



國立中山大學海洋生物科技暨資源學系

博士論文

Department of Marine Biotechnology and Resources

National Sun Yat-sen University

Doctorate Dissertation

澎湖水道與周邊海域的紊流特性

Turbulence characteristics in the Penghu channel and adjacent seas

研究生：邵煥傑

Huan-Jie Shao

指導教授：曾若玄 教授

Prof. Ruo-Shan Tseng

中華民國 108 年 2 月

February 2019



國立中山大學海洋生物科技暨資源學系

博士論文

Department of Marine Biotechnology and Resources

National Sun Yat-sen University

Doctorate Dissertation

澎湖水道與周邊海域的紊流特性

Turbulence characteristics in the Penghu channel and adjacent  
seas

研究生：邵煥傑

Huan-Jie Shao

指導教授：曾若玄 教授

Prof. Ruo-Shan Tseng

中華民國 108 年 2 月

February 2019

# 論文審定書

國立中山大學研究生學位論文審定書

本校海洋生物科技暨資源學系(研究所)博士班  
研究生邵煥傑 (學號：D975020004) 所提論文

澎湖水道與周邊海域的紊流特性

Turbulence characteristics in the Penghu Channel and adjacent  
seas

於中華民國108年1月14日經本委員會審查並舉行口試，符合博士學位論文標準。

學位考試委員簽章：

召集人 陳冠宇 陳冠宇

委員 詹森 詹森

委員 張明輝 張明輝

委員 楊益 楊益

委員 廖建明 廖建明

委員 曾若玄 曾若玄

委員 \_\_\_\_\_

委員 \_\_\_\_\_

委員 \_\_\_\_\_

委員 \_\_\_\_\_

指導教授曾若玄 曾若玄 (簽名)

## 謝誌

首先誠摯的感謝我的家人這些年在背後支持我以及指導教授曾若玄博士的悉心指導。老師自由的教學風格，願意傾聽學生的想法以及放手讓學生們去學習解決問題與規劃事情僅在旁提供協助，即使是實驗失敗或是規劃不良，老師仍然願意不斷地提供機會與學生討論其失敗原因與提供改進方式，讓下一次的實驗更加完善，這樣的指導風格著實讓我成長不少，獲益匪淺。感謝老師和師母在平常在生活上的照顧，除了為實驗室提供各種的愛心餅乾、水果，也時時關心學生的身體健康。

另外我要感謝台大海研所詹森老師、張明輝老師、中山海科系陳冠宇老師以及國研院海科中心楊益老師與廖建明老師，在百忙之中抽空指導建議，讓我的論文得以完成。感謝美國華盛頓大學連仁杰老師、美國海軍研究實驗室柯東山博士、台大海研所楊穎堅老師、中山大學李逸環博士以及已故中山海科系王玉懷老師都曾經在學術研究上不厭其煩地給我建議與指導。

感謝這些年讓我一直問問題的學長育嘉、勇廷、蜂鈞、科憲、育展、光明、財銘、俊志、俊傑、瑞中、星豪；陪我進步的同學家睿、允強、凱倫、永昇，學弟郁峰、文瑜、建君、哲成、冠成、文佐、俊德、俊宏、立南，學妹子清、雅涵、莉婷、宜婷、涵霖、子嫻，大家不僅在課業上或是生活中都曾為我解惑提供幫助，也讓我的研究生活過得多采多姿。感謝曾經以及現在海研三號上服務的人員，在我上船實驗的時候提供我好吃的水果和料理，下船後平時又協助我完成行政業務。感謝海科院津霏、海科系宜均在我口試時替我張羅相關事務。最後特別感謝我的女朋友玥淳，不論發生甚麼事總是在身邊陪我度過以及鼓勵我讓我提起勇氣克服挫折。謝謝各位。

## 摘要

台灣西南海域的海底地形多變又有不同特性的海水在此海域匯合，如南海水和黑潮水，而內潮與內波的特徵在此處也相當活躍。為了研究底邊界層（Bottom boundary layer, BBL）的紊流特性與產生機制，以及內潮（內波）對於紊流混合的效應，我們針對台灣海峽內的澎湖水道（Penghu Channel, PHC）、PHC 南端的大陸棚、大陸斜坡以及高屏海底峽谷（Kaoping Submarine Canyon, KPSC）等區域進行水文、流場以及紊流的測量。結果發現在 PHC 北端，近底部的溫度會有  $M_4$  週期的升降溫變化，漲潮期間的流速遠高於退潮流速，前者約為後者的 4 倍，只有漲潮時段具有明顯的溫度差變化。由於漲潮流速產生的垂直剪切使得 BBL 中的紊流加強，有著高紊流動能散率（ $\varepsilon$ ） $\sim 10^{-5} \text{ W Kg}^{-1}$ ，底部混合層會從底部向上延伸約 40 公尺。在漲潮上坡流期間，底部原有的均勻混合層會被迫分層，Richardson number 小於臨界值 1/4 以及  $\varepsilon \propto U^3$ （ $U$  為流速），證實 BBL 的紊流混合是由剪切不穩定所造成，紊流具有  $M_2$  週期性變化，這是 PHC 獨特的紊流特徵，與其他大陸棚或河口區域不同。另外，PHC 會受到季節性的水團結構影響，BBL 中的紊流層會在分層強(弱)的時候被抑制(加強)。在漲退潮的轉換期間，由科學測深儀的回聲強度可觀測到 PHC 中層以及底層發生近似內波或剪切不穩定的特徵，TKE 耗散率  $\sim 10^{-7} \text{ W Kg}^{-1}$ 。

緊鄰 PHC 南端的大陸邊緣以及附近的 KPSC，存在明顯的內潮；KPSC 開口處（水深 500 公尺）在冬季大潮觀測期間的等密度線垂直位移高達 100 公尺，Thorpe scale 估算到的冬季平均 TKE 耗散為夏季小潮期間值的 3 倍，平均熱渦流擴散率（ $K$ ）在夏季為  $0.0085 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，而冬季為  $0.034 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，說明季節性的微弱分層會加強紊流。峽谷內部量到的 TKE 耗散率最大約為  $10^{-6} \text{ W Kg}^{-1}$ ，與估算的斜壓能量通量值平衡。APE（available potential energy）和 HKE（horizontal kinetic energy）的比值說明 PHC 南端與 KPSC 的內潮大都為駐波的型態。利用美國海軍

NRL/LZSNFS 模式資料估算 PHC 斜壓能量通量的空間分佈，發現大陸斜坡的斜壓能量大都沿著大陸邊緣傳遞，大陸斜坡的總斜壓能量通量最大值約為  $-50 \text{ kWm}^{-1}$ （負值表示朝南）；大陸棚（PHC 南端）的垂直平均斜壓能量通量為  $0.44 \text{ kWm}^{-1}$ ，而 PHC 的平均值只有  $0.02 \text{ kWm}^{-1}$ ，意味著內潮能量會在往北傳遞至 PHC 過程中快速減弱，同時並非為 PHC 內的紊流發生的主因。本研究指出，流速與底邊界摩擦所造成的剪切不穩定是 PHC 中 BBL 紊流加強的主要機制，而內潮或是破碎的內波才是大陸邊緣紊流混合的重要來源。本研究利用載具式的紊流儀 MicroRider-1000 以及自由落體式紊流儀 VMP-250 測量水體的紊流消散，同時和 Thorpe scale 估算方式進行比較，在定性上非常相似。

關鍵詞：澎湖水道、剪切不穩定、底邊界紊流、TKE 耗散、內潮、斜壓能量通量

# Abstract

Several water masses such as Kuroshio Branch Water and South China Sea water meet in the seas off southwestern Taiwan where the tidal current is strong and bottom topography is complicated. Energetic internal waves and internal tides are also ubiquitous in this area. These abundant oceanic features are the motivations for this study. In order to investigate temporal and spatial variations of turbulence properties in the bottom boundary layer (BBL) and its generation mechanism, measurements of turbulence dissipation, current, and stratification in an energetic, sloping tidal channel, the Penghu Channel (PHC), in the Taiwan Strait as well as the continental margins and Kaoping Submarine Canyons (KPSC) were conducted. It was found that the northern, constricted section of PHC exhibits a unique feature of semidiurnal cycle of turbulence and quarter-diurnal cycle of temperature in the BBL due to the fact that current speeds during the flood are much higher (about four times as big) than those during the ebb. Turbulent mixing in the BBL, produced mainly by the tidal current shear, has high values of dissipation ( $\sim 10^{-5} \text{ W Kg}^{-1}$ ) and eddy diffusivity and extends upward to approximately 40 m above the bottom during the flood. During the flood upslope flow, significant temperature drops and destratification of the near-bottom layer occur due to turbulence mixing associated with the shear instabilities, confirmed by the gradient Richardson

number less than the critical value of 1/4. By contrast, stratification produced during the ebb is discernible only in the upper part of the BBL above the mixed layer. The stratification is weak (strong) during enhanced (suppressed) turbulence. The observed dissipation rate of turbulent kinetic energy is proportional to the cubic power of current speed, suggesting that the observed turbulence is generated via the boundary layer shear instability. Near-internal waves were observed in the mid layer of the PHC at the transition phase from flood to ebb tides by using acoustic backscattering data of echosounder. Analysis of turbulence and current profiles indicates the near-internal waves are corresponding to shear instabilities with TKE dissipation rate elevated to  $10^{-7}$   $\text{W Kg}^{-1}$ .

Obvious internal tides were observed in the continental margins south of PHC and in the KPSC. At the mouth of KPSC where water depth is about 500 m, maximum vertical displacement of isopycnal oscillations nearly 100 m was observed during the spring tide in December. The TKE dissipation rate and eddy diffusivity estimated from the Thorpe scale analysis during the spring tide in December are approximately three to four times as big as those during the neap tide in July. This is attributed to the fact that weak stratification and strong vertical shear result in elevated turbulence intensities. TKE dissipation rates in the KPSC can reach a maximum value of  $10^{-6}$   $\text{W Kg}^{-1}$ , which is in balance with the baroclinic energy fluxes. Analysis of the ratio between the APE

(available potential energy) and HKE (horizontal kinetic energy) reveals that the internal tides in the continental margins south of PHC and inside the KPSC are in the form of standing waves. High-resolution gridded output data from NRL/LZSNFS numerical model of US Naval Research Lab are used to compute spatial distribution of baroclinic energy fluxes in the PHC. Our results indicate that the baroclinic energy mostly propagates along the edge of continental margins. At the continental slope the baroclinic energy fluxes can reach a maximum value of  $-50 \text{ KWm}^{-1}$ , while those at the continental shelf and at northern PHC are only  $0.44$  and  $0.02 \text{ KWm}^{-1}$ , respectively. This result implies that as the internal tides propagate northward toward the PHC interior, the baroclinic energy decays rapidly. In summary, the present study clearly indicates that the energetic turbulence in the BBL and mid layer of the PHC is generated primarily by the shear instability. On the other hand, the turbulence in the continental margins and in the KPSC is generated mostly by the internal tides and breaking of internal waves. Finally, turbulence characteristics observed by the shipboard CTD/MicroRider and by the free-fall VMP-250 are generally in consistent with each other and also agree qualitatively with that estimated from the Thorpe scale analysis.

Keywords : Penghu Channel, shear instability, TKE dissipation, turbulence dissipation, baroclinic energy fluxes, internal tide

# 目錄

論文審定書 .....	i
謝誌 .....	ii
摘要 .....	iii
Abstract.....	v
目錄 .....	viii
圖目錄 .....	x
表目錄 .....	xvii
符號說明 .....	xviii
第 1 章 前言 .....	1
第 2 章 觀測方法與資料來源 .....	7
第 2-1 節 歷史航次和觀測地點 .....	7
第 2-2 節 觀測儀器與數值模式說明 .....	13
第 2-3 節 分析方法 .....	18
第 3 章 水文特性與流場結構 .....	24
第 3-1 節 水文特性—PHC .....	24
第 3-2 節 水文特性—大陸邊緣、高屏峽谷 .....	34
第 3-3 節 流場結構 .....	39
第 4 章 紊流 .....	48
第 4-1 節 PHC 底邊界紊流 .....	48
第 4-2 節 大陸邊緣紊流 .....	56
第 5 章 討論 .....	63
第 5-1 節 BBL shear instability .....	63
第 5-2 節 水團中層 shear instability .....	69

第 5-3 節 Internal tide .....	74
第 6 章 結論與建議 .....	84
參考文獻 .....	87

## 圖目錄

- 圖 2-1 PHC 航次觀測測站 (藍色三角形), 黑色粗等深線表示水深 100 公尺和水深 200 公尺; 黑色細等深線表示水深 50 公尺和水深 1000 公尺。..... 10
- 圖 2-2 OR3-2026 (2017 年 9 月) 航次觀測測站, 其中藍色三角形 M 為錨碇佈放位置; 紅色三角形代表 CTD/VMP 測站。.....11
- 圖 2-3 錨碇設計圖, 紅色方形代表 TP 位置, 黑色方形則是代表 minilog 和 SBE56 位置。..... 12
- 圖 2-4 VMP-250 以及佈放所使用的絞機。..... 15
- 圖 2-5 架設在 CTD 上的 MicroRider-1000 和 LADCP。..... 15
- 圖 2-6 溫度探針, 包裹橡膠套 (右)。(Lueck., 2010)。..... 16
- 圖 2-7 LZSNFS 模式資料網格, 點狀區域為模式範圍, 每個點都有一個月的剖面資料, 包含水溫、鹽度、海流等。..... 17
- 圖 2-8 紫線為 MicroRider data 其中一段 (10 秒資料) 溫度垂直梯度能譜, 綠線則是 Kraichnan's scalar 能譜。紅色三角形表示最大積分波數的位置。... 20
- 圖 2-9 MicroRider 在 P2 站量測到的 (a) 溫度垂直剖面, (b) 溫度垂直梯度  $dT/dz$ , 以及 (c) 溫度耗散率 (dissipation rate of thermal variance,  $\chi$ )。..... 21
- 圖 2-10 藍線為垂直剪切能譜, 黑色線為 Nasmyth 經驗能譜。紅色三角形表示最大積分波數的位置。..... 22
- 圖 2-11 VMP-250 在 G2 站量測到的 (a) 溫度、鹽度垂直剖面, (b) shear 垂直剖面, (c) 下放時的流速剖面 (LADCP), (d) TKE 耗散 ( $\varepsilon$ )。..... 23
- 圖 3-1 P2 (OR3-1887, 9 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度,  $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。.... 27
- 圖 3-2 P2 (OR3-1923, 4 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度,  $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。其中白色虛線代表圖 3-8 的 4 個潮汐階段。..... 27
- 圖 3-3 P2 (OR3-1586, 3 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度,  $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。其中白

	色虛線代表圖 3-7 的 4 個潮汐階段。.....	28
圖 3-4	P2 (OR3-1887, 9 月) 與 P2 (OR3-1923, 4 月) 測量到的 T-S 特徵，紅線代表歷史黑潮水團特徵，藍線代表南海水團特徵。.....	29
圖 3-5	P1 (OR3-1560, 9 月) 與 P2 (OR3-1586, 3 月) 測量到的 T-S 特徵，紅線代表歷史黑潮水團特徵，藍線代表南海水團特徵。.....	29
圖 3-6	AVISO 流場資料，左上圖為 2011 年 9 月流場，右上圖為 2012 年 3 月流場，左下圖為 2015 年 9 月流場，右下圖為 2016 年 4 月流場。.....	30
圖 3-7	P2 (OR3-1586, 3 月)，(a) 平均南北向流速 ( $v$ )，表示一個潮汐週期，4 條虛線表示不同的潮汐時間。(b) 4 個不同的潮汐時間所觀測到的 $\sigma_t$ 剖面。(c) 流速最大時 (編號 2) 觀測到的 $\sigma_t$ 剖面，黑線表示原始觀測，紅線表示 $\sigma_t$ 重新排列後的剖面。.....	31
圖 3-8	P2 (OR3-1887, 9 月)，(a) 平均南北向流速 ( $v$ )，表示一個潮汐週期，4 條虛線表示不同的潮汐時間。(b) 4 個不同的潮汐時間所觀測到的 $\sigma_t$ 剖面。(c) 流速最大時 (編號 2) 觀測到的 $\sigma_t$ 剖面，黑線表示原始觀測，紅線表示 $\sigma_t$ 重新排列後的剖面。.....	32
圖 3-9	錨碇串資料，上圖為錨碇串 ADCP 所觀測到的流速深度時序資料，粗黑等溫線表示水溫 22°C；細黑等溫線表示水溫 23°C；黑色虛線為東石港潮位變化。下圖為錨碇串最下面兩顆 TP 所觀測到的溫度時序資料 (淺灰線 tp8464、深灰線 tp8756)，黑線表示嘉義東石港潮位變化。其中 tp8464 位於水深 109 公尺處；tp8756 位於 110 公尺處。.....	33
圖 3-10	錨碇串 110 公尺 (tp8756) 的時間序列溫度差的能譜圖分析。.....	33
圖 3-11	S2 (OR3-1639, 9 月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$ 以及 $N^2$ 。..	36

圖 3-12	S1 (OR3-1639, 9 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度, $\sigma_t$ 以及 $N^2$ 。 ..	36
圖 3-13	S2 (OR3-1696, 6 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度, $\sigma_t$ 以及 $N^2$ 。 ..	37
圖 3-14	S2 (OR3-1639, 9 月) 與 S2 (OR3-1696, 6 月) 測量到的 T-S 特徵, 紅線代表歷史黑潮水團特徵, 藍線代表南海水團特徵。 .....	37
圖 3-15	GP (OR3-1302, 7 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度, $\sigma_t$ 以及 $N^2$ 。 .	38
圖 3-16	GP (OR3-1339, 12 月) 測量到的時間序列溫度, 鹽度, $\sigma_t$ 以及 $N^2$ 。 .	38
圖 3-17	TSNOW 計畫所佈放的底碇 ADCP 資料與溫度資料。(a) 為觀測期間流速的時間和深度變化, 紅線為溫度變化, 黑色虛線代表圖 (b) 時間間格位置。(b) 為 7 天的流速 $v$ 分量週期變化 (藍線), 紅線代表溫度下降時的流速變化。 .....	42
圖 3-18	底碇時間序列溫度差的能譜圖分析。 .....	42
圖 3-19	P1 (上圖, OR3-1560, 9 月) 和 P2 (下圖, OR3-1586, 3 月) 觀測期間流速的時間和深度變化。左和右分別是 $v$ 和 $u$ 的速度分量。每個圖上方的黑色三角形標記是下放 CTD 的時間, 而圖中的黑色曲線表示潮位變化。 .....	43
圖 3-20	P2 (OR3-1586, 3 月) 站觀測期間的流速 EOF 分析結果。 .....	43
圖 3-21	GP (OR3-1302, 7 月) 在高屏峽谷口觀測到的流速時間和深度變化。上左和右圖分別是 $u$ 和 $v$ 的速度分量。下左和右圖分別是 $u'$ 和 $v'$ 。( $u' = u - \bar{u}$ , $v' = v - \bar{v}$ , $\bar{u}$ 和 $\bar{v}$ 為 $u$ 和 $v$ 速度分量的垂直平均) .....	44
圖 3-22	GP (OR3-1339, 12 月) 在高屏峽谷口觀測到的流速時間和深度變化。上左和右圖分別是 $u$ 和 $v$ 的速度分量。下左和右圖分別是 $u'$ 和 $v'$ 。( $u' = u - \bar{u}$ , $v' = v - \bar{v}$ , $\bar{u}$ 和 $\bar{v}$ 為 $u$ 和 $v$ 速度分量的垂直平均) .....	45
圖 3-23	S1 (左圖, OR3-1639) 和 S2 (右圖, OR3-1639) 觀測期間流速的時間和深度變化。上和下分別是 $u$ 和 $v$ 的速度分量。 .....	46

圖 3-24	S1 (OR3-1639, 9 月), 回歸 $M_2$ 週期的分潮流場變化。上和下分別是 $u$ 和 $v$ 的速度分量。.....	46
圖 3-25	S2 (OR3-1639, 9 月), 回歸 $M_2$ 週期的分潮流場變化。上和下分別是 $u$ 和 $v$ 的速度分量。.....	47
圖 4-1	溫度消散率 ( $\chi$ ) 深度與時間的週期變化。上圖為 P1 (OR3-1560, 9 月) 所測量, 下圖為 P2 (OR3-1586, 3 月) 所測量。黑線表示潮位變化。 .	51
圖 4-2	熱渦流擴散率 ( $K_t$ ) 深度與時間的週期變化。上圖為 P1 (OR3-1560, 9 月) 所測量到的 $\chi$ 時序圖, 下圖為 P2 (OR3-1586, 3 月) 所測量到的 $\chi$ 時序圖。黑線表示潮位變化。.....	52
圖 4-3	P2 (OR3-1586, 3 月) 利用 Thorpe scale 所估算的 TKE 消散率 ( $\varepsilon$ ) 深度與時間的週期變化。.....	53
圖 4-4	在澎湖水道 BBL 內的熱渦流擴散率 ( $K_t$ ) 所呈現的機率分佈函數。紅線為退潮的平均 $K_t$ , 黑線為漲潮的平均 $K_t$ 。.....	53
圖 4-5	利用 VMP-250 在 P2 站所量到的 TKE 耗散 ( $\varepsilon$ ) 深度與時間的週期變化。上圖時間為 2015 年 9 月, 下圖為 2016 年 4 月。黑線表示潮位變化。 .	54
圖 4-6	P2 (OR3-1887, 9 月, 上圖) 和 P2 (OR3-1923, 4 月, 下圖) 利用 CTD 所量到的垂直剖面透光度與時間的週期變化。.....	55
圖 4-7	OR3-1639 航次所觀測到的溫度消散率 ( $\chi$ ) 深度與時間的週期變化。上圖為 S1 站所測量到的 $\chi$ 時序圖, 下圖為 S2 站所測量到的 $\chi$ 時序圖。.....	58
圖 4-8	S2 (OR3-1669, 6 月) 所觀測到的溫度消散率 ( $\chi$ ) 深度與時間的週期變化。.....	58
圖 4-9	OR3-1639 航次所觀測到的熱渦流擴散率 ( $K_t$ ) 深度與時間的週期變化。上圖為 S1 站所測量到的 $K_t$ 時序圖, 下圖為 S2 站所測量到的 $K_t$ 時序圖。.....	59

- 圖 4-10 高屏峽谷口利用 Thorpe scale 所估算的 TKE 耗散 ( $\varepsilon$ ) 深度與時間的週期變化。上圖是 GP (OR3-1302, 7 月) 觀測到的水文資料所估算出的  $\varepsilon$  時序變化。下圖是 GP (OR3-1339, 12 月) 大潮期間觀測到的水文資料所估算出的  $\varepsilon$  時序變化。..... 60
- 圖 4-11 高屏峽谷口利用 Thorpe scale 所估算的垂直擴散係數 ( $K_\rho$ ) 深度與時間的週期變化。上圖是 GP (OR3-1302, 7 月) 所估算出的  $K_\rho$  時序變化。下圖是 GP (OR3-1339, 12 月) 大潮期間所估算出的  $K_\rho$  時序變化。 ..... 61
- 圖 4-12 高屏峽谷內 G1 和 G2 之間的船測 ADCP 資料 (u and w) 以及 VMP-250 量到的  $\varepsilon$  剖面，潮位資料是用奧勒岡大學的潮位預測模式所繪製。 .. 62
- 圖 5-1 P2 站的 (a) 深度平均南北向流速的時間序列圖，(b) BBL 內的深度平均的剪切平方(黑線)和 TKE 耗散率(藍線)，(c) 垂直密度梯度 ( $-\Delta\rho/\Delta z$ ) 平均值，黑線代表水深 70-75 公尺的平均，灰線代表水深 90-110 公尺的平均，和 (d) Richardson number ( $Ri^{-1}$ ) 的時間深度變化；黑線表示潮汐的週期變化。 ..... 65
- 圖 5-2 P2 (OR3-1887, 9 月) 所量到的 (a) 剪切平方時間深度變化，(b) VMP-250 所量到的 TKE 耗散。 ..... 66
- 圖 5-3 P2 (OR3-1923, 4 月) 所量到的 (a) 剪切平方時間深度變化，(b) VMP-250 所量到的 TKE 耗散。 ..... 66
- 圖 5-4 P2 站的 TKE 耗散率和平均立方流速的散點圖。黑點和紅點分別代表漲潮和退潮時量測到的數據。藍線為最佳擬合回歸線，顯示  $\varepsilon \propto U^3$ ，此外還顯示了相關係數 0.7 與 95% 顯著性。 ..... 68
- 圖 5-5 P2 (OR3-2026)，(a) 潮位示意圖，紅線表示觀測時間的潮汐相位。(b) 以不同顏色區別區別回聲強度，其中黑色箭頭表示 SADCPC 所觀測到的流速資料 (v 和 w)；白線為 VMP-250 觀測到的 TKE 耗散 ( $\varepsilon$ )。(c) CTD

觀測資料，分別為溫度、鹽度以及密度。(d) 分別為浮力頻率平方 ( $N^2$ )、shear squared 和 Richardson number。紅框標示 BBL 中  $N^2$  變小，剪切變大同時  $Ri^{-1} > 4$ ，剪切不穩定的證據。..... 71

圖 5-6 N (OR3-2026)，(a) 潮位示意圖，紅線表示觀測時間的潮汐相位。(b) 以不同顏色區別區別回聲強度，其中黑色箭頭表示 ADCP 所觀測到的流速資料 ( $v$  和  $w$ )；白線為 VMP-250 觀測到的 TKE 耗散 ( $\epsilon$ )。(c) 密度以及 Thorpe displacement。(d) 分別為浮力頻率 ( $N^2$ )、shear squared 和 Richardson number。..... 72

圖 5-7 P2 (OR3-2026)，(a) 潮位示意圖，紅線表示觀測時間的潮汐相位。(b) 以不同顏色區別區別回聲強度，其中黑色箭頭表示 ADCP 所觀測到的流速資料 ( $v$  和  $w$ )；白線為 VMP-250 觀測到的 TKE 耗散 ( $\epsilon$ )。(c) 密度的 CTD 觀測資料以及 Thorpe displacement。(d) 分別為浮力頻率 ( $N^2$ )、shear squared 和 Richardson number。..... 73

圖 5-8 (a) S1 觀測到的斜壓流速 ( $v' = v - \bar{v}$ )。(b) S2 觀測到的斜壓流速 ( $v'$ )。(c) S1 計算出的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(d) S2 的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(e) S1 利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(f) S2 利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(g) S1 深度積分能量通量的時序變化，藍線表示 0，紅色虛線表示時間平均值  $0.44 \text{ kWm}^{-1}$ 。(h) S2 深度積分能量通量的時序變化，藍線表示 0，紅色虛線表示時間平均值  $-3.5 \text{ kWm}^{-1}$ 。..... 78

圖 5-9 (a) GP (小潮，7 月) 觀測到的斜壓流速 ( $v' = v - \bar{v}$ )。(b) GP (大潮，12 月) 觀測到的斜壓流速 ( $v'$ )。(c) 小潮期間計算出的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(d) 大潮期間的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(e) 小潮期間利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(f) 大潮期間利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(g) 小潮期間深度積

	分能量通量的時序變化，藍線表示 0，紅色虛線表示時間平均值 $2 \text{ kWm}^{-1}$	
	<sup>1</sup> 。(h) 大潮期間深度積分能量通量的時序變化，藍線表示 0，紅色虛線	
	表示時間平均值 $11 \text{ kWm}^{-1}$ 。.....	79
圖 5-10	P (OR3-2026)，上圖黑線為東石港的潮位資料，紅線為當時潮位。下圖	
	為 OR3-2026 航次所觀測到的 echosounder 資料，白線表示紊流儀量測到	
	的 TKE 耗散，黑色箭頭為 SADCP 的流速資料。.....	80
圖 5-11	LZSNFS 模式資料所估算出的 5 天平均斜壓能量通量變化。.....	81
圖 5-12	上圖為東石港潮汐變化，英文代號代表不同潮位時刻。6 張小圖 (a~f) 分	
	別代表不同時間 LZSNFS 資料所估算的等密度垂直位移空間變化。藍色	
	倒三角形由南到北分別表示 S2、S1 和 P2 的相對位置。.....	82
圖 5-13	接續圖 5-12，6 張小圖分別代表不同時間 LZSNFS 資料所估算的斜壓能量	
	通量空間變化。藍色倒三角形由南到北分別表示 S2、S1 和 P2 的相對位	
	置。.....	83

## 表目錄

表 2-1 觀測航次資訊表.....	9
--------------------	---

## 符號說明

$\varepsilon$  : 動能消散率 (Turbulent Kinetic Energy dissipation rate)

$\varepsilon_\chi$  : 動能消散率 (Turbulent Kinetic Energy dissipation rate)

$\chi$  : 溫度耗散率 (dissipation rate of thermal variance)

$K$  : 渦流擴散率 (Eddy diffusivity)

$K_\rho$  : 密度渦流擴散率 (Eddy diffusivity of density)

$K_t$  : 熱渦流擴散率 (Eddy diffusivity of thermal variance)

$N$  : 浮力頻率 (Brunt-Väisälä frequency)

$\Gamma$  : 混合效率

$\sigma_t$  : 海水密度

$\nu$  : 水分子黏滯係數 ( $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ),

$\hat{k}$  : 波數

$\Psi(\hat{k})$  : 剪切探針所量到的能譜

$\Psi_t(\hat{k})$  : 溫度垂直梯度的垂直波數能譜

$D$  : 分子熱擴散率

$k_b$  : Batchelor wavenumber

$\eta$  : 等密度線垂直位移

# 第1章 前言

台灣西南海域的範圍包含台灣海峽南端以及南海北部區域，擁有著大陸邊緣（大陸棚和大陸斜坡）、台灣淺灘、澎湖水道（Penghu Channel, PHC）、高屏海底峽谷（Kaoping Submarine Canyon, KPSC）與南灣等重要地形。水文特性容易受到南海水團與黑潮支流入侵所影響，顯著的季風以及複雜的地形，種種原因的層疊之下，使得此區域的流況變化多端。南海北部的地理位置與台灣海峽南端相連，同時也靠近大陸地形邊緣，海洋現象豐富，大洋邊界崎嶇的地形與海流的交互作用之下，容易增強其內部的紊流擴散，因此產生的平均渦流擴散率（eddy diffusivity,  $K$ ）為  $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ （Mauritzen and wolk, 2002; Park et al., 2008）比起大洋所測量到的平均  $K$ （ $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , Gregg, 1989）大上 100 – 1000 倍。Yang et al.（2014）在台灣西南海域進行紊流觀測，結果也說明在大陸棚所量測到的平均紊流動能（Turbulent Kinetic Energy, TKE）耗散率  $\sim 10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$  會大於在大陸斜坡量測到的平均值  $\sim 10^{-8} \text{ W kg}^{-1}$  約 10 倍。許多物理海洋學者都曾表示，為了維持大洋鹽環流的穩定， $K$  至少需要  $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，這也代表某些海域中必須有高的混合紊流發生才能維持此平衡，而這些海域大都位在大陸斜坡、海底山脊、海底峽谷或是狹窄的水道之處（Polzin et al., 1996），因此台灣西南海域便是一個屬於研究高紊流混合的理想場所。

南海在台灣西南海域之中屬於深水的海域，在大陸斜坡外的平均水深幾乎都超過 2000 公尺，在近 10 餘年裡南海所發現的內波一直受到不少海洋學者的注目。主要是因為南海所發現的內波是目前世界上最巨大的內波，傳遞速度最快可達  $2 \text{ m s}^{-1}$ （Klymak, et al., 2006），而南海孤立內波（Internal Solitary Waves, ISW）引起的大尺度垂直位移和速度可能會影響生物的生產力以及水團內營養的混合（Moore and Lien, 2007）。在世界上許多的大洋中經常可以透過衛星圖像來觀測到孤立內波的傳播（Klemas et al., 2012），現場觀測資料和衛星資料都顯示，正壓潮流與位於

呂宋海峽內的恆春海脊和巴坦海脊的交互作用下，水體的密度分層會受到擾動因此在呂宋海峽形成內潮，向西越過海脊進入南海後由於地形急速下降（坡度大），產生下沉的巨大內波向西傳遞（Ramp et al., 2004; Zheng et al., 2007）。孤立內波在南海會一路往西至東沙環礁的陸棚區，利用水文錨碇串組的資料說明南海內波的能量經由下沉型波形傳遞到大陸棚地形淺化後，其波長會變短、波速減弱，波形會從下沉型轉變為上舉型逐漸破碎，內部能量同時衰退不少（Lien et al., 2005; Moum et al., 2007），例如：Chang et al.（2006）估算到的非線性內波能量消散值在進入東沙環礁週圍較淺的地形後會從  $8.5 \text{ kW m}^{-1}$  減少到  $0.25 \text{ kW m}^{-1}$ 。邊界的效應加強能量的快速耗散，St. Laurent（2008）量測東沙海域的平均 TKE 耗散約在  $10^{-8} \text{ W kg}^{-1}$ ，隨著水深變淺到水深 200 公尺以下，TKE 耗散會提高至  $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ 。台灣與美國數名海洋學者共同在 Inerantl Wave In Straits Experiment（IWISE）合作計畫中，利用過去十年裡數十個研究航次在南海北部與呂宋海峽進行的現場觀測成果以及模式模擬來說明 ISW 的形成以及傳遞，同時也說明內波除了提供水團的混合之外也同時影響著全球氣候（Alford et al., 2015）。

由於內潮是由正壓潮流與地形的作用下將轉變成斜壓潮，Jan et al.（2008）藉由數值模式的計算說明呂宋海峽是內潮的主要產生區域，這不只是形成南海內波的來源，同時也影響著鄰近的台灣西南海域。其研究也指出在 PHC 的南端大陸斜坡處也有著強烈的斜壓能量通量產生。Wang and Chern（1996）在東港附近觀測到水文資料具有半日週期的內潮訊號，Lee et al.（2009）指出峽谷內存在強烈的內潮，並估算出平均 TKE 耗散  $\sim 7 \times 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$  以及高內潮能量通量  $\sim 14 \text{ kW m}^{-1}$  沿著峽谷傳播，比起 Kunze et al.（2002）在蒙特利峽谷所觀測到的能量大上 3~7 倍。Chiou et al.（2011）更進一步利用數值模式說明高屏峽谷內潮能量的來源主要是以台灣淺灘以及恆春海脊所產生的內潮合成。峽谷地形中經常出現受到內潮或是破碎的內波所產生的底邊界紊流（Carter and Gregg, 2002），藉由紊流的加強同時將懸浮的沉積物向深水的水域運送（Liu et al., 2002），而內潮產生紊流也間接影響著生

物豐富度以及多樣性 (Liao et al., 2017)。

台灣海峽由南至北連接著南海以及東海，是兩個海洋之間不同水團內的物質或水質交換的主要場所，其中 PHC 則是海峽內流量最具代表也是重要的通道 (Jan and Chao, 2003; Wang et al., 2004; Chang et al., 2008)。在海峽或潮汐主導的水道中容易受到由大洋邊界所發生的內潮、破碎的非線性內波、邊界層紊流或是 Tidal straining (Simpson et al., 1990) 等過程來增強水團混合，而這些現象都容易在海洋裡的底邊界層 (Bottom boundary layer, BBL) 內造成較大的流切並導致紊流變大，在水體垂直翻轉的過程中將 BBL 內的海水溫度和密度均勻混合。除此之外，BBL 中紊流性質的特徵，如強度、垂直範圍和發生紊流的週期等現象都能讓科學家進一步理解水團中混合擴散的過程或相互作用。在台灣海峽南端的大陸邊緣 (大陸斜坡) 處，水團的交換容易受到內潮 (內波) 的加強之外，還受到 PHC 獨特南寬北窄漏斗形的邊界所影響，使得流場較為集中容易在水道底部中發生強烈的流切，進而導致紊流形成。Wesson and Gregg (1994) 利用紊流儀 (micro-structure) 在直佈羅陀海峽的 Camarinal Sill 觀察水團層化現象。在 BBL 觀察到尺度較大水團翻轉以及非常高的 TKE 耗散 (超過  $10^{-2} \text{ W kg}^{-1}$ )，說明在大西洋和地中海水團的交界處發生著水團強烈的混合。Stevens et al. (2012) 在紐西蘭庫克海峽 Cook Strait 的 Karori Rip 進行了水文和紊流的測量，發現 20 公尺厚的 BBL 同時具有大的 TKE 耗散  $10^{-5} \text{ W kg}^{-1}$ 。Lentz and Trowbridge (1991) 在加州北部沿海發生湧升流的區域進行錨碇溫度串和使用研究船上的 CTD 觀測，說明 BBL 的厚度通常為 5-15 公尺，但偶爾也會出現超過 50 公尺的 BBL 厚度。在東京灣口的研究中指出，灣口在漲潮和退潮的期間水團分層較弱，因此有著較大的紊流 (Kokubu et al., 2013)。Lien and Sanford (2004) 在穩定分層且由潮汐所主導的水道中 (tidal channel) 觀察到的 BBL 紊流頻譜是相似於穩定大氣邊界。Klymak and Gregg (2004) 在不列顛哥倫比亞 (British Columbia) 的奈特灣 (Knight Inlet) 觀測到潮汐的往復運動通過 sill 後所產生的 nonlinear lee wave，這種 nonlinear lee wave 所造成的紊流是由於剪切不穩定

性 (shear instability) 同時有著高 TKE 耗散 (約  $10^{-4} \text{ W kg}^{-1}$ )。不少研究都指出在河口、大陸棚和沿海海洋等海域，水深都不深且位於大陸邊緣，因此受潮汐的影響非常大。過去約 20 年間海洋學者大都以安裝在海底的底碇式聲學都卜勒海流儀 (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) 或是自由落體式的紊流儀來觀測紊流的垂直結構與週期。例如，在愛爾蘭海域幾次的紊流觀測結果都說明測量處的渦流耗散週期相似於潮汐週期，TKE 耗散率表現出強烈的  $M_4$  變化 (Simpson et al., 1996; Rippeth et al., 2001)。另一方面，在愛爾蘭北部海域與切薩皮克灣河口附近，由潮汐所主導的狹窄水道中，在漲潮與退潮時底部垂直流切會增強，因此 BBL 內的 TKE 會產生規則  $M_4$  潮汐週期變化 (Simpson et al., 2005)；另外在河口區域，容易受到淡水的影響破壞原本上部水層穩定分層，因此在漲潮時後，BBL 的混合作用會向海面侵蝕，並在上層造成  $M_2$  的耗散週期 (Rippeth et al., 2002)。東海大陸棚 (Endoh et al., 2016) 和 Ariake Sea (Tsutsumi and Matsuno, 2012, Shao et al., 2018) 也指出了類似受到潮汐影響的 BBL 紊流週期循環的結果。

