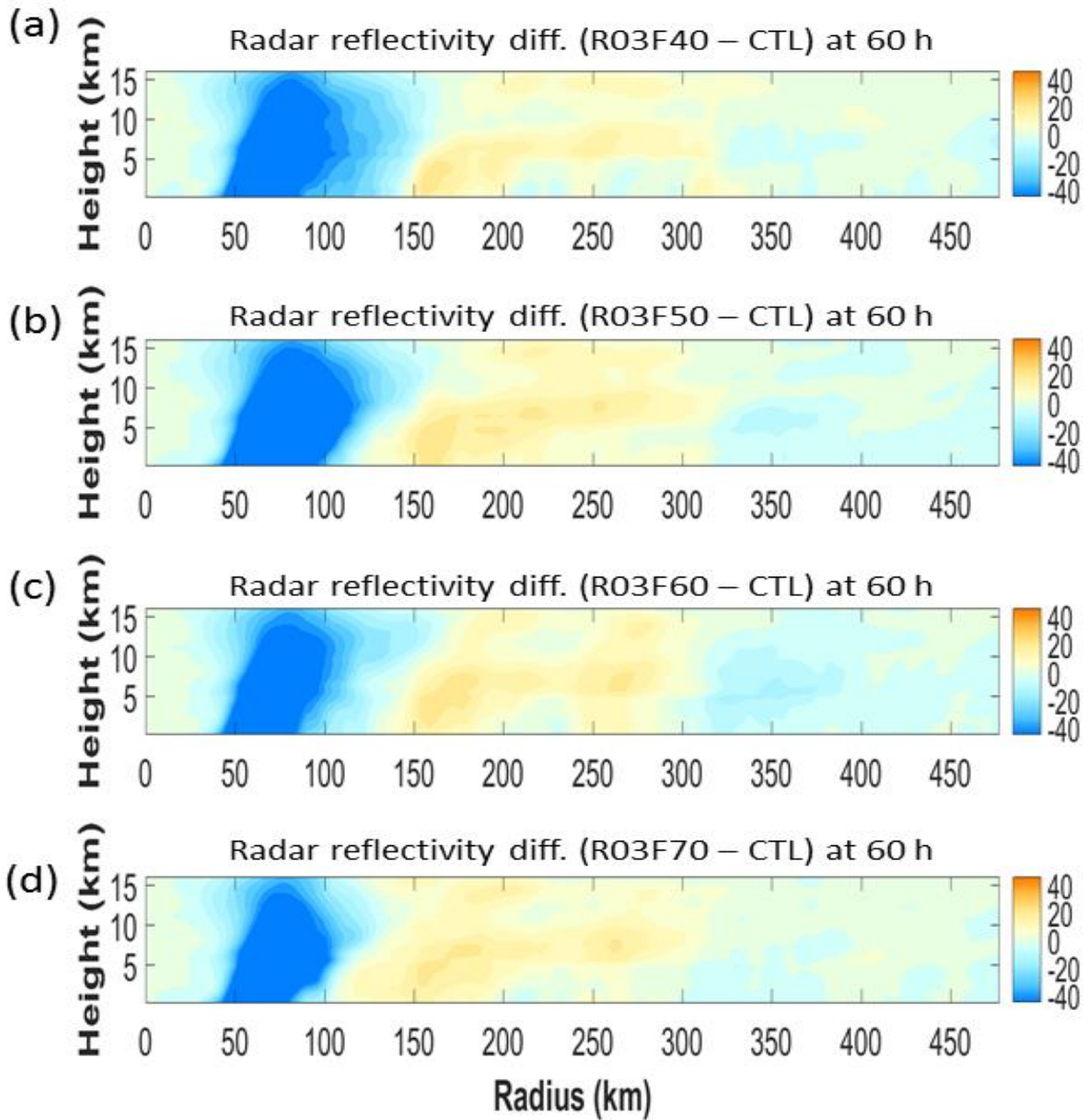


圖 3. 13 在 60 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的雷達回波與 CTL 的雷達回波差異(色階，單位 dBZ)。橫軸為半徑，縱軸為高度。

