



國立中山大學海洋科學系

碩士論文

Department of Oceanography

National Sun Yat-sen University

Master Thesis

利用自動偵測法統計熱帶氣旋引發冷渦之特性
Using Automated Detection to Characterize the Cyclonic Eddies
Induced by Tropical Cyclones

研究生：江函霖

Han-Lin Chiang

指導教授：曾若玄 教授

Prof. Ruo-Shan Tseng

中華民國 111 年 1 月

January 2022

論文審定書

國立中山大學研究生學位論文審定書

本校海洋科學系碩士班

研究生江函霖 (學號：M085090009) 所提論文
利用自動偵測法統計熱帶氣旋引發冷渦之特性

**Using Automated Detection to Characterize the Cyclonic
Eddies Induced by Tropical Cyclones**

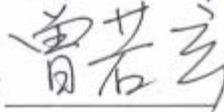
於中華民國 110 年 12 月 10 日經本委員會審查
並舉行口試，符合碩士學位論文標準。

學位考試委員簽章：

召集人鄭宇昕



委員曾若玄



委員陳冠宇



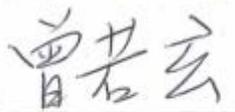
委員李逸環



委員方盈智



指導教授曾若玄



誌謝

在中山大學完成學士及碩士學位是很幸福的事，如果遇到低潮與瓶頸只要向外看夕陽與海彷彿就可以稍微緩解心理的壓力，當然，系上的老師們也都給予最大的幫助。最感謝的是我的指導教授曾若玄老師，從基本的知識一直到訓練解決問題的能力，讓我在碩士畢業時可以帶走滿滿的收穫。感謝李逸環老師總是溫柔、有耐心地提供不同觀點的研究方向，除了讓我更加認識資料分析的重要性，也讓卡在瓶頸的我茅塞頓開。感謝陳冠宇老師，在我曾經迷惘的時候給予其他想法與可能需要的參考資料，讓我從那個難解的問題走了出來，還給了我一些機會讓我可以有其他努力的方向。感謝口試委員鄭宇昕老師，抽空閱讀、批改我的論文，探究研究方法與資料可能帶來的誤差，給予許多寶貴的建議。感謝口試委員方盈智老師，不僅批閱我的論文，還閱讀了參考資料並教導我如何更完整的呈現文獻回顧。除此之外，碩士期間也受到許多人的幫助，包含維德、煥傑、立南、永昇、勇廷學長、師母、妍萱、甯傑以及所有曾經幫助過我的貴人，沒有你們在研究上的討論與辯證，無法讓我發現盲點，也給予我許多鼓勵與機會。家人、朋友們也都是我精神上的支柱，讓我在低潮時有一個避風港，休息完後又可以持續學習，直到完成碩士學業。

一路上要感謝的人真的太多，無法一一細數，但感謝你們都在身邊默默陪伴，並真心的給予建議與鼓勵！

中文摘要

本篇研究主要內容為針對西北太平洋 2010 至 2019 十年間的熱帶氣旋，沿軌跡自動偵測受其影響的冷渦，並統計特性差異及其與熱帶氣旋參數之關係。本研究採用的自動偵測法為結合 Okubo-Weiss 及幾何流場的概念，設計成沿熱帶氣旋軌跡於七級風半徑內偵測冷渦，並透過熱帶氣旋經過前的海表狀態區分為新生成或被增強冷渦。利用雙層海水介面深度、混合層厚度、溫度剖面曲線頂點之定義計算上層海水厚度，代入 Geisler (1970) 公式，得出在西北太平洋的第一斜壓模相位速度皆小於 3.3 m/s，且統計十年熱帶氣旋行進速度，3 m/s 以下的數量約佔 48%，因此本研究定義慢行進速度為 3 m/s 以下。由不同行進速度引發的冷渦數量與熱帶氣旋數量比例發現，慢行進速度較其他速度影響更多冷渦，且使冷渦海表高度變異量 (Sea Level Anomaly, SLA) 顯著變化，而颱風等級影響冷渦 SLA 平均變化量較超級颱風來得多。全體的新生成冷渦 SLA 日變化量多於總變化量，被增強冷渦則是相反的結果，可能因為兩種冷渦結構完整度的差異，導致受到熱帶氣旋影響的 24 小時內新生成冷渦 SLA 變化較大；而預先存在的冷渦因海水狀態不穩定，因此熱帶氣旋較易挾帶下層冷水使被增強冷渦持續增強。雖然熱帶氣旋轉彎/打轉代表行進較慢，卻未必使冷渦 SLA 變化較多，根據本篇結果，轉彎處的新生成及被增強冷渦的平均 SLA 總變化量較平均日變化量多，說明在轉彎/打轉軌跡附近的冷渦皆受到熱帶氣旋影響而持續加深。

關鍵字：熱帶氣旋、行進速度、自動偵測法、冷渦、海表高度變異量

英文摘要

The purpose of research is to automatically detect the cyclonic eddies (CE) affected by the tropical cyclones (TC) in the Northwestern Pacific Ocean from 2010 to 2019, and characterize statistics and their relation with parameters of TC. The automated detection method is the concept of combining Okubo-Weiss and geometric flow field, being designed to detect CEs along the TC track within the radius of the 17 m/s wind, and distinguish them into generated (GCE) or intensified (ICE) based on the sea level anomaly (SLA) before the TC comes. Next, using the definitions of the interface depth of the two-layer seawater, the thickness of the mixed layer, and the top of the temperature profile to calculate the thickness of the upper layer, and substituting it into the formula of Geisler (1970). In Northwestern Pacific, all the phase speeds of the first baroclinic mode are less than 3.3 m/s. Moreover, the percentage of TC Translation speed (U_h) below 3 m/s is about 48%, so the range of slow U_h is 3 m/s or less. Based on the ratios of CEs to TCs in various U_h , more GCE and ICE are significantly affected at slow U_h . The daily SLA variation of all GCEs are greater than the total variation, while the ICEs have the opposite result. The reason may be the difference in the structure of the GCE and ICE, resulting in a large SLA change of GCE within 24 hours under the influence of the TC. The pre-existing CE represents the unstable state of the seawater, so the TC is more likely to entrain cold waters at lower layer to strengthen ICE. Specifically, the average of total SLA variation of the GCEs and ICEs around the TC turning track are greater than the average of daily SLA variation, indicating that the CE near the turning/looping trajectory will keep deepening after TC passes.

Keywords: tropical cyclone, translation speed, automated detection, cyclonic eddy, sea level anomaly

目錄

論文審定書	i
誌謝	ii
中文摘要	iii
英文摘要	iv
目錄	v
圖次	vii
表次	xi
第一章 前言	1
1.1 文獻回顧	1
1.2 研究動機與目的	6
第二章 研究方法	7
2.1 資料來源	7
2.2 渦漩自動偵測法簡介	10
2.3 本研究參考方法	12
2.3.1 免閾值渦漩自動偵測法	12
2.3.2 沿熱帶氣旋軌跡偵測冷渦之步驟	18
2.3.3 熱帶氣旋行進速度快慢的標準	22

第三章	受熱帶氣旋影響之冷渦特性.....	23
3.1	不同上層海水厚度得出之第一斜壓模相位速度.....	23
3.2	十年間西北太平洋熱帶氣旋概述.....	28
3.3	偵測冷渦之結果.....	31
3.3.1	冷渦數量.....	31
3.3.2	行進速度及中心氣壓與冷渦強度之關係.....	35
3.3.3	冷渦強度變化.....	45
3.3.4	轉彎或打轉軌跡熱帶氣旋引發之冷渦.....	50
3.3.5	熱帶氣旋軌跡左右側之冷渦.....	70
第四章	討論.....	73
4.1	年際與季節差異.....	73
4.2	冷渦的羅氏培數.....	75
第五章	結語與未來展望.....	78
第六章	參考文獻.....	81

圖次

- 圖 1-1 引用 Sun et al., (2014)中海表高度變異量對行進速度回歸分析圖。 5
- 圖 2-1 引用鄭宇昕博士論文(2014)偵測冷渦中心步驟圖。 14
- 圖 2-2 台灣西南側海域(20°N - 23°N, 118°E - 121°E)重現步驟。(a)(b)(c)(d)分別對應
圖 2-1 之步驟結果。其中(d)圖的藍點與紅點分別代表冷渦及暖渦中心。 ... 15
- 圖 2-3 以 2009 年妮妲(Nida)颱風影響冷渦為例重現較大偵測範圍(16°N-24°N,
133°E-141°E)，(a)(b)分別為步驟一、四。 16
- 圖 2-4 以妮妲颱風影響的冷渦為例之步驟四並驗證偵測冷渦軌跡。X 軸為日期
(2009/11/28~2009/12/31)，Y 軸為冷渦中心 SLA 數值(已倒置)。 16
- 圖 2-5 以 2009/11/27 妮妲颱風影響冷渦為例之冷渦面積，藍色虛線為偵測出的冷
渦範圍，底色為 SLA，灰線為 SLA 等值線，白色箭頭為流場，藍點及紅點分
別代表偵測出的冷、暖渦中心。 17
- 圖 2-6 判別可能為新生成或被增強區域之示意圖。實心三角形代表 TC，X(t)表示
在第 t 天時的位置。 19
- 圖 2-7 2006 年珍珠颱風路徑範圍之海表高度變異量(SLA)等值線圖。 21
- 圖 3-1 使用 WOA18 全球海水溫度月平均剖面所繪出之各大洋溫度剖面。(a)-(f)依
序為北大西洋、西北太平洋、東北太平洋、北印度洋、南太平洋以及南印度
洋。 27
- 圖 3-2 根據 JTWC 所提供 2010-2019 年期間西北太平洋 TC 軌跡，並於每個位置標
註其強度類型。依照標籤由上至下分別為熱帶暴風(Tropical Storm, 34-62 kn)、
副熱帶暴風(Subtropical Storm, 34-62 kn)、颱風(Typhoon, 63-129 kn)、超級颱風
(Super Typhoon, ≥ 130 kn)。 28
- 圖 3-3 統計西北太平洋 2010-2019 十年間全部颱風之行進速度分布，以 3 及 6 m/s
為界，區分為慢、中等以及快行進速度。其中慢行進速度佔了 48%，中等行

進速度為 37%，快行進速度為 16%。	29
圖 3-4 西北太平洋 2010-2019 十年間全部 TC 之中心氣壓對風速圖。中心氣壓(hPa) 隨風速(knot)增長而降低，在相同風速下中心氣壓值雖有一定範圍，不過風速 100 節時出現特別低之中心氣壓值。	30
圖 3-5 每年 GCE 及 ICE 個數除當年 TC 總數得出之比例折線圖，灰線為 ICE，黑 線為 GCE。因兩種冷渦比例相差一個量級(order)，因此上方 GCE 比例為乘十 後的數值。	33
圖 3-6 每年被增強(灰色)與新生成(黑色)冷渦數量長條圖。ICE 同樣為 2018 年數量 最多(269 個)，2010 年最少(36 個)。	34
圖 3-7 不同速度區間的冷渦數量對 TC 數量比例長條圖。	36
圖 3-8 GCE 的 SLA 日變化量對行進速度圖，X 軸為生成時的 TC 行進速度，Y 軸 為生成 24 小時內 SLA 變化量(已倒置)，黑點代表 30°N 以南之 GCE，相關性 約為 0.1985，灰點代表 30°N 以北之 GCE。	37
圖 3-9 SLA 顯著變化的 GCE 對行進速度圖，X 軸為生成時的 TC 行進速度，Y 軸 為生成 24 小時內 SLA 變化量(已倒置)，已根據當年 SLA 變化量得出的門檻 值進行篩選(17 例)。	38
圖 3-10 ICE 的 SLA 日變化量對 TC 行進速度圖，X 軸為被增強時的 TC 行進速度， Y 軸為被增強 24 小時內 SLA 變化量(已倒置)，黑點為 30°N 以南之 ICE，灰 點為 30°N 以北之 ICE。	39
圖 3-11 SLA 顯著變化的 ICE 對行進速度作圖，X 軸為行進速度，Y 軸為顯著變化 的 ICE 在增強的 24 小時內之 SLA 變化量(已倒置)。	40
圖 3-12 GCE 的 SLA 日變化量對過境時間作圖，X 軸為七級風半徑÷行進速度， 單位為天，Y 軸為冷渦新生成的 24 小時內 SLA 變化量，黑點代表 30°N 以南 的冷渦，灰點代表 30°N 以北的冷渦。	42
圖 3-13 ICE 的 SLA 日變化量對過境時間作圖，X 軸為七級風半徑÷行進速度，單	

位為天，Y 軸為冷渦被增強的 24 小時內 SLA 變化量，黑點代表 30°N 以南的冷渦，灰點代表 30°N 以北的冷渦。	43
圖 3-14 每年 GCE 的 SLA 日變化量對比圖，黑線為冷渦生成直到颱風消散的 SLA 日變化最大值，灰線為新生成 24 小時內的 SLA 變化量。	45
圖 3-15 每年 ICE 的 SLA 日變化量對比圖，黑線為冷渦增強直到颱風消散的 SLA 日變化最大值，灰線為被增強 24 小時內的 SLA 變化量。	46
圖 3-16 為 2011 年被梅花颱風(MUIFA) (紅點/線)引發的 GCE (紫點，[124°E, 29°N]) 海表高度變異量等值線圖。(a)為 2011/8/4，(b)為 2011/8/5，SLA 日變化量約 - 8 公分。	47
圖 3-17 為 2017/9/15 被泰利颱風(TALIM) (紅點/線)引發的 ICE (黃點，[124°E, 27°N])海表高度變異量等值線圖。(a)為 2017/9/15，(b)為 2017/9/16，SLA 日變化量約-12 公分。	49
圖 3-18 泰利颱風(TALIM) (紅點/線)引發之 GCE，紫點為 9/13 的 GCE。(a)(b)(c) 分別為 2017/9/13、15、17 的 SLA 等值線圖，(d)為 GCE 中心 SLA 時序圖。	54
圖 3-19 諾盧颱風(NORU) (紅點/線)引發之 ICE，黃點分別為 7/30 及 8/2 的 ICE。(a)(b)(c)分別為 2017/7/30、8/2 及 8/8 的 SLA 等值線圖，(d)(e)為 ICE 中心 SLA 時序圖。	58
圖 3-20 巴比侖(PRAPIROON)颱風增強之冷渦。(a)(b)(c)分別為 2012/10/9、10、20 的 SLA 等值線圖，紅點為巴比侖颱風(PRAPIROON)位置，黃點為 10/10 的 ICE。	60
圖 3-21 將冷渦分成是否位於轉彎軌跡附近，並依年份作圖，比較 SLA 日變化量的多寡，(a)為 GCE，(b)為 ICE。	62
圖 3-22 將冷渦分成是否位於轉彎軌跡附近，並依照當時等級作圖，比較 SLA 日變化量的多寡。(a)為 GCE，(b)為 ICE。	63

圖 3-23 引用 Sun et al., (2014)舉例珍珠颱風(Chanchu)於轉彎處生成冷渦之海表高度變異量等值線圖。	64
圖 3-24 珍珠颱風(Chanchu)的行進速度(a)，最大持續風速(b)，以及 2006/5/14 的 SLA 等值線圖、偵測到的三顆 ICE(藍點)及 TC 軌跡(紅點)。	65
圖 3-25 引用 Sun et al., (2014)舉例舒達颱風(Sudal)將微弱的暖渦引發為冷渦之海表高度變異量等值線圖。	66
圖 3-26 舒達颱風(Sudal)的行進速度(a)，最大持續風速(b)，以及 2004/4/12 的 SLA 等值線圖、偵測到的兩顆 ICE(藍點)及 TC 軌跡(紅點)。	67
圖 3-27 妮妲颱風(Nida)的行進速度(a)，最大持續風速(b)，以及 2009/11/28 的 SLA 等值線圖、偵測到的三顆 ICE(藍點)及 TC 軌跡(紅點)。	69
圖 3-28 引用 Yu et al., (2019)中針對軌跡左、右側的冷渦追蹤颱風離開後 1 至 6 天的 SLA 變化率。	70
圖 3-29 比較 TC 軌跡左右側的冷渦在生成(a)增強(b)的 SLA 日變化量。X 軸為冷渦與 TC 中心的經度差距，Y 軸為冷渦新生成/被增強時的 24 小時內之 SLA 變化量(已倒置)。	72
圖 4-1 取自 NOAA 計算大溪地及達爾文兩地標準化氣壓之差值資料所繪出的南方震盪指數(Southern Oscillation Index, SOI)(黑色長條圖)與 GCE(藍點)、ICE(灰點)的 SLA 日變化量比較圖。	74
圖 4-2 ICE 的 Ro 對熱帶氣旋行進速度作圖。	76
圖 4-3 每年 ICE 的 Ro 但以被增強時的 TC 行進速度分類，(a)為 3 m/s 以下，(b)為 3 m/s 以上。	77

表次

表 3-1 各大洋不同標準訂出之上層海水厚度表.....	24
表 3-2 各大洋以不同上層海水厚度所計算出的第一斜壓模相位速度表.....	25
表 3-3 統計 2010-2019 年 TC、GCE 以及 ICE 的資訊.....	32
表 3-4 GCE、ICE 與全體 TC 行進速度比例列表.....	35
表 3-5 TC 轉彎或打轉軌跡附近 GCE 之 SLA 日變化量統計數值列表.....	52
表 3-6 TC 轉彎或打轉軌跡附近 ICE 之 SLA 日變化量統計數值列表.....	55
表 4-1 ICE 不同行進速度的 Ro 平均與標準差列表.....	76

第一章 前言

1.1 文獻回顧

西北太平洋是熱帶氣旋(Tropical Cyclone, TC)生成最頻繁之海域，每年數量約有二十甚至可達三十個以上的颱風侵襲，根據楊等人(2012)統計約占全球熱帶氣旋總數 30% 以上，因此西北太平洋將提供較其他大洋更多的熱帶氣旋樣本。相對於開放大洋，淺水及沿岸造成的第二次當地環流，邊緣海對於熱帶氣旋的反應較複雜(Zhang et al., 2021)。綜上所述，本研究區域鎖定於西北太平洋，地理範圍依據聯合颱風警報中心(JTWC)所分類的西北太平洋海域熱帶氣旋資料。不過西北太平洋較其他大洋特殊之處在於有黑潮的存在，於 30°N 一帶有黑潮延伸流，此處因近岸陡峭地形而累積高位渦度(potential vorticity)，藉由冷渦的形式向黑潮延伸流釋放，因此可觀測到黑潮延伸流有源源不絕的冷渦產生，再加上 30°N 以北不屬於熱帶，因此受到熱帶氣旋影響的程度將以 30°N 以南/北區分特性差異。

熱帶氣旋同時與大氣及上層海水交互作用，不僅挾帶大量的能量進入混合層同時與上層海水進行熱交換，對海洋的影響不只侷限於海表，前人研究已經確立上層海水對熱帶氣旋的反應是由垂直混合(vertical mixing)主導，同時受到潛熱通量(latent heat flux)、水平流(horizontal advection)、局地熱結構(thermal structure)影響(Price, 1981; Pei et al., 2019)。風力(wind forcing)使上層海水垂直混合，艾克曼幫浦(Ekman pumping)次表層冷水進入混合層使其加深，不只冷卻了表水同時減少輸入至熱帶氣旋的總熱通量，且負回饋過程導致熱帶氣旋強度減弱(Zheng et al., 2010)。Lin et al., (2009); Zhang et al., (2021)指出當表水降溫超過 2.5°C 時因海氣交換(air-sea exchange)可提供的能量大幅降低，因此無法加強熱帶氣旋，甚至可能削弱其強度。此外，熱帶氣旋通過時次表層的海水結構也會影響熱帶氣旋參數，當分

層越明顯熱帶氣旋增強至等級五所需的次表層深度越淺，因為分層強/弱影響熱帶氣旋挾帶冷水上來的難/易度。根據 Lin et al., (2009)，上層海水熱含量(upper-ocean heat content)與 26°C 等溫線深度呈線性正相關，與行進速度呈線性負相關，意即 26°C 所在深度越深，上層海水熱含量越高，且可承受的熱帶氣旋行進速度越慢。關於熱帶氣旋行進速度對海水的反應，根據 Geisler (1970)提出行進速度與第一斜壓模相位速度(phase speed of first baroclinic mode, C_1)的比值(U_h / C_1)稱為福祿數(Froude number)，其值大小決定了不同流場型態：當比值遠大於 1 時，熱帶氣旋的行進速度大於幾十倍的 C_1 ，因此在第一個慣性週期內，熱帶氣旋後方尾流(wake)區域的海水運動將會更接近慣性頻率；當比值約等於 1 時，尾流將呈現擾動的湧升流型態，加上混合層底部由剪切(shear)所引發的挾帶作用(entrainment)，使表水降溫沿軌跡右方產生(Wada et al., 2009)；最後一種情況，若是行進速度小於 C_1 ，在熱帶氣旋下方的上層海水將形成艾克曼幫浦且沒有尾流(Chang et al., 2014)。此公式將熱帶氣旋引發的慣性波與界面波速比較，因此當熱帶氣旋行進較快時，慣性波將持續傳遞並輻散能量，而慢行進速度則放大慣性波，形成艾克曼幫浦將冷水帶至上層海水，因此有機會增強冷渦。Zhou et al., (2018)也提出當颱風較強或者移動較慢時，其上層海水運動衝破混合層進入阻礙層(barrier layer)，使得混合層加深利於加強颱風。而計算福祿數主要方式為將海水簡化成兩層水體(Jaimes et al., 2009; Chang et al., 2013)，並將上下層海水厚度代入公式(2.6)計算。根據 Jaimes et al., (2009)，沿海 C_1 通常為 0.1 - 0.5 m/s，而開放海洋則為 1 - 3 m/s，Chang et al., (2013)則提出在熱帶氣旋盛行海域 C_1 範圍落在 2 - 3 m/s 之間；而 Zhou et al., (2018)定義慢行進速度為 2 - 3 m/s，且大約 50%行進速度 < 5 m/s；Price (1981) 定義的慢行進速度為 < 4 m/s。可見即便 Geisler 提出福祿數作為判斷慢行進速度之門檻，對於慢行進速度範圍依舊未有定論。Lin (2012)提出過境時間的概念(transit time，熱帶氣旋直徑除行進速度)，根據此篇結果需要下列三個條件全都符合，方能使海水有較明顯的反應：沒有預先存在顯著的暖渦、風速達 125-145 節(介於薩菲爾辛普森颶

風風力等級 4 至 5)、足夠的過境時間(20-34 h, 行進速度 1.7 - 3.6 m/s, 直徑 210 - 257 km)。Zheng et al., (2008)提出當行進速度較快時, 代表未有足夠的時間將下層冷水藉由艾克曼幫浦帶至上層海水, 並且根據 Price (1981)結果上層海水的反應將隨著行進速度越慢及熱帶氣旋強度增大而加劇。綜上所述, 熱帶氣旋強度、艾克曼幫浦速度、初始混合層深度、行進速度、預先存在的環流型態都會影響上層海水對於熱帶氣旋反應的強度。

在海洋表層中, 超過 90%的動能以渦的形式存在, 因此以中尺度渦漩代表海洋中尺度與熱帶氣旋的交互作用是海洋對熱帶氣旋局地反應的重要研究內容 (Zhou et al., 2018)。一般大洋中, 渦漩為具有長生命(兩個禮拜以上不等)與獨立旋轉體的扎實結構(Cheng et al., 2014), 對於大尺度的動量、熱量、鹽度通量, 及海洋大氣系統皆為重要的影響因素(Qiu et al., 2005; Jochum et al., 2008), 易透過衛星海表高度(sea surface height)與流場資料觀察到此動力現象(Chelton et al., 2011), 因此使用海表高度辨別渦漩已被前人驗證為可行的做法。通常氣旋式渦漩(cyclonic eddy, CE)的海表高度變異量(Sea Level Anomaly, SLA)為負且表水溫度低於周圍環境的特性, 因此也稱為冷渦; 反之, 反氣旋式渦漩(anticyclonic eddy)則可稱為暖渦。兩者與熱帶氣旋之間的交互作用因環流型態相反造成不同海水反應, 在混合層的海流振幅主要跟暴風前的混合層深度以及地轉流特徵呈函數關係(Jaimes & Shay, 2009)。熱帶氣旋引起的艾克曼幫浦與垂直混合因冷/暖渦而增加/減少, 呼應 Liu et al., (2017)的結果, 在冷渦中為強但是淺的降溫, 而暖渦為弱但是深的降溫, 且 Lin et al., (2005)提到暖渦因混合層較周圍厚的特性, 因此阻隔熱帶氣旋引起的挾帶作用帶上來的冷水, 因結構完整的暖渦使得混合加深以及將冷水/富營養鹽的水保留在深處, 即便有風速 150 節等級 5 的颱風過境, 也只讓表水降溫 ≤ 1.5 度(Lin, 2012)。對於熱帶氣旋短時間(幾天內)影響冷渦之過程, 當熱帶氣旋經過時, 混合層底的挾帶作用及艾克曼幫浦將冷水帶至表水造成降溫, 接著周圍的暖水輻合進入次表層以補充湧升流帶走的水, 同時熱量側向傳輸, 因此表水降溫且次表層升溫。根據

Jaimes & Shay, (2010)討論熱帶氣旋經過冷/暖渦的海水反應機制：由於風應力向下傳的近慣性波(near-inertial wave)可以迅速向下消散(disperse)，留下較少的動能在上層海水引發垂直剪切，在熱帶氣旋離開後風應力的損失使湧升流和瞬時風攪動(instantaneous wind stirring)在普通水域(comman water)或暖渦中迅速消失，然而，在冷渦中近慣性波則可能因其中的正相對渦度而滯留(stalled)，因此熱帶氣旋離開後剩餘的動能可持續作用於海洋反應。長時間(一個月後)的影響則是：首先影響冷渦形狀變得較為橢圓並增強其強度，接著橢圓形的冷渦逐漸經過重新對稱化(reaxisymmetrization)，最後導致冷渦在混合層中面積增加、混合層以下的面積減少(Lu et al., 2016)。因此，熱帶氣旋對冷渦強度、面積及三維結構皆有影響，且在離開之後通常觀測到冷渦被增強(Liu et al., 2017; Pei et al., 2019; Zhou et al., 2018)。

除此之外，即便軌跡右側的風力(wind forcing)與混合層中的流發生耦合作用(coupling effect)使得混合層中的海流較強，造成右側的混合層加深，根據 Yu et al., (2019) 統計結果指出在熱帶氣旋軌跡左側冷渦的振幅、半徑及渦動動能(Eddy Kinetic Energy, EKE)變化率比右側高。此研究與其他前人研究不同之處在於並非使用受熱帶氣旋影響前後之海表高度變異量的「差值」(Sun et al., 2014)，而是採用「比值」表示，藉此觀察冷渦成長的趨勢。在討論熱帶氣旋與冷渦關係的前人研究中，大部分僅舉幾個冷渦為例，討論冷渦對表水降溫(sea surface temperature cooling)影響的情形，並無深入討論新生成與被增強冷渦之差異為何(Hu et al., 2004; Sun et al., 2014; Yu et al., 2019)，抑或未特別區分兩種冷渦(Hu et al., 2004; Yu et al., 2019)。在 Sun et al., (2014)中，研究時間為 9 年，其中 49 個超級颱風經過了 192 個冷渦，但是以 6 公分作為標準，篩選出 15 個超級颱風影響了 20 個冷渦，而區分冷渦的方式由熱帶氣旋經過前五天的海表高度變異量平均為基準，如果小於 0 為被增強冷渦、等於 0 為新生成冷渦，以及大於 0 為暖渦被引發為冷渦。在定義方式上雖然採用平均值作為參考狀態，但其實是熱帶氣旋進入研究區域前隔了三天再之前的五天平均，此種方式無法判別在熱帶氣旋來之前是否有形成冷渦的趨勢，且在 Sun

et al., (2014)的舉例中，以暖渦轉變為冷渦的海表高度變異量最負，但在其他前人研究中不論模式或觀測結果，皆提出預先存在的冷渦(preexisting cyclonic eddy)能夠增強表水降溫的幅度。另外，在此篇研究中還對 20 個冷渦的海表高度變異量對行進速度做回歸分析(圖 1-1)，(a)圖 Y 軸為颱風影響前後的海表高度變異量差值的極大值，(b)圖則為平均值。圖中可以發現當行進速度越慢時，冷渦的海表高度變異量有機會更負，且由 p 值 < 0.05 代表具有統計上的顯著差異。

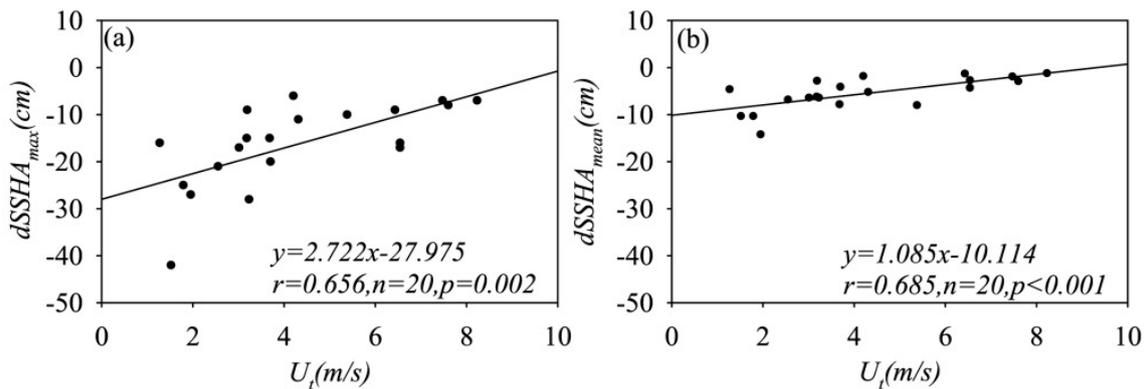


圖 1-1 引用 Sun et al., (2014)中海表高度變異量對行進速度回歸分析圖。

而 Yu et al., (2019)的研究時長達 14 年且使用自動偵測法找出 65 個冷渦，統計不同參數對冷渦振幅、半徑、面積等成長率影響多寡，但在此研究中並未區分新生成及被增強冷渦。在少數相關研究中，對於新生成及被增強冷渦的特性尚未有足夠的了解，因此本研究希望採用「消除即將形成冷渦疑慮」的定義方式將兩者區分出來，並分別討論兩種冷渦受到熱帶氣旋影響之特性，後續將以縮寫代稱(新生成冷渦:Generated-Cyclonic Eddy, GCE;被增強冷渦:Intensified-Cyclonic Eddy, ICE)。

1.2 研究動機與目的

動機

由於針對「受到熱帶氣旋影響的渦漩」相關研究較少，其中，即便以冷渦受影響為題的文章較暖渦來得常見，但在這些相對少數的文章中大都使用「引發」(Induce)，此字眼囊括了新生成以及被增強的情形，甚至並未區分兩者差異。而在區分這兩種冷渦的文章中，通常並未清楚定義「預先存在的冷渦」以及「新生成的冷渦」，因此無法辨別在熱帶氣旋即將通過此海域前是否即存在「欲形成冷渦」之趨勢，且通常未分別討論兩種冷渦之特性差異。此外，熱帶氣旋慢行進速度範圍於前人研究中通常直接定義某個數字，並未提及如何計算出門檻值，即便同樣使用 Geisler (1970)的公式對於計算過程所需的上層海水厚度仍無法得知如何定義，因此本篇研究將利用 Geisler (1970)提出之公式，代入不同計算上層海水厚度之方法討論慢行進速度範圍並對照統計熱帶氣旋行進速度分布的結果。因此，在本篇研究中將區分兩種受到熱帶氣旋影響之冷渦為新生成及被增強的冷渦，並針對兩種類型冷渦討論其統計特性為何，同時討論與熱帶氣旋參數之關係。

目的

本篇研究將針對西北太平洋 2010 至 2019 十年間的熱帶氣旋，使用 Matlab 寫出之程式沿熱帶氣旋軌跡自動偵測受其影響的冷渦，並將其區分為新生成(GCE)或被增強冷渦(ICE)，進而統計特性差異及其與熱帶氣旋參數之關係。內容包含慢行進速度、不同分級、打轉/轉彎軌跡之熱帶氣旋對於新生成及被增強冷渦之影響。

第二章 研究方法

2.1 資料來源

1. 聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC)

美國海軍與美國空軍聯合在夏威夷設立的警報中心，為太平洋、印度洋及其他海域監視、分析及預測熱帶氣旋的動向及發展並發出警報，服務範圍覆蓋了全球約九成的熱帶氣旋活動區域(南半球、北印度洋以及西北太平洋)。由其網站(<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html>)提供 1945 至 2020 年期間之暴風名稱、日期、等級、每 6 小時一筆經緯度、不同風速之半徑等資訊。本研究使用西北太平洋 2010 至 2019 十年期間之暴風名稱、日期、等級、經緯度、中心氣壓、最大風速，以及風速達 35 節之半徑，根據此機構提供所有位於西北太平洋之熱帶氣旋所定義出的地理範圍為： 82°E 至 177.9°E ， 2.8°N 至 44.6°N 。

