

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 Thesis

和風情況下日暖層物理過程的觀測

Observations of the physical processes in the diurnal warm
layer under moderate wind conditions

何真珍

Chen-Chen Ho

指導教授：張明輝 博士、許哲源 博士

Advisors: Ming-Huei Chang, Ph.D. and Je-Yuan Hsu, Ph.D.

中華民國 112 年 8 月

August, 2023

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

和風情況下日暖層物理過程的觀測

Observations of the physical processes in the diurnal
warm layer under moderate wind conditions

本論文係 何真珍 (R10241101) 在國立臺灣大學海洋研究所完成之碩士學位論文，於民國 112 年 7 月 26 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 July 26, 2023 have examined a Master's thesis entitled above presented by Chen-Chen, Ho (R10241101) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

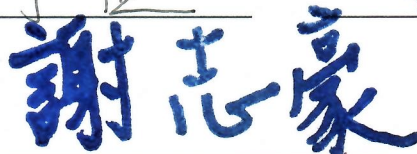
口試委員 Oral examination committee:



(指導教授 Advisor)



(指導教授 Advisor)



系主任/所長 Director:



致謝

2023 盛夏，我曾無數次幻想自己畢業時的澎湃，卻在真的面對這一刻時只感到平靜與不捨。致謝是論文最後完成的一部分，也意味著碩士生涯將在此告一段落。行文至此，思緒萬千，寫了上萬字的研究成果，卻不知致謝該從何寫起。我突然想起 2020 年收到錄取通知時的興奮，抱著忐忑又激動的心踏入臺大海洋所，當時看著醉月湖想著，能每天看著這樣的景，真好。如今再看，醉月湖還是原來的樣子，而我卻在這兩年裡成長了不少，回頭望著那些曾經走過的路，看起來也許笨拙又緩慢，一些日復一日不起波瀾的日常，在今天讓我體會到了堅持的意義。

感謝指導教授張明輝老師，在 2019 年 11 月的航次中開始了和老師的緣分，當時也讓我對現場觀測產生極大的興趣，進入研究室後，從論文選題、分析過程到論文撰寫，老師一路上給了我充分的支持，總是不厭其煩地回答我各種稀奇古怪的疑問，在我對自己不自信且迷茫之時也耐心開導，鼓勵我勇敢面對問題，能成為老師的學生真的非常幸運。感謝共同指導教授許哲源老師，老師總是非常直接地點出我研究的盲點，也提供了許多論文上的建議，讓論文更加完善，平時在我有些許進步之時，老師也不吝給予鼓勵，這都讓我感到非常溫暖。感謝口試委員詹森老師、曾于恒老師、鄭宇昕老師，謝謝老師們的建議，使得這篇論文能更嚴謹、完善。感謝海洋所物理組及海大海洋系的老師們，是您們滿足我對海洋無窮無盡的好奇。感謝貴儀中心的技術員前輩們及研究船船員，有您們的幫助才能讓我獲得這麼寶貴的實測資料。

感謝研究室的萱姐、妍禎、祐瑜、岱鈞、佳宣和煜鈞，無論是行政或是研究上都給了我極大的幫助，經常互相鼓勵互相支持，我們是可以訴說研究瓶頸與障礙的同事；也是可以一起在健身房揮灑汗水的夥伴；更是可以一起享用美食、唱歌或旅行最好的朋友，是我強大的後盾，能待在這麼溫馨的地方真的很幸福。感謝物理組的同學維常、欣怡、岱鈞、佑栩、琦文和學長姐弟妹，研究所生涯不能沒有你們的

陪伴，無論是作業的難題、實驗的不順或是生活的困擾，都能跟你們討論並得到建議，如今我們也即將邁入下一個階段，希望一切順利、安穩。

謝謝國中姐妹沙西、阿包、尤尤，謝謝高中摯友卓家軍第一分隊、光之沒少女、薑母鴨大會，謝謝大學同學海大美女團及海洋系夥伴，謝謝一同在臺大的蕙慈、筱筑、稟翔、威翔。我很幸運，在每段時期都有一群人給我滿滿的愛，走完了碩士生涯你們依舊在我身旁。謝謝游每天聽我發牢騷抱怨，在我很痛苦的時候，你雖然都講不出好聽的話，不過行動上我依然能感受到你的支持與陪伴，希望我們會一直是彼此強大的支柱。

感謝我的家人，他們給予我永無止盡的愛與支持，在求學生涯從未施加過壓力，一直都是放手讓我去尋找屬於自己的路，給了我很大的空間去認識這個世界，你們是我永遠的退路，永遠的港灣，希望我的家人們能永遠健康平安。

最後想感謝遲鈍又平庸的自己，這兩年經常反覆懷疑自己的能力，渡過了不少崩潰的夜晚與迷茫的時刻，即便我前進的很慢，卻還是跌跌撞撞堅持到了現在。明天過後太陽依舊會升起，海水依舊會被陽光照射而變得溫暖，一如往常，未來也仍有無數個這樣的日子，然而沒有哪一天，會如此刻。願我能一直抱有對海的渴望與好奇，倘若我懷念青春，倘若我再度迷失方向，就看向大海。

感謝所有相遇。謹以此文，獻給湛藍又寬闊的海洋，還有我自由又勇敢的 24 歲。

中文摘要



在和風($\leq 8 \text{ m s}^{-1}$)及晴朗的天候下，上層海洋吸收短波輻射後可形成日暖層(Diurnal Warm Layer, DWL)，在大洋中通常深達大約 10 公尺，日暖層的底部為日暖斜溫層(Diurnal thermocline)，在日暖斜溫層之下至混合層底部則稱作餘留層(Remnant layer)。為能更好地了解日暖層，本研究分析了 2022 年 4 月在臺灣西南海域及 2021 年 5 月在綠島渦流區佈放的船基海氣通量/交換觀測系統(Ship-based Air-sea Flux & Exchange System, SAFE)資料。SAFE 搭載 1200 kHz 都卜勒流剖儀(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP)及約 50 支溫度計，以 0.3-2 公尺的高解析度測量上層 20 公尺海洋的海流和溫度。觀測結果中發現了對稱不穩定性及平流效應等過程，而最值得注意的是兩次實驗中都觀察到日暖層加深階段顯著的等溫線振盪。在小於 4 m s^{-1} 的微弱風速下，綠島迴流(recirculation)中的白天日暖層仍可達到約 20 公尺，遠超出一般情況約為 4 公尺內的厚度，分析顯示該處的日暖層加深主要受到迴流內部混合所影響，而非由風應力所驅動，且溫度振盪可能是由近 N 震盪的內波(Internal waves, IW)所引起，但有些波動具有 KH 不穩定(Kelvin-Helmholtz instability)的捲成(roll-up)結構。在臺灣西南海域，直接觀測到內波列結構及可能是由風引起的成熟 KH 波(billow)，其特徵是捲成(roll-up)和一些破碎波組合，其為過去文獻中較罕見之觀測結果。上述兩組實驗的波動都滿足 KH 不穩定的基本定理。本研究探討了日暖層加深的過程，結果顯示，除了多數文獻探討的大氣因素外，內波及 KH 不穩定都扮演著關鍵的角色。

關鍵字：日暖層、切變不穩定、內波、綠島渦流

ABSTRACT



Under moderate wind conditions ($\leq 8 \text{ m s}^{-1}$) and clear sky, the penetration of insolation into the upper ocean could form a diurnal warm layer (DWL), which can reach $\sim 10 \text{ m}$ in the open ocean. To better understand DWL, this study analyzed the data collected by the Ship-based Air-sea Flux & Exchange System (SAFE) deployed in the Green Island wake in May 2021 and in the southwest of Taiwan in April 2022. SAFE has about 50 temperature sensors and a 1200 kHz Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) to measure currents and temperature variations in the upper 20 m ocean with high resolution. The observations revealed processes such as symmetric instability and advection effects, but the most noteworthy finding was the significant temperature oscillation observed during the deepening stage of the DWL in both experiments. Under wind speed $\sim 2 \text{ m s}^{-1}$, the DWL in the Green Island recirculation zone can reach about 20 m, suggesting strong wake flow mixing instead of wind-induced mixing, leading to the deepening of DWL. The temperature oscillation was likely caused by near-N internal waves (IWs), with some fluctuations exhibiting a roll-up structure associated with Kelvin-Helmholtz (KH) instability. In the southwest of Taiwan, we directly observed the internal wave train and the mature KH billow (roll-up and breaking) that was likely caused by wind forcing, which is relatively seldom directly observed in previous studies. Both observations of temperature oscillation satisfy the basic theorem of KH instability. Our observations unveil the detailed processes in response to the DWL deepening – in addition to well-known atmospheric factors, internal waves, and KH instability play pivotal roles.

Keywords: Diurnal Warm Layer, Shear instability, Internal waves, Green Island wake

目錄



口試委員審定書.....#	
致謝..... i	
中文摘要..... iii	
ABSTRACT..... iv	
目錄..... v	
圖目錄..... vii	
表目錄..... xi	
符號表..... xii	
第一章 緒論..... 1	
第二章 觀測資料..... 9	
2.1 船基海氣通量/交換觀測系統(Ship-based Air-sea Flux & Exchange System, SAFE)..... 10	
2.2 船載氣象系統..... 14	
2.3 水下自主觀測滑翔儀搭載 MicroPod 紊流系統..... 15	
第三章 研究方法..... 17	
3.1 分層切變流的穩定性..... 17	
3.1.1 線性穩定分析..... 17	
3.1.2 Miles-Howard 準則..... 19	
3.2 Price-Weller-Pinkel 一維混合模式..... 20	
3.2.1 海氣通量邊界條件..... 20	
3.2.2 收支方程式..... 21	
3.2.3 混合過程..... 22	
3.3 Thorpe scale 方法..... 24	

第四章	船基海氣通量/交換觀測系統觀測結果	26
4.1	臺灣西南海域	26
4.2	綠島	31
4.3	兩組觀測資料之異同處	37
第五章	日暖層加深時期的等溫線震盪	39
5.1	從理查森數探索小尺度不穩定現象	39
5.2	從近 N 震盪推測內波的影響	41
5.3	從線性穩定性分析探討不穩定成長率	44
5.4	兩組觀測資料之不穩定性	49
第六章	日暖層中的紊流混合	50
6.1	PWP 一維混合模式結果	50
6.2	Thorpe scale 計算結果	52
第七章	結論	54
參考文獻		58



圖目錄



- 圖 1-1、於和風及晴朗狀況下，大洋中的日暖層及上層海洋混合過程示意圖。... 3
- 圖 1-2、障礙機制示意圖。渦使得混合層在深度 $z = -D$ 處起伏，當有相對於渦的水平速度垂直切變，這些起伏會在混合層底部生成內波。(圖取自：Czeschel and Eden (2019))。..... 6
- 圖 1-3、綠島渦流區示意圖，島嶼背流處有著氣旋與反氣旋渦，綠虛線為自由切變層位置，紅圈為迴流區。(圖取自：Liu and Chang (2018))..... 7
- 圖 2-1、本研究使用的現場觀測資料軌跡及水深圖。紅線為新海研 2 號 0034 航次佈放之 SAFE 的漂流軌跡，紅線上叉號為起始點(122.48°E、22.72°N)。綠線為新海研 2 號 0062 航次佈放之 SAFE 的漂流軌跡，綠線上叉號為起始點(120.31 °E、22.29 °N)。桃紅色線為 Seaglider 任務軌跡。..... 10
- 圖 2-2、SAFE 可高解析度觀測大氣及海洋，為一自由漂浮的觀測平台，實驗過程不需要研究船跟隨其後。(a)SAFE 水面上儀器，鐵架上架設可量測日照、風速/風向、氣溫、降雨及氣壓等參數的氣象觀測儀器、雷達反射計、記錄器及 GPS 系統。(b)SAFE 水面下儀器，包含 1200 kHz ADCP (示意圖取自 <https://rts.as/product/teledyne-rdi-workhorse-sentinel-adcp/>)、溫度計(示意圖取自 Sea-Bird Electronics Inc. 公司網頁)及溫壓計(示意圖取自 RBR 公司網頁)，可觀測上層 20 公尺海洋的流場及溫度變化。..... 12
- 圖 2-3、SAFE 施放過程。(a)先於後甲板施放 SAFE 主體及水面下儀器。(b)科學團隊人員搭乘工作小艇至 SAFE 旁安裝氣象觀測儀器。..... 13
- 圖 2-4、新海研 2 號位於船頂的船載氣象系統。..... 15
- 圖 2-5、臺大貴儀中心 Seaglider 與搭載的 MicroPod 紊流系統(紅圈處)。..... 16
- 圖 3-1、Thorpe scale 方法示意圖。(a)中藍線為觀測資料直接繪出的密度剖面；紅線為從淺至深將密度從低至高重新排列後的密度剖面。(b)為根據圖(a)中

的密度剖面所計算出的 Thorpe 位移。.....	25
圖 4-1、臺灣西南海域觀測軌跡，背景為 4 月 13 日及 4 月 14 日海洋表面溫度平均，海洋表面溫度資料來自向日葵衛星 https://www.eorc.jaxa.jp/ptree/ 。.....	27
圖 4-2、臺灣西南海域 SAFE 觀測結果。(a)溫度剖面，黑點為溫度計所在深度；(b)東西向流速剖面；(c)南北向流速剖面；(d)日射；(e)風速及風向。.....	28
圖 4-3、臺灣西南海域 SAFE 於 4 月 14 日 6 時至 16 時觀測結果。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2。桃紅雙箭頭範圍為圖 4-4 時期。流速剖面中的黑輪廓線為(a)的等溫線。.....	29
圖 4-4、臺灣西南海域 SAFE 於 4 月 14 日 9 時 30 分至 12 時 10 分觀測結果。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2；(f)為圖(a)桃紅色雙箭頭範圍放大後的溫度剖面。.....	31
圖 4-5、綠島觀測軌跡，紅線為迴流區時期；藍線為東邊自由切變層區時期；桃紅線為黑潮下游區時期，背景為 5 月 13 日 21 時至 5 月 14 日 6 時的海洋表面溫度平均，海洋表面溫度資料來自向日葵衛星 https://www.eorc.jaxa.jp/ptree/ 。.....	33
圖 4-6、綠島 SAFE 觀測結果。紅色雙箭頭範圍為綠島迴流區階段；藍色雙箭頭範圍為自由切變層階段；桃紅色雙箭頭範圍為黑潮下游階段。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2。.....	34
圖 4-7、SAFE 於綠島東邊自由切變層區觀測結果(圖 4-6 藍色雙箭頭範圍)。(a)、(b)、(c)同圖 4-2。.....	35
圖 4-8、SAFE 於綠島迴流區觀測結果。桃紅色雙箭頭範圍為觀測到等溫線震盪的時期；(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2。.....	36
圖 4-9、SAFE 於綠島迴流區中觀測到的內波列狀等溫線震盪。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2。.....	37

圖 5- 1、(a) SAFE 於臺灣西南海域中觀測到的溫度剖面；(b)浮力頻率平方， N^2 ； (c)垂直切變平方， S^2 ；(d) $S^2 - 4N^2$ 。桃紅色雙箭頭範圍為觀測到等溫 線震盪時期。.....	40
圖 5- 2、(a) SAFE 於綠島觀測到的溫度剖面；(b)、(c)、(d)同圖 5- 1。桃紅色雙箭 頭範圍為觀測到等溫線震盪時期。.....	41
圖 5- 3、(a) SAFE 於臺灣西南海域觀測到的溫度剖面中等溫線震盪的時期，桃紅 框處為用來計算波動週期的時段；(b)深度 19.5 至 21.2 公尺的浮力頻率 轉換為週期；(c)為選取(a)中桃紅框內時期的資料曲線擬合結果，黑線為 去趨勢後溫度資料、紅線為擬合曲線。.....	43
圖 5- 4、(a) SAFE 於綠島觀測到的溫度剖面中等溫線震盪的時期，桃紅框處為用來 計算波動週期的時段；(b)深度 15.7 至 21.0 公尺的浮力頻率轉換為週期； (c) 為選取(a)中桃紅框內時期曲線擬合結果，黑線為去趨勢後溫度資料、 紅線為擬合曲線。.....	43
圖 5- 5、代表臺灣西南海域無明顯內波列出現時期線性穩定分析結果，使用的觀測 剖面為 4 月 14 日 10 時 8 分至 21 分之平均。(a)溫度剖面；(b)藍線為流 速剖面，黑色虛線為臨界深度；(c) S^2 (紅線)及 $4N^2$ (藍線)，黑點代表 $S^2 -$ $4N^2 > 0$ ，即低於臨界理查森數。.....	45
圖 5- 6、臺灣西南海域於圖 4- 4(a)中標記 2 時期線性穩定分析結果。(a)、(b)、(c) 同圖 5- 5。.....	46
圖 5- 7、臺灣西南海域於圖 4- 4(a)中標記 3 時期線性穩定分析結果。(a)、(b)、(c) 同圖 5- 5。.....	47
圖 5- 8、代表綠島觀測到無明顯內波列時期線性穩定分析結果，使用的觀測剖面為 5 月 14 日 7 時 10 分至 7 時 11 分之平均。(a)、(b)、(c)同圖 5- 5。	48
圖 5- 9、代表綠島觀測到明顯內波列時期線性穩定分析結果，使用的觀測剖面為 5 月 14 日 8 時 42 分至 8 時 43 分之平均。(a)、(b)、(c)同圖 5- 5。	49

圖 6-1、(a)臺灣西南海域日暖層加深時期觀測到的風速(藍線)及日射(橘線)；(b)日暖層加深時期的溫度觀測；(c)PWP 一維混合模式結果。.....	51
圖 6-2、(a) 綠島日暖層加深時期觀測到的風速(藍線)及日射(橘線)；(b)、(c)同圖 6-1。.....	52
圖 6-3、(a) SAFE 於臺灣西南海域觀測到的溫度剖面中有等溫線震盪的時期；(b)利用 Thorpe scale 方法推算之紊流動能耗散率，圓點為觀測時期於 SAFE 附近執行任務的 Seaglider 搭載之紊流系統量測到的紊流動能耗散率。.....	53
圖 6-4、(a)SAFE 於綠島觀測到的溫度剖面中有等溫線震盪的時期；(b)同圖 6-3。.....	53
圖 7-1、本研究於臺灣西南海域觀測之上層海洋混合過程示意圖。.....	57
圖 7-2、本研究於綠島周遭觀測之上層海洋混合過程示意圖。.....	57

表目錄



表 2- 1、安裝在 SAFE 上鐵架的 ClimaVUE50 All-in-one meteorological sensors 儀器 量測之各氣象參數測量範圍、解析度及準確度資料(資料取自： https://www.campbellsci.com/climavue-50)	13
表 2- 2、SAFE 水面下鐵鍊上的 RBRduet ³ T.D.溫壓計及 SBE 56 溫度計測量範圍、 解析度及準確度資料。(RBRduet ³ T.D. 資料取自 https://rbr- global.com/products/compact-loggers/rbrduet-td/ 、SBE 56 資料取自 https://www.seabird.com/sbe-56-temperature- sensor/product?id=54627897760)	14



符號表

c	複數相速度 (m s^{-1})
c_i	複數相速度之虛部 (m s^{-1})
c_r	複數相速度之實部 (m s^{-1})
C_D	拖曳係數
d	Thorpe 位移 (m)
E	蒸發
E	鹽度通量
ε	紊流動能耗散率 (W kg^{-1})
ε_T	使用 Thorpe scale 方法得紊流動能耗散率 (W kg^{-1})
F	海氣熱通量 (W m^{-2})
f	科氏參數 (s^{-1})
G	動量通量
h_m	混合層深度 (m)
k	水平方向波數
L_T	Thorpe scale
L_O	Ozmidov scale
λ	波長 (m)
N	浮力頻率 (s^{-1})
P	降水 (mm)
φ	緯度 ($^{\circ}$)
ψ	流函數
Q_{LH}	潛熱通量 (W m^{-2})
Q_{LWR}	長波輻射通量 (W m^{-2})



Q_{net}	淨熱通量 (W m^{-2})
Q_{SH}	可感熱通量 (W m^{-2})
Q_{SWR}	短波輻射通量(W m^{-2})
Ri_b	整體理查森數
Ri_g	梯度理查森數
ρ	海水密度 (kg m^{-3})
ρ_0	海水參考密度(kg m^{-3})
ρ_a	空氣密度 (kg m^{-3})
S	流切變 (s^{-1})
S_z	鹽度 (PSU)
σ	不穩定性的成長率 (h^{-1})
T	海水溫度 ($^{\circ}\text{C}$)
τ	風應力 (N m^{-2})
U	東西方向流速 (m s^{-1})
$\mathbf{U}$	背景流 (m s^{-1})
U_{10}	10 公尺高風速 (m s^{-1})
V	南北方向流速 (m s^{-1})
$\mathbf{V}$	流速垂直剖面 (m s^{-1})
x	東西向笛卡兒座標系
y	南北向笛卡兒座標系
z	垂直方向笛卡兒座標系
z_c	不穩定性的臨界深度

第一章 緒論



大氣與海洋彼此間透過物理過程相互影響，為一複雜的耦合系統，故海氣交互作用被認為是影響短期天氣變化及長期氣候現象的重要因子之一。同樣地，大氣的變動也直接地影響上層海洋的熱及物質的交換與分布，常以通量(flux)的概念予以量化，例如風應力將動量從大氣傳入海洋，量化為動量通量(momentum flux)(Dijkstra, 2008)，動量通量在海洋表面最大，並隨著深度而減小，可在上層海洋混合層中產生流速的垂直切變。而日照、降雨或蒸發等過程控制了海水的鹽度及溫度，使得密度產生變化進而影響浮力，可量化為密度通量，但習慣上通常用浮力通量(buoyancy flux)(Stull, 1988)，當海水失去浮力時(也就是該層水密度較下層水大)，此時密度較大的海水覆蓋在密度較小的海水上，水層變得不穩定，即會引發對流，這常常發生在晚間海表水受大氣影響而冷卻時。上述動量與浮力通量的變化所產生的紊流混合了上層海洋，使得上層海洋變得均勻，該處即為人熟知的混合層(Cronin & Sprintall, 2001; Buckingham et al., 2019)。另一方面，海洋的狀態也會回饋到大氣，海洋表面溫度(sea surface temperature)更是在這之中扮演著關鍵的角色，可從 COARE algorithm 中看到其對海氣熱通量的影響(Edson et al., 2013)。由於這些熱通量會進一步改變大氣環流，後續許多研究也探討了海表面溫度對於每日天氣(Kawai & Wada, 2007)、颱風強度(Emanuel, 1999)、馬登－朱利安振盪(Madden Julian Oscillation, MJO)的傳播(Hendon, 2005; Hsu et al., 2019)以及聖嬰現象(Klein et al., 1999)等各種時間尺度的現象上的影響，若從短時間尺度物理現象會在疊加過程後影響長時間尺度的動力機制角度出發，這些短時間尺度下的海溫變動不可忽視(Li et al., 2001; Clayson & Chen, 2002)。此外，在數值模式內參數化過程若忽略了每日白天加溫後所產生的海洋表面溫度變化，將導致可感熱及潛熱通量計算產生25%以上的誤差，使得後續海洋表面溫度計算結果失準，進而影響到更長時間尺度現象的模擬(Bernie et al., 2005; Clayson & Bogdanoff, 2013)，因此在海氣耦合模式或

氣象預報系統中，高時空解析度的海洋表面溫度資料對於模式預報內部的參數化至關重要(Fairall et al., 1996; Schiller & Godfrey, 2005; Zeng & Beljaars, 2005; Gentemann et al., 2009)，更豐富且細緻的上層海洋觀測資料及海氣交互作用的知識，能夠幫助改善參數化過程，使得模式預報更加準確。

日復一日的太陽升落造成傳往海洋熱量產生變化，從而使海水溫度改變並影響浮力，此過程始於日出後海洋表面開始吸收來自太陽的短波輻射(圖 1-1 紅色箭頭)，熱能在進入海水後會隨著深度指數遞減(Paulson & Simpson, 1977)，並開始加溫海水，逐漸在混合層頂部會形成一層較溫暖的水層，稱作日暖層(diurnal warm layer)(圖 1-1 紅橘色區域)，在中午過後約 1-2 小時會達到溫度最大值，可使白天的海洋表面溫度升高約 $0.2-1^{\circ}\text{C}$ (Bernie et al., 2007; Sutherland et al., 2016)，日暖層的底部為日暖斜溫層(diurnal thermocline)，通常約為 1-2 公尺，日暖斜溫層的溫度隨深度每公尺遞減約 0.4°C 。在和風($\leq 8 \text{ m s}^{-1}$)及晴朗的天氣情況下，大洋中的日暖層厚度一般情況下被限制在上層 10 公尺內(Fairall et al., 1996; Hughes et al., 2020)，當太陽下山後的夜間，近表水因長波輻射冷卻效應、可感熱以及蒸發釋放潛熱而降溫，這個過程使得近表層海水較冷，密度變得較大，造成水層的重力不穩定(static instability)，從而引發對流混合(Convective mixing)，此過程破壞白天形成的日暖層並將熱量向下傳遞，最深可混合至 30-50 公尺處(Bogdanoff, 2016)，使上層海水再度恢復日出前的均勻，一般而言，日暖斜溫層之下至混合層底部的餘留層(remnant layer) (圖 1-1 深藍色區域)，即是前晚對流混合後留存至白天且不受風所影響之水體。

日暖層的存在本質上會影響到風應力的向下輸送，在白天時，因日暖層底部具有強分層，可抗衡水體切變效應，抑制不穩定的發生，也意味著紊流較不易發生，如此可知日暖層底是摩擦力很小的滑動層(slippery layer)，此時海表面風應力施加在海洋上所產生的動量被限制在日暖層裡面，形成近表層的日噴流(diurnal jet)(圖 1-1 黑色箭頭)，這種噴流的強度最大可達 0.2 m s^{-1} (Price et al., 1986; Kudryavtsev &

