

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

電磁垂直剖面探測浮標如何在低風速下量測海表面波浪頻譜

Observing Surface Wave Spectra Using EM-APEX floats Under

Low Wind Conditions

黃鈺宸

Yu-Chen Huang

指導教授：許哲源 博士、楊穎堅 博士

Advisor: Je-Yuan Hsu, Ph.D. and Yiing-Jang Yang, Ph.D.

中華民國 115 年 2 月

February, 2026

# 國立臺灣大學碩士學位論文

口試委員會審定書

MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE  
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

電磁垂直剖面探測浮標如何在低風速下量測海表面波浪頻譜

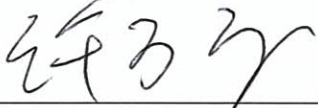
Observing Surface Wave Spectra Using EM-APEX Floats

Under Low Wind Conditions

本論文係 黃鈺宸 (R12241105) 在 國立臺灣大學海洋研究所 完成之碩士學位論文，於民國 114 年 12 月 18 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Institute of Oceanography on December 18, 2025 have examined a Master's Thesis entitled above presented by Yu-Chen Huang ( R12241105 ) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

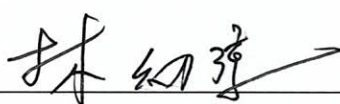


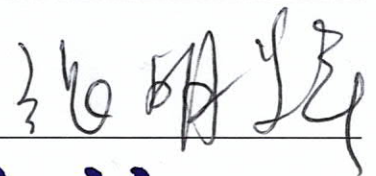
(指導教授 Advisor)



(指導教授 Advisor)







系 (所、學位學程) 主管 Director:



## 致謝

在碩士就學期間，我最想感謝我的主指導教授——許哲源博士。當我對研究過程感到迷茫、產生休學念頭時，都是許博士的幫助、鼓勵與耐心，讓我繼續完成碩士階段的學業；也感謝擔任共同指導教授的楊穎堅博士，不僅推薦許博士作為我的主指導教授，亦對我的研究進度給予無條件信任，使我不需在兩位教授間反覆協調研究內容。口試後的論文修改階段，楊博士亦協助釐清口試委員提出的疑問，使本文內容更加完整。

在大學階段，波浪學是最無法理解的科目，從沒想過其會成為我碩士階段的主要研究內容。剛進研究室時，許哲源博士讓我先閱讀 I. R. Young 的《[Wind Generated Ocean Waves](#)》，讓我奠定波浪在物理海洋領域的基本概念。然而，在我的波浪學基礎不佳之情況下，我對書本內容是一知半解。直到許博士將陳朕疆教授譯的《數學女孩物理筆記：波的疊加》提供給我閱讀，才讓我理解底層架構為國中學過的波動原理。於是，我開始對自己的研究內容有些認識與想像。

不同於專心完成研究工作的碩士生，我的求學生活還需面對多項非學業範圍的壓力。為了負擔在臺北生活的開銷，我需要額外的打工收入來支撐自身經濟；喜歡體驗的我，還於寒暑假期間，隨校內社團至泰國北部的華人村進行自主孤軍關懷與華校教學。非常感謝許博士支持我的生活規劃，讓我的碩士階段有不同於一般研究生的經歷。

在專題討論課與每週五早上的線上會議中，物理組多位教授、鄭宇昕老師與陳佳琳老師等人皆給予我寶貴的建議與指點，使我能補強研究內容，將內容聚焦於核心主題。

此外，感謝家人從來沒有限制我的人生選擇。即便我一個月只有 5~6 天的時間能抽空回家，他們依舊給予無條件的信任、支持與溫暖；謝謝愛著我的朋友們願意給予關心與指引，陪伴我度過對研究與未來感到迷茫的 10 月與 11 月。

最後，謝謝這 2.5 年中認真生活的自己，並給自己深深的擁抱與肯定。謝謝妳的勇敢、妳的付出、妳的堅持，既使處在自己不熟悉、不是特別偏愛的環境，仍然努力找尋自己喜歡的事、完成身邊的任務。在未來，依然要好好地感受自己的成長及世界的變化，並且做著打從心底熱愛的事情、過著喜歡的生活步調。

：「世界很大，好好享受她的美好！」

## 摘要

本研究旨在評估電磁垂直剖面探測浮標 (Electromagnetic Autonomous Profiling Explorer, EM-APEX floats) 於低風速海域 (約 5 ~ 8 m/s) 進行海表面波浪量測的可行性與準確性。本研究提出的重心偏心旋轉校正法 (Center-of-Gravity Eccentricity Rotation Correction, COG-ERC)，可以有效修正儀器重量分布不均造成垂直加速度在量測時產生的偏差，並抑制垂直能量頻譜 ( $E_z(f)$ ) 於低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量異常現象，大幅提升 EM-APEX floats 在方向波譜 ( $E(f, \theta)$ )、示性波高 ( $h_s$ )、峰值頻率 ( $f_p$ ) 與主波方向 ( $\theta_p$ ) 的估算品質。在 2 具浮標 (編號 f9467 與編號 f9474) 的資料應用結果顯示，該方法分別使低頻能量降低約  $0.804 \text{ m}^2/\text{Hz}$  與  $4.91 \text{ m}^2/\text{Hz}$ 。

為了驗證 EM-APEX floats 在波浪觀測上的表現，本研究將其估算的波浪統計參數與 NTU1 海氣象浮標上的 SVS-603 波浪計，以及新海研 1 號研究船上的船用標準 X 波段波浪雷達進行跨平臺比對。結果顯示，當平臺間的距離  $< 30$  km 時，EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達在三項波浪統計參數的均方根誤差 (root mean square error, RMSE) 呈現：主波方向偏差 ( $\Delta\theta_p$ ) 為  $29.29^\circ$ 、示性波高偏差 ( $\Delta h_s$ ) 為  $0.35$  m、峰值頻率偏差 ( $\Delta f_p$ ) 為  $0.010$  Hz，與 [Beckman \(2022\)](#) 以及 [Lopez 等人 \(2019\)](#) 的跨平臺研究結果相當，反映 EM-APEX floats 在低風速海況下的波浪觀測結果具有良好的可靠性。然而，當平臺間的距離擴大至  $30 \sim 60$  km 時， $\Delta\theta_p$  可能  $> 90^\circ$ ；距離增加至  $60$  km 以上時， $\Delta h_s$  亦可能  $> 0.4$  m，顯示波浪場的空間非均勻特性隨平臺間的距離增加而放大，並且使跨平臺比對結果的參考性明顯下降。

EM-APEX floats 並非專為波浪量測所設計的平臺，然而，本研究證實其於低風速海域仍能穩定地提供具物理意義的波浪資訊。若進一步結合其多感測器整合能力與半拉格朗日 (semi-Lagrangian) 的漂流觀測特性，EM-APEX floats 即能彌補傳統波浪浮標與船載雷達系統在空間覆蓋與水文剖面量測的限制，展現其在海氣交互作用研究、多尺度波浪結構分析與海洋動力探勘的應用潛力，為一項具前景的輔助型觀測平臺。

**關鍵字：**海表面波浪、電磁垂直剖面探測浮標、波浪跨平臺比較、方向波譜、低風速環境

## Abstract

Electromagnetic Autonomous Profiling Explorer (EM-APEX floats) provide simultaneous measurements of horizontal velocity from electromagnetic sensing and vertical acceleration from inertial sensors, offering a potential approach for estimating surface-wave properties under low-wind conditions. However, wave reconstruction can be biased by the float's internal mass asymmetry, which introduces a rotation-dependent offset in the vertical acceleration and artificially elevates low-frequency energy in the vertical one-dimensional spectrum ( $E_Z(f)$ ).

To address this issue, we develop a Center-of-Gravity Eccentricity Rotation Correction (COG-ERC) method, which quantifies the systematic acceleration bias as a function of the float's rotation angle and removes it through bin-averaging method ( $5^\circ$  bins). Applying COG-ERC to two EM-APEX floats (f9467 and f9474) effectively suppresses the anomalous low-frequency energy in  $E_Z(f)$ , reducing the mean energy in the  $0.07 < f \leq 0.10$  Hz band by  $0.804 \text{ m}^2/\text{Hz}$  and  $4.91 \text{ m}^2/\text{Hz}$ , respectively. As a result, the reconstructed directional spectra ( $E(f, \theta)$ ) and key wave parameters—significant wave height ( $h_s$ ), peak frequency ( $f_p$ ), and dominant wave direction ( $\theta_p$ )—are substantially improved under low-wind conditions ( $\sim 5 - 8$  m/s).

The reliability of EM-APEX wave observations is further assessed through cross-platform comparisons with the SVS-603 wave sensor on the NTU1 buoy and a standard shipborne X-band wave radar onboard NOR1. When the separation distance between platforms is  $< 30$  km, EM-APEX and the X-band radar show good agreement, with root mean square error values of  $29.99^\circ$  for  $\Delta\theta_p$ ,  $0.35$  m for  $\Delta h_s$ , and  $0.010$  Hz for  $\Delta f_p$ , consistent with previous validation studies. In contrast, the comparability degrades as the separation distance increases ( $30 - 60$  km and  $> 60$  km), reflecting the growing influence of spatial wave-field heterogeneity on multi-platform comparisons.

Although EM-APEX floats were not originally designed for wave measurements, our results demonstrate that—with appropriate correction—these floats can provide stable and physically meaningful wave information under low-wind conditions. Combined with their multi-sensor capability and semi-Lagrangian sampling characteristics, EM-APEX floats can complement conventional wave buoys and shipborne radar systems by improving spatial coverage while simultaneously resolving hydrographic profiles, highlighting their potential for air–sea interaction studies and multi-scale wave dynamics.

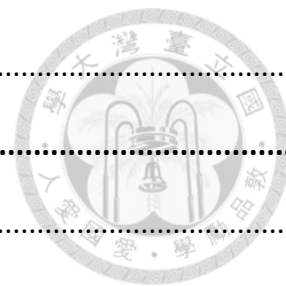
**Keyword : Sea surface wave, EM-APEX floats , cross-platform wave comparisons, Directional wave spectra, Low wind conditions**

# 目次



口試委員會審定書.....	I
致謝.....	II
摘要.....	III
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>IV</b>
目次.....	V
圖次.....	IX
表次.....	XV
符號表.....	XVI
<b>第一章 背景簡介.....</b>	<b>1</b>
1.1 研究動機與目的.....	1
1.2 波浪的分類與生成機制.....	2
1.3 波浪量測方式.....	4
1.4 EM-APEX FLOATS 於波浪觀測的既有研究成果.....	10
1.4.1 重建海表面波浪 $E(f, \theta)$ 的潛力.....	10
1.4.2 波浪參數的估算表現與可靠性.....	11
1.5 研究核心目標與章節安排.....	12
<b>第二章 觀測實驗介紹和波浪觀測儀器.....</b>	<b>17</b>
2.1 航次介紹.....	17
2.2 EM-APEX FLOATS 介紹.....	18
2.2.1 海洋物理參數的量測機制與即時通訊架構.....	19
2.2.2 加速度計、浮力幫浦 (buoyancy pump) 與葉片 (blades).....	20
2.2.3 磁力計 (magnetometer) 與方向角推算.....	21
2.2.4 研究資料設定.....	23
2.3 NTU1 海氣象浮標上的 SVS-603 波浪感測器 (WAVE SENSER) 資料.....	24

2.4 新海研 1 號研究船的船用標準 X 波段波浪雷達資料.....	27
<b>第三章 估算波浪統計參數.....</b>	<b>30</b>
3.1 使用 EM-APEX FLOATS 估算 $E(f, \theta)$ .....	30
3.1.1 資料品質控制.....	30
3.1.2 $E(f, \theta)$ 的估算原理與方向矩定義.....	31
3.1.3 使用最大熵方法重建 $E(f, \theta)$ .....	32
3.1.4 判讀 $E(f, \theta)$ .....	33
3.2 波浪批量參數的計算.....	34
3.2.1 $E(f)$ 的建立.....	34
3.2.2 估算 $hs$ 與 $fp$ .....	35
3.2.3 主波方向的估算.....	35
<b>第四章 EM-APEX FLOATS 量測波浪的原理.....</b>	<b>37</b>
4.1 高通濾波器的選用.....	37
4.2 海水水平速度的取得.....	37
4.3 海水垂直加速度的處理.....	39
4.4 取得 $Eh(f)$ 和 $Ez(f)$ .....	40
4.5 低頻區段 $Eh(f)$ 和 $Ez(f)$ 的能量不一致現象.....	44
<b>第五章 修正 EM-APEX FLOATS 在垂直方向上的頻譜誤差.....</b>	<b>46</b>
5.1 浮標旋轉頻率對 $Ez(f)$ 的影響.....	46
5.2 重心偏心旋轉校正法.....	47
5.3 重心偏心旋轉校正法對 $Ez(f)$ 的改善效果.....	49
5.4 使用 $ck(f)$ 評估重心偏心旋轉校正法的合理性.....	51
<b>第六章 使用 EM-APEX FLOATS 獲得波浪觀測結果.....</b>	<b>53</b>
6.1 EM-APEX FLOATS 的波浪觀測結果.....	53
6.1.1 波浪能量的時變演化.....	54
6.1.2 風速與波浪關係的再檢視.....	58



6.2 比較 EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標的波浪參數.....	62
6.2.1 示性波高的比較與分析.....	64
6.2.2 $f_p$ 的比較與分析.....	65
6.2.3 $\theta_p$ 的比較與分析.....	66
<b>第七章 波浪統計參數的跨平臺比較分析.....</b>	<b>67</b>
7.1 EM-APEX FLOATS 與 NOR1 之間的比較.....	68
7.1.1 時序變化比較.....	69
7.1.2 比較 $E(f, \theta)$ .....	71
7.1.3 統計特性比較.....	78
7.2 NTU1 與 NOR1 之間的比較.....	79
7.2.1 時序變化比較.....	80
7.2.2 比較 $E(f, \theta)$ .....	80
7.2.3 統計特性比較.....	82
7.3 使用 NOR1 做為中介平臺比較 EM-APEX FLOATS 與 NTU1.....	83
7.3.1 空間變化比較.....	84
7.3.2 統計特性比較.....	87
<b>第八章 討論與結論.....</b>	<b>90</b>
8.1 延伸分析第 7.3 節的跨平臺比對結果.....	90
8.1.1 $\Delta\theta_p$ 的跨平臺一致性分析.....	90
8.1.2 $\Delta h_s$ 的跨平臺一致性分析.....	91
8.1.3 $\Delta f_p$ 的跨平臺一致性分析.....	91
8.1.4 驗證跨平臺波浪參數的合理性.....	91
8.2 $E(f)$ 中的波浪平衡範圍分析.....	94
8.2.1 不同觀測平臺的波浪平衡範圍.....	95
8.3 以 $E(f)$ 分析 EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標的 $\Delta h_s$ .....	98
8.4 採樣範圍差異造成的取樣偏差.....	98
8.5 結論.....	100

8.6 EM-APEX FLOATS 在波浪觀測研究的應用價值.....	101
<b>附錄 A 不同高通濾波器與不同截止頻率對 <math>E_z(f)</math> 的影響.....</b>	<b>103</b>
附錄 A-1. 高通濾波器的介紹.....	103
附錄 A-1.1. 二階 Butterworth 高通濾波器.....	104
附錄 A-1.2. RC 高通濾波器.....	104
附錄 A-2. 不同高通濾波器對模擬訊號的濾波效果比較.....	106
附錄 A-3. 不同高通濾波器在不同 $f_c$ 下對示性波高估算的影響.....	107
<b>附錄 B 以 <math>E(f)</math> 分析 EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標的 <math>\Delta h_s</math> .....</b>	<b>110</b>
<b>參考文獻.....</b>	<b>113</b>

## 圖 次

- 圖 1-1、MUNK 提出的概念性寬頻波譜顯示海表面波浪運動所涵蓋的時間尺度與能量尺度。  
(取自 [HOLTHUIJSEN, 2007](#)) ..... 3
- 圖 1-2、(A) DATAWELL 海洋觀測產品—— WAVERIDER SG 波浪浮標 (圖片取自 DATAWELL 官方網站, [HTTPS://DATAWELL.NL/CATEGORIES/BUOYS/](https://datawell.nl/categories/buoys/)), (B) ARGO 浮標 (圖片取自美國國家海洋暨大氣總署 (NOAA) 的大西洋海洋與氣象實驗室網站, [HTTPS://WWW.AOML.NOAA.GOV/ARGO/](https://www.aoml.noaa.gov/argo/))。 ..... 5
- 圖 2-1、EM-APEX FLOATS、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船第 0056 航次於 2023 年 6 月的移動路徑圖。黑色粗線表示船用標準 X 波段波浪雷達具有效觀測資料的時間區段; 橘色與藍色圓點分別代表 EM-APEX FLOATS 編號 F9467 與編號 F9747 的漂流路徑; 洋紅色三角形為 NTU1 海氣象浮標的錨定位置。背景色階為 6 月 19 日的平均海面高度異常值 (SEA LEVEL ANOMALY, SLA), 其資料取自 AVISO+, [HTTPS://WWW.AVISO.ALTIMETRY.FR/EN/DATA/](https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/)。 ..... 18
- 圖 2-2、(A) EM-APEX FLOATS 的構造與各感測器的配置位置。(B) EM-APEX FLOATS 的俯視圖 (取自: [HSU, 2024](#)), 其中 E1、E2 表示 2 對正交配置的電極; HX、HY 為磁力計量測的正交軸向; JX、JY 代表電訊號量測的正交軸向。 ..... 19
- 圖 2-3、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 於第 26 次剖面量測 (YEARDAY 170) 時, 2 對電極 (E1 和 E2) 所記錄的電壓訊號隨深度之變化。(A) 浮標下潛過程; (B) 浮標上浮過程。紫色與天藍色實線表示 E1 和 E2 量測的原始海水運動感應訊號。 ..... 21
- 圖 2-4、EM-APEX FLOATS 的電池配置示意圖。淺藍色矩形區域為電池模組的概略佈放位置。 ..... 23
- 圖 2-5、(A) NTU1 海氣象浮標的構造與感測器配置位置, 其中 SVS-603 波浪感測器安裝於 9 號位置。(圖片取至臺灣大學海洋研究所「海氣象即時觀測浮標」網站, [HTTPS://PO.OC.NTU.EDU.TW/BUOY/BUOYDIAGRAM.PHP](https://po.oc.ntu.edu.tw/buoy/buoydiagram.php)) (B) SVS-603 波浪感測器圖片。(圖片取至 SVS-603 波浪感測器韌體 1.95 操作手冊) ..... 25
- 圖 3-1、以 EM-APEX FLOATS 編號 F9467 資料於 YEARDAY 171.58 之觀測資料所重建的  $E(F, \theta)$ , 結果顯示, 在方向角約  $160^\circ$  與  $315^\circ$  處皆存在頻率約 0.16 Hz 的顯著波浪能量特徵。 ..... 34

圖 4-1、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 於觀測期間第 26 次 (YEARDAY 170) 上浮時，量測的水平感應電壓訊號與海水水平速度 (未經高頻濾波) 隨深度之變化情形。其中，原始電壓訊號的週期性震盪訊號主要由浮標自轉而產生。(A) 電極量測的原始電壓資料與修正電壓資料隨深度的變化。紫色與天藍色實線分別為 2 對電極 (E1 和 E2) 各自量測的感應電壓訊號；紅色與深藍色實線為經諧波擬合並去除浮標自轉訊號後所得到的修正電壓資料。(B) 由修正電壓資料推估的海水水平速度 (未經高頻濾波) 隨深度的變化。紅色與藍色實線分別對應海水緯向速度 (U) 以及海水經向速度 (V)。	39
圖 4-2、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 於觀測期間第 26 次 (YEARDAY 170) 上浮時，量測的垂直加速度相關訊號隨深度之變化情形。天藍色實線表示原始加速度訊號；黃色實線為垂直加速度的平均值；洋紅色實線為浮標隨深度變化的背景偏移。	40
圖 4-3、EM-APEX FLOATS 的頻譜分析流程圖，其內容包含水平方向 (左側) 和垂直方向 (右側)。	43
圖 4-4、EM-APEX FLOATS 估算的 $E_H(F)$ 與 $E_Z(F)$ 隨時間的變化。(A) 與 (B) 分別為編號 F9467 與編號 F9747 浮標的 $E_H(F)$ ；(C) 與 (D) 為 $E_Z(F)$ 。	45
圖 5-1、EM-APEX FLOATS (A) 編號 F9467 與 (B) 編號 F9747 於下潛 (藍色底色) 及上浮階段 (橘色底色) 的旋轉頻率直方圖。其中，紅色與藍色虛線為編號 F9467 與編號 F9747 浮標的平均旋轉頻率。	47
圖 5-2、EM-APEX FLOATS 的垂直加速度與旋轉方位角之關係圖。(A) 與 (B) 分別為編號 F9467 與編號 F9747 浮標以原始垂直加速度資料繪製的結果；(C) 與 (D) 為修正後的垂直加速度隨旋轉方位角的分布結果。圖中色階表示時間演變。結果顯示，垂直加速度訊號會隨儀器旋轉至不同方位角時，呈現相對應的背景偏移。	49
圖 5-3、EM-APEX FLOATS 估算的 $E_Z(F)$ 隨時間的變化。(A) 與 (B) 分別為編號 F9467 與編號 F9747 浮標的 $E_H(F)$ ；(C) 與 (D) 為未經校正的 $E_Z(F)$ ；(E) 與 (F) 為校正儀器重心偏心效應後的 $E_Z(F)$ 。	50
圖 5-4、 $CK(F)$ 隨時間與頻率的分布。色階表示 $E_H(F)$ 與 $E_Z(F)$ 的比值，其理論值為 1；(A) 與 (C) 為編號 F9467 與編號 F9747 浮標的未校正結果；(B) 與 (D) 為套用重心偏心旋轉校正法後的結果。	52
圖 6-1、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 於觀測期間的 ERA5 10 M 風速、HS、波浪能量頻譜	

隨頻率與時間的變化，以及時間-頻率-方向圖。由上而下分別為：(A) ERA5 10 M 風速（橘色實線）與頻譜計算得到的 HS（洋紅色實線）隨時間之變化。(B) EH(F) 於時間-頻率平面之分布。(C) EZ(F) 於時間-頻率平面之分布。(D) 時間-頻率-方向圖，顯示各頻率成分對應的波浪傳遞方向隨時間的演變。黑色實線表示 FP 的變化。.....	56
圖 6-2、EM-APEX FLOATS 編號 F9747 於觀測期間的 ERA5 10 M 風速、HS、波浪能量頻譜隨頻率與時間的變化，以及時間-頻率-方向圖。由上而下分別為：(A) ERA5 10 M 風速（深藍色實線）與頻譜計算得到的 HS（天藍色實線）隨時間之變化。(B) EH(F) 於時間-頻率平面之分布。(C) EZ(F) 於時間-頻率平面之分布。(D) 時間-頻率-方向圖，顯示各頻率成分對應的波浪傳遞方向隨時間的演變。黑色實線表示 FP 的變化。.....	57
圖 6-3、EM-APEX FLOATS 波浪統計參數與 ERA5 10 M 風速於觀測時間的關係。(A) HS 與風速的關係；(B) FP 與風速的關係。.....	58
圖 6-4、EM-APEX FLOATS FP 與 ERA5 10 M 風速於不同觀測時段的關係。(A) YEARDAY 168 ~ 170.1；(B) YEARDAY 170.1 ~ 175.6；(C) YEARDAY 175.6 ~ 178。.....	61
圖 6-5、EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標的波浪統計參數比較。(A) 橘色與藍色實線分別表示編號 F9467 浮標與編號 F9747 浮標於觀測期間相對於 NTU1 海氣象浮標的距離隨時間之變化。(B) ~ (E) 分別呈現兩平臺在 10 M 風速、HS、FP 與 $\theta_P$ 的數據；淡紅色底色標示符合 $\Delta HS > 0.4 M$ 與 $\Delta FP > 0.1 Hz$ 的時間區段。.....	63
圖 6-8、EM-APEX FLOATS 及 NTU1 海氣象浮標的波浪統計參數與 10 M 風速的關係。(A) HS 與風速；(B) FP 與風速。.....	65
圖 7-1、以新海研 1 號研究船為第三方觀測基準，與 EM-APEX FLOATS 以及 NTU1 海氣象浮標的比較關係示意圖。.....	68
圖 7-2、EM-APEX FLOATS、NTU1 海氣象浮標以及新海研 1 號研究船的波浪統計參數比較。(A) 洋紅色、橘色與藍色實線分別表示 NTU1 海氣象浮標、編號 F9467 浮標以及編號 F9747 浮標於觀測期間與新海研 1 號研究船的距離。(B) ~ (E) 顯示三個平臺在 10 M 風速、HS、FP 與 $\theta_P$ 的比較，其中 $\theta_P$ 以 $0^\circ$ 為東， $90^\circ$ 為北， $180^\circ$ 為西， $270^\circ$ 為南；黑色實線為新海研 1 號研究船的觀測結果。.....	70
圖 7-3、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 與新海研 1 號研究船於 YEARDAY 169.34 ~ 169.75 的 $E(F, \theta)$ 比較。圖中 (A) 至 (D) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-	

APEX FLOATS 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(F, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與橘色虛線為研究船風向及 ERA5 10 M 風向；黑色與橘色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_P$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、HS 與 FP。.....73

圖 7-4、EM-APEX FLOATS 編號 F9747 與新海研 1 號研究船於 YEARDAY 169.37 ~ 169.77 的  $E(F, \theta)$  比較。圖中 (A) 至 (D) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX FLOATS 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(F, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與藍色虛線為研究船風向及 ERA5 10 M 風向；黑色與藍色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_P$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、HS 與 FP。.....74

圖 7-5、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 與新海研 1 號研究船於 YEARDAY 170.53 ~ 170.92 的  $E(F, \theta)$  比較。圖中 (A) 至 (D) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX FLOATS 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(F, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與橘色虛線為研究船風向及 ERA5 10 M 風向；黑色與橘色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_P$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、HS 與 FP。.....76

圖 7-6、EM-APEX FLOATS 編號 F9747 與新海研 1 號研究船於 YEARDAY 170.42 ~ 170.81 的  $E(F, \theta)$  比較。圖中 (A) 至 (D) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX FLOATS 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(F, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與藍色虛線為研究船風向及 ERA5 10 M 風向；黑色與藍色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_P$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、HS 與 FP。.....77

圖 7-7、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船於 YEARDAY 169.47 ~ 169.80 的  $E(F, \theta)$  比較。圖中 (A) 至 (C) 依時序遞增，每組子圖顯示連續三個時間點的船用標準 X 波段波

浪雷達之  $E(F, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與洋紅色虛線為研究船風向及 NTU1 海氣象浮標 10 M 風向；黑色與洋紅色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_P$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、HS 與 FP。.....81

圖 7-8、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船於 YEARDAY 170.59 ~ 170.92 的  $E(F, \theta)$  比較。圖中 (A) 至 (C) 依時序遞增，每組子圖顯示連續三個時間點的船用標準 X 波段波浪雷達之  $E(F, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與洋紅色虛線為研究船風向及 NTU1 海氣象浮標 10 M 風向；黑色與洋紅色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_P$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、HS 與 FP。.....82

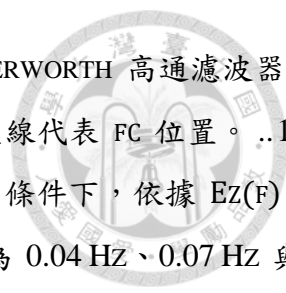
圖 7-9、EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船在不同距離下的波浪統計參數差值比較：(A)  $\Delta\theta_P$ 、(B)  $\Delta HS$  與 (C)  $\Delta FP$ 。其中，綠色和洋紅色圓點分別表示 EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船的波浪統計參數資料。並依照距離分為 0 ~ 30 KM、30 ~ 100 KM 以及 100 ~ 200 KM 三個組距（黑色虛線為組距界線），呈現扣除船用標準 X 波段波浪雷達之觀測不確定度的分箱平均分析結果；紅色虛線標示船用標準 X 波段波浪雷達於各波浪統計參數的準確度門檻。..86

圖 8-1、EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標相對新海研 1 號研究船在距離 < 30 KM 與 30 ~ 60 KM 的 (A)  $\Delta\theta_P$ 、(B)  $\Delta HS$  與 (C)  $\Delta FP$  的一致性分析。.....93

圖 8-2、(A) 新海研 1 號研究船、(B) EM-APEX FLOATS 與 (C) NTU1 海氣象浮標於 YEARDAY 169 ~ 170.5 期間的平均  $E(F)$ 。黑色虛線方框標示各平臺的波浪平衡範圍，並於右上角顯示頻譜斜率。.....97

圖 8-3、(A) 與 (B) 示意 EM-APEX FLOATS 與新海研 1 號研究船在觀測過程中可能面臨的空間採樣差異。藍色圓形代表波浪場的影響範圍，黃色圓點為 EM-APEX FLOATS 位置；綠色箭頭為新海研 1 號研究船位置，箭頭方向為船首方向；紅色扇形區域為船用 X 波段波浪雷達的量測範圍。.....99

圖附錄 A-1、二階 BUTTERWORTH 高通濾波器與 RC 高通濾波器於  $F_C$  為 0.06 Hz 的頻譜比



較。灰色實線表示原始模擬訊號頻譜，藍色實線表示二階 BUTTERWORTH 高通濾波器的濾波結果，黃色實線則為 RC 高通濾波器的濾波結果，洋紅色虛線代表 FC 位置。..106

圖附錄 A-2、EM-APEX FLOATS 編號 F9467 在不同高通濾波器與 FC 條件下，依據 EZ(F) 計算之 HS 隨時間的變化。藍色、綠色與紅色實線分別對應 FC 為 0.04 Hz、0.07 Hz 與 0.10 Hz。..... 108

圖附錄 A-3、EM-APEX FLOATS 編號 F9747 在不同高通濾波器與 FC 條件下，依據 EZ(F) 計算之 HS 隨時間的變化。藍色、綠色與紅色實線分別對應 FC 為 0.04 Hz、0.07 Hz 與 0.10 Hz。..... 109

圖附錄 B-1、EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標於 YEARDAY 170.9 至 172.7 的位移能量頻譜比較。(A) 與 (B) 分別為編號 F9467 與編號 F9747 浮標的 EH(F)；(C) 與 (D) 為未修正重心不均造成垂直加速度偏移之 EZ(F)；(E) 與 (F) 為修正後的 EZ(F)；(G) 與 (H) 為 NTU1 海氣象浮標的 EZ(F)。洋紅色虛線為 NTU1 海氣象浮標的 FP 位置。..... 111

圖附錄 B-2、EM-APEX FLOATS 與 NTU1 海氣象浮標於 YEARDAY 176.2 ~ 176.5 的位移能量頻譜比較。(A) 與 (B) 分別為編號 F9467 與編號 F9747 浮標的 EH(F)；(C) 與 (D) 為未修正重心不均造成垂直加速度偏移之 EZ(F)；(E) 與 (F) 為修正後的 EZ(F)；(G) 與 (H) 為 NTU1 海氣象浮標的 EZ(F)。洋紅色虛線為 NTU1 海氣象浮標的 FP 位置。..... 112

## 表 次

表 1、海表面波浪觀測技術的演變、儀器量測原理與觀測特色。.....	10
表 2、本研究使用的 SVS - 603 波浪感測器之輸出參數與其定義。（資料取自 SVS - 603 波浪感測器韌體 1.95 操作手冊）.....	26
表 3、SVS - 603 波浪感測器的波浪參數量測規格，包含範圍、解析度與準確度。（資料取自 SEAVIEW SYSTEMS 603 規格書： <a href="https://www.fondriest.com/pdf/seaview_systems_svs-603_spec.pdf">HTTPS://WWW.FONDRIEST.COM/PDF/SEAVIEW_SYSTEMS_SVS-603_SPEC.PDF</a> ）.....	26
表 4、WAVEX 系統量測的波浪參數量測規格，包含範圍、解析度與準確度。（資料取自 MIROS WAVEX 技術手冊 (JUN 2023)： <a href="https://www.miros-group.com/wp-content/uploads/2024/03/datasheet-miros-wavex_jun2023.pdf">HTTPS://WWW.MIROS-GROUP.COM/WP-CONTENT/UPLOADS/2024/03/DATASHEET-MIROS-WAVEX_JUN2023.PDF</a> ）.....	29
表 5、EM-APEX FLOATS 與新海研 1 號研究船在不同平臺間距 ( $\leq 80$ KM 以及 $80 \sim 200$ KM) 的風向差及 $\Delta\theta_P$ 統計結果，含平均值、標準差、最大值與最小值。.....	79
表 6、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船在不同平臺間距 ( $\leq 80$ KM 以及 $80 \sim 200$ KM) 的風向差及 $\Delta\theta_P$ 統計結果，含平均值、標準差、最大值與最小值。.....	83
表 7、EM-APEX FLOATS 和 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船在 $0 \sim 30$ KM、 $30 \sim 100$ KM 以及 $100 \sim 200$ KM 三組距離下的 $\Delta\theta_P$ 、 $\Delta H_S$ 與 $\Delta F_P$ 之樣本數、平均值、標準差、RMSE 與獨立樣本 T 檢定結果。.....	89
表 8、EM-APEX FLOATS 和 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船在 $0 \sim 30$ KM 以及 $30 \sim 60$ KM 兩組距離下的 $\Delta\theta_P$ 、 $\Delta H_S$ 與 $\Delta F_P$ 之樣本數、平均值、標準差、RMSE 與獨立樣本 T 檢定結果。.....	94

## 符號表



$k$	波數	$C_{va}$	水平緯向分量與垂直方向分量間的互頻譜
$f$	頻率	$Re$	複數實部
$\theta$	方向	$S_{uu}$	水平經向分量的自能率譜
$E$	能量	$S_{vv}$	水平緯向分量的自能率譜
$E(f, \theta)$	方向波譜	$S_{aa}$	垂直方向分量的自能率譜
$h_s$	示性波高	$(a_1, b_1)$	傅立葉第一階方向矩
$T_p$	主波週期	$(a_2, b_2)$	傅立葉第二階方向矩
$\theta_p$	主波方向	$\theta_1(f)$	波浪主方向
$T_e$	能量週期	$\theta_2(f)$	波浪第二方向
$R^2$	相關係數	$E^{(0)}$	未修正的視光譜
$f_p$	峰值頻率	$E_H^{(0)}$	水平視光譜
$E(f)$	一維能量頻譜	$E_Z^{(0)}$	垂直視光譜
$E_h(f)$	水平能量頻譜	$E^{(n)}$	$N=1, 2, \dots$ 經第 $n$ 次修正的光譜
$E_z(f)$	垂直能量頻譜	$Z$	視窗中值深度
$c_k(f)$	驗證因數	$C_{max}$	最大修正係數
$f_c$	截止頻率	$T$	頻譜視窗時間
$F$	地球磁場	$c$	修正參數
$h_x$	經向磁場感測軸	$\omega_0$	中心頻率
$h_y$	緯向磁場感測軸	$\omega_{\pm}$	側頻帶
$F_y$	北向地球磁場	$S_{nl}$	非線性波 - 波交互作用的能量
$\tilde{\theta}_{\Omega 0}$	瞬時夾角	$S_{in}$	風能輸入的能量
$C_{uv}$	兩個水平分量間的互頻譜	$S_{ds}$	波浪破碎耗散的能量
$C_{ua}$	水平經向分量與垂直方向分量間的互頻譜		

# 第一章 背景簡介



## 1.1 研究動機與目的

海洋表面波浪是大氣與海洋間的重要交互界面，直接參與動量（momentum）、熱量（heat）與氣體（gas）在海氣交互作用（sea-air interaction）中的調節與交換。傳統海氣交互作用理論多將大氣紊流施加於海面的風應力（wind stress）視為主要驅動機制，特別強調公分尺度甚至小於公分尺度之短波（包括重力波與毛細波）所支撐的表面粗糙度（surface roughness），對動量傳遞具有主導性影響（[Laxague et al, 2018](#) ; [Hara 和 Belcher, 2004](#)）。然而，1970 年代起的研究逐漸指出，海表面波浪並非僅被動地響應風場，而是主動參與海氣耦合過程的「介面調節器」（[Cavaleri et al., 2012](#)）。波浪在海氣交互作用中扮演關鍵的連結與回饋角色，其於能量調節與物質通量傳遞的中介作用不可忽視（[Janssen, 2004](#)）。

在大氣端，波浪破碎（wave breaking）與白冠（white cap）現象能顯著改變表面粗糙度，進而增強表面阻力並調制大氣邊界層的風速結構，最終回饋至大氣環流。例如，波浪影響海氣之間的動量交換，能在氣候尺度上影響南大洋的風暴軌跡與氣壓場分布，導致其產生大尺度的系統性偏移；此外，波浪破碎產生的飛沫微滴（spray）與海沫氣溶膠能促進二氧化碳（CO<sub>2</sub>）溶解，並影響雲凝結核的形成，從而改變海氣介面的表面反照率與輻射收支，對天氣與氣候系統造成顯著影響（[Cavaleri et al., 2012](#)）。

在海洋端，波浪透過司徒克漂送（Stokes drift）和朗繆爾環流（Langmuir circulation）等動力機制驅動表層流，並將波浪破碎所釋放的能量注入上層海洋，促進熱量、養分與氣體於上層水體中的垂直混合與再分布。此類由波浪所誘發的混合與傳輸效應，不僅調節中、低緯度海域的上層環流結構，在極地地區亦具有

關鍵影響。在高緯度海域中，波浪透過改變反照率與破碎海冰等方式，影響極地的能量收支與冰—海交互作用 ([Cavaleri et al., 2012](#))，進而影響全球氣候變化。

儘管波浪屬於相對細尺度的海洋現象，卻能有效調控能量傳輸與通量交換，並透過海氣交互作用影響大尺度的氣候系統。波浪不僅反映即時的大氣狀態，亦影響海氣邊界層的紊流結構與能量傳輸效率。

## 1.2 波浪的分類與生成機制

日常生活中，經常能於海岸、港灣或航行的船隻周圍，觀察到海面不斷起伏的波動現象。這些看似隨機產生的波浪運動，實際上反映了能量在流體中傳遞的過程，為大氣與海洋間最直接的動力交換途徑。因此，理解海洋波浪的物理分類與生成機制，有助於了解風浪交互作用與海氣能量交換。

依據波浪的來源與物理性質，海洋波浪依時間尺度可以分為多種類型，包括風生波浪 (wind-generated waves)、重力外波 (infra-gravity waves)、海嘯 (tsunamis)、盪漾 (seiches)、暴潮 (storm surges) 與潮汐 (tides) 等。其中，風生波浪為海洋中最主要且最常見的波浪型態，涵蓋毛細波 (capillary waves)、風浪 (wind sea) 與湧浪 (swell) 形式。Munk 提出的概念性寬頻波譜 (conceptual broadband wave spectrum, [圖 1-1](#)) 展示波浪運動所涵蓋的時間尺度，在頻率範圍橫跨約五個數量級，週期從 0.01 秒的毛細波，延伸至數分鐘尺度的次重力波 ([Holthuijsen, 2007](#))。而能量最為集中的風浪頻帶，其頻率多落於 0.05 ~ 1 Hz 間，對應 1 ~ 20 秒的波浪週期，波長約為 1 ~ 625 m，為本研究主要關注的波浪頻率範圍。

