



國立中山大學海洋地質及化學研究所

碩士論文

Institute of Marine Geology and Chemistry

National Sun Yat-sen University

Master Thesis

南海北部顆粒性有機碳之側向通量

Lateral Fluxes of Particulate Organic Carbon in the Northern
South China Sea

研究生：林熙翔 撰

Hsi-Hsiang Lin

指導老師：洪慶章 博士

Dr. Chin-Chang Hung

陳鎮東 博士

Dr. Chen-Tung Arthur Chen

中華民國 102 年 7 月

July 2013

國立中山大學研究生學位論文審定書

本校海洋地質及化學研究所碩士班

研究生林熙翔（學號：M975030009）所提論文

南海北部顆粒性有機碳之側向通量

Lateral fluxes of particulate organic carbon in the northern South China Sea

於中華民國 102 年 6 月 3 日經本委員會審查並舉行口試，符合碩士學位論文標準。

學位考試委員簽章：

召集人 林慧玲 林慧玲

委員 洪慶章 洪慶章

委員 陳鎮東 陳鎮東

委員 周文臣 周文臣

委員 許世傑 許世傑

委員 _____

指導教授(洪慶章) 洪慶章 (簽名)

指導教授(陳鎮東) 陳鎮東 (簽名)

致謝

感謝恩師陳鎮東及洪慶章教授幾年來的辛勤教誨，使學生獲益匪淺。除了在課堂上悉心的指導外，在日常生活中也體會到老師無窮盡點子，讓我瞭解到事情可從各個角度去思考。這讓學生知道學習並不是枯燥乏味，而是可以千變萬化並殊途同歸的！也感謝我的口委老師林慧玲、周文臣及許世傑老師的不吝賜教，讓學生了解到更多不足之處，以利修改跟改進。

在海地化所的這日子，算算已有四年時間，人們總認為碩士學位的取得是在兩、三年間。但多了一、兩年的體驗，我想這也非白走一遭。即使總是環繞在碳化學的學問上，既有二氧化碳氣體的接觸亦有顆粒態有機碳的收集。所得的學習是整套的也更為完整，並非破簡殘篇、郢書燕說。

在實驗室與大家相處的記憶中，總是容易停留在野外採樣以及出海的航次中。從陳鎮東老師到洪慶章老師實驗室，一向如此。殊不知是對體力及精神的深度考驗印象深刻、還是對此意猶未盡念念不忘。但總是需要有共患難的體驗才能更加珍惜周邊的人、事、物。還記得和張詠斌老師初次的出海體驗，讓我一直識張老師為共患難過的夥伴，至此之後，不論是中途

的休學，或是復學後的種種心態調適，都更能卸下心房與老師交流和溝通，在此也謝謝張老師的指點及幫助。

在這裡要感謝的人太多了！誠如我們的所長，林慧玲老師，不但有課堂上的授業、還有電子顯微鏡的操作及拍攝的幫助，對我論文幫助匪淺。更有修儀姐不斷的督促、及處事道理上的教導和分享以及所辦的陳兄、秀梅姐、瓊文姐等，也在我查詢資料、選課學習上，給了我最大力的幫助。

而最功不可沒的還有碳索實驗室的大師姐(巧如學姐)、國書學長、大師兄(詠嚴學長)、二師兄(壯怡學長)及學弟妹映學、建志、思瑜、雅鳳。還有不能忘掉的漢杰學長、庭萱學姐以及對我幫助最多的同學俊欽及裕彰學長。謝謝你們！沒有你們的幫助，不論是採樣方面、儀器分析、樣品處理及數據處理上的幫助，我無法得到一份完整的數據來完成本論文。

最後謝謝老婆(玉珊)給了我最大的精神支柱，我的老爸和老媽給了我大量的金援支助，還有我的小孩給了我最想趕快畢業的理由。也讓我我知道，原來一件工作完成、一個學位的取得，居然需要感謝那麼多人的幫忙，謝謝你們。

摘要

為了更加瞭解熱帶邊緣海的碳循環，本研究以漂浮式沉積物收集器於2012年9月5、6日及25–28日的兩個航次，在南海北部T1 (21°42' N; 120°2' E) 和T2 (21°37' N; 119°54' E) (水深>2000 m) 兩個測站，收集不同深度的沉降顆粒並量測顆粒性有機碳 (particulate organic carbon, POC) 通量 (flux)，同時以掃描式電子顯微鏡觀察顆粒外觀，並以感應耦合電漿質譜儀量測沉降顆粒之金屬濃度，以探討南海北部POC flux及其來源。結果在T1站150、500及1000 m的POC flux分別為33、32及23 mg-C m⁻² d⁻¹，而在T2站150、500、1000及2000 m的POC flux分別是36、46、24及35 mg-C m⁻² d⁻¹。此結果和一般大洋不一樣，大洋的POC flux是隨深度遞增而遞減。然而本研究反而在深水處(1000及2000 m) 有高值出現，暗示此區域可能有很高的e ratio (POC flux/基礎生產力) 或有深海側向傳送、再懸浮等現象。然而電子顯微鏡觀察的結果呈現150 m之沉降顆粒是以浮游植物殼體、糞粒碎屑等海源性居多，但深層之沉降顆粒則以非生物性的居多。發現在500 m以下之沉降顆粒含有高比例的鋁 (7.0%)、鐵(4.0%)，與地殼中鋁 (8.2%) 和鐵 (5.6%) 含量接近。綜合上述的證據，本研究區域之深海有機碳的來源非來自有光層內的海源性顆粒，而是可能來自沉積物的再懸浮、海底崩塌等側向傳輸所帶來的陸源物質。經以傳統的下沉顆粒遞減模式來扣除深水處之POC flux，得到1000及2000米側

向傳送的通量分別是13.5及28.5 mg-C m⁻² d⁻¹。

關鍵詞：顆粒性有機碳、側向傳輸、碳通量、沉積物收集器、南海北部

Abstract

To better understand sinking particles fluxes and their sources in tropical marginal seas, this study measured particulate organic carbon fluxes at different depths at two stations T1, (21°25.6'N; 120°1.4'E) and T2 (21°22.5'N; 119°32.9'E, water depth >2000 m) in the boundary area between the shelf and the basin of the northern South China Sea on September 5th-6th and 25th-28th in 2012, respectively. Images of selected sinking particles were directly taken by scanning electron microscopy (SEM). Concentrations of metals in sinking particles were measured by ICP-MS. The results showed that POC fluxes at 150, 500 and 1000 m at station T1 were 33, 32 and 23 mg-C m⁻² d⁻¹, respectively. At station T2, POC fluxes at 150, 500, 1000 and 2000 m were 36, 46, 24 and 35 mg-C m⁻² d⁻¹, respectively. POC fluxes in the deep depths (1000 and 2000 m) at both stations had elevated values. The observed results are different from normal distribution of POC flux in the open ocean suggesting elevated e-ratios (POC flux/primary production) or lateral flux dominating POC flux in the study area. Sinking particles from 150 m contained abundant marine biogenic particles such as phytoplankton cells, fecal pellets, and detritus, while sinking particles from deep water (1000 and 2000 m) contained abundant non-biogenic particles. Moreover, sinking particles below 500 m contained high concentrations of Al (8.2%, dry weight) and Fe (5.6%) which are close to those in the earth crust. The results suggest that elevated POC fluxes appearing at deep waters (>500 m) could be from sediment resuspension, lateral particle transport, or episodic events rather than from

marine biogenic particles sinking. The lateral POC fluxes, estimated by a commonly applied POC flux degradation equation (i.e. the Martin equation, 1987), were 13.5 and 28.5 mg-C m⁻² d⁻¹ at 1000 and 2000 m in the northern South China Sea, respectively.

Keywords : northern South China Sea, floating sediment trap, carbon flux, lateral flux, particulate organic carbon

目錄

論文審定書	i
致謝	ii
摘要	iv
Abstract	vi
目錄	viii
圖目錄	xi
表目錄	xiv
第一章、前言	1
1.1. 本研究的重要性	1
1.1.1. 海洋對二氧化碳的影響	1
1.1.2. 物理幫浦 (physical pump)	2
1.1.3. 生物幫浦 (biological pump)	3
1.1.4. 顆粒性有機物 (particulate organic carbon, POC)	4
1.2. 研究現況	7
1.3. 研究目的	10
第二章、材料與方法	11
2.1. 研究區域	11

2.2. 水樣採集和分析	11
2.2.1 水體中顆粒性有機碳 (particle organic carbon, POC)	12
2.2.2. 營養鹽 (氮、磷、矽)	12
2.3. 沉降 POC 的收集與分析	15
2.3.1 沉積物收集器	19
2.4. 以感應耦合電漿質譜儀	20
2.5. 透光度探針 (transmissometer)	20
2.6. Martin's equation	21
第三章、結果與討論	22
3.1. 南海北部之水文特徵	22
3.1.1. 溫度及鹽度	22
3.1.2. 營養鹽及葉綠素 <i>a</i>	23
3.1.3. 總懸浮物質及海水之穿透率	25
3.1.4. 溶解態有機碳 (dissolved organic carbon)	29
3.1.5. 懸浮態顆粒有機碳 (Particulate Organic Carbon, POC) 之 濃度	30
3.3. 碳通量的推估	40
3.4. 掃描式電子顯微鏡結果	41

3.5.沉降顆粒之微量金屬濃度.....	43
第四章、結論.....	47
參考文獻.....	49
中文部份	49
英文部分	50

圖目錄

圖 1.1、近一萬年大氣二氧化碳濃度變化.....	5
圖 1.2、碳循環	6
圖 1.3、生物幫補	7
圖 2.1、Trap (T1) 及 Trap2 (T2) 採樣站位圖.....	14
圖 2.2、漂浮式沉積物收集器	17
圖 2.3、錨碇式沉積物收集器	17
圖 2.4、漂浮式沉積物收集器示意圖.....	18
圖 3.1、Trap1 (T1) 站之溫鹽曲線圖	23
圖 3.2、Trap2 (T2) 站之溫鹽曲線圖	23
圖 3.3、Trap1 (T1) 站之各項營養鹽濃度	24
圖 3.4、Trap2 (T2) 站之各項營養鹽濃度	25
圖 3.5、Trap1 (T1) 葉綠素 <i>a</i> 濃度	25
圖 3.6、Trap2 (T2) 葉綠素 <i>a</i> 濃度	25
圖 3.7、Trap1 (T1) 站水體中總懸浮物質之濃度	28
圖 3.8、Trap2 (T2) 站水體中總懸浮物質之濃度	28
圖 3.9、T1 測站垂直剖面之穿透度	29
圖 3.10、T2 測站垂直剖面之穿透度	29

圖 3.11、Trap1 (T1) 測站之 DOC 濃度	30
圖 3.12、Trap2 (T2) 測站之 DOC 濃度	30
圖 3.13、Trap1 (T1) 測站於收集器佈放前後懸浮態 POC 濃度	32
圖 3.14、Trap2 (T2) 測站於收集器佈放前後懸浮態 POC 濃度	32
圖 3.15、T1 站 Trap 回收時懸浮態 POC 與葉綠素 <i>a</i> 作圖	32
圖 3.16、T2 站 Trap 回收時懸浮態 POC 與葉綠素 <i>a</i> 作圖	32
圖 3.17、Trap1 (T1) 測站之沉積物收集器所得之 POC flux	38
圖 3.18、Trap2 (T2) 測站之沉積物收集器所得之 POC flux	38
圖 3.19、本研究站位及前人研究之採樣位置	39
圖 3.20、Trap1 及 Trap2 測站之各深度碳氮比值	39
圖 3.21、Trap1 (T1) 測站經 Martin's equation 所推算之碳通量	41
圖 3.22、Trap2 (T2) 測站經 Martin's equation 所推算之碳通量	41
圖 3.23、觀察 150 m 之沉降顆粒樣本以電子顯微鏡紀錄	42
圖 3.24、觀察 500 m 之沉降顆粒樣本以電子顯微鏡紀錄	42
圖 3.25、觀察 1000 m 之沉降顆粒樣本以電子顯微鏡紀錄	43
圖 3.26、觀察 2000 m 之沉降顆粒樣本以電子顯微鏡紀錄	43
圖 3.27、Trap1 (T1) 站各深度顆粒性金屬元素濃度分佈	45
圖 3.28、Trap2 (T2) 站各深度顆粒性金屬元素濃度分佈	45

圖 3.29、岩石相及本研究各測站所收集樣品之 Al 含量 46

圖 3.30、岩石相及本研究各測站所收集樣品之 Fe 含量 46

表目錄

表 1-1、近年來量測南海 100-200 m 碳通量數據及測量方法之文獻.	9
表 2-1、本研究 Trap 佈放時間、地點及採樣深度	15
表 3-1、Trap1 及 Trap2 測站質量通量、POC 重量百分比、POC 通量、 TN 通量及 C/N 比值之列表.....	37
表 3-2、T1、T2 測站及前人於南海之碳通量研究.....	38

第一章、前言

1.1. 本研究的重要性

1.1.1. 海洋對二氧化碳的影響

在工業革命前大氣中二氧化碳 (carbon dioxide, CO₂) 的濃度約為280 ppm。工業革命後，因人類開始燃燒化石燃料，以及對土地的大量開發（砍伐森林），CO₂濃度在2012年已增加至391 ppm，由Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) 報告中，1995–2005年以每年平均上升1.9 ppm的速度增加（圖1-1）。

Siegenthaler and Sarmiento (1993) 研究指出，大氣中碳儲存量約為750 Gt-C (1 Gt-C = 10¹⁵ gC)，陸地生物圈為550 Gt-C，海洋中碳儲存量為39800 Gt-C（圖1.2）。海洋的碳儲存量遠高於大氣及陸地生物圈兩者總和，因此在海洋中碳循環的些許改變即可能大大影響大氣中CO₂之濃度，因此我們應把焦點著重於海洋。

海洋與大氣間碳的循環及交換主要由物理幫浦 (physical pump) 及生物幫浦 (biological pump) 來主導。物理幫浦指的是大氣中的 CO₂ 由海-氣的交換 (air-sea exchange) 溶解到水體中，再由溫鹽環流 (thermohaline circulation) 將 CO₂ 帶至深洋中儲存。因此藉由儲存 CO₂ 的動作進一步的吸收及降低大氣中 CO₂ 之濃度 (Feely et al., 2001)。在 Walsh (1988) 研究中發現，大陸邊

緣海對海洋生地化循環影響日益加劇，因為大陸邊緣海豐富的營養鹽不但刺激了浮游植物的生長，同時也使得更多的 CO_2 被浮游植物固定，間接的使得邊緣海成為大氣中 CO_2 的匯 (sink)。因此碳循環在大陸邊緣海海域的研究也倍受重視。

1.1.2. 物理幫浦 (physical pump)

大氣中 CO_2 經由海-氣交換溶解進入海水中。並以碳酸氫根 (bicarbonate, HCO_3^-)、碳酸根 (carbonate, CO_3^{2-}) 及 CO_2 三種形態存在，稱為溶解性無機碳。而這些溶解性的無機碳會短暫儲存於海-氣交換旺盛的表層海水上，且滯留時間 (residence time) 約十年左右或更短 (鍾，2008)。隨著溫鹽環流及海水溫度所造成的密度梯度可再進一步的將二氧化碳累積儲存在更深層的海洋中。在極區因海溫較低，對 CO_2 而言具有較高的溶解度，此時海水密度較大。因此在這樣的物理條件作用下，能將表層密度大的冷水帶至深層，並同時吸納較多之 CO_2 儲存於深海中，並在深層海洋中循環。當冬季時，在極區會有 Meridional Overturning Circulation (MOC) 發生。此時高緯度含 CO_2 濃度較高的冰冷海水會因北大西洋在極區的此種循環，能更容易的將表層水輸送至深海中 (Natural Environment Research Council, NERC, <http://nora.nerc.ac.uk/274949/>)。影響海-氣交換的因素有很多，除了溫度外，

大氣中與海水中 CO_2 的分壓差 (air-sea gradient) 也是影響海氣交換的重要因素之一，其次，風速、風向、蒸發降雨、鹽度及洋流等都是重要的影響要素。這些經由溶解性幫浦帶往深層的溶解性無機碳，其停留時間大約是 500 年，文獻 (Wanninkhof and McGillis, 1999; Nightingale et al., 2000) 指出，這些溶解性無機碳的物理幫浦作用除了能降低大氣中 CO_2 的濃度外，同時也能降低大氣 CO_2 濃度的增加速率。

1.1.3. 生物幫浦 (biological pump)

海洋中生物幫浦分為兩種：碳酸鈣幫浦及有機碳幫浦。前者為具有碳酸鈣殼體之浮游生物所造成的，在表層海水中生物的碳酸鈣殼體生成時，會消耗掉海水中的碳酸氫根，而造成海水中的鹼度 (alkalinity) 下降並同時釋出二氧化碳。當深度變深時，此時溫度會降低而壓力會變大，間接的造成了碳酸鈣的溶解度變高。當深度來到躍溶帶 (lysocline) 時，碳酸鈣的溶解速度會增加；到了碳酸鈣補償深度 (carbonate compensation depth, CCD) 時會完全溶解。當碳酸鈣物質完全溶解後，會造成鹼度的增加同時消耗水體中的 CO_2 。因此，再經由湧升機制被帶至表水，進而讓海水混合 (Heinze et al., 1991)。

