

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所



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颱風快速增強的影響

The Impact of Surface Heat Fluxes outside the Inner Core
on the Rapid Intensification of Tropical Cyclone

彭欽旋

Chin-Hsuan Peng

指導教授：吳俊傑 博士

Advisor: Chun-Chieh Wu, Ph.D.

中華民國 107 年 6 月

June 2018

致謝



歲月如梭，白駒過隙，想當初兩年前才剛進入台大大氣這個大家庭的我，轉眼就要完成碩士學業，再度迎接人生下一階段。在這段日子，我由衷感謝所有遇到的人事物，讓我迅速適應且融入新環境，並在人生中又寫下一段精采的故事。

首先，我要感謝我的家人們，允許我在求學生涯能自由選擇自己要走的路，並在這條路上適時給予幫助，讓我無後顧之憂，奔向大氣的懷抱。我也從父母身上學到做事嚴謹、以及外向親和的態度，這是在整个人生中皆受用無窮的一個很棒的禮物，我會繼續將這股正能量擴散至所有我們認識的親朋好友，甚至全世界，並回饋至我們接下來的幸福生活。

在碩士生涯揭開序幕前，有幸受到吳俊傑教授的邀請，開始參加 TDRC 實驗室的 group meeting，並於日後成為我的指導教授。我很感謝吳教授在我的碩班時期給予可能的研究大方向，並為我們爭取最好的科技部補助(編號：106-2111-M-002-013-MY3)，讓我們在自由的研究氛圍下迅速找到有興趣的議題深入探討。此外，也感謝教授願意給我出國發表研究成果的機會，讓我可以親身感受國外研究與生活的大脈動，了解現階段的自己還欠缺什麼。

碩班這兩年，我也感謝 TDRC 實驗室的所有好夥伴。Sabrina、鑽蓁姊在行政上以及大大小小的事情的協助，讓我們更能專注於研究；忠權學長、自雄學長、怡瑄學姊、Peter 學長、裕豐學長、Fred 學長、冠捷學長在研究上的經驗分享以及做人處事的態度，使我們見識更為廣闊；James 學長及傳杰學長在颱風 RI 議題上的專業指導，讓我能在自己的研究中鑽研更深。與我生活更貼近的，還有傑仁學長、志祺學長、冠宇學長、里治、宜萱、宗勇、禹安、約禮，和你們相處總是充滿著歡笑，並在研究或作業遇到難關的時候相互扶持及提點，讓我在碩班生活更有動力(可能因為 TDRC 叫做颱風「動力」研究室吧)，有並肩作戰面對難題的感覺。

在實驗室以外的，還有一些好友們為我的生活注上強心劑。我要特別感謝同是從中央推甄來台大的皮皮，願意在大專生涯與我互相切磋、分享一些心事及經驗看法，並讓我不再那麼的生活白癡。我也很感謝阿其學長及小白，平常常一起吃飯、出去玩，同時也一起追逐各自的夢想，你們是我生活中最大的開心果。此外，也謝謝跟我同一屆以及系排的朋友們，在我的生活中又增添一些笑點。最後，不得不感謝台灣颱風論壇的夥伴以及在中央的朋友與老師們，在愉快的相處中為我的大氣知識奠定良好基礎，我們一同把台灣的大氣界變得更好吧！

最後的最後，我也感謝命運的安排，讓我在人生的每一階段都跑到不同的環境，訓練適應能力。但最重要的，還是遇見了你們，使我快樂充實每一天，衷心感謝你們，也愛你們。

摘要



在 2015 年的颱風季，蘇迪勒颱風成為西北太平洋地區最強的熱帶氣旋，並且曾經歷快速增強(Rapid Intensification, RI)，在 48 小時之內其中心氣壓下降 90 hPa。本研究使用全物理(full-physics)的 WRF 模式，以 1.67 公里的高網格解析度成功重建蘇迪勒颱風的路徑走向及增強趨勢，並以此結果為控制組實驗。

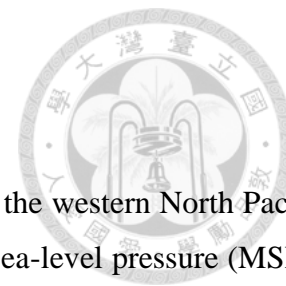
為了評估颱風內核(inner core, 距颱風中心 60 公里以內上升運動明顯之區域)以外之海表熱通量對於颱風結構以及快速增強過程的影響，本研究以 1 ms^{-1} 之地面風速，在計算中大幅限制外核區域海表熱通量，並於控制組實驗發生快速增強前 24 小時執行一系列之敏感性實驗模擬，檢驗不同區域之海表熱通量對於颱風快速增強的敏感性。實驗結果顯示，限制 2.5 倍內核半徑(150 公里)以外之海表熱通量導致颱風在快速增強時期當中，有更大之增強速率、較小之颱風壯度及最大風速半徑。然而，同時限制 1.0–2.5 倍內核半徑(60–150 公里)之海表熱通量則使颱風發展緩慢，無法經歷快速增強時期。

在敏感性實驗之颱風內核結構中，經歷快速增強的颱風有較強之中高層上升運動、較高之軸對稱程度，以及較大之加熱效率。此外，高層暖心在快速增強時期迅速建構，但是在未發生快速增強之颱風中心附近則無明顯之高層暖化現象。直覺上，人為大幅減少颱風外核區域之海洋能量供給對於颱風發展有負面影響，但於經歷快速增強的颱風內核中，則有更強之海表熱通量，歸因於地面風速也急遽增強，促進海氣熱量交換。由於限制海表熱通量區域上方之較乾空氣隨著邊界層內流以及中高層逸入作用入侵颱風內核外側區域(約距中心 80 公里)，使該區域穩定化，因此對流集中發展於內核區域，在增多之海洋能量供給下，發展更為旺盛，造成大量渦度集中產生於颱風內核，颱風內核風速急遽增大，導致颱風迅速增強。

綜合以上的研究結果，我們提出一個觀念：限制颱風所處海域之能量供給不一定使颱風增強速率減緩，取決於限制之海域與颱風中心的距離；換句話說，限制颱風外核區域之海表熱通量將可能導致潛熱更集中釋放於颱風內核，使颱風增強更迅速。

關鍵字： 颱風、快速增強、海表熱通量、WISHE 機制、慣性穩定度、加熱效率

Abstract



Typhoon Soudelor was the most destructive tropical cyclone (TC) in the western North Pacific in 2015, undergoing rapid intensification (RI) with the central minimum sea-level pressure (MSLP) drop of 90 hPa in two days. In this study, a 1.67-km convection-permitting full-physics model simulation is conducted with the track and intensification trend of Soudelor well captured.

To investigate how the surface heat fluxes outside the inner core (IC, the inner core region within the radius of 60 km) affect TC structure and RI process, a series of numerical experiments with the surface wind highly capped at 1 ms^{-1} in the calculation of surface latent and sensible heat flux in different radial extent are performed. It is found that the intensification rate is larger than that of the control experiment (CTRL) during RI when the surface heat fluxes are suppressed in the area 150-km (2.5 times of the IC size) away from the TC center, while the TC is significantly weaker and does not undergo RI when the surface fluxes are also suppressed at 60 to 150-km radius (1 - 2.5 times of the IC size). In addition to intensity change, substantial reduction of surface fluxes outside the inner core leads to lower TC strength and smaller radius of maximum wind (RMW), indicating that the most violent winds concentrate in the inner-core region.

As to the inner-core feature in each experiment, the RI cases show stronger mid- to upper-level updrafts, higher axisymmetry and heating efficiency than that of non-RI cases during convective burst times before RI in CTRL. Furthermore, the upper-level warm core develops significantly during RI, while no evident upper-level warming is found in non-RI cases. Although the surface fluxes outside the inner core in these RI cases are substantially suppressed, stronger intensity and more consolidated inner-core structure than that of CTRL is identified associated with the abundant wind-induced surface heat exchange (WISHE) in the inner core. The stabilization of lower troposphere outside the inner core in RI cases leads to aggregation of deep convection and subsequent generation of potential vorticity near the TC center, concentrating the violent winds in the inner-core region. Special insight is identified that the limitation of surface heat fluxes does not always result in a reduction of TC intensification rate. In other words, if the surface heat fluxes are suppressed in the outer region, against one's physical intuition, TC can possibly turn even stronger.

Key words: Typhoon; rapid intensification; surface heat flux; wind-induced surface heat exchange (WISHE); inertial stability; heating efficiency

目錄



致謝.....	I
摘要.....	II
英文摘要(Abtract).....	III
目錄.....	IV
圖目錄.....	VI
表目錄.....	XI
第一章 前言.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.1.1 颱風快速增強之多重尺度探討.....	1
1.1.2 颱風增強之 WISHE 機制探討.....	3
1.1.3 颱風內核與螺旋雨帶之交互作用.....	4
1.2 研究動機與科學目的.....	6
第二章 研究工具與方法.....	7
2.1 模式介紹.....	7
2.2 模式設定與使用資料.....	7
2.3 實驗設計.....	8
2.3.1 海表交換係數設定.....	8
2.3.2 控制組實驗(CTRL).....	9
2.3.3 敏感性實驗.....	9
第三章 研究結果 I - 控制組實驗.....	11
3.1 模擬結果與觀測資料比對.....	11
3.1.1 蘇迪勒颱風(2015)介紹.....	11
3.1.2 颱風強度、路徑比較.....	12
3.2 快速增強前後綜觀環境與颱風結構分析.....	12
第四章 研究結果 II - 敏感性實驗.....	14
4.1 颱風強度及結構演變.....	14
4.2 物理參數特徵.....	16
4.2.1 颱風內核次環流之強度差異.....	16



4.2.2 颱風內核非絕熱作用與暖心結構差異.....	17
4.2.3 颱風內核不同雲種加熱之貢獻差異.....	19
4.2.4 敏感性實驗之濕熵收支分析.....	23
4.2.5 敏感性實驗不同於控制組實驗之快速增強歷程.....	26
第五章 總結及未來展望.....	30
5.1 結論與討論.....	30
5.2 未來展望.....	33
參考文獻.....	34
附表.....	42
附圖.....	44

圖目錄



- 圖 2.1 WRF 模式進行模擬實驗時，模式的三層巢狀網格分別之水平範圍，其大小標於網格下方。最外圍網格(d01)固定不動，其餘網格(d02、d03)皆跟隨渦旋中心移動。.....44
- 圖 2.2 限制海表熱通量之敏感性實驗設計。除了控制組實驗(CTRL)不做海表熱通量之限制，其餘實驗皆於不同徑向範圍大幅減少海表熱通量(藍底色環狀區域)，白色數字即為限制區域之內邊界與颱風中心的距離。各實驗示意圖內之深藍色虛線圓圈半徑由內而外分別為 60 及 500 公里，前者代表 CTRL 的內核區域，後者代表所有敏感性實驗限制海表熱通量區域的外邊界與颱風中心的距離。.....45
- 圖 2.3 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風 30 kt 風圈半徑隨時間的變化，以紅色實線表示，灰色虛線為所有敏感性實驗限制海表熱通量區域的外邊界與颱風中心的距離(500 公里)。橫軸為時間，以真實世界之時間(黑字)及模式時間(灰字)表示，縱軸為 30 kt 風圈半徑。.....46
- 圖 3.1 中央氣象局(CWB)紀錄之蘇迪勒颱風觀測路徑，由台灣颱風論壇繪製。路徑顏色代表當時之強度，藍線、綠線、橘線、紅線分別為熱帶低壓、輕度颱風、中度颱風、強烈颱風，路徑旁邊之白色數字為時間，由左至右分別為月、日、時，以斜槓區別。.....47
- 圖 3.2 蘇迪勒颱風之 WRF 模擬路徑(紅線)與日本氣象廳最佳路徑(黑線)的比對。路徑上方之黑色數字為日期，以“月/日”表示，對應其下方之模式颱風位置(紅點)及觀測颱風位置(黑點)。橫軸及縱軸分別為經度及緯度。.....48
- 圖 3.3 蘇迪勒颱風之 WRF 模擬強度變化(紅線)與日本氣象廳觀測強度變化(黑線)的比對。實線為中心最低海平面氣壓變化，對應於左側縱軸，虛線為近中心最大風速變化，對應於右側縱軸，橫軸為時間，以真實世界之時間(黑字)及模式時間(灰字)表示。紫色圓圈代表蘇迪勒颱風於模式內開始快速增強的時間(48 h)。.....49
- 圖 3.4 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風 1000–700 hPa 平均相對濕度及風場，分別以色階及箭頭表示，由(a)~(d)依序為模式時間 36、42、48、54 h，橫軸及縱軸分別為經度及緯度。.....50
- 圖 3.5 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風所處環境垂直風切變化，以半徑 500 公里平均之 200 hPa 風向量減去 850 hPa 風向量計算之。紅色實線為風切量值，對應於左側縱軸，X 形標記為風切方向，對應於右側縱軸(0 度為指向北方)，橫軸為時間，以真實世界之時間(黑字)及模式時間(灰字)表示。橘色矩形代表快速增強時期(48 h ~ 84 h)。.....51

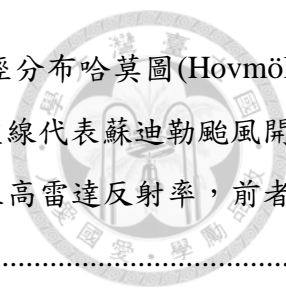


圖 3.6 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風於高度 1 公里之 (a)時間-半徑分布哈莫圖(Hovmöller diagram)，色階及等值線分別為軸對稱平均垂直速度及切向風，綠色虛線代表蘇迪勒颱風開始快速增強的時間(48 h)。(b)、(c)分別為模式時間 66 h 及 42 h 之 1 公里高雷達反射率，前者亦為快速增強開始後 18 小時，後者則為快速增強開始前 6 小時。.....52

圖 4.1 所有實驗之颱風強度時序圖，以中心最低海平面氣壓(縱軸)表示，橫軸為時間。除了控制組實驗(CTRL)以外，其它敏感性實驗皆於模式時間 24 h 開始模擬(黑色圓圈，下方有“Start”標記)，灰色粗虛線為 CTRL 開始快速增強的時間(48 h)。黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC 之強度變化。.....53

圖 4.2 所有實驗於模式時間 48 h 之 1 公里高雷達反射率，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。.....54

圖 4.3 圖說同圖 4.2，但模式時間為 60 h。.....55

圖 4.4 圖說同圖 4.2，但模式時間為 72 h。.....56

圖 4.5 所有實驗於高度 1 公里之時間 - 半徑分布哈莫圖(Hovmöller diagram)，色階及等值線分別為軸對稱平均垂直速度及切向風，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。.....57

圖 4.6 所有實驗之颱風強度 - 壯度分布圖，從模式時間 24 h 繪製至 78 h，強度以中心最低海平面氣壓(縱軸)、壯度以外核壯度(OCS, outer-core wind strength)表示。黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC 之發展歷程。.....58

圖 4.7 颱風內核區域 36-48 h 時間平均之 (a)控制組實驗(CTRL)次環流型態，以及(b)~(h)依序為 10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC 分別與 CTRL 之間的次環流差異，色階為軸對稱平均垂直速度，箭頭為(徑向風速,垂直風速*10)之風向量。橫軸為半徑，以最大風速半徑(RMW, radius of maximum wind)為單位，縱軸為高度。.....59

圖 4.8 圖說同圖 4.7，但為 48-60 h 時間平均。.....60

圖 4.9 所有實驗於最大風速半徑(RMW)內之垂直速度高度頻率分布圖(contoured frequency by altitude diagram, CFAD)，以 36-48 h 內 5 個對流爆發(CB)較為活躍的時段進行統計，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。.....61

圖 4.10 所有增強速率較控制組實驗(CTRL)快之敏感性實驗與 CTRL 的垂直速度高度頻率分



布差異，由(a)~(d)依序為 25IC、30IC、40IC、50IC 與 CTRL 的差異，亦為圖 4.9(e)~(h)分別與圖 4.9(a)相減之結果。(a)~(d)右下角之紅色數字分別為 25IC、30IC、40IC、50IC 於最大風速半徑(RMW)內之對流爆發(CB)面積佔比，灰色數字皆為 CTRL 於最大風速半徑(RMW)內之對流爆發(CB)面積佔比。..... 62

圖 4.11 所有實驗於颱風內核區域 36–48 h 時間平均之軸對稱平均慣性穩定度(等值線)及非絕熱加熱(色階)，其中慣性穩定度為科氏參數標準化(normalize)後之量值，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。橫軸為半徑，以最大風速半徑(RMW)為單位，縱軸為高度。..... 63

圖 4.12 颱風中高層暖心結構，色階為所有實驗於模式時間 48 h 與 CTRL 於模式初始時間(0 h)之軸對稱平均位溫差異，等值線為模式時間 48 h 之軸對稱平均位溫，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC，橫軸為半徑，縱軸為高度。..... 64

圖 4.13 圖說同圖 4.12，但為模式時間 60 h。..... 65

圖 4.14 圖說同圖 4.12，但為模式時間 72 h。..... 66

圖 4.15 所有實驗於模式時間 48 h 之雲種分布，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。紫色、橘色、藍色、黃色、白色色階分別代表對流爆發(CB)、積雲(CC)、層雲(SC)、其它雲種、無降水區域。..... 67

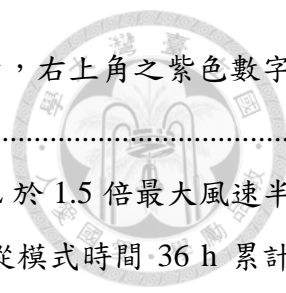
圖 4.16 圖說同圖 4.15，但為模式時間 60 h。..... 68

圖 4.17 圖說同圖 4.15，但為模式時間 72 h。..... 69

圖 4.18 所有實驗之雲種於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內所佔的面積比例，由(a)~(d)依序為對流爆發(CB)、積雲(CC)、層雲(SC)、對流爆發(CB)+ 積雲(CC)。黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC，橫軸為時間，縱軸為比例。..... 70

圖 4.19 (a)~(c)為所有實驗之雲種於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內所佔的累積面積比例，從敏感性實驗開始當下(24 h)進行累計，依序為對流爆發(CB)、積雲(CC)、對流爆發(CB)+ 積雲(CC)。(d)為對流爆發(CB)累積網格數佔所有對流(含積雲及 CB)累積網格數之比例，亦為(b)圖之數值除以(c)圖之數值的結果。各圖之黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC，橫軸為時間，縱軸為比例。..... 71

圖 4.20 所有實驗於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內之總體非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布，從模式時間 36 h 累計至 48 h，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、



25IC、30IC、40IC、50IC。各圖之正值以色階、負值以等值虛線表示，右上角之紫色數字為 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內之柱狀平均加熱量。..... 72

圖 4.21 所有增強速率較控制組實驗(CTRL)快之敏感性實驗與 CTRL 於 1.5 倍最大風速半徑 (RMW)內非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布差異，從模式時間 36 h 累計至 48 h，由(a)~(d)依序為 25IC、30IC、40IC、50IC 與 CTRL 之加熱差異，亦為圖 4.20(e)~(h) 分別與圖 4.20(a)相減之結果。..... 73

圖 4.22 圖說同圖 4.20，但為對流爆發(CB)之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的 分布。..... 74

圖 4.23 圖說同圖 4.20，但為積雲(CC)之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。 75

圖 4.24 圖說同圖 4.20，但為層雲(SC)之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。 76

圖 4.25 圖說同圖 4.20，但為其它雲種之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。 另外補充之等值實線為非絕熱加熱(與色階相同)，間隔為 $0.5 \times 10^{-3} \text{ K}$ 。..... 77

圖 4.26 所有經歷過快速增強的實驗之時間 - 半徑分布哈莫圖(Hovmöller diagram)，由(a)~(e) 依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。色階及等值線皆為 0-16 公里垂直平均濕熵，等值 線間距為 $15 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 。..... 78

圖 4.27 所有經歷過快速增強的實驗之濕熵收支，為軸對稱平均之結果，由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。各圖之藍線、黑線、綠線、棕線、紅線分別為海表熱通量 項(SF)、總體濕熵趨勢、不可逆熵增生項(IG)、輻射冷卻項(RC)、側邊輸送項(LT)，橫軸為半 徑，縱軸為濕熵趨勢。..... 79

圖 4.28 所有實驗於模式時間 48 h 與 36 h 之軸對稱濕熵差異隨半徑及高度的變化。黑線、綠 線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。..... 80

圖 4.29 所有實驗於模式最底層(高度 50 公尺)之時間 - 半徑分布哈莫圖(Hovmöller diagram)， 色階及等值線分別為軸對稱平均切向風及海表濕熵通量，由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、 40IC、50IC。..... 81

圖 4.30 所有實驗於模式時間 36-48 h 時間平均之高度 3 公里與 0.5 公里的非絕熱作用差異 (色階，單位為 K hr^{-1})及因此產生於高度 1-2 公里的平均渦度(等值線，單位為 s^{-1})水平分布， 由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。..... 82

圖 4.31 圖說同圖 4.30，但為模式時間 48-60 h 時間平均。..... 83

圖 4.32 所有實驗於模式時間 36 h 之軸對稱平均相對濕度(色階,單位為%)以及相當位溫(等值線,單位為 K) 隨半徑及高度的變化,由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。	84
圖 4.33 圖說同圖 4.32,但為模式時間 48 h。	85
圖 4.34 圖說同圖 4.32,但為模式時間 60 h。	86
圖 4.35 所有實驗於模式時間 36 h、高度 3 公里以下之探空圖,為半徑 100–150 公里平均之相當位溫(黑色粗虛線)及飽和相當位溫(黑色粗實線)隨高度的變化,由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。灰色細直線為地面空氣塊於假絕熱過程中舉升之軌跡,亦即相當位溫保守,藍色及紅色面積代表對流抑制能(CIN)以及高度 3 公里以下之對流可用位能(CAPE)的大小,黑點代表自由對流高度(LFC)。	87
圖 4.36 圖說同圖 4.35,但為模式時間 48 h。	88
圖 4.37 圖說同圖 4.35,但為模式時間 60 h。	89
圖 5.1 限制海表熱通量對於颱風增強的正貢獻及負貢獻示意圖。	90

表目錄



表 4.1 各雲種之分類標準。.....	42
表 4.2 各雲種於每個實驗之非絕熱加熱貢獻，從模式時間 36 h 累計至 48 h。各表格右下角之數字為該雲種於該實驗之加熱貢獻比例。.....	43



第一章 前言



1.1 研究背景

過去 40 年以來，颱風的路徑預報已有顯著進步，但在強度預報方面則進展較為有限、充滿挑戰，因為颱風的強度變化涉及多重天氣尺度之交互作用，無論從綜觀、渦旋、對流尺度，甚至紊流及微物理的觀點，皆對於颱風強度影響扮演一定的角色 (Marks and Shay 1998; Wang and Wu 2004)。而颱風的快速增強 (Rapid Intensification, RI) 預測在當今所有作業模式中，更是格外困難 (Elsberry et al. 2007; Chang and Wu 2017)，如果颱風在登陸之前突然迅速增強，且作業模式沒有掌握到此現象而使預警不足，導致防災單位未能即時做好相對應之災害防範工作，可能會造成侵襲區域嚴重生命及財產之損失，因此直到今日，颱風的快速增強現象仍然是備受關注且不容忽視的議題，其物理機制有待深入釐清。

1.1.1 颱風快速增強之多重尺度探討

在過去的研究中，Kaplan and DeMaria (2003) 利用 1989 至 2000 年間 163 個在大西洋海域生成的熱帶氣旋 (包含未進一步發展之熱帶低氣壓) 之資料，並採用 SHIPS (Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme) 統計預報模式探討快速增強與非快速增強之颱風在綜觀環境上的差異，發現數個有利於颱風快速增強的環境因子，例如較弱的環境垂直風切、較暖的海洋表面、較高的低對流層相對濕度、較強的高層東風以及較少的環境外力影響 (例如高空槽線或冷心低壓的動力強迫)。在進行研究之前，它們統計這些熱帶氣旋個案之 24 小時內強度 (最大風速) 變化，並定義增強速率較大之前 5% 為快速增強個案，將快速增強門檻定為 30 kt / 24 h。

然而，在後續的研究中，部分學者 (Molinari and Vollaro 2010; Kanada and Wada 2015; Harnos and Nesbitt 2016) 於觀測及模擬發現熱帶氣旋仍然可以在垂直風切大的情形下進入快速增強階段，例如 2010 年在大西洋生成並掠過北美洲東岸近海的 Earl 颶風。此外，Bosart et al. (2000) 的研究指出 1995 年在墨西哥灣成為四級颶風強度的 Opal 颶風之無預警快速增強現象除與海洋暖渦提供豐沛熱量有關外，高空的槽線也對於颶風增強有正向的影響，因為颶風北方之正在東移的槽線打開颶風

高層之極向(北向)外流，使高空輻散大幅轉好而有利於上升運動，且颶風尚未進入槽線造成之高垂直風切的區域，所以此時的槽線可幫助颶風進入增強速率較快的階段。事實上，Hendricks et al. (2010)利用西北太平洋及大西洋的熱帶氣旋資料，發現經歷快速增強與增強但未達到快速增強門檻的颶風在環境上並沒有顯著性差異。Kaplan et al. (2015)也於後續的工作發現只有約 25% 的快速增強熱帶氣旋個案可利用 SHIPS 統計模式考慮之環境因子預測，意味著剩餘之快速增強個案難以單憑綜觀環境條件即能預測其是否發生快速增強。因此，只利用綜觀環境條件優劣進行颶風快速增強的預報顯然不充足，必須再考慮其它非綜觀環境的因子才能更準確地預測，尤其是颶風尺度以內的熱力及動力因子所扮演的角色可能最為重要。

先前研究也對於颶風內核熱力及動力過程有一些探討，更瞭解有利於快速增強的颶風內核狀態。暖濕高相當位溫的低層大氣意味著較大的對流不穩定度，如果整層大氣舉升至高空，低層大氣會因為較快飽和而使降溫率減少，最終導致整層大氣的垂直穩定度下降。而低層高相當位溫的空氣來源除了來自邊界層內流以外，颶風眼區之高相當位溫空氣也可藉由眼-眼牆間混合作用進入眼牆，促進眼牆更旺盛的對流激發(Persing et al., 2003; Cram et al., 2007)，這種眼區相當位溫大於眼牆的現象也被 Barnes and Fuentes (2010)定義為眼區過剩能量(Eye Excess Energy, EE_{eye})。他們同時發現 2002 年 Lili 颶風發生快速增強之前， EE_{eye} 逐漸升高，但是在快速增強開始之後迅速下降，代表可能有眼區高相當位溫之空氣藉由混合進入眼牆。事實上，由於眼區之面積相較於眼牆來說相當的小，因此他們認為 EE_{eye} 只是幫助颶風快速增強的其中一個角色，並不是導致快速增強的主要因子。

在動力上，颶風除了有強大的主環流結構以外，於自然坐標系上將水平風分解為切向風及徑向風後再移除前者，可以看到颶風擁有對流層低層內流、中層上升運動、高層外流之 in-up-out 次環流型態，如果跨越颶風內核之次環流隨時間而增強，於低層可以帶進更多水氣以及颶風以外較大之絕對角動量，於中層可以促進水氣的相位變化而使潛熱釋放於颶風內核，最終導致颶風增強更為迅速(e.g., Eliassen 1951; Shapiro and Willoughby 1982)。在颶風近中心區域，如果因為垂直上有很大之不穩定(例如上一段提到之 EE_{eye})而激發垂直運動強烈、旋轉劇烈，且積雲發展高度極高，可到達對流層頂附近之對流爆發(Convective burst, CB)或熱塔(Vortical hot tower, VHT)，則有額外的水氣潛熱釋放，並於颶風眼區域之對流層高層有沉降運動出現，造成此區域迅速增溫，並導致中心地面氣壓急遽下降，引發更強烈之低層

內流(Heymsfield et al. 2001; Wang and Wang 2014)。在颱風的發展中，如果水氣潛熱釋放於較高慣性穩定度之區域(通常為颱風近中心區域，因其渦度最大)，此區域會因為羅士比變形半徑(Rossby radius of deformation)較小而使潛熱釋放之能量較能留在颱風區域內，較不容易以波動型式傳遞出去而造成能量流失，意味著加熱效率提高，使颱風增強更有效率(Schubert and Hack 1982; Vigh and Schubert 2009)。此理論也於 Molinari and Vollaro (2010)對於 2001 年 Gabrielle 熱帶風暴之觀測分析得到佐證，他們針對熱帶風暴於強風切環境也有短時間中心氣壓驟降的現象，並發現有強烈之對流胞(可能為對流爆發或熱塔)形成並隨著氣旋環流進入近中心高慣性穩定度的區域，因此可能造成加熱效率提高而使 Gabrielle 熱帶風暴迅速增強。

總體而言，綜觀環境因子可以影響對流條件，左右颱風的強度變化。然而，對於颱風增強的現象來說，綜觀尺度以下、尤其是颱風內核尺度的熱力及動力因子可能有很大程度控制著颱風是否快速增強，或是未達快速增強門檻的增強狀態，因此了解颱風內核的物理過程十分重要，我們將透過此研究深入探討及分析。

1.1.2 颱風增強之 WISHE 機制探討

WISHE (Wind-Induced Surface Heat Exchange) 機制是 Emanuel 於 1986 年提出之颱風發展及增強理論(e.g., Emanuel 1986, 1989)。相對於第二類條件不穩定度(CISK, Conditional Instability of Second Kind)強調之積雲對流與中尺度氣旋式環流正回饋交互作用，WISHE 機制較著重於海洋-大氣交互作用，將海洋之熱量藉由與地面風速的正回饋作用輸送至大氣中。事實上，早在 1950 年代，Riehl (1950) 就已經提出類似之海氣交互作用，亦即海洋輸送至大氣之烩通量對於颱風發展扮演至關重要的角色。在後續之研究中，也發現海洋之蒸發率與近海面的風速呈正比關係(Neelin et al. 1987; Emanuel 1987)，此現象被稱為蒸發與風回饋機制(Evaporation-Wind Feedback Mechanism)，與 WISHE 機制類似，並可用來解釋 30 - 60 天周期之熱帶波動發展。

WISHE 機制之完整過程，於 Emanuel (1986) 及 Montgomery et al. (2009) 皆有詳細之描述。假設有初始之熱帶擾動出現，由於低層大氣與其下方之海洋存有熱力不平衡(thermodynamic disequilibrium)，且海洋蒸發率與風速呈正比(蒸發與風回饋機制)，因此擾動內近海面之局部強風可從海洋汲取熱通量，再上傳使大氣邊界層

朝向飽和狀態。將邊界層大氣濕化意味著熱力上的不穩定，較能激發對流，使水氣在整個對流層大氣進行潛熱釋放而出現非絕熱加熱，導致熱帶擾動之主環流及次環流增強。增強後的風速又能從海洋汲取更多熱量進入大氣，因此 WISHE 機制為熱帶氣旋增強之正回饋機制。

WISHE 機制是否為颱風發展之必要機制，以及它於颱風增強扮演的角色，在過去十年內有廣泛的討論。Montgomery et al. (2009, 2015) 在模式中植入最大風速為 25 kt (約 13 ms^{-1}) 之初始渦旋，並於模擬過程中限制海洋表面熱通量，削弱 WISHE 機制之正回饋作用。根據模擬之結果，Montgomery 發現即使將上限風速閾值定為 5 ms^{-1} 以限制海洋能量供給，渦旋依然能增強至颶風等級的強度，只是最終強度較弱、增強速率較小，導致渦旋需要較長的時間發展至颶風強度，因此指出雖然 WISHE 機制與颱風的增強有一些相關性，但不是颱風發展的必要條件。Zhang and Emanuel (2016) 同樣也以限制風速閾值的方式減弱 WISHE 之正回饋機制，其於理想化實驗結果與 Montgomery et al. (2009, 2015) 高度相似，但是如果將此實驗設計套用在真實世界之熱帶氣旋個案模擬，則颱風無法進一步發展。根據此實驗結果，他們指出如果真實世界之颱風附近存有不利於颱風發展之負面條件，則 WISHE 機制可以幫助颱風克服不利因子，順利增強。

1.1.3 颱風內核與螺旋雨帶之交互作用

在成熟颱風的對流結構中，除了颱風內核眼牆深對流以外，眼牆外面之螺旋雨帶(spiral rainband)也是常見的對流結構，對於侵襲區域有一定量之降水貢獻。Wang (2008a) 依據對流型態以及形成機制的不同，將螺旋雨帶分為內螺旋雨帶及外螺旋雨帶，前者大致活動於距離颱風中心 2 - 3 倍最大風速半徑(Radius of Maximum Wind, RMW)的區域，以組織性弧狀或環狀對流的形式存在，後者則活動於 3 倍最大風速半徑(RMW)以外的區域，通常為數個獨立對流胞連成的降水帶，但觀測上也有結構完整、較為組織性的外螺旋雨帶，形態上與颶線(squall line)相似(e.g., Yu and Tsai 2017)。在先前的研究中，Rozoff et al. (2006) 指出由於距颱風中心 2 - 3 倍最大風速半徑的環狀區域之變形量大於此區域之渦度量值，因此在此區域激發之對流容易受到氣流場變形作用而帶狀化(細絲化)，並稱之為快速帶狀化(細絲化)區域(rapid filamentation zone)。在這個區域中，深對流發展所需的時間通常大於帶狀

化時間，因此 Rozoff 等人認為，深對流於快速帶狀化區域會受到較強的帶狀化作用影響而被抑制，不利於對流發展，並提到在颱風的雙眼牆結構中，內外眼牆中間之 moat 區域(回波相對較眼牆回波弱的環狀區域，降水較弱)即為快速帶狀化之結果。然而，Wang (2008b)利用全物理之理想實驗，發現內螺旋雨帶仍能於快速帶狀化區域發展，因此認為此區域之帶狀化作用可幫助對流軸對稱化(axisymmetrization)，而不是抑制對流。

在形成機制上，Montgomery and Kallenbach (1997)認為內螺旋雨帶的形成與渦旋羅士比波(vortex Rossby waves, VRWs)有關，此波動可因為位渦環上之正壓不穩定或是非對稱性之對流活動而產生(Schubert et al. 1999; Wang and Wu 2004)。Abarca and Corbosiero (2011)提出一種內螺旋雨帶能克服帶狀化作用造成之不利條件的想法，認為這種與渦旋羅士比波耦合的對流雨帶由於伴隨之渦度較大(羅士比波具有旋轉特性)，因此能抵抗帶狀化作用而不受抑制。而外螺旋雨帶方面，先前研究指出雨帶形成可能與慣性重力波的激發有關(Diercks and Anthes 1976; Kurihara 1976; Willoughby 1978)，或是外流層雲系造成之下沉氣流誘發(Willoughby et al. 1984)，前者之波動可產生於眼牆深對流，或是具有慣性不穩定之外流層。雨帶的維持及傳遞則可歸因於對流降雨造成之冷池(cold pool)，使對流不斷被激發，並在此過程中移動(Tang et al. 2014; Moon and Nolan 2015a)。Wang (2001, 2002a,b)於模式中發現，外螺旋雨帶常活動於距離颱風中心 80 - 150 公里的區域。

