

快速增強與緩慢增強颱風的雲微物理特徵與降雨類型 之比較研究

黃詣軒^{1,2} 楊明仁*¹

¹ 國立臺灣大學大氣科學系 ² 交通部中央氣象署科技發展組

(中華民國 112 年 12 月 12 日收稿；中華民國 113 年 4 月 1 日定稿)

摘 要

為了討論快速增強(Rapid Intensification; RI)和緩慢增強(Slow Intensification; SI)颱風之間的降雨類型和雲微物理特徵的差異此，我們分析 SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) 衛星酬載儀器反演的冰水路徑(Ice Water Path; IWP)、雨水路徑(Rain Water Path; RWP)及紅外頻道的亮度溫度(Brightness Temperature)，並進行 WRF (Weather Research and Forecasting)模式的數值模擬，以討論 RI 和 SI 颱風間的降雨類型和雲微物理特徵之差異與其演變比較。

從 SSMIS 觀測資料中，我們發現在 2 倍最大風速半徑 (RMW) 範圍內，RI 颱風的 IWP 與 RWP 量值在增強開始前 12 小時後會大於 SI 颱風的對應量值。且在增強開始前 12 小時和增強開始後的 12 及 24 小時，IWP 和 RWP 量值在 2 倍 RMW 範圍內，RI 颱風的 IWP/RWP 量值顯著多於 SI 颱風的量值，而且此差異達到 95%信心水準。紅外頻道的亮溫資料指出，在增強前 12 小時，颱風 3 倍 RMW 內的區域之 RI 颱風個案的亮溫低於 SI 颱風個案，並於增強開始後 2 倍 RMW 內，多數區域 RI 颱風紅外的亮溫顯著低於 SI 颱風的量值(達到 95%信心水準)，尤其是在上風切處格外顯著。

在 SSMIS 衛星觀測與 WRF 模擬結果中，我們發現於颱風增強開始前，IWP 和 RWP 在下風切處的量值大於上風切處的量值，其中又以 Downshear Left (DL)象限的量值最大。在 RI 開始後，Upshear Left (UL)象限中的 IWP 和 RWP 逐漸增大，但是 SI 的颱風並沒有出現類似的演變。同時我們發現，RI 颱風個案在其 RI 正要開始前，IWP 與 RWP 及對流有發生快速減弱的情形。在 WRF 控制組模擬 RI 和 SI 颱風個案的降水類型差異比較中，我們發現在進行分析的大多數時段中，RI 颱風個案中 DL 和 UL 象限的深對流 (Deep Convection; DC) 和中等對流 (Moderate Convection; MC) 的比率大於 SI 颱風個案的比率。此外，不論 RI 或 SI 的颱風個案其上風切處的層狀降水(Stratiform; ST)面積，均在增強(RI 或 SI)開始的前後時間有逐漸增加的情形。

關鍵詞：快速增強、緩慢增強、冰水路徑、雨水路徑、颱風、降雨類型

* 通訊作者：楊明仁，E-mail: mingjen@as.ntu.edu.tw

一、緒論

一般而言，颱風的強度演變往往受到其所處之環境與其本身內部動力因素的影響。許多的大氣環境條件皆會影響到颱風強度，例如颱風所處的環境垂直風切、海表溫度、海洋熱焓量或是環境的水氣量等 (Kaplan and DeMaria 2003; Emanuel et al. 2004; Kaplan et al. 2010)。正壓不穩定度與眼牆動力等此類颱風內部動力機制亦會對於颱風強度有一定程度的影響 (Montgomery and Kallenbach 1997; Schubert et al. 1999; Hendricks et al. 2010)。上述之環境與颱風內部動力因素很大程度地影響了颱風內部潛熱釋放的量值與位置，進而影響到颱風的增強過程。

Kaplan and DeMaria (2003) 統計大西洋颶風的強度變化，並根據颱風風速在 24 小時內之 10 米風變化(ΔV)分類颱風之增強速率，定義颱風在 24 小時內最大風速增強超過 30 節(knot; kt)為颱風快速增強之閾值。後人研究進一步將颱風增強速率分為四等級，分別為快速增強 (Rapid Intensification, RI; $\Delta V > 30$ kt)、緩慢增強 (Slow Intensification, SI; $10 \text{ kt} < \Delta V < 30$ kt)、無顯著變化(Neutral, NT; $-10 \text{ kt} < \Delta V < 10$ kt)及減弱(Weakening, WK; $\Delta V < -10$ kt)等級(Fischer et al. 2018; Shi and Chen 2021)。

Yanai et al. (1973) 指出在對流系統的

上升運動處，水氣的凝結與潛熱的釋放是同時發生的，且潛熱釋放量與水氣凝結量成正比。潛熱的釋放與颱風的增強、降水生成間的關係更是直接受到颱風內部雲微物理過程所影響 Lord et al. 1984; Wang et al. 2020; Homeyer et al. 2021)。然而，幾乎沒有任何觀測儀器可以直接觀測到颱風內部潛熱釋放的情形，這就限制了我們對於颱風內部結構認知與對於颱風強度變化預測的能力(Cecil and Zipser 1999; Nolan et al. 2019)。Wu et al.(2021)透過 WRF (Weather Research and Forecasting)模式的數值模擬，發現在颱風系統中，中高對流層內之潛熱釋放與冰水含量間具有強烈的相關性，此結果指出我們可以藉由觀測冰水含量間接得知潛熱釋放的量值。

颱風的增強速率與颱風中心周遭對流的分佈與組織性有明顯相關，觀測分析亦指出颱風所處環境之垂直風切的方向與大小與對流的切向分佈有高度相關。過去許多研究依據環境垂直風切向量的指向，將颱風依據垂直風切的上下側及左右側分為四象限，用以探討不同增強速率颱風的相關背景環境條件與熱力及動力參數，討論其在空間中的分佈及其隨時間演變的情形。(Shi and Chen 2021; Richardson et al. 2022)

垂直風切會使得颱風對流呈現 wave number 1 的結構特徵 (Frank and Ritchie 1999; Corbosiero and Molinari 2002,2003;

Wingo and Cecil 2010; Hence and Houze 2011; DeHart et al. 2014; Alvey III et al. 2020; Richardson et al. 2022), 亦即在下風切處對流被增強, 而在上風切處的對流被抑制。有鑑於垂直風切對於颱風的結構以及強度有著深遠的影響, 因此相當值得我們進一步探討: 在具風切環境下的颱風, 其他因素會如何阻礙或是促進颱風快速增強(RI)現象的發生呢?

Alvey et al. (2020) 過模式系集預報以分析 RI 颱風個案, 他們透過模擬的雷達回波將降水類型分成深對流(convective)、濃積雲(congestus)、層狀降水(stratiform)、無降水(nonprecipitating)以及砧狀雲(anvil)等類型。他們發現當颱風的中高層中心與低層的中心對齊(aligned)後, 發生 RI 的系集成員其上風切處大氣逐漸增濕, 且其層狀降水與砧狀雲的比例亦逐漸上升; 然而沒發生 RI 的系集成員則無此現象。

Liu et al. (2022) 則透過 Himawari-8 衛星所反演的資料, 針對不同強度與不同增強速率下的颱風環流內之雲參數與降水參數進行統計分析。他們發現發生 RI 的颱風中心周遭具有高比例的深對流並伴隨著低亮溫, 且同時具有較高瞬時降雨率及較大的雲光學厚度。在颱風強度較弱 (≤ 64 kts) 的時候, RI 颱風其雲頂高度、瞬時降雨率及光學厚度相較於 Non-RI 颱風來得較大, 特別是在颱風內核處 (≤ 3 RMW)格外顯著。然而在颱風已發展到較強階段時 (>64

kts), RI 颱風與 Non-RI 颱風間的差異則不顯著。這顯示當颱風強度較弱時, 藉由衛星觀測相關的雲與降水參數分析, 可以預測颱風未來是否會快速增強。

二、研究方法

(一) 衛星資料處理與介紹

SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder) 是一款搭載在美國國防氣象衛星計畫 (Defense Meteorological Satellite Program; DMSP) 中的繞極軌道衛星系列之微波輻射儀。DMSP 共有 F16、F17、F18 及 F19 四顆衛星, 當中前三者到 2023 年底仍在正常作業中, 其掃描寬度約 1700 km。其輻射儀共有 24 個頻道, 接收頻率介於 19 至 183 GHz, 藉由接受自然界發射出的微波訊號, 以反演推估大氣中的可降水量、水相粒子、冰相粒子、及海冰等物理量。

人們藉由大氣中不同氣體在不同頻道具有不同反射率及透射率的特性, 來反演推估許多微波遙測的參數。例如 91 GHz 的頻道, 其主要受到冰晶散射的影響, 不僅可以用來反演冰晶含量, 亦可用來評估降水量。另外例如 37 GHz 頻道, 其對於雲中含水量具有較高的敏感度, 其可以協助我們推估大氣中的降雨量與降雪量等雲微物理資訊。

本研究使用 GPM (Global Precipitation Measurement) 團隊利用

SSMIS 衛星觀測資料所反演之冰水路徑 (Ice Water Path; IWP) 資料與雨水路徑 (Rain Water Path; RWP) 資料 (GPM Science Team 2016) 進行分析，資料空間解析度為 $12\text{ km} \times 12\text{ km}$ ，資料時間輸出則為每 3 小時一筆。

本研究除了使用微波頻道所反演之 IWP 及 RWP 資訊外，亦使用 NCEP、NOAA/CPC 及 GPM 研究團隊反演與維護的紅外波段的亮溫資訊進行分析。由於本研究之颱風個案位於西北太平洋區域 (颱風個案落在北緯 5 至 30 度間與東經 110 至 170 度)，颱風個案之時間位於 2012 年至 2021 年之間，因此 2015 年 7 月前之個案紅外亮溫之資料取自 MTSAT (Multi-functional Transport Satellite) 衛星，而 2015 年 7 月後之資料則來自 Himawari-8 衛星。為了方便比較，原本較高時空解析度的 Himawari-8 衛星資料降為與 MTSAT 資料的時空解析度相同，其空間解析度皆為 $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ ，時間輸出皆為每 30 分鐘一筆資料。

本研究針對 5 個時間點進行合成分析，分別為颱風增強前 24 小時 (RI/SI-24 h)，增強前 12 前小時 (RI/SI -12 h)、增強開始 (RI/SI onset)、增強後 12 小時 (RI/SI +12 h)、及增強後 24 小時 (RI/SI +24 h)；在每個時間點，分別選擇 10 個衛星有掃描到的颱風個案 (即在 5 個時間點衛星資料取樣時間都有 IWP、RWP、及紅外線亮溫資

料)，進行合成分析。囿於繞極衛星數量及其掃描寬度的限制，颱風被掃描到的時間較不固定，所以並非每個颱風在上述五個時間點皆能獲得 IWP、RWP、及紅外亮溫的資訊。因此在合成衛星資料時，我們需要從多於 10 個颱風的個案中挑選 10 個颱風進行合成。RI 颱風是從 12 個 RI 颱風中挑選有被掃描到 10 個颱風；不巧的是本研究中 SI 颱風個案被掃描到的次數較少，因此需自較多的颱風個案 (16 個) 挑出 10 個颱風進行合成，挑選的個案如表 1 所示。

本研究所選用颱風個案皆處於西北太平洋，在篩選颱風個案時我們濾除在 RI 或 SI 前後 24 小時有登陸的個案，以避免颱風與陸地產生交互作用使得登陸過程影響到分析結果。同時在 RI 或 SI 前後 24 小時，我們要求颱風中心所處緯度不超過北緯 30 度，以避免颱風與中緯度系統發生交互作用，造成颱風的溫帶轉換 (Extratropical Transition; ET) 而影響到分析結果。最後本研究亦僅挑選該颱風生命週期內第一次發生 RI 或是 SI 的個案，以避免其過去的颱風強度變化過程對於後續強度變化造成影響，以確定影響同類型增強速率個案之分析一致性。

(二) 颱風路徑強度與最大風速半徑

本研究採用 IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship) 所提供的颱風資訊，當中西北太平洋之資

表 1: SSMIS 衛星合成 RI 及 SI 颱風個案列表。由左至右排序，第一行為颱風之中文譯名及英文名稱及其活躍年份，第二行為其生命期內單日最大增強速率，第三行則為其生命期內最高十米風值。

RI case(12)	ΔV lifetime max(kts)	V_{max} lifetime(kts)	SI case(16)	ΔV lifetime max(kts)	V_{max} lifetime(kts)
黃蜂 VONGFONG(2014)	65	155	艾維尼 EWINIAR(2012)	15	55
哈格比 HAGUPIT(2014)	65	155	卡努 KHANUN(2012)	15	55
鸚鵡 NURI(2014)	75	155	潭美 TRAMI(2013)	20	75
蘇迪勒 SOUDELOR(2015)	55	155	雅吉 YAGI(2013)	20	55
天鵝 GONI(2015)	60	120	北冕 KAMMURI(2014)	20	55
茉莉 MELOR(2015)	60	125	彩雲 CHOIWAN(2015)	15	70
瑪麗亞 MARIA(2018)	75	145	巴威 BAVI(2015)	15	50
哈隆 HALONG(2019)	73	165	燦樹 CHANTHU(2016)	20	60
利奇馬 LEKIMA(2019)	50	135	莫柏 MERBOK(2017)	15	45
天鵝 GONI(2020)	75	170	蘇拉 SAOLA(2017)	25	65
蒲公英 MINDULLE(2021)	68	144	珊珊 SHANSHAN(2018)	25	80
蘇力基 SURIGAE(2021)	60	165	塔巴 TAPAH(2019)	20	65
			白鹿 BAILU(2019)	15	60
			范斯高 FRANCISCO(2019)	20	80
			巴威 BAVI(2020)	25	100
			閃電 ATSANI(2020)	15	50

訊採用美國海軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center; JTWC)所提供的最佳分析(best track)資料。其資料為每 3 小時一筆，當中包含颱風定位、最大平均風

速及最大暴風半徑(Radius of Maximum Wind; RMW)等資訊。因為 DMSP 繞極軌道衛星掃描到颱風的時間並非一定落在最佳分析提供的資料時間，因此會針對颱風

定位、最大平均風速及最大暴風半徑等資料進行時間上的線性內插，以接近衛星掃描當下時間點的颱風正確強度及定位資訊。

(三) 再分析資料與風切計算

為了計算颱風背景環境之垂直風切，本研究採用歐洲展期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) 之第五代再分析資料 (ECMWF Reanalysis version 5; ERA5) (Hersbach et al. 2020)，其資料時間輸出為 1 小時一筆，空間水平解析度為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。我們透過 ERA5 資料分別計算以颱風中心位置為同心圓中心，且相距中心 200 公里半徑至 800 公里半徑同心圓之 200 百帕及 850 百帕平均風場，再將 200 百帕風場減去 850 百帕風場，以此得到不同時間點的颱風所處環境之垂直風切大小與方向。

由於每個颱風的大小及風切向量有所差異，我們將所有氣象變數投影至以颱風中心為座標中心的極座標平面(如圖 3)下，分析 RI 及 SI 颱風其內核(3 倍 RMW 內)之空間及時間上的變化及其差異。我們同時也將 IWP 及 RWP 等資料隨著颱風個案的不同時間點之垂直風切向量，統一旋轉成東風風切(easterly wind shear)，即在風切向量相對座標(shear-relative framework)下進行比較分析。

同心圓左半側 (即風切向量所指之方向)即為下風切(downshear)處，而在下風切處風切向量左側之象限稱為 Down Shear Left (DL)象限，下風切處風切向量右側之象限稱為 Down Shear Right (DR)象限。在圖中同心圓右半側為上風切(upshear)處，而在上風切處風切向量左側之象限稱為 Up Shear Left (UL)象限，上風切處風切向量右側之象限稱為 Up Shear Right (UR)象限。

