

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Graduate Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

南海深層水流量之探討

The volume transport of the cold deep water  
in the South China Sea

徐偉倫

Wei-Lun Hsu

指導教授：唐存勇 博士

Advisor : Tswen-Yung Tang, Ph.D.

中華民國九十八年六月

Jun, 2009

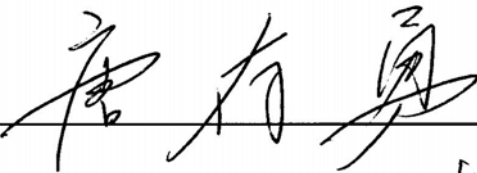

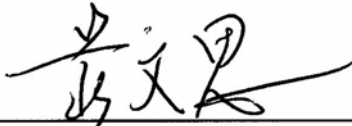

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

南海深層水之探討

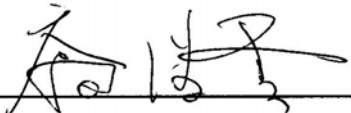
The cold deep water in the South China Sea

本論文係 徐偉倫 君 (R96241105) 在國立臺灣大學海洋  
研究所完成之碩士學位論文，於民國 98 年 6 月 10 日承下列考  
試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

唐存勇		(簽名)
(指導教授)		
王甯		
莊文思		
陳鎮東		

所長：

 (簽名)  
(是否須簽章依各院系所規定)

## 誌謝

在台大的兩年碩士生活中，一開始其實走的並不順遂，學習環境的改變以及研究領域的不同，讓我一度懷疑自己所選擇的道路是否正確？感謝家人、鴨寶寶團隊以及週遭的朋友們不吝嗇的給予關心與鼓勵，讓我不再迷惘，重拾信心，在求學的道路上繼續前進。

本論文得以順利完成，首先要萬分感謝唐存勇教授，感謝老師對於論文上的指導以及提供絕佳的研究環境，使我們在做實驗時無後顧之憂，並感謝老師在課業及研究上適時的提供建議，總是讓人有豁然開朗的感覺，令我受益良多；而老師親切的態度與幽默的談吐，更是讓整個研究團隊歡娛的氣氛增添不少，使得研究室生活不至於枯燥乏味。同時也要感謝陳鎮東老師、王胃老師以及莊文思老師對於論文上的指導與建議，使本論文的寫作能更趨完備。

在鴨寶寶團隊中，最要感謝的莫過於張雅婷學姊的細心指導，感謝學姊不辭辛勞的一步步帶著我做研究，讓從零開始的我能有今日小小的成果，真的有勞學姊的幫忙，謝謝妳！感謝張明輝學長、戴仁華學長、詹智丞學長以及方盈智學長對於研究上的大力幫助，沒有你們，不知道還會遇到多少困難，十分感謝！還要謝謝師母、大媽、詠寧姊、萱姊、瓜哥、雅嬋、于盈、柏松和宗憲在研究及生活上的支持與鼓勵，研究室有了你們，每天總是有新鮮事發生，使得研究室的歡樂指數不斷提高，為研究室的生活增添更多色彩，有你們真好！

此外，也要特別感謝台大河工幫：阿彬、尚仁、小品、明益、阿達、正昌、小周和昱臻大夥一起從海大延續到台大的革命情感，謝謝你們一路上的情意相挺。

回頭檢視自己的碩士生涯，最需要感謝的仍是父母無怨無悔的付出，支持我所做的每一個決定，成為我精神上最有力的靠山，讓我走出屬於自己的道路；而與哥哥良師兼益友的互動，更是讓我感受到家庭的歡樂與溫暖。在此僅將本論文獻給我最親愛的家人與所有關心我的朋友們，由衷的感謝各位。

## 摘要

根據海底地形量測資料顯示，在太平洋與南海 (South China Sea, SCS) 之間，在大約東經121.5 度的位置，存在兩個深水通道。此兩個深水通道推測為深層 (大於2000 公尺) 海水交換的路徑；其中，較北方的通道位於台灣的東南邊，以『D1』表示，而較南方的通道則位於呂宋海峽 (Luzon Strait) 的東邊，以『D2』表示。透過實際觀測當地海流變化發現，深層海水主要是經由『D2』通道流入南海內部，平均流量約為 $1.08 (\pm 0.32) \text{ Sv}$  ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )，而經由『D1』通道傳輸的流量由於過小 (僅約 $-0.09 \pm 0.03 \text{ Sv}$ ) 故予以忽略。根據容積守恆 (volume conservation) 原理，可藉由流入的流量估算出底部冷水的滯留時間 (residence time)，以及在水深2000 公尺等深線處的平均湧昇速度 (upwelling)。根據研究結果指出，流入的深層冷水需要花費約31~58 年的時間才能將舊有的南海海盆深層水替換完成，這與前人估算年限頗為接近；而在估算湧昇速度方面，水深2000 公尺處的湧昇速度約為 $1.10 (\pm 0.32) \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ，與透過QSCAT 風場資料 (Quick Scatterometer) 計算出的艾克曼抽送 (Ekman Pumping) 速度 ( $1.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ )，以及由氣候平均值GDEM (Generalized Digital Environmental Model) 計算出的地轉流 (Geostrophic flow) 湧昇速度 ( $0.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ) 的流速總合相比，約略近似。經由水團比對分析後發現，流入南海內部的深層海水可能是由太平洋副北極中層水 (Pacific Subarctic Intermediate Water, PSIW) 與繞極深層水 (Circumpolar Deep Water, CDW) 兩種水團所混合而成。

對於南海內部熱平衡之探討，深層冷水由『D2』通道注入南海內部的熱通量約為 $-10.5 \text{ Wm}^{-2}$ ，其值約能抵消40 % 的海表面淨熱通量 (net heat flux)，顯示其冷水的湧升現象，對於維持南海內部的強分層 (stratification) 扮演著十分重要的角色。

關鍵字：南海、深層水、流量、湧昇、滯留時間、水團、熱通量。

## Abstract

Geographically, two deep channels which are both located around 121.5°E could lead deep water exchange (>2000 m) between Pacific Ocean and South China Sea (SCS). The north one, named as D1, is located east of southern Taiwan, while the south one, named as D2, is located east of Luzon Strait. The presented current observations indicate the deep water continuously flow into the SCS through D2. The volume transport through D2 was  $1.08 \pm 0.32$  Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), while the transport through D1 was negligible. By assuming volume conservation, the inflow transport was used to estimate the residence time and vertical velocity on the 2000m isobaths. The estimated residence time in the deep SCS (>2000m) is from 31 to 58 years. The estimated vertical velocity at 2000m is  $(1.10 \pm 0.32) \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ . It is close to the sum of the mean Ekman pumping ( $1.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ) and the mean geostrophic vertical velocities ( $0.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ) which were calculated by using Quick Scatterometer (QSCAT) wind and Generalized Digital Environmental Model (GDEM), respectively. The result indicates the deep current at D2 could be a primary channel providing the cold water into SCS. Examined the historical hydrography around SCS, the origination of SCS deep water could be mainly mixed by the water mass of Circumpolar Deep Water (CDW) and the water mass of Pacific Subarctic Intermediate Water (PSIW).

Heat flux through D2 channel was also calculated. It could be balanced for 40% of net heat flux on sea surface. The result was implied that the upwelling at deep SCS as well as intermediated depths could be important for maintaining strong stratification and energetic internal motion in the SCS.

Key Words: South China Sea, deep water, volume transport, residence time, water mass, heat flux, upwelling.

# 目錄

目錄.....	i
圖目錄.....	ii
表目錄.....	iii
第一章、緒論.....	1
第二章、資料分析與結果.....	5
2.1 現場工作.....	5
2.2 錨碇觀測資料.....	7
2.3 流量傳輸.....	9
2.4 湧昇流的探討.....	12
第三章、討論.....	29
第四章、結論.....	37
參考文獻.....	40



## 圖目錄

圖 2.1.1: 南海地形示意圖.....	18
圖 2.1.2: 錨碇 D1 配置圖.....	19
圖 2.1.3: 錨碇 D2 配置圖.....	20
圖 2.2.1: 流速儀量測東西方向流速與南北方向流速之能譜分析圖.....	21
圖 2.2.2: 流速儀所在深度隨時間變化圖.....	22
圖 2.2.3: (a) 量測海溫經過 15 天低頻過濾後之時間序列圖; (b) 量測海流之東西方向流速經過 15 天低頻過濾後之時間序列圖; (c) 量測海流之南北方向流速經過 15 天低頻過濾後之時間序列圖.....	23
圖 2.2.4: (a) D1U 量測之海流累進向量圖; (b) D1D 量測之海流累進向量圖; (c) D2U 量測之海流累進向量圖; (d) D2D 量測之海流累進向量圖.....	24
圖 2.2.5: 流速觀測的座標軸轉換示意圖.....	25
圖 2.2.6: (a) 量測海流流速經過座標軸轉換以及 15 天低頻過濾後, 沿著通道走向之時間序列圖; (b) 流量傳輸沿著其通道走向之時間序列圖; (c) 海流流向與當地通道所夾角度之時間序列圖.....	26
圖 2.3: (a) D1 通道處的地形剖面圖; (b) D2 通道處的地形剖面圖.....	27
圖 3.1.1: CTD 水文觀測點位分布圖.....	33
圖 3.1.2: (a) 南海深層海水之溫鹽圖; (b) 南海深層海水與 Emery (2001) 所定義水團的比對結果.....	34
圖 3.1.3: 南海平均溫度場分布圖.....	35

## 表目錄

表 2.3: 與前人對於南海深層冷水滯留時間估算研究的比較.....	28
表 3.1: 全球海洋各水團的溫鹽特性.....	36





## 第一章、緒論

南中國海，又稱為南海 (South China Sea, SCS)，根據國際水文組織 (International Hydrographic Organization, IHO) 對於南海的定義，其地理位置橫跨熱帶與亞熱帶區域，範圍約介於南緯 3 度至北緯 25 度，東經 99 度至東經 122 度之間；整個南海幾乎都被大陸、半島以及島嶼所包圍，東邊有菲律賓群島，西邊有中南半島 (Indochina)，南邊有婆羅洲 (Borneo) 以及蘇門達臘島 (Sumatra)，北邊則有台灣以及中國大陸。南海面積約為 350 萬平方公里，是東南亞最大的邊緣海，也是世界上僅次於澳大利亞東北方的珊瑚海 (Coral Sea)，以及阿拉伯半島與印度半島之間的阿拉伯海 (Arabian Sea)，全球第三大的邊緣海。

南海當地水深在中央處較深，並朝向四周邊緣逐漸變淺，水深最深處可達 5000 多公尺，平均水深則約為 1200 多公尺，為一個半封閉的海盆；中海盆東半部為深水海域，大部份水深皆超過 3600 公尺，當地陸棚狹窄，主要是透過海峽與外海連結，有呂宋海峽 (Luzon Strait) 與北太平洋相連，以及民多羅海峽 (Mindoro Strait) 和巴拉巴克海峽 (Balabac Strait) 與蘇祿海 (Sulu Sea) 相連，海盆西半部則為廣闊的大陸棚，寬幅約介於 200 公里至 300 公里之間。在海盆南邊有麻六甲海峽 (Strait of Malacca) 與印度洋相連，並有卡里馬塔海峽 (Karimata Strait) 與爪哇海 (Java Sea) 相連，海盆北邊也有臺灣海峽與東海 (East China Sea) 相連，雖然連接週遭海域的通道眾多，但大多為水深較淺或海峽寬度較狹窄的通道，使得南海與周圍海水並無太顯著的交換，只有位在台灣與菲律賓呂宋島之間的呂宋海峽是唯一水深較深且寬度較開闊的通道 (Wyrcki, 1961)。

呂宋海峽東接太平洋，西通南海海盆，是由臺灣與巴丹群島 (Batan Islands) 之間的巴士海峽 (Bashi Channel)、巴丹群島與巴布延群島

(Babuyan Islands)之間的巴林塘海峽 (Balintang Channel)，以及巴布延群島和呂宋島之間的巴布延海峽 (Babuyan Channel)所組成。海峽南北方向長度約為 400 公里，底部地形起伏變化甚大，當地水深在中央處較深，最深可達 4500 多公尺，並朝向南北兩端逐漸變淺；在東西方向的部分，兩端皆為寬廣的深水海域，東邊的西菲律賓海盆平均約有 5000 多公尺深，西邊的南海海盆也約有 4000 多公尺深，是南海與太平洋海水交換的主要路徑。

梁 (2002) 分析三組施放於南海中的表面海氣觀測浮球 (Automated Temperature Line Acquisition System, ATLAS) 資料，其結果指出南海海域的分層 (stratification) 現象非常明顯，其內部有各種尺度的內運動 (internal motion) 產生；而近年來的研究亦指出，南海是內波 (internal wave) 活躍的海域 (Alford, 2003; Duda *et al.*, 2004; Ramp *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2004; Fang, 2007)。內波為一海洋現象，常見於分層明顯的近岸海域以及峽灣海域 (Fu and Holt, 1982)，當內波淺化變形時可能會產生海水翻轉 (overturning) 現象，這種海水混合的過程會減弱海水的分層 (Helfrich *et al.*, 1986)。Kallberg *et al.* (2005) 分析歐洲中尺度氣候預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 的 ERA-40 (ECMWF Reanalysis. 40yrs) 資料指出，南海當地的年平均海表面淨熱通量 (net heat flux) 為一正值。理論上，當源自太陽的熱量持續向海洋中輸入，藉由熱傳導、熱擴散效應，將熱能往海盆底部傳遞，假設沒有任何冷源注入的情況，南海內部將逐漸變暖，加上南海中的內波現象為終年活躍，最終將造成分層減弱而消失；然而，南海海域的分層現象非常明顯 (梁, 2002)，為維持熱平衡及強分層，推論其周圍海域必有冷水源注入。

早期對於流入南海內的冷水源研究，Chu (1972) 認為由於南海在 2000 公尺深處的海水溫度可低至 2.5 °C，如此低溫的海水並不是其周圍水深較淺的海峽所能夠提供的，因此流入南海的深層冷水除了經由呂宋海峽之

外，無法透過台灣海峽或是其他沿著呂宋島弧 (Luzon Arc) 分布的海峽入侵；Nitani (1972) 與 Gong *et al.* (1992) 對南海水進行水團特性分析後指出，南海內部在水深超過 2000 公尺之後的水團特性，與呂宋海峽東側的太平洋深層海水性質相同。綜合上述觀點，推論以太平洋深層海域可能為一冷水源，透過呂宋海峽將其深層處較冷的海水注入南海海盆，是維持當地熱平衡及海水分層現象的原因之一。