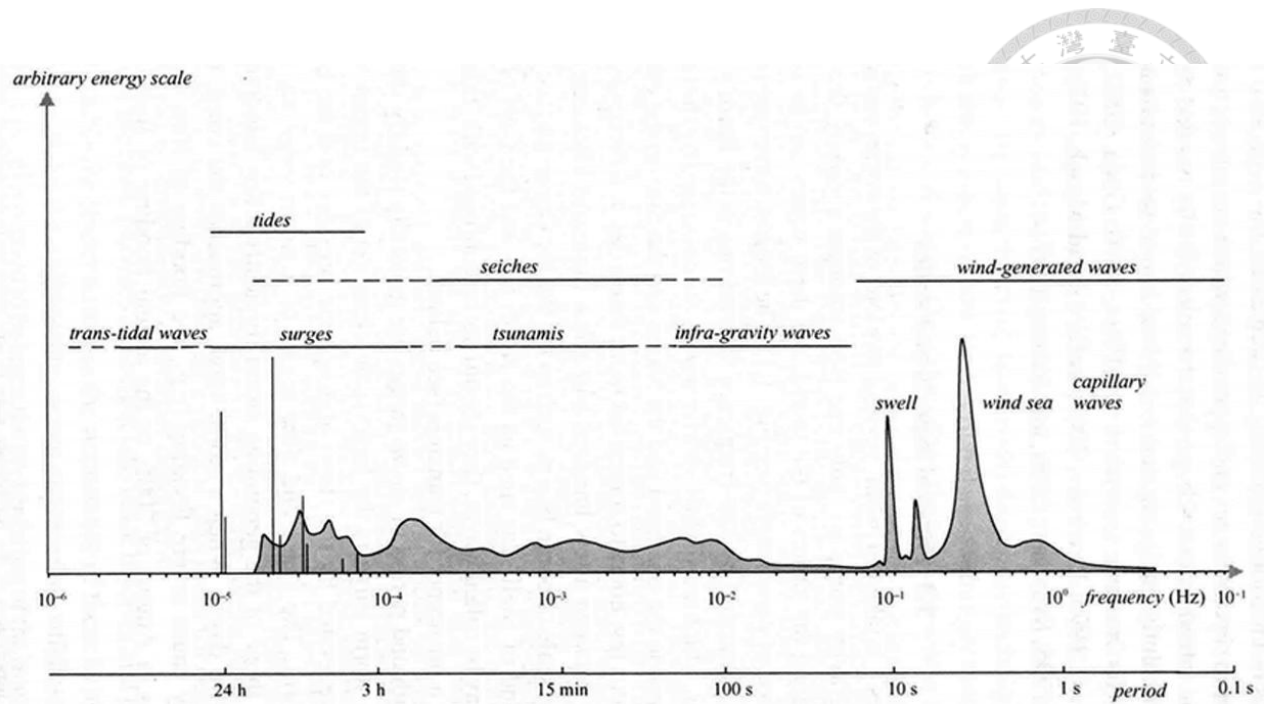


圖 1-1、Munk 提出的概念性寬頻波譜顯示海表面波浪運動所涵蓋的時間尺度與能量尺度。（取自 [Holthuijsen, 2007](#)）

關於波浪的生成機制，共振機制理論（Resonance Mechanism, [Phillips, 1957](#)）揭示風浪從初始階段的物理生成與成長過程。該理論指出，當風場作用於近乎靜止的海面時，大氣紊流引起的隨機壓力與剪應力擾動，會在自由表面上激發初始水面波動。當擾動的對流速度與水面微小波動的相速度（phase velocity）相符時，便會產生共振現象，並使特定波數（wave number,  $k$ ）的波浪能量被放大。此一機制促使波浪多表現於毫米（mm）至公分（cm）尺度的毛細波，其波長小於約 1.7 cm，以表面張力作為主要恢復力，並對海表面粗糙度的形成具有顯著貢獻。隨著時間演化與風能持續輸入，波浪逐漸進入以重力為主要恢復力的發展階段，波浪場呈現方向性不規則且頻譜較寬的風浪型態（[Ryabkova et al., 2019](#)），其反映當地風場的時空特徵；當波浪脫離生成風場，則以長波長且方向高度集中的湧浪（swell）型態傳播至遙遠海域（[Collins III et al., 2024](#)）。綜合而言，[Phillips \(1957\)](#) 的理論不僅解釋風浪的起波過程與演化機制，也突顯在低風速環境下觀測風浪初始生成過程的

難度與特殊性。



### 1.3 波浪量測方式

了解風浪的分類與生成機制後，本節將簡要回顧海洋波浪觀測平臺隨時間的發展歷程（[表 1](#)），並說明其量測原理與應用情境。

1940 至 1960 年代，頻譜理論（Spectral Theory）的建立為波浪研究帶來革命性的突破。[St. Denis 和 Pierson \(1953\)](#) 提出將風浪視為隨機過程，並以頻譜方法將海浪運動轉換為能量在不同頻率與方向上的分布形式。為了驗證此理論，[Tucker \(1954\)](#) 研製船用標準波浪記錄儀（ship-borne wave recorder），該儀器於船舶航行期間，以加速度計（accelerometer）與壓力傳感器同步記錄海面加速度與壓力變化，首次於遠離海岸的波浪生成區取得連續的波浪時序資料，並推導波浪頻譜，證明加速度計量測波浪的可行性。

隨後，傅立葉轉換（Fourier transform）與快速傅立葉轉換（Fast Fourier Transform, FFT；[Cooley & Tukey, 1965](#)）的發展，使頻譜分析（spectrum analysis）得以廣泛應用，並逐漸成為波浪研究的標準方法。頻譜分析揭示波浪能量分布於多個頻帶的特性，使研究者得以解析「海浪中隱藏的頻率成分」，並指出僅以單一波高描述海況的模型，將難以完整反映實際波浪結構（[Collins III et al., 2024](#)）。其中，Pierson-Moskowitz 譜（PM 譜）為首個用以描述完全發展風浪（fully-developed waves）的參數化波譜模型，其推導結合 [Tucker \(1954\)](#) 的船用標準波浪測量（ship-borne wave measurements）數據，並以 [Phillips \(1958\)](#) 的相似理論（Similarity Theory）作為理論基礎。頻譜概念與相關數學工具的成熟，使海洋波浪得以從能量頻譜的形式量化，並為後續的浮標觀測、雷達遙測與數值波浪模式發展奠定理論框架。

自 1960 年代起，定點式浮標（buoy）被視為海洋波浪觀測的標準儀器，並

以 1968 年商業化的 Datawell Waverider 浮標（圖 1-2 (a)）為代表性的里程碑。定點式浮標可以藉由加速度計，或利用全球導航衛星系統（Global Navigation Satellite Systems, GNSS）的都普勒速度訊號，推估方向波譜（directional wave spectra,  $E(f, \theta)$ ）與積分型波浪參數（如示性波高（significant wave height,  $h_s$ ）、主波週期（dominant wave period,  $T_p$ ）與主波方向（dominant wave direction,  $\theta_p$ ）等）。此類平臺提供長期、穩定且具高時間解析度的點位波浪觀測資料，已被廣泛用於數值模式的驗證與跨平臺研究的比對分析。

(a)




(b)




圖 1-2、(a) Datawell 海洋觀測產品—— Waverider SG 波浪浮標（圖片取自 Datawell 官方網站，<https://datawell.nl/categories/buoys/>），(b) Argo 浮標（圖片取自美國國家海洋暨大氣總署（NOAA）的大西洋海洋與氣象實驗室網站，<https://www.aoml.noaa.gov/argo/>）。

波浪觀測於 1970 年代逐步邁入遙感與數位化階段。隨著雷達技術的成熟，船用波浪雷達（Marine X-Band Radar）與高頻雷達（High-Frequency Radar, HF radar）開始被應用於波浪方向與表層流場的估算。其中，船用 X 波段波浪雷達



最初為監測航行安全而設計，其觀測採用扇形區域的面狀掃描方式，能於短時間內量測船首前方一定角度與距離範圍（約 2 ~ 4 km, [Hessner et al., 2008](#)）內的海面雜波（sea clutter）訊號，再透過布雷格散射（Bragg scattering）理論重建三維波數 - 頻率譜，進而推估定向波譜與觀測範圍內的平均波浪場特性。然而，當風速 < 3 m/s 時，海面上的毛細波發展不足，船用 X 波段波浪雷達的水平-水平（HH）極化天線難以有效檢測回波；此外，在短脈衝運作模式下，其有效空間解析度通常受限於波長（wave length）> 15 m 的波浪，導致波譜中的高頻能量常被低估，可能錯失波浪在初始生長階段的觀測（[Collins III et al., 2024](#)）。受上述限制影響，船用 X 波段波浪雷達在低風速條件下觀測波浪高度與傳播方向的估算精度可能下降。

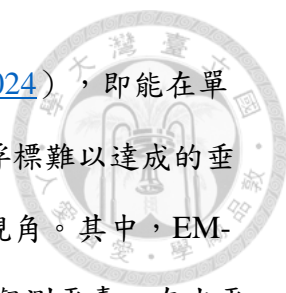
到了 1980 年代，音響式都卜勒流剖儀（Acoustic Doppler Current Profilers, ADCP）及其衍生的音響式波浪與海流剖面儀（Acoustic Wave and Current Profiler, AWAC）亦應用於波浪的觀測。ADCP 通常安裝於海底，透過向上方發射聲波脈衝，以接收水體粒子的背向散射訊號，並利用都卜勒效應反演不同深度的流速剖面。此外，其亦可以量測波浪在水下造成的軌道速度（orbital velocities）。部分儀器搭載音響表面追蹤（Acoustic Surface Tracking, AST）功能，能夠直接估算海面自由液面的高度變化。在波浪分析上，ADCP 可以視為一個空間量測陣列。研究上常依循線性波浪理論（Linear Wave Theory）將次表層量到的速度或壓力訊號透過轉換函數（transfer functions）換算為海面高程頻譜，並進一步搭配方向估計方法以重建  $E(f, \theta)$  與相關波浪參數。由於高頻波動能量會隨深度快速衰減，ADCP 的波浪量測通常較適合淺水至中等水深的近岸長期觀測；若處於極淺水、碎波帶或海況快速變化等非平穩環境，線性波浪理論與傳統頻譜分析的基本假設可能不易成立。估測結果亦可能受到波浪反射、非線性效應與非平穩性等影響，進而增加波浪參數推估的不確定性。



接著，部分研究嘗試將光達 (LiDAR) 與雷達系統搭載於無人飛行載具 (Uncrewed Aerial Vehicles, UAVs)，以其高機動性支援極端天氣系統及大尺度區域中的波浪快速觀測，例如熱帶氣旋 ([Hwang et al., 2017](#); [Hwang & Walsh, 2018](#); [Tamizi & Young, 2020](#))、次中尺度鋒面 (sub-meso scale fronts) ([Ichikawa et al., 2024](#)) 及極地邊緣冰區 (polar marginal ice zones) ([Isleifson et al., 2023](#)) 等。然而，此類觀測系統受限於設備成本昂貴與操作時限短，較難以支援長期的波浪連續監測。

進入 1990 年代，隨著感測器的微型化、全球定位技術與通訊技術的突破，全球定位系統 (Global Positioning System, GPS) 開始廣泛應用於漂流浮標 (drift buoy)，此類平臺利用都普勒速度訊號推導波浪的運動特性 ([Herbers et al., 2012](#))。進一步地，自主式水面載具 (autonomous surface vehicles, ASVs)，如 Wave Glider 和 Saildrone，多採用全球定位系統 (GPS) 輔助的慣性量測單元 (IMU) 進行定位；而 SWIFT 浮標則以全球導航衛星系統 (GNSS) 速度作為量測基礎 ([Raghukumar et al., 2019](#))，可以獲得地球參考框架 (earth reference frame) 下的波浪速度資訊。此外，此類平臺在量測上較不受載具姿態變化影響，能於熱帶氣旋等極端風暴中進行策略性採樣 ([Thomson, 2012](#))。

雖然波浪的最大振幅發生於海氣交界面，但線性波浪理論顯示，波浪的振幅會隨著深度增加呈現指數衰減。換言之，波浪的運動並非僅侷限於海洋表層，而是能透過流體運動對近表層水體的速度與壓力場造成影響。自主式水下載具 (autonomous underwater vehicles, AUVs) 主要應用於水文剖面的觀測，透過主動調節其相對於周圍海水的浮力，在水層中維持目標深度並進行垂直剖面觀測，例如 Argo 浮標 ([圖 1-2 \(b\)](#)) 與電磁垂直剖面探測浮標 (Electromagnetic Autonomous Profiling Explorer, EM-APEX floats)。若進一步證實此類浮標具備可靠的波浪量測能力，再結合其所搭載的溫鹽深儀 (Conductivity-Temperature-



Depth, CTD) 與紊流感測器等感測設備資料 ([Collins III et al., 2024](#))，即能在單一平臺上同步取得海洋表面與水層剖面的結構，提供傳統定點浮標難以達成的垂直解析能力，並對海氣交互作用的動力過程提供整合性的觀測視角。其中，EM-APEX floats 為潛浮式的半拉格朗日式 (semi-Lagrangian) 漂流觀測平臺，在水平方向上隨背景流場漂流，並於垂直方向上進行往復的水文剖面量測。平臺搭載的電磁感測系統與加速度計，可以推估海流與波浪的運動特性。其波浪觀測結果為浮標在漂流過程中，沿時間序列平均後的波浪特性。由於量測期間需要同時進行水文剖面的觀測，使波浪觀測結果在時間解析度上相對受限。然而，此類自主式水下載具仍有助於提升空間覆蓋率與觀測持續性，但其於低風速環境的量測性能仍待系統性驗證。

綜合而言，現有的波浪觀測平臺各具其優勢與限制。傳統定點式浮標已建立長期且相對穩定的點位波浪資料，廣泛用於模式驗證與跨平臺比對分析；而船用 X 波段波浪雷達則能夠於船舶航行期間，提供具時空連續性的區域波浪場資料。但其在低風速海況下受限於海面粗糙度不足與布雷格散射訊號微弱等因素，導致高頻波浪能量容易被低估，降低其在波向與波高上的估算精度；相較之下，自主式水下載具並非以量測海表面波浪為主要設計目標，但可以提供傳統定點浮標與船載雷達皆無法取得的垂直水體結構資訊，利用其高機動性與長時間部屬能力，執行具目標導向的觀測任務。但既有研究多集中於其於高風速或極端風浪條件下的性能驗證 ([Hsu, 2021](#))，對於低風速條件下的系統性波浪狀況評估仍相對不足。基於此研究缺口，本研究以 EM-APEX floats 為核心觀測平臺，探討其於低風速環境下量測波浪的能力。

時間	理論／儀器	原理	特色
1940 ~ 1960 年代	頻譜理論		將波浪運動轉換為能量在不同頻率與方向上的分布
	船用標準波浪記錄儀	以加速度與壓力傳感器記錄船舶航行中的海面加速度與壓力變化	證明加速度計可以量測波浪
	傅立葉轉換與快速傅立葉轉換	將時間序列的波浪資料轉換為頻域能量分布	建立頻譜分析的基礎方法
	Pierson-Moskowitz 譜	結合 <a href="#">Tucker (1954)</a> 的船用標準波浪測量數據與 <a href="#">Phillips (1958)</a> 的相似理論，建立完全發展風浪的參數化波譜模型	
1960 ~ 1970 年代	定點式浮標 e.g. NTU1 海氣象浮標	加速度計或全球導航衛星系統的都普勒速度	於海面上進行長時間的單點觀測，提供高解析度的 $E(f, \theta)$ 與積分型波浪參數
1960 ~ 1980 年代	雷達 e.g. NOR1 的船用標準 X 波段波浪雷達	布雷格散射理論重建波數 - 頻率譜	船用 X 波段波浪雷達：對海面進行扇形面狀掃描，當波長 $< 15$ m 或風速 $< 3$ m/s 時，將難以有效檢測回波
1980 ~ 1990 年代	音響式都卜勒流剖面儀、聲學波浪與海流剖面儀	將上方水體粒子由聲學脈衝回波的都卜勒效應反演流速剖面，並將次表層速度／壓力資料結合線性波理論與轉移函數回推海面高程頻譜，再以方向估計法重建 $E(f, \theta)$ 。	適合淺水至中等水深的近岸長期觀測
	無人飛行載具	雷達與光達	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 優點：具備高機動性，能於大尺度區域進行觀測</li> <li>● 缺點：成本高與操作時限短</li> </ul>
1990 年代 ~ 至今	漂流浮標	全球定位系統的都普勒速度	
	自主式水面載具	<ul style="list-style-type: none"> <li>● Wave Glider 和 Sailerone：全球定位系統的慣性量測單元</li> <li>● SWIFT 浮標：全球導航衛星系統的都普勒速度</li> </ul>	不受載具的姿態影響，能於極端氣候中進行觀測

	自主式水下載具	EM-APEX floats : 電磁感測系統與加速度計	觀測漂流路徑中的平均波浪特性，並提供垂直剖面上的水文、流速等資料
--	---------	------------------------------	----------------------------------

表 1、海表面波浪觀測技術的演變、儀器量測原理與觀測特色。

## 1.4 EM-APEX floats 於波浪觀測的既有研究成果

EM-APEX floats 的原始設計目標為「量測海洋中的電磁訊號與水柱剖面流速」，近年來的應用逐漸延伸至海表面波浪的觀測研究。本節將回顧其於波浪觀測領域的既有研究成果。其中，[第 1.4.1 小節](#)將聚焦於重建海表面  $E(f, \theta)$  的相關研究；[第 1.4.2 節](#)則整理其在波浪統計參數的量測能力、實地驗證結果與既有限制，作為本研究後續進行跨平臺比較分析的基礎。

### 1.4.1 重建海表面波浪 $E(f, \theta)$ 的潛力

EM-APEX floats 無法直接量測傳統意義上的波浪高度、頻率與方向等波浪參數。[Hsu \(2021\)](#) 首次利用 EM-APEX floats 成功重建海表面波浪的  $E(f, \theta)$ ，證實其在波浪觀測的應用潛力。該研究於 2010 年的梅姬颱風 (Typhoon Megi) 期間，在颱風影響的海域內佈放 2 具 EM-APEX floats，紀錄極端天氣條件下的海況資料。研究結合浮標所量測的水平電磁感測速度與垂直加速度，並透過頻譜分析與方向估算方法重建海表面波浪的  $E(f, \theta)$ ，驗證 EM-APEX floats 於強風環境量測波浪的可行性。

然而，該研究的驗證主要仰賴模式的模擬結果，缺乏與其他實地觀測平臺的交叉比對，使 EM-APEX floats 在  $E(f, \theta)$  的穩定性與精度方面，仍待進一步實證與評估。



#### 1.4.2 波浪參數的估算表現與可靠性

直到 [Stadler et al. \(2025\)](#) 的研究，才首次將 EM-APEX floats 的波浪觀測結果與傳統觀測平臺（Datawell Waverider 及 SWIFT 浮標）進行比對。該研究選取三者空間距離  $< 10$  km 的同步觀測資料進行比對，以評估 EM-APEX floats 在波浪統計參數估算上的可靠性及其適用限制。

該研究結果指出，EM-APEX floats 於波浪量測的能力，主要受限於儀器本身的雜波底值（noise floor）。電磁感測系統每隔 50 秒對電極（ $E_1$  和  $E_2$ ）所量測的電磁感應電壓進行最小平方擬合（least squares fit）（[Sanford et al., 1978](#)），以分離較低頻的海流訊號以及波浪驅動的高頻速度訊號。當量測期間的電壓訊號為非線性變化時，以 50 秒為時間窗格的線性擬合假設，將對 1 Hz 速度量測結果造成誤差，其單筆量測誤差的標準差約為 0.016 m/s。模擬分析進一步顯示，該雜訊水準所對應的最小可測  $h_s$  為 0.6 m，因此，EM-APEX floats 對於  $h_s < 0.6$  m 的波浪條件，難以提供穩定且可信的估算結果。

在與傳統波浪觀測平臺的比較中，EM-APEX floats 所估算的  $h_s$  與 Datawell Waverider 浮標之間的相關係數（correlation coefficient,  $R^2$ ）達 0.76，能量週期（ $T_e$ ）為  $R^2 = 0.65$ 。此外，該平臺能合理重建頻率範圍在 0.05 ~ 0.2 Hz 的波浪方向頻譜，並成功辨識風浪與湧浪的能量峰值結構，顯示其在中、低風速的波浪尺度下仍具備一定的方向解析能力。

綜合上述研究成果，EM-APEX floats 從量測水文與流速為主的水體剖面觀測儀器，逐步發展為具備波浪觀測潛力的新型平臺。其對於探討風浪與海流的交互作用，以及海氣邊界層動力研究具有重要應用價值。然而，現有研究尚未對 EM-APEX floats 在波浪方向的估算表現進行充分驗證，特別是在低風速環境下的穩定性與可信度仍有待釐清。本研究以跨平臺比較為核心，目標之一為針對 EM-



APEX floats 於低風速條件下所估算的波浪方向，進行跨平臺的比對與驗證。

## 1.5 研究核心目標與章節安排

鑑於 EM-APEX floats 於低風速條件下的波浪觀測表現仍缺乏系統性驗證，本研究對其在低風速條件下的  $h_s$ 、峰值頻率 (peak frequency,  $f_p$ ) 與  $\theta_p$  之估算表現進行評估。本研究以 NTU1 海氣象浮標 (NTU1 buoy) 作為傳統的波浪量測平臺進行比對，並結合新海研 1 號研究船 (R/V New Ocean Researcher 1, NOR1) 於第 0056 航次的船用標準 X 波段波浪雷達 (standard X-band marine navigation radar) 觀測結果，作為區域尺度上的輔助驗證資料，以檢視 EM-APEX floats 在多平臺觀測架構下的一致性與可靠性。

若能證實 EM-APEX floats 於低風速條件下，具備穩定且可靠的海表面波浪量測能力，將能大幅拓展其應用範疇，從水柱剖面為主的觀測平臺，延伸至海表面動力過程的整合研究。此一發展不僅有助於改善海洋環流模式與氣候預測系統中，在波浪參數的設定與物理表現，亦可提升海氣交互作用在氣候模式的模擬精度，對於颱風動力學研究、風暴潮預測與近岸工程設計等應用領域具有重要應用價值。本研究對各章節的安排內容如下：

## 第二章 觀測實驗介紹和波浪觀測儀器

基於前述研究動機與科學背景，本章首先說明本研究的航次觀測設計、研究區域與資料蒐集架構，並介紹研究中使用的波浪觀測平臺。本研究採用三種觀測系統，包括：EM-APEX floats、NTU1 海氣象浮標搭載的 SVS-603 波浪感測器，以及新海研 1 號研究船上的船用標準 X 波段波浪雷達。本章將整理各平臺的量測原理、資料產品特性與觀測限制，並交代研究資料的篩選與設定方式，作為後續波浪統計參數估算與跨平臺比較分析的基礎。



### 第三章 估算波浪統計參數


鑒於海表面波浪場具有高度隨機性與多尺度特徵，本研究於第三章採用頻譜分析方式作為主要的技術架構，建立從  $E(f, \theta)$  與一維能量頻譜 ( $E(f)$ ) 估算波浪統計參數的方法。本章首先說明  $E(f, \theta)$  重建的理論基礎與流程，包含互頻譜 (cross-spectrum)、方向矩 (directional moments) 及最大熵方法 (maximum entropy method, MEM) 等頻域量的定義與應用；接著定義  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  的估算方式，以建立一致的波浪統計參數計算標準，作為跨平臺比較分析與不確定性評估的理論依據。

### 第四章 EM-APEX floats 量測波浪的原理

本章說明 EM-APEX floats 應用於海表面波浪觀測的物理基礎與資料處理流程。由於 EM-APEX floats 並非專為波浪量測所設計，海表面的波動訊號需由電磁感測推估的水平速度與慣性感測量測的垂直加速度間接反演。內容將介紹水平電磁感應速度的推算方法，以及垂直加速度資料的處理流程，並採用二階 Butterworth 高通濾波器 (second-order Butterworth high-pass filter) 與快速傅立葉轉換建立水平能量頻譜 ( $E_h(f)$ ) 和垂直能量頻譜 ( $E_z(f)$ )。進一步考量浮標的半拉格朗日式漂移特性，本研究依循 [D'Asaro \(2015\)](#) 的頻譜修正程序，將深度衰減與取樣幾何效應等資訊對視光譜 (apparent spectrum) 的影響進行修正，以回推海表面波浪的真實能量分布。經過上述的處理程序，得以將 EM-APEX floats 的原始資料轉換為反映真實海表面波浪動的  $E(f)$ 。

### 第五章 修正 EM-APEX floats 在垂直方向上的頻譜誤差

本章針對 EM-APEX floats 之  $E_z(f)$  於低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 出現



能量異常偏高的現象，進行可能機制分析與提出相對應的校正方法。本研究建立「重心偏心旋轉校正法 (Center-of-Gravity Eccentricity Rotation Correction, COG-ERC)」，用以校正儀器重心位置偏離幾何對稱軸所引致的垂直加速度訊號偏差，並透過驗證因數 (check factor,  $c_k(f)$ ) 評估  $E_z(f)$  的校正成效。後續研究將以重心偏心旋轉校正法校正後的垂直加速度資料作為  $E(f, \theta)$  重建與跨平臺波浪統計參數比較分析的依據。

## 第六章 使用 EM-APEX floats 獲得波浪觀測結果

承接第五章對 EM-APEX floats 之垂直加速度資料的校正成果，本章呈現編號 f9467 與編號 f9747 浮標於本研究環境 (中低風速海況) 下的波浪觀測表現。透過從  $E(f)$  推估  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$ ，解析波浪場在中低風速條件下的時變特性。接著結合 ERA5 10 m 風速資料，探討風場變化對波浪發展與能量結構的影響。隨後，將 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的波浪觀測結果進行跨平臺比較分析，評估不同空間位置與取樣方式對波浪統計參數造成的估算一致性與差異性，作為後續引入船用標準 X 波段波浪雷達進行第三方驗證的重要基礎。

## 第七章 波浪統計參數的跨平臺比較分析

本章以具備空間掃描能力與高機動性的新海研 1 號研究船作為中介平臺，建立 EM-APEX floats、NTU1 海氣象浮標與船載 X 波段波浪雷達的三平臺比較架構，以檢驗不同觀測平臺對波浪統計參數的量測一致性。透過將風速與波浪統計參數進行時序比對，以及比較  $E(f, \theta)$  的能量結構，評估兩比較平臺與船載 X 波段波浪雷達判定主導波系的一致性，探討不同觀測平臺在風場轉換過程的波浪場演變特性與量測吻合度。接著，以船用標準 X 波段波浪雷達作為參考基準，分析空間距離對跨平臺觀測差異的影響，並透過統計檢定量化各波浪參數差異的

顯著性，作為多平臺觀測驗證的綜合評估依據。



## 第八章 討論與結論

第八章針對第 6.2 章與第七章的跨平臺比較結果進行整合討論，以評估 EM-APEX floats 在真實海況的波浪觀測能力與限制。本章聚焦於距離在 0 ~ 60 km 的觀測結果進行分析。比較結果指出當平臺間的距離  $< 30$  km 時， $\theta_p$ 、 $h_s$  與  $f_p$  具有良好的一致性。此外，本章亦探討可能影響跨平臺觀測結果的其他物理來源，如風場注入效率、量測幾何與取樣範圍的不同。整體而言，EM-APEX floats 在低風速環境下具備穩定且具物理意義的波浪觀測能力，加上整合多感測器的能力，其展現作為海氣交互作用與多尺度海洋動力研究中輔助型觀測工具的應用潛力。

### 附錄 A 不同高通濾波器與不同截止頻率對 $E_z(f)$ 的影響

為了確保 EM-APEX floats 資料在頻譜轉換過程的穩定性與可靠性，本附錄探討不同高通濾波器類型與不同截止頻率 (cut frequency,  $f_c$ ) 設定，對  $E_z(f)$  估算結果的影響。由於垂直加速度資料轉換為位移能量頻譜時，其與頻率呈四次方關係，對低頻的殘餘能量較為敏感，因此，濾波器的選擇與參數設定將直接影響頻譜能量與  $h_s$  的估算結果。

本附錄以二階 Butterworth 高通濾波器與經典高通濾波器 (RC 高通濾波器, RC high-pass filter) 為主要探討類型。透過理論頻率響應分析、模擬訊號測試，以及實際觀測資料的應用，比較兩種類型的高通濾波器在不同  $f_c$  設定下之  $E_z(f)$  的能量保留特性與穩定性，相關結果作為研究資料選擇濾波器型式的重要依據。

## 附錄 B 以 $E(f)$ 分析 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的波高差異

本附錄旨在釐清  $\Delta h_s$  是否源於波浪場的能量結構差異，針對 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標在 Yearday 170.9 ~ 172.8 與 Yearday 176.1 ~ 176.5 出現  $\Delta h_s > 0.4$  m 的現象，比較兩平臺的頻譜峰值位置與整體能量形態，以作為波高比對結果的物理佐證。

## 第二章 觀測實驗介紹和波浪觀測儀器



為評估 EM-APEX floats 在低風速條件量測海表面波浪方向頻譜與估算相關波浪參數的能力，本研究整合多種波浪觀測平臺資料，針對三項波浪統計參數的估算結果進行跨平臺比對。本章首先介紹本研究的航次觀測設計、研究區域與資料蒐集方式，再說明三種主要波浪觀測平臺的量測原理與平臺量測限制。

### 2.1 航次介紹

本研究旨在檢驗 EM-APEX floats 於低風速環境下量測海表面波浪的能力。研究以本所於 2023 年 6 月佈放於臺灣東部外海的 NTU1 海氣象浮標作為傳統波浪觀測平臺進行比對，並結合新海研 1 號研究船第 0056 航次之船用標準 X 波段波浪雷達，作為移動式輔助觀測平臺（平臺位置呈現於圖 2-1）。本研究重點目標將對三種波浪觀測平臺在  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  的估算結果進行比對，以評估 EM-APEX floats 於低風速條件下執行波浪監測的適用性與量測可靠度。

本研究的觀測資料來自新海研 1 號研究船第 0056 航次。該航次由許哲源博士帶領，於 2023 年 6 月 14 日（2023 Yearday 165）自基隆港啟航，執行為期 8 天的「黑潮到紊流之間的能量交換觀測研究」計畫；研究的位置介於  $121^{\circ}\text{E} \sim 124^{\circ}\text{E}$  與  $20.2^{\circ}\text{N} \sim 22.8^{\circ}\text{N}$ ，並於 6 月 21 日抵達高雄港結束航程。航次期間，研究團隊於 2023 年 6 月 16 日（2023 Yearday 167）投放編號為 f9467 與 f9747 的 2 具 EM-APEX floats，後續於 2023 年 6 月 26 日（2023 Yearday 177）由新海研 1 號研究船第 0057 航次回收 2 具儀器，總觀測期共計 11 天。觀測期間，編號 f9467 和編號 f9747 浮標分別完成 80 次和 81 次的垂直剖面觀測，用以執行「西北太平洋暖渦（漩）東方的海氣交互作用動力過程」觀測實驗。

此外，NTU1 海氣象浮標於 2023 年 6 月 18 日（2023 Yearday 169）佈放於北緯  $21.1991^{\circ}$ 、東經  $123.9363^{\circ}$ ，進行海氣象長期觀測，以提供大氣－海洋交互作用研究的基礎數據。本研究選用 NTU1 海氣象浮標於 Yearday 169 ~ 177 的觀測資料，該時段與 EM-APEX floats 的觀測期重疊，可以確保資料於時間上的一致性，利於後續進行跨平臺比較分析。

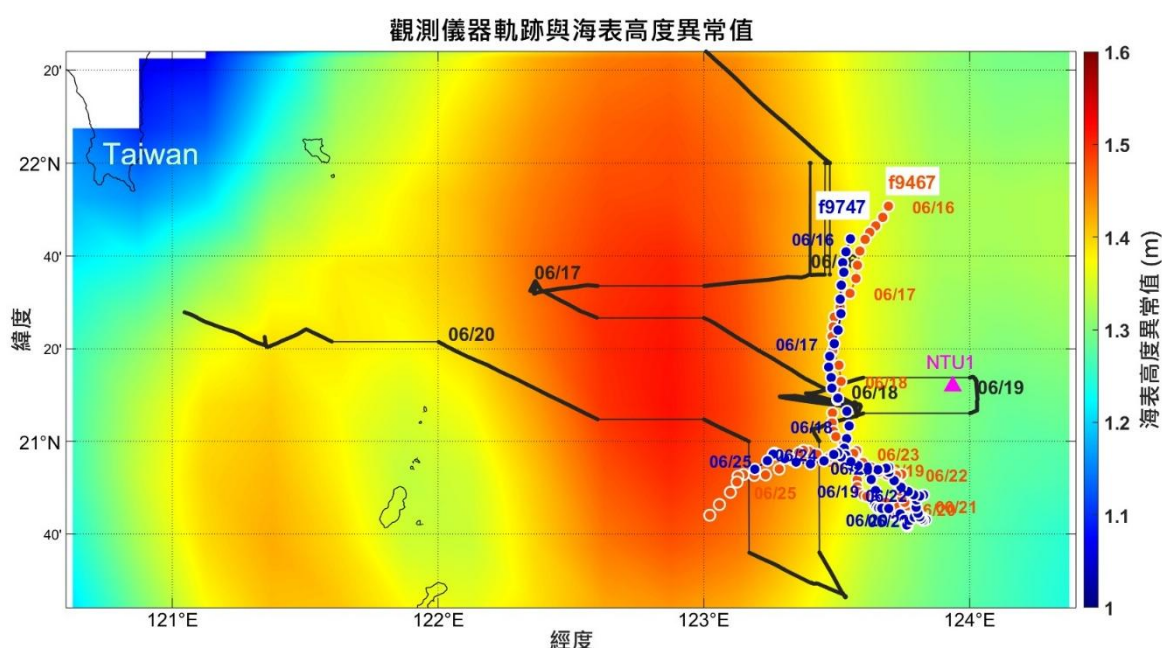


圖 2-1、EM-APEX floats、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船第 0056 航次於 2023 年 6 月的移動路徑圖。黑色粗線表示船用標準 X 波段波浪雷達具有有效觀測資料的時間區段；橘色與藍色圓點分別代表 EM-APEX floats 編號 f9467 與編號 f9747 的漂流路徑；洋紅色三角形為 NTU1 海氣象浮標的錨定位置。背景色階為 6 月 19 日的平均海表面高度異常值（Sea Level Anomaly, SLA），其資料取自 AVISO+，<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/>。

## 2.2 EM-APEX floats 介紹

EM-APEX floats（圖 2-2 (a)）為一種自主式水下載具，具備自主調節浮力的能力，並於水柱中進行垂直剖面量測的往復運動。該平臺具搭載 CTD、紊流感



測器等多種海洋感測設備的特色，可以取得海水在三維空間中的水文結構與動力資訊。本節將介紹 EM-APEX floats 的外部構造與內部組件，並說明其在海洋物理參數的基本量測原理。

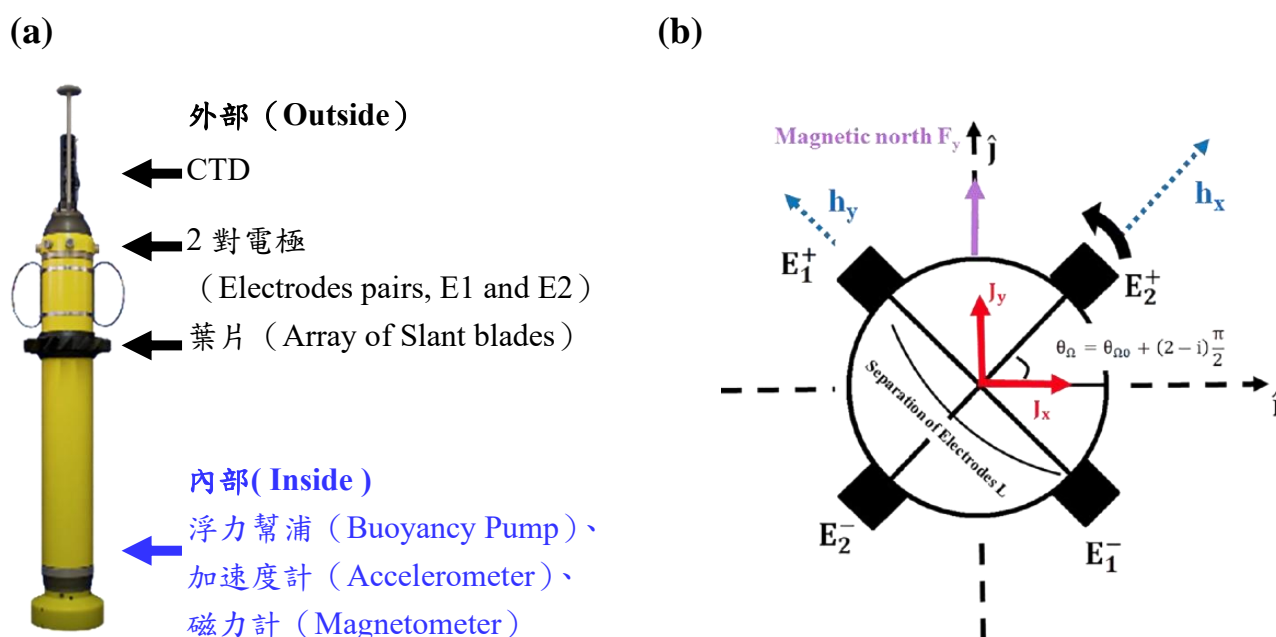


圖 2-2、(a) EM-APEX floats 的構造與各感測器的配置位置。(b) EM-APEX floats 的俯視圖 (取自: [Hsu, 2024](#))，其中  $E_1$ 、 $E_2$  表示 2 對正交配置的電極； $h_x$ 、 $h_y$  為磁力計量測的正交軸向； $\hat{j}_x$ 、 $\hat{j}_y$  代表電訊號量測的正交軸向。

### 2.2.1 海洋物理參數的量測機制與即時通訊架構

EM-APEX floats 於外部配置 2 對正交的銀-氯化銀電極 (Orthogonal Ag-AgCl electrodes,  $E_1$  和  $E_2$ )，用以量測海水運動所引致的感應電場變化；同時，外部搭載的 CTD 可以同步紀錄水體溫度、鹽度與深度等水文參數。依據動生感應理論 (Motional Induction Theory) ([Weaver, 1965](#) ; [Sanford, 1971](#) ; [Sanford et al., 2005](#))，導電流體在地球磁場 ( $F$ ) 中運動時，將產生感應電動勢 (induction electromotive force)。EM-APEX floats 透過量測感應電動勢在電極 ( $E_1^+$  與  $E_1^-$

以及  $E_2^+$  與  $E_2^-$ ) 間的電壓差，取得感應電壓 (induced voltage) 的時間序列訊號，並以 1.024 秒的取樣間隔進行記錄 (Hsu, 2024)。該感應電壓訊號能間接反映海水在水平方向的運動變化，並作為後續推算水平流速與波動能量的基礎資料來源。

此外，頂部設置的 Iridium 全球衛星電話系統 (Iridium global cell phone system)，使浮標在完成下潛 (descending dive) 與上浮 (ascending dive) 的單次迴圈後，能於海表面停留期間回傳完整的觀測資料至岸端資料庫 (Sanford et al., 2005)。此即時通訊架構利於在觀測期間監控儀器運作狀況，並提升長時間追蹤海洋瞬變過程與時空變異的能力。

### 2.2.2 加速度計、浮力幫浦 (buoyancy pump) 與葉片 (blades)

EM-APEX floats 內部配置的三軸加速度計，可以量測海水在水平和垂直方向的加速度訊號，並以 1 Hz 的頻率輸出；其量測範圍為  $\pm 2g$  (其中  $g$  為重力加速度)。

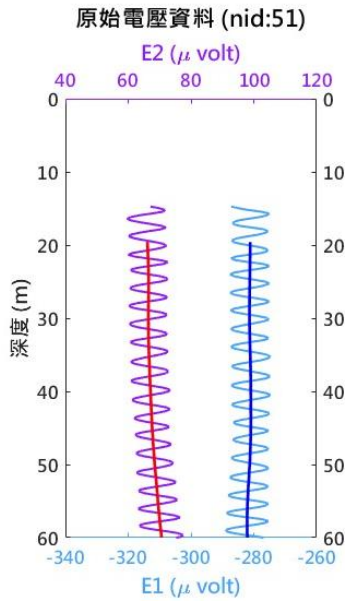
浮標的垂直運動主要由內部的浮力幫浦 (buoyancy pump) 控制。油活塞 (Oil piston) 在油管 (Oil pipe) 內往復運動，將油液於浮標腔體與底部油囊 (Oil bag) 間進行輸送，藉此調節油囊的體積與儀器排開的水量，進而改變浮標相對於周圍海水的浮力大小 (Chang, 2025)。因此，浮標得以在水中往復升沉，完成垂直剖面觀測並取得水文資料。

此外，浮標外部的斜向排列葉片 (array of slant blades) 使其在垂直運動過程中，與背景流場產生流體交互作用，進而誘發浮標在水平方向上產生自轉運動。其旋轉方向取決於浮標的垂直運動方向，而旋轉速度則與其垂直移動速度呈正比關係 (Chang, 2025)。此自轉效應在電磁感測資料中留下週期性的振盪訊號 (圖 2-3)，可以作為分離儀器背景偏移 (measurement offset) 與海水真實運動訊號的

重要依據。



(a)



(b)

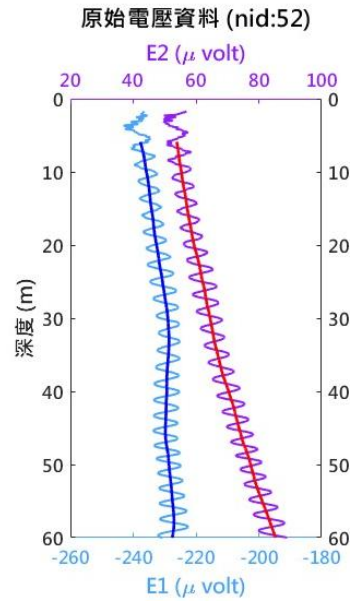


圖 2-3、EM-APEX floats 編號 f9467 於第 26 次剖面量測 (Yearday 170) 時，2 對電極 ( $E_1$  和  $E_2$ ) 所記錄的電壓訊號隨深度之變化。(a) 浮標下潛過程；(b) 浮標上浮過程。紫色與天藍色實線表示  $E_1$  和  $E_2$  量測的原始海水運動感應訊號。

