

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master's Thesis



南海中部全日內潮次諧波之研究

Study on subharmonic waves of diurnal internal tides

in the central South China Sea

張仁宥

Jen-Yu Chang

指導教授：楊穎堅 博士

Advisor: Yiing-Jang Yang, Ph.D.

中華民國 114 年 8 月

August 2025

致謝



首先，我衷心感謝指導教授楊穎堅老師。感謝老師在資料分析及論文簡報上提供寶貴的建議，在尋找答案的過程中帶領我學習解決科學問題，也感謝老師在生活上不定期的關心，讓我在碩士生涯受益良多。感謝所上老師在專題討論課上提供寶貴建議，為研究上的難題提供明燈般的思路。感謝口試委員撥冗參與口試並提供諸多建議，讓我有機會完善這份研究。感謝國家海洋研究院提供寶貴的海洋資料，讓我有機會完成這篇論文。感謝華哥、貴儀中心的技術人員以及新海研 1 號的船員，感謝你們在每趟航次提供專業的技術，讓我獲得寶貴的知識及經驗，希望你們未來在海上一切平安順利。

感謝 219 研究室的每位成員們。感謝欣怡、千霈學姐帶領我們做航前整備及儀器校正等出海作業，感謝維常、致廷學長在研究及程式上提供許多幫助，祝福大家未來一切順利。感謝慧慈幫忙處理許多複雜的行政程序，讓我在臺北能衣食無憂。感謝研究室的承修和中山海科的夥伴們博弘等人，讓內向的我在午餐時間能找人吃飯聊聊天，有時打打球，緩解研究上的壓力。感謝物理組的同學煜鈞、佳宣、鈺宸等人在學業及研究上的互助，讓我能跟上繁雜的行政規定。感謝在學生會一同奮鬥的陳韡、瑜茜、藝豪、俊鴻，一同完成迎新、小畢典等活動，並肩作戰的感覺真好。感謝我在沙鹿的夥伴承叡、浩誠、昱安、承鑫、大鈞、楷鈞，讓我每次回到沙鹿總能獲得滿滿的喜悅和能量，回到台北繼續奮戰。感謝天文社夥伴承杰、妍雯、雲瑄、鈞淇、詩喻、品妤，互相分享生活、吃瓜總不缺席。

最後，感謝所有家人默默的支持，特別是爸媽，讓我能順利完成學業，希望大家都能平安健康。同時，感謝自己在研究上能堅定不移到最後，感謝上述所有人，讓我在兩年研究所生涯收穫滿滿，感謝大家。

摘要



本研究利用在太平島北部近東西向水道所觀測到的長期溫度與海流資料，研究週期約為全日潮週期兩倍的全日內潮次諧波運動。

觀測資料顯示四個主要特徵：第一、在深度-頻譜圖中，在潮汐頻率和近慣性頻率之間有一峰值，且非當地中尺度渦旋所造成；第二、頻帶濾波分析顯示全日內潮頻率一半的東西向海流和海溫在颱風雷伊經過後有顯著的變化，並且東西向海流垂直結構呈雙向傳播且高模態結構；第三、在颱風經過後，全日內潮次諧波深度積分動能的最大值與全日內潮變化相互對應，推測該次諧波增強可能和颱風增強當地全日內潮有關。第四、雙頻譜分析(bispectrum)證實在颱風經過後有非線性效應存在，推測與全日內潮參數次諧波不穩定(PSI)運動有關，使得全日內潮傳遞能量至其次諧波，增強颱風後全日內潮次諧波運動。

綜上所述，本研究觀測到頻率為全日內潮頻率一半的次諧波運動於颱風經過後增強，推測與颱風增強當地全日內潮以及全日內潮 PSI 運動有關。但本研究僅一觀測位置，後續須更多觀測與較大範圍的數值模式研究，才可了解颱風過後如何在該海域透過 PSI 增強全日內潮次諧波運動促進海水混合的整體動力機制。

關鍵詞：參數次諧波不穩定(PSI)、非線性交互作用、雙頻譜分析

ABSTRACT



This study investigates the subharmonic motions of diurnal internal tides, with periods approximately twice that of the diurnal internal tides, using long-term temperature and current data observed in the east-west oriented channel north of Taiping Island.

The observed data revealed four main characteristics. First, the depth-frequency map showed a peak between tidal and near-inertial frequency, which was not caused by local mesoscale eddies. Second, bandpass analysis revealed significant changes in temperature and east-westward currents at half the diurnal internal tide frequency after the passage of Typhoon Rai. The vertical structure of east-westward currents displayed a bidirectional propagation and high-mode pattern. Third, the peaks of subharmonic motions in depth-integrated kinetic energy coincided with peaks of diurnal internal tides after the typhoon, suggesting the enhancement of subharmonic motions might be related to typhoon-induced local diurnal internal tides. Last, bispectrum analysis confirmed the presence of nonlinear interactions after the typhoon, suggesting the involvement of parametric subharmonic instability (PSI), which transfers energy from diurnal internal tides to its subharmonics, enhancing the subharmonic motions following the typhoon.

In conclusion, this study observed an enhancement of subharmonic motions at half of diurnal internal tide frequency after typhoon, might be related to the typhoon-induced intensification of local diurnal internal tides and PSI of the diurnal internal tides. However, due to the limitation of a single-station observation, further observations and modelling work is needed to understand the complete dynamical mechanism through which PSI enhances subharmonic motions to facilitate ocean mixing in the region after typhoon.

Keywords: Parametric Subharmonic Instability (PSI), Nonlinear interaction,
Bispectrum analysis



目次



致謝.....	I
摘要.....	II
ABSTRACT.....	III
目次.....	V
圖次.....	VII
表次.....	XI
符號表.....	XII
第一章、緒論.....	1
1.1 研究背景	1
1.2 研究動機.....	3
第二章、資料介紹.....	5
2.1 錨碇資料介紹.....	6
2.2 大氣資料介紹	9
2.3 新海研 1 號的水文觀測資料.....	9
2.4 颱風最佳路徑資料介紹	10
2.5 衛星資料介紹	10
2.6 模式資料介紹	12
2.7 經過錨碇串之颱風介紹	13
第三章、分析方法.....	15
3.1 傅立葉頻譜分析(SPECTRUM ANALYSIS).....	15
3.2 旋轉能譜(ROTARY SPECTRUM)	16
3.3 濾波分析(BAND-PASS ANALYSIS)	17
3.4 小波分析	19
3.5 斜壓流(BAROCLINIC CURRENTS)	21
3.6 波向分解(DECOMPOSITION)	24
3.7 雙頻譜分析(BISPECTRUM ANALYSIS)	26
第四章、分析結果與討論.....	28
4.1 背景水文環境	28
4.2 背景海流環境	32

4.3 中尺度渦旋的影響	40
4.4 颱風經過後變化	42
4.4.1 時間序列分析	42
4.4.2 垂直傳遞方向分析	45
4.4.3 雙頻譜分析	49
4.5 PSI 理論回顧與討論	50
4.5.1 PSI 理論回顧	50
4.5.2 討論	53
第五章、結論	54
參考資料	56

圖次



- 圖 2-1、太平島和錨碇串位置圖。圖中紅色三角形和黃色三角形分別是 TP3 和 TP4。綠色三角形為海氣象資料浮標。淡藍色三角形為 2022 年 NOR1-0026 航次的 CTD 觀測位置。底圖截圖自 GOOGLE EARTH。5
- 圖 2-2、錨碇串 TP3 和 TP4 結構示意圖(來自何文華)。圖中紅色小球為浮球，浮球下方黃色為 RELEASE，再往下則是火車輪。黑色框框為使用儀器，其下方紅色字為該儀器佈放深度。7
- 圖 2-3、TP4 儀器量測深度及溫度時間序列圖。上下圖分別為儀器的深度和溫度時間序列，紅色虛線表示浮球破掉的日期，不同顏色的線對應不通深度的儀器。8
- 圖 2-4、海氣象資料浮標資料時間序列圖。(A)為大氣壓力，(B)為大氣溫度，(C)為東西向風速，(D)為南北向風速，(E)為風向，(F)為風速。X 軸時間同錨碇串觀測時間，從 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 23 日，以年/月表示。9
- 圖 2-5、2021 年 12 月 18 日海表面高度異常值(Sea Surface Height Anomaly, SSHA)示意圖。圖中顏色為海表面高度異常值，單位為公尺。箭頭為地轉流異常值。藍色三角形為錨碇串位置。灰色地區則代表陸地。11
- 圖 2-6、2021 年 12 月 18 日海表面高度(Sea Level Height, SSH)示意圖。圖中顏色為海表面高度，單位為 M。箭頭方向為地轉流流向，箭頭長度為其大小。藍色三角形為錨碇串位置。灰色地區則代表陸地。13
- 圖 2-7、雷伊颱風最佳化路徑圖。颱風最佳化路徑使用 IBTRACS 提供資料。白色實線為錨碇串在 34 節風速暴風半徑內，白色虛線則表示錨碇串在暴風圈外，圓點顏色則代表不同強度。綠色陰影為世界協調(UTC)時間 2021 年 12 月 18 日中午 12 點的 34 節風速暴風半徑。黃色三角形為錨碇串所在位置。底圖截圖自 GOOGLE EARTH。14
- 圖 3-1、40 公尺處東西方向海流頻譜圖。X 軸為頻率，單位為 CYCLE PER HOUR, CPH。Y 軸為能量大小，單位為 $((^{\circ}\text{C})^2/\text{cph})$ 。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方標注為 F、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。紅色虛線則是有效慣性頻率的範圍，即 0.85F 到 1.15F，以紅色文字在上方由左至右標注為 0.85F 及 1.15F。兩橫向紅色線虛線間差值為 95%信賴區間。15
- 圖 3-2、40 公尺處海流旋轉頻譜圖。X 軸為頻率，單位為 CYCLE PER HOUR, CPH。Y 軸為能量大小，單位為 $((\text{ms})^2/\text{cph})$ 。圖中，藍色和綠色線分別代表順時針分量及逆時針分量。黑色虛線分別是慣性頻率的 1.15 及 0.85 倍，黑色虛線之間代表有效慣性頻率的範圍，即 0.85F 到 1.15F。紅色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方依序標注為 F、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。17
- 圖 3-3、40 公尺東處西向海流 U 頻譜及頻帶分布圖。X 軸為頻率，單位為 CYCLE PER HOUR, CPH。Y 軸為能量大小，單位為 $((\text{ms})^2/\text{cph})$ 。黑色虛線分別是慣性頻率的 1.15 及 0.85 倍，黑色虛線

之間代表有效慣性頻率的範圍，即 $0.85F$ 到 $1.15F$ 。紅色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方依序標注為 F 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。兩條橫向紅色線虛線之差值為 95%信賴區間。灰色區間代表近慣性頻帶範圍，青藍色區間為 2D1 頻帶範圍，黃色區間為全日潮(D1)頻帶範圍，紫紅色區間為半日潮(D2)頻帶範圍。.....	19
圖 3-4、深度 40 公尺處的小波分析圖。X 軸為時間。Y 軸為周期(單位是小時)。(A)為順時鐘分量，(B)為逆時鐘分量。粉紅色虛線分別為 $0.85F$ 和 $1.15F$ ；黃色虛線為慣性週期；青色虛線為全日潮周期的 2 倍($2O_1$ 、 $2K_1$)；白色虛線由上至下分別為全日潮頻率(O_1 、 K_1)及半日潮(M_2 、 S_2)頻率。圖層顏色代表該頻率能量大小，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。	21
圖 3-5、正壓流時間序列圖。上圖為東西向正壓流、下圖為南北向正壓流。	22
圖 3-6、東西向及南北向斜壓流深度剖面圖。X 軸為時間，大格為一個月，小格為 15 天。Y 軸為深度，單位為公尺。圖層顏色代表斜壓流流速，越紅代表向東/北流速增加，越藍代表向西/南流速增加。	23
圖 3-7、2D1 頻帶東西向海流 U 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。(A)為原始 2D1 頻帶的東西向海流，(B)為東西向 2D1 頻帶相位向上傳遞分量，(C)為東西向 2D1 頻帶相位向下傳遞分量。圖中 X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。顏色越紅代表正向(東方)分量越強，越藍代表逆向(西方)分量越強。	25
圖 3-8、深度 140 公尺處颱風前的斜壓流之雙頻譜分析圖。圖中 X 軸和 Y 軸為頻率(單位是 CPD)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率，以紅色文字在 X 軸和 Y 軸依序標注為 F 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 。顏色越紅代表能量越顯著。 ...	27
圖 4-1、500 公尺以下海水溫度之時間序列圖。Y 軸為溫度(單位是 $^{\circ}C$)。	28
圖 4-2、500 公尺以下溫度資料頻譜圖。X 軸為頻率，單位為 CYCLE PER HOUR, CPH。Y 軸為能量大小，單位為($(^{\circ}C)^2/cph$)。黑色虛線分別是慣性頻率的 0.85 及 1.15 倍，黑色虛線之間代表有效慣性頻率的範圍，即 $0.85F$ 到 $1.15F$ 。紅色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方依序標注為 F 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。兩條橫向紅色線虛線間差值為 95%信賴區間。	29
圖 4-3、TP4 測站於深度 500 公尺處海水溫度經頻帶濾波後之時間序列圖。(A)到(D)分別為全日潮頻帶、半日潮頻帶、2D1 頻帶以及近慣性頻帶的海溫變化。	30
圖 4-4、TP4 測站於深度 1050 公尺處海水溫度經頻帶濾波後之時間序列圖。(A)到(D)分別為全日潮頻帶、半日潮頻帶、2D1 頻帶以及近慣性頻帶的海溫變化。	30
圖 4-5、TP4 測站於深度 1500 公尺處海水溫度經頻帶濾波後之時間序列圖。(A)到(D)分別為全日潮頻帶、半日潮頻帶、2D1 頻帶以及近慣性頻帶的海溫變化。	31
圖 4-6、2022 年 NOR1-0026 航次第 24 號 CTD 測站之海水溫度剖面。紅色、深藍色及綠色點分別為錨碇資料計算出的平均海水深度和平均海水深度。粉紅色、淡藍色及灰色虛線分別為 2D1 頻帶對應 CTD 水文剖面造成的深度變化，粉紅色、淡藍色及灰色文字分別為 2D1 頻帶造成海溫改變的深度。	32
圖 4-7、東西向及南北向海流之深度-時間圖。X 軸為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。圖中顏色越紅	

代表向東(向北)流速越高，向西(向南)流速越高。.....	33
圖 4-8、東西向及南北向海流的 2021 年時間平均流速剖面圖。X 軸為流速(正值為向東(向北)，負值為向西(向南)，單位是 M/S)。Y 軸為深度(單位是 M)。	34
圖 4-9、東西向海流 U 及南北向海流 V 資料之深度-頻譜圖。X 軸為頻率(單位為 CYCLE PER HOUR, CPH)。Y 軸為深度(單位是 M)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半(2O ₁ 、2K ₁)、全日潮(O ₁ 、K ₁)頻率及半日潮(M ₂ 、S ₂)頻率，以紅色文字在下方標注為 F、2O ₁ 、2K ₁ 、O ₁ 、K ₁ 、M ₂ 、S ₂ 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 0.85F 到 1.15F，以紅色文字在上方由左至右標注為 0.85F 及 1.15F。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 (ms) ² /cph)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。	35
圖 4-10、東西向及南北向斜壓流資料之深度-頻譜圖。圖中說明同圖 4-7。	36
圖 4-11、東西向及南北向流切資料之深度-頻譜圖。X 軸為頻率(單位為 CYCLE PER HOUR, CPH)。Y 軸為深度(單位是 M)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半(2O ₁ 、2K ₁)、全日潮(O ₁ 、K ₁)頻率及半日潮(M ₂ 、S ₂)頻率，以紅色文字在下方標注為 F、2O ₁ 、2K ₁ 、O ₁ 、K ₁ 、M ₂ 、S ₂ 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 0.85F 到 1.15F，以紅色文字在上方由左至右標注為 0.85F 及 1.15F。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 (1s) ² /cph)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。	37
圖 4-12、每兩個月之東西向海流深度-頻譜圖。X 軸為頻率(單位為 CYCLE PER HOUR, CPH)。Y 軸為深度(單位是 M)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半(2O ₁ 、2K ₁)、全日潮(O ₁ 、K ₁)頻率及半日潮(M ₂ 、S ₂)頻率，以紅色文字在下方標注為 F、2O ₁ 、2K ₁ 、O ₁ 、K ₁ 、M ₂ 、S ₂ 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 0.85F 到 1.15F，以紅色文字在上方由左至右標注為 0.85F 及 1.15F。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 (ms) ² /cph)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。	38
圖 4-13、海流順時鐘分量(上)及逆時鐘分量(下)之深度-頻譜圖。左邊為海流之旋轉分量，右邊則為斜壓流之旋轉分量。X 軸為頻率(單位為 CYCLE PER HOUR, CPH)。Y 軸為深度(單位是 M)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半(2O ₁ 、2K ₁)、全日潮(O ₁ 、K ₁)頻率及半日潮(M ₂ 、S ₂)頻率，以紅色文字在下方標注為 F、2O ₁ 、2K ₁ 、O ₁ 、K ₁ 、M ₂ 、S ₂ 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 0.85F 到 1.15F，以紅色文字在上方由左至右標注為 0.85F 及 1.15F。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 (ms) ² /cph)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。	39
圖 4-14、衛星海表面高度異常值、相對渦度及慣性頻率偏移率之霍夫莫勒圖(HOVMÖLLER DIAGRAM)。X 軸為經度(東經 113 到 115 度)。Y 軸為時間(時間順序由下而上)。黑色虛線是觀測點位的經度。圖層顏色由左至右分別代表海表面高度異常值、相對渦度及慣性頻率偏移率。海表面高度異常值和相對渦度中紅色為正值，越紅值越高；反之，藍色為負值，越藍則越低；慣性頻率偏移率越紅和越藍皆代表偏移率較高，但紅色代表頻率增加，藍色則頻率減少。	41
圖 4-15、HYCOM 海表面高度、相對渦度及慣性頻率偏移率之霍夫莫勒圖。圖中說明同圖 4-14。	42
圖 4-16、海氣象資料浮標風速時間序列圖。	43

- 圖 4-17、颱風後風速及 2D1 頻帶動能和東西向海流比對圖。(A)為海氣象資料浮標之風速時間序列圖：風速單位是 M/s；(B)為 2D1 頻帶動能於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。圖中顏色越紅代表能量越強，越藍代表能量越低；(C)為 2D1 頻帶東西向海流 U 及於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。圖中顏色越紅代表向東分量越強，越藍代表向西分量越強；(D)為全日潮、2D1 頻帶及近慣性頻率流速於深度 130 公尺之時間序列圖：黑色線為全日潮頻帶之流速，紅色線為 2D1 頻帶之流速，藍色線為近慣性頻率之流速。流速單位是 M/s。.....43
- 圖 4-18、颱風後風速及近慣性頻帶動能和東西向海流比對圖。(A)為海氣象資料浮標之風速時間序列圖：風速單位是 M/s；(B)為近慣性頻帶動能於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。圖中顏色越紅代表能量越強，越藍代表能量越低；(C)為近慣性頻帶東西向海流 U 及於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。圖中顏色越紅代表向東分量越強，越藍代表向西分量越強；(D)為全日潮、2D1 頻帶及近慣性頻率流速於深度 130 公尺之時間序列圖：黑色線為全日潮頻帶之動能，紅色線為 2D1 頻帶之流速，藍色線為近慣性頻率之流速。流速單位是 M/s。.....44
- 圖 4-19、颱風前 2D1 頻帶東西向海流 U 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。(A)為原始 2D1 頻帶的東西向海流，(B)為東西向 2D1 頻帶相位向上傳遞分量，(C)為東西向 2D1 頻帶相位向下傳遞分量。圖中 X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。顏色越紅代表正向(東方)分量越強，越藍代表逆向(西方)分量越強。.....46
- 圖 4-20、颱風後 2D1 頻帶東西向海流 U 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。圖說同圖 4-19。.....46
- 圖 4-21、颱風前近慣性頻帶東西向海流 U 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。(A)為原始近慣性頻帶的東西向海流，(B)為東西向近慣性頻帶相位向上傳遞分量，(C)為東西向近慣性頻帶相位向下傳遞分量。圖中 X 軸上方為時間。Y 軸為深度(單位是 M)。顏色越紅代表正向(東方)分量越強，越藍代表逆向(西方)分量越強。.....47
- 圖 4-22、颱風後近慣性頻帶東西向海流 U 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。圖說同圖 4-21。.....48
- 圖 4-23、風速與各頻帶動能深度積分比對圖。由上而下分別為海氣象資料浮標之風速時間序列圖：風速單位是 M/s；2D1 頻帶動能深度積分之時間序列圖：2D1 頻帶動能之深度積分單位是 J/M2。紅色實線為相位向上分量動能之深度積分，藍色實線則為相位向下分量動能之深度積分；近慣性頻帶動能深度積分之時間序列圖：近慣性頻帶動能之深度積分單位是 J/M2。紅色虛線為相位向上分量動能之深度積分，藍色虛線則為相位向下分量動能之深度積分；全日潮頻帶動能深度積分之時間序列圖：全日潮頻帶動能之深度積分單位是 J/M2。第二到第四張圖中的黑色實線為 12 月 18 日。.....49
- 圖 4-24、2021 年 12 月 18 日到 2022 年 1 月 15 日之斜壓流於深度 600 公尺深之雙頻譜分析圖。X 軸和 Y 軸為頻率(單位是 CYCLE PER DAY, CPD)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半(2O₁、2K₁)、全日潮(O₁、K₁)頻率，以紅色文字在 X 軸和 Y 軸依序標注為 F、2O₁、2K₁、O₁、K₁。圖中顏色代表頻率為 X 軸和 Y 軸的值有非線性效應發生，且越紅代表越顯著。.....50

表次



表 2-1、錨碇串所使用之儀器及該儀器觀測時間。	8
表 2-2、薩菲爾-辛普森颶風風力等級表	10
表 2-3、經過錨碇串之颱風表。	14
表 3-1、頻帶範圍表(XIE ET AL., 2011)	18
表 3-2、波分解表(LIEN ET AL., 2013)	25
表 3-3、波交互作用與雙頻譜分析關係表。	27
表 4-1、經過錨碇串之中尺度渦漩表。	40

符號表



A_+	順時鐘旋轉能譜	$R\{\}$	實部
A_-	逆時鐘旋轉能譜	Ro	Rossby number
B	雙頻譜	Ri	Richardson number
b^2	雙干涉	$R34$	34 節風速暴風半徑
f	慣性頻率	$R50$	50 節風速暴風半徑
f_0	當地慣性頻率	$R64$	64 節風速暴風半徑
f_{K_1}	K_1 分潮頻率	S_2	S_2 分潮頻率
f_{O_1}	O_1 分潮頻率	s	伸縮係數
f_{M_2}	M_2 分潮頻率	T	觀測時間
f_{eff}	有效科氏頻率	T_{eff}	有效科氏週期
$I\{\}$	虛部	t	時間
K_1	K_1 分潮頻率	u_+	順時鐘旋轉分量
KE	動能	u_-	逆時鐘旋轉分量
k	波數	W	小波能譜
k_h	波數的水平分量	y_t	時間序列資料
M_2	M_2 分潮頻率	z	垂直座標
m	波數的垂直方向分量	$2O_1$	O_1 分潮頻率的一半
N	浮力頻率	$2K_1$	K_1 分潮頻率的一半
n	海流資料在垂直方向上的數量	ζ	相對渦度
O_1	O_1 分潮頻率	ρ_0	參考海水密度
P	複數傅立葉轉換	Ψ	Morlet 小波函數
P^*	共軛複數	Ψ^*	母小波函數
ψ	2 維觀測資料	ψ^{up}	相位向上傳遞分量