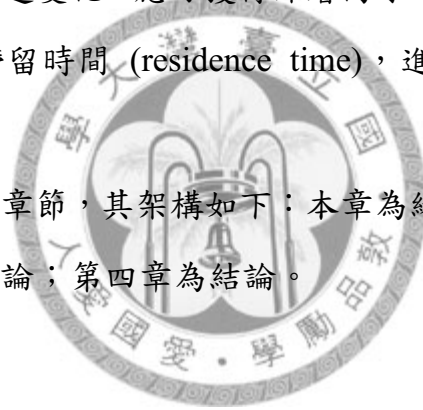
關於呂宋海峽附近的深層水研究，Wang (1986) 透過分析水文觀測資料指出，當海流經由呂宋海峽進入南海後，由於地轉效應，流會沿著等深線流動，在南海北部形成一個逆時針旋轉的底層冷心 (cold-core) 環流，並根據理論解析 (Stommel Theory) 估算出呂宋海峽水深 1500 公尺以下區域的流量，約為 0.7 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )。Liu and Liu (1988) 透過一佈放於巴士海峽深處旋轉式流速儀，量測深度為 2000~2700 公尺，在經過約 82 天的觀測後指出，巴士海峽水深 2000 公尺以下區域的海流平均流速約為  $0.14 \text{ ms}^{-1}$ ，流向為向西，流量則約為 1.2 Sv，但其未陳述此是否為唯一的輸送管道。Han *et al.* (1994) 藉由研究南海內部的氧氣濃度消耗量，估算出約有 0.67 Sv 的流量，自呂宋海峽水深 2000 公尺以下的區域流入南海。Chen *et al.* (2001) 利用水量及鹽度的質量平衡原理，研究南海海水交換的情形，進而估算出呂宋海峽水深 1350 公尺以下區域的流量，約為 1.2 Sv。林 (2000) 以二維數值模式 (Reduced Gravity Model) 與佈放於呂宋海峽和南海北部的流速儀資料相比較指出，當海流進入南海後，流速強的區域會較偏向海盆中央，其中又以海盆西半邊的流速大於東半邊的流速，並估算出約有 4 Sv 的流量，自呂宋海峽水深 1500 公尺以下的區域流入南海。Qu *et al.* (2006) 結合水文觀測資料與理論解析 (Hydraulic Theory)，估算出呂宋海峽水深 1500 公尺以下區域的流量，約為 2.5 Sv。

綜合上述對於呂宋海峽流量估算的研究可發現，雖然利用不同的資料來

源與分析方法，導致流量最大值 (4 個 Sv)與最小值之間 (0.67 個 Sv)差異頗大，但流量變化皆為流入南海海盆，顯示出一股穩定的深層海流，由太平洋通過呂宋海峽注入南海。

由於南海為近似封閉的海盆，其對外連接之通道以呂宋海峽為最深且廣闊，而目前海洋學界對於南海與太平洋之間的深層海水交換研究，大都侷限於水團性質研究，鮮少進行直接量測，故本研究即以呂宋海峽做為深層海水交換的路徑，探討冷水經由呂宋海峽注入南海深層區域的流量，了解深層冷水流入南海的情形，作為研究南海分層現象的基礎。透過歷史水深資料得知，在呂宋海峽附近只有少數幾個深水通道；因此，可利用少數幾個深海流速儀觀測這些通道的流速變化，應可獲得深層海水的流通量，並估算出南海深層水之湧昇速度與滯留時間 (residence time)，進而討論其對熱平衡之影響。

本論文共分成四個章節，其架構如下：本章為緒論；第二章為資料的分析與結果；第三章為討論；第四章為結論。



## 第二章、資料分析與結果

### 2.1 現場工作

根據前人研究結果顯示，南海在 2000 公尺深處的深層冷水除了經由呂宋海峽之外，無法透過其他海峽入侵南海 (Chu, 1972)；Nitani (1972)與 Gong *et al.* (1992)皆指出南海內部在水深超過 2000 公尺之後的水團特性，與呂宋海峽東側的太平洋深層海水性質相同。綜合上述論點，在本研究中即將水深 2000 公尺以下的部份定義為深層冷水。為有效量測深層冷水注入南海的流量，需找出冷水進入南海的主要路徑，透過國科會海洋學門海洋資料庫 (Ocean Data Bank, National Science Council, Taiwan)所提供的南海海域海底地形資料 (South China Sea Bathymetry Dataset V1.3, SCSBDv1.3, NCOR/ODB, 1999)顯示，南海在沿著水深 2000 公尺等深線的區域描繪，為一近似封閉的輪廓，只有在呂宋海峽東方與太平洋相連處，大約在東經 121.5 度的位置，存在有兩個深水通道，如圖 2.1.1 所示，其資料的來源主要是透過台灣附近海域數值海底地形資料組 (Taiwan Digital Bathymetry Model Version 6, TaiDBMV6, NCOR/ODB, 1998)、全球陸地與海底地形資料組 (Measured & Estimated from gravity data derived from satellite altimetry and shipboard depth soundings, MESTv6.2, Smith and Sandwell, 1997)、全球 5'×5' 陸地與海底地形資料組 (ETOPO5 5-minute gridded elevation data, ETOPO5, NOAA/NGDC, 1988)、美國國家地球物理資料中心 (National Geophysical Data Center, NGDC)，以及國內三艘海洋研究船 (海研一號、二號、三號)收集的各式水深資料所整編而成。資料組的範圍是由北緯 2 度至北緯 26 度，東經 105 度至東經 122 度，涵括了大部份的南海海域，其中網格化資料點距為 1 弧分一點，總計共有 1021×1441 個資料點位。

圖 2.1.1 中較北方的通道位於台灣的東南邊，通道走向為東西方向，通

道寬度約為 10 公里，當地水深由東邊朝向西邊逐漸變淺，在圖上以『D1』表示；而較南方的通道則位於呂宋海峽的東邊，通道走向為東北—西南向，通道寬度約為 15 公里，當地水深在中央處較深，並朝向四周邊緣逐漸變淺，在圖上以『D2』表示。假設南海與太平洋在水深 2000 公尺以下的區域確實存在有深層海水的交換現象，其必然經由這兩個深水通道進行流通，而流入量的多寡關係著底層冷水向上湧昇的速度，影響海中分層現象之變化，故正確估計深層冷水的輸入，為本研究首要探討的現象。

本研究分別針對 D1、D2 此唯二與外海盆有深層（大於 2000 公尺）海水流通處，施放兩組流速儀錨碇 D1（東經 121.4493 度，北緯 22.409 度）、D2（東經 121.6795 度，北緯 21.11 度）進行海流觀測，探討其流場變化，以估算 2000 公尺深度以下之低溫冷水如何流入或流出南海的輸送量；錨碇施放所處的兩通道，皆為不需提出特殊申請之航行海域，因此作業上並無經濟海域糾紛的問題。D1 錨碇之配置如圖 2.1.2 所示，錨碇深度為 2980 公尺，錨碇基本設計為量測水深 2000 公尺以下之流場與溫度，量測流速、流向之儀器為 Aanderaa Instruments 公司所製造的 three ducted paddlewheel recording current meters (RCMs) 流速儀，儀器上並裝有溫度、導電度以及壓力感應器，可同時記錄連續流速、流向，以及溫度、鹽度和壓力隨著時間的變化，其預計量測深度分別為 2100 公尺與 2550 公尺，在 RCMs 流速儀下方 1 公尺處，則各有掛載一個 SeaBird 公司製造的 SBE39 溫度計，可同時記錄溫度隨時間的變化情形；D2 錨碇之配置與 D1 相同，如圖 2.1.3 所示，錨碇深度為 2750 公尺，因錨碇地點深度不同，而錨碇長度亦有所不同。

錨碇 D1 的施放時間為 2007 年 7 月，錨碇 D2 的施放時間則為 2007 年 4 月，並皆於 2008 年 1 月回收。在儀器設定上 RCMs 流速儀為每十分鐘記載一筆資料，SBE39 溫度計則為每兩分鐘記載一筆資料，其中位於錨碇 D2 下方的 RCMs 流速儀由於電力不足，資料只記錄至 2007 年 12 月

19 日，而其下方的 SBE39 溫度計，也在回收後發現故障沒有記錄資料，因此本研究所使用的觀測資料為錨碇 D1 的兩支 RCMs 流速儀、兩支 SBE39 溫度計，以及錨碇 D2 上方的 RCMs 流速儀、SBE39 溫度計與錨碇 D2 下方記錄至 2007 年 12 月 19 日的 RCMs 流速儀。

## 2.2 錨碇觀測資料

根據前人研究指出，南海海域中充斥著許多高頻率運動，如內波、內潮 (internal tide) 等，且其振幅變化均極大 (Duda *et al.*, 2004; Ramp *et al.*, 2004; 梁, 2002)。圖 2.2.1 即為四支 RCMs 流速儀各別量測東西方向流速與南北方向流速之能譜分析圖，顯示當地海流主要皆以潮汐運動之全日潮與半日潮為主，其中 D1U 為錨碇 D1 位於上方之流速儀 (後稱為錨碇 D1 上方流速儀，D1U)，其平衡位置約為 2700 公尺，D1D 則為錨碇 D1 位於下方之流速儀 (後稱為錨碇 D1 下方流速儀，D1D)，其平衡位置約為 2950 公尺；D2U 與 D2D 分別代表在錨碇 D2 中，位於上方之流速儀 (後稱為錨碇 D2 上方流速儀，D2U) 與下方之流速儀 (後稱為錨碇 D2 下方流速儀，D2D)，其平衡位置分別約為 2100 公尺與 2650 公尺。於本研究中，所要探討的是在較低頻率運動的變化，故當地潮汐運動所造成的影響，必須先濾除，因此所有錨碇量測資料將進行 15 天的低頻過濾 (low-pass filtered) 後，再做進一步的分析。透過 RCMs 流速儀上裝設的壓力感應器，可得知四支流速儀所處深度隨時間之變化，其經過 15 天低頻過濾後的壓力資料顯示 (如圖 2.2.2)，D1U、D1D 以及 D2D 三支 RCMs 流速儀所處位置的垂直變化皆小於 25 公尺，而 D2U 處的垂直變化則在 100 公尺以內，變化幅度較大，應與所觀測深度處的海流強度有關。

關於 SBE39 溫度計所量測到的海水溫度資料，圖 2.2.3-(a) 即為溫度資料經過 15 天低頻過濾後之時間序列，其中 D1U 處的平均溫度約為

1.697 °C，D1D 處則約為 1.640 °C，顯示深度由 D1U 處增加至 D1D 處後，海水溫度會下降 0.057 °C；在溫度隨時間變化方面，D1U 與 D1D 記錄到的溫度變化趨勢相近，溫度最高值皆發生在 2007 年 11 月，最低值則在 2008 年 1 月被觀測到。在錨碇 D2 處，由於觀測深度較 D1 處來得淺，故量測出來的溫度也較 D1 處來得高，在 D2U 處的平均溫度約為 2.173 °C，D2D 處則約為 1.980 °C，其中 D2D 處的溫度資料是改以 RCMs 流速儀所量測的結果做分析；結果顯示深度由 D2U 處增加至 D2D 處後，海水溫度會下降 0.193 °C；在 2007 年 6~7 月以及 9~10 月間，D2U 及 D2D 均記錄到較大幅度的溫度變化，整體變化幅度也較錨碇 D1 處來得明顯許多。

在流速觀測方面，東西方向流速 (U)與南北方向流速 (V)資料經過 15 天低頻過濾後之時間序列分別如圖 2.2.3-(b)、(c)所示，其中 D1U 處的平均速率約為  $0.74 \times 10^{-2}$  m/s，D1D 處則約為  $3.91 \times 10^{-2}$  m/s，當深度由 D1U 處增加至 D1D 處後，海流的平均速率增加了許多 (約  $3.17 \times 10^{-2}$  ms<sup>-1</sup>)；而在錨碇 D2 方面，U、V 方向的流速皆明顯比錨碇 D1 處來得強，其中 V 方向的流速又比 U 方向的流速強，在 D2U 處的平均速率約為  $14.38 \times 10^{-2}$  ms<sup>-1</sup>，D2D 處則約為  $12.73 \times 10^{-2}$  ms<sup>-1</sup>，當深度由 D2U 處增加至 D2D 處後，海流的平均速率減少了約  $1.65 \times 10^{-2}$  ms<sup>-1</sup>，其流速變化趨勢與錨碇 D1 處相反，越往底部流速越弱。

藉由海流累進向量圖 (Progressive Vector Diagram，以下簡稱 PVD 圖，如圖 2.2.4)可發現，D1U 處之平均流向朝東，因平均流速很小，故量測期間 (六個月)之累進距離亦很短 (少於 200 公里)；而在 D1D 處則顯示其平均流向為東北，於六個月量測期間內之累進距離約為 700 公里，約為 D1U 處之累進距離之四倍。在錨碇 D2 處，D2U 與 D2D 的平均流向顯示同為西南向，與錨碇 D1 處流向相反，其中 D2U 的平均流速在量測期間 (十個月)之累進距離則可達 3100 公里，而 D2D 在量測近九個月之累進距離則約為



3000 公里，顯示錨碇 D1 處的海流明顯較錨碇 D2 處來得弱許多，且在流向上，錨碇 D1 處為流出南海，錨碇 D2 處則為流入南海。

為了更明確的探討兩深水通道處，海水流進或流出南海的趨勢，將流速觀測的座標軸改以平行於當地通道處的主軸 (Y 軸)，以及垂直於當地通道處的副軸 (X 軸) 來表示之 (如圖 2.2.5)，其中 D1 通道處的走向為以正北為零順時針旋轉 80 度，因此將錨碇 D1 處的座標軸改為逆時針旋轉 100 度；而在 D2 通道的部份，通道走向為以正北為零順時針旋轉 45 度，故將錨碇 D2 處的座標軸改為逆時針旋轉 135 度。在主軸的表示上，以正值為流入南海海盆，負值則為流出南海海盆。兩深水通道處海流在經過 15 天的低頻過濾後之主軸方向時間序列如圖 2.2.6-(a) 所示，其中 D1U 與 D1D 顯示的流速皆為負值，並較 D2U 與 D2D 來得微弱許多，流向方面，D1U 處與當地通道夾了約 -170 度角 (以主軸為零，順時針旋轉)，D1D 處則與當地通道夾了約 120~150 度角 (如圖 2.2.6-(c))，皆為流出南海海盆；雖然在 D1 通道處的海流流向並不是沿著其通道的方向流動，但就整體的流速而言，還是比 D2 通道處來得小。

在錨碇 D2 方面，當地海流流向近乎沿著當地通道流入南海，即 D2U 與 D2D 在主軸上的流速皆為正值，其中 D2U 的流速變化幅度較大，最小值為  $0.13 \times 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ，最大值則可達  $30.10 \times 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ，而 D2D 則具有與 D2U 相同的變化趨勢，但變化幅度較小，約介於  $9.48 \times 10^{-2} \sim 16.80 \times 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$  之間。綜合上述分析結果，錨碇 D2 處的流速較錨碇 D1 處為大，且流向上為流入南海，與錨碇 D1 處相反，可推論在呂宋海峽東邊的 D2 通道應為太平洋深層冷水流入南海海盆的主要路徑。