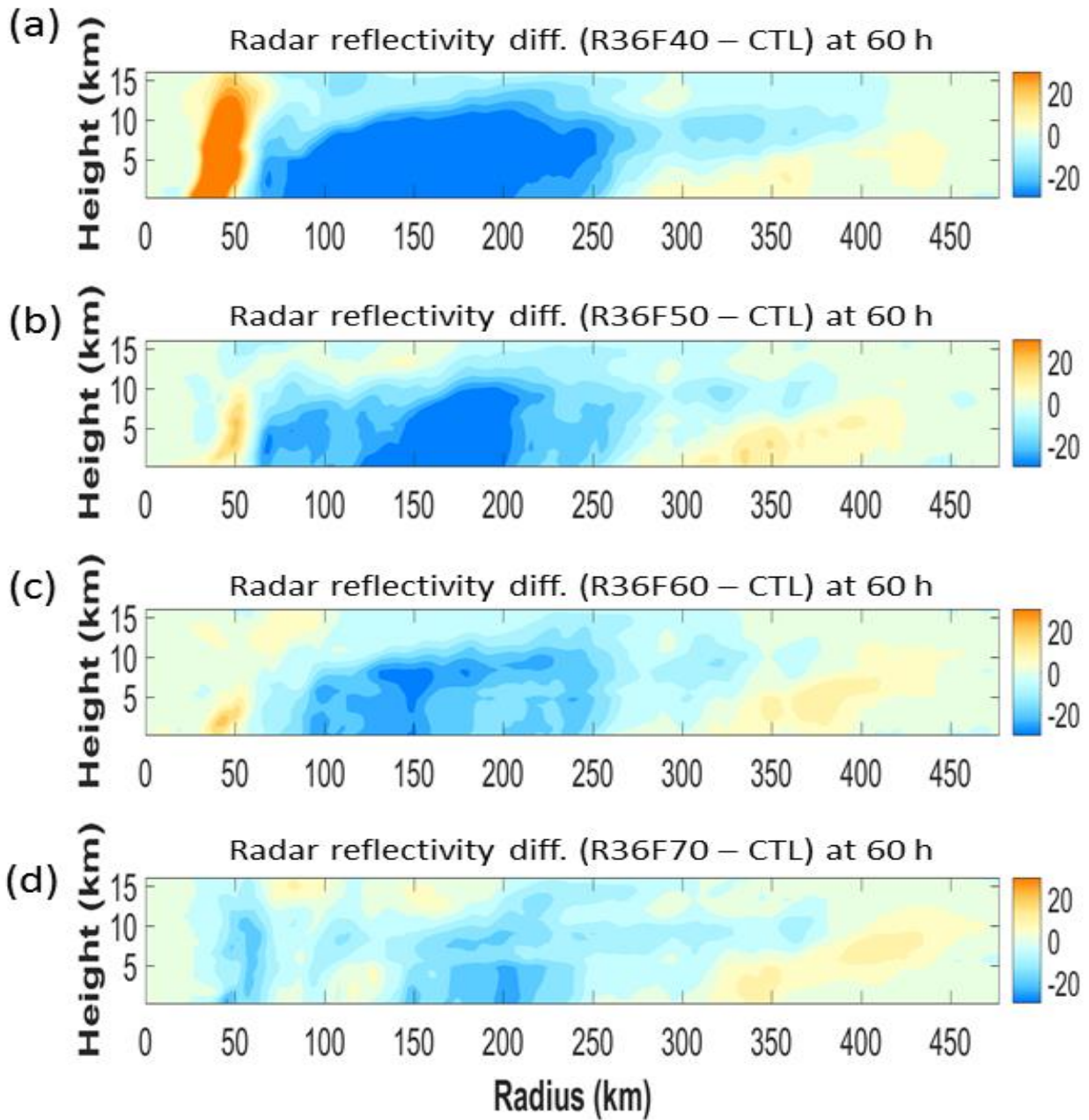


圖 3.14 圖說同圖 3.13。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。



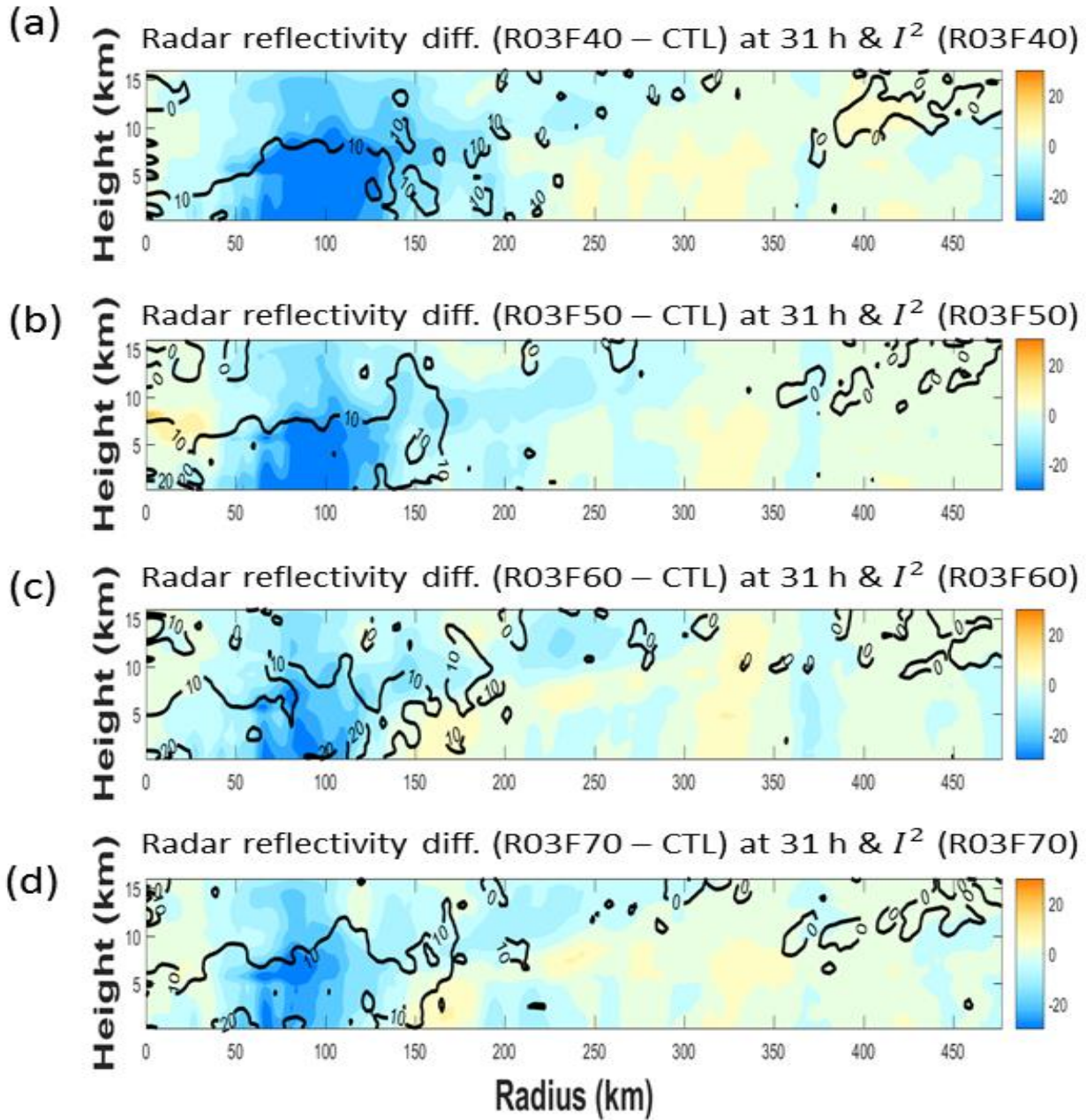


圖 3.15 在 31 小時，各敏感性實驗與 CTL 的雷達回波差值(色階，單位 dBZ) 以及各實驗的慣性穩定度(黑線，單位  $s^{-2}$ )。(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70。