(四) WRF 模式設定

我們使用 WRF 模式 (Weather Research and Forecasting Model)分別針對 RI 與 SI 個案各模擬一颱風個案，其中選定的 RI 個案為 2021 年蘇力基颱風，選定的 SI 個案則為 2018 年珊珊颱風。由於這兩個颱風個案別在 RI 與 SI 前後一天內，衛星掃描到其內核之次數最多次，模擬之颱風初始大小與強度與觀測分析最為接近；因此不僅可藉由衛星觀測分析其時間及空間上的演變，亦可做為 WRF 模式模擬結果之比較參考。同時我們亦針對 RI 個案 2021 年蘇力基颱風 RI 前之 SI 階段進行比較分析。

我們針對 2021 年 RI 蘇力基颱風 WRF 設定如下：

- 1) 使用 Advanced Research WRF version 3.9。
- 2) 模擬時間從 2021 年 4 月 12 日 00 UTC

- 至 2021 年 4 月 17 日 00 UTC，共 120 小時。
- 3)四層巢狀網格，水平網格間距為 27、9、3、1 公里，網域範圍如圖 1(a)所示。
 - 4)垂直座標為 Eta 座標，共有 55 層，模式頂部為 20 百帕。
 - 5)物理參數化方案使用 Kain-Fritsch 積雲參數法(Kain 2004)、WDM6 雙矩量雲微物理參數法(Hong et al. 2010)，短波及長波輻射參數化分別使用 Dudia 方案(Dudia 1989)及 RRTM 方案(Mlawer et al. 1997)，邊界層參數化採用 YSU 方案(Hong and Pan 1996)。其中積雲參數法只用於 27 公里網格，雲微物理參數法則於四層巢狀網格都使用。本研究亦有測試使用 WSM6 雲微物理參數法進行蘇力基颱風個案的模擬，但其結果與衛星觀測分析差異較大，故改用 WDM6 雲微物理參數法。
 - 6)初始條件與邊界條件使用歐洲展期天氣預報中心(ECMWF)第五代再分析資料(ERA5)之 0.25 度再分析資料，每 6 小時更新一次。
- 3)四層巢狀網格，水平網格間距分別為 27、9、3、1 公里，網域範圍如圖 1(b)所示。
 - 4)垂直座標為 Eta 座標，共有 55 層，模式頂部為 20 百帕。
 - 5)物理參數化方案使用 Kain-Fritsch 積雲參數法(Kain 2004)、WSM6 單矩量雲微物理參數法(Hong and Lim 2006)，短波及長波輻射參數化分別使用 Dudia 方案(Dudia 1989)及 RRTM 方案(Mlawer et al. 1997)，邊界層參數化採用 YSU 方案(Hong and Pan 1996)。其中積雲參數法只用於 27 公里網格，雲微物理參數法則使用於個別四層巢狀網格。本研究亦有測試使用 WDM6 雙矩量雲微物理參數法進行珊珊颱風個案的模擬，然而結果發現在風切向量相對座標下，WDM6 所模擬的對流位置與衛星觀測位置差距過大，因此選擇與衛星觀測較為一致的 WSM6 模擬結果。
 - 6)初始條件與邊界條件使用歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)第五代再分析資料(ERA5)(Hersbach et al. 2020)之 0.25 度再分析資料，每 6 小時更新一次。

我們針對 2018 年 SI 珊珊颱風之 WRF 模式設定如下：

- 1)使用 Advanced Research WRF version 3.9。
- 2)模擬時間從 2018 年 8 月 1 日 00 UTC 至 2018 年 8 月 6 日 00 UTC，共 120 小時。

(五) 降雨類型分類與軸對稱率計算

本研究將 WRF 模式模擬的降水粒子混合比輸出轉化成雷達回波，首先將 2 公里高度的雷達回波大於或等於 42 dBZ 之格點視為對流性降水格點，將雷達回波小於 42 dBZ 的格點則視為層狀降水格點

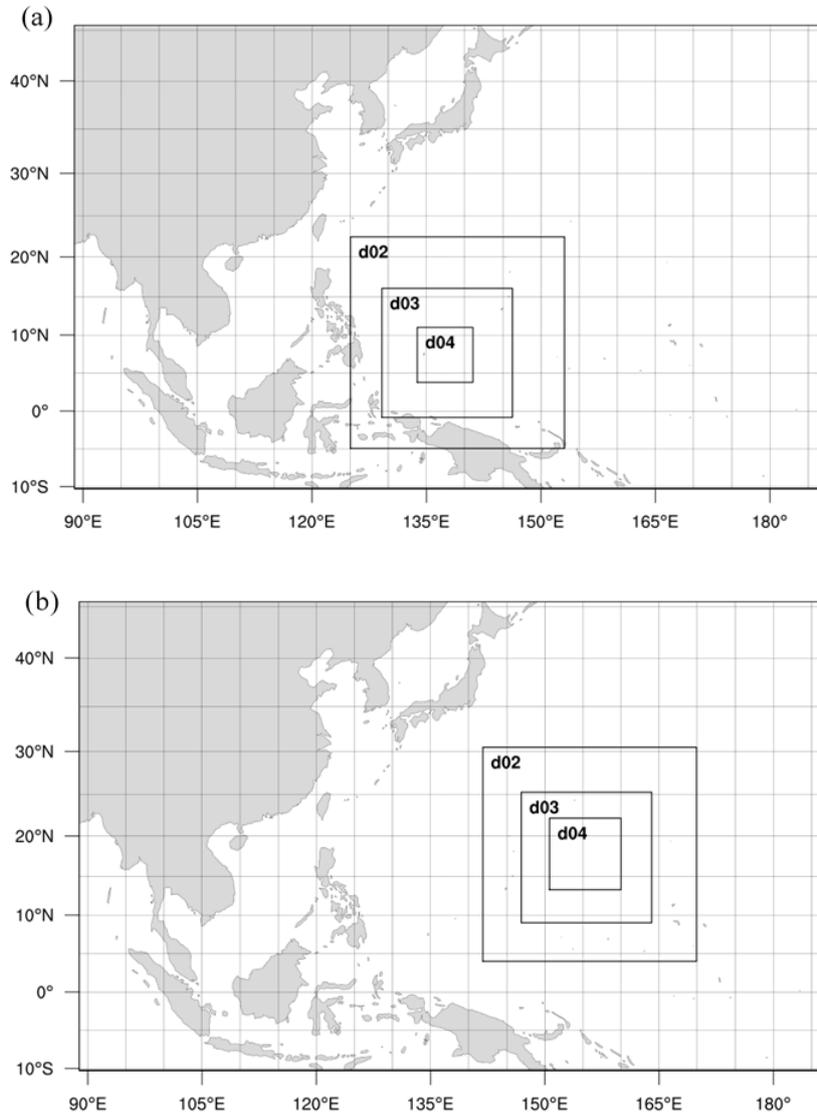


圖 1: 巢狀網域設計。(a) RI 颱風個案蘇力基、(b) SI 颱風個案珊珊。

(Churchill and Houze 1984; Steiner et al. 1995; Yuter and Houze 1997; Didlake and Houze 2013a)。我們將對流性降水格點依據其 20 dBZ 雷達回波頂部之高度分成三類：當 20 dBZ 回波頂部之高度大於 10 公里時則視為深對流(Deep Convection ; DC) 類型,若 20 dBZ 回波頂部之高度介於 4 至 10 公里時則視為中等對流 (Moderate Convection ; MC)類型，而當 20 dBZ 回波

頂部之高度低於 4 公里則視為淺對流 (Shallow Convection ; SC)類型。而層狀降水之格點則是檢視其上下垂直層內是否具有大於 20 dBZ 之格點進行再分類，若有則視為層狀降水(Stratiform ; ST)類型，若無則視為弱回波(Weak Echo ; WE)類型 (Tao and Jiang 2015; Fritz et al. 2016; Rogers et al.2020; Wu et al. 2022)。

在實務上根據此方法進行降雨類型分

類後，有可能會低估強對流所佔面積。因此我們參考 Didlake and Houze (2009) 依據格點之背景雷達回波(Z_{bg})定義對流半徑，如公式(1)所示；其依據不同雷達回波值計算出該格點之影響範圍(R)，此方法以回波強度越強之類型優先取代其他格點為原則($DC > MC > SC > ST > WE$)，進行再分類。舉例來說，假設一格點之背景回波為 50 dBZ 之 DC，以其格點為中心，其半徑 4 公里內原先未被定義為 DC 之格點也將被重新定義為 DC。

$$R = \begin{cases} 0.5, Z_{bg} < 20 \\ 0.5 + 3.5\left(\frac{Z_{bg} - 20}{15}\right), 20 \leq Z_{bg} \leq 35 \\ 4, Z_{bg} > 35 \end{cases} \quad (1)$$

我們亦依據 Miyamoto and Takemi (2013)之定義，分別針對衛星觀測及 WRF 模擬結果進行 RI 及 SI 個案的 IWP 及 RWP 之軸對稱率變化及差異進行探討，軸對稱率如公式(2)與公式(3)所示。其中 ϕ 為任意變數， $\bar{\phi}^\lambda$ 為任意變數取軸對稱平均之值， ϕ' 則為任意變數之擾動量， γ 則為軸對稱率。冰水路徑(IWP)及雨水路徑(RWP)在使用 WRF 模式結果的計算方式如公式(4)及公式(5)所示，其中 ρ_{air} 為空氣之密度， q_{ice} 為雲冰之混合比， q_{snow} 為雪花之混合比， $q_{graupel}$ 為軟雹之混合比， q_{rain} 為雨水之混合比。

$$\phi(r, y, \lambda, z, t) = \bar{\phi}^\lambda(r, z, t) + \phi'(r, \lambda, z, t) \quad (2)$$

$$\gamma(r, z, t) = \frac{\bar{\phi}^\lambda(r, z, t)^2}{\bar{\phi}^\lambda(r, z, t)^2 + \int_0^{2\pi} \phi'(r, \lambda, z, t)^2 d\lambda / 2\pi} \quad (3)$$

$$IWP = \int_{z=0}^{\infty} \rho_{air} (q_{ice} + q_{snow} + q_{graupel}) dz \quad (4)$$

$$RWP = \int_{z=0}^{\infty} \rho_{air} q_{rain} dz \quad (5)$$

Miyamoto and Takemi (2013)將 γ 之值以颱風中心為中心取 100 公里內之平均，但在本研究則是取颱風中心 3RMW 內之平均做為軸對稱率之計算，以便於比較不同大小之颱風其軸對稱率變化及其差異。

(六) 颱風個案背景介紹

本研究分別針對 RI 個案 2021 年蘇力基颱風及 SI 個案 2018 年珊珊颱風進行 WRF 模擬，其所處的綜觀環境特性介紹如下。中央氣象局於 2021 年 4 月 12 日正式命名蘇力基颱風(2021)，其生成於菲律賓東方海面，生命週期內最高近中心風速曾高達 55 m/s (中央氣象局最佳分析資料)，而近中心最低氣壓最低曾達 910 百帕，打破四月份北半球最高風速紀錄，寫下四月份最強熱帶氣旋紀錄。蘇力基颱風的移動主要受到副熱帶高壓的導引，在生命週期前期大致朝西北向菲律賓移動。其靠近菲律賓陸地時，副熱帶高壓勢力逐漸東退並轉為南北向，蘇力基颱風遂轉東北並逐漸

減弱，轉化為溫帶氣旋。根據 IBTrACS 紀錄，其曾經在一天之內增強 60 kts (2021/04/16 1200Z~2021/04/17 1200Z)，遠遠超過 RI 的標準(30 kts/day)。蘇力基颱風(2021)在生命後期，受到強垂直風切及捲入乾燥東北季風的影響，逐漸減弱，並隨著其北上東移後，最後轉化為溫帶氣旋。

中央氣象局於 2018 年 8 月 3 日正式命名珊珊颱風(2018)，其生成於日本本州南南東方海域，其生命週期內最高近中心風速曾達 40 m/s (中央氣象局最佳分析資料)，而近中心最低氣壓曾達到 955 百帕。珊珊颱風之移動亦主要受其東方之南北走向的副熱帶高壓環流導引，而偏北北西至向北移動，逐漸接近日本本州逐漸轉偏東遠離日本，最後轉化為溫帶氣旋。根據 IBTrACS 的紀錄，其曾經在一天之內增強 25 kts (2018/08/02 1200Z ~ 2018/08/03 1200Z)，此增強幅度屬於緩慢增強(SI)類型。珊珊颱風(2018)持續北上後，因進入較高緯度海面，受到低海溫及強垂直風切的影響而逐漸減弱，最後逐漸轉化為溫帶氣旋。

三、分析結果

(一) 衛星資料合成分析之比較

誠如上述，我們分別自 12 及 16 個颱風中挑選 10 個 RI 及 SI 颱風個案進行合成分析，挑選準則為在五個衛星資料取樣時間點(RI/SI 前 24 小時、RI/SI 前 12 小

時、RI/SI 肇始時、RI/SI 後 12 小時、及 RI/SI 後 24 小時) 都有 IWP、RWP、及紅外線亮溫資料。表 1 顯示 RI (12 個)與 SI (16 個)颱風之名稱、年份、生命期內最大增強速率及生命期內最高風速值。

圖 2a~2e 為 RI 颱風個案 IWP 在 RI 前 24 小時、RI 前 12 小時、RI 開始、RI 後 12 小時及 RI 後 24 小時之合成分析結果。圖 2f~2j 為 SI 颱風個案 IWP 在 SI 前 24 小時、SI 前 12 小時、SI 開始、SI 後 12 小時及 SI 後 24 小時之合成分析結果。

由圖 2a 可見，在 RI 前 24 小時颱風 3 倍 RMW 範圍內 DL 象限之 IWP 量值較其他象限較大;隨著時間來到 RI 前 12 小時的時間點(圖 2b)，合成分析顯示颱風在 DL 象限的 IWP 量值開始增加，意味著此處的對流有逐漸開始增強的趨勢。然而在 RI 即將開始的前後(圖 2c)，RI 個案 2 倍 RMW 範圍內的 IWP 量值似乎有減弱的情形，尤其是原先在 DL 象限較大的 IWP 量值顯著減弱，這點與 Munsell et al. (2021) 使用 GOES-16 衛星紅外線頻道亮溫分析快速增強颶風之個案時有類似現象。Munsell et al.發現在颱風發生 RI 前後，颱風內核的雲頂亮溫有短暫上升的情形;此現象的發生原因與物理機制尚不明朗，有待後續研究進一步探討。在 RI 開始後 12 小時(圖 2d)與後 24 小時(圖 2e)，上風切處之 IWP 亦開始增強(尤其是在 UL 象限)，代表颱風內核之強對流開始往上風切處傳播;且在 DL

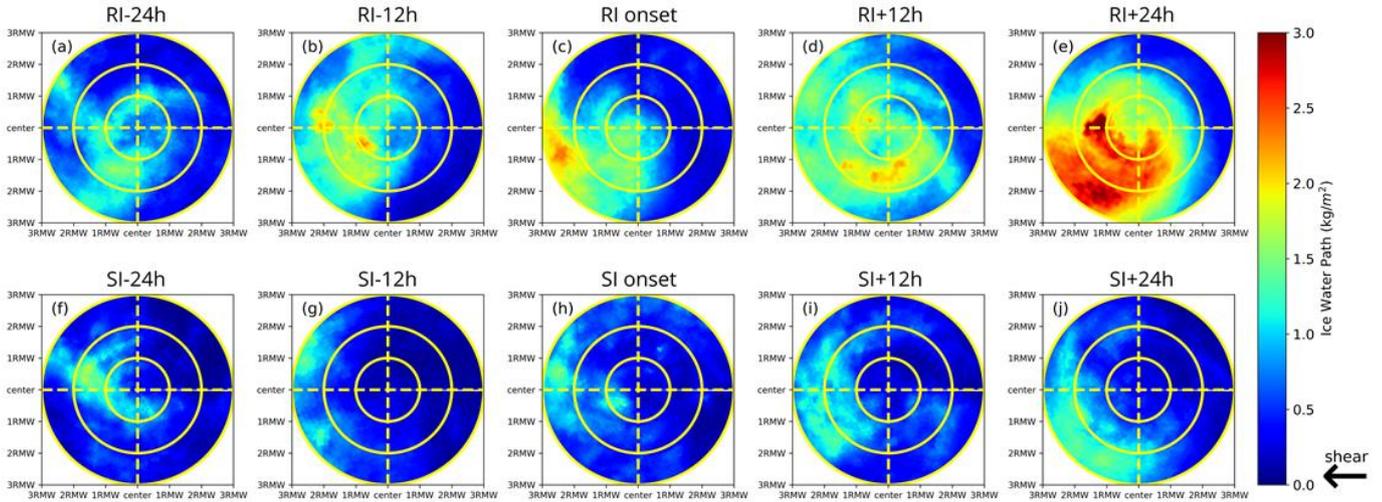


圖 2: SSMIS 衛星 IWP 合成分析圖(單位： kg/m^2)。黃色虛線用以區分不同象限範圍，同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)為 RI 個案合成，(f)、(g)、(h)、(i)、(j)為 SI 個案合成。