ψ^{up}	相位向下傳遞分量
ω_0	PSI 母波頻率
ω_1	PSI 子波頻率
ω_2	PSI 子波頻率



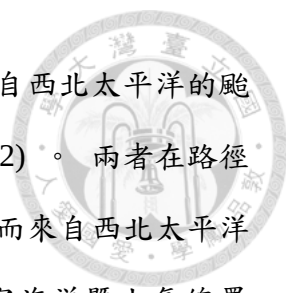


第一章、緒論

1.1 研究背景

南海是西北太平洋最大的陸緣海，氣候主要受季風調節(Wang et al., 2009)。夏季主要吹西南季風，西南季風在南海中部受中南半島地形影響，於越南外海約北緯 10 度南北分別產生一對反氣旋式渦旋(anti-cyclonic eddies) 與氣旋式渦旋(cyclonic eddies)的雙渦旋結構，並在兩者間形成一支向東的離岸流(Shaw and Chao, 1994)。該地形效應亦增強南海中部的西南季風，促使沿岸湧升流增強，導致該海域海表面溫度降低，透過離岸流低溫海水將向東傳遞，形成冷水激流(cold filament)(Xie et al., 2003; Xie et al., 2007)。冬季盛行東北季風，整個南海大致為一個氣旋式的環流結構，其中在越南沿岸有一顯著向南流動的沿岸流(Shaw and Chao, 1994) 外。此外，在南海中部的季風還會受到季內震盪(intraseasonal oscillation) 影響，像是西南季風會受到北半球夏季季內震盪(Boreal Summer Intraseasonal oscillation, BSISO) 等季內震盪影響，造成西南季風增強(減弱)，增強(減弱)向東望巴拉望島的艾克曼傳輸(Ekman transport)，使得巴拉望島西岸海平面抬升(下降)。該過程進而形成了一向西傳遞的羅士比波(Rossby wave)，造成南海中部海流產生大約 50 天週期的震盪(Jan et al., 2021)。

南海亦會受到中尺度渦旋及颱風影響。根據前人研究在南海中部相對於南海北部較少出現中尺度渦旋(He et al., 2018; Jan et al., 2021)，而在計算週期性中尺度渦旋時，南海中部特別是南沙群島地區確實較少受到中尺度渦旋影響(Chu et al., 2020)。南海的颱風通常分為兩種：於南海當地生成或是生成自西北太平洋再進入南海(Wu et al., 2020; Huang et al., 2022)。根據前人研究，從 1978 到 2020 年



有 173 個在南海當地生成 (占 57.1%)，每年平均 4.02 個，而來自西北太平洋的颱風則有 130 個 (占 42.9%)，每年平均 3.02 個 (Huang et al., 2022)。兩者在路徑也有所差別，南海當地生成的颱風通常向西北或東北方向移動，而來自西北太平洋的颱風通常直接向西穿越菲律賓群島進入南海。透過美國國家海洋暨大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 的全球颱風最佳路徑分析資料 (International Best Track Archive for Climate Stewardship, IBTrACS) 可以發現從北緯 18 度以南，颱風數量有逐漸遞減，在 2000 年後通過北緯 10 到 11 度、東經 114 到 115 度網格(即鄭和環礁地區)的颱風只有 11 個(Gahtan et al., 2024)，顯示在南海中部南沙群島鄭和環礁地區較少受到中尺度渦旋及颱風影響。

南海具有複雜的海底地形包含深海盆地、大陸坡、海底山，特別是在南海中部有數個小島組成的南沙群島。複雜的海底地形使南海內潮生成於許多地點(Xu et al., 2016; Liu and Zhao, 2020)，特別是呂宋海峽，其雙海脊地形構造，使南海擁有全世界目前已知最大的內波(Alford et al., 2015)外，同時成為南海生成內潮的重要位置(Alford et al., 2015)，可將低模態全日內潮向南傳遞至約 1500 公里外的越南外海及南沙群島 (Xu et al., 2016)。Liu et al. (2016) 發現南海除了呂宋海峽及菲律賓西北側大陸坡外，南沙群島也是內潮能有效生成的地方。基於複雜的海底地形及流場，內潮可能會受到地形反射或散射或是因背景流場改變進而以非天文潮相位的型態向外傳遞。Jan et al. (2007) 透過模式發現在南海中部受到巽他大陸棚 (Sunda Shelf) 反射波干涉，內潮的型態相對複雜，並在南沙群島觀察到顯著的全日內潮。Shang et al. (2015) 透過南沙群島西側的錨碇發現該區域內潮以第一模態的全日內潮運動為主，當地全日內潮除了具有大小潮週期 (spring-neap cycle) 變化外，還具有受 K_1 和 P_1 潮調節的半年週期 (semi-annual cycle) 變化，使得全日內潮在夏季和冬季有顯著增強。然而，Zhang et al. (2021) 在南沙群島東側觀測到該區域主要為第三模態的全日潮為主。透過前人研究可知，南沙群島是潛在的內潮生成位置外，

當地的全日內潮較半日內潮顯著，其模態受地形及流場影響使得型態相對複雜。



1.2 研究動機

綜上所述，南海中部南沙群島地區受多種時間及空間尺度海洋運動影響，從低頻的季節震盪到高頻的潮汐，皆對該海域的水文和海流型態扮演重要角色。該海域不定期的中尺度渦旋及颱風襲擾以及複雜的地形，對不同島嶼周遭水團和流場產生不同影響。南海還有一種叫參數次諧波不穩定(Parametric Subharmonic Instability, PSI)的運動，在傳遞內潮能量過程中扮演重要角色(Li et al., 2024)。PSI 會透過非線性效應將能量從大尺度、高頻低模態的內潮傳遞給小尺度、低頻高模態的次諧波，而能量轉換效率最高的地方位在 PSI 的臨界緯度(critical latitude)，內潮頻率的一半與當地慣性頻率產生共振， O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 的 PSI 臨界緯度分別位在南北緯 13.44、14.52、28.8、29.9 度，而 O_1 及 K_1 的臨界緯度正好位在南海中部。Alford (2008) 於南海沿菲律賓西岸利用船碇式都普勒流剖儀(shipboard ADCP) 做一側線，觀測到在 O_1 及 K_1 的臨界緯度有顯著的流切(shear)，並且在臨界緯度生成的次諧波通常向赤道方向傳遞。

本研究使用近一整年的長期資料進行分析，觀測地點為在太平島西北側約 8 公里處，位於南沙群島中北部的道明島礁和鄭和群礁之間的東西向水道上。太平島海域周遭的長期觀測資料並不多，而相關的科學論文亦不多，僅有 Jan et al.(2021)探討該海域的季節內震盪。。過去在南海地區有關 PSI 研究大多位於南海北部 (Xie et al., 2011; Shen et al., 2020) 或是在中沙群島 (He et al., 2022) ，分別討論在半日內潮 PSI 臨界緯度以南以及全日內潮 PSI 臨界緯度周遭的 PSI 運動。與前人不同的是，本研究海域正好位於全日內潮 PSI 臨界緯度以南相差約 3 個緯度，加上過去較少人在南沙群島附近討論 PSI。因此，本研究想要來探討在



南沙群島尤其是太平島附近海域的全日內潮次諧波運動。另外，在觀測期間遇到薩菲爾-辛普森颶風風力等級(Saffir-Simpson Hurricane Scale)為 C5 的颱風雷伊(Rai)，該颱風的 34 節風速暴風半徑(R34)在世界協調時間(UTC) 2021 年 12 月 18 日中午 12 點時壟罩太平島與本研究所使用的錨碇及海氣象資料浮標，本研究也想了解在颱風與當地的全日內潮次諧波運動的關係。

根據上述想法，論文架構共五章，第二章將介紹本研究使用的資料；第三章會說明資料的分析方法；第四章則呈現分析結果並進行討論；第五章則為本研究做個總結。

第二章、資料介紹



本論文主要探討南海中部海域之全日內潮次諧波運動。主要使用的實測資料有鄰近太平島的兩個錨碇串：海流儀錨碇串(簡稱 TP3，圖 2-1 中紅色三角形)和溫度計錨碇串(簡稱 TP4，圖 2-1 中黃色三角形)。錨碇的觀測時間於 2021 年 5 月開始並於隔年 3 月結束。為協助該資料詮釋，將使用鄰近海域的海氣象資料浮標(圖 2-1 中綠色三角形)的大氣資料觀察大氣之變化，以及使用船載溫鹽深儀資料(圖 2-1 中淡藍色三角形)做為當地的水文參考剖面。因為觀測空間限制，會使用衛星與模式資料了解周遭海域環境，找出觀測期間經過錨碇串之中尺度渦旋及颱風。在此期間僅有一個颱風壟罩錨碇串，即雷伊颱風，曾在壟罩期間強度增強至薩菲爾-辛普森颶風風力等級(Saffir-Simpson Hurricane Scale)中的 C5，本研究將在後續章節提及在颱風發生期間與全日內潮次諧波之關係。



圖 2-1、太平島和錨碇串位置圖。圖中紅色三角形和黃色三角形分別是 TP3 和 TP4。綠色三角形為海氣象資料浮標。淡藍色三角形為 2022 年 NOR1-0026 航次的 CTD

觀測位置。底圖截圖自 Google Earth。



2.1 錨碇資料介紹

本研究使用國家海洋研究院在太平島北部近東西向水道的兩個錨碇串，分別是測量該區域海流剖面的 TP3 和測量水文剖面的 TP4。TP3 位於北緯 10.44 度，東經 114.33 度；TP4 則是位在北緯 10.44 度，東經 114.34 度。因為兩個錨碇串位置相當接近，本研究會假設兩者在同一個位置，如圖 2-7 中的藍色三角形表示。兩個錨碇串的觀測期間皆為 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 23 日，總共約觀測 326 天。錨碇串設計如圖 2-3 所示。

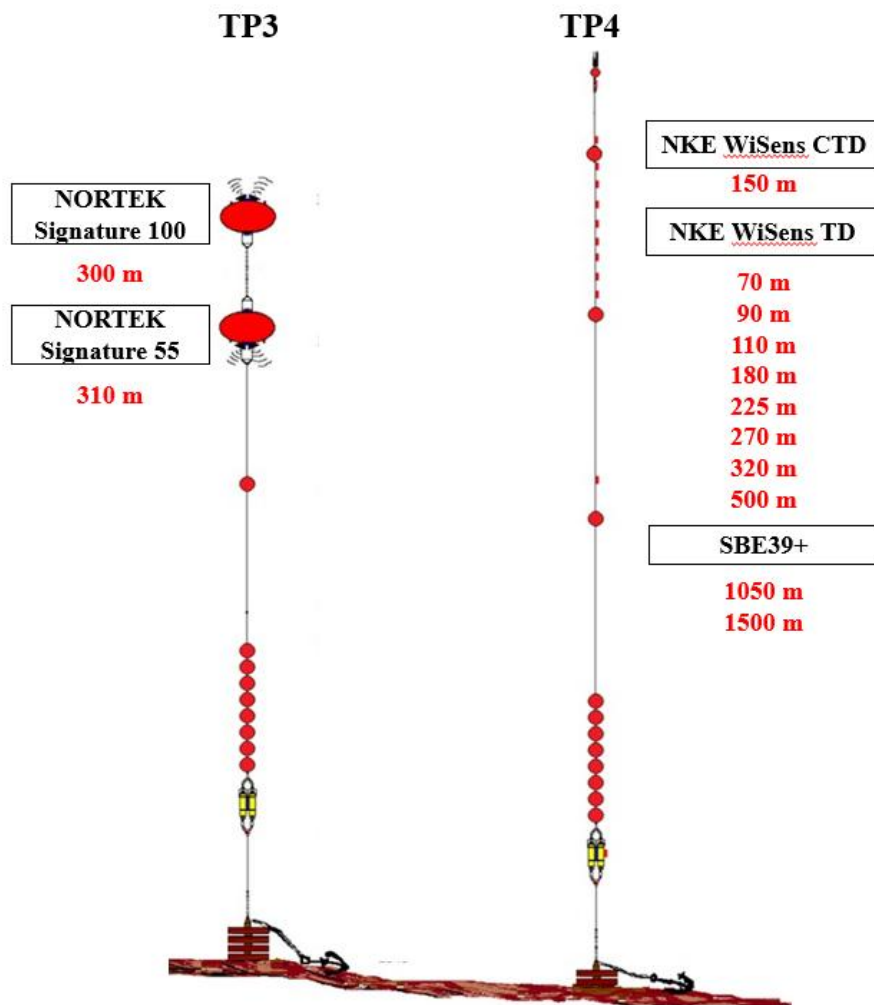


圖 2-2、錨碇串 TP3 和 TP4 結構示意圖(來自何文華)。圖中紅色小球為浮球，浮球下方黃色為 release，再往下則是火車輪。黑色框框為使用儀器，其下方紅色字為該儀器佈放深度。



TP3 主要由兩組都卜勒流剖儀(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP 組成(圖 2-3 中上方紅色橢狀物)，分別在深度 300 及 310 公尺處安裝音響頻率為 100 kHz 的 NORTEK Signature 100 和音響頻率為 55 kHz 的 NORTEK Signature 55 向上和向下觀測該地區之海流，分別實際觀測到深度範圍在 40 到 270 公尺及 340 到 990 公尺的海流剖面。兩者採樣頻率皆為每 10 分鐘一筆。向上觀測之 Signature 100 因電池限制於 2022 年 3 月 16 日提前停止運作，向下觀測之 Signature 55 仍觀測至 2022 年 3 月 23 日。為方便後續處理資料，本文將原始海流資料內插至每 10 分鐘和每 10 公尺的時間及深度解析度。

TP4 由 4 種溫度探針組成，分別為 NKE WiSens TD 溫深儀、NKE WiSens CTD 溫鹽深儀、SBE56 溫度計和 SBE39+溫深儀，觀測該海域進表層至近底層之溫度剖面及其隨時間的變化，可見圖 2-3。NKE WiSens TD 溫深儀有 8 支，分別觀測深度在 70、90、110、180、225、270、320 和 500 公尺的溫度變化，其採樣頻率為每 2 分鐘一筆。NKE WiSens CTD 溫鹽深儀有 1 支，觀測深度 150 公尺的溫度變化，其採樣頻率為每 2 分鐘一筆。SBE39+溫深儀有 2 支，分別觀測深度 1050 和 1500 公尺的溫度變化，其採樣頻率為每 1 分鐘一筆。因為浮球在 2021 年 6 月 29 日發生破損，使得整體溫度計串垂直位移超過 100 公尺，如圖 2-3 所示。故僅使用深度 500 公尺以下的三支溫度計資料來進行分析。

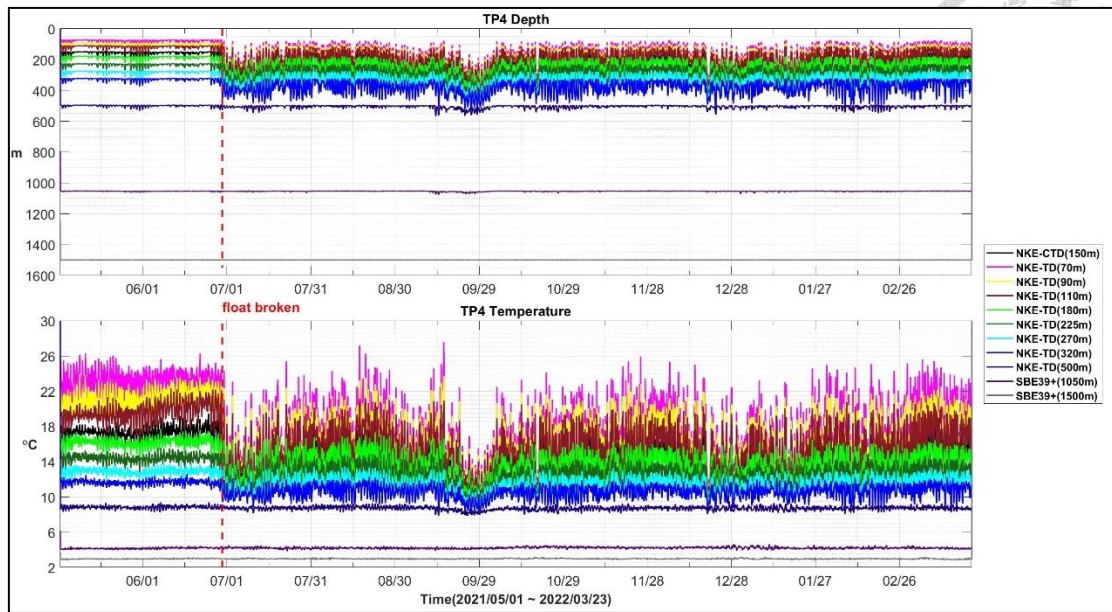


圖 2-3、TP4 儀器量測深度及溫度時間序列圖。上下圖分別為儀器的深度和溫度時間序列，紅色虛線表示浮球破掉的日期，不同顏色的線對應不同深度的儀器。

錨碇名稱	儀器名稱	作業深度	作業時間
TP3	Nortek ADCP Signature 100kHz	300 m	2021/05/01 06:00:40 - 2022/03/16 11:40:40
TP3	Nortek ADCP Signature 55kHz	310 m	2021/05/01 06:00:14 - 2022/03/24 12:40:14
TP4	NKE-TD	500 m	2021/05/01 06:00:03 - 2022/03/23 19:33:56
TP4	SBE39+	1050 m	2021/05/21 06:00:01 - 2022/03/23 21:46:01
		1500 m	2021/05/21 06:00:01 - 2022/03/23 22:14:01

表 2-1、錨碇串所使用之儀器及該儀器觀測時間。



2.2 大氣資料介紹

本研究使用國家海洋研究院在太平島南方(北緯 10.36 度，東經 114.37 度)的海氣象資料浮標。該浮標提供大氣溫度、氣壓、10 公尺高風速、風向等大氣資訊(見圖 2-4)，將協助觀察該海域的大氣變化。資料期間從 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 23 日，資料頻率為每 1 小時一筆。

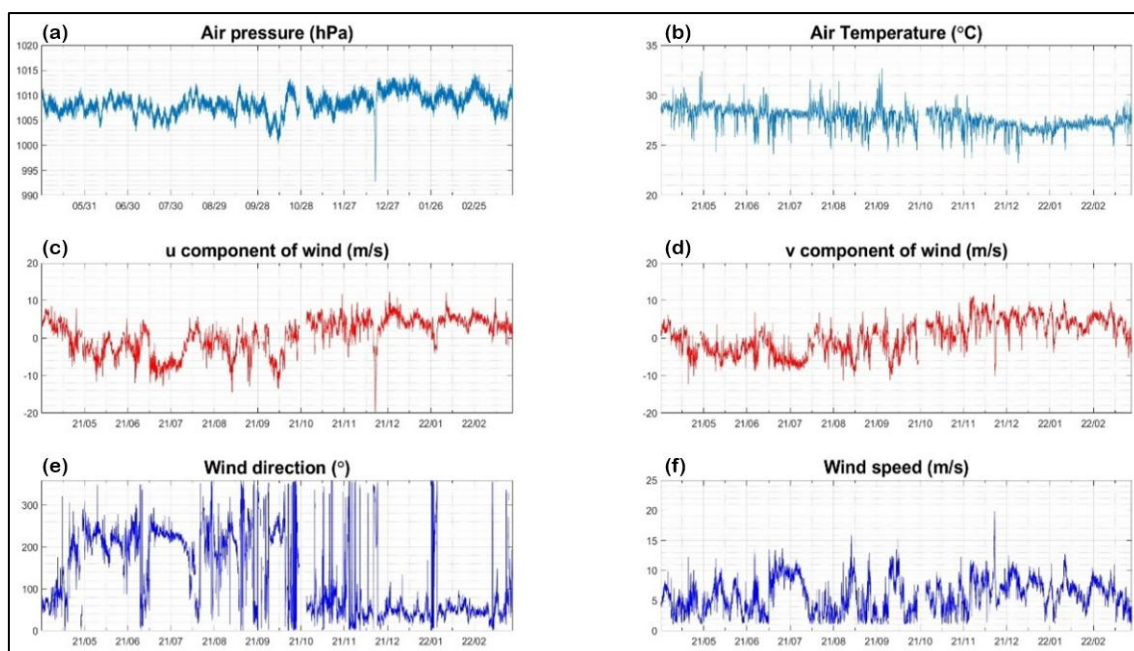


圖 2-4、海氣象資料浮標資料時間序列圖。(a)為大氣壓力，(b)為大氣溫度，(c)為東西向風速，(d)為南北向風速，(e)為風向，(f)為風速。x 軸時間同錨碇串觀測時間，從 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 23 日，以年/月表示。

2.3 新海研 1 號的水文觀測資料

本研究使用由楊穎堅老師領隊的新海研 1 號(New Ocean Researcher 1, NOR1)0026 航次(航次時間從 2022 年 3 月 19 日到 4 月 1 日)的船載溫鹽深儀(Conductivity Temperature Depth, CTD)資料。NOR1 的 CTD 系統使用 SeaBird 的 SBE911 plus 作為主體，搭載溫度探針、導電度探針等，量測溫度、導電度、密

度等資料。本研究使用位於錨碇最近的第 24 號測站(北緯 10.44 度，東經 114.36 度)作為該海域水文剖面的參考值，作業時間為 2022 年 3 月 26 日，下放深度大約 1460 公尺。



2.4 颱風最佳路徑資料介紹

本研究使用來自美國國家海洋暨大氣總署的全球颶風最佳路徑分析資料。該資料提供颶風路徑、薩菲爾-辛普森颶風風力等級(Saffir-Simpson Hurricane Scale)、四個象限之 34/50/64 節風速暴風半徑(R34/R50/R64)等資料。資料頻率為每 3 小時一筆。本研究希望利用 IBTrACS 中的資料得知颶風壟罩錨碇串之時間，其颶風強度參考薩菲爾-辛普森颶風風力等級，透過 10 公尺高的一分鐘內平均風速做為持續風速進行區分，由弱至強分為 TC 到 C5(見表 2-2)。34 節風速相當於蒲福氏風級中的八級風。

級別	颱風中心一分鐘內平均風速
TC	35 ~ 63 節
C1	64 ~ 82 節
C2	83 ~ 95 節
C3	96 ~ 112 節
C4	113 ~ 136 節
C5	大於 137 節

表 2-2、薩菲爾-辛普森颶風風力等級表

2.5 衛星資料介紹

本研究使用的衛星高度計資料，取自哥白尼海洋環境監測服務(Copernicus

Marine Environment Monitoring Service, CMEMS)的產品。產品內容包含絕對海面動力地形(Absolute Dynamic Topography, ADT)、地轉流異常值等資料。資料期間從 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 23 日，資料時間解析度為每日一筆，空間解析度為 0.25×0.25 度。本研究使用衛星提供的地轉流資料計算海洋表面渦度，進而了解當地的科氏頻率偏移情況，並與小波分析結果中的能量進行比對。另外，本研究也使用 AVISO(Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data program)提供的中尺度渦旋追蹤產品(Mesoscale Eddy Trajectory Atlas products, META)META 3.2 版本的資料。透過該資料提供之中尺度渦旋有效半徑及其中心經緯度資料，判斷中尺度渦旋是否通過錨碇串。資料期間從 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 2 月 9 日，資料時間解析度為每日一筆，資料呈現大致如圖 2-5 所示。

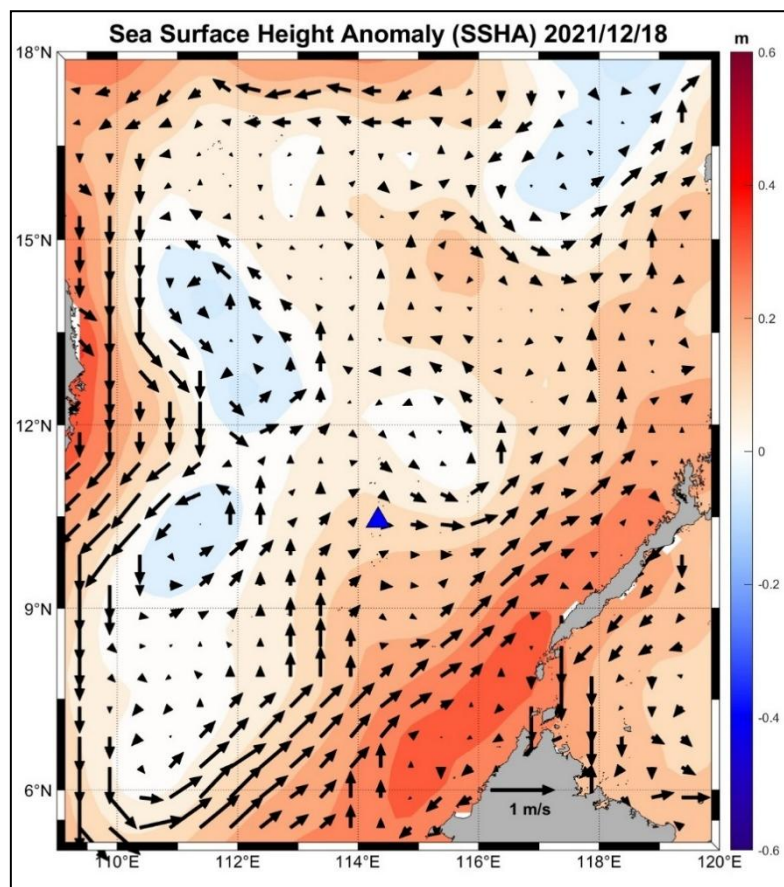


圖 2-5、2021 年 12 月 18 日海表面高度異常值(Sea Surface Height Anomaly, SSHA)