而有機碳幫浦如 Chisholm (2000) 所提，指的是透光層及其以上區域中

(如圖1.3) 浮游植物 (phytoplankton) 行光合作用，使用海水中的溶解性無機碳 (dissolved inorganic carbon) 並將其轉換成有機物質的過程。大部分有機物質 (~90%) 會在上層海水中被利用，如浮游動物的攝食在被帶至高階的食物鏈，經分解後再重複地循環並再利用，即所謂的再礦化作用 (remineralization)。但是仍有小部分的有機物質 (~10%)，會繼續沉降至較深的海水中，而最後只剩約0.1%可被永遠埋藏在底部的沉積物中 (Sarmiento et al., 1995)。

1.1.4. 顆粒性有機物 (particulate organic carbon, POC)

生物幫浦提供了海洋中POC一部分的來源，而另一來源則為陸源的輸入，此兩部分的顆粒物輸入，於海水各個深度所佔比例皆不一樣且隨地區不同而改變。陸源性來源種類可分為：大氣沉降、河川輸入、陸棚和陸坡區的沉積物及底層的原始陸源性的再懸浮顆粒，都可稱為陸源性物質。而生物性來源，主要還是由透光層之浮游植物行光合作用，經生長轉換成有機物質。而生物生長產生的排泄物、生物死亡後動植物殘骸處於溶解性或顆粒態間的存在，都統稱為生物性來源 (Parsons, 1973)。從海洋吸收大氣之 CO_2 ，到 CO_2 由生物幫浦轉換有機碳儲存於海底，這一連串碳轉換及儲存的過程，說明了海洋對大氣的固碳能力。

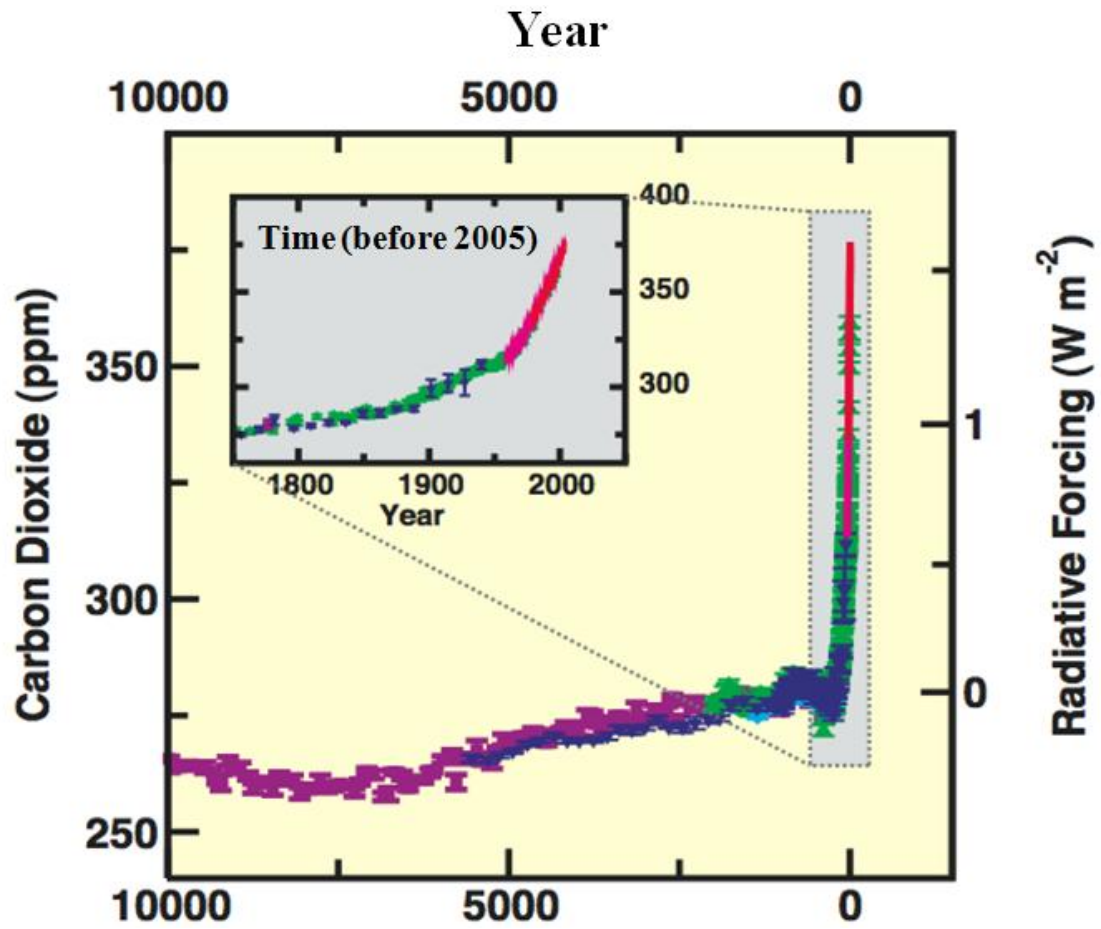


圖 1.1、近一萬年大氣二氧化碳濃度變化

(Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007)

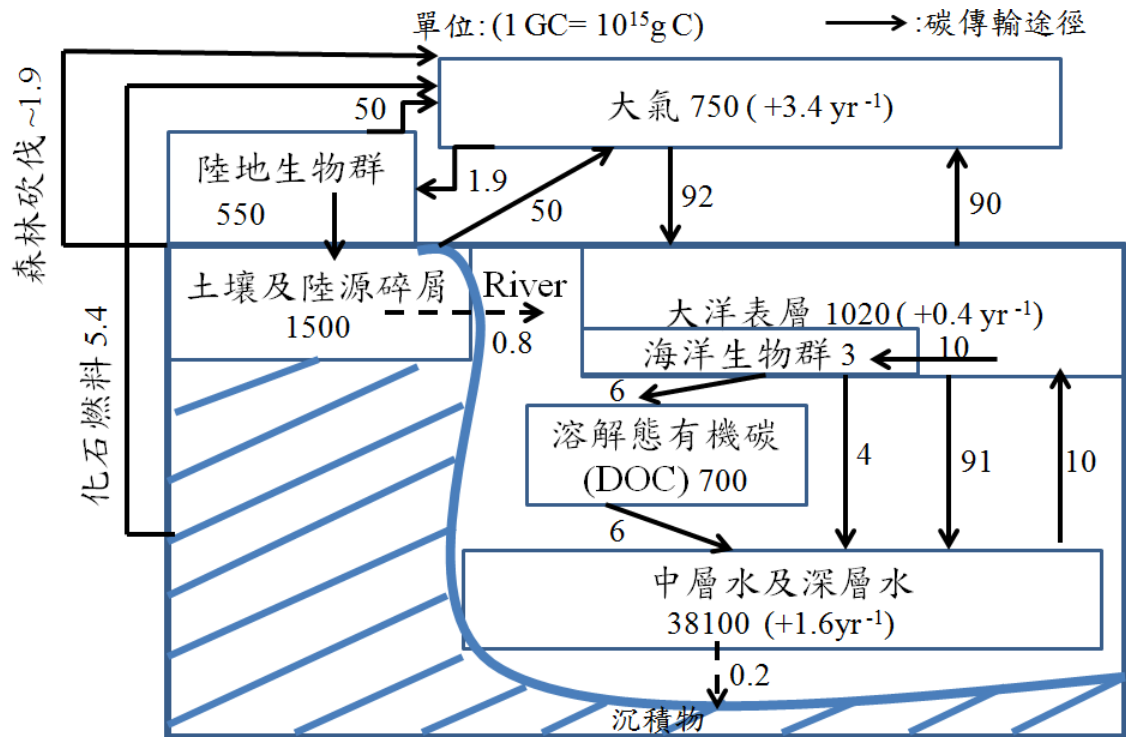


圖 1.2、碳循環，改繪自 (Siegenthaler and Sarmiento, 1993)

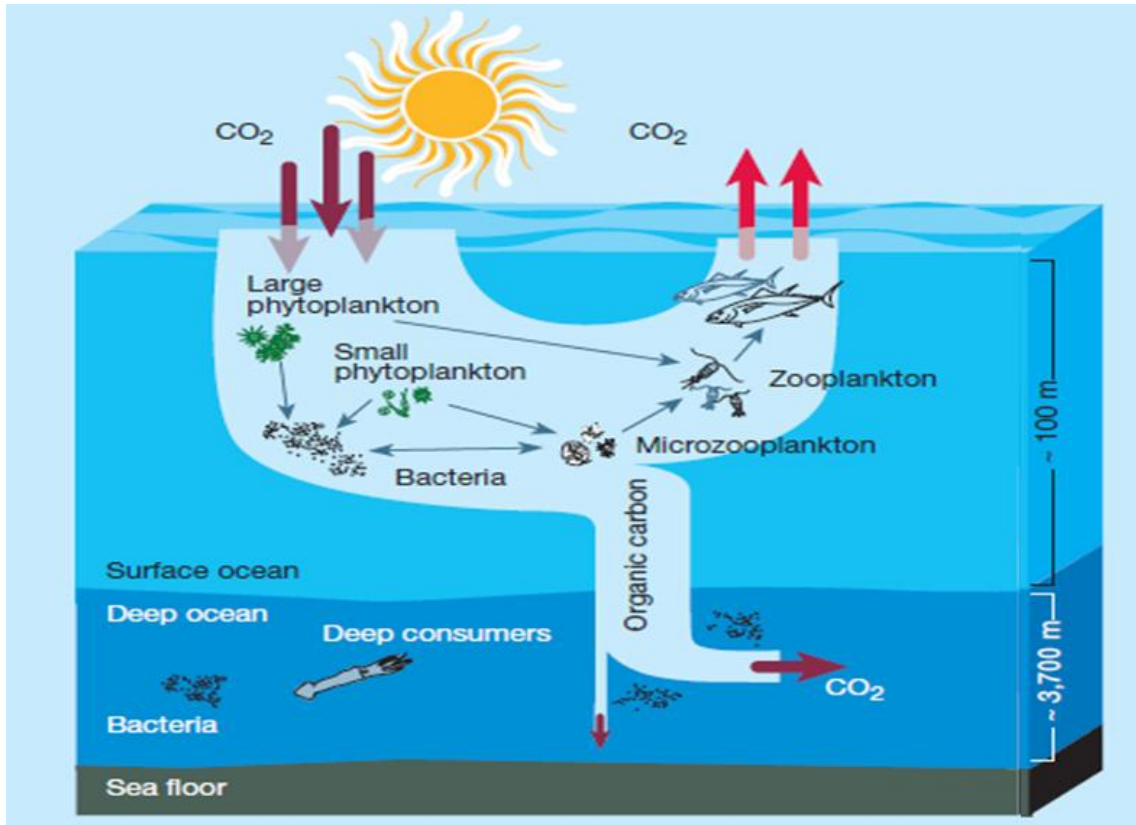


圖 1.3、生物幫補，取自 (Chisholm, 2000)

1.2. 研究現況

有許多文章 (Liu et al., 2002; Chou et al., 2006; Hung et al., 2007; Ho et al., 2009; Hung and Gong, 2010; Wei et al., 2011) 討論南海熱帶邊緣海之顆粒性有機碳通量，但是這些研究的深度都在200 m以淺，其碳通量是以放射性核種當示蹤劑、營養鹽比例推估及質量守恆觀等方式計算而得，並非實際測量的值 (如表1-1)。在深度1000 m以深的水體，一般研究採用錨碇式收集器獲得碳通量資料，但是衍生出許多問題，例如：Honjo et al. (1992) 提到，若以錨碇式收集器 (moored sediment trap) 量測碳通量，在流速小於 10 cm s^{-1} 會有

較佳的收集效率；另外Yu et al. (2001) 也提到錨碇式收集器受水體動力影響，有機碳的收集效率可能會減少16%–21%。Hung et al. (2007) 佈放了深水（約2000 m）的錨碇式沉積物收集器，然而這些資料卻只有部分被報導出來，在深水處的資料卻是缺乏的。最近Liu et al. (2013) 報導極端氣候引發的異重流會將顆粒堆積於海底峽谷，同時也指出異重流的現象（深水有較低的光穿透度）也可能發生在開放的大洋中，只是目前沒有直接的證據來證實這些POC會被帶往較深的海域。另外過去的深水碳通量測定，大都是用深海錨碇式收集器來估計POC flux，目前已知深水的Trap可能會受海流影響而傾斜，因此對北南海深層水的POC flux 資料還是相當缺乏。

表 1-1、近年來量測南海 100-200 m 碳通量數據及測量方法之文獻
(表修改自 Wei et al. 2011)

Method	mmol-C m ⁻² d ⁻¹	Reference	Note
<u>Northern shelf</u>			
²³⁴ Th Proxy	53.3~26.6	Chen et al. (2008)	Estimated POC flux at 100 m
<u>Central basin</u>			
²²⁸ Ra-NO ₃ coupling	26.5	Nozaki and Yamamoto (2001)	Estimated diffusive POC flux at 100 m
Biogeochemical modeling	1.7~3.5	Liu et al. (2002)	Estimated POC flux at 125 m
¹⁵ N new production	3.8~6.7	Chen (2005)	
Carbon budget	2.9~6.7	Chou et al. (2006)	Net community production at mixed depth
Moored sediment trap	4.2~71.8	Ho et al. (2009)	Estimated by phosphorus flux at 160 m
Moored sediment trap	3.3~55.0	Ho et al. (2011)	Estimated POC flux at 120 m
Floating trap	9.8~18.5 (14.4 ±3.3)	Wei et al. (2011)	Measurement of POC flux at 100 m
²³⁴ Th Proxy	9.6~21.0 (13.4 ±4.1)		Estimated POC flux at 100 m
²¹⁰ Pb Proxy	7.2~21.3 (12.3 ±5.5)		Estimated POC flux at 100 m
²¹⁰ Po Proxy	1.8~20.3 (9.8 ±6.7)		Estimated POC flux at 100 m
<u>Southern shelf</u>			
²²⁸ Ra-NO ₃ coupling	4.4~5.7	Cai et al. (2002a,b)	Estimated diffusive NO ₃ flux at 200 m
²³⁴ Th Proxy	5.7		Estimated POC flux at 100 m
²²⁸ Th Proxy	1.7		Estimated POC flux at 100 m
²¹⁰ Po Proxy	1.2	Yang et al. (2009)	
Floating trap	63.0 ±7.4	Hung and Gong (2010)	Measurement of POC flux at 120 m
	49.9 ±7.0		Measurement of POC flux at 150 m
	45.6 ± 5.8		Measurement of POC flux at 200 m

1.3. 研究目的

為了更加瞭解熱帶邊緣海的深水POC flux及盡量減少深海錨碇式收集串列傾斜問題而導致對碳通量估計的影響，本研究於2012年9月5、6日及25–28日的兩個航次，在南海北部，T1 (21°42' N; 120°2' E) 和T2 (21°37' N; 119°54' E) (水深 >2000 m) 兩個測站，以垂直式漂浮沉積物收集器收集150、500、1000及2000 m的沉降顆粒樣本，並分析水體中的水文參數，以瞭解本研究區域的POC flux及其可能來源。

第二章、材料與方法

2.1. 研究區域

本研究於2012 年9月5、6日及25–28日，以海洋研究船三號 (R/V Ocean Research III) 兩個航次 (ORIII-1637及ORIII-1644) 共進行了為期六天的採樣工作並以漂浮式收集器串列的佈放已收集碳通量資料，採樣位置於圖2.1。本研究區域位於南海北部及高屏峽谷以南，範圍在北緯21–23°，東經119–121°間。測站為T1 (21°42' N; 120°2' E) 和T2 (21°37' N; 119°54' E)。

2.2. 水樣採集和分析

水樣的採集項目包括懸浮POC、DOC及營養鹽等，採集深度分為5、25、50、75、100和125 m，以及150、250、500、1000、1500和2000 m。海水樣品的採集是以研究船的輪盤式採水器 (rosette sampler)，以10 L的Niskin採水瓶採集水樣。由Sea-Bird公司製的SBE 911 plus溫鹽深儀 (Conductivity-Temperature-Depth Pressure, CTD) 量測溫度及鹽度。CTD的側邊加掛透光度計 (Transmission, Alpatracka MKII) 及螢光計 (Fluorometer, Aqua tracka III) 以測量穿透度及現場葉綠素 a 的螢光值。

2.2.1 水體中顆粒性有機碳 (particle organic carbon, POC)

水體中 POC 的測定是根據 Hung et al. (2003, 2004)、Hung and Gong (2007) 的方法來進行。懸浮 POC 水樣採集，同樣以研究船輪盤式採水器 (Rosette Sampler)，搭配 10 公升的 Niskin 採水瓶採集。先以 2 L 棕色採水瓶收集 Total Suspended Matters (TSM) 與 POC 之水樣，再將水樣以直徑 47 mm 玻璃纖維濾紙 (GF/F; pore size $\approx 0.7 \mu\text{m}$) 進行過濾，並以蒸餾水洗去鹽分並冷凍保存於 -20°C 。參考 Buesseler et al. (2007) 的方法，回實驗室後於無塵環境下將樣品解凍，再以解剖顯微鏡挑除浮游動物 (swimmers)。參考 Hung et al. (2004) 的方法，在真空乾燥的環境下，使用矽膠 (silica gel) 材質之乾燥劑去除濾紙多餘水分，並將濾紙秤重；再以 12 N HCl 燻酸 18 小時以上（此步驟是為了要去除顆粒性無機碳）。將樣品以錫盒 (Tin-boat) 包裹，再以元素分析儀 (CHNS/O Elementar, Vario EL, Germany) 分析濾紙上的 POC 的含量 ($\mu\text{g-C}$)。所得 POC 的含量 ($\mu\text{g-C}$) 再除以過濾體積 (L) 後即得水體之 POC 濃度 ($\mu\text{g-C L}^{-1}$)。