### 2.2.3 磁力計 (magnetometer) 與方向角推算

浮標內建的磁力計 (magnetometer) 用以感測地球磁場的方向資訊，其訊號以標準化值 (normalized value) 輸出，而實際的地球磁場強度則需透過線上地球磁場模型 (online geomagnetic field model) 加以推算。磁力計以 1 Hz 的取樣頻率輸出，並將地球磁場向量投影至兩個互相垂直的感測軸 ( $h_x$  與  $h_y$ , 圖 2-2 (b))。在剖面量測期間，磁力計的量測偏移量在時間與深度上皆相對穩定。由於浮標持續繞自身軸心旋轉，兩個感測軸相對於地磁北向 ( $F_y$ ) 的方位將呈現週期性變化。藉由分析正交磁場分量 ( $h_x$  與  $h_y$ ) 的相位關係，可以推估浮標相對於地磁北向的瞬時夾角 ( $\tilde{\theta}_{\Omega 0}$ , 式 1)。  $\tilde{\theta}_{\Omega 0}$  以反正切函數計算，可以對旋轉角度進

行全象限解析 ([Hsu, 2021](#))。

$$\tilde{\theta}_{\Omega 0}(t) = \tan^{-1}\left(\frac{h_x - \langle h_x \rangle}{h_y - \langle h_y \rangle}\right) \quad (\text{式 1, [Hsu, 2021](#)})$$



當  $h_x$  與地磁北向對齊時， $\tilde{\theta}_{\Omega 0}$  取為參考零點，其物理意義為  $F_y$  相對於  $h_x$  的夾角。該角度為後續建立旋轉座標系的重要輸入參數，也是感應電壓訊號轉換為地理座標系下的水平流速分量之關鍵依據。

另外，浮標的重心位置很可能偏離其幾何對稱軸。由於浮標的電池模組集中放置於儀器內部單側 ([圖 2-4](#))，此安裝方式造成浮標的重量分佈不對稱。儘管浮標在自身重量 (約 27 公斤) 的作用下，仍可以維持近似垂直的姿態進行剖面量測，但重心與幾何對稱軸偏離的現象，可能導致加速度感測器的量測軸與浮標的力學對稱軸產生夾角偏差。當浮標在剖面量測過程產生自轉運動時，旋轉現象不會使浮標的姿態造成顯著改變，但會放大重心偏心引起的軸向不對稱效應，使垂直加速度的背景偏移隨著旋轉方位角呈現系統性漂移。本研究將於[第四章](#)說明重心偏心效應對垂直加速度資料的影響，並於[第五章](#)提出相應的校正方法。



圖 2-4、EM-APEX floats 的電池配置示意圖。淺藍色矩形區域為電池模組的概略佈放位置。

#### 2.2.4 研究資料設定

受浮標的重量影響，其下潛階段的垂直速度較快（約 0.225 m/s），於近海表面的波動訊號較難以被完整取樣與記錄（[圖 2-3 \(a\)](#)）。相較之下，浮標上浮階段的垂直移動速度較緩（約 0.077 m/s），能更完整地捕捉海表面的波動特徵（[圖 2-3 \(b\)](#)）。因此，本研究僅採用上浮階段的資料進行後續的研究分析。

此次觀測所設定的儀器最大深度為 100 m，後續分析僅採用深度在 60 m 內的上層海洋資料，以聚焦於海表面波浪動訊號與相關波浪統計參數的估算。其取樣間隔為 1.024 秒，因此，每次上浮過程約可以取得 700 筆以上的獨立觀測資料點，以提供足夠的樣本數進行波浪頻譜分析與統計參數的估算。

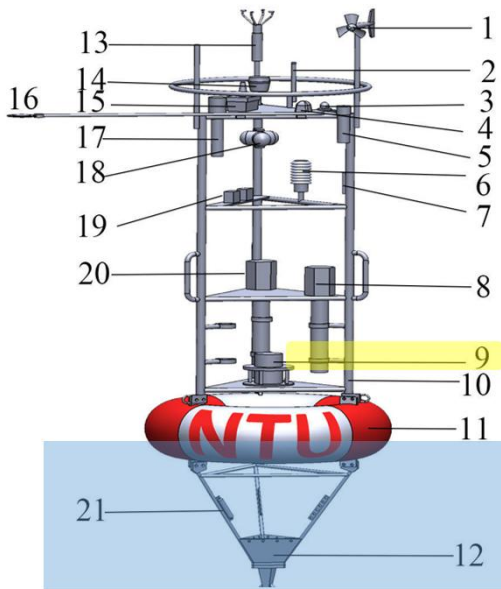
### 2.3 NTU1 海氣象浮標上的 SVS-603 波浪感測器 (Wave Sensor) 資料

本次研究的觀測期間，NTU1 海氣象浮標 (NTU1 buoy, [圖 2-5 \(a\)](#)) 搭載 SVS - 603 波浪感測器 (SeaView Systems 603 wave sensor, 韌體版本 1.95, [圖 2-5 \(b\)](#)) 進行波浪量測。該感測器以慣性量測單元 (Inertial Measurement Unit, IMU) 為核心，整合三軸加速度計、陀螺儀與磁力計，同步量測 NTU1 海氣象浮標在三維空間的運動與姿態變化，以重建海表面波浪的動態特性。

當 SVS - 603 波浪感測器累積 2048 筆樣本點後，即透過快速傅立葉轉換 (FFT)、專有演算法，及用以校正浮標本體動態回應的 Lang 濾波器重建波浪譜頻，進而推估  $h_s$ 、 $T_p$  與  $\theta_p$  等波浪統計參數。每完成一次波浪分析週期，系統便寫入一筆波浪統計數據，並將統計摘要輸出至檔案，而非輸出逐筆的原始時間序列資料。

SVS - 603 波浪感測器的採樣頻率由兩項參數共同控制：interval (微秒) 與 avr (平均掃描次數)，兩者乘積將決定單一樣本的取樣時間間隔。透過調整 interval 與 avr，可以改變累積 2048 筆樣本點所需的時間，進而控制波浪頻譜分析的更新週期與時間解析度。本研究採用間歇性供電模式，透過設定「採樣頻率」與「供電週期」進行功耗管理。以本研究設定為例，系統以 2 Hz 的採樣頻率進行資料取樣與運算，需約 17 分鐘才能完成一次的頻譜分析與波浪統計參數估算；接著，系統將自動斷電進入休眠狀態，並於 43 分鐘後重新啟動，以產製並輸出下一筆波浪統計數據。因此，每日可以獲得 24 筆波浪統計結果，日資料量約 2 MB。若以 8 GB 的 SD 卡儲存容量估算，能支援 10 年以上的連續觀測。然而，在資料寫入 SD 卡的過程中需避免突然斷電，以降低檔案損毀以及資料遺失的風險。

(a)



2023

ITEM	DESCRIPTION
1	Propeller anemometer
2	UHF antenna
3	Pyrometer
4	Inmarsat satellite antenna
5	Iridium GPS beacon
6	Air temperature and humidity probes
7	Barometer
8	Control and communication unit
9	Wave gauge
10	Tower
11	Fiberglass buoy
12	Bridle
13	Ultrasonic anemometer
14	Solar marine navigation light
15	Iridium satellite antenna
16	Net radiometer
17	Rain gauge
18	Radar reflector
19	Time-lapse camera x 2
20	Meteorological data acquisition unit
21	Sea surface temperature

(b)

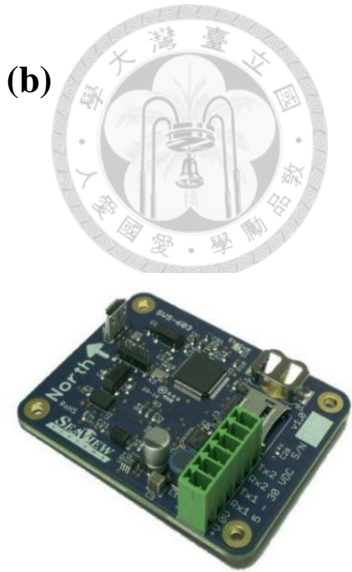


圖 2-5、(a) NTU1 海氣象浮標的構造與感測器配置位置，其中 SVS - 603 波浪感測器安裝於 9 號位置。（圖片取至臺灣大學海洋研究所「海氣象即時觀測浮標」網站，<https://po.oc.ntu.edu.tw/buoy/buoydiagram.php>）(b) SVS - 603 波浪感測器圖片。（圖片取至 SVS - 603 波浪感測器韌體 1.95 操作手冊）

SVS - 603 波浪感測器每日會建立一個資料檔，用以紀錄當日觀測的波浪統計數據。本研究主要採用三項波浪統計參數： $h_s$ 、頻域主波週期與頻域主波方向，並與 EM-APEX floats 及新海研 1 號研究船第 0056 航次的船用標準 X 波段雷達觀測結果進行比較，以評估低風速條件下的跨平臺觀測一致性與可靠性。本研究使用的資料變數名稱與其定義如表 2 所示。

此外，SVS - 603 波浪感測器亦可輸出其他波浪統計參數，如最大波高、能量週期、平均方向、方向傅立葉係數及最大加速度等，但上述參數不在本研究的比對分析範圍內，故未納入討論。

類別	變數名稱	說明
時間	DateTime	日期與時間
波高	Hs	示性波高，基於完整頻譜能量計算。
週期 p.s. 根據垂直加速度頻譜計算	DominantPeriodFW	頻域峰值週期，使用專有頻域窗函數計算。
方向	WaveDirectionFW	頻域主波方向，使用專有頻域窗函數計算。

表 2、本研究使用的 SVS - 603 波浪感測器之輸出參數與其定義。（資料取自 SVS - 603 波浪感測器韌體 1.95 操作手冊）

然而，SVS - 603 波浪感測器的量測準確度（表 3）主要來自其於實驗室或特定測試條件下的評估結果。在本研究中，SVS - 603 波浪感測器裝設於 NTU1 海氣象浮標上，其量測結果除了受到感測器本身的性能影響，亦可能受到浮標平臺尺度、慣性特性與係留系統動力行為等因素共同調制。由於浮標在波浪的作用下具有自身的運動響應，可以視為整體浮標系統本身對波浪訊號具有濾波效應，使量測結果在不同頻率範圍產生相對的放大或衰減效應，進而影響波浪統計參數與頻譜能量估算的準確性。

波浪參數	範圍 (Range)	解析度 (Resolution)	準確度 (Accuracy)
波高	0.2 ~ 20 m	0.001 m	± 0.005 m
週期	1.5 ~ 20 s	0.001 s	< 1%
方向	0° ~ 360°	0.001°	± 4°

表 3、SVS - 603 波浪感測器的波浪參數量測規格，包含範圍、解析度與準確度。（資料取自 SeaView Systems 603 規格書：

[https://www.fondriest.com/pdf/seaview\\_systems\\_svs-603\\_spec.pdf](https://www.fondriest.com/pdf/seaview_systems_svs-603_spec.pdf)）



## 2.4 新海研 1 號研究船的船用標準 X 波段波浪雷達資料

新海研 1 號研究船上的船用標準 X 波段波浪雷達採用 Wavex 6 系統進行波浪觀測。該系統透過擷取海面背向散射 (sea surface backscatter) 訊號，形成海面雷達回波 (radar echo) 影像 (亦稱海面雜波 (sea clutter))，並結合原始雷達影像、船舶定位及姿態資訊 (Gyro compass) 以重建波浪在頻率與方向域的能量分布，並輸出波譜產品與波浪統計參數。

Wavex 6 系統提供兩種主要的波譜產品：定向波浪頻譜 (Directional wave spectrum) 與全向波浪頻譜 (Omnidirectional wave spectrum)。其中，定向波浪頻譜可以呈現波浪能量隨著頻率 (或週期) 與方向的分布特徵，有助於辨識波浪來源與分析多重波系 (如風浪與湧浪) 的共存情形；全向波浪頻譜描述波浪能量隨著頻率 (或週期) 的分佈情況，用於表徵整體海況並判別是否存在對船舶運行較敏感之特定頻率能量增強現象。

在硬體操作條件上，Wavex 6 系統要求 X 波段雷達於短脈衝模式 (Short Pulse Mode, 約 50 ~ 80 ns) 下運作，且環境風速必須達到 1 ~ 3 m/s (約 2 ~ 6 節) 以上，以確保海表面生成足夠的短波漣漪，使雷達能有效接收並解析海面背向散射訊號。此一限制主要源於布雷格散射對海表面粗糙度條件的要求；當海表面粗糙度不足而使回波訊號偏弱時，將降低波譜的重建品質，並增加波浪參數在估算上的不確定性。依據 Wavex 6 波浪雷達操作手冊 (Wavex 6 Waveradar User Manual)，該系統可解析之波浪頻率上限約為 0.31 Hz。

此外，根據原廠白皮書 (Automatically Calibrated Wave Spectra by the MIROS Wavex System)，其量測的波浪參數估計精度如表 4 所示。然而，本研究使用頻率進行比較分析，無法使用直接 Wavex 6 系統提供的週期準確度做判斷，因此在頻率準確度的計算使用新海研 1 號研究船逐筆頻率資料間隔，如以下所示



$$\Delta f = \frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1} \quad (\text{式 2})$$

於觀測時間內的平均頻率誤差約為  $4.38 \times 10^{-4}$  Hz。

系統亦內建風力下降偵測器 (wind drop detector) 與降水偵測器 (Automatic precipitation detector)，可以自動監測風場條件與降水情況。當風速不足或降水遮蔽，使雷達回波訊號的品質參數過低時，對應的波浪參數數據將被標記為無效資料。另一方面，Wavex 6 系統亦包含海流與水速處理器 (MirMat02 - Current and Speed Through Water Processor) 軟體模組，可以同步推估海流與船舶相對水速 (speed through water, STW)，提供航次期間的表層流場資訊。

由於 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標存在一定的空間距離差 (約 40 ~ 60 km)，兩者的波浪觀測結果可能不完全相同，因而難以直接進行一對一的同步比對 (跨平臺比較結果將於第 6.2. 節顯示)。為降低空間分離造成的不確定性，本研究引入新海研 1 號研究船航行期間的船用標準 X 波段波浪雷達作為中介平臺，藉由其移動式觀測特性，提供區域尺度的波浪場參考資料，藉此縮小跨平臺比較的空間差距。

本研究採用 Wavex 6 系統輸出之定向波浪頻譜推估波浪統計參數。首先將定向波浪頻譜轉換為  $E(f)$ ，再以頻譜積分方式計算  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$ 。分析時段選用 Yearday 169 ~ 171 期間，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船的直線距離皆 < 200 km，能反映相近的大尺度波浪場背景，故適合作為跨平臺比較分析的依據。

波浪參數	範圍 (Range)	解析度 (Resolution)	準確度 (Accuracy)
波高	<b>0.5 ~ 5 m</b>	<b>0.1 m</b>	<b>0.2 m</b>
	5 ~ 10 m	0.1 m	6%
	10 ~ 15 m	0.1 m	20% (理論值)
週期	3.2 ~ 5.0 s	0.1 s	0.5 s (理論值)
	<b>5.0 ~ 13.0 s</b>	<b>0.1 s</b>	<b>10%</b>
	13.0 ~ 25.3 s	0.1 s	20% (理論值)
方向	<b>0° ~ 360°</b>	<b>1°</b>	<b>20° (理論值為 2°)</b>

表 4、Wavex 系統量測的波浪參數量測規格，包含範圍、解析度與準確度。

(資料取自 Miros Wavex 技術手冊 (Jun 2023) : [https://www.miros-group.com/wp-content/uploads/2024/03/Datasheet-Miros-Wavex\\_Jun2023.pdf](https://www.miros-group.com/wp-content/uploads/2024/03/Datasheet-Miros-Wavex_Jun2023.pdf))

## 第三章 估算波浪統計參數



實際海況中的波浪可以視為多個波系在不同頻率與方向上的隨機疊加結果 (Hanson 和 Phillips, 2001; Ryabkova et al., 2019)，因此難以用單一波形描述。

為了表徵其統計特性，本研究採用頻譜分析方法，並以  $E(f, \theta)$  與  $E(f)$  為基礎，推估統計波浪參數，作為後續跨平臺比較分析的重要依據。

在 [第 3.1 節](#) 將介紹  $E(f, \theta)$  的估算方式；接著於 [第 3.2 節](#) 定義  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  的估算方法，以建立 EM-APEX floats 在 [第六章](#) 與 [第七章](#) 進行波浪統計參數分析與跨平臺比對的理論基礎。

### 3.1 使用 EM-APEX floats 估算 $E(f, \theta)$

$E(f, \theta)$  描述波浪能量於頻率與方向域的分布，可以用於解析波浪場結構、辨識波浪類型並區分多重波系，因此被視為表徵海表面波浪場的最佳方式。

$E(f, \theta)$  之估算概念建立於水平運動與垂直運動間的相位關係；具體而言，可以由  $E_h(f)$  與  $E_z(f)$  間的互頻譜萃取方向訊息，進而重建波浪能量隨方向的展布 (Kuik et al., 1988; Herbers et al., 2012)。

#### 3.1.1 資料品質控制

進行  $E(f, \theta)$  重建之前，需先檢視 EM-APEX floats 於剖面量測期間的運動狀態，避免姿態偏差對波向估算造成誤差。當浮標垂直移動速度過低 ( $< 0.06$  m/s) 時，環境的垂直剪切效應可能使浮標姿態的穩定性下降，造成磁力計與加速度計的量測出現方向性偏差，進而影響電場訊號的準確性。基於上述考量，本研究依循 [Hsu \(2021\)](#) 的資料篩選準則，排除垂直移動速度  $< 0.06$  m/s 的樣本，以確保後續在  $E(f, \theta)$  分析的可靠度。



### 3.1.2 $E(f, \theta)$ 的估算原理與方向矩定義

$E(f, \theta)$  的推估建立於頻域統計量之上，核心包含互頻譜與自能率譜（power spectrum）。其中，互頻譜描述不同運動分量間的相位耦合關係，包括兩個水平分量間的互頻譜  $C_{uv}$ ，以及水平與垂直分量間的互頻譜  $C_{ua}$  與  $C_{va}$ 。互頻譜為複數形式，實部（real part,  $Re$ ）反映兩個訊號間的同相相關特性；自能率譜（ $S_{uu}$ 、 $S_{vv}$  與  $S_{aa}$ ）則分別對應於水平經向速度、水平緯向速度與垂直加速度。

$$\begin{cases} a_1(f) = \frac{Re(C_{ua})}{\sqrt{(S_{uu}+S_{vv})S_{aa}}} \\ b_1(f) = \frac{Re(C_{va})}{\sqrt{(S_{uu}+S_{vv})S_{aa}}} \\ a_2(f) = \frac{S_{uu}-S_{vv}}{S_{uu}+S_{vv}} \\ b_2(f) = \frac{2Re(C_{uv})}{S_{uu}+S_{vv}} \end{cases} \quad (\text{式 3, Thomson et al., 2018})$$

本研究採用方向矩描述  $E(f, \theta)$  的角向結構。方向矩依傅立葉階數可以分為第一階方向矩（first-order Fourier moments,  $(a_1, b_1)$ ）與第二階方向矩（second-order Fourier moments,  $(a_2, b_2)$ ）。其中， $(a_1, b_1)$  代表波浪能量主要傳播的方向向量特徵，分別對應方向權重  $\cos \theta$ （東西向）與  $\sin \theta$ （南北向）的加權平均，並可以據此推算波浪的主方向（ $\theta_1(f)$ , 式 4）；相對地， $(a_2, b_2)$  則反映波浪能量在方向分佈的集中程度。 $\theta_1(f)$  與第二方向（ $\theta_2(f)$ , 式 5）分別由下式求得：

$$\theta_1(f) = \tan^{-1}\left(\frac{b_1}{a_1}\right) \quad (\text{式 4, Thomson et al., 2018})$$

$$\theta_2(f) = \frac{1}{2} \tan^{-1}\left(\frac{b_2}{a_2}\right) \quad (\text{式 5, Thomson et al., 2018})$$



然而， $\theta_2(f)$  僅能解析四個象限中的兩個象限，其結果存在  $180^\circ$  的方向模糊性。換言之， $\theta_2(f)$  僅能判斷波浪傳播的主軸方向，無法區分波浪的來向與去向。基於此限制，本研究採用  $(a_1, b_1)$  估算波浪的方向展寬 (directional spread, [式 6](#))，以量化各頻率下的波浪能量於方向域之展布寬度。

$$\Delta\theta_1(f) = \sqrt{2(1 - \sqrt{a_1^2 + b_1^2})} \quad (\text{式 6, } \text{Thomson et al., 2018})$$

本研究以 EM-APEX floats 所量測的水平電磁感測速度與垂直加速度重建  $E(f, \theta)$ 。關於水平電磁感測速度頻譜與垂直加速度頻譜的計算流程，將於[第四章](#)說明。

### 3.1.3 使用最大熵方法重建 $E(f, \theta)$

為了重建具有高解析度的  $E(f, \theta)$ ，本研究將  $(a_1, b_1)$  輸入最大熵方法 ([Lygre 和 Krogstad, 1986](#))，以推估各頻率下最可能的波浪方向分佈，進而重建  $E(f, \theta)$  結構。

相較於加權 Longuet-Higgins 方法 (weighted Longuet-Higgins method, WLH)、最大概似方法 (maximum likelihood, MLM) 和擴展最大概似方法 (extended MLM, EMLM) 等常見的方向反演方法，最大熵方法在解析多峰波譜結構時，通常具有較佳的方向解析能力。雖然最大熵方法可能使方向分佈呈現略為偏窄的人為效應，造成方向展寬低估並犧牲部分的真實波譜寬度；但在辨識波系轉換、解析複合波浪場，以及追蹤能量峰值演變等應用上，此方法反而能提供更清晰的方向訊號特徵 ([Collins III et al., 2018](#))。綜合而言，最大熵方法能在本

研究的觀測條件下提供較佳的方向辨識能力，因此本研究採用此方法作為  $E(f, \theta)$  的重建方式。



### 3.1.4 判讀 $E(f, \theta)$

$E(f, \theta)$  (以圖 3-1 為例) 可以視覺化地呈現波浪能量於不同頻率與方向上的分布情形。灰色同心圓表示頻率軸，其頻率自圓心向外遞增，每一圈的間隔為 0.04 Hz；最外圈則標示方位角，其中  $0^\circ$ 、 $90^\circ$ 、 $180^\circ$  與  $270^\circ$  分別對應東、北、西與南方；色階表示取對數後的頻譜能量。此表示方式中，能量團塊所在的方位可以視為波浪主要的傳播方向；而能量團塊與圓心的距離則對應頻率大小。靠近外圈代表較高頻的短波，靠近內圈代表較低頻的長波。透過比較不同方向與頻率上的能量分布，可以進一步辨識波系的來源及其物理特性，並判斷波浪場結構是由單一波系主導，抑或由多組波系共同組成。因此， $E(f, \theta)$  可以有效地描述波浪場結構與其時空演變。若結合風向與平均浪向等外部資訊，即可更全面地分析大氣與海表面波浪間的耦合關係 (Hsu, 2023)。

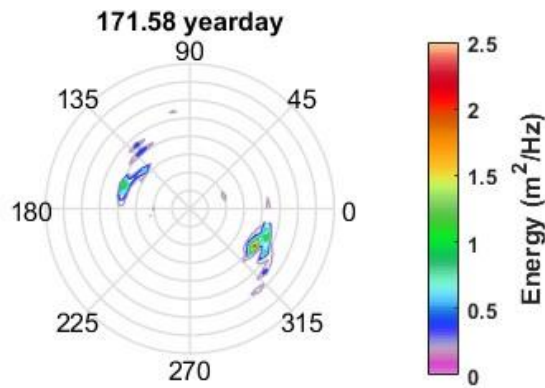


圖 3-1、以 EM-APEX floats 編號 f9467 資料於 Yearday 171.58 之觀測資料所重建的  $E(f, \theta)$ ，結果顯示，在方向角約  $160^\circ$  與  $315^\circ$  處皆存在頻率約 0.16 Hz 的顯著波浪能量特徵。

### 3.2 波浪批量參數的計算

$E(f, \theta)$  可以用來描述波浪能量在頻率與方向域上的分布特性。然而，在實際的資料分析與跨平臺比較研究中，通常需要將  $E(f, \theta)$  轉換為表徵整體海況的統計性摘要量，以利於不同觀測系統之間進行一致且可量化的比較。因此，本研究從  $E(f, \theta)$  萃取波浪批量參數 (bulk parameters) 作為跨平臺分析的主要指標。本研究採用的批量參數包括  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$ 。

#### 3.2.1 $E(f)$ 的建立

$E(f)$  反映波浪能量在頻率域的分布情形，可以將  $E(f, \theta)$  沿方向軸積分獲得  $E(f)$ ：

$$E(f) = \int_{-\pi}^{\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (\text{式 7, Wyatt, 2019})$$

其中， $E(f)$  的單位為  $m^2/Hz$ ，表示單位頻寬內所包含的波浪能量（可以視為



位能與動能的總和)。因此， $E(f)$  的值愈大，代表該頻率對整體波浪能量的貢獻愈高，亦即該頻帶的波動越強。

### 3.2.2 估算 $h_s$ 與 $f_p$

透過對  $E(f)$  進行頻域積分，可以推算兩項常用的統計波浪參數： $h_s$  (式 8) 與  $f_p$  (式 9)。

$h_s$  在時域的定義為某時間段內的所有波高中，將波高由大到小排序後，前 1/3 波高段的平均值 (Holthuijsen, 2007)，可以用來表示海表面波浪的整體能量強度；在頻域中， $h_s$  則由海面位移頻譜的零階動量 (即位移變異量) 推估，等同於 4 倍的海面位移標準差。此外，本研究中的  $h_s$  以  $E_h(f)$  作為主要的估算依據。

$f_p$  則對應於波浪場能量最集中的主導頻帶，能反映控制主要波群的特性，通常較平均頻率更具物理代表性。本研究採用以能量頻譜進行 4 次方加權後的平均頻率估算  $f_p$ 。在此， $E^4$  權重會顯著放大能量峰值附近頻帶的貢獻，因此能更有效地凸顯主導波系的峰值位置，同時降低單一窄頻雜訊尖峰對峰值判定造成的干擾。

$$h_s = 4\sqrt{\int E(f)df} \quad (\text{式 8, Thomson et al., 2018})$$

$$f_p = \frac{\int fE^4(f)df}{\int E^4(f)df} \quad (\text{式 9, Young, 1995 ; Collins III et al., 2018})$$

### 3.2.3 主波方向的估算

在實際海況中，海表面波浪通常由多個不同傳播方向的波系共同組成 (例如風浪和湧浪的共存)，因此需要以具代表性的方向參數表示波浪能量的主要傳播



方向。本研究以  $\theta_p$  作為跨平臺比較分析的主要指標。

由於各觀測平臺在波浪方向的定義與反演方法上存在差異，主波方向的估算方式亦不盡相同。針對 EM-APEX floats，本研究採用方向矩法，以頻譜能量加權方式推估代表性傳播方向，並將  $(a_1, b_1)$  在  $f_p$  處對應的  $\theta_1(f)$  定義為  $\theta_p$  (式 10) (Hsu, 2021)。此作法能有效整合多種波系的能量貢獻，使估算的  $\theta_p$  在複雜海況下具有較佳的穩定性與代表性。

$$\theta_p = \theta_1(f_p) \quad (\text{式 10, Hsu, 2021})$$

相較之下，船用標準 X 波段波浪雷達則採用最大能量法 (maximum energy method)，於  $f_p$  下直接尋找  $E(f, \theta)$  的能量最大值對應的方向角 (Rørbæk, 2000)，並將其定義為  $\theta_p$ 。

$$\theta_p = \arg [E_{max}(f_p, \theta)] \quad (\text{式 11})$$

## 第四章 EM-APEX floats 量測波浪的原理

本章旨在說明 EM-APEX floats 應用於海表面波浪觀測的物理基礎與資料處理流程。由於 EM-APEX floats 並非專為量測波浪設計，其波浪訊號需透過電磁感測的速度與慣性感測的加速度資料間接推估，因此需釐清其感測原理與頻譜轉換方式。


### 4.1 高通濾波器的選用

海水的流速訊號可以視為由低頻的背景海流 (low-frequency currents) 與高頻的海表面波浪動 (high-frequency surface waves) 共同組成 (Hsu, 2024)。為了有效地萃取海表面波浪所對應的高頻訊號，本研究於 EM-APEX floats 的資料處理流程中採用二階 Butterworth 高通濾波器。該濾波器具有最大平坦振幅響應 (maximally flat magnitude response) 的特性，能在通帶內維持穩定的增益響應，因此被廣泛應用於海洋觀測資料的高通與低通濾波處理 (Lien, 2014)。本研究設定  $f_c$  為 0.04 Hz，以抑制低頻的背景海流成分與保留高頻的海表面波浪動能量。

研究初期曾嘗試採用 RC 高通濾波器進行濾波處理，然而其頻率響應較緩，對於  $f_c$  以上的能量峰值之保留能力較弱，可能使高頻區段的能量被低估。因此，本研究最終改以二階 Butterworth 高通濾波器作為主要的濾波方法。關於兩種濾波器的頻率響應特性與濾波效果之比較結果，另於 [附錄 A](#) 中說明。

### 4.2 海水水平速度的取得

EM-APEX floats 的外部配置兩對正交電極 ( $E_1$  和  $E_2$ )，可以量測海水運動引致的感應電壓訊號 ([圖 4-1 \(a\)](#))，並進一步推導海水的水平速度分量 ([圖 4-1 \(b\)](#))。在資料處理流程上，本研究首先以 120 秒的移動視窗 (moving



window) 對電壓訊號進行分段諧波擬合 (harmonic fitting method, HFM, [Hsu, 2021](#)), 並以 10 秒為步長更新視窗, 使相鄰視窗間具有 110 秒的重疊區間。此高重疊率的移動視窗設計, 可以兼顧時間解析度與頻譜估算的穩定性。並假定低頻海流和趨勢項 (trend) 在短時間內變化平緩 ([Sanford et al., 1978](#); [Hsu, 2021](#))。接著, 依據 [Hsu \(2024\)](#) 提出的新旋轉座標軸方法 (new Rotating Axes Method, new RAM), 將溫度與鹽度隨深度變化造成的儀器背景偏移移除, 以降低導電率梯度引發的虛假電位變化。待偏移訊號修正完成後, 將電壓訊號由旋轉坐標系轉換至直角坐標系 (Rotating from rotating frame to Cartesian coordinates), 以消除儀器自轉造成的旋轉解調效應 (rotational demodulation effect) ([Hsu, 2021](#))。最後結合地球磁場的方向與浮標的旋轉角度資訊修正電壓訊號, 得到海水的水平速度分量, 以作為後續頻譜分析的基礎輸入資料。

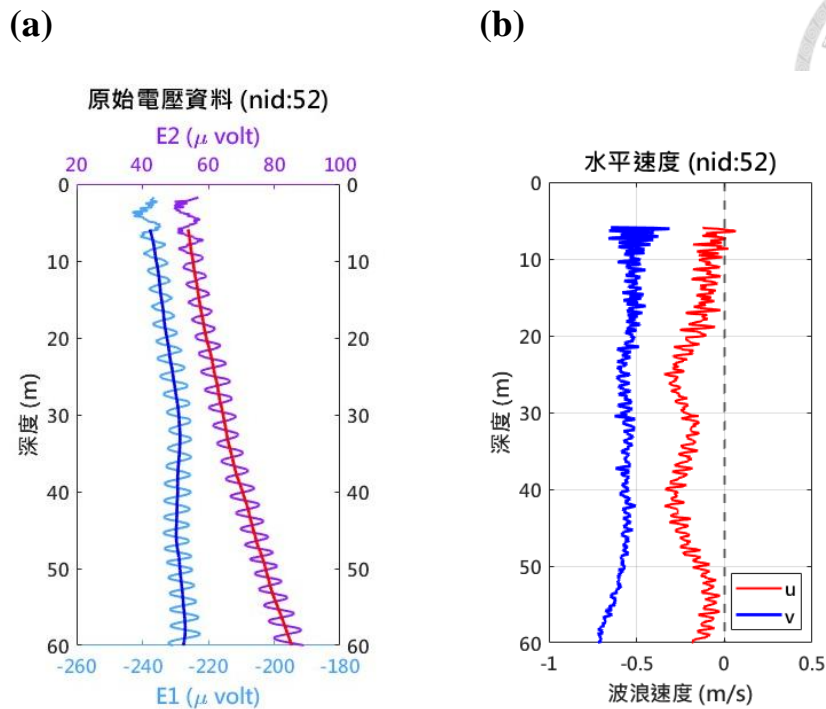


圖 4-1、EM-APEX floats 編號 f9467 於觀測期間第 26 次 (Yearday 170) 上浮時，量測的水平感應電壓訊號與海水水平速度（未經高頻濾波）隨深度之變化情形。其中，原始電壓訊號的週期性震盪訊號主要由浮標自轉而產生。(a) 電極量測的原始電壓資料與修正電壓資料隨深度的變化。紫色與天藍色實線分別為 2 對電極 ( $E_1$  和  $E_2$ ) 各自量測的感應電壓訊號；紅色與深藍色實線為經諧波擬合並去除浮標自轉訊號後所得到的修正電壓資料。(b) 由修正電壓資料推估的海水水平速度（未經高頻濾波）隨深度的變化。紅色與藍色實線分別對應海水緯向速度 ( $u$ ) 以及海水經向速度 ( $v$ )。

### 4.3 海水垂直加速度的處理

垂直方向的資料處理流程與水平分量一致，本研究同樣採用 120 秒的移動視窗進行諧波擬合 (harmonic fitting method, HFM, [Hsu, 2021](#))，並依據 [Hsu \(2024\)](#) 提出的新旋轉座標軸方法 (new RAM) 移除隨深度變化產生的儀器背景偏移，最終獲得垂直方向的加速度資料 (圖 4-2)。該垂直加速度資料將作為後續計算  $E_z(f)$  的輸入資料，用以反映波浪在垂直方向上的運動能量。

然而，EM-APEX floats 的內部配置使其重量分布不均 (關於浮標的重心配置

請見第 2.2 節) ，可能使加速度感測器的垂直量測軸在觀測過程中接受到部分水平分量，進而造成加速度訊號出現系統性偏差。若未對此儀器效應進行校正，將高估  $E_z(f)$  於低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量。相關校正方法與處理步驟將於第五章詳述。

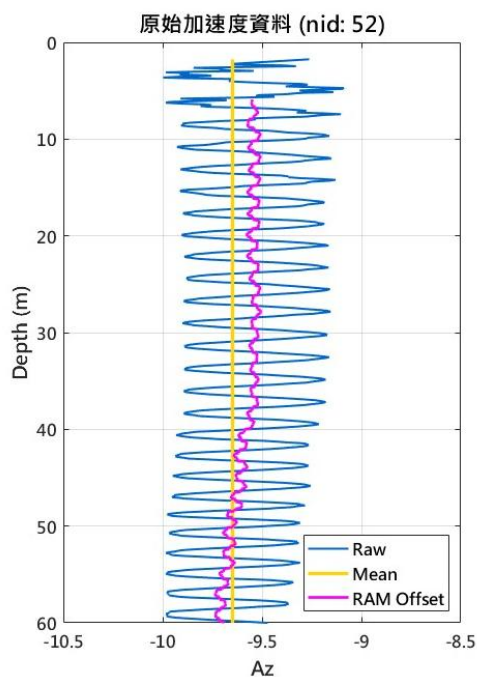


圖 4-2、EM-APEX floats 編號 f9467 於觀測期間第 26 次 (Yearday 170) 上浮時，量測的垂直加速度相關訊號隨深度之變化情形。天藍色實線表示原始加速度訊號；黃色實線為垂直加速度的平均值；洋紅色實線為浮標隨深度變化的背景偏移。

#### 4.4 取得 $E_h(f)$ 和 $E_z(f)$

本研究將水平電磁感測速度與垂直加速度資料輸入  $f_c$  為 0.04 Hz 的二階 Butterworth 高通濾波器，以摘取高頻的海表面波浪動訊號，並抑制低頻背景海流及其他低頻變動成分。接著，以快速傅立葉轉換計算自能率譜 ( $S_{uu}$ 、 $S_{vv}$  與  $S_{aa}$ )。

為了將不同的量測物理量轉換至可以比較的波浪位移能量頻譜，本研究依據線性波浪理論將速度與加速度頻譜轉換為位移能量頻譜。對水平速度分量而言，其位移能量與頻率呈現  $E_h(f) \propto \frac{1}{f^2}$  的關係，因此將水平速度頻譜資料除以  $(2\pi f)^2$ ；而對垂直加速度分量而言，則滿足  $E_z(f) \propto \frac{1}{f^4}$ ，故將垂直加速度頻譜資料除以  $(2\pi f)^4$ 。轉換後，即可獲得單位皆為  $m^2/Hz$  的位移能量頻譜。

EM-APEX floats 屬於半拉格朗日式浮標 ([Kunze et al., 2021](#))，其在水平方向隨背景流場漂流，並透過調控自身浮力進行水體的垂直剖面觀測。由於 EM-APEX floats 執行的觀測活動受限於設定的深度範圍內，並非維持於海洋表面。其量測訊號不可避免地受到深度衰減效應的影響，亦混入浮標自身運動所引入的取樣幾何效應。在此條件下，由量測資料推算的  $E_h(f)$  和  $E_z(f)$  屬於「視光譜」，其與海表面的真實波浪能量存在系統性差異。此外，浮標在單一頻譜視窗期間仍持續上浮，導致取樣深度隨時間改變，進一步使頻譜能量的估算出現偏差。為了有效地分離浮標運動對量測結果的影響，並且回推更接近真實海表面的波浪能量分布，本研究依循 [D'Asaro \(2015\)](#) 的修正流程，對  $E_h(f)$  和  $E_z(f)$  進行 4 項修正程序：

- (1) **深度修正 (Depth Correction, ZC)**：修正流程中最關鍵的步驟，用以補償波浪訊號隨深度衰減效應造成的能量低估。由於高頻的短波能量主要集中於近海表面，波浪驅動的速度訊號會隨深度呈指數衰減。因此需要將量測深度下的視光譜加以修正，以回推海表面對應的能量。

$$E^{(1)} = E^{(0)} e^{2kz} \quad \text{當 } e^{kz} < C_{max} \quad (\text{式 12, } \text{Hsu, 2021})$$



其中  $E^{(0)}$  為未修正的視光譜（例如水平光譜  $E_H^{(0)}$  與垂直光譜  $E_Z^{(0)}$ ）， $E^{(1)}$  為經一次修正後的光譜； $k$  為波數， $Z$  為視窗中值深度（median depth, 向下為正）。為了避免深度修正造成高頻能量的非物理放大，本研究設定最大修正係數  $C_{max} = 10$ ，與 [D'Asaro \(2015\)](#) 一致，可以保留主要波浪頻帶的合理變化。

此外，由於頻譜視窗時間（ $T$ ）較短，使得估算的  $Z$  可能不穩定，進而導致深度修正後的光譜能量於較深層處仍被低估。為了提高短視窗估算的穩健性，本研究使用些修正參數（ $c$ ）進行修正，修正後的光譜形式如下：

$$E^{(1)} = E^{(0)} e^{2kZ[1+ce^{(-\frac{T}{T_0}+1)Z}]} \text{ 當 } e^{kZ} < C_{max} \quad (\text{式 13, } \text{Hsu, 2021})$$

依據模擬結果，水平視光譜（ $E_H^{(0)}$ ）採用  $c = 0.06$ ，垂直視光譜（ $E_Z^{(0)}$ ）則採用  $c = 0.09$ （[Hsu, 2021](#)）進行頻譜修正。

- (2) **垂直運動修正（Vertical Motion Correction, WC）**：由於浮標在  $T$  內持續上浮，垂直運動將導致波浪訊號的取樣深度隨時間改變，造成能量估算偏差。因此需進一步補償浮標垂直運動所產生的能量偏差，修正後的光譜記為  $E^{(2)}$ 。
- (3) **採樣間隔修正（Sampling Interval Correction, dTC）**：考量儀器以 1 Hz 頻率取樣造成的有限取樣效應，將  $E^{(2)}$  的剩餘誤差進行採樣間隔修正，得到  $E^{(3)}$ 。
- (4) **頻譜擴展修正（Spectral Spreading Correction, SC）**：窗函數（如

Hanning) 造成能量在頻域的擴散 (spectral spreading) , 補償由窗函數 (如 Hanning) 造成的頻譜能量擴散 (spectral spreading) 效應, 使中心頻率 ( $\omega_0$ ) 擴散至側頻帶 ( $\omega_{\pm} = \omega_0 \pm 2\pi T^{-1}$ ) 的能量修正回主頻帶, 得到最終修正後的頻譜 (Adjusted Spectrograms,  $E^{(4)}$ ) 。

經上述 4 項修正程序後, 本研究得以補償浮標於有限深度取樣與剖面運動所導致的觀測偏差, 將量測深度下的視光譜回推為對應海表面的真實波浪能量分布 (處理流程如圖 4-3 所示), 並據此計算  $h_s$  與  $f_p$  。