示意圖。圖中顏色為海表面高度異常值，單位為公尺。箭頭為地轉流異常值。藍色三角形為錨碇串位置。灰色地區則代表陸地。



2.6 模式資料介紹

本研究因為道明群礁及鄭和群礁間之水道南北向寬度約 30 公里，為彌補衛星高度計資料的解析度問題，使用較高解析度的混合座標海洋模式(HYbrid Coordinate Ocean Model, HYCOM)中的全球海洋預報系統 3.1(Global Ocean Forecasting System 3.1, GOFS 3.1)資料。該資料提供海溫、鹽度、東西向海流資料及海表面高度等。資料期間從 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 16 日，資料時間解析度為每 3 小時一筆，水平空間解析度為 0.08×0.08 度，其垂直解析度會隨地形產生變化，在極淺水地區為 z 座標(z-coordinate)；在近岸大陸棚地區為 sigma 座標(sigma-coordinate)；在穩定分層的大洋內部使用等密度座標(isopycnic-coordinate)，而在混合層以上常使用 z 座標(Metzger et al., 2017)。除此之外，因本研究僅有一個海流錨碇串，該資料可彌補資料在空間上的缺陷，協助了解周遭海域情況，資料呈現大致如圖 2-6 所示。

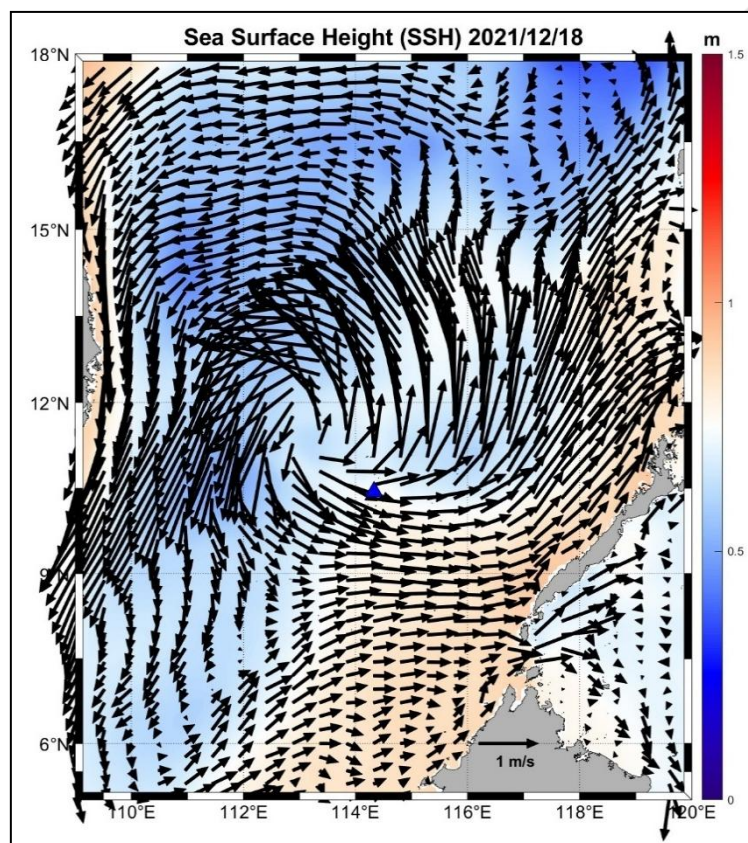


圖 2-6、2021 年 12 月 18 日海表面高度(Sea Level Height, SSH)示意圖。圖中顏色為海表面高度，單位為 m。箭頭方向為地轉流流向，箭頭長度為其大小。藍色三角形為錨碇串位置。灰色地區則代表陸地。

2.7 經過錨碇串之颱風介紹

在 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 3 月 23 日，僅有一個颱風經過並影響錨碇串之海溫及海流資料。該颱風為 2021 年的雷伊(Rai)颱風，其 34 節風速暴風半徑(R34)於當地時間(UTC+8)2021 年 12 月 18 日到 12 月 19 日壟罩錨碇串，該颱風也於當地時間 2021 年 12 月 18 日 20:00 達到最大強度 C5，可見圖 2-7。

颱風名稱	經過錨碇串時最大強度	經過錨碇串時間(UTC)
雷伊(Rai)	C5	2021/12/17 21:00 ~ 12/18 15:00

		經過錨碇串時間(UTC+8)
		2021/12/18 05:00 ~ 12/19 02:00

表 2-3、經過錨碇串之颱風表。

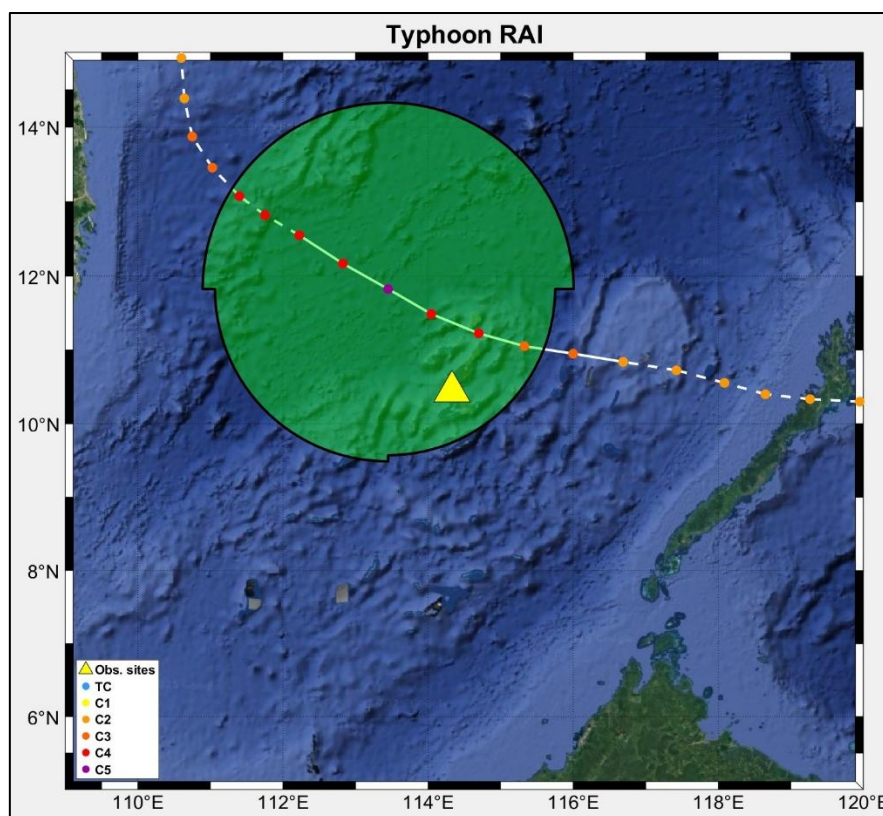


圖 2-7、雷伊颱風最佳化路徑圖。颱風最佳化路徑使用 IBTrACS 提供資料。白色實線為錨碇串在 34 節風速暴風半徑內，白色虛線則表示錨碇串在暴風圈外，圓點顏色則代表不同強度。綠色陰影為世界協調(UTC)時間 2021 年 12 月 18 日中午 12 點的 34 節風速暴風半徑。黃色三角形為錨碇串所在位置。底圖截圖自 Google Earth。

第三章、分析方法



3.1 傅立葉頻譜分析(Spectrum analysis)

快速傅立葉轉換(Fast Fourier Transform, FFT)是將離散的時間序列訊號從時域(time domain)轉換至頻域(frequency domain)。任何有限長度的時間序列訊號都可表示為多種正弦和餘弦波的加總。在頻域中，通常為一複數，描述該頻率之振幅及相位，該複數平方則為能量。透過以上資料繪製頻譜圖，呈現該訊號的頻率特性。

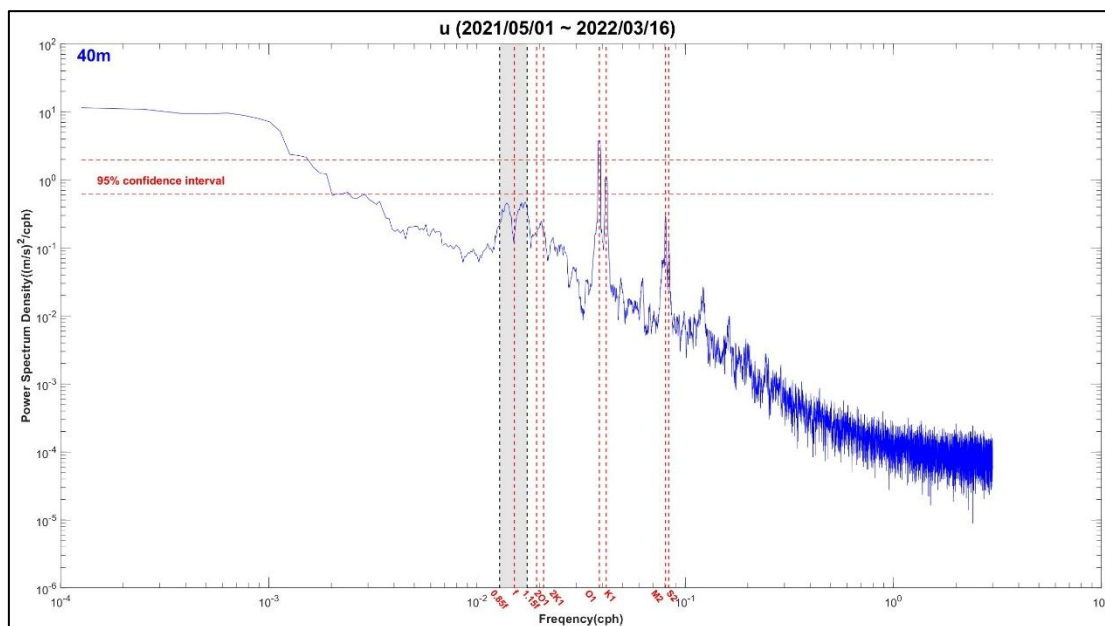


圖 3-1、40 公尺處東西方向海流頻譜圖。x 軸為頻率，單位為 cycle per hour, cph。y 軸為能量大小，單位為 $((^\circ\text{C})^2/\text{cph})$ 。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方標注為 f 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。紅色虛線則是有效慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ ，以紅色文字在上方由左至右標注為 $0.85f$ 及 $1.15f$ 。兩橫向紅色線虛線間差值為 95%信賴區間。

以圖 3-1 為例可以看到，在全日潮(K_1 、 O_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率的地方皆存在頻譜峰值(Spectrum peak)，即分別為全日潮頻帶(又稱 D1 band)及半日潮頻帶

(又稱 D2 band)。然在慣性頻率(f)的位置上，卻沒有峰值，然本研究利用前人在南海研究提供的近慣性頻帶，即頻率介於 $0.85f$ 到 $1.15f$ 兩條黑色虛線的灰色頻帶。慣性運動是由風驅動海水產生之慣性力與地球自轉產生之科氏力平衡後流體在北半球呈順時鐘旋轉。近慣性運動則是慣性頻率受到中尺度渦漩的相對渦度影響而造成的慣性頻率偏移。而是在近慣性頻帶和全日潮頻帶之間有一峰值，頻率約全日潮頻率的一半， $2K_1$ 和 $2O_1$ 分別為全日潮 K_1 頻率的一半(即兩倍全日潮 K_1 週期)以及全日潮 O_1 頻率的一半(即兩倍全日潮 O_1 週期)，兩者之間為 $2D1$ 頻帶，代表著全日內潮的次諧波。

3.2 旋轉能譜(Rotary spectrum)

$$u(\omega) + iv(\omega) = \frac{1}{T} \int_0^T [u(t) + iv(t)] e^{-i\omega t} dt = u_+(\omega) e^{i\omega t} + u_-(\omega) e^{-i\omega t} \quad (3.1)$$

$$\begin{cases} A_+ = \frac{1}{2} \langle u_+^* u_+ \rangle \\ A_- = \frac{1}{2} \langle u_-^* u_- \rangle \end{cases} \quad (3.2)$$

A_+ 和 A_- 是順時鐘(逆時鐘)旋轉能譜， u_+ 和 u_- 是順時鐘(逆時鐘)旋轉分量，尖括號表示對所有部分的平均值。星號表示共軛複數。

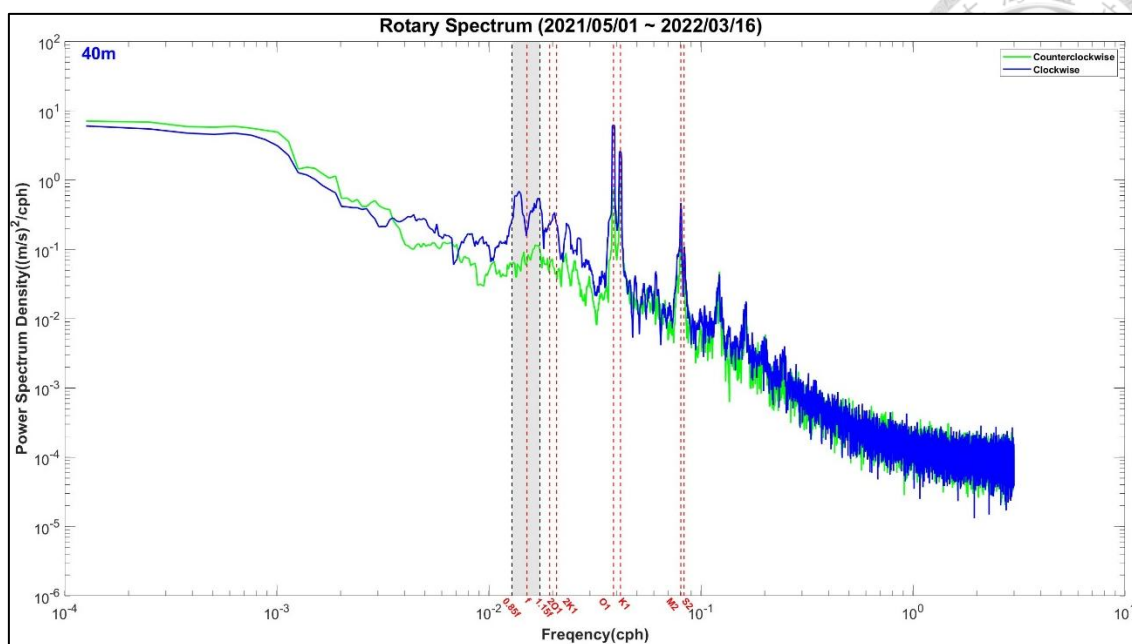


圖 3-2、40 公尺處海流旋轉頻譜圖。x 軸為頻率，單位為 cycle per hour, cph。y 軸為能量大小，單位為 $((m/s)^2/cph)$ 。圖中，藍色和綠色線分別代表順時針分量及逆時針分量。黑色虛線分別是慣性頻率的 1.15 及 0.85 倍，黑色虛線之間代表有效慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ 。紅色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方依序標注為 f 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。

以圖 3-2 為例，可以發現在近慣性頻帶、全日潮及半日潮頻帶有明顯峰值，且順時針分量之能量大於逆時針分量之能量，代表海水主要以順時針運動，符合北半球慣性運動方向。

3.3 濾波分析(Band-pass analysis)

濾波是將一時間函數透過 FFT 轉換至頻率函數，並依據頻帶做區分，若不在頻帶以內的值將視為零後，再透過逆向傅立葉轉換(inverse Fourier transform)轉回時間函數。該函數會呈現該頻帶之特性，透過這方式協助了解特定頻段的訊號隨時間

之變化為何。



頻帶 <i>band</i>	頻帶範圍
全日潮頻帶 <i>D1 band</i>	頻率: $0.9f_{O_1} \sim 1.1f_{K_1}(1/s)$ 週期:23.47 ~ 26.59 (hr)
半日潮頻帶 <i>D2 band</i>	頻率: $0.9f_{M_2} \sim 1.1f_{M_2}(1/s)$ 週期:11.29 ~ 13.80 (hr)
2D1 頻帶 <i>2D1 band</i>	頻率: $0.45f_{O_1} \sim 0.55f_{K_1}(1/s)$ 週期:46.94 ~ 53.18 (hr)
近慣性頻帶 <i>Near – iertial band</i>	頻率: $0.85f_0 \sim 1.15f_0(1/s)$ 週期:57.43 ~ 77.69 (hr)

表 3-1、頻帶範圍表(Xie et al., 2011)

從表 3-1 和圖 3-3 可見本研究參考 Xie et al.(2011)將頻率區分成四個部分，潮汐的部分是頻率為 $0.45f_{O_1} \sim 0.55f_{K_1}$ 為全日潮頻帶以 D1 表示，介於 $0.9f_{M_2} \sim 1.1f_{M_2}$ 為半日潮頻帶以 D2 表示。另外還有頻率範圍介於 $0.85f_0 \sim 1.15f_0$ 的近慣性頻帶和 D1 頻率之一半(即週期為 D1 之兩倍)的 2D1 頻帶以 2D1 表示全日內潮的次諧波。

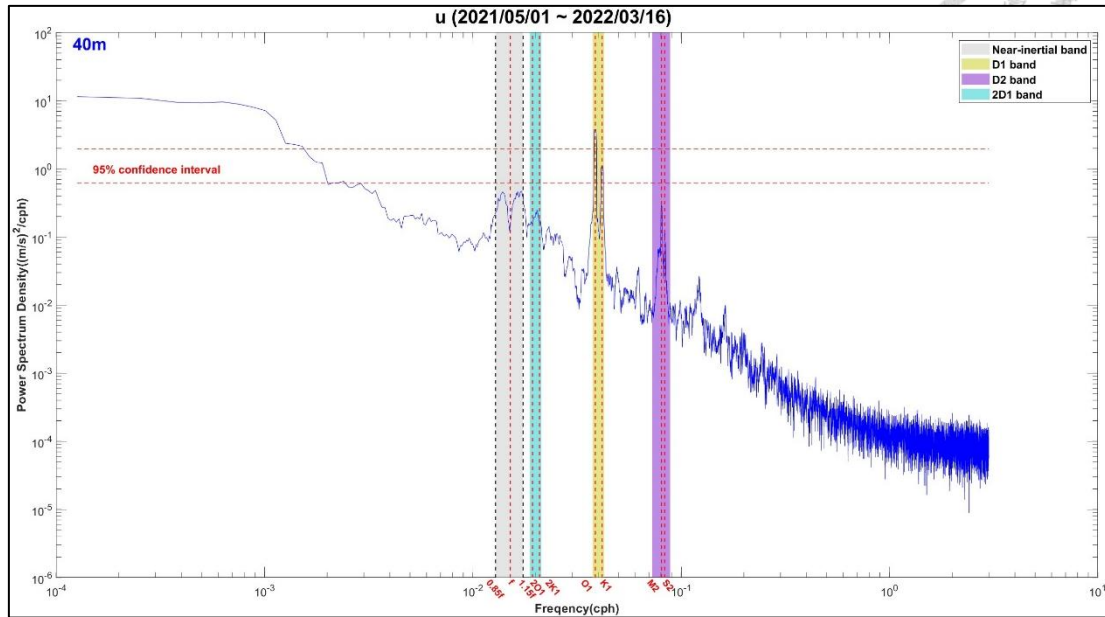


圖 3-3、40 公尺東處西向海流 u 頻譜及頻帶分布圖。x 軸為頻率，單位為 cycle per hour, cph。y 軸為能量大小，單位為 $((m/s)^2/cph)$ 。黑色虛線分別是慣性頻率的 1.15 及 0.85 倍，黑色虛線之間代表有效慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ 。紅色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半 ($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮 (O_1 、 K_1) 頻率及半日潮 (M_2 、 S_2) 頻率，以紅色文字在下方依序標注為 f 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。兩條橫向紅色線虛線之差值為 95% 信賴區間。灰色區間代表近慣性頻帶範圍，青藍色區間為 2D1 頻帶範圍，黃色區間為全日潮 (D1) 頻帶範圍，紫紅色區間為半日潮 (D2) 頻帶範圍。

3.4 小波分析

小波轉換 (Wavelet transform) 是窗函數傅立葉轉換 (windowed Fourier transforms) 的替代方式，可以看見在不同時間及不同週期的能量分布。連續小波轉換是將時間序列資料與縮放或平移之小波的捲積，透過沿著時間序列滑動小波形狀，計算與小波的相似度，並藉由改變尺度，得以解析出不同頻率的訊號，獲得二維的小波係數陣列。可以把尺度視為空間解析度，而不同尺度會有其對應之週期，通常會隨著 y

軸由下而上增加。當尺度變小，則小波會被壓縮變得較為高頻，較易觀察到高頻之現象；而當尺度變大，則小波會被拉伸變得較為低頻，較易觀察到低頻之現象。

因為 Morlet 小波 $\Psi(t)$ 的形狀與地球物理資料如地震、潮汐資料的一般變化相似，較常被使用，該波(式 3.3)由正弦波組成，並受高斯函數調節：

$$\Psi(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (3.3)$$

$$W(s, t') = \sum_{t=1}^n y_t \frac{1}{\sqrt{s}} \Psi^*\left(\frac{t-t'}{s}\right) \quad (3.4)$$

從式 3.4 中，可以看到 y_t 是帶入的時間序列資料， s 則為一係數負責拉伸和壓縮小波， Ψ^* 為母小波函數。求出的 $W(s, t')$ 是小波能譜為一複數， $|W(s, t')|$ 是振幅， $\tan^{-1} \left[\frac{I\{W(s, t')\}}{R\{W(s, t')\}} \right]$ 是相位，其中 $R\{\}$ 代表實部， $I\{\}$ 代表虛部。 $|W(s, t')|^2$ 是頻譜能量。

以圖 3-4 為例，因為觀測地點位於北半球，通常受到慣性運動影響，順時鐘分量會大於逆時鐘分量。另外，該圖也協助觀察順時鐘分量在不同頻率其隨時間之變化。除了慣性運動，順時鐘分量和逆時鐘分量可能分別代表著氣旋式渦旋及反氣旋式渦旋，因此可以觀察在慣行週期的偏移是否與渦旋的經過時間有關。