Soloviev, 1990; Sutherland et al., 2016)。由於噴流底部可能會造成強的流切，進而使小尺度紊流在不穩定的環境下有機會成長。換言之，這種因風應力而產生的紊流可能與夜晚的對流不穩定在日暖層的消散上有一樣的重要性。過去研究指出日噴流所造成垂直速度切變若要克服分層效應，讓日暖層持續向下加深，需要風速相對於流速至少大於 2 m s^{-1} (Hughes et al., 2020; Chang et al., 2023)，使得環境低於臨界理查森數(Richardson number < 0.25)時才較可能引發切變不穩定並造成混合，而該過程使得在日暖層中曾觀測到偏大的紊流動能耗散率(turbulence kinetic energy dissipation rate)($\sim 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$)，相較其以下的餘留層處高約兩個數量級(Sutherland et al., 2016; Moulin et al., 2018; Wijesekera et al., 2020)。

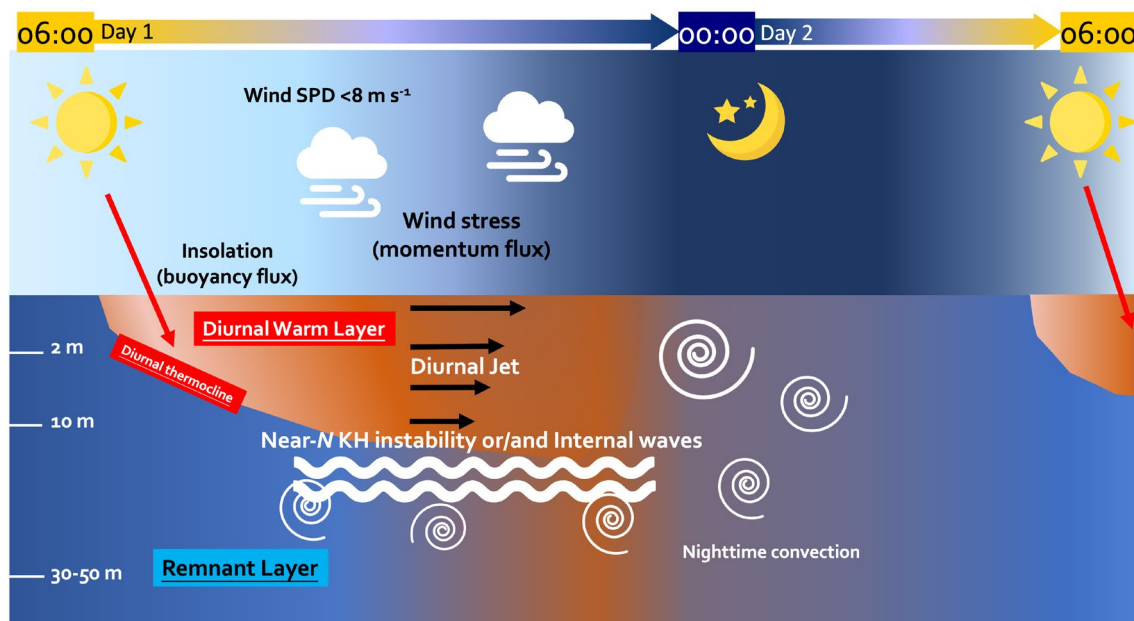


圖 1-1、於和風及晴朗狀況下，大洋中的日暖層及上層海洋混合過程示意圖。

已有許多相關研究探討大洋中的日暖層厚度及溫度等表現會和紊流混合過程密切相關，除了因大氣而產生的浮力通量及動量通量二項因素外，還有海洋內部的物理機制所驅動的混合也扮演重要角色。Sutherland et al. (2014)就曾透過現場實驗，觀察到日暖層內有高紊流動能耗散率，但當時風速不足以在此造成強烈的紊流，顯



示有非來自外部的大氣因素驅動，推測內波為另一造成紊流的原因。過去一些研究就有較直接的觀測結果討論內波與日暖層之間的關係可能會導致海洋表面溫度有準週期性訊號(Walsh et al., 1998; Marmorino et al., 2004)。其後，Farrar et al. (2007)使用觀測數據進一步提出該現象是由內波所致，內波可能使得當地垂直混合加強，調制了日暖層的厚度與溫度，進而反應至海洋表面溫度上。Hodges and Fratantoni (2014)及 Asher et al. (2019)也透過現場實驗，觀測到在日暖斜溫層上有內波引起的等溫線震盪。可惜的是，大多數的日暖層研究中都專注大氣因素上的變動，進而忽略了海洋內部的機制，尤其是內波在近表層所造成的擾動(圖 1-1 波浪狀區域)。

有鑑於了解上層海洋中所含有的小尺度內波可幫助釐清日暖層的混合過程，以進行適切的海氣通量估算，Wijesekera et al. (2020)透過現場實驗，觀測到在日暖層內有週期 5 分鐘至 4 小時的內波，其造成溫度產生 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 的震盪。此外，他們也推測內波可能會透過兩種方式產生並最終導致日暖層迅速消散。第一，當環境小於臨界理查森數時由 KH 不穩定所造成，並透過求解 Taylor–Goldstein(T-G)方程式的線性穩定分析，估算 KH 不穩定情況是否有成長的空間，進而產生內波；第二種內波產生因素為兩個海表面波與內波間的交互作用，原先已存在的內波(可能是由 KH 不穩定所引發)也可透過與兩個海表面波共振來提取能量並強化成長。Bogdanoff (2017)中敘述，白天日暖層與日噴流所造成的分層與切變環境有利於內波傳播，即分層造就了適合內波水平行進的波導(waveguide)環境，也就是來自海洋內部斜上行進的內波在經過此區時，受導引成沿著日暖層的水平向運動，因內波本身是為斜壓(baroclinic)運動，可增強水平方向海流垂直切變，降低了理查森數，當低於臨界理查森數時，即可能引發切變不穩定，可導致該處發生混合。值得注意的是，在此所描述的內波與切變不穩定的因果關係剛好與 Wijesekera et al. (2020)之推論相反，由此可見，相關物理機制仍待探究，很大原因是關於日暖層中內波如何產生的文獻目前非常稀少，且大部分為推測，缺乏較有力的過程描述。儘管如此，目前位於混合層底部的內波已有為數不少的相關研究，在討論日暖層中內波的產生機制時應



可為借鏡。

海洋內波的頻率會介於 f (科氏參數, Coriolis parameter) 及 N (浮力頻率, buoyancy frequency) 之間, 然而特別的是, 過去研究討論在上層赤道潛流(Upper-Equatorial Undercurrent)中的深循環(deep-cycle)時, 其在混合層底部所產生的波狀(wave-like)擾動會接近當地浮力頻率, 稱之為近 N 震盪(Near- N oscillation), 且近 N 震盪通常與強烈紊流的發生存在密切關係(Lien et al., 2002; Moum et al., 2011; Pham et al., 2012)。由於混合層底部的內波可能會向上傳播, 並與日暖層的混合密切相關, 因此了解近 N 震盪所代表的意義也相當重要。在 Smyth et al. (2011)中有兩種假設, 第一種假設為「淺」模式(shallow mode): 以接近浮力頻率震盪的內波會在混合層底部產生並傳播, 在遇到切變較強的海流時破碎, 此種波動的能量來源為來自表面的動量及浮力通量, 且紊流爆發處始終不會低於臨界理查森數; 第二種假設為「深」模式(deep mode): 在混合層底部間歇性增強的切變, 會產生以近 N 震盪的波動, 其從背景流(mean flow)提取能量, 當切變增強到使得環境低於臨界理查森數, 並使成長率(growth rate)足夠大, 其有可能發展成為同樣以近 N 震盪的 KH 波(KH billow)。當需要考慮近 N 震盪時, 兩種假設都應可一併考慮並且討論。

此外, 在上層海洋中, 混合層底部的渦旋(eddies)也可能產生一種「障礙機制」造成擾動(Wijesekera and Dillon (1991)), 若有相對於渦旋的水平方向速度垂直切變, 和渦旋產生相互作用後, 即有可能激發內波(圖 1-2)。該機制類似流經過地形的背向波(lee waves)產生, 但此時的障礙並非地形, 而是位於混合層的渦旋。Polton et al. (2008)討論朗繆爾環流(Langmuir circulations)產生內波的過程即為障礙機制的一種, 朗繆爾環流形成後滲透到混合層的底部, 與分層相互作用, 並且產生的波動頻率會接近當地浮力頻率, 該機制屬於 Smyth et al. (2011)中提及的淺模式。由於在 Wijesekera and Dillon (1991)及 Polton et al. (2008)中提及的障礙機制所產生的內波, 生成深度都位於水深約 30 公尺處, 該位置和日暖層或餘留層深度非常接近, 令人聯想到, 在混合層底部透過障礙機制所產生的內波, 也可能同樣發生在日暖層或者

餘留層，再者，也可能透過 Bogdanoff (2017)所述的機制向上傳播至日暖層，因為波導效果而在日暖層行進。

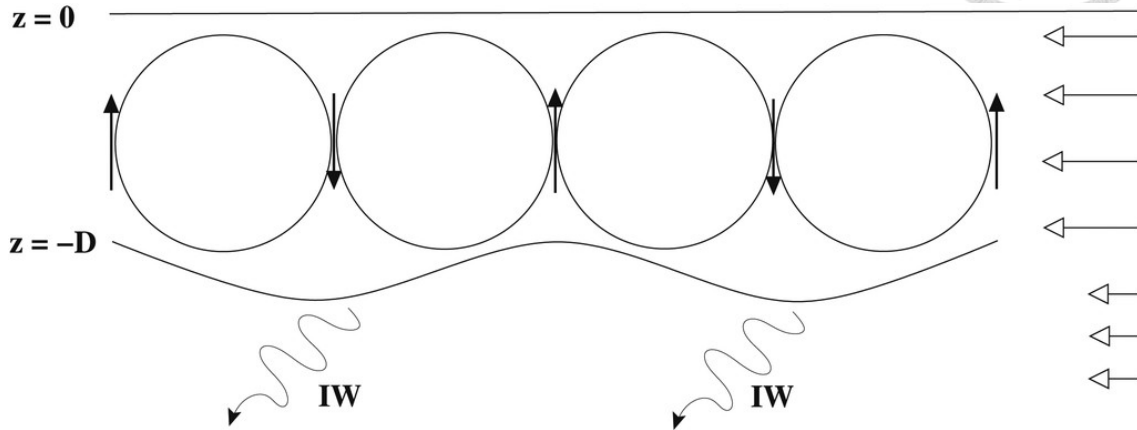


圖 1- 2、障礙機制示意圖。渦使得混合層在深度 $z = -D$ 處起伏，當有相對於渦的水平速度垂直切變，這些起伏會在混合層底部生成內波。(圖取自：Czeschel and Eden (2019))。

過去文獻較少討論到的是研究場所的海洋背景環境擾動，這在討論日暖層動力過程時也是必須考慮的因素，舉例來說，關於島嶼渦流(island wake)所造成的次中尺度及小尺度物理現象已有許多相關研究(e.g., Hasegawa et al., 2004; Hsu et al., 2017; Liu & Chang, 2018)，而在臺灣東部海域，西方邊界流—黑潮流經綠島，在島背流處產生了渦街(vortex street)的結構，渦流定義為在島嶼背流處渦度(vorticity)非零的區域，此處的流場相較島嶼周遭其他位置來得更加混亂複雜。在綠島渦流處，有著終年不斷產生的氣旋(cyclonic)及反氣旋(anticyclonic)的迴流(recirculation)(圖 1- 3 紅圈處)，迴流的海水有著較冷、鹽度較高且葉綠素甲濃度較高的特性，並伴隨著湧升流與沉降流，該區強烈的垂直切變，使得觀察到的紊流動能耗散率可以達到 $O(10^{-5} \text{ W kg}^{-1})$ (Chang et al., 2013)。在迴流區與黑潮之間，有一相對渦度(relative vorticity)為行星渦度(planetary vorticity)的 30 倍的波浪狀鋒面，稱為自由切變層(free shear layer)(Chang et al., 2019) (圖 1- 3 綠色虛線處)，可以預期，如此特殊的背景環

境，上層海洋的紊流混合及日暖層的發展會和大洋區域有所差異。

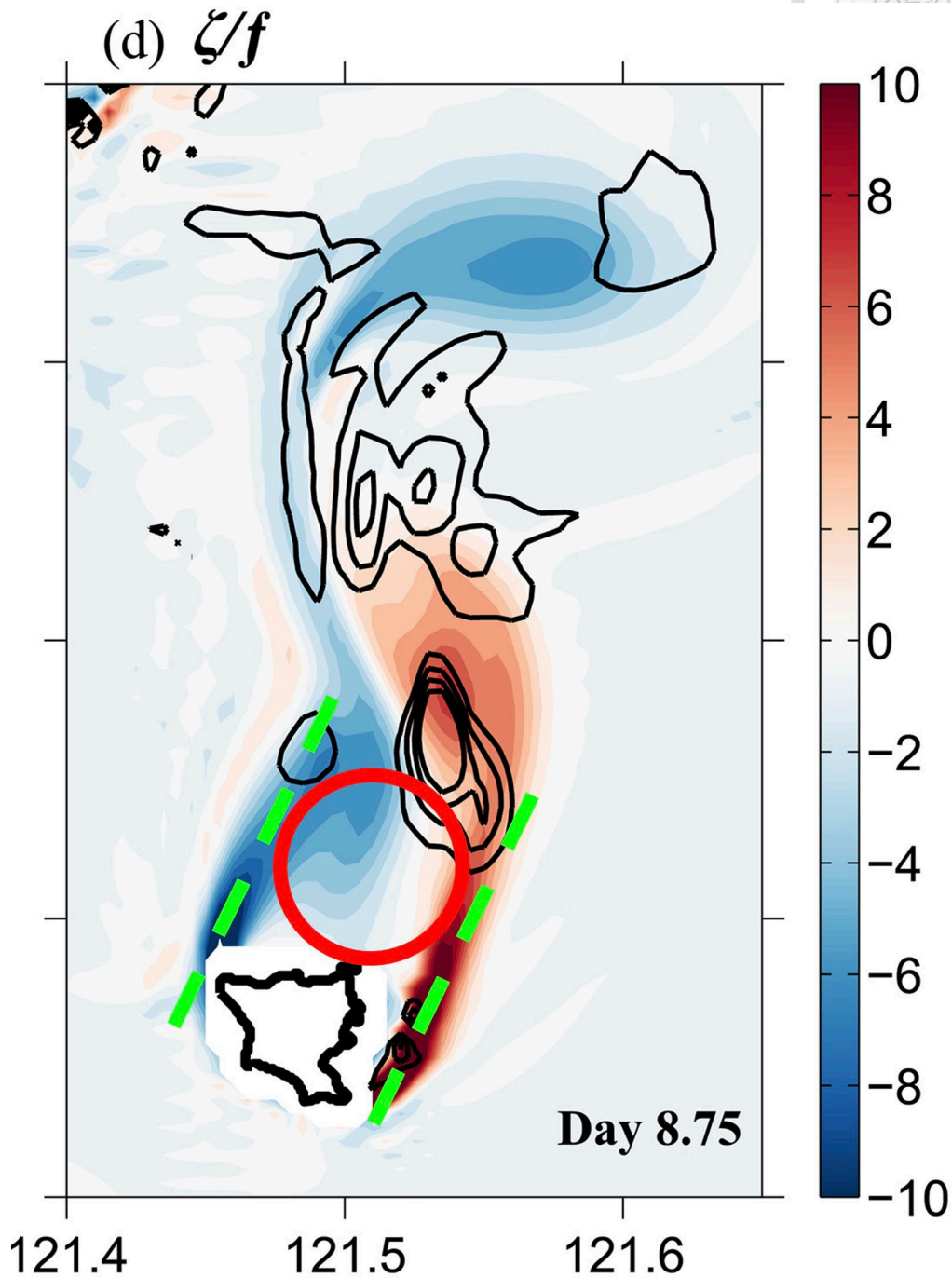


圖 1-3、綠島渦流區示意圖，島嶼背流處有著氣旋與反氣旋渦，綠虛線為自由切變層位置，紅圈為迴流區。(圖取自：Liu and Chang (2018))

綜上所述，日復一日產生的日暖層為海氣交互作用研究中極為重要的現象，而日暖層的動力機制與上層海洋紊流混合的物理過程密切相關，然而，驅動混合的機



制十分複雜，彼此之間還存在著密切關係，目前大部分研究主要為探討大氣變動所造成的影響，關注在內波引起的混合和日暖層間之關係的文獻則相對缺乏，對於能量間轉換過程還需要更多觀測資料去探究詳細情況，例如，由風應力造成的日噴流引發 KH 不穩定驅動紊流混合並導致日暖層的加深為目前常見的說法(Smyth et al., 2013; Wijesekera et al., 2020)，但由於要獲得高解析度且未受人為破壞的近表層海洋觀測資料一直以來都為難題。過去受限於觀測所需的技術較為複雜及困難，微小的擾動難以直接量測，進而導致在討論不穩定性或內波等動力過程時受到阻礙。目前為止日暖層中的 KH 不穩定性大部分是由該環境的理查森數小於臨界值 ($Ri < 0.25$) 作為推論依據，較少直接的觀測證據去討論其詳細過程。因此需要更多的高解析度現場觀測資料去做進一步探討。此外，過往關於上層海洋日暖層研究的現場觀測地點，大部分都選在較為平靜的開放大洋，對於如島嶼渦流區等背景本身比較擾動且動態的海域研究則較為缺乏。本研究希望透過兩組在和風情況($\leq 8 \text{ m s}^{-1}$)下進行現場實驗所獲得的高解析度溫度及海流觀測資料，探討上層海洋的變化及日暖層的物理過程，期望能對海氣耦合模式或是氣象預報系統中的參數化有所幫助。第二章將描述 2022 年在臺灣西南海域及 2021 年在綠島渦流區的現場實驗過程以及觀測儀器介紹，第三章為分析資料時所使用的方法，第四章為兩組觀測結果的敘述及初步物理過程推論，第五章為討論日暖層加深時期的等溫線震盪，第六章討論日暖層的紊流混合，最後第七章為本研究的結論。

第二章 觀測資料



本研究主要分析二組利用船基海氣通量/交換觀測系統(Ship-based Air-sea Flux & Exchange System, SAFE)觀測的資料，並將輔以船載氣象系統及水下自主觀測滑翔機(Seaglider)搭載 MicroPod 紊流系統資料做討論。現場實驗皆使用新海研 2 號但分兩個研究船航次來執行，其一為 2022 年 4 月於臺灣西南外海進行，另一個航次是 2021 年 5 月於綠島渦流區進行，實驗說明如下：

(1) 2022 年 4 月 13 至 14 日新海研 2 號 0062 航次(NOR2-0062)於臺灣西南海域進行現場實驗，4 月 13 日 16 時在小琉球西南方(120.31°E 、 22.29°N)佈放 SAFE(圖 2-1 中綠線叉號)，後向東南方漂流，最後在 4 月 14 日 16 時於 120.57°E 、 22.07°N 回收，共計觀測 24 小時(圖 2-1 中綠色線)。4 月 13 日 14 時，臺大貴儀中心 Seaglider 編號 682(SG682)於臺灣西南海域(120.20°E 、 22.09°N)施放開始執行任務，並於 4 月 16 日 9 時於 120.25°E 、 22.14°N 完成任務回收(圖 2-1 桃紅色線軌跡)，共計航行約 2.8 日，觀測到水文資料 22 筆，該次任務 Seaglider 上搭載了 MicroPod 紊流觀測系統，航線鄰近正在附近進行觀測的 SAFE，因此選取時間與 SAFE 重疊的第 9 至 10 筆(Dive 9~10)資料來輔助本研究討論上層海洋的紊流變化。

(2) 2021 年 5 月 14 至 15 日新海研 2 號 0034 航次(NOR2-0034)於綠島周遭進行 SAFE 現場實驗，5 月 14 日 7 時在綠島渦流區(122.48°E 、 22.72°N)佈放(圖 2-1 中紅線叉號)，其漂流約 16 小時後從綠島東北方離開渦流區，並順著黑潮繼續向北，最後在 5 月 15 日 16 時於 121.60°E 、 23.27°N 回收，共計觀測 34 小時(圖 2-1 紅線)。整段實驗過程新海研 2 號都緊跟在 SAFE 旁，而本次 SAFE 上無搭載氣象觀測儀器，所以會使用船載氣象系統所測得大氣資料來輔助分析。

本章節將介紹研究中使用到之儀器，包含 SAFE、船載氣象系統及 Seaglider 搭載 MicroPod 紊流系統。雖 SAFE 及船載氣象系統觀測高度不同，但為求統一，本研究中所繪觀測結果圖之風速皆為透過對數剖面(logarithmic profile)(如：Large and

Pond(1981))外插方法得到的 10 公尺高風速。兩組資料觀測期間風速大部分時間都小於 8 m s^{-1} ，根據蒲福風級(Beaufort scale)表，當風速介於 $5.5\text{--}7.9 \text{ m s}^{-1}$ 為 4 級風，交通部中央氣象局翻譯之中文稱謂為「和風」(moderate)，因此本研究將小於或接近 8 m s^{-1} 的風速也稱為「和風」。為方便直觀討論上層海洋日夜變化，資料時間皆以當地時間(Local Time)呈現，為世界協調時間(Universal Time Coordinated, UTC)加上 8 小時。

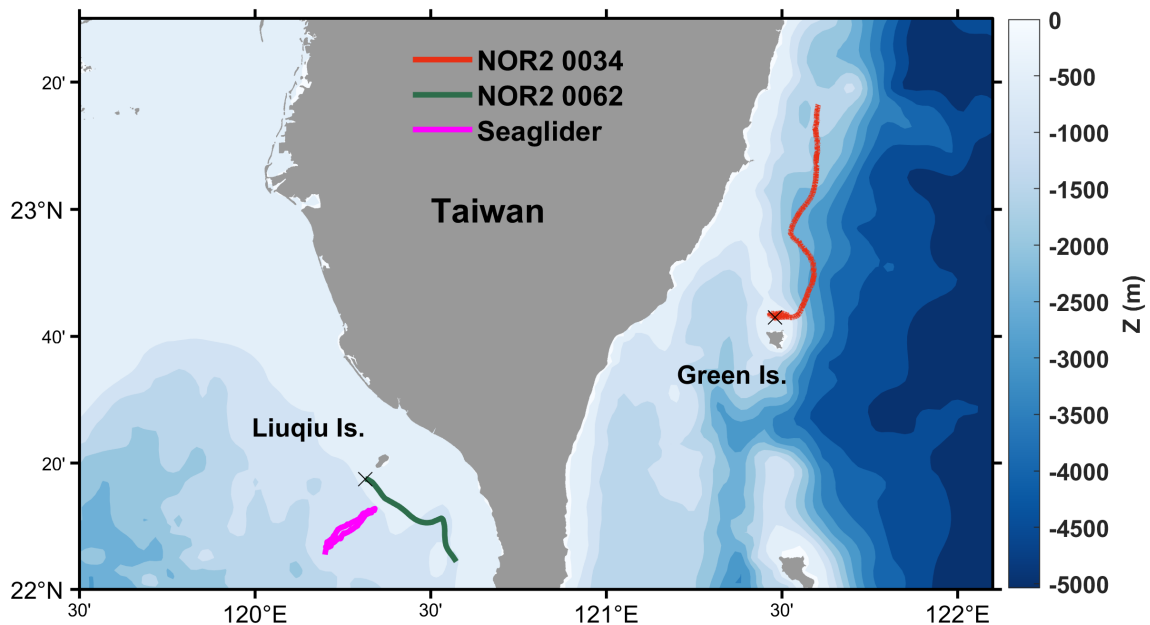
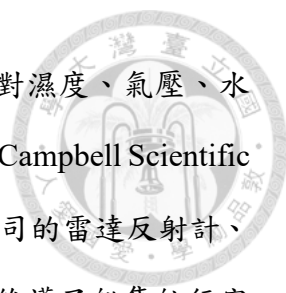


圖 2- 1、本研究使用的現場觀測資料軌跡及水深圖。紅線為新海研 2 號 0034 航次佈放之 SAFE 的漂流軌跡，紅線上叉號為起始點(122.48°E 、 22.72°N)。綠線為新海研 2 號 0062 航次佈放之 SAFE 的漂流軌跡，綠線上叉號為起始點(120.31°E 、 22.29°N)。桃紅色線為 Seaglider 任務軌跡。

2.1 船基海氣通量/交換觀測系統(Ship-based Air-sea Flux & Exchange System, SAFE)

船基海氣通量/交換觀測系統(Ship-based Air-sea Flux & Exchange System, SAFE)以 45 吋都卜勒流剖儀(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP)專用鐵氟龍浮球為主體(圖 2- 2)，其水面上的鐵架搭載 Campbell Scientific 公司的氣象觀測儀器



ClimaVUE50 All-in-one meteorological sensors，可量測氣溫、相對濕度、氣壓、水氣壓、風速/風向、日射、降水、傾斜及閃電次數/平均距離，並以 Campbell Scientific 公司的 CR1000X Data logger 紀錄資料，架上還裝設了 Lalizas 公司的雷達反射計、Xeos 公司的 GPS 系統以及 NOVATECH 公司的閃燈方便定位，維護了船隻航行安全，也讓 SAFE 的實驗過程研究船不需緊跟在其後，可任其漂流至其他海域進行觀測。水面下於浮球的簍空洞中裝設 Teledyne RD Instruments 公司出產的 Workhorse Sentinel ADCP 1200 kHz，流速的垂直解析度為 1 公尺。保護 ADCP 的下架接著 20 公尺長的鐵鍊，在 NOR2-0034 航次，鐵鍊上放置 11 支 RBRduet³ T.D.溫壓計、31 支 SBE 56 Temperature Sensor 溫度計，溫度的垂直解析度在鐵鍊 10 公尺處以上為 0.3 公尺；鐵鍊 10 至 15 公尺處為 1 公尺；鐵鍊 15 至 20 公尺處為 1.5 公尺。在 NOR2-0062 航次，鐵鍊上放置 9 支 RBRduet³ T.D.溫壓計、47 支 SBE 56 Temperature Sensor 溫度計，溫度的垂直解析度在鐵鍊 14 公尺處以上為 0.3 公尺；鐵鍊 14 至 20 公尺處為 0.8 公尺。ADCP 及溫度計的採樣頻率皆設定為 10 秒一筆。