2. AVISO

由法國的 AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data)提供，該資料結合了 TOPEX/Poseidon、Jason-1/2、ERS-1/2 以及 ENVISAT 等衛星測高計的海面高度資料，進行儀器誤差、海況誤差與潮汐干擾等影響因素的校正，將週期為 10 天的衛星資料內插成全球 $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ 的空間解析度，時間解析度為日平均的網格點資料，精度約為 2-3 公分。包含海表高度(Sea Surface Height, SSH)、絕對動力地形(Absolute Dynamic Topography, ADT)及藉其所計算的絕對地轉流資料(Absolute Geostrophic Velocity, AGV)、海表高度變異量(Sea Level Anomaly, SLA)。而 SSH 是指海表至參考橢圓球體的高度，ADT 是指從海表至大地水準面的高度，SLA 則可由

ADT 減去平均動力地形(Mean Dynamic Topography, 平均海表高度與大地水準面的距離)得出,也可由 SSH 減去平均海表高度(Mean Sea surface, 平均海表高度與參考橢圓球體的距離)所得。本研究使用 2010-2019 年間於西北太平洋海域之 SLA 及地轉流資料偵測受到熱帶氣旋影響之冷渦,下載網址為:

<https://www.aviso.altimetry.fr/es/data/data-access.html>。

3. NOAA

美國國家海洋暨大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)為美國商務部針對大氣與海洋變化提供之資訊,為了符合經濟、社會、環境之需要,分享網站數據進而幫助各國提出有效的氣候及環境對策。在其之下的美國國家環境訊息中心(National Centers for Environmental Information, NCEI)目前合併了國家海洋數據中心(National Oceanographic Data Center, NODC)、國家氣候數據中心(National Climatic Data Center, NCDC)、國家地球物理數據中心(National Geophysical Data Center, NGDC),因此其積累的大氣、沿海、地球物理及海洋數據為地球環境變化提供紀錄。以下為本研究所下載使用的兩種海洋參數:

(1) 混合層深度(Mixed Layer Depths, MLD)

NCEI 的海洋氣候研究室(Ocean Climate Laboratory, OCL)根據三項不同標準計算得出全球 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的長期月平均之混合層深度,分別為與海表溫差 0.5°C 、與海表密度差 0.125 kg/m^3 ,最後一項為同時符合前述兩種標準的深度。本篇研究使用符合與表水位溫差($\Delta\theta$) 0.5°C 之混合層深度資料,下載網址如下:<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA94/mix.html>。

(2) 氣候平均海水溫度剖面資料(World Ocean Atlas 2018, WOA18)

根據世界海洋數據庫(World Ocean Database, WOD)提供海洋觀測剖面數據,將溫度、鹽度、溶氧、營養鹽等內插成不同空間解析度($0.25^{\circ}/1^{\circ}/5^{\circ}$)

之統計平均值，以分析全球海洋水文長期特性。本篇研究使用 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 標準深度之溫度剖面資料，針對六大洋熱帶氣旋好發區域，深度至 1000m (47 層) 之數據進行後續計算，各大洋範圍分別如下：北大西洋($90^{\circ}\text{W}-0^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$)、西北太平洋($120^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$)、東北太平洋($100^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$)、北印度洋($60^{\circ}\text{E}-90^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$)、南太平洋($150^{\circ}\text{E}-\text{換日線}-160^{\circ}\text{W}$, $25^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{S}$)及南印度洋($50^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{S}$)。數據下載網址：

<https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA18/DATA/temperature/csv/decav/>。

2.2 渦漩自動偵測法簡介

前人已開發許多自動偵測渦漩的方法，包含尤拉型(Eulerian)以及拉格朗日型(Lagrangian)，其中尤拉型分為使用流場幾何特徵(Nencioli et al., 2010; Chaigneau et al., 2008)、衛星高度計資料以及海表溫度資料這三種類別(Chaigneau et al., 2008)；而拉格朗日型則主要使用浮標資料辨別渦漩(Dong et al., 2011)。儘管如此，不同自動偵測方法間仍存在因資料而產生的系統性誤差，抑或使用相同公式訂定不同標準而對偵測渦漩的結果有所差異。

目前常見辨識渦漩的方法為尤拉型並區分為三種，其一為將海表面高度繪出後利用肉眼辨別符合渦漩的物理及流場幾何特徵(Wang et al., 2003)，其二為自動偵測法，概念主要依據 Okubo-Weiss 的公式，並統計研究數據設定門檻值作為自動偵測的標準(鄭等人，2013; Mason Pascual et al., 2014; Lian et al., 2019)。最後則是物理參數融合幾何特徵的方法。下文分別列出 Okubo-Weiss 所使用的兩種參數：

1. 利用海表高度變異量(SLA)獲取地轉流場：

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} = -\frac{g}{f R_T} \frac{\partial \eta}{\partial \phi}, \quad v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{g}{f R_T \cos \phi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} \quad (2.1)$$

其中 g 為重力加速度， η 為海表高度變異量， f 為科氏力， R_T 為平均地球半徑(約 6371km)， ϕ 為緯度， λ 為經度。

2. Okubo-Weiss (W)參數：

$$S_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.2)$$

$$S_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.3)$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.4)$$

$$W = S_n^2 + S_s^2 - \xi^2 \quad (2.5)$$

其中 S_n 為法向應變(normal strains)， S_s 為剪切應變(shear strains)， ξ 為相對渦度(relative vorticity)。

因自動偵測法為撰寫程式辨別渦漩，因此有些作者直接提供公開程式提供大眾使用，例如 AVISO 網站上使用 Python 程式自動偵測渦漩，同時提供偵測後的渦漩結果，有些則使用當組數據計算得出的門檻值進行渦漩偵測，因此即便 Okubo-Weiss 公式的偵測法已廣泛應用於全球渦漩的探測(Chelton et al., 2007)，它仍存在三項缺點，其一為門檻值的設定，其二為物理參數的推導所帶來的噪聲項，它將增加偵測渦漩的錯誤率，最後一個則是物理標準導致渦漩探測失敗或低估渦漩大小。而前述提及第三大類偵測渦漩之方法為物理參數融合幾何特徵之概念，主要利用物理參數獲取渦漩初始的猜測場，再利用渦漩幾何特徵對初始猜測場作修正。此方法考量到渦漩顯著的幾何特徵，並利用海表高度變異量局部極值作為潛在渦漩中心點，因此優點為提高辨識的效率以及降低偵測錯誤率。

而鄭宇昕博士論文(2014)中使用的方法則是結合 Okubo-Weiss 以及物理參數結合幾何特徵的方法，並且取消對 W 參數設定門檻值，因此吸收兩種方法的優點並降低偵測冷渦的錯誤率。

2.3 本研究參考方法

本篇研究使用的自動偵測法步驟主要參考鄭宇昕博士論文(2014)，其主要根據 Okubo-Weiss 以及物理參數結合幾何特徵的方法，不同於其他自動偵測法之特點在於取消對 W 設定門檻值，且其偵測結果與 Chelton et al., (2011) 相較準確度更高。而本篇研究有別於鄭博士的方法在於設計的程式針對本篇主題兩大主角 — 熱帶氣旋及冷渦，因此程式主要概念為隨著熱帶氣旋參數的變化來偵測受到熱帶氣旋影響之冷渦，並判別其為 GCE 或 ICE，進而統計受到熱帶氣旋影響後兩種冷渦之特性差異。

2.3.1 免閾值渦旋自動偵測法

以下為鄭宇昕博士論文(2014)中偵測渦旋之步驟。首先同樣利用 Okubo-Weiss 公式計算 W 參數，因 W 參數由法向應變、剪切應變以及相對渦度組成，因此可視為形變場與渦度場間的抗衡。而別於其他前人研究設定門檻值，鄭博士於此處提出當渦度場大於形變場，即 $W < 0$ 時，便是潛在渦旋流場區域。上述條件便為偵測渦旋中心的第一項限制，符合前一項方能進入下一步驟的篩選，分別對渦旋中心、邊界、振幅、軌跡、誤差做條件的判別，細節分述如下。並利用本篇研究建構之程式列出偵測渦旋之結果，於下一節詳細說明與其他統計熱帶氣旋與冷渦關係的前人研究差異之處。

1. 中心限制：

- (1) 中心區域必須是渦度場大於形變場($W < 0$)。
- (2) 中心位置必為橫向方向 SLA 梯度的轉向點。
- (3) 中心位置必為縱向方向 SLA 梯度的轉向點。
- (4) 中心位置必為局部 SLA 最大(暖渦)或最小值(冷渦)。

2. 邊界：最外圈的封閉 SLA 等值線且 $W < 0$ 。
3. 振幅：中心點到邊界的 SLA 差值。
4. 軌跡：因此處的渦漩定義為擁有同號相對渦度之獨立區域，故軌跡辨識方法為時間從 t 到 $t + 1$ ，自渦漩中心延伸出去以半徑 150 公里搜尋同號相對渦度格點(Chelton et al., 2011)。
5. 誤差：
 - (1) 使用衛星高度計資料所存在之系統誤差，因 SLA 的空間解析度約為 25 公里，因此直徑小於 50 公里之渦漩此方法偵測不到。
 - (2) 鄭博士將其使用 SLA 之偵測法與 Chelton et al., (2011)使用海表高度(Sea Surface Height)之方法比較，發現結果較為準確，平均渦漩形狀的誤差約 24%，標準差為 11%，且 98%的渦漩形狀誤差少於 50%，成功減少背景平均流場對渦漩形狀的影響。
6. 重現步驟結果：
 - (1) 渦漩中心

圖 2-1 為鄭宇昕博士論文(2014)第三章渦漩自動偵測法中偵測冷渦中心之步驟圖。第一步驟需計算出 Okubo-Weiss 值，而(a)中的藍色系網格即符合渦漩中心第一項限制($W < 0$)之區域。黑色箭頭代表流場，白色實線為 SLA 等值線。在(b)(c)(d)，黑色實線為 SLA 等值線，黑色箭頭為 SLA 梯度場。在(b)與(c)中，藍色空心圓圈分別代表符合第二或第三項限制，實心藍點則代表符合前述條件所篩選出的格點位置。(d)圖中藍色實心圓點即代表偵測出的渦漩中心。

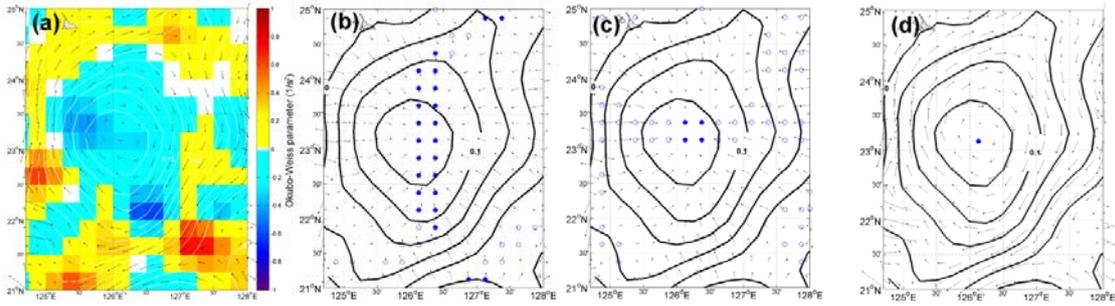
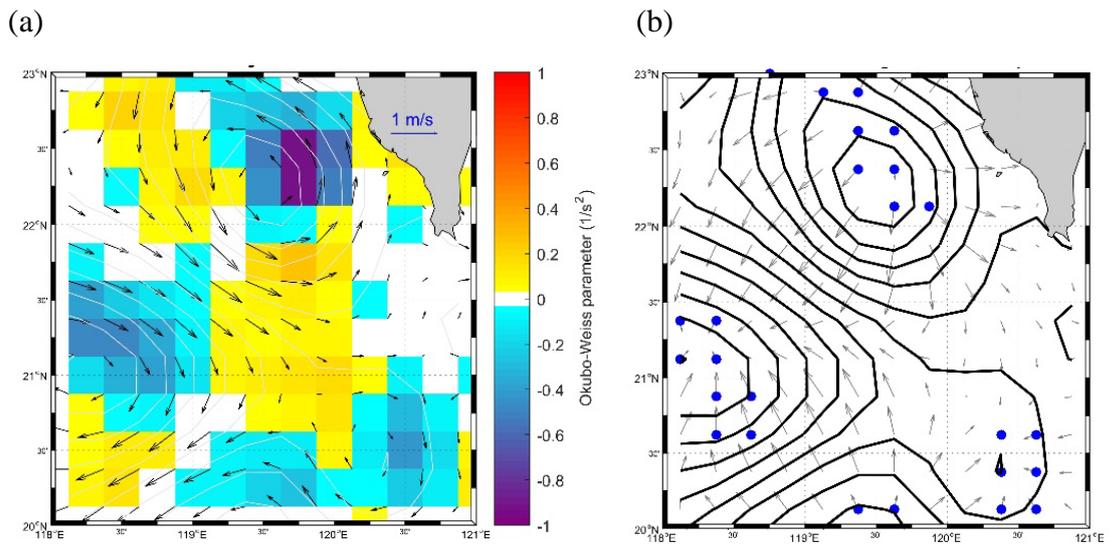
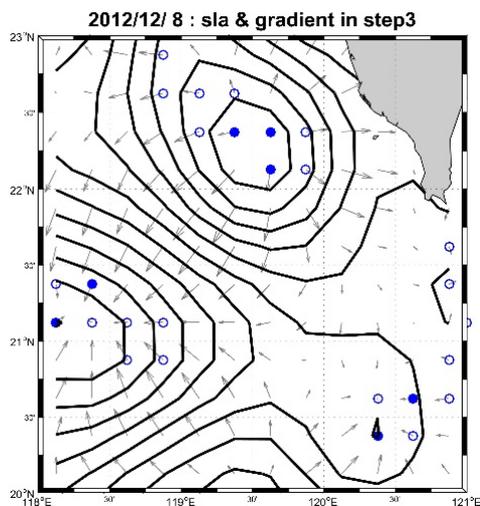


圖 2-1 引用鄭宇昕博士論文(2014)偵測冷渦中心步驟圖。

圖 2-2 為應用本研究自動偵測程式，於 2012/12/8 臺灣西南海域(20°N - 23°N, 118°E - 121°E)偵測冷渦，窗格範圍僅為 3° × 3°，(a)(b)分別為重現鄭宇昕方法中的步驟一、二，因此標號之意義同圖 2-1。



(c)



(d)

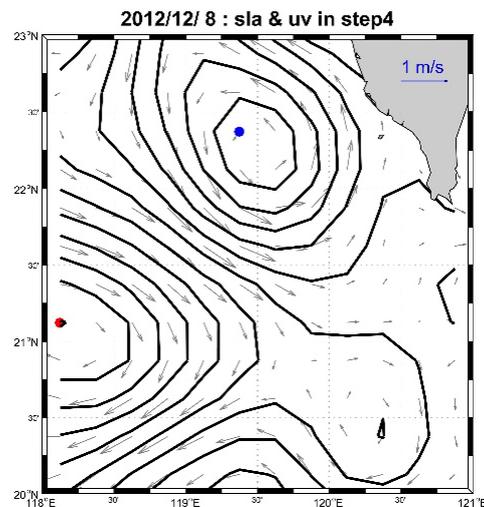
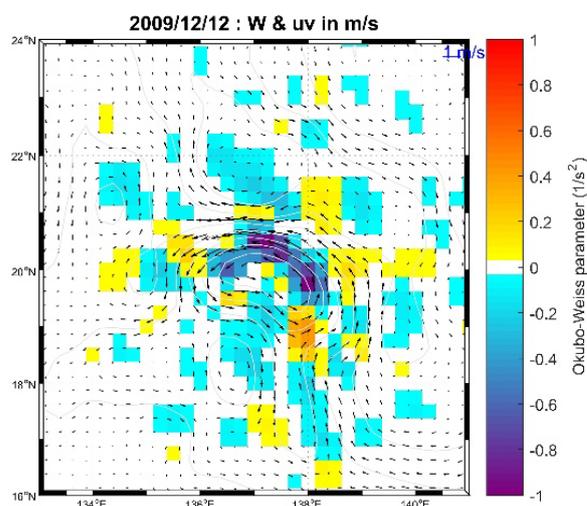


圖 2-2 台灣西南側海域(20°N - 23°N, 118°E - 121°E)重現步驟。(a)(b)(c)(d)分別對應圖 2-1 之步驟結果。其中(d)圖的藍點與紅點分別代表冷渦及暖渦中心。

圖 2-3 驗證較大範圍(16°N-24°N, 133°E-141°E)仍可偵測渦旋，同時因為此方法只能找出局部最強冷/暖渦，故搜尋窗格大小將影響偵測結果，本研究將做細部調整(詳 2.3.2)。(a)為計算 W 參數結果，藍色系網格為符合第一項渦旋中心限制之區域。(b)為偵測渦旋中心最終結果，藍點與紅點分別代表冷、暖渦中心。但因研究對象為冷渦，因此第三章中的偵測結果將只顯示冷渦。

(a)



(b)

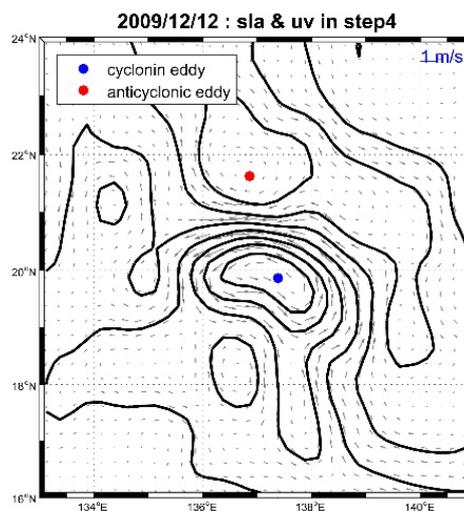


圖 2-3 以 2009 年妮妲(Nida)颱風影響冷渦為例重現較大偵測範圍(16°N-24°N, 133°E-141°E)，(a)(b)分別為步驟一、四。

(2) 渦旋軌跡

依據本節第 4 點追蹤冷渦之方法，以妮妲颱風影響的冷渦為例驗證偵測冷渦軌跡，以圖 2-4(a)示意 2009/12/17、22、27 追蹤冷、暖渦之 SLA 結果，持續追蹤渦旋動態可繪出如圖 2-4(d)冷渦中心 SLA 變化時序圖(2009/11/28 – 2009/12/31)。

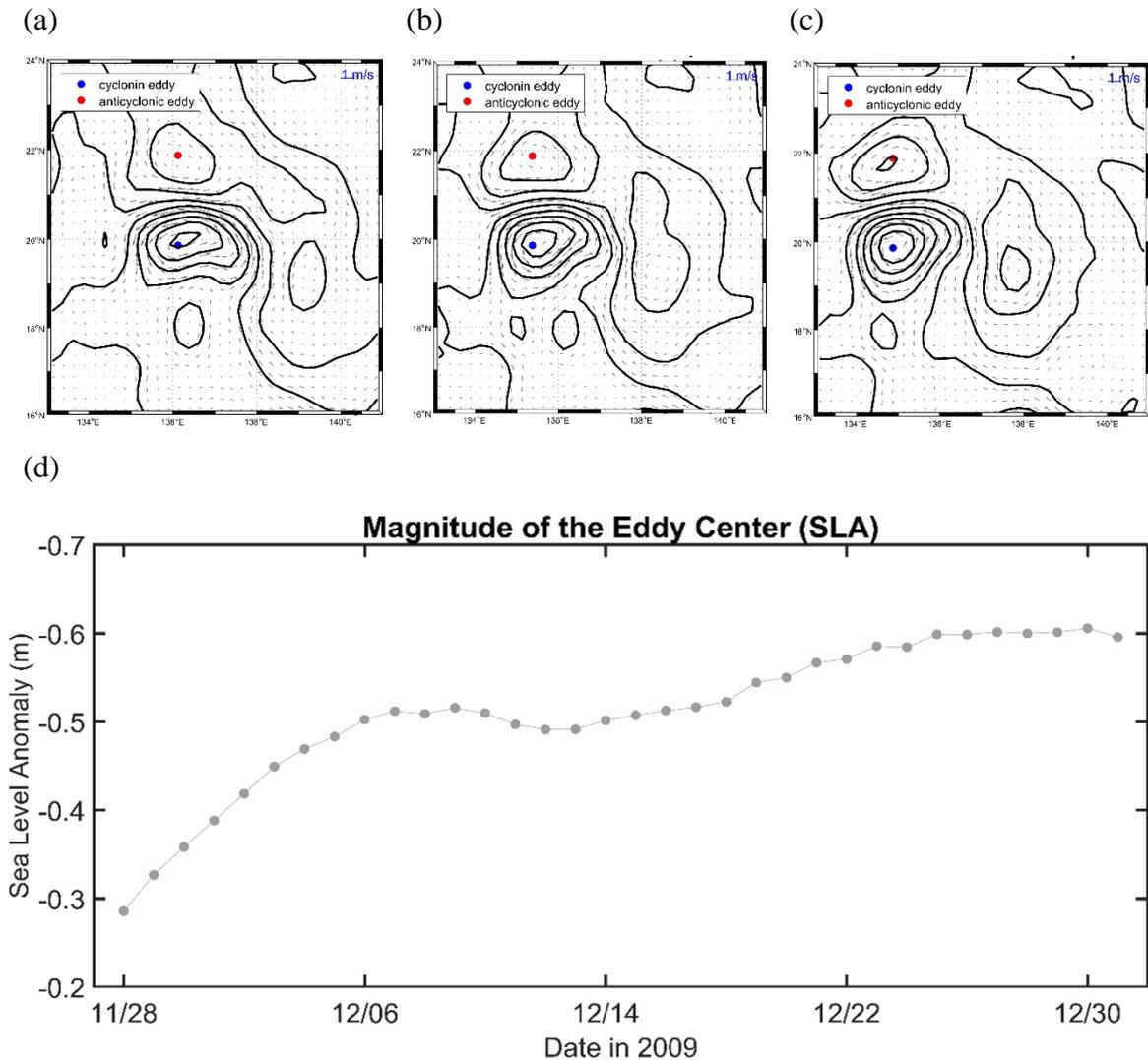


圖 2-4 以妮妲颱風影響的冷渦為例之步驟四並驗證偵測冷渦軌跡。X 軸為日期(2009/11/28~2009/12/31)，Y 軸為冷渦中心 SLA 數值(已倒置)。

(3) 渦旋大小

根據普遍定義，渦旋大小為最外圈的封閉 SLA 等值線以內之範圍，前人通常先訂一個參考圖形，再擬合為圓型定義此渦旋面積，但因渦旋形狀未必為正圓形，因此本研究以 SLA 等值線上點與點之間距離之標準差 $\leq 0.003 \text{ m}$ 為標準(同一圈等值線上的點離散程度越小代表形變率越小)，找出最外圈封閉 SLA 等值線(圖 2-5) 將其表示為冷渦大小。

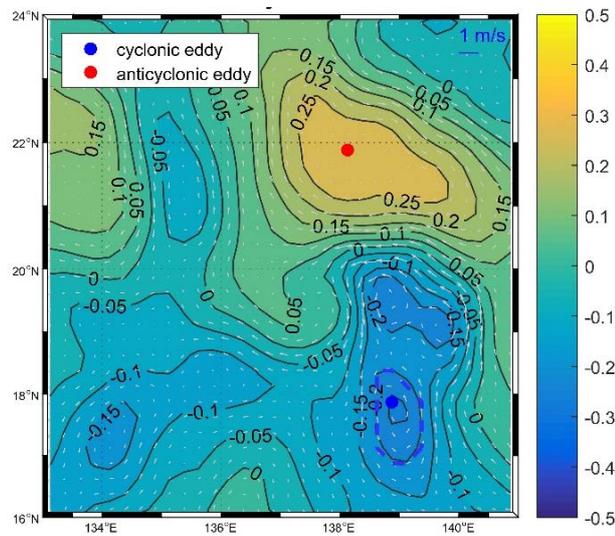


圖 2-5 以 2009/11/27 妮妲颱風影響冷渦為例之冷渦面積，藍色虛線為偵測出的冷渦範圍，底色為 SLA，灰線為 SLA 等值線，白色箭頭為流場，藍點及紅點分別代表偵測出的冷、暖渦中心。

7. 其他調整：

搜尋方式為沿著颱風軌跡偵測，搜尋範圍設定為 7 級風暴風半徑，因此有別於一般先設定大範圍運算再追蹤冷渦之方法(細節於 2.3.2)

2.3.2 沿熱帶氣旋軌跡偵測冷渦之步驟

1. 篩選熱帶氣旋等級

依據 JTWC 提供之熱帶氣旋分級，從熱帶/副熱帶暴風(tropical/subtropical storm)等級，也就是風速達 34 節開始偵測，因此更高等級/風速之颱風、超級颱風將同樣進入偵測程式，直到 TC 風速降至 34 節以下則視為對海洋影響過於微弱因此不再進行偵測。

2. 搜尋範圍

在 2.3.1 中第七點提及改良偵測範圍，因搜尋窗格大小將影響搜尋渦漩之結果，因此即便最初使用距離 TC 軌跡 1 度為搜尋冷渦的範圍，仍舊無法符合不同冷渦大小及移動範圍，因此目前並非使用絕對數字，而採計 TC 七級風半徑作為偵測冷渦範圍。一般定義七級風約為 28 - 33 節(平均風速約 14 - 16.5 m/s)，但根據 JTWC 提供之資訊格式使用風速達 35 節半徑之欄位，在本篇研究中統稱為七級風半徑，單位為浬/海里，乘以大約 1.852 可將單位轉為公里。本篇研究中十年間 TC 之七級風半徑範圍最大可達 310 浬，約為 574 公里，也就是橫跨將近五度緯度的距離。

3. 可能為新生成/被增強渦漩區域

首先找出當天會受到七級風半徑影響之網格，對照 TC 來的前一天 SLA，計算變化量進而區分新生成或被增強區域，具體區分方式如圖 2-6，同時記錄 TC 離開後一天之 SLA 數值作為參考。圖 2-6(a)為第一步驟，當時間為第 t 天時，颱風會影響到的範圍，也就是 16 個灰色格子，其中 + 為 $SLA \geq 0$ ，- 為 $SLA < 0$ 區域，並對照圖 2-6(b)(c)兩天 SLA 變化。符合先 + 後 - 的網格即為 GCE 可能出現的區域，先 - 且變化量為 - 則為 ICE 可能出現的區域。

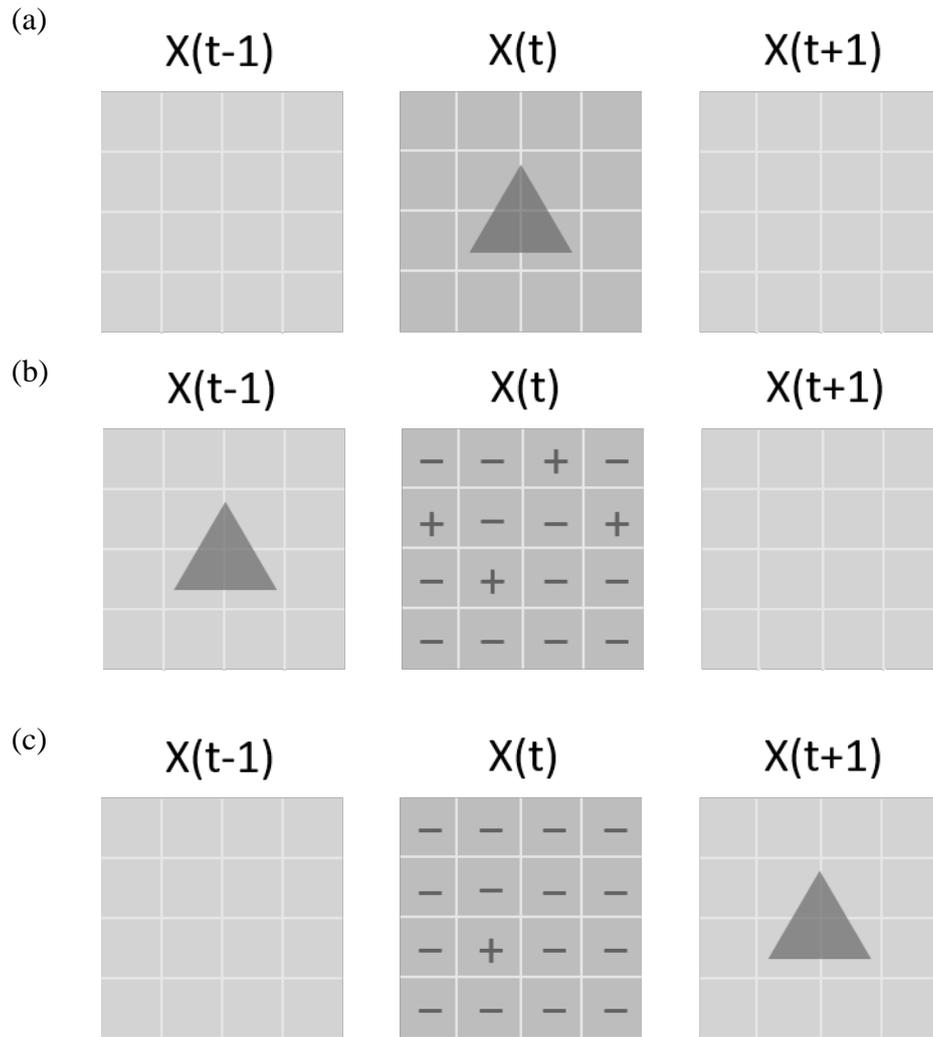


圖 2-6 判別可能為新生成或被增強區域之示意圖。實心三角形代表 TC， $X(t)$ 表示在第 t 天時的位置。

4. 偵測渦漩中心

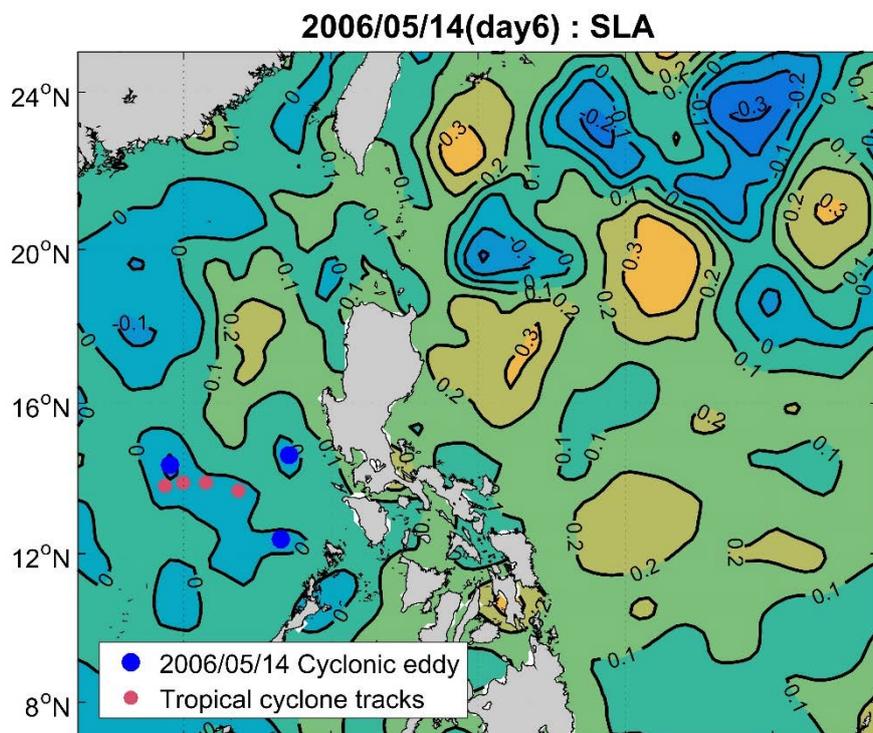
使用 2.3.1 中的偵測渦漩中心程式來搜尋上述可能存在兩種冷渦之區域，若是在新生成區域偵測出冷渦中心則判別此網格存在 GCE，若是在被增強區域偵測到冷渦中心，則判別存在 ICE。

5. 海表高度變異量呈現之偵測結果

前述第 3 點為偵測步驟之示意圖，接下來將以 SLA 等值線來說明偵測結

果。圖 2-7 中紅點為 TC 中心位置，因 JTWC 資料解析度為每 6 小時一筆，因此一天內有 4 點，程式將根據當天位置之七級風半徑作為搜尋範圍，偵測是否有 GCE 或 ICE，藍點即為冷渦中心位置。圖 2-7 以 Sun et al., (2014) 文章中定義珍珠颱風引發的 GCE 的為例，對照本研究 2006 年 5 月 14 日、15 日偵測的 ICE，兩者偵測結果中有一顆相同(約 115°E , 14°N)的冷渦，而作者判定為新生成原因為在於颱風經過前的 5 月 7 至 11 日間，冷渦位置的 SLA 為 0，等到 15 日颱風經過此區域之後海表呈現一塊冷區，並維持幾個禮拜，因此作者認定其為 GCE。但是在本篇研究使用程式判別結果為 ICE 的原因為，SLA 變化的對照時間為 TC 經過區域之前後一天，故本研究採取此做法之目的在於確認 TC 經過此區域前是否已有形成冷渦之趨勢，並且確定冷渦位於受到風場影響的範圍內。