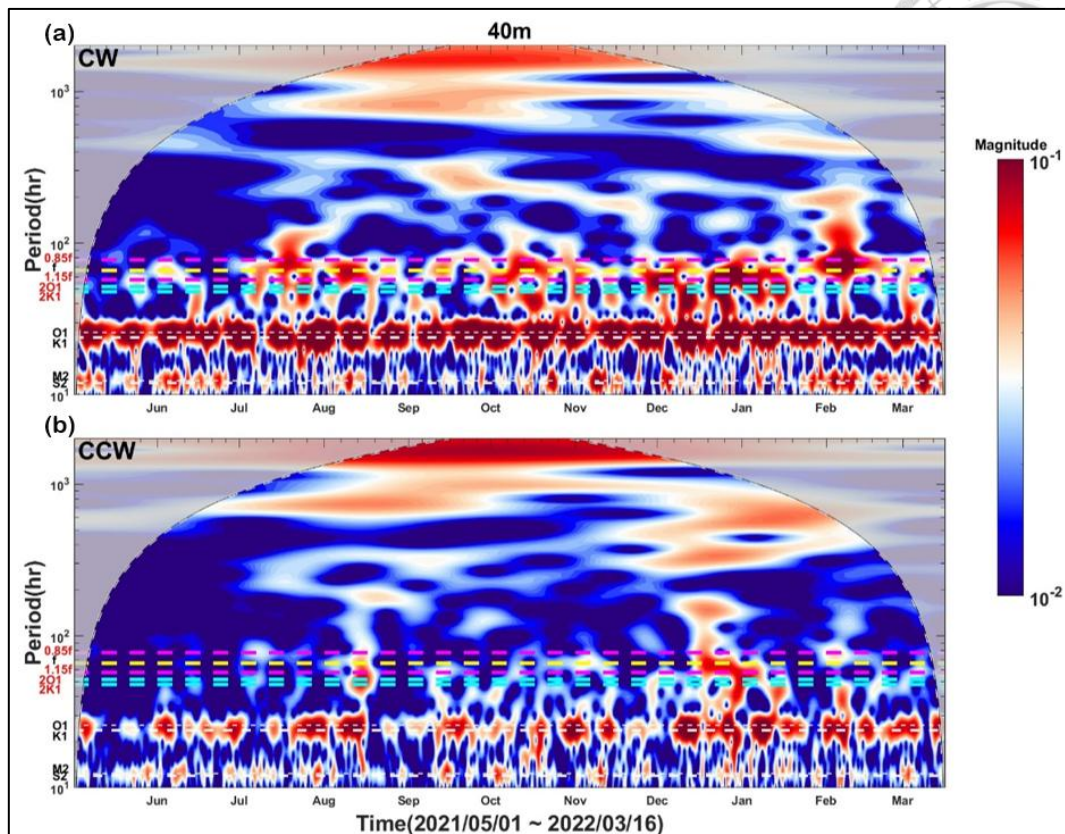


圖 3-4、深度 40 公尺處的小波分析圖。x 軸為時間。y 軸為周期(單位是小時)。(a) 為順時鐘分量，(b)為逆時鐘分量。粉紅色虛線分別為 0.85f 和 1.15f；黃色虛線為慣性週期；青色虛線為全日潮周期的 2 倍(2O₁、2K₁)；白色虛線由上至下分別為全日潮頻率(O₁、K₁)及半日潮(M₂、S₂)頻率。圖層顏色代表該頻率能量大小，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。

3.5 斜壓流(Baroclinic currents)

有鑑於正壓流(barotropic currents)流切(shear)等於零，流切主要由斜壓流在垂直方向的變化(如式 3.5 中 $\frac{\partial}{\partial z}$)產生，故非線性效應主要由斜壓流運動提供，並和控制方程式中的平流項有關，故前人在後續分析時均使用斜壓流來進行分析。

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial(u_{barotropic} + u_{baroclinic})}{\partial z} = \frac{\partial u_{barotropic}}{\partial z} + \frac{\partial u_{baroclinic}}{\partial z} = \frac{\partial u_{baroclinic}}{\partial z} \quad (3.5)$$



其中 u 代表東西向海流， $u_{barotropic}$ 為東西向正壓流， $u_{baroclinic}$ 為東西向斜壓流。南北向海流 v 同樣適用。

首先，由於本研究有近整層的資料，可以計算整層平均值，因此將某一時刻的海流資料(u 或 v)做深度平均(式 3.6)即可得某一瞬間的正壓流， n 在此表示海流資料在垂直方向上的數量：

$$u_{barotropic} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i \quad (3.6)$$

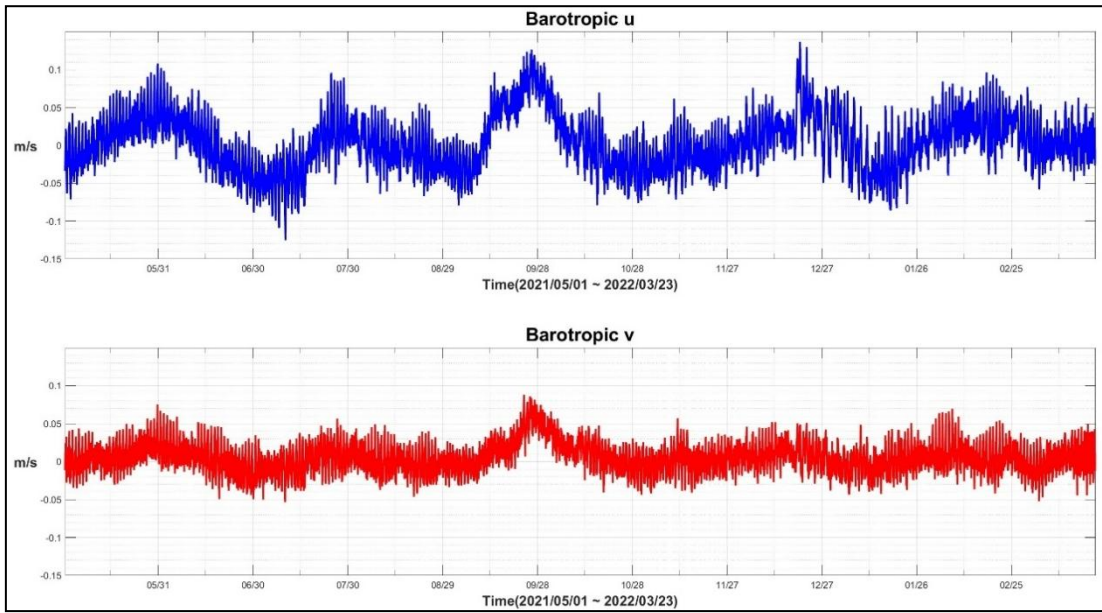


圖 3-5、正壓流時間序列圖。上圖為東西向正壓流、下圖為南北向正壓流。

在透過(3.7 式)將某一時刻的原始海流資料(u 或 v)扣除正壓流即可求得斜壓流。

$$u_{baroclinic} = u_{raw} - u_{barotropic} = u_{raw} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i \quad (3.7)$$

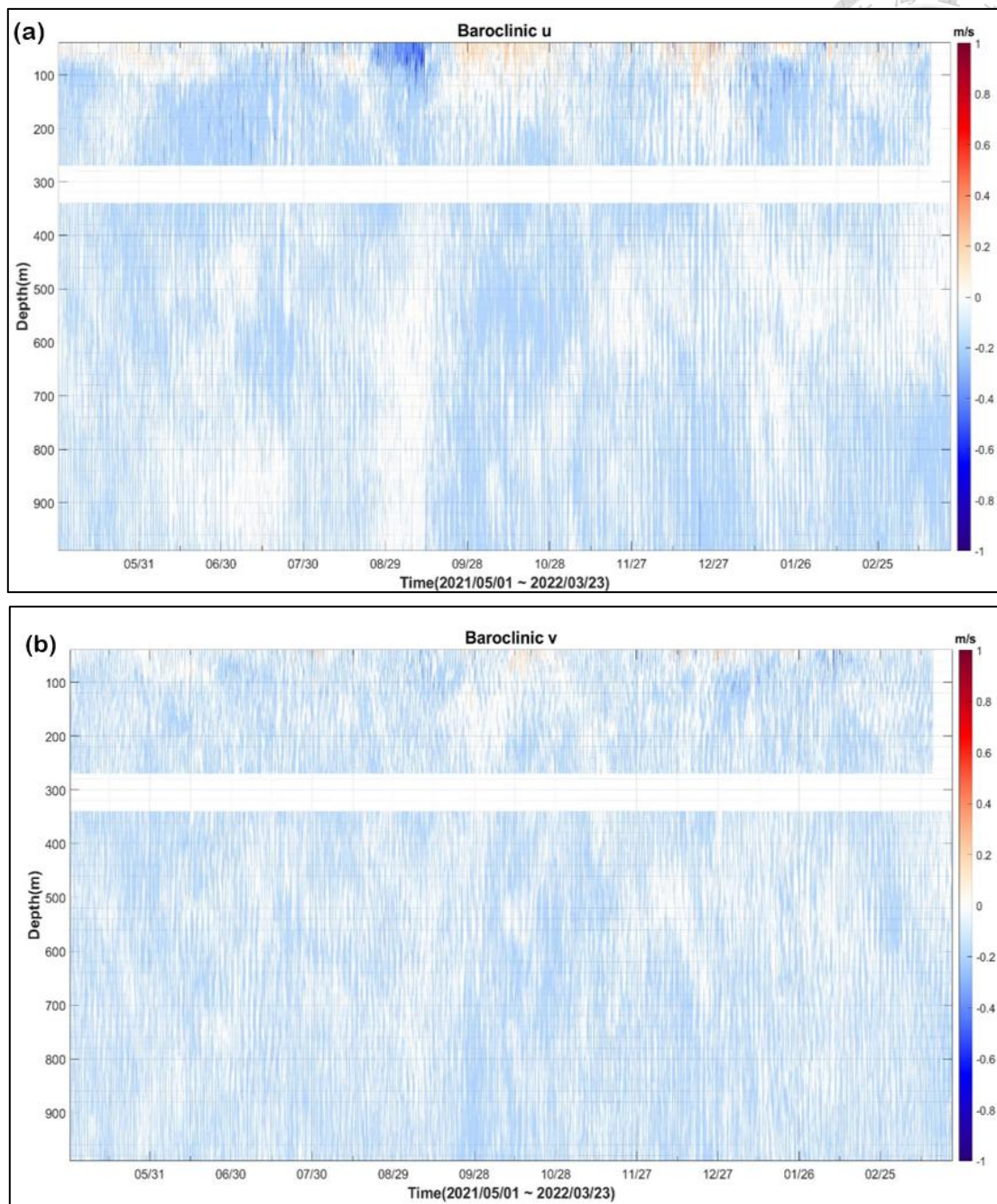


圖 3-6、東西向及南北向斜壓流深度剖面圖。x 軸為時間，大格為一個月，小格為 15 天。y 軸為深度，單位為公尺。圖層顏色代表斜壓流流速，越紅代表向東/北流速增加，越藍代表向西/南流速增加。



3.6 波向分解(Decomposition)

由 t 為時間， z 為垂直座標如深度組成的觀測資料 $\psi(t, z)$ ，如海溫、海流等，可以視為垂直方傳遞波的疊加，同式 3.8。透過 Lien(2013)等人利用二維的快速傅立葉分析，將波轉至頻率-波數域，區分為相位向上及向下傳遞的波，再使用逆向傅立葉轉換(inverse Fourier Transform)恢復成時間-深度矩陣。

$$\psi(t, z) = \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^{\infty} dk \hat{\psi}(\omega, k) e^{i(\omega t - kz)} = \psi^{up}(t, z) + \psi^{down}(t, z) \quad (3.8)$$

因為本研究的海流資料在深度 270 到 340 公尺是沒有資料的，對其深度方向做了內插，獲得完整的二維矩陣(x 軸式時間， y 軸是深度)。在將該矩陣進行二維快速傅立葉分析，並參考表 3-2 中進行分解:在頻域中，頻率與波數皆大於 0 或皆小於 0 的是為相位向上傳遞(即能量向下傳遞)，見式 3.9；頻率大於 0 但波數小於 0 或頻率小於 0 但波數大於 0 的是為相位向下傳遞(即能量向上傳遞)，見式 3.10。最後獲得相位向上及向下傳遞之分量後再透過逆向傅立葉轉換，獲得兩者的時間序列資料。

$$\psi^{down}(t, z) = \int_0^{\infty} d\omega \int_{-\infty}^0 dk \hat{\psi}(\omega, k) e^{i(\omega t - kz)} + \int_{-\infty}^0 d\omega \int_0^{\infty} dk \hat{\psi}(\omega, k) e^{i(\omega t - kz)} \quad (3.9)$$

$$\psi^{up}(t, z) = \int_0^{\infty} d\omega \int_0^{\infty} dk \hat{\psi}(\omega, k) e^{i(\omega t - kz)} + \int_{-\infty}^0 d\omega \int_{-\infty}^0 dk \hat{\psi}(\omega, k) e^{i(\omega t - kz)} \quad (3.10)$$

ω : 頻率	$\omega < 0$	$\omega > 0$
k : 波數		

$k > 0$	相位向下傳遞 (能量向上傳遞)	相位向上傳遞 (能量向下傳遞)
$k < 0$	相位向上傳遞 (能量向下傳遞)	相位向下傳遞 (能量向上傳遞)

表 3-2、波分解表(Lien et al., 2013)

以圖 3-7 可以看見 2D1 頻帶東西向海流 u 本身即為高模態，透過二維快速傅立葉分析分解成相位向上及向下傳遞分量，顯示了其在垂直方向上雙向傳遞的特性。

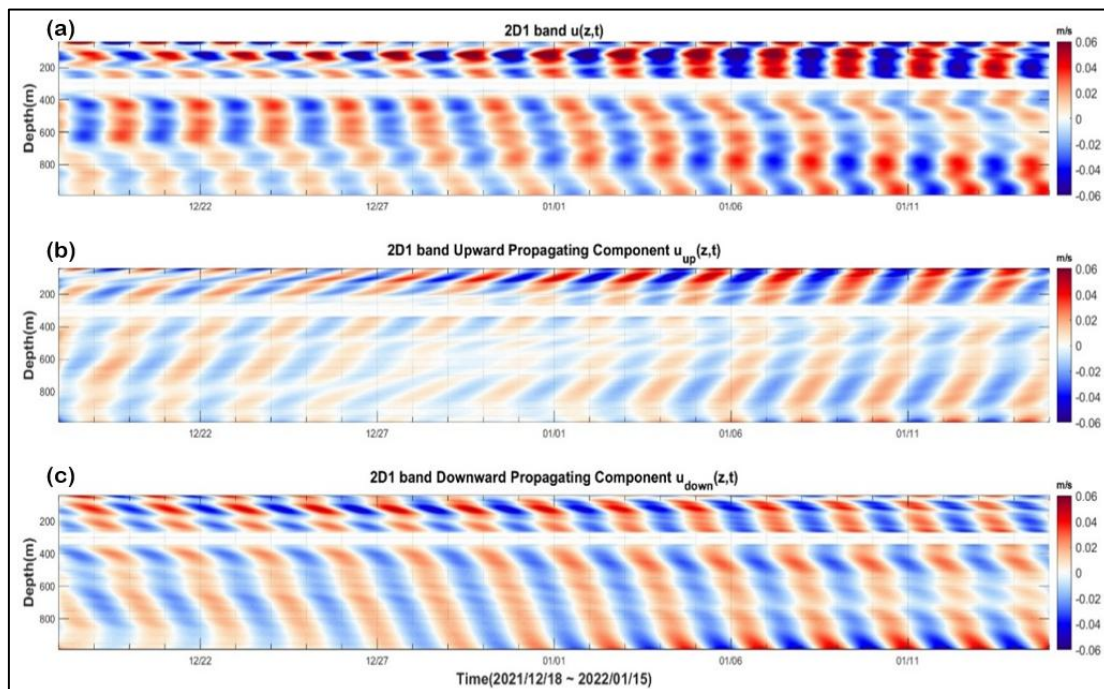


圖 3-7、2D1 頻帶東西向海流 u 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。(a) 為原始 2D1 頻帶的東西向海流，(b) 為東西向 2D1 頻帶相位向上傳遞分量，(c) 為東西向 2D1 頻帶相位向下傳遞分量。圖中 x 軸上方為時間。 y 軸為深度(單位是 m)。顏色越紅代表正向(東方)分量越強，越藍代表逆向(西方)分量越強。



3.7 雙頻譜分析(Bispectrum analysis)

當波是線性交互作用時，與波的疊加(superposition)一樣，過程中不會有能量轉移。但當波之間滿足共振條件時，發生相位固定(phase-locked)，進而產生能量在波與波之間傳遞，即有非線性作用存在。

$$B(\omega_1, \omega_2) = E[P(\omega_1)P(\omega_2)P^*(\omega_1 + \omega_2)] \quad (3.11)$$

$$b^2(\omega_1, \omega_2) = \frac{|B(\omega_1, \omega_2)|^2}{E[|P(\omega_1)P(\omega_2)|^2]E[|P^*(\omega_1 + \omega_2)|^2]} \quad (3.12)$$

在式 3.11 中， $P(\omega)$ 為複數傅立葉轉換，須帶入斜壓流複數形式(即 $u + iv$)，過程中會提供不同頻率的振幅及相位； $P^*(\omega)$ 則是 $P(\omega)$ 的共軛複數。 $E[]$ 為期望值運算子。 $B(\omega_1, \omega_2)$ 是雙頻譜，可得知波的振幅及相位相關性。在線性交互作用時，每個波的頻率與波數是各自獨立的，即相位間不存在相關性，故 $B(\omega_1, \omega_2)$ 的值不是零就是趨近於零；但在非線性交互作用下，波與波的頻率和波數間存在相關性。當非線性作用越強，相關性越高，雙頻譜 $B(\omega_1, \omega_2)$ 的值會越高。透過式 3.12 將 $B(\omega_1, \omega_2)$ 的振幅資料進行標準化來量化相位間相關性，可以得到雙相干(Bicoherence, $b^2(\omega_1, \omega_2)$)，該值介於 0 到 1，越接近 1 表示相關性越高，非線性強度愈高。如果 $B(\omega_1, \omega_2)$ 或 $b^2(\omega_1, \omega_2)$ 不等於 0 且具顯著能量時，表示有非線性效應發生，即頻率為 ω_1 和 ω_2 的波滿足共振條件，即 $\omega_0 = \omega_1 + \omega_2$ 。

以圖 3-8 為例， $1/2O_1$ 頻率約為 0.465 cpd，可以看到 $B(\omega_1, \omega_2) = B\left(\frac{\omega_1}{2}, \frac{\omega_1}{2}\right) \neq 0$ 且具有顯著能量，故有非線性效應發生，即 $O_1 = \frac{\omega_1}{2} + \frac{\omega_1}{2}$ 滿足共振條件。

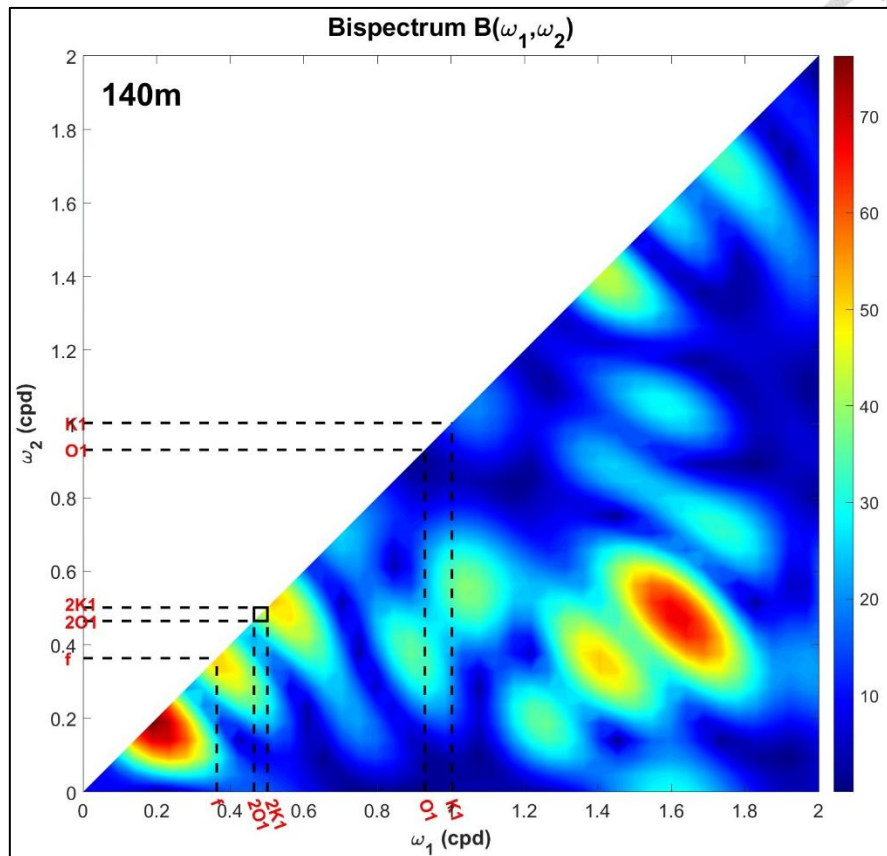


圖 3-8、深度 140 公尺處颱風前的斜壓流之雙頻譜分析圖。圖中 x 軸和 y 軸為頻率（單位是 cpd）。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率，以紅色文字在 x 軸和 y 軸依序標注為 f、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 。顏色越紅代表能量越顯著。

波交互作用類型	雙頻譜 $B(\omega_1, \omega_2)$	雙相干 $b^2(\omega_1, \omega_2)$
線性	零、趨近於零	零、趨近於零
非線性	不等於 0， 通常具顯著能量	不等於 0， 數值越接近 1，能量越顯著

表 3-3、波交互作用與雙頻譜分析關係表。

第四章、分析結果與討論



本章將會分為三個部分。第一部分會由 4.1 和 4.2 節組成，將利用基本的分析方式探討該海域背景水文及海流環境。第二部份即 4.3 節，將排除季節內震盪及中尺度渦旋的影響，特別是對慣性頻率產生的偏移。第三部分由 4.4 節組成，利用時間序列分析、雙頻譜分析等方式探討全日內潮次諧波。最後在 4.5 節討論 PSI 和全日內潮次諧波的關係。

4.1 背景水文環境

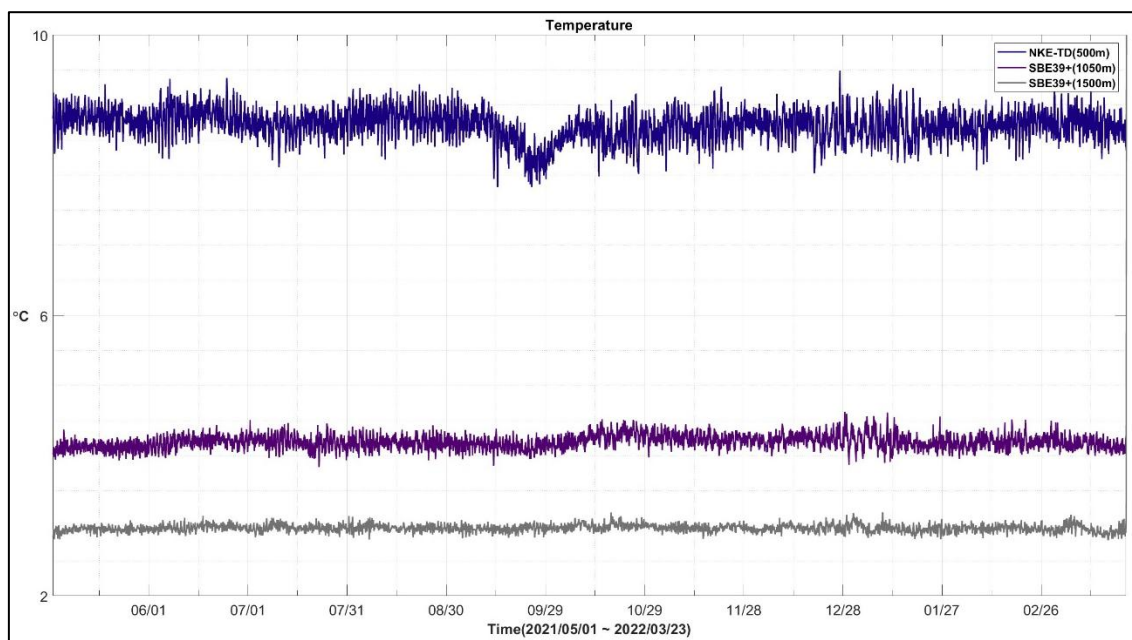


圖 4-1、500 公尺以下海水溫度之時間序列圖。y 軸為溫度(單位是°C)。

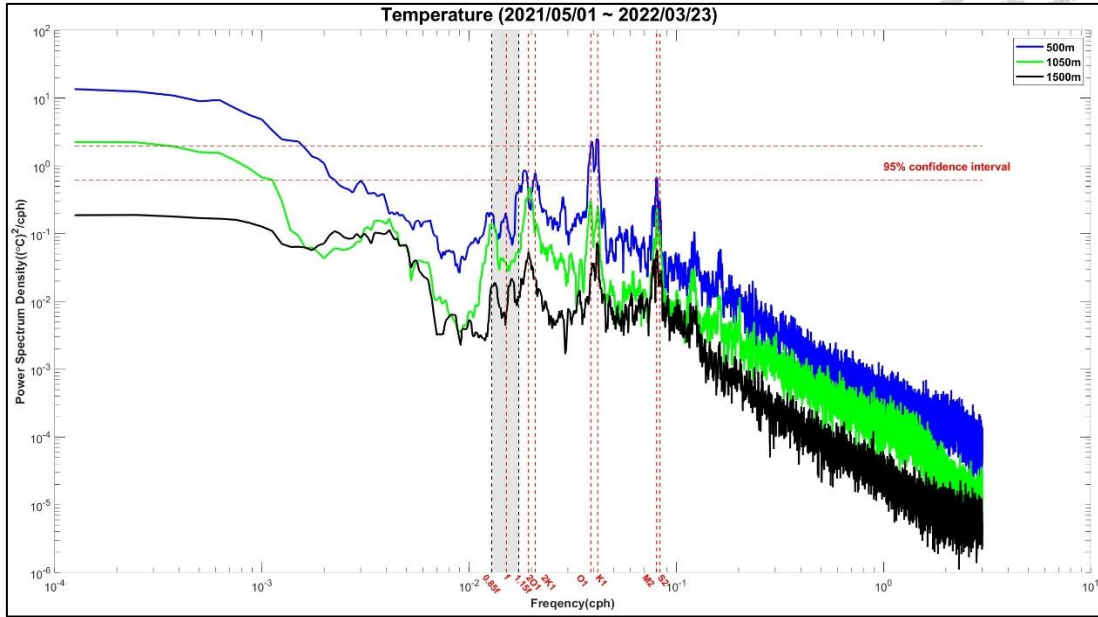


圖 4-2、500 公尺以下溫度資料頻譜圖。x 軸為頻率，單位為 cycle per hour, cph。y 軸為能量大小，單位為 $((^{\circ}\text{C})^2/\text{cph})$ 。黑色虛線分別是慣性頻率的 0.85 及 1.15 倍，黑色虛線之間代表有效慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ 。紅色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半 ($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮 (O_1 、 K_1) 頻率及半日潮 (M_2 、 S_2) 頻率，以紅色文字在下方依序標注為 f 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。兩條橫向紅色線虛線間差值為 95% 信賴區間。

