



國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所

碩士論文

Institute of Applied Marine Physics and Undersea Technology

National Sun Yat-sen University

Master Thesis

台灣東南海域紊流混合特性之時空變化

Temporal and spatial variations of turbulent mixing in the seas  
off Southeastern Taiwan

研究生：邱文佐

Wun-Zuo Ciou

指導教授：曾若玄 教授

Dr. Ruo-Shan Tseng

中華民國 103 年 6 月

June 2014



國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所

碩士論文

Institute of Applied Marine Physics and Undersea Technology

National Sun Yat-sen University

Master Thesis

台灣東南海域紊流混合特性之時空變化

Temporal and spatial variations of turbulent mixing in the seas  
off Southeastern Taiwan

研究生：邱文佐

Wun-Zuo Ciou

指導教授：曾若玄 教授

Dr. Ruo-Shan Tseng

中華民國 103 年 6 月

June 2014

國立中山大學研究生學位論文審定書

本校海下科技暨應用海洋物理研究所碩士班  
研究生邱文佐 (學號：M005080004) 所提論文

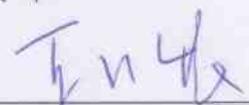
台灣東南海域紊流混合特性之時空變化

Temporal and spatial variations of turbulent mixing  
in the seas off Southeastern Taiwan

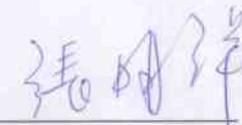
於中華民國 103 年 6 月 13 日經本委員會審查  
並舉行口試，符合碩士學位論文標準。

學位考試委員簽章：

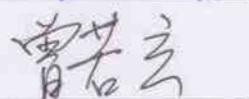
召集人王玉懷



委員張明輝



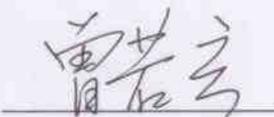
委員曾若玄



委員李逸環



指導教授 曾若玄



## 誌謝

在研究所的學習過程中要感謝的人很多，首先感謝我的指導老師曾若玄教授，在我攻讀碩士學位期間對我的教誨，也受到實驗室學長育嘉、勇廷、煥傑、允強、冠成、建君的不厭其煩協助，不管在生活或課業上的問題，從中獲得很多，在這期間從行政工作、浮球運送、出海作業、儀器的設定及裝設等等，學到了很多的方法及訣竅，也增加了很多同學所沒有的實務經驗，在這些經驗中使我程式撰寫及邏輯思考能力更加的進步。感謝口試委員王玉懷教授、李逸環博士及張明輝教授百忙中撥冗指導並給予寶貴的意見，使我的碩士論文內容更加完整。

出海時期受到海研三號的各位幫忙，讓我學到很多的經驗，豐富我的學識。此外，感謝所上的老師所教的科目，王兆璋所長、陳信宏老師、邱永盛老師、陳冠宇老師、王玉懷老師，使我能有更多知識。感謝所上辦公室及通識中心的大家，倍如、芝吟、顏姐、雲琇、玉閔、淑惠、郁雯、宜里、周姐、卓姐，感謝其他學長姊，昭成、宇昕、李杰、承達、政佳、育如、雅涵的鼓勵與解惑，感謝朋友們昇璋、威德、宏宗、秉祥、政倫、良誌、淼天、逸凡、鼎鈞、東毅、居正、崇哲、凱皓、昱維、宇晨、弈伶、子瑩、子萱、欣雅、欣樺、俞玆、蕙璇、資凰、瑜旋、意茹、佳珊、莉婷、蔡芳相互鼓勵與討論問題，以及在默默關心我的各位親朋好友們，你們的存在總是帶來許多的歡樂，讓我在寫論文的壓力中釋放出來，並且到人心的溫暖。最後，感謝我的父母及家人，在我唸碩士的期間即使我很久才回家一次，但他們還是鼓勵並支持我繼續完成我的學業，做我最後的後盾。

## 摘要

本研究使用歷史水文資料(1986~2010)及海研三號的六個航次資料，以 Thorpe scale 及 Parameterization(參數化)方法中的 Strain 和 Shear 間接估算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )及紊流動能消散率( $\epsilon$ )，研究台灣東南海域紊流特性之時空分佈。首先篩選出研究範圍內(21.5~22.6°N, 120.85~123°E)符合設定條件的 730 個水文剖面，分析方法以 Parameterization of Strain 方法為主，搭配 QuikSCAT 衛星提供的風場資料，分別對混合層厚度、風應力、溫度、流速、地形等，影響紊流混合的因素做分析及統計，探討造成上層海洋及底層邊界紊流混合變化的機制，並進一步深入討論該區域黑潮所造成的紊流混合特性，利用六個航次 CTD 及 LADCP 資料，分別沿著 21.9°N、22.05°N、22.2°N 三條測線，針對黑潮通過蘭嶼前後及流域內的垂直擴散係數變化做分析討論。

三種估算方法當中，以參數化方法計算結果數據比較穩定，平均值較不會有偏大或偏小的情形發生，適合用在觀察大範圍現象的紊流混合分佈情形。經由歷史 CTD 資料統計分析，結果顯示上層海洋邊界層(水深 30~200 公尺)造成紊流混合季節的變化可以分為兩個部分：其中台灣東岸受到黑潮流域(121.3~122°E)的入侵影響下，造成此區域紊流混合增強現象，並且會隨著黑潮主軸的季節性擺盪造成空間上的變化；在遠離黑潮流域的區域(> 122°E)紊流混合主要是受到風應力影響，其中常發生強烈紊流混合的區域為北呂宋海槽、南縱海槽北方、蘭嶼南方及北方處。底層海洋邊界層(海底上方 100 公尺)影響紊流混合的主要因素為地形變化，導致海流受到地形阻擋及抬升作用產生混合，其強烈紊流混合分佈在地形坡度上。受到黑潮影響下(水深 0~200 公尺)的  $K\rho$  約為  $10^{-4}$ ~ $10^{-2}$   $\text{m}^2\text{s}^{-1}$  之間，而在鄰近的西太平洋及南海海域呈現較弱紊流混合，證實黑潮流域內的确會造成增強紊流混合，當黑潮流經台灣東岸與蘭嶼(22.05°N)之間時，由於此處地形為一個海槽地形，海水受到擠壓導致流速增強，可能造成紊流混合強度伴隨著增強。此外，黑潮主軸主要影響紊流混合的深度為大於 300 公尺，而在黑潮(邊緣)鋒面會增強剪切強度，影響深度為 0~200 公尺之間。

關鍵詞：風應力、黑潮、混合層厚度、紊流、密度渦流擴散係數、紊流動能消散率。

# Abstract

This study is focused on the temporal and spatial variations of turbulent mixing in the seas off southeastern Taiwan. Historical hydrographic data of 1986 ~ 2000 and in-situ data from six cruises were used to estimate indirectly vertical eddy diffusivity ( $K\rho$ ) and turbulent kinetic energy dissipation rate ( $\varepsilon$ ) by means of three methods, that is, Thorpe scale method and parameterization method with shear and strain values. Based on the 730 CTD profiles which were selected to meet the criteria in the study region as well as the QuikSCAT satellite-derived winds, a number of factors such as mixed-layer depth, wind stress, surface-layer temperature, current speed and bottom topographies were investigated about their influence on the turbulent mixing of upper oceans and bottom boundary layer. The role of Kuroshio on the turbulent mixing of this region is further explored. The CTD and LADCP data from six cruises were divided into three transects, i.e., along 21.9°N, 22.05°N and 22.2°N, to investigate variations of eddy diffusivities induced by the Kuroshio with and without the interference of the Lanyu Island.

Among the three methods examined in this study, the parameterization method shows the most satisfactory result whose mean value is stable for the large scale evaluation of turbulent mixing distribution. Analysis of historical CTD profiles shows that seasonal variations of turbulent mixing in the upper water column (30 ~ 200 m depth) can be classified into two different parts. When the Kuroshio intrudes into the area off eastern Taiwan (121.3 ~ 122 °E), turbulent mixing is enhanced and its spatial variation is consistent with the seasonal migration of Kuroshio. In the area farther from the Kuroshio (east of 122 °E), the dominant factor affecting turbulent mixing is the wind which exerts great influence in northern Luzon Strait, the north of Southern Longitudinal Trough, and southern and northern parts of Lanyu Island. Turbulent

mixing in the bottom boundary layer ( $< 100$  mab) has close correlation with the bottom topography. At steep slopes currents will be forced to rise which will cause strong mixing. Under the influence of Kuroshio Current ( $0 \sim 200$  m depth),  $K\rho$  can reach  $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , which is much larger than those in the open ocean of the Western Pacific and South China Sea, evidencing the role played by the Kuroshio in enhancing the turbulence. Turbulent mixing could also be greatly enhanced when the Kuroshio flows through the channel between Lanyu Island and Taiwan, causing the current speed to increase. The depth that Kuroshio Current exerts marked influence on the turbulent mixing is 300 m or deeper, and the vertical shear is increased at the front of Kuroshio, affecting the turbulence in  $0 \sim 200$  m depth.

Keywords : Wind Stress, Kuroshio, Mixed Layer Depth, Turbulence,

Eddy Diffusion Coefficient of Density,

Turbulence Kinetic Energy Dissipation Rate,

# 目錄

論文審定書.....k	
誌謝.....kk	
中文摘要.....kkk	
英文摘要.....kk	
目錄.....xk	
圖目錄.....xkkk	
表目錄.....z	
參數及符號.....zk	
第一章、緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 研究目的.....	4
第二章、使用儀器及航次資料.....	5
2.1 儀器介紹.....	5
2.1.1 CTD 水文資料量測.....	6
2.1.2 下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP).....	6
2.2 航次資料.....	10
2.2.1 研究區域範圍.....	10
2.2.2 三測線航次.....	10
2.2.3 南海及西太平洋航次.....	11
2-3. 其他資料.....	23
2.3.1 歷史水文資料.....	23
2.3.2 風應力.....	24
第三章、資料處理及分析方法.....	26
3.1 CTD 資料處理.....	26
3.2 LADCP 資料處理.....	27
3.3.1 LDEO 處理軟體原理.....	27
3.3.2 LDEO 處理軟體所需資料.....	28

3.3 Thorpe scale method .....	34
3.4 Parameterization .....	37
3.4.1 Parameterization 計算步驟—【剪切譜】 .....	39
3.4.2 Parameterization 計算步驟—【應變譜】 .....	42
第四章、結果與討論.....	44
4.1 三方法比較.....	44
4.2 紊流混合機制.....	52
4.2.1 水文特性.....	53
4.2.2 上層海洋邊界層.....	54
4.2.3 底部邊界層.....	58
4.3 黑潮流域內紊流混合現象.....	75
第五章、結論.....	97
5.1 三方法的比較.....	97
5.2 紊流混合機制.....	97
5.3 黑潮流域內變化.....	98
參考文獻.....	99

## 圖目錄

圖 2-1-1	各研究船 CTD 及 LADCP 裝載於鋼架上示意圖。.....	5
圖 2-1-2	溫鹽深儀(CTD)外觀圖。.....	8
圖 2-1-3	下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP)外觀圖。.....	8
圖 2-2-1	研究區域海底地形圖。.....	13
圖 2-2-2	三條測線位置示意圖。.....	14
圖 2-2-3	OR3-1217 測站位置圖。.....	14
圖 2-2-4	OR3-1217 之 K1~K4 海底地形剖面圖。.....	15
圖 2-2-5	OR3-1217 之 T1~T4 海底地形剖面圖。.....	15
圖 2-2-6	OR3-1234 測站位置圖。.....	16
圖 2-2-7	OR3-1234 海底地形剖面圖。.....	16
圖 2-2-8	OR3-1250 測站位置圖。.....	17
圖 2-2-9	OR3-1250 海底地形剖面圖。.....	17
圖 2-2-10	OR3-1275 測站位置圖。.....	18
圖 2-2-11	OR3-1275 海底地形剖面圖。.....	18
圖 2-2-12	OR3-1470 測站位置圖。.....	19
圖 2-2-13	OR3-1470 海底地形剖面圖。.....	19
圖 2-2-14	OR3-1489 測站位置圖。.....	20
圖 2-2-15	OR3-1489 海底地形剖面圖。.....	20
圖 2-2-16	OR5-1306-2 測站位置圖。.....	21
圖 2-2-17	OR5-1307-3 測站位置圖。.....	22
圖 2-3-1	歷史水文資料分佈圖。.....	25
圖 2-3-2	歷史水文資料中研究區域之分佈圖。.....	25
圖 3-2-1	LADCP 量測海水流速的示意圖。.....	32
圖 3-2-2	線性矩陣方程式 ( $d = Gm$ ) 示意圖。.....	32
圖 3-2-3	Downcast 和 Upcast 利用 LDEO 軟體處理的誤差比較圖。.....	33
圖 3-3-1	位密度垂直剖面。.....	36
圖 3-3-2	Thorpe 位移垂直剖面，位於深度 247~285 公尺為一段。.....	36
圖 3-4-1	原始 U 方向的剪切及剪切的線性迴歸線及原始剪切減去線性迴歸後的數據及通過 $\sin^2$ 後的剪切數。.....	41
圖 3-4-2	原始 V 方向的剪切及剪切的線性迴歸線及原始剪切減去線性迴歸後的數據及通過 $\sin^2$ 後的剪切數據。.....	41
圖 3-4-3	原始位溫及位溫的二次迴歸線及原始應變數據及通過 $\sin^2$ 後的應變數據。.....	43
圖 4-1-1	三種方法計算所得 $K_p$ 垂直深度剖面圖。.....	48
圖 4-1-2	Parameterization of Shear $K_p$ 對 Thorpe scale $K_p$ 分佈。.....	49
圖 4-1-3	Parameterization of Strain $K_p$ 對 Thorpe scale $K_p$ 分佈圖。.....	49

圖 4-1-4	Parameterization of Strain $K\rho$ 對 Parameterization of Shear $K\rho$ 分佈圖	50
圖 4-1-5	Parameterization of Strain and Shear 平均 $K\rho$ 對 Thorpe scale $K\rho$ 分佈圖。	50
圖 4-1-6	位溫度的垂直深度剖面及 LADCP 的 U、V 流速垂直深度剖面及溫度梯度、流切變化( $S^2$ )。	51
圖 4-1-7	三種方法計算所得 $K\rho$ 垂直深度剖面圖。	51
圖 4-2-1	海洋中可能造成紊流混合現象示意圖。	52
圖 4-2-2	研究區域不同季節的溫-鹽圖分佈。	60
圖 4-2-3	研究區域內平均溫度及鹽度季節變化圖。	61
圖 4-2-4	研究區域內混合層厚度季節變化圖。	61
圖 4-2-5	研究區域內風應力季節變化的風玫瑰圖。	62
圖 4-2-6	不同季節的 MLD 對風應力分佈圖。	63
圖 4-2-7	不同季節 MLD 對溫度分佈圖。	64
圖 4-2-8	研究區域內 $K\rho$ 季節變化圖(水深 30~200 公尺)。	65
圖 4-2-9	研究區域內平均 $K\rho$ MLD 季節變化圖。	66
圖 4-2-10	研究區域平均 $K\rho$ 及風應力季節變化圖。	66
圖 4-2-11	MLD、風應力、溫度對 $K\rho$ 空間變化圖。	67
圖 4-2-12	不同季節溫度對 $K\rho$ 相關性空間變化圖。	67
圖 4-2-13	研究區域發生氣旋式渦旋時的海面高度和地轉流示意圖。	68
圖 4-2-14	研究區域發生反氣旋式渦旋時的海面高度和地轉流示意圖。	68
圖 4-2-15	Aviso (1992~2011) 平均地轉流流速空間分佈圖。	69
圖 4-2-16	歷史水文資料 $K\rho > 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 發生次數分佈圖。	69
圖 4-2-17	歷史水文資料於不同季節的 $K\rho > 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 發生次數分佈圖。	70
圖 4-2-18	V 方向流速對 $K\rho$ 相關性分佈圖(相關係數 $r=0.68$ )。	71
圖 4-2-19	V 方向流速對 $\varepsilon$ 相關性分佈圖(相關係數 $r=0.5$ )。	71
圖 4-2-20	1999/03029 的 ERS SAR 衛星照片。	72
圖 4-2-21	地形坡度斜率均方根對 $K\rho$ 相關性分佈圖。	73
圖 4-3-1	【測線 I】OR3-1217 及 OR3-1234 各測站溫-鹽圖。	81
圖 4-3-2	【測線 II】OR3-1250 及 OR3-1275 各測站溫-鹽圖。	82
圖 4-3-3	【測線 III】OR3-1470 及 OR3-1489 各測站溫-鹽圖。	83
圖 4-3-4	【測線 I】OR3-1217 水文及流速垂直深度剖面圖。	84
圖 4-3-5	【測線 I】OR3-1234 水文及流速垂直深度剖面圖。	85
圖 4-3-6	【測線 II】OR3-1250 水文及流速垂直深度剖面圖。	86
圖 4-3-7	【測線 II】OR3-1275 水文及流速垂直深度剖面圖。	87
圖 4-3-8	【測線 III】OR3-1470 水文及流速垂直深度剖面圖。	88
圖 4-3-9	【測線 III】OR3-1489 水文及流速垂直深度剖面圖。	89

圖 4-3-10	【測線 I】OR3-1217 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。	90
圖 4-3-11	【測線 I】OR3-1234 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。	90
圖 4-3-12	【測線 II】OR3-1250 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。	91
圖 4-3-13	【測線 II】OR3-1275 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。	91
圖 4-3-14	【測線 III】OR3-1470 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。	92
圖 4-3-15	【測線 III】OR3-1489 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。	92
圖 4-3-16	在黑潮流域內 $N^2$ 、 $S^2$ 、 $Ri$ 垂直深度剖面圖。	93
圖 4-3-17	在黑潮流域內 $LT$ 、 $K\rho$ 垂直深度剖面圖。	93
圖 4-3-18	測線 I OR3-1217 之 $K\rho$ 空間變化圖。	94
圖 4-3-19	測線 IT OR3-1250 之 $K\rho$ 空間變化圖。	94
圖 4-3-20	測線 III OR3-1489 之 $K\rho$ 空間變化圖。	94
圖 4-3-21	南海 OR5-1306-2 航次 $K\rho$ 垂直深度剖面圖。	95
圖 4-3-22	西太平洋 OR5-1307-3 航次 $K\rho$ 垂直深度剖面圖。	95
圖 4-3-23	南海 OR5-1306-2 航次 $\varepsilon$ 垂直深度剖面圖。	96
圖 4-3-24	西太平洋 OR5-1307-3 航次 $\varepsilon$ 垂直深度剖面圖。	96

## 表目錄

表 2-1-1	LADCP 注意事項。	7
表 2-1-2	溫鹽深儀(CTD) 基本規格表。	9
表 2-1-3	下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP) 基本規格表。	9
表 2-2-1	研究中使用航次資料說明表。	12
表 2-3-1	歷史水文資料及研究區域之季節分佈統計表。	23
表 2-3-2	QuikSCAT 衛星散射儀 3 日平均資料缺少統計表。	24
表 3-1-1	CTD 資料處理步驟。	29
表 3-2-1	處理 LADCP 的資料處理軟體說明表。	30
表 3-2-2	SOEST、LDEO、IFMG 資料處理軟體。	30
表 3-2-3	LDEO 軟體程式檔功能說明。	31
表 4-1-1	三種方法所計算的 $K\rho$ 之比值和相關係數關係表。	46
表 4-1-2	三種方法的比較整理圖。	47
表 4-2-1	歷史水文資料分別有風應力及混合層厚度數據的季節個數統計。	59
表 4-2-2	平均溫度、鹽度、風應力季節變化。	59
表 4-2-3	混合層厚度季節厚度變化及對風應力及溫度的季節相關性。	59
表 4-3-1	上層海水(水深 30~200 公尺)於各航次測站的黑潮內平均流速、 $K\rho$ 及 $\varepsilon$ 統計表。	80

## 參數及符號

DE : 密度誤差平均均方根(The Average Rms Density Error,  $0.5 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$ )。

$d$  : 行向量形式, LADCP 量測所有資料(相對速度)。

$d'$  : Thorpe位移(Thorpe Displacement,  $d'=Z_n-Z_m$ ), [m]。

$G$  : 稀疏矩陣(Sparse matrix)形式, 其元素大部分為 0 的矩陣。

$f_{30^\circ}$  : 緯度 $30^\circ$ 時的科氏參數(Coriolis parameter,  $2\Omega\sin(30^\circ)$ ,  $7.29 \times 10^{-5}$ ), [ $\text{s}^{-1}$ ]。

$kz$  : 波數(wave number), [cycle per meter (cpm)]。

$K\rho$  : 密度渦流擴散係數(Eddy Diffusion Coefficient of Density), [ $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ]。

$L_T$  : 每一段 Thorpe 位移的均方根, [m]。

$L_o$  : Ozmidov length scale, [m]。

$m$  : 行向量形式, 海水的絕對流速和儀器運動速度。

$N$  : 浮力頻率(Buoyancy Frequency,  $N=\sqrt{(-g\partial\rho)/\rho\partial z}$ ), [ $\text{s}^{-1}$ ]。

$r$  : 相關係數(The correlation coefficient)。

$Re$  : 雷諾數(Reynolds number,  $Re = Ud/\nu$ )。

$R_f$  : 通量理查遜數(Flux Richardson Number,  $\sim 0.15$ )。

$Ri$  : 理查遜數(Richardson number,  $Ri = N^2/S^2$ ), [ $\text{s}^{-2}$ ]。

$R\omega$  : 剪切與應變比值( $R\omega = \langle Vz^2 \rangle / (N^2 \langle \zeta z^2 \rangle)$ )。

$S^2$  : 剪切平方和( $S^2 = (\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2$ ), [ $\text{s}^{-2}$ ]。

$u_{LADCP}$  : LADCP 量測資料(相對速度)。

$u_{\text{絕對}}$  : 行向量形式, 海水絕對流速( $U_{\text{絕對}}$ )所有資料。

$u_{\text{儀器}}$  : 行向量形式, 儀器運動速度( $U_{\text{絕對}}$ )所有資料。

$Z_n$  : 原始位密度所對應的深度位置。

$Z_m$  : 重新排列(小到大)之位密度所對應的深度位置, 其單位為 m。

$\varepsilon$  : 紊流動能消散率(Turbulence Kinetic Energy Dissipation Rate), [ $\text{W kg}^{-1}$ ]。

$\varepsilon_\lambda$  : 內波的平均消散率。

$\Gamma$  : 混合效率(Efficiency Factor,  $\sim 0.2$ )。

$\varepsilon_\lambda$  : 內波的平均消散率。

# 一、緒論

## 1-1. 前言

紊流(Turbulence)，為流體運動呈現不規則的混合擾動現象，此現象可於不同介質中發生，例如海洋、大氣...等，1883年，英國科學家雷諾觀察流體在玻璃管中的流動情形，發現流體在流動中存在兩種完全不同結構的流態，實驗中當流速小時，墨水成一直線，而不向周圍擴散，此稱為層流(laminar flow)；當流速大時，墨水將開始不規則擴散，此稱為紊流(turbulent flow)。由於流體運動時會受到各種力量之影響，例如壓力、重力、黏滯力等，會有不同形態的流場變化，雷諾數(Reynolds number,  $Re = Ud/\nu$ )，是判斷流體流動形態的指標，雷諾數小時，流場受黏滯力影響大於慣性力，為層流；雷諾數大時，慣性力對流場的影響大於黏滯力，為紊流。而在海洋中的紊流處於分層不穩定的狀態，為了判斷水層中的垂直穩定度可以用理查遜數(Richardson number,  $Ri = N^2/S^2$ )作判別，當  $Ri < 0.25$  時，表示此區域不穩定，可能會產生紊流混合現象。其紊流具有渦流型態、隨機性、三維性、非線性、快速傳輸的特徵。

紊流造成海水垂直的混合及能量傳遞和消耗，並且有驅使溫鹽環流及維持其穩定的作用。海洋物理學者認為，為了維持大洋中的溫鹽環流的穩定垂直擴散係數需要保持  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。但 Gregg (1989) 在外海的觀測實驗結果顯示在大洋中的平均擴散係數只有  $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，相差了 10 倍，也就表示海洋中存在著強烈紊流混合的區域。

由於台灣四周環海，並位於西方邊界流流域附近，東岸終年受到北向黑潮的影響。由 Nitani (1972) 的研究中指出黑潮的起源為北赤道洋流(North Equatorial Current, NEC)，當北赤道洋流往西流至北太平洋西邊，抵達菲律賓島東部海域時，分為兩支，向南為民答那峨海流(Mindanao current)，向北則為黑潮(Kuroshio)。由於黑潮為北赤道洋流之向北分支，故夾帶著北赤道洋流海水性質，將低緯度海域的高溫、高鹽的海水輸送至高緯度海域，是西北太平洋中重要的熱能交換機制

之一。Rudnick *et al.* (2011)研究黑潮流域，利用船上的水文、流速及浮球資料，顯示在台灣東岸黑潮主軸會有季節性的變化情形，有可能受季風吹拂的風向影響，使得此處的黑潮主軸在夏季會比較遠離台灣東部，冬天則較靠近台灣東部。

台灣早期研究大多以對於黑潮的大尺度為主，但在黑潮對台灣東部海域的小尺度變化影響並沒有太多的前人研究，近年來 Chang *et al.* (2013)在綠島北方研究島嶼尾流的小尺度變化，利用 CTD 及 LADCP 的資料進行分析，觀察到黑潮通過綠島後所造成的島嶼尾流， $K\rho$  大小為  $10^{-3}\sim 10^{-1} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，比起大洋平均值大的許多。Hasegawa *et al.* (2004)在日本的 Aoga-Shima 島嶼附近觀察黑潮與島嶼的垂直結構，其研究發現在黑潮在未通過島嶼之前的紊流混合強度沒有很強烈，反而在黑潮通過島嶼後方有明顯的強烈擾動及湧升流的情形。

郭(2012)研究蘭嶼跟台東之間的黑潮對紊流混合的影響，結果中提到黑潮主軸在高流速的情況下，並不會造成紊流混合的現象，其主要是受到地形與黑潮的交互作用的影響。但由 Kaneko *et al.* (2012)在日本外海對黑潮主軸流域內做 VMP2000 及 VMP500 垂直紊流混合的觀測分析，結果發現在黑潮流域內的紊流混合強度明顯比未受黑潮影響的海域來的強烈， $K\rho$  平均大於  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， $\varepsilon$  平均大於約  $10^{-8} \text{ W kg}^{-1}$ 。

Nagai *et al.* (2009)在日本南方海域逕行 48 次的 XBT 及 Sb-ADCP 做觀測，結果指出在黑潮主軸下水深 200~250 公尺，發現黑潮鋒面造成的垂直流切影響，使得有強烈的紊流混合現象，其  $K\rho$  平均約  $10^{-4}\sim 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  間， $\varepsilon$  平均約  $10^{-8}\sim 10^{-7} \text{ W kg}^{-1}$  之間。D'Asaro *et al.* (2011)在日本海域附近觀察到黑潮與親潮的交匯處，形成一個鋒面，結果顯示此鋒面因為冷暖流交匯，造成兩水團邊界之間不穩定，有著強烈的紊流混合現象，上層邊界層  $\varepsilon$  高達  $10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$ 。Inoue *et al.* (2010) 研究墨西哥灣流的混合情形，利用了 Thorpe scale 及 parameterizations 結果指出在墨西哥灣流也有強烈的紊流混合現象。Nagai *et al.* (2012)研究中提出在黑潮內的強烈的紊流混合有兩種，一為在溫躍層內 Richardson number 偏低，由於黑潮通過造成水團不平衡造成混合；另一為是遠離黑潮主軸的高層化情形，由於內波破碎

造成混合。

海洋中造成紊流混合的能量來源一直無法全部了解，而風驅動的近慣性能量對於維持海洋混合的作用，在國際上存在很大爭議。

Zhai *et al.* (2009)在西太平洋利用解析度為  $1/12^\circ$  的模式進行風對上層海洋紊流混合的研究，風能驅動近慣性內波能量輸入到海洋表面，估計全球風力輸入能量年平均為 0.4 TW，但研究結果顯示風所造成的近慣性能量，導致海洋深度的混合估計頂多 0.1 TW，有此可知風造成的近慣性能量並非能維持全球溫鹽環流運作，造成紊流混合還需要可慮其他來源，如，地轉流、潮汐。

Matsuno and Wolkb (2005)在日本南部海域分析夏季及冬季的紊流混合變化，結果顯示兩季節的渦流擴散係數的垂直上有明顯不同，並說明風在該處海域之上層海水混合的主要機制。Jing *et al.* (2011)在副熱帶西北太平洋海域進行紊流混合觀測研究。研究發現混合存在明顯的空間變化，在呂宋海峽等地形較粗糙不平區域混合明顯增強，其主要原因是潮流與粗糙底地形間的交互作用影響，然而在地形平坦處，海洋上層的混合主要是由風趨近慣性能量所提供，混合強度也隨著季節風強度改變而有季節變化，並且在受到中尺度的反氣旋式渦旋的影響下，能量可以向下傳遞到更深的海水中。此研究表示了風趨近慣性能量對於海洋上層的混合有著重要作用。

海洋底層造成紊流混合很大的因素是受到地形的影響，例如在海底山、山脊、峽谷等地形之處，也都有前人研究結果指出受到地形影響造成強烈紊流混合。

Kunze and Toole (1997) 在北太平洋東部 Fieberling Seamount 研究指出在海底山地形上海水呈現不穩定狀態，受到潮汐與地形的交互作用影響，會有較強的紊流混合現象發生。Klymak *et al.* (2006)在 Hawaiian Ridge 研究此區域的紊流混合分析，研究結果顯示在山脊上有強烈的紊流混合，其  $K_\rho$  大於  $10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  以上，其越接近海底床則  $K_\rho$  越大，而越離山脊  $K_\rho$  則降到約  $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。Kunze *et al.* (2001)在蒙特利峽谷(Monterey Submarine Canyon)中觀測溫度、鹽度及流速，利用 parameterizations 方法估算渦流擴散係數，顯示在峽谷內  $K_\rho$  為  $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，且說明

parameterizations 方法估算渦流擴散係數結果是穩定可信的，研究結果表示此區域受到內波及峽谷地形的影響，使得該區域渦流擴散提高，並提出強烈的密度渦流擴散可能提升營養鹽通量，使得生物生產力提高。Lee *et al.* (2009) 在高屏峽谷利用 Thorpe scale 估算擴散係數，發現在海底及海洋中層有超過 10 公尺的密度翻轉，在整層的海洋擴散係數值約為  $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，其紊流混合強度比蒙特利峽谷來的大，造成原因為潮流與地形的交互作用產生內潮，導致斜溫層及底層有強烈的紊流混合現象。

Park *et al.* (2008) 從衛星影像在南大洋的凱爾蓋朗海台(Kerguelen Plateau)附近發現有藻華現象(Algal Bloom)，並使用 CTD 及 LADCP 觀測，利用 Thorpe scale 及 parameterizations 方法估算密度垂直渦流擴散係數，結果發現在水深 80 公尺處有非線性內潮且有著強烈紊流混合， $K_p$  大於  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，Park *et al.* (2008) 指出強烈紊流混合使得鐵離子垂直傳遞，造成營養鹽增加，藻類生長快，由於這樣營養鹽消耗快，藻類也死亡快，加上該區域低流速使得循環低而造成藻華現象。顯示紊流混合會提升營養鹽通量以及將下層營養鹽向上抬升。

## 1-2. 研究目的

海洋中能量的傳遞不管是大尺度或小尺度，最後會以紊流混合的型態將能量消耗，讓海洋能量達以平衡，但目前對於紊流混合的了解並未十分充足，而台灣東南海域處於多種可能發生強烈紊流混合的存在條件，例如在台灣到蘭嶼之間的地形崎嶇變化，不同季節風場的吹拂，以及強勁的西方邊界流(黑潮)，在這些因素下，前人研究說明每個條件皆是影響紊流混合的因素，而且強烈的紊流混合現象會使該區域營養鹽通量提升，帶動海洋基礎生產力增加。為了區別這些因素造成台灣東南海域紊流混合現象的影響，所以在此區域以空間及時間的變化，並區分上層及底層海水，統計分析紊流混合的形成機制主因，並將其量化之。

## 二、使用儀器及航次資料

### 2-1. 儀器介紹

此實驗研究中的航次資料主要由各研究船船上之溫鹽深儀(CTD)及本實驗室的2台下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP)一同量測，而海研五號的LADCP由國研院海洋中心所提供，裝載方式為將LADCP分別以向上及向下的方式裝載在CTD的鐵架上，如圖2-1-1上所示，LADCP跟隨著CTD下放量測海流剖面資料，LADCP資料處理需再搭配Sb-ADCP流速資料作誤差校正，而CTD下放速度為了確保資料品質皆維持在0.5~0.8 m/s左右，不超過1 m/s為原則。

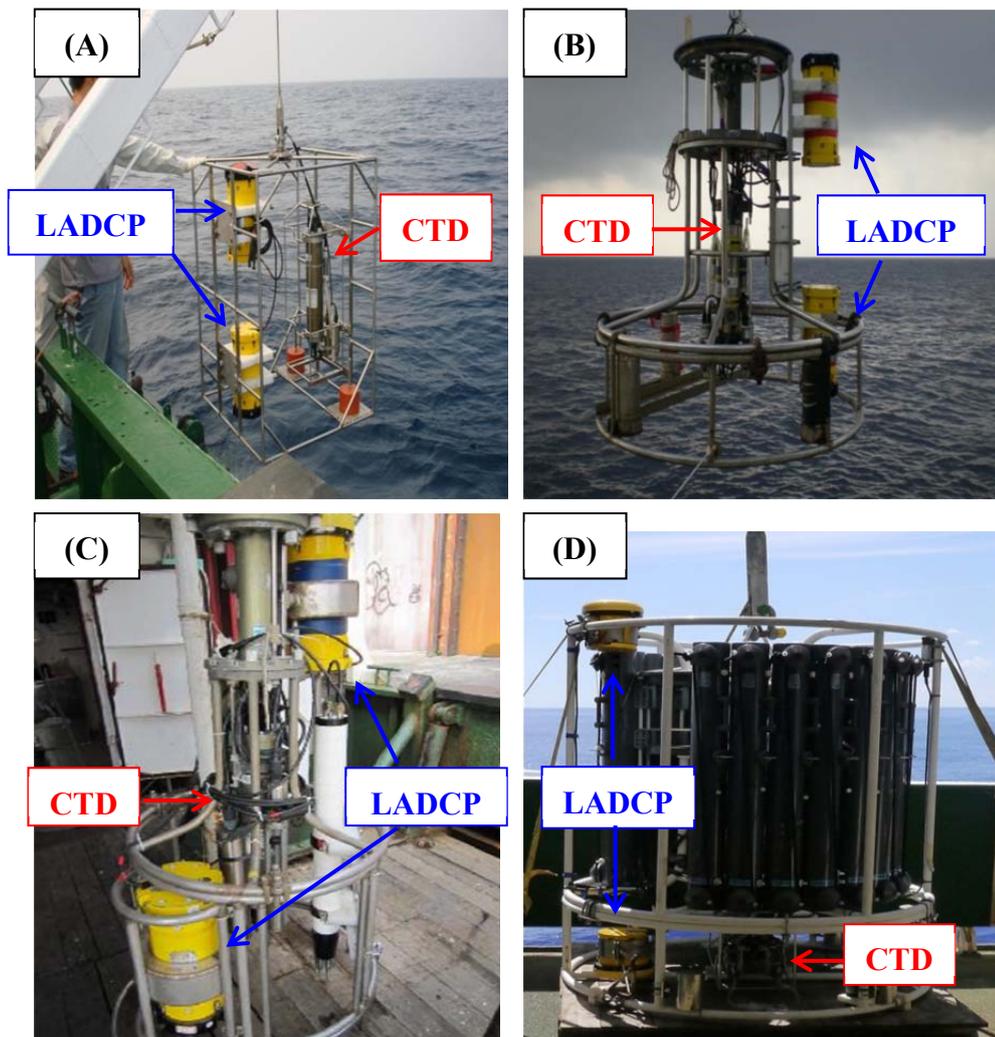


圖 2-1-1 各研究船 CTD 及 LADCP 裝載於鋼架上示意圖。

(A)、(C)於海研三號，(B)於海研一號，(D)於海研五號。

## (1) CTD 水文資料量測

溫鹽深儀(CTD)，為量測海洋中水文隨深度變化的基本儀器，主要量測海水中導電度(Conductivity)、溫度(Temperature)、深度(Depth)...等水文資料，故簡稱為CTD，在此導電度可經由轉換公式得到鹽度值，CTD也可以因研究所需，而裝載其他探針至CTD及載具上，量測不同探針的數據。在此研究中，使用Sea-Bird Electronics公司的SBE-911plus，設定採樣頻率為24Hz，耐壓深度為6800m，所使用資料參數為深度、溫度、鹽度，CTD儀器規格整理如表2-1-2，外觀說明如圖2-1-2所示。

## (2) 下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP)

下放式聲學都卜勒流剖儀，英文名為Lowered Acoustic Doppler Current Profilers，縮寫成LADCP，為量測海洋中海流垂直剖面重要儀器之一，LADCP儀器規格整理如表2-1-3，外觀如圖2-1-3所示，可裝載在CTD的鐵架上隨CTD下放及上收，其中LADCP音鼓分別向上與向下的同步發射音波，若非同步發射可能造成干擾，再利用聲學都卜勒效應的原理，測得海水各深度層流場剖面的相對流速( $U_{LADCP} = U_{絕對} + U_{參考層}$ )，利用底部跟蹤(Bottom track)或GPS計算出參考層水平流速，進而分析處理後得到絕對流速，基於此原理，目前處理LADCP資料方法有兩種，一種由Fischer and Martin (1993)提出的剪切法(shear method)，另一種由Martin (2002)提出的逆推法(inverse method)，利用其兩種方法產生三個LADCP資料處理軟體，分別為SOEST(剪切法)、LDEO(逆推法)、IFMG(逆推法)，在論文中以LDEO軟體(逆推法)處理，在第三章第二節會加以說明。LADCP可以改善傳統觀測海流中定點式無法大範圍觀測的缺點，並避免人為破壞錨錠串的風險及減少實驗成本，還可以彌補Sb-ADCP的量測深度不足的限制，可觀測深海區域海流剖面，目前已經廣泛地應用在世界海洋環流實驗(WOCE)和氣候變遷(CLIVAR)等大型的研究計畫上面，並且已獲得許多資料，對於世界海洋海流觀測有不錯的貢獻。

LADCP 在下放前及過程需要注意表 2-1-1 所示事項，以確保資料品質，減少誤差產生。

表 2-1-1 LADCP 注意事項。

<b>【 安 裝 作 業 】</b>	
1	需確認電池電量(40V 以上)。
2	LADCP 上下兩台的四音鼓方位要相對應。(上面為 Slave；下面為 Master)
3	兩台 LADCP 之間需要連接一條原廠電纜線，使兩台能同步發射音波。
4	安裝的鐵架平均配重要達平衡，保持施放時不傾斜。
<b>【 施 放 之 前 】</b>	
1	需校正時間與 CTD、GPS、Sb-ADCP 同步。
2	輸入執行檔時要先給 Slave 在給 Master，啟動儀器紀錄。
<b>【 施 放 過 程 】</b>	
1	下放速度平均約 0.5(m/s)，不要超過 1.0(m/s)。
2	CTD 纜繩與垂直海表方向夾角在 10°內，不要超過 15°。
3	LADCP 在海下的傾斜角( $\theta$ )在 15°內，不要超過 22°。
4	LADCP 在海中傾斜角變化梯度( $\partial\theta$ )在 2°內，不要超過 4°內。
5	若無法下放到海底，需在探測做深處停留 2~5 分鐘。
<b>【 施 放 完 畢 】</b>	
1	先對 Master 輸入停止指令再對 Slave 輸入，關閉儀器紀錄。

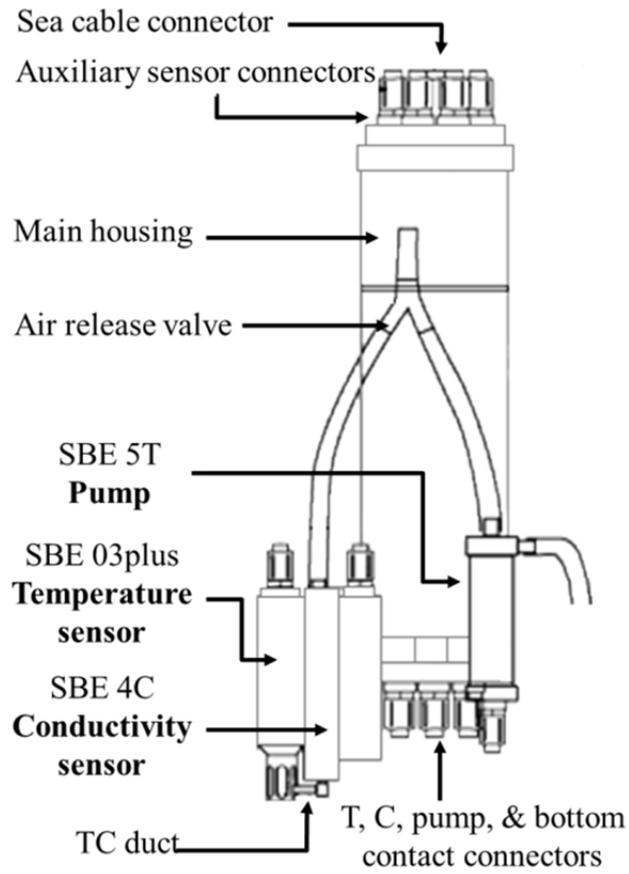


圖 2 - 1 - 2 溫鹽深儀(CTD) 外觀圖。

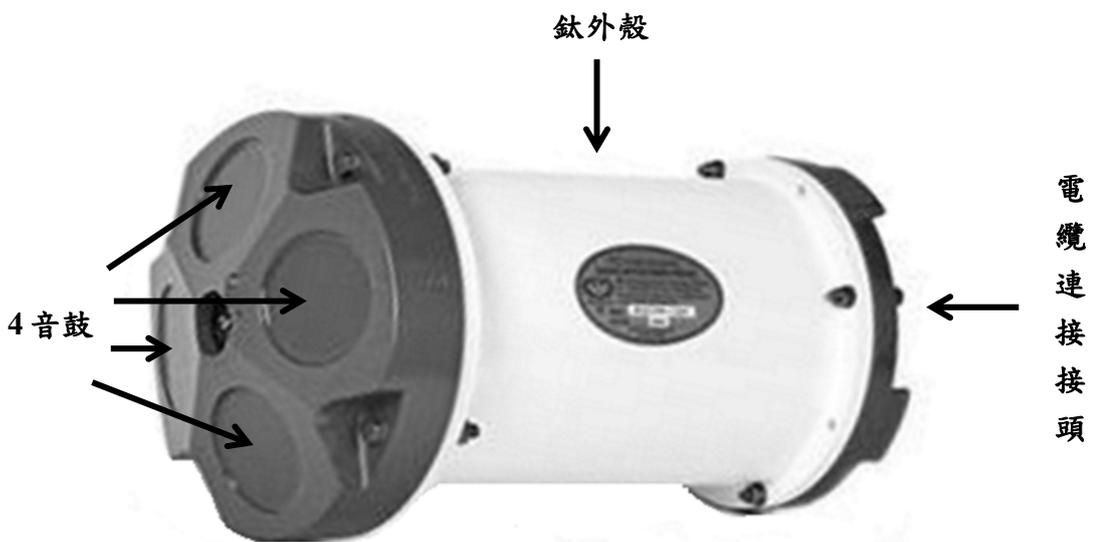


圖 2 - 1 - 3 下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP) 外觀圖。

表 2-1-2 溫鹽深儀(CTD) 基本規格表。

項 目	內 容	項 目	溫度(°C)	導電度(S/m)	深度(m)
型 號	CTD SBE-911plus	範 圍	-5~35	0~7	0~6800
製造公司	Sea-Bird Electronics (SBE)	準 確 度	0.001	0.0003	0.015%
取樣頻率	24Hz	解 析 度	0.0002	0.00004	0.001%
耐壓深度	6800 m	反應時間	0.065 (s)	0.065 (s)	0.015 (s)

表 2-1-3 下放式聲學都卜勒流剖儀(LADCP) 基本規格表。

項 目	內 容	項 目	內 容
型 號	Self-Contained 300kHz ADCP	B i n 間 距	10 m
製造公司	Teledyne RD Instruments (RDI)	B i n 數	20 層
取樣頻率	1Hz (max to 10 Hz)	準 確 度	±0.5cm/s
耐壓深度	6000 m	解 析 度	0.1cm/s

## 2-2. 航次資料

### (1) 研究區域範圍

此論文的研究範圍為台灣東南區域(圖 2-2-1)，其中涵蓋呂宋海峽北端、南縱海槽、台東峽谷、花東海盆、加瓜海脊、及蘭嶼全島，此區域海流經年受強勁的西方邊界流向北的影響，造成海水垂直分層混合變化，而且在夏季受西南季風及冬季受東北季風的風場變化影響，使得黑潮主軸會在蘭嶼左右擺盪變化，研究範圍以蘭嶼為中點( $22.05^{\circ}\text{N}$ ,  $121.55^{\circ}\text{E}$ )，南北邊界分別為  $21.5^{\circ}\text{N}$  和  $22.6^{\circ}\text{N}$ ；東邊界為  $123^{\circ}\text{E}$ ；西邊界為  $120.85^{\circ}\text{E}$ ，在此研究中先以歷史水文資料大範圍的分析此研究區域不同機制的影響下對紊流混合的變化，再使用航次資料，共有 8 次航次，由海研三號和海研五號執行資料探測，各航次資料說明如表 2-2-1 所示，在針對黑潮潮流經於此研究區域分為三條測線 I(蘭嶼南方)、測線 II(台灣東岸至蘭嶼)、測線 III(蘭嶼北方)觀察在不同季節黑潮通過前後過程中的時間變化，三條測線位置圖，如圖 2-2-2 所示，其餘非此三條測線的航次，為 2013 年 6 及 7 月海研五號的航次資料(OR5-1306-2、OR5-1307-3)，分別在南海及西太平洋，以兩測站作為此研究中的大洋深海紊流混合的背景參考值。

### (2) 三測線航次

#### 【測線 I】

位於蘭嶼南方，沿著緯度  $21.9^{\circ}\text{N}$ ，跨越過黑潮主軸流域，觀測航次測站為 OR3-1217 和 OR3-1234 的 T1~T4 站，測站點位置分別以圖 2-2-3 及圖 2-2-6 所示，兩航次的海底地形剖面為圖 2-2-5 及圖 2-2-7 所示，觀察黑潮還未受到蘭嶼地形阻擋影響的紊流變化。

#### 【測線 II】

位於蘭嶼正西方，沿著緯度  $22.05^{\circ}\text{N}$ ，觀測航次測站為 OR3-1250 和 OR3-1275 的 S1~S6 及 S1~S4 站，測站點位置分別以圖 2-2-8 及圖 2-2-

10 所示，兩航次的海底地形剖面為圖 2-2-9 及圖 2-2-11 所示，觀察黑潮通過蘭嶼時的紊流變化。

### 【測線 III】

位於蘭嶼北方，沿著緯度 22.2°N，跨越過黑潮主軸流域，觀測航次測站為 OR3-1470、OR3-1489 和 OR3-1217 的 K1~K4，測站點位置分別以圖 2-2-12、圖 2-2-14 及圖 2-2-3 所示，三航次的海底地形剖面為圖 2-2-13、圖 2-2-15 及圖 2-2-4，觀察黑潮受到蘭嶼地形阻擋影響後的紊流變化。

