



國立中山大學 海洋生物科技暨資源學系研究所

碩士論文

利用 Lowered ADCP 與 CTD 剖面資料估算台灣西南海域之紊流擴散

Estimates of turbulent mixing in the seas off the Southwestern

Taiwan from Lowered ADCP and CTD profiles

研 究 生：梁家睿 撰

指導教授：曾若玄 博士

中華民國 九十九年 二月

國立中山大學研究生學位論文審定書

本校海洋生物科技暨資源學系碩士班

研究生梁家睿（學號：M965020029）所提論文

利用Lowered ADCP與CTD剖面資料估算台灣西南海域之紊流擴散

Estimates of turbulent mixing in the seas off the
Southwestern Taiwan from Lowered ADCP and CTD profiles

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：

楊穎堅

李逸環

陳冠宇

曾若玄

指導教授(可免) _____

系主任/所長(可免) _____

謝 誌

本篇論文得以順利完成，首先要感謝恩師曾若玄老師的悉心指導，您的諄諄教誨幫助我在學習上度過許多的困難和挫折，令我在海洋物理學的專業領域上受益良多，並感謝師母平常在生活上如母親般的細心照顧，有您的地方總是歡笑聲不斷，在此獻上我最誠摯的感謝。

同時也感謝陳冠宇老師、楊穎堅老師及李逸環老師，在百忙中抽空參加我的口試並給予許多寶貴意見。感謝海洋三號船上所有的工作人員，在海觀測時對我的協助。感謝學長育嘉、蜂鈞、財銘、科憲、育展等，同學煥傑、永昇、允強、凱倫及學弟們在課業上的協助與生活上的陪伴，讓我的研究所生活多彩多姿。謝謝大家。

最後感謝我的家人，謝謝你們一路上的陪伴與支持，是我最大的精神支柱，這份喜悅將與你們分享，謝謝。

摘 要

本研究利用下放式都普勒海流剖面儀(Lowered ADCP)及溫鹽深儀(CTD)所觀測的剖面，根據紊流理論運算以求得垂直渦流擴散係數 K (vertical eddy diffusivity)，主要使用 Thorpe scale 分析法計算 K_z ，再輔以流切(shear)的垂直波數能譜法(vertical wave number spectral)計算 K_{sh} ，針對內潮、深海大洋、內孤立波及黑潮等四種不同情況探討影響紊流擴散的因素。

首先在高屏海底峽谷(Gaoping submarine canyon)的開口處完成兩個航次 (2008 年 7 月和 12 月)的定點測站之 27(夏季)及 40(冬季)小時連續觀測，結果顯示此地內潮呈現 50 及 100m 的垂直位移，顯著的半日潮週期且上下層流速成相反的第一斜壓模流場等特性；兩個季節漲潮時紊流混合的擴散率皆明顯大於退潮時期，冬季觀測時適逢大潮，漲潮時的 K_z 超過 $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，大於蒙特利海底峽谷(Monterey Canyon)的紊流擴散率。冬季時因混合層增厚，流速增加，造成的紊流擴散較為強烈。

2008 年 5 月的聯合探測結果指出，南海 SEATS 測站於 3000m 以上 K_z 平均值為 $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，而 K_{sh} 約為 $1.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，接近海底的 K_z 的平均值則增大為 $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ，不論上層海洋或是海底的 K_z 都比一般大洋的平均值較高，這可能與南海環境有關。SEATS 測站 K_z 剖面在 300-700 m 處幾乎為零，表示分層也較為明顯，不容易有紊流發生。

2007 年 5 月於南海北部之內波實驗結果指出，深水區在內孤立波通過後造成 K_z 的垂直分佈產生了變化，表面混合不明顯，主要在 400 m 以下逐漸增大至底層；淺水區在內孤立波通過時受到陸棚地形影響，產生破碎後的消散作用，混合擴散明顯增強，最大值($\sim 1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)出現於 180 m 的深度。

2007 年 10 月於蘭嶼附近完成之黑潮實驗結果指出，黑潮流場的 K_z 在表層超過 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，主要是受到黑潮強勁流速的影響；靠近蘭嶼處有一深達 3000m 的海溝存在，地形與底層流作用，使得底層 K_z 皆超過 $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，顯示底層的混合以地形影響為主，產生與內孤立波同量級的紊流擴散。

Abstract

In this study, vertical profiles of velocity and hydrographic properties measured by the Lowered ADCP and CTD, respectively are used to calculate the vertical eddy diffusivity K based on small-scale turbulence theory. Two methods are used to estimate K , that is, the Thorpe scale analysis method (designated as K_z) and vertical wave number shear spectral method (designated as K_{sh}). Four different experiments with different flow conditions and bathymetry, i.e., internal tides, deep open-ocean, nonlinear internal waves and Kuroshio, are conducted and their K values are estimated and discussed.

The internal tides at the mouth of Kao-Ping Submarine Canyon (KPSC) are observed during July and December (spring tide) of 2008. In each cruise the LADCP/CTD casts are repeated every two hours and last 27 and 40 hours, respectively. The results indicate the existence of strong, semi-diurnal internal tides with vertical displacement of 50~100 m and the nature of first baroclinic mode. Turbulent mixing during flood is significantly stronger than that during ebb. Note that in the winter experiments the K_z can reach $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, which is even larger than the reported K_z values in other submarine canyons of the world, suggesting strong mixing processes are taking place in the KPSC.

From the LADCP/CTD data of the joint hydrographic survey on May 2008 at SEATS station of the South China Sea, the estimated average values of K_z and K_{sh} in the upper 3000 m are about $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $1.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, respectively. The average value of K_z near the ocean bottom increases to $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. These estimated K_z are somewhat larger than the reported values in the open ocean. On the other hand, K_z values between 300 and 700 m deep are almost zero, indicating that turbulent mixing is inhibited in the stratified layer.

Nonlinear internal waves are tracked in the South China Sea during May 2007. Our results show that after the internal solitons passed in the deep waters, the K_z profiles change significantly, surface mixing is weak, and K_z increases gradually from 400 m deep to the ocean bottom. In the shallow water region, shoaling effect of the nonlinear internal waves lead to enhanced energy dissipation and higher values of K_z , with the maximum value reaches $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ near 180m depth.

The flow structure of Kuroshio current between Taiwan and Lanyu is observed in October 2007. The results show that K_z in the surface layer is high ($\sim 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), obviously due to strong Kuroshio flows there. At the 3000 m deep submarine trench near Lanyu, the K_z in the bottom layer is also very high ($\sim 1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), indicating that effective turbulent mixing in the bottom layer is mainly due to topography, which has similar level as the nonlinear internal waves.

目 錄

章次	頁次
謝誌.....	I
中文摘要.....	II
英文摘要.....	IV
目錄.....	VI
圖目錄.....	IX
表目錄.....	XIV
一、 緒論.....	1
二、 儀器與現場觀測.....	8
2.1 LADCP 與 CTD 剖面.....	8
2.2 高屏海底峽谷內潮實驗	12
2.3 南海北部內孤立波實驗	13
2.4 2008 聯合觀測實驗-南海 SEATS 測站.....	15
2.5 蘭嶼附近之黑潮流場實驗	17
三、 資料分析方法.....	25
3.1 Thorpe scale 方法.....	25
3.2 垂直波數能譜法-剪切	28

四、 結果	34
4.1 高屏海底峽谷內潮於垂直混合.....	34
4.1.1 CTD 水文剖面資料.....	34
4.1.2 LADCP 流速剖面資料.....	35
4.1.3 夏季紊流擴散.....	37
4.1.4 冬季紊流擴散.....	39
4.2 SEATS 測站之紊流擴散.....	41
4.3 南海內孤立波之紊流擴散.....	44
4.3.1 深水區內波與擴散率.....	44
4.3.2 陸棚區內波與擴散率.....	46
4.4 蘭嶼附近黑潮流場之紊流擴散.....	48
五、 討論.....	83
5.1 內潮與紊流特性之季節變化.....	83
5.1.1 浮力頻率與流速剪切.....	83
5.1.2 紊流混合之季節差異.....	84
5.2 深海大洋紊流擴散之垂直分佈	86
5.3 內孤立波效應下的紊流混合.....	87
5.4 黑潮造成紊流擴散之空間變化.....	88

六、 結論.....	96
參考文獻.....	99

圖目錄

圖 2-1. 本研究之地理位置圖.....	19
圖 2-2. LADCP 與 CTD 鐵組於海研三號.....	20
圖 2-3. LADCP 與 CTD 鐵組於海研一號.....	20
圖 2-4. KPSC-A 之地理位置與等深線圖.....	21
圖 2-5. IW 之南海北部地理位置與等深線圖及測站的位置.....	22
圖 2-6. SEATS 之南海水深地形圖及 SEATS 測站位置.....	23
圖 2-7. Kuroshio 之台灣與蘭嶼之間，六個測站的位置圖.....	24
圖 3-1. KPSC-A 之第一次觀測的原始與重排後的位密度剖面圖，(b) 為(a)的 500-570m 處放大圖.....	31
圖 3-2. KPSC-A 之第一次觀測利用此法估算的 Thorpe 位移.....	32
圖 3-3. KPSC-A 測站於夏季時 GM model 預報的垂直波數能譜圖...	33
圖 4-1. KPSC-A 夏季測站 27 小時的位溫(圖 a)及位密度(圖 b)時間序列 圖.....	50
圖 4-2. KPSC-A 夏季所有觀測的位溫(圖 a)及位密度(圖 b)剖面總體 圖.....	51
圖 4-3. KPSC-A 冬季測站 27 小時的位溫(圖 a)及位密度(圖 b)時間序列 圖.....	52
圖 4-4. KPSC-A 冬季所有觀測的位溫(圖 a)及位密度(圖 b)剖面總體 圖.....	53
圖 4-5. KPSC-A 夏季測站 A 的流速時間序列剖面圖，黑線為對應時間 的小琉球逐時表層水位線.....	54
圖 4-6. 圖(a)為 KPSC-A 夏季時正壓潮時間序列圖，分 U、V 方向； 圖(b)為小琉球對應的表面水位圖.....	55

圖 4-7. KPSC-A 夏季斜壓潮時間序列剖面圖，分 U、V 方向黑線為對 應時間的小琉球逐時表層水位線.....	56
圖 4-8. KPSC-A 夏季斜壓流速各層深度流矢時間序列圖.....	57
圖 4-9. KPSC-A 冬季測站 A 的流速時間序列剖面圖，黑線為對應時間 的小琉球逐時表層水位線.....	58
圖 4-10. 圖(a)為 KPSC-A 冬季時正壓潮時間序列圖，分 U、V 方向； 圖(b)為小琉球對應的表面水位圖.....	59
圖 4-11. KPSC-A 冬季斜壓潮時間序列剖面圖，分 U、V 方向黑線為 對應時間的小琉球逐時表層水位線.....	60
圖 4-12. KPSC-A 冬季斜壓流速各層深度流矢時間序列圖.....	61
圖 4-13. (a)為夏季 KPSC-A 連續 27 小時的 Thorpe 位移時間序列圖， 紅線為每一次的下放量測，(b)則為小琉球於同時間的表面 潮位資料.....	62
圖 4-14. 為圖 4-13 中紊流翻轉較大時各自的 Thorpe 位移、浮力頻率 及 Kz 剖面圖，分別為漲潮時的第 8.5、14.5、18.5 及 20.5 小時.....	63
圖 4-15. (a)為冬季 KPSC-A 連續 41 小時的 Thorpe 位移時間序列圖， 紅線為每一次的下放量測，(b)則為小琉球於同時間的表面 潮位資料.....	64

圖 4-16. 為圖 4-15 中紊流翻轉較大時各自的 Thorpe 位移、浮力頻率及 Kz 剖面圖，分別為漲潮的第 2.5、14.5、24.5 及退潮的 34.5 小時.....	65
圖 4-17. SEATS 測站的原始與重排後的位密度剖面圖，(b)為 (a)3560-3660m 處的放大.....	66
圖 4-18. SEATS 測站的 Thorp 位移剖面圖.....	67
圖 4-19. SEATS 測站 LADCP 的流速剖面，分 U、V 方向.....	67
圖 4-20. SEATS 測站的 Kz 剖面圖.....	68
圖 4-21. IW 測站(1)時 Sb-ADCP 所觀測到的流速時間序列圖，分 U、V 方向，第一個黑框為 cast 1 的總時間，第二個黑框為 cast 2 的總時間，第三個黑框為 cast 3 的總時間.....	69
圖 4-22. IW 測站(1) cast 1 的 LADCP 流速剖面，分 U、V 方向.....	70
圖 4-23. IW 測站(1) cast 3 的 LADCP 流速剖面，分 U、V 方向.....	70
圖 4-24. IW 測站(1) cast 1 下放的 Kz 剖面圖.....	71
圖 4-25. IW 測站(1) cast 1 上收的 Kz 剖面圖.....	72
圖 4-26. IW 測站(1) cast 3 的 Kz 剖面圖.....	73
圖 4-27. IW 測站(3)時 Sb-ADCP 所觀測到的流速時間序列圖，分 U、V 方向，第一個黑框為 cast 1 的總時間，第二個黑框為 cast	

2 的總時間，第三個黑框為 cast 3 的總時間.....	74
圖 4-28. IW 測站(3)時第二次量測的溫度剖面圖.....	75
圖 4-29. IW 測站(3)時第三測量測是將 CTD/LADCP 停放至水深 150m 處等待內波通過時，溫度與鹽度的時間序列 圖.....	75
圖 4-30. IW 測站(3)時 cast 1 的 Kz 剖面圖.....	76
圖 4-31. IW 測站(3) cast 3 的 Kz 剖面圖.....	77
圖 4-32. Kuroshio 之六個測站分別的 LADCP 流速剖面，分 U、V 方 向.....	78
圖 4-33. Kuroshio 之 S1 測站的 Kz 剖面圖.....	79
圖 4-34. Kuroshio 之 S2 測站的 Kz 剖面圖.....	79
圖 4-35. Kuroshio 之 S3 測站的 Kz 剖面圖.....	80
圖 4-36. Kuroshio 之 S4 測站的 Kz 剖面圖.....	80
圖 4-37. Kuroshio 之 S5 測站的 Kz 剖面圖.....	81
圖 4-38. Kuroshio 之 S6 測站的 Kz 剖面圖.....	82
圖 5-1. 夏季 KPSC-A 的剪切與浮力頻率剖面圖，剪切值乘以三...	90
圖 5-2. 冬季 KPSC-A 的剪切與浮力頻率剖面圖，剪切值乘以三...	91

圖 5-3. KPSC-A 夏季與冬季各自平均的 Kz 剖面圖，紅線為夏季、 藍線為冬季.....	92
圖 5-4. SEATS 測站，圖(a)為浮力頻率剖面，圖(b)為流切剖面.....	93
圖 5-5. IW-1cast 1 上收(內波後)的原始與重排後的位密度剖面圖..	94
圖 5-6. IW-1 cast 1 上收(內波後)的 Thorp 位移剖面圖.....	94
圖 5-7. Kuroshio 各測站 Kz 剖面延著緯度 22°N 斷面分佈圖.....	95

表目錄

表 2-1. KPSC-A 兩個季節各自的測站詳細資料.....	13
表 2-2. IW 測站 1、3 各投放測量的詳細經緯度資料.....	14
表 2-3. Kuroshio (CR1250) 各測站的詳細經緯度資料.....	16
表 4-2. KPSC-A 夏季的 K_z 與 K_{sh} (m^2/s).....	42
表 4-3. KPSC-A 冬季的 K_z 與 K_{sh} (m^2/s).....	44
表 5-1. 南海 SEATS 測站的 K_z 與 K_{sh} ($\times 10^{-4}m^2/s$).....	47

一、緒論

紊流(turbulence)意指流體中任意點速度的大小和方向皆變動不穩定的混亂流動，海洋內部的紊流是由於垂直流切(vertical shear)所引起，通常在內波、海洋鋒面、海底地形崎嶇變化等處，混合和消散過程亦會增強，此過程會改變水團特性，維持海洋層化現象，在熱能和物質的傳遞與交換上扮演著重要的角色，也具有驅動全球輸送帶(global conveyor belt)中的溫鹽環流及維持其穩定度等功用(Naveira Garabato et al., 2004 ;Park et al. 2008)。

過去幾十年來許多學者曾利用微結構(microstructure)的溫度梯度和流速剪切的剖面觀測直接估算紊流擴散，解析度為 1m，大部分的計算是針對局部範圍，研究重點則放在其動力過程，不過其中也包含了少數延伸至深海範圍的研究。而近二十年來學者不斷的研發出幾種間接的數值演算法，解析度範圍有 1 m 紊流尺度，也有 10~100 m 的內波尺度，紊流尺度如 Thorpe overturn，是從紊流翻轉(turbulent overturning)的產生和不穩定的 Richardson number 來顯示出能量的變動；內波尺度則是利用內波與內波之間相互影響的理論來預報內波垂直方向波數能譜，以此預報為基準來估算紊流消散率 ε (turbulent dissipation rate)和垂直渦流擴散係數 K (vertical eddy

diffusivity)，主要目的就是想了解海洋內部中各分層水團的混合與能量(或物質)的擴散(Naveira Garabato et al., 2004; Kunze et al., 2006)。

Kunze et al. (2006)以世界環流實驗(World Ocean Circulation Experiment, WOCE)資料庫裡共 3500 筆下放式都普勒剖面儀(Lowered ADCP)的流速剖面與溫鹽深儀(CTD)的水文剖面資料，使用垂直波數能譜法(Gregg et al. 2003)，來估算世界各大洋的 K ，範圍包含印度洋、太平洋、北大西洋及南大洋，結果顯示各大洋因環境條件的不同，垂直擴散的情形受到如風、地形結構、表面潮流、溫鹽環流等的影響， K 值在各地都會有所差異，但還是找到了一些規則存在；即為 K 是緯度和深度的函數，較弱的擴散係數出現在赤道附近， K 的平均值為 $0.03 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，在高緯度 $50^\circ - 70^\circ$ 之間 K 的平均值增大為 $(0.4 - 0.5) \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；在深度的變化方面，從表層至水深 3000 m 之間 K 平均值為 $0.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，接近底層時受到摩擦力影響則增大為 $0.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，但有一前提為這些估算平均 K 值的資料站位是處在海底地形較為平坦的海域。

關於上述的限制，主要是因為紊流擴散受地形影響很大，通常在海底山、海脊或海底峽谷等崎嶇地形，所估算的 K 值會比深海平均值 ($0.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 多 100-1000 倍(Park et al., 2008; Mauritzen and

Wolk., 2002 ; Kunze et al., 2001)。Park et al(2008)為了要了解南大洋 Kerguelen Plateau 的鐵離子循環過程，先從衛星圖中發現在此海底高原附近有一藻華現象(bloom)，而在藻華中心，利用重複的 Lowered ADCP 流速和 CTD 水文資料剖面估算垂直渦流擴散係數，方法上使用 Thorpe scale analysis，並配合垂直波數能譜法來驗證，結果發現此處在水深 80 m 附近有半日潮週期的非線性內潮，是由表面潮流與地形作用而產生的，加上 K 的計算結果是遠大於大洋標準值的 $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 且較大的值集中在斜溫層，顯示此波動產生的紊流有強烈的混合作用，從這結果可推論鐵離子及營養鹽藉由強烈的混合抬升至海面進而產生藻華的現象。

Kunze et al. (2001)在美國加州的蒙特利海底峽谷(Monterey Submarine Canyon)做了一系列的研究探討，證實地形效應對混合擴散的影響，半日潮週期為主的內波支配了此海底峽谷的主要流場，特別於大潮時期，其內波的垂直振幅皆遠大於開放性大洋，利用小尺度參數化 ε 的演算法來估算 K，此處 K 為 $100 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，峽谷內如此高的 K 可驅使海底營養鹽擴散至海面，增強生物生產力。

Lee et al. (2009)在台灣西南的高屏海底峽谷(Gaoping Submarine Canyon)利用 Thorpe scale analysis 估算 K，由觀測發現在底層與中層皆有超過 10 m 的紊流翻轉，表示此兩層存在著強烈

紊流擴散的現象，而計算結果 K 最大值甚至超過 $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，整層平均的 K 值約為 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，比起大洋平均值大上好幾倍，甚至比同樣有著強烈紊流擴散的蒙特利海底峽谷擴散率大，會有這樣的結果，主要是因為高屏海底峽谷中往復強勁的潮流與複雜的地形交互作用，產生強烈的第一模內潮(1st-mode internal tides)，並存在於斜溫層，此內潮的能量通量經計算約為 14 kW m^{-1} ，由峽谷谷口沿著峽谷中心軸往谷頭傳遞，此能量值比對蒙特利海底峽谷也大上好幾倍，證實高屏海底峽谷不僅有強烈的內潮，內潮所引起的紊流擴散在斜溫層與底層有著很好的混合作用。

而在季節的變化上，Matsuno and Wolk(2008)利用流速剪切能譜推算 ε 進而求得 K 的方法，分別於夏天(六月)與冬天(十一月)在日本海進行觀測研究，結果顯示兩個季節 ε 的垂直結構有顯著的不同。冬天因為混合層較厚和背景流速較強的關係，所以直接反應在推算出來的 K 上，夏季所估算的 K 約為 $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，而在接近表層與次表層這個小區塊 K 可達到 $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；冬季時在整個混合層的 K 則為 $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，混合層以下的 K 約為 $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，兩個季節在表層的紊流混合都是最強烈，這表示風的攪動是上層海水(<200m)與較深層海水進行熱交換最主要的機制；另一方面在檢視 Richardson number 與 ε 的關係中發現，混合層以下， ε 最大值出現在水深 130m 至 160m 之間，所對應的

就是 Ri 的最小值，由此可知影響在混合層以下的紊流擴散，風暴所產生的近慣性流(near-inertial currents)為主要機制。

綜合以上學者所述，紊流擴散會因深度和緯度的不同有所不同，垂直方面，混合層和底部邊界層的混合作用會較為強烈；而高緯度的擴散率也會比低緯度來的大，除此之外，受地形影響甚大，尤其當海表面有強勁的潮流時，其向下擴散的破碎內波能量會與崎嶇的地形交互作用，產生近底邊界層局部性的紊流增強現象。

本研究探討之台灣西南海域位於台灣的西南方，北有台灣海峽(Taiwan Strait)、東南有呂宋海峽(Luzon Strait)以及西南的中國南海(South China Sea)。其中高屏海底峽谷是陸地河流進入或擴散至台灣海峽的連接通道，在海水動力交換過程上，扮演著重要的地位；峽谷內的海流與水文環境受潮流及北向黑潮支流或南海暖流支配，且海底特殊 S 形地形使流場趨向複雜，而 Wang et al.(2007)觀測發現峽谷中水團移動傳輸的主要機制是潮流的往復震盪；內潮產生的水體垂直舉升最多達 200 m，表示此海域垂直混合的過程相當強烈。

南中國海的範圍約在赤道至 23°N 及 99°E 至 121°E 之間，為擁有廣大的陸棚且是半封閉的海盆。在其東半部為深水海域，水深可至 5000 m 以上，西北海域為寬幅約 200 km 的大陸棚地形，水深約為在

100 至 200 m 之間，東南海域較多島群。南海海域水文複雜，海水分層明顯，源自於呂宋海峽的內孤立波活動相當頻繁，此非線性內波對於海洋的混合作用扮演著相當重要的角色，可形成垂直方向能量的傳遞，此區所測得的內孤立子(internal soliton)大多由東向西傳遞且以第一斜壓模下降波(first baroclinic mode depression waves)存在，水平流速最大可達到 240 cm/s，溫差約為 11°C (Yang et al., 2004)。

海洋中內部的波動現象與其形成的動力機制一直是相當熱門的議題，但其造成小尺度的紊流擴散率則是在現今的海洋學中是較容易被忽略的一環，而根據上述的文獻發現都是集中在近十幾年間，表示近期在國外愈來愈受到重視，但目前台灣於此領域的研究工作與成果非常稀少，僅 Lee et al(2009) 利用 Thorpe scale analysis 針對高屏海底峽谷的內潮與垂直混合做完整的討論。本實驗室利用近年建構完成的下放式都普勒剖流儀(LADCP)與資料處理系統可以量測表層到深海的整層海流垂直分佈，並成功的用於黑潮流況之研究上(楊, 2008)，在有了準確的流速剖面後，就可利用垂直波數能譜法估算紊流擴散，故本研究在方法上，除了 Thorpe scale analysis 外，再加上垂直波數能譜法加以驗證。為了探討不同海洋條件下的混合擴散特性，本研究挑選幾次不同情況下的觀測資料進行估算，首先因為紊流

擴散受地形影響最大，因此探討台灣西南部的地形對擴散率的影響就成為本文的重點之一，針對高屏海底峽谷分別於夏季與冬季進行觀測實驗，同時利用兩個方法相互驗證並探討其季節變化之影響；接著利用位於深海海盆內並接近大陸斜坡的 SEATS 測站資料，其紊流擴散的垂直分布也可作為比較；南海內孤立波所伴隨的強烈垂直混合作用與陸棚的淺化效應，是極為有趣的現象，另一方面，黑潮的強勁流速與海底地形之間的交互作用，也是垂直混合強化的地點，本研究為了瞭解各種效應下紊流擴散的垂直分佈，也將南海內孤立波與蘭嶼黑潮的實驗資料作分析比較。

本研究主要架構與研究海域可分成四個方面：

1. 地形及潮汐交互作用形成的高屏海底峽谷內潮，與其伴隨而來的局部紊流增強現象，加上季節對內潮與此現象的差異。
2. 內孤立波對海洋整層擴散的影響，與其受到陸棚淺化的效應。
3. 水文複雜的南海大洋中 SEATS 測站的垂直擴散變化。
4. 黑潮所引發的強烈混合作用於台灣到蘭嶼之間空間上的變化。

二、儀器與現場觀測

本研究為了應用 Thorpe scale 分析與垂直波數能譜法兩個方法估算垂直渦流擴散係數，利用 CTD 與 LADCP 分別取得的水文剖面與流速剖面，探討了不同地形與效應下對紊流混合的影響，及定義其動力參數，共完成了四個實驗觀測，分別為高屏海底峽谷內潮實驗、南海北部內孤立波實驗、2008 聯合觀測實驗-南海 SEATS 測站及蘭嶼附近之黑潮流場實驗(圖 2-1)。

2.1 LADCP 與 CTD

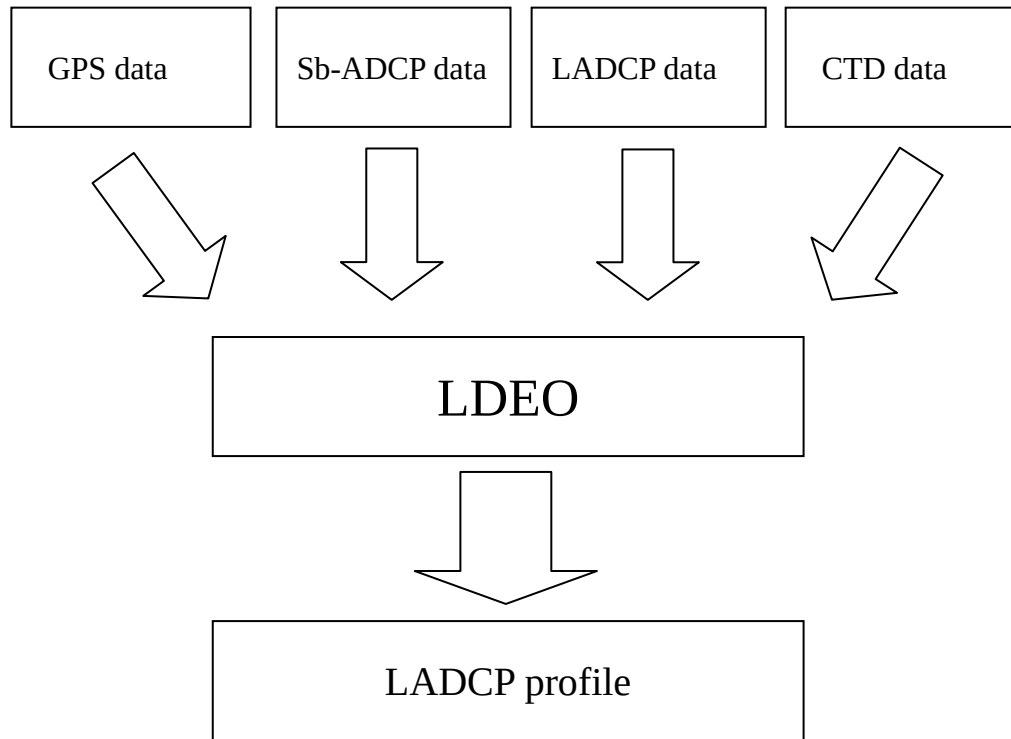
近十年來下放式都普勒海流剖面儀(Lowered ADCP)已經成為國際海洋學界觀測深海整層海流剖面分佈的一項重要儀器，LADCP 可以彌補傳統的 sb-ADCP 有限的量測範圍，可用於深海大洋的測流研究，而經過小心的處理過程後，LADCP 可以得到相當準確可信的海流剖面分布。近年來 LADCP 已經廣泛地應用在世界海洋環流實驗(WOCE)和氣候變遷(CLIVAR)等大型的研究計畫上面，並且成功地收集到許多有用的海洋整層流速資料。

本研究所使用的 LADCP 包含兩台 ADCP (RDI, 6000 m housing, 300 kHz) 與一台 Seabird SBE-9 CTD，其中 ADCP 分別朝上與朝下發

射音波，與 CTD 一起固定在自製的鋼架或 CTD 的 rosette 上面，圖 2-1 與 2-2 分別為整體鋼架組在海研三號與海研一號上的照片，海研三號上的鋼架上兩端並添加鉛塊以保持水平。Lowered ADCP 的設定上為每秒 ping 一次，共 20 個 bin，每個 bin 為 10m，如果測站有下放至 Bottom，則在離海底 80~100m 的深度停留 5 分鐘，以取得 Bottom track 的資料；如無法下放至 Bottom，則在下放至最深處停 2~5 分鐘再行上收。施放過程中，下放及上收速度盡量不超過 1 m/s，且下放與上收時鋼纜的傾角不超過 25° ，如遇到 LADCP/CTD 纜線太歪斜的話，則必須馬上調整船身的位置，讓儀器的傾斜程度不致於太大，以維護資料品質。

本研究是使用美國哥倫比亞大學 LDEO (Lamont-Doherty Earth Observatory) 發展出來的軟體來分析處理 LADCP 海流資料，其原理是以 Visbeck(2002)所提出的理論作為根據，版本使用 2002 年的第 9 版(<http://www.ldeo.columbia.edu/>)，它的分析架構是以 bottom track 和 inverse method(逆推法)寫成 Matlab 程式，處理過程中加入 GPS、CTD 和 Sb-ADCP 的資料來限制海流範圍，進而得到海流剖面的絕對流速，LADCP 流速資料處理的流程圖如下，CTD 資料須先轉換為 UTC 時間格式，GPS 資料要將原本每天一筆的檔案(.col)加總成一個檔案(.nav)，原始 LADCP 資料經過 CTD、GPS 資料的限制，再透過

LDEO software 的 Matlab 程式處理出我們所要的海流垂直剖面。



下放式聲學都卜勒海流剖面儀(LADCP)資料處理流程圖。

CTD 原始水文資料的分析根據標準工作的程序處理，是使用 SEASOFT 4.249 軟體包，包括 DATCNV、FILTER、BINA VG 三個程式處理，其中 FILTER 是利用重複 low-pass 的方法過濾到異常的雜訊，最後使用 BINA VG 將 1 秒 24 筆的原始資料平均成每間隔 1m 的密度、溫度、鹽度等垂直分布。

2.2 高屏海底峽谷內潮實驗

本研究於 2008 年 7 月 5 日至 6 日(共兩日、27 小時)與 2008 年 12 月 12 日至 14 日(共三日、40 小時)，搭乘海研三號研究船，使用下放式都普勒海流剖面儀(Lowered ADCP)、溫鹽深儀(Conductivity, Temperature, Depth Recorder)與船碇式都普勒海流剖面儀(shipboard ADCP)在高屏峽谷開口處完成了兩個航次共五天的流場與水文觀測，圖 2-4 為高屏海底峽谷地理位置與等深線圖，及實驗測站(st. A)位置。

李 (2009)在論文中利用數值模式估算高屏海底峽谷流場，指出谷口處的流速為最大值，推估是內潮起源產生之處，故本研究將測站(A 站)設置為高屏峽谷谷口，希望可觀測到更為強烈的垂直混合，進而討論其動力機制。

為了取得高屏峽谷內潮的時間序列水文與流速資料，本研究在峽谷 A 站使用重複下放上收 Lowered ADCP/CTD 的方法，每次間隔一至兩個小時，且分兩季進行觀測，於夏天(2008/7/5~6)共 27 小時、冬天(2008/12/12~14)共 40 小時，因考慮此處是半日潮週期為主的內潮，故時間序列上至少要達到 24 小時，以便觀測到至少兩次的波動，而冬天觀測時期換算為農曆為 11 月 15 日至 17 日，正值大潮時期，更增添了此次量測的特殊性。

表 2-1 高屏海底峽谷實驗，兩個季節各自的測站詳細資料

CR 1302 航次 2008.7.5~6					
測站	開始時間	結束時間	經度(E)	緯度(N)	水深(m)
A(27 小時)	7/5 12:00	7/6 14:00	120°16'	22°21'	650
CR 1339 航次 2008.12.12~14					
測站	開始時間	結束時間	經度(E)	緯度(N)	水深(m)
A(40 小時)	12/12 15:00	12/14 06:00	120°16'	22°21'	650