圖 4-1 是位在深度 500、1050 以及 1500 公尺是溫度時間序列，透過傅立葉分析可以獲得頻譜圖，如圖 4-2 所示。圖 4-2 可以看到明顯的全日潮 (K_1 、 O_1) 及半日潮 (M_2 、 S_2) 的訊號外，在近慣性頻率頻帶 (圖 4-2 灰色區域) 也有峰值，但不明顯。反而在 $2D_1$ 頻帶產生顯著的峰值，可能和全日內潮次谐波運動有關。

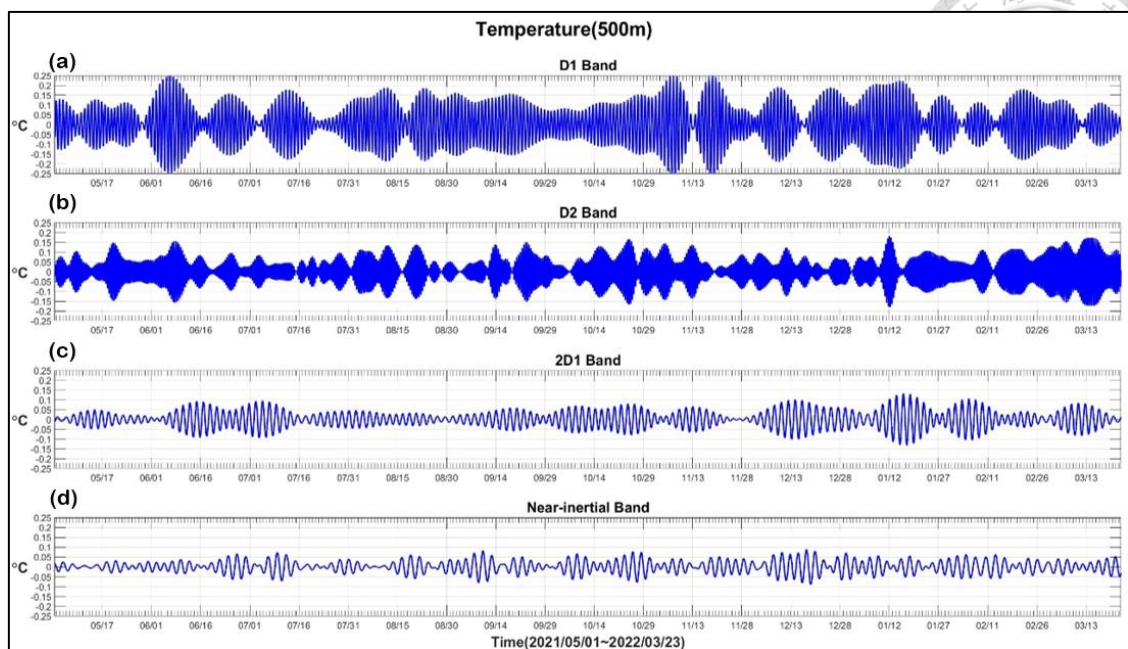


圖 4-3、TP4 測站於深度 500 公尺處海水溫度經頻帶濾波後之時間序列圖。(a)到(d)分別為全日潮頻帶、半日潮頻帶、2D1 頻帶以及近慣性頻帶的海溫變化。

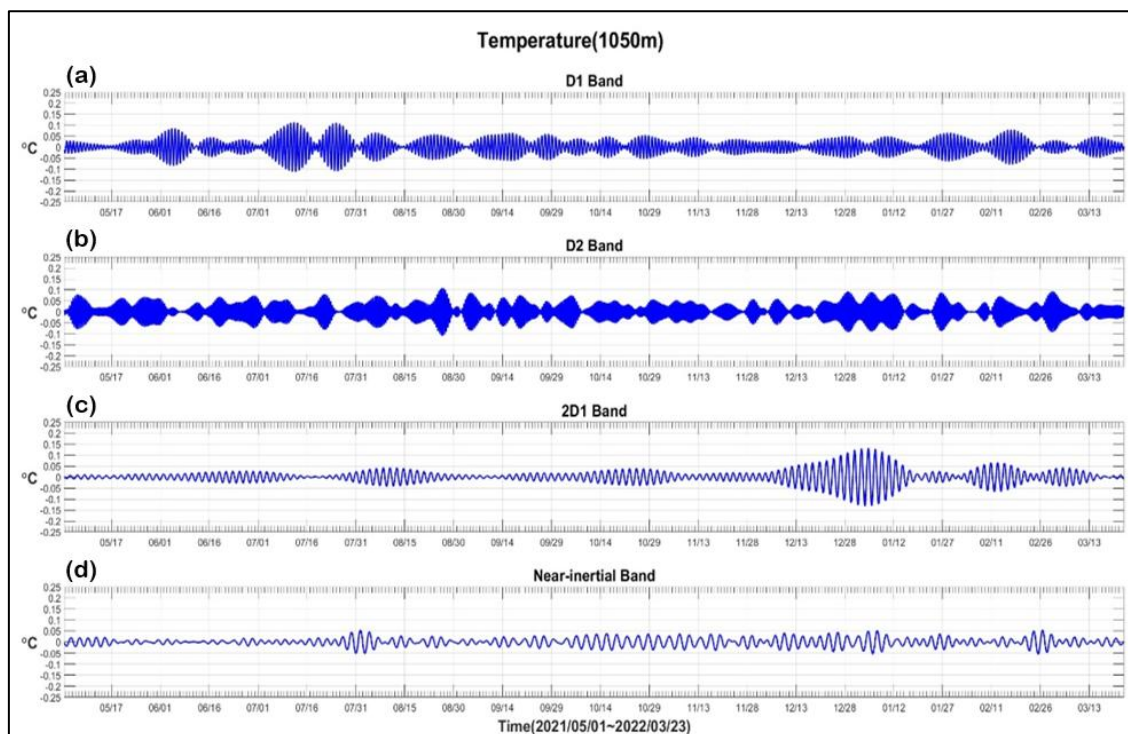


圖 4-4、TP4 測站於深度 1050 公尺處海水溫度經頻帶濾波後之時間序列圖。(a)到(d)分別為全日潮頻帶、半日潮頻帶、2D1 頻帶以及近慣性頻帶的海溫變化。

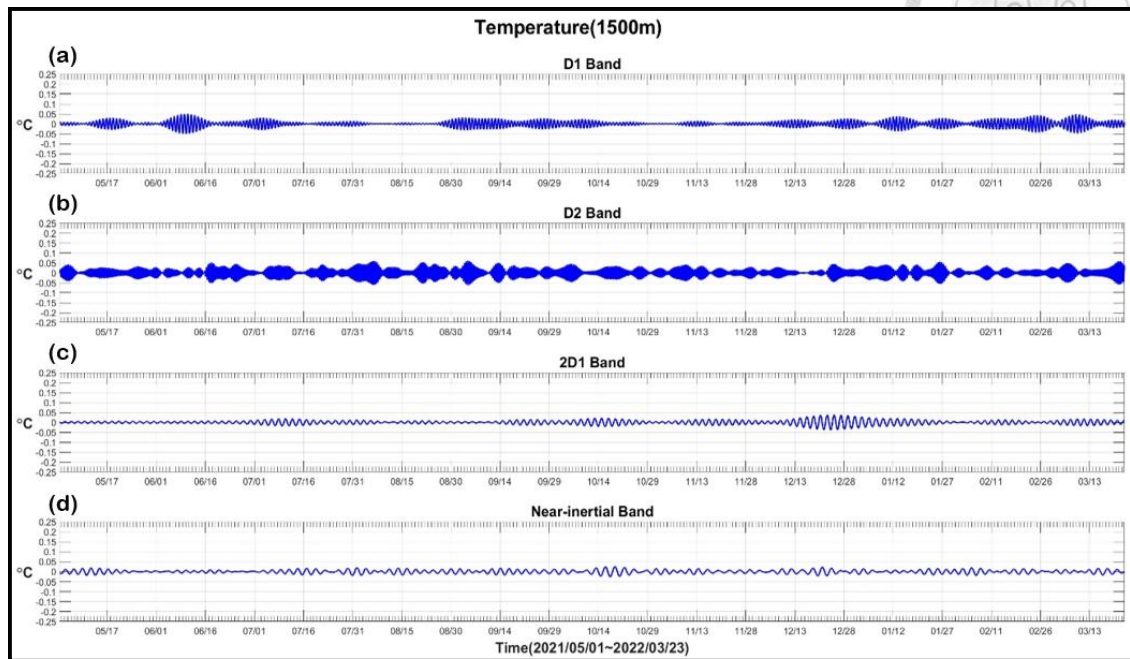


圖 4-5、TP4 測站於深度 1500 公尺處海水溫度經頻帶濾波後之時間序列圖。(a)到(d)分別為全日潮頻帶、半日潮頻帶、2D1 頻帶以及近慣性頻帶的海溫變化。

透過圖 4-3 到圖 4-5，可以觀察海溫在深度 500、1050 以及 1500 公尺在不同頻帶隨時間的變化。潮汐訊號在 500 公尺處，全日潮訊號都比半日潮訊號大，振幅可達 0.25°C 。但在 1050 公尺時，半日潮訊號有時比全日潮訊號大，到了 1500 公尺，全日潮訊號與半日潮訊號大小相似，振幅皆不大於 0.05°C 。2D1 頻帶的海溫在深度 500、1050 以及 1500 公尺的 12 月中旬到 1 月中旬有明顯震盪，振幅分別大約為 0.15°C 、 0.15°C 以及 0.05°C ，該時間與颱風壟罩錨碇串時間重疊，可能和颱風影響有關。近慣性運動中在三個深度也看到許多小擾動，但振幅不大於 0.1°C 。

於是，我們將 CTD 剖面作為參考水文剖面，計算 2D1 頻帶運動產生的海水溫度震盪能對應出海水在垂直方向上產生多大的位移。從圖 4-6 可發現 2D1 頻帶的海水運動可對深度 500、1050 以及 1500 公尺的海水造成約 30、90 以及 70 公尺之位移，推測 2D1 頻帶運動可能促進深海混合。深度 1500 公尺因受限於 CTD 下潛深

度只到 1460 公尺，改以 CTD 最底下溫度為平均值，向上尋找溫度變化 0.1°C 的位置。

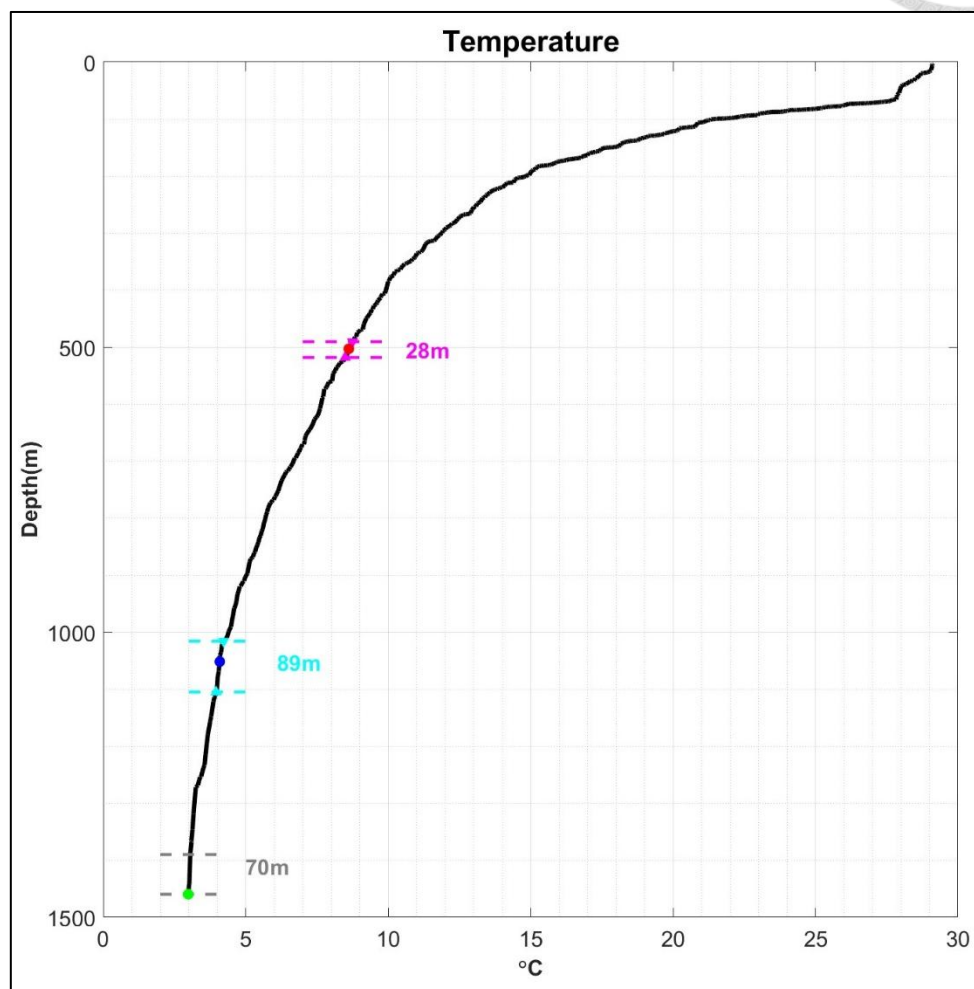


圖 4-6、2022 年 NOR1-0026 航次第 24 號 CTD 測站之海水溫度剖面。紅色、深藍色及綠色點分別為錨碇資料計算出的平均海水深度和平均海水深度。粉紅色、淡藍色及灰色虛線分別為 2D1 頻帶對應 CTD 水文剖面造成的深度變化，粉紅色、淡藍色及灰色文字分別為 2D1 頻帶造成海溫改變的深度。

4.2 背景海流環境

圖 4-7 可以發現東西向海流明顯比南北向海流強，推測可能跟錨碇位在東西向水

道上有關。在 9 月中下旬時，東西向及南北向海流皆有明顯增強。而 12 月中下旬則僅有東西向海流有顯著的增強，從颱風壟罩時間推斷，12 月中下旬的增強可能和颱風有關。

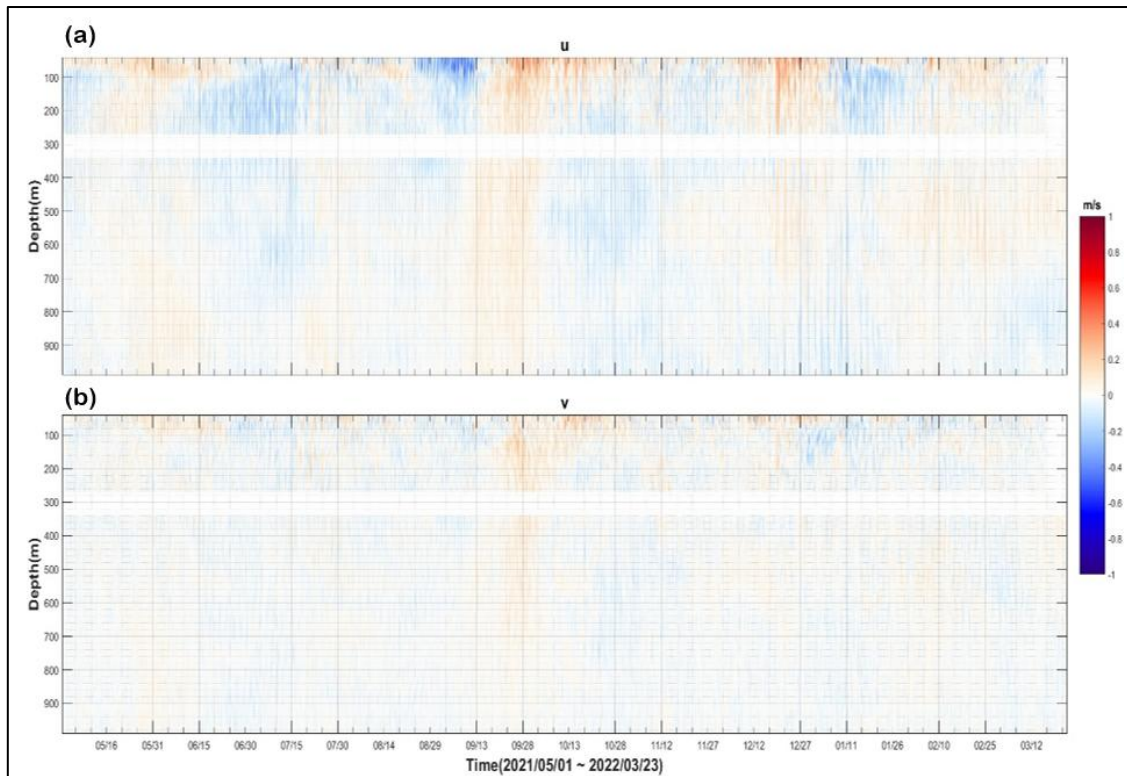


圖 4-7、東西向及南北向海流之深度-時間圖。x 軸為時間。y 軸為深度(單位是 m)。圖中顏色越紅代表向東(向北)流速越高，向西(向南)流速越高。

從圖 4-8 可以看到 2021 年 5 月到隔年 3 月的平均東西向海流在 100 公尺以上主要向東流，100 到 400 之間則向西流，400 到 900 公尺以向東流為主。平均南北向海流在 900 公尺以上主要向北流，900 公尺以下流速趨近於 0。

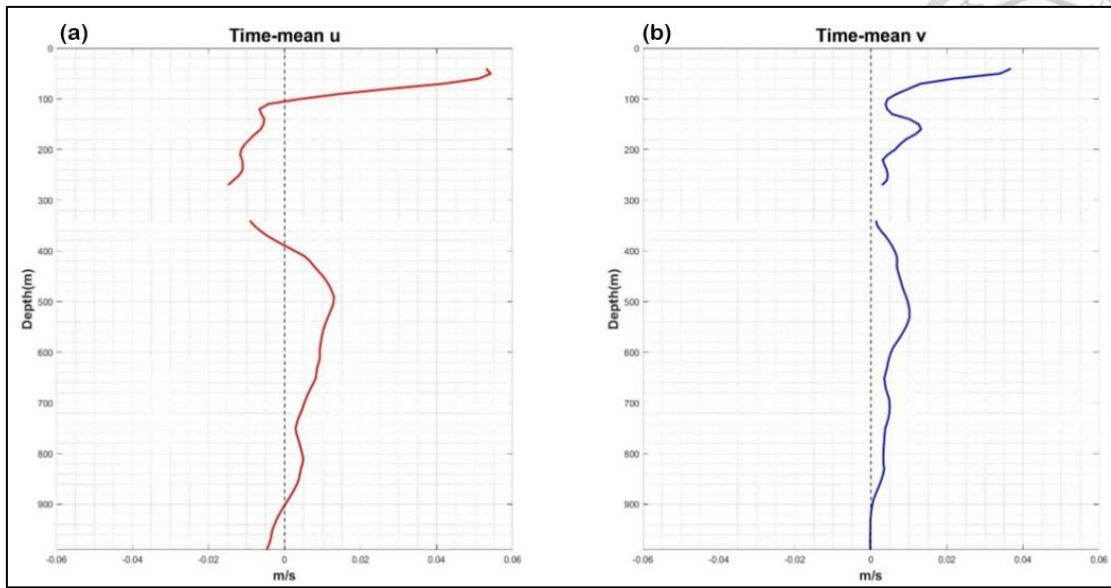


圖 4-8、東西向及南北向海流的 2021 年時間平均流速剖面圖。x 軸為流速(正值為向東(向北)，負值為向西(向南)，單位是 m/s)。y 軸為深度(單位是 m)。

圖 4-9 及圖 4-10 透過將每一層之原始海流或斜壓流時間序列做快速傅立葉分析後，再繪製成 x 軸為頻率，y 軸為深度，顏色顯示能量大小之深度-頻譜圖(Depth-Frequency Map)。

總體而言，在 u 方向的能量似乎比 v 方向略微的大了一點，可能和錨碇串坐落在東西向水道中有關。在潮汐訊號中，全日潮(K_1 、 O_1)及半日潮 (M_2)的訊號皆可以到達 990 公尺處，並隨深度遞減外，還可以發現 O_1 之訊號在 300 公尺以下均大於 K_1 。在近慣性頻率，即頻率是介於 $0.85f$ 到 $1.15f$ 之間（即圖 4-8 中紅色虛線），在深度 40 到 270 公尺處可以看到慣性頻率(f)兩側有明顯的能量分布，推測可能和當地渦旋有關，使慣性頻率發生偏移，其中可分為藍移(blue shift)和紅移(red shift)，即慣性頻率上升及下降。可以看到 u 和 v 均明顯的紅移現象。在深度 300 公尺以下在慣性頻率(f)本身並沒有出現明顯峰值。另外，還發現在近慣性頻率和全日潮頻率之間有訊號存在，該訊號頻率接近全日潮頻率一半，主要在深度 400 到 650 及