### (3) 南海及西太平洋航次

航次 OR5-1306-2 航經南海至國境之南太平島，最深探測至 4404 公尺，並在太平島周圍以 SB-ADCP 觀測海流，並且密集的作 CTD 觀測，測站位置圖如圖 2-2-16 所示；航次 OR5-1307-3 沿著北緯 23.5°從台灣東岸至東經 128°，最深探測到 6124 公尺，測站位置圖如圖 2-2-17 所示。兩此區域為大洋深海區域與此研究的研究區域截然不同，故以這兩次航次與其他航次作為比較觀察。

表 2-2-1 研究中使用航次資料說明表。

航次	年	日	領	使用	使用
次	月	期	隊	儀器	測站數
測線 I 21.90 °E				(蘭嶼南方)	
1	OR3-1217	2007/04	21~25	陳餘鑿	CTD、LADCP 8
2	OR3-1234	2007/07	07~08	曾若玄	CTD、LADCP 4
測線 II 22.05 °E				(台灣東岸到蘭嶼)	
3	OR3-1250	2007/10	11~12	Vitalii	CTD、LADCP 6
4	OR3-1275	2008/03	16~17	張育嘉	CTD、LADCP 4
測線 III 22.2 °E				(蘭嶼北方)	
5	OR3-1470	2010/06	20~24	陳慶盛	CTD、LADCP 7
6	OR3-1489	2010/09	24~27	邱瑞焜	CTD、LADCP 7
南海及西太平洋					
7	OR5-1306-2	2013/06	17~30	楊文榮	CTD、LADCP 5
8	OR5-1307-3	2013/07	15~23	楊文榮	CTD、LADCP 5

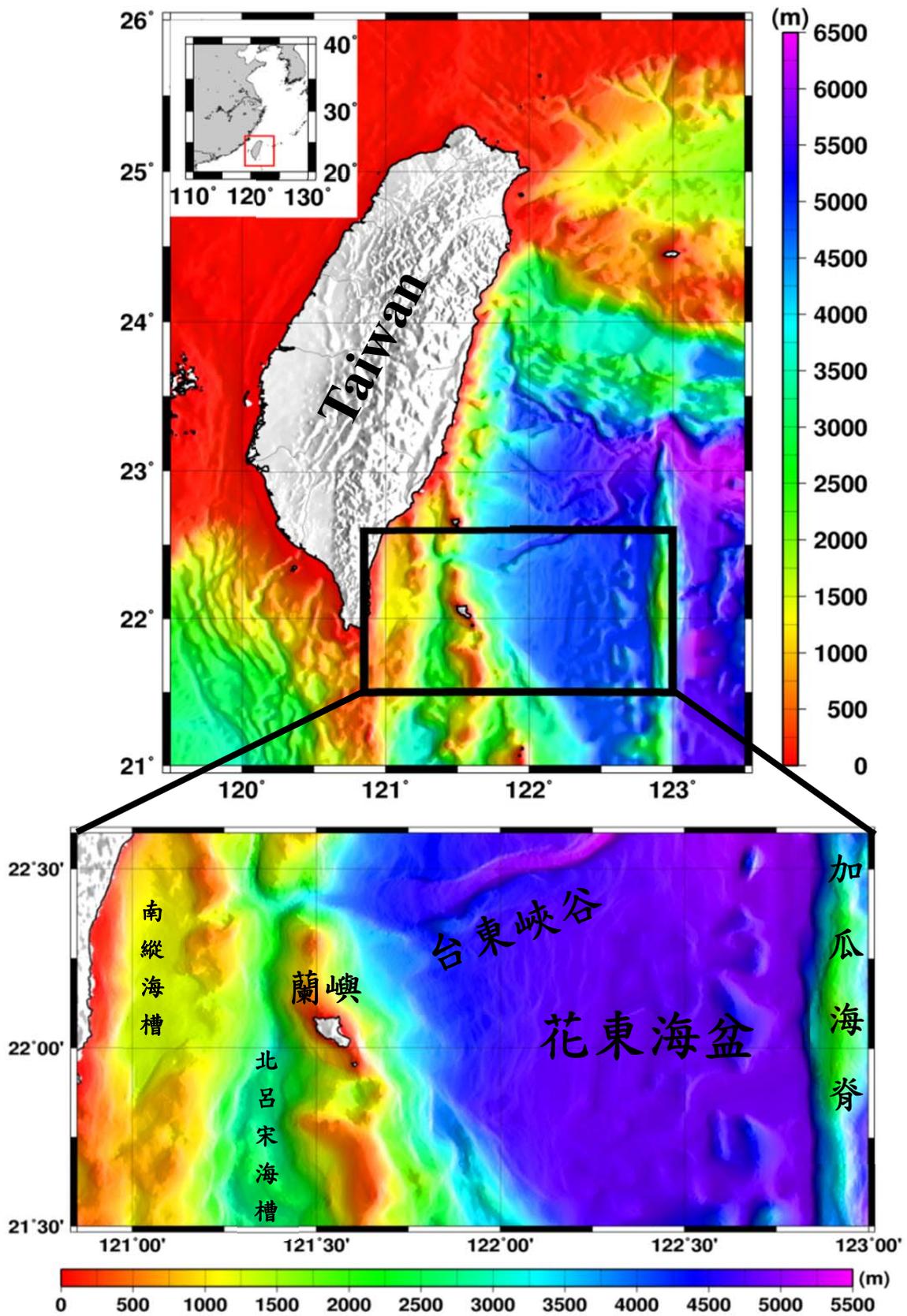


圖 2-2-1 研究區域海底地形圖。

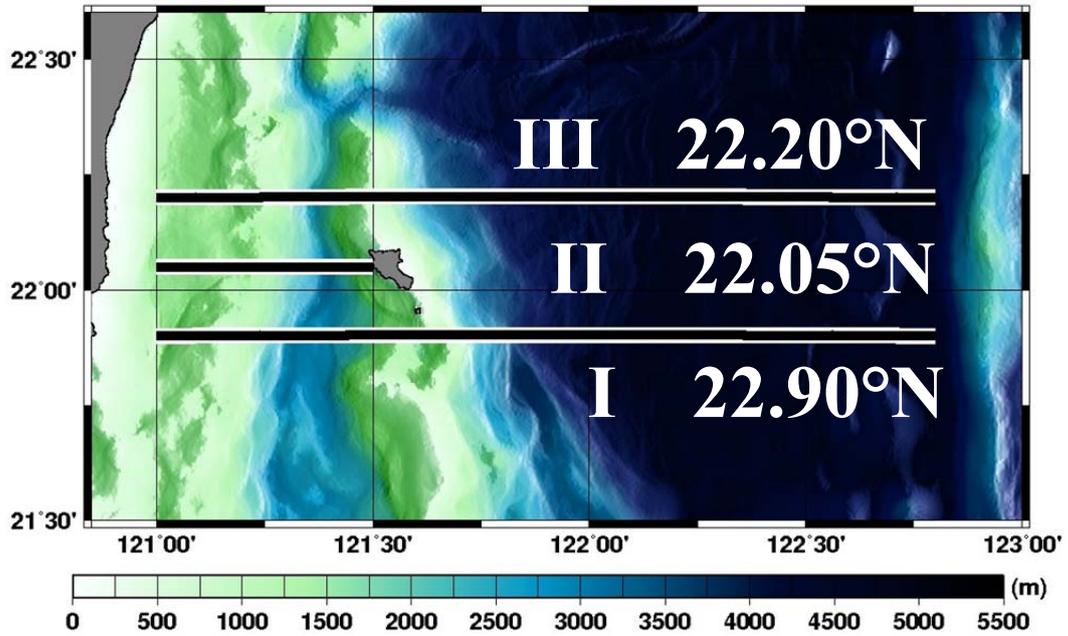


圖 2-2-2 三條測線位置示意圖。

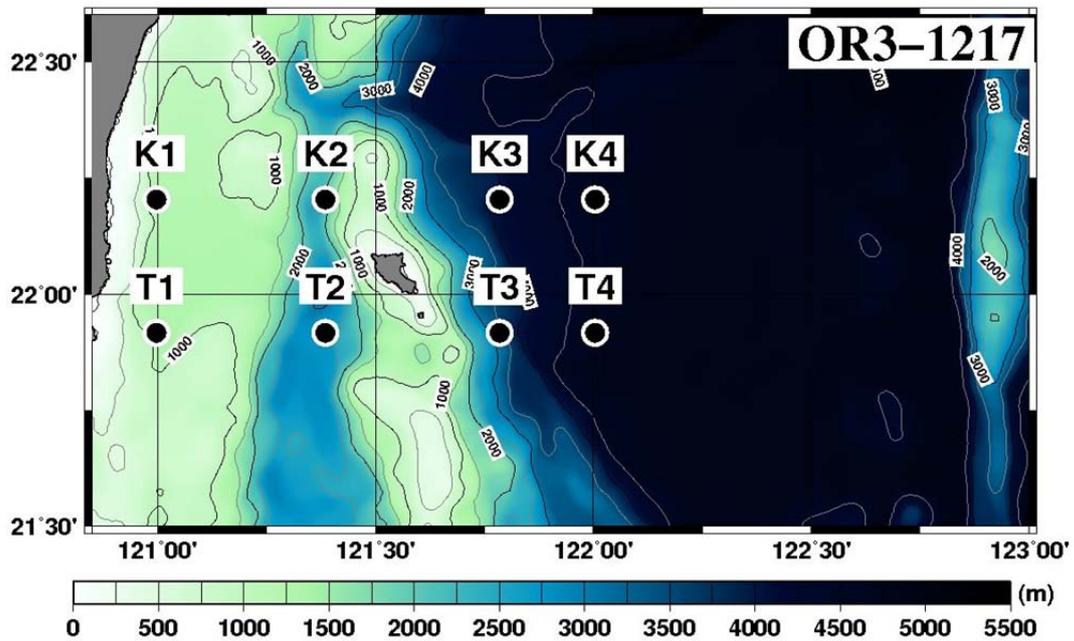


圖 2-2-3 OR3-1217 測站位置圖。

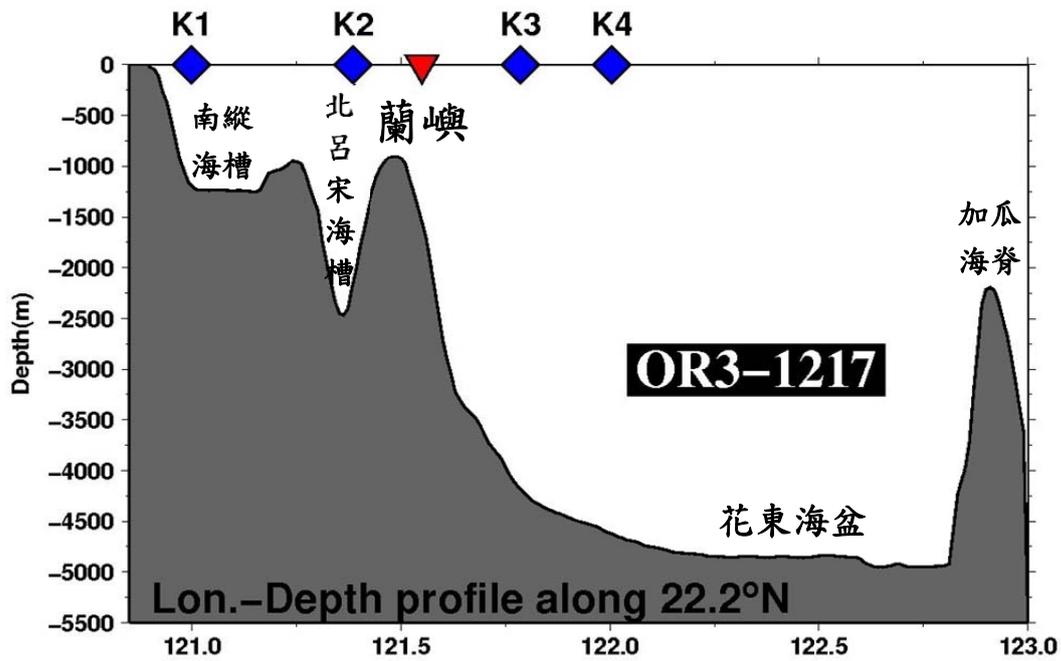


圖 2-2-4 OR3-1217 之 K1~K4 海底地形剖面圖。

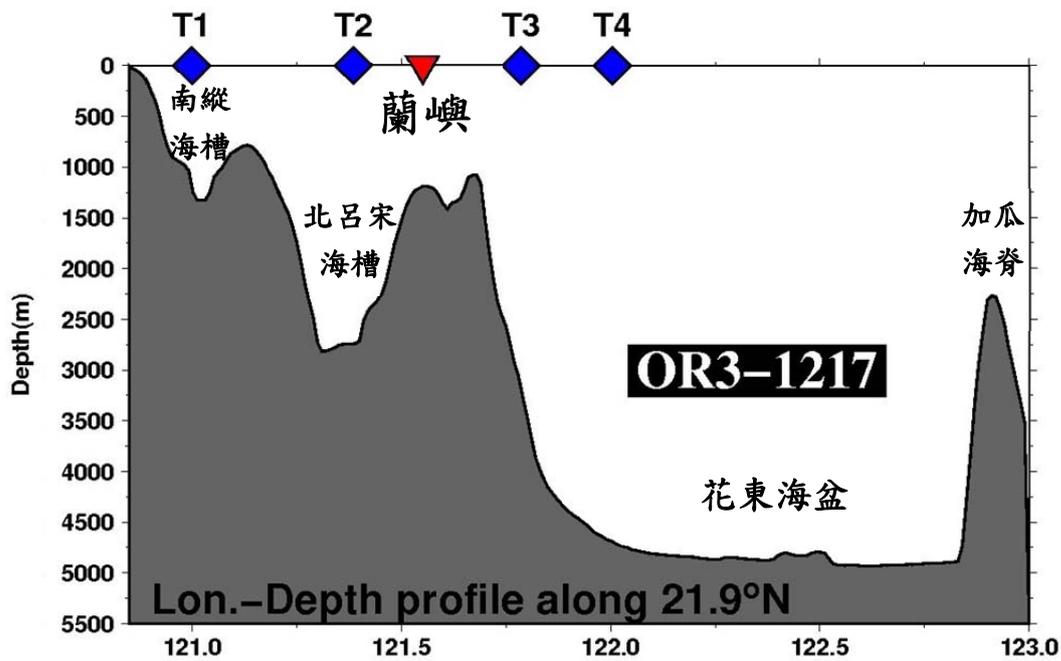


圖 2-2-5 OR3-1217 之 T1~T4 海底地形剖面圖。

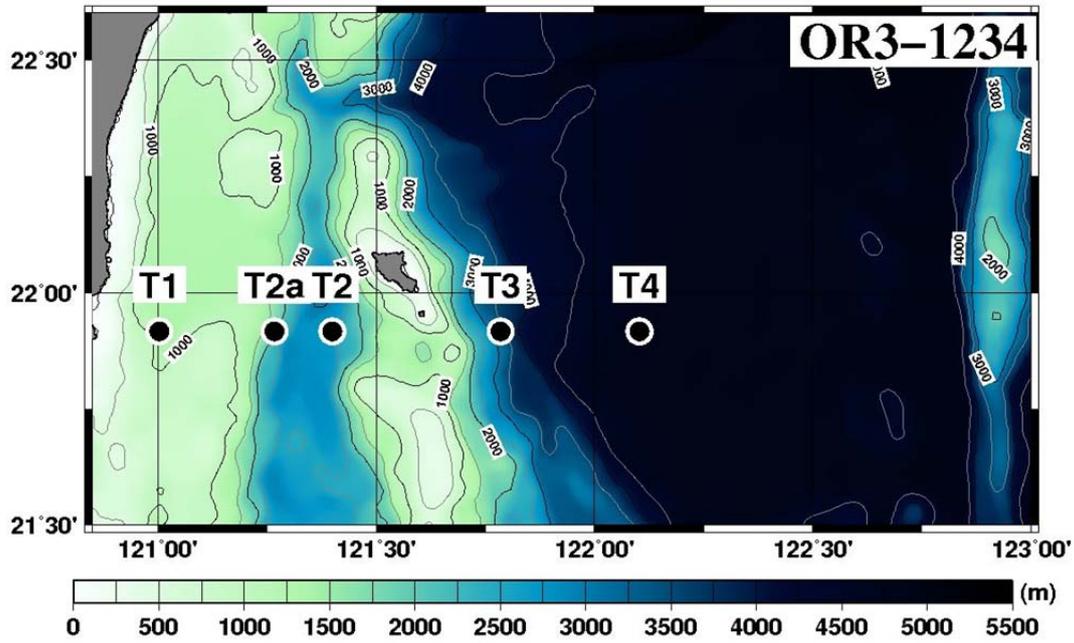


圖 2-2-6 OR3-1234 測站位置圖。

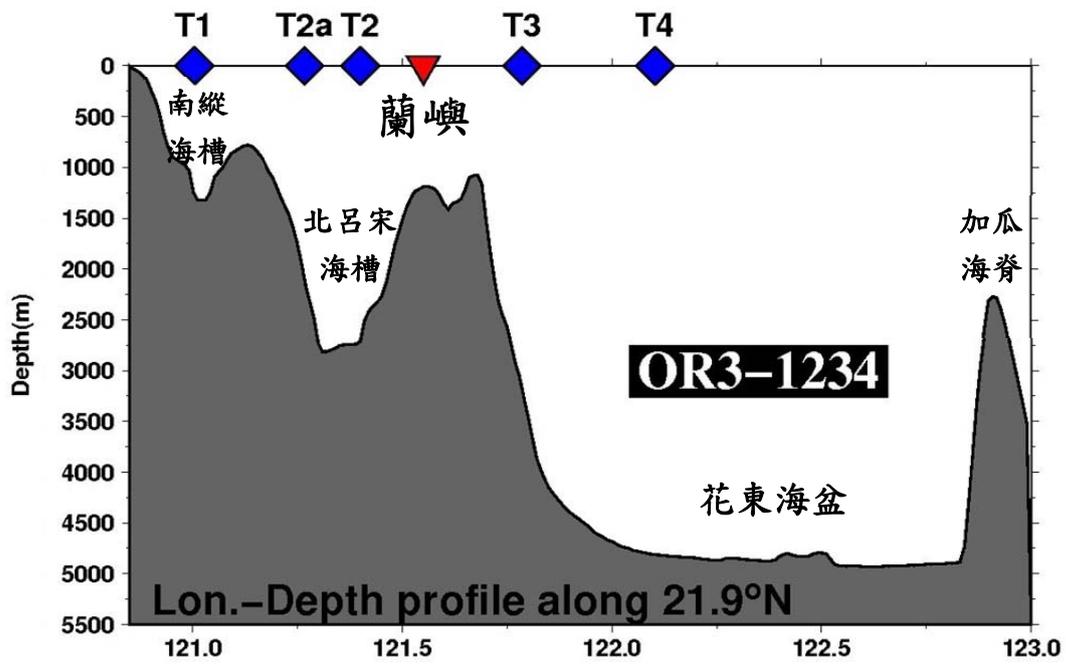


圖 2-2-7 OR3-1234 海底地形剖面圖。

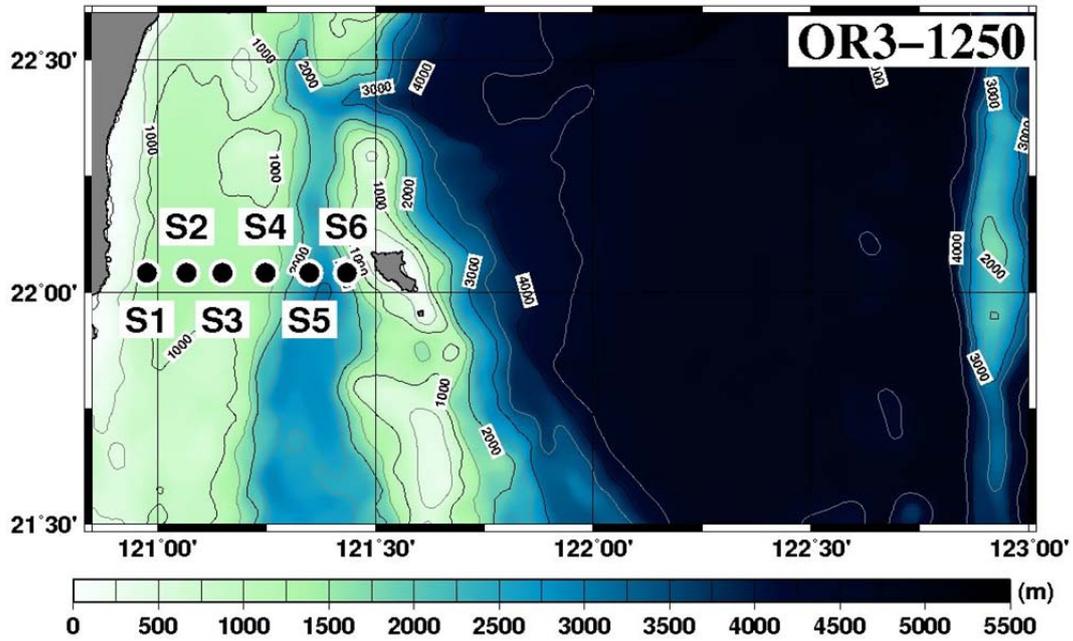


圖 2-2-8 OR3-1250 測站位置圖。

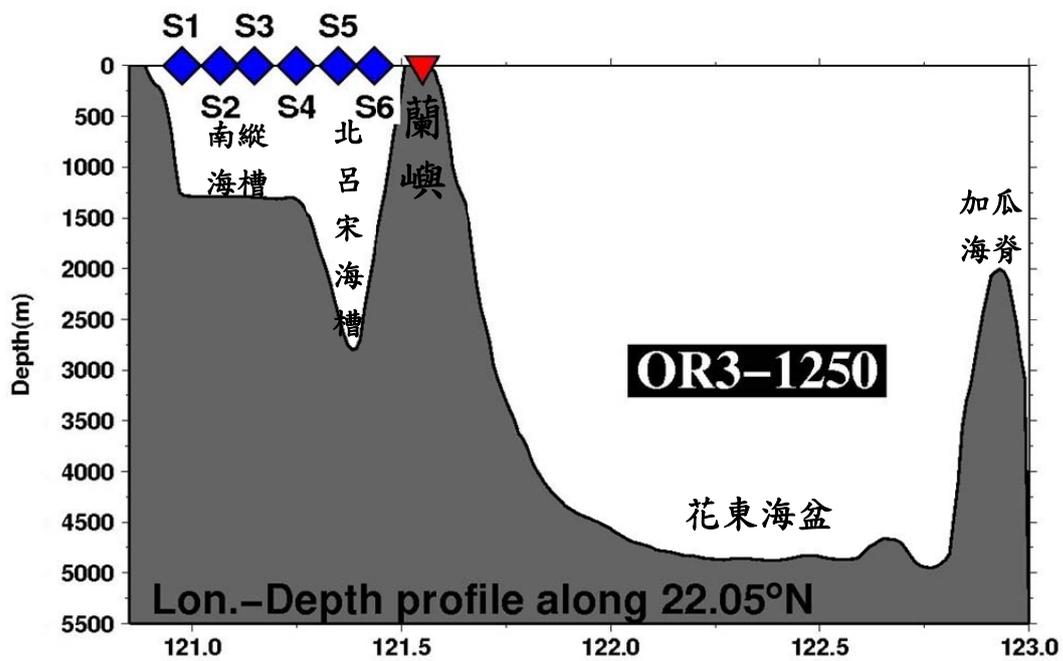


圖 2-2-9 OR3-1250 海底地形剖面圖。

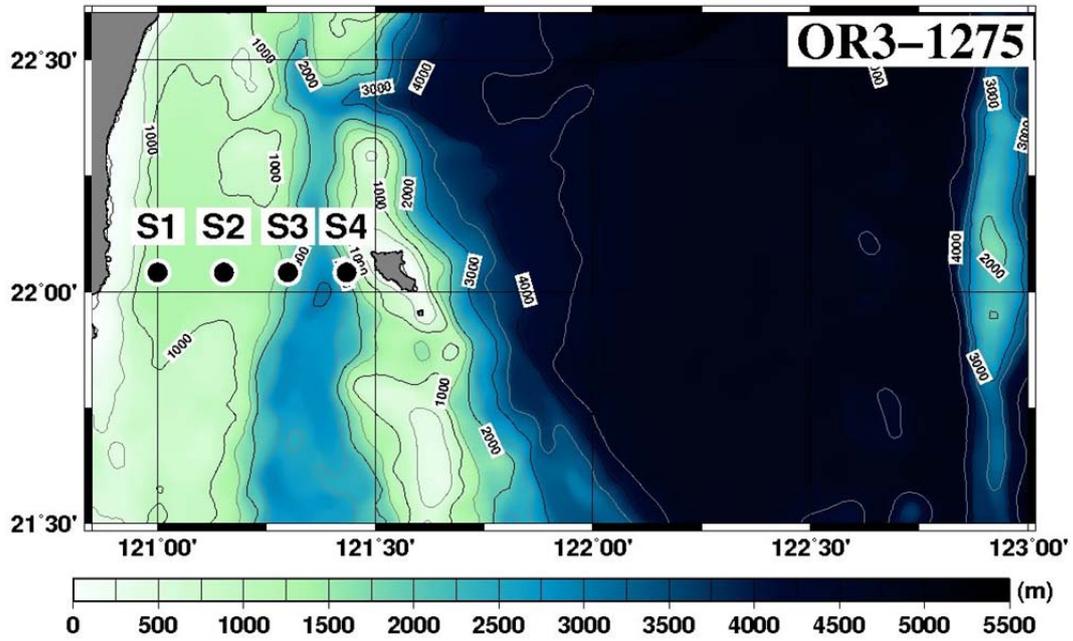


圖 2 - 2 - 10 OR3-1275 測站位置圖。

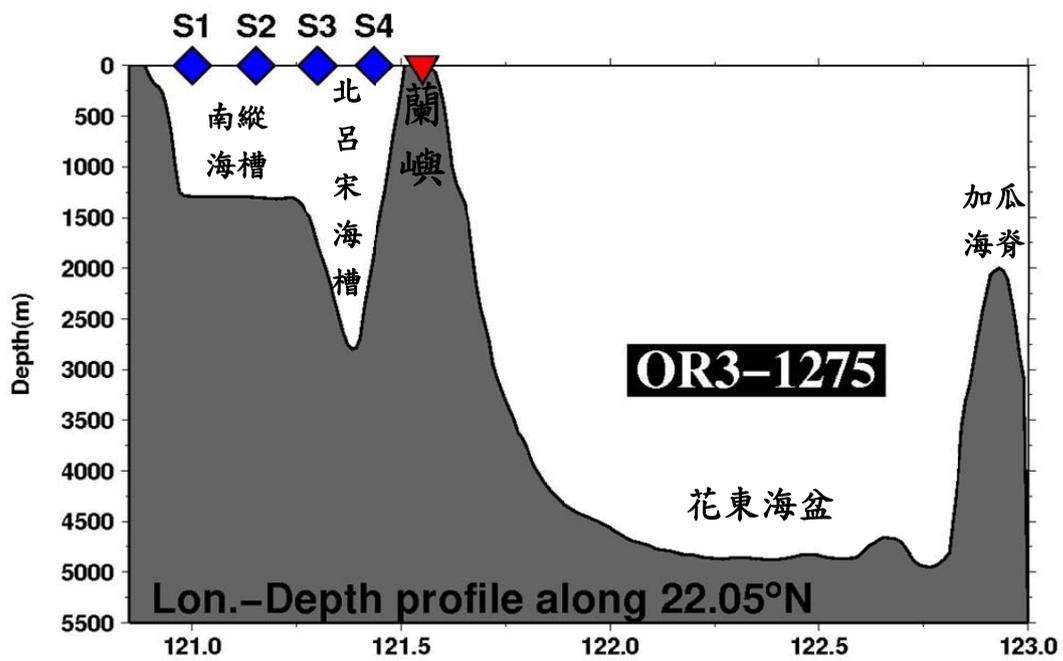


圖 2 - 2 - 11 OR3-1275 海底地形剖面圖。

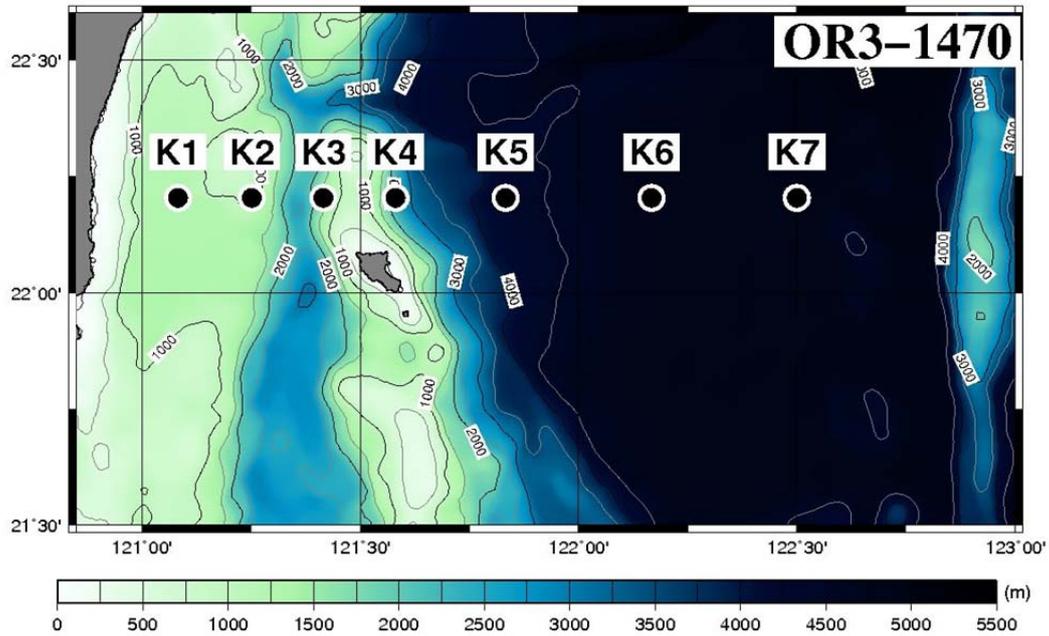


圖 2 - 2 - 12 OR3-1470 測站位置圖。

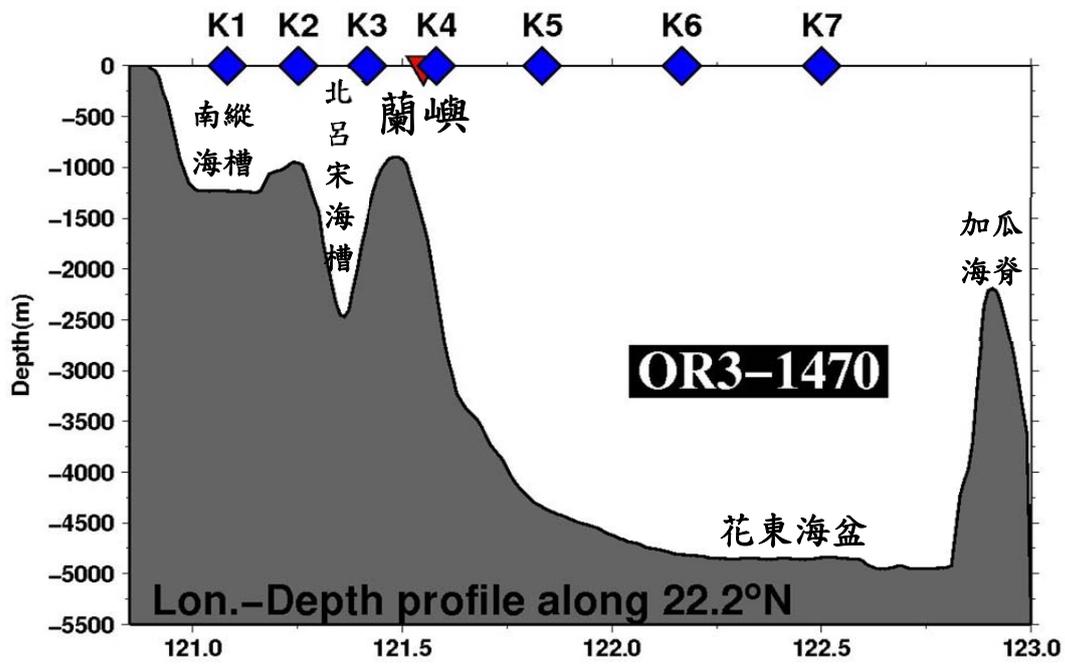


圖 2 - 2 - 13 OR3-1470 海底地形剖面圖。

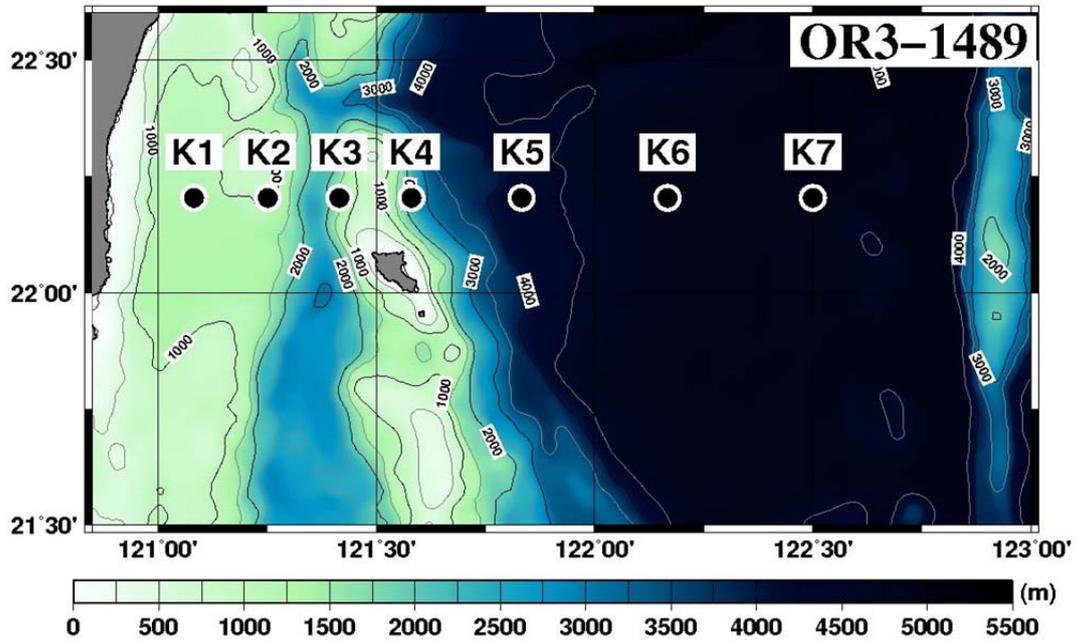


圖 2-2-14 OR3-1489 測站位置圖。

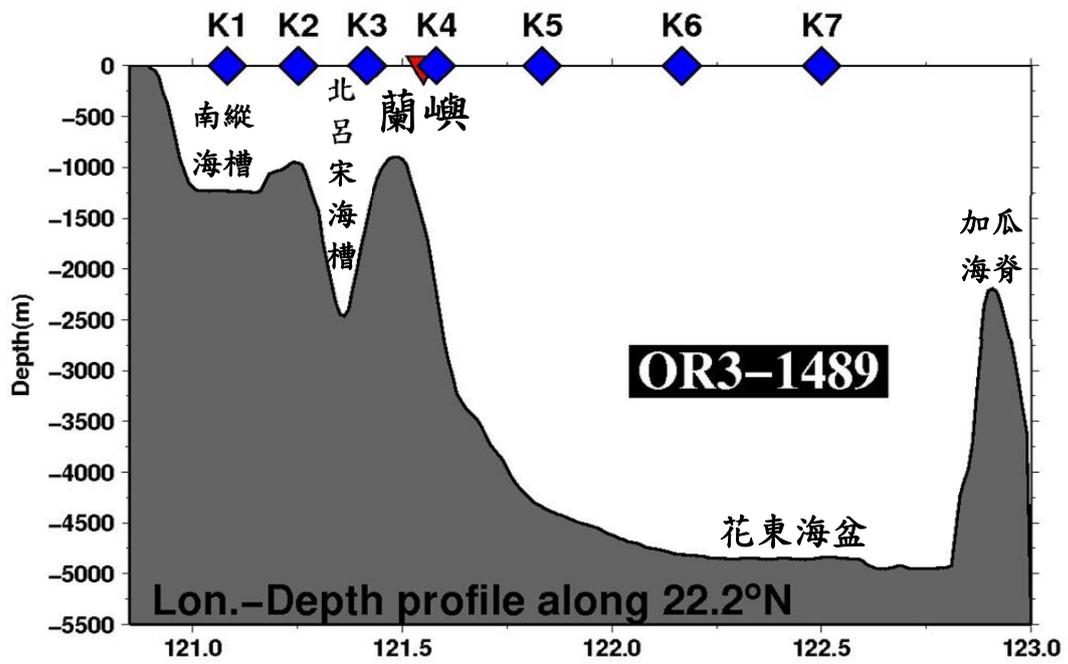


圖 2-2-15 OR3-1489 海底地形剖面圖。

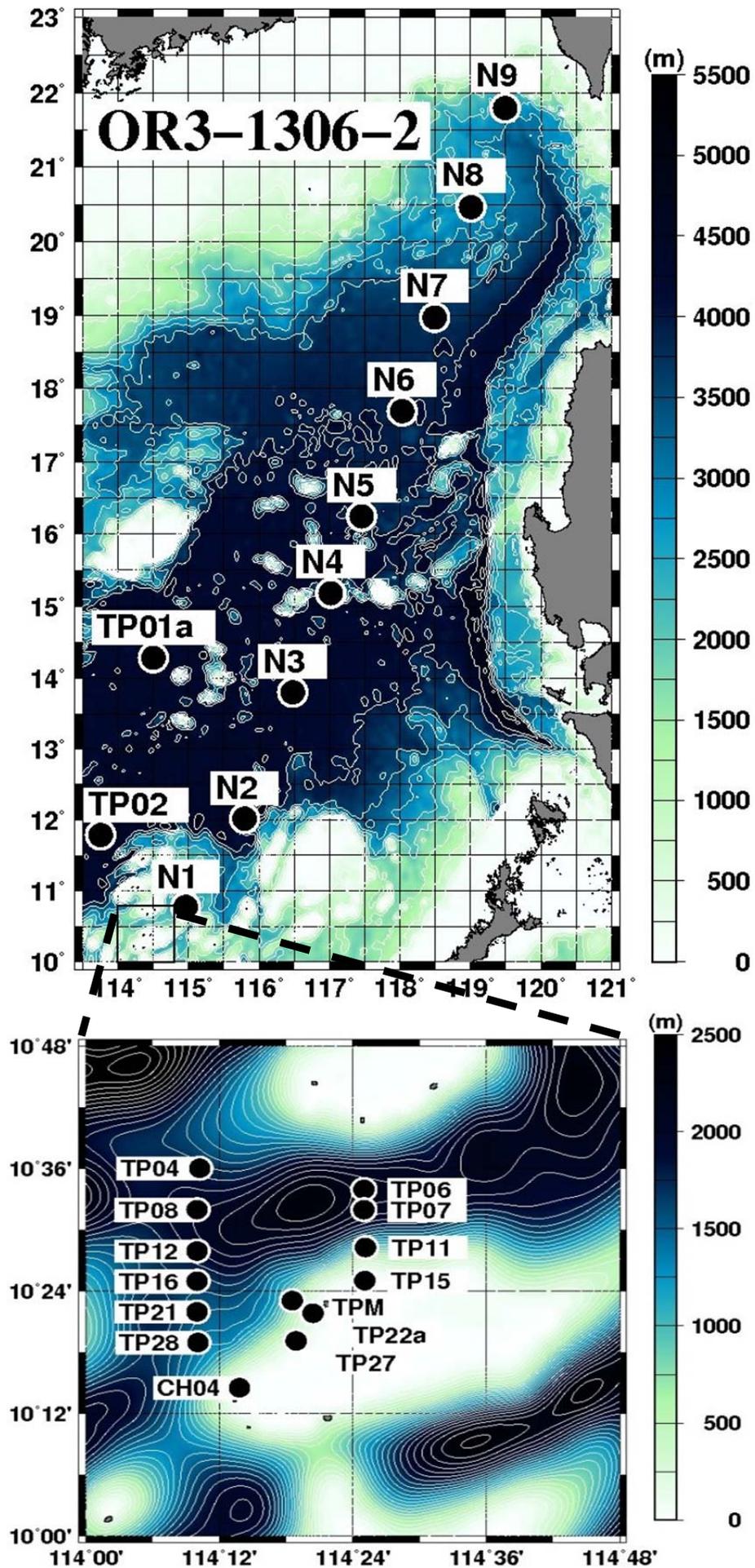


圖 2-2-16 OR5-1306-2 測站位置圖。

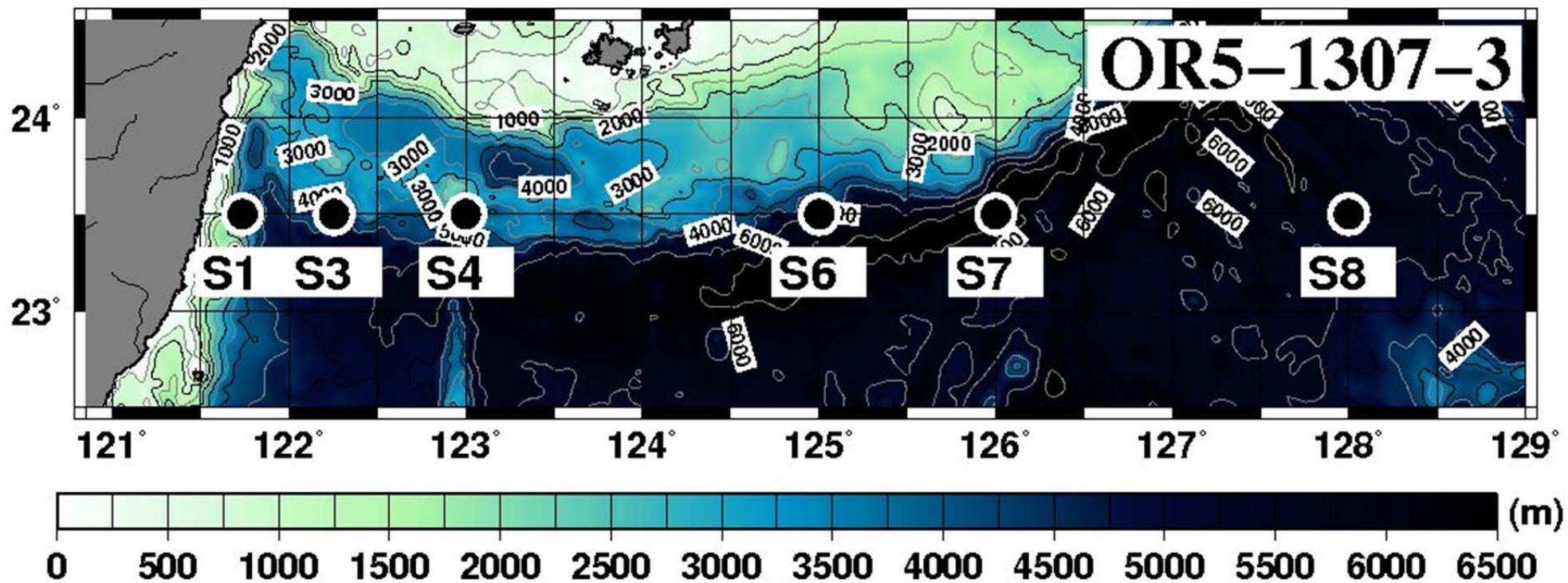


圖 2-2-17 OR5-1307-3 測站位置圖。

## 2-3. 其他資料

### (1) 歷史水文資料

來自行政院國家科學委員會海洋學門資料庫，由國內研究船(海研一、二、三號及水試一號)上的溫鹽深儀(CTD)及浮球和錨錠等水文資料所提供，將全部資料經過 ASCII 轉換，再將每測站的資料畫出溫鹽密的資料剖面圖，使用人工目測方式檢查資料的是否正確，並將誤差數據濾掉，溫度設定在 0°C~40°C，鹽度則定在 30 psu~36 psu，密度則設定在 17 kg/m<sup>3</sup>~27 kg/m<sup>3</sup>，最後統計去掉極值，其中研究船的航次大部分所測量的資料平均成每 1 公尺一筆資料，其餘資料因解析度不同也有 2 公尺、5 公尺、10 公尺一筆等，全部資料範圍約為經度從 105°E 到 130°E 及緯度從 3°E 到 32°E，時間為從 1986 年 1 月到 2012 年 11 月，收集了 44079 個水文剖面資料，區域分佈如圖 2-3-1 所示，季節統計分佈如表 2-3-1 所示，春、夏、秋季節資料量較多，冬季而比較少，符合研究的範圍總共 730 有個水文剖面資料，其中只選取資料解析度為 2 公尺以內的水文資料，以及量測深度需要超過 256 公尺的資料作之後的研究分析，因為 Parameterization 方法中利用 Strain 所估算紊流強度，所需資料長度至少為 256 公尺，區域內資料分佈圖如圖 2-3-2 所示。

表 2-3-1 歷史水文資料及研究區域之季節分佈統計表。

資料類別	全部資料		研究區域	
	個數	百分比 (%)	個數	百分比 (%)
春季	12981	29.44	244	33.42
夏季	11600	26.32	214	29.32
秋季	13933	31.61	221	30.27
冬季	5565	12.63	51	6.99
總數	44079	100	730	100

## (2) 風應力(Wind Stress)

來自 NASA QuikSCAT 衛星散射儀(Quick SCATterometer)所測量的海表 10 公尺高的風矢資料，利用衛星搭載的 SeaWinds 散射計發射微波，藉由發射微波至海面，被波浪所散射，再利用所接收到的回波大小和方位角來反演算二維海面風速及風向數據，執行期間從 1999 年 7 月 19 日~2009 年 11 月 19 日，全球涵蓋約 90%面積，掃描寬幅 1800 公里，解析度為  $0.25^\circ$ ，網格大小約  $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ ，數據大小為  $1440 \times 720$  (經度  $0^\circ \sim 360^\circ$ ；緯度  $-90^\circ \sim 90^\circ$ )，一日通過兩次(早、晚)，可選擇每日、3 日平均、1 週平均、1 月平均的資料平均，在此選用 3 日平均對於之後研究分析，表 2-3-2 為資料缺少統計。

Chen (2007)對 QuikSCAT 衛星風場進行校驗，其結果顯示 QuikSCAT 的風速比觀測值誤差約  $0.3\text{ m/s}$ ，風向的平均誤差約在  $20^\circ$  以內，可見 QuikSCAT 衛星的風場資料品質良好，故在此研究不再進行資料校正與檢驗。

表 2-3-2 QuikSCAT 衛星散射儀 3 日平均資料缺少統計表。

年份	無資料天數	無資料日期
1999 年	1	11/18
2000 年	1	11/17
2001 年	4	05/12、05/13、07/08、11/18
2002 年	2	03/20、11/19
2006 年	1	07/16
2008 年	2	11/26、11/27
2009 年	1	09/04