螺旋雨帶活動及發展對於颱風內核及強度的影響，在過去 30 年間皆有一些研究。May and Holland (1999)認為螺旋雨帶之層狀雲系於對流層中層有位渦產生，因此對於颱風內核來說，此位渦為颱風內核位渦的重要來源，因此有助於颱風增強。然而，多數研究皆認為，螺旋雨帶的存在可能會抑制颱風內核結構發展，例如螺旋雨帶之輻合作用會降低颱風內核區域之輻合量(Barnes et al. 1983; Powell 1990a,b; Wang 2002b,c)。Shapiro and Willoughby (1982)認為由於螺旋雨帶對流造成其附近有補償性沉降作用，因此產生乾空氣而抑制眼牆對流。Wang (2002b)發現螺旋雨帶的存在會阻塞一部份之邊界層內流，使眼牆水氣潛熱釋放變少而崩解。Wang 也於後續的研究(Wang 2009)提到，如果在外螺旋雨帶活躍之區域人為調整其非絕熱加熱作用至原本的 110%，或調整非絕熱冷卻作用至原本的 80%，則眼牆之對流強度將變弱，使眼牆結構較為鬆散、內核範圍變大，導致颱風強度減小，其結論也強調颱風內核以外之環境濕度對於螺旋雨帶發展有很大的敏感性。



1.2 研究動機與科學目的

直至今日，颱風的快速增強現象仍然是極具挑戰性的科學議題，其於作業機構之預報準確度直接影響侵襲區域的生命及財產的安全。為了瞭解颱風快速增強前後之內核熱力及動力結構上的演變，我們將以 2015 年蘇迪勒颱風為例，以高時空解析度且有較完整物理過程之 WRF 模式模擬出與最佳路徑(best track)資料紀錄之強度及路徑相似的颱風渦旋。由於 2015 年蘇迪勒颱風於觀測上達到 Holliday and Thompson (1979)針對中心氣壓變化(-42 hPa / 24 h)或是 Kaplan et al. (2010)以及 Lee et al. (2016)針對最大風速變化(35 kt / 24 h)定義之快速增強門檻，因此我們將細部剖析其於快速增強前後之結構變化，並與先前研究比較。

此外，在颱風的增強中，海洋的能量供給扮演重要的角色，因此我們將以設置近海面風速上限的方式，大幅限制海洋表面熱通量，此方法與 Cheng and Wu (2018)的實驗設計相同。不同於 Montgomery et al. (2009, 2015) 以及 Zhang and Emanuel (2016) 針對整個模式範圍做海表熱通量的限制，以評估 WISHE 機制在颱風增強及發展中所扮演的角色，我們將限制不同徑向範圍之海表熱通量，評估每個徑向範圍之海表熱通量在颱風快速增強中所扮演的角色。事實上，Xu and Wang (2010) 即已於理想化模擬實驗限制颱風內核以外特定環狀區域的海表熱通量，並發現此實驗能影響颱風強度及其內核半徑，但除了雨帶活動以外，颱風內核之海洋對大氣的熱力作用以及大氣過程仍然尚未完全釐清，因此需要進一步探討，並將此實驗套用於真實颱風個案中，亦即 2015 年蘇迪勒颱風。

本論文的後續內容如下所示：第二章為本研究之模式介紹、使用之初始資料，以及敏感性實驗針對海表熱通量做調整之設定。第三章為控制組實驗結果，回顧蘇迪勒颱風(2015)之生命期，並將模擬結果與觀測資料比對，最後將颱風增強過程之環境及結構演變與先前研究比較。第四章為敏感性實驗結果，評估各個徑向範圍之海表熱通量對於颱風增強的影響，並找出所有經歷過快速增強的颱風所具有之共同特徵。第五章為總結與未來展望，包含結論、討論，以及未來延伸之工作。

第二章 研究工具與方法



2.1 模式介紹

本研究使用之美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)發展的 Weather Research and Forecasting-Advanced Research Weather (WRF-ARW)全物理大氣模式 3.6.1 版，利用三維可壓縮、非靜力平衡的原始方程，並以三階 Runge-Kutta scheme 進行時間積分。水平網格為 Arakawa C-grid 之交錯網格，垂直上使用地勢追隨坐標(eta 坐標)，空間離散法則採用二階或六階 Runge-Kutta scheme。本模式可應用於實際大氣狀態的模擬，有隨渦旋中心移動之多重巢狀網格(vortex-following moving nest)的選項，並以高時空解析度模擬颱風內核結構變化。此外，本模式也包含各種不同之雲微物理、積雲、邊界層參數化方法供使用者依據個別模擬所需做選擇。

2.2 模式設定與使用資料

在模式網格設定中，使用三層雙向巢狀網格(Two-way Nesting)，其中最外層網格固定不動，其餘網格跟隨渦旋中心移動。水平解析度依序為 15、5、1.67 公里，網格格點數則分別為 295×265、220×220、223×223，網格所在經緯度位置及範圍如圖 2.1 所示。垂直方向上，有不等間距之 41 層，其中邊界層及外流層有較高之垂直解析度，模式頂端設定於 30 hPa。模式於 2015 年 7 月 31 日 0600 UTC 開始積分，此時開啟第一層網格，第二層及第三層網格則於開始積分之 6 小時後(2015 年 7 月 31 日 1200 UTC)開啟。所有網格皆於 2015 年 8 月 4 日 1200 UTC 結束積分，模擬時間共計 102 小時，其中包含觀測上蘇迪勒颱風快速增強之時期。

資料的部分，模式初始場、邊界條件、海表溫度皆使用 ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts)之全球再分析場資料進行內插，空間解析度為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，時間解析度為 6 小時，垂直上有 38 層(表面層及 1000、975、950、925、900、875、850、825、800、775、750、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、1 hPa)，以及 4 層土壤層，氣象參數有水平風、溫度、濕度、重力位高度、

海平面氣壓等。

至於物理過程的設定上，積雲參數化採用 Kain-Fritsch scheme (Kain and Fritsch 1990)，只於 15 公里的最外層網格中使用；雲微物理參數化採用 WSM 6-class graupel scheme (Hong and Lim 2006)，三層網格皆使用；長短波輻射參數化採用 RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model scheme for Global Models) scheme (Price et al. 2014)，三層網格皆使用；邊界層參數化採用 YSU (Yonsei University) scheme (Hong et al., 2006)，三層網格皆使用。除了參數化以外，本研究在模擬開始前，使用數位濾波法(Digital filter initialization, DFI)進行初始化(Lynch and Huang 1992)，能使模式之初始場更為平衡，並提升颱風路徑及強度模擬之準確度。

2.3 實驗設計

由於本研究將人為調整海洋傳輸至大氣之可感熱及潛熱，並探討調整前後颱風強度及結構變化，因此實驗設計分成 3 個面向介紹，分別為海表交換係數設定、控制組實驗、以及敏感性實驗。

2.3.1 海表交換係數設定

海表交換係數為海氣間物理量(例如熱量、動量)的傳輸以及物理量差異、風速之間的比例參數，在估算颱風發展的能量供給中扮演很重要的角色。而在 WRF 模式中，較重要的 3 個海表交換係數分別為拖曳係數 C_D 、可感熱交換係數 C_H 、以及潛熱交換係數 C_Q ，對於邊界層內溫度、濕度、以及風速的變化極為重要，進而影響對流型態以及後續颱風結構的演變。本研究在模式設定中採用 $isftcflx = 1$ ，此設定在 Green and Zhang (2013)有詳盡之介紹，在 C_D 的部分，參考了先前的觀測成果 (Powell et al. 2003)，內文提到當風速很小時， C_D 大致隨風速增大而增加，但是當風速增大至某個門檻值(約為 40 ms^{-1})之後，由於海洋飛沫(sea spray)的產生使海洋表面更為平滑，因此 C_D 開始隨風速增大而減少。 C_D 、 C_H 、 C_Q 之計算如方程式(2-1) – (2-3)所示：

$$C_{D,N} = \frac{k^2}{[\ln(z_{ref}/z_0)]^2} \quad (2-1),$$



$$C_{H,N} = C_{D,N}^{0.5} \frac{k}{\ln(z_{ref}/z_T)} \quad (2-2),$$

$$C_{Q,N} = C_{D,N}^{0.5} \frac{k}{\ln(z_{ref}/z_Q)} \quad (2-3),$$

其中 k 為 von Kármán 常數， z_{ref} 為參考高度(約 10 公尺高)， z_0 、 z_T 、 z_Q 分別為動量、可感熱、潛熱之摩擦長度(roughness length)。在實驗中， z_T 、 z_Q 皆為定值(10^4 公尺)， z_0 則與近地面風速相關，並影響上述 3 個海表交換係數之量值。 N 在公式中代表中性及穩定的大氣，因為在觀測上，颱風眼牆之地面層即為近似中性及穩定的狀態。

2.3.2 控制組實驗

為了模擬出一個經歷快速增強的颱風，且在這段時期不受陸地及中緯度系統大幅干擾，本研究以 2015 年蘇迪勒颱風為例，探討其於快速增強前後，颱風內核結構之特徵及演變。模式初始時間定於 2015 年 7 月 31 日 0600 UTC，訂為 $t = 0$ h，為觀測上蘇迪勒颱風開始快速增強前 36 小時，可避免模式 spin-up 時期(約需 6 - 12 小時)與快速增強時期重疊而降低快速增強現象之真實性，模式結束時間定於 2015 年 8 月 4 日 1200 UTC，訂為 $t = 102$ h。其餘實驗設定如章節 2.2 所述，實驗結果將於第三章討論。

2.3.3 敏感性實驗

為了評估颱風外核區域之海表熱通量對於其快速增強現象的敏感性，本研究將以人為降低地面風速至一定值的方式，限制海洋傳輸至大氣的可感熱及潛熱。模式中的海表熱通量形式如方程式(2-4) - (2-6)所示：

$$SH = \rho C_p C_h |UST| (\Delta\theta) \quad (2-4),$$

$$LH = \rho L_v C_q |UST| A_m (\Delta q) \quad (2-5),$$

$$U_{min} = \left(\frac{UST}{k} \right) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2-6),$$

其中 SH 及 LH 分別為可感熱通量及潛熱通量， ρ 為密度， C_p 為熱容量， C_h 和 C_q 分別為可感熱及潛熱之交換係數， L_v 為汽化潛熱參數， UST 為表面摩擦風速， k 為 von Kármán 常數， A_m 為可用水氣量(moisture availability)， $\Delta\theta$ 、 Δq 分別為海洋

表面與模式最低層之間位溫及比濕的差異。公式(2-4)及(2-5)之中的 UST 由公式(2-6)求得，其中 U_{\min} 為最低層風速及給定上限風速之中的最小值。為了大幅限制海表熱通量，本研究將給定 1 ms^{-1} 之上限風速，此值低於實際颱風之近地面風速 1–2 個數量級，幾乎可忽略海洋之能量供給。特別注意的是，模式的風速不受上述人為限制，只有在計算可感熱通量及潛熱通量才進行限制。

限制熱通量的區域則如圖 2.2 所示。除了控制組實驗(CTRL)以外，共有 7 個限制不同徑向範圍海表熱通量的敏感性實驗。實驗編號中，IC 為 inner core (颱風內核)的縮寫，在本研究指的是距離颱風中心 60 公里以內之區域，因為在控制組實驗當中，快速增強後的颱風在 60 公里以內有較明顯的上升運動(如圖 3.6a)。IC 前面的數字，除以 10 之後再乘上颱風內核半徑(60 公里)，即為限制區域之內邊界與颱風中心的距離。舉例來說，15IC 是從 90 公里開始往外做海表熱通量的限制。而限制區域的外邊界統一設定為 500 公里，因為在控制組實驗中，模擬實驗後期(54–102 h)之颱風 30 kt 風圈半徑約為 500 公里左右(如圖 2.3)。敏感性實驗開始於 24 h，並於 78 h 結束，積分時間為 54 小時，實驗結果將於第四章做詳盡的分析。

第三章 研究結果 I – 控制組實驗



3.1 模擬結果與觀測資料比對

3.1.1 蘇迪勒颱風(2015)介紹

蘇迪勒颱風為 2015 年西北太平洋最強之熱帶氣旋，曾經歷長達 2 天的快速增強時期。在 7 月下旬，國際換日線附近出現一對以赤道為對稱軸之低壓渦旋，同時赤道以北有太平洋高壓南側之東風波移入。聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)於 2015 年 7 月 28 日 0600 UTC (台灣時間當日下午 2 時)認定此東風波為熱帶擾動，並編號 93W。

颱風路徑及強度變化如圖 3.1 所示，依據中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)最佳路徑資料繪製。在 7 月 30 日凌晨四時(台灣時間)，日本氣象廳(Japan Meteorological Agency, JMA)及 CWB 先後升格其為熱帶性低氣壓，並於同日晚間再升格為輕度颱風—蘇迪勒。由於中層太平洋高壓勢力穩固，因此位於高壓南緣的蘇迪勒颱風終其一生大致穩定向西北西移動。在颱風形成初期，受環境條件不佳影響而使強度發展緩慢，但於 8 月 1 日晚間開始，受惠於颱風結構轉佳，且經過低垂直風切、高海水表面溫度及暖水層深厚之區域，颱風明顯增強，甚至於 8 月 2 日凌晨進入快速增強階段。8 月 2 日下午兩時及晚上八時，JMA 及 CWB 先後升格其為中度颱風，CWB 並於 8 月 3 日晚上八時再升格其為強烈颱風。蘇迪勒颱風於 8 月 4 日凌晨達到巔峰強度，在近中心最大風速方面，CWB、JMA、JTWC 分別評定其為 58 ms^{-1} 、115 kt、155 kt，是當年西北太平洋地區最強的颱風。8 月 4 日下午開始，由於颱風進入低海水熱含量之海域，且受到乾空氣逸入影響，因此減弱為中度颱風上限，並出現眼牆置換的現象。8 月 6 日白天開始，因眼牆置換結束且進入黑潮流經之海域而略為增強，並於 8 月 8 日凌晨 4 時 40 分在台灣花蓮縣秀林鄉登陸。整個颱風生命期於登陸中國大陸之後逐漸結束。

本研究著重在颱風之快速增強階段，因此選定颱風形成初期(7 月 31 日 0600 UTC)為模式初始時間，並於颱風達巔峰強度後結束模擬(8 月 4 日 1200 UTC)。依據 JMA 資料顯示，在為期 2 天的快速增強時期(8 月 1 日 1800 UTC 至 8 月 3 日 1800 UTC)，颱風中心氣壓下降 90 hPa，最大風速增加 65 kt (如圖 3.3)，符合 Holliday

and Thompson (1979)與 Kaplan and DeMaria (2003)分別以中心氣壓(-42 hPa day^{-1})及最大風速(30 kt day^{-1})定義快速增強之門檻。



3.1.2 颱風強度、路徑比較

圖 3.2 為模式颱風路徑與 JMA 最佳路徑(best track)之比對。雖然在模擬開始時，ECMWF 再分析場顯示之渦旋初始位置與 JMA 颱風中心定位有一些出入，但總體來看，模式在整個模擬期間與觀測相比，有很好的掌握，移動方向與速度大致上也吻合。

圖 3.3 為模式颱風強度與 JMA 強度紀錄之比對。雖然模式模擬之中心氣壓稍微偏高、最大風速在模擬實驗後期(54–102 h)稍微偏大，但總體而言，增強趨勢與觀測相比算是相近的，並且也符合先前研究定義之快速增強門檻(中心氣壓為 -42 hPa day^{-1} ；最大風速為 30 kt day^{-1})，在快速增強期間之增強速率約為 $31.9 \text{ kt} (-46.6 \text{ hPa})/\text{day}$ ，與觀測之增強速率(32.5 kt/day , -45.0 hPa/day)相當接近。模擬之颱風快速增強時期約為 1.5 天，開始快速增強的時間推遲約 12 小時(2015 年 8 月 2 日 0600 UTC, 48 h)，雖然與觀測有些微差異，但不影響接下來模擬結果之分析。

3.2 快速增強前後綜觀環境與颱風結構分析

圖 3.4 為颱風低層濕度及風場，可以看到在快速增強前後，颱風附近之相對濕度大致高於 70%，除了西北側因太平洋高壓沉降造成之乾空氣。雖然在快速增強開始之後，此乾空氣隨著流場漸漸延伸至颱風的西南側(圖 3.4c、d)，但是颱風內核區域仍然保持高於 90% 之相對溼度。由此可見，乾空氣在這段時期對於颱風內核結構及強度影響有限。

圖 3.5 為颱風所處環境垂直風切時序圖。在快速增強發生(2015 年 8 月 2 日 0600 UTC, 48 h)之前，風切值約在 $3 - 7 \text{ ms}^{-1}$ 之間，為低至中等(weak to moderate)的垂直風切，方向則具有東風分量(向西)，因低層處於間熱帶輻合區(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)中，高層受到高壓南側之偏東風影響。此時颱風具有非對稱結構，對流明顯集中於西側及西南側，亦即下風切及下風切左側(圖 3.6c)，符合先前研究對於風切環境下，颱風結構演變之敘述(如 Corbosiero and Molinari 2002)。隨著風切減少，颱風開始快速增強(橘色區域)，從圖 3.6a 可看到颱風內核之上升運

動趨於明顯，並於距中心 55 公里處內縮至 35 公里，伴隨著最大風速半徑(Radius of Maximum Wind, RMW)從 60 公里內縮至 40 公里。此外，颱風內核也從非對稱結構轉變成較軸對稱的型態(圖 3.6b)，有利於慣性穩定度增加，使加熱效率提升，促進颱風中高層暖心之建構以及後續之增強(如 Schubert and Hack 1982; Vigh and Schubert 2009)。在前人研究中，Miyamoto and Takemi (2013)提到颱風結構之軸對稱化是快速增強的前兆，Chang and Wu (2017)也發現在颱風開始快速增強之後，颱風結構會趨於軸對稱。總體而言，颱風快速增強的發生時常伴隨著結構軸對稱化的過程。

第四章 研究結果 II – 敏感性實驗



4.1 颱風強度及結構演變

在本研究的敏感性實驗中，將限制 7 種不同徑向區域之海表熱通量(如圖 2.2)，評估颱風強度、結構，以及內核特徵與參數的變化。圖 4.1 為所有實驗之颱風中心最低氣壓時序圖，所有敏感性實驗於控制組颱風(CTRL)快速增強前 24 小時(2015 年 8 月 1 日 0600 UTC, 24 h)開始執行。在 CTRL 快速增強(48 h)之前，所有實驗之中心最低氣壓並無太大差異，但就在 48 h 之後出現很大差別。10IC 及 15IC 終其一生傾向不增強，中心氣壓皆高於 980 hPa；20IC 則是波動式增強，但未達到快速增強之門檻。有趣的是，如果限制至少 2.5 倍颱風內核半徑(距中心 150 公里)以外之海表熱通量，亦即 25IC、30IC、40IC、50IC，颱風的快速增強現象反而不會消失，甚至比 CTRL 增強更快，直到敏感性實驗結束($t=78$ h)前皆有比 CTRL 低之中心氣壓。此實驗結果也顯示距中心 1–2.5 倍內核半徑(60–150 公里)之海表熱通量對於颱風增強(甚至快速增強)有很大的敏感性。

圖 4.2、4.3、4.4 分別為 48 h、60 h、72 h 之模式反演雷達回波。在 48 h 時，10IC 沒有一個典型颱風的基本型態，只有零星對流出現(圖 4.2b)；15IC、20IC、25IC、30IC 則於近中心處有非組織性之對流發展，但無明顯颱風眼及眼牆結構出現(圖 4.2c–f)；CTRL、40IC、50IC 的颱風結構比前者更有組織性，並有深對流圍繞於中心附近，已有初步眼牆結構及可辨識之中心無雲區(圖 4.2a、g、h)。隨著時間推進至 60 h，可看到 10IC 及 15IC 之對流變得更零星，仍沒有颱風樣貌(圖 4.3b、c)；CTRL、20IC、25IC、30IC 則漸漸有眼牆形狀出現，但颱風中心東半側之對流相對於西半側較不旺盛(圖 4.3a、d–f)；40IC 及 50IC 之颱風發展速度領先其它所有實驗，已有相當紮實且軸對稱之眼牆深對流結構出現(圖 4.3g、h)。最後，當時間來到 72 h，10IC 及 15IC 仍然無法發展出颱風螺旋結構(圖 4.4b、c)，而其它敏感性實驗皆已發展出眼牆結構，甚至比 CTRL 發展的更為紮實鞏固(20IC 為例外，因其眼牆回波偏弱)，並有活躍度不等之螺旋雨帶發展(圖 4.4a、d–h)。由於所有敏感性實驗皆於颱風外圍區域限制海洋能量供給，因此螺旋雨帶發展相較於 CTRL 較不旺盛，隨著限制區域的內邊界愈靠近颱風中心而愈不活躍。

圖 4.5 為 24–78 h 這段時期之軸對稱平均切向風及垂直運動強度演變，可以



看到 10IC 及 15IC 之平均上升速度大致不超過 0.6 ms^{-1} ，且切向風無明顯(或些微)增大(圖 4.5b、c)；CTRL 及 20IC 則有較前述兩個實驗大之平均上升速度，最大可到 1.5 ms^{-1} 上下，並伴隨切向風明顯增大，已達到 Kaplan and DeMaria (2003) 以風速定義之快速增強門檻(但 20IC 未達到 Holliday and Thompson 1979 針對中心氣壓定義之快速增強門檻，因此本研究不視其為快速增強個案)，在 48 - 72 h 期間風速增大約 25 ms^{-1} 上下(圖 4.5a、d)；25IC、30IC、40IC、50IC 的切向風增大速率明顯較 CTRL 快，在 24 小時內增強至少 35 ms^{-1} ，平均上升速度也較 CTRL 大，至少超過 2.7 ms^{-1} (圖 4.5e - h)。此外，所有增強迅速的實驗在 48 h 後之最大風速半徑(RMW)較 CTRL 略小，這個發現將於章節 4.2.5 做詳盡的分析。

除了觀察內核強度以外，颱風壯度(strength)及暴風半徑往往也是致災嚴重程度的重要指標之一。圖 4.6 為以強度、壯度為坐標之颱風發展路徑，可同時評估颱風內核及外核的發展狀況。橫軸為外核壯度(OCS, outer-core wind strength)，定義為距颱風中心 1 - 2.5 經緯度之間水平範圍的平均切向風(Weatherford and Gray 1988)，縱軸為中心最低氣壓，可視為颱風強度。雖然隨著限制海表熱通量區域的內邊界愈靠近颱風中心，強度不會呈現單向變化，但壯度大致呈現單調遞減的狀態，與先前學者研究之綜合結果吻合。首先，Xu and Wang (2010)提到如果將內核以外(含外核區域與環境)之海表熱通量移除，會減少該區之對流不穩定度，進而使雨帶變得較不活躍(此結果同圖 4.2 - 4.4)。再者，Hill and Lackmann (2009)發現如果將低層環境濕度提高，颱風暴風半徑也會變大，因為低層變濕意味著對流不穩定變高，使雨帶對流更旺盛，導致外核區域平均位渦變大，亦即切向風變大、暴風圈向外擴張。最後，Chan and Chan (2012)利用衛星資料進行統計，發現颱風壯度與暴風半徑有非常高之相關性(相關係數約 0.9)。因此，限制內核以外之海表熱通量會抑制颱風壯度的增加。

綜合以上結果，我們提出一個小結：限制外核區域之海洋能量供給會減少颱風壯度及暴風半徑，但強度方面，如果保留距中心 1.0 - 2.5 倍內核半徑之海表熱通量，颱風在快速增強時期反而比 CTRL 更強。接下來我們將針對所有敏感性實驗之颱風內核特徵做比較，以及探討部分颱風在限制海表熱通量下變得更強的原因。



4.2 物理參數特徵

4.2.1 颱風內核次環流之強度差異

颱風快速增強與否，以及部分實驗之颱風比 CTRL 更強的機制，是本研究之重要主軸，因此探討快速增強前之颱風內核狀態有一定的必要性。圖 4.7 為在 CTRL 發生快速增強(48 h)之前，最大風速半徑(RMW)附近之 CTRL 次環流，以及所有敏感性實驗與 CTRL 之間的次環流差異。在 CTRL 實驗中，位於 0.7 - 1.4 倍 RMW 區域之上升運動最為明顯，並於 0.5 倍 RMW 以內之區域有中高層下沉運動，因此以半徑－高度圖來說，在 RMW 內有逆時針之次環流(圖 4.7a)。從 10IC、15IC、20IC、25IC 分別與 CTRL 之間的次環流差異來看，可發現在 0.7 倍 RMW 以內之中高層區域有垂直運動向上的差異，且在 CTRL 上升運動最明顯的區域(0.7 - 1.4 倍 RMW)有下沉運動的差異，亦即較弱的上升運動，代表次環流較 CTRL 弱(圖 4.7b - e)。而於 30IC、40IC、50IC 分別與 CTRL 之間的次環流差異來看，則發現在 CTRL 上升運動最明顯的區域(0.7 - 1.4 倍 RMW)仍有上升運動的差異，亦即上升運動比 CTRL 更強(圖 4.7f - h)。上述提到之現象以及各實驗之強度變化(如圖 4.1)顯示，颱風後續是否顯著增強與當下 RMW 附近之上升運動有一定的關聯。事實上，RMW 附近之上升運動除了有利於潛熱釋放以外，也使外面較高之絕對角動量向內輸送，導致颱風增強。Rogers et al. (2013)也支持此論點，並提到在 RMW 以內之強烈上升運動對於增強速率較快的颱風扮演重要角色。

圖 4.8 同圖 4.7，但時間為 CTRL 發生快速增強(48 h)之後。相較於 48 h 之前(如圖 4.7)，所有敏感性實驗與 CTRL 之間的次環流差異趨於明顯。此外，在比 CTRL 強之實驗中(例如 40IC、50IC)，除了可看到 RMW 內側(0.7 - 1.0 倍 RMW)有較強之上升運動以外，在 0.7 倍 RMW 以內大致有垂直運動向下的差異。特別注意的是，在 CTRL 實驗中，0.7 倍 RMW 以內之中高層也大致為下沉運動。這意味著在颱風中心附近，40IC 及 50IC 之中高層下沉作用較強，有利於暖心結構建立。

探討次環流差異之後，可進一步評估各種不同強度之垂直運動隨高度的統計分布。由於先前研究指出，靠近颱風中心之對流爆發(convective burst, CB)對於颱風急遽增強扮演重要角色(如 Heymsfield et al. 2001; Chen and Zhang 2013; Wang and Wang 2014)，因此在 48 h 之前，我們採用 Chang and Wu (2017)對於 CB 的定義

(700 - 300 hPa 平均垂直速度大於 5 ms^{-1}) 進行每個網格點的判定，並在最大風速半徑(RMW)內選定 5 個 CB 網格點較多的時段平均後畫出高度頻率分布圖(contoured frequency by altitude diagram, CFAD)，亦即圖 4.9。在 10IC 及 15IC 終其一生皆不增強的實驗中，可看到垂直運動在各個高度皆不活躍(圖 4.9b、c)。相較於上述兩個實驗，其它實驗之中層或高層上升運動較強，並有 0.1% 色階跨越 12 ms^{-1} 、0.5% 等值線跨越 6 ms^{-1} 門檻的統計特徵(圖 4.9a、d - h)。因此，颱風後續的增強狀況與 CB 活躍期之 RMW 內上升運動強度有一定的關係。

圖 4.9 明顯辨別後續增強與不增強之颱風在垂直運動上的差異，但仍無法清楚解釋部分實驗之颱風比 CTRL 更強的原因。圖 4.10 為 25IC、30IC、40IC、50IC 分別與 CTRL 之垂直速度的高度 - 頻率分布的差異，可以發現在中層的部分(約 5 - 10 公里高)，所有比 CTRL 還要強的颱風在 48 h 前皆有較強的上升運動，有利於釋放更多潛熱，並增強低層渦旋。此外，高層(約 12 - 14 公里高)也有比 CTRL 更明顯之下沉運動，促進中高層暖心的發展。然而，須特別留意的是，CB 之判定取決於中層上升速度(i.e., Chang and Wu 2017)，因此 CB 所佔比例之差異會直接影響中層上升運動之差異，而 CB 所佔比例則標於各圖右下角(灰字為 CTRL 之 CB 佔比、紅字為各敏感性實驗之 CB 佔比)。除了 50IC 以外，25IC、30IC、40IC 之 CB 佔比皆高於 CTRL，因此中層上升速度傾向較強，符合圖 4.10 所述。

4.2.2 颱風內核非絕熱作用與暖心結構差異

上升運動的強弱也決定了非絕熱作用的差異，圖 4.11 即為 36 - 48 h 時間平均(CTRL 發生快速增強前)之慣性穩定度及非絕熱加熱的徑向及高度分布。在 10IC 及 15IC 中，非絕熱作用非常微弱(圖 4.11b、c)；20IC 及 25IC 則有較明顯之非絕熱加熱，主要落在 0.75 - 1.25 倍 RMW 的區域(圖 4.11d、e)；而從 30IC、40IC、50IC 中，可看到總體之非絕熱加熱較 CTRL 明顯(圖 4.11f - h)。此外，除了 10IC 以外，其它敏感性實驗主要加熱位置之慣性穩定度皆比 CTRL 高，代表羅士比變形半徑(Rossby radius of deformation)較小，能量不容易以波動形式傳出颱風區域，使颱風增強更有效率，符合 Schubert and Hack (1982) 及 Vigh and Schubert (2009) 在理論模型中對於加熱效率之論述。簡而言之，增強速率比 CTRL 快之實驗皆於 48 h 之前有較高之加熱效率，或非絕熱加熱作用較強，甚至前述兩個條件兼具。

上升運動造成之水氣潛熱釋放，其中一部分直接導致颱風中高層暖心的形成，

圖 4.12 - 4.14 顯示了當 CTRL 進入快速增強時期(48 - 72 h)之所有敏感性實驗暖心建構過程。在 48 h 時，10IC 在 3 - 7 公里高(中低層)之颱風內核有初步的暖心結構，但高層則無明顯暖化現象(圖 4.12b)；其它實驗則於中層、高層皆有初步的暖心建構，溫度比環境高 6 - 10 度(圖 4.12a、c - h)。隨著時間演進至 60 h，所有實驗漸漸可依照暖心結構分為兩組：只有中低層暖心的 10IC、15IC、20IC(圖 4.13b - d) 以及同時有中低層與高層暖心的其它實驗(圖 4.13a、e - h)。當時間來到 72 h 時，可以看到 10IC 及 15IC 的暖心結構發展停滯，甚至有減弱的跡象(圖 4.14b - c)；20IC 已開始發展高層暖心，但強度明顯較 CTRL 弱(圖 4.14d)；25IC、30IC、40IC、50IC 則有愈形明顯之暖心結構，並且強度較 CTRL 強(圖 4.14e - h)。所有敏感性實驗之暖心寬度皆較 CTRL 窄，因 CTRL 在發展時期之對流上升位置較其它實驗遠離中心(如圖 4.2 - 4.5)，造成中心附近沉降範圍較大。特別注意的是，在經歷過快速增強的颱風暖心結構中，可看到兩個擾動溫度極大值出現於高度 2 - 8 公里(低、中層)以及 13 - 15 公里(高層)，這種現象於 Chang and Wu (2017) 有定量之分析，利用溫度收支發現中高層暖心的形成機制以軸對稱垂直位溫平流為主，亦即高層之高位溫向下輸送；而低層暖心除了由軸對稱垂直位溫平流貢獻之外，水平擾動位溫平流也扮演重要角色。所有實驗可依照高層暖心之有無分為兩組：10IC、15IC、20IC (沒有高層暖心)以及 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC (有高層暖心)。此分組結果與快速增強之有無完全相同，亦即經歷過快速增強的實驗除了可見中低層暖心以外，也有明顯之高層暖心建構。兩者之關係可用靜力平衡觀點解釋，其方程式經高度積分後為：

$$P_s = P_t \exp\left(\frac{gH_t}{R_d \bar{T}_v}\right) \quad (4-1),$$

其中 P_s 為海平面氣壓， P_t 為模式頂端氣壓(設定為 30 hPa)， H_t 為模式頂端高度， R_d 為理想乾空氣常數， \bar{T}_v 為海平面至模式頂端之整層空氣柱平均虛溫。如果颱風中心有暖心建構，亦即空氣柱增暖(\bar{T}_v 變大)，則在 H_t 幾乎不變的前提下，且不考慮非靜力平衡因子，中心海平面氣壓(P_s)會下降。因此，以平衡動力來說，快速增強的颱風會伴隨暖心的迅速建構。




4.2.3 颱風內核不同雲種加熱之貢獻差異

在先前的章節中，我們提到在最大風速半徑(RMW)內之上升運動會造成非絕熱加熱，有利於後續颱風增強。為了更細部剖析颱風的結構及其演變，我們依據前人的定義(Steiner et al. 1995; Rogers 2010; Chang and Wu 2017)，將颱風內核之所有網格點定義成不同雲種，分別為對流爆發(CB)、積雲(CC)、層雲(SC)，並定量計算各雲種貢獻之加熱。雲種依據 3 公里高回波值(Steiner et al. 1995; Rogers 2010)以及 700 - 300 hPa 平均上升速度(Chang and Wu 2017)分類，如表 4.1 所示。特別注意的是，由於一個網格點可能同時符合一種以上雲種分類標準，因此在本研究中，如果該網格點符合 CB 之標準，則直接判定其為 CB；該網格點不符合 CB 但符合 CC 之標準，則直接判定其為 CC；該網格點皆不符合 CB 與 CC 之標準，則再進行剩餘雲種之判定。

圖 4.15 - 4.17 為當 CTRL 進入快速增強時期(48 - 72 h)之所有敏感性實驗雲種演變。在 48 h 時，10IC、15IC、20IC、25IC、30IC 於近中心處有密集積雲區，沒有初步的颱風眼及眼牆結構(圖 4.15b - f)；CTRL、40IC、50IC 有大片層雲出現於颱風南半側，颱風內核則有積雲圍繞中心，為眼牆之前身，但對流胞相當孤立，尚未組織起來(圖 4.15a、g、h)。12 小時之後，可以看到 10IC 及 15IC 只有零星積雲發展，沒有颱風基本結構(圖 4.16b、c)；CTRL、20IC、25IC、30IC 則有眼牆結構可辨識，並鑲嵌零星 CB，西半側之積雲面積較大，但東半側結構較為鬆散(圖 4.16a、d - f)；40IC 及 50IC 有完整且對稱之眼牆積雲結構，CB 面積也較其它實驗大(圖 4.16g、h)。當時間來到 72 h，10IC 及 15IC 仍然只有零星或帶狀積雲發展，沒有眼牆結構出現(圖 4.17b、c)；其它敏感性實驗之眼牆積雲結構相較於 12 小時前更為完整，甚至比 CTRL 發展地更為鞏固紮實，CB 在眼牆所佔比例也明顯增加(圖 4.17d - h)。上述之雲種演變以及各實驗之強度變化(如圖 4.1)顯示，颱風的增強與眼牆之積雲及 CB 分布有一定之關聯性，強度較強的颱風常伴隨近中心處對稱且紮實的眼牆積雲結構，並鑲嵌小面積之 CB。

為了進一步了解各個雲種在颱風眼牆區域的分布情形，我們統計在 CTRL 快速增強前後 24 小時(24 - 72 h)，CB、積雲、以及層雲於 1.5 倍 RMW 內所佔的比例，亦即圖 4.18。從 CB 佔比隨時間的變化來看，10IC 及 15IC 有周期不定之 CB 活躍期及休止期，但即便是活躍期，CB 佔比皆小於 2%，平均活躍程度明顯低於