### 2.3 流量傳輸

在 D1 通道處的走向為以正北為零順時針旋轉 80 度，D2 通道處則為

以正北為零順時針旋轉 45 度，故於錨碇 D1、D2 施放的點位處，各定義一垂直其通道走向的剖面 (如圖 2.2.5)，藉以估算深層海水進入南海海盆的流量。在該剖面面積的計算上，係由國科會海洋學門海洋資料庫提供的南海海域海底地形資料所求得，估算方式為將定義範圍內所有點位深於 2000 公尺後的數值加總，再乘上 1'×1' 的網格面積即可求得。在本研究中，對於一經度與一緯度的弧長皆以 111000 公尺做計算，其中 D1 通道處水深 2000 公尺以下的剖面面積約為  $6.30 \times 10^6$  平方公尺，地形剖面如圖 2.3-(a) 所示，為一深且窄的地形趨勢，深度最深可達 3300 公尺；而 D2 通道處的地形趨勢則較 D1 通道處來得寬且淺 (如圖 2.3-(b))，其水深 2000 公尺以下的剖面面積約為  $8.11 \times 10^6$  平方公尺。兩通道處流量的計算，主要是依據各錨碇中流速儀觀測深度的不同，先將水深 2000 公尺以下的區域分成上下兩部份，再利用積分均值定理做估算，其流量的計算方程式 (2.3 式) 可表示如下：

$$\begin{aligned}
 Vol &= \int_{b_1}^{b_2} \int_{2000}^{d_m} \int_{2000}^{d_m} V(y) dy dz dx + \int_{b_1}^{b_2} \int_{d_m}^{bottom} \int_{d_m}^{bottom} V(y) dy dz dx \\
 &= V_U \int_{b_1}^{b_2} \int_{2000}^{d_m} dz dx + V_D \int_{b_1}^{b_2} \int_{d_m}^{bottom} dz dx
 \end{aligned} \tag{2.3}$$

上式中的  $Vol$  即為通道流量 ( $m^3 s^{-1}$ )， $V$  為通道流速 ( $ms^{-1}$ )，其中  $V_U$  與  $V_D$  分別代表上方流速儀以及下方流速儀在主軸方向上的流速 ( $ms^{-1}$ )， $x$  為通道的寬度 (m)， $y$  與  $z$  為水深 (m)，以向下為正， $b_1$  與  $b_2$  為通道左右兩側邊界的經緯度， $d_m$  為上方流速儀與下方流速儀所觀測深度的平均 (m)，在錨碇 D1 處為 2837 公尺，錨碇 D2 處為 2479 公尺。

估算出的流量在沿著其通道走向傳輸之時間序列中 (如圖 2.2.6-(b))，D2 通道處的平均流量 (4~12 月) 約為  $1.08 \pm 0.32$  Sv，其分別在 2007 年 6~7 月以及 9~10 月間，記錄到兩次較大幅度的流量變化；而在 D1 通道處，其流量變化則明顯小於 D2 通道，平均流量 (8~1 月) 僅約為

-0.09±0.03 Sv，顯示透過 D1 通道流出南海的流量十分微小，且量值比起 D2 通道處的流量小一個量級 (order) 以上，故本研究中，D1 通道處的流量對於南海內部的影響皆略而不計，以 D2 通道處的流量做為深層海水注入南海海盆的主要源頭。

假定流量的傳輸維持容積守恆，可藉由流入的流量估算出在南海海盆水深 2000 公尺等深線處的湧昇速度，以及其底部冷水的滯留時間。透過南海海域海底地形資料，可先估算出南海海盆於水深 2000 公尺處的海水截面積，估算方法為將資料組所涵蓋範圍內 (北緯 2 度至北緯 26 度，東經 105 度至東經 122 度) 所有水深深於 2000 公尺的資料點位標示出來，並扣除蘇祿海所涵蓋的區域，其標示出的點位數總和再乘上 1'×1' 的網格面積，即可求得該截面積約為  $9.86 \times 10^{11}$  平方公尺。再將 D2 通道處的流量與估算出的截面積相除，即可得到南海海盆海水於水深 2000 公尺處的湧昇速度約為  $(1.10 \pm 0.32) \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ 。

而在滯留時間的估算方面，首先需要先推算出南海海盆水深 2000 公尺以下的海水體積，海水體積的計算係由南海海域海底地形資料所求得，計算出的結果約為  $1.38 \times 10^{15}$  立方公尺，將其體積與 D2 通道處的流量相除，即可推估出深層水在注入南海海盆後，若無任何海水混合過程發生，藉由湧升的過程，需要花費約 31~58 年的時間才能將舊有的南海海盆底層水替換完成。

在與前人對於南海深層冷水滯留時間估算研究的比較中 (如表 2.3)，Chen and Huang (1995) 利用水量及鹽度的質量平衡原理，研究南海海水交換的情形，進而估算出南海海盆水深 1350 公尺以下的海水滯留時間約為 40 年；林 (2000) 以二維數值模式與佈放於呂宋海峽和南海北部的流速儀資料相比較指出，南海海盆水深 1500 公尺以下的海水滯留時間約為 30 年；Qu *et al.* (2006) 使用水文觀測資料與理論解析作結合，估算出南海海盆水深

1500 公尺以下的海水滯留時間應少於 30 年；Gong *et al.* (1992)依據水文化學方面的研究以及佈放於呂宋海峽的流速儀資料指出，呂宋海峽水深 2000 公尺以下區域的海水滯留時間約為 40~115 年；Chao *et al.* (1996)利用三維數值模式 (Climatology-Driven Circulation Model)進行南海底層環流的數值模擬，估算出南海海盆水深 2000 公尺以下的海水滯留時間約為 45~83 年；顯示本研究所估算出滯留時間的結果 (31~58 年)與上述估算年限皆頗為接近，並進一步指出呂宋海峽東邊的 D2 通道為太平洋 2000 公尺以下之深層海水流入南海海盆的主要源頭。

#### 2.4 湧昇流的探討

深層海流的湧昇，主要是透過艾克曼抽送 (Ekman pumping)以及地轉流 (Geostrophic flow)湧升方式與上層海水混合 (Stommel, 1958)。有關艾克曼抽送速度的估算，可透過 QSCAT 衛星風場資料 (Quick Scatterometer)計算求得，其資料來源是由美國國家航空暨太空總署 (National Aeronautics and Space Administration, NASA)所提供，資料量測為每天記錄一筆，量測範圍涵蓋全球，資料在水平空間上的解析度為  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，資料內容包含有海面上 10 公尺高之風速與風向，以及兩項降雨資訊，資料類型則分為：當日觀測、日平均、週平均，以及月平均，共四種。本研究所使用的是日平均的風場資料，選取時間是由 1999 年 7 月 19 日至 2008 年 7 月 18 日，共計 9 年的時間，選取範圍則是從北緯 3.125 度至北緯 23.875 度，東經 101.125 度至東經 121.875 度，共計  $84 \times 84$  個資料點位。

利用其中的風速與風向資料，先求出各資料點位的經度向之風速與緯度向之風速，再利用其結果計算出當地的風應力 (wind stress)。本研究在風應力的計算方面，引用 Kowalik and Murty (1993)所提出的計算公式，其風應力的計算方程式 (2.4.1 式)可表示如下：

$$\begin{aligned}
\tau^x &= \rho_a C_{10} W w_x \\
\tau^y &= \rho_a C_{10} W w_y \\
W &= \sqrt{w_x^2 + w_y^2}
\end{aligned}
\tag{2.4.1}$$

上式中  $\tau^x$  與  $\tau^y$  分別代表經度向之風應力與緯度向之風應力 ( $\text{kgm}^{-1}\text{s}^{-2}$ )， $\rho_a$  為空氣密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ )， $W$ 、 $w_x$  與  $w_y$  分別代表量測風速、經度向之風速與緯度向之風速 ( $\text{ms}^{-1}$ )， $C_{10}$  為海平面上 10 公尺高之摩擦係數 (drag coefficient)，本研究採用 Trenberth et al. (1989) 所提出的係數計算方式，其計算公式 (2.4.2 式) 如下：

$$\begin{aligned}
C_{10} &= (0.49 + 0.065W) \times 10^{-3} \quad \text{for } W > 10 \text{ ms}^{-1} \\
C_{10} &= 1.14 \times 10^{-3} \quad \text{for } 3 \leq W \leq 10 \text{ ms}^{-1} \\
C_{10} &= \left( 0.62 + \frac{1.56}{W} \right) \times 10^{-3} \quad \text{for } W < 3 \text{ ms}^{-1}
\end{aligned}
\tag{2.4.2}$$

透過計算出各資料點位的風應力數值，可再計算出當地的風應力旋度 (wind stress curl)。本研究在風應力旋度的計算方面，引用 Cushman-Roisin (1994) 所提出的計算公式，其風應力旋度的計算方程式 (2.4.3 式) 可表示如下：

$$\left( \frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) = \frac{\tau_{i+1,j}^y - \tau_{i-1,j}^y}{2\Delta x} - \frac{\tau_{i,j+1}^x - \tau_{i,j-1}^x}{2\Delta y}
\tag{2.4.3}$$

其中  $\left( \frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right)$  即為風應力旋度 ( $\text{Nm}^{-3}$ )，本研究採用中央差分法

(central difference) 計算，遇到邊界時，視情況使用前差分法 (forward difference) 或後差分法 (backward difference) 計算； $\Delta x$  與  $\Delta y$  則分別代表經度向網格點間的距離與緯度向網格點間的距離 (m)。

而在艾克曼抽送速度的計算方面，可透過計算出各資料點位的風應力旋度場，再計算出當地的艾克曼抽送速度，計算方法皆引用 Cushman-Roisin (1994) 所提出的計算公式 (2.4.4 式)，表示如下：

$$\bar{w} = \frac{1}{\rho_0 f} \left( \frac{\partial \tau^y}{\partial x} - \frac{\partial \tau^x}{\partial y} \right) \quad (2.4.4)$$

其中  $\bar{w}$  即為艾克曼抽送速度 ( $\text{ms}^{-1}$ )， $\rho_0$  為海水密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ )， $f$  則為科氏參數 (Coriolis parameter)，單位為  $\text{s}^{-1}$ ；將各點位計算出的結果，經空間上與時間上的平均後指出，風場對於南海水深大於 2000 公尺區域所產生的平均艾克曼抽送速度約為  $1.30 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ 。

有關地轉流湧升速度的估算，可透過由美國海軍研究實驗室 (Naval Research Laboratory, NRL) 所發展之用於計算全球混合層深度模式的氣候平均值資料 (Generalized Digital Environment Model, GDEM) 計算求得，其資料類型為每月平均，水平空間上的解析度為  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，為一在空間與時間上分佈較均勻的大範圍水文觀測資料，輸出資料的格式包含：站位經度與緯度、壓力、溫度、鹽度，以及海中聲速。本研究所選取的資料範圍是從北緯 3.25 度至北緯 24 度，東經 101.25 度至東經 122 度，共計  $84 \times 84$  個資料點位。

利用 GDEM 中的壓力、溫度以及鹽度資料，可計算出當地各點位、各深度的重力位異常值 (Geopotential anomaly)。本研究在重力位異常值的計算方面，引用 Pond and Pickard (1983) 所提出的計算公式，其中重力位異常值

的計算方程式 (2.4.5 式)可表示如下：

$$\begin{aligned}\Delta D &= \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \\ \delta &= \alpha_{S, T, P} - \alpha_{35, 0, P} \\ \alpha_{S, T, P} &= \frac{1}{\rho_{S, T, P}}\end{aligned}\quad (2.4.5)$$

上式中的  $D$  即為重力位 ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )， $\alpha$  是比容 (specific volume)，為密度 ( $\rho$ ) 的倒數，單位是  $\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ ， $S$ 、 $T$ 、 $P$  分別代表鹽度、溫度及壓力， $\delta$  是比容與鹽度 35 *psu*、溫度 0 度之標準海水的異常值， $p$  為壓力 (db)，本研究在壓力資料選取的範圍是從水深 2000 公尺到各點位底部的水深處，採每 200 公尺計算一層，其點位最深處可達 5200 公尺， $p_1$ 、 $p_2$  則分別代表各深度上、下兩邊界層的壓力值。

而在地轉流速度的計算方面，可利用計算出各點位、各深度的重力位異常值，再求得當地地轉流場的速度，計算方法與計算重力位異常值相同，皆引用 Pond and Pickard (1983)所提出的計算公式，其計算方程式 (2.4.6 式)可表示如下：

$$(V_1 - V_2) = \frac{10}{Lf} [\Delta D_B - \Delta D_A] \quad (2.4.6)$$

其中  $V_1$ 、 $V_2$  即分別代表各深度上、下兩邊界層之經度向或緯度向的地轉流速度 ( $\text{ms}^{-1}$ )， $f$  為科氏參數 ( $\text{s}^{-1}$ )， $\Delta D_A$ 、 $\Delta D_B$  為各點位在經度向或緯度向之左右兩側點位的重力位異常值 ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )， $L$  為各點位在經度向或緯度向之左右兩側點位間的距離 (m)，而在遇到邊界時，視情況使用前差分法或後差分法做計算。

由上式所計算出之各點位、各深度的地轉流速度，是依據 rigid-lid assumption，以假設海表面流速為零的相對流速；將各點位、各深度計算出的結果，經空間上與時間上的平均後，可求得一隨緯度變化的地轉流場。若要估算當地的地轉流湧昇速度，可透過地轉流的控制方程式 (2.4.7 式) 以及流體的連續方程式 (2.4.8 式) 計算得出；在本研究中是以假設底部的地轉流速度為零，並考慮  $\beta$  效應所造成的影響做計算，其估算地轉流湧昇速度的方程式 (2.4.9 式) 可表示如下：

$$-(f_0 + \beta_0 y)v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.4.7)$$

$$+(f_0 + \beta_0 y)u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.4.8)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{w_1 - w_2}{2\Delta z} = \frac{\beta_0 v}{(f_0 + \beta_0 y^*)} \quad (2.4.9)$$

其中  $u$ 、 $v$  與  $w$  分別代表各深度之經度向、緯度向的地轉流速度以及地轉流的湧昇速度 ( $\text{ms}^{-1}$ )， $f_0$  為科氏參數 ( $\text{s}^{-1}$ )， $\beta_0$  為科氏參數隨緯度的變化 ( $\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ )，在本研究中是以資料選取範圍的最南端，北緯 3.25 度作為科氏參數計算的參考緯度， $y^*$  為各緯度與參考緯度間的距離 (m)， $\rho_0$  為海水密度 ( $\text{kgm}^{-3}$ )， $p$  則為壓力 (db)，選取的範圍是從水深 2000 公尺到底部的水深處，採每 200 公尺計算一層；將各深度估算出的結果相加，經空間上的平均後指出，地轉流對於南海水深 2000 公尺以下區域所產生的平均湧昇速度約為  $0.30 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ 。

由上述估算結果發現，利用 QSCAT 風場資料計算出的艾克曼抽送速度 ( $1.30 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ )，加上由氣候平均值 GDEM 計算出的地轉流湧昇速度



( $0.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ )的流速總合，在乘上南海海盆於水深 2000 公尺處的海水截面積 ( $9.86 \times 10^{11}$  平方公尺)後，可求得其傳輸的流量約為 1.58 Sv，與透過錨碇資料計算出之 D2 通道處的平均流量 ( $1.08 \pm 0.32 \text{ Sv}$ )相比，流量傳輸約達到一近似平衡的關係，顯示艾克曼抽送以及地轉流湧升可能是兩個造成南海水深 2000 公尺處海水湧升的主要機制，進而促使深層冷水自 D2 通道流入南海海盆，以補償湧升的海水。