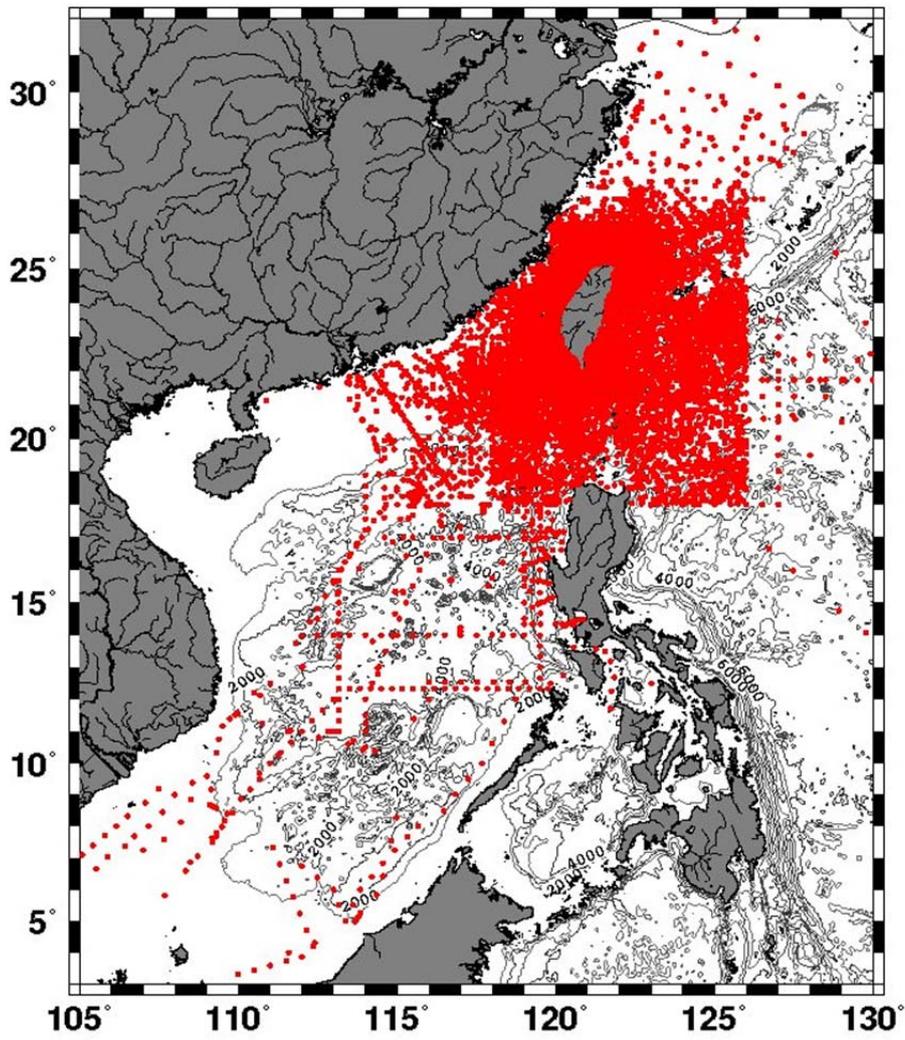


圖 2-3-1 歷史水文資料分佈圖。

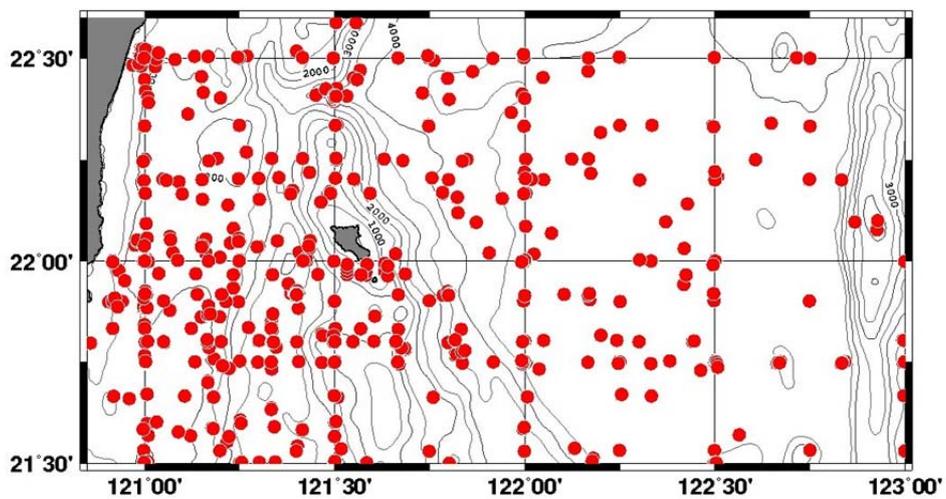


圖 2-3-2 歷史水文資料中研究區域之分佈圖。

### 三、資料處理及分析方法

航次資料的資料處理分為 CTD 及 LADCP 資料轉檔及處理，隨著計算方法的不同，會將 CTD 的資料平均成每 1 秒一筆與每 2 公尺一筆的解析度；在此研究中利用 CTD 水文資料的分析方法有兩種，分別為 Thorpe scale method 和 Parameterization-Strain 方法去間接估算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )及紊流動能消散率( $\epsilon$ )，兩種方法使用水文資料的溫度、鹽度、壓力做運算求得位溫、密度、浮力頻率...等數據，再由程式計算得到 $K\rho$ 和 $\epsilon$ ；利用 LADCP 的流速資料的分析方法為 Parameterization-Shear 方法，利用剪切變化一樣可以估算密度渦流擴散係數及紊流動能消散率。在此研究中將利用這三種方法分別來探討研究區域時空變化的紊流特性。

#### 3-1. CTD 資料處理

本次研究 CTD 資料為海研三號及海研五號所測量，為了保持資料品質，下放速度保持在 0.8 m/s 以內，採樣頻率為 24 Hz，採樣解析度約為 3.3 公分，而在轉檔過程中，使用軟體為 Sea-Bird Electronics 公司提供的軟體(SBE Data Processing)，因 2011 年轉檔程式有做更新，故 2011 年之後使用新版本作轉檔，然而之前航次沿用舊的程式轉檔，在處理過程步驟相同及資料平均皆設為 1 秒、2 公尺，資料解析度約為 0.8 公尺、2 公尺，因為在此研究中估算密度渦流擴散係數的兩種方法所需資料解析度不同，故作此不同的資料平均，Thorpe scale method 使用 1 秒的平均資料做之後計算；Parameterization 使用 2 公尺的平均資料做之後計算，研究中所用來算的資料皆只使用下放資料來做，CTD 資料處理步驟分為四個步驟，一開始將原始資料利用 Data conversion 來執行轉檔過程，再由 Filter 來做低通濾波及 Loop edit 來去除深度反轉和低下放速度的資料，最後使用 Bin Average 來做不同的資料平均，可依照研究所需來而調整，步驟及功能說明如表 3-1-1 CTD 資料處理步驟表 3-1-1 所示。

## 3-2. LADCP 資料處理

目前在處理 LADCP 的資料處理軟體有三個，如表 3-2-1 所示，SOEST、LDEO、IFMG，其中需要用 Sb-ADCP、GPS、Bottom track 資料做誤差修正，但在做深海實驗時無法收集 Bottom track 的資料，最常見的情況為只有 GPS 和 Sb-ADCP 資料可以來做 LADCP 資料誤差修正，由 Thurnherr (2010) 研究中分別對三個處理軟體使用不同資料修正誤差案例做比較，如表 3-2-2 所示，平均誤差以 LDEO 和 IFMG 兩者差不多，約誤差 3.5 cm/s，再看常出現的情況(GPS + Sb-ADCP)和(Bottom track + GPS + Sb-ADCP)校正案例來看，LDEO 處理軟體是三個處理軟體誤差是最小的，為 3.3 cm/s 和 2.6 cm/s，所以在此研究皆利用 LDEO 軟體處理 LADCP 流速資料，此軟體只能處理 RDI 公司的 LADCP 的資料，無法使用在 SonTek 公司的 LADCP 的資料，而此研究中所用 LADCP 資料皆為 RDI 公司所製造。

### (1) LDEO 處理軟體原理

原理為逆推法(Inverse method)，LADCP 所量測的資料為(式 3-2-1)：

$$u_{LADCP} = u_{絕對} + u_{儀器} \quad (式 3-2-1)$$

$u_{LADCP}$ ：LADCP 量測資料(相對速度)。

$u_{絕對}$ ：海水絕對流速。

$u_{儀器}$ ：儀器運動速度。

由圖 3-2-1 所示，假設 LADCP 設 4 層，海表至海底量測到 6 組深度資料，共 24 筆資料  $u_{LADCP}$ ，每組資料各對應一筆  $u_{儀器}$ ，若下放速度乘以每組資料間隔時間等於每層間隔深度，此時對應的海水絕對流速共有 9 筆。

因此可以將(式 3-2-1)改寫成線性矩陣方程式(式 3-2-2)，以圖 3-2-2 所示：

$$d = Gm = G \begin{bmatrix} u_{\text{儀器}} \\ u_{\text{絕對}} \end{bmatrix}$$

(式 3-2-2)

$d$  : 行向量形式, LADCP 量測所有資料(相對速度)。

$G$  : 稀疏矩陣(Sparse matrix)形式, 其元素大部分為 0 的矩陣。

$m$  : 行向量形式, 海水的絕對流速和儀器運動速度

$u_{\text{絕對}}$  : 行向量形式, 海水絕對流速( $U_{\text{絕對}}$ )所有資料。

$u_{\text{儀器}}$  : 行向量形式, 儀器運動速度( $U_{\text{絕對}}$ )所有資料。

從圖 3-2-2 可知在(式 3-2-2)中為 24 個方程式 15 個未知數的超定線性方程組, 可以利用最小平方法求出  $m$  解(式 3-2-3)。

$$m = G \backslash d$$

(式 3-2-3)

## (2)LDEO 處理軟體所需資料

Thurnherr (2008), 有詳細介紹 LDEO 處理軟體使用方法, LDEO 處理軟體使用 Matlab 程式執行即可, 計算過程中會使用 LADCP、CTD、Sb-ADCP、GPS 資料, 事前必須對各資料本身做轉檔處理。

- GPS 資料所提供經緯度資料, 需要對應於 CTD 的時間同時區, 先把 GPS 資料的整合, 再經由程式讀取轉換即可, 目前大部分航次的 GPS 資訊已經可直接匯入至 CTD 原始資料, 可經由 CTD 原始資料轉檔選項即可得出, 經緯度資訊, 利用副程式 loadnav 來讀取資料。
- Sb-ADCP 資料所提供的流速資料, 先經由 WinADCP 軟體對短時間平均(filename.STA)做轉檔處理, 此研究 Bin Size 皆為 16 公尺, 資料參數包含 U、V、Lat/Lon、Percent Good-4, 在對應 LADCP 施放上收的時間擷取資料, 利用副程式 loadsadcp 來讀取資料。
- CTD 資料所提供的水文資料, 使用溫度、鹽度、深度、經度、緯度, 可以再計算聲速、浮力頻率, 原始資料利用 Sea-Bird 提供的軟體 SBE

Data Processing 轉檔，輸出資料平均為 1 秒一筆，詳細說明在本文 3-1 章節，利用副程式 loadctd 讀取資料。

- 兩台 LADCP 資料有分 Downcast (下放)和 Upcast (上收)，可以視資料品質做全部 cast 或單一 cast 選擇，Thurnherr (2010)對 Downcast 和 Upcast 利用 LDEO 處理，由圖 3-2-3 表示，圖中可以看到 Downcast 標準差皆小於 0.1 m/s，Upcast 則大於 0.1 m/s，故在此研究皆已 Downcast 來做處理，當有安裝 2 台 LADCP 時，若資料品質不好，也可以單獨用一台往下發射的 LADCP 資料來做處理分析，利用副程式 loadrdi 來讀取資料。

表 3-1-1 CTD 資料處理步驟。

步 驟		功 能
1	Data conversion	將 CTD 原始資料由二進位碼轉換成 ASCII 格式，可選擇所需要的參數，以便於之後資料處理。
2	Filter	將轉換過的 CTD 資料經由低通濾波的過程(設定為 0.1 秒)，可以將高頻雜訊資料濾除。
3	Loop edit	將轉換過的 CTD 資料對於有發生深度反轉或低於設定最小下放速度(設定為 0.25 m/s)的資料去除。
4	Bin Average	將轉換過的 CTD 資料做等間距平均，設定可選擇以時間或深度為間距(設定為 1 秒、2 公尺)。

表 3 - 2 - 1 處理 LADCP 的資料處理軟體說明表。

內 容			
1	School of Ocean and Earth Science and Technology (SOEST)		
	美國夏威夷大學	Eric Firing	剪切法 (shear method)
2	Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO)		
	美國哥倫比亞大學	Martin Visbeck	逆推法 (inverse method)
3	Leibniz Institute of Marine Sciences (IFM-GEOMAR, or IFMG)		
	德國漢諾威萊布尼茨大學	Gerd Krahnmann	逆推法 (inverse method)

表 3 - 2 - 2 Thurnherr (2010) SOEST、LDEO、IFMG  
資料處理軟體利用不同資料修正誤差比較表。

	使用資料	SOEST	LDEO	IFMG
		(cm/s)	(cm/s)	(cm/s)
1	Bottom track	3	2.8	2.6
2	Bottom track, GPS, Sb-ADCP	3	2.6	3.4
3	GPS, Sb-ADCP	5.3	3.3	4.2
4	GPS	6.4	5	4.1
	平均	4.425	3.425	3.575

表 3 - 2 - 3 LDEO 軟體程式檔功能說明。

副程式名稱		功 能
1	loadrdi	讀取 LADCP 資料。
2	loadctd	讀取 CTD 資料。
3	loadnav	讀取 GPS 資料。
4	loadsadcp	讀取 Sb-ADCP 資料。
5	loadctdprof	讀取處理過的 CTD 資料， 用來計算聲速和浮力頻率。
6	lanarrow	對 LADCP 資料初步估算 流速並篩選資料。
7	checkinv	將運算得到的絕對流速進行分析， 驗證結果合理性及並報告誤差資訊。
8	default	參數設定，如時間格式、下放儀器數目， 設定錯誤會影響流速結果正確性。
9	getbtrack	若下放深度有到底時， 會檢查儀器是否做了底層追蹤
10	getinv	執行逆推法，運算得到絕對流速
11	prepinv	對讀取的所有 LADCP 資料進行垂向平均， 再儲存到矩陣中。
12	savearch	輸出計算數據結果及圖表。
13	saveprot	將程式執行過程中所出現 在 Matlab 命令視窗的訊息紀錄儲存。

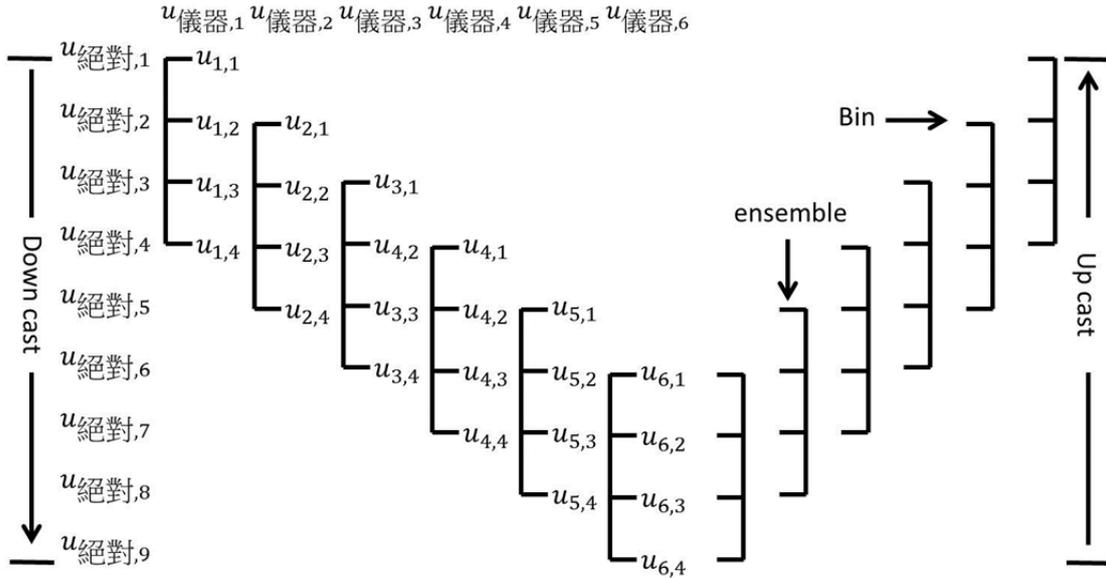


圖 3 - 2 - 1 LADCP 量測海水流速的示意圖。參考郭等人(2006)。

$$\begin{matrix}
 \begin{matrix} u_{1,1} \\ u_{1,2} \\ u_{1,3} \\ u_{1,4} \\ u_{2,1} \\ u_{2,2} \\ u_{2,3} \\ u_{2,4} \\ u_{3,1} \\ u_{3,2} \\ u_{3,3} \\ u_{3,4} \\ u_{4,1} \\ u_{4,2} \\ u_{4,3} \\ u_{4,4} \\ u_{5,1} \\ u_{5,2} \\ u_{5,3} \\ u_{5,4} \\ u_{6,1} \\ u_{6,2} \\ u_{6,3} \\ u_{6,4} \end{matrix} \\
 d =
 \end{matrix}
 =
 \begin{matrix}
 \begin{matrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{matrix} &
 \begin{matrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{matrix} &
 \begin{matrix} u_{儀器,1} \\ u_{儀器,2} \\ u_{儀器,3} \\ u_{儀器,4} \\ u_{儀器,5} \\ u_{儀器,6} \\ \hline u_{絕對,1} \\ u_{絕對,2} \\ u_{絕對,3} \\ u_{絕對,4} \\ u_{絕對,5} \\ u_{絕對,6} \\ u_{絕對,7} \\ u_{絕對,8} \\ u_{絕對,9} \end{matrix} \\
 m =
 \end{matrix}$$

圖 3 - 2 - 2 線性矩陣方程式 ( $d = Gm$ ) 示意圖。參考 Martin (2001)。

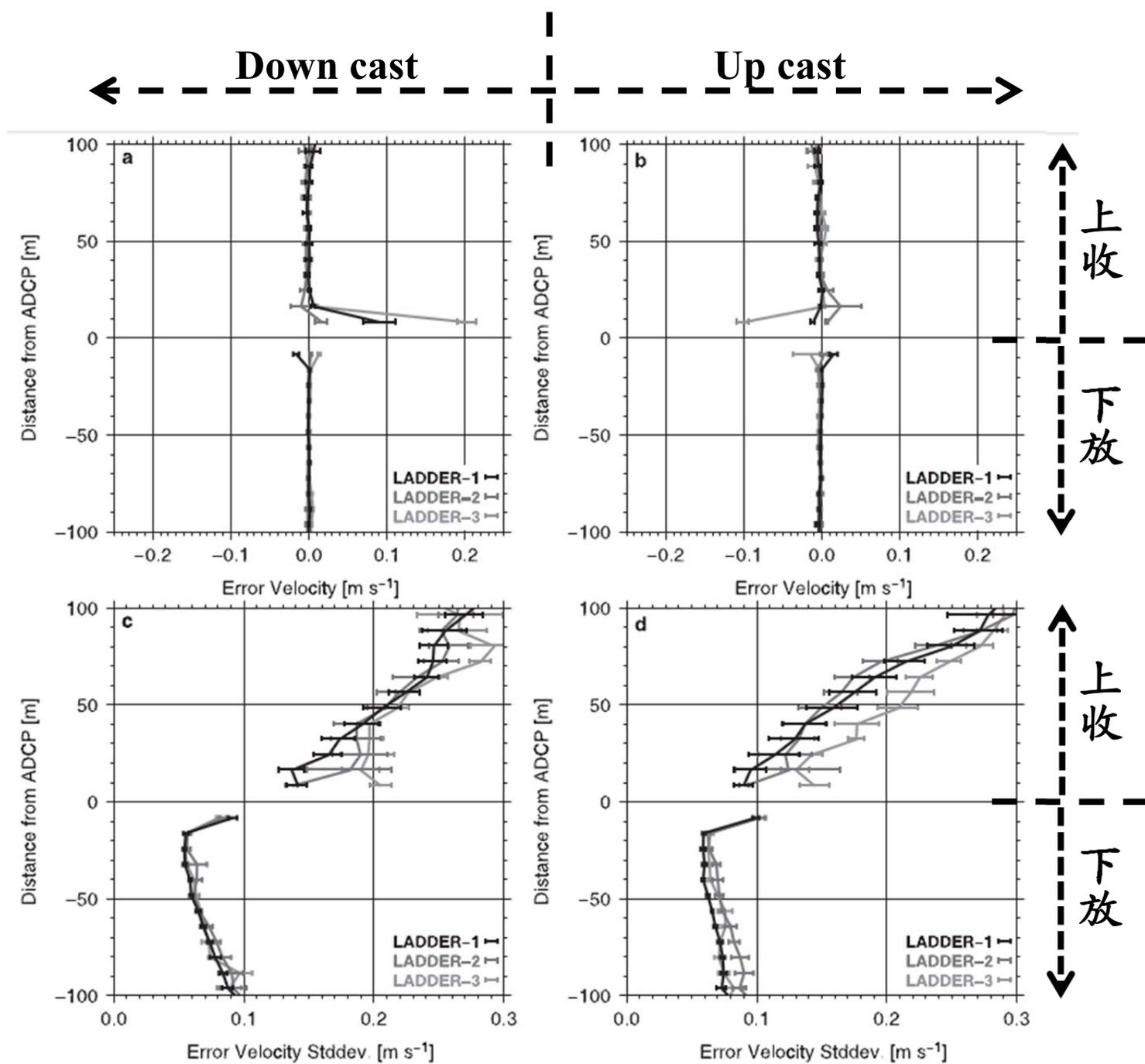


圖 3 - 2 - 3 Thurnherr (2010)對 Downcast 和 Upcast 利用 LDEO 軟體處理的誤差比較圖。

(a)、(b)為平均流速平均誤差；(c)、(d)為標準誤差；

(a)、(c)為 Downcast；(b)、(d)為 Upcast。

### 3-3. Thorpe scale method

Thorpe (1977)，利用垂直長度尺度 Thorpe Scale ( $L_T$ )，間接方式觀察海洋在穩定分層中的紊流翻轉，而 $L_T$ 為每一段 Thorpe 位移的均方根，Thorpe 位移( $d'$ ，Thorpe Displacement，單位 m)，每一段的判斷方式是從海表開始找 $d' \neq 0$ 的位置為起點向海底找到 $d' = 0$ 前一筆位置，此標記為一段，以此類推的方式做分段，公式為(式 3-3-1)所示，如圖 3-3-2 所示。

$$d' = Z_n - Z_m \quad (\text{式 3-3-1})$$

上述式子中 $Z_n$ 為原始位密度所對應的深度位置， $Z_m$ 為重新排列(小到大)之位密度所對應的深度位置，其單位為 m。

Dillon (1982)和 Park *et al.* (2008)提出海洋位密度剖面結構在穩定分層中的變化，將會從海表面至海底由小至大排列，當有發生位密度並不是遞增時，此為密度翻轉的情形，此為發生紊流擾動的結果造成，如圖 3-3-1 所示。

Osborn and Crawford (1980)提出在雷諾數( $R_e$ ，Reynolds Number)高情況下，密度渦流擴散係數( $K_z$ )和紊流動能消散率( $\varepsilon$ )的關係式為(式 3-3-2)和(式 3-3-3)所示。

$$K_\rho = \frac{R_f}{1 - R_f} \frac{\varepsilon}{N^2} = \frac{\Gamma \varepsilon}{N^2} \quad (\text{式 3-3-2})$$

或

$$\varepsilon = \frac{K_\rho N^2}{\Gamma} \quad (\text{式 3-3-3})$$

$R_f$  : Flux Richardson Number ( 0.15 )。

$\Gamma$  : 混合效率 ( Efficiency Factor ,  $\sim 0.2$  )。

$N$  : 浮力頻率 ( Buoyancy Frequency ,  $N = \sqrt{((-g\partial\rho)/\rho\partial z)}$ ，單位  $s^{-1}$  )。

$K_\rho$  : 密度渦流擴散係數 ( Eddy Diffusion Coefficient of Density ，單位  $m^2s^{-1}$  )。

$\varepsilon$  : 紊流動能消散率 ( Turbulence Kinetic Energy Dissipation Rate ，單位  $Wkg^{-1}$  )

Ozmidov (1965)，提出的Ozmidov length scale ( $L_o$ )公式，公式為(式 3-3-4)所示。

$$L_o = \frac{\varepsilon}{N^3} \quad (\text{式 3-3-4})$$

Dillon (1982)，提出的經驗公式， $L_o$ 對 $L_T$ 的比值關係，關係為(式 3-3-5)所示。

$$\frac{L_o}{L_T} = 0.8 \quad (\text{式 3-3-5})$$

Park *et al.* (2008)將上述公式整理並提出一公式，用來估算密度渦流擴散係數( $K_z$ )，公式為(式 3-3-6)所示。

$$K_\rho = 0.128L_T^2N \quad (\text{式 3-3-6})$$

Galbraith and Kelley (1996)提出溫度和導電度探針量測時可能有雜訊訊號，會導致在計算 $L_T$ 時誤認為密度翻轉。

Park *et al.* (2008)提出兩個條件，來判斷Thorpe位移的發生是否為密度翻轉，因儀器量測時所造成雜訊，會導致位密度可能有 $0.5 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$ 的誤差，其中一條件判斷位密度變化( $\Delta\rho_{OT}$ )是否大於儀器所造成誤差，另一條件為用最小翻轉長度( $H_{min}$ )來做判斷，兩限制條件公式為(式 3-3-7)及(式 3-3-8)所示。

$$\Delta\rho_{OT} = (\rho_{max} - \rho_{min}) > 3DE = 1.5 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-3} \quad (\text{式 3-3-7})$$

$$H_{min} = 3DE \left| \left( \frac{\partial\rho}{\partial z} \right)^{-1} \right| = \frac{3gDE}{\rho_0 N^2} = \frac{1.5 \times 10^{-5}}{N^2} \quad (\text{式 3-3-8})$$

在研究中，將CTD所量測到海水中的溫度、鹽度、壓力，資料解析度為1秒一筆，經由此方法進行垂直密度翻轉的分析，估算出密度渦流擴散係數( $K_z$ )再回推估算紊流動能消散率( $\varepsilon$ )。

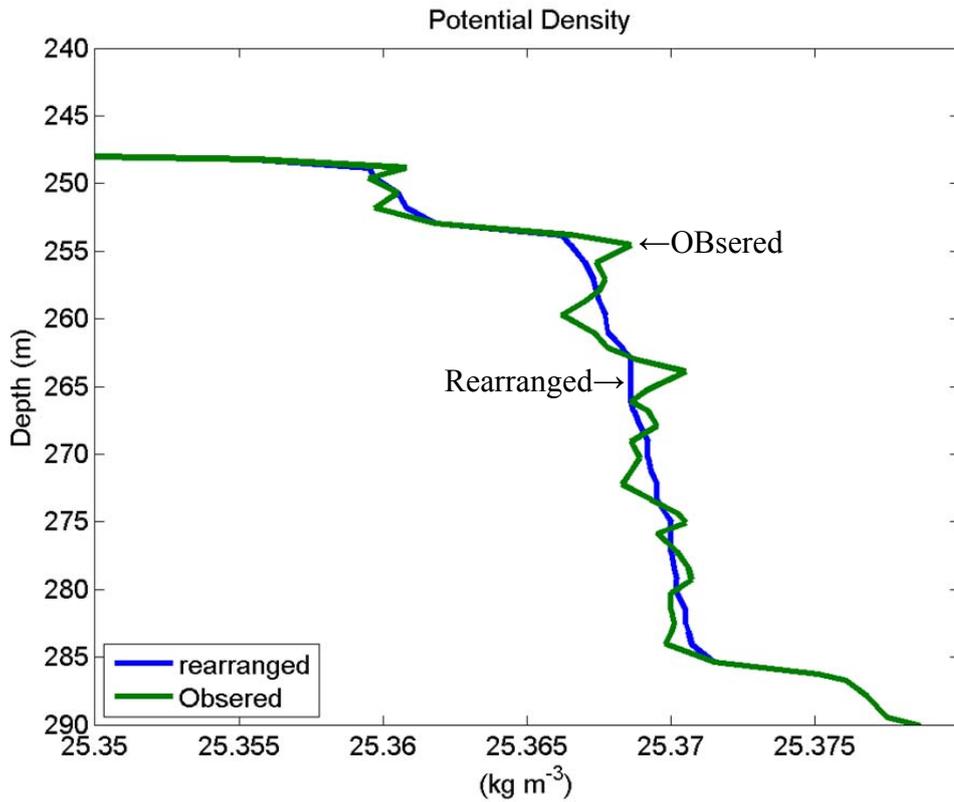


圖 3-3-1 位密度垂直剖面。(綠線為原始位密度；藍線為重新排列後的位密度)

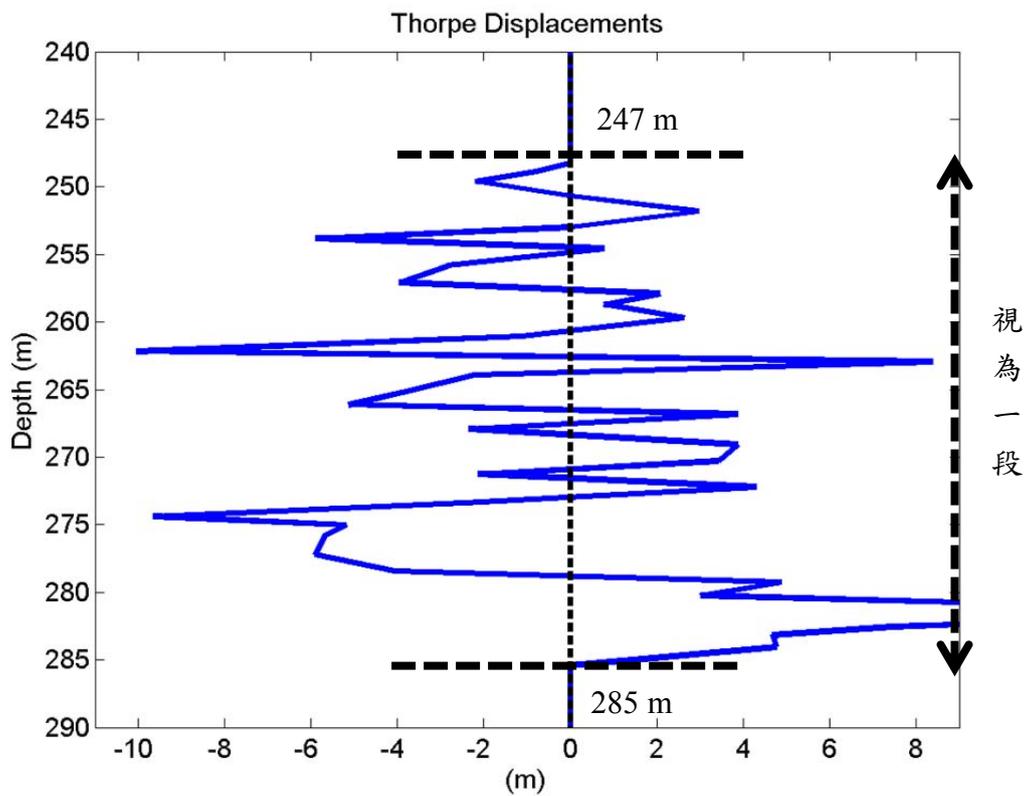


圖 3-3-2 Thorpe 位移垂直剖面，位於深度 247~285 公尺為一段。

### 3-4. Parameterization

Parameterization 方法應用 Garrett and Munk (1975)所製作了 GM model 能譜去估算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )的另一種方法，分析後的解析度比 Thorpe scale method 大，估算原理為非線性內波產生機制與消散運動後之間相互影響的關係，能預報在不同緯度的垂直擴散能譜，以內波場的前提下，將 GM 能譜作為理論譜，再對現場所量測到的剪切或應變能譜做比較，帶進半經驗公式(式 3-4-1)及(式 3-4-2)計算得到密度渦流擴散係數( $K\rho$ )。

由 Gregg (1989)利用水平流速的垂直剪切對於紊流動能消散率的觀測提出一個的參數化公式，之後又發展了 Gregg-Henyey 模型，Polzin *et al.* (1995)分析了大量的現場觀測資料，發現參數化結果與觀測結果相差一個量級，為了改善此問題加入了應變座標，提出了新的參數化公式為(式 3-4-1)及(式 3-4-2)所示。

$$\varepsilon_\lambda = 7 \times 10^{-10} \frac{\langle N^2 \rangle \langle \lambda^2 \rangle^2}{N_0^2 (\lambda_{GM}^2)^2} \quad (\text{式 3-4-1})$$

其中

$$\lambda = \frac{\partial \eta}{\partial z} \quad (\text{式 3-4-2})$$

$\eta$ 為等密度面的垂直位移量， $\lambda_{GM}^2$ 為 GM 能譜的理論值，此參數化公式對於小尺度的紊流混合已能合理地解釋，但對於大尺度的內波混合過程卻難以合理地解釋。

Gregg (2003)為了改善 Polzin *et al.* (1995)所提出的參數化不能對大尺度的內波混合過程解釋的問題，提出增加剪切、應變、浮力頻率及緯度變化，包含四因素的參數化公式，在經由 Kunze *et al.* (2006)對於此參數化公式再加以整理，讓計算方便，得出兩個公式，分別利用流速剪切剖面及位溫或浮力頻率應變剖面的垂直波數能譜法計算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )。兩公式如(式 3-4-3)(適用剪切譜)、(式 3-4-4)(適用應變譜)所示，公式內變數如(式 3-4-5)~(式 3-4-8)所示。

$$K_{\rho} = K_0 \frac{\langle V_z^2 \rangle^2}{GM \langle V_z^2 \rangle^2} h_1(R_{\omega}) j \left( \frac{f}{N} \right) \quad (\text{式 3-4-3})$$

$$K_{\rho} = K_0 \frac{\langle \zeta_z^2 \rangle^2}{GM \langle \zeta_z^2 \rangle^2} h_2(R_{\omega}) j \left( \frac{f}{N} \right) \quad (\text{式 3-4-4})$$

其中

$$h_1(R_{\omega}) = \frac{3(R_{\omega} + 1)}{2\sqrt{2R_{\omega}}\sqrt{R_{\omega}-1}} \quad (\text{式 3-4-5})$$

$$h_2(R_{\omega}) = \frac{R_{\omega}(R_{\omega} + 1)}{6\sqrt{2}\sqrt{R_{\omega}-1}} \quad (\text{式 3-4-6})$$

$$R_{\omega} = \frac{\langle V_z^2 \rangle}{N^2 \langle \zeta_z^2 \rangle} = \frac{\sum[(u_z - \bar{u}_z)^2 + (v_z - \bar{v}_z)^2] / \bar{N}^2}{\sum[(N^2 - \bar{N}^2) / \bar{N}^2]^2} \quad (\text{式 3-4-7})$$

$$j(f/N) = \frac{f \operatorname{arc} \cos h \left( \frac{N}{f} \right)}{f_{30^{\circ}} \operatorname{arc} \cos h \left( \frac{N}{f_{30^{\circ}}} \right)} \quad (\text{式 3-4-8})$$

$$K_0 = 0.057 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$f$  : 科氏參數( Coriolis Parameter,  $2\Omega \sin \varphi$ )

$f_{30^{\circ}}$  : 緯度  $30^{\circ}$  時的科氏參數(  $7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  )

$R_{\omega}$  : 為剪切與應變比值( $\pm 7$ ), 當沒有時剪切或應變資料可以計算時, 則  $R_{\omega} = 7$

$N$  : 浮力頻率( Buoyancy Frequency,  $N = \sqrt{(-g\partial\rho)/\rho\partial z}$ ), 單位  $\text{s}^{-1}$ )

$K_{\rho}$  : 密度渦流擴散係數( Eddy Diffusion Coefficient of Density, 單位  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ )

$\varepsilon$  : 紊流動能消散率( Turbulence Kinetic Energy Dissipation Rate, 單位  $\text{Wkg}^{-1}$ )

計算得出密度渦流擴散係數( $K_{\rho}$ )後可再經由(式 3-3-3)的方式估算紊流動能消散率( $\varepsilon$ )。

## (1) Parameterization 計算步驟—【剪切譜】

- A. 將 LADCP 所觀測的流速資料經由 LDEO 軟體資料處理得出絕對流速。
- B. 將絕對流速計算 U、V 方向的剪切剖面，並平均成 10 公尺一筆資料，公式為(式 3-4-9)所示。

$$S_U = \frac{\partial u}{\partial z} ; S_V = \frac{\partial v}{\partial z} \quad (\text{式 3-4-9})$$

- C. 將剪切剖面數據從最深處開始，由下往上，取每 320 公尺分為一小段，每段以 50 公尺為間距，由於要進行傅立葉轉換，故資料取  $2^5$  筆資料。
- D. 對每一小段剪切剖面數據進行線性迴歸，再將原始的剪切數據減去線性迴歸的數據，如圖 3-4-1 及圖 3-4-2 所示。
- E. 再對每一小段剪切剖面數據在頭和尾處 10% 各做  $\sin^2$  衰減，讓每一段剪切有比較好的連接來減少誤差，在頻譜分析時品質會較好，如圖 3-4-1 及圖 3-4-2 所示。
- F. 對每一小段剪切剖面數據進行傅立葉轉換( Fourier transform )，得到 U、V 分量剪切的實部和虛部， $U_r$ 、 $U_i$ 、 $V_r$ 、 $V_i$ 。
- G. 利用水文資料計算浮力頻率( Buoyancy Frequency， $N = \sqrt{(-g\partial\rho)/\rho\partial z}$ )，單位  $s^{-1}$ 。
- H. 利用 U、V 分量剪切的實部和虛部計算剪切譜 ( $S[V_z](K_z)$ )，公式為(式 3-4-10)及(式 3-4-11)所示。

$$S[V_z](K_z) = \frac{[U_r^2(K_z) + U_i^2(K_z) + V_r^2(K_z) + V_i^2(K_z)]}{\overline{N}^2} \quad (\text{式 3-4-10})$$

其中

$$\overline{N}^2 = \frac{1}{z_2 - z_1} \int_{z_1}^{z_2} N^2(z) dz \quad (\text{式 3-4-11})$$

- I. 根據 Polzin *et al.* (2002) 對剪切譜數據乘以一個修正譜函數(  $S_{correc}$  )，得到新的剪切譜，因為在 LADCP 資料處理過程中可能產生一些因素導致影響誤差大小，例如深度的平均、有限差分、內差及儀器本身的晃動，公式為(式 3 - 4 - 12)所示。

$$S[V_z](K_z)_{correc} = S[V_z](K_z)S_{correc} = \frac{S[V_z](K_z)}{\text{sinc}^{10}\left(\frac{M_{ladcp}}{\lambda_z}\right)\text{sinc}^2\left(\frac{M_{shear}}{\lambda_z}\right)} \quad (\text{式 3 - 4 - 12})$$

$M_{ladcp}$ ：LADCP 設置的每層厚度，單位公尺，在此設定 10。

$M_{shear}$ ：剪切數據的垂直間隔，單位公尺，在此設定 10。

- J. 對新剪切譜進行積分，積分範圍為波數( $K_z$ )對應著 50 公尺到 90 公尺之間的波長範圍，避免把較高波數的噪音雜訊計算進去，導致誤差，為(式 3 - 4 - 13)所示。

$$\langle V_z^2 \rangle = \int_{\min K_z}^{\max K_z} S[V_z](K_z)_{correc} dK_z \quad (\text{式 3 - 4 - 13})$$

- K. 計算 GM 理論能譜的數值 ( Gregg and Kunze , 1991 )，並做積分，積分範圍對應著積分剪切譜的範圍，GM 理論公式為(式 3 - 4 - 14)及(式 3 - 4 - 15)所示

$$GM\langle V_z^2 \rangle = \frac{3\pi E_0 b j_*}{2} \int_{\min K_z}^{\max K_z} \frac{K_z^2 dK_z}{(K_z + K_z^*)^2} \quad (\text{式 3 - 4 - 14})$$

其中

$$K_z^* = \frac{\pi j_* N}{b N_0} \quad (\text{式 3 - 4 - 15})$$

$$E_0 = 6.3 \times 10^{-5} \quad ; \quad b = 1300 \text{ m} ;$$

$$N_0 = 5.2 \times 10^{-3} \text{ rad/s} \quad ; \quad j_* = 3$$

- L. 將積分後的剪切譜(  $\langle V_z^2 \rangle$  )和 GM 譜(  $GM\langle V_z^2 \rangle$  )帶入(式 3 - 4 - 3)去計算求得密度渦流擴散係數(  $K\rho$  )。
- M. 將密度渦流擴散係數(  $K\rho$  )帶進(式 3 - 3 - 3)求得紊流動能消散率(  $\varepsilon$  )。

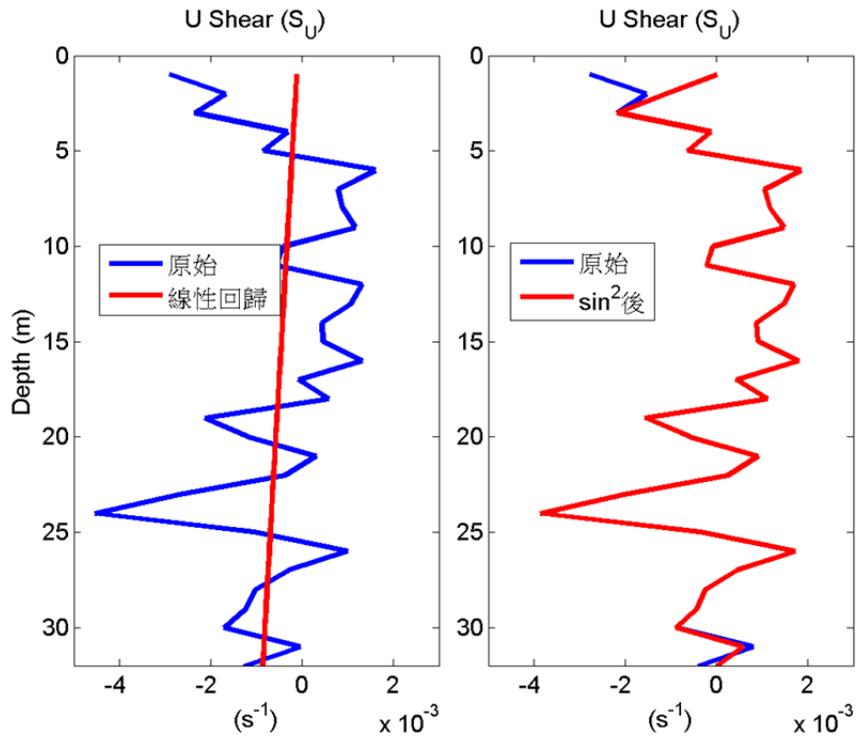


圖 3-4-1 (左)為原始 U 方向的剪切及剪切的線性迴歸線；(右)為原始剪切減去線性迴歸後的數據及通過 $\sin^2$ 後的剪切數據。

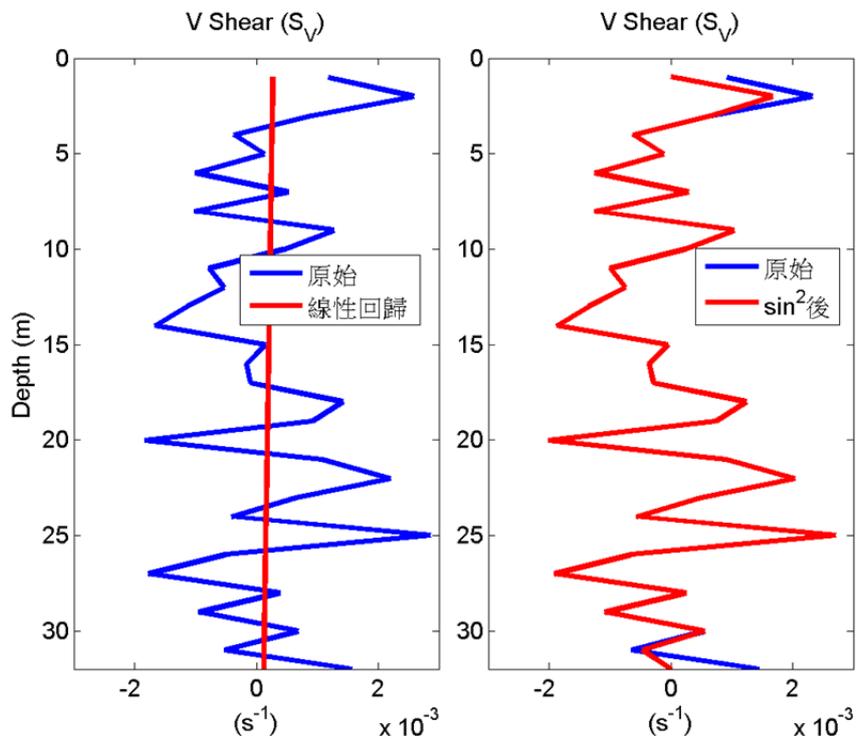


圖 3-4-2 (左)為原始 V 方向的剪切及剪切的線性迴歸線；(右)為原始剪切減去線性迴歸後的數據及通過 $\sin^2$ 後的剪切數據。

## (2) Parameterization 計算步驟—【應變譜】

- A. 將 CTD 所觀測的水文資料經由資料處理的溫度、鹽度、深度，計算得出浮力頻率(N)和位溫( $\theta$ )，並平均成 2 公尺一筆資料。
- B. 將其數據從最深處開始，由下往上，取每 256 公尺分為一小段，每段以 50 公尺為間距。
- C. 將每一小段的浮力頻率(N)或位溫( $\theta$ )作二次迴歸得到  $\bar{N}^2$  和  $\bar{\theta}_z$ ，再用此數據計算應變剖面，公式為(式 3-4-16)所示，如圖 3-4-3 左圖所示。

$$\zeta_N = \frac{N^2 - \bar{N}^2}{\bar{N}^2} ; \zeta_\theta = \frac{\theta - \bar{\theta}_z}{\bar{\theta}_z}$$

(式 3-4-16)

- D. 再對每一小段應變剖面數據在頭和尾處 10%各做  $\sin^2$  衰減，讓每一段剪切有比較好的連接來減少誤差，在頻譜分析時品質會較好，如圖 3-4-3 右圖所示。
- N. 對每一小段應變剖面數據進行傅立葉轉換(Fourier transform)，得到應變的實部和虛部， $Z_r$ 、 $Z_i$ ，由於要進行傅立葉轉換，故資料取  $2^7$  筆資料。
- E. 利用應變的實部和虛部計算應變譜 ( $S[V_z](K_z)$ )，公式為(式 3-4-17)所式。

$$S[\zeta_z](K_z) = [Z_r^2(K_z) + Z_i^2(K_z)]$$

(式 3-4-17)

- F. 對應變譜數據乘以一個修正譜函數( $S_{correc}$ )，得到新的剪切譜，公式為(式 3-4-18)所示。

$$S[\zeta_z](K_z)_{correc} = S[\zeta_z](K_z)S_{correc} = S[\zeta_z](K_z)\text{sinc}^2\left(\frac{2}{\lambda_z}\right)$$

(式 3-4-18)

- G. 對新剪應變譜進行積分，積分範圍為波數( $K_z$ )對應著 10 公尺到 150 公尺之間的波長範圍，避免把較高波數的噪音雜訊計算進去，導致誤差，為(式 3-4-19)所示。

$$\langle \zeta_z^2 \rangle = \int_{\min K_z}^{\max K_z} S[\zeta_z](K_z)_{correct} dK_z \quad (\text{式 } 3-4-19)$$