(a)



(b)

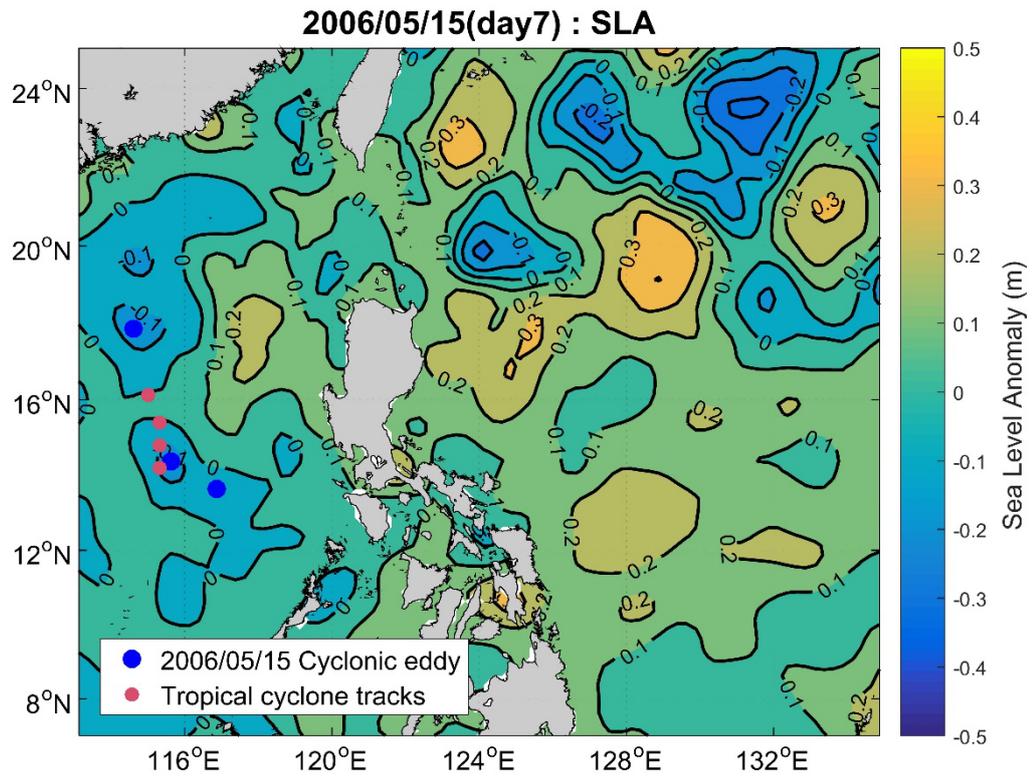


圖 2-7 2006 年珍珠颱風路徑範圍之海表高度變異量(SLA)等值線圖。

2.3.3 熱帶氣旋行進速度快慢的標準

根據 Jaimes et al., (2009)，沿海之 C_1 通常為 0.1 - 0.5 m/s，而開放海洋則為 1 - 3 m/s，Chang et al., (2013)則指出在 TC 盛行海域 C_1 落在 2 - 3 m/s 之間。另外在冷渦對颱風的海水反應文獻中，Zhou et al., (2018)定義慢的行進速度為 2 - 3 m/s，Price (1981)定義之慢行進速度為 < 4 m/s，但是前人對於設定慢行進速度之標準並未多加說明，因此對於慢行進速度之範圍依舊未有定論。

目前可計算之方式為 Geisler (1970)提出福祿數概念的公式，用以判定颱風是否為慢行進速度，依據其內容所述，若是 TC 行進速度(U_h)小於第一斜壓模相位速度(C_1)，也就是慢行進速度(式 2.7)，TC 下方的上層海水將形成艾克曼幫浦伴隨湧升流且沒有尾流，實測驗證如 Chang et al., (2014)。Zhou et al., (2018)同樣提出當熱帶氣旋較強或者移動較慢時，混合層底的挾帶作用帶起冷水因此冷卻表水。而計算福祿數之主要方式為將海水簡化成兩層水體(Jaimes et al., 2009; Chang et al., 2013)，並將上下層海水厚度代入公式計算。

$$c_1^2 = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)h_1h_2}{\rho_2(h_1 + h_2)} \quad (2.6)$$

$$\text{慢行進速度： } U_h / C_1 < 1 \quad (2.7)$$

第三章 受熱帶氣旋影響之冷渦特性

3.1 不同上層海水厚度得出之第一斜壓模相位速度

TC 的強度、行進速度、混合層深度、艾克曼幫浦作用(Ekman Pumping)、預先存在的環流型態皆會影響上層海水對於 TC 反應的強度(Zheng et al., 2008)。由 Geisler (1970)提出之公式中上、下層海水厚度以及密度會影響第一斜壓模相位速度 (C_1)，而不同 C_1 決定了 TC 行進速度快慢的門檻。因此，訂出上層海水厚度(h_1)用以計算 C_1 為本研究其中一項要素，但是上層海水厚度於不同文獻中有不同定義及方法。首先，上層海水應為混合層或介面分層之上層？光是這項定義上就有歧異；第二為混合層厚度由溫度、密度變化及溫度梯度之門檻(Kara et al., 2000; Uhlhorn and Shay, 2012)，代表擾動至溫躍層或混合層下方的挾帶作用深度；或是 NCEI 根據長時間平均數據訂出的位溫(potential temperature)變化、位密度變化以及每 0.5° C 可變位密度之門檻。若是針對介面上層厚度，困難之處則在於訂出何處為介面深度，根據(Chen et al., 2014)使用不同數值方法在南海定義介面深度對照實測最大垂直交換深度(max vertical displacement)，即便是最常使用的最大浮力頻率(N^2)深度呈現之結果大多低估實際深度，而此篇結果顯示在淺水中(500 m)使用 KdV 方程(Korteweg-de Vries equation)較為接近實測深度，較深的海水則受到當地深度影響計算結果。而本研究區域為西北太平洋屬於較深的大洋環境，故根據前人結果不採用最大浮力頻率得出的介面深度。因此，本篇將根據 Chang et al., (2016)、鄭宜婷碩士論文(2017)及 Kara et al., (2000)提出定義上層海水厚度之方法得出介面深度(表 3-1)以及 C_1 數值(表 3-2)比較，下文將對本研究使用之五種計算方法詳細說明。

在鄭宜婷碩士論文中，對於各大洋 TC 頻繁經過之區域使用溫度與密度剖面線

重合處作為雙層海水介面深度；第二種方式為本研究使用 WOA18 提供的長期平均溫度剖面資料計算與表水溫差 0.5°C 之深度；第三種方法為下載 NCEI 定義與表水位溫差($\Delta\theta$) 0.5°C 所提供的混合層厚度(d)；第四種方法同樣利用 WOA18 提供之溫度剖面資料，但因標準深度格式並非固定間隔(i.e 前 100 公尺為間隔 5 公尺紀錄一筆溫度資料，100 公尺至 500 公尺則是間隔 25 公尺，500 公尺以深則間隔 50 公尺)，因此計算單位深度的溫度變化並找出最小值所在之深度作為上層海水厚度位置，簡稱為最小溫度梯度法($\partial T/\partial Z$)；最後一種方法則是利用上一種方法得出的溫度梯度，再微分一次，得出對溫度曲線做二次微分找到的反曲點，使用此方法原因在於各大洋所繪出的溫度剖面線中(圖 3-1)於特定深度開始有劇烈的溫度變化，若將其視為溫躍層則反曲點(reversing point)所找出的深度即為溫躍層所在位置。

表 3-1 各大洋不同標準訂出之上層海水厚度表

Methods / Oceans	NA	NWP	NEP	NI	SP	SI
鄭宜婷(2017)	150	230	70	200	350	50
$\Delta T_{0-d} = 0.5^{\circ}\text{C}$	283	194	126	383	451	487
$\Delta\theta = 0.5^{\circ}\text{C}$	42	50	40	37	51	48
min. $\partial T/\partial Z$	370	330	325	341	363	362
Reversing Point	101	101	91	102	383	195

註：大洋名稱依序為北大西洋(North Atlantic)、西北太平洋(Northwest Pacific)、東北太平洋(Northeast Pacific)、北印度洋(North Indian)、南太平洋(South Pacific)以及南印度洋(South Indian)。單位為公尺。

由表 3-1 與鄭宜婷的結果比較，以反曲點求法最接近她的結果，溫差 0.5°C 法求出的 h_1 有較大的變動幅度，最淺為 126 公尺，最深則可達 487 公尺，NCEI 提供之混合層深度則大部分為 50 公尺以淺，最小溫度梯度法則落在 350 公尺附近

之數值。以不同方法求出之 h_1 在各大洋變動趨勢來看，除了鄭宜婷的結果之外，另外四種方法於南半球(南太平洋、南印度洋)求出的值皆較北半球的深；另外，東北太平洋的 h_1 在鄭宜婷的結果為第二小的數值，在其他四種方法則為最淺的數值。接著將各方法所得出之 h_1 代入 Geisler (1970)之公式計算出各大洋之 C_1 。

表 3-2 各大洋以不同上層海水厚度所計算出的第一斜壓模相位速度表

Methods / Oceans	NA	NWP	NEP	NI	SP	SI
Chang et al., (2016)	2.2	2.8	2.1	2.9	2.8	2.6
鄭宜婷(2017)	2.3	2.9	1.8	2.8	3.1	2.3
$\Delta T_{0-d} = 0.5^\circ\text{C}$	2.9	2.7	2.4	3.2	3.2	3.1
$\Delta \theta = 0.5^\circ\text{C}$	1.3	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4
min. $\partial T / \partial Z$	3.1	3.3	3.2	3.3	3.1	3.1
Reversing Point	1.9	2.0	2.0	2.0	3.1	2.7

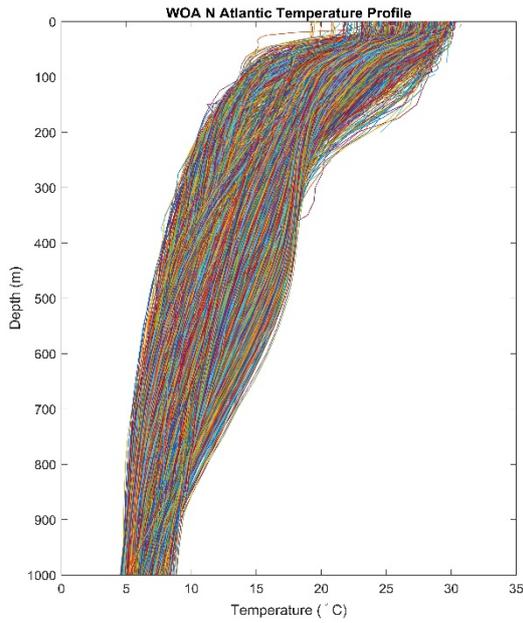
*註：大洋順序上(下)層海水密度為 1024.5 (1029.0)、1024.0 (1029.0)、1023.0 (1028.5)、1024.5 (1029.5)、1025.5 (1030.0)、1022.5 (1027.5) kg/m^3 ，將數值代入公式： $c_1^2 = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)h_1 h_2}{\rho_2(h_1 + h_2)}$ 。

單位為 m/s。

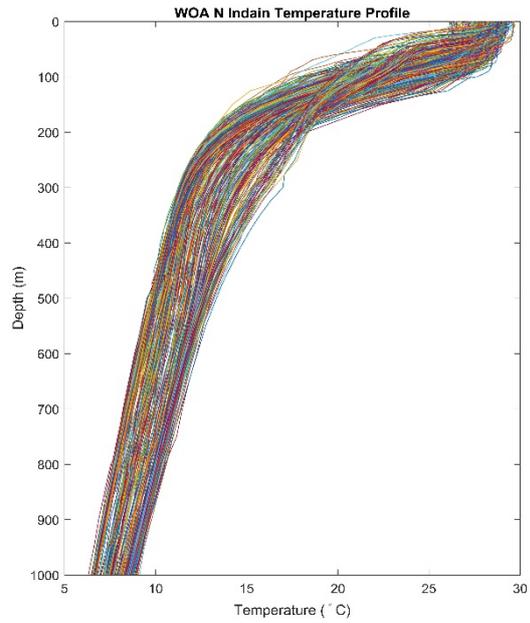
在表 3-2 中，加入了 Chang et al., (2016)所計算的結果，與本研究使用不同方法計算的 C_1 比較，根據 Shay (2019)的結果大洋的 C_1 落在 1 - 3 m/s，在 Chang et al., (2016)的結果中 C_1 皆小於 3 m/s，在鄭宜婷的結果中南太平洋的數值大於 3 m/s；而以溫差法計算出的 C_1 則只有西北太平洋以及東北太平洋落在 3 m/s 以下；NCEI 的混合層深度所求之 h_1 普遍較小，因此計算出的 C_1 也是這六種結果中最小的數值，且變動幅度僅有 0.2 m/s (1.3 - 1.5 m/s)；反觀最小溫度梯度法求出的 C_1 則為這幾種方法中最大的數值，皆大於 3 m/且變動幅度僅 0.2 m/s (3.1 - 3.3 m/s)；反曲點法與鄭宜婷結果相同，於南太平洋之 C_1 超過 3 m/s，其他大洋則落於 3 m/s 以下。

藉由不同方法計算上層海水厚度 (h_1)，代入 Geisler (1970)之公式得出的第一斜壓模相位速度(C_1)，可以發現不論是使用雙層海水介面深度、混合層厚度、溫度剖面曲線頂點之定義皆得出小於 3.3 m/s 的數值，此極大值僅一例，其他大洋多落在 3 m/s 以下。

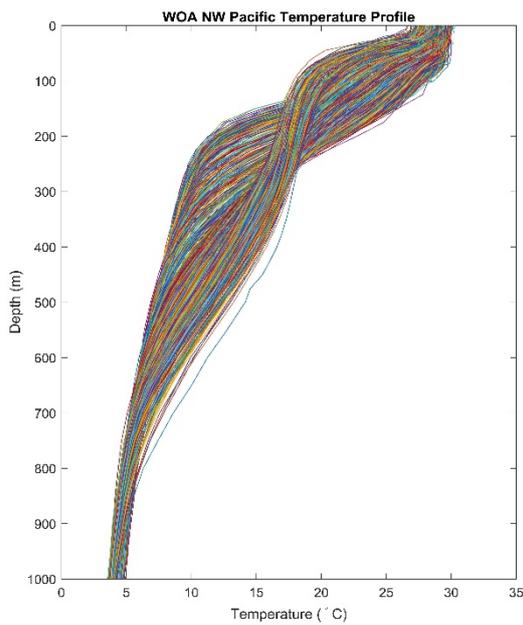
(a)



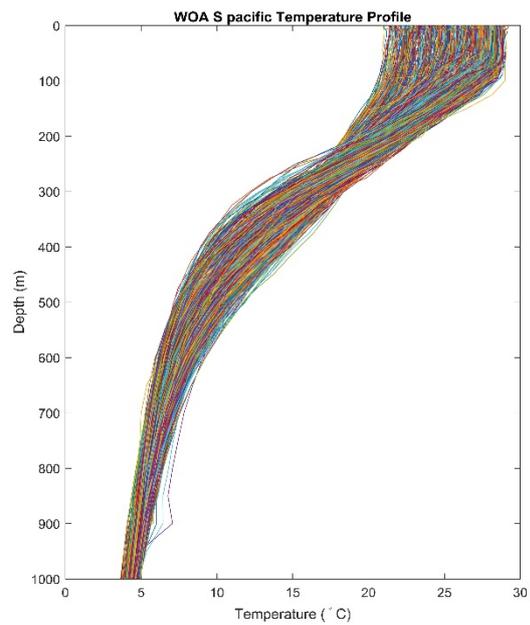
(d)



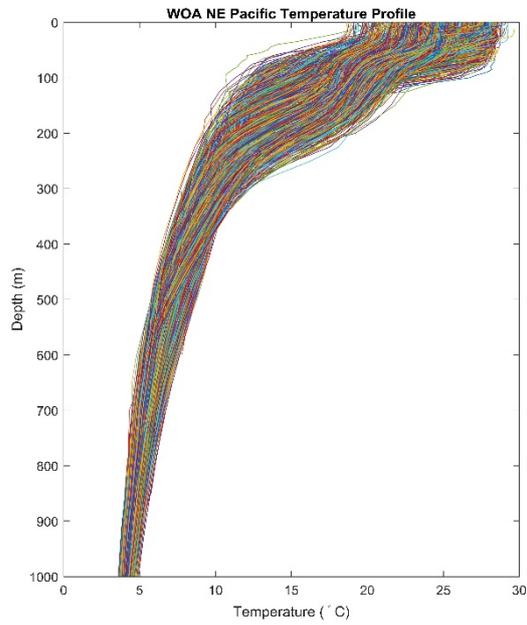
(b)



(e)



(c)



(f)

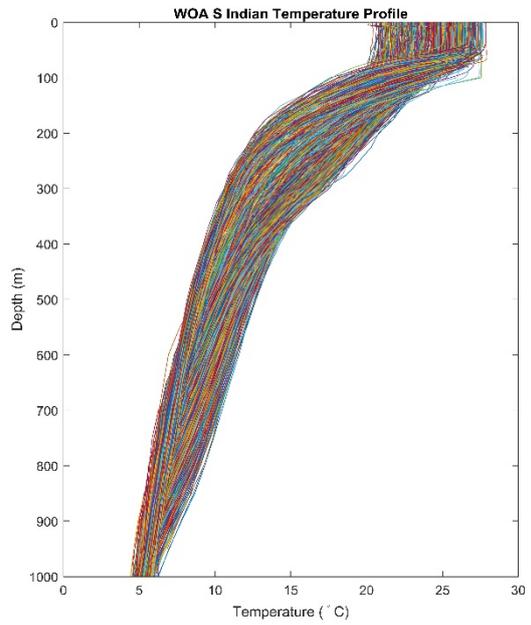


圖 3-1 使用 WOA18 全球海水溫度月平均剖面所繪出之各大洋溫度剖面。(a)-(f)依序為北大西洋、西北太平洋、東北太平洋、北印度洋、南太平洋以及南印度洋。

3.2 十年間西北太平洋熱帶氣旋概述

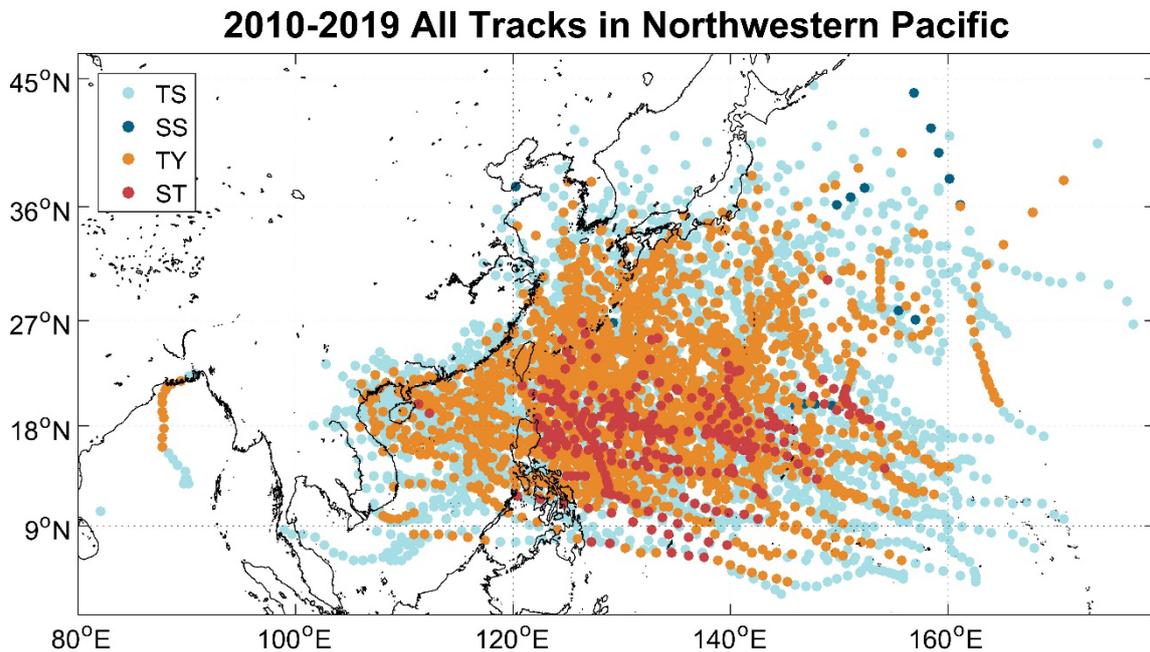


圖 3-2 根據 JTWC 所提供 2010-2019 年期間西北太平洋 TC 軌跡，並於每個位置標註其強度類型。依照標籤由上至下分別為熱帶暴風(Tropical Storm, 34-62 kn)、副熱帶暴風(Subtropical Storm, 34-62 kn)、颱風(Typhoon, 63-129 kn)、超級颱風(Super Typhoon, ≥ 130 kn)。

本次研究區域為西北太平洋，使用 JTWC 分類出的區域資料，經緯度範圍為 $82^{\circ}\text{E} - 177.9^{\circ}\text{E}$ ， $2.8^{\circ}\text{N} - 44.6^{\circ}\text{N}$ ，圖 3-2 為 2010 至 2019 年期間 JTWC 西北太平洋所有的 TC 軌跡，同第二章所述之偵測方法，因此只列出熱帶暴風(Tropical Storm, 34-62 kn)、副熱帶暴風(Subtropical Storm, 34-62 kn)、颱風(Typhoon, 63-129 kn)、超級颱風(Super Typhoon, ≥ 130 kn)，共計四種等級。因熱帶暴風數量最多因此疊在最底層(淺藍)，超級颱風則為最上層的點(紅)，分布範圍主要落於 6°N 至 30°N 之間(只有一個軌跡落在 30.3°N)。

統計十年 TC 行進速度，可以發現 3 m/s 以下佔了 48%， $< 4 \text{ m/s}$ 比例約為 66%， $< 5 \text{ m/s}$ 比例則提高至 77%，比較 Zhou et al., (2018) 提出慢行進速度($< 5 \text{ m/s}$)數量約

為 50%，以及前人定義之慢行進速度通常小於 4 m/s，且本研究中 3 m/s 以下的 TC 數量最為接近 50%，再加上 3.1 節結果中西北太平洋 C_1 值約為 3 m/s，因此訂定 3 m/s 以下為慢行進速度，並以 3、6 m/s 為界區分慢、中等以及快行進速度(圖 3-3)。

圖 3-4 為中心氣壓對風速圖，中心氣壓隨風速增大而降低、與風速呈負相關，不過在相同風速下中心氣壓值雖有一定範圍，風速 100 節時卻有特別低之中心氣壓值(約 915 百帕)，通常如此低的中心氣壓常見於風速高於 140 節之超級颱風，可見 TC 中心出現低氣壓時未必為風速強的時候。

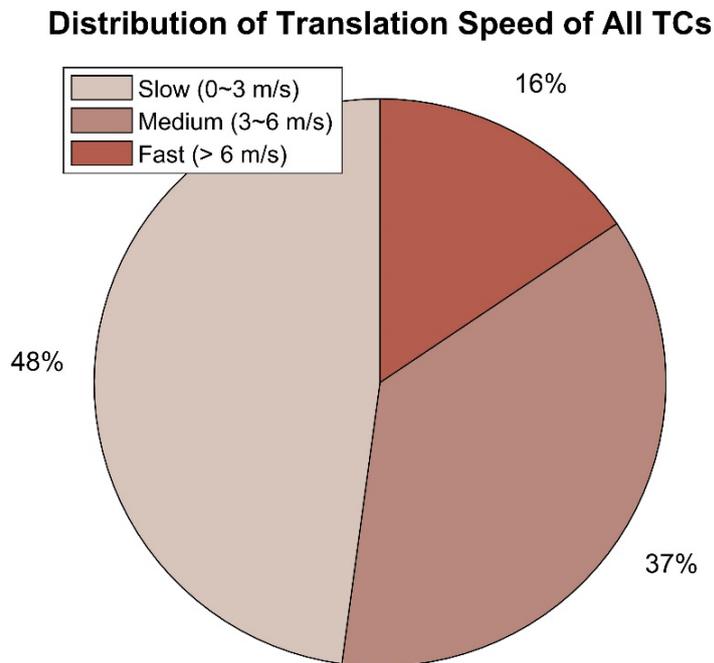


圖 3-3 統計西北太平洋 2010-2019 十年間全部颱風之行進速度分布，以 3 及 6 m/s 為界，區分為慢、中等以及快行進速度。其中慢行進速度佔了 48%，中等行進速度為 37%，快行進速度為 16%。

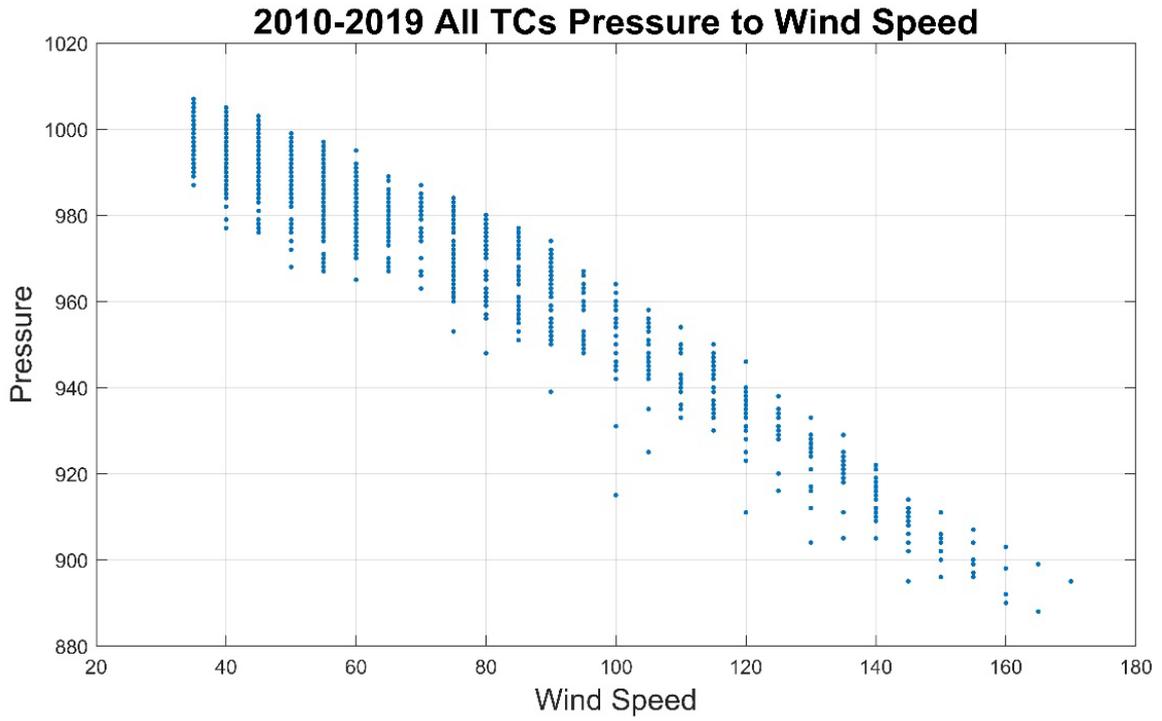


圖 3-4 西北太平洋 2010-2019 十年間全部 TC 之中心氣壓對風速圖。中心氣壓(hPa)隨風速(knot)增長而降低，在相同風速下中心氣壓值雖有一定範圍，不過風速 100 節時出現特別低之中心氣壓值。

3.3 偵測冷渦之結果

3.3.1 冷渦數量

針對 2010 至 2019 十年期間所有位於西北太平洋之 TC，偵測其經過之海域是否新生成或增強了冷渦，將其分成兩類後進行初步的統計。GCE 共 109 個，ICE 共 1702 個，合計十年期間 TC 影響冷渦共 1811 個，兩者比例分別為約 6% 及 94%。表 3-3 列出十年期間 TC、GCE 及 ICE 的基本資訊，第一欄為生成冷渦的 TC 個數除當年 TC 總數，第二欄為 CE 生成 24 小時內 SLA 變化量的平均再加一個標準差(standard deviation, STD)之數值，第三欄則為 SLA 變化大於第二欄位的冷渦個數(顯著變化冷渦)，並將其除當年 GCE 總數得出之比值。接下來的四、五、六欄為 ICE 分別對應前述一、二、三欄之特性統計。由表 3-3 可以看到半數年份中的 GCE 個數不超過 10 個，被增強的冷渦除 2010 年外(36 個)皆可達 130 個以上。因每年 TC 個數以及強度不盡相同，因此對海洋造成的影響也有所差異，因此將 SLA 日變化量的平均加上一個標準差作為門檻(因統計中平均值加減一個標準差約佔 68%，因此以平均加一個標準差作為門檻，理論上囊括 $50\% + 68\% / 2 = 84\%$ 的冷渦)，高於門檻值定義其為顯著變化的冷渦(i.e. 變化量超過 84% 的冷渦)。門檻值變化的範圍從 -1.1 公分至 -4.9 公分不等，其中每年 GCE 的門檻值皆高於 ICE，且 ICE 的門檻值皆少於 -3 公分，說明 GCE 在 24 小時內 SLA 變化比起 ICE 多，且預先存在的冷渦在 24 小時內被加深的數值普遍小於 3 公分。

表 3-3 統計 2010-2019 年 TC、GCE 以及 ICE 的資訊

年份	生成冷渦 之颱風比	平均+1 STD (m)	顯著生成 冷渦比值	增強冷渦 之颱風比	平均+1 STD (m)	顯著增強 冷渦比值
2010	2/19	-0.04	1/3	9/19	-0.02	2/36
2011	5/27	-0.04	1/12	15/27	-0.01	19/162
2012	9/27	-0.02	3/18	22/27	-0.02	18/164
2013	3/33	-0.02	0/3	18/33	-0.01	21/134
2014	7/23	-0.02	2/12	15/23	-0.01	21/145
2015	5/28	-0.01	1/8	22/28	-0.01	35/240
2016	6/30	-0.01	1/9	24/30	-0.01	26/177
2017	6/33	-0.03	3/11	19/33	-0.02	11/160
2018	16/36	-0.03	3/26	25/36	-0.01	36/269
2019	5/30	-0.02	2/7	23/30	-0.01	29/215

註：單位為公尺。

由表 3-3 了解每年影響冷渦之熱帶氣旋比值以及顯著變化的冷渦比值皆未呈現特定比例，因此將每年冷渦的數量對 TC 個數得出的比例作圖(圖 3-5)，每年未呈現固定比例，但有相同的震盪趨勢，因此即便當年 TC 數量較多未必影響較多冷渦，例如 2013 年 TC 數量為 33 個，卻只生成 3 個冷渦。

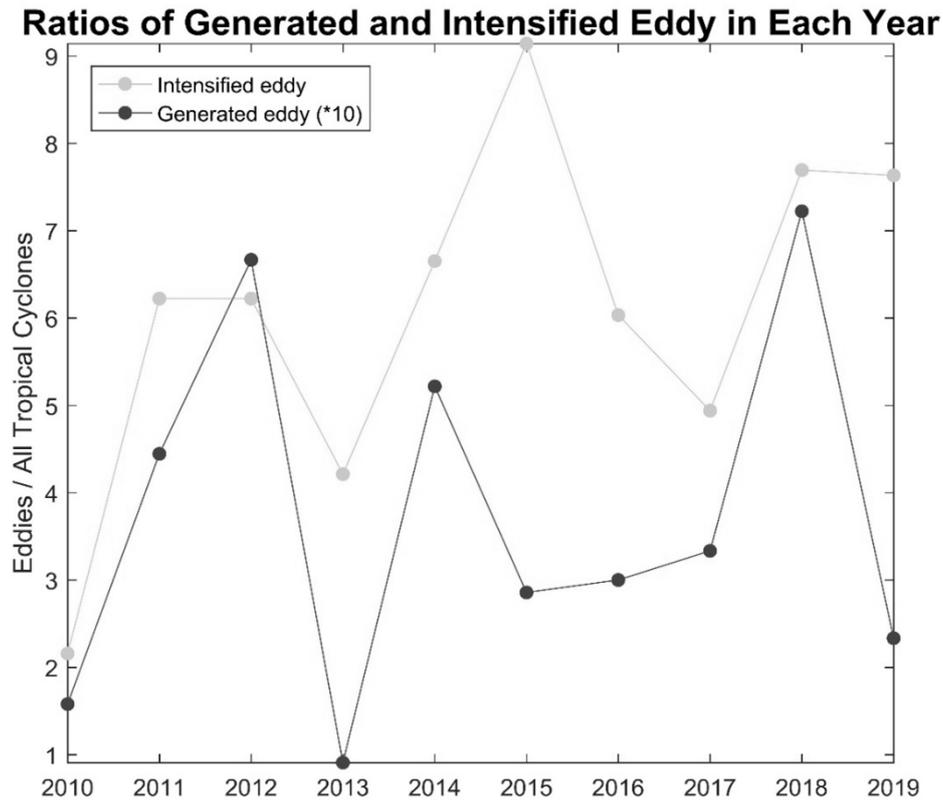


圖 3-5 每年 GCE 及 ICE 個數除當年 TC 總數得出之比例折線圖，灰線為 ICE，黑線為 GCE。因兩種冷渦比例相差一個量級(order)，因此上方 GCE 比例為乘十後的數值。