2.3 南海北部內孤立波實驗

於 2007 年 5 月 4 日至 7 日(共四日)，搭乘海研三號研究船，儀器上同樣使用 LADCP、CTD 及 Sb-ADCP 在南海北部陸棚區進行追內波的計劃，完成了內孤立波的流場與水文觀測。圖 2-5 為南海北部地理位置與等深線圖，及各測站的位置(1-9 站)。此航次定為追內波計畫，顧名思義就是追著內波跑，因內孤立波的傳播速度快，行進的位置又不固定，只能在定點等待，僅依靠船上雷達判定，(如圖 2-5)先從位於大陸棚邊緣的第一站開始等待，此站約水深一千多公尺，待內波通過完成觀測後，再採用追著內波跑的方式，行船在內波到以前至第二站等待，並等內波通過時進行觀測，以此類推，直到東沙上方陸棚區

的第九站結束，此站約水深 200~300 公尺，共完成了 21 次觀測，從深水區一路觀測到水深較淺的陸棚區。

本研究利用 Lowered ADCP/CTD 觀測內波上分為兩種方法：

1. 當內孤立波通過時，將儀器固定深度(約 150~200m)停著不動，等待內波通過後完成觀測，此方法可加以了解其流速場與水文變化。
2. 當內孤立波通過時，將儀器重複下放上收，通常可完成一整個內波的垂直剖面，此方法可求得整層海流的流速或物理性質的垂直分布。

本研究於內波觀測中共取深水區的第一站與陸棚區的第三站資料進行探討，每個測站各有三次的投放測量，兩個測站各投放測量的詳細經緯度資料如表 1。

表 2-2. 內孤立波實驗兩個測站各投放測量的詳細經緯度資料表

CR1219 航次 第一站(深水區) IW-1						
cast	開始時間	經度(E)	緯度(N)	水深(m)	下放深度(m)	觀測方法
(1)	5/4 06:35	117°53'	21°06'	997	900	垂直剖面
(2)	5/4 08:45	117°38'	20°56'	875	150	固定深度
(3)	5/4 10:30	117°37'	20°55'	821	730	垂直剖面
第三站(陸棚區) IW-3						
cast	開始時間	經度(E)	緯度(N)	水深(m)	下放深度(m)	觀測方法
(1)	5/5 15:45	117°08'	21°05'	388	300	垂直剖面
(2)	5/5 17:00	117°11'	21°04'	420	340	垂直剖面
(3)	5/5 17:27	117°12'	21°04'	426	150	固定深度

2.4 2008 聯合觀測實驗-南海 SEATS 測站

本研究又於 2008 年 5 月 28 日至 6 月 6 日(共十日)的時間，搭乘海研一號研究船，參與「台灣周邊海域聯合觀測實驗」，儀器上同樣使用下放式 ADCP、CTD 及船碇式 ADCP，在南海海域完成流場與水文觀測。

聯合觀測乃近年來國家海洋科學中心重要的研究之一，為了不再

只能針對台灣週遭之海洋過程進行片段式的調查研究，徹底瞭解台灣週遭複雜及多變的海況，而進行有系統且涵蓋範圍較大的調查，從 2006 年開始四船(海研一、二、三號及水試一號)執行準同步的水文調查，範圍涵蓋台灣周邊海域，介於東經 117 至 123 度、北緯 20 至 26.5 度之間，探測作業內容分為自動化隨船數位資料收集與甲板作業，其中隨船數位資料包含海表面溫鹽、船碇式 ADCP 流速、EK500 魚探聲納影像及海表面雷達測波等。甲板作業為 CTD 水文探測及採水，另於部分測站增添底床沈積物採樣作業。

本研究參與了 2008 聯合觀測計畫，主要執行範圍為台灣西南海域及南海北部海域，並於甲板作業時將 LADCP 裝置於 CTD 鐵架一起下放探測，藉此取得流速與水文資料，共完成了 14 個測站，圖 2-6 為此次航次之各測站位置圖，但只有部分測站下放至海底，本研究取其中有量測至海底且水深超過 3000 m 之 SEATS 測站(kk1 站)進行進一步的分析；SEATS 測站為南海時間序列研究 (South East Asia Time-Serious, SEATS) 測站，位於南海北部，是一個位於低緯度邊緣的時間序列測站，水深約為 3800m。

2.5 蘭嶼附近之黑潮流場實驗

為了探討此強勁的西方邊界流造成紊流混合的整層垂直變化，及台灣與蘭嶼之間的擴散作用於空間上的差異，本研究將觀測黑潮航次的資料進行分析討論，於 2007 年 10 月 11 日至 14 日，利用海研三號，在台灣東南測與蘭嶼附近的海域，同樣地利用 CTD 水文資料剖面與 LADCP 流速資料剖面應用 Thorpe scale 方法計算垂直渦流擴散係數，探討黑潮對紊流混合空間上的變化。

測線的規劃是從蘭嶼北邊(緯度 22.02°)由西往東做六個測站的觀測，圖 2-7 為各測站位置圖，測線及各測站的詳細經緯度資料如表 2-3。

表 2-3. 黑潮測線及各測站的詳細經緯度資料

CR1250 航次 2007.10.11 ~ 14					
測站	開始時間	經度 (E)	緯度 (N)	水深(m)	下放深度(m)
S1	10/11 17:11	121° 00'	22° 02'	1265	1185
S2	10/11 19:36	121° 04'	22° 02'	1290	1200
S3	10/11 22:05	121° 08'	22° 02'	1293	1200
S4	10/12 00:22	121° 14'	22° 02'	1320	1200
S5	10/12 02:05	121 ° 20'	22° 02'	2350	2250
S6	10/12 04:20	121° 14'	22° 02'	1918	1800

工作內容：LADCP、Sb-ADCP、CTD。

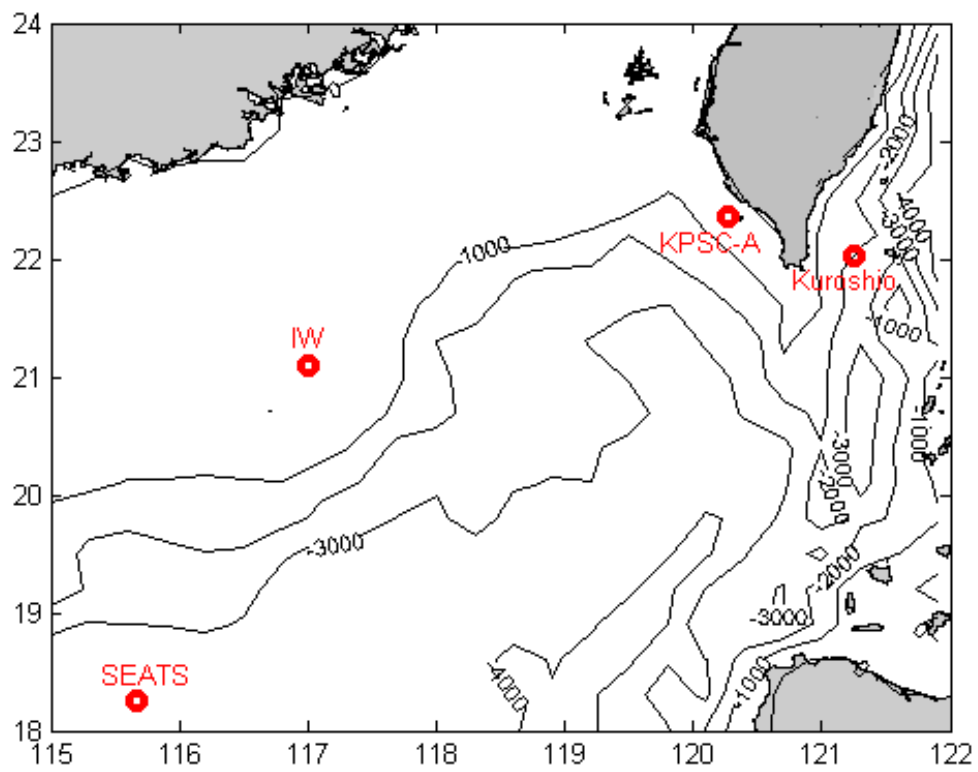


圖 2-1. 本研究之地理位置圖，KPSC-A 為高屏海底峽谷內潮實驗、IW 為南海北部內孤立波實驗、SEATS 為 2008 聯合觀測實驗-南海 SEATS 測站、Kuroshio 為蘭嶼附近之黑潮流場實驗。

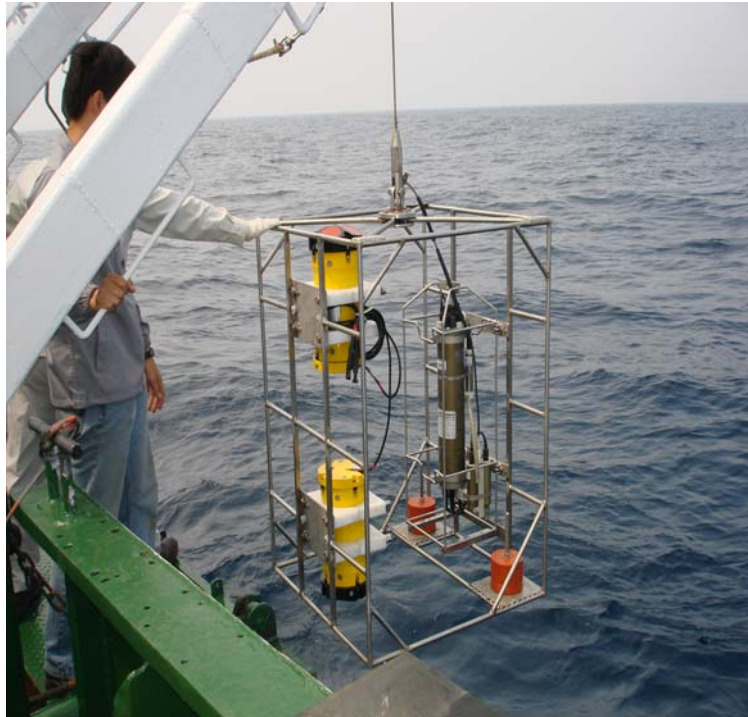


圖 2-2. 下放式聲學都卜勒海流剖面儀(LADCP)與溫鹽深儀(CTD)整體鋼架組於海研三號。

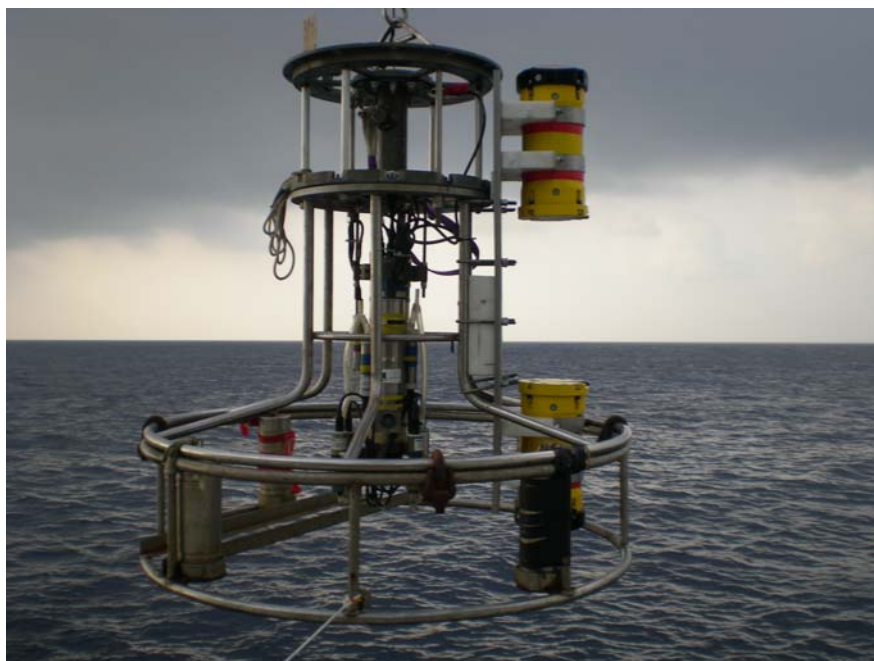


圖 2-3. 下放式聲學都卜勒海流剖面儀(LADCP)與溫鹽深儀(CTD)整體鋼架組於海研一號。

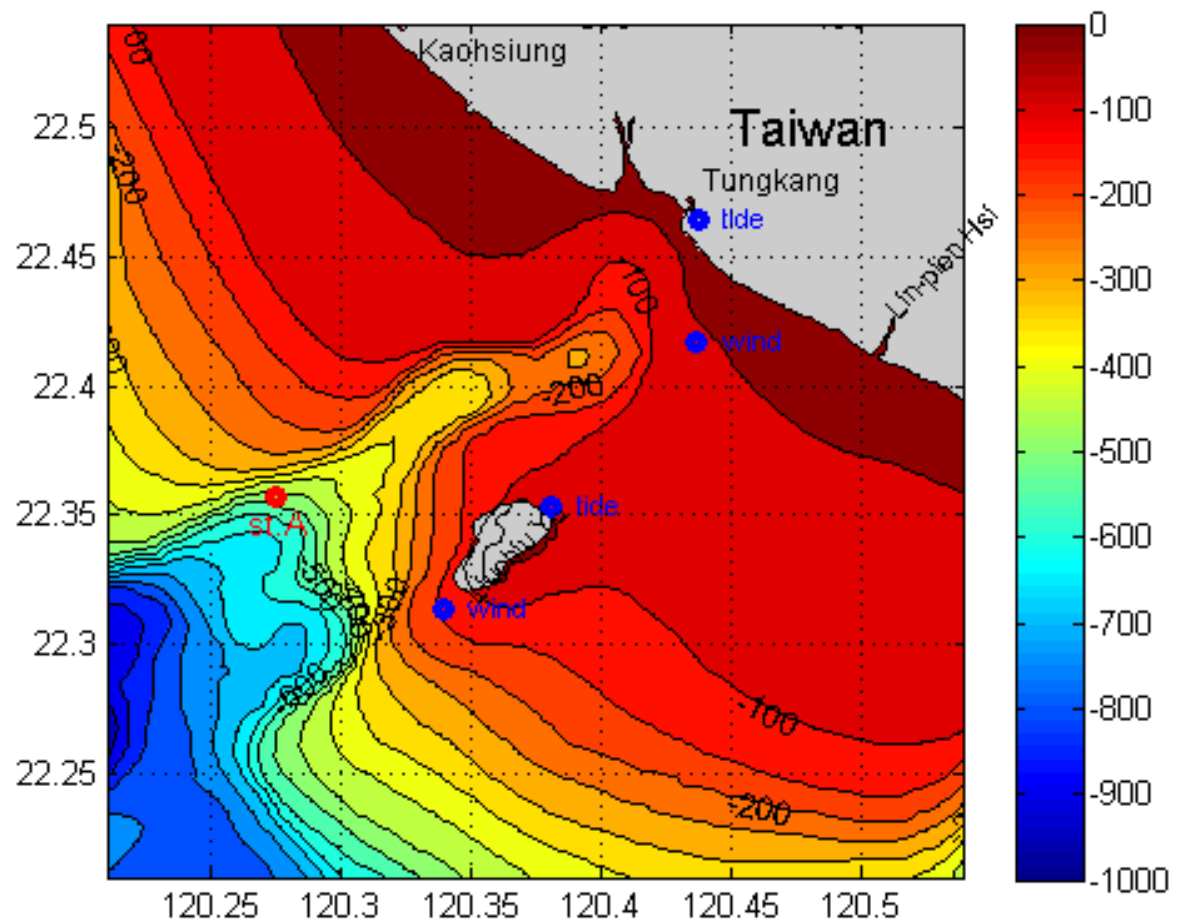


圖 2-4. 高屏海底峽谷內潮實驗，高屏海底峽谷地理位置與等深線圖，及實驗測站(st. A)及小琉球潮位站位置。

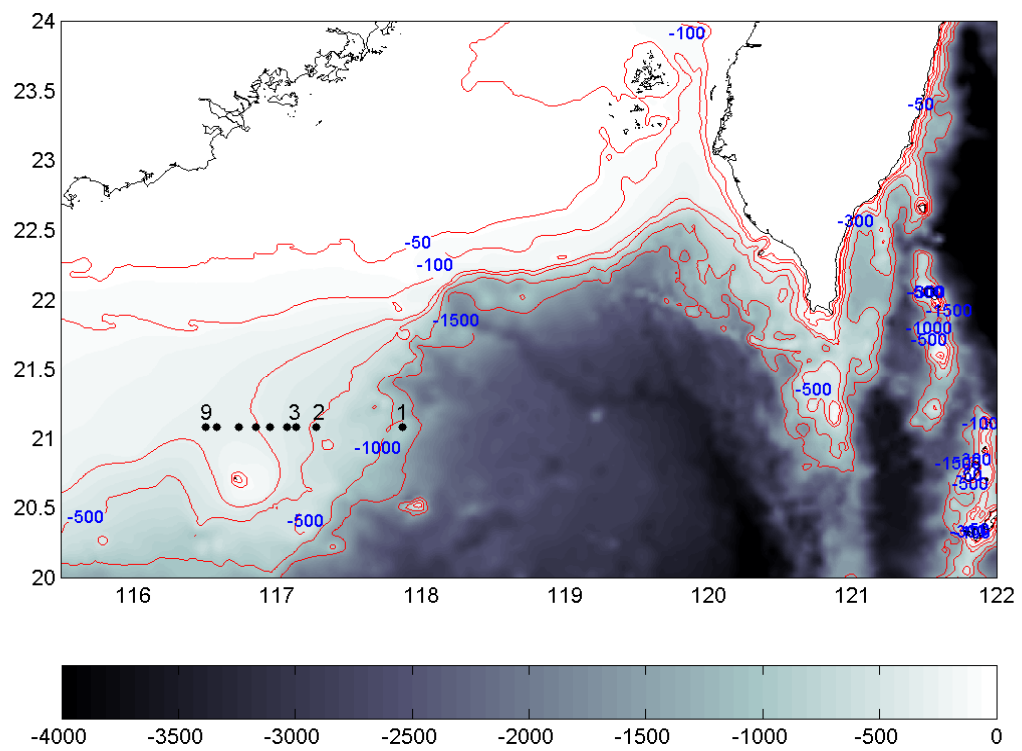


圖 2-5. 南海北部內孤立波實驗，其地理位置與等深線圖，各測站的位置(1-9 站)，本研究僅探討深水區的第一站與陸棚區的第三站。

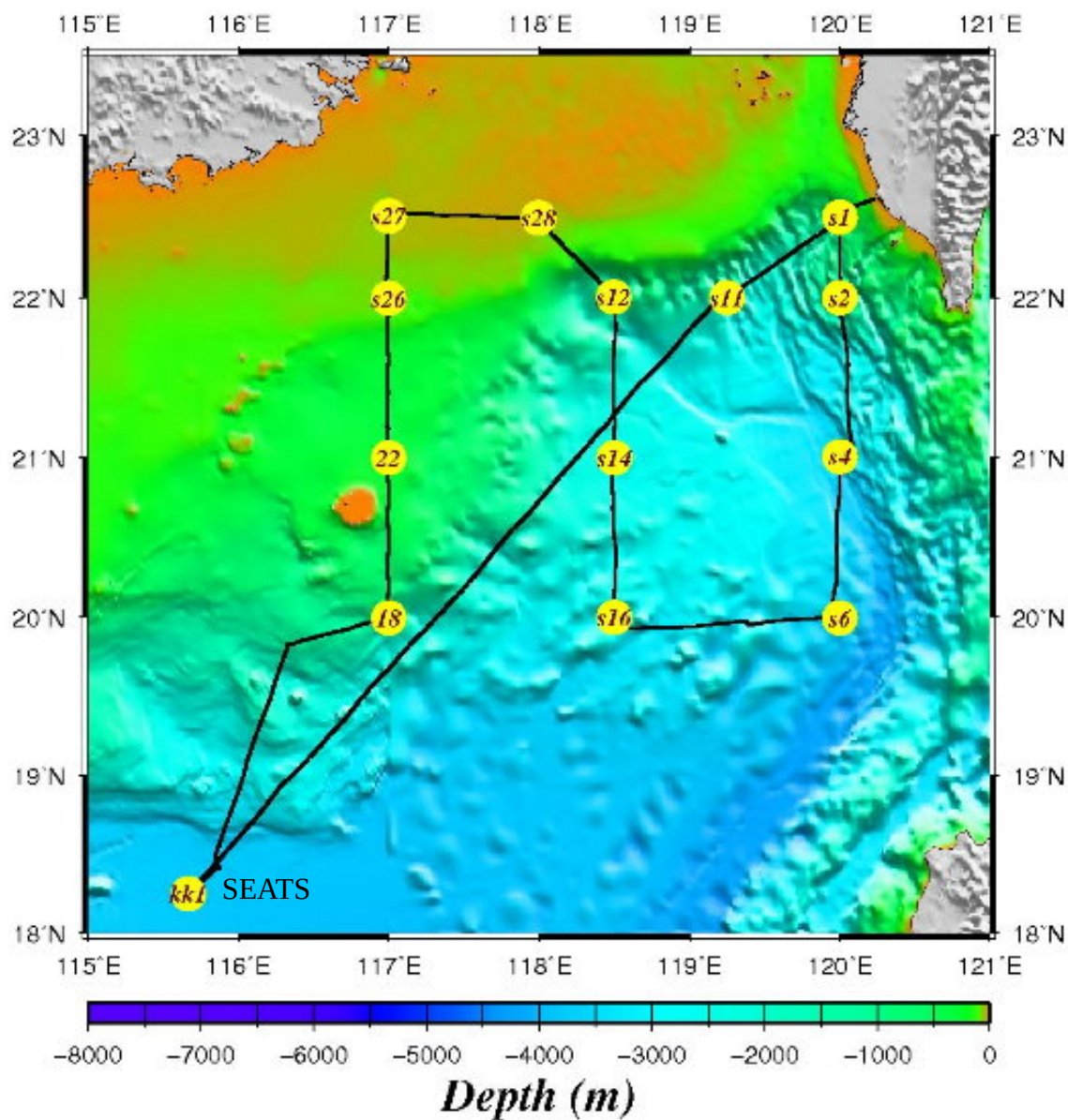


圖 2-6. 2008 聯合觀測實驗，南海水深地形圖及各測站位置，kk1 站即為 SEATS

測站(摘自海科中心網站)。

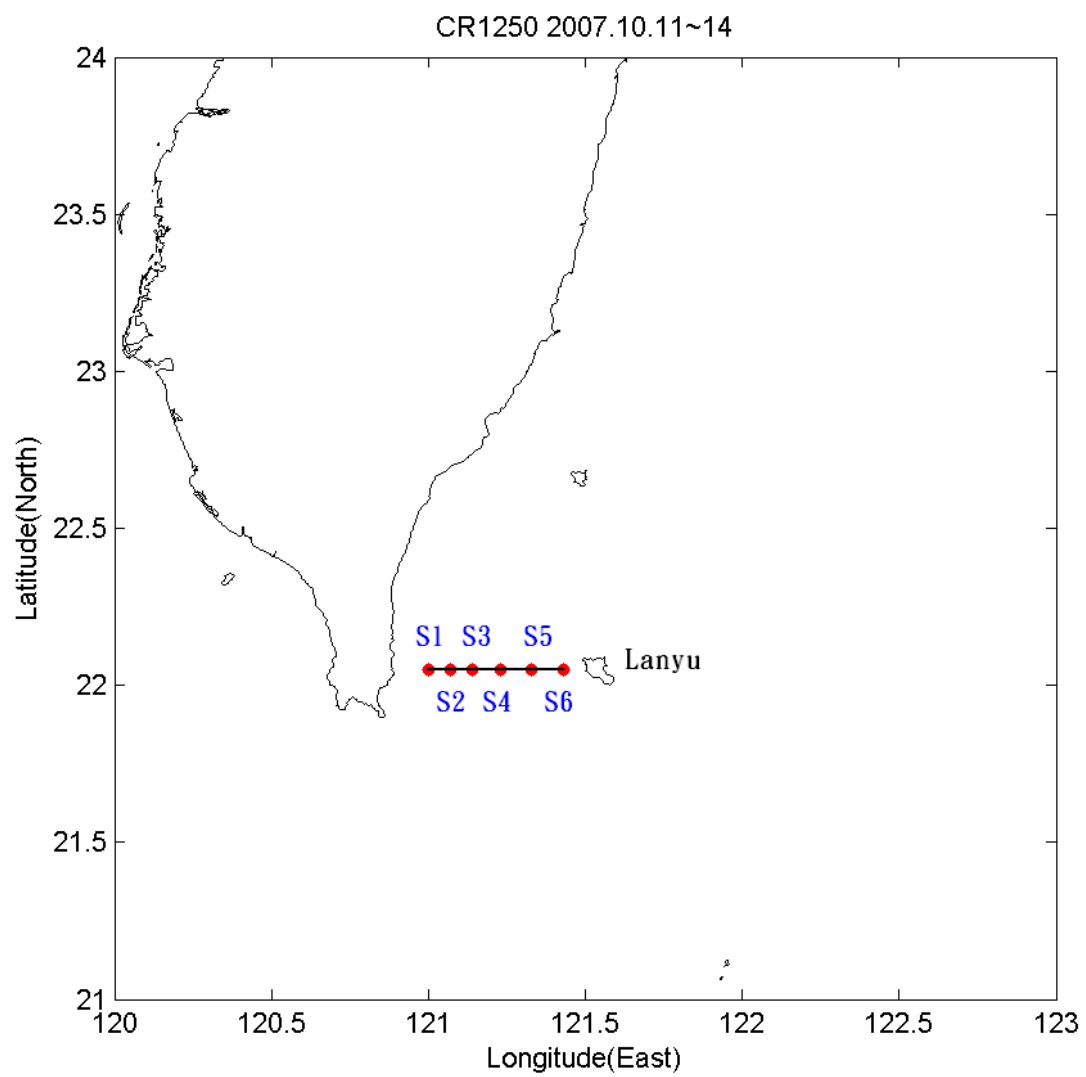


圖 2-7. 蘭嶼附近之黑潮流場實驗，CR1250 航次在台灣與蘭嶼之間，共一條測線與六個測站的位置圖。

三、資料分析方法

近年來學者研發出幾種間接的數值演算法，解析度範圍有 1m 紊流尺度，也有 10~100 m 的內波尺度，紊流尺度如 Thorpe overturns 從紊流翻轉的產生和不穩定的 Richardson numbers 來顯示出能量的變動；內波尺度則利用內波與內波之間相互影響的理論來預報內波垂直方向波數能譜，以此預報為基準來估算紊流垂直渦流擴散係數，本研究利用以上兩種不同尺度間接式的方法估算紊流擴散數值。

3.1 Thorpe scale 方法

Thorpe scale 是一種垂直長度尺度針對在穩定分層流場中的紊流翻轉(Thorpe, 1977)，計算方法上是應用觀測得到的位密度剖面 $\rho(z)$ ，因在穩定分層中位密度剖面的結構必定是從海面最小值由小到大排列至海底，如有發生位密度翻轉的情形(密度較大值對應的深度比密度較小值對應的深度較淺或反之)則為紊流擾動的結果(Dillon, 1982; Park et al., 2008)，所以將觀測到的位密度剖面重新排列，即排為分層穩定的剖面，結果可能會包含翻轉現象，或者在絕對穩定的分層則可能不會發生翻轉的情形。

假設位密度 $\rho(n)$ 剖面上有 n 個資料點位，每一個點位對應的深

度為 Z_n ，重排為穩定剖面所對應的深度為 Z_m ，Thorpe 位移 (displacement) $d' = Z_n - Z_m$ ，故向下位移為負、向上位移為正，通常位移為一段一段地分佈在剖面上，一段表示為一個位密度翻轉事件，每一段的前後皆為零，中間是由一部分負值連接著一部分的正值所組成，也可代表為每個紊流翻轉分佈在各分層中(Dillon, 1982)。

Thorpe scale L_T 被定義為每一段 Thorpe displacement 的均方根，代表每一個翻轉事件的平均值(Dillon, 1982)。而垂直渦流擴散係數的公式為

$$K_z = \frac{\Gamma \varepsilon}{N^2} \quad (1)$$

ε 是紊流渦動動能消散率， $\Gamma (= 0.2)$ 為混合效率(Osborn, 1980)， N 為浮力頻率(Brunt-Väisälä frequency)公式為 $N = (-g\rho^{-1}\partial\rho/\partial z)^{1/2}$ 其中 g 是重力。接著利用 Ozmidov length scale 的公式

$$L_o = (\varepsilon / N^3) \quad (\text{Ozmidov, 1965}) \text{ 和經驗公式 } L_o / L_T = 0.8 \quad (\text{Dillon, 1982})$$

可將 K_z 的公式改寫如下 (Park et al., 2008)

$$K_z = 0.128 L_T^2 N \quad (2)$$

本研究使用 CTD 下放時(downcast)的水文資料來計算 L_T ，並垂直平均為解析度為 1 m，Galbraith and Kelley (1996)指出不論分層穩定的強弱，只有紊流翻轉尺度至少要大於 1 m 時，才可以被發現，所以垂直解析度設定為 1m。實際上，根據 Eq(2) 看來，要正確的計算

K_z 是要依據非常嚴苛的 L_T , L_T 是由位密度剖面的翻轉計算所得來的, 而密度剖面上的翻轉可能是來自真正的紊流翻轉或是儀器的雜訊與系統錯誤, 造成雜訊的原因來自於溫度和鹽度探針回應訊號時發生了錯誤 (Galbraith and Kelley, 1996), 因此判斷與刪除雜訊是非常重要的。

圖 3-1、3-2 為以高屏海底峽谷實驗為例圖解說明 Thorpe 位移, 定義每一段的翻轉及位移均方根之後的 Thorpe scale, 首先將每一站觀測到位密度剖面做重新排列, 排列成絕對穩定分層的海洋, 是取高屏峽谷內潮實驗第一次觀測來說明, 圖 3-1 中藍線為原始觀測到的位密度剖面與紅線為重新排列後的剖面, 圖 3-1(b) 為圖 3-1(a) 的最底層放大來看, 清楚看到每一個深度都對應著兩個不同的深度, 這就是密度的波動, 而 Thorpe 位移就被定義為移動後的深度與原始深度間的垂直距離; 圖 3-2 為高屏峽谷內潮實驗第一次觀測所計算 Thorpe 位移的圖, 每一段的翻轉則定義為每一段連接著的位移, 分開的話則視為下一段; Thorpe scale L_T 被定義為每一段翻轉各自的均方根 (root mean square); 再將求得的 L_T 與浮力頻率 N 帶入 Eq(2), 即可計算垂直渦流擴散係數 K_z (Park et al., 2008; Lee et al., 2009)。

3.2 垂直波數能譜法-流切(vertical wavenumber spectral methods for shear)

為了應證先前使用 Thorpe scale 分析方法所計算出的直垂渦流擴散係數，本研究試著使用另一個間接的演算法，即應用流速剪切剖面的垂直波數能譜法，此方法主要為參數化紊流渦動動能消散率 ε ，應用內波的流切與相對的 Garrett and Munk (1975; GM) 能譜，依據的就是非線性內波中波與波之間相互影響的理論(nonlinear internal wave/wave interaction)，從內波流場中向下的動能傳送率到紊流的產生。而參數化 ε 後帶入 Eq(1) 可得到垂直渦流擴散係數 K_{sh} ，總體的過程可用依據流切能譜的半經驗的公式如下(Polzin et al., 2002; Kunze et al., 2006; Naveira Garabato et al., 2004; Park et al., 2008)

$$K_{sh} = K_0 \frac{\langle V_z^2 \rangle^2}{GM \langle V_z^2 \rangle^2} F(R_\omega) G\left(\frac{f}{N}\right) \quad (3)$$

其中 $K_0 = 0.057 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ； $\langle V_z^2 \rangle$ 為垂直流速剪切的變異(variance)，再利用 N 無因次化； $GM \langle V_z^2 \rangle$ 為使用 GM model 預報出相同範圍的垂直流速剪切變異。

GM model 是 Garrett and Munk 所製作的，用於預報內波能量在波數頻率空間上的散佈，原理是應用內波生產機制與其消散運動後的

影響，在加入實測資料修改，在 1975 年完成。以現今海洋學來說，GM model 是代表能量從海面往下消散傳送至海底的理論值，可預報不同緯度不同分層的海洋，圖 3-3 為高屏海底峽谷實驗 A 站的能量垂直擴散的能譜，本研究使用的這個方法，就是把實測值能譜與理論值能譜作比較，再帶入半經驗公式中，藉此將 ε 消散率參數化(Park et al., 2008 ; Kunze et al., 2006; Naveira Garabato et al., 2004)。

Eq(3)中後面兩個函數 $F(R_\omega)$ 和 $G(f/N)$ 公式如下

$$F(R_\omega) = \frac{1}{a\sqrt{2R_\omega}} \left[-R_\omega + 1 + a^2 + \left\{ (R_\omega - 1 - a^2)^2 + 8R_\omega a^2 \right\}^{1/2} \right]^{1/2} \quad \text{其中 } a = \frac{f}{N}$$

$$G\left(\frac{f}{N}\right) = \frac{f \cosh^{-1}(N/f)}{f_{30} \cosh^{-1}(N_0/f_{30})}$$

R_ω 是流切/應變的變異率(shear/strain variance ratio)，定義為

$$R_\omega = \langle V_z^2 \rangle / (N^2 \langle \zeta_z^2 \rangle) \quad , \quad \text{應變(strain)定義為同值線位移的垂直單位長}$$