過去的文獻都說明在在邊界傾斜的地形中，不論是在海洋或是在湖泊中都容易在 BBL 處產生紊流。從傳統的觀點來看，流場受到底邊界地形摩擦而產生剪切不穩定，導致 BBL 內發生垂直混合作用。Lorke et al. (2005; 2008) 在湖泊傾斜的地形和 Moum (2004) 俄勒岡州傾斜的大陸架上發現了一種不同的紊流機制-剪切誘導對流 (shear-induced convection)，其主要是以浮力驅動的對流混合。這些研究說明，由水平流場所產生的底部垂直剪切與等深線密度梯度相互作用，導致在漲潮上坡的期間，導致較高密度的冷水被帶至 BBL 上方產生對流，BBL 分層內的分層會變得不穩定，而在退潮期間，BBL 分層會則逐漸恢復趨於穩定因此有著潮汐週期的變化。Umlauf and Burchard (2011) 理論模擬結果表示，雖然在上坡時斜坡底部的 BBL 會受到重力影響產生分層不穩定，但這種不穩定的區域對於 BBL 內混合的貢獻可忽略不計，因為這些深度範圍已經混合的相當好。另一方面，Kunze et al. (2012) 在 Monterey 峽谷和 Soquel 峽谷進行了微尺度紊流結構的測量，發現分

層良好的紊流層 (turbulence layer) 比混合良好的 BBL 還厚。因此紊流的作用斜坡地形上對在已經均勻混合情況下，對紊流強度不會有加強效果 (Garrett, 2001) 的論點並不是一直都成立，紊流與地形交互作用下也會加強 (Kunze et al., 2012)。

PHC 除了是台灣海峽內重要的傳輸通道之外，同時也是湧升流經常發生的區域。根據 Hu et al. (2003) 的研究結果，從歷史 (1996~1999 年) 的衛星海表面溫度資料 (SST) 可以得到澎湖海域附近有許多的海表面溫度較低的區域，而這些區域都被認為是沿岸冷水湧升所反映出的現象。Lan et al. (2009) 則更進一步的利用衛星資料 (1996~2005) 來分析海表面水溫 (SST) 與葉綠素濃度 (Chl-a)，說明在夏季時澎湖海域與台灣淺灘均有明顯且較高的葉綠素濃度發生，這也是沿岸湧升流所表現出來的訊號。除此之外，一些文獻都曾證明黑潮的分支會入侵至南海北部海域影響此區域的水文結構 (Centurioni et al., 2004)。黑潮入侵南海的現象具有季節性的特徵，黑潮分支會在冬季期間入侵至南海北部海域，在大陸棚邊界 (大陸斜坡) 堆積形成一個套流 (Loop)，這使得南海水難以通過進去台灣海峽內 (Jan et al., 2010)。在冬季，由南海北部海域傳遞進台灣海峽的水團都會看得到黑潮支流的特徵，這樣水團混合的過程就是最典型海洋內部垂直的擾流結果，而在大陸邊緣所產生的垂直擾動尺度又比開放式大洋中所產生的垂直擾流還要大 10 - 100 倍 (Gregg, 1989; Klymak et al., 2004, 2011; St. Laurent, 2008)。換言之，大陸邊緣會增強海洋內垂直擾動的能量耗散，而這樣的過程同時也改變水團的特性。

台灣西南海域是個得天獨厚的海洋觀測場所，除了地形變化多端之外，也是不同水團的匯集之處，另外再加上大氣的影響，如颱風，因此不論是水面或是海底都容易發展出紊流的現象。在過去幾十年裡，海洋能量交換的研究漸漸地從海表面的水氣交換開始轉向研究海洋內部所發生的能量轉變，量測或估算水團內部的 TKE 耗散  $\varepsilon$  以及渦流擴散係數  $K$  已成為說明水團混合過程中的重要參數，同時也幫助了解紊流產生的機制。近幾年台灣才開始使用紊流儀來觀測紊流，相較於國外算是起步較晚，因此在施放的過程以及資料的處理大部分都是嘗試來累積經驗。呂宋海峽

所產生的斜壓潮能影響著台灣西南海域的水團交換，許多研究都表示大陸斜坡處有著高的斜壓通量，但是否會直接影響台灣海峽內的水團或是內波能量傳遞進台灣海峽，而 PHC 屬於一個漏斗狀的斜坡地形，相似於海底峽谷又擁有強勁的流場，是一個發生紊流的絕佳場所，據我們所知是較少人去討論的部份。因此本研究透過現場觀測資料來了解 PHC 底邊界紊流的發生的機制，以及內潮能量是否影響對 PHC 紊流造成加強的效應。

本篇文章在接下來的第 2 章將介紹實驗所使用到的儀器、各個航次資訊和紊流分析計算方法，在第 3 章將利用航次資料來說明台灣西南海域的水文特徵與流場結構。我們在第 4 章會說明 TKE 耗散在 PHC、大陸棚、大陸斜坡與高屏峽谷等所呈現的特徵，最後於第 5 章主要會針對 PHC 的 BBL 紊流產生機制以及內潮對於台灣西南海域的影響進行討論。

## 第2章 觀測方法與資料來源

### 第2-1節 歷史航次和觀測地點

本研究在台灣海峽 (Taiwan Strait, TS) 最重要的通道 PHC (俗稱黑水溝) 進行了多次的研究觀察。PHC 位於 TS 的東南部, 分隔著澎湖群島和台灣 (圖 2-1)。在海圖上可以發現 PHC 具有漏斗地理形狀, 長 60 公里, PHC 北部寬約 40 公里, 水深 100 公尺, 而 PHC 南部寬約 80 公里, 水深 200 公尺。PHC 的北端與雲彰隆起 (Yuen-Chang Rise, 又稱彰雲沙脊) 連接, 這是位於 TS 東部, 台灣雲林、彰化外海一帶隆高的地形; 而 PHC 的南端與南海北部的大陸棚連結, 附近包含高屏峽谷等地形。歷史錨碇水文觀測 (Chuang, 1986 ; Lin, 2005), 衛星和浮球漂流資料 (Tseng and Shen, 2003) 和船載式 ADCP (Shipboard ADCP, SADC) 觀測 (Chang et al., 2008) 都表明, PHC 全年持續存在朝北的潮流, 夏季速度約為  $1 \text{ m s}^{-1}$ , 冬季則偏弱; 半日潮和全日潮的潮流平均振幅分別為 1.2 和  $0.32 \text{ m s}^{-1}$ 。

本研究從 2011 年至 2017 年共進行 9 次海研三號航次的觀測 (如表 2-1), 觀測的地理位置範圍包含 PHC、大陸棚以及小琉球周遭海域 (圖 2-1), 使用的觀測儀器包含紊流儀、Conductivity Temperature Depth (CTD) / Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) 等設備。在 2011 年至 2013 年水文觀測資料主要以 CTD/LADCP 為主, 紊流量測則使用掛載式紊流儀 MicroRider-1000, 2014 年之後水文觀測資料依然是以 CTD/LADCP 為主, 而紊流觀測資料則是改用不受鋼纜震動干擾的自由落體式紊流儀 (VMP-250) 為紊流主要測量儀器。PHC 的觀測航次集中在 P1 和 P2 (圖 2-1) 兩測站, 航次包含 OR3-1560、OR3-1586、OR3-1887、OR3-1923、OR3-2026, 其中 OR3-1560 (P1) 與 OR3-1586 (P2; 前 12 小時) 觀測間隔均為 2 小時一次下放, OR3-1586 後 16 小時則是 1 小時下放一次; OR3-1887 (P2) 與 OR3-1923 (P2) 均為一小時下放一次紊流儀, CTD 則是 2 小時下放一次。

本研究在 2017 年 9 月 30 日在 OR3-2026 航次中在 PHC 施放 ADCP/溫度錨碇串，並且設置 4 個測點 (N, P2, M, MC, 圖 2-2)，M 測點為錨碇測站，佈放時間為 2017/09/30 16:30 至 2017/10/03 12:30 共 68.5 小時，錨碇規劃圖如圖 2-3。我們將 RDI 600kHz 的 ADCP 設置在離底約 60 公尺處朝下觀測，同時在錨碇串綁上 6 支溫度壓力計 (Star oddi Temperature / Pressure, TP)、13 支溫度儀 (VEMCO minilog) 和 15 支高精度溫度計 (SBE56 Temperature Sensor)，共 34 層溫度資料。將 ADCP 錨碇串資料處理後發現此錨碇串受到強流的影響之下傾倒非常嚴重，ADCP 的傾斜角在漲潮時段均大於 23 度，因此錨碇串的資料不甚理想。其中 P2、N 和 MC 測點依照順序在每個測站停留 28 小時，並以每小時下放紊流儀 2~3 次和 2 小時一次的 CTD 觀察 PHC 北端流速最強區域的紊流變化。但在 N 站觀測的第 20 小時後，紊流儀出現異常因此改為每小時下放一次 CTD。

OR3-1639 與 OR3-1696 觀測範圍為大陸斜坡與大陸棚，其中 OR3-1639 的觀測方式是在大陸棚處 (水深 150 公尺, S1) 以及大陸斜坡處 (水深 600 公尺, S2) 各設置一點觀測點，並在兩觀測點 (S1、S2) 來回下放 CTD。OR3-1696 的觀測方式則是在大陸斜坡 S2 上定點測量，下放間隔為 1 小時施放一次 CTD。OR3-1302、OR3-1339 與 OR3-1816 航次的觀測範圍為高屏峽谷，其中 OR3-1302 與 OR3-1339 是在高屏峽谷口等深線 650 m 處 GP 測站，航次期間連續下放 CTD/LADCP，觀測時間間格 2 小時收集一次資料，分別收集到 15 和 21 組資料剖面。OR3-1816 則是在高屏峽谷內利用 VMP-250 在兩個觀測站 G1、G2 的來回測量，但在 12 小時後紊流儀的電源控制箱接頭碳化受損，因此提前結束航次。從過去的觀測航次中不論是使用掛載式紊流儀 MircoRider 或是自由落體式紊流儀 VMP-250 在船測的過程中均遇到過不少下放時儀器或周邊配件損壞的問題出現，但這也是現場觀測研究中除了天氣影響之外的另一項困難之處。

表 2-1 觀測航次資訊表

Cruise	Time	Station	Number of casts	Depth ( m )	Intervals ( hr )	Instrument
OR3-1302	2008/07/05~07/06	GP	15	550	2hr	CTD/LADCP
OR3-1339	2008/12/12~12/14	GP	21	550	2hr	CTD/LADCP
OR3-1560	2011/09/13~09/15	P1	11	120	2hr	CTD/LADCP/MicroRider
OR3-1586	2012/03/15~03/17	P2	26	125	2hr and 1hr	CTD/LADCP/MicroRider
OR3-1639	2012/09/10-09/12	S1-S2	33	S1 : 150 S2 : 600	2hr	CTD/LADCP/MicroRider
OR3-1696	2013/06/13-06/15	S2	33	600	1hr	CTD/LADCP/MicroRider
OR3-1816	2014/12/02-12/03	G1-G2	CTD : 4 VMP : 24	G1 : 200 G2 : 150	1hr	CTD / VMP
OR3-1887	2015/09/22-24	P2	CTD : 22 VMP : 130	120	CTD : 2hr VMP : 1hr	CTD/VMP
OR3-1923	2016/04/26-27	P2	CTD : 27 VMP : 57	120	CTD : 2hr VMP : 1hr	CTD/VMP
OR3-2026	2017/09/30-10/03	N, P2, MC	CTD : 43 VMP : 90	N : 120 MC : 120 P2 : 120	CTD : 2hr VMP : 1hr	CTD/LADCP/ VMP

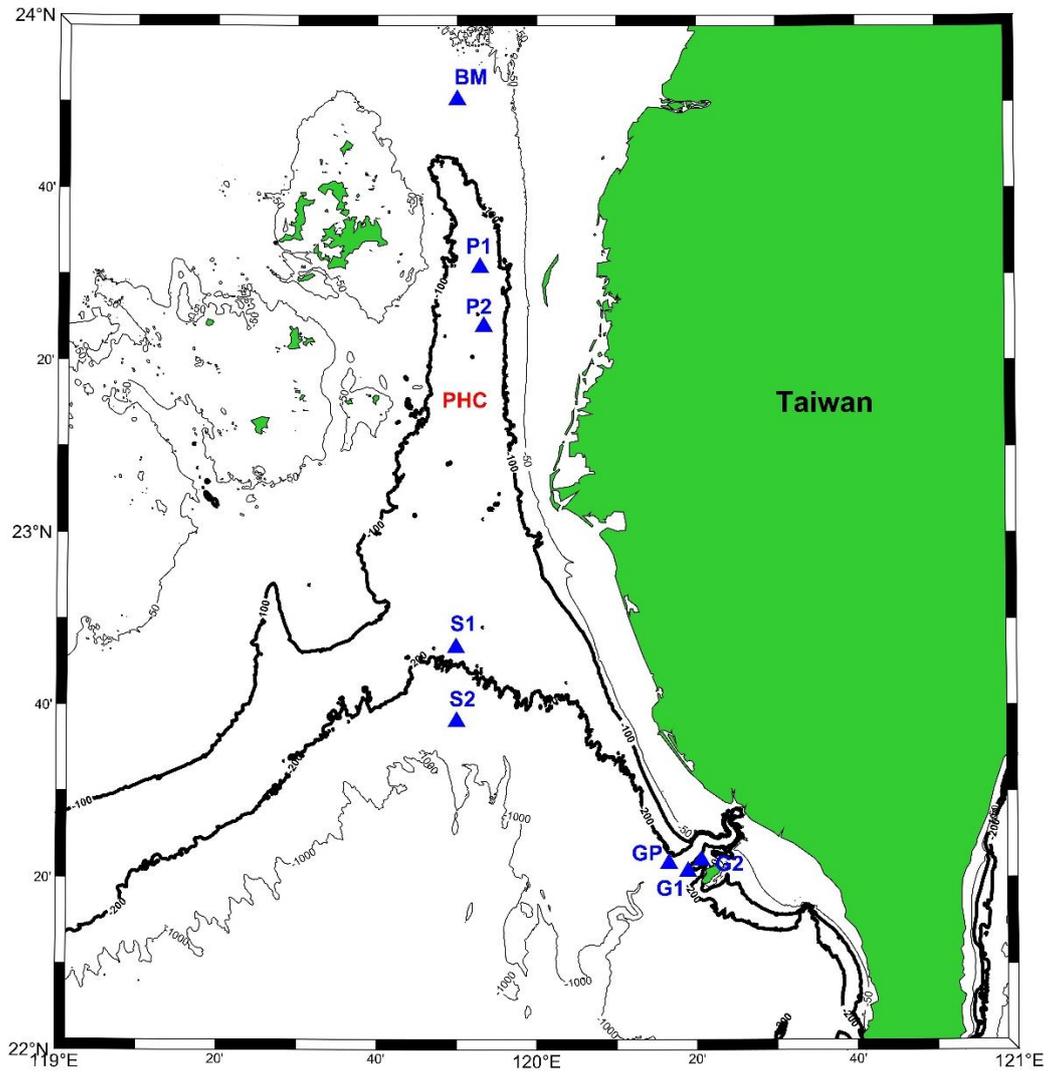


圖 2-1 PHC 航次觀測測站（藍色三角形），黑色粗等深線表示水深 100 公尺和  
水深 200 公尺；黑色細等深線表示水深 50 公尺和水深 1000 公尺。

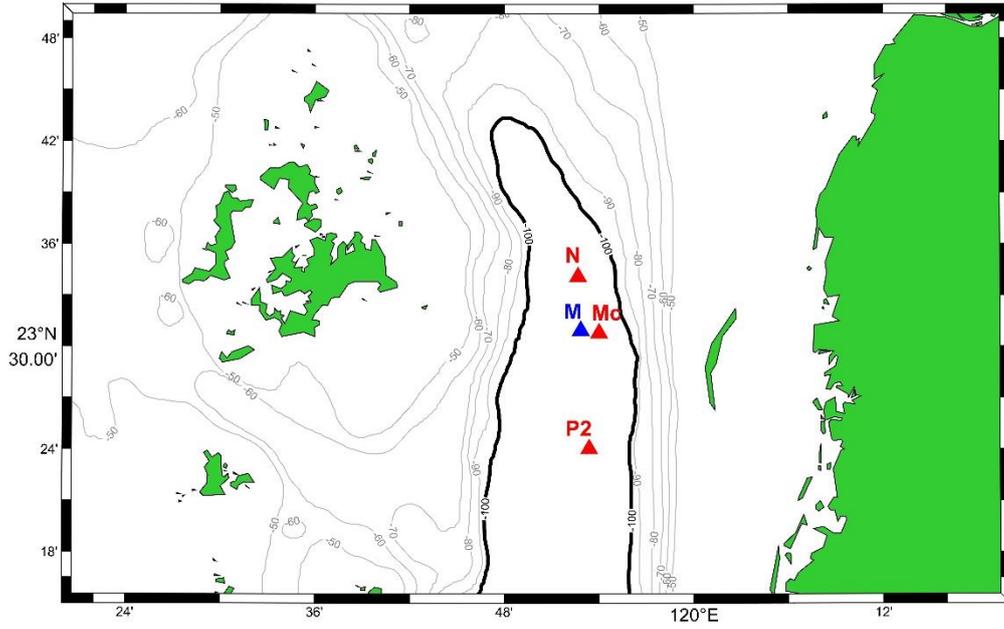


圖 2-2 OR3-2026 (2017 年 9 月) 航次觀測測站，其中藍色三角形 M 為錨碇佈放位置；紅色三角形代表 CTD/VMP 測站。

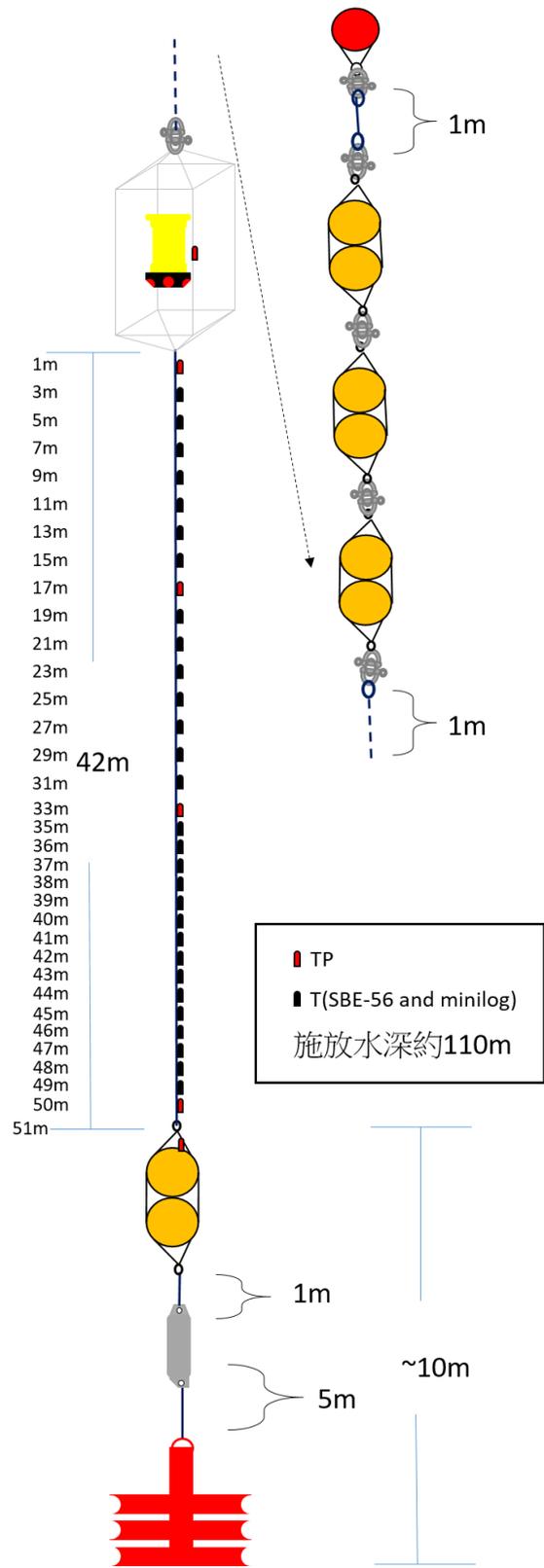


圖 2-3 錨碇設計圖，紅色方形代表 TP 位置，黑色方形則是代表 minilog 和 SBE56 位置。

## 第2-2節 觀測儀器與數值模式說明

本篇研究所使用的觀測儀器包含 掛載式紊流儀MicroRider-1000、自由落體式 (free-fall) 紊流儀VMP-250 (圖2-4) 以及CTD/LADCP等。LADCP所使用的硬體部分是兩台ADCP (RDI, 6000 m housing, 300 kHz) 分別朝上與朝下發射音波與一台Seabird SBE-9 CTD, 一起固定在CTD上 (圖2-5), 受到CTD的大小限制, 我們捨棄了原本掛在CTD外架上的一些儀器, 如: 透光探針等, 資料處理的軟體是下載自美國哥倫比亞大學LDEO (Lamont-Doherty Earth Observatory) 所發展出, 使用Visbeck (2002) 所提出的逆推法 (inverse method) 來計算整層流速, 雖然LADCP主要是使用在深海的海流觀測上, 但海研三號自2010年後所使用的SADCP為75 kHz, 每一個bin size為16公尺, 垂直尺度較粗, 因此我們嘗試使用LADCP, 同時改用6公尺的bin size來進行測量。

MicroRider-1000 和 VMP-250 等兩套紊流儀均為加拿大公司 Rockland Scientific Inc. (RSI) 所生產製造, 剪切探針的採樣頻率 (sampling rate) 均為 512 Hz, 最大下放深度為 1000 公尺, 其中 MicroRider-1000 屬於高頻的自記式儀器, 必須掛載在其他載具平台上使用, 例如: CTD、Sea-Glider、ROV (Remotely Operated Vehicle)、AUV (Autonomous Underwater Vehicle) 等; 自由落體式紊流儀 VMP-250 則是利用光纖 (外層為 kevlar 線材包覆) 連接即時收集模組 (Real-time Data Transmission Model) 再將資料傳送到筆記型電腦做資料顯示及記錄。兩套紊流儀設備皆有利弊, 掛載式紊流儀 MicroRider-1000 在施放的過程中必須考慮載具本身的噪音是否干擾紊流儀上的探針量測的資料。以本篇研究為例, 在幾次的觀測航次中, MicroRider-1000 是架設在 CTD 上 (圖 2-5), 下放的過程中容易受到鋼纜震動而干擾剪切探針 (shear probe) 所量測到的值, 在過去汪等人 (2003) 嘗試利用三維加速度來濾掉干擾的訊號, 但效果有限, 因此在後續的研究上我們改用溫度探針來推算 TKE 耗散。自由落體式的 VMP-250 在下放的過程比起載具式佈放方式較為繁瑣, 一般在佈放時最好須要三位操作手為一組, 包含

負責儀器通訊線材的出線與收線，控制絞機的速度以及觀看及時資料是否異常，其中又以控制絞機速度的人員最為重要，他必需仔細判斷水面下的預留線長是否足夠，如不足夠會立即告知出線人員，同時將絞機轉速增加，負責出線的人員則必須注意是否有朮腺的狀態避免纏繞在絞機外側讓纜線受損；VMP-250 下放速度必須依靠施放者的經驗來決定安裝在尾端的羽刷數量來減緩下沉速度，從過去的研究指出平均下降速度落在  $0.8 \pm 0.1 \text{ m s}^{-1}$  資料品質較為穩定，但最終還是要考慮觀測的項目來決定下放的速度，以 PHC 的紊流觀測為例，下放速度大約落在  $0.85 \text{ m s}^{-1}$ 。

研究所使用的兩套紊流儀所使用的探針型號一致因此可互相使用，分別有剪切探針 (shear probe)、溫度探針 (Thermistor) 以及導電度探針 (micro-conductivity)，每套儀器上最多能裝置 6 支探針。紊流儀內有設置三軸加速度計 (accelerometer)、壓力感應器 (Pressure transducer) 以及傾斜感應器 (tilt sensors)，用來記錄儀器下放的過程中在水中所發生的旋轉及搖晃程度 (Pitch and Roll) 對應其深度。剪切探針的取樣頻率為 512 Hz，解析度為  $10^{-3} \text{ S}^{-1}$ ，誤差大小約 5%，最早是由 Osborn (1972) 運用在海洋上的紊流觀測，其原理是流體通過剪切探頭後給予外層橡膠壓力讓內部的陶瓷電壓管彎曲產生電阻，最終在將其電流訊號轉變為剪切變動大小。溫度探針則是包覆在內部的金屬氧化物電阻值來感應溫度的細微變化，由於它包覆在玻璃內且非常細小位在探頭最前端，常被誤認雜質附著在探針上，因此一不小心非常容易受損 (如圖 2-6)。



圖 2-4 VMP-250 以及佈放所使用的絞機。



圖 2-5 架設在 CTD 上的 MicroRider-1000 和 LADCP。

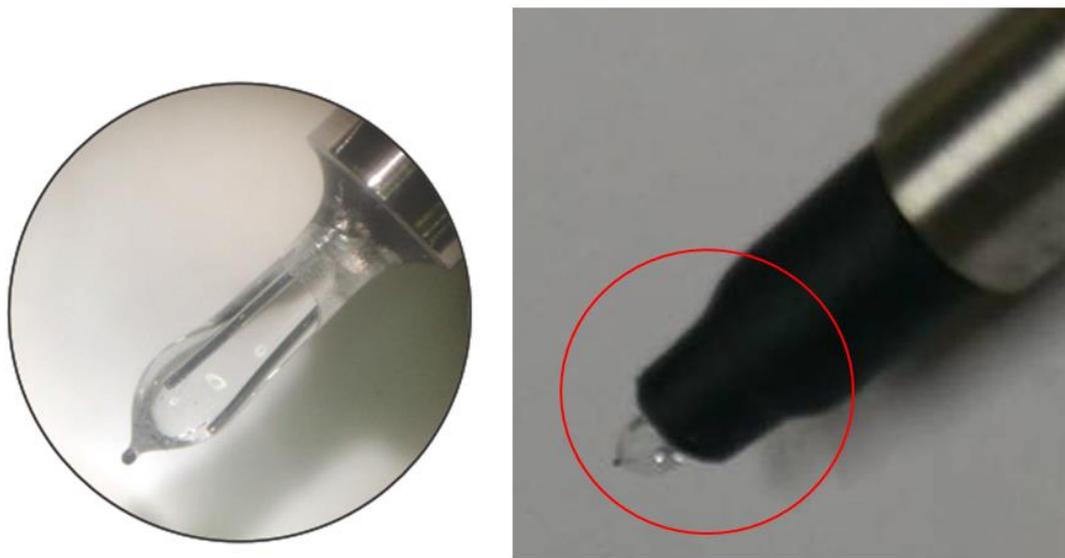


圖 2-6 溫度探針，包裹橡膠套（右）。(Lueck., 2010)。

除了使用常用的水文觀測儀器（如：CTD、LADCP）以及紊流儀器觀測之外，本研究也加入模式資料作分析。模式資料是使用美國海軍研究實驗室柯東山博士所提供的 Luzon Strait Nowcast/Forecast System (LZSNFS；呂宋海峽預報系統)，LZSNFS 模式最主要是提供學者用於研究南海所發生的內波 (Chao et al., 2007; Ko. et al., 2008; Qian et al., 2010; Simmons et al., 2011; Chen et al., 2013; Ma et al., 2013; Pickering et al., 2015)，它同時也被用於研究南灣受到颱風的影響所發生的湧升流現象 (Ko et al., 2009)。LZSNFS 是利用美國海軍的西北太平洋區域海洋/大氣中尺度預報系統 (COAMPS) 的資料作為驅動。海面高度、流場、溫度和鹽度等邊界條件來自於全球 HYCOM，其中還加入了 9 種潮流成分 ( $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$ 、 $Q_1$ 、 $K_2$ 、 $M_2$ 、 $N_2$ 、 $S_2$  和  $M_4$ ；Egbert and Erofeeva, 2002)，以及美國海軍的衛星高度計所觀測到的海面異常資料，MCSST 和現場測量的 NCODA 數據分析系統產生的同化數據 (Ko and Wang, 2014)。LZSNFS 模式區域包含呂宋海峽、南海北部以及一部分的西太平洋，水平的解析度為 2.3 公里。對於垂直的解析度，共有 29 層海水深度，為了更明確的分析上部海洋水層的變化，在上部的水深間

格較小。模式擴展到台灣西南海域(包含 PHC)，水平的解析度可以提高至 1.3 公里，因此適合用來研究小區域的變化，因此柯老師提供此小區域中 2016 年 4 月模式資料讓我們分析斜壓能量在大陸斜坡與 PHC 之間的關係，網格如圖 2-7。

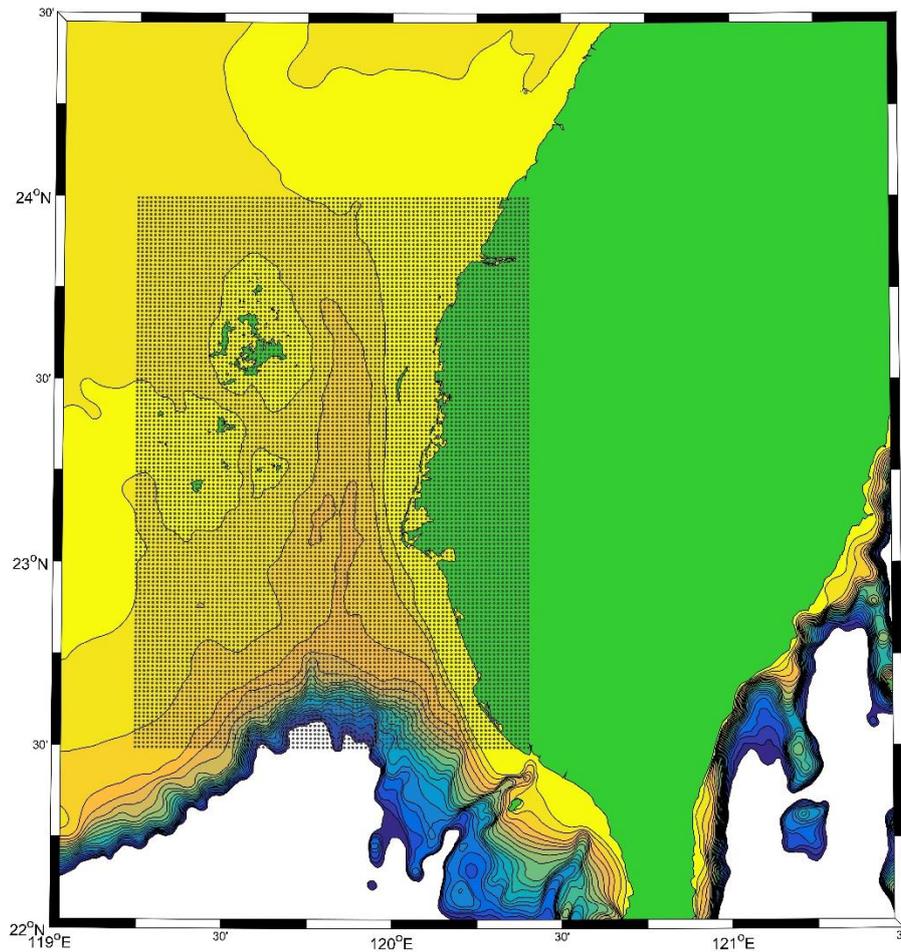


圖 2-7 LZSNFS 模式資料網格，點狀區域為模式範圍，每個點都有一個月的剖面資料，包含水溫、鹽度、海流等。

### 第2-3節 分析方法

TKE 耗散 ( $\varepsilon$ ) 是定義水團內部擾動的一個指標，當水分子運動將動能擴散的過程中能量會耗散，同時也代表水團正在進行混合。過去海洋學家會利用 Thorpe scale method (Thorpe, 1977) 來估算的方式得到  $\varepsilon$  或是利用高頻的 ADCP 來計算渦流擴散係數 (Eddy Diffusivity,  $K_\rho$ )，隨著科技日新月異，海洋觀測技術與設備也提升不少，因此近代的海洋紊流觀測大都以高頻的剪切探針直接量測垂直剪切 ( $du/dz$ )，再利用剪切頻譜分析直接計算出  $\varepsilon$ 。

$\varepsilon$  可由下列公式所求得：

$$\varepsilon = 7.5\nu \overline{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} = 7.5\nu \int_0^\infty \Psi(\hat{k}) d\hat{k} \dots\dots\dots (1)$$

其中  $\nu$  為水分子黏滯係數 ( $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ )， $\hat{k}$  為波數 (cpm)， $\Psi(\hat{k})$  為剪切探針所量到的能量譜。過程中會先將濾波過的剪切資料做快速傅立葉分析 (FFT) 再與加速度能譜作交相關來扣除加速度分量，最後將頻率和能量轉換成波數能譜 (Wavenumber Spectrum)。最終我們能將測量到的波數能譜利用 Oakey (1982) 提出的無因次化剪切能譜 Nasmyth 經驗曲線來疊代進行擬合，找出積分上限求得 TKE 耗散  $\varepsilon$ 。

在高雷諾數的環境下，渦流擴散係數 ( $K_\rho$ ) 可表示為：

$$K_\rho = \frac{\Gamma \varepsilon}{N^2} \quad (\text{Osborn and Crawford, 1980}) \dots\dots\dots (2)$$

其中  $N^2$  為水體的浮力頻率 (B-V frequency)， $\Gamma$  為混合效率，在此研究我們所使用的混合效率為 0.2 (Osborn, 1980)。

由於掛載在 CTD 的紊流儀所使用的剪切探針資料受到 CTD 鋼纜震動的干擾，因此我們嘗試使用溫度探針資料來計算溫度耗散率或紊流熱耗散率 (dissipation of thermal variance)，其公式為：

$$\chi = 6D \overline{\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)^2} = 6D \int_0^\infty \Psi_i(\hat{k}) d\hat{k} \dots\dots\dots (3)$$

其中  $\Psi_i(\hat{k})$  是溫度垂直梯度的垂直波數能譜， $D$  分子熱擴散率（它是鹽度，溫度和壓力的函數）以及  $\overline{\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)}$  是測量到的溫度垂直梯度。紊流熱擴散率定義如下：

$$K_i = \frac{\chi}{2 \left(\overline{\frac{\partial\theta}{\partial z}}\right)^2} \dots\dots\dots (4)$$

其中  $\overline{\frac{\partial\theta}{\partial z}}$  是從 CTD 的溫度資料所計算出的平均溫度梯度。通過 Batchelor cutoff wavenumber： $k_b = \left(\frac{\varepsilon}{\nu D^2}\right)^{1/4}$  可以得知  $\Psi_i(\hat{k})$  的波數範圍取決於  $\varepsilon$  (Moum and Nash, 2009)，因此可假設  $K_\rho = K_i$ ，由第 (2) 式和第 (4) 式可得到：

$$\varepsilon_\chi = \frac{N^2 \chi}{2\Gamma \left(\overline{\frac{\partial\theta}{\partial z}}\right)^2} \dots\dots\dots (5)$$

根據公式 (3) 我們可以溫度探針得到溫度能譜對紊流波數範圍  $k_{min} < k < k_{max}$  來積分，其中  $k_{min}$  是最低波數， $k_{max}$  則是積分最大波數。由於船載 CTD 下放速度太快，我們有時不能有效的得到溫度梯度譜的波數範圍。因此我們跟隨 Moum and Nash (2009) 的方式，利用方程式 (4) 和 (5) 先確定  $k_{max}$  的初始值和  $\chi$ 、 $\varepsilon_\chi$ ，之後使用 Kraichnan 經驗能譜 (Kraichnan, 1968；圖 2-8) 利用疊代的過程來確定。最後經過兩次或三次疊代後，其結果會收斂，我們即可獲得最終的  $k_{max}$  和  $\chi$ 。除此之外，考慮到溫度探針的反應速度並未達 512 Hz，因此我們採用 8~10 秒溫度梯度來計算，其深度間距約為 7-8 公尺。圖 2-9 說明我們使用 MicroRider 在 P2 站所測量的其中一筆溫度數據的結構分佈。垂直的溫度梯度變化反應出底部約 20 公尺厚度的紊流耗散，而溫度梯度變化小的深度則對應

到較小的紊流熱耗散尺度。

由於 VMP-250 的下放方式是自由落體式，不會受到纜線震動的因素而干擾剪切資料，在本篇研究我們先對 2 秒原始濾波過的剪切資料對頻率做快速傅立葉分析（1024 筆 shear 資料，深度間距約 1.6 公尺）與加速度能譜作交相關扣除加速度分量來計算  $\varepsilon$ ，再將能量譜乘以下放速度來轉換成波數能譜（Wavenumber Spectrum），最後再利用 Nasmyth 經驗曲線採遞迴的方式進行擬合（圖 2-10），找出最佳積分的波數，帶入公式（1）中即可求得  $\varepsilon$ 。圖 2-11 為高屏峽谷內 G2 測站（OR3-1816）的其中一次下放的結果，u 方向的流速在水深 100 公尺以下開始呈現負值，上下流向相反的流場產生強的剪切與 VMP-250 量到的高 shear 值集中發生在水深 95 - 110 公尺一致，也反映在  $\varepsilon$  的垂直變化上。

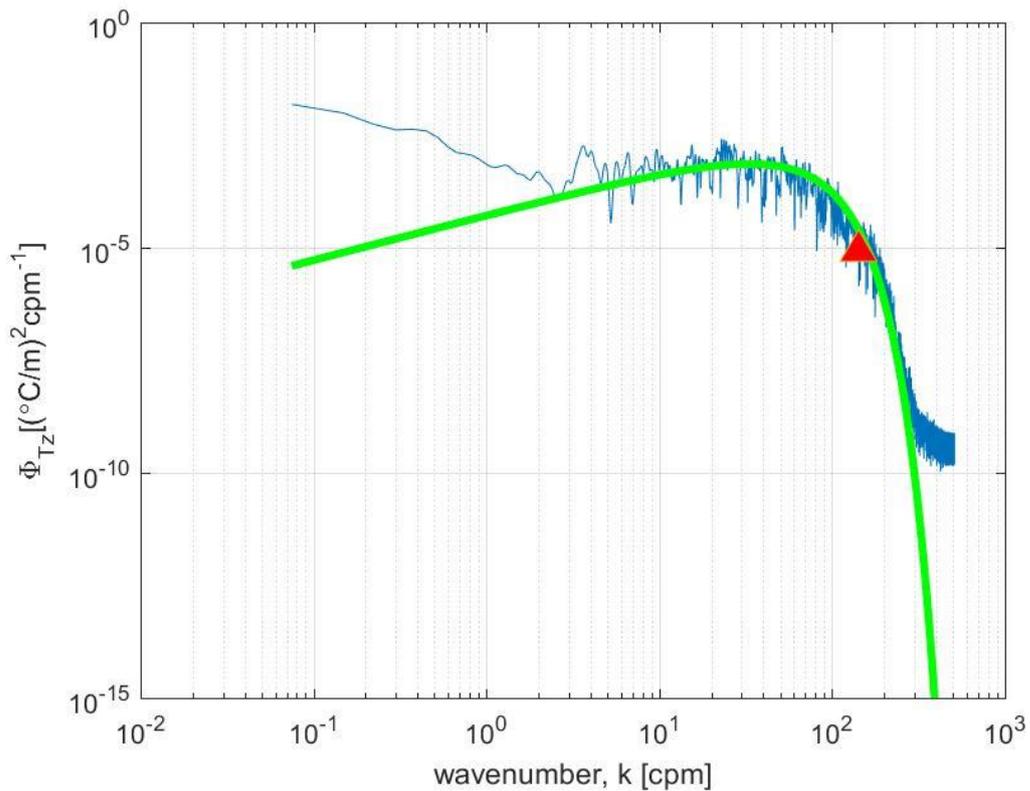


圖 2-8 紫線為 MicroRider data 其中一段（10 秒資料）溫度垂直梯度能譜，綠線則是 Kraichnan's scalar 能譜。紅色三角形表示最大積分波數的位置。