圖 3-6 為 GCE 以及 ICE 數量圖。其中 2018 年 GCE 數量最多(26 個)，且當年 TC 數量為研究期間最多的年份(36 個)，2010 與 2013 年則為最少的年份(3 個)，對照熱帶熱旋數量，2010 年為最少的(19 個)，而 2013 年數量僅次於 2018 年(33 個)，GCE 卻只有 3 個，因此在圖 3-5 中 2013 年 GCE 的比例最低(約 0.09)。同時可以發現 ICE 同樣於 2018 年數量最多(269 個)，2010 年數量最少(36 個)，與 GCE 趨勢不同之處在於 2013 年 ICE 並未與 2010 年同為數量最少。

Numbers of Generated and Intensified Eddy

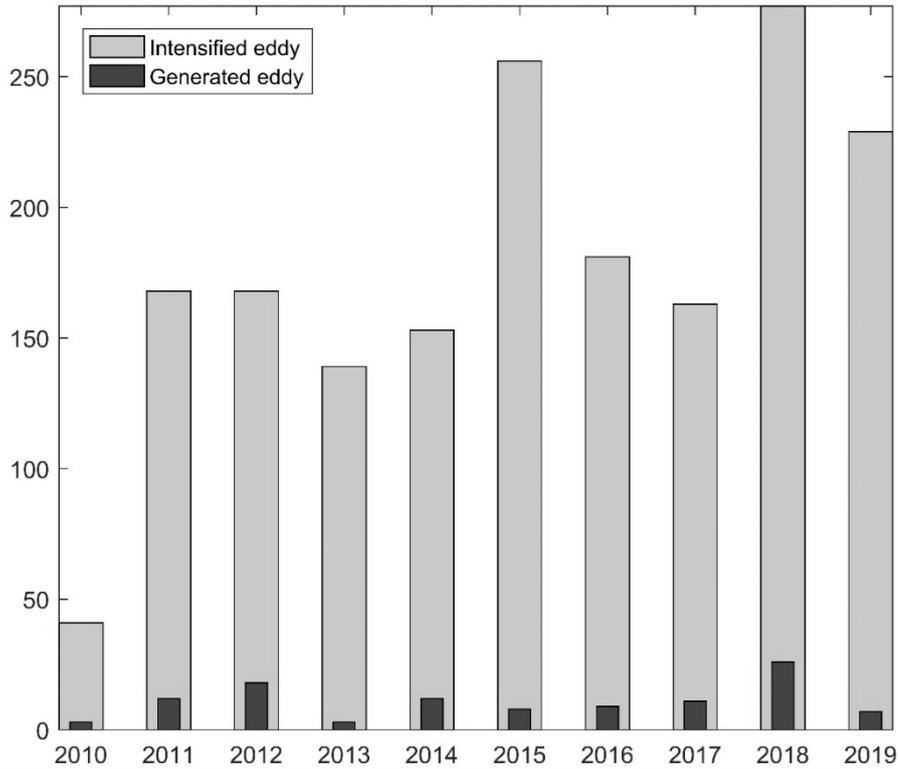


圖 3-6 每年被增強(灰色)與新生成(黑色)冷渦數量長條圖。ICE 同樣為 2018 年數量最多(269 個)，2010 年最少(36 個)。

雖然影響冷渦之 TC 數量、每年顯著變化的冷渦數量未有特定比例，且每年 TC 數量與受影響冷渦數量未成正相關，不過十年期間 TC 影響 GCE 及 ICE 比例分別約為 6% 及 94%，可發現 GCE 數量較 ICE 少了許多，但 GCE 的顯著 SLA 變化平均(2.4 cm)較 ICE (1.3 cm)來得多，且預先存在的冷渦在 24 小時內 SLA 被增強的幅度受限於 3 公分內。說明即使每年 GCE 佔少數，但受到 TC 影響而加深的 SLA 日變化量卻比 ICE 來得多。

3.3.2 行進速度及中心氣壓與冷渦強度之關係

生成/增強時的熱帶氣旋行進速度

針對 GCE 統計結果為慢行進速度比例約為 58%(表 3-4),較全體 TC 慢行進速度比例(~ 48%)高出十個百分比,而 ICE 的慢行進速度比例佔 53%,雖然較 GCE 的 58%少但也比全體 TC 的慢行進速度高出 5%,在慢行進速度原就佔較多數的情況,與其他速度存在先決條件不對等,因此採用各速度區間的冷渦數量除 TC 數量比例做比較,如圖 3-7,在 ICE 中慢到快的速度分級之間,以大約 5%的比例遞減,而 GCE 則是大約 0.7%,此外,在 ICE 中慢行進速度的比例可達 40%,而 GCE 雖然相較再小一個量級,但仍呈現慢行進速度的比例高於中等及快的分級。因此雖然 TC 接近一半的生命週期為慢行進速度,但在 TC 是慢行進速度時仍約有 2.7%生成了冷渦,約 40%增強了冷渦,因此慢行進速度較其他速度分級更容易生成以及增強冷渦。

表 3-4 GCE、ICE 與全體 TC 行進速度比例列表

TC 行進速度	慢	中	快
全體熱帶氣旋	48%	37%	16%
冷渦生成時	58%	33%	9%
冷渦被增強時	53%	35%	12%

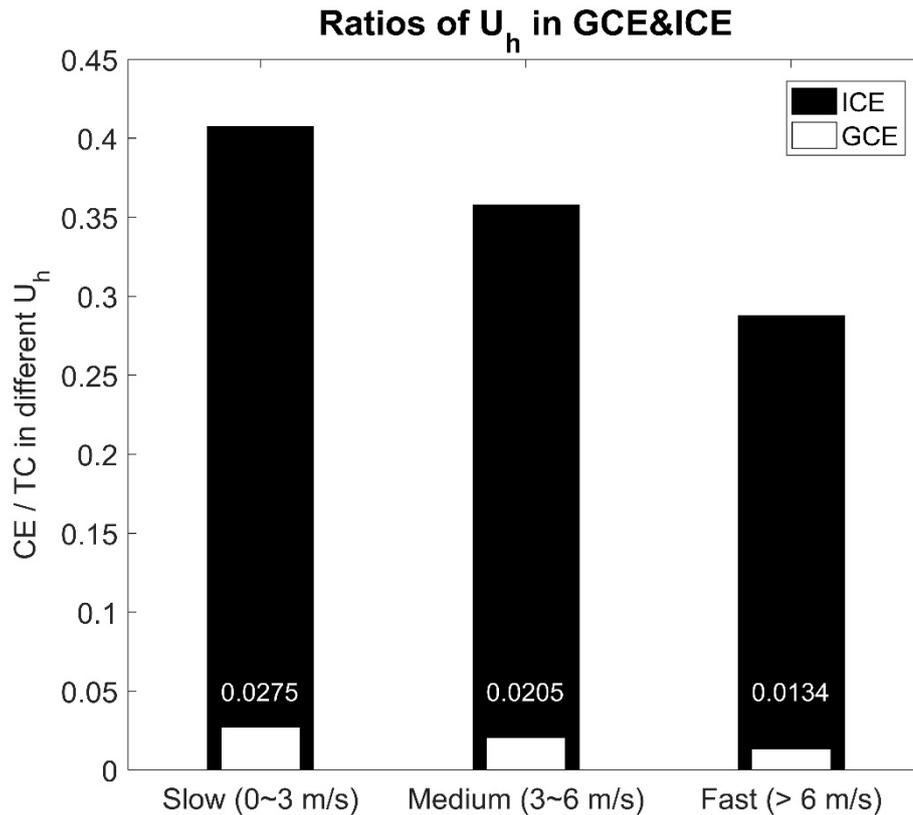


圖 3-7 不同速度區間的冷渦數量對 TC 數量比例長條圖。

圖 3-8 為 GCE 的 SLA 日變化量對行進速度作圖，其中出現超過 8 公分的 SLA 日變化量，但是大多仍落在 2 公分內，整體來說，越慢的行進速度越容易出現較大的 SLA 變化。其中因緯度高於 30°N 的冷渦大多位於黑潮延伸流區域，結構較完整且不屬於熱帶，因此以灰點標記。圖中可以看到行進速度與 SLA 變化量大致呈負相關的趨勢(因已將 Y 軸倒置)。標題上的相關性為所有冷渦計算出的數值，也就是 GCE 整體相關性僅約 0.1570，即便移除高於 30°N 的冷渦相關性也僅提高至 0.1985，而高於 30°N 的 GCE 與行進速度之相關性可達 0.5651。若是將 GCE 以表 3-3 每年 SLA 變化量之平均加上一個標準差的數值進行篩選並作(圖 3-9)，相關性甚至比圖 3-8 更低僅有 0.1400。比較特別的是顯著變化的 GCE 行進速度皆小於 6 m/s，也就是 SLA 變化較多的 GCE 皆被中等行進速度以下的 TC 所引發。

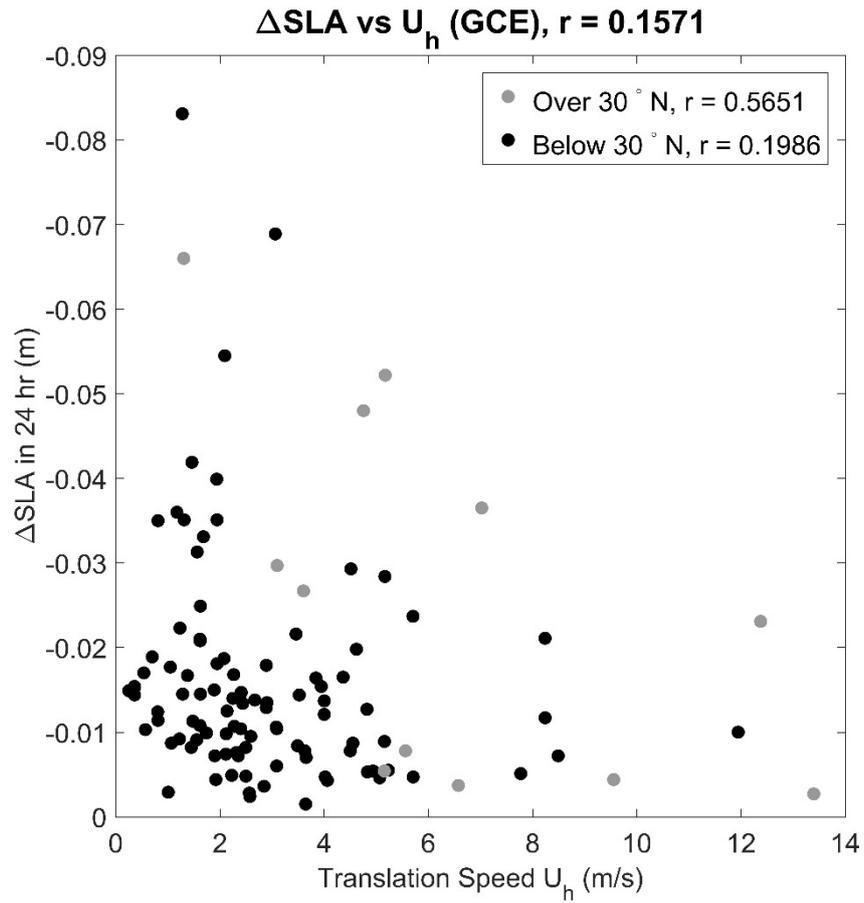


圖 3-8 GCE 的 SLA 日變化量對行進速度圖，X 軸為生成時的 TC 行進速度，Y 軸為生成 24 小時內 SLA 變化量(已倒置)，黑點代表 30°N 以南之 GCE，相關性約為 0.1985，灰點代表 30°N 以北之 GCE。

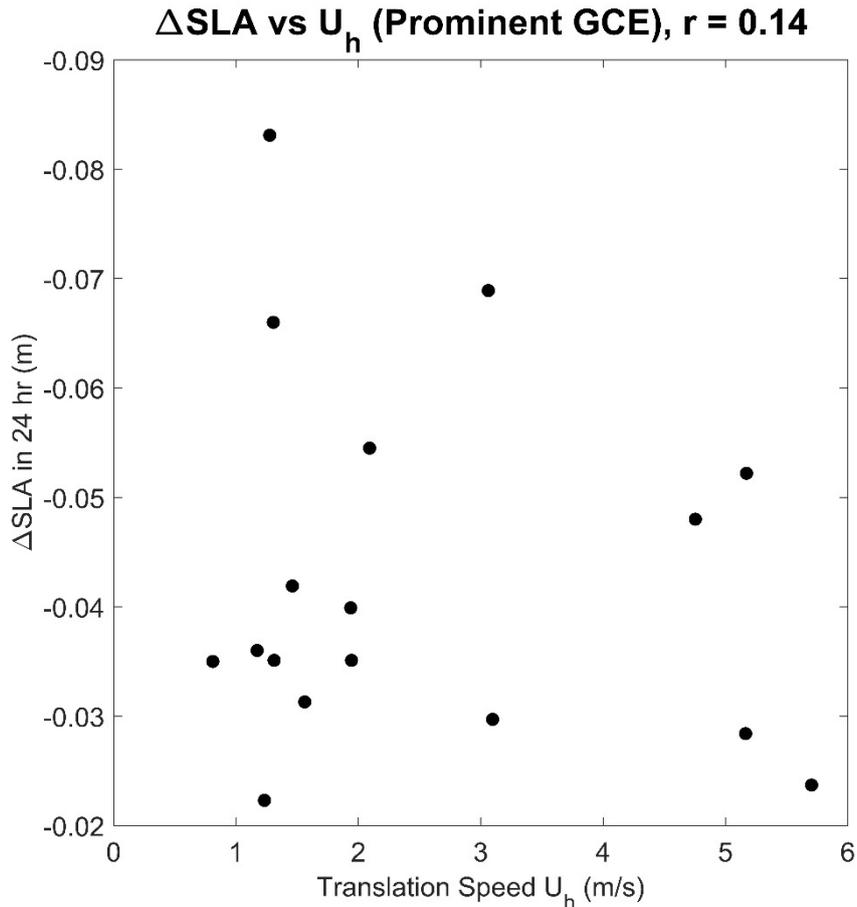


圖 3-9 SLA 顯著變化的 GCE 對行進速度圖，X 軸為生成時的 TC 行進速度，Y 軸為生成 24 小時內 SLA 變化量(已倒置)，已根據當年 SLA 變化量得出的門檻值進行篩選(17 例)。

圖 3-10 為 ICE 的 SLA 日變化量對 TC 行進速度圖，其中 ICE 出現超過 12 公分的 SLA 日變化量，大多仍落在 4 公分內，且與 GCE 同樣呈現越慢的行進速度越容易出現較多的 SLA 變化，但 ICE 較 GCE 呈現更明顯地分布區域。全體 ICE 之 SLA 變化量與行進速度之相關性僅約 0.1795，即便移除高於 30° N 的冷渦(灰點)，相關性也只提高至約 0.2413，而高於 30° N 的冷渦相關性更低(僅約 0.0723)。若是將 ICE 以每年顯著變化的門檻值進行篩選並作圖(圖 3-11)，相關性比圖 3-10 更低僅有 0.0830。顯著變化的 ICE 之 TC 行進速度最快可達 10 m/s，但大部分仍落在中行進速度以下，因此 ICE 主要被 TC 中行進速度影響而有較多的 SLA 變化量。

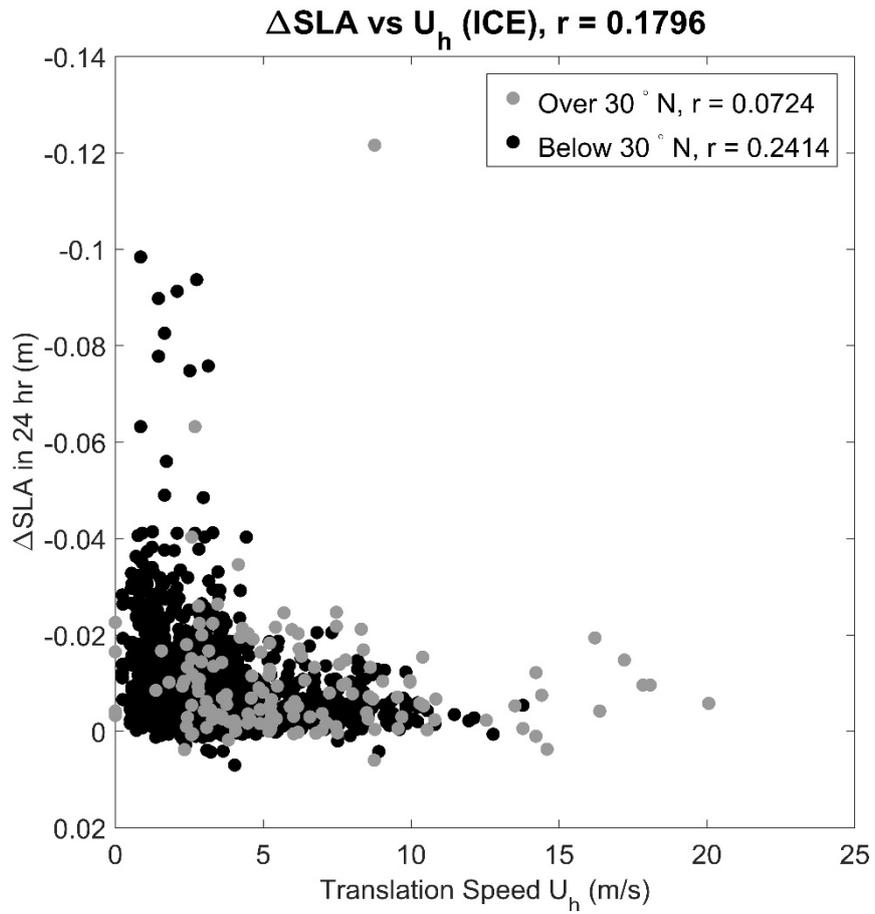


圖 3-10 ICE 的 SLA 日變化量對 TC 行進速度圖，X 軸為被增強時的 TC 行進速度，Y 軸為被增強 24 小時內 SLA 變化量(已倒置)，黑點為 30°N 以南之 ICE，灰點為 30°N 以北之 ICE。

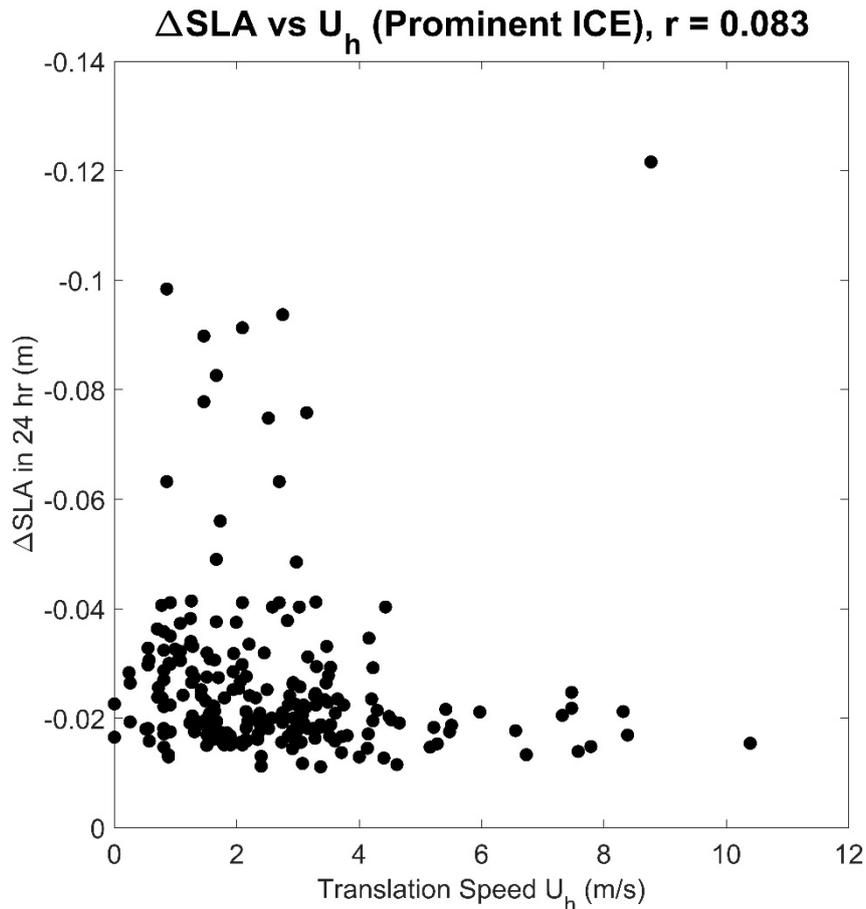


圖 3-11 SLA 顯著變化的 ICE 對行進速度作圖，X 軸為行進速度，Y 軸為顯著變化的 ICE 在增強的 24 小時內之 SLA 變化量(已倒置)。

將 GCE 與 ICE 比較，SLA 日變化量最大值以 ICE (~ 12 cm) 略多於 GCE (~ 8 cm)，TC 行進速度範圍也是 ICE (~ 20 m/s) 大於 GCE (~ 13 m/s)。雖然僅計入 30°N 以南的冷渦相關性較整體略微提高，但 30°N 以北的冷渦於 GCE 中呈現之相關性大幅提高(0.1570 至 0.5651)，而 ICE 則大幅降低(0.1795 至 0.0723)，代表 30°N 以北的 GCE 有較明顯的隨著行進速度的提高而減少 SLA 變化量的趨勢。SLA 顯著變化之 GCE 及 ICE 的 TC 行進速度超過半數落在 3 m/s 以下，說明慢行進速度對於冷渦強度的影響較為顯著。

生成/增強時的熱帶氣旋中心氣壓

一般來說，中心氣壓越低 TC 強度越高，當強度越高時風速通常較大，因此可能引起較劇烈的海洋反應。但 SLA 變化量與中心氣壓之間並未呈現當中心氣壓越低 SLA 變化越多的趨勢，而且在相同中心氣壓下可能出現不同的 SLA 變化。例如在 GCE 中，對應到的中心氣壓在 950 至 960 之間，可能出現 -8、-4 或 -1 公分等落差較大的 SLA 變化，因此相關性僅有 0.0419。而在 ICE 中，同樣未呈現中心氣壓越低 SLA 變化越多的趨勢，而且比 GCE 更加明顯於相同中心氣壓下出現 -0 至 -10 公分不等的 SLA 變化，相關性僅有 0.0954。雖然以篩選後的顯著變化 GCE 作圖仍然未呈現顯著相關，但相關性(0.0568)比全體 GCE 對中心氣壓作圖來得高(0.0419)。而顯著變化 ICE 同樣未呈現明顯關聯，相關性卻比全體 ICE 對中心氣壓作圖低了一個量級(0.0062)。

生成/增強時的熱帶氣旋過境時間

有鑑於行進速度對 SLA 變化圖並未呈現特別高的相關性，因此將 X 軸改為參考 Lin (2012) 使用過境時間： $TC \text{ 七級風半徑} \div TC \text{ 行進速度}$ 。圖 3-12 為 GCE 的 SLA 日變化量對過境時間圖，顯示 SLA 日變化量並未隨著過境時間越多而越大，但是資料點分布較使用行進速度為 X 軸來的集中(圖 3-8)。SLA 最大值(~ -8 cm)出現在過境時間為 4 天時， $30^{\circ}N$ 以北的 GCE 過境時間大多落在 2 天內。整體相關性絕對值從 0.1571 下降到 0.1422， $30^{\circ}N$ 以北的 GCE 相關性絕對值從 0.5651 降至 0.5493， $30^{\circ}N$ 以南的 GCE 相關性絕對值則從 0.1986 降至 0.1796。

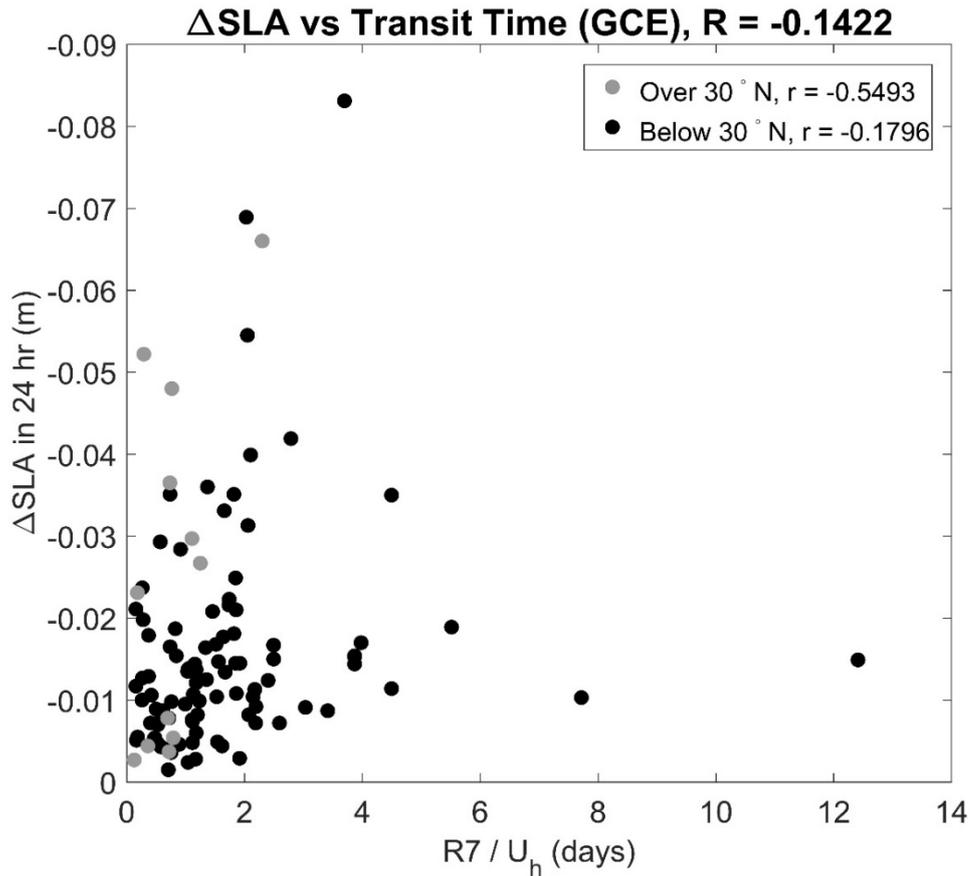


圖 3-12 GCE 的 SLA 日變化量對過境時間作圖，X 軸為七級風半徑÷行進速度，單位為天，Y 軸為冷渦新生成的 24 小時內 SLA 變化量，黑點代表 30°N 以南的冷渦，灰點代表 30°N 以北的冷渦。

圖 3-13 為 ICE 的 SLA 日變化量對過境時間圖，SLA 變化同樣未隨著過境時間越多而呈現越大的數值，SLA 最大值(~ -12 cm)出現在 1 天內，30°N 以北的 ICE 過境時間大多同樣落在 2 天內。整體相關性絕對值也從 0.1796 上升到 0.2238，30°N 以北的 ICE 相關性絕對值從 0.0724 上升至 0.1253，而 30°N 以南的 ICE 相關性絕對值則從 0.2414 降至 0.2232。

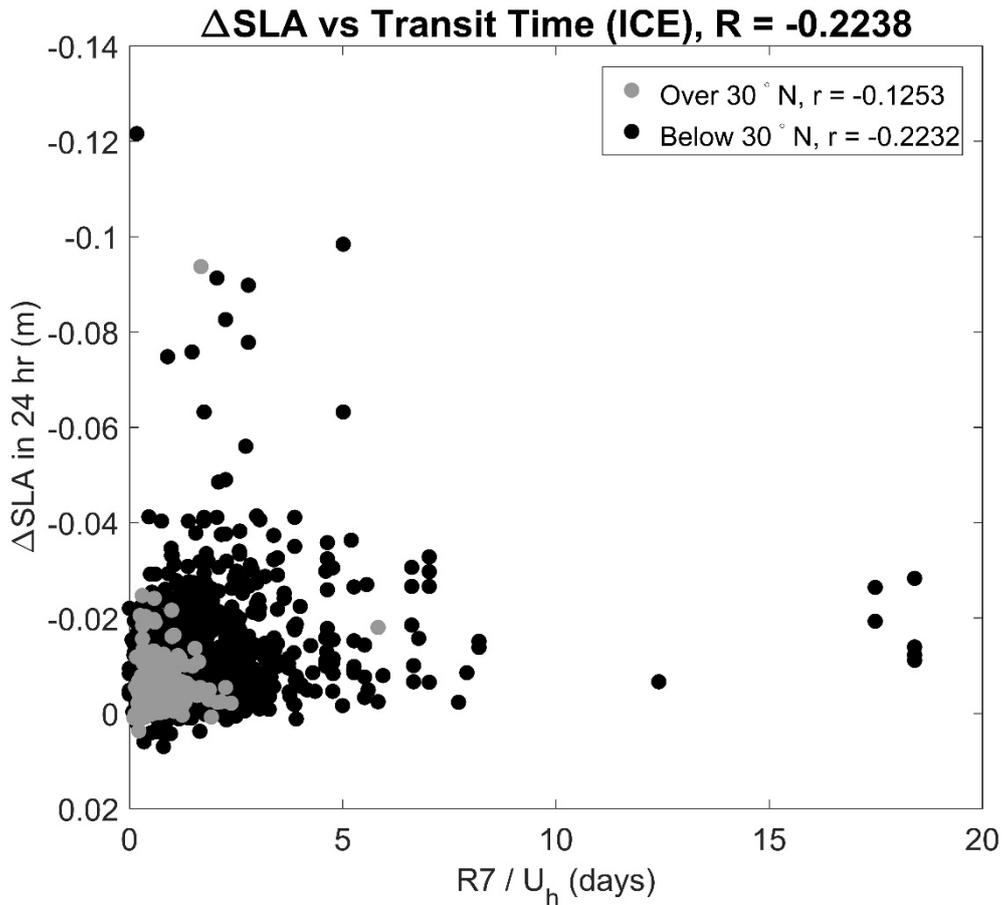


圖 3-13 ICE 的 SLA 日變化量對過境時間作圖，X 軸為七級風半徑÷行進速度，單位為天，Y 軸為冷渦被增強的 24 小時內 SLA 變化量，黑點代表 30°N 以南的冷渦，灰點代表 30°N 以北的冷渦。

將 X 軸改為過境時間後 GCE 與 ICE 的相關性呈現不同結果，GCE 中不論是 30°N 以北或以南，相關性皆下降，因此整體相關性同為下降的結果；而在 ICE 中，整體的相關性提升是由 30°N 以北的 ICE 貢獻，30°N 以南的 ICE 則與 GCE 同樣呈現下降的結果。會有此差異主要是因為即便 30°N 的冷渦過境時間皆落在兩天內，但是 GCE 呈現較多的 SLA 日變化量(0 至 -7 公分不等)，反觀 ICE 的則大多落在 -2 公分。此外，ICE 的過境時間主要範圍為 5 天內，GCE 則是兩天內，說明兩種冷渦受到 TC 影響的時長不太一樣。

另外將過境時間的概念與 Sun et al., (2014)使用的受風時間(wind forcing time)

相比(將軌跡內插成半小時一筆的軌跡，以風速大於 17 m/s 開始計算時間，並將累積最多時數的網格點為中心，200 公里為半徑畫一個參考圓，圓內總時數即為受風時間)，本研究使用七級暴風半徑與風速大於 17 m/s 大致相等，但過境時間的參數皆依據冷渦被生成/增強時所對應的數值，並非使用固定數字為影響範圍之門檻，因此較能依據當時受影響的距離計算過境時間，同時調整偵測冷渦的範圍。

3.3.3 冷渦強度變化

既然 SLA 日變化量與行進速度及中心氣壓未呈現高度相關性，接下來利用程式追蹤冷渦在被生成/增強至 TC 消散的 SLA 日變化量，找出變化最多的數值對照剛生成/被增強 24 小時內的 SLA 變化量是否有差異，如圖 3-14 為每年 GCE 的 SLA 日變化量對比圖，在 2010-2015 期間後續變化的值較初始 24 小時內變化來得少，2016 年為兩點重合代表 24 小時內已出現 SLA 變化最大值，2017 與 2019 年則呈現後續變化大於日變化的情況。整體來說仍以日變化量多於後續變化為主，說明在 TC 引發了 GCE 之後大部分冷渦會趨於回復中性(Neutral)狀態而非持續增強，且兩種 SLA 變化差距小於 2 公分，若是有 GCE 並持續增強的例子通常較為少數。