度，可以下列公式計算 $\zeta_z = (N^2 - \bar{N}^2) / \bar{N}^2$ ， $\bar{N}$ 為所有時間平均或站

位平均的 N 剖面；GM model 的 $R_\omega = 3$ 和 $F(R_\omega) = 1$ ；

$$f_{30} = f(30^\circ) = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

$$, \quad N_0 = 5.24 \times 10^{-3} \text{ rad s}^{-1} \text{。}$$

R_ω 的計算方法是跟隨 Polzin et al. (1996)， R_ω 的公式可被改寫如下

$$R_{\omega} = \frac{\sum [(u_z - \bar{u}_z)^2 + (v_z - \bar{v}_z)^2] / \bar{N}^2}{\sum [(\bar{N}^2 - N^2) / \bar{N}^2]^2}$$

本研究於實際應用此方法上，詳細計算 K_{Sh} 的步驟主要是參考 Naveira Garabato et al. (2004)，比對 Thorpe scale 計算出小尺度結構的垂直擴散係數剖面，此方法僅能計算出限定深度間距的平均能譜，間距為幾百公尺，以高屏峽谷為例，本研究將分離每一段流切剖面，以 320 m 為一個單位，做三次平均值的計算，從 80 m 開始，每段之間間隔 50 m，共三段為：80-400 m、130-450 m、180-500 m，排除表面混合層，是因為此層主要混合的起因是風和浮力，遠大於內波的影響(Park et al., 2008)。

本研究首先利用 Lowered ADCP 觀測到的流速剪切剖面資料，將先前設定的 320 m 為間隔的深度範圍分別取出，接著利用此區間平均的浮力頻率 N 使其無因次化，之後將這間隔無因次化後的流速剪切進行傅立葉轉換(Fourier-transformed)，即可得到垂直波數能譜圖； $\langle V_z^2 \rangle$ 的計算是透過垂波數能譜，選取範圍從最大波長 320 m 到最小波長 80 m 之間作積分，最小波長選用的區域為 60-90 m，選用此區間的任何值並不會影響其結果(Park et al., 2008)；而 $_{GM} \langle V_z^2 \rangle$ 的計算則是透過無因次化後 GM76 流切能譜(shear spectrum)，取相同波長範圍積分。

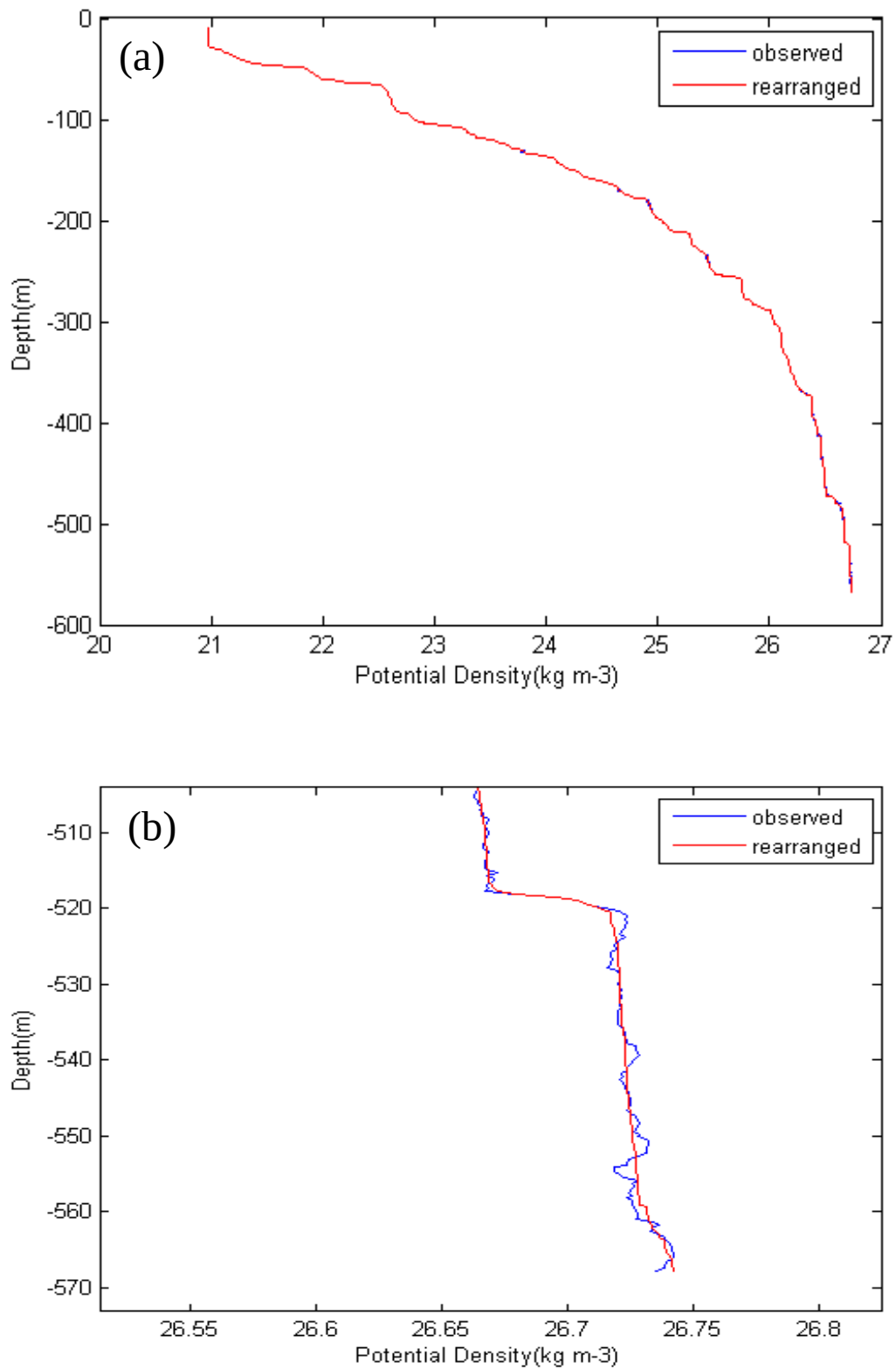


圖 3-1. 圖解說明 Thorpe scale 分析方法，圖 3-1 高屏峽谷內潮實驗第一次觀測的原始與重排後的位密度剖面圖，圖 3-1(b)為圖 3-1(a)的 500-570m 處放大圖。

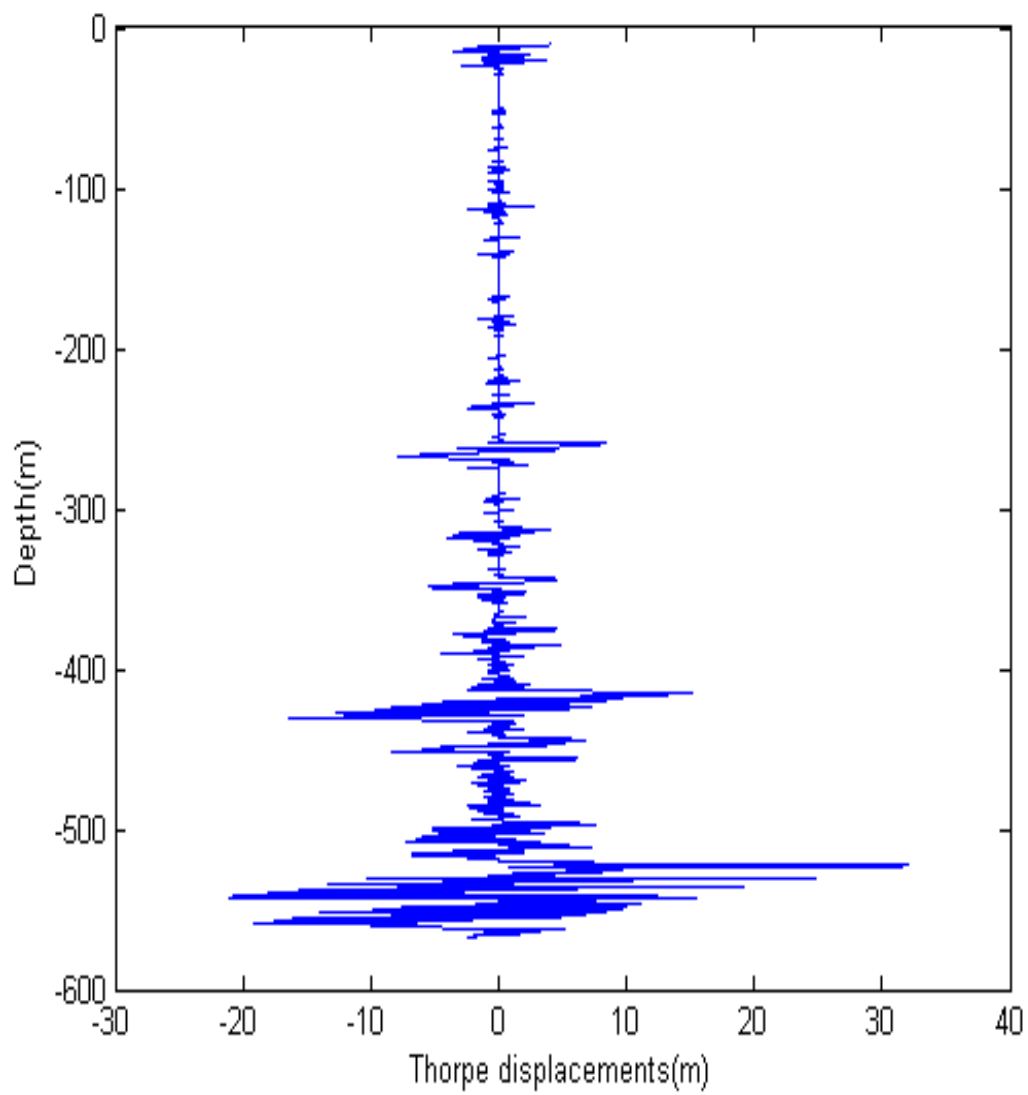


圖 3-2. 圖解說明 Thorpe scale 分析方法，此圖為高屏峽谷內潮實驗第一次觀測利用 Thorpe scale 分析方法估算的 Thorpe 位移。

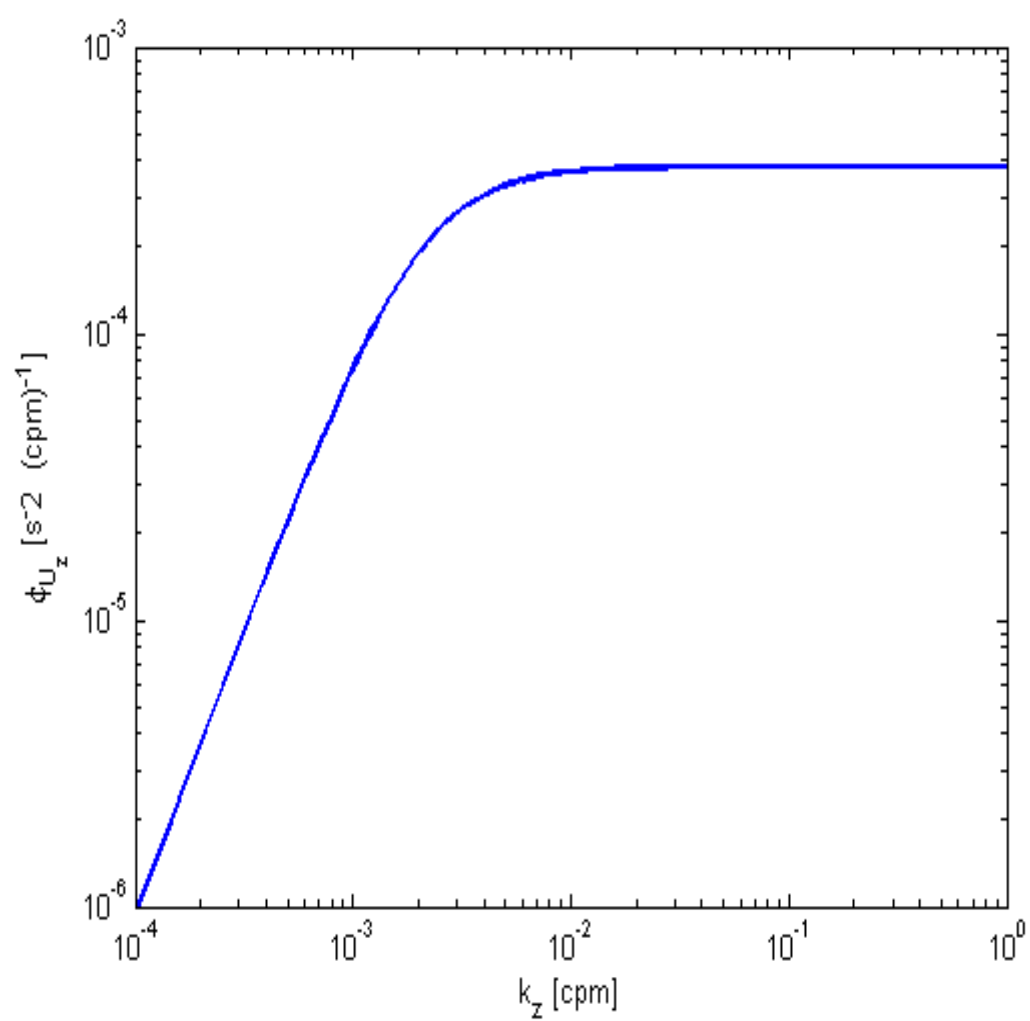


圖 3-3. 高屏峽谷內潮實驗 A 測站於夏季時 GM model 預報的垂直波數能譜圖。

四、結果

4.1 高屏海底峽谷內潮與垂直混合

4.1.1 CTD 水文剖面資料

本研究在高屏峽谷 A 站於 2009 年 7 月 5 日~6 日(夏季)，首次觀測完成了定點重複共 15 次 LADCP/CTD 觀測，每次間隔兩小時，取得共 27 小時定點連續剖面資料，圖 4-1 為位溫及位密度的時間序列剖面圖，清楚顯示內潮有一週期性的變化，在同值線上有一半日潮週期為主的位移，週期約為 11 個小時，此波動約從 50 m 開始，發生在斜溫層中，也就是說在深度 50-350 m 之間的同值線較為密集，向下傳遞時會有延遲的現象，垂直振幅約為 50 m 並隨深度向下逐漸減少，延伸至海底混合層；圖 4-2 為測站 A 共 15 次觀測所有位溫及位密度剖面的總合圖，從深度 50-350 m 之間，同值的變化劇烈，位移皆可達到 100 m，其中位溫剖面的變化延伸最遠，幾乎已至海底。

另外，本研究於 2009 年 12 月 12 日~14 日(冬季)完成了第二次在高屏峽谷 A 站的觀測，重複下放與上收 LADCP/CTD 共 21 次，取得 40 小時定點連續剖面資料，此次觀測時間拉長，從為位溫及位密度的時間序列剖面圖(圖 4-3)，顯示至少有三波峰，其週期約為 13 個小時，同值線較為密集的深度約為 70~400 m，可延伸至海床，振幅

最大值約為 100 m，明顯比夏季增長，也可從圖 4-4 為測站 A 共 21 次觀測所有位溫及位密度剖面的總合圖，則是於 70~400 m 之間，同值的變化較大，位移的極值約為 150 m。

4.1.2 Lowered ADCP 流速剖面資料

圖 4-5 為夏季觀測時 LADCP 流速時間序列剖面圖，以 U 方向為例，顯示了半日週期為間隔的流速往返，在第 10 小時與第 21 小時表層流速皆為向東的 0.6 m/s，而在第 15 小時與第 26 小時表層流速分別為向西的 -0.2 和 -0.3 m/s，證實 A 站主要是半日潮週期的潮流支配了此處的流場，V 方向不明顯，此處以東西向流為主，因與地形相關。

中層以下的流速同樣有的半日潮週期的往復變化，甚至延伸至底層，但卻與表層流速是相反的，在第 10 小時與第 21 小時 U 方向的表層流皆為向東的 0.6 m/s，中層流速在 200 m 與 250 m 處出現流速的極值分別為向西的 -0.3 m/s 和 -0.5 m/s，結點約落在 100~150 m 之間，也就是流切最大之處；比對小琉球表面水位，低潮位時底層流速加劇。

Lowered ADCP 流速剖面時間序列圖可被分解為正壓(barotropic)和斜壓(baroclinic)的組成，而計算方法是將整層深度的流速平均定

義為正壓，斜壓則為整體流速扣掉正壓流速，圖 4-6a 為正壓潮流速時間序列圖，同樣有著半日潮週期的波動，U 方向振幅約為 0.24 m/s；圖 4-7 為斜壓流速剖面時間序列圖，顯示出半日潮週期的波動，此波動即為流速的往復，幅度約為 0.5 m/s，扣掉正壓後的斜壓流速更明顯看出上下層流速相反的現象，從斜壓流速流矢圖(圖 4-8)更清楚顯示，特別是在第 20 小時，表層向東流，中層為向西的反流，結點約落在 100~150 m 之間，此為典型的第一模內潮(first mode internal tide)的時間序列圖(Park, 1986)。

冬季的觀測適逢大潮期間，圖 4-9 為 LADCP 流速剖面時間序列圖，流速 U、V 方向比對夏季觀測明顯增大，以 U 方向來看，明顯增大之處為是在底層，第 2 和 28 小時的底層(350~500 m)流速皆為 -0.7 m/s，正值表水位高潮時(圖 4-9 黑線)，底層流同樣地與表面潮有著良好的相關性；V 方向從第 23 小時開始表層流速增大，最大值為 0.6 m/s，比照海研三號探測記錄表，同時段船上風速儀的記錄為北風漸轉至北北東且逐漸增大，最大可達到風速 6 m/s，表層受季風影響較大；圖 4-10a 為整層平均後的正壓流速圖，顯示有三個波峰的波動，U 方向為例，振幅極值為 0.3 m/s；圖 4-11 為斜壓潮流速時間序列剖面圖，以 U 方向為例，表層流速有著約 13 小時為週期的往復變化，範圍約為 -0.6 至 0.4 m/s 之間並且可延伸至 150 m 處，比夏季曾

長，圖 4-11 為斜壓流矢時間序列圖，中底層流速如同夏季般與表層流速相反，皆為第一模內潮。

4.1.3 夏季紊流擴散

本研究應用 Thorpe scale 方法估算夏季的 K_z ，圖 4-13 為 Thorpe 位移的時間序列圖，整體而言，位移大於 10 m 較多出現在中層或近底層，尺度約為 10~25 m 之間，表面混合層也有兩次的大值約為 10 m 及 20 m，比對小琉球潮位資料，在 27 小時內表層水位線共有兩次的波峰，小漲潮與大漲潮各為一次，表面位移的大值剛好各自在兩次的波峰附近，小漲潮對應的位移約為 10 m，而大漲潮對應的位移則約為 25 m，顯示表面混合層的紊流翻轉與表面潮汐有著密切的關係；中底層位移大於 10 m 的現象大多發生於漲潮的時期(潮位線向上抬升)，特別於第 8.5、14.5、18.5 及 20.5 小時各有強烈的紊流翻轉發生；圖 4-14 為此四個小時分別的 Thorpe 位移、浮力頻率與垂直渦流擴散係數圖，浮力頻率在這四個小時並沒有太大的變動，大致約為 10^{-3}s^{-1} ，極值為混合層下方在深度 50~100 m 之間；從垂直渦流擴散係數的剖面圖則可發現，在第 8.5 小時在表層與底層的 K_z 皆接近 $10^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，中層處(300 m)則有一個超過 $0.03 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 的值，第 14.5 小時在 500 m 深之處的 K_z 超過 $0.1 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，第 18.5 小時則是在表層的 K_z 超

過 $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，底層的 Thorpe 位移約為 10 m 但 K_z 也近乎 $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，第 20.5 小時於中底層深度 500 m 處，增大的 Thorpe 位移伴隨著超過 $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 的 K_z 。

上述四的小時都是發生於漲潮時期，進而將漲退潮分別計算整層平均的 K_z ，更可明顯分出差別，退潮的 K_z 為 $0.0041 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，漲潮則大上一倍為 $0.0088 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，漲潮的紊流混合的擴散率明顯大於退潮時期，符合 Lee et al. (2009) 觀測結果。

表 4-1 為以流切為基礎估算出的消散率 K_{sh} ，及以 Thorpe scale 為根基估算出的 K_z ，其中包括三個深度範圍各自的平均值，兩者可相互比較下，顯示 K_z 有條理的固定大於 K_{sh} ，而 K_{sh} 同質性高並無太大或太小的異數，前兩個範圍的平均值隨著深度有些許的增加，雖然最深範圍的 K_{sh} 並不同於 K_z 為最大值，但兩種方法的 K 值相差約為 2-4 倍以內，此結果符合 Park et al. (2008) 利用 Thorpe scale 方法與流切能譜法所計算之 K_z 與 K_{sh} ，兩者同樣相差不超過 2-4 倍。

表 4-1. 高屏峽谷 A 站於夏季使用兩種不同的方法估算的垂直紊流擴散係數(m^2s^{-1})， K_z 代表 Thorpe scale 方法， K_{sh} 代表 shear 能譜法

深度範圍 [m]	K_z [m^2s^{-1}]	K_{sh} [m^2s^{-1}]
80-400	0.0018	0.0012
130-450	0.0030	0.0013
180-500	0.0039	0.0010
平均	0.0029	0.0011

4.1.4 冬季紊流擴散

本研究應用 Thorpe scale 估算冬季的 K_z ，圖 4-15 為冬季觀測時 Thorpe 位移的時間序列圖，位移大於 10 m 同樣地較多出現在中層或近底層，尺度則增大為 10~35 m 之間；比對小琉球表層水位資料，在 41 小時內潮汐等高線位移波動共有三次的波峰，包含一次小漲潮與兩次大漲潮，表面的位移大值依然落在波峰附近，中底層漲潮時期位移較大，特別於第 2.5、14.5 及 24.5 小時有強烈的紊流翻轉，第 2.5 小時於水深 500~600 m 處有超過 35 m 以上的翻轉，是兩個季節以來觀測到極值，且延續達 100 m 深，而時間點上剛好接近第一次的大漲潮；退潮方面在第 34.5 小時於深度 300 至 350 m 之間也有位移值約為 22 m。

進而從這四小時各自的 N 及 K_z 剖面圖進行討論，圖 4-16 為四個小時分別的 Thorpe 位移、 N 與 K_z 剖面圖，第 2.5、14.5 及 24.5 這三個漲潮時期的 N 剖面圖並無太大的差異，在混合層下方有極值皆超過 10^{-2} s^{-1} ；第 2.5 小時的 K_z 在深度 500~600 m 之間皆超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，第 14.5 小時則是在表層與 200 m 水深之處的 K_z 超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，第 24.5 小時的 K_z 在深度 350~400 m 之間皆超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；而處於退潮時期的第 34.5 小時，差異之處即浮力頻率圖中的表面較不穩定之處只有約 50m，所計算的 K_z 在深度 350 m 處同樣超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，冬季不論漲退潮在中底層紊流翻轉較大之處的極值都可超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

將漲退潮分別計算整層平均的 K_z ，可明顯分出差別，漲潮的 K_z 為 $0.0107 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，退潮為 $0.0079 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，漲潮同樣地比退潮大且接近一倍。

表 4-2 為利用流切基礎估算出的消散率 K_{sh} ，及 Thorpe scale 為根基估算出的 K_z ，同樣地包括三個深度範圍各自的平均值，冬季前兩個深度範圍的 K_z 與 K_{sh} 相比，與夏季相同為 K_z 有條理的固定大 1-2 倍於 K_{sh} ，且都隨深度而增加，但最深的範圍(180~500 m)的 K_{sh} 反而大於 K_z ，但兩者的差距不超過 3 倍，還落在 Thorpe scale 方法與 shear 能譜法所計算之 K_z 與 K_{sh} 不超過 2-4 倍的範圍內(Park et al., 2008)。

表 4-2. 高屏峽谷 A 站於冬季使用兩種不同的方法估算的垂直紊流擴散係數(m^2/s)， K_z 代表 Thorpe scale 方法， K_{sh} 代表 shear 能譜法

深度範圍 [m]	K_z [m^2s^{-1}]	K_{sh} [m^2s^{-1}]
80-400	0.0067	0.0055
130-450	0.0075	0.0057
180-500	0.0107	0.0272
平均	0.0083	0.0130

4.2 SEATS 測站之紊流擴散

本研究利用自 2008 年聯合觀測航次之 SEATS 測站資料，探討了深海大洋的紊流混合在垂直方向的變化，而除了此計畫原先的 CTD 水文剖面資料，本研究再加上 LADCP 流速剖面資料，同樣應用兩種方法估算垂直渦流擴散係數。

首先從 CTD 水文剖面進行討論，圖 4-17 為原始(藍線)與重新排列後(紅線)的位密度剖面，可明顯發現南海水的特性之一，較淺的混合層，約不到 50 m，混合層以下有大的斜率梯度變化直至 1000m 為止，接著就趨於穩定至海床；兩條線最大的差異則是發生在接近海底的位置，約為 3500~3700 m，有位密度反轉的現象，這也反應在接下

來所計算的 Thorpe 位移上，圖 4-18 為 SEATST 測站之 Thorpe 位移剖面圖，從 1000 m 開始就有最大約 10 m 的小變動，每段的反轉都是相互緊靠著，位移最大值發生在 3400 m 處，變動的振幅約為 30 m，至海床為止振幅逐漸縮小為 20 m。

圖 4-19 為 LADCP 流速資料剖面圖，可清楚顯示 U、V 方向流速分別的垂直變化，表層流速主要受風應力影響，表層流速 U 為 0.3 m/s、V 為 0.2 m/s，南海夏季時西南季風盛行，形成觀測到表層的 U、V 方向流速皆為正值，即為東北流，並逐漸隨深度遞減，屬於平靜的深海大洋流場；但依舊有底層流的存在，U 方向在 2000 m 以下流速約為 0.1 m/s，且持續維持達海床為止，V 則逐漸趨近於零。

SEATS 測站利用 Thorpe scale 分析所計算的 Kz 剖面為圖 4-20，表面混合層接近 $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，在位密度斜率梯度較大(深度約為 50~1000 m)這整段，Kz 幾乎為零，但接下來 Kz 逐漸增大至海床，而在 1200、1700、2100、3000、3400 及 3600 m 的 Kz 超過 $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，Kz 在 1000 m 以下的變化與流速剖面有很好的相關性，特別在底層流的部分，在接近海床處 U 方向流速還有接近 0.1 m/s，此流速大小在邊界層附近可造成較為強烈的混合，所以最大的值發生在 3400 m 處，Kz 約為 $7 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

利用 Thorpe scale 分析 Kz 比對垂直波數能譜法 Ksh(表 4-3)，因

為此算法的尺度太大，在垂直方向的細微變化並不式那麼一致，但在 3000 m 以上總平均值，兩個方法的結果是相當接近的，相差不到一倍，更加驗證了 Thorpe scale 分析法。

表 4-3. 南海 SEATS 測站使用兩種不同的方法估算的垂直紊流擴散係數($\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)，Kz 代表 Thorpe scale 方法，Ksh 代表 shear 能譜法

深度範圍 [m]	K _Z [$\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$]	K _{sh} [$\times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$]
80-400	1.0	0.7
400-720	0.3	1.3
720-1040	2.6	0.7
1040-1360	1.2	2.6
1360-1680	0.9	0.6
1680-2000	2.2	5.4
2000-2320	3.7	1.1
2320-2640	4.4	2.4
2640-2980	11	1.6
平均	3.0	1.8

4.3 南海內孤立波之紊流擴散

4.3.1 深水區內波與擴散率

本研究於 2007 年 5 月 4 日至 7 日在東沙島東北部觀測內波，共 9 個測站完成 21 次的 CTD/LADCP 量測，從測站 1 靠近大陸斜坡的深水區開始，一路追內波至淺水大陸棚區，圖 4-21 為在測站 1 時 Sb-ADCP 所觀測到的流速時間序列圖，此站背景流 U、V 方向分別為 -0.2 m/s 及 -0.4 m/s ，是一較弱的西南流，但在四號 6 點 43 分、8 點 05 分及 9 點 36 分各有一流速遽增事件，特別從 U 方向較明顯看出其流速變化，推測共觀測到三個內孤立波，三個內波的流速最大的中心點分別在表層、150 及 200 m，第一個內波的流速最大值約為 -2 m/s ，第二和三個最大則可接近到 -2.5 m/s ，表示內波是往西行進，也符合南海內波的特性，是由東向西傳遞(Liu et al., 2001)。

在測站 1 共完成三次 CTD/LADCP 的投放測量，第一次於 6 點 40 分下放並於 7 點 20 分完成上收，故第一次下放時有量測到第一個內波，而上收時內波已通過了；第二次於 7 點 25 分下放至 150m，停著等二與第三個內波通過，並於 10 點 05 分完成上收；第三次則是等到內波通過一小段時間後，於 10 點 25 分開始下放，11 點 02 分完成上收，此次資料用來解釋內波通過後對整層海洋的影響。

圖 4-23a、4-23b 分別為測站 1 第一次測量與第三次測量(內波通

過後)的流速剖面，下放時量測到內波的剖面流速相對較大，表層最大值可接近 -0.5 m/s 於深度 100 m 處，比照上圖 Sb-ADCP 的流速不盡相同，主要的原因是 LADCP 資料的後續處理 LEDO 的演算法，此演算是先假設為穩定的海洋，所以是採用將下放與上收所量測的到流速平均的算法，而內孤立波的型波速度快，導致第一次測量僅下放時有量測到內孤立波，而流速經過平均後，就會形成此失真的現象，但流向應該不會受到影響，同樣是以 U 方向的變化較明顯，上、下層海洋的流向呈現完全相反的現象，此為第一斜壓模內波的特性，根據前人相關文獻，南海所盛行的內孤立波為第一斜壓模下降型內波(Yang et al., 2004)。

圖 4-24、4-25 分別為下放與上收各自的 Kz 剖面，下放時極值發生在表層及中底層，約為 $5\sim6\times10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ， 750 m 處也有一較大值超過 $5\times10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，此時正值內孤立波通過，且此內孤立波位於較表層的位置，其 Kz 在表層內孤立波存在的位置和中底層皆偏大，表示其內孤立波造成的紊流混合能量往下傳遞與底部摩擦作用，形成水深 700m 以下有強烈的混合作用；上收時的剖面也可明顯看出中底部的強烈混合，此所代表的是經過內孤立波攪動後的 Kz 剖面，表層幾乎沒有混合作用，水深 500 m 以下陸續出現超過 $6\times10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 的值，明顯略大於內孤立波通過時，經過內孤立波作用後中底層的紊流混合更為強烈。

測站 1 的第三次量測則是在兩個較大的內孤立波(圖中 8 點 05 分及 9 點 36 分兩個流速遽增事件)通過後，約半小時開始下放觀測，流速上已無太大變化，但 Kz 剖面(圖 4-26)於表層、中層及底層，各超過 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，從中底層開始有接近 $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 的值延續至底層，雖然最大值存在深度並不多，但比起前述的南海 SEATS 測站 Kz 剖面較高，表示內孤立波通後半小時後，所造成的強烈混合作用還存在著。

4.3.2 陸棚區內波與擴散率

測站(3)已來到陸棚區，此站水深不到 400 m，圖 4-27 為測站(3)時 Sb-ADCP 所觀測到的流速時間序列圖，在五號 5 點 5 分與 6 點整個有二與一個流速遽增事件，以 U 方向為例，5 點 5 分的事件有兩個流速最大值的中心點，流速最大約可達到 -1.2 m/s ；6 點整的事件最大流速約達到 -0.6 m/s ，兩次的中心點皆在深度 100 m 處，比較第一站的流速遽增事件，內波傳遞至大陸棚，流速有明顯削弱的現象。

此站同樣完成三次的 CTD/LADCP 測量，第一次測量是內波通過前(5 日 15 點 45 分~6 點 15 分)的背景資料；第二次則是在 5 點整至 20 分完成上收，這次的下放與上收皆觀測到連著的兩個內波事件；第三次於 17 點 27 分下放，停至 150 m 處等待第二個內波通過後，於 18 點 30 分上收。

圖 4-28 為第二次下放與上收的溫度剖面，此次的下放與上收皆有量測到內波，下放為溫度較低的曲線，兩條線只相隔 25 分鐘但經內孤立波攪動後差異極大，特別於水深 100~250 m 間，溫差最大可達到 6°C，混合層也明顯增長為 250 m；第三測量測是將 CTD/LADCP 放至水深 150 m 處等待內波通過，圖 4-29 為溫度與鹽度的時間序列圖，顯示內波通過時溫度從 17°C 升高至 23°C，內孤立波通過後則是回復至 17.5°C；鹽度是由 34.7 PSU 減少至 34.5 PSU，此內孤立波造成深度 150 m 處溫度提升、鹽度降低，推測此為下降型內波，把表層高溫低鹽的海水帶往下層混合。

圖 4-30 為測站 3 時第一次量測的 Kz 剖面，已在較淺的陸棚區，此次量測是於內波前的背景資料，垂直混合的範圍並不大，其 Kz 僅在表層、中層及底層各有一接近 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 的較大值，但此次最大值以外並無其他混合出現，所延伸的範圍就有所差異，可當作背景資料討論；圖 4-31 為第三次量測的 Kz 剖面，比起內波前就明顯變大，尤其從表層至中層 200 m 處，即為內孤立波存在的位置，皆超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，底層則無太大的變化，最大值出現於 180 m 可接近 $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，更大於特殊地形的內潮或是深水區內孤立波所量側的值，且不同於前兩者的是出現在中層處，推測是受內波能量受到陸棚區地形影響，產生破碎後的消散作用。

