

國立臺灣師範大學理學院

地球科學系

碩士論文

Department of Earth Sciences

College of Science

National Taiwan Normal University

Master's Thesis

瑪莉亞颱風(2018)

快速增強及結構演變之數值模擬研究

The numerical simulation and study of rapid intensification(RI)
and structure evolution of Typhoon Maria(2018)

林庭州

Lin, Ting-Zhou

指導教授：簡芳菁 博士

Advisor : Chien, Fang-Ching, Ph.D.

中華民國 111 年 1 月

January 2022

致謝

我想感謝看見這行字的你，你點閱了這篇論文，同時肯定了我沒有虧待著兩年半的生活。Google 學術首頁寫著一行字「站在巨人肩膀上」，如今我能夠成為學術界中的一小塊磚頭，我想感謝生命中的每個你。在師大六年半的生活，遇見很多很棒的人，謝謝地科系、綜委、松友會以及每一個朋友，「萬物都有裂縫，但那是光照進來的地方。」，我不曾是一個多完美的人，但是因為我的不完美，才顯得身邊的你們有多麼珍貴。

在學術路上能夠成為 jfj 研究室的一員，是一件幸福的事。首先要先感謝指導教授簡芳菁，從大三升大四的暑期計劃開始，跟了老師三年半的時間，若沒有老師的教導就不會有這篇論文的出現了。感謝口試委員王重傑教授與文化周昆炫教授，謝謝老師們百忙之中審閱我的論文，並且給於很多寶貴的建議，讓我的論文更加完善。再來我想感謝周振潮學長，謝謝學長成為我強力的後盾，一直在處理的雜七雜八的疑難雜症，直接被我瘋狂寄身。最後我想謝謝彥超學長、怡秀學姊、常溢學長、君瑋學姊、章億學長，謝謝學長姐們成為我程式的啟蒙導師，並且幫助我完成很多研究。

最後，我想將這篇論文獻給我的家人，我的歲月靜好，只因你們替我負重前行，謝謝你們的支持與包容。

「船在港口是最安全的，但那不是造船的目的。」我想獻給再看這篇論文的每個你，學術路上或是生活上會出現很多的困難，但努力過後的你將不會後悔。

摘要

瑪莉亞颱風 (Maria) 於 2018 年 7 月 3 日於關島東南方海面生成，從 5 日至 6 日，其強度迅速增強進入快速增強 (rapid intensification; RI) 過程，並於 RI 結束後不到 24 小時便進行了一次眼牆置換。本研究利用 WRF 模式搭配歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) 之 ERA5 全球模式資料為邊界場，同時利用颱風動力初始化方式，分析瑪莉亞颱風 RI 過程以及結構變化。

模擬結果顯示，RI 的發展主要受到內外兩對流區強度的影響。在 RI 開始前，內核區高層的對流活動，以及較低的環境垂直風切，使得潛熱能夠有效釋放，形成高層暖心結構，進而使颱風中心最低氣壓下降，高層暖心與中心最低氣壓之間的正回饋，有效提高颱風的強度，使颱風進入 RI 階段。在 RI 後期，即便颱風對流強度沒有顯著的減弱，但是由於強對流活動主要集中在外圍，能量無法有效傳遞至內核區，導致內核區對流減弱，使得高層暖心結構無法維持，颱風強度停止增強。

為瞭解海表溫度以及海表通量傳輸對於 RI 的影響，本研究進行改變海溫以及改變海表通量計算方式之敏感度實驗。結果顯示，當海溫降低 2°C 以上時，颱風無法發展 RI。當海溫降低 1°C 時，颱風依舊會發展 RI，但是受限於海表熱通量不足及垂直結構傾斜等影響，高層暖心結構以及 RI 持續時間較短。當海溫增加 1°C 時，颱風強度不論是在 RI 前、中、後都有更為顯著的增強，高層暖心結構更能夠維持，且垂直結構較不為傾斜。而改變海表通量計算方式，使得海表面阻力減小以及海表向上傳輸的熱通量增加，對於 RI 後期的增強更為顯著，且高層暖心結構更為明顯。

關鍵字：颱風、數值模擬、快速增強、暖心結構、海溫敏感度、海表通量

目錄

致謝.....	i
摘要.....	ii
目錄.....	iii
圖表目錄.....	v
第一章 前言.....	1
1.1 文獻回顧.....	1
1.2 研究動機.....	4
第二章 個案介紹和觀測資料分析.....	5
2.1 瑪莉亞颱風 (Maria).....	5
2.2 綜觀環境.....	5
2.3 小結.....	7
第三章 資料來源與研究方法.....	9
3.1 資料來源.....	9
3.2 WRF模式簡介.....	9
3.3 WRF模式設定.....	10
3.4 動力初始化.....	11
3.5 實驗設計.....	13
第四章 數值模擬結果.....	15
4.1 模擬結果校驗.....	15
4.2 颱風的演變與發展.....	16
4.3 對流爆發分析.....	22
4.4 熱力結構分析.....	24
4.5 小結.....	26
第五章 敏感度實驗.....	27
第六章 結論與未來展望.....	33
6.1 總結.....	33
6.2 未來展望.....	34

參考文獻.....	36
附圖.....	40



圖表目錄

圖2.1 中央氣象局之瑪莉亞颱風從2018年7月3日0000UTC至11日1800UTC路徑圖。	40
圖2.2 JTWC之瑪莉亞颱風從2018年7月4日0000UTC至9日0000UTC中心最低氣壓(藍線, 單位hPa)及最大風速(紅線, 單位 m s^{-1})。	40
圖2.3 中央氣象局之地面天氣圖2018年7月(a)5日0000UTC、(b)6日0000UTC、(c)7日0000UTC(d)8日0000UTC。	41
圖2.4 中央氣象局之850hPa天氣圖2018年7月(a)5日0000UTC、(b)6日0000UTC、(c)7日0000UTC、(d)8日0000UTC。	43
圖2.5 同圖2.4, 但為500hPa天氣圖。	45
圖2.6 同圖2.4, 但為200hPa天氣圖。	47
圖2.7 衛星雲圖, 2018年7月(a)5日2329UTC、(b)6日1128UTC、(c)6日1824UTC、(d)6日2300UTC、(e)7日1123UTC、(f)7日1824UTC。	49
圖2.8 高解析度海溫資料(GHRSST), 色階為海溫(單位 $^{\circ}\text{C}$), 黑圓點為瑪莉亞颱風中心位置, 2018年7月(a)5日0000UTC、(b)6日0000UTC、(c)7日0000UTC、(d)8日0000UTC。	50
圖3.1 WRF模式示意圖(取自WRF使用手冊)。	51
圖3.2 本研究於WRF模式設定之三層巢狀網格範圍。	51
圖3.3 NC2014颱風動力初始化方法概念圖。	52
圖3.4 颱風初始場之東西剖面(a)NCI組, (b)CTL組之海平面氣壓(粗線, 單位hPa)與10米風速(細線, 單位 m s^{-1})。	52
圖3.5 颱風初始場之(a)NCI組, (b)CTL組之東西垂直剖面圖, 垂直方向向量为垂直風速(單位 m s^{-1}), 實線為南北風風速(單位 m s^{-1}), 色階為水氣混合比(單位 g kg^{-1})。	53
圖3.6 同圖3.5, 但色階為溫度距平值(單位K)。	53
圖3.7 颱風初始場之水平圖, (a)NCI組, (b)CTL組之海平面氣壓(等值線, 間格為1hPa)。	54

圖3.8 颱風初始場之水平圖，(a) NCI 組，(b) CTL 組之最大雷達回波（色階，單位 dBZ）。	54
圖4.1 瑪莉亞颱風從 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC，每 6 小時 JWTC 觀測（紅）及 CTL 組（藍）路徑圖。	55
圖4.2 瑪莉亞颱風從 0 h（2018 年 7 月 5 日 0000 UTC）至 72 h（8 日 0000 UTC），每 6 小時 JTWC 觀測（紅）及 CTL 組（藍）之中心最低氣壓、最大風速時序圖。	55
圖4.3 CTL 組之海表溫度圖（色階，單位 $^{\circ}\text{C}$ ），黑線為 CTL 組之颱風路徑，海表溫度為定值，時間從第 0 h 至第 72 h。	56
圖4.4 CTL 組從第 0 h 至第 72 h 每 1 小時之中心最低氣壓、最大風速及最大暴風半徑時序圖。	56
圖4.5 CTL 組颱風中心之水平最大回波圖（色階，單位 dBZ），實線為至颱風中心距離，間隔為 50 km，時間為每 6 小時一筆，分別為(a) 6 h、(b) 12 h、(c) 18 h、(d) 24 h、(e) 30 h、(f) 36 h、(g) 42 h、(h) 48 h、(i) 54 h、(j) 60 h、(k) 66 h、(l) 72 h。	57
圖4.6 CTL 組距颱風中心 300 公里內，每 3 小時(a)垂直風切大小及方向（單位 m s^{-1} ）、(b)垂直風切大小（單位 m s^{-1} ）之時序圖。	58
圖4.7 CTL 組之距颱風中心至 150 公里內(a) 最大雷達回波（單位 dBZ）、(b) 900 hPa 切向風（單位 m s^{-1} ）、(c) 900 hPa 徑向風（單位 m s^{-1} ）、(d) 500 hPa 垂直速度（單位 m s^{-1} ）之方位角平均圖，輸出時間為每 6 分鐘一筆，縱軸為模擬時間 5-72 h，橫軸為距颱風中心半徑（km）。	59
圖4.8 CTL 組之距颱風中心至 100 公里內垂直速度（等值線，單位 m s^{-1} ）及徑向風（色階，單位 m s^{-1} ，紅色為徑向流入，藍色為徑向流出）之方位角平均圖，時間分別為(a) 18 h、(b) 30 h、(c) 42 h、(d) 54 h。縱軸為高度，橫軸為距颱風中心半徑（km）。	61
圖4.9 CTL 組距颱風中心至 100 公里內溫度距平值（單位 K）之方位角平均圖，(a) 850 hPa、(b) 500 hPa、(c) 200 hPa，輸出時間為每 1 小時	

筆，縱軸為模擬時間 6-73 h，橫軸為距颱風中心半徑 (km) 。	61
圖4.10 CTL 組距颱風中心 50 公里(a)垂直速度 (間距 0.2 m s^{-1})，(b)垂直 質量通量 (間距 $0.05 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)，(c)垂直水氣通量 (間距 $1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 之水平區域平均時序圖，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為模擬時間第 5-72 h 。	62
圖4.11 同圖4.10，但為距颱風中心 80 公里之水平區域平均時序圖。	63
圖4.12 CTL 組距颱風中心 60 公里(a)慣性穩定度 (暖色為穩定，間距 $0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$)，(b)水平輻散 (紅色為輻合，藍色為輻散，間距 $0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) 之區域平均時序圖，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為模擬 時間第 5-72 h 。	64
圖4.13 CTL 組距颱風中心 20 公里位溫距平值 (間距 1 K) 之水平區域平均 時序圖，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為模擬時間第 5-72 h 。	66
圖4.14 CTL 組距颱風中心 100 公里低層相當位溫 (間距 0.5 K) 之水平區 域平均時序圖，縱軸為氣壓 1000 hPa 至 750 hPa，橫軸為模擬時間第 5-72 h	66
圖4.15 CTL 組距颱風中心 100 公里內之垂直速度機率密度函數圖 (色階， 單位 %)，時間為第(a) 5-10 h、(c) 11-33 h、(e) 34-72 h，(b)、(d) 、(e)同(a)、(c)、(d)但為距颱風中心最大暴風半徑內，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為垂直速度(單位 m s^{-1})。	67
圖4.16 CTL 組距颱風中心 100 公里內，高度為(a) 850 hPa、(c) 500 hPa、 (e) 200 hPa 之垂直速度機率密度函數時序圖 (色階，單位 %)，(b) 、(d)、(f)同(a)、(c)、(e)但為距颱風中心最大暴風半徑內，縱軸為時 間 (h)，橫軸為垂直速度(單位 m s^{-1})。	68
圖4.17 CTL 組距颱風中心 100 公里之對流爆發分佈，色階為 500 hPa 垂直 速度 (門檻值為大於 2 m s^{-1})，綠線為最大回波 (門檻值為大於 40 dBZ)，黑同心圓實線為至颱風中心距離，間距為 50 km，箭頭標示 為垂直風切大小及方向。時間為第 6-72 h 每 6 小時一筆。	69
圖4.18 CTL 組距颱風中心 100 公里，位溫變化趨勢 (色階，間距為 1 K)	

及平均垂直速度 (等值線, 間距為 0.2 m s^{-1}) 之方位角平均圖, 時間為(a) 5-10 h 、(b) 11-33 h 、(c) 34-72 h , 縱軸為氣壓 (hPa) , 橫軸為距颱風中心半徑 (km) 。	70
圖4.19 CTL 組距颱風中心 100 公里, 於 pre RI 階段(a) $\Delta\theta$ 、(b) HEAT + PBL 、(c) HA 、(d) VA (實線為正, 虛線為負, 單位 K hr^{-1}) 之方位角平均圖, 輸出時間為每 6 分鐘一筆, 縱軸為氣壓 1000 hPa 至 150 hPa , 橫軸為距颱風中心半徑。	71
圖4.20 同圖4.19, 但為 RI 階段。	72
圖4.21 同圖4.19, 但為 post RI 階段。	73
圖5.1 瑪莉亞颱風第 6-72 h CTL 組 (黑) 及 ISF1 組 (藍) 距中心半徑 100 公里內之拖曳係數 (實線) 及焓交換係數 (虛線) 時序圖。	74
圖5.2 同圖4.1, 但為 CTL 組 (黑) 、 SST-1 組 (綠) 、 SST-2 組 (藍) 、 SST-3 組 (青) 、 SST+1 組 (紅) 及 ISF1 組 (黃) 之每 1 小時路徑圖。	75
圖5.3 第 5-72 h 每 1 小時之 CTL 組 (黑) 、 SST-1 組 (綠) 、 SST-2 組 (藍) 、 SST-3 組 (青) 、 SST+1 組 (紅) 及 ISF1 組 (黃) 之(a)中心最低氣壓、(b)近中心最大風速時序圖。	75
圖5.4 同圖5.3, 但為 CTL 組 (黑) 、 SST-1 組 (綠) 、 SST+1 組 (紅) 及 ISF1 組 (黃) 之最大暴風半徑時序圖。	76
圖5.5 第 5 -72 h 每 1 小時之 CTL 組 (黑) 、 SST-1 組 (綠) 、 SST+1 組 (紅) 及 ISF1 組 (黃) 距中心半徑 200 公里內區域平均之(a)海表溫度、(b)海表向上熱通量之時序圖。	77
圖5.6 距颱風中心 300 公里內, CTL 組 (黑) 、 SST-1 組 (綠) 、 SST+1 組 (紅) 及 ISF1 組 (黃) 之每 3 小時垂直風切大小時序圖。	78
圖5.7 距颱風中心 100 公里內 900 hPa 徑向風 (單位 m s^{-1}) 之方位角平均時序圖, (a) CTL 組(b) SST-1 組(c) SST+1 組(d) ISF1 組。縱軸為模擬時間第 5-72 h , 橫軸為距颱風中心半徑 (km) 。	78
圖5.8 同圖5.7, 但為 500 hPa 垂直速度 (單位 m s^{-1}) 。	79

圖5.9 距颱風中心 20 公里位溫距平值(單位 K) 之水平區域平均時序圖， (a) CTL 組、(b) SST-1 組、(c) SST+1 組、(d) ISF1組，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為模擬時間第 5-72 h 。	79
圖5.10 距颱風中心至 100 公里內垂直速度 (實線，間距為 0.2 m s^{-1}) 及徑 向風 (色階，間距為 2 m s^{-1} ，紅色為徑向流入，藍色為徑向流出) 之方位角平均圖，取第 11-23 h 平均 (a) CTL 組、(b) SST-1 組、(c) SST+1 組、(d) ISF1 組，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為距颱風中心半 徑 (km) 。	80
圖5.11 同圖5. 10，但為垂直水氣通量 (實線，間距為 $2 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 及垂直質 量通量 (色階，間距為 $0.1 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 之方位角平均圖。	80
圖5.12 同圖5.10，但取第 24-33 h 平均。	81
圖5.13 同圖5.11，但取第 24-33 h 平均。	81
圖5.14 同圖5.10，但取第 34-72 h 平均。	82
圖5.15 同圖5.11，但取第 34-72 h 平均。	82

第一章 前言

1.1 文獻回顧

雖然在近年來颱風的路徑預報已有顯著進步，但是關於颱風強度的預報仍然具備挑戰（DeMaria et al. 2014），且一旦颱風發展出 RI（rapid intensification）在強度上的預測會更為困難（Peng and Wu 2020；Chang and Wu 2017）。RI 的定義為在 24 小時內最大風速增強超過 15.4 m s^{-1} （Kaplan and DeMaria 2003）或是最低海平面氣壓（MSLP）下降超過 42 hPa（Holliday and Thompson 1979）。此外，弱環境垂直風切、溫暖海洋表面、較濕的大氣中層，以及較少的環境外力等條件皆有利於颱風 RI 的發展（Kaplan and DeMaria 2003；Lin et al. 2008）。

對於颱風的發展理論主要有風驅洋面熱交換（Wind-Induced Surface Heat Exchange；WISHE）及第二類條件不穩定度（Conditional Instability of Second Kind；CISK）。前者強調在熱帶氣旋生成與增強，低層風速的增加，會導致海表面向上熱通量增加，低層風速及海表熱通量的正回饋過程中，氣旋中心的水氣含量持續增加，使大氣保持對流不穩定，以供對流持續發展，此理論較著重於海洋表面與大氣之間的交互作用（Rotunno and Emanuel 1987；Emanuel 1989）。後者認為在條件性不穩定的熱帶大氣環境中，是由積雲對流與颱風環流之間的交互作用而來，積雲對流釋放潛熱，提供氣旋發展的能量，而增強的氣旋持續提供低層水氣輻合，使積雲能夠持續發展（Ooyama 1966）。

颱風的對流發展在 RI 過程中扮演重要的角色，Hendricks et al.（2010）利用 2003 年至 2008 年間太平洋及大西洋經歷 RI 及 LI（緩慢快速增強）的颱風研究指出，兩者之間的環境參數沒有顯著差異，說明外在環境條件只是造成颱風增強的因子，而更小尺度的內核發展才會是導致 RI 的重要因素。Wang and Wang（2014）針對梅姬颱風（2010）進行模擬研究，發現眼牆內對流所造成的潛熱加熱能夠增強颱風中心慣性穩定度及高層暖心結構，同時降低颱風中心氣壓，而慣性穩定性、眼牆對流和高層

暖心之間形成正回饋，有助於颱風的 RI 發展，高層少量的對流爆發在高層暖心結構上扮演關鍵的角色。Wang (2013) 發現在颱風法伊 (2008) 半徑 100 公里內垂直速度大於 1 m s^{-1} 佔所有垂直速度的總量不到 10%，但對於垂直質量通量、垂直水氣通量、內核區凝結分別提供了 50–60%、40–50%、70% 的貢獻。此外，潛熱釋放若是能集中在最大暴風半徑內的高慣性穩定度區域，對於颱風的加熱效率將最為顯著，潛熱較不容易流失出去，且颱風強度越強在高慣性穩定度區域的加熱效率會更越顯著 (Vigh and Schubert 2009)。

海表的熱含量對於對流爆發扮演重要的角色，海表的高熱含量能夠提供低層空氣較高的相當位溫，使低層高相當位溫的空氣具有較高對流不穩定性，因此有利於深層對流發展及對流爆發 (Chen and Zhang 2013; Cheng and Wu 2020)。在探討海表熱含量對於颱風強度的影響，許多研究透過限制表面風速來探討風驅洋面熱交換 (WISHE) 機制對於颱風發展的影響，Zhang and Emanuel (2016) 模擬颶風愛德華 (2014) 發現：當限制的表面風速越小時，颶風的發展會減慢，增強趨勢減弱甚至無法形成颶風。Cheng and Wu (2020) 針對颱風梅姬 (2010) 利用限制其表面風速的方式來抑制海表熱通量，結果顯示，具有更強的表面風組別能夠在 RI 前和 RI 期間發展更強的對流及更強的颱風強度，顯然海表熱通量多寡將影響颱風熱力環境與對流強度。Peng and Wu (2020) 針對颱風莫蘭蒂 (2016)，更發現如果限制距颱風中心 150 公里以外的海表熱含量，颱風仍然會發展 RI，且增強速率甚至更快，而如果限制距中心 60 公里以外的海表熱通量，則颱風增強幅度減少甚至會停止增強。

外眼牆的形成及眼牆置換被認為是熱帶氣旋強度演變的關鍵 (Willoughby et al. 1982; Zhang et al. 2017)，隨著外眼牆的發展和增強，切向風快速向外擴張，內眼牆持續減弱直到完全消逝並被外眼牆取代，伴隨著更大的颱風眼及更傾斜的眼牆結構。Zhu and Zhu (2014) 利用理想化模擬，藉由 Sawyer Eliassen 診斷發現，外部雨帶對流引起的徑向流出提供了抵消內眼牆引起的徑向流入機制，當外部雨帶對流變得足夠強時，其引起的

徑向流出可從下邊界層延伸到對流層頂，貫穿整個颱風垂直結構，形成阻止徑向流入內眼牆的屏障，外部雨帶引起的流出將使能量無法傳輸到內眼牆，導致內眼牆迅速減弱消失。

Stern and Zhang (2013) 利用理想化模擬發現，颱風的發展過程中可能會在中層及高層出現雙暖心結構，並且利用位溫收支方程發現，高層的暖心增強主要受到垂直暖平流（沉降增溫）的影響，而中層暖心結構則是由水平暖平流及垂直暖平流提供。Wang et al. (2019) 利用理想化模擬發現，在外眼牆形成前，颱風會出現中高層雙暖心結構，隨著颱風進入眼牆置換期，中高層暖心結合，形成典型的單暖心結構，且利用位溫收支方程發現，外眼牆的形成會造成高層暖心結構向外發展，形成偏心的暖環結構，而此結構的成因主要是由於高層徑向流出提供的水平暖平流造成的，而水平暖平流主要會集中在眼牆區，因此內眼牆傾斜結構的形成為形成偏心暖環結構的一大因素。

Nguyen and Chen (2011、2014) 發展出一改善 WRF 模式颱風強度預報的方法，為一種透過模式反覆循環積分的動力初始化方式，並且針對莫拉克 (2009)、薔蜜 (2008)、卡玫基 (2008) 等 7 組颱風進行實驗，結果顯示，動力初始化方法能有效提高模擬的準確性，使原本模擬較弱的颱風強度能夠更接近於觀測，同時使颱風形成更完整的風場、水氣場、熱力場等結構。

海表溫度對於颱風 RI 的發展扮演重要的角色，Chen et al. (2018) 針對颱風彩虹 (2015) 進行海溫敏感度實驗發現，在較冷的海溫環境下，RI 增強幅度較小，且發生時間較晚。在 RI 開始發展前，高海溫環境下的層狀及對流降水較為活躍，具有較高的降水區域對稱性，使颱風在最大暴風半徑收縮時有較好的動力條件，而最大暴風半徑的收縮便是發展 RI 的關鍵。Chen and Zhang (2013) 則將颶風威瑪 (2005) 的環境海溫降低 1°C ，發現較冷的海溫環境導致 RI 期間的對流爆發大幅減少，並且形成高度較低且更弱的高層暖心結構。

在模擬颱風強度的另一個關鍵為海表通量交換係數的計算方式，當

強風吹過海表時所造成飛沫 (spray) 效應，使得海表通量交換係數的誤差值較大，因此在強度的模擬上會有顯著的誤差，Green and Zhang (2013) 便針對 WRF 模式中動量和濕烔交換係數不同的計算方式進行研究 (isftcflx 選項)。結果顯示，利用不同的海表通量交換係數確實能夠影響颱風的強度及結構，

1.2 研究動機

本研究個案瑪莉亞颱風 (2018) 在關島東南方海面生成後持續往西北西移動，而瑪莉亞颱風在強度、結構上變化多端，大大增加了預報的難度。瑪莉亞颱風在發展的早期便進入了 RI 階段，而在 RI 過後外眼牆逐漸成形並進入了眼牆置換階段，在眼牆置換後又開始了第二次的增強，並且從生成至登陸中國期間總共發生了三次的眼牆置換。而在路徑方面，在即將從台灣北部登陸時，卻向更北方偏移從台灣北方海面通過，造成了台灣史上第一次的北北基颱風假不同步。

本研究將針對瑪莉亞颱風 RI 過程及第一次眼牆置換過程利用氣旋動力初始化方法進行模擬研究，同時進行不同海溫環境的敏感度實驗，以及利用改變 WRF 模式參數 isftcflx 來研究不同的海表通量交換係數計算方式會如何影響颱風發展。本論文總共分六個章節，第一章為文獻回顧與研究動機；第二章為個案介紹和觀測分析；第三章為資料來源與研究方法；第四章為數值模擬結果；第五章為海溫及海表通量交換係數敏感度實驗；最後一章為結論與未來展望。

第二章 個案介紹和觀測資料分析

2.1 瑪莉亞颱風 (Maria)

瑪莉亞颱風編號 201808，侵臺路徑分類為第一類（圖2.1），為 2018 年 7 月 3 日關島東南方海面生成的熱帶性低氣壓，原地打轉約 24 小時後往西北西方向移動。中央氣象局於 4 日 1200 UTC 將其升級為輕度颱風，24 小時後升級為中度颱風，並從 5 日 1200 UTC 至 6 日 0600 UTC 短短 18 小時從輕度颱風升級為強烈颱風，8 至 9 日颱風強度達到巔峰，並持續向台灣接近並於 10 日通過台灣北方海面，11 日由福建登陸進入中國，從台灣東北方海面經過時，帶給台灣北部豐沛的降水。聯合颱風警報中心（Joint Typhoon Warning Center; JTWC）（圖2.2）的資料顯示，瑪莉亞颱風從 5 日 0000 UTC 至 6 日 0000 UTC，中心最低氣壓從 981 hPa 增強為 921 hPa，風速也從 36 m s^{-1} 迅速增強至 70 m s^{-1} ，24 小時內最大風速增加了 34 m s^{-1} ，遠超過 RI 的定義（Kaplan and DeMaria 2003）。經歷了第一次增強後，從 6 日 0000 UTC 開始颱風經歷了 24 小時的減弱過程後，從 7 日 0000 UTC 開始了第二次的增強過程，並在 8 日 1200 UTC 達到巔峰，36 小時內最大風速增加了約 15 m s^{-1} 達到 75 m s^{-1} ，中心最低氣壓則從 940 hPa 下降至 910 hPa，第一次的增強比第二次的增強來得更為迅速，在本研究中將針對第一次的增強過程做研究。

2.2 綜觀環境

地面天氣圖顯示，在 7 月 5 日 0000 UTC（圖2.3a）時瑪莉亞颱風在菲律賓東方海面生成後開始往西北方移動，為一輕度颱風中心最低氣壓為 995 hPa，最強風速則為 23 m s^{-1} 。太平洋高壓在這時期向西南延伸，同時在中國浙江地區至日本之間形成一滯留鋒面。在 6 日 0000 UTC（圖2.3b）時，瑪莉亞颱風移動緩慢，處於約北緯 16 度的低緯度地區，颱風中心最低氣壓迅速下降 55 hPa 至 940 hPa，最強風速則從 23 m，處於約北緯 16 度的低緯度地區，颱風最低氣壓迅速下降 65 hPa 至 925 hPa，最強風速

則從 23 m s^{-1} 增強至 45 m s^{-1} ，太平洋高壓在這階段逐漸往北退。在 7 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC（圖 2.3c-d），瑪莉亞颱風依舊緩慢向西北方移動，中心最低氣壓變化不大維持在 925 hPa，最大風速則維持在 51 m s^{-1} ，太平洋高壓在這時期稍稍往西南延伸，而中國浙江至日本的滯留鋒面並沒有太大的變化。

850 hPa 天氣圖顯示，從 7 月 5 日 0000 UTC 至 6 日 0000 UTC（圖 2.4a-b），太平洋高壓勢力逐漸向南延伸，於 6 日 0000 UTC（圖 2.4b）颱風受到太平洋高壓勢力南伸影響，南北方被高壓系統包圍，迫使颱風緩慢的往西北方移動。在 7 日 0000 UTC（圖 2.4c）時，太平洋高壓北退後，原來位於颱風西北方的高壓勢力減弱，處於菲律賓海南部的高壓消失，不過在颱風北方依舊受太平洋高壓勢力影響。從 7 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC（圖 2.4c-d），受到太平洋高壓勢力減弱的影響，颱風稍微加速且持續往西北方移動，在這段期間颱風幾乎沒有受到環境風場的影響。

500hPa 天氣圖顯示，從 7 月 5 日 0000 UTC 至 6 日 0000 UTC（圖 2.5a、b），太平洋高壓的勢力範圍稍微向西南延伸，使得颱風緩慢向西北方移動。從 6 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC（圖 2.4b-d），太平洋高壓開始往東北退，颱風開始加速往西北方移動，和 850 hPa 高度天氣圖的狀況大致相同，說明了瑪莉亞颱風的移動速度及移動路徑與太平洋高壓南伸有關。

200 hPa 天氣圖顯示，在 7 月 5 日 0000 UTC（圖 2.6a）時，此時的西風槽東延至臺灣外海附近，而在中緯度地區也已經出現了西風帶，但是天氣系統似乎沒有對於瑪莉亞颱風造成太大的影響。從 7 月 6 日 0000 UTC 至 7 日 0000 UTC（圖 2.6b、c），高層槽逐漸東移，不過由於颱風距離槽較遠，因此槽對於颱風的影響不大。最後從 7 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC（圖 2.6c、d），西風槽往西退，颱風和東亞高壓逐漸分離，在這階段高層天氣系統對於颱風的影響逐漸減小。

由衛星雲圖可見，在瑪莉亞颱風發展的初期 7 月 5 日 2329 UTC（圖 2.7a），此時的颱風具有單眼牆及明顯的颱風眼。7 月 6 日 1128 UTC 時

(圖2.7b)，外圍環流開始發展，此時瑪莉亞颱風東南象限逐漸發展出雙眼牆的結構，6日1824 UTC至6日2300 UTC時(圖2.7c、d)，受到颱風環流影響外眼牆開始向內收縮，原本清晰可見的颱風眼逐漸消失，此時颱風進入眼牆置換階段。7日1123 UTC至7日1824 UTC(圖2.7e、f)，瑪莉亞颱風逐漸完成眼牆置換，雲頂呈現9字型，形成比眼牆置換前(圖2.7a)更大的颱風眼。

高解析海表溫度圖(GHRSST)由美國太空總署NASA提供，使用K10 L4 sst解析度為 0.1° 的資料。海表溫度資料來源使用來自先進高解析度輻射計(Advanced Very High Resolution Radiometer; AVHRR)、高級微波掃描輻射計(Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS; AMSR-E)以及地球同步環境觀測衛星(Geostationary Operational Environmental Satellite; GOES)的觀測資料。

高解析度海溫資料顯示，瑪莉亞颱風中心於7月5日0000 UTC至6日0000 UTC時已經處於海溫約 $29-30^{\circ}\text{C}$ (圖2.8a、b)的高海溫環境，為一適合發展RI的海洋環境(Kaplan and DeMaria 2003, Lin et al. 2008)，颱風也於5日1200 UTC進入RI階段。7月6日0000 UTC至7月7日0000 UTC(圖2.8b、c)，颱風一路向西北方移動，雖然環境海溫沒有明顯的降低，但是由於颱風進入眼牆置換階段，在這階段颱風的強度稍稍減弱。在8日0000 UTC(圖2.8d)時，颱風雖然移動至相對高緯度的地區，但是依舊處於高海溫的環境中，因此颱風在這時期依舊有增強的趨勢。

2.3 小結

綜合上述，瑪莉亞颱風於2018年7月3日0000 UTC在關島東南方海域生成，受到北太平洋高壓勢力影響，颱風緩慢的向西北方移動，於10日至11日期間從台灣北部擦邊經過，造成台灣北部豐沛的降水，之後一路向中國福建移動登陸。在瑪莉亞颱風發展的早期(7月5日)，在海表溫度大於 29°C 的有利環境下，使得颱風於5日1200 UTC至6日0000 UTC進入RI階段，在12小時內最大風速迅速從 36 m s^{-1} 增加至 70 m s^{-1} ，中心最低氣壓則從981 hPa下降至921 hPa，並且在6日0600 UTC升級為強烈

颱風。

衛星雲圖顯示，瑪莉亞颱風在 7 月 6 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC 期間，從原本清晰的颱風眼結構發展出雙眼牆結構，隨著外眼牆向內收縮內眼牆逐漸消散，颱風開始進入了眼牆置換階段，在眼牆置換完成後，使得颱風形成更大的颱風眼結構，在此期間颱風強度稍稍減弱。而在眼牆置換後颱風開始第二次增強，並在 8 日 1200 UTC 達到巔峰，最大風速約為 75 m s^{-1} ，中心最低氣壓則約為 910 hPa。

於 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC 期間，瑪莉亞颱風在溫暖的海域以及適當的大氣條件出現明顯的 RI 過程，且在 RI 後經歷了一次眼牆置換，本研究將利用 WRF 模式針對瑪莉亞颱風於此期間的 RI 過程以及颱風結構發展進行研究與分析。



第三章 資料來源與研究方法

為瞭解 2018 年瑪莉亞颱風 RI 過程及颱風結構變化的原因，本研究採用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 4.1.2 版本進行數值模擬研究。為使模擬強度更接近觀測，本研究使用了 Nguyen and Chen (2014) 的颱風動力初始化方法 (簡稱 NC2014) 進行模擬測試。藉由模式高時間和空間解析度資料，計算慣性穩定度、機率密度函數、對流胞、位溫收支方程等，以瞭解颱風 RI 的發展和結構的變化，並利用改變海表溫度及改變海表交換係數計算方式的敏感度實驗，比較颱風強度和結構變化的差異。

3.1 資料來源

本研究使用歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) 的 ERA5 分析場資料 (每 1 小時一筆資料) 作為 WRF 模式中的初始場及邊界條件。個案模擬時間從 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC 至 7 月 8 日 0000 UTC，水平空間解析度為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，垂直解析度共 37 層，分別為 1000、975、950、925、900、875、850、825、800、775、750、725、700、650、600、550、500、450、400、350、300、250、225、200、175、150、125、100、70、50、30、20、10、7、5、3、2 及 1 hPa。變數資料包含重力位高度、相對濕度、比濕、溫度、風場、位溫、海表面氣壓、海表面溫度等資料。

3.2 WRF 模式簡介

本研究使用 WRF 模式進行瑪莉亞颱風的模擬實驗，WRF 模式為全球廣為使用的中尺度數值天氣預報系統，由美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP)、美國海軍研究實驗室 (Naval Research Laboratory; NRL)、美國國家海洋大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration; NOAA)、美國國家大氣研究中心

(National Center for Atmospheric Research; NCAR)、美國預報系統實驗室 (Forecast System Laboratory; FSL)、美國空軍氣象機構 (Air Force Weather Agency; AFWA)、聯邦航空管理 (Federal Aviation Administration; FAA)、奧克拉荷馬大學 (University of Oklahoma) 等單位負責共同合作研發。WRF 模式能夠在多個計算平台上進行靈活且高效率的平行運算，並且提供多種模式設定選擇，如資料同化、理想化模擬以及多種物理參數化組合等，可應用於不同尺度下的天氣與氣候的預報和模擬，在大氣科學研究中可運用的領域範圍非常廣泛。WRF 模式結果輸出後，可透過 RIP、GrADS、NCARGraphic 以及 Vis5D 等繪圖軟體進行繪圖。本篇研究所使用 WRF 的版本為 2020 年釋出的 V4.1.2 版本。

WRF 模式為一個完全可壓縮的非靜力模式，水平方向網格為 Arakawa C 網格，垂直方向則是採用會隨著地形變化之 σ 座標(起伏的地面為座標面 $\sigma=1$)。時間積分採用三階 Runge-Kutta scheme，空間離散化為 2 到 6 階參數，側邊界條件可依需求來使用實際觀測資料或選擇自行設定理想化的資料。在 WRF 模式的運行上 (圖3.1) 主要分為兩階段，第一階段為 WRF 預先處理系統 (WRF Preprocessing System; WPS)，第二階段則為 WRF 模式。WPS 負責匯入地形與分析場或預報場資料，並將資料按照模擬設定的水平範圍、垂直層數、投影方式內插至網格點上，以便後續的 WRF 模式模擬計算使用。WRF 模式提供給使用者多種微物理參數、積雲參數、邊界層參數以及輻射參數等，可依照使用者的實驗需求使用合適的參數進行計算與模擬。

3.3 WRF 模式設定

為了模擬與瑪莉亞颱風觀測資料相近的結果，本研究所採用的物理參數如下，在微物理參數法採用 Goddard Microphysics Scheme (Tao et al. 1989)，積雲參數法採用 Kain-Fritsch (Kain and Fritsch 1990)，邊界層參數法採用 YSU Scheme (Hong et al. 2006)，長波參數化採用 RTM scheme，短波參數化採用 Dudhia scheme。地圖投影法則使用藍伯特 (Lambert) 投影法，所使用的水平網格設定為 3 層巢狀網格 (圖3.2)，水平解析度分別為 Domain1 (D1) 18 km，網格點數為 301x221，Domain2 (D2) 6

km，網格點數為 385x337，Domain3 (D3) 2 km，網格點數為 433x454，相鄰層巢狀網格採用雙向交互作用 (two-way interaction)，將模擬結果由內層高解析度網格資料插分至外層低解析度網格上，減少外層解析度不足所造成的誤差。垂直解析度共 38 層以 σ 座標表示，由底層至頂層依序為 1.000、0.994、0.983、0.968、0.950、0.930、0.908、0.882、0.853、0.821、0.788、0.752、0.715、0.677、0.637、0.597、0.557、0.517、0.477、0.438、0.401、0.365、0.332、0.302、0.274、0.248、0.224、0.201、0.179、0.158、0.138、0.118、0.098、0.078、0.058、0.038、0.018、0.000。

3.4 動力初始化

受限於全球模式 ERA5 分析場資料解析度影響，颱風內核區特徵會因為解析度不足無法精確的模擬，導致 WRF 模式模擬出的颱風強度偏弱。因此本研究將透過 NC2014 颱風動力初始化改善模式中颱風初始場的熱力與動力結構，使颱風能夠在後續的模擬中呈現更為接近真實的狀況。