750 到 900 公尺有顯著的能量分布，根據該頻率推測和全日內潮次諧波有關。但是在圖 4-8b 則看不出該頻率有明顯的能量分布。

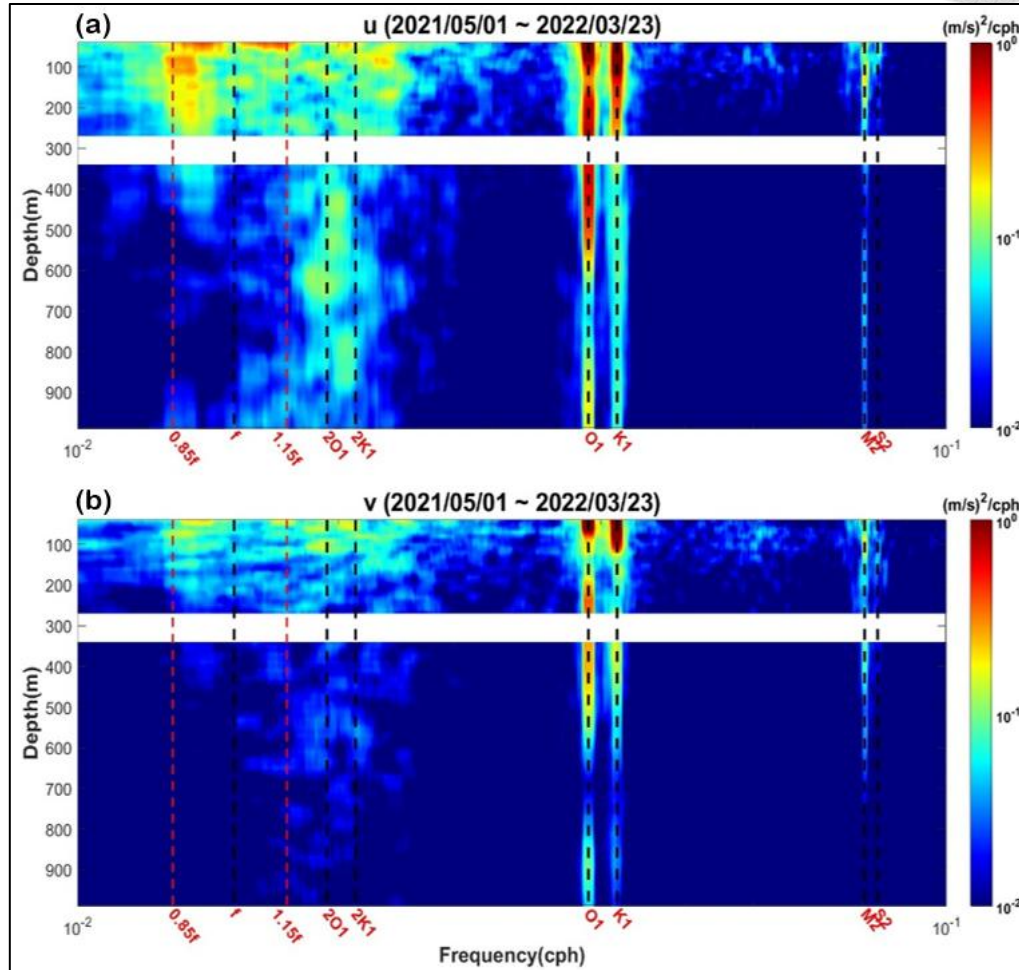


圖 4-9、東西向海流 u 及南北向海流 v 資料之深度-頻譜圖。x 軸為頻率(單位為 cycle per hour, cph)。y 軸為深度(單位是 m)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方標注為 f、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 0.85f 到 1.15f，以紅色文字在上方由左至右標注為 0.85f 及 1.15f。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 $((m/s)^2/cph)$)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。

圖 4-10 中的能量分布大致和圖 4-9 相同。南北向斜壓流 v 仍然在頻率接近全日潮頻率一半的地方沒有顯著的能量分布，顯示頻率接近全日潮頻率一半的運動不單純和正壓流有關，還和斜壓流有關，並以東西向運動為主。

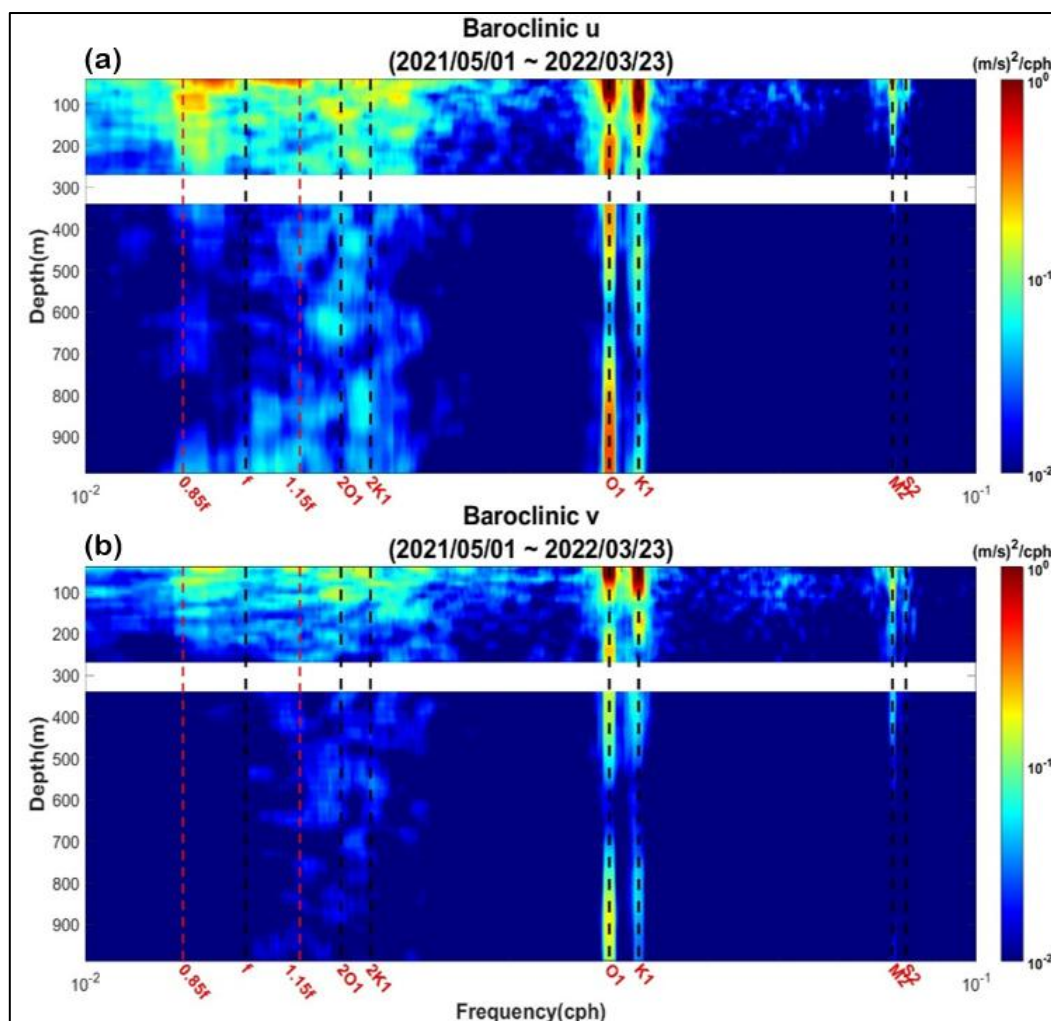


圖 4-10、東西向及南北向斜壓流資料之深度-頻譜圖。圖中說明同圖 4-7。

流切，主要來自斜壓流，除了是海流垂直方向上的變化外，也能反應非線性交互作用的位置。在圖 4-11 中的全日潮及半日潮的訊號僅集中在上層(40-270 公尺)， O_1 訊號在東西向流切仍可達 700 公尺。近慣性頻率的能量在深度 40 到 270 公尺處有明顯的能量分布。在深度 300 公尺以下，可以能量分布在頻率 f 到 $1.15f$ 間。而

2D1 頻帶的能量幾乎與近慣性頻率的能量相同，主要在深度 400 到 500 及 600 到 990 公尺有顯著的能量分布。值得注意的是，在 2D1 頻帶及近慣性頻帶間仍可以看見顯著的能量分布，這是從海流的深度-頻譜圖中沒有看到的。南北向流切的能量分布和東西向流切近乎相同，差異在於 300 公尺以下，潮汐訊號變弱，但近慣性頻帶到 2D1 頻帶訊號卻有顯著的能量分布，推測可能有非線性效應存在。

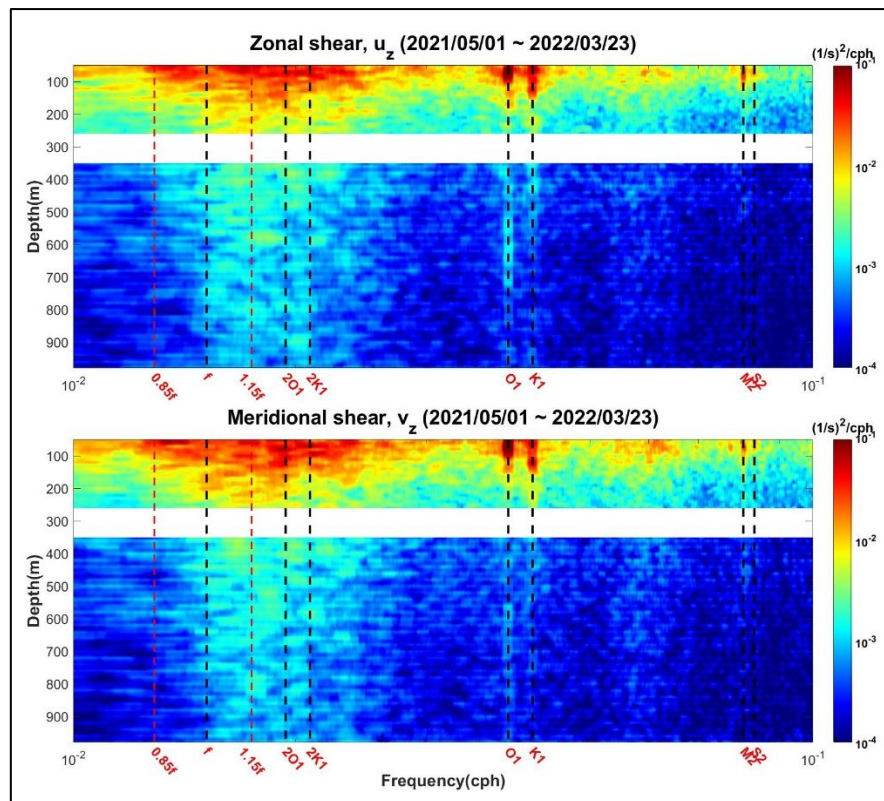


圖 4-11、東西向及南北向流切資料之深度-頻譜圖。x 軸為頻率(單位為 cycle per hour, cph)。y 軸為深度(單位是 m)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方標注為 f 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ ，以紅色文字在上方由左至右標注為 $0.85f$ 及 $1.15f$ 。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 $((1/s)^2/cph)$)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。

為了知道該頻率發生在什麼時間，我們將每兩個月的時間序列做快速傅立葉分

析，在繪製成深度-頻譜圖，可見圖 4-12。可以發現在子圖(g)到(j)中 2D1 頻帶尤其顯著，即 2021 年 11 月到隔年 3 月，該時間與颱風經過時間重疊，推測全日內潮次谐波增強可能颱風和有關係。

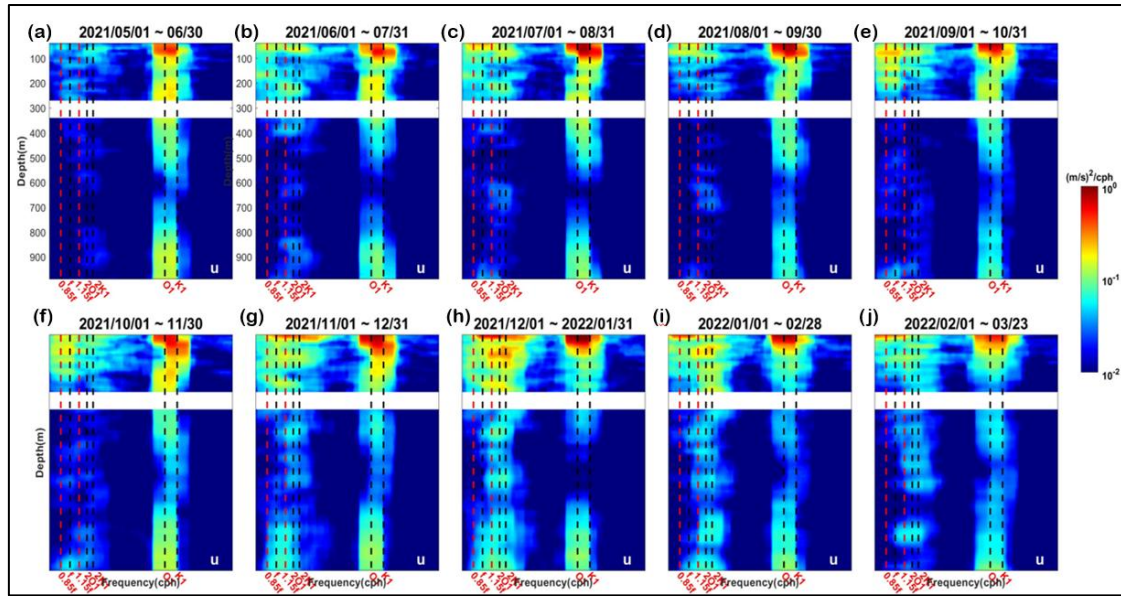


圖 4-12、每兩個月之東西向海流深度-頻譜圖。x 軸為頻率(單位為 cycle per hour, cph)。y 軸為深度(單位是 m)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方標注為 f、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ ，以紅色文字在上方由左至右標注為 $0.85f$ 及 $1.15f$ 。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 $((m/s)^2/cph)$)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。

圖 4-13 可以發現順時鐘(Clockwise, CW)分量的能量均較逆時鐘(Counter-Clockwise, CCW)分量顯著，符合北半球的慣性運動以順時鐘方向為主，其能量分布深度和海流的深度-頻譜圖大致相同。

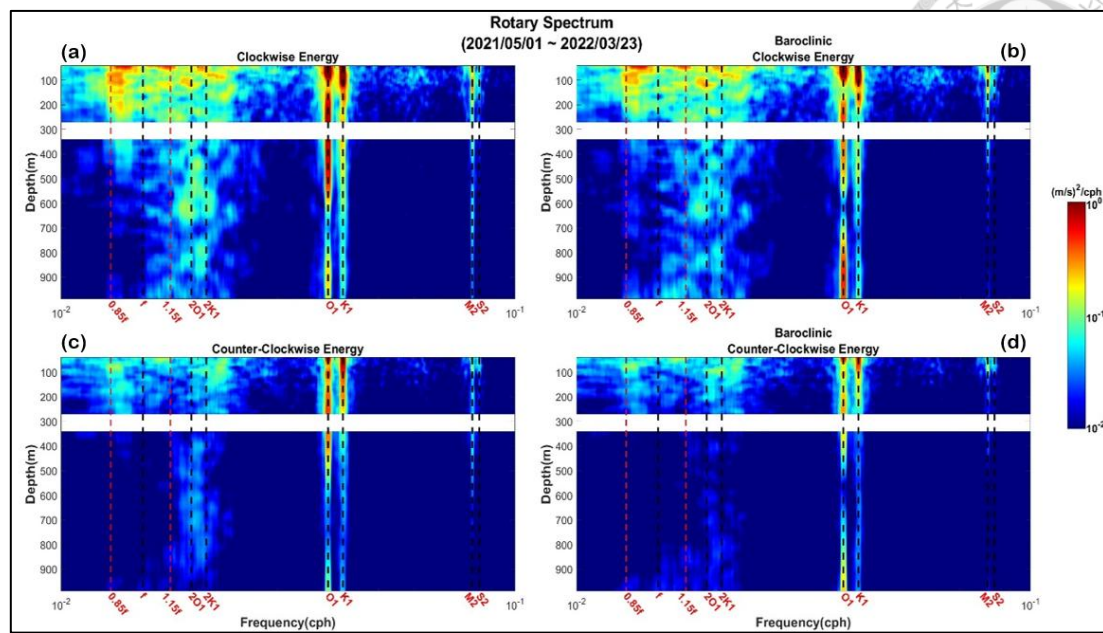


圖 4-13、海流順時鐘分量(上)及逆時鐘分量(下)之深度-頻譜圖。左邊為海流之旋轉分量，右邊則為斜壓流之旋轉分量。x 軸為頻率(單位為 cycle per hour, cph)。y 軸為深度(單位是 m)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率及半日潮(M_2 、 S_2)頻率，以紅色文字在下方標注為 f 、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 。紅色虛線則是近慣性頻率的範圍，即 $0.85f$ 到 $1.15f$ ，以紅色文字在上方由左至右標注為 $0.85f$ 及 $1.15f$ 。圖層顏色代表該頻率能量大小(單位是 $((m/s)^2/cph)$)，越紅代表能量較高，越藍代表能量較低。



4.3 中尺度渦漩的影響

本文透過 AVISO 資料在 2021 年 5 月 1 日至 2022 年 2 月 9 日找出有兩個反氣旋式渦漩及三個氣旋式渦漩的有效半徑涵蓋錨碇串(見表 4-1)。可以發現這些渦漩通過時間皆沒有與颱風通過時重疊,並從圖 3-4 還可以看到在颱風通過後在全日潮頻帶和 2D1 頻帶皆有顯著的能量分布。

渦漩類型	經過錨碇串時間
反氣旋式渦漩	2021/09/09~10、21
	2021/01/29~2022/02/02
氣旋式渦漩	2021/7/26~2021/08/13
	2021/09/28~2021/10/01
	2021/10/13~10/15、2021/10/23~2021/11/20

表 4-1、經過錨碇串之中尺度渦漩表。

接著,透過衛星高度計的海表面高度異常值資料及其地轉流,計算相對渦度來推算當地慣性頻率轉移至有效科氏頻率的偏移率。但因為衛星資料解析度較差,利用高解析度之 HYCOM 模式資料分析輔助觀察更細節的變化。

圖 4-14b 和圖 4-15b 的正負渦度與表 4-1 在遇到氣旋式渦漩時,其正渦度會使慣性頻率增加產生藍移,可以在 2021 年 7~8、10 月看到這件事。相反的,在遇到反氣旋式渦漩時,其負渦度會使慣性頻率減少產生紅移,可以在 2021 年 9 月及 2022 年 1~2 月看到這件事。從 4-14c 和圖 4-15c 可以發現在錨碇站的偏移率均不超出本研究設下的 0.85 到 1.15f,由此可以推斷頻率為全日內潮頻率一半的運動,並非是中尺度渦漩造成慣性頻率偏移所產生的。

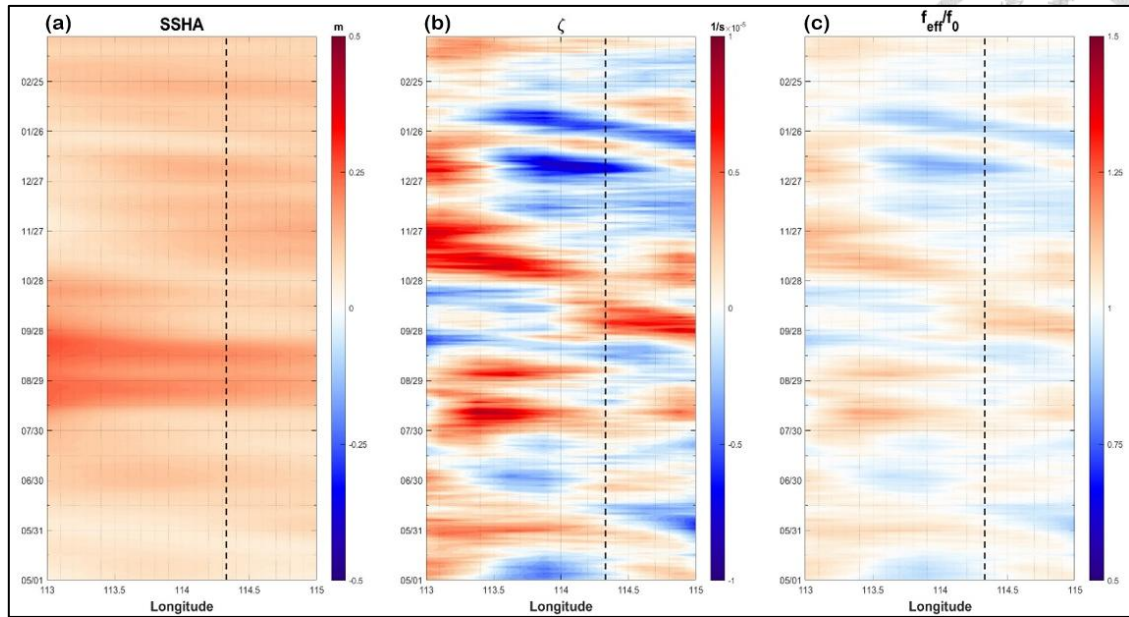


圖 4-14、衛星海表面高度異常值、相對渦度及慣性頻率偏移率之霍夫莫勒圖 (Hovmöller diagram)。x 軸為經度(東經 113 到 115 度)。y 軸為時間(時間順序由下而上)。黑色虛線是觀測點位的經度。圖層顏色由左至右分別代表海表面高度異常值、相對渦度及慣性頻率偏移率。海表面高度異常值和相對渦度中紅色為正值，越紅值越高；反之，藍色為負值，越藍則越低；慣性頻率偏移率越紅和越藍皆代表偏移率較高，但紅色代表頻率增加，藍色則頻率減少。

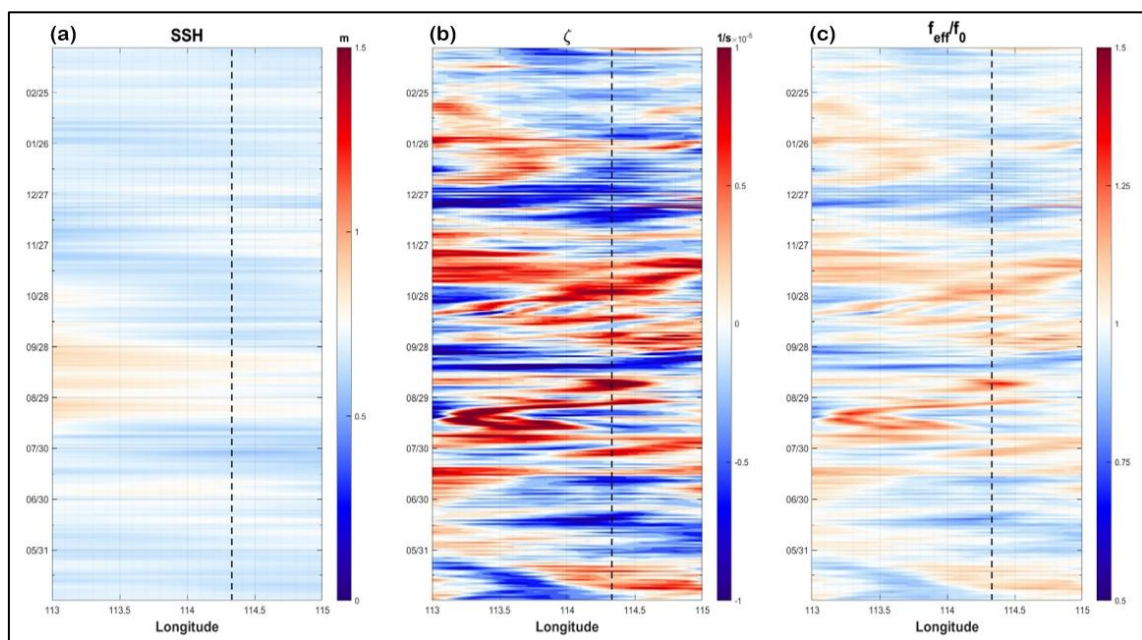


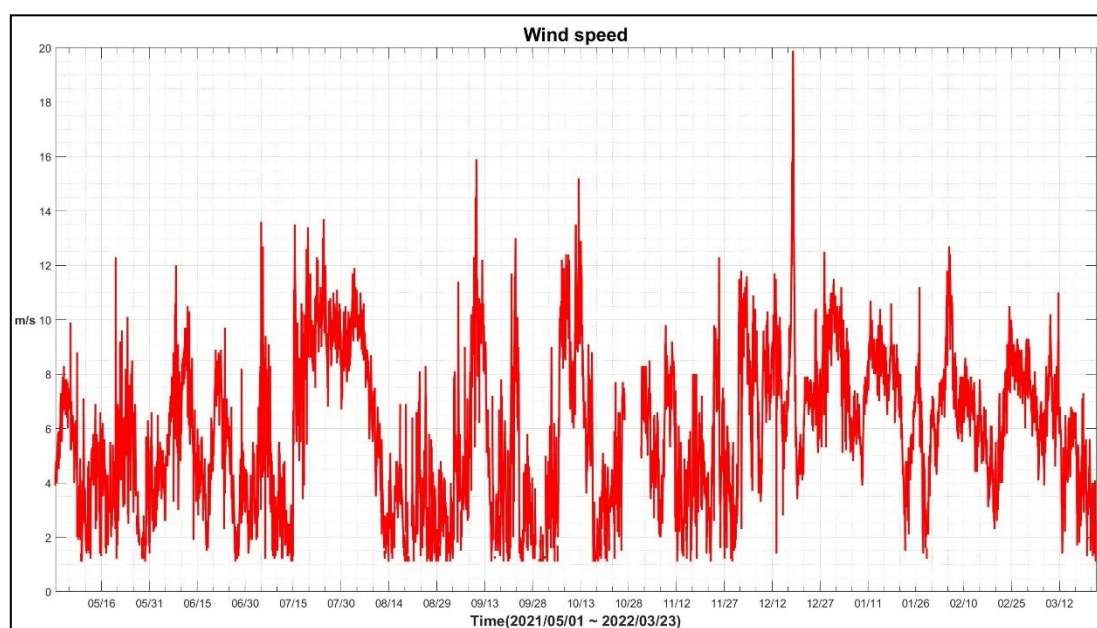
圖 4-15、HYCOM 海表面高度、相對渦度及慣性頻率偏移率之霍夫莫勒圖。圖中說明同圖 4-14。