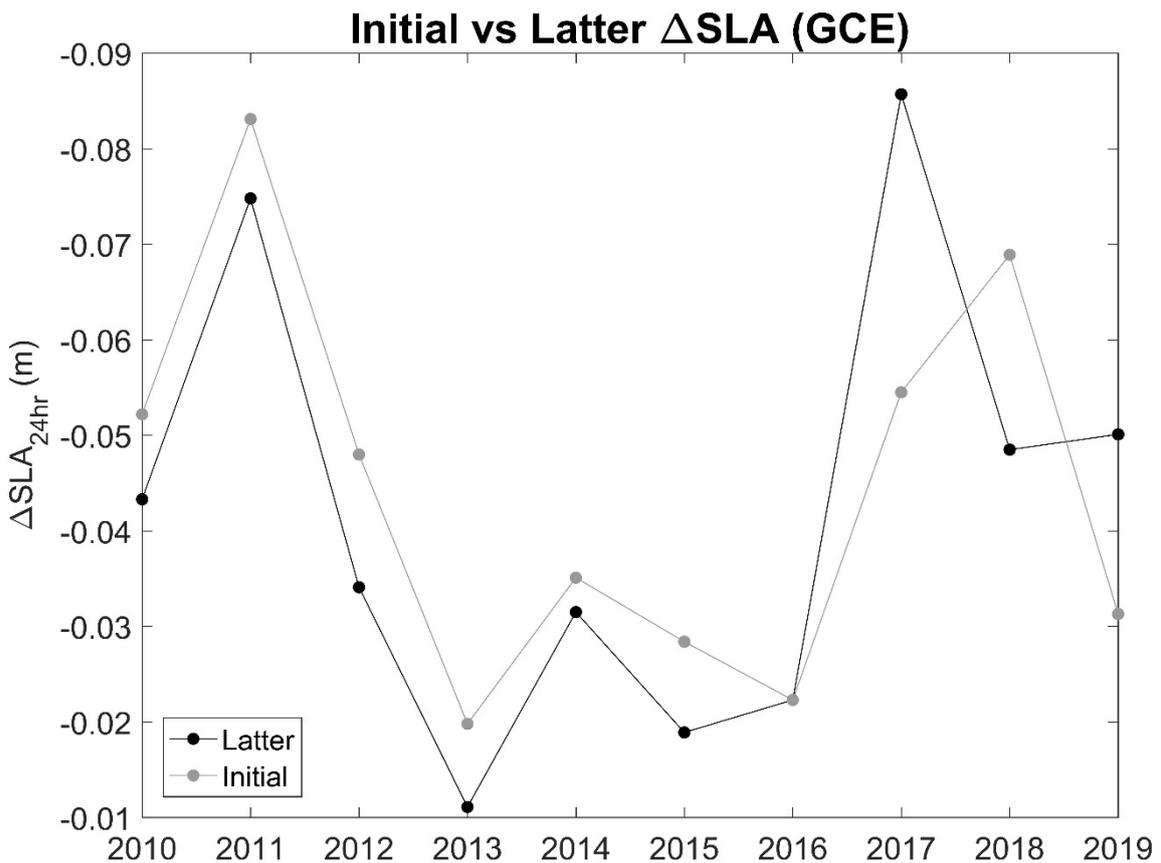


圖 3-14 每年 GCE 的 SLA 日變化量對比圖，黑線為冷渦生成直到颱風消散的 SLA 日變化最大值，灰線為新生成 24 小時內的 SLA 變化量。

而 ICE 中(圖 3-15)除了 2010 年，其他年份呈現後續的最大 SLA 日變化量多於 24 小時內的值，整體來說，以 TC 離開後的變化多於短時間為主，與 GCE 結果相反，代表在 TC 增強冷渦之後通常使 ICE 持續增強，且 SLA 變化相差最多可達約 15 公分(2011 年)，最小則幾乎重合(2012 年)。

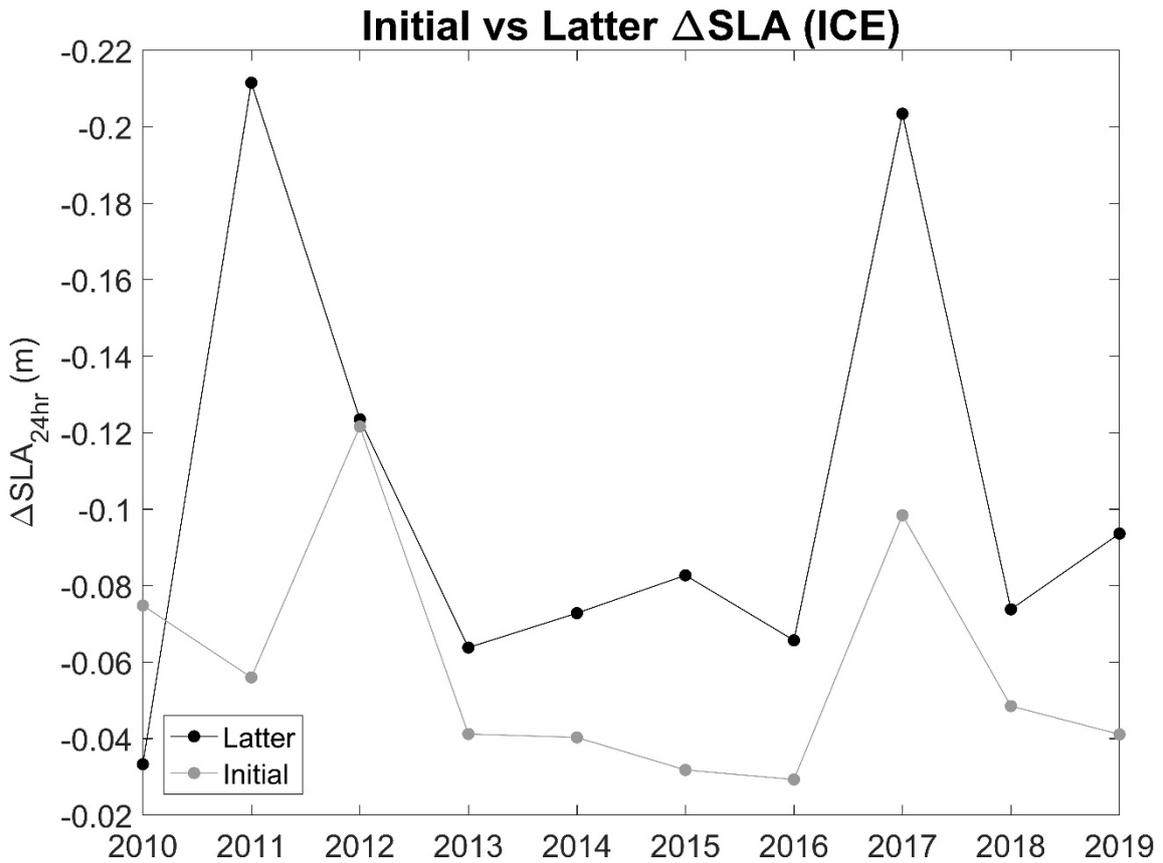


圖 3-15 每年 ICE 的 SLA 日變化量對比圖，黑線為冷渦增強直到颱風消散的 SLA 日變化最大值，灰線為被增強 24 小時內的 SLA 變化量。

SLA 日變化量最多的冷渦舉例

24 小時內 SLA 變化最多的 GCE 為 2011/8/4 被梅花(MUIFA)颱風生成，位於路徑左側(124°E, 29°N)，由圖 3-16 看到 GCE 在兩天內海表高度加深超過 8 公分。將其 SLA 等值線圖畫出來，其中紅點為當天 TC 中心位置，紅線為 TC 路徑，紫點為 GCE 中心位置，

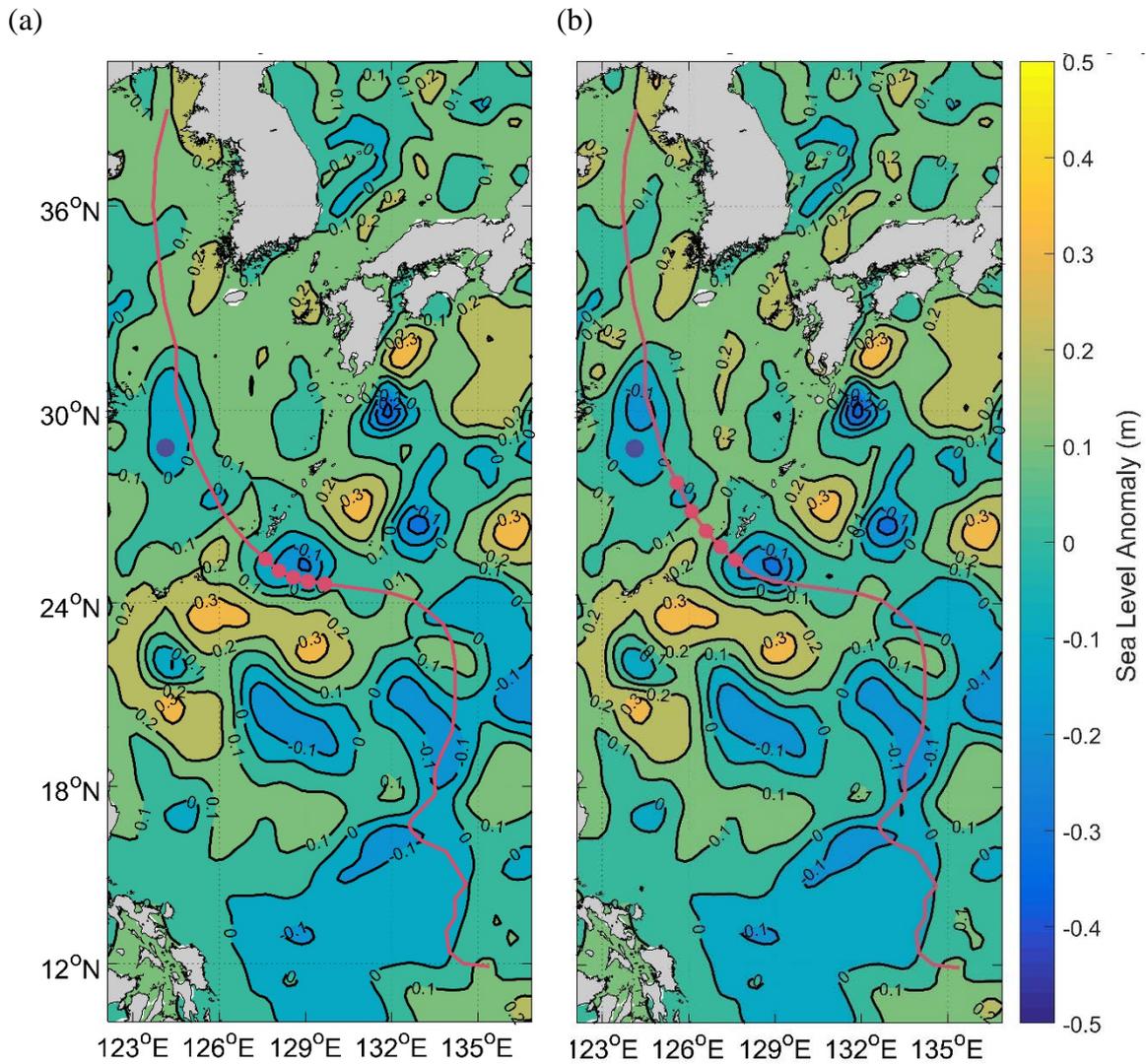
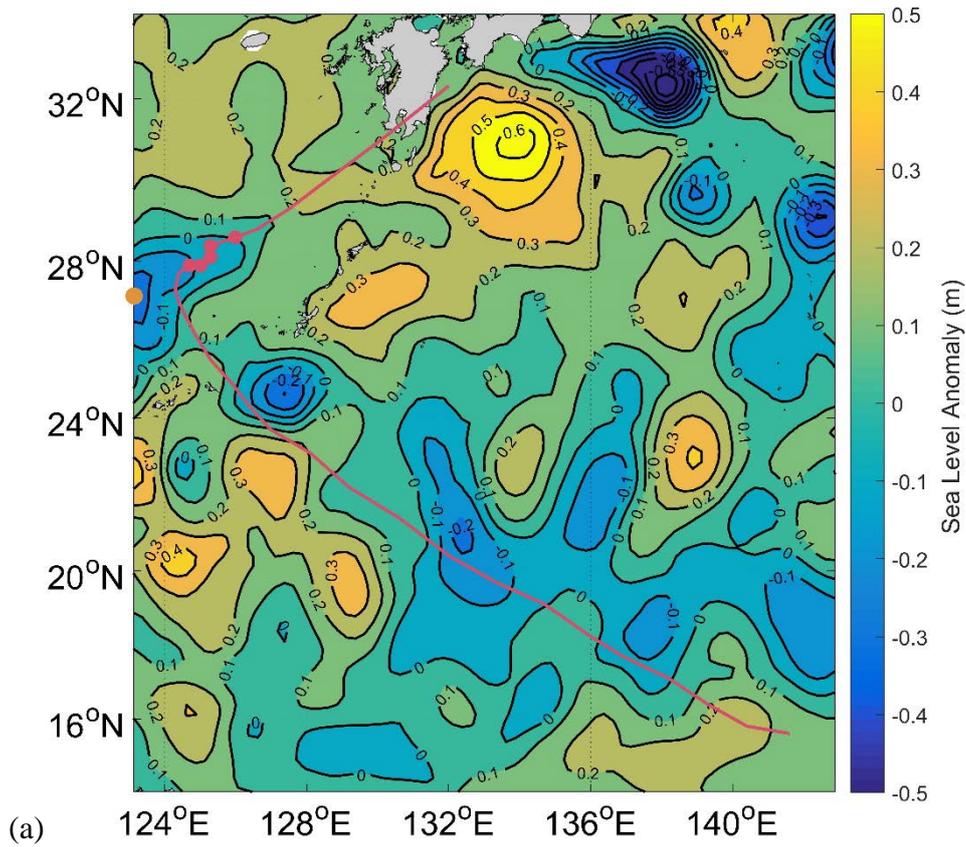


圖 3-16 為 2011 年被梅花颱風(MUIFA)(紅點/線)引發的 GCE(紫點, [124°E, 29°N])海表高度變異量等值線圖。(a)為 2011/8/4, (b)為 2011/8/5, SLA 日變化量約 - 8 公分。

24 小時內 SLA 變化最多的 ICE 為 2017/9/15 被泰利(TALIM)颱風增強，位於路徑左側(153°E, 36°N)，將其 SLA 等值線圖畫出來。紅點為當天 TC 中心位置，紅線為 TC 路徑，黃點為 ICE 中心位置，由圖 3-17 看到在兩天內冷渦被加深約 12 公分。



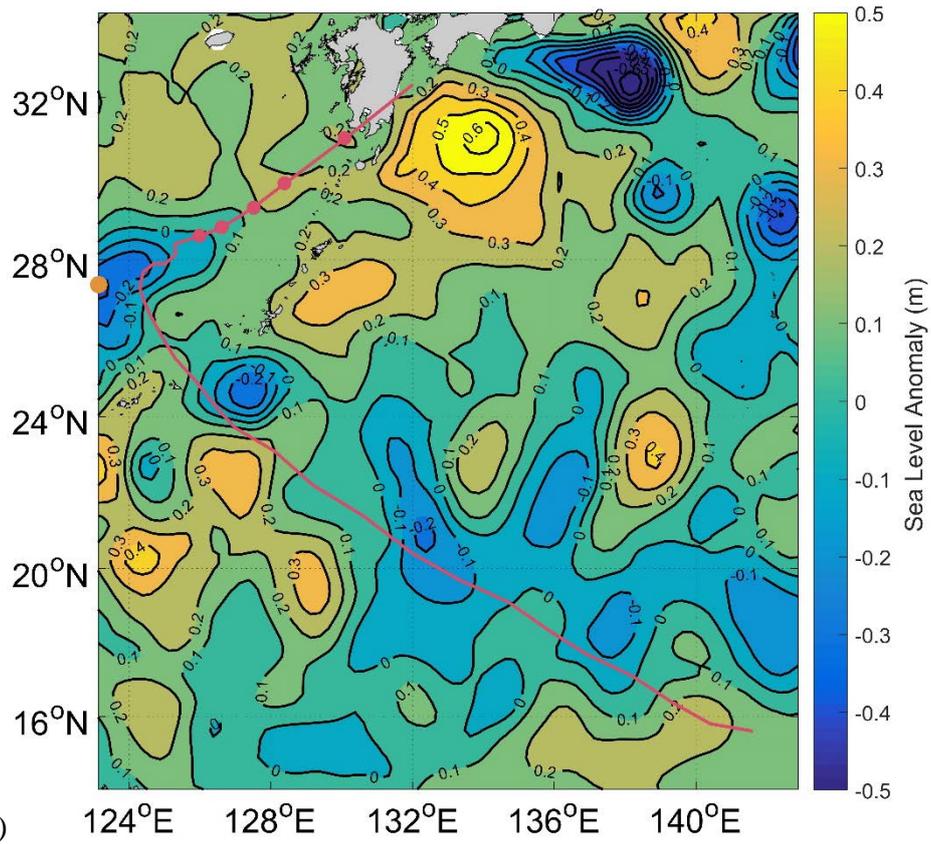


圖 3-17 為 2017/9/15 被泰利颱風(TALIM) (紅點/線)引發的 ICE (黃點, [124°E, 27°N])海表高度變異量等值線圖。(a)為 2017/9/15, (b)為 2017/9/16, SLA 日變化量約 -12 公分。

由上述 SLA 日變化最多的冷渦例子可以發現，這兩顆冷渦對應到的 TC 皆為轉彎軌跡，且為轉彎軌跡附近所生成/增強的情況，因此將於下一小節討論轉彎及打轉軌跡的 TC 對冷渦中心的 SLA 影響為何。

3.3.4 轉彎或打轉軌跡熱帶氣旋引發之冷渦

影響 TC 路徑轉彎的因素包含大尺度環流、TC 周圍的中小尺度對流系統以及複雜的地形作用等(Wang et al., 2017; Zhang et al., 2013)，當 TC 移動至中緯度慢慢向右偏轉並減速通常是因為經過表水溫度較低或垂直風切較大之海域所造成的(Yu and Kwon, 2005)，同時受到太平洋高壓減弱的影響，TC 將隨著緯度增加而略微向右偏轉。雖然 TC 的軌跡受到大氣以及海水條件的影響，但其同時影響了經過的海域，而受到擾動的海水也將對 TC 造成正/負回饋，尤其當海表高度呈現低於平均海表高度之狀態時通常代表此區域混合層較淺(Ning et al., 2019)，而較淺的混合層代表較少的海水熱含量(Ocean Heat Content, OHC)。若是有預先存在的冷渦代表不穩定的熱動力結構(thermodynamic structure)，也就是海水呈現較弱的分層且次表層冷水較靠近海表，因此冷水較容易被挾帶上去(entrained) (Zheng et al., 2010; Ning et al. 2019; Zheng, Ho and Kuo, 2008)。

本研究中對於轉彎軌跡(turning trajectory)之定義為 TC 連續三個中心位置形成之夾角小於 130° ；整段軌跡連線有重疊則視為打轉軌跡(looping trajectory)類型之 TC，且冷渦距離轉彎或打轉處經/緯度 $\pm 1^\circ$ 方可納入研究例子。根據 3.2.3 的結果，兩顆 SLA 日變化較大的冷渦皆為轉彎軌跡的 TC 所生成/增強的情況，呼應 Sun et al., (2014)結果，轉彎及打轉軌跡的 TC 較容易引發冷渦，下文將討論轉彎/打轉軌跡附近的冷渦之特性。利用程式追蹤每顆冷渦的 SLA 日變化量，並找出最多 SLA 日變化量，SLA 總變化量的計算則是將冷渦最終(颱風消散的日期)SLA 減去最初(被增強/新生成時)SLA，並找出當年總變化量最大值，最後一欄則是將每顆冷渦之總變化量平均所得出。

轉彎/打轉軌跡附近的新生成冷渦(GCE)

表 3-5 中第一欄為不同年份有轉彎或打轉軌跡之 TC 數量，第二欄為在轉彎或打轉處附近之冷渦數量，第三欄為轉彎處附近冷渦之 SLA 日變化量，第四欄則為每顆冷渦 SLA 日變化量平均，第五欄為最多總變化量，最後一欄則為每顆冷渦之 SLA 總變化量平均。當年即便有轉彎或打轉軌跡之 TC，卻未必出現 GCE，因此後續統計從缺。

觀察表 3-5 平均約兩個轉彎/打轉軌跡的 TC 會生成一個冷渦，原先每年 GCE 的數量就較少(平均約 10 個)，因此即便軌跡特殊影響冷渦生成之例子也不常見。最大 SLA 日變化範圍僅 -1 至 -8 公分，且大部分不超過 -5 公分，平均日變化量通常與最大日變化量差不多因為例子較少。最大總變化量除了 2017 年可達 -28 公分外，其餘皆落在 -1 至 -8 公分附近，而平均總變化量除了 2012 年外皆多於 -5 公分。此外，平均總變化量皆多於或等於平均日變化量，說明冷渦受到 TC 特殊路徑影響而生成(加深 5 公分內)，TC 離開之後仍能將 GCE 的海表高度維持在一定的負值或持續加深。

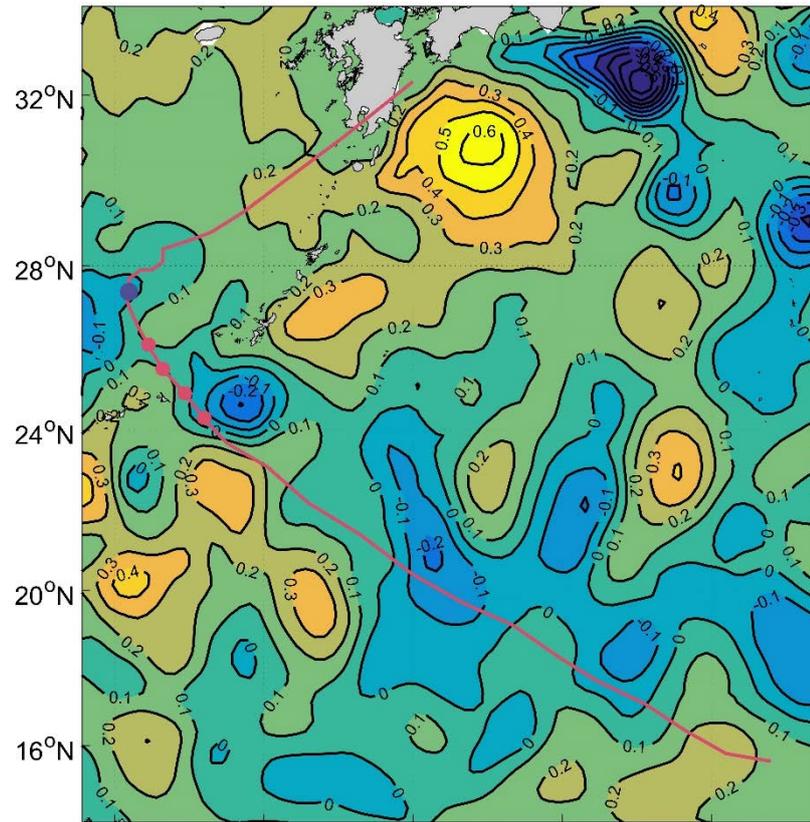
表 3-5 TC 轉彎或打轉軌跡附近 GCE 之 SLA 日變化量統計數值列表

	Turning/ Looping TC	GCE	Max ΔSLA_{24hr}	Mean ΔSLA_{24hr}	Max ΔSLA_{total}	Mean ΔSLA_{total}
2010	2	1	-0.04	-0.04	-0.06	-0.06
2011	4	2	-0.01	-0.01	-0.04	-0.02
2012	5	3	-0.02	-0.01	-0.11	-0.07
2013	3	0	-	-	-	-
2014	3	1	-0.03	-0.03	-0.10	-0.10
2015	8	0	-	-	-	-
2016	5	2	-0.02	0.021	-0.08	-0.07
2017	4	2	-0.08	-0.05	-0.28	-0.15
2018	4	2	-0.04	-0.02	-0.07	-0.05
2019	3	1	-0.05	-0.05	-0.08	-0.08

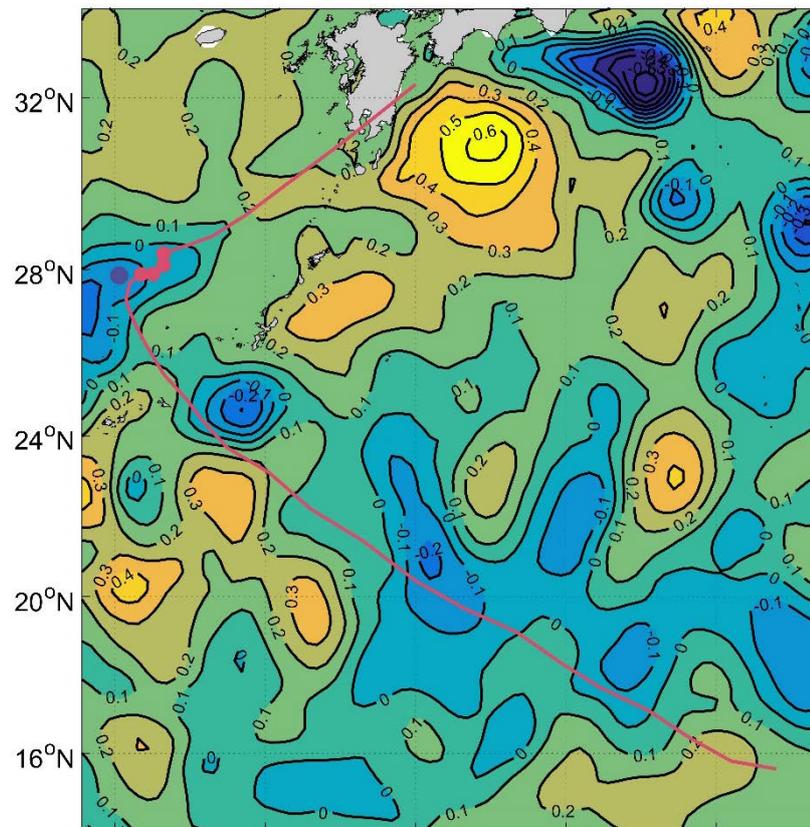
註：第一、二欄單位為個，第三至六欄單位皆為公尺。

2017 年夏季被泰利颱風(TALIM)引發，位於臺灣東北方的 GCE (124.3°E, 27.3°N) 是 SLA 日變化最多且位於轉彎處附近的例子。將 SLA 等值線圖繪出，分別為新生成當天(9/13) (圖 3-18(a))、仍在冷渦附近的 9/15 (圖 3-18(b))以及 TC 消散的當天(9/17) (圖 3-18(c))。圖 3-18(d)可以看到 SLA 從 9/13 約 - 2.5 公分持續加深至 9/17 達 - 30 公分附近，9/18 已經不再增強且略微回升，總計增強約 28 公分，從等值線也可以看到隨著天數的增加而增加圈數。

(a)



(b)



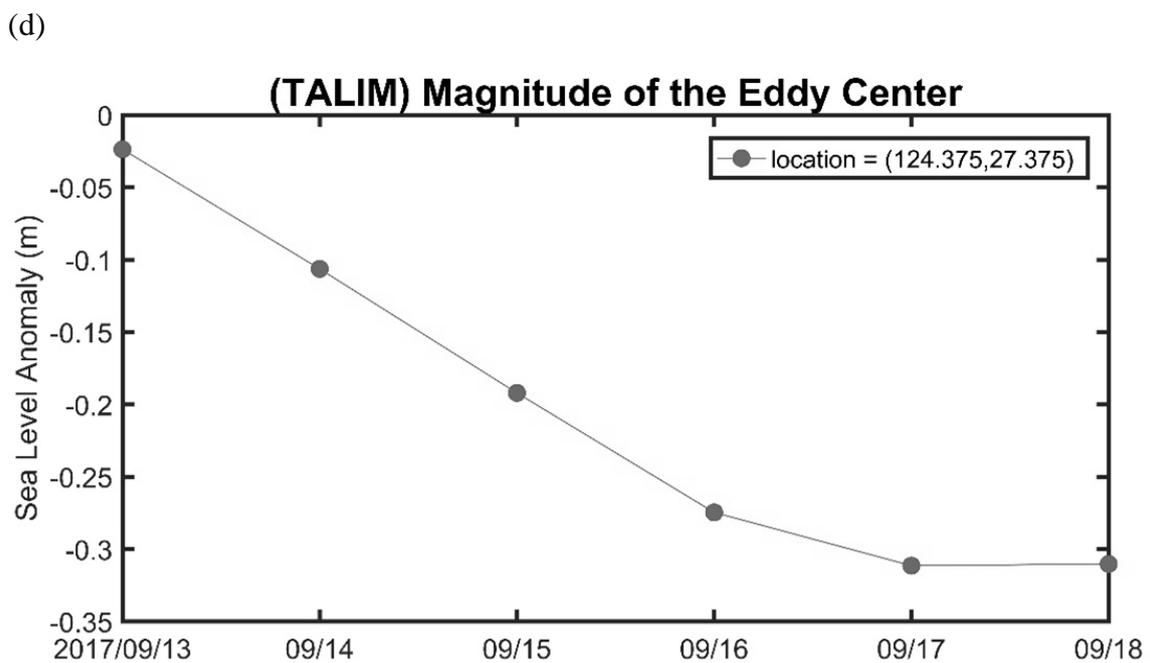
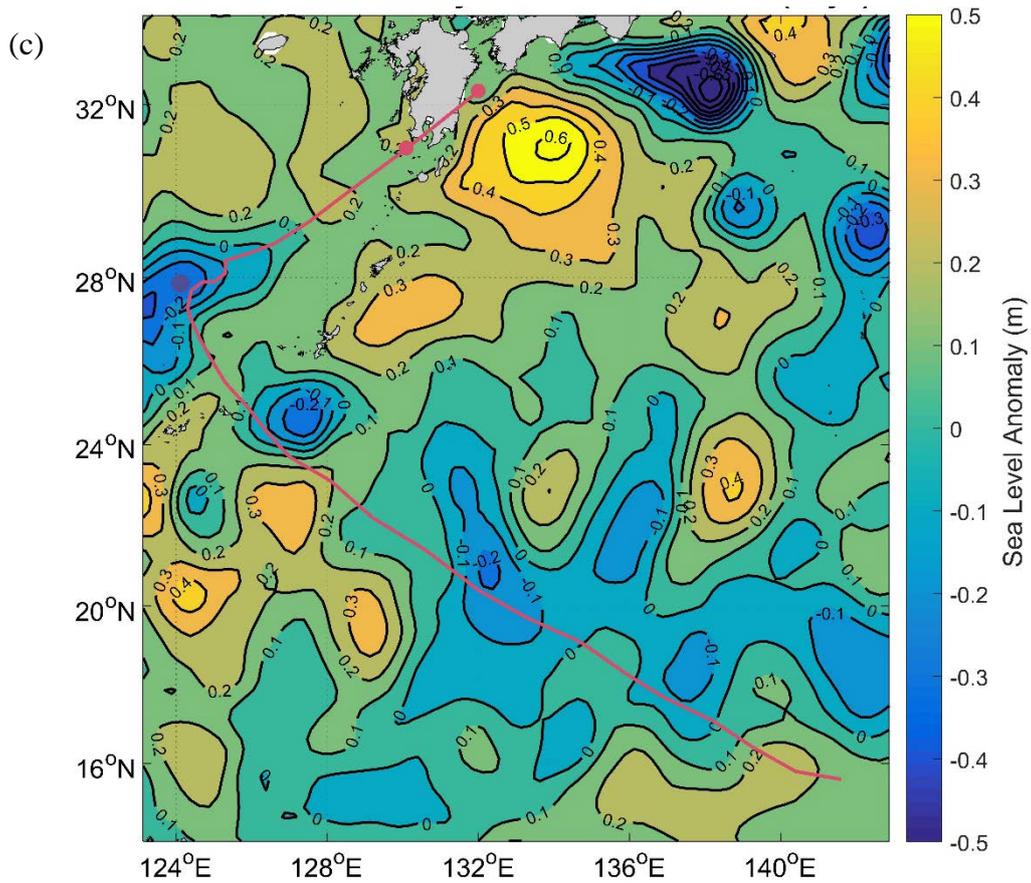


圖 3-18 泰利颱風(TALIM) (紅點/線)引發之 GCE，紫點為 9/13 的 GCE。(a)(b)(c) 分別為 2017/9/13、15、17 的 SLA 等值線圖，(d)為 GCE 中心 SLA 時序圖。

轉彎/打轉軌跡附近的被增強冷渦(ICE)