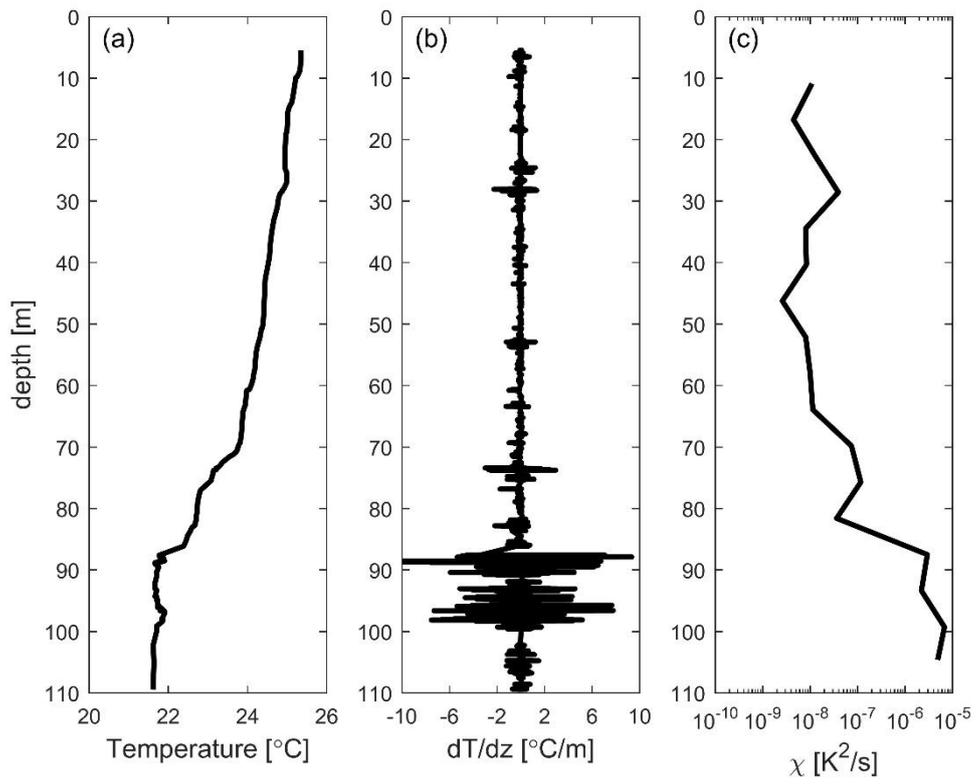


圖 2-9 MicroRider 在 P2 站量測到的(a)溫度垂直剖面,(b)溫度垂直梯度  $dT/dz$ , 以及 (c) 溫度耗散率 (dissipation rate of thermal variance,  $\chi$ )。

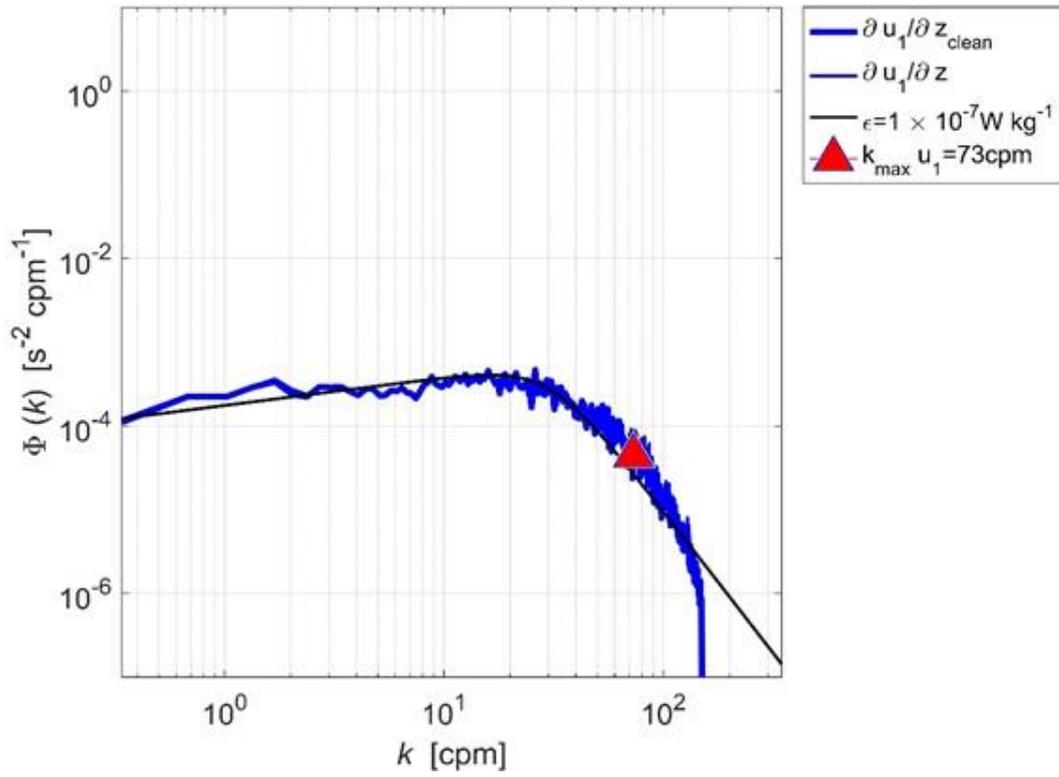


圖 2-10 藍線為垂直剪切能譜，黑色線為 Nasmyth 經驗能譜。紅色三角形表示最大積分波數的位置。

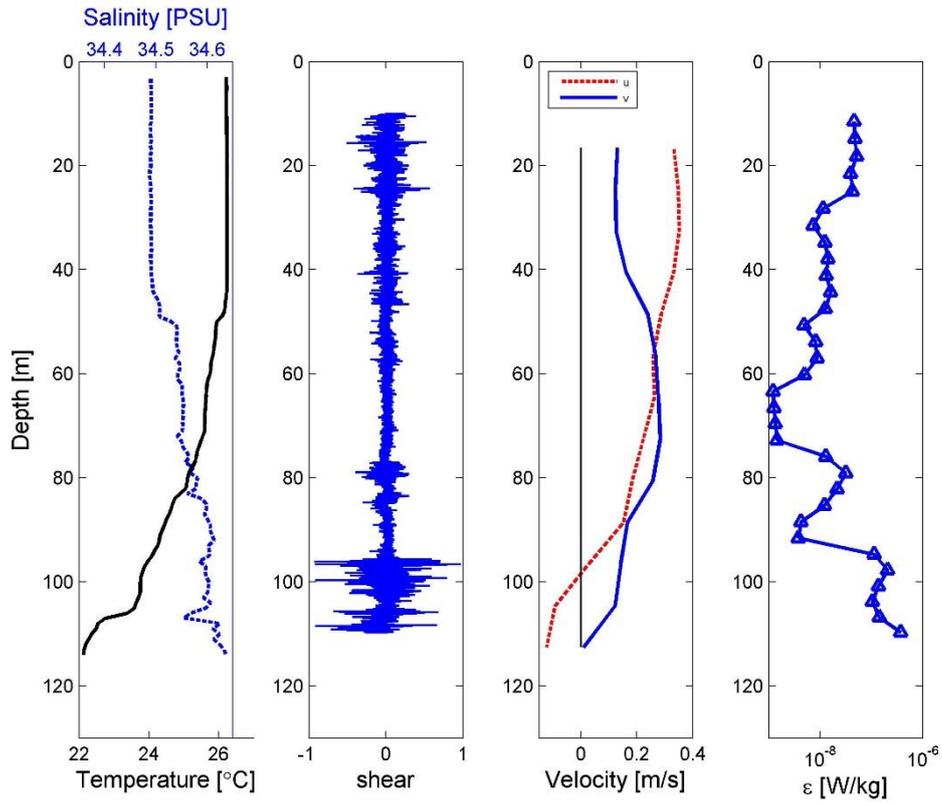


圖 2-11 VMP-250 在 G2 站量測到的 (a) 溫度、鹽度垂直剖面, (b) shear 垂直剖面, (c) 下放時的流速剖面 (LADCP), (d) TKE 耗散 ( $\epsilon$ )。

## 第3章 水文特性與流場結構

### 第3-1節 水文特性—PHC

本研究在澎湖水道內共有 7 次的觀測資料，利用 CTD/LADCP 和紊流儀進行重複的時序觀測，提供了不同潮時的水文、流速和紊流剖面特性。P2(OR3-1887) 在 9 月觀測期間 CTD 量測到的溫度、鹽度、密度和平方浮力頻率時間序列如圖 3-1 所示。實驗期間 BBL 均存在溫度、鹽度和密度均勻混合的特徵，等溫線和等密度線存在半日潮週期振盪但不明顯，而較冷較重(密度較大)的水層在漲潮(北流)期間從底部往上延伸 10-20 公尺。幾次的澎湖水道觀察結果，P1(OR3-1560, 9 月)和 P2(OR3-1887, 9 月)中所觀察到的水文特性均為分層穩定，偏向於台灣海峽夏季的水文特徵。P2(OR3-1923, 4 月)的觀測期間(圖 3-2)，觀測到的水溫與 9 月兩次觀測結果相比，最高水溫低 $2^{\circ}\text{C}$ ，水團分層也比較微弱，而鹽度的差異並不大，介於 34.4~34.8 PSU。4 月和 9 月的觀測期間 BBL 的平均浮力頻率平方( $N^2$ )大約是 $10^{-5}$ 至 $10^{-4} \text{ s}^{-2}$ ，水層分層在水深 20-60 公尺是較穩定約為 $10^{-3} \text{ s}^{-2}$ 。OR3-1586(P2, 3 月)航次觀測到的最低水溫(圖 3-3)又比上述 4 月所觀測到的值低約 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ， $\sigma_t$ 和浮力頻率也明顯反映出觀測期間從水面至 30 公尺深以及 70 公尺水深至海底的分層都很弱，凸顯出明顯的季節性水團分層特徵，夏季的時候分層較強，冬季時候分層較弱。溫鹽圖(T-S 圖, 圖 3-4)說明 9 月期間 50 公尺深度和底部之間的密度差異大於 $2 \text{ kg m}^{-3}$ ，而 3-4 月份的密度差異大約為 $1 \text{ kg m}^{-3}$ 。因此 PHC 的水層結構在 9 月會呈現強烈的分層，而在 3-4 月則是顯示較弱的分層。我們加入典型的南海和黑潮(Chen and Wang, 2006)溫鹽特徵與 PHC 內的水團特性做比較，結果顯示 PHC 的水團性質在 2015-2016 年兩次的觀測期間是比較接近黑潮水質，這個觀測結果與 2011-2012 年所觀測到的結果不一致。在 2011-2012 年的觀測中，T-S 圖(圖 3-5)顯示出的水團性

質是較偏似南海水，這代表在 2015 - 2016 的觀測期間，黑潮支流可能曾經入侵至南海北部，因此有著不同的水團性質。圖 3-6 顯示 4 次的觀測時間衛星觀測到的流場資料 (AVISO)，其中在 2016 年 4 月，黑潮支流入侵至南海北端後在台灣西南海域形成套流，而 2015 年 9 月則是有部分黑潮支流入侵至 PHC 南端，這兩個特徵都說明黑潮支流水曾經在 PHC 南端堆積藉由潮流將此高溫高鹽水帶入 PHC 內；2011 與 2012 年兩次的觀測，黑潮支流並未入侵南海北端，因此 PHC 內主要以相對較低溫低鹽的南海水為主。

進一步表示 BBL 內的水文變化，我們區分不同潮汐階段的密度剖面說明。圖 3-7 為 P2 (OR3-1586, 3 月) CTD/LADCP 量到的水文資料，我們擷取一個潮汐周期的資料來說明 BBL 內的水文變化，圖 3-7a 顯示了從第 75.9 到第 76.3 天的一個時間段 (同圖 3-3,  $\sigma_t$  圖虛線)，從 LADCP 得出的水平流速 (從 60 公尺深度到底部的平均深度) 的時間變化。圖 3-7b 中示出了對應於 4 個代表性潮汐階段 (由數字 1,2,3 和 4 表示) 的分佈圖。在退潮階段，速度達到其最小值 (圖 3-6 中時間 4 的北向速度為  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ ) 時，BBL 內的水層是均勻混合狀態，同時有著平均較大的密度。隨著漲潮階段流速逐漸增大到正值，密度會逐漸變小，在 BBL 中會出現明顯的密度翻轉 (overturn)，這說明著 BBL 的紊流增強和破壞原本溫度的垂直結構，而這層紊流層密度翻轉的尺度從底部延伸至 65 公尺深。圖 3-7c 顯示了在潮汐階段 2 的最大流速期間，原始觀測密度剖面 and 重新排列的密度剖面 (隨著深度的增加密度增加)。Thorpe (2005) 提供翻轉尺度的估計，是由原始密度剖面 and 重排的密度剖面移動後的垂直距離。由此剖面資料可以明確地看到在 65 公尺和 75 公尺之間中發現了較大的密度垂直位移，比起原本均勻混合 (時間 1) 的尺度還要厚。這個觀察結果類似於蒙特利峽谷的研究結果 (Kunze, et al., 2012)，紊流層 (turbulence layer) 比混合層厚，說明底部邊界層混合對紊流浮力通量的重要性。在分層強的期間，如圖 3-8 從 P2 (OR3-1887, 9 月) CTD/SADCP 量到的水文資料中擷取一個潮汐周期的時間來表示，圖 3-8a 顯示了從第 266.4 到

第 267 天的 SADCP 垂直平均流速資料。圖 3-8b 中示出了對應於 4 個代表性潮汐階段（由數字 1,2,3 和 4 表示）的分佈圖。底部均勻混合的水層厚度會受到流速的強弱而改變，在漲潮期間會隨著流速增強而增加分層，在流速最大的時候平均密度最小（時間 2），隨著流速減弱，底層又恢復均勻混合的狀態，換句話說則是流速增強後會破壞原本均勻混合的狀態產生層化。這個結果與 OR3-1586 航次 3 月的觀測有所不同，在強的分層下紊流的發展會被抑制。本文所討論的 BBL 所指的是較厚紊流層。

2017 年我們嘗試施放錨碇串來收集流速以及溫度資料，並配合 VMP-250 的佈放針對 PHC 底邊界的紊流更近一步的實驗。圖 3-9a 為錨碇串上流速資料、溫度資料，潮位是使用東石港的潮位資料。在漲潮的時候 ADCP 的傾斜角均大於 23 度，垂直位移可以從水深 60 公尺（退潮時段）到水深 80 公尺（漲潮時段），相差 20 公尺的深度，因此流速資料在這個研究我們並未使用。受到錨碇串傾斜角過大的因素，我們取錨碇串最下方的兩顆 TP 的溫度資料，垂直差距最小，預定佈置水深為 109 (tp8464) 和 110 (tp8756) 公尺，再配合潮位資料試圖找出其關係變化（圖 3-9b）。發現在底部水深 110 公尺的時間序列的溫度差有著  $M_4$  週期變化（圖 3-10），在漲、退潮時候會都先升溫再降溫，最大的差異是在漲潮時（北流）的溫度差較大，最大相差  $1^{\circ}\text{C}$ ，退潮時只平均相差  $0.1^{\circ}\text{C}$ 。由於退潮時的差異太小，因此船測資料並沒有觀測到此現象，不論在漲潮（北流）或是退潮（南流），溫度都會在流速最大的時候開始呈現降溫。

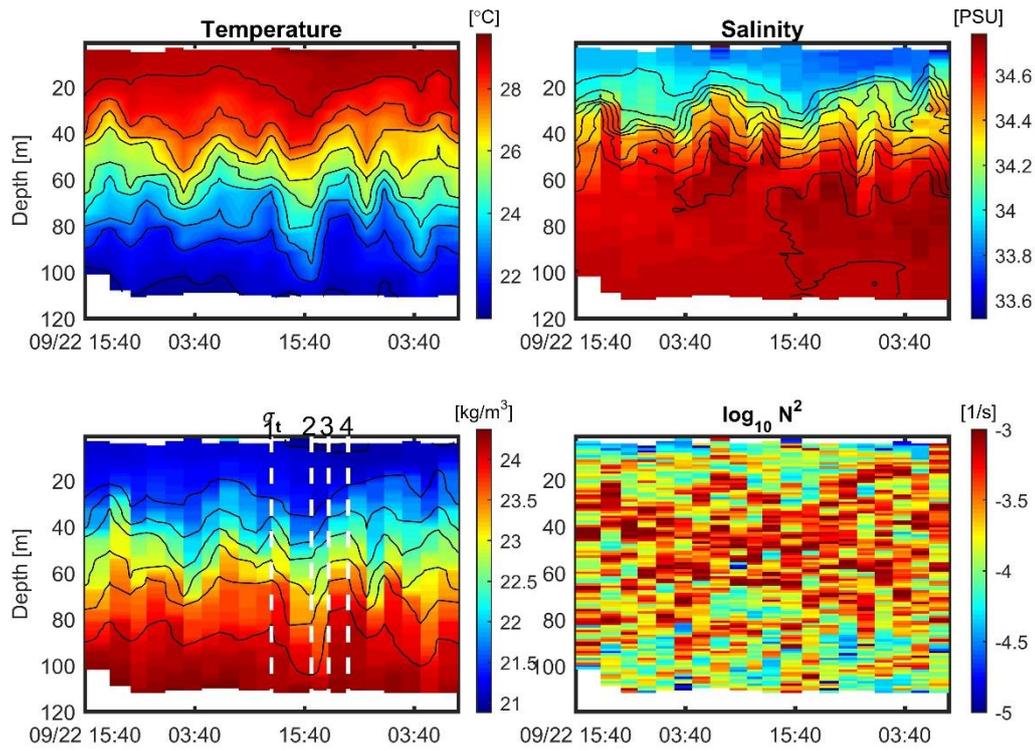


圖 3-1 P2 (OR3-1887, 9月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。

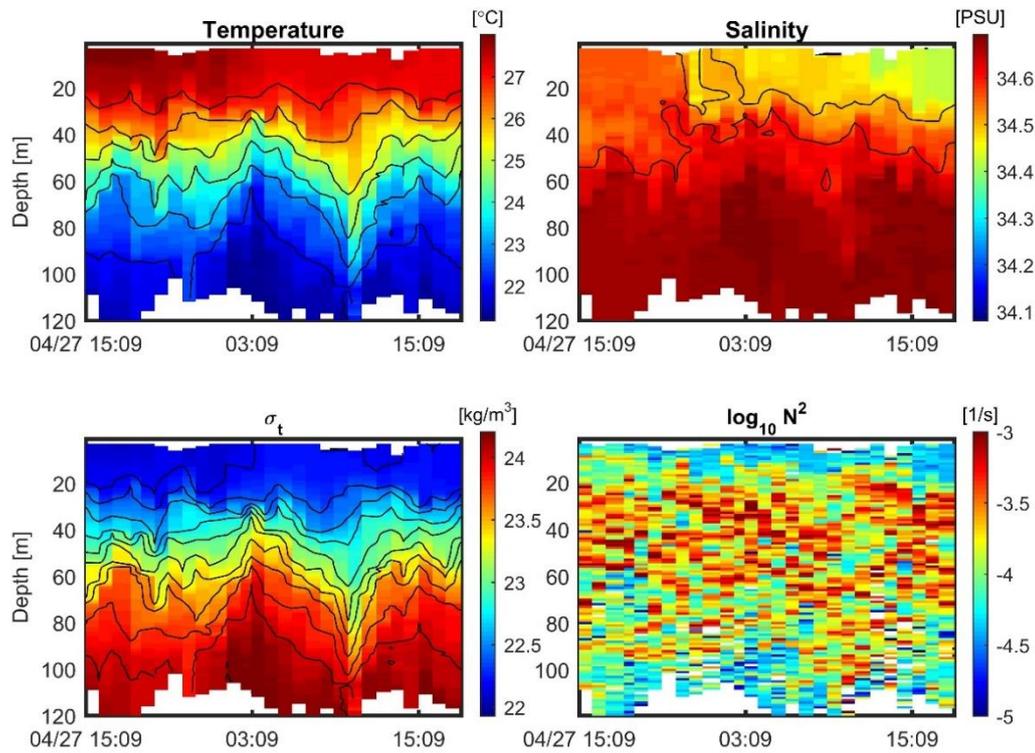


圖 3-2 P2 (OR3-1923, 4月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。其中

白色虛線代表圖 3-8 的 4 個潮汐階段。

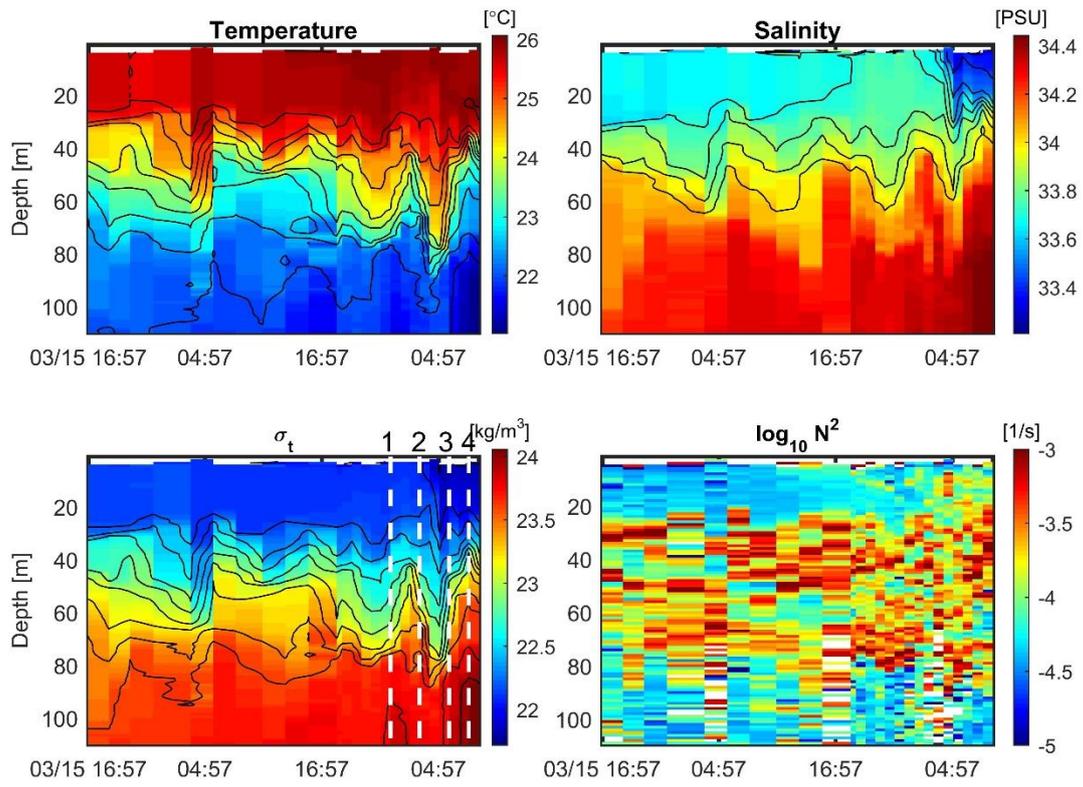


圖 3-3 P2 (OR3-1586, 3 月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。其中白色虛線代表圖 3-7 的 4 個潮汐階段。

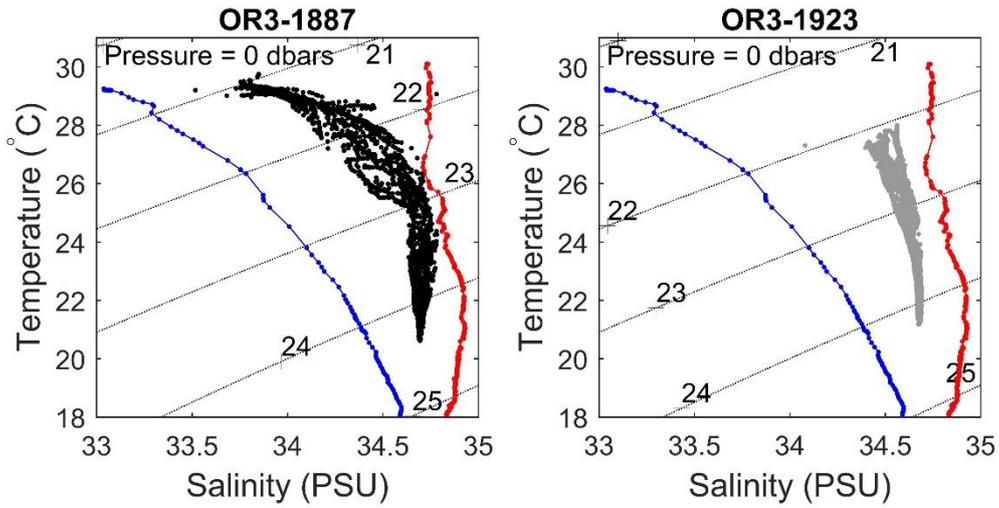


圖 3-4 P2 (OR3-1887, 9 月) 與 P2 (OR3-1923, 4 月) 測量到的 T-S 特徵，紅線代表歷史黑潮水團特徵，藍線代表南海水團特徵。

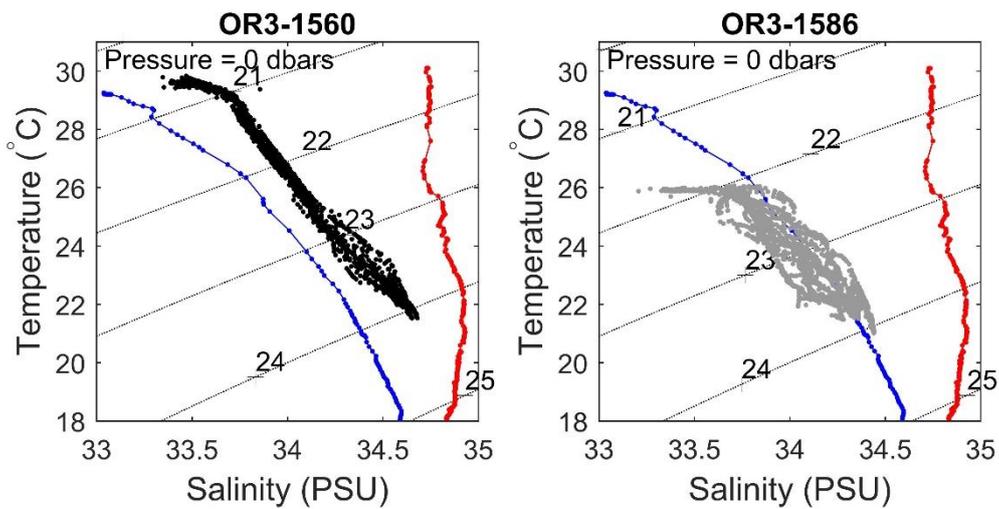


圖 3-5 P1 (OR3-1560, 9 月) 與 P2 (OR3-1586, 3 月) 測量到的 T-S 特徵，紅線代表歷史黑潮水團特徵，藍線代表南海水團特徵。

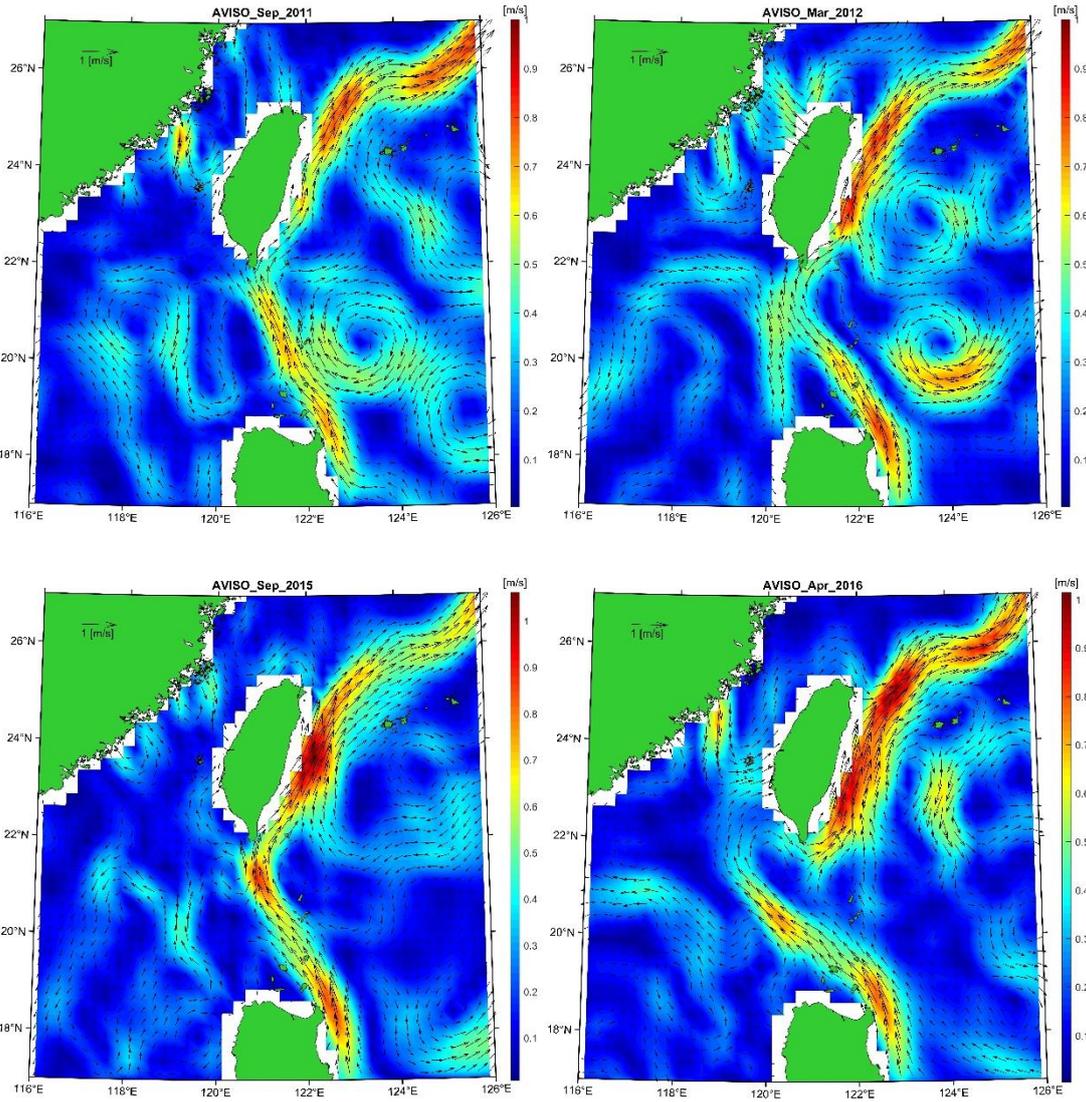


圖 3-6 AVISO 流場資料，左上圖為 2011 年 9 月流場，右上圖為 2012 年 3 月流場，左下圖為 2015 年 9 月流場，右下圖為 2016 年 4 月流場。

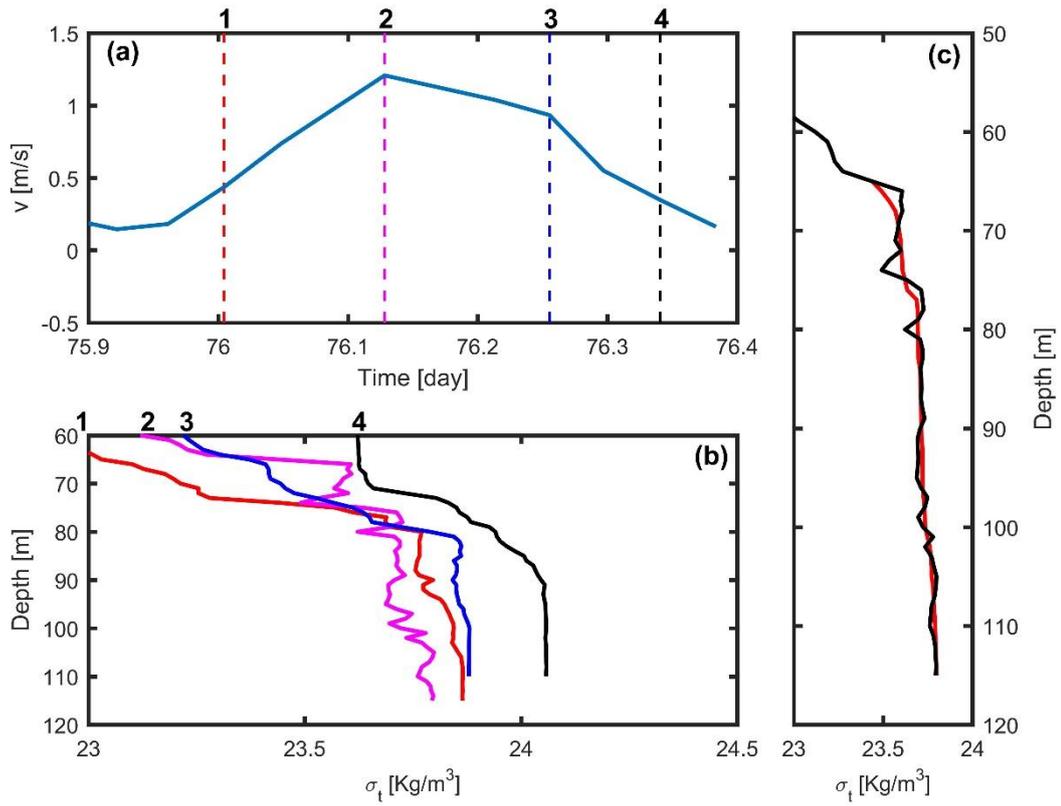


圖 3-7 P2 (OR3-1586, 3 月), (a) 平均南北向流速 ( $v$ ), 表示一個潮汐週期, 4 條虛線表示不同的潮汐時間。(b) 4 個不同的潮汐時間所觀測到的  $\sigma_t$  剖面。(c) 流速最大時 (編號 2) 觀測到的  $\sigma_t$  剖面, 黑線表示原始觀測, 紅線表示  $\sigma_t$  重新排列後的剖面。

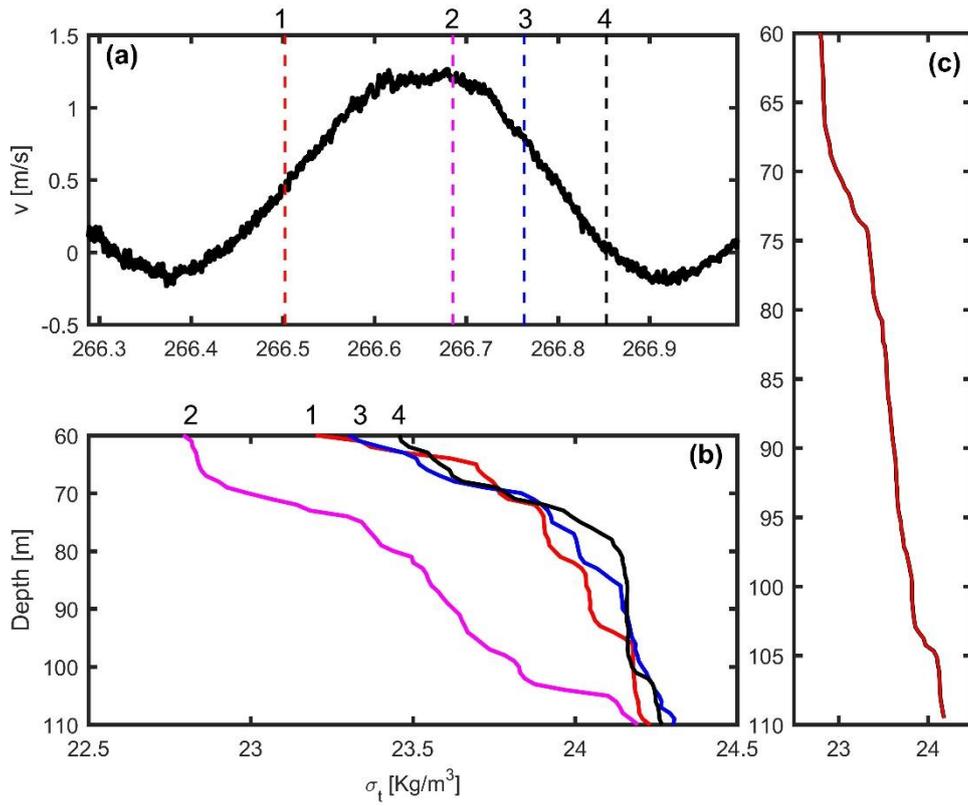


圖 3-8 P2 (OR3-1887, 9月), (a) 平均南北向流速 ( $v$ ), 表示一個潮汐週期, 4 條虛線表示不同的潮汐時間。(b) 4 個不同的潮汐時間所觀測到的  $\sigma_t$  剖面。(c) 流速最大時 (編號 2) 觀測到的  $\sigma_t$  剖面, 黑線表示原始觀測, 紅線表示  $\sigma_t$  重新排列後的剖面。

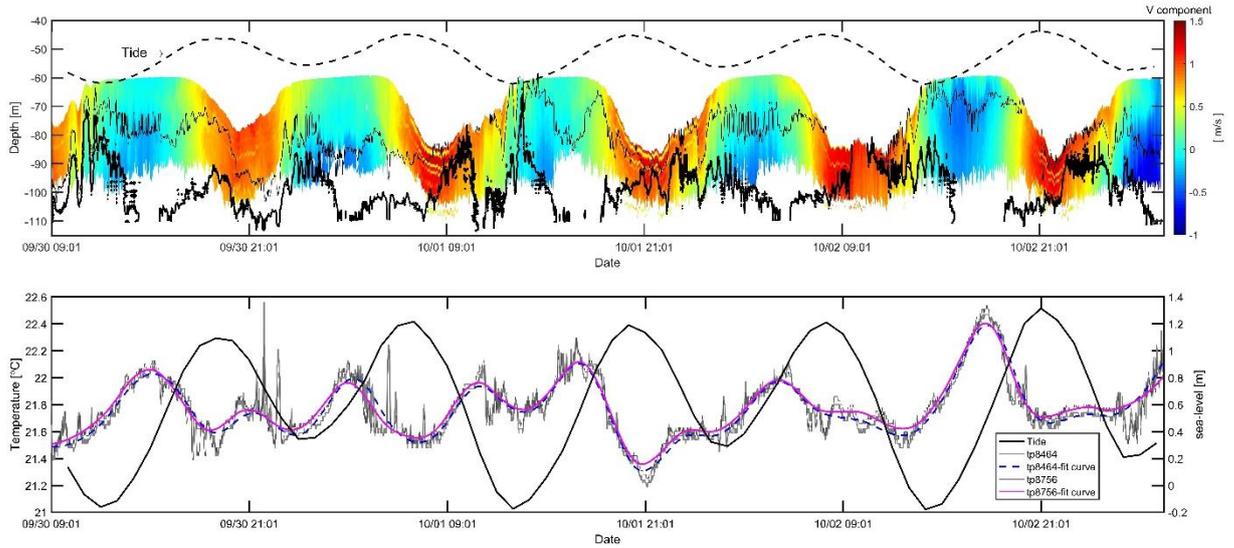


圖 3-9 錨碇串資料，上圖為錨碇串 ADCP 所觀測到的流速深度時序資料，粗黑等溫線表示水溫 22°C；細黑等溫線表示水溫 23°C；黑色虛線為東石港潮位變化。下圖為錨碇串最下面兩顆 TP 所觀測到的溫度時序資料（淺灰線 tp8464、深灰線 tp8756），黑線表示嘉義東石港潮位變化。其中 tp8464 位於水深 109 公尺處；tp8756 位於 110 公尺處。