4.4 蘭嶼附近黑潮流場之紊流擴散

為了探討此強勁的西方邊界流造成紊流混合的整層垂直變化，本研究將探討觀測黑潮流場的資料，此次實驗於 2007 年 10 月 11 日至 14 日，利用海研三號研究船，在台灣東南測與蘭嶼附近的海域進行觀測，共完成一條測線與六個測站，取得六站的 CTD 水文資料與 LADCP 流速資料，應用 Thorpe scale 計算 Kz 剖面，再與流速剖面比對，討論擴散率與流速的相關性。

圖 4-32 為六個測站 LADCP 觀測到的流速剖面，除了最靠近台灣的 S1 測站外，其餘五個測站的上層海流(0 至 200 m)明顯受到黑潮影響，向北的最大流速都約有 60~140 cm/s，極值出現在 S4 測站，約有 140 cm/s，顯示此處為黑潮主流位置；而 S1 測站表層沒有明顯的向北流，向北的流速很小，最大只有到 10 cm/s，但於 200 m 以下之處發現有一股向南的反流，極值在 500 及 900 m 處，約有 20 cm/s，且向下延伸至海底，楊(2008)論文中，於靠近台灣東南側沿岸的海流中層(水深約介於 200 m 到 800 m 之間)同樣觀測到有一股朝南的反流；S5 測站則發現向南的底層流，極值約有 50 cm/s；S6 測站同樣發現底層流，但為向北的極值約有 25 cm/s。

六個測站分別以密度剖面作 Thorpe scale 分析，圖 4-33、4-34、4-35、4-36、4-37、4-38 依序為各測站的 Kz 剖面圖，表層向北流速

較大的 S2 至 S6 測站， K_z 在表層皆接近或超過 $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，因此推斷黑潮的高流速確實伴隨著強烈的紊流擴散；黑潮流速最強的 S4 測站於表層及中底層(600 m 以下)皆超過 $0.01 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ；發生反流的 S1 測站表層流速不大， K_z 僅超過 $10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，200 m 以下則是有超過 $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，特別於 600 m 處已接近 $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，顯示中底層反流產生較為強烈的紊流擴散；發現向南底層流的 S5 測站則是在底層 K_z 超過 $1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，向北底層流的 S6 測站同樣在底層 K_z 超過 $1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，兩站流速相差一倍，但 K_z 卻一致，顯示此非常強烈的紊流擴散不只受流速影響。