在研究船施放 SAFE 時，為避免水面上的氣象系統在吊掛過程中碰撞損傷導致無法紀錄資料，因此過程需分為兩部分進行，首先是在後甲板以 A 架吊起已設置好溫度計及溫壓計的鐵鍊將其先放入水下(圖 2- 3(a))，再吊起浮球主體放至水面，待其在水面穩定漂浮後，由科學團隊人員下研究船工作小艇至 SAFE 旁(圖 2- 3(b))，此時才將氣象系統安裝上去，如此一來便完成 SAFE 的兩階段施放，由於安裝氣象系統過程需耗時約 30 分鐘，因此在 NOR2-0062 航次中，大氣觀測會較海洋觀測晚約 30 分鐘開始記錄資料。回收時，也是先由科學團隊人員下工作小艇至 SAFE 旁拆下氣象系統，並以繩索牽引 SAFE 至研究船後甲板處，將其套上 A 架吊臂，方便吊起 SAFE 主體先上至甲板，最後再將鐵鍊一節一節吊起，即完成回收。

本研究使用的兩組 SAFE 資料實驗過程皆為自由漂流，並無由研究船帶纜控制，因此其也有著浮球的功能，能幫助分析及了解海流。SAFE 水面下的 1200 kHz ADCP 及鐵鍊上緊密排列的溫度計可高解析度觀測上層 20 公尺海洋的小尺度物理現象，

再搭配水面上的氣象觀測儀器，即可更清楚明白在實驗過程中大氣變化在上層海洋的流速/溫度變化中扮演的角色。由於 SAFE 系統隨著海流飄流，其由 ADCP 所量測到的速度應需考慮 SAFE 本身的移動速度，但因本研究更關注在垂直向的海流變化，因此後續分析研究中的結果圖流速方面並無加上移動速度，為直接繪出 ADCP 所量測到之流速。

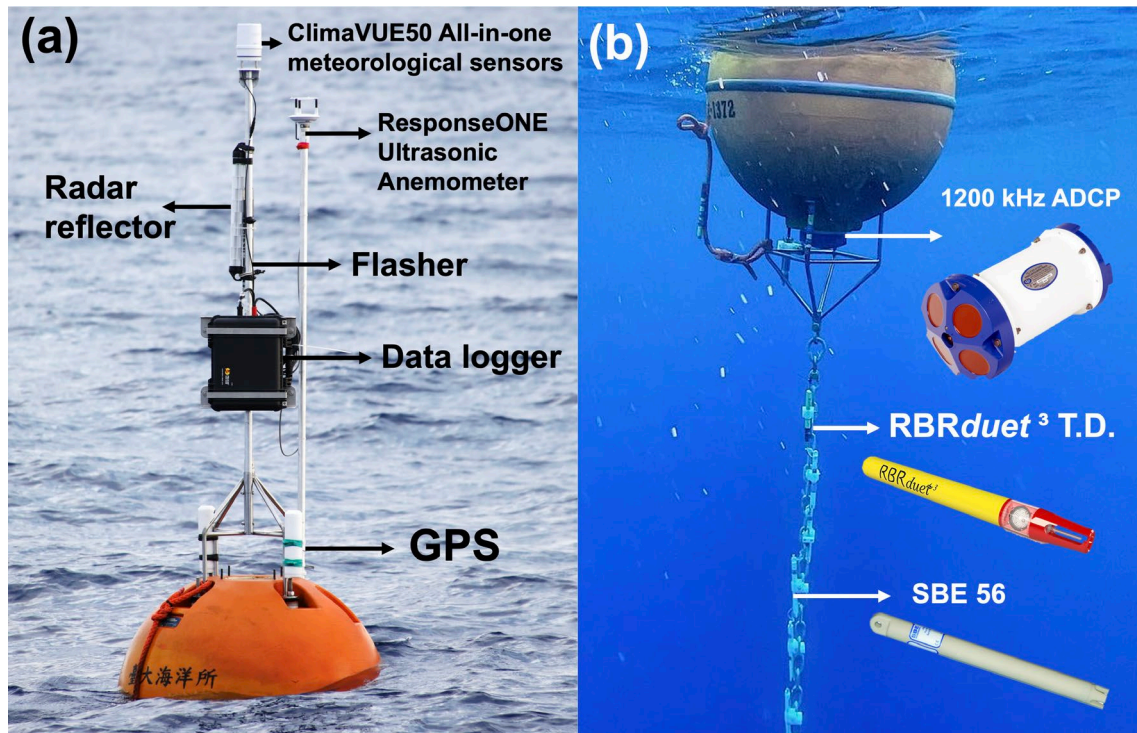


圖 2-2、SAFE 可高解析度觀測大氣及海洋，為一自由漂浮的觀測平台，實驗過程不需要研究船跟隨其後。(a)SAFE 水面上儀器，鐵架上架設可量測日照、風速/風向、氣溫、降雨及氣壓等參數的氣象觀測儀器、雷達反射計、記錄器及 GPS 系統。(b)SAFE 水面下儀器，包含 1200 kHz ADCP (示意圖取自 <https://rts.as/product/teledyne-rdi-workhorse-sentinel-adcp/>)、溫度計(示意圖取自 Sea-Bird Electronics Inc. 公司網頁)及溫壓計(示意圖取自 RBR 公司網頁)，可觀測上層 20 公尺海洋的流場及溫度變化。

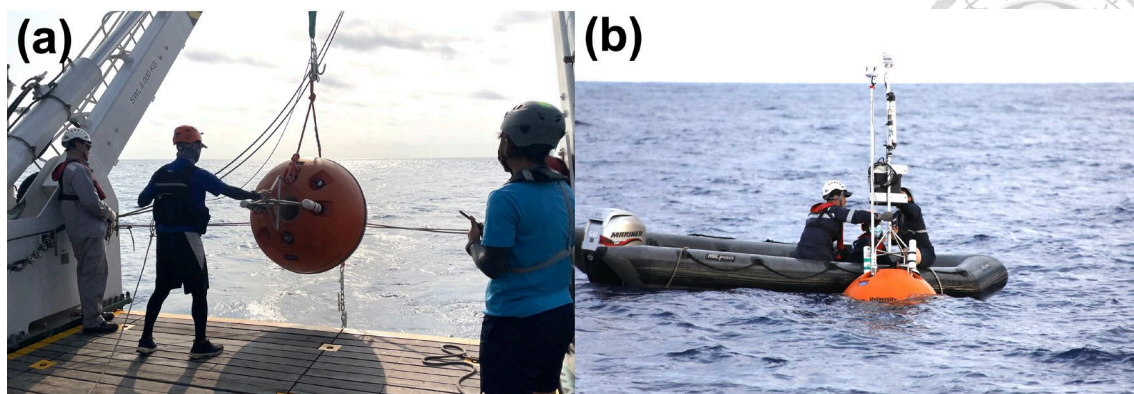


圖 2-3、SAFE 施放過程。(a)先於後甲板施放 SAFE 主體及水面下儀器。(b)科學團隊人員搭乘工作小艇至 SAFE 旁安裝氣象觀測儀器。

表 2-1、安裝在 SAFE 上鐵架的 ClimaVUE50 All-in-one meteorological sensors 儀器量測之各氣象參數測量範圍、解析度及準確度資料(資料取自：<https://www.campbellsci.com/climavue-50>)

測量項目	測量範圍 (Range)	解析度 (Resolution)	準確度 (Accuracy)
氣溫 (°C)	-50 ~ 60	0.1	±0.6
相對濕度 (%)	0 ~ 100	0.1	±3 (隨溫度及濕度變化)
氣壓 (hPa)	500 ~ 1100	0.1	±1(溫度-10° ~ 50 °C) ±5(溫度-40° ~ 60 °C)
水氣壓 (kPa)	0 ~ 47	0.01	±0.2 (溫度<40 °C)
風速 (m s ⁻¹)	0 ~ 30	0.01	0.3
風向(°)	0 ~ 359	1	±5
日射 (W m ⁻²)	0 ~ 1750	1	±5 %
降水 (mm h ⁻¹)	0 ~ 400	0.017	0 ~ 50
傾斜 (°)	-90 ~ 90	0.1	±1

閃電次數	0 ~ 65535	1	> 25% 檢測率 (隨距離變化)
閃電平均距離 (km)	0 ~ 40	3	變量

表 2- 2、SAFE 水面下鐵鍊上的 RBRduet³ T.D.溫壓計及 SBE 56 溫度計測量範圍、解析度及準確度資料。(RBRduet³ T.D. 資料取自 <https://rbr-global.com/products/compact-loggers/rbrduet-td/>、SBE 56 資料取自 <https://www.seabird.com/sbe-56-temperature-sensor/product?id=54627897760>)

測量儀器	測量範圍 (Range)	解析度 (Resolution)	準確度 (Accuracy)
RBRduet ³ T.D. 溫度 (°C)	-5 ~ 35	<0.00005	±0.002
RBRduet ³ T.D. 壓力 (dbar)	500	<0.001 % full scale	±0.05 % full scale
SBE 56 (°C)	-5 ~ 45	0.0001	± 0.002 (-5 ~ 35 °C) ± 0.01 (35 ~ 45 °C)

2.2 船載氣象系統

新海研 2 號的氣象系統架設在研究船頂高度約 19 公尺處(圖 2- 4)，記錄資料包含風速、風向、氣溫、氣壓、相對濕度以及日射，採樣頻率為 1 秒一筆，並以 Campbell Scientific 公司的 CR1000 Data logger 紀錄資料。



圖 2-4、新海研 2 號位於船頂的船載氣象系統。

2.3 水下自主觀測滑翔儀搭載 MicroPod 紊流系統

水下自主觀測滑翔儀(Seaglider)為自主水下載具(Autonomous Underwater Vehicle, AUV)的一種，儀器外觀長度約 1.8 公尺，最大直徑約 0.3 公尺，重量約 52 公斤(圖 2-5)，有著可長時間在指定地點作連續觀測之優點，Seaglider 藉由自身液壓幫浦改變浮力在水中上升/下沉，最深可下沉達約 1000 公尺，並在上升到達水面時透過銜衛星(Iridium)回傳資料，讓研究人員得到近即時的水文觀測資料以及 Seaglider 的位置，研究人員也可在此時傳送指令改變其航向及深度並監測其姿態等。Seaglider 可根據實驗需求安裝如鹽溫深儀(Conductivity Temperature Depth, CTD)、溶氧探針(Dissolved oxygen sensors)、紊流探針(Microstructure turbulence sensors)或 ADCP 等儀器。

Rockland Scientific International Inc. (RSI)公司出產的 MicroPod 紊流觀測系統可搭載在 Seaglider 上進行觀測，MicroPod 紊流系統包含 DataHub data logger 以及切變探針(MicroPod-S)及快溫探針(MicroPod-T)，DataHub 安裝在 Seaglider 內部，而切變及快溫探針則安裝在 Seaglider 外殼中段位置。本研究所使用之資料來自臺

大貴儀中心 Seaglider 編號 682(SG682)。



圖 2- 5、臺大貴儀中心 Seaglider 與搭載的 MicroPod 紊流系統(紅圈處)。



第三章 研究方法



本研究為了解上層海洋溫度及海流的小尺度物理變化，將透過本章節所介紹之研究方法進行分析。首先是探討分層切變流的穩定性，使用線性穩定分析 (Linear stability analysis)，也就是求解在 Taylor–Goldstein(T-G)方程式中微小振幅內波(線性內波)的特性，此可預測流體中不穩定的成長率(growth rate)、波長(wavelength)及垂直結構，並且計算梯度理查森數，討論背景環境是否有達到切變不穩定發生的基本條件(3.1 節)。如第一章所述，日暖層的發展可能受來自大氣變動造成動量及浮力通量改變，或是來自內部的物理機制驅動混合，因此了解上層海洋紊流的成因至關重要，本研究使用 Price-Weller-Pinkel (PWP)一維混合模式，可藉由輸入觀測到的氣象資料如風速、風向、短波輻射、降雨及初始海洋溫度剖面，模擬海洋在當時大氣狀態下所做出的反應，該模式完全不考慮海洋內波或平流等內部機制，因此若模擬結果與觀測結果差異不大，可解釋為該處的混合主要受大氣驅動(3.2 節)。在觀測結果中，若流體發生密度翻轉事件，可視為紊流所造成，為討論上層海洋中各種不穩定性所引發的紊流混合之強度，將觀測到的高解析度溫度剖面使用 Thorpe scales 方法推算紊流動能散率(ε_T)，討論在時間或是觀測地點不同時，上層海洋的紊流會有如何的表現(3.3 節)。

3.1 分層切變流的穩定性

3.1.1 線性穩定分析

於無黏性、不可壓縮、布氏近似(Boussinesq approximation)、具有流切且分層環境下的流體，其受到的微小擾動可用 Taylor–Goldstein(T-G)方程式表示(Goldstein, 1931; Taylor, 1931)：

$$(U - c)^2 \left(\frac{d^2}{dz^2} - k^2 \right) \hat{\psi} - \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \hat{\psi} + \frac{N^2}{U - c} \hat{\psi} = 0 \quad (\text{式 3-1})$$

其中 $\psi(x, z, t) = \hat{\psi}(z)e^{ik(x-ct)}$ 為流函數(stream function)； $k = 2\pi/\lambda$ 為實數水平波數(wavenumber)， λ 為波長； $c = c_r + ic_i$ 為複數相速度； U 為未受擾動的背景流； $N = \sqrt{-(g/\rho_0) \partial \bar{\rho} / \partial z}$ 為浮力頻率(buoyancy frequency)。

線性穩定分析為利用調和函數(harmonic function)帶入求解 T-G 方程式(式 3-1)的特徵值問題(eigenvalue problem)。T-G 方程式的每個解，由不同波數 k 對應一組特徵函數-特徵值集合 $\{\hat{\psi}(z), c\}$ ，每一組集合被稱作一個模態(mode)。如果任何模態中的 $c_i > 0 (< 0)$ ，則微小擾動會以成長率 $(\sigma = kc_i)$ 指數性地成長(衰減)，流體可能逐漸發展成切變不穩定，臨界深度(critical level, z_c)定義為 $U(z_c) - c_r = 0$ ，可視為不穩定從背景流中提取能量的深度。

本研究使用由 Lian et al. (2020) 發展的 MATLAB 程式碼(網址：<https://blogs.oregonstate.edu/salty/matlab-tools-to-solve-the-viscous-taylor-goldstein-equation-for-both-instabilities-and-waves/>)，其為利用矩陣法求解 T-G 方程，並考慮黏性及擴散，本研究分析時給定的黏性及擴散率參考自 Hughes et al. (2021)，皆設為 $5 \times 10^{-5} m^2 s^{-1}$ ，該數值足夠大，使得成長率不會隨著波數上升而增加，但也足夠小，以符合在最初靜止的流體中發展不穩定性。而由於 SAFE 上溫度計擺放不等間距，因此密度剖面線性插值至和流速剖面相同的垂直解析度(1 公尺)。為減少邊界對分析結果的影響，本研究將觀測剖面從 20 公尺延長至 50 公尺深，並且假設 20-50 公尺處的溫度及流場為均勻。

當分析結果發生以下情況時，則不考慮該分析結果，篩選標準參考自 Smyth et al. (2011)。

- (1) 由於 ADCP 的垂直解析度為 1 公尺，Hazel (1972) 指出最不穩定模態的波長約為切變層厚度的 2π 倍，而為了避免插值影響，本研究不考慮波長小於 12 公尺的最不穩定模態(即切變層厚度小於 2 公尺的情況)。
- (2) 將每一組模態對應之成長率繪製出，通常曲線會為拋物線，其中會有最不穩定

的模態(即成長率最大)，如果沒有相對最大的成長率，本研究將不考慮所有模態。

- (3) 由於剖面 20 至 50 公尺為本研究為避免邊界效應所自行延長之剖面，因此若臨界深度位於 20-50 公尺，本研究則不考慮該結果。

3.1.2 Miles-Howard 準則

Miles (1961)和 Howard (1961)推導出一個方便的準則(criterion)，可判定流體的穩定性，而不需求解 T-G 方程式，其以梯度理查森數(Gradient Richardson number)作為標準，理查森數表示為：

$$Ri_g = \frac{N^2}{S^2} \quad (\text{式 3-2})$$

其中 $S^2 = (\partial U / \partial z)^2 + (\partial V / \partial z)^2$ 為東西向流與南北向流垂直切變的平方。當流體剖面每一層的理查森數皆高於 0.25，此時 T-G 方程式僅會出現穩定的解，意即虛部波速 $c_i = 0$ 。需注意的是， $Ri_g > 0.25$ 為流體處於穩定狀態的必要條件，但 $Ri_g < 0.25$ 不能保證切變不穩定的發生，僅為發生切變不穩定的必要但非充分條件。此判據的物理意義是，切變是為造成流體不穩定的來源，而分層是抑制不穩定發生的條件，理查森數皆高低於 0.25 的意義是，當切變平方大於分層頻率平方 4 倍時，切變可突破分層之限制，使得微小擾動可能成長為不穩定。



3.2 Price-Weller-Pinkel 一維混合模式

Price et al. (1986)提出了 Price-Weller-Pinkel (PWP)一維混合模式，該模式中輸入海氣通量，應用於給予的初始溫度、鹽度及速度剖面，即可模擬受到大氣狀態變化影響的上層海洋混合過程。模式中海洋內部的溫度、鹽度及速度的時間變化會根據收支方程式運作，並且須遵守重力穩定、混合層穩定及切變穩定三項條件，若不符合則將該層與其下一層進行混合直到穩定。本研究中所使用的 PWP 模式 MATLAB 程式碼改寫自奧勒岡州立大學的 Sally Warner：
<https://github.com/OceanMixingGroup/mixingsoftware/tree/master/pwp>。

3.2.1 海氣通量邊界條件

PWP 模式中需輸入物理量作為邊界條件，本研究使用第二章所介紹之氣象觀測系統所得資料，並套用 Fairall et al. (2003)提出的 TOGA-COARE 3.0 海氣通量計算式 (MATLAB 程式碼來自：ftp://ftp1.esrl.noaa.gov/BLO/Air-Sea/bulkalg/cor3_0/)，放入觀測所得風速、濕度、日射、氣溫、氣壓、降水及海溫，即可得到可感熱通量、潛熱通量及風應力等海氣通量參數，再進行後續模擬，PWP 模式中的邊界條件如下：

- i. 海氣熱通量(air-sea heat flux), F

$$F(0) = Q_{net} = Q_{SWR} + Q_{LWR} + Q_{LH} + Q_{SH} \quad (\text{式 3-3})$$

Q_{SWR} 為短波輻射，可直接使用氣象觀測系統所得； Q_{LWR} 為長波輻射，本研究在模式中設為定值 -200 W m^{-2} ； Q_{LH} 為潛熱； Q_{SH} 為可感熱。 Q 向下為正值， $F(0)$ 意即位於 $z=0$ (海表面) 的海氣熱通量。

- ii. 鹽度通量(freshwater flux), E

$$E(0) = F_s = S_z(E - P) \quad (\text{式 3-4})$$

S_z 為鹽度； E 為蒸發； P 為降水。在本研究中由於無搭載鹽度觀測系統並且觀測期間皆無降水，因此鹽度通量皆設為 0， $E(0)$ 意即位於 $z=0$ (海表面) 的



鹽度通量。

iii. 動量通量(momentum flux), G

$$G(0) = \tau = \rho_a C_D U_{10}^2 \quad (\text{式 3-5})$$

τ 為風應力； ρ_a 為空氣密度($\rho_a = 1.23 \text{ kg m}^{-3}$)； C_D 為拖曳係數； U_{10} 為 10 公尺高風速， $G(0)$ 意即位於 $z=0$ (海表面) 的動量通量。

3.2.2 收支方程式

PWP 模式中，海洋內部的垂直混合僅受到來自當地海表的热通量及動量通量所控制，意即在模式中，海洋的内部變化並不會受到來自其他海洋内部環境變動所影響，隨時間發展表示為以下一維收支方程式：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{-1}{\rho_0 c_s} \frac{\partial F}{\partial z} \quad (\text{式 3-6})$$

$$\frac{\partial S_z}{\partial t} = -\frac{\partial E}{\partial z} \quad (\text{式 3-7})$$

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -f \times \mathbf{V} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial G}{\partial z} \quad (\text{式 3-8})$$

T 為海水溫度。 ρ_0 及 c_s 為海水的參考密度($\rho_0 = 1024 \text{ kg m}^{-3}$)及比熱($c_s = 4016 \text{ J kg}^{-1} \text{ C}^{-1}$)； $\mathbf{V}$ 為水平方向流速的垂直剖面； f 為科氏參數， $f = 2\omega \sin \varphi$ ， ω 為地球自轉角速度； φ 為所在的緯度。在 PWP 中定義 z 向下為正。

海水表面吸收日射後，隨深度會呈現雙自然對數函數遞減(Kraus, 1972)：

$$I(z) = I(0) \left[I_1 \exp\left(-\frac{z}{\lambda_1}\right) + I_2 \exp\left(-\frac{z}{\lambda_2}\right) \right] \quad (\text{式 3-9})$$

下標 1 及 2 分別代表短波輻射及長波輻射， z 為海水深度，海表處為 $z = 0$ 。根據 Paulson and Simpson (1977) 提供的經驗參數，副熱帶太平洋在晴朗穩定的天氣狀況下，(式 3-9) 會表示為：

$$I_1 = 0.62, \lambda_1 = 0.6 \text{ m}$$

$$I_2 = 1 - 0.62, \lambda_2 = 20 \text{ m}$$

從此案例可以發現，一半以上的熱通量都在上層海洋 1 公尺內被吸收，其餘熱

通量隨深度遞減，最終可延伸至約 20 公尺處。雖然從(式 3-12)中可以得知熱通量大約都被限制在近海表處，但實際上通常會觀測到吸收到的熱通量延伸到約 $O(10\text{ m})$ ，代表 $F(z)$ 曲線的變化受到風應力造成的混合不可忽視。

3.2.3 混合過程

在 PWP 模式中，需要滿足三項條件才能維持模式穩定，若有一項不符合，則會驅動模式混合，將邊界條件混到下一層，其過程順序為：

i. 重力穩定(static stability)

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} \geq 0 \quad (\text{式 3-10})$$

$\partial \rho / \partial z$ 為模式中海洋層與層之間的密度差，穩定狀態為密度由淺至深為低至高，若不符合此條件(即 $\partial \rho / \partial z < 0$)，模式會將其與下一層混合，直至達到穩定。此項混合過程為模擬的為當熱能從海表逸散時造成密度變化所以引發的自由對流(free convection)，相較風應力(τ)及海氣熱通量(Q)所造成的混合，自由對流所造成的混合通常很淺($<1\text{ m}$)。

ii. 混合層穩定(mixed layer stability)

$$Ri_b = \frac{g \Delta \rho h_m}{\rho_0 (\Delta V)^2} \geq 0.65 \quad (\text{式 3-11})$$

混合層穩定條件由整體理查森數(bulk Richardson number, Ri_b)為標準， h_m 定義為混合層厚度， $\Delta \rho$ 為該層和其之下一層的密度差異， ΔV 為該層和其之下一層的流速差異，當 $Ri_b < 0.65$ ，則會驅動混合，形成新的混合層，並且所有參數在新的混合層為均勻的。模式會重複該過程，直到整個水層的 $Ri_b \geq 0.65$ 。

iii. 切變穩定(shear flow stability)

$$Ri_g \geq 0.25 \quad (\text{式 3-12})$$

切變穩定條件由梯度理查森數(gradient Richardson number, Ri_g)為標準。該項條

件用於驅動切變不穩定，首先會計算模式中每一層的 Ri_g 並找到最小值，如果 $Ri_g < 0.25$ 則上下層混合，使得 Ri_g 增加，後再次計算 Ri_g 並尋找最小值，重複此步驟直到每一層的 $Ri_g \geq 0.25$ 。

Price et al. (1986)在附錄中進行了穩定條件的測試。觀測到當 $F = 855 \text{ W m}^{-2}$; $\tau = 0.07 \text{ N m}^{-2}$ (風速約 6 m s^{-1})，上層海洋的熱量被限制在深度 9 公尺，溫度提升 0.22°C 。將相同海氣通量參數放入 PWP 模式，且僅考慮自由對流(重力穩定條件)，此時模式完全關閉風的效應，單純透過表面熱量逸散驅動混合，模擬結果顯示，中午時熱量僅被限制在深度 1.5 公尺處，且溫度提升了 1.6°C 。此數據可以得知，在無風或風速非常微弱的情況，熱量會被限制在近表層。一般在風速並不微弱的情況下，要模擬出更合理的混合層，風應力所驅動的混合不可忽視。



3.3 Thorpe scale 方法

Thorpe scale 方法利用垂直密度翻轉(overtuning)的尺度，間接推算紊流動能散率(ε) (Thorpe, 1977)。一般在海水分層穩定的情況下，深度由淺至深為密度由低至高排列，但實際上經常會發現觀測到紊流造成的垂直密度翻轉，導致密度剖面有密度高的海水在淺，密度低的海水在深的現象。假設有一觀測資料為 n 個格點的密度剖面 ρ_n ，每一格點所在的深度為 z_n ，此時將觀測到的剖面重新依照深度淺至深為密度低至高排列成穩定狀態後，得到一新剖面 ρ_m ，對應每一格點所在的深度為 z_m 。Thorpe 位移(Thorpe displacement, d)即為：

$$d = z_m - z_n \quad (\text{式 3-13})$$

海水翻轉向上(下)則位移 d 為正(負)。通常從海表開始尋找 $d \neq 0$ 至下一個 $d = 0$ 的前一格點，將此區段視為一密度翻轉事件，而 Thorpe scale(L_T)即為一段密度翻轉事件垂直位移的均方根：

$$L_T = \sqrt{\overline{d^2}} \quad (\text{式 3-14})$$

而紊流動能散率則用下式計算：

$$\varepsilon_T = a^2 L_T^2 N^3 \quad (\text{式 3-15})$$

常數 a 為 L_O/L_T ， L_O 為 Ozmidov scale， $L_O \equiv \sqrt{\varepsilon/N^3}$ ，用於描述穩定分層下紊流的長度尺度。 a 通常為接近 1 的數字(Mater et al., 2015)，不同論文算出結果會不同，平均來說取 $a = 0.8$ (Dillon, 1982)。