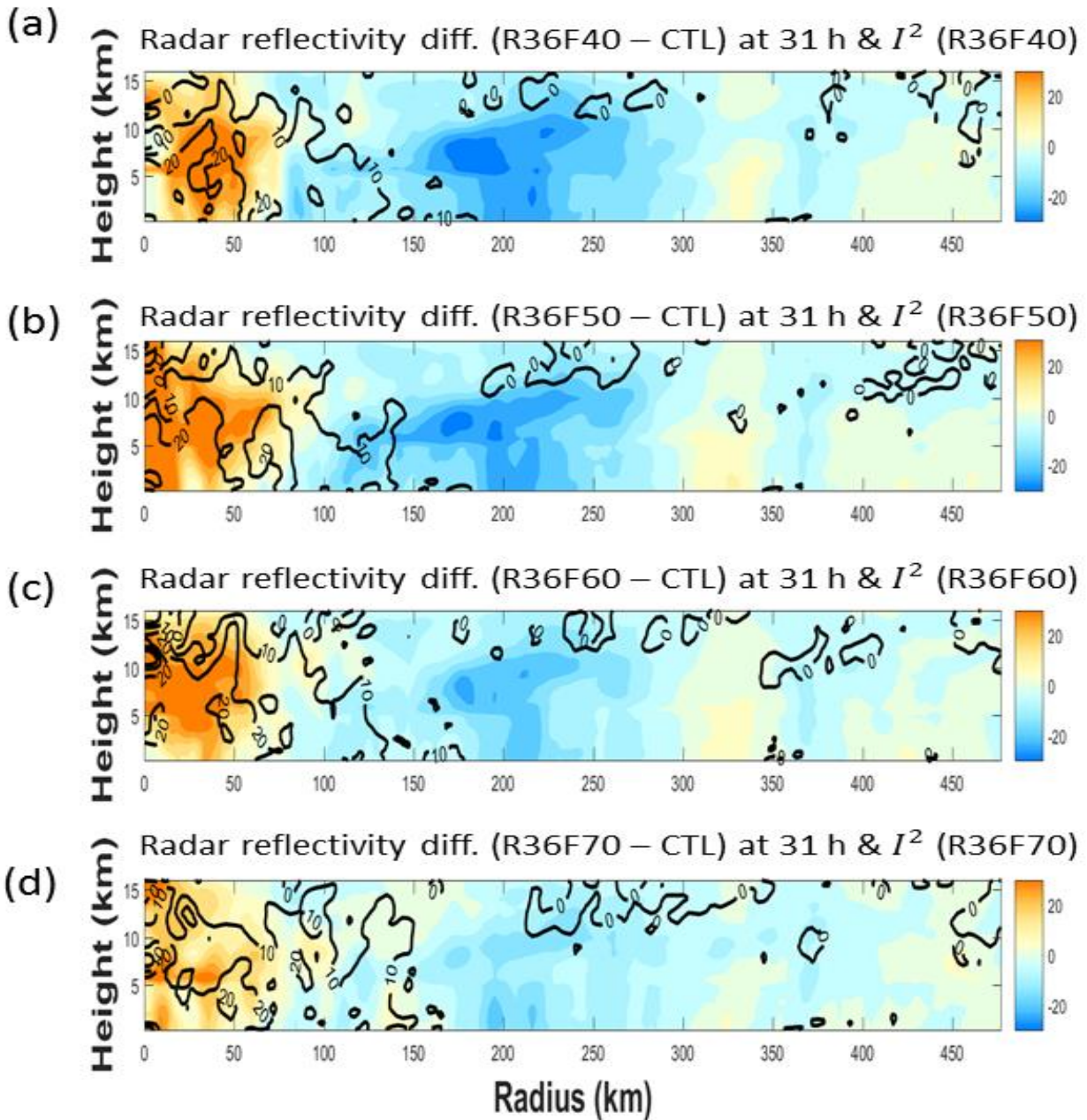


圖 3.16 圖說同圖 3.15。 (a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

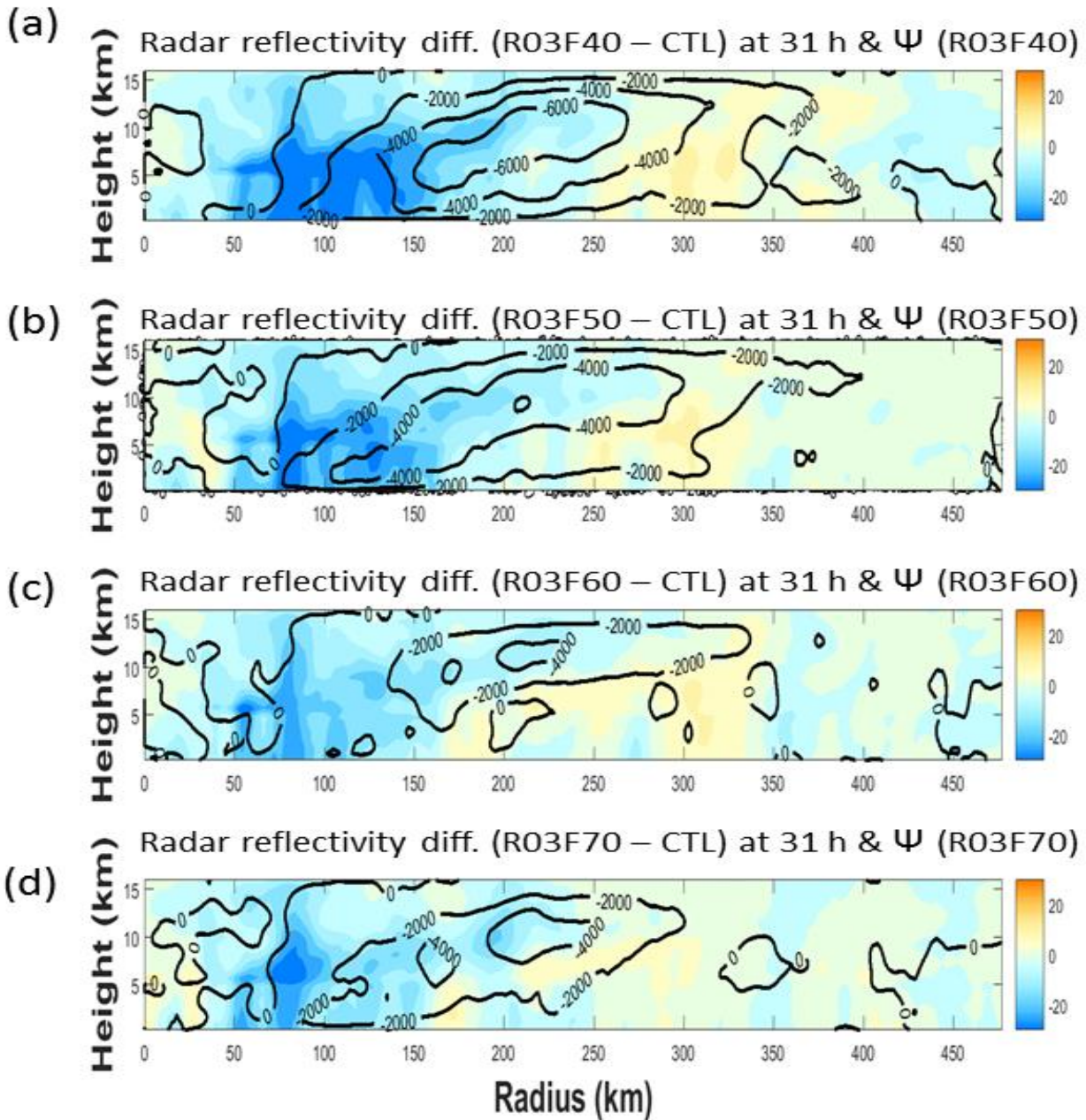


圖 3. 17 在 31 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的雷達回波 (色階，單位 dBZ) 與 CTL 差值以及流函數(黑線，單位  $\text{kg s}^{-1}$ )與 CTL 差值。