2.2.2. 營養鹽 (氮、磷、矽)

氮 (nitrogen) 為合成蛋白質及核酸所必需之元素。一般藻類可以直接利用氨態氮 (NH_4)、硝酸態氮 (NO_3) 及亞硝酸態氮 (NO_2) 等可溶性的無機氮，

而且少數大型藻類還可直接利用尿素等有機氮 (Morris, 1974)。磷 (phosphorus) 則是植物生物體內蛋白質、核酸、細胞膜及輔酵素等構成細胞的主要元素，許多生物在代謝過程中的初產物都含有磷 (Lobban and Harrison, 1994)。在海水中浮游植物可利用磷的形式有三種，分別是無機磷酸離子 (inorganic phosphate)、有機磷化合物 (organic phosphorus compounds) 及磷的聚合物 (polyphosphate) (Lobban and Harrison, 1994)。矽營養鹽 (silicate) 為矽藻生長的必需營養鹽，矽在海水中無複雜的循環，其主要來自陸地岩石風化，再經由河川輸送或是由沙塵暴等形式直接輸入海洋。在海水中，矽的分佈會依矽藻的生長情形遍佈於各大洋中。本研究營養鹽的測定是由國立海洋大學龔國慶老師實驗室人員協助測量營養鹽濃度，包括：硝酸鹽 (NO_3)、亞硝酸鹽 (NO_2)、磷酸鹽 (PO_4) 及矽酸鹽 (SiO_3)。分別利用鎘還原呈色法 (Cadmium reduction method)、偶氮比色法 (azo dye colorimetric method)、FIA (Flow injection analyzer) 及分光光度計測定硝酸鹽與亞硝酸鹽濃度 (Strickland and Parsons, 1972; Pai et al., 1990b)，精確度分別為 $0.02 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 及 3% (濃度為 $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$)。磷酸鹽的測定則採用氫鉬酸還原法 (molybdenum blue method)，並以分光光度計測定 (Pai et al., 1990a)，精確度分別為 3% ($0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$) 和 0.5% ($2.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$)。矽酸鹽則使用矽鉬酸還原法 (silicomolybdenum blue method)，並配合 FIA 及分光光度計偵測其濃度

(Fanning and Pilson, 1973)。當濃度為 $5\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$ 時，精確度為2% (Gong et al., 1996, 2003)。

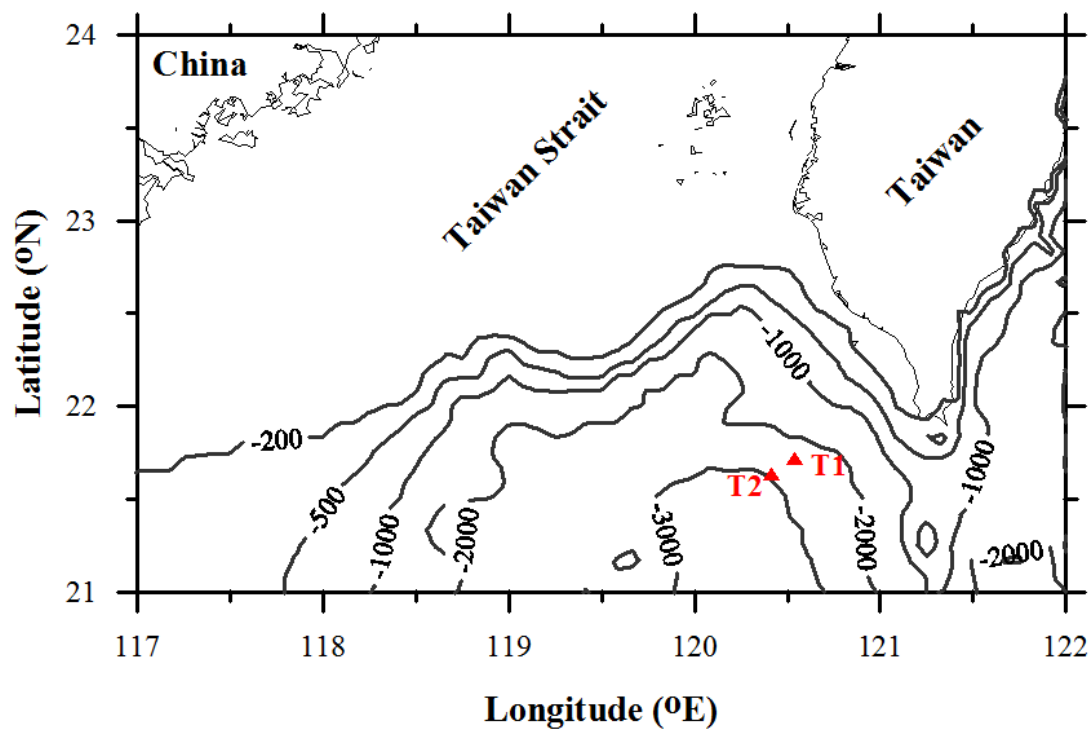


圖 2.1、Trap (T1) 及 Trap2 (T2) 採樣站位圖

表 2-1、本研究 Trap 佈放時間、地點及採樣深度

測站 編號	航次 編號	採樣 時間	沉積物收集器 佈放深度(m)
T1 (21°42'N,120°2'E) (佈放)	ORIII-1637	09/05/2012	1000
T1 (21°42'N,120°2'E) (回收)	ORIII-1637	09/06/2012	1000
T2 (21°37'N,119°54'E) (佈放)	ORIII-1644	09/25/2012	2000
T2 (21°36'N,119°47'E) (回收)	ORIII-1644	09/26/2012	2000

2.3. 沉降 POC 的收集與分析

本研究以附有旗桿、信號器及衛星定位系統 (global position system, GPS) 的漂浮式沉積物收集器 (floating sediment traps) 來採集沉降顆粒 (圖 2.2)。

沉積物收集器分為 8 個及 12 個收集管柱，佈放深度分為 150、500、1000 及 2000 m 下放前先以過濾海水填充於管中，過濾海水是以孔徑 $< 0.5 \mu\text{m}$ 的濾蕊 (polypropylene filter cartridge) 過濾後所得，施放時間為 18–24 hr，施放深度如表 1 所示。沉積物收集器回收後，於 4 °C 冷藏環境下靜置 4 小時以上，再以直徑為 25 mm，孔徑為 1 μm 的石英濾紙 (quartz filter) 來過濾整管的水樣。過濾完成後，以蒸餾水洗去濾紙上鹽分，再將樣本保存於低溫環境 (–20 °C)。回實驗室後，由於浮游動物會影響碳通量之計算及分析 (Lee et al., 1988)，因此須挑除一些體型較大的浮游動物 (Buesseler et al., 2007)，如橈腳

類 (copepod)、翼足類 (pteropod)。挑除完畢後，使用矽膠 (silica gel) 材質之乾燥劑在真空乾燥環境下，去除濾紙中多餘的水分，並秤乾燥後總重。將其送入低背景值beta-counter (RISØ GM-25-5, Denmark) 中量測樣中鈷-234 (^{234}Th) 的放射量 (cpm)，空白值的放射量範圍大約介於0.15與0.20 cpm。每次測定時間為1000分鐘，誤差值皆小於6%，儀器的計數效率為39–41% (Hung et al., 2012)。將結果依計算公式 (Buesseler et al., 1992, 1995) 計算 ^{234}Th 活度衰變並除以收集管面積、過濾水樣體積得到 ^{234}Th activity ($\text{dpm m}^{-2} \text{d}^{-1}$ or dpm L^{-1})。

POC含量的分析，須再將濾紙燻酸 (HCl, 12 N) 18小時，除去樣品中的無機碳及碳酸鈣，再進行第二次的真空乾燥以去除水分及酸。酸化後的樣品用錫盒包裹，再以元素分析儀 (CHNS/O Elementar, Vario EL, Germany) 測定。空白值的測定介於1.2至2.0 μmol (以兩張濾紙疊加一起，下方之濾紙為空白值濾紙，用來量測濾紙原始的有機碳含量以扣除溶解性有機碳對顆粒性有機碳的影響)。由元素分析儀所得數值即為顆粒態之碳含量 ($\mu\text{g-C}$)，而濾紙上的POC的含量 ($\mu\text{g-C}$) 再除以收集管的面積 (約 0.0035 m^2) 及收集時間，即可得POC通量 ($\mu\text{g-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$)。本研究以標準品 (sulfanilic acid) 建立檢量線，每次實驗前先測定3–5個標準品，以確保儀器之準確度。實驗過程中每隔20個樣品插入一個標準品進行校正。標準品碳及氮之元素含量標

定值分別為6.10 %及8.09 % (碳及氮的標準品準確度與精確度分別為
 $6.01 \pm 0.07\%$ 及 $8.14 \pm 0.11\%$)。



圖 2.2、漂浮式沉積物收集器



圖 2.3、錨碇式沉積物收集器

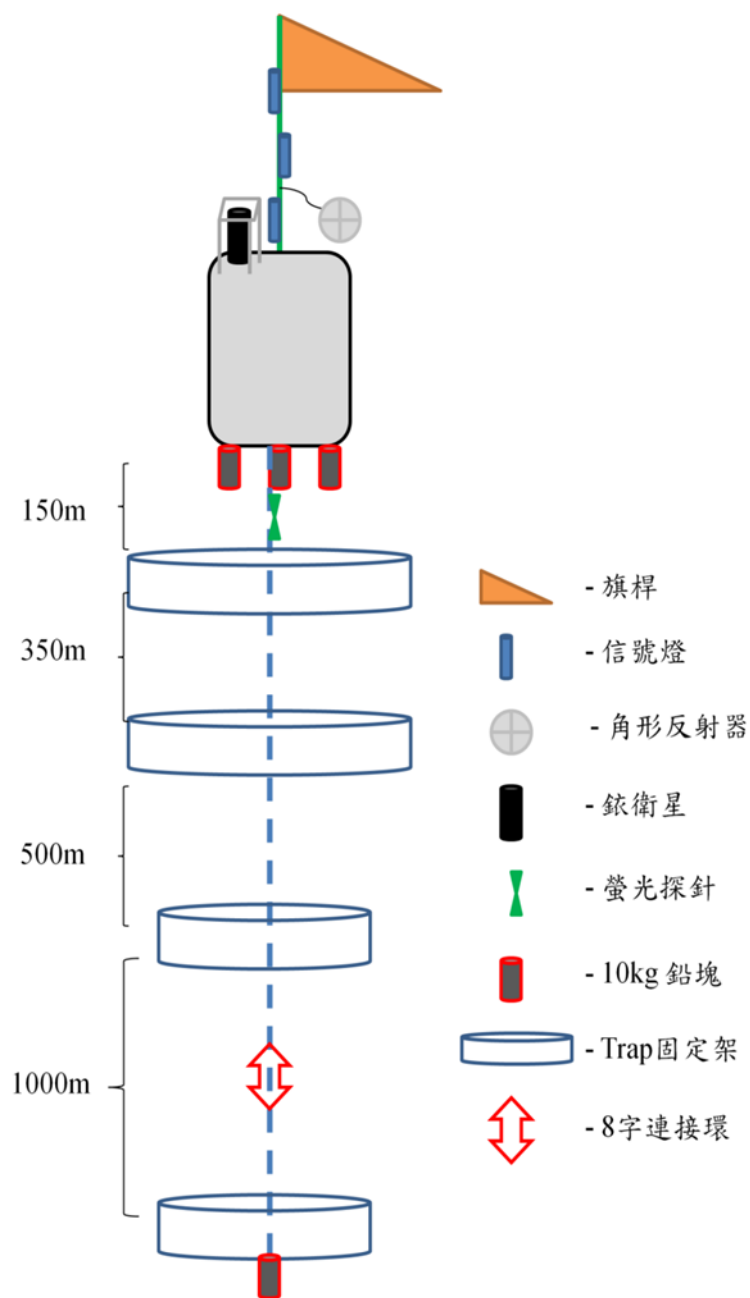


圖 2.4、漂浮式沉積物收集器示意圖

2.3.1 沉積物收集器

沉積物收集器 (sediment trap) 是研究海洋生地化學工作的重要工具之一。沉積物收集器可量測下沉顆粒及各種物質或元素進入深海的通量，以瞭解大陸邊緣海輸入到大洋的各種物質交換過程與傳輸機制。收集器是以一圓型鐵架為主體可裝載8或12支圓柱狀的塑膠收集管，每管的收集面積約 0.0035m^2 ，收集管的長度和管口直徑的比例約為1:10。為了減少水流的擾動，會於管口位置覆蓋類似蜂巢的裝置 (Hung et al., 2009; Santschi et al., 2003)。

直接的使用沉積物收集器來觀察並量測顆粒性有機碳，是目前運用在碳通量量測上最直接的方法。現今的收集器大致上分為兩種：漂浮式沉積物收集器 (floating sediment trap) (圖 2.1) 與錨碇式沉積物收集器 (moored sediment trap) (圖 2.2)。漂浮式沉積物收集器是以隨波逐流方式佈放於測站表層，主要用於收集海水上層之下沉顆粒性有機碳。而另一種錨碇式沉積物收集器則是用於收集海水深層的下沉顆粒，通常佈放時間較長（時間可長達半年或以上）。但因長期的佈放收集，常常造成顆粒體本身發生溶解現象。目前所使用的解決方法是在沉積物收集器管內預先加入氯化汞 (HgCl_2) 或加入滷鹽水增加水的比重，以避免管內收集到的下沉顆粒受微生物分解，而造成POC的低估。此方法雖可有效避免微生物的分解作用，但所加入之有毒物質常造成浮游動物死前發生脫糞現象，並連同其殘骸殘留於管內造成有機碳

的高估 (Hung et al., 2004, 2007; Buesseler et al., 2007)。為了要減少影響實驗之種種因素，本論文樣品的採集上，全部採用漂浮式沉積物收集器，最深達 2000 m。

2.4. 以感應耦合電漿質譜儀 (Inductively coupled plasma-mass spectrometry, ICPMS) 量測下沉顆粒支金屬濃度

因ICPMS對大多數的元素有低的偵測極限，因此所有的樣品沒有經過濃縮步驟 (Jarvis et al., 1992)，但不用像AA一樣，測量不同之元素即需更換中空陰極管 (Hollow Cathode Lamps) 之燈源。本研究的樣品是以濃酸硝化後，再以ICPMS量測對下沉顆粒中金屬。詳細的分析步驟與元素檢測下限可參考 Hsu et al. (2008)

2.5. 透光度探針 (transmissometer)

光對海水的穿透率是以透光度探針 (transmissometer) 測量。透光度探針經過多年的發展，已成了和海水總懸浮顆粒比對的有效工具。穿透率的計算原理為：透過透明或半透明液體的光通量與其入射光通量之百分比。用波長為 λ 、強度為 I_0 之單色光照射水體時，一部分被吸收，另一部分可以穿透水體。透過的光強度為 I ，則穿透率及為 T ，如式(1)。

$$T = \frac{I}{I_0} \times 100\% \quad (1)$$

穿透率的測量可以初步的評估採樣時之水體是否受到顆粒的影響。

2.6. Martin's equation

在1987年Martin在Vertical Transport and Exchange, Vertex計畫中。認為在開放性海洋的研究區域中，碳通量的空間分布差異是很小的 (Martin et al., 1987)。而Martin以其中六個站位，佈放free-floating 沉積物收集器來收集下沉顆粒，並以經驗公式來估算顆粒的衰減係數，如式 (2) 所示。

$$F = F_{100} \left(\frac{z}{100} \right)^{-b} \quad (2)$$

此處， b value為POC通量之衰減率 (0.863)； z 為收集器佈放的深度 (100 m或其它的深度)； F_{100} 為收集器在100 m處之通量（此數值為參考通量，可隨著量測深度不同而變更）。此方程式的應用除了需要100 m處的參考通量外，還需要有該研究區域之通量衰減率 (b value)。綜合上述兩條件後，以此經驗方程式可由表層參考通量去推估底層各深度之碳通量。