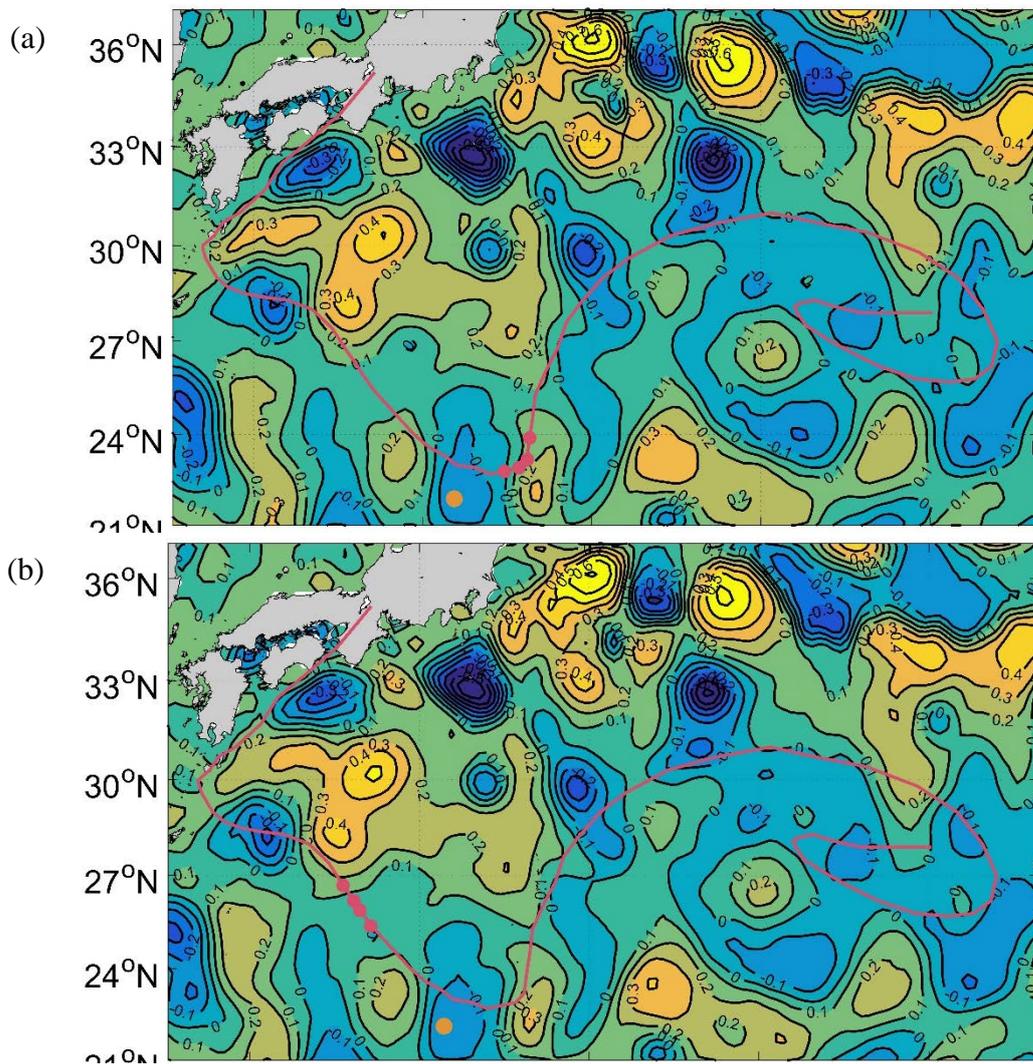
根據表 3-6, 平均一個轉彎或打轉軌跡的 TC 將會增強一至兩個冷渦, 最大 SLA 日變化量於 2015 及 2017 年達-8 及-20 公分, 其餘年份加深少於 5 公分, 且平均日變化僅 2017 年達-5 公分, 其餘年份皆加深少於 3 公分。因此不論是最大或平均的 SLA 日變化量, 冷渦大部分增強少於 5 公分, 此結果與轉彎附近的 GCE 相同。最大總變化量在 2012 年最多可達-27 公分, 其餘年份也可增強 10 公分以上, 但平均總變化量除了 2012 年外其餘年份皆加深少於 10 公分。此外, 平均總變化量皆多於平均日變化量, 說明預先存在的冷渦受到 TC 特殊路徑影響而增強(加深 5 公分內), TC 離開之後仍能持續加深冷渦中心。

表 3-6 TC 轉彎或打轉軌跡附近 ICE 之 SLA 日變化量統計數值列表

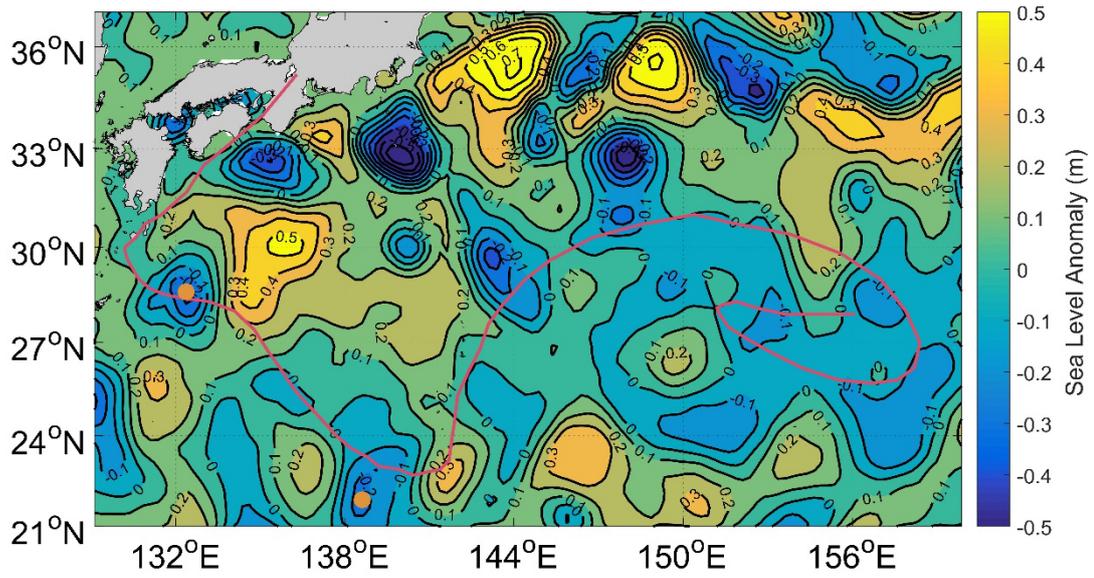
	Turning/ Looping TC	ICE	Max ΔSLA_{24hr}	Mean ΔSLA_{24hr}	Max ΔSLA_{total}	Mean ΔSLA_{total}
2010	3	6	-0.01	~ 0	-0.07	-0.01
2011	6	12	-0.05	-0.01	-0.09	-0.04
2012	6	10	-0.03	-0.02	-0.27	-0.11
2013	3	5	-0.02	-0.01	-0.03	-0.02
2014	5	8	-0.02	-0.01	-0.11	-0.04
2015	8	16	-0.08	-0.01	-0.12	-0.02
2016	3	6	-0.01	-0.01	-0.05	-0.03
2017	3	8	-0.20	-0.05	-0.20	-0.08
2018	7	12	-0.02	-0.01	-0.15	-0.04
2019	10	17	-0.04	-0.01	-0.19	-0.05

註：欄位意義及單位同表 3-5。

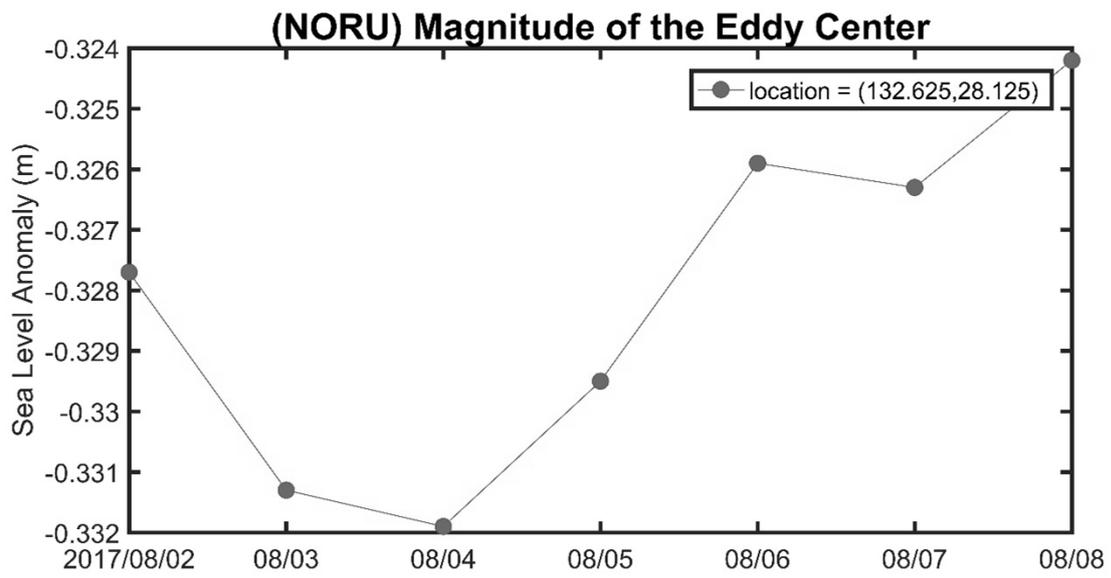
第一個最多 SLA 日變化且位於轉彎附近的 ICE 例子為，2017 年夏季被諾盧颱風(NORU)增強，位於日本東南方的冷渦(131.1°E, 28.1°N)，並將 SLA 等值線圖繪出，分別為被增強前一天(7/30 & 8/2) (圖 3-19(a)(b))以及 TC 消散的當天(8/8) (圖 3-19(c))。圖 3-19(c)為 7/30 的 ICE 中新 SLA 時序圖，於 8/4 為 SLA 最低值，接下來 SLA 便持續回升；而圖 3-19(d)則為 8/2 的 ICE 中心 SLA 時序圖，從 7/30 不斷增強至 8/8，中心 SLA 從 -17 公分下降至 -23 公分，總計增強約 6 公分。



(c)



(d)



(e)

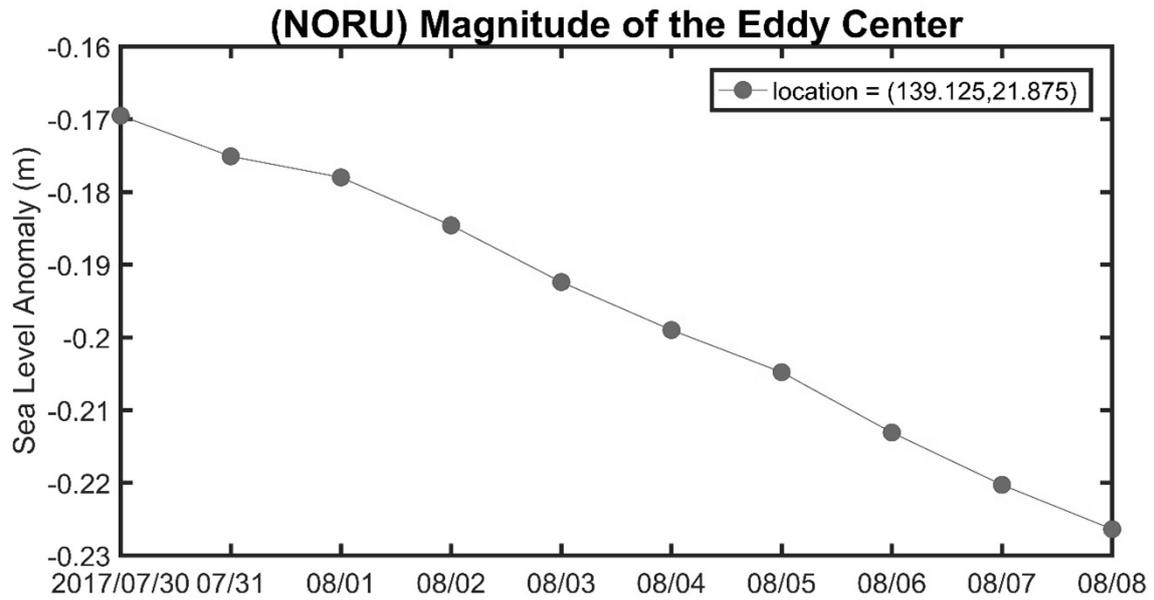
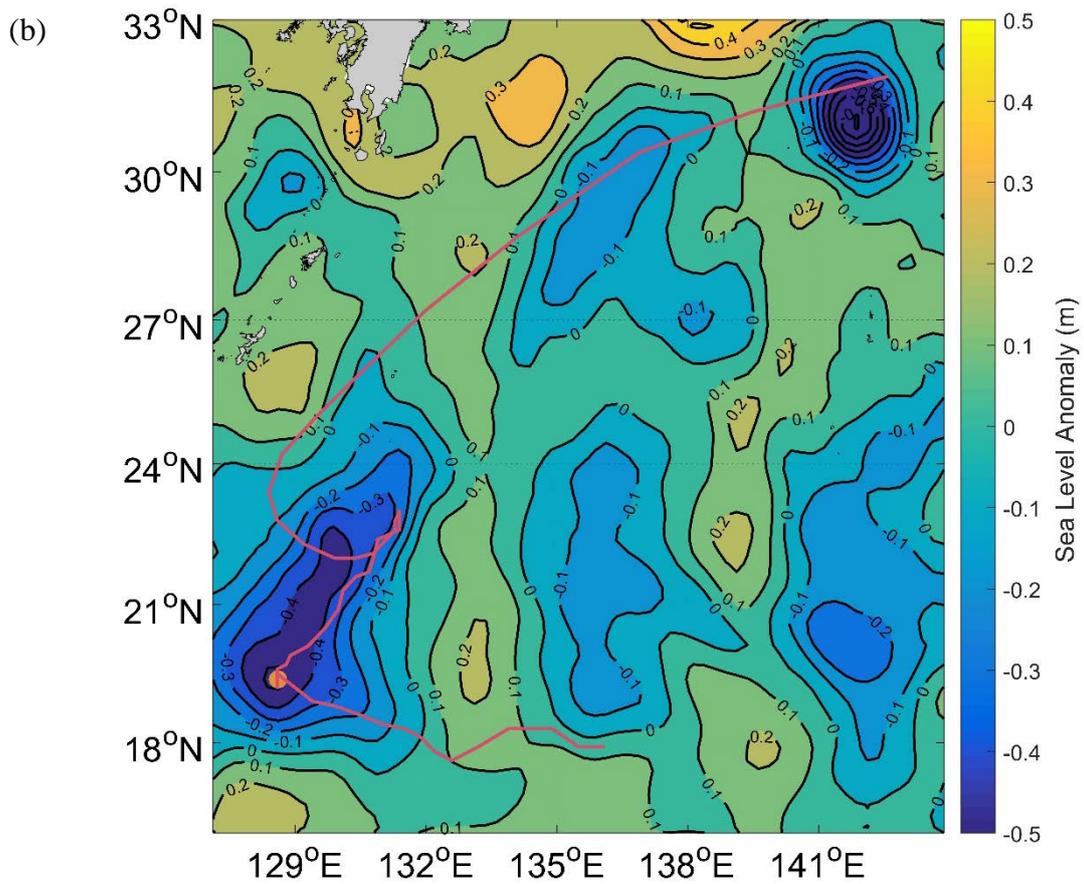
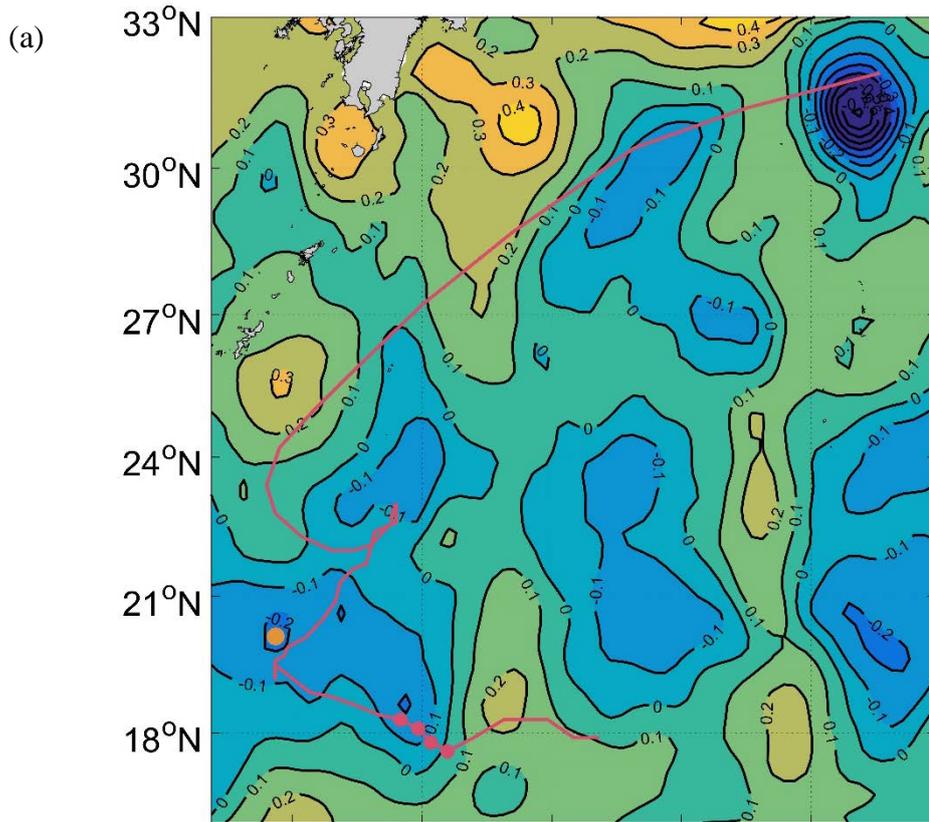


圖 3-19 諾盧颱風(NORU) (紅點/線)引發之 ICE，黃點分別為 7/30 及 8/2 的 ICE。

(a)(b)(c)分別為 2017/7/30、8/2 及 8/8 的 SLA 等值線圖，(d)(e)為 ICE 中心 SLA 時序圖。

第二個例子為 2012 年秋季被巴比倫颱風(PRAPIROON)增強，位於臺灣東南方外海的冷渦(128.6°E, 20.1°N)，並將 SLA 等值線圖繪出，分別為被增強的前一天(10/9) (圖 3-20(a))以及 TC 消散的當天(10/20) (圖 3-20(b))。圖 3-20(c)可以看到 SLA 從 10/9 約-25 公分持續加深至 10/20 達-52 公分附近，總計增強約 27 公分，從等值線圖也可以看到顏色顯示為極深的紫色。



(c)

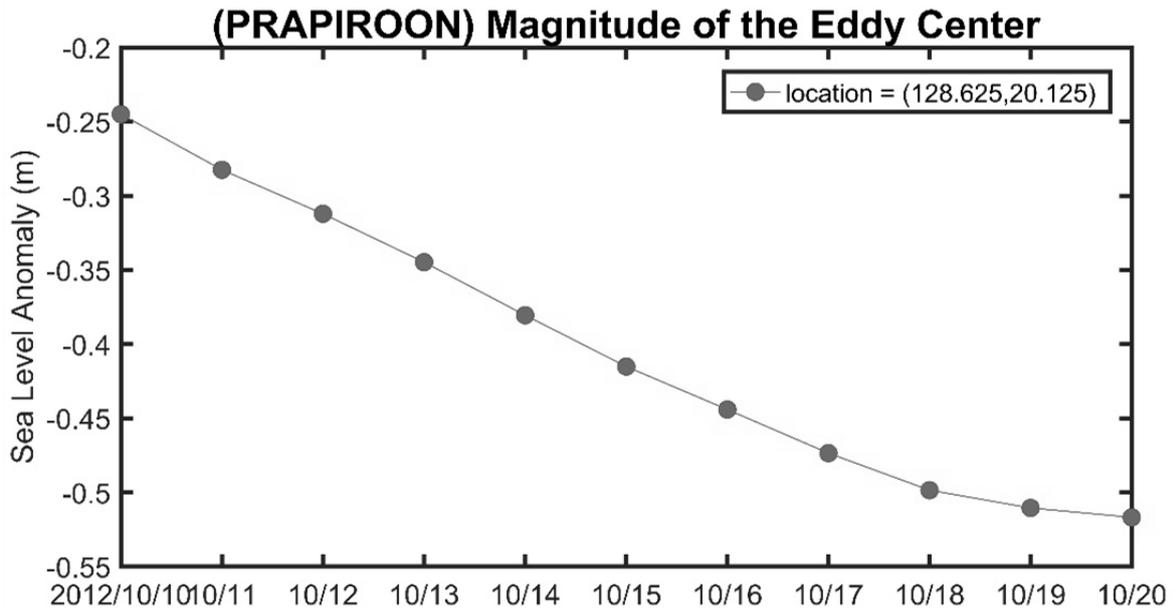


圖 3-20 巴比侖(PRAPIROON)颱風增強之冷渦。(a)(b)(c)分別為 2012/10/9、10、20 的 SLA 等值線圖，紅點為巴比侖颱風(PRAPIROON)位置，黃點為 10/10 的 ICE。

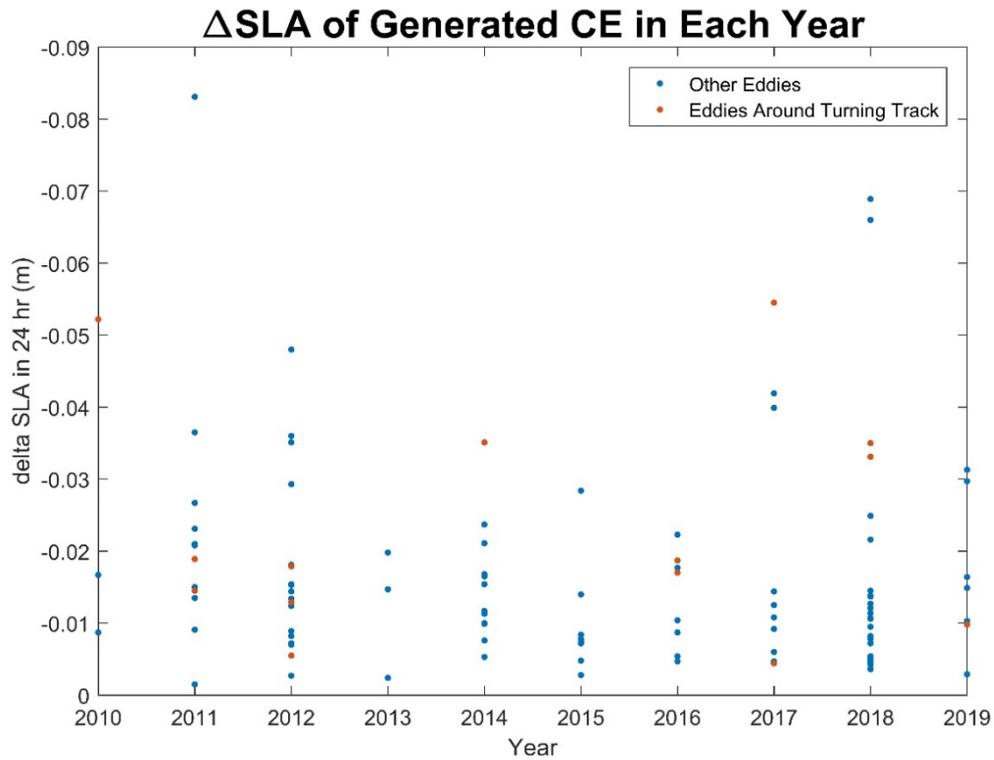
冷渦受到 TC 轉彎/打轉路徑影響而生成或增強，雖然也會出現 SLA 變化特別多的數值，不過通常在 24 小時內平均只會加深 5 公分以下(GCE 為-5 公分，ICE 為-3 公分)，但 TC 離開後仍能使兩種冷渦的海表高度維持在一定的負值或持續加深，使 SLA 總變化量達 20 公分以上(如上文舉例)。

轉彎處附近的冷渦與年份及熱帶氣旋強度之關係

上文已了解位於轉彎處附近冷渦的基本資訊，這部分將著重於討論轉彎及打轉軌跡的 TC 影響的冷渦與其他區域的冷渦 SLA 變化量是否有所差異。且將轉彎處的冷渦依照年份(圖 3-21)以及 TC 等級(圖 3-22)作圖。在同一年內，轉彎處可能出現較其他區域冷渦 SLA 變化較多的值，卻並非一定，不論是 GCE 或 ICE 皆為此結果，而 ICE 更加明顯，除了 2017 年外其他年份轉彎處的冷渦 SLA 變化量皆少於-4 公分。另外，對照 TC 等級發現轉彎處的 GCE 集中於熱帶暴風以及颱風兩種等級，而轉彎處的 ICE 則分布於熱帶暴風、颱風以及超級颱風三種等級，可能

因為超級颱風生成的冷渦以及副熱帶暴風增強的冷渦原本就少(< 10 個)，因此沒有轉彎處的例子。將不同等級對應 SLA 變化量則發現超級颱風對於兩種冷渦的影響並非最多，反而是颱風等級對於轉彎處冷渦可造成較多的 SLA 變化量。

(a)



(b)

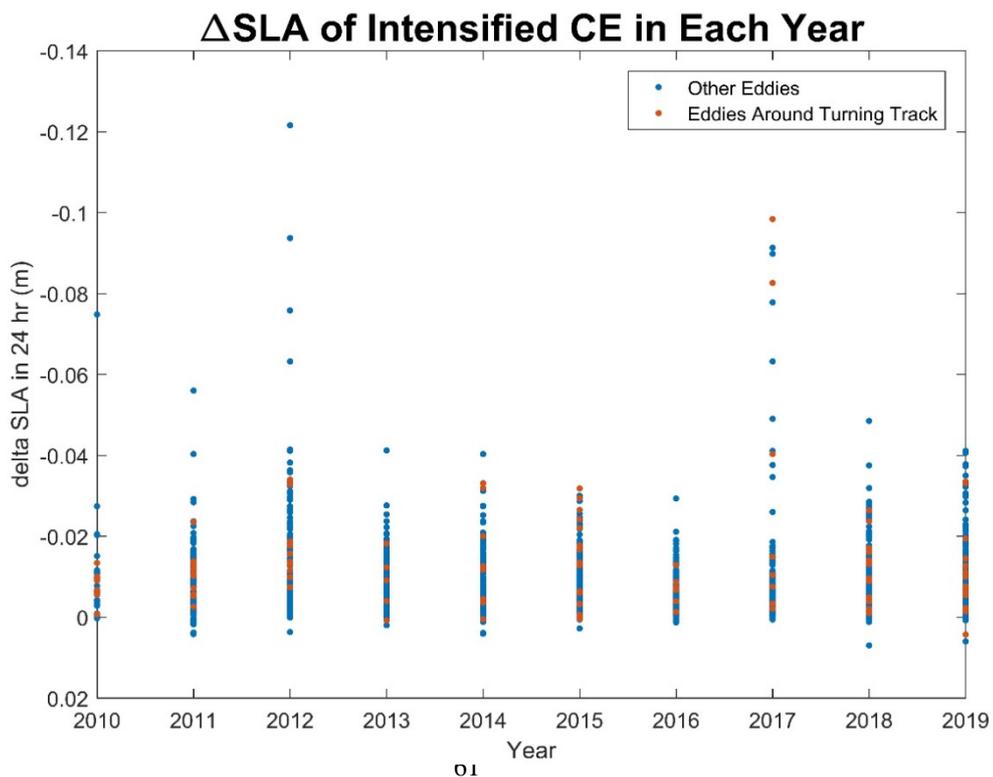
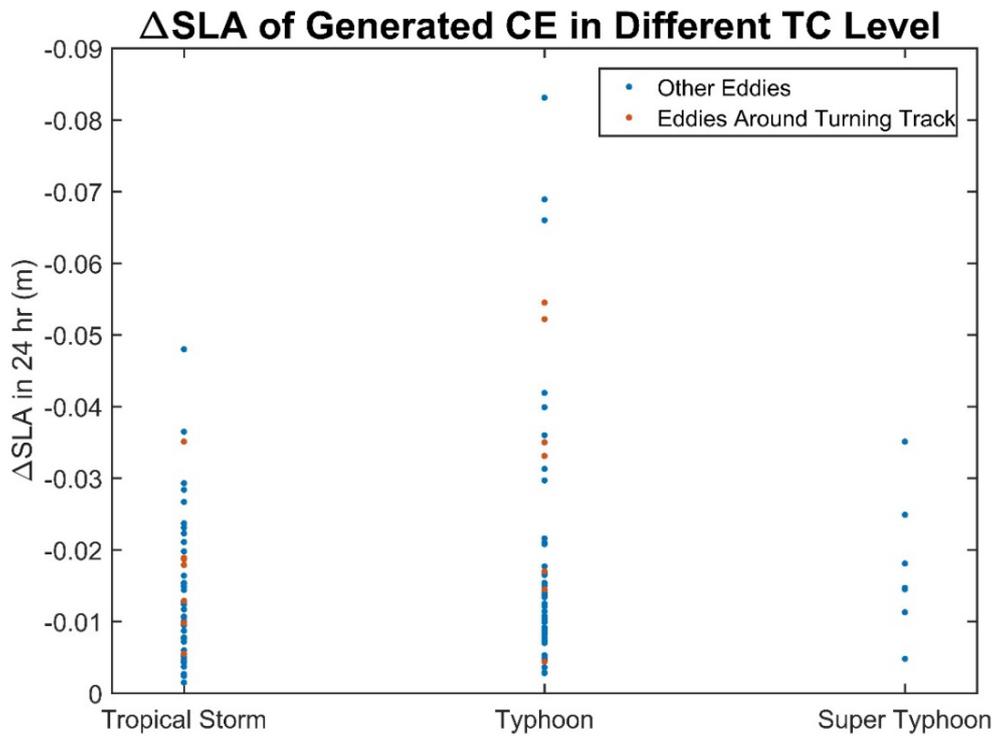


圖 3-21 將冷渦分成是否位於轉彎軌跡附近，並依年份作圖，比較 SLA 日變化量的多寡，(a)為 GCE，(b)為 ICE。

(a)



(b)

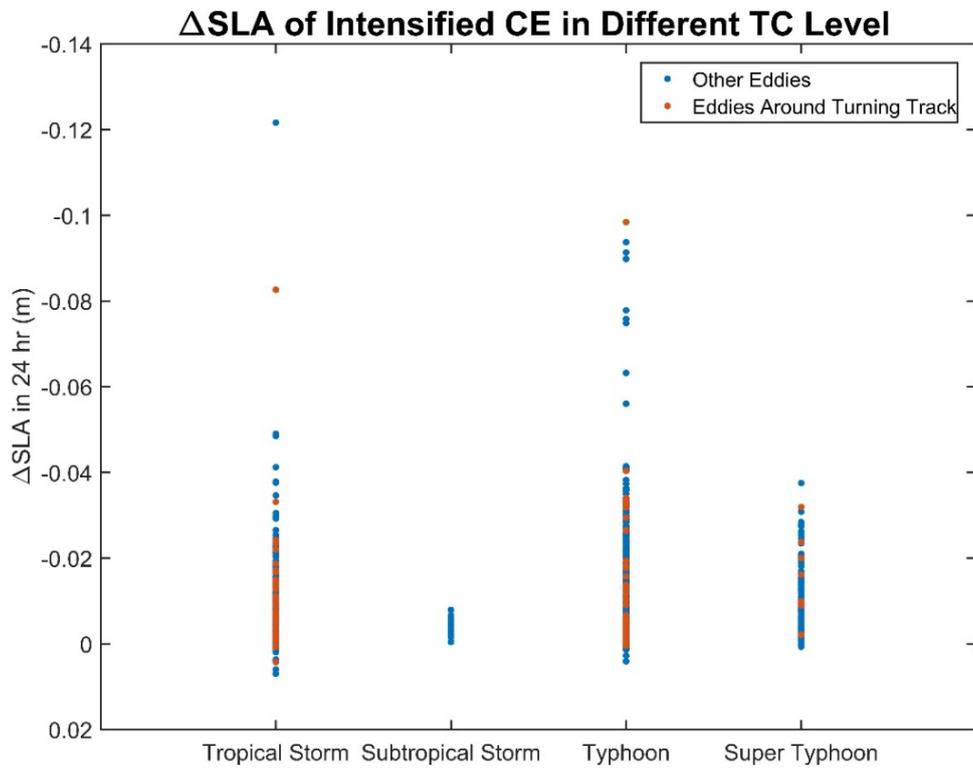


圖 3-22 將冷渦分成是否位於轉彎軌跡附近，並依照當時等級作圖，比較 SLA 日變化量的多寡。(a)為 GCE，(b)為 ICE。

與前人結果比較

對照 Sun et al., (2014)舉例 2006 年珍珠颱風(Chanchu)於轉彎處生成了冷渦(圖 3-23)，對於冷渦的分類與本篇研究結果有所差異，原因在於判定 GCE 的定義不同。前人使用的方式為颱風經過研究區域的前一個禮拜平均 5 天的海表高度變異量為 0，且颱風經過後降為負值，此作法無法得知颱風接近研究區域時是否已有形成冷渦之趨勢，而本研究採用的方法同第三章所述：對照 TC 對此區域影響的前一天海表高度變異量為 0，且受到影響當天的海表高度變異量變化為負值，因此根據本研究方法判定為 ICE。此外，本研究計算 SLA 變化量的方法始於偵測到生成時，累計至隔天的變化量(因 SLA 時間解析度為天)，而 Sun et al., (2014)則於文中敘述「受到颱風影響期間至颱風離開之後」時長不明確，得出的 SLA 變化量為-27 公分。圖 3-23 由左至右分別為 2006/5/7 至 11、15、17 及 24 號的 SLA 等值線圖，由第二張圖可以看出 5/15 的 SLA 約為-18 公分，最後一張圖說明在珍珠颱風離開之後持續增強至大約-27 公分。因此其計算期間應持續至颱風離開後一個禮拜，故-27 公分的變化量推測為累積約 10 天的結果(5/15-5/24)。觀察珍珠颱風的行進速度與最大持續風速(圖 3-24(a)(b))可以發現作者鎖定 5/15 正好是行進速度相對極小值且風速相對極大值的日期，同時珍珠颱風正在轉彎，因此作者選定的冷渦為 5/14 的偵測結果中(圖 3-24(d))最左方的冷渦。故依照作者對冷渦的判別方法無法區分颱風接近研究區域時是否已有形成冷渦的趨勢，也無法得知冷渦初受珍珠颱風影響之 SLA 變化量。