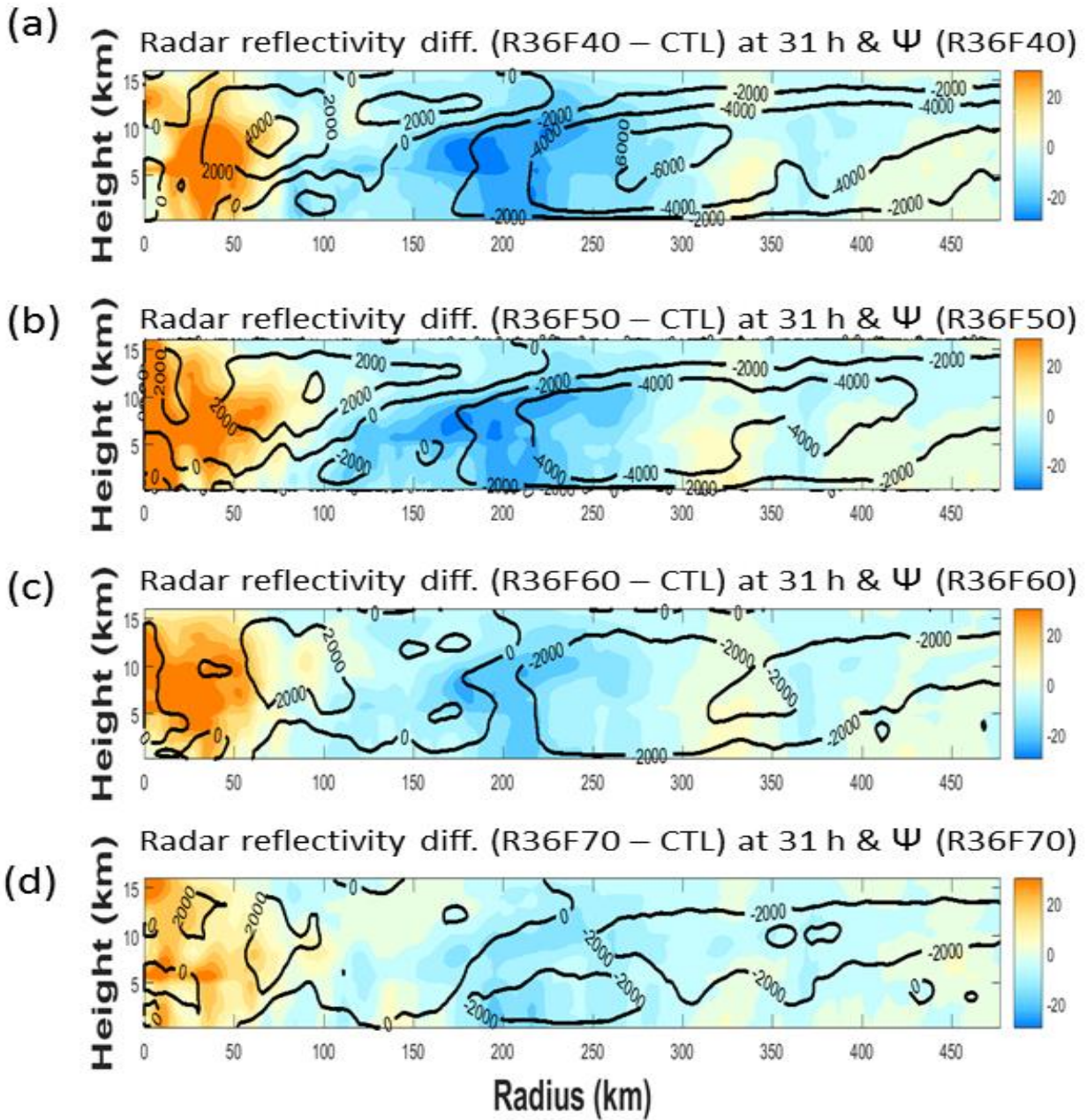


圖 3.18 圖說同圖 3.17。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

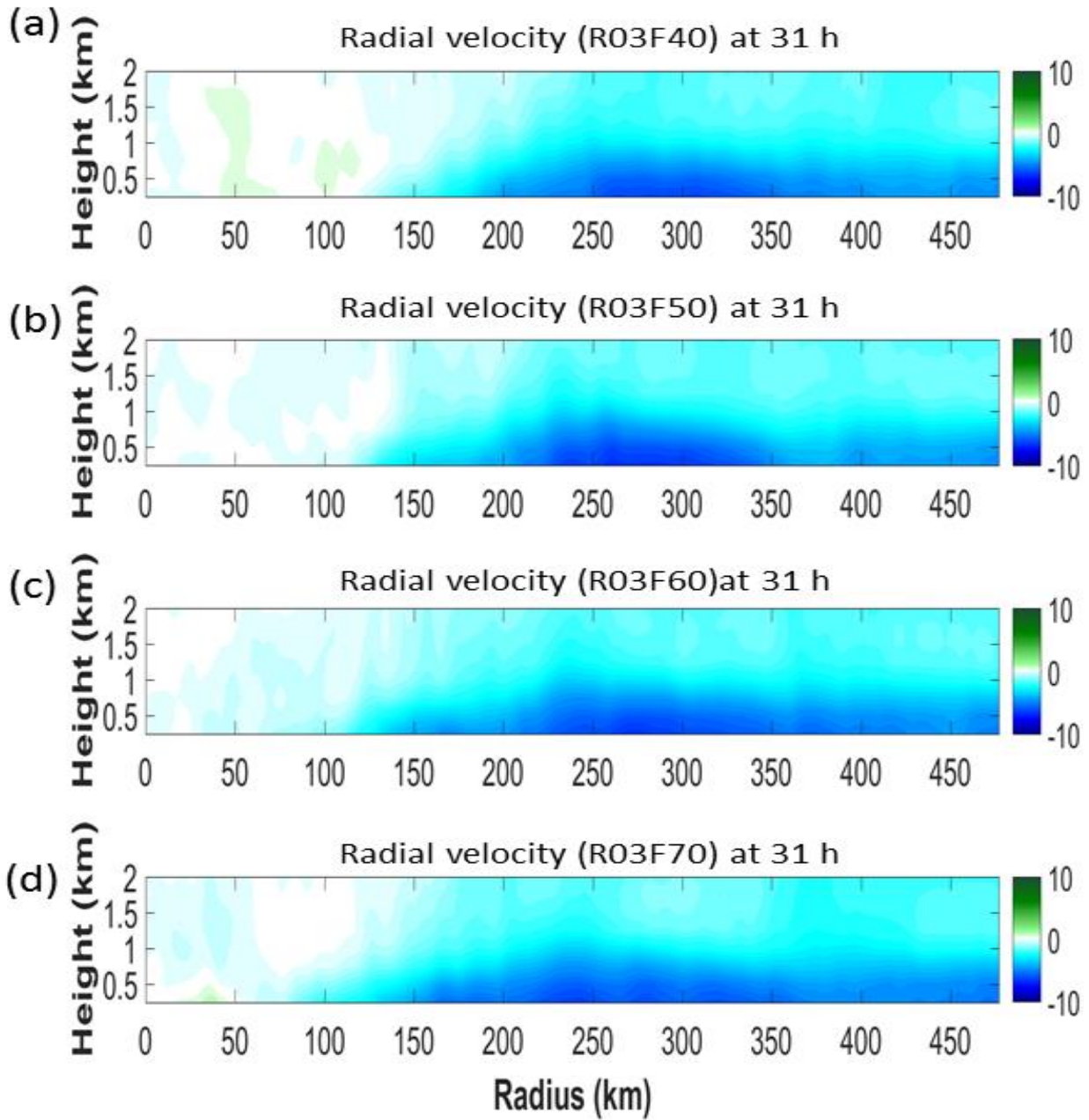


圖 3.19 在 31 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 徑向風(色階，單位  $\text{ms}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