本研究由於缺少鹽度觀測資料，僅會使用溫度計算密度，後再進行紊流動能散率推算。

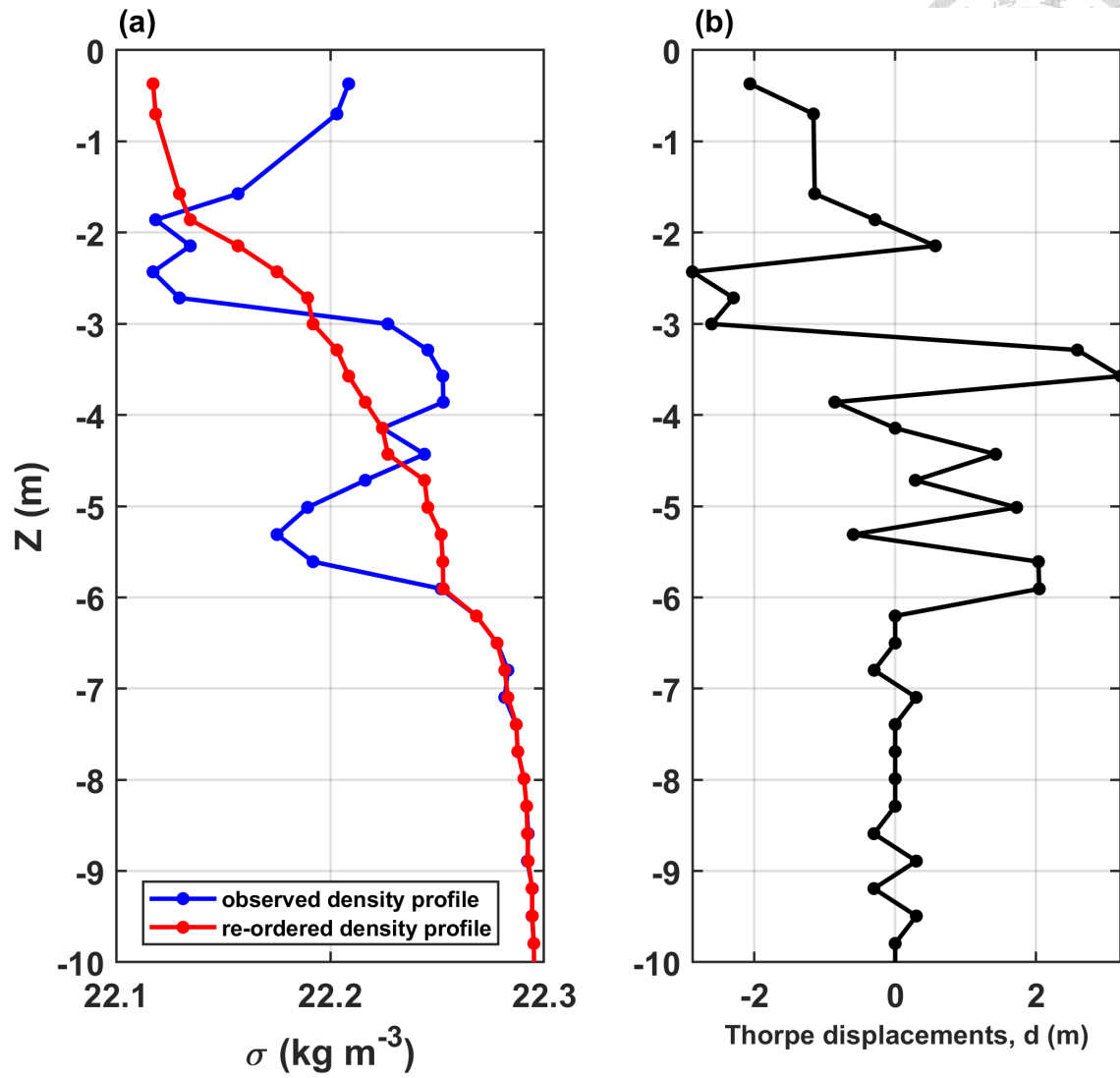


圖 3- 1、Thorpe scale 方法示意圖。(a)中藍線為觀測資料直接繪出的密度剖面；紅線為從淺至深將密度從低至高重新排列後的密度剖面。(b)為根據圖(a)中的密度剖面所計算出的 Thorpe 位移。



第四章 船基海氣通量/交換觀測系統觀測結果

吹拂和風($\leq 8 \text{ m s}^{-1}$)及日照充足的情況下，吸收短波輻射後的上層海洋可形成日暖層，大洋之中大約可深達 10 公尺(Fairall et al., 1996; Hughes et al., 2020)，其發展過程受到大氣的動量及浮力通量變化以及海洋內部擾動影響。為能更好地了解日暖層中的物理過程，本章節將敘述兩組在和風情況下的 SAFE 的高解析度觀測資料結果，第一筆觀測地點位於臺灣西南海域(4.1 節)，其背景環境類似於過去較多文獻的實驗地點，為較平靜的開放洋區。第二筆觀測位於綠島周遭(4.2 節)，該處則是背景環境較為特殊，會受到島嶼渦流所影響，為過去文獻較少進行實驗之場所。本章會先分別關注兩處在整段觀測期間內，上層海洋的海溫及海流變化過程，並先作出初步的物理機制推測與敘述。過去對於如何定義日暖層的深度，各文獻尚無一個統一的定義方法，由於日暖層可使海溫升高約 $0.2\text{-}1^{\circ}\text{C}$ 左右(Bernie et al., 2007; Sutherland et al., 2016)，因此本研究後續定義的日暖層深度(厚度)為溫度低於最近表的第一支溫度計 0.2°C 的深度，在臺灣西南海域的觀測中最近表的溫度計深度約為 -0.5 m ；綠島的觀測中最近表的溫度計深度約為 -2 m 。

4.1 臺灣西南海域

本節討論 2022 年 4 月在臺灣西南海域佈放後向東南漂流(圖 4- 1)，共計觀測約 24 小時的實驗結果(圖 4- 2)，此筆觀測資料為 13 日下午 16 時開始觀測，從溫度剖面(圖 4- 2(a))可以看出上層 5 公尺存在日暖層，溫度相較其以下的海水高約 1°C ，並且此時風速為較微弱的偏南風(圖 4- 2(e))， $< 5 \text{ m s}^{-1}$ ，可以推測 13 日白天的日射應十分充足，並且風速應持續維持在較弱的狀態，這使得上層海水能夠被充分加熱，並形成日暖層直至 SAFE 開始觀測，當 18 時太陽下山後(圖 4- 2(d))，日射 $\sim 0 \text{ kW m}^{-2}$ ，近表層海水不再增溫，且較溫暖的海水開始往深處延伸，過程可能是受夜間輻射冷卻效應影響，海表水逐漸降溫，並引發對流不穩定，衍生之紊流將近表層溫暖海水逐漸向深處擴散，至 14 日 0 時，上層 20 公尺的海水相較傍晚 16 時的

海水低約 1°C ，且為均勻的狀態。14 日 2 時，風向轉為偏北風並逐漸增強，直至 6 時日出，風速已增強至約 $5\text{-}10\text{ m s}^{-1}$ ，而來自太陽的日照短波輻射也開始加溫海水，至 11 時，日暖層逐漸已經形成，並且厚度約為 15 公尺，相較於 13 日的日暖層，此次的日暖層溫度低了約 1°C 且厚度增為三倍，維持至 13 時後，上層 20 公尺逐漸恢復為一個均勻的狀態，14 日 16 時結束此次觀測。本研究關注在 14 日 6 時至 16 時這段時間的海水加溫過程，可看到在日暖層存在時流速有對應變化，尤其是南北方向流速，在日暖層深度範圍內，流速反較其更深處來得弱，可能是此時風速增強後吹動了近表層海水，而 SAFE 主體移動速度受其影響，此時 SAFE 相對下層海流速度移動更快，使得這時 ADCP 會量測到「反向」的流速，而日暖層深度內的流速較弱則是由於強烈日噴流之影響，實際上並非真的為較弱的流，是該處相對 SAFE，其南向流更強一些。

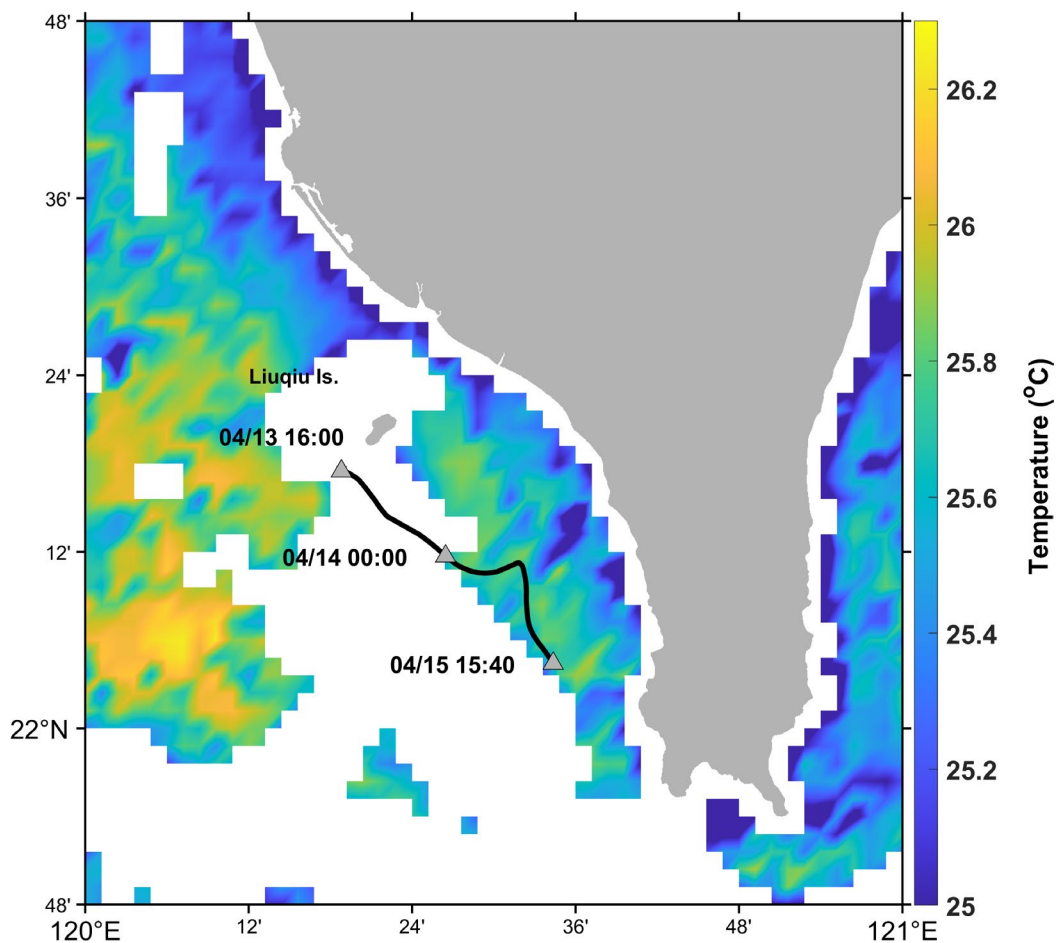


圖 4- 1、臺灣西南海域觀測軌跡，背景為 4 月 13 日及 4 月 14 日海洋表面溫度平

均，海洋表面溫度資料來自向日葵衛星 <https://www.eorc.jaxa.jp/ptree/>。

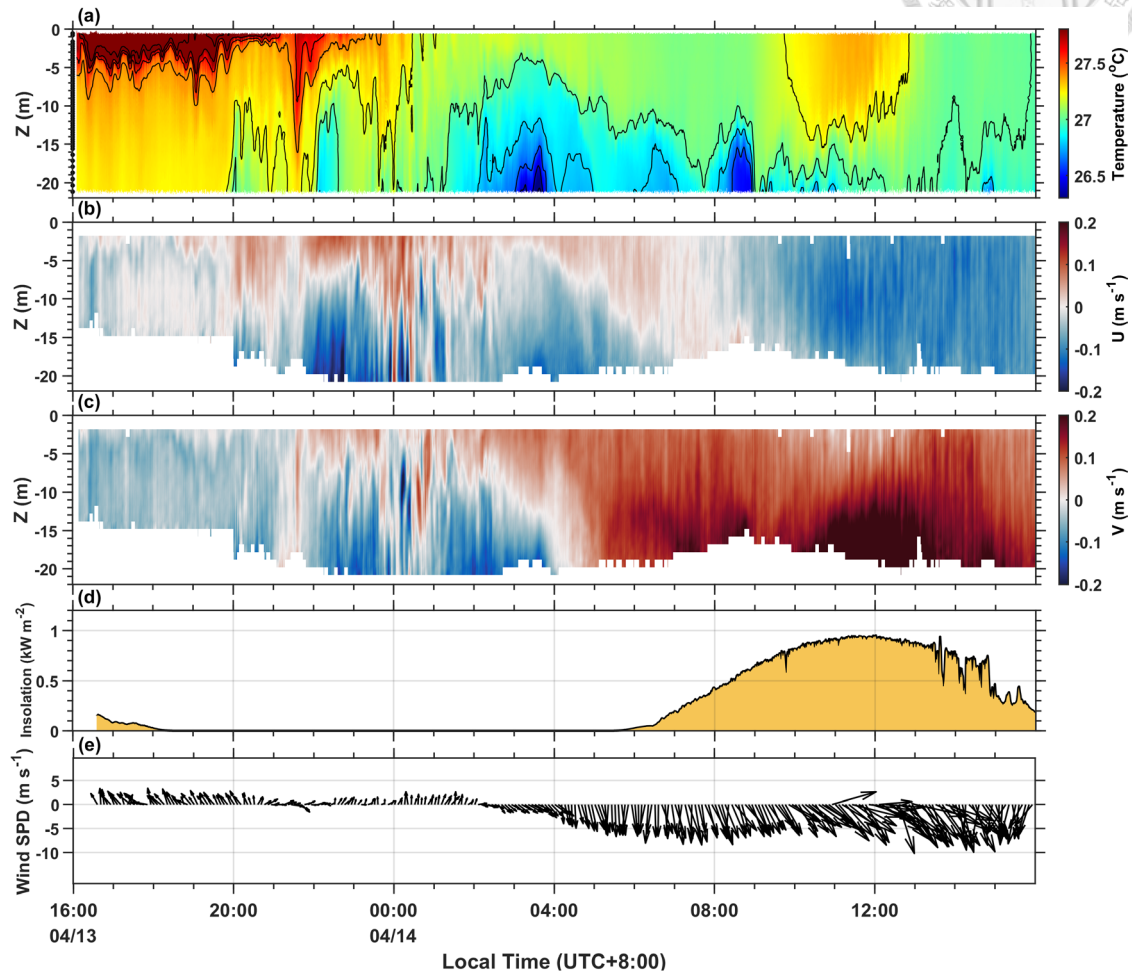
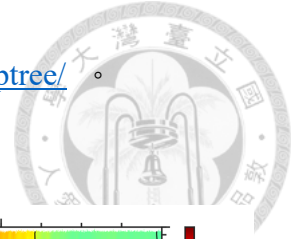


圖 4-2、臺灣西南海域 SAFE 觀測結果。(a)溫度剖面，黑點為溫度計所在深度；(b)東西向流速剖面；(c)南北向流速剖面；(d)日射；(e)風速及風向。

在 14 日 6 時至 16 時這段觀測期間(圖 4-3)，風速來到 $5\text{--}10\text{ m s}^{-1}$ ，這裡的日暖層厚度大約為 15 公尺，為更直觀討論，在圖 4-3 中(b)及(c)的流速為扣除垂直平均後之值，從南北方向流可以看見上層 10 公尺的流速較更深處強，此現象為風應力將動量傳入海洋後，被限制在日暖層內所造成的日噴流，當日暖層在 13 時逐漸不明顯後，日噴流速度也隨之減弱。在這段期間，觀察到在日暖層底部(10-15 m)有等溫線的週期震盪(圖 4-3(a)桃紅色雙箭頭範圍處)，似乎與日暖層之加深有關。

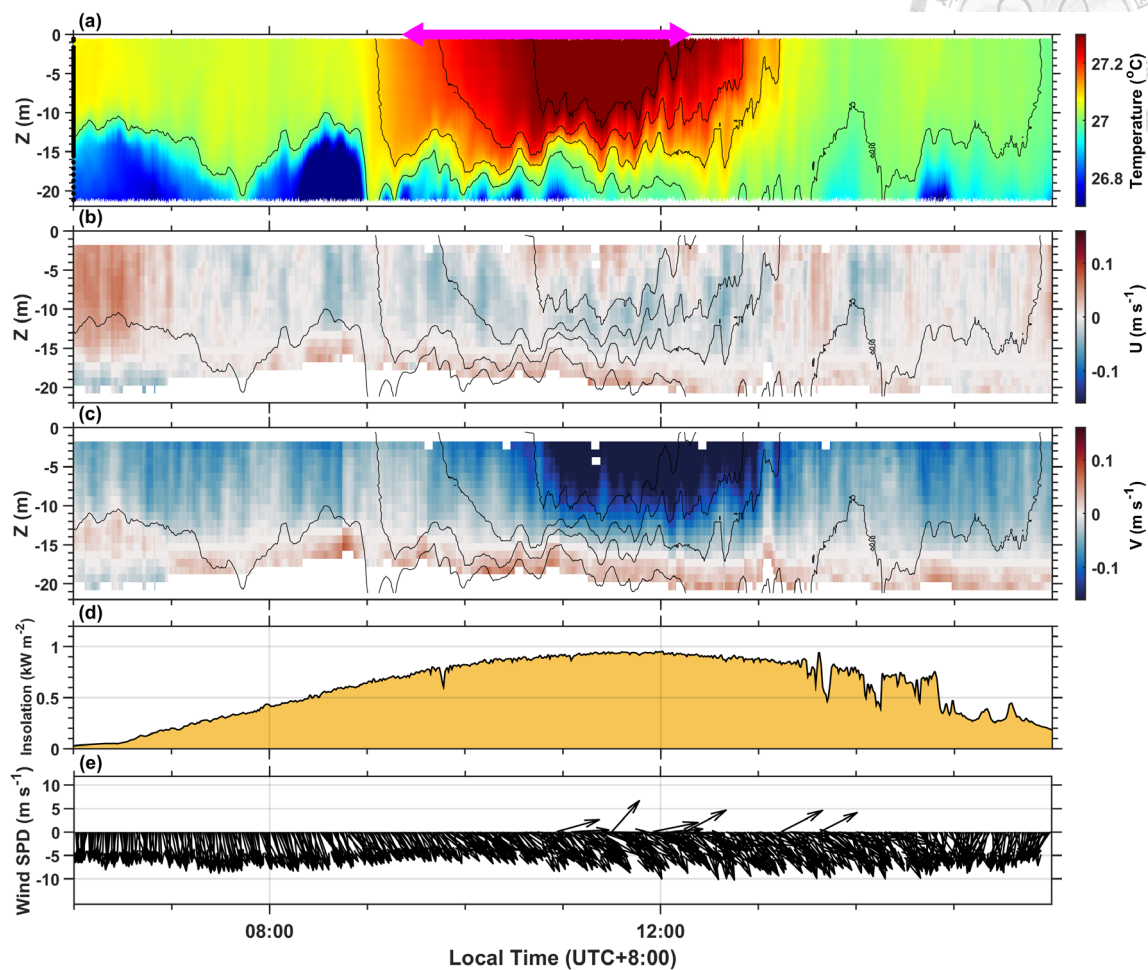


圖 4- 3、臺灣西南海域 SAFE 於 4 月 14 日 6 時至 16 時觀測結果。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4- 2。桃紅雙箭頭範圍為圖 4-4 時期。流速剖面中的黑輪廓線為(a)的等溫線。

在 14 日 9 時 30 分至 12 時 10 分這段期間(圖 4-4)，從溫度剖面可以在日暖層底部，深度約 15 至 20 公尺處觀察到有等溫線起伏，在 10 時 30 分後更有明顯內波列(internal wave train)結構，等溫線約有 8 次較明顯的起伏(圖 4-4(a)標號)，但可看到其上有著捲成(roll-up)的現象，若放大 11 時 30 分至 12 時 10 分的更細節處(圖 4-4(f))至 12 時後，則可見其逐漸破碎(breaking)，此為 KH 波(KH billow)的經典特徵(Andreassen et al., 1998; Troy & Koseff, 2005; Smyth & Moum, 2012)，過去已有不少研究在日暖層中觀測到日噴流(如：Wijesekera et al., 2020; Chang et al., 2023)以及

其底部可能發生 KH 不穩定，這些研究是經由計算理查森數，發現在日噴流底部的理查森數小於臨界值(<0.25)，據此推測在日噴流底部會發生切變不穩定性，故仍缺少直接的觀測證據，而本研究在此則經由高解析度 SAFE 平臺量測，直接觀測到有 KH 波特徵的現象及其發展，為和過去大部份文獻最大的差異之處，獲得了進一步了解其扮演之角色的機會。

在進入後面進一步討論此處海溫變化機制前，先就前人研究的成果來總合目前海氣象資料的相應變化，目前有兩個過程解釋推論：第一種機制與內波成長有關，首先，風吹並造成內波，由於內波的斜壓運動，造成水平方向的流垂直切變增強，降低了理查森數直至低於臨界值，並逐漸發展成 KH 波；第二種可能的機制則與海氣動量傳述有關，過程是當風應力將動量傳入海洋後，動量被限制在日暖層中，造成日噴流並增強垂直切變，後再發展成 KH 波。在此，暫時無法斷定是經過何種過程，但並不排除內波參與其中的可能性。

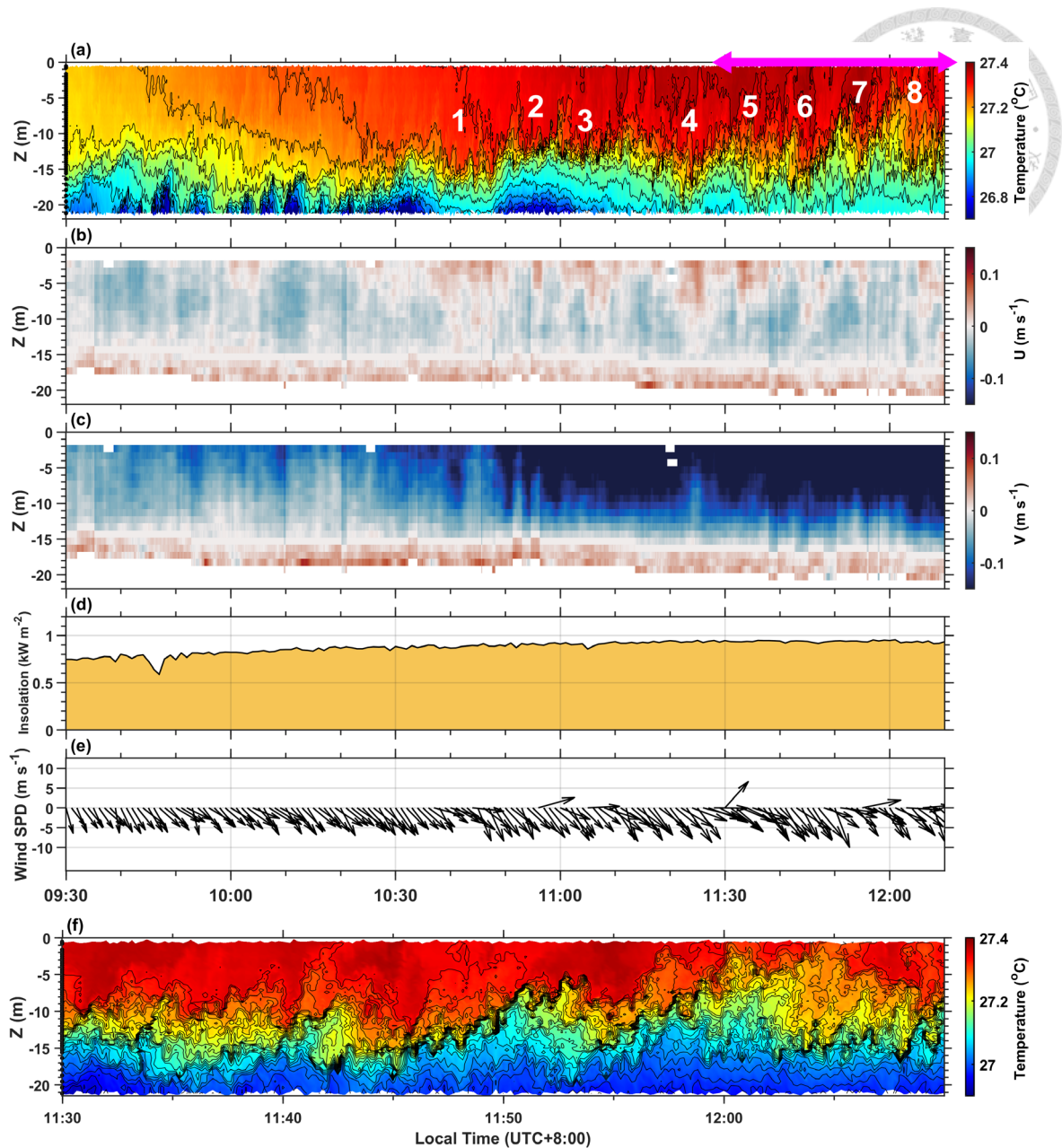


圖 4-4、臺灣西南海域 SAFE 於 4 月 14 日 9 時 30 分至 12 時 10 分觀測結果。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2；(f)為圖(a)桃紅色雙箭頭範圍放大後的溫度剖面。