及 UL 象限之 IWP 皆有逐漸增強之趨勢，意味著 RI 颱風的 IWP 及對流在 RI 開始後越接近軸對稱。

然而當我們檢視 SI 颱風個案之 IWP 分佈，我們發現在 SI 前 24 小時、SI 前 12 小時、SI 開始、SI 後 12 小時及 SI 後 24 小時，較大之 IWP 量值主要分佈在下風切處。同時我們發現 SI 颱風個案在開始增強後，並不像 RI 颱風個案在開始增強後，高 IWP 量值有往 UL 象限傳播的趨勢。

我們比較 PWP 與 IWP 在五個時間點的合成分析結果，不論是 RI 或是 SI 颱風的合成分析，PWP 時空的演變特性與 IWP 之變化趨勢相當一致(故圖未示)。RI 颱風個案在增強之前 RWP 較大量值區域主要分佈在 DL 象限，RI 開始時 RWP 有略為減弱的情形，開始增強後 UL 象限之 RWP 亦開始增強，使其 RWP 之軸對稱性逐漸

增加。

為了檢視 RI 與 SI 颱風個案在空間上與時間上的差異及其變化是否具有統計代表性，我們將 RI 及 SI 颱風個案的 IWP 及 RWP(圖未示)之合成結果分別進行 Student's T 檢定。圖 3 顯示 RI 相對於 SI 個案在五個時間點(增強前 24 小時、前 12 小時、增強開始、增強後 12 小時及增強後 24 小時)IWP 的差值，及是否具有統計顯著代表性(圓點處)，圖中標記圓點處表示其在 95%信心水準下，該位置數值具有統計顯著性。

從圖 3a 我們發現，在颱風增強開始前 24 小時的時候，RI 個案和 SI 個案在內核(3RMW)範圍內大部分區域尚未具有統計上顯著差異，僅在 UR 象限 RI 個案有部分區域顯著大於 SI 個案；同時在 DR 象限的 1 倍到 2 倍 RMW 之間，RI 個案平均量值

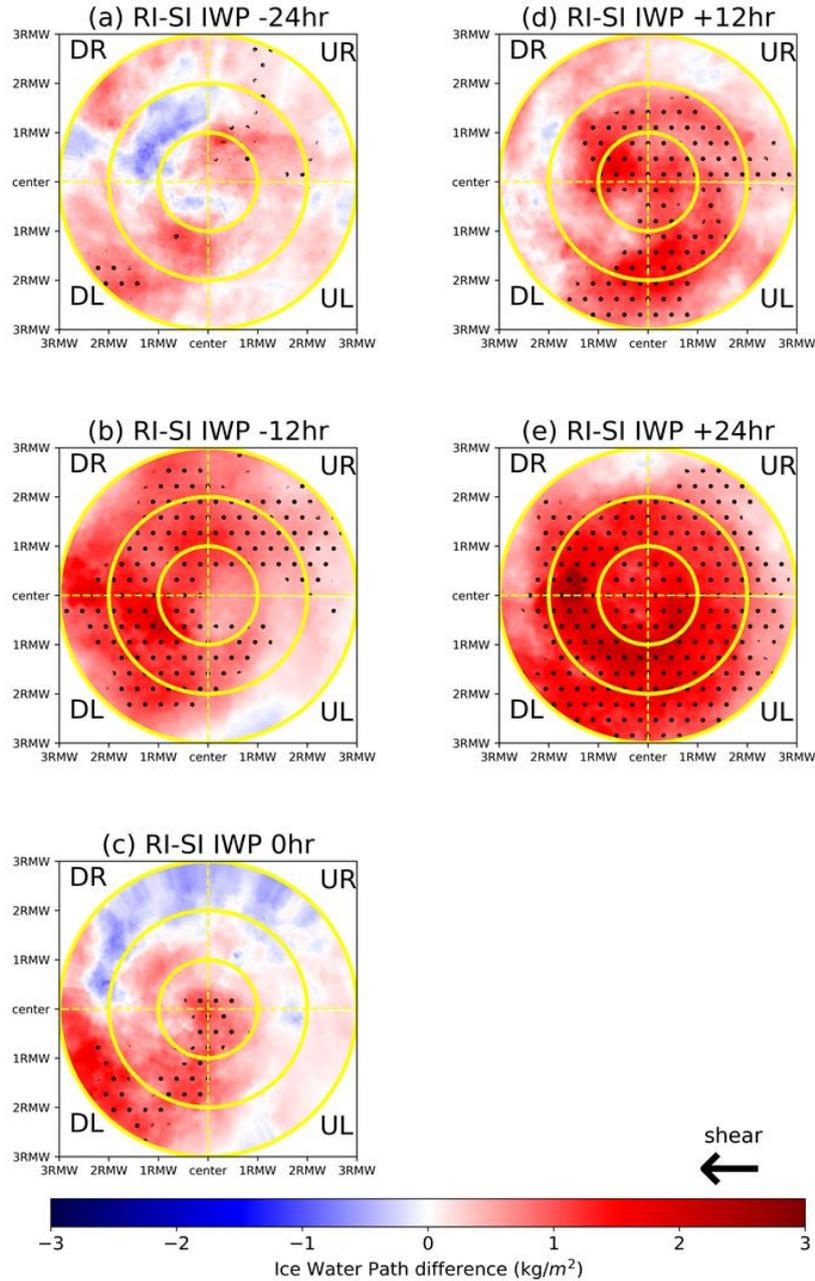


圖 3: SSMIS 衛星 RI 與 SI 個案分別經合成分析後 IWP 差值(單位： kg/m^2)。色階表示 RI - SI 之差值。黃色虛線用以區分不同象限範圍，同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。黑點表該處經統計檢定後，在 95%信心水準下具有統計上差異性。(a)增強前 24 小時、(b)增強前 12 小時、(c)增強開始、(d)增強後 12 小時、(e)增強後 24 小時。

小於 SI 個案量值(但不具統計顯著性)。在颱風增強開始前 12 小時(圖 3b)，2RMW 內大部分區域 RI 個案之 IWP 大於 SI 個案之 IWP，且具有統計上代表性，這意味此時 RI 颱風個案之對流及降水強度已經顯

著大於 SI 颱風個案之對流及降水強度。然而在增強開始的時間點時(圖 3c)，RI 與 SI 個案的 IWP 量值差異縮小，且具有統計差異顯著性的區域大幅縮小。此現象與圖 2 中 RI 的颱風在 RI 開始前後的時間點 IWP

發生減弱的情形有關，這將導致其 IWP 和 SI 個案的差異縮小，進而導致統計代表性不足，此現象會在下一小節進一步說明。

Nolan et al. (2019) 使用 WRF 模式模擬颱風時發現，颱風垂直方向的潛熱加熱量值的積分與垂直方向的冰相及液相粒子含量的積分呈現高度相關。颱風的增強過程是和潛熱加熱的量值及發生高度息息相關，透過 DMSP 衛星觀測所反演的 IWP 以及 RWP 量值，我們可以間接獲得颱風內部潛熱釋放的資訊。在圖 3b 中，我們發現 RI 與 SI 颱風個案在增強發生前 12 小時，其 2RMW 距離內的 IWP 已具有統計上顯著的差異；透過此現象我們可以間接得知，RI 與 SI 個案的量值在開始增強的前 12 小時，RI 颱風個案在 2RMW 距離內的潛熱加熱量值已經顯著多於 SI 颱風個案的量值。透過更多的潛熱加熱，產生更多熱能並轉化為颱風旋轉的動能，進一步產生更高的颱風增強速率。

在颱風開始增強後 12 小時(圖 3d)，颱風 2RMW 範圍內之 IWP 差值逐漸擴大，且此差值在 DR、UL、UR 象限皆具有統計代表性。在 SI 颱風合成分析中，DL 象限具有相對其他象限較大之 IWP，故在此時間點 DL 象限之 IWP 差異較小，且於多數區域並未通過統計檢定。而在颱風開始增強後 24 小時之後(圖 3f)，颱風 3RMW 範圍內的 IWP 差值進一步擴大，RI 颱風個

案的 IWP 量值皆明顯多於 SI 颱風個案，且其差異皆具有統計代表性。

在圖 3d 與圖 3e 中，我們發現 RI 颱風與 SI 颱風的 IWP 差距具有統計上代表性，且其差距隨著時間擴大；此現象進一步說明了在此時刻的 RI 颱風個案與 SI 颱風個案，兩者在颱風內核的加熱差異逐漸增大。較高的加熱率使得 RI 颱風具有更高的增強速率，進一步使得 RI 颱風個案的強度逐漸大於 SI 颱風個案。

接著我們透過紅外波段的亮溫資料之合成分析，進一步探討 RI 颱風與 SI 颱風個案的亮溫在不同時間點的變化情形及其差異。在圖 4a、4b 與圖 4f、4g 中我們發現，不論 RI 颱風個案或 SI 颱風個案之合成分析均顯示，3RMW 內具有較低亮溫的區域皆位於 DR 及 DL 象限。然而隨著時間進展，在 RI 開始後由圖 4c~4e 可見，RI 颱風個案合成分析顯示不僅其下風切處的亮溫逐步下降，其上風切處之亮溫亦逐漸降低。這意味著颱風上風切處之對流正在逐步增強，然而 SI 颱風個案的合成分析結果則與 RI 颱風個案合成分析截然不同。圖 4h~4j 顯示在 SI 開始後，其下風切處兩象限的亮溫雖有逐漸下降趨勢，其上風切處的亮溫則無明顯下降情形；這意味著 SI 颱風個案在增強開始後，其較強對流仍位於颱風下風切處的位置，並無往上風切處發展的情形。

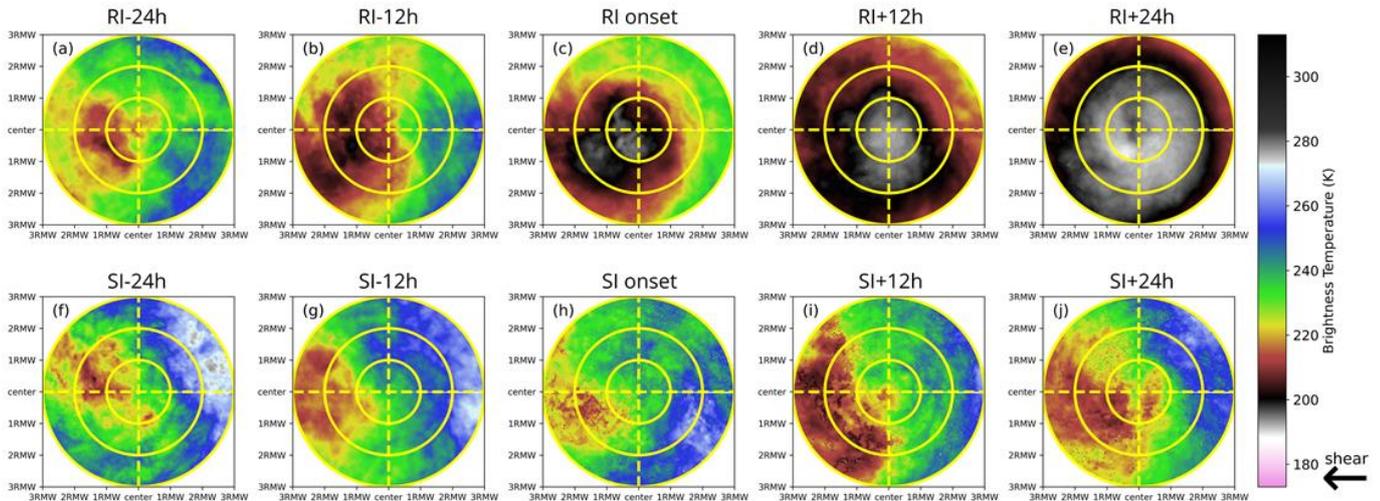


圖 4: 紅外波段亮溫合成分析(單位為 K)。黃色虛線用以區分不同象限範圍，同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)為 RI 個案合成，(f)、(g)、(h)、(i)、(j)為 SI 個案合成。

在圖 5 中，我們進一步針對 RI 颱風個案與 SI 颱風個案在不同時間點進行比較，並進行統計分析。紅外波段的亮溫資料與由微波反演的 IWP 及 RWP 顯示結果略有差異。在 IWP 與 RWP 的比較中，我們發現在颱風增強開始前 12 小時的時候，RI 颱風與 SI 颱風在 2RMW 內已具有顯著之差異。然而，紅外波段的亮溫在增強前 12 小時的時候，雖在 3RMW 內多數區域(除 DR 象限之外)RI 颱風個案的亮溫已經低於 SI 颱風個案的亮溫，但差異不具有統計上的顯著意義。同時我們也注意到，在增強開始當下的合成分析結果的差異，其顯示 RI 颱風的 IWP 在颱風內核有減弱的趨勢，使得 RI 颱風與 SI 颱風個案兩者之統計差異性降低，僅侷限於 1RMW 內；然而亮溫的合成分析卻顯示此時兩者的亮溫差異逐漸擴大，且在 2RMW 內具有統計顯

著性。在增強開始後 12 小時，兩者在 2RMW 內之差異逐漸擴大，尤其是在上風切處的象限；但是 SI 颱風個案在 DL 象限仍具有較低的亮溫，使得 RI 颱風與 SI 颱風的差異在此象限較不顯著，一直到增強後 24 小時兩者在 DL 象限的差異才具有顯著性。

在本研究中，我們發現透過來自衛星微波所反演的 IWP 及 RWP 相較於紅外亮溫的資訊，可以較早得出 RI 與 SI 颱風個案的差異性。由於紅外波段的亮溫資料侷限於颱風的頂部資訊，藉由 IWP 及 RWP 參數可以協助我們獲得颱風中層及低層大氣的雲物理資訊，進而得知 RI 颱風與 SI 颱風的差異。

(二) SSMIS 衛星資料與 WRF 模擬之比較

針對 RI 與 SI 的颱風，我們分別挑選

一個 SSMIS 衛星在其增強前後 24 小時內掃描到最多次的颱風、颱風初始大小與強度較為接近的個案，以利我們在增強前後 12、24 小時及剛開始的時段皆可進行比較。RI 的颱風個案我們挑選 2021 年蘇力

基(SURIGAE)颱風，SI 個案則是挑選 2018 年珊珊(SHANSAHN)颱風。圖 6 a-6e 為蘇力基颱風其 IWP 在 RI 前 24 小時、RI 前 12 小時、RI 開始、RI 後 12 小時以及 RI 後 24 小時 SSMIS 觀測的 IWP 量值，而圖