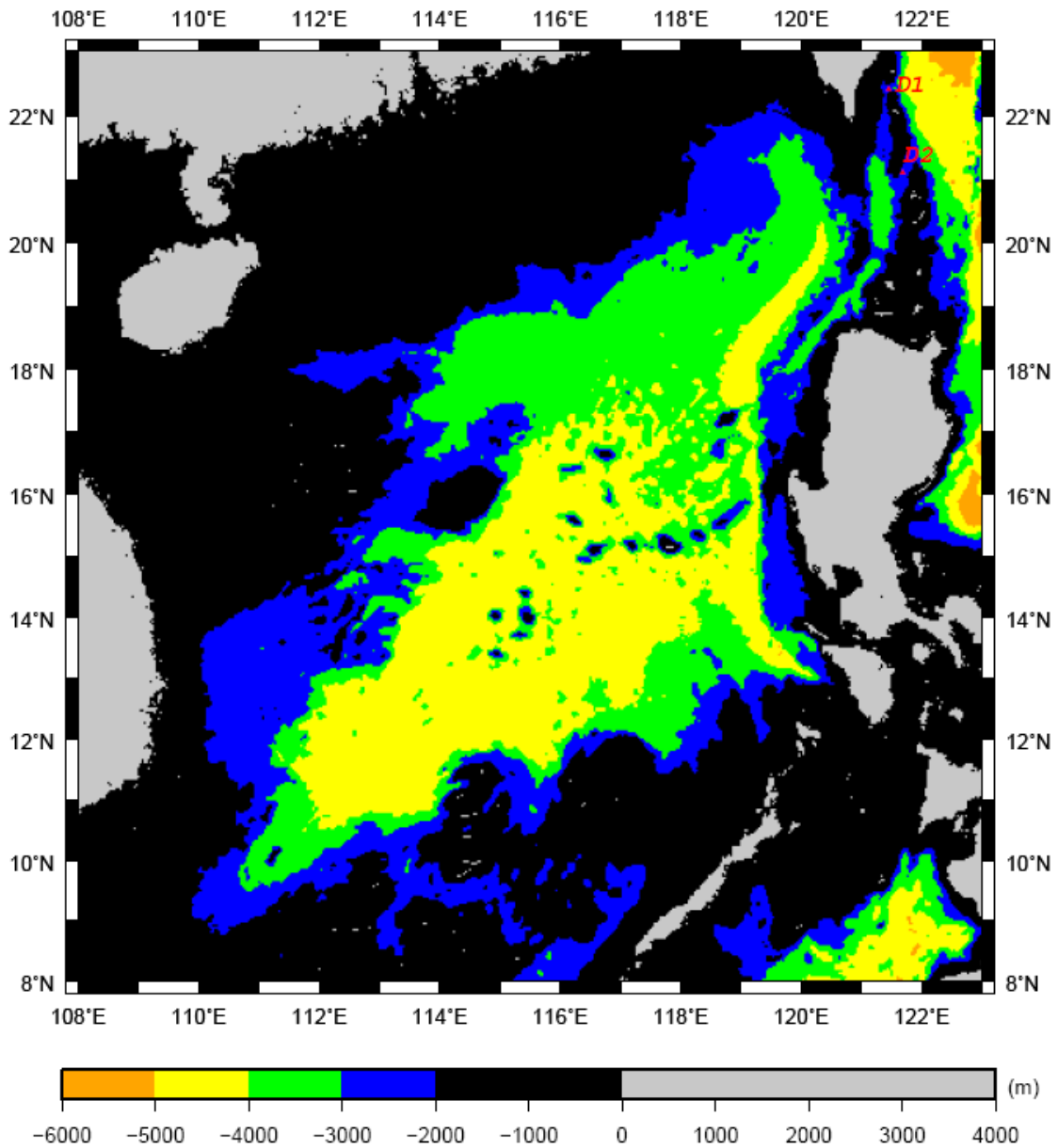


圖 2.1.1：南海地形示意圖，其中黑色部分為水深淺於 2000 公尺區域。在沿著水深 2000 公尺等深線的區域描繪，只有在呂宋海峽東方與太平洋相連處，存在有兩個深水通道，其中位於台灣東南邊的通道以『D1』表示，而位於呂宋海峽東邊的通道則以『D2』表示。

## Mooring D1 2980 M

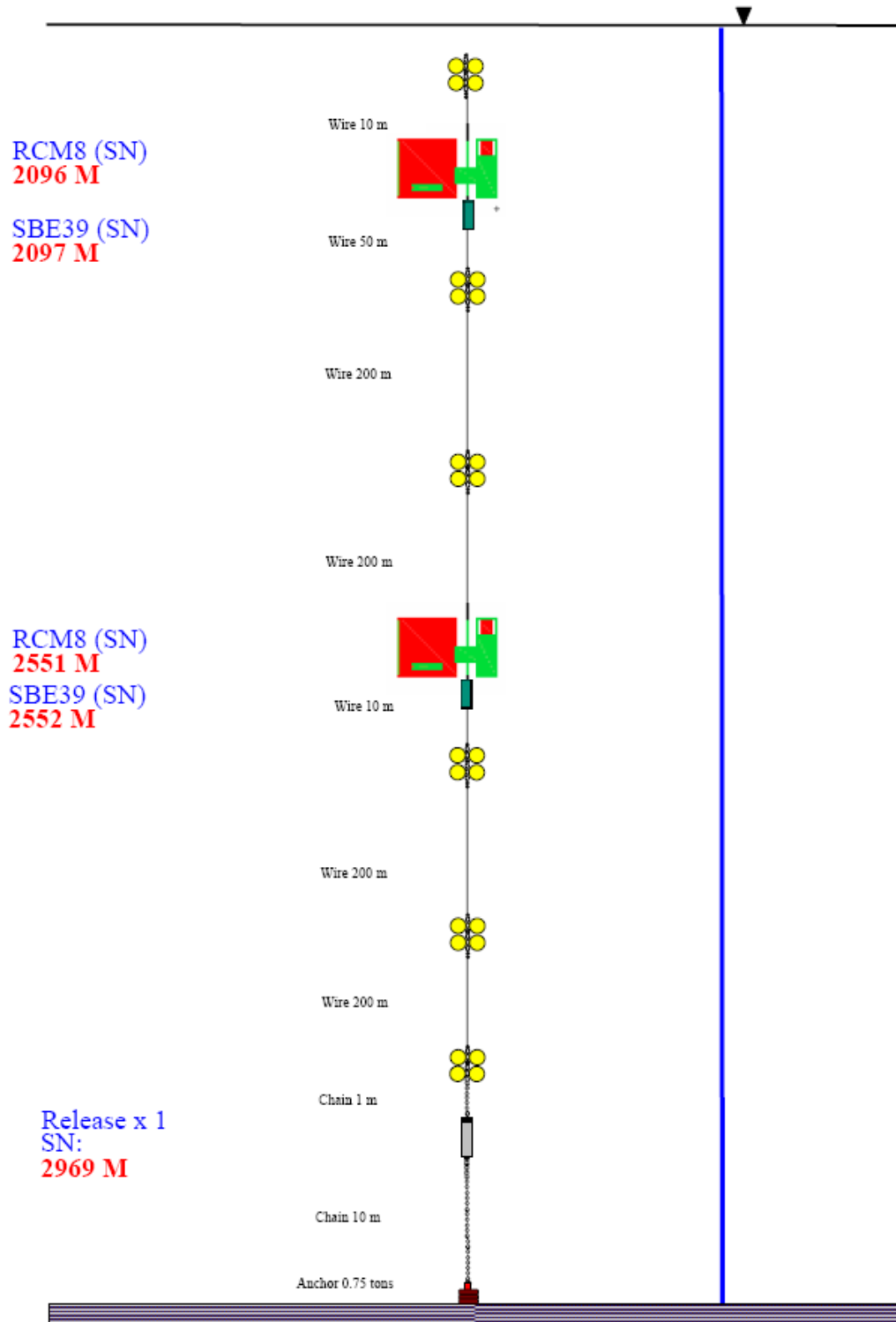


圖 2.1.2：錨碇 D1 配置圖，深度 2096 與 2551 公尺處為 RCMs 流速儀，深度 2097 與 2552 公尺處為 SBE39 溫度計，深度 2969 公尺處為單音響釋放儀 (Release)。

## Mooring D2 2750 M

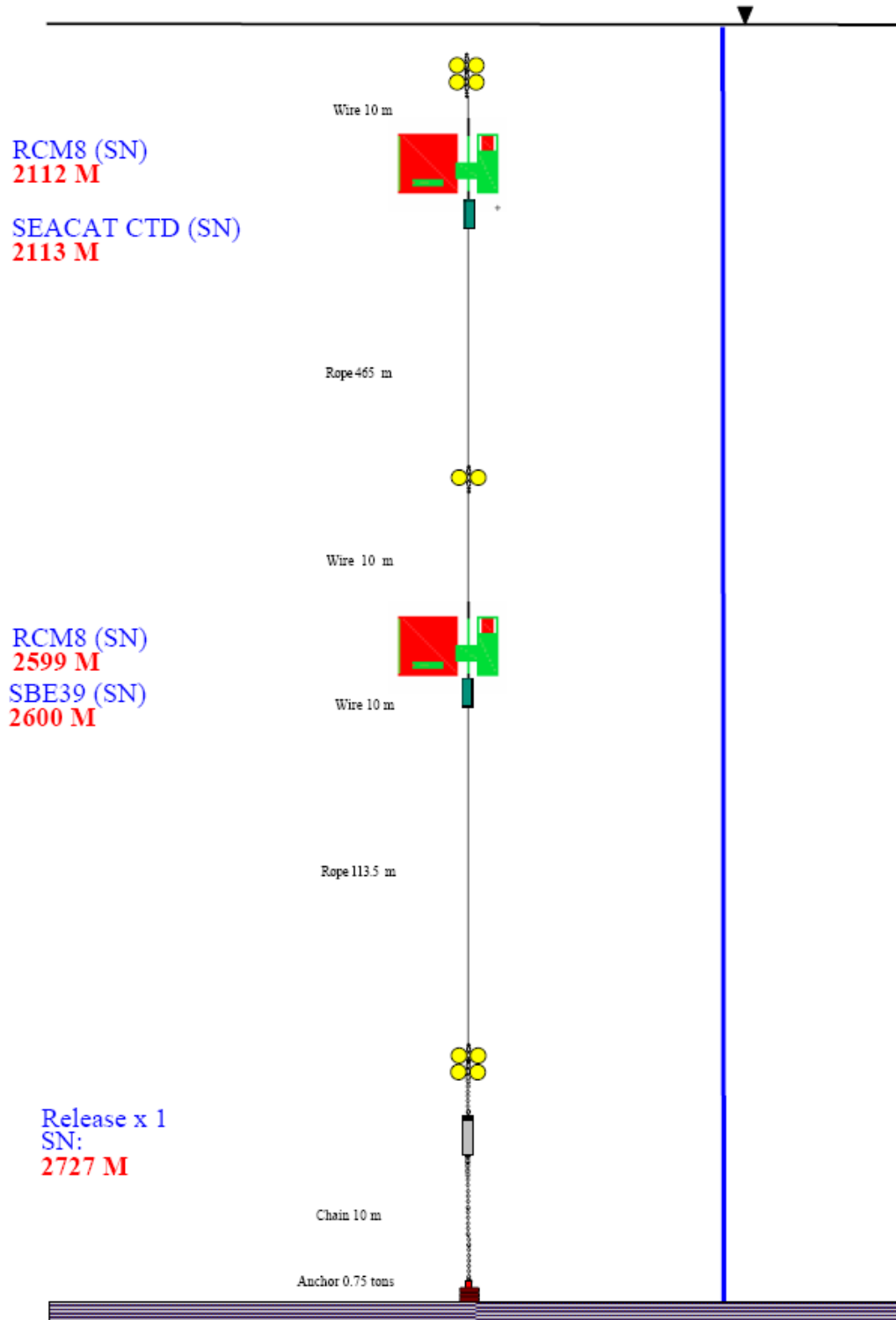
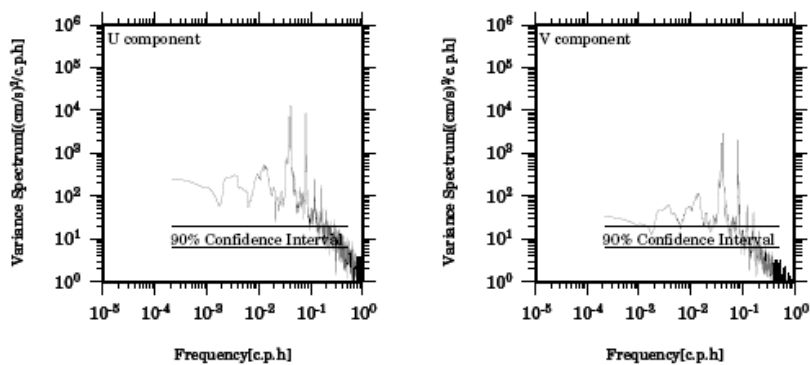
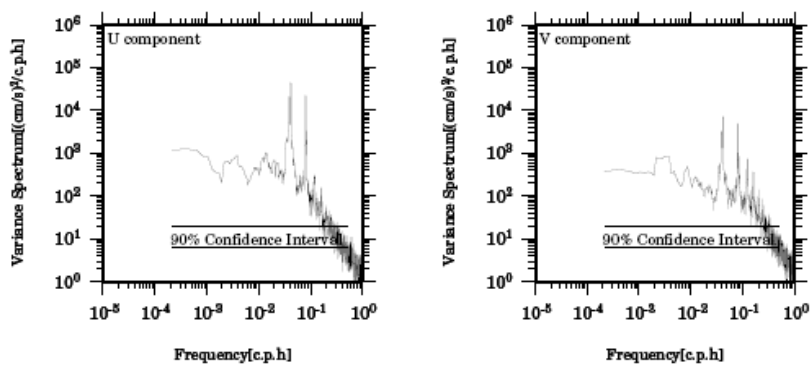


圖 2.1.3：錨碇 D2 配置圖，深度 2112 與 2599 公尺處為 RCMs 流速儀，深度 2113 與 2600 公尺處為 SBE39 溫度計，深度 2727 公尺處為單音響釋放儀 (Release)。