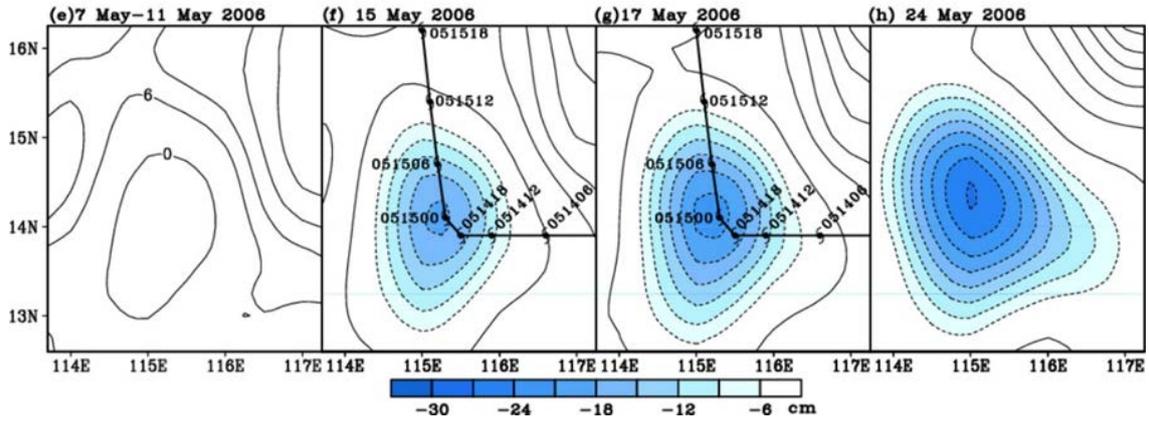
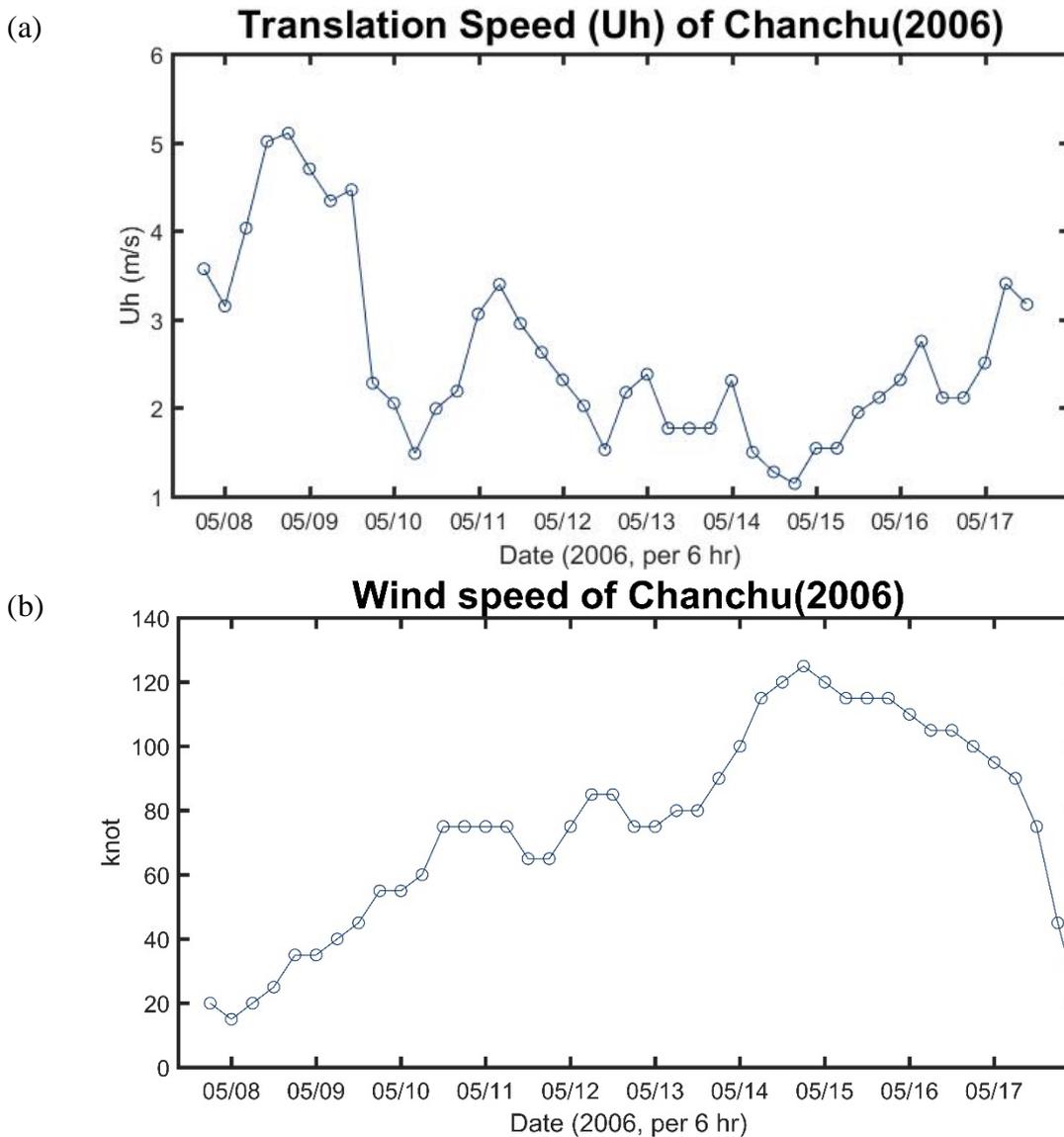


圖 3-23 引用 Sun et al., (2014)舉例珍珠颱風(Chanchu)於轉彎處生成冷渦之海表高度變異量等值線圖。



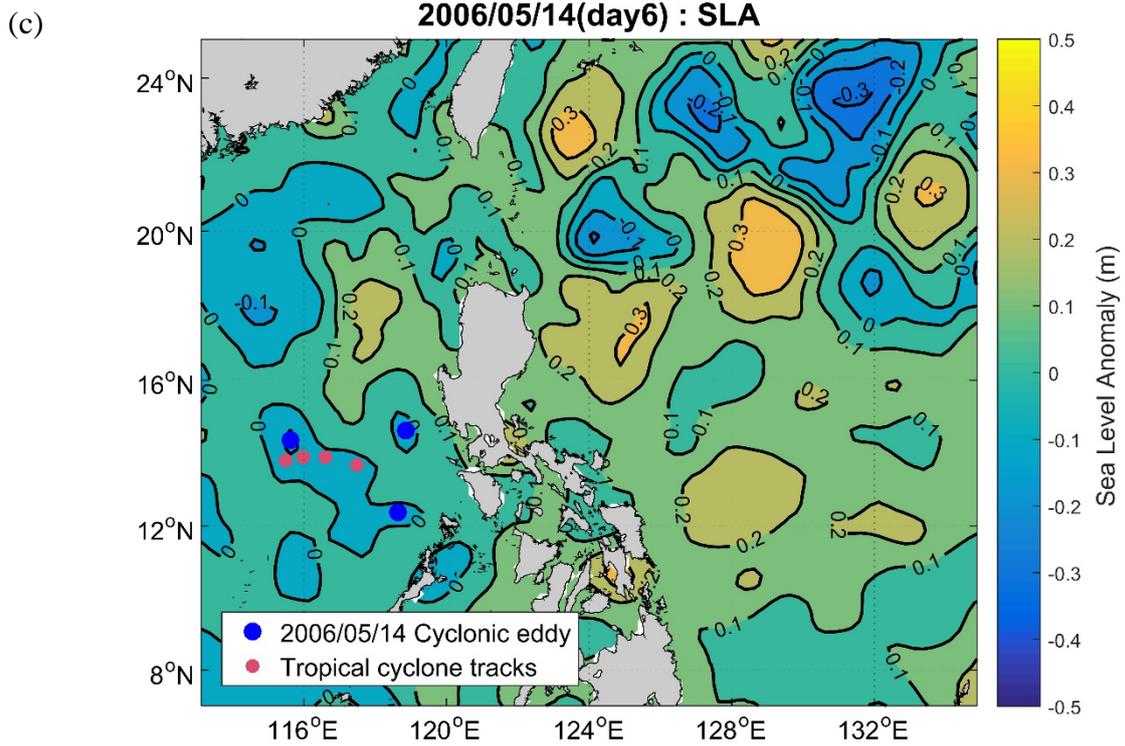


圖 3-24 珍珠颱風(Chanchu)的行進速度(a)，最大持續風速(b)，以及 2006/5/14 的 SLA 等值線圖、偵測到的三顆 ICE(藍點)及 TC 軌跡(紅點)。

第二個例子為 Sun et al., (2014)舉例的微弱暖渦受舒達颱風(Sudal)影響而轉變為冷渦(圖 3-25)，觀察舒達颱風的行進速度與最大持續風速(圖 3-26(a)(b))可以發現作者並未選擇 4/10 風速相對極大值的時間而是 4/12 行進速度相對極小值且風速相對較大時的冷渦。妮妲與舒達的最大風速都接近 140 節(等級五)，但是舒達颱風是將微弱的暖渦引發為冷渦，且 SLA 變化量與珍珠颱風生成的冷渦接近(- 25 cm)。

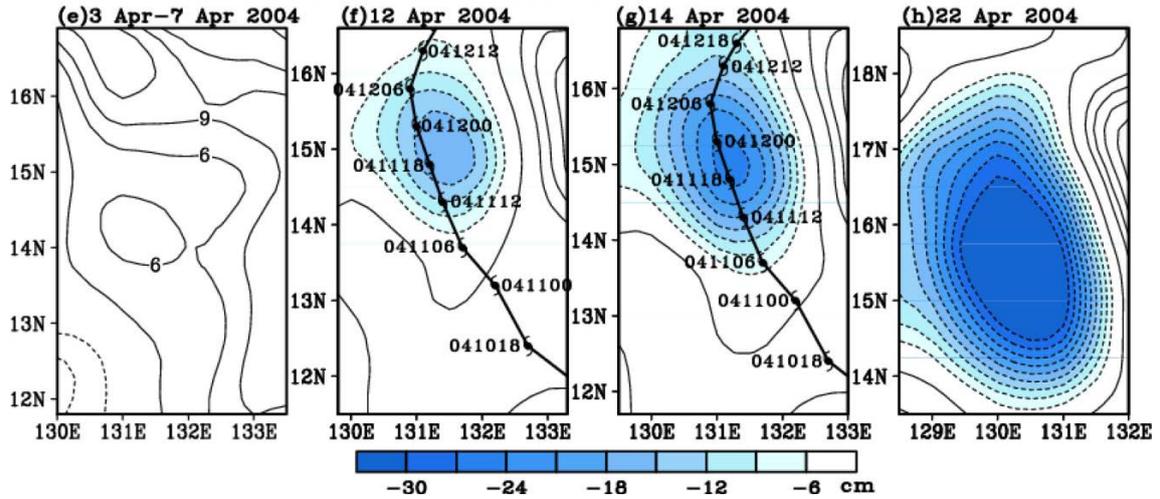
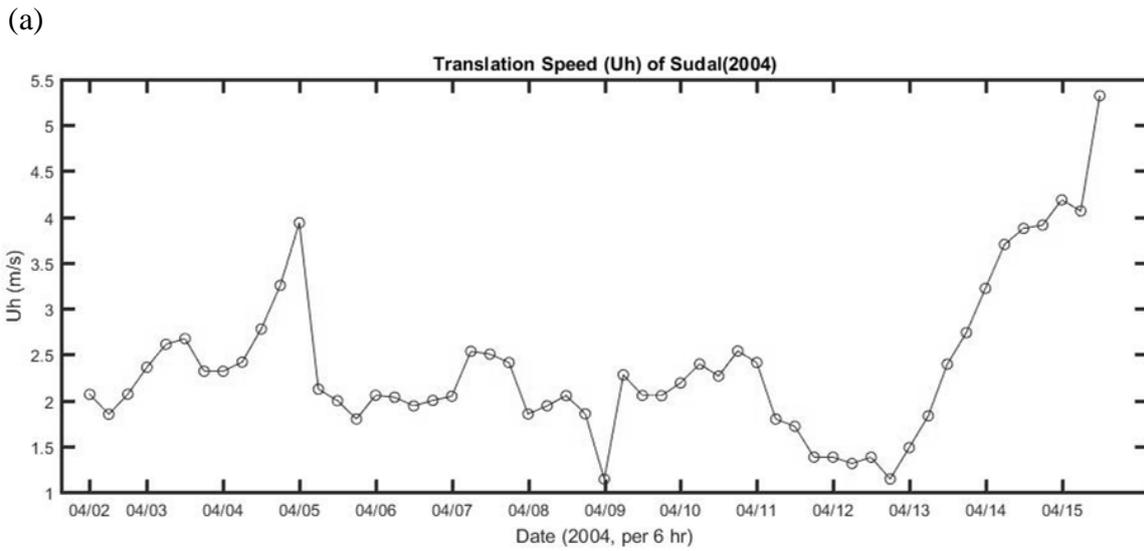
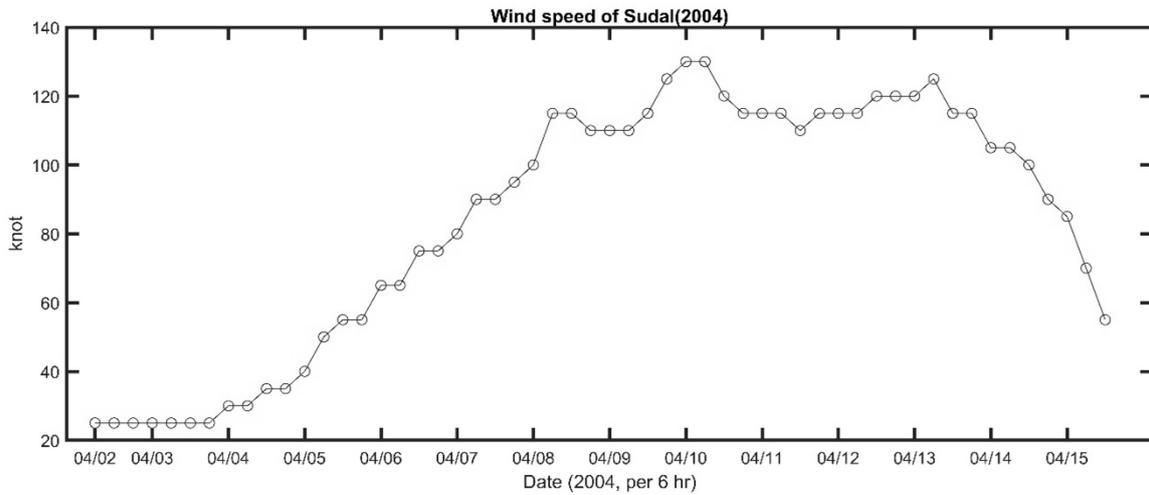


圖 3-25 引用 Sun et al., (2014)舉例舒達颱風(Sudal)將微弱的暖渦引發為冷渦之海表高度變異量等值線圖。



(b)



(c)

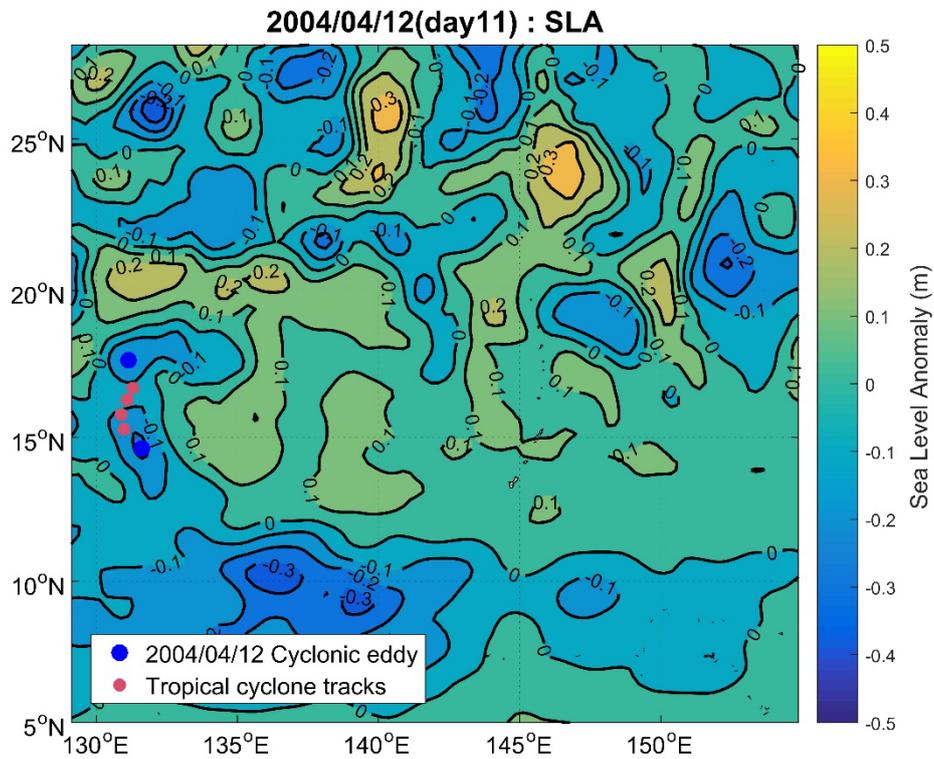
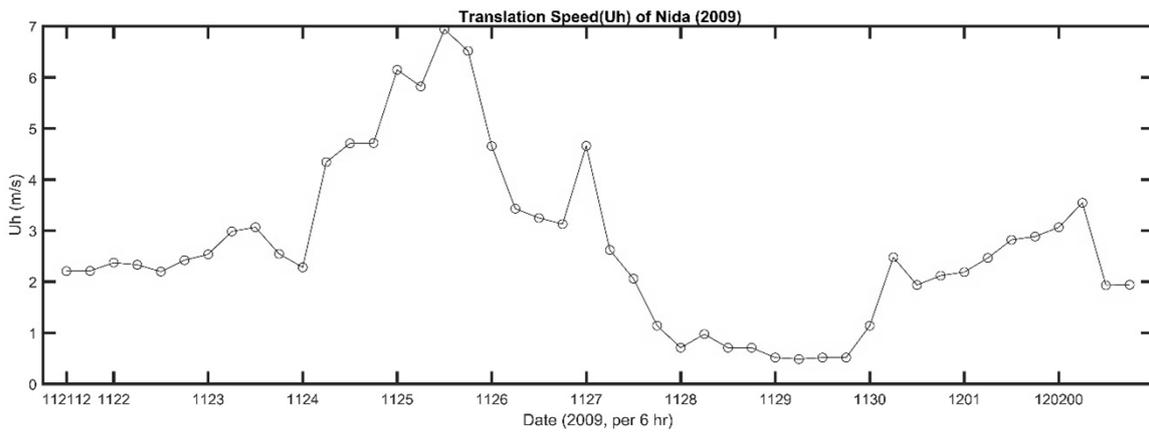


圖 3-26 舒達颱風(Sudal)的行進速度(a)，最大持續風速(b)，以及 2004/4/12 的 SLA 等值線圖、偵測到的兩顆 ICE(藍點)及 TC 軌跡(紅點)。

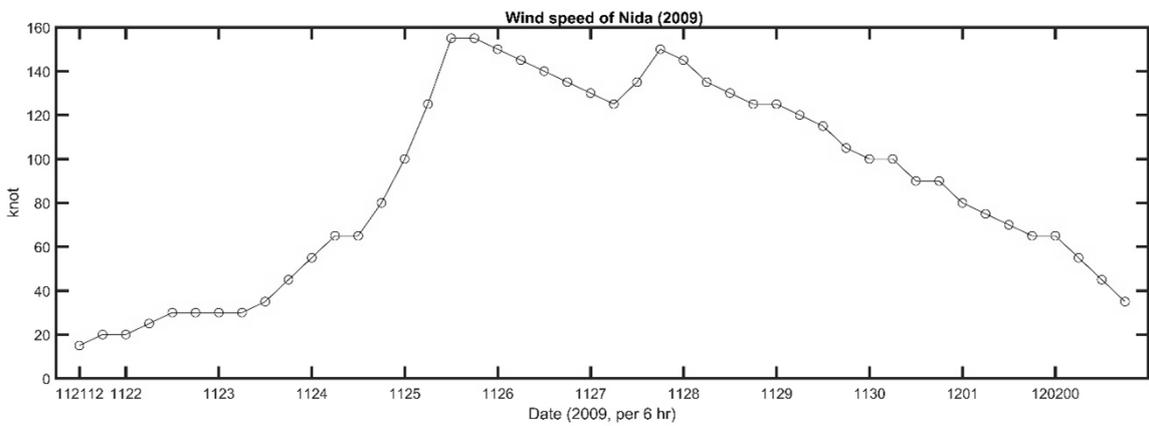
第三個以鄭宜婷碩士論文(2017)中妮妲颱風(Nida)增強的冷渦為例，同樣鎖定行進速度相對極小值且風速相對極大值的 11/28 增強的冷渦，妮妲颱風於 11/28 增強了三顆冷渦(圖 3-27(c))，其中左上角及最右側的冷渦在妮妲生成前一天 SLA 值

為大於 0 的狀態，到了颱風接近三顆冷渦的前一天 ICE 的 SLA 已經呈現約 -10 至 -20 公分的狀態，在颱風消散後左上角冷渦的 SLA 已低於-30 公分。利用本研究的程式進行後續追蹤發現這顆冷渦增強至-50 公分(圖 2-4(d))，並且一路向西往台灣前進存活約 7 個月(2009/11/28-2010/6/17)，但其早已脫離妮妲颱風的影響。

(a)



(b)



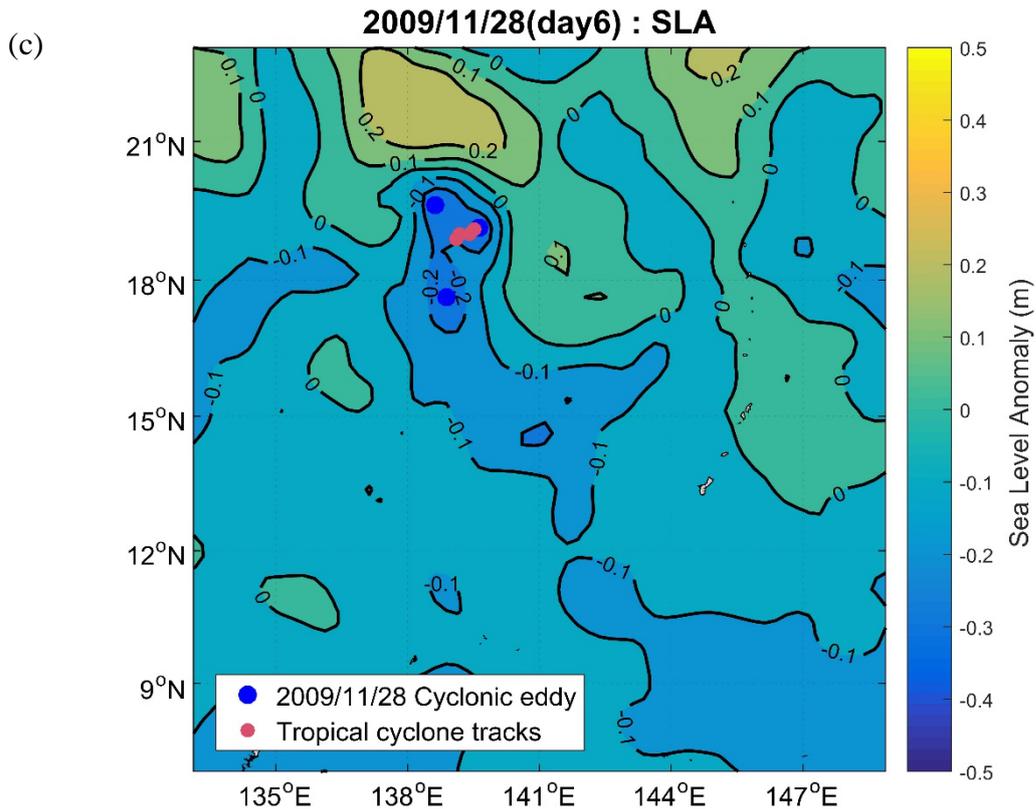


圖 3-27 妮妲颱風(Nida)的行進速度(a)，最大持續風速(b)，以及 2009/11/28 的 SLA 等值線圖、偵測到的三顆 ICE(藍點)及 TC 軌跡(紅點)。

透過與前人結果比較，可以發現鎖定的冷渦皆位於行進速度較慢/轉彎軌跡處、風速相對極大值且 SLA 最負的冷渦，但因此種做法為經過篩選條件後人工挑出的冷渦，而本研究對於 GCE 及 ICE 的定義可區分是否有形成冷渦的趨勢，且自動偵測法可以蒐集大量冷渦例子。但因 TC 離開研究區域後對冷渦影響的天數前人尚未有定論，而冷渦後續增強的主因也未必來自最初引發的 TC，因此冷渦持續增強的現象與成因本研究暫不討論。

3.3.5 熱帶氣旋軌跡左右側之冷渦

根據 Yu et al., (2019)的結果，在 TC 軌跡左側的冷渦之振幅、半徑及渦動動能 (Eddy Kinetic Energy, EKE)將會大幅增強，且增強的幅度左側較右側的冷渦來的急遽。由 Yu et al., (2019)的圖(圖 3-28)可以看到位於右側的冷渦在 TC 離開之後持續增強至第六天，而左側的冷渦則在第三天呈現急遽增長，第六天則快速減少增長率，但是兩側的冷渦皆有增強的趨勢，且以左側的冷渦整體增長率高於右側約 10%。雖然追蹤 TC 離開後的冷渦中心 SLA 變化為與本研究相似之處，但因本研究僅追蹤冷渦被生成/增強至 TC 消散的日期，因此冷渦壽命未必達七天；相異之處在於，本研究將冷渦分為 GCE 及 ICE 兩種，原因在於前幾節所討論之結果，兩種冷渦不論在 SLA 變化分布範圍、初始 24 小時內的 SLA 變化量，或是總 SLA 的變化量皆有所差異，因此兩種冷渦特性應分開討論。

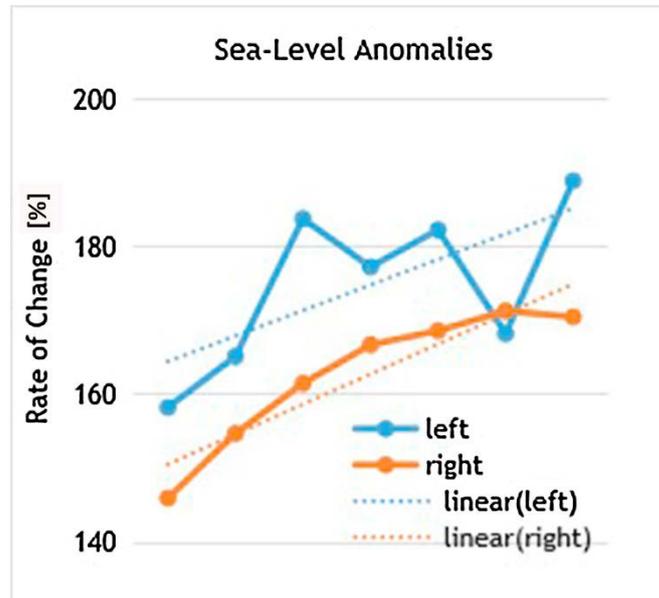
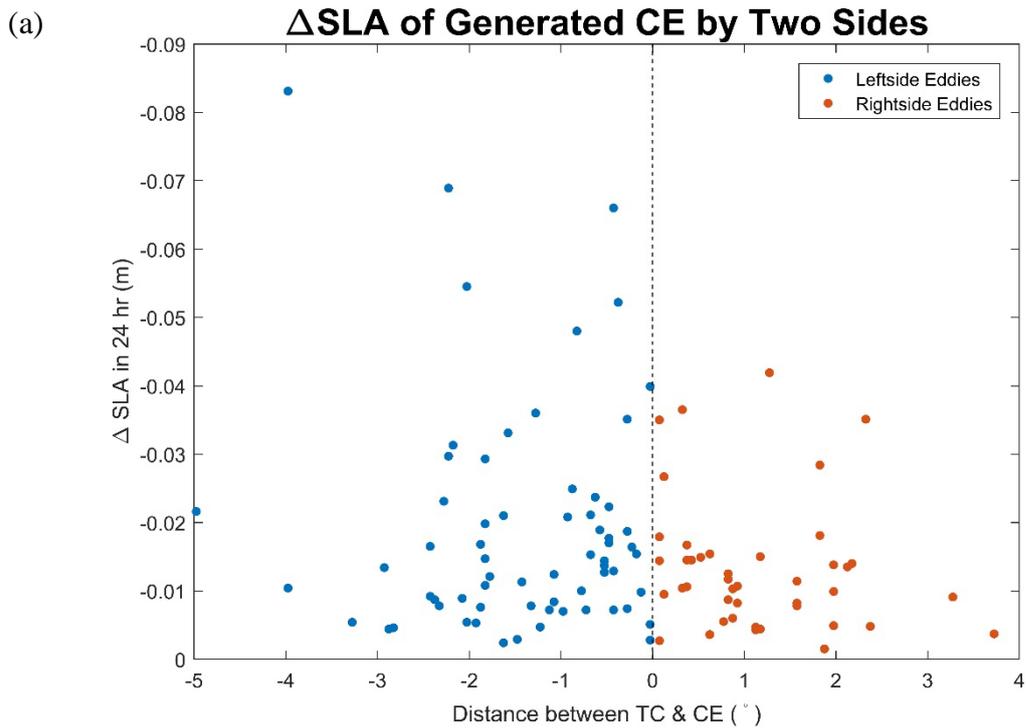


圖 3-28 引用 Yu et al., (2019)中針對軌跡左、右側的冷渦追蹤颱風離開後 1 至 6 天的 SLA 變化率。

因前人研究已對冷渦之振幅、半徑、渦動動能以及三維結構做討論，因此下方將分別對 GCE 及 ICE 以軌跡左右側分類，對 SLA 日變化量作圖(圖 3-29)，結

果顯示，不論 GCE 或 ICE，左側的數量皆多於右側，而且位於左側的冷渦增強的幅度大於右側。對 GCE 來說，雖然兩側冷渦的 SLA 變化量大多落在 -2 公分，但是左側的 GCE 才有達 -4.5 公分的幅度，左 / 右側 SLA 日變化量的標準差分別為 0.0167 / 0.0096 公尺，平均值為 -0.0190 / -0.0133 公尺，因此不論是離散程度以及平均 SLA 日變化上皆以左側多於右側。ICE 也有相同現象，左 / 右側 SLA 變化量的標準差分別為 0.0113 / 0.0070 公尺，平均值為 -0.0094 / -0.0082 公尺。呼應周磊與徐大可(2019)，位於 TC 軌跡右側因垂直混合作用與慣性流同向，因此上層暖水可混合至較深的位置故呈暖異常，相較軌跡左側則為較淺且呈現冷異常，在左側上層較薄的情況下，TC 較易經由挾帶作用將下層冷水帶上來，這也是為何軌跡左側的冷渦將增強地較為明顯的原因。特別的是右側 ICE 之 SLA 日變化量皆少於 -4 公分，比較兩種冷渦右側平均 SLA 變化也可以發現 GCE 多於 ICE。



(b)