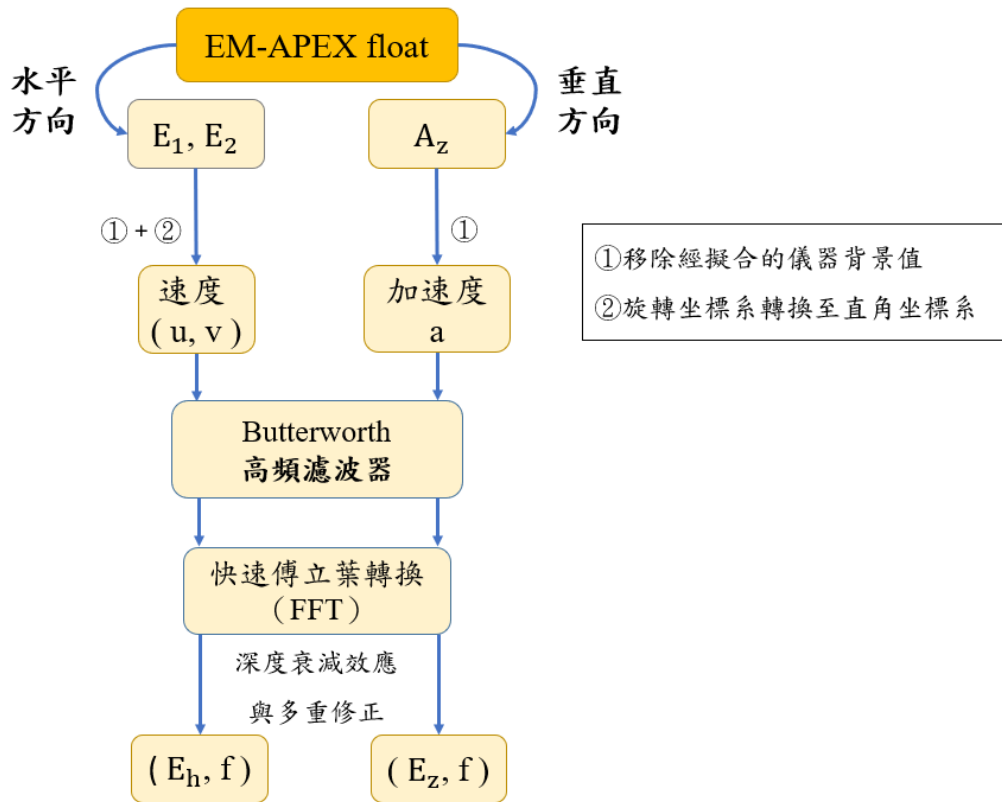


圖 4-3、EM-APEX floats 的頻譜分析流程圖, 其內容包含水平方向 (左側) 和垂直方向 (右側) 。



#### 4.5 低頻區段 $E_h(f)$ 和 $E_z(f)$ 的能量不一致現象

為了檢視 EM-APEX floats 估算的  $E_h(f)$  和  $E_z(f)$  的分布一致性，本研究聚焦於頻率段  $> 0.07$  Hz 的風浪主導頻段進行分析。結果顯示，2 具浮標皆  $E_z(f)$  在低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量明顯高於  $E_h(f)$  的能量 (圖 4-4)。就差異幅度而言，編號 f9467 浮標的垂直能量較水平能量高出約  $1.02 m^2/Hz$ ；在編號 f9747 浮標中，兩者的差異高達約  $4.84 m^2/Hz$ 。由於此現象在 2 具浮標的觀測資料中皆有顯示，可以合理推論其成因並非源自單一觀測事件或偶發性海況，而較可能與系統性的量測效應或資料處理的偏差相關。

此外，在線性波浪理論的假設架構下，深水波浪所引致的水平速度和垂直加速度訊號皆會隨深度呈指數衰減，但波動特徵在物理上仍具一致性，並且具有對應的振幅與相位關係 (phase relationship) (Young, 1999)。因此，由水平電磁感測速度和垂直加速度估算的  $E(f)$  應在頻率域上呈現相似的能量分布特性 (Hsu, 2021)。然而， $E_z(f)$  的低頻能量於本研究顯示異常偏高的現象，暗示量測訊號可能混入非波浪來源的能量成分，進而導致垂直能量在特定頻帶上出現系統性高估。

為了釐清低頻能量於垂直方向上異常的原因，本研究將於第五章探討其潛在機制，並提出相對應的校正方法，以改善  $E_z(f)$  的估算表現。

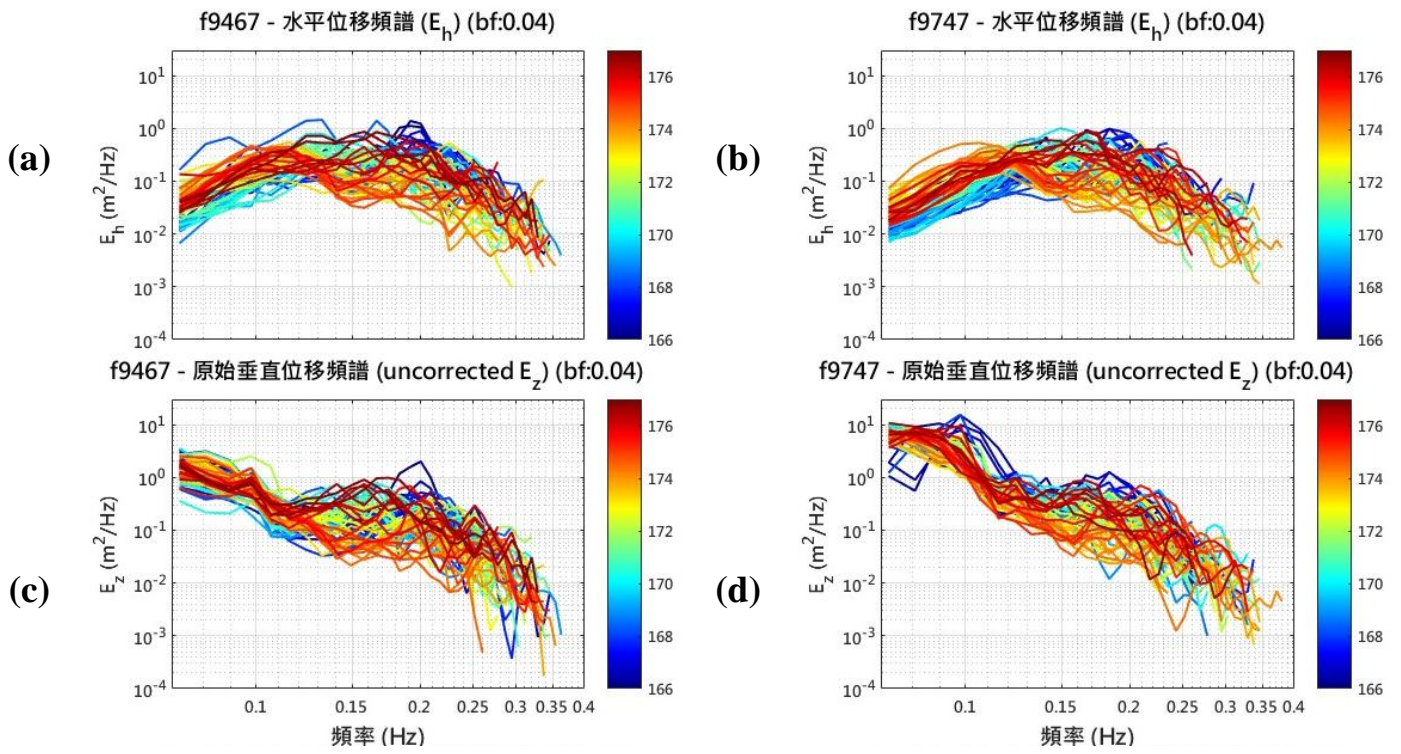


圖 4-4、EM-APEX floats 估算的  $E_h(f)$  與  $E_z(f)$  隨時間的變化。(a) 與 (b) 分別為編號 f9467 與編號 f9747 浮標的  $E_h(f)$ ；(c) 與 (d) 為  $E_z(f)$ 。



## 第五章 修正 EM-APEX floats 在垂直方向上的頻譜誤差

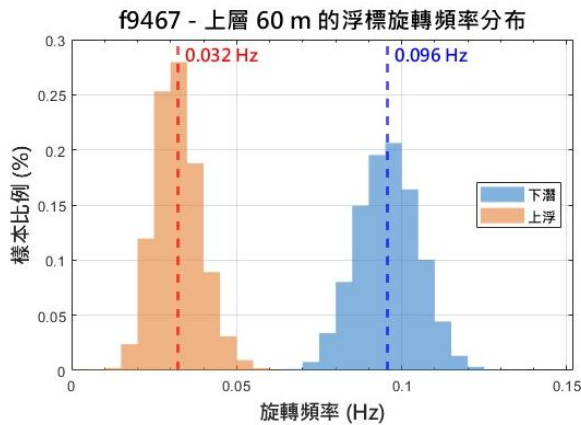
本章針對第四章提出的  $E_z(f)$  於低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.10$  Hz) 的能量異常表現進行深入探討。透過分析浮標於下潛與上浮過程的旋轉特性，以及垂直加速度訊號的背景偏移行為，本研究建立一套用以校正垂直加速度訊號的重心偏心旋轉校正法，以提升  $E_z(f)$  的量測可靠性。最後透過  $c_k(f)$  檢視其校正成效。

### 5.1 浮標旋轉頻率對 $E_z(f)$ 的影響

為了釐清  $E_z(f)$  在低頻區段出現能量異常的可能成因，本研究分析 EM-APEX floats 於下潛與上浮過程中的電磁軸旋轉頻率分布 (圖 5-1)。其中，編號 f9467 浮標的電磁軸旋轉頻率在下潛與上浮階段的樣本數分別為 13,881 筆與 56,793 筆；編號 f9747 浮標則為 14,230 筆與 57,574 筆。結果顯示，浮標下潛階段的電磁軸旋轉頻率主要落在 0.07 Hz 至 0.135 Hz，而上浮階段則集中於 0.01 至 0.065 Hz。此外，2 具浮標於下潛階段的平均垂直移動速度分別為 0.228 m/s 與 0.225 m/s，上浮階段則為 -0.076 m/s 與 -0.078 m/s。此數據亦反映浮標的垂直移動速度與旋轉速度呈正比關係 (Chang, 2025)，使得下潛階段的旋轉速度明顯高於上浮階段。

值得注意的是，浮標在上浮過程仍伴隨自轉運動。在重心偏心效應的影響下，垂直加速度資料可能混入部分的水平分量，進而使特定頻帶涵蓋與自轉運動相對應的週期性成分。此能量訊號在頻譜估算過程中可能產生洩漏 (leakage)，造成低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量被高估。因此，本研究推測垂直方向的頻譜能量異常可能與浮標自轉運動引入的儀器效應相關，並且受到重心偏心造成的軸向不對稱影響 (詳見第 2.2.3 小節關於浮標重心結構的說明)。

(a)



(b)

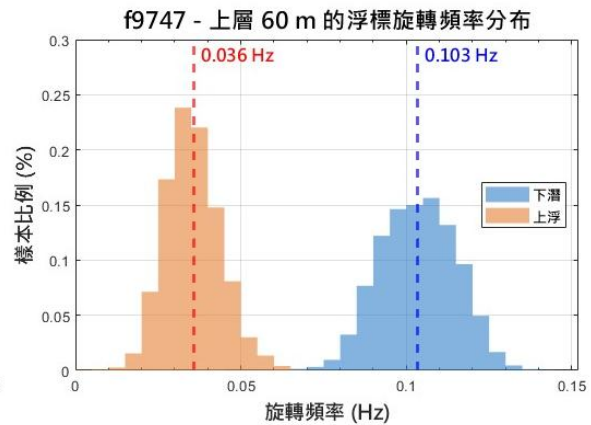



圖 5-1、EM-APEX floats (a) 編號 f9467 與 (b) 編號 f9747 於下潛（藍色底色）及上浮階段（橘色底色）的旋轉頻率直方圖。其中，紅色與藍色虛線為編號 f9467 與編號 f9747 浮標的平均旋轉頻率。

## 5.2 重心偏心旋轉校正法

為了進一步釐清 EM-APEX floats 的垂直加速度與儀器旋轉現象間的關聯性，本研究繪製 2 具浮標的原始垂直加速度訊號與旋轉方位角之散布圖（圖 5-2 (a) 與 (b)），以檢視自轉運動對垂直加速度測量結果的影響（關於旋轉方位角的定義請見第 2.2.3 小節）。基於儀器特性與實際觀測條件，本研究進行兩項假設：(1) 儀器自轉引入的垂直加速度偏移與真實海表面波浪動間的垂直加速度訊號彼此獨立；(2) 觀測期間不存在顯著的生物附著或外力干擾，進而造成浮標的總重量與重心位置產生改變。由於浮標的垂直運動軌跡近乎垂直，加上其停留於海表面的時間有限，上述假設應具合理性。因此，可以將浮標觀測到的垂直加速度變化視為自轉運動導致的測量偏移。

結果顯示，垂直加速度訊號隨旋轉方位角呈現明顯且系統性的變化特徵。以編號 f9467 浮標為例，旋轉方位角介於  $-125^{\circ} \sim -70^{\circ}$  時，垂直加速度訊號約落於  $-9.95 \sim -9.94 \text{ m/s}^2$ 。當旋轉方位角轉換至  $50^{\circ} \sim 100^{\circ}$  間，數值則上升至 -



9.38 ~ -9.32  $m/s^2$ ，整體呈現如週期函數的變化型態；相較之下，編號 f9747 浮標的垂直加速度訊號主要分布於 -9.52 ~ -9.51  $m/s^2$  以及 -9.74 ~ -9.70  $m/s^2$  的區間內。上述結果反映 2 具浮標的重量分布與重心位置存在差異，導致自轉運動對 2 具浮標的垂直加速度背景偏移幅度不一致。

基於上述分析結果，EM-APEX floats 在原始垂直加速度訊號的背景偏移，主要源於儀器重心偏心造成的軸向不對稱，而非真實的海表面波浪動訊號。因此，本研究提出「重心偏心旋轉校正法」，設定旋轉方位角為自變量，並以  $5^\circ$  為一區間進行分箱平均 (bin-averaging method)，建立垂直加速度訊號的校正曲線，用以移除重心偏心效應對垂直加速度訊號造成的系統性偏移。

綜合而言，本研究提出的重心偏心旋轉校正法，可以有效移除垂直加速度訊號隨旋轉方位角變化的偏移現象，提升波動訊號在垂直方向的物理一致性。由於不同浮標在垂直加速度的偏移幅度上存在差異，必須分別對各浮標建立專屬的校正曲線，無法將單一校正曲線直接套用於不同浮標的分析研究中。下一節將採用此校正方法，用以改善  $E_z(f)$  在低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量異常偏高現象。

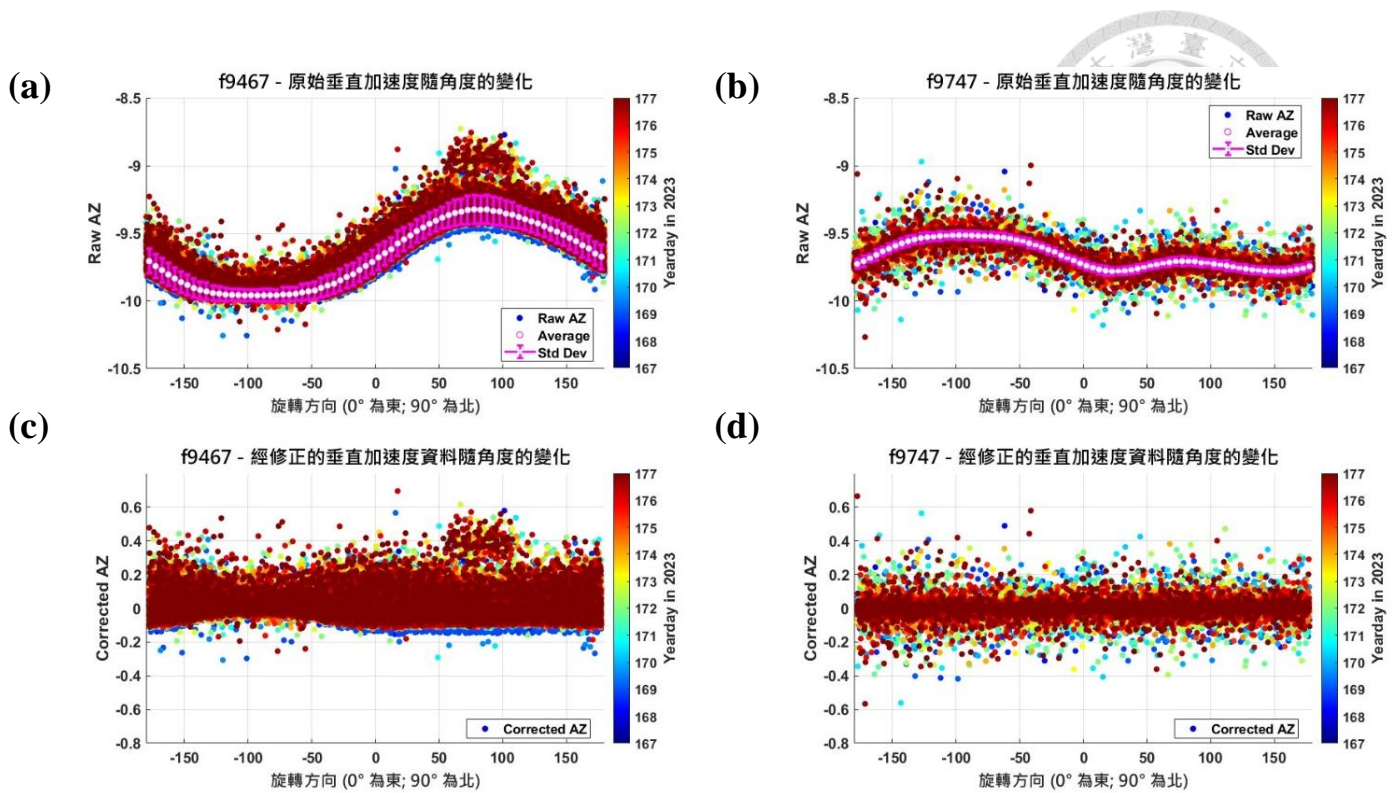


圖 5-2、EM-APEX floats 的垂直加速度與旋轉方位角之關係圖。(a) 與 (b) 分別為編號 f9467 與編號 f9747 浮標以原始垂直加速度資料繪製的結果；(c) 與 (d) 為修正後的垂直加速度隨旋轉方位角的分布結果。圖中色階表示時間演變。結果顯示，垂直加速度訊號會隨儀器旋轉至不同方位角時，呈現相對應的背景偏移。

### 5.3 重心偏心旋轉校正法對 $E_z(f)$ 的改善效果

接續前述校正流程，本研究分別將 2 具浮標對應的校正曲線套用於其垂直加速度資料，並重新估算  $E_z(f)$  (圖 5-3)。結果顯示，編號 f9467 與編號 f9747 浮標的低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 能量在未校正前的平均值分別為  $1.102 \text{ m}^2/\text{Hz}$  與  $4.997 \text{ m}^2/\text{Hz}$  (圖 5-3 (c) 與 (d))；經校正後，分別降低至  $2.981 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{Hz}$  與  $8.852 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{Hz}$  (圖 5-3 (e) 與 (f))。換言之，低頻能量在編號 f9467 浮標中降低約  $0.804 \text{ m}^2/\text{Hz}$ ，在編號 f9747 浮標中則降低約  $4.91 \text{ m}^2/\text{Hz}$ 。

上述結果顯示， $E_z(f)$  異常與儀器重心偏心所導致的垂直加速度背景偏移有



密切關聯。將重心偏心旋轉校正法應用於垂直加速度資料的處理後，能有效抑制  $E_z(f)$  於低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量異常現象，進而提升  $E_z(f)$  於波浪觀測分析中的可靠性。

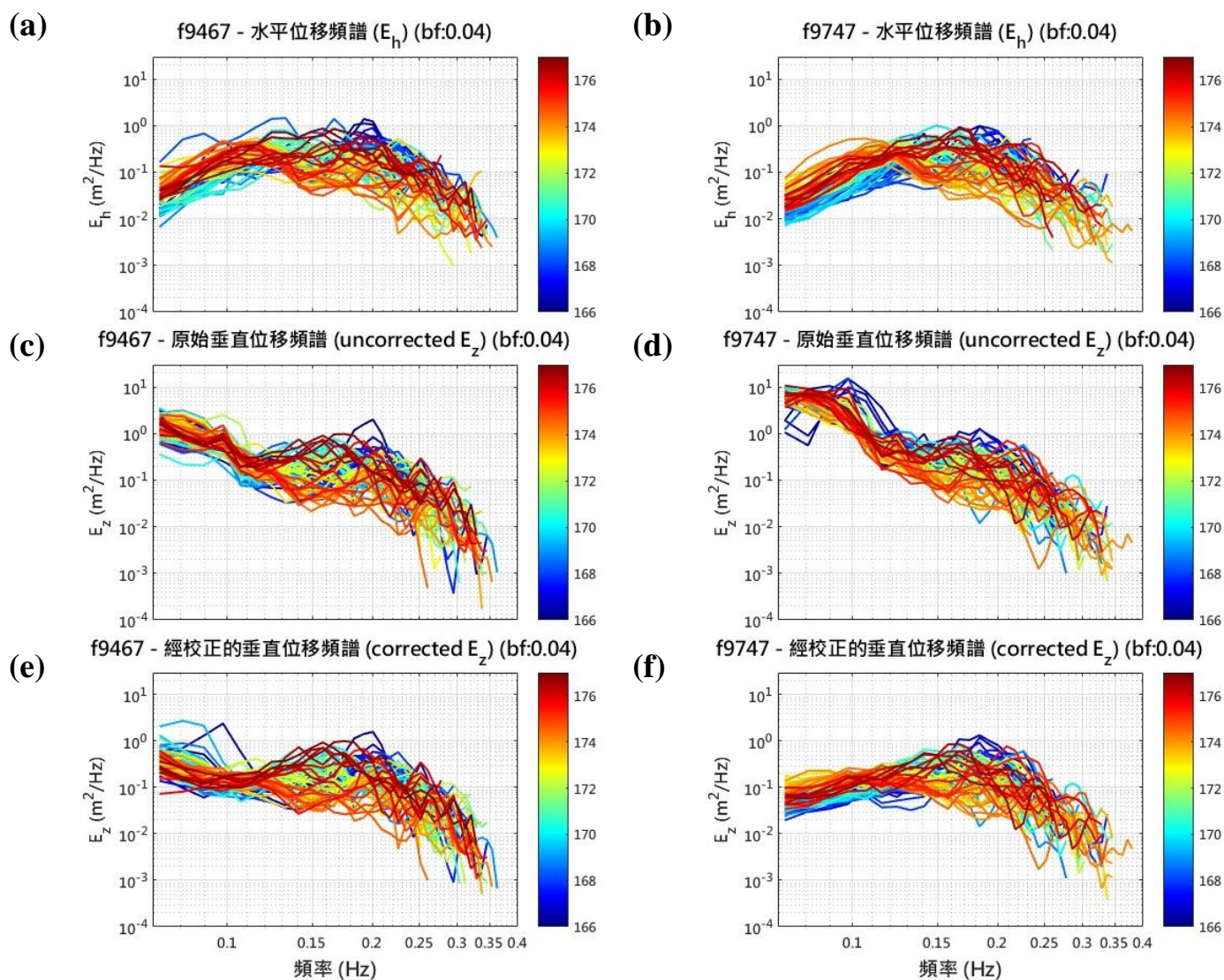


圖 5-3、EM-APEX floats 估算的  $E_z(f)$  隨時間的變化。(a) 與 (b) 分別為編號 f9467 與編號 f9747 浮標的  $E_h(f)$ ；(c) 與 (d) 為未經校正的  $E_z(f)$ ；(e) 與 (f) 為校正儀器重心偏心效應後的  $E_z(f)$ 。



#### 5.4 使用 $c_k(f)$ 評估重心偏心旋轉校正法的合理性

為評估重心偏心旋轉校正法對  $E_h(f)$  和  $E_z(f)$  一致性的改善效果，本研究採用 [Thomson et al. \(2015\)](#) 及 [Hsu \(2023\)](#) 皆使用的  $c_k(f)$  作為檢驗觀測頻譜與線性波浪理論一致性的輔助指標。

在線性波浪理論的假設下，若波浪質點運動符合理想圓形軌道（perfectly circular wave orbits），則水平和垂直方向上具有一致性，其比值應滿足

$$c_k(f) = \frac{E_h(f)}{E_z(f)} = 1 \quad (\text{式 14, [Mei, 1989](#)})$$

當  $c_k(f) \geq 2$ ，代表水平能量約為垂直能量的兩倍；相反地，若  $c_k(f) < 0.5$ ，則表示垂直方向上的能量較強（[Thomson et al., 2015](#)）。因此， $c_k(f)$  可以用來量化水平和垂直能量分布的相對強弱，並評估頻譜是否偏離理論預期。

分析結果顯示，編號 f9467 浮標中  $c_k(f) < 0.5$  的頻譜資料在校正前佔整體資料比例的 20.21 %（[圖 5-4\(a\)](#)），校正後明顯下降至 13.7 %（[圖 5-4\(b\)](#)）；在編號 f9747 浮標的頻譜資料中，則由 32.17 %（[圖 5-4\(c\)](#)）顯著降至 10.33 %（[圖 5-4\(d\)](#)）。綜合而言，針對垂直加速度進行校正後，可以有效抑制  $E_z(f)$  於低頻區段（ $0.07 < f \leq 0.1$  Hz）的能量偏高現象，使  $E_h(f)$  和  $E_z(f)$  的能量分布更趨一致，並更接近線性波浪理論的預期結果。

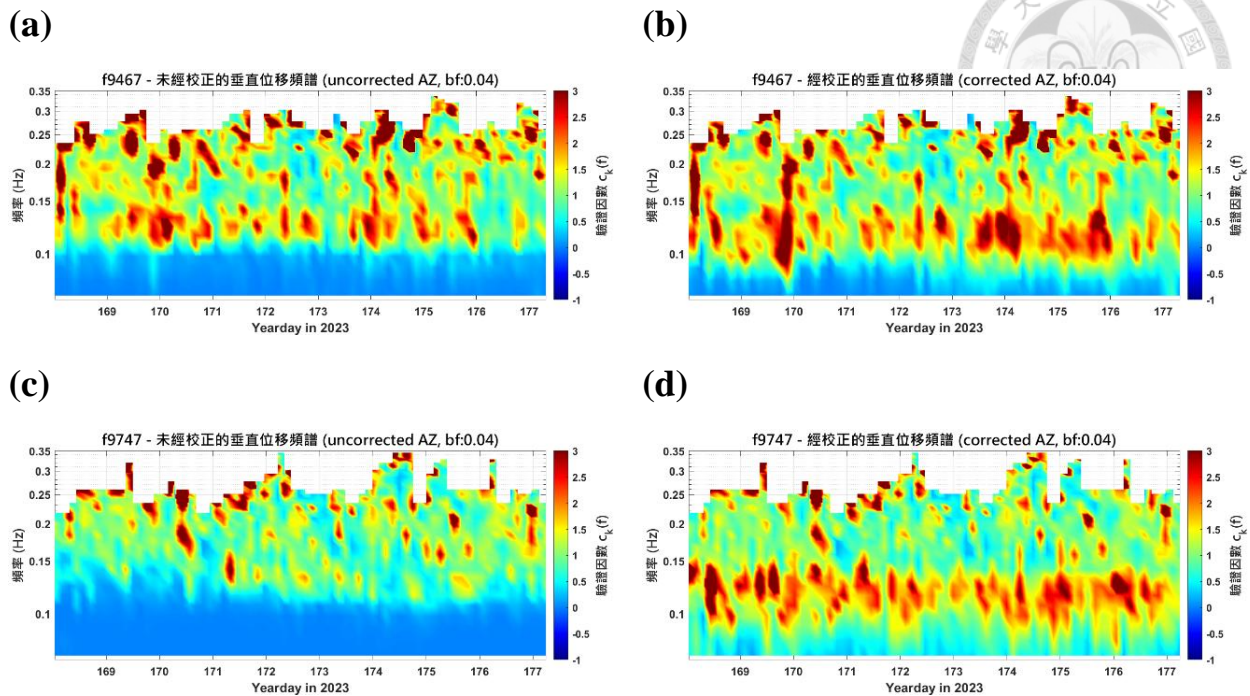


圖 5-4、 $c_k(f)$  隨時間與頻率的分布。色階表示  $E_h(f)$  與  $E_z(f)$  的比值，其理論值為 1；(a) 與 (c) 為編號 f9467 與編號 f9747 浮標的未校正結果；(b) 與 (d) 為套用重心偏心旋轉校正法後的結果。

整體而言，EM-APEX floats 於上浮階段的電磁軸旋轉頻率集中於 0.01 ~ 0.065 Hz 的頻帶，浮標的重心偏心效應使垂直加速度資料接收到部分水平分量，此能量在頻譜估算過程向鄰近頻帶擴散，造成低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量被系統性地高估。同時，重心偏心效應亦使垂直加速度訊號隨旋轉方位角產生背景偏移。為了消除重心偏心效應對頻譜結果的影響，以及改善垂直加速度的資料品質，本研究提出一套校正垂直加速度訊號的方法，命名為重心偏心旋轉校正法。研究結果顯示，此方法能有效移除垂直加速度訊號隨旋轉方位角的系統性背景偏移，並顯著抑制  $E_z(f)$  於低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的能量異常表現，提升 EM-APEX floats 在波浪觀測分析的可靠性，並為後續的跨平臺比較分析提供更穩定且可信的基準。後續研究將採用校正後的垂直加速度資料反演  $E(f, \theta)$ ，使估算結果更貼近真實海水運動所對應的垂直加速度訊號。



## 第六章 使用 EM-APEX floats 獲得波浪觀測結果

本章承接第五章對 EM-APEX floats 之垂直加速度資料的校正成果，進一步呈現浮標在中低風速海況下的波浪觀測表現。此外，本研究輔助採用歐洲中期天氣預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF）發展的第五代大氣再分析資料集（ERA5）作為觀測期間的環境背景風場資料，以探討風場變化對波浪能量結構的影響，並分析風速與波浪統計參數間的相關性。

ERA5 為 ECMWF 建立的全球大氣再分析資料集，並由哥白尼氣候變遷服務（Copernicus Climate Change Service, C3S）製作與發布。該資料集提供逐小時（hourly）的風速、氣壓及多項海氣相關參數。其水平空間解析度約為 31 km，在垂直方向採用 137 個模式層，涵蓋地表（約 1000 hPa）至約 80 km 高度（約 1 hPa）的大氣資料。（資料取自 ECMWF 官網：

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>）。此外，ERA5 提供 10 m 及 100 m 高度的風速產品（[Hersbach et al., 2020](#)），本研究選用 10 m 高度風速作為 EM-APEX floats 於觀測期間的背景風場，以探討風場變化對波浪發展與波浪參數的影響。

進一步地，本研究將 EM-APEX floats 的波浪觀測結果與 NTU1 海氣象浮標的觀測資料進行跨平臺比較分析，以評估兩平臺在不同空間位置下的量測一致性與差異性，並據此檢視 EM-APEX floats 在波浪觀測上的可靠性與適用性。

### 6.1 EM-APEX floats 的波浪觀測結果

本節呈現 EM-APEX floats 於中低風速條件下的波浪觀測結果。透過比較  $h_s$ 、 $f_p$  及頻譜特徵，解析波浪場隨時間的演變。另外也結合 ERA5 10 m 風速資料，探討風場變化對波浪場的調制作用。最後，進一步分析風速對  $h_s$  和  $f_p$  的



相關性，以評估局地風浪發展狀態對波浪發展的影響。

### 6.1.1 波浪能量的時變演化

為期 11 天的觀測中，整體海域的  $h_s$  約為 0.5 ~ 1.0 m，ERA5 10 m 風速大致介於 4 ~ 8 m/s，顯示觀測期間的整體環境屬於中低風速海況（[圖 6-1 \(a\)](#)、[圖 6-2 \(a\)](#)），並且未出現顯著的強風事件或劇烈的強風躍變。

多數時段，2 具浮標觀測到的  $h_s$  呈現隨風速增強而上升的情形，表示波高與風場變化具有一定程度的同步性。然而，在部分時段出現風速增加，但  $h_s$  下降的情形，例如編號 f9467 浮標於 Yearday 170.9 ~ 172.3，以及編號 f9747 浮標於 Yearday 169.5 ~ 170.28 與 Yearday 171.83 ~ 173.48。上述結果說明研究海域內的波浪場並非完全由局地風場主導，仍可能受到外來湧浪或背景流場的調制所影響。

$E_h(f)$ （[圖 6-1 \(b\)](#)、[圖 6-2 \(b\)](#)）顯示，波浪能量主要集中在 0.09 ~ 0.2 Hz 的頻帶。當風速增強時，高頻區段的能量帶寬亦隨之擴張，以反映風場對短波能量的增強作用； $E_z(f)$ （[圖 6-1 \(c\)](#)、[圖 6-2 \(c\)](#)）的整體能量分布與水平方向相似，但在編號 f9467 浮標的觀測資料中， $E_z(f)$  的低頻區段（ $0.07 < f \leq 0.1$  Hz）出現比  $E_h(f)$  更高的能量，暗示該頻帶可能受到額外的低頻訊號影響，進而使其估算的  $f_p$  相對偏低。因此，後續分析皆使用以  $E_h(f)$  估計的  $f_p$  作為比較基準。

就  $f_p$  而言，2 具浮標的觀測結果多落於 0.1 ~ 0.2 Hz，顯示觀測期間的波浪場以風生波浪為主。於 Yearday 169.8 ~ 170 期間，2 具浮標的  $f_p$  約為 0.15 ~ 0.19 Hz；在 Yearday 170 ~ 172.7，編號 f9467 浮標的  $f_p$  下降至 0.11 ~ 0.15 Hz，而編號 f9747 浮標則為 0.13 ~ 0.15 Hz；至 Yearday 172.7 ~ 175.5，編號 f9467 浮標的  $f_p$  約為 0.11 Hz，編號 f9747 浮標則約為 0.12 Hz。

約自 Yearday 175.5 起，2 具浮標皆呈現風速增強且  $f_p$  略為下降的趨勢。綜合而言， $f_p$  會隨著風速變化、波浪場轉換以及湧浪調制，而呈現多階段的變化特徵。後續研究將配合風速進行更深入的分析。

各頻率對應的波浪傳遞方向隨時間之變化（[圖 6-1 \(d\)](#) 與 [圖 6-2 \(d\)](#)）顯示，波浪在多數時間的傳遞方向介於  $60^\circ \sim 180^\circ$  的東北與西北向。在此， $0^\circ$  表示東方， $-90^\circ$  表示南方， $+90^\circ$  表示北方（關於角度換算的方式請見 [第 2.2.3 小節](#)）。在 11 天的研究觀測中，波浪方向出現幾次的明顯轉換：Yearday 169.8  $\sim$  170 期間，波浪方向主要以西北與西向傳遞；在 Yearday 170.4  $\sim$  174.7 則呈現西北向與東南向波系並存的結構，反映局地風浪與外海湧浪可能同時作用的動力特性。接著，隨風場逐漸調整，波浪方向的分布趨於集中。於 Yearday 170.4 後，波浪方向再度回到以西北與西為主要的方向傳遞。上述結果說明 EM-APEX floats 即便在低風速條件下，仍能有效捕捉波系結構與其隨時間演變的特徵。

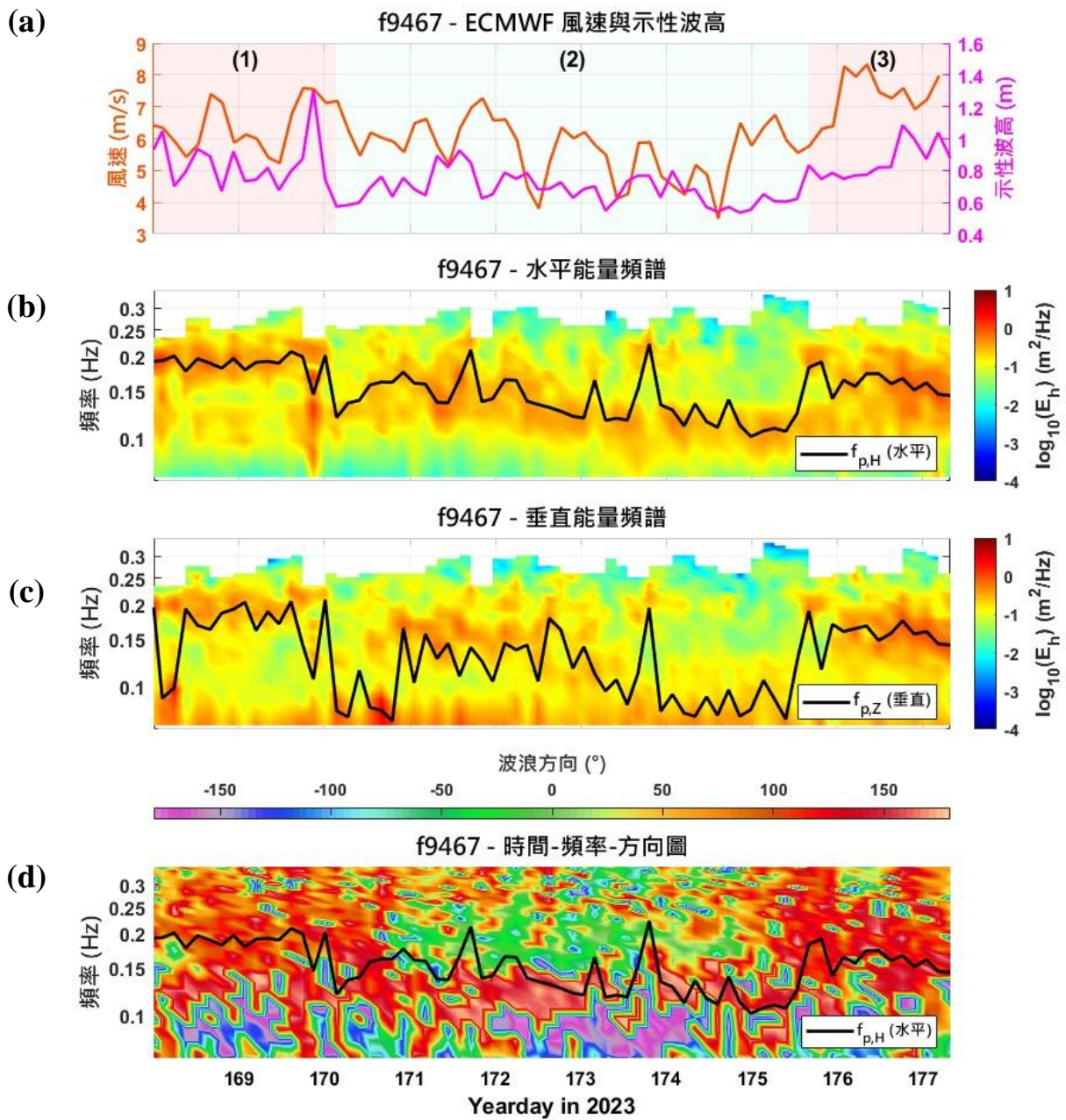


圖 6-1、EM-APEX floats 編號 f9467 於觀測期間的 ERA5 10 m 風速、 $h_s$ 、波浪能量頻譜隨頻率與時間的變化，以及時間-頻率-方向圖。由上而下分別為：  
 (a) ERA5 10 m 風速（橘色實線）與頻譜計算得到的  $h_s$ （洋紅色實線）隨時間之變化。  
 (b)  $E_h(f)$  於時間-頻率平面之分布。  
 (c)  $E_z(f)$  於時間-頻率平面之分布。  
 (d) 時間-頻率-方向圖，顯示各頻率成分對應的波浪傳遞方向隨時間的演變。黑色實線表示  $f_p$  的變化。