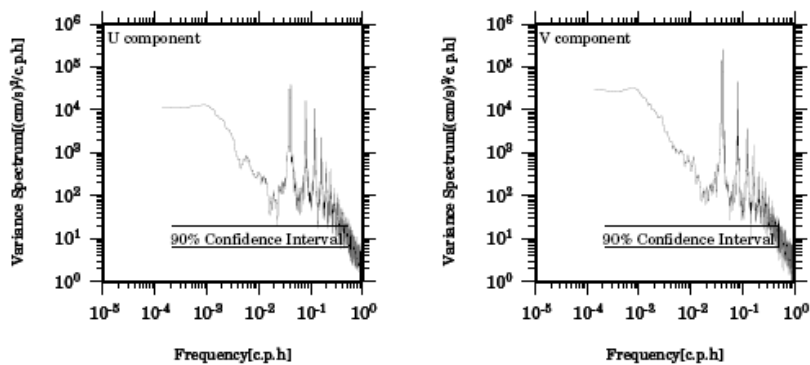
### D1U



### D1D



### D2U



### D2D

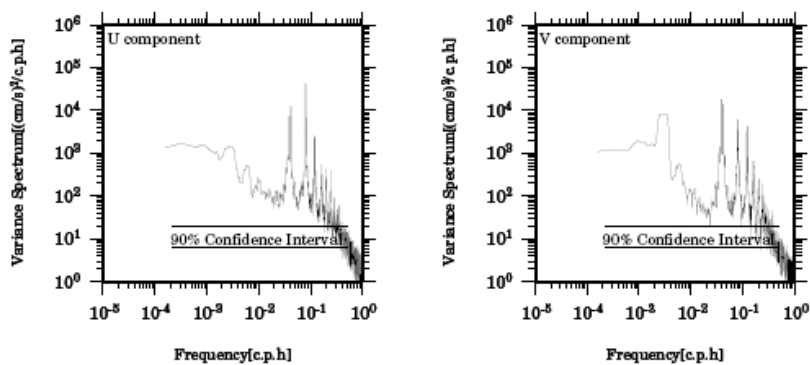


圖 2.2.1：流速儀量測東西方向流速與南北方向流速之能譜分析圖。

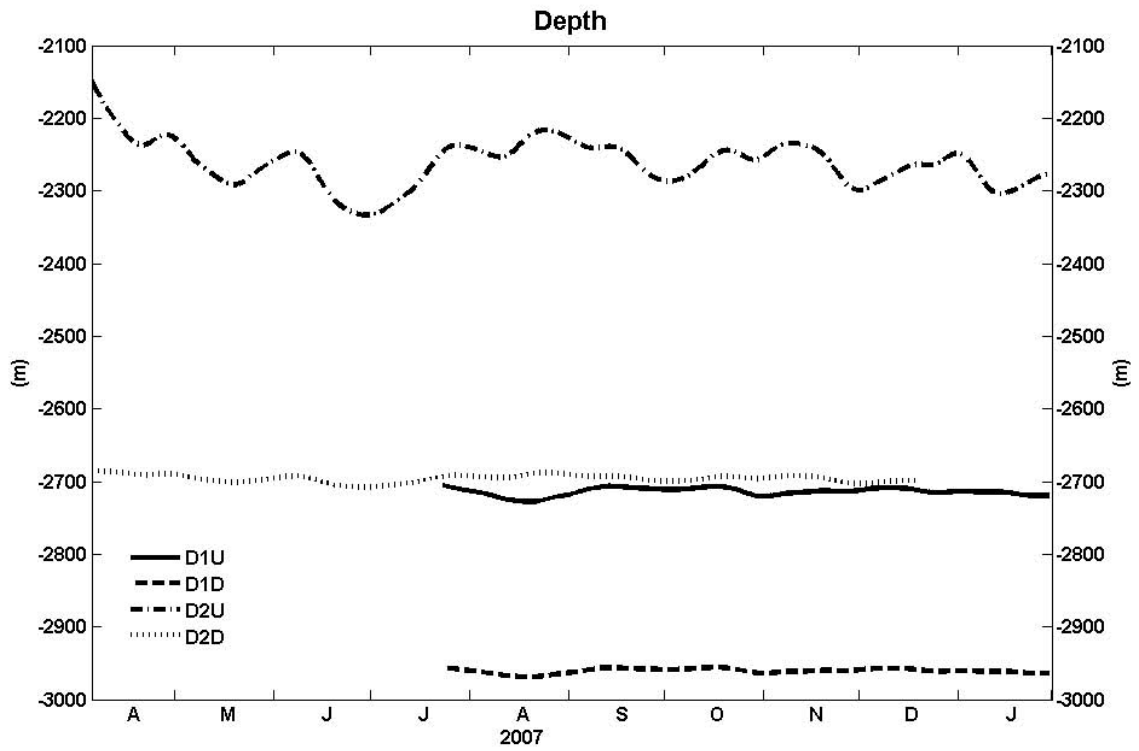


圖 2.2.2：流速儀所處深度隨時間變化圖，黑色實線為 D1U 所量測；黑色虛線為 D1D 所量測；黑色點虛線為 D2U 所量測；黑色點線為 D2D 所量測，四者皆經過 15 天低頻過濾。



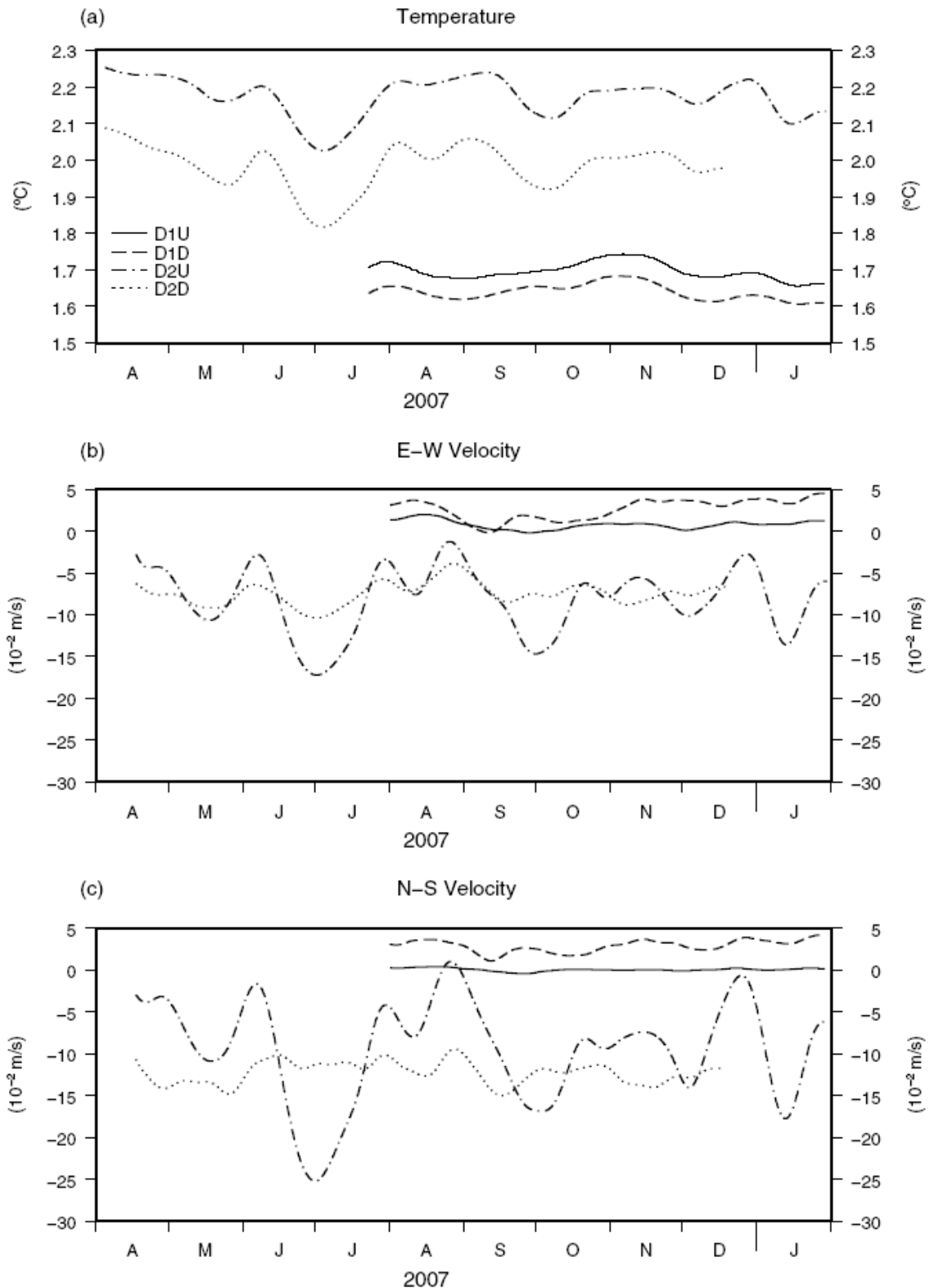
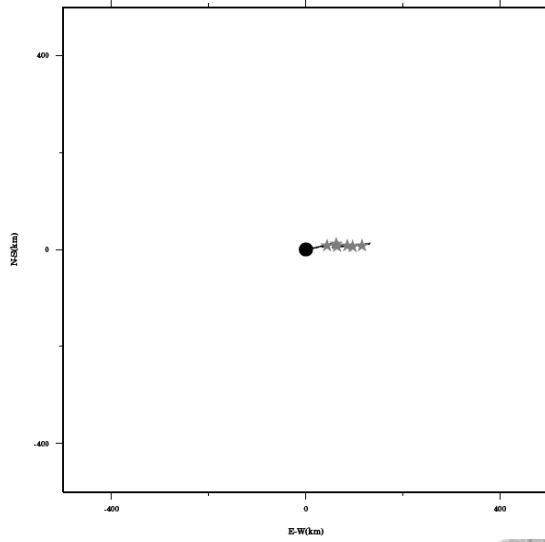


圖 2.2.3：(a) 量測海溫經過 15 天低頻過濾後之時間序列圖；(b) 量測海流之東西方向流速經過 15 天低頻過濾後之時間序列圖；(c) 量測海流之南北方向流速經過 15 天低頻過濾後之時間序列圖。

(a) Lon: 121° 26.958' E  
Lat: 22° 24.540' N

Station: D1U  
Depth: 2714 M

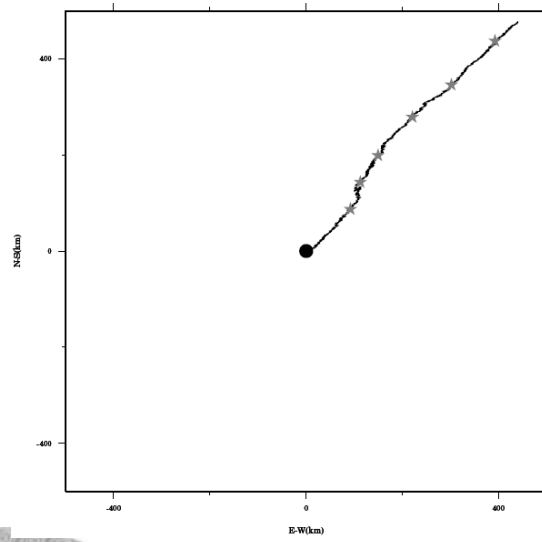
PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM



(b) Lon: 121° 26.958' E  
Lat: 22° 24.540' N

Station: D1D  
Depth: 2960 M

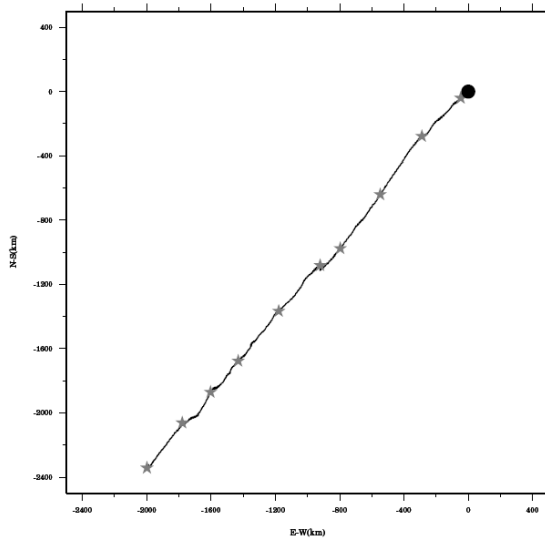
PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM



(c) Lon: 121° 40.771' E  
Lat: 21° 6.600' N

Station: D2U  
Depth: 2262 M

PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM



(d) Lon: 121° 40.771' E  
Lat: 21° 6.600' N

Station: D2D  
Depth: 2695 M

PROGRESSIVE VECTOR DIAGRAM

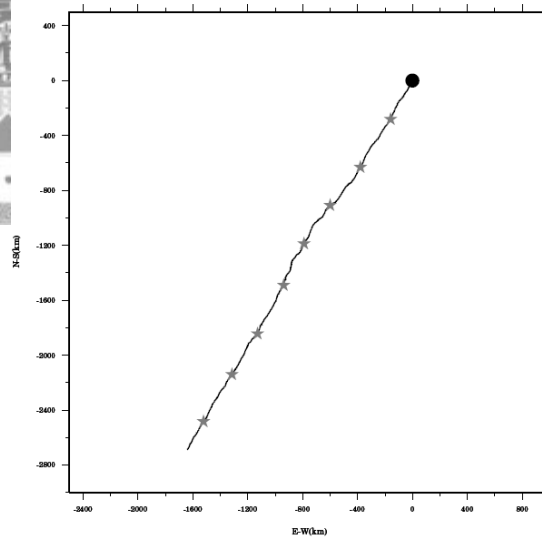


圖 2.2.4 : (a) D1U 量測之海流累進向量圖 ; (b) D1D 量測之海流累進向量圖 ;  
(c) D2U 量測之海流累進向量圖 ; (d) D2D 量測之海流累進向量圖。



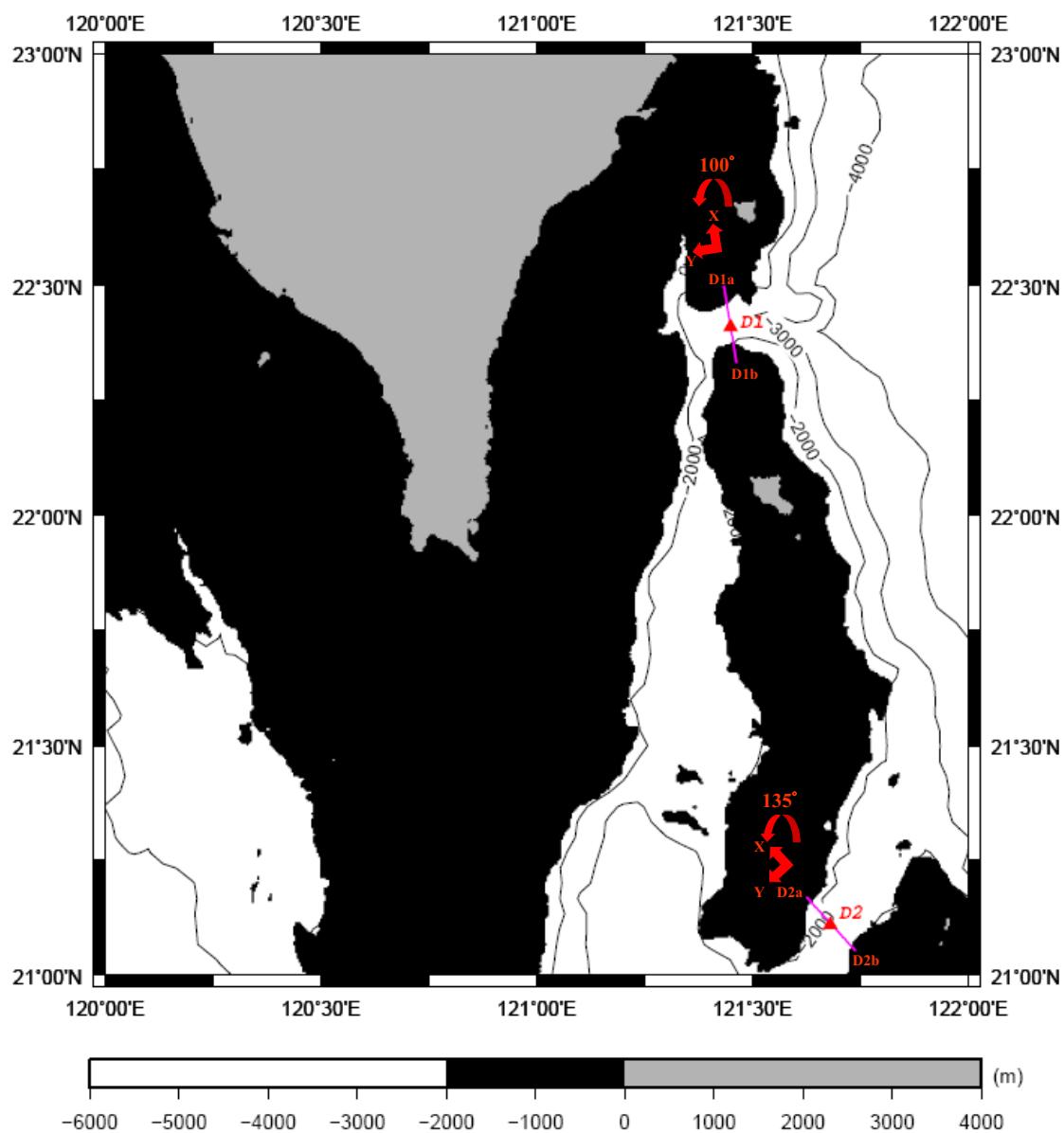


圖 2.2.5：流速觀測的座標軸轉換示意圖，以平行於當地通道處的主軸 (Y 軸)，以及垂直於當地通道處的副軸 (X 軸)來表示之，其中錨碇 D1 處的座標軸為逆時針旋轉 100 度，錨碇 D2 處為逆時針旋轉 135 度，紫色實線則為在兩錨碇施放的點位處，各自定義一垂直其通道走向的剖面。