NC2014 颱風動力初始化，為一種區域模式颱風初始化方法，模式以植入颱風為基礎，並透過模式短時間的反覆循環積分，使颱風不斷的增強，進而調整模式中的颱風環流，使區域模式中的颱風強度接近真實情形。由於颱風會受到環境駛流的影響而移動，因此在動力調整 1 小時之後，會將颱風移回最初的位置，讓颱風能夠在相同的初始環境場下發展，並利用 Kurihara et al. (1993) 渦旋分離的方式，將三維渦旋與環境場分離，因此進行動力初始化循環時只有改變颱風本體，而不改變颱風周遭的外圍環流與環境場。經過颱風動力初始化過後，颱風內核區暖心結構會增強，進而改善模式中的颱風強度，並且經過數次的重複積分後，直到颱風強度接近實際強度，完成颱風動力初始化產生出新的初始場後，才開始進行後續的颱風預報 (圖3.3)。

在本研究中使用 NC2014 動力初始化對於瑪莉亞颱風初始強度進行調整，共進行了 2 次的循環積分，後續將比較與分析使用 NC2014 動力初始化方法後初始場的差異。

以下將颱風未經過動力初始化的模擬，稱為 NCI 組（No Cyclone Initialization），經過動力初始化的模擬則稱為控制組（Control Run），簡稱 CTL 組。由 NCI 組和 CTL 組之比較，分析動力初始化對颱風初始場結構及強度的影響。

颱風東西向剖面之海平面氣壓與 10 米風風速圖中顯示（圖3.4），NCI 組颱風中心最低氣壓僅有 997 hPa，最強 10 米風速約為 17 m s^{-1} ，且沒有太明顯的強風區出現，眼牆結構不明顯，而經過動力初始化過後的 CTL 組的中心最低氣壓達到 983 hPa，眼牆區出現明顯的最強風速區，最強 10 米風速約 30 m s^{-1} 。

颱風東西向垂直的剖面圖中顯示，NCI 組（圖3.5a、3.6a）颱風西側有明顯的強上升運動出現，東側則沒有，在 2 公里高度西側出現明顯的強水平風區，西側的強上升運動並沒有和低層強水平風區域位置重疊，颱風的結構不成熟且不對稱性較明顯。CTL 組（圖3.5b、3.6b）颱風東西側眼牆區都有出現明顯的強上升運動以及強水平風區域，相較於 NCI 組，CTL 組垂直風速及水平風速都比較強，颱風風場更為完整及對稱。NCI 組及 CTL 組的水氣混合比（圖3.5）都出現在強上升運動的區域，且大值都出現在 6 至 12 公里的高度，但是 CTL 組的中高層水氣混合比 NCI 組高上許多。CTL 組各高度層都出現比 NCI 組明顯的暖區（圖3.6），並且在 12 公里左右的高度出現最為明顯的暖區差異。由颱風東西向垂直風速剖面圖的分布可知，颱風經過初始化後，有更為明顯的強上升運動、強水平風區、暖心、高水氣含量及眼牆結構，此外颱風結構也較為對稱。

颱風水平海平面氣壓圖中顯示（圖3.7），CTL 組相較於 NCI 組有更為密集的海平面等氣壓線在內核區，外圍氣壓則沒有太大差異。由水平雷達回波圖（圖3.8）可見，CTL 組出現明顯的颱風眼和眼牆結構，在眼牆區出現強回波，颱風內核區回波較為對稱，而 NCI 組的結構回波較弱且不對稱，同時沒有明顯的颱風眼及眼牆結構出現，然而在颱風外圍兩組的差異不大。

CTL 組經由颱風動力初始化方法，颱風內核區的改善效果顯著，使颱風中心氣壓強度更強，出現更明顯的颱風眼以及眼牆結構，整體更接近於真實颱風的結構。

3.5 實驗設計

在瑪莉亞颱風模擬方面，為了瞭解颱風 RI 過程以及結構演變的主因，本研究將針對 NC2014 颱風動力初始化過後的 CTL 組搭配慣性穩定度、位溫收支方程、對流胞及機率密度函數計算等方法進行分析，並且依照不同的海溫進行敏感度實驗，在其餘的條件不變下，分別將 3 層網格的海表溫度降低 1 °C、降低 2 °C、降低 3 °C、增加 1 °C，以及更改 WRF 模式中海表交換係數的計算方式進行敏感度實驗。

海表交換係數為海氣間動量及熱量的傳輸，為多個變量的函數，其中包括風速、表面特徵（海洋或陸地）、表面粗糙度和大氣穩定性，在颱風發展中的能量傳輸上相當重要。在 WRF 模式中，海表交換係數主要為拖曳係數（ C_D ）及焓交換係數（ C_K ），而焓交換係數又為可感熱交換係數（ C_H ）及潛熱交換係數（ C_Q ）的總和，當 C_D 越大意味著表面阻力越大，當 C_K 越大則意味著海表向上傳輸的熱通量更多。根據 Green and Zhang (2013) 所示 WRF 模式中海表交換係數的計算方式如下：

$$C_{D,N} = \frac{\kappa^2}{\left[\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_0}\right)\right]^2}$$
$$C_{H,N} = C_{D,N}^{1/2} \times \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_T}\right)}$$
$$C_{Q,N} = C_{D,N}^{1/2} \times \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_Q}\right)}$$

其中 κ 為 von Kármán 常數， z_{ref} 為參考高度（通常為 10 米高）， z_0 、 z_T 、 z_Q 分別為動量、可感熱、潛熱之摩擦長度（roughness length）， N 則表示方程式僅能在中性穩定條件的大氣下使用。

根據 Green and Zhang (2013) 所示，由於海表面強風導致的波浪及海洋飛沫（spray）的影響，對於拖曳係數、可感熱交換係數及潛熱交換係數

存在不確定性，因此在 WRF 模式中提供不同的海表係數計算方式 isftcflx，即為更改模式中摩擦長度的計算方式來變更拖曳係數（ C_D ）、可感熱交換係數（ C_H ）及潛熱交換係數（ C_Q ）的值。在 CTL 組中當 isftcflx = 0 時，模式中的動量、可感熱、潛熱之摩擦長度計算如下：

$$z_0 = 0.0185 \frac{u_*^2}{g} + 1.58 \times 10^{-5}$$

$$z_Q = (z_0^{-1} + \kappa u_* K_a^{-1})^{-1}$$

$$z_T = z_0$$

當 isftcflx = 1 時，在模式中的動量、可感熱、潛熱之摩擦長度計算如下：

$$z_0 = \max\{1.27 \times 10^{-7}, \min[z_w z_2 + (1 - z_w) z_1, 2.85 \times 10^{-3}]\}$$

$$z_w = \min\left(1, \left[\frac{u_*}{1.06}\right]^{0.3}\right)$$

$$z_1 = 0.011 \frac{u_*^2}{g} + 1.59 \times 10^{-5}$$

$$z_2 = \frac{10}{\exp(9.5 u_*^{-1/3})} + \frac{1.65 \times 10^{-6}}{\max(u_*, 0.01)}$$

$$z_Q = 10^{-4}$$

$$z_T = 10^{-4}$$

其中 u_* 為摩擦速度， g 為重力加速度， K_a 為背景分子擴散係數（ $2.4 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）。

在 WRF 模式中海表熱通量分為可感熱通量（sensible heat flux, SHF）以及潛熱通量（latent heat flux, LHF），兩者的計算方式如下：

$$SHF = \rho C_p C_H u_* \Delta\theta$$

$$LHF = \rho L_v C_Q u_* \Delta q$$

其中 ρ 為空氣密度， u_* 為摩擦速度， C_p 為空氣的定壓比熱， L_v 為潛熱係數， C_H 和 C_Q 分別為可感熱及潛熱交換係數， $\Delta\theta$ 及 Δq 分別代表模式最低層和海表面之間的位溫及水氣差。

第四章 數值模擬結果

根據前一章對颱風經歷動力初始化過後的初始場比較，CTL 組的初始場水平結構、垂直結構、暖心結構等都比 NCI 組更完整且與觀測結果較為相似，因此本章節將針對 CTL 組後續模擬的路徑、強度、結構等進行更深入的分析。

4.1 模擬結果校驗

本研究之模擬時間從 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC 至 7 月 8 日 0000 UTC，共 72 小時。根據 JTWC 觀測資料與 CTL 組模擬（根據颱風中心最低氣壓定位）的每 6 小時路徑圖顯示（圖 4.1），CTL 組颱風在路徑上持續朝西北方移動，且在第 30-60h 時速度稍微減慢，除了路徑稍微偏東之外，整體來說模擬路徑與觀測相當一致。

在颱風中心最低氣壓變化方面（圖 4.2），在模擬的初期第 0-12 h，由於在模式生成颱風的初期，CTL 組颱風中心最低氣壓下降的趨勢上出現較大的誤差，不過和觀測相似的是都從最初的 983 hPa 下降至 970 hPa。在第 12-24 h CTL 組與觀測中心最低氣壓都出現迅速下降的趨勢，但是 CTL 組的中心最低氣壓下降幅度較少，只有下降到 940 hPa 比觀測的 924 hPa 高上許多。第 24-36 h CTL 組中心最低氣壓下降至 934 hPa，而觀測在這段期間則是沒有太大的變化幾乎維持在 924 hPa。第 36-66 h 時觀測出現中心最低氣壓微幅上升的趨勢，CTL 組的則是幾乎沒有變化，最後在第 66-72 h 觀測中心最低氣壓開始往下降，CTL 組則是保持不變。而在最大風速方面（圖 4.2），在模擬的初期第 0-12 h，CTL 組變化趨勢也出現了稍微明顯的誤差，不過在第 12 h 時強度和觀測結果相近，最大風速達到約 43 m s^{-1} 。CTL 組之最大風速在颱風增強的第 12-24 h 都比觀測值來的小，且 CTL 組增大的幅度也比觀測來得小。在第 24-36 h CTL 組風速持續增強，觀測則是幾乎沒有變化，在第 42 h 之後 CTL 組與觀測出現小幅度的增強與減弱，雖然趨勢不同但是在強度上差異不大。CTL 組在增強幅度上較弱，在中心最低氣壓上最大誤差來到 16 hPa，而最強風速最大誤差則為 12 m s^{-1} ，但是整體來說 CTL 組不論是在颱風 RI 的期間以及 RI 後強度的

變化趨勢都與 JTWC 觀測相近。

在 CTL 組的環境海表溫度方面，本研究所使用的 WRF 模式設定為海表溫度不會隨著時間改變，即為從 0-72 h 海表溫度為定值並不會隨時間改變。根據模擬結果顯示（圖4.3），瑪莉亞颱風在模擬期間 0-72 h 中心都處於海溫大於 29 °C 的高海溫環境中，和觀測的環境海溫相似（圖2.8）。

4.2 颱風的演變與發展

CTL 組每 1 小時資料之中心最低氣壓、最大風速、最大暴風半徑顯示（圖4.4），在模擬初期甫生成颱風的第 0-4 h，模擬誤差較為明顯（圖4.2）。第 11-33 h 為颱風 RI 階段，中心最低氣壓迅速從 971 hPa 下降至 933 hPa，最大風速則從 40 m s^{-1} 增加至 61 m s^{-1} ，最大暴風半徑則稍微往內縮。在第 34 h 後中心最低氣壓幾乎保持不變，最大風速則稍微增加了約 4 m s^{-1} ，在最大暴風半徑方面，從 25 公里逐漸增大至 45 公里。

根據 CTL 組水平雷達回波圖顯示（圖4.5），模擬第 6-12 h（圖4.5a、b）颱風大小較小，最強回波出現在約半徑 40 公里的區域並且形成清晰的小颱風眼結構。在第 12 h 東北方半徑 150 公里處出現第二強回波區域。在第 18-30 h（圖4.5c-e），颱風大小逐漸增大並且更為對稱，內核區強回波集中在半徑 50 公里以內，外圍第二強回波區域則逐漸向內收縮至半徑約 100 公里處，此時颱風出現類似雙眼牆的結構。在第 36-72 h（圖4.5f-l）內核強回波區域和颱風眼逐漸增大，外圍第二強回波區域隨著颱風環流移入颱風中心，形成典型的單眼牆結構。

根據 CTL 組垂直風切（domain2 之 200 hPa 高度與 850 hPa 高度半徑 300 公里內平均風場之差）結果顯示（圖4.6），垂直風切的方向由第 0 h 的指向東北方開始逐漸向南方偏轉至指向東南方，並且在第 54 h 後開始向北轉至指向東方。在垂直風切大小方面，在模擬的第 21 h 內垂直風切都維持在 4 m s^{-1} 左右，且於第 21 h 達到最低值 3.5 m s^{-1} ，這段期間的低垂直風切有利於颱風內核區的熱力及動力發展（Kaplan and DeMaria. 2003），有利於颱風發展 RI。第 21 h 之後垂直風切開始迅速增加，至第 51 h 達到最大值 12 m s^{-1} ，在此階段的高垂直風切相當於颱風不穩定的狀態。隨後第 51-72 h 垂直風切大小開始減小，雖然此階段的垂直風切逐漸降低，但是垂

直風切都還維持在 8 m s^{-1} 以上。

由於模式前 5 小時初生成颱風誤差過大，因此在後續的研究中不分析前 5 小時之資料。為了更清楚瞭解瑪莉亞颱風水平結構的發展，本研究將利用更細的時間解析度，即為每 6 分鐘輸出一筆的資料進行方位角平均分析（圖 4.7），由於颱風移動速度（平均約 2.8 m s^{-1} ）和颱風近中心風場相差一個量級，因此後續的研究將不考慮颱風移速的影響。在第 11-29 h 颱風進入 RI 階段，切向風及雷達回波增強且結構逐漸變完整（圖 4.7a、b），同時搭配內核區強上升運動（圖 4.7d），颱風逐漸發展出成熟穩定的颱風及明顯的颱風眼、單眼牆結構。眼牆區的切向風（圖 4.7b）約從 40 m s^{-1} 增加至 55 m s^{-1} ，底層的眼牆區徑向流入（圖 4.7c）從約 9 m s^{-1} 增加至 21 m s^{-1} ，最強雷達回波（圖 4.7a）則從約 35 dBZ 增加至 50 dBZ。隨著颱風發展半徑 30 公里處的強回波及徑向流入逐漸減弱且向內縮（圖 4.7a、c），此時颱風的最大暴風半徑約為 25 公里，颱風眼大小約為半徑 10 公里。此外，最強雷達回波顯示的颱風眼有部分時間不明顯，可能是由於颱風定位誤差以及颱風眼太小且為橢圓形所導致。

從第 29 h 後隨著外圍雨帶的發展（圖 4.5e）在約半徑 50-60 公里處開始出現第二強回波及強對流區域（圖 4.7a、d），根據最強雷達回波圖（圖 4.7a），在第 29 h，20 公里處的強回波消失的同時，50 公里處開始出現強回波，並且在第 35 h 分別在約半徑 30 及 55 公里處同時出現兩個強回波區域，第 47 h 之後內回波消失並且在 40 至 70 公里間出現單一的強回波區域。垂直速度則是從第 24 h 後外圍雨帶開始發展後一直維持著兩個峰值，直到第 59 h 後才稍微合併。在第 29-72 h 伴隨著兩強回波區域及兩強對流區域的出現及合併，瑪莉亞颱風逐漸形成更大的颱風眼、暴風半徑及單眼牆結構（圖 4.4、圖 4.7a、d），颱風眼在這段期間一直維持著逐漸變大並沒有經歷縮小至消散的過程，此外過程中內眼牆也沒有消散，僅受到外圍對流影響逐漸向外擴展。

眼牆區域的切向風則是在 RI 之後，颱風成熟穩定後，稍稍的增強約 5 m s^{-1} （圖 4.7b），並且隨著颱風的發展最大暴風半徑逐漸擴大，但是過程中並沒有像雷達回波及上升運動一樣出現兩個峰值。最後從低層的徑向風顯示（圖 4.7c），在第 35 h 眼牆區出現強徑向流入後，底層便一直提供

穩定且變化不大的徑向流入，並且隨著颱風的發展徑向流入峰值區逐漸向外擴大。雖然最大雷達回波及上升運動都有出現兩個峰值並且逐漸合併的現象，但是過程中缺少颱風眼以及暴風半徑的收縮，亦沒有出現兩個切向風的峰值，因此颱風只能算是形成類似雙眼牆的結構，並沒有經歷眼牆置換過程。

RI 發展期間及 RI 發展後的方位角平均徑向風及垂直速度高度圖顯示，RI 發展的初期（圖4.8a）最底層有微弱的徑向流入至半徑 10 公里處，且在 200 hPa 高度以上半徑 40 公里外形成徑向流出區，在這階段颱風眼牆結構還未完全成熟尚未出現明顯的單眼牆結構。在 RI 發展中期即為颱風的成熟期（圖4.8b），底層持續提供穩定的流入，同時受到上升氣流影響高層出現徑向流出區，形成了明顯的單眼牆結構，此時颱風強度來到巔峰，此外，在 800 hPa 高度半徑 30 公里處以外開始形成微弱的對流區，並且在該層形成一徑向流出區。在 RI 結束後（圖4.8c、d），伴隨著外圍上升氣流的發展（圖4.7d），內眼牆變得更加傾斜，同時受眼牆傾斜的影響高層輻散區逐漸下移至中高層，此時氣流不再是由底層流入後筆直的上升至最高層再流出，在 800 hPa 高度的流出區受到外圍環流強上升運動的影響逐漸形成（圖4.8c）。在第 54 h 受到外圍強對流的影響，內眼牆變得更為傾斜（圖4.8d），此時中高層輻合區與眼牆位置幾乎重疊，同時在 80 公里以外形成一高層輻散區。值得注意的是在颱風眼區中層出現強上升運動區而非典型的颱風眼區下沉運動，可能是由於颱風中心定位誤差的影響。

在瑪莉亞颱風暖心結構的變化方面，本研究利用每 1 小時輸出一筆的位溫距平值資料進行方位角平均分析，距平值為減去半徑 400 公里平均。在第 11-33 h RI 發展階段，內眼牆提供穩定的上升運動（圖4.8a、b），由於在中高層的區域沒有出現強的徑向外流區，因此在內核區水氣能夠隨著上升氣流向中高層傳輸，使潛熱釋放的能量集中在內核區中高層。在這期間 850 hPa 低層暖心結構幾乎沒有任何變化（圖4.9a），500 hPa 中層暖心結構（圖4.9b）從第 14 h 隨著 RI 的發展逐漸形成，且在 RI 結束後依舊持續發展，200 hPa 高層暖心結構（圖4.9c）比 RI 開始發展晚了 5 小時，從第 17 h 才開始快速增暖，並且在 RI 結束後約 8 小時達到巔峰後才逐漸減弱，結果顯示 RI 的發展與高層暖心結構最為相關，其次為中層，低

層則幾乎沒有關聯。

在第 34-72 h RI 結束後，伴隨著外圍雨帶的成形以及眼牆結構的改變（圖 4.5、4.7a、d），低層暖心結構（圖 4.9a）在第 36 h 後內核區位溫距平值有稍微增大，但整體來說低層暖心結構依舊不明顯。中層暖心結構（圖 4.9b）則是出現比 RI 期間更顯著的增強，在第 53 h 達到巔峰後維持至第 72 h。高層暖心結構（圖 4.9c）則是微幅增強後便迅速消散。值得注意的是，在這期間低中高層半徑 40 公里處以外位溫距平值都出現增加，其中又以高層最為明顯。

根據上述研究結果，RI 期間對流運動主要發生在半徑 50 公里以內，在模擬期間最大暴風半徑幾乎都小於 50 公里，而在 RI 發展結束後半徑 60 至 70 公里處開始出現強對流，此時颱風受到外圍對流的影響眼牆及暖心結構開始有所改變，因此為了瞭解瑪莉亞颱風發展過程中的對流現象，以下將選用半徑 50 公里以及 80 公里來進行水平區域平均探討對流對於 RI 過程及颱風結構演變的影響。

半徑 50 公里水平區域平均圖顯示（圖 4.10a、b），垂直質量通量和垂直速度具有高相關性，垂直水氣通量主要集中在低層（圖 4.10c）。在第 11 h RI 開始前，在颱風內核區已經出現零星中強對流活動（圖 4.10a），RI 開始發展後，深層對流加強，中高層垂直質量通量顯著增加，直到第 26 h 深層對流和垂直通量傳輸才開始減弱，這段期間亦是颱風增強最為明顯的時段（圖 4.4）。在第 29 h 後，內核區深層對流逐漸減弱，對流發展主要集中在中層，並且在低層產生淺層對流，伴隨著低層徑向流入的增強（圖 4.7c），低層垂直水氣通量傳輸亦有所增加。在第 55 h 之後颱風內對流區向外發展（圖 4.7d），半徑 50 公里內對流強度迅速減弱僅存在少量的淺層對流。受到低層徑向流入的影響，在底層依舊存在高垂直水氣通量。

半徑 80 公里水平區域平均圖顯示（圖 4.11），在第 8-27 h，中高層存在對流區但是強度比半徑 50 公里內平均來得弱，由此可以說明 RI 期間所造成的強對流主要集中在半徑 50 公里以內。在第 26-35 h，中高層對流區稍微比半徑 50 公里內（圖 4.10a）的對流來得強，說明外圍已經開始有對流區形成，和 500 hPa 垂直速度方位角平均（圖 4.7d）結果一致。在第 35-55 h 颱風結構開始出現明顯的變化（圖 4.7、4.9），最大暴風半徑開始

向外擴展，高層暖心結構減弱，中層暖心結構增強。水平區域 80 公里平均圖顯示（圖4.11）在這段期間，中高層逐漸形成對流區，而中層的對流區主要集中在半徑 50 公里內（圖4.10），而高層的對流區則是來自於外圍對流的貢獻，而中層垂直水氣通量傳輸亦來自於外圍對流的貢獻。在 55 h 後半徑 80 公里內對流減弱的主要是受到半徑 50 公里內對流迅速減弱（圖4.10）的影響。值得注意的是，在模擬期間低層水氣通量的值都比半徑 50 公里內來得低，主要是由於低層對流在 50 公里內較強的影響（圖4.8、4.10、4.11）。

在 RI 開始前，高層便已經出現中強對流活動，並且隨著 RI 的發展中高層對流更為增強，由此可以說明，零星的對流活動產生讓颱風發展出 RI，並且在 RI 開始後，內核區對流活動和高層暖心之間產生正回饋，讓颱風強度能夠急遽增強。而在後期颱風結構的變化，受到外圍強對流的發展，造成颱風垂直及熱力等結構上的改變，以及 RI 的停止。

Schubert and Hack(1982) 考慮在一無摩擦力、軸對稱、地轉平衡的條件下，對於一個由水平風主導的熱帶氣旋，慣性穩定度（Inertial stability）的定義為：

$$I^2 = (f + \frac{\partial rv}{r \partial r})(f + \frac{2v}{r})$$

其中 I^2 、 f 、 r 、 v 分別為慣性穩定度、柯式參數、半徑、切向風。由公式可見慣性穩定度會受到所處距颱風中心半徑以及切向風大小影響，間接影響徑向風的流入。

根據 CTL 組最大暴風半徑時序圖及切向風方位角平均之時序變化（圖4.4、4.7b），由於颱風最大暴風半徑及切向風極大值在模擬階段都落在 60 公里以內，因此本研究選定半徑 60 公里水平區域平均進行慣性穩定度及水平輻散分析。CTL 組從第 11 h 開始慣性穩定度逐漸增加（圖4.12a），在約第 26 h 達到巔峰值維持了一段約 16 小時的高值，隨著颱風慣性穩定度的增加，颱風進入由動量場調整至質量場的階段，颱風內部的能量不易外流，導致潛熱釋放更能集中（Chen et al. 2018），颱風逐漸形成高層暖心結構（圖4.9c）使颱風強度顯著地增加。水平輻散區域平均圖（圖4.12b）及方位角平均高度圖（圖4.8a、b）中顯示，在慣性穩定度維持高

值期間，底層流入持續增加，在內眼牆區產生強迫上升運動，伴隨著底層流入的增加，帶來更多水平水氣通量（圖4.10c）。在第 43 h 後受外圍雨帶爆發的影響，最大切向風開始向外擴展，慣性穩定度開始逐漸下降，而底層的輻合則開始急遽增加（圖4.12b），颱風內核區的潛熱開始無法集中，導致高層暖心逐漸消失，颱風強度停止增加。值得注意的是在這期間高層的輻散區逐漸下移，從原本的約 150 hPa 高度下降至約 250 hPa 高度，同時在 800 hPa 的高度上出現另一個輻散區，意味著颱風高層逐漸形成傾斜的結構，同時在外圍逐漸形成第二對流區（圖4.8c）。在第 59 h 後，颱風的外圍依舊存在零星對流（圖4.7d），而原本高層的輻散區下移成中高層輻散區結構，低層依舊存在明顯的輻散區（圖4.12b）。

根據方位角平均位溫距平值資料顯示（圖4.9），CTL 組中高層暖心結構的變化在半徑 20 公里內最為明顯，因此接下來的研究將針對半徑 20 公里位溫距平值進行水平區域平均。半徑 50 公里垂直速度之水平區域平均（圖4.10）顯示，在第 8 h RI 尚未開始發展階段，高層的上升運動便已經開始增強，而高層暖心（圖4.13）的發展則是在第 14 小時比 RI 晚了約 3 個小時才開始形成，由此可以說明在 RI 發展初期階段高層暖心結構的發展會比上升運動發展來得晚，而高層暖心的增強使得颱風中心氣壓下降，並且導致內眼牆垂直速度增加，和 Zhang and Chen（2012）模擬颶風威瑪結果相同。在第 11-33 h RI 發展期間可以發現，高層的暖心結構會比中層的暖心結構更早出現，並且在高層暖心結構發展的影響下，在中層也逐漸形成暖心結構。說明在 RI 期間高層暖心結構受到內核區對流影響以及處於高慣性穩定的狀態，使得能量較能夠傳輸至高層，導致颱風高層及中層的暖心形成。在第 35 h 後外圍對流區的形成使得颱風高層暖心結構逐漸減弱，而中層暖心結構則更為增強，此結果和內核區的高層對流減弱同時外圍對流增強的結果相似（圖4.10、4.11）。說明在 RI 結束後隨著外圍對流的生成，最大暴風半徑開始向外擴展，眼牆結構變得更為傾斜，雖然底層的輻合增加導致垂直水氣通量增加，但是由於內核區高層的垂直速度減弱，以及慣性穩定度的減少，能量較無法傳輸至高層，導致颱風高層暖心結構的減弱。

半徑 100 公里低層相當位溫之水平區域平均顯示（圖4.14），在第

11-33 h RI 發展期間 900 hPa 至 980 hPa 之間相當位溫負垂直梯度增加，導致低層對流不穩定更為顯著，有利於對流的發展和增加向上的質量通量。在第 36 h 後，受到底層內核區水氣輻合增加的影響（圖4.10、4.12b），颱風 960 hPa 高度以下相當位溫持續增加，但在 960 hPa 高度以上，相當位溫負垂直梯度減少甚至出現了正垂直梯度，意味此時的颱風在低層相較於 RI 期間更為穩定，對流強度減弱。颱風低層的相當位溫主要會受到中層乾空氣下沉、水氣傳輸、以及海表熱通量的影響，因此海表熱通量的增加很可能是影響 RI 期間對流不穩定的關鍵。

4.3 對流爆發分析

根據方位角及水平區域平均分析結果可以發現，影響瑪莉亞颱風 RI 過程以及結構演變的主要因素來自於對流活動，爆發性的內核區對流會導致 RI 發生，而外圍對流的生成則會導致颱風結構的改變，為了更瞭解對流活動對於颱風的影響，接下來的研究將利用密度函數分析以及對流爆發方位角分佈來分析不同階段對流活動的發展。

機率密度函數（Probability density function; PDF）為統計學中用來表示機率分佈的一種計算方式，本研究選取 Domain 3 特定半徑及時間範圍內所有網格點數當作分母（例如：100 個網格點 5 小時，分母即為 100×5 個），而每個網格點都會對應到特定的垂直速度值，因此便能夠計算出不同高度處小於或大於某特定值的垂直速度所佔的面積分佈，機率密度函數便能夠呈現出該區域範圍內的對流強度的分佈。以下針對颱風中心半徑 100 公里及最大暴風半徑內（內核區）之垂直速度進行機率密度函數分析。

在 RI 前（5-10 h）半徑 100 公里及最大暴風半徑內（圖4.15a、b），在 300 hPa 以上的高層分佈差異不大，皆出現零星強度大於 12 m s^{-1} 的上升氣流（約佔 0.005 %）。在 RI 期間（11-33 h）半徑 100 公里內分佈（圖4.15c）與 RI 前非常相似，而最大暴風半徑內分佈（圖4.15d）則出現顯著的差異，上升氣流不論是在峰值或是整體強度上都出現增強，特別是在高層最為顯著，峰值方面出現了約 24 m s^{-1} 的強度比 RI 前的峰值增強約 6 m s^{-1} ，且垂直速度大於 6 m s^{-1} 所佔的比例增加了超過 10 倍，說明 RI 期間的

對流活動主要發生在最大暴風半徑內（圖4.15e）的上升氣流出現增強的趨勢，特別是在 400-200 hPa 高度之間，而最大暴風半徑內（圖4.5f）上升氣流則大幅減弱，強度都分佈在 12 m s^{-1} 以下，不過下沉氣流出現顯著的增強，高層的峰值從 10 m s^{-1} 增強至 14 m s^{-1} ，強度大於 6 m s^{-1} 的下沉氣流在中高層的分佈更廣。說明在 RI 結束後的中高層強上升氣流主要發生在最大暴風半徑外，而中高層內核區則出現大量的下沉氣流。

低層 850 hPa 高度顯示（圖4.16a、b），半徑 100 公里及最大暴風半徑內差異不大，在整個模擬期間大都保持在 6 m s^{-1} 以下，並且沒有太明顯的變化。半徑 100 公里內中層 500 hPa 高度顯示（圖4.15c），強上升氣流在 RI 期間及 RI 後差異不大，而強度小於 6 m s^{-1} 的上升及下沉氣流在 RI 後出現增強的趨勢。中層最大暴風半徑內（圖4.15d），在 RI 階段上升氣流顯著增強峰值達到 18 m s^{-1} ，並且隨著 RI 的結束逐漸減弱，上升氣流在整體強度上都出現增強。意味著 RI 與內核區中層的對流較為相關，和外圍對流相關性不大。高層 200 hPa 高度顯示（圖4.16e、f）RI 前高層已經出現零星的強烈上升氣流，且在 RI 期間上升氣流更為強烈，其中又以內核區更為明顯（圖4.16f）。在第 35-54 h 外圍對流成熟後（圖4.7d）高層開始出現第二波的強烈上升氣流活動（圖4.16e），內核區（圖4.16f）上升氣流強度迅速減弱且出現大量的強下沉運動，在這期間強上升氣流主要都在外核區發展。在第 54-72 h 外圍對流強度減弱（圖4.7d）內核區的上升及下沉氣流強度大幅減弱，而外圍則維持著強上升及下沉氣流活動。

根據機率密度函數計算結果，在 RI 期間內核區的上升運動變化最為顯著，為了瞭解對流爆發發生位置的變化，本研究利用垂直風切區分象限的方式（Black et al. 2002）分析對流爆發隨時間的平均分佈（圖4.17）。根據 Eastin et al.（2005）對於強垂直速度的定義，在 500 hPa 高度，垂直速度大於 2 m s^{-1} 或是最強回波大於 30 dBZ 即稱為強垂直速度，本研究將分別利用垂直速度大於 2 m s^{-1} 及最強回波大於 40 dBZ 當作門檻值進行對流胞分佈分析。

在第 6 h RI 開始前，此時的對流結構具有不對稱性，此外，早期的對流是從下風切左側開始逆時針發展至上風切左側。第 12-24 h RI 發展初期，內核區的對流胞結構變得更为對稱，對流胞大多集中在下風切處的左

側，並且有逐漸向內核區集中發展的趨勢，而 50 公里以外的區域亦開始出現零星的對流胞。在第 30 h 內核區的對流胞數量銳減且大多集中在下風切的右側，颱風的增強趨勢逐漸降低（圖4.4），值得注意的是颱風結構逐漸發展成典型的 9 字型。在第 30-60 h 外圍對流胞急遽發展，而內核區的對流胞逐漸消失，受到颱風環流的影響，外圍對流胞逆時針向內堆疊，此時的對流胞幾乎涵蓋所有風切象限。在第 60 h 後隨著內外眼牆的合併後，颱風壯度提升且對流結構變得更為不對稱，同時伴隨著外圍零星的對流胞活動，和 Wang（2008）利用理想化模擬的結果相同，外圍對流的發展會限制低層向內核區的流入，進而導致颱風眼增大。

4.4 熱力結構分析

位溫變化趨勢為分別利用 RI 前、RI 期間、RI 後三個階段，最後一個時間的位溫減去最初時間的位溫後，再進行時間平均，例如：在 RI 前第 5-10 h 的位溫變化趨勢，為第 10 h 位溫值減去第 5 h 位溫值後，再除以 5。半徑 100 公里之方位角平均位溫變化趨勢圖顯示（圖4.18），在 RI 前（圖4.18a）颱風內核區在低層與中高層個別出現降溫區，除了內核區以外在 100 公里半徑內的位溫變化量不大。值得注意的是颱風的眼牆結構已經略微形成。在 RI 期間（圖4.18b）高層暖心結構從內核區向外擴展形成中高層增溫區，其中內核區的位溫變化量達到 1 K h^{-1} 以上，而中層位溫變化量受到高層暖心的影響亦逐漸增加，但是比高層變化量來得少許多。此外中層的暖心結構並沒有出現明顯地向外擴展，此時的颱風已經形成完整的眼牆結構，並且可以發現受到颱風增溫區向外擴展的影響眼牆結構在中高層稍微的向外傾斜。在 RI 後（圖4.18c）內核區高層位溫減弱，而中層內核區位溫持續增加並且沿著眼牆上方形成一增暖區，此時的颱風眼變得更大大且眼牆結構則變得更為傾斜。

為了要更瞭解位溫變化由哪些因素主導，本研究參考 Stern and Zhang（2013）針對理想化模擬所做的位溫收支，其公式為：

$$\Delta\theta = (TADV + HEAT + PBL) \Delta t$$

$$TADV = HA + VA$$

$$HA = -\frac{u\partial\theta}{\partial x} - \frac{v\partial\theta}{\partial y}$$

$$VA = -\frac{\omega\partial\theta}{\partial p}$$

其中 $\Delta\theta$ 為位溫變化趨勢 ($\Delta t = 1 \text{ h}$)，TADV 為總平流項，總平流項又可拆分為水平平流項 (HA) 及垂直平流項 (VA)，HEAT 為非絕熱加熱項，其中包含潛熱加熱率 (LH)、長波輻射加熱率 (LW) 及短波輻射加熱率 (SW)，PBL 為邊界層參數對於位溫的貢獻，其中 HEAT 及 PBL 為模式直接輸出的結果。此外，為了使位溫收支方程結果更為準確，本研究使用每 6 分鐘輸出一筆的高解析度時間資料進行位溫收支分析，並將 721 筆資料乘 10，製作成每 1 小時期間的變化量，最後在對 RI 前、RI 期間、RI 後三個階段進行時間平均。根據 Stern and Zhang (2013) 說明，水平和垂直平流項必須在計算方位角平均後再將值內插至特定半徑上，受限於模式解析度的影響，因此在中高層內核區位溫的變化量可能會有較大的誤差值出現。

根據位溫收支方程結果顯示在 RI 前 (圖4.19a) 颱風中心 100 公里內沒有出現明顯的增降溫，非絕熱加熱 (圖4.19b) 在眼牆區提供加熱，但是受到垂直平流冷卻 (圖4.19d) 的影響，眼牆區的增溫並沒有特別顯著。由於在這期間颱風發展尚未成熟，水平平流在底層缺少強度足夠的徑向風流入 (圖4.7c)，因此在底層沒有出現明顯的水平冷平流 (圖4.19c)，低層水平平流應是由些許的擾動所貢獻。而高層結果顯示在受到眼牆上方徑向風流出的影響，水平平流對於高層向外發展的增溫提供顯著的貢獻。在 RI 期間 (圖4.20) 眼牆結構逐漸發展成熟的狀態下非絕熱加熱 (圖4.20b) 在眼牆區提供穩定向外擴展的加熱，和 RI 前相比眼牆區加熱率達到近 2 倍，雖然同樣受到垂直平流冷卻 (圖4.20d) 相互抵銷的影響，但是由於非絕熱加熱增溫比垂直平流冷卻來得更強，因此颱風整體除了低層以外都有出現增暖的趨勢。而在颱風結構趨近成熟的狀態下，底層提供穩定的水平冷平流 (圖4.20c)，且受到眼牆區對流的影響，水平平流在中高層提供向外側發展的暖平流，說明高層暖心結構向外圍擴展 (圖4.18b) 主要是受到水

平平流的影響，垂直平流亦在內核區提供沉降增溫。在 RI 後（圖4.21a）內核區高層降溫，而中層內核區向外增溫並且延伸至中高層，非絕熱加熱在低層半徑 30-40 公里處受到外圍雨帶的影響，形成一徑向流出區（圖4.8c、d），此時的上升速度減弱，潛熱集中在中低層釋放。受眼牆結構傾斜及外圍對流的影響，非絕熱加熱（圖4.21b）在半徑 50-70 公里處中高層提供加熱，不過低中高層非絕熱加熱依舊被垂直冷平流（圖4.21d）部分抵銷，由於此時的颱風內核區結構較為不對稱（圖4.17），以及眼牆結構傾斜及颱風中心定位等影響，內核區並沒有出現沉降增溫，由此說明高層內核區的降溫主要是受到水平冷平流及垂直冷平流的影響。而在低層水平平流（圖4.21c）持續提供穩定的冷平流，同時在半徑 20-40 公里 500 hPa 高度附近形成水平暖平流區，水平暖平流沿著眼牆向外增溫延伸至高層。說明 RI 結束後中層的暖區主要是由於眼牆結構傾斜形成的水平暖平流所貢獻。