CTRL；其它敏感性實驗則有較 CTRL 活躍之 CB 活動，且於 CTRL 快速增強發生前(42 - 48 h)就有差異，並在快速增強發生(48 h)之後差異逐漸拉大(圖 4.18a)。而從積雲以及 CB + 積雲佔比來看，10IC 及 15IC 隨時間無明顯增加，甚至有減少的跡象，雖然 51 - 54 h 有峰值出現，但以長時間的變化來說，此峰值只是暫時的現象；20IC 波動較其它實驗大，且於 48 h 之後沒有明顯增加或減少的趨勢；CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC 則大致隨時間增加，並於 48 - 54 h 有急遽性的比例增大(圖 4.18b、d)，此時正好也是這些實驗增強速率變大的關鍵時段(如圖 4.1)。再從層雲佔比的時間變化來看，除了可以發現 10IC 及 15IC 的比例較少，在 36 h 之後平均不到 10% 之外，其它實驗彼此則無明顯差異，而且在快速增強前後也沒有明顯增加或減少的現象(圖 4.18c)。總體而言，有經歷過快速增強的實驗(CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC)皆可於快速增強前約 6 小時內有逐漸頻繁的 CB 活動，且在快速增強開始後有愈來愈多的 CB 佔比。此外，積雲佔比也於快速增強前後急遽增多，代表眼牆之積雲對流結構逐漸鞏固。沒有快速增強的實驗(10IC、15IC、20IC)則無明顯上述之現象。

在本研究中，逐漸頻繁的 CB 出現以及突然增多的積雲佔比為快速增強之前兆，或快速增強當下伴隨之現象。然而，颱風整體的增強有賴於持續不斷的積雲潛熱釋放，因此其累積效應也不可忽略。圖 4.19a - c 分別為 CB、積雲、以及 CB + 積雲於 1.5 倍 RMW 內之累積比例，從敏感性實驗開始當下(24 h)進行累計。無論是 CB 還是積雲，10IC 及 15IC 之累積比例皆只有些微上升，甚至於 54 h 之後處於停滯狀態，因為此時為其 CB 休止期，同時積雲佔比非常少，在內核區域幾乎沒有降水(如圖 4.16 - 4.18)；20IC 之累積比例隨時間上升，但是於 54 h 之後，積雲累積比例開始低於 CTRL；而 25IC、30IC、40IC、50IC 的時間曲線趨勢在 54 h 之前與 CTRL 相近，於 48 - 54 h 之後差異逐漸拉大，因為眼牆附近之積雲及 CB 活動較 CTRL 活躍。特別注意的是，這些經歷過快速增強之敏感性實驗(25IC、30IC、40IC、50IC)的 CB 累積比例在 72 h 約為 CTRL 的 4 倍之大，相對於積雲累積比例只差 1 倍不到，因此我們計算每個時間 CB 累積網格數佔所有對流(含積雲及 CB)累積網格數之比例，亦即圖 4.19b 每個時間之數值除以圖 4.19c 每個時間之數值，呈現於圖 4.19d。圖中可看到 25IC、30IC、40IC 的比例於 36 h 之後開始大於 CTRL，且於 54 h 之後差距逐漸拉大；50IC 的比例在 54 h 之前則與 CTRL 相當，但是於 54 h 之後也開始較 CTRL 大。由上述結果可知，在眼牆區域的所有對流當中，具有強

烈上升運動的深對流在比 CTRL 增強速率快的敏感性實驗(25IC、30IC、40IC、50IC)所扮演之角色較 CTRL 重要，而且於快速增強發生後愈不可忽略。

先前敘述主要針對各個雲種在眼牆區域所佔之比例，接下來將定量探討總體以及各雲種之非絕熱作用在不同慣性穩定度下的貢獻。圖 4.20 為所有實驗於 1.5 倍 RMW 內的非絕熱作用隨高度及慣性穩定度之分布，從 36 h 累計至 48 h，亦即 CTRL 開始快速增強前 12 小時內，而圖片右上角的數字為 1.5 倍 RMW 內平均加熱量。在加熱量方面，比 CTRL 增強速率快之 25IC、30IC、40IC、50IC 皆較 CTRL 多，而緩慢增強甚至發展停滯的 10IC 及 15IC 明顯較少，與章節 4.2.2 之分析一致。從非絕熱作用的分布來看，大部分實驗之最大加熱量有隨高度向慣性穩定度較小的一邊傾斜，因為加熱所在的徑向位置無論高度，皆大致落在 0.75 - 1.25 倍 RMW 的區域，但慣性穩定度隨高度而變小(如圖 4.11)。此外，10IC 及 15IC 的主要加熱區域所在之慣性穩定度較 CTRL 小，代表加熱效率較差(圖 4.20b - c)；而從其它敏感性實驗來看，大於 10^{-3} K 加熱量的範圍比 CTRL 更往高慣性穩定度的區域延伸，可以擴及標準化(normalized)的慣性穩定度 50 - 60 的區域(圖 4.20d - h)，相對於 CTRL 只能延伸至 45 的區域(圖 4.20a)。為了凸顯比 CTRL 增強速率快之實驗與 CTRL 於非絕熱作用上的差別，我們計算圖 4.20e - h 分別與圖 4.20a 之差異，呈現於圖 4.21。除了加熱量佔些微優勢以外，25IC、30IC、40IC、50IC 之加熱主要作用於較高的慣性穩定度，相對於 CTRL 作用於較低的慣性穩定度，意味著前者對於颱風增強更有效率。

圖 4.22 - 4.25 同圖 4.20，但分別為 CB、積雲、層雲、以及其它雲種的非絕熱作用。從 CB 的加熱貢獻來看，10IC、15IC、20IC 的加熱量非常微少，大約小於其它實驗 1 個數量級(圖 4.22b - d)；25IC、30IC、40IC、50IC 的加熱量則較 CTRL 多，且大於 10^{-3} K 加熱量的範圍可以擴及標準化(normalized)的慣性穩定度 40 以上的區域(圖 4.22e - h)。事實上，與圖 4.20 進行比對後，可以發現在中層較高慣性穩定度(40 以上)的區域，CB 即為主要加熱貢獻的雲種，尤以 25IC、30IC、40IC 最為明顯，原因可歸咎於 CB 好發在慣性穩定度較高之眼牆內側或非常靠近中心的區域(如圖 4.15)。而從圖 4.23 之積雲貢獻來看，可以發現所有實驗之加熱分布與總體非絕熱作用(如圖 4.20)非常相似，且量值大致相近，為最主要加熱貢獻的雲種。此外，所有經歷過快速增強的實驗(CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC)之加熱極大值大致落在高度 3 - 7 公里以下，且於 1 公里以下有明顯之冷卻作用，前者的現象可被 Rogers

(2010)解釋，指出快速增強前的颱風內核積雲上升運動在中低層較高層強烈，導致非絕熱加熱在中低層較明顯，後者則因為雨水蒸發冷卻效應強於水氣潛熱釋放(有些近地面空氣塊尚未舉升凝結)。再從圖 4.24 之層雲貢獻來看，可以看到在加熱量的部分，除了 10IC 及 15IC 較低以外，其他實驗彼此並無太大差異。在非絕熱作用分布方面，大部分實驗之加熱大致作用於 6 公里以上的高度，在 3-5 公里高則有冷卻作用，符合先前研究對於颱風層雲結構之發現(如 Marks and Houze 1987; Houze 1989)。此外，相對於積雲貢獻而言，層雲的加熱主要作用於慣性穩定度較低的區域，這是因為幾乎所有的層雲在底層環流尚未鞏固時出現於積雲四周，或是初期眼牆建立後發展於眼牆外緣(如圖 4.15)。特別注意的是，除了上述 4 公里高以上之非絕熱作用，部分實驗於高度 1-3 公里也有明顯非絕熱加熱，我們推測此作用除了由淺層雲貢獻以外，層積雲、淺積雲也扮演一定的角色，只是在 3 公里高之回波值未符合 Steiner et al. (1995) 定義之積雲而判定為層雲。最後，從圖 4.25 之其它雲種加熱貢獻來看，可以發現所有實驗之加熱量相對於 CB、層雲、積雲來說非常微少，但加熱範圍之型態與層雲相似，亦即有 1-3、6 公里高以上之加熱，以及 3-5 公里高之冷卻作用(如圖 4.24)。依據 Rogers (2010) 的說法，這些無法歸類為積雲或層雲的其它雲種常伴隨於層雲邊緣，雖然在低層沒有很強的回波(< 20 dBZ)，但通常於高層有大於 25 dBZ 的回波值，因此他們認為，所謂「其它雲種」大多數為砧狀雲(anvil cloud)。此推論雖然大致符合圖 4.15 之雲種分布以及圖 4.25 之主要加熱區域(7-13 公里高)，但無法解釋高度 1-3 公里加熱之可能原因，且部分「其它雲種」並未與層雲區域相連接。我們認為，低層之加熱機制可能與層雲區域於 1-3 公里高之加熱機制類似，只是由更淺薄且微弱的低雲族主導。

總體而言，比 CTRL 增強速率快的實驗(25IC、30IC、40IC、50IC)於快速增強期間發展出比 CTRL 更紮實鞏固的積雲眼牆結構，也有較頻繁的 CB 活動，且於 CTRL 快速增強前 6 小時內就有跡象。此外，這些實驗於快速增強前後也伴隨積雲於 1.5 倍 RMW 內的含量急遽升高，可視為颱風快速增強開始的訊號。從 CTRL 開始快速增強前 12 小時內(36-48 h)之加熱貢獻來看，25IC、30IC、40IC、50IC 皆有比 CTRL 稍大的總加熱量，且平均加熱於慣性穩定度較高的區域，使颱風增強更有效率。深入探討各個雲種之加熱，可以發現積雲為主要加熱貢獻的雲種，而 CB 的加熱量雖然少於積雲，但 CB 加熱所在之慣性穩定度平均高於積雲，代表比積雲更高的加熱效率，因此也不可忽略其貢獻。表 4.2 為所有實驗之各雲種加熱貢獻比

較，可以發現無論該颱風是否有快速增強，層雲及其它雲種之加熱量彼此皆無明顯差異，但快速增強的實驗(CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC)於 48 h 之前即有明顯較高的積雲及 CB 加熱量，而且 CB 與積雲加總之加熱量佔比超過 80%，相對於未快速增強的實驗(10IC、15IC、20IC)不超過 70%。將 CTRL 與 25IC、30IC、40IC、50IC 做比較，則可發現 40IC 及 50IC 的積雲與 CB 加熱量皆較大，雖然 25IC 及 30IC 的積雲加熱量略小於 CTRL，但 CB 加熱量明顯較大，足夠彌補積雲加熱之不足。因此在快速增強之前，積雲之加熱固然重要，但 CB 也扮演關鍵性的角色，尤其以近中心高慣性穩定度區域的強烈上升運動更有利於颱風發展。

4.2.4 敏感性實驗之濕熵收支分析

在先前的章節，我們提到快速增強的實驗所具有之颱風內核特徵，並發現增強速率比 CTRL 快的實驗(25IC、30IC、40IC、50IC)有更強的次環流、更多的非絕熱加熱、以及更明顯的暖心建構，伴隨較活躍的積雲對流發展。然而，這些實驗已於颱風外核區域之特定徑向範圍大幅限制海表熱通量，提供颱風快速增強的能量到底從何而來呢？我們將利用濕熵(moist entropy)收支進行分析，因為在先前的理論與觀測指出，環境與颱風中心之相當位溫差與氣壓差呈正比(如 Malkus and Riehl 1960; Riehl 1963)，而濕熵也大致與取對數後之相當位溫有正比關係。此外，Juračić and Raymond (2016)依據觀測資料，發現當颱風增強時，距中心 $4^\circ \times 4^\circ$ 以內柱狀範圍之濕熵也有增加的現象，因此濕熵可同時評估颱風之增強狀態以及能量來源。以理論的角度來看，低層濕熵增加通常為水氣增多之結果，代表海洋提供豐沛能量，可提高對流不穩定度；中高層濕熵增加通常因溫度上升所致，代表暖心可能正在建構，所以颱風內核空氣柱的濕熵增加意味著颱風的增強。參考 López Carrillo and Raymond (2005) 以及 Raymond (2013)，濕熵的計算考慮水蒸氣的比熱及其在空氣中的重量佔比，方程式如下所示：

$$s = (C_{pd} + q_v C_{pv}) \ln \left(\frac{T}{T_f} \right) - R_d \ln \left(\frac{P_d}{P_R} \right) - q_v R_v \ln \left(\frac{P_v}{P_{TP}} \right) + \frac{L_c q_v}{T_f} \quad (4-2),$$

其中 C_{pd} 與 C_{pv} 分別為乾空氣與水蒸氣的比熱($1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 與 $1850 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)， q_v 為水氣混合比， T 、 P_d 、 P_v 分別為氣溫、乾空氣及水蒸氣之氣壓分量， T_f 、 P_R 、 P_{TP} 分別為水在一大氣壓之冰點(273.15 K)、參考氣壓(1000 hPa)、水之三相點氣壓

(6.1078 hPa), R_d 、 R_v 分別為乾空氣及水蒸氣之氣體常數($287.05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 與 $461.5 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), L_c 為凝結潛熱($2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)。圖 4.26 為 36 – 60 h 期間之濕熵徑向分布及隨時間的變化, 可以看到所有經歷過快速增強的實驗於颱風核心(距中心約 30 – 50 公里以內)皆有濕熵隨時間增加的現象, 且 25IC、30IC、40IC、50IC 濕熵增加的速度皆比 CTRL 快。不過, 相對於颱風核心而言, 25IC、30IC、40IC、50IC 於 50 公里以外之濕熵變化則不明顯, CTRL 的濕熵則仍隨時間上升。換句話說, 25IC、30IC、40IC、50IC 的濕熵皆集中增加於颱風核心處, CTRL 的濕熵則無論何處皆隨時間增加。造成上述現象的原因為何? 我們接下來將定量計算所有造成濕熵增減的因子, 而濕熵的變化則由以下公式(4-3) – (4-7)五項所影響:

$$LT = -\nabla_h \cdot (\rho \overline{V}_h (s - s_0)) \quad (4-3),$$

$$VT = -\frac{\partial(\rho w (s - s_0))}{\partial z} \quad (4-4),$$

$$SF = C_E \rho |\overline{V}_h| (s_s - s_l) \quad (4-5),$$

$$RC = \sigma T_t^3 \quad (4-6),$$


$$IG = \left(1 - \frac{T_t}{T_s}\right) \times RC \quad (4-7),$$

其中(4-3)式為側邊輸送項, ρ 為密度, \overline{V}_h 為水平風速之向量, s_0 為距中心 150 公里內之濕熵柱狀平均。由於在本研究的個案中, 當限制海表熱通量範圍之內邊界向外調至 150 公里以上時, 颱風後續的增強速率會比 CTRL 快(即 25IC、30IC、40IC、50IC), 意味著 150 公里內之濕熵變化可能扮演重要角色, 因此本章節將針對半徑 150 公里以內之濕熵變化深入分析, 並於計算收支之前, 令 s_0 為半徑 150 公里內、高度 16 公里之濕熵柱狀平均。(4-4)式為垂直輸送項, w 為垂直速度。(4-5)式為海表熱通量項, 以濕熵的形式呈現, C_E 為交換係數, $s_s - s_l$ 為海洋表面與模式最底層之濕熵差。(4-6)式為輻射冷卻項, σ 為 Stefan-Boltzmann 常數, T_t 為雲頂溫度。(4-7)式為不可逆熵增生項(irreversible generation of entropy), 為在不可逆過程中, 熵會自然增加之結果(即 $dS \geq 0$, 熵增加原理), \overline{T}_t 及 \overline{T}_s 分別為半徑 150 公里內平均之雲頂溫度及海表溫度。在收支方程中, 我們將計算高度及軸對稱平均之濕熵變化, 因此經高度積分後, (4-4)式之垂直輸送項太小而忽略。濕熵收支方程如下所示:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\overline{\rho s}] = -[\overline{LT}] + \overline{SF} - \overline{RC} + \overline{IG} \quad (4-8),$$

其中，中括號代表同時做高度及軸對稱平均，針對三維變數處理。但海表熱通量項(SF)、輻射冷卻項(RC)、不可逆熵增生項(IG)為二維變數，因此只需做軸對稱平均，以上劃線(overbar)表示。圖 4.27 為 36 - 48 h 時間平均之濕熵收支(如 4-8 式)各項對於濕熵的貢獻，整體來看，海表熱通量項(SF)及側邊輸送項(LT)主宰大致濕熵趨勢，與 Juračić and Raymond (2016)的結果一致，而輻射冷卻項(RC)及不可逆熵增生項(IG)對於濕熵變化的影響相對較小，前者無論何處皆只有 $-1 \sim -0.5 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的負貢獻，後者則只有 $0.1 \sim 0.2 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的正貢獻，明顯比主導項小(絕對值最大約 $3 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)。海表熱通量項(SF)無論何處皆為正貢獻可歸因於高海表溫度(如章節 3.1.1 所述)，使 4-5 式之 $s_s - s_l$ 傾向為正，而側邊輸送項(LT)於大部分區域皆為負貢獻，只有靠近中心的區域(約半徑 40 公里以內)有正貢獻，因為垂直平均之濕熵極大值約落於距中心 15 - 40 公里的區域，在此區域以外之濕熵隨半徑減少，近中心區域則相反(如圖 4.26)，且颱風之次環流扮演平流的角色。從各實驗之濕熵總體趨勢來看，如先前提到，25IC、30IC、40IC、50IC 的濕熵較 CTRL 更為集中增加於近中心區域，濕熵趨勢於 150 公里附近隨著限制海表熱通量範圍之內邊界愈靠近颱風中心而愈趨近於零。在各實驗之海表熱通量項(SF)貢獻相差不大的情況下，我們可將此種現象歸因於側邊輸送項(LT)的貢獻程度不同，因為在 CTRL 中，側邊輸送項(LT)於 150 公里附近有 $-1 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的負貢獻，但其它敏感性實驗卻有 $-1.5 \sim -2 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的負貢獻，導致濕熵隨時間只有緩慢增加，甚至停滯，造成側邊輸送項(LT)有明顯負貢獻的原因為限制海表熱通量區域上空之低濕熵空氣藉由邊界層內流及逸入作用進入半徑 150 公里以內的範圍(如圖 4.28、4.32 - 4.34)。值得注意的是，各實驗之濕熵趨勢極大值並未剛好發生於海表熱通量項(SF)極大值所在半徑，而是在其內側，因為外側區域海表熱通量項(SF)之正貢獻有相當程度與側邊輸送項(LT)之負貢獻相互抵消，內側區域雖然海表熱通量項(SF)的正貢獻稍微較少，但側邊輸送項(LT)的負貢獻也變得不明顯，甚至轉成正貢獻，使該區的濕熵隨時間迅速增加。

25IC、30IC、40IC、50IC 於半徑 100 公里以外區域之濕熵總體趨勢皆小於 $1 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ，但同區域之海表熱通量項(SF)皆有 $2.5 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 左右的正貢獻。在低層大氣受海洋能量供給較中高層大氣多的情況下，我們懷疑濕熵的損失主要在中



高層大氣，以抵消大部分來自海洋的濕熵正貢獻。圖 4.28 為所有經歷快速增強的實驗於模式時間 48 h 與 36 h 之濕熵差異隨半徑及高度的變化，只畫出 -1 及 $-2 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 之等值線，可以看到除了 CTRL 以外，其它實驗皆於高度 4–12 公里之間有水平範圍不等之濕熵減少區域，且此區域隨著限制海表熱通量範圍之內邊界愈靠近颱風中心而愈深入颱風內側。依據此型態以及先前的研究(如 Cram et al. 2007)，我們推測造成濕熵減少的原因為中層之內流及逸入作用，將中層環境之低濕熵空氣帶進颱風，也因此增大側邊輸送項(LT)的負貢獻。25IC 及 30IC 之中層低濕熵空氣較 40IC 及 50IC 深入颱風內側可歸因於限制海表熱通量之範圍較靠近颱風中心，導致其上空無法直接受海洋能量供給之低濕熵空氣進入颱風區域所需之距離較短。值得一提的是，25IC 及 30IC 濕熵差異為負值之範圍於半徑 80 公里以內有向下延伸的型態，可能原因為逸入之低濕熵空氣開始進入近中心較高慣性穩定度的區域(如圖 4.11)而難以繼續深入，在低濕熵空氣缺乏浮力而向上移動的情況下開始往下侵入低層大氣。

4.2.5 敏感性實驗不同於控制組實驗之快速增強歷程

在濕熵收支分析中，海洋的能量供給為濕熵增加的主要因子，對於颱風發展扮演重要角色，然而在 36–48 h 這段時期，各實驗之平均海表熱通量彼此並無太大差異(如圖 4.27)，因此我們將觀察時間拉長，評估 36–60 h 海表熱通量的時間演進，亦即圖 4.29。如先前所述，所有實驗於 48 h 之前的海表熱通量相差不大，但是在 48 h 之後，CTRL 與 25IC、30IC、40IC、50IC 之間的差異逐漸拉大，我們可以看到 CTRL 海表濕熵通量之最大值為 $3-4 \text{ J K}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ ，但其它實驗可來到 $5-6 \text{ J K}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 。此差異可歸因於近地面風速的不同，在 48–60 h 這段時期，CTRL 之最大風速增加約 10 ms^{-1} ，但其它實驗增加約 25 ms^{-1} ，增幅明顯大於 CTRL，可引發更豐沛的海洋能量供應(如 4-5 式)。因此，雖然 25IC、30IC、40IC、50IC 幾乎無法於颱風外核區域之特定徑向範圍汲取海洋的可感熱及潛熱，但可以從其眼牆下方的海面獲得更多，直接供給颱風內核發展所需能量。

較大的近地面風速更能促進海氣之間的熱量交換。不過，造成 25IC、30IC、40IC、50IC 近中心地面風速迅速增大、最大風速半徑(RMW)比 CTRL 更靠近颱風中心的原因為何？我們將以渦度的角度解釋。在開放海域上的劇烈風暴(例如颱風、龍捲風)中，假設不計摩擦耗散之影響，造成渦度變化的主要因子為平流項以及輻

散(拉伸)項，扭轉(傾斜)項及力管項因貢獻較小而可以忽略，方程式如下所示：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) - (\zeta + f) \nabla \cdot \vec{V}_h \quad (4-9),$$

其中，渦度(ζ)只有垂直方向之分量，右式第一項為絕對渦度平流，第二項為輻合輻散項，亦為拉伸項。參考 Harnos and Nesbitt (2016) 評估非絕熱作用對於颱風渦旋 spin-up 的影響，我們利用連續方程及熱力能量方程(水平溫度平流較小而忽略)將輻合輻散項進行代換，分別以方程式(4-10)及(4-11)表示：

$$\nabla \cdot \vec{V}_h = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (4-10),$$

$$-S_p \omega = \frac{\dot{Q}}{c_p} \quad (4-11),$$

以上兩式皆以等壓坐標表示，其中 $\omega \equiv \frac{Dp}{Dt}$ 為垂直速度， $S_p \equiv -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ 為垂直穩定度項， \dot{Q} 為非絕熱加熱(冷卻)率。將(4-11)式對 p 做偏微分後代入(4-10)式，再一齊代入(4-9)式，則可得到(4-12)式：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) - \frac{\zeta + f}{S_p c_p} \frac{\partial \dot{Q}}{\partial p} \quad (4-12),$$

從上式可知，如果非絕熱加熱率隨高度上升(往氣壓較小的地方)而增加，渦度傾向於隨時間增大。圖 4.30、4.31 分別為 36 - 48 h 及 48 - 60 h 時間平均之低層非絕熱作用垂直差異及因此產生的渦度，可以看到在 36 - 48 h 這段時期，所有實驗彼此並無太大差異，而且皆於颱風中心西南側或南側有一條弧狀加熱帶，與模式時間 48 h 之回波分布大致吻合(如圖 4.2)，可歸因於此時環境之中等東風垂直風切易於在颱風西側(下風切)產生對流(如圖 3.5)，並隨著颱風環流而於西南側或南側(下風切左側)發展最為旺盛。當時間進入 48 - 60 h 時期，所有實驗皆有較大之非絕熱加熱作用，且相對於 CTRL 而言，25IC、30IC、40IC、50IC 於近中心區域加熱之垂直差異量值明顯較大、位置平均較靠近颱風中心，並有隨著限制海表熱通量區域之內邊界愈往中心內縮而愈集中於近中心處加熱的現象。大量之非絕熱加熱集中作用於近中心處也導致渦度也大量集中產生於該處，意味著近中心最大風速急遽增大、強風集中於颱風內核，造成較小之最大風速半徑(RMW)。

海洋能量供應急遽增多的原因為近地面風速迅速增大，而後者又可歸因於對

流集中於颱風內核發展，但又是什麼因子造成對流集中產生於近中心區域？我們將以熱力的角度解釋。圖 4.32、4.33、4.34 分別為 36 h、48 h、60 h 之低層相當位溫及相對溼度隨半徑及高度的變化，在模式時間 36 h 時，所有經歷過快速增強的實驗彼此並無太大差異。隨著時間演進至 48 h、60 h，可以發現這些實驗於颱風內核區域之相當位溫皆上升，相對溼度也逼近飽和狀態($RH > 96\%$)，除了颱風眼區域因動力下沉作用而變乾($RH < 70\%$)。然而，除了 CTRL 以外，25IC、30IC、40IC、50IC 於半徑 100 公里之外皆開始變乾，有乾空氣藉由邊界層內流及高度 1 公里以上之逸入作用而侵入颱風的痕跡，甚至使 25IC 及 30IC 於半徑 120 公里以外、高度 1.5 公里以上之相當位溫下降。雖然這些實驗於半徑 100 公里以外之低層區域仍維持相當程度之對流不穩定度($\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$)，但相對於 CTRL 隨時間而相對濕度上升的情形下，25IC、30IC、40IC、50IC 之相對濕度反而隨時間減少，較不利於對流的激發及維持。

圖 4.35、4.36、4.37 分別為 36 h、48 h、60 h 之低層探空圖，取半徑 100 - 150 公里平均之相當位溫及飽和相當位溫隨高度的變化，以氣塊法探討此區域之對流好發程度。假設空氣塊在相當位溫保守下從地面開始舉升，在模式時間 36 h 時，所有經歷過快速增強的實驗之自由對流高度(level of free convection, LFC)及相當位溫探空彼此並無太大差異。隨著時間演進至 48 h、60 h，CTRL 之自由對流高度(LFC)逐漸降低，對流抑制能(convective inhibition, CIN)也愈來愈小，因此颱風外核區域之對流活動仍非常頻繁(如圖 4.3a)，可歸因於地面相對濕度提高(如圖 4.32 - 4.34)；40IC 及 50IC 之自由對流高度(LFC)及對流抑制能(CIN)則無明顯變化，對應於其較 CTRL 鬆散之對流雲系(如圖 4.3g、h)。然而，25IC 及 30IC 之自由對流高度(LFC)隨時間而上升，對流抑制能(CIN)也逐漸變大(因為地面相對濕度逐漸減少)，所以地面空氣塊難以藉由外力舉升至自由對流高度(LFC)，導致對流活動非常不活躍，只有零星對流激發(如圖 4.3e、f)。

總體來說，相對於 CTRL 而言，25IC、30IC、40IC、50IC 有較不同之快速增強歷程。雖然我們於 25IC、30IC、40IC、50IC 之颱風外核區域的特定徑向範圍限制海表熱通量，無法從該海域得到能量，但是這些實驗能從其颱風內核下方之海域得到較 CTRL 豐沛的海洋能量，並直接供應颱風內核結構發展。豐沛的海洋能量供給可歸因於地面風速急遽增大，使海氣交互作用變得劇烈，亦即 WISHE 機制強調之地面風誘使海氣熱量交換。由於深對流造成之非絕熱加熱較 CTRL 大量集中

於近中心區域，因此渦度在加熱區域急遽上升，spin-up 速度加快，意味著風速的急遽升高。對流聚集於近中心區域激發之現象又可歸因於限制海表熱通量區域上空之乾空氣向內入侵，使颱風外核區域之熱力不穩定度下降而難以激發對流，導致地面空氣塊繼續藉由邊界層內流而移動至近中心區域，在熱力條件良好的情況向上激發對流。

第五章 總結及未來展望

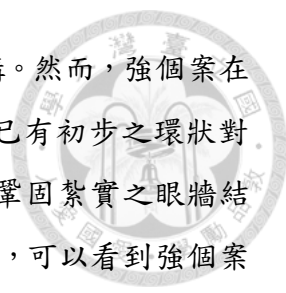


5.1 結論與討論

本研究以 ECMWF 之再分析場資料作為初始場以及邊界條件，並使用高時空解析度 WRF 模式模擬 2015 年蘇迪勒颱風快速增強之歷程。模擬開始進行之前，為了讓模式之初始場更為平衡，我們使用 WRF 之數位濾波法(DFI)進行初始化，並發現此方法能使颱風路徑與強度之模擬更貼近實際狀況(根據最佳路徑資料)，在模擬 2016 年尼伯特颱風以及莫蘭蒂颱風快速增強過程也能發現上述之模擬改善結果。在選定模擬初始時間時，為了不使模式之 spin-up 時期(約需 6 - 12 小時)與颱風快速增強時期高度重疊而降低快速增強現象之真實性，我們於觀測上蘇迪勒颱風快速增強前 36 小時開始模擬，此時間為蘇迪勒颱風生成前之熱帶性低氣壓時期，由於初始場紀錄此熱帶系統之中心氣壓與日本氣象廳(JMA)之最佳路徑資料(best track)記載之中心氣壓相差不大(~ 3 hPa)，因此在模式之 spin-up 時期未發生氣壓迅速下降之非真實大氣自然現象(為模式平衡所造成之現象)，可避免與颱風快速增強之氣壓陡降混淆。與 JMA 之最佳路徑資料(best track)相比，控制組實驗(CTRL)在颱風路徑與強度變化方面模擬相當不錯，並且也掌握到颱風快速增強的現象，此時期之增強速率也與實際狀況非常相近。


在敏感性實驗中，我們限制不同徑向區域之海表熱通量，探討其對於颱風快速增強的影響。由於限制海表熱通量之徑向範圍非常依賴最內層網格追蹤渦旋中心之能力，因此我們不選定與控制組實驗(CTRL)相同之初始時間開始模擬，而是於控制組實驗(CTRL)執行 24 小時之後才開始進行敏感性實驗，此時間模式內之渦旋已達到輕度颱風的水準，颱風中心可被精確地定位，可避免最內層網格於具有多重渦旋中心之熱帶系統初生時期定位有誤而影響整體實驗之結果表現。在颱風強度變化方面，如果限制至少 2.5 倍內核半徑(距中心 150 公里)以外之海洋能量供給，颱風仍然會快速增強，且增強速率比 CTRL 更快(以下簡稱這些實驗為「強個案」)，但如果將距中心 1.0 - 2.5 倍內核半徑(60 - 150 公里)之海表熱通量也一併限制，則颱風增強緩慢，甚至停止增強(以下簡稱這些實驗為「弱個案」)。

海洋對於颱風發展扮演重要的角色，然而與直覺有較不一致的是，限制部分海洋之能量供應卻能使颱風增強更快(強個案)。在模式反演雷達回波圖中，弱個案沒



有典型之颱風基本結構，於整個模擬時期皆無法發展出眼牆結構。然而，強個案在快速增強開始前後於近颱風中心處有非組織性對流激發，甚至已有初步之環狀對流結構(眼牆之前身)，並於快速增強發生之後有較 CTRL 更為鞏固紮實之眼牆結構，但螺旋雨帶活動與 CTRL 相比較不頻繁。深入颱風內核結構，可以看到強個案有較 CTRL 更強之次環流跨越最大風速半徑(RMW)，並於對流層中層有較強之上升運動，促進水氣潛熱釋放以及帶入更多之絕對角動量，使颱風風速增大更為迅速，且此現象於颱風發生快速增強之前即可被發現。除此之外，強個案之非絕熱加熱平均作用於較高慣性穩定度的區域，能量較不容易藉由波動型式向外傳遞而消失，因此與 CTRL 相比有較高之加熱效率。再深入至颱風中心部分，可發現所有經歷過快速增強之實驗(CTRL 與強個案)皆有兩個暖心結構發展(中低層與高層)，且強個案之暖心結構較 CTRL 明顯。由於颱風中心暖心之建構代表整層空氣柱之平均溫度升高，因此以靜力平衡觀點來看，空氣因增暖變輕而使中心海平面氣壓下降，意味著颱風的增強。弱個案則無較強之內核次環流、垂直運動，以及暖心結構，故增強速率明顯較為緩慢。

上述實驗結果皆以軸對稱的觀點探討颱風結構演變，為了更瞭解颱風之非軸對稱過程，以剖析颱風細部結構及其演變，我們依據先前研究之定義(Steiner et al. 1995; Rogers 2010; Chang and Wu 2017)，將颱風內核之降水類型分為對流爆發(CB)、積雲(CC)、層雲(SC)等雲種，分別計算其於颱風內核之面積佔比，以及對於非絕熱加熱之貢獻。在快速增強開始前後，所有經歷過快速增強之實驗(CTRL 與強個案)於近颱風中心區域有密集積雲發展，或者有環狀積雲結構出現(眼牆之前身)，並有對流爆發(CB)鑲嵌其內。隨著時間進入快速增強時期，這些實驗之對流爆發(CB)以及積雲於眼牆所佔之面積愈來愈大，並發展出明顯之眼牆積雲結構，且強個案之對流爆發(CB)活動較 CTRL 頻繁，也呼應其於颱風內核較為劇烈的上升運動。從總體內核之非絕熱加熱來看，可以看到強個案之平均非絕熱加熱量雖只稍大於 CTRL，但平均加熱於慣性穩定度較高的區域，意味著颱風增強更有效率。定量計算各個雲種之非絕熱加熱貢獻，可以發現積雲之加熱於所有實驗皆為主要貢獻，部分強個案之積雲加熱雖然略小於 CTRL，但是對流爆發(CB)之加熱明顯較多，可對應其較頻繁之對流爆發(CB)活動。所有實驗之層雲加熱約佔總體加熱量 10 - 30%，有一定之貢獻，但是皆加熱於慣性穩定度較低之中高層眼牆外側區域，所以對於颱風增強之貢獻較對流爆發(CB)以及積雲少。



由於強個案無法於颱風外核特定徑向範圍的海洋取得能量，卻較 CTRL 增強速率快，因此探究強個案之能量來源也為本研究的重要主軸。在濕熵收支中，海表熱通量為濕熵增加的主要因子，且主要作用於颱風內核，有助於颱風的增強。將強個案與 CTRL 相互比較，可發現前者於颱風外核區域之側邊輸送項負貢獻較後者大，為中層低濕熵空氣逸入之結果，造成強個案於該區域之濕熵無明顯增加，並導致濕熵集中增加於颱風內核。從海表熱通量隨時間的演變來看，強個案於快速增強開始之後在颱風內核區域獲得之海洋能量明顯較 CTRL 多，為地面風速迅速增大造成劇烈海氣熱量交換之結果。風速遽增可歸因於對流大量集中於近中心區域發展，使該區域之渦度急遽增大。由於強個案颱風之外核受到海洋能量限制區域上空之乾空氣逸入影響，對流抑制能(CIN)逐漸變大，不利於對流於該區域生長，因此對流集中於近中心區域激發，螺旋雨帶活動較 CTRL 不活躍。此發現與 Xu and Wang (2010)之理想化實驗結果相當一致，也提到 2-3 倍最大風速半徑(RMW)以外之海表熱通量對於螺旋雨帶的發展非常重要，但會抑制颱風內核強度。本研究旨在探討颱風在限制部分外核區域海表熱通量下變得更強(增強速率變大)之能量來源，並深入分析颱風內核結構演變，包含垂直運動強度頻率分布、慣性穩定度與非絕熱作用之關係、不同雲種之定量加熱貢獻，因此與 Xu and Wang (2010)強調之內核半徑演變、動力機制(例如徑向風加速、絕對角動量平流)有相輔相成之效。