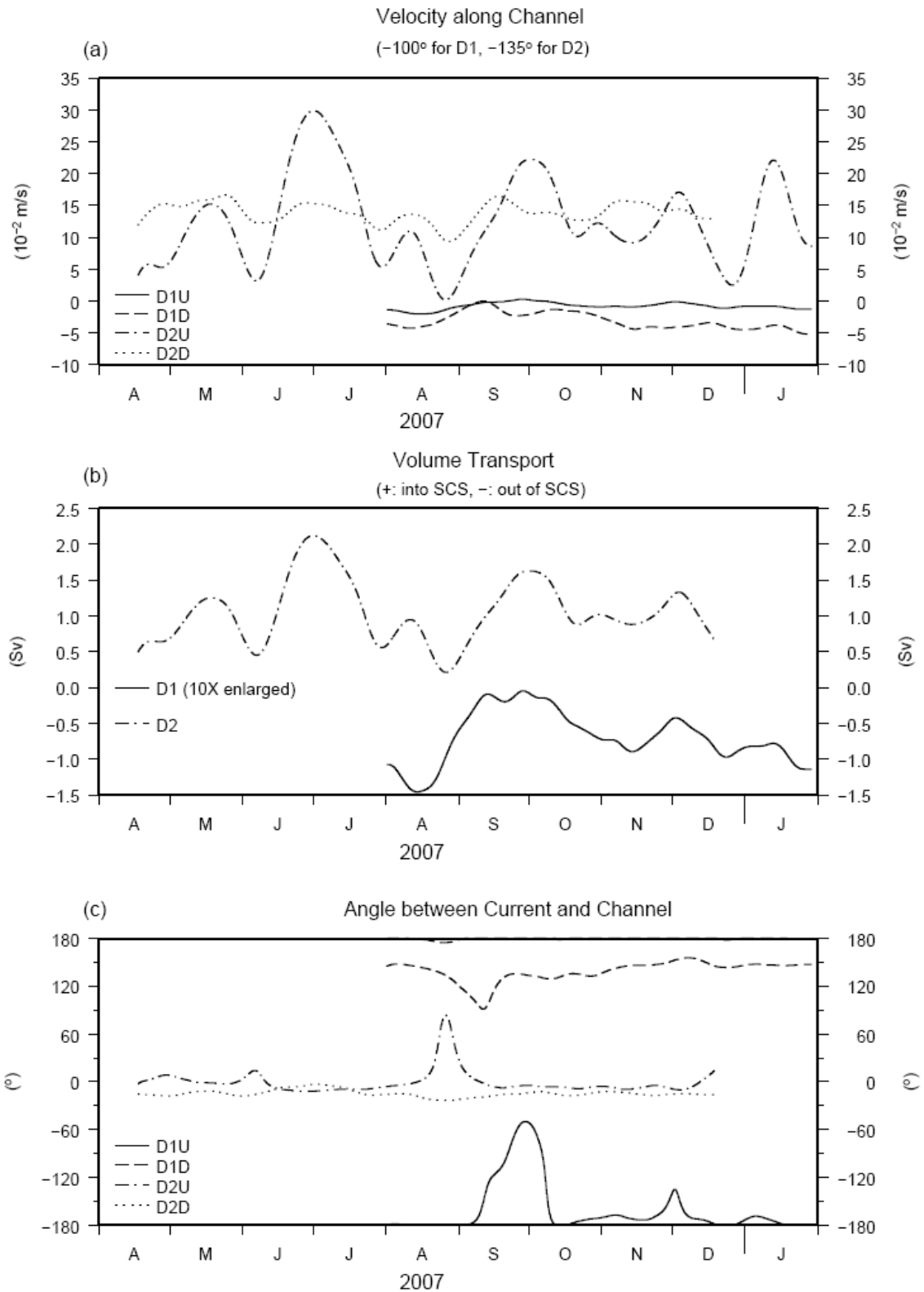


圖 2.2.6：(a) 量測海流流速經過座標軸轉換以及 15 天低頻過濾後，沿著通道走向之時間序列圖；(b) 流量傳輸沿著其通道走向之時間序列圖；(c) 海流流向與當地通道所夾角度之時間序列圖。

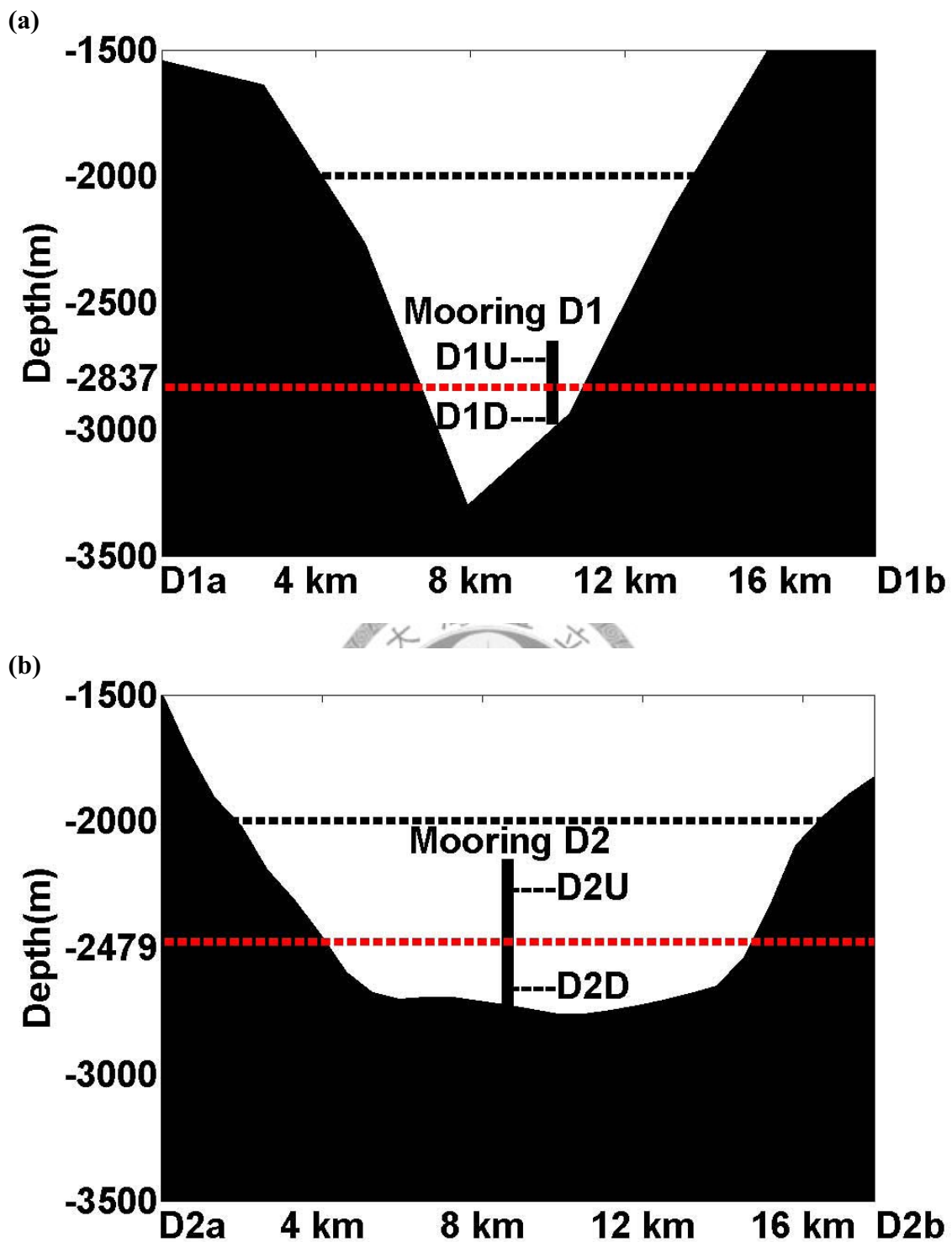


圖 2.3：(a) D1 通道處的地形剖面圖，其水深 2000 公尺以下的剖面積約為  $6.30 \times 10^6$  平方公尺；(b) D2 通道處的地形剖面圖，其水深 2000 公尺以下的剖面積約為  $8.11 \times 10^6$  平方公尺。

表 2.3：與前人對於南海深層冷水滯留時間估算研究的比較。

<i>References</i>	<i>Residence time of the deep water</i>	<i>Research depth</i>	<i>Volume transport</i>	<i>Method</i>
<i>Chen and Huang, 1995</i>	~ 40 years	<i>Below 1350 m</i>		<i>Chemical Analysis</i>
<i>Lin, 2000</i>	~ 30 years	<i>Below 1500 m</i>	4 Sv	<i>Reduced Gravity Model</i>
<i>Qu et al., 2006</i>	≤ 30 years	<i>Below 1500 m</i>	2.5 Sv	<i>Hydraulic Theory</i>
<i>Gong et al., 1992</i>	40-115 years	<i>Below 2000 m</i>	1.2 Sv	<i>Chemical Analysis &amp; Mooring Observation</i>
<i>Chao et al., 1996</i>	45-83 years	<i>Below 2000 m</i>		<i>Climatology-Driven Circulation Model</i>
<i>Present study</i>	31-58 years	<i>Below 2000 m</i>	1.08 ( $\pm 0.32$ ) Sv	<i>Mooring Observation</i>

### 第三章、討論

於前一章中，透過錨碇觀測資料，歸納出流入南海內部的深層（大於 2000 公尺）海水主要是經由呂宋海峽東邊的 D2 通道處注入，而關於其深層冷水來源的探討，根據 Emery (2001) 對於全球海洋中各水團所提出的定義（表 3.1），在太平洋中的中層水（500~1500 公尺），主要是由太平洋副北極中層水（Pacific Subarctic Intermediate Water, PSIW）、加州中層水（California Intermediate Water, CIW）、東方南太平洋中層水（Eastern South Pacific Intermediate Water, ESPIW），以及南極中層水（Antarctic Intermediate Water, AAIW）四種水團所組成；另外在其深層水（1500 公尺~底層）的部份，則是以繞極深層水（Circumpolar Deep Water, CDW）為主要水團，因此對於流入南海內部之深層冷水來源的探討，應可從這五種水團中進行比對。

透過國科會海洋學門海洋資料庫所提供的 CTD（Conductivity, Temperature, Depth）水文觀測資料，可製作出海水之溫鹽圖（T-S diagram），藉以分析南海內部深層冷水的水團特性。其中資料來源主要是由國內三艘海洋研究船（海研一號、海研二號、海研三號）以 SeaBird 公司製造的溫鹽深儀所量測得到，量測範圍涵蓋台灣周圍海域，其輸出資料的格式包含有：量測日期與時間、站位經度與緯度、壓力、溫度、鹽度，以及研究船代號與航次；本研究是以位於南海海域且 CTD 量測深度大於 2000 公尺作為選取標準，其水文觀測點位分布如圖 3.1.1 所示，一共收集到 531 筆觀測資料。

利用觀測資料所繪製出的溫鹽圖結果顯示，在南海內部之深層冷水的溫度範圍約介於 1.2~2.8 °C 之間，鹽度範圍則介於 34.58~34.7 psu 之間，如圖 3.1.2—(a) 所示；在此分布趨勢中，近底部的水團特性屬於繞極深層水（溫度範圍介於 0.1~2 °C 之間，鹽度範圍介於 34.62~34.73 psu 之間），另外不屬於繞極深層水的部份，經由與其他四種水團比對過後發現，其深層冷水與太

平洋副北極中層水 (溫度範圍介於 5~12 °C 之間，鹽度範圍介於 33.8~34.3 psu 之間) 以及繞極深層水三者間約呈現一近似線性的關係 (圖 3.1.2-(b))，故推論流入南海內部之深層冷水的來源可能是由此兩種水團所混合而成。

為維持南海當地的分層現象，關於南海內部湧昇的深層冷水對其海表層吸收熱量後所能造成的影響，可透過熱通量傳輸的方法與積分均值定理做估計；熱通量為單位時間內每單位截面積所通過的熱量，其計算方程式 (3.1.1 式) 可表示如下：

$$\begin{aligned}
 Q &= \frac{q}{A} = \frac{\rho_o C_p (T_{cold} - T_{SCS}) \int_{b_1}^{b_2} \int_{2000}^{bottom} \int_{2000}^{bottom} V(y) dy dz dx}{SCS \text{ surface area}} \\
 &= \frac{\rho_o C_p (T_{cold} - \frac{\sum_{i=1}^N \int_0^{bottom} t_i(z) dz}{N}) (V_U \int_{b_1}^{b_2} \int_{2000}^{d_m} dz dx + V_D \int_{b_1}^{b_2} \int_{d_m}^{bottom} dz dx)}{SCS \text{ surface area}} \quad (3.1.1)
 \end{aligned}$$

其中  $Q$  即為熱通量 ( $Wm^{-2}$ )， $q$  為單位時間內所通過的熱量 (W)， $A$  為通過的截面積 ( $m^2$ )， $\rho_o$  為海水密度 ( $kgm^{-3}$ )， $C_p$  為海水的比熱 (specific heat capacity)，單位為  $Jkg^{-1}K^{-1}$ ， $T_{cold}$  為流入的冷水溫度 ( $^{\circ}C$ )，以 D2 通道處 D2U 與 D2D 所量測到的溫度之平均 ( $2.077^{\circ}C$ ) 做估算， $T_{SCS}$  為整個南海內部之平均溫度 ( $^{\circ}C$ )，採用 GDEM 的氣候平均值資料做估算，將南海海域內各資料點位 ( $N$ ) 由海表面至其底部水深處的溫度數值 ( $t$ ) 加總後做平均，其平均後的海水溫度分布如圖 3.1.3 所示，顯示在北南海水深較深的區域內，平均溫度皆在  $10^{\circ}C$  以下，而在南海南端與靠近中國大陸的區域，平均溫度則皆在  $20^{\circ}C$  以上，整個南海海域內部的溫度平均值約為  $10.60^{\circ}C$ ， $V$  為流入的海水速度 ( $ms^{-1}$ )，以 D2 通道處 D2U 與 D2D 所量測到的流速 ( $V_U$ 、 $V_D$ ) 做估算， $x$  為通道的寬度 (m)， $y$  與  $z$  為水深 (m)，以向下為正， $b_1$  與  $b_2$  為通道左右兩側邊界的經緯度， $d_m$  為上方流速儀與下方流速儀所觀測深度的