4.5 小結

根據上述結果，瑪莉亞颱風的強度變化及結構改變主要受到內外對流活動的影響。在 RI 前受到高層零星對流活動的影響，水氣及質量開始向中高層傳輸，由於處在較高的海溫及垂直風切較低的環境下，高層潛熱更能夠集中釋放能量使颱風進入 RI 階段。而在 RI 期間對流與高層暖心之間的正回饋使颱風強度迅速增強，伴隨著底層提供穩定的徑向流入，垂直水氣及質量通量大量增加，此外對流胞從垂直風切下風切左側逆時針發展亦有利於颱風能量的傳輸。在 RI 的後期外圍開始出現零星的對流活動，且受到外圍對流的影響颱風停止增強。在 RI 結束後外圍對流迅速發展，內核區垂直速度及垂直質量通量大幅降低，且內核區高層出現大量的下沉運動，雖然底層垂直水氣通量有增加的趨勢，但是受限於對流活動太弱、颱風內眼牆結構更為傾斜及低慣性穩定度等的影響，迫使能量無法傳輸至高層。

第五章 敏感度實驗

根據第四章結果分析顯示，瑪莉亞颱風發展的 RI 過程及結構演變與內外核區域的對流相關，而暖海環境能夠提供豐沛的水氣量及更大量的潛熱通量，以有利於對流的發生，因此本章節將針對瑪莉亞颱風在四種不同的暖海環境實驗，分別為海表溫度降低 1°C (SST-1 組)、降低 2°C (SST-2 組)、降低 3°C (SST-3 組)、增加 1°C (SST+1 組)。本研究亦針對 WRF 模式不同的海表交換係數計算方式進行實驗，根據 Green and Zhang (2013) 所示當設定 $\text{isftcflx} = 1$ 時，更能夠模擬出強風速下真實的海表通量傳輸。CTL 組模式設定中採用 $\text{isftcflx} = 0$ ，ISF1 組則是在其他模式設定與 CTL 組相同的條件下改採用 $\text{isftcflx} = 1$ 。在敏感度實驗中，將針對颱風對流活動、風場、位溫距平值和垂直水氣通量等進行分析。

半徑 100 公里內焓交換係數 (C_K)、拖曳係數 (C_D) 變化時序圖顯示 (圖 5.1)，在模擬期間 ISF1 組的焓交換係數 (C_K) 都比 CTL 組高，而拖曳係數 (C_D) 則是 CTL 組比較高，值得注意的是在模擬後期 (第 13 h 後) 颱風強度增強後 ISF1 組拖曳係數 (C_D) 有顯著增加的趨勢。根據 Emanuel (1986) 所示，颱風強度會受到 C_K/C_D 比影響，當 C_K/C_D 比越大颱風強度越強，並且根據海表熱通量計算公式，在 C_K 值較大的情況下較能夠提供颱風更多的熱通量。

每 3 小時路徑顯示 (圖 5.2)，6 組在第 0-36 h 路徑上差異不大模擬期間持續朝西北方移動，在第 36 h 後 SST-2 組及 SST-3 組路徑開始往北偏，在第 45 h 後 6 組間路徑出現較為明顯的差異。颱風強度時序圖顯示 (圖 5.3a、b)，SST 的改變對於颱風強度造成直接的影響，在第 5 h SST-3 組、SST-2 組、SST+1 組強度已經和 CTL 組出現差異。在第 12 h CTL 組 RI 開始發展後，雖然 6 組都有出現增強的趨勢，但 SST-3 組及 SST-2 組在海表溫度過低的情況下，對流的活動受到限制，增強的幅度及持續時間都遠小於其他組。而 SST-1 組及 ISF1 組則是在第 24 h 後開始和 CTL 組出現差異，SST-1 組的增強趨勢開始減弱而 ISF1 組則是持續增強。最後 SST+1 組則是在模擬期間強度都略高於 CTL 組。此外，SST-1 組、SST+1 組及 ISF1 組都有 RI 的發生，SST-2 組及 SST-3 組則無法發展出 RI。

由於 SST-2 組及 SST-3 組在強度上與 CTL 組差異較大，因此在後續的研究中將不針對這兩組進行分析。最大暴風半徑時序圖顯示（圖5.4）SST-1 組、SST+1 組、ISF1 組在增強期間最大暴風半徑皆為 30 km 以下並且變化不大，在第 28 h 後 SST-1 組的強度停止增強（圖5.3）最大暴風半徑出現擴大的趨勢，而 SST+1 組及 ISF1 組亦有相同的趨勢，分別在第 27 h 及第 30 h 兩組 RI 結束後最大暴風半徑便開始擴大。

距中心半徑 200 公里內之平均海表溫度及海表向上熱通量圖（圖5.5）顯示，SST-1 組、SST+1 組、ISF1 組在模擬期間的海溫變化量不大，3 組與 CTL 組的變化趨勢相似。在海表向上熱通量方面 4 組出現較為明顯的差異，在第 5-13 h 4 組之間的變化趨勢大致相同，在第 12 h 後颱風的強度開始增強（圖5.3），4 組之間的海表向上熱通量增加趨勢開始出現顯著的差異。SST-1 組的值變化不大幾乎維持在 40 W m^{-2} 以下，SST+1 組則是和 CTL 組變化趨勢相似，但是整體增強趨勢還是較高，從差距 20 W m^{-2} 增加至約 30 W m^{-2} 。ISF1 組在第 5-24 h 稍微比 CTL 組高，且在第 24 h 後 ISF1 組開始和 CTL 組出現較大的差異，同時強度上的差異也發生在第 24 h 後，說明 ISF1 組在強風速的狀態下熱通量會有更顯著的增加。值得注意的是，在第 46 h SST-1 組、SST+1 組、CTL 組的海溫增加幅度相似，但是 SST+1 組的海表向上熱通量增加最為顯著，說明在高海溫的環境及強風速下對於海表向上熱通量有更顯著的影響。

根據距中心 300 公里內之平均垂直風切大小結果顯示（圖5.6），在第 13-37 h 期間 SST-1 組及 SST+1 組的值雖然都比 CTL 組來得大，不過都處在 5 m s^{-1} 有利 RI 發展的環境下。在第 37 h 之後 2 組的垂直風切大小逐漸增大，大多維持在大於 8 m s^{-1} 不利 RI 發展的環境。而 ISF1 組的表現除了在第 61 h 後出現較為顯著的減小，其餘模擬期間的變化則幾乎與 CTL 組相似。

900 hPa 切向風方位角平均圖顯示，SST-1 組（圖5.7b）在第 12-20 h 增強期間底層切向風的強度幾乎沒有變化，在第 20 h 後強度開始增強且逐漸向外擴展並且於第 40 h 達到峰值，第 48 h 後出現內縮的趨勢，整體強度略低於 CTL 組且後期發展差異較大。SST+1 組（圖5.7c）則是從 18 h 後強度便一直比 CTL 組更強，從第 18-24 h 切向風強度持續增強維持了約

8 小時的峰值後，在第 32-36 h 位於內核區 20 公里處強風區逐漸減弱，在 30 km 處形成另一個強風區，在第 36 h 後新的強風區迅速增強後向外擴展，達到峰值 75 m s^{-1} 後持續維持至第 72 h。ISF1 組（圖 5.7d）從第 22 h 後強度開始提升，於第 30 h 後強度超越 CTL 組達到峰值 75 m s^{-1} ，在第 36-42 h 強風區強度稍稍減弱，並於第 42 h 再次達到峰值 75 m s^{-1} 維持至第 72 h。相較於 SST-1 組及 CTL 組，SST+1 組及 ISF1 組的強度更為強且向外擴展的趨勢更為明顯。

500 hPa 垂直速度方位角平均圖顯示，SST-1 組（圖 5.8b）和 CTL 組相比早期 RI 期間（第 5-11 h）的對流強度較弱，但在第 12 h 後發展出比 CTL 組更強的對流，第 36 h 後受到外圍的對流區強度稍弱的影響。整體來說 SST-1 組內眼牆對流強度比 CTL 組更強且單眼牆結構更為明顯。SST+1 組（圖 5.8c）在第 6 h 時已經形成零星的強對流區出現在半徑 40 公里內，維持了 27 小時至第 33 h 後才逐漸消失，並於第 37 h 在 30 公里處形成一更強的對流區，而外圍零星對流則從第 27 h 後逐漸形成，經歷了約 33 小時的兩對流區結構後，外圍對流區在第 60 h 後逐漸向內合併。SST+1 組具有比 CTL 組更強的內核對流強度，且外圍強對流區的形成也更早，後期的內外眼牆合併也更為明顯。ISF1 組（圖 5.8d）在第 15 h 內對流區形成後維持著強對流並且稍稍向外擴，而在第 18 h 外圍對流成形後便一直維持著內外兩對流區的結構，期間沒有兩對流區合併的現象發生。值得注意的是從第 24 h 後 ISF1 組內對流區的強度比 CTL 組來得強。整體來說，在對流結構上各組都有發展出內外兩強對流區，但是在各組之間內外兩對流區的發展上出現較為顯著的差異。

在熱力結構方面，半徑 20 公里位溫距平值顯示（圖 5.9），SST-1 組（圖 5.9a）高層暖心在第 18-36 h 短暫的形成，峰值達到 14 K 比 CTL 組的峰值小了約 4K，在第 37 h 後中層暖心結構逐漸形成，同時高層變得更冷甚至幾乎消散。SST+1 組（圖 5.9b）從第 12 h 開始高層暖心結構迅速增強，於第 24 h 達到峰值 20 K 後維持至第 72 h，於此期間高層暖心結構逐漸向中下層擴展。整體來說高層暖心結構比 CTL 組更強，且沒有出現高層暖心結構減弱中層暖心逐漸形成的趨勢。ISF1 組（圖 5.9d）的暖心變化趨勢則與 CTL 組相似，不過在中高層暖心結構上都比 CTL 組來得更為

明顯。由此可以說明，海溫以及海表熱通量對於高層暖心的維持及中層暖心的發展具有高相關性。

根據颱風強度時序圖顯示（圖5.3）CTL組、SST-1組、SST+1組、ISF1組在第11-23 h強度變化趨勢雷同，在第24-33 h 4組的強度變化開始出現差異，因此以下將針對第11-23 h、第24-33 h、第34-72 h三個不同時間的徑向風、垂直速度、垂直質量通量傳輸及垂直水氣通量傳輸進行分析。

在風場方面，在第11-23 h CTL組、SST-1組、SST+1組都發展出成熟的單眼牆結構，最大垂直速度峰值都達到 2.2 m s^{-1} 以上，且都出現傾斜的眼牆結構，其中又以 SST-1 組傾斜最為明顯（圖5.10a-c）。ISF1 組（圖5.10d）的外圍形成對流區而內眼牆垂直速度的峰值僅達到 1.6 m s^{-1} ，但是內眼牆結構較不傾斜。在徑向風方面受到對流活動的影響，4組高層形成明顯的徑向流出區，值得注意的是僅有 SST-1 組在眼牆區中低層形成徑向流出區。垂直水氣通量圖顯示，在低層的垂直水氣通量 SST-1 組與 CTL 組值相似（圖5.11a、b），而 SST+1 組則最為濕潤（圖5.11c），在中層垂直水氣通量3組的差異不大。在垂直質量通量傳輸上3組除了受到對流發展影響，最大值出現在不同位置之外，在強度方面幾乎沒有差異最大值達到 $0.6 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。ISF1 組由於對流較弱的因素，在垂直水氣及質量通量傳輸皆比其他組來得少，且受到外圍對流發展較為顯著的影響，外圍垂直水氣及質量通量較為顯著。

第24-33 h 時 4 組的強度開始出現顯著的差異，SST-1 組依舊維持著強對流（圖5.12b），並且在外圍 60-80 公里處出現零星的對流，此時內核區對流強度比 CTL 組來得更強而外圍對流則較弱，且在高層出現更為傾斜的內眼牆結構。SST+1 組（圖5.12c）內核區對流稍微減弱並集中在 20 公里處發展，在外圍 50-70 公里處亦形成一強對流區，不過內眼牆結構似乎不受外圍對流影響沒有明顯的傾斜，在這階段 SST+1 組對流結構和 CTL 組分佈相似，但內外區對流強度都比較強。ISF1 組（圖5.12d）對流強度則超越其他 3 組峰值達到 2.8 m s^{-1} ，相較於其他組內外兩對流區的合併情形最為明顯。在徑向風方面，4 組內眼牆中層以及 30-70 km 低層都形成徑向流出區，而主要的差異在於高層流出區的強度，以及受到外圍對流區

的影響，CTL 組、SST-1 組及 SST+1 組在中高層外圍出現少量的徑向流出（圖 5.12a-c）。在垂直水氣及質量通量傳輸方面（圖 5.13），SST-1 組（圖 5.13b）由於外圍對流發展較弱，因此在內眼牆區出現大量的垂直水氣及質量通量，甚至比 SST+1 組來得更多，而在外對流區僅出現少量的垂直水氣及質量通量。SST+1 組（圖 5.13c）由於對流分佈相似於 CTL 組但是強度稍強，垂直水氣及質量通量值分佈和 CTL 組相似，但是傳輸量更大且更能夠傳輸至中高層。ISF1 組（圖 5.13d）內外對流區較為集中，因此相較於 CTL 組垂直水氣通量及垂直質量通量更能集中在內對流區，且相較於其他組內核區的傳輸量更大。

第 34-72 h 時 SST-1 組（圖 5.14b）垂直速度分佈及強度和 CTL 組相近，但是相較於 CTL 組眼牆結構更為傾斜。SST+1 組（圖 5.14c）內外兩對流區稍稍合併，但雙對流區結構依舊明顯，而內對流區強度並沒有明顯的減弱依舊保持在 1.8 m s^{-1} 的高值，相較於 CTL 組眼牆結構更為筆直。ISF1 組（圖 5.14d）亦存在內外兩對流區結構，相較於第 24-33 h（圖 5.12d）內對流區強度稍微減弱，且形成較為傾斜的眼牆結構（比 CTL 組更為筆直）。在徑向風方面，4 組分佈差異不大，僅因颱風強度不同而在內眼牆區及高層出現強度不同的徑向流出區。在垂直水氣及質量通量方面，SST-1 組（圖 5.15b）雖然在低層相較於 CTL 組更為集中，不過受到對流強度減弱及眼牆結構傾斜的影響，在中高層的垂直質量通量比第 25-34 h（圖 5.13b）少上許多，由於對流強度不足、中高層不集中及眼牆傾斜等因素，能量幾乎無法傳輸至中高層內核區，導致高層暖心迅速減弱（圖 5.9b）。SST+1 組（圖 5.15c）由於內核區對流沒有明顯的減弱且內外兩對流區變得更為集中，因此在垂直水氣及質量通量上比 CTL 組更能夠有效的提供，不過整體上還是比第 24-33 h 時（圖 5.13c）來得少。ISF1 組（圖 5.15d）則是受到對流區不集中及眼牆傾斜的影響，垂直水氣及質量通量雖然在低層存在高值，但是無法有效的傳輸至中高層內核區。

根據上述結果，高層暖心結構的維持，對於 RI 的持續時間扮演重要的角色。SST-1 組在對流強度上和 CTL 組接近，但是由於受到較大的垂直風切、海表熱通量不足及高層眼牆結構傾斜的影響，導致 RI 後期的對流強度雖然沒有減弱，但是高層暖心及 RI 無法維持。SST+1 組在 RI 期

間的對流結構和 CTL 組接近，但對流較強以及海表熱通量較高，因此在內核區水氣量充足及對流成熟的情況下，在 RI 結束後，內核區的能量供應較為充足，外圍對流無法完全阻斷內眼牆的發展，使得高層暖心結構能夠持續維持。在模擬前期 ISF1 組的對流強度雖然較 CTL 組弱，但是由於對流發展較接近颱風中心且 C_K/C_D 值較大，因此在早期不論是暖心強度或是颱風強度上差異皆不會太大，而當颱風中心最低氣壓低於 940 hPa 時，ISF1 組與 CTL 組便開始出現顯著差異，ISF1 組發展出更強的颱風且有更強的海表熱通量傳輸、對流強度、垂直通量等。由此可以說明當颱風強度達到一定值時，海表通量計算方式對於颱風的增強及暖心結構會有更為顯著的影響，此結果和 Green and Zhang (2013) 結果相同。藉由海溫敏感度實驗可以發現，CTL 組的 RI 過程是由低垂直風切及海表溫度主導，使颱風能夠在 RI 期間有效發展深對流，增強颱風高層暖心結構。



第六章 結論與未來展望

6.1 總結

本研究針對瑪莉亞颱風（2018）個案，藉由 WRF 中尺度數值模式配合 ECMWF 之 ERA5 再分析資料，同時搭配 NC2014 颱風動力初始化方式，得到最佳模擬結果，並針對 RI 過程及結構演變進行後續之分析。此外，為瞭解 SST 及海表通量計算方式對颱風 RI 及結構的影響，本研究亦進行五種不同的敏感度實驗進行分析。

結果顯示，瑪莉亞颱風於 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC 期間主要分為三個不同的發展階段，分別為 RI 前（5-10 h）、中（11-33 h）、後（34-72 h）。在 RI 前由於高層零星對流活動以及有利於 RI 發展的環境（高海溫、低垂直風切、下風切左側發展對流胞），使得質量通量能夠有效的傳輸，導致颱風能夠進入 RI 過程。

在 RI 早期（11-23 h）內核區對流扮演重要的角色。在這階段颱風中心慣性穩定度較低，強迫底層徑向流入增加，造成內核區對流活動增強，將底層較暖濕的空氣帶至內核區中高層。同時由於海表熱通量較高的因素，導致海表面對流不穩定性增加，更有利於對流的發展。高層暖心結構的形成比內核區高層強對流晚了約 6 小時，而高層暖心的增強與颱風對流強度形成正回饋，使颱風的 RI 過程能夠持續發展，颱風逐漸進入成熟期，而中高層暖心結構來自於垂直及水平暖平流的貢獻。在 RI 晚期（24-33 h）颱風外圍零星對流胞的出現，導致低層形成輻散區，在內核區深對流無法建立的情況下，迫使 RI 停止。

在 RI 後（34-72 h）受到外圍對流強度迅速增強的影響，颱風最大暴風半徑開始向外發展形成傾斜的內眼牆結構，由於半徑增大，颱風中心慣性穩定度減少，導致底層流入的增加，搭配低層大量輻散的影響，外圍的垂直次環流持續增強，間接導致內核區對流迅速減弱，甚至出現大量的下沉運動，由於強對流的發展集中在外圍，導致無法有效的提供能量給颱風。高層暖心結構受到水平冷平流及垂直冷平流的影響迅速減弱，而中層暖

心結構及外圍高層暖區則是由水平暖平流所貢獻。

根據海溫敏感度實驗結果顯示，海溫的改變會影響颱風 RI 的發展，SST-1 組依舊能夠發展 RI，SST-2 組及 SST-3 組颱風增強不顯著無法發展 RI。SST-1 組颱風在中高層內核區對流強度比 CTL 組來得強，但是深對流的強度比 CTL 組來得弱，以及垂直風切較強，因此在 RI 發展的後期高層暖心結構無法維持，導致 RI 受限。SST+1 組模擬期間的強度及高層暖心結構都比 CTL 組更強，且在 RI 結束後，由於內核區強對流的因素，內眼牆受到外對流區的影響較小，因此眼牆結構更為筆直，高層的暖心結構能夠維持。由此說明，本個案的 RI 由高 SST 與高層暖心結構主導，對流活動能否有效將能量傳輸著颱風內核區高層，將影響 RI 的增強幅度。

利用不同海表交換係數計算方式（將 WRF 中 isftcflxh 從 0 更改為 1）的結果顯示，當 isftcflx=1 時（ISF1 組）颱風底層會有較高的烓交換係數及較低的拖曳係數，模式提供颱風更多的表面通量。在 23 h 前 ISF1 組及 CTL 組強度差異不大，但是在對流發展上兩組有顯著的差異，前者對流強度較弱且較靠近內核區，而外圍對流則更強。在 24-33 h ISF1 組的颱風持續增強，在高層暖心結構上的分佈相似但更暖，同時伴隨著更強的對流結構。由此可以說明，海表面通量對於 RI 的維持扮演重要的角色，尤其是當瑪莉亞颱風中心最低氣壓低於 940 hPa 時，若能提供更多的海表通量，便能夠使 RI 的增強持續。

6.2 未來展望

本研究主要針對瑪莉亞颱風之 RI 現象進行分析，對於颱風後期的眼牆置換及第二次增強仍具探討空間。此外，未來可採用更高空間解析度的網格配置，以改善位溫收支方程內核區的誤差，以及模擬出更接近真實的對流結構。在分析方面，本研究藉由內外對流的發展推估暖心結構對於 RI 的影響，未來可嘗試利用總靜力壓（total hydrostatic pressure）分析中層及高層暖心結構對於總壓力的貢獻，以及針對外圍對流的發展進行更深入的分析。而在敏感度實驗方面，本研究利用改變海溫的方式分析海表溫度對於 RI 的影響，但是對於海表溫度如何影響內外對流區發展的缺少更深入

的研究。最後在海表交換通量交換的計算方式上，僅得知在海表通量較為充足的情況下能夠使 RI 維持更久未來亦可真對對流結構上的變化以及其他計算方式、個案、微物理、雲參數化法進行分析，以進一步了解海表通量的貢獻。



參考文獻

- Black, M. L., J. F. Gamache, F. D. Marks Jr., C. E. Samsury, and H. E. Willoughby, 2002: Eastern Pacific Hurricanes Jimena of 1991 and Olivia of 1994: The effect of vertical shear on structure and intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2291–2312.
- Chang, C.-C. and C.-C. Wu, 2017: On the Processes Leading to the Rapid Intensification of Typhoon Megi (2010). *J. Atmos. Sci.*, **74**, 1169–1200.
- Chen, H., and D.-L. Zhang, 2013: On the rapid intensification of Hurricane Wilma (2005). Part II: Convective bursts and the upper-level warm core. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 146–162.
- Chen, X., M. Xue, and J. Fang, 2018: Rapid intensification of Typhoon Mujigae (2015) under different sea surface temperatures: Structural changes leading to rapid intensification. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 4313–4335.
- Chen, X., Y. Wang, J. Fang, and M. Xue, 2018: A numerical study on rapid intensification of Typhoon Vicente (2012) in the South China Sea. Part II: Roles of inner-core processes. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 235–255.
- Cheng, C.-J., and C.-C. Wu, 2020: The role of WISHE in the rapid intensification of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 3139–3160.
- DeMaria, M., C. R. Sampson, J. A. Knaff, and K. D. Musgrave, 2014: Is tropical cyclone intensity guidance improving? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 387–398.
- Eastin, M. D., W. M. Gray and P. G. Black, 2005: Buoyancy of convective vertical motions in the inner core of intense hurricanes. Part II: Case studies. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 208–227.
- Emanuel, K. A., 1986: An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–605.
- , 1989: The Finite-Amplitude Nature of Tropical Cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3431–3456.

- 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.
- Hendricks, E.A., M.S. Peng, B. Fu, and T. Li, 2010: Quantifying Environmental Control on Tropical Cyclone Intensity Change. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3243–3271.
- Holliday, C. R. and A. H. Thompson, 1979: Climatological Characteristics of Rapidly Intensifying Typhoons. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1022–1034.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes, *Mon. Weather Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining PlumeModel and its Application in Convective Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kaplan, J., and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030–2045.
- Lin, I.-I., C.-C. Wu, I. F. Pun, and D. S. Ko, 2008: Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3288–3306.
- Nguyen, H. V., and Y.-L. Chen, 2011: High-Resolution Initialization and Simulations of Typhoon Morakot (2009). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1463–1491.
- , 2014: On the Spin-up Process of a Typhoon Vortex in a Tropical Cyclone Initialization Scheme and Its Impacts on the Intensity Simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 4340–4356.
- Ooyama, K., 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3–40.

- Peng, C.-H., and C.-C. Wu, 2020: The Impact of outer-core surface heat fluxes on the convective activities and rapid intensification of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 3907-3927.
- Rotunno, R., and K. Emanuel, 1987: An Air–Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part II: Evolutionary Study Using a Non hydrostatic Asymmetric Numerical Model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 542–561.
- Schubert, W. H., and J. J. Hack, 1982: Inertial stability and tropical cyclone development. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1687–1697.
- Stern, D. P., and F. Zhang, 2013: How does the eye warm? Part I: A potential temperature budget analysis of an idealized tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 73–90.
- Tao, W. K., Simpson J. and McCumber M. 1989: An ice-water saturation adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **117**(1), 231-235.
- Vigh, J.L. and W.H. Schubert, 2009: Rapid Development of the Tropical Cyclone Warm Core. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3335–3350.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric-eyewalls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Appl. Sci.*, **39**, 395–411.
- Wang, H., and Y. Wang, 2014: A numerical study of Typhoon Megi (2010). Part 1: Rapid intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 29–48.
- Wang H, Wang Y, Xu J, Duan Y 2019: Evolution of the warm-core structure during the eyewall replacement cycle in a numerically simulated Tropical Cyclone. *J Atmos Sci.*, **76**(8), 2559–2573.
- Wang, Y., 2008: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250–1273.
- Wang, Z., 2013: Characteristics of convective processes and vertical vorticity from the tropical wave to the tropical cyclone stage in the high-resolution numerical model simulations of Tropical Cyclone Fay (2008). *J. Atmos. Sci.*, **71**, 896–915.

- Zhang, D.-L., and H. Chen, 2012: Importance of the upper-level warm core in the rapid intensification of a tropical cyclone. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L02806.
- Zhang, F., D. Tao, Y. Q. Sun, and J. D. Kepert, 2017: Dynamics and predictability of secondary eyewall formation in sheared tropical cyclones. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **9**, 89–112.
- Zhang, F. and K. Emanuel, 2016: On the Role of Surface Fluxes and WISHE in Tropical Cyclone Intensification. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 2011–2019.
- Zhu, Z., and P. Zhu, 2014: The role of outer rainband convection in governing the eyewall replacement cycle in numerical simulations of tropical cyclones. *J. Geophys. Res.*, **119**, 8049–8072.



附圖

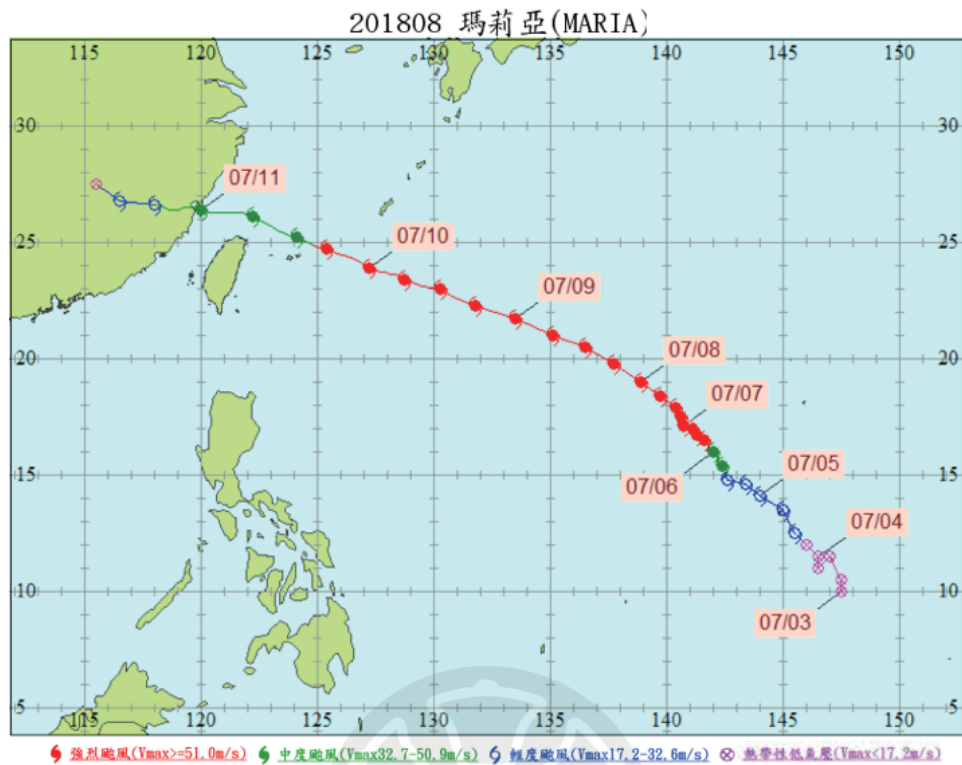


圖2.1 中央氣象局之瑪莉亞颱風從2018年7月3日0000UTC至11日1800UTC路徑圖。

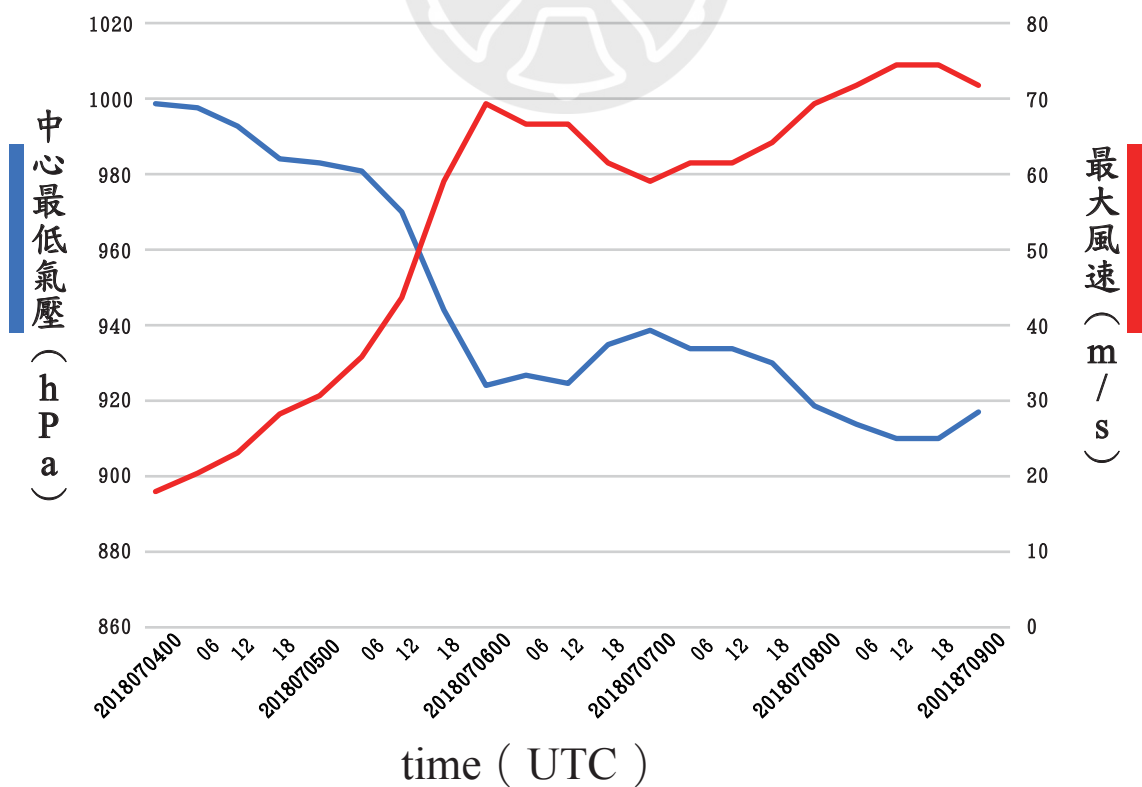
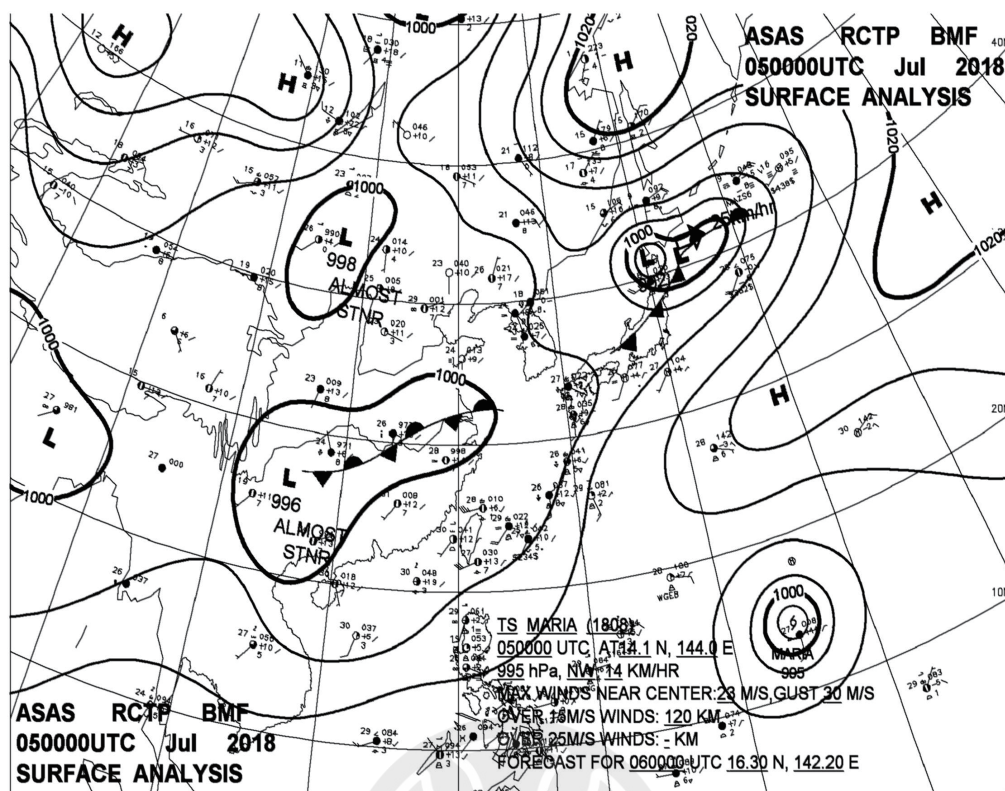


圖2.2 JTWC之瑪莉亞颱風從2018年7月4日0000UTC至9日0000UTC中心最低氣壓(藍線，單位hPa)及最大風速(紅線，單位 ms^{-1})。

(a) 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC



(b) 2018 年 7 月 6 日 0000 UTC

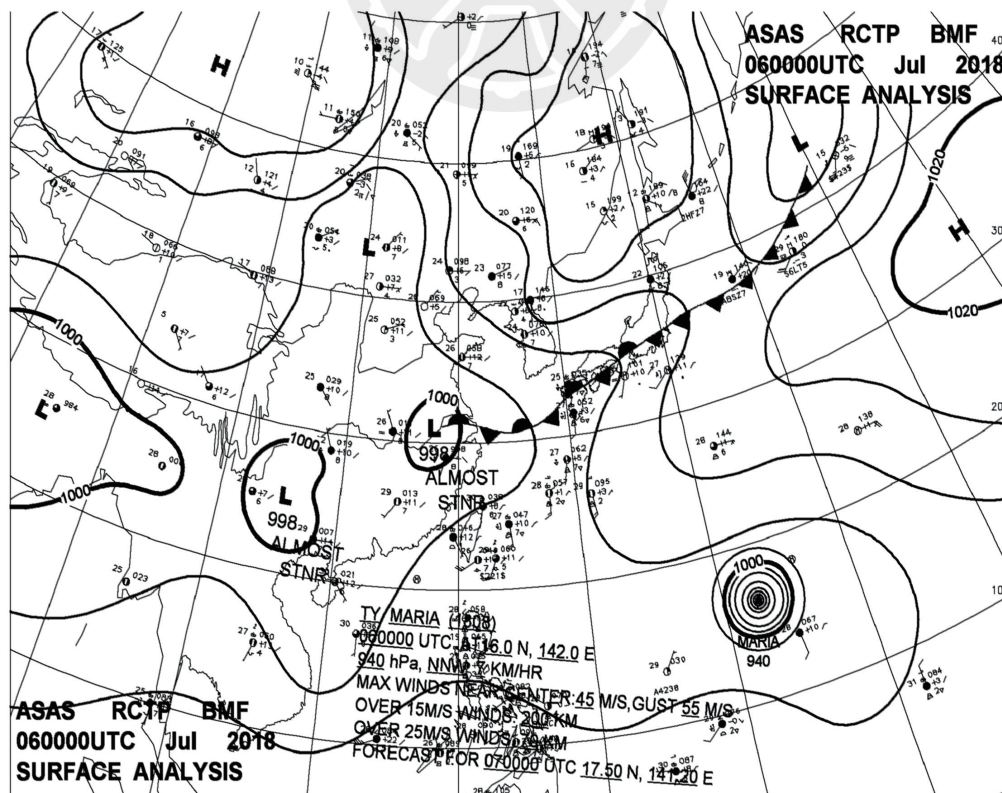
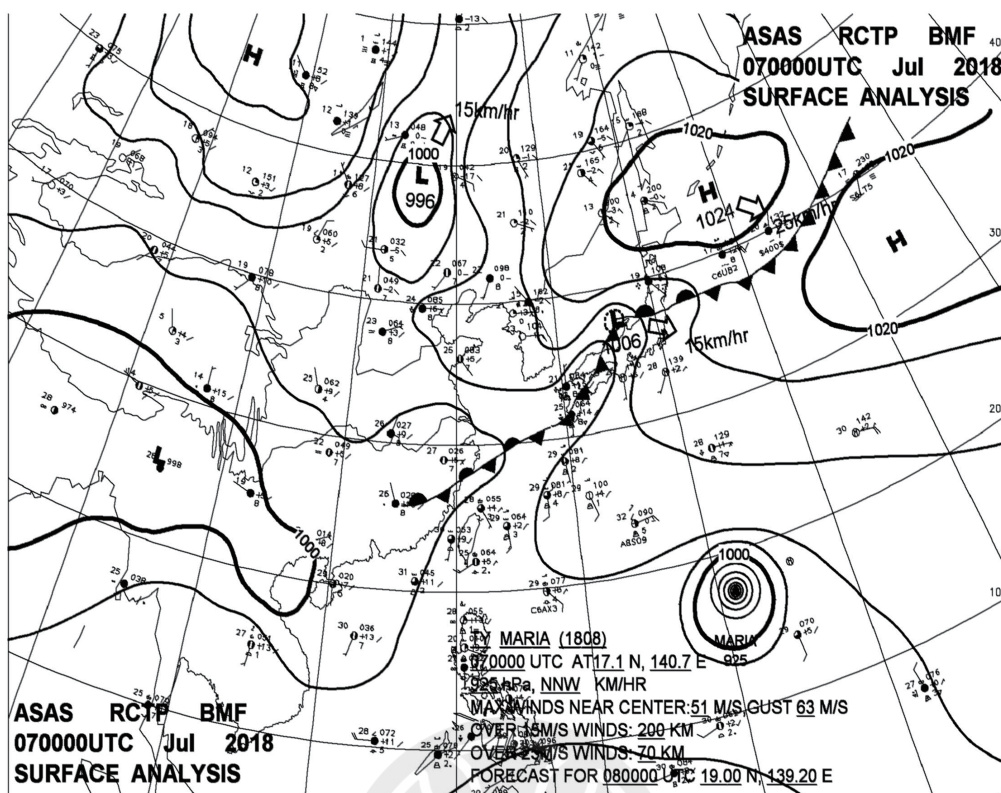