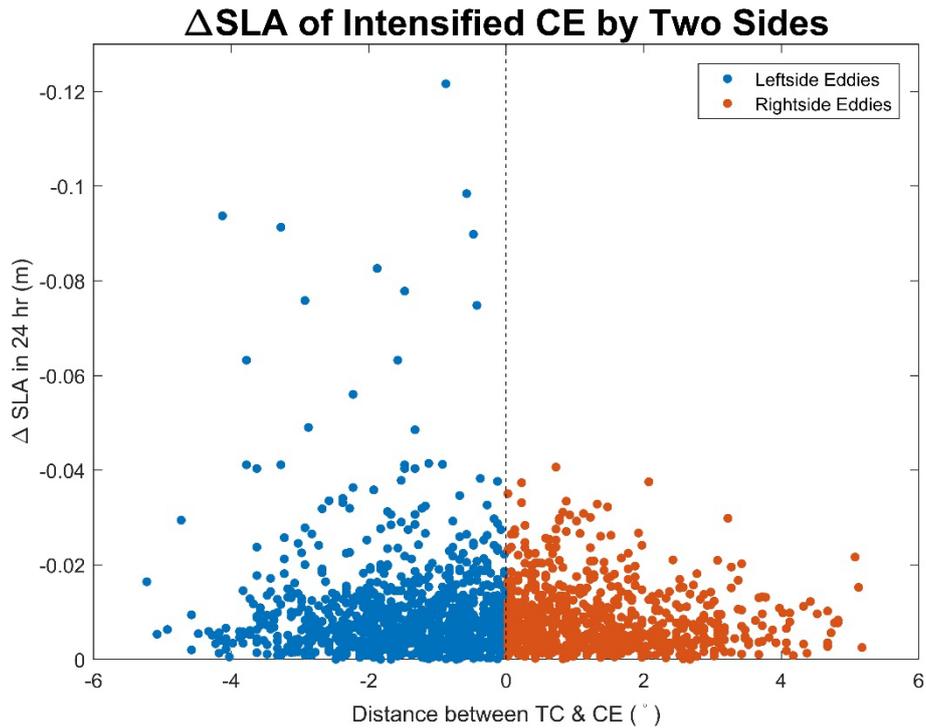


圖 3-29 比較 TC 軌跡左右側的冷渦在生成(a)增強(b)的 SLA 日變化量。X 軸為冷渦與 TC 中心的經度差距，Y 軸為冷渦新生成/被增強時的 24 小時內之 SLA 變化量(已倒置)。

歸納本小節結果，兩種冷渦在 TC 軌跡左側的 SLA 變化範圍與平均值皆多於右側，此結果呼應前人結果(Yu et al., 2019; 周磊與徐大可，2019)，位於軌跡右側因垂直混合作用與慣性流同向，因此上層暖水可混合至較深的位置，軌跡左側混合較淺，颱風較易經由挾帶作用將下層冷水帶上來，因此軌跡左側的冷渦將增強地較為明顯。

第四章 討論

4.1 年際與季節差異

在不同年份當中可以看到 TC 數量的差異及其影響冷渦數量的差異，影響冷渦之 SLA 變化量也有所不同，而對年變化有所影響可能是 El Niño 與 La Niña 的差異所造成，判別兩者現象的指標之一為南方震盪指數(Southern Oscillation Index, SOI) (圖 4-1)，其為衡量東、西熱帶太平洋之間發生大尺度氣壓波動的一種方法，一般來說，SOI 的時間序列與整個熱帶太平洋東部的海溫變化非常吻合。當其處於負相位代表大溪地的氣壓低於正常水平，且達爾文的氣壓高於正常水平，而長期負(正值與典型的 El Niño (La Niña)現象的熱帶太平洋東部異常溫暖(寒冷)海水相吻合。圖 4-1 即為下載 2010 至 2019 年期間的每月 SOI 指數，並將 GCE(藍點)及 ICE(灰點)的 SLA 日變化量畫一起，為方便觀察變動趨勢，已將 SLA 變化量乘 30 倍，且與當月 SOI 數值同號。圖中可發現在 2011 與 2016 兩年為 SOI 指數相對極大 / 小值，沒有出現 GCE 及 ICE，而 2012 – 2013 及 2017 – 2019 兩段期間 SOI 指數於正負相來回震盪，此時出現 SLA 變化較多的冷渦(圖 3-21)。不過長時間氣候變遷對於 TC 的影響再影響至冷渦可能微弱或延遲，根據周磊與陳大可(2019)的結果，通常在 El Niño 年 TC 的強度和存活時間較 La Niña 來得強以及長，而 El Niño 帶來的長時間氣候變遷會對颱風引發上層海水反應的過程有所影響(Zheng et al., 2010)，但年際變化對海水影響進而影響冷渦之研究尚未完整。

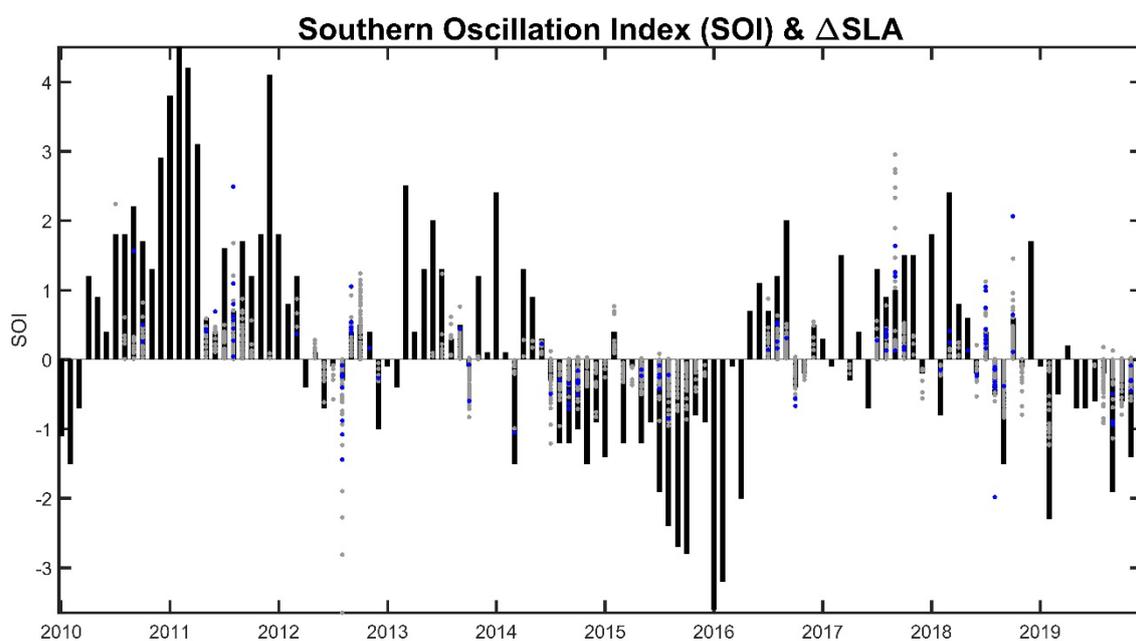


圖 4-1 取自 NOAA 計算大溪地及達爾文兩地標準化氣壓之差值資料所繪出的南方震盪指數(Southern Oscillation Index, SOI)(黑色長條圖)與 GCE(藍點)、ICE(灰點)的 SLA 日變化量比較圖。

在季節差異上，TC 蓬勃發展的季節為夏天(6 - 8 月)，但是根據本篇研究及前人之結果，TC 造成極端冷卻效應的例子未必發生在夏季，於 3.3.4 列出的 2009 年被妮妲颱風增強的冷渦即為冬天的例子(11/28)，因此其它季節的 TC 也可能對海水有極大的影響進而影響冷渦在 TC 消散前達到-20 公分的變化量。

4.2 冷渦的羅氏培數

羅氏培數(Rossby number, Ro)定義為特徵速度(characteristic velocity) ÷ 特徵長度 ÷ 科氏力，也可表示為相對渦度(relative vorticity, ζ) ÷ 科氏力，用來描述一個具有質量的旋轉體積以自旋量或受科氏力影響為主，若是 Ro 小於 1，代表受到行星渦度影響程度多於流體運動，而 Ro 大於 1 則代表主要影響的作用力為流體自身的旋度。在海洋領域中多應用於渦漩，計算出的 Ro 範圍主要分布在 $10^{-1} \sim 10^{-2}$ 之間，因此若冷渦的 Ro 越接近 1 通常代表其強度較高。此處使用的計算方式為第二種方法，首先利用本研究偵測冷渦大小的程式判別冷渦佔的網格數，由 AVISO 提供的水平及鉛直流速分量計算相對渦度(式 4.1)，再將相對渦度除冷渦中心所在緯度計算出的科氏力。其中因 GCE 大多為結構不完整，因此程式無法判別出大小(最外圈 SLA 等值線未封閉)，無法計算 Ro，故此處只有 ICE 沒有 GCE 的結果。

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (4.1)$$

圖 4-2 為 ICE 的 Ro 依據被增強時的 TC 行進速度所繪出的圖，因為每個冷渦所得出的 Ro 為經過平均的結果，因此若當顆冷渦非結構完整可能計算出負值，灰線標示出行進速度為 3 m/s 之處。可以發現大部分的 Ro 落在 0.2 以下，當行進速度在 3 m/s 以下時出現了 Ro 為 0.7 的冷渦，而隨著行進速度的加快，ICE 數量不斷減少且 Ro 變化範圍縮小至 ± 0.1 附近。另再將行進速度以 3 m/s 為界比較 Ro 數值差異(表 4-1)。圖 4-3(a)為慢行進速度(< 3 m/s)的 ICE，(b)則為中等級快行進速度的 ICE，紅線為 Ro 平均值，上下的灰線代表 ± 0.8 個標準差，因一個標準差接近 0.1，再加平均值將涵蓋太多 ICE，無法充分表達主要分布範圍，因此選定 0.8 為縮小倍率。X 軸為年份，依據每年篩選出的 ICE 數量間隔兩年註記一次。

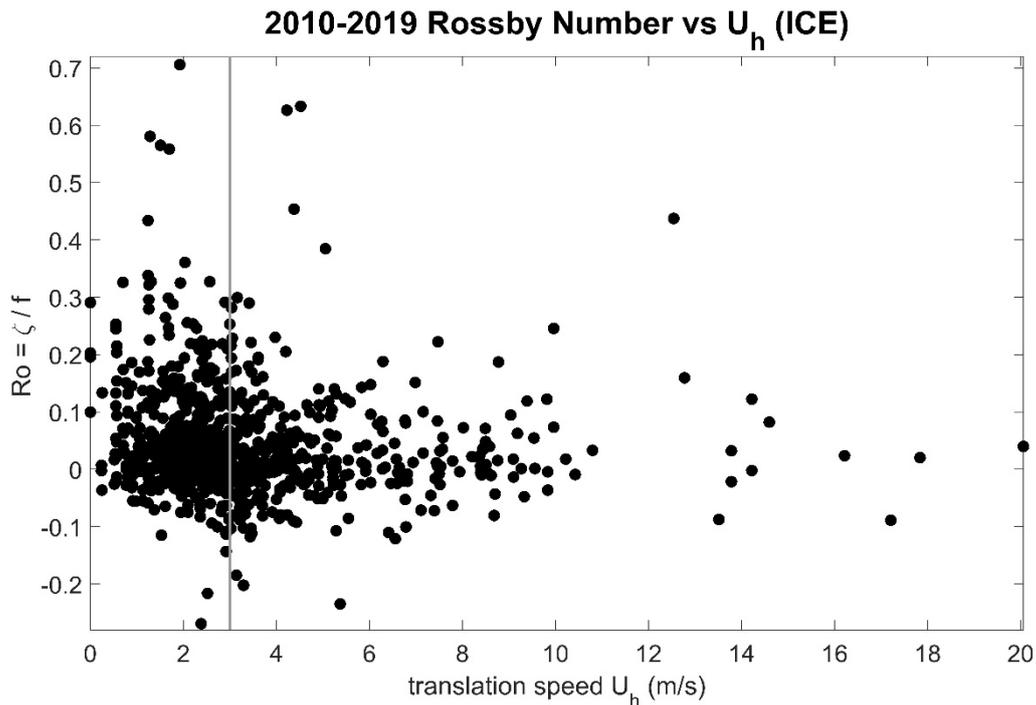


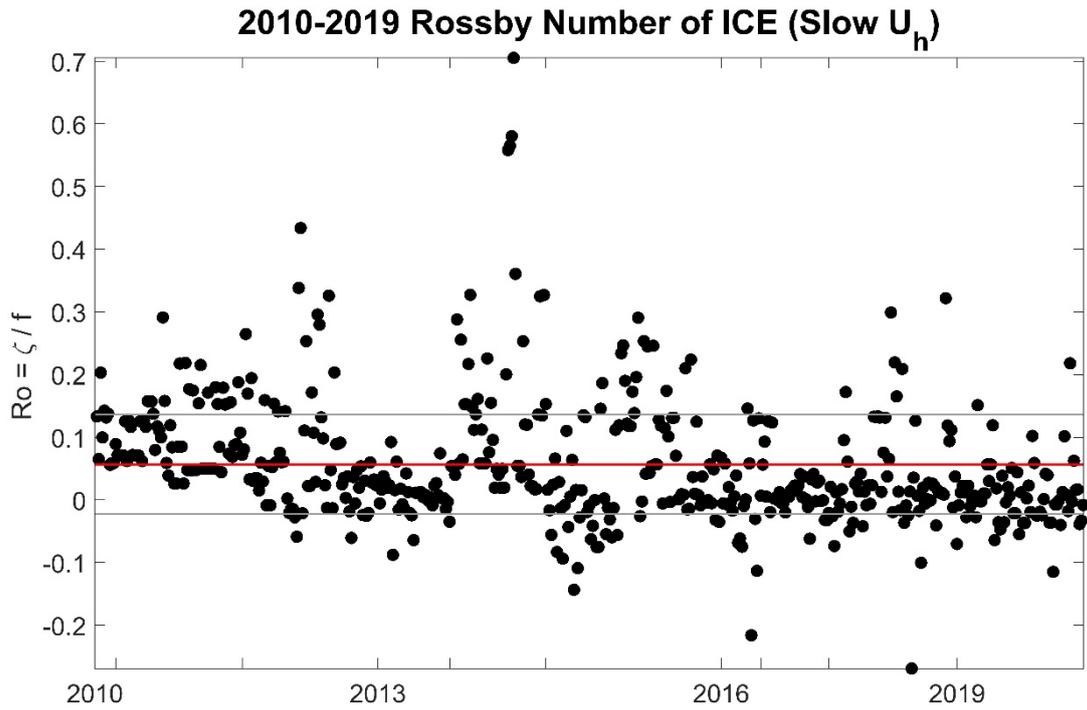
圖 4-2 ICE 的 Ro 對熱帶氣旋行進速度作圖。

在圖 4-3(a)中可以發現 $Ro = 0.7$ 是出現於 2014 年，且隨著每年變動趨勢可以發現，2010–2011 年、2014 年 Ro 整體分布較高，而 2012 年中至 2013 年、2015 上半年、2016–2017 年、2019 年則為 Ro 整體分布較低的情況，若是以平均值為界觀察 ICE 數量，可以發現主要以 2013 年、2016–2019 年落在平均值以下的數量較多。而圖 4-3(b)在 2011 年出現 Ro 相對極大值 0.6，2014 年也有出現接近 0.5 的 Ro 數值。比較不同 TC 行進速度影響的 ICE，可以發現在慢行進速度中的 Ro 變化範圍較大，且 $Ro > 0.2$ 的 ICE 數量較快行進速度來得多。表 4-1 中顯示 ICE 中慢行進速度的 Ro 大於快行進速度，而 ICE 中快行進速度的 Ro 整體分布較集中(標準差較小)。

表 4-1 ICE 不同行進速度的 Ro 平均與標準差列表

Conditions	All	Slow U_h	Medium & Fast U_h
Average	0.0461	0.0570	0.0314
Standard Deviation	0.0969	0.0991	0.0735

(a)



(b)

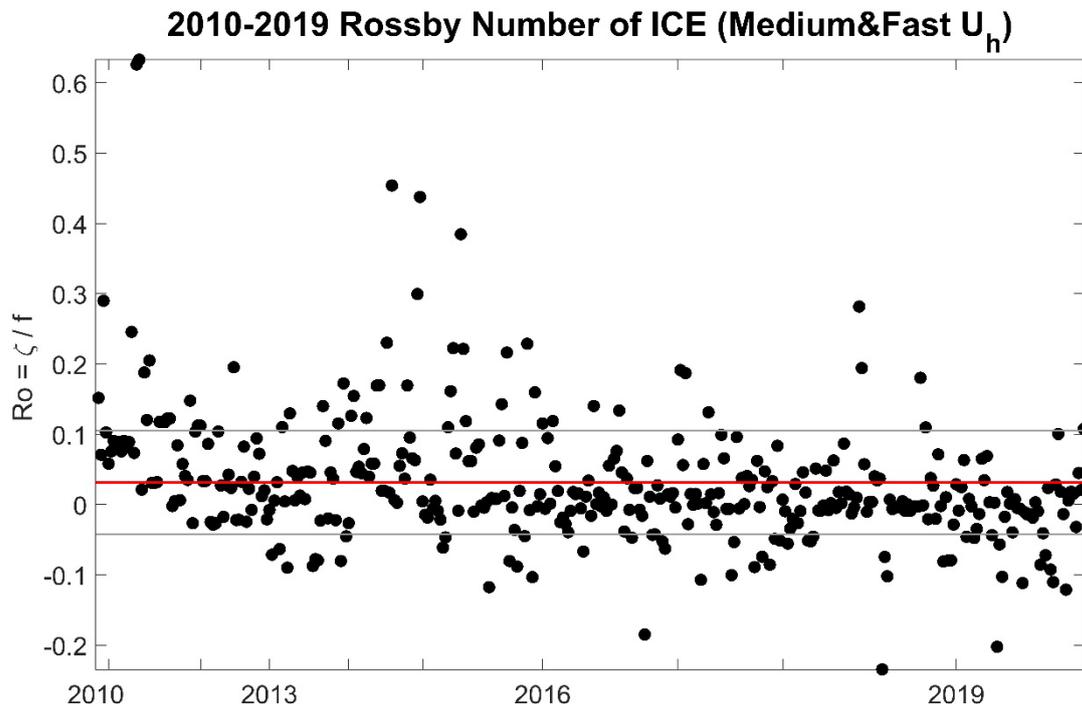


圖 4-3 每年 ICE 的 Ro 但以被增強時的 TC 行進速度分類，(a)為 3 m/s 以下，(b)為 3 m/s 以上。

第五章 結語與未來展望

大部分的前人研究討論 TC 與冷渦之間的交互作用通常舉的例子都少於五個，結果討論比較注重於單一案例，而不同的前人研究所累積的成果才能奠基後來比較成熟的自動偵測步驟，因此針對受 TC 影響收集大量冷渦的例子是比較新的做法 (Yu et al., 2019)。其中，對收集到的冷渦進行分類是之前就有的作法，但是針對 GCE 及 ICE 的定義通常較為模糊，且特性的說明較少，因此本篇研究嘗試清楚定義兩種冷渦並統計相關特性，研究成果可以歸納為以下八點：

1. 本篇研究使用 Okubo-Weiss、物理參數及幾何流場結合之概念所建構之程式來達成自動偵測冷渦的目的，與 Yu et al., (2019) 的主要差異為對冷渦的分類，以及不同參數的討論(例如：TC 等級)；與鄭宜婷碩士論文(2017)差異在於討論計算不同 C_1 的方法與結果，同時發現未必只有超級颱風才能對冷渦強度 (magnitude) 造成大幅影響；與鄭宇昕碩士論文(2014)、Yu et al., (2019) 自動偵測冷渦方法差異在於本文是沿著 TC 軌跡並加入七級風半徑作為 TC 影響與否的參數以及搜尋窗格的大小。雖然加入七級風半徑為前人的自動偵測法中未嘗試的做法，但其對於冷渦是否受到影響可增加明確條件。
2. 對照不同 TC 行進速度影響冷渦的比例(圖 3-7)，在 TC 慢行進速度約有 2.7% 生成了冷渦，約 40% 增強了冷渦，說明慢行進速度較其他速度分級更容易生成以及增強冷渦，且 SLA 明顯變化之 GCE 及 ICE 的 TC 行進速度超過半數落在 3 m/s 以下，說明慢行進速度對於冷渦強度的影響較為顯著。
3. 使用過境時間(七級風暴半徑 ÷ 行進速度)為 X 軸後，僅 30°N 以北的 ICE 相關性提高，會有此差異主要是因為即便 30°N 的冷渦過境時間皆落在兩天內，但是 GCE 呈現較多的 SLA 日變化量(0 至 -7 公分不等)，反觀 ICE 的則大多

落在 -2 公分。此外，ICE 的過境時間主要範圍為 5 天內，GCE 則是兩天內，說明兩種冷渦受到 TC 影響的時長不太一樣。

4. 對於 GCE 來說 SLA 日變化大於總變化量，而 ICE 則是相反的結果，可能是因為 GCE 結構尚未完整，因此受到 TC 擾動後 SLA 改變較多，但是 TC 離開幾天之後將趨於原先的狀態；而 ICE 因為是預先存在的冷渦，結構相較完整因此初始受到 TC 影響較少，但是因為預先存在冷渦代表海水狀態不穩定，因此後續由湧升流帶上來的冷水持續使冷渦加深。
5. 比較轉彎 / 打轉軌跡附近冷渦與其他位置的冷渦可以發現，SLA 變化量未必較大；而轉彎處不論是 GCE 或 ICE，平均 SLA 總變化量較日變化來得多，說明在轉彎/打轉軌跡附近的冷渦皆受到 TC 影響而持續加深。比較特別的是，雖然熱帶暴風、颱風以及超級颱風等級皆有生成冷渦的例子，但在超級颱風等級的轉彎軌跡附近並未發現生成冷渦的例子，因此即便是行進速度較慢的轉彎處，且強度為超級颱風，結果反而是颱風等級對於轉彎處冷渦可造成較多的 SLA 變化量。
6. 由不同方法計算上層海水厚度，代入 Geisler (1970) 之公式得出的第一斜壓模相位速度(C_1)，可以發現不論是使用雙層海水介面深度、混合層厚度、溫度剖面曲線頂點之定義皆得出小於 3.3 m/s 的數值，加上十年 TC 之慢行進速度(< 3 m/s) 為 48%，與 Zhou et al., (2018) 提出的 50% 接近，因此本篇定義慢行進速度為 3 m/s 以下。
7. GCE 及 ICE 在 TC 軌跡左側的 SLA 變化範圍與平均值皆多於右側，此結果呼應前人結果(Yu et al., 2019; 周磊與徐大可, 2019)，位於軌跡右側因垂直混合作用與慣性流同向，因此上層暖水可混合至較深的位置，軌跡左側混合較淺，颱風較易經由挾帶作用將下層冷水帶上來，因此軌跡左側的冷渦將增強地較為明顯。
8. El Niño 帶來的長時間氣候變遷會對颱風引發上層海水反應的過程有所影響

(Zheng et al., 2010)，但其對於 TC 的影響再對冷渦的影響可能微弱或延遲，因此 GCE 與 ICE 在不同年份的 SLA 變化量特性相異(標準差大小、平均值)。季節差異上，雖然夏天 TC 較多，但其它季節的 TC 也可能對海水有極大的影響進而影響冷渦在 TC 消散前達到-20 公分的變化量。

綜合本篇研究中討論各參數對冷渦影響的結果，可以看出單一參數對於冷渦的影響有限，且相關性不高，但在前人研究當中皆可看到 TC 的行進速度、TC 的強度(中心氣壓)、海水分層強弱、是否預先存在冷渦等條件皆會改變 TC 對於冷渦的影響程度。因此未來的研究或許可以採用更多複合參數來討論 TC 影響冷渦強弱的主要因素，且因本篇研究並未對時間變化進行深入的討論，而年際變化對海水的影響進而影響到冷渦的研究、不同季節的 TC 對冷渦影響的機制皆未有完整分析，以及目前僅分析西北太平洋的冷渦，期望未來研究能對受熱帶氣旋影響冷渦之特性與其他變數的關聯有更全面的了解。

第六章 參考文獻

- [1] Chang, Y.-C., G. Y. Chen, R. S. Tseng, L. R. Centurioni, and P. C. Chu, (2013), Observed near-surface flows under all tropical cyclone intensity levels using drifters in the northwestern Pacific, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**, 2367-2377.
- [2] Chang, Y. C., P. C. Chu, L. R. Centurioni and R. S. Tseng, (2014), Observed near-surface currents under four super typhoons, *Journal of Marine Systems*, **139**, 311-319.
- [3] Chang, Y. C., R. S. Tseng, P. C. Chu, J. M. Chen, and L. R. Centurioni, (2016), Observed strong currents under global tropical cyclones, *Journal of Marine Systems*, **159**, 33-40.
- [4] Chaigneau, A., A. Gizolme, and C. Grados, (2008), Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns, *Progress in Oceanography*, **79(2-4)**, 106-119.
- [5] Chelton, D. B., M. G. Schlax, R. M. Samelson, and R. A. de Szoeke, (2007), Global observations of large oceanic eddies, *Geophysical Research Letters*, **34(15)**.
- [6] Chelton, D. B., M. G. Schlax, and R. M. Samelson, (2011), Global observations of nonlinear mesoscale eddies, *Progress in Oceanography*, **91**, 167–216.
- [7] Chen, G. Y., C. L. Wu, and Y. H. Wang, (2014), Interface depth used in a two-layer model of nonlinear internal waves, *Journal of Oceanography*, **70(4)**, 329-342.
- [8] Cheng, Y. H., C. R. Ho, Q. Zheng, and N. J. Kuo, (2014), Statistical characteristics of mesoscale eddies in the North Pacific derived from satellite altimetry, *Remote Sensing*, **6(6)**, 5164-5183.

- [9] Dong, C., F. Nencioli, Y. Liu, and J. C. McWilliams, (2011), An automated approach to detect oceanic eddies from satellite remotely sensed sea surface temperature data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **8(6)**, 1055-1059.
- [10] Geisler, J. E., (1970), Linear theory of the response of a two-layer ocean to a moving hurricane, *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **1(1-2)**, 249-272.
- [11] Hu, J., H. Kawamura, (2004), Detection of cyclonic eddy generated by looping tropical cyclone in the northern South China Sea: a case study, *Acta oceanologica sinica*, **23(2)**, 213-224.
- [12] Jaimes, B. and L. K. Shay, (2009), Mixed layer cooling in mesoscale oceanic eddies during hurricanes Katrina and Rita, *Monthly Weather Review*, **137(12)**, 4188-4207.
- [13] Jaimes, B., and L. K. Shay, (2010), Near-inertial wave wake of Hurricanes Katrina and Rita over mesoscale oceanic eddies, *Journal of Physical Oceanography*, **40(6)**, 1320-1337.
- [14] Jochum, M., G. Danabasoglu, M. Holland, Y. O. Kwon and W. G. Large, (2008), Ocean viscosity and climate, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **113(C6)**.
- [15] Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hurlburt, (2000), An optimal definition for ocean mixed layer depth, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **105(C7)**, 16803-16821.
- [16] Lian, Z., B. Sun, Z. Wei, Y. Wang, and X. Wang, (2019), Comparison of eight detection algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South China Sea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **36(7)**, 1361-1380.
- [17] Lin, I.I., C.C. Wu, K.A. Emanuel, I.H. Lee, C.R. Wu, I.F. Pun, (2005), The

- interaction of Supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy. *Monthly Weather Review*, **133** (9), 2635-2649.
- [18] Lin, I. I., I. F. Pun, and C. C. Wu, (2009), Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part II: Dependence on translation speed. *Monthly Weather Review*, **137**(11), 3744-3757.
- [19] Lin, I. I., (2012), Typhoon-induced phytoplankton blooms and primary productivity increase in the western North Pacific subtropical ocean, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **117**(C3).
- [20] Liu, S. S., L. Sun, Q. Wu, and Y. J. Yang, (2017), The responses of cyclonic and anticyclonic eddies to typhoon forcing: The vertical temperature-salinity structure changes associated with the horizontal convergence/divergence, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **122**(6), 4974-4989.
- [21] Lu, Z., G. Wang, and X. Shang, (2016), Response of a preexisting cyclonic ocean eddy to a typhoon. *Journal of Physical Oceanography*, **46**(8), 2403-2410.
- [22] Ma, Z., J. Fei, X. Huang, and X. Cheng, (2018), Modulating effects of mesoscale oceanic eddies on sea surface temperature response to tropical cyclones over the western North Pacific, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**, 367-379.
- [23] Mason, E., Pascual, A., and J. C. McWilliams, (2014), A new sea surface height-based code for oceanic mesoscale eddy tracking, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **31**(5), 1181-1188.
- [24] Nencioli, F., C. Dong, T. Dickey, L. Washburn, and J. C. McWilliams, (2010), A vector geometry-based eddy detection algorithm and its application to a high-resolution numerical model product and high-frequency radar surface velocities in the Southern California Bight, *Journal of Atmospheric and Oceanic*

- Technology*, **27(3)**, 564-579.
- [25] Ning, J., Q. Xu, H. Zhang, T. Wang, and K. Fan, (2019), Impact of cyclonic ocean eddies on upper ocean thermodynamic response to typhoon Soudelor, *Remote Sensing*, **11(8)**, 938.
- [26] Pei, Y., R. H. Zhang, and D. Chen, (2019), Roles of different physical processes in upper ocean responses to Typhoon Rammasun (2008)-induced wind forcing, *Science China Earth Sciences*, **62(4)**.
- [27] Price, J. F., (1981), Upper ocean response to a hurricane, *Journal of Physical Oceanography*, **11(2)**, 153-175.
- [28] Qiu, B. and S. Chen, (2005), Eddy induced heat transport in the subtropical North Pacific from Argo, TMI and altimetry measurements, *Journal of Physical Oceanography*, **35**, 458–473, doi:10.1175/JPO2696.1.
- [29] Shay, L. K., (2019), Upper ocean structure: Responses to strong atmospheric forcing events, *Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier*, 86-96.
- [30] Sun, L., Y. X. Li, Y. J. Yang, Q. Wu, X. T. Chen, Q. Y. Li, and T. Xian, (2014), Effects of super typhoons on cyclonic ocean eddies in the western North Pacific: A satellite data-based evaluation between 2000 and 2008, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **119(9)**, 5585-5598.
- [31] Uhlhorn, E. W., and L. K. Shay, (2012), Loop current mixed layer energy response to Hurricane Lili (2002), Part I: Observations, *Journal of Physical Oceanography*, **42(3)**, 400-419.
- [32] Wada, A., K. Sato, N. Usui, and Y. Kawai, (2009), Comment on " Importance of pre-existing oceanic conditions to upper ocean response induced by Super Typhoon Hai-Tang" by Z.-W. Zheng, C.-R. Ho, and N.-J. Kuo. *Geophysical Research Letters*, **36(9)**.

- [33] Wang, G., J. Su, and P. C. Chu, (2003), Mesoscale eddies in the South China Sea observed with altimeter data, *Geophysical Research Letters*, **30(21)**.
- [34] Waseda, T., H. Mitsudera, B. Taguchi, and Y. Yoshikawa, (2003), On the eddy-Kuroshio interaction: Meander formation process, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **108(C7)**.
- [35] Yu, F., Q. Yang, G. Chen, and Q. Li, (2019), The response of cyclonic eddies to typhoons based on satellite remote sensing data for 2001–2014 from the South China Sea, *Oceanologia*, **61(2)**, 265-275.
- [36] Zhang, H., H. He, W. Z. Zhang, and D. Tian., (2021), Upper ocean response to tropical cyclones: a review, *Geoscience Letters*, **8(1)**, 1-12.
- [37] Zheng, Z. W., C. R. Ho, and N. J. Kuo, (2008), Importance of pre-existing oceanic conditions to upper ocean response induced by Super Typhoon Hai-Tang, *Geophysical Research Letters*, **35(20)**.
- [38] Zheng, Z. W., Ho, C. R., Zheng, Q., Lo, Y. T., Kuo, N. J., and G. Gopalakrishnan, (2010), Effects of preexisting cyclonic eddies on upper ocean responses to Category 5 typhoons in the western North Pacific, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **115(C9)**.
- [39] Zhou, L., D. Chen, X. Lei, W. Wang, G. Wang., and G. Han, (2018), Progress and perspective on interactions between ocean and typhoon, *Chinese Science Bulletin*, **64(1)**, 60-72.
- [40] 楊元建、冼桃、孫亮、傅云飛、荀尚培，(2012)，〈連續颱風對海表溫度海表高度的影響〉，《海洋學報》，**34(1)**，71-78。
- [41] 董昌明，(2015)，《海洋渦旋探測與分析》，ISBN 978-7-03-046078-3。
- [42] 鄭宇昕、何宗儒，(2013)，〈應用衛星測高偵測臺灣西南海域渦旋〉，《航測及遙測學刊》，**17(4)**，287-293。

- [43] 鄭宇昕，(2014)，〈近黑潮流域渦旋性質與動力特徵之研究〉，《博士論文》，國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系。
- [44] 鄭宜婷，(2017)，〈全球超級颱風所引起的中尺度氣旋渦〉，《碩士論文》，國立中山大學海洋科學系。