平均 (m)，在錨碇 D2 處為 2479 公尺。

在南海的海表面積估算方面，透過國科會海洋學門海洋資料庫所提供的南海海域海底地形資料，將資料組所涵蓋範圍內 (北緯 2 度至北緯 26 度，東經 105 度至東經 122 度)所有海洋區域的資料點位標示出來，再將其標示出的點位數總和乘上 1'×1' 的網格面積，即可估算出南海當地的海表面積約為  $3.53 \times 10^{12}$  平方公尺，將上述結果帶入方程式中所估算出的熱通量傳輸值約為  $-10.5 \text{ Wm}^{-2}$ 。

根據美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR)所提供的海洋大氣綜合資料集 (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, COADS)資料指出，南海海表面淨熱通量值約為  $26.2 \text{ Wm}^{-2}$ ，顯示由 D2 通道處流入南海內部的深層冷水，在沒有任何海水混合過程發生的情況下，其注入之冷源 ( $-10.5 \text{ Wm}^{-2}$ )藉由湧升的過程，約能抵消 40 % 的海表面淨熱通量，說明了其冷水的湧升現象，對於維持南海內部的強分層以及旺盛的內運動扮演著十分重要的角色；至於另外 60 % 的海表面淨熱通量，則推測可能是透過較上層 (小於 2000 公尺)海域中的其他海洋運動所抵消。

此外，根據渦動熱傳導方程式 (3.1.2 式)，可藉由量測得到的流速與溫度資料，對南海內部的渦流擴散係數 (eddy diffusivity)進行估算。本研究在計算渦流擴散係數的公式，是引用 Wang (1986)透過 Stommel (1958)的理論，假設海洋中垂直方向的熱對流 (advection)與垂直方向的熱擴散 (diffusion)約達到一平衡關係下做估算，其渦流擴散係數的計算方程式 (3.1.3 式)表示如下：

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = k \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (3.1.2)$$

$$w \frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (3.1.3)$$

其中  $u$ 、 $v$  與  $w$  分別代表經度向之海流速度、緯度向之海流速度以及海水內部的湧昇速度 ( $\text{ms}^{-1}$ )， $T$  為海水溫度 ( $^{\circ}\text{C}$ )， $k$  則為海水中的渦流擴散係數，單位為  $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。在海水溫度隨深度變化的部份，本研究採用 GDEM 的氣候平均值資料做估算，再將前一章估算出的南海海盆海水於水深 2000 公尺處的湧昇速度  $(1.10 \pm 0.32) \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$  代入計算式後，即可求得南海在水深 2000 公尺處，4~12 月的平均渦流擴散係數約為  $(12.12 \pm 3.24) \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。





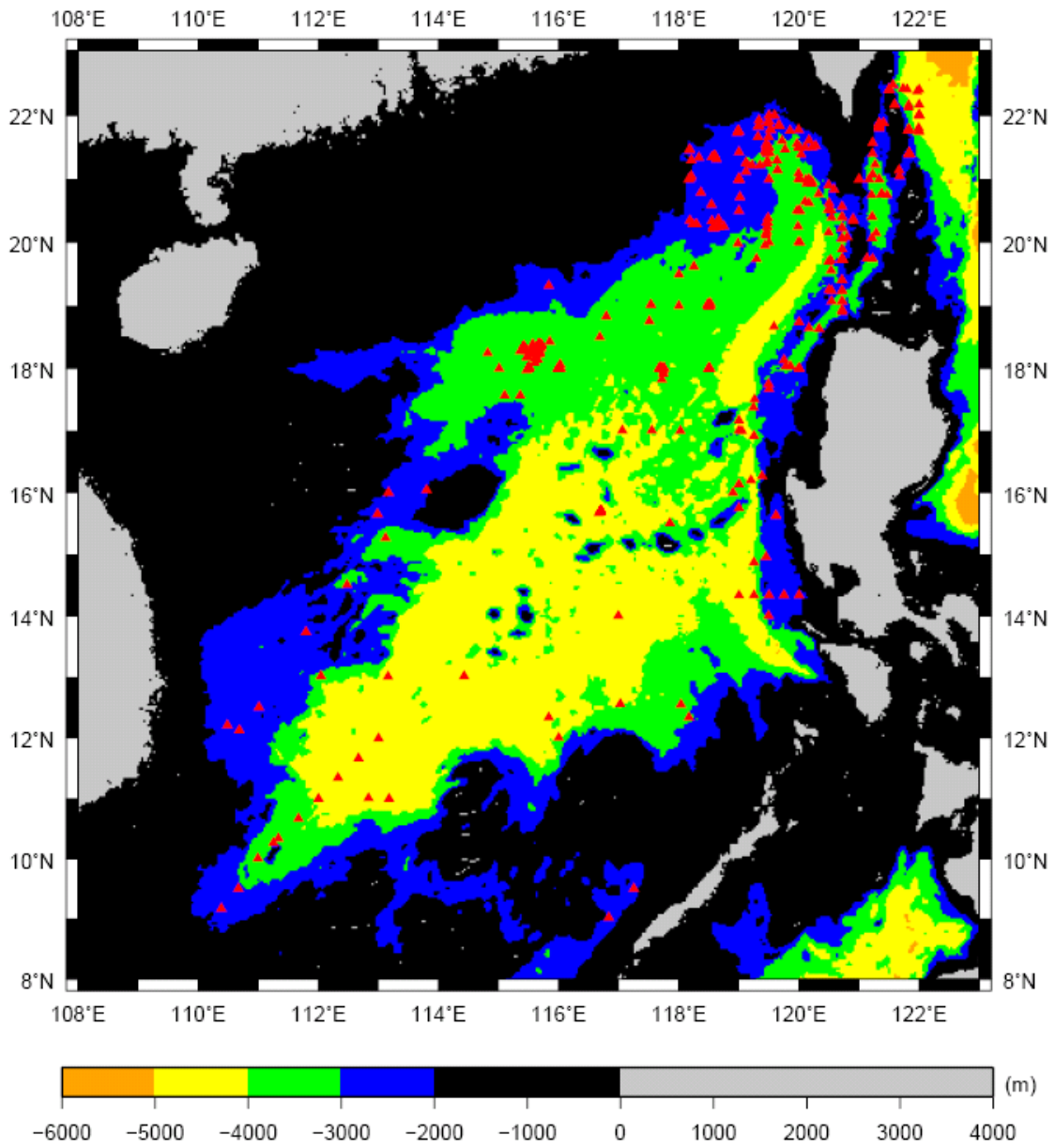


圖 3.1.1：CTD 水文觀測點位分布圖，其中黑色部分為水深淺於 2000 公尺區域，紅色部分則為 CTD 水文觀測點位。

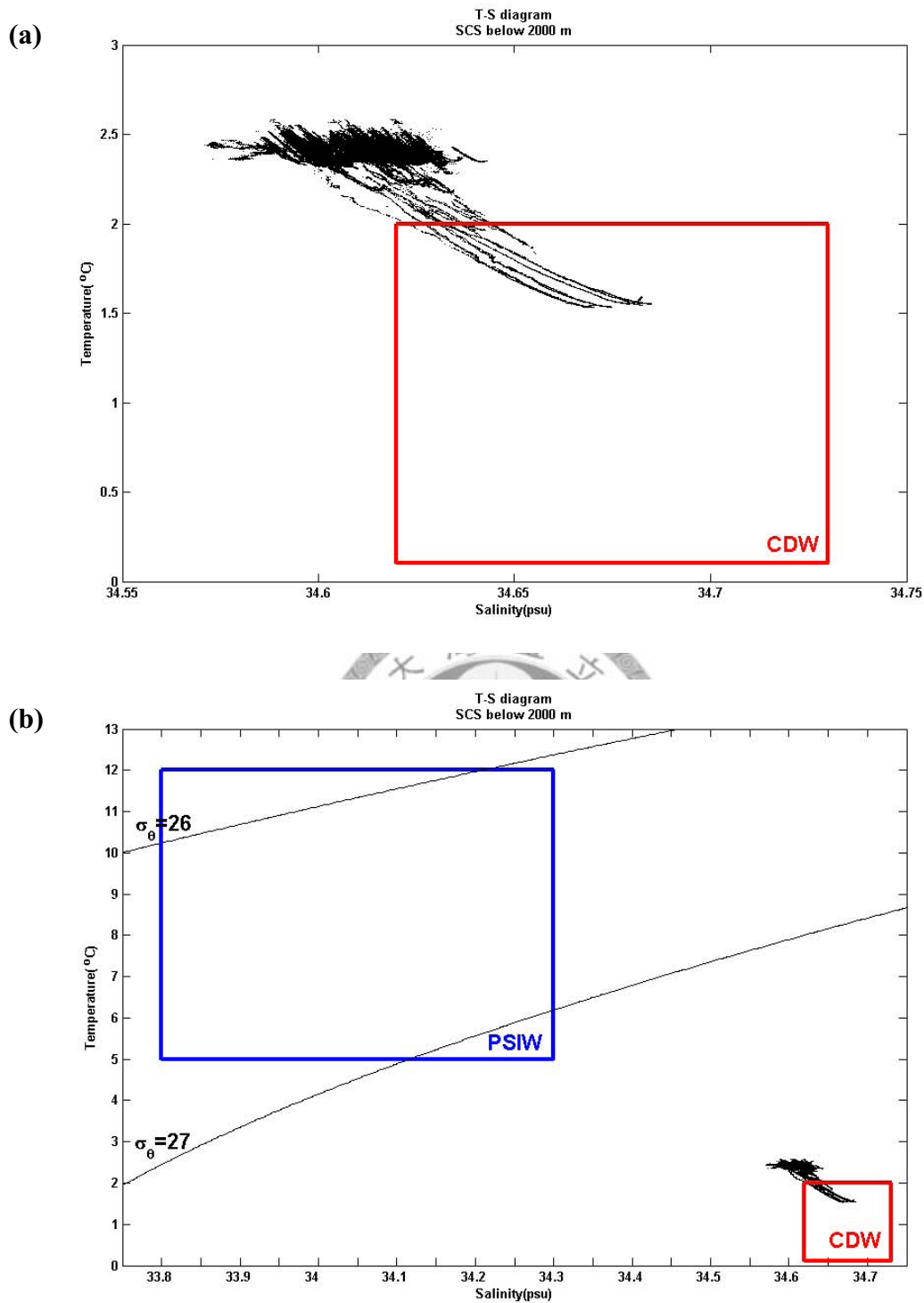


圖 3.1.2：(a) 南海深層海水之溫鹽圖，其溫度範圍約介於 1.2~2.8 °C 之間，鹽度範圍則介於 34.58~34.7 psu 之間；(b) 南海深層海水與 Emery (2001) 所定義水團的比對結果，其中藍框包圍區域內為太平洋副北極中層水，紅框包圍區域內則為繞極深層水。

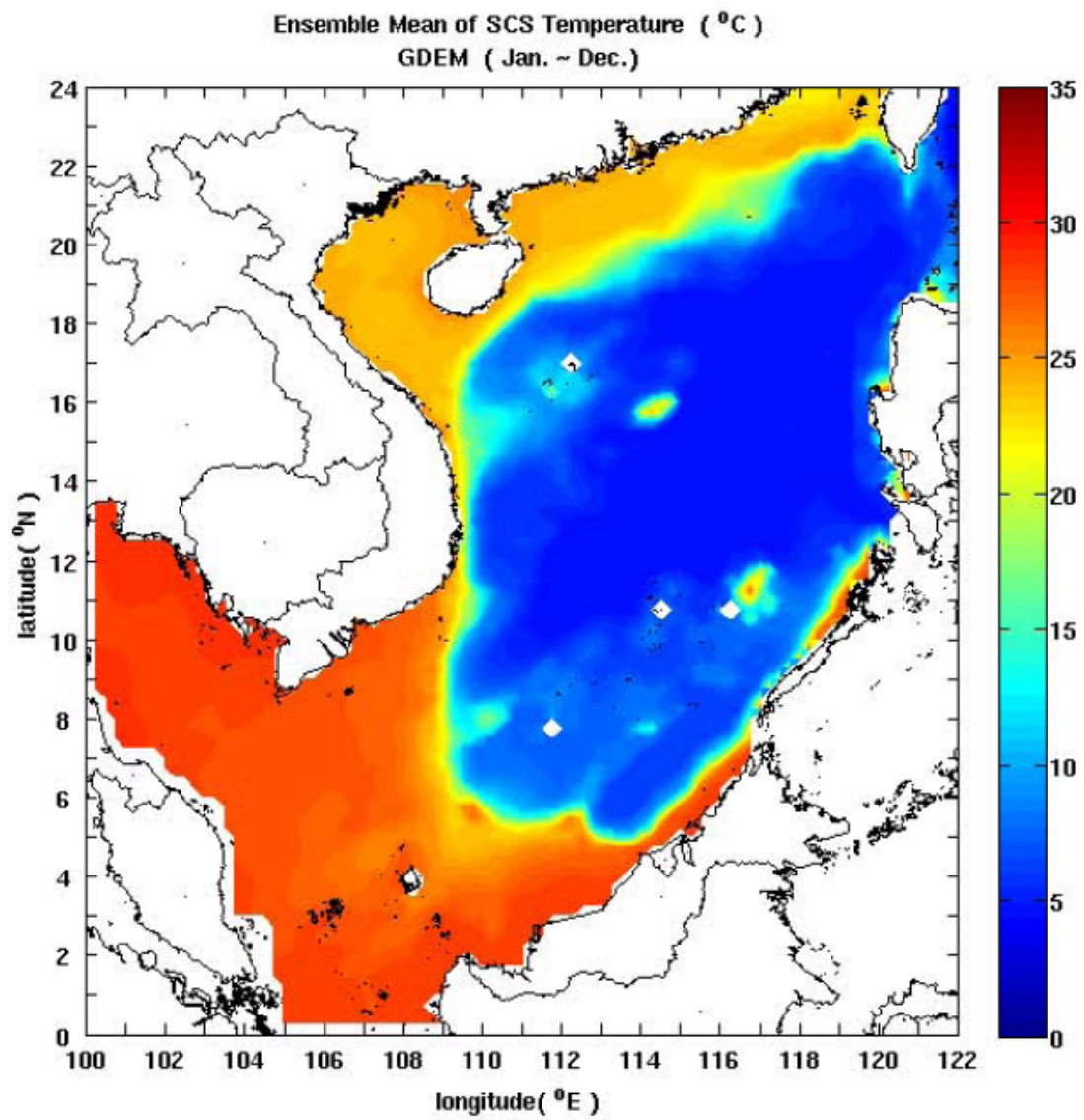


圖 3.1.3：南海平均溫度場分布圖，在北南海水深較深的區域內，其平均溫度皆在 10 °C 以下，而在南海南端與靠近中國大陸的區域，平均溫度則皆在 20 °C 以上。