圖2.3 中央氣象局之地面天氣圖 2018 年 7 月 (a)5 日 0000 UTC、(b)6 日 0000 UTC、(c) 7 日 0000 UTC (d)8 日 0000 UTC。

(c) 2018 年 7 月 7 日 0000 UTC



(d) 2018 年 7 月 8 日 0000 UTC

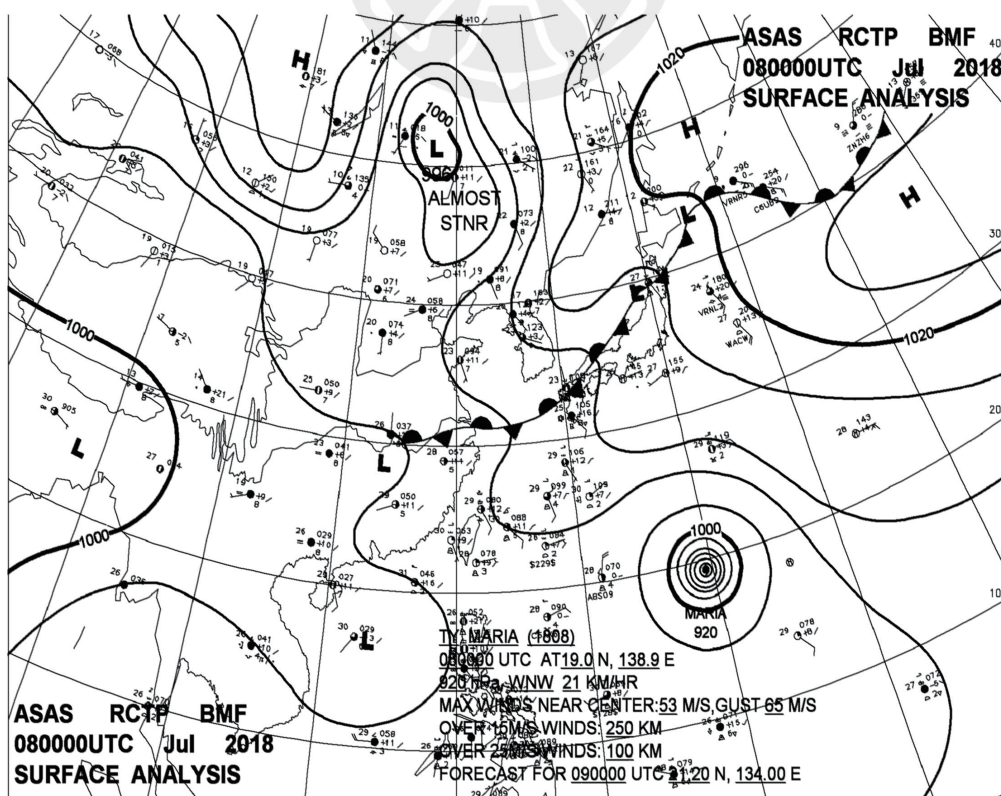
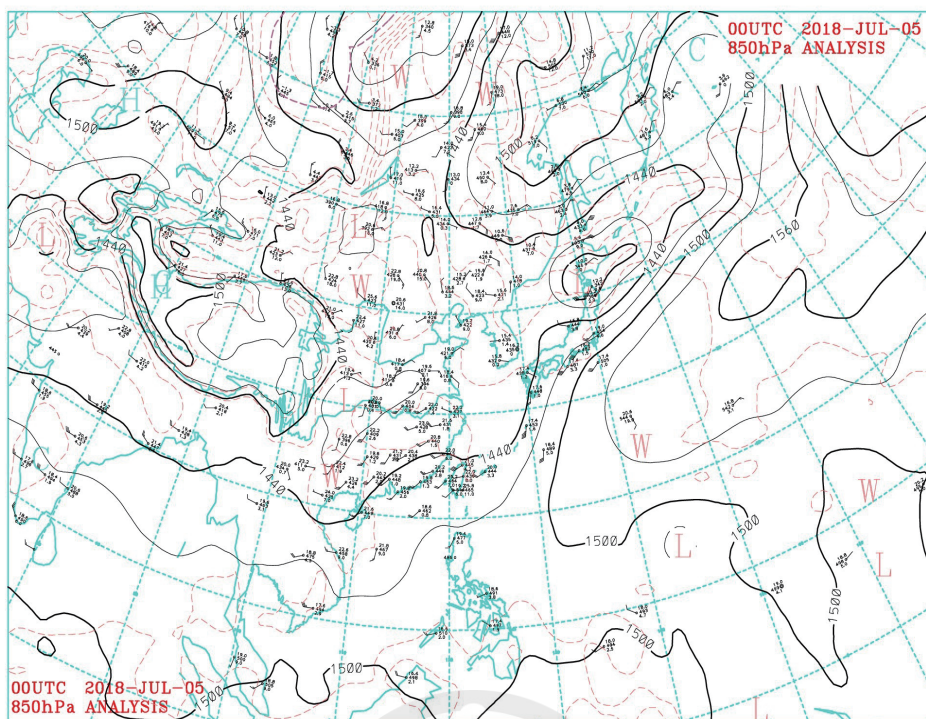


圖2.3 (續)

(a) 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC



(b) 2018 年 7 月 6 日 0000 UTC

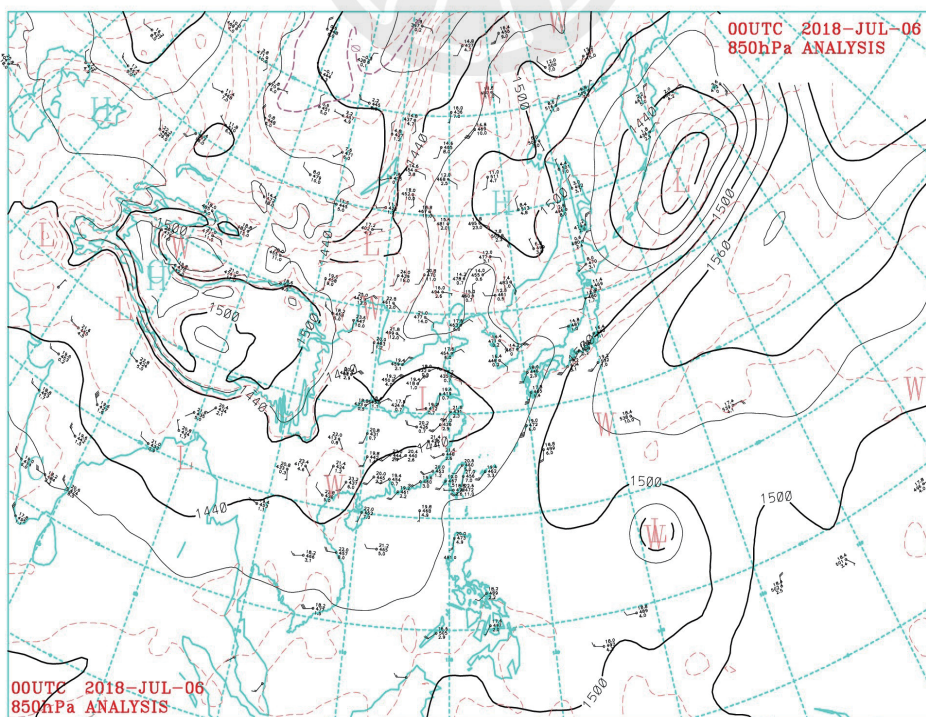
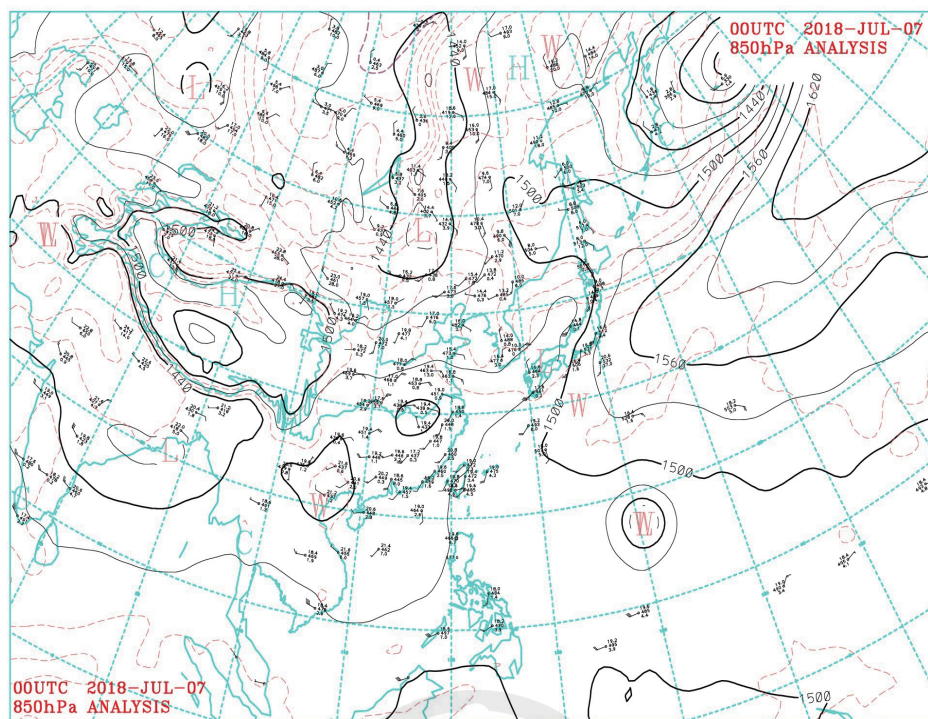


圖2.4 中央氣象局之 850hPa 天氣圖 2018 年 7 月 (a) 5 日 0000 UTC、(b) 6 日 0000 UTC、(c) 7 日 0000 UTC、(d) 8 日 0000 UTC。

(c) 2018 年 7 月 7 日 0000 UTC



(d) 2018 年 7 月 8 日 0000 UTC

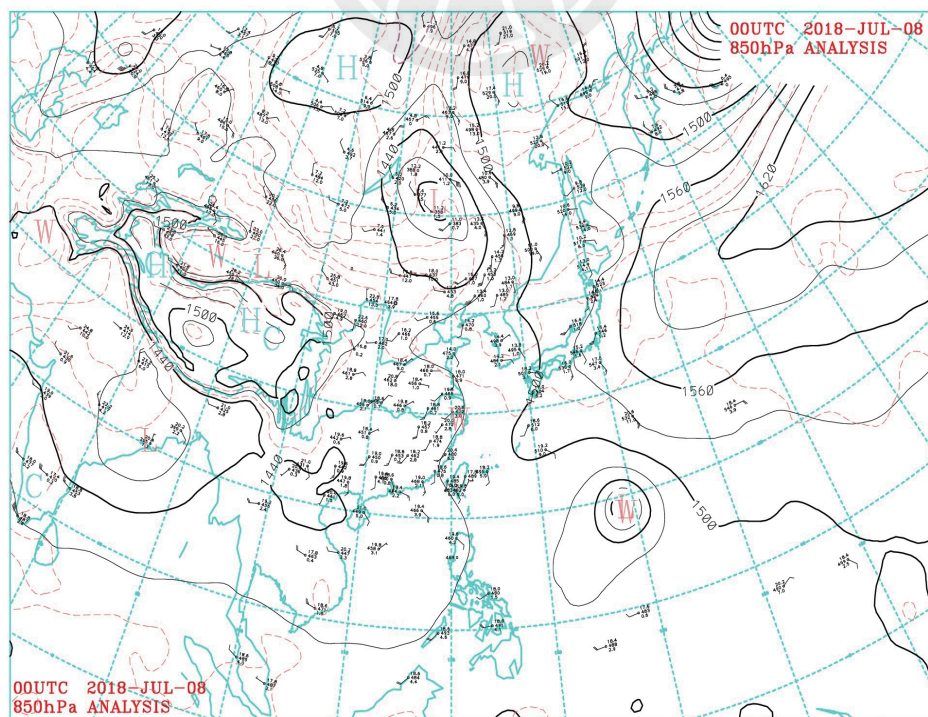
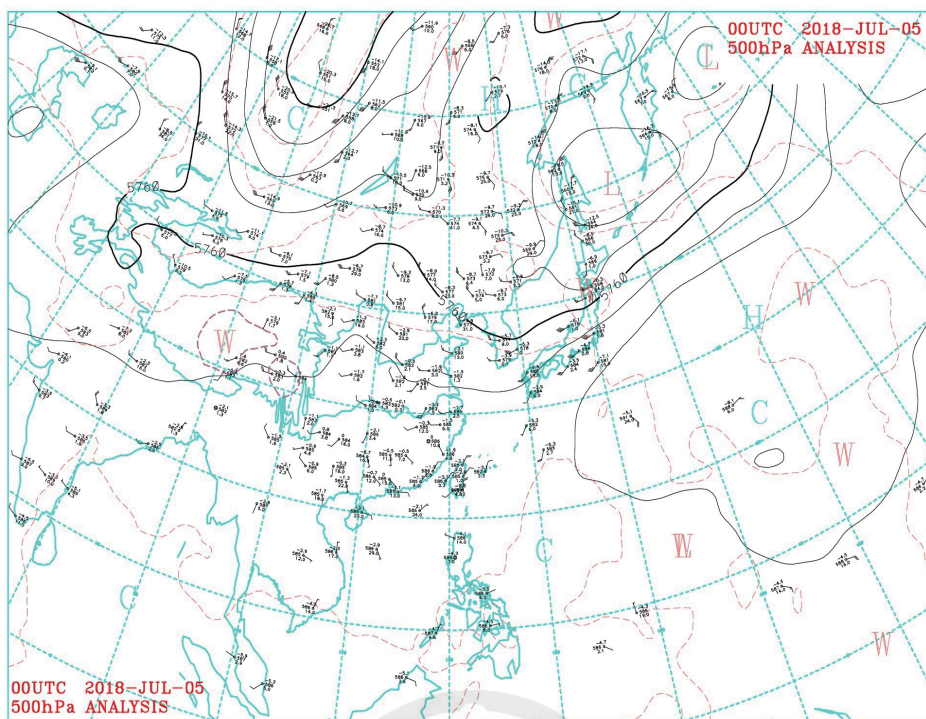


圖2.4 (續)

(a) 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC



(b) 2018 年 7 月 6 日 0000 UTC

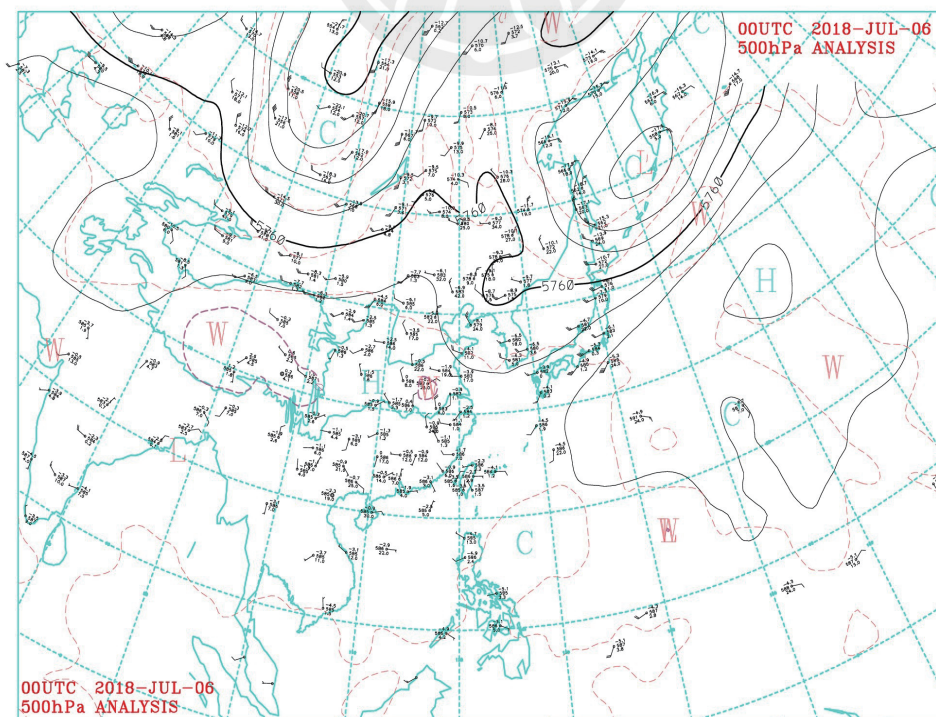
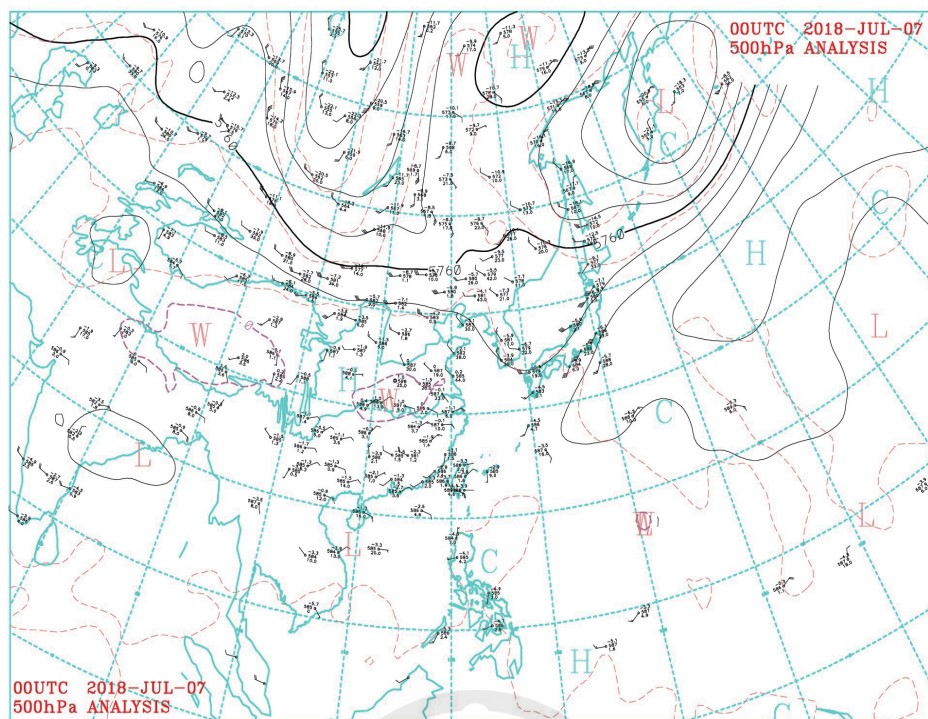


圖2.5 同圖2.5，但為500hPa天氣圖。

(c) 2018 年 7 月 7 日 0000 UTC



(d) 2018 年 7 月 8 日 0000 UTC

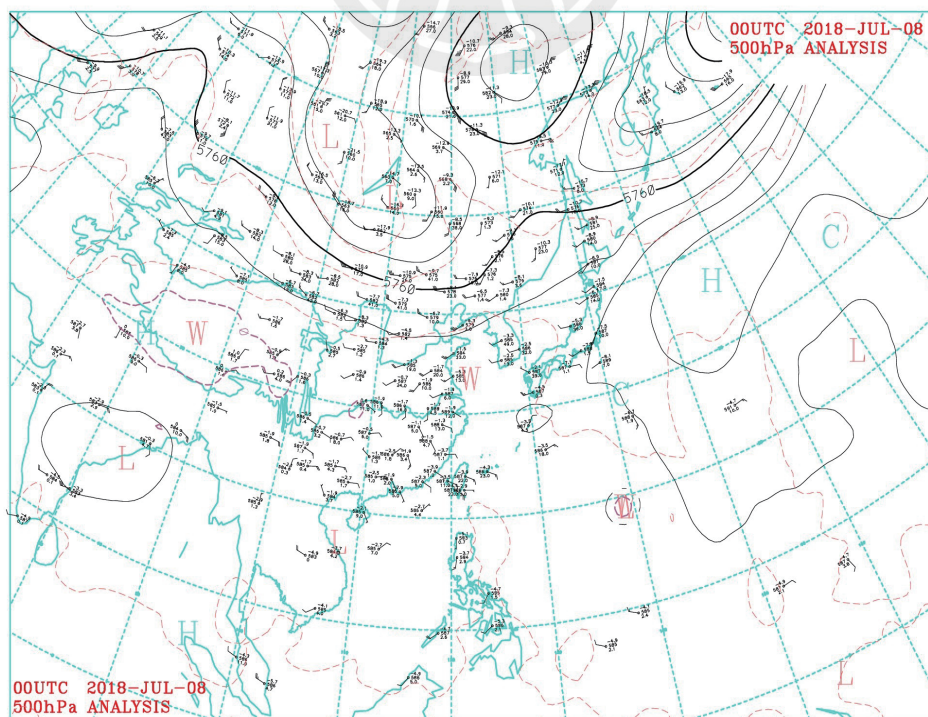
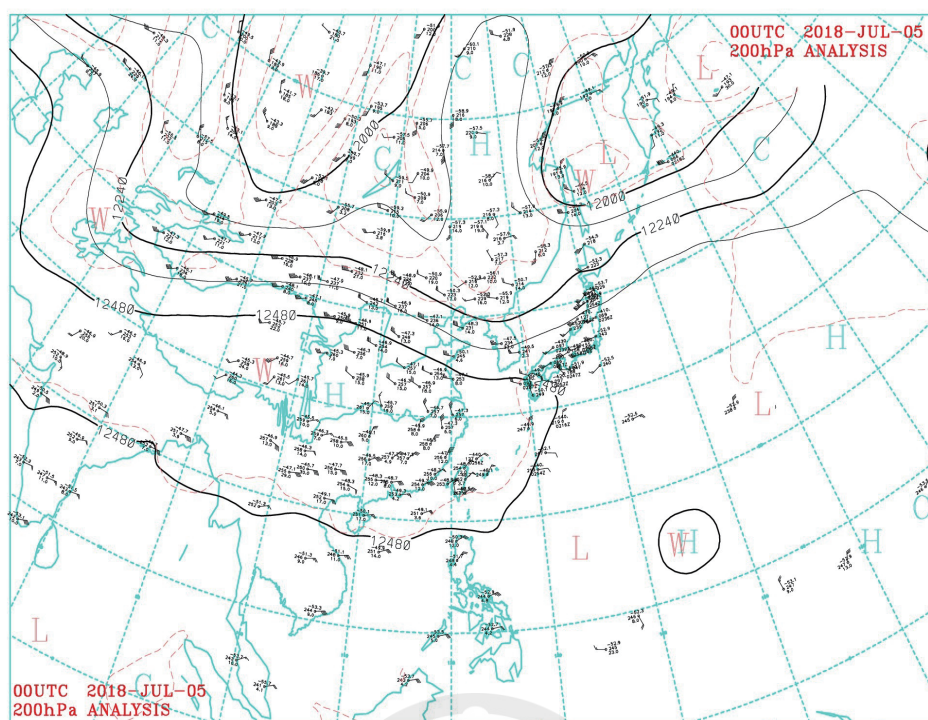


圖2.5 (續)

(a) 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC



(b) 2018 年 7 月 6 日 0000 UTC

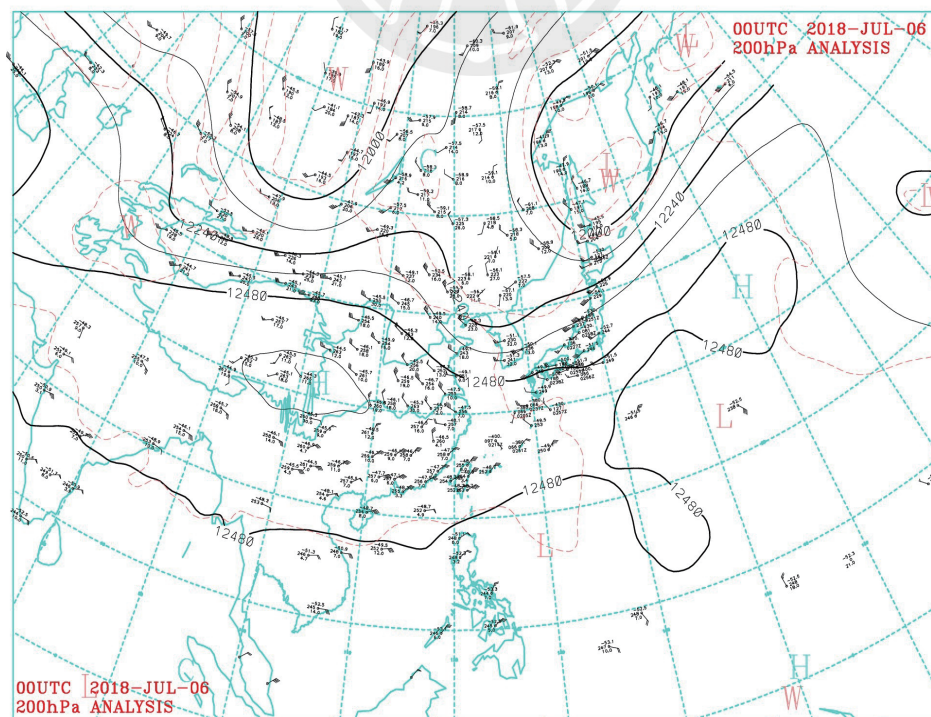
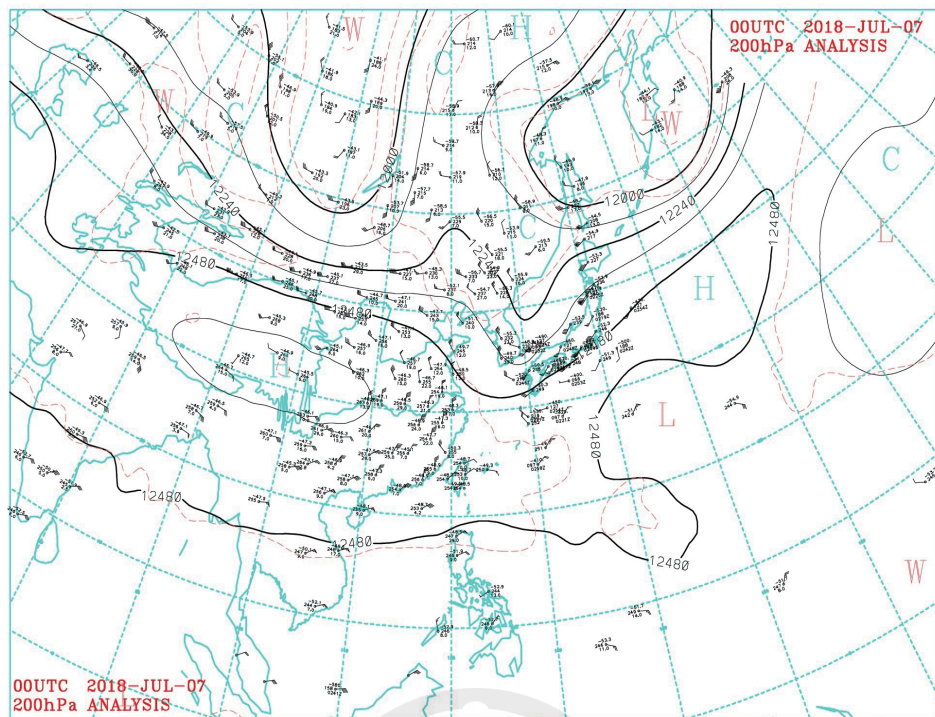


圖2.6同圖2.4，但為200 hPa天氣圖。

(c) 2018 年 7 月 7 日 0000 UTC



(d) 2018 年 7 月 8 日 0000 UTC

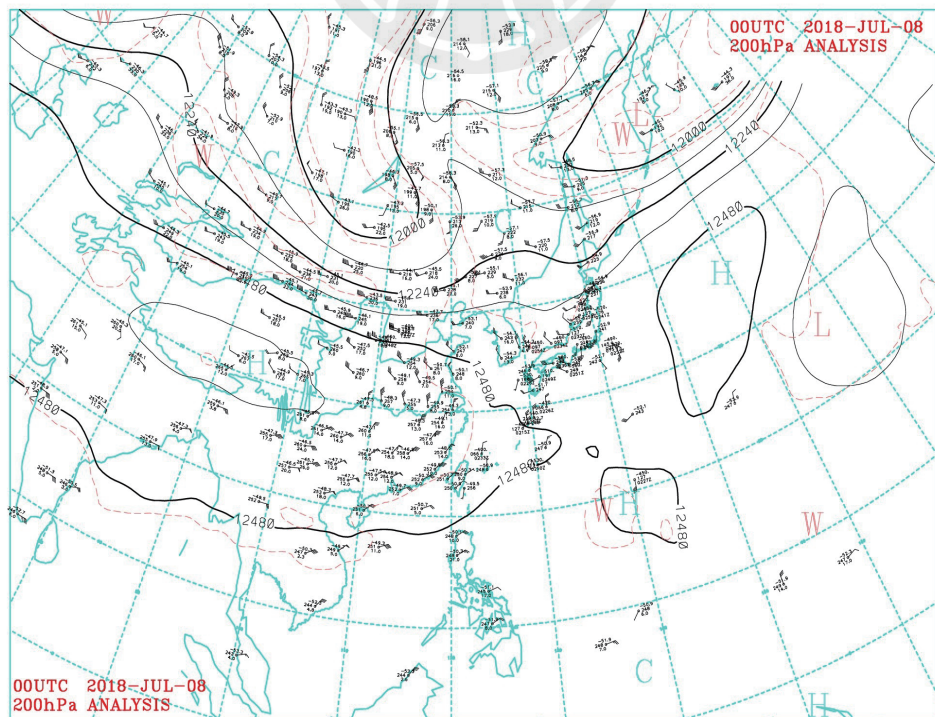
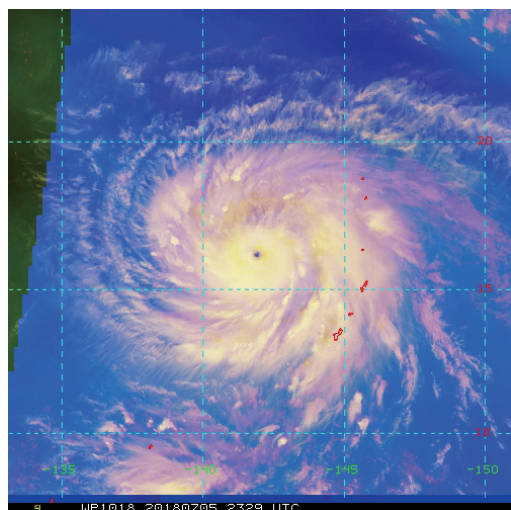
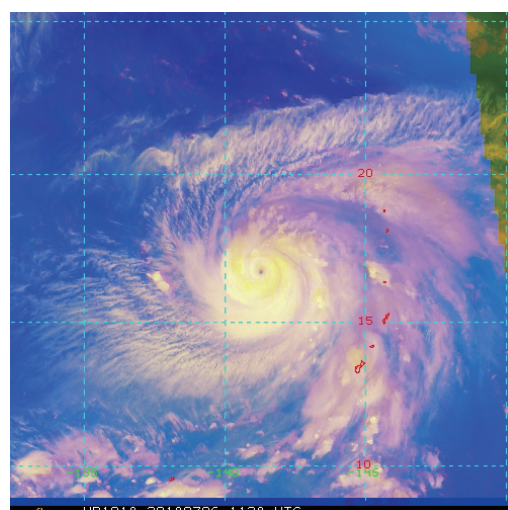


圖2.6 (續)

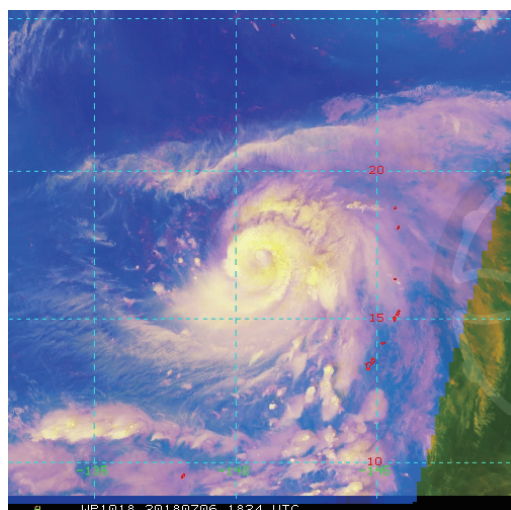
(a) 7 月 5 日 2329 UTC



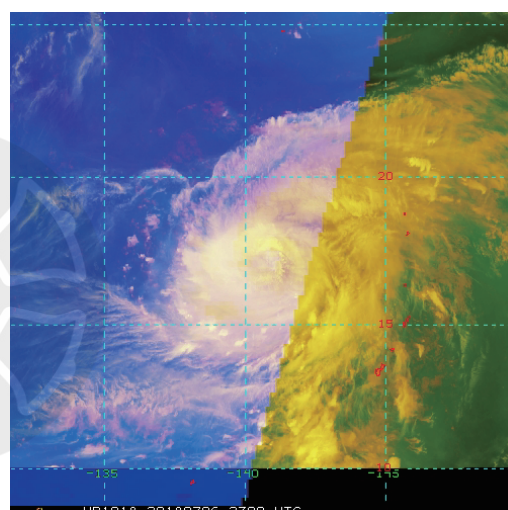
(b) 7 月 6 日 1128 UTC



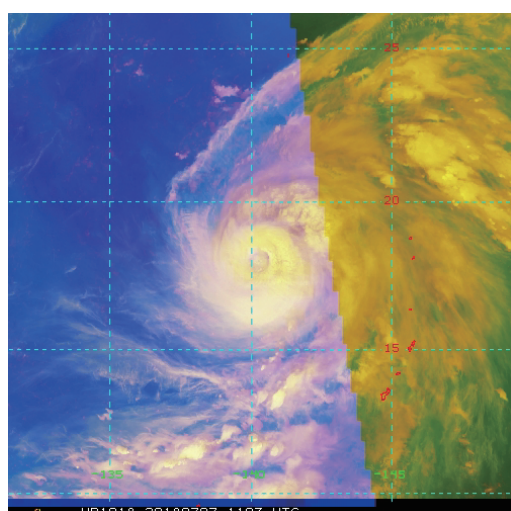
(c) 7 月 6 日 1824 UTC



(d) 7 月 6 日 2300 UTC



(e) 7 月 7 日 1123 UTC



(f) 7 月 7 日 1824 UTC

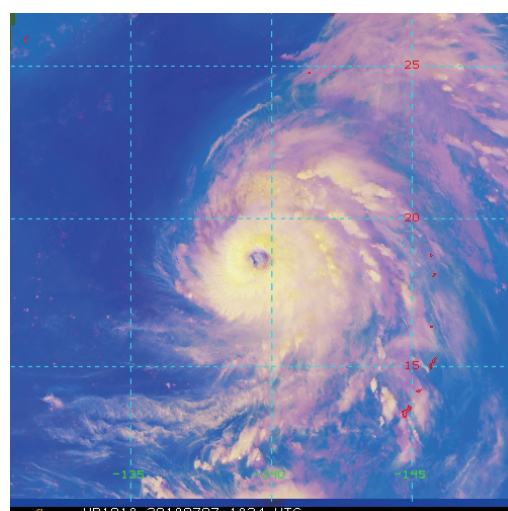
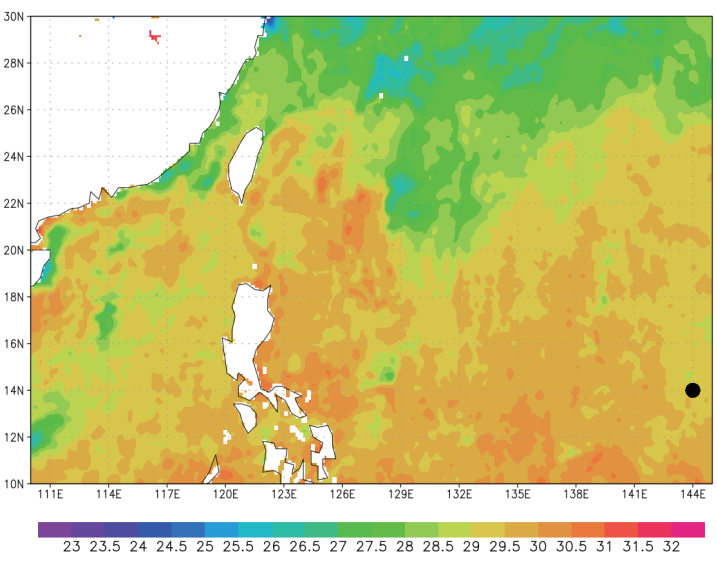
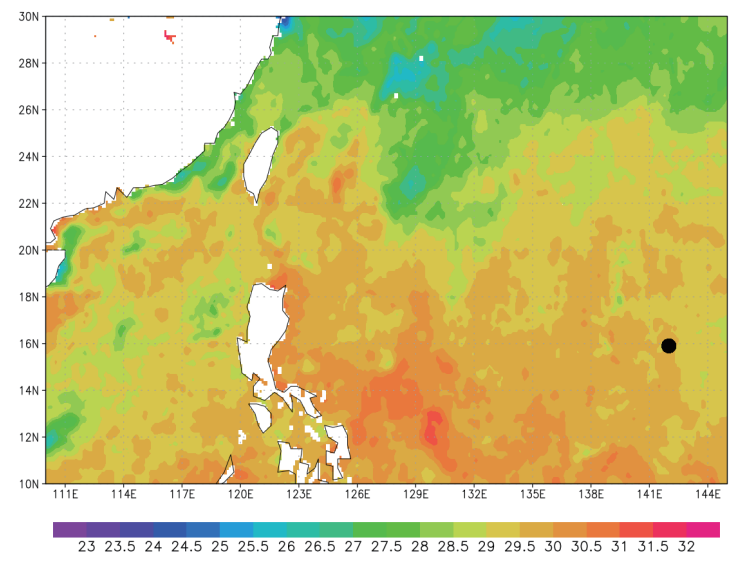