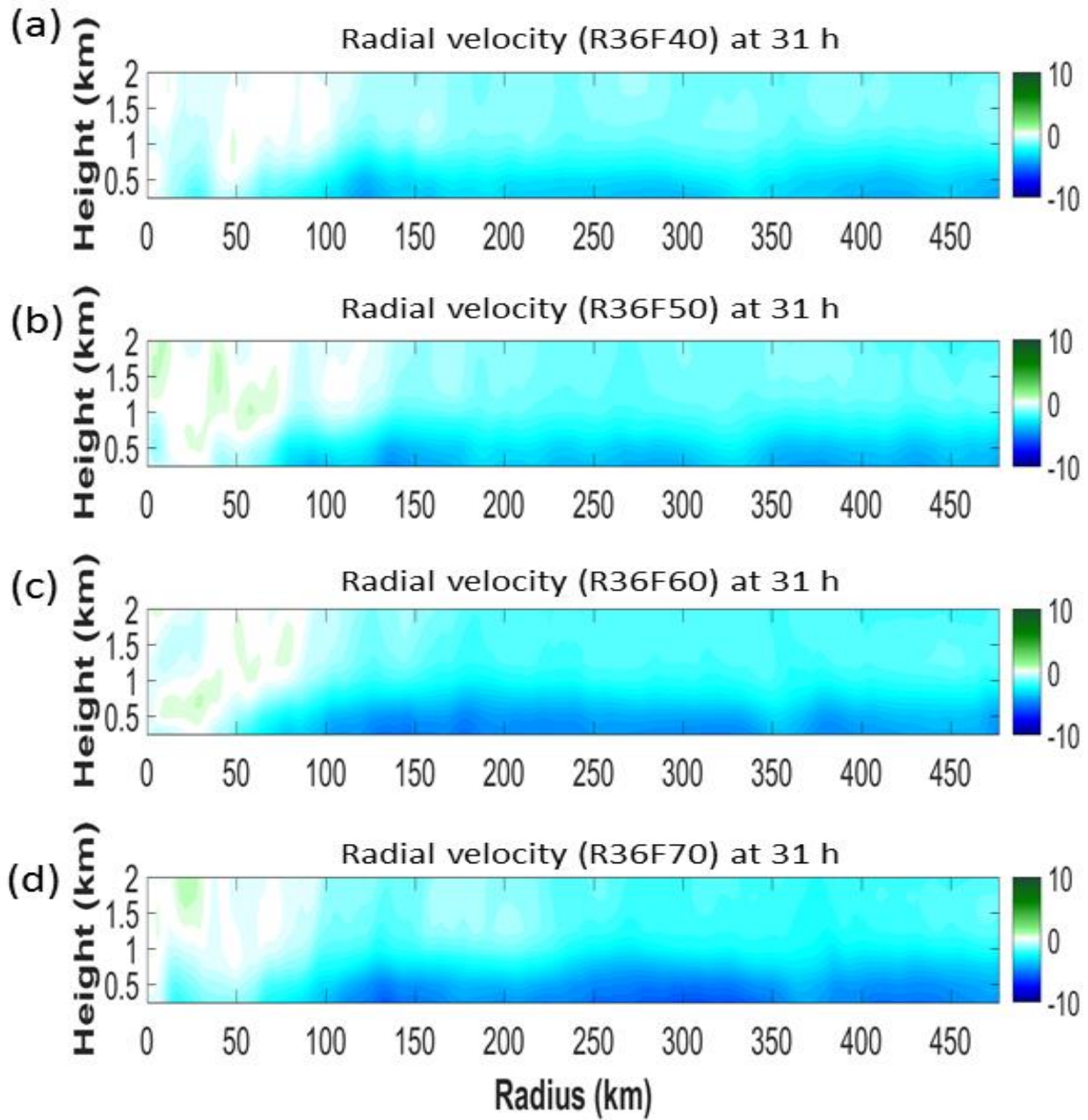


圖 3.20 圖說同圖 3.19。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

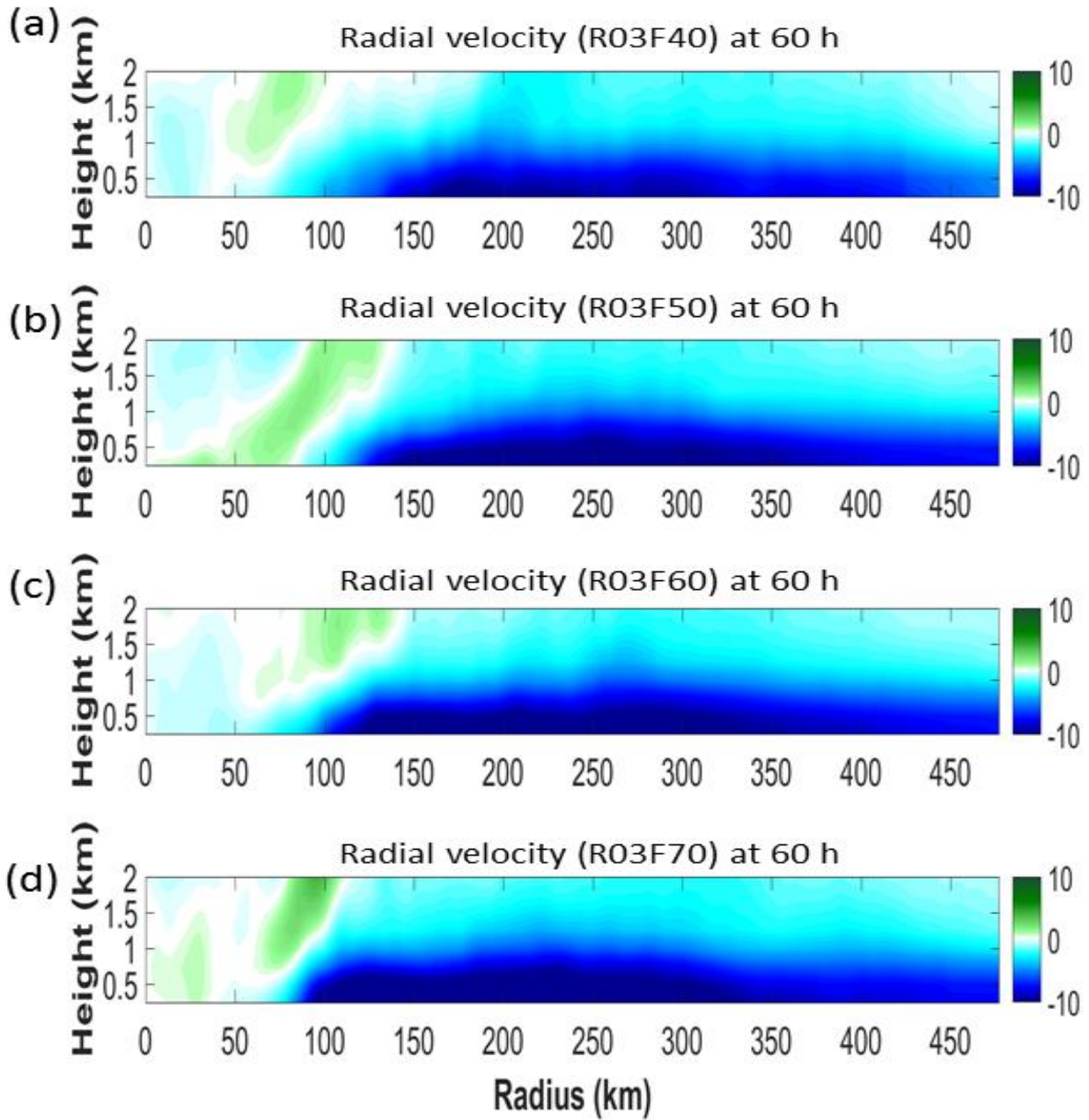


圖 3.21 在 60 小時，(a)R03F40 (b) R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 徑向風(色階，單位  $\text{ms}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

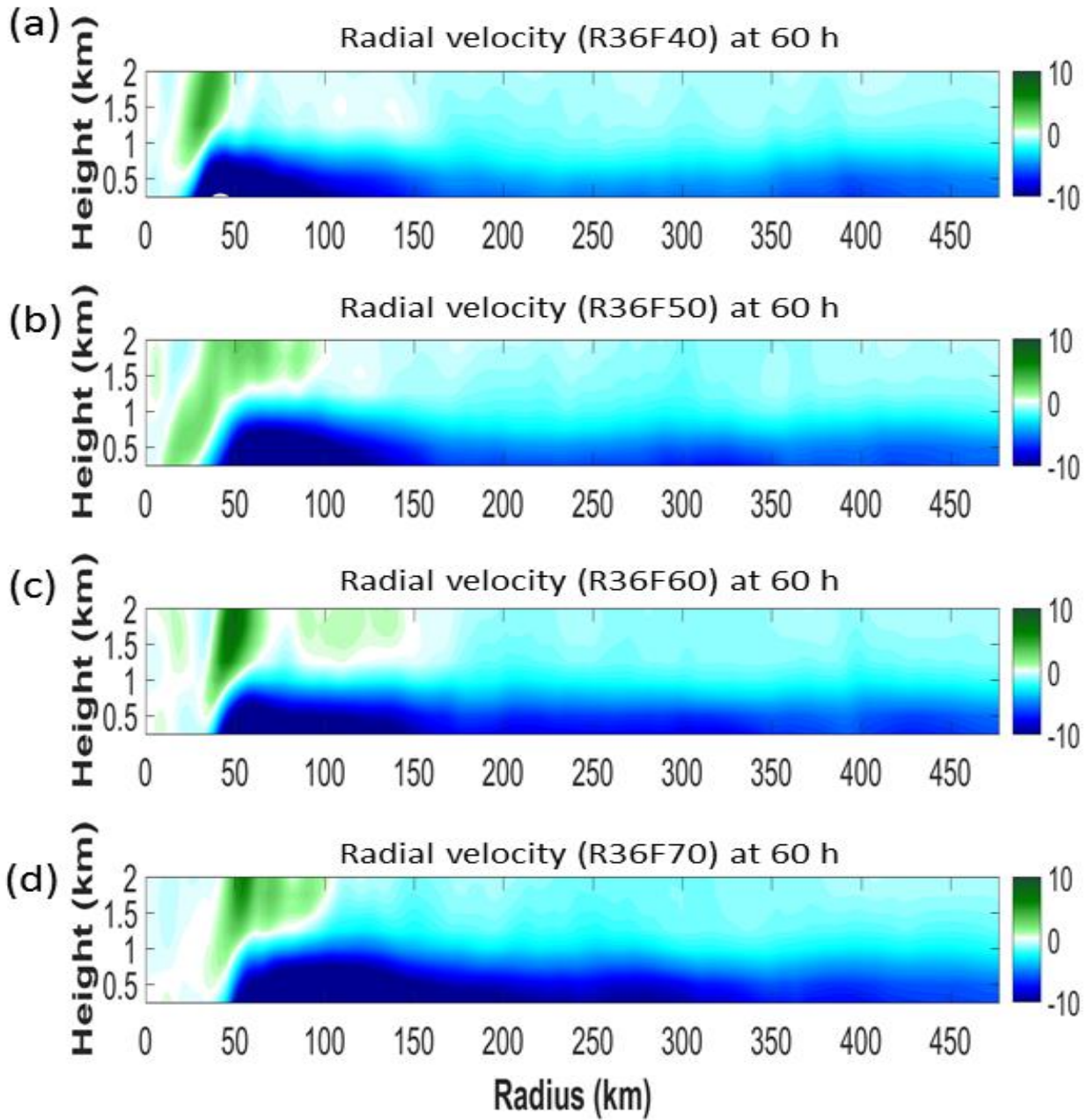


圖 3.22 圖說同圖 3.21。但(a)R36F40 (b) R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。