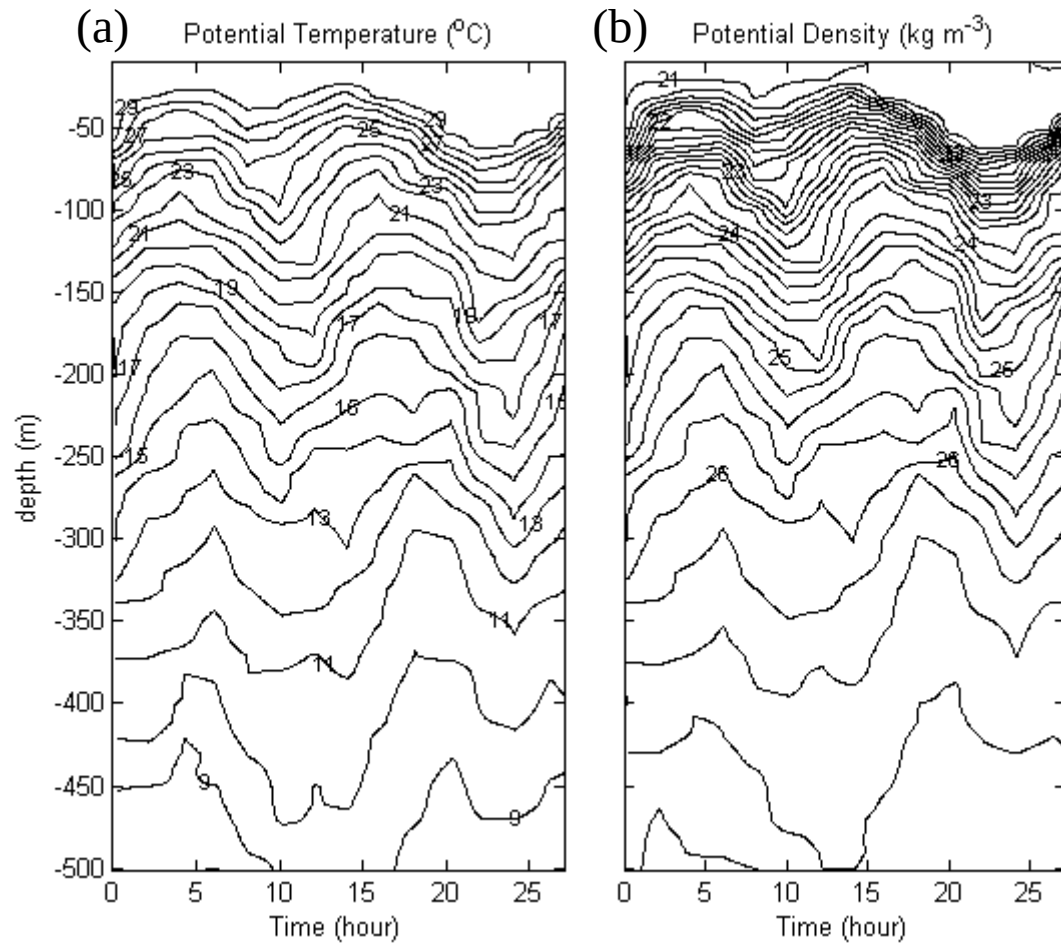


圖 4-1. 高屏海底峽谷夏季內潮實驗，於測站 A 連續 27 小時的位溫(圖 a)、位密度(圖 b)時間序列圖。

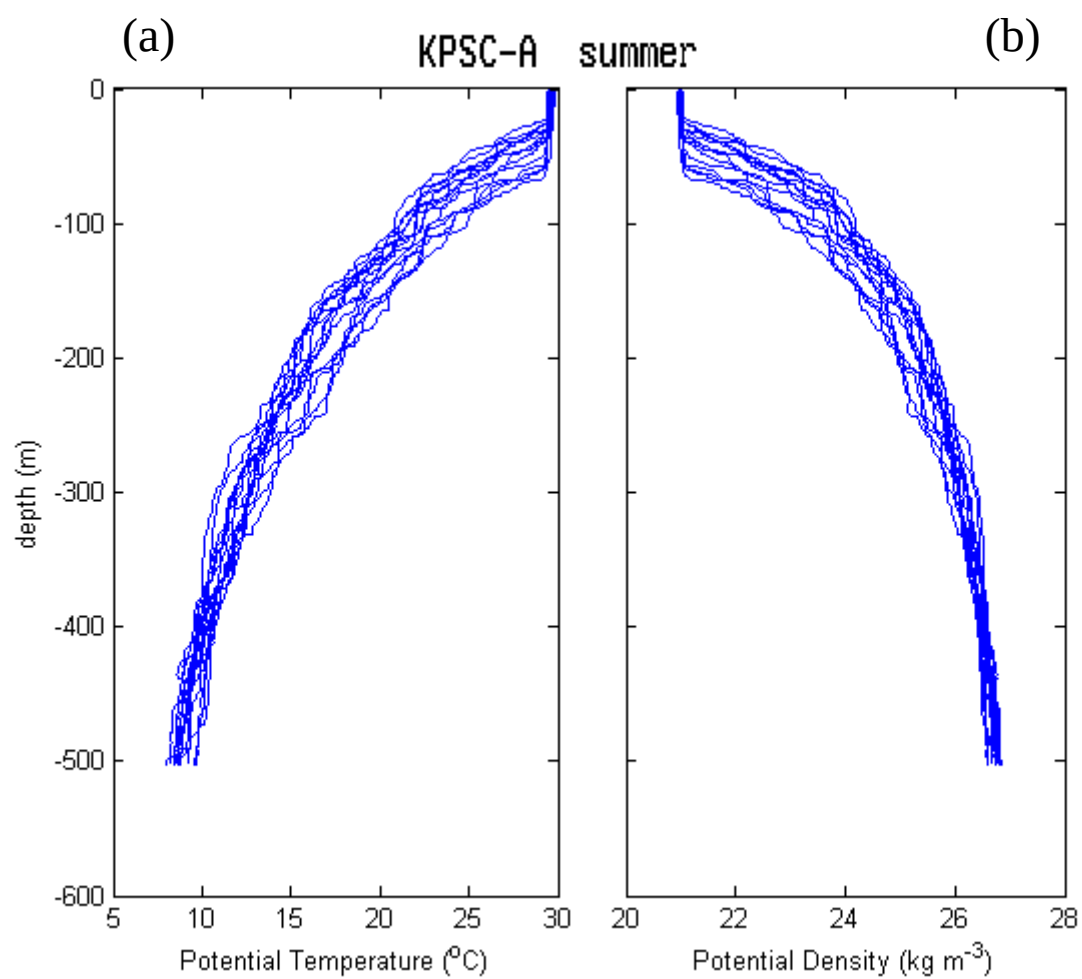


圖 4-2. 高屏海底峽谷夏季內潮實驗，於測站 A 共 15 次觀測的位溫(圖 a)及位密度(圖 b)剖面總體圖。

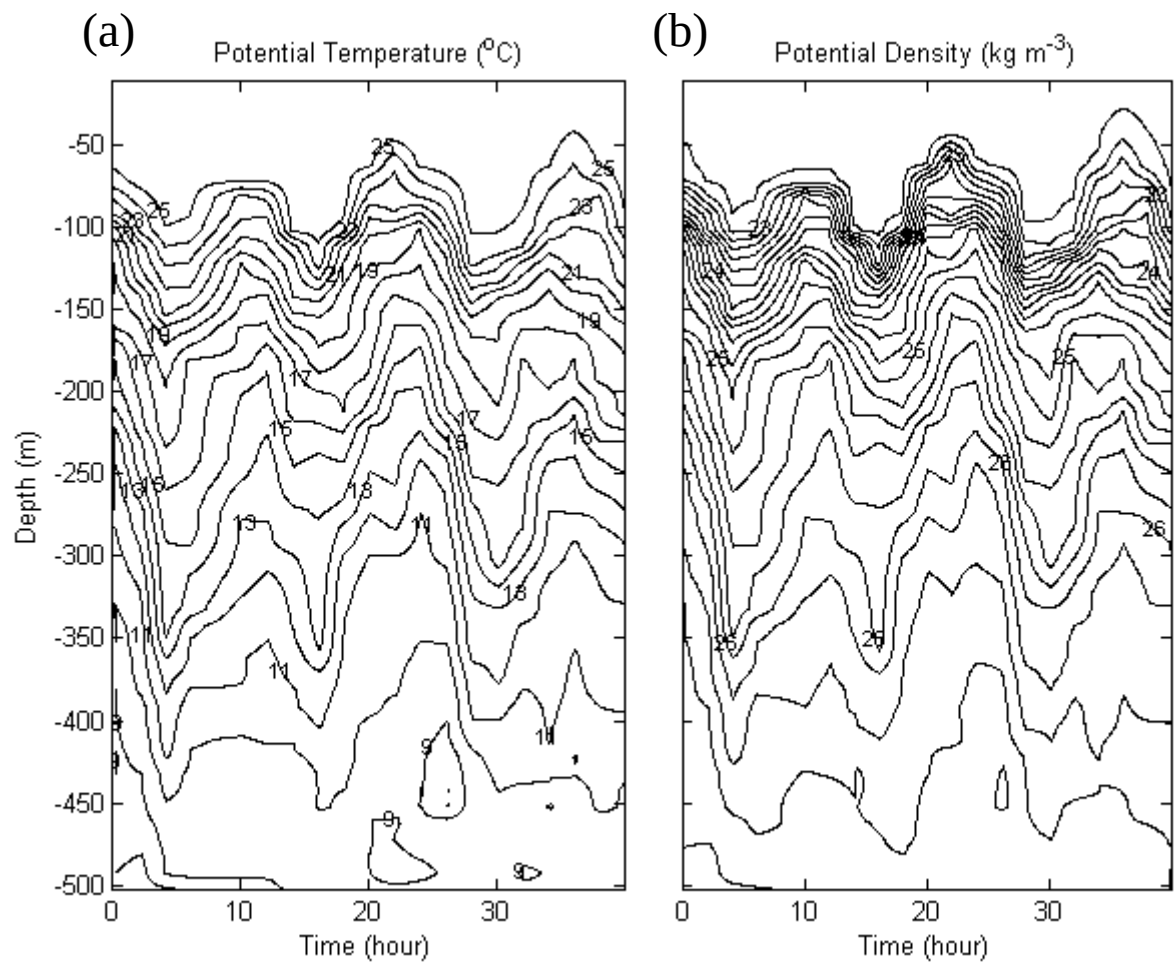


圖 4-3. 高屏海底峽谷冬季內潮實驗，於測站 A 連續 41 小時的位溫(圖 a)、位密度(圖 b)時間序列圖。

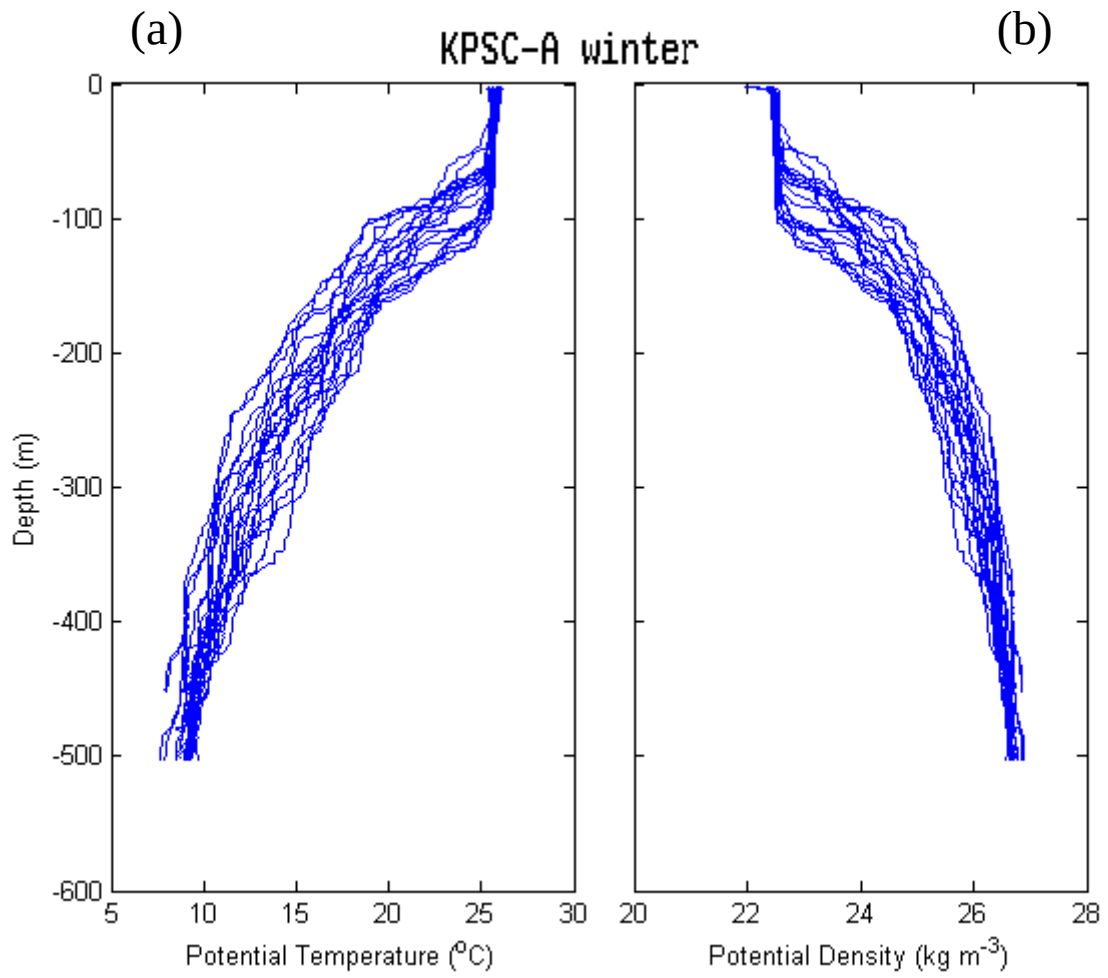


圖 4-4. 高屏海底峽谷冬季內潮實驗，於測站 A 共 21 次觀測的位溫(圖 a)及位密度(圖 b)剖面總體圖。

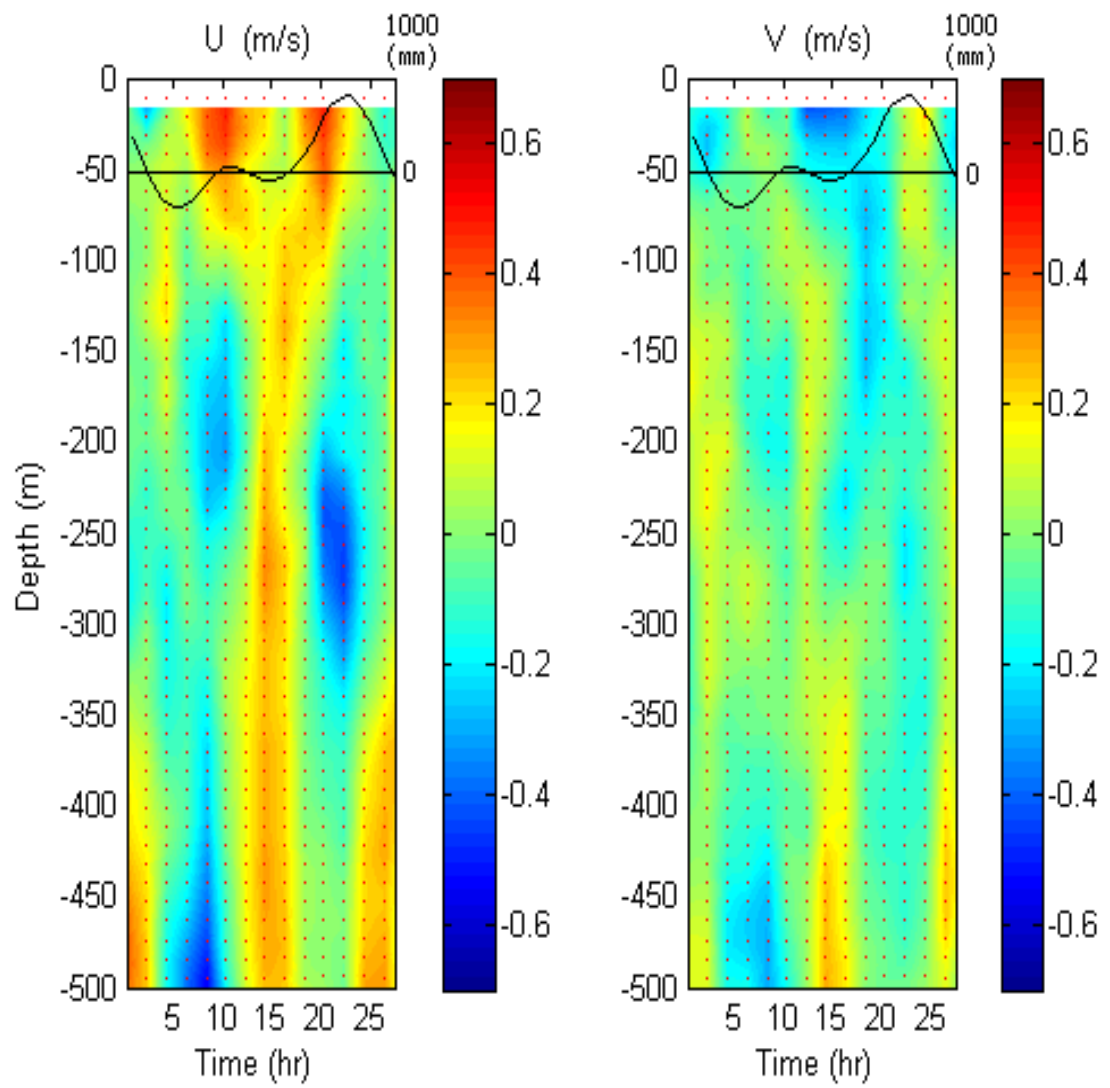


圖 4-5. 高屏海底峽谷夏季內潮實驗，於測站 A 的流速時間序列剖面圖，分 U、V

方向，黑線為對應時間的小琉球逐時表層水位線。

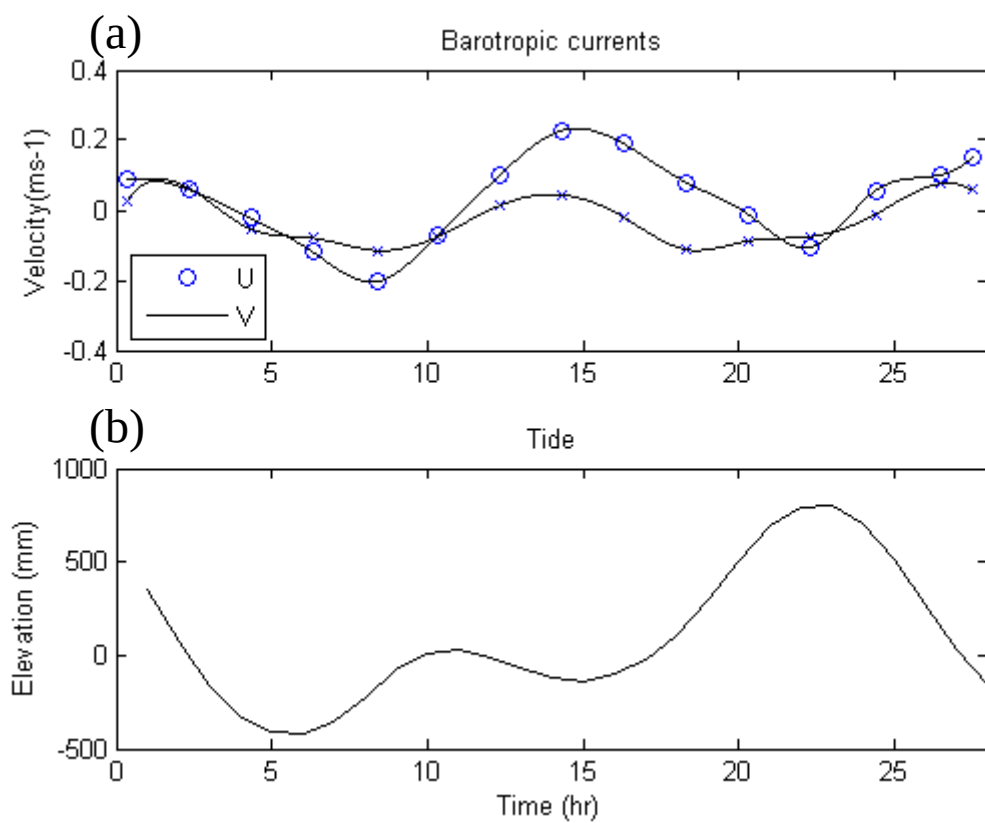


圖 4-6. 高屏海底峽谷夏季內潮實驗，圖(a)為測站 A 流速整層平均的正壓潮時間序列圖，分 U、V 方向；圖(b)為小琉球潮位站於冬季觀測時間對應的水位圖。

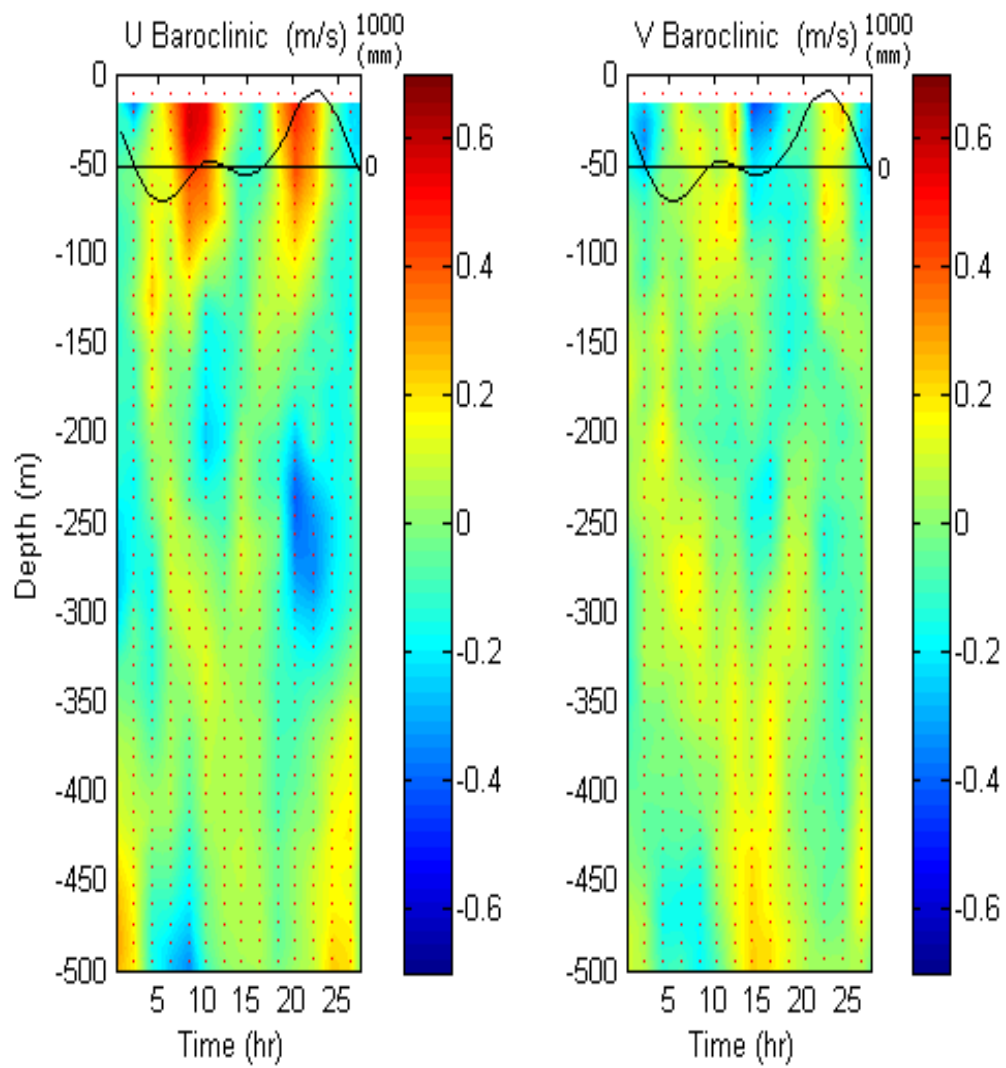


圖 4-7. 高屏海底峽谷夏季內潮實驗，於測站 A 流速扣掉正壓潮後的斜壓潮時間

序列剖面圖，分 U、V 方向，黑線為對應時間的小琉球逐時水位。

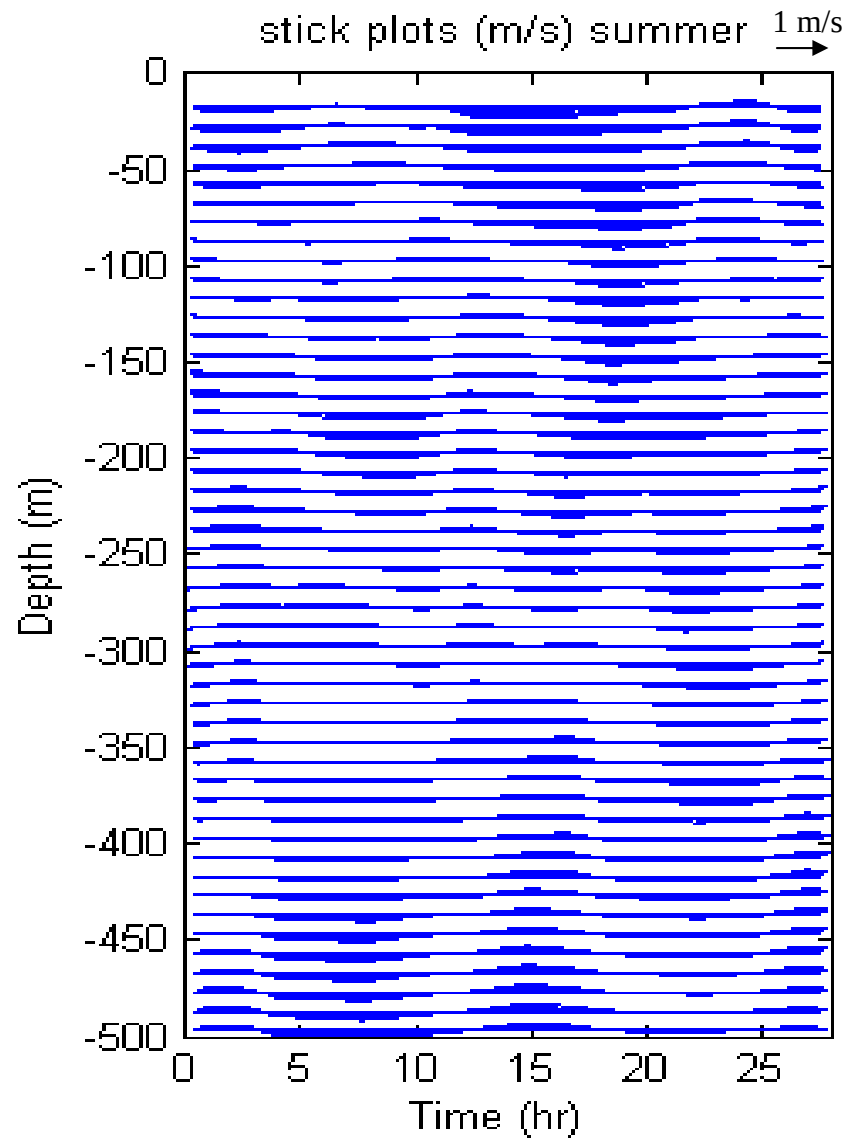


圖 4-8. 高屏海底峽谷夏季內潮實驗，於測站 A 斜壓流速各層深度流矢時間序列

圖。

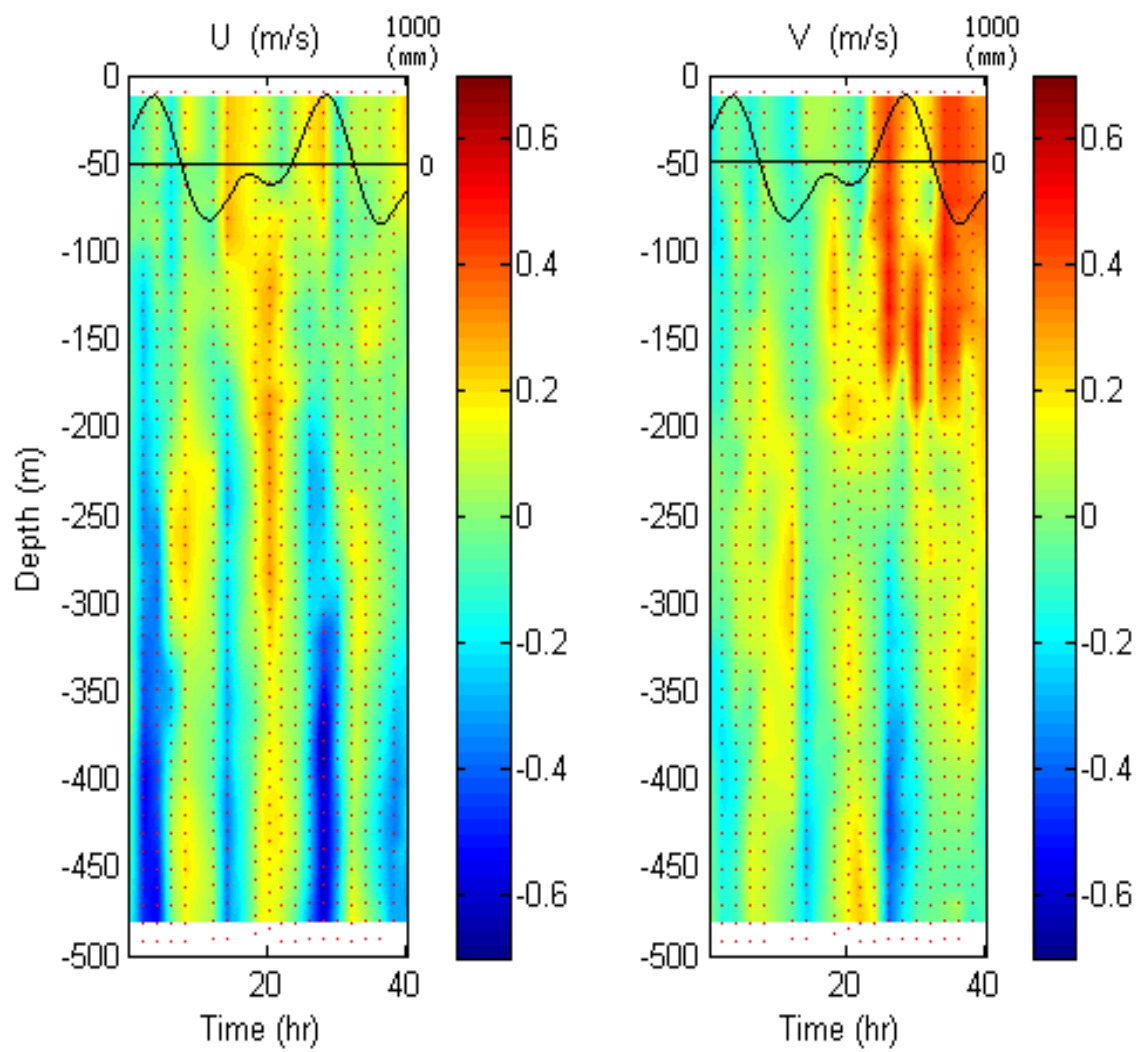


圖 4-9. 高屏海底峽谷冬季內潮實驗，於測站 A 流速時間序列剖面圖，分 U、V

方向，黑線為對應時間的小琉球逐時水位。

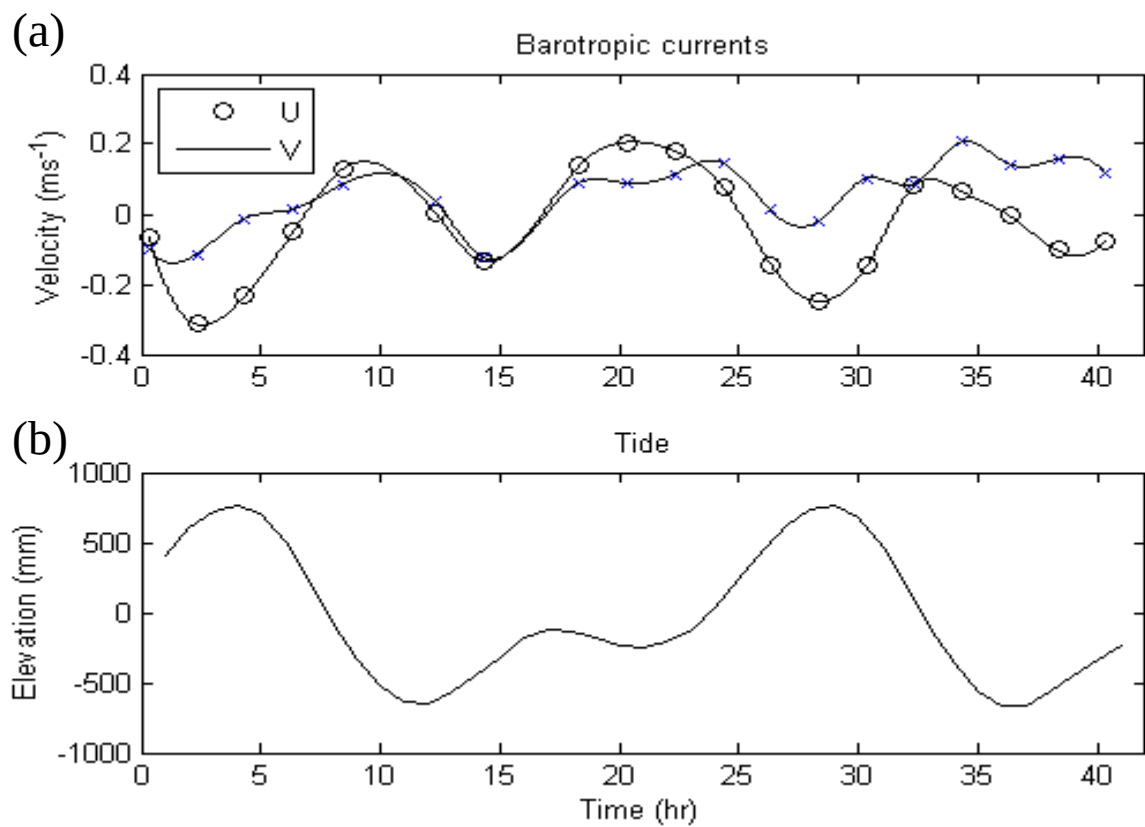


圖 4-10. 高屏海底峽谷冬季內潮實驗，圖(a)為測站 A 流速整層平均的正壓潮時間序列圖，分 U、V 方向；圖(b)為小琉球潮位站對應冬季觀測時間的水位圖。

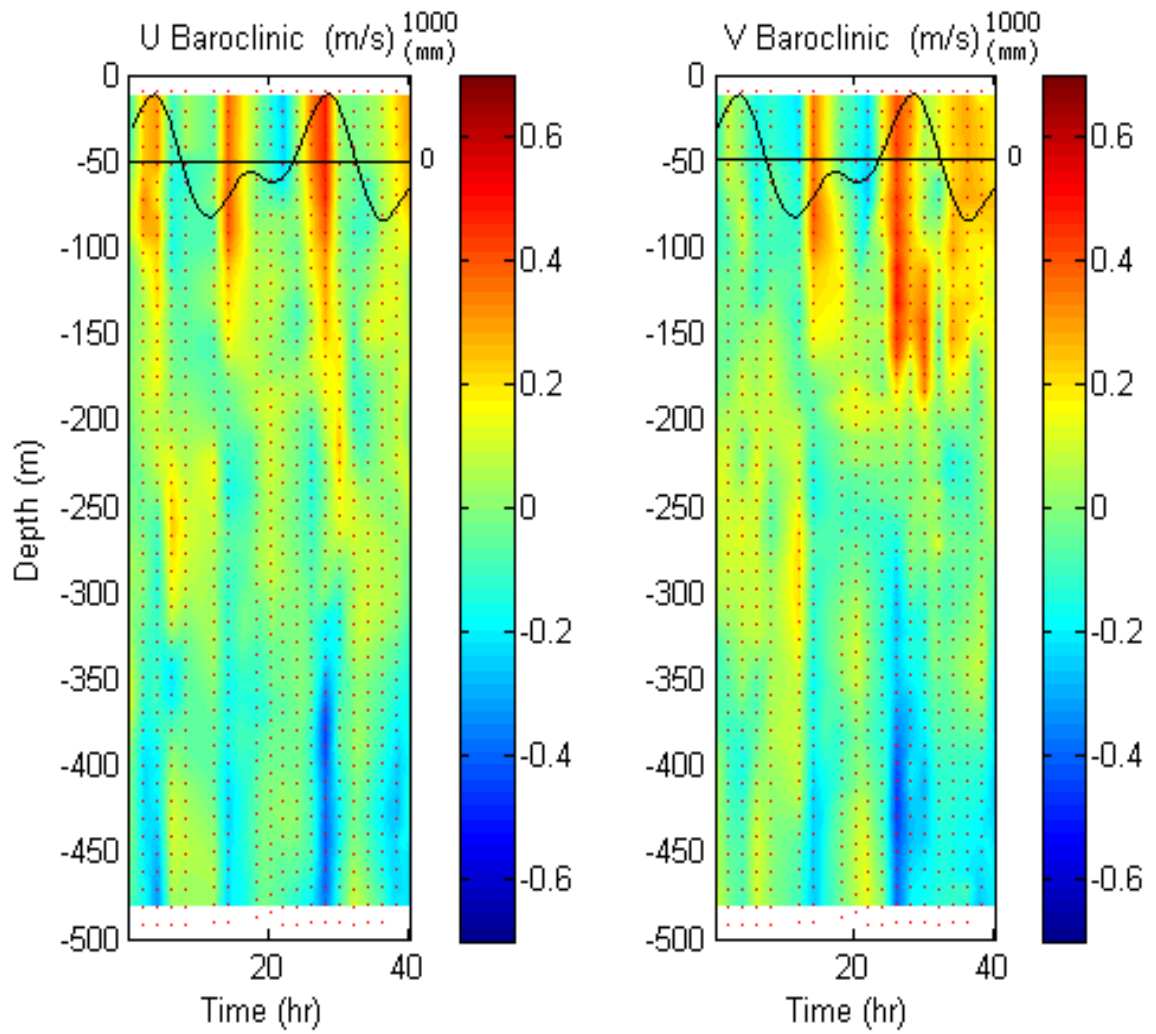


圖 4-11. 高屏海底峽谷冬季內潮實驗，於測站 A 流速扣掉正壓潮後的斜壓潮時

間序列剖面圖，分 U、V 方向，黑線為對應時間的小琉球逐時水位。

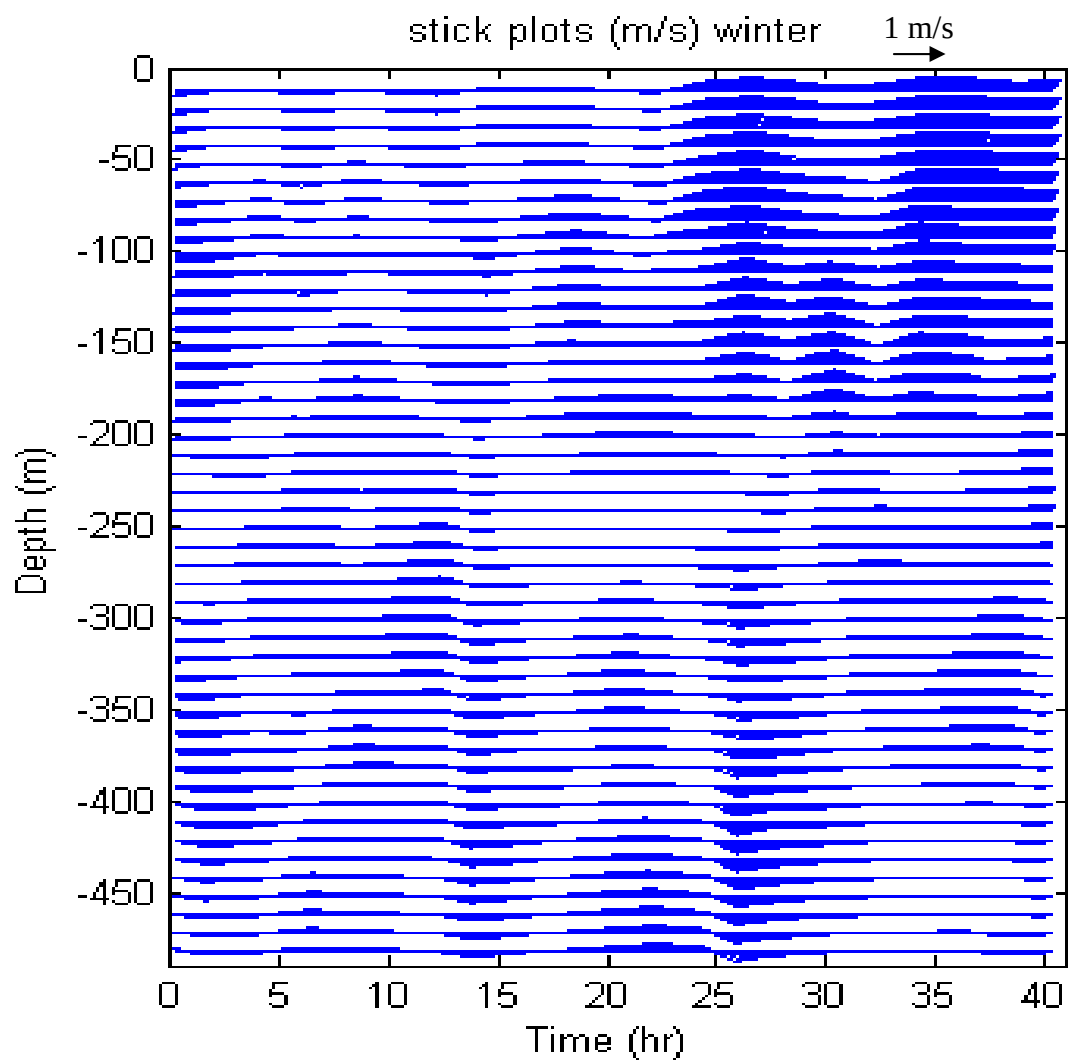


圖 4-12. 高屏海底峽谷冬季內潮實驗，於測站 A 斜壓流速各層深度流矢時間序列圖。

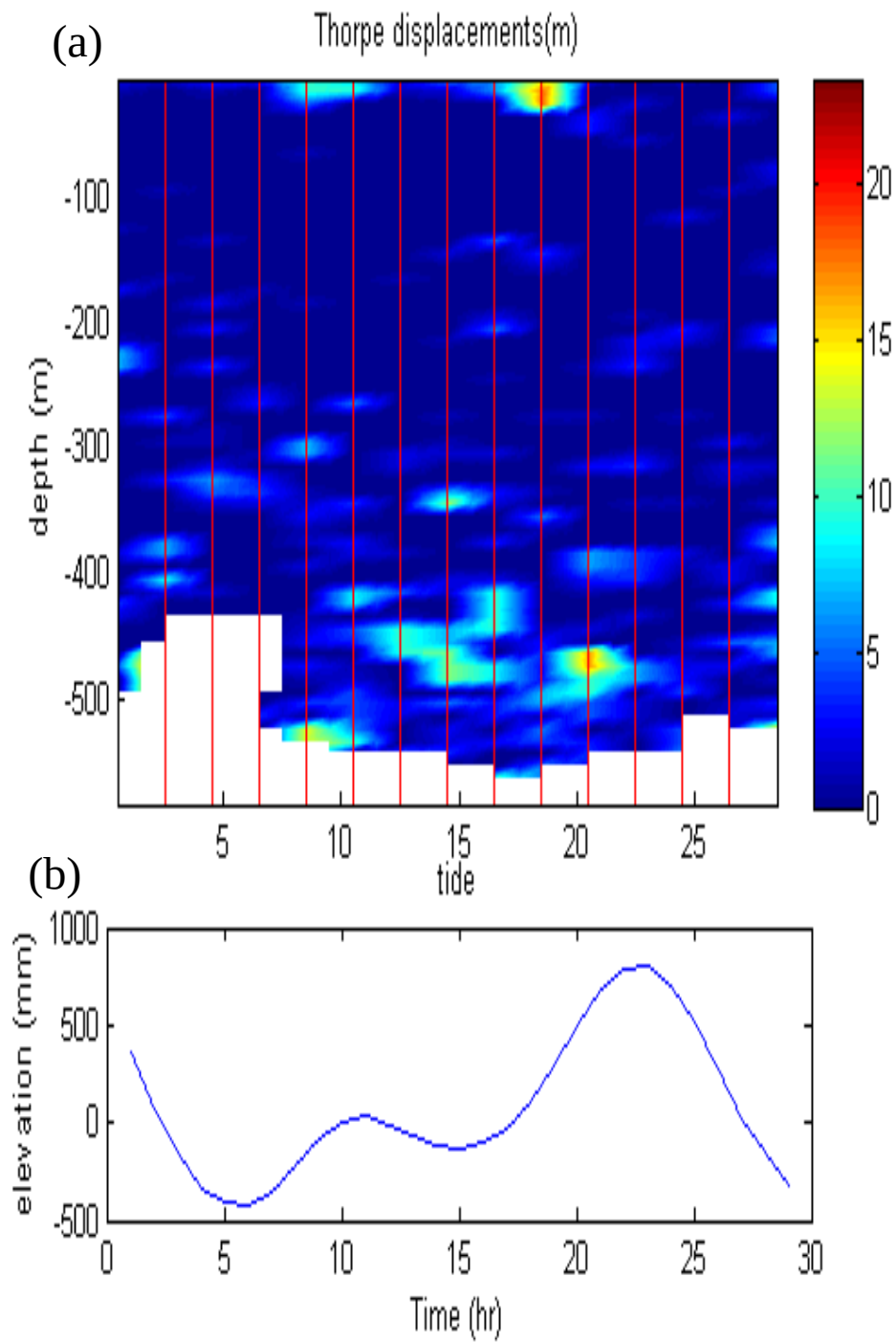


圖 4-13. 圖(a)為夏季高屏海底峽谷 A 站連續 27 小時的 Thorpe 位移時間序列圖，

紅線為每一次的下放量測，圖(b)則為小琉球於同時間的水位資料。

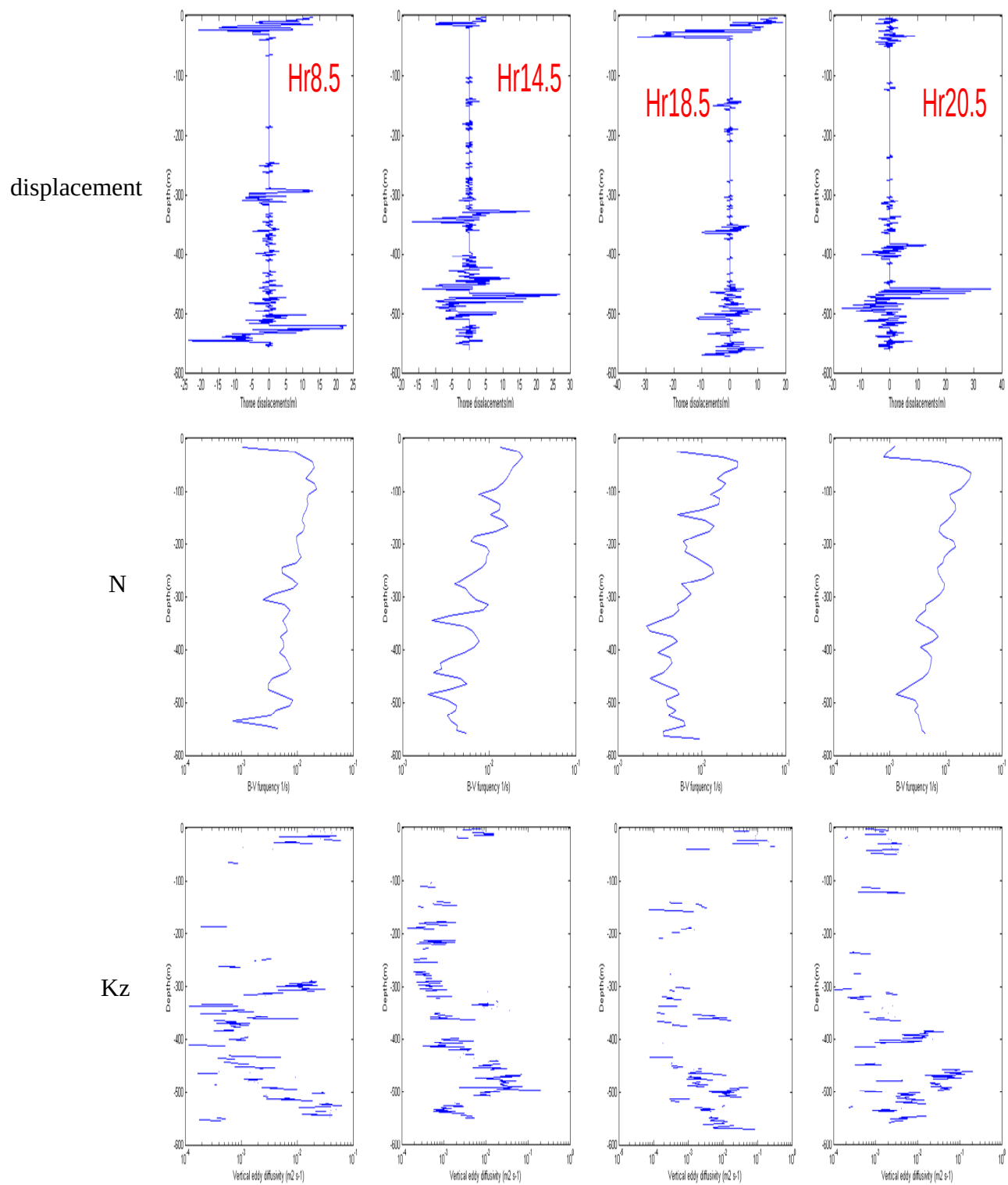


圖 4-14. 為圖 4-19 中紊流翻轉較大時各自的 Thorpe 位移、浮力頻率及垂直渦

流擴散係數 K_z 剖面圖，分別為漲潮時的第 8.5、14.5、18.5 及 20.5 小時。

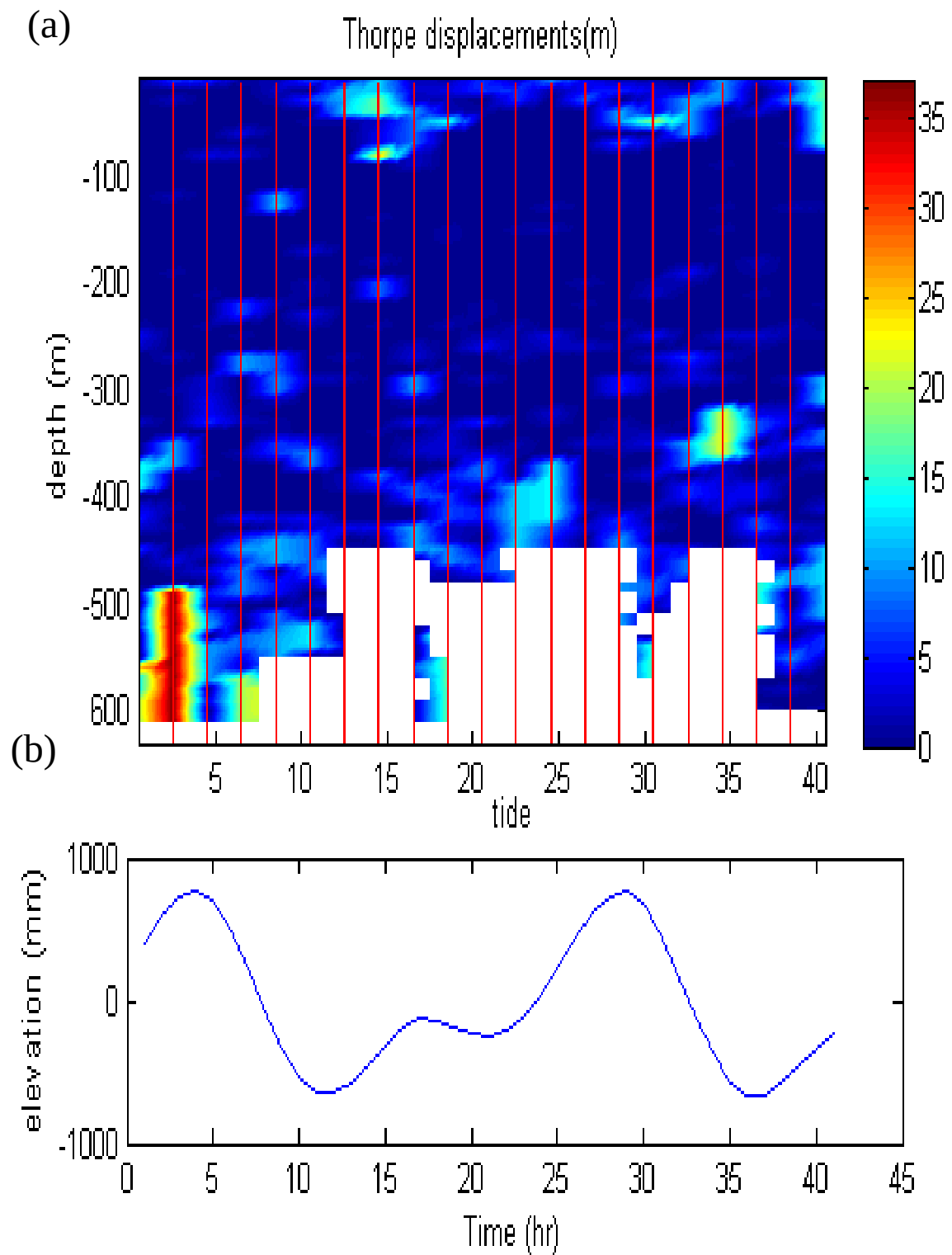
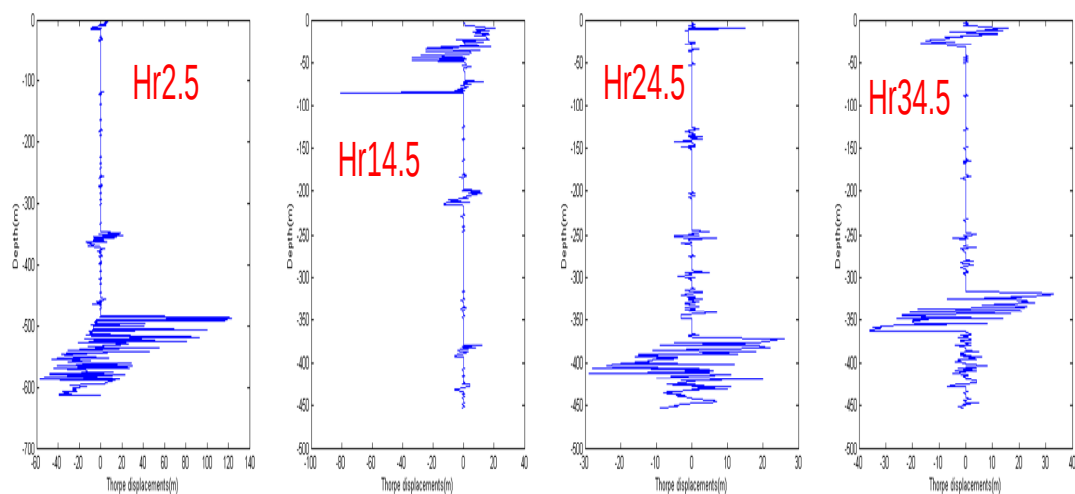


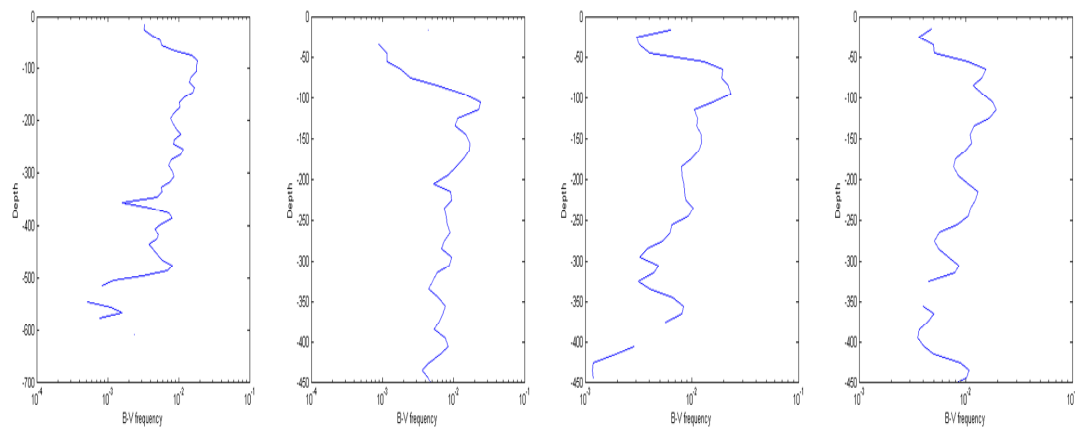
圖 4-15. 圖(a)為冬季高屏海底峽谷 A 站連續 41 小時的 Thorpe 位移時間序列