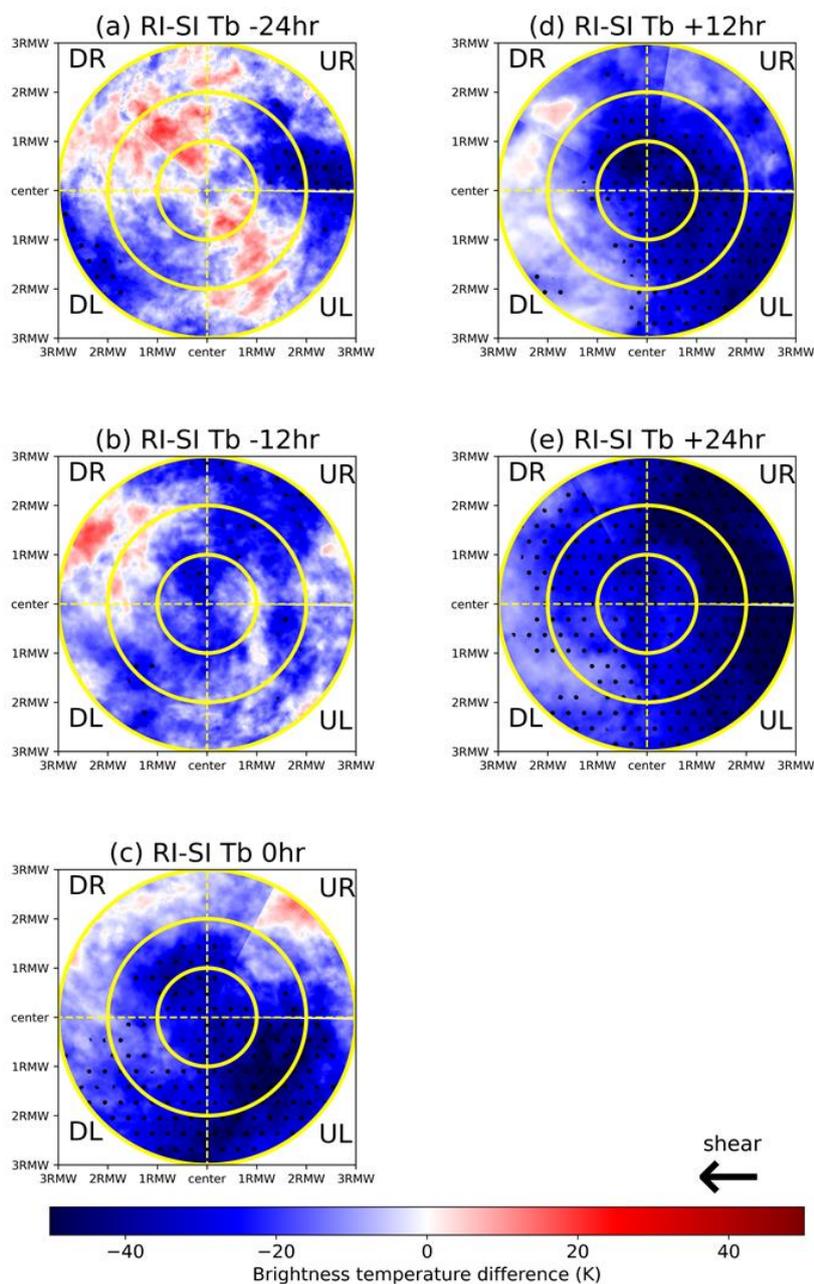


圖 5: RI 與 SI 個案分別經合成分析後其紅外波段亮溫差異(單位為 K)。色階表示 RI - SI 之差值。黃色虛線用以區分不同象限範圍，同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。黑點表該處經統計檢定後，在 95%信心水準下具有統計上差異性。(a)增強前 24 小時、(b)增強前 12 小時、(c)增強開始、(d)增強後 12 小時、(e)增強後 24 小時。

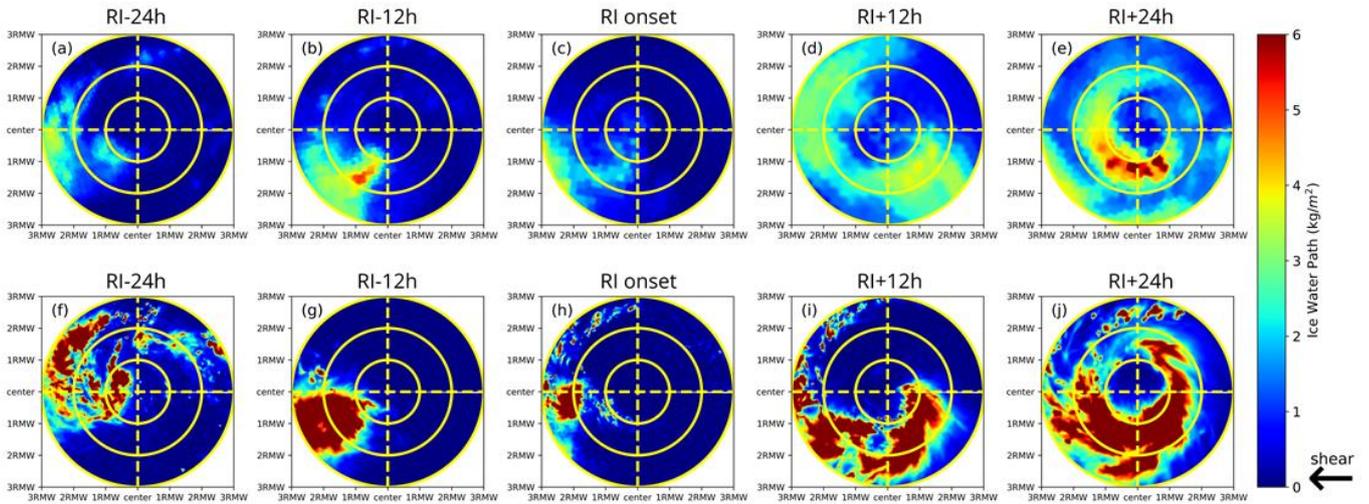


圖 6: RI 個案蘇力基颱風(2021)之 IWP(單位: kg/m^2)。黃色虛線用以區分不同象限範圍, 同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。(a)~(e)為 SSMIS 觀測, (f)~(j)為 WRF 模式模擬。

6f-6j 為蘇力基颱風其 IWP 在 RI 前 24 小時、RI 前 12 小時、RI 開始、RI 後 12 小時以及 RI 後 24 小時 WRF 模擬的 IWP 量值。

我們發現在這五個時間點 WRF 模擬的 IWP 量值明顯比 SSMIS 觀測量值還要大許多, 我們推測這可能是由於 SSMIS 資料的水平間距僅為 12 公里, 而 WRF 模擬為 1 公里的水平間距, 此將導致 SSMIS 觀測之解析度不足以解析部分的強對流, 或是 WRF 模式的雲微物理參數化法本身之偏差特性導致 IWP 量值較大。

若從 IWP 的空間分佈進行比較, 我們會發現觀測與模式的結果類似。在 RI 發生前 24 小時及前 12 小時, IWP 較大的區域主要位在下風切處(DL 及 UL 象限); 而在 RI 開始(onset)的時間點, 不論是模式或是觀測皆有觀察到 IWP 有減弱的情形。但隨

著颱風增強的開始, DL 象限的 IWP 重新增強, 同時 UL 象限之 IWP 亦逐漸增大; 甚至到了颱風增強後 24 小時, UR 象限之 IWP 亦有微幅增加的趨勢。

SSMIS 衛星觀測 RWP 的結果與 WRF 模擬的結果, 亦呈現與 IWP 類似的變化趨勢(故圖未示)。颱風 RI 開始後, DL 象限的 RWP 重新增強, 同時 UL 象限之 RWP 亦逐漸增大, 使得 RWP 之軸對稱性逐漸增加。在本研究分析的五個時間點中, WRF 模擬的 RWP 量值明顯高於 SSMIS 觀測值, 但在 RI 後 12 與 24 小時在 UL 及 DL 象限中 IWP 的高估情形較 RWP 為嚴重, WRF 模擬中具有高 IWP 之面積明顯多於 SSMIS 觀測值, 而 WRF 模擬中具有高 RWP 之面積則較接近 SSMIS 觀測值。

值得一提的是, 不管是 SSMIS 衛星觀測或 WRF 模式模擬, 我們皆發現在 RI 開

始的前數小時內,2 倍 RMW 範圍內的 IWP 及 RWP 似乎有減弱的情形,尤其是原先在 DL 象限較大的 IWP 量值顯著減弱,這點與 Munsell et al. (2021) 使用 GOES-16 衛星紅外線頻道亮溫分析快速增強颶風之個案時有類似現象。Munsell et al. (2021) 發現在颶風發生 RI 前數小時,颶風內核的雲頂亮溫顯著上升,並持續數十分鐘不等;此現象之發生原因及物理機制尚不明朗,有待後續研究進一步討論。

圖 7a-7e 及圖 7f-7j 分別為 SSMIS 觀測及 WRF 模擬珊瑚颶風 IWP 在 SI 前 24 小時、SI 前 12 小時、SI 開始、SI 後 12 小時以及 SI 後 24 小時的結果。我們發現在 SI 前 24 小時的時候,不論在觀測分析或是模式模擬結果,珊瑚颶風 2RMW 距離內的 IWP 量值仍較低,直到 SI 前 12 小時 DL 象限之 IWP 才明顯增強。在 SI 前 12 小時、SI 開始當下及 SI 後 12 小時等時間

點的模式模擬及觀測中,下風切處的 DR 或 DL 象限具有較大的 IWP,一直到 SI 後 24 小時上風切處的 IWP 才有略為增加的情形。至於在 2RMW 距離內 WRF 模式所模擬出的 IWP 傾向多於衛星觀測的情形,則是和 RI 颶風個案結果類似。

不論觀測或是模式模擬 RWP 的分佈及變化趨勢皆與 IWP 雷同,在我們分析的五個時間點,2RMW 內具有高 RWP 值的區域主要位在下風切處。然而我們發現 SI 後 24 小時的時候,強 RWP 的分佈較集中於 DL 象限;不似 IWP 除了 DL 象限外,在 DR 象限亦有出現較大量值之 IWP。此現象指出高 IWP 覆蓋了更多面積,因而相較 RWP 具有較高的軸對稱性(圖未示)。

過去許多研究 (例如 Alvey et al. 2020; Richardson et al. 2022) 指出,當颶風降雨及對流的軸對稱性增加時,會對應到颶風有更高的增強速率。亦有許多使用衛星觀

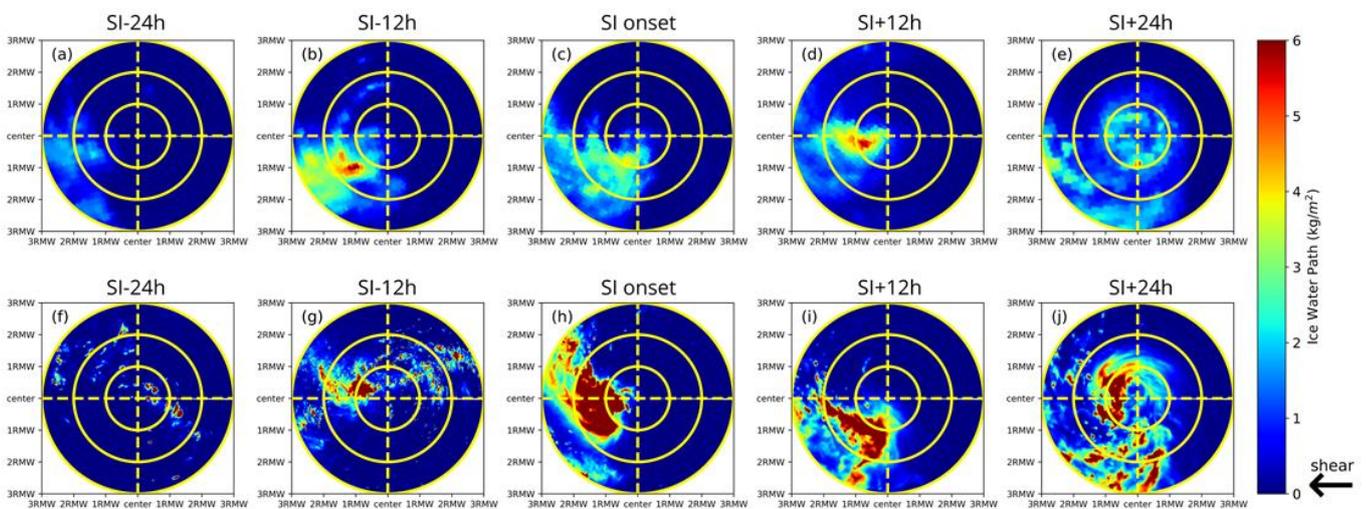


圖 7: SI 個案珊瑚颶風(2018)之 IWP(單位: kg/m^2)。黃色虛線用以區分不同象限範圍,同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。(a)~(e)為 SSMIS 觀測,(f)~(j)為 WRF 模式模擬。

測的研究(Munsell et al. 2021; Richardson et al. 2022)發現，RI 發生後颱風的對流及降水除了在 DL 象限外，UL 甚至 UR 象限會開始發展出較大面積的強對流及強降水等特徵；此與本研究透過分析颱風 3RMW 內 IWP 與 RWP 在不同象限之演變之發現相當類似。具有較高增強速率的蘇力基(2021)颱風，其在快速增強發生後上風切處的對流開始增強發展，使得其對流強度、IWP 及 RWP 的軸對稱性皆高於發生 SI 的珊珊颱風。

我們除了定性探討 RI 及 SI 個案軸對稱性的演變外，希望能更定量地探討軸對稱性的變化。有鑑於此，本研究依據 Miyamoto and Takemi (2013)針對軸對稱率的定義，分別就 RI 颱風及 SI 颱風個案，就 WRF 模擬與 SSMIS 觀測之 IWP 及 RWP 參數在 3RMW 範圍內之軸對稱率變化進行探討。

在圖 8a 中，我們發現在 SSMIS 衛星觀測之 RI 個案蘇力基(2021)颱風，不論是 IWP 或 RWP，其軸對稱率量值在颱風增強前 24、12 小時及增強開始當下及增強開始後 12 小時，皆較 SI 個案珊珊颱風(2018)大約 0.1 至 0.2。而且不論是 RI 或是 SI 颱風的個案，其 IWP 及 RWP 之軸對稱率皆在颱風開始增強後有所提升。

為了更仔細探討軸對稱率隨時間之演變，本研究亦針對 WRF 模擬的 IWP 及 RWP 軸對稱性之演變趨勢進行比較分析。

我們發現圖 8b 中 WRF 模擬的 RI 個案蘇力基颱風其 IWP 及 RWP 之軸對稱率，自 RI 前 24 小時由 0.6 逐漸下滑至 RI 開始當下的 0.4 與 0.2 上下，其可能肇因於 DL 象限對流的不斷肇始及 RI 發生前數小時對流發生短暫減弱，使得 IWP 及 RWP 的分佈愈發不對稱。但是隨著颱風 RI 開始後，颱風在 UL 象限甚至 UR 象限之對流開始增強，使得 RI 個案蘇力基颱風中 IWP 及 RWP 之軸對稱性又開始緩步回升至 RI 後 24 小時的 0.7 與 0.5 左右。

相較於 RI 個案，SI 個案珊珊颱風的 IWP 及 RWP 軸對稱率之變化趨勢則相較單純，由於 SI 珊珊個案的強對流主要都集中在 DL 象限，不像 RI 個案蘇力基颱風會在增強開始後，UL 象限之對流明顯增強，且其對流亦不會在即將 SI 前有減弱的現象。所以除了在 SI 前 24 小時至 12 小時其軸對稱率有略微上升後，其 IWP 及 RWP 的軸對稱率分別維持在 0.4 及 0.3 上下。

綜合 SSMIS 觀測分析與 WRF 模式模擬結果，我們發現 RI 蘇力基個案的 IWP 及 RWP 軸對稱率在我們分析的多數時段內(即增強前後 24 小時內)，皆大於 SI 的珊珊個案結果；而且不論 RI 或 SI 颱風在大部分的時段內，其 IWP 的軸對稱率皆大於 RWP 的軸對稱率。不論是從 IWP 或是 RWP 軸對稱率隨時間的變化趨勢，其皆可協助我們得知颱風內核對流及垂直方向上潛熱加熱對稱性隨時間的演變情形。一般