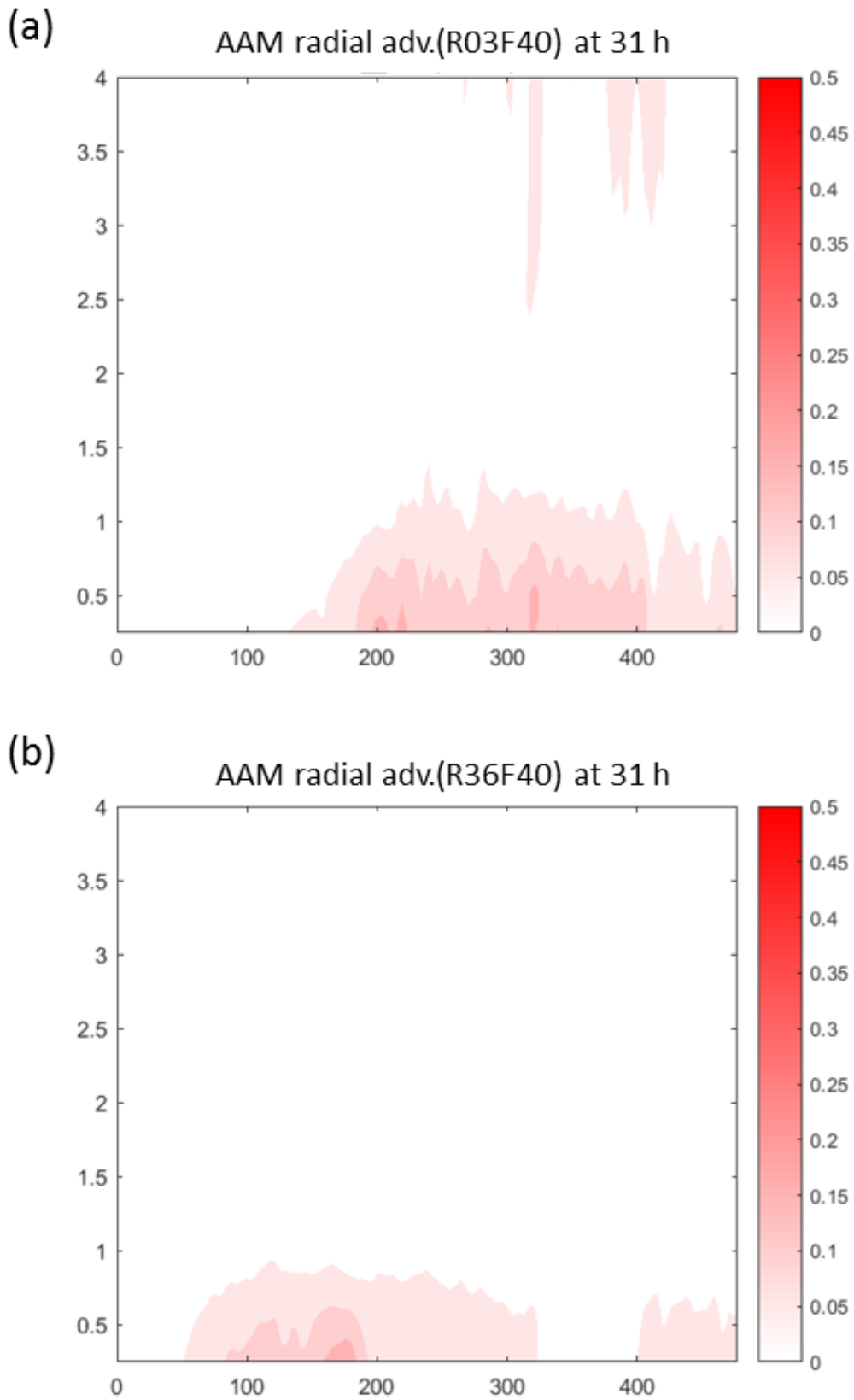


圖 3. 23 在 31 小時，(a)R03F40 和(b)R36F40 的絕對角動量平流(色階，單位

$m^2s^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

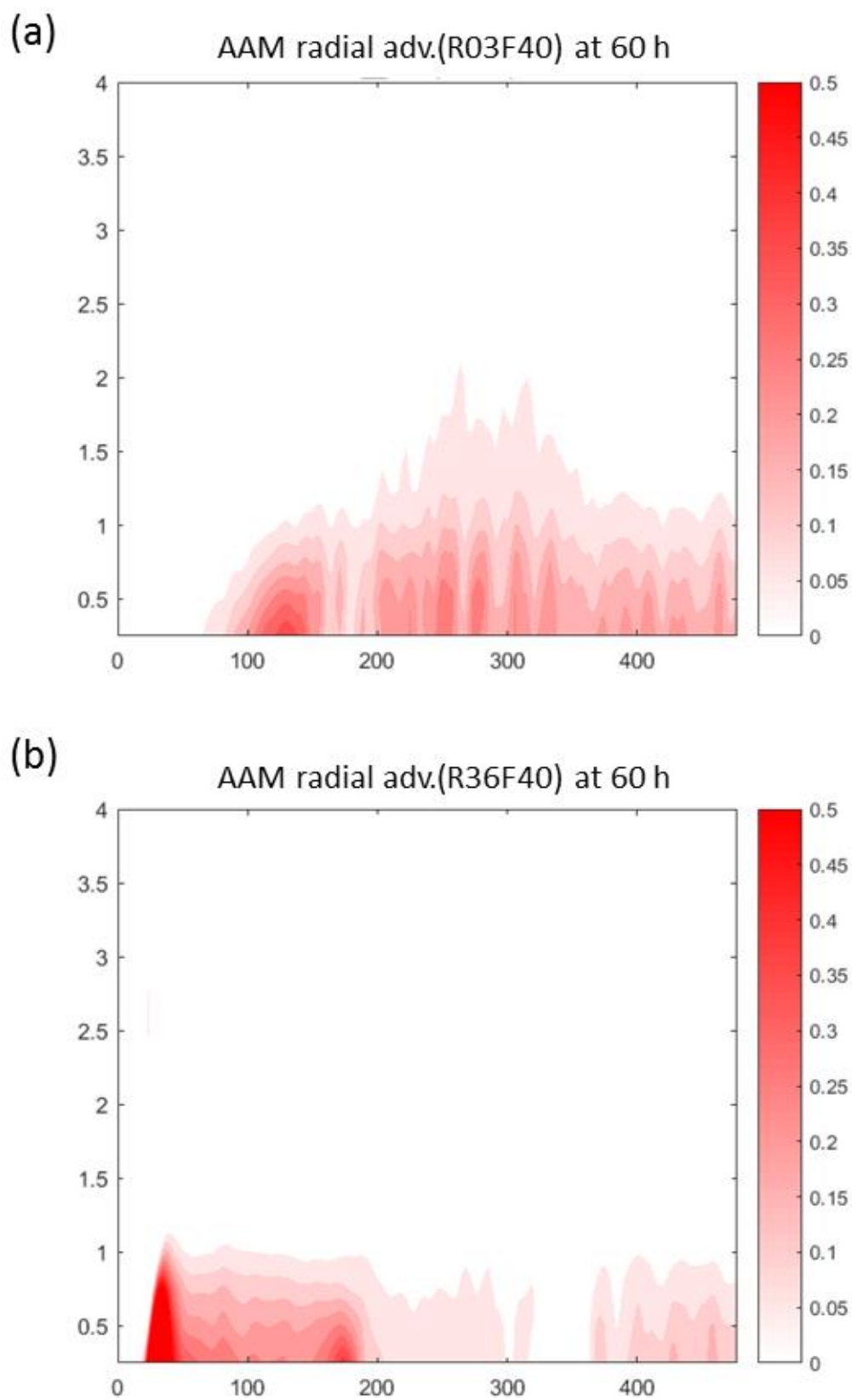


圖 3. 24 在 60 小時，(a)R03F40 和(b)R36F40 的絕對角動量平流(色階，單位