第三章、結果與討論

3.1. 南海北部之水文特徵

3.1.1. 溫度及鹽度

藉由判讀溫鹽圖的曲線型態可以分辨水團的來源，Gong et al. (1992) 以溫鹽資料，區分南海水 (South China Sea; SCS) 與西菲律賓海水 (Western Philippine Sea; WPS) 兩者之差異，他們的研究結果顯示，SCS 和 WPS 是由不同水團所形成的 (圖 3.1)；而本研究採樣點位於 SCS 與 WPS 之海水交換處，為了找出影響本研究區域的海水水團，將 Trap (T1) 站及 Trap2 (T2) 站 CTD 資料所繪製而成的溫鹽圖，與 SCS (藍線) 和 WPS (紅線) 之溫鹽比較。結果顯示 (圖 3.1 及圖 3.2)，在位溫 15°C 以上，WPS 鹽度皆較 SCS 高；因此，若表水有 WPS 的混合，則海水鹽度也會有顯著的增加。T1 測站的溫鹽資料與 WPS 和 SCS 溫鹽資料相較下，Trap1 測站在各個深度所受的水團影響皆來自 SCS，其鹽度範圍為 32.9–34.6 (圖 3.1)。而 Trap2 測站，觀察到從 2–160 m 處皆有 WPS 混合的訊號，鹽度範圍為 33.8–34.7 (圖 3.2)。Nitani (1972) 曾提到，WPS 於深度 75–150 m 處，會有鹽度極大值 34.9，位溫為 21.5°C，為北太平洋副熱帶水 (North Pacific Subtropical water)；於深度 600–650 m，有鹽度極小值為 34.3，位溫約為 7°C，為北太平洋中層水 (North

Pacific Intermediate water)。以 SCS 和 WPS 作比較，在深水處，WPS 較 SCS 有明顯的鹽度極大值和極小值，可能是因為 SCS 湧升現象較 WPS 為顯著 (Wyrski, 1961; Broecker et al., 1986)。因此，本研究在水深 160 m 以深的溫鹽曲線較 WPS 之溫鹽曲線平滑。由本研究 T2 站之溫鹽資料顯示，大約在 160m 以上可能受到 WPS 海水混合，160 m 以深的海水其溫鹽性質仍為 SCS 的訊號。

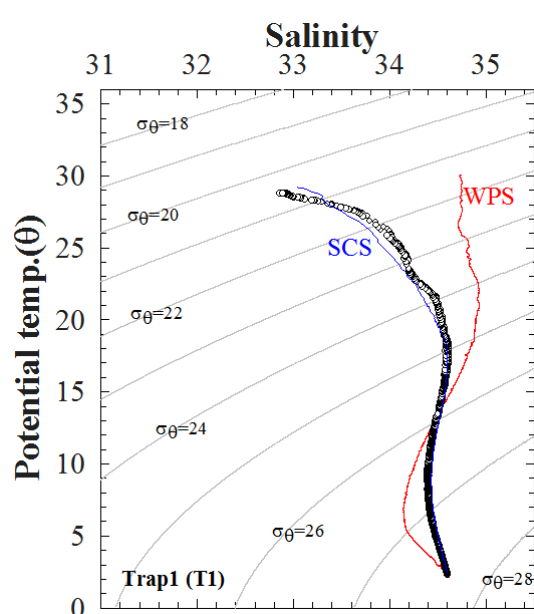


圖 3.1、Trap1 (T1) 站之溫鹽曲線圖

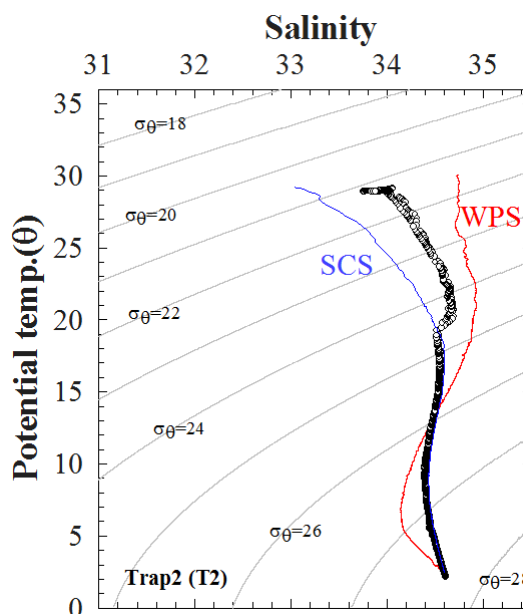


圖 3.2、Trap2 (T2) 站之溫鹽曲線圖

3.1.2. 營養鹽及葉綠素 *a*

營養鹽為生物生長所必需的元素，瞭解其濃度變化可以輔助我們判讀初級生產力與營養鹽利用的關係。而本實驗所量測的營養鹽項目包括硝酸鹽、

磷酸鹽及矽酸鹽。由各測站營養鹽的垂直分佈 (如圖3.3、圖3.4)，可觀察到在測站的表層5至100 m處，營養鹽濃度趨近於零。這是因為在表層浮游植物行光合作用而增加對營養鹽的利用所致的低值；隨著深度的增加，在500 m處各營養鹽濃度皆急遽上升。由於500 m以深無光合作用，加上生物的分解而增加營養鹽的累積。在水深1000 m以下，營養鹽濃度的變化變小且達飽和使得曲線趨於平滑。

在Trap1及Trap2測站的葉綠素 a 濃度分布，其極大值分別在75及100 m (圖3.5、3.6)。由葉綠素 a 濃度的剖面圖 (圖3.5、3.6) 發現，葉綠素 a 濃度的高值主要集中在水深150 m以淺，雖然表層海水有最大的光照，但是浮游植物的濃度反而較低。這是因為太陽光線中的紫外線所造成 (陳，1994)。當深度達透光層底部時，這時無足夠的光線供植物利用，因此於150 m以深之水體，其葉綠素 a 的濃度趨近於0。

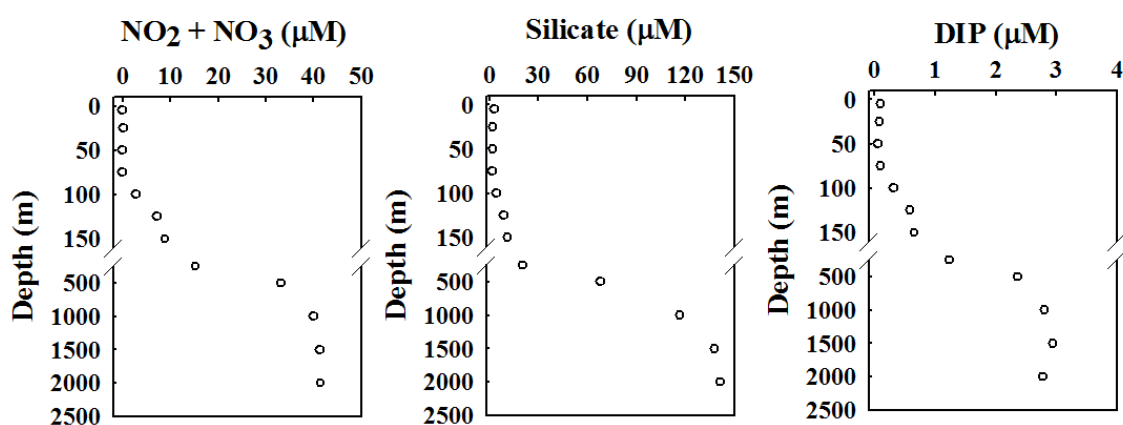


圖 3.3、Trap1 (T1) 站之各項營養鹽濃度

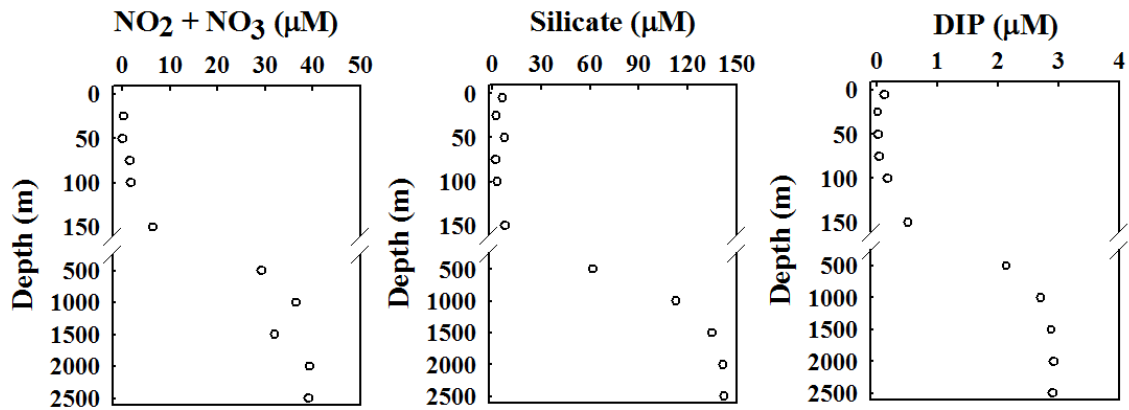


圖 3.4、Trap2 (T2) 站之各項營養鹽濃度

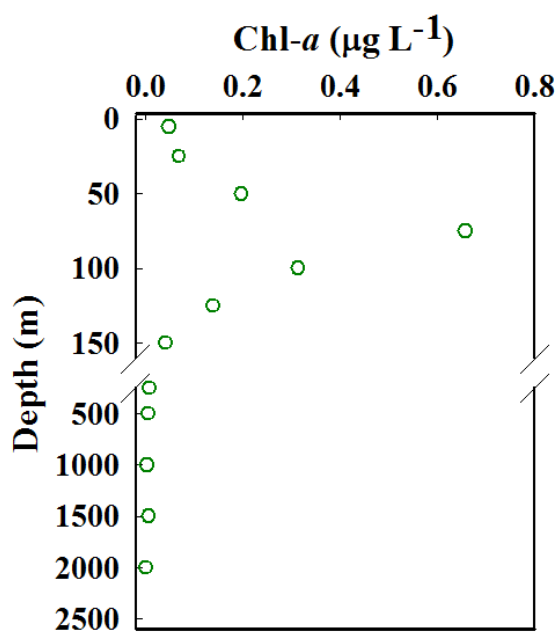


圖 3.5、Trap1 (T1) 葉綠素 *a* 濃度

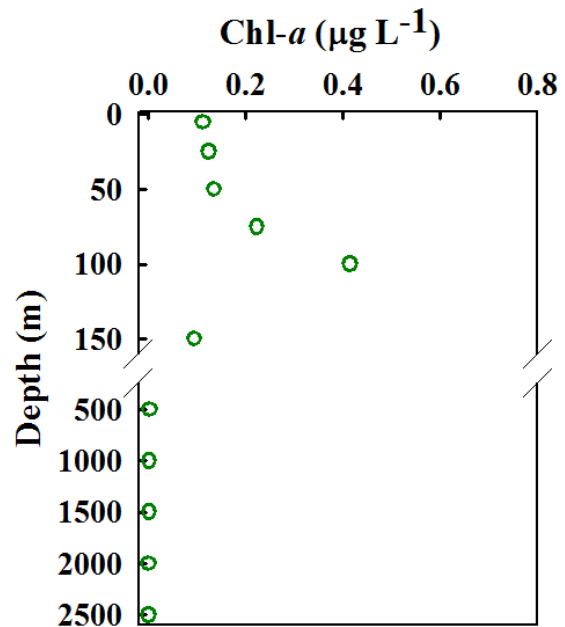


圖 3.6、Trap2 (T2) 葉綠素 *a* 濃度

3.1.3. 總懸浮物質及海水之穿透率

總懸浮物質 (total suspended matter, TSM) 是影響海水中水體的散射程度及穿透率主要的因素之一，故水體的穿透率及TSM的濃度間有良好的相關

性。圖3.7及圖3.8分別為北南海Trap1及Trap2測站之TSM垂直剖面濃度，測站之TSM濃度的垂直剖面可區分為兩個區段：0至500 m及1000至2500 m。在深度為0至500 m時，TSM濃度有相對的高值，濃度範圍為0.27至0.58 mg L⁻¹。Trap1測站（圖3.7）TSM濃度的高值出現在250和500m處（0.41及0.42 mg L⁻¹）。一般而言，表層水會除了受到大氣中顆粒物質的影響，並且會因為風的吹拂、溫度的變化及生物活躍的程度，懸浮顆粒來源變動大，且具有濃度高的特徵。當深度遞增，仍可見到TSM的濃度有增加的趨勢，本研究初步認為是受底層再懸浮作用的影響；在深度1000至2000 m間，TSM的濃度有逐漸增加的趨勢（圖3.7），1500至2500 m的深度同樣也有再懸浮影響的訊號（圖3.8）。此外，在1000 m處的TSM濃度有高值出現（0.62 mg L⁻¹），藉由比對穿透度資料（圖3.10）發現有相同的訊號，初步判斷本研究的TSM濃度有受再懸浮影響，而實際顆粒的來源仍需進一步探討。

穿透率的測量可以評估採樣時的水體是否受到側向傳輸或再懸浮的影響（圖3.9及圖3.10）。在圖3.9中，0至300 m處透光率有較大的變動，約2%的差異；在100 m處有極小值（85.8%），顯示在100 m處的表層水穿透率較差，可能的原因是表層有較多的懸浮顆粒及較高密度的浮游生物。隨著深度的加深，水體的穿透率也隨之上升，到深度約300 m處有穿透率之極大值（87.6%）。這是因為隨著深度的加深，一些影響水體透光度的因子減少，如：

水體中的顆粒物、懸浮顆粒及浮游生物數量等；另一方面可能發生顆粒的凝絮作用 (flocculation)，使得水體更容易讓光線穿透（當凝絮作用發生時，水體中的小顆粒會因凝絮而變少；另一方面則是會因為顆粒聚集或密度變大而沉至更深的水層下）。隨著深度增加，穿透率從原本 300 m 處的 87.6% 微幅降至 1500 m 處的 87.3% (圖 3.10)；在 1500 至 2000 m 處，穿透率數值急遽變小，直到約 1850 m 處穿透率有極小值 (85.5 %)。當深度達 2000 m 時，可能受到沉積物的再懸浮作用影響，而導致穿透率數值持續下降。但從探深儀的資料來看，實際水深為 2741 m，海底的再懸浮物質是否有辦法影響 2000 m 處之水體，難以進一步確認。另一方面，在同月份航次 ORIII-1644 的 T2 測站，出現了相同的結果，如圖 3.8 中所示。T2 測站水深達 3200 m，CTD 下放深度為 2500 m 時，同樣在 0 至 300 m 間有穿透度差異較大的水層，隨著深度到 400 m 處出現高值 (87.3%)，而低值則出現在約 1000 及 2200 m 處，2200 m 處的高值可能也是受底層的再懸浮作用所影響；但是在深度約 1000 m 處，同樣出現低值訊號 (85.7%)，然而底層再懸浮物質可能無法向上擴散至此深度的水體。Hung et al. (2003) 指出在水深 2000 m 處的測站，側向傳輸影響的深度在 500 至 1500 m 間，雖然採樣地點為東海的棉花峽谷，但由此文獻也告訴我們底層的高 TSM 除了由再懸浮作用所造成的，在離底較遠，如本實驗之 1000 m 及 2200 m 處的 TSM 高值也可能是和側向傳輸 (Lateral

transport) 的影響有關。而從圖 3.7 至圖 3.10 於兩測站 1000 m 及底層的 TSM 濃度及穿透度 (%) 之觀察得到一致的趨勢。

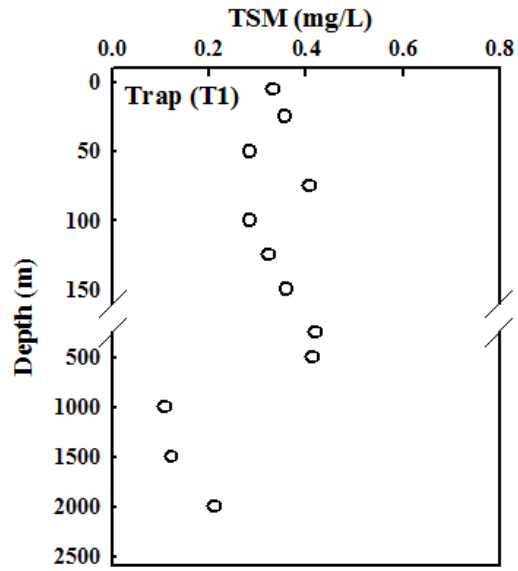


圖 3.7、Trap1 (T1) 站水體中總懸浮物質之濃度

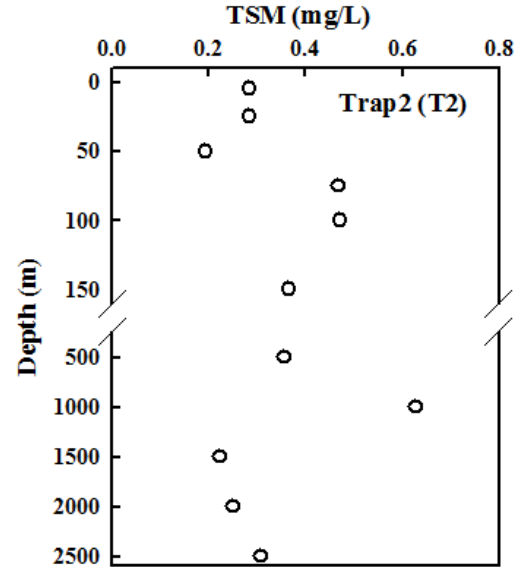


圖 3.8、Trap2 (T2) 站水體中總懸浮物質之濃度

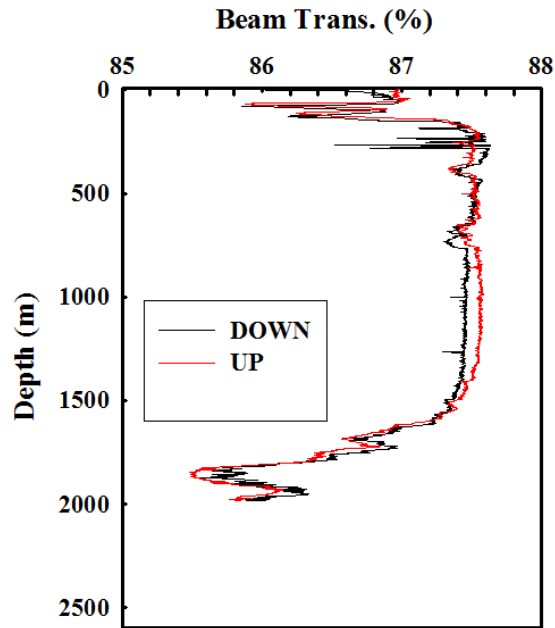


圖 3.9、T1 測站垂直剖面之穿透度

(DOWN: CTD 下放之數據；UP: CTD 上收之數據)