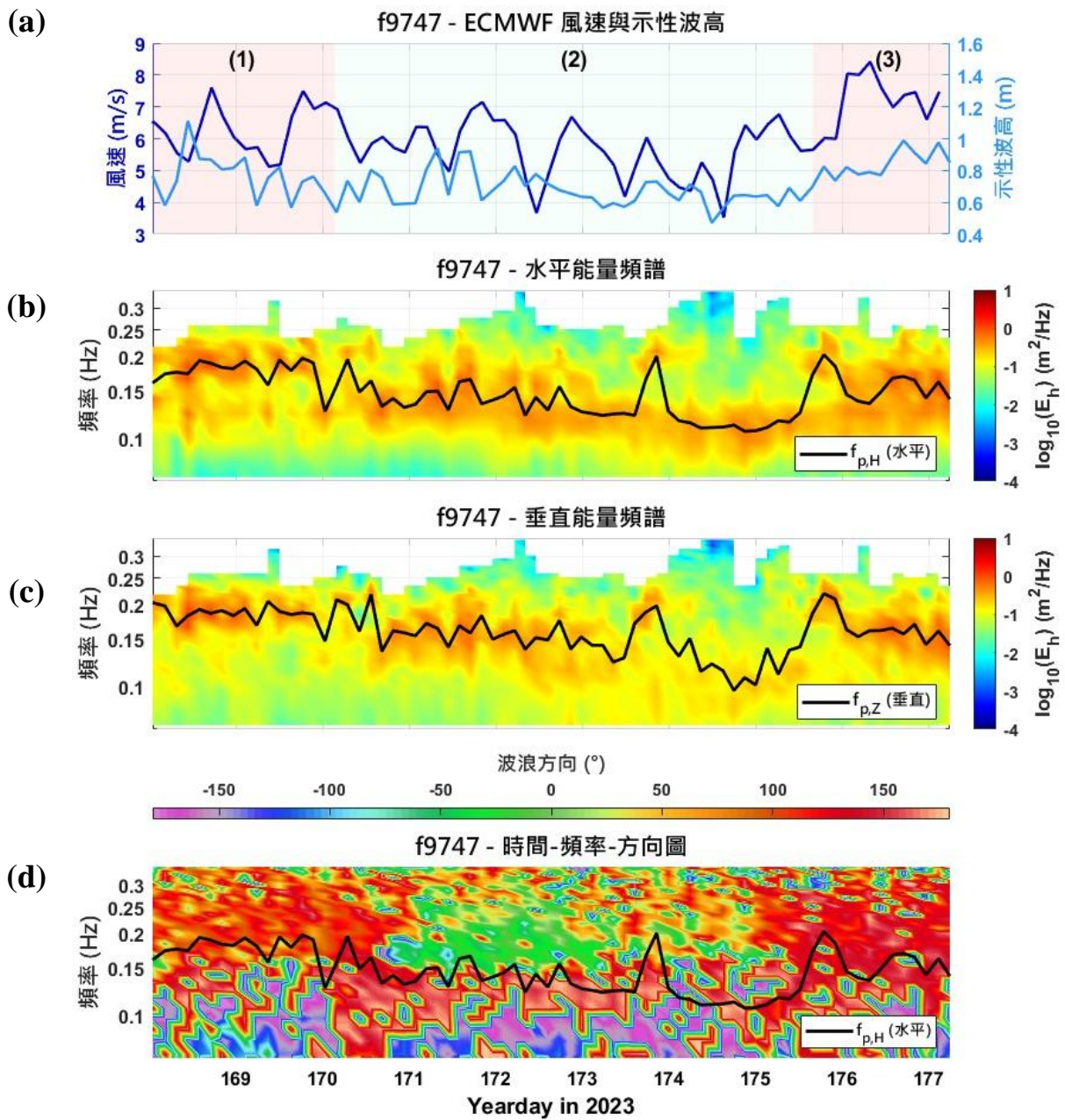


圖 6-2、EM-APEX floats 編號 f9747 於觀測期間的 ERA5 10 m 風速、 $h_s$ 、波浪能量頻譜隨頻率與時間的變化，以及時間-頻率-方向圖。由上而下分別為：(a) ERA5 10 m 風速（深藍色實線）與頻譜計算得到的  $h_s$ （天藍色實線）隨時間之變化。(b)  $E_h(f)$  於時間-頻率平面之分布。(c)  $E_z(f)$  於時間-頻率平面之分布。(d) 時間-頻率-方向圖，顯示各頻率成分對應的波浪傳遞方向隨時間的演變。黑色實線表示  $f_p$  的變化。



### 6.1.2 風速與波浪關係的再檢視

風速被視為控制局地波浪發展的重要因素之一。風生波浪的生成與增長主要受到風的強度（常以 10 m 高度風速表示）、作用時間及吹風距離（fetch）共同決定。在波浪模式中，風能輸入源項會直接影響波浪能量與頻譜形狀（[Janssen, 2008](#) ; [Tolman, 2002](#)）。因此，本研究將觀測期間的風速分別與  $h_s$  和  $f_p$  進行相關性分析。

整體而言，2 具浮標所對應的 ERA5 10 m 風速（[圖 6-1 \(a\)](#) 橘色實線與[圖 6-2 \(a\)](#) 深藍色實線）與依據第三章（[式 8](#)）計算的  $h_s$ （[圖 6-1 \(a\)](#) 洋紅色實線與[圖 6-2 \(a\)](#) 天藍色實線）呈現弱正相關（[圖 6-3 \(a\)](#)），其相關係數分別為 0.33 與 0.27。此結果表示，當風速增強時，波浪能量確實有上升趨勢，但整體相關性並不顯著。

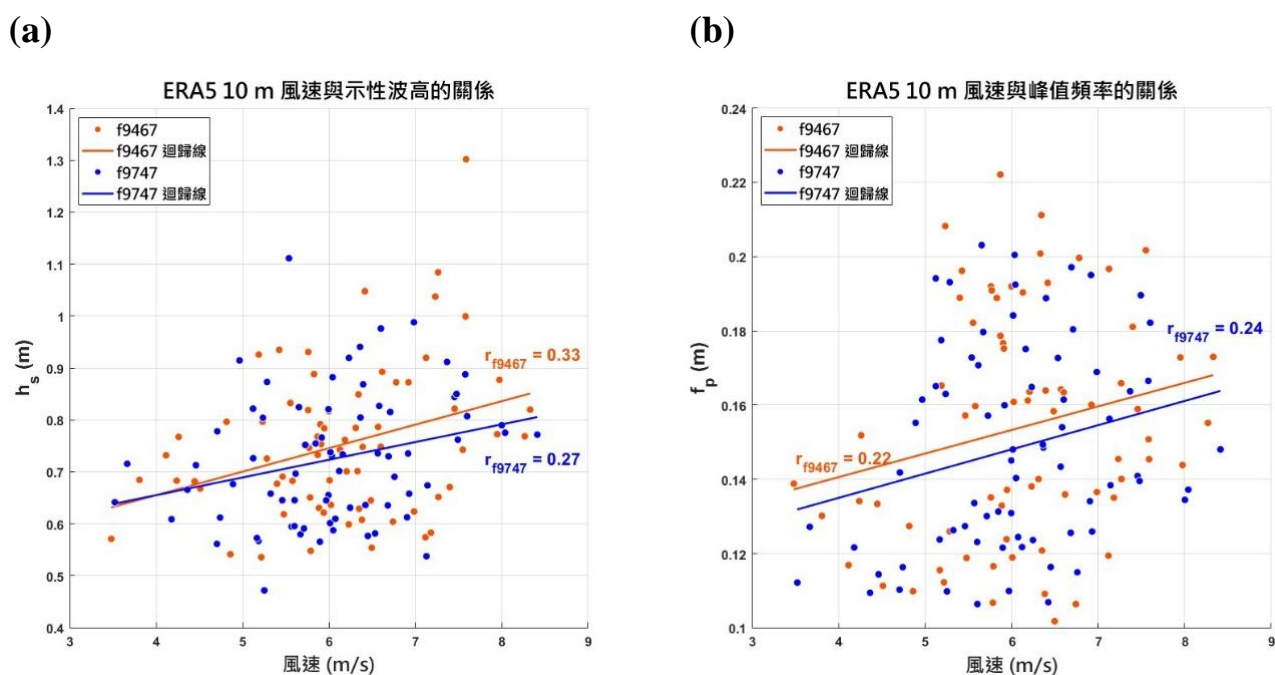



圖 6-3、EM-APEX floats 波浪統計參數與 ERA5 10 m 風速於觀測時間的關係。(a)  $h_s$  與風速的關係；(b)  $f_p$  與風速的關係。



為進一步釐清風速與  $f_p$  的關係，本研究依據  $h_s$  的時變特徵，將觀測期間分為三個時段（[圖 6-1 \(a\)](#) 和 [圖 6-2 \(a\)](#)），分別為 (1) Yearday 168 ~ 170.1、(2) Yearday 170.1 ~ 175.6 以及 (3) Yearday 175.6 ~ 178。在 (1) 和 (2) 時段內， $h_s$  主要介於 0.55 ~ 1.1 m。而在 (3) 時段， $h_s$  隨風速增強呈現明顯上升趨勢。若以整個觀測期間作計算，風速與  $f_p$  呈現弱正相關，相關係數分別為 0.22 與 0.24（[圖 6-3 \(b\)](#)），暗示波浪場可能處於受風場驅動的初期發展階段，尚未達到完全發展狀態。

分段結果顯示， $f_p$  與風速在 (1) 時間區段時（[圖 6-4 \(a\)](#)）呈現弱負相關，相關係數分別為 -0.40 以及 -0.21，反映該階段的波浪狀態已接近成熟；在 (2) 時間區段（[圖 6-4 \(b\)](#)），波浪場狀態轉為重新進入發展階段，兩者呈現弱正相關（相關係數分別為 0.16 與 0.25）；在 (3) 時間區段（[圖 6-4 \(c\)](#)），風速增強至 6 ~ 8 m/s，相關係數分別為 -0.21 與 -0.70，顯示  $f_p$  隨風速增強而向低頻偏移，此特徵符合風生波浪於成熟階段的能量轉換行為。

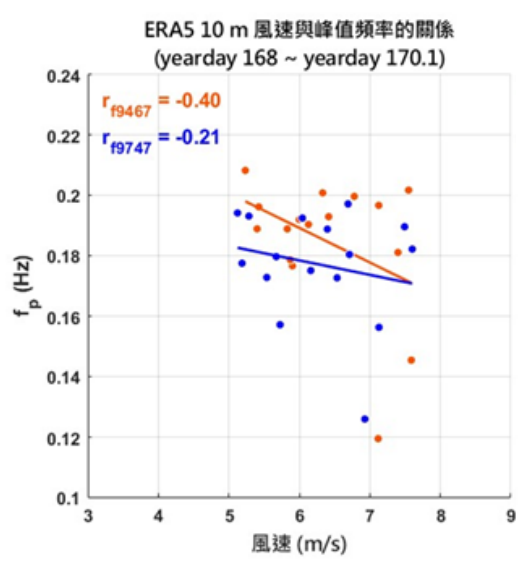
然而，不論  $h_s$  與  $f_p$  在與風速的分段分析中呈現正相關或是負相關，其相關係數皆偏小。顯示波浪統計參數與風速間的統計相關性有限，整體結果在統計上難以達到高度可信，此一現象可能與 ERA5 的資料特性相關。ERA5 的水平空間解析度為 31 km，而編號 f9467 和編號 f9747 浮標於單次剖面循環量測的平均漂移距離分別約為 3.708 km 以及 3.272 km，平均漂移速度約為 0.323 m/s 以及 0.292 m/s，顯示浮標的觀測尺度遠小於 ERA5 的網格尺度。由於兩者的空間解析度存在明顯落差，ERA5 風場資料可能難以精確反映浮標所處的局地風場條件，進而降低風速與波浪統計參數之間的對應性，使相關性分析結果偏低。

鑑於上述觀測結果，本研究進一步與既有理論進行對照。相似性理論（[Kitaigorodskii, 1962](#)）顯示，隨風速增強， $f_p$  應向低頻移動而呈現下降的趨勢

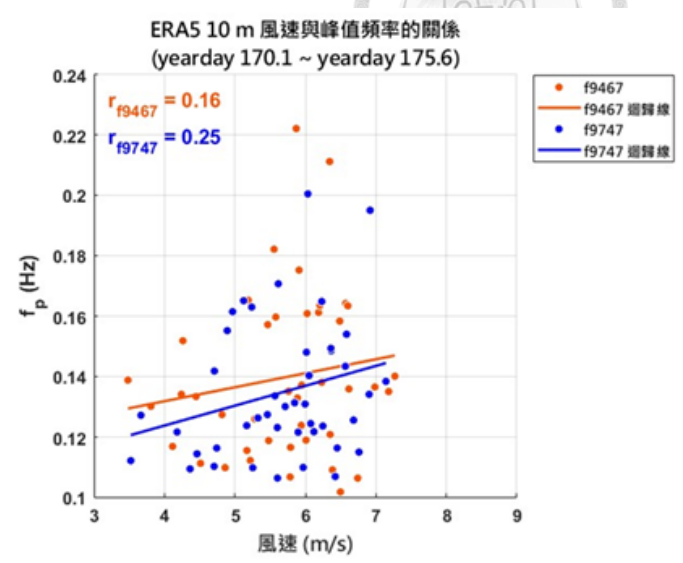
([Gao et al., 2023](#))，兩者在理論上應呈現負相關。此外，在低風速條件下（約數 m/s 以下），波浪能量通常偏弱且  $f_p$  偏高（即週期較短），局地波浪應以風浪為主。然而，本研究的觀測結果暗示，觀測期間的波浪場並非完全由局地風場主導，可能受到非局地湧浪或背景波浪場的能量傳輸影響，造成風速與  $f_p$  之間並非保持穩定的負相關關係。



(a)



(b)



(c)

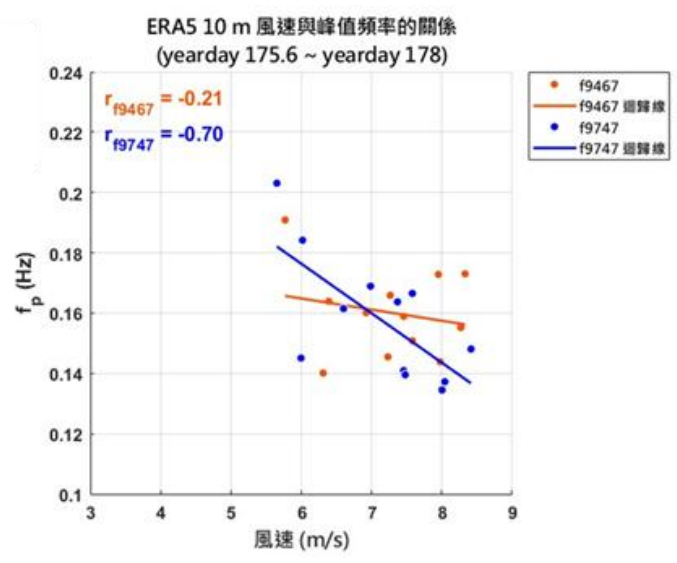


圖 6-4、EM-APEX floats  $f_p$  與 ERA5 10 m 風速於不同觀測時段的關係。(a) Yearday 168 ~ 170.1 ; (b) Yearday 170.1 ~ 175.6 ; (c) Yearday 175.6 ~ 178。



## 6.2 比較 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的波浪參數

先前研究 ([Stadler et al., 2025](#)) 以 EM-APEX floats 與傳統波浪觀測平臺 (Datawell Waverider 及 SWIFT 浮標) 進行實地觀測的交叉驗證時，將不同平臺間的距離設定在 10 km 內，以確保觀測平臺皆處於相似的風場與波浪場條件。本研究以 NTU1 海氣象浮標作為定點式的基準平臺，以評估 EM-APEX floats 在中低風速海況下量測波浪的可行性與準確性。然而，兩平臺在觀測期間的相對距離較大，多介於 40 ~ 60 km 間 ([圖 6-5 \(a\)](#))，並自 Yearday 175.6 起擴增至 80 km 以上。此空間距離可能放大波浪場的空間非均勻特性，導致跨平臺比對出現差異。

本節僅聚焦於 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標在相同觀測期間內的距離變化、風速狀況與波浪統計參數進行比對；至於空間距離與其他環境因子對跨平臺偏差的影響，將於[第七章](#)結合新海研 1 號研究船船用標準 X 波段波浪雷達資料進行更深入的驗證與討論。

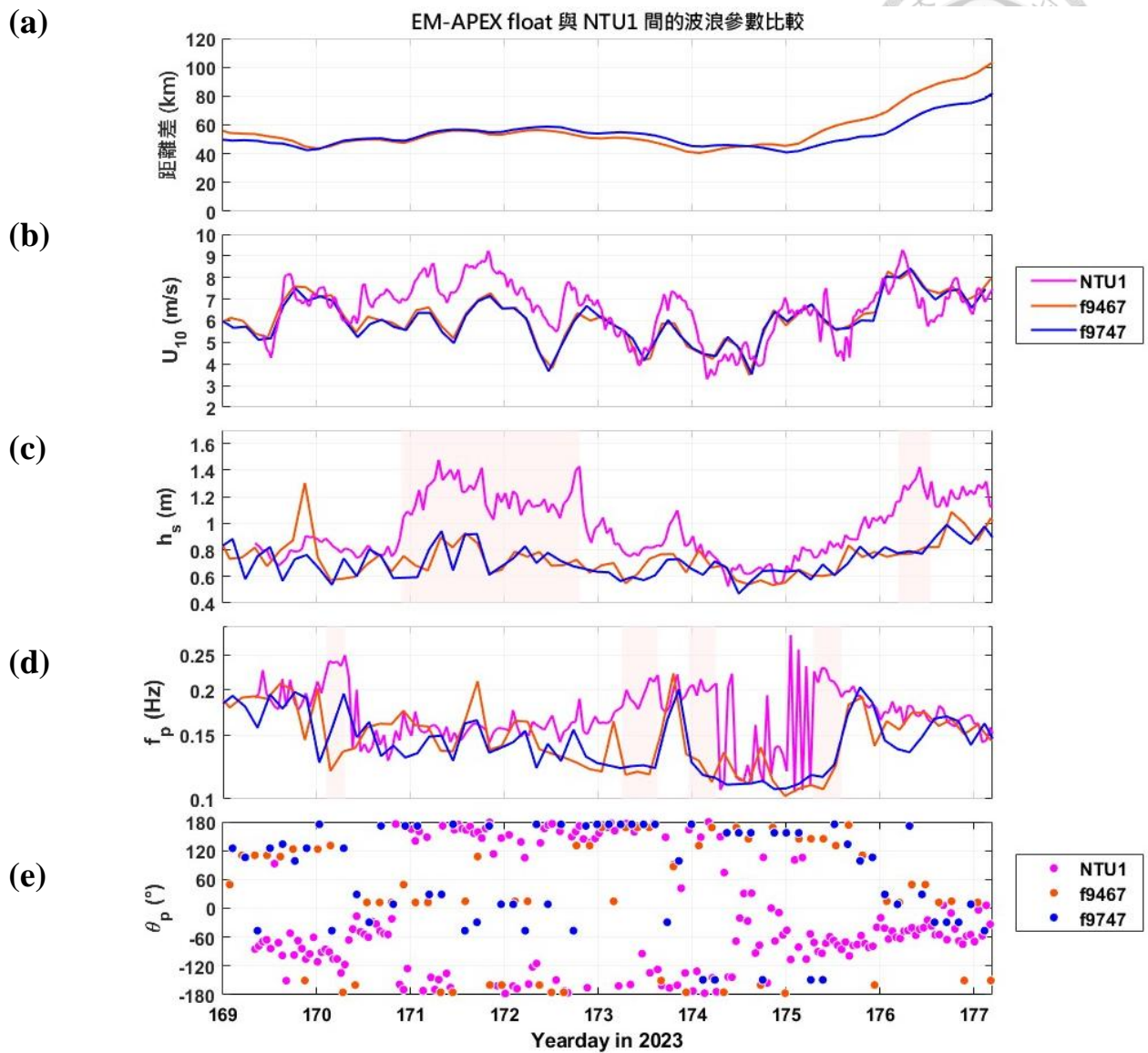


圖 6-5、EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的波浪統計參數比較。(a) 橘色與藍色實線分別表示編號 f9467 浮標與編號 f9747 浮標於觀測期間相對於 NTU1 海氣象浮標的距離隨時間之變化。(b) ~ (e) 分別呈現兩平臺在 10 m 風速、 $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  的數據；淡紅色底色標示符合  $\Delta h_s > 0.4$  m 與  $\Delta f_p > 0.1$  Hz 的時間區段。

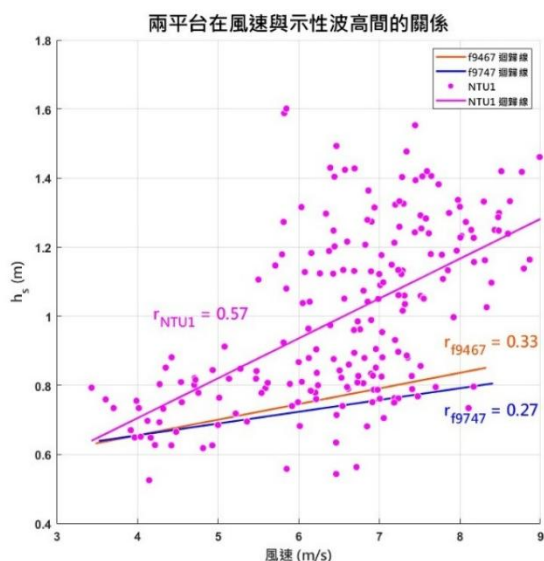


### 6.2.1 示性波高的比較與分析

在  $h_s$  的比較中，NTU1 海氣象浮標的量測值普遍高於 2 具浮標的估算結果。此差異在 Yearday 170.9 ~ 172.8 與 Yearday 176.2 ~ 176.5 期間最為顯著（[圖 6-5 \(c\)](#) 淡紅色底色）。上述兩個時段中，兩平臺的  $\Delta h_s$  皆  $> 0.4$  m，且平均風速差異約為 1.5 m/s 與 0.2 m/s。此外，相較於 NTU1 海氣象浮標，EM-APEX floats 估算的  $h_s$  隨時間之變化呈現幅度較平緩的變動特性。

既有研究指出，風速為控制波高變化的主要因子（[Young, 1999](#)；[Pierson 和 Moskowitz, 1964](#)）。為檢驗本研究的觀測結果是否符合此關係，研究進一步分析風速與  $h_s$  的相關性（[圖 6-8 \(a\)](#)）。結果顯示，NTU1 海氣象浮標的風速與  $h_s$  呈現中度正相關（相關係數為 0.57）；相較之下，在 2 具浮標上則呈現弱相關（相關係數分別為 0.33 與 0.27）。上述差異除了受到 ERA5 10 m 風速的解析度影響，亦可能與兩平臺的取樣方式以及樣本數差異相關。NTU1 海氣象浮標於海面進行長時間的連續波浪量測，在本研究中的資料樣本數為 208 筆；相對地，2 具 EM-APEX floats 受限於剖面式的垂直觀測作業，其資料樣本數分別為 71 筆與 72 筆，因此其時間解析度與取樣密度均低於定點式的 NTU1 海氣象浮標，導致其在風速與  $h_s$  的相關性表現偏低。

(a)



(b)

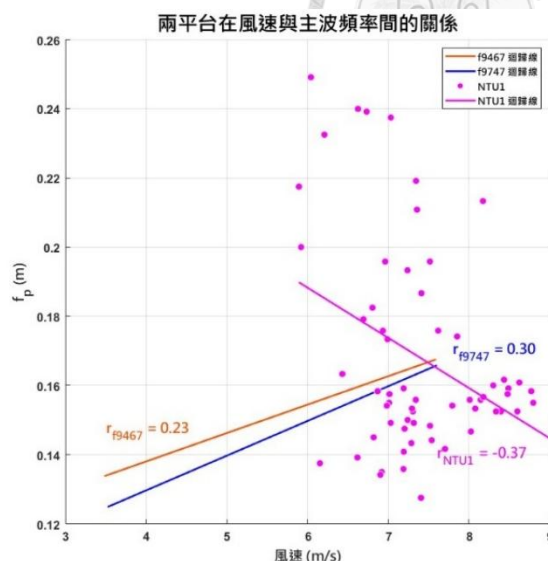
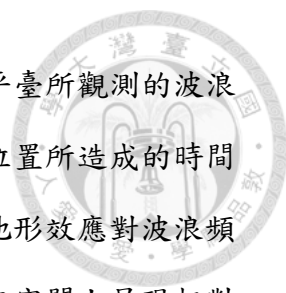


圖 6-8、EM-APEX floats 及 NTU1 海氣象浮標的波浪統計參數與 10 m 風速的關係。(a)  $h_s$  與風速；(b)  $f_p$  與風速。

### 6.2.2 $f_p$ 的比較與分析

在  $f_p$  的比較中，兩平臺觀測到的整體數據介於 0.10 ~ 0.23 Hz，顯示觀測期間的海況主要以風生波浪為主。然而，兩平臺在部分時段仍呈現明顯的差異。例如在 Yearday 170.1 ~ 170.3、Yearday 173.25 ~ 173.6、Yearday 173.95 ~ 174.25 以及 Yearday 174.3 ~ 174.6 等多個時段（圖 6-5 (d) 淡紅色底色），2 具浮標與 NTU1 海氣象浮標的  $\Delta f_p$  皆明顯  $> 0.1$  Hz，反映兩平臺所在的局地波浪場結構可能不同。此外，在 Yearday 174 ~ 175.3 期間，NTU1 海氣象浮標的  $f_p$  呈現明顯震盪，而 EM-APEX floats 觀測到的變化則相對平穩。

就風速與  $f_p$  的關係而言，NTU1 海氣象浮標呈現弱負相關（相關係數為 -0.37, 圖 6-8 (b)），符合成熟風浪中「風速增強、 $f_p$  降低」的理論預期，表示其觀測的海域可能較接近完全發展的風浪狀態；相較之下，EM-APEX floats 則呈現弱正相關（相關係數為 0.23 與 0.30），顯示其所在的波浪場可能處於發展初期，對局地風能注入的反應特性與 NTU1 海氣象浮標有所不同。



鑒於觀測期間處於高壓天氣系統主導的穩定大氣環境，兩平臺所觀測的波浪狀態較能直接反映局地波浪場特性，並且外海湧浪傳播至相同位置所造成的時間差亦不具明顯影響。此外，兩平臺所在區域皆屬於深水環境，地形效應對波浪頻率特性的影響相對有限。綜合上述，主導波浪尺度的頻率特性在空間上呈現相對穩定的分布。

### 6.2.3 $\theta_p$ 的比較與分析

$\theta_p$  的比較結果 (圖 6-5(e)) 顯示，兩平臺在 Yearday 168 ~ 170.9 存在明顯的方向差異。EM-APEX floats 觀測的  $\theta_p$  主要落在  $95^\circ \sim 140^\circ$ ，呈現西北向傳遞。而 NTU1 海氣象浮標則集中於  $-60^\circ \sim -120^\circ$ ，以南向傳遞為主；於 Yearday 170.9 ~ 174.4，兩平臺的波浪方向皆向西傳遞，反映此階段可能受到相同波系所控制。從平臺位置圖 (圖 2-1) 可以觀察到，EM-APEX floats 在 Yearday 169 ~ 174 期間的漂流軌跡於研究區域迴旋，其相對於 NTU1 海氣象浮標的距離較接近，因此兩平臺的觀測結果較為相似；自 Yearday 174.4 起，隨兩平臺間的距離逐漸擴大， $\Delta\theta_p$  亦明顯增大，兩者的角度差異可能接近  $180^\circ$ 。此階段中，NTU1 海氣象浮標的  $\theta_p$  轉換為  $-20^\circ \sim -100^\circ$  的東南向。而 EM-APEX floats 則於 Yearday 176 後轉為東向傳遞 ( $-30^\circ \sim 30^\circ$ )。

整體而言，由於兩平臺在空間位置、風速條件以及波浪發展階段等方面存在差異，不同平臺所量測到的波浪觀測結果可能出現落差，因此難以將 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標進行一對一的觀測比對。基於上述考量，本研究引入新海研 1 號研究船的船用標準 X 波段波浪雷達作為第三方觀測平臺，利用船舶移動觀測的機動性縮短跨平臺比較分析的空間尺度，從而提升比對結果的代表性與可靠性。

## 第七章 波浪統計參數的跨平臺比較分析



在第六章的跨平臺比較結果中，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標在  $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  上存在部分差異，並同時受到兩平臺的空間位置、風速條件以及波浪發展階段等多項因素影響。既有研究指出，海表面波浪具有顯著的時空變異性，即使處於相同的風場條件下，當測站間的距離相差數十公里，仍可能因風能注入效率差異 ([Xu 和 Yu, 2020](#))、非線性能量轉移機制 ([Perrie et al., 2010](#)) 與局地海流結構 ([Kumar, 2024](#); [Vrećica et al., 2022](#)) 等物理因素，使跨平臺觀測結果出現偏差。

基於上述特性，若僅以 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標進行一對一同步比對，將難以釐清跨平臺的觀測差異源於哪項物理因素，抑或反映真實海況的空間變異。因此，本研究引入具備機動航行與區域掃描能力的新海研 1 號研究船作為關鍵的「中介平臺」。相較於定點式的 NTU1 海氣象浮標與半拉格朗日式漂流的 EM-APEX floats，新海研 1 號研究船可以在研究海域內提供具空間連續性的波浪觀測資訊，進而縮小跨平臺比較的空間尺度差距，並建立更一致性的比較基準。

本研究採用三平臺比較架構 ([圖 7-1](#))，選取 2023 年 Yearday 169 ~ 171 期間的觀測資料，比較 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於船用標準 X 波段波浪雷達的波浪觀測結果。於此期間，新海研 1 號研究船與兩觀測平臺的距離皆 < 200 km，適合作為不同距離尺度分析的共同比較基準。本章將於 [第 7.1 節](#) 與 [第 7.2 節](#) 分別建立 EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船，以及 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船的雙向比較關係。接著於 [第 7.3 節](#) 整合兩觀測平臺相對於新海研 1 號研究船的波浪統計參數偏差，進一步探討距離對跨平臺比對結果的影響。若 EM-APEX floats 及 NTU1 海氣象浮標各自與船用標準 X 波段波浪雷達的比較分析結果呈現相似的變化趨勢，則可以推論三平臺



的觀測結果具有一致性；反之，若觀測差異呈現系統性偏移，則有助於釐清觀測差異反映波浪場在空間上的變異或是儀器本身的量測特性。

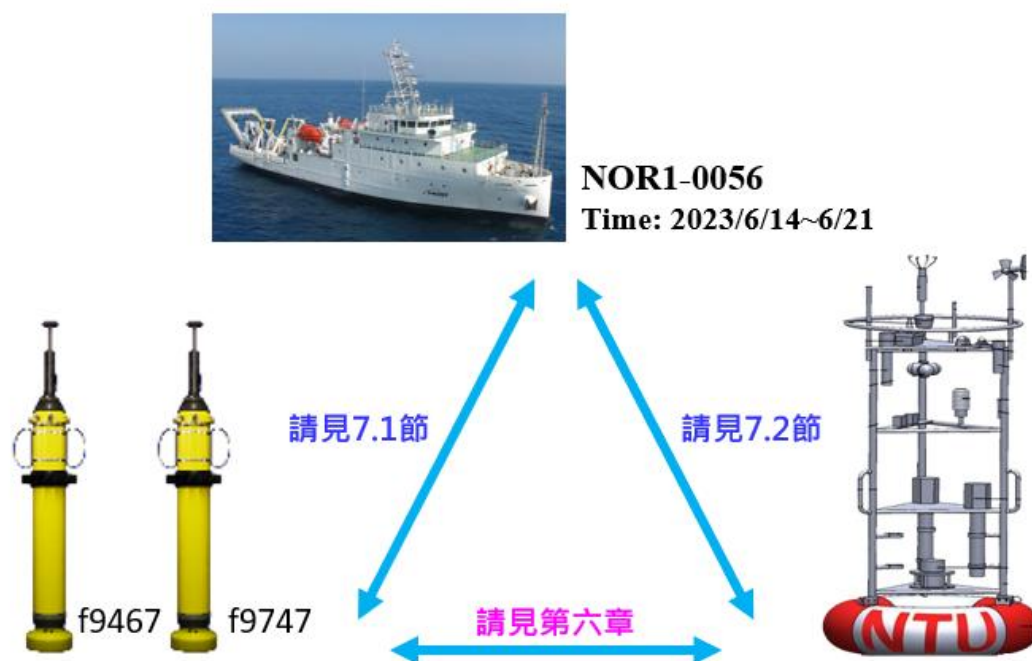


圖 7-1、以新海研 1 號研究船為第三方觀測基準，與 EM-APEX floats 以及 NTU1 海氣象浮標的比較關係示意圖。

### 7.1 EM-APEX floats 與 NOR1 之間的比較

為評估 EM-APEX floats 觀測海表面波浪的可靠性與準確性，本研究以新海研 1 號研究船搭載的船用標準 X 波段波浪雷達資料作為參考基準，比較兩觀測平臺於相同時段與相近海域條件下的波浪統計參數估算結果，包含時序分析、 $E(f, \theta)$  結構比對與統計量化方法，以探討不同觀測平臺在  $h_s$ 、 $f_p$  及  $\theta_p$  的一致性與差異性，並進一步評估距離對跨平臺比對結果的影響。



### 7.1.1 時序變化比較

如圖 7-2 顯示，EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船的整體風速變化趨勢具有一致性；然而，自 Yearday 170.4 起，新海研 1 號研究船的風速產生劇烈變化，並且明顯與 2 具浮標不同。

在  $h_s$  方面，新海研 1 號研究船的觀測值均大於 EM-APEX floats 估算的  $h_s$ ，且兩平臺於分析時段內的  $\Delta h_s$  約為 0.2 ~ 0.4 m。在 Yearday 170.3 之後，隨著兩平臺間的距離逐漸增加， $\Delta h_s$  呈現擴大趨勢，顯示  $h_s$  的變化與平臺間的距離具明顯相關性。

兩觀測平臺的  $f_p$  呈現相似的時變趨勢，僅在 Yearday 170.0 與 Yearday 170.28 兩個時刻出現  $\Delta f_p > 0.05$  Hz 的現象。

在 Yearday 170.6 前，兩平臺間的  $\Delta \theta_p$  相對較小，多數  $< 90^\circ$ ；而在此時間點之後，兩平臺間的距離擴增至  $> 80$  km， $\Delta \theta_p$  逐漸  $> 120^\circ$ ，顯示波浪的傳播方向開始出現明顯偏離，反映研究海域內的波浪場具有顯著的空間非均勻性。

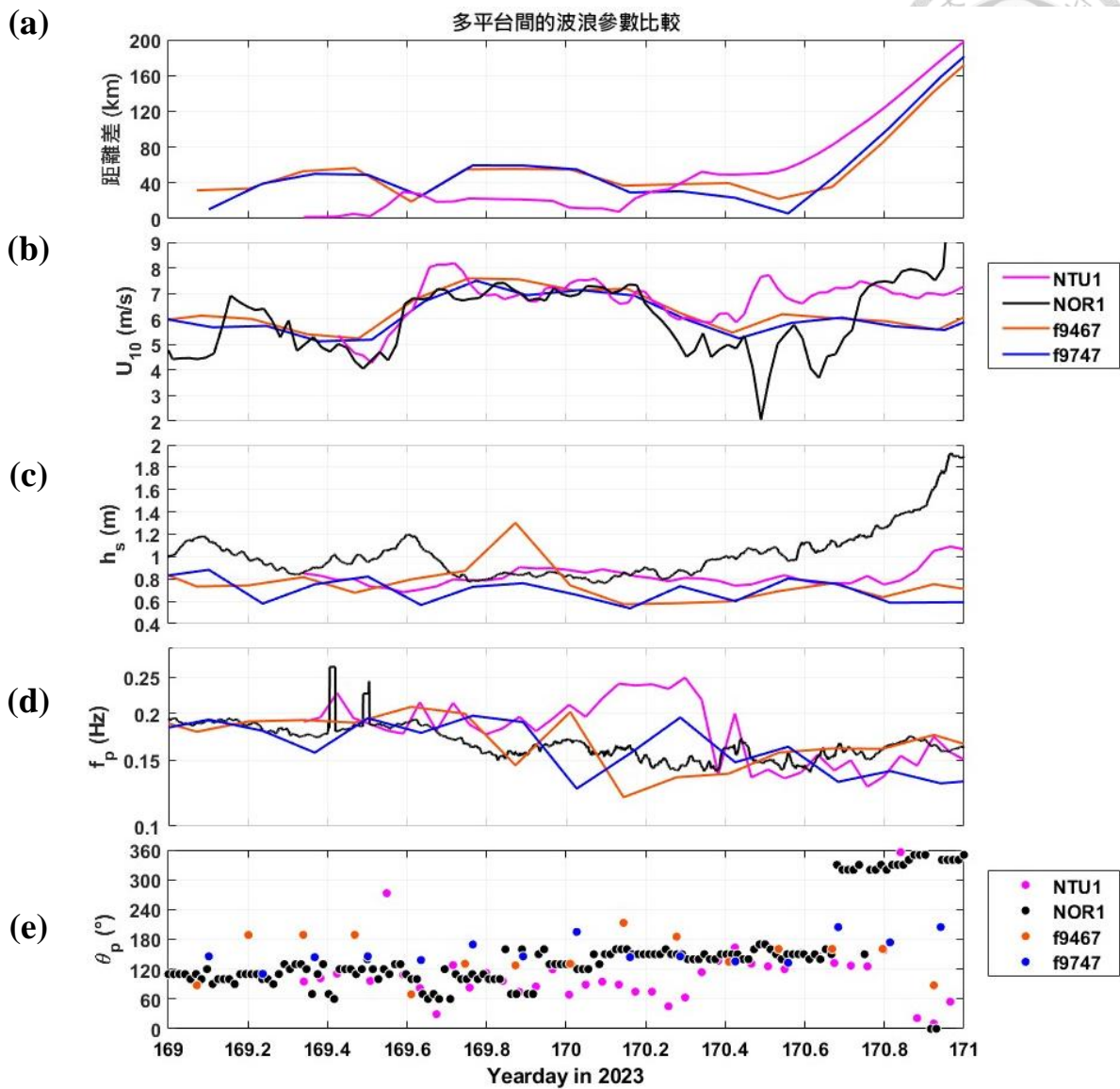


圖 7-2、EM-APEX floats、NTU1 海氣象浮標以及新海研 1 號研究船的波浪統計參數比較。(a) 洋紅色、橘色與藍色實線分別表示 NTU1 海氣象浮標、編號 f9467 浮標以及編號 f9747 浮標於觀測期間與新海研 1 號研究船的距離。(b) ~ (e) 顯示三個平臺在 10 m 風速、 $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  的比較，其中  $\theta_p$  以  $0^{\circ}$  為東， $90^{\circ}$  為北， $180^{\circ}$  為西， $270^{\circ}$  為南；黑色實線為新海研 1 號研究船的觀測結果。



### 7.1.2 比較 $E(f, \theta)$

為了進一步解析兩平臺觀測到的波浪場結構差異，本研究繪製 2 具 EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達的  $E(f, \theta)$  (圖 7-3 ~ 圖 7-6)。在 Yearday 169 ~ 171 期間，編號 f9467 及編號 f9474 浮標分別取得 15 筆  $E(f, \theta)$  資料與船用標準 X 波段波浪雷達進行比較分析。其中，平臺間的距離  $\leq 80$  km 的樣本佔 86.7%，距離介於 80 ~ 200 km 的樣本則佔 13.3%。

值得注意的是，EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達的波浪場取樣方式與觀測尺度存在明顯差異，可能使兩者呈現的能量結構分布不一致。EM-APEX floats 具有半拉格朗日式的漂流特性，其觀測結果可以視為浮標隨漂流路徑的時間序列平均；相較之下，船用標準 X 波段波浪雷達的扇形掃瞄範圍約 2 ~ 4 km (Hessner et al., 2008)，其量測結果代表船首方向的局地波浪場。因此，船用標準 X 波段波浪雷達通常呈現較為完整的波能結構，而浮標所估算的頻譜結構則相對較小。基於此差異，後續的比較將著重於 EM-APEX floats 估算的  $E(f, \theta)$  能量峰值是否落於船用標準 X 波段波浪雷達所解析的能量分布範圍內。

比較結果顯示，在 Yearday 169.34 ~ 169.77 期間，EM-APEX floats 對主導波系的判定整體與船用標準 X 波段波浪雷達一致。以 Yearday 169.34 (圖 7-3 (a)) 為例，船用標準 X 波段波浪雷達的能量峰值主要集中在 0.16 ~ 0.24 Hz、方向約為 120° (西北)  $\pm 10^\circ$ ；而編號 f9467 浮標的能量峰值出現在 0.2 Hz、方向 110° (西偏北)  $\pm 10^\circ$ ，不僅落於船用標準 X 波段波浪雷達的  $E(f, \theta)$  結構中，亦與其有良好的一致性。此時，兩平臺所處環境的 10 m 風速為 5 m/s 與 6 m/s， $h_s$  皆  $< 0.9$  m，整體波浪場的能量偏弱；而 Yearday 169.61 (圖 7-3 (c)) 時，船用標準 X 波段波浪雷達的能量峰值位於 0.2 Hz、方向約為 90° (北)  $\pm 30^\circ$ ；編號 f9467 浮標的能量峰值同樣出現於 0.2 Hz，方向約為 100°。而新海

研 1 號研究船所觀測的 10 m 風速提升至 6.8 m/s、 $h_s > 1$  m，頻譜能量亦明顯增加；相較之下，編號 f9467 浮標的 10 m 風速為 5.2 m/s， $h_s$  仍  $< 0.9$  m。

相同時段，編號 f9747 浮標與船用標準 X 波段波浪雷達的比較結果亦呈現相似趨勢。在 Yearday 169.37 (圖 7-4(a))，編號 f9747 浮標與新海研 1 號研究船的  $\Delta\theta_p$  顯著縮小至  $45^\circ$  以內。其能量峰值頻率與編號 f9467 一致，同樣約為 0.2 Hz，對應的方向約為  $120^\circ$  (西偏北)， $h_s$  與 10 m 風速為 0.76 m 與 5.7 m/s；而在 Yearday 169.63 (圖 7-4(c))，編號 f9747 浮標的能量峰值仍維持於 0.2 Hz，方向角轉換為  $80^\circ$  (北偏東)， $h_s$  與 10 m 風速分別為 0.6 m 及 5.2 m/s。