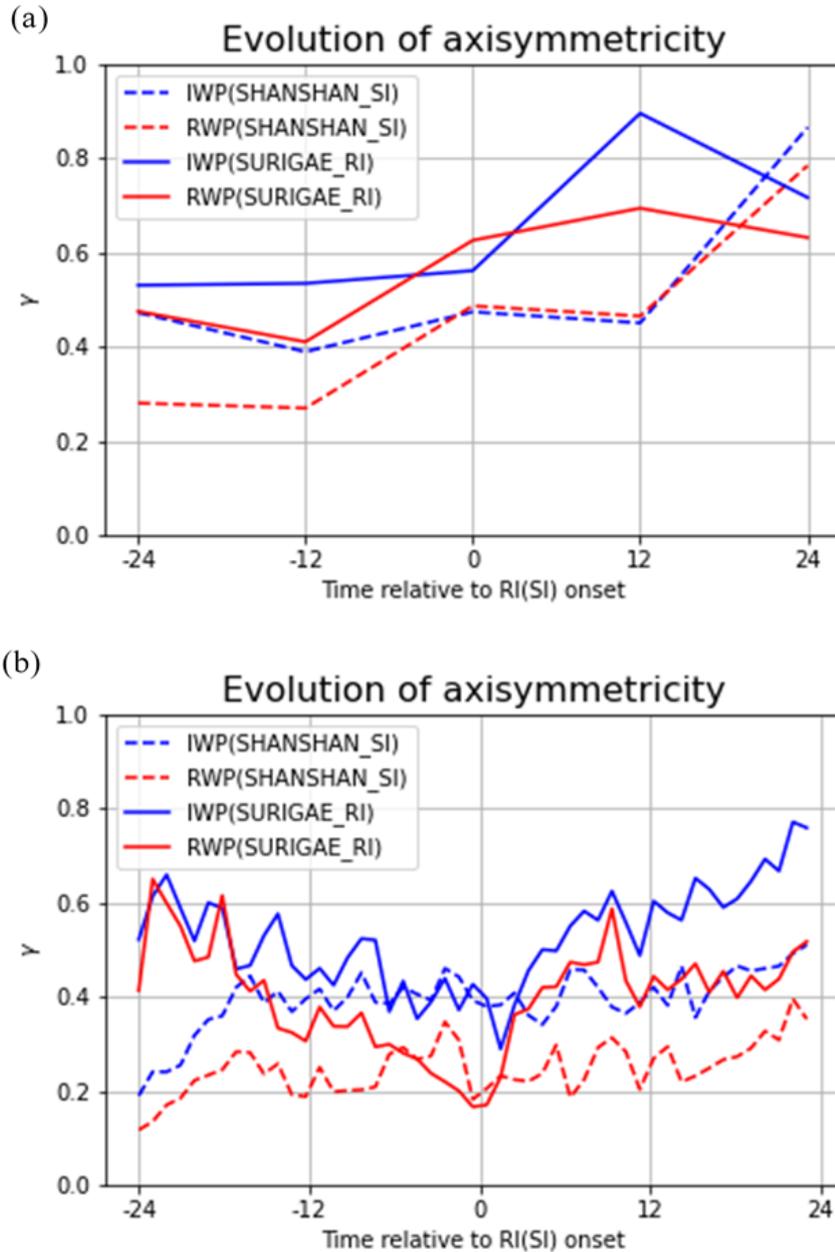


圖 8: 蘇力基颱風(2021)與珊珊颱風(2018)之 3 倍 RMW 內 IWP 及 RWP 軸對稱率時序圖。橫軸表相對於增強(RI/SI)開始當下的時間對應關係，縱軸表軸對稱率之量值。藍實線表蘇力基颱風 IWP 之軸對稱率，藍虛線表珊珊颱風 IWP 之軸對稱率，紅實線表蘇力基颱風 RWP 之軸對稱率，紅虛線表珊珊颱風 RWP 之軸對稱率。(a)SSMIS 衛星觀測、(b)WRF 模擬。

而言，颱風在切線方向對流的分佈面積逐漸增加(代表著上風切處的對流開始發展)，這亦會帶動 IWP 及 RWP 的分佈面積隨之增加；此現象會伴隨著更加軸對稱的潛熱加熱分佈，使得颱風能更有效率地將

可用位能轉化為旋轉動能，這或許是 RI 颱風個案會具有較高的增強速率與強度的主要原因之一。我們進一步比較觀測與模擬的軸對稱性之差異，發現 WRF 模擬所得出之軸對稱率較低，此可能肇因於 WRF 模

擬中 DL 強對流中 IWP 及 RWP 量值多於 SSMIS 衛星觀測的量值；由公式(3)可知，若取軸對稱平均後的擾動量越大，會使得軸對稱性越低。

本研究中的 WRF 模擬採用四層巢狀網格，最內層之網格其水平間距為 1km x 1km，而 SSMIS 所觀測的 IWP 及 RWP 其水平間距為 12km x 12km；不同解析度所能夠解析的對流及降水現象有所差異，因此可能造成兩者所計算的軸對稱率有所不同。將 d04 網域內插成與觀測資料相同水平間距(12 km x 12 km)後，或是使用解析度較接近的 d02 網域得到的軸對稱率隨時間演變，其結果依然與上述結果相似。另外，模式使用的物理參數化方案之不盡完善也有可能導致模式模擬結果與觀測分析的差異。

此外在本研究中進行 WRF 個案模擬時，RI 個案蘇力基颱風使用 WDM6 雙矩量雲微物理參數法(Hong et al. 2010)，而 SI 個案珊珊颱風則使用 WSM6 單矩量雲微物理參數法(Hong and Lim 2006)。在此設定下，兩颱風個案的模擬結果均較接近衛星觀測結果。但需要注意的是，模式使用不同雲微物理參數法針對同一颱風個案進行模擬時，模擬之雲、雨、及其他氣象變數會有所差異。例如 Fovell et al.(2009; 2010)使用不同雲微物理參數法進行颱風模擬時，發現模擬之颱風結構、強度及軸對稱性等變數存在差異；Bu (2012)亦發現

使用不同雲微物理參數化法之數值模擬會得到不同的颱風增強速率與最大強度。這些前人研究與本研究皆指出，雲微物理過程參數化有所不確定性與模式使用不同雲微物理參數法可能會影響颱風模擬結果。

(三)WRF 模擬控制組 RI 與 SI(未伴隨 RI 之個案)之結果比較

過去許多觀測分析或是模式模擬的研究主要是針對 RI 與非 RI 的颱風進行比較，例如 Lin and Chou (2020)曾分析不同強度變化下之颱風的閃電(深對流)分佈特徵，比較其 RI 肇始前後數小時的變化。然而非 RI 的分類下，其包含了緩慢增強(SI)與強度持平甚至是減弱的颱風，此類型研究中探討強度開始發生變化的當下，颱風的強度常有相當程度的差異，不利於我們做進一步的探討。

過去僅有少數的研究比較 RI 與 SI 的颱風之間的差異性，兩者間在增強前與增強的後對流、降水分佈具有何種空間上或時間變化上的差異，過去相關分析甚少。雖然前述章節中我們比較了 RI 與 SI 颱風在 WRF 模式與 SSMIS 衛星資料的差異，然而許多對流與降水特性的變化需要更高時間與空間解析度的資料進行探討與比較，因此在本章節我們將進一步比較討論 WRF 模式所模擬的 RI 與 SI 颱風個案，比較在颱風內核處其冰相與液相粒子分佈、降水類型及其相關軸對稱性之差異。

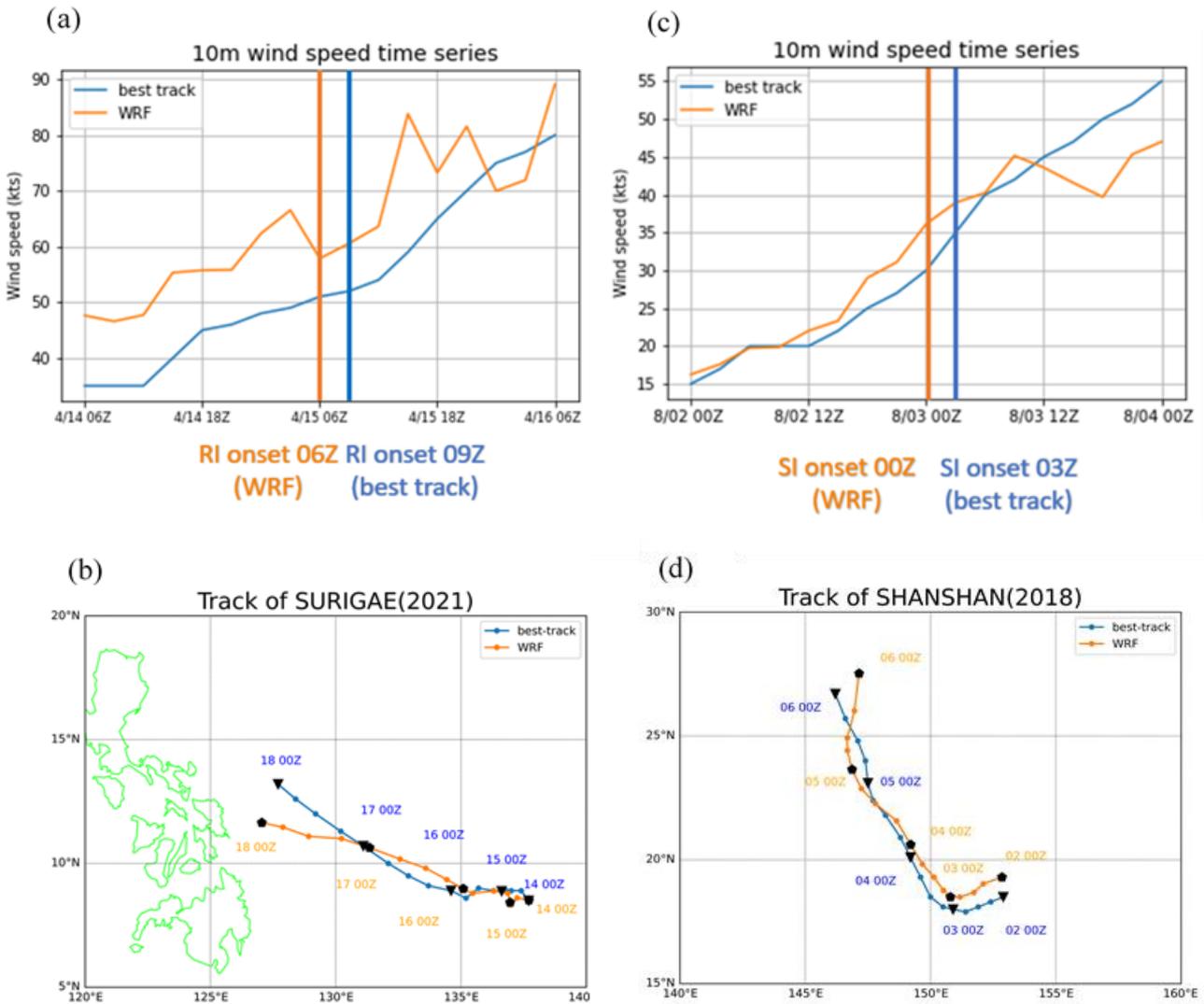


圖 9: 10 米風極大值時序圖及路徑圖。(a)蘇力基颱風、(c)珊珊颱風圖中橫軸表時間，縱軸表 10 米風之量值。橘線表 WRF 模擬之颱風 10 米風極大值，藍線表 best track 提供之颱風 10 米風極值。橘粗垂直線表 WRF 模擬中颱風 RI 開始的時間點，藍粗垂直線表 best track 中颱風 RI 開始的時間點。圖(b)蘇力基颱風、(d)珊珊颱風橘線表 WRF 模擬之路徑，藍線表 best track 提供之颱風路徑，倒三角形表 best track 每日 00Z 之中心定位，正五邊形表 WRF 模擬中每日 00Z 之中心定位。

圖 9a 比較 2021 年蘇力基颱風 WRF 模式模擬結果與 Best track 分析在 RI 前後一天 10 米風的時序圖，而圖 9b 比較 WRF 模擬時間內蘇力基模擬路徑與 Best track 颱風路徑差異。在 WRF 模擬中，RI 發生的前後一天內颱風模擬強度較 Best track 強 10~20 kts，颱風發生 RI 的時間也略早

於 Best track 分析的紀錄時間。

圖 9c 則分別比較了 2018 年珊珊颱風 WRF 模式模擬結果 Best track 在 SI 前後一天 10 米風之時序圖，而圖 9d 為珊珊颱風個案 WRF 模擬時間內 WRF 模式與 Best track 颱風路徑差異。在 WRF 模擬中，SI 發生的前 24 到後 12 小時內 WRF 模擬颱風

風強度較 Best track 略強 1~5kts，而 SI 後 12~24 小時 WRF 所模擬之強度則較 Best track 略低 5~10kt，而且 WRF 擬颱風發生 SI 的時間早於 Best track 的紀錄時間。

我們透過圖 6f~6j 與圖 7f~7j 比較蘇力基颱風(2021)與珊珊颱風(2018)其內核不同象限之 IWP 量值在增強前 24 小時、增強前 12 小時、增強開始、增強後 12 小時以及增強後 24 小時 WRF 模擬的結果。可見不論是 RI 或是 SI 颱風個案在增強開始 (onset) 前，較大的 IWP 及 RWP 主要皆分佈在 DL 及 DR 象限。然而增強開始後，RI 與 SI 個案兩者的 IWP 與 RWP 分佈則有明顯不同；發生快速增強(RI)的颱風其 UL 象限之 IWP 及 RWP 量值逐漸增加，而 SI 颱風其 UL 象限之 IWP 及 RWP 量值則無顯著增加的現象。

圖 10a~10b 則進一步顯示此現象，藉由 IWP 在不同象限之哈默圖(Hovmöller diagram)我們發現，RI 與 SI 颱風在增強開始前，高 IWP 量值主要分布在 DL 或 DR 象限。然而，RI 蘇力基颱風(2021)在 RI 開始前後 3 小時經歷了一段 IWP 減弱時期後，其 DL 與 UL 象限的 IWP 開始增加，甚至在 RI 後 12 小時 UR 象限之 IWP 也有略為增加的趨勢。相反地，SI 颱風珊珊(2018)直到 SI 後 12 小時其 UL 象限之 IWP 才開始增加，然其量值與高 IWP 分佈的範圍仍遜於 RI 的颱風。圖 10c~10d 則透過分析 RI 與 SI 個案 RWP 在不同象限之哈

默圖，在颱風增強發生前，RI 與 SI 颱風個案高值之 RWP 主要集中於 DR 與 DL 象限。RI 蘇力基颱風在 RI 開始前後 3 小時之 RWP 顯著減弱過後，其 DL 及 UL 象限的 RWP 開始增加。然而 SI 之颱風珊珊其在增強開始後，其高量值之 RWP 仍集中在 DL 象限，並無往其他象限擴展的趨勢，造成這現象的詳細原因還不清楚，有待後續研究釐清。同時，我們發現不論 RI 或 SI 的颱風個案，高值 RWP 所覆蓋的面積皆少於高值 IWP 所覆蓋面積，亦即不論 RI 或是 SI 的颱風，其高值 IWP 相較 RWP 而言，在颱風 3 倍 RMW 內覆蓋了較大的面積。值得注意的是，圖 10b 與 10d 在 SI 前 12 小時 IWP 與 RWP 資料有一個明顯的不連續，這可能是原始資料的處理瑕疵所致。

上述結果與 Richardson et al.(2022)針對西北太平洋與北大西洋洋面之 RI 與 SI 颱風，利用衛星紅外亮溫資料進行合成分析所得結果類似；他們亦發現 RI 與 SI 颱風增強前，強對流區主要位於 DL 及 DR 象限，且在增強開始前 RI 颱風個案之亮溫低於 SI 颱風個案，且其差異具有統計顯著性。他們的其研究結果亦顯示，儘管強對流空間分佈情形在增強開始前類似，但 RI 颱風個案在增強前對流較強，而在增強開始後，RI 個案之 UL 及 UR 象限之亮溫開始下降，顯示其上風切處對流開始增強；但是 SI 颱風個案之強對流低亮溫區仍然