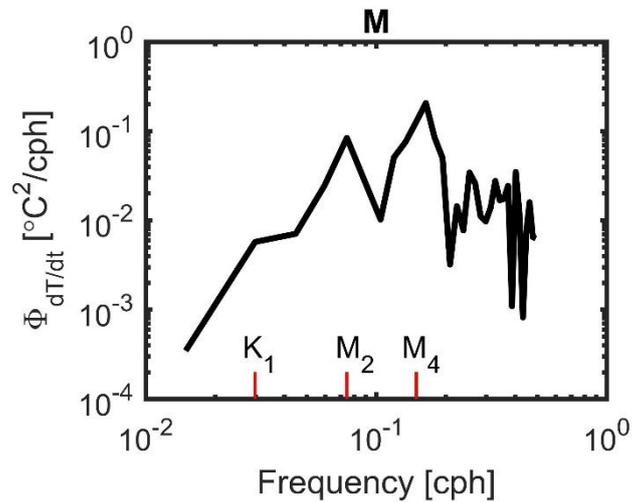


圖 3-10 錨碇串 110 公尺 (tp8756) 的時間序列溫度差的能譜圖分析。

### 第3-2節 水文特性—大陸邊緣、高屏峽谷

這裡大陸邊緣指的是南海北部與台灣海峽連接的大陸斜坡以及 150 公尺水深的大陸棚處。OR3-1639 航次為 3 天的觀測時間，分別在大陸斜坡 (S2) 水深 600 公尺和大陸棚 (S1) 水深 150 公尺處來回連續 48 小時的定點連續量測。在大陸斜坡的 CTD 資料中 (圖 3-10)，海表面水溫大約 30°C，等溫線在水深 200 公尺以下明顯有著半日潮週期的波動，溫度的差異大約 2.5°C，這半日週期的變化也同時反映在鹽度、 $\sigma_t$  資料當中，與 PHC 內的水文特徵比較，在大陸斜坡的半日內潮特徵明顯，位於水深 200 公尺以下，等密度線的振幅約 100 公尺。另外，浮力頻率資料顯示出，在 150 公尺以上的水層分層穩定，200 公尺以下的水團分層微弱沒有明顯的週期性變化， $N^2$  均小於  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。水團隨著大陸斜坡進入大陸棚區，水深從數百公尺遞減到 150 公尺，由於測量方式是 S1 - S2 之間來回觀測，在大陸棚 S1 站所量測到的水文特性與大陸斜坡處相似 (圖 3-11)，在 100 公尺以下等溫線有著 50 公尺半日週期的振幅。100 公尺以上的  $N^2$  約  $10^{-4} \text{ s}^{-2}$  分層穩定，100 公尺以下的  $N^2$  約  $10^{-5} \sim 10^{-4} \text{ s}^{-2}$  分層較弱，S1 的平均  $N^2$  比 S2 (大陸斜坡處) 所量測到的還大，100 公尺以下的分層半日週期的變化較明顯。

圖 3-12 為 2013 年 6 月 OR3-1696 航次在 S2 站所觀測到的 CTD 時間序列水文資料。季節上與 OR3-1639 航次不同，6 月的水溫最高約 28°C 比起 9 月量測的最高溫低 2°C，鹽度範圍約 33.8 ~ 34.6，鹽度最大值出現在水深 100 ~ 150 公尺之間，與表水低鹽差距 0.8 比 9 月所觀察到的鹽度差值 (1.2) 還小，除此之外等密度線也顯示出表層混合層厚度較 9 月所量測到的還深；等溫線、等密度線依然明顯的表示出此處半日內潮特徵。圖 3-13 為 S2 站兩航次的 T-S 圖，整層的密度差均為  $4 \text{ kg m}^{-3}$ ，9 月份觀測時水團特性集中同時貼近歷史南海水特性，而 6 月份的觀測結果分層較弱，水團特性介於南海水與黑潮水的性質之間。歷史水文資料表明，TS 的南端有兩種不同水團的特徵，包括具有低溫和低鹽度的南海水

(SCSW) 和具有高溫和高鹽度的黑潮支流水 (KBW)。黑潮分支會在冬季時期從呂宋海峽 (LS) 入侵到南海北部 (NSCS) 同時影響到 TS 中的水團特性 (Shaw et al., 1989; Jan et al., 2010)。Jan et al. (2010) 表示 KBW 在夏季的平均溫度約 24.63°C，平均鹽度則為 34.49；冬季的 KBW 平均溫度約 20.54°C，平均鹽度為 34.59。S2 在 6 月的觀測可以在水深 100 m 測量到鹽度較高 (~34.5) 的高鹽水，水溫介於 20~23°C，水團性質接近 KBW 的特性。我們推斷黑潮支流水在這此次觀測期間可能有部分入侵至 NSCS，這種不同水團之間的混合也是紊流發展的因素之一。

由於 2014 年高屏峽谷航次 CTD 下放次數不足 12 小時，因此我們利用 2008 年 7 月以及 12 月的觀測資料來說明高屏峽谷的水文特徵。兩次的航次觀測中，我們在高屏峽谷口定點 (GP, 圖 2-1) 分別重複 15 次以及 21 次的連續 CTD/LADCP 觀測。時間序列的  $\sigma_t$  和浮力頻率 ( $N^2$ ) 剖面資料均顯示出半日週期的變化 (圖 3-15、圖 3-16)，兩個不同月份的航次觀測資料充分展現出季節性的水文特徵差異。在 7 月 (夏季，圖 3-15) 觀測到的最高水溫約為 30°C，從等密度線以及  $N^2$  可以觀察出在水深 50 公尺以下至 200 公尺的分層較強，最大  $N^2 \sim 10^{-3} \text{ s}^{-2}$ 。等密度線的變化從海底向上延伸至約水深 50 公尺處，其振幅從垂直 90 公尺的變化降為約 50 公尺。而 12 月 (冬季，圖 3-16) 觀測到的最高水溫約為 27°C，鹽度比起夏季還來得低，強的分層集中在水深 100 公尺至 200 公尺之間。等密度線的振幅變化從海底向上延伸至約水深 70 公尺處，靠近海底有著最大的等密度振幅約為 100 公尺，比起夏季所觀測到的垂直振幅還來得大。在高屏峽谷中，表面混合層厚度有著季節性的差異，冬季所觀測到的平均表層混合層較厚，水深大於 100 公尺後便能清楚的觀測到內潮的垂直振幅變化。

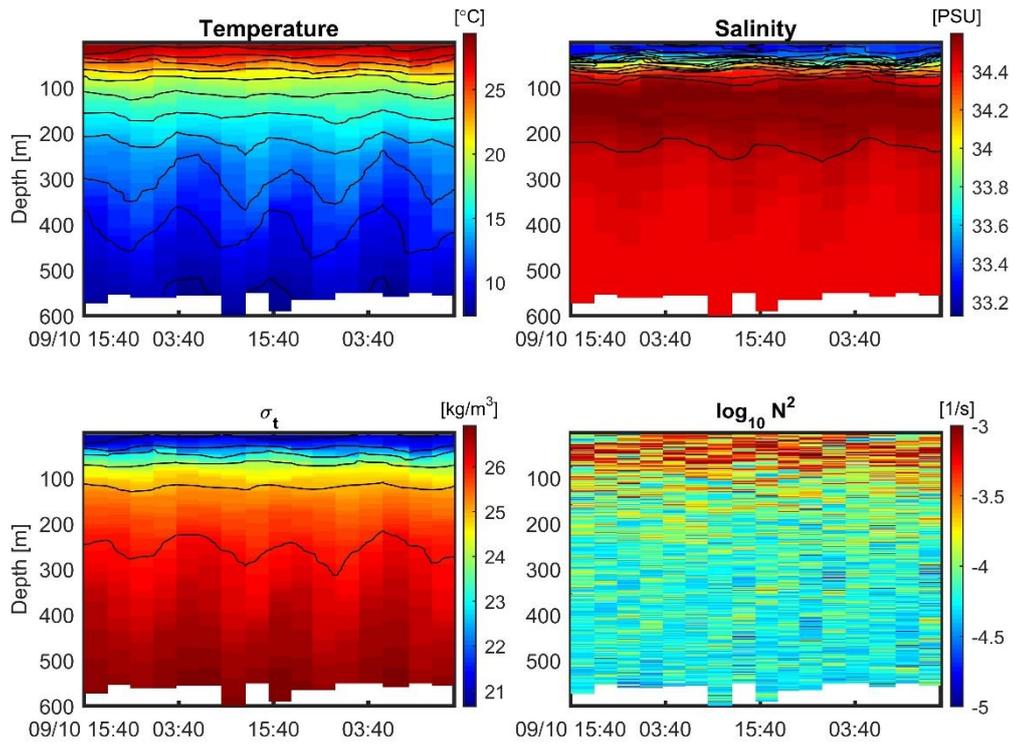


圖 3-11 S2 (OR3-1639, 9月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。

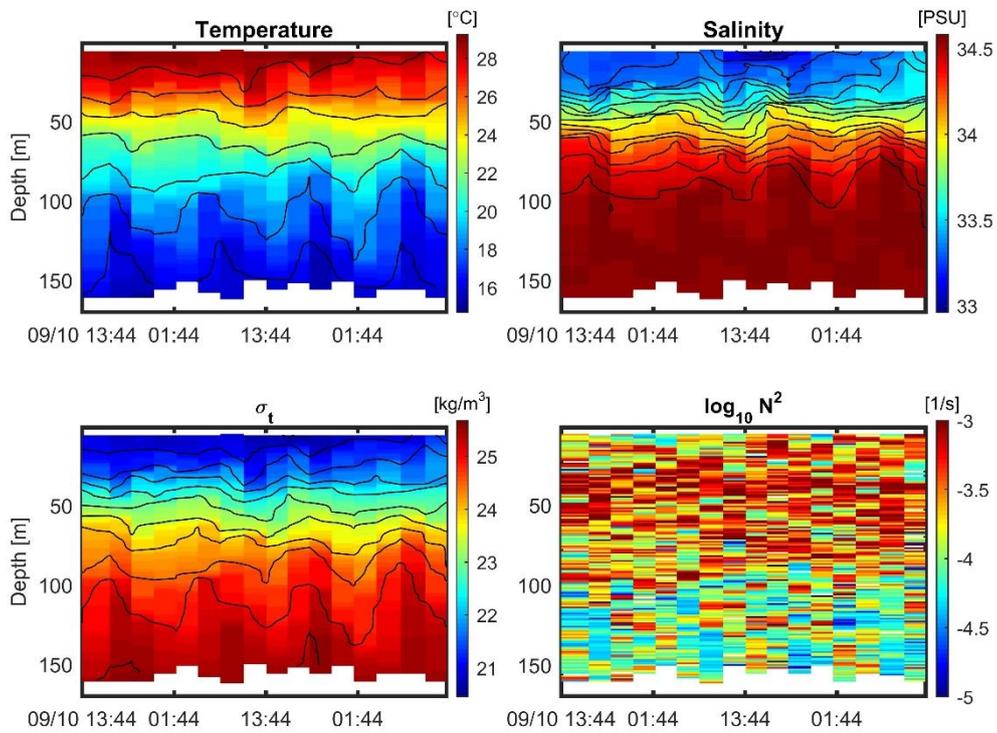


圖 3-12 S1 (OR3-1639, 9月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。

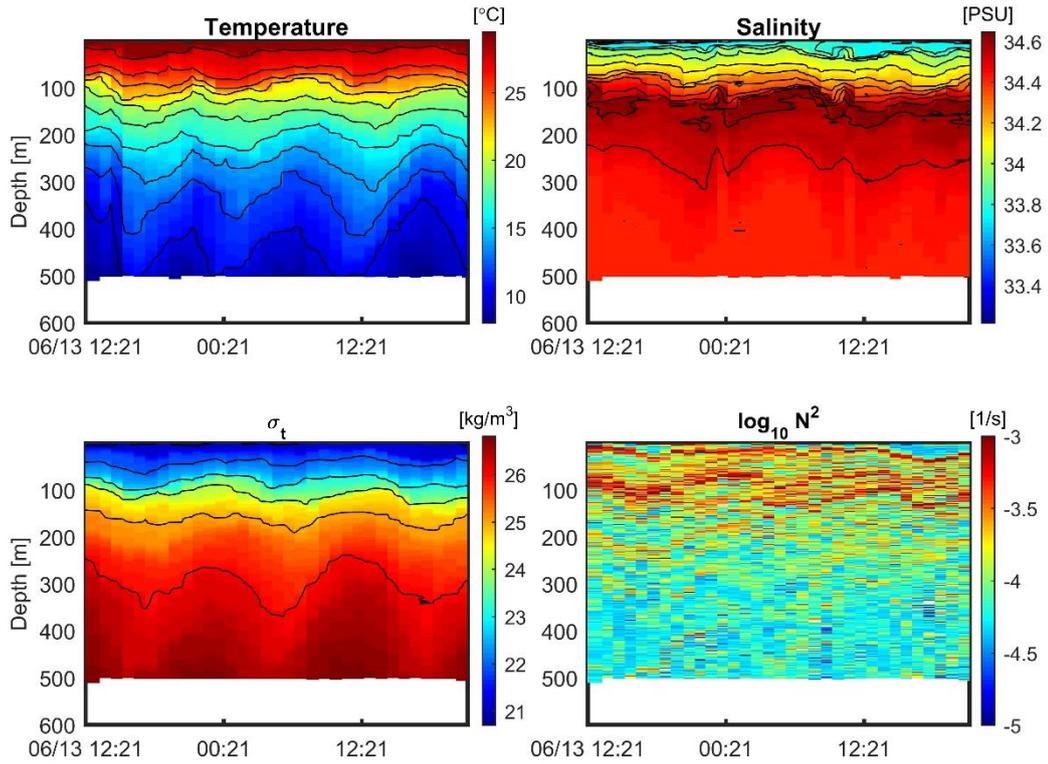


圖 3-13 S2 (OR3-1696, 6 月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。

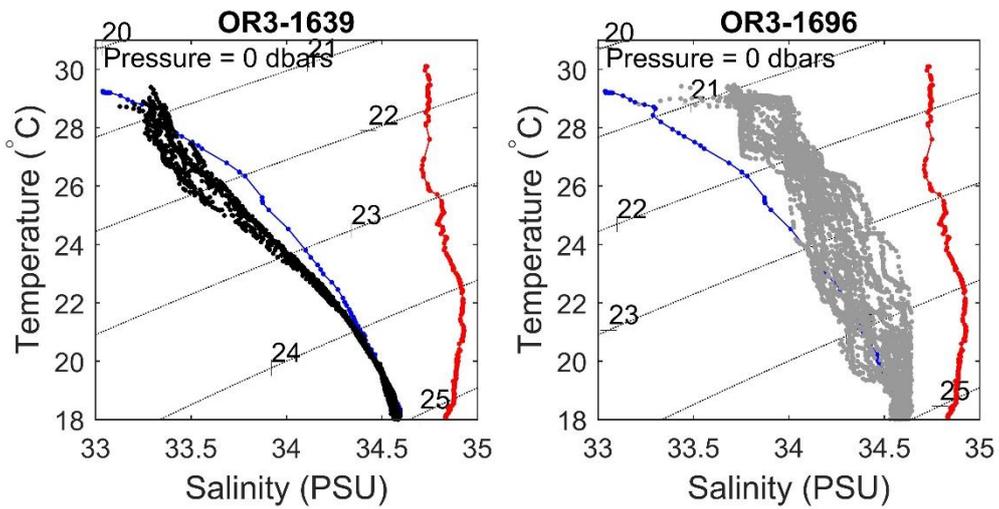


圖 3-14 S2 (OR3-1639, 9 月) 與 S2 (OR3-1696, 6 月) 測量到的 T-S 特徵，紅線代表歷史黑潮水團特徵，藍線代表南海水團特徵。

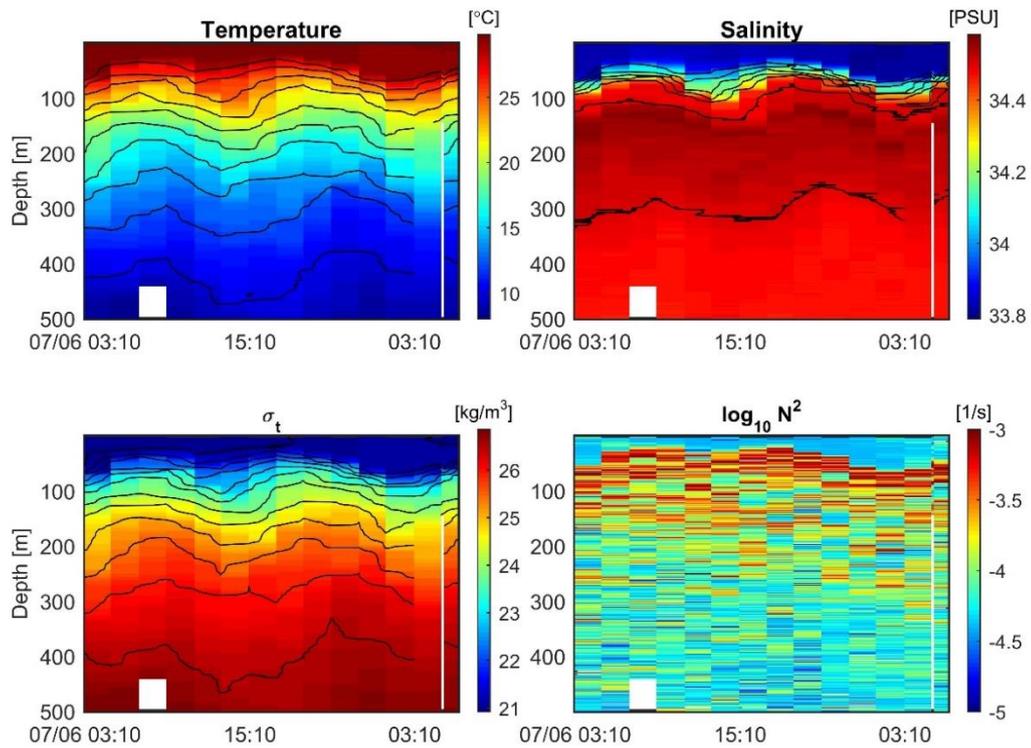


圖 3-15 GP (OR3-1302, 7 月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。

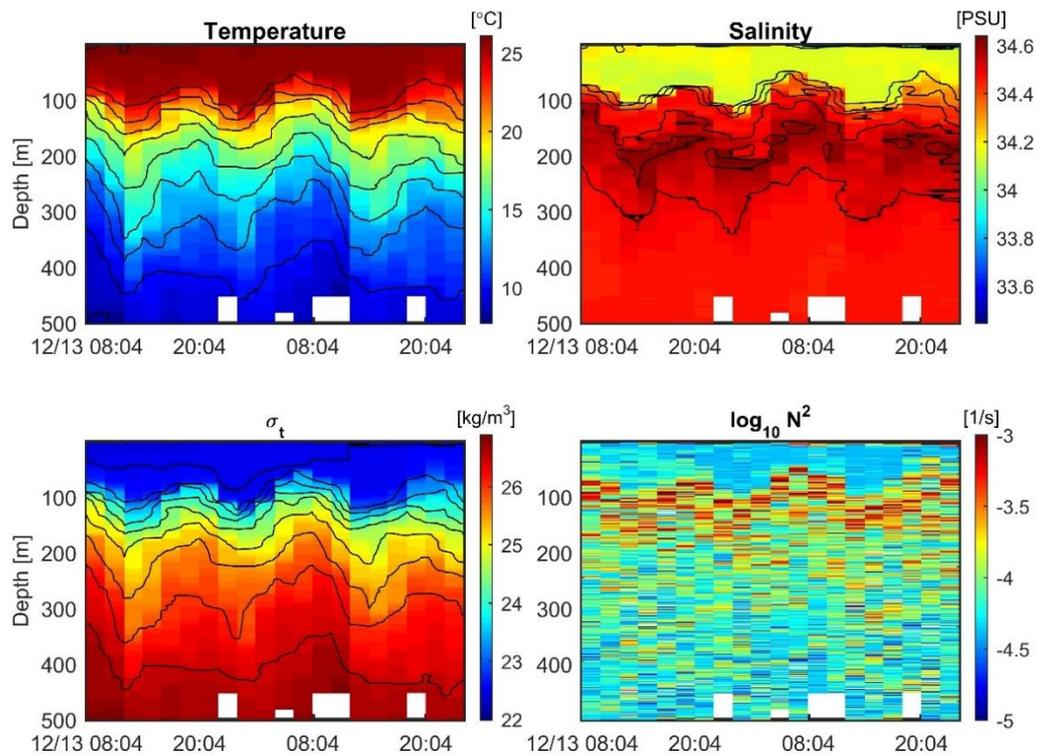


圖 3-16 GP (OR3-1339, 12 月) 測量到的時間序列溫度，鹽度， $\sigma_t$  以及  $N^2$ 。

### 第3-3節 流場結構

台大海洋研究所在 1999 年執行海洋科技中心計畫 (Taiwan Strait NowCast Model Study, TSNOW) 的期間在 PHC 的北端水深約 60 公尺處佈放一個底碇 ADCP 以及溫度計在 BM 處 (圖 2-1)。資料顯示出 PHC 中強大的北流具有不對稱性 (圖 3-17)。在漲潮期間, 上坡時的  $v$  分量速度最大達到  $\sim 1 \text{ ms}^{-1}$ , 而在退潮期間, 最大下坡速度為  $\sim 0.3 \text{ ms}^{-1}$ 。Jan et al. (2003) 說明此資料主要是以南北方向流速為主 ( $v$  分量), 調和分析和流速能譜的分析都說明 PHC 北端是以  $M_2$  週期為主, 流速分量為  $6.7 \text{ m s}^{-1}$ , Lin et al. (2005) 提到 PHC 即使受到強烈的東北季風影響, 經過 36 小時的低通濾波後, 表層的主要流速依然大都朝北。PHC 的流速在底部的溫度和流速資料 ( $v$  分量) 可以明顯的觀察出  $M_2$  週期的變化, 兩者的時間序列變動的振幅具有一定的相關性存在, 大潮和小潮期間分別出現  $2^\circ\text{C} - 3^\circ\text{C}$  和  $0^\circ\text{C} - 1^\circ\text{C}$  溫度波動幅度。從溫度資料中, 可以看到底部的水溫會從最大北流發生後開始下降, 溫度差 ( $dT/dt$ ) 的能譜也顯示其變化具有  $M_2$  週期 (圖 3-18), 表示時間序列的溫度差與流場的週期一致。Lorke et al. (2005, 2008) 對湖泊的邊界斜坡上放置高頻的溫度計來取得溫度剖面變化, 其觀測說明了靠近底部的水體所發生的週期性分層不穩定和分層穩定現象, 這與底部流速引起的剪切效應有關。在 BM 的觀測數據中, 我們只有單點的溫度資料 (ADCP 旁), 因此 BBL 中是否發生溫度反轉或不穩定分層仍不清楚。Lorke et al. (2008), 在他們所發表的文章內容圖 2 中表明, 不穩定的分層和湧升 upwelling 幾乎是同時發生, 並且這些事件大多數都發生在上坡的流速達到最大時開始, 類似於 BM 的情況 (圖 3-17b), 我們推斷強流在上坡的期間可能會引發對流。根據我們觀察到的底部溫度和流場資料, 水溫在漲潮 (流速增加) 時會先慢慢的增加 (變暖), 隨著退潮 (流速減弱) 開始降溫, 這樣單點的觀測數據無法提供剪切誘導對流 (shear-induced convection) 的證據, 因此我們本篇暫不討論剪切誘導對流的現象, 有關 PHC 紊流的機制將在 5 章中, 根據船上測量結果進行進一步的討論。

由測站 P1 和 P2 觀測結果來說明 PHC 內的流場，將 P1 (OR3-1560, 9 月) 和 P2 (OR3-1586, 3 月) 從 LADCP 所獲得的速度 N-S 和 W-E 分量的時間變化繪製在 (圖 3-19) 中。PHC 的流場主要由半日週期成分佔主導的地位，流向以 N-S 方向為主。在 P1 處的 N-S 向 ( $v$ ) 流速範圍為  $-0.5$  至  $1.9 \text{ m s}^{-1}$ ，W-E 向 ( $u$ ) 流速範圍為  $-0.2$  至  $0.3 \text{ m s}^{-1}$ 。測站 P2 處的流場結構類似於測站 P1，但 P2 站的流速  $v$  最大速度比 P1 還弱，其中一個原因是在 P1 的觀測期間正逢大潮時期。在實驗 P2 的最後 14 小時期間 (在第 77.8 天之後) 流速開始增強，ADCP 觀察到的南北向最大速度約  $1.6 \text{ m s}^{-1}$ 。在 P1 和 P2 處的半日潮汐橢圓的垂直結構表明在所有深度處的  $M_2$  橢圓主要是直線的並且與 N-S 方向上， $M_2$  振幅大約為 1 和  $0.8 \text{ m s}^{-1}$ 。圖 3-20 是利用 EOF 經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Functions) 分析 PHC 內 OR3-1586 航次 P2 流場結構的主要特徵，第一模態為正壓流結構佔了 95.8%，而第二模態則是第一斜壓流結構 (2%)，表明 PHC 內的流場結構最主要是受到正壓潮汐的影響。在 4 次的航次觀測結果流場的結構幾乎相似，PHC 在漲潮期間，海表層會發生最大的向北速度  $v$ ，由於底邊界的摩擦，速度會隨著深度接近海床而逐漸減弱。在退潮期間，流向朝南，流速遠低於漲潮時的流速。在 P1 和 P2 的觀測期間，漲潮期間的平均向北速度分別約為  $1.35$  和  $1.48 \text{ m s}^{-1}$ ，而在退潮期間的平均向南速度分別約為  $-0.49$  和  $-0.41 \text{ m s}^{-1}$ 。BBL 中 (定義為海床上方 40 公尺厚的紊流層) 的速度分別於漲潮和退潮的階段大約為 1 和  $0.25 \text{ m s}^{-1}$ 。漲潮和退潮之間的速度間有著強烈不對稱性，漲潮時候的流速大於退潮流速約 4 倍以及 BBL 內較大的流速值是 PHC 的獨特特徵。

Xu et al. (2002) 的研究之中指出在大陸斜坡和峽谷地形，大都是潮流主導流場，而且這樣複雜的地形是有利於內潮的產生 (Jachec et al., 2006)。台灣西南海域除了上述觀測的大陸棚、大陸斜坡地形之外，周遭的高屏峽谷也是內潮研究的熱門觀測海域。從過去幾個航次觀測中的水文資料以及歷史文獻，都可以在大陸斜坡周圍 (包含高屏峽谷) 由流場的觀測中發現內潮的特徵，Chiou et al. (2011)

由模式說明此處內潮的斜壓能量主要是來自呂宋海峽的恆春海脊以及當地(大陸斜坡)所產生沿著陸棚邊界傳遞至高屏峽谷。從過去我們所觀測到的高屏峽谷流速扣除整層垂直平均的正壓流場 (barotropic current) 後, 斜壓流場 (baroclinic current) 均明顯表現出上下流向相反的內潮特徵, 如圖 3-21 和圖 3-22, 主要以東西向的流場特徵為主。在冬季 (12 月) 的觀測期間正逢大潮, 當時正逢東北季風風速  $6 \text{ ms}^{-1}$ , 表層流速在漲潮時平均  $0.3 \text{ ms}^{-1}$  進入高屏峽谷, 比夏季所觀測到的表層平均流  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  來得弱。相反的我們卻可以在 200 公尺水深以下看到強的反流平均  $-0.5 \text{ ms}^{-1}$  比夏天來得強烈許多。在過去文獻中, 除了經由模式說明高屏峽谷的內潮之外, Lee et al. (2009) 匯整數個歷史航次的水文資料, 說明內潮與峽谷地形所產生的紊流效應。

OR3-1639 航次在大陸斜坡 (S2) 以及陸棚處 (S1) 所觀測到的流場結構如圖 3-23, 在大陸斜坡 (S2), 流速的東西和南北分量差異不大, N-S 流速最大約  $0.25 \text{ ms}^{-1}$ , W-E 流速最大約  $0.2 \text{ ms}^{-1}$ 。進入到陸棚 (S1) 後 N-S 流速增強至  $0.7 \text{ ms}^{-1}$  而 W-E 流速則增大為  $0.3 \text{ ms}^{-1}$ 。從 S2 測站原始的海流資料, 水深 100 公尺以下可以明顯看出內潮的特徵 (上下流速相反), 而 S1 測站的內潮特徵則較不明顯。簡單的將 S1 和 S2 所量到的流速資料利用調和分析 (Harmonic analysis) 來分離、回歸出  $M_2$  週期的分潮流場 (圖 3-24, 圖 3-25), 可以看出在兩測站皆有典型半日週期內潮訊號, N-S 流速大於 W-E 流速, 主要以東北-西南方向往復運動, 這結果與 Chiou et al. (2011) 模式所說明的內潮沿著大陸邊緣往高屏峽谷傳遞是一致的。進入道 PHC 後, N-S 方向的流速開始增強變為主導, 大陸棚處 (S1) 還看得到內潮的特徵, PHC 內則以正壓流場為主。

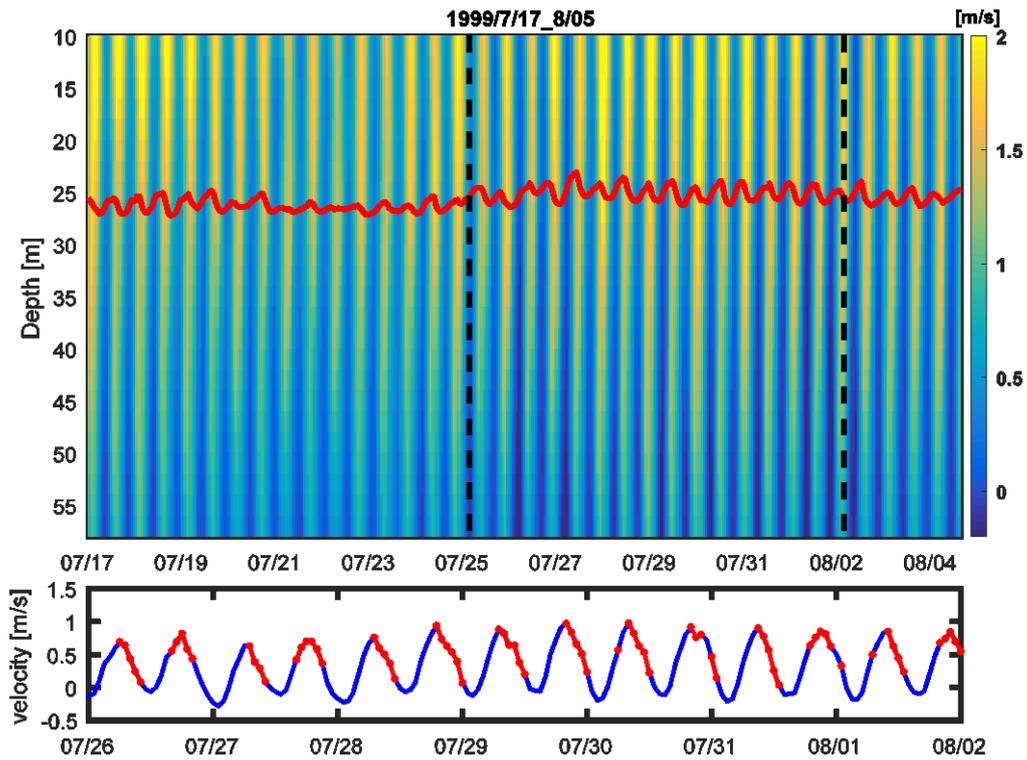


圖 3-17 TSNOW 計畫所佈放的底碇 ADCP 資料與溫度資料。(a) 為觀測期間流速的時間和深度變化，紅線為溫度變化，黑色虛線代表圖 (b) 時間間格位置。(b) 為 7 天的流速  $v$  分量週期變化 (藍線)，紅線代表溫度下降時的流速變化。

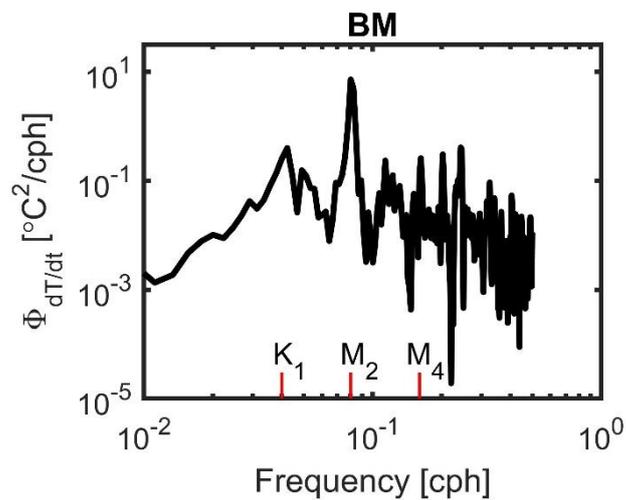


圖 3-18 底碇時間序列溫度差的能譜圖分析。

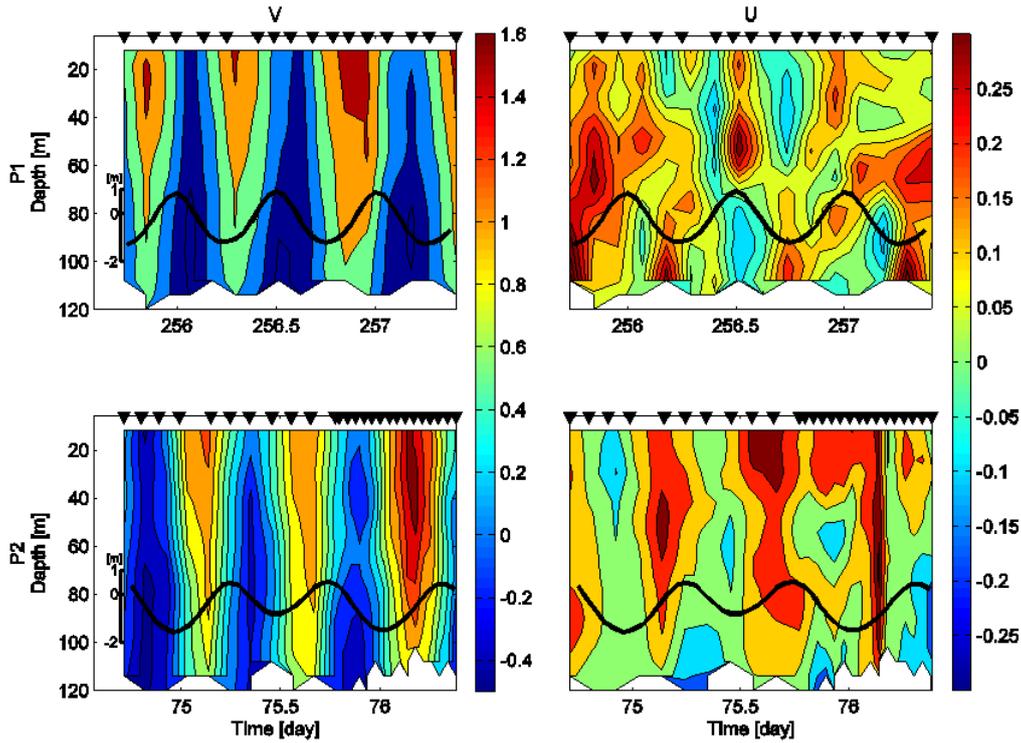


圖 3-19 P1 (上圖, OR3-1560, 9月) 和 P2 (下圖, OR3-1586, 3月) 觀測期間流速的時間和深度變化。左和右分別是 v 和 u 的速度分量。每個圖上方的黑色三角形標記是下放 CTD 的時間, 而圖中的黑色曲線表示潮位變化。