圖2.7 衛星雲圖，2018 年7月(a)5日 2329 UTC、(b) 6日 1128 UTC、(c) 6日 1824 UTC、(d) 6日 2300 UTC、(e) 7日 1123 UTC、(f) 7日 1824 UTC。

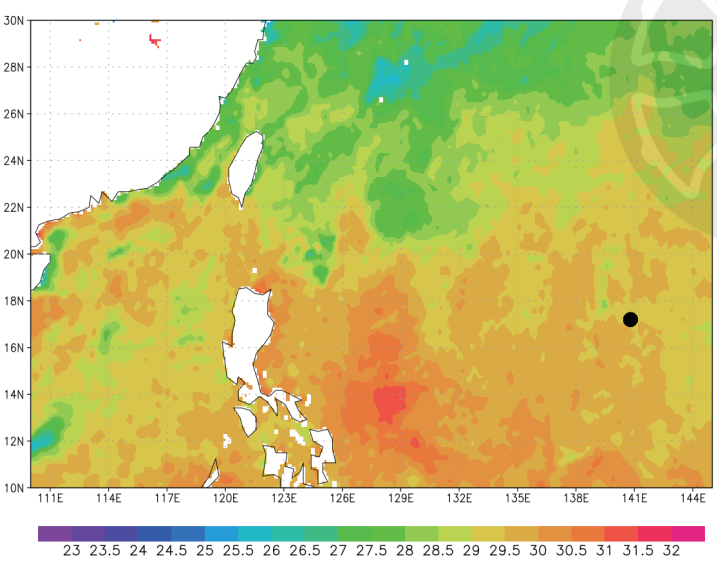
(a) 7 月 5 日 0000 UTC



(b) 7 月 6 日 0000 UTC



(c) 7 月 7 日 0000 UTC



(d) 7 月 8 日 0000 UTC

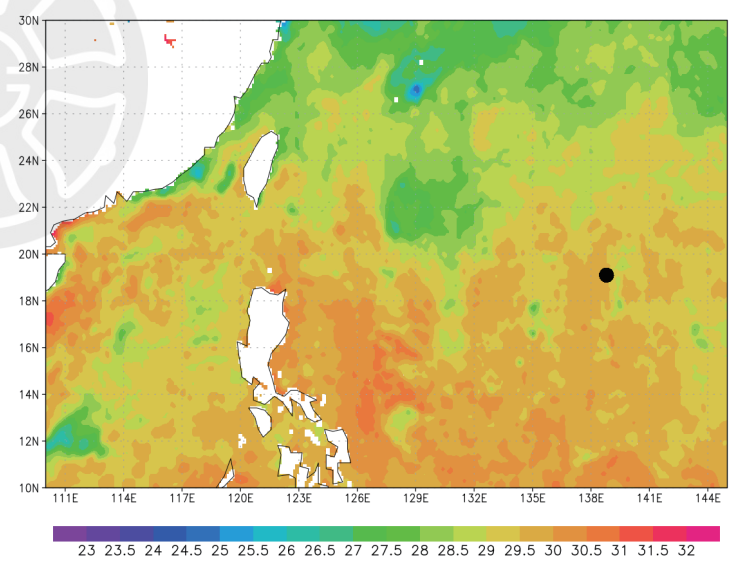


圖2.8 高解析度海溫資料 (GHR SST)，色階為海溫 (單位 $^{\circ}\text{C}$)，黑圓點為瑪莉亞颱風中心位置，2018年7月(a)5日0000UTC、(b)6日0000UTC、(c)7日0000UTC、(d)8日0000UTC。

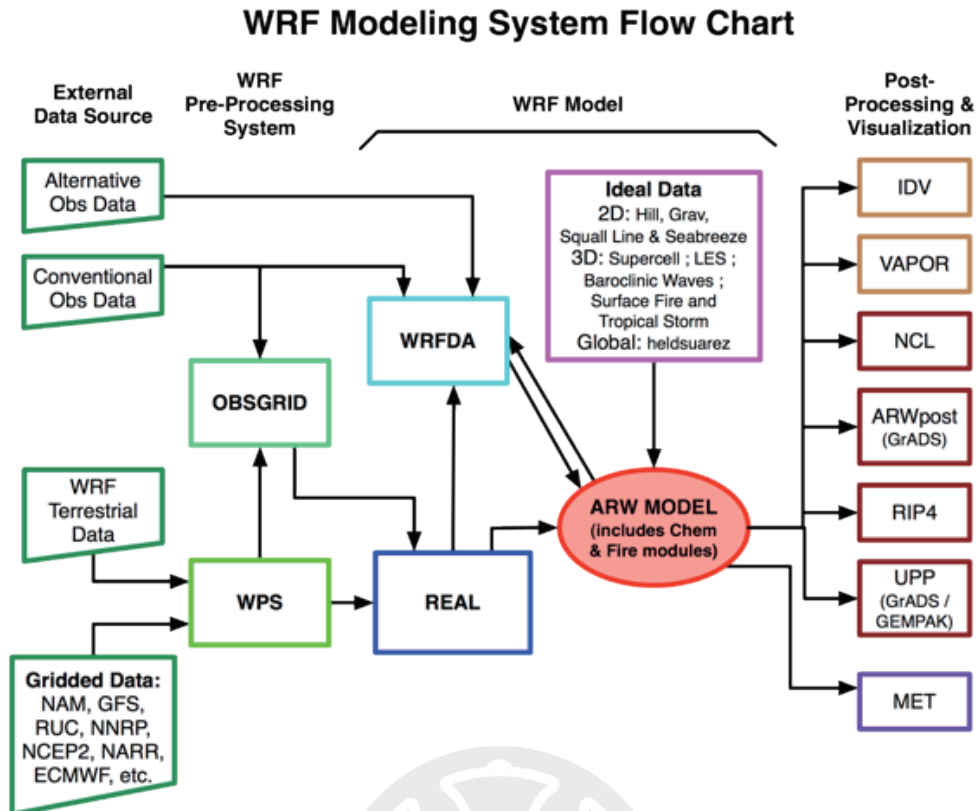


圖3.1 WRF 模式示意圖（取自 WRF 使用手冊）。

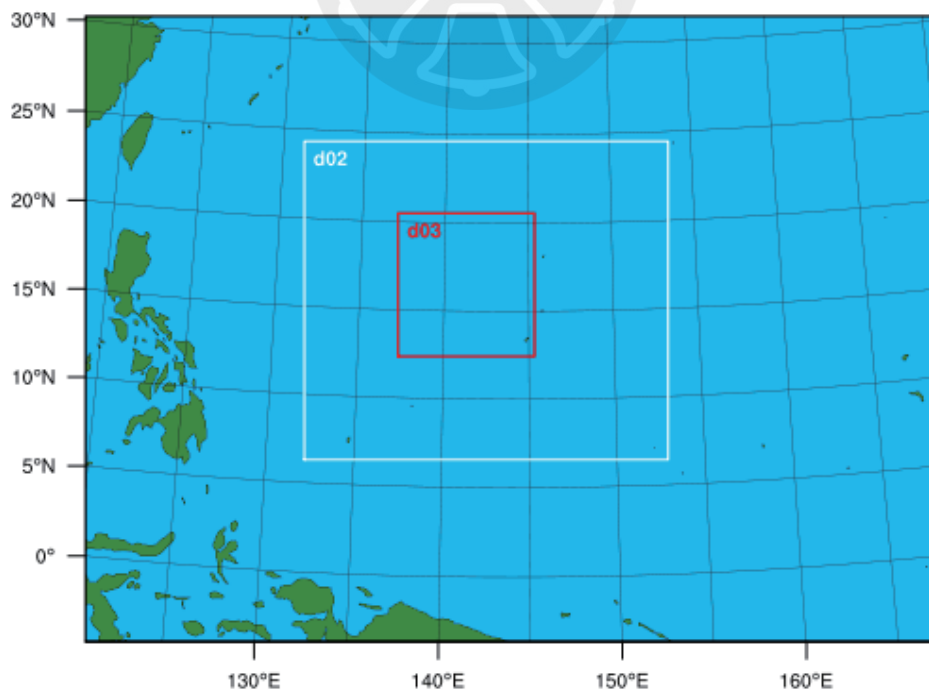
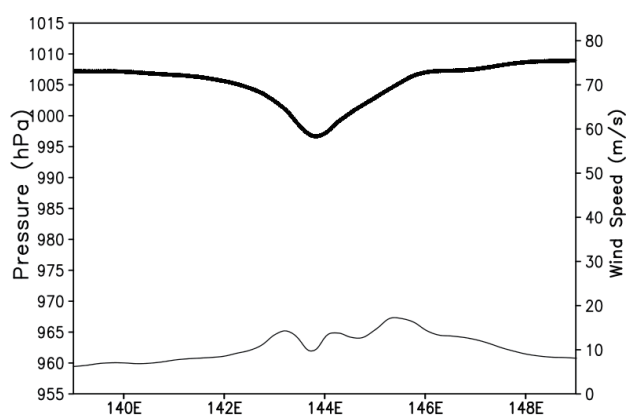


圖3.2 本研究於 WRF 模式設定之三層巢狀網格範圍。



圖3.3 NC2014 颱風動力初始化方法概念圖。

(a) NCI 組



(b) CTL 組

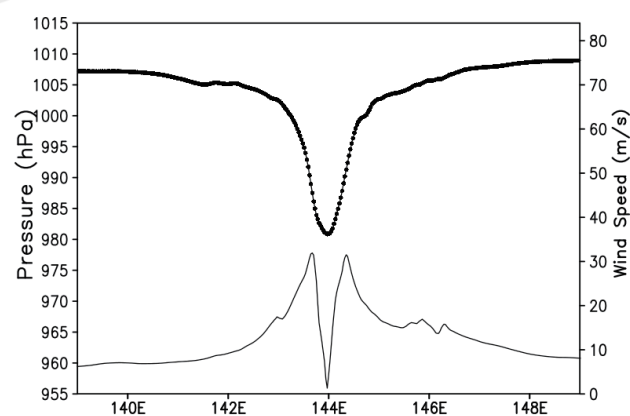


圖3.4 颱風初始場之東西剖面(a) NCI 組，(b) CTL 組之海平面氣壓（粗線，單位 hPa）與 10 米風速（細線，單位 m s^{-1} ）。

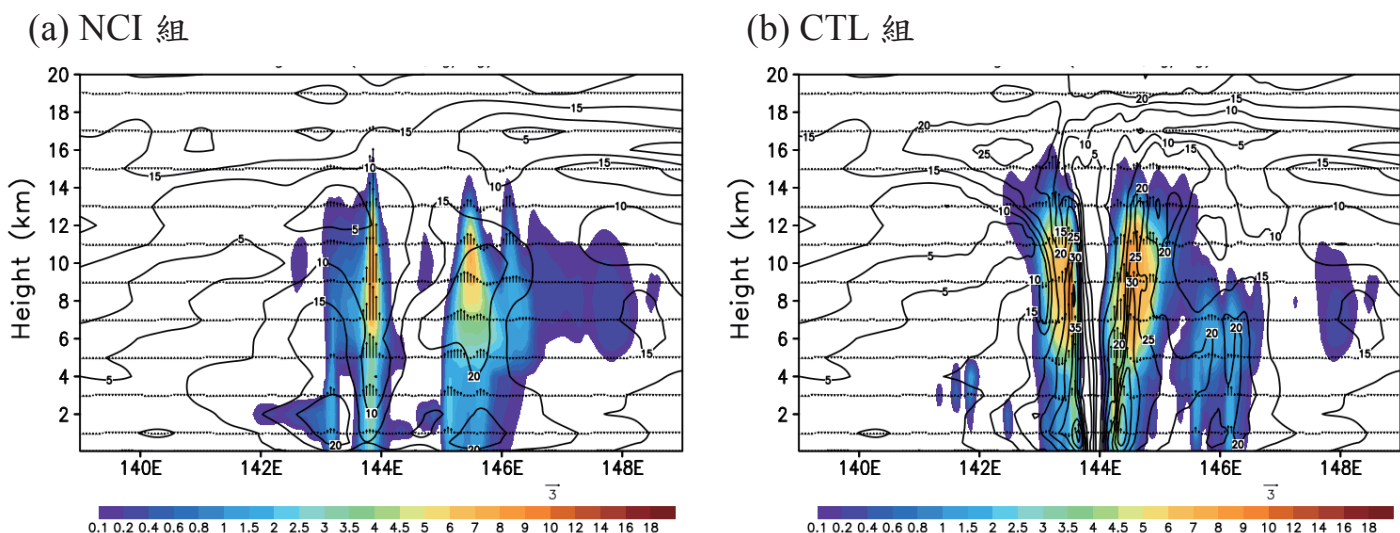


圖3.5 颱風初始場之(a) NCI 組，(b) CTL 組之東西垂直剖面圖，垂直方向向量為垂直風速（單位 m s^{-1} ），實線為南北風風速（單位 m s^{-1} ），色階為水氣混合比（單位 g kg^{-1} ）。

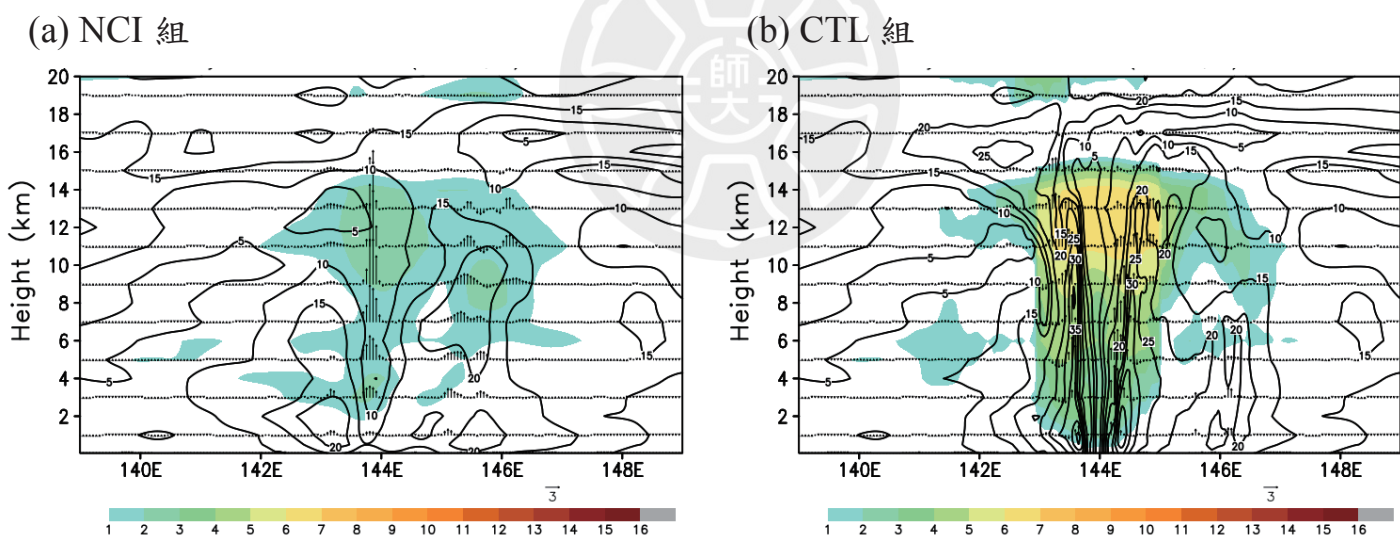


圖3.6 同圖3.5，但色階為溫度距平值（單位 K）。

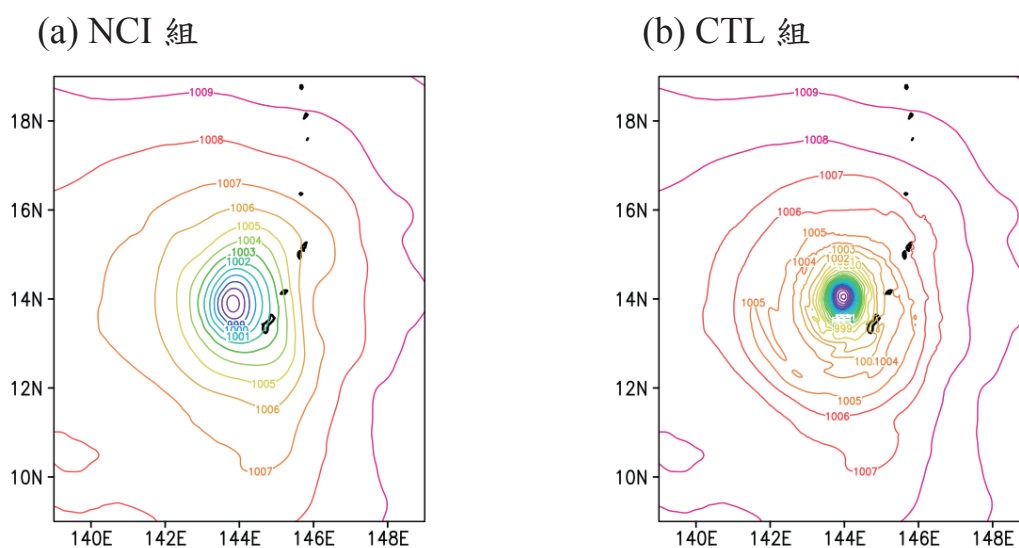


圖3.7 颱風初始場之水平圖，(a) NCI 組，(b) CTL 組之海平面氣壓（等值線，間格為 1 hPa）。

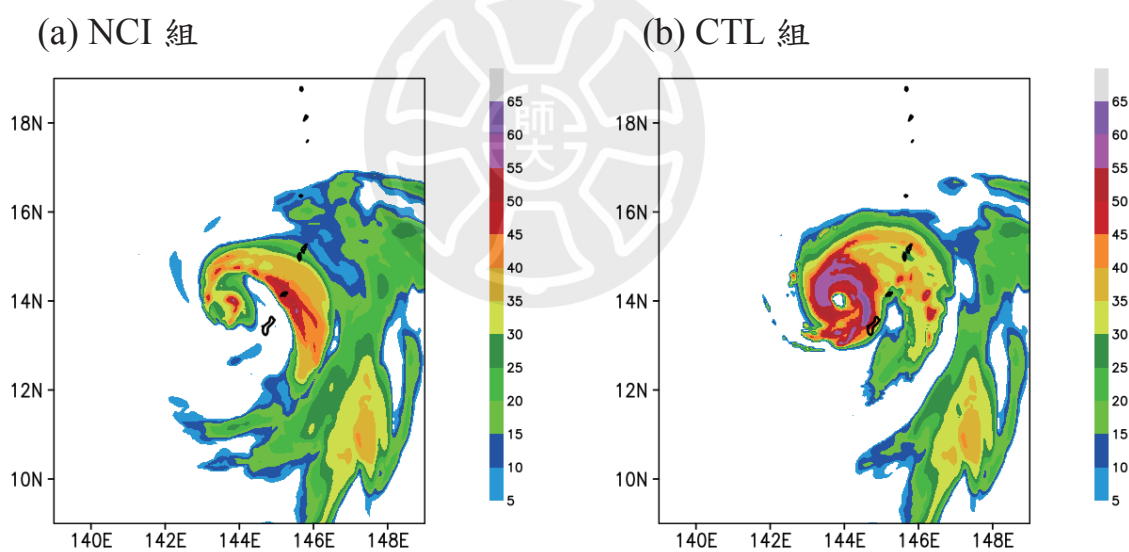


圖3.8 颱風初始場之水平圖，(a) NCI 組，(b) CTL 組之最大雷達回波（色階，單位 dBZ）。

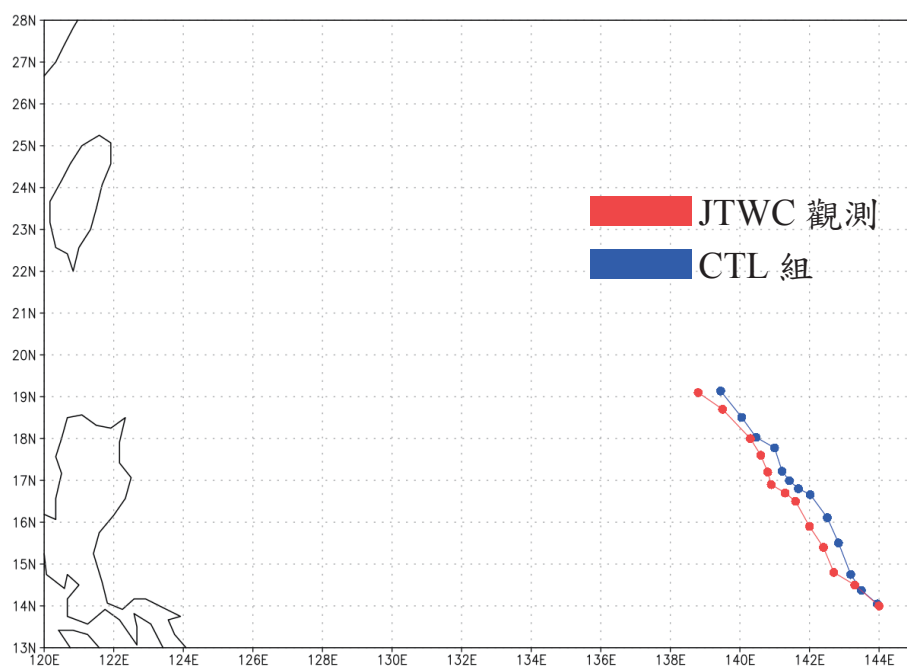


圖4.1 瑪莉亞颱風從 2018 年 7 月 5 日 0000 UTC 至 8 日 0000 UTC，每 6 小時 JTWC 觀測（紅）及 CTL 組（藍）路徑圖。

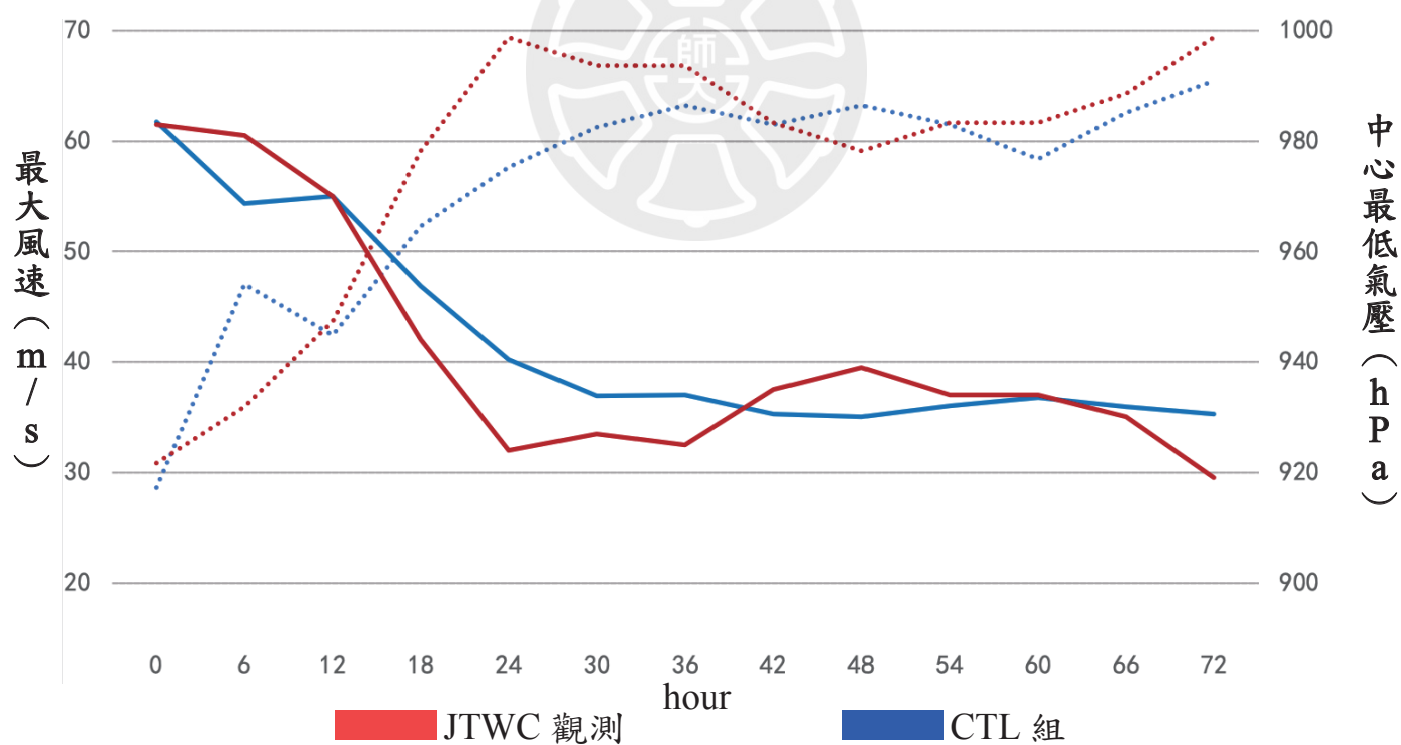


圖4.2 瑪莉亞颱風從 0 h (2018 年 7 月 5 日 0000 UTC) 至 72 h (8 日 0000 UTC)，每 6 小時 JTWC 觀測（紅）及 CTL 組（藍）之中心最低氣壓、最大風速時序圖。

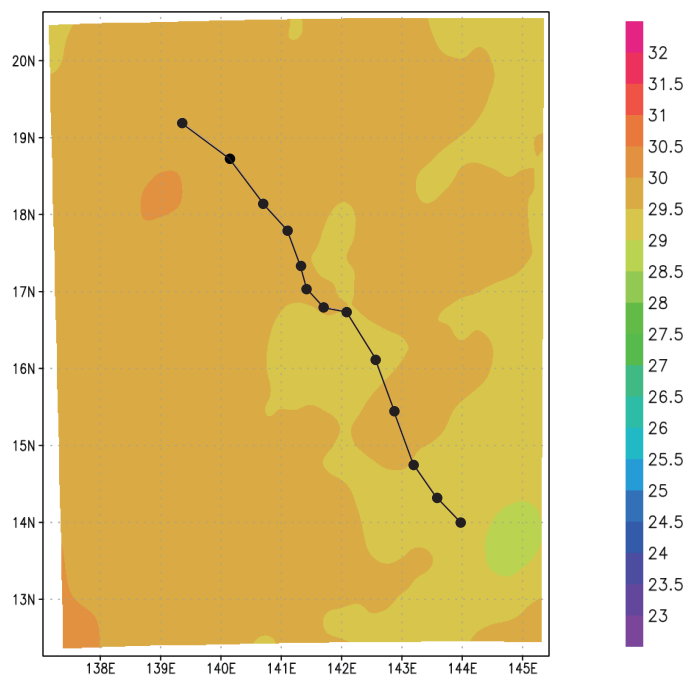


圖4.3 CTL 組之海表溫度圖（色階，單位 $^{\circ}\text{C}$ ），黑線為 CTL 組之颱風路徑，海表溫度為定值，時間從第 0 h 至第 72 h。

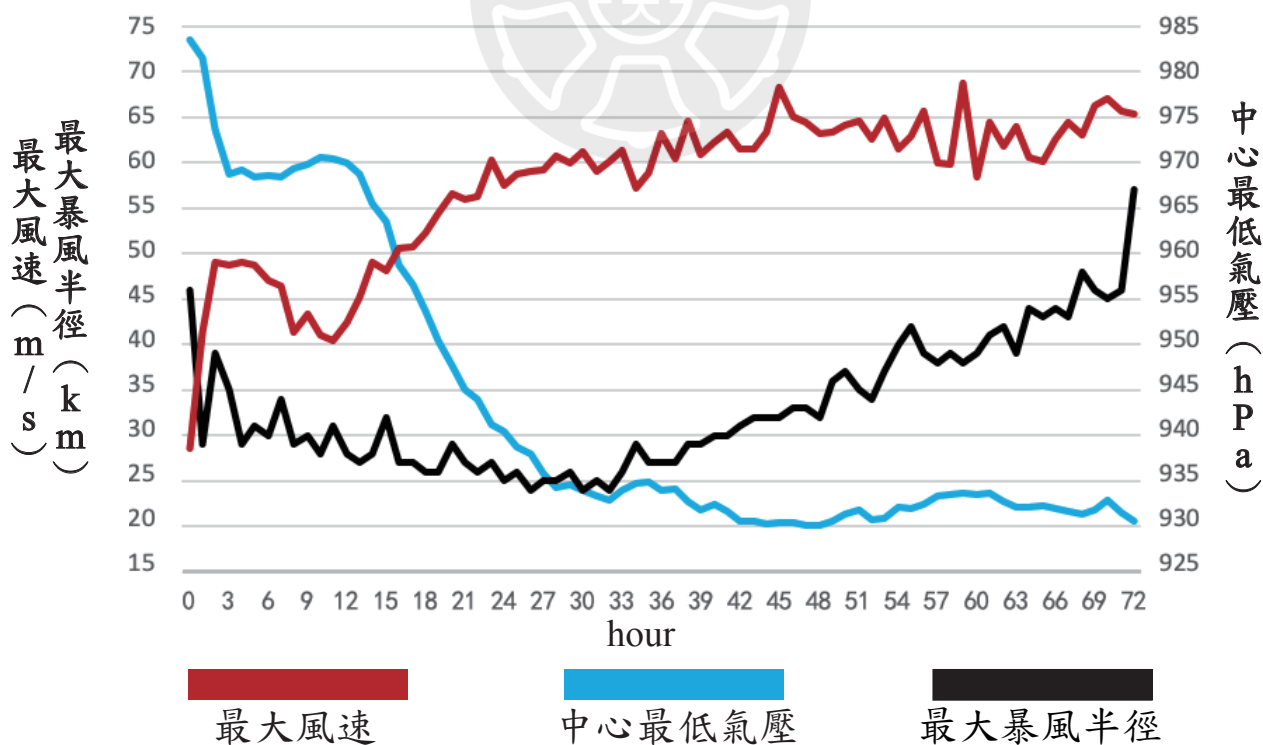


圖4.4 CTL 組從第 0 h 至第 72 h 每 1 小時之中心最低氣壓、最大風速及最大暴風半徑時序圖。

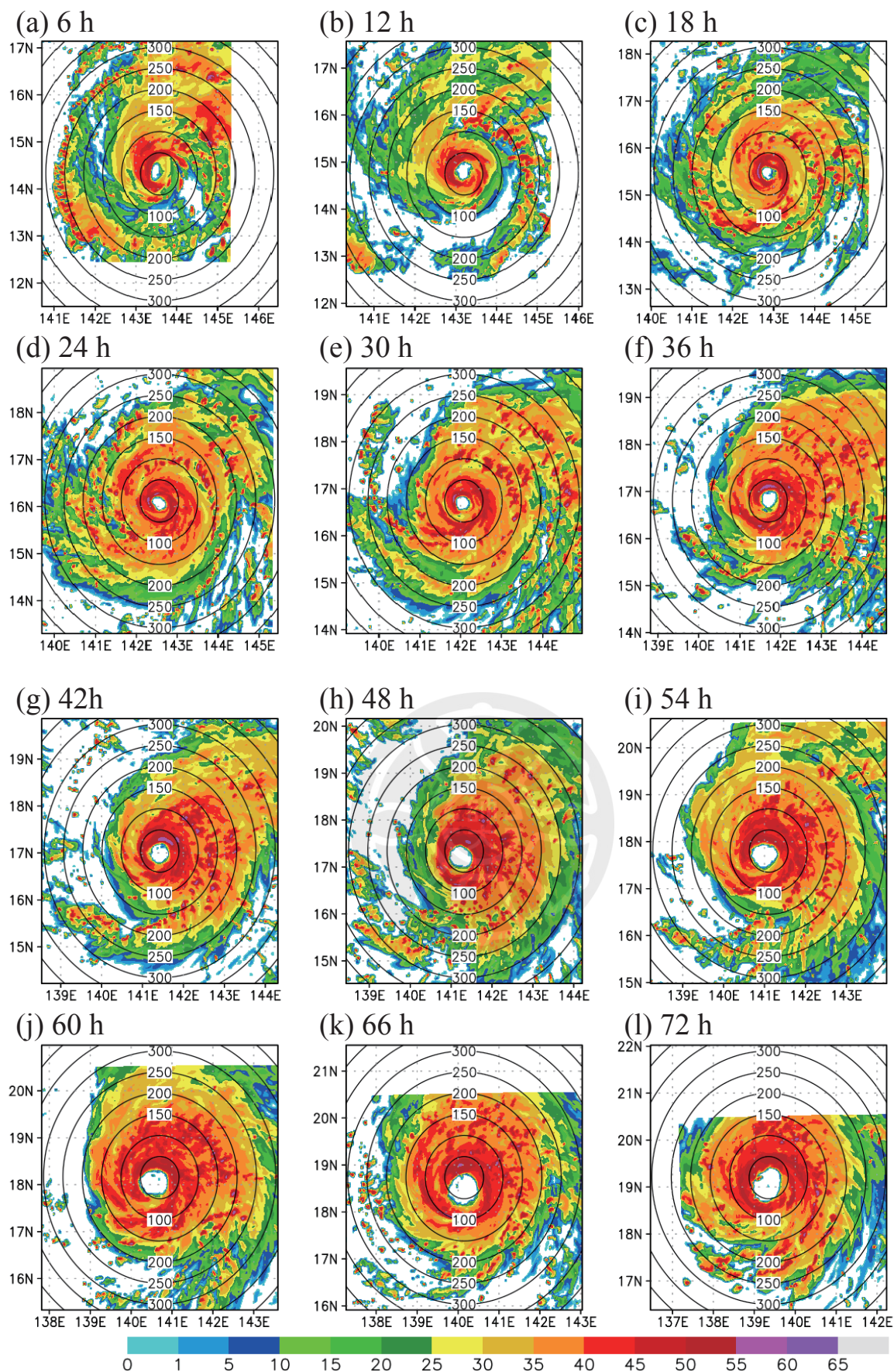
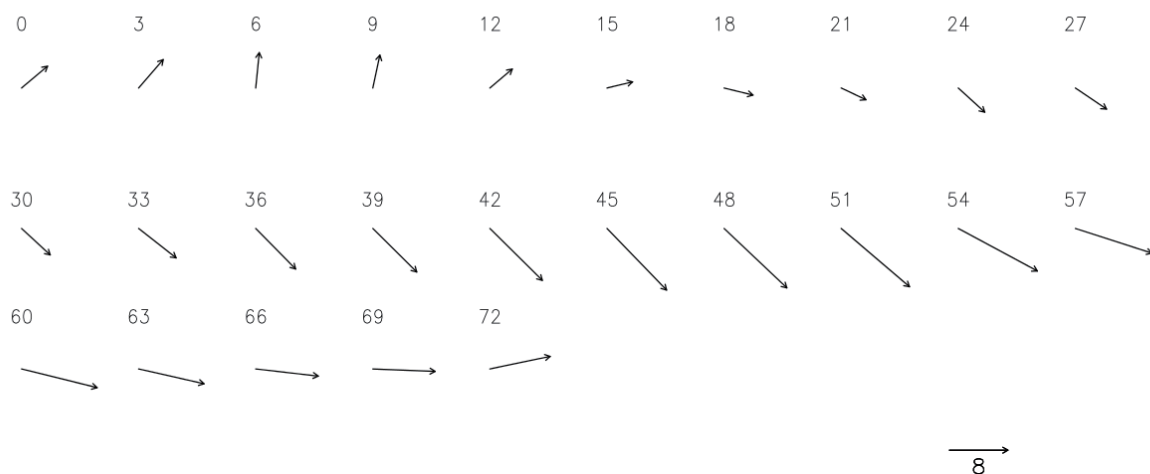


圖4.5 CTL 組颱風中心之水平最大回波圖（色階，單位 dBZ），實線為至颱風中心距離，間隔為 50 km，時間為每 6 小時一筆，分別為(a) 6 h、(b) 12 h、(c) 18 h、(d) 24 h、(e) 30 h、(f) 36 h、(g) 42 h、(h) 48 h、(i) 54 h、(j) 60 h、(k) 66 h、(l) 72 h。