$m^2s^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

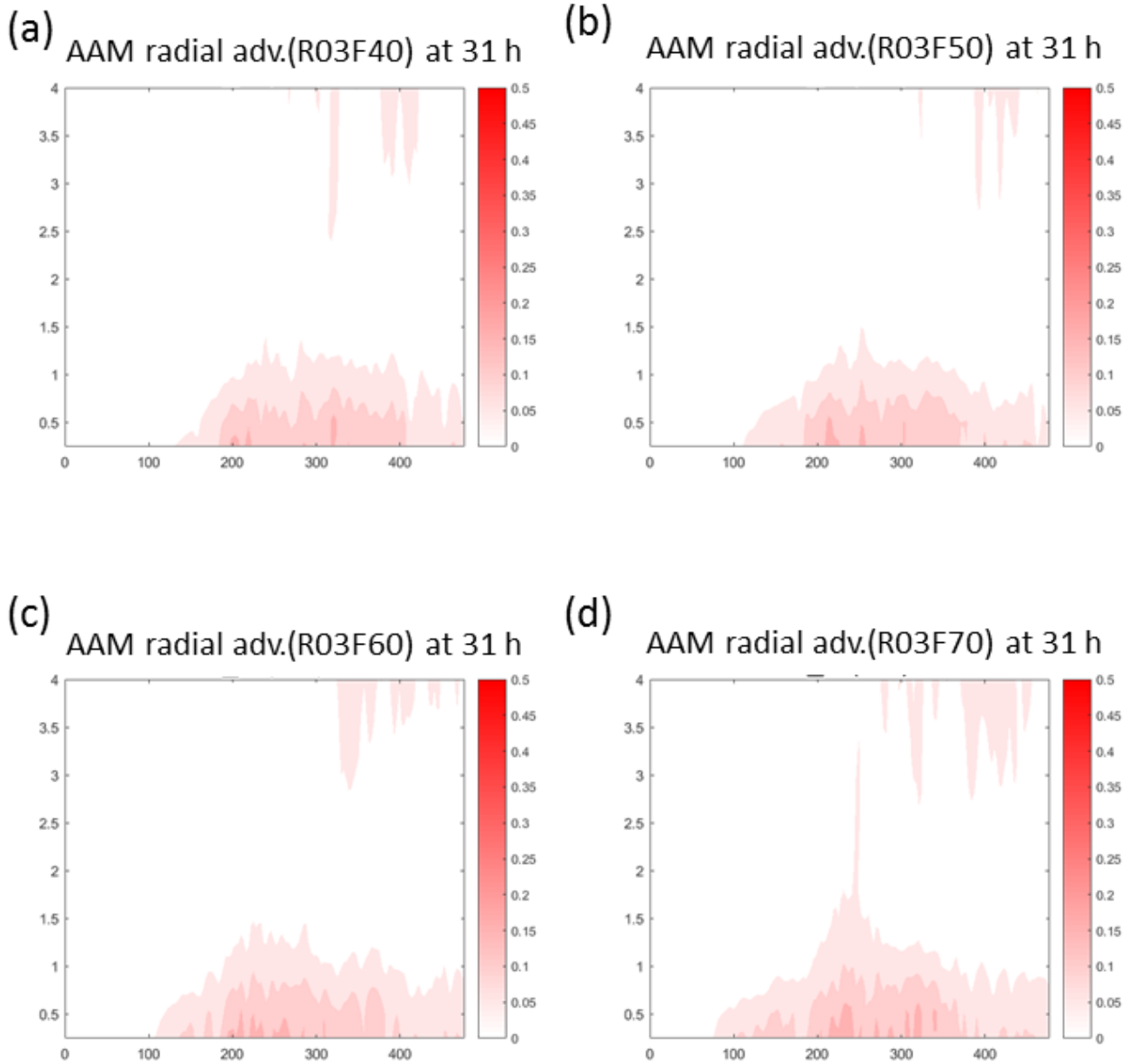


圖 3.25 在 31 小時，(a)R03F40 (b)R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 的絕對角動量平流(色階，單位  $m^2s^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