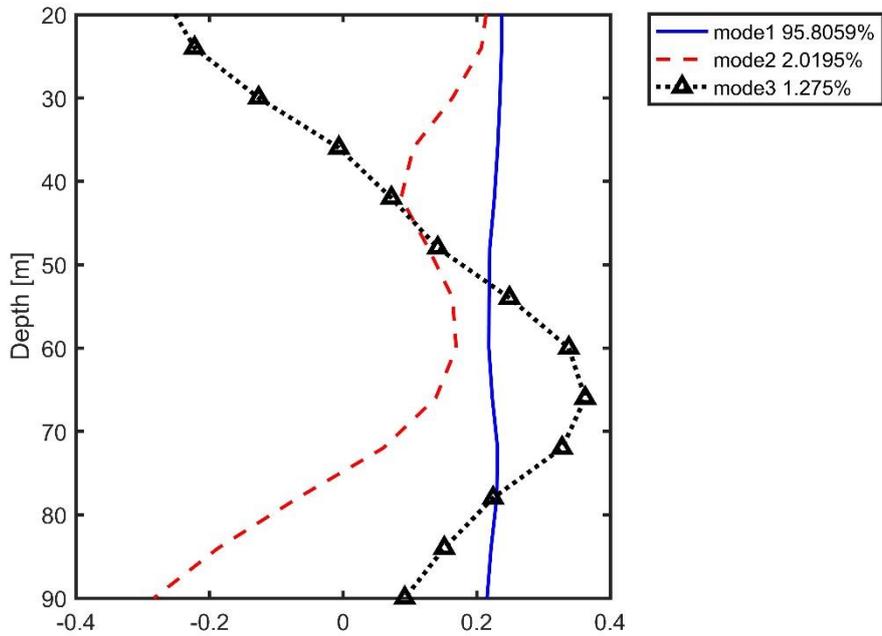


圖 3-20 P2 (OR3-1586, 3月) 站觀測期間的流速 EOF 分析結果。

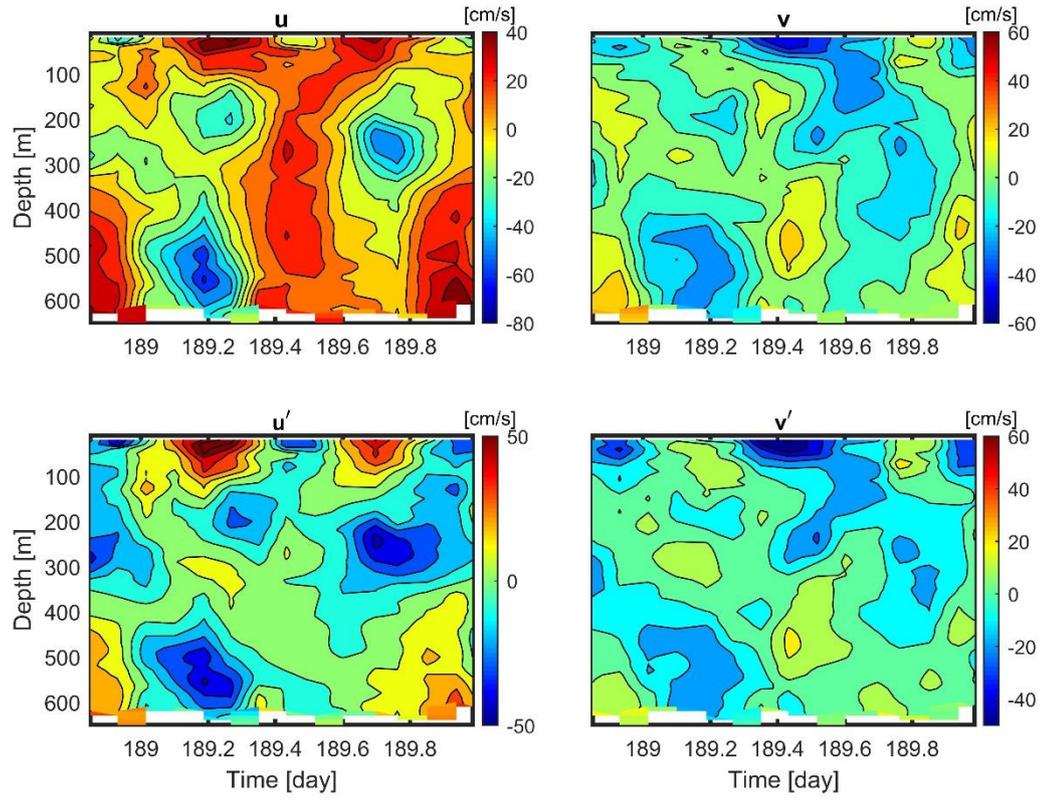


圖 3-21 GP (OR3-1302, 7 月) 在高屏峽谷口觀測到的流速時間和深度變化。上左和右圖分別是  $u$  和  $v$  的速度分量。下左和右圖分別是  $u'$  和  $v'$ 。 $(u' = u - \bar{u}, v' = v - \bar{v}, \bar{u}$  和  $\bar{v}$  為  $u$  和  $v$  速度分量的垂直平均)

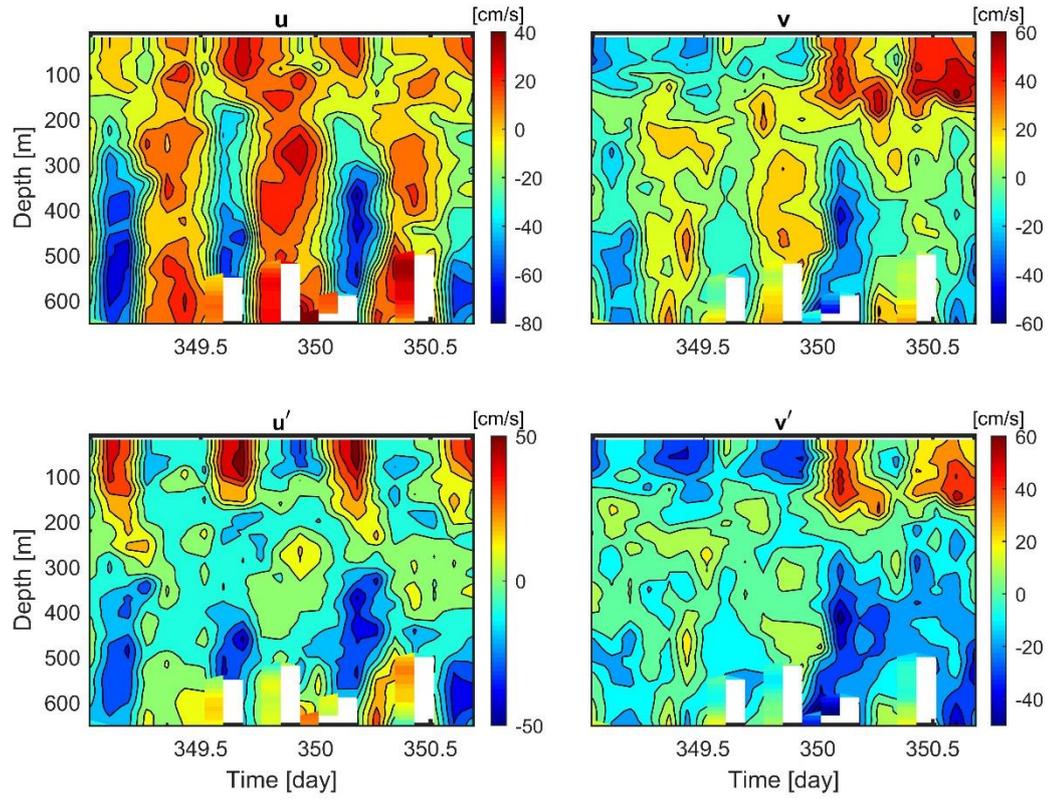


圖 3-22 GP (OR3-1339, 12 月) 在高屏峽谷口觀測到的流速時間和深度變化。上左和右圖分別是  $u$  和  $v$  的速度分量。下左和右圖分別是  $u'$  和  $v'$ 。(  $u' = u - \bar{u}$ ,  $v' = v - \bar{v}$ ,  $\bar{u}$  和  $\bar{v}$  為  $u$  和  $v$  速度分量的垂直平均 )

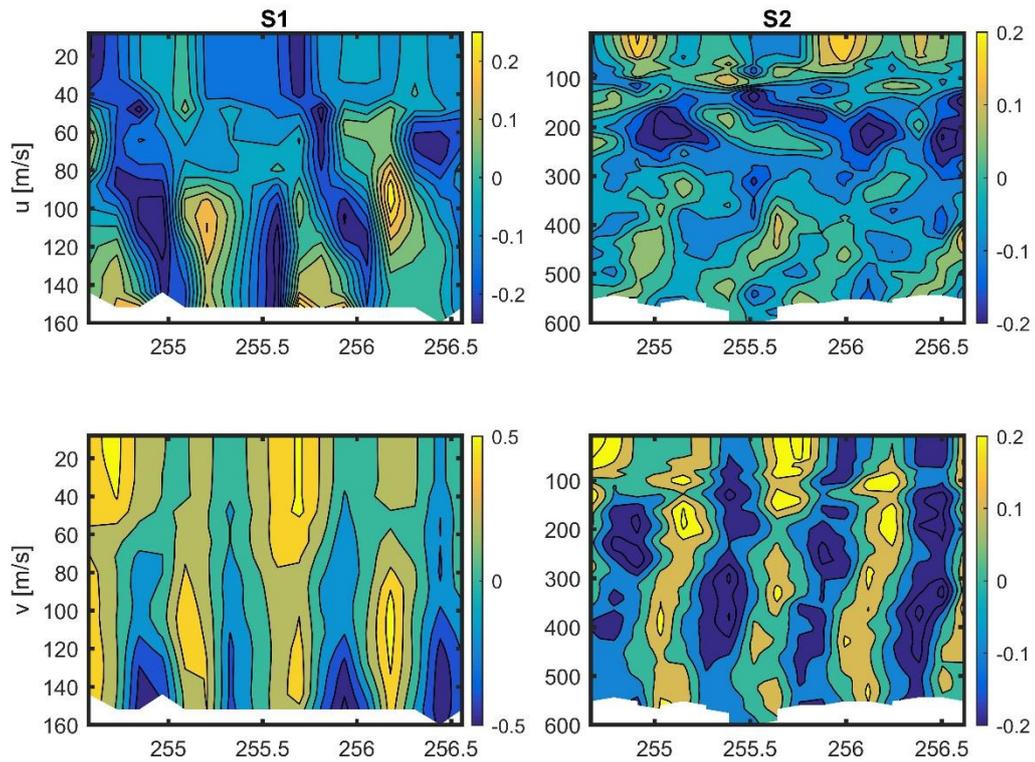


圖 3-23 S1 (左圖, OR3-1639) 和 S2 (右圖, OR3-1639) 觀測期間流速的時間和深度變化。上和下分別是  $u$  和  $v$  的速度分量。

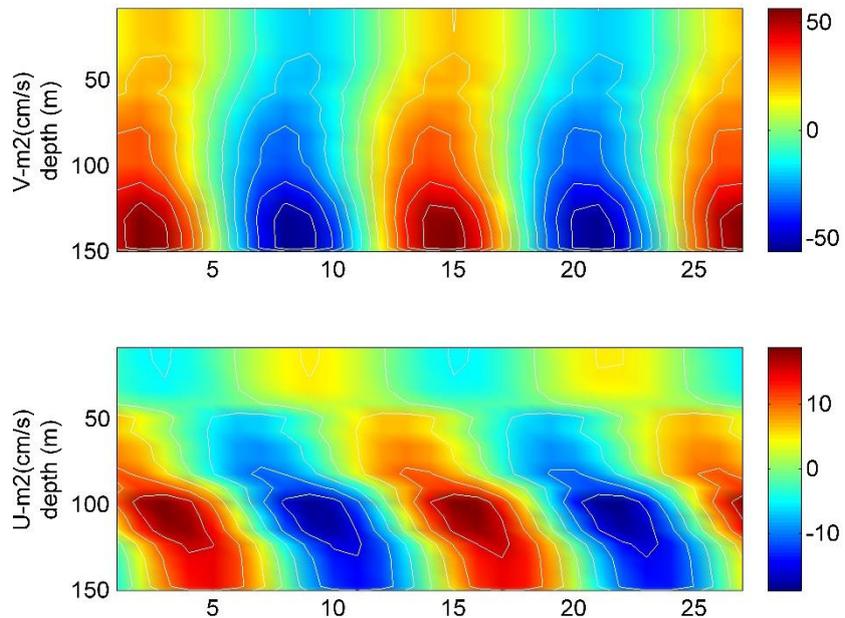


圖 3-24 S1 (OR3-1639, 9月), 回歸  $M_2$  週期的分潮流場變化。上和下分別是  $u$  和  $v$  的速度分量。

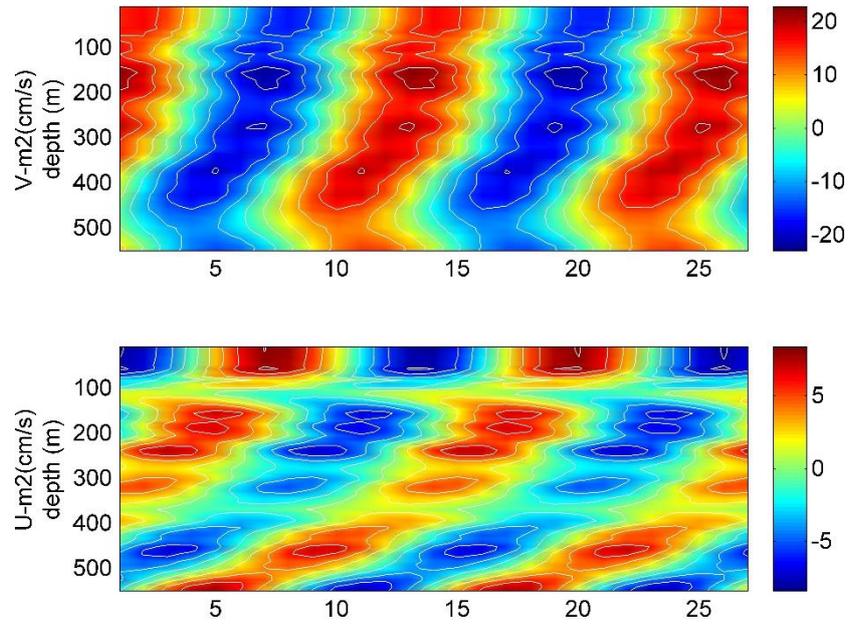


圖 3-25 S2 (OR3-1639, 9 月), 回歸  $M_2$  週期的分潮流場變化。上和下分別是  $u$  和  $v$  的速度分量。

## 第4章 紊流

### 第4-1節 PHC 底邊界紊流

除了水文資料以外，我們分別在 PHC 以及大陸斜坡處進行紊流消散尺度的觀測。在 2011 與 2012 年間的航次，觀測地點主要以 PHC 內的 P1 以及 P2 為主，使用的是溫度消散率 ( $\chi$ ) 和熱渦流擴散率 ( $K_t$ )，分別在圖 4-1 和圖 4-2 中顯示。 $\chi$  以及  $K_t$  的觀測結果都表示在 BBL 中紊流消散高於水體的中層和上層；在 P1 和 P2 處所觀察到的紊流層從海底延伸到 70 和 60 公尺的水深，TKE 耗散和熱渦流擴散率的時序剖面具有明顯的半日變化特徵，在上坡朝北流速較大期間（漲潮）發生的  $\chi$  以及  $K_t$  值高於下坡朝南流速期間（退潮）。在此次的觀察中，P2 站所量測到的 BBL 內半日週期紊流幅度比大潮時在 P1 處量測還大得多，這可能因為 P1 和 P2 季節性的分層強弱所導致的區別；換句話說，在夏季 PHC 內的分層強烈，BBL 內的紊流成長會受到水體內穩定分層的抑制，因此測量到的紊流耗散範圍會比 3 月在 P2 處觀察到的範圍小，同時紊流耗散值也較低。Tsutsumi and Matsuno (2012) 以及其他學者已說明了由分層和剪切所引起的紊流抑制，強烈的紊流混合會導致分層變弱。

由數值模式來模擬水團經過傾斜地形上所產生的剪切 (Umlauf and Burchard, 2011)，與分層和紊流之間的相互作用說明底部產生的 TKE 耗散會增強。以實地觀察說明 (Rippeth et al., 2001; Endoh et al., 2016)，BBL 紊流在傾斜的陸棚中具有明顯四分之一日 ( $M_4$ ) 的週期變化。上述的研究結果與我們在 PHC 中觀察到的半日週期 BBL 紊流不盡相同 (圖 4-1)。在 Rippeth et al. (2001) 的研究中，觀測區域的水團上層和下層的耗散週期分別是半日週期 ( $M_2$ ) 和四分之一日周期 ( $M_4$ )；上層發生的  $M_2$  週期紊流變化是由 tidal straining 效應引起的，水體在海水漲退潮期間密度會受到淡水入侵的多寡，分層受到影響，因此在退潮時，由於淡水的增加讓水體分層增強，高耗散的區域會被限制在下層，而漲潮時，淡水減

少海水增加使得分層減弱，底部的高耗散區域會向上延伸至水體上層形成  $M_2$  的週期變化，而下層的高耗散則呈現  $M_4$  週期。此現象通常發生在河口，潮汐與河口淡水-海水之間鹽度的差異所造成。PHC 內 BBL 紊流的振盪週期的差異 ( $M_2$ ) 歸因於在 PHC 內漲潮和退潮之間的流速具有獨特不對稱性，漲潮期間的最大流速 ( $v \sim 1.6 \text{ ms}^{-1}$ ) 與退潮最大流速 ( $v \sim -0.4 \text{ ms}^{-1}$ ) 兩者相差四倍之大。

為了再次確認弱的分層不穩定性和紊流強度，我們使用兩種獨立的方法：Thorpe scale method 和紊流儀量測。Thorpe (1977) 提出使用密度分佈來檢測翻轉並估計紊流耗散率。對於每個觀察到的潛在密度剖面，當遇到密度反轉時，Thorpe scale 定義為必須先將每次量測到的密度剖面資料重新排列（密度由小至大）恢復穩定性，再計算重排後密度移動的垂直距離（Thorpe displacement），稱作 Thorpe overturn。對於每次翻轉，都可以計算出每一段的 Thorpe displacement，再將值做均方根後可定義出  $L_t$  來代表每一段的平均值 (Dillon, 1982)。最後我們可以利用 Ozmidov scale,  $L_o = \varepsilon / N^3$  (Ozmidov, 1965) 與 Thorpe scale, Dillon (1982) 導出的比值  $L_o \approx 0.8L_t$  可以得到 TKE 耗散  $\varepsilon = 0.64L_t^2$  以及渦流擴散係數  $K_z = 0.128L_t^2N$  (Park et al., 2008)。如圖 4-3，我們利用 P2 站所量測到的水文資料，利用 Thorpe scale 估算的 TKE 耗散的時間序列剖面圖。從這兩種獨立的方法均可以觀察到底部 40 - 50 公尺的 BBL 中所發生的高耗散的紊流，同時半日週期的特徵也顯而易見。我們利用兩次的 MicroRider 資料分析了上坡（漲潮）和下坡（退潮）期間 BBL 內的紊流熱擴散頻率分佈（圖 4-4），得到的平均擴散係數為  $7.09 \times 10^{-5}$  和  $9.69 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，說明漲潮上坡時的垂直擴散較為強烈。

紊流的消散過程中，熱量會因為動能的轉換而耗散，加上 MicroRider 在下放的過程中容易鋼纜震動干擾到剪切探針的資料，因此我們嘗試使用高頻的溫度變化來計算  $\chi$ ，再由公式 (5) 換算成  $\varepsilon_\chi$ 。在溫度積分的過程中，為了減少 CTD 受到船晃動拉扯鋼纜產生的晃動，除了使用三軸加速的能譜修正之外，我們將每段

的資料點數增加來減少計算上的誤差，因此  $\chi$  的計算尺度以 10 秒的下放範圍為一個積分範圍（約 8 - 10 公尺）。為了得到更精確的計算方式，2013 年後我們開始使用自由落體式的 VMP-250 作為主要的觀測工具。圖 4-5 為 2015 年和 2016 年 PHC 觀測航次在 P2 站所量測到的 TKE 耗散  $\varepsilon$  時間序列圖。測量的結果和 2011、2012 年所量測到的高 BBL 紊流消散特徵一致；2015 年 9 月觀測期間，VMP-250 在漲潮時 BBL 內測量到的  $\varepsilon$  介於  $10^{-7} - 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$ ，從海底延伸至水深 80 公尺處（厚度約 30 公尺）。2016 年 4 月漲潮期間觀測中，BBL 內測量到的  $\varepsilon$  一樣介於  $10^{-7} - 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$ ，尺度上與 9 月份所觀測到的值差不多，但此次觀測 BBL 的厚度則變厚許多，從海底至水深 70 公尺處均發生高的紊流耗散。此觀測結果除了說明 PHC 底部  $M_2$  週期的紊流產生之外也再次說明季節性的分層強弱也是影響 PHC 內 BBL 的紊流層厚度大小因素之一。另外，PHC 底部週期性強烈的混合也會帶動底層的懸浮沉積物運動，Liu et al. (2010) 在高屏峽谷，利用 LISST-100 紀錄峽谷內底邊界的透光率變化，並說明此變化與漲退潮相關。CTD 的透光資料在 2010–2011 年的航次中，海研三號還是使用小型 CTD，掛載上 MicroRider 和 LADCP 後便無空間安裝其他水文探針。因此 2015 - 2016 年開始使用 VMP-250 測量紊流後，由於與 CTD 的施放是各自單獨作業，因此水文資料較為完整。圖 4-6 為 2015 和 2016 年，由 CTD 所收集到的 P2 站透光率值變化。在 9 月分層強的時候，低透光率 ( $< 80\%$ ) 均發生在水深 80 公尺以下，在 15:40 過後底層 90 - 100 公尺會發生  $\sim 75\%$  的低透光率，與 TKE 耗散對應良好；在 4 月分層弱時，底層 10 公尺一直呈現低透光率的狀態，到了漲潮時低透光層則會增厚（水深 60 公尺以下），這與 BBL 高 TKE 耗散的  $M_2$  週期變化一致。

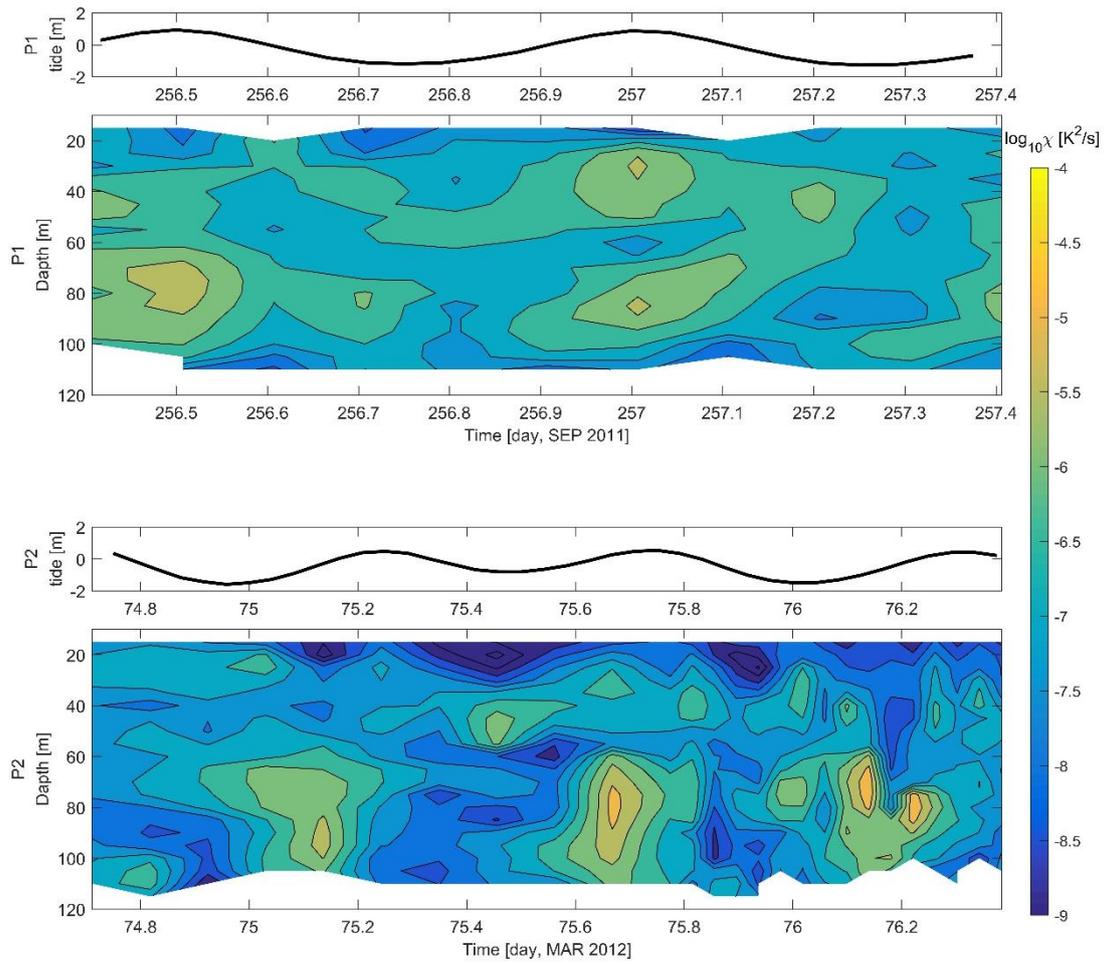


圖 4-1 溫度消散率 ( $\chi$ ) 深度與時間的週期變化。上圖為 P1 (OR3-1560, 9 月) 所測量，下圖為 P2 (OR3-1586, 3 月) 所測量。黑線表示潮位變化。

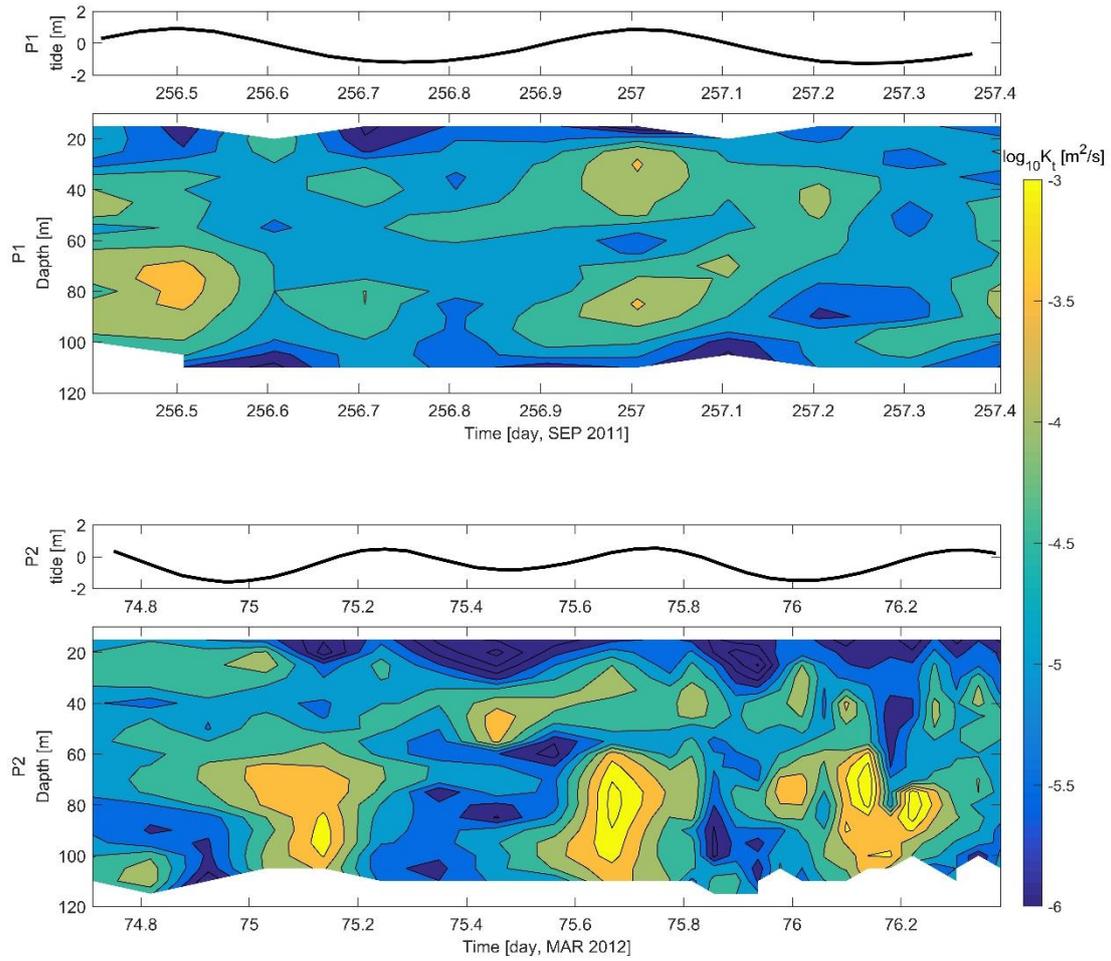


圖 4-2 熱渦流擴散率( $K_t$ )深度與時間的週期變化。上圖為 P1(OR3-1560, 9 月)所測量到的  $\chi$  時序圖，下圖為 P2 (OR3-1586, 3 月) 所測量到的  $\chi$  時序圖。黑線表示潮位變化。

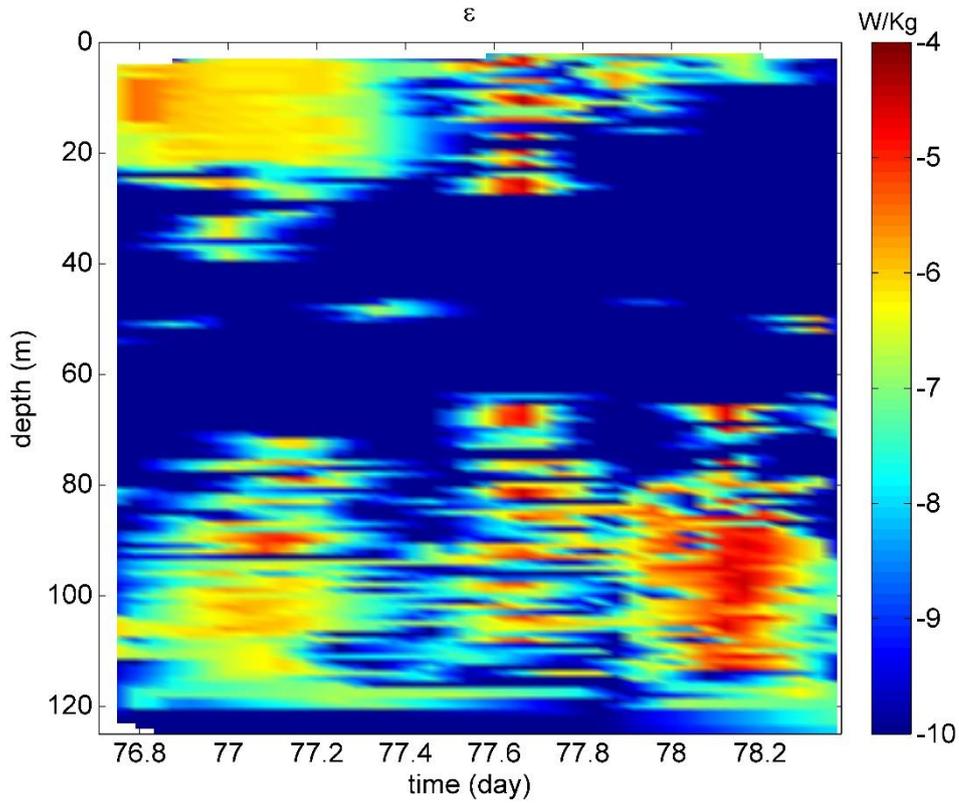


圖 4-3 P2 (OR3-1586, 3 月) 利用 Thorpe scale 所估算的 TKE 消散率 ( $\varepsilon$ ) 深度與時間的週期變化。

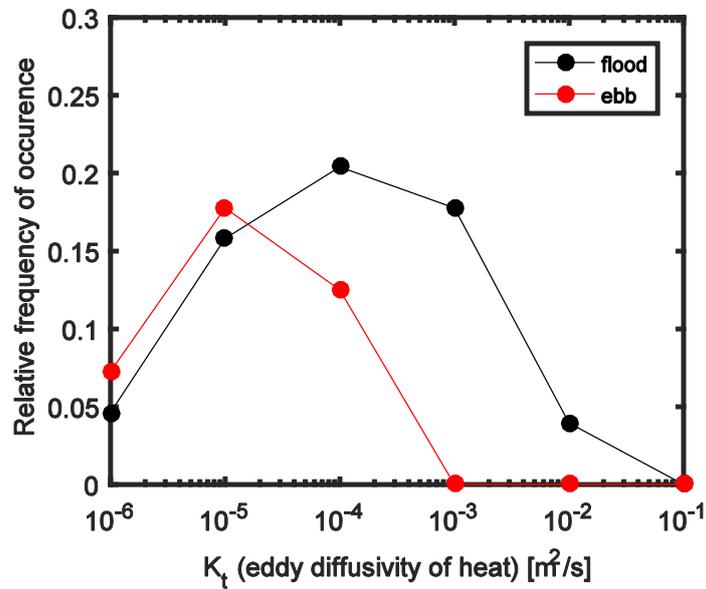


圖 4-4 在澎湖水道 BBL 內的熱渦流擴散率 ( $K_t$ ) 所呈現的機率分佈函數。紅線為退潮的平均  $K_t$ ，黑線為漲潮的平均  $K_t$ 。

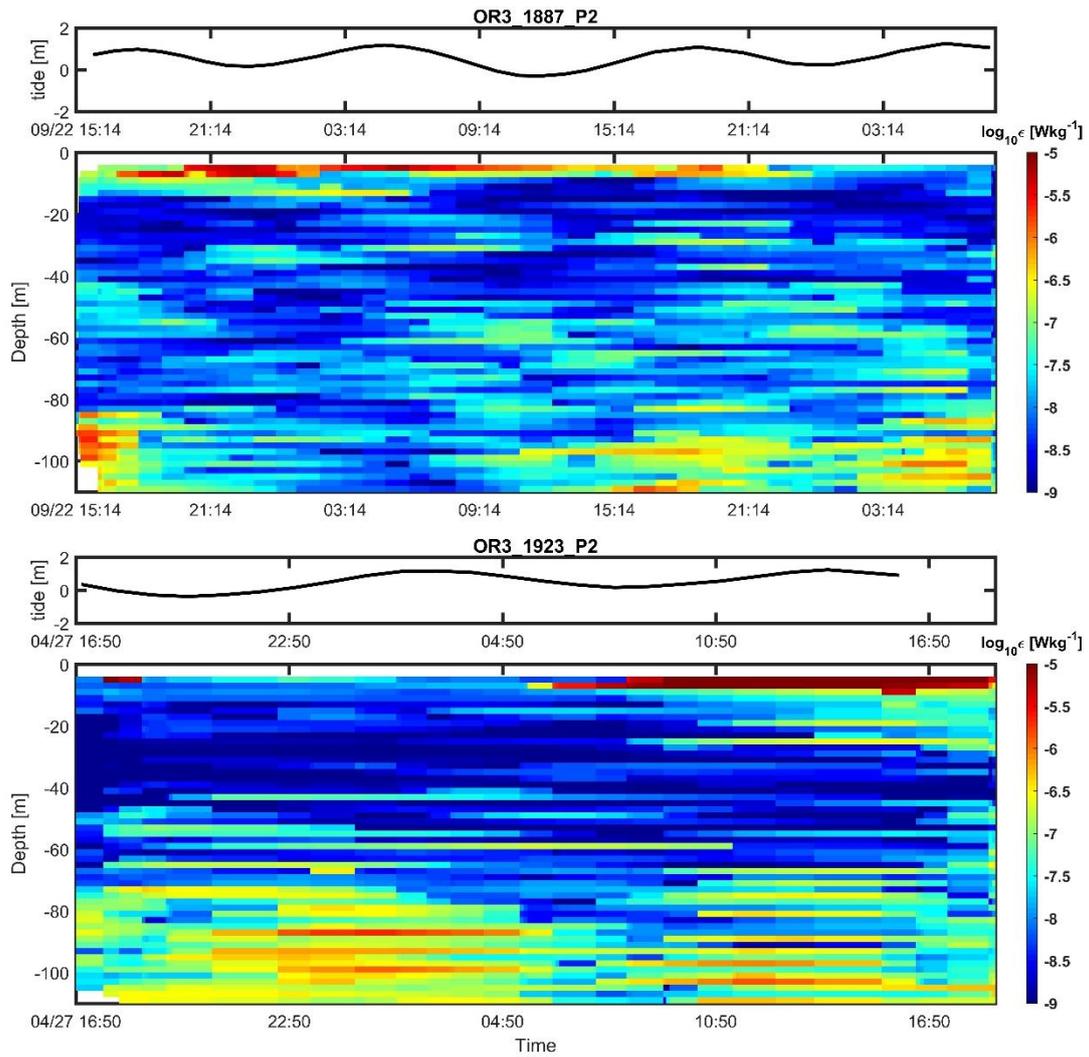


圖 4-5 利用 VMP-250 在 P2 站所量到的 TKE 耗散( $\epsilon$ )深度與時間的週期變化。  
 上圖時間為 2015 年 9 月，下圖為 2016 年 4 月。黑線表示潮位變化。

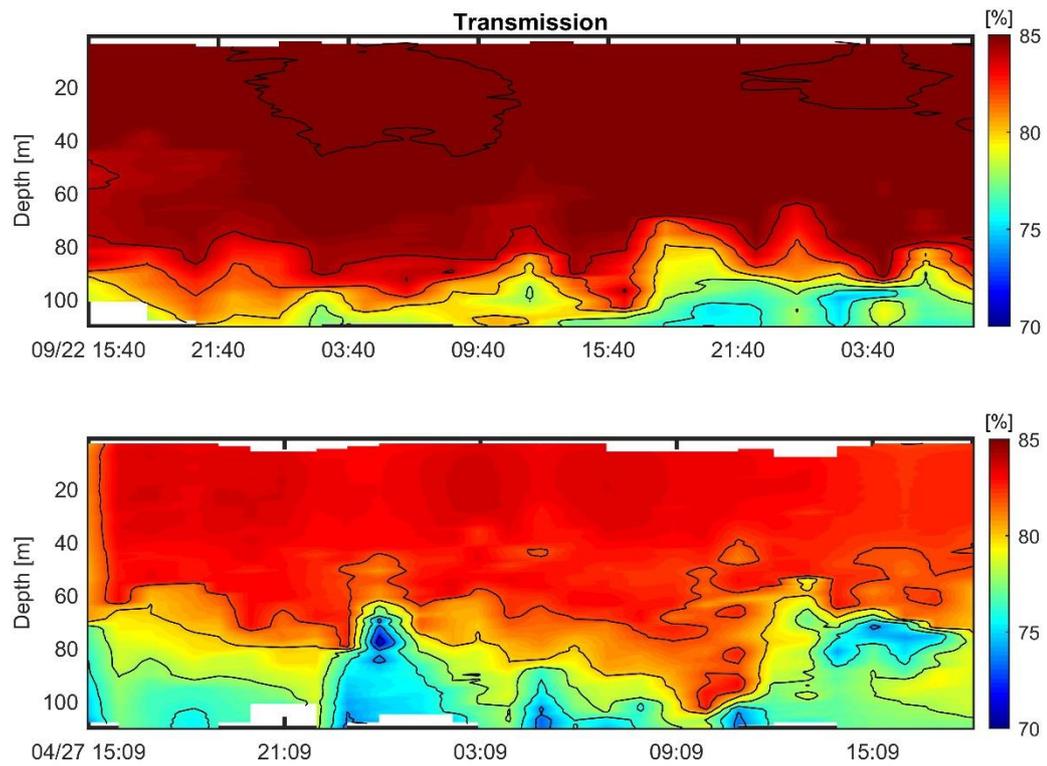


圖 4-6 P2 (OR3-1887, 9 月, 上圖) 和 P2 (OR3-1923, 4 月, 下圖) 利用 CTD 所量到的垂直剖面透光度與時間的週期變化。