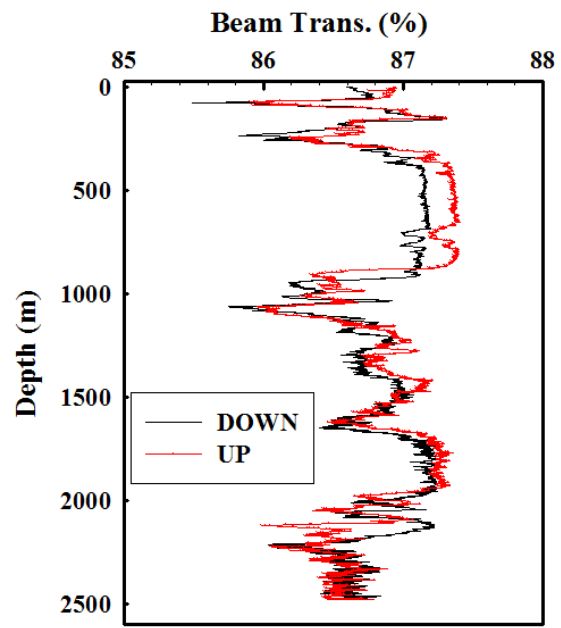


圖 3.10、T1 測站垂直剖面之穿透度

(DOWN: CTD 下放之數據；UP: CTD 上收之數據)

3.1.4. 溶解態有機碳 (dissolved organic carbon)

在海洋碳循環系統中，溶解態有機碳 (dissolved organic carbon, DOC) 佔總有機碳 (total organic carbon) 的90%以上 (Hedges, 1992)，且海洋中的 DOC 儲量 (約700 Pg-C) 幾乎與大氣中的二氧化碳儲量 (約750 Pg-C) 相當 (Hedges and Oades, 1997)。當初級生產力增加時，約有10%的有機物質從有機體內排出，這些排出的有機物質，可以直接被海水中的細菌分解利用；當生物死亡時，同樣會釋放出有機物至海水中，而這些有機物質便為DOC的主要來源。

兩測站的DOC濃度隨著深度增加而降低 (圖3.11、3.12)，在25及75 m處出現極大值 (95.0及108.1 μM)，推測可能的原因為表層的DOC濃度受活躍的生物活動所影響。由DOC濃度的垂直剖面顯示，在2000 m處有極小值 (50.7、52.5 μM)。可能的原因為DOC的來源為表層水，雖下層水體中的來源較少，還是有部分的DOC會持續的從沉降顆粒中氧化並分解至水體中；因此，在底層的DOC濃度雖然較低，還是能夠將DOC的濃度維持在40 μM 以上。

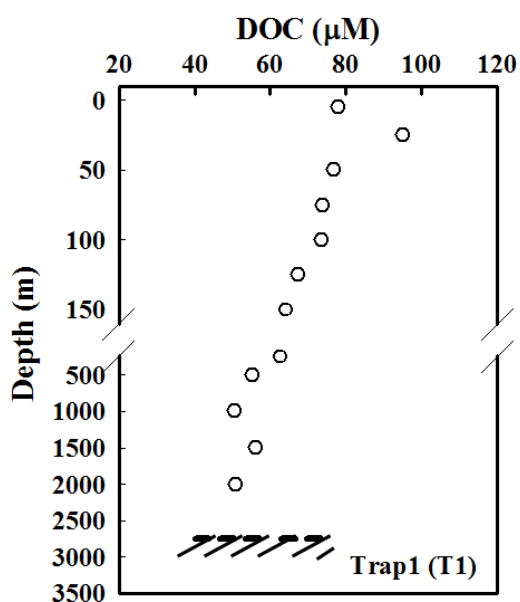


圖 3.11、Trap1 (T1) 測站之 DOC 濃度 (Niskin-bottle)。
(▨▨▨▨為海床)。

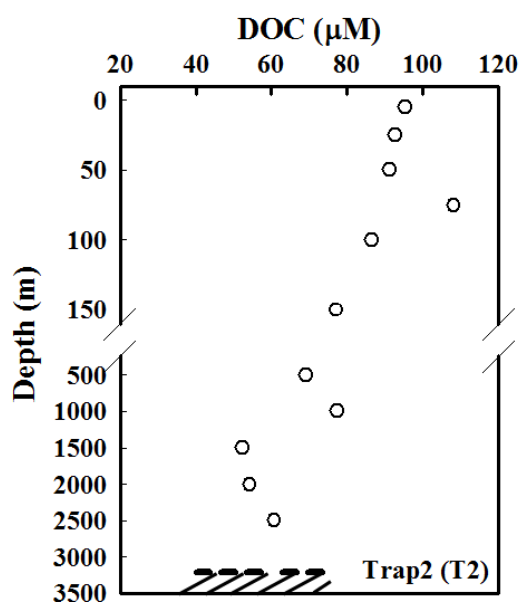


圖 3.12、Trap2 (T2) 測站之 DOC 濃度 (Niskin-bottle)。
(▨▨▨▨為海床)。

3.1.5. 懸浮態顆粒有機碳 (Particulate Organic Carbon, POC) 之濃度

圖3.13及圖3.14為北南海航次ORIII-1637及ORIII-1644在T1及T2測站所

測量水體中的懸浮態POC的濃度。在100 m以淺的深度，Trap佈放前和佈放後表層水體的POC濃度變化較大 ($22.1 \mu\text{g L}^{-1}$ 至 $50.2 \mu\text{g L}^{-1}$)，而較高濃度的數值也都集中在表層 (圖3.13)。當深度達100 m以深，懸浮態POC濃度的變化趨於平緩且數值也較低。由圖3.13和3.14中紅點的趨勢顯示浮游植物於透光層以上有較旺盛的生長作用；但是當深度在透光層以下時，沉降顆粒的分解作用則會讓水體中POC濃度降低。

比較T2測站Trap佈放前後POC的濃度，發現在不同深度中，有明顯的濃度差異。如圖3.14所示，於100 m以上，受浮游植物的生成與沉降分解作用的影響造成濃度變化較大 (29.0 至 $47.2 \mu\text{g L}^{-1}$)，於123至500 m間濃度的變動趨緩 (13.0 至 $18.6 \mu\text{g L}^{-1}$)，但當深度達1500 m時，Trap佈放前後POC濃度的差距可達 9.9 至 $40.2 \mu\text{g L}^{-1}$ ，在相同深度水層中即有約 $30 \mu\text{g L}^{-1}$ 濃度差距。本站水深為3200 m，依分析結果來看，底部的再懸浮物質很難影響到水深1000 m處，因此認為此訊號非來自底部而是側向傳輸所導致。

過去的文獻中曾提到生產力的量並不是POC濃度的絕對影響因素，浮游植物的族群結構才是影響POC主要的關鍵 (Boyd and Newton, 1995; Michaels and Silver, 1988)。但一般而言，還是認為透光層中的基礎生產力，是直接影響水體中POC濃度高低的控制因子之一。由Trap1及Trap2測站150 m以上的懸浮態POC和葉綠素 a 濃度的相關性 (T1: $r^2 = 0.6698$ ，T2: $r^2 =$

0.5872)，顯示浮游植物數量可能是影響本研究區域150 m以淺之懸浮態POC

濃度的主要因子。

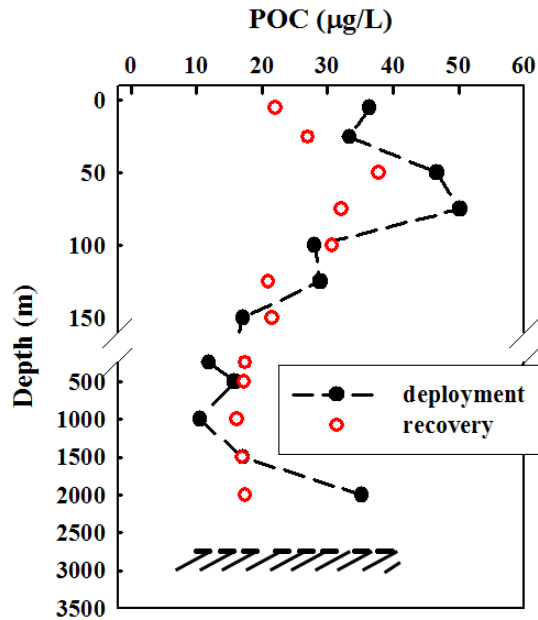


圖 3.13、Trap1 (T1) 測站於收集器佈放前後，在不同 cast 之採水瓶收集的 POC 濃度 (〰〰〰〰為海床)。

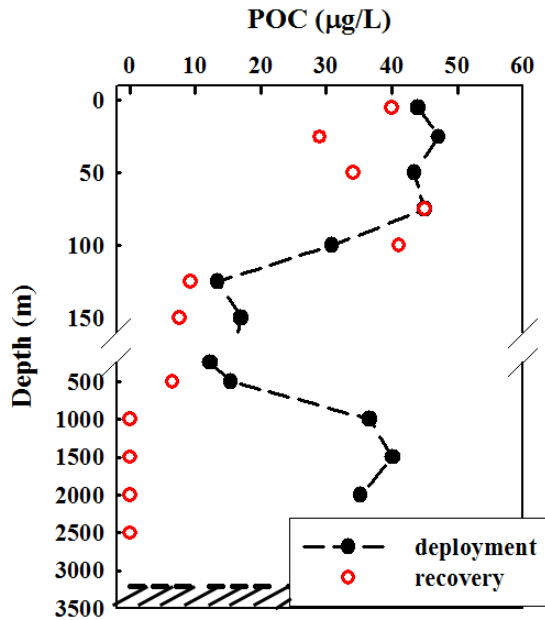


圖 3.14、Trap2 (T2) 測站於收集器佈放前後，在不同 cast 之採水瓶收集的 POC 濃度 (〰〰〰〰為海床)。

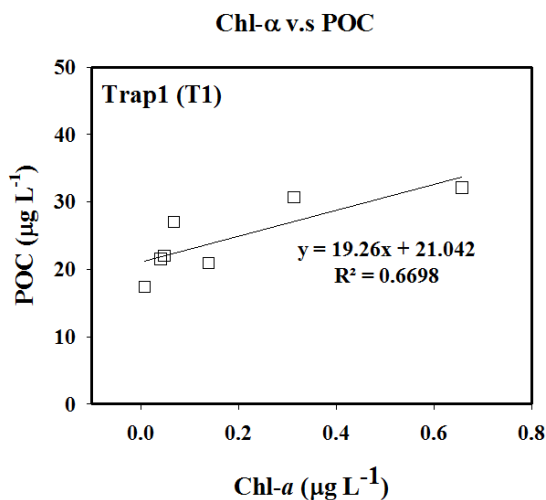


圖 3.15、T1 站 Trap 回收時以採水瓶收集之懸浮 POC 與葉綠素 a 作圖，深度範圍為表水至 150m

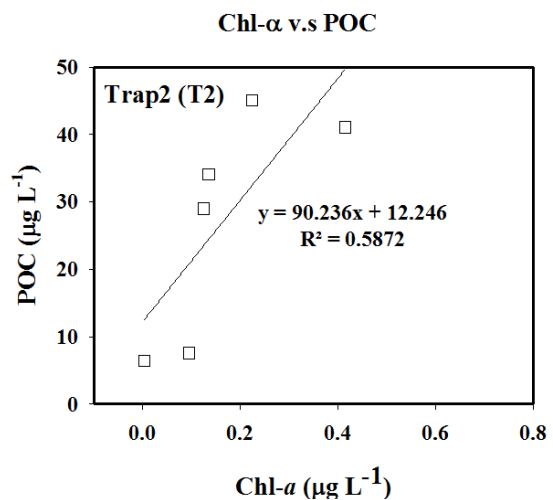


圖 3.16、T2 站 Trap 回收時以採水瓶收集之懸浮 POC 與葉綠素 a 作圖，深度範圍為表水至 150m

3.2、北南海之質量、有機碳及總氮通量

漂浮式沉積物收集器於北南海不同深度量測之質量通量 (Mass flux)、有機碳元素含量 (POC wt%)、顆粒態有機碳通量 (POC flux)、總氮通量及 C/N 比值，列於表 3-1。在 T1 站 150、500 及 1000 米之平均質量通量分別為 950、721 及 316 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 。而在 T2 站，150、500、1000 及 2000 米之平均質量通量分別為 480、392、415 及 918 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 。在 T1 站之平均 POC 通量分別為 32.6、31.9 及 22.8 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ，而 T2 站之 POC 與 T1 站類似，只是在 2000 米之 POC flux 是比 1000 米還高。顆粒氮通量在 T1 及 T2 之 150、500、1000 及 2000 米分別為 4.7、5.0、2.3 $\text{mg-N m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 及 6.7、5.3、3.3、5.3 $\text{mg-N m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ，在 T2 之 2000 米也發現比 1000 米之氮通量還高。

Hung et al. (2010) 在 2008 年 12 月間於北南海的研究指出，在表層 100、120 及 150 m 粒徑大於 1 μm 的 POC fluxes 分別為 63 ± 7 、 50 ± 7 及 $48 \pm 6 \text{ mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (表 3-2)。其 POC 通量隨深度遞減的原因，主要是因為有機質離開透光層向下輸送後，雖然浮游植物不再進行光合作用，但再礦化作用和細菌的消耗作用 (consumption) 仍持續進行，因此造成 POC 通量隨深度遞增而遞減。比較 Hung et al. (2010) 和本研究於 150 m 的 POC 通量，發現其 POC 通量高於本研究約 1.4 倍，可能原因為不同季節的影響下所造成的差異。

Chen et al. (1998) 和 Wiesner et al. (1996) 以錨碇式沉積物收集器量測南

海的POC通量 (圖3.19及表3-2)，於1000-1200 m碳通量介於3.9至4.2 mg-C m⁻² d⁻¹間、2240 m處為3.5 mg-C m⁻² d⁻¹，而在深度大於3000 m時，碳通量降至2.0–2.5 mg-C m⁻² d⁻¹。這些1000 m以深的POC通量皆以錨碇式收集器採集樣品，可以發現在1000和2240 m處之碳通量分別是3.9 和 3.5 mg-C m⁻² d⁻¹，和一般大洋的測量結果相同。Sarmiento et al. (1995) 認為顆粒的沉降過程中，只有少部分 (約10%) 的顆粒會沉降至較深的海水中，而可以被埋藏的沉積物可能不到0.1%。在本研究中，於1000 m深度的碳通量為22.8–24.3 mg-C m⁻² d⁻¹，在2000 m處為35.2 mg-C m⁻² d⁻¹。此結果與在SEATS測站2000 m之POC通量比較，Chen et al. (1998) 的結果為3.5 mg-C m⁻² d⁻¹及許 (2010) 的結果為5.7 mg-C m⁻² d⁻¹，POC通量差異可達10倍之多；除了研究的區域或季節不一樣造成外，造成這種差異的可能原因是採樣方式的不同，過去在南海採用的錨碇式收集器是佈放長時間 (數個月)，收集之顆粒有溶解的可能。而收集器有傾斜的現象，沉積物收集器的使用通常無法避免水動力影響、浮游動物干擾及顆粒物質本身的溶解。而本研究採用垂直式的漂浮沉積物收集器 (floating sediment trap)，其收集口總是垂直朝上可降低傾角問題，在收集時間的長度也維持在18至24小時間，而非長時間 (幾個星期或幾個月) 的佈放，因此顆粒體本身的溶解效應該可以忽略。而浮游動物雖無法避免，但本研究為慎重起見，一律將所有動浮予以過濾，因此本研究所得的結果與過去用錨

碗式的方法基本上有很大的差異。另外收集器的收集效率之高低也可能是原因之一 (Hung et al., 2004)。

相較於SEATS測站，在此陸棚與陸坡交界處，雖有量測的文獻資料，但除了Hung et al. (2007) 及Hung et al. (2010) 在淺水處 (< 200 m) 的量測資料，另外則為Chen (2005) 以量測新生產力的方式換算顆粒性有機碳。因此相較下，直接的以沉積物收集器所收集的深水資料是較缺乏的，也因此沒有甚麼文獻資料可直接比較。