總體而言，強個案在颱風外圍區域之海洋幾乎無法供給能量的情況下，能於颱風內核區域之海洋獲得更多能量，並直接向上供應內核結構發展。圖 5.1 統整了限制海表熱通量對於颱風增強正貢獻及負貢獻之流程，在實驗結果中，25IC、30IC、40IC、50IC 皆為強個案，因為豐沛的海洋能量供給以及提高的加熱效率有益於颱風增強，且海洋能量限制區域上空之乾空氣無法於快速增強時期大量入侵至颱風內核，對於颱風增強的負面影響有限；10IC、15IC 為弱個案，因為海洋提供颱風增強的能量明顯不足，造成颱風近中心區域之風速不大，導致慣性穩定度(加熱效率)增加有限，也無法引發劇烈海氣熱量交換而從海洋得到豐沛能量；20IC 則無法歸類為強個案或弱個案，因為在 CTRL 及強個案快速增強初期，20IC 之增強速率與強個案幾乎相同，此時颱風強度較 CTRL 強，但隨即於 CTRL 及強個案發生快速增強後 6 小時出現強度發展停滯的現象，與弱個案之強度趨勢相似。我們推測，造成 20IC 如此特殊之強度變化的原因與海洋能量限制區域上空之乾空氣侵入颱風內核的時間點有關，亦即 20IC 於增強速率變大的時候(此時也是 CTRL 及強個案

快速增強初期)恰好開始受到大量乾空氣入侵颱風內核，因此其快速增強現象隨即中斷，並隨後出現波動式緩慢增強的現象，與強個案、弱個案的發展歷程皆截然不同。

然而，在上述所有實驗結果中，海洋表面溫度為邊界條件，並未進行海氣耦合模擬，因此敏感性實驗之模擬結果與真實狀況可能有些許出入。事實上，本研究之結果較適用於移動速度較快之颱風，或是位處於海水熱含量較大、混合層較厚的海域之颱風，因為在能量守恆的情形下，大量的海洋能量供給至大氣意味著海洋熱量的迅速流失，如果此時颱風陷入鞍形場而移動緩慢，或是所經過海域之暖水層、混合層較淺薄，海洋混合層下方之較冷海水會因強風造成的流切逸入作用(shear-driven entrainment)而翻攪向上，或是藉由艾克曼抽吸作用(Ekman pumping)而湧升，使海洋表面溫度降低，最終導致海表熱通量減少而抑制颱風後續之增強現象。不過，蘇迪勒颱風(2015)於觀測資料以及本研究之模擬中，移動速度不慢(平均為 22.71 km/h)，且觀測上也經過海水熱含量較高之海域(平均至少大於 120 KJ/cm²)，因此仍適用於本研究之實驗結果。

5.2 未來展望

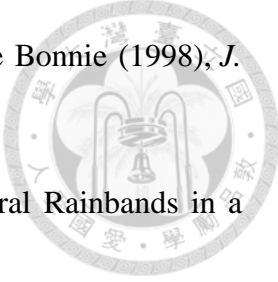
在章節 5.1 中，我們提到在不使用海氣耦合模式的情況下，可能會影響實驗結果之真實性，尤其是本研究以海表熱通量為研究主軸，因此在未來工作中，除了以海洋表面之溫度為邊界條件之外，將考慮另外增加兩組海氣耦合實驗，分別以 1-D(只有海洋垂直混合作用)及 3-D(含海洋之三維平流)海洋模式進行實驗，並比較這三組實驗之結果差異。

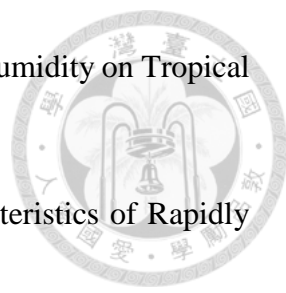
此外，在所有經歷過快速增強的實驗(CTRL 及強個案)中，強個案之颱風內核結構較 CTRL 鞏固且紮實，但颱風外核區域之積雲對流(含螺旋雨帶)不如 CTRL 旺盛，因此我們懷疑颱風內核對流與螺旋雨帶可能有彼此消長之關係。事實上，我們於第一章提到，先前研究大多支持螺旋雨帶發展抑制颱風內核結構組織之論點，因此除了在計算海表熱通量之公式給定 1 ms⁻¹ 之上限風速以大幅限制海洋能量供給以外，在未來的工作中，本研究將給定不同上限風速閾值(暫定 5、10、20 ms⁻¹)，以不同程度限制海表熱通量，預期能使螺旋雨帶也有不同之活躍程度，並以此定量評估螺旋雨帶對於颱風強度以及增強速率的影響。

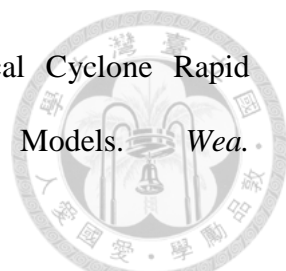
參考文獻





- Abarca, S. F., and K. L. Corbosiero, 2011: Secondary Eyewall Formation in WRF Simulations of Hurricanes Rita and Katrina (2005). *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L07802.
- Barnes, G. M., and P. Fuentes, 2010: Eye Excess Energy and the Rapid Intensification of Hurricane Lili (2002), *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1446–1458.
- , E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks Jr., 1983: Mesoscale and Convective Structure of a Hurricane Rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125–2137.
- Bosart, L.F., W.E. Bracken, J. Molinari, C.S. Velden, and P.G. Black, 2000: Environmental Influences on the Rapid Intensification of Hurricane Opal (1995) over the Gulf of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 322–352.
- 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.
- 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. 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.
- Cheng, C.-J., and C.-C. Wu, 2018: The Role of the WISHE Mechanism in Secondary Eyewall Formation. *J. Atmos. Sci.* (under revision).
- Corbosiero, K.L. and J. Molinari, 2002: The Effects of Vertical Wind Shear on the Distribution of Convection in Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2110–2123.
- Cram, T. A., J. Persing, M. T. Montgomery, and S. A. Braun, 2007: A Lagrangian Trajectory View on Transport and Mixing Processes between the Eye, Eyewall, and

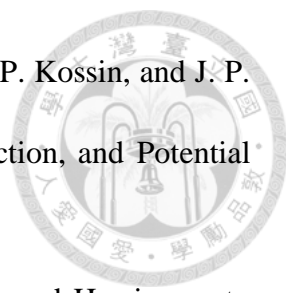
- 
- Environment Using a High-Resolution Simulation of Hurricane Bonnie (1998), *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1835–1856.
- Diercks, J. W., and R. A. Anthes, 1976: Diagnostic Studies of Spiral Rainbands in a Nonlinear Hurricane Model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 959–975.
- Elsberry, R. L., T. D. B. Lambert, and M. A. Boothe, 2007: Accuracy of Atlantic and Eastern North Pacific Tropical Cyclone Intensity Forecast Guidance. *Wea. Forecasting*, **22**, 747–762.
- Emanuel, K.A., 1989: The Finite-Amplitude Nature of Tropical Cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3431–3456.
- , M. Fantini, and A.J. Thorpe, 1987: Baroclinic Instability in an Environment of Small Stability to Slantwise Moist Convection. Part I: Two-Dimensional Models. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1559–1573.
- , 1986: An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–605.
- 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.
- Harnos, D. S. and Nesbitt, S. W., 2016: Varied Pathways for Simulated Tropical Cyclone Rapid Intensification. Part II: Vertical Motion and Cloud Populations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **142**: 1832–1846.
- 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.
- Heymsfield, G.M., J.B. Halverson, J. Simpson, L. Tian, and T.P. Bui, 2001: ER-2 Doppler Radar Investigations of the Eyewall of Hurricane Bonnie during the Convection and Moisture Experiment-3. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1310–1330.

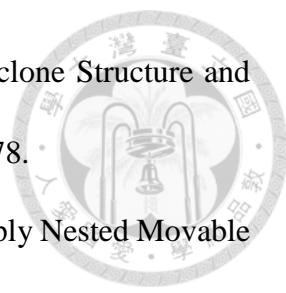
- 
- Hill, K.A. and G.M. Lackmann, 2009: Influence of Environmental Humidity on Tropical Cyclone Size. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3294–3315.
- Holliday, C. R. and A. H. Thompson, 1979: Climatological Characteristics of Rapidly Intensifying Typhoons. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1022–1034.
- Hong, S., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- , and J-O. J. Lim, 2006: The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129–151.
- Houze, R. A., Jr., 1989: Observed Structure of Mesoscale Convective Systems and Implications for Large-Scale Heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 425–461.
- Ito, K., T. Kuroda, K. Saito, and A. Wada, 2015: Forecasting a Large Number of Tropical Cyclone Intensities around Japan Using a High-Resolution Atmosphere–Ocean Coupled Model. *Wea. Forecasting*, **30**, 793–808.
- Juračić, A., and D. J. Raymond, 2016: The Effects of Moist Entropy and Moisture Budgets on Tropical Cyclone Development, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 9458–9473.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and its Application in Convective Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kanada, S. and A. Wada, 2015: Numerical Study on the Extremely Rapid Intensification of an Intense Tropical Cyclone: Typhoon Ida (1958). *J. Atmos. Sci.*, **72**, 4194–4217.
- Kaplan, J. and M. DeMaria, 2003: Large-Scale Characteristics of Rapidly Intensifying Tropical Cyclones in the North Atlantic Basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.
- , C.M. Rozoff, M. DeMaria, C.R. Sampson, J.P. Kossin, C.S. Velden, J.J. Cione, J.P. Dunion, J.A. Knaff, J.A. Zhang, J.F. Dostalek, J.D. Hawkins, T.F. Lee, and J.E.

- 
- Solbrig, 2015: Evaluating Environmental Impacts on Tropical Cyclone Rapid Intensification Predictability Utilizing Statistical Models. *Wea. Forecasting*, **30**, 1374–1396.
- , M. DeMaria, and J.A. Knaff, 2010: A Revised Tropical Cyclone Rapid Intensification Index for the Atlantic and Eastern North Pacific Basins. *Wea. Forecasting*, **25**, 220–241.
- Kurihara, Y., 1976: On the Development of Spiral Bands in a Tropical Cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 940–958.
- Lee, C.-Y., M. K. Tippett, A. H. Sobel, and S. J. Camargo, 2016: Rapid Intensification and the Bimodal Distribution of Tropical Cyclone Intensity. *Nat. Commun.*, **7**, 10625.
- López Carrillo, C. and D. J. Raymond, 2005: Moisture Tendency Equations in a Tropical Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1601–1613.
- Lynch, P., and X.-Y. Huang, 1992: Initialization of the HIRLAM Model Using a Digital Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1019–1034.
- Malkus, J.S. and Riehl, H., 1960: On the Dynamics and Energy Transformations in Steady-State Hurricanes. *Tellus*, **12**, 1-20.
- Marks, F., L. K. Shay, and PDT-5, 1998: Landfalling Tropical Cyclones: Forecast Problems and Associated Research Opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 305–323.
- and R.A. Houze, 1987: Inner Core Structure of Hurricane Alicia from Airborne Doppler Radar Observations. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1296–1317.
- May, P. T., and G. J. Holland, 1999: The Role of Potential Vorticity Generation in Tropical Cyclone Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1224–1228.
- Miyamoto, Y. and T. Takemi, 2013: A Transition Mechanism for the Spontaneous Axisymmetric Intensification of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 112–129.

- 
- Molinari, J. and D. Vollaro, 2010: Rapid Intensification of a Sheared Tropical Storm. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3869–3885.
- Montgomery, M. T., and R. J. Kallenbach, 1997: A Theory for Vortex Rossby-Waves and its Application to Spiral Bands and Intensity Changes in Hurricanes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 435–465.
- , J. Persing, and R. K. Smith, 2015: Putting to Rest WISHE-Ful Misconceptions for Tropical Cyclone Intensification. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **7**, 92–109.
- , N. V. Sang, R. K. Smith, and J. Persing, 2009: Do Tropical Cyclones Intensify by WISHE? *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1697–1714.
- Moon, Y. and D.S. Nolan, 2015: Spiral Rainbands in a Numerical Simulation of Hurricane Bill (2009). Part I: Structures and Comparisons to Observations. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 164–190.
- Neelin, J.D., I.M. Held, and K.H. Cook, 1987: Evaporation-Wind Feedback and Low-Frequency Variability in the Tropical Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2341–2348.
- Peng, C.-H., and C.-C. Wu, 2018: The Impact of Surface Heat Fluxes outside the Inner Core on the Rapid Intensification of Typhoon Soudelor (2015). *33rd Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Ponte Vedra, Florida, Amer. Meteor. Soc.*, 11C.1.
- Persing, J., and M. T. Montgomery, 2003: Hurricane Superintensity, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2349–2371.
- Powell, M. D., 1990a: Boundary Layer Structure and Dynamics in Outer Hurricane Rainbands. Part I: Mesoscale Rainfall and Kinematic Structure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 891–917.

- 
- , 1990b: Boundary Layer Structure and Dynamics in Outer Hurricane Rainbands. Part II: Downdraft Modification and Mixed Layer Recovery. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 918–938.
- , Vickery, P. J., and Reinhold, T. A., 2003: Reduced Drag Coefficients for High Wind Speeds in Tropical Cyclones. *Nature*, **422**, 279–283.
- Price, E.T., Mielikainen, J., Huang, M., Huang, B., Huang, H., and Lee, T., 2014: GPU-Accelerated Longwave Radiation Scheme of the Rapid Radiative Transfer Model for General Circulation Models (RRTMG). *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **7**, 3660–3667.
- Raymond, D. J., 2013: Sources and Sinks of Entropy in the Atmosphere, *J. Adv. Model Earth Syst.*, **5**, 755–763.
- Riehl, H., 1950: A Model for Hurricane Formation. *J. Appl. Phys.*, **21**, 917–925.
- , 1963: Some Relations Between Wind and Thermal Structure of Steady State Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 276–287.
- Rogers, R., P. Reasor, and S. Lorsolo, 2013: Airborne Doppler Observations of the Inner-Core Structural Differences between Intensifying and Steady-State Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2970–2991.
- , 2010: Convective-Scale Structure and Evolution during a High-Resolution Simulation of Tropical Cyclone Rapid Intensification. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 44–70.
- , P.D. Reasor, and J.A. Zhang, 2015: Multiscale Structure and Evolution of Hurricane Earl (2010) during Rapid Intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 536–562.
- Rozoff, C.M., W.H. Schubert, B.D. McNoldy, and J.P. Kossin, 2006: Rapid Filamentation Zones in Intense Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 325–340.
- Schubert, W. H., and J. J. Hack, 1982: Inertial Stability and Tropical Cyclone Development. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1687–1697.

- 
- , M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guinn, S. R. Fulton, J. P. Kossin, and J. P. Edwards, 1999: Polygonal Eyewalls, Asymmetric Eye Contraction, and Potential Vorticity Mixing in Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1197–1223.
- Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The Response of Balanced Hurricanes to Local Sources of Heat and Momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378–394.
- Steiner, M., R.A. Houze, and S.E. Yuter, 1995: Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978–2007.
- Tang, X., W. Lee, and M. Bell, 2014: A Squall-Line-Like Principal Rainband in Typhoon Hagupit (2008) Observed by Airborne Doppler Radar. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2733–2746.
- Vigh, J.L. and W.H. Schubert, 2009: Rapid Development of the Tropical Cyclone Warm Core. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3335–3350.
- Wang, H. and Y. Wang, 2014: A Numerical Study of Typhoon Megi (2010). Part I: Rapid Intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 29–48.
- Wang, Y., 2002a: Vortex Rossby Waves in a Numerically Simulated Tropical Cyclone. Part I: Overall Structure, Potential Vorticity, and Kinetic Energy Budgets. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1213–1238.
- , 2002b: Vortex Rossby Waves in a Numerically Simulated Tropical Cyclone. Part II: The Role in Tropical Cyclone Structure and Intensity Changes. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1239–1262.
- , 2008a: Rapid Filamentation Zone in a Numerically Simulated Tropical Cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1158–1181.
- , 2008b: Structure and Formation of an Annular Hurricane Simulated in a Fully Compressible, Nonhydrostatic model TCM4. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1505–1527.

- 
- , and C.-C. Wu, 2004: Current Understanding of Tropical Cyclone Structure and Intensity Changes—A Review. *Meteor. Atmos. Phys.*, **87**, 257–278.
- , 2001: An Explicit Simulation of Tropical Cyclones with a Triply Nested Movable Mesh Primitive Equation Model: TCM3. Part I: Model Description and Control Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1370–1394.
- , 2009: How Do Outer Spiral Rainbands Affect Tropical Cyclone Structure and Intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250–1273.
- Weatherford, C.L. and W.M. Gray, 1988: Typhoon Structure as Revealed by Aircraft Reconnaissance. Part I: Data Analysis and Climatology. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1032–1043.
- Willoughby, H. E., 1978: A Possible Mechanism for the Formation of Hurricane Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 838–848.
- , H.-L. Jin, S. J. Lord, and J. M. Piotrowicz, 1984: Hurricane Structure and Evolution as Simulated by an Axisymmetric, Nonhydrostatic Numerical Model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1169–1186.
- Wu, C.-C., S.-N. Wu, H.-H. Wei, S. F. Abarca, 2016: The Role of Convective Heating in Tropical Cyclone Eyewall Ring Evolution. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 319–330.
- Xu, J. and Y. Wang, 2010: Sensitivity of Tropical Cyclone Inner-Core Size and Intensity to the Radial Distribution of Surface Entropy Flux. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1831–1852.
- Yu, C. and Tsai, C., 2017: Structural Changes of an Outer Tropical Cyclone Rain Band Encountering the Topography of Northern Taiwan. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **143**, 1107–1122.
- Zhang, F. and K. Emanuel, 2016: On the Role of Surface Fluxes and WISHE in Tropical Cyclone Intensification. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 2011–2019.

附表



表 4.1 各雲種之分類標準。

雲種	分類標準
對流爆發 Convective burst (CB)	700 ~ 300 hPa 平均上升速度 ≥ 5 m/s
積雲 Convective cloud (CC)	3公里高回波值大於 40 dBZ 或與背景回波值之差 $\geq 10 - (\text{背景回波值})^2 / 180$ 且不符合對流爆發(CB)之分類標準
層雲 Stratiform cloud (SC)	3公里高回波值介於 20 ~ 40 dBZ 之間 且不符合對流爆發(CB)與積雲(CC)之分類標準
其它雲種 Other cloud types	3公里高回波值介於 0 ~ 20 dBZ 之間 且不符合對流爆發(CB)與積雲(CC)之分類標準
無降水區域 No-rain region	3公里高回波值小於 0 dBZ 且不符合對流爆發(CB)與積雲(CC)之分類標準



表 4.2 各雲種於每個實驗之非絕熱加熱貢獻，從模式時間 36 h 累計至 48 h。各表格右下角之數字為該雲種於該實驗之加熱貢獻比例。

雲種 實驗	對流爆發 (CB)	積雲 (CC)	層雲 (SC)	其它雲種
CTRL	0.50 6.29%	6.03 75.85%	1.24 15.60%	0.17 1.76%
10IC	0.02 1.85%	0.67 62.04%	0.31 28.70%	0.08 7.41%
15IC	0.05 4.20%	0.69 57.98%	0.33 27.73%	0.13 10.92%
20IC	0.18 4.37%	2.67 64.81%	1.12 27.18%	0.15 3.64%
25IC	1.81 22.40%	5.19 64.23%	1.02 12.62%	0.05 0.62%
30IC	2.21 25.40%	5.72 65.75%	0.73 8.39%	0.04 0.46%
40IC	1.65 17.19%	6.69 69.69%	1.21 12.60%	0.05 0.52%
50IC	0.68 7.48%	6.84 75.25%	1.32 14.52%	0.25 2.75%

附圖

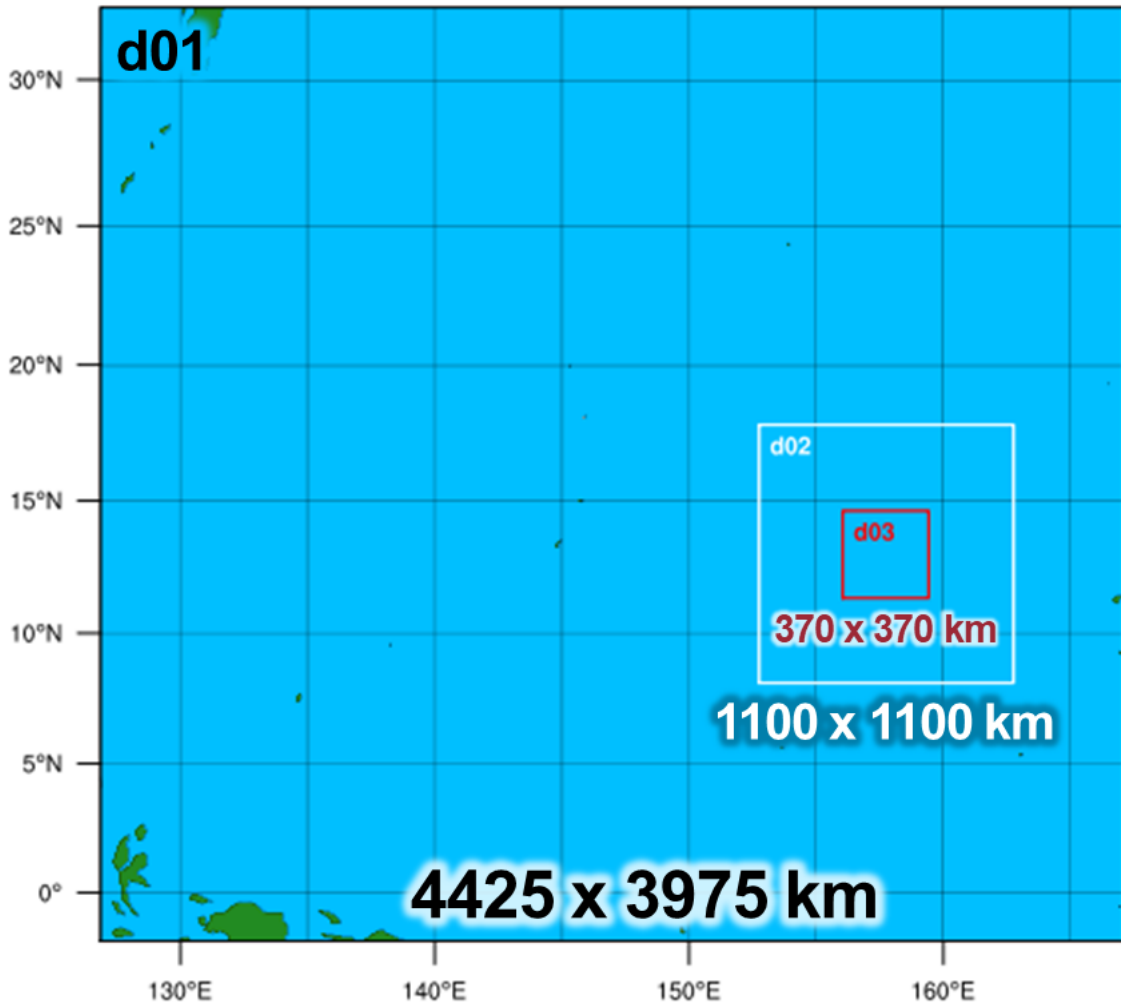


圖 2.1 WRF 模式進行模擬實驗時，模式的三層巢狀網格分別之水平範圍，其大小標於網格下方。最外圍網格(d01)固定不動，其餘網格(d02、d03)皆跟隨渦旋中心移動。

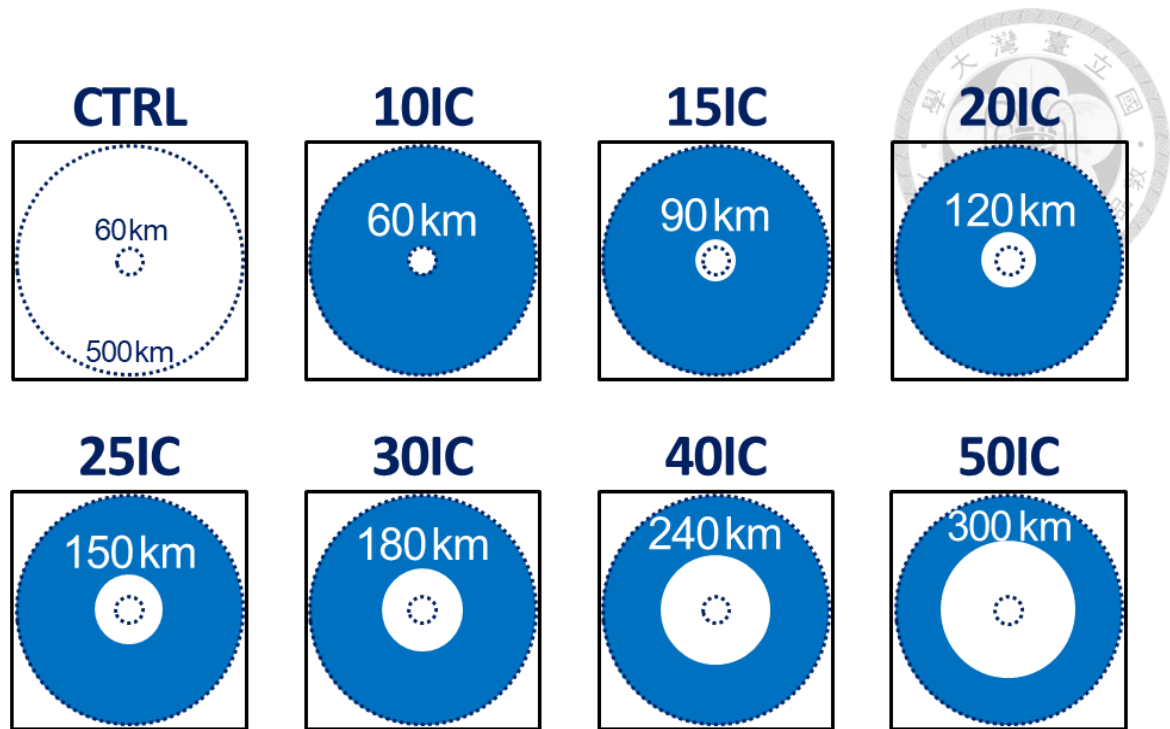


圖 2.2 限制海表熱通量之敏感性實驗設計。除了控制組實驗(CTRL)不做海表熱通量之限制，其餘實驗皆於不同徑向範圍大幅減少海表熱通量(藍底色環狀區域)，白色數字即為限制區域之內邊界與颱風中心的距離。各實驗示意圖內之深藍色虛線圓圈半徑由內而外分別為 60 及 500 公里，前者代表 CTRL 的內核區域，後者代表所有敏感性實驗限制海表熱通量區域的外邊界與颱風中心的距離。

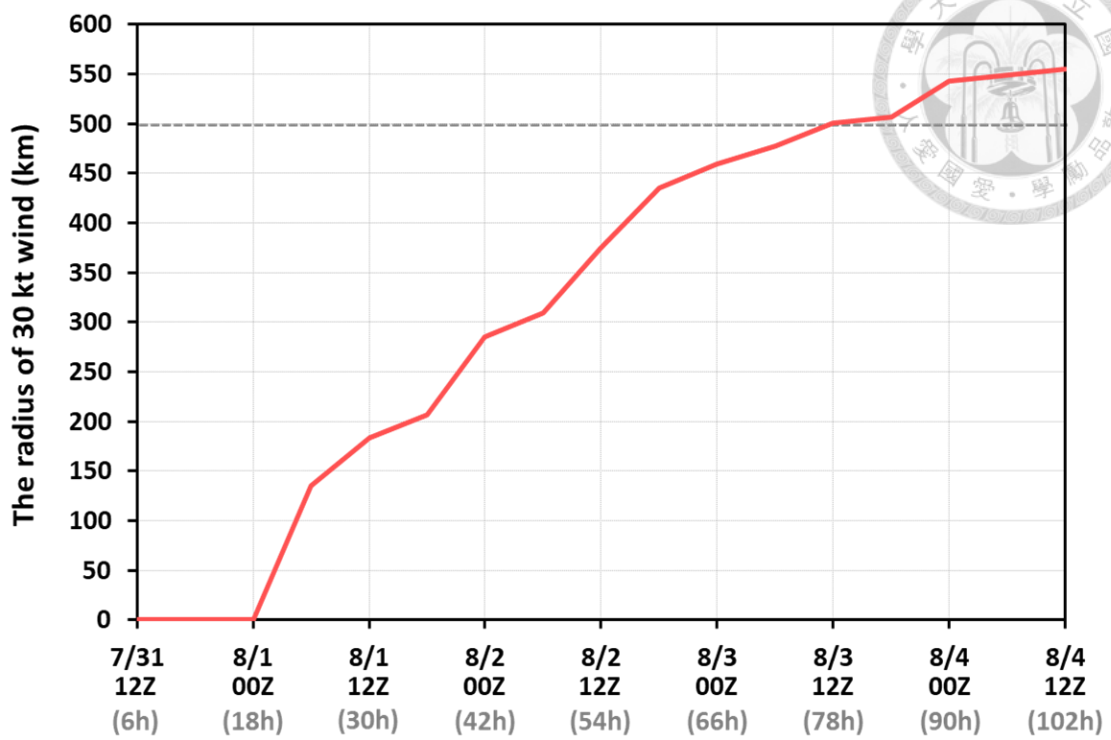


圖 2.3 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風 30 kt 風圈半徑隨時間的變化，以紅色實線表示，灰色虛線為所有敏感性實驗限制海表熱通量區域的外邊界與颱風中心的距離 (500 公里)。橫軸為時間，以真實世界之時間(黑字)及模式時間(灰字)表示，縱軸為 30 kt 風圈半徑。



圖 3.1 中央氣象局(CWB)紀錄之蘇迪勒颱風觀測路徑，由台灣颱風論壇繪製。路徑顏色代表當時之強度，藍線、綠線、橘線、紅線分別為熱帶低壓、輕度颱風、中度颱風、強烈颱風，路徑旁邊之白色數字為時間，由左至右分別為月、日、時，以斜槓區別。

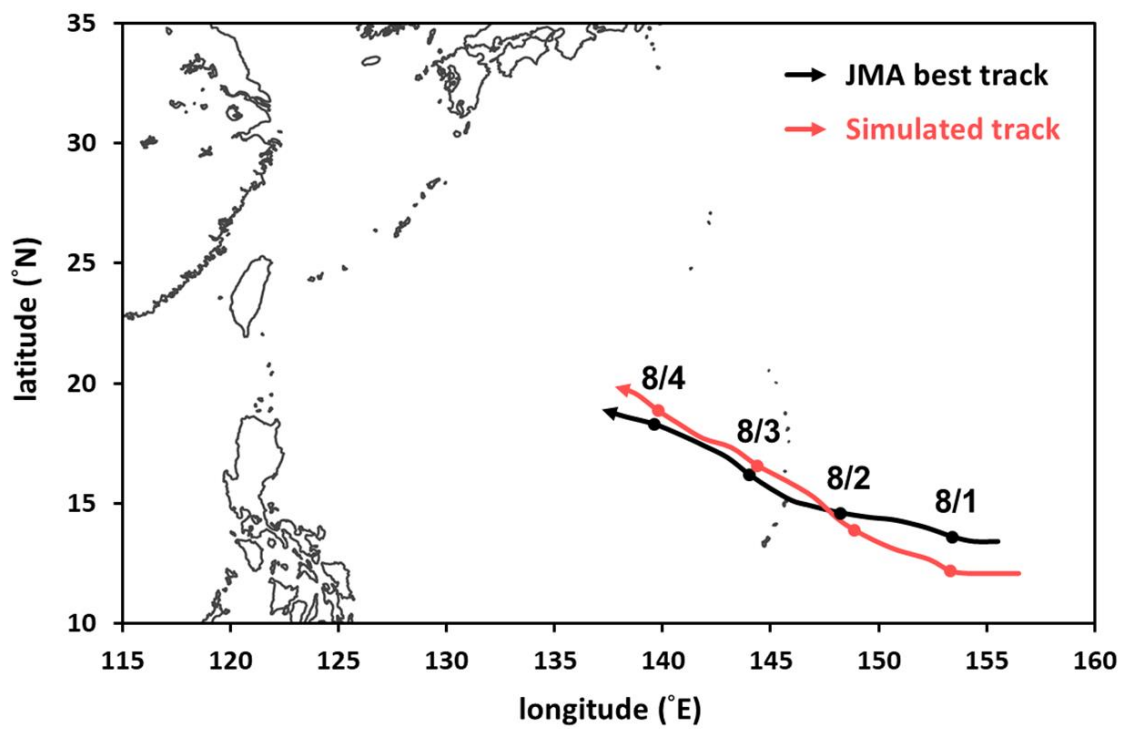


圖 3.2 蘇迪勒颱風之 WRF 模擬路徑(紅線)與日本氣象廳最佳路徑(黑線)的比對。路徑上方之黑色數字為日期，以“月/日”表示，對應其下方之模式颱風位置(紅點)及觀測颱風位置(黑點)。橫軸及縱軸分別為經度及緯度。

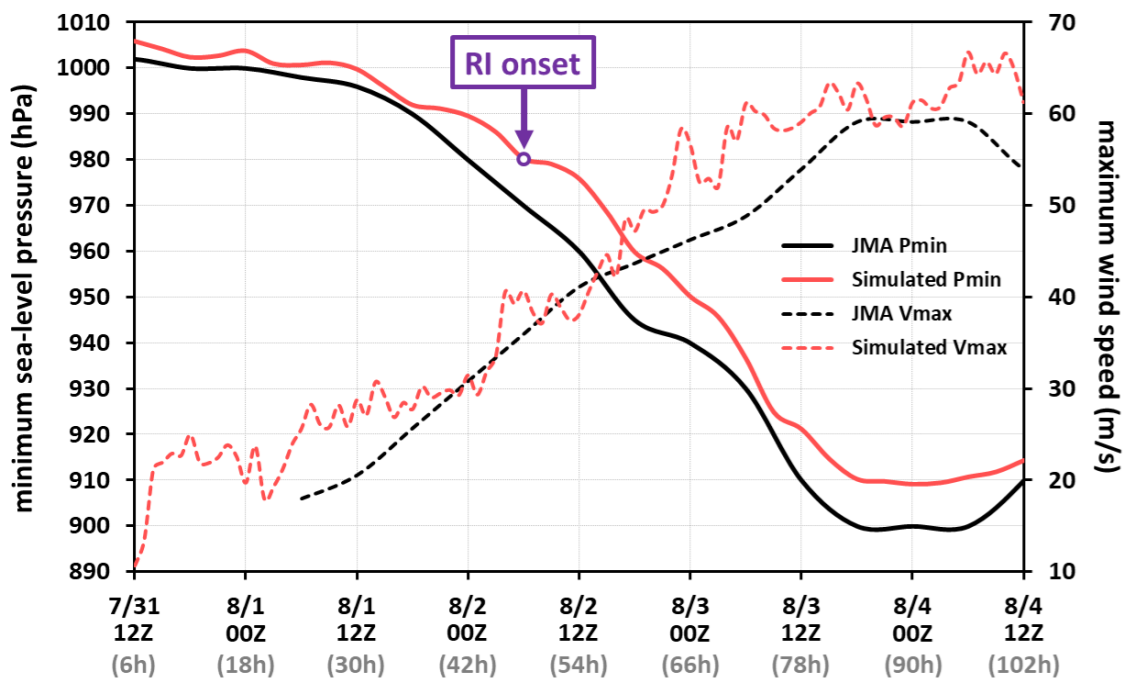


圖 3.3 蘇迪勒颱風之 WRF 模擬強度變化(紅線)與日本氣象廳觀測強度變化(黑線)的比對。實線為中心最低海平面氣壓變化，對應於左側縱軸，虛線為近中心最大風速變化，對應於右側縱軸，橫軸為時間，以真實世界之時間(黑字)及模式時間(灰字)表示。紫色圓圈代表蘇迪勒颱風於模式內開始快速增強的時間(48 h)。