## 第4-2節 大陸邊緣紊流

PHC 的南端的地形特徵為陡峭大陸斜坡，水深由 200 公尺快速下降至 3000 公尺深，其水文資料以及流場特性均反映出此處有著強烈的內潮。我們分別在 2012 年 9 月 (OR3-1639) 以及 2013 年 6 月 (OR3-1696) 出了兩次紊流觀測航次，其中 OR3-1639 航次在測站 S1 與測站 S2 來回觀測，而 OR3-1696 航次則是在 S2 站做定點觀測。圖 4-7 繪製了 OR3-1639 航次的熱敏電阻測量所估計的熱變化耗散率時間序列圖，其中 S1 測站估算的  $\chi$  值介於  $10^{-8} \sim 10^{-5} \text{ K}^2 \text{ s}^{-1}$ ，而 S2 所估算出的  $\chi$  則介於  $10^{-9} \sim 10^{-6} \text{ K}^2 \text{ s}^{-1}$ ，平均尺度明顯小 10 倍；S2 在 OR3-1696 航次估算的  $\chi$  值介於  $10^{-9} \sim 10^{-5.5} \text{ K}^2 \text{ s}^{-1}$  (圖 4-8)，與 OR3-1639 航次所量到的溫度耗散率差不多大。垂直渦流擴散係數  $K_t$  也反映出  $S1 > S2$  相同的現象 (圖 4-9)。從  $\chi$  的時間序列圖中，S1 的溫度耗散大都集中在下層，呈現不明顯的半日周期運動，而 S2 的溫度耗散率除底部有半日周期的耗散之外，表層同時也發生較大溫度消散。在大陸棚 (S1) 和大陸斜坡 (S2) 的耗散率和渦流擴散性均表現出下層的紊流混合增強，但上層強烈混合僅發生在大陸坡 (S2)。Lien 和 Gregg (2001) 指出了幾種可能在大陸棚以及大陸斜坡上產生混合的過程。其中，因為流場與斜坡地形所產生的半日內潮被認為是影響大陸棚與大陸斜坡地區所發生的強烈混合最主要因素。在這項研究中，半日內潮所產生的流速剪切在底部邊界混合在大陸邊緣是一個非常顯著的特徵。

從 3.2 的水文觀測中，我們得知在內潮會沿著大陸斜坡向高屏峽谷移動，地形的效應非常顯著。由 2008 年 OR3-1302 (7 月) 和 OR3-1339 (12 月) 兩個航次在高屏峽谷口 GP 所觀測到的水文資料來估算消散率  $\varepsilon$  (圖 4-10)，結果都顯示底層有大的能量耗散發生，Thorpe scale 所估算的  $\varepsilon$  尺度最大值為  $10^{-4} \text{ Wkg}^{-1}$ 。估算的  $\varepsilon$  大小在高屏峽谷中沒有季節性差異，這和 Lee et al. (2009) 描述一致，但是內潮影響的垂直混合深度在高屏峽谷口還是有季節上的不同。冬季與夏季的

分層強弱直接影響垂直渦流擴散係數 ( $K_\rho$ ) 的大小 (圖 4-11), OR3-1302 (7 月) 的分層較強, 估算出的  $K_\rho$  最大值  $\sim 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 而 OR3-1339 (12 月) 的分層較弱, 估算出的  $K_\rho$  最大值  $\sim 10^{-1} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 兩個月份相差一個尺度, 均發生在 200 公尺以下的水深, 也比起 Lee et al. (2009) 在高屏峽谷內 150 ~ 200 公尺深度所估算到的最大  $K_\rho \sim 0.05 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  還來得大。考慮到季節性垂直分層的強弱不一致, 水體中產生的混合厚度也會有所差異, 我們在高屏峽谷口僅用兩組航次資料分別來代表冬夏季去估算垂直混合, 比起 Lee 等人的研究所用的 8 組航次資料來得少, 他們的研究成果也指出在峽谷內冬季的垂直渦流擴散係數是夏季和秋季的 2 倍, 而我們將 200 - 500 公尺平均後, 夏季為  $0.0085 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 而冬季為  $0.034 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 則大約相差 4 倍, 比文獻所提到的還大, 但這也有可能是我們只取 2 次觀測來代表季節的差異以與冬季分層較弱等因素而高估其比值, 底部的  $\varepsilon$  大小則無季節性的變化。在 2014 年 OR3-1816 的航次中雖然只有測量到 12 小時資料, 從流速和紊流儀所測量到的  $\varepsilon$  都反映出內潮的流切與高消散率的相關性。圖 4-12 表示 G1 (水深 200-250 公尺) 到 G2 (水深 150 公尺) 之間的船測 ADCP 資料 ( $u$  和  $w$ ) 以及紊流儀量到的  $\varepsilon$  剖面, 潮位資料是用奧勒岡大學的潮位預測模式所繪製。高的  $\varepsilon$  幾乎都發生在下層流場不穩定 (剪切較大) 處, 兩測站的  $\varepsilon$  最大  $\sim 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$ , 比起利用 Thorpe scale 方式估算的還小; 而水深 50 公尺以上的流場很穩定,  $\varepsilon$  幾乎都小於  $10^{-8} \text{ Wkg}^{-1}$ 。

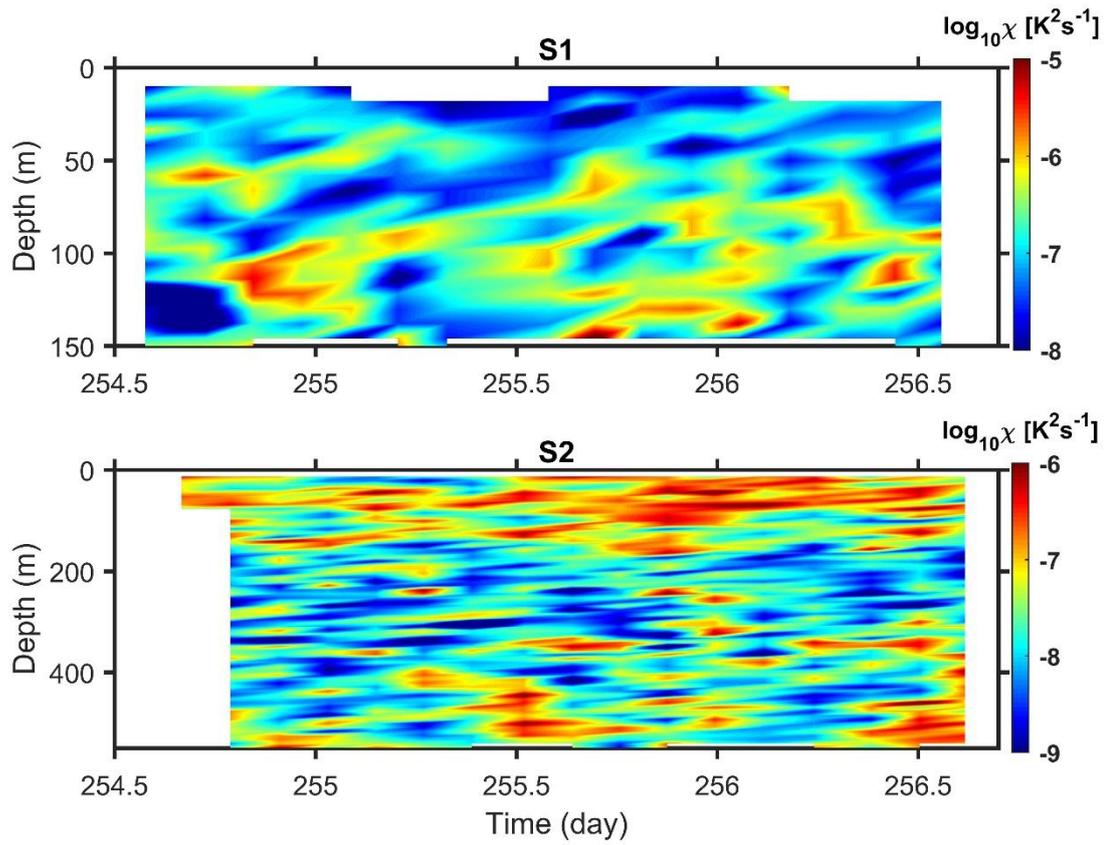


圖 4-7 OR3-1639 航次所觀測到的溫度消散率 ( $\chi$ ) 深度與時間的週期變化。上圖為 S1 站所測量到的  $\chi$  時序圖，下圖為 S2 站所測量到的  $\chi$  時序圖。

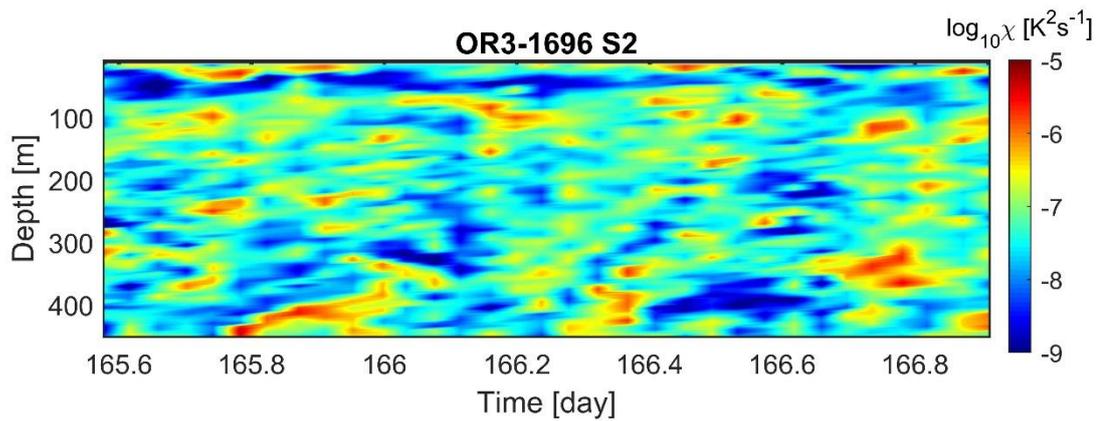


圖 4-8 S2 (OR3-1669, 6 月) 所觀測到的溫度消散率 ( $\chi$ ) 深度與時間的週期變化。

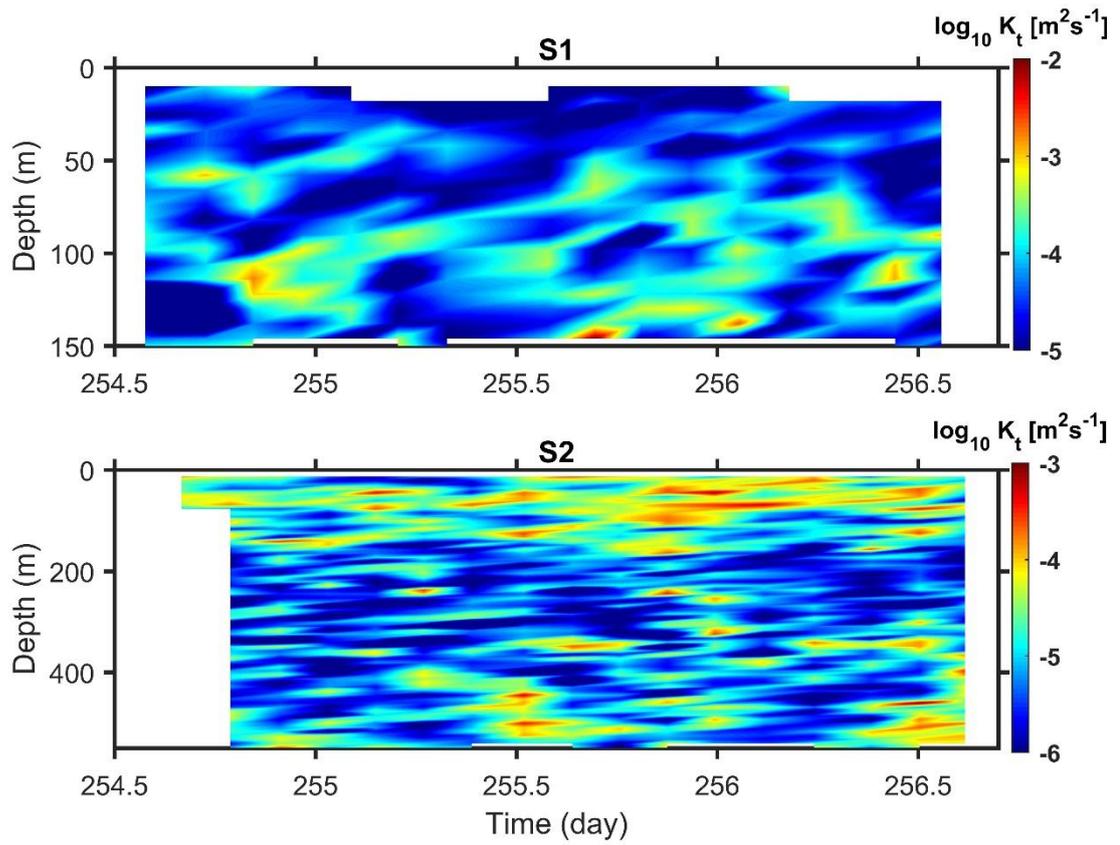


圖 4-9 OR3-1639 航次所觀測到的熱渦流擴散率 ( $K_t$ ) 深度與時間的週期變化。  
 上圖為 S1 站所測量到的  $K_t$  時序圖，下圖為 S2 站所測量到的  $K_t$  時序圖。

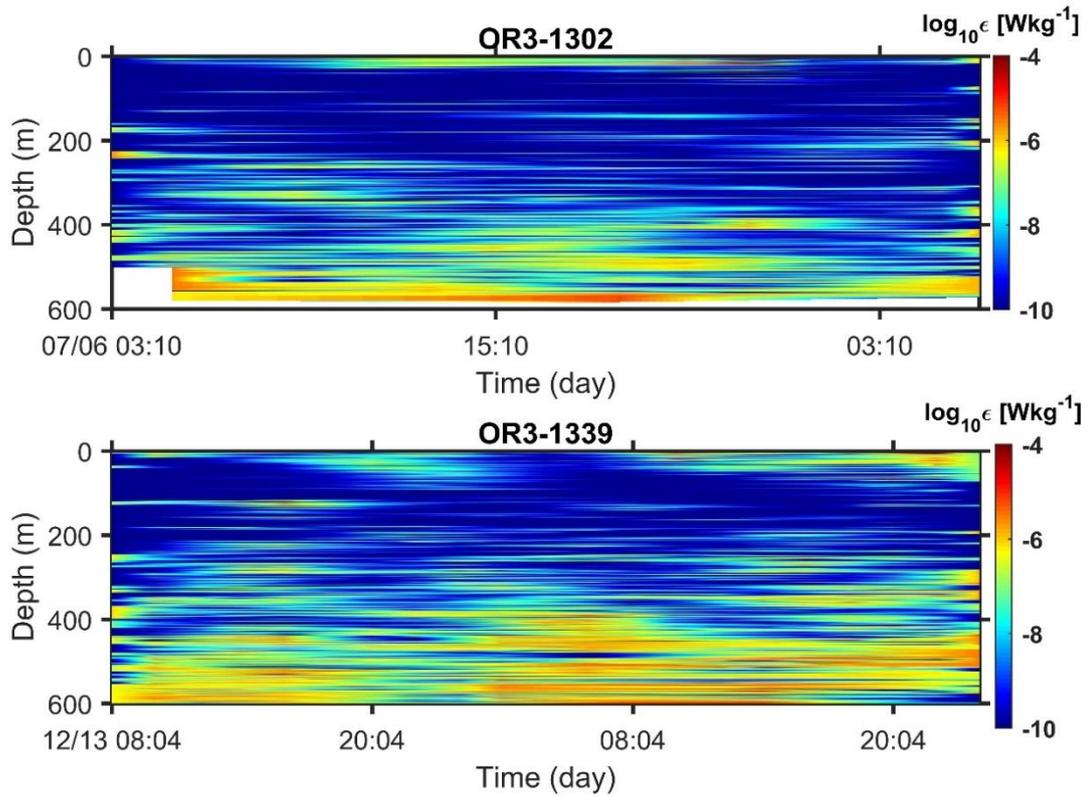


圖 4-10 高屏峽谷口利用 Thorpe scale 所估算的 TKE 耗散 ( $\epsilon$ ) 深度與時間的週期變化。上圖是 GP (OR3-1302, 7 月) 觀測到的水文資料所估算出的  $\epsilon$  時序變化。下圖是 GP (OR3-1339, 12 月) 大潮期間觀測到的水文資料所估算出的  $\epsilon$  時序變化。

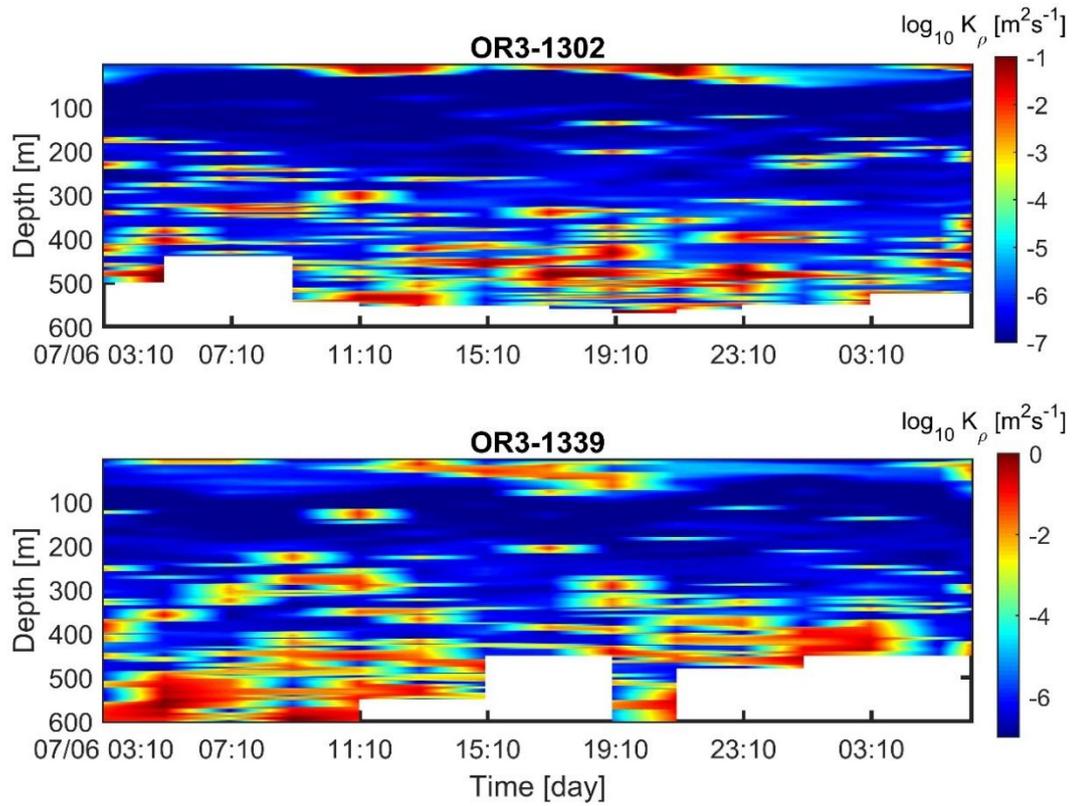


圖 4-11 高屏峽谷口利用 Thorpe scale 所估算的垂直擴散係數 ( $K_{\rho}$ ) 深度與時間的週期變化。上圖是 GP (OR3-1302, 7 月) 所估算出的  $K_{\rho}$  時序變化。下圖是 GP (OR3-1339, 12 月) 大潮期間所估算出的  $K_{\rho}$  時序變化。

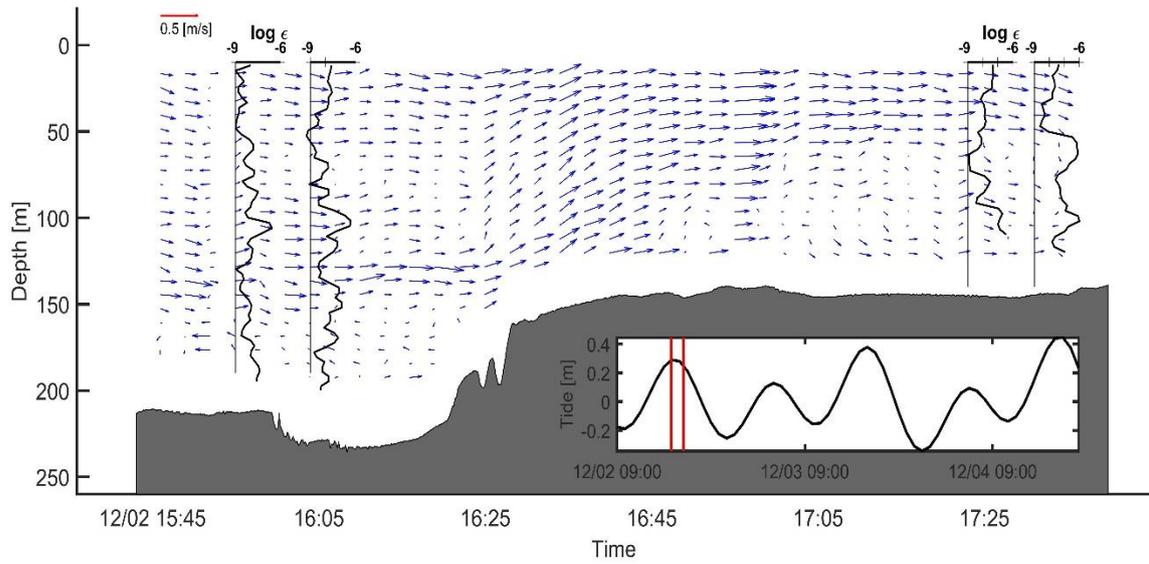


圖 4-12 高屏峽谷內 G1 和 G2 之間的船測 ADCP 資料 (u and w) 以及 VMP-250 量到的  $\varepsilon$  剖面，潮位資料是用奧勒岡大學的潮位預測模式所繪製。

## 第5章 討論

### 第5-1節 BBL shear instability

為了說明 PHC 的 BBL 紊流產生機制，我們針對幾個航次資料來分析討論。在 P2 (OR3-1586, 3 月)，如圖 5-1 所示，BBL 從底部到水深 70 公尺的  $v$  方向深度平均流速 (圖 5-1a) 表現出明顯的半日變化，漲潮期間的流速比起退潮流速大約 3 - 4 倍。在 BBL 內剪切的深度平均和  $\varepsilon$  的相位變化相同並且與平均流速互相對應 (圖 5-1b)。在第 76.15 天的平均流速和特別大，相對應到的  $\varepsilon$  也達到了最高值，這現象說明 PHC 的 BBL 紊流可能是由於底部邊界層剪切不穩定所產生。由 CTD 觀測資料得到時間序列的平均垂直密度梯度來表示水團的分層，如圖 5-1c 表示出 BBL 內的兩個不同深度的分層差異。水深 70 - 75 公尺深度 (BBL 上部) 和水深 90 - 110 公尺深度 (BBL 下部)。不論是在漲潮或是在退潮，BBL 下部的密度垂直梯度總是很小，這表示 PHC 底層附近一直持續存在均勻混合的狀態；而 BBL 上部存在明顯的密度梯度同時與潮汐剪切有著相同的週期起伏，在漲潮期間流速剪切變得不穩定產生強烈混合時，穩定的混合狀態會受到侵蝕而產生分層使得水層呈現不穩定。在退潮期間混合的狀態又趨於穩定。

Richardson number ( $Ri$ ) 一直以來都是海洋學家用來說明水體的穩定程度的標準之一，如果  $Ri(z) = N^2 / (dU/dz)^2 > 1/4$ ，則水體的狀態是穩定的；如果  $Ri < 1/4$  則說明水體為了維持分層而產生剪切不穩定的狀態發生紊流來加強混合。這是同時也是評估由 Shear instability 或是 Kelvin - Helmholtz instability (KH instability) 所驅動造成整個水體不穩定分層的標準 (Miles, 1961; Howard, 1961)。圖 5-1d 顯示了在觀測期間利用 6 公尺平均的 CTD 和 LADCP 觀測資料計算出整個水層的時間變化  $Ri^{-1}$ 。此研究所使用的浮力頻率 ( $N^2$ ) 是先將每次的密度剖面 ( $\rho_z$ )

由小 (海面) 到大 (海底) 重新排列後再利用公式  $N^2 = \frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$  計算得到，其中  $\rho_0$

為參考密度  $1025 \text{ kg m}^{-3}$ 。在最後一次潮汐週期的漲潮中， $Ri^{-1}$  大於臨界值 4，表明在 BBL 中出現剪切不穩定性。由於 LADCP 和 CTD 觀測的垂直分辨率不足（6 公尺）和觀測時間週期（2 小時），前兩個潮汐週期的漲潮期間都無法清楚的反映出此剪切不穩定的條件。OR3-1887 和 OR3-1923 的 P2 觀測航次的資料中流速資料是使用 SADCP 所觀測到的資料，垂直解析為 16 公尺比 LADCP（6 公尺）的解析度還要粗，因此計算出來的垂直  $Ri^{-1}$  梯度結果也無法反映出  $M_2$  週期的水體不穩定變化。但這四次的航測中，我們由 LADCP 和 SADCP 所量到的流速資料計算出的剪切均呈現半日週期變化與紊流儀（VMP-250）測量到的  $\varepsilon$  和 MicroRider 反算出  $\varepsilon_z$  的週期變化對應非常一致；其中分層強烈的時候（9 月），剪切較大的深度在 80-100 公尺（圖 5-2a），與較大的  $\varepsilon$  深度範圍相同（圖 5-2b），紊流層厚度大約是從底部延伸至水深 80 公尺；分層弱的時候（4 月），強的垂直接切一樣發生在 80 - 100 公尺（圖 5-2b）但範圍較廣，高 TKE 耗散以及弱分層使得垂直擴散係數變大，紊流層會向上延伸至 65-70 公尺（圖 5-3b），增厚約 20 公尺，幾個航次所觀測到的剪切最大為  $10^{-3} \text{ s}^{-2}$ 。

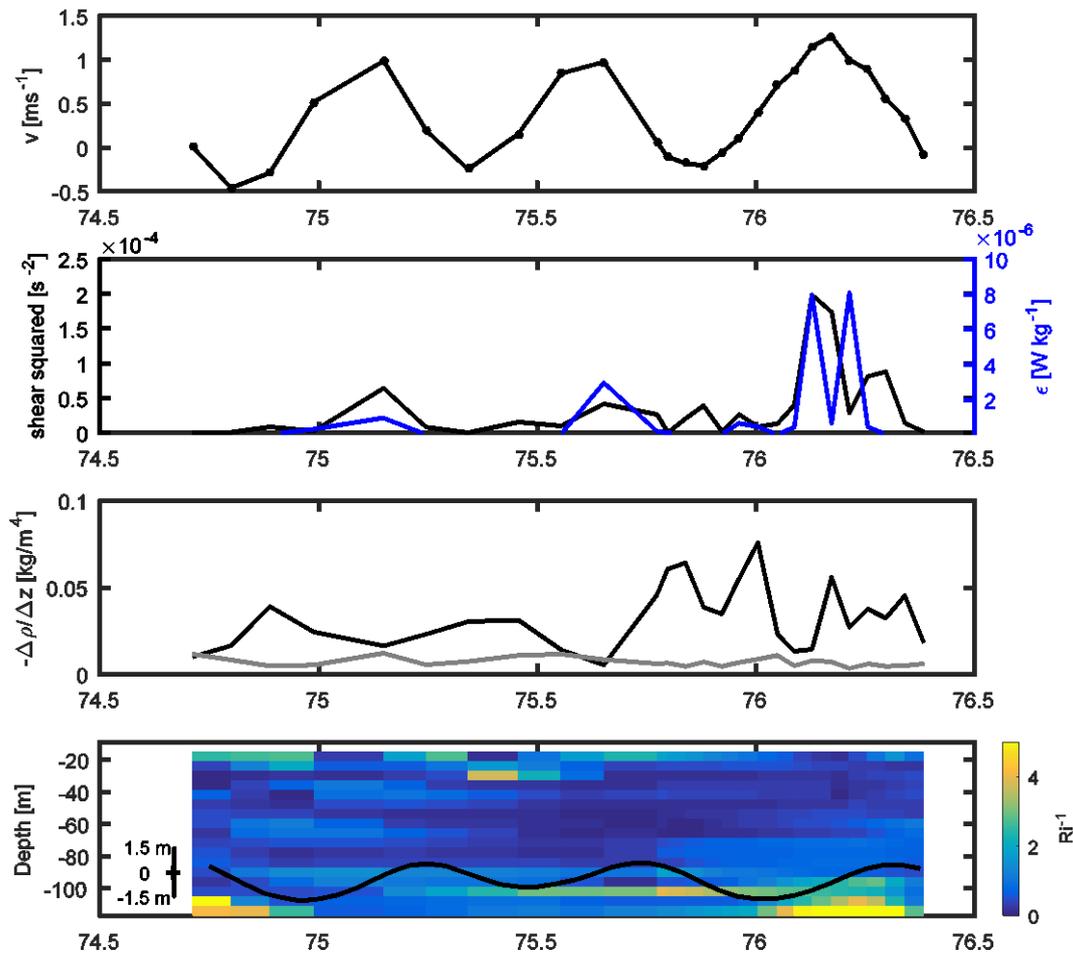


圖 5-1 P2 站的 (a) 深度平均南北向流速的時間序列圖，(b) BBL 內的深度平均的剪切平方 (黑線) 和 TKE 耗散率 (藍線)，(c) 垂直密度梯度 ( $-\Delta\rho/\Delta z$ ) 平均值，黑線代表水深 70 - 75 公尺的平均，灰線代表水深 90-110 公尺的平均，和 (d) Richardson number ( $Ri^{-1}$ ) 的時間深度變化；黑線表示潮汐的週期變化。

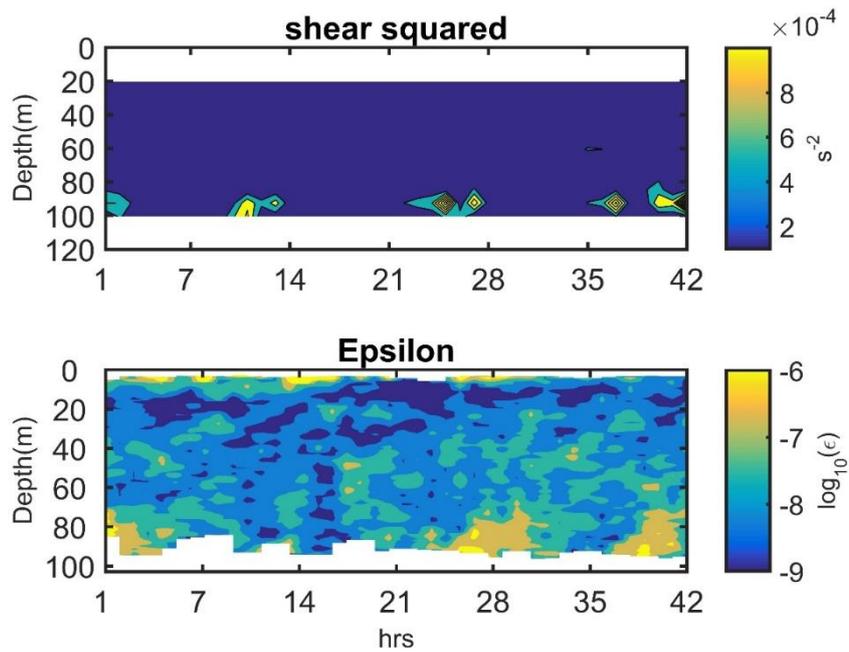


圖 5-2 P2 (OR3-1887, 9 月) 所量到的 (a) 剪切平方時間深度變化, (b) VMP-250 所量到的 TKE 耗散。

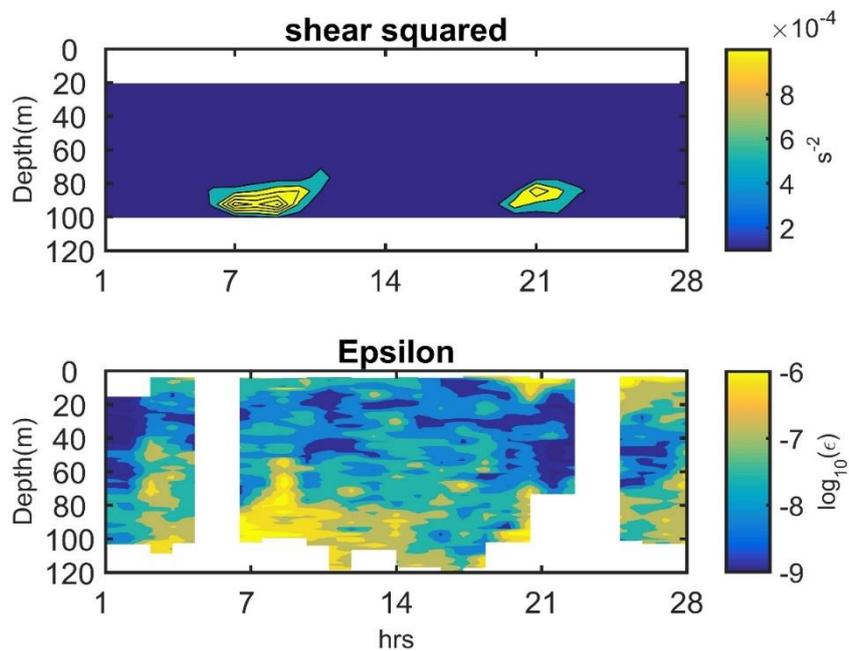


圖 5-3 P2 (OR3-1923, 4 月) 所量到的 (a) 剪切平方時間深度變化, (b) VMP-250 所量到的 TKE 耗散。

台灣海峽的總流量中通過 PHC 的流量佔了總量的一半，因此 PHC 中的強烈混合對於 SCS 和 ECS 之間的水團交換和平衡具有非常大的影響，Ko et al.(2010) 利用模式資料計算台灣海峽內流量，有加入潮汐所計算出的流量會小於加入無潮汐所計算約 2 倍。PHC 內的潮流會增強底部的紊流形成流量往北傳遞的阻礙，使得通過 PHC 的流量減少。PHC 的 BBL 內平均的 TKE 耗散率和 PHC 中的平均速度有很好的相關性（圖 5-4），其計算出的相關係數為 0.7。觀測到的紊流混合和漲退潮的流速大小不對稱性有關，在漲潮期間的 TKE 耗散率高於退潮期間。從 G. I. Taylor (1935) 利用 ADCP 資料推導出的紊流耗散  $\varepsilon \propto u^3/l$ （其中  $l$  是帶有能量的渦流尺度）得知，耗散率正比於流速的三次方，說明高的耗散是受到背景紊流流場所決定。我們利用反算出的  $\varepsilon_z$  與 PHC 內量到的高流速計算出最佳擬合回歸  $\varepsilon = 2.22(\pm 0.96)U + b$ （取  $\log_{10}$  值），證實了我們觀察到的結果與  $\varepsilon \propto U^3$  關係接近，這也同時再次證實 TKE 耗散率與 BBL 中的剪切成正比。結合航次資料中觀測到的  $\varepsilon$  與流速剪切的相關性、 $M_2$  潮汐週期頻率、 $Ri^{-1} > 4$  以及  $U^3$  與  $\varepsilon$  的正比關係等條件，說明剪切不穩定性是 PHC 的 BBL 紊流混合的最主要因素。PHC 中，潮汐之間的漲退潮流速不對稱是導致半日週期週期的 BBL 耗散最主要的因素，這和河口和大陸棚經常因為 tidal straining 而出現的四分之一日週期 BBL 紊流有一些相似之處。Rippeth et al. (2001) 在大陸棚的河口和其他地區的觀測結果指出潮流週期性地在傾斜地形往返運動產生或破壞 BBL 的分層結構，但具有不同的垂直範圍；因此 PHC 的強烈紊流混合造成 BBL 下部約 20 公尺厚的混合層，BBL 上部只能觀察到強-弱分層的週期性轉換。週期性剪切不穩定性發生在 PHC 的 BBL，剪切侵蝕原本 BBL 的穩定分層而產生紊流耗散。這樣的侵蝕會向上延伸到底部上方近 40 公尺，並且具有顯著的半日變化。

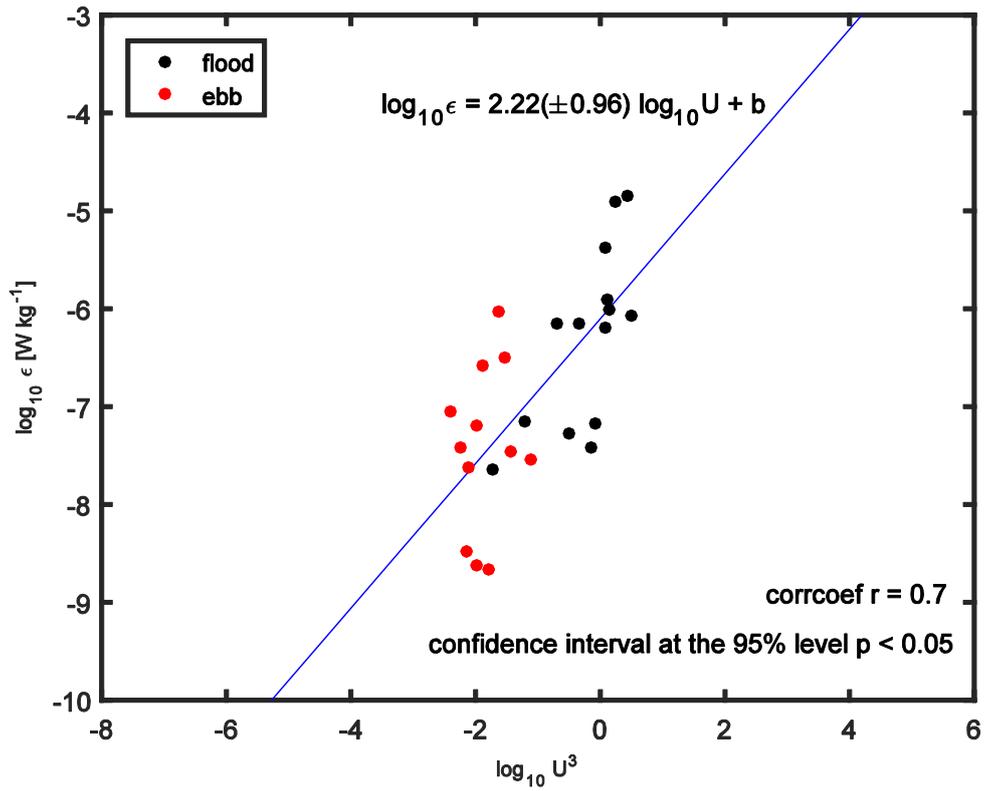


圖 5-4 P2 站的 TKE 耗散率和平均立方流速的散點圖。黑點和紅點分別代表漲潮和退潮時量測到的數據。藍線為最佳擬合回歸線，顯示  $\epsilon \propto U^3$ ，此外還顯示了相關係數 0.7 與 95% 顯著性。

## 第5-2節 水團中層 shear instability

在上節已說明 PHC 的 BBL 容易發生剪切不穩定的紊流混合。從過去實驗中紊流儀所測量道的時間序列資料裡，除了在 BBL 會因為剪切不穩定而造成的紊流消散之外，在水深 50 公尺處有時也會出現大的紊流消散尺度出現。利用 2017 年 10 月 OR3-2026 航次其中 P2 連續 28 小時的 SADCP 流速資料利用 EOF 分析  $v$  方向流場的特徵，第一模式的流速特徵佔 97% 為正壓，第一斜壓模式則佔 1%，與過去幾次航次觀察到的結果相同，PHC 內的背景流場主要是以正壓流場為主。第一斜壓模式在 50 公尺處有一個由正數轉負數的節點，剪切流速在此深度範圍最大，剛好與 VMP-250 紊流儀所量測到的較大的消散率區域相同。以下將討論兩種不同的案例是由利用測深儀訊號 (echosounder) 以及紊流儀觀測到的結果。