表 3.1：全球海洋各水團的溫鹽特性。

Temperature–salinity characteristics of the world’s water masses			
Layer	Atlantic Ocean	Indian Ocean	Pacific Ocean
Upper waters (0–500 m)	Atlantic Subarctic Upper Water (ASUW) (0.0–4.0°C, 34.0–35.0‰)	Bengal Bay Water (BBW) (25.0–29°C, 28.0–35.0‰)	Pacific Subarctic Upper Water (PSUW) (3.0–15.0°C, 32.6–33.8‰)
	Western North Atlantic Central Water (WNACW) (7.0–20.0°C, 35.0–36.7‰)	Arabian Sea Water (ASW) (24.0–30.0°C, 35.5–36.8‰)	Western North Pacific Central Water (WNP CW) (10.0–22.0°C, 34.2–35.2‰)
	Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) (8.0–18.0°C, 35.2–36.7‰)	Indian Equatorial Water (IEW) (8.0–23.0°C, 34.6–35.0‰)	Eastern North Pacific Central Water (ENPCW) (12.0–20.0°C, 34.2–35.0‰)
	South Atlantic Central Water (SACW) (5.0–18.0°C, 34.3–35.8‰)	Indonesian Upper Water (IUW) (8.0–23.0°C, 34.4–35.0‰)	Eastern North Pacific Transition Water (ENPTW) (11.0–20.0°C, 33.8–34.3‰)
		South Indian Central Water (SICW) (8.0–25.0°C, 34.6–35.8‰)	Pacific Equatorial Water (PEW) (7.0–23.0°C, 34.5–36.0‰)
			Western South Pacific Central Water (WSPCW) (6.0–22.0°C, 34.5–35.8‰)
			Eastern South Pacific Central Water (ESPCW) (8.0–24.0°C, 34.4–36.4‰)
			Eastern South Pacific Transition Water (ESPTW) (14.0–20.0°C, 34.6–35.2‰)
Intermediate waters (500–1500 m)	Western Atlantic Subarctic Intermediate Water (WASIW) (3.0–9.0°C, 34.0–35.1‰)	Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–10°C, 33.8–34.8‰)	Pacific Subarctic Intermediate Water (PSIW) (5.0–12.0°C, 33.8–34.3‰)
	Eastern Atlantic Subarctic Intermediate Water (EASIW) (3.0–9.0°C, 34.4–35.3‰)	Indonesian Intermediate Water (IIW) (3.5–5.5°C, 34.6–34.7‰)	California Intermediate Water (CIW) (10.0–12.0°C, 33.9–34.4‰)
	Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–6°C, 33.8–34.8‰)	Red Sea–Persian Gulf Intermediate Water (RSPGIW) (5–14°C, 34.8–35.4‰)	Eastern South Pacific Intermediate Water (ESPIW) (10.0–12.0°C, 34.0–34.4‰)
	Mediterranean Water (MW) (2.6–11.0°C, 35.0–36.2‰)		Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–10°C, 33.8–34.5‰)
	Arctic Intermediate Water (AIW) (–1.5–3.0°C, 34.7–34.9‰)		
Deep and abyssal waters (1500 m–bottom)	North Atlantic Deep Water (NADW) (1.5–4.0°C, 34.8–35.0‰)	Circumpolar Deep Water (CDW) (1.0–2.0°C, 34.62–34.73‰)	Circumpolar Deep Water (CDW) (0.1–2.0°C, 34.62–34.73‰)
	Antarctic Bottom Water (AABW) (–0.9–1.7°C, 34.64–34.72‰)		
	Arctic Bottom Water (ABW) (–1.8 to –10.5°C, 34.88–34.94‰)		
		<i>Circumpolar Surface Waters</i>	Subantarctic Surface Water (SASW) (3.2–15.0°C, 34.0–35.5‰)
			Antarctic Surface Water (AASW) (–1.0–1.0°C, 34.0–34.8‰)

本表擷取自：Emery, W. J. (2001), Water types and water masses, Encyclopedia of Ocean Sciences, 6, pp.3182.

## 第四章、結論

本研究主要是探討流入南海內部之深層 (大於 2000 公尺)海水的流量與來源，作為研究南海內部分層現象明顯的基礎。根據國科會海洋學門海洋資料庫所提供的南海海域海底地形資料顯示，南海在沿著水深 2000 公尺等深線的區域描繪，為一近似封閉的輪廓，只有在呂宋海峽東方與太平洋相連處，大約在東經 121.5 度的位置，存在有兩個深水通道 D1、D2，其中 D1 為較北方的通道，位於台灣的東南邊，而 D2 則為較南方的通道，位於呂宋海峽的東邊。

假若南海與太平洋在水深 2000 公尺以下的區域確實存在有深層海水的交換現象，其必然經由 D1、D2 這兩個深水通道進行流通，透過個別施放一組深海錨碇進行海流觀測，可求得冷水經由通道注入南海 2000 公尺以下區域的流量，以及了解深層冷水流入南海的情形。觀測結果指出，D2 通道處的平均流向為西南向，平均流量則約為  $1.08 \pm 0.32$  Sv；而在 D1 通道處，其平均流向為東北向，平均流量也僅約為  $-3.62 \times 10^{-2}$  Sv (負值為流出南海海盆)，顯示透過 D1 通道流出南海的流量十分微小，起碼比 D2 通道處的流量小一個級數以上，故以 D2 通道處的流量做為深層海水注入南海海盆的主要源頭。

當深層海水進入南海內部後，假定流量的傳輸維持容積守恆，且注入的冷水無其他管道可流出南海海盆，皆以均勻湧昇的方式與上層海水混合，可藉由 D2 通道處流入的流量估算出在南海海盆水深 2000 公尺等深線處的湧昇速度約為  $1.10 (\pm 0.32) \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ；而有關於南海底部冷水滯留時間的估算方面，流入的深層冷水在藉由湧升的過程後，需要花費約 31~58 年的時間才能將舊有的南海海盆底層水替換完成。此估算年限在與前人對於南海深層冷水滯留時間估算研究的比較中，Chen and Huang (1995)利用水量及鹽度的

質量平衡原理，研究南海海水交換的情形，進而估算出南海海盆水深 1350 公尺以下的海水滯留時間約為 40 年；林 (2000) 以二維數值模式與佈放於呂宋海峽和南海北部的流速儀資料相比較指出，南海海盆水深 1500 公尺以下的海水滯留時間約為 30 年；Qu *et al.* (2006) 結合水文觀測資料與理論解析，估算出南海海盆水深 1500 公尺以下的海水滯留時間應少於 30 年；Gong *et al.* (1992) 依據水文化學方面的研究以及佈放於呂宋海峽的流速儀資料指出，呂宋海峽水深 2000 公尺以下區域的海水滯留時間約為 40~115 年；Chao *et al.* (1996) 利用三維數值模式進行南海底層環流的數值模擬，估算出南海海盆水深 2000 公尺以下的海水滯留時間約為 45~83 年；顯示上述估算年限皆與本研究所得到的結果 (31~58 年) 頗為接近。

在探討造成南海水深 2000 公尺處海水湧昇的機制中，利用 QSCAT 風場資料計算出的艾克曼抽送速度 ( $1.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ )，加上由氣候平均值 GDEM 計算出的地轉流湧昇速度 ( $0.30 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ) 的流速總合，在乘上南海海盆於水深 2000 公尺處的海水截面積 ( $9.86 \times 10^{11}$  平方公尺) 後，可求得其傳輸的流量約為 1.58 Sv，與透過錨碇資料計算出之 D2 通道處的平均流量 ( $1.08 \pm 0.32 \text{ Sv}$ ) 相比，流量傳輸約達到一近似平衡的關係，顯示艾克曼抽送以及地轉流湧升應是兩個造成南海水深 2000 公尺處海水湧昇的主要機制，進而促使深層冷水自 D2 通道流入南海海盆，以補償湧昇的海水。

而關於流入南海內部之深層冷水來源的探討，利用國科會海洋學門海洋資料庫提供的觀測資料所繪製出的溫鹽圖結果顯示，在南海內部之深層冷水的溫度範圍約介於  $1.2 \sim 2.8 \text{ }^\circ\text{C}$  之間，鹽度範圍則介於  $34.58 \sim 34.7 \text{ psu}$  之間；此分布趨勢與 Emery (2001) 對於全球海洋中各水團所提出定義中的太平洋副北極中層水 (溫度範圍介於  $5 \sim 12 \text{ }^\circ\text{C}$  之間，鹽度範圍介於  $33.8 \sim 34.3 \text{ psu}$  之間) 以及繞極深層水 (溫度範圍介於  $0.1 \sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$  之間，鹽度範圍介於

34.62~34.73 *psu* 之間)三者間約呈現一近似線性的關係，故推論流入南海內部之深層冷水的來源可能是由此兩種水團所混合而成。

為維持南海內部的分層現象，關於南海內部湧昇的深層冷水對其海表層吸收熱量後所能造成的影響，可透過熱通量傳輸的估算進行探討，顯示由 D2 通道處注入南海內部的冷源 ( $-10.5 \text{ Wm}^{-2}$ )，約能抵消其 40% 的海表面淨熱通量 ( $26.2 \text{ Wm}^{-2}$ )，說明了其冷水的湧升現象，對於維持南海內部的強分層以及旺盛的內運動扮演著十分重要的角色。此外，根據渦動熱傳導方程式，假設海洋中垂直方向的熱對流與垂直方向的熱擴散約達到一平衡關係 (Wang, 1986)，可藉由錨碇資料計算出的湧昇速度，對南海內部的渦流擴散係數進行估算，結果顯示，南海在水深 2000 公尺處的渦流擴散係數約為  $(12.12 \pm 3.24) \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。



## 參考文獻

1. **Alford, M. H.** (2003), Redistribution of the energy available for ocean mixing by long-range propagation of internal waves, *Nature*, **423**, 159-162.
2. **Broecker, W. S., Patzert, W. C., Toggweiler, J. R. and Stuiver, M.** (1986), Hydrography, chemistry, and radioisotopes in the southeastern Asian basins, *Journal of Geophysical Research*, **91 (C12)**, 14345-14354.
3. **Chao, S. Y., Shaw, P. T. and Wu, S. Y.** (1996), Deep water ventilation in the South China Sea, *Deep-Sea Research I*, **43 (4)**, 445-466.
4. **Chen, C. T. A. and Huang, M. H.** (1995), Carbonate chemistry and anthropogenic CO<sub>2</sub> in the South China Sea, *Acta Oceanologica Sinica*, **14 (1)**, 47-57.
5. **Chen, C. T. A., Wang, S. L., Wang, B. J. and Pai, S. C.** (2001), Nutrient budgets for the South China Sea basin, *Marine Chemistry*, **75**, 281-300.
6. **Chu, T. Y.** (1972), A study of the water exchange between Pacific Ocean and the South China Sea, *Acta Oceanographica Taiwanica*, **2**, 11-24.
7. **Cushman-Roisin, B.** (1994), *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Prentice Hall, 320 pp.



8. **Duda, T. F., Lynch, J. F., Irish, J. D., Beardsley, R. C., Ramp, S. R., Chiu, C. S., Tang, T. Y. and Yang, Y. J.** (2004), Internal tide and nonlinear internal wave behavior at the continental slope in the northern South China Sea, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **29(4)**, 1105-1130.
9. **Emery, W. J.** (2001), Water types and water masses, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, **6**, 3179-3187.
10. **Fang, Y. C.** (2007), Mode-2 internal solitary wave in the shelf break zone of northern South China Sea, MD dissertation, Institute of Oceanography, National Taiwan University, 61 pp.
11. **Fu, L. L. and Holt, B.** (1982), Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar, *JPL Publications*, 81-120.
12. **Gong, G. C., Liu, K. K., Liu, C. T. and Pai, S. C.** (1992), The chemical hydrography of the South China Sea west of Luzon and a comparison with the west Philippine Sea, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **3(4)**, 587-602.
13. **Han, W. Y., Lin, H. Y. and Rong, R. G.** (1994), Seawater flux of the South China Sea, *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, **12**, 339-342.
14. **Helfrich, K. R. and Melville, W. K.** (1986), On long nonlinear internal waves over slope-shelf topography, *Journal of Fluid Mechanics*, **167**, 285-308.

15. **Kallberg, P., Berrisford, P., Hoskins, B., Simmons, A., Uppala, S., Lamy-Thepaut, S. and Hine, R.** (2005), ERA-40 Atlas, ERA-40 Project Report Series, **19**, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 191 pp.
16. **Kowalik, Z. and Murty, T. S.** (1993), Numerical Modeling of Ocean Dynamics, World Scientific, 481 pp.
17. **Liu, C. T. and Liu, R. J.** (1988), The deep current in the Bashi Channel, *Acta Oceanographica Taiwanica*, **20**, 107-116.
18. **Nitani, H.** (1972), Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio: Its Physical Aspects of the Japan Current*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, University of Washington Press, 129-163.
19. **Pond, S. and Pickard, G. L.** (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd Edition, Pergamon Press, 329 pp.
20. **Qu, T., Girton, J. B. and Whitehead, J. A.** (2006), Deepwater overflow through Luzon Strait, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **111**, C01002.
21. **Ramp, R. S., Tang, T. Y., Duda, T. F., Lynch, J. F., Liu, A. K., Chiu, C. S., Bahr, F., Kim, H. R. and Yang, Y. J.** (2004), Internal solitons in the northeastern South China Sea Part I: Source and deep water propagation, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **29** (4), 1157-1181.

22. **Robinson, A. and Stommel, H.** (1959), The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation, *Tellus*, **11 (3)**, 295-308.
23. **Stommel, H.** (1958), The abyssal circulation, *Deep-Sea Research*, **5**, 80-82.
24. **Stommel, H.** (1958), *The Gulf Stream: A Physical and Dynamical Description*, University of California Press, and Cambridge University Press, 202 pp.
25. **Teague, W. J., Carron, M. J. and Hogan, P. J.** (1990), A comparison between the Generalized Digital Environmental Model and levitus climatologies, *Journal of Geophysical Research*, **95 (C5)**, 7167–7183.
26. **Trenberth, K. E., Large, W. G. and Olson, J. G.** (1989), *A Global Ocean Wind Stress Climatology Based on ECMWF Analyses*, TN-338+STR, National Center for Atmospheric Research, 93 pp.
27. **Wang, J.** (1986), Observation of abyssal flows in the northern South China Sea, *Acta Oceanographica Taiwanica*, **16**, 36-45.
28. **Wyrski, K.** (1961), *Physical oceanography of the Southeast Asian waters. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand 1969-1961*, NAGA Rep. No.2, University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California, 195 pp.

29. **Yang, Y. J., Tang, T. Y., Chang, M. H., Liu, A. K., Hsu, M. K. and Ramp, S. R.** (2004), Soliton northeast of Tung-Sha Island during the ASIAEX pilot studies, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **29 (4)**, 1182-1199.
30. **林嫩瑛** (2000), 南海底層環流的數值模擬, 國立台灣大學海洋研究所碩士論文。
31. **梁文德** (2002), 南海上層海溫及海流變化之研究, 國立台灣大學海洋研究所博士論文。