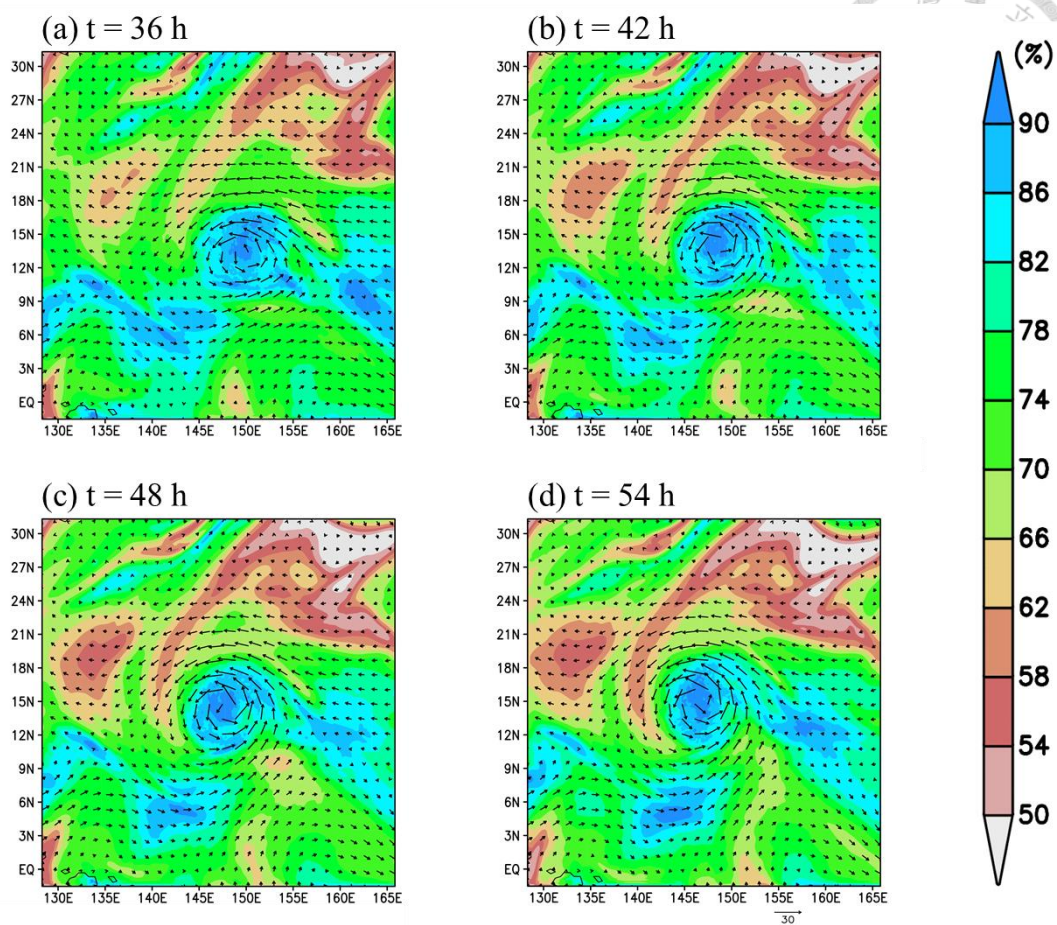


圖 3.4 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風 1000 - 700 hPa 平均相對濕度及風場，分別以色階及箭頭表示，由(a) ~ (d)依序為模式時間 36、42、48、54 h，橫軸及縱軸分別為經度及緯度。

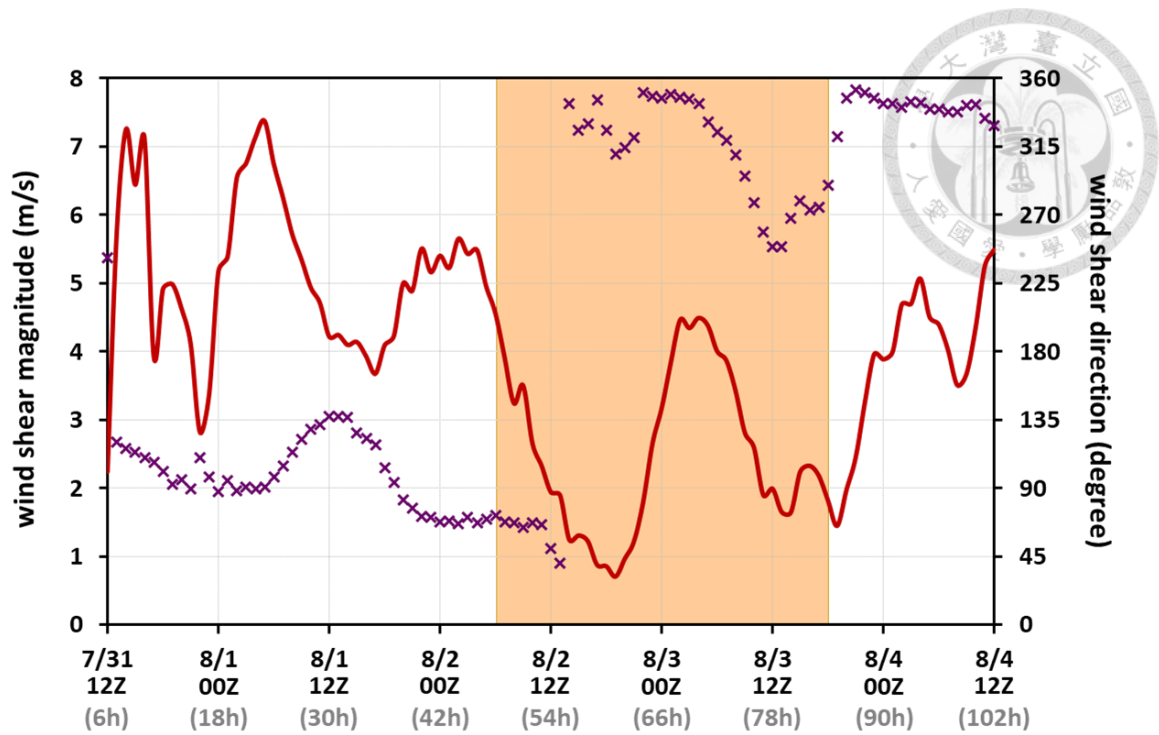


圖 3.5 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風所處環境垂直風切變化，以半徑 500 公里平均之 200 hPa 風向量減去 850 hPa 風向量計算之。紅色實線為風切量值，對應於左側縱軸，X 形標記為風切方向，對應於右側縱軸(0 度為指向北方)，橫軸為時間，以真實世界之時間(黑字)及模式時間(灰字)表示。橘色矩形代表快速增強時期(48 h ~ 84 h)。

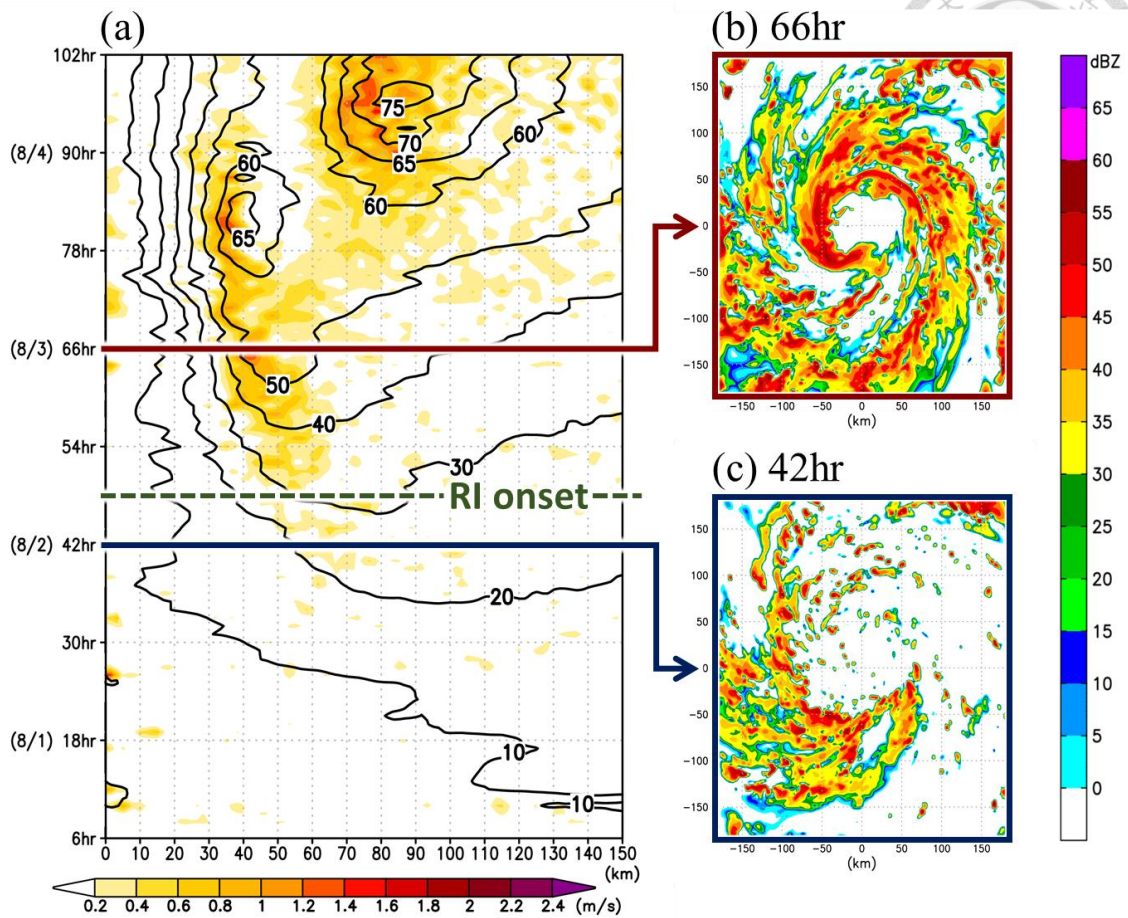


圖 3.6 WRF 模式模擬之蘇迪勒颱風於高度 1 公里之 (a)時間 - 半徑分布哈莫圖 (Hovmöller diagram)，色階及等值線分別為軸對稱平均垂直速度及切向風，綠色虛線代表蘇迪勒颱風開始快速增強的時間(48 h)。(b)、(c)分別為模式時間 66 h 及 42 h 之 1 公里高雷達反射率，前者亦為快速增強開始後 18 小時，後者則為快速增強開始前 6 小時。

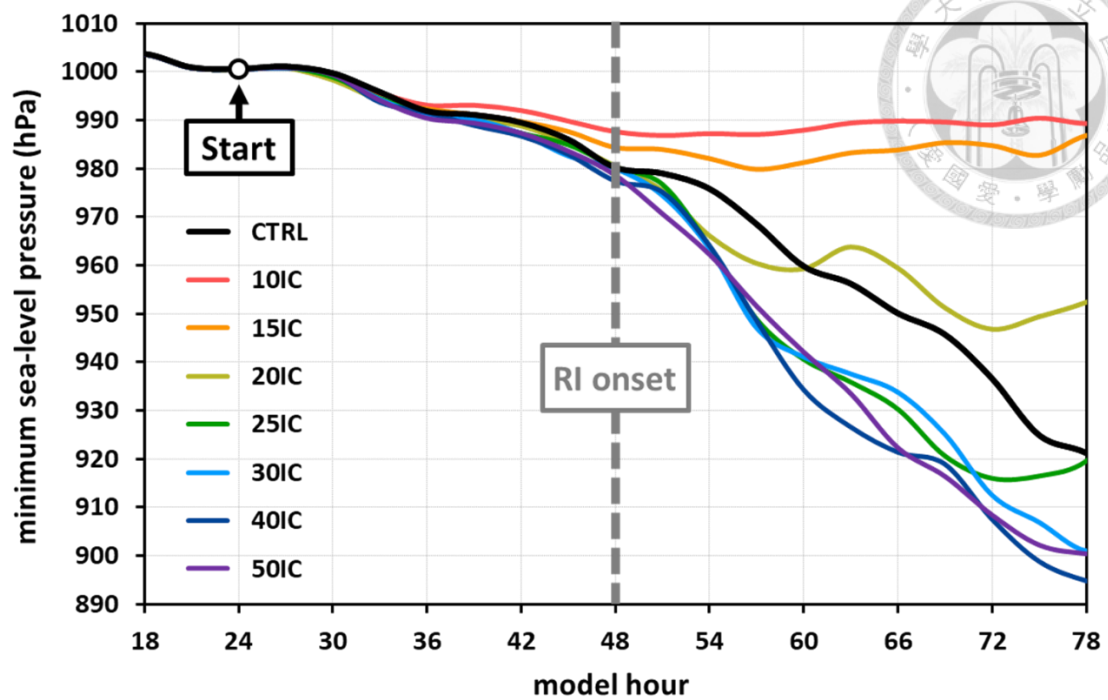


圖 4.1 所有實驗之颱風強度時序圖，以中心最低海平面氣壓(縱軸)表示，橫軸為時間。除了控制組實驗(CTRL)以外，其它敏感性實驗皆於模式時間 24 h 開始模擬 (黑色圓圈，下方有“Start”標記)，灰色粗虛線為 CTRL 開始快速增強的時間(48 h)。黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC 之強度變化。

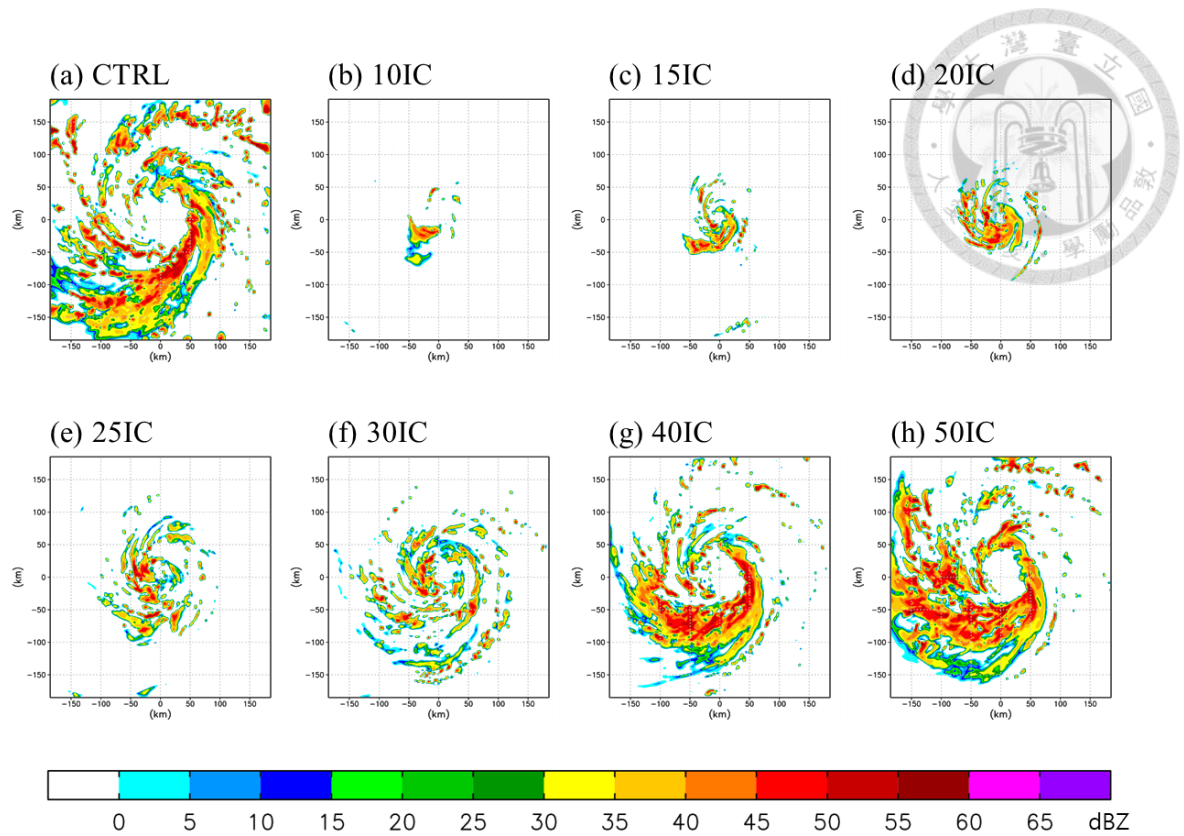


圖 4.2 所有實驗於模式時間 48h 之 1 公里高雷達反射率，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。

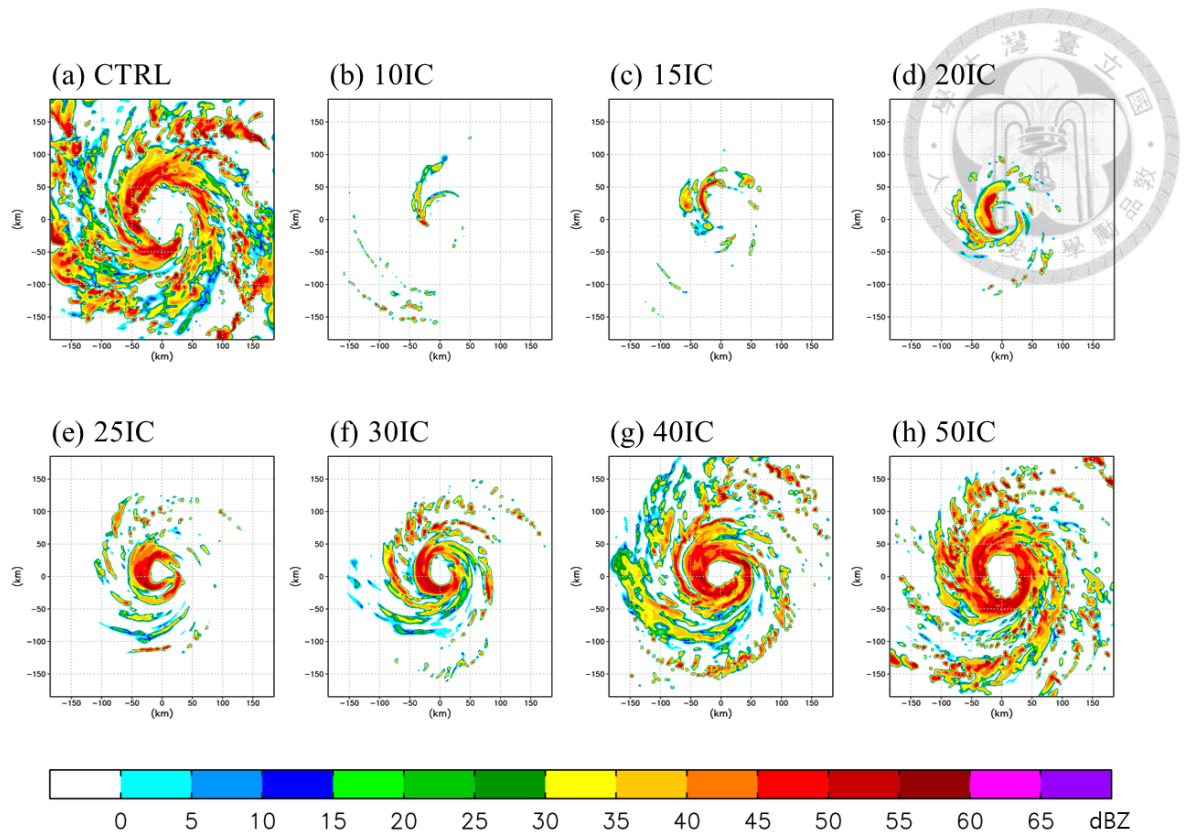


圖 4.3 圖說同圖 4.2，但模式時間為 60 h。

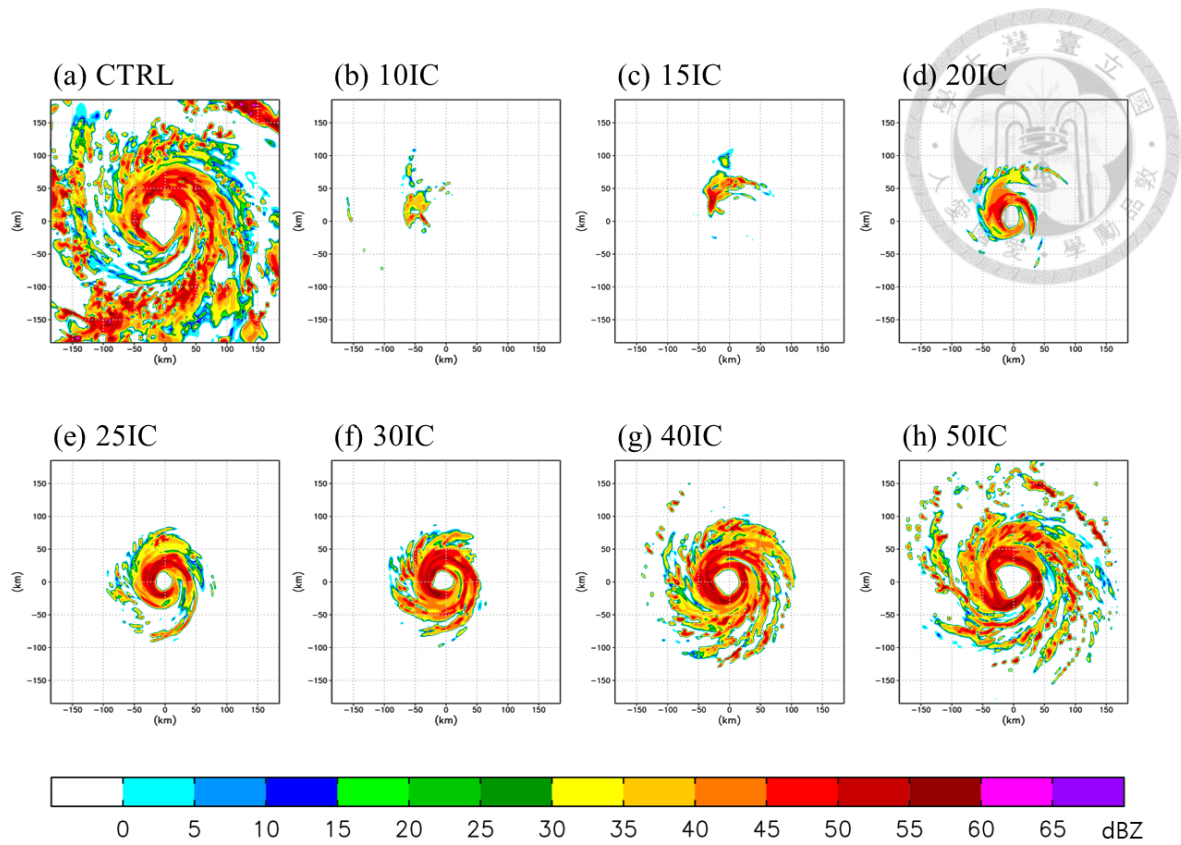


圖 4.4 圖說同圖 4.2，但模式時間為 72 h。

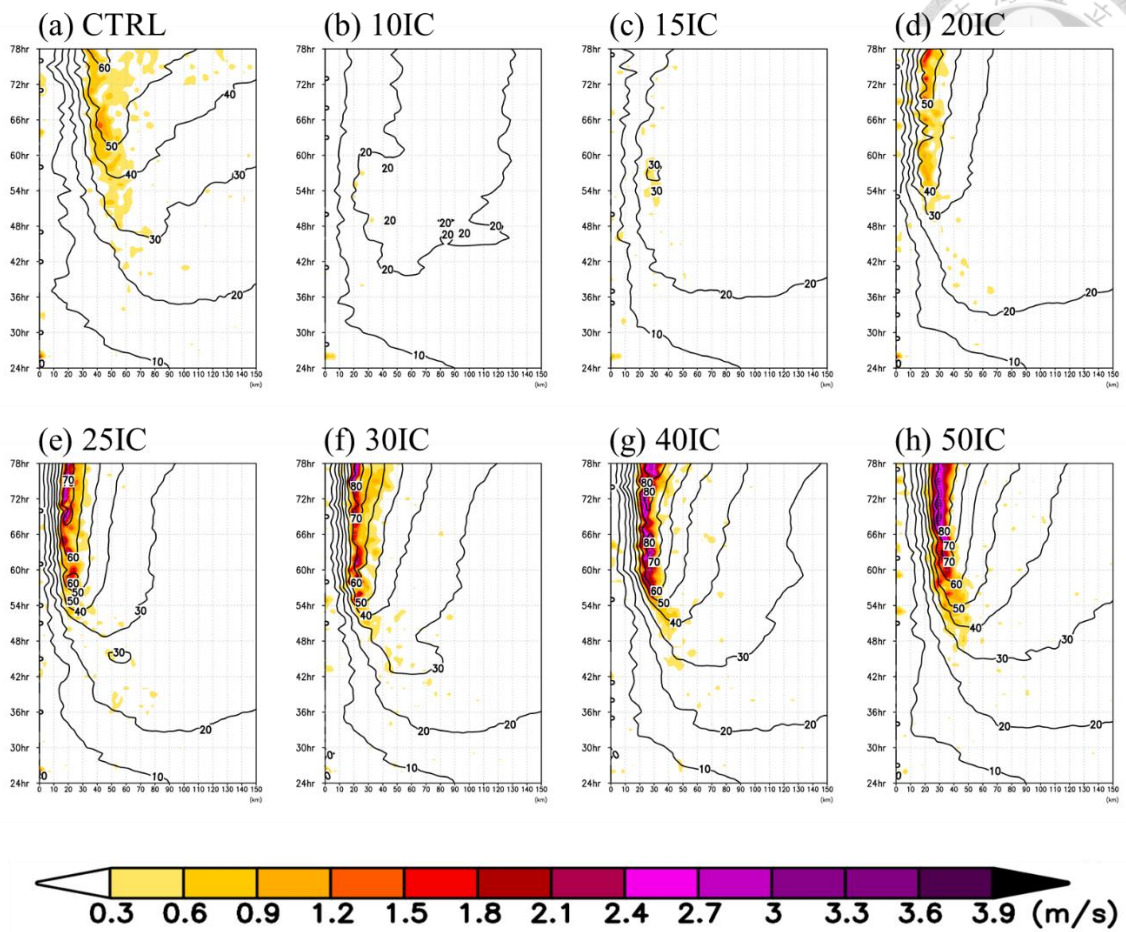


圖 4.5 所有實驗於高度 1 公里之時間 - 半徑分布哈莫圖(Hovmöller diagram)，色階及等值線分別為軸對稱平均垂直速度及切向風，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。

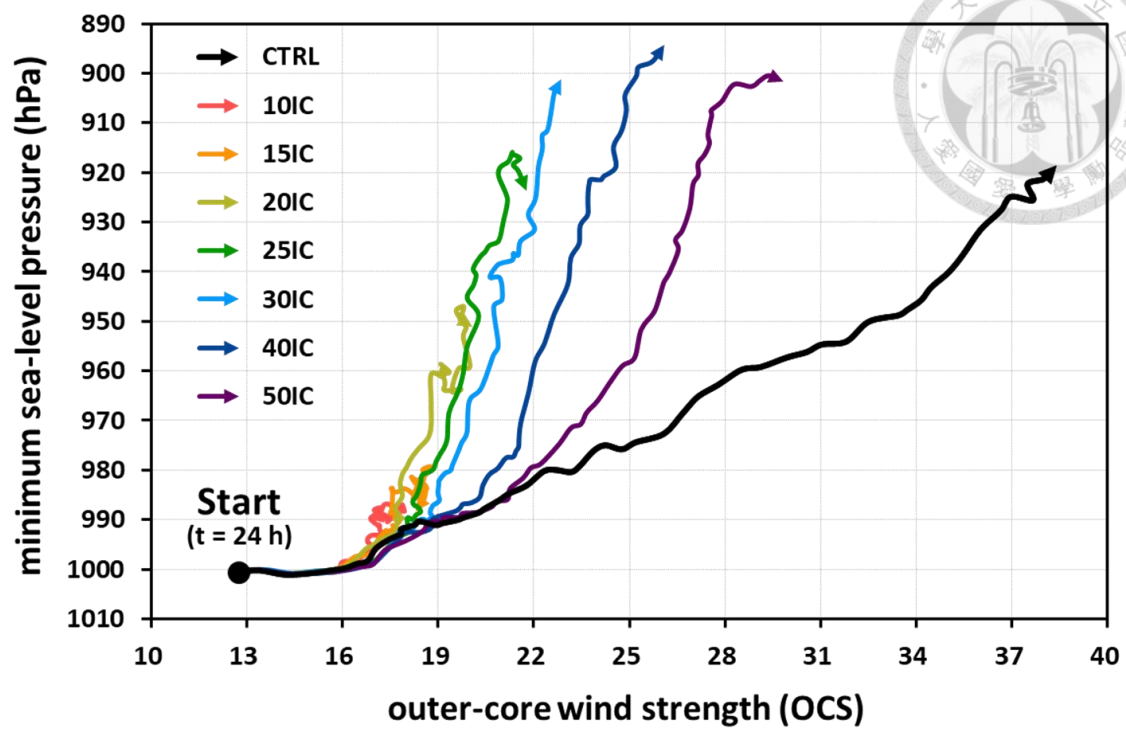


圖 4.6 所有實驗之颱風強度 - 壯度分布圖，從模式時間 24 h 繪製至 78 h，強度以中心最低海平面氣壓(縱軸)、壯度以外核壯度(OCS, outer-core wind strength)表示。黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC 之發展歷程。

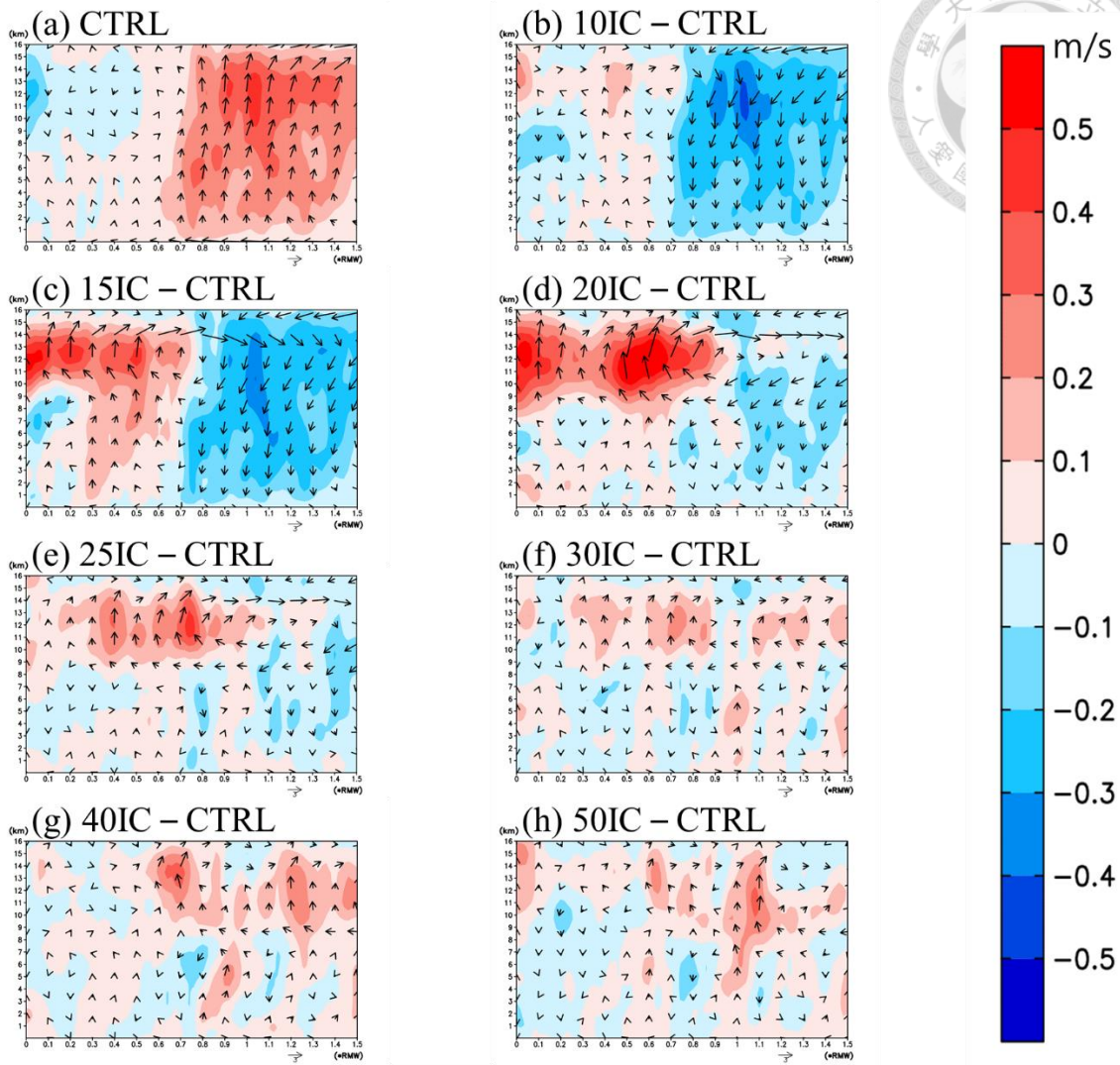


圖 4.7 颱風內核區域 36 - 48 h 時間平均之 (a) 控制組實驗(CTRL) 次環流型態，以及 (b) ~ (h) 依序為 10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC 分別與 CTRL 之間的次環流差異，色階為軸對稱平均垂直速度，箭頭為(徑向風速, 垂直風速*10)之風向量。橫軸為半徑，以最大風速半徑(RMW, radius of maximum wind)為單位，縱軸為高度。