過去許多學者都曾在河口處使用 echosounder 來輔助觀測剪切不穩定的現象：如 Tedford et al. (2009) 在 Fraser River 河口利用探深儀的回聲訊號觀察剪切不穩定中較典型的 KH instability，同時也指出回聲訊號較強的地方都發生在  $Ri < 1/4$  的水深範圍。在 2017 年的觀測實驗中，我們嘗試配合測深儀訊號來輔助觀測 KH instability 所造成的紊流混合。圖 5-5 是 OR3-2026 航次 P2 所觀測到的紊流消散以及水文資料。從紊流儀所觀測的資料裡，我們依然可以在漲潮的時段看見 BBL 的紊流混合發生，TKE 耗散約  $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ 。CTD 的資料與 VMP-250 觀測資料並不是同時下放取得，約有 10-15 分鐘的時間差，但 VMP-250 所觀測到的高消散值深度與 CTD 的水文觀測資料計算出的  $Ri^{-1}$  大於臨界值 4 的深度相符，約從底深至水深 80 公尺處，這代表水團在 VMP-250 下放時就呈現不穩定的狀態。在此觀測航次中，水文資料特性和過去夏季時間 (9 月) 的觀測相同，水深 70 公尺以上  $N^2$  約  $10^{-3} \text{ s}^{-2}$ ，屬於分層結構強的季節，混合層被 BBL 上方強烈穩定的分層壓制，因此混合厚度無法向上延伸。echosounder 的資料表明在漲潮的時段中，水深 50 公尺處會出現聲波散射較強的訊號，其厚度約 4 - 5 公尺厚 (圖 5-6)，VMP-250 量到的  $\varepsilon$  尺度最大約  $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ ，比起 BBL 所量到的最大尺度小 10

倍。配合 SADCP 觀測到的流場資料  $v$  和  $w$  流速，可以發現在深度時間序列圖上呈現順時變化，換句話說此深度的水平動能轉變成垂直動能，讓水團加強混合的效應。

PHC 主要流場為朝北的正壓流場，漲退潮轉換的過程中有時候也會在剛漲潮或退潮期間，上坡朝北流速並未完全轉換成南流（下坡），此時水團中層會更容易呈現不穩定的狀態。在我們觀測的期間，表層 20 公尺的流場不論在漲潮或是退潮期間，大部分時間幾乎都呈現正值（北流），退潮時間  $v$  最大值為  $\sim -0.2 \text{ ms}^{-1}$ ，擷取 P 站剛退潮的其中 1 小時的觀測資料（圖 5-7），在 9 點期間，我們先下放一次 CTD 後才開始施放紊流儀（VMP-250）。LADCP 所計算出來的流速剪切在 50 公尺處以及 70 公尺以下增大（圖 5-7c）與聲波散射較強的深度一致。儘管利用 LADCP 和 CTD 資料計算出來的  $Ri^{-1}$  並未大於臨界值 4（圖 5-7d），但利用密度計算出的 Thorpe 位移（Thorpe displacement）仍反映出水深 60 公尺處有著較大的垂直密度翻轉。對應紊流儀所量到的資料，在水深 50 公尺處會出現 TKE 耗散最大值（ $\sim 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ ），向下延伸至 BBL 依然有  $\sim 10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$  的 TKE 耗散。Chang et al. (2016) 說明台灣綠島附近的黑潮與海底山作用後所產生的 KH instability，同時他的文章圖 2 中也用 echosounder 顯示不穩定所產生的 KH billow train。我們 PHC 內並未觀測到如此明確的特徵，這可能是 Holmboe instability 由單側引起的紊流與典型的 KH instability 不同，它不會集中在密度介面上而是延展在密度面上（Carpenter et al. 2007），或是受到儀器的觀測尺度的限制。PHC 內在漲潮的階段 BBL 的耗散率尺度平均為  $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ ，最大尺度為  $10^{-5} \text{ W kg}^{-1}$ ；而中層所發生的耗散率尺度平均最大為  $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ ，平均約  $10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$ ，量測到兩個不同深度因剪切而產生的紊流耗散值比用 Thorpe 方法估算出的值（圖 4-3）還來得小，差距約 10 倍。PHC 內水文資料所估算出的 Thorpe dissipation rate 近似 Chang et al. (2016) 估算黑潮強流與海底山作用所產生平均耗散率值。雖然估算值比測量值來得大，但兩者不同的方式在定性研究上依然反

應出相同的特徵。

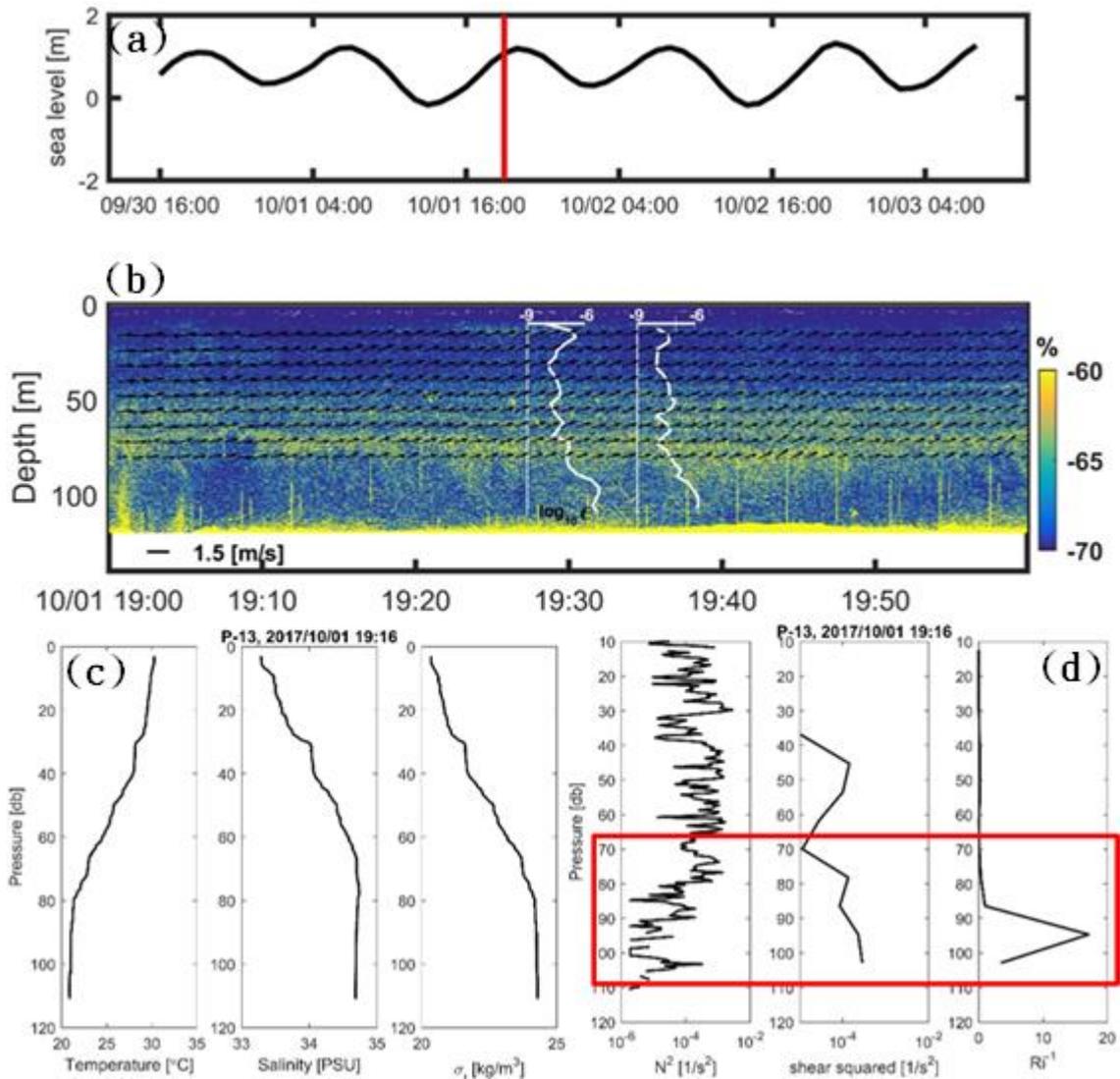


圖 5-5 P2 (OR3-2026), (a) 潮位示意圖，紅線表示觀測時間的潮汐相位。(b) 以不同顏色區別區別回聲強度，其中黑色箭頭表示 SADCPC 所觀測到的流速資料 (v 和 w)；白線為 VMP-250 觀測到的 TKE 耗散 ( $\epsilon$ )。(c) CTD 觀測資料，分別為溫度、鹽度以及密度。(d) 分別為浮力頻率平方 ( $N^2$ )、shear squared 和 Richardson number。紅框標示 BBL 中  $N^2$  變小，剪切變大同時  $Ri^{-1} > 4$ ，剪切不穩定的證據。

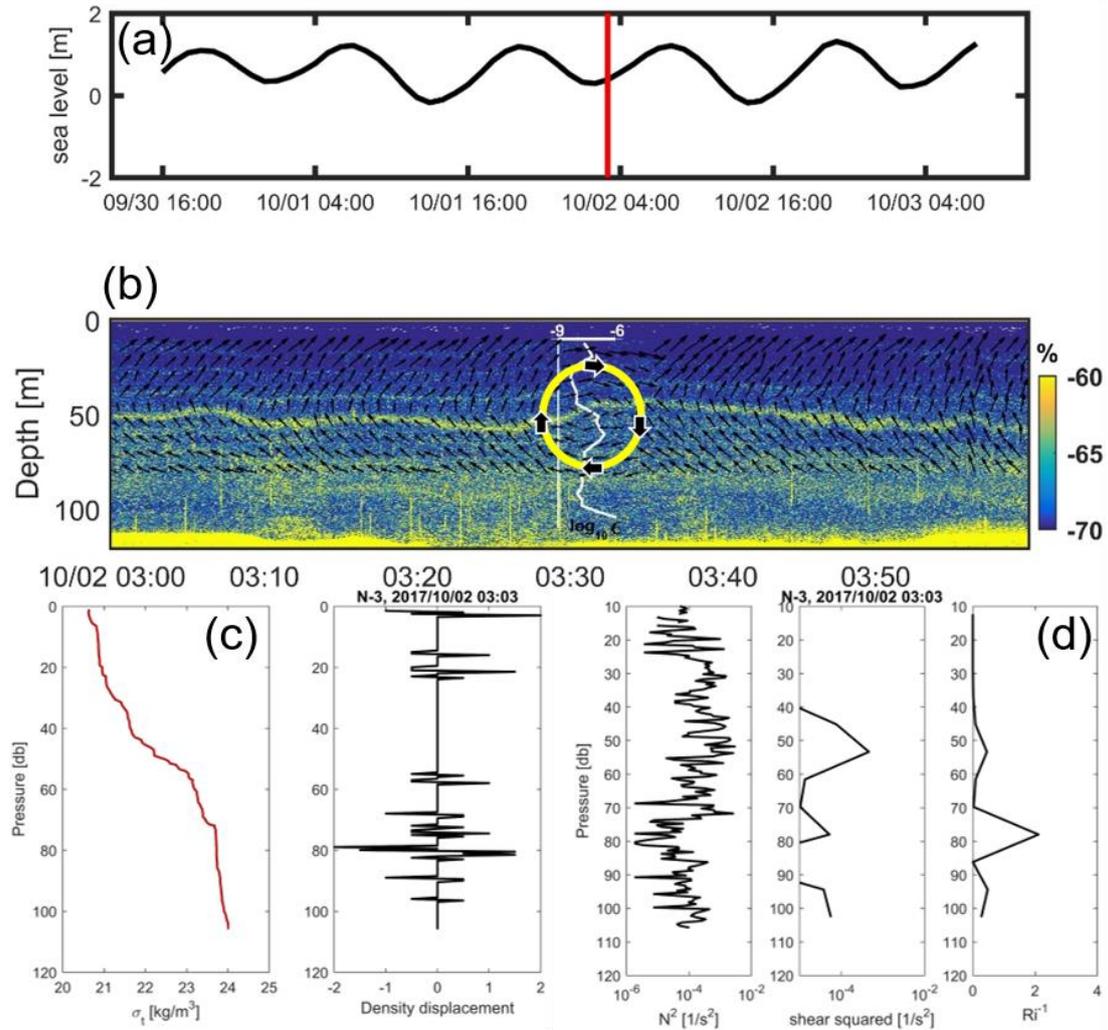


圖 5-6 N (OR3-2026), (a) 潮位示意圖，紅線表示觀測時間的潮汐相位。(b) 以不同顏色區別區別回聲強度，其中黑色箭頭表示 ADCP 所觀測到的流速資料 (v 和 w)；白線為 VMP-250 觀測到的 TKE 耗散 ( $\epsilon$ )。(c) 密度以及 Thorpe displacement。(d) 分別為浮力頻率 ( $N^2$ )、shear squared 和 Richardson number。

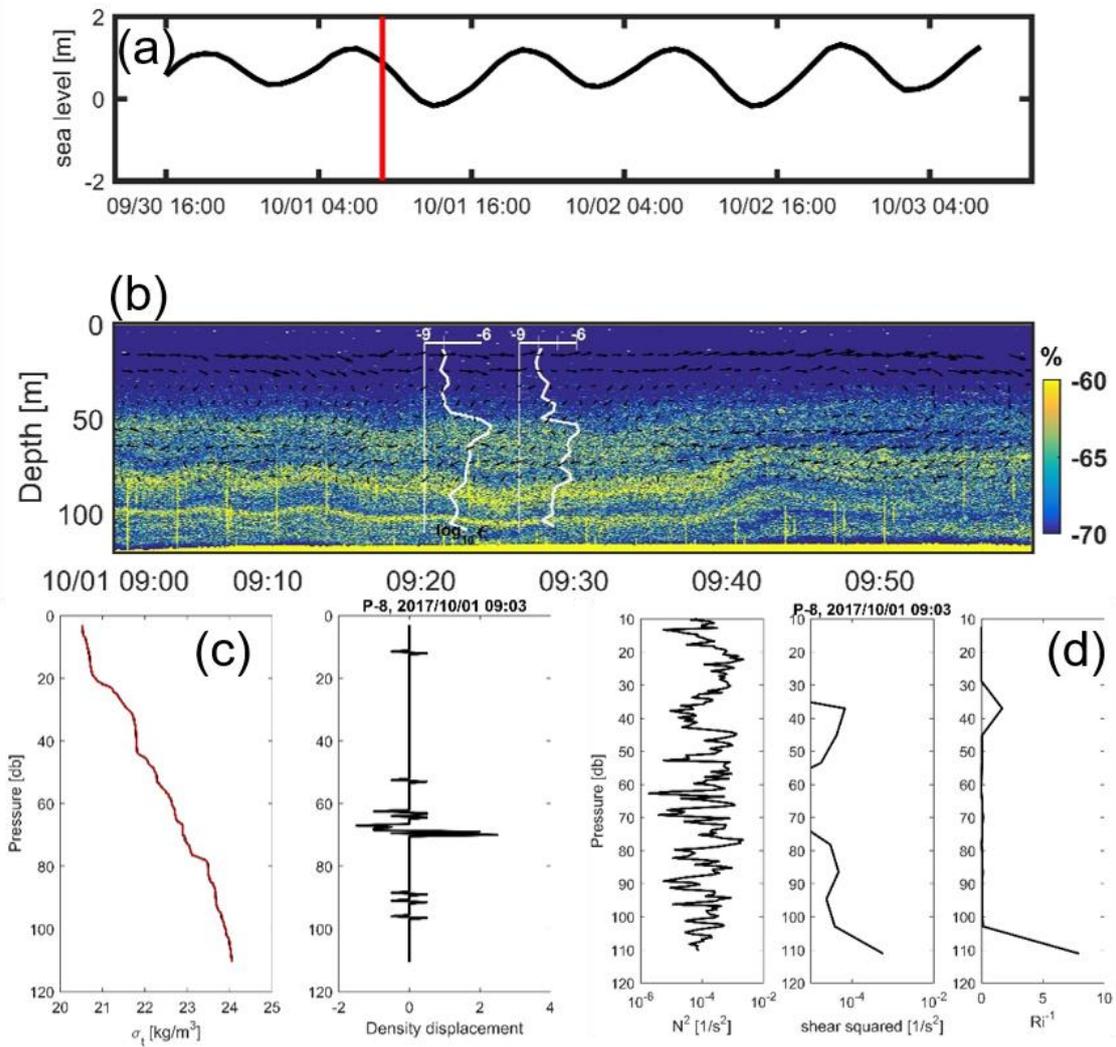


圖 5-7 P2 (OR3-2026), (a) 潮位示意圖，紅線表示觀測時間的潮汐相位。(b) 以不同顏色區別區別回聲強度，其中黑色箭頭表示 ADCP 所觀測到的流速資料 (v 和 w)；白線為 VMP-250 觀測到的 TKE 耗散 ( $\epsilon$ )。(c) 密度的 CTD 觀測資料以及 Thorpe displacement。(d) 分別為浮力頻率 ( $N^2$ )、shear squared 和 Richardson number。

### 第5-3節 Internal tide

如上述水文資料所反映出的特徵，在 PHC 南端開口處的大陸邊緣上，存在明顯的內潮。不對稱的流場大小所產生的剪切不穩定是 PHC 中紊流的主要機制，而大陸邊緣水團混合的重要機制主要是受到內潮或是受地形淺化而破碎的內波（內潮）。大陸斜坡 S2 與大陸棚 S1 的密度垂直時間分佈如圖 3-9、圖 3-10，我們個別將兩測站觀測期間的每一條密度觀測剖面都依理論從水面將密度由小至大重新排列，每一組密度垂直解析度均使用 1 公尺一筆資料。再配合水深將密度資料平均成一組垂直的剖面資料，當成背景密度剖面  $\rho_{bg}(z)$ ，最後再利用  $\rho_{bg}(z)$  回推出等密度線位移變化（圖 5-8c, 圖 5-8d）。其等密度位移以及利用密度垂直位移所估算的壓力異常變化  $p'$ （圖 5-8e, 圖 5-8f）均顯示明顯的  $M_2$  潮汐變化，垂直位移則是落在 -80 公尺至 70 公尺之間。利用可用位能（available potential energy, APE）公式  $APE = \frac{1}{2} N^2 \eta^2(z)$ ，其中  $N^2$  為觀測時間的浮力頻率， $\eta(z)$  為密度垂直位移，我們在 S2 估算出的垂直時間平均  $APE=0.014 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。將斜壓流速代入水平動能（horizontal kinetic energy, HKE）公式  $HKE = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$ ，可以估算出 S2 垂直時間平均的  $HKE=0.0069 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。我們估算出的平均 APE 大約是 2.13 倍的平均 HKE，此處我們對於內潮傳遞的期望比例是  $\frac{HKE}{APE} = \frac{(\omega^2 + f^2)}{(\omega^2 - f^2)} = 1.37$ （代入北緯  $22.5^\circ$  估算），從估算出結果顯示觀測到的 HKE 與 APE 的比例小於 1.37 說明此處屬於駐波型態的內潮，這使得內潮能量的傳播方向發生轉向（Nash et al., 2006）。Chiou et al. (2011) 利用數值模式說明台灣西南海域受到大陸邊緣（台灣淺灘）以及呂宋海峽兩股不同傳遞方向的內波（潮）影響產生駐波，其部分能量將提供高屏峽谷的內潮能量來源。估算內潮的能量通量  $F = \langle v'p' \rangle$ （圖 5-8g, 圖 5-8h），從  $M_2$  內潮的特徵來看（圖 3-19、圖 3-20），S2 南北向深度積分時間平均的能量通量為  $-3.5 \text{ kWm}^{-1}$ ，而 S1 的東西向深度積分時間平均的能量通量為  $0.44$

$\text{kWm}^{-1}$ ，比起蒙特利峽谷口所量到的能量通量均來得小，約  $5 \text{kWm}^{-1}$  (Kunze et al., 2002)。綜合上述，我們在大陸斜坡處所觀測到的內潮能量大部分都朝東南方向傳遞，而大陸棚處微弱的內潮能量則以東北方向傳遞。在這個研究中我們在大陸邊緣處觀測的時間解析約 2 小時一次資料剖面，垂直流速解析為 8 公尺，在估算的過程中有可能會高估此處的能量大小。

冬天 (12 月) 大潮期間的高屏峽谷口 (GP) 等密度線垂直位移尺度範圍在 -90 公尺到 90 公尺 (圖 5-9d)，而夏天 (7 月) 時密度垂直位移尺度只有 -80 公尺到 60 公尺 (圖 5-9c)，等密度位移以及壓力異常變化  $p'$  (圖 5-9e, 圖 5-9f) 均顯示明顯的  $M_2$  潮汐變化。浮力頻率資料說明高屏峽谷口底層的水團不論是夏季或是冬季分層都很微弱，等密度位移尺度受到上層季節性分層厚度差異而增減。12 月大潮時間我們估算出的平均 APE 大約是 2 倍的平均 HKE 和大陸斜坡處相似，這有可能是正壓潮流與斜坡地形相互作用讓 APE 大於 HKE (Kunze 2002; Lee et al., 2009)。估算內潮的能量通量  $F = \langle u'p' \rangle$  (圖 5-9g, 圖 5-9h)，東西向深度積分時間平均的能量通量在兩次觀測資料估算結果分別為  $2 \text{kWm}^{-1}$  (7 月) 以及大潮時候  $11 \text{kWm}^{-1}$  (12 月)，比起 Chiou et al. (2011) 數值模式估算的通量大了許多，尤其是大潮的時段，他也提及原因是因為連續觀測時間以及 CTD 的探測深度都會在估算能量通量的過程中產生偏差。Lee et al. (2009) 估算高屏峽谷內的耗散，能量通量為  $14 \text{kWm}^{-1}$  利用公式  $\varepsilon = \overline{FW}_k / (L_k H_k W_k \rho_0) \equiv \overline{F} / (L_k H_k \rho_0)$ ，其中  $L_k = 10$  公里， $H_k = 200$  公尺估算出  $\varepsilon \sim 7 \times 10^{-6} \text{Wkg}^{-1}$ ，同時表明觀測到的能量通量是能夠解釋高屏峽谷內的紊流強度，其估算出的  $\varepsilon$  與 OR3-1816 在 G2 量到的  $\varepsilon$  尺度相同 (圖 4-12)。我們利用上述公式估算能量通量從高屏峽谷口水深約 550 公尺處傳播至高屏峽谷頭  $\varepsilon \sim 2.8 \times 10^{-7} \text{Wkg}^{-1}$  與  $1.5 \times 10^{-6} \text{Wkg}^{-1}$  ( $L_k = 35$  公里)，比較深度時間平均兩次航次 Thorpe 估算的  $\varepsilon$  分別是  $1.8 \times 10^{-7} \text{Wkg}^{-1}$  (7 月) 和  $6 \times 10^{-7} \text{Wkg}^{-1}$  (12 月)，觀測點的動能耗散程度不足以和斜

壓能量通量平衡，但從 G1 和 G2 的 VMP-250 量測結果說明高屏峽谷內部的  $\varepsilon$  最大可達  $10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$  可與上述所估算的能量通量平衡，這也表明內潮進入峽谷之後，流場與地形（邊界）的效應會加強 TKE 耗散同時增加水團之間的交換，這樣的結果和 Kunze et al. (2012) 蒙特利峽谷內潮觀測的結果相似。

非線性內潮（內波）受到底摩擦的影響會快速消散之前，波形也會從下沉型轉變為上舉型，從 2017 年的實驗中，我們從 echosounder 發現疑似上舉內波的型態，如圖 5-10。圖 5-10 是發生在 P2 站漲潮的時候，底層連續出現疑似上舉型內波，當時下放兩次 VMP-250 測量紊流變化，只有在第 2 次在 95 公尺處量測到 TKE 耗散  $\sim 10^{-7} \text{ Wkg}^{-1}$ ，我們並未真正量到其動能變化。雖然上述觀測以及模式資料都指出斜壓能量並未影響到 P2 的範圍，而此次觀測期間我們也只有看到一次此現象，因此為了進一步了解大陸邊緣的內潮是否為 PHC 底部的紊流混合的來源之一，我們使用美國海軍柯東山博士所提供的高解析模式數據 Luzon Strait Nowcast/Forecast System (LZSNFS) 來分析。資料時間為 2016 年 4 月 22 日至 27 日，5 天的 LZSNFS 資料估算出平均垂直加總斜壓能量 ( $\int v'p'dz$ ) (圖 5-11)，從整個大陸斜坡至 PHC 的海域範圍來看斜壓能量通量最大值  $\sim -50 \text{ kWm}^{-1}$  (負值表示朝南)，而朝 PHC 內傳遞的能量均小於  $5 \text{ kWm}^{-1}$ ，在北緯 23 度以南水深 150 公尺處的斜壓能量較大，進到 P2 後斜壓能量大小會快速減弱到  $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{ kWm}^{-1}$ ，能量傳遞的方向與上述的 S1、S2 觀測一致。利用 LZSNFS 模式的一個月資料估算其等密度線垂直位移與斜壓通量的變化，我們沿著 PHC 取一個潮汐週期的南北剖面時間序列的估算結果，等密度線垂直位移的範圍為  $\pm 30$  公尺 (圖 5-12)，配合 P2 的潮位資料可以說明在漲潮時（流速變大），每 12 小時便會在大陸斜坡上方（水深較淺處）出現一次較大垂直位移，下沉的等密度線會向北移動，隨著深度變淺等密度線的垂直位移也開始變小，較大的垂直位移會發生在北緯 23.2 度以南。換句話說，將圖 5-12a 北緯 22.8 度出現的垂直位移看成一個下沉的波形移動，當這個下沉的波形到達約北緯 23.2 度時就開始變小甚至消失 (圖 5-

12d)，此時剛好也是 P2 站處於退潮的時段。估算斜壓能量通量的空間剖面變化（圖 5-13），與垂直密度位移結果一致，在開始漲潮時在北緯 22.8 度會出現大的斜壓能量朝北傳遞（圖 5-12a），深度平均斜壓能量為  $0.4 \text{ kWm}^{-1}$ ，這數值與觀測資料所估算的數值一致，此能量隨著時間朝北移動並且快速減弱，到北緯 23.2 度時平均斜壓能量已降至  $0.02 \text{ kWm}^{-1}$ （圖 5-12c），週期均為 12 小時 1 次（ $M_2$ ）。Chang et al. (2006) 利用數組錨碇 ADCP 資料說明內波傳遞至大陸棚（淺水區）後，斜壓能量會快速的消散；Alford et al. (2015) 也指出內潮（內波）傳遞到大陸棚後會受到海底地形的影響，讓內波的波長變短，波速變慢，斜壓能量也快速消散最後消失不見。雖然目前模式資料在淺水區域的垂直解析與 CTD 資料相比並不高（此模式在 100 公尺水深為 10 層）但估算的結果仍然反映出內潮能量的快速消散，同時也說明內潮並非是造成 PHC 內 BBL 紊流混合的主因。

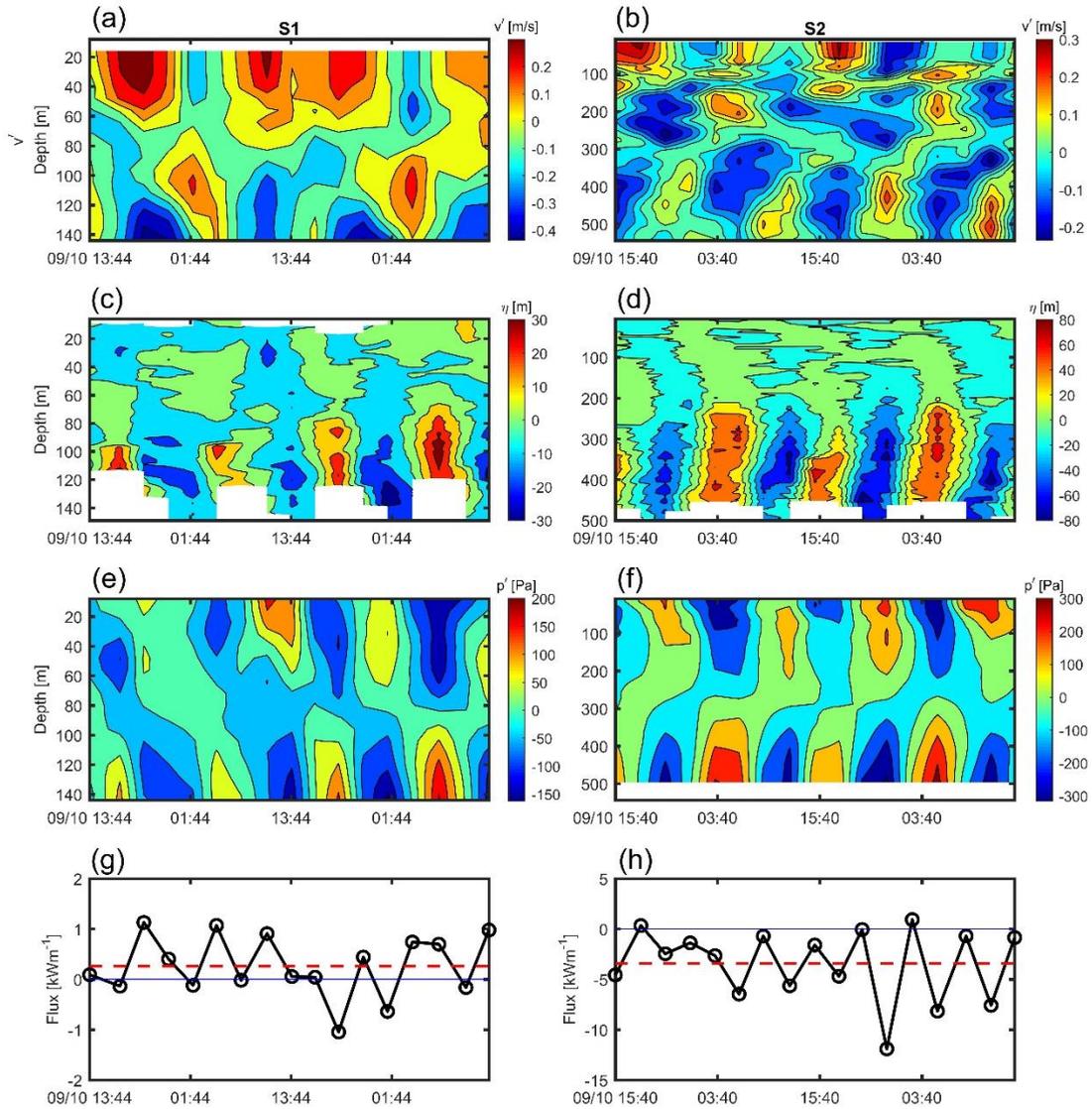


圖 5-8 (a) S1 觀測到的斜壓流速 ( $v' = v - \bar{v}$ )。(b) S2 觀測到的斜壓流速 ( $v'$ )。(c) S1 計算出的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(d) S2 的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(e) S1 利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(f) S2 利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(g) S1 深度積分能量通量的時序變化, 藍線表示 0, 紅色虛線表示時間平均值  $0.44 \text{ kWm}^{-1}$ 。(h) S2 深度積分能量通量的時序變化, 藍線表示 0, 紅色虛線表示時間平均值  $-3.5 \text{ kWm}^{-1}$ 。

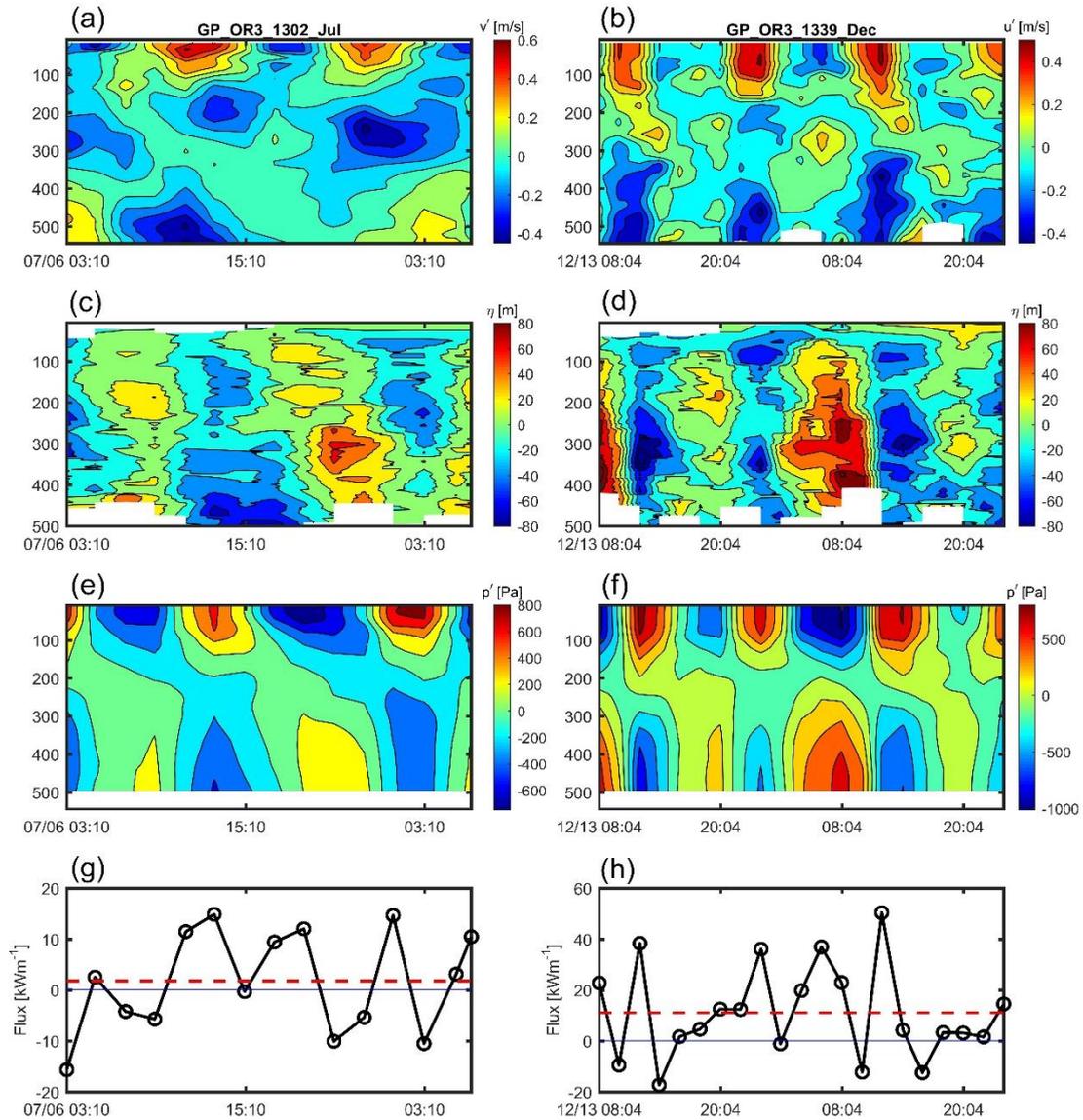


圖 5-9 (a) GP (小潮, 7 月) 觀測到的斜壓流速 ( $v' = v - \bar{v}$ )。(b) GP (大潮, 12 月) 觀測到的斜壓流速 ( $v'$ )。(c) 小潮期間計算出的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(d) 大潮期間的等密度線垂直位移 ( $\eta$ )。(e) 小潮期間利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(f) 大潮期間利用靜水平衡計算出的壓力異常變化 (去除深度平均值)。(g) 小潮期間深度積分能量通量的時序變化, 藍線表示 0, 紅色虛線表示時間平均值  $2 \text{ kWm}^{-1}$ 。(h) 大潮期間深度積分能量通量的時序變化, 藍線表示 0, 紅色虛線表示時間平均值  $11 \text{ kWm}^{-1}$ 。

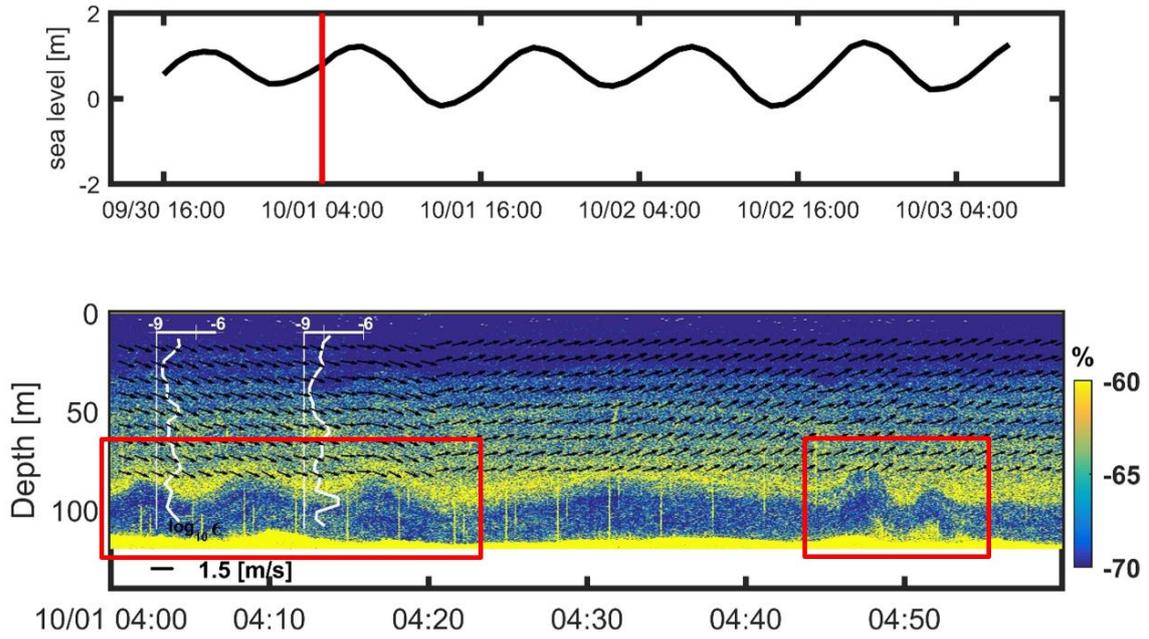


圖 5-10 P (OR3-2026)，上圖黑線為東石港的潮位資料，紅線為當時潮位。下圖為 OR3-2026 航次所觀測到的 echosounder 資料，白線表示紊流儀量測到的 TKE 耗散，黑色箭頭為 SADCPC 的流速資料。