H. 計算 GM 理論能譜的數值 ( Gregg and Kunze, 1991 ), 並做積分, 積分範圍對應著積分應變譜的範圍, GM 理論公式為(式 3-4-20)及(式 3-4-15)所示

$$GM\langle \zeta_z^2 \rangle = \frac{\pi E_0 b j_*}{2} \int_{\min K_z}^{\max K_z} \frac{K_z^2 dK_z}{(K_z + K_{z*})^2} \quad (\text{式 } 3-4-20)$$

$$E_0 = 6.3 \times 10^{-5} \quad ; \quad b = 1300 \text{ m} ;$$

$$N_0 = 5.2 \times 10^{-3} \text{ rad/s} \quad ; \quad j_* = 3$$

- I. 將積分後的應變譜(  $\langle \zeta_z^2 \rangle$  )和 GM 譜(  $GM\langle V_z^2 \rangle$  )帶入(式 3-4-4)去計算求得密度渦流擴散係數(  $K\rho$  )。
- J. 將密度渦流擴散係數(  $K\rho$  )帶進(式 3-3-3)求得紊流動能消散率(  $\varepsilon$  )。

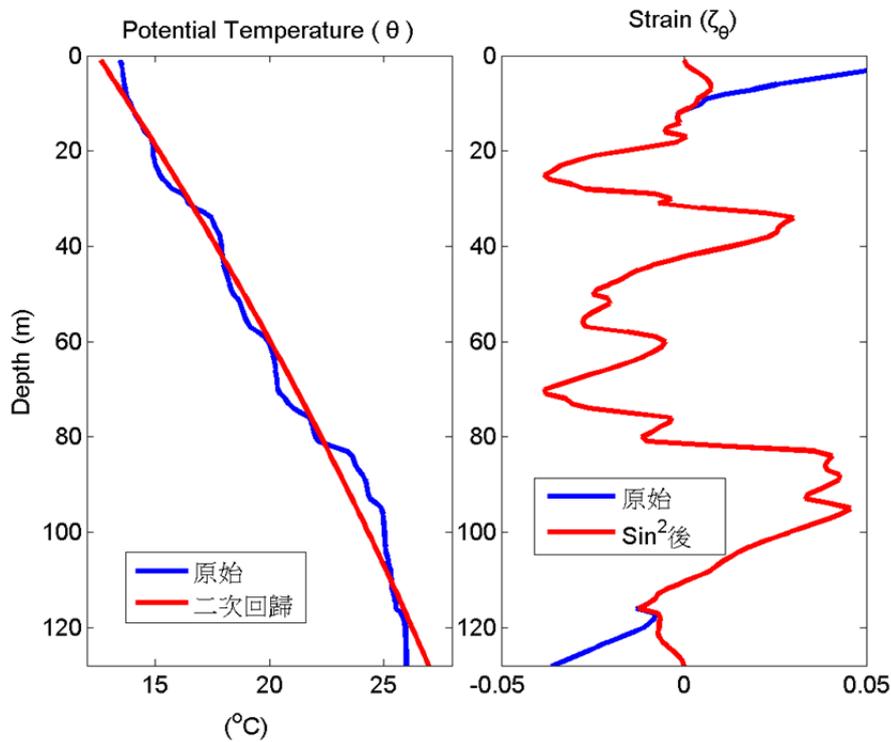


圖 3-4-3 (左)為原始位溫及位溫的二次迴歸線；(右)為原始應變數據及通過  $\sin^2$  後的應變數據。

## 四、結果與討論

### 4-1. 三方法比較

目前估算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )，進而推算紊流動能消散率( $\epsilon$ )的方法有三種，其中 Thorpe Scale 及 Parameterization of Strain 方法是利用水文資料分析，取得資料方便，另一種 Parameterization of Shear 方法需要 LADCP 的垂直流速資料，三種使用的資料不盡相同，Thorpe scale 利用位密度( $\sigma_\theta$ )；Parameterization of Strain 利用( $N$ )和位溫( $\theta$ )；Parameterization of Shear 利用垂直流速( $u$ 、 $v$ )，在這三種不一樣資料所估算的數值並非完全一致，各有其優缺之處。本章節利用研究中的航次資料 8 航次一共 95 垂直深度剖面資料，利用 CTD 及 LADCP 資料使用上述三種方法計算  $K\rho$  結果做比較，看結果上是否有出入不同之處。

三種方法計算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )結果，發現其趨勢是有相當程度的相似的，以圖 4-1-1 中六張小圖所示，此六小圖皆為各航次其中之一測站利用三種方法所計算的  $K\rho$  垂直深度剖面圖，Thorpe scale 之  $K_{\rho(Thorpe)}$  為藍線；Parameterization of Strain 之  $K_{\rho(Strain)}$  為紅線；Parameterization of Shear  $K_{\rho(Shear)}$  為綠線，可以看出垂直深度剖面趨勢相當相似吻合。

為了知道它們之間相關程度，分別對三者  $K\rho$  做相關性之比較，然而 Thorpe Scale 方法計算結果解析度約 0.4~0.8 公尺，所以會將其數值平均成與 Parameterization 一樣 50 公尺，結果顯示以  $K_{\rho(Strain)}$  與  $K_{\rho(Thorpe)}$  最好，相關係數有 0.63，如圖 4-1-3 所示； $K_{\rho(Shear)}$  與  $K_{\rho(Thorpe)}$  相關係數有 0.5，如圖 4-1-4 所示； $K_{\rho(Strain)}$  與  $K_{\rho(Shear)}$  相關係數有 0.48，如圖 4-1-2 所示；另外將 Parameterization 的兩種方法平均結果與 Thorpe Scale 方法比較，發現  $K_{\rho(Mean(Shear \& Strain))}$  與  $K_{\rho(Thorpe)}$  相關係數有 0.7，相較於未平均前來的，依序如圖 4-1-3、圖 4-1-2、圖 4-1-4、所示， $K_{\rho(Strain)}$  與  $K_{\rho(Thorpe)}$  比值平均為  $10^{0.96}$ ； $K_{\rho(Shear)}$  與  $K_{\rho(Thorpe)}$  比值為  $10^{1.06}$ ； $K_{\rho(Shear)}$  與  $K_{\rho(Strain)}$  比值為  $10^{1.12}$ ， $K_{\rho(Mean(Shear \& Strain))}$  與  $K_{\rho(Thorpe)}$  比值為  $10^{1.12}$ ，如表 4-1-1 所示。

Thorpe Scale 方法普遍使用於討論紊流動能消散率分析，但因為在計算位密度( $\sigma_\theta$ )變化時，若沒有密度翻轉時，將不會計算出數值，在此研究中  $K_\rho$  則以 $10^{-6}$ 表示， $\epsilon$  則以 $10^{-10}$ 表示，故在平均深度比較時，Thorpe Scale 方法往往會比 Parameterization 的兩種方法來的小，在此研究結果顯示 Parameterization 數值會比 Thorpe Scale 的平均數值大上 10 倍。

由圖 4-1-7 中的 Parameterization of Strain 和 Parameterization of Shear  $K_\rho$  垂直深度分布發現水深 30~400 公尺的  $K_\rho$  大小相差了 $10^{0.8\sim 1.5}$ ，Parameterization of Shear 明顯較小，為了瞭解兩者差異原因，對兩公式的主要物理參數作分析，Strain 利用位溫度( $\theta$ )；Shear 利用流速，以圖 4-1-6 所示，左圖為位溫度的垂直深度剖面；中圖為 LADCP 的 U(綠線)、V(紅線)流速垂直深度剖面；右圖為溫度梯度( $\partial T/\partial Z$ ) (藍線)、流切變化  $S^2 = (\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2$  (紅線)，在此可發現，在水深 30~400 公尺左右的溫度梯度大小比起流切變化大小來的大，可以推測說明在斜溫層中，雖然流速處於較穩定狀態時，所計算出來的密度渦流擴散係數( $K_\rho$ )比較小，但溫度在此區域還存在著強烈的混合現象，所以兩者方法計算結果才會產生差異之處。

三種方法，在計算上的資料解析度皆不同，可以依照不同資料來做選擇，Thorpe Scale 資料解析度若太大，將無法準確看到密度翻轉的情形，因此解析度最好為 0.4~0.8 公尺之間，另外計算深海時要注意儀器而產生的誤差，因為在深海(1500 公尺以下)位密度( $\sigma_\theta$ )遞增變化很小，儀器誤差可能會導致誤判為密度反轉，需要多加注意 Thorpe Scale ( $L_T$ )在深海的變化是否有異常；Parameterization of Strain 解析度只要為 2 公尺以內即可以，但最低探測深度長度至少要 256 公尺以上，否則無法進行快速傅利葉轉換(Fast Fourier transform (FFT))，利用浮力頻率  $N$  計算需要去注意浮力頻率在做應變剖面 $\zeta_N$ 時，是否有極大值產生，當出現極大值，結果可能會出現錯誤( $K_\rho > 10^0$ )；Parameterization of Shear 解析度只要為 10 公尺以內即可以，但最低探測深度長度至少要 320 公尺以上，否則無法進行快速傅利葉轉換(Fast Fourier transform (FFT))，計算上需要去注意 LADCP 的流速資料

品質是否良好，在沒有 Bottom track 的情況下，觀測流速的最深處可能不是真實流速，流速往往會偏大，在做剪變剖面 $S_U$ 和 $S_v$ 時，會產生較大的情況，結果可能會出現錯誤( $K_\rho > 10^0$ )。在資料上的結果解析度以 Thorpe Scale 最好，可以看到約 1 公尺左右的紊流混合現象，然而 Parameterization 與 Thorpe Scale 相較之下尺度來的較大，約在 50~100 公尺左右，雖無法看到極細微擾動現象，但在觀測中大尺度來說是可行的，目前研究討論紊流動能消散率分析較常見的間接測量方法為 Thorpe Scale 方法，在本論文研究中 Parameterization of Strain 方法與 Thorpe Scale 方法相似度最高，相關係數有 0.63，並考慮到歷史水文資料的資料解析度為 1 公尺平均，且沒有相對應的 LADCP 流速資料做搭配，所以在之後討論計算估算密度渦流擴散係數( $K_\rho$ )及紊流動能消散率( $\epsilon$ )部分皆以 Parameterization of Strain 方法為主。將上述方法比較說明做簡易表單整理如表 4-1-2 所示。

表 4-1-1 三種方法所計算的  $K_\rho$  之比值和相關係數關係表。

比值(A÷B)		(A)			
相關係數(A 對 B)		$K_\rho(Thorpe)$	$K_\rho(Strain)$	$K_\rho(Shear)$	$K_\rho(Mean(Shear \& Strain))$
(B)	$K_\rho(Thorpe)$		$10^{0.95}$	$10^{1.06}$	$10^1$
	$K_\rho(Strain)$	0.63		$10^{1.12}$	Nan
	$K_\rho(Shear)$	0.5	0.48		Nan
	$K_\rho(Mean(Shear \& Strain))$	0.7	Nan	Nan	

表 4-1-2 三種方法的比較整理圖。

項 目	Thorpe	Parameterization of Strain	Parameterization of Shear
取得資料難易度	易	中	難
限制條件	資料解析度 不能太大	資料最少需要 256 公尺長	資料最少需要 320 公尺長
所用資料 解析度	0.4~0.8 公尺	2.0 公尺	10.0 公尺
計算結果 解析度	1 公尺	50-100 公尺	50-100 公尺
注意事項	深海部分需要 注意位密度變 化是否為儀器 產生造成	利用浮力頻率 $N$ 計算應變時，有 雜訊會產生爆 值	LADCP 資料品 質好壞，將會影 響計算準確度
與 Thorpe Scale 方 法相關性	Nan	0.63	0.5

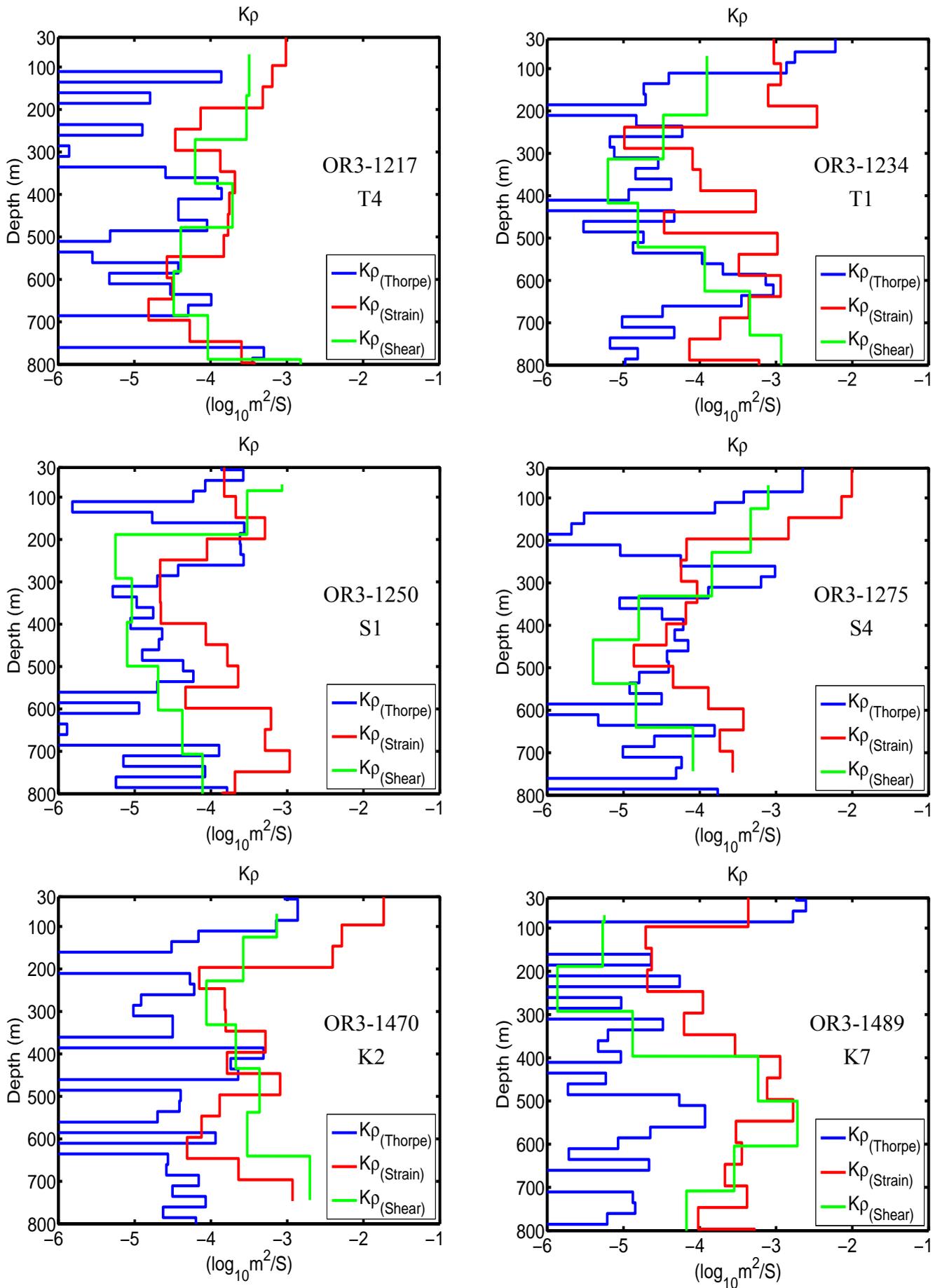


圖 4-1-1 三種方法計算所得  $K\rho$  垂直深度剖面圖。

藍線: Thorpe Scale 方法; 紅線: Parameterization of Strain 方法; 綠線: Parameterization of Shear 方法;

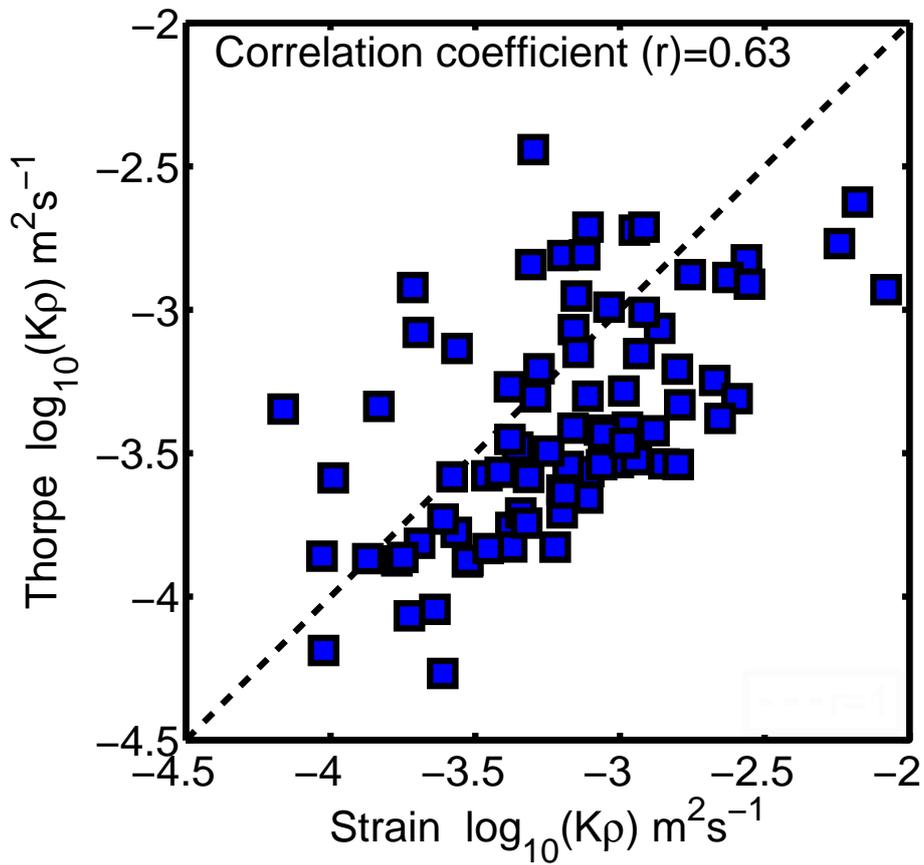


圖 4 - 1 - 3 Parameterization of Strain  $K\rho$  對 Thorpe scale  $K\rho$  的分佈圖(相關係數  $r=0.63$ )。

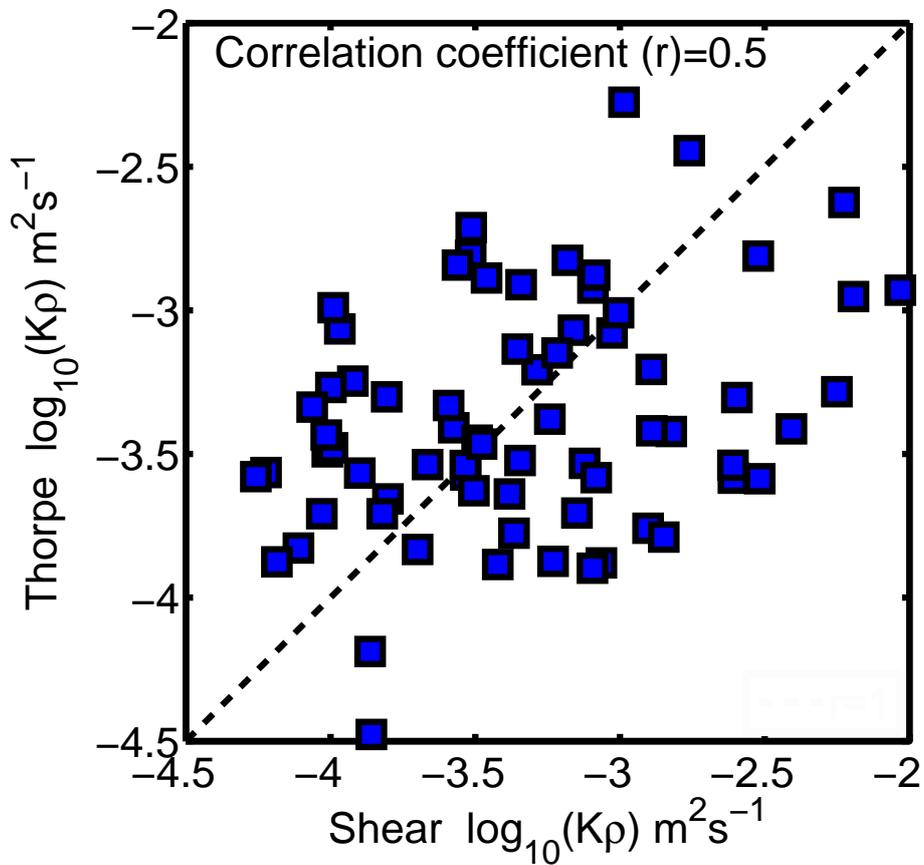


圖 4 - 1 - 2 Parameterization of Shear  $K\rho$  對 Thorpe scale  $K\rho$  分佈圖(相關係數  $r=0.5$ )。

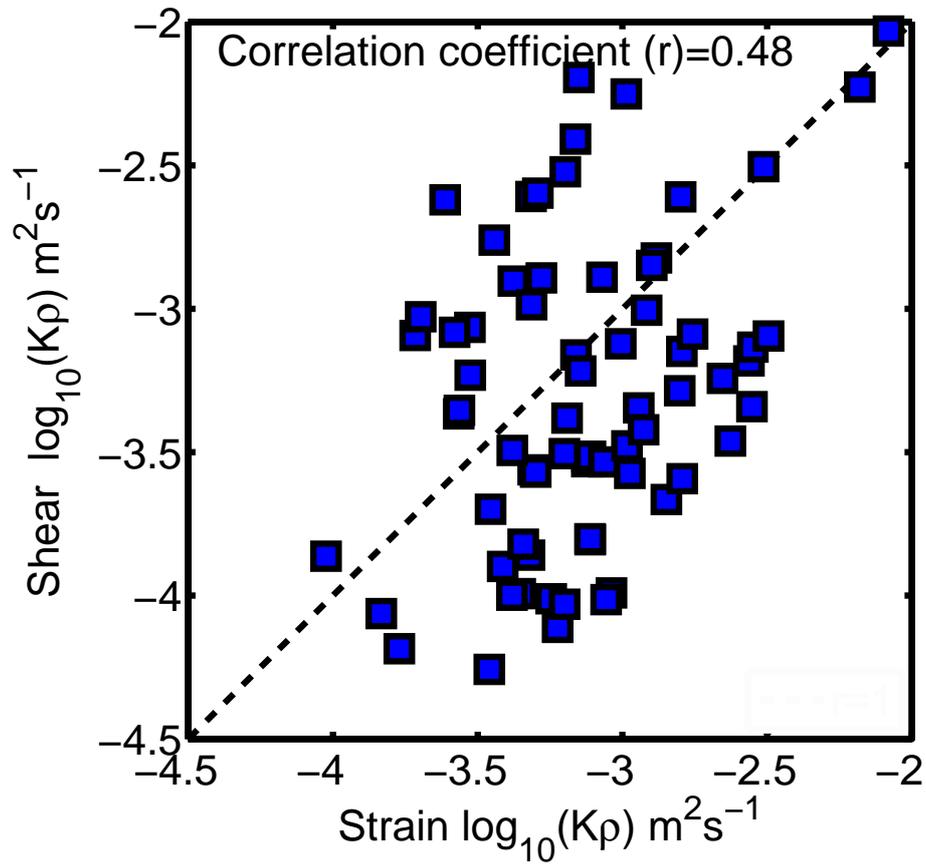


圖 4 - 1 - 4 Parameterization of Strain  $K\rho$  對 Parameterization of Shear  $K\rho$  分佈圖(相關係數  $r=0.48$ )。

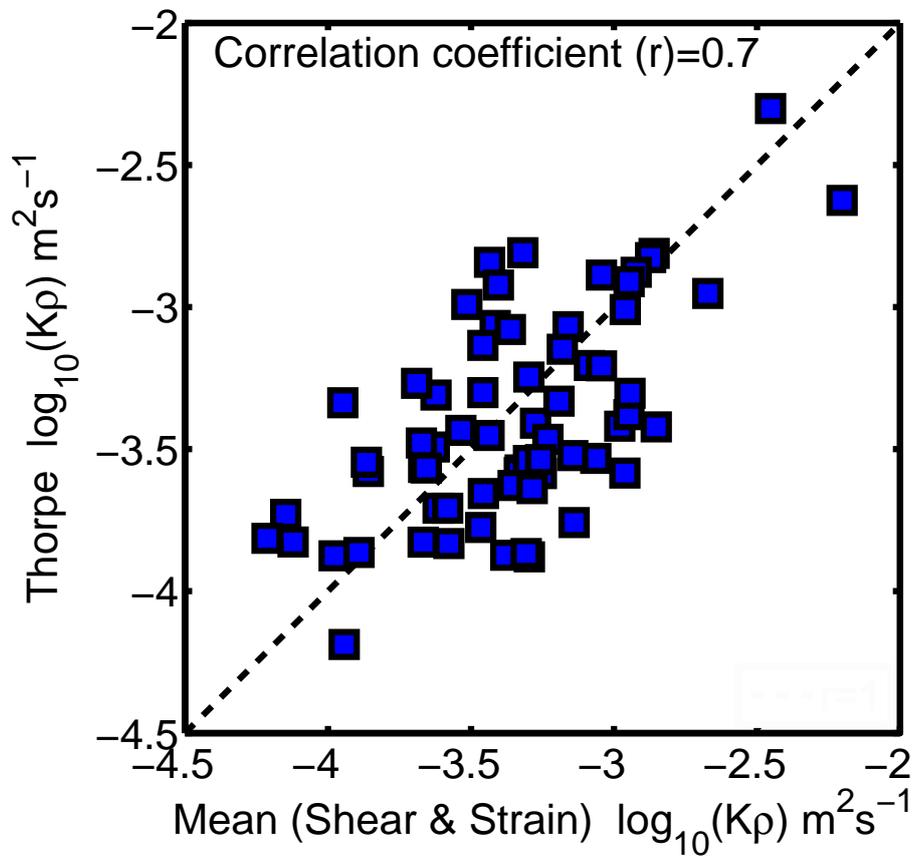


圖 4 - 1 - 5 Parameterization of Strain and Shear 平均  $K\rho$  對 Thorpe scale  $K\rho$  分佈圖(相關係數  $r=0.7$ )。

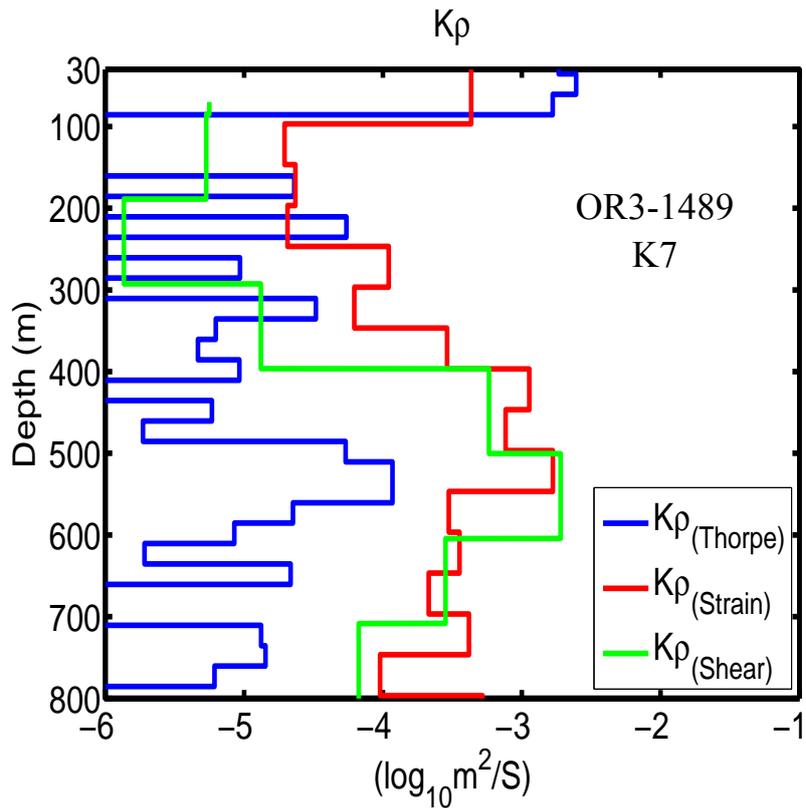


圖 4-1-7 三種方法計算所得  $K\rho$  垂直深度剖面圖。

藍線: Thorpe Scale 方法；紅線: Parameterization of Strain 方法；綠線: Parameterization of Shear 方法；

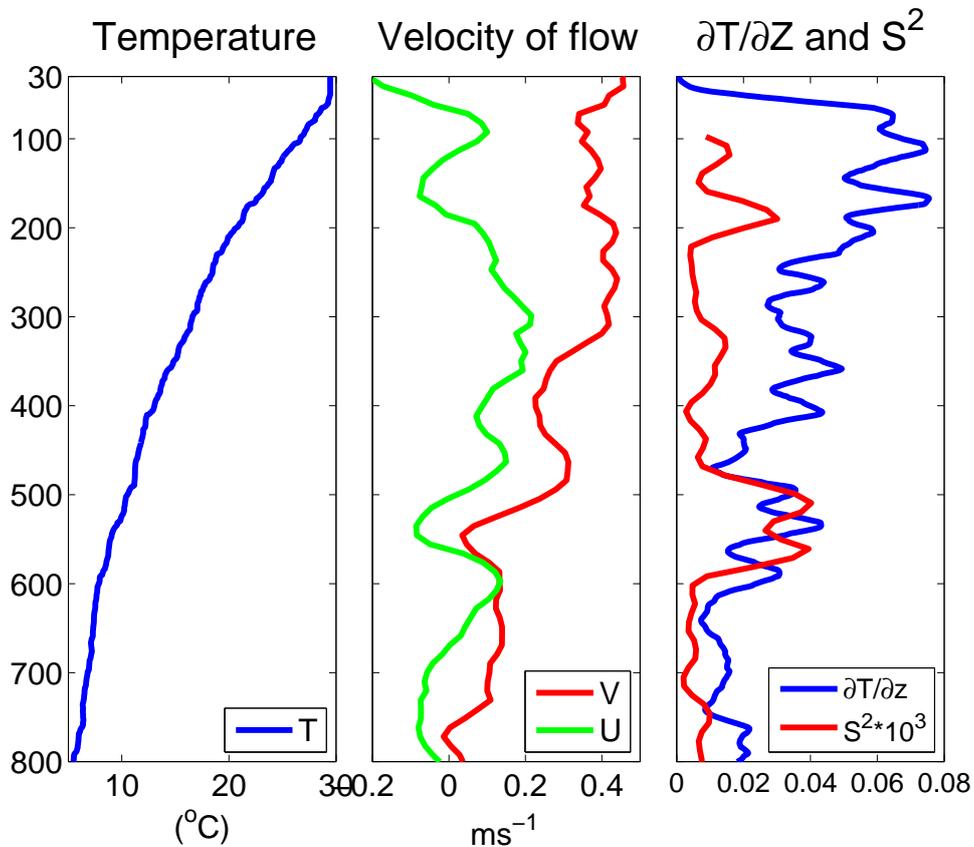


圖 4-1-6 左圖:位溫度的垂直深度剖面；中圖:LADCP 的 U(綠線)、V(紅線)流速垂直深度剖面；右圖為溫度梯度( $\partial T/\partial Z$ ) (藍線)、流切變化  $S^2 = (\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2$  (紅線)

## 4-2. 紊流混合機制

紊流混合的產生造成海水垂直的混合及能量傳遞和消耗，它可以維持海洋驅使溫鹽環流的平衡。海洋學者認為要維持大洋中的溫鹽環流的穩定，其垂直擴散係數需要保持  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，但是 Gregg (1989)在大洋觀測實驗結果顯示平均擴散係數卻只有  $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，兩者之間相差了 10 倍，也就是表示海洋中存在強烈混合的區域。然而造成紊流混合形成機制非常廣泛，有可能受到風、波浪、潮汐、內波、潮流、地形等因素影響，導致水團發生混合後，因此改變其水團的特性或使能量轉換甚至消散，此章節皆利用 Parameterization of Strain 分法來做估算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )及紊流動能消散率( $\varepsilon$ )， $K\rho$ 及 $\varepsilon$ 值大時，表示紊流混合的強度越強越劇烈，圖 4-2-1 為海洋中所可能造成的混合示意圖，為了了解在此研究區域紊流混合的主要機制，故從在此章節中將分為兩個海洋邊界層來做分析，一為上層海洋邊界層，二為底部邊界層(Bottom Boundary layer, BBL)，主要以歷史水文資料計算結果，搭配風應力、地轉流的衛星資料來做觀察及統計分析，進而釐清研究區域紊流混合的影響機制。

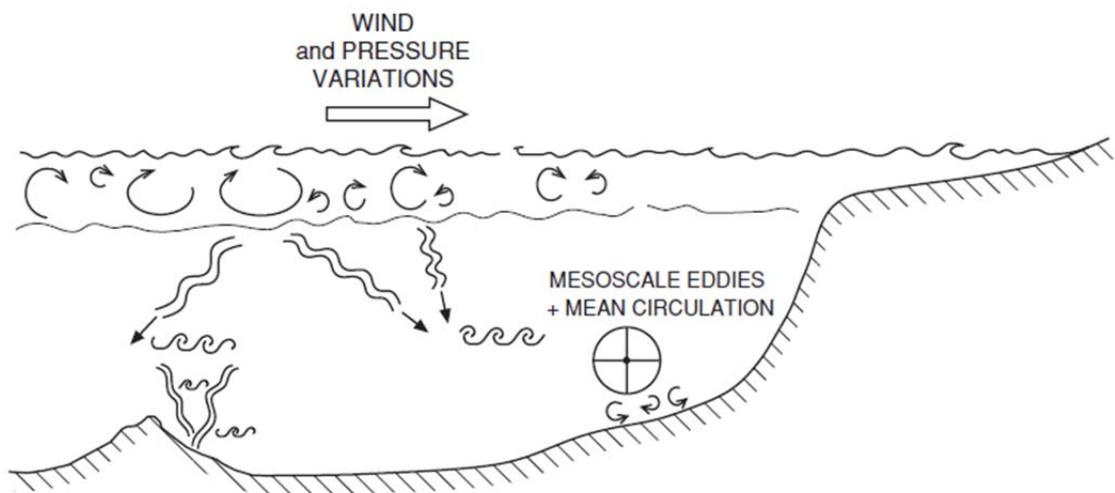


圖 4-2-1 海洋中可能造成紊流混合現象示意圖。截取自 Thorpe (2005)。

## (1) 水文特性

圖 4-2-2 所繪為此區域的季節溫-鹽圖，為了解此研究區域的水團特性，利用陳鎮東老師實驗室提供的黑潮水團及南海水團之平均溫鹽資料來做水團定性綜合分析法來做判定，並以蘭嶼(121.55 °E)為分界發現，蘭嶼以西(小於 121.55 °E)水團分佈介於黑潮與南海水團之間，表示此區域水團並不穩定，有兩水團在此區域進行混合現象；蘭嶼以東(大於 121.55 °E)在海洋上、中上層海域(~500 公尺)水團偏向於黑潮水團，於下、中下層海域水團就介於兩此水團之間(圖 4-2-2)。圖 4-2-3 為不同季節溫、鹽度的平均值，春季平均溫度 25.2 °C、平均鹽度 34.54psu；夏季平均溫度 26.36 °C、平均鹽度 34.4psu；秋季平均溫度 26.26 °C、平均鹽度 34.49psu；冬季平均溫度 24.47 °C、平均鹽度 34.51psu，如表 4-2-2 所示。

台灣位於東亞季風區，有明顯的季風氣候，而季風主要成因是因為海洋與陸地的溫度差變化，導致在夏季呈現西南季風，冬天呈現東北季風，在研究中所用風場為QuikSCAT所提供的風速資料，經由公式式 4-2-1~式 4-2-3 計算風應力( $\tau$ )大小。

$$1000C_D = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2} \quad (3 \leq U_{10} \leq 6 \text{ ms}^{-1})$$

式 4-2-1

$$1000C_D = 0.6 + 0.071U_{10} \quad (6 \leq U_{10} \leq 26 \text{ ms}^{-1})$$

式 4-2-2

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2 = 1.3C_D U_{10}^2$$

式 4-2-3

由圖 4-2-5 所示，此為在研究區域內有風應力的風玫瑰圖，風向與流速方向相同，春季的風應力風向較不穩定；夏季呈現西南風；秋季及冬季呈現東北風，合乎台灣的季風變化，而表 4-2-2 及圖 4-2-10 顯示平均風應力的季節變化，春季為  $0.083 \text{ Nm}^{-2}$ ；夏季為  $0.070 \text{ Nm}^{-2}$  (最小)；秋季為  $0.112 \text{ Nm}^{-2}$  (最大)；冬季為  $0.092 \text{ Nm}^{-2}$ ，而秋季風應力在此表現得比冬季大，其原因為冬季的資料比較少，造成平均上無法完全表現冬季強烈的東北季風情形。

## (2) 上層海洋邊界層(水深 30~200 公尺)

上層海洋邊界層，直接受到大氣因素影響而產生變化的邊界層，如降雨、溫度升降、風應力等因素，河流和雨水的低鹽和溫度改變海表溫鹽度，太陽的日照提升海表溫導致熱傳導擴散，風應力造就了波浪及風生流生成，將能量水平或垂直傳遞，而這些外力因素也造成混合層厚度(Mixed Layer Depth, MLD)的變化，混合層影響因素大致可將上述因子分為兩類，一類為動能影響，如風、浪，一類為熱能影響，如降雨、溫度升降等，這些會引起強烈的紊流混合作用，上層海洋邊界層垂直溫度梯度變化很小的部分稱為混合層，而目前混合層的定義有很多說法，De Boyer *et al.* (2004)研究中提到混合層厚度的判定標準有兩種，分別利用溫度差(0.2 °C)及密度差(0.125 kgm<sup>-3</sup>)來判定，其中溫度差是以海表到水深 10 公尺的溫度平均為參考溫度，逐一向海下找尋溫度差小於 0.2°C 的深度，此為混合層厚度，在此研究中利用上述兩種方法所得到的厚度大小，將其平均厚度為本論文研究所用，且兩者方法的平均厚度差為 7.25 公尺。

- 動能影響：風為主要的能量來源，因為風會造成波浪和風趨流，所形成的波浪強度越強，而驅動的紊流混合能力就會越強烈，能將海水混合的較為均勻，因此影響的深度也會來的深，所以混合層的厚度就會比較厚。
- 熱能影響：海洋表層受到日照溫度越高時，密度則越低，當海洋表層的海水密度低時，上層的海水就比較難沉下去，會形成比較明顯的穩度分層現象，所以混合能到達的深度也會較淺。

表 4-2-1 顯示在此研究區域的歷史水文資料有對應的風應力和混合層厚度數據個數表，有對應風應力資料減少為 450 個，原因是 QuikSCAT 的資料年份為 1999~2009 年，而歷史水文資料為 1989~2010 年，其中少約 10 年的資料，但還是佔全部資料的 62%；混合層厚度造成 17 個資料沒有數據，主要為沒有 10 公尺內的平均溫度來做參考溫度，資料起始探測深度比較深，故沒有數據。

圖 4-2-4 及表 4-2-3 顯示歷史水文資料在此研究區域所計算得出的混合

層厚度季節分布變化，從圖表中可以發現有明顯季節變化，夏季時期的混合層厚度平均只有 22.1 公尺比其他季節來的淺很多；春季時期有 33.2 公尺；秋季時期有 39.2 公尺；冬季時期有 47.5 公尺，與所認知的在夏季時，混合層會比較薄，在冬季時，混合層會比較厚，變化主要因為夏季的風應力較小，且海表面溫度較高，密度較小，會形成比較穩定的海洋分層；冬季的風應力會比較大，且海表面溫度也比較低，比較不容易形成穩定的分層。分別將風應力及溫度對混合層厚度最相關性，如圖 4-2-6、圖 4-2-7 及表 4-2-3 所示，此為風應力及溫度對於混合層厚度的分佈及相關性，其兩者相關性皆達到 0.53 以上，主要溫度原因可能為黑潮帶來的高溫經此區域及氣旋帶來的暖水，造成強烈的混合，使混合層變得比其他地區來的深，故在此區域溫度與混合層厚度才呈現正相關。

由圖 4-2-8 所示，此圖為  $K\rho$  的在季節的變化分布，可以發現此區域的上層海洋邊界層發生強烈的紊流混合現象比例很高，為了觀察上層海洋邊界層，先對混合層厚度比較，由圖 4-2-9 所示，可以明顯發現密度渦流擴散係數 ( $K\rho$ ) 與混合層厚度的季節變化趨勢一致，春季時期  $K\rho$  平均在  $10^{-3.27} m^2s^{-1}$ ；夏季時期  $K\rho$  平均在  $10^{-3.5} m^2s^{-1}$ ；秋季時期  $K\rho$  平均在  $10^{-3} m^2s^{-1}$ ；冬季時期  $K\rho$  平均在  $10^{-2.8} m^2s^{-1}$ ，夏季最低，冬季最高，與混合層厚度季節變化一致，此能表示說在此研究區域內混合層厚度的變化伴隨著紊流混合強度。

由於混合層厚度可能受到風應力、溫度及渦旋的影響，因此進一步對風應力及溫度討論，由圖 4-2-10 所示， $K\rho$  與風應力的季節變化趨勢非完全一致，秋季時期的風應力平均比較大為  $0.112 Nm^{-2}$  比冬季時期大了一點，造成此原因為冬季時期的資料比較短缺所造成，使得風應力整體平均秋季比冬季大 無法完全呈現冬季的風應力強度。

由圖 4-2-11 所示，此圖為  $K\rho$  分別對混合層厚度(藍線)、風應力(綠線)及溫度(紅線)的相關性空間變化圖，由圖中可以看到風應力在  $121.8^\circ E$  以西區域，風應力的相關性僅只有 0.2~0.3，呈現低相關性的趨勢，然而在  $121.8^\circ E$  的位置，混合層厚度及風應力對於  $K\rho$  的相關性明顯提高，相關性  $r_{Mld}$ 、 $r_{Wind}$  皆提高大於

0.35，而且越往東邊相關性越高，Jing(2009)研究西太平洋與風應力有相關性，其相關係數為 0.38。 $K\rho$ 對溫度的相關性，大部分介於-0.3~0.15，皆呈現相關性低的情況，但是在蘭嶼東側附近發現明顯的較高相關性( $r=0.45$ )，由於此區域影響海表溫度最大的因素為黑潮所帶來高溫度，所以在研究中將分別對不同季節的溫度與 $K\rho$ 的相關性作分析，由圖 4-2-12 所示，為春季(綠)、夏季(藍)、秋季(黃)及冬天(紅)對 $K\rho$ 的相關性空間變化圖，可以發現有季節性變化，春季及秋季最大相關性位於蘭嶼東側約在 121.6 °E 附近；夏季最大相關性位於約 121.9 °E 附近；冬季最大相關性位於蘭嶼西側約在 121.5 °E 附近，與黑潮的季節變化相反，夏季比較靠近台灣東岸，冬季比較遠離台灣東岸。由上述可以顯示於黑潮流域的外側造成紊流混合強度的因素主要受到混合層厚度及風應力的影響比較大，反而在黑潮流域內受到黑潮影響，使得紊流混合強度提升，溫度與 $K\rho$ 呈現較高相關性，其他區域皆呈現低相關性，但是在 122.1 °E 及 122.39 °E 附近呈現約-0.3 的負相關性，表示溫度越低，造成紊流混合的強度越高，造成此原因可能為中尺度渦旋所造成的影響，此區域常發生氣旋式渦旋(冷渦旋)和反氣旋式渦旋(暖渦旋)，如圖 4-2-13 及圖 4-2-14 所示，兩圖中為從 AVISO 提供的衛星海面高度異常及地轉流流速及流向的分佈圖，藉由海面高度異常(Sea Surface Height Anomalies, SSHA)來判斷海洋渦旋性質，並可以從地轉流看到氣旋式渦旋呈現逆時針旋轉；反氣旋式渦旋呈現順時針旋轉。由於氣旋式渦旋中心海水運動為從下而上的形式，將冷水從下層帶到上層較暖的水中，造成上層水產生混合現象，導致渦旋內部的海水溫度比外圍周圍海水低及海面高度比周遭低，並且氣旋內伴隨著強烈的垂直運動，旋渦中心勢能最大，越遠離氣旋中心，勢能越小，因此受到氣旋式渦旋的影響，使得溫度與 $K\rho$ 的相關性在 122.1 °E 及 122.39 °E 附近呈現約-0.3 的負相關性。

由於蘭嶼附近影響溫度的最大因素是黑潮，加上溫度與 $K\rho$ 的相關性與隨著黑潮主軸的季節變化相符合，為了更確定此為黑潮所造成的影響，所以利用 AVISO 提供的地轉流流速資料，從 1992 年到 2011 年，總共 19 年的地轉流流速

平均，最大流速  $0.44 \text{ ms}^{-1}$ ，由圖 4-2-15，可以發現在此研究區域中黑潮主軸主要位於蘭嶼西側及另一條流速較大支流位於蘭嶼東側，對照著歷史水文資料  $K\rho$  大於  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  的發生次數分佈圖，由圖 4-2-16 所示，可以明顯發現較常發生強烈紊流混合的區域與地轉流流向相互對應，以及與不同季節溫度與  $K\rho$  的相關性最大值的位置也有對應到，強烈紊流混合主要發生在  $121.9^\circ\text{E}$  到  $122^\circ\text{E}$  及  $21.7^\circ\text{N}$  到  $22.1^\circ\text{N}$ ，還有蘭嶼北方的區域和南縱海槽北方。由圖 4-2-17 所示，此圖為不同季節  $K\rho$  大於  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  的發生次數分佈圖，可以發現夏季時期發生強烈紊流混合的區域較其他季節來的遠離台灣，其冬天則發生在台灣東岸與蘭嶼之間。利用研究中 8 個航次有 LADCP 的流速資料，全部 95 個垂直深度流速及水文資料，做上層的 V 方向流速做平均(30~200 公尺)分別對  $K\rho$  及  $\varepsilon$  作相關性分佈圖，由圖 4-2-19 及圖 4-2-18 所示，結果顯示相關性為 0.68 及 0.5，並且 V 方向流速與  $\log_{10} K\rho$  及  $\log_{10} \varepsilon$  呈現線性分佈的趨勢，線性方程式為  $y = 0.78X - 3.7 \pm 0.5$  及  $y = 0.49X - 7.5 \pm 0.5$ 。由上述表示在此研究區域內上層海洋邊界層受到黑潮的影響很大，強烈的紊流混合主要是由黑潮所帶來的高溫鹽及高流速所造成， $K\rho$  及  $\varepsilon$  由於黑潮主軸的改變形成季節性的變化。

蘭嶼北方此區域地形為海底山，當黑潮流經過時，海水撞擊海底山，容易造成島嶼尾流效應，Chang *et al.* (2013) 在綠島觀察到綠島後方有島嶼尾流的現象，造成強烈的紊流混合，其  $K\rho$  為  $10^{-3} \sim 10^{-1} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， $\varepsilon$  為  $10^{-7} \sim 10^{-5} \text{ WKg}^{-1}$ ，並且提出蘭嶼與綠島之間尾流有可能相互作用。施(2006)研究中提到因為島嶼尾流影響，有可能產生湧昇流，此時會將底層海水向上抬升，造成剪切變大、水溫度降低、混合作用較強烈。Caldeira and Sangrà (2012) 在研究馬德拉群島時，結果顯示兩島嶼之間共振產生渦旋，Chang (2013) 研究中提到蘭嶼與綠島之間尾流現象有可能互相影響，由圖 4-2-20 所示，可以從圖中看到兩島尾流相互相連的現象。