(a) 垂直風切大小及方向



(b) 垂直風切大小

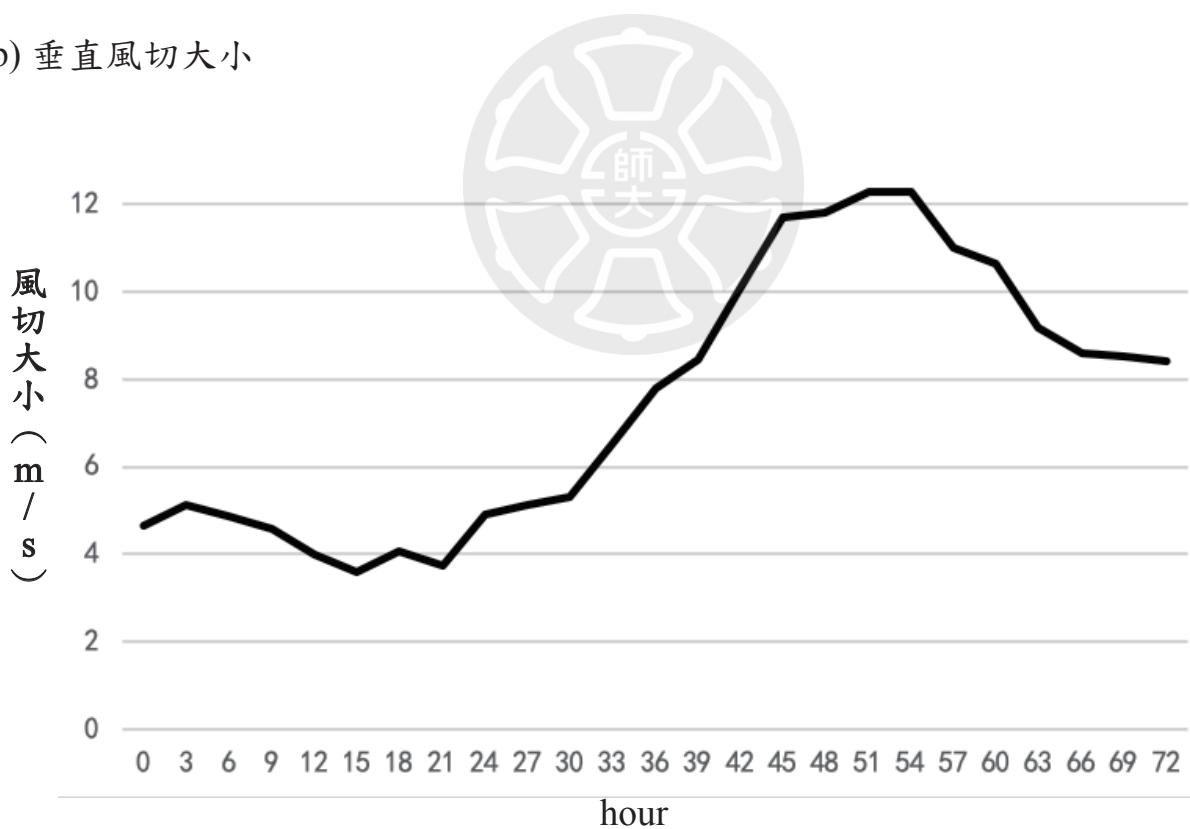
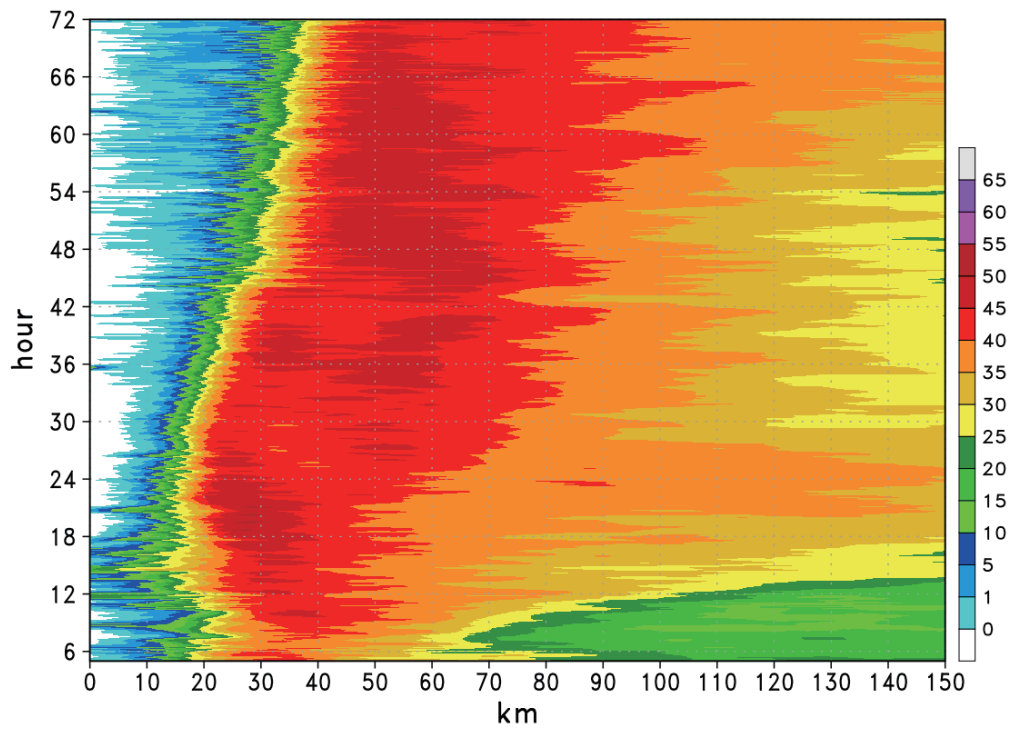


圖4.6 CTL 組距颱風中心 300 公里內，每 3 小時(a)垂直風切大小及方向（單位 m s^{-1} ）、(b)垂直風切大小（單位 m s^{-1} ）之時序圖。

(a) 最大雷達回波



(b) 900 hPa 切向風

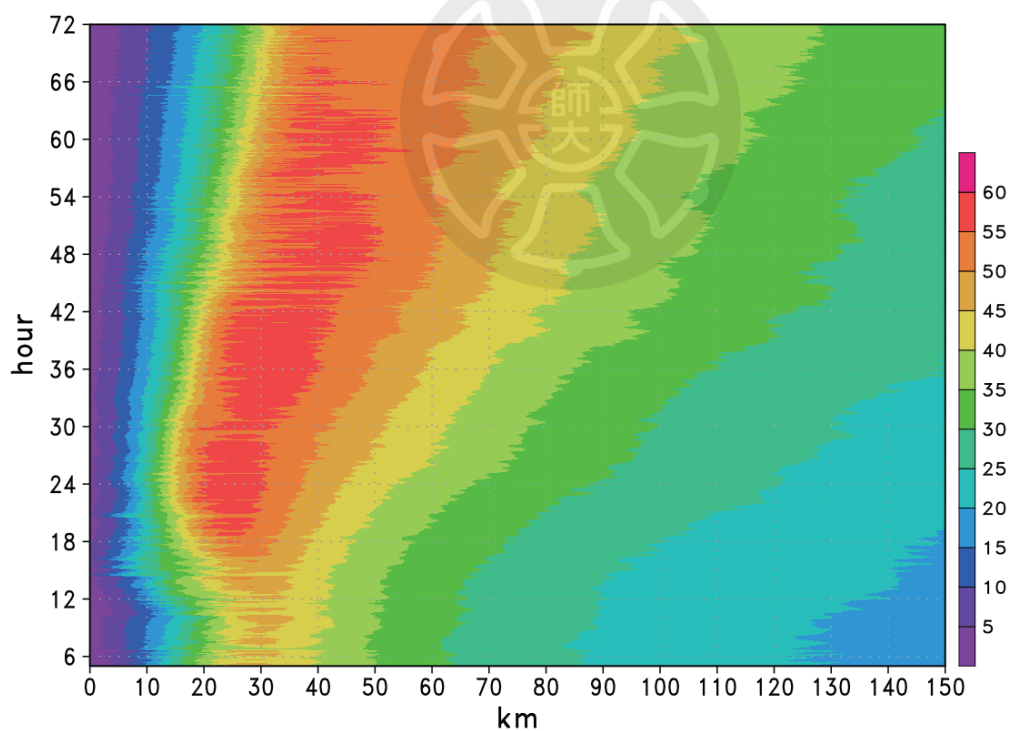
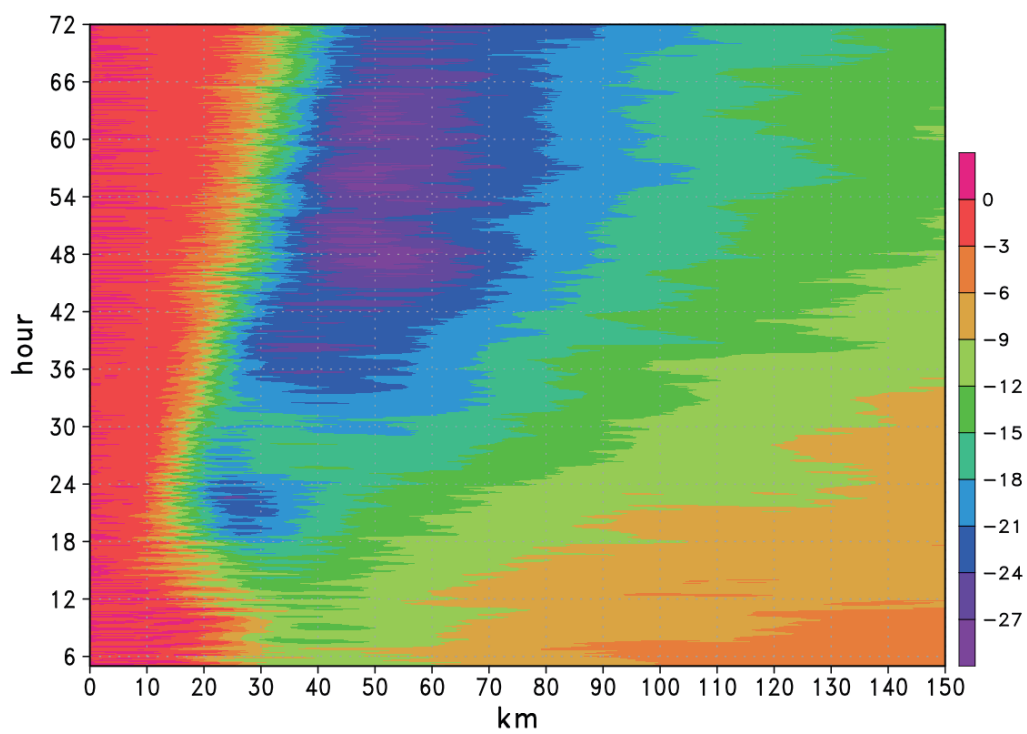


圖4.7 CTL 組之距颱風中心至 150 公里內(a) 最大雷達回波 (單位 dBZ) 、(b) 900 hPa 切向風 (單位 m s^{-1}) 、(c) 900 hPa 徑向風 (單位 m s^{-1}) 、(d) 500 hPa 垂直速度 (單位 m s^{-1}) 之方位角平均圖，輸出時間為每 6 分鐘一筆，縱軸為模擬時間 5-72 h，橫軸為距颱風中心半徑 (km) 。

(c) 900 hPa 徑向風



(d) 500 hPa 垂直速度

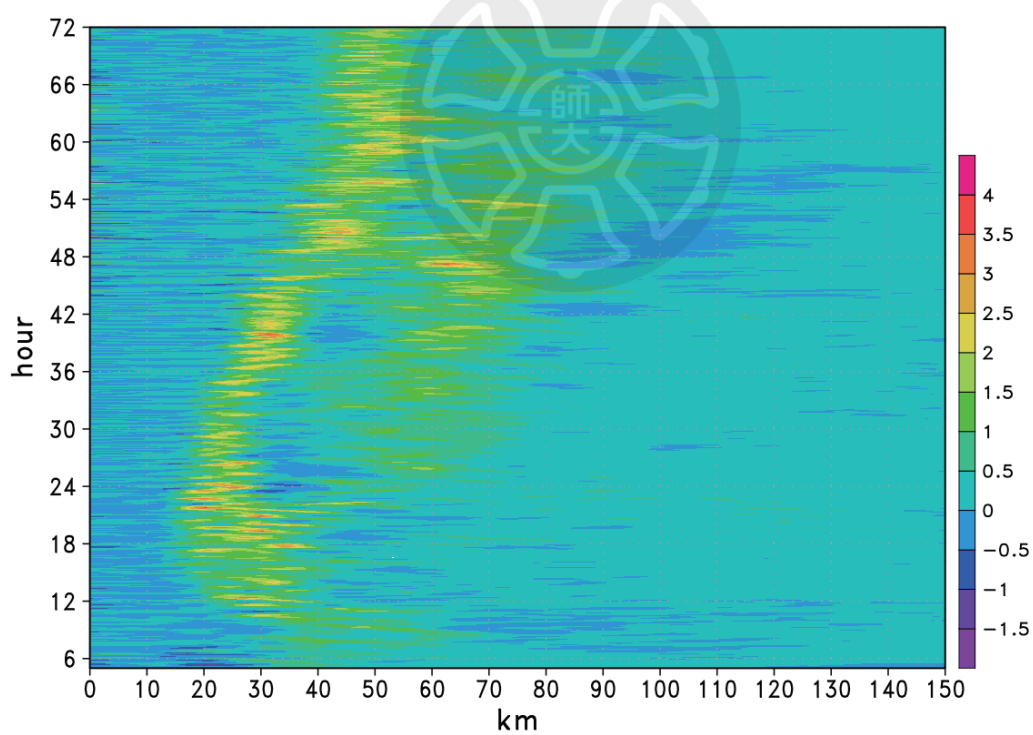


圖4.7 (續)

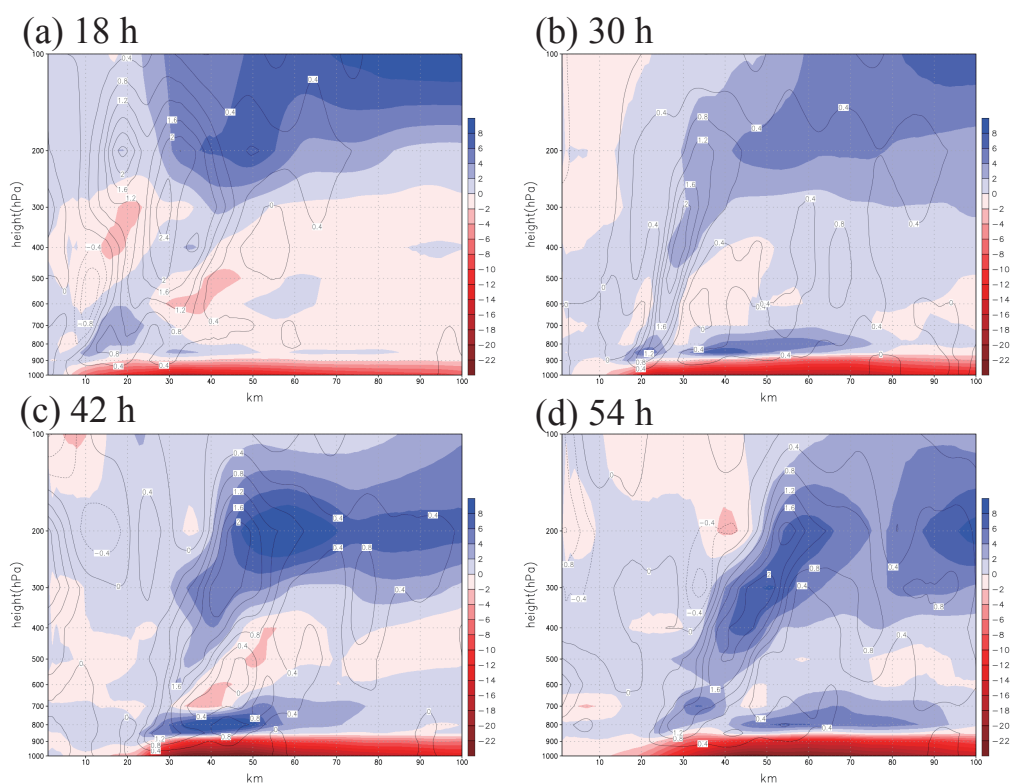


圖4.8 CTL 組之距颱風中心至 100 公里內垂直速度（等值線，單位 m s^{-1} ）及徑向風（色階，單位 m s^{-1} ，紅色為徑向流入，藍色為徑向流出）之方位角平均剖面圖。時間分別為(a) 18 h、(b) 30 h、(c) 42 h、(d) 54 h。縱軸為高度，橫軸為距颱風中心半徑（km）。

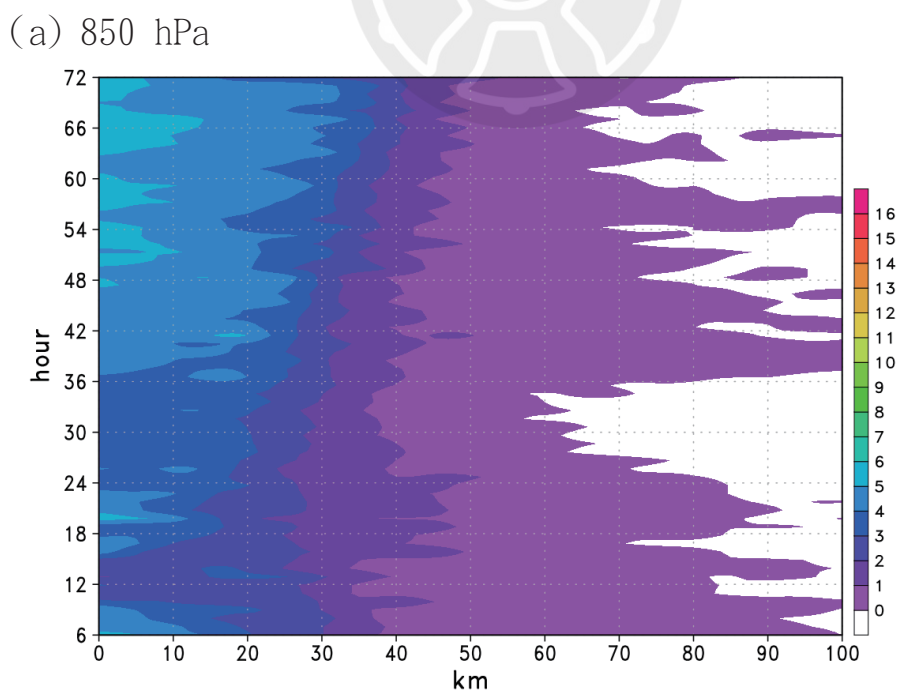
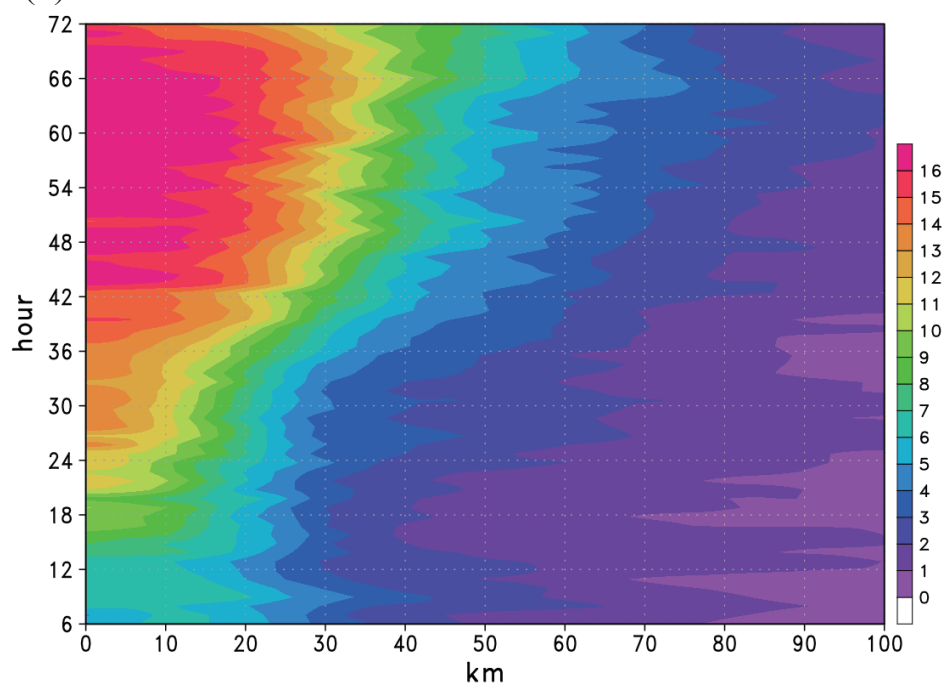


圖4.9 CTL 組距颱風中心至 100 公里內溫度距平值（單位 K）之方位角平均圖，(a) 850 hPa、(b) 500 hPa、(c) 200 hPa，輸出時間為每 1 小時一筆，縱軸為模擬時間 6-73 h，橫軸為距颱風中心半徑（km）。

(b) 500 hPa



(c) 200 hPa

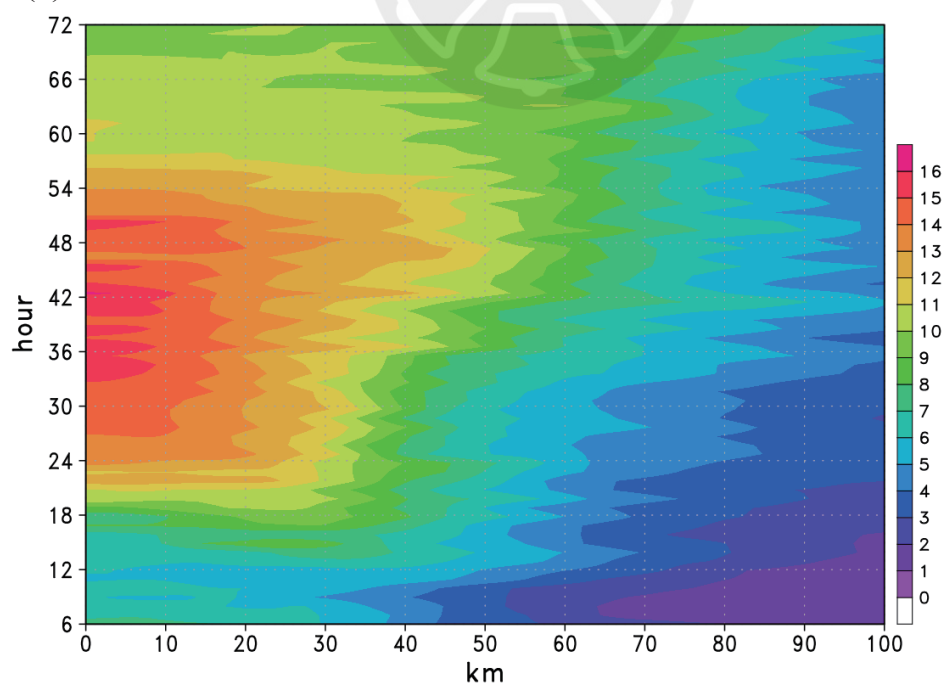
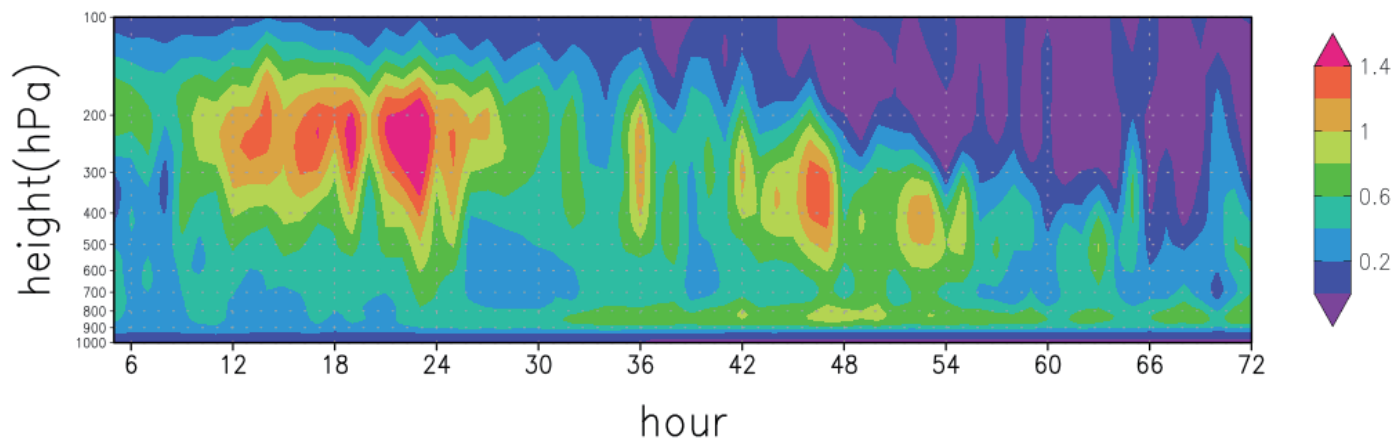
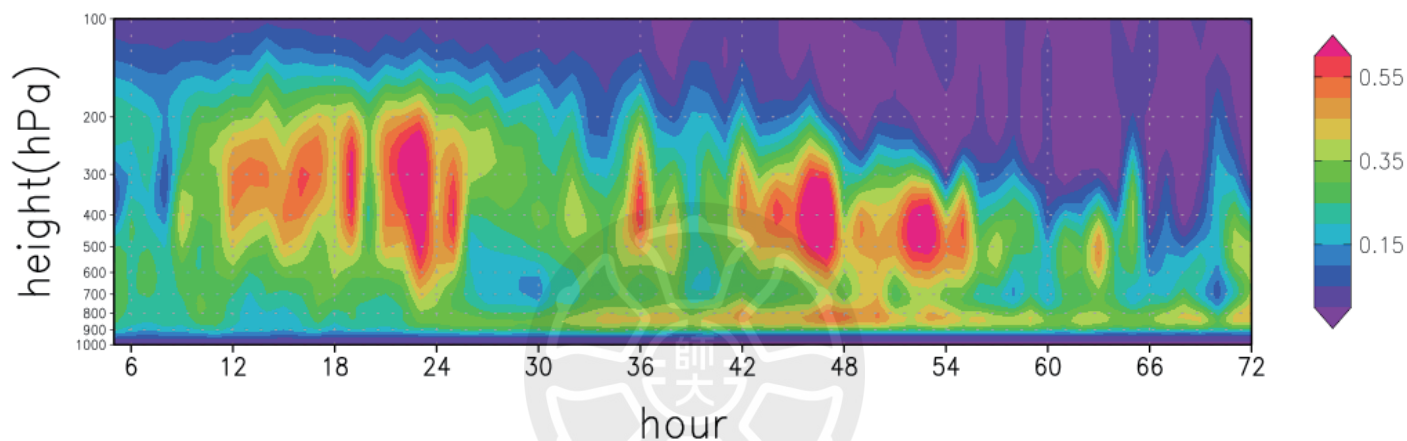


圖4.9 (續)

(a) 垂直速度



(b) 垂直質量通量



(c) 垂直水氣通量

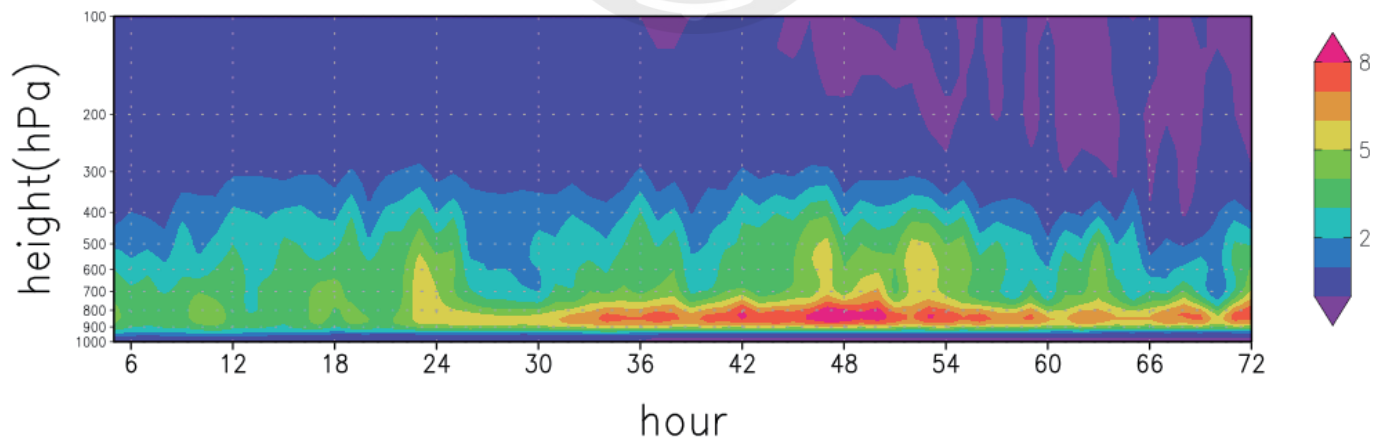
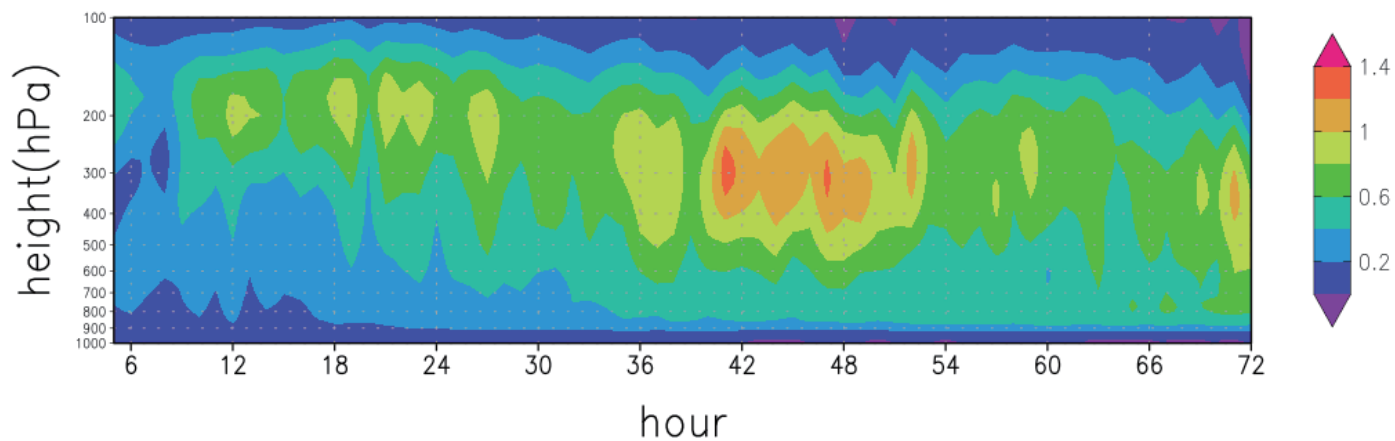
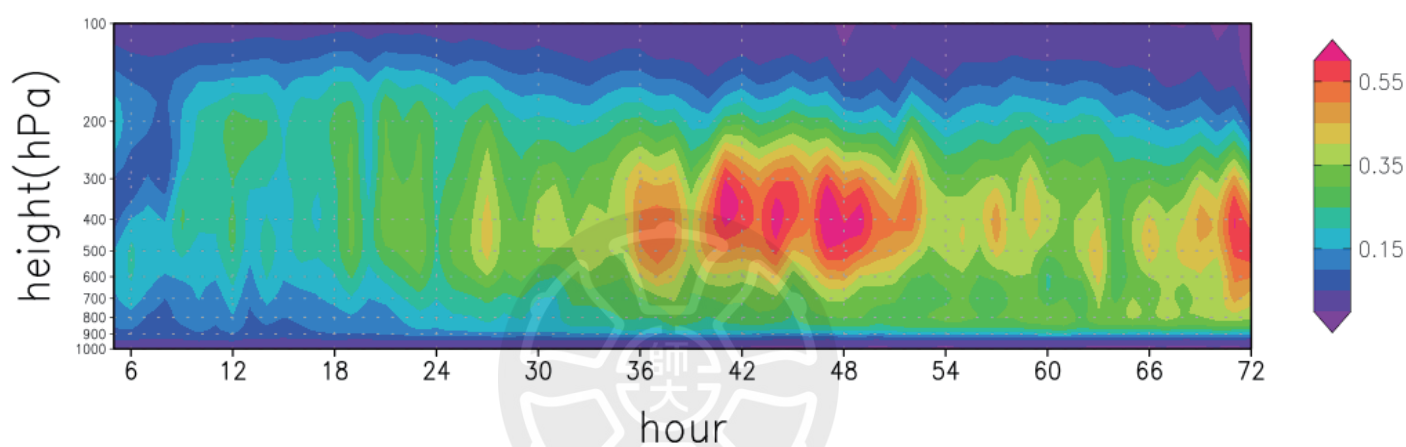


圖4.10 CTL 組距颱風中心 50 公里(a)垂直速度 (間距 0.2 m s^{-1}) , (b)垂直質量通量 (間距 $0.05 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) , (c)垂直水氣通量 (間距 $1 \text{ g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 之水平區域平均時序圖，縱軸為氣壓 (hPa) ，橫軸為模擬時間第 5-72 h 。

(a) 垂直速度



(b) 垂直質量通量



(c) 垂直水氣通量

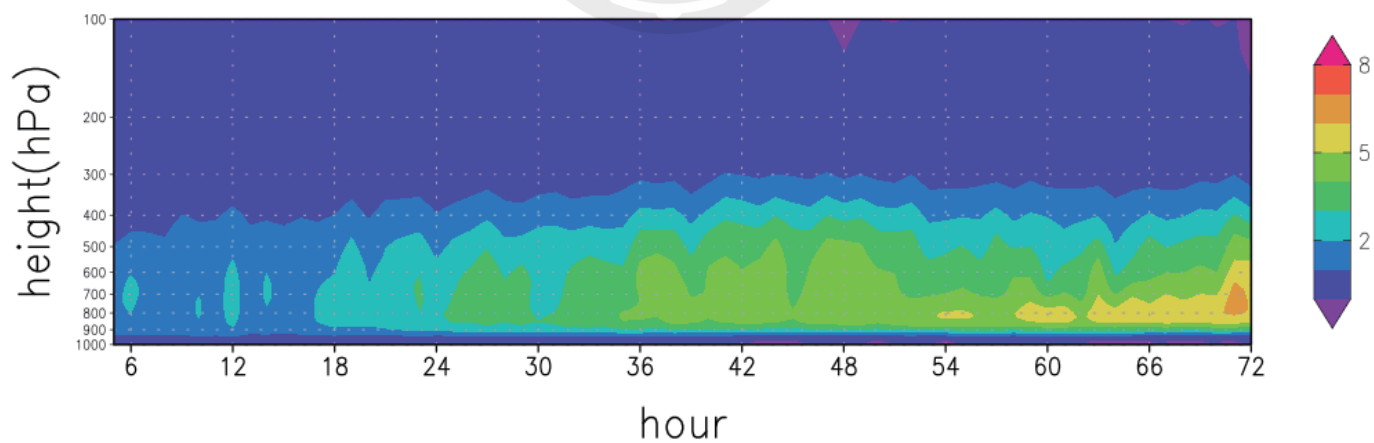


圖4.11 同圖4.10，但為距颱風中心 80 公里之水平區域平均時序圖。

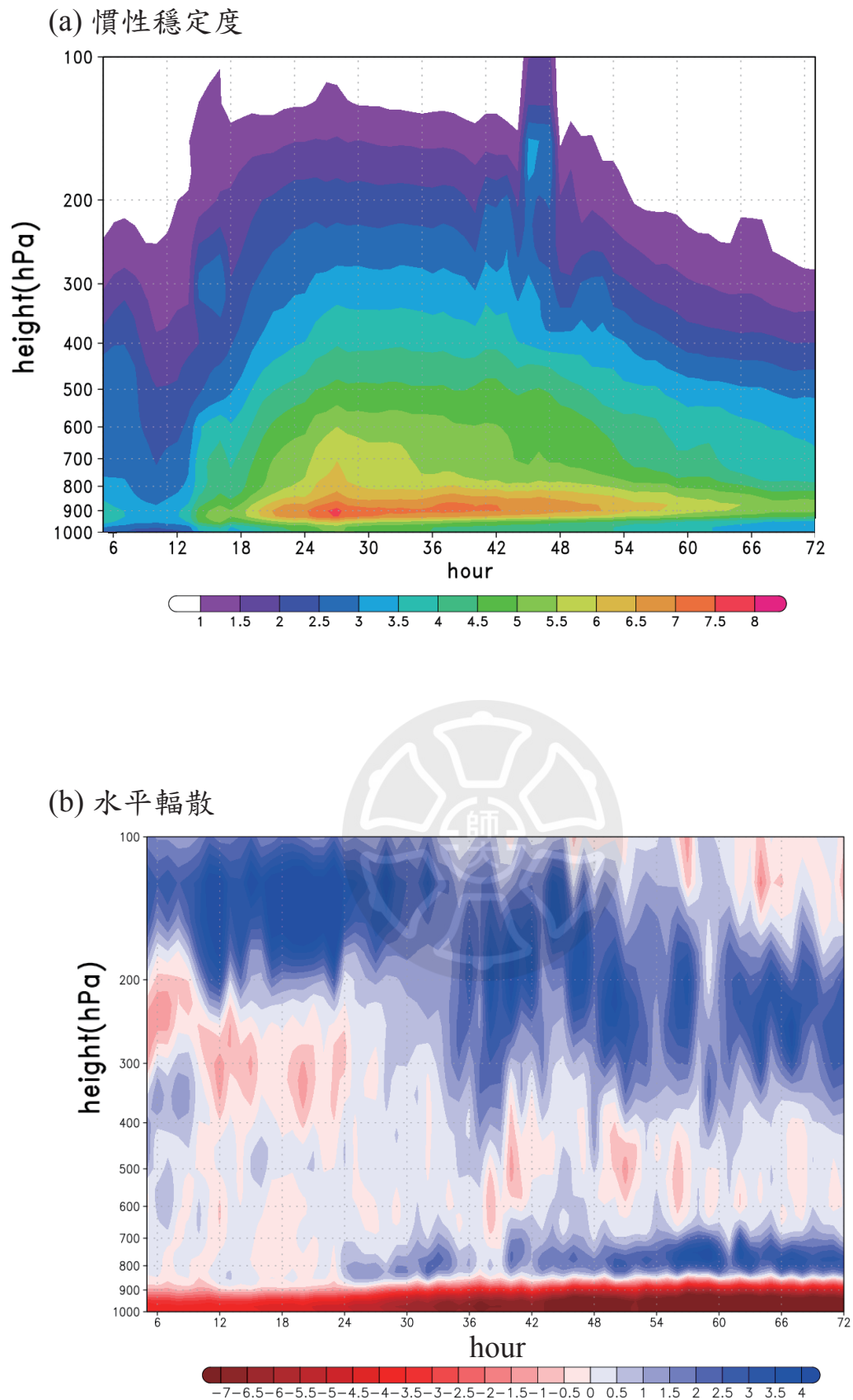


圖4.12 CTL 組距颱風中心 60 公里(a)慣性穩定度（暖色為穩定，間距 $0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ ），(b)水平輻散（紅色為輻合，藍色為輻散，間距 $0.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ）之區域平均時序圖，縱軸為氣壓（hPa），橫軸為模擬時間第 5-72 h。