4.2 綠島

本節討論 2021 年 5 月在綠島渦流區佈放(圖 4-5)，並共計觀測約 34 小時的實驗結果(圖 4-6)，本次觀測經歷了兩次太陽加溫(圖 4-6(d))，從溫度剖面(圖 4-6(a))及流速剖面(圖 4-6(c,d))可以看出此次觀測在不同空間背景下，溫度及流場表現有明顯的差異，在此，透過其漂流軌跡並考慮前人研究的背景條件下將觀測結果分為



三個階段，第一階段(圖 4-5 紅線及圖 4-6 紅色雙箭頭範圍)為迴流區時期；第二階段(圖 4-5 藍線及圖 4-6 藍色雙箭頭範圍)為東邊自由切變層區時期；第三階段(圖 4-5 桃紅線及圖 4-6 桃紅色雙箭頭範圍)為黑潮下游時期。首先關注溫度的部分，整體來說，可以看到溫度在迴流區內，相較於在自由切變層時期及黑潮下游時期溫度來得更低，符合 Chang et al. (2013)所提及的迴流區海水溫度會較低的特徵。在 14 日的日出後逐漸在上層 5 公尺處形成日暖層，並且隨著時間，熱能開始逐漸往深處傳遞，到了中午 12 時，日暖層深度已延伸至約 20 公尺處，而日射值開始則在 0.1 kW m^{-2} 到 1 kW m^{-2} 間變動，顯示此時的天氣狀態可能為一個多雲的情況，不利於日暖層的發展，近表層溫度也並無繼續升高的現象。日落後由於近表層水冷卻，造成重力不穩定，從而引發夜間的對流混合，可以看到夜間上層 20 公尺的溫度為均勻的狀態。

有趣的是，在 20 時至 21 時觀測到的溫度突然提升了 1°C ，並且是上層 20 公尺都均勻高溫的一個狀態，與前段所述對流不穩定的現象衝突。根據漂流軌跡檢視，此時是 SAFE 正好漂流到剛綠島西邊的自由切變層，並且較高溫是由於切變層區的強烈垂直混合，會將較溫暖的黑潮水在此與迴流區的水交互作用，導致在夜間觀測到這段高溫，在 14 日 23 時，當 SAFE 進入綠島東邊的自由切變層，可以看到溫度一樣變得較高，且上層 20 公尺呈現均勻狀態，而溫度及流速都有著高頻的變化(圖 4-7)，波動週期約為 2 分鐘，觀測結果表現類似於經常發生在鋒面處的對稱不穩定性(symmetric instability)的特性，本研究透過 Thomas et al. (2013)所發展的 Thomas angle 方法對此做了簡單分析(結果未詳列於本文中)，發現此處確實可能有發生對稱不穩定性的機會，但由於此現象非本研究主要探討之主題，因此並無進行更深入之討論。當 SAFE 離開自由切變層區進到黑潮下游，雖然為夜間，但卻可以看到上層 5 公尺有層較溫暖的水層，相較其更深處高了約 1°C ，因此，本研究推論，這可能是前一日白天黑潮上游被太陽加熱過後的海水被平流帶來此，此處相較自由切變層區或迴流區平靜，也更接近過去大多文獻討論日暖層的背景環境，為一個

較開放大洋區的狀態，因此可以看到白天被加熱的海水，並無快速地混合至深處，而是依舊存在於近表層。至此可以了解到，迴流區及自由切變層這種特殊的背景環境所造成的混合會影響上層海洋的熱能擴散，進而影響日暖層之表現。在此本研究關注在第一天 SAFE 位於迴流區內時的觀測結果，於下段進行進一步討論。

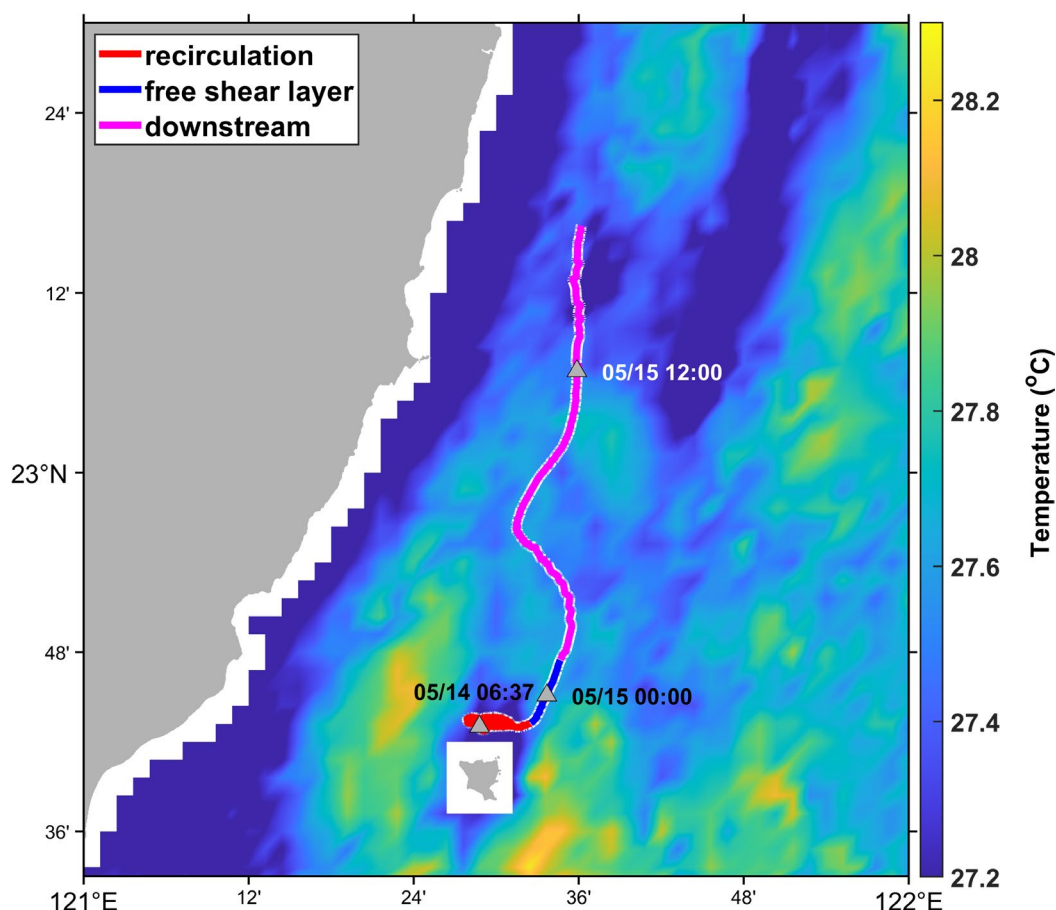


圖 4-5、綠島觀測軌跡，紅線為迴流區時期；藍線為東邊自由切變層區時期；桃紅線為黑潮下游區時期，背景為 5 月 13 日 21 時至 5 月 14 日 6 時的海洋表面溫度平均，海洋表面溫度資料來自向日葵衛星 <https://www.eorc.jaxa.jp/ptree/>。

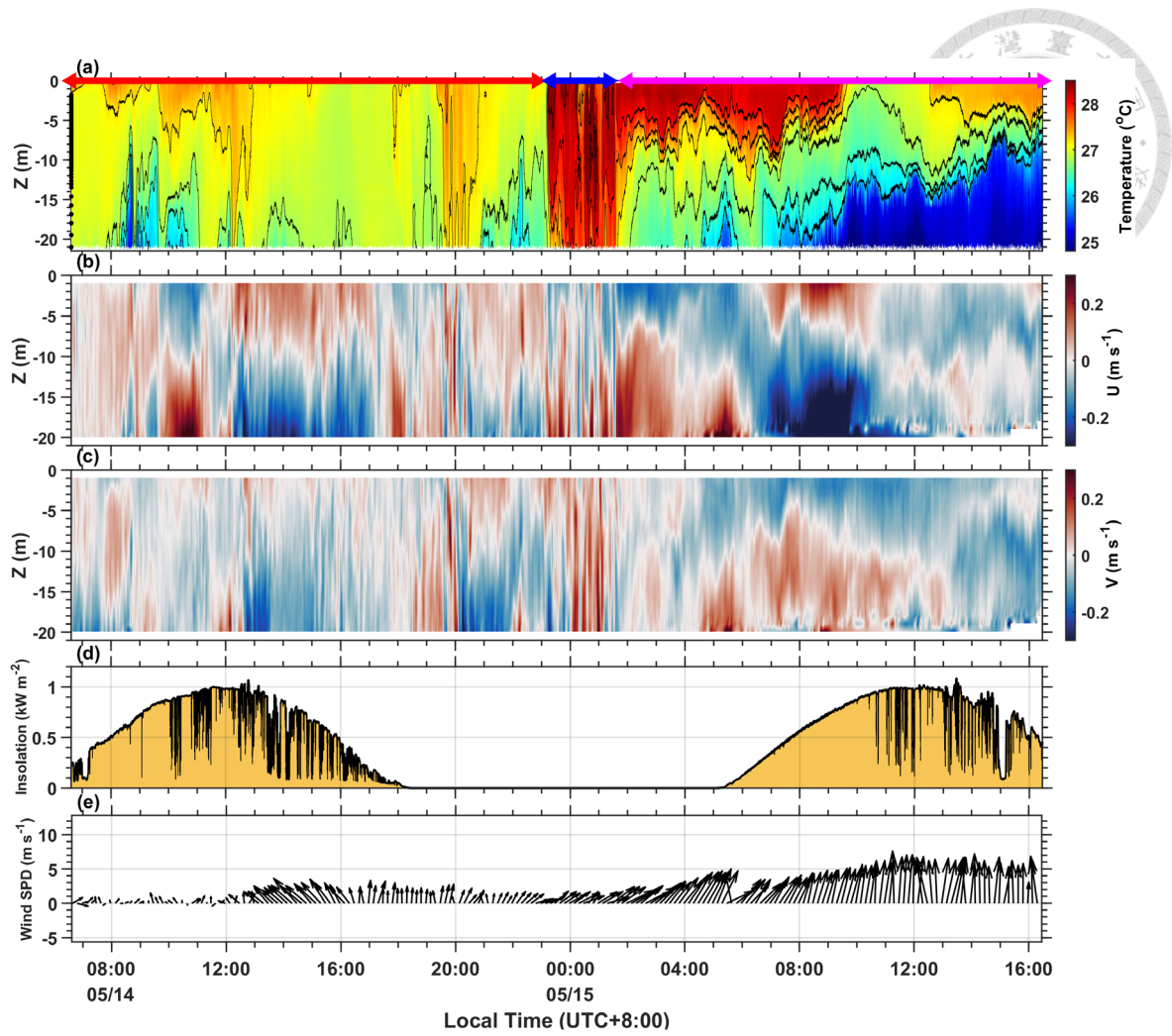


圖 4-6、綠島 SAFE 觀測結果。紅色雙箭頭範圍為綠島迴流區階段；藍色雙箭頭範圍為自由切變層階段；桃紅色雙箭頭範圍為黑潮下游階段。(a)、(b)、(c)、(d)、(e) 同圖 4-2。

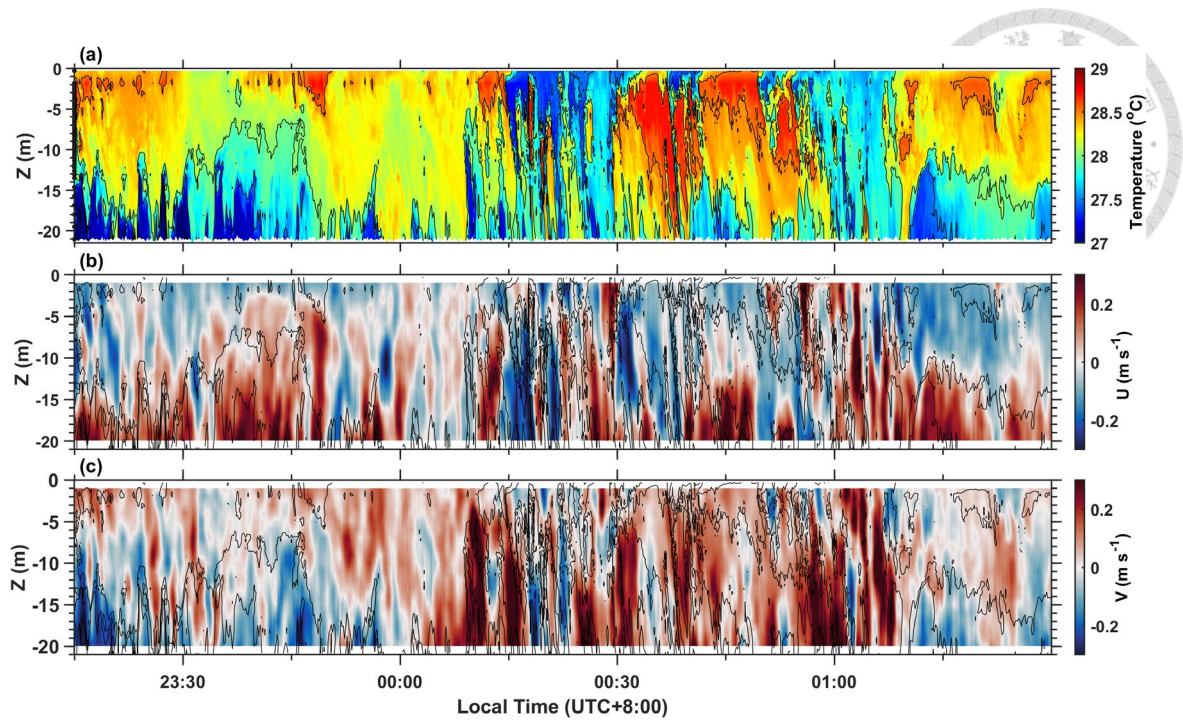


圖 4- 7、SAFE 於綠島東邊自由切變層區觀測結果(圖 4-6 藍色雙箭頭範圍)。(a)、(b)、(c)同圖 4- 2，(b)、(c)中的黑線為(a)中等溫線。

在和風情況下，開放大洋的日暖層通常會被限制在上層 10 公尺內(Fairall et al., 1996; Hughes et al., 2020)，在風速更為微弱($\leq 4 \text{ m s}^{-1}$)的情況下，Hughes et al. (2021) 觀測到的日暖層都限制在上層 4 公尺以內，然而本研究 SAFE 於綠島迴流區中的觀測，觀測到日暖層延伸到大約 20 公尺處(圖 4- 8(a))，在較低風速的情況下，熱卻可以被混合到較深的地方，顯示這邊造成混合並導致日暖層加深的原因有除了風以外的因素，可能為迴流區內部的物理機制所導致，本研究發現，在日暖層加深期間，在餘留層存在等溫線震盪(圖 4- 8(a)桃紅色雙箭頭範圍)。

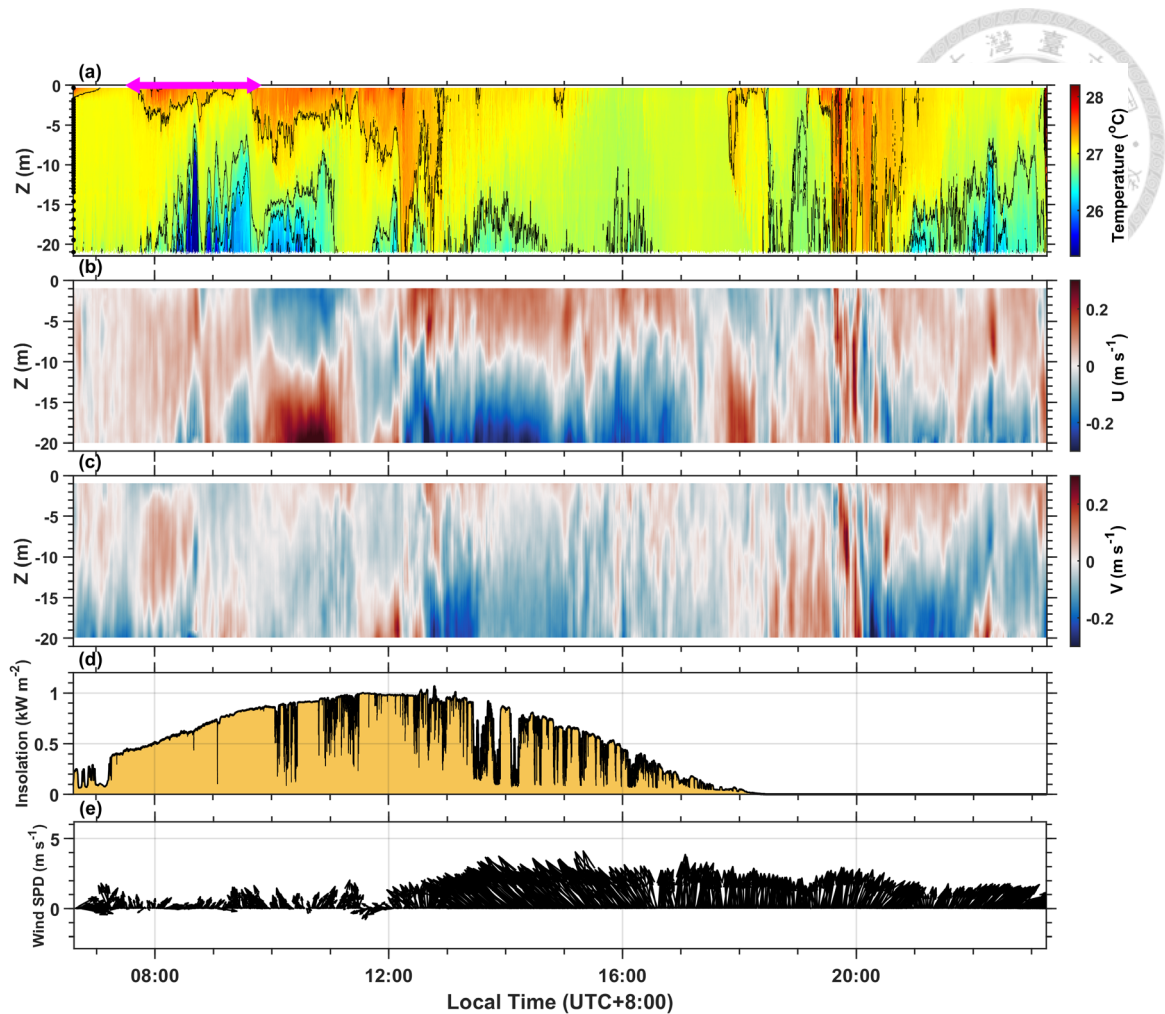


圖 4-8、SAFE 於綠島迴流區觀測結果。桃紅色雙箭頭範圍為觀測到等溫線震盪的時期；(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2。

在 14 日 7 時 40 分至 9 時 40 分這段觀測期間(圖 4-9)，從溫度剖面可以在深度約 5 至 20 公尺處看到有內波列的結構，在 8 時 15 分至 8 時 45 分的更細節處，可看到此段時間的內波列其上有著捲成現象，此處也如臺灣西南海域，能看到 KH 波的經典特徵。流速方面(圖 4-9(b),(c))，在內波列出現的位置，流速也變為反向且有波動的現象。在此，本研究根據觀測結果，整理目前的推測與想法，在迴流區的內波列結構及部分時期的捲成，可能為迴流或是內潮等因素產生內波，而內波(斜壓效應)增強了垂直切變，使得該處可逐漸發展為 KH 波，此處發生的不穩定性將和臺灣西南海域之觀測，一併於第五章做更詳細的討論。

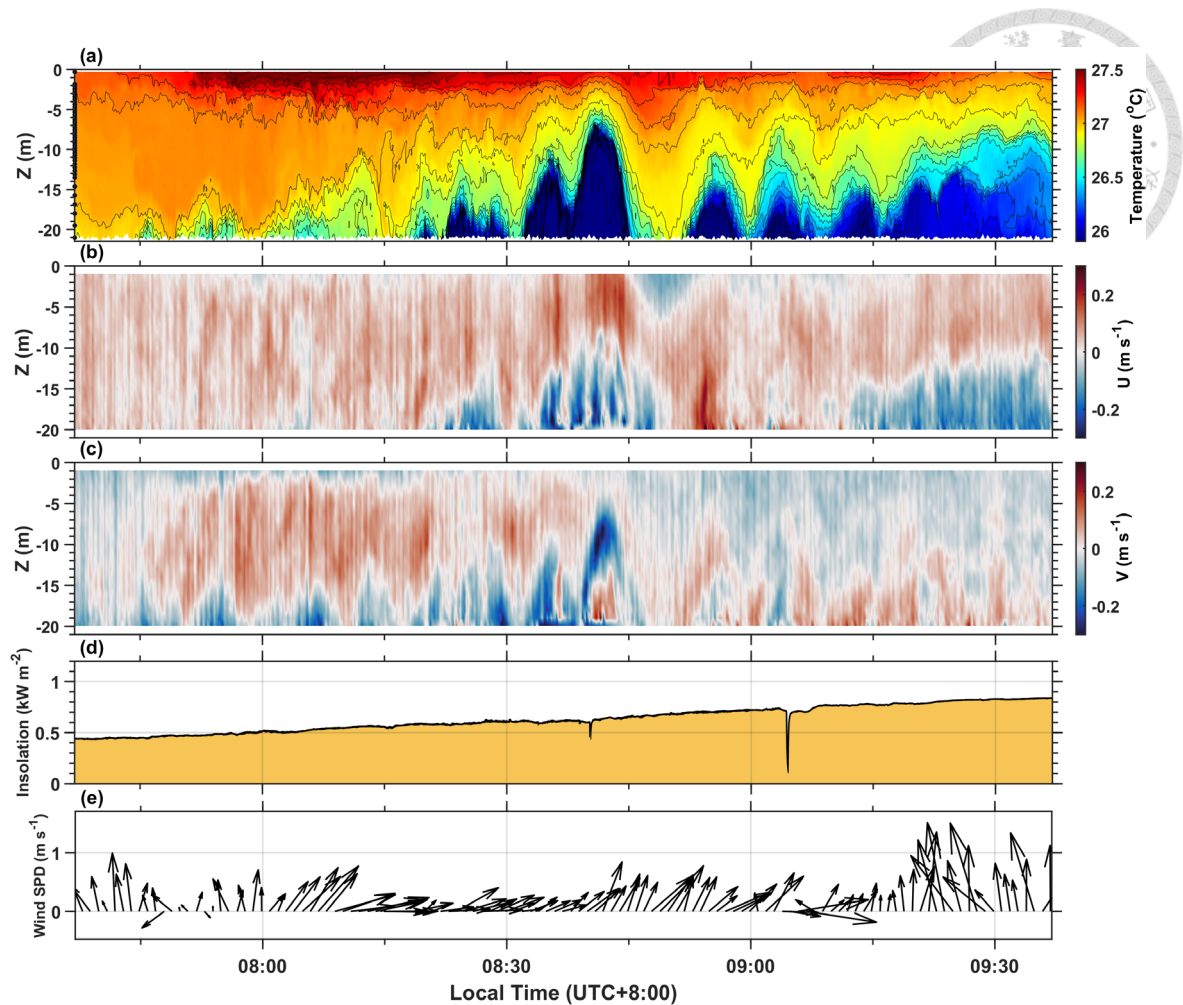


圖 4-9、SAFE 於綠島迴流區中觀測到的內波列狀等溫線震盪。(a)、(b)、(c)、(d)、(e)同圖 4-2。

4.3 兩組觀測資料之異同處

本章討論了位於臺灣西南海域及綠島的兩組觀測資料，兩組觀測中部分時間具有一些相似的物理現象，首先，皆在白天海水加溫且日暖層加深時期，在日暖層底部或餘留層觀察到等溫線震盪，其都有著內波列的結構以及一些 KH 波的經典特徵。差異處在於，臺灣西南海域的觀測期間，風速為大約 4 至 8 m s^{-1} ，並且觀察到了日噴流的現象；而位於綠島的觀測，則是風速大部分時間落在 2 至 4 m s^{-1} 的微弱狀態，且可能為多雲狀態。背景環境部分，臺灣西南海域本身更相似於過去大部分研究日暖層時的觀測地點，為較平靜開放大洋，但該地也可能受內潮所影響 (Jan & Chen, 2009)；而綠島則是背景會受到島嶼渦流和自由切變層的影響，黑潮的



寬度、周遭海底地形也可能造成表現上的不同。對於兩組資料的紊流混合情況，4.1 及 4.2 節中也進行了一些初步的物理過程推論，但對於在當時的背景環境下是否有機會發生 KH 不穩定性，還有待分析，本節將利用計算理查森數、討論過去文獻提及的近 N 震盪及線性穩定性分析做進一步的解釋，並且對紊流混合過程做出推論。

第五章 日暖層加深時期的等溫線震盪



在第四章中敘述了位於臺灣西南海域及綠島的兩組觀測資料並作出初步的物理過程推論，雖兩次觀測時的大氣條件及背景環境略有不同，但兩組觀測中部分時間具有一些相似的物理現象，即在日暖層加深過程中發現了等溫線震盪，其有著內波列與 KH 不穩定性之特徵，為進一步了解當時的不穩定性，本節將利用計算理查森數(5.1 節)、近 N 震盪的意義(5.2 節)及線性穩定性分析(5.3 節)做討論。

5.1 從理查森數探索小尺度不穩定現象

分層切變流體的穩定性可用 Miles-Howard 判據討論(詳如本文 3.1.2 節)，在此為方便直觀討論，將以 $S^2 - 4N^2$ 呈現，當其數值大於 0，則代表理查森數小於臨界值 0.25，有發生切變不穩定的可能性，當其數值小於 0，則切變不穩定性被分層效應抑制。在臺灣西南海域(圖 5- 1)及在綠島(圖 5- 2)的計算結果，當等溫線的震盪發生時(圖 5- 1、圖 5- 2 紅框處)， $S^2 - 4N^2$ 都有大於 0 的情況，顯示該處有達到發生切變不穩定的基本條件。