4.4 颱風經過後變化

4.4.1 時間序列分析

從圖 4-16 可看到風速在 12 月 18 日 14:00 時有最高值，正好是雷伊颱風壟罩海氣象資料浮標及錨碇串的時間(2021/12/18 05:00 ~ 12/19 02:00)，風速將近 20 m/s。而颱風增強至 C5 是在 18 日 20:00，與觀測到的最大風速時間仍有些許落差。該時段對應上圖 4-7 中東西向海流於 2021 年 12 月至隔年 1 月增強，以及圖 4-12 發現 2021 年 11 月到隔年 3 月的頻譜圖皆有顯著的能量在全日內潮頻率的一半。加上前一章可以確認中尺度渦旋造成的偏移並非該頻率出現的原因，故推測可能與颱風有關。本文會以 12 月 18 日作為分界線，12 月 1 日到 12 月 18 日為颱風前，12 月 18 日到隔年 1 月 15 日為颱風後。



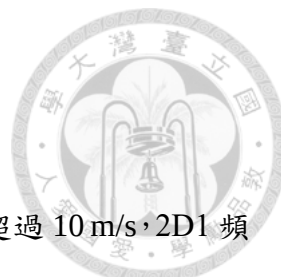


圖 4-16、海氣象資料浮標風速時間序列圖。

從圖 4-17 可以看到 12 月 1 日到 12 月 18 日的風速基本上不超過 10 m/s，2D1 頻帶動能也沒顯著變化，只有在接近 12 月 18 日的前兩日在表層約 50 公尺處有明顯的能量分布。這裡的動能(Kinetic Energy, KE)的計算方式為： $KE = \frac{1}{2}\rho_0(u_{band}^2 + v_{band}^2)$ ， ρ_0 在此設為 1030 kg/m³；而流速 (Speed) 的計算方式為 $Speed = \sqrt{u_{band}^2 + v_{band}^2}$ ，band 代表不同頻帶。圖 4-18 的近慣性頻帶動能除了在颱風前兩日外，大多數時間皆有在深度 40 到 270 公尺之間都有明顯的能量分布，近慣性頻帶的東西向海流大約至 12 月 4 日開始增強。

另外，在深度 130 公尺全日潮與 2D1 頻帶流速的最高值並非在同一時間點(圖 4-17d)，反而延遲大約 5 天。但詳細原因無法透過單一測站得知，需更多觀測資料或模式去作驗證。

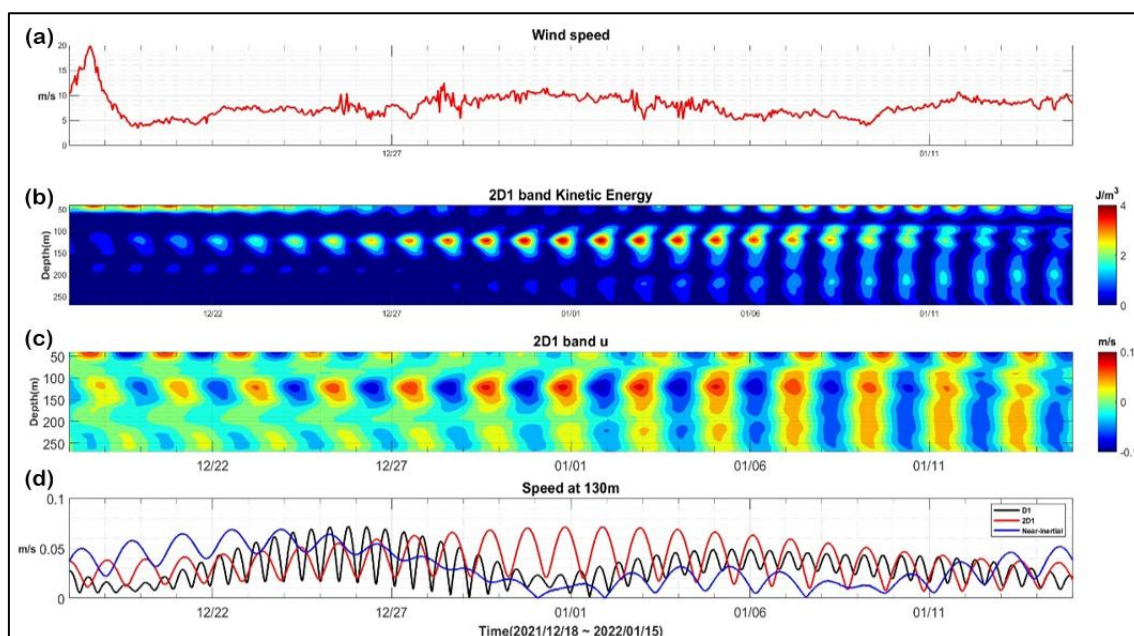


圖 4-17、颱風後風速及 2D1 頻帶動能和東西向海流比對圖。(a)為海氣象資料浮標之風速時間序列圖：風速單位是 m/s；(b)為 2D1 頻帶動能於深度 40~270 公尺之

深度-時間圖：x 軸上方為時間。y 軸為深度(單位是 m)。圖中顏色越紅代表能量越強，越藍代表能量越低；(c)為 2D1 頻帶東西向海流 u 及於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：x 軸上方為時間。y 軸為深度(單位是 m)。圖中顏色越紅代表向東分量越強，越藍代表向西分量越強；(d)為全日潮、2D1 頻帶及近慣性頻率流速於深度 130 公尺之時間序列圖：黑色線為全日潮頻帶之流速，紅色線為 2D1 頻帶之流速，藍色線為近慣性頻率之流速。流速單位是 m/s。

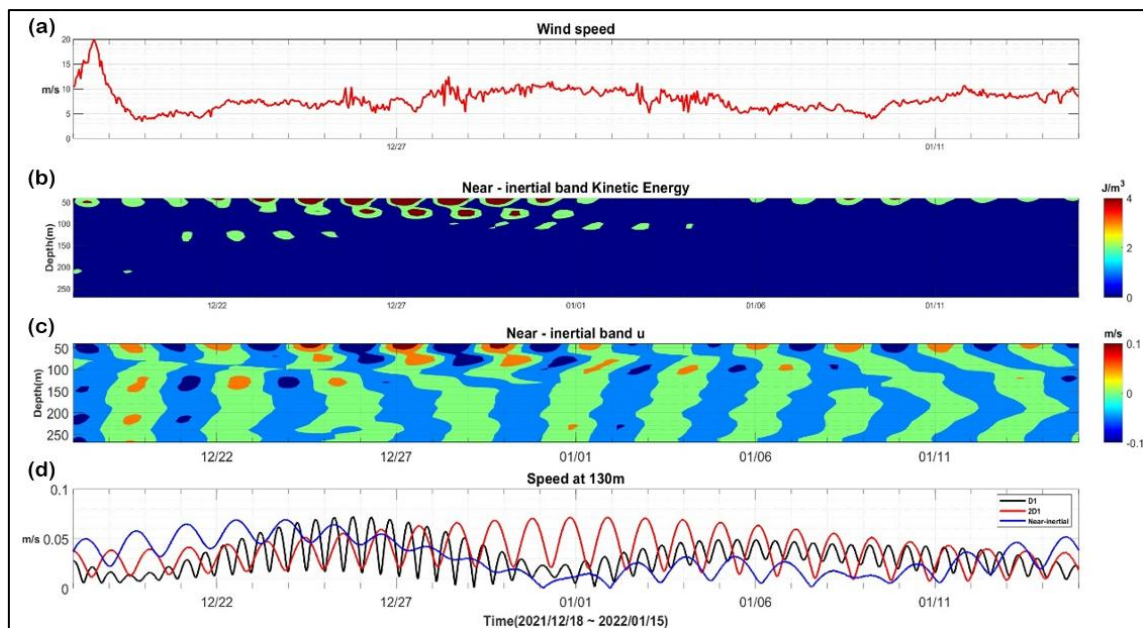


圖 4-18、颱風後風速及近慣性頻帶動能和東西向海流比對圖。(a)為海氣象資料浮標之風速時間序列圖：風速單位是 m/s；(b)為近慣性頻帶動能於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：x 軸上方為時間。y 軸為深度(單位是 m)。圖中顏色越紅代表能量越強，越藍代表能量越低；(c)為近慣性頻帶東西向海流 u 及於深度 40~270 公尺之深度-時間圖：x 軸上方為時間。y 軸為深度(單位是 m)。圖中顏色越紅代表向東分量越強，越藍代表向西分量越強；(d)為全日潮、2D1 頻帶及近慣性頻率流速於深度 130 公尺之時間序列圖：黑色線為全日潮頻帶之動能，紅色線為 2D1 頻帶之流速，藍色線為近慣性頻率之流速。流速單位是 m/s。



4.4.2 垂直傳遞方向分析

透過將東西向斜壓流做二維快速傅立葉轉換，將海流分解為相位向上傳遞分量 (upward-propagating component) 及相位向下傳遞分量 (downward-propagating component)。其中相位向上傳遞分量代表群速度方向向下，能量向下傳遞；而相位向下傳遞分量代表群速度方向向上，能量向上傳遞。除了探討其垂直結構，也透過計算動能的深度積分了解能量傳遞過程。

在颱風來臨前，可以看到 2D1 頻帶東西向海流(圖 4-19a)和近慣性頻帶東西向海流(圖 4-21a)呈現高模態的垂直結構，2D1 頻帶東西向海流流速在 12 月 12 日後有顯著增強。另外，可以發現 2D1 頻帶的相位向上分量(圖 4-19b)和相位向下傳遞分量(圖 4-19c)皆有隨時間增加的趨勢，推測可能和颱風接近有關。

在颱風來臨後，可以看到 2D1 頻帶東西向海流(圖 4-20a)和近慣性頻帶東西向海流(圖 4-22a)仍然是高模態的垂直結構，2D1 頻帶東西向海流流速在 12 月 12 日後有顯著增強。可以 2D1 頻帶發現相位向上分量(圖 4-20b) 於 12 月 27 日後在深度 40 到 270 公尺顯著增強，而相位向下傳遞分量(圖 4-20c) 則有整層海水運動增強的狀態，推測可能與波撞擊到海底反射有關。近慣性頻帶相位向上傳遞(圖 4-22b) 的流速在颱風來臨後整層顯著增強並在 12 月 31 日後隨時間減弱，而相位向下傳遞(圖 4-22c)的流速則集中在深度 40 到 270 公尺有明顯增強，特別是在隔年 1 月 6 日到 15 日。

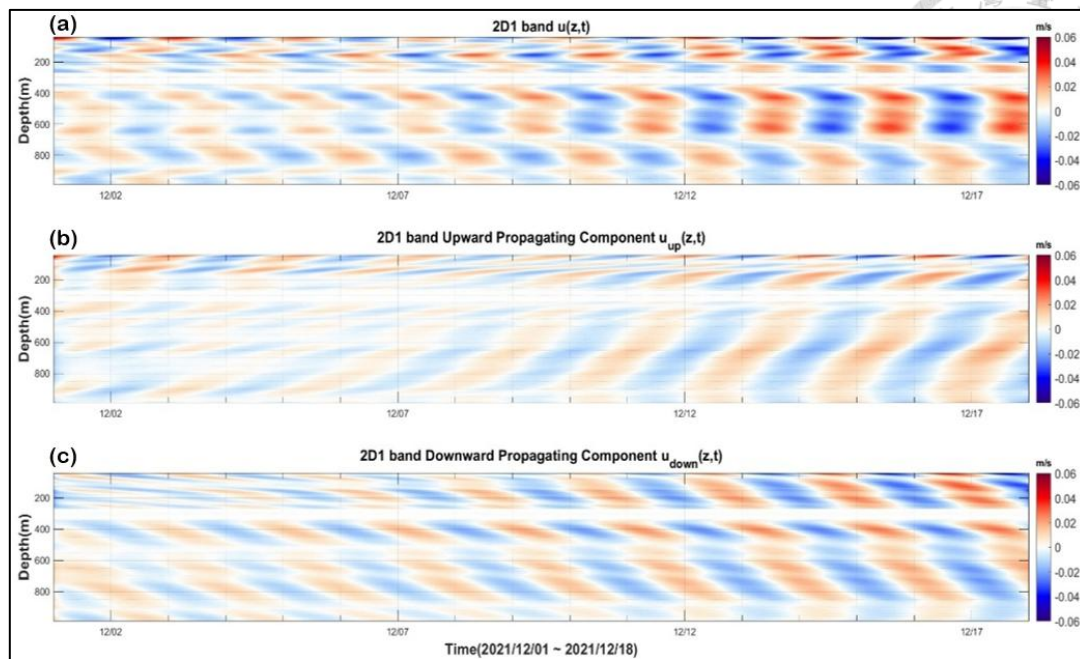


圖 4-19、颱風前 2D1 頻帶東西向海流 u 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。(a)為原始 2D1 頻帶的東西向海流，(b)為東西向 2D1 頻帶相位向上傳遞分量，(c)為東西向 2D1 頻帶相位向下傳遞分量。圖中 x 軸上方為時間。 y 軸為深度(單位是 m)。顏色越紅代表正向(東方)分量越強，越藍代表逆向(西方)分量越強。

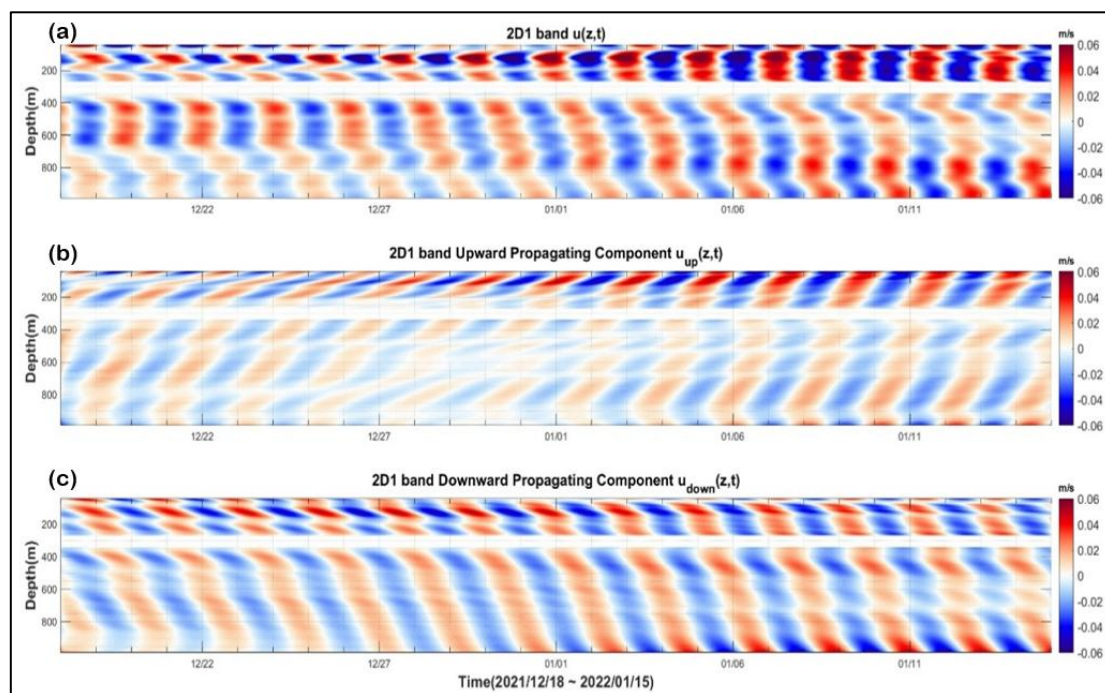


圖 4-20、颱風後 2D1 頻帶東西向海流 u 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖

圖。圖說同圖 4-19。

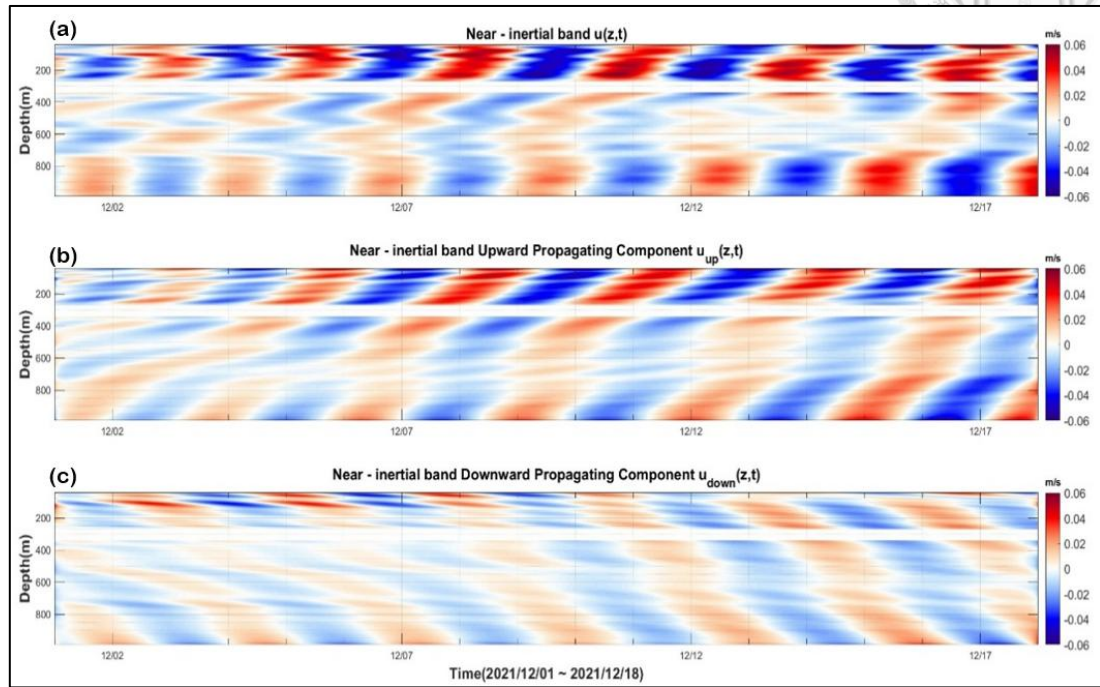


圖 4-21、颱風前近慣性頻帶東西向海流 u 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。(a)為原始近慣性頻帶的東西向海流，(b)為東西向近慣性頻帶相位向上傳遞分量，(c)為東西向近慣性頻帶相位向下傳遞分量。圖中 x 軸上方為時間。y 軸為深度(單位是 m)。顏色越紅代表正向(東方)分量越強，越藍代表逆向(西方)分量越強。

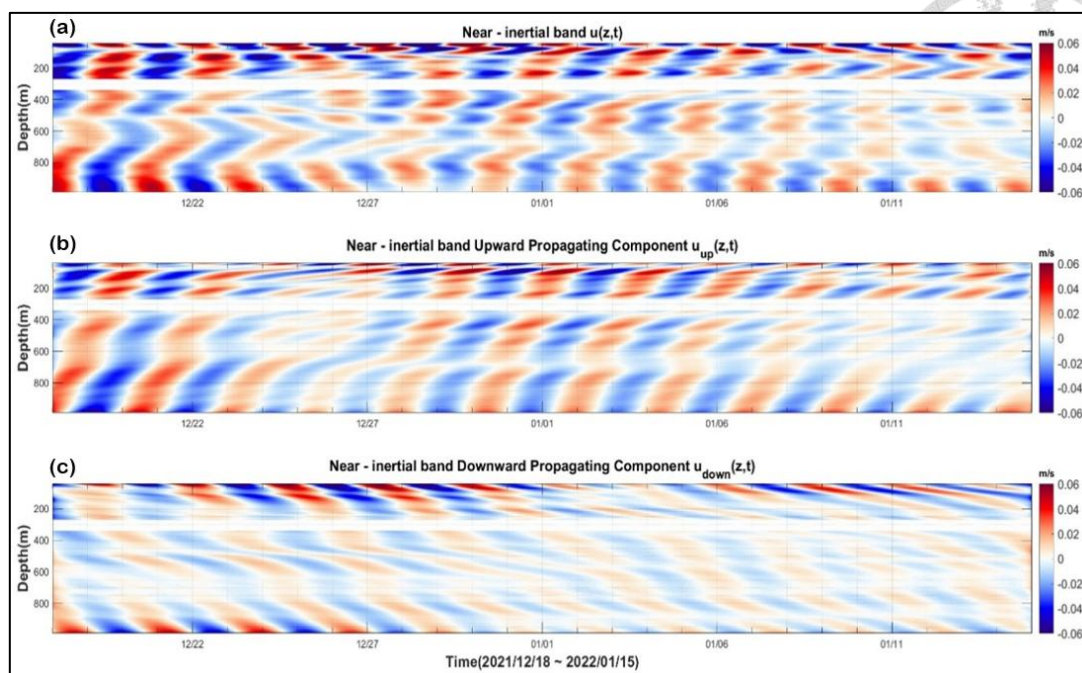


圖 4-22、颱風後近慣性頻帶東西向海流 u 和其相位向上及向下傳遞分量之深度-時間圖。圖說同圖 4-21。

後續將動能做深度積分 $KE_{integrated} = \int_{h1}^{h2} \frac{1}{2} \rho_0 (u_{band}^2 + v_{band}^2) dz$ ， ρ_0 為 1030 kg/m^3 。在近慣性頻帶，相位向上分量之深度積分動能(圖 4-23c 紅色虛線)於風速最高時有最高值，符合過去認為近慣性運動在北半球以順時鐘分量為主，能量主要來自於風，並向下傳遞能量。而相位向下分量之深度積分動能(圖 4-23c 藍色虛線)則在颱風過後大致與全日潮深度積分動能之峰值吻合，不排除和全日潮內潮有關。

在颱風雷伊經過後，2D1 頻帶能量增加(圖 4-23b)，相位向上分量之深度積分動能(圖 4-23b 紅色實線)和相位向下分量之深度積分動能(圖 4-23b 藍色實線)在 12 月 1 日到隔年 1 月 15 日的最高值(隔年 1 月 10 日)更和全日內潮深度積分動能之峰值吻合，推測颱風可能增強當地全日內潮，並且全日內潮透過 PSI 運動將能量轉換至其次諧波，使得 2D1 頻帶能量增強。