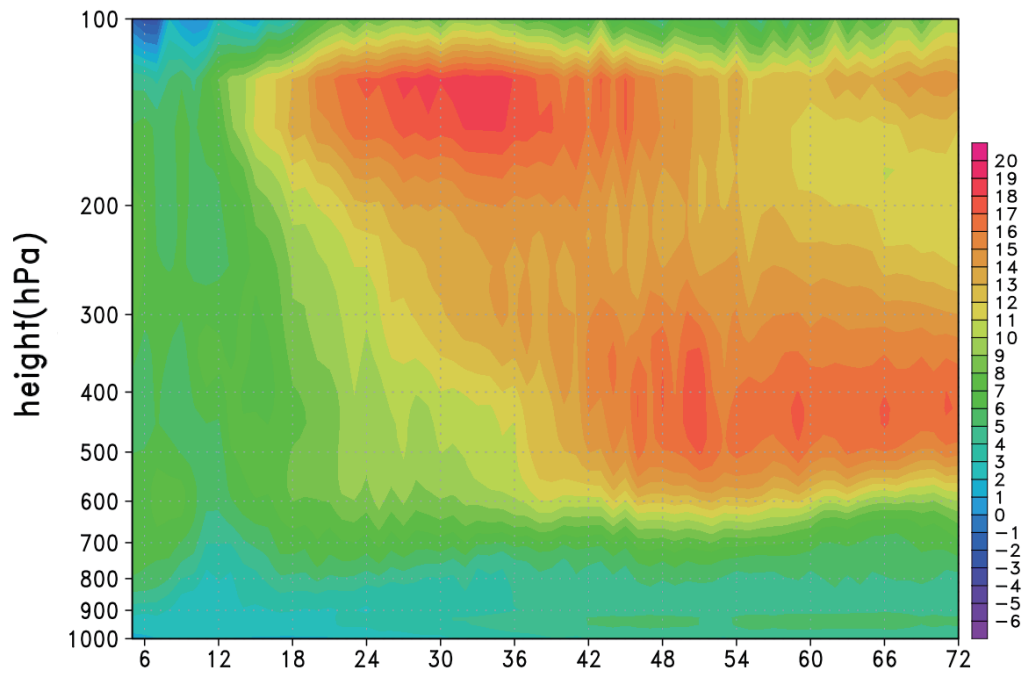


圖4.13 CTL 組距颱風中心 20 公里位溫距平值（間距 1 K）之水平區域平均時序圖，縱軸為氣壓（hPa），橫軸為模擬時間第 5-72 h。

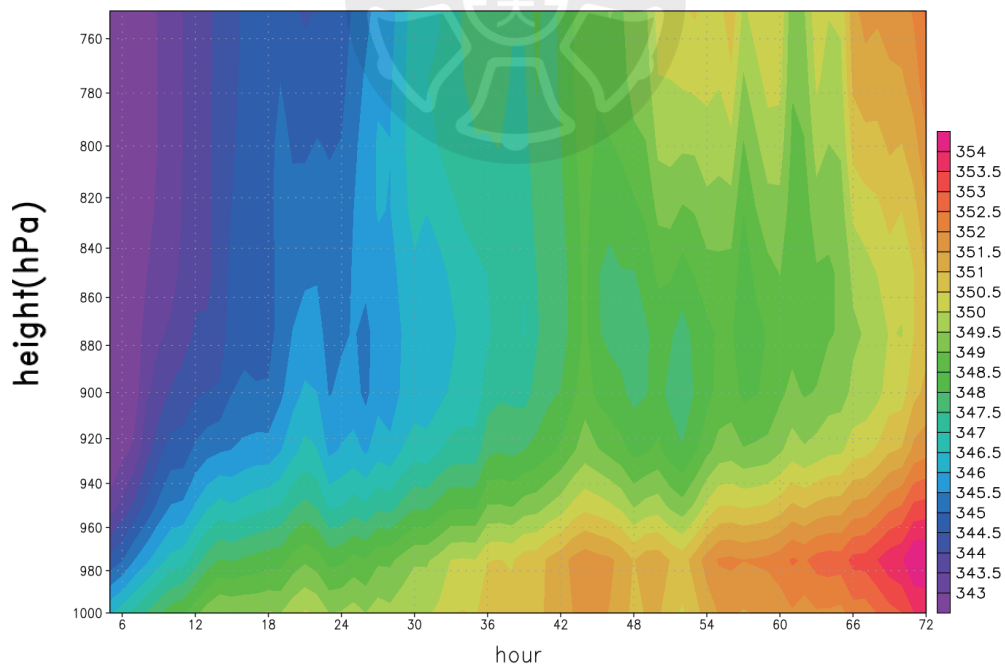


圖4.14 CTL 組距颱風中心 100 公里低層相當位溫（間距 0.5 K）之水平區域平均時序圖，縱軸為氣壓 1000 hPa 至 750 hPa，橫軸為模擬時間第 5-72 h。

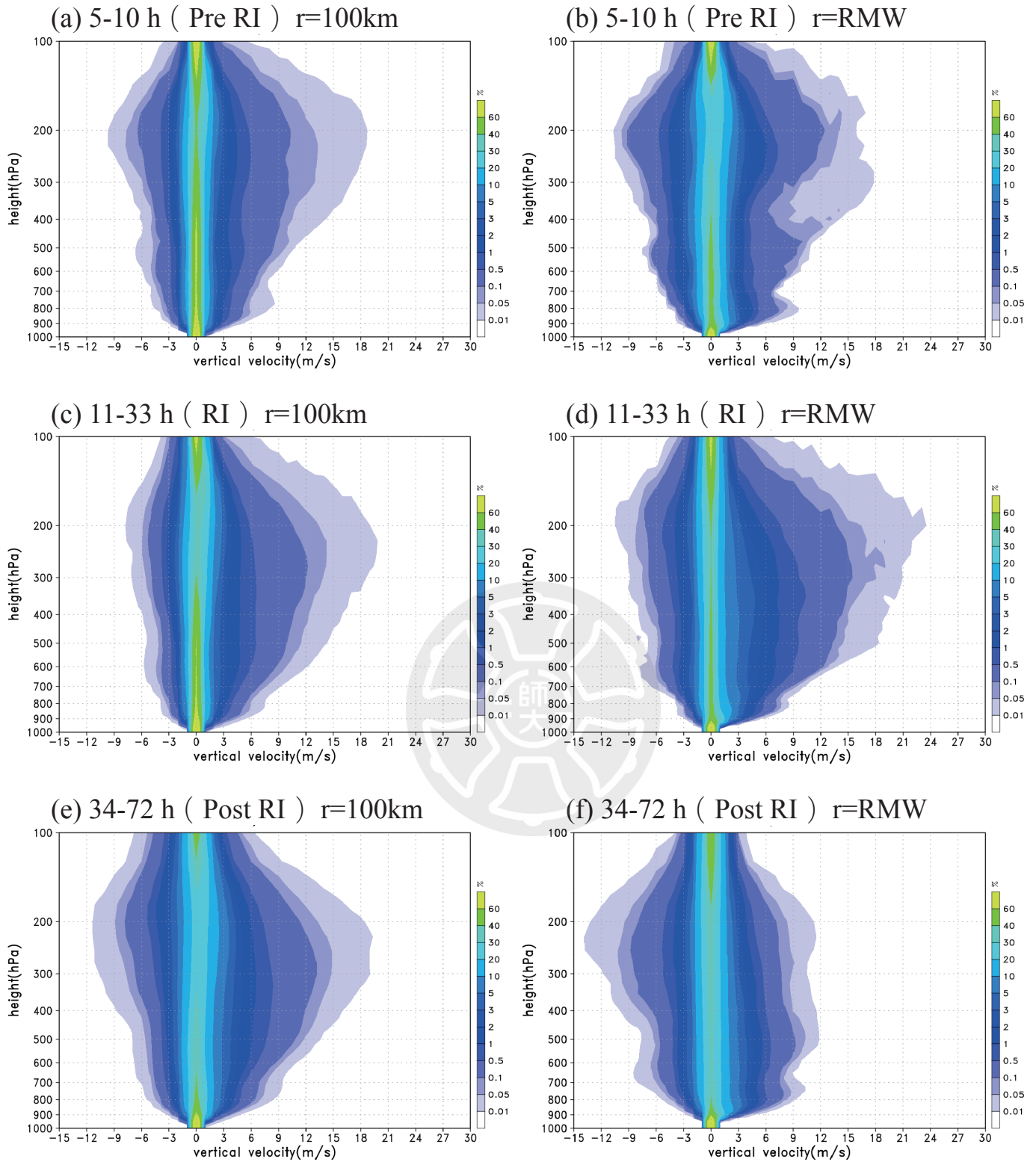


圖4.15 CTL 組距颱風中心 100 公里內之垂直速度機率密度函數圖 (色階, 單位 %), 時間為第(a) 5-10 h、(c) 11-33 h、(e) 34-72 h, (b)、(d)、(f)同(a)、(c)、(e) 但為距颱風中心最大暴風半徑內, 縱軸為氣壓 (hPa), 橫軸為垂直速度(單位 m s^{-1})。

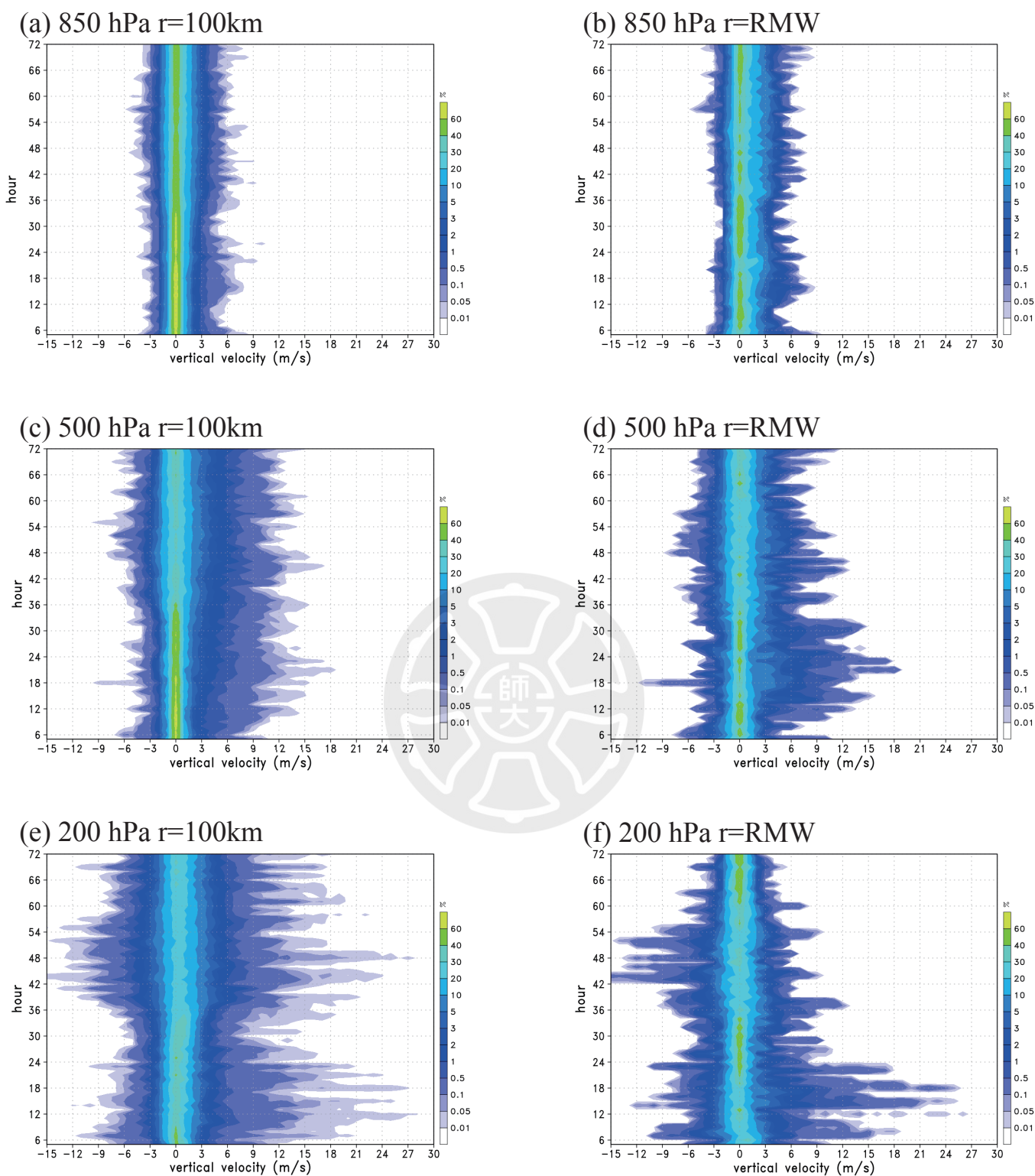


圖4.16 CTL 組距颱風中心 100 公里內，高度為(a) 850 hPa 、(c) 500 hPa 、(e) 200 hPa 之垂直速度機率密度函數時序圖（色階，單位 % ），(b)、(d)、(f)同(a)、(c)、(e)但為距颱風中心最大暴風半徑內，縱軸為時間（h），橫軸為垂直速度(單位 m s^{-1})。

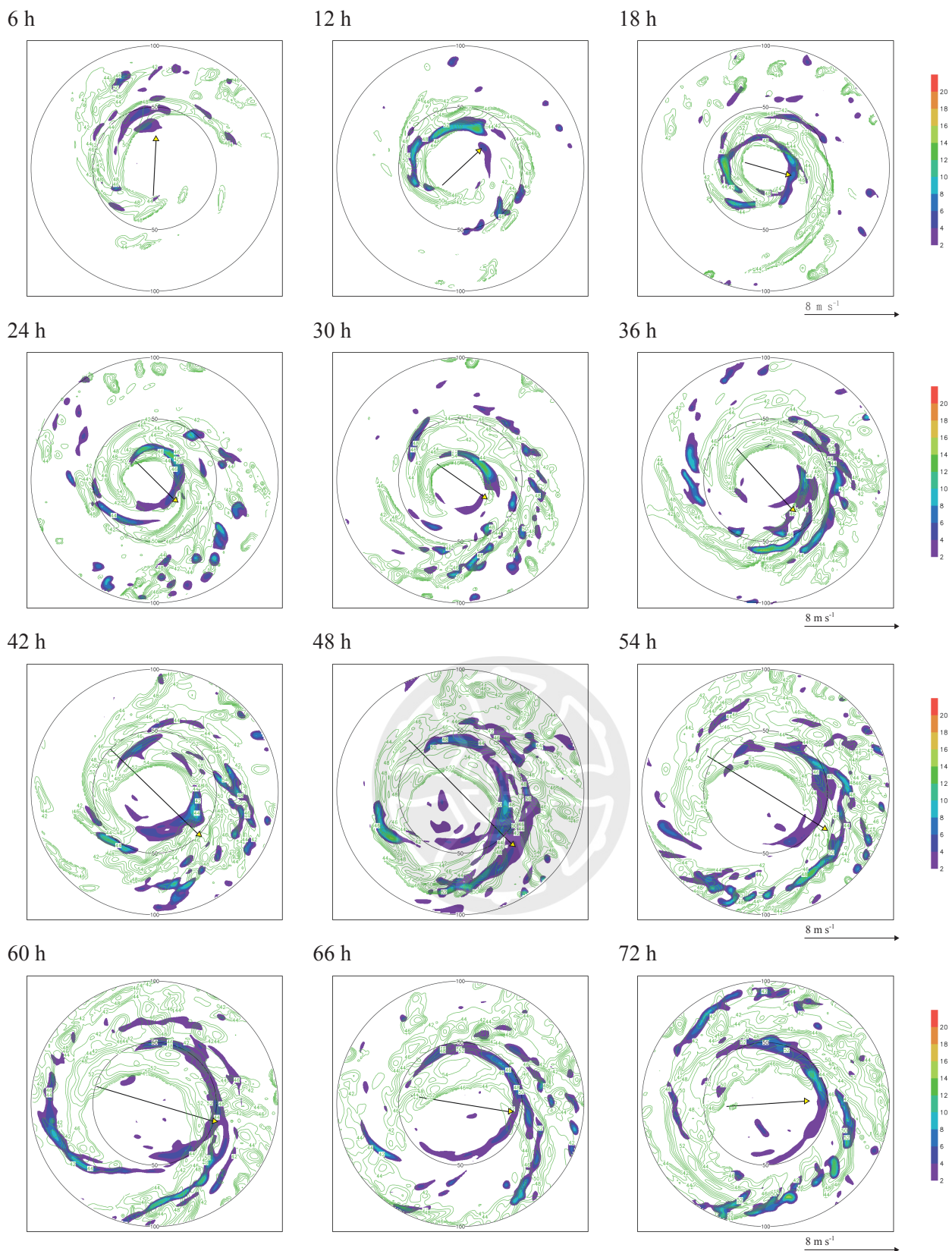
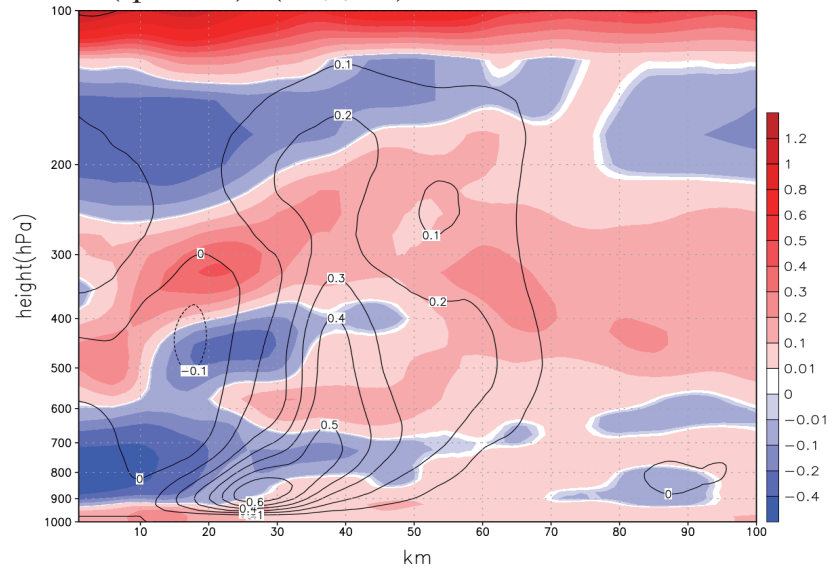
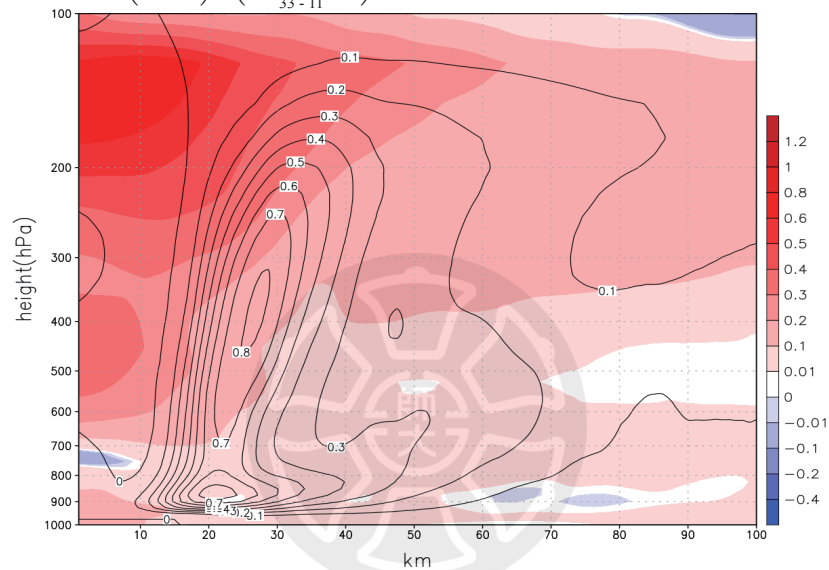


圖4.17 CTL 組距颱風中心 100 公里之對流爆發分佈，色階為 500 hPa 垂直速度（門檻值為大於 2 m s^{-1} ），綠線為最大回波（門檻值為大於 40 dBZ），黑同心圓實線為至颱風中心距離，間距為 50 km，箭頭標示為垂直風切大小及方向。時間為第 6-72 h 每 6 小時一筆。

(a) 5-10 h (pre RI) ($\frac{\Delta\theta_{10} - \Delta\theta_5}{10 - 5}$)



(b) 11-33 h (RI) ($\frac{\Delta\theta_{33} - \Delta\theta_{11}}{33 - 11}$)



(c) 34-72 h (post RI) ($\frac{\Delta\theta_{72} - \Delta\theta_{34}}{72 - 34}$)

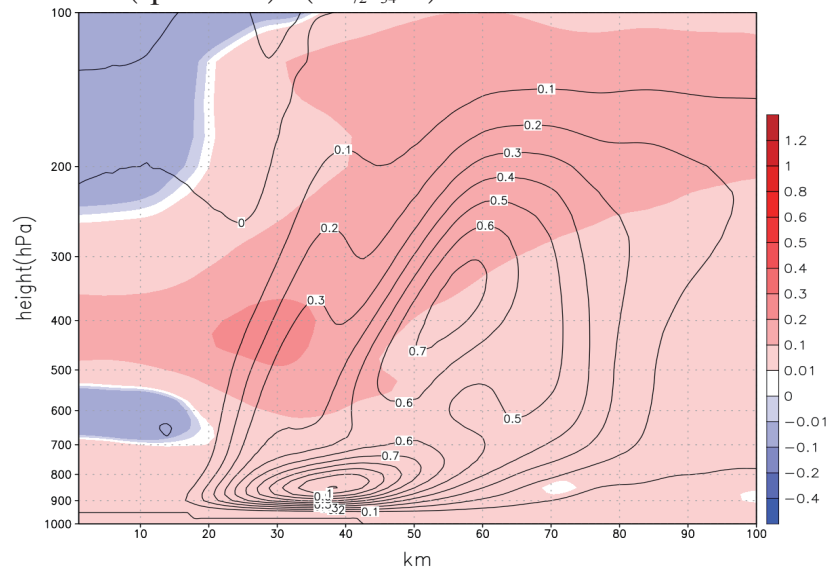


圖4.18 CTL 組距颱風中心 100 公里，位溫變化趨勢（例如： $\frac{\Delta\theta_{10} - \Delta\theta_5}{10 - 5}$ ，色階，間距為 1 K）及平均垂直速度（等值線，間距為 0.2 m s^{-1} ，輸出時間為每 6 分鐘一筆）之方位角平均圖，時間為(a) 5-10 h、(b) 11-33 h、(c) 34-72 h，縱軸為氣壓（hPa），橫軸為距颱風中心半徑（km）。

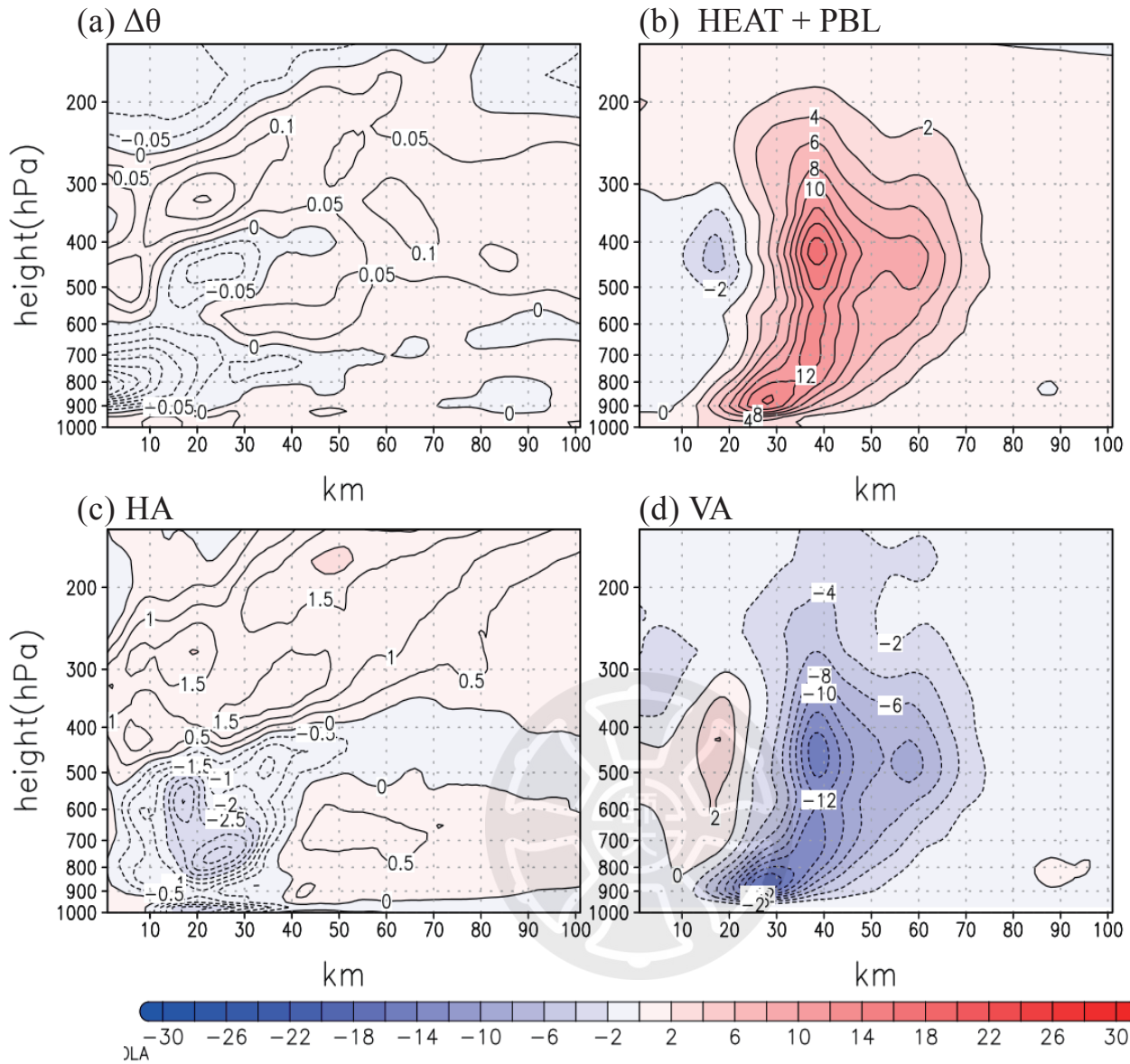


圖4.19 CTL 組距颱風中心 100 公里，於 pre RI 階段(a) $\Delta\theta$ 、(b) HEAT + PBL 、(c) HA 、(d) VA (實線為正，虛線為負，單位 K hr^{-1}) 之方位角平均圖，輸出時間為每 6 分鐘一筆，縱軸為氣壓 1000 hPa 至 150 hPa ，橫軸為距颱風中心半徑。

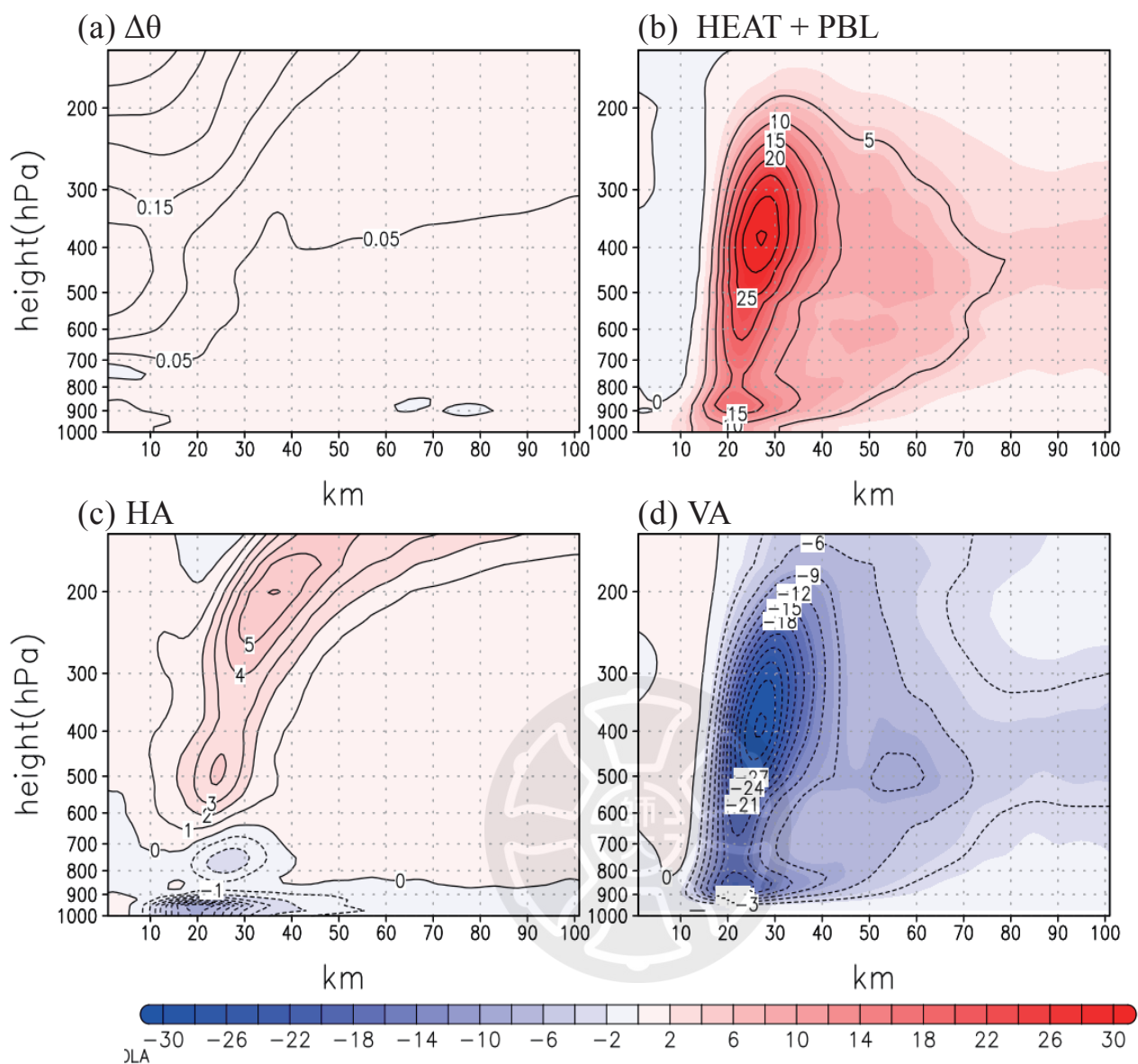


圖4.20 同圖4.19，但為 RI 階段。

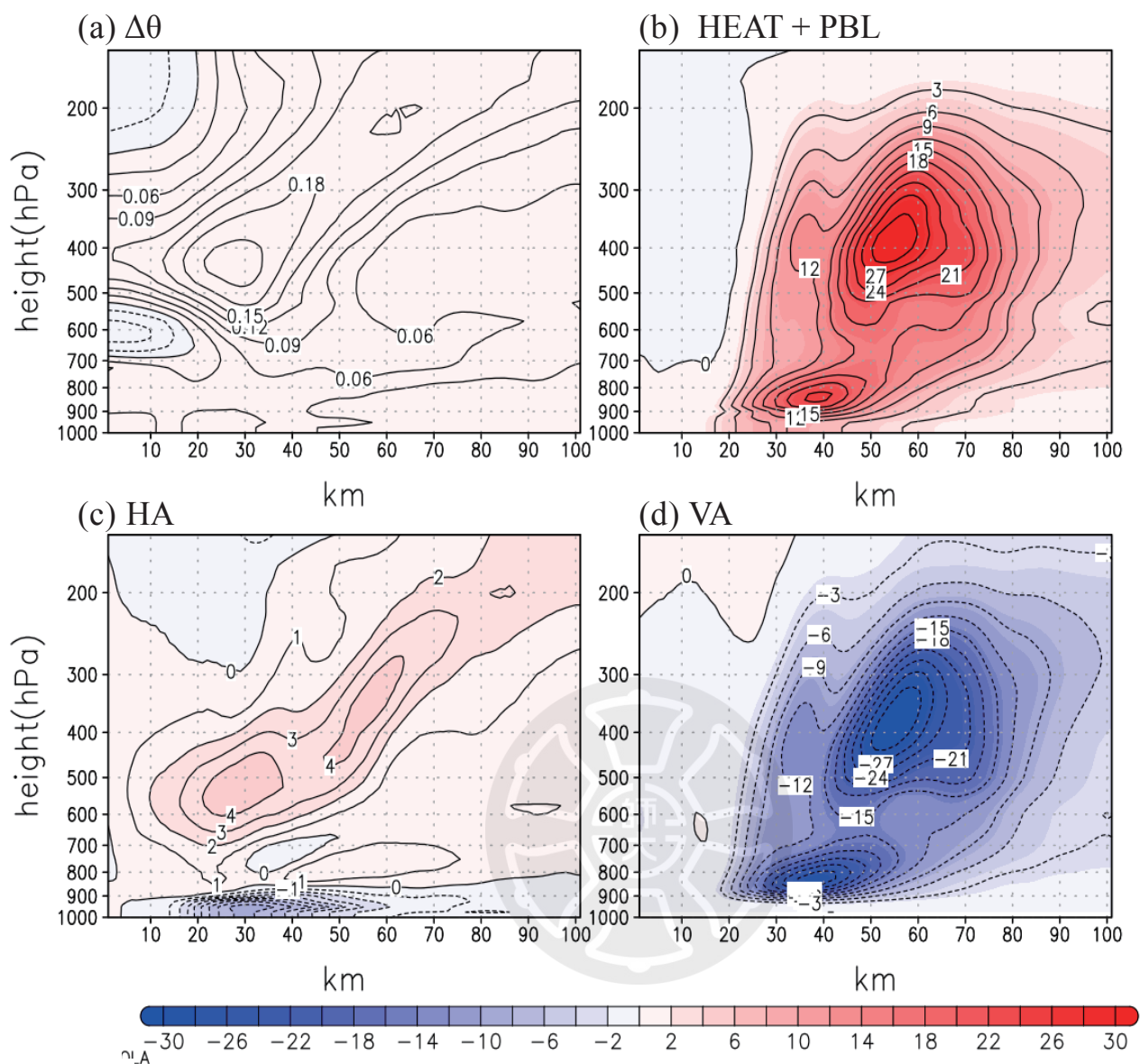


圖4.21 同圖4.19，但為 post RI 階段。

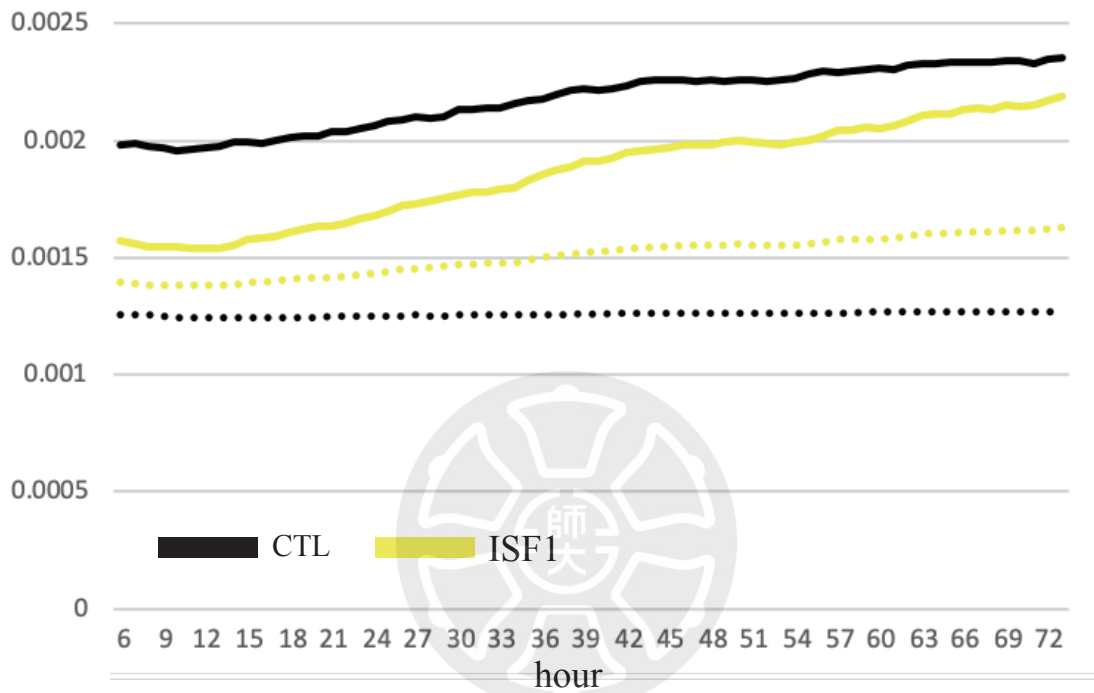


圖5.1 瑪莉亞颱風第 6-72 h CTL 組（黑）及 ISF1 組（黃）距中心半徑 100 公里內之拖曳係數（實線）及烔交換係數（虛線）時序圖。

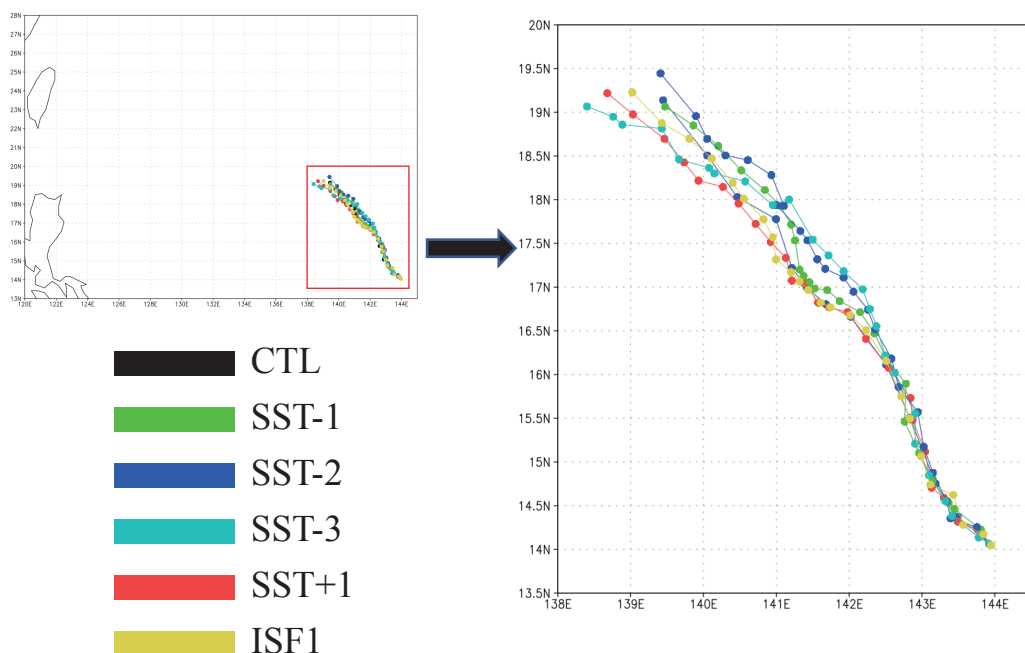


圖5.2 同圖4.1，但為 CTL 組（黑）、SST-1 組（綠）、SST-2 組（藍）、SST-3 組（青）、SST+1 組（紅）及 ISF1 組（黃）之每 1 小時路徑圖。