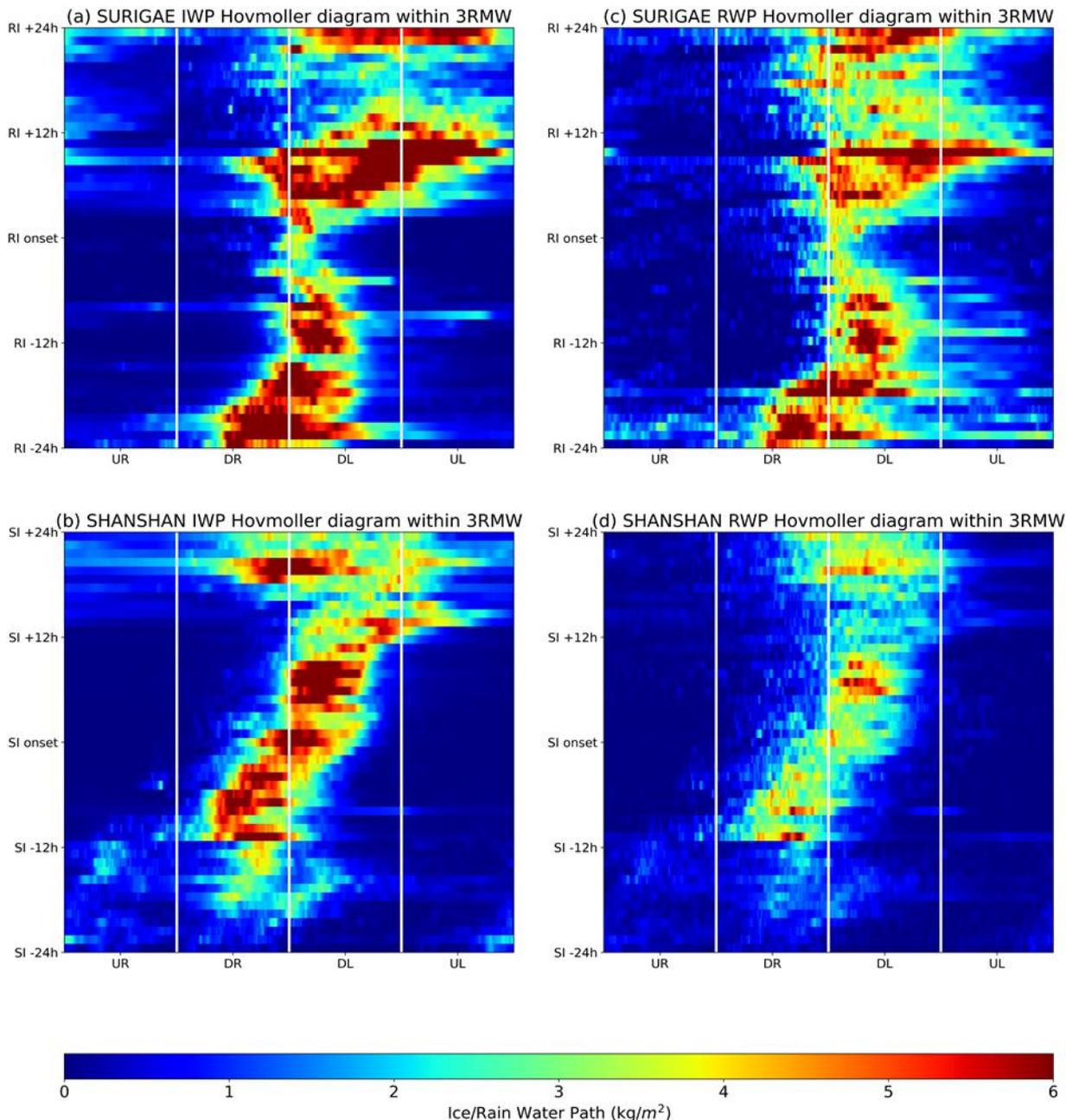


圖 10: IWP 及 RWP 哈默圖(單位： kg/m^2)。色階表示 3 倍 RMW 內之平均 IWP 或 RWP 量值。橫軸表不同方位(象限)，縱軸則表相對增強發生的時間。時間則由圖下方逐漸向上進行。(a) 蘇力基颱風 IWP、(b) 珊珊颱風 IWP、(c) 蘇力基颱風 RWP、(d) 珊珊颱風 RWP。

主要集中在下風切處。

過去的研究(Wadler et al. 2018b; 2021)指出，位於颱風風切向量左側常有下衝流帶來的低熵空氣，使得對流不易發展;但此時風切左側的近地表潛熱通量提升，則有

助於協助颱風克服此不利的環境，並進一步令對流肇始。圖 11a~11e 及圖 11f~11j 分別顯示蘇力基颱風(2021)與珊珊颱風(2018)在 RI 及 SI 前後 24 小時的海表潛熱通量 LHF(Latent Heat Flux)之空間演變。

由圖 11a 及圖 11f 可見在增強開始前 24 小時，RI 的颱風個案明顯已具有較高的 LHF，圖 11b 及圖 11g 則顯示在增強開始前 12 小時兩者的量值差異逐漸擴大，且 RI 的颱風個案在 UL 象限的 LHF 亦進一步增強。由圖 11d 及圖 11i 我們進一步發現，RI 的颱風個案在 RI 開始後 UR 象限的 LHF 亦開始顯著增強，使得颱風內核處 LHF 的軸對稱率進一步提升。此點發現與 Richardson et al.(2022)使用再分析資料進行合成分析的結果相似。RI 颱風個案相較於 SI 颱風個案在增強開始前，UL 象限的 LHF 已開始增強；隨著 RI 的開始，UR 的象限之 LHF 亦有顯著提升。較高量值與較具軸對稱性的 LHF，或許是 RI 的颱風個案在 RI 開始後 IWP、RWP 在 UL 象限逐漸增加的主因之一。

式模擬及觀測分析發現，颱風內核 6-10 公里高度的潛熱加熱量值和颱風未來的強度變化相關，本研究也發現在颱風增強前開始 24 小時前有類似於 Wu et al. (2021) 研究的結論，即颱風 RMW 內 6-10 公里的高空 RI 颱風 IWC 有多於 SI 颱風 IWC 的情形(圖未示)。這點指出，在此高度(6~10 公里) 的潛熱釋放可以較有效率地轉化成颱風的動能，使得颱風具有更高的增強速率；然而在颱風增強前的 12 小時與增強開始的瞬間此結果則不明顯，此結果在個別的颱風個案之間是否通用，仍有待後續研究進一步釐清。

綜合前人透過模式模擬及衛星觀測資料分析的研究，颱風的增強速率與颱風內核的潛熱釋放位置與量值息息相關，藉由將颱風系統內對流釋放的潛熱可以不斷轉換為可用位能及動能。我們發現在 WRF

Wu et al. (2021) 的研究透過 WRF 模

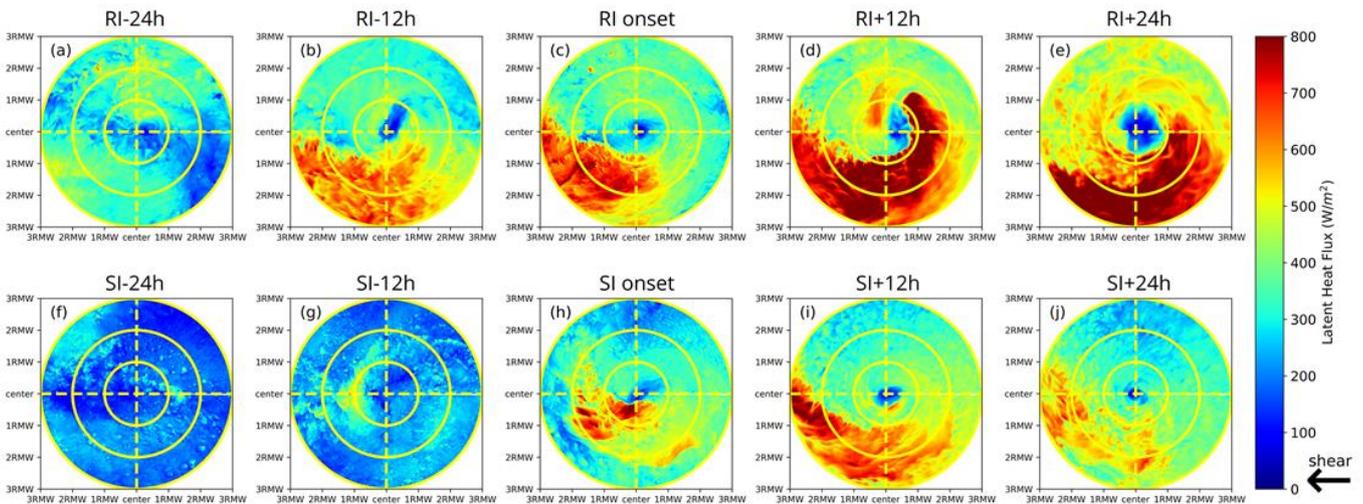


圖 11: WRF 模式模擬颱風之潛熱通量(LHF) (單位： W/m^2)。黃色虛線用以區分不同象限範圍，同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。(a)~(e) RI 的蘇力基颱風，(f)~(j) SI 的珊珊颱風。

模式模擬中，RI 颱風個案不論在增強前或後，相較颱風 SI 個案均有較多的 IWC 與 RWC，其對應到的則是更多的潛熱釋放，如圖 12a 及圖 12b 所示。相較於 SI 颱風，RI 颱風具有軸對稱性更高的 IWP、RWP 及降水分佈，使得其颱風內核有更多且更高效率的潛熱加熱釋放，進而使得颱風具有更大的增強速率。

在過去許多研究當中，使用了雷達回波資料進行降雨類型的定義與分類，進而探討颱風、對流系統或是其他天氣系統當中的降雨類型差異及演變過程。承如本文前面所提及，本研究依據 Wu et al. (2022) 使用之降雨類型分類方法進行分類，將降水型態分成五類，當中包含深對流(Deep Convection; DC)、中等對流(Moderate

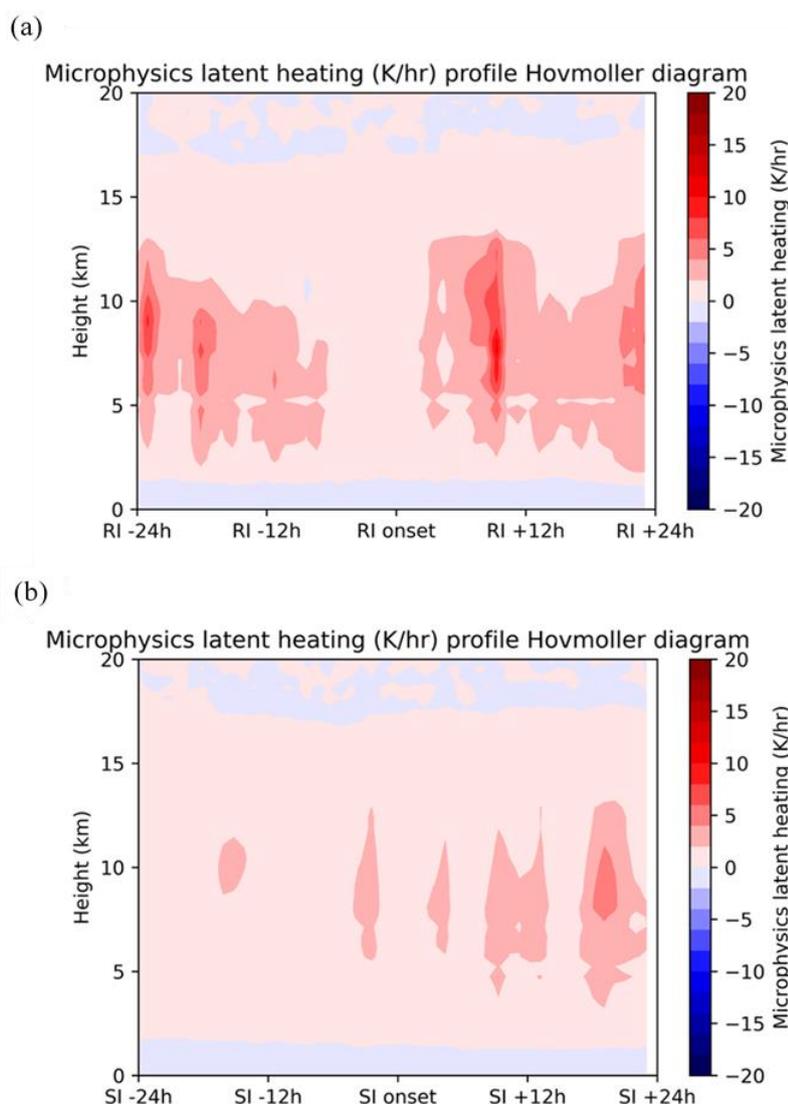


圖 12: 潛熱加熱量值(單位: K/hr)取 3 倍 RMW 內平均後之哈默圖(Hovmöller diagram)。橫軸表示對於 RI 發生的時間，時間序由左至右，縱軸表示高度。(a) RI 的蘇力基颱風、(b) SI 的珊珊颱風。

Convection; MC)、淺對流(Shallow Convection; SC)、層狀降水(Stratiform; ST)及弱回波(Weak Echo; WE)型態，同時考慮對流半徑以減少對流面積受到低估的可能性。

圖 13a~13e 分別顯示了蘇力基(2021)颱風在 RI 前 24 小時、RI 前 12 小時、RI 開始當下、RI 後 12 小時以及 RI 後 24 小時其降水類型在 3RMW 範圍內分布的情形。由圖 13 可見在 RI 前 24 小時的時候，降雨主要分佈在 DR 及 DL 象限處，降雨以大量的 ST 類型及部份 DC 及 MC 類型為主。到了 RI 前 12 小時，降水開始往 DL 及 UL 象限移動，其中 DL 象限有降水的格點以 DC 類型為主，而在 UL 象限的降水格點則是以 MC 及 ST 類型為主。到了 RI 開始當下，我們發現對流性降水面積大幅減少，降水此時以 ST 和少數 DC 及 MC 類型為

主，此變化趨勢與 IWP 及 RWP 量值在 RI 前後有大幅減弱的情形雷同。而在 RI 開始後，由圖 13d、13e 可見 UL 象限的降水面積開始增加，不論 DC 或是 ST 類型的降水所占面積皆有增加。而上風切處(UL 及 UR)ST 所占面積開始增加的現象與 Alvey et al. (2020)使用系集模式針對快速增強颶風之模擬結果類似；他們發現在颶風高低層的中心不再傾斜分離後，颶風上風切處之相對濕度開始增加，同時層狀降水之面積開始增加，並有利於進一步發生颶風的快速增強。

然而，緩慢增強的個案珊珊颱風的降水類型演變則相當不同。圖 13 f~13j 分別顯示了珊珊颱風在 SI 前 24 小時、SI 前 12 小時、SI 開始當下、SI 後 12 小時以及 SI 後 24 小時其降水類型 3RMW 內分布的情形。在 SI 前 24 小時的時候，颱風 2RMW

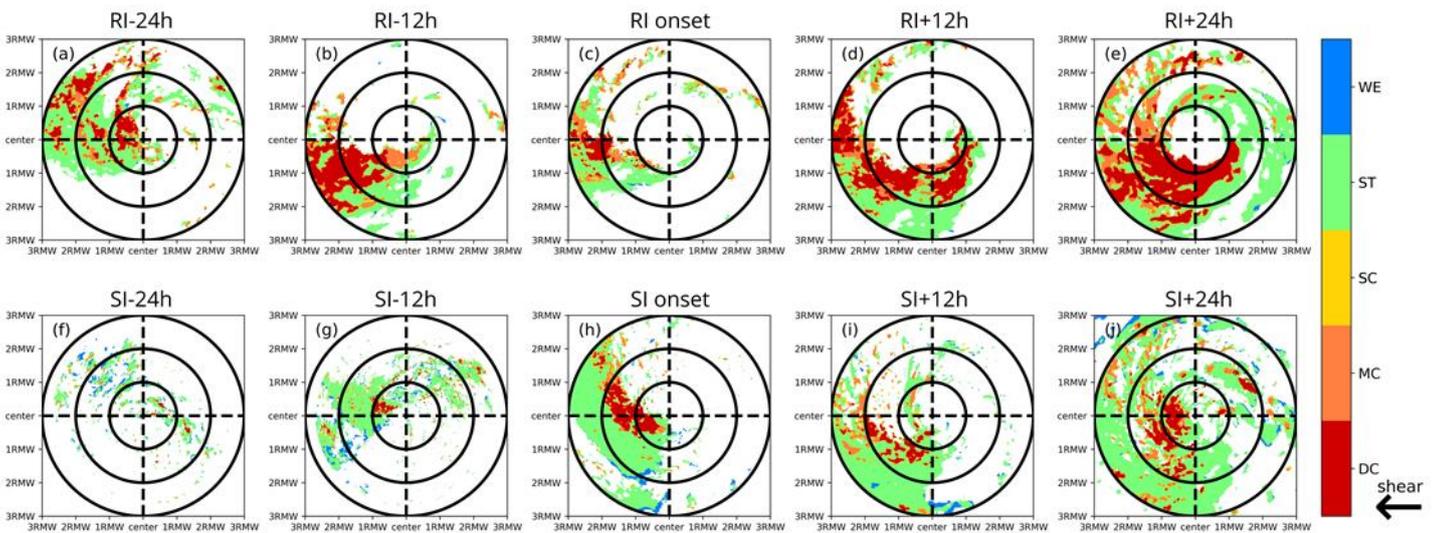


圖 13: WRF 模式降水類型。黑色虛線用以區分不同象限範圍，同心圓由內向外分別為 1 倍、2 倍、3 倍 RMW。(a)~(e) RI 的蘇力基颱風，(f)~(j) SI 的珊珊颱風。