不同來源的沉降顆粒，其C/N值也有所差異，例如海源顆粒其C/N比值應接近Redfield ratio 的6.6 (Redfield et al., 1963)；在以木質素和纖維素為主要成分的陸源高等植物中，含氮量通常較低，據Meyers (1994)的研究表明，陸生高等植物C/N 比大於10，陸源高等植物甚至大於20。Redfield ratio指的是海洋中現生生物之有機質的C/N比值，當生物死亡後，會向下沉降及再懸浮，此過程中微生物會對有機質進行分解，其中有機氮會先被分解掉，使得海洋中沉降顆粒的C/N比值高於Redfield ratio 的6.6 (Gordon, 1971)。見圖3.20，本研究於Trap1站可以看見表層C/N比值接近Redfield ratio的6.6，於500 m處比值由100 m處的6.9降低至6.6，顯示Trap1測站於500 m處有機氮並沒有因為微生物的分解作用而造成C/N比值增高，相反的有比值的降低，認為此處可能有不同來源的有機質輸入。深度達1000 m時，C/N比值增加至9.9。Trap2

測站的C/N比值，於150 m處為5.5，而500 m有最高值9.1，在1000及2000 m的C/N比值分別下降至7.2及6.7，認為是有外來的顆粒所帶來的較低C/N比值。

本研究兩測站於150 m處的平均碳通量為 $34.4 \text{ mg-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，Lee and Chen (2006) 於北南海大陸斜坡處量測之IPP (integrated primary production，從表層積分到150米) 為 $450 \text{ mg-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，若假設此IPP為本航次之IPP，這樣本研究區域的e-ratio為0.08 (POC flux at 150 米 / IPP)，e-ratio越大，代表顆粒性有機物由海洋表層傳輸至透光層外的數量越多。雖然Chen (2003) 的文章中曾提到開放性大洋中e-ratio是等於f-ratio，但是在陸棚區域 (shelf) e-ratio 卻是小於f-ratio 的，在此為了方便比較數據結果，假定本研究區域為穩定狀態，且e-ratio 等於f-ratio 的情況下，可發現此研究的e-ratio 數值小於前人研究所發表的f-ratio (new production/primary production) (0.12~0.47; Liu et al., 2002 and Chen, 2005) 及全球海洋 f-ratio (< 0.1~0.5; Antia et al., 2001)，因此在本研究區域在150的e-ratio數值是偏低的。2000 m的POC flux 為 $35.2 \text{ mg-C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，計算出POC flux / PP的比值同樣為0.08。顆粒性的有機碳在沉降過程中認為應有顆粒分解的情形，而導致e-ratio隨著深度遞增而比值降低，但本研究於表層水 (150m) 及深層水 (2000 m) 卻有相同的POC flux / PP比值，可以發現在顆粒的沉降過程中，於深水處除了不容易發現顆

粒有分解情形，並且可能還有額外的POC被收集到。

表 3-1、Trap1 及 Trap2 測站質量通量、POC 重量百分比、POC 通量、TN 通量及 C/N 比值之列表

	Depth (m)	Mass Flux (mg m ⁻² d ⁻¹)	POC (wt%)	POC Flux (mg-C m ⁻² d ⁻¹)	TN Flux (mg-N m ⁻² d ⁻¹)	C/N ave. ratio
Trap 1	150 (n=3)	664.6~1156.0 (949.7)	2.9~4.9 (3.6)	29.8~35.2 (32.6)	4.4~5.0 (4.7)	6.2~7.5 (6.9)
	500 (n=3)	677.1~750.3 (720.7)	4.1~4.8 (4.4)	30.0~33.2 (31.9)	4.0~6.6 (5.0)	5.0~8.3 (6.6)
	1000 (n=3)	282.6~360.1 (316.0)	6.6~8.1 (7.1)	18.5~29.3 (22.8)	1.9~3.0 (2.3)	8.9~11.0 (9.9)
Trap 2	150 (n=2)	395.4~564.9 (480.2)	6.9~8.5 (7.7)	33.5~38.9 (36.2)	6.1~7.3 (6.7)	4.6~6.4 (5.5)
	500 (n=2)	358.9~424.1 (391.5)	10.4~13.4 (11.9)	44.0~47.9 (46.0)	4.1~6.4 (5.3)	7.5~10.7 (9.1)
	1000 (n=3)	367.8~488.2 (415.2)	5.2~6.8 (5.8)	18.9~33.2 (24.3)	3.0~3.9 (3.3)	6.4~8.5 (7.2)
	2000 (n=3)	874.0~992.1 (918.3)	2.5~5.0 (3.8)	22.5~49.6 (35.2)	4.6~5.6 (5.3)	4.0~8.9 (6.7)

注: () 內數值為平均值；n表樣品數。

表 3-2、T1、T2 測站及前人於南海之碳通量研究

Trap ID	Collection, Interval, date	Latitude	Longitude	Water Depth, m	Trap Depth, m	POC Flux, $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$	Trap type	reference
T1	2012 (Sep.)	21.71	120.04	2741	150	32.6 ± 2.7	floating	(this study)
T1	2012 (Sep.)	21.71	120.04	2741	500	31.9 ± 1.7	floating	(this study)
T1	2012 (Sep.)	21.71	120.04	2741	1000	22.8 ± 5.7	floating	(this study)
T2	2012 (Sep.)	21.62	119.91	3200	150	36.2 ± 3.8	floating	(this study)
T2	2012 (Sep.)	21.62	119.91	3200	500	46.0 ± 5.6	floating	(this study)
T2	2012 (Sep.)	21.62	119.91	3200	1000	24.3 ± 7.8	floating	(this study)
T2	2012 (Sep.)	21.62	119.91	3200	2000	35.2 ± 13.6	floating	(this study)
SCS-C	1990-1995	14.6	115.1	4310	1200	4.2	mooring	(Chen et al., 1998 ; Wiesner et al., 1996)
SCS-C	1990-1995	14.6	115.1	4310	2240	3.5	mooring	(Chen et al., 1998)
SCS-C	1990-1995	14.6	115.1	4310	3770	2.5	mooring	(Chen et al., 1998 ; Wiesner et al., 1996)
SCS-N	1987-1988	18.5	116	3750	1000	3.9	mooring	(Chen et al., 1998 ; Wiesner et al., 1996)
SCS-N	1987-1988	18.5	116	3750	3350	2.0	mooring	(Chen et al., 1998 ; Wiesner et al., 1996)
NSCS	2008 (Dec.)	22.20	120.34	599	120	63.0 ± 7.4	floating	(Hung et al., 2010)
NSCS	2008 (Dec.)	22.20	120.34	599	150	49.9 ± 7.0	floating	(Hung et al., 2010)
NSCS	2008 (Dec.)	22.20	120.34	599	200	47.6 ± 5.8	floating	(Hung et al., 2010)
KK8A	2008-2009	18.40	115.87	3780	2000	5.7	mooring	(許, 2010)

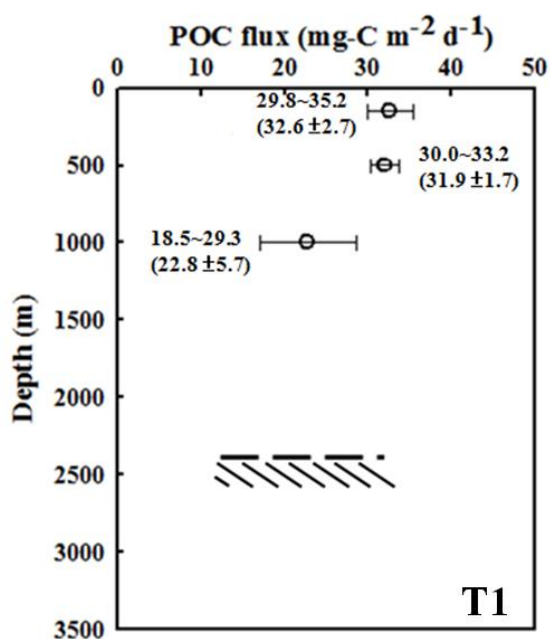


圖 3.17、Trap1 (T1) 測站之沉積物收集器所得之 POC flux，括弧內為平均值。
(????為海床)。

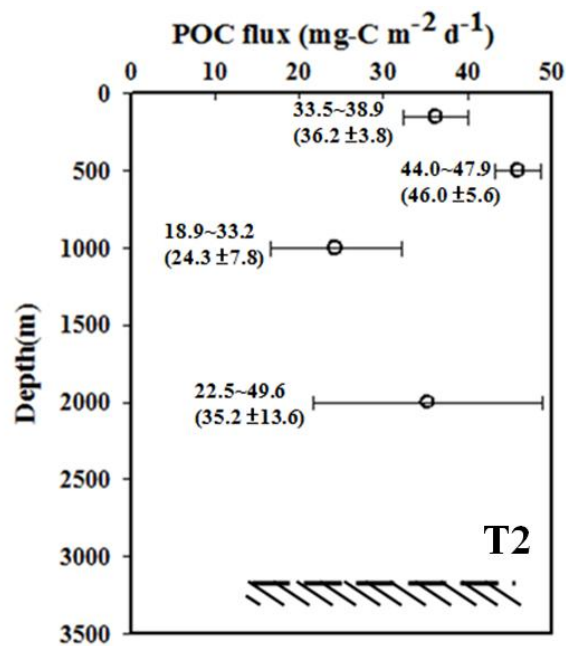


圖 3.18、Trap2 (T2) 測站之沉積物收集器所得之 POC flux，括弧內為平均值。
(????為海床)。

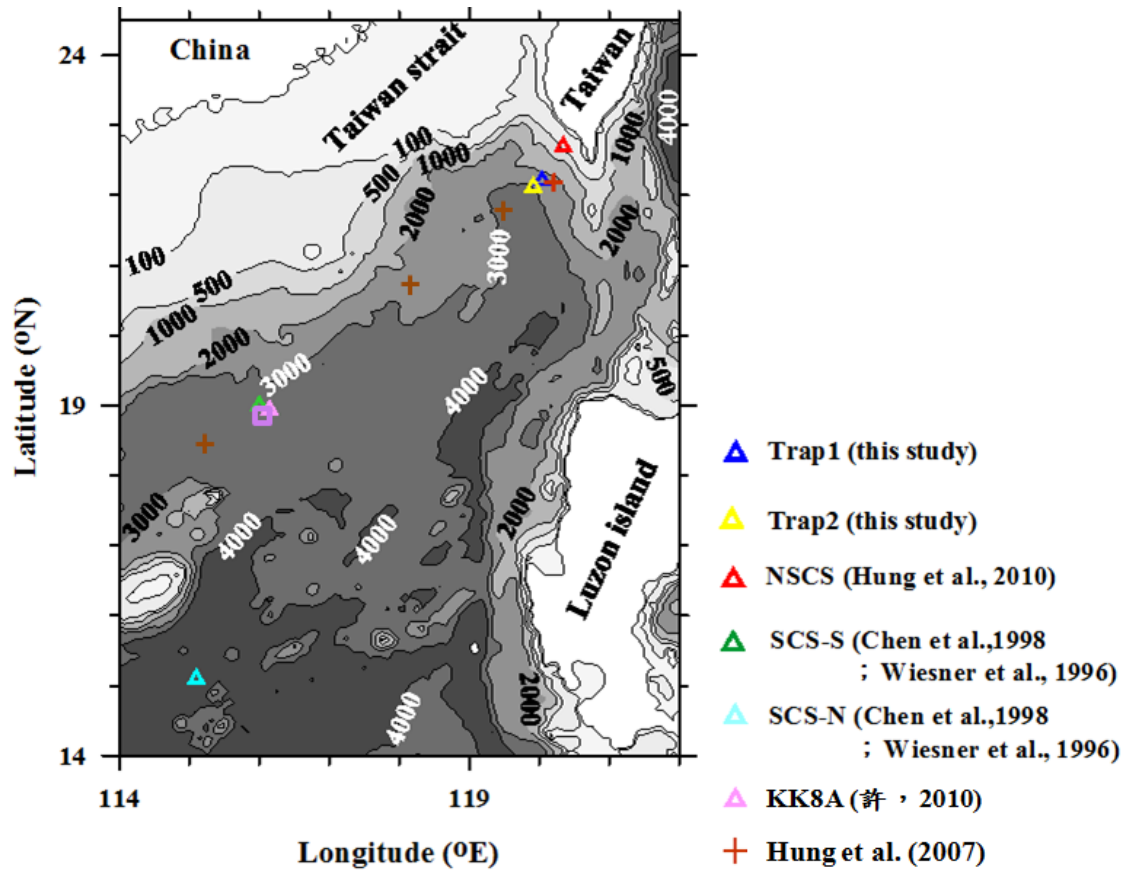


圖 3.19、本研究站位及前人研究之採樣位置

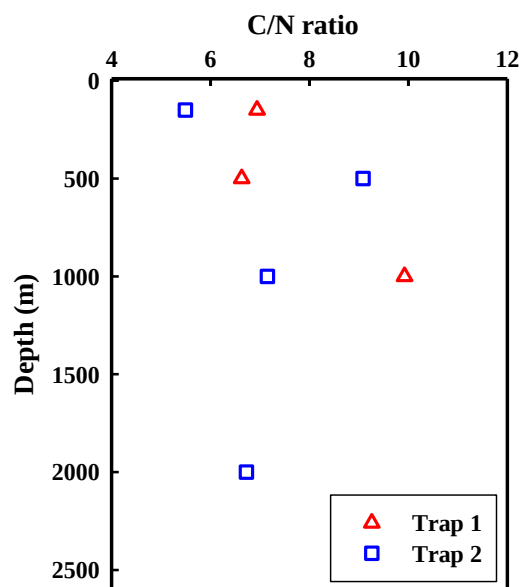


圖 3.20、Trap1 及 Trap2 測站之各深度碳氮比值

3.3. 以 Martin's equation 推估碳通量

本研究參考Hung et al. (2010) 於南海北部所推估之b value，當中提及顆粒粒徑 $>1\ \mu\text{m}$ (bulk), $b=0.65$; 粒徑10至 $50\ \mu\text{m}$ ($b=0.75$) 及 $>150\ \mu\text{m}$ ($b=1.2$)。

因本研究過濾沉積物樣品的方式皆以總體 (bulk) 過濾為主，因此在比較上採顆粒粒徑 $>1\ \mu\text{m}$ 之 $b=0.65$ 為依據的碳通量計算結果 (如圖3.21、3.22)。在圖中，因為以150 m為參考通量，因此在150 m處的碳通量數值是一致的，Trap1及Trap2的POC通量分別為 32.61 及 $36.21\ \text{mg-C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 。若以傳統遞減模式來和實測值比較時，當深度達500 m時，Trap1及Trap2的碳通量差距分別為2.1至2.8倍。當深度達1000 m，碳通量的差距分別為2.4至2.3倍。當深度達2000 m時，POC通量的差距達5.2倍。以傳統的下沉顆粒遞減模式 (Martin's equation) 和實測深水之POC通量差異，得到1000及2000 m側向傳送的通量分別為 13.5 及 $28.5\ \text{mg-C m}^{-2}\text{d}^{-1}$ 。在2000 m，由側向來的POC通量和150 m的POC通量接近。再者，本研究區域的深層 (2000 m) 碳通量，由上層帶來的沉降顆粒通量 ($6.72\ \text{mg-C m}^{-2}\text{d}^{-1}$) 遠小於側向來的沉降通量 ($28.5\ \text{mg-C m}^{-2}\text{d}^{-1}$)。

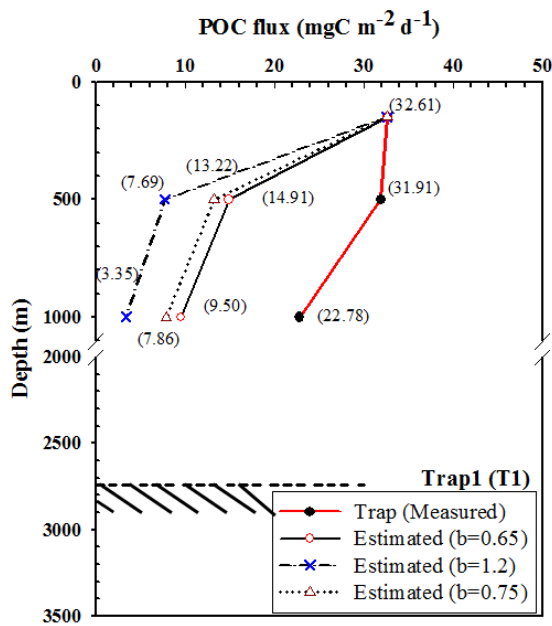


圖 3.21、Trap1 (T1) 測站經 Martin's equation 所推算之碳通量。
(~~~~為海床)。

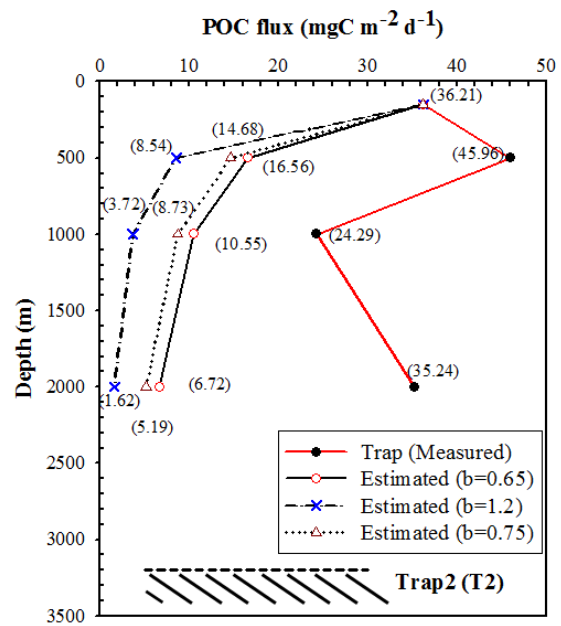


圖 3.22、Trap2 (T2) 測站經 Martin's equation 所推算之碳通量。
(~~~~為海床)。

3.4. 掃描式電子顯微鏡 (Scanning Electron Microscope, SEM)