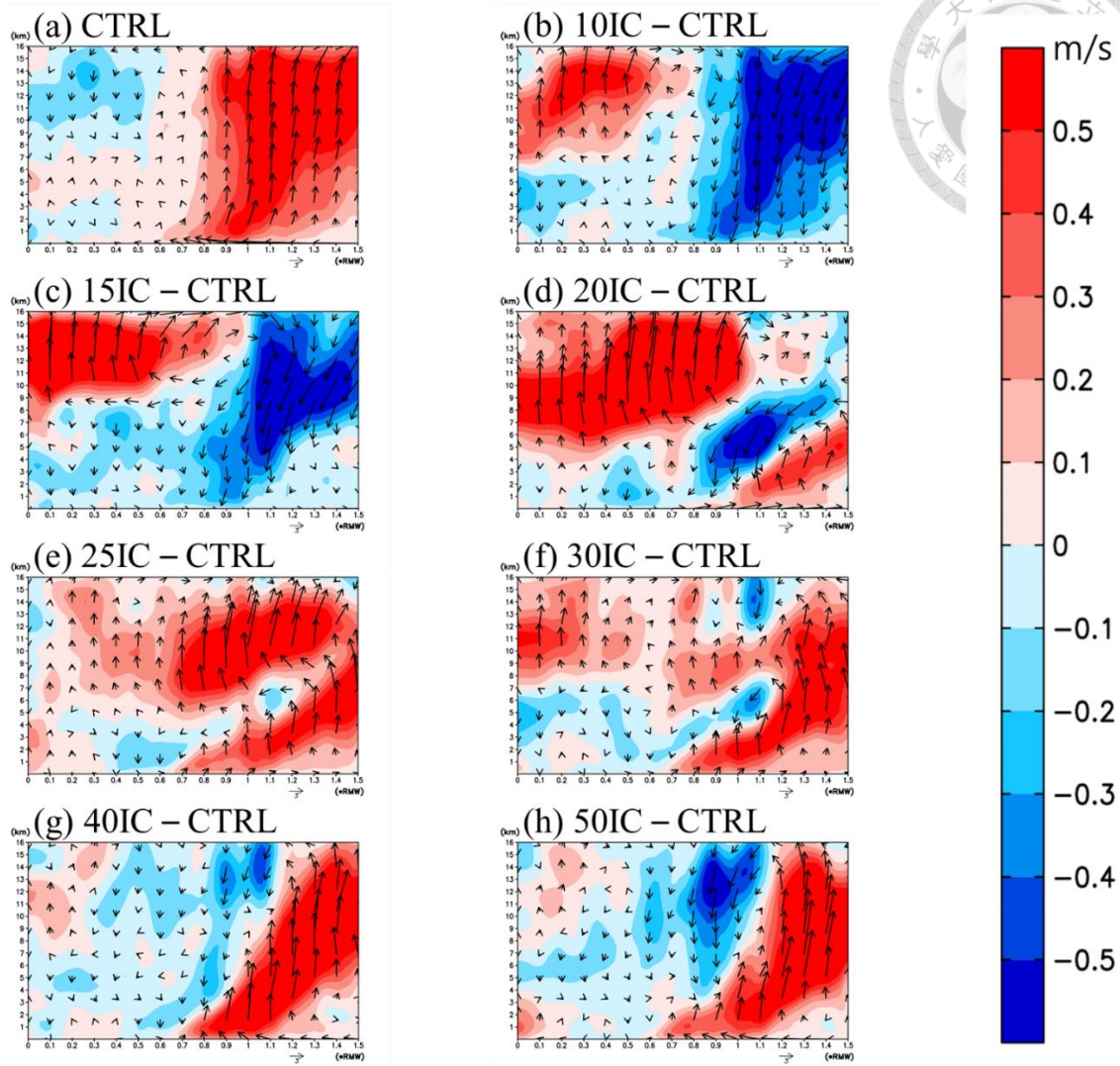


圖 4.8 圖說同圖 4.7，但為 48 - 60 h 時間平均。

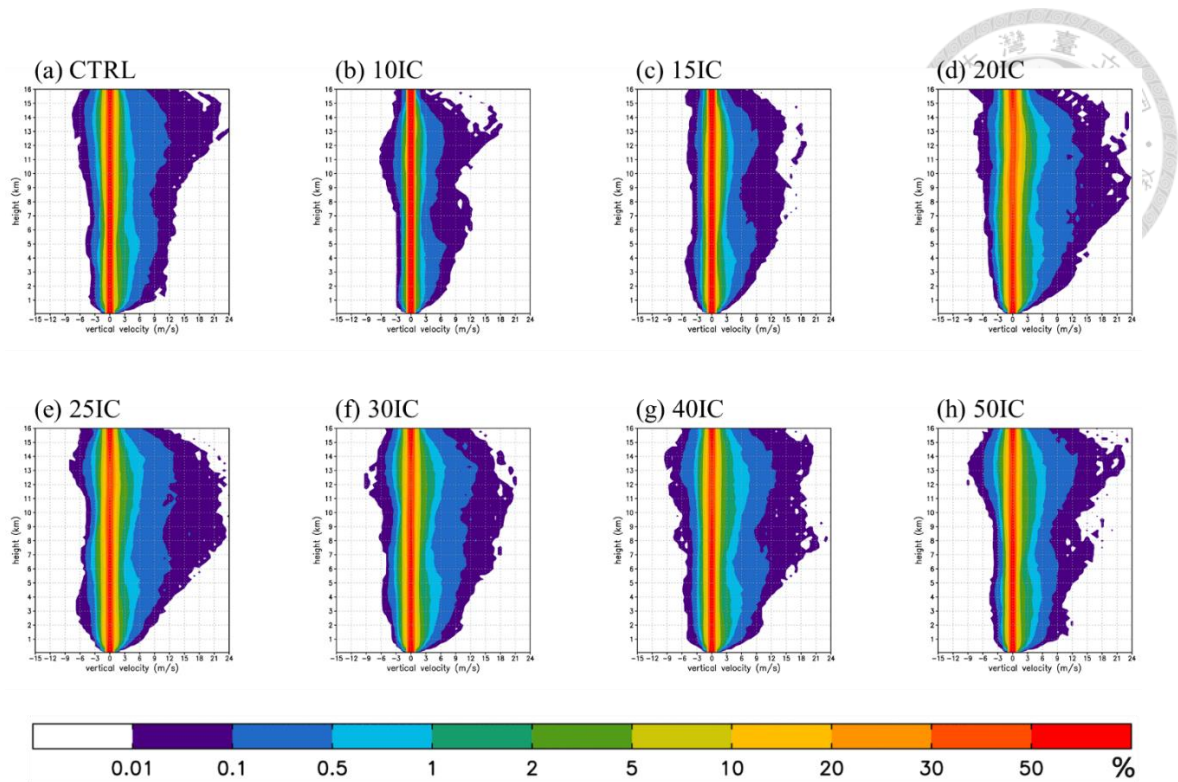


圖 4.9 所有實驗於最大風速半徑(RMW)內之垂直速度高度頻率分布圖(contoured frequency by altitude diagram, CFAD)，以 36 - 48 h 內 5 個對流爆發(CB)較為活躍的時段進行統計，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。

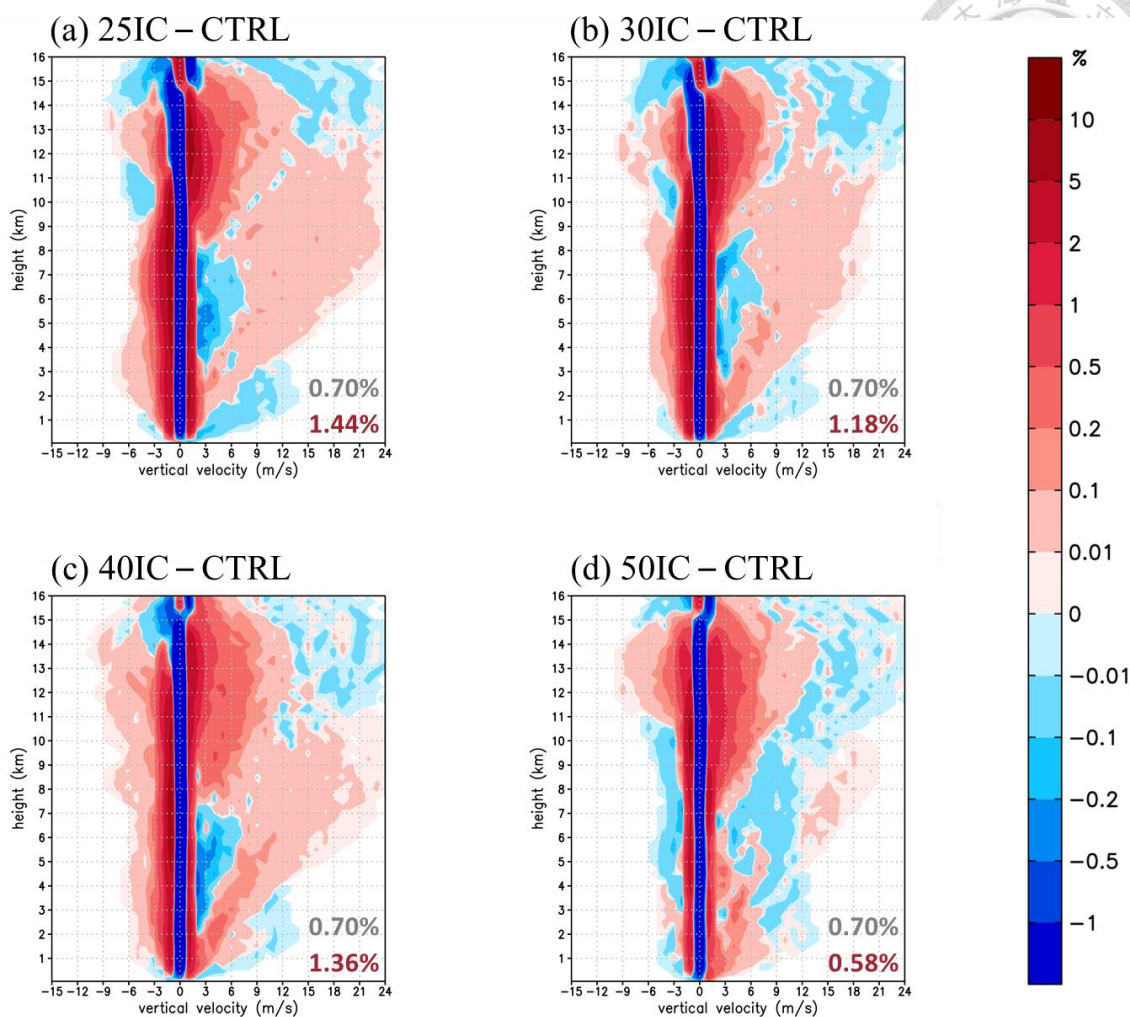


圖 4.10 所有增強速率較控制組實驗(CTRL)快之敏感性實驗與 CTRL 的垂直速度高度頻率分布差異，由(a)~(d)依序為 25IC、30IC、40IC、50IC 與 CTRL 的差異，亦為圖 4.9(e) ~ (h)分別與圖 4.9(a)相減之結果。(a) ~ (d)右下角之紅色數字分別為 25IC、30IC、40IC、50IC 於最大風速半徑(RMW)內之對流爆發(CB)面積佔比，灰色數字皆為 CTRL 於最大風速半徑(RMW)內之對流爆發(CB)面積佔比。

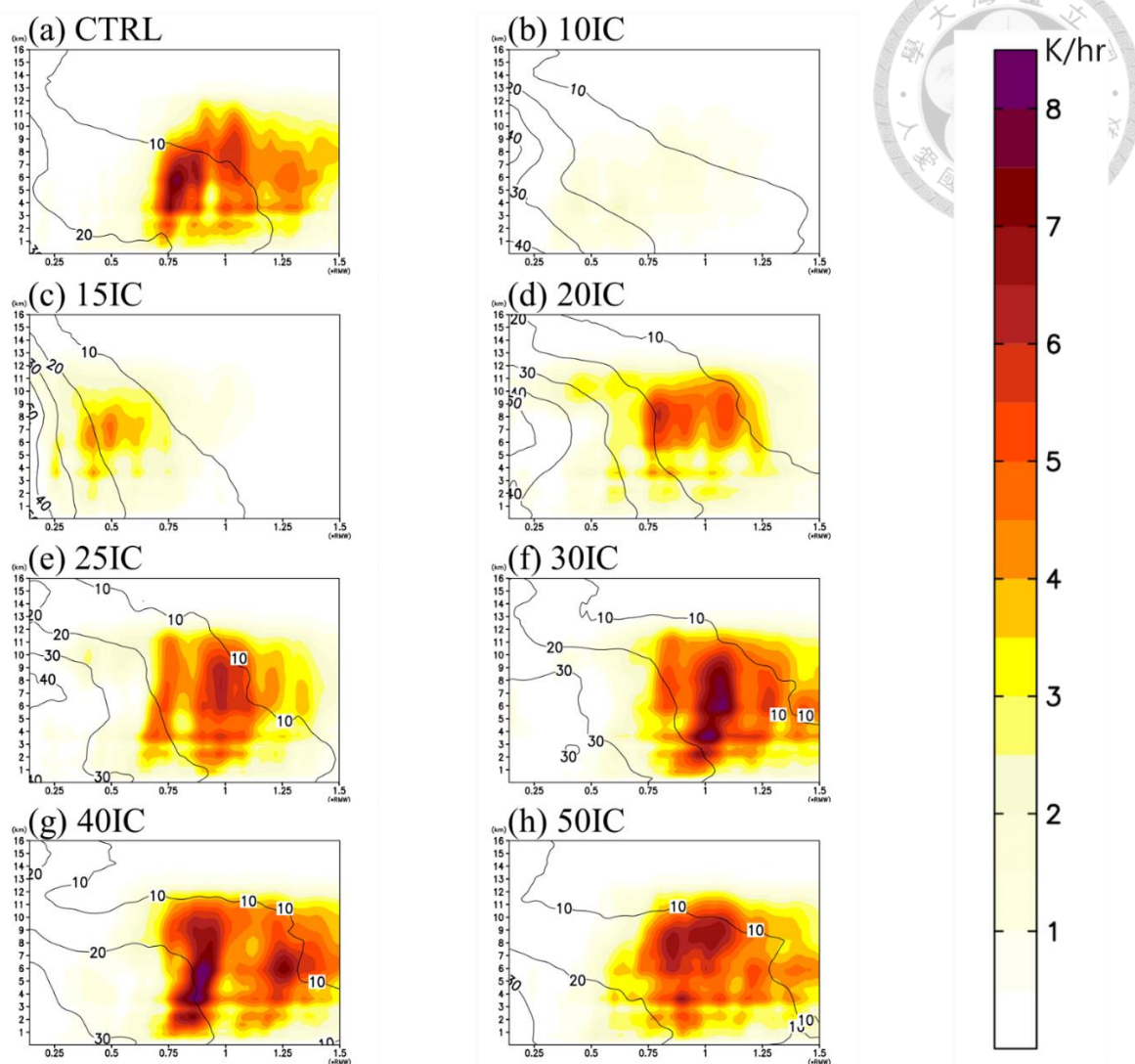


圖 4.11 所有實驗於颱風內核區域 36 - 48 h 時間平均之軸對稱平均慣性穩定度(等值線)及非絕熱加熱(色階)，其中慣性穩定度為科氏參數標準化(normalize)後之量值，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。橫軸為半徑，以最大風速半徑(RMW)為單位，縱軸為高度。

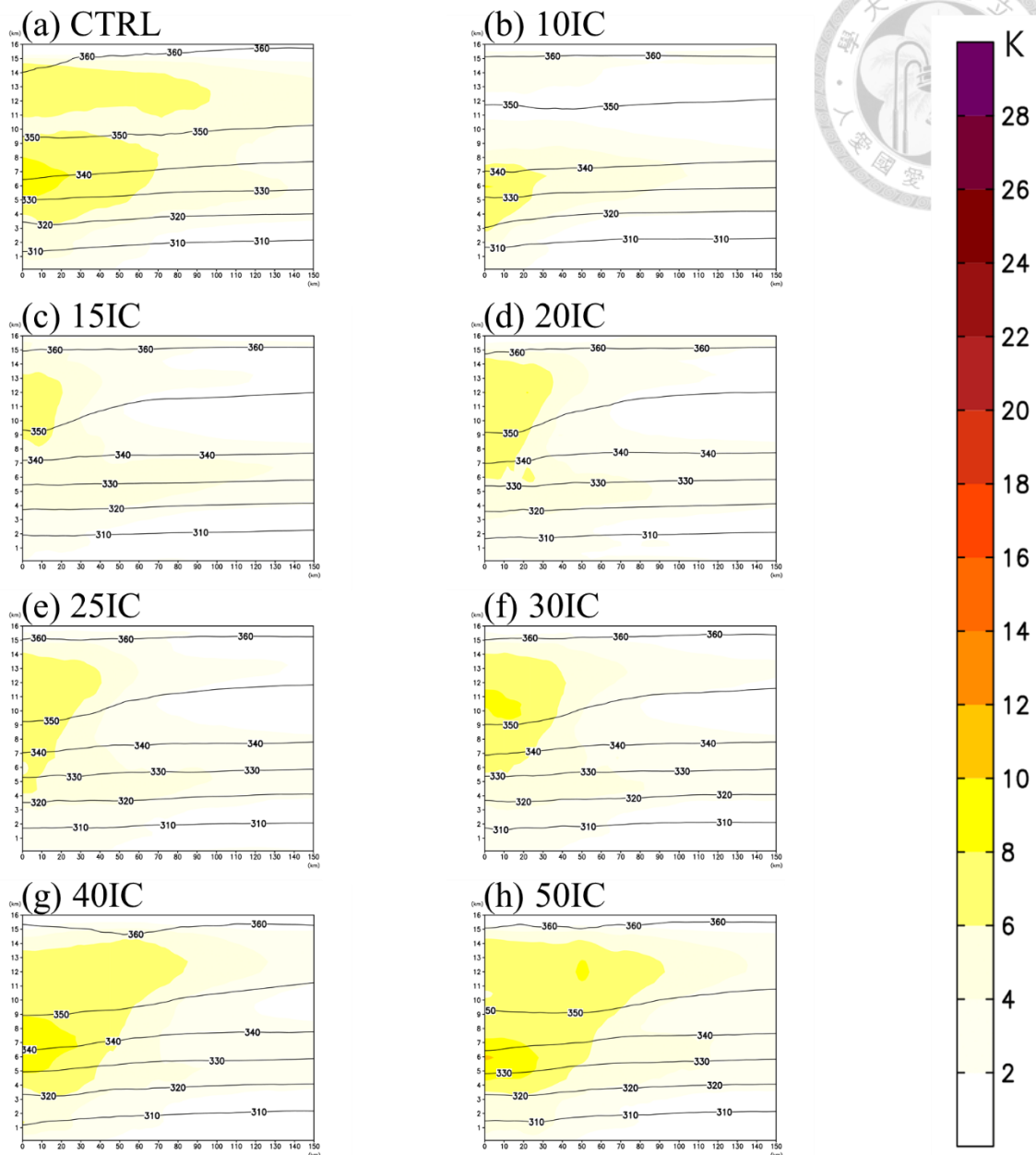
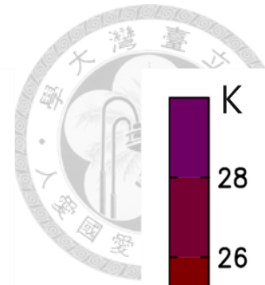


圖 4.12 颱風中高層暖心結構，色階為所有實驗於模式時間 48 h 與 CTRL 於模式初始時間(0 h)之軸對稱平均位溫差異，等值線為模式時間 48 h 之軸對稱平均位溫，由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC，橫軸為半徑，縱軸為高度。

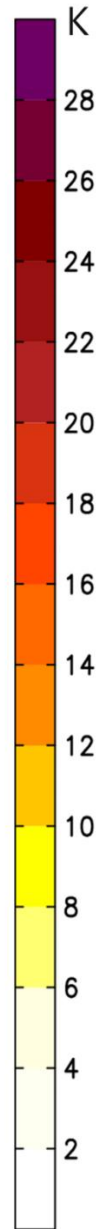
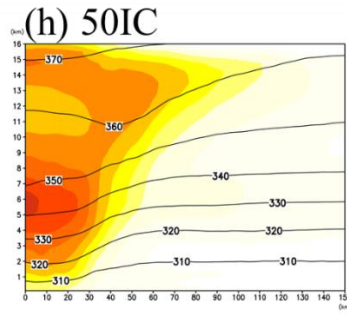
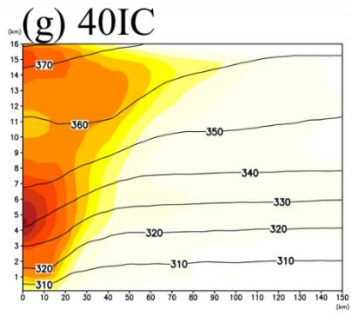
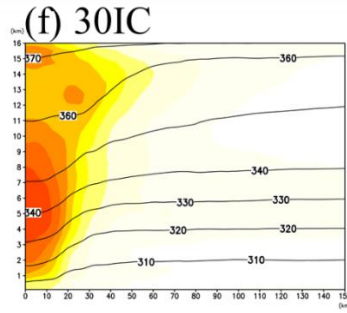
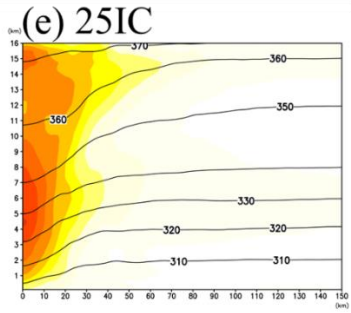
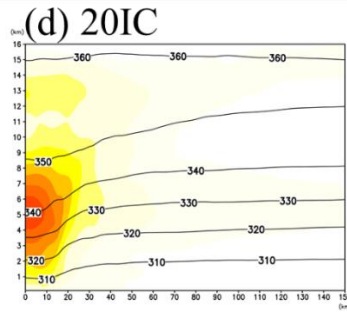
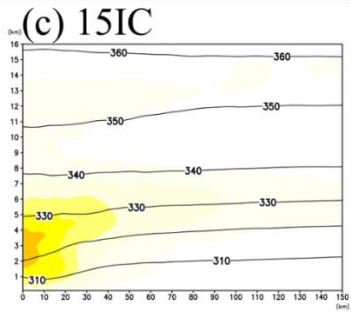
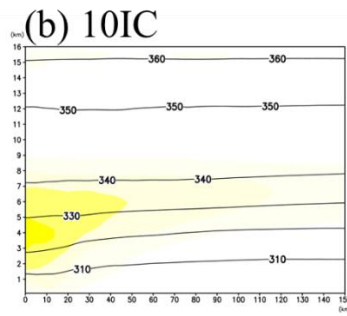
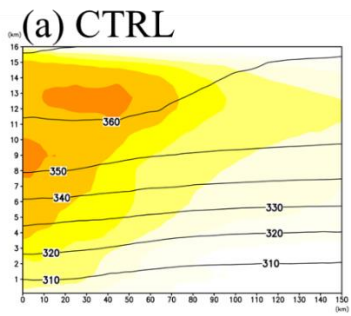
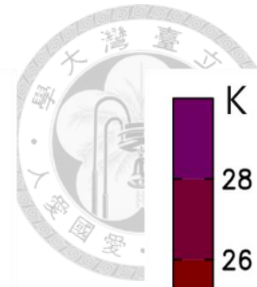


圖 4.13 圖說同圖 4.12，但為模式時間 60 h。

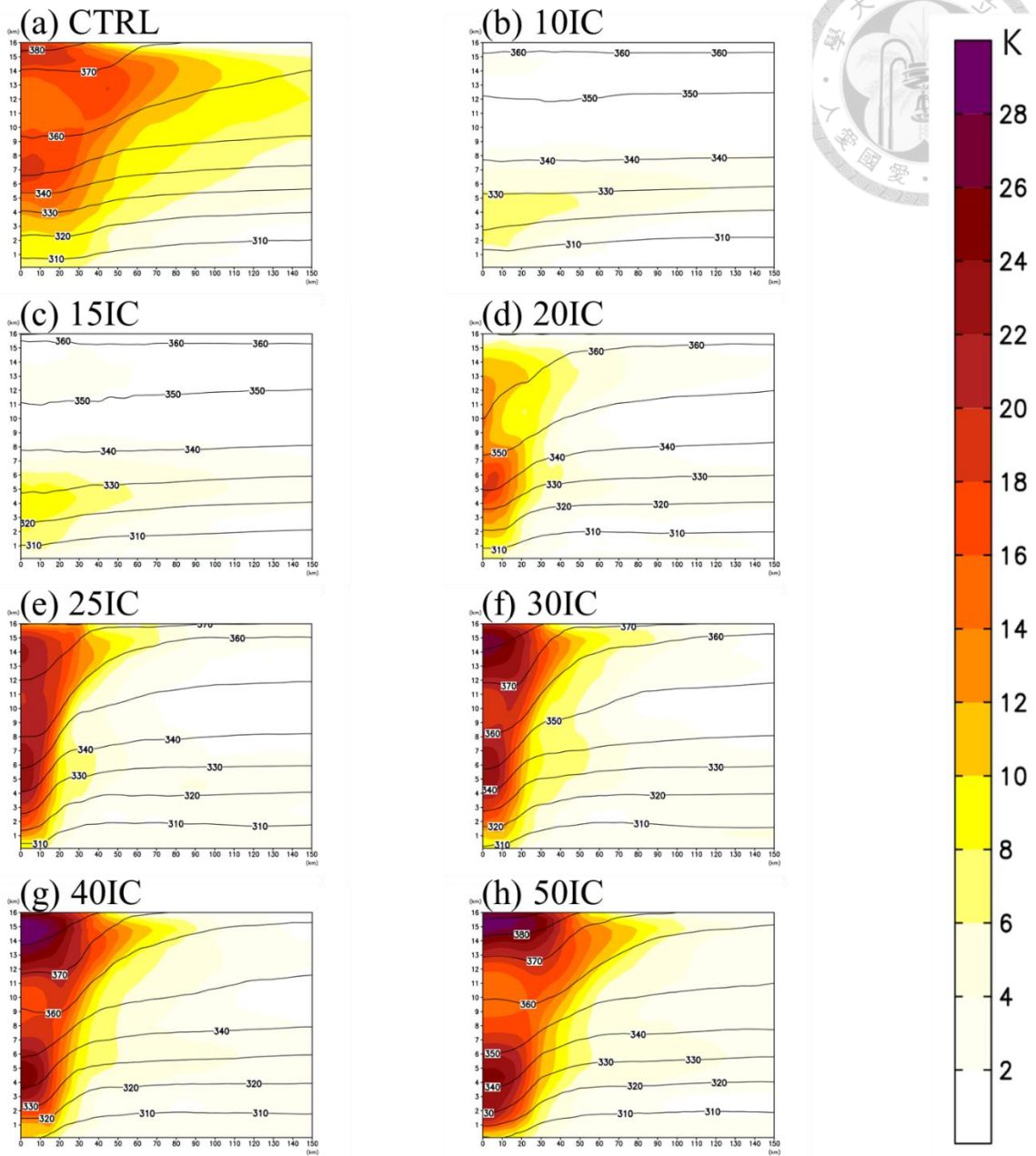
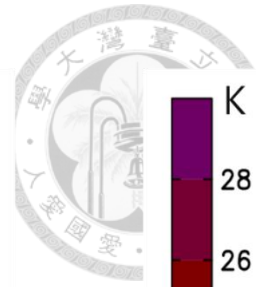


圖 4.14 圖說同圖 4.12，但為模式時間 72 h。

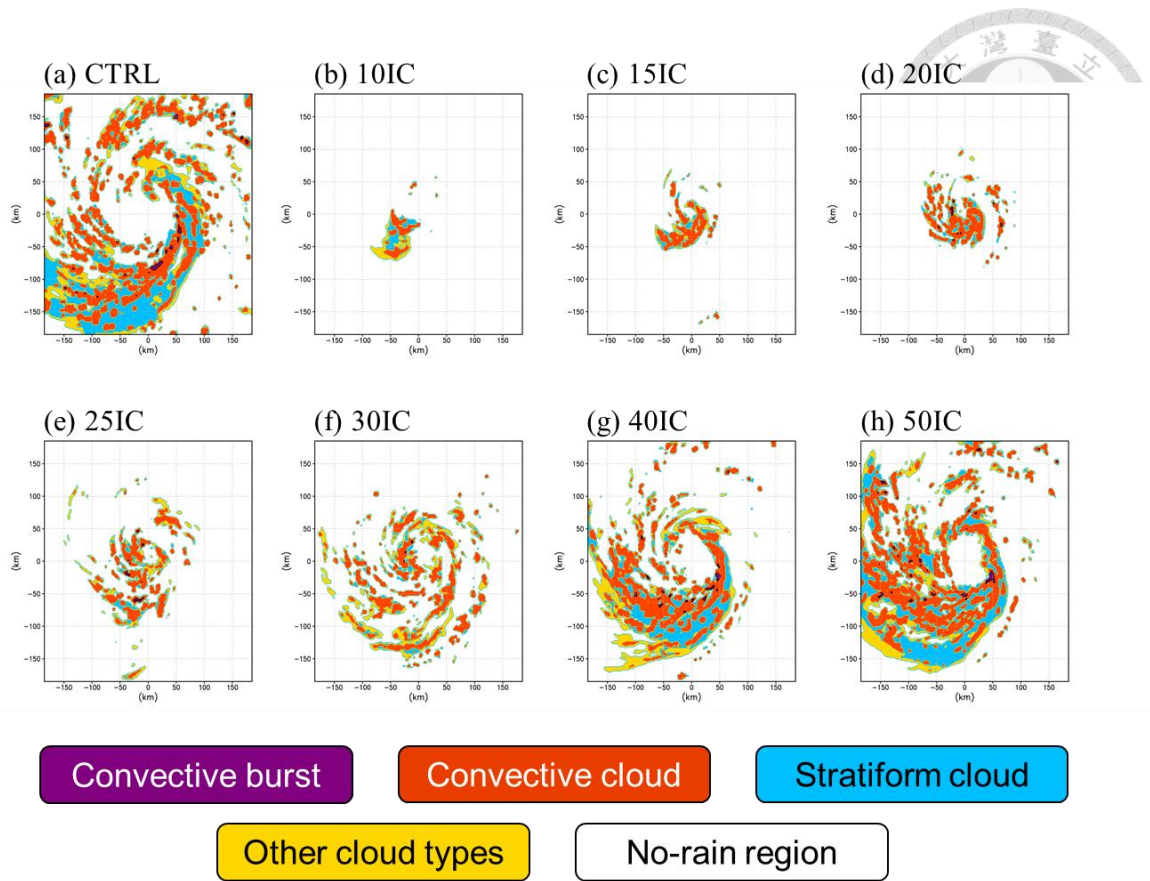


圖 4.15 所有實驗於模式時間 48 h 之雲種分布，由(a) ~ (h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。紫色、橘色、藍色、黃色、白色色階分別代表對流爆發(CB)、積雲(CC)、層雲(SC)、其它雲種、無降水區域。

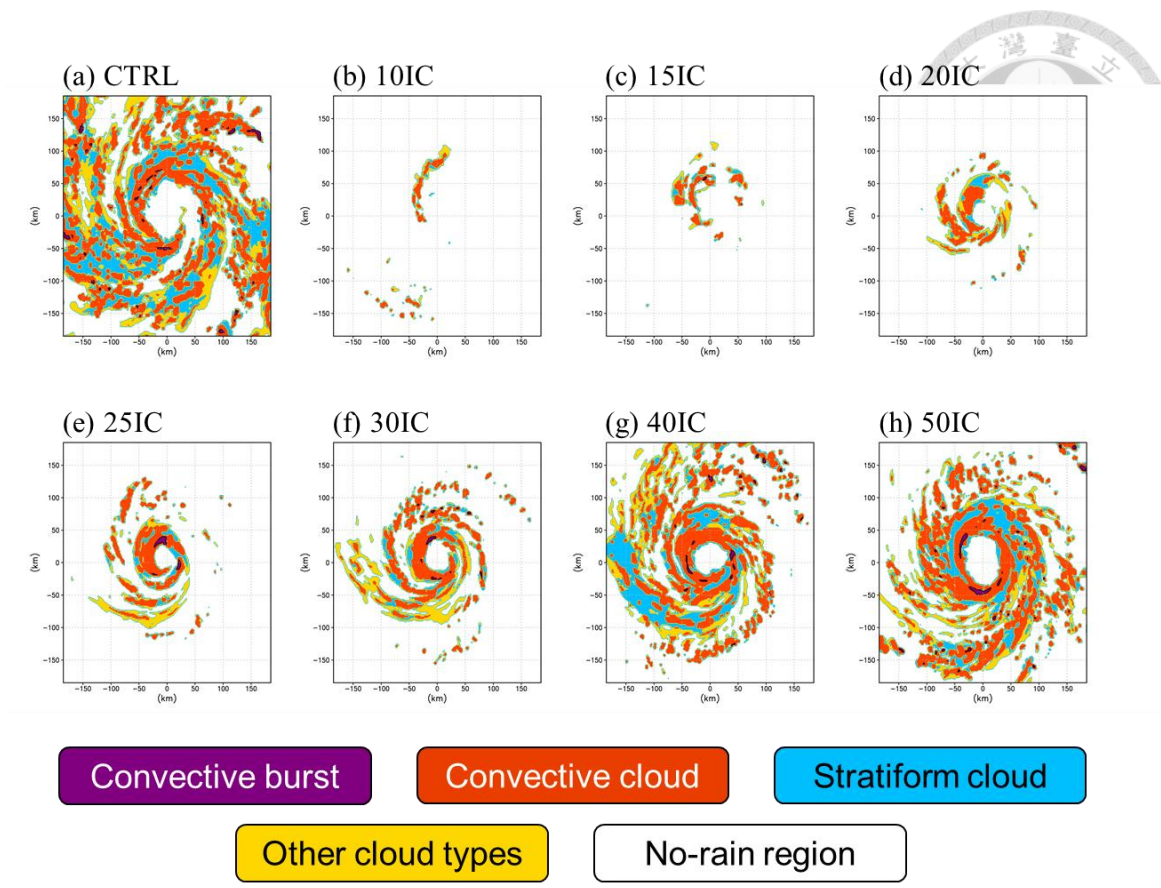


圖 4.16 圖說同圖 4.15，但為模式時間 60 h。

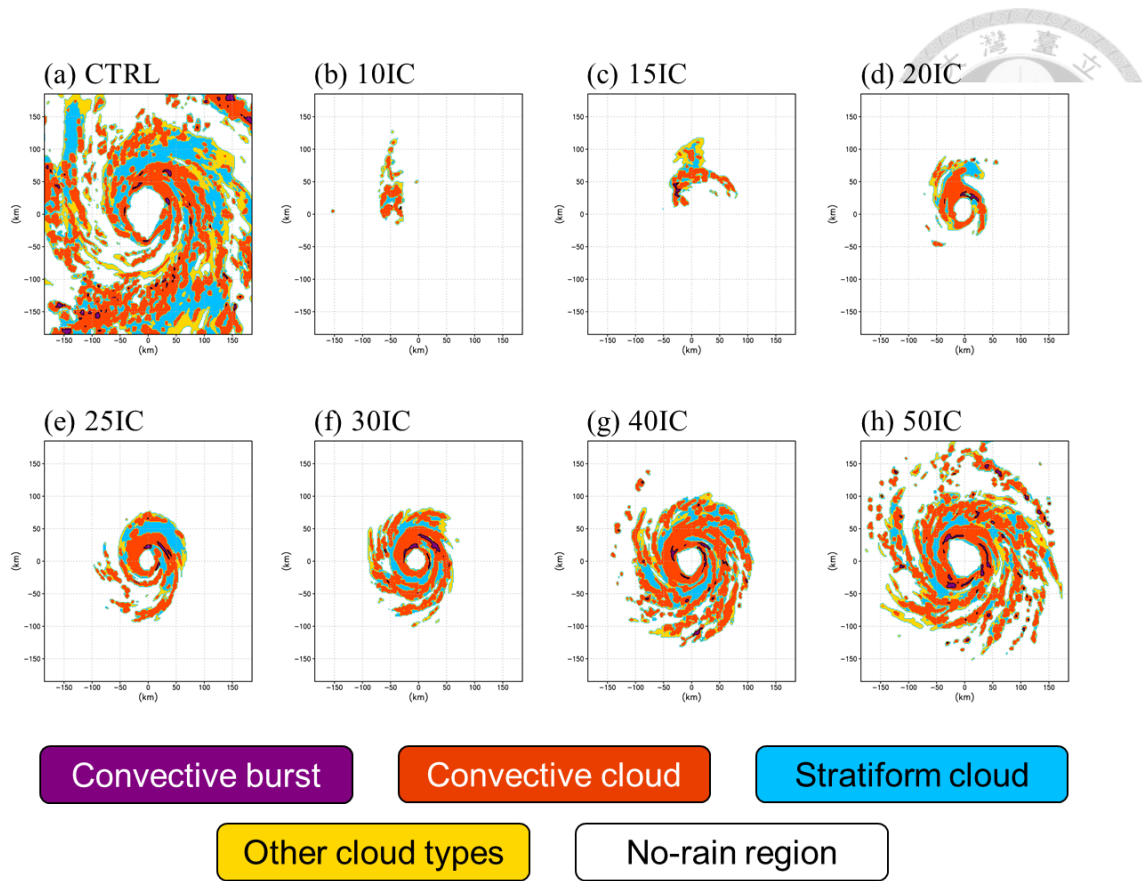


圖 4.17 圖說同圖 4.15，但為模式時間 72 h。

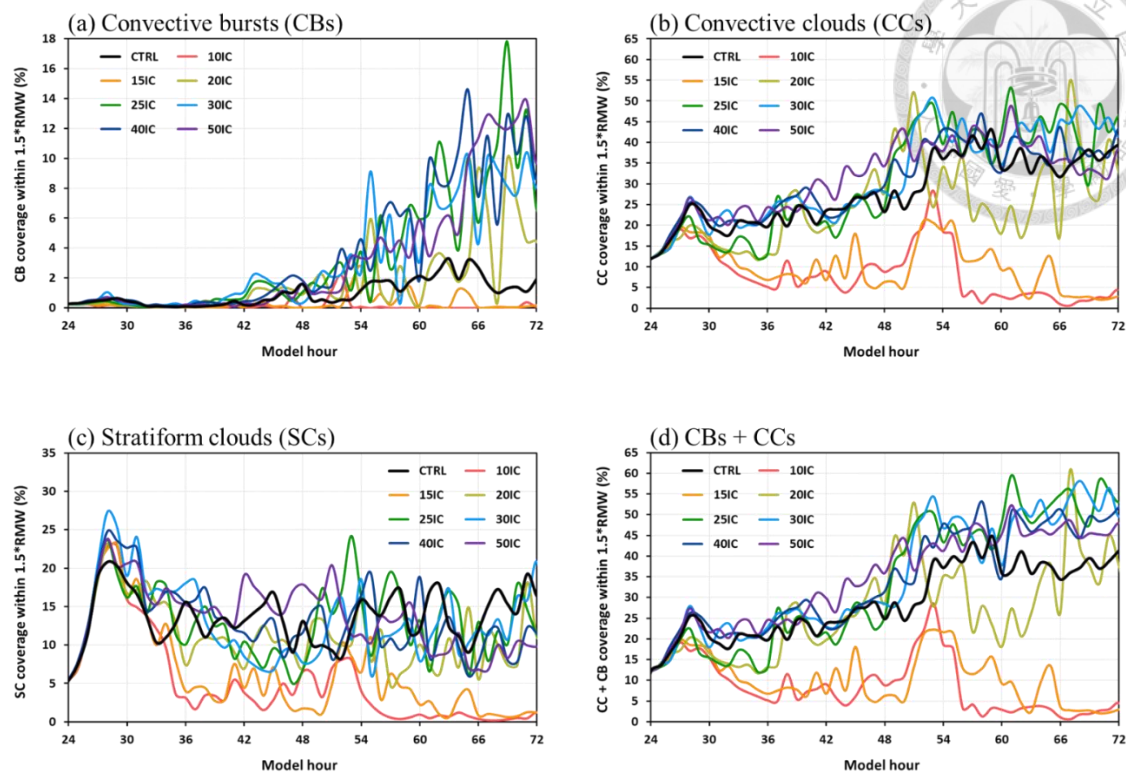


圖 4.18 所有實驗之雲種於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內所佔的面積比例，由(a) ~ (d)依序為對流爆發(CB)、積雲(CC)、層雲(SC)、對流爆發(CB)+積雲(CC)。黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC，橫軸為時間，縱軸為比例。