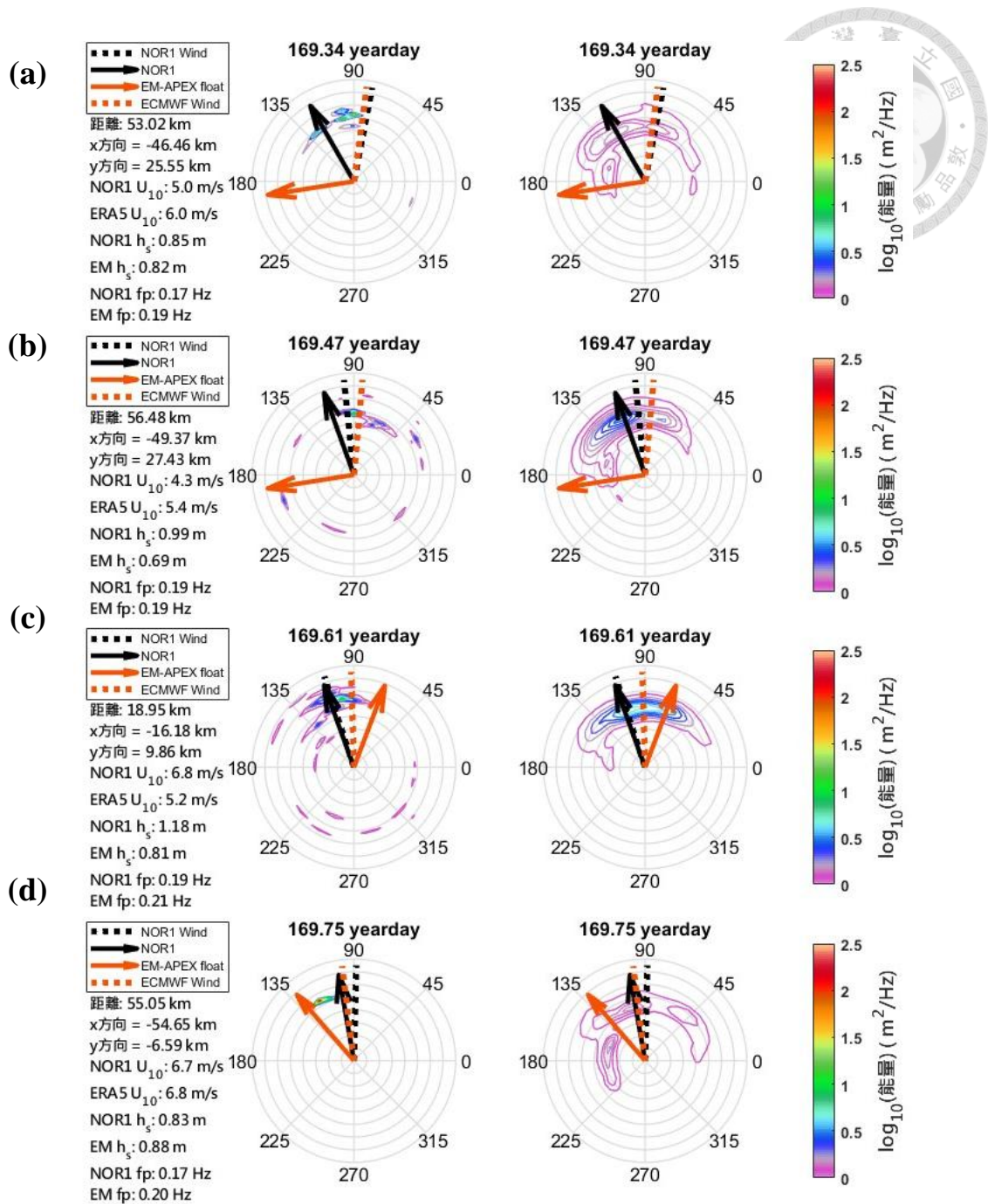


圖 7-3、EM-APEX floats 編號 f9467 與新海研 1 號研究船於 Yearday 169.34 ~ 169.75 的  $E(f, \theta)$  比較。圖中 (a) 至 (d) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(f, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與橘色虛線為研究船風向及 ERA5 10 m 風向；黑色與橘色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_p$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、 $h_s$  與  $f_p$ 。

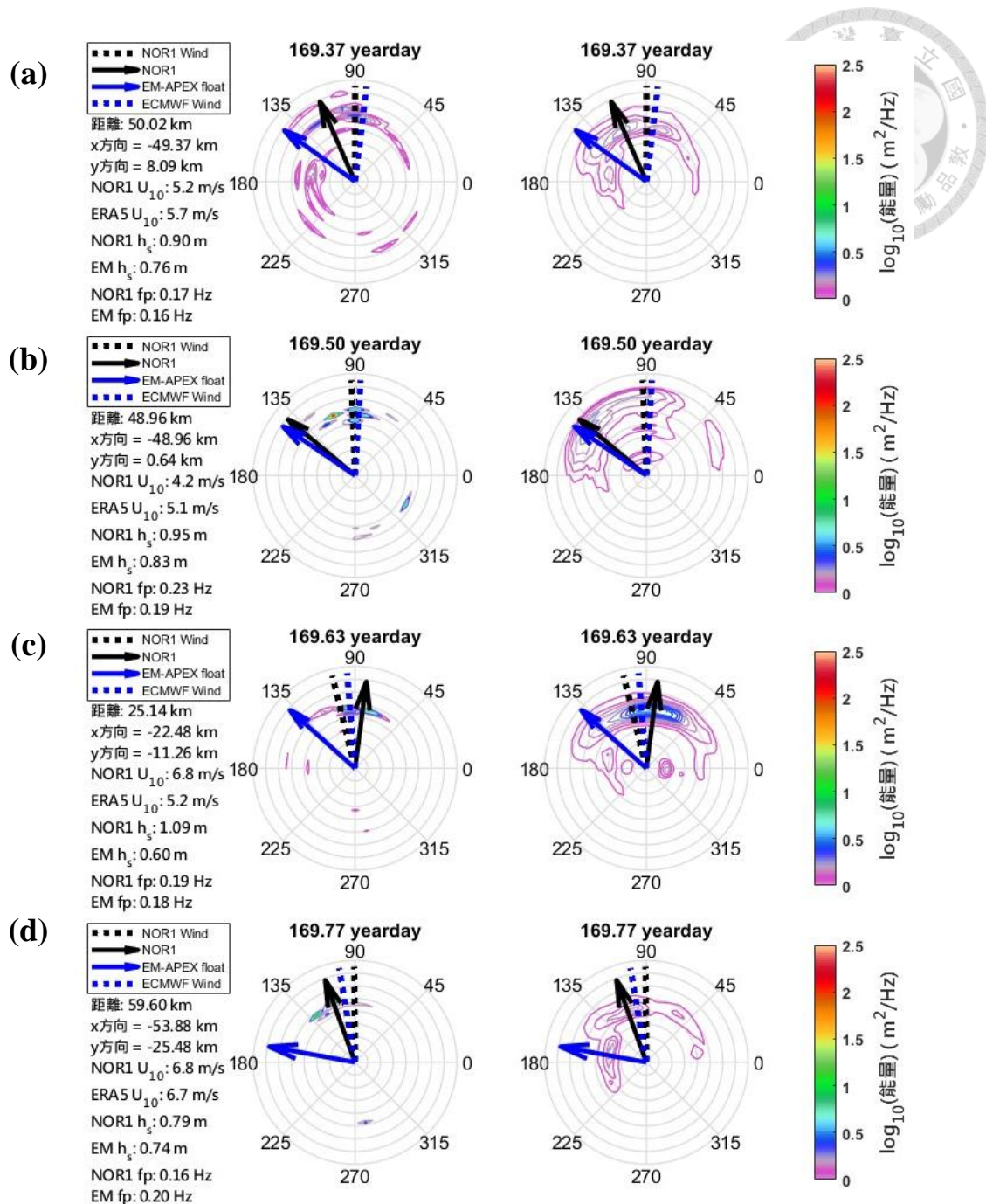



圖 7-4、EM-APEX floats 編號 f9747 與新海研 1 號研究船於 Yearday 169.37 ~ 169.77 的  $E(f, \theta)$  比較。圖中 (a) 至 (d) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(f, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與藍色虛線為研究船風向及 ERA5 10 m 風向；黑色與藍色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_p$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、 $h_s$  與  $f_p$ 。



在 Yearday 170.42 ~ 170.92 期間，兩平臺皆觀測到明顯的雙峰波譜結構，顯示海表面波浪的傳播方向會隨著風向的轉變而重新調整，形成新、舊波系共存的複合波場結構。以編號 f9467 浮標為例，其波浪傳播方向由  $158^\circ$ （西北）逐漸轉換至接近  $0^\circ$ （東）（[圖 7-5](#)）；在此時段中，船用標準 X 波段波浪雷達於 Yearday 170.67（[圖 7-5](#) (b)）即偵測到新的波系生成，而編號 f9467 浮標則在 Yearday 170.80（[圖 7-5](#) (c)）才觀測到波系的轉換。

相似的現象亦出現在編號 f9747 浮標的觀測資料中（[圖 7-6](#)）。在 Yearday 170.42，兩平臺的波浪方向約指向  $140^\circ$ （西北偏西），並隨時間變化逐漸轉換至  $320^\circ$ （東南偏東）；在此案例，船用標準 X 波段波浪雷達在 Yearday 170.56 偵測到新波系的生成，而編號 f9747 浮標則延後至 Yearday 170.81 才捕捉到波浪轉換的訊號。

整體而言，EM-APEX floats 在中低風速條件下具備辨識主導波系與追蹤波浪場隨時間演變的能力。當其與新海研 1 號研究船間的距離  $\leq 80$  km 時， $E(f, \theta)$  的能量峰值位置多落於船用標準 X 波段波浪雷達所解析的頻譜範圍內，並且兩平臺觀測到的能量峰值位置相當接近，顯示兩者在主導波系的判定具有良好的一致性。然而，EM-APEX floats 受限於剖面運動與取樣間隔特性，其對波浪場轉換的反應時間較船用標準 X 波段波浪雷達延遲 0.13 與 0.25 天（約 3.12 小時與 6 小時）。此外，兩平臺在風速與  $h_s$  的觀測上仍存在些許差異，該差異可能受到空間位置、量測方式與儀器特性等因素影響，使得不同平臺對波浪場能量的估算產生偏差。

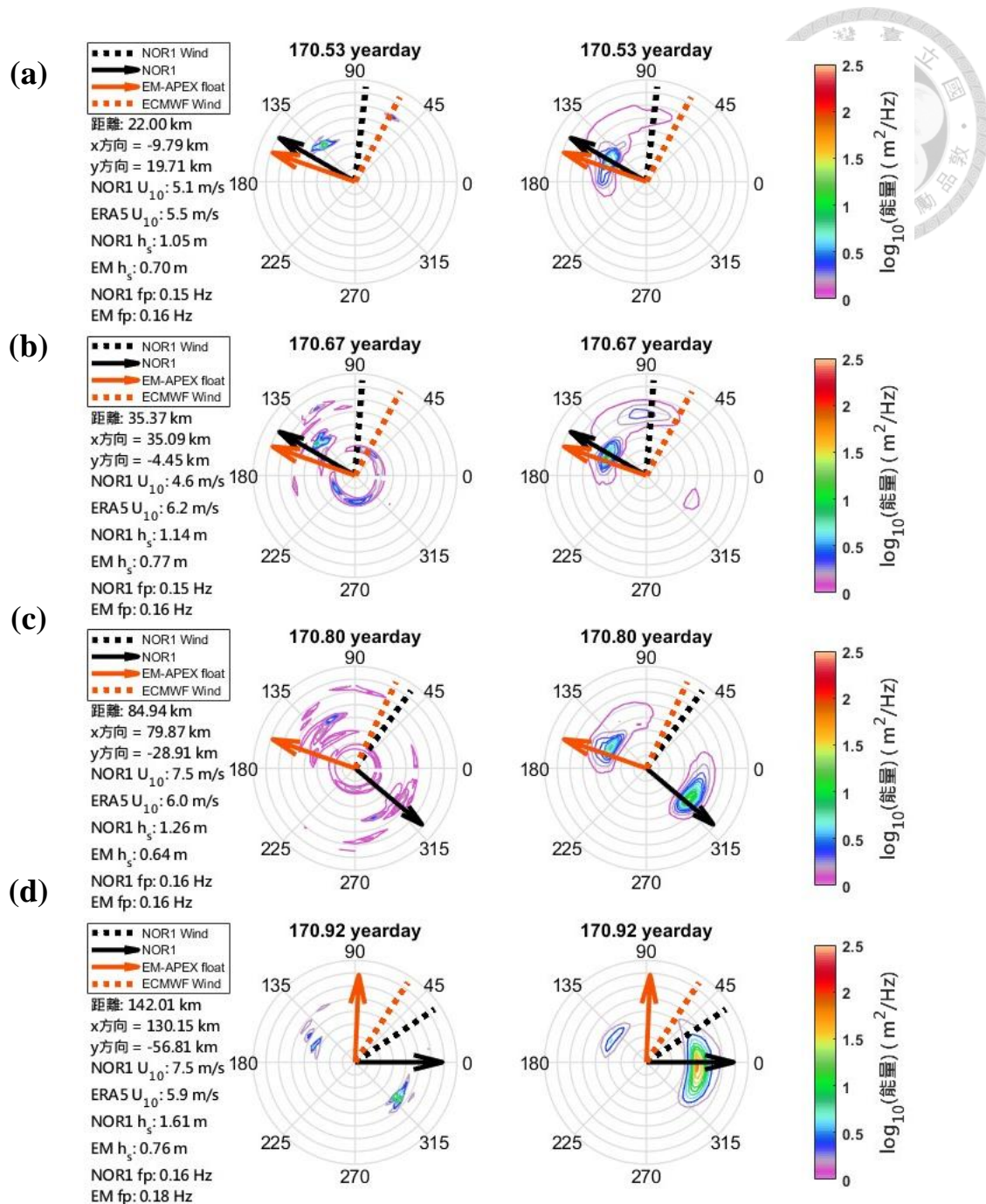


圖 7-5、EM-APEX floats 編號 f9467 與新海研 1 號研究船於 Yearday 170.53 ~ 170.92 的  $E(f, \theta)$  比較。圖中 (a) 至 (d) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(f, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與橘色虛線為研究船風向及 ERA5 10 m 風向；黑色與橘色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_p$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、 $h_s$  與  $f_p$ 。

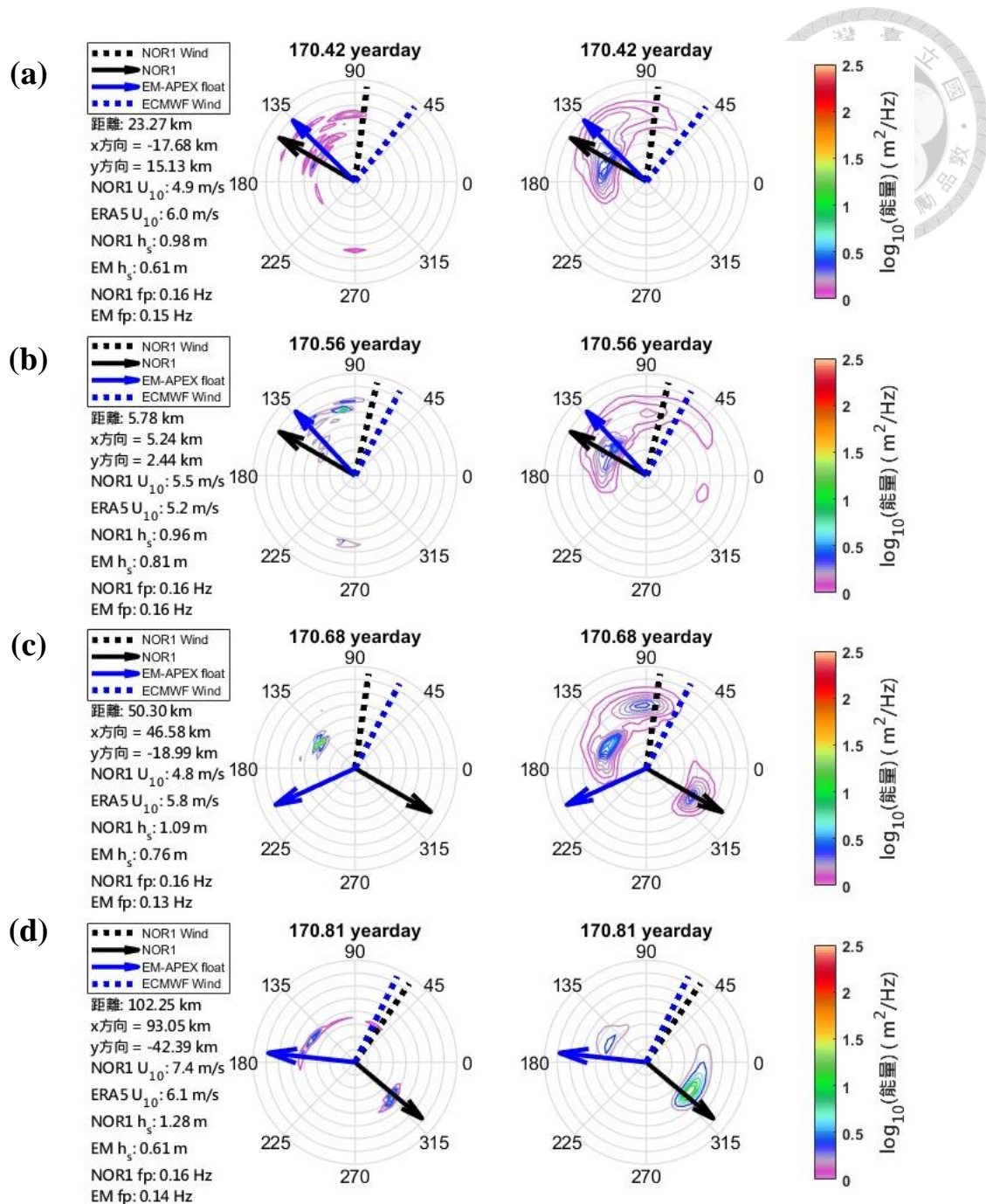


圖 7-6、EM-APEX floats 編號 f9747 與新海研 1 號研究船於 Yearday 170.42 ~ 170.81 的  $E(f, \theta)$  比較。圖中 (a) 至 (d) 依時序遞增。每組子圖左側與右側分別呈現 EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達所量測的  $E(f, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與藍色虛線為研究船風向及 ERA5 10 m 風向；黑色與藍色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_p$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、 $h_s$  與  $f_p$ 。



### 7.1.3 統計特性比較

為了量化 EM-APEX floats 與船用標準 X 波段波浪雷達在波浪場量測上的差異，本研究選取 Yearday 169 ~ 171 的  $E(f, \theta)$  資料進行統計分析。

根據風向及  $\theta_p$  的比較結果 (表 5)，兩項波浪統計參數呈現出不同程度的空間敏感性。當兩平臺的距離  $\leq 80$  km 時，新海研 1 號研究船與 2 具浮標的風向平均差值分別為  $13.23^\circ$  與  $11.78^\circ$ ，並且最大差值皆  $< 36^\circ$ ；當距離擴大至  $80 \sim 200$  km 時，平均差值上升至  $16.54^\circ$  與  $15.49^\circ$ 。

相較之下， $\theta_p$  的比較結果呈現出更顯著的空間差異。當平臺間的距離  $\leq 80$  km，新海研 1 號研究船與 2 具浮標的  $\Delta\theta_p$  平均值分別為  $38.82^\circ$  與  $39.37^\circ$ ，標準差為  $26.80^\circ$  與  $36.52^\circ$ 。在此距離條件下，除了編號 f9747 浮標於 Yearday 170.68 (圖 7-6 (c)) 出現  $125.30^\circ$  的極端差異，其餘樣本的  $\Delta\theta_p$  皆  $< 90^\circ$ ，顯示在近距離條件下，兩平臺對  $\theta_p$  的判定仍具有良好的一致性；然而，當距離增加至  $80 \sim 200$  km， $\Delta\theta_p$  的最小值達到  $87.47^\circ$ ，平均差值增加至  $123.40^\circ$  與  $140.70^\circ$ 。

綜合而言，當平臺間的距離擴大至中尺度範圍時，風向差異會略為增加，但整體的變化幅度有限，顯示風向在此區域尺度下維持相對穩定的一致性。而  $\theta_p$  則對空間位置較為敏感，不同平臺的觀測結果可能會出現明顯偏差，反映波浪場的傳遞方向具有空間不均勻性。

距離		≤ 80 km		80~200 km	
EM-APEX floats		編號 f9467	編號 f9747	編號 f9467	編號 f9747
風向 差值	平均值	13.23°	11.78°	16.54°	15.49°
	標準差	11.53°	9.73°	8.81°	9.97°
	最大值	35.22°	31.51°	22.77°	22.54°
	最小值	0.20°	0.65°	10.32°	8.44°
$\Delta\theta_p$	平均值	38.82°	39.37°	123.40°	140.70°
	標準差	26.80°	36.52°	50.81°	7.63°
	最大值	78.99°	125.30°	159.33°	146.10°
	最小值	0.89°	4.27°	87.47°	135.30°

表 5、EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船在不同平臺間距 (≤ 80 km 以及 80 ~ 200 km) 的風向差及  $\Delta\theta_p$  統計結果，含平均值、標準差、最大值與最小值。

## 7.2 NTU1 與 NOR1 之間的比較

本節進一步比對 NTU1 海氣象浮標與船用標準 X 波段波浪雷達的波浪觀測結果。透過具備高度機動性與空間掃描能力的新海研 1 號研究船作為第三方參考平臺，可以建立 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標間的共同比對基準，提升跨平臺分析的空間一致性。

本節沿用第 7.1 節的分析架構，對 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船的觀測資料進行時序變化比較、 $E(f, \theta)$  結構比對與統計量化分析，以探討兩平臺的觀測差異。若 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船的比對結果呈現良好一致性，即可合理推論 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標之間的觀測差異，較可能反映實際海況的空間變異，而非源自觀測平臺的系統誤差。



### 7.2.1 時序變化比較

由 [圖 7-2](#) 可見，在 Yearday 170.4 之前，新海研 1 號研究船與 NTU1 海氣象浮標的風速變化趨勢大致一致。然而，自 Yearday 170.4 起，隨著兩平臺的距離逐漸擴大，風速變化開始呈現不同趨勢，顯示兩者可能進入不同的局地風場環境。在空間分離加劇的情況下， $\Delta h_s$  亦隨兩平臺的距離擴大而明顯增加，反映波浪能量在空間分布上呈現顯著差異。

就  $f_p$  而言，當兩平臺的距離在 Yearday 170.0 起逐漸  $> 20$  km，NTU1 海氣象浮標觀測到的  $f_p$  出現明顯上升，暗示局地波浪場可能受到不同波系能量的調控。

在  $\theta_p$  方面，新海研 1 號研究船在 Yearday 169.0 ~ 169.9 期間的  $\theta_p$  介於  $60^\circ \sim 145^\circ$  的東北東至西北方向，接著轉換至  $120^\circ \sim 170^\circ$  的西北西至西方向。此外，當兩平臺的距離  $< 80$  km (Yearday 169 ~ 170.68) 時， $\Delta\theta_p$  平均值為  $41.31^\circ$ ，顯示兩平臺在近距離條件下的波浪傳遞方向具有一定程度的一致性。

### 7.2.2 比較 $E(f, \theta)$

為了深入解析不同平臺對波浪場結構的觀測差異，本研究將 NTU1 海氣象浮標的  $\theta_p$  與船用標準 X 波段波浪雷達解析的  $E(f, \theta)$  進行比較分析，並同樣選取 Yearday 169.34 ~ 169.77 與 Yearday 170.42 ~ 170.92 作為分析時段。

結果顯示，在 Yearday 169.47 ~ 169.80 期間，平臺間的距離  $\leq 30$  km ([圖 7-7](#))，NTU1 海氣象浮標量測的  $\theta_p$  多數落於船用標準 X 波段波浪雷達解析的  $E(f, \theta)$  範圍，並且兩者的  $\theta_p$  大致相符。僅於 Yearday 169.55 ([圖 7-7](#) (a) 右圖) 出現接近  $180^\circ$  的差異，其餘時間點的  $\Delta\theta_p$  皆  $< 45^\circ$ ，顯示兩平臺在近距離條件下對主導波向的判定具有良好的一致性。

於 Yearday 170.42 ~ 170.92 的複合波浪場形成階段 (圖 7-8)，新海研 1 號研究船在 Yearday 170.67 (圖 7-8 (a) 右圖) 即偵測到新的能量峰值出現於 0.16 Hz、335° 的東偏南方向，約耗時 0.05 天 (約 1.2 小時) 完成波浪的方向轉換；相較之下，NTU1 海氣象浮標的反應較為延遲，而 NTU1 海氣象浮標則約耗時 0.17 天 (約 4.8 小時) 才轉換完成。在此期間，兩平臺間的距離從 83.71 km 擴增至 138.84 km， $\Delta h_s$  亦由 0.37 m 增加至 0.59 m，顯示跨平臺的觀測差異會隨空間距離的擴大而顯著放大。

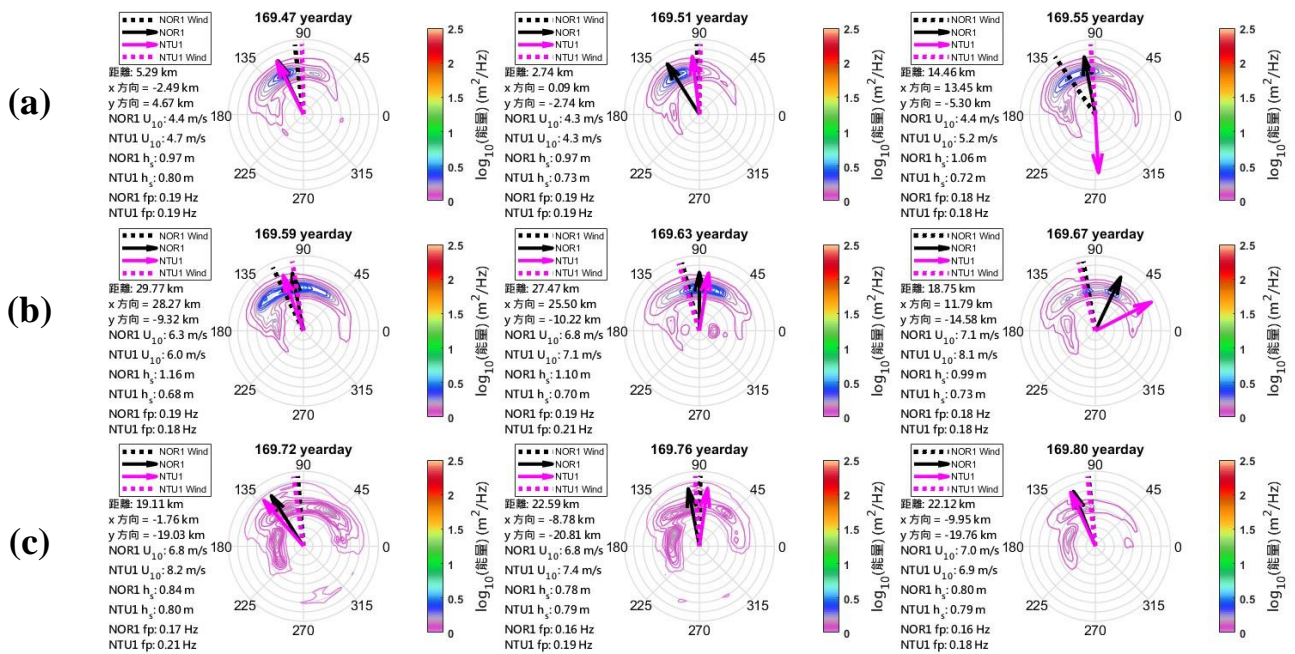


圖 7-7、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船於 Yearday 169.47 ~ 169.80 的  $E(f, \theta)$  比較。圖中 (a) 至 (c) 依時序遞增，每組子圖顯示連續三個時間點的船用標準 X 波段波浪雷達之  $E(f, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以 0° 為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與洋紅色虛線為研究船風向及 NTU1 海氣象浮標 10 m 風向；黑色與洋紅色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_p$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、 $h_s$  與  $f_p$ 。

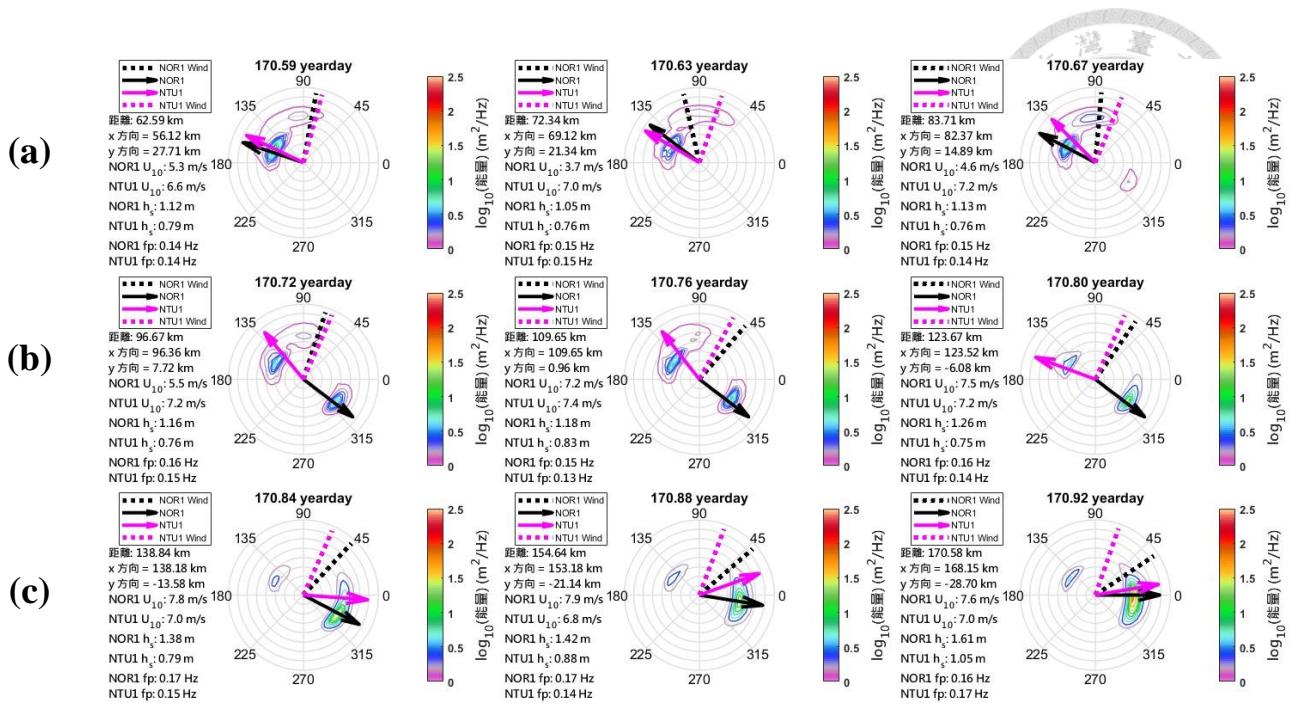


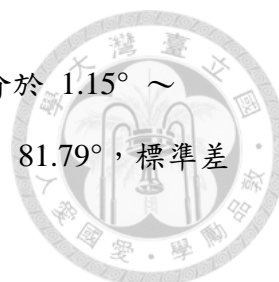
圖 7-8、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船於 Yearday 170.59 ~ 170.92 的  $E(f, \theta)$  比較。圖中 (a) 至 (c) 依時序遞增，每組子圖顯示連續三個時間點的船用標準 X 波段波浪雷達之  $E(f, \theta)$ 。灰色同心圓表示頻率，其數值由圓心向外遞增，圈距為 0.04 Hz；最外圈的方位標示以  $0^\circ$  為東、逆時針依序為北、西與南；色階表示取對數後的頻譜能量；黑色與洋紅色虛線為研究船風向及 NTU1 海氣象浮標 10 m 風向；黑色與洋紅色實線箭頭則分別表示兩平臺的  $\theta_p$ ，並以黑色文字標註兩平臺的距離與當下的風速、 $h_s$  與  $f_p$ 。

### 7.2.3 統計特性比較

Yearday 169 ~ 171 期間，NTU1 海氣象浮標共獲得 37 筆波浪統計參數資料，其中與新海研 1 號研究船之距離  $\leq 80$  km 的資料佔 78.4%，介於 80 ~ 200 km 佔 22.6%。

根據 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船的比較結果 (表 6)，風向差異隨著距離擴大而略為增加，但整體變化幅度有限。當兩平臺的距離  $\leq 80$  km 時，風向平均差值為  $6.99^\circ$ ，最大值為  $31.71^\circ$ ，標準差為  $7.92^\circ$ ；當距離介於 80 ~ 200 km 時，平均差值為  $21.24^\circ$ ，最大值為  $40.65^\circ$ ，標準差為  $12.86^\circ$ 。

相較之下， $\Delta\theta_p$  對距離變化表現出更高的敏感性。當兩者的距離  $\leq 80$  km



時， $\Delta\theta_p$  的平均值為  $41.31^\circ$ ，標準差為  $39.78^\circ$ ，樣本的  $\Delta\theta_p$  介於  $1.15^\circ \sim 172.87^\circ$ ；然而，當距離擴大至  $80 \sim 200 \text{ km}$ ，平均差值增加至  $81.79^\circ$ ，標準差上升至  $71.37^\circ$ ， $\Delta\theta_p$  介於  $10.60^\circ \sim 167.05^\circ$ 。


綜合而言，兩平臺的風向觀測結果呈現相對一致的空間分布特性，而  $\Delta\theta_p$  則隨平臺間的距離擴大而明顯增加。此結果亦與前述之 EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船的比較結論一致，顯示波浪場具有明顯的空間非均勻性。

距離		$\leq 80 \text{ km}$	$80 \sim 200 \text{ km}$
風向 差值	平均值	$6.99^\circ$	$21.24^\circ$
	標準差	$7.92^\circ$	$12.86^\circ$
	最大值	$31.71^\circ$	$40.65^\circ$
	最小值	$0.22^\circ$	$5.62^\circ$
$\Delta\theta_p$	平均值	$41.31^\circ$	$81.79^\circ$
	標準差	$39.78^\circ$	$71.37^\circ$
	最大值	$172.87^\circ$	$167.05^\circ$
	最小值	$1.15^\circ$	$10.60^\circ$

表 6、NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船在不同平臺間距 ( $\leq 80 \text{ km}$  以及  $80 \sim 200 \text{ km}$ ) 的風向差及  $\Delta\theta_p$  統計結果，含平均值、標準差、最大值與最小值。

### 7.3 使用 NOR1 做為中介平臺比較 EM-APEX floats 與 NTU1

綜合前兩節的分析結果，不同觀測平臺的波浪觀測結果受到空間位置影響，其中以  $\theta_p$  與  $h_s$  最為顯著。若僅將 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船的觀測結果進行比對，仍難以直接評估跨平臺觀測的一致



性。因此，本節以新海研 1 號研究船作為中介平臺，建立兩觀測平臺相對於新海研 1 號研究船之波浪統計參數差異隨距離變化的對照關係。依據樣本的空間分布特徵，本研究計算波浪統計參數差值在三個距離區間（0 ~ 30 km、30 ~ 100 km 與 100 ~ 200 km）的平均值、標準差與均方根誤差（root mean square error, RMSE）（[圖 7-9](#)），並採用獨立樣本 t 檢定（Independent Samples t-test）驗證平臺間的觀測差異是否具有統計顯著性，相關結果彙整於[表 7](#)。

根據原廠白皮書，船用標準 X 波段波浪雷達在本研究海域之波向與波高的量測準確度為  $\pm 20^\circ$  與  $\pm 0.2$  m（詳見[第 2.4 節](#)）；本研究亦以新海研 1 號研究船逐筆頻率資料間隔估算觀測期間的平均頻率誤差，結果顯示平均頻率誤差約為  $4.38 \times 10^{-4}$  Hz。因此，[圖 7-9](#) 的分箱平均分析結果之平均值與標準差皆已扣除該儀器的量測不確定度，以避免將儀器誤差判別為平臺間的實際觀測差異。

### 7.3.1 空間變化比較

當觀測平臺與新海研 1 號研究船的距離  $< 60$  km 時， $\Delta\theta_p$  多集中於  $0^\circ \sim 80^\circ$  間，顯示不同平臺在近距離條件下對波浪傳播方向的觀測具有相對良好的一致性。然而，當距離增加至 100 km 以上時， $\Delta\theta_p$  明顯上升至約  $120^\circ \sim 170^\circ$ ，並且一倍標準差範圍亦同步擴大。

在  $\Delta h_s$  方面，多數樣本在近距離條件下（ $< 60$  km）的  $\Delta h_s < 0.4$  m，顯示不同觀測平臺的  $h_s$  量測結果具有較高的一致性；隨著距離擴大至 100 ~ 200 km， $\Delta h_s$  逐漸增加至 0.5 ~ 1.2 m。

相較之下， $\Delta f_p$  在各距離區間的整體變化幅度較小，多數差值落於 0 ~ 0.05 Hz，僅少數樣本介於 0.07 ~ 0.11 Hz，並且未呈現隨距離擴大而顯著上升的趨勢。由於本研究之觀測環境屬於高壓天氣系統控制的穩定大氣環境，即使湧浪抵達各平臺的時間有落差，三平臺觀測的湧浪較不存在明顯差異。並且，此海

域不受地形劇烈變化影響，主導波浪尺度的頻率特性在空間上相對穩定。

整體而言，空間距離為影響不同觀測平臺間之波浪參數差異的關鍵因素。當距離增加， $\Delta\theta_p$  與  $\Delta h_s$  將顯著放大，而  $\Delta f_p$  則相對穩定，顯示波浪傳遞方向與能量分部在中尺度空間具有非均勻特性。此結果亦支持本研究引入新海研 1 號研究船作為中介觀測平臺的必要性，此做法可以有效縮短平臺間的空間尺度，提升跨平臺比較分析的物理意義與可靠性。

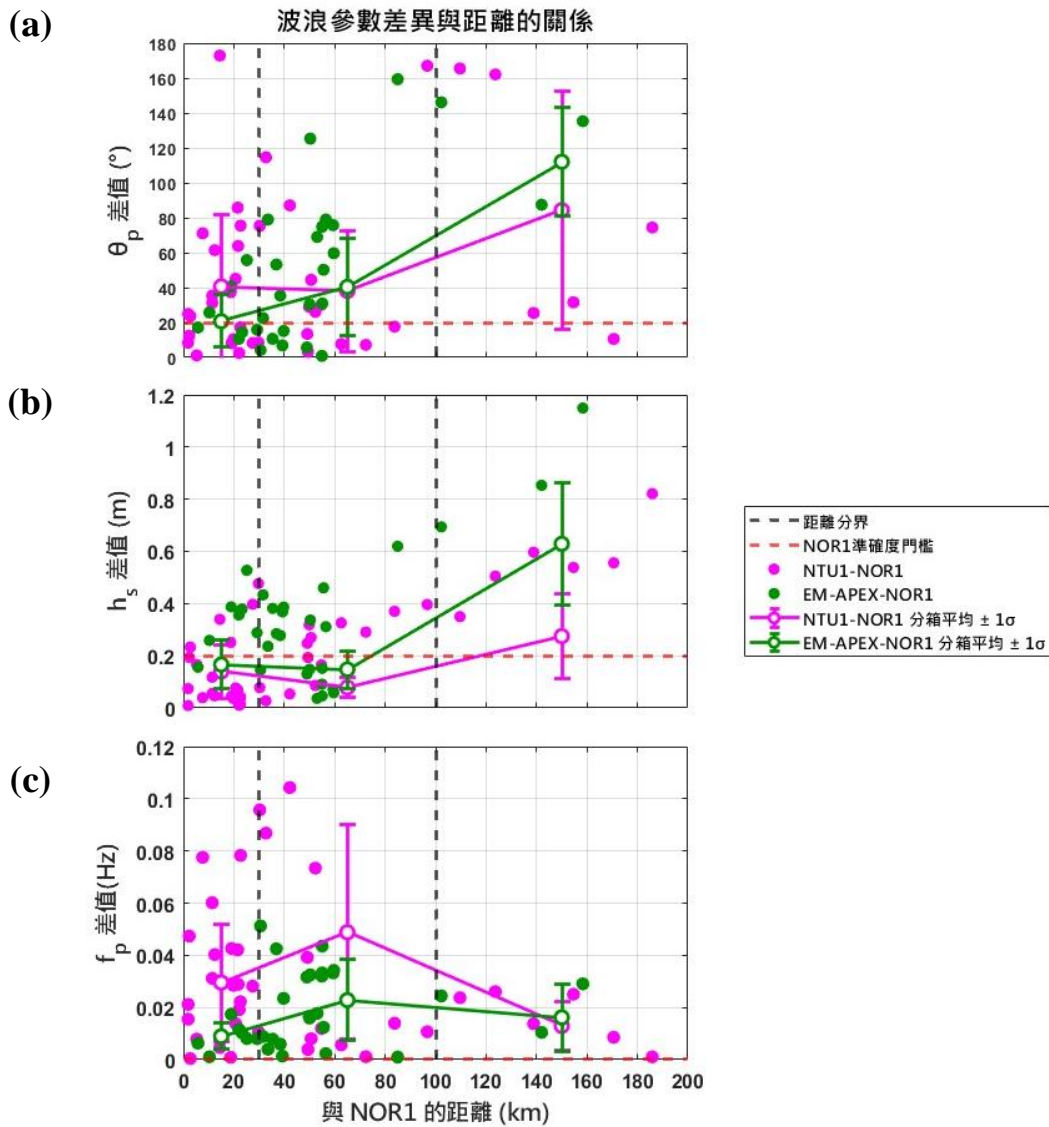


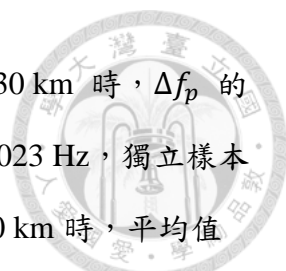
圖 7-9、EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船在不同距離下的波浪統計參數差值比較：(a)  $\Delta\theta_p$ 、(b)  $\Delta h_s$  與 (c)  $\Delta f_p$ 。其中，綠色和洋紅色圓點分別表示 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船的波浪統計參數資料。並依照距離分為 0 ~ 30 km、30 ~ 100 km 以及 100 ~ 200 km 三個組距（黑色虛線為組距界線），呈現扣除船用標準 X 波段波浪雷達之觀測不確定度的分箱平均分析結果；紅色虛線標示船用標準 X 波段波浪雷達於各波浪統計參數的準確度門檻。