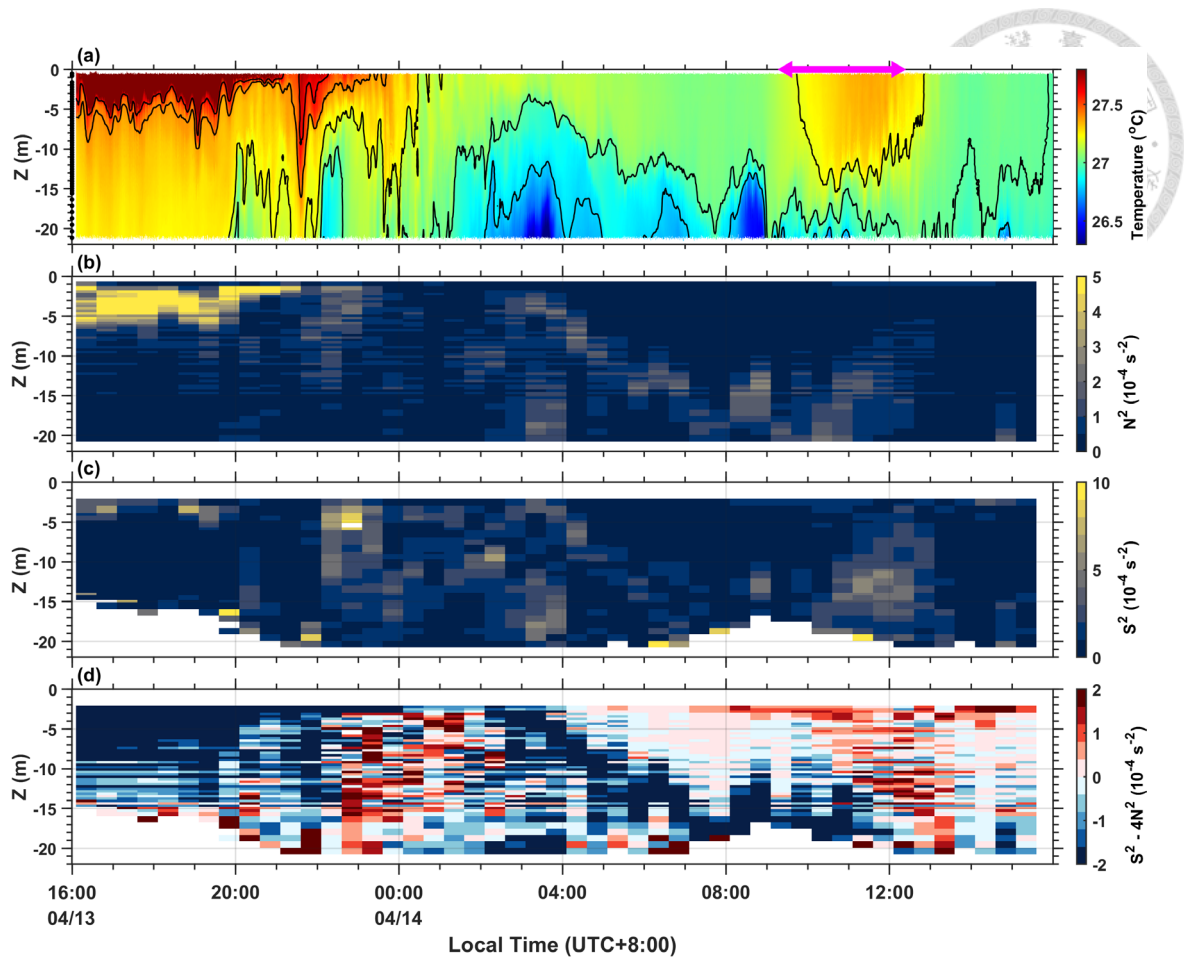


圖 5- 1、(a) SAFE 於臺灣西南海域中觀測到的溫度剖面；(b)浮力頻率平方， N^2 ；
(c)垂直切變平方， S^2 ；(d) $S^2 - 4N^2$ 。桃紅色雙箭頭範圍為觀測到等溫線震盪時期。

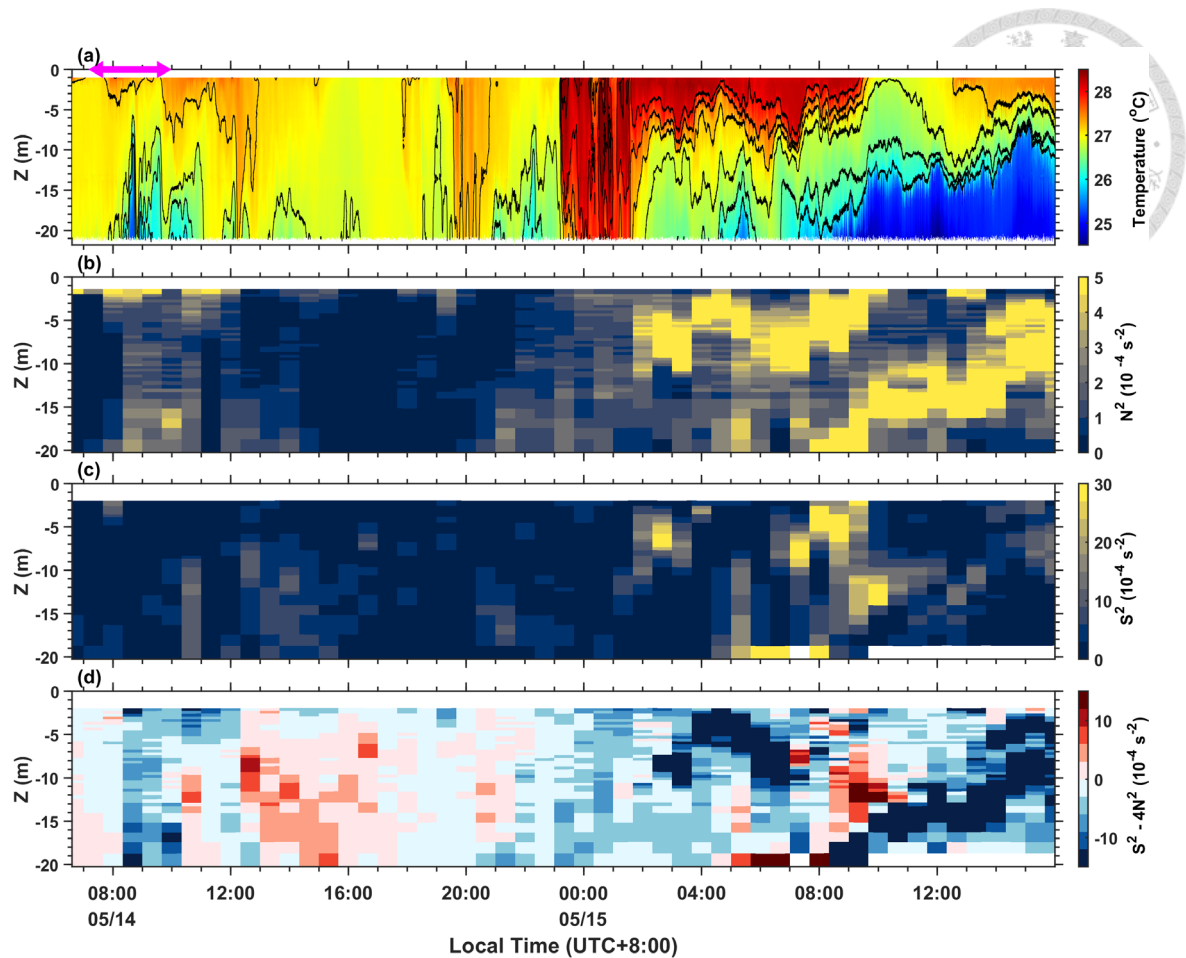


圖 5- 2、(a) SAFE 於綠島觀測到的溫度剖面；(b)、(c)、(d)同圖 5- 1。桃紅色雙箭頭範圍為觀測到等溫線震盪時期。

5.2 從近 N 震盪推測內波的影響

在本文第一章曾探討過去文獻研究位於混合層中的近 N 震盪波動的能量意義，為了解兩組觀測資料中的等溫線震盪更進一步的物理過程，在此也利用 MATLAB 內建工具曲線擬合(curve fitting) 軟體得到波動的週期(工具軟體介紹網址：https://www.mathworks.com/help/pdf_doc/curvefit/curvefit.pdf)，為能擬合出較吻合的曲線，本研究資料選取等溫線震盪週期較穩定時期，並平均主要發生震盪之深度範圍的溫度後再做擬合。於臺灣西南海域的波動週期以 9 時 45 分至 10 時做擬合，19.5 至 21.2 公尺深度資料平均後，擬合出波動週期約為 $\frac{2\pi/0.01632}{60} \approx 6.4$ 分鐘(圖 5-3(c))；於綠島的波動週期以 8 時 50 分至 9 時 20 分做擬合，15.7 至 21 公尺深度資

料平均後，擬合出波動週期約為 $\frac{2\pi/0.01222}{60} \approx 8.6$ 分鐘(圖 5- 4(c))，在此也計算了當時段及深度的浮力週期，臺灣西南海域約為 8 分鐘(圖 5- 3(b))，綠島則為 7 分鐘左右(圖 5- 4)，兩者都屬於同一數量級，顯示兩組資料的波動都為近 N 震盪，在此處觀測到的近 N 震盪，似乎可以從過去 Smyth et al. (2011)所提及之赤道潛流深循環中的深與淺模式中的一些特徵借鏡做解釋。在臺灣西南海域，由於存在著日噴流，該波動一開始的能量來源更有可能是動量通量，其產生並開始傳播，當時類似於淺模式的過程，然而，其發生等溫線震盪時的理查森數小於臨界值，並且後續在內波列之上又有著的捲成及破碎結構，令人聯想到以近 N 震盪的 KH 波，這特徵又類似於深模式。而綠島近 N 震盪能量來源，可能為綠島迴流區作用或內潮所致，透過 Bogdanoff (2017)所述的過程，至日暖層傳播，而該區垂直切變增強，使環境低於臨界理查森數，並逐漸發展成 KH 波，使得內波列上看到一些捲成之特徵，此過程有些類似於深模式。而無論是臺灣西南海域的或是綠島的觀測，單純從現有資料來看，無法得知朗繆爾環流是否存在，也因此無法確定「障礙機制」是否發生在此兩次觀測中，但可以推測在綠島的觀測中，障礙機制應該較難以發生，原因是在綠島迴流內觀察到等溫線震盪時期，風場並不穩定，時而東南風時而西南風，第二點原因是，Leibovich (1983)曾提及發生朗繆爾環流通常需要風速至少 3 m s^{-1} (但並非絕對)，而 Smith (1992)則是觀測到在風速 8 m s^{-1} 時沒有明顯的朗繆爾環流現象，而是當風速達到 13 m s^{-1} 時才開始產生，本研究在綠島的觀測時期，風速大多時間都小於 2 m s^{-1} ，最後一點原因則是該地受迴流影響明顯，背景環境不甚穩定，較難以產生朗繆爾環流，綜合以上三點，本研究推測在綠島的觀測中，產生朗繆爾環流並造成障礙機制的發生機會並不高。

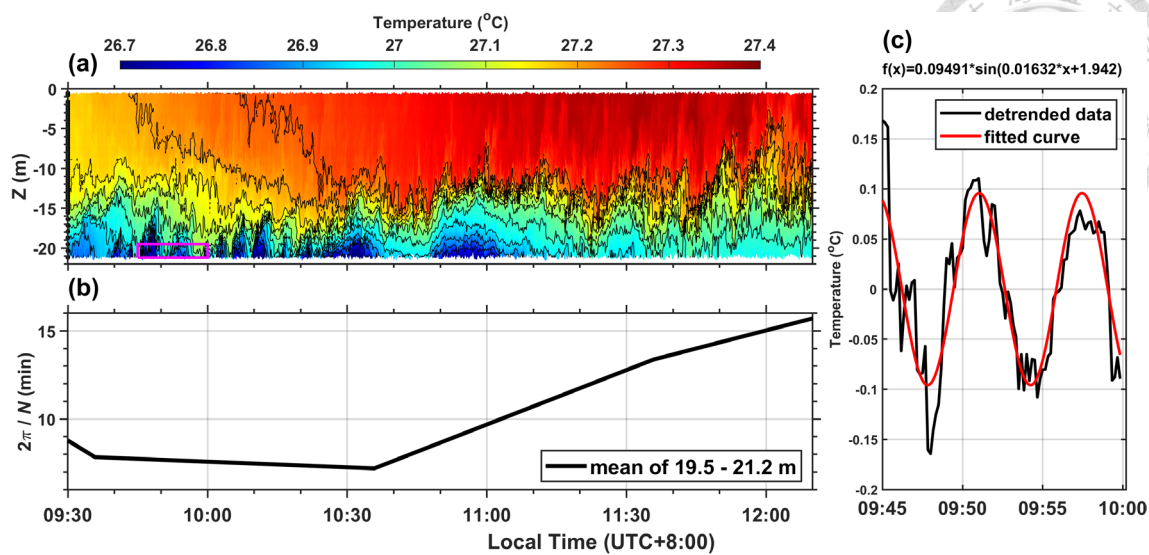


圖 5-3、(a) SAFE 於臺灣西南海域觀測到的溫度剖面中等溫線震盪的時期，桃紅框處為用來計算波動週期的時段；(b)深度 19.5 至 21.2 公尺的浮力頻率轉換為週期；(c)為選取(a)中桃紅框內時期的資料曲線擬合結果，黑線為去趨勢後溫度資料、紅線為擬合曲線。

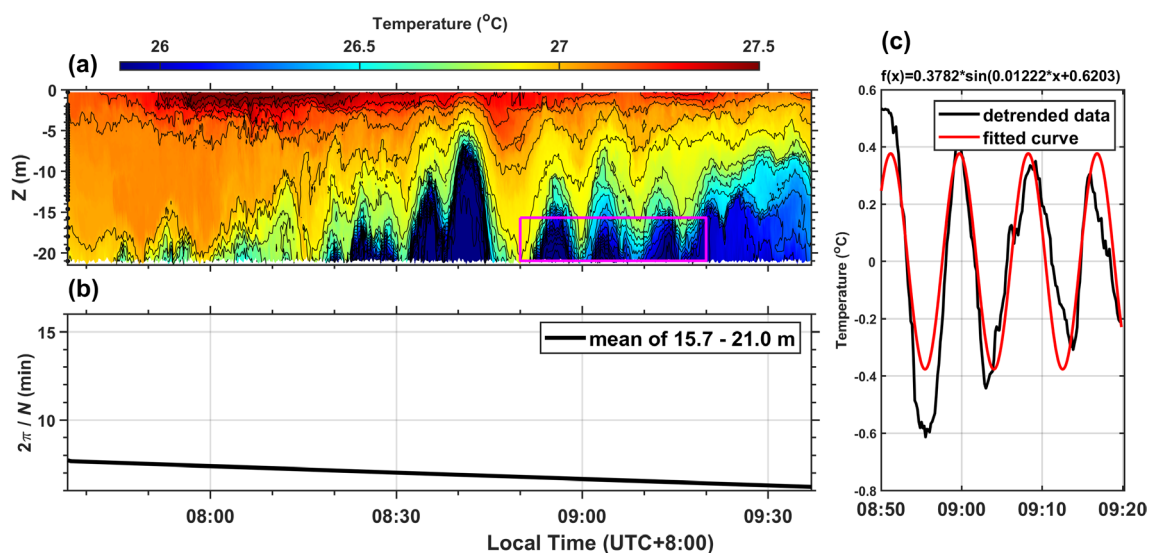


圖 5-4、(a) SAFE 於綠島觀測到的溫度剖面中等溫線震盪的時期，桃紅框處為用來計算波動週期的時段；(b)深度 15.7 至 21.0 公尺的浮力頻率轉換為週期；(c) 為選取(a)中桃紅框內時期曲線擬合結果，黑線為去趨勢後溫度資料、紅線為擬合曲線。



5.3 從線性穩定性分析探討不穩定成長率

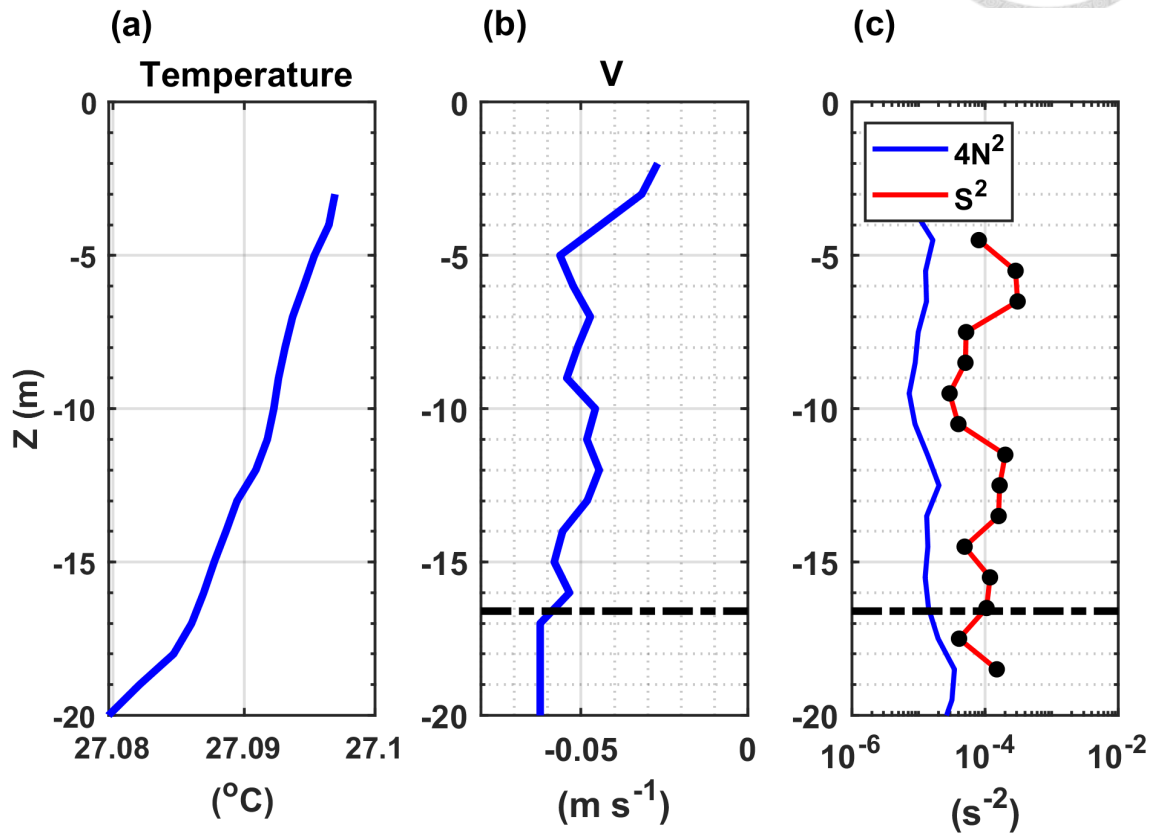
本章節討論線性穩定分析結果，兩組資料都選了幾個階段進行分析，本研究在各時期各取一段時間做平均，若經過線性穩定分析結果不符合 3.1.1 節的篩選標準則不考慮，去除不合理的結果後再進行討論，在 5.1 節曾計算過理查森數，當時已知在發生等溫線震盪時期都有達到發生不穩定性的必要條件(即線性穩定分析成長率非零)，但本研究想進一步獲得更多資訊，如臨界深度、成長率及時間尺度。

位於臺灣西南海域在 4 月 14 日 10 時 8 分至 21 分平均的線性穩定分析結果如圖 5-5，當時雖有等溫線之震盪，但沒有較明顯的內波列特徵，該處預測之波長為 12 公尺，成長率為 4.1764 h^{-1} ，相速度為 -0.059 m s^{-1} ，臨界深度為 -16.5 公尺，週期為 3.4 分鐘，該臨界深度位置吻合圖 4-4(a)的等溫線出現震盪之深度，代表該時間的等溫線震盪可能是 KH 不穩定性所致。10 時 30 分後當臺灣西南海域出現較明顯內波列，某些時段流速資料 17 公尺之下有缺失，本文分別選了流速資料較齊全的圖 4-4(a)中標記 2 及標記 3 之內波列時期做線性穩定分析(圖 5-6 及圖 5-7)，兩時期預測出之波長皆為 12 公尺，成長率分別為 11.53 及 10.52 h^{-1} ，相速度分別為 0.007 及 -0.004 m s^{-1} ，臨界深度皆位於 -12.5 公尺左右，週期分別為 29 及 44 分鐘，該深度對比圖 4-4(a)溫度剖面，該深度正好是內波列其上有捲成發生之深度，顯示當時觀測到在內波列上逐漸成長的 KH 波，但預測出之週期則和觀測有所差異。

綠島在無明顯內波列時期(資料選取 5 月 14 日 7 時 10 分至 11 分平均)的預測之波長為 18 公尺，成長率為 19.76 h^{-1} ，相速度為 -0.027 m s^{-1} ，臨界深度為 -18.5 公尺，週期為 11 分鐘(圖 5-8)；有明顯內波列時期(資料選取 5 月 14 日 8 時 42 分至 43 分平均)的預測之波長為 30 公尺，成長率為 30.69 h^{-1} ，相速度為 -0.0096 m s^{-1} ，臨界深度為 -13.5 公尺，週期為 55 分鐘(圖 5-9)，對比圖 4-9(a)的溫度剖面，也正吻合發生一些微小捲成之深度，代表該處確實有機會發展 KH 波，但此時期預測的週期也和觀測有所不同。

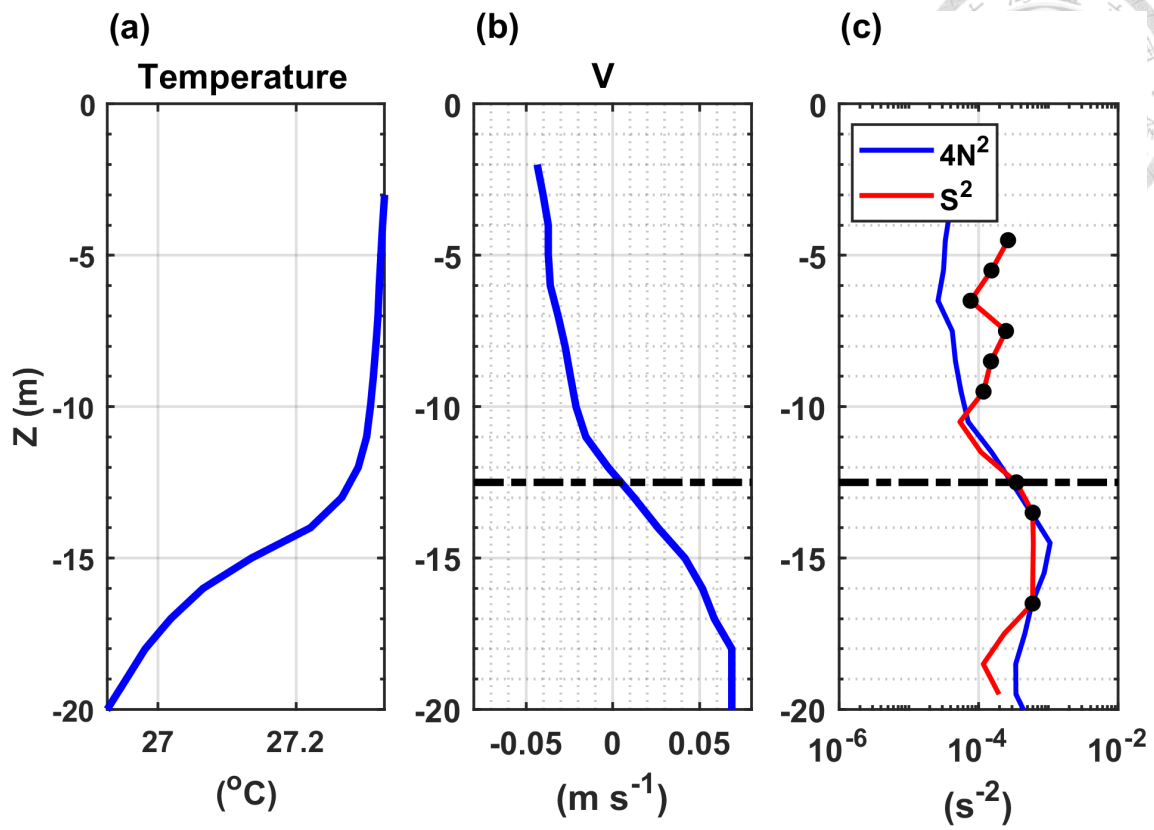
透過線性穩定分析後，成長率數值不為零，意即此處的流場並不穩定，且不穩

定性會隨時間從背景流提取能量，並指數性地成長。而當內波列明顯出現時，兩組觀測經過線性穩定分析後預估的成長率都相較於無明顯內波列時期來的更高，並且預測出之臨界深度符合觀測。