之結果

圖3.23、3.24、3.25及圖3.26分別為T2測站中，於深度150、500、1000及2000 m所採集之TSP樣品的電顯影像，每個深度皆以2 L水樣過濾於聚碳酸酯濾膜 (Polycarbonate, $\Phi=47$ mm, pore size = $0.1\mu\text{m}$) 再由電子顯微鏡觀察過濾樣品之外觀。結果顯示，在150 m處為大型浮游植物殘骸及消化物居多，在Armstrong (2002) 等人與Richardson and Jackson (2007) 研究中提到，透光層下輸出的顆粒性有機物，部分是經由浮游動物攝食所排出之糞粒，之後再以糞粒的形式向下傳輸。在500 m處，有大、小型浮游植物碎屑，且夾雜類似陸源物質的顆粒晶體；1000 m處，所採集沉積物之體積明顯變小，並伴隨著

小部分比例鋁矽酸鹽顆粒化物。達2000 m處，已無完整的生物殘骸，部分碎屑除了夾雜鋁矽酸鹽礦物外，也發現完整的鐵、錳化物之小顆粒，同時認為大約在500 m處就開始有陸源的顆粒輸入。深度達2000 m時，認為陸源物質的影響變大，在電顯觀察下的外觀，也發現顆粒含陸源物質比例提高。

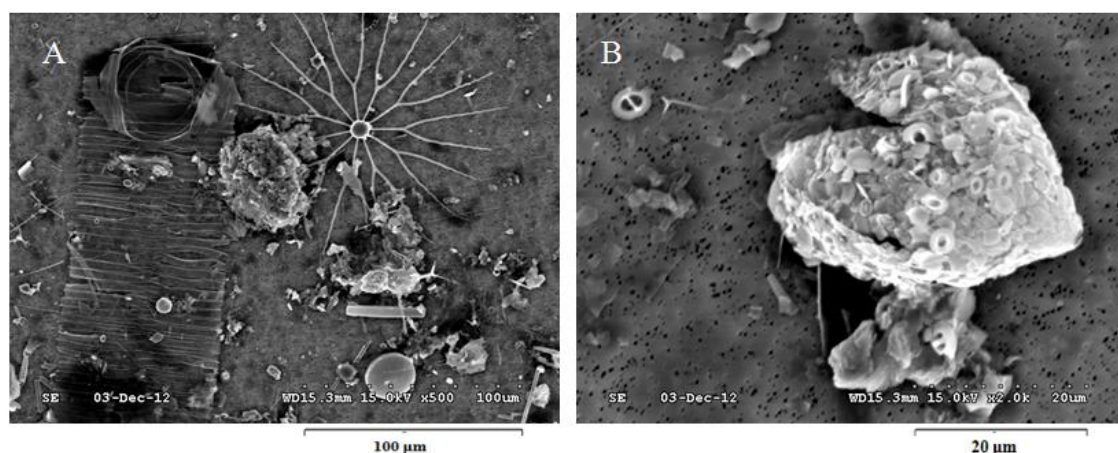


圖 3.23、以掃描式電子顯微鏡觀察 150 m 之沉降顆粒樣本。(A) 生物殘骸，矽藻及放射蟲(尺規為 100 μm)；(B)生物糞粒 (fecal pellets)，可見鈣板藻之殘骸(尺規為 20 μm)

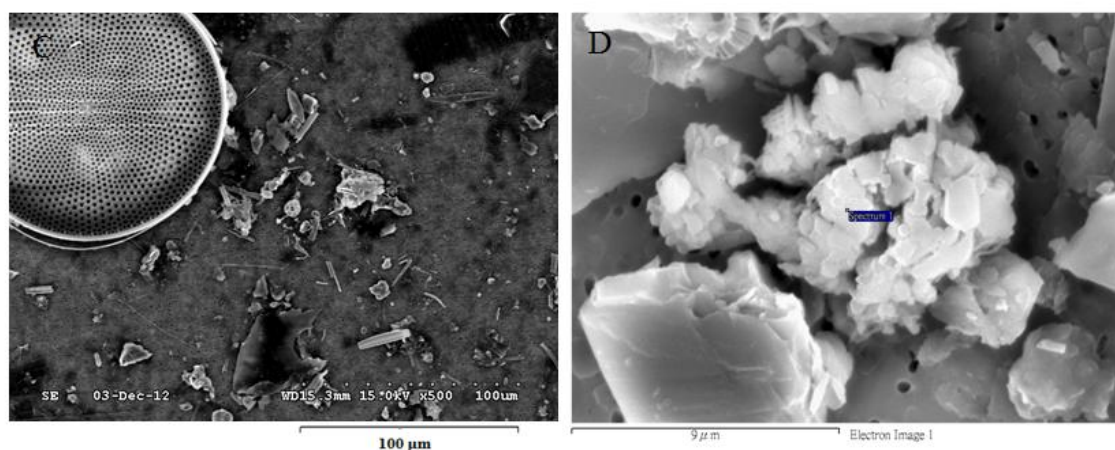


圖 3.24、以掃描式電子顯微鏡觀察 500 m 之沉降顆粒樣本。(C) 大型生物殘骸，圖為矽藻 (尺規為 100 μm)；(D)岩石相顆粒，在光譜量測下為錳的氧化物 (尺規為 9 μm)。

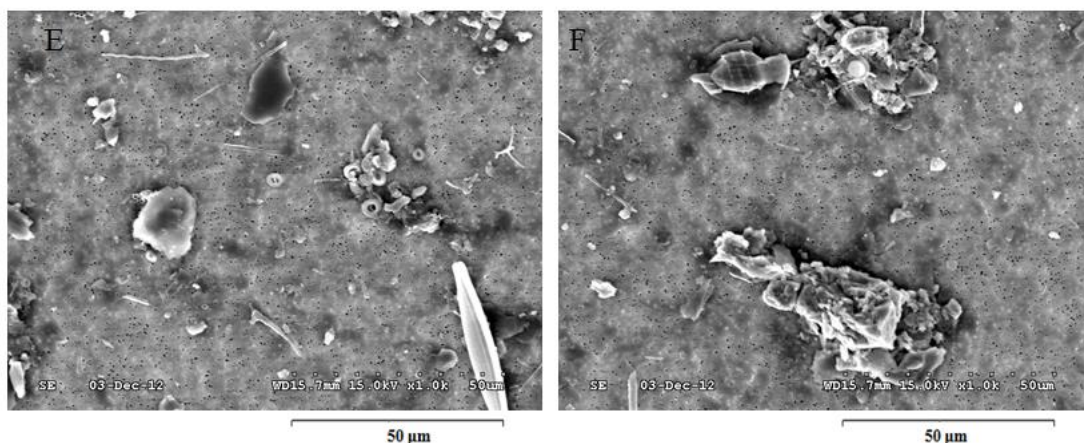


圖 3.25、以掃描式電子顯微鏡觀察 1000 m 之沉降顆粒樣本。由圖 (E) 及圖 (F) 發現在 1000 m 處多為較小體積之生物碎屑 (尺規為 50 μm)。

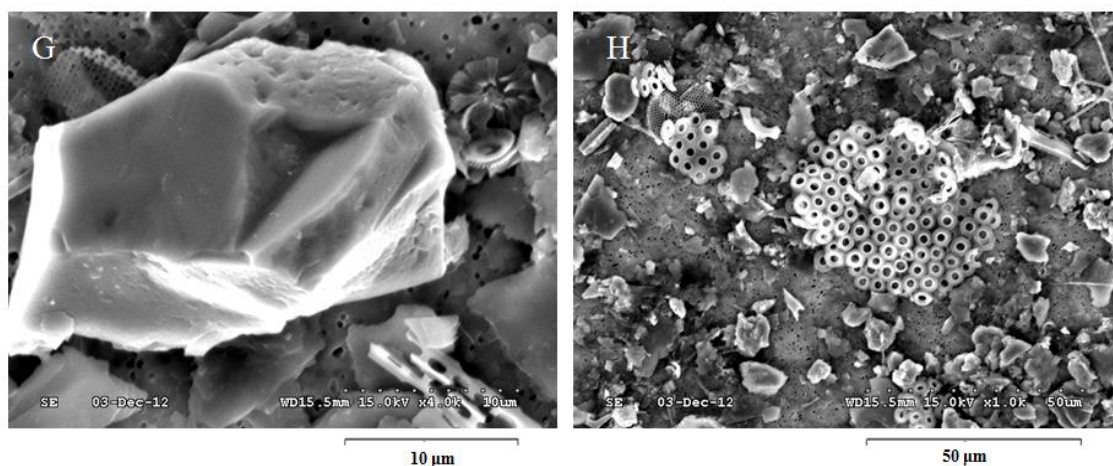


圖 3.26、以掃描式電子顯微鏡觀察 2000 m 之沉降顆粒樣本。(G) 岩石相顆 (尺規為 10 μm); (H) 較為破碎之生物殘骸，可見鈣板藻之殘骸 (尺規為 50 μm)。

3.5.量測沉降顆粒之微量金屬

本研究為瞭解從掃描式電子顯微鏡下，所觀測到類似陸源顆粒的晶體之成分組成，因此以ICP-MS量測沉降顆粒中之地殼元素濃度，結果以圖3.27、3.28、3.29及3.30表示。一般而言，鋁、鐵、錳、鈦、釩及鈾等微量金屬濃

度，可用以解釋海水中陸源性顆粒或其他岩石相來源之指標 (Santos-Echeandía et al., 2012)。又以此類微量金屬較不受溶解或生物利用等影響，因此隨著海水深度的改變，應不至有顯著的變化。例如：鋁在地殼中平均濃度約為8.2 % (Taylor, 1964)，又其於海水中的溶解度很低，因此在沉降過程中不容易產生變化，故可為陸源物質輸入 (包含河川輸入、沉積物的再懸浮及海底崩塌等傳送機制) 的良好指標之一。

利用T1及T2測站沉積物收集器所收集之顆粒中微量金屬含量得知，隨著深度由150 m至500 m以深，鋁、鐵、錳、鈦及釩在T1站有明顯增加的趨勢，鈾隨著深度的變化則趨於一致 (圖3.27)。在T2測站，鋁、鐵、錳及鈦，亦隨著深度由150 m至500 m以深有遞增的趨勢，而釩則是於水深500 m至1000 m以深後，出現遞增的趨勢，鈾則是在1000 m至2000 m時出現突增的現象 (圖3.28)。另比較T1及T2兩側站之鋁和鐵元素濃度隨著深度變化顯示 (圖3.29及圖3.30)，在500 m以下之沉降顆粒含有較高比例的鋁及鐵濃度，其中T2測站2000 m處的沉降顆粒中，鋁和鐵的濃度更是高達約7%及4%，與地殼中的含量接近 (鋁：8.2%，鐵：5.6%)。因此，研判此區域在500 m以深有側向傳輸所帶來的陸源訊號，亦即深海有機碳的來源非來自有光層內的海源性顆粒，而是可能源自於沉積物的再懸浮或海底崩塌等側向傳輸所帶來的陸源物質。

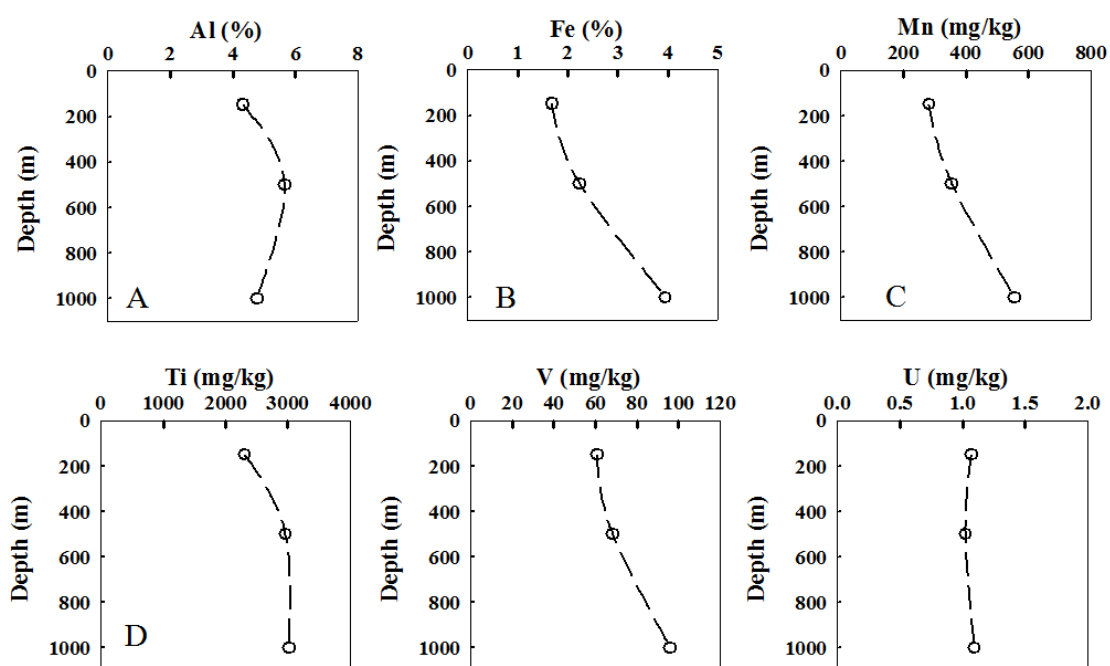


圖 3.27、Trap1 (T1) 站，由沉積物收集器收集之各個深度顆粒性金屬元素濃度分佈。A 至 F 圖分別為元素鋁、鐵、錳、鈦、釩及鈾。

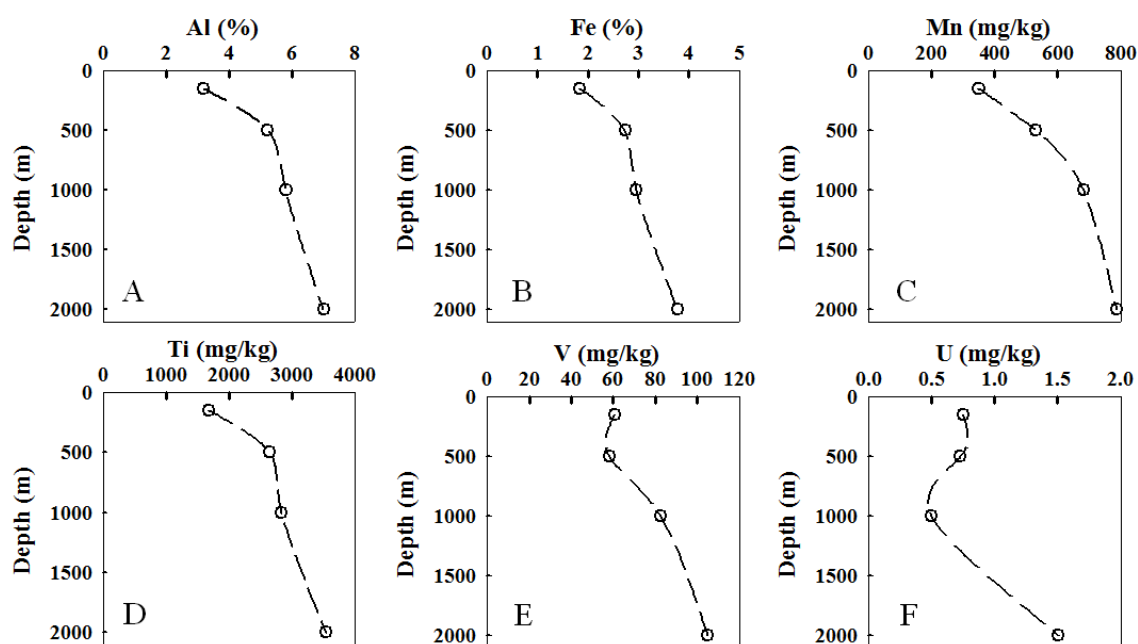


圖 3.28、Trap2 (T2) 站，由沉積物收集器收集之各個深度顆粒性金屬元素濃度分佈。A 至 F 圖分別為元素鋁、鐵、錳、鈦、釩及鈾。

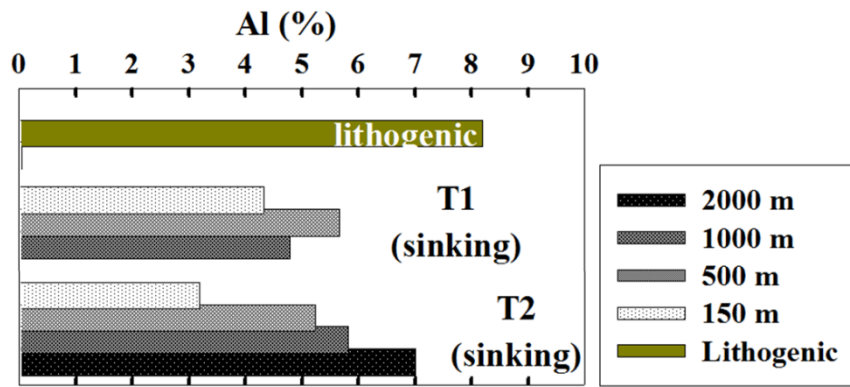


圖 3.29、岩石相及本研究各測站所收集樣品之 Al 含量 (%)

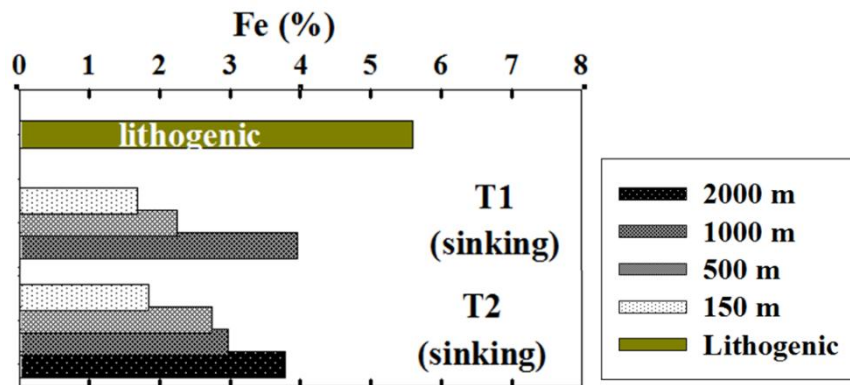


圖 3.30、岩石相及本研究各測站所收集樣品之 Fe 含量 (%)

第四章、結論.