### (3) 底部邊界層(海底上 100 公尺)

底部邊界層，因受到底部不均勻的海流與海洋不規則的底床產生底摩擦作用，而導致能量的消散，也可能因為海水受到海底地形阻擋或抬升情形，導致海水中產生紊流混合現象，可將底層的沉積物從海底層向上運送傳遞。由於此研究區域中，以台灣於蘭嶼之間的地形最為崎嶇複雜，並且此區域的底層 $K\rho$ 大小介於 $10^{-5.8} \sim 10^{-2.2} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，相差了約 $10^4$ 的量級，為了瞭解此造成此區域底部邊界層為何造成如此大的變化，於是利用海洋學門資料庫水深資料，網格間距為 500 公尺，做地形坡度斜率的均方根 $\sqrt{\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2}$ ，將坡度斜率的均方根與海底上方 100 公尺的 $K\rho$ 平均做比較，歷史水文資料中有探測深度離海底 100 公尺內的資料僅只有 239 個，由圖 4-2-21 所示，此圖平均 $K\rho$ 以 $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 為一界限區分表示，大於 $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (紅)表示為紊流混合比較強烈的區域，小於 $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (綠)表示為紊流混合比較弱的區域，由圖中可以發現發生較強烈紊流混合的位置大部分位於坡度斜率的均方根較大的兩側位置，而在坡度斜率的均方根較小的地方則 $K\rho$ 都小於 $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

由圖 4-2- 及圖 4-2- 所示，此兩圖為地形坡度斜率的均方根分別對 $K\rho$ 及 $\varepsilon$ 作相關性分佈圖，而地形坡度斜率的均方根以測站位置為中心向外 $0.05^\circ$ 內的平均值，由於發生強烈紊流混合的位置並非全部為斜坡最大的地方，有部分於斜坡兩側，有此分佈圖可知，兩者相關性分別為 0.65 及 0.57，且皆與 $\log_{10} K\rho$ 及 $\log_{10} \varepsilon$ 呈現為線性分佈的趨勢，其線性方程式為 $y = 9.02X - 4.58 \pm 1$ 及 $y = 8.1X - 8.4 \pm 1$ 。有此可知在此研究區域的底層受到地形坡度變化的影響很大，但地形坡度為何為此區域的影響因素，可能因為此區域發生內潮現象，Garrett (2003)提出內潮可能造成海水內有大規模擾動及混合現象，在此研究區域漲潮為向東北流，退潮向西南，當潮流來回運動時，受到南縱海槽、北呂宋海槽、蘭嶼及花東海盆的地形作用影響下有可能產生內潮，而內潮在此區域傳遞能量時遇到較陡的地形時，將受到阻擋，所以造成能量消散及紊流混合現象。

表 4-2-1 歷史水文資料分別有風應力及混合層厚度數據的季節個數統計。

季節	歷史水文 資料個數	含對應 風應力個數	所占 百分比	含對應 MLD 個數	所占 百分比
春	244	170	70%	239	98%
夏	214	113	53%	203	95%
秋	221	130	59%	221	100%
冬	51	37	73%	50	98%
總共	730	450	62%	713	98%

表 4-2-2 平均溫度、鹽度、風應力季節變化。

季節	溫度 (°C)	鹽度 (psu)	風應力 (Nm <sup>-2</sup> )
春	25.2	34.54	0.083
夏	26.36	34.40	0.070
秋	26.26	34.49	0.112
冬	24.47	34.51	0.092

表 4-2-3 混合層厚度季節厚度變化及對風應力及溫度的季節相關性。

季節	混合層厚度 (m)	MLD 對 風應力相關性	MLD 對 溫度相關性
春	33.2	0.64	0.57
夏	22.1	0.53	0.69
秋	39.2	0.59	0.55
冬	47.5	0.58	0.65

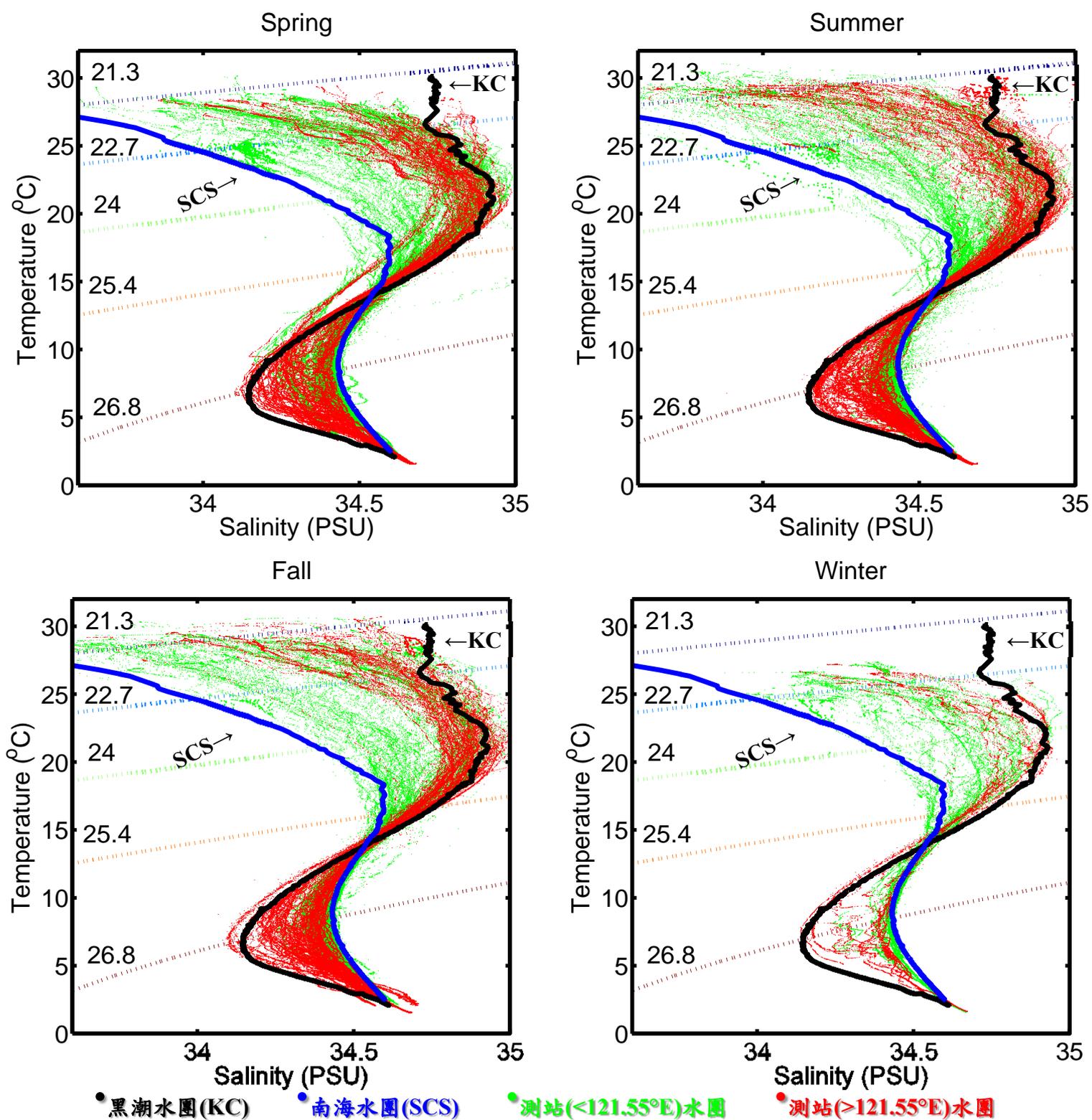


圖 4-2-2 研究區域不同季節的溫-鹽圖分佈。

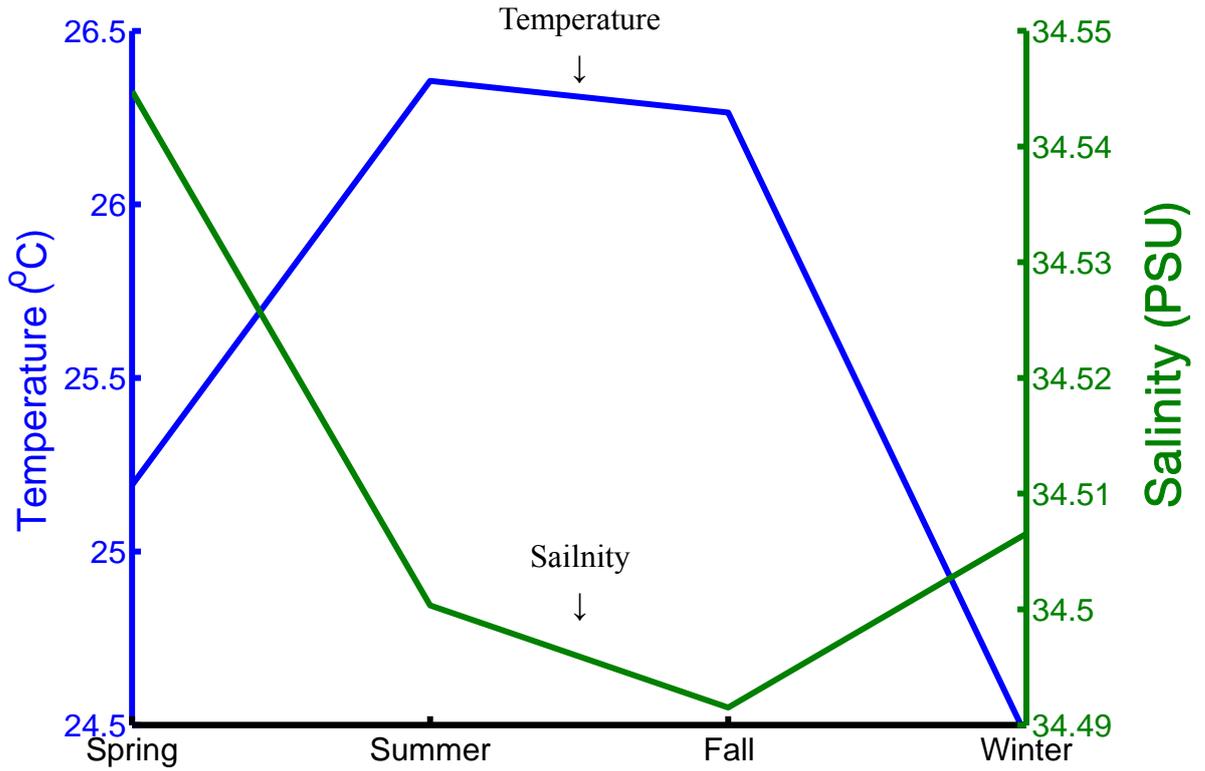


圖 4 - 2 - 3 研究區域內平均溫度及鹽度季節變化圖。

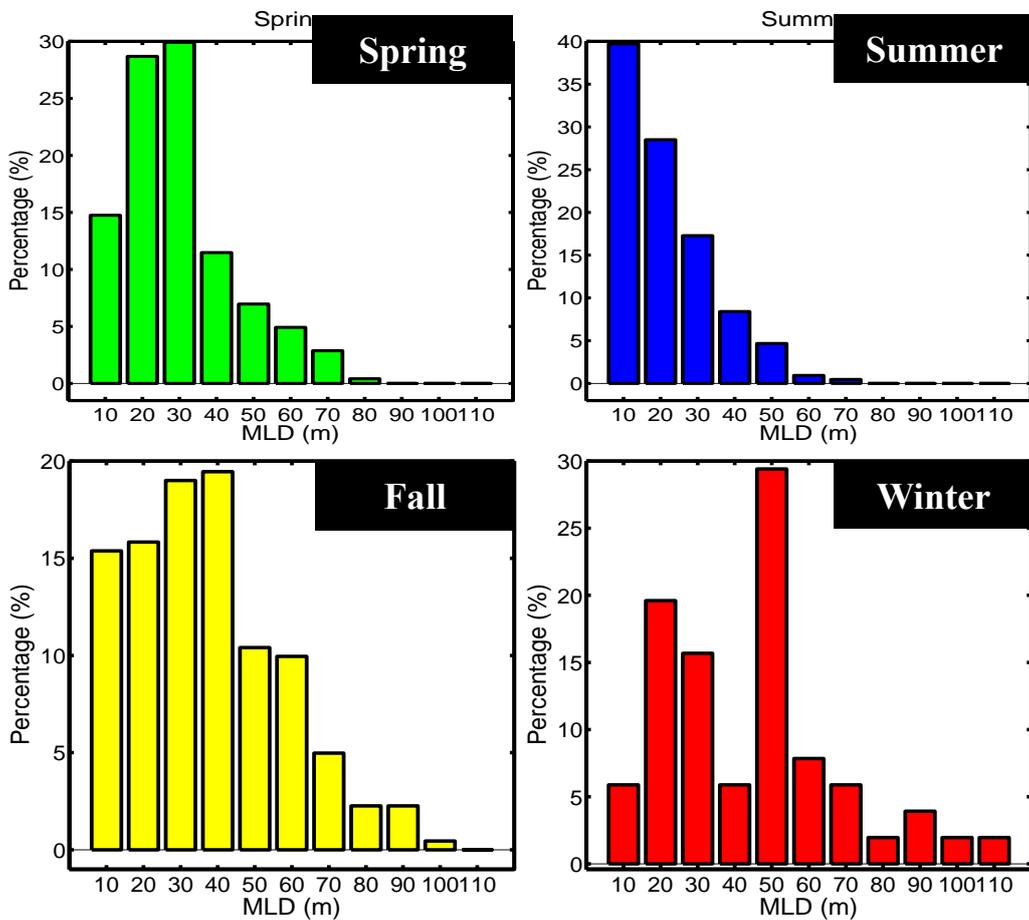


圖 4 - 2 - 4 研究區域內混合層厚度季節變化圖。

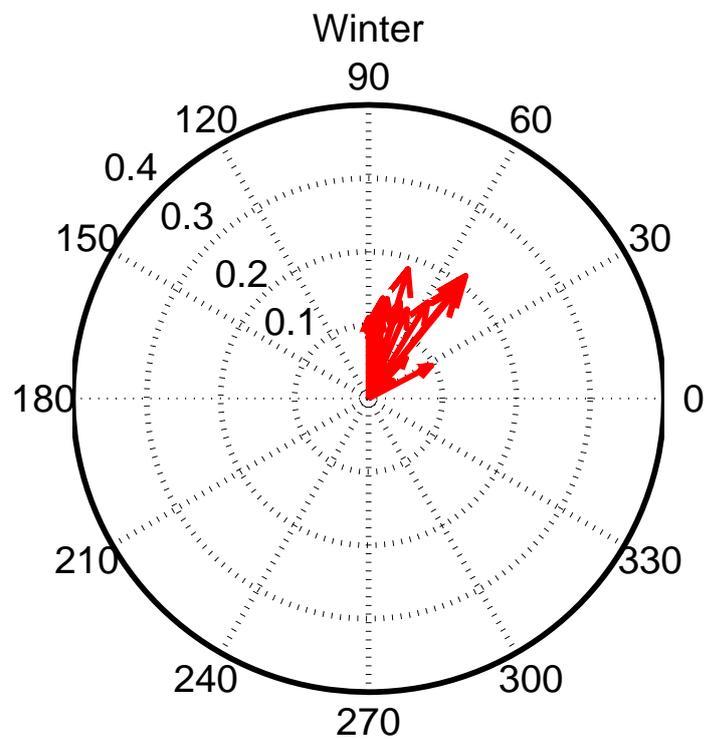
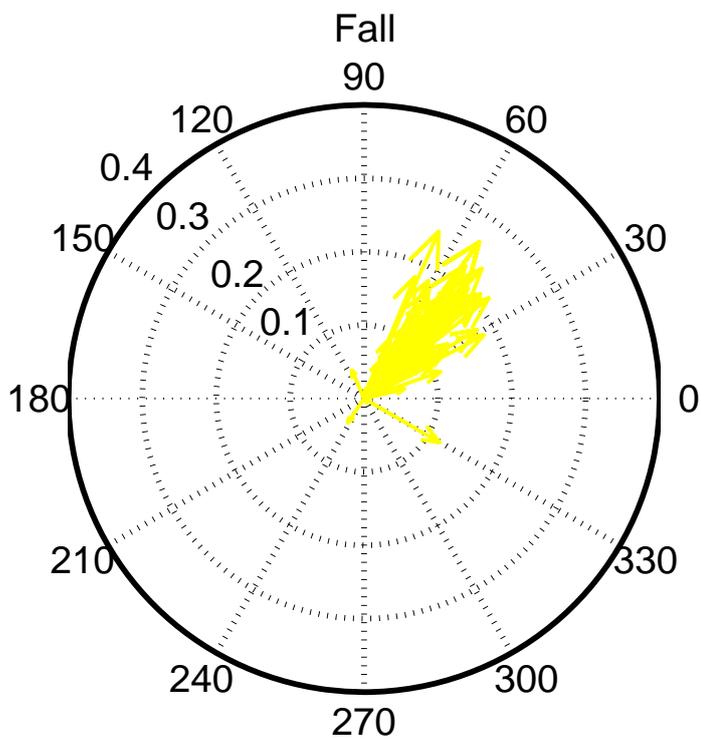
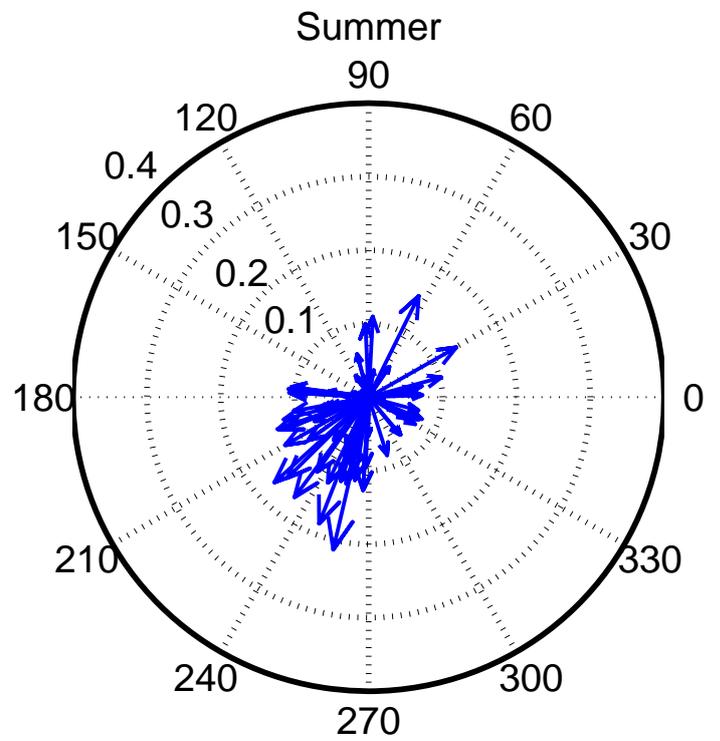
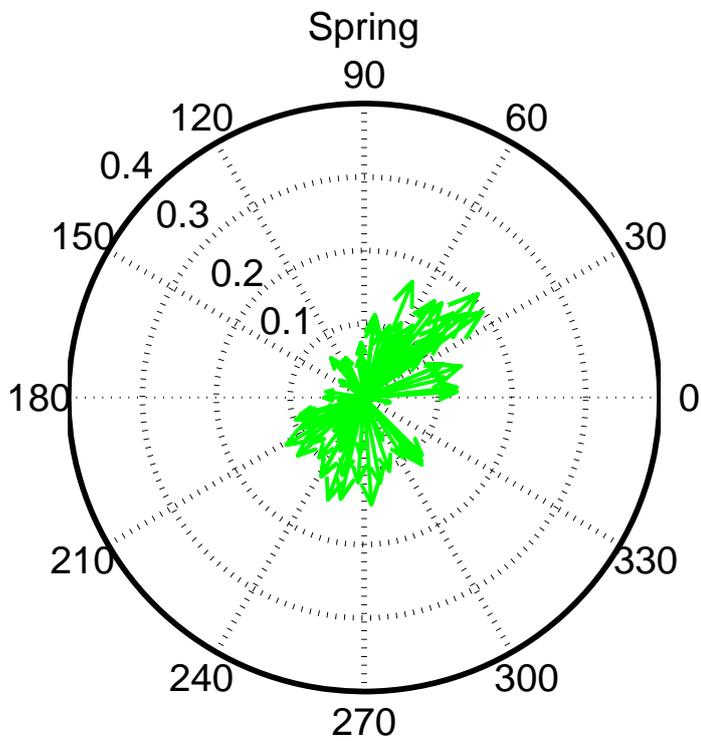


圖 4-2-5 研究區域內風應力季節變化的風玫瑰圖。(此風應力方向與流速同方向)

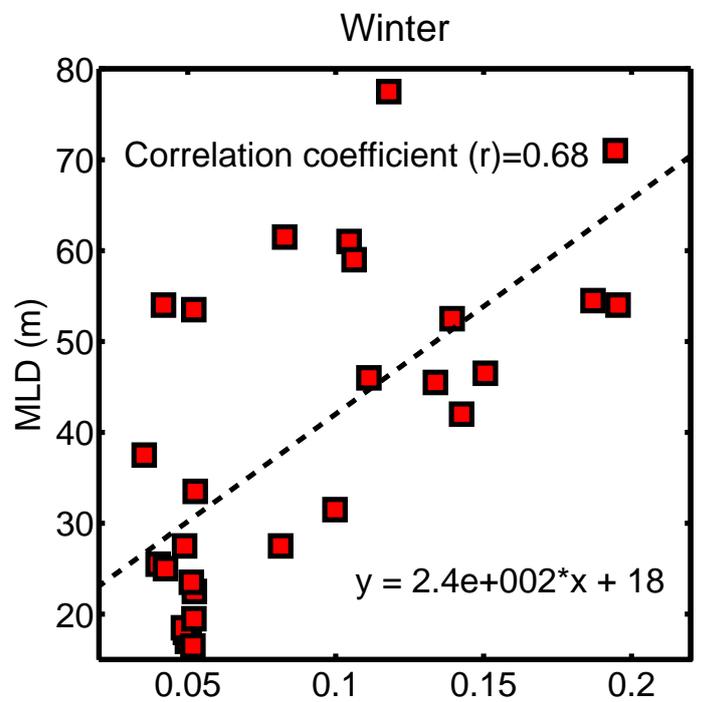
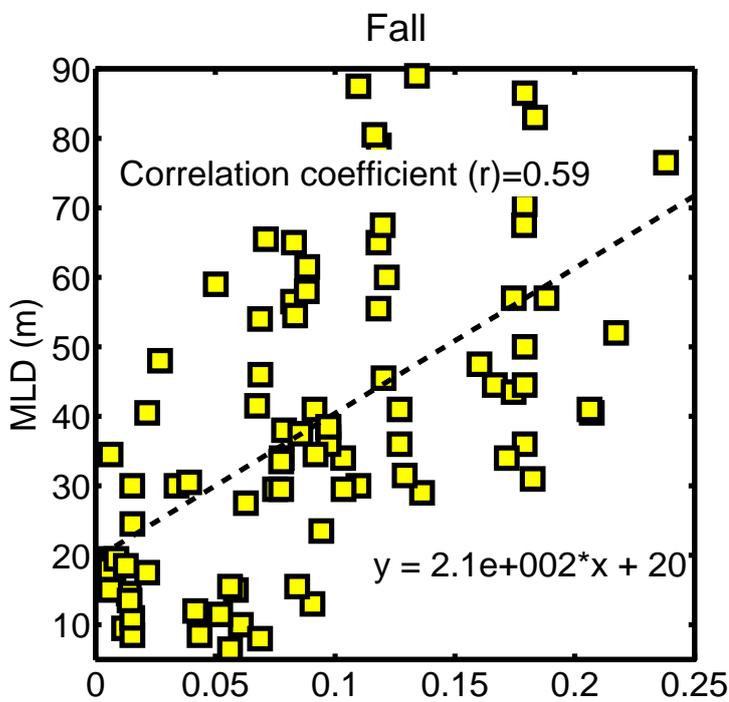
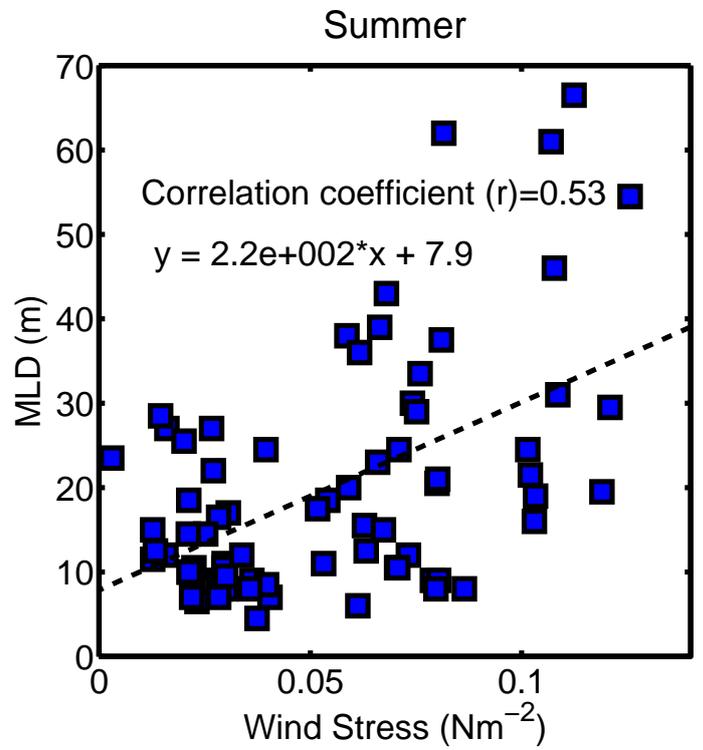
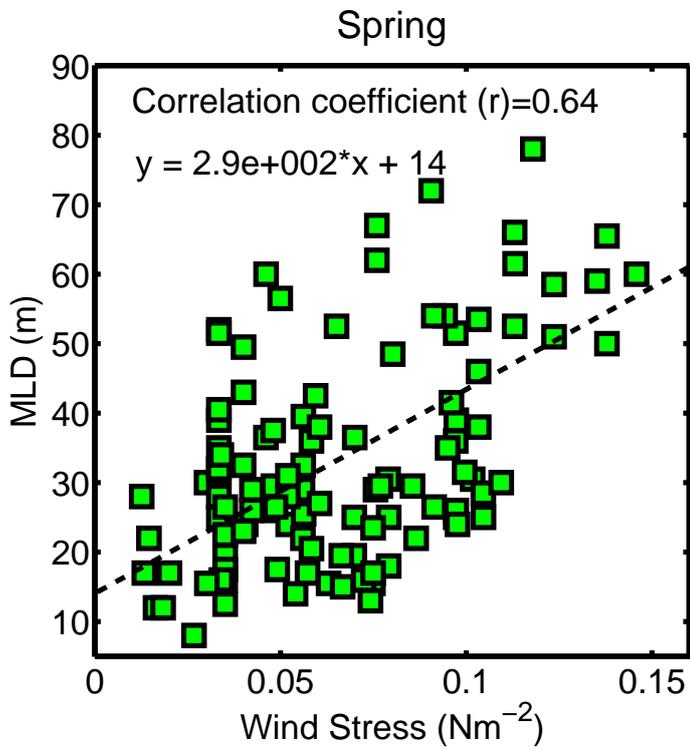


圖 4-2-6 不同季節的MLD對風應力分佈圖。

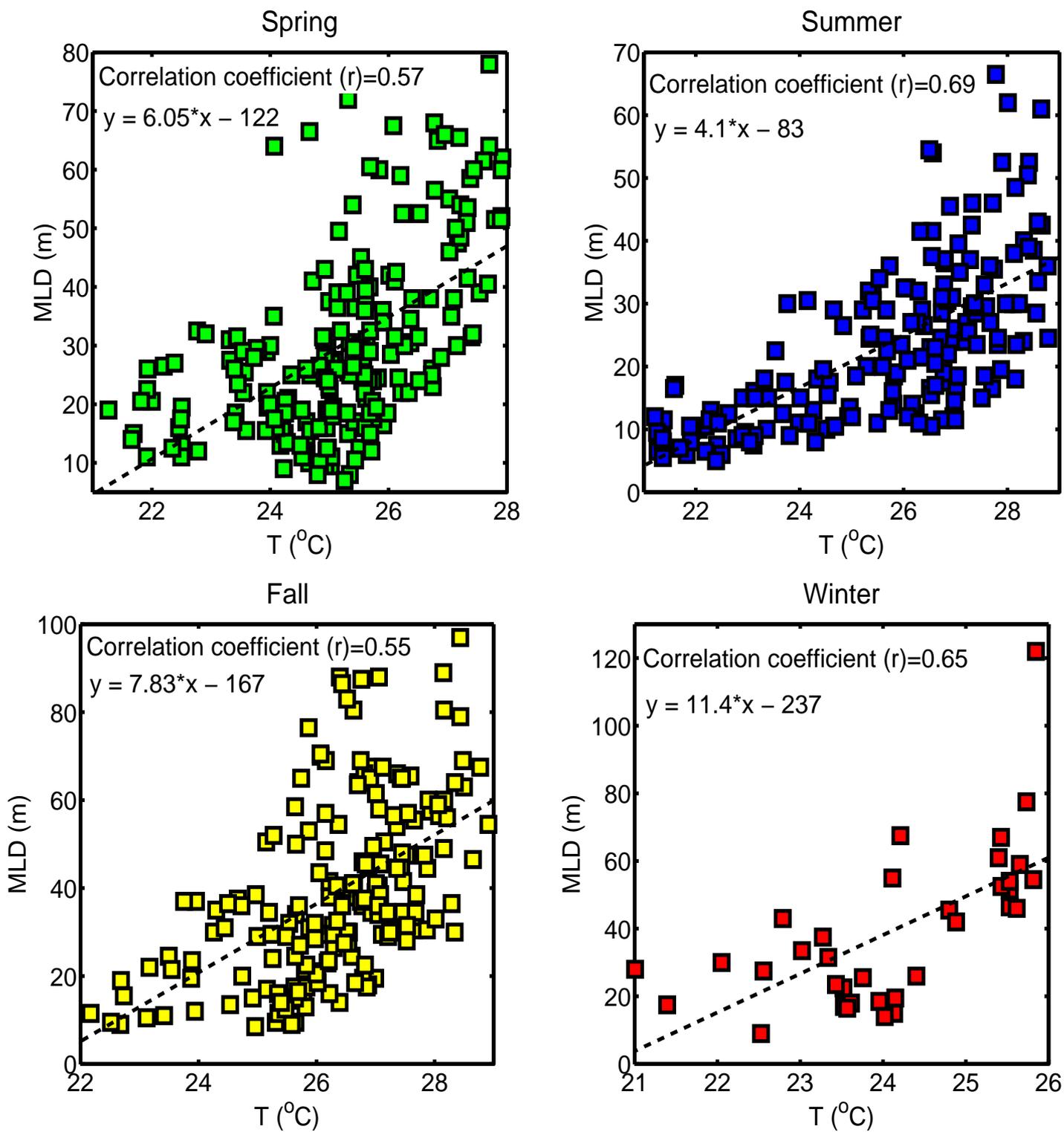


圖 4-2-7 不同季節 MLD 對溫度分佈圖。

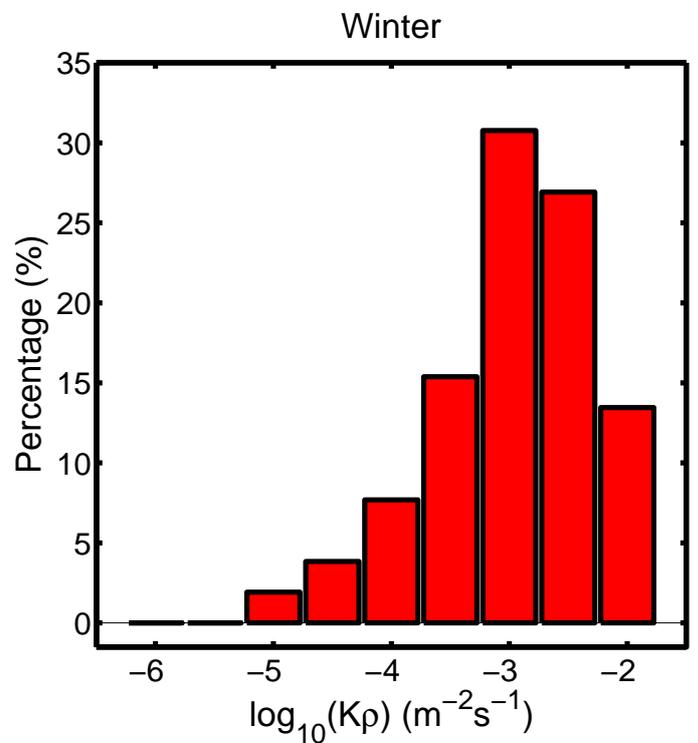
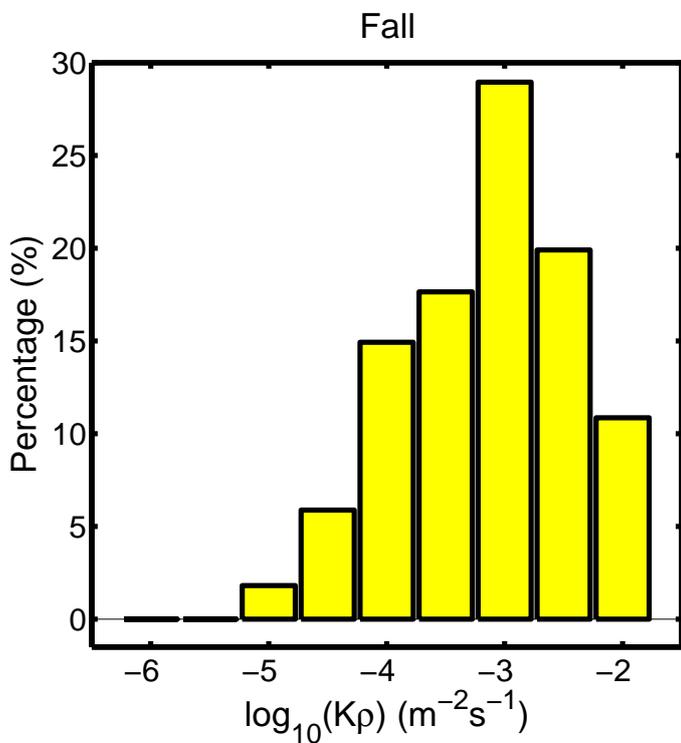
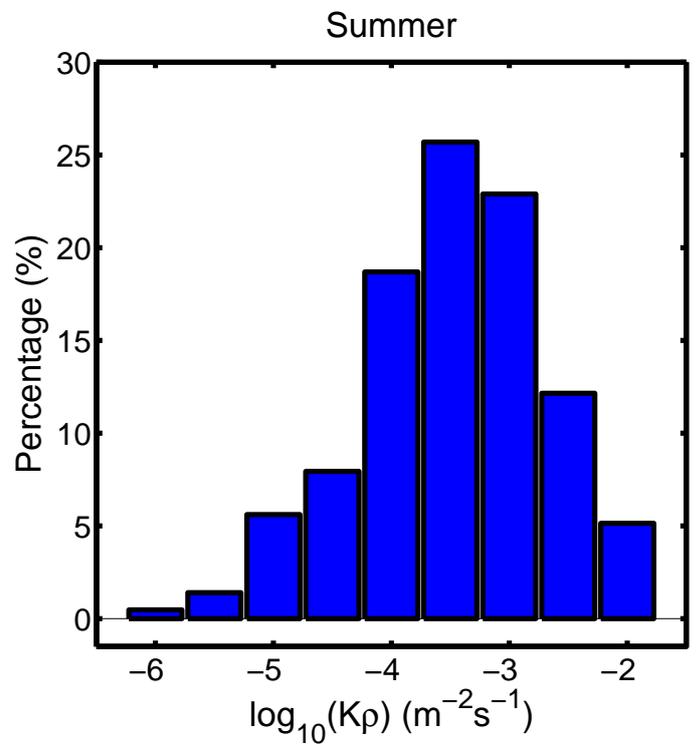
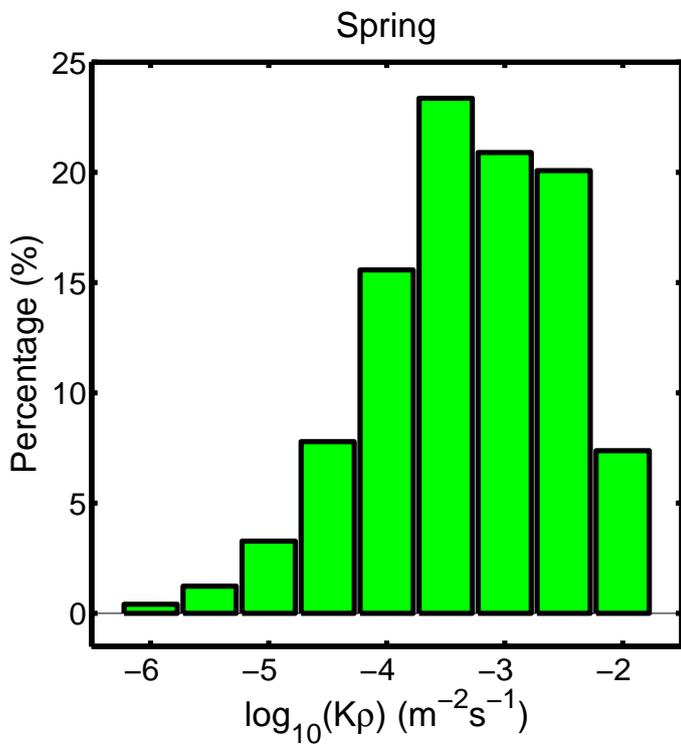


圖 4-2-8 研究區域內  $K_p$  季節變化圖(水深 30~200 公尺)。

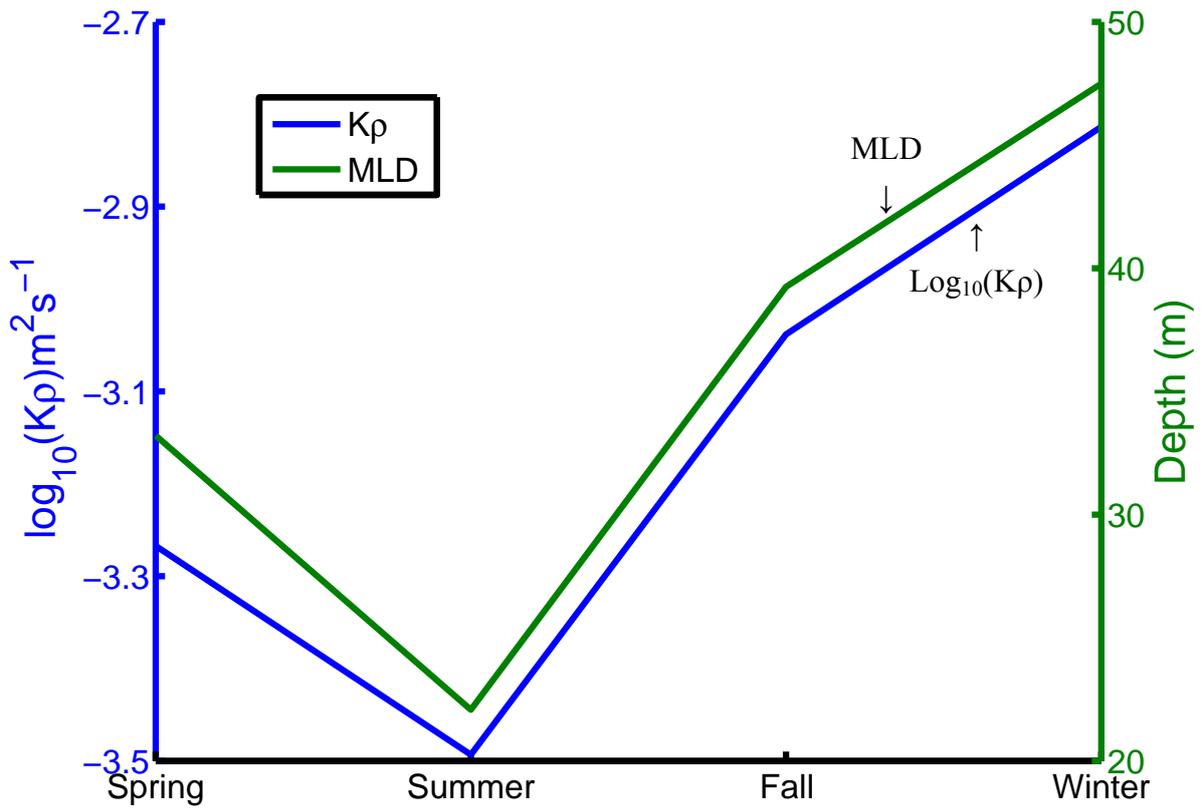


圖 4-2-9 研究區域內平均  $K\rho$  MLD 季節變化圖。

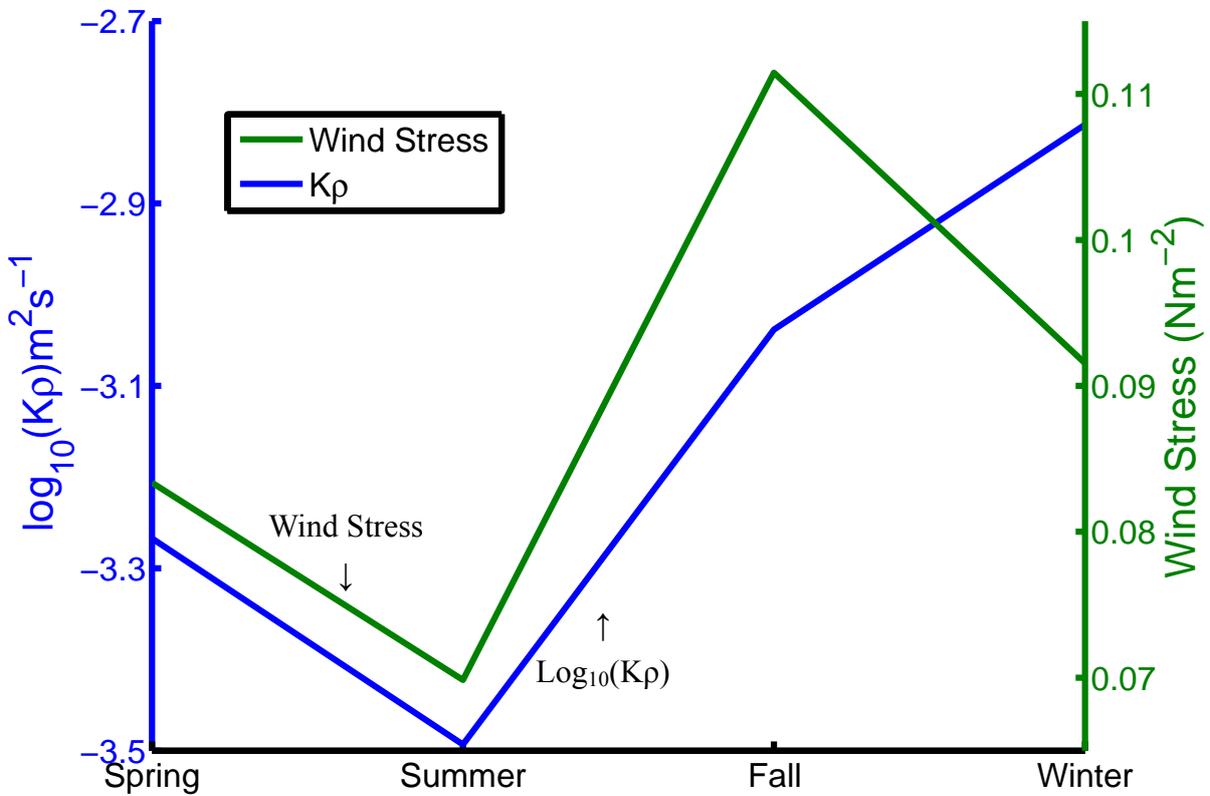


圖 4-2-10 研究區域平均  $K\rho$  及風應力季節變化圖。

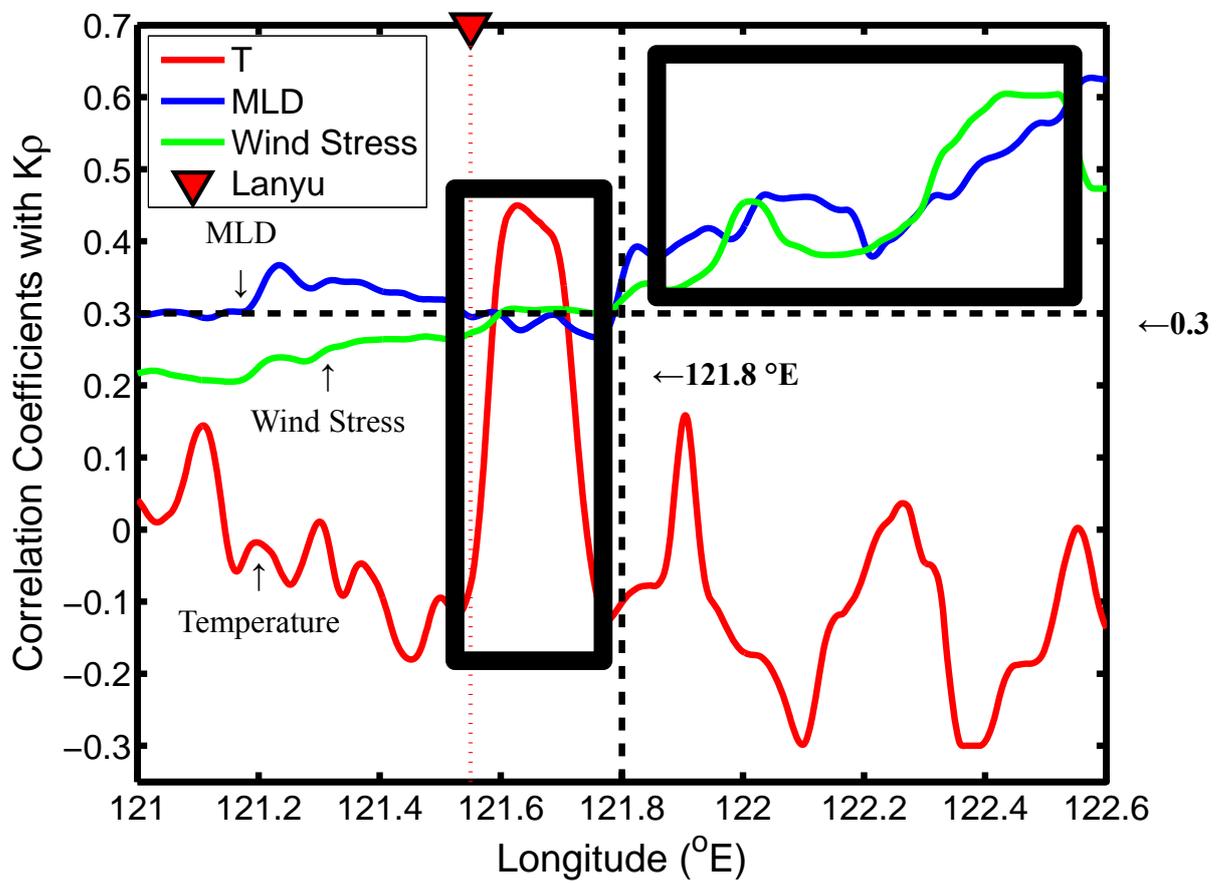


圖 4-2-11 MLD、風應力、溫度對  $K\rho$  空間變化圖。

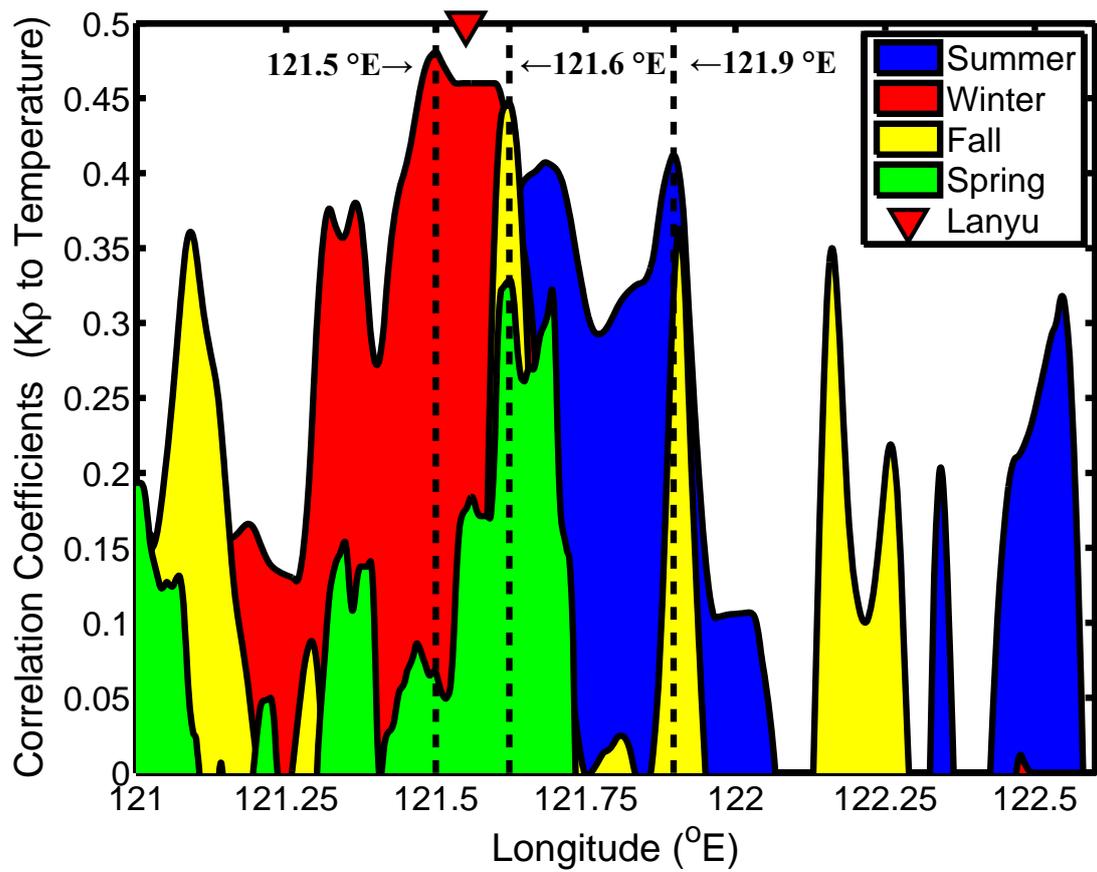


圖 4-2-12 不同季節溫度對  $K\rho$  相關性空間變化圖。

黑色虛線為在不同季節溫度與  $K\rho$  最大相關性位置。  
( $121.5^{\circ}\text{E}$  為冬季,  $121.6^{\circ}\text{E}$  為春、秋季,  $121.9^{\circ}\text{E}$  為夏季)