圖，紅線為每一次的下放量測，圖(b)則為小琉球於同時間的水位資料。

displacement



N



Kz

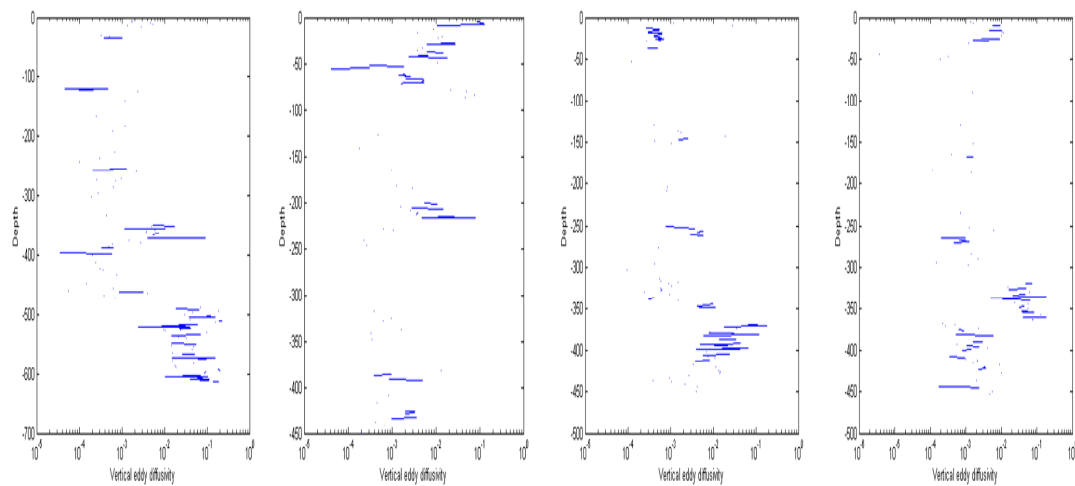


圖 4-16. 為圖 4-21 中紊流翻轉較大時各自的 Thorpe 位移、浮力頻率及垂直渦

流擴散係數 Kz 剖面圖，分別為漲潮的第 2.5、14.5、24.5 及退潮的 34.5 小時。

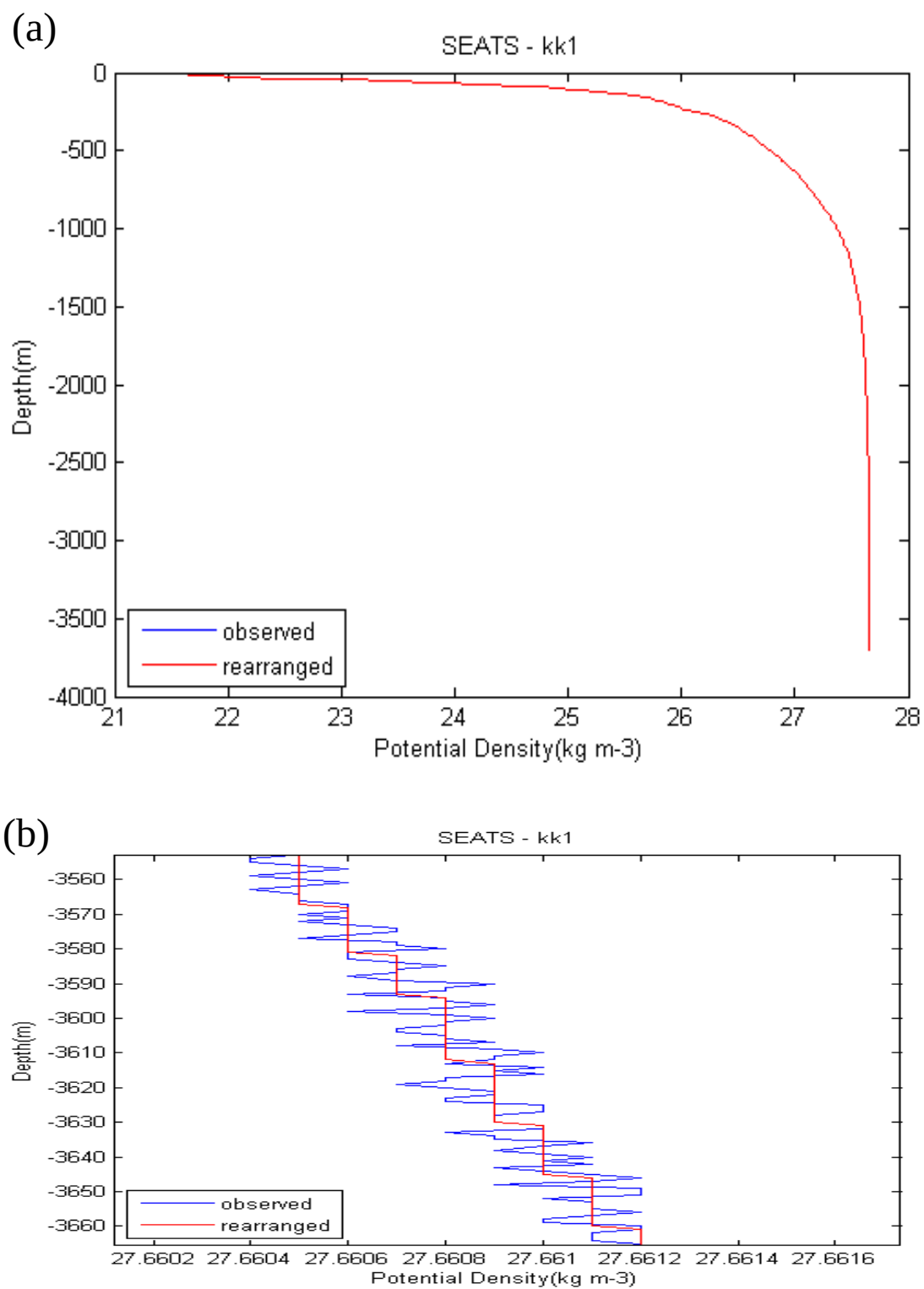


圖 4-17. 圖(a)為南海 SEATS 測站的原始(藍線)與重排後(紅線)的位密度剖面

圖，圖(b)為圖(a)3560-3660m 處的放大。

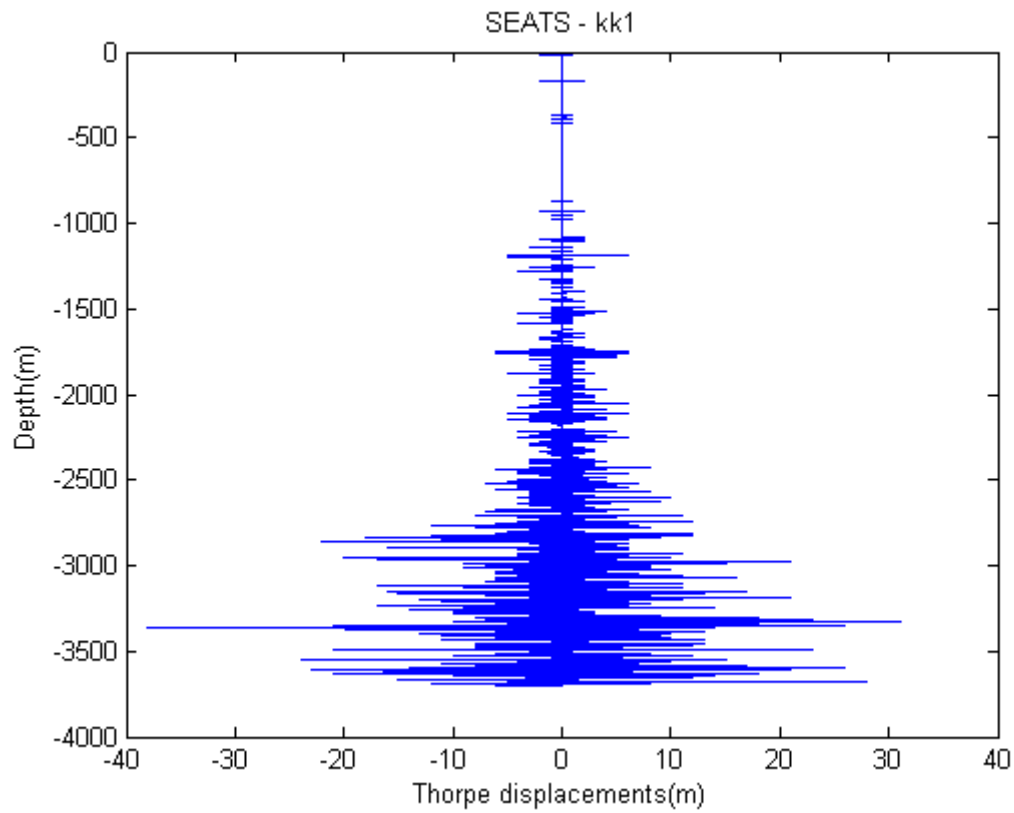


圖 4-18. 南海 SEATS 測站的 Thorpe 位移剖面圖。

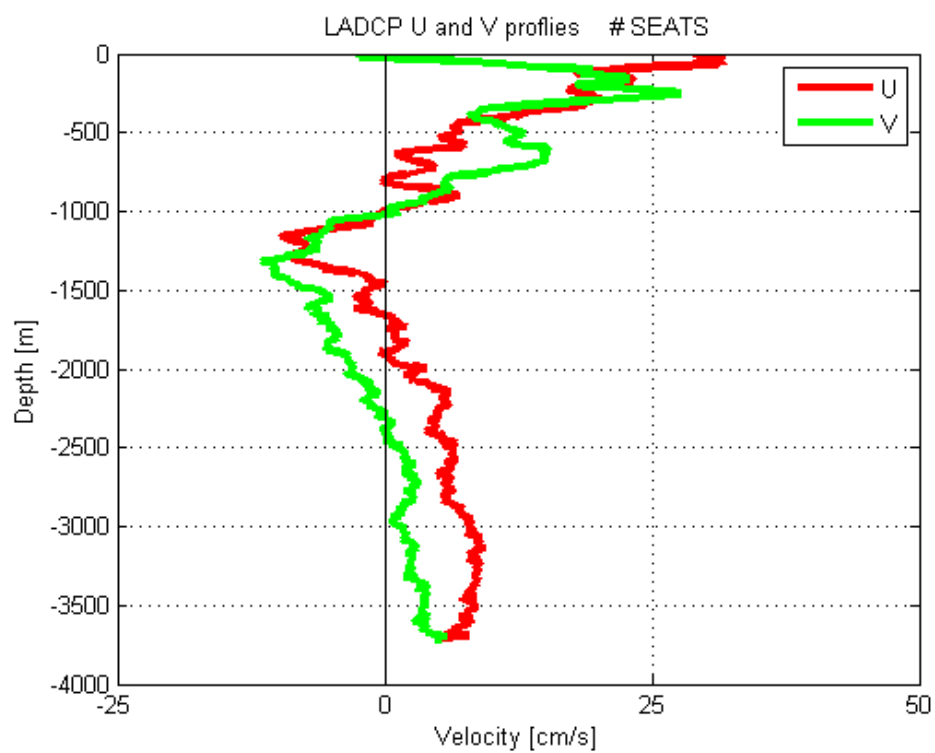


圖 4-19. 南海 SEATS 測站 LADCP 的流速剖面，分 U、V 方向。

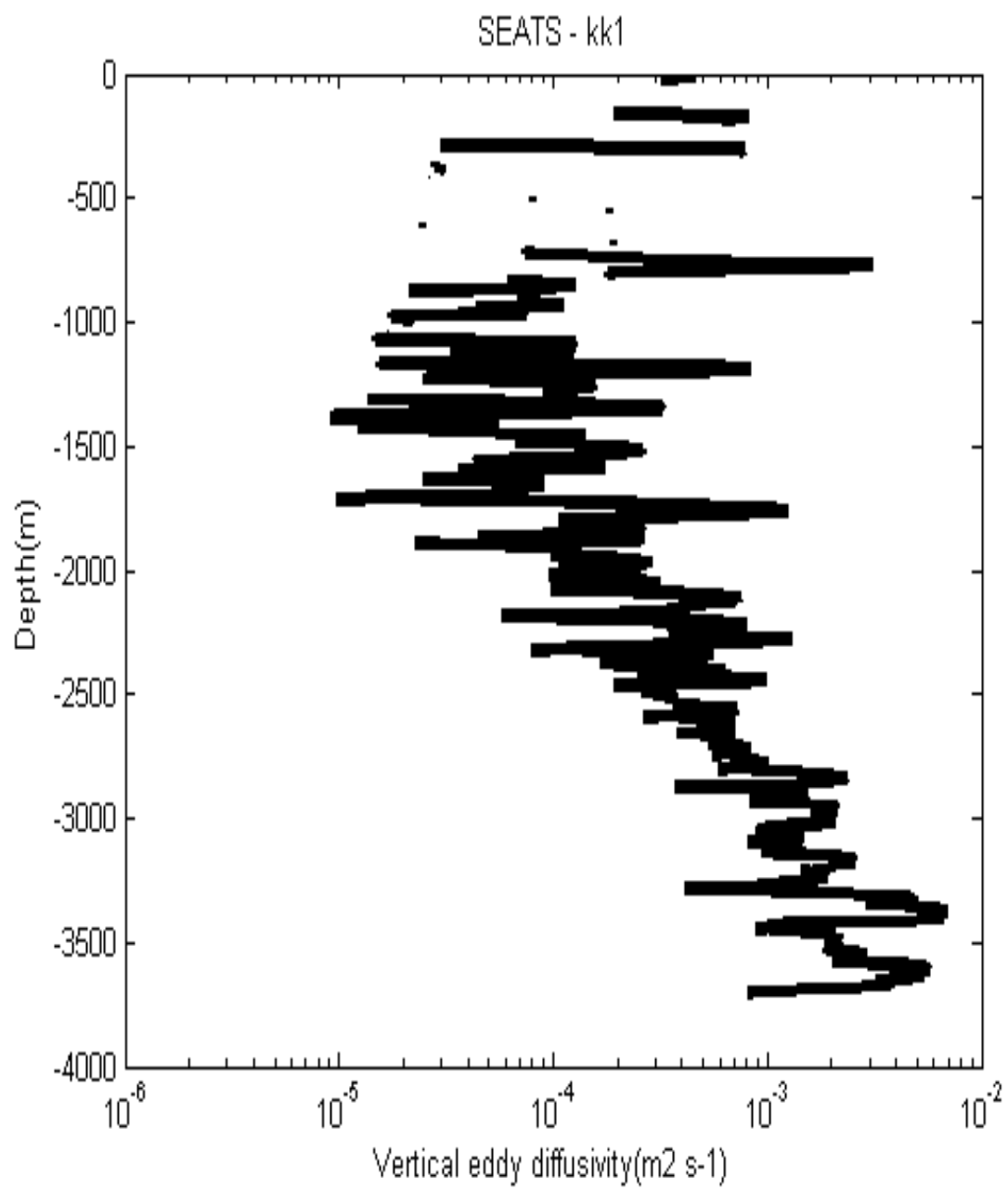


圖 4-20. 南海 SEATS 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數剖面圖。

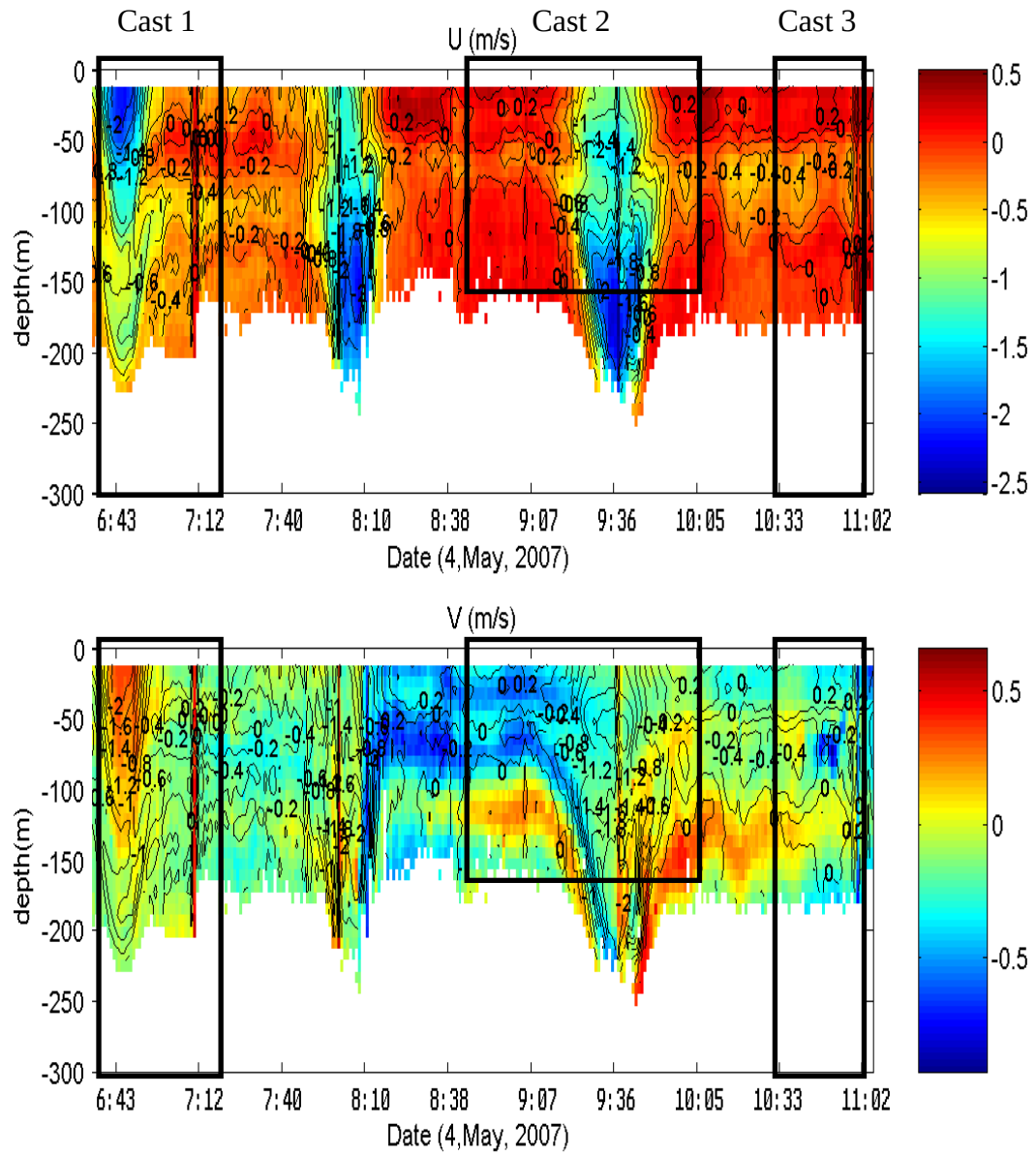


圖 4-21. 南海內孤立波實驗，測站(1)時 Sb-ADCP 所觀測到的流速時間序列圖，分 U、V 方向，第一個黑框為 cast 1 的總時間，此站下放至 900m；第二個黑框為 cast 2 的總時間，此站下放至 150m 等待內孤立波通過；第三個黑框為 cast 3 的總時間，此站下放至 730m。

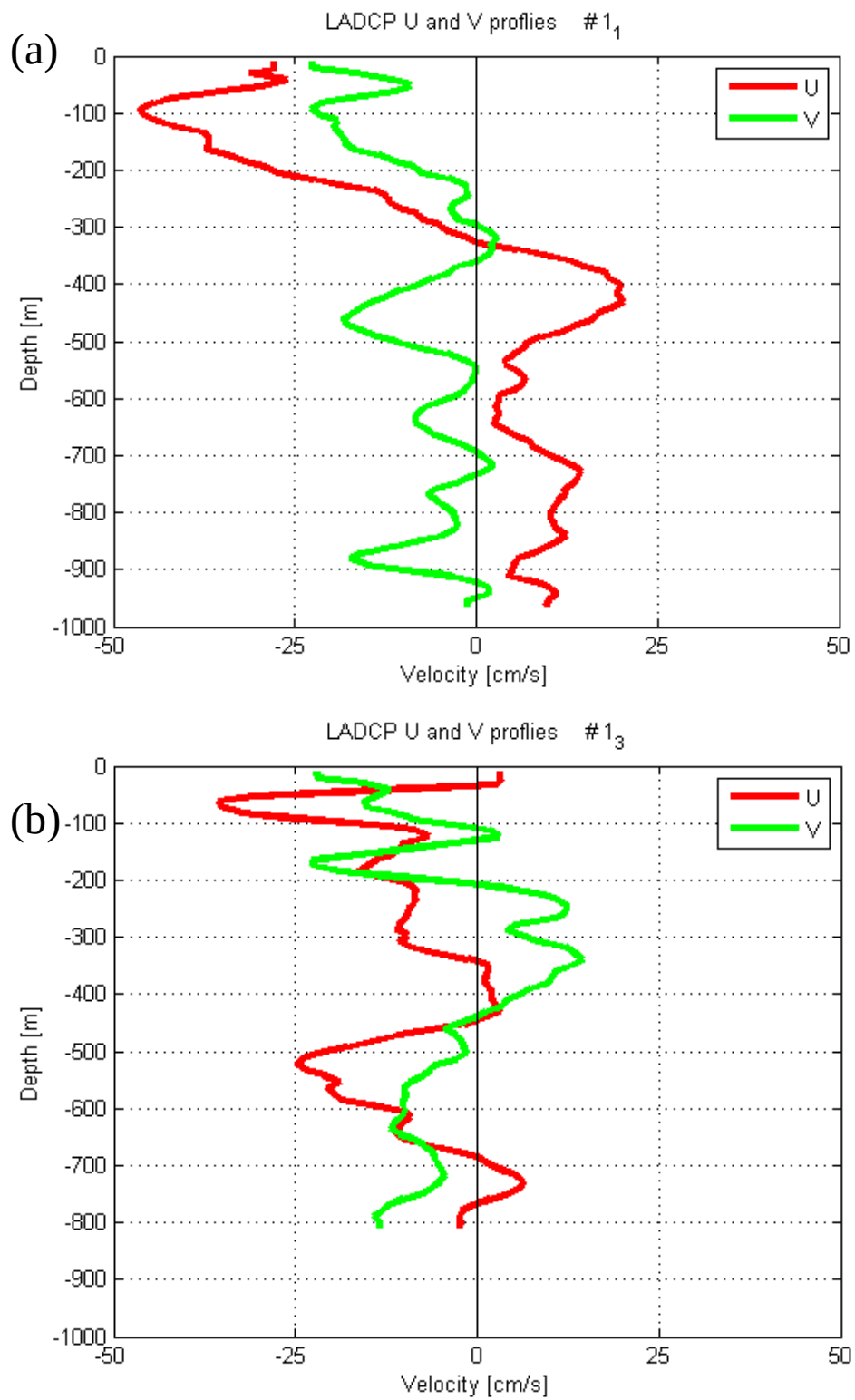


圖 4-23. 南海內孤立波實驗，圖(a)為測站(1) cast 1 的 LADCP 流速剖面，圖(b)為 cast 3 的 LADCP 流速剖面，分 U、V 方向。

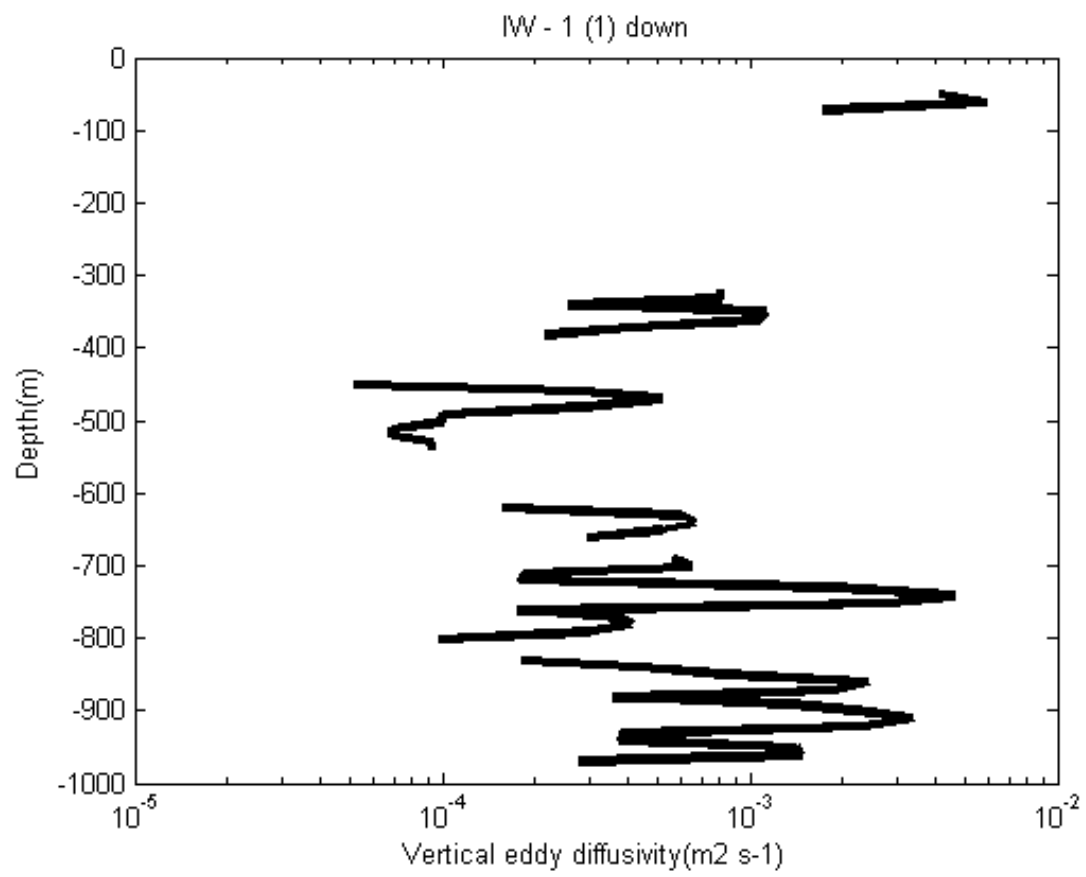


圖 4-24. 南海內孤立波實驗，測站(1) cast 1 的下放資料利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數剖面圖，此站為深水區且定義為內波時的觀測。

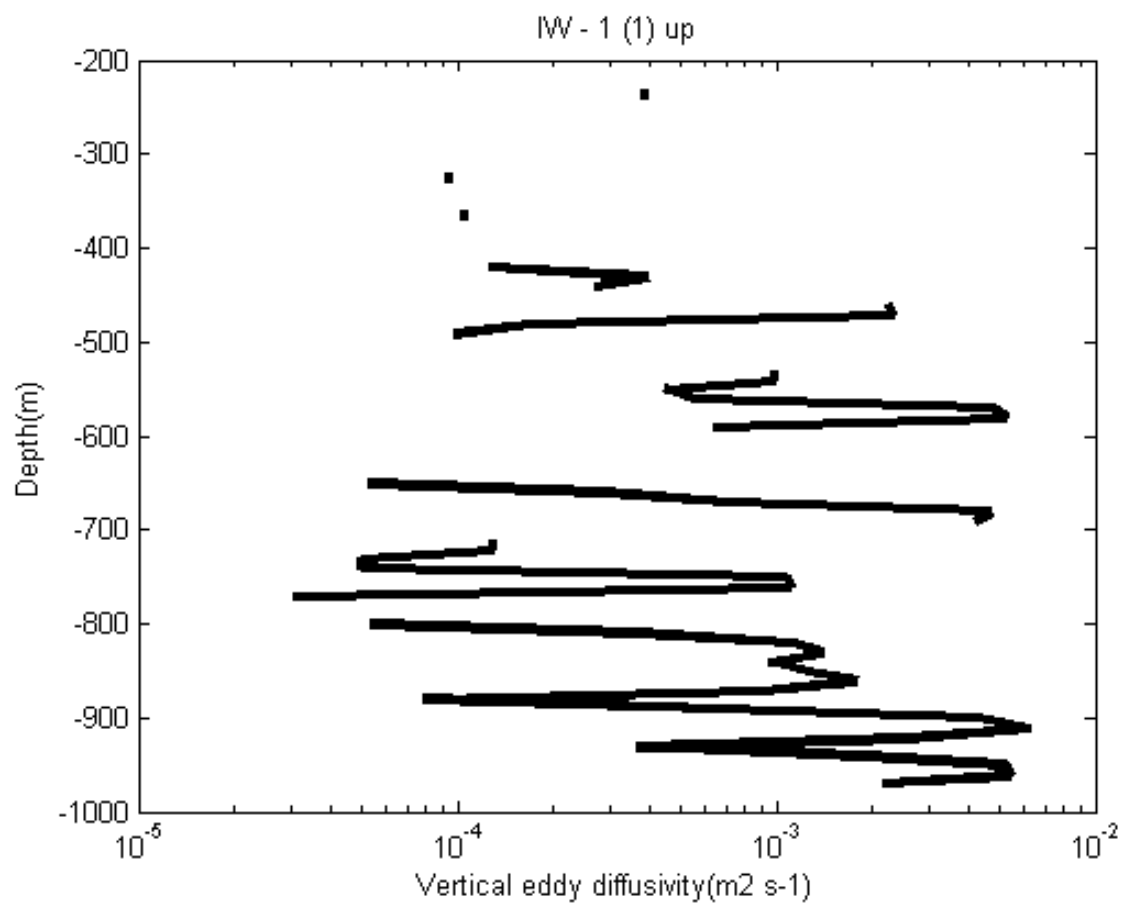


圖 4-25. 南海內孤立波實驗，測站(1)時 cast 1 的上收資料利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數剖面圖，此站為深水區且定義為內波後的觀測。

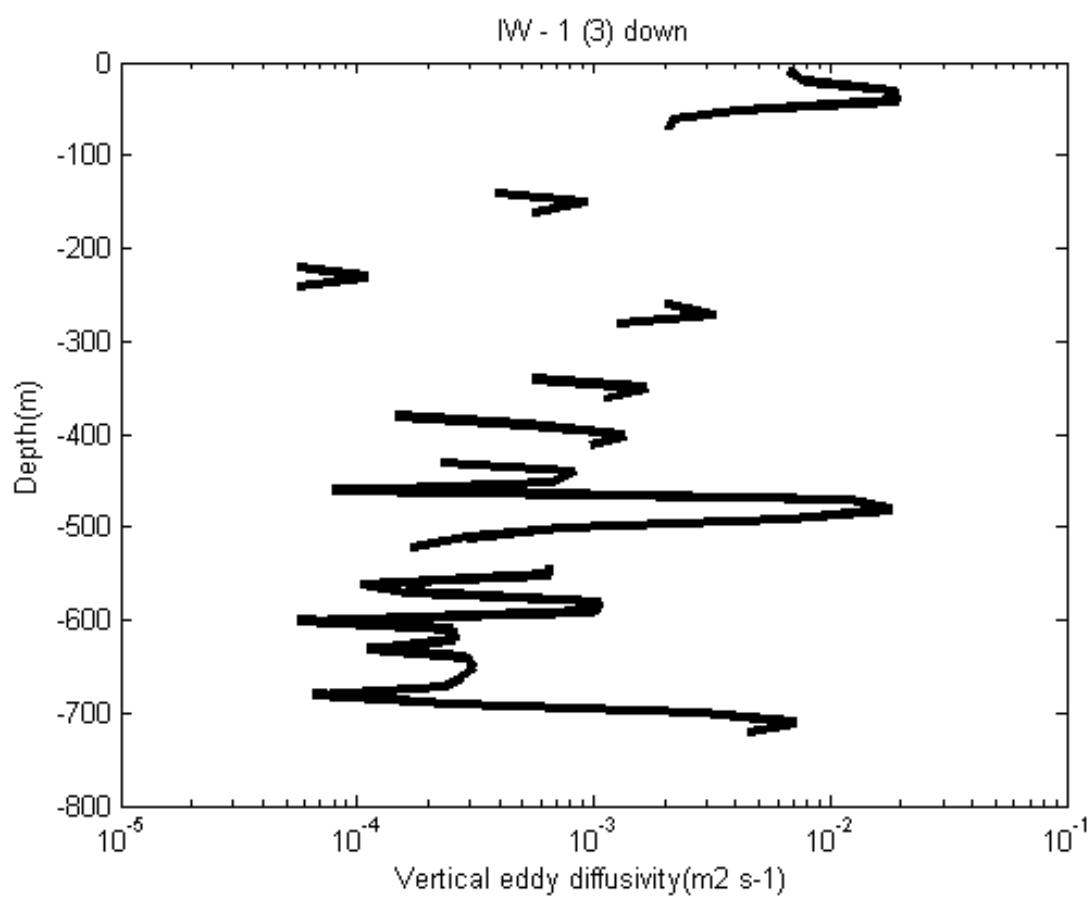


圖 4-26. 南海內孤立波實驗，測站(1) cast 3 利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數剖面圖，此站為深水區且定義為內波通過半小時後的觀測。

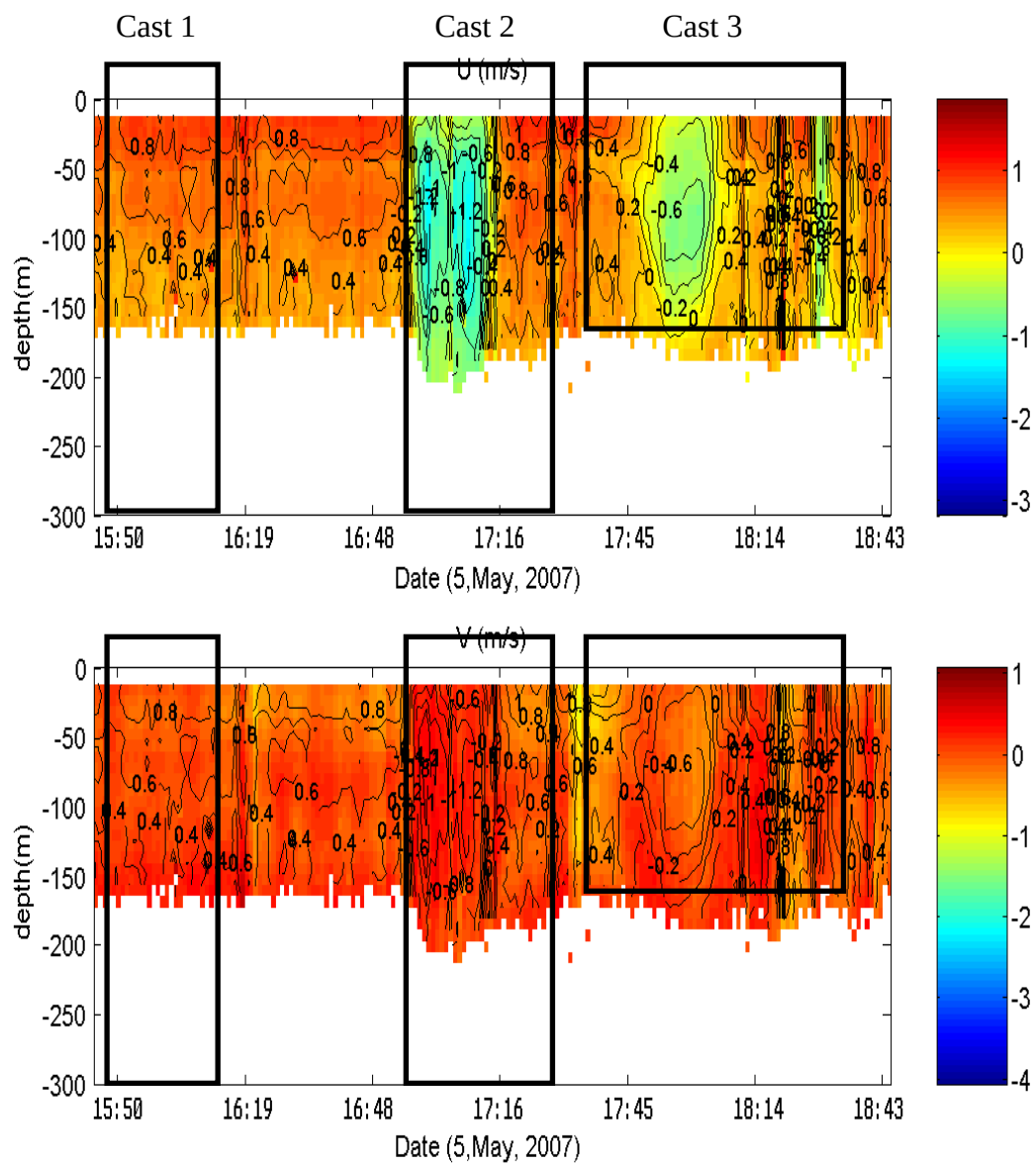


圖 4-27. 南海內孤立波實驗，測站(3)時 Sb-ADCP 所觀測到的流速時間序列圖，分 U、V 方向，第一個黑框為 cast 1 的總時間，此站下放至 300m；第二個黑框為 cast 2 的總時間，此站下放至 340m；第三個黑框為 cast 3 的總時間，此站下放至 150m 等待內孤立波通過。