(a) 中心最低氣壓

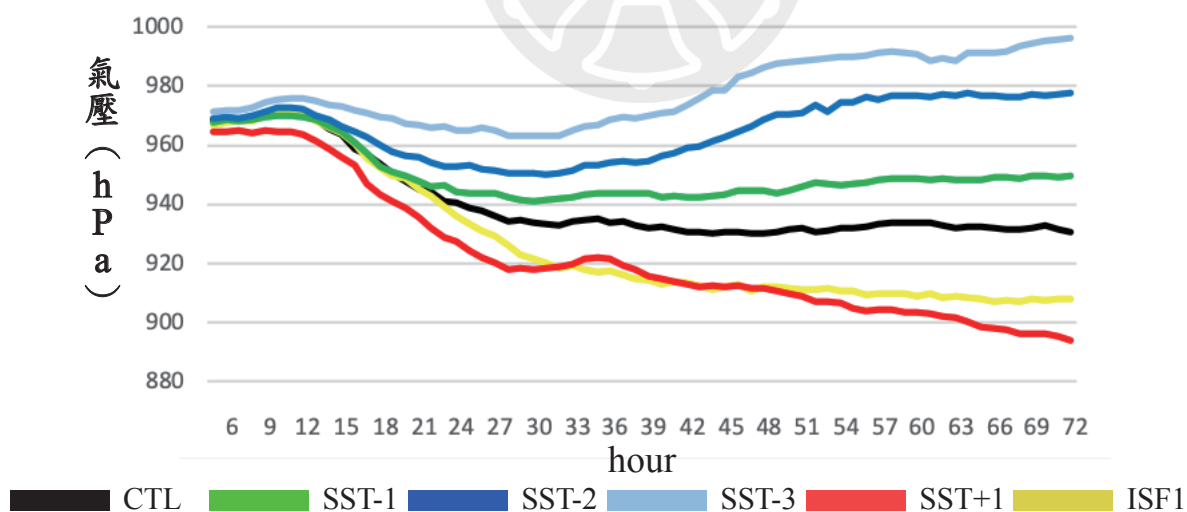


圖5.3 第 5-72 h 每 1 小時之 CTL 組（黑）、SST-1 組（綠）、SST-2 組（藍）、SST-3 組（青）、SST+1 組（紅）及 ISF1 組（黃）之(a)中心最低氣壓、(b)近中心最大風速時序圖。

(b) 近中心最大風速

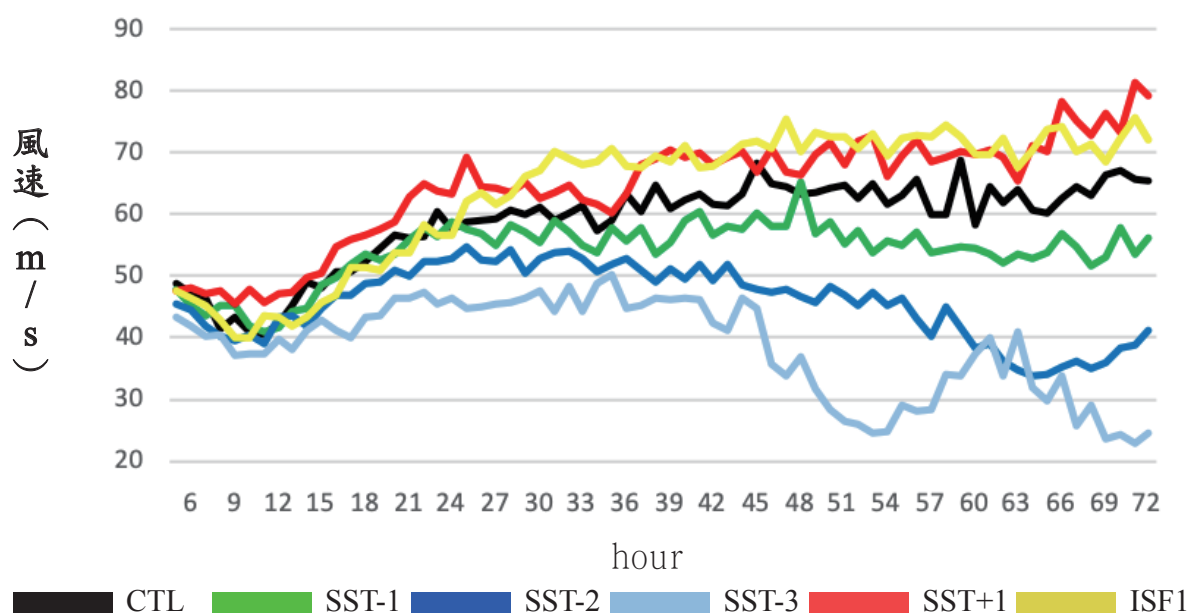


圖5.3 (續)

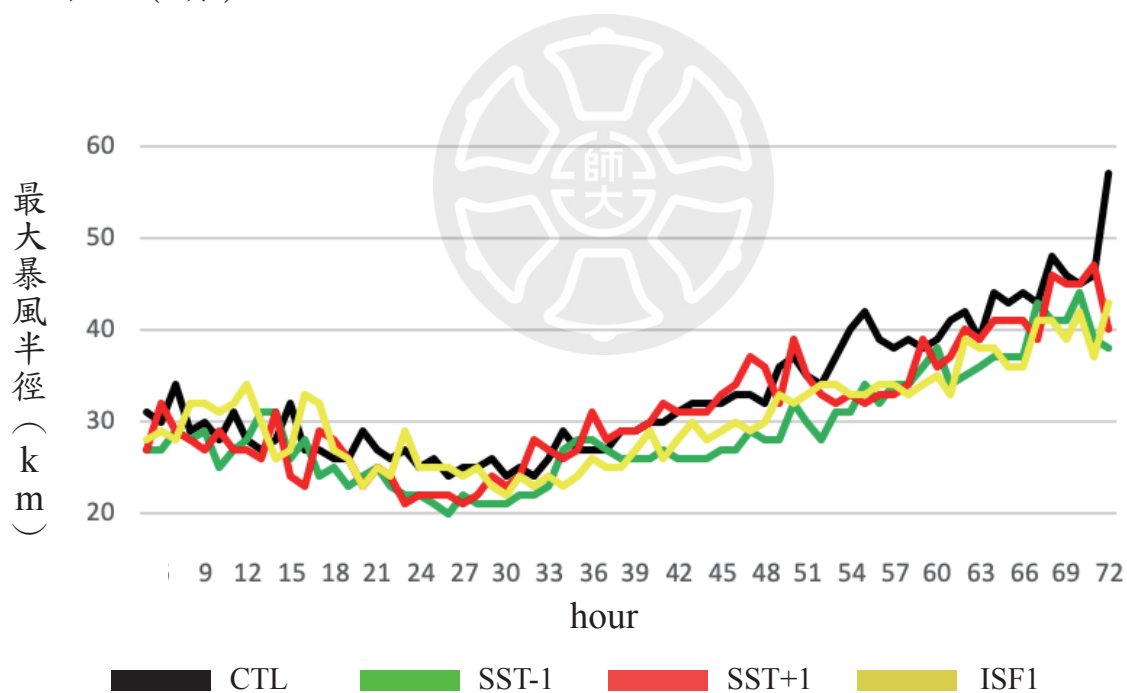
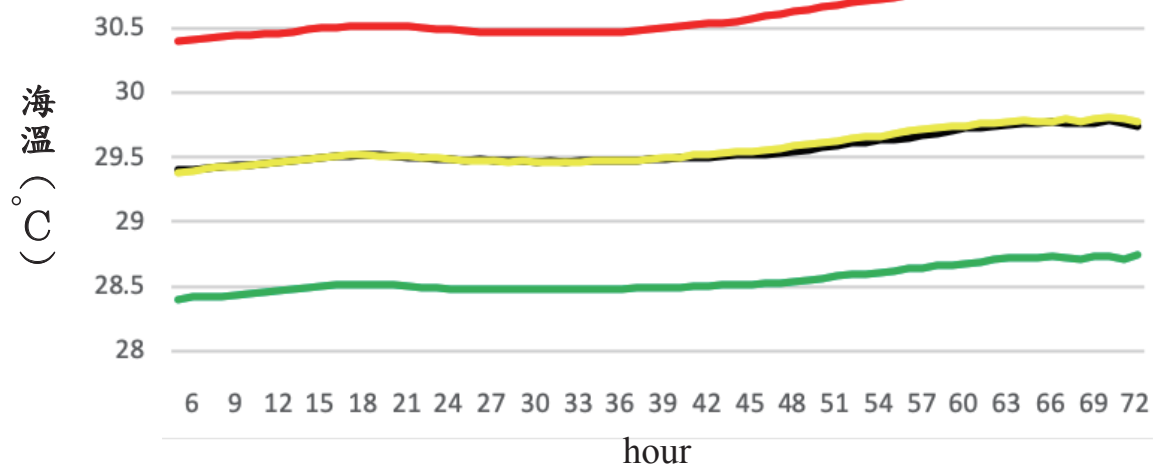


圖5.4 同圖5.3，但為 CTL 組（黑）、SST-1 組（綠）、SST+1 組（紅）及 ISF1 組（黃）之最大暴風半徑時序圖。

(a) 海表溫度



(b) 海表向上熱通量

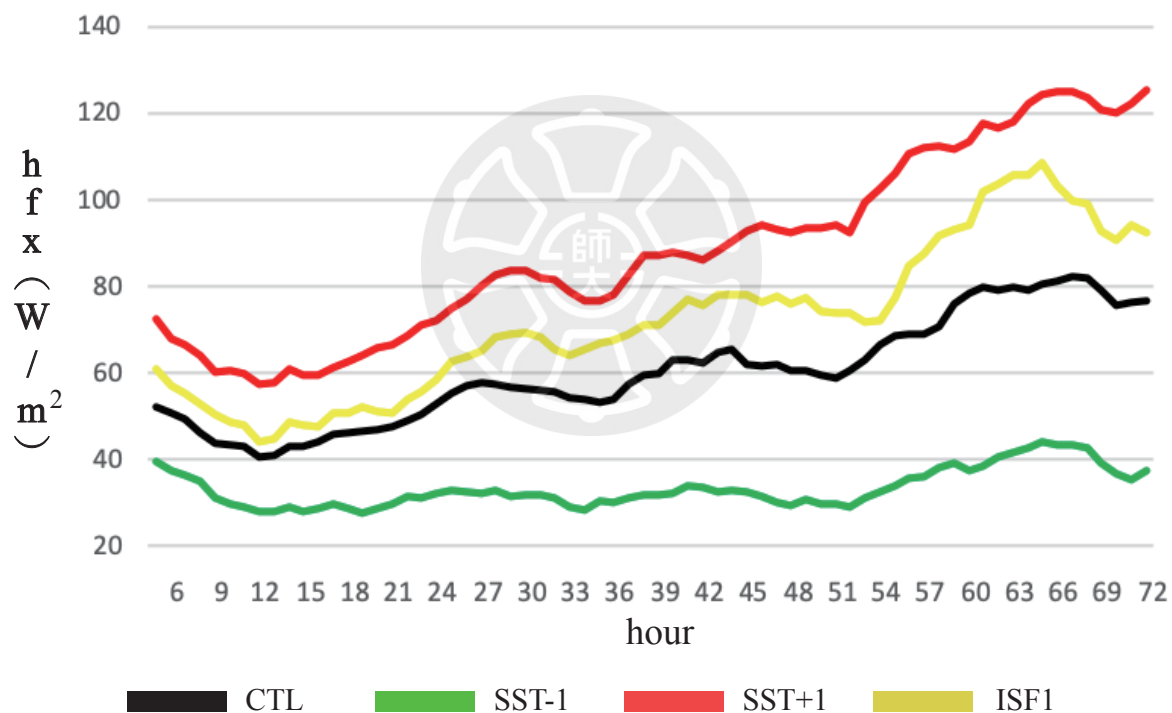


圖5.5 第 5 -72 h 每 1 小時之 CTL 組 (黑) 、 SST-1 組 (綠) 、 SST+1 組 (紅) 及 ISF1 組 (黃) 距中心半徑 200 公里內區域平均之(a)海表溫度、(b)海表向上熱通量之時序圖。

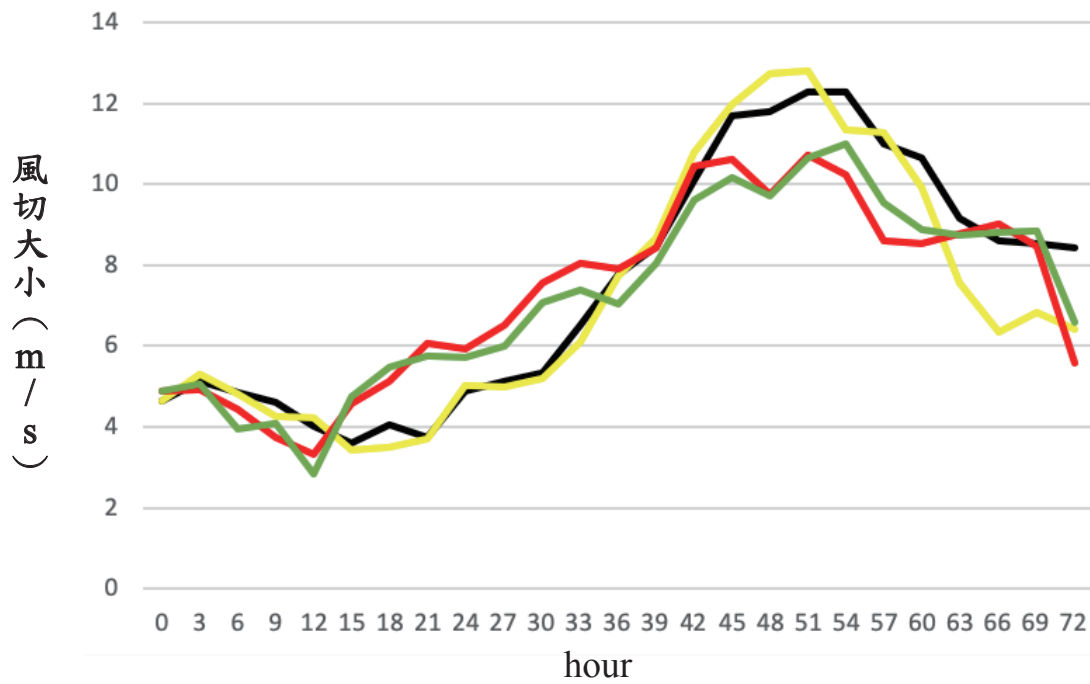


圖5.6 距颱風中心 300 公里內，CTL 組（黑）、SST-1 組（綠）、SST+1 組（紅）及ISF1 組（黃）之每 3 小時垂直風切大小時序圖。

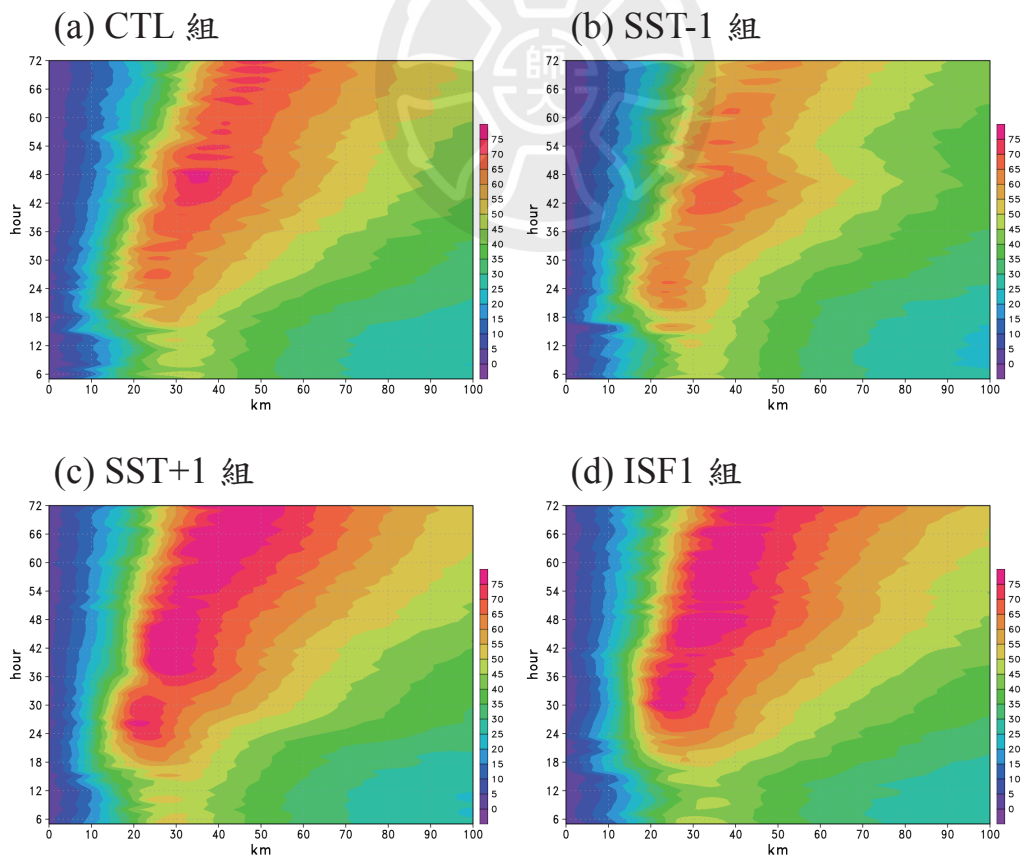


圖5.7 距颱風中心 100 公里內 900 hPa 徑向風（單位 m s^{-1} ）之方位角平均時序圖，(a) CTL 組(b) SST-1 組(c) SST+1 組(d) ISF1 組。縱軸為模擬時間第 5-72 h，橫軸為距颱風中心半徑（km）。

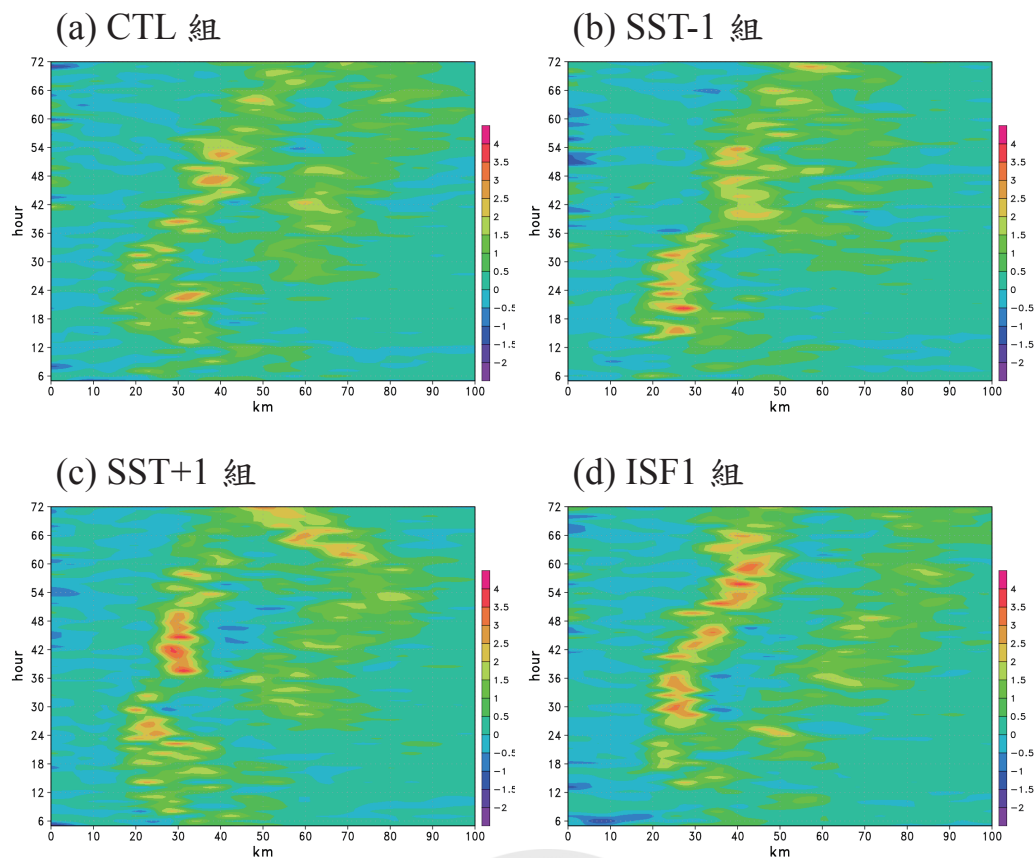


圖5.8 同圖5.7，但為 500 hPa 垂直速度 (單位 m s^{-1}) 。

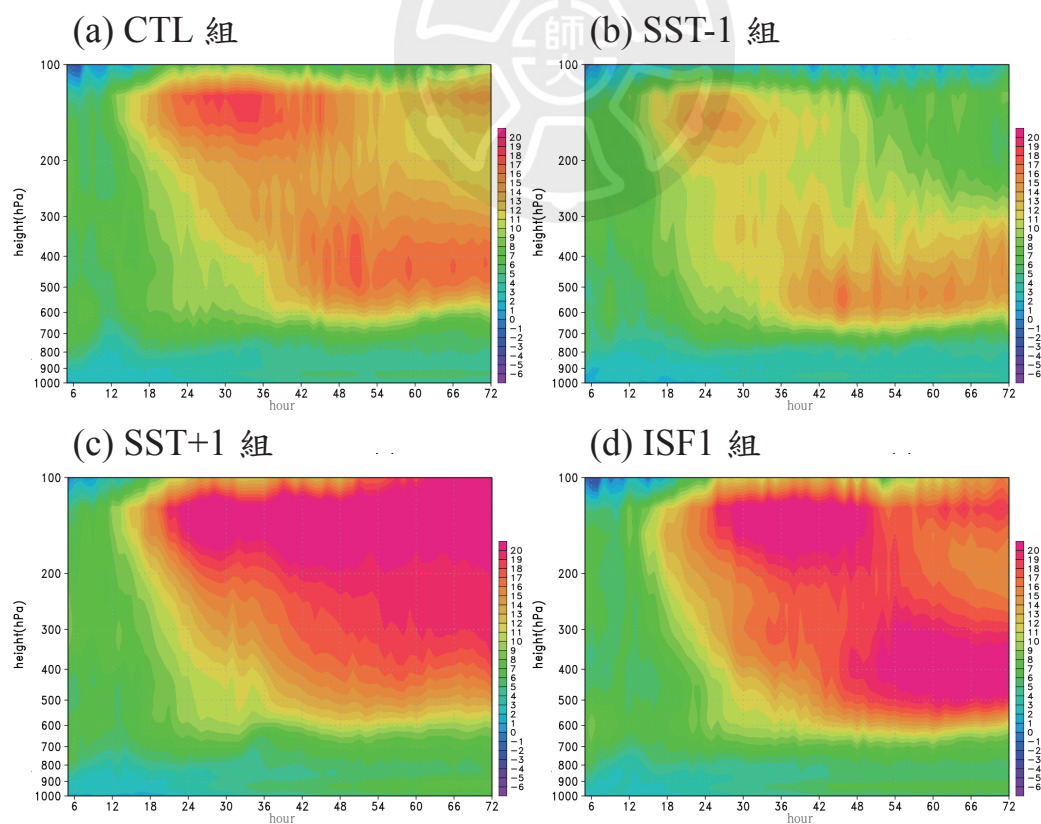


圖5.9 距颱風中心 20 公里位溫距平值(單位 K) 之水平區域平均時序圖，(a) CTL 組、(b) SST-1 組、(c) SST+1 組、(d) ISF1 組，縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為模擬時間第 5-72 h 。

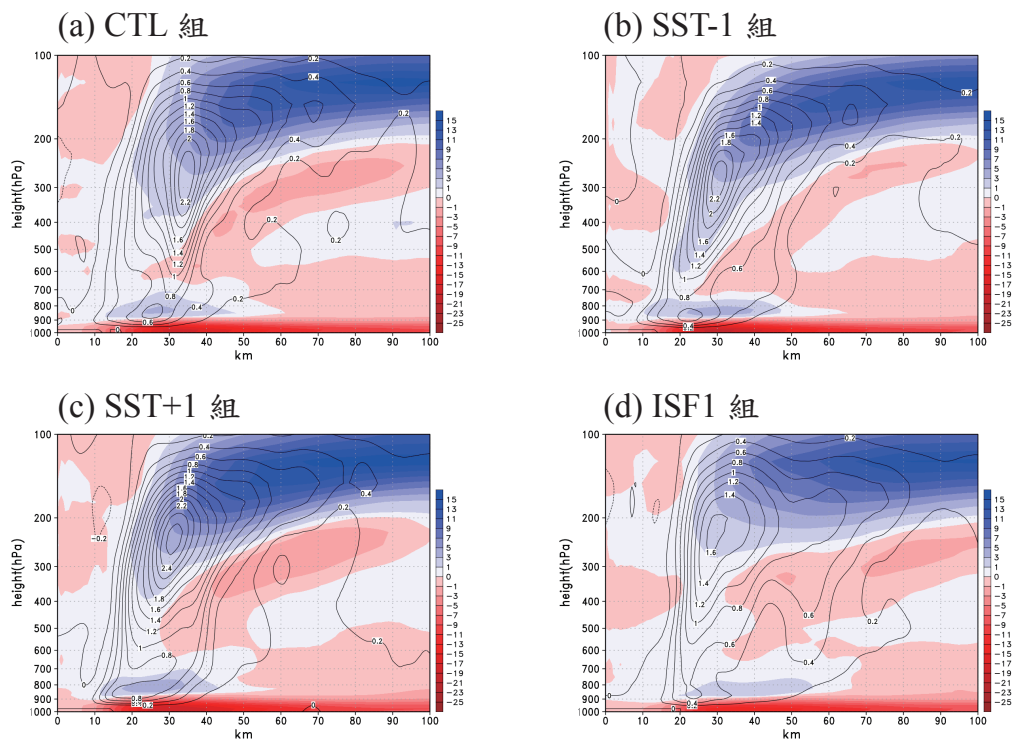


圖5.10 距颱風中心至 100 公里內垂直速度（實線，間距為 0.2 m s^{-1} ）及徑向風（色階，間距為 2 m s^{-1} ，紅色為徑向流入，藍色為徑向流出）之方位角平均圖，取第 11-23 h 平均 (a) CTL 組、(b) SST-1 組、(c) SST+1 組、(d) ISF1 組，縱軸為氣壓（hPa），橫軸為距颱風中心半徑（km）。

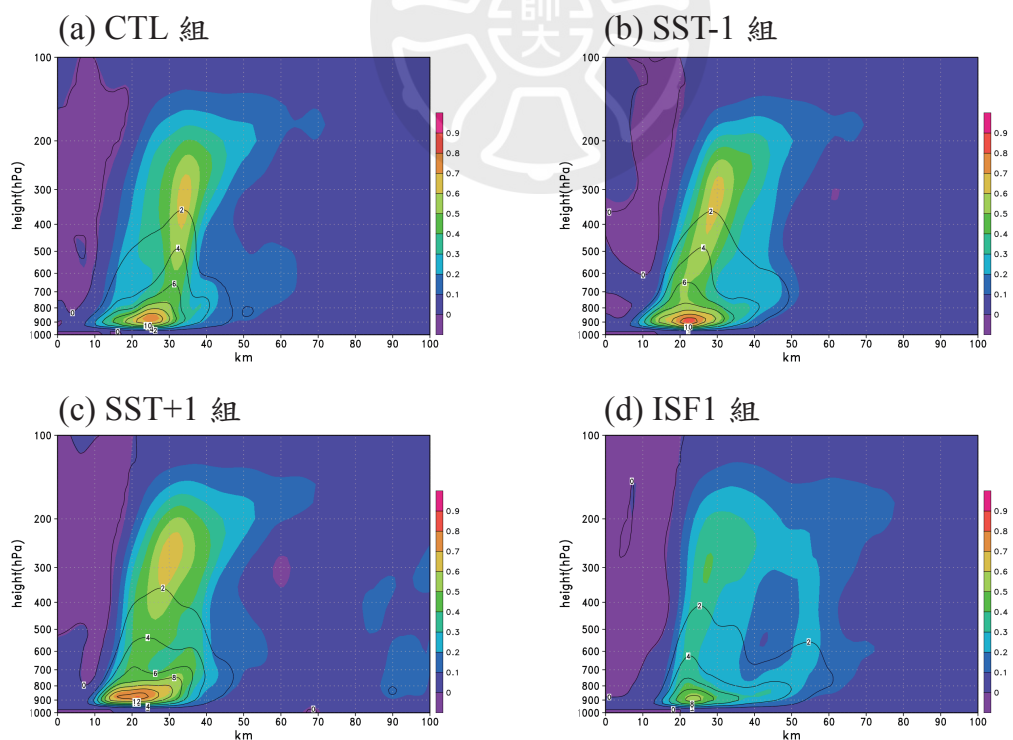


圖5.11 同圖5.10，但為垂直水氣通量（實線，間距為 $2 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）及垂直質量通量（色階，間距為 $0.1 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）之方位角平均圖。

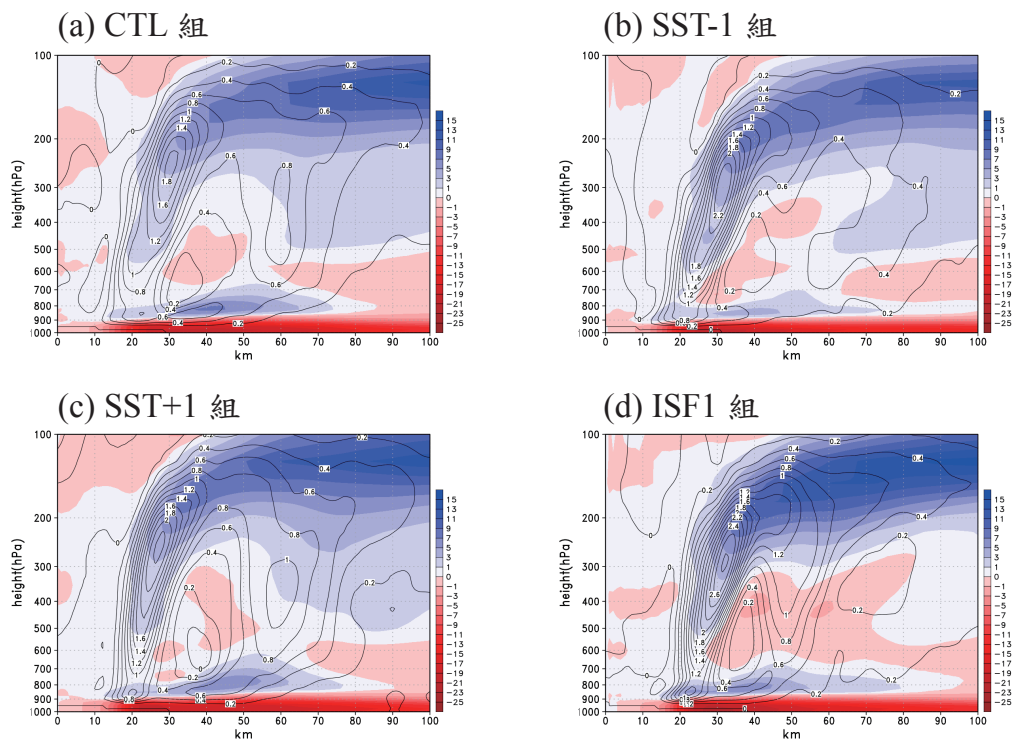


圖5.12 同圖5.10，但取第 24-33 h 平均。

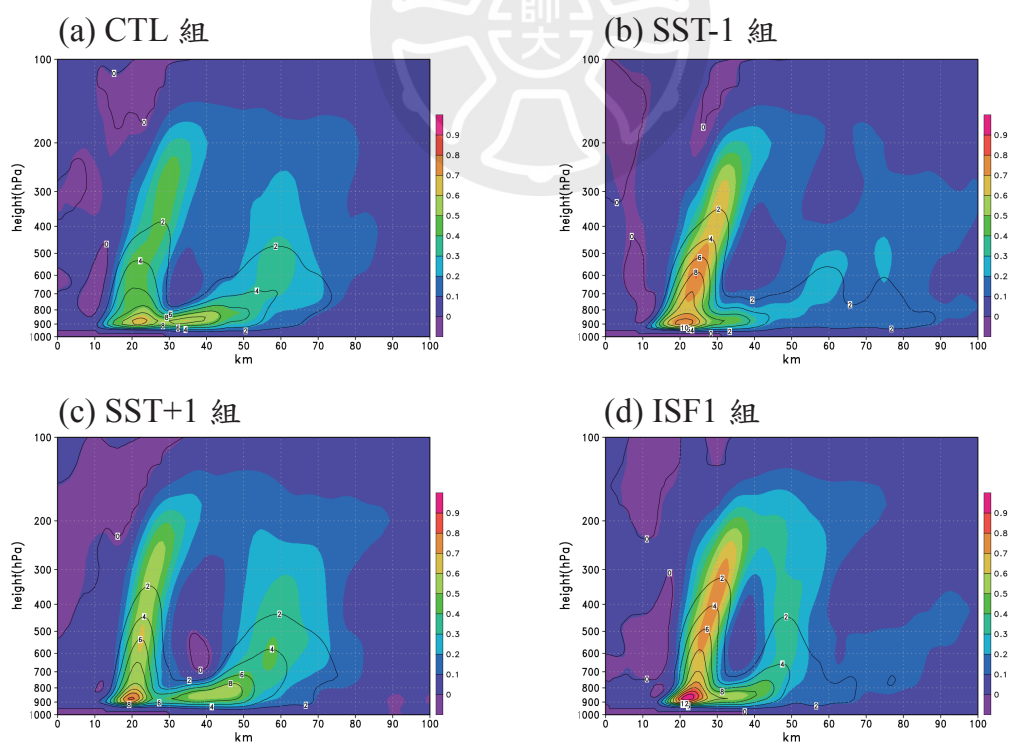


圖5.13 同圖5.11，但取第 24-33 h 平均。

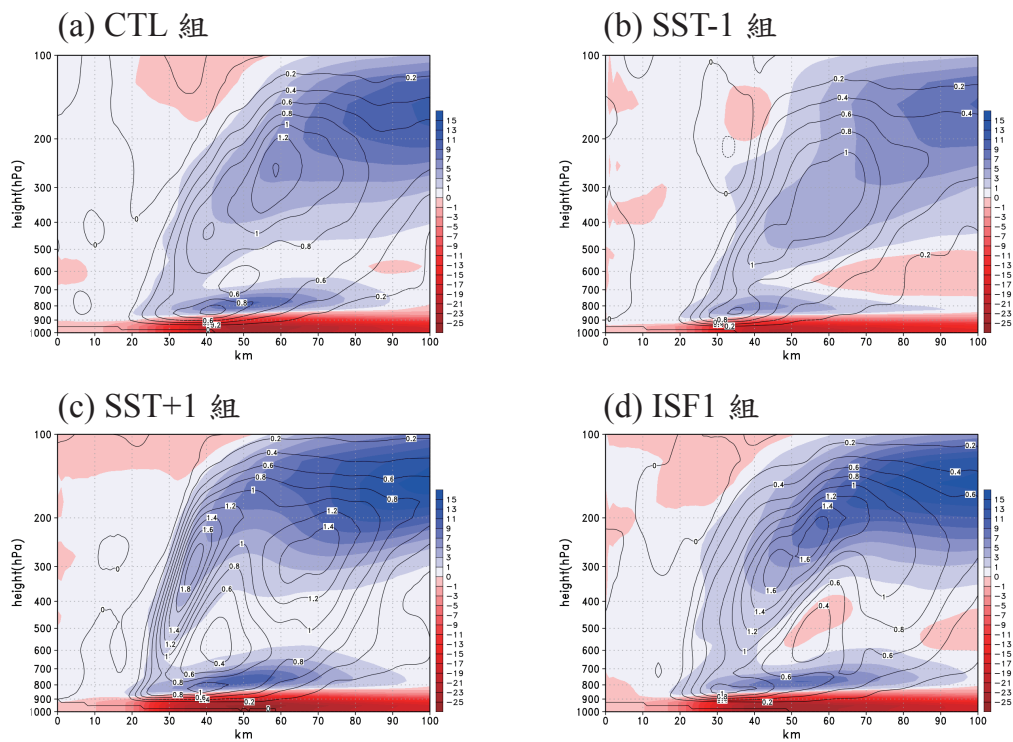


圖5.14 同圖5.10，但取第 34-72 h 平均。

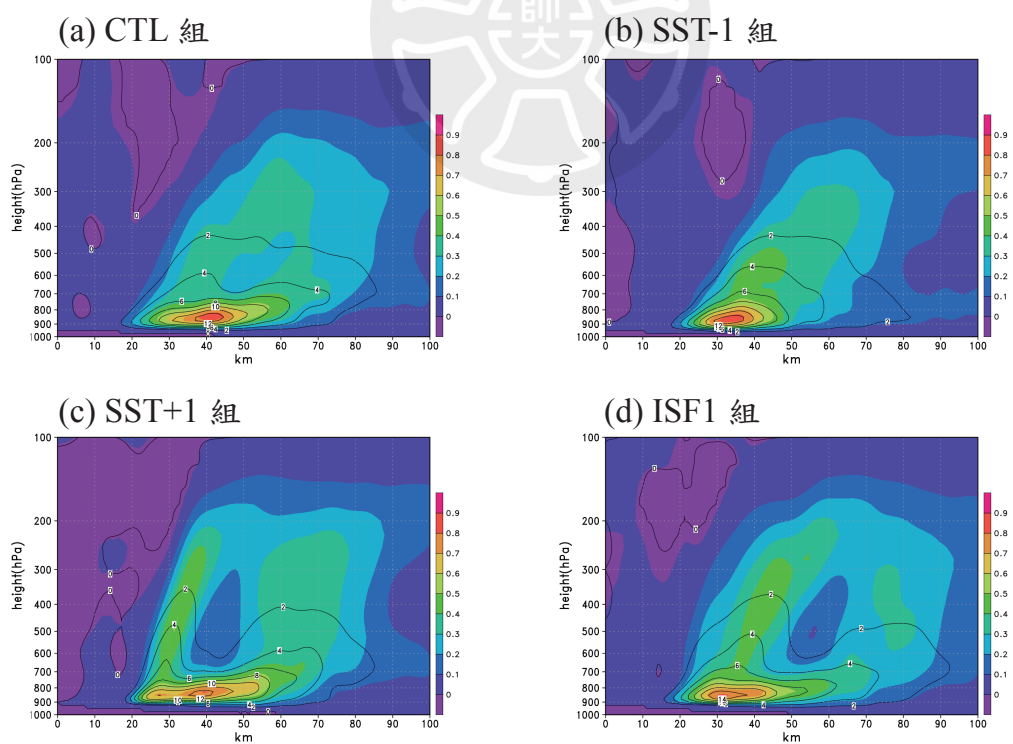


圖5.15 同圖5.11，但取第 34-72 h 平均。