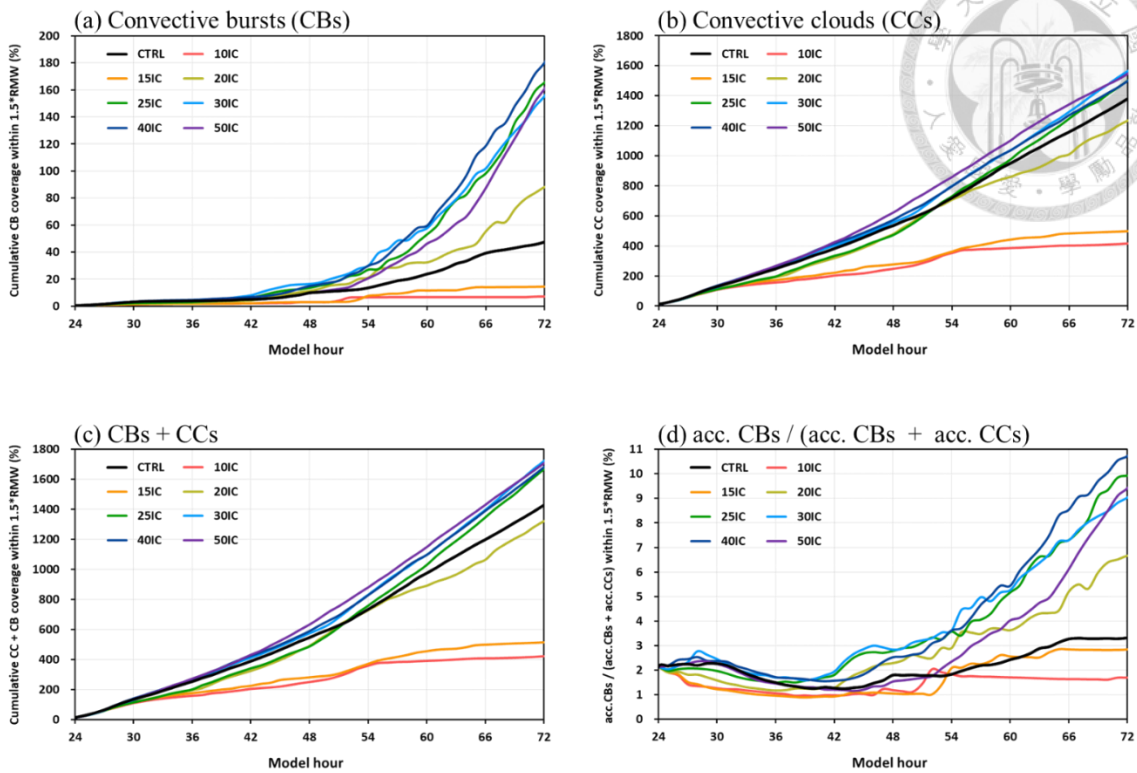


圖 4.19 (a) ~ (c)為所有實驗之雲種於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內所佔的累積面積比例，從敏感性實驗開始當下(24 h)進行累計，依序為對流爆發(CB)、積雲(CC)、對流爆發(CB) + 積雲(CC)。(d)為對流爆發(CB)累積網格數佔所有對流(含積雲及 CB)累積網格數之比例，亦為(b)圖之數值除以(c)圖之數值的結果。各圖之黑線、紅線、橘線、黃線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC，橫軸為時間，縱軸為比例。

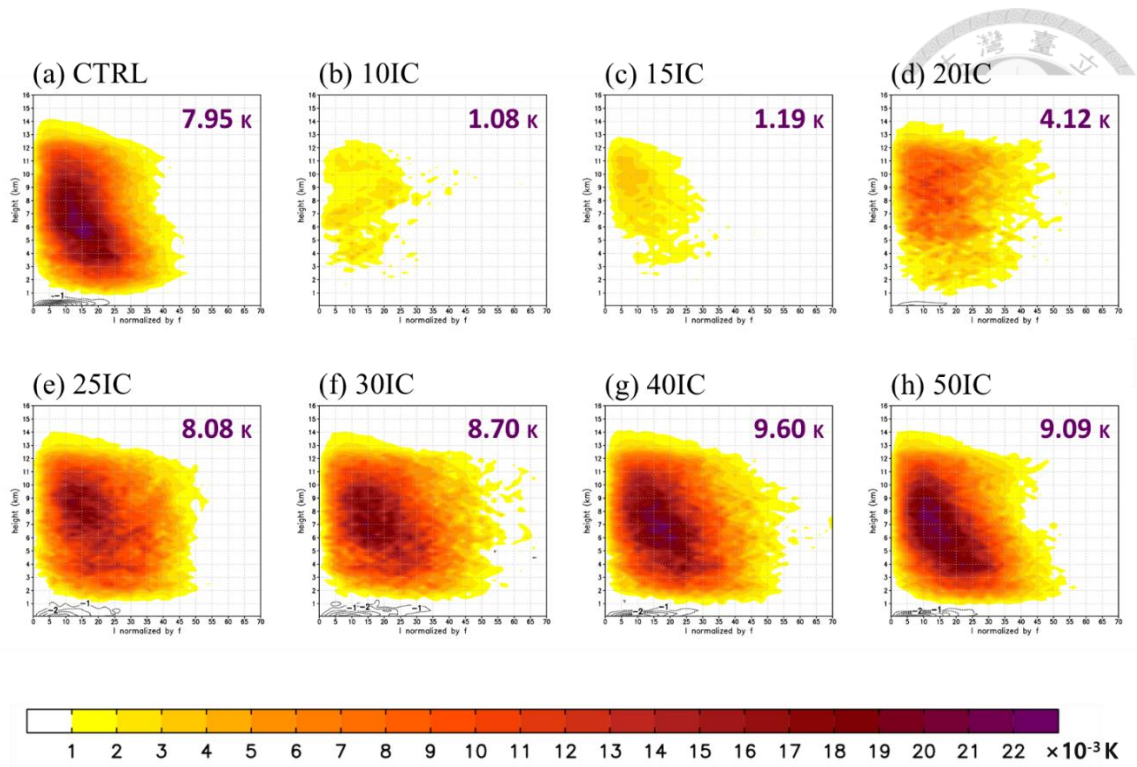


圖 4.20 所有實驗於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內之總體非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布,從模式時間 36 h 累計至 48 h,由(a)~(h)依序為 CTRL、10IC、15IC、20IC、25IC、30IC、40IC、50IC。各圖之正值以色階、負值以等值虛線表示,右上角之紫色數字為 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內之柱狀平均加熱量。

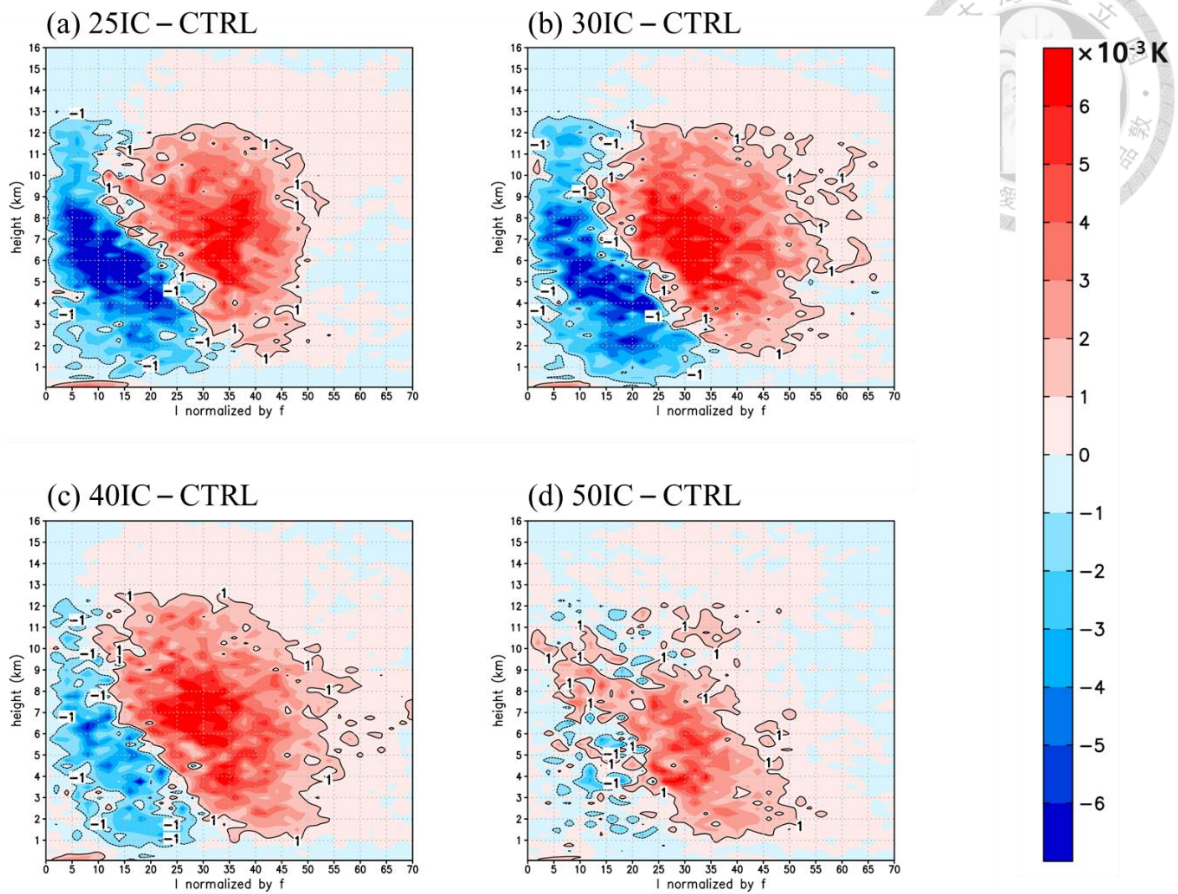


圖 4.21 所有增強速率較控制組實驗(CTRL)快之敏感性實驗與 CTRL 於 1.5 倍最大風速半徑(RMW)內非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布差異，從模式時間 36 h 累計至 48 h，由(a)~(d)依序為 25IC、30IC、40IC、50IC 與 CTRL 之加熱差異，亦為圖 4.20(e)~(h)分別與圖 4.20(a)相減之結果。

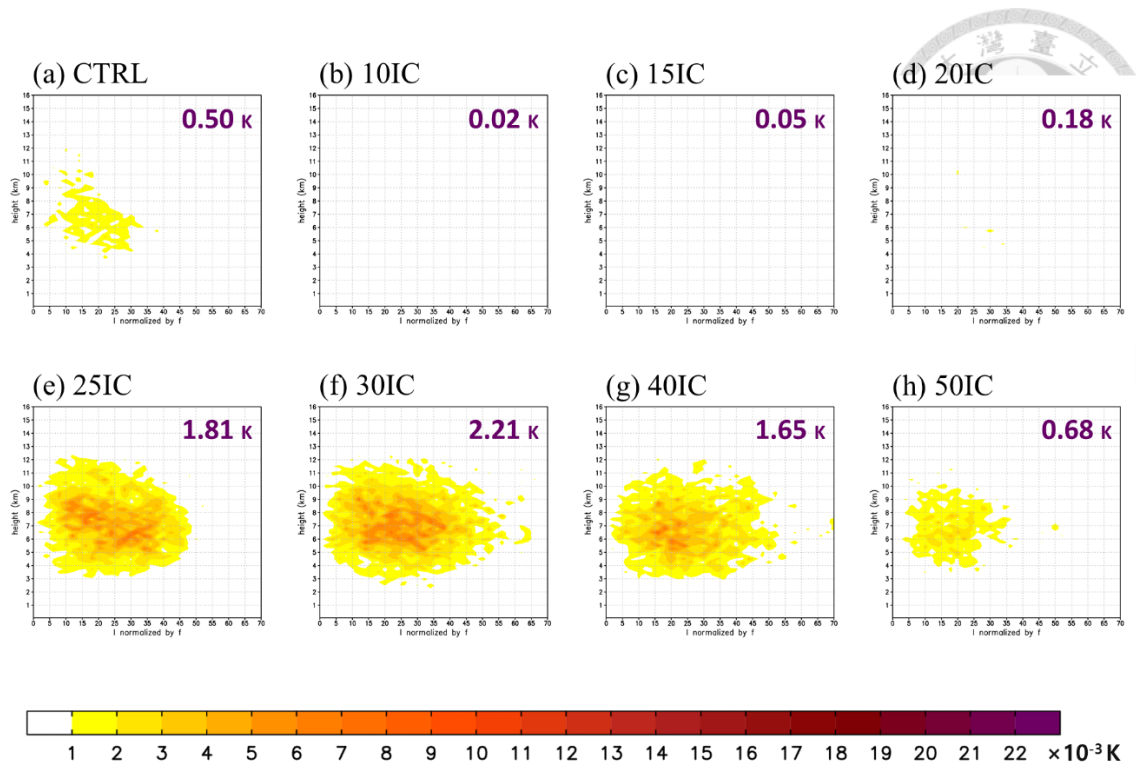


圖 4.22 圖說同圖 4.20，但為對流爆發(CB)之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。

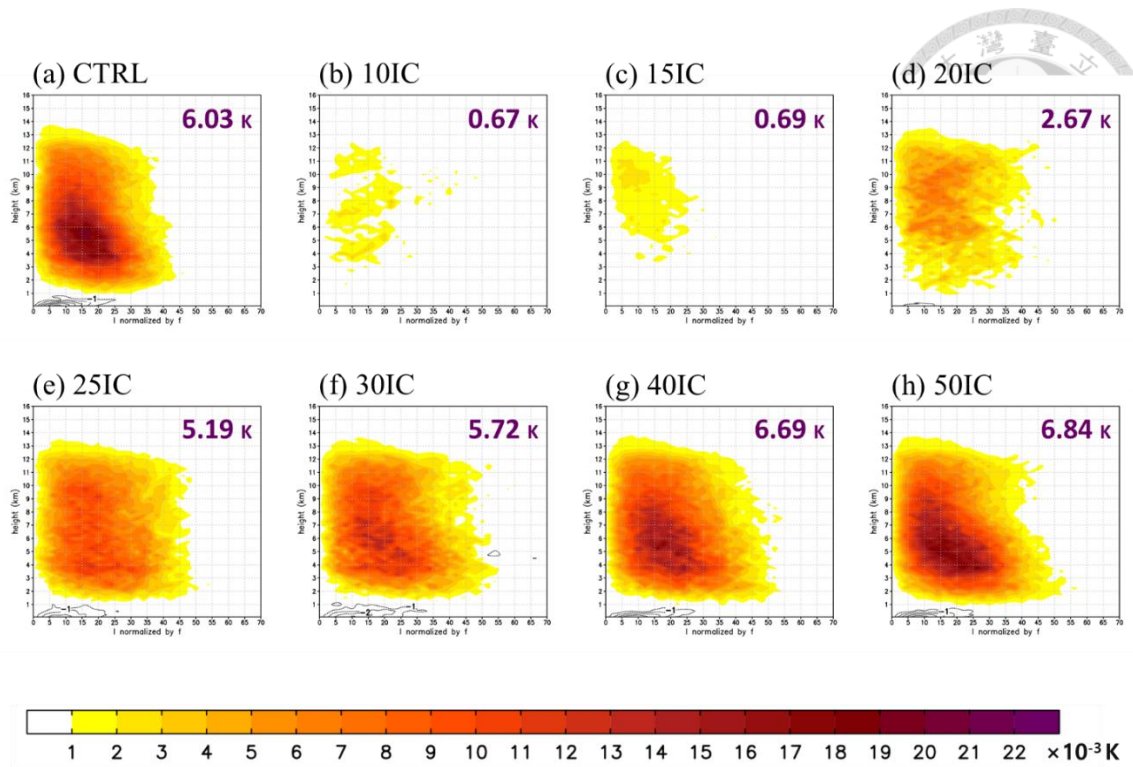


圖 4.23 圖說同圖 4.20, 但為積雲(CC)之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。

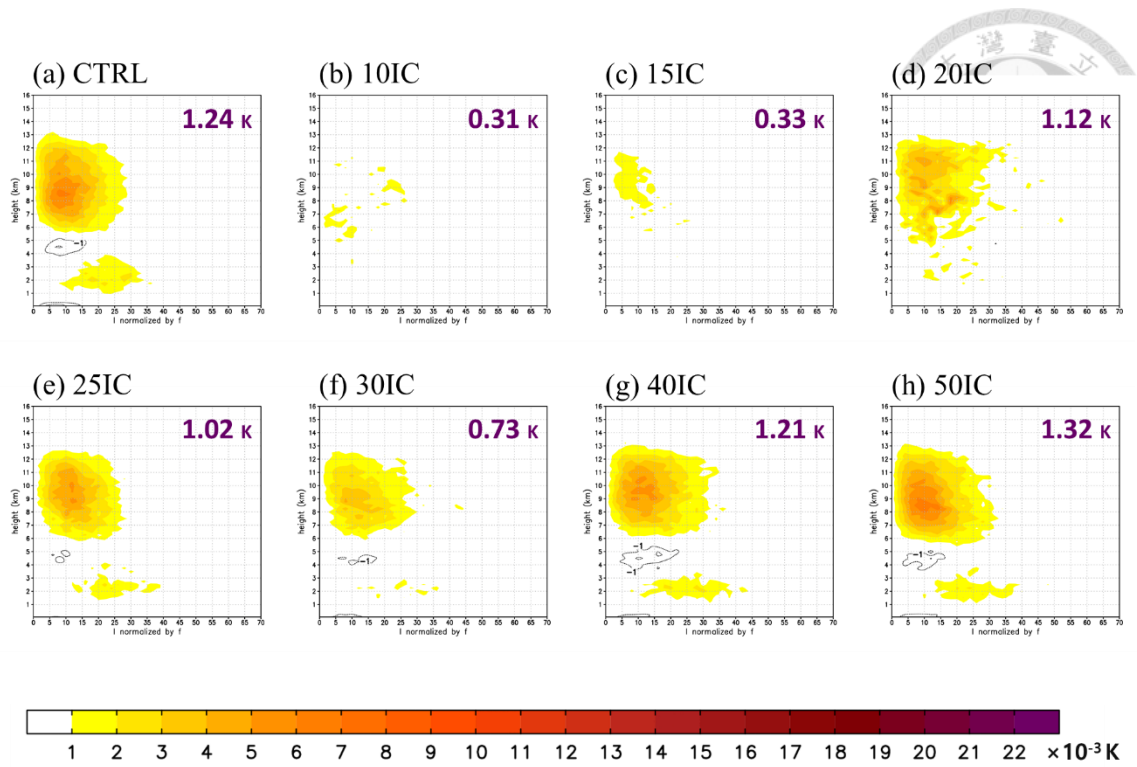


圖 4.24 圖說同圖 4.20，但為層雲(SC)之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。

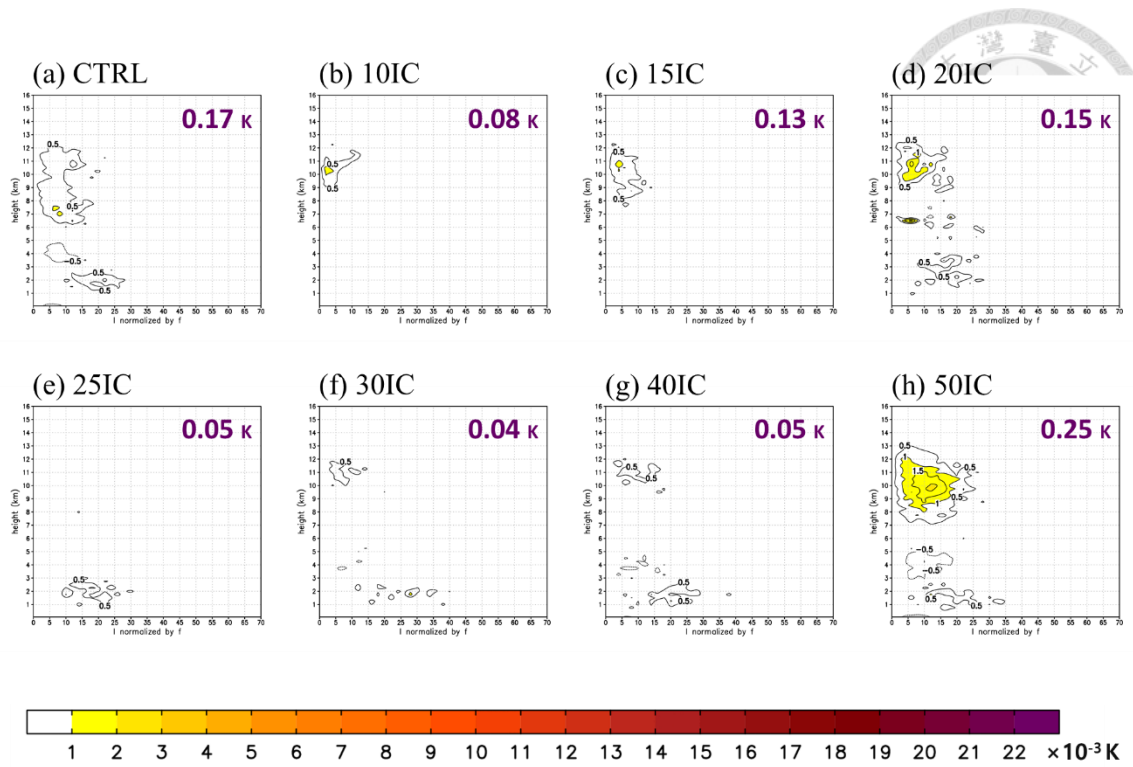


圖 4.25 圖說同圖 4.20，但為其它雲種之非絕熱作用隨高度(縱軸)及慣性穩定度(橫軸)的分布。另外補充之等值實線為非絕熱加熱(與色階相同)，間隔為 $0.5 \times 10^{-3} \text{ K}$ 。

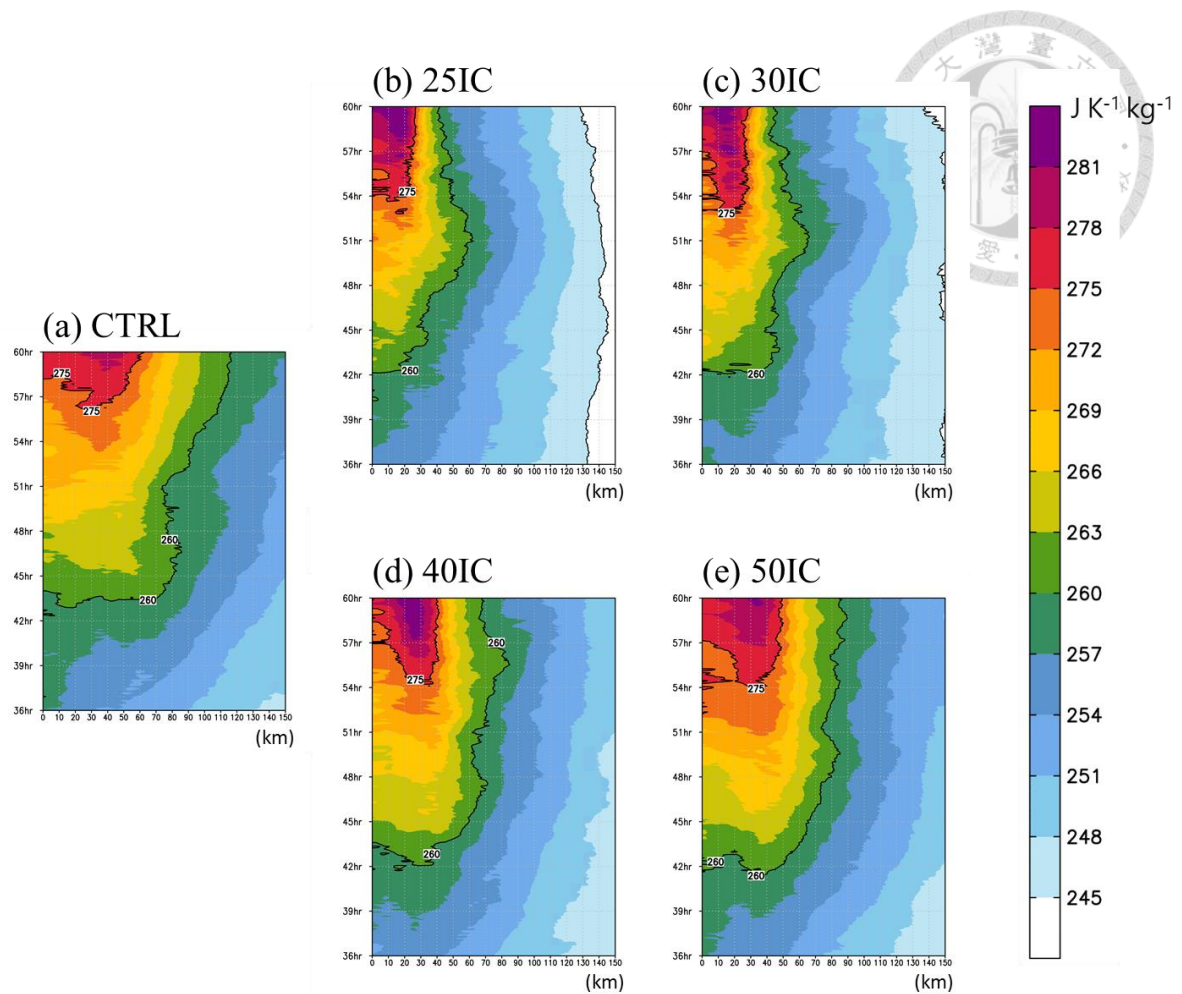


圖 4.26 所有經歷過快速增強的實驗之時間 - 半徑分布哈莫圖(Hovmöller diagram)，由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。色階及等值線皆為 0 - 16 公里垂直平均濕熵，等值線間距為 $15 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 。

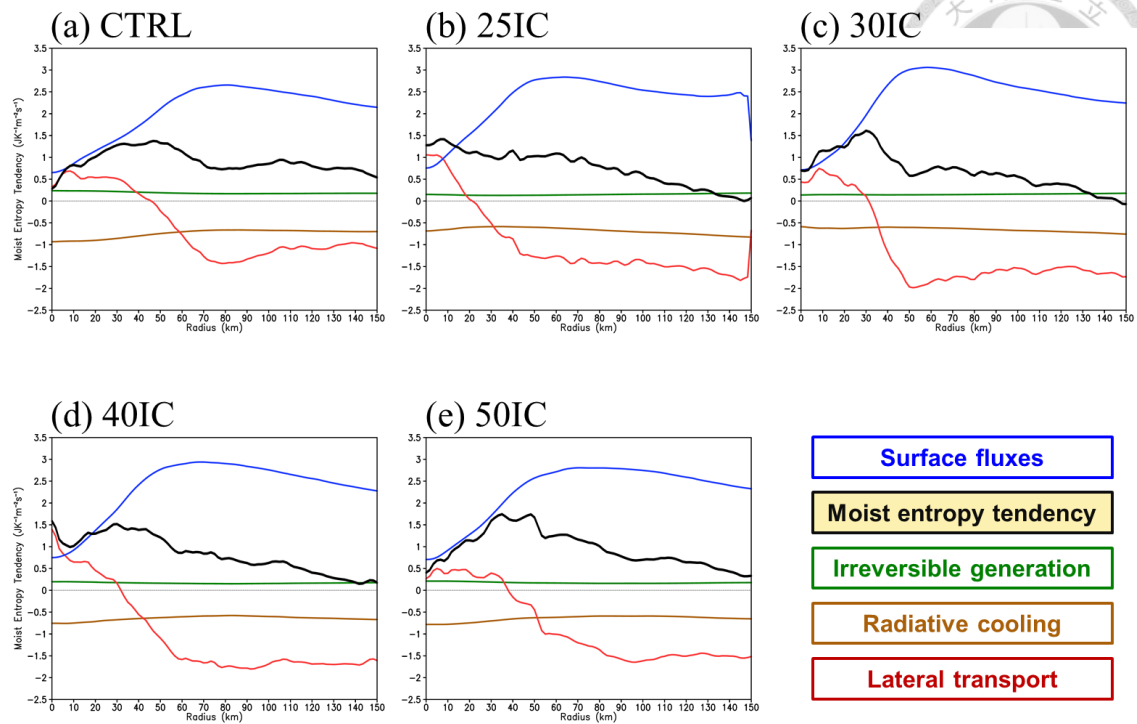


圖 4.27 所有經歷過快速增強的實驗之濕熵收支，為軸對稱平均之結果，由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。各圖之藍線、黑線、綠線、棕線、紅線分別為海表熱通量項(SF)、總體濕熵趨勢、不可逆熵增生項(IG)、輻射冷卻項(RC)、側邊輸送項(LT)，橫軸為半徑，縱軸為濕熵趨勢。

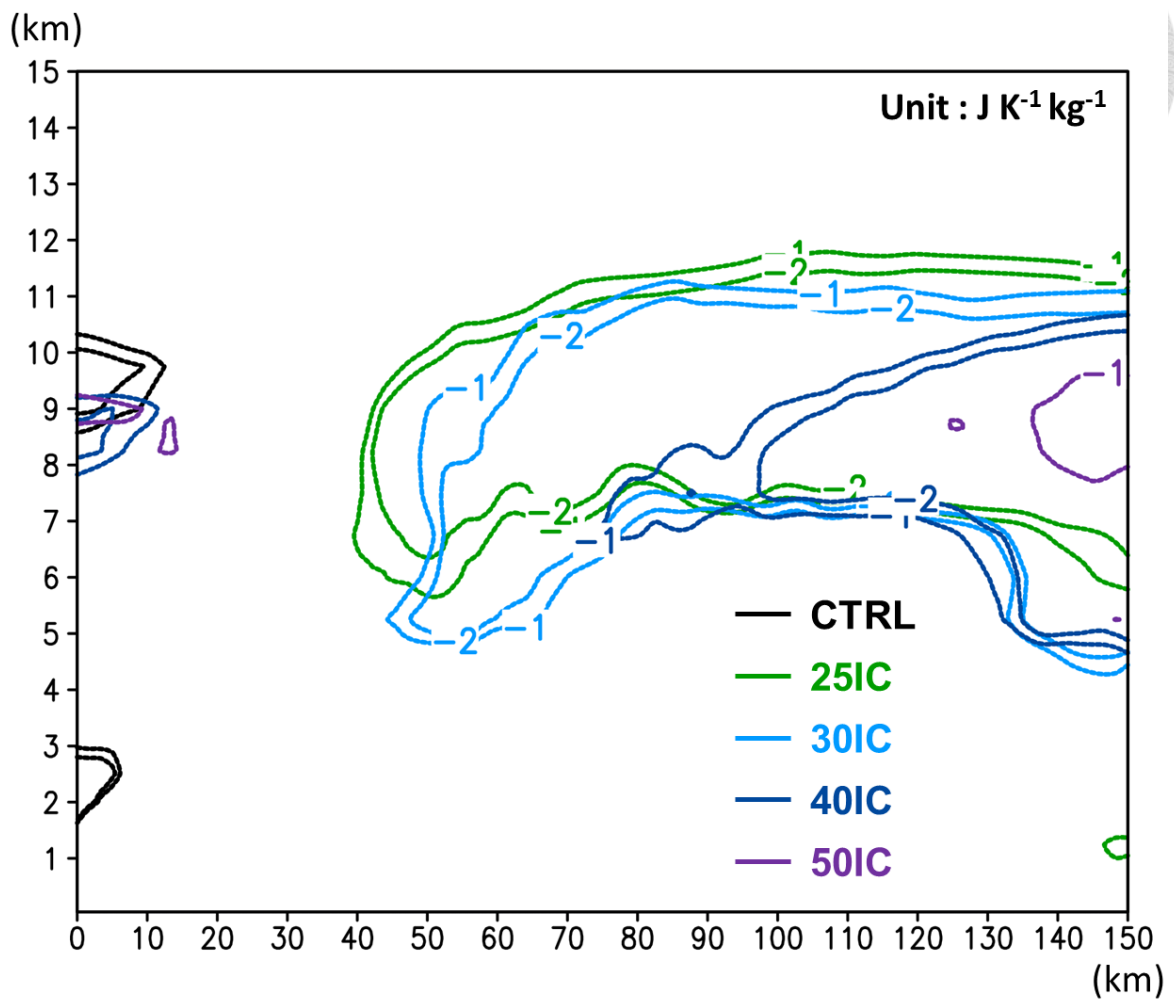


圖 4.28 所有實驗於模式時間 48 h 與 36 h 之軸對稱濕熵差異隨半徑及高度的變化。黑線、綠線、藍線、深藍線、紫線分別為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。