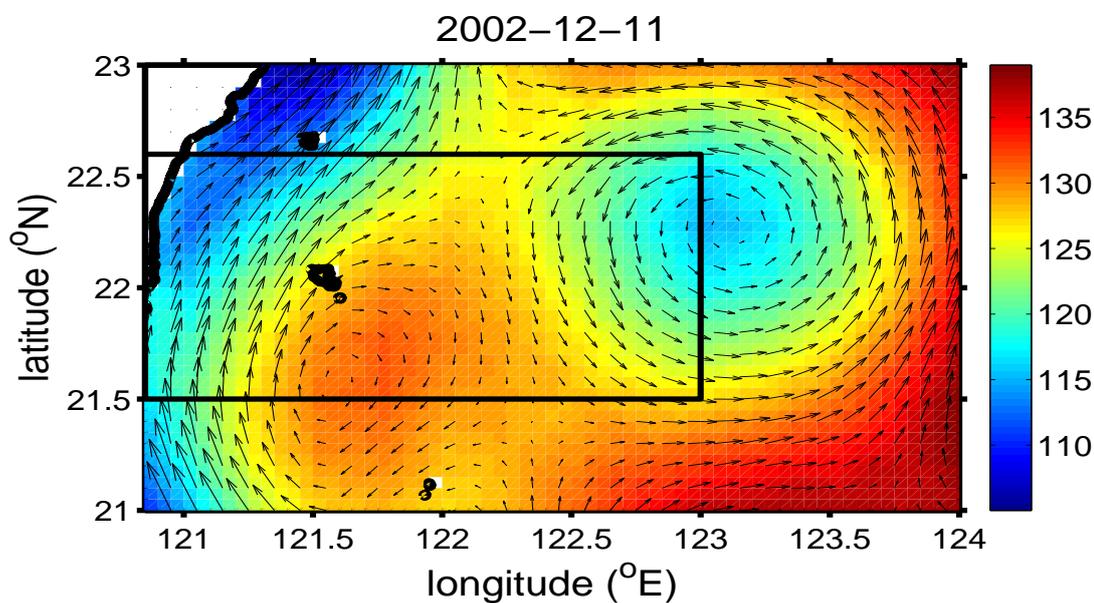


圖 4-2-13 研究區域發生氣旋式渦旋時的海面高度和地轉流示意圖。  
黑色框框為研究區域範圍。

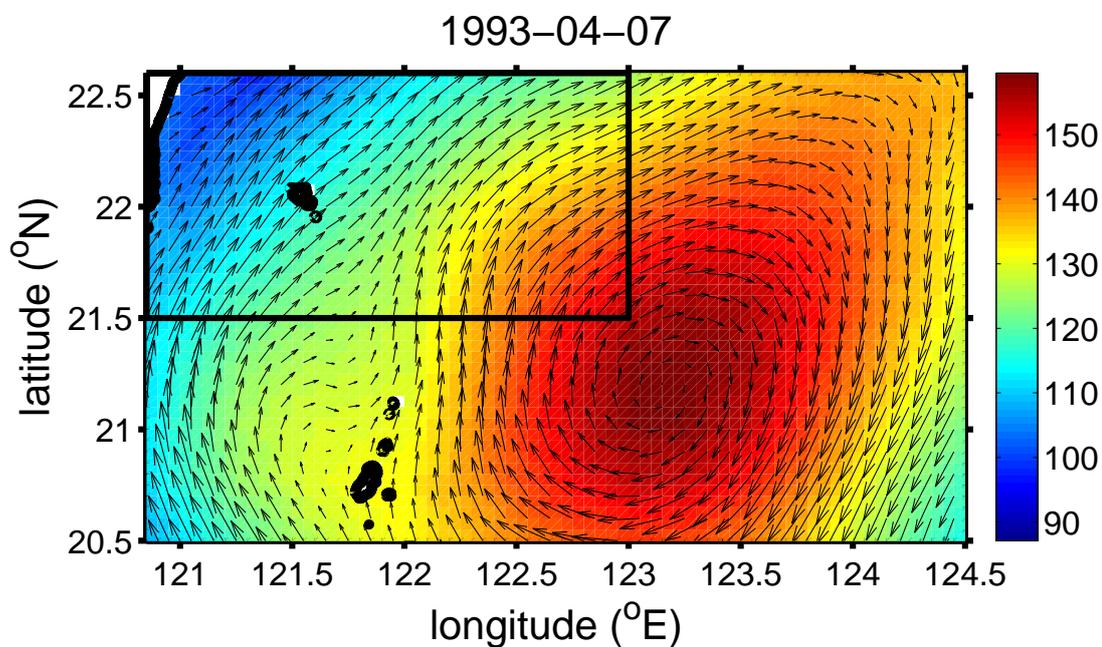


圖 4-2-14 研究區域發生反氣旋式渦旋時的海面高度和地轉流示意圖。  
黑色框框為研究區域範圍。

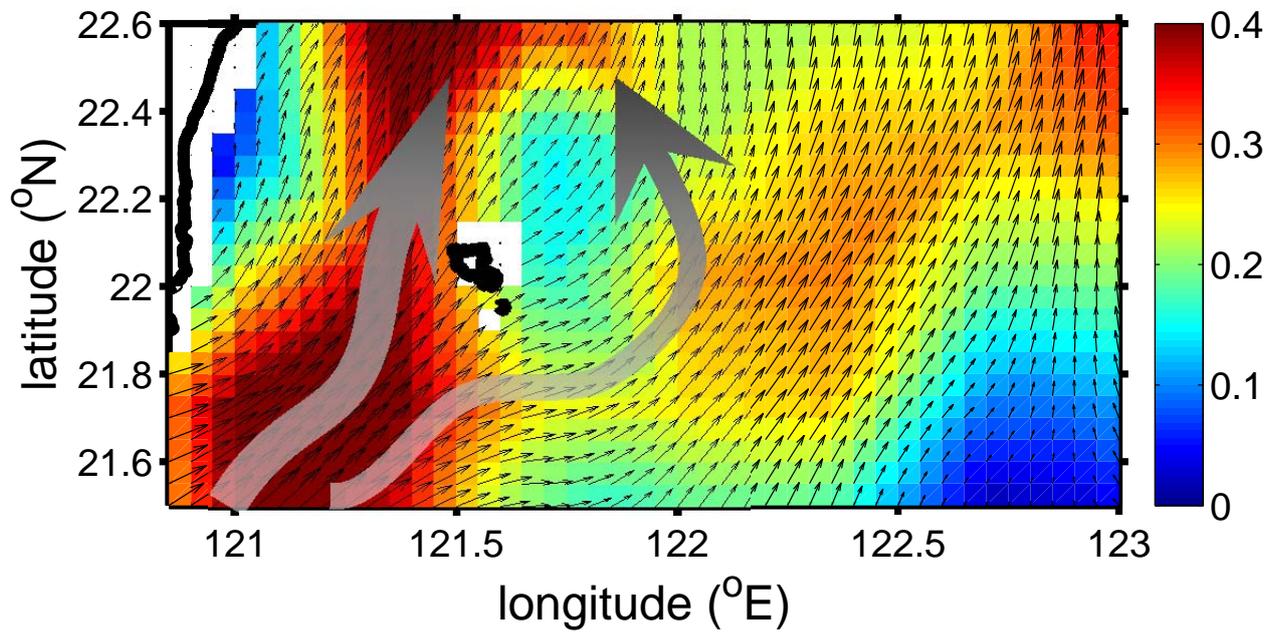


圖 4 - 2 - 15 Aviso (1992~2011) 平均地轉流流速空間分佈圖。  
灰色箭頭為地轉流(黑潮)主要流向。

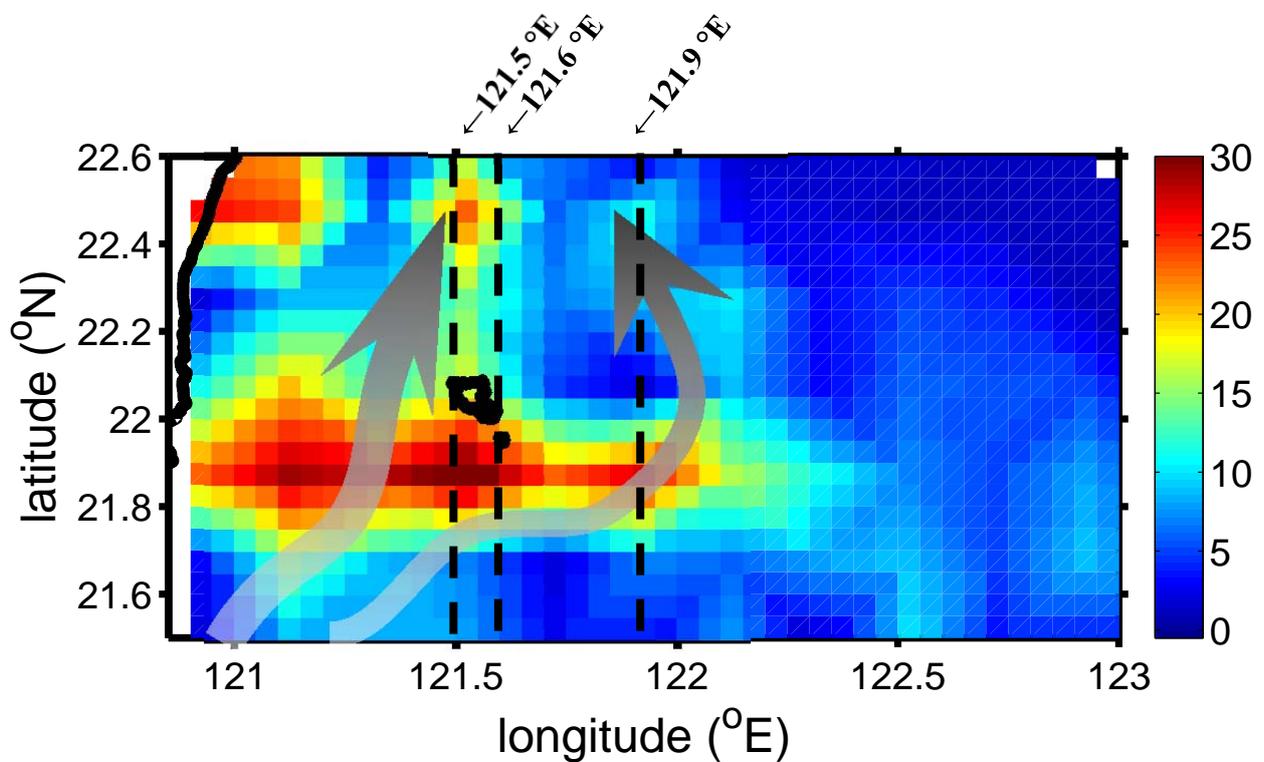


圖 4 - 2 - 16 歷史水文資料  $Kp > 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  發生次數分佈圖。  
灰色箭頭為地轉流(黑潮)住要流向；黑色虛線為在不同季節溫度與 $Kp$ 最大相關性位置。  
(121.5°E 為冬季，121.6°E 為春、秋季，121.5°E 為夏季)

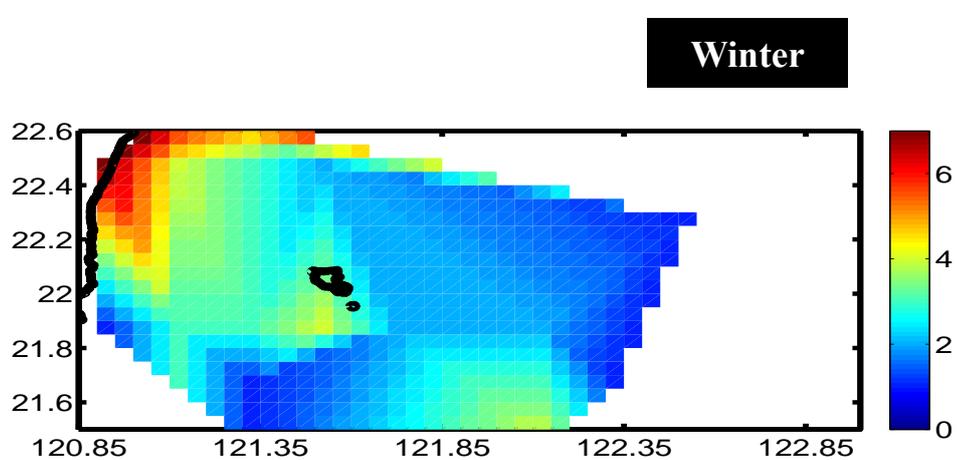
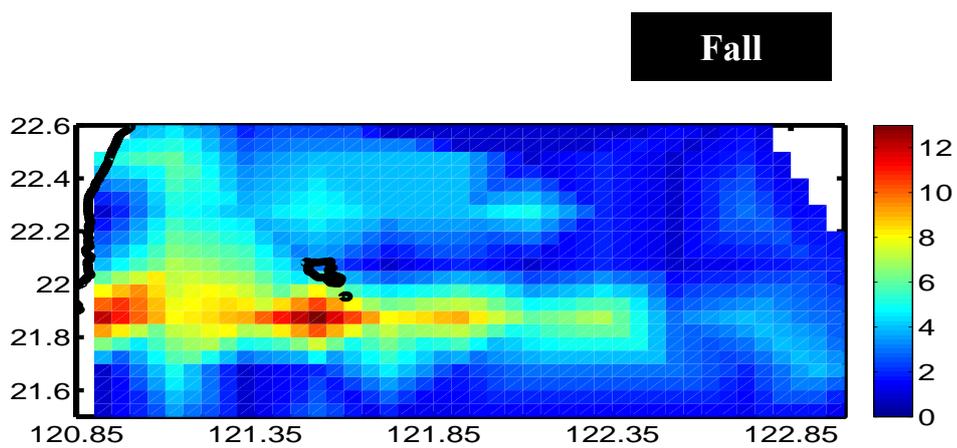
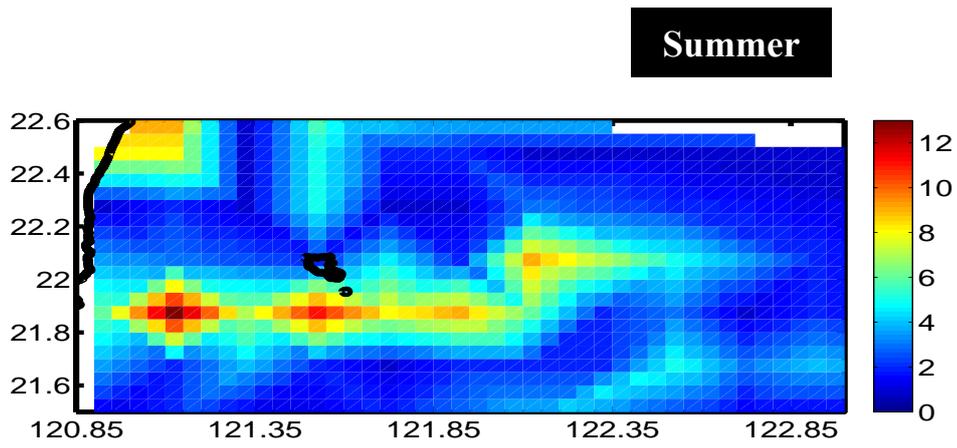
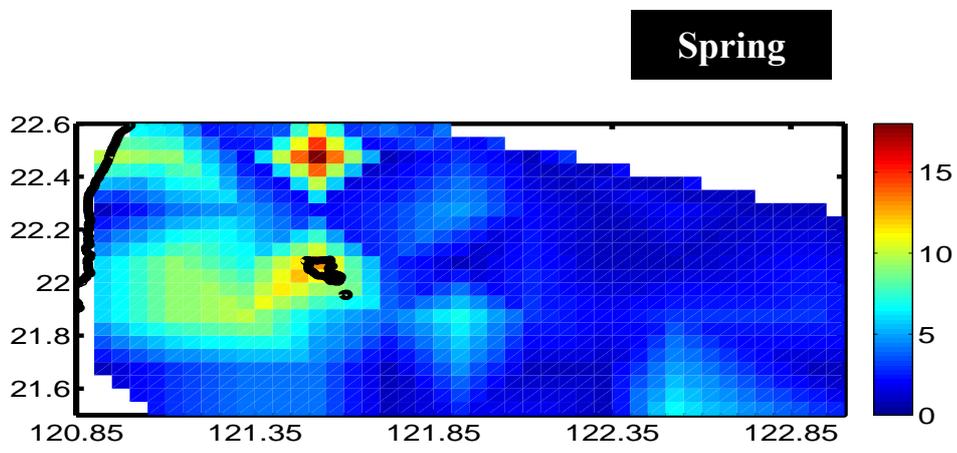


圖 4-2-17 歷史水文資料於不同季節的  $Kp > 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  發生次數分佈圖。

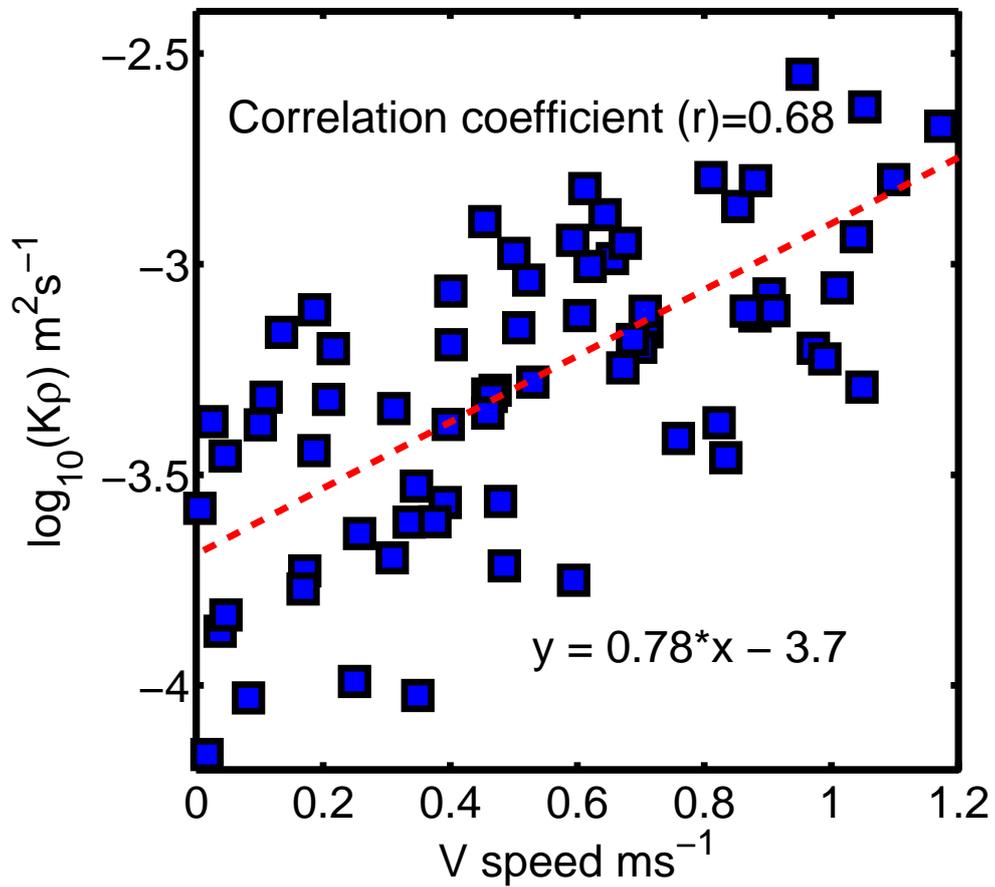


圖 4-2-18 V 方向流速對  $K\rho$  相關性分佈圖(相關係數  $r=0.68$ )。  
虛線為此分佈的趨勢線( $y = 0.78X - 3.7$ )。

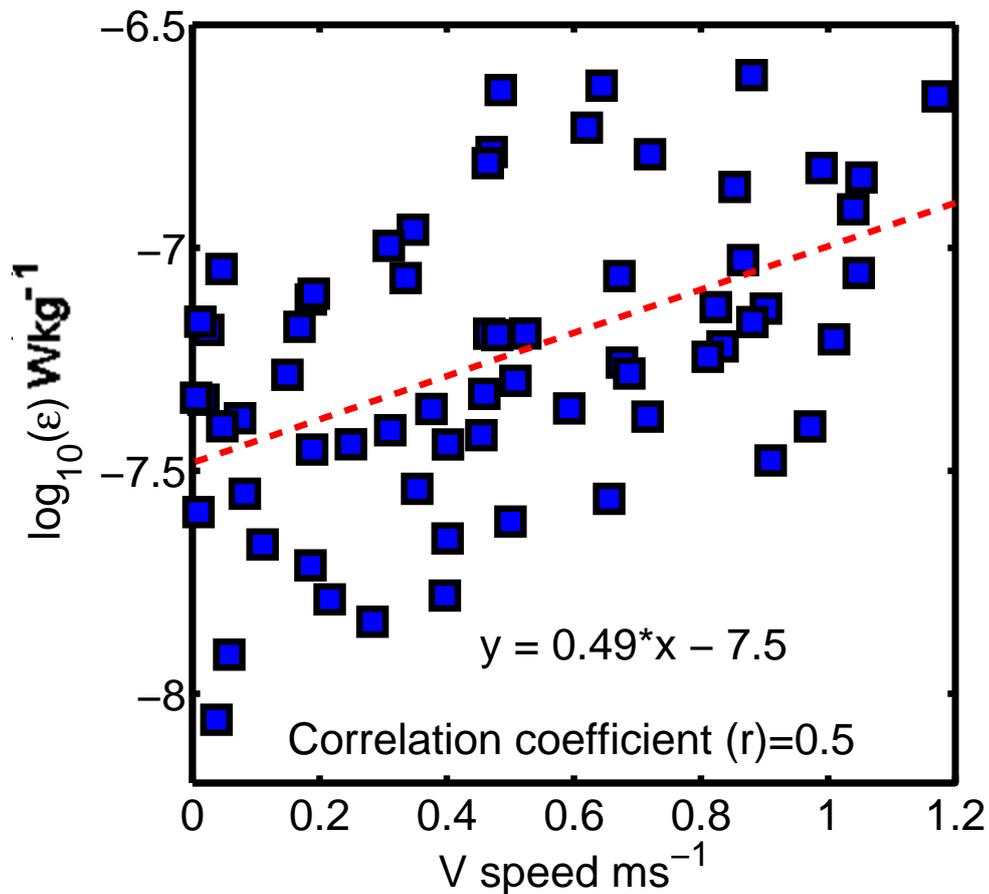


圖 4-2-19 V 方向流速對  $\epsilon$  相關性分佈圖(相關係數  $r=0.5$ )。  
虛線為此分佈的趨勢線( $y = 0.49X - 7.5$ )。

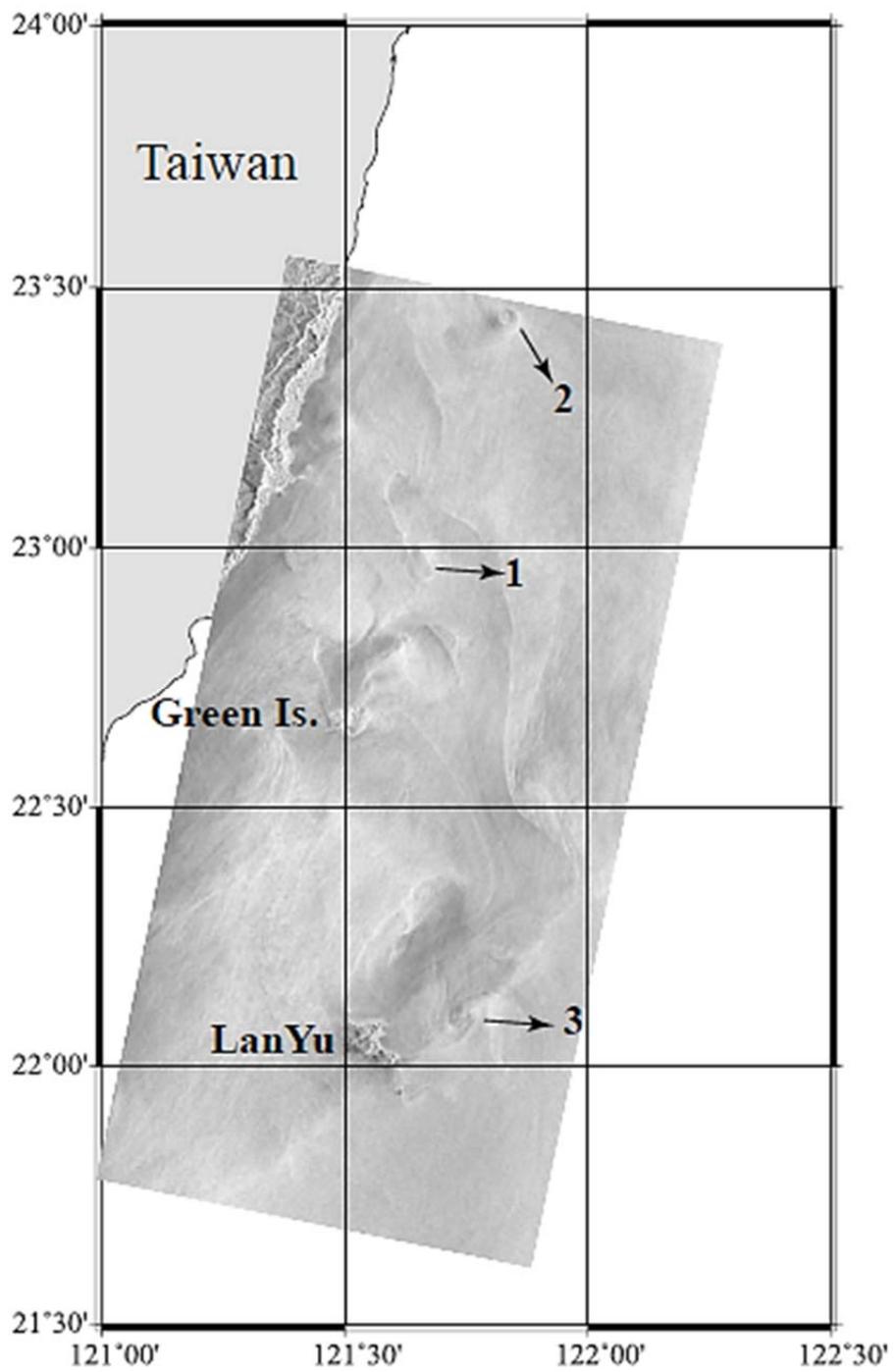


圖 4 - 2 - 20 1999/03029的ERS SAR衛星照片。截取自Chang *et al.* (2013)。

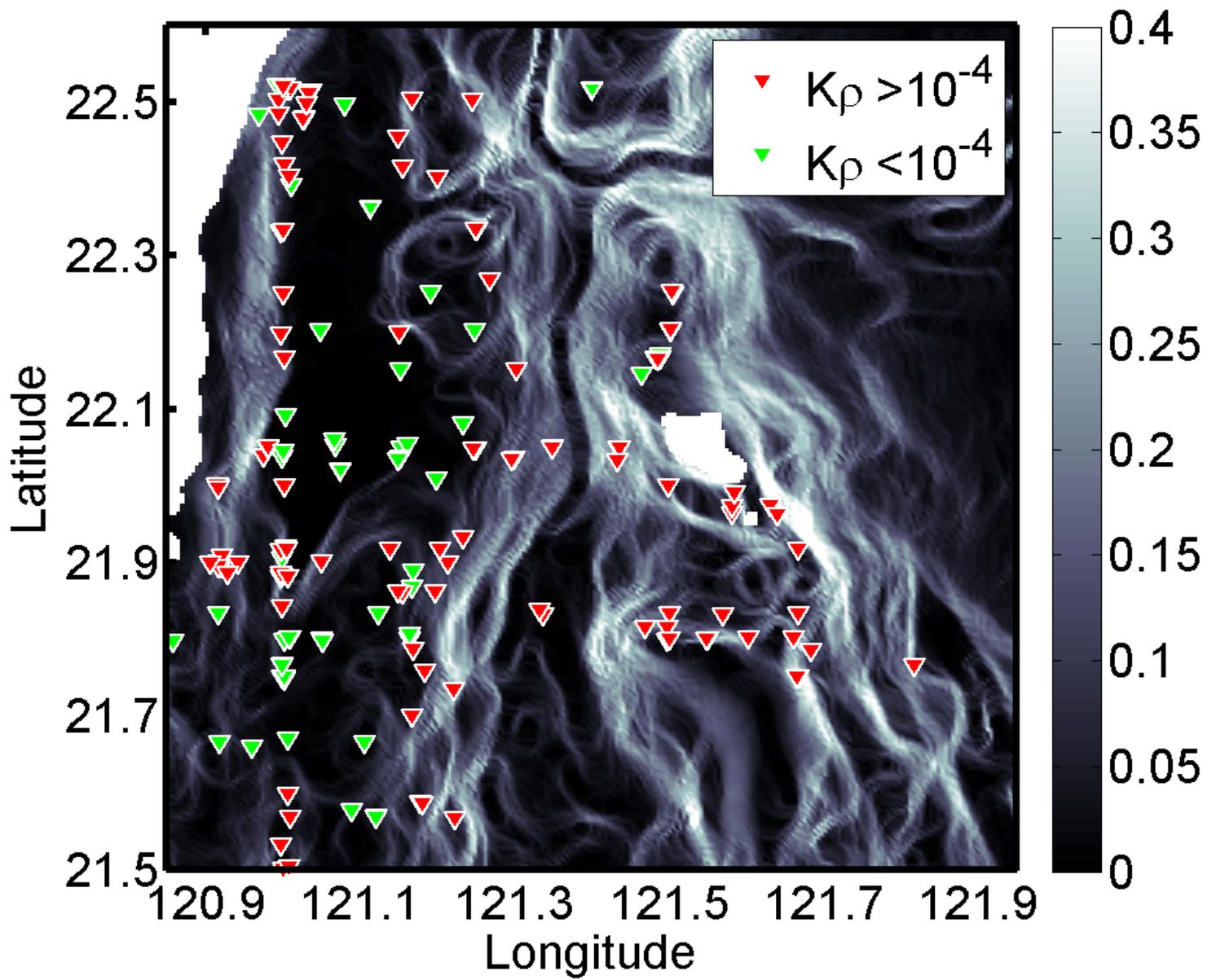


圖 4-2-21 地形坡度斜率均方根對  $K_{\rho}$  相關性分佈圖。

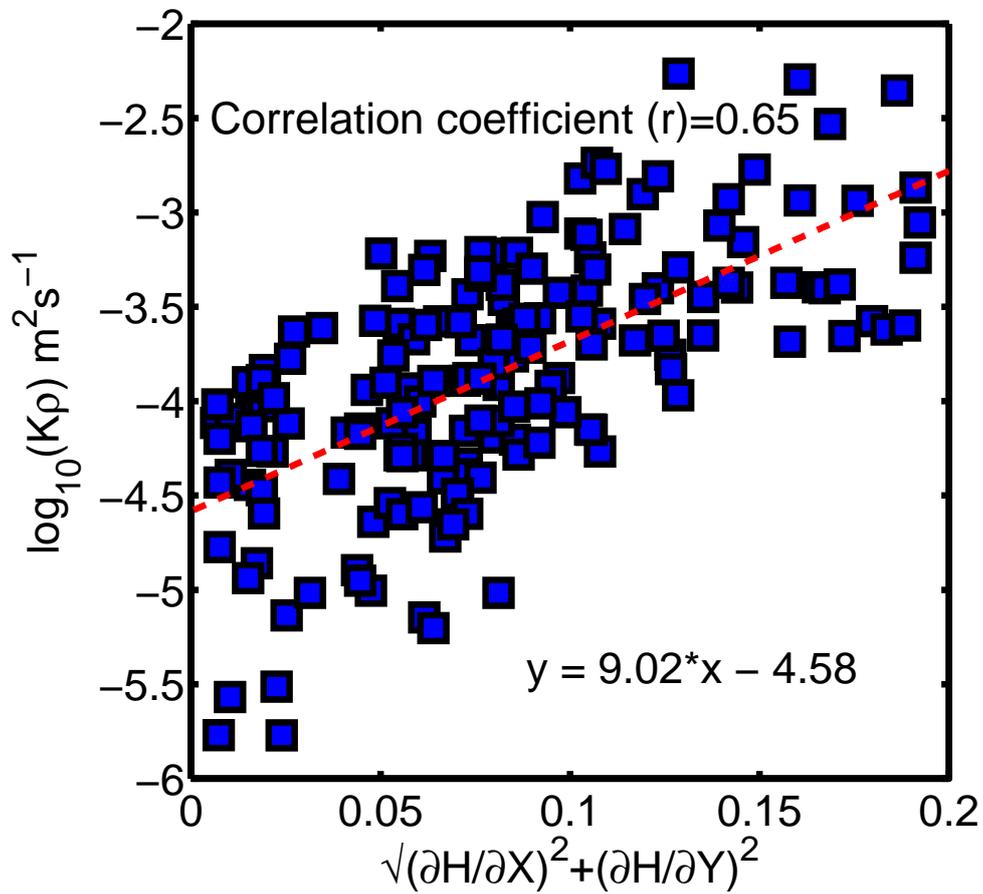


圖 4-2-22 斜率均方根對  $K\rho$  相關性分佈圖(相關係數  $r=0.65$ )。  
虛線為此分佈的趨勢線( $y = 9.02X - 4.58$ )。

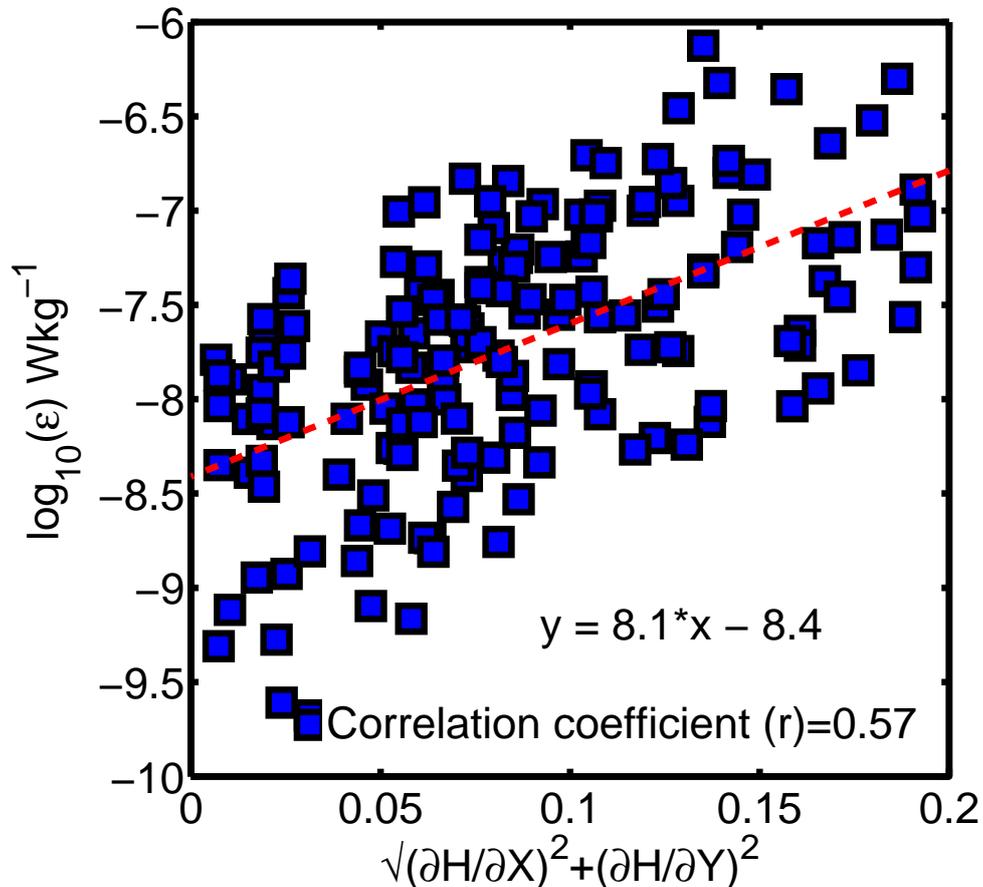


圖 4-2-23 斜率均方根對  $\epsilon$  相關性分佈圖(相關係數  $r=0.57$ )。  
虛線為此分佈的趨勢線( $y = 8.1X - 8.4$ )。

### 4-3. 黑潮流域內紊流混合現象

由 4-2 章節上層海洋邊界層的結果顯示，在蘭嶼附近的黑潮流域內有明顯的強烈紊流現象，為了更了解及確定此區域內部海水的紊流混合現象，因此在此章節去做更深入的討論。在此研究利用海研三號的航次資料，觀測 CTD 水文及 Sb-ADCP、LADCP 流速資料，再估算出該測站的垂直深度剖面之密度渦流擴散係數( $K\rho$ )、紊流動能消散率( $\varepsilon$ )、浮力頻率( $N$ )、剪切平方和( $S^2$ )、Richardson number ( $Ri$ )做分析。

台灣東岸長期受到西方邊界流入侵，使得垂直方向的海水混合現象增強，Rogachev and Goryachev (1991)研究中提出黑潮流域內上層(>700 公尺)水團分層偏弱，容易造成垂直方向的混合現象。此小節將探討黑潮在此區域的變化，利用海研三號的六個航次，且分成三條測線(I、II、III)來分析黑潮流域內部的混合現象。

為了找出航次的測站位置否為黑潮流域內，我們利用黑潮的特徵性質去作判別，在黑潮流域內與相鄰周遭海域的溫度、鹽度來的高，及流速也相對的快，約  $1 \text{ m s}^{-1}$  左右。首先利用定性的綜合分析方法，繪製溫-鹽圖看測站點的溫鹽分佈變化，利用這些特性來判斷是否為黑潮水團，由

1	School of Ocean and Earth Science and Technology (SOEST)		
	美國夏威夷大學	Eric Firing	剪切法 (shear method)
2	Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO)		
	美國哥倫比亞大學	Martin Visbeck	逆推法 (inverse method)
3	Leibniz Institute of Marine Sciences (IFM-GEOMAR, or IFMG)		
	德國漢諾威萊布尼茨大學	Gerd Krahnemann	逆推法 (inverse method)

、圖 4-3-2、圖 4-3-3 所示，分別為測線 I、測線 II、測線 III 個測站點的溫-鹽圖，其中黑潮水團為紅線；南海水團為綠線；測站水團為藍線，而在近

台灣東岸的測站溫鹽圖顯示大部分皆較接近南海水團的情形，越往東邊測站則越接近黑潮水團，可見在南海水團與黑潮水團會在此區域進行水團混合的情形。

再利用 CTD 的水文資料及 Sb-ADCP 的流速資料來觀察溫度、鹽度、U 及 V 方向流速的垂直深度剖面分佈情形，找出符合黑潮的特徵性質，測線 I 由圖 4-3-4 及圖 4-3-5 所示；測線 II 由圖 4-3-6 及圖 4-3-7 所示；測線 III 由圖 4-3-8 及圖 4-3-9 所示，每圖依上而下順序為溫度、鹽度、U 方向流速、V 方向流速的垂直深度剖面圖，虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 psu；U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分產生缺值，其原因在施放 CTD 時會停船，此時的 Sb-ADCP 所量到的流速資料品質不好，研究中以 Percent Good 大於 85 以上為篩選界線，其中 OR3-1470 的資料品質最不好缺值最多。

並使用從 The Multi-sensor Improved Sea Surface Temperatures (MISST) 網站下載 Remote Sensing Systems (RSS) 的衛星 Sea Surface Temperature (SST) 資料，資料為每日平均，利用紅外線加微波波段，網格大小約為 9 km×9 km。將各航次的航行日期做平均來看海表溫度的分佈圖，測線 I 由圖 4-3-10 及圖 4-3-11 所示；測線 II 由圖 4-3-12 及圖 4-3-13 所示；測線 III 由圖 4-3-14 及圖 4-3-15 【測線 III】OR3-1489 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。所示。綜合上面分析資料觀察結果得出測站 I 的兩航次黑潮會於 T1~T2 之間；測站 II 的 OR3-1250 航次黑潮位於 S3~S5 之間，OR3-1275 航次黑潮位於涵蓋 S1~S4 之間；測站 I 的 OR3-1470 航次黑潮位於 K2~S4 之間，OR3-1489 航次黑潮位於 S3~S5 之間，一共有 30 測站點於黑潮流域內。

將各航次上層水深 30 到 200 公尺的於黑潮內的海水流速、 $K\rho$  及  $\varepsilon$  做平均，由表 4-3-1 所示，從表中顯示測線 II 的流速、 $K\rho$  及  $\varepsilon$  比其他兩條測線數值都來的大，流速平均 0.75 m s<sup>-1</sup>， $K\rho$  平均 10<sup>-2.78</sup> m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>， $\varepsilon$  平均 10<sup>-5.93</sup> W kg<sup>-1</sup>；測線 III，流速平均 0.6 m s<sup>-1</sup>， $K\rho$  平均 10<sup>-3.34</sup> m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>， $\varepsilon$  平均 10<sup>-6.58</sup> W kg<sup>-1</sup>，兩測線(II、

III)流速相差  $0.15 \text{ m s}^{-1}$ ,  $K\rho$  及  $\varepsilon$  相差  $10^{0.56}$  及  $10^{0.65}$ , 有些許的差距, 並且由 4-2 章節中提到, 在發生  $K\rho$  大於  $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  的分佈來看, 在蘭嶼北方發生強烈紊流混合現象的次數相對來的少, 有此可知, 當黑潮流經台灣東岸與蘭嶼之間時, 因為此處地形為一個海槽地形, 海水受到擠壓導致流速增強, 導致此區域的紊流混合強度增強, Hitoshi *et al.* (2012)在日本外海利用 VMP2000 及 VMP500 量測黑潮流域內的紊流混合強度, 研究結果中  $K\rho$  平均介於  $10^{-5}\sim 10^{-3.8} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  之間,  $\varepsilon$  平均介於  $10^{-8}\sim 10^{-7.6} \text{ W kg}^{-1}$  之間。與此研究  $K\rho$  及  $\varepsilon$  結果比較, 相對的小了約 10 倍, 造成這差異的原因可能為此研究區域內的剪切平方和( $S^2$ )在上層平均約  $10^{-3.6} \text{ s}^{-2}$  比其 Hitoshi *et al.* 研究中的  $S^2(<10^{-4.3} \text{ s}^{-2})$  研究來的高, 在 Hitoshi *et al.* (2012)也提到  $\log_{10}(S^2)$  與  $\log_{10}(\varepsilon)$  成正比關係, 其相關性為 0.74。Tian *et al.* (2009)估計在呂宋海峽的利用 LADCP 流速資料計算紊流混合強度結果平均  $K\rho$  為  $10^{-3.09} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。比此研究台東到蘭嶼之間(測線 II)的  $K\rho$  來的小( $10^{-2.78}$ ), 在此研究  $K\rho$  大了約 2 倍。

在黑潮流域內部的垂直深度變化, 由圖 4-3-17 所示, 此圖為浮力頻率( $N$ )、剪切平方和( $S^2$ )、Richardson number ( $Ri$ )的垂直深度剖面, 圖中顯示  $S^2$  在水深 30~200 公尺有較高的數值( $\sim 10^{-3} \text{ s}^{-2}$ ), 由  $Ri$  來看海水的穩定狀態, 當  $Ri < 0.25$  時, 表示海水在此區域較不穩定, 容易造成混合擾動的情形, 在圖中可以明顯看到在水深 30~110 公尺、130~160 公尺、300~420 公尺、480~600 公尺  $Ri$  小於 0.25, 表示此處海水較不穩定, 配合圖 4-3-16 中的  $LT$  及  $K\rho$  垂直變化來看,  $K\rho$  及  $Ri$  兩者可以互相對應, 圖中上層 30~100 公尺的  $LT$  有達到 10 公尺的翻轉尺度, 而在 500~600 也有超過 10 公尺的翻轉,  $K\rho$  在上層有較大值出現。Hitoshi *et al.* (2012)研究結果顯示黑潮內水深 110~170 公尺內有強烈的紊流動能消散率 ( $10^{-7}\sim 10^{-6}$ ), 在此研究中於提到的水深 130~160 公尺有較強紊流混合現象一致。