內僅有零星的降水；一直到了 SI 前 12 小時，DR、DL 及 UR 象限的 ST 類型所占面積開始增強，但仍無明顯對流性降水的發生。颱風 SI 開始後，DL 處之 DC 面積才開始逐漸增加，同時其上風切處僅層狀降水面積亦開始增加；但與 RI 個案不同的是，其上風切處對流性降水面積並無明顯的增加。

Alvey et al. (2020) 發現增強速率非屬 RI 類型的颶風，其高低層的中心無法對準重合(alignment)，因而不利於進一步發生快速增強；同時此類颶風上風切處的層狀降水及砧狀雲比例，在強度發生變化後無明顯增加。然而在本研究所進行的模擬當中，我們發現 SI 類型的颶風其上風切處之層狀降水亦有一定比例之增加，其結果與 Alvey et al. (2020) 有所差異。這原因可能是該研究 (Alvey et al. 2020) 中強度變化的分類是將颶風分為 RI 與 Non-RI 後再進行比較，而本研究主要鎖定於比較 RI 與 SI 的颶風個案，雖 SI 亦屬於 Non-RI 之分類，然而 Non-RI 當中也包含了 NT 及 WK 之個案，因而造成比較降水類型分佈時，其結果與本研究結果具有一定程度之差異。

為了進一步比較 RI 與 SI 颶風個案間在不同象限及不同時間之降雨類型差異，本研究除了計算不同類之降水類型在總降水個點中所佔比例，也計算了不同類之降水類型在 3 倍 RMW 範圍內中佔所有格點

之比例，並繪製時序圖進行比較。前者之計算可以協助我們釐清在不同象限中，不同降水類型佔整體降水比例及其變化；後者之計算則可以協助我們比較颶風在不同象限中，不同降水類型在 3RMW 內所占面積之變化情形。此外，圖 14a 不同象限圖之間的上下界(縱軸之百分比)可能有所差異，若設定相同之比例，可能造成部分降水格點數較少的象限其不同降水類型比例隨時間之變化無法被清楚地解析。

圖 14a 顯示蘇力基(2021)颶風及珊珊(2018)颶風增強前後 24 小時內，DC、MC 及 SC 降水類型在四個象限當中分別占 3RMW 內總格點數之比例變化時序圖。由圖 14a 可見，多數時間內 UR 象限對流性降水所佔整體面積比例相當小。而在 DL 象限中，RI 個案蘇力基颶風在 RI 的前後一天內其 DC 比例大致落在 10~30% 之間，而 SI 珊珊個案在 SI 開始前僅有零星 DC，直到 SI 開始後 DC 才開始逐漸增加至 15~30%。在颶風增強開始後，DL 象限兩者的深對流降水比例相當，甚至在部分時刻 SI 個案高於 RI 的個案。而在 UL 象限中，增強開始前 RI 及 SI 個案的對流性降水皆寥寥無幾，一直到增強開始後 RI 之個案其 DC 比例才開始增加。圖 14(b)顯示蘇力基颶風及珊珊颶風增強前後 24 小時內 ST、WE 在四個象限當中分別占 3RMW 內總格點數之比例變化。我們發現在 UR 及 DR 兩象限中，兩颶風個案在多數時間

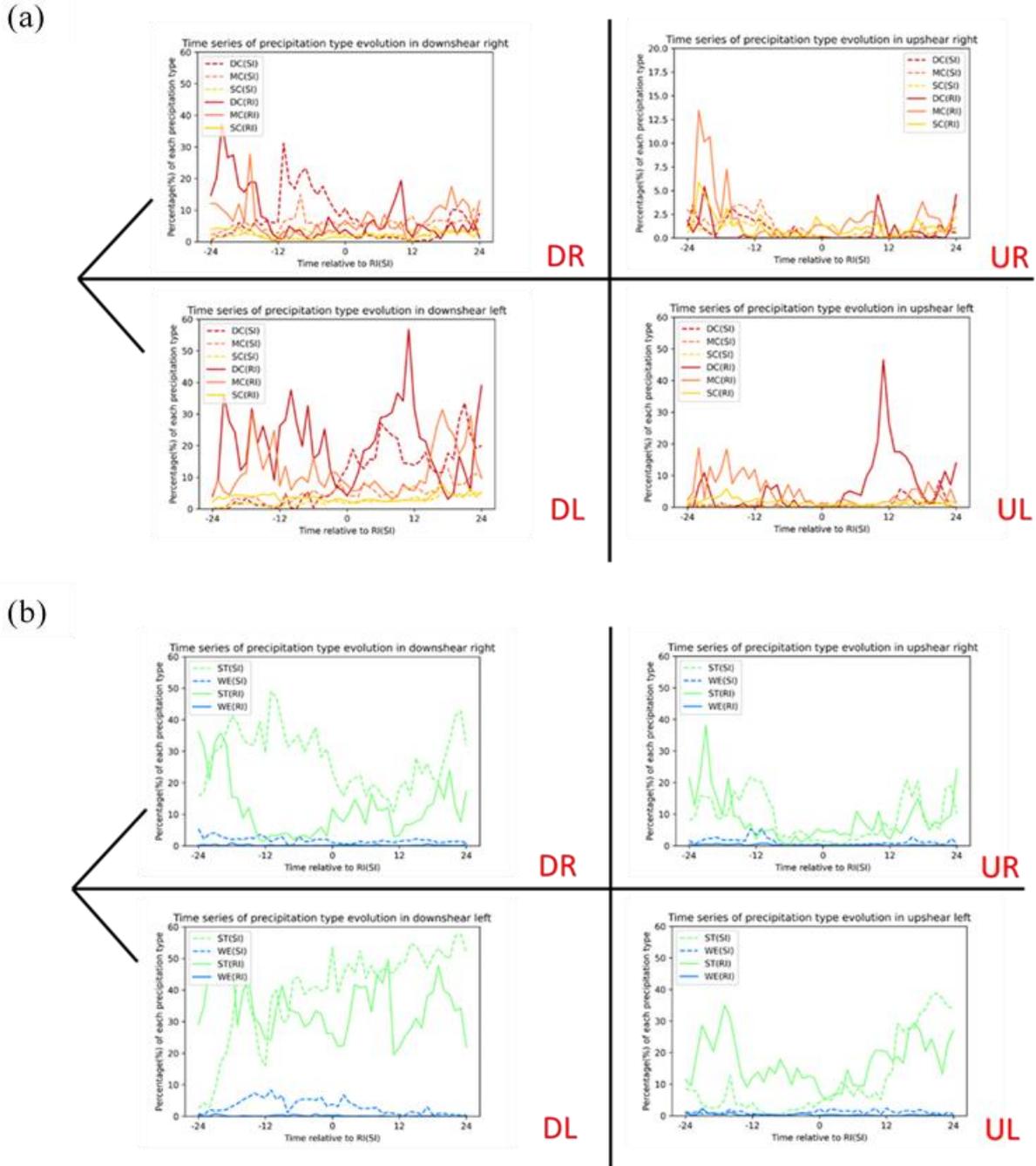


圖 14: 降雨類型比例時序圖。左上圖表 DR 象限，右上表 UR 象限，左下表 DL 象限，右下則表 UL 象限。橫軸表相對增強(RI/SI)之時序，縱軸表各類型降水分別占該象限總降水格點之比例。圖(a)中深紅實線表 RI 個案 DC 比例，橘色實線表 RI 個案 MC 比例，黃色實線表 RI 個案 SC 比例，深紅虛線表 SI 個案 DC 比例，橘色虛線表 SI 個案 MC 比例，黃色虛線表 SI 個案 SC 比例。圖(b)中綠實線表 RI 個案 ST 比例，藍色實線表 RI 個案 WE 比例，綠虛線表 SI 個案 ST 比例，藍色虛線表 SI 個案 WE 比例。

內 ST 的比例小於 50%，而圖 14a 亦顯示 UR 及 DR 象限對流性降水之格點比例相當小，此意味著此兩象限大部分區域在增

強前後 24 小時時間內大多數格點處於無降水的狀態。

在圖 14b 中我們亦可發現 DL 象限中

RI 颱風個案的 ST 所占總面積比例逐漸下降，而 SI 颱風個案則維持在 30~50% 之間。至於在 UL 及 UR 象限，我們發現在增強開始後，RI 及 SI 的個案 ST 所佔總面積之比例由 5~10% 增加至約 10~30%。

Alvey et al. (2020) 研究發現颱風上風切處原先較為乾燥，較不適合對流的發展並限制了颱風的強度發展。在 RI 的個案中，DL 象限的降水透過颱風的氣旋式風場平流至 UL 甚至 UR 象限。由圖 14b 我們發現，UL 象限在颱風 RI 開始後 ST 類型的比例開始逐漸增加，藉由 ST 增濕颱風的上風切處，使得颱風內核的降雨分佈及潛熱加熱更加地軸對稱且更有效率，使得颱風上風切處增濕過後更有利於上風切處強對流的發展與維持。從圖 14a 中我們也發現在颱風 RI 開始後 10~12 小時，在 UL 象限的 DC 降水類型有明顯增加的趨勢，ST 與 DC 類型的增加使得颱風內核處的潛熱加熱更加軸對稱，並進一步將大量的可用能量轉化旋轉動能，使得 RI 的颱風個案具有更高的增強速率。然而在 SI 的颱風個案中，在 SI 開始的初期其上風切處的增濕並不明顯，一直到 SI 開始後接近 12 小時其上風切處的層狀降水才有逐漸增加的趨勢。由於 SI 個案的颱風上風切處長期處在較為乾燥的環境，颱風的對流較侷限於下風切處，其颱風內核的潛熱加熱效率較差，使得颱風的增強速率相對較低。

四、結論

本研究以 SSMIS 衛星觀測以及 WRF 數值模式模擬所得相關雲微物理參數及降水相關變數，分別針對快速增強(RI)與緩慢增強(SI)之颱風個案進行比較探討。我們對於 RI 與 SI 個案分別挑選十個颱風個案進行衛星資料合成分析後，再分別針對擁有觀測資料較多的 RI 個案蘇力基颱風(2021)及 SI 個案珊珊颱風(2018)，進行 WRF 模式模擬，就這兩個颱風個案在空間及時間上特性演變特徵，進行比較分析。過去針對 RI 及 SI 個案的降水與雲微物理特性在時間及空間演變之相關研究較少，且多針對 RI 與非 RI 個案進行探討與比較。此係本論文研究較為獨特之處，希冀針對初生成強度類似但卻具有不同增強速率之颱風，能夠有更進一步的認識與瞭解。

透過 SSMIS 衛星觀測資料的合成分析我們發現，在颱風增強的前 12 小時、後 12 小時以及後 24 小時的合成分析中，RI 的颱風在內核(3RMW)內四個象限中其 IWP 及 RWP 量值均大於 SI 颱風的量值，且其差異在 95% 信心水準下具有統計意義。其中我們發現 RI 颱風在 RI 開始前後，會有對流減弱造成 IWP 及 RWP 量值同步減弱的情形，此現象造成 RI 與 SI 颱風之間 IWP 與 RWP 量值具有統計性差異之分佈限縮至 RMW 範圍內。至於衛星紅外亮溫之觀測亦指出，在增強前 12 小時 RI 的

颱風個案其 2RMW 內亮溫已低於 SI 個案之亮溫，並在增強開始前後的時間點兩者的差異性已開始具有統計之意義。在 IWP/RWP 的合成分析中，對流減弱現象與 Munsell et al. (2021) 透過衛星紅外亮溫分析結果類似。然而在本研究之亮溫合成分析中則並無類似現象，Munsell et al. (2021) 的觀測分析指出紅外亮溫上升的時長僅數十分鐘，由於本研究中合成分析的間隔為 12 小時，可能因為資料時間解析度較粗造成此現象無法被解析；合成分析中 IWP/RWP 減弱與亮溫發生變化之時長及發生時間點之差異，其背後成因仍有待後續的研究與探討。

在 SSMIS 衛星資料合成分析或 WRF 模式模擬中，我們發現不論是 RI 或 SI 颱風個案，在颱風強度發生增強之前高 IWP 及 RWP 量值區域主要分佈在下風切處，尤其是 DL 象限更為明顯。隨著颱風 RI 或 SI 的發生，我們發現在 RI 颱風的 WRF 模擬以及衛星觀測合成分析中，其 UL 象限的 IWP 及 RWP 開始增加，這意味著其上風切處的對流與降水逐漸發展；然而在 SI 颱風的 WRF 模擬及衛星資料合成分析中，並未有類似的現象發生。此現象顯示 RI 颱風個案的對流及降水空間分佈具有更高的軸對稱性，此與過去之研究結果相近。同時也指出，較高軸對稱率颱風之對流及降水空間分佈往往對應到更高的增強速率。

在 WRF 模擬的結果分析中，我們進

一步將模擬的雷達回波值區分成不同降水類型，先初步分類為對流性及層狀降水後，再進一步將對流性降水分為深對流(DC)、中等對流(MC)及淺對流(SC)類型；而層狀降水則再分為層狀降水(ST)及弱回波(WE)類型。我們發現在 DL 象限中，SI 颱風個案(珊珊)在 SI 開始前幾乎沒有 DC 類型存在，一直到 SI 開始後其 DC 比例逐漸上升至約 50%。而在 UL 象限中，RI 颱風個案(蘇力基)在 RI 開始前幾乎不存在 DC 降水，直到 RI 開始後其 DC 的比例開始逐漸增加。然而在 SI 颱風個案中，其上風切象限在 SI 前後 24 小時內，不論是 UL 或 UR 象限幾乎沒有 DC 降水存在。

同時我們亦發現，颱風在 RI 及 SI 開始前上風切處並無顯著之降水分佈，然而在 RI 及 SI 開始後颱風上風切處之 ST 佔總格點數之比例有開始上升之趨勢，此與 Alvey et al. (2020) 之發現有部份相近，但也有部份不同。本研究與 Alvey et al. (2020) 研究皆指出 RI 颱風個案在 RI 開始後，其上風切處之 ST 降水類型比例開始增加；然而 Alvey et al. (2020) 之研究指出非屬 RI 個案無此情形，但在本研究中 SI 之個案亦有上風切處 ST 比例增加之情形。此原因可能來自 Alvey et al. (2020) 其分類僅為 RI 與非 RI 颱風之差異，而本研究係針對 RI 與 SI 颱風個案討論，而非 RI 颱風之個案可以包含 SI、NT 及 WK 等三類，此為可能造成兩者結果差異的原因之一。或者是

本研究與 Alvey et al. (2020)之研究針對降雨類型分類方法存在些微差異，進而導致計算出之比例有所差異。

綜合上述研究成果，圖 15a 與圖 15b 分別為 RI 與 SI 颱風在增強前後的模式圖。圖 15 顯示，RI 與 SI 的颱風個案對流均較集中於下風切處，然而 RI 的颱風個案相較 SI 的颱風個案具有較多的 IWP 與 RWP 及降水面積。颱風增強後，RI 的颱風