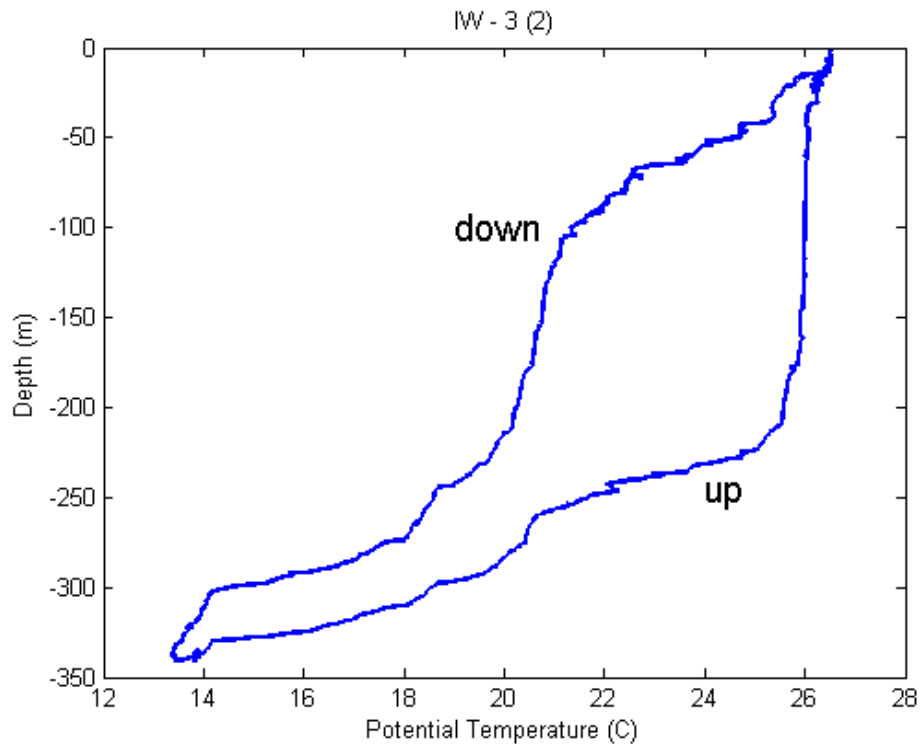


圖 4-28. 南海內孤立波實驗，測站(3)時第二次量測的溫度剖面，下放為溫度較低的曲線。

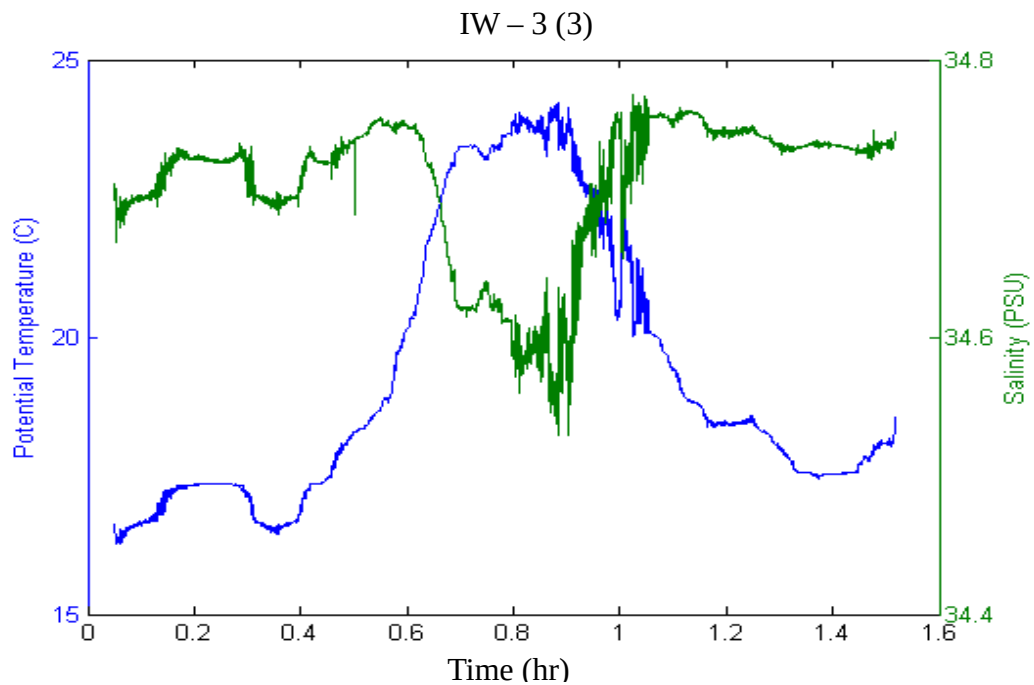


圖 4-29. 南海內孤立波實驗，測站(3)時第三測量測是將 CTD/LADCP 停放至水深 150m 處等待內波通過，此為溫度與鹽度的時間序列圖。

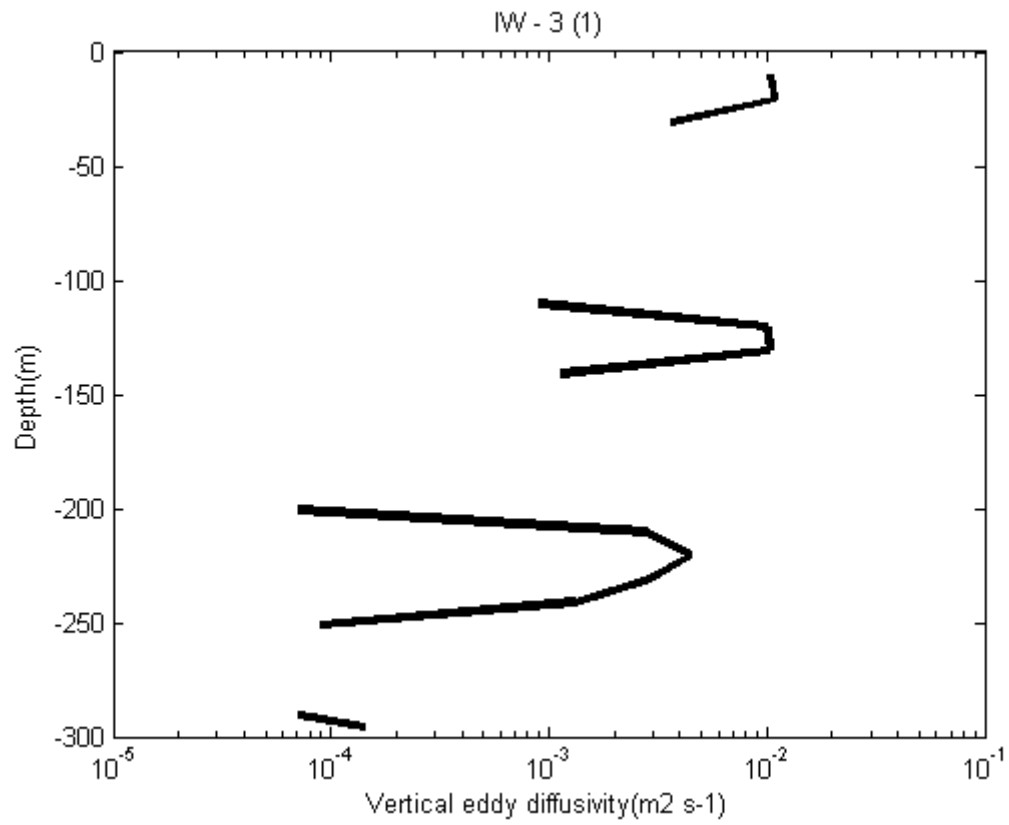


圖 4-30. 南海內孤立波實驗，測站(3)時 cast 1 利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數剖面圖，此站為淺水區且定義為內波前的觀測。

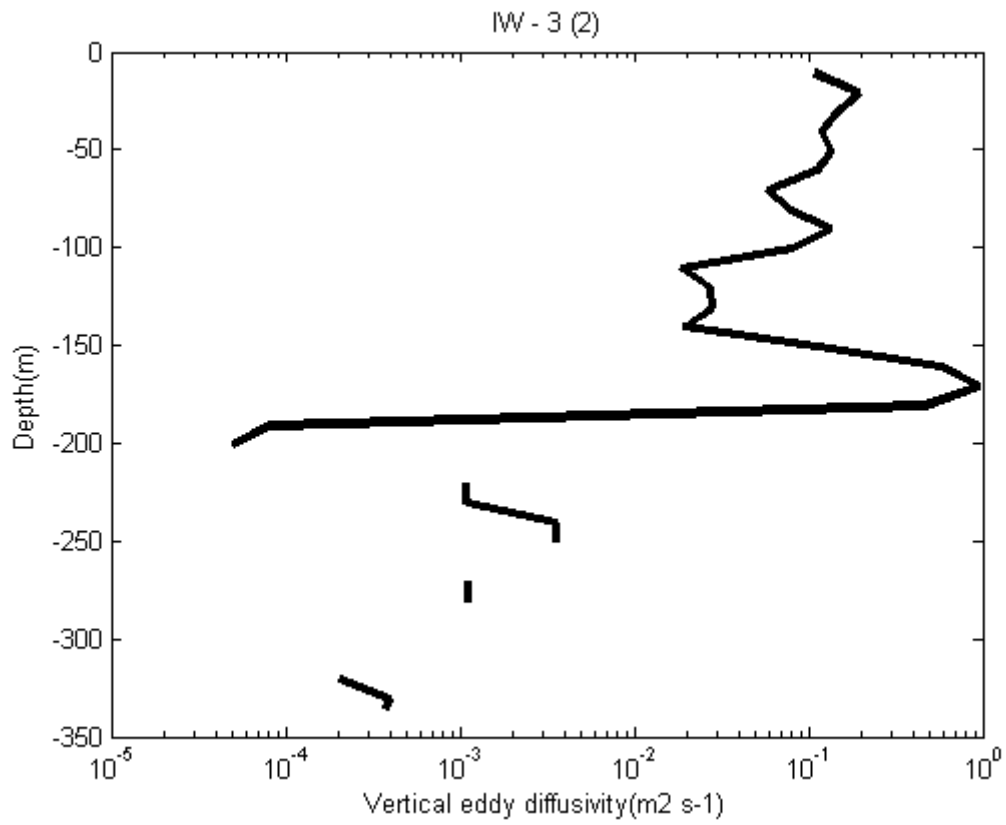


圖 4-31. 南海內孤立波實驗，測站(3) cast 3 利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數剖面圖，此站為淺水區且定義為內波時的觀測。

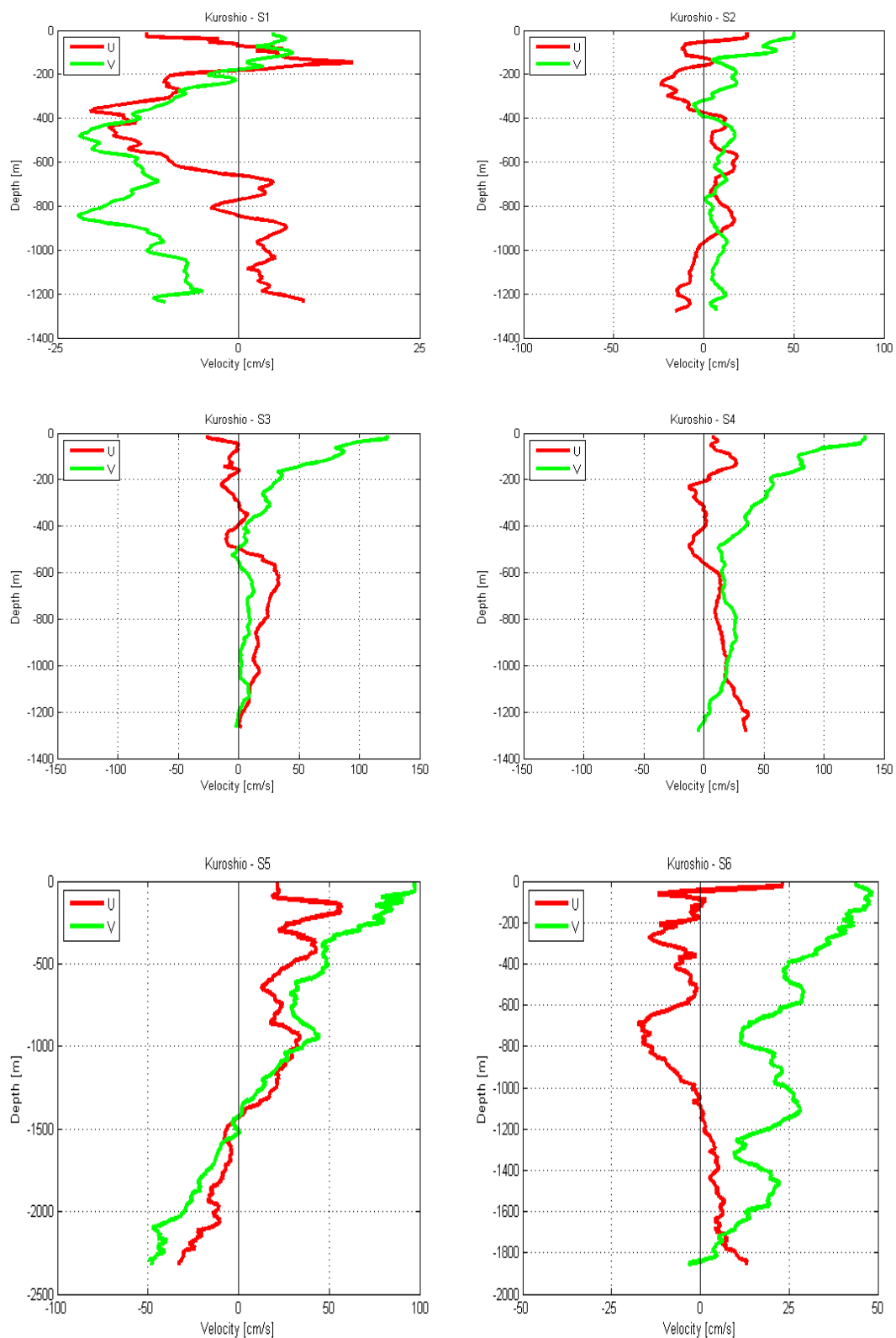


圖 4-32. 黑潮實驗，航次 CR1275 中六個測站分別的 LADCP 流速剖面，分 U、V

方向。

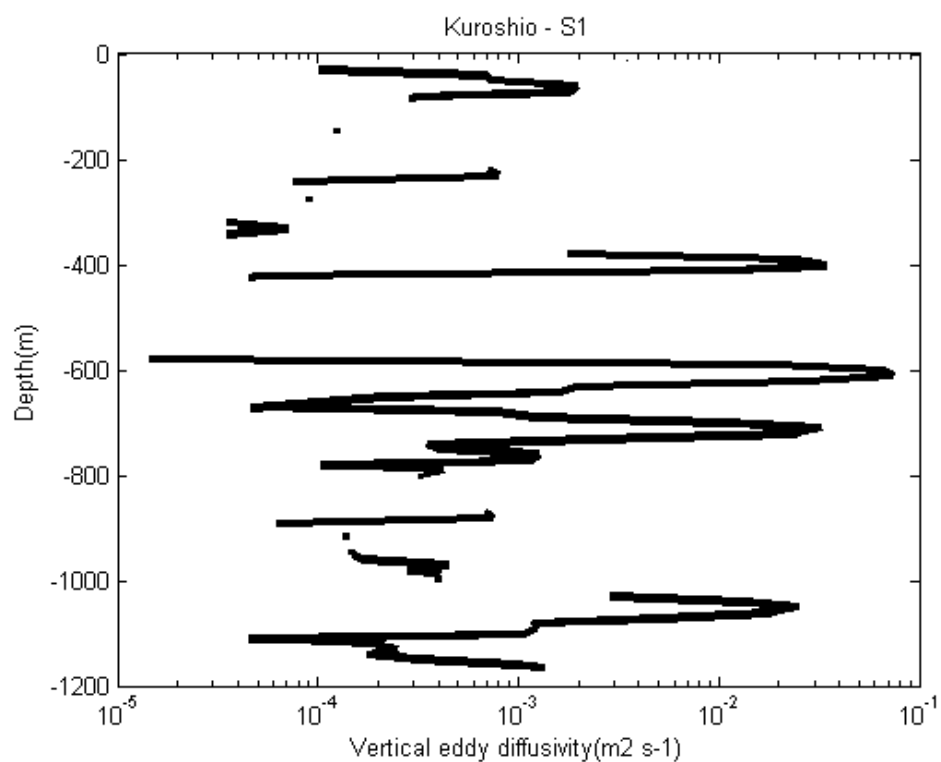


圖 4-33. 黑潮實驗，S1 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的 Kz 剖面圖。

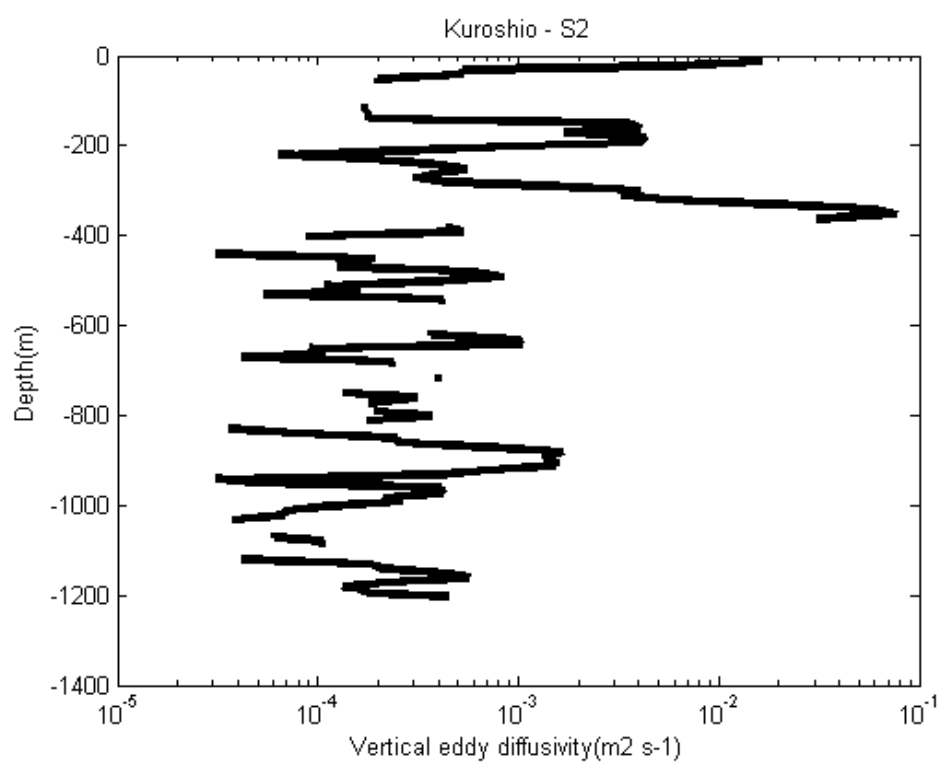


圖 4-34. 黑潮實驗，S2 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的 Kz 剖面圖。

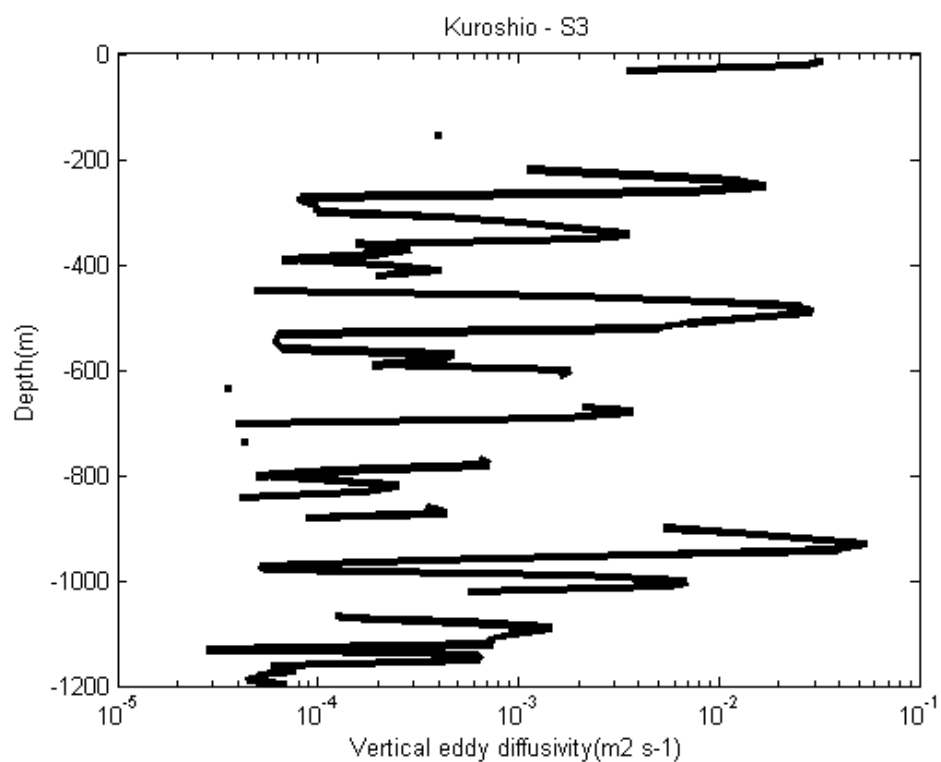


圖 4-35. 黑潮實驗，S3 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的 K_z 剖面圖。

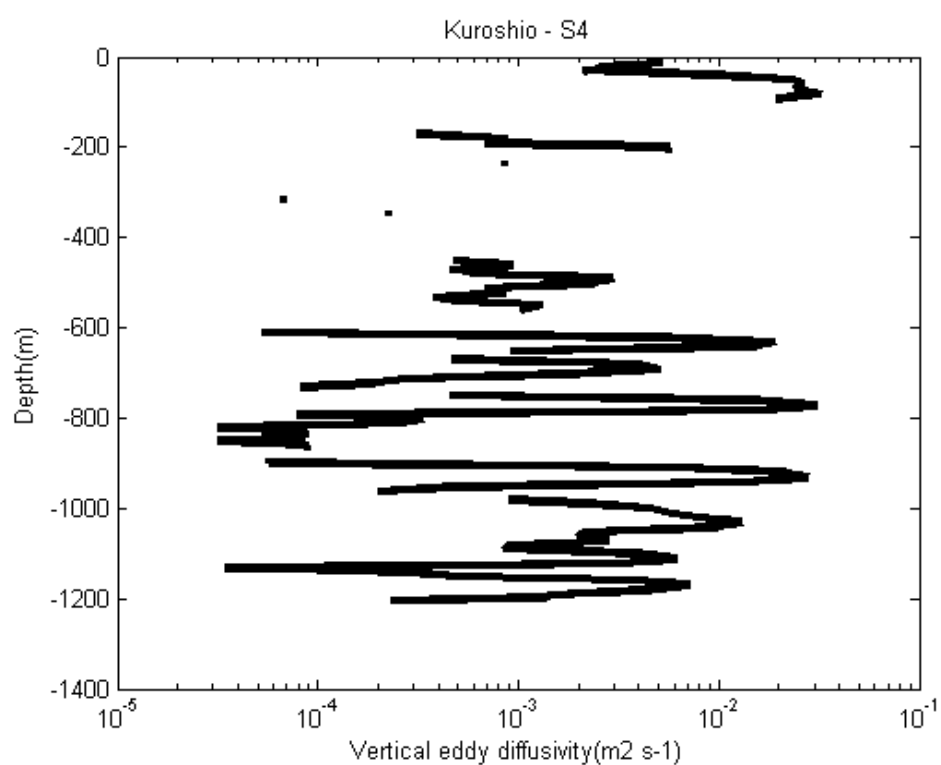


圖 4-36. 黑潮實驗，S4 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的 K_z 剖面圖。

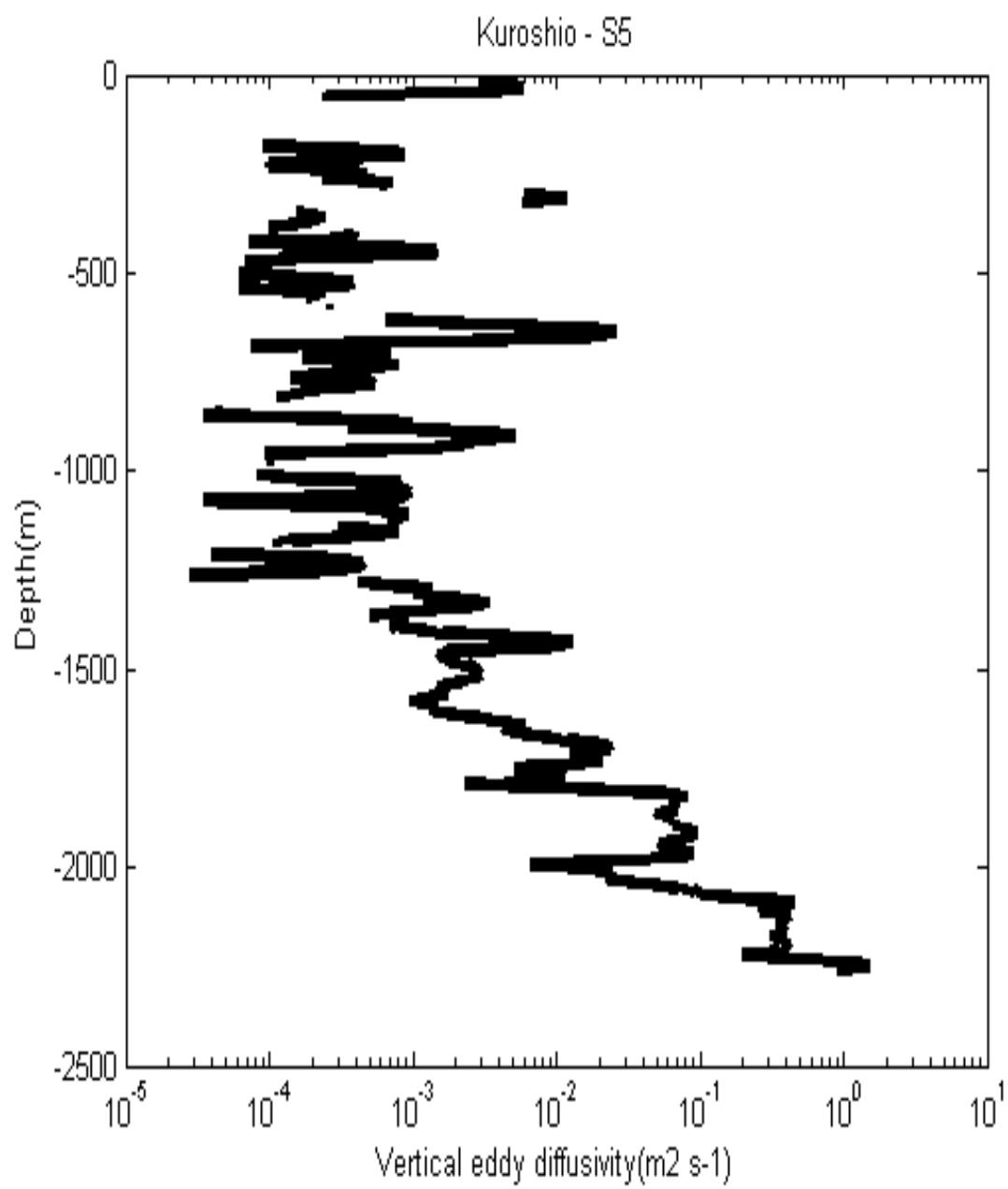


圖 4-37. 黑潮實驗，S5 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的 K_z 剖面圖。

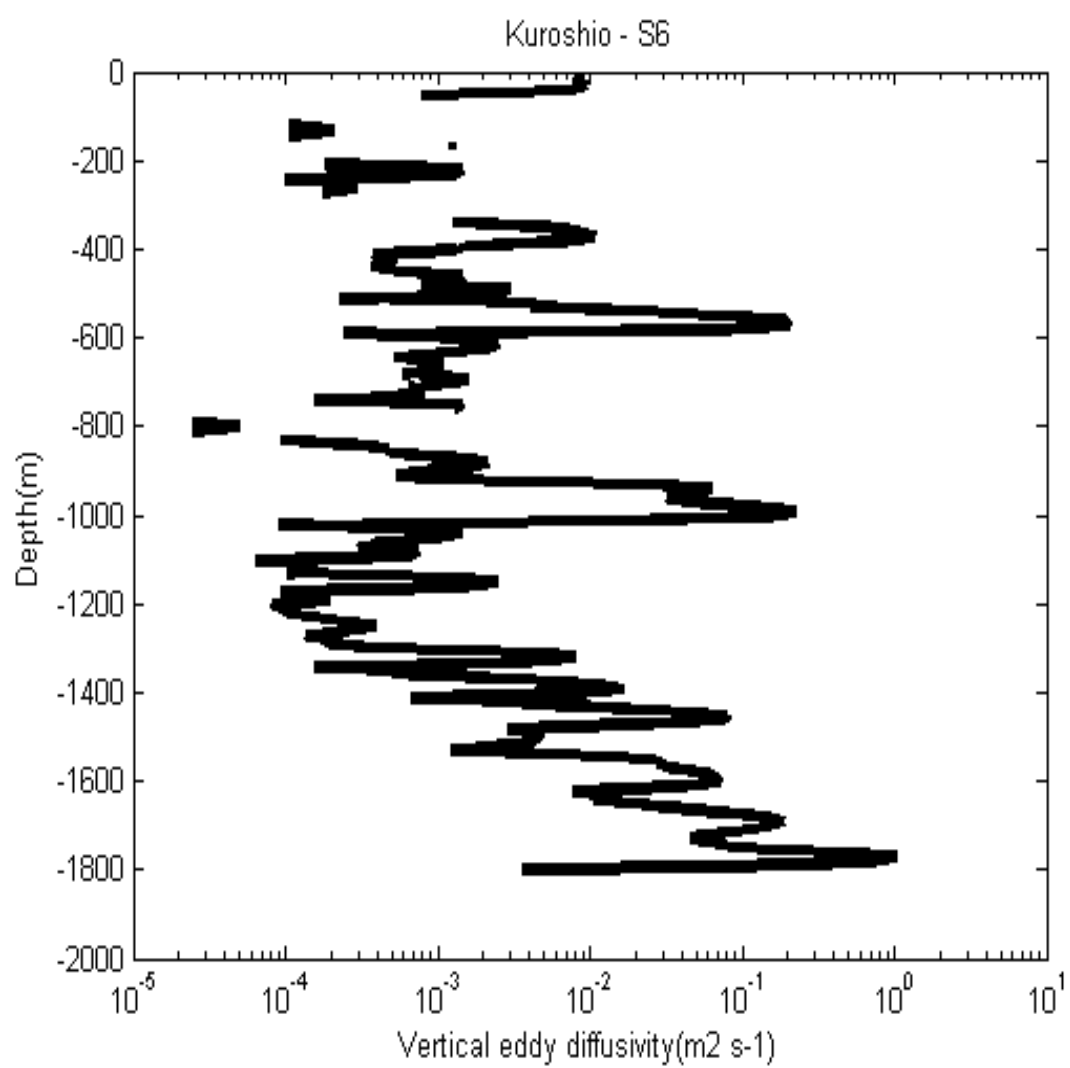


圖 4-38. 黑潮實驗，S6 測站利用 Thorpe scale 方法計算出的 K_z 剖面圖。

五、討論

5.1 內潮與紊流特性之季節變化

5.1.1 浮力頻率與流速剪切

兩次不同季節的觀測可發現高屏峽谷存在著內潮，造成在混合層以下各物理量同值線的位移，此波動週期約為 11 及 13 小時，比對張(2001)將小琉球潮位站三個月資料，調和分析的結果顯示高屏峽谷表層是半日潮為主的混合潮型；Lee et al.(2009)利用 ADCP 一個月的資料於高屏峽谷內水深 200 m 與 290 m 處，顯示潮汐週期都是以 M2 分潮為主，結果皆符合這兩次的觀測。

流速資料顯示半日潮週期的潮流支配了此處流場，包含了斜溫層以下有著同樣的流速往復變化，但與表層流向相反，此為第一模內潮的特性；底層方面，漲潮時潮流是延著谷軸逆上峽谷，退潮是順下峽谷(Wang et al., 2007)，當漲潮時等溫層往上抬升，加上增大的流速，故在底部邊界層有局部性紊流擴散增強的現象，退潮時流速減少，同值線的位移也不如漲潮高，形成漲潮時期的紊流擴散係數比退潮時大；從正壓流速與整體流速的比較後，可確定的是內潮的強弱是與正壓潮有著成比例的關係；本研究觀測兩個季節的正壓潮流速皆約為 0.25 m/s，符合 Lee et al.(2009)於高屏峽谷內的分析研究，比

起蒙特利峽谷強勁數 10 倍大的正壓潮流，造成擴散係數(K_z , K_{sh})大於蒙特利峽谷的估算。

圖 5-1、5-2 分別為夏季及冬季的流切均方根(粗線)與浮力頻率(細線)剖面圖，從兩個季節的流切與浮力頻率剖面來看，兩條剖面有著類似的趨勢，Lien and Gregg(2001)在蒙特利峽谷也有同樣的發現，但不同之處在於流切與浮力頻率的值並不相似，故本研究將流切的值乘上三，以方便比較，夏季流切最大之處在混合層下方，也接近浮力頻率最大之處；冬季除了混合層下方兩條剖面同樣有變大的趨勢外，單只有流切在中層增強，顯示不穩定的流切與弱化的分層較易發生紊流混合狀態。

5.1.2 紊流混合的季節差異

冬天因混合層較厚背景流速較強的關係，表層擴散率在冬天會較為強烈(Matsuno et al., 2005)，圖 5-3 為兩個季節各站所計算平均垂直渦流擴散係數的剖面圖，以垂直結構變化來說，兩個季節表層皆有一大值，然後逐漸變小，冬季受到較厚的混合層影響，所以表層的較大的 K_z 延續的深度也較深，幾乎達到 100 m，夏季則是 40 m，但夏季的混合層最大值約為 $5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，比起冬季的 $2 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 大約兩倍，並不符合上述的文獻，但比對兩個季節的流速資料，夏季表層的

流切確實較冬季略為強勁。

混合層下方(100~150 m)則是在冬天出現較大的值約為 $9 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，夏天是有逐漸變大的趨勢但無較突顯的大值，深度 200 m 以下中底層的部分，兩個季節垂直結構變化的趨勢相當類似， K_z 逐漸增大至底部混合層，夏季極值在接近底層的 550 m 處約為 $2 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，冬季則是在 600 m 為最大值，接近 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，兩個季節皆超過蒙特利海底峽谷的 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Kunze et al. 2001)，而此結果也符合 Lee et al. (2009) 在峽谷內計算的 K_z ，較大的值皆發現在中底層，特別是漲潮時可超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

比較表 4-1 與表 4-2，冬季於三個深度範圍使用兩種方法所估算出的 K_z 與 K_{sh} 都明顯大於夏季，Thorpe scale 方法的 K_z 冬季約大於夏季 2-3 倍；shear 能譜法的 K_{sh} 則是兩季相差來到 5-6 倍，顯示冬季的紊流擴散確實較夏季強烈，進而比較兩個季節此深度範圍 (80~500m) 的流切剖面(圖 5-1、5-2)，冬季確實明顯大於夏季，推測增強的流切伴隨著劇烈的混合擴散。

5.2 深海大洋紊流擴散之垂直分佈

本研究從 SEATS 測站的 Kz 剖面，探討了深海大洋的紊流擴散在垂直方向的變化，中底層 Kz 變化的趨勢是類似高屏海底峽谷實驗的中底層，同樣逐漸增大至底層，並與流速有著良好的相關性，顯示主要還是受底層摩擦力影響；SEATS 測站 Kz 剖面的表層無連續的值，特別在 300–700 m 處幾乎為零，此段為斜溫層，溫度梯度較大，表示分層也較為明顯，不容易有紊流發生。

開放性大洋的垂直渦流擴散係數在整層深度上的變化，經過統計於 3000 m 以上 Kz 平均值為 $0.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，海底的平均值則增大為 $0.4 \sim 0.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，海底因底床摩擦力的關係，會比上層海洋的 Kz 大上兩倍之多 (Kunze et al., 2006)，本研究在南海 SEATS 測站利用 Thorpe scale 分析所計算 Kz 的垂直變化，於 3000 m 以上 Kz 平均值為 $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ，利用垂直波數能譜法 Ksh 約為 $1.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，海底 Kz 的平均值則增大為 $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