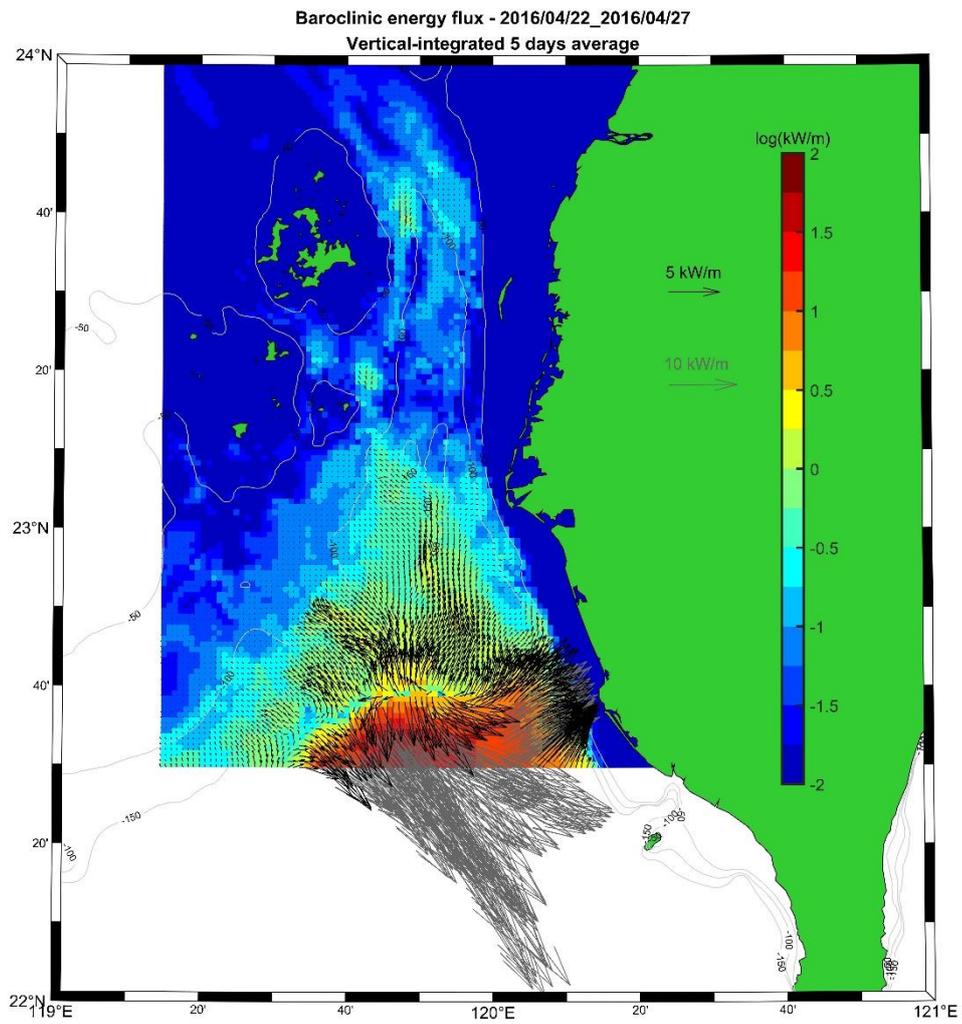


圖 5-11 LZSNFS 模式資料所估算出的 5 天平均斜壓能量通量變化。

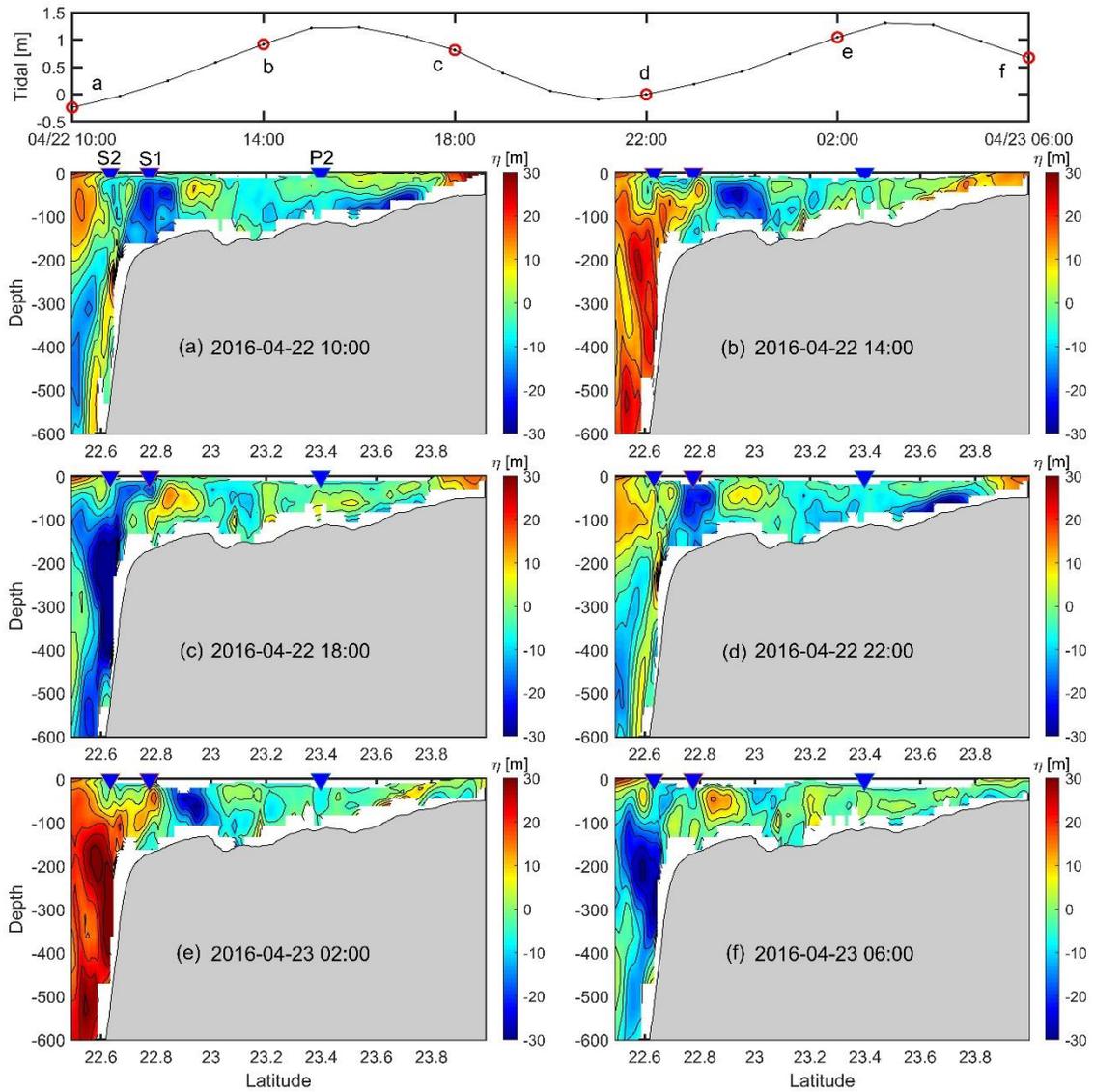


圖 5-12 上圖為東石港潮汐變化，英文代號代表不同潮位時刻。6 張小圖 (a~f) 分別代表不同時間 LZSNFS 資料所估算的等密度垂直位移空間變化。藍色倒三角形由南到北分別表示 S2、S1 和 P2 的相對位置。

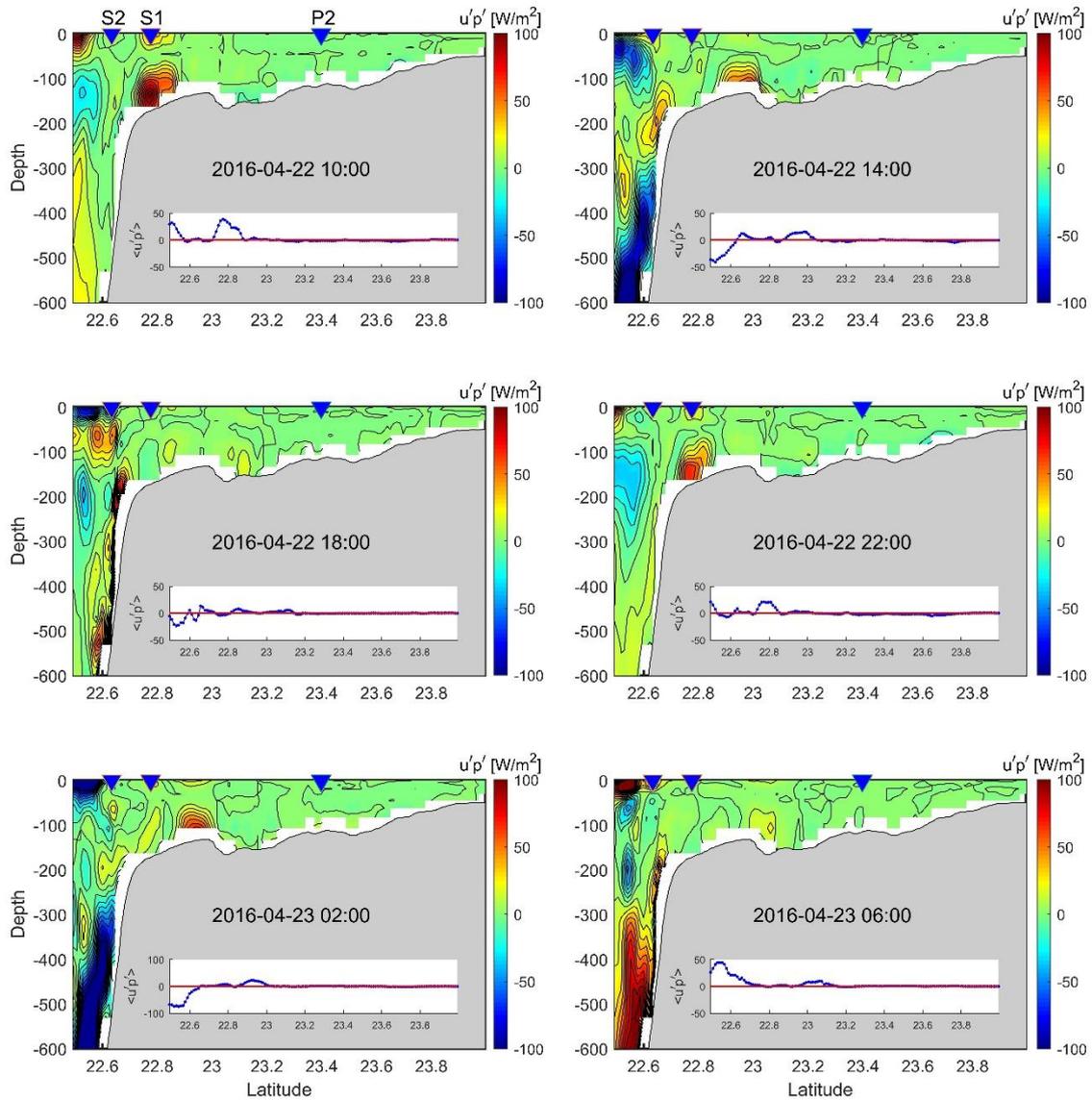


圖 5-13 接續圖 5-12，6 張小圖分別代表不同時間 LZSNFS 資料所估算的斜壓能量通量空間變化。藍色倒三角形由南到北分別表示 S2、S1 和 P2 的相對位置。

## 第6章 結論與建議

本研究在台灣西南海域進行多個航次觀測，根據微尺度紊流儀 (MicroRider-1000 and VMP-250)、CTD、ADCP 以及錨碇串所觀測到的資料再加上底碇資料與數值模式來分析並說明 PHC 與周邊海域的底邊界層以及中層水體的流況、分層以及紊流耗散尺度與產生機制。

[1] PHC 內的不對稱流場與地形作用所產生的 BBL 紊流：

在台灣海峽內，PHC 是相對較深 (約 120 公尺) 的區域，其特點是擁有強大的潮流，在上坡北流 (漲潮) 期間的流速大小是下坡南流 (退潮) 期間流速 4 倍，因此南北向的流速有明顯不對稱性。PHC 的錨碇串溫度資料顯示 BBL 有著四分之一日週期 ( $M_4$ ) 變化，在流速最大的時候會呈現升溫再降溫的趨勢，但唯有北流 (漲潮) 期間，升溫和降溫的幅度最大，這同時也是 BBL 流切最大的時候。

Richardson number 小於臨界值  $1/4$  以及  $\varepsilon \propto U^3$  說明剪切不穩定性主導了 PHC 中 BBL 的紊流混合，不對稱的流場使得 BBL 的紊流消散具有半日週期的頻率，在漲潮期間溫度消散率具有高值 ( $\chi \sim 10^{-5} \text{ K}^2\text{s}^{-1}$ )，垂直渦流擴散率  $K_t \sim 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，底邊界混合從底部向上延伸約 40 公尺，另一個特徵是紊流層比 BBL 中的混合層厚，這通常會在海底峽谷中觀察到。

[2] 剪切不穩定在 PHC 水體中層引起的紊流特徵：

初步從 echosounder 來觀察水體中的剪切不穩定型態結果是良好的，雖然我們無法像 Chang et al. (2016) 能夠證明支持 KH instability 的兩項規則：

1. KH instability 的波長是發生前剪切厚度的 7 倍。
2. 相位速度和剪切最大時的背景速度一致。

這原因是由於剪切與密度分層的厚度較薄，互相作用下產生的 Holmboe instability，因此在密度面上有著較強的回聲訊號，另一原因可能是 echosounder 的採樣頻率不足以觀察到 PHC 內 KH instability 的全貌。但是不論從水文資料估算出的  $Ri$  或

紊流儀所量到  $\varepsilon$  都說明 echosounder 所接收到強的反射訊號是受到剪切不穩定而造成。雖然在部分水文資料估算出的  $Ri$  未滿足小於  $1/4$  的條件，從 Thorpe displacement 的計算結果，仍反映出當時深度存在水體垂直翻轉。觀察的過程中，echosounder 除了反映出底邊界混合的特徵之外，在潮流方向轉變時也在 PHC 中層 50 - 60 公尺水深觀測到較強的回聲訊號，這是因為上層流速還呈現微弱的北流，而下層流場已快速轉換成南流，因此在中層發生強的流速剪切造成水體不穩定，而這個現象在我們觀測期間並沒有一定的規律變化與 BBL 內 TKE 耗散呈現的  $M_2$  週期有所不同。

#### [3] 大陸邊緣紊流產生的機制以及能量的傳遞：

在我們的觀測中，大陸邊緣的內潮會沿著大陸斜坡傳遞，斜坡上 (S2) 估算出的平均斜壓能量通量為  $-3.5 \text{ kWm}^{-1}$ ，而大陸棚 (S1) 所估算的平均斜壓能量通量則為  $0.44 \text{ kWm}^{-1}$ ，說明 PHC 的南端會有弱的斜壓能量向北傳遞。利用 LZSNFS 模式資料進一步分析 PHC 內的斜壓能量分佈，說明內潮會沿著大陸棚處，約水深 150 公尺向北傳遞，超過北緯 23.2 度後就快速減弱，平均斜壓能量通量  $< 0.02 \text{ kWm}^{-1}$ ，因此 PHC 內的紊流混合並不是以內潮 (斜壓) 為主導，大陸邊緣所產生的內潮能量大部分還是傳遞至高屏峽谷。非線性內潮 (內波) 受到底摩擦的影響會快速消散之前，波形也會從下沉型轉變為上舉型，雖然從 2017 年的實驗中，我們從 echosounder 發現疑似內波的型態，如圖 5-10，底層連續出現疑似上舉型內波。當時利用 VMP-250 量測到 TKE 耗散  $\sim 10^{-7} \text{ Wkg}^{-1}$ ，但由於只有測量到一次，我們並未了解到是否有週期性的動能變化或是內波的證據。依目前的觀測以及模式資料都指出斜壓能量並未影響到 P2 的範圍，而此次船測期間我們也僅觀察到一次此現象，未來這也是我們進一步繼續調查 PHC 海底峽谷的方向之一。

#### [4] 高屏海底峽谷的紊流特徵：

高屏峽谷口東西向深度積分時間平均的能量通量在兩次觀測資料估算結果

分別為  $2 \text{ kWm}^{-1}$  (7 月) 以及大潮時候  $11 \text{ kWm}^{-1}$  (12 月), 比起 Lee et al. (2009) 在峽谷內所估算出的  $14 \text{ kWm}^{-1}$  來得小, 峽谷口的斜壓能量通量明顯小於峽谷內的斜壓能量通量, APE 和 HKE 的比值解釋在高屏峽谷的內坡型態以駐波為主。高屏峽谷估算 TKE 耗散值最大  $\sim 10^{-4} \text{ Wkg}^{-1}$ , 並沒有明顯地季節性變化。峽谷口在冬季觀測期間估算到的垂直平均 TKE 耗散約為 3 倍夏季所估算到的 TKE 耗散值。其中原因除了冬季觀測期間正逢大潮時期, 弱的分層也助長垂直混合的效應。雖然高屏峽谷內的 VMP-250 觀測次數不多, 但結果表示仍顯示高坪峽谷內發生的內潮造成的 TKE 耗散最大  $\sim 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$ , 大都發生在水深 100 公尺 (G1) 和 50 公尺 (G2) 以下。

[5] 建議：

除了內潮之外, PHC 西側的冷水湧升也有不少學者研究, 例如: Lan et al. (2009) 利用海面溫度和葉綠素衛星資料說明在夏天 PHC 的西側容易發生冷水的上湧。Ko et al. (2016) 利用數值模擬 PHC 內潮汐的增強底艾克曼層變厚, 進一步從不同的角度證明了 PHC 西側的上湧情形。Chen et al. (2004) 利用有機磷和氮研究了 TS 海域所發生的冷水湧升現象。這些都與我們在北部 PHC 中觀察到的強烈混合有些相關, 由於 PHC 擁有傾斜的地形, 在爬坡的過程中除了混合作用之外, BBL 冷水也有機會上湧發生對流, 因此是個非常理想的天然場所, 適合研究剪切引起的冷水上湧對流混合以及 KH instability 或 Holmboe instability。目前我們觀察到的數據無法提供確鑿證據去證明 PHC 中會發生剪切誘導對流的現象或是增強艾克曼效應, 這可能是因為流場與底部摩擦以及剪切不穩定是 PHC 中 BBL 紊流混合的主導因素, 而剪切引起的對流的影響相對較弱且不顯著, 未來我們將沿著這個方向進行進一步調查 PHC 海底峽谷的地形與強大的潮流的交互作用。

## 參考文獻

- 汪建君. (2013). 利用 CTD 搭載紊流儀直接觀測海洋紊流混合. 國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所碩士論文.
- Alford, M. H., and Coauthors. (2015). The formation and fate of internal waves in the South China Sea. *Nature*, **521**, 65-69, doi: [10.1038/nature14399](https://doi.org/10.1038/nature14399).
- Carter, G. S., and Gregg, M. C. (2002). Intense, variable mixing near the head of Monterey Submarine Canyon. *Journal of Physical Oceanography*, **32**(11), 3145-3165.
- Chang, M. H., Lien, R. C., Tang, T. Y., D'Asaro, E. A., and Yang, Y. J. (2006). Energy flux of nonlinear internal waves in northern South China Sea. *Geophysical Research Letters*, **33**(3), doi: [10.1029/2005GL025196](https://doi.org/10.1029/2005GL025196).
- Chang, M. H., Jheng, S. Y., and Lien, R. C. (2016). Trains of large Kelvin-Helmholtz billows observed in the Kuroshio above a seamount. *Geophysical Research Letters*, **43**(16), 8654-8661, doi: [10.1002/2016GL069462](https://doi.org/10.1002/2016GL069462).
- Chang, Y. C., Tseng, R. S., and Liu, C. T. (2008). Evaluation of Tidal Removal Method Using Phase Average Technique from ADCP Surveys along the Peng-Hu Channel in the Taiwan Strait. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **19**(4), doi: [10.3319/TAO.2008.19.4.433\(Oc\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2008.19.4.433(Oc)).
- Chao, S. Y., Ko, D. S., Lien, R. C., and Shaw, P. T. (2007). Assessing the west ridge of Luzon Strait as an internal wave mediator. *Journal of Oceanography*, **63**(6), 897-911, doi: [10.1007/s10872-007-0076-8](https://doi.org/10.1007/s10872-007-0076-8).
- Chen, C. T. A., Hsing, L. Y., Liu, C. L., and Wang, S. L. (2004). Degree of nutrient consumption of upwelled water in the Taiwan Strait based on dissolved organic phosphorus or nitrogen. *Marine Chemistry*, **87**(3), 73-86, doi:

[10.1016/j.marchem.2004.01.006](https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.01.006).

Chen, C. T. A., and Wang, S. L. (2006). A salinity front in the southern East China Sea separating the Chinese coastal and Taiwan Strait waters from Kuroshio waters. *Continental Shelf Research*, **26**(14), 1636-1653, doi: [10.1016/j.csr.2006.05.003](https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.05.003).

Chen, Y. J., Shan Ko, D., and Shaw, P. T. (2013). The generation and propagation of internal solitary waves in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**(12), 6578-6589, doi: [10.1002/2013JC009319](https://doi.org/10.1002/2013JC009319).

Centurioni, L. R., Niiler, P. P., and Lee, D. K. (2004). Observations of inflow of Philippine Sea surface water into the South China Sea through the Luzon Strait. *Journal of Physical Oceanography*, **34**(1), 113-121.

Chiou, M. D., Jan, S., Wang, J., Lien, R. C., and Chien, H. (2011). Sources of baroclinic tidal energy in the Gaoping Submarine Canyon off southwestern Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **116**(C12), doi: [10.1029/2011JC007366](https://doi.org/10.1029/2011JC007366).

Dillon, T. M. (1982). Vertical overturns: A comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **87**(C12), 9601-9613, doi: [10.1029/JC087iC12p09601](https://doi.org/10.1029/JC087iC12p09601).

Egbert, G. D., and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**(2), 183-204.

Endoh, T., Yoshikawa, Y., Matsuno, T., Wakata, Y., Lee, K. J., and Umlauf, L. (2016). Observational evidence for tidal straining over a sloping continental shelf. *Continental Shelf Research*, **117**, 12-19, doi: [10.1016/j.csr.2016.01.018](https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.01.018).

Gregg, M. C. (1989). Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C7), 9686-9698, doi: [10.1029/JC094iC07p09686](https://doi.org/10.1029/JC094iC07p09686).

- Garrett, C. (2001). An isopycnal view of near-boundary mixing and associated flows. *Journal of physical oceanography*, **31**(1), 138-142.
- Hu, J., Kawamura, H., Hong, H., and Pan, W. (2003). A review of research on the upwelling in the Taiwan Strait. *Bulletin of Marine Science*, **73**(3), 605-628, doi: [10.1016/j.csr.2011.02.001](https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.02.001).
- Howard, L. N. (1961). Note on a paper of John W. Miles. *Journal of Fluid Mechanics*, **10**(4), 509-512, doi: [10.1017/S0022112061000317](https://doi.org/10.1017/S0022112061000317).
- Jachec, S. M., Fringer, O. B., Gerritsen, M. G., and Street, R. L. (2006). Numerical simulation of internal tides and the resulting energetics within Monterey Bay and the surrounding area. *Geophysical Research Letters*, **33**(12), doi: [10.1029/2006GL026314](https://doi.org/10.1029/2006GL026314).
- Jan, S., Chern, C. S., and Wang, J. (1995). A numerical study on currents in the Taiwan Strait during summertime. *Oceanographic Literature Review*, **11**(42), 929, doi: [10.3319/TAO.1998.9.4.615\(O\)](https://doi.org/10.3319/TAO.1998.9.4.615(O)).
- Jan, S., and Chao, S. Y. (2003). Seasonal variation of volume transport in the major inflow region of the Taiwan Strait: the Penghu Channel. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**(6), 1117-1126, doi: [10.1016/S0967-0645\(03\)00013-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00013-4).
- Jan, S., Sheu, D. D., and Kuo, H. M. (2006). Water mass and through flow transport variability in the Taiwan Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **111**(C12), doi: [10.1029/2006JC003656](https://doi.org/10.1029/2006JC003656).
- Jan, S., Lien, R. C., and Ting, C. H. (2008). Numerical study of baroclinic tides in Luzon Strait. *Journal of Oceanography*, **64**(5), 789, doi: [10.1007/s10872-008-0066-5](https://doi.org/10.1007/s10872-008-0066-5).
- Jan, S., Tseng, Y. H., and Dietrich, D. E. (2010). Sources of water in the Taiwan Strait. *Journal of oceanography*, **66**(2), 211-221, doi: [10.1007/s10872-010-0019-](https://doi.org/10.1007/s10872-010-0019-)

7.

- Klymak, J. M., and Gregg, M. C. (2004). Tidally generated turbulence over the Knight Inlet sill. *Journal of physical oceanography*, **34**(5), 1135-1151.
- Klymak, J. M., Pinkel, R., Liu, C. T., Liu, A. K., and David, L. (2006). Prototypical solitons in the south china sea. *Geophysical Research Letters*, **33**(11), doi: [10.1029/2006GL025932](https://doi.org/10.1029/2006GL025932).
- Klymak, J. M., Alford, M. H., Pinkel, R., Lien, R. C., Yang, Y. J., and Tang, T. Y. (2011). The breaking and scattering of the internal tide on a continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, **41**(5), 926-945, doi: [10.1175/2010JPO4500.1](https://doi.org/10.1175/2010JPO4500.1).
- Kunze, E., Rosenfeld, L. K., Carter, G. S., and Gregg, M. C. (2002). Internal waves in Monterey submarine canyon. *Journal of Physical Oceanography*, **32**(6), 1890-1913.
- Kunze, E., MacKay, C., McPhee-Shaw, E. E., Morrice, K., Girton, J. B., and Terker, S. R. (2012). Turbulent mixing and exchange with interior waters on sloping boundaries. *Journal of Physical Oceanography*, **42**(6), 910-927, doi: [10.1175/JPO-D-11-075.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-075.1).
- Ko, D. S., Martin, P. J., Chao, S. Y., Shaw, P. T., and Lien, R. C. (2008). Large-amplitude internal waves in the South China Sea. *Ocean Science and Technology*, 197-200.
- Ko, D. S., Chao, S. Y., Huang, P., and Lin, S. F. (2009). Anomalous upwelling in nan wan: July 2008. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, **20**(6), 839–852, doi: [10.3319/TAO.2008.11.25.01\(Oc\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2008.11.25.01(Oc)).
- Ko, D. S., and Wang, D. P. (2014). Intra-Americas Sea Nowcast/Forecast System Ocean Reanalysis to Support Improvement of Oil-Spill Risk Analysis in the Gulf of Mexico by Multi-Model Approach. Department of the Interior, Bureau of Ocean Energy Management, Herndon.

- Ko, D. S., Chao, S. Y., Wu, C. C., Lin, I. I., and Jan, S. (2016). Impacts of Tides and Typhoon Fanapi (2010) on Seas Around Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **27**(2), doi: [10.3319/TAO.2015.10.28.01\(Oc\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2015.10.28.01(Oc)).
- Kokubu, Y., Yamazaki, H., Nagai, T., and Gross, E. S. (2013). Mixing observations at a constricted channel of a semi-closed estuary: Tokyo Bay. *Continental Shelf Research*, **69**, 1-16, doi: [10.1016/j.csr.2013.09.004](https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.09.004).
- Kraichnan, R. H. (1968). Small-scale structure of a scalar field convected by turbulence. *The Physics of Fluids*, **11**(5), 945-953, doi: [10.1063/1.1692063](https://doi.org/10.1063/1.1692063).
- Lan, K. W., Kawamura, H., Lee, M. A., Chang, Y., Chan, J. W., and Liao, C. H. (2009). Summertime sea surface temperature fronts associated with upwelling around the Taiwan Bank. *Continental Shelf Research*, **29**(7), 903-910, doi: [10.1016/j.csr.2009.01.015](https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.01.015).
- Lee, I. H., Lien, R. C., Liu, J. T., and Chuang, W. S. (2009). Turbulent mixing and internal tides in Gaoping(Kaoping) submarine canyon, Taiwan. *Journal of Marine Systems*, **76**(4), 383-396, doi: [10.1016/j.jmarsys.2007.08.005](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.08.005).
- Lentz, S. J., and Trowbridge, J. H. (1991). The bottom boundary layer over the northern California shelf. *Journal of Physical Oceanography*, **21**(8), 1186-1201.
- Liao, J. X., Chen, G. M., Chiou, M. D., Jan, S., and Wei, C. L. (2017). Internal tides affect benthic community structure in an energetic submarine canyon off SW Taiwan. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **125**, 147-160, doi: [10.1016/j.dsr.2017.05.014](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.05.014).
- Lien, R. C., and Sanford, T. B. (2004). Turbulence spectra and local similarity scaling in a strongly stratified oceanic bottom boundary layer. *Continental Shelf Research*, **24**(3), 375-392, doi: [10.1016/j.csr.2003.10.007](https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.10.007).
- Lien, R. C., Tang, T. Y., Chang, M. H., and d'Asaro, E. A. (2005). Energy of nonlinear

- internal waves in the South China Sea. *Geophysical Research Letters*, **32**(5), doi: [10.1029/2004GL022012](https://doi.org/10.1029/2004GL022012).
- Lin, S. F., Tang, T. Y., Jan, S., and Chen, C. J. (2005). Taiwan Strait current in winter. *Continental Shelf Research*, **25**(9), 1023-1042, doi: [10.1016/j.csr.2004.12.008](https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.12.008).
- Liu, J. T., Liu K.-J. and Huang M. H. (2002). The influence of a submarine canyon on river sediment dispersal and inner shelf sediment movements: a perspective from grain-size distributions. *Marine Geology*, **181**(4), 357-386.
- Liu, J. T., Wang, Y. H., Lee, I. H., and Hsu, R. T. (2010). Quantifying tidal signatures of the benthic nepheloid layer in Gaoping Submarine Canyon in Southern Taiwan. *Marine Geology*, **271**(1-2), 119-130, doi: [10.1016/j.margeo.2010.01.016](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.016).
- Lorke, A., Peeters, F., and Wüest, A. (2005). Shear-induced convective mixing in bottom boundary layers on slopes. *Limnology and Oceanography*, **50**(5), 1612-1619, doi: [10.4319/lo.2005.50.5.1612](https://doi.org/10.4319/lo.2005.50.5.1612).
- Lorke, A., Umlauf, L., and Mohrholz, V. (2008). Stratification and mixing on sloping boundaries. *Geophysical Research Letters*, **35**(14), doi: [10.1029/2008GL034607](https://doi.org/10.1029/2008GL034607).
- Lueck, R. G. (2010). Converting Shear Probe, Thermistors and micro-conductivity signals into physical units, Technical Note, Rockland Scientific International Inc. TN-005.
- Ma, B. B., Lien, R. C., and Ko, D. S. (2013). The variability of internal tides in the Northern South China Sea. *Journal of oceanography*, **69**(5), 619-630, doi: [10.1007/s10872-013-0198-0](https://doi.org/10.1007/s10872-013-0198-0).
- Matsuno, T., and Wolk, F. (2005). Observations of turbulent energy dissipation rate  $\epsilon$  in the Japan Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **52**(11-13), 1564-1579, doi: [10.1016/j.dsr2.2004.06.037](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.06.037).

- Miles, J. W. (1961). On the stability of heterogeneous shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, **10**(4), 496-508, doi: [10.1017/S0022112063000707](https://doi.org/10.1017/S0022112063000707).
- Moum, J. N., Perlin, A., Klymak, J. M., Levine, M. D., Boyd, T., and Kosro, P. M. (2004). Convectively driven mixing in the bottom boundary layer. *Journal of physical oceanography*, **34**(10), 2189-2202.
- Moum, J. N., Klymak, J. M., Nash, J. D., Perlin, A., and Smyth, W. D. (2007). Energy transport by nonlinear internal waves. *Journal of Physical Oceanography*, **37**(7), 1968-1988, doi: [10.1175/JPO3094.1](https://doi.org/10.1175/JPO3094.1).
- Moum, J. N., and Nash, J. D. (2009). Mixing measurements on an equatorial ocean mooring. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**(2), 317-336, doi: [10.1175/2008JTECHO617.1](https://doi.org/10.1175/2008JTECHO617.1).
- Nasmyth, P. W. (1970) *Ocean Turbulence*. PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, Canada.
- Oakey, N. S. (1982). Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements. *Journal of Physical Oceanography*, **12**(3), 256-271.
- Osborn, T. R., and Cox, C. S. (1972). Oceanic fine structure. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **3**(1), 321-345.
- Osborn, T. R. (1980). Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *Journal of Physical Oceanography*, **10**(1), 83-89.
- Osborn, T. R., and Crawford, W. R. (1980). An airfoil probe for measuring turbulent velocity fluctuations in water. *In Air-Sea Interaction* (pp. 369-386). Springer, Boston, MA.
- Ozmidov, R. V. (1965). On the turbulent exchange in a stably stratified ocean. *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR, Atmospheric and oceanic physics*, **1**, 861-871.

- Park, Y. H., Fuda, J. L., Durand, I., and Garabato, A. C. N. (2008). Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **55**(5-7), 582-593, doi: [10.1016/j.dsr2.2007.12.027](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.12.027).
- Pickering, A., Alford, M., Nash, J., Rainville, L., Buijsman, M., Ko, D. S., and Lim, B. (2015). Structure and variability of internal tides in Luzon Strait. *Journal of Physical Oceanography*, **45**(6), 1574-1594, doi: [10.1175/JPO-D-14-0250.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0250.1).
- Polzin, K. L. (2009). An abyssal recipe. *Ocean Modelling*, **30**(4), 298-309, doi: [10.1016/j.ocemod.2009.07.006](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.07.006).
- Qian, H., Shaw, P. T., and Ko, D. S. (2010). Generation of internal waves by barotropic tidal flow over a steep ridge. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **57**(12), 1521-1531, doi: [10.1016/j.dsr.2010.09.001](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.09.001).
- Rainville, L., and Winsor, P. (2008). Mixing across the Arctic Ocean: Microstructure observations during the Beringia 2005 expedition. *Geophysical Research Letters*, **35**(8), doi: [10.1029/2008GL033532](https://doi.org/10.1029/2008GL033532).
- Ramp, S. R., Tang, T. Y., Duda, T. F., Lynch, J. F., Liu, A. K., Chiu, C. S., ... and Yang, Y. J. (2004). Internal solitons in the northeastern South China Sea. Part I: Sources and deep water propagation. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **29**(4), 1157-1181, doi: [10.1109/JOE.2004.840839](https://doi.org/10.1109/JOE.2004.840839).
- Rippeth, T. P., Fisher, N. R., and Simpson, J. H. (2001). The cycle of turbulent dissipation in the presence of tidal straining. *Journal of Physical Oceanography*, **31**(8), 2458-2471.
- Rippeth, T. P., Williams, E., and Simpson, J. H. (2002). Reynolds stress and turbulent energy production in a tidal channel. *Journal of Physical Oceanography*, **32**(4), 1242-1251.
- Shaw, P. T. (1989). The intrusion of water masses into the sea southwest of

- Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **94**(C12), 18213-18226, doi: [10.1029/JC094iC12p18213](https://doi.org/10.1029/JC094iC12p18213).
- Simmons, H., Chang, M. H., Chang, Y. T., Chao, S. Y., Fringer, O., Jackson, C. R., and Ko, D. S. (2011). Modeling and prediction of internal waves in the South China Sea. *Oceanography*, **24**(4), 88-99, doi: [10.5670/oceanog.2011.97](https://doi.org/10.5670/oceanog.2011.97).
- Simpson, J. H., Brown, J., Matthews, J., and Allen, G. (1990). Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries*, **13**(2), 125-132, doi: [10.2307/1351581](https://doi.org/10.2307/1351581).
- Simpson, J. H., Crawford, W. R., Rippeth, T. P., Campbell, A. R., and Cheok, J. V. (1996). The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas. *Journal of Physical Oceanography*, **26**(8), 1579-1590.
- Simpson, J. H., Williams, E., Brasseur, L. H., and Brubaker, J. M. (2005). The impact of tidal straining on the cycle of turbulence in a partially stratified estuary. *Continental Shelf Research*, **25**(1), 51-64, doi: [10.1016/j.csr.2004.08.003](https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.08.003).
- St. Laurent, L. (2008). Turbulent dissipation on the margins of the South China Sea. *Geophysical Research Letters*, **35**(23), doi: [10.1029/2008GL035520](https://doi.org/10.1029/2008GL035520).
- Stevens, C. L., Smith, M. J., Grant, B., Stewart, C. L., and Divett, T. (2012). Tidal energy resource complexity in a large strait: The Karori Rip, Cook Strait. *Continental Shelf Research*, **33**, 100-109, doi: [10.1016/j.csr.2011.11.012](https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.11.012).
- Taylor, G. I. (1935). Statistical theory of turbulence. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **151**(873), 421-444.
- Thorpe, S. A. (1977). Turbulence and mixing in a Scottish loch. *Philosophical Transactions of The Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, **286**(1334), 125-181, doi: [10.1098/rsta.1977.0112](https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0112).
- Thorpe, S. A. (2005). *The turbulent ocean*. Cambridge University Press.

- Tseng, R. S., and Shen, Y. T. (2003). Lagrangian observations of surface flow patterns in the vicinity of Taiwan. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**(6), 1107-1115, doi: [10.1016/S0967-0645\(03\)00012-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00012-2).
- Tsutsumi, E., and Matsuno, T. (2012). Observations of turbulence under weakly and highly stratified conditions in the Ariake Sea. *Journal of oceanography*, **68**(3), 369-386, doi: [10.1007/s10872-012-0103-2](https://doi.org/10.1007/s10872-012-0103-2).
- Umlauf, L., and Burchard, H. (2011). Diapycnal transport and mixing efficiency in stratified boundary layers near sloping topography. *Journal of Physical Oceanography*, **41**(2), 329-345.
- Visbeck, M.(2002). Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profilers: Bottom track and inverse solutions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**(5), 794-807, doi: [10.1175/2010JPO4438.1](https://doi.org/10.1175/2010JPO4438.1).
- Wang, J. (1995). Preliminary observation of internal surges in Tung-Kang. *ACTA Oceanography Taiwanica*, **35**, 17-40.
- Wang, Y. H., Chiao, L. Y., Lwiza, K. M., and Wang, D. P. (2004). Analysis of flow at the gate of Taiwan Strait. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **109**(C2), doi: [10.1029/2003JC001937](https://doi.org/10.1029/2003JC001937).
- Wesson, J. C., and Gregg, M. C. (1994). Mixing at Camarinal sill in the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **99**(C5), 9847-9878, doi: [10.1029/94JC00256](https://doi.org/10.1029/94JC00256).
- Xu, J. P., Noble, M., Eittreim, S. L., Rosenfeld, L. K., Schwing, F. B., and Pilskaln, C. H. (2002). Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California. *Marine Geology*, **181**(1-3), 215-234, doi: [10.1016/S0025-3227\(01\)00268-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00268-7).
- Yang, Q., Tian, J., Zhao, W., Liang, X., and Zhou, L. (2014). Observations of turbulence

on the shelf and slope of northern South China Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **87**, 43-52, doi: [10.1016/j.dsr.2014.02.006](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.02.006).

Zheng, Q., Susanto, R. D., Ho, C. R., Song, Y. T., and Xu, Q. (2007). Statistical and dynamical analyses of generation mechanisms of solitary internal waves in the northern South China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**(C3), doi: [10.1029/2006JC003551](https://doi.org/10.1029/2006JC003551).