為了在瞭解為何黑潮內部的強紊流混合現象有不同水深的變化, 在此研究以空間變化分佈來觀察, 由圖 4-3-18、圖 4-3-19、圖 4-3-20 所示, 三條測線  $K\rho$  的空間變化, 可以發現測線 I 為最靠近黑潮主軸的測站為 T2, 在黑潮主軸的位置在 300~400 公尺及 400~500 公尺明顯比其他測站高; 而其他測站亦有相同

情形，而測線 II 最靠近黑潮主軸的測站為 S4；測線 III 最靠近黑潮主軸的測站為 K3，但是在深度為 0~100 公尺及 100~200 公尺時， $K\rho$  最大值的位置卻轉移到黑潮流域的邊緣處，反而黑潮主軸在此深度變化  $K\rho$  值比兩旁測站還要小，其  $K\rho$  深度變化差可達到  $10^{-1}\sim 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  之間，在 Nagai *et al.* (2009) 研究中提出強烈的黑潮(邊緣)鋒面處會增強剪切強度，造成該處的紊流混合增強現象，此現象與此研究中結果一致。此外，4-2 章的圖 4-2-12 顯示的不同季節的溫度與  $K\rho$  相關性最大值位置皆偏東，其可由此結果來解釋，其主要受到黑潮邊緣的影響。

對於其他地區未受到黑潮影響的區域，海水中的  $K\rho$  及  $\varepsilon$  垂直深度剖面是否也相同，研究中利用研究區域鄰近的南海和西太平洋海域，做為背景參考值，分別為航次 OR5-1306-2 及 OR5-1307-3 的資料來估算其數據， $K\rho$  由圖 4-3-21、圖 4-3-22， $\varepsilon$  由圖 4-3-23、圖 4-3-24 所示，分別為 OR5-1306-2 及 OR5-1307-3 的  $K\rho$  及  $\varepsilon$  垂直深度剖面圖，從圖中可以發現兩者  $K\rho$  皆在上層水深 200 公尺以內有比較強烈的紊流混合，南海  $K\rho$  平均為  $10^{-3.79} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， $\varepsilon$  平均為  $10^{-6.69} \text{ Wkg}^{-1}$ ；西太平洋為  $K\rho$  平均為  $10^{-3.82} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， $\varepsilon$  平均為  $10^{-6.8} \text{ Wkg}^{-1}$ ，兩數值相距差不多，然而在 200~2000 公尺皆呈現沒有強烈紊流混合的現象，但在西太平洋的混合的強度稍大於南海，南海  $K\rho$  平均為  $10^{-5.67} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， $\varepsilon$  平均為  $10^{-9.5} \text{ Wkg}^{-1}$ ；西太平洋  $K\rho$  平均為  $10^{-5.37} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， $\varepsilon$  平均為  $10^{-9.2} \text{ Wkg}^{-1}$ ，並且可以發現 OR5-1306-2 及 OR5-1307-3 中，當測站位至越遠離陸地，而靠近大洋中心位置時  $K\rho$  及  $\varepsilon$  數值越小，由此可知在此兩大洋內海水除了上層海洋邊界受到大氣影響之外，例如：風，其中層的海水皆呈現穩定的結構分佈。對全部  $K\rho$  及  $\varepsilon$  做垂直深度平均估算，南海為  $10^{-5.1} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  及  $10^{-9.7} \text{ Wkg}^{-1}$ ；西太平洋為  $10^{-4.7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  及  $10^{-9.0} \text{ Wkg}^{-1}$ ，於 Gregg (1989) 在外海所觀測的實驗結果顯示在大洋中的  $K\rho$  平均值為  $10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  相較，南海結果近似，西太平洋的紊流混合強度大了些，有此可知南海比西太平洋來的穩定，Jing *et al.* (2011) 在西北太平洋利用 Thorpe Scale 及 Parameterization Method 的研究結果中觀測到在較平坦地形上的全部  $K\rho$  平均值為  $7.4\times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$

( $\sim 10^{-4.13}$ )，結果比此研究的結果還要大，但由於此研究僅只有夏季的航次資料，另外在 Jing *et al.* (2011) 研究中提到  $K\rho$  有季節性變化，以春、夏季比較小，季節性變化的原因為造成其結果有差異之處。

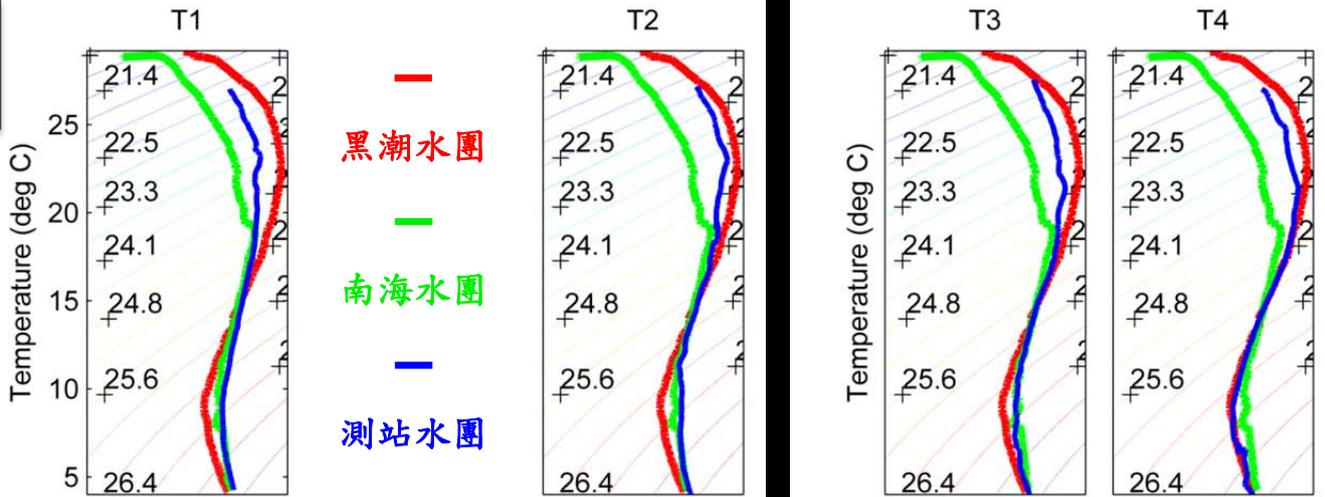
。

表 4-3-1 上層海水(水深 30~200 公尺)於各航次測站的黑潮內平均流速、 $K\rho$  及  $\varepsilon$  統計表。

測 線	緯 度	航次 編號	流 速	$K\rho$	$\varepsilon$	平均 流速	$K\rho$ 平均	$\varepsilon$ 平均
III	22.20	OR3-1470	$0.58 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$	$10^{-3.35} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$10^{-6.64} \text{ (W kg}^{-1}\text{)}$	0.60 ( $\text{ms}^{-1}$ )	$10^{-3.34}$ ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )	$10^{-6.58}$ ( $\text{W kg}^{-1}$ )
	°N	OR3-1489	$0.61 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$	$10^{-3.32} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$10^{-6.52} \text{ (W kg}^{-1}\text{)}$			
II	22.05	OR3-1250	$0.68 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$	$10^{-2.80} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$10^{-6.02} \text{ (W kg}^{-1}\text{)}$	0.75 ( $\text{ms}^{-1}$ )	$10^{-2.78}$ ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )	$10^{-5.93}$ ( $\text{W kg}^{-1}$ )
	°N	OR3-1275	$0.82 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$	$10^{-2.76} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$10^{-5.85} \text{ (W kg}^{-1}\text{)}$			
I	21.90	OR3-1217	$0.64 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$	$10^{-3.18} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$10^{-6.41} \text{ (W kg}^{-1}\text{)}$	0.66 ( $\text{ms}^{-1}$ )	$10^{-3.15}$ ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )	$10^{-6.34}$ ( $\text{W kg}^{-1}$ )
	°N	OR3-1234	$0.68 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$	$10^{-3.13} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$10^{-6.26} \text{ (W kg}^{-1}\text{)}$			

# Lanyu

【1217】  
4月



【1234】  
4月

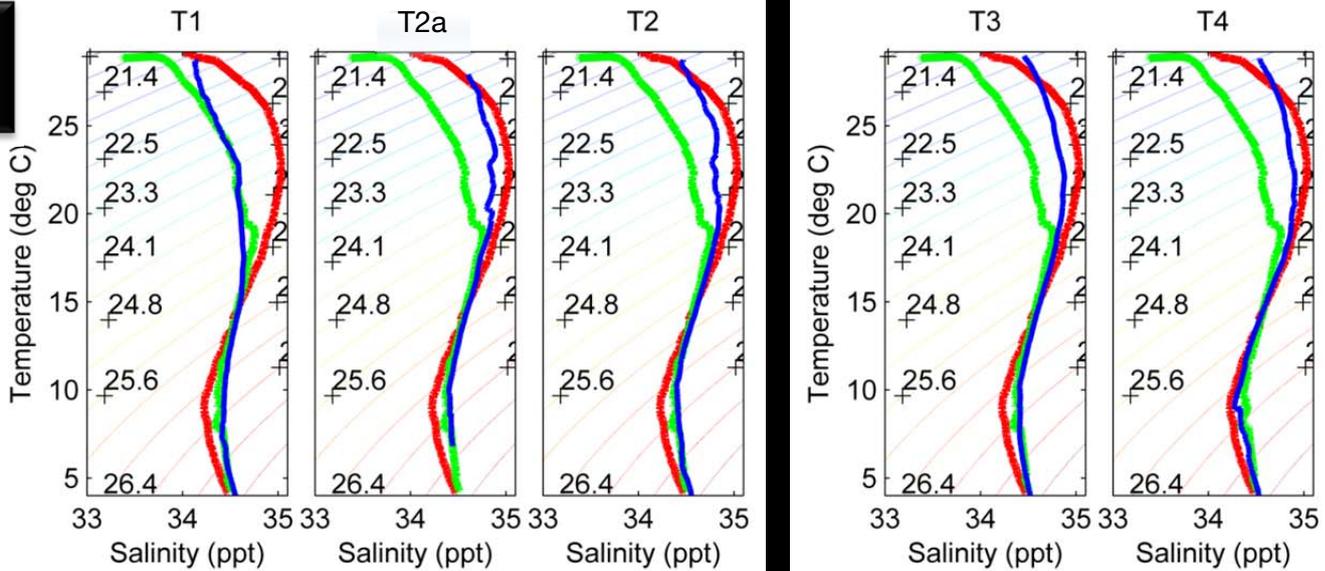
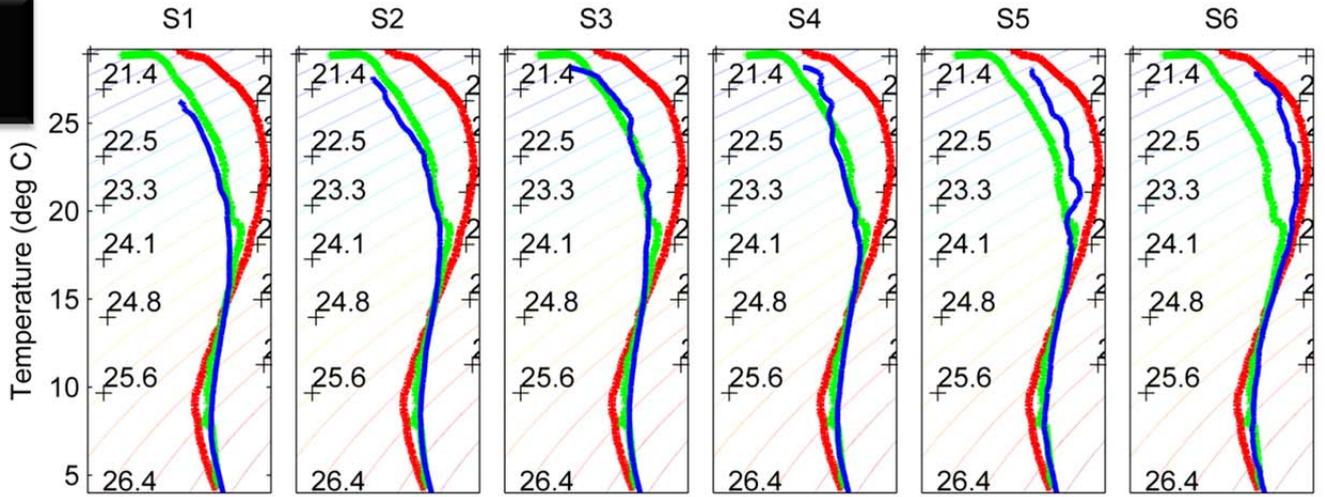


圖 4 - 3 - 1 【測線 I】OR3-1217 及 OR3-1234 各測站溫-鹽圖。  
黑粗線為蘭嶼與各測站的相對位置。

【1250】  
10月



【1275】  
3月

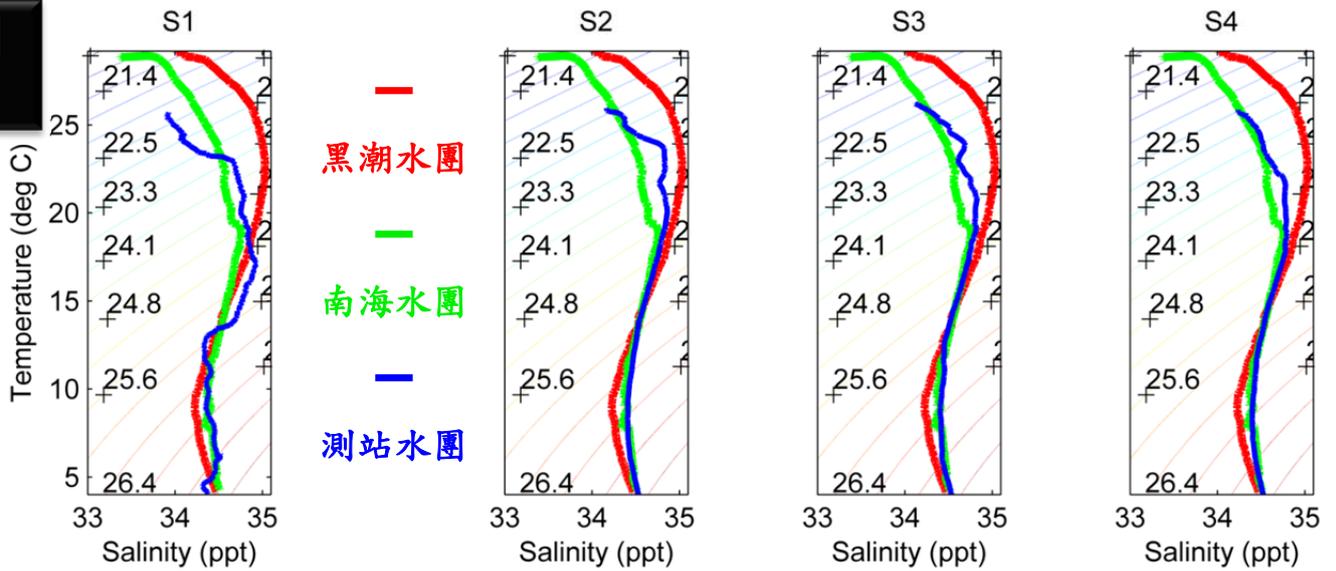
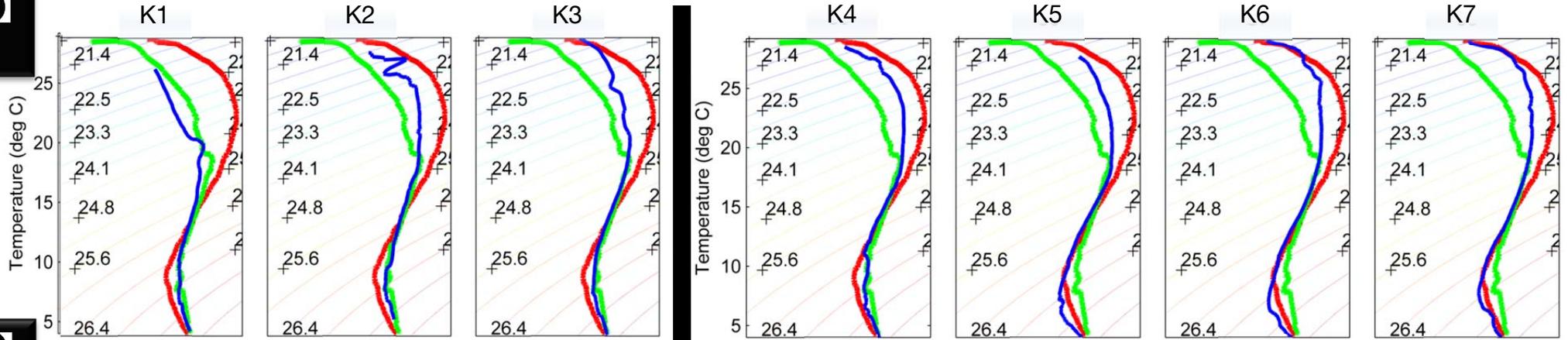


圖 4-3-2 【測線 II】 OR3-1250 及 OR3-1275 各測站溫-鹽圖。

# Lanyu

【1470】

6月



【1489】

9月

— 黑潮水團  
— 南海水團  
— 測站水團

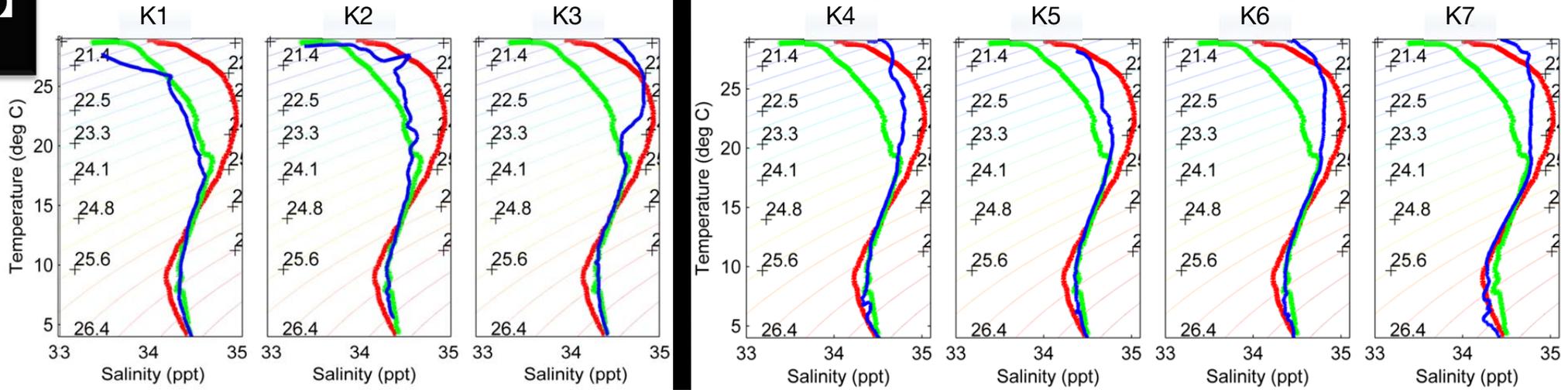


圖 4-3-3 【測線 III】 OR3-1470 及 OR3-1489 各測站溫-鹽圖。

黑粗線為蘭嶼與各測站的相對位置。

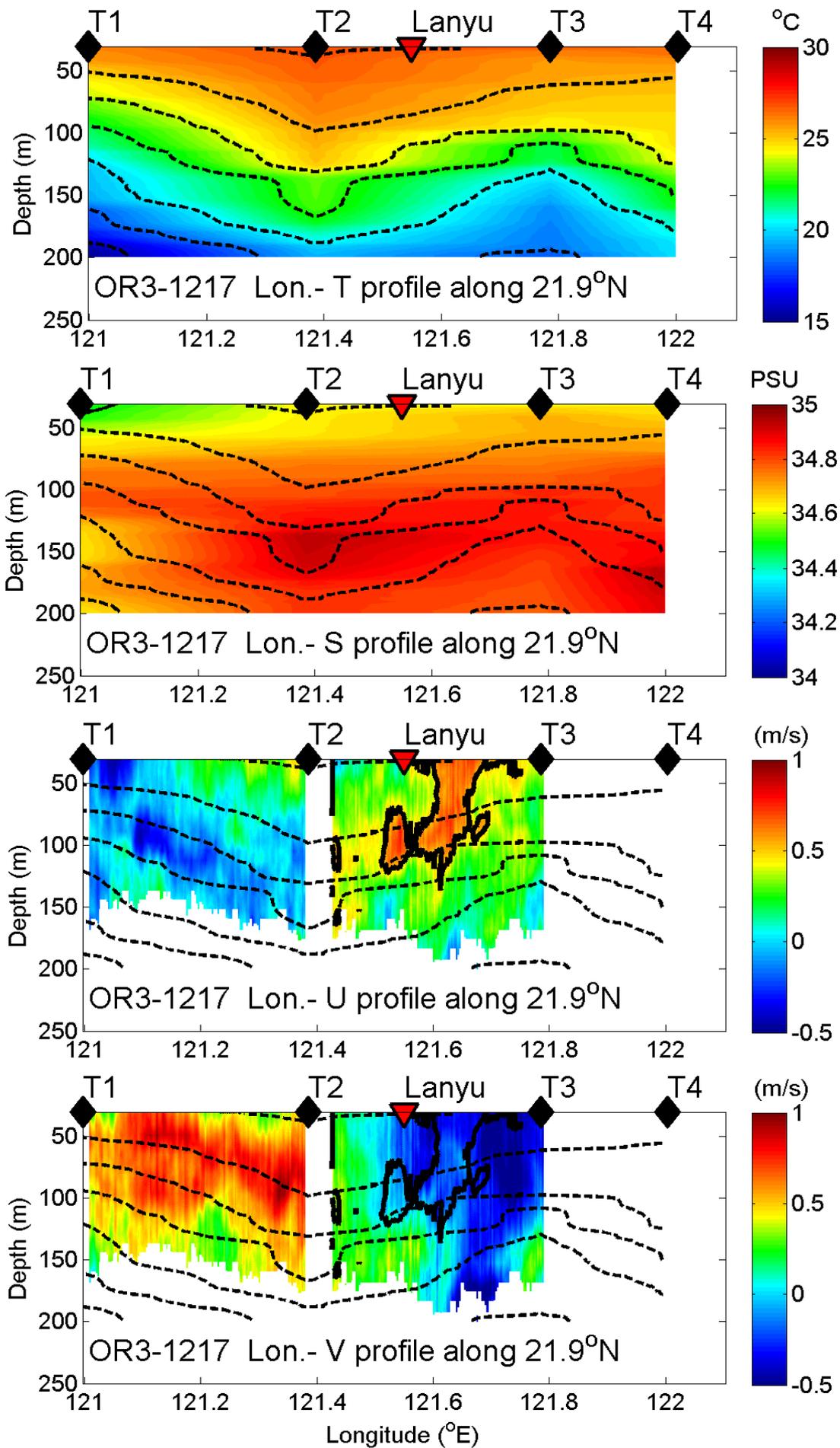


圖 4-3-4 【測線 I】 OR3-1217 水文(溫、鹽)及流速(U、V)垂直深度剖面圖。  
 虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 ‰；  
 U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分。

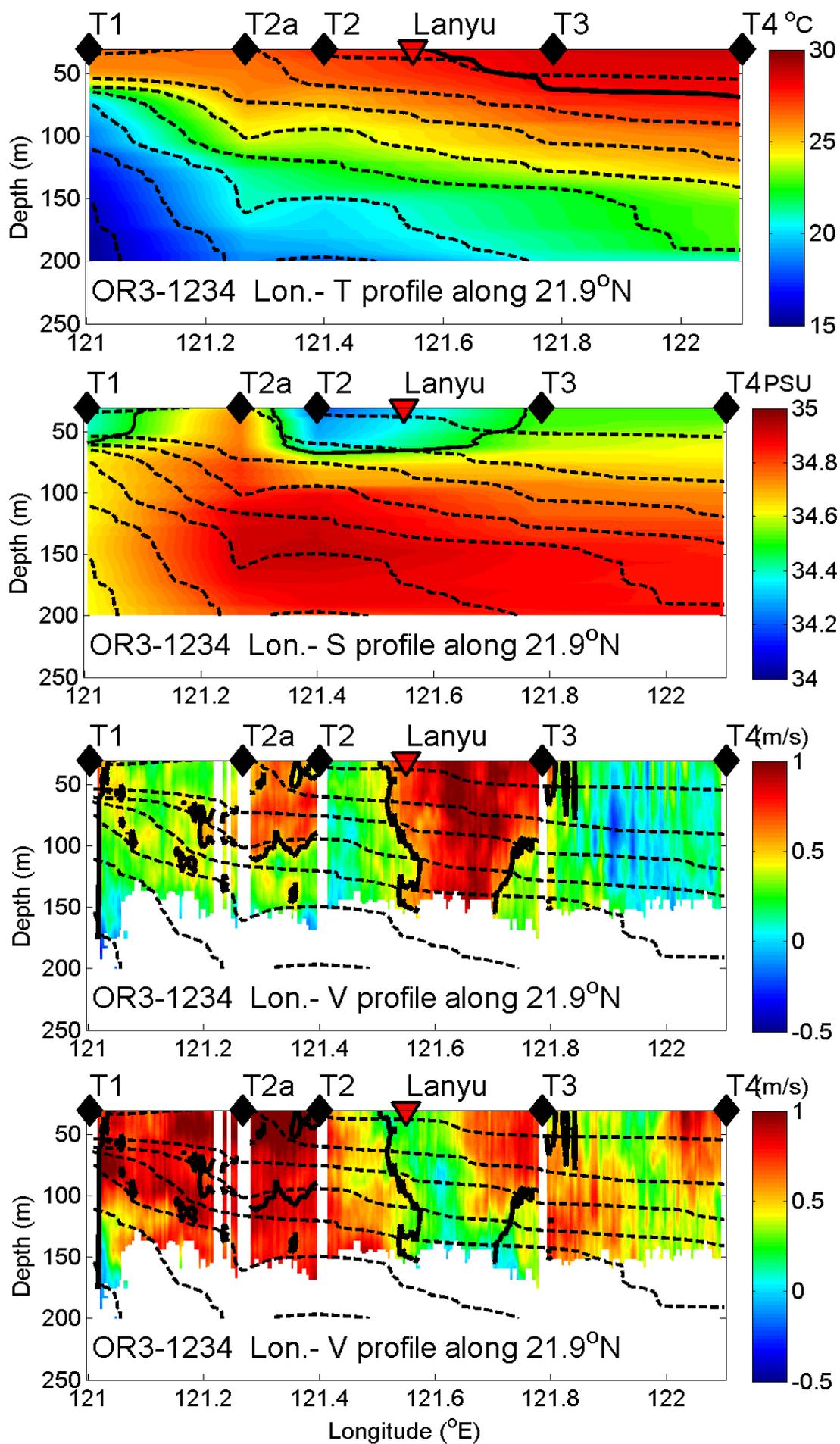


圖 4-3-5 【測線 I】 OR3-1234 水文(溫、鹽)及流速(U、V)垂直深度剖面圖。  
 虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 ‰；  
 U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分。

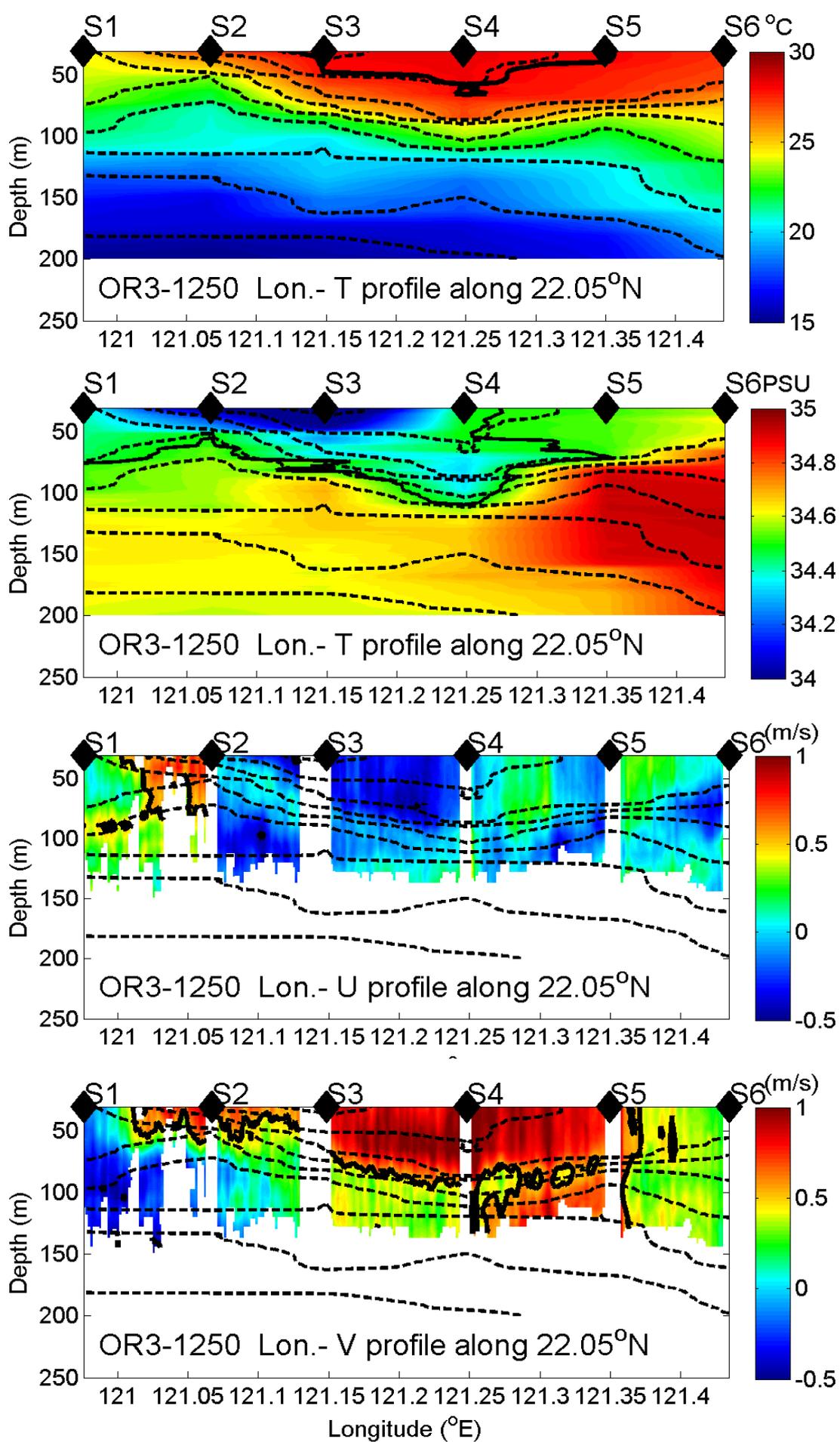


圖 4-3-6 【測線 II】 OR3-1250 水文(溫、鹽)及流速(U、V)垂直深度剖面圖。  
 虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 ‰；  
 U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分。

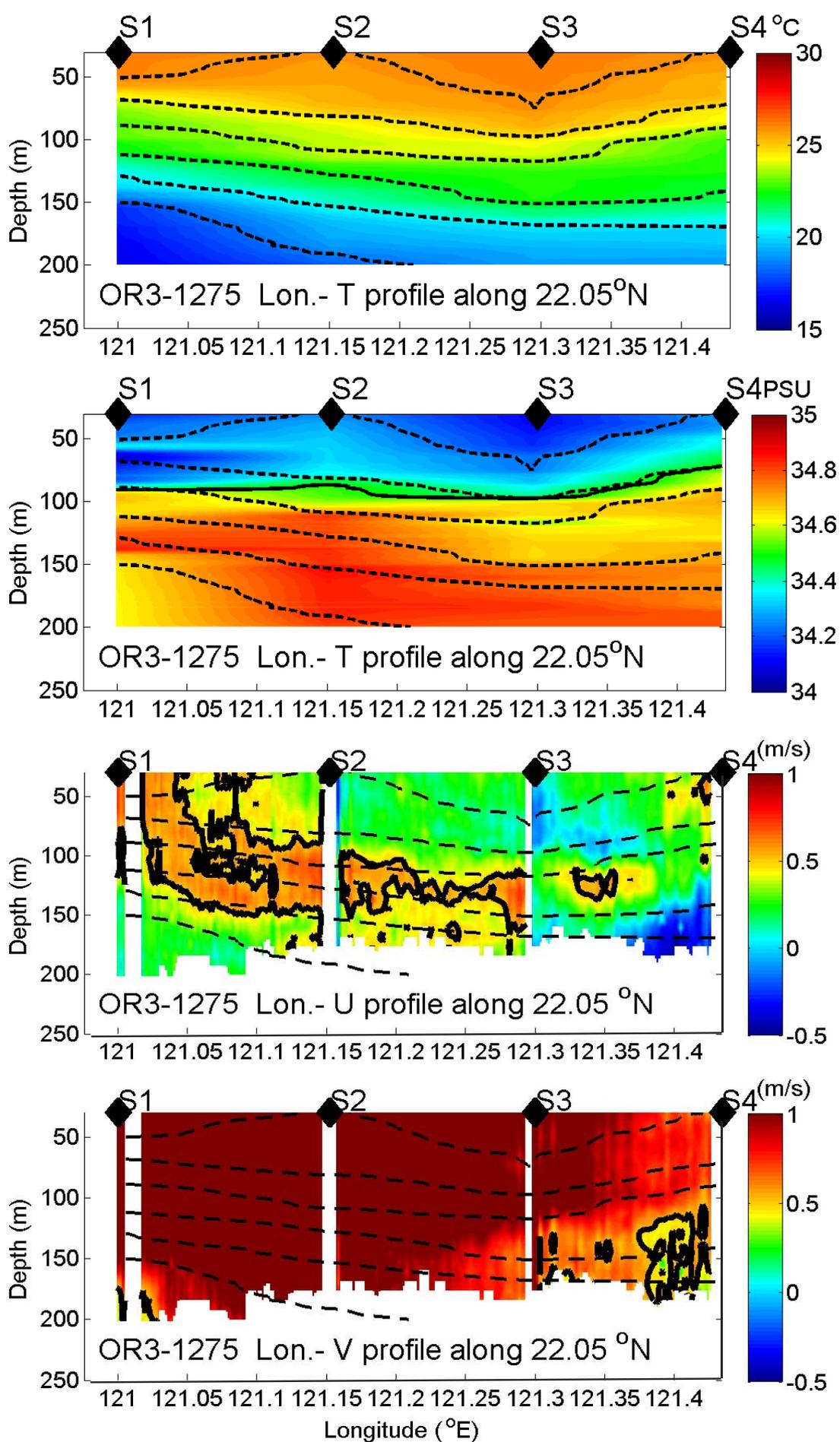


圖 4-3-7 【測線 II】 OR3-1275 水文(溫、鹽)及流速(U、V)垂直深度剖面圖。  
 虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 ‰；  
 U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分。

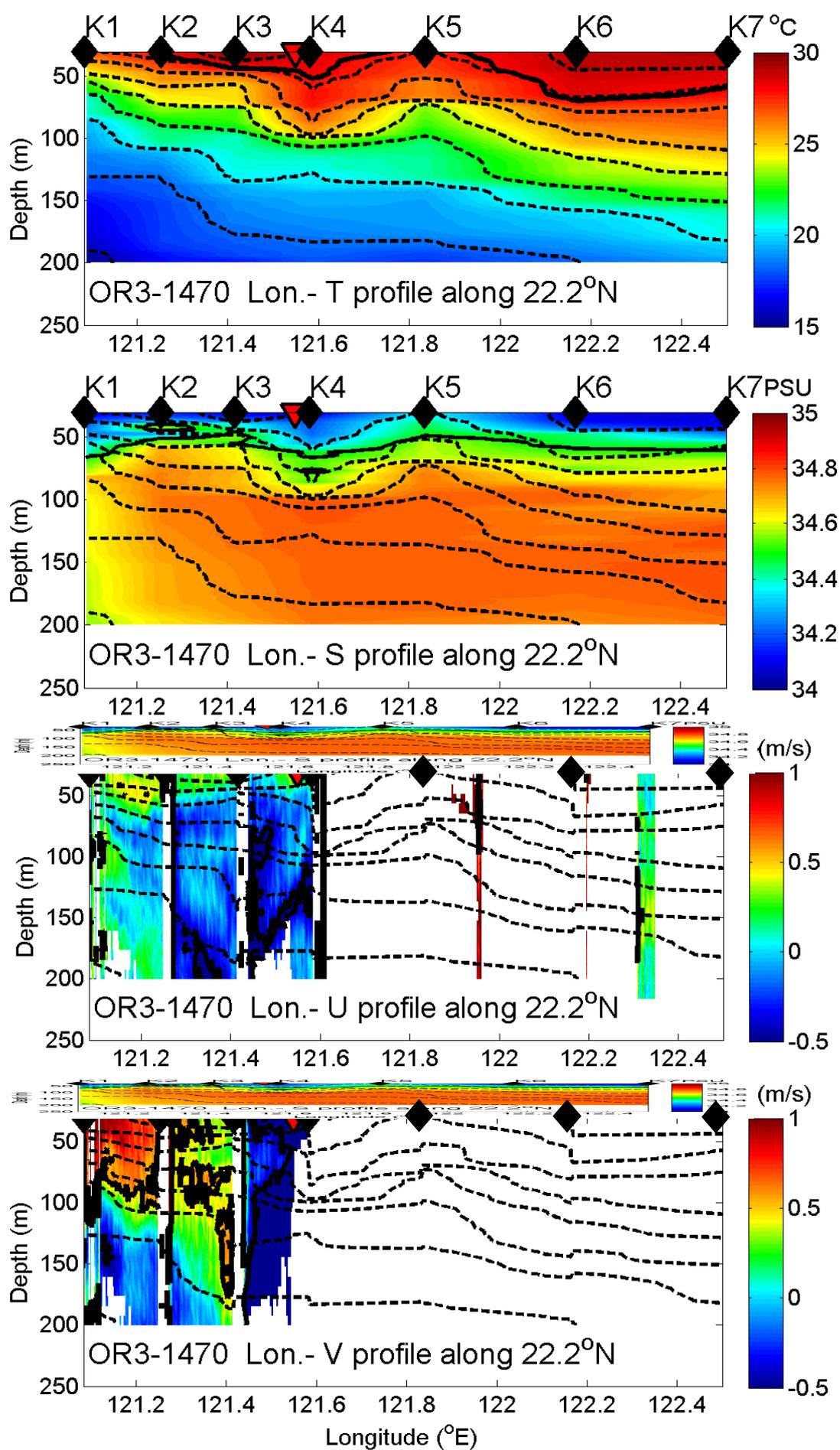


圖 4-3-8 【測線 III】OR3-1470 水文(溫、鹽)及流速(U、V)垂直深度剖面圖。  
 虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 ‰；  
 U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分。

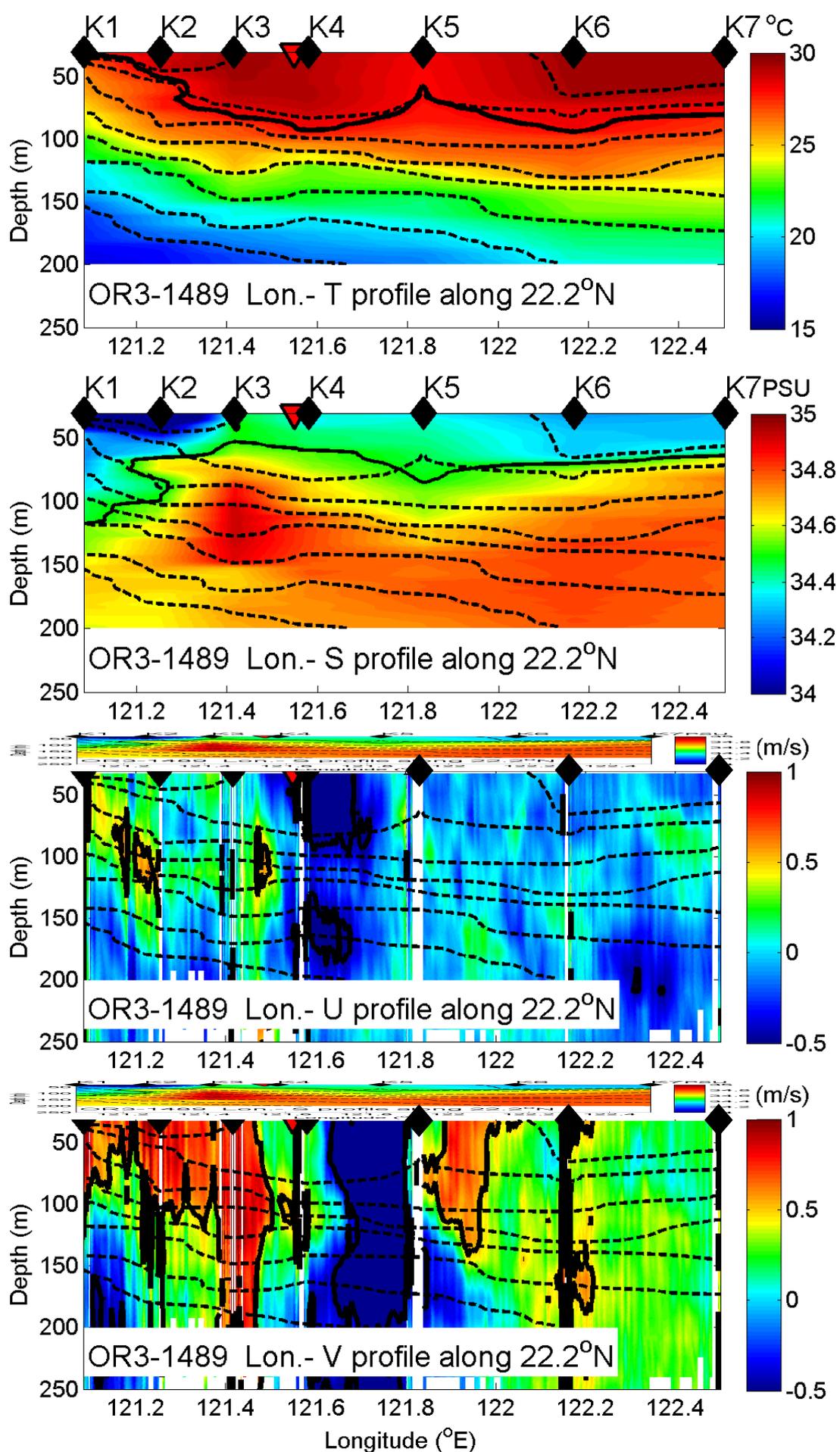


圖 4-3-9 【測線 III】OR3-1489 水文(溫、鹽)及流速(U、V)垂直深度剖面圖。  
 虛線為密度的等值圖，溫度的黑色實線為 28 °C；鹽度的黑色實線為 34 ‰；  
 U、V 方向流速的黑色實線為正負 0.5 m s<sup>-1</sup>，流速剖面部分。

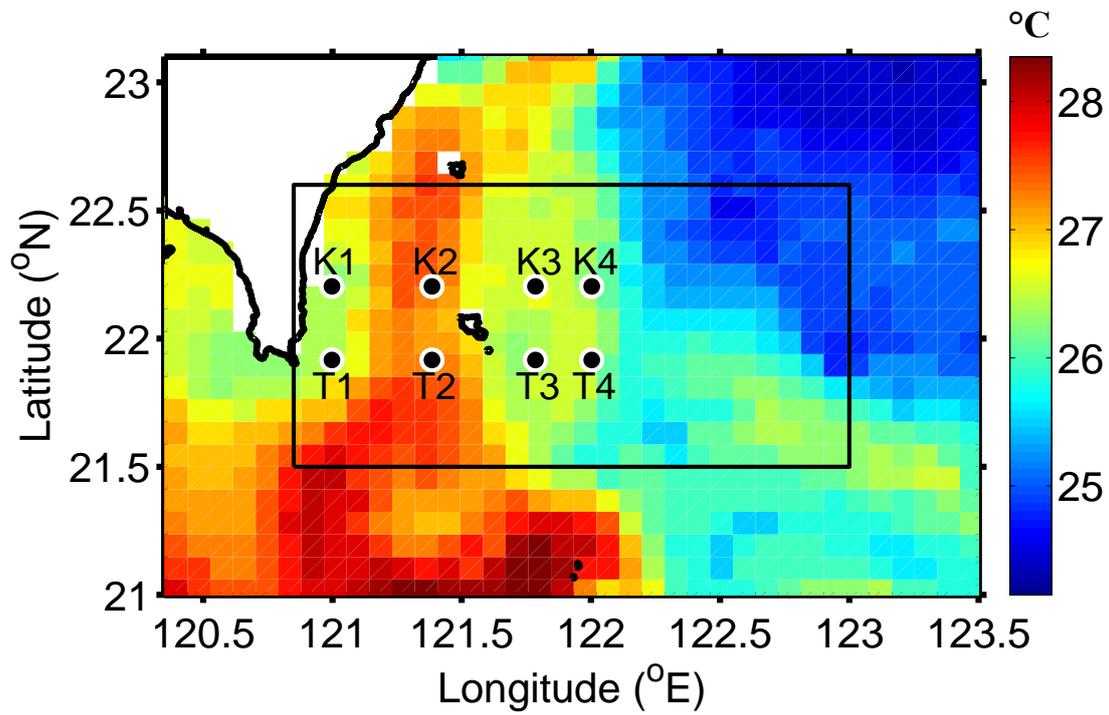


圖 4 - 3 - 10 【測線 I】OR3-1217 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。  
 黑色框框為研究區域；黑點為測站位置。

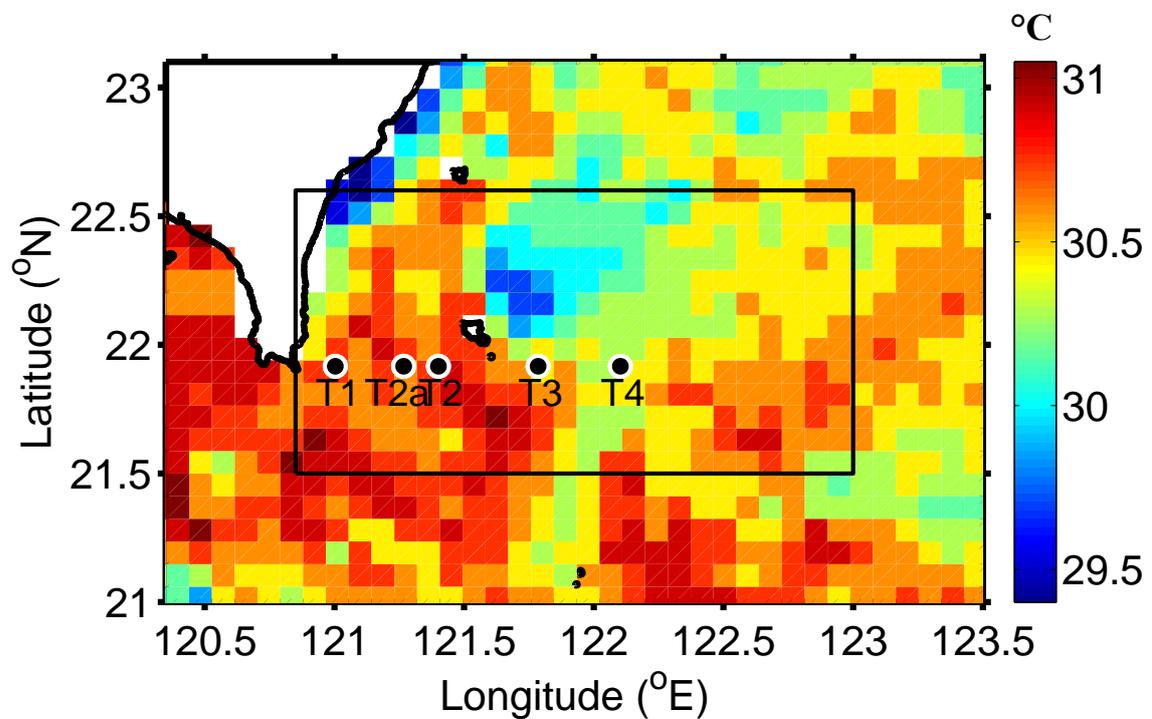


圖 4 - 3 - 11 【測線 I】OR3-1234 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。  
 黑色框框為研究區域；黑點為測站位置。