看似平靜的大洋於底部邊界層卻有如此劇烈的擾動，從浮力頻率與流切剖面(圖 5-4)，發現近底層較為弱化的深層與增強的流切作用，形成底層擴散率比表層大約十倍的現象。

5.3 內孤立波效應下的紊流混合

南海的內孤立波大部分集中在呂宋海峽與南海北部，大多由東向西傳遞，傳遞速度約從 0.5 m/sec 至 3 m/sec，由於行波速度快，現場觀測不易，再加上儀器本身的下放速度，會造成難以定義內孤立波通過的觀測，尤其在深水區測站(1)的觀測，第一次觀測時儀器下放至海底前，內孤立波早已通過，故無法以科學的立場斷定其影響，反而上收時內孤立波已通過，可將其定義為內波後的影響，在攪動過後的 Kz 剖面，發現一些有趣的現象，就是 400 m 以上的 Kz 幾乎為零，顯示混合層的擴散並不強。圖 5-5 上收時與重排過後的位密度剖面圖，表層 150 m 以上雖看得出有混合層的存在，但並不明顯，表層位密度幾乎沒有變動，這結果也顯示在圖 5-6(Thorpe 位移圖)，從 200 m 以下開始有位密度的位移變化，大多集中在中底層，位移最大為 10 m。內孤立波通過後整層海水正在逐漸回復穩定的狀態，造成紊流擴散的垂直分佈產生了變化，Kz 於表層幾乎為零，主要在 400 m 以下逐漸增大至底層，而比起下放時的 Kz 略微增高。

當非線性內孤立波傳遞至大陸斜坡，因地形淺化作用，造成內波破碎，此時伴隨著強烈的紊流擴散，使得孤立子在淺水處的消散演化顯得格外重要(Liu et al., 2004)，本研究於陸棚區的結果也可以另一個科學的觀點來量化其強烈的擴流擴散，有量測到內孤立波的 Kz

剖面從表層至中層 200 m 處，皆超過 $0.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，極值出現於 180 m 可接近 $1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，這表示內孤立波破碎後造成的紊流擴散比起南海大洋 (SEATS 測站) 大上百倍。

5.4 黑潮造成紊流擴散之空間變化

黑潮是北太平洋很強的西方邊界流，在呂宋海峽與台灣東側的寬度約有 140 km，具有高溫、高鹽、高流速及高傳輸量等特性，也是北太平洋中亞熱帶水與近北極旋渦互相交換的重要連結，尤其黑潮主流於深度 700 m 以上的分層偏弱 (Rogachev and Goryachev, 1991)，易形成垂直方向的混合。

除了 S1 測站以外，其餘五個測站表層流速 明顯受到黑潮影響，向北的最大流速都約有 60~140 cm/s，因為高流速的關係，Kz 在表層皆接近或超過 $10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ ，此值比起南海大洋表層的 Kz 可大上約十倍，因此推斷黑潮的高流速確實伴隨著強烈的紊流擴散。

圖 5-7 為 Kz 延著緯度 22°N 從台灣到蘭嶼之間斷面分佈圖，藍線則為水深線，靠近台灣的 Kz 只出現在中底層且並不大，而越是靠近蘭嶼則逐漸增大且延續的深度也增加，特別在於底層，但深度斜溫層 (200 至 600 m 之間) 幾乎為零，推測與分層較明顯有關，由水深變化

可看出靠近蘭嶼處有一深達 3000 m 的海溝存在，如此劇烈的地形變化，與 S5 和 S6 測站的底層流作用，使得這兩站底層 K_z 皆超過 $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。因此斷定黑潮流場的擴散係數於表層受到黑潮高流速的影響，產生較深海大洋強烈的混合作用，底層依然以地形影響為主，海溝與強勁的底層流作用，產生與內孤立波同量級的紊流擴散。

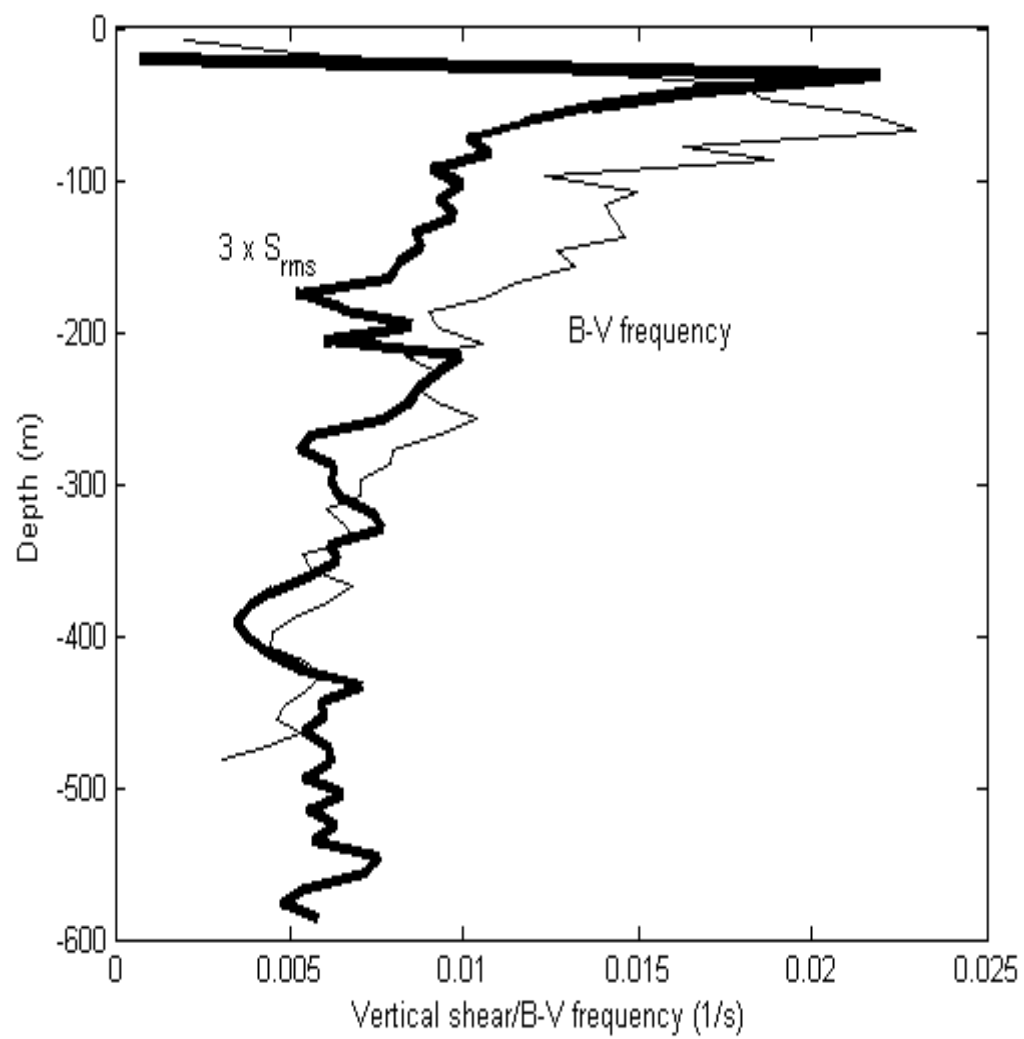


圖 5-1. 夏季高屏峽谷 A 站的流切與浮力頻率剖面圖，流切值乘以三，以方便比對。

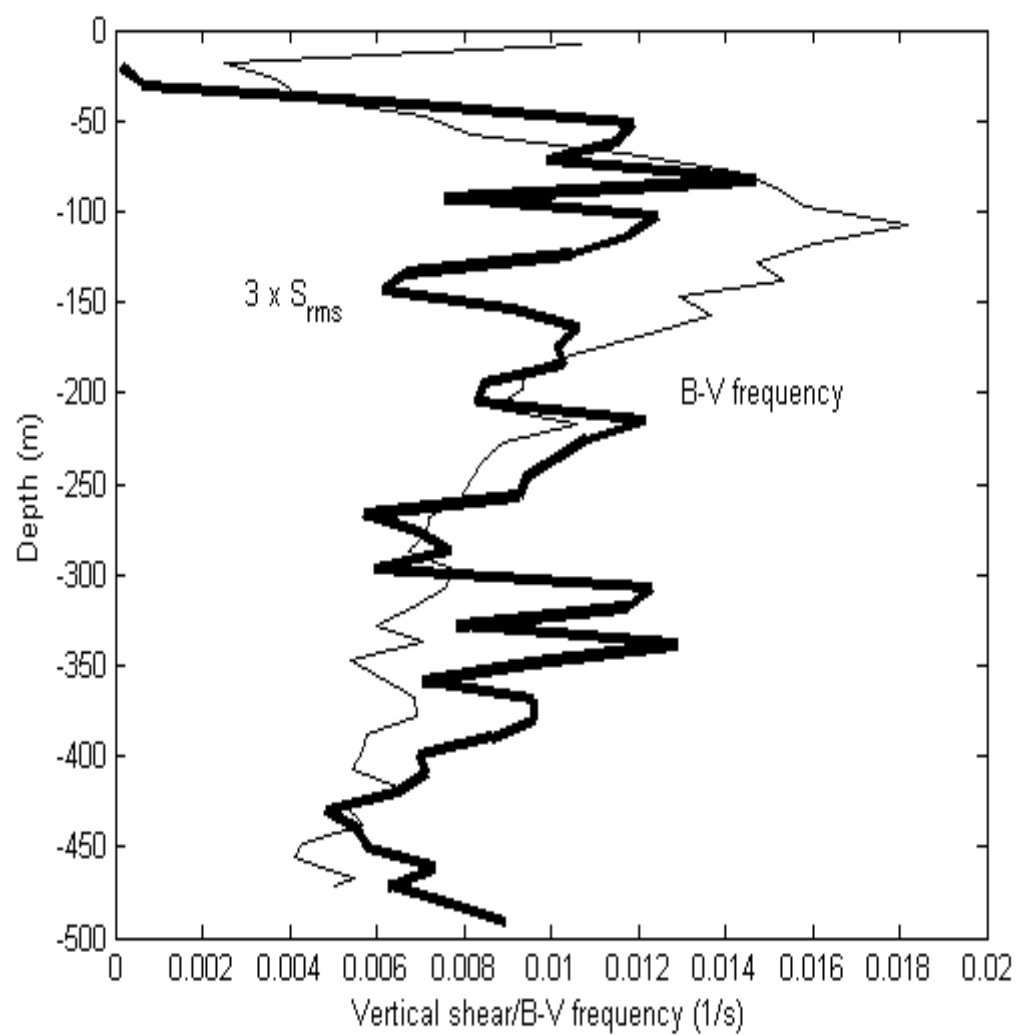


圖 5-2. 冬季高屏峽谷 A 站的流切與浮力頻率剖面圖，流切值乘以三，以方便比對。

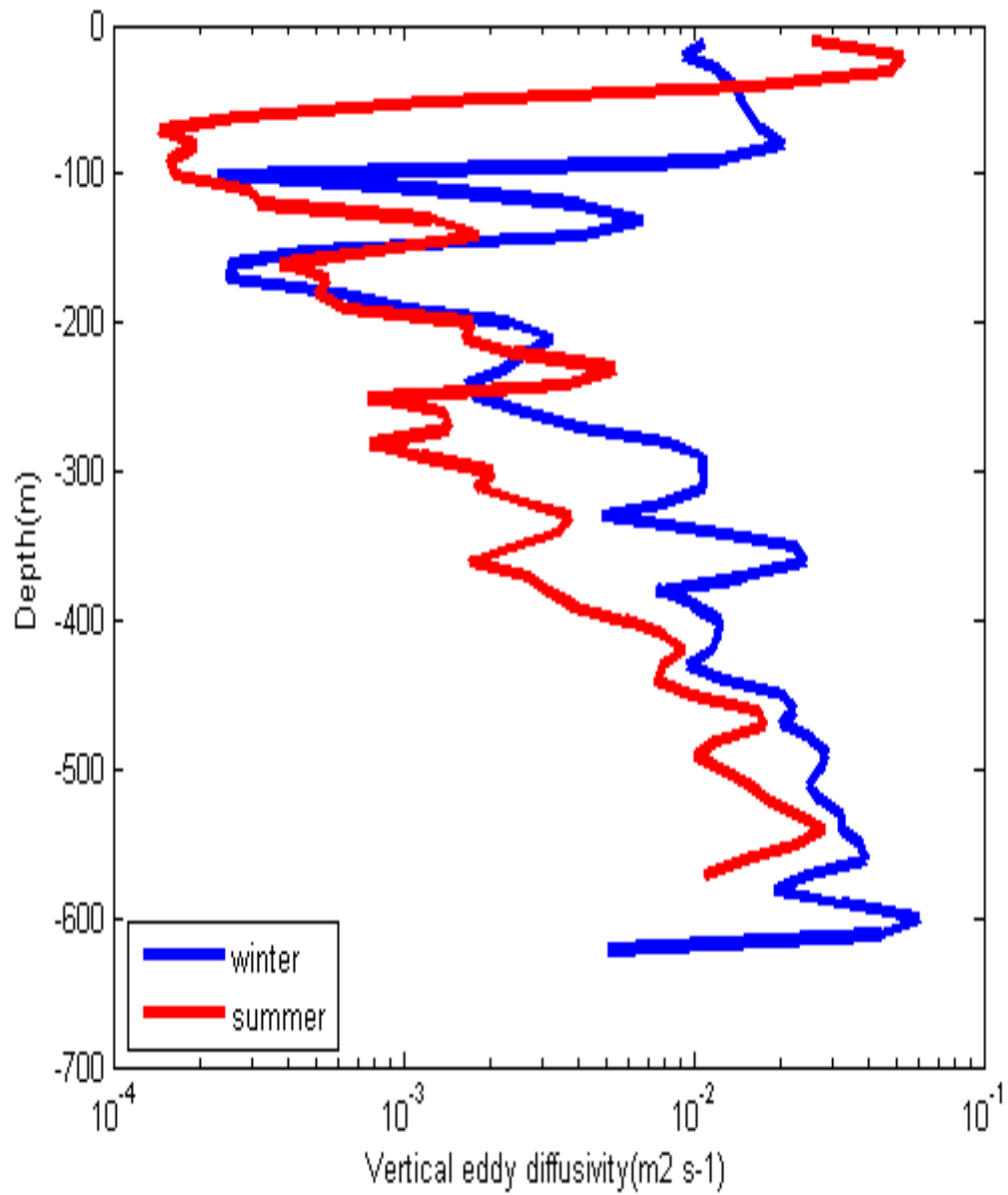


圖 5-3. 高屏峽谷內潮實驗，夏季與冬季各自利用 Thorpe scale 方法計算出的垂直渦流擴散係數 K_z 剖面圖，紅線為夏季、藍線為冬季，為各測站平均資料，採用 N 尺度為 10m。

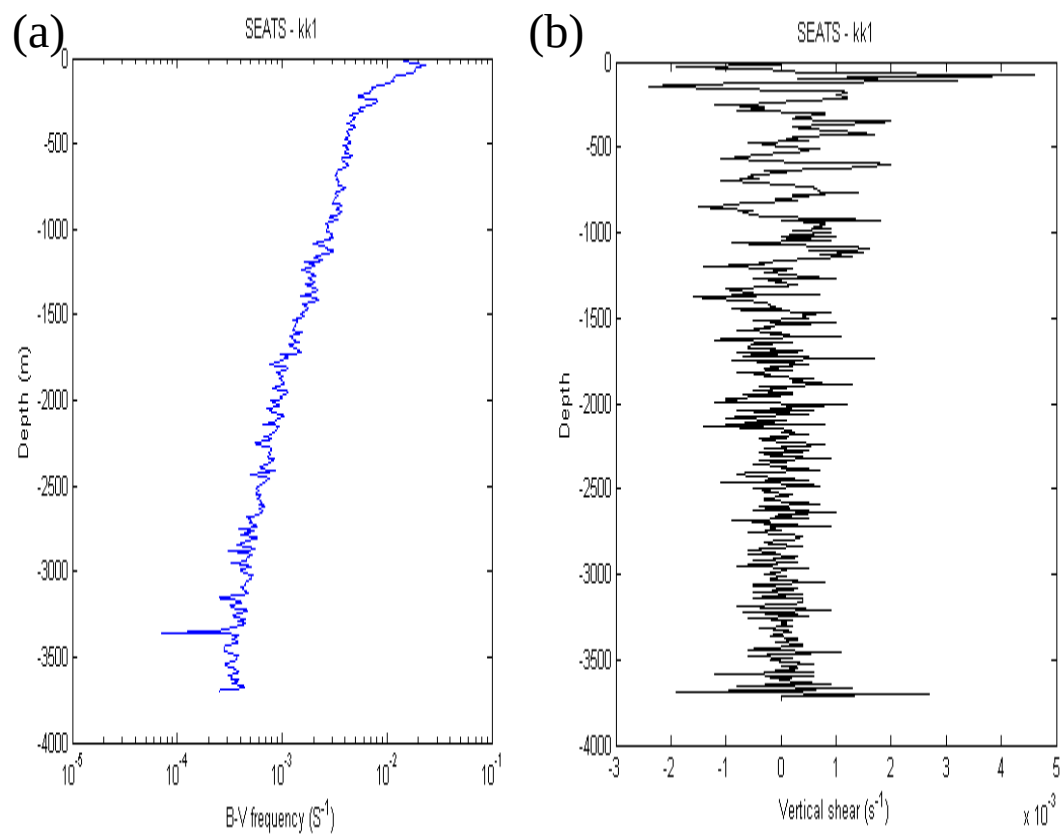


圖 5-4. SEATS 測站，(a)為浮力頻率剖面，(b)為流切剖面。

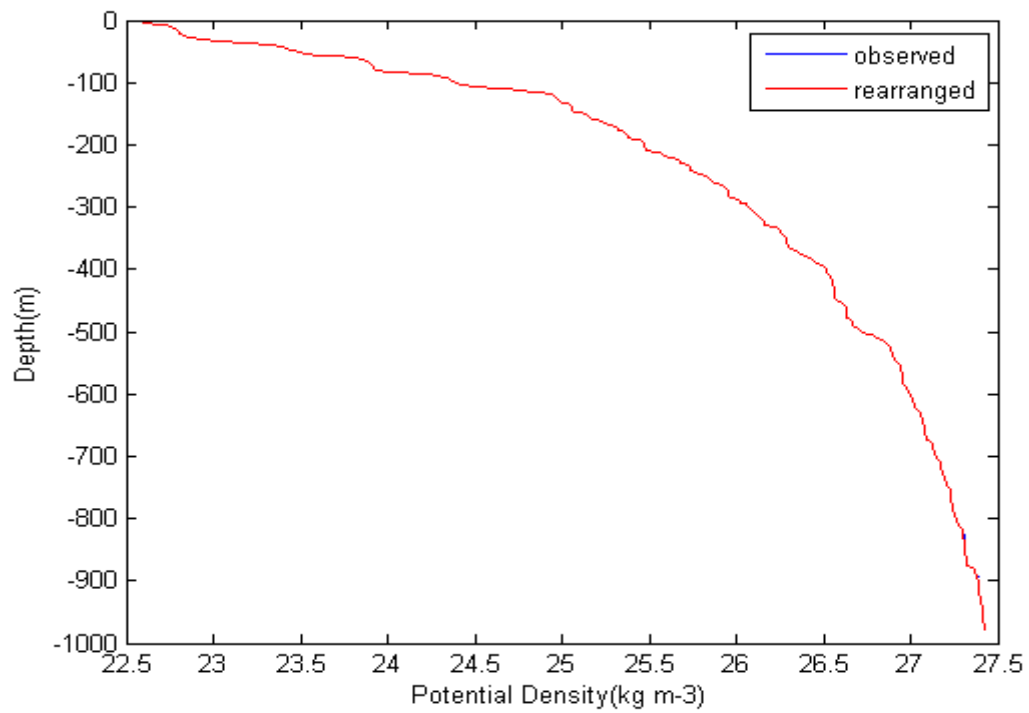


圖 5-5. 內孤立波實驗，深水區測站(1) cast 1 上收(內波後)的原始與重排後的位密度剖面圖

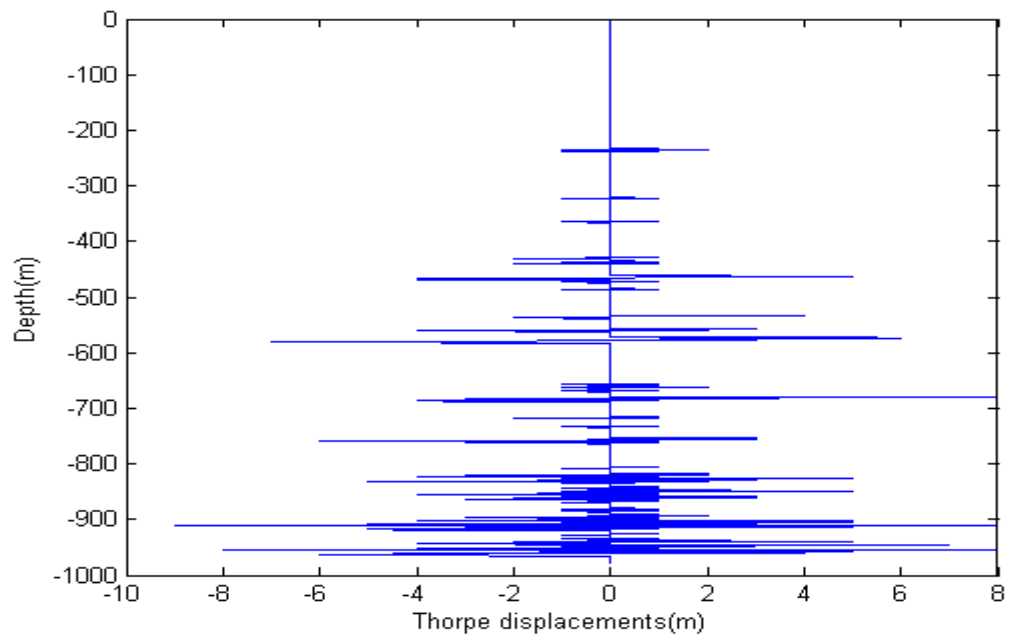


圖 5-6. 內孤立波實驗，深水區測站(1) cast 1 上收(內波後)的 Thorpe 位移剖面圖。

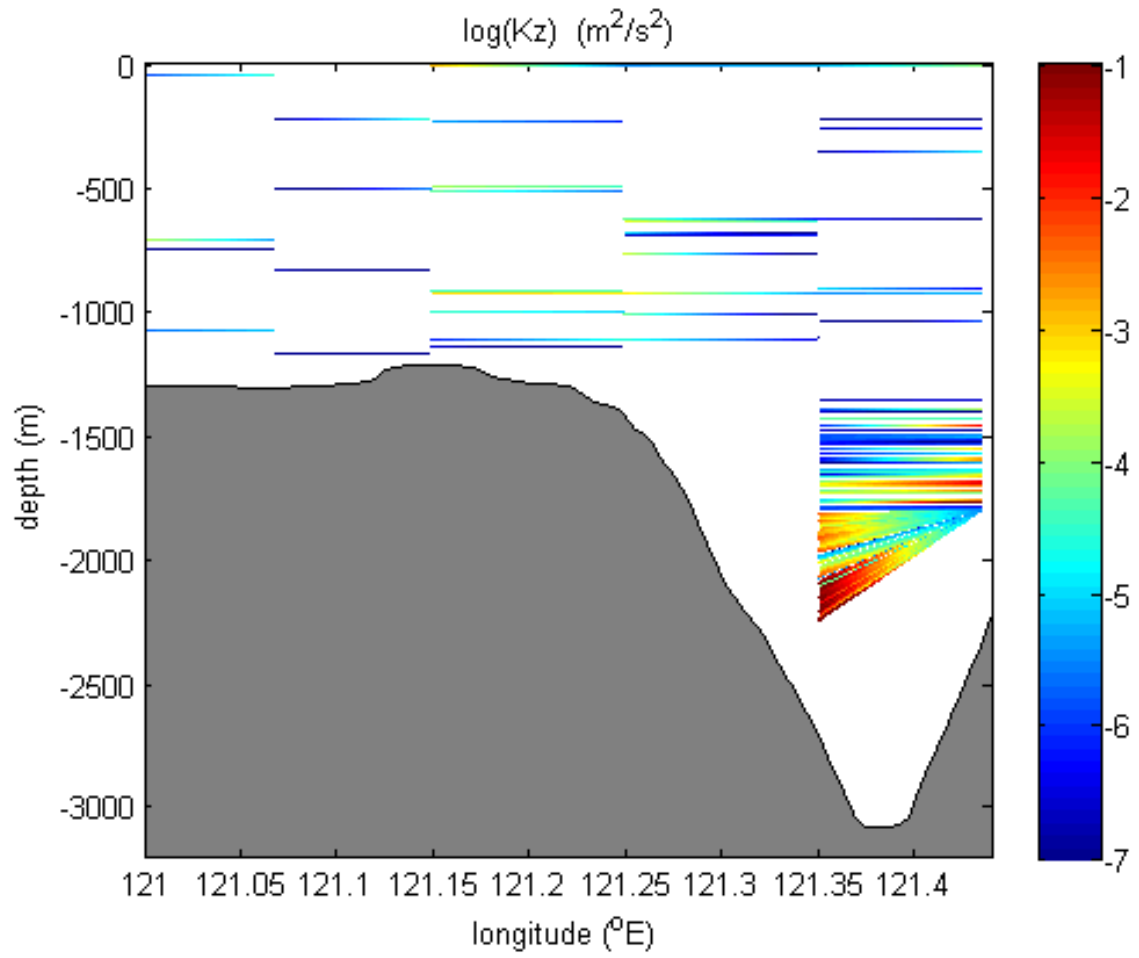


圖 5-7. Kz 延著緯度 22°N 從台灣到蘭嶼之間(121°E 至 121.45°E)斷面分佈圖，
黑線則為水深線。

六、結論

本研究探討台灣西南部的地形對擴散率的影響，並瞭解在不同的海洋環境影響之下，紊流擴散的動力參數。本研究利用下放式都普勒海流剖面儀(Lowered ADCP)及溫鹽深儀(CTD)剖面，進行小尺度的運算垂直渦流擴散係數 K_z (vertical eddy diffusivity)，主要使用 Thorpe scale 法計算 K_z ，再輔以流切的垂直波數能譜法計算 K_{sh} (內潮、SEATS 測站)，針對四種不同情況下探討影響紊流擴散特性的因素，包含峽谷地形對內潮及紊流擴散的季節變化、大洋(南海 SEATS 測站)擴散率之垂直分佈、內孤立波的強烈混合作用，以及黑潮所挾帶的紊流擴散在空間上的變化。所得的結果分別如下

(一)高屏峽谷內潮與垂直混合之季節變化

夏季(2008 年 7 月 5 日至 6 日)連續 27 小時及冬季(2008 年 12 月 12 日至 14 日)連續 40 小時於高屏峽谷的開口處觀測，結果顯示此地的內潮呈現 50 及 100 m 的垂直位移，此波動週期約為 11 和 13 小時，顯著的半日潮且上下層流速成相反的第一斜壓模流場等特性，兩個季節的流切最大之處在混合層與斜溫層交界之處，接近內潮存在的深度。

兩個季節漲潮時紊流混合的擴散率皆明顯大於退潮時期，主要是因為底層漲潮時潮流是延著谷軸逆上峽谷，等溫層往上抬升，加上增大的流速，故在底部邊界層有局部性紊流擴散增強的現象，退潮是順下峽谷同值線的位移也不如漲潮高，形成漲潮時期的紊流擴散係數比退潮時大；冬季觀測時適逢大潮，漲潮時的 K_z 超過 $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，此結果與 Lee et al. (2009) 在高屏峽谷的觀測相當符合，也遠大於蒙特利海底峽谷的紊流擴散率，推測是由於較強烈的正壓潮流速影響。冬季因混合層增厚且底層流增大，表面的混合作用也延伸到較夏季深的位置，中底層因流切不穩定，造成的紊流擴散較為強烈。

(二) 南海 SEATS 測站擴散率之垂直分佈

2008 年 5 月的聯合探測結果指出，南海 SEATS 測站 K_z 的垂直分佈，於 3000m 以上 K_z 平均值為 $3 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 K_{sh} 約為 $1.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，海底 K_z 的平均值則增大為 $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。SEATS 測站 K_z 剖面的表層無連續的值，特別在 300-700m 處幾乎為零，表示分層也較為明顯，不容易有紊流發生。

看似平靜的大洋於底部邊界層卻有如此劇烈的擾動，從浮力頻率與流切剖面，發現近底層較為弱化的深層與增強的流切作用，形成底層擴散率比表層大約十倍的現象。

(三)內孤立波挾帶的強烈混合作用與其受到陸棚淺化的效應

2007 年 5 月於南海北部完成之內波實驗結果指出，深水區在內孤立波通過後整層海水正在逐漸回復穩定的狀態，造成紊流擴散的垂直分佈產生了變化， K_z 於表層幾乎為零，顯示混合層的擴散並不明顯，主要在 400 m 以下逐漸增大至底層，比起內孤立過後半小時的混合作用確實增強許多；淺水區在內孤立波前混合作用不明顯，只集中在少數深度，但內孤立通過時受到陸棚地形影響，產生破碎後的消散作用，混合擴散明顯增強，尤其從表層至中層 200 m 處，皆超過 $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，最大值($\sim 1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)出現於 180 m 的深度。

(四)黑潮所引發的強烈混合作用於空間上的變化

2007 年 10 月之黑潮實驗，從台灣到蘭嶼之間共分成六個測站 (S1~S6)，除了 S1 測站以外，其餘五個測站表層流速，向北的最大流速都約有 60~140 cm/s，因為高流速的關係， K_z 在表層皆超過 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；靠近蘭嶼處有一深達 3000 m 的海溝存在，如此劇烈的地形變化，與 S5 和 S6 測站的底層流作用，使得這兩站底層 K_z 皆超過 $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。因此斷定黑潮流場的擴散係數於表層受到黑潮高流速的影響，顯著的強烈混合作用存在，底層的混合以地形影響為主，海溝與強勁的底層流作用，產生與內孤立波同量級的紊流擴散。

參考文獻

- 張育嘉(2000)：高屏峽谷及附近海域之流場觀測，國立中山大學海洋資源學系研究所碩士論文。
- 楊財銘(2008)：利用 Lowered ADCP 觀測蘭嶼附近的黑潮流場，國立中山大學海洋資源學系研究所碩士論文。
- 李盈槽(2009)：高屏峽谷內潮受地形及分層效應之數值模擬，國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所碩士論文。
- Cisewski, B., Strass, V.H., Prandke, H., 2005: Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic Polar Frontal Zone. *Deep-Sea Research II*, 52, 1087 - 1108.
- Dillon, T.M., 1982: Vertical overturns: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9601 - 9613.
- Galbraith, P.S., Kelley, D.E., 1996: Identifying overturns in CTD profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 688 - 702.
- Garett, C.J.R., Munk, W.H., 1975: Space-time scales of internal waves: a progress report. *Journal of Geophysical Research*, 80, 291 - 297.

- 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.
- Kunze, E., Firing, 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.
- Lee I.H., Lien R.C., Liu J.T., Chuang W.S., 2008 : Turbulent mixing
and internal tides in Gaoping (Kaoping) Submarine Canyon, Taiwan.
Journal of Marine Systems, 76, 383–389.
- Lien, R.C. and Gregg, M.C., 2001: Observations of turbulence in a
tidal beam and across a coastal ridge. *Journal of Geophysical
Research*, 106, 4575 – 4591.
- Liu A. K., Chang Y. S., Hsu M.-K., Liang N. K., 1998: Evolution of
nonlinear internal waves in the East and South China Seas.
Journal of Geophysical Research, 103, 7995 – 8008.
- Matsuno T. and Wolk F., 2005 : Observations of turbulent energy
dissipation rate in the Japan Sea. *Deep-Sea Research II*,
52, 1564 – 1579.

- Naveira Garabato, A.C., Oliver, K.I.C., Watson, A.J., 2004:
Turbulent diapycnal mixing in the Nordic seas. *Journal of Geophysical Research*, 109, C12010.
- Ozmidov, R.V., 1965: On the turbulent exchange in a stably stratified ocean. *Izvestiya Academy of Science, USSR, Atmosphere and Ocean Physics*, 1, 861 – 871.
- Park Y.H., 1986: Semidiurnal internal tides on the continental shelf off Abidjan. *Journal of Physical Oceanography*, 16, 1585 – 1592.
- Park Y.H., Fudab J.L., Duranda I., Naveira Garabato A.C., 2008:
Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Research II*, 55, 582 – 593
- Polzin, K.L., Oakey, N.S., Toole, J.M., Schmitt, R.W., 1996:
Finestructure and microstructure characteristics across the northwest Atlantic Subtropical Front. *Journal of Geophysical Research*, 14, 111 – 121.
- Polzin, K.L., Kunze, E., Hummon, J., Firing, E., 2002: The finescale response of lowered ADCP velocity profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 205 – 224.

- Rogachev, K. and Goryachev, V., 1991: Mixing in Warm-Core Rings of the Kuroshio, *Journal of Geophysical Research*, 96, 8773 – 8777.
- Thorpe, S.A., 1977: Turbulence and mixing in a Scottish Loch. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series*, 286, 125 – 181
- Visbeck, M., 2002: Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profiler: bottom track and inverse solutions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 794 – 807.
- Wang, Y.H., Lee I.H., Liu J.T., 2008: Observation of internal tidal currents in the Kaoping Canyon off southwestern Taiwan. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*, 80, 153–160.
- Yang, Y. J., Tang, T. Y., Chang, M. H., Liu, A. K., Hsu, M. K., Ramp, S. R., 2004: Solitons northeast of Tung-Sha Island during the ASIAEX pilot studies, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 29, 1182 – 1199.