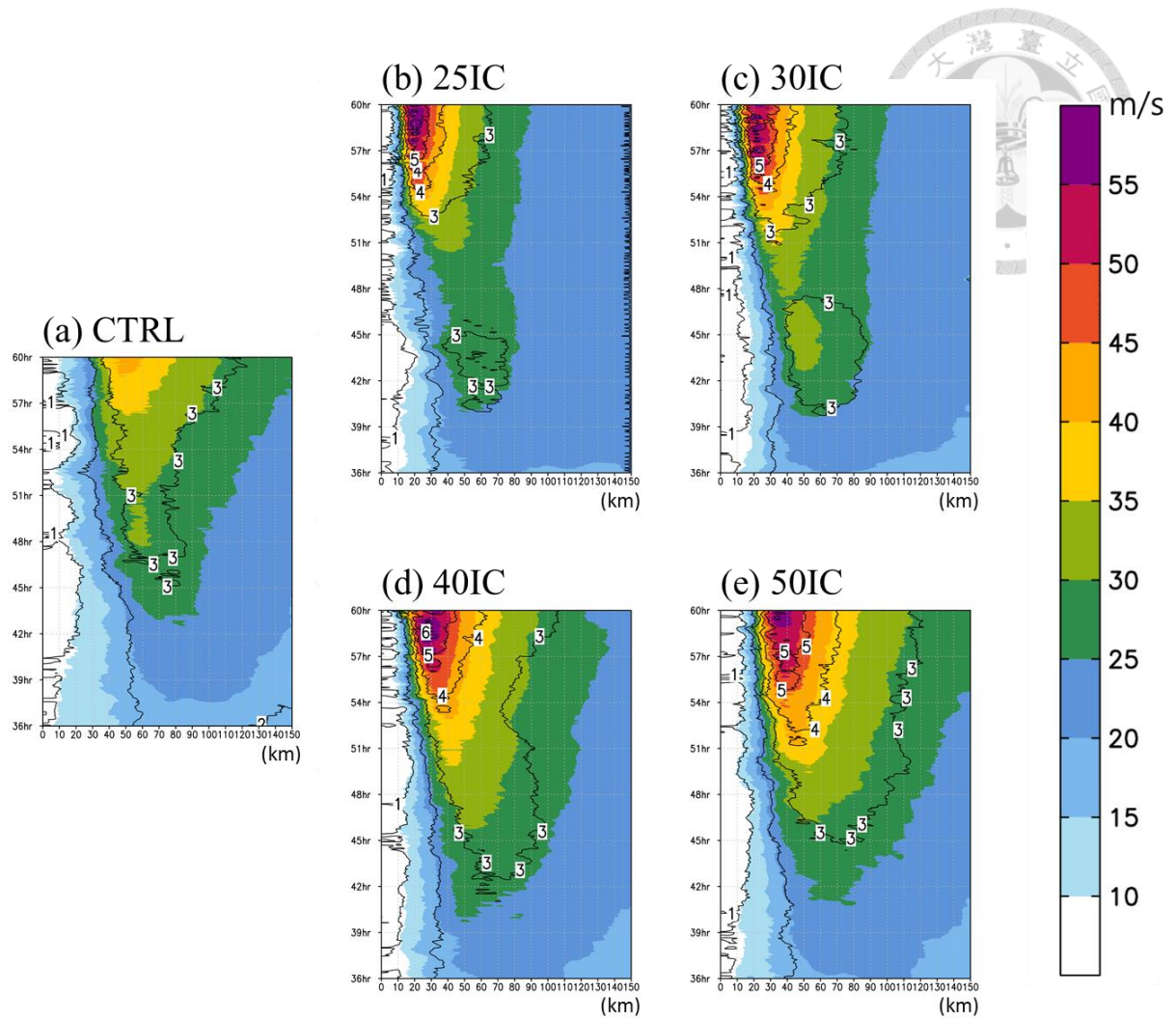


圖 4.29 所有實驗於模式最底層(高度 50 公尺)之時間 - 半徑分布哈莫圖 (Hovmöller diagram)，色階及等值線分別為軸對稱平均切向風及海表濕熵通量，由 (a) ~ (e) 依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。

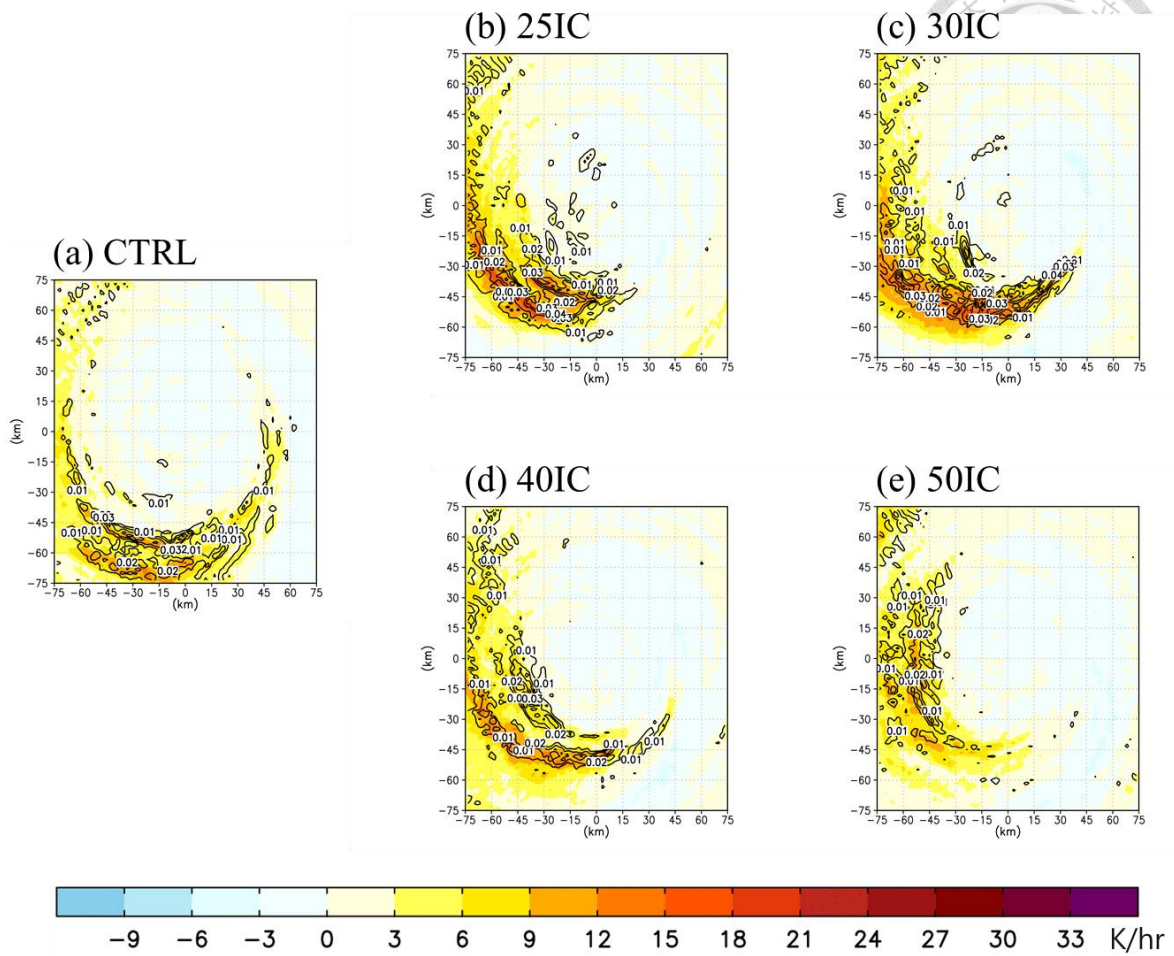


圖 4.30 所有實驗於模式時間 36 - 48 h 時間平均之高度 3 公里與 0.5 公里的非絕熱作用差異(色階, 單位為 K hr^{-1})及因此產生於高度 1 - 2 公里的平均渦度(等值線, 單位為 s^{-1})水平分布, 由(a) ~ (e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。

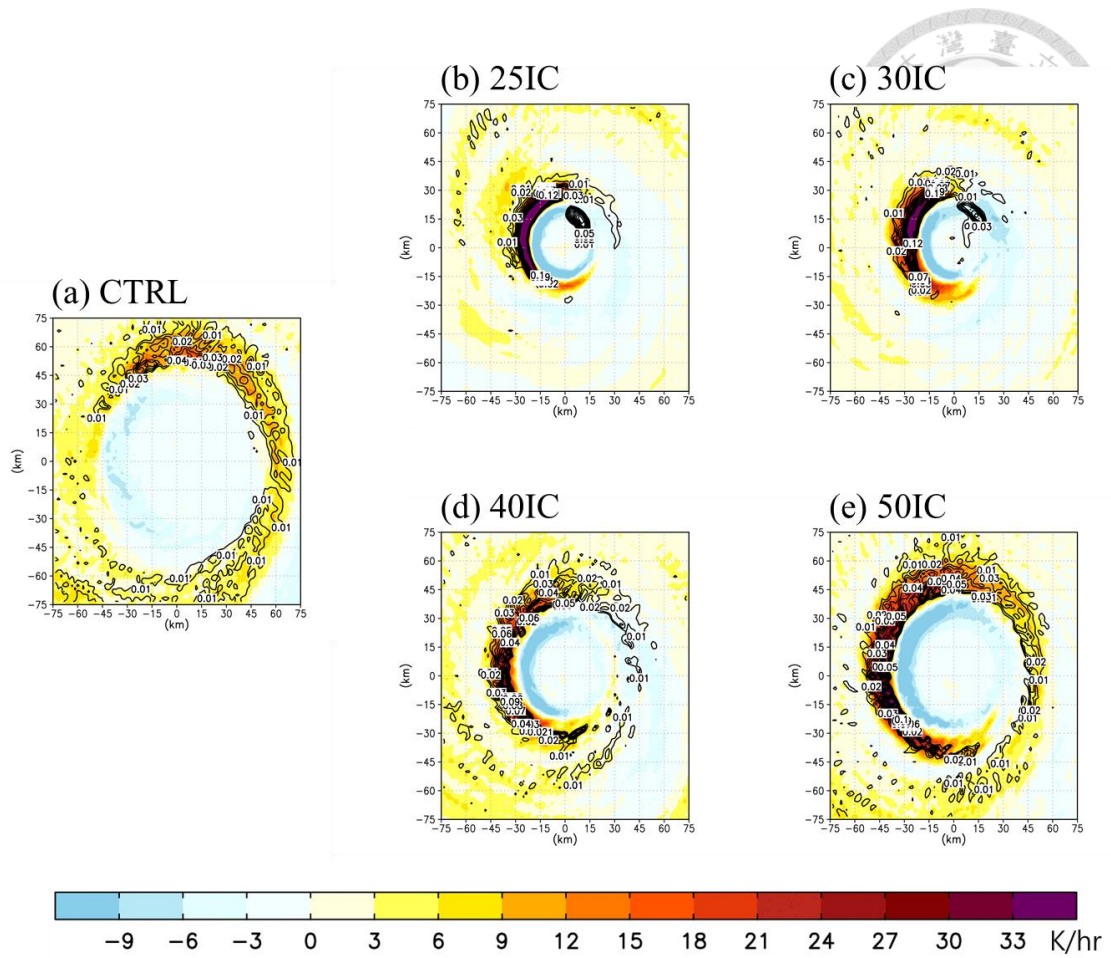


圖 4.31 圖說同圖 4.30，但為模式時間 48 - 60 h 時間平均。

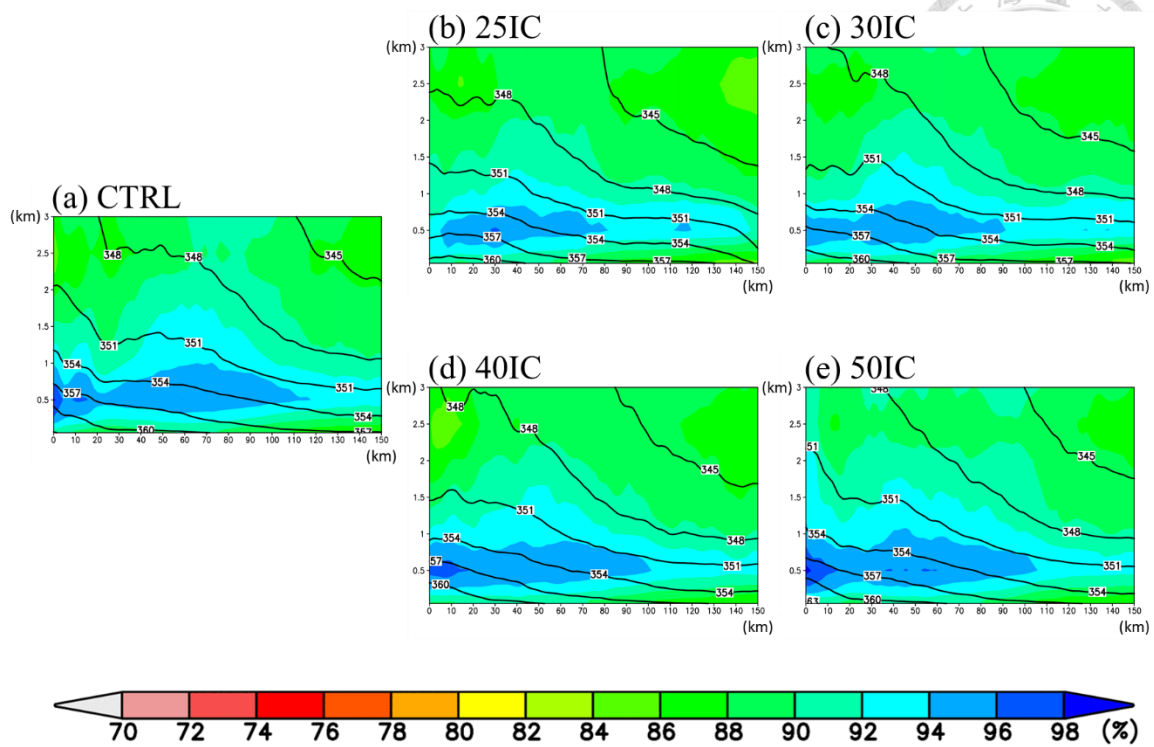


圖 4.32 所有實驗於模式時間 36h 之軸對稱平均相對濕度(色階, 單位為%)以及相當位溫(等值線, 單位為 K)隨半徑及高度的變化, 由(a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。

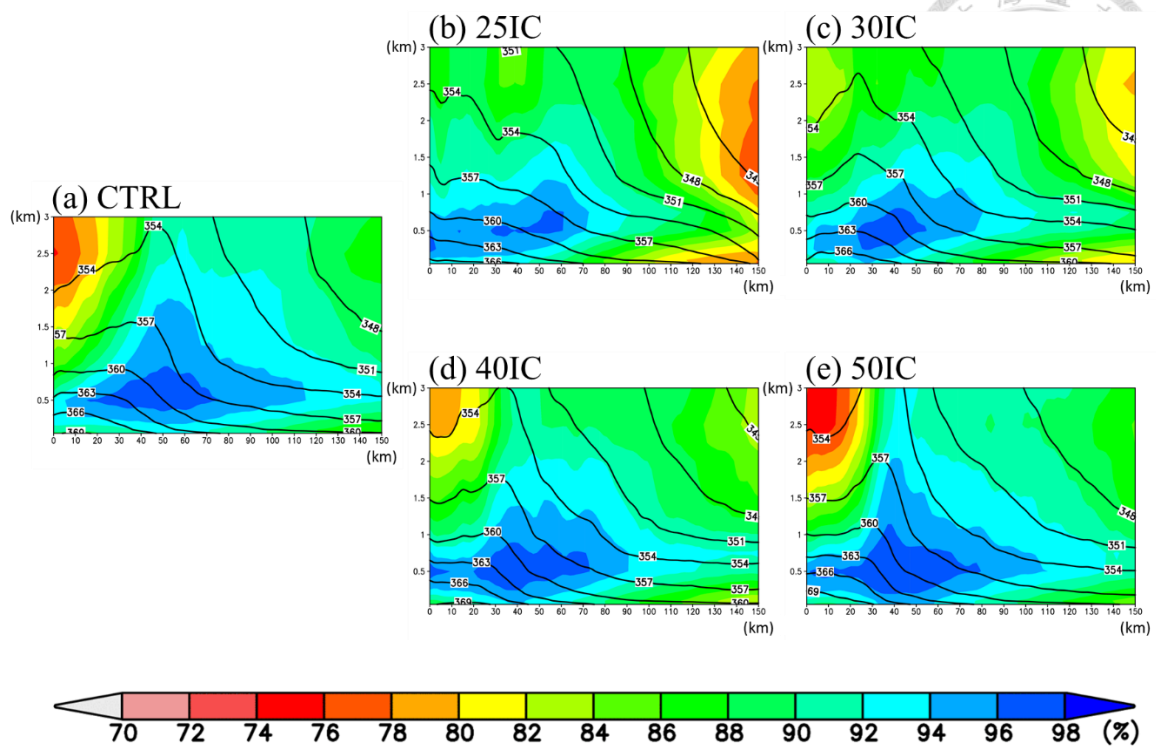


圖 4.33 圖說同圖 4.32，但為模式時間 48 h。

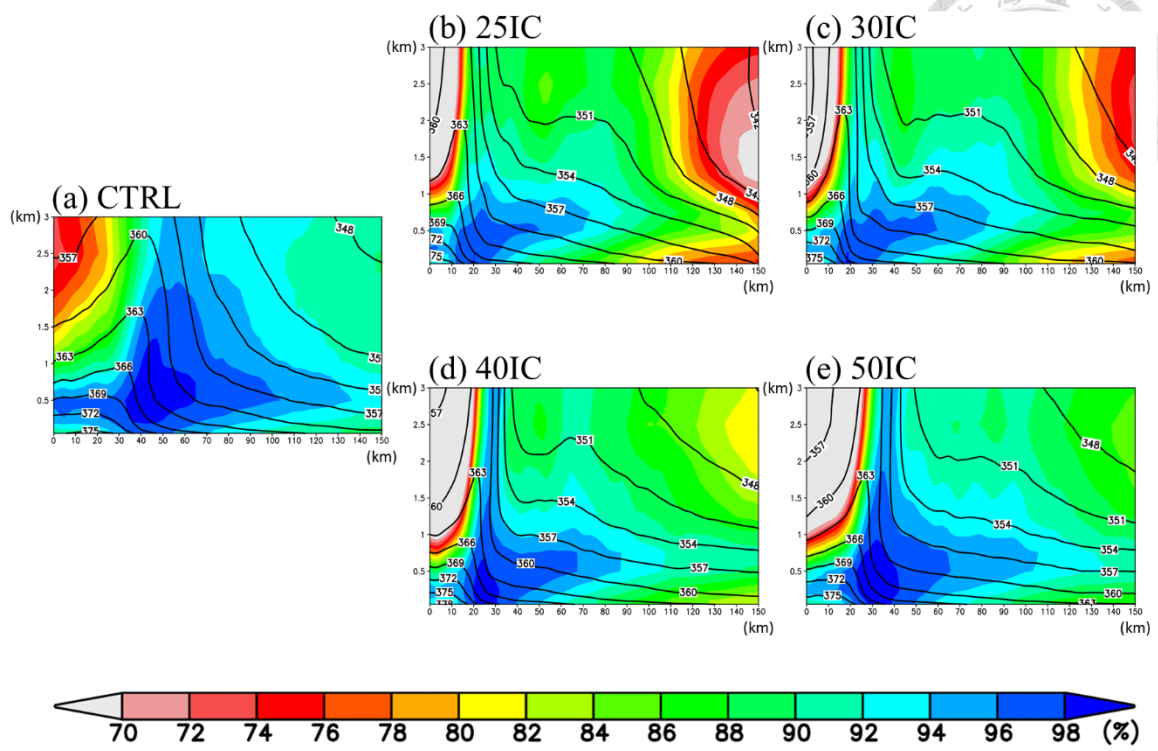


圖 4.34 圖說同圖 4.32，但為模式時間 60 h。

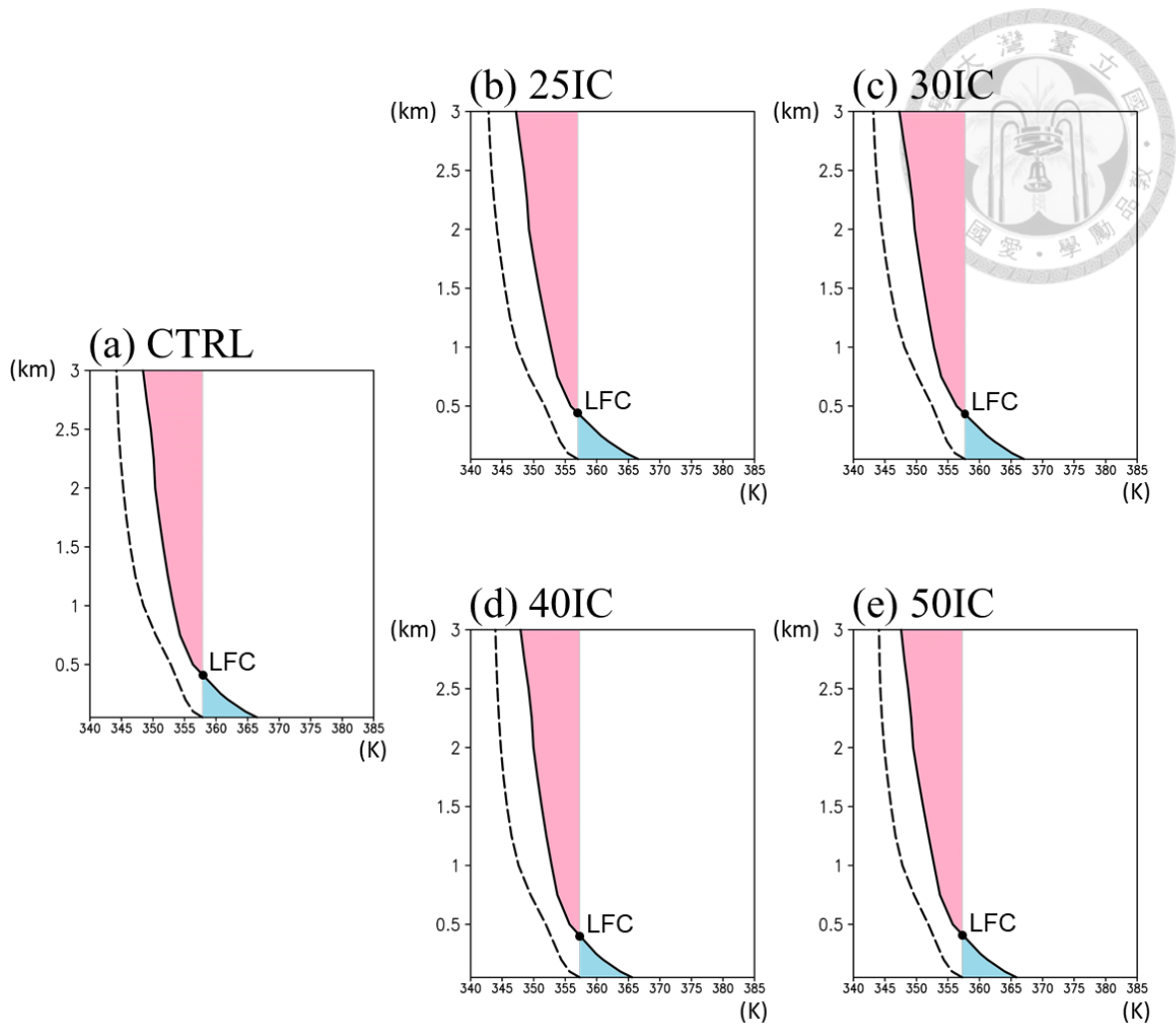


圖 4.35 所有實驗於模式時間 36 h、高度 3 公里以下之探空圖，為半徑 100 - 150 公里平均之相當位溫(黑色粗虛線)及飽和相當位溫(黑色粗實線)隨高度的變化，由 (a)~(e)依序為 CTRL、25IC、30IC、40IC、50IC。灰色細直線為地面空氣塊於假絕熱過程中舉升之軌跡，亦即相當位溫保守，藍色及紅色面積代表對流抑制能(CIN)以及高度 3 公里以下之對流可用位能(CAPE)的大小，黑點代表自由對流高度(LFC)。

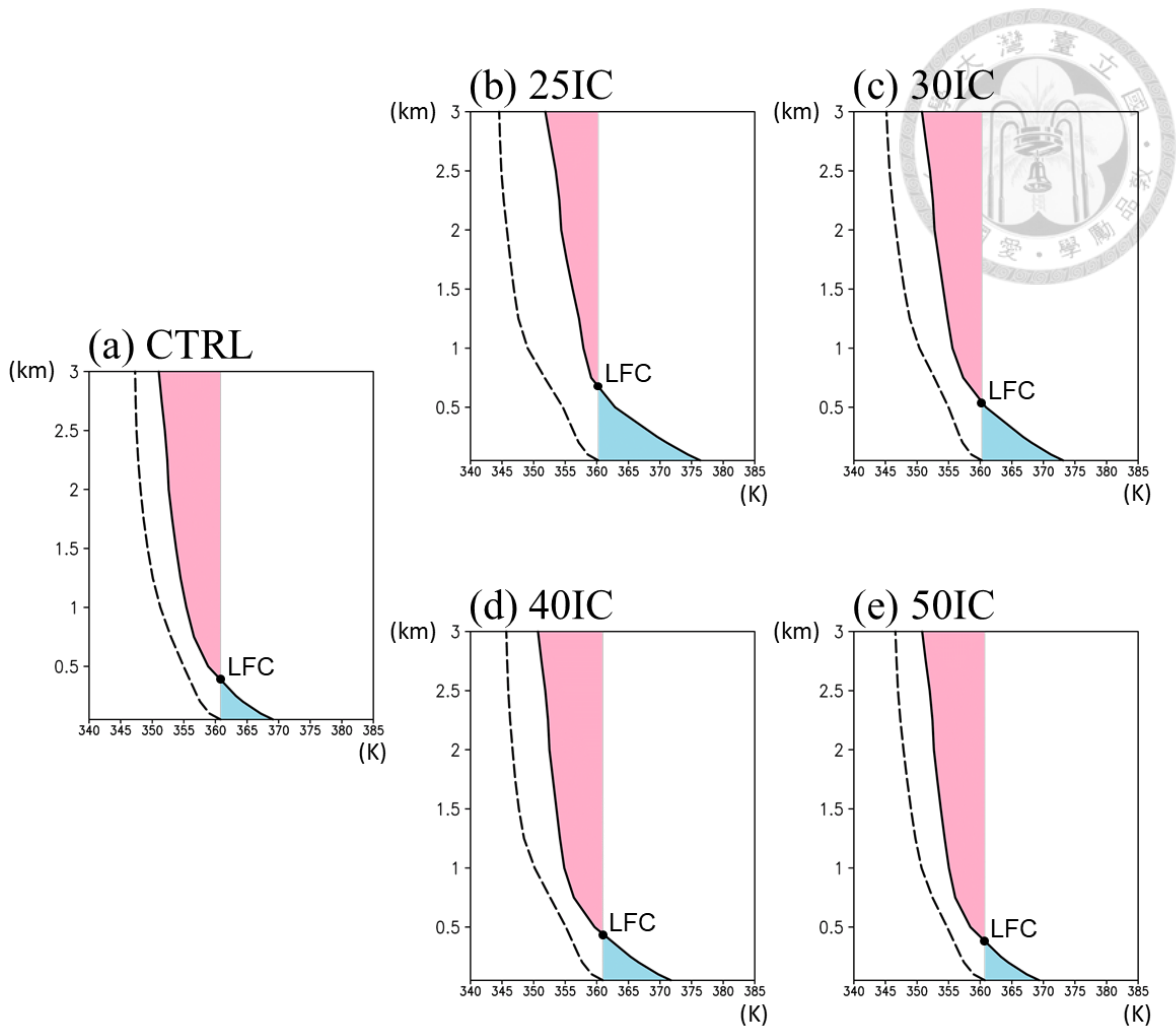


圖 4.36 圖說同圖 4.35，但為模式時間 48 h。

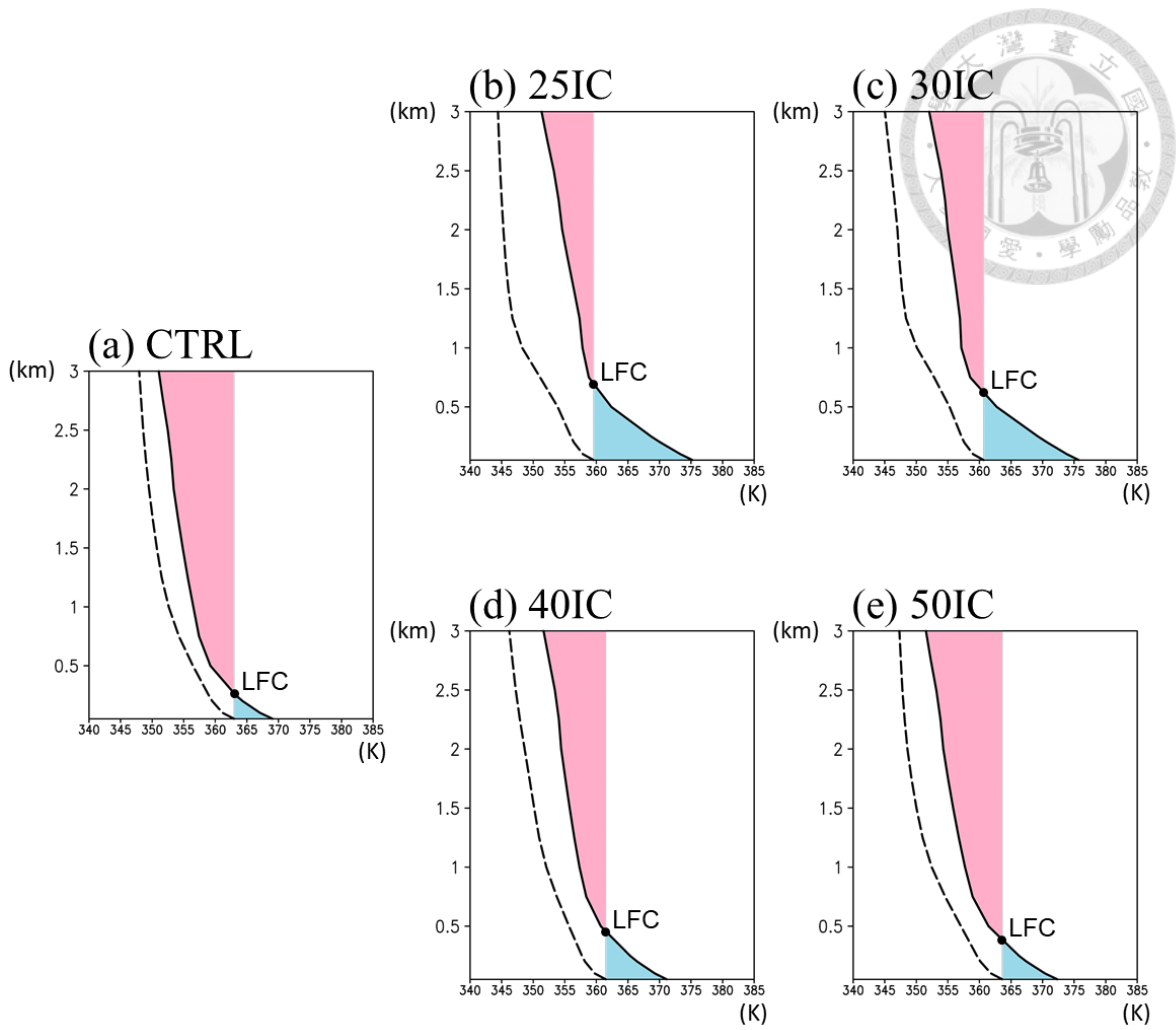


圖 4.37 圖說同圖 4.35，但為模式時間 60 h。

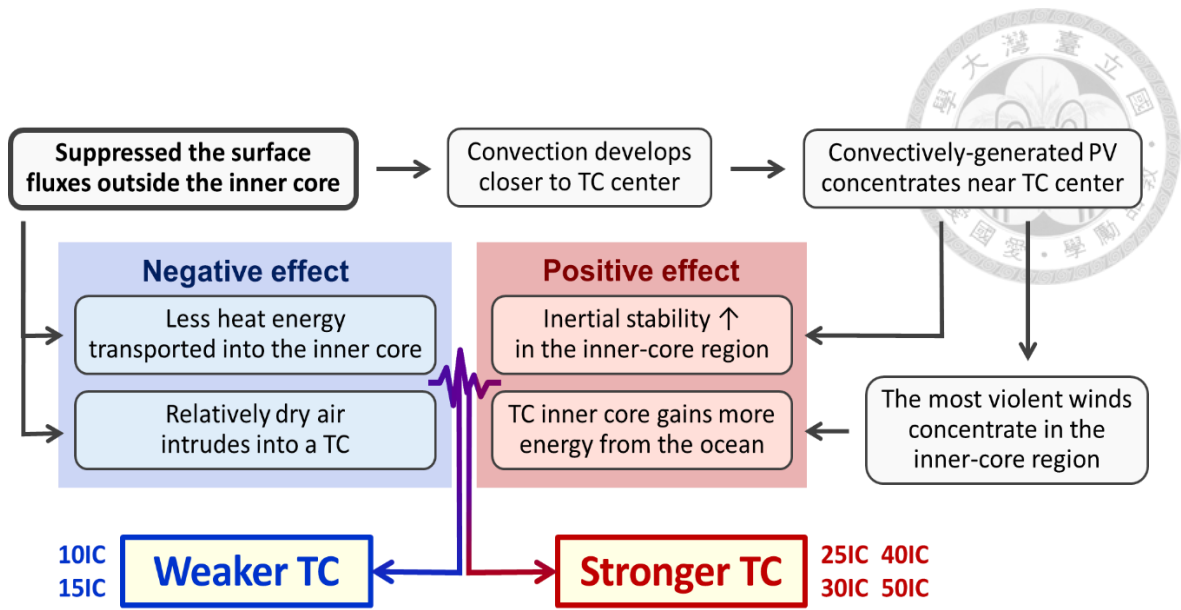


圖 5.1 限制海表熱通量對於颱風增強的正貢獻及負貢獻示意圖。