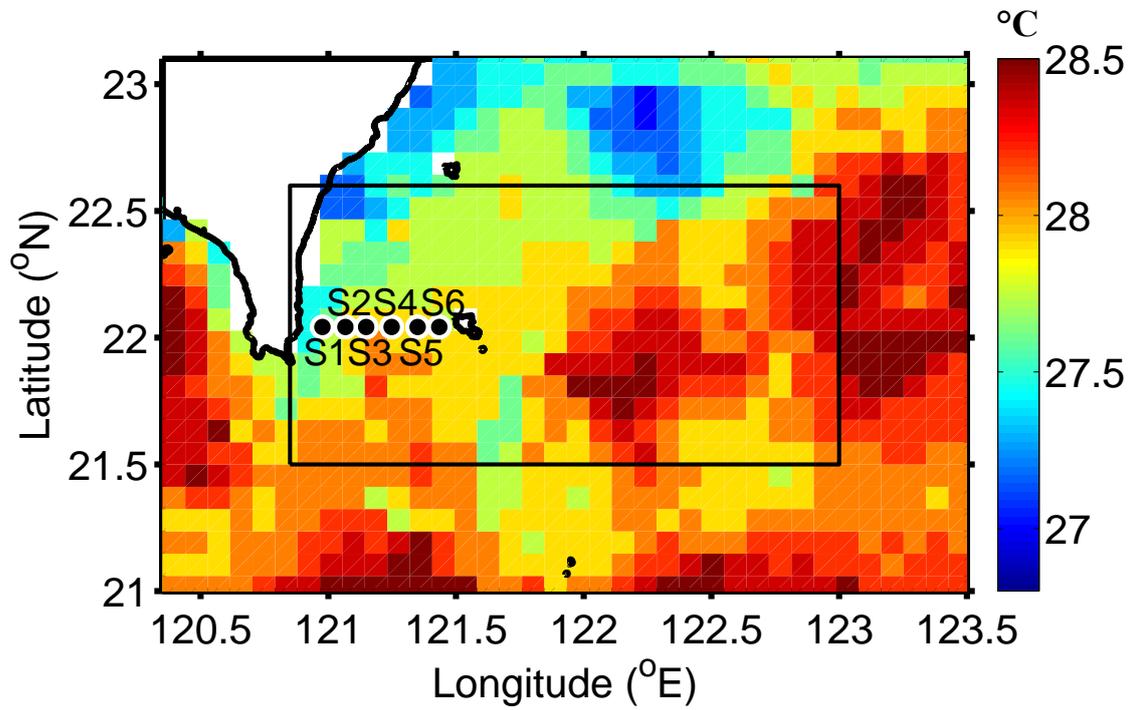


圖 4-3-12 【測線 II】OR3-1250 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。  
黑色框框為研究區域；黑點為測站位置。

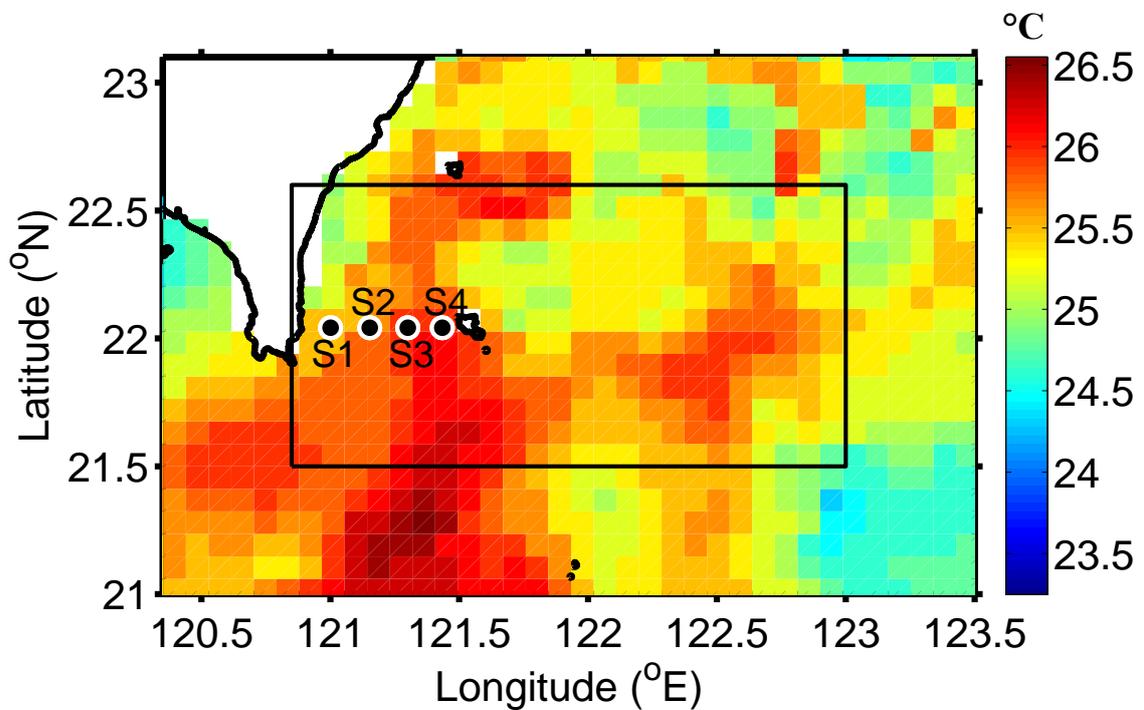


圖 4-3-13 【測線 II】OR3-1275 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。  
黑色框框為研究區域；黑點為測站位置。

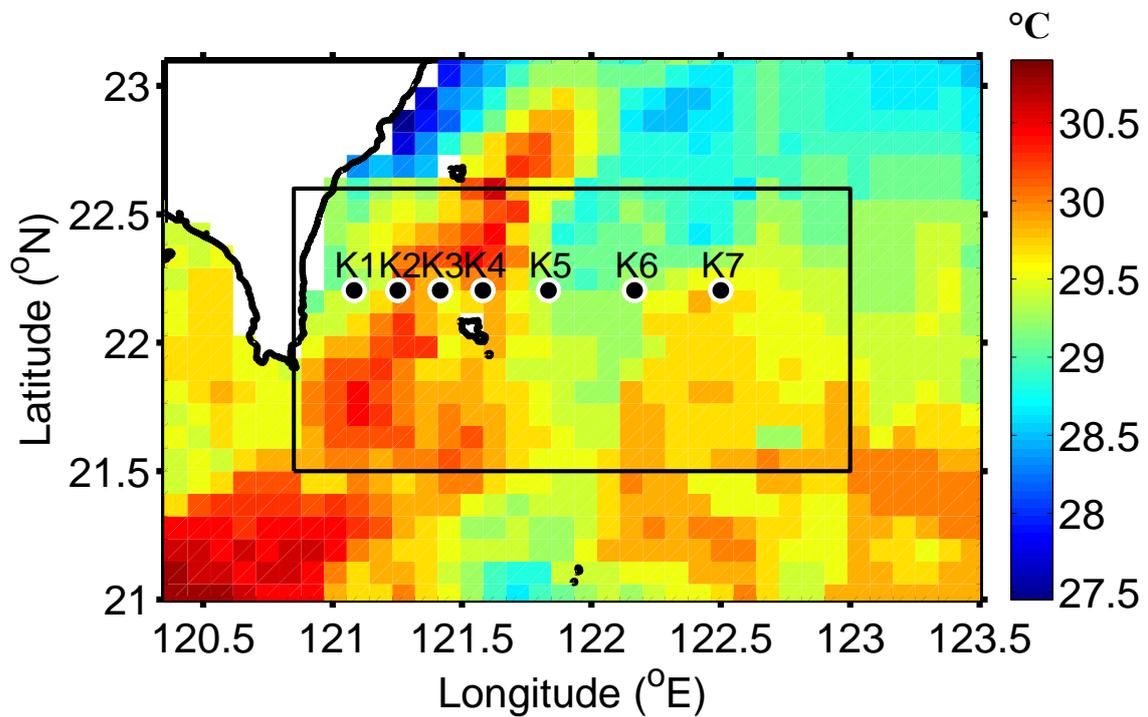


圖 4-3-14 【測線 III】OR3-1470 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。  
黑色框框為研究區域；黑點為測站位置。

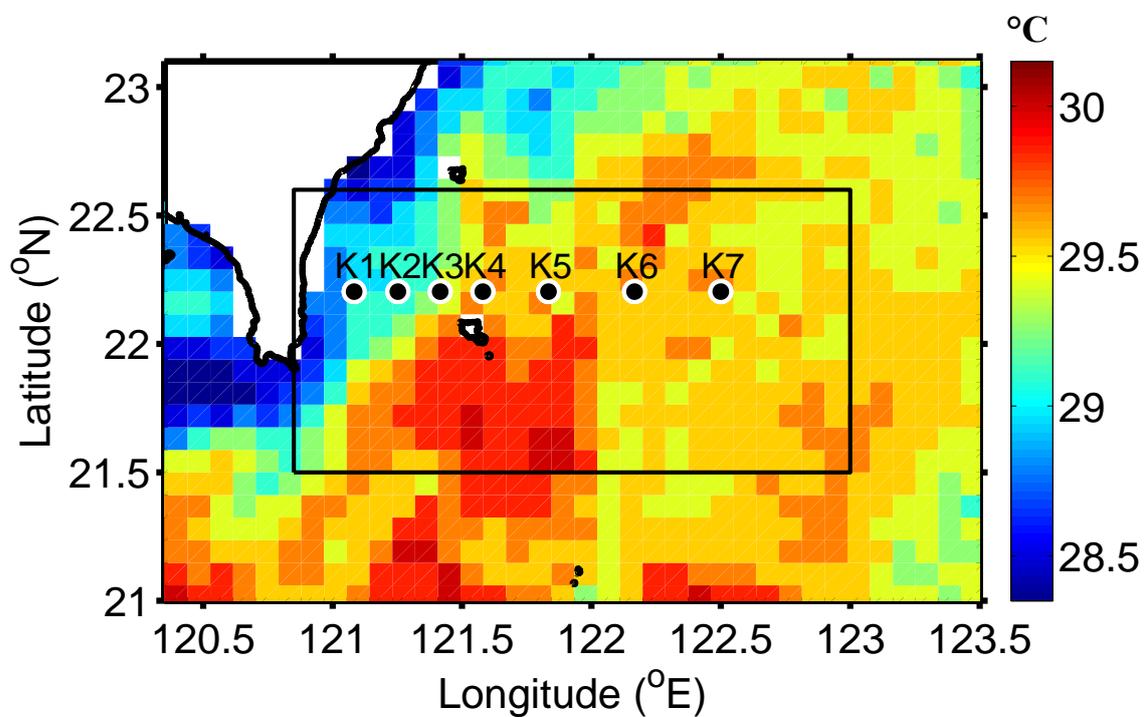


圖 4-3-15 【測線 III】OR3-1489 平均衛星海表溫度(SST)分佈圖。  
黑色框框為研究區域；黑點為測站位置。

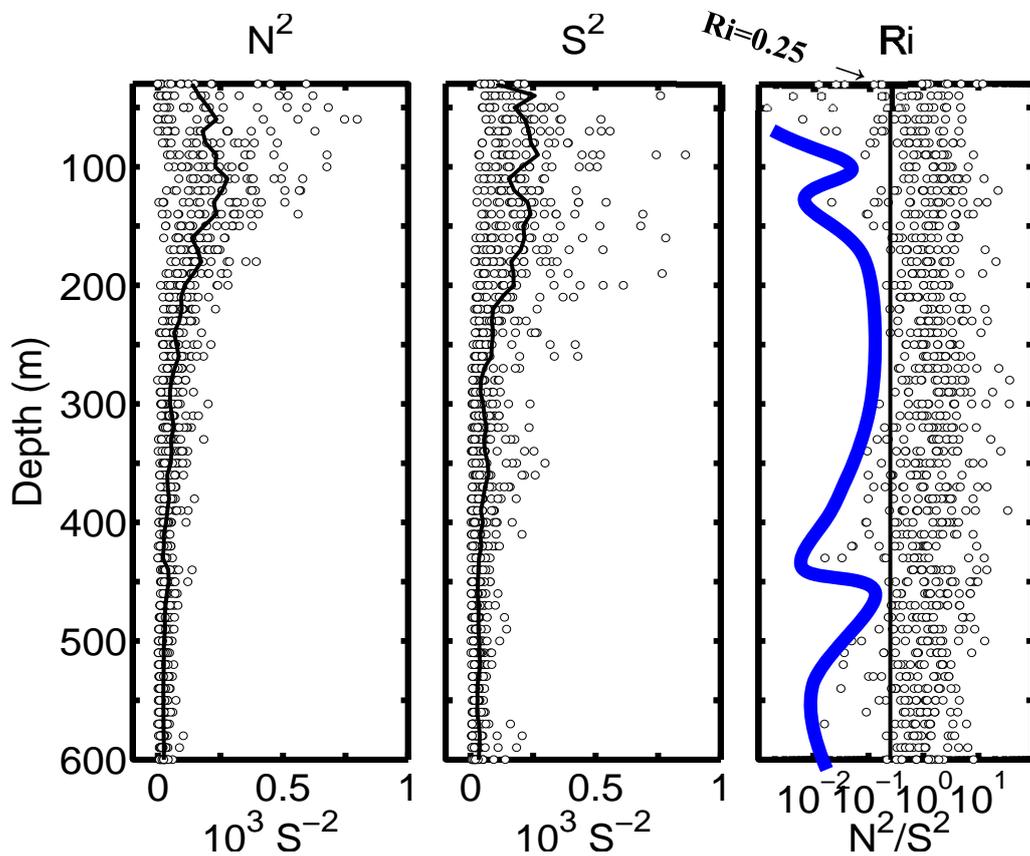


圖 4-3-16 在黑潮流域內  $N^2$ 、 $S^2$ 、 $Ri$  垂直深度剖面圖。  
 $N^2$ 、 $S^2$  圖中黑線為各資料平均線； $Ri$  圖中黑線為  $Ri=0.25$ ，藍線為  $Ri$  的變化趨勢線。

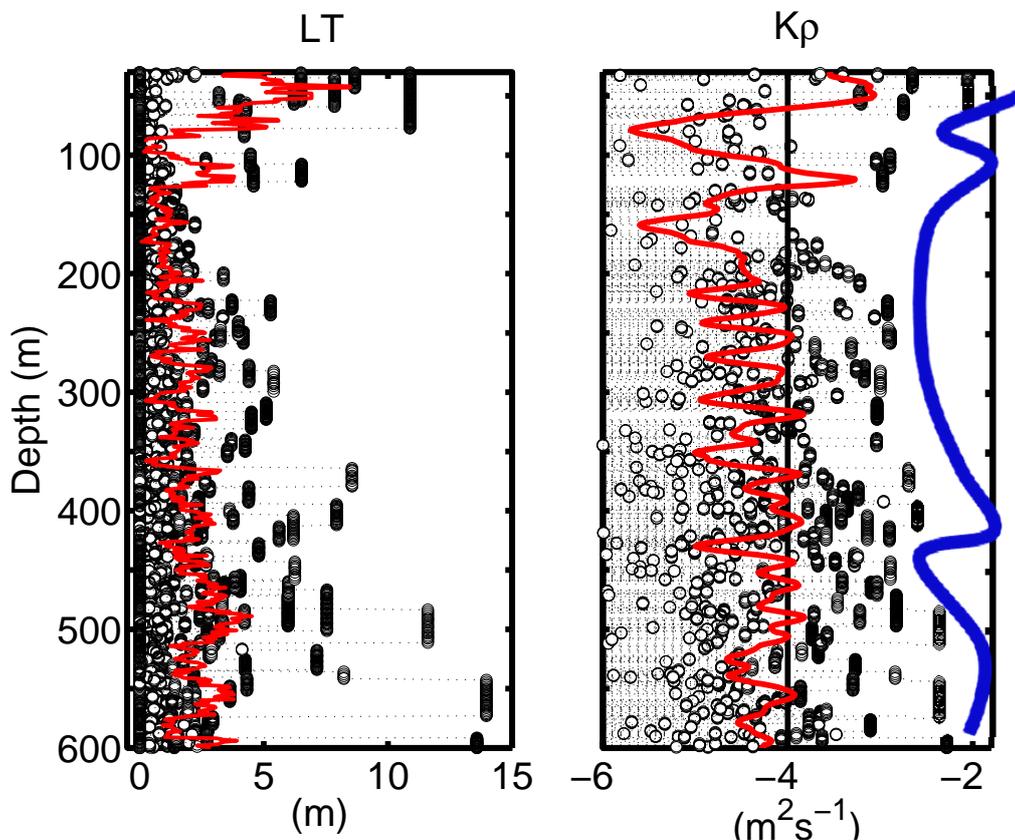


圖 4-3-17 在黑潮流域內  $LT$ 、 $Kp$  垂直深度剖面圖。  
 紅線為平均值，藍線為圖 4-3-17 中  $Ri$  的變化趨勢線。

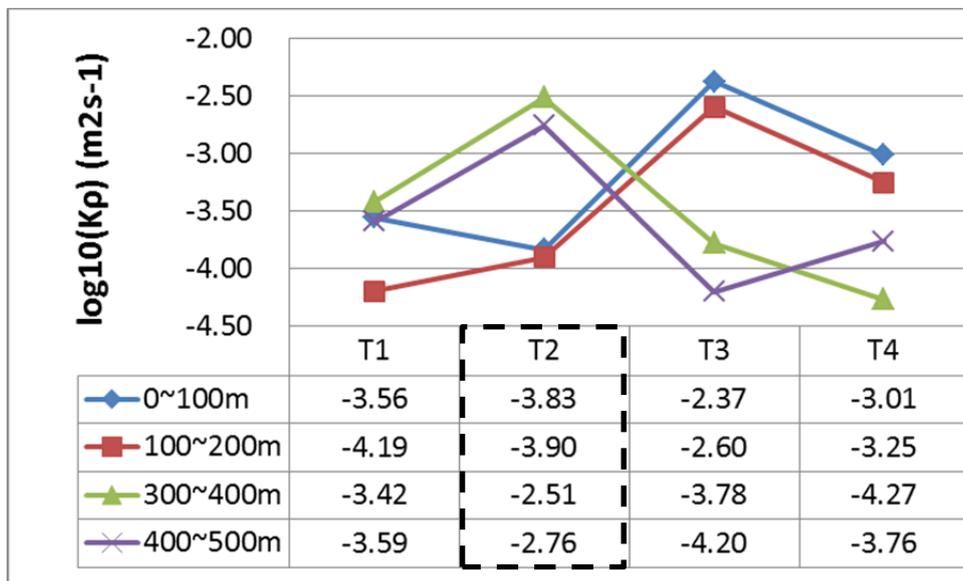


圖 4 - 3 - 18 測線 IOR3-1217 之  $K_p$  空間變化圖。  
 黑色虛線框框最靠近黑潮主軸的測站(T3)。

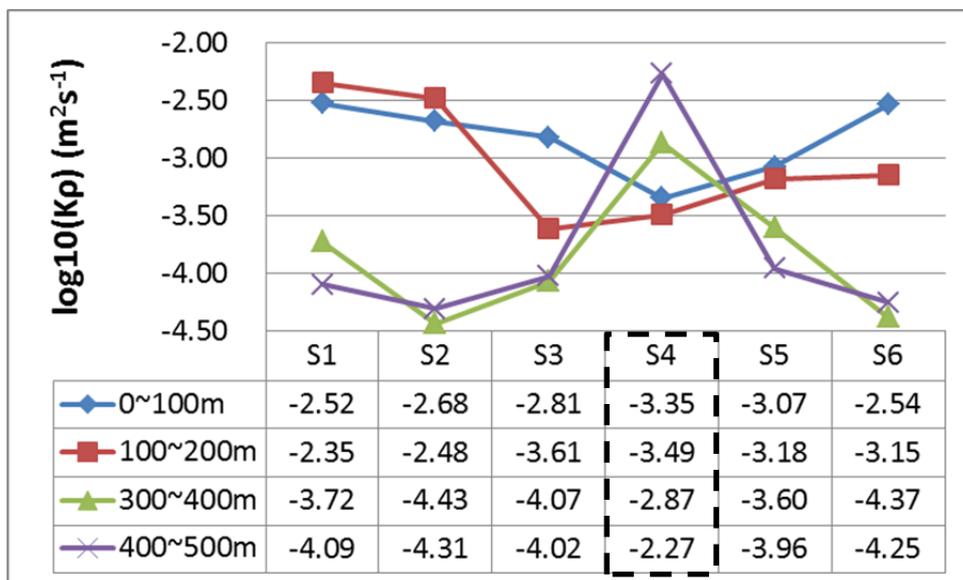


圖 4 - 3 - 19 測線 IT OR3-1250 之  $K_p$  空間變化圖。  
 黑色虛線框框最靠近黑潮主軸的測站(S4)。

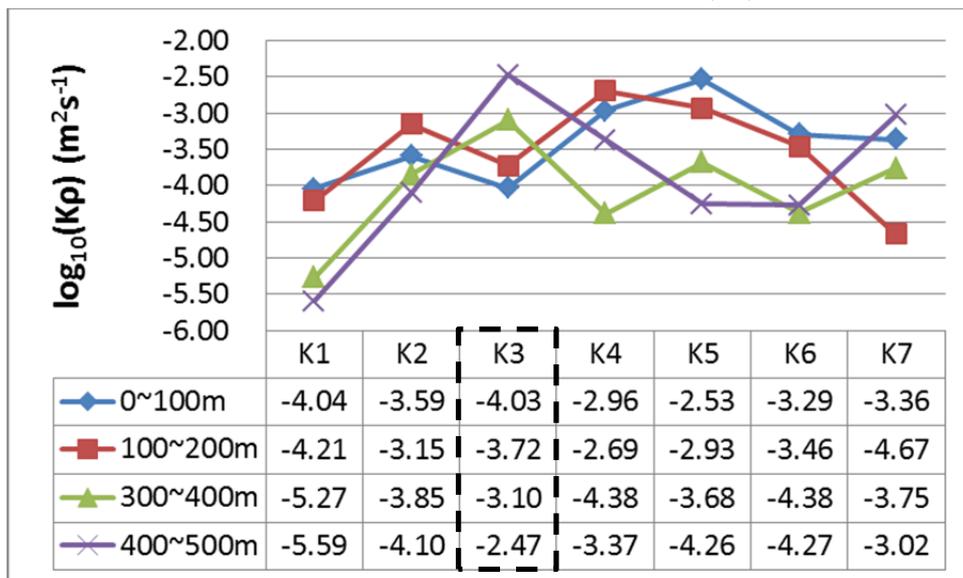


圖 4 - 3 - 20 測線 III OR3-1489 之  $K_p$  空間變化圖。  
 黑色虛線框框最靠近黑潮主軸的測站(K3)。

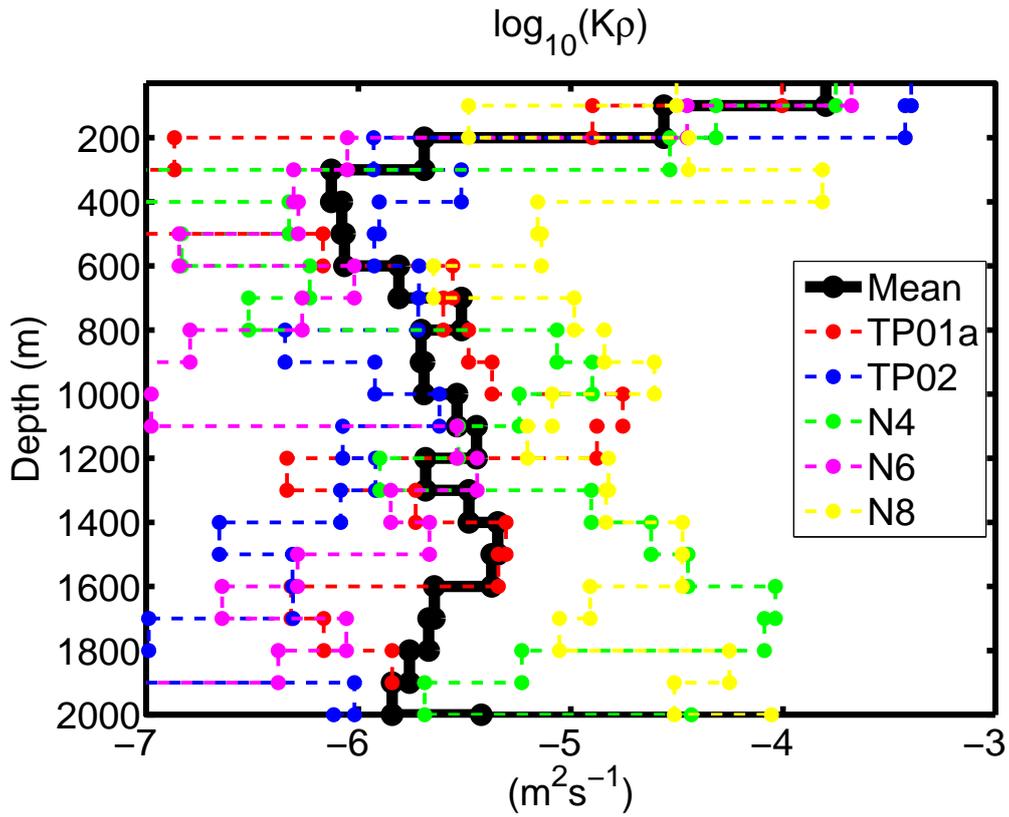


圖 4-3-21 南海 OR5-1306-2 航次 Kp 垂直深度剖面圖。

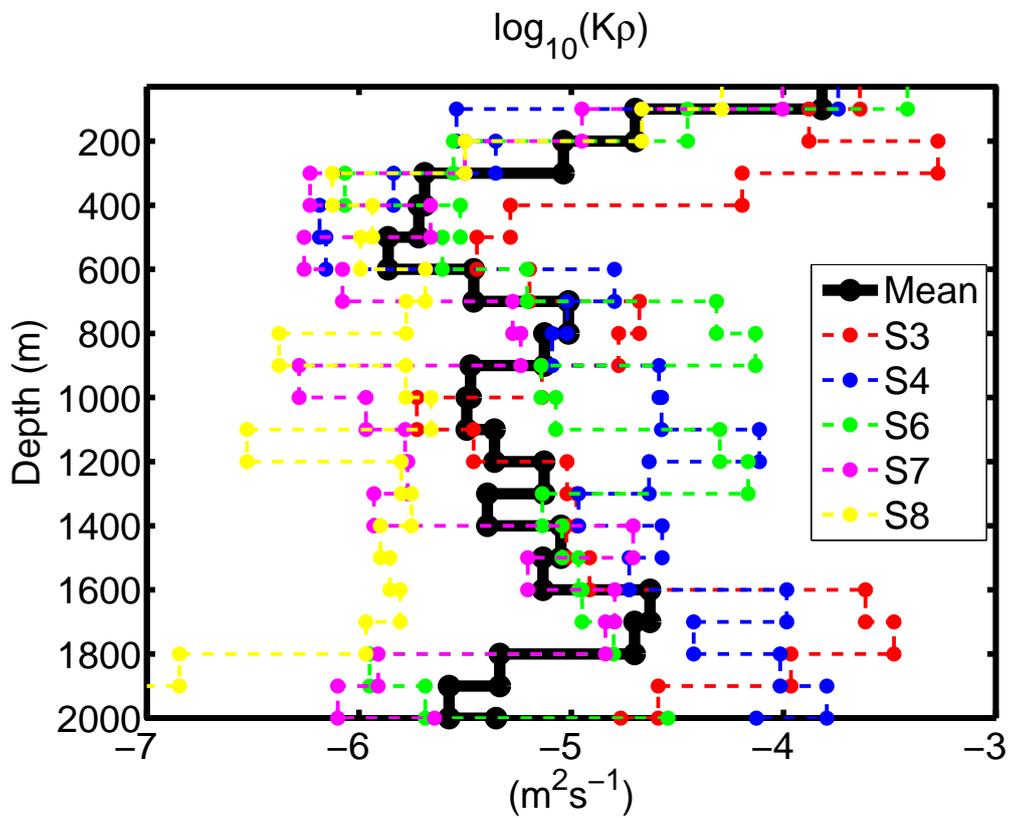


圖 4-3-22 西太平洋 OR5-1307-3 航次 Kp 垂直深度剖面圖。

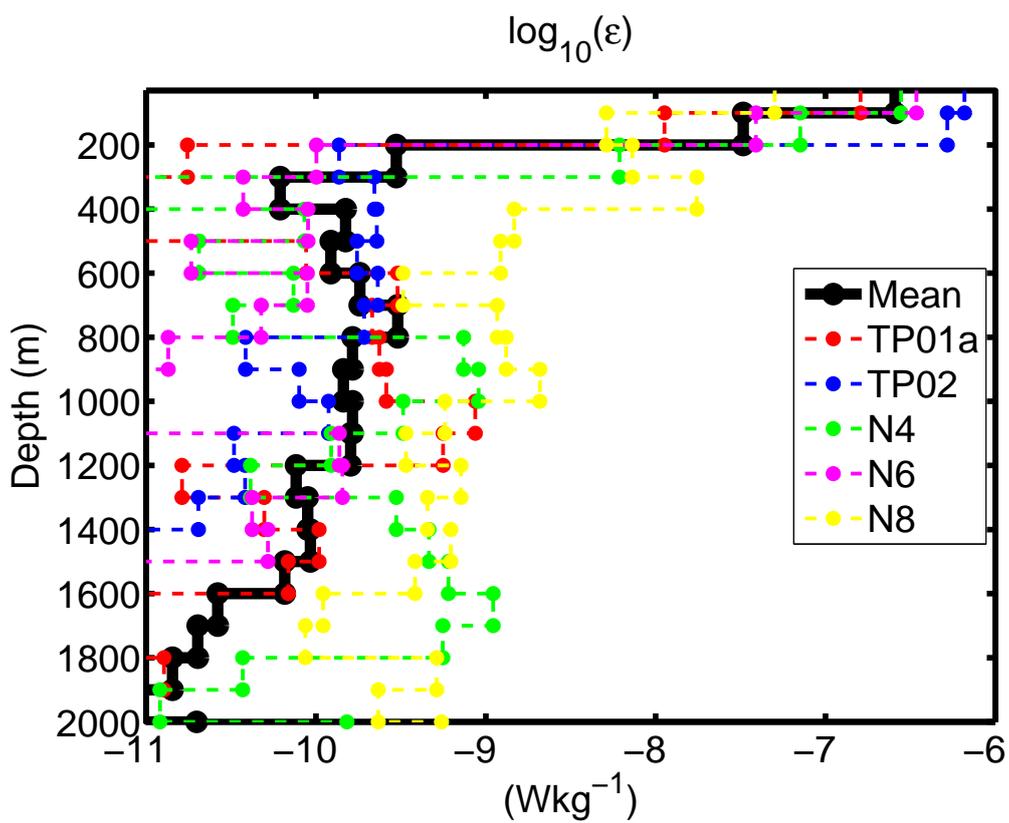


圖 4-3-23 南海 OR5-1306-2 航次  $\epsilon$  垂直深度剖面圖。

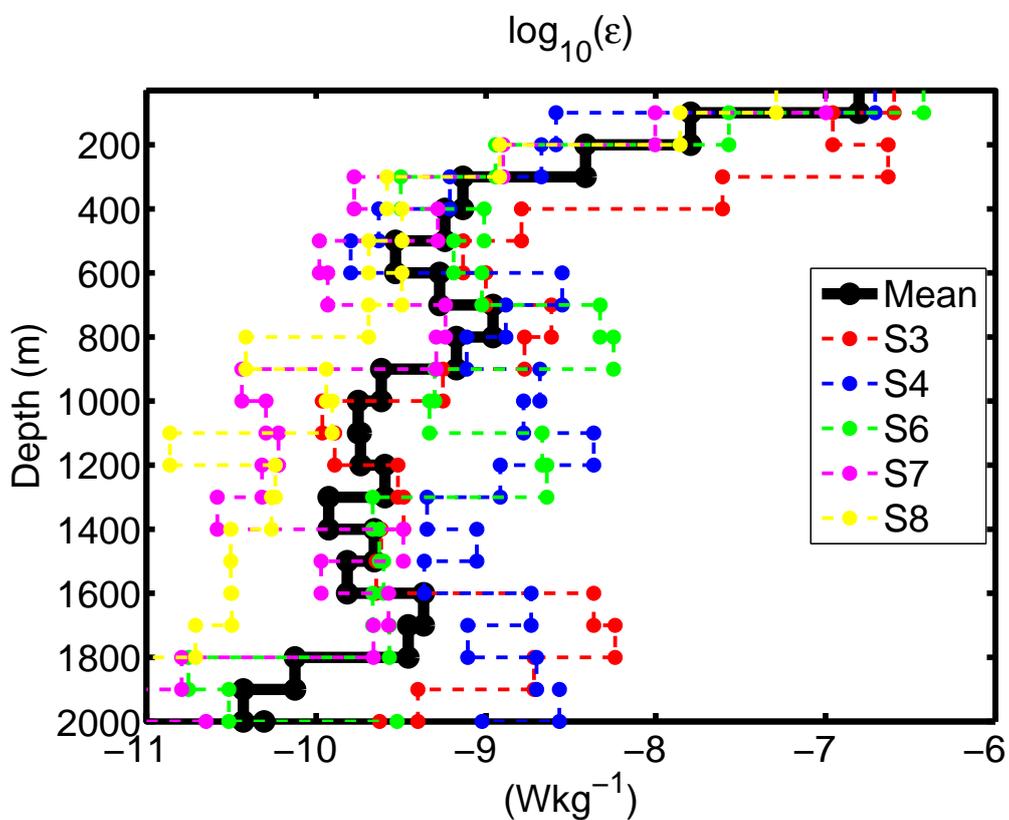


圖 4-3-24 西太平洋 OR5-1307-3 航次  $\epsilon$  垂直深度剖面圖。

## 五、結論

### 5-1. 三方法的比較

以目前估算密度渦流擴散係數( $K\rho$ )三種方法之中，以 Thorpe Scale 方法解析尺度最好，可以觀察紊流混合現象 1 公尺的解析度，但當沒有發生密度翻轉的情況，無法計算  $K\rho$  大小，所以在做時間或空間統計分佈時，平均值容易所偏差失真，比較適合在局部性的垂直深度變化做討論。

Parameterization 的兩種方法解析度為 50~100 公尺，雖無法看到細微的紊流混合變化，但可以觀察海水垂直深度分層的整體變化，在討論時間或空間統計分佈時，數據比較穩定，平均值較不會因此偏大或偏小，適合用在觀察大範圍現象的紊流混合情形。Parameterization of Strain 方法與 Thorpe Scale 方法，計算結果的變化趨勢比 Parameterization of Shear 方法來的相似，並且資料取得及探測深度長度要求(>256 公尺)也較容易達到。在此研究中討論紊流混合機制時，由於使用歷史水文資料，其資料已被處理成 1 公尺的深度平均，以及 Thorpe Scale 容易產生缺值造成資料不連續，故在此部分利用 Parameterization of Strain 方法為最好的方法；而在討論黑潮流域內變化，為了更了解黑潮內部的紊流混合現象，則利用 Thorpe Scale 方法最為適合，可估算 1 公尺解析度的紊流強度變化。在斜溫層時，如果流速穩定，而剪切平方和( $S^2$ )就會小，若溫度此時還處於強烈混合的情況，兩方法的計算上就會發生差異。

### 5-2. 紊流混合機制

在此研究顯示，台灣東南海域的上層海洋邊界層(水深 30~200 公尺)造成紊流混合季節變化可以分為兩個部分。(1)當遠離黑潮流域內的區域(> 122°E)，有可能受到風應力的影響，因此區域受到風驅慣性能量造成的紊流混合，此外，此區域經常發生氣旋式渦旋(冷渦旋)和反氣旋式渦旋(暖渦旋)，由於氣旋式渦旋將下層

的冷水帶至上層，所以可能造成此區域溫度對  $K\rho$  及  $\varepsilon$  有負相關的情形。(2)位於黑潮流域影響區域(121.3~122°E)，可能受到黑潮的高溫、流速影響， $K\rho$  達到  $10^{-4}\sim 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，並且隨著黑潮主軸的季節性擺盪造成空間上的紊流強度變化。統計結果發現常發生強烈紊流混合的區域為北呂宋海槽、南縱海槽北方、蘭嶼南方及北方處，造成此區域混合的機制之一為黑潮的高流速，V 方向平均流速對  $\log_{10}(K\rho)$  及  $\log_{10}(\varepsilon)$  呈現線性分佈的趨勢，線性回歸方程式為  $y=0.78X-3.7\pm 0.5$  及  $y=0.49X-7.5\pm 0.5$ ，其決定係數  $r^2$  為 0.46 及 0.25。

台灣東南海域的底層海洋邊界層(海底上 100 公尺)造成紊流混合的因素之一為受地形變化影響，導致海流受到阻擋及抬升作用，其  $\log_{10}(K\rho)$  及  $\log_{10}(\varepsilon)$  與地形斜率均方根呈現線性趨勢，相關性為 0.65 及 0.57，線性回歸方程式為  $y=9.02X-4.58\pm 1$  及  $y=8.1X-8.4\pm 1$ ，決定係數  $r^2$  為 0.42 及 0.32。並且有可能在此區域被隨著潮汐往返運動與崎嶇地形的交互作用下產生了內潮現象，當內潮在此區域傳遞能量時，碰到較陡峭的地形時，能量波動受到阻擋，所以造成該區域能量消散及紊流混合現象。

### 5-3. 黑潮流域內變化

在此研究顯示，黑潮表層(0~200 公尺)的紊流混合強度在西太平洋比南海海域大(、圖 4-3-16、圖 4-3-23、圖 4-3-24)，當水深超過 200 公尺後在西太平洋及南海海域皆呈現穩定的情形(對  $K\rho$  及  $\varepsilon$  做垂直深度平均西太平洋為  $10^{4.7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  及  $10^{9.2} \text{ W kg}^{-1}$ ；南海為  $10^5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  及  $10^{9.7} \text{ W kg}^{-1}$ )。黑潮流域內，位於 30~110 公尺、130~160 公尺、300~420 公尺、480~600 公尺的深度海水皆呈現較不穩定的情形。深度大於 300 公尺在靠近黑潮主軸的紊流混合比較大，而小於 200 公尺則受到黑潮邊緣鋒面增加的剪切強度，造成紊流的混合增強，此外，當黑潮流經台灣東岸與蘭嶼(22.05°N)之間時，由於海水受到海槽地形擠導致流速增強，紊流混合強度亦伴隨著增強。

## 六、參考文獻

- 施宏恩，2006，島嶼尾流之流場與湧昇流特性研究-以小琉球為例。國立中山大學海洋生物科技暨資源學系研究所碩士論文。
- 郭文瑜，2012，地形與流場對海洋紊流混合的效應。國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所碩士論文。
- 郭心順、楊慶軒、康建軍、田紀偉 2006，LADCP 數據處理方法探討及其對應套裝軟體的使用。海洋技術期刊，25-4。
- 熊學軍、郭炳火、胡筱敏，2003，LADCP 觀測和資料後處理的關鍵技術。海洋技術期刊，22-4。
- Be Boyer, M. C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D., 2004, Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 109, C12.
- Caldeira, R. M. A., Marchesiello, P., 2012, Ocean response to wind sheltering in the Southern California Bight. *Geophysical Research Letters*, 29, 13-1–13-4.
- Chang, M. H., Tang, T. Y., Ho, C. R., Chao, S. Y., 2013, Kuroshio-induced wake in the lee of Green Island off Taiwan. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 118, 1508-1519.
- Chen, S. H., 2007, The impact of assimilation SSM/I and QuikSCAT satellite winds on hurricane isidore simulations. *Monthly Weather Review*, 135, 549–566.
- D'Asaro E., Lee, C., Rainville, L., Harcourt, R., Thomas, L., 2011, Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts, *Science*, 332, 318-322.
- Dillon, T.M., 1982, Vertical overturns: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9601-9613.
- Fischer, J., Martin, V., 1993, Deep velocity profiling with self-contained ADCPs. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10, 764-774.

- Galbraith, P. S., Kelley, D. E., 1996, Identifying overturns in CTD profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12, 688-702.
- Garrett, C. J. R., Munk, W. H., 1975, Space-time scales of internal waves: a progress report. *Journal of Geophysical Research*, 80, 291-297.
- Garrett, C., 2003, Internal tides and ocean mixing. *Science*, 301, 1858-1859.
- Gregg M. C., Kunze, E., 1991, Shear and strain in Santa-Monica Basin. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 96, 16709-16719.
- Gregg, M. C. 1989, Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 94, 9686-9698.
- Gregg, M. C., Sanford, T. B., Winkel, D. P., 2003, Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial ocean waters. *Nature*, 422, 513-515.
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Lueck, R. G., Seuront, L., 2004, How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophysical Research Letters*, 31, 16.
- Inoue, R., Gregg, M. C., Harcourt, R. R. , 2010, Mixing rates across the Gulf Stream, Part 1: On the formation of Eighteen Degree Water. *Journal of Marine Research*, 68, 643-671.
- Inoue, R., Harcourt, R. R. , Gregg, M. C., 2010, Mixing rates across the Gulf Stream, Part 2: Implications for nonlocal parameterization of vertical fluxes in the surface boundary layers. *Journal of Marine Research*, 68, 673-698.
- Jing, Z., Wu, L., 2009, Seasonal variation of turbulent diapycnal mixing in the northwestern Pacific stirred by wind stress. *Geophysical Research Letters*, 37, 23.
- Jing, Z., Wu, L., Li, L., Liu, C., Liang, X., Chen, Z., Hu, D., Liu, Q., 2011, Turbulent diapycnal mixing in the subtropical northwestern Pacific: Spatial-seasonal variations and role of eddies. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 116, 10.

- Hitoshi, K., Yasuda, I., Komatsu, K.i, Itoh, S., 2012, Observations of the structure of turbulent mixing across the Kuroshio. *Geophysical Research Letters*, 39, 15.
- Kaneko, Hitoshi , Ichiro, Yasuda, Kosei, Komatsu, Sachihiko, Itoh, 2012, Bservations of the structure of turbulent mixing across the Kuroshio. *Geophysical Research Letters*, 39, 15.
- Kelly, S. M., Nash, J. D., Kunze, E., 2010, Internal-tide energy over topography. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 115,
- Klymak, J. M., Moum, J. N., Nash, J. D., 2006, An estimate of tidal energy lost to turbulence at the Hawaiian Ridge. *Journal of Physical Oceanography*, 36, 1148–1164.
- Kunze E., Toole, J. M., 1997, Tidally driven vorticity, diurnal shear, and turbulence atop Fieberling Seamount. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 2663-2693.
- Kunze, E., Firing, E., Hummon, J., M., Chereskin, T. K., Thurnherr, A. M., 2006, Global abyssal mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles. *Journal of Physical Oceanography*, 36, 1553-1576.
- Kunze, E., Rosenfeld, L. K., Carter, G. S., Gregg, M. C., 2002, Internal waves in Monterey Submarine Canyon. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 1890-1913.
- Lee, I. H., Lien, R. C., Liu, J. T., Chuang, W. S., 2009, Turbulent mixing and internal tides in Gaoping (Kaoping) Submarine Canyon, Taiwan. *Journal of Marine Systems*, 76, 383-396.
- Martin, V., 2001, Deep velocity profiling using lowered acoustic doppler current profilers : bottom track and inverse Solutions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 794-807.

- Matsunoa, T., Wolkb, F., 2005, Observations of turbulent energy dissipation rate  $\varepsilon$  in the Japan Sea. *Deep Sea Research II*, 52, 1564-1579.
- Nagai, T., Tandon A., Yamazaki, H., Doubell, M. J., Gallagher, S., 2012, Direct observations of microscale turbulence and thermohaline structure in the Kuroshio Front *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 117, 8.
- Nagai, T., Tandon, A., Yamazaki, H., Doubell, M. J., 2009, Evidence of enhanced turbulent dissipation in the frontogenetic Kuroshio Front thermocline. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Nitani, H., 1972, Beginning of the Kuroshio. In Kuroshio: Its physical aspects. ed. by H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, 129-163.
- Osborn, T. R., Crawford, W. R., 1980, An airfoil probe for measuring turbulent velocity fluctuations in water. *Air-Sea Interaction: Instruments and Methods*, 4, 369-386.
- Ozmidov, R.V., 1965, On the turbulent exchange in a stably stratified ocean. *Izvestia Acad. Sci, USSR, Atmosphere and Oceanic Physics*, 1,861-871.
- Park, Y. H., Fuda, J. L., Durand, I., Garabato, A. C. N., 2008, Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Research II*, 55, 582-593.
- Polzin, K., Kunze, E., Hummon, J., Firing, E., 2002, The finescale response of lowered ADCP velocity profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 205-224.
- Polzin, K., Toole, J. M., Schmitt, R. W., 1995, Finescale parameterization of turbulent dissipation. *Journal of Physical Oceanography*, 25,306-328.
- Roget, E., Lozovatsky, I., Sanchez, X., Figueroa, M., 2006, Microstructure measurements in natural waters: Methodology and applications. *Progress in Oceanography*, 70, 126-148.

- Rudnick, D.L., Jan, S., Centurion, L., Lee, C.M., Lien, R. C., Wang, J., Lee, D. K., Tseng, R.S., Kim, Y. Y., Chern, C. S., 2011, Seasonal and Mesoscale Variability of the Kuroshio Near its origin. *Oceanography*, 24, 52-63.
- Thorpe S. A. 2005, An introduction to ocean Turbulence. *Cambridge University Press*.
- Thorpe, S. A. 1977, Turbulence and mixing in a Scottish Loch. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 286, 125-181.
- Thurnherr, A.M., 2010, A practical assessment of the errors associated with full-depth LADCP profiles obtained using teledyne RDI workhorse acoustic doppler current profilers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 1215–1227.
- Thurnherr, A.M., 2008, How To Process LADCP Data With the LDEO Software.
- Tian, J., Yang, Q., Zhao, W., 2009, Enhanced diapycnal Mixing in the South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 39, 3191-3203.
- Zhai, X., Greatbatch, R. J., Eden, C., 2009, On the loss of wind-induced near-inertial energy to turbulent mixing in the upper ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 39, 3040-3045.