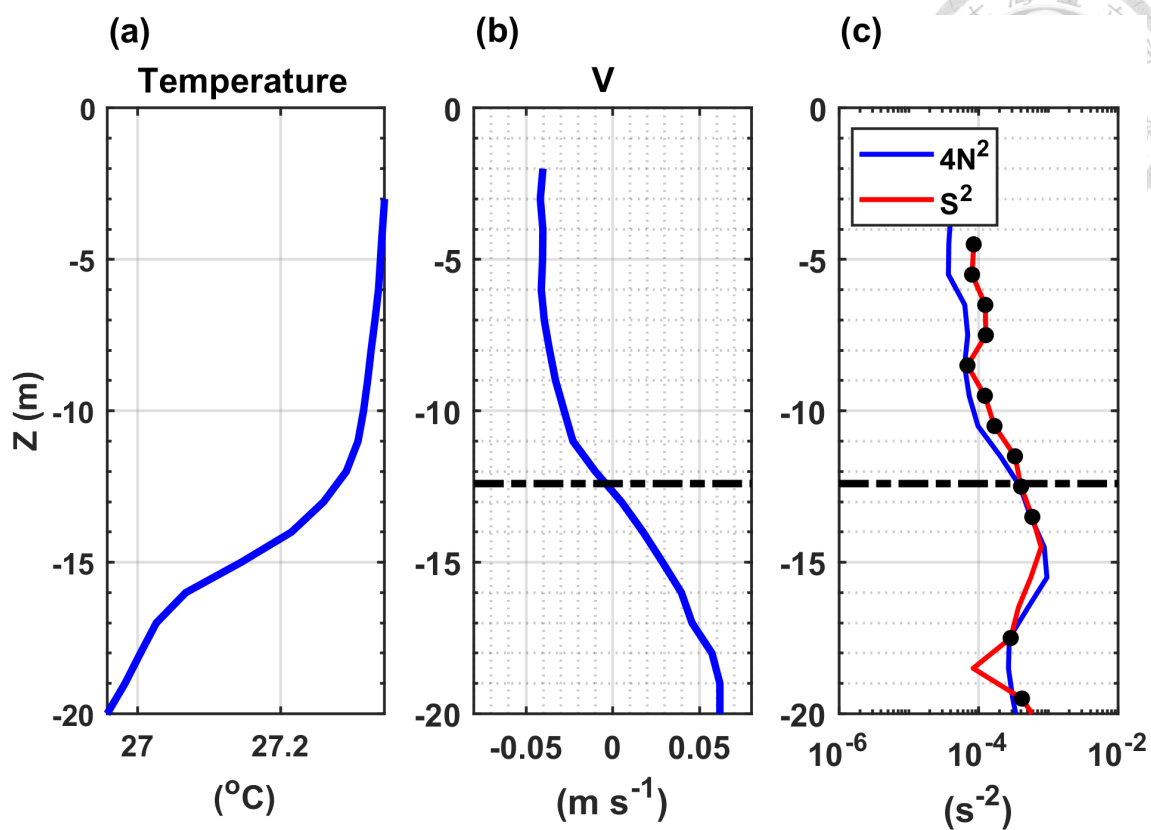
$$\lambda = 12 \text{ m}, \sigma = 4.1764 \text{ h}^{-1}, c = -0.058914 \text{ m s}^{-1}$$

圖 5-5、代表臺灣西南海域無明顯內波列出現時期線性穩定分析結果，使用的觀測剖面為 4 月 14 日 10 時 8 分至 21 分之平均。(a)溫度剖面；(b)藍線為流速剖面，黑色虛線為臨界深度；(c) S^2 (紅線)及 $4N^2$ (藍線)，黑點代表 $S^2 - 4N^2 > 0$ ，即低於臨界理查森數。



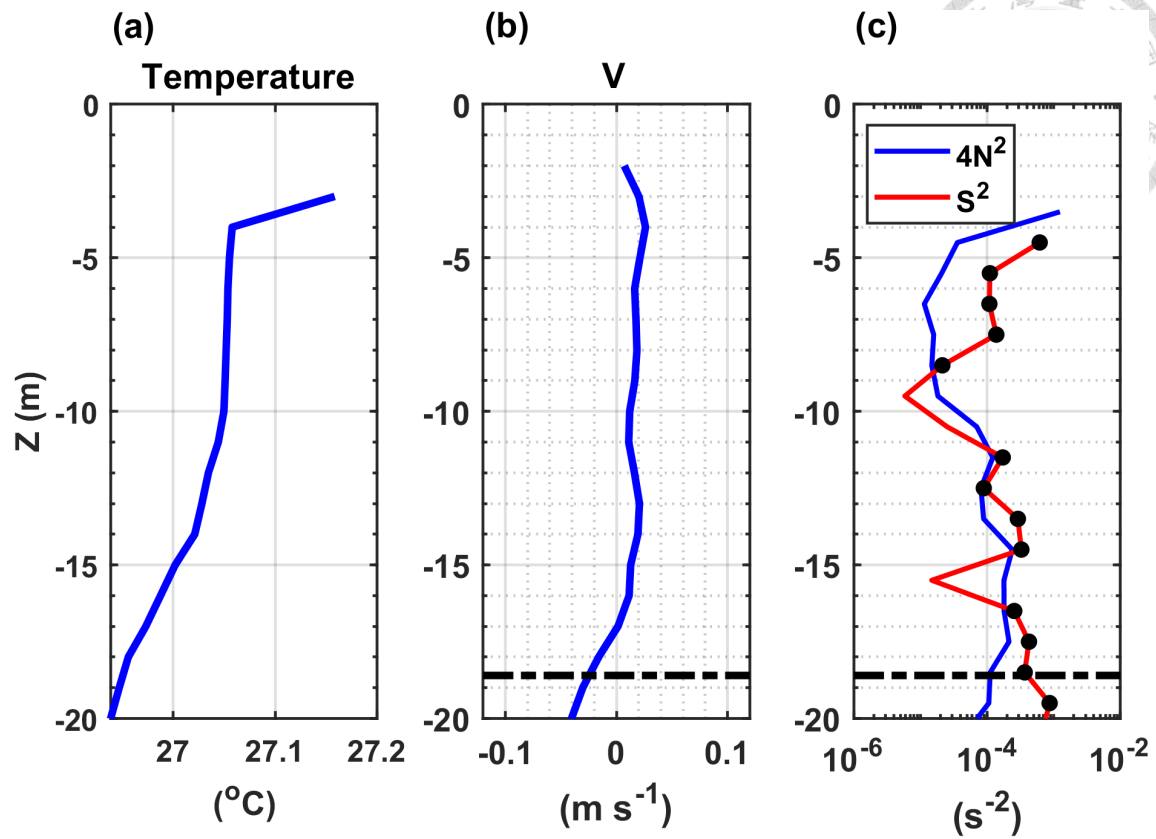
$$\lambda = 12 \text{ m}, \sigma = 11.533 \text{ h}^{-1}, c = 0.0067882 \text{ m s}^{-1}$$

圖 5- 6、臺灣西南海域於圖 4- 4(a)中標記 2 時期線性穩定分析結果。(a)、(b)、(c) 同圖 5- 5。



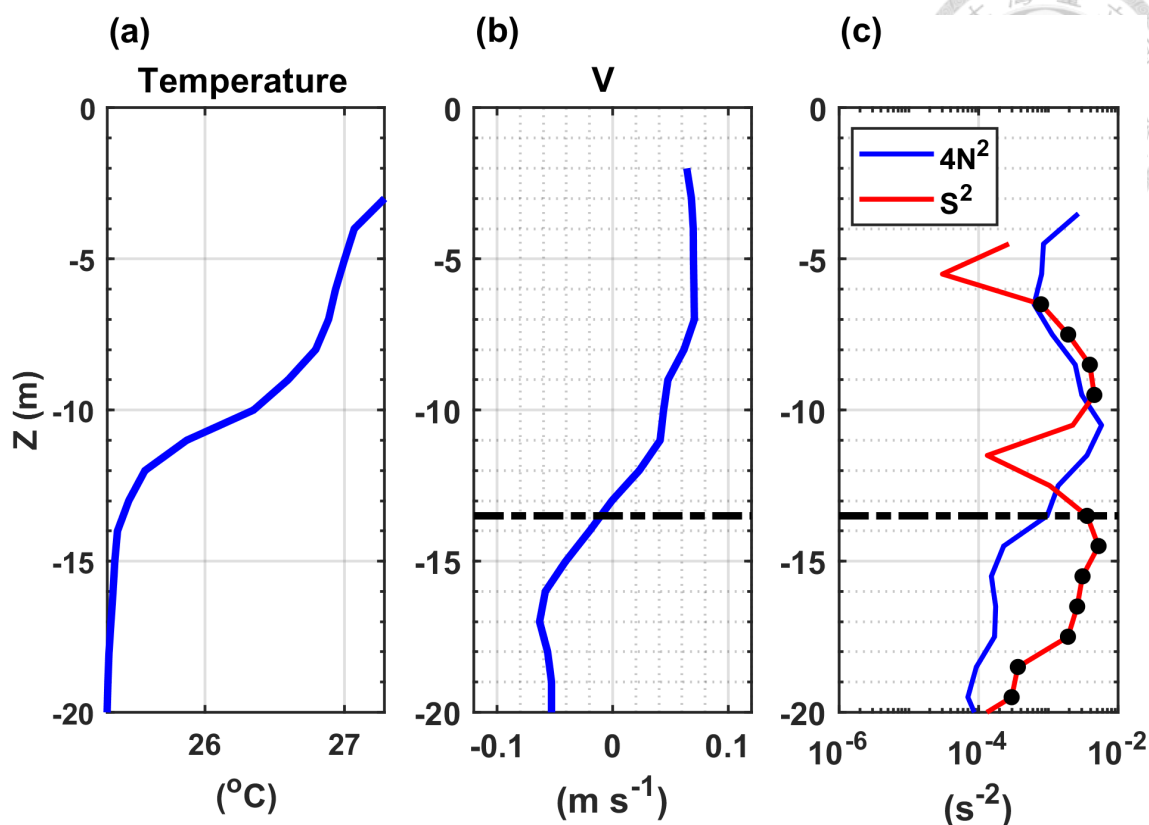
$$\lambda = 12 \text{ m} , \sigma = 10.5293 \text{ h}^{-1}, c = -0.0044821 \text{ m s}^{-1}$$

圖 5- 7、臺灣西南海域於圖 4- 4(a)中標記 3 時期線性穩定分析結果。(a)、(b)、(c) 同圖 5- 5。



$$\lambda = 18 \text{ m}, \sigma = 19.7559 \text{ h}^{-1}, c = -0.027033 \text{ m s}^{-1}$$

圖 5-8、代表綠島觀測到無明顯內波列時期線性穩定分析結果，使用的觀測剖面為 5 月 14 日 7 時 10 分至 7 時 11 分之平均。(a)、(b)、(c)同圖 5-5。



$$\lambda = 30 \text{ m}, \sigma = 30.6854 \text{ h}^{-1}, c = -0.0095693 \text{ m s}^{-1}$$

圖 5-9、代表綠島觀測到明顯內波列時期線性穩定分析結果，使用的觀測剖面為 5 月 14 日 8 時 42 分至 8 時 43 分之平均。(a)、(b)、(c)同圖 5-5。

5.4 兩組觀測資料之不穩定性

本節於第 5.1 至 5.3 節進行分析，在此得出一小結論，在臺灣西南海域及綠島的兩組觀測資料中發生等溫線震盪時期有達到發生 KH 不穩定性的基本條件，並且都為近 N 震盪。在臺灣西南海域的觀測，明顯出現的內波列上有著捲成及破碎的特徵，其可能為發展在內波列上的 KH 波，預測的臨界深度也符合觀測結果。而在綠島的觀測，在內波列上有時會出現一點捲成的結構，透過線性穩定分析結果，此處確實也可能發生 KH 不穩定性。總結兩筆觀測，在日暖層發展時期觀測到的近 N 震盪的內波，及後續由於切變增強，所引發的 KH 波造成之紊流混合，為影響日暖層厚度的重要因素，其影響了熱能如何傳遞至更深處的過程。

第六章 日暖層中的紊流混合



在第四章中，本研究對於臺灣西南海域及綠島的觀測日暖層加深時期的物理過程進行推論，在兩組觀測中上層海洋產生紊流並造成混合，進而影響日暖層厚度及溫度的主因可能有所差異，本章節將討論 PWP 一維混合模式結果，其可模擬浮力通量與動量通量的變化在海洋中所造成的紊流混合過程，雖然該模式主要是應用在探討颱風如何影響海洋(如：Wang et al., 2011; Yang et al., 2019; Yang et al., 2020)，但使用 PWP 一維混合模式進行日暖層模擬的文獻也十分常見(如：Hughes et al., 2020; Hughes et al., 2021; Chang et al., 2023)。在此強調的是，該模式是模擬在當時大氣條件下，海洋會做出如何的反應，其過程完全不考慮海洋中的內波或平流等機制，因此若模擬結果與觀測不符，則表示該地該時間主要驅動紊流混合的原因並不主要來自大氣變動，而是海洋內部機制所造成的紊流混合更為重要。再利用 Thorpe scale 方法推算紊流動能耗散率，討論紊流強度的表現。

6.1 PWP 一維混合模式結果

臺灣西南海域的觀測結果，相較於綠島的觀測，風速稍大($\sim 8 \text{ m s}^{-1}$)，觀測和模式模擬結果差異不大(圖 6-1)，熱能都延伸至約 10 至 15 公尺處，該處如平流等其他內部海洋機制在該處造成的混合影響並不顯著，更主要是受到大氣條件所驅動之混合影響日暖層厚度。而 14 時之後的模擬結果較觀測高了約 0.4°C ，差異較多，此處可能是由於模式中長波輻射通量都設為定值 -200 W m^{-2} ，長波輻射通量的數值相較於潛熱通量或可感熱通量的數值 (約 $-100 \sim -20 \text{ W m}^{-2}$) 來得更大些，且其也會有日夜變化，數值的大小調整更明顯地影響了模式中淨熱通量的計算，進而使得冷卻過程有所差異。

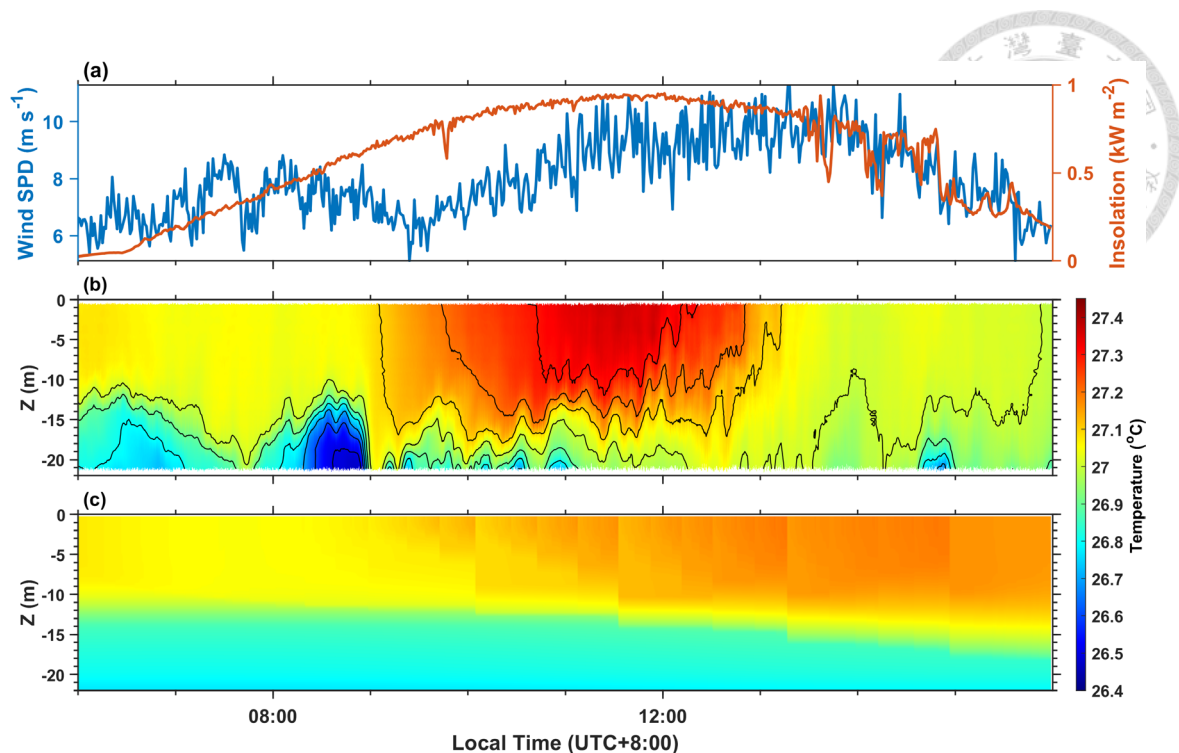


圖 6-1、(a)臺灣西南海域日暖層加深時期觀測到的風速(藍線)及日射(橘線)；(b)日暖層加深時期的溫度觀測；(c)PWP 一維混合模式結果。

在綠島較為低風速($<4 \text{ m s}^{-1}$)的情況下，模式結果顯示熱能都被限制在最頂部 1 公尺處(圖 6-2)，和觀測達到 20 公尺深有很大的不同，顯示此處上層海洋的混合並導致熱能至深處的原因，大氣的因素如浮力通量及動量通量之影響較少，其在上層海洋所造成的紊流混合，僅能將來自太陽的熱能傳遞至 1 公尺深處，因此，若要達到如觀測般的日暖層厚度，勢必是因為有其他來自於海洋內部的機制造成的混合將熱混合至深處，此模擬結果也讓使得本研究更加確信，即綠島迴流處所觀測到的近 N 震盪內波，其增強的切變後續引發的紊流混合在此次的觀測中扮演相比大氣變動更加重要的角色，這種由背景環境所造就的特殊過程顯著地影響日暖層厚度，也是相較過去文獻中較少觀測到並且討論到的部分。

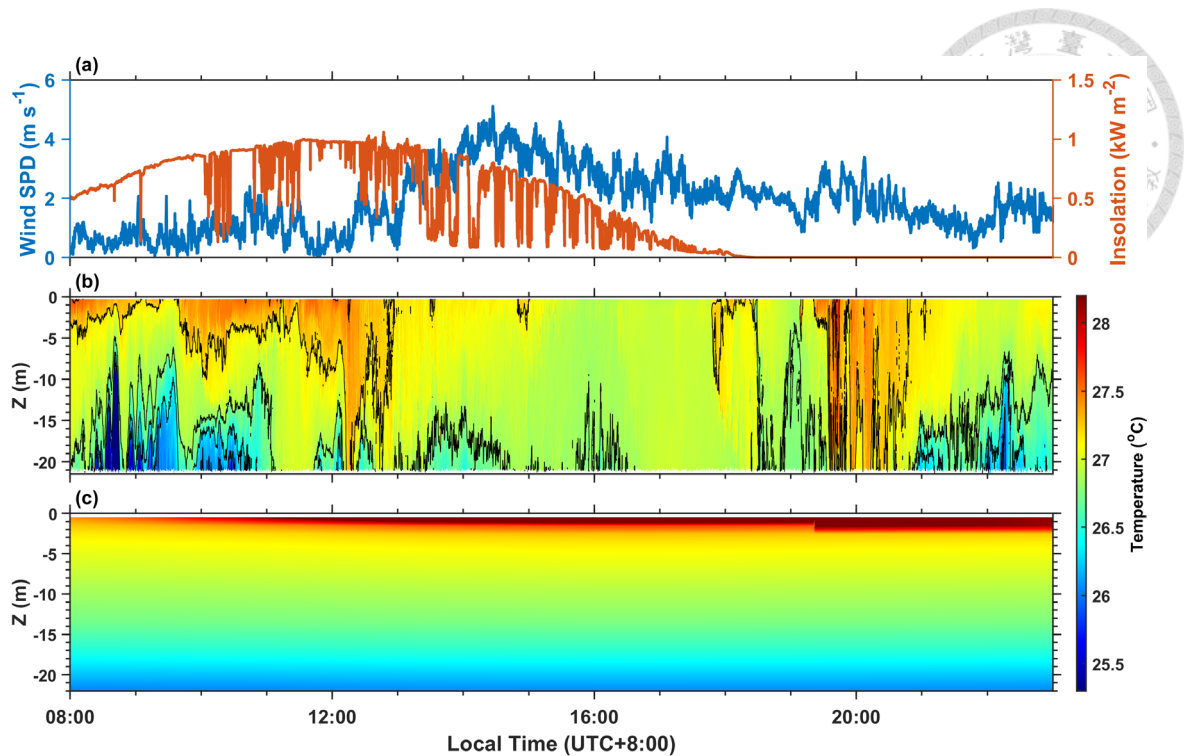


圖 6-2、(a) 綠島日暖層加深時期觀測到的風速(藍線)及日射(橘線)；(b)、(c)同圖 6-1。

6.2 Thorpe scale 計算結果

本研究最後利用 Thorpe scale 方法推算紊流動能耗散率，討論日暖層發展時期上層海洋的紊流表現。在臺灣西南海域，可利用同時在周遭執行任務的 Seaglider 搭載的 MicroPod 紊流系統所觀測的紊流動能耗散率一併討論，在 10 時 30 分至 11 時這段時間，推算結果與觀測結果的紊流動能耗散率大致都約為 $O(10^{-8} \text{ W kg}^{-1})$ (圖 6-3)，顯示利用 Thorpe scale 方法之結果應可參考，在 11 時 KH 波開始產生更多捲成及逐漸破碎後，紊流動能耗散率逐漸提升至約 $O(10^{-6} \text{ W kg}^{-1})$ 。在 5.3 節曾利用線性穩定分析預測成長率及臨界深度，在臺灣西南海域的觀測部分，在 4 月 14 日 10 時 8 分至 21 分時 (圖 5-5)，臨界深度位於大約 -16.5 公尺，從圖 6-3 的結果來看，同一時間在 -16.5 公尺處以下的紊流動能耗散率都相較該深度以上來得更高約 2 個數量級。當有明顯內波列出現後 (約 10 時 30 分後)，線性穩定分析預測之臨界深度也變得更淺，大約位於 -12.5 公尺處 (圖 5-6、圖 5-7)，此時原先僅在 -16.5 公尺以下

才出現的較大紊流動能耗散率範圍也變得更大些，延伸到了更淺的深度。綠島的紊流動能耗散率整體來說較臺灣西南海域來得更高(圖 6-4)，約為 $O(10^{-6} \text{ W kg}^{-1})$ ，在 9 時 50 分後，紊流動能耗散率增大，並且上層 20 公尺都可以高至約 $O(10^{-5} \text{ W kg}^{-1})$ ，而綠島各時期的線性穩定分析結果的成長率(約 $19\sim 31 \text{ h}^{-1}$)也都相較西南海域各時期的成長率(約 $4\sim 11.5 \text{ h}^{-1}$)來得更大，可呼應此處的較大紊流動能耗散率。

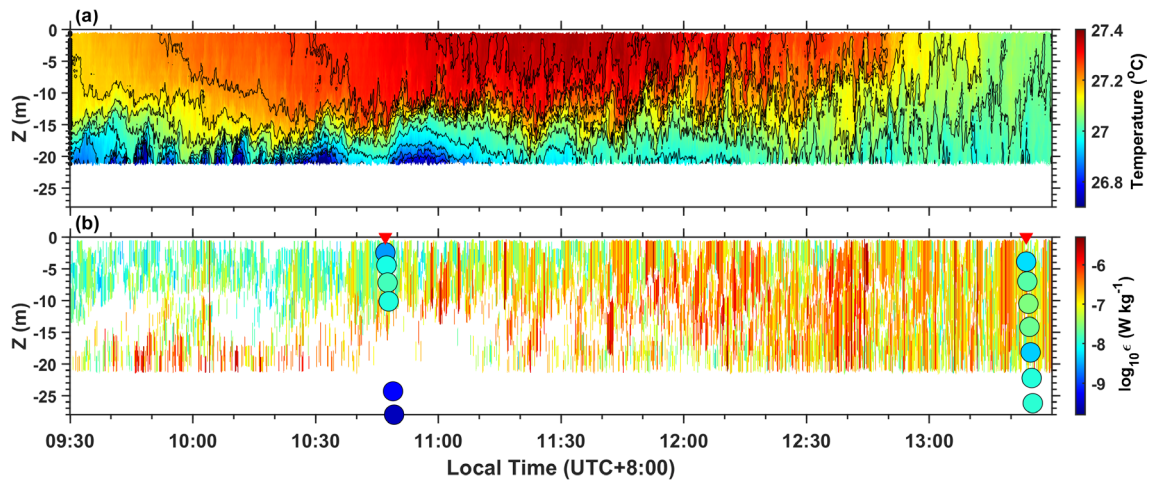


圖 6- 3、(a) SAFE 於臺灣西南海域觀測到的溫度剖面中有等溫線震盪的時期；(b) 利用 Thorpe scale 方法推算之紊流動能耗散率，圓點為觀測時期於 SAFE 附近執行任務的 Seaglider 搭載之紊流系統量測到的紊流動能耗散率。

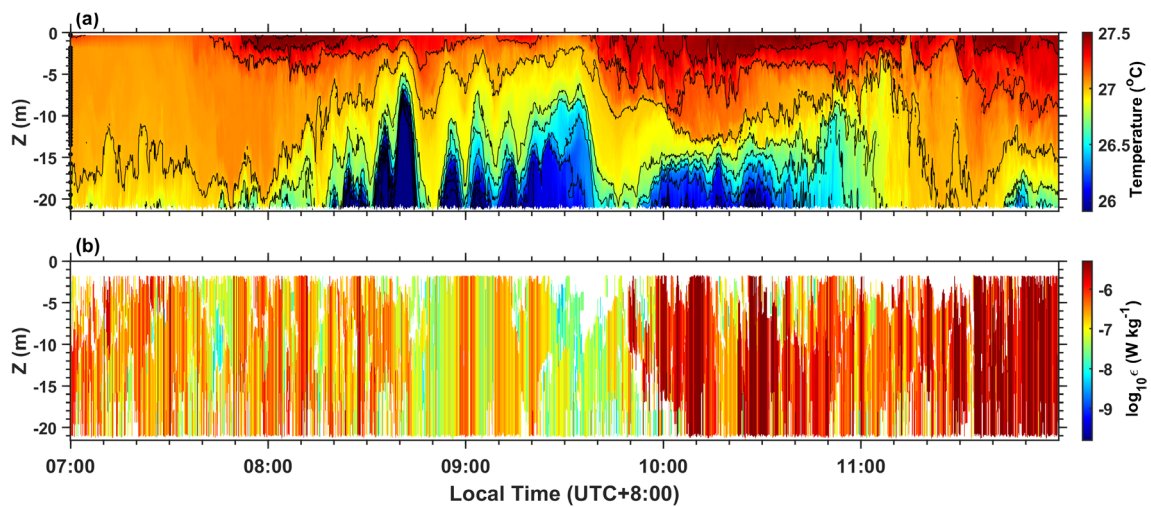


圖 6- 4、(a) SAFE 於綠島觀測到的溫度剖面中有等溫線震盪的時期；(b)同圖 6- 3。

第七章 結論



一般情況下，當天氣晴朗並吹拂和風時，從日出後海洋表面開始吸收來自太陽的短波輻射，並開始加溫海水，逐漸形成日暖層，大洋中的日暖層厚度通常被限制在上層 10 公尺內(Fairall et al., 1996; Hughes et al., 2020)，而如此強的分層使得風應力施加在海洋上所產生的動量被限制在日暖層裡面，形成近表層的日噴流，日落後，由於表層海水冷卻，密度大的海水在上層，造成夜間對流混合並破壞白天形成的日暖層，使得海水恢復均勻狀態。過去關於日暖層的研究主要關注在大氣變動所造成的切變或對流不穩定帶來的影響，然而有少數文章提及內波所造成的混合在日暖層發展過程中不可忽視(Sutherland et al., 2014; Bogdanoff, 2017; Wijesekera et al., 2020)，但目前為止討論日暖層中內波的文章仍然十分稀少，並且也缺乏較完整的整理文獻，相關物理過程推論各有說法，而本研究為了解更細緻的上層海洋小尺度物理過程，以及好奇在如島嶼渦流處這般特殊背景環境下，日暖層會和過去文獻所處的開放大洋海域有何不同之處，本研究分析兩組船基海氣通量/交換觀測系統(Ship-based Air-sea Flux & Exchange System, SAFE)的觀測資料，第一筆為 2022 年 4 月 13 至 14 日新海研 2 號 0062 航次(NOR2-0062)於臺灣西南海域的觀測，共計觀測 24 小時。；第二筆為 2021 年 5 月 14 至 15 日新海研 2 號 0034 航次(NOR2-0034)於綠島周遭的觀測，共計觀測 34 小時，並輔以船載氣象系統及臺大貴儀中心的水下自主觀測滑翔機(Seaglider)搭載 MicroPod 紊流系統資料，討論上層 20 公尺海洋在和風情況下的小尺度物理過程。