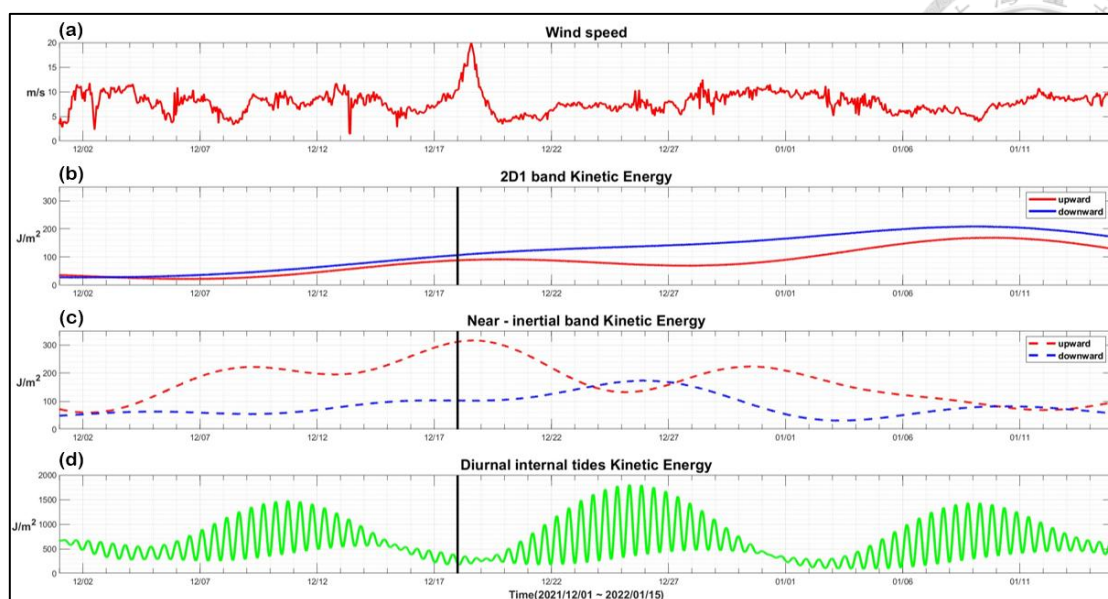


圖 4-23、風速與各頻帶動能深度積分比對圖。由上而下分別為海氣象資料浮標之風速時間序列圖:風速單位是 m/s; 2D1 頻帶動能深度積分之時間序列圖: 2D1 頻帶動能之深度積分單位是 J/m^2 。紅色實線為相位向上分量動能之深度積分, 藍色實線則為相位向下分量動能之深度積分; 近慣性頻帶動能深度積分之時間序列圖: 近慣性頻帶動能之深度積分單位是 J/m^2 。紅色虛線為相位向上分量動能之深度積分, 藍色虛線則為相位向下分量動能之深度積分; 全日潮頻帶動能深度積分之時間序列圖: 全日潮頻帶動能之深度積分單位是 J/m^2 。第二到第四張圖中的黑色實線為 12 月 18 日。

4.4.3 雙頻譜分析

為了知道 2D1 頻帶的能量是否來自全日內潮, 需要使用雙頻譜分析來驗證兩者間是否產生非線性效應, 互相交換能量。本研究利用將颱風後之斜壓流進行雙頻譜分析, 在 2D1 頻帶(圖 4-24 中黑色框框)的範圍($0.456 \sim 0.516 \text{cpd}$)有顯著且非零的值, 代表在該深度具有非線性效應發生。有此可知 $B(\omega_1, \omega_2) = B\left(\frac{\omega_1}{2}, \frac{\omega_1}{2}\right) \neq 0$, 即 $O_1 = \frac{\omega_1}{2} + \frac{\omega_1}{2}$, 該共振條件滿足, 故全日內潮 PSI 確實存在。因此, 推測全日內

潮在颱風雷伊經過後會透過 PSI 將能量轉換到其次諧波上，使得全日內潮次諧波運動增強，快速將能量傳遞至深海。

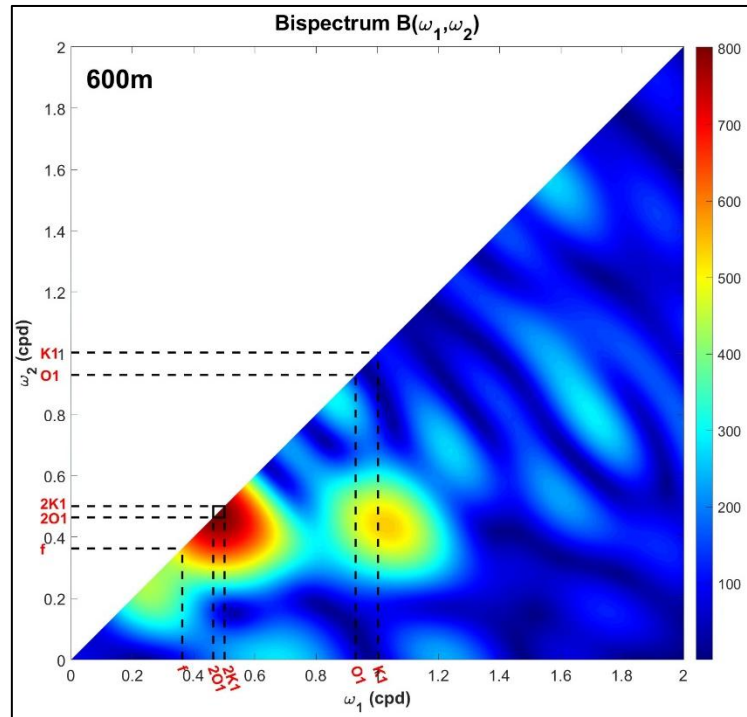


圖 4-24、2021 年 12 月 18 日到 2022 年 1 月 15 日之斜壓流於深度 600 公尺深之雙頻譜分析圖。x 軸和 y 軸為頻率(單位是 cycle per day, cpd)。黑色虛線由左至右分別為慣性頻率、全日潮頻率的一半($2O_1$ 、 $2K_1$)、全日潮(O_1 、 K_1)頻率，以紅色文字在 x 軸和 y 軸依序標注為 f、 $2O_1$ 、 $2K_1$ 、 O_1 、 K_1 。圖中顏色代表頻率為 x 軸和 y 軸的值有非線性效應發生，且越紅代表越顯著。

4.5 PSI 理論回顧與討論

4.5.1 PSI 理論回顧

PSI 運動在傳遞內潮能量過程中扮演重要角色 (Li et al., 2024)。當低模態內潮在傳遞過程中，會與其他波動、背景流場、海底地形交互作用，主要透過波與波

間交互作用(wave-wave interaction)將能量轉換至更小空間與時間尺度的運動(Whalen et al., 2020; Musgrave et al, 2022)。而 PSI 是透過非線性效應傳遞能量的其中一種機制(McComas and Bretherton,1977; Olbers et al., 2020)。PSI 會將能量從大尺度、高頻低模態的母波傳遞給小尺度、低頻高模態的子波，並且子波頻率通常是母波頻率的一半。

PSI 需要符合共振條件: $\omega_0 = \omega_1 \pm \omega_2$, $k_0 = k_1 \pm k_2$ 外，母波(由 0 表示)子波(由 1 和 2 表示) 還需符合海洋中內波的頻散關係時，即 $\omega^2 = \frac{N^2 k_h^2}{k_h^2 + m^2}$ ，其中 N 為海水的浮力頻率(buoyancy frequency)， k_h 是波數的水平分量， m 則是波數的垂直方向分量。在以上條件下，三個波間整體能量是守恆的，能量則會在三波間進行轉移。隨著相位固定(phase-locked)/具有同調性(coherence)時，即可透過建設性干涉隨著時間累積能量。

PSI 運動可能由內潮和近慣性頻率內波交互作用產生。根據前人研究發現，颱風經過所增強之近慣性頻率內波會和全日內潮發生非線性效應產生 fD1 波，該波頻率為近慣性頻率和全日潮頻率相加所得(Liu et al., 2018; Gong et al., 2023)。fD1 波主要由控制方程式中的垂直非線性項所產生，主要由全日內潮垂直流速及近慣性流流切之乘積有關，透過非線性效應將能量轉換至 fD1 波，並使 fD1 波在颱風過後增強，主要集中在次表層，並以順時鐘運動為主(Liu et al., 2018)。內潮垂直流速與當地背景環境有關，若反氣旋在颱風來臨前就存在，會增強全日內潮垂直流速。近慣性流流切則是和颱風的特性如風速、移動距離等參數有關。故颱風本身的特性及當地環境條件會影響颱風經過後是否產生非線性效應所產生的 fD1 波。

內潮受到波與背景流場間交互作用可能會影響 PSI 運動，背景流場包含中尺度渦旋或地轉流。慣性頻率通常會受到當地中尺度渦旋影響產生偏移，在 Rossby

number 小於 0 的情況下，可簡化為 $f_{eff} \approx \sqrt{f_0(f_0 + \zeta)} \approx f_0 + \frac{1}{2}\zeta = f_0 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)$ ，轉換成有效科氏頻率(effective Coriolis frequency, f_{eff})，其中 f_0 是當地慣性頻率， u 、 v 分別是東西向海流以及南北向海流，而 ζ 是相對渦度可透過 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 求得。當遇到相對渦度為正的氣旋式渦旋時，有效科氏頻率增加，則發生慣性頻率藍移；而當遇到相對渦度為負的反氣旋式渦旋時，有效科氏頻率下降，則發生慣性頻率紅移(Kunze, 1985)。在非臨界緯度觀測中，有效科氏頻率改變並更加靠近臨界緯度之頻率，則增強 PSI 的能量轉換率(Yang et al., 2020; He et al., 2022)。反之則會抑制當地 PSI 進行能量轉換(Yang et al., 2020; Xu et al., 2022)。在模式中，因內波頻率範圍為 $f < \omega < N$ ，在遇到正相對渦度時，有效科氏頻率增加，進而縮小內波的頻率範圍($f_{eff} \approx f + \frac{1}{2}\zeta < \omega < N$)，產生強大的次諧波能量傳遞至離海底地形較遠的地方。遇到負相對渦度時，有效科氏頻率下降，進而拓展內波的頻率範圍($f_{eff} \approx f_0 - \frac{1}{2}\zeta < \omega < N$)，並沿著內潮波束產生，但能量被限制在海底地形周遭(Wang et al., 2021)。海洋分層也可能影響 PSI 傳遞之條件。中尺度渦旋所造成的分層變化可能會改變內潮波束(internal tide beam)的路徑，即使有強大的內潮，但可能因路徑改變而無法透過儀器觀測到(Shen et al., 2020)。如果要更精準地得知 PSI 的傳遞，需考慮流切及分層，可以使用內波的最小頻率(ω_{min}): $\omega_{min} = f_0 \sqrt{1 + Ro - Ri}^{-1}$ ，其中 $Ro = \frac{(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})}{f_0}$ 為 Rossby number， $Ri = \frac{N^2}{((\frac{\partial u}{\partial z})^2 + (\frac{\partial v}{\partial z})^2)}$ 為 Richardson number。其中 f_0 為當地慣性頻率， N 為海水浮力頻率， u 和 v 分別是東西向和南北向海流(Wang et al., 2024)。以上所述皆顯示背景流場會影響相對渦度、流切和分層結構進而調節 PSI 的運作效率。

4.5.2 討論

如果母波是全日內潮，可以發現 2D1 頻帶即為全日內潮頻率的一半，加上透過雙頻譜分析可以確認有非線性效應存在，兩者間有能量傳遞，符合全日內潮 PSI 的特性。

另外，颱風經過後可能改變水文結構、增強當地全日內潮，並經由 PSI 將全日內潮能量轉換至 2D1 頻帶的次諧波上，故全日內潮次諧波增強有可能是由颱風驅動所導致。但本研究僅一觀測位置，後續須更多觀測與較大範圍的數值模式研究，才可了解颱風過後如何在該海域透過 PSI 增強全日內潮次諧波運動促進海水混合的整體動力機制。

第五章、結論



本研究利用在 2021 年 5 月 1 日到隔年 3 月 23 日佈放在太平島西北方東西向水道上的兩個錨碇串：海流儀錨碇串 TP3 及溫度計錨碇串 TP4。透過 TP3 和 TP4 搭配海氣象浮標的風速資料及衛星資料協助了解於全日內潮次諧波對於該海域之影響。

首先，在溫度頻譜圖中可以明顯的全日潮(K_1 、 O_1)及半日潮(M_2 、 S_2)的潮汐訊號，以及頻率在 $0.85f$ 到 $1.15f$ 之間的近慣性運動訊號。在兩者之間仍有一顯著的能量分布，頻率大約是全日內潮頻率一半的位置，推測是全日內潮次諧波。該次諧波能量在深度 500、1050、1500 公尺皆有峰值。結合頻帶濾波時序圖，在深度 500 公尺及 1050 公尺處的 2D1 頻帶海溫在 12 月中旬到 1 月中旬有明顯震盪增強，振幅約 0.15°C ，與颱風影響時間重疊，推測和颱風有關。透過 CTD 水文剖面做參考值，發現該次諧波能分別在深度 500、1050、1500 公尺造成近 20、90、70 公尺的垂直震盪，能促進深海混合。

在海流的深度-頻譜圖中發現慣性頻率之峰值呈現紅移(red shift)與藍移(blue shift)的現象，推測與中尺度渦旋有關，但透過分析確定中尺度渦旋造成慣性頻率偏移和 2D1 頻帶運動關聯性不高。另外，在颱風經過時間，並沒有渦旋經過影響。但是卻發現該時期透過衛星資料及 HYCOM 發現該時期該區域有一負渦度，同時 2D1 頻帶仍有顯著能量。

排除了中尺度渦旋的影響，透過將風速和各頻帶時間序列進行比對。可以發現 2D1 頻帶的流速峰值與當地全日內潮峰值並不吻合，詳細原因無法透過單一測站得知，需更多觀測資料或模式去作驗證。透過二維快速傅立葉轉換，可發現 2D1



頻帶及近慣性頻帶運動是由一組向上及向下傳遞的波動疊加而成，皆為垂直雙向傳播且高模態結構。而 2D1 頻帶的相位向上和相位向下分量之深度積分動能的最大值與全日潮深度積分動能之峰值吻合，推測 2D1 頻帶能量增加和全日內潮在颱風後增強有關；近慣性頻帶相位向上分量之深度積分動能於風速最高時有最高值，符合過去認為近慣性運動以順時鐘方向運動為主，且能量主要來自風，並向下傳遞能量。而近慣性頻帶相位向下分量之深度積分動能則在颱風過後大致與全日潮深度積分動能之峰值吻合，不排除與全日內潮有關。

最後、經雙頻譜分析證實有非線性交互作用存在，並且 2D1 頻帶能量在颱風雷伊經過後增強，推測與颱風增強當地全日內潮以及全日內潮 PSI 運動有關。颱風改變水文結構、增強全日內潮後，透過 PSI 效應也增強了全日內潮次諧波運動。然而本研究僅一觀測位置，後續須更多觀測與較大範圍的數值模式研究，才可了解颱風過後如何在該海域透過 PSI 增強全日內潮次諧波運動促進海水混合的整體動力機制。

參考資料



Alford, M., Peacock, T., MacKinnon, J., et al. (2015). The formation and fate of internal waves in the South China Sea. *Nature*, 521(7550), 65–69.

<https://doi.org/10.1038/nature14399>

Alford, M. H. (2008). Observations of parametric subharmonic instability of the diurnal internal tide in the South China Sea. *Geophysical Research Letters*, 35(15).

<https://doi.org/10.1029/2008GL034720>

Alford, M. H., MacKinnon, J. A., Simmons, H. L., & Nash, J. D. (2016). Near-inertial internal gravity waves in the ocean. *Annual Review of Marine Science*, 8, 95–123.

<https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015746>

Chu, X., Chen, G., & Qi, Y. (2020). Periodic mesoscale eddies in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2019JC015139.

<https://doi.org/10.1029/2019JC015139>

E.U. Copernicus Marine Service Information. (n.d.). Global Ocean Gridded L4 Sea Surface Heights and Derived Variables Reprocessed 1993 Ongoing (Product ID: SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047) [Data set]. Marine Data Store.

<https://doi.org/10.48670/moi-00148>

Gahtan, J., Knapp, K. R., Schreck, C. J. III, Diamond, H. J., Kossin, J. P., & Kruk, M. C. (2024). *International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) Project, Version 4.01* [Data set]. NOAA National Centers for Environmental Information.

<https://doi.org/10.25921/82ty-9e16>

Gong, Q., Wang, Q., Chen, L., et al. (2023). Observation of near-inertial waves in the wake of four typhoons in the northern South China Sea. *Scientific Reports*, 13, 3147.

<https://doi.org/10.1038/s41598-023-29377-3>

He, Q., Zhan, H., Cai, S., He, Y., Huang, G., & Zhan, W. (2018). A new assessment of mesoscale eddies in the South China Sea: Surface features, three-dimensional structures, and thermohaline transports. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 4906–4929.

<https://doi.org/10.1029/2018JC014054>

Hu, Q., Huang, X., Xu, Q., Zhou, C., Guan, S., Xu, X., Zhao, W., Yang, Q., & Tian, J. (2023). Parametric Subharmonic Instability of Diurnal Internal Tides in the Abyssal South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 53(1), 195–213.

<https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0020.1>

Hu, Q., Huang, X., Xu, Q., Zhou, C., Guan, S., Xu, X., Zhao, W., Yang, Q., & Tian, J. (2023). Parametric subharmonic instability of diurnal internal tides in the abyssal South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 53(1), 195–213.

<https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0020.1>

Huang, P., Xu, J., & Liang, M. (2022). Decadal variation in the frequency of tropical cyclones originating in the South China Sea and migrating from the western North Pacific.

Frontiers in Earth Science, 10, 980220. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.980220>

HYCOM Consortium for Data Assimilative Ocean Modeling. (2020). GOFS 3.1: 41-layer HYCOM + NCODA Global 1/12° Analysis (GLBy0.08) [Data set]. U.S. Navy Operational Global Ocean Model. <https://www.hycom.org/dataserver/gofs-3pt1/analysis>

(Accessed July 21, 2025)



Jan, S., Chang, M. H., Yang, Y. J., et al. (2021). Mooring observed intraseasonal oscillations in the central South China Sea during summer monsoon season. *Scientific Reports*, 11, 13685. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-93219-3>

Jan, S., Chern, C. S., Wang, J., & Chao, S. Y. (2007). Generation of diurnal K1 internal tide in the Luzon Strait and its influence on surface tide in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112, C06019. <https://doi.org/10.1029/2006JC004003>

Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., & Neumann, C. J. (2010). The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(3), 363–376. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2755.1>

Kunze, E. (1985). Near-inertial wave propagation in geostrophic shear. *Journal of Physical Oceanography*, 15, 544–565.

Li, Y., Xu, Z., & Lv, X. (2024). The generation and propagation of wind and tide-induced near-inertial waves in the ocean. *Journal of Marine Science and Engineering*, 12, 1565. <https://doi.org/10.3390/jmse12091565>

Lien, Ren-Chieh, Thomas B. Sanford, Sen Jan, Ming-Huei Chang, and Barry B. Ma. 2013. "Internal tides on the East China Sea Continental Slope." *Journal of Marine Research* 71, (1). https://elischolar.library.yale.edu/journal_of_marine_research/369

Liu, J., He, Y., Li, J., Cai, S., Wang, D., & Huang, Y. (2018). Case study of nonlinear interaction between near-inertial waves induced by typhoon and diurnal tides near the Xisha Islands. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 2768–2784. <https://doi.org/10.1029/2017JC013555>



Liu, K., & Zhao, Z. (2020). Disintegration of the K1 internal tide in the South China Sea due to parametric subharmonic instability. *Journal of Physical Oceanography*, 50, 3605–3622. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0320.1>

Liu, Q., Xie, X. H., Shang, X. D., & Chen, G. Y. (2016). Coherent and incoherent internal tides in the southern South China Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 34, 1374–1382. <https://doi.org/10.1007/s00343-016-5171-5>

McComas, C. H., & Bretherton, F. P. (1977). Resonant interaction of oceanic internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 82(9), 1397–1412. <https://doi.org/10.1029/JC082i009p01397>

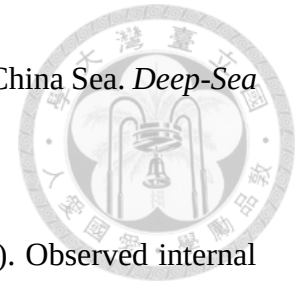
Metzger, E. J., Helber, R. W., Hogan, P. J., Posey, P. G., Thoppil, P. G., Townsend, T. L., Wallcraft, A. J., Smedstad, O. M., & Franklin, D. S. (2017). Global Ocean Forecast System 3.1 validation testing (NRL Report NRL/MR/7320--17-9722). Naval Research Laboratory.

Olbers, D., Pollmann, F., & Eden, C. (2020). On PSI interactions in internal gravity wave fields and the decay of baroclinic tides. *Journal of Physical Oceanography*, 50(3), 751–771. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0224.1>

Phillips, O. M. (1960). On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude. Part 1. The elementary interactions. *Journal of Fluid Mechanics*, 9(2), 193–217. <https://doi.org/10.1017/S0022112060001043>

Shang, X., Liu, Q., Xie, X., Chen, G., & Chen, R. (2015). Characteristics and seasonal variability of internal tides in the southern South China Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 98, 43–52. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.005>

Shaw, P.-T., & Chao, S.-Y. (1994). Surface circulation in the South China Sea. *Deep-Sea Research*, 41, 1663–1683.



Shen, J., Fang, W., Zhang, S., Qiu, Y., Zhang, J., & Xie, X. (2020). Observed internal tides and near-inertial waves in the northern South China Sea: Intensified f-band energy induced by parametric subharmonic instability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, e2020JC016324. <https://doi.org/10.1029/2020JC016324>

The altimetric Mesoscale Eddy Trajectories Atlas (META3.2 DT) was produced by SSALTO/DUACS and distributed by AVISO+ (<https://aviso.altimetry.fr>) with support from CNES, in collaboration with IMEDEA (DOI: 10.24400/527896/a01-2022.005.220209 for the META3.2 DT allsat version)

Thomas, L. N., & Zhai, X. (2022). The lifecycle of surface-generated near-inertial waves. In R. Musgrave, F. Pollmann, S. Kelly, & M. Nikurashin (Eds.), *Ocean Mixing: Drivers, Mechanisms and Impacts* (Chap. 5).

Wang, B., Huang, F., Wu, Z., Yang, J., Fu, X., & Kikuchi, K. (2009). Multi-scale climate variability of the South China Sea monsoon: A review. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 47(1-3), 15-37. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.09.004>

Wang, S., Cao, A., Liang, X., Chen, X., & Meng, J. (2021). Impact of background geostrophic currents with vorticity on resonant triad interaction over midocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126, e2021JC017227. <https://doi.org/10.1029/2021JC017227>

Wang, S., Guo, X., Cao, A., Tsutsumi, E., & Chen, X. (2024). Parametric subharmonic instability of the M2 internal tides in the Tokara Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 129, e2022JC019622. <https://doi.org/10.1029/2022JC019622>

Whalen, C. B., de Lavergne, C., Naveira Garabato, A. C., et al. (2020). Internal wave-driven mixing: Governing processes and consequences for climate. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1, 606–621. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0097-z>



Wu, L., Zhang, H., Chen, J.-M., & Feng, T. (2020). Characteristics of tropical cyclone activity over the South China Sea: Local and nonlocal tropical cyclones. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 31, 261–271. <https://doi.org/10.3319/TAO.2019.07.01.02>

Xie, H., Shang, D., Chen, Y., & Zhang, Z. (2011). Observations of parametric subharmonic instability-induced near-inertial waves equatorward of the critical diurnal latitude. *Geophysical Research Letters*, 38(5). <https://doi.org/10.1029/2010GL046521>

Xie, S., Xie, Q., Wang, D., & Liu, W. T. (2003). Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional climate variations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C8). <https://doi.org/10.1029/2003JC001867>

Xie, S., Chang, C., Xie, Q., & Wang, D. (2007). Intraseasonal variability in the summer South China Sea: Wind jet, cold filament, and recirculations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C10). <https://doi.org/10.1029/2007JC004238>

Xie, X., Liu, Q., Shang, X., Chen, G., & Wang, D. (2016). Poleward propagation of parametric subharmonic instability-induced inertial waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 1881–1895. <https://doi.org/10.1002/2015JC011194>

Xu, H., Zhang, Z., Vetter, P. A., Xie, Q., Long, T., & Hong, B. (2022). Impact of anticyclonic eddy on nonlinear wave-wave interaction in the southern South China Sea

during late summer 2020. *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL096892.
<https://doi.org/10.1029/2021GL096892>



Xu, Z., Liu, K., Yin, B., Zhao, Z., Wang, Y., & Li, Q. (2016). Long-range propagation and associated variability of internal tides in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 8268–8286. <https://doi.org/10.1002/2016JC012105>

Yang, W., Wei, H., & Zhao, L. (2020). Parametric subharmonic instability of the semidiurnal internal tides at the East China Sea shelf slope. *Journal of Physical Oceanography*, 50(4), 907–920. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0163.1>

Zhang, Z., Xu, H., Vetter, P. A., Xie, Q., Xie, X., Song, W., & Tian, C. (2021). High-frequency motions in the southeastern South China Sea during winter–spring 2018/2019. *Frontiers in Marine Science*, 8, 681993. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.681993>