個案在 UL 象限的 IWP 與 RWP 增加並伴隨降水面積的增加(圖 15a)，高層與低層的中心逐漸對準重合，上風切處的層狀降水逐漸濕化 UL 象限的中高層大氣，使得 UL 象限處的對流可以維持並產生更軸對稱而有效率的加熱(Alvey et al. 2020)。SI 的颱風個案其 IWP 與 RWP 和降水分佈仍然以下風切處為主，高層與低層的中心仍然傾斜並未對準重合(Alvey et al. 2020)，但其

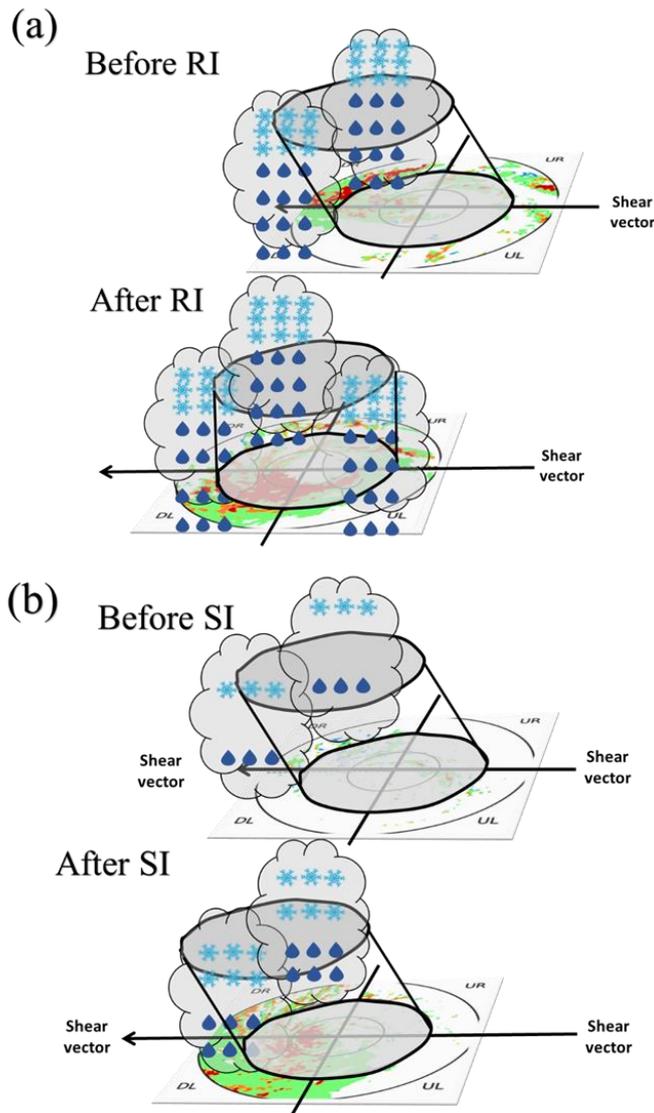


圖 15: RI 與 SI 颱風雲微物理參數及降水類型合成分析的概念模式圖。(a)RI 前後對照、(b)SI 前後對照。

IWP 與 RWP 亦有逐漸增加的趨勢(圖 15b)。

在目前對於雲微物理過程之認知與模擬仍有侷限性的情況下,本研究發現 WRF 模擬之冰與雨水量值均有多於衛星觀測估計值之趨勢,然而在缺乏飛機實際觀測之情形下,在不同環境時空背景下,此研究發現的真實性仍有待後續研究進一步確認。受限於繞極軌道衛星數量及掃瞄範圍的限制,我們難以針對單一颱風個案進行長時間的觀測與分析,也難以獲得大量的觀測數據進行合成統計。希望未來可進一步檢視不同繞極衛星所酬載儀器之間觀測的差異性,若不同規格儀器之間針對多個颱風個案均有類似觀測結果,未來可進一步提升 RI 與 SI 颱風個案統計數量,將有助於提升其差異之代表性。

在 WRF 模式模擬中,本研究僅選取各一個 RI 與 SI 颱風個案進行模擬,當中雲雨降水參數化方案之不確定性依然存在,同時 WRF 模式中由於空間解析度之限制、模式本身之數值誤差及雲微物理參數化方案之不確定性等限制,均會導致模擬雲微物理特性造成一定程度的誤差。這些因素將會限制本研究結果是否可以類推至其他 RI 或 SI 颱風個案情形,未來仍有待後續進一步研究加以研究探討。另外,降雨類型與雲微物理特徵的差異,亦有可能透過潛熱釋放垂直剖面的差異(如圖 12 但增加考慮不同象限的分佈),進而影響到

颱風的增強(RI 或 SI)過程。此議題值得進一步深入探討,可以透過數值模式的敏感度實驗來確認;但因本論文著重於合成分析的統計特徵,故此議題有待後續研究進一步延伸探討。

致謝

感謝兩位審查委員的細心閱讀與寶貴意見,使得論文品質大為提升。感謝郭鴻基教授、陳正平教授及劉千義教授針對論文研究的修改建議,感謝國家實驗研究院國網中心提供計算資源。本論文是在科技部/國科會專題計畫(MOST110-2111-M-002-014、MOST111-2111-M-002-014 及 MOST112-2111-M-002-020)支持下進行。本論文部份內容取自第一作者在臺灣大學大氣科學研究所的碩士論文。

參考文獻

- Alvey, G. R., E. Zipser, and J. Zawislak, 2020: How does Hurricane Edouard (2014) evolve toward symmetry before rapid intensification? A high-resolution ensemble study. *J. Atmos. Soc.*, **77**, 1329–1351.
- Bu, Y., 2012: Factors That Can Influence the Onset Time of Rapid Intensification of Tropical Cyclones, University of California Los Angeles Master Thesis, 75 pp.

- Cecil, D. J., and E. J. Zipser, 1999: Relationships between tropical cyclone intensity and satellite-based indicators of inner core convection: 85-GHz ice-scattering signature and lightning. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 103–123.
- 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.
- Corbosiero, K. L., and J. Molinari, 2003: The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 366–376.
- Churchill, D. D., and R. A. Houze Jr., 1984: Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 933–960.
- DeHart, J. C., R. A. Houze, and R. F. Rogers, 2014: Quadrant distribution of tropical cyclone inner-core kinematics in relation to environmental shear. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2713–2732.
- Didlake, A. C., and R. A. Houze Jr., 2009: Convective-scale downdrafts in the principal rainband of Hurricane Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3269–3293.
- Didlake, A. C., and R. A. Houze Jr., 2013a: Convective-scale variations in the innercore rainbands of a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 504–523.
- Emanuel, K., DesAutels, C., Holloway, C., Korty, R., 2004: Environmental control of tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 843–858.
- Fovell, R. G., K. L. Corbosiero, and H. C. Kuo, 2009: Cloud microphysics impact on hurricane track as revealed in idealized experiments, *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1764–1778.
- Fovell, R. G., K. L. Corbosiero, A. Seifert, and K.-N. Liou, 2010: Impact of cloud-radiative feedback on hurricane track, *Geophysical Research Letters*, **37**, L07,808.
- Frank, W. M., and E. A. Ritchie, 2001: Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2249–2269.
- Fritz, C., Z. Wang, S. W. Nesbitt, and T. J. Dunkerton, 2016: Vertical structure and contribution of different types of precipitation during Atlantic tropical cyclone formation as revealed by TRMM PR. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 894–901
- GPM Science Team (2016), GPM SSMIS on F16 (GPROF) Radiometer Precipitation

- Profiling L2 1.5 hours 12 km V05, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed:[*February 11, 2023*],[10.5067/GPM/SSMIS/F16/GPROF/2A/05](https://doi.org/10.5067/GPM/SSMIS/F16/GPROF/2A/05)
- GPM Science Team (2016), GPM SSMIS on F17 (GPROF) Radiometer Precipitation Profiling L2 1.5 hours 12 km V05, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed:[*February 11, 2023*],[10.5067/GPM/SSMIS/F17/GPROF/2A/05](https://doi.org/10.5067/GPM/SSMIS/F17/GPROF/2A/05)
- GPM Science Team (2016), GPM SSMIS on F18 (GPROF) Radiometer Precipitation Profiling L2 1.5 hours 12 km V05, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed:[*February 11, 2023*],[10.5067/GPM/SSMIS/F18/GPROF/2A/05](https://doi.org/10.5067/GPM/SSMIS/F18/GPROF/2A/05)
- Hence, D. A., and R. A. Houze, 2012: Vertical structure of tropical cyclone rainbands as seen by the TRMM Precipitation Radar. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 2644–2661.
- Hendricks, E. A., Peng, M. S., Fu, B. and Li, T., 2010: Quantifying Environmental Control on Tropical Cyclone Intensity Change. *Monthly Weather Rev.* **138**, 3243–3271.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., et al., 2020: The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **146**, 1999–2049.
- Homeyer, C. R., Fierro, A. O., Schenkel, B. A., Didlake, A. C., McFarquhar, G. M., Hu, J., Ryzhkov, A. V., Basara, J. B., Murphy, A. M., and Zawislak, J., 2021: Polarimetric Signatures in Landfalling Tropical Cyclones, *Mon. Weather Rev.*, **149**, 131–154.
- John Janowiak, Bob Joyce, Pingping Xie (2017), NCEP/CPC L3 Half Hourly 4km Global (60S - 60N) Merged IR V1, Edited by Andrey Savtchenko, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [*February 11, 2023*], [10.5067/P4HZB9N27EKU](https://doi.org/10.5067/P4HZB9N27EKU).
- Kaplan, J., and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.
- Kaplan, J., 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.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance on atmospheric circulation. *Meteorol. Monogr.*, **32**, 84.
- Li, Y., Li, J., Ping, F., and Gao, Z. (2022). Influence of the terminal velocity of graupel on the simulation of a convective system over Beijing. *Atmos. Res.* **274**, 106181.
- Li, X., and Z. Pu, 2008: Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of hurricane emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 48194838.
- Lin, S.-J., and K.-H. Chou, 2020: The Lightning distribution of tropical yclones over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **148**, 4415–4434, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0327.1>.
- Liu, C. Y., Punay, J. P., Wu, C. C., Chung, K. S. and Aryastana, P., 2022: Characteristics of deep convective clouds, precipitation, and cloud properties of rapidly intensifying tropical cyclones in the western North Pacific. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **127**, e2022JD037328.
- Lord, S. J., H. E. Willoughby, and J. M. Piotrowicz, 1984: Role of a parameterized ice-phase microphysics in an axisymmetric, non-hydrostatic tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2836–2848.
- Miyamoto, Y., and T. Takemi, 2013: A transition mechanism for the axisymmetric spontaneous intensification of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 112–129.
- 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. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 435-465.
- Munsell, E. B., Braun, S. A., and Zhang, F., 2021: GOES-16 Observations of Rapidly Intensifying Tropical Cyclones: Hurricanes Harvey (2017), Maria (2017), and Michael (2018). *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 1696–1714.
- Nolan, D. S., Miyamoto, Y., Wu, S., and Soden, B. J., 2019: On the correlation between Total condensate and moist heating in tropical cyclones and applications for diagnosing intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 3759–3784.
- Richardson J. C., R. D. Torn, and Brian H. Tang, 2022: An Analog Comparison between Rapidly and Slowly Intensifying

- Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **150**, 2139–2159.
- Rogers, R. F., P. D. Reasor, J. A. Zawislak, and L. T. Nguyen, 2020: Precipitation processes and vortex alignment during the intensification of a weak tropical cyclone in moderate vertical shear. *Mon. Wea. Rev.*, **148**, 1899–1929.
- Schubert, W. H., Montgomery, M.T., Taft, R.K., Guinn, T.A., Fulton, S.R., Kossin, J.P., Edwards, J.P., 1999: Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction and potential vorticity mixing in hurricanes. *J. Atmos. Sci.* **56**, 1197–1223.
- Shi, D., and Chen, G., 2021: The implication of outflow structure for the rapid intensification of tropical cyclones under vertical wind shear. *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 4107–4127.
- Steiner, M., R. A. Houze Jr., 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.
- Tao, C., and H. Jiang, 2015: Distributions of shallow to very deep precipitation–convection in rapidly intensifying tropical cyclones. *J. Climate*, **28**, 8791–8824.
- Wadler, J. B., J. A. Zhang, B. Jaimes, and L. K. Shay, 2018b: Downdrafts and the evolution of boundary layer thermodynamics in Hurricane Earl (2010) before and during rapid intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **146**, 3545–3565.
- Wadler, J. B., J. A. Zhang, R. F. Rogers, B. Jaimes, and L. K. Shay, 2021: The rapid intensification of Hurricane Michael (2018): Storm structure and the relationship to environmental and air–sea interactions. *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 245–267.
- Wang, M.; Zhao, K.; Pan, Y.; Xue, M., 2020: Evaluation of simulated drop size distributions and microphysical processes using polarimetric radar observations for landfalling Typhoon Matmo (2014). *J. Geophys. Res. Atmos.*, **125**, 1–20.
- Wingo, M. T. and D. J. Cecil, 2010: Effects of Vertical Wind Shear on Tropical Cyclone Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 645–661.
- Wu, S.-N., B. J. Soden, Y. Miyamoto, D. S. Nolan, and S. A. Buehler, 2021: Using satellite observations to evaluate the relationships between ice condensate, latent heat release, and tropical cyclone intensification in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 113–129.

- Wu, Y.-C., M.-J. Yang, and R.F. Rogers, 2022: Examining Terrain Effects on the Evolution of Precipitation and Vorticity of Typhoon Fanapi (2010) after Departing the Central Mountain Range on Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **150**, 1517–1540.
- Yanai, M., Esbensen, S. and Chu, J.-H., 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.* **30**, 611–627.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941–1963.

A Comparison Study of Precipitation Regime and Microphysics Characteristics between Rapidly-Intensifying and Slow-Intensifying Tropical Cyclones

Yi-Hsuan Huang^{1,2} Ming-Jen Yang¹

¹National Taiwan University ²Central Weather Administration

(manuscript received 12 December 2023; in final form 1 April 2024)

Abstract

The differences and evolution of rainfall regimes and microphysics characteristics between rapid-intensification (RI) and slow-intensification (SI) tropical cyclones (TCs) are examined in this study. We have analyzed the ice water path (IWP) and rain water path (RWP) retrieved from the Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS), brightness temperature from infrared channel, and conducted the Weather Research and Forecasting model (WRF) simulations to investigate the differences and evolution of rainfall regimes and microphysics characteristics between RI and SI TCs.

From the SSMIS observations, we found that the IWP and RWP in RI TCs were greater than those in SI TCs within twice the radius of maximum wind speed (RMW) 12 hours before the RI onset. The differences in IWP and RWP between RI and SI TCs within the RMW were significant at the 95% confidence level at the RI/SI onset and within twice the RMW at 12 hours before, 12 hours after, and 24 hours after the onset. The brightness temperature from infrared channel indicated that, at 12 hours before onset, the brightness temperature of the RI cases was lower than that of the SI cases within 3 times of RMW. After the onset, the RI cases exhibited significantly lower infrared brightness temperatures compared to the SI cases at the 95% confidence level within most areas within twice RMW. This difference was particularly evident in the upshear quadrant.

Both the SSMIS observations and WRF simulations showed that the IWP and RWP were generally larger in the downshear flank before the onset, especially in the downshear left (DL) quadrant. The IWP and RWP in upshear left (UL) quadrant gradually became larger after the RI onset, yet similar evolution did not occur in SI TCs. The IWP and RWP were quickly weakened just before the RI onset in RI TCs.

We also compared the precipitation regime differences between the RI and SI TCs. We found that the ratios of deep convection (DC) and moderate convection (MC) at the DL and UL quadrants in RI TCs were greater than those in SI TCs for most periods we analyzed. The ratios of stratiform precipitation (ST) at the UL and upshear right (UR) quadrants gradually increased after the RI/SI onset.

Keywords: Rapid Intensification (RI), Slow Intensification (SI), Ice Water Path (IWP), Rain Water Path (RWP), Tropical Cyclone (TC), Precipitation Regimes. doi: 10.53106/025400022024045201002