在臺灣西南海域的觀測，天氣情況為每秒 5 至 10 公尺的風以及從日出後穩定的日射($\sim 1 \text{ kW m}^{-2}$)，在該條件下，上層海水吸收來自太陽的短波輻射並逐漸加溫，形成了日暖層，此時風應力給予海洋的動量被限制在日暖層中，形成近表層日噴流(圖 7-1 黑箭頭)，流速約 0.15 m s^{-1} ，日噴流造成水平方向流有強烈的垂直切變，該現象降低了理查森數，使其低於臨界值 0.25，代表著垂直切變開始可以克服分層效



應。在觀測期間，觀測到 KH 波，有些直接發生在日暖層底部，有些則是成長於內波列之上(圖 7-1 波浪狀)，週期約為 6 分鐘，其有著捲成及破碎之特徵，透過線性穩定分析，預估該時期有正的成長率(約 $4\sim 11.5\text{ h}^{-1}$)，符合 KH 不穩定性的基本理論。且該震盪週期接近當地浮力週期 8 分鐘，對比於 Smyth et al. (2011)中提及的深模式及淺模式，該處似乎各符合兩種模式的一些特徵。並且過去文獻中極少直接在日暖層底部直接觀測到 KH 波的證據，多半是利用低於臨界理查森數作為發生 KH 不穩定性的推論(Wijesekera et al., 2020; Chang et al., 2023)，如圖 4-4(f)這般證據實屬難得，而該 KH 波引起的紊流混合，又將上層較溫暖的海水混合至深處，形成觀測到的約 15 公尺厚的日暖層。利用 PWP 一維混合模式，模擬結果與觀測雷同，熱能傳遞到約 10~15 公尺深，證實在此次觀測中，由風驅動的紊流混合確實為主要影響該處日暖層表現的主因，紊流強度透過 Thorpe scale 方法推算後，可達 $O(10^{-6}\text{ W kg}^{-1})$ 。此次觀測的背景環境，較接近過去大多數關於研究日暖層的情況，因此有許多相似的過程描述，但本文透過高解析度資料，直接觀測到了日暖層底部的 KH 波，使得對日暖層的發展過程有進一步認識。

在綠島，觀測期間風速大多小於 4 m s^{-1} ，日射資料在 5 月 14 日 10 時後變得不穩定，研判可能是受到雲的影響，在此情況下，過去文獻所觀測到的日暖層深度大約會在 4 公尺內左右(Hughes et al., 2021)，然而，在綠島迴流區觀測到的日暖層仍然可以達到約 20 公尺。在日暖層的發展過程中，於餘留層發現了近 N 震盪的內波(圖 7-2 波浪狀)，週期約為 9 分鐘，接近當地浮力週期 7 分鐘，成因無法斷定，可能為綠島迴流區內的物理過程或內潮在混合層更深處所形成，再透過日暖層如此的強分層為良好的波導，向上傳播至此，且由於內波為斜壓運動，增強當地垂直切變，導致了 KH 不穩定性，使得在內波列上也觀察到捲成結構，並且該處的理查森數也小於臨界值 0.25，這類似於 Smyth et al. (2011)的深模式的一些特徵。透過線性穩定分析，該處的成長率約介於 $19\sim 31\text{ h}^{-1}$ ，正的成長率也符合 KH 不穩定性的基本理論。根據 PWP 一維混合模式測試，在相同的大氣環境下，模式無法模擬出



相似的熱量傳遞情況，顯示在綠島的觀測，風在太陽熱量傳遞中起著次要作用，而較可能是迴流區的內部背景影響在調整日暖層厚度及溫度。在此透過 Thorpe scale 方式估算的紊流動能耗散率可達到 $O(10^{-5} \text{ W kg}^{-1})$ ，顯示該地有著強烈的紊流混合，也對應到該處較高的成長率。此外，在自由切變層中，由於通常發生在密度鋒面的對稱不穩定性，使得受太陽加溫的海水可能達到 20 公尺以下。過去文獻較少選在如島嶼渦流區此類背景動態的海域，多半選在平靜且開放之海域，本研究分析了在晴朗且低風的情況下，日暖層受當地內部波動影響後會有如何特殊表現，為過去文獻較少見之討論。

在本文第一章曾討論 Wijesekera et al. (2020)及 Bogdanoff (2017)對於日暖層中內波與切變不穩定性發展的論述有所不同，在此本研究兩組觀測結果似乎都有觀察到類似於 Bogdanoff(2017)的過程描述，即在日暖層底部的內波會增強垂直切變，當環境低於臨界理查森數時，引發了 KH 不穩定性並造成混合。本研究透過高解析度海溫與海流觀測資料，探討了和風情況下日暖層的物理過程。在此，透過本研究的結果可得知，除了過去多數文獻主要討論的大氣變動之外，海洋近表層內波所造成的混合，也會對日暖層的發展產生不小的影響，未來若需進行海氣通量估算或是海氣耦合模式模擬時，內波是需要被考慮進去的不可忽視過程之一。此外，本研究也獲得一些過去研究日暖層的文獻較缺乏的 KH 不穩定性直接觀測證據，並討論了存在於如島嶼尾流這般特殊背景環境下的日暖層有何表現不同，對上層海洋有了更進一步的認識。然而鹽度也為重要物理參數之一，可了解蒸發及降雨對上層海洋密度所造成之變化，本研究因缺少鹽度資料，在此無法討論鹽度影響，此為後續研究發展的一項可行目標。此外，海表面波對於上層海洋紊流混合之影響，也為未來可觀測討論的一項內容之一。

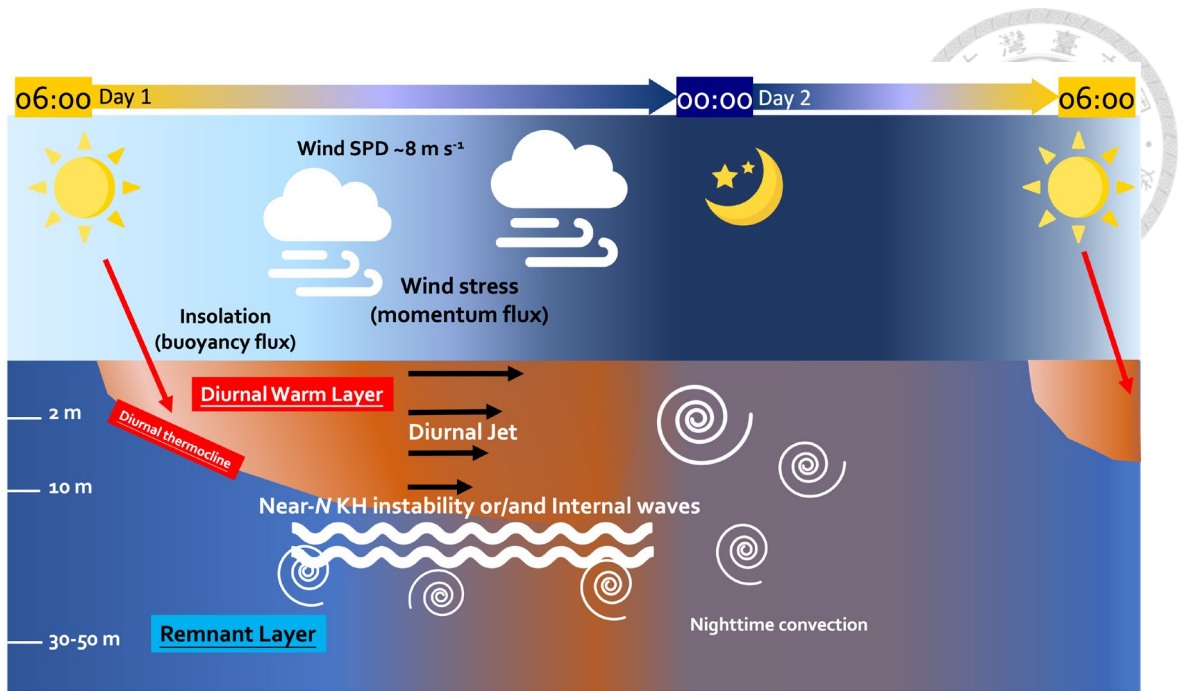


圖 7- 1、本研究於臺灣西南海域觀測之上層海洋混合過程示意圖。

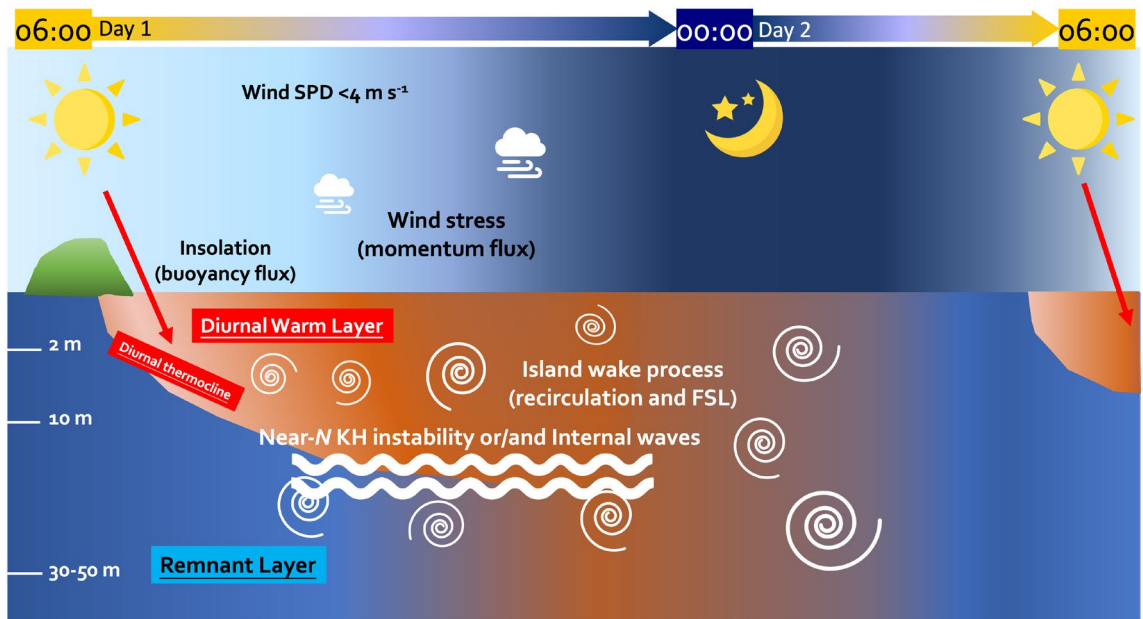
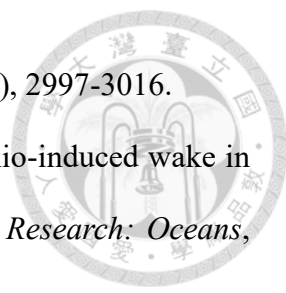


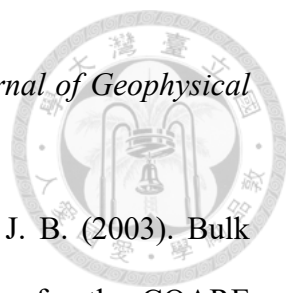
圖 7- 2、本研究於綠島周遭觀測之上層海洋混合過程示意圖。

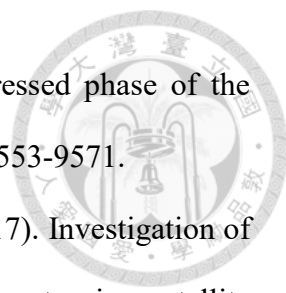
參考文獻

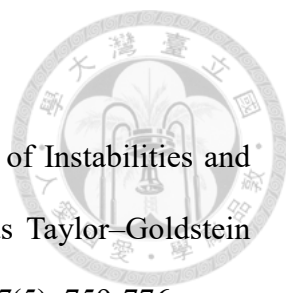


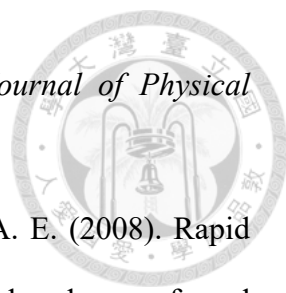
- Andreassen, Ø., HVIDSTEN, P. Ø., Fritts, D. C., & Arendt, S. (1998). Vorticity dynamics in a breaking internal gravity wave. Part 1. Initial instability evolution. *Journal of Fluid Mechanics*, 367, 27-46.
- Asher, W. E., Drushka, K., Jessup, A. T., Thompson, E. J., & Clark, D. (2019). Estimating Rain-Generated Turbulence at the Ocean Surface Using the Active Controlled Flux Technique. *Oceanography*, 32(2), 108-115.
- Bernie, D., Guilyardi, E., Madec, G., Slingo, J., & Woolnough, S. (2007). Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean-atmosphere GCM. Part 1: A diurnally forced OGCM. *Climate Dynamics*, 29, 575-590.
- Bernie, D., Woolnough, S., Slingo, J., & Guilyardi, E. (2005). Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer. *Journal of climate*, 18(8), 1190-1202.
- Bogdanoff, A. (2016). Through the Looking-Glass of the Ocean Surface. *Oceanus*, 51(2), 106.
- Bogdanoff, A. S. (2017). *Physics of diurnal warm layers: Turbulence, internal waves, and lateral mixing* [Massachusetts Institute of Technology].
- Buckingham, C. E., Lucas, N. S., Belcher, S. E., Rippeth, T. P., Grant, A. L. M., Le Sommer, J., Ajayi, A. O., & Naveira Garabato, A. C. (2019). The Contribution of Surface and Submesoscale Processes to Turbulence in the Open Ocean Surface Boundary Layer. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12), 4066-4094.
- Chang, M.-H., Jan, S., Liu, C.-L., Cheng, Y.-H., & Mensah, V. (2019). Observations of Island Wakes at High Rossby Numbers: Evolution of Submesoscale Vortices and

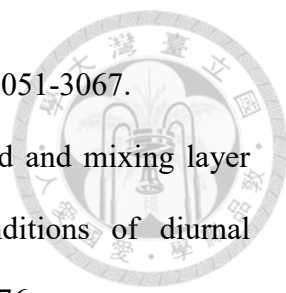
- 
- Free Shear Layers. *Journal of Physical Oceanography*, 49(11), 2997-3016.
- Chang, M.-H., Tang, T. Y., Ho, C.-R., & Chao, S.-Y. (2013). Kuroshio-induced wake in the lee of Green Island off Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3), 1508-1519.
- Chang, M. H., Cheng, Y. H., Yeh, Y. Y., Hsu, J. Y., Jan, S., Tseng, Y. h., Sui, C. H., Yang, Y. J., & Lin, P. H. (2023). Diurnal sea surface temperature warming along the Kuroshio off Taiwan under easterly wind conditions. *Geophysical Research Letters*, 50(2), e2022GL101412.
- Clayson, C. A., & Bogdanoff, A. S. (2013). The effect of diurnal sea surface temperature warming on climatological air–sea fluxes. *Journal of climate*, 26(8), 2546-2556.
- Clayson, C. A., & Chen, A. (2002). Sensitivity of a coupled single-column model in the tropics to treatment of the interfacial parameterizations. *Journal of climate*, 15(14), 1805-1831.
- Cronin, M. F., & Sprintall, J. (2001). Wind And Buoyancy-forced Upper Ocean. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 3219-3226).
- Dijkstra, H. A. (2008). *Dynamical oceanography* (Vol. 1). Springer.
- Dillon, T. M. (1982). Vertical overturns: A comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C12), 9601-9613.
- Edson, J. B., Jampana, V., Weller, R. A., Bigorre, S. P., Plueddemann, A. J., Fairall, C. W., Miller, S. D., Mahrt, L., Vickers, D., & Hersbach, H. (2013). On the exchange of momentum over the open ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 43(8), 1589-1610.
- Emanuel, K. A. (1999). Thermodynamic control of hurricane intensity. *Nature*, 401(6754), 665-669.
- Fairall, C., Bradley, E. F., Godfrey, J., Wick, G., Edson, J. B., & Young, G. (1996). Cool-

- 
- skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C1), 1295-1308.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J., Grachev, A. A., & Edson, J. B. (2003). Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of climate*, 16(4), 571-591.
- Farrar, J. T., Zappa, C. J., Weller, R. A., & Jessup, A. T. (2007). Sea surface temperature signatures of oceanic internal waves in low winds. *Journal of Geophysical Research*, 112(C6).
- Gentemann, C. L., Minnett, P. J., & Ward, B. (2009). Profiles of ocean surface heating (POSH): A new model of upper ocean diurnal warming. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C7).
- Goldstein, S. (1931). On the stability of superposed streams of fluids of different densities. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 132(820), 524-548.
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Lueck, R., & Seuront, L. (2004). How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophysical Research Letters*, 31(16).
- Hazel, P. (1972). Numerical studies of the stability of inviscid stratified shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 51(1), 39-61.
- Hendon, H. (2005). Air-sea interaction. In (pp. 223-246): Springer.
- Hodges, B. A., & Fratantoni, D. M. (2014). AUV Observations of the Diurnal Surface Layer in the North Atlantic Salinity Maximum. *Journal of Physical Oceanography*, 44(6), 1595-1604.
- Howard, L. N. (1961). Note on a paper of John W. Miles. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(4), 509-512.
- Hsu, J. Y., Hendon, H., Feng, M., & Zhou, X. (2019). Magnitude and phase of diurnal

- 
- SST variations in the ACCESS-S1 model during the suppressed phase of the MJOs. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(12), 9553-9571.
- Hsu, P.-C., Chang, M.-H., Lin, C.-C., Huang, S.-J., & Ho, C.-R. (2017). Investigation of the island-induced ocean vortex train of the Kuroshio Current using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 193, 54-64.
- Hughes, K. G., Moum, J. N., & Shroyer, E. L. (2020). Evolution of the Velocity Structure in the Diurnal Warm Layer. *Journal of Physical Oceanography*, 50(3), 615-631.
- Hughes, K. G., Moum, J. N., Shroyer, E. L., & Smyth, W. D. (2021). Stratified shear instabilities in diurnal warm layers. *Journal of Physical Oceanography*.
- Jan, S., & Chen, C. T. A. (2009). Potential biogeochemical effects from vigorous internal tides generated in Luzon Strait: a case study at the southernmost coast of Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C4).
- Kawai, Y., & Wada, A. (2007). Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean: A review. *Journal of oceanography*, 63, 721-744.
- Klein, S. A., Soden, B. J., & Lau, N.-C. (1999). Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of climate*, 12(4), 917-932.
- Kraus, E. B. (1972). *Atmosphere-ocean interaction*. Press, Clarendon, Oxford, England.
- Kudryavtsev, V. N., & Soloviev, A. V. (1990). Slippery near-surface layer of the ocean arising due to daytime solar heating. *Journal of Physical Oceanography*, 20(5), 617-628.
- Leibovich, S. (1983). The form and dynamics of Langmuir circulations. *Annual review of fluid mechanics*, 15(1), 391-427.
- Li, W., Rucong, Y., Hailong, L., & Yongqiang, Y. (2001). Impacts of diurnal cycle of SST on the intraseasonal variation of surface heat flux over the western Pacific warm

- 
- pool. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(5), 793-806.
- Lian, Q., Smyth, W. D., & Liu, Z. (2020). Numerical Computation of Instabilities and Internal Waves from In Situ Measurements via the Viscous Taylor–Goldstein Problem. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37(5), 759-776.
- Lien, R., D'Asaro, E., & McPhaden, M. (2002). Internal waves and turbulence in the upper central equatorial Pacific: Lagrangian and Eulerian observations. *Journal of Physical Oceanography*, 32(9), 2619-2639.
- Liu, C. L., & Chang, M. H. (2018). Numerical Studies of Submesoscale Island Wakes in the Kuroshio. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(8), 5669-5687.
- Marmorino, G. O., Smith, G. B., & Lindemann, G. J. (2004). Infrared imagery of ocean internal waves. *Geophysical Research Letters*, 31(11), n/a-n/a.
- Mater, B. D., Venayagamoorthy, S. K., Laurent, L. S., & Moum, J. N. (2015). Biases in Thorpe-scale estimates of turbulence dissipation. Part I: Assessments from large-scale overturns in oceanographic data. *Journal of Physical Oceanography*, 45(10), 2497-2521.
- Miles, J. W. (1961). On the stability of heterogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(4), 496-508.
- Moulin, A. J., Moum, J. N., & Shroyer, E. L. (2018). Evolution of Turbulence in the Diurnal Warm Layer. *Journal of Physical Oceanography*, 48(2), 383-396.
- Moum, J., Nash, J., & Smyth, W. (2011). Narrowband oscillations in the upper equatorial ocean. Part I: Interpretation as shear instabilities. *Journal of Physical Oceanography*, 41(3), 397-411.
- Paulson, C. A., & Simpson, J. J. (1977). Irradiance measurements in the upper ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7(6), 952-956.
- Pham, H. T., Sarkar, S., & Winters, K. B. (2012). Near-N oscillations and deep-cycle

- 
- turbulence in an Upper-Equatorial Undercurrent model. *Journal of Physical Oceanography*, 42(12), 2169-2184.
- Polton, J. A., Smith, J. A., MacKinnon, J. A., & Tejada-Martínez, A. E. (2008). Rapid generation of high-frequency internal waves beneath a wind and wave forced oceanic surface mixed layer. *Geophysical Research Letters*, 35(13).
- Price, J. F., Weller, R. A., & Pinkel, R. (1986). Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research*, 91(C7).
- Schiller, A., & Godfrey, J. (2005). A diagnostic model of the diurnal cycle of sea surface temperature for use in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C11).
- Smith, J. A. (1992). Observed growth of Langmuir circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C4), 5651-5664.
- Smyth, W., & Moum, J. (2012). Ocean Mixing by Kelvin-Helmholtz Instability. *Oceanography*, 25(2), 140-149.
- Smyth, W., Moum, J., Li, L., & Thorpe, S. (2013). Diurnal shear instability, the descent of the surface shear layer, and the deep cycle of equatorial turbulence. *Journal of Physical Oceanography*, 43(11), 2432-2455.
- Smyth, W., Moum, J., & Nash, J. (2011). Narrowband oscillations in the upper equatorial ocean. Part II: Properties of shear instabilities. *Journal of Physical Oceanography*, 41(3), 412-428.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology* (Vol. 13). Springer Science & Business Media.
- Sutherland, G., Marié, L., Reverdin, G., Christensen, K. H., Broström, G., & Ward, B. (2016). Enhanced turbulence associated with the diurnal jet in the ocean surface

- 
- boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), 3051-3067.
- Sutherland, G., Reverdin, G., Marié, L., & Ward, B. (2014). Mixed and mixing layer depths in the ocean surface boundary layer under conditions of diurnal stratification. *Geophysical Research Letters*, 41(23), 8469-8476.
- Taylor, G. I. (1931). Effect of variation in density on the stability of superposed streams of fluid. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 132(820), 499-523.
- Thomas, L. N., Taylor, J. R., Ferrari, R., & Joyce, T. M. (2013). Symmetric instability in the Gulf Stream. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 91, 96-110.
- Thorpe, S. A. (1977). Turbulence and mixing in a Scottish loch. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 286(1334), 125-181.
- Troy, C. D., & Koseff, J. R. (2005). The instability and breaking of long internal waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 543, 107-136.
- Walsh, E. J., Pinkel, R., Hagan, D. E., Weller, R. A., Fairall, C. W., Rogers, D. P., Burns, S. P., & Baumgartner, M. (1998). Coupling of internal waves on the main thermocline to the diurnal surface layer and sea surface temperature during the Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C6), 12613-12628.
- Wang, X., Han, G., Qi, Y., & Li, W. (2011). Impact of barrier layer on typhoon-induced sea surface cooling. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 52(3), 367-385.
- Wijesekera, H. W., & Dillon, T. M. (1991). Internal waves and mixing in the upper equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96(C4).
- Wijesekera, H. W., Wang, D. W., & Jarosz, E. (2020). Dynamics of the Diurnal Warm

Layer: Surface Jet, High-Frequency Internal Waves, and Mixing. *Journal of Physical Oceanography*, 50(7), 2053-2070.

- Yang, Y., Liu, L., Li, K., Yu, W., & Wang, H. (2020). Diurnal Sea surface temperature response to tropical cyclone Dahlia in the Eastern tropical Indian Ocean in 2017 revealed by the Bailong buoy. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 92, 101163.
- Yang, Y. J., Chang, M.-H., Hsieh, C.-Y., Chang, H.-I., Jan, S., & Wei, C.-L. (2019). The role of enhanced velocity shears in rapid ocean cooling during Super Typhoon Nepartak 2016. *Nature Communications*, 10(1), 1627.
- Zeng, X., & Beljaars, A. (2005). A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation. *Geophysical Research Letters*, 32(14).