### 7.3.2 統計特性比較

當新海研 1 號研究船相較於 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的距離  $< 30$  km 時，兩比較平臺的  $\Delta\theta_p$  平均值皆  $< 40^\circ$ ，分別為  $25.77^\circ$  與  $38.36^\circ$ ，標準差為  $16.57^\circ$  與  $40.40^\circ$ ，顯示兩平臺對  $\theta_p$  的判定與新海研 1 號研究船的觀測結果相對一致；當距離介於  $30 \sim 100$  km 時，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的  $\Delta\theta_p$  平均值分別增加  $23.64^\circ$  與  $9.57^\circ$ ，標準差上升至  $42.21^\circ$  與  $49.56^\circ$ ，皆較近距區間 ( $< 30$  km) 增加約  $10^\circ \sim 25^\circ$ ，顯示方向分佈的離散程度隨著距離擴大而提高；當距離增加至  $100 \sim 200$  km，新海研 1 號研究船與 EM-APEX floats 的  $\Delta\theta_p$  平均值  $> 120^\circ$ ，與 NTU1 海氣象浮標的  $\Delta\theta_p$  平均值亦接近  $80^\circ$ ，顯示兩平臺量測的  $\theta_p$  與新海研 1 號研究船觀測的波浪傳遞方向不再維持一致；然而，獨立樣本 t 檢定的結果顯示，兩比較平臺相對於新海研 1 號研究船的  $\Delta\theta_p$  並無顯著的統計差異 ( $p$  值  $> 0.05$ )。

在  $h_s$  方面，當比較平臺的距離  $< 30$  km， $\Delta h_s$  平均值分別為  $0.34$  m 與  $0.13$  m，標準差為  $0.12$  m 與  $0.14$  m；當距離增加至  $30 \sim 100$  km 間， $\Delta h_s$  的平均值為  $0.25$  m 以及  $0.22$  m，標準差為  $0.16$  m 以及  $0.13$  m。此結果顯示，當兩比較平臺與新海研 1 號研究船的距離  $< 100$  km 時， $\Delta h_s$  的範圍介於  $0.09 \sim 0.46$  m 及  $0.01 \sim 0.35$  m，差異皆不超過  $0.5$  m；然而，當距離範圍擴增至  $100 \sim 200$  km，兩比較平臺的  $\Delta h_s$  平均值皆  $> 0.5$  m。在距離  $< 30$  km 時，兩比較分析的  $\Delta h_s$  平均值相差  $0.21$  m；而距離在  $100 \sim 200$  km 時，兩比較分析之  $\Delta h_s$  平均值與標準差分別相差  $0.34$  m 與  $0.08$  m。因此，獨立樣本 t 檢定顯示兩比較平臺在距離  $< 30$  km 與  $100 \sim 200$  km 存在顯著的統計差異 ( $p$  值  $< 0.05$ )。此外，NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船間的  $\Delta h_s$  普遍小於 EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船間的數據 (圖 7-9 (b))，表示 NTU1 海氣象浮標的觀測結果與新海研 1 號研究船較為相近。



就  $f_p$  而言，當兩比較平臺與新海研 1 號研究船的距離  $< 30$  km 時， $\Delta f_p$  的平均值分別為 0.009 Hz 與 0.030 Hz，標準差為 0.005 Hz 與 0.023 Hz，獨立樣本 t 檢定指出兩者在統計上具有顯著差異；當距離介於 30 ~ 100 km 時，平均值分別為 0.022 Hz 與 0.036 Hz，標準差為 0.016 Hz 與 0.039 Hz。由圖 7-9 (b) 可以觀察到，兩比較平臺在此距離區間的  $\Delta f_p$  多數  $< 0.04$  Hz，顯示兩比較平臺在此距離範圍的波浪場頻率特性較為一致，並且統計檢定未達顯著差異；當距離增加至 100 ~ 200 km，兩比較平臺的  $\Delta f_p$  平均值皆略為下降至 0.021 Hz 與 0.016 Hz，檢定結果的 p 值為 0.514，反映平臺間的差異不具統計顯著性。

需要注意的是，船用標準 X 波段波浪雷達本身具有量測不確定性，若將該儀器的量測誤差納入考量，各平臺相對於新海研 1 號研究船的數據偏差將顯著縮小，並提升觀測結果的一致性。

整體而言，當觀測平臺的距離  $< 30$  km 時，跨平臺的波浪觀測結果具有較高的一致性。然而，當距離  $> 100$  km 時， $\Delta\theta_p$  與  $\Delta h_s$  將隨平臺間的距離擴大而顯著增加，反映波浪場在空間尺度上並非均勻分布。此外， $f_p$  顯示兩比較平臺在近距離條件 ( $< 30$  km) 下具有明顯差異，此結果亦支持第 6.2 節指出 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的觀測位置為不同的波浪發展階段。綜合上述結果，各平臺間的觀測偏差除了受到儀器本身的量測不確定性所影響，亦與波浪場的結構變異相關，顯示空間尺度為主導跨平臺觀測一致性的重要因素。

距離	波浪參數	$\Delta\theta_p$		$\Delta h_s$		$\Delta f_p$	
	比較儀器	EM-APEX floats	NTU1	EM-APEX floats	NTU1	EM-APEX floats	NTU1
0~30 km	樣本數	7	21	7	21	7	21
	平均差值	25.77°	38.36°	0.34 m	0.13 m	0.009 Hz	0.030 Hz
	差值標準差	16.57°	40.40°	0.12 m	0.14 m	0.005 Hz	0.023 Hz
	RMSE	29.29°	55.01°	0.35 m	0.19 m	0.010 Hz	0.037 Hz
	獨立樣本 t 檢定	p = 0.434		<b>p = 0.001</b>		<b>p = 0.025</b>	
30~100 km	樣本數	20	13	20	13	20	13
	平均差值	49.41°	47.93°	0.25 m	0.22 m	0.022 Hz	0.036 Hz
	差值標準差	42.21°	49.56°	0.16 m	0.13 m	0.016 Hz	0.039 Hz
	RMSE	64.29°	67.56°	0.30 m	0.25 m	0.027 Hz	0.052 Hz
	獨立樣本 t 檢定	p = 0.927		p = 0.559		p = 0.146	
100~200 km	樣本數	3	6	3	6	3	6
	平均差值	122.96°	78.27°	0.90 m	0.56 m	0.021 Hz	0.016 Hz
	差值標準差	31.20°	69.56°	0.23 m	0.15 m	0.010 Hz	0.010 Hz
	RMSE	125.57°	100.79°	0.92 m	0.58 m	0.023 Hz	0.019 Hz
	獨立樣本 t 檢定	p = 0.336		<b>p = 0.032</b>		p = 0.514	

表 7、EM-APEX floats 和 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船在 0 ~ 30 km、30 ~ 100 km 以及 100 ~ 200 km 三組距離下的  $\Delta\theta_p$ 、 $\Delta h_s$  與  $\Delta f_p$  之樣本數、平均值、標準差、RMSE 與獨立樣本 t 檢定結果。

## 第八章 討論與結論



在本研究案例中，空間距離為主導跨平臺觀測差異的關鍵因素。然而，風速條件變化、波浪發展階段、量測幾何配置與取樣方式等因素，亦共同影響平臺對波浪場的觀測結果。本章整合第 6.2 節與第七章的跨平臺比對結果，評估 EM-APEX floats 於實際海況下的波浪觀測能力與應用限制。

### 8.1 延伸分析第 7.3 節的跨平臺比對結果

第七章的分析結果顯示，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的觀測差異明顯受到距離與波浪場的空間變異影響。第 7.3 節進一步指出，當平臺間的距離  $< 100$  km 時，各平臺對  $\theta_p$  與  $h_s$  的觀測差異較為一致，且多數的樣本集中於  $0 \sim 60$  km 的距離區間，顯示本研究環境的區域波浪場結構在中小尺度範圍內尚未顯著分離。基於此結果，本節針對距離  $< 30$  km 與  $30 \sim 60$  km 的波浪統計參數進行分析（表 8），以評估空間變異對觀測資料造成的影響。

#### 8.1.1 $\Delta\theta_p$ 的跨平臺一致性分析

當 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船的距離  $< 30$  km 時，多數的  $\Delta\theta_p$  資料點（圖 8-1(a)）鄰近 1:1 參考線，表示兩比較平臺在近距離條件下能觀測到相似的  $\theta_p$ 。在此距離範圍內，兩比較平臺相對於新海研 1 號研究船的 RMSE 為  $29.29^\circ$  以及  $55.01^\circ$ ；當距離擴增至  $30 \sim 60$  km， $\Delta\theta_p$  的資料點呈現離散分布，RMSE 分別上升至  $54.91^\circ$  與  $58.69^\circ$ ，顯示  $\theta_p$  具有明顯的空間變異性。

此外，本研究採用最大能量法判定船用標準 X 波段波浪雷達的  $\theta_p$ ，而 EM-APEX floats 解析的  $\theta_p$  則透過互頻譜分析與方向矩法推估。儘管兩者的量測



原理不同，兩種方法得到的結果仍呈現良好的對應關係，顯示兩種量測技術皆具備穩定辨識主波傳播方向的能力。

### 8.1.2 $\Delta h_s$ 的跨平臺一致性分析

在  $\Delta h_s$  的比較中（[圖 8-1 \(b\)](#)），兩比較平臺相對於新海研 1 號研究船的  $\Delta h_s$  皆  $< 0.4$  m，且多數資料點分布於 1:1 參考線的下方，表示兩比較平臺估算的  $h_s$  皆普遍低於新海研 1 號研究船的觀測結果；此外，當 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船的距離  $< 60$  km 時，RMSE 為 0.19 m，其比對結果與新海研 1 號研究船相對接近；相較之下，EM-APEX floats 呈現另一種分布特徵。當其與新海研 1 號研究船的距離  $< 30$  km 時，RMSE 為 0.35 m。當距離增加至 30 ~ 60 km 時，RMSE 下降至 0.27 m，顯示部分樣本較接近 1:1 參考線。

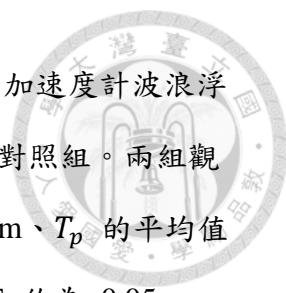
### 8.1.3 $\Delta f_p$ 的跨平臺一致性分析

相較於  $\Delta h_s$ ， $\Delta f_p$  在多平臺的比較中呈現不同的分布特性（[圖 8-1 \(c\)](#)）。NTU1 海氣象浮標估算的  $f_p$  多數高於新海研 1 號研究船的觀測結果，並且分布範圍較廣，差異約為 0.01 ~ 0.10 Hz。然而，EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船之間的觀測差異較小，約為 0 ~ 0.06 Hz，並且多數資料點接近 1:1 參考線，顯示兩者對主導波系的判定具有較高的一致性。此觀測差異與[第 6.2 節](#)的推論相互映，反映兩平臺在觀測期間可能位於不同的波浪發展階段。

### 8.1.4 驗證跨平臺波浪參數的合理性

本小節進一步檢視本研究的跨平臺觀測差異是否落於合理範圍，並將研究結果與既有文獻進行對照分析。

[Beckman \(2022\)](#) 於美國北卡羅來納州（North Carolina）外海的 Masonboro



Inlet (距岸 9.8 km) 佈放三種波浪觀測儀器，其中以 Datawell 加速度計波浪浮標與並置的氣象浮標佈作為控制組，Spotter GPS 波浪浮標作為對照組。兩組觀測平臺相距約 190 m，屬於共址比較條件。觀測海況的  $h_s < 4$  m、 $T_p$  的平均值與標準差為 7.76 秒與 2.67 秒。分析結果顯示， $\Delta h_s$  的 RMSE 約為 0.05 ~ 0.06 m，而  $\Delta \theta_p$  的 RMSE 則依海況類型而有所不同：整體環境中約為 21.89°，風浪環境中約為 35.80°，湧浪環境中約為 13.82°。儘管 [Beckman \(2022\)](#) 的跨平臺比較距離遠小於本研究的比對距離，本研究在平臺距離  $< 30$  km 的  $\Delta \theta_p$  分析結果顯示 RMSE 為 29.29°，與 [Beckman \(2022\)](#) 的研究結果相當。

另一方面，[Lopez 等人 \(2019\)](#) 比較 2 座地基高頻雷達 (Pendean 雷達站和 Perranporth 雷達站)、1 具 Seawatch Mini II 定向浮標及 2 具 ADCP 浮標的觀測結果。浮標與 2 座雷達站的距離約 16 ~ 30 km，而高頻雷達系統在波浪量測上的最大範圍為 50 km。在  $h_s < 8$  m、 $T_e$  (能量週期) 介於 6.7 ~ 10 秒的環境條件下， $\Delta h_s$  的 RMSE 介於 0.3 ~ 0.45 m， $\Delta \theta_p$  約為 21° ~ 29° 度。

綜合而言，EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船在近距離條件下的誤差尺度與國際上的現地多儀器比較研究相當；然而，當距離進入中尺度範圍時，觀測結果可能受到波浪場的空間變異主導，而非單純源自儀器的量測誤差。因此，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的量測差異主要源於波浪場的空間結構變化，並且證實 EM-APEX floats 在低風速環境下的波浪觀測結果具備良好的物理可靠性。

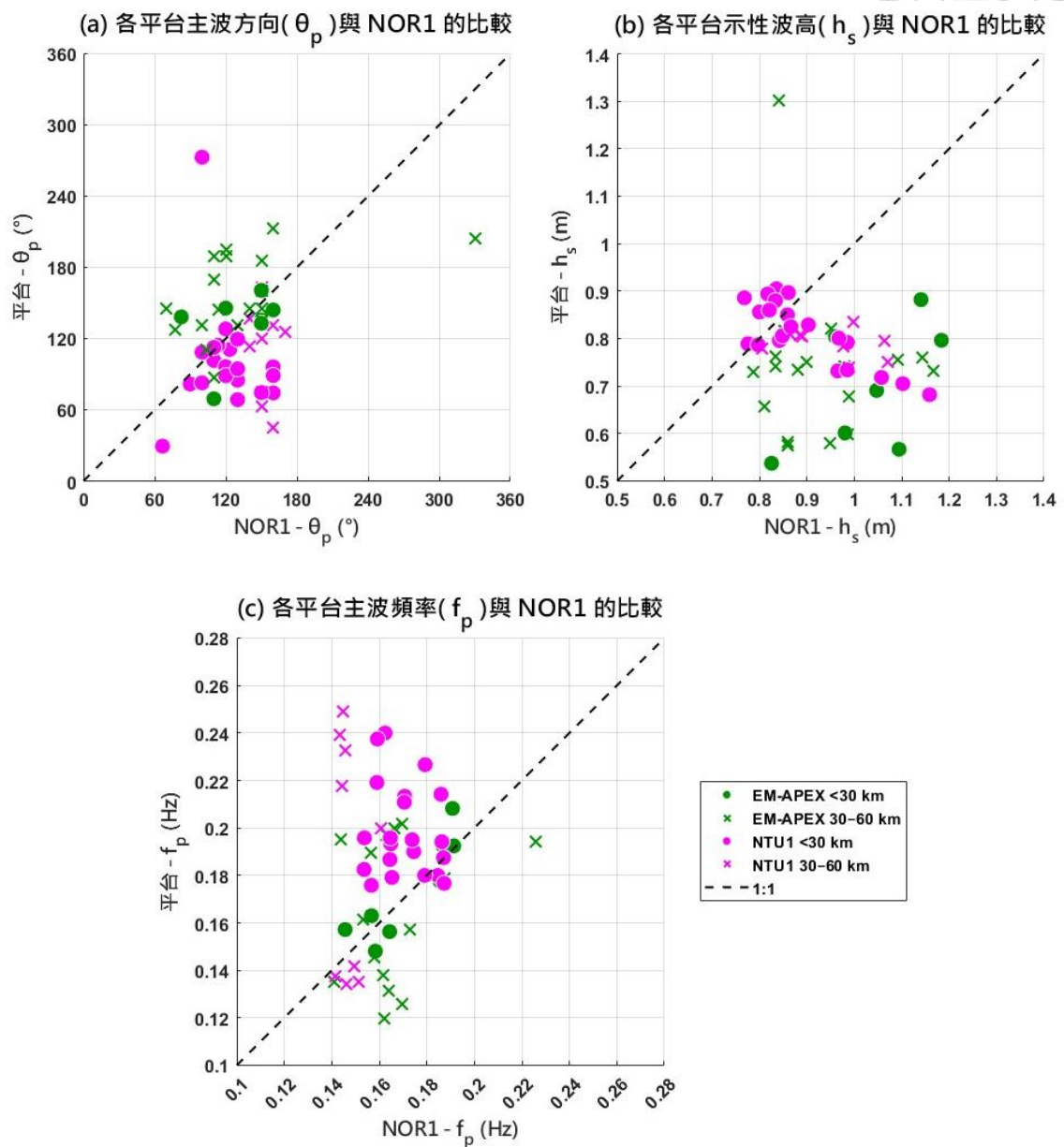


圖 8-1、EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對新海研 1 號研究船在距離 < 30 km 與 30 ~ 60 km 的 (a)  $\Delta\theta_p$ 、(b)  $\Delta h_s$  與 (c)  $\Delta f_p$  的一致性分析。

距離	波浪參數	$\Delta\theta_p$		$\Delta h_s$		$\Delta f_p$	
	比較儀器	EM-APEX floats	NTU1	EM-APEX floats	NTU1	EM-APEX floats	NTU1
0~30 km	樣本數	7	21	7	21	7	21
	平均值	25.77°	38.36°	0.34 m	0.13 m	0.009 Hz	0.030 Hz
	標準差	16.57°	40.40°	0.12 m	0.14 m	0.005 Hz	0.023 Hz
	RMSE	29.29°	55.01°	0.35 m	0.19 m	0.010 Hz	0.037 Hz
	獨立樣本 t 檢定	p = 0.434		<b>p = 0.001</b>		<b>p = 0.025</b>	
30~60 km	樣本數	19	9	19	13	20	13
	平均值	43.62°	47.05°	0.23 m	0.16 m	0.023 Hz	0.049 Hz
	標準差	34.26°	37.21°	0.14 m	0.10 m	0.016 Hz	0.041 Hz
	RMSE	54.91°	58.69°	0.27 m	0.19 m	0.027 Hz	0.062 Hz
	獨立樣本 t 檢定	p = 0.812		p = 0.204		<b>p = 0.021</b>	

表 8、EM-APEX floats 和 NTU1 海氣象浮標與新海研 1 號研究船在 0 ~ 30 km 以及 30 ~ 60 km 兩組距離下的  $\Delta\theta_p$ 、 $\Delta h_s$  與  $\Delta f_p$  之樣本數、平均值、標準差、RMSE 與獨立樣本 t 檢定結果。

## 8.2 $E(f)$ 中的波浪平衡範圍分析

波浪平衡範圍通常指風生波浪造成  $E(f)$  中  $f_p$  以上的高頻尾端呈現近似冪次律 (power-law) 衰減的頻帶。此頻率區間常被視為風能輸入、非線性能量轉移以及波浪破碎耗散達成某種動態準平衡的結果。其中， $f^{-4}$  和  $f^{-5}$  為最具代表性的經典頻譜形式 (Resio et al., 2011)，分別對應不同的物理主導機制與頻率範圍。

在深水條件下，非線性波 - 波交互作用 ( $S_{nl}$ , nonlinear wave-wave interactions) 會將能量由接近光譜峰值的低頻區傳向高頻區。大量的觀測與理論



研究指出 ([Pushkarev & Zakharov, 1996](#); [Resio et al., 2004](#))  $f_p$  以上的頻率區間在深水環境呈普遍呈現  $f^{-4}$  幕次行為，並被視為平衡範圍的典型特徵。為維持平衡範圍的  $f^{-4}$  形態，該頻率區間需近似滿足：

$$S_{nl} = S_{in} + S_{ds} \quad (\text{式, [Resio et al., 2004](#)})$$

其中  $S_{in}$  為風能輸入項 (wind input)， $S_{ds}$  為波浪破碎耗散項 (wave breaking dissipation)。此關係式顯示，非線性波 - 波交互作用造成的能量通量，須與風能輸入與波浪破碎項的總效應相平衡。當風能輸入強於波浪破碎耗散 ( $S_{in} > S_{ds}$ ) 時，頻譜呈現淨增益，其高頻斜率將趨於平緩 ( $> -4$ )；反之，由波浪破碎耗散主導 ( $S_{in} < S_{ds}$ ) 時，頻譜呈現淨損失，高頻斜率也因此變得陡峭 ( $< -4$ )。

### 8.2.1 不同觀測平臺的波浪平衡範圍

本研究呈現 Yearday 169 ~ 170.5 期間，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相距新海研 1 號研究船 60 km 的平均  $E(f)$ ，並於  $f_p$  以上的高頻區段估算各平臺的平衡範圍與頻譜斜率。

結果顯示，不同觀測平台解析的波浪頻率範圍具有顯著差異。船用標準 X 波段波浪雷達可以解析的波浪頻率範圍約為 0.04 ~ 0.27 Hz；EM-APEX floats 約為 0.02 ~ 0.32 Hz，與 [Stadler et al. \(2025\)](#) 提出的最高可能解析頻率約 0.31 Hz 相近，然而，既有研究指出 EM-APEX floats 能可靠測量的最小量測範圍為 0.05 Hz ([Stadler et al., 2025](#))；而 NTU1 海氣象浮標則可以解析的範圍較廣，約為 0.04 ~ 0.72 Hz。既有研究指出，典型加速度計式波浪浮標 (例如 Datawell Waverider) 可以量測約 0.025 ~ 0.580 Hz 的波浪資料。而壓力感測器組成的陣列系統則可以解析約 0.033 ~ 0.356 Hz ([Collins et al., 2024](#))。由此可見，傳統

定點式波浪浮標量測高頻風浪的能力，通常較船用標準 X 波段波浪雷達與 EM-APEX floats 有著更佳的解析能力。

根據分析結果，船用標準 X 波段波浪雷達所呈現的波浪平衡範圍約介於 0.20 ~ 0.26 Hz 的頻率區間，其頻譜斜率為 -4.10；EM-APEX floats 的平衡範圍約為 0.20 ~ 0.24 Hz，其頻譜斜率分別為 -4.23 與 -5.47；相較之下，NTU1 海氣象浮標呈現的平衡範圍延伸至較高頻段，約為 0.32 ~ 0.54 Hz，其頻譜斜率為 -4.06，意謂其能解析出更完整的高頻波浪能量結構，反映其對短波能量具有較佳的量測能力。

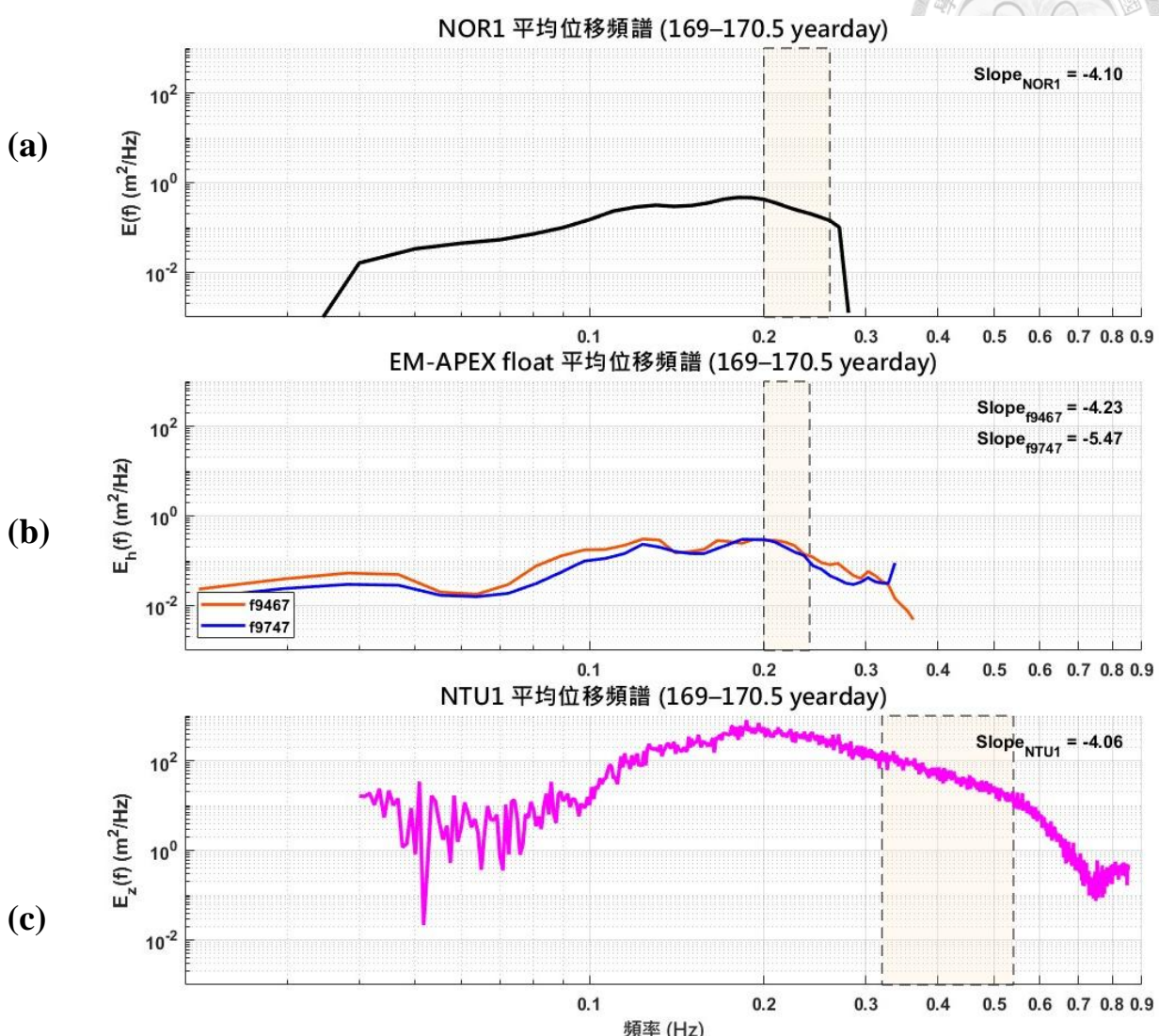


圖 8-2、(a) 新海研 1 號研究船、(b) EM-APEX floats 與 (c) NTU1 海氣象浮標於 Yearday 169 ~ 170.5 期間的平均  $E(f)$ 。黑色虛線方框標示各平臺的波浪平衡範圍，並於右上角顯示頻譜斜率。



### 8.3 以 $E(f)$ 分析 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的 $\Delta h_s$

第 6.2 節顯示 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的  $h_s$  與  $f_p$  在部分時段存在明顯差異。在 Yearday 170.9 ~ 172.8 與 Yearday 176.2 ~ 176.5 (圖 6-5 (c) 淡紅色區塊)，兩平臺間的  $\Delta h_s > 0.4$  m，平臺間的平均風速差異約為 1.5 m/s 與 0.2 m/s。本節針對兩平臺的  $E(f)$  進行更深入的能量結構檢視，相關頻譜圖與詳細分析結果請見附錄 B。

分析結果顯示，兩平臺的  $f_p$  位置存在小幅度的差異，但整體的分布型態仍相當接近。換言之，兩者的主導能量結構在頻域上大致一致，兩平臺的能量差異主要來自  $f_p$  的細微變化。

### 8.4 採樣範圍差異造成的取樣偏差

實際海況中，風場的快速變化與不同波系的疊加（如風浪與湧浪共存），使波浪場呈現空間不均勻特性。觀測平臺採用的取樣方式與量測幾何，亦會直接影響量測結果所代表的空間尺度，進而改變其反映的波浪場特徵。本研究中，新海研 1 號研究船與 EM-APEX floats 在空間取樣範圍上存在差異，此差異可能為跨平臺比對結果出現偏差的重要因素之一。

船用標準 X 波段波浪雷達採用扇形區域的面狀掃描方式，其量測結果代表船首方向的局部波浪場；相較之下，EM-APEX floats 為半拉格朗日式的漂流觀測平臺，其反映浮標漂流過程的平均波浪結果。

研究結果顯示，當 EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船的距離介於 30 ~ 100 km 時，兩平臺的  $\Delta\theta_p$  之 RMSE 為  $29.29^\circ$ ，而  $\Delta h_s$  之 RMSE 為 0.34 m。進一步分析兩平臺的量測幾何，當新海研 1 號研究船的船首掃描範圍 (圖 8-3 (a), 紅色扇形區域) 與 EM-APEX floats 的鄰近波浪場產生空間重疊 (圖 8-3 (b),



藍色圓形區域)，兩個觀測平臺較可能解析出相同的波浪場特性；反之，若兩者的觀測區域未重疊， $E(f, \theta)$  可能產生偏差。

此外，船用 X 波段波浪雷達（如 WaMoS II）的有效量測半徑約為 2 ~ 4 km (Hessner et al., 2008)，其典型作業值約 2.8 km (Derkani et al., 2021)。因此，當新海研 1 號研究船與 EM-APEX floats 的直線距離相差 46 km 以上，需考量船首掃描方向與浮標周圍的實際波浪場是否一致，以避免對  $E(f, \theta)$  的估計產生偏差。

綜合而言，在進行單點觀測與面狀觀測的資料分析時，應將量測幾何與空間差異納入考量，並且將其視為跨平臺誤差來源的重要因素之一，避免將空間取樣偏差誤判為儀器本身的量測偏差。

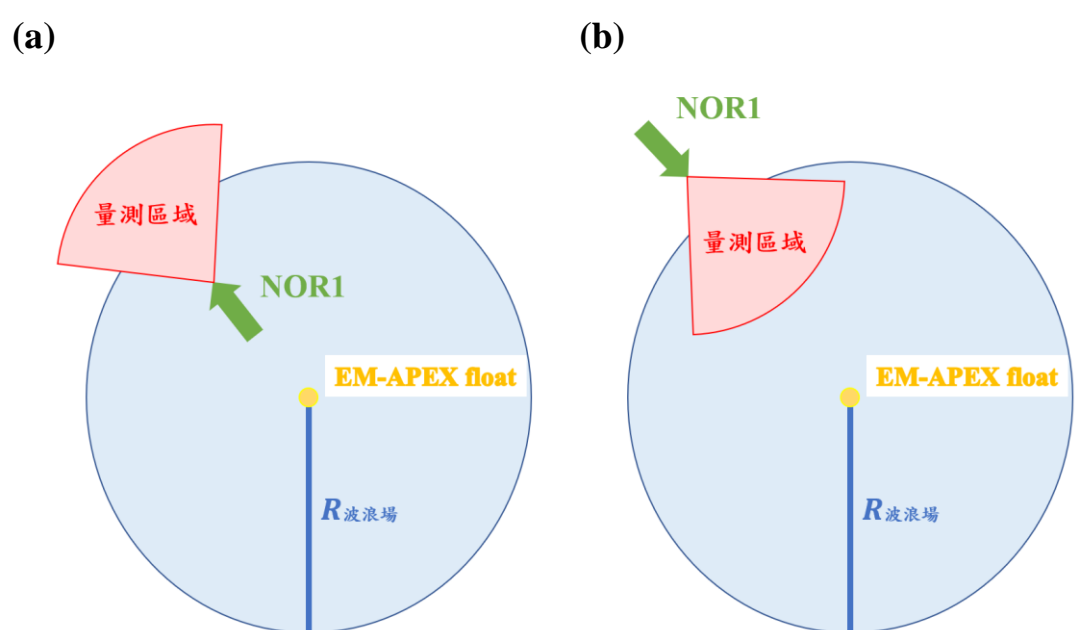


圖 8-3、(a) 與 (b) 示意 EM-APEX floats 與新海研 1 號研究船在觀測過程中可能面臨的空間採樣差異。藍色圓形代表波浪場的影響範圍，黃色圓點為 EM-APEX floats 位置；綠色箭頭為新海研 1 號研究船位置，箭頭方向為船首方向；紅色扇形區域為船用 X 波段波浪雷達的量測範圍。



## 8.5 結論

本研究利用水平電磁感測速度與垂直加速度資料，成功重建 EM-APEX floats 在低風速環境下的  $E(f, \theta)$ 。並以頻率  $> 0.07$  Hz 的頻譜範圍推估  $h_s$  與  $f_p$ ；同時結合互頻譜與方向矩法推估  $\theta_p$ ，使海表面波浪的能量分布與傳播特性得以完整呈現。

本研究提出的重心偏心旋轉校正法可以有效移除儀器重心偏心造成的垂直加速度背景偏移，使低頻區段 ( $0.07 < f \leq 0.1$  Hz) 的  $E_z(f)$  能量偏高現象獲得顯著改善。並透過  $c_k(f)$  證實校正後的  $E_z(f)$  更符合線性波浪理論，並且能夠有效提升  $E_z(f)$  於波浪能量推估的可信度。

[第七章](#)的  $E(f, \theta)$  比較結果顯示，EM-APEX floats 能準確反映波浪場在頻率與方向上的時變結構，以及有效辨識複合波系的形成。然而，其受限於剖面運動與取樣間隔，對於風場與波浪場快速轉換的反應時間較慢，較其他波浪觀測平臺存在約 3 ~ 6 小時的延遲。

依據[第七章](#)與[第 8.1 節](#)的延伸分析，跨平臺波浪參數的一致性與平臺間的距離高度相關。當距離  $< 30$  km 時，EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標相對於新海研 1 號研究船的  $\Delta\theta_p$  之 RMSE 約為  $29.29^\circ$  與  $55.01^\circ$ ， $\Delta h_s$  則為 0.35 與 0.19 m，顯示兩比較平臺在近距離條件下對  $\theta_p$  與  $h_s$  的估計具可靠性。然而，當距離增加至 30 ~ 60 km 時， $\Delta\theta_p$  可能  $> 90^\circ$ 。在距離  $> 60$  km 時的  $\Delta h_s$  可能  $> 0.4$  m，顯示空間變異對波浪參數的影響相當顯著。

此外，[第 6.2.2 小節](#)、[第 7.3.2 小節](#)以及[第 8.1 節](#)的延伸討論結果均顯示 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標處於不同波浪發展階段。NTU1 海氣象浮標位於風浪已充分發展的海域，而 EM-APEX floats 則位於波浪仍在成長的海域，因此兩平臺得到的  $f_p$  具有明顯差異。

綜合上述，本研究針對波浪觀測平臺的空間位置差異、風速條件變化、波浪

成長階段以及觀測儀器的取樣特性等，多面向探討不同平臺的觀測差異。本研究案例中，平臺間的距離為造成觀測差異的主因。即便在  $\Delta h_s > 0.4$  m 的 Yearday 170.9 ~ 172.8 與 Yearday 176.2 ~ 176.5 時段（[圖 6-5 \(c\)](#) 淡紅色區塊），EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標各自的  $f_p$  在  $E(f)$  的位置略有差異，但整體的能量分布型態仍相當接近，因此可以排除風能注入效率造成的觀測差異。此外，進行波浪參數的跨平臺比較時，亦需考量不同觀測平臺的取樣尺度，避免將量測幾何或空間差異誤判為儀器偏差。

## 8.6 EM-APEX floats 在波浪觀測研究的應用價值

本研究證實 EM-APEX floats 於低風速海域（約 5 ~ 8 m/s）能夠可靠地量測海表面波浪，透過將其與 NTU1 海氣象浮標及船用標準 X 波段波浪雷達進行比對，最終的分析結果與現有的跨平臺研究之誤差範圍相當。研究目的為評估 EM-APEX floats 在海洋觀測領域的應用潛力、觀測特色與補充價值。並非強調其可以取代傳統的定點式波浪觀測儀器或船載雷達系統。

作為大氣與海洋的交互介面，海表面波浪透過波浪運動影響海面下的流速與壓力場結構，進而調制上層海洋的動力環境。雖然 EM-APEX floats 在高頻波浪的量測解析度受到限制，但其兼具多感測器整合能力與高機動性，可以搭載 CTD、紊流儀等多種海洋觀測儀器。其隨著背景流場漂流的半拉格朗日式特性，能夠沿漂流路徑追蹤波浪場與海洋動力環境的時空演變，補足傳統定點觀測網在空間覆蓋與垂直結構解析上的不足。因此，本研究關注的重點為「EM-APEX floats 在波浪與水下動力之交互作用」的量測價值。在海象變化快速、傳統平臺佈放受限，或需要同步獲取波浪訊號與垂直剖面的水文資訊之情境下，EM-APEX floats 展現明顯優勢，使其在區域尺度的海洋動力研究、海氣交互作用評估、風浪發展監測，以及次中尺度至中尺度海洋結構探勘等領域中，具有作為輔



助性觀測平臺的高度應用潛力。

綜合以上結果，儘管 EM-APEX floats 並非以波浪量測為主要設計目標，本研究仍證實其在低風速環境（5~8 m/s）下，具備穩定且具物理意義的波浪觀測能力。藉由整合多感測器的跨領域觀測能力與半拉格朗日式的漂流量測特性，EM-APEX floats 能有效補足傳統波浪浮標與船載雷達系統在空間覆蓋與水文剖面量測的限制，展現其作為海氣交互作用研究與多尺度波浪結構分析的輔助型觀測平臺，為一項具前景的觀測工具。

此外，透過本研究提出的重心偏心旋轉校正法，EM-APEX floats 對  $E(f, \theta)$ 、 $h_s$ 、 $f_p$  與  $\theta_p$  的推估獲得顯著改善，能夠提升其在波浪觀測的可信度。然而，在進行跨平臺比較時，仍需審慎考量平臺間的空間距離、風速條件變化、波浪發展階段與各觀測平臺取樣方式的差異，以避免將物理環境或量測幾何造成的差異解讀為儀器本身的觀測性能偏差。

分析結果顯示，當平臺間的距離  $< 30$  km 時， $\Delta\theta_p$ 、 $\Delta h_s$  與  $\Delta f_p$  皆屬可靠，突顯近距離條件對跨平臺比對的重要性。綜合 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標以及新海研 1 號研究船的觀測比較結果，本研究證實 EM-APEX floats 在低風速海況下仍具備穩定且具物理意義的波浪觀測能力。其半拉格朗日式的漂移特性、多感測器整合能力與跨平臺比對的高度相容性，使其在海氣交互作用研究與多尺度海洋動力探討中展現高度應用潛力，具備作為輔助型觀測工具的重要價值。



## 附錄 A 不同高通濾波器與不同截止頻率對 $E_z(f)$ 的影響

本研究初期的資料處理流程中，對  $E_h(f)$  採用二階 Butterworth 高通濾波器進行處理，而  $E_z(f)$  則沿用傳統的 RC 高通濾波器。然而，此設定基於 [Hsu \(2021\)](#) 處理 EM-APEX floats 資料的方式，並未特別針對不同濾波器對頻譜能量的保留特性進行比較。

將垂直加速度頻譜轉換位移頻譜時，垂直加速度頻譜對頻率的依賴性較水平電磁感測速度頻譜高，需將水平速度能量譜除以  $(2\pi f)^2$ ，而垂直加速度能量譜則需除以  $(2\pi f)^4$ 。此特性使  $E(f)$  對低頻殘餘能量與濾波誤差更加敏感。

初步分析結果顯示， $E_z(f)$  的能量會隨著  $f_c$  提高而出現明顯衰減，導致  $h_s$  的估算值偏低。基於此結果，本研究改為對  $E_z(f)$  採用二階 Butterworth 高通濾波器作為主要濾波方式，以提升海表面波浪動力訊號的保留能力與頻率選擇性。本研究採用以  $E_h(f)$  估算的  $h_s$  作為主要依據，對  $E_z(f)$  的分析則作為輔助評判工具，並非將  $E_z(f)$  推算的  $h_s$  視為主要的研究成果。