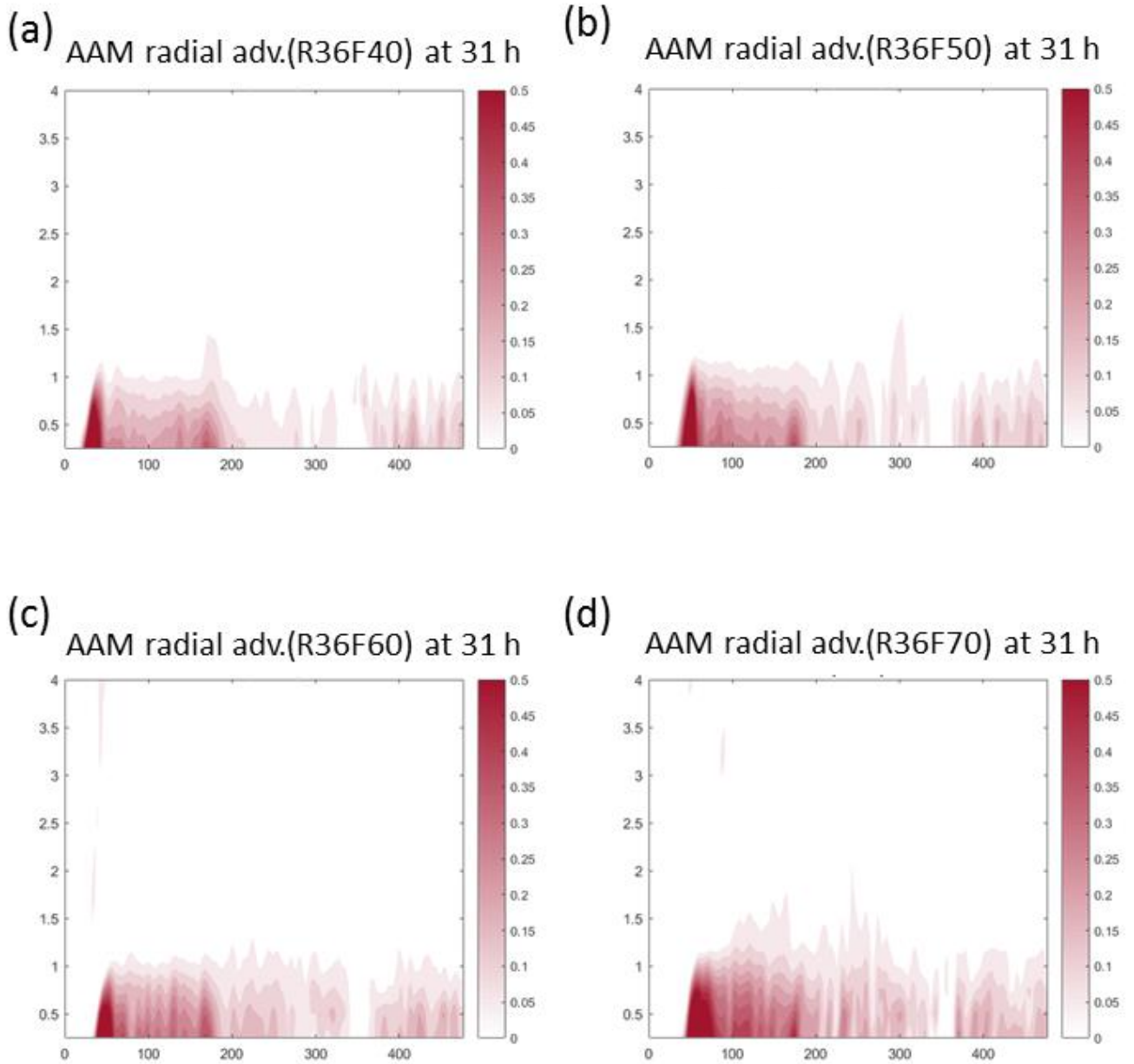


圖 3.26 圖說同圖 3.25。但(a)R36F40 (b)R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。

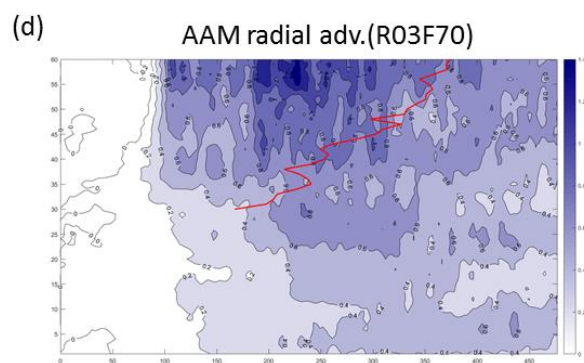
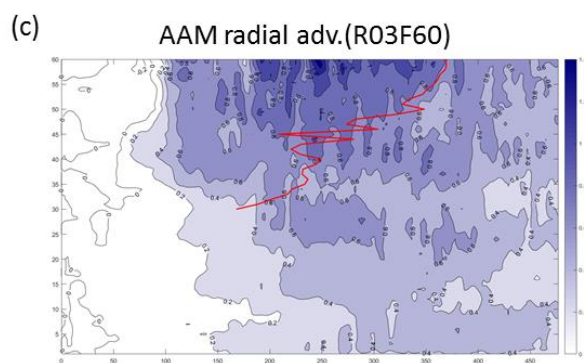
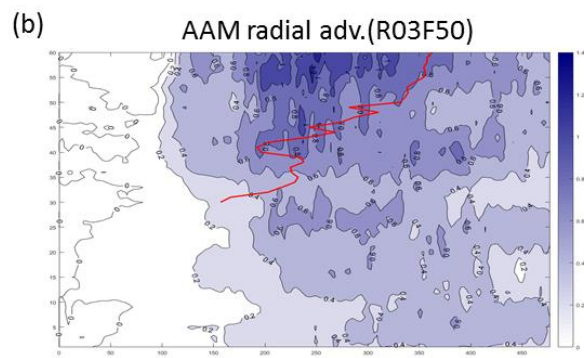
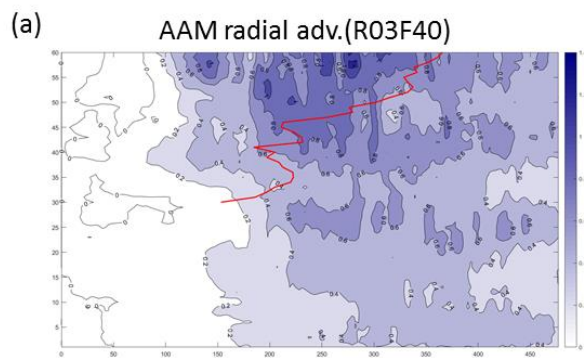


圖 3.27 2 公里以下(a)R03F40 (b)R03F50 (c)R03F60 (d)R03F70 水平角動量平流總和的 Hovmöller diagram(色階，單位 $m^3s^{-2}$ )以及颱風大小隨時間的變化(紅色線條)。

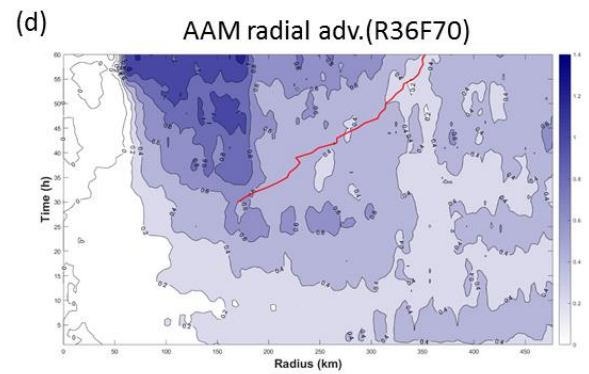
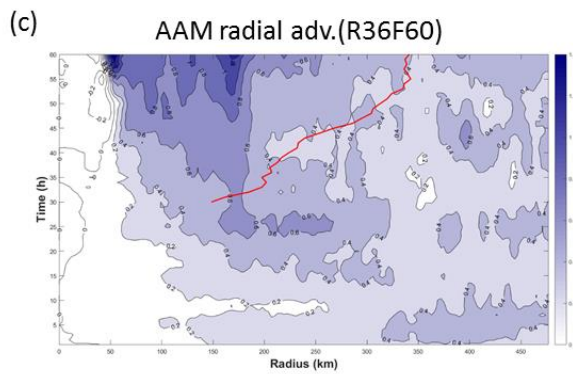
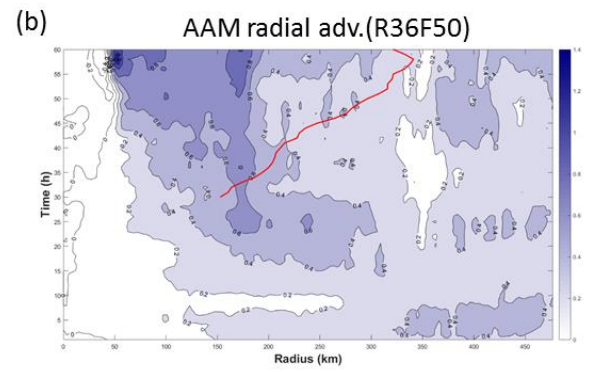
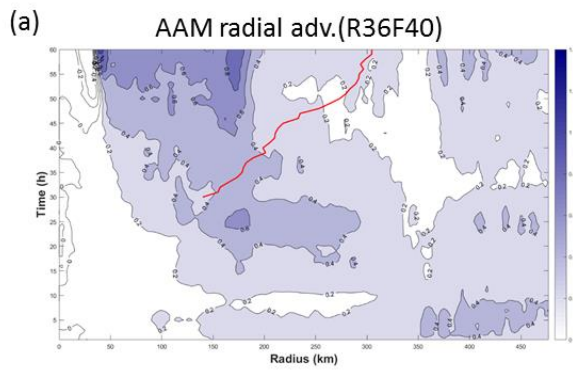


圖 3.28 圖說同圖 3.27。但(a)R36F40 (b)R36F50 (c)R36F60 (d)R36F70。