本附錄探討不同類型的高通濾波器與  $f_c$  設定對  $E_z(f)$  能量的保留特性，並以  $h_s$  呈現頻譜能量的濾波結果。[第附錄 A-1 節](#)將說明二階 Butterworth 高通濾波器與 RC 高通濾波器的物理機制與數學特性；於[第附錄 A-2 節](#)以模擬訊號呈現兩種濾波器之濾波效果與頻譜特性差異；最後於[第附錄 A-3 節](#)進一步比較兩種濾波器在不同  $f_c$  下，對  $h_s$  估算結果的影響。

### 附錄 A - 1. 高通濾波器的介紹

海洋觀測資料同時擁有來自海流、潮汐、儀器漂移與載具運動等造成的低頻背景變化，以及由風浪所主導的高頻海表面波浪訊號。為了從原始時間序列資料分離並擷取符合研究目的之波浪訊號，需透過適當的高通濾波器 (high-pass



filter) 抑制低頻成分，以保留研究目標波浪所對應的頻段能量。

然而，不同型式的高通濾波器在頻率響應特性、通帶平坦度與相位響應等特性上存在顯著差異 (Kester, 1991)，而  $f_c$  的設定亦會直接影響頻譜能量的保留幅度，進而影響後續統計波浪參數的估算結果。

本研究比較二種常見的高通濾波器：二階 Butterworth 高通濾波器與 RC 高通濾波器，以評估其對海表面波浪動訊號與  $h_s$  計算之影響。

### 附錄 A - 1.1. 二階 Butterworth 高通濾波器

本研究採用二階 Butterworth 高通濾波器 (式 15) 去除低頻海流資料，並擷取高頻的海表面波浪動訊號。Butterworth 高通濾波器屬於無波紋型 (maximally flat magnitude response) 的濾波器 (Smith, 1999)，其振幅響應曲線在通帶內最為平滑。對於 Butterworth 高通濾波器，其理想的頻率響應函數表示為：

$$|H(\omega)|^2 = \frac{1}{1 + (\frac{\omega_c}{\omega})^{2n}} \quad (\text{式 15, Butterworth, 1930})$$

其中  $H(\omega)$  為振幅頻率響應函數， $\omega = 2\pi f$  為輸入信號的角頻率， $\omega_c = 2\pi f_c$  為截止角頻率， $n$  為濾波器階數。

本研究設定  $f_c$  為 0.04，並採用二階濾波器 ( $n = 2$ )。當  $\omega < \omega_c$  (低頻區) 時，低頻能量訊號會被顯著衰減；而當  $\omega > \omega_c$  (高頻區) 時，訊號能量則近乎完整保留，使其適用於海表面波浪動訊號的摘取。

### 附錄 A - 1.2. RC 高通濾波器

RC 高通濾波器屬於數位形式的一階遞迴式濾波器，適用於離散信號的處



理。其基本結構由電阻 (R) 與電容 (C) 所組成，並以時間常數 (RC) 描述濾波器對訊號的動態響應。RC 與  $f_c$  的關係可表示為：

$$RC = \frac{1}{2\pi f_c} = \frac{1}{\omega_c} \quad (\text{式 16, [Smith, 1999](#)})$$

其中  $\omega_c$  為截止角頻率。在數位實作中，引入權重參數 ( $\alpha$ ) 以調節過去與當前訊號的混合比例，其定義為：

$$\alpha = \frac{RC}{RC + \Delta t} \quad (\text{式 17, [Thomson et al., 2018](#)})$$

$\Delta t$  為資料取樣時間間隔。而輸出訊號  $Az(t)$  的計算方式為

$$Az(t) = \alpha Az(t - \Delta t) + \alpha [Az(t) - Az(t - \Delta t)] \quad (\text{式 18, [Thomson et al., 2018](#)})$$

RC 高通濾波器的物理意義為：每一時刻的輸出訊號 ( $Az(t)$ ) 由先前的輸出值 ( $Az(t - \Delta t)$ ) 和目前輸入訊號的變化量 ( $Az(t) - Az(t - \Delta t)$ ) 組成，意即觀測值會根據前一個觀測值進行過濾 ([Thomson et al., 2018](#))，可以有效抑制低頻訊號的洩漏。但由於 RC 高通濾波器為一階濾波器對  $f_c$  以下頻段的衰減效果有限，不如更高階 (如二階、四階) 濾波器顯著，且靠近  $f_c$  的頻段會產生相位偏移 ([Zumbahlen, 2009](#))，進而影響信號的時間特性。

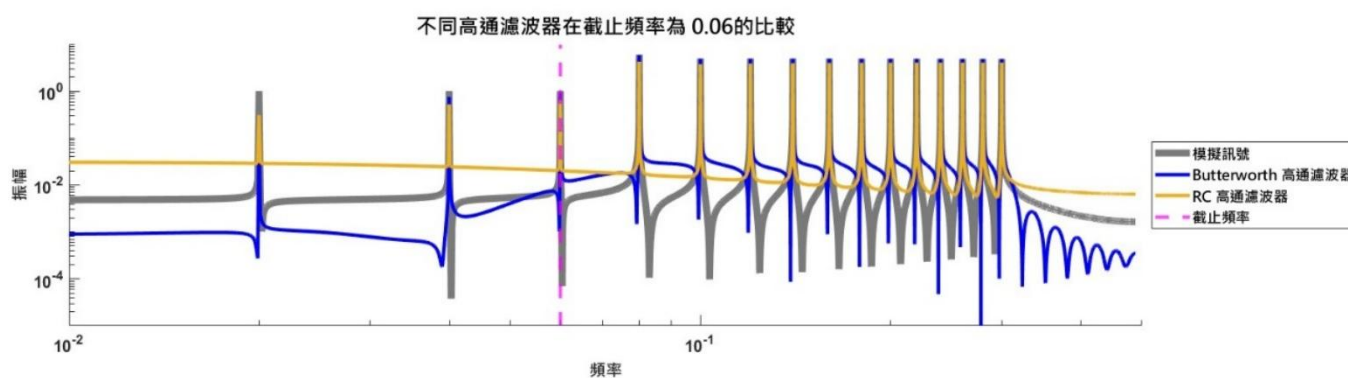


## 附錄 A - 2. 不同高通濾波器對模擬訊號的濾波效果比較

本研究以兩組餘弦波訊號合成模擬波浪訊號，其低頻成分（0.02~0.08 Hz）用以模擬海流與背景緩變訊號，高頻成分（0.08~0.3Hz）則模擬風浪主頻段能量，合成訊號為兩者訊號的線性疊加，並使用  $f_c = 0.06$  Hz 進行濾波測試。

模擬結果顯示，二階 Butterworth 高通濾波器對  $f_c$  以下的低頻區域，具有較佳的抑制能力。相較之下，RC 高通濾波器在低頻頻段的衰減效果較差，仍殘留部分低頻能量；在  $f_c$  附近，二階 Butterworth 高通濾波器具有較佳的頻率選擇性與較穩定的振幅響應，能清楚地切開低頻與高頻區段；RC 高通濾波器則呈現較為平滑的過渡區。此外，在  $f_c$  以上的高頻區域，二階 Butterworth 高通濾波器能保留較完整的主頻能量峰值。

整體而言，二階 Butterworth 高通濾波器在低頻抑制能力與高頻能量的保留間取得較佳平衡，較適合作為本研究分析海表面波浪訊號的濾波方法。



圖附錄 A-1、二階 Butterworth 高通濾波器與 RC 高通濾波器於  $f_c$  為 0.06 Hz 的頻譜比較。灰色實線表示原始模擬訊號頻譜，藍色實線表示二階 Butterworth 高通濾波器的濾波結果，黃色實線則為 RC 高通濾波器的濾波結果，洋紅色虛線代表  $f_c$  位置。



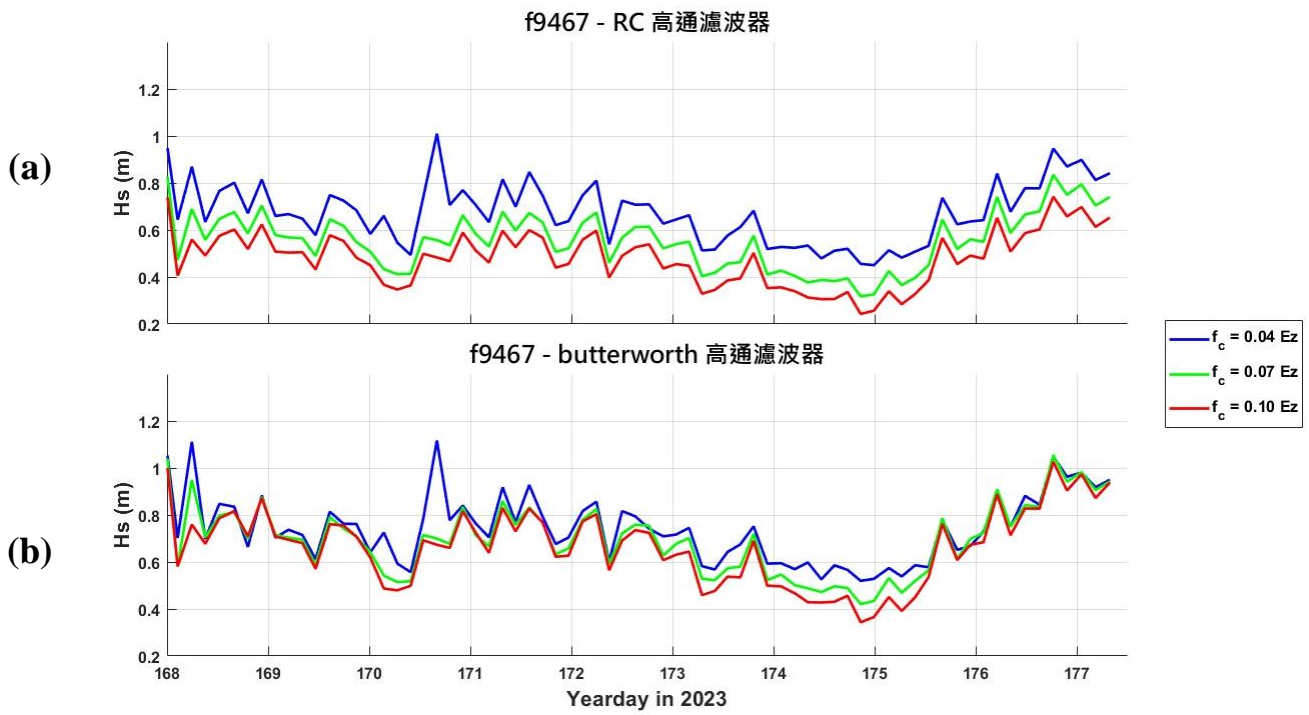
### 附錄 A - 3. 不同高通濾波器在不同 $f_c$ 下對示性波高估算的影響

本研究設定 0.04 Hz、0.07 Hz 與 0.10 Hz 為  $f_c$ ，分別對  $E_z(f)$  套用 RC 高通濾波器與二階 Butterworth 高通濾波器，以量化不同類型的高通濾波器對頻譜能量估算的影響。

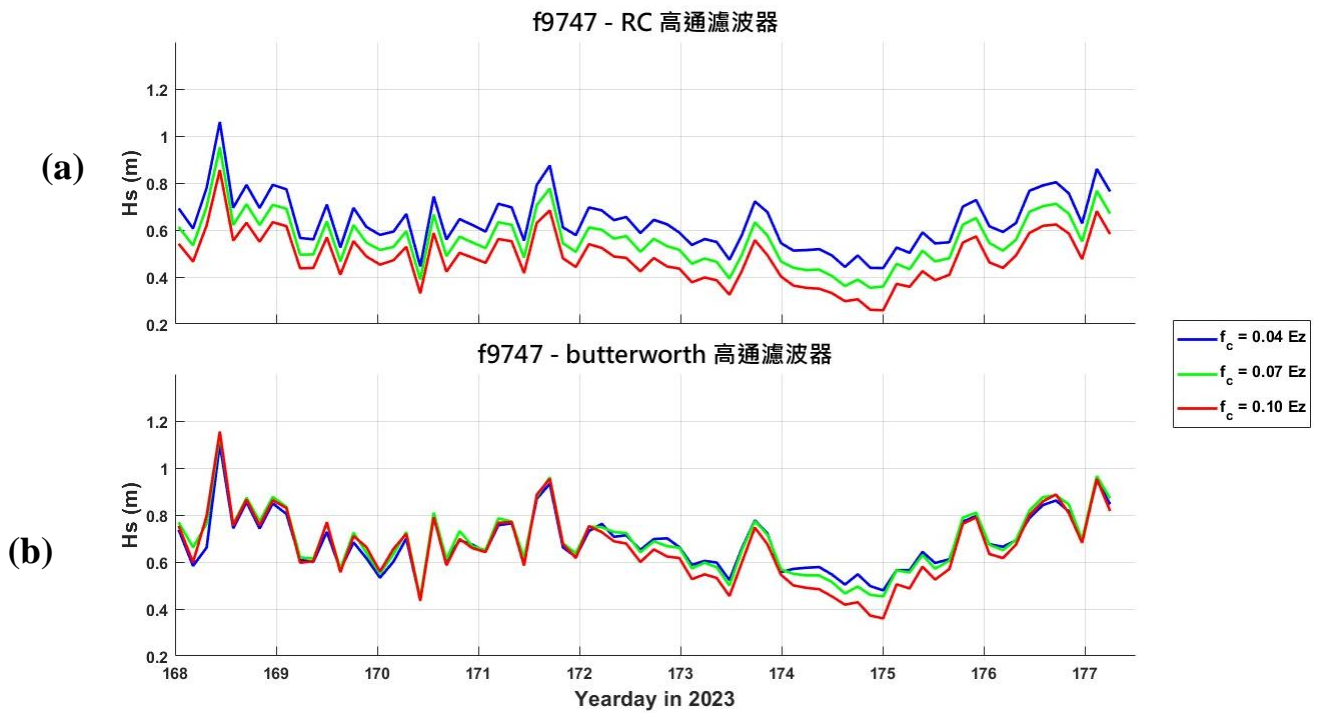
分析結果顯示，當對 2 具浮標資料採用 RC 濾波器作為濾波方式，隨  $f_c$  由 0.04 Hz 提高至 0.10 Hz 時，能量明顯地呈現系統性衰減，整體的  $h_s$  從 0.5 ~ 1.0 m 間，降至 0.2~0.7 m 間。顯示能量保留特性在不同  $f_c$  下呈現不穩定，易低估真實的波浪能量。

相對地，當採用二階 Butterworth 高通濾波器時， $h_s$  在不同  $f_c$  下的時變型態與數值幅度上大致一致，僅在局部時間點 (Yearday 174 ~ 175.6) 出現微小差異。此結果顯示，二階 Butterworth 高通濾波器對  $f_c$  設定具較高的穩定性，能在不同  $f_c$  下維持較一致的能量保留特性。

綜合而言，RC 高通濾波器具有計算效率高的優點，然而，其在  $f_c$  以下頻段的濾波效果有限，且易產生相位偏移；相較之下，二階 Butterworth 高通濾波器能提供較穩定且一致的頻譜能量估算結果，較適合作為本研究的分析工具。



圖附錄 A-2、EM-APEX floats 編號 f9467 在不同高通濾波器與  $f_c$  條件下，依據  $E_z(f)$  計算之  $h_s$  隨時間的變化。藍色、綠色與紅色實線分別對應  $f_c$  為 0.04 Hz、0.07 Hz 與 0.10 Hz。



圖附錄 A-3、EM-APEX floats 編號 f9747 在不同高通濾波器與  $f_c$  條件下，依據  $E_z(f)$  計算之  $h_s$  隨時間的變化。藍色、綠色與紅色實線分別對應  $f_c$  為 0.04 Hz、0.07 Hz 與 0.10 Hz。

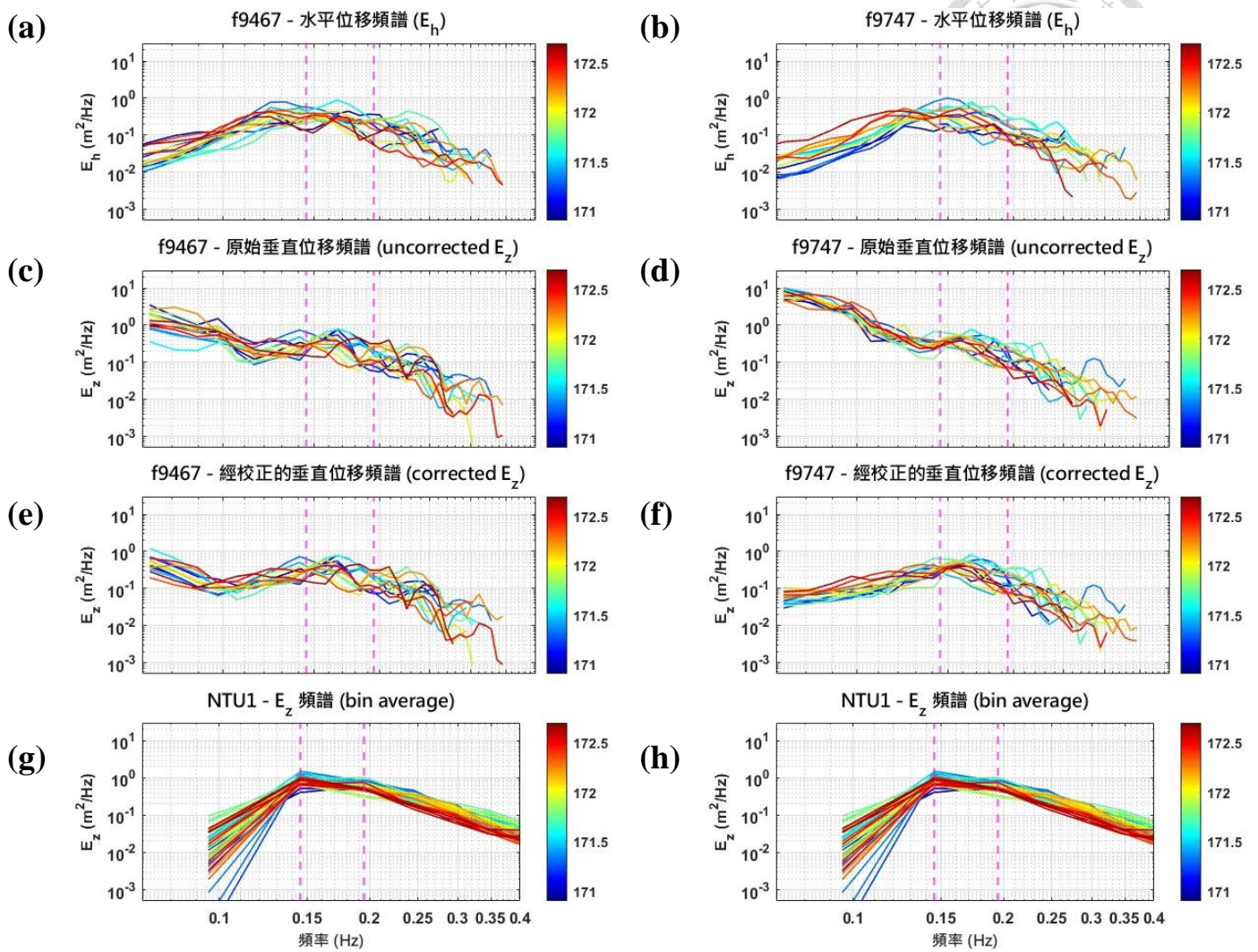
## 附錄 B 以 $E(f)$ 分析 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標的 $\Delta h_s$

本附錄針對 EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標於 Yearday 170.9 ~ 172.8 與 Yearday 176.1 ~ 176.5 期間 (圖 6-5 淡紅色區塊),  $\Delta h_s > 0.4 \text{ m}$  的時段兩個時段進行  $E(f)$  的補充分析, 以檢視兩平臺的頻譜能量差異。

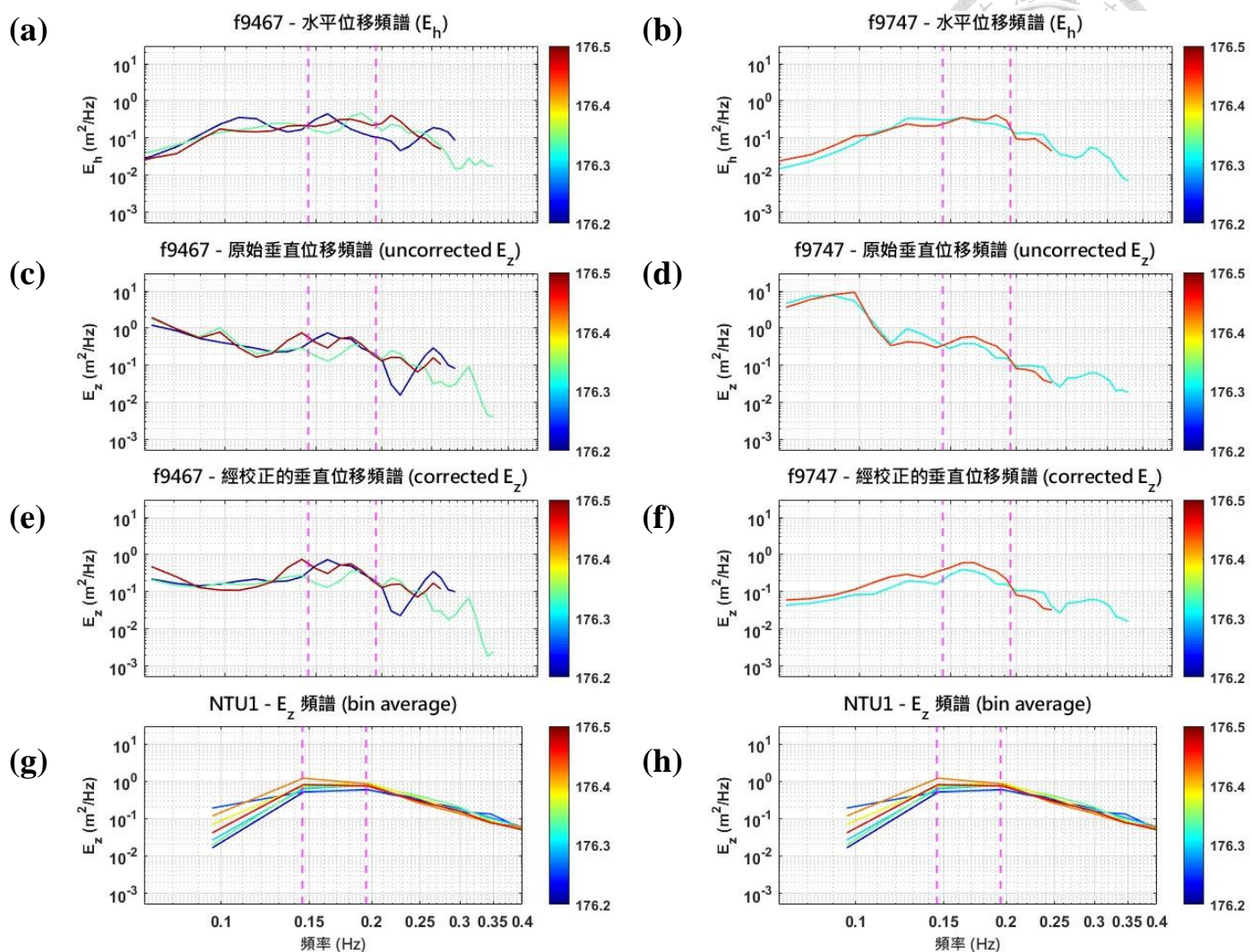
$h_s$  為  $E(f)$  於頻域上的積分結果, 在兩平臺的風速值相近之情況下, 頻譜較能直接反映不同頻率成分對波高的貢獻, 因此適合作為  $\Delta h_s$  在跨平臺比較的分析方法。

比較結果顯示, 在 Yearday 170.9 ~ 172.7 (圖附錄 B-1) 期間, NTU1 海氣象浮標的頻譜峰值能量約位於 0.145 Hz 與 0.195 Hz (洋紅色虛線), 而 EM-APEX floats 的頻譜峰值能量則位於約為 0.166 Hz 與 0.225 Hz; 於 Yearday 176.2 至 176.5 (圖附錄 B-2) 期間, NTU1 海氣象浮標的頻譜峰值能量同樣位於 0.145 Hz 與 0.195 Hz。而 EM-APEX floats 的頻譜峰值能量多介於 NTU1 海氣象浮標的兩個頻譜峰值能量間。

整體而言, 兩個觀測平臺的頻譜峰值能量位置呈現些微差異, 但兩者的  $E(f)$  仍屬相似。由此推論, 兩者間的  $\Delta h_s$  可能與局地波浪場結構或空間位置相關, 並非觀測當下的波浪場結構差異。

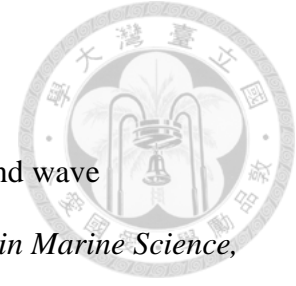


圖附錄 B-1、EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標於 Yearday 170.9 至 172.7 的位移能量頻譜比較。(a) 與 (b) 分別為編號 f9467 與編號 f9747 浮標的  $E_h(f)$ ；(c) 與 (d) 為未修正重心不均造成垂直加速度偏移之  $E_z(f)$ ；(e) 與 (f) 為修正後的  $E_z(f)$ ；(g) 與 (h) 為 NTU1 海氣象浮標的  $E_z(f)$ 。洋紅色虛線為 NTU1 海氣象浮標的  $f_p$  位置。



圖附錄 B-2、EM-APEX floats 與 NTU1 海氣象浮標於 Yearday 176.2 ~ 176.5 的位移能量頻譜比較。(a) 與 (b) 分別為編號 f9467 與編號 f9747 浮標的  $E_h(f)$ ；(c) 與 (d) 為未修正重心不均造成垂直加速度偏移之  $E_z(f)$ ；(e) 與 (f) 為修正後的  $E_z(f)$ ；(g) 與 (h) 為 NTU1 海氣象浮標的  $E_z(f)$ 。洋紅色虛線為 NTU1 海氣象浮標的  $f_p$  位置。

## 參考文獻



- Beckman, J. N., & Long, J. W. (2022). Quantifying errors in wind and wave measurements from a compact, low-cost wave buoy. *Frontiers in Marine Science*, 9, Article 966855. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.966855>
- Butterworth, S. (1930). On the theory of filter amplifiers. *Wireless Engineer*, 7, 536–541.
- Cavaleri, L., Fox-Kemper, B., & Hemer, M. (2012). Wind waves in the coupled climate system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(11), 1651–1661. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00170.1>
- Chang, Y.-C. (張晏誠). (2025). 利用電磁垂直剖面探測浮標資料分析南海內孤立波的訊號 (*Analysis of internal solitary waves on EM-APEX floats data in the South China Sea*) (碩士論文). 國立臺灣大學海洋研究所. <http://tdr.lib.ntu.edu.tw/jspui/handle/123456789/99319>
- Collins III, C. O., Amador, A., Babanin, A., Behrens, J., Benetazzo, A., Bergamasco, F., Blenkinsopp, C., Bonneton, P., Breivik, Ø., Christensen, K. H., Colosi, L., Ewans, K., Gemmrich, J., Glover, H., Grare, L., Grigorieva, V., Gulev, S., Hauser, D., Hole, L. R., ... Zhang, D. (2024). *Measuring ocean waves* (Manuscript submitted for publication). ResearchGate. [https://www.researchgate.net/publication/387765974\\_Measuring\\_Ocean\\_Surface\\_Waves](https://www.researchgate.net/publication/387765974_Measuring_Ocean_Surface_Waves)
- Collins III, C. O., Potter, H., Lund, B., Tamura, H., & Graber, H. C. (2018). Directional wave spectra observed during intense tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(1), 773–793. <https://doi.org/10.1002/2017JC012943>
- Collins, C. O., Dickhudt, P., Thomson, J., De Paolo, T., Otero, M., Merrifield, S.,



- Terrill, E., Schonau, M., Braasch, L., Paluszkiwicz, T., & Centurioni, L. (2024). Performance of moored GPS wave buoys. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, <https://doi.org/10.1080/21664250.2023.2295105>
- Cooley, J. W., & Tukey, J. W. (1965). An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of Computation*, 19(90), 297–301. <https://doi.org/10.1090/S0025-5718-1965-0178586-1>
- D’Asaro, E. (2015). Surface wave measurements from subsurface floats. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(4), 816–827. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00180.1>
- Derkani, M. H., Alberello, A., Nelli, F., Bennetts, L. G., Hessner, K. G., MacHutchon, K., Reichert, K., Aouf, L., Khan, S., & Toffoli, A. (2021). Wind, waves, and surface currents in the Southern Ocean: Observations from the Antarctic Circumnavigation Expedition. *Earth System Science Data*, 13(1), 1–21. <https://doi.org/10.5194/essd-13-1189-2021>
- Gao, A., Wu, X., Wu, S., Li, H., Dai, J., & Wang, F. (2023). Study on wind waves similarity and wind waves spectrum characteristics in limited waters. In Y. Li, Y. Hu, P. Rigo, F. E. Lefler, & G. Zhao (Eds.), *Proceedings of PIANC Smart Rivers 2022 (Lecture Notes in Civil Engineering, Vol. 264, pp. 1073–1085)*. Springer. [https://doi.org/10.1007/978-981-19-6138-0\\_107](https://doi.org/10.1007/978-981-19-6138-0_107)
- Hanson, J. L., & Phillips, O. M. (2001). Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(3), 277–293. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<0277:AAOOSD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0277:AAOOSD>2.0.CO;2)
- Hara, T., & Belcher, S. E. (2004). Wind profile and drag coefficient over mature ocean surface wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, 34(11), 2345–2358.



<https://doi.org/10.1175/JPO2633.1>

Herbers, T. H. C., Jessen, P. F., Janssen, T. T., Colbert, D. B., & MacMahan, J. H.

(2012). Observing ocean surface waves with GPS-tracked buoys. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(7), 944–959.

<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00128.1>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J.,

Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ...

Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Hessner, K. G., Nieto-Borge, J. C., & Bell, P. S. (2008). Nautical radar measurements in

Europe: Applications of WaMoS II as a sensor for sea state, current and

bathymetry. In J. V. M. Robinson & E. Challenor (Eds.), *Remote sensing of the*

*European seas* (pp. 435–446). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6772-](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6772-3_33)

[3\\_33](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6772-3_33)

Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge University

Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>

Hsu, J.-Y. (2021). Observing surface wave directional spectra under Typhoon Megi

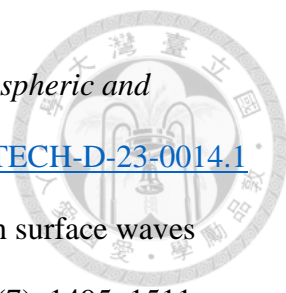
(2010) using subsurface EM-APEX floats. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 38(11), 1949–1966. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-20-0210.1>

Hsu, J.-Y. (2023). Effect of wave directions on orientation and magnitude of surface

wind stress under Typhoon Megi (2010). *Journal of Physical Oceanography*,

53(7), 1767–1785. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0193.1>

Hsu, J.-Y. (2024). A new rotating axes method for processing high-resolution horizontal

- 
- velocity measurements on EM-APEX floats. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 41(3), 319–339. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-23-0014.1>
- Hwang, P. A., & Walsh, E. J. (2018). Propagation directions of ocean surface waves inside tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 48(7), 1495–1511. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0015.1>
- Hwang, P. A., Fan, Y., Ocampo-Torres, F. J., & García-Nava, H. (2017). Ocean surface wave spectra inside tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 47(10), 2393–2417. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0066.1>
- Ichikawa, K., Noda, J., Sakemi, R., Yufu, K., Morimoto, A., Onishi, H., & Pokavanich, T. (2024). Sea surface height measurements using UAV altimeters with nadir LiDAR or low-cost GNSS reflectometry. *Remote Sensing*, 16(23), Article 4577. <https://doi.org/10.3390/rs16234577>
- Isleifson, D., Harasyn, M. L., Landry, D., Babb, D., & Asihene, E. (2023). Observations of thin first-year sea ice using a suite of surface radar, LiDAR, and drone sensors. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 49(1), Article 2226220. <https://doi.org/10.1080/07038992.2023.2226220>
- Janssen, P. A. E. M. (2004). *The interaction of ocean waves and wind*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511525018>
- Janssen, P. A. E. M. (2008). Progress in ocean wave forecasting. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3572–3594. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.04.029>
- Kester, W. (1991). Digital filters (Section 6). In *Mixed-signal design seminar*. Analog Devices. <https://www.analog.com/media/en/training-seminars/design->

[handbooks/mixedsignal\\_sect6.pdf](#)



Kitaigorodskii, S. A. (1962). Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR, Geophysical Series, 1*, 105–117.

Kuik, A. J., Van Vledder, G. P., & Holthuijsen, L. H. (1988). A method for the routine analysis of pitch-and-roll buoy wave data. *Journal of Physical Oceanography, 18*(7), 1020–1034. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018%3C1020:AMFTRA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018%3C1020:AMFTRA%3E2.0.CO;2)

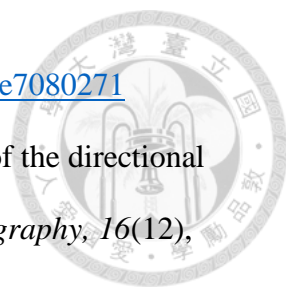
Kumar, K., & Shemer, L. (2024). Laboratory study of the effect of mean water current on the evolution of young wind waves. *Journal of Fluid Mechanics, 996*, A21. <https://doi.org/10.1017/jfm.2024.768>

Kunze, E., Mickett, J. B., & Girton, J. B. (2021). Destratification and restratification of the spring surface boundary layer in a subtropical front. *Journal of Physical Oceanography, 51*(9), 2861–2882. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0003.1>

Laxague, N. J. M., Zappa, C. J., LeBel, D. A., & Banner, M. L. (2018). Spectral characteristics of gravity–capillary waves, with connections to wave growth and microbreaking. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 123*(7), 4576–4592. <https://doi.org/10.1029/2018JC013859>

Lien, R.-C., Henyey, F., Ma, B., & Yang, Y. J. (2014). Large-amplitude internal solitary waves observed in the northern South China Sea: Properties and energetics. *Journal of Physical Oceanography, 44*(4), 1095–1115. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-088.1>

Lopez, G., & Conley, D. C. (2019). Comparison of HF radar fields of directional wave spectra against in situ measurements at multiple locations. *Journal of Marine*

- 
- Science and Engineering*, 7(8), 271. <https://doi.org/10.3390/jmse7080271>
- Lygre, A., & Krogstad, H. E. (1986). Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, 16(12), 2052–2060. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1986\)016%3C2052:MEEOTD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1986)016%3C2052:MEEOTD%3E2.0.CO;2)
- Mei, C. C. (1989). *The applied dynamics of ocean surface waves* (Vol. 1). World Scientific.
- Perrie, W., Susilo, A., & Toulany, B. (2010). A new approximation for nonlinear wave–wave interactions. *Ocean Modelling*, 33(1–2), 159–176. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.12.009>
- Phillips, O. M. (1957). On the generation of waves by turbulent wind. *Journal of Fluid Mechanics*, 2(5), 417–445. <https://doi.org/10.1017/S0022112057000233>
- Phillips, O. M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 4(4), 426–434. <https://doi.org/10.1017/S0022112058000550>
- Pierson, W. J., Jr., & Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24), 5181–5190.
- Pushkarev, A. N., & Zakharov, V. E. (1996). Turbulence of capillary waves. *Physical Review Letters*, 76(18), 3320–3323. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.76.3320>
- Raghukumar, K., Chang, G., Spada, F., Jones, C., Janssen, T., & Gans, A. (2019). Performance characteristics of “Spotter,” a newly developed real-time wave measurement buoy. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(6),



- 1127–1141. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0151.1>
- Resio, D. T., Long, C. E., & Perrie, W. (2011). The role of nonlinear momentum fluxes on the evolution of directional wind-wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, 41(4), 781–801. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4545.1>
- Resio, D. T., Long, C. E., & Vincent, C. L. (2004). Equilibrium-range constant in wind-generated wave spectra. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C1), C01018. <https://doi.org/10.1029/2003JC001788>
- Rørbæk, K., & Andersen, H. (2000). *Evaluation of wave measurements with an acoustic Doppler current profiler*. In *Proceedings of the OCEANS 2000 MTS/IEEE Conference and Exhibition*. IEEE. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2000.881761>
- Ryabkova, M., Karaev, V., Guo, J., & Titchenko, Y. (2019). A review of wave spectrum models as applied to the problem of radar probing of the sea surface. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(10), 7104–7134. <https://doi.org/10.1029/2018JC014804>
- Sanford, T. B. (1971). Motionally induced electric and magnetic fields in the sea. *Journal of Geophysical Research*, 76(15), 3476–3492. <https://doi.org/10.1029/JC076i015p03476>
- Sanford, T. B., Drever, R. G., & Dunlap, J. H. (1978). A velocity profiler based on the principles of geomagnetic induction. *Deep-Sea Research*, 25(2), 183–210. [https://doi.org/10.1016/0146-6291\(78\)90006-1](https://doi.org/10.1016/0146-6291(78)90006-1)
- Sanford, T. B., Dunlap, J. H., Carlson, J. A., Webb, D. C., & Girton, J. B. (2005). *Autonomous velocity and density profiler: EM-APEX*. In *Proceedings of the IEEE/OES Eighth Working Conference on Current Measurement Technology* (pp. 1127–1141).



- 152–156). IEEE. <https://doi.org/10.1109/CCM.2005.1506361>
- Smith, S. W. (1999). *The scientist and engineer's guide to digital signal processing* (2nd ed.) [PDF]. California Technical Publishing.  
<https://ia801301.us.archive.org/23/items/GuideToDigitalSignalProcessing/Guide%20To%20Digital%20Signal%20Processing.pdf>
- St. Denis, M., & Pierson, W. J. (1953). On the motions of ships in confused seas. *Transactions of the Society of Naval Architects and Marine Engineers*, 61, 280–357.
- Stadler, J., Girton, J., & Ma, B. (2025). Validation of surface wave spectral measurements from velocity profiling floats. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 42(5), 449–462. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-24-0023.1>
- Tamizi, A., & Young, I. R. (2020). The spatial distribution of ocean waves in tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 50(8), 2123–2139. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0020.1>
- Thomson, J. (2012). Wave breaking dissipation observed with “SWIFT” drifters. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(12), 1866–1882.  
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00018.1>
- Thomson, J., Girton, J. B., Jha, R., & Trapani, A. (2018). Measurements of directional wave spectra and wind stress from a Wave Glider autonomous surface vehicle. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(2), 347–363.  
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0091.1>
- Thomson, J., Talbert, J., de Klerk, A., Brown, A., Schwendeman, M., Goldsmith, J., Thomas, J., Olfe, C., Cameron, G., & Meinig, C. (2015). Biofouling effects on the response of a wave measurement buoy in deep water. *Journal of Atmospheric and*



- Oceanic Technology*, 32(6), 1281–1286. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0029.1>
- Tolman, H. L., Balasubramanian, B., Burroughs, L. D., Chalikov, D. V., Chao, Y. Y., Chen, H. S., & Gerald, V. M. (2002). Development and implementation of wind-generated ocean surface wave models at NCEP. *Weather and Forecasting*, 17(2), 311–333. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2002\)017<0311:DAIOWG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017<0311:DAIOWG>2.0.CO;2)
- Tucker, M. J. (1954). *A shipborne wave recorder* [Technical report]. National Institute of Oceanography
- Vrećica, T., Pizzo, N., & Lenain, L. (2022). Observations of strongly modulated surface wave and wave breaking statistics at a submesoscale front. *Journal of Physical Oceanography*, 52(2), 289–304. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0125.1>
- Weaver, J. T. (1965). Magnetic variations associated with ocean waves and swell. *Journal of Geophysical Research*, 70(8), 1921–1929. <https://doi.org/10.1029/JZ070i008p01921>
- Wyatt, L. R. (2019). Measuring the ocean wave directional spectrum “First Five” with HF radar. *Ocean Dynamics*, 69, 123–144. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1235-8>
- Xu, Y., & Yu, X. (2020). Enhanced formulation of wind energy input into waves in developing sea. *Progress in Oceanography*, 186, 102376. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2020.102376>
- Young, I. R. (1995). The determination of confidence limits associated with estimates of the spectral peak frequency. *Ocean Engineering*, 22(7), 669–686. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(95\)00002-3](https://doi.org/10.1016/0029-8018(95)00002-3)
- Young, I. R. (1999). *Wind generated ocean waves* (Elsevier Ocean Engineering Series,

Vol. 2). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1571-9952\(99\)X8001-9](https://doi.org/10.1016/S1571-9952(99)X8001-9)

Zumbahlen, H. (2009, September). Phase response in active filters, Part 2: The low-pass and high-pass response. *Analog Dialogue*, 43(9).

<https://www.analog.com/en/resources/analog-dialogue/articles/phase-response-in-active-filters-2.html>