1. 北南海T1站水深150、500及1000 m的POC fluxes分別為32.6、31.9及22.8 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ，而T2站150、500、1000及2000 m的POC fluxes分別為36.2、46.0、24.3及35.2 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 。在500、1000及2000 m處POC fluxes有異常的高值出現，由傳統的下沉顆粒遞減模式估計T1站500及1000 m的碳通量為14.9及9.5 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ，而T2站500、1000及2000 m的碳通量為16.6、10.6及6.7 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ，將實測值扣除由模式估算的校正值，得到500、1000及2000 m處的側向傳輸碳通量為23.2、13.5及28.5 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 。
2. 在水深500 m處，由SEM發現顆粒中有類似陸源的岩石碎屑，再經由ICP-MS分析，發現其具有高濃度的鋁、鐵、錳、鈦、釩及鈾之陸源金屬，且濃度隨深度增加而遞增；於2000 m處，鋁和鐵的含量分別為7.01%及3.96%此結果證實水深大於500 m處之POC有側向傳輸影響。
3. 本研究於2000 m處的POC fluxes (35.2 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) 和前人於SEATS測站2000 m之POC flux (3.5和5.7 $\text{mg-C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) 比較，其差異可達10倍之高，可能是以下原因造成：(1) 研究位置不同及採樣季節不一樣。(2) 本研究

之採樣位置剛好位於北南海陸棚與海盆交界的大陸斜坡處有明顯的側向傳輸現象存在。(3) 過去南海的碳通量主要是以錨碇式收集器或模式估計，與本研究採用的漂浮是收集器有所不同。

參考文獻

中文部份

陳鎮東，1994，海洋化學，國立編譯館，共551頁。

陳鎮東，2001，南海海洋學，國立編譯館，共506頁。

許家維，2010，南海時間序列測站沉降通量變化之研究，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共62頁。

李嵩嵐，2009，臺灣東北湧升流區的顆粒性有機碳輸出通量，國立海洋大學海洋環境化學與生態研究所碩士論文，共55頁。

鍾宛貞，2008，台灣東部黑潮中顆粒性有機碳輸出通量之季節性變化，國立海洋大學海洋環境化學與生態研究所碩士論文，共65頁。

黃明祥、陳鎮東，台灣科學月刊「海中之鹽何處出來?」，263期，1991。

英文部分

- Agrawal, Y.C. and Pottsmith, H.C., 2000. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology*, 168(1–4): 89–114.
- Antia, A.N. et al., 2001. Basin-wide particulate carbon flux in the Atlantic Ocean: Regional export patterns and potential for atmospheric CO₂ sequestration. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(4): 845–862.
- Armstrong, R.A., Lee, C., Hedges, J.I., Honjo, S. and Wakeham, S.W., 2002. A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(1–3): 219–236.
- Bhat, S.G., Krishnaswamy, S., Lal, D., Rama, D. and Moore, W.S., 1969. Th-234/ U-238 ratios in the ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 5: 483–491.
- Boyd, P. and Newton, P., 1995. Evidence of potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(5): 619–639.
- Broecker, W.S., Patzert, W.C., Toggweiler, J.R. and Stuiver, M., 1986. Hydrography, chemistry, and radioisotopes in the Southeast Asian basins. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C12): 14,345–14,354.
- Bruland, K.W. and Coale, K.H., 1986. Surface water ²³⁴Th/²³⁸U

- disequilibria: spatial and temporal variations of scavenging rates within the Pacific ocean. In: Dynamic Processes in the Chemistry of the Upper Ocean, New York: 159–172.
- Buesseler, K.O., Andrews, J.A., Hartman, M.C., Belostock, R. and Chai, F., 1995. Regional estimates of the export flux of particulate organic-carbon derived from Th-234 during the JGOFS EqPac program. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 42(2–3): 777–804.
- Buesseler, K.O. et al., 2007. An assessment of the use of sediment traps for estimating upper ocean particle fluxes. Journal of Marine Research, 65: 345–416.
- Buesseler, K.O., Bacon, M.P., Cochran, J.K. and Livingston, H.D., 1992. Carbon and nitrogen export during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment estimated from Th-234: U-238 disequilibria. Deep-Sea Research II, 39: 1115–1137.
- Buesseler, K.O. et al., 2006. An assessment of particulate organic carbon to thorium-234 ratios in the ocean and their impact on the application of Th-234 as a POC flux proxy. Marine Chemistry, 100(3–4): 213–233.
- Cai, P., Huang, Y., Chen, M., Liu, G. and Qiu, Y., 2002a. New production in the South China Sea. Science in China (series D), 45(2): 103–109.
- Cai, P. et al., 2002b. New production based on ^{228}Ra -derived nutrient budgets and thorium-estimated POC export at the intercalibration station in the South China Sea. Deep-Sea Research I, 49: 53–66.
- Chen, C. T. A., 2003. New vs. export production on the continental shelf. Deep-Sea Research II, 50:1327–1333.

- Chen, C. T. A., Wang, S.-L., Chou, W.-C. and Sheu, D.-D., 2006. Carbonate chemistry and projected future changes in pH and CaCO_3 saturation state of the South China Sea. *Marine Chemistry*, 101:277–205.
- Chen, J.-F. et al., 1998. Estimations of primary productivity and export production in the South China Sea based on sediment trap experiments. *Chinese Science Bulletin*, 43(7): 585–586.
- Chen, L.Y.-L. and Chen, H.-Y., 2005. Spatial and seasonal variations of nitrate based new production and primary production in the South China Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 52(2): 319–340.
- Chen, L.Y.-L. and Chen, H.-Y., 2006. Seasonal dynamics of primary and new production in the northern South China Sea: The significance of river discharge and nutrient advection. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(6): 971–986.
- Chen, W., Cai, P., Dai, M. and Wei, J., 2008. $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium and particulate organic carbon export in the Northern South China Sea. *Journal of Oceanography*, 64(3): 417–428.
- Chou, W.-C. et al., 2006. Estimated net community production during the summertime at the SEATS time-series study site, Northern South China Sea: Implications for nitrogen fixation. *Geophysical Research Letters*, 33(22): L22610.
- Coale, K.H. and Bruland, K.W., 1985. Th-234/U-238 disequilibria within the California current. *Limnology and Oceanography* 30: 22–33.
- Fanning, K.A. and Pilson, M.E.Q., 1973. On the Spectrophotometric

- determination of dissolved silica in natural waters. *Analytical Chemistry*, 45(1): 136–140.
- Feely, R.A., Sarbine, C.L., Takahashi, T. and Wanninkhof, R., 2001. Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO₂ survey. *Oceanography*, 14: 18–32.
- Goldberg, E.D., 1954. Marine Chemistry 1. Chemical scavengers of the sea. *J. Geol.*, 62: 249–265.
- Gong, G.-C., Chen, L.Y.-L. and Liu, K.-K., 1996. Chemical hydrography and chlorophyll *a* distribution in the East China Sea in summer: implications in nutrient dynamics. *Continental Shelf Research*, 16(12): 1561–1590.
- 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.
- Gong, G.-C., Wen, Y.-H., Wang, B.-W. and Liu, G.-J., 2003. Seasonal variation of chlorophyll *a* concentration, primary production and environmental conditions in the subtropical East China Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(6–7): 1219–1236.
- Gordon, D., 1971, Distributions of particulate organic carbon and nitrogen at an oceanic station in the central Pacific. *Deep Sea Res.*, 34: 267–285.
- Hedges, J.I., 1992a. Global biogeochemical cycles - progress and problems. *Marine Chemistry*, 39(1–3): 67–93.

- Hedges, J.I., 1992b. Global biogeochemical cycles: progress and problems. *Marine Chemistry*, 39(1–3): 67–93.
- Hedges, J.I. and M., O.J., 1997. Comparative organic geochemistries of soils and marine sediments. *Organic Geochemistry*, 27(7–8): 319–361.
- Ho, T.-Y., Chou, W.-C., Lin, H.-L. and Sheu, D.-D., 2011. Trace metal cycling in the deep water of the South China Sea: The composition, sources, and fluxes of sinking particles. *Limnol. Oceanogr.*, 56(4): 1225–1243.
- Ho, T.-Y. et al., 2010. Trace metal cycling in the surface water of the South China Sea: Vertical fluxes, composition, and sources. *Limnol. Oceanogr.*, 55(5): 1807–1820.
- Ho, T.-Y. et al., 2009. Cadmium and phosphorus cycling in the water column of the South China Sea: The roles of biotic and abiotic particles. *Marine Chemistry*, 115(1–2): 125–133.
- Honjo, S., Spencer, D.W. and Gardner, W.D., 1992. A sediment trap intercomparison experiment in the Panama Basin. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(2): 333–358.
- Hsu, S.-C. et al., 2008. A criterion for identifying Asian dust events based on Al concentration data collected from northern Taiwan between 2002 and early 2007. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D18).
- Hu, J.-y., Kawamura, H., Hong, H. and Qi, Y.-Q., 2000. A Review on the Currents in the South China Sea: Seasonal Circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio Intrusion. *Journal of Oceanography*,

56(6): 607-624.

- Hung, C.-C. and Gong, G.-C., 2007. Export flux of POC in the main stream of the Kuroshio. *Geophysical Research Letters*, 34(18): L14610.
- Hung, C.-C. and Gong, G.-C., 2010. POC/ ^{234}Th ratios in particles collected in sediment traps in the northern South China Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 88(3): 303–310.
- Hung, C.-C., Gong, G.-C., Chung, W.-C., Kuo, W.-T. and Lin, F.-C., 2009. Enhancement of particulate organic carbon flux induced by the atmospheric forcing in the subtropical oligotrophic northwest Pacific Ocean. *Marine Chemistry*, 113(1–2): 19–24.
- Hung, C.-C., Gong, G.-C. and Santschi, P.H., 2012. ^{234}Th in different size classes of sediment trap collected particles from the Northwestern Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 91: 60–74.
- Hung, C.-C. et al., 2003a. Production and flux of carbohydrate species in the Gulf of Mexico. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2),1055.
- Hung, C.-C., Guo, L., Roberts, K. and Santschi, P.H., 2004. Upper ocean carbon flux determined by the ^{234}Th approach and sediment traps using size-fractionated POC and ^{234}Th data from the Gulf of Mexico. *Geochemical Journal*, 38: 601–611.
- Hung, J.-J., Lin, C.-S., Chung, Y.-C., Hung, G.-W. and Liu, W.-S., 2003b. Lateral fluxes of biogenic particles through the Mien-Hua canyon in the southern East China Sea slope. *Continental Shelf Research*, 23(10): 935–955.
- Hung, J.-J., Wang, S.-M. and Chen, Y.-L., 2007. Biogeochemical controls on distributions and fluxes of dissolved and particulate organic

- carbon in the Northern South China Sea. *Deep-Sea Research II*, 54: 1486–1503.
- Jarvis, K.E., Gray, A.L. and Houk, R.S., 1992. *Handbook of Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*. New York: Chapman and Hall.
- Lai, Z.-L., Liu, K.-K., 1994. The distribution of carbon, nitrogen and sulfur in surficial sediments on the continental shelf and slope in northern South China Sea. *Acta Oceanographica Taiwanica* 32: 30–44.
- Lee, C., Wakeham, S.G. and Hedges, J.I., 1988. The Measurement of Oceanic Particle Flux—Are "Swimmers" a Problem? *Oceanography*, 1(2): 34–36.
- Liang, W.D., Jan, J.C. and Tang, T.Y., 2000. Climatological wind and upper ocean heat content in the South China Sea. *Acta Oceanography Taiwanica*, 38: 91–114.
- Liu, J.-T., Kao, S.-J., Huh, C.-A. and Hung, C.-C., 2013. Gravity Flows Associated with Flood Events and Carbon Burial: Taiwan as Instructional Source Area. *Annual Review of Marine Science*, 5: 47–68.
- Liu, K.-K. et al., 2002. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: observations and a numerical study. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(8): 1387–1412.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M. and Broenkow, W.W., 1987. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(2): 267–285.
- Meyers P A, 1994. Preservation of elemental and isotopic source

identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*,
144: 289–302

Michaels, A.F. and Silver, M.W., 1988. Primary production, sinking fluxes
and the microbial food web. *Deep Sea Research Part A*.
Oceanographic Research Papers, 35(4): 473–490.

Morris, I., Glover, H.E. and Yentsch, C.S., 1974. Products of
photosynthesis by marine phytoplankton: the effect of environmental
factors on the relative rates of protein synthesis. *Marine Biology*,
27(1): 1–9.

Murray, J.W., Downs, J.N., Storm, S., Wei, C.-L. and Jannason, H.W.,
1989. Nutrient assimilation, export production and ^{234}Th
scavenging in the eastern equatorial Pacific. *Deep Sea Research Part*
A. Oceanographic Research Papers, 36(10): 1471–1489.

Nightingale, P.D. et al., 2012. In situ evaluation of air-sea gas exchange
parameterizations using novel conservative and volatile tracers.
Global Biogeochemical Cycles, 14(1): 373–387.

Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. *Kuroshio; Its Physical*
Aspects: 129–163.

Nozaki, Y. and Yamamoto, Y., 2001. Radium 228 based nitrate fluxes in the
eastern Indian Ocean and the South China Sea and a silicon-induced
“alkalinity pump” hypothesis. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(3):
555–567.

Pai, S.-C. and C.-C., Y., 1990. Effects of acidity and molybdate
concentration on the kinetics of the formation of the
phosphoantimonymolybdenum blue complex. *Analytica Chimica*

- Acta, 229: 115–120.
- Pai, S.-C., Yang, C.-C. and Riley, J.P., 1990. Formation kinetics of the pink azo dye in the determination of nitrite in natural waters. *Analytica Chimica Acta*, 232: 345–349.
- Passow, U., Dunne, J., Murray, J.W., Balistrieri, L. and Alldredge, A.L., 2006. Organic carbon to ^{234}Th ratios of marine organic matter. *Marine Chemistry*, 100(3–4): 323–336.
- Price, N.B. and Skei, J.M., 1975. Areal and seasonal variations in the chemistry of suspended particulate matter in a deep water fjord. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 3(3): 349–369.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum, and F. A. Richards, 1963. The influence of organisms on the composition of sea water, In *The Sea*, 2, Edited by M.N. Hill, Wiley-Interscience, New York, 26–77.
- Richardson, T.L. and Jackson, G.A., 2007. Small Phytoplankton and Carbon Export from the Surface Ocean. *Science*, 315: 838–840.
- Santos-Echeandía, J., Prego, R., Cobelo-García, A. and Caetano, M., 2012. Metal composition and fluxes of sinking particles and post-depositional transformation in a ria coastal system (NW Iberian Peninsula). *Marine Chemistry*, 134–135: 36–46.
- Sarmiento, J.L., Murnane, R., Quere, C.L., Keeling, R. and Williams, R.G., 1995. Air-Sea CO_2 transfer and the Carbon budget of the North Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 348: 211–219.
- Siegenthaler, U. and Sarmiento, J.L., 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365: 119–125.

- Strickland, J.D.H. and Parsons, T.R., 1972. A Practical Handbook of Seawater Analysis. Fisheries Research Board of Canada, Ottawa,: 167.
- Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans—surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288: 260–263.
- Tsunogai, S. and Minagawa, M., 1976. Vertical flux of organic materials estimated from Th-234 in the ocean. *Joint Oceanographic Assembly, Edinburgh*, 156: 13–24.
- Turner, D.R., Whitfield, M. and Dickson, A.G., 1981. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and sea water at 25°C and 1 atm pressure . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 855–882.
- Walsh, J.J., 1988. *On the Nature of Continental Shelves*, Academic Press, London,, 520 pp.
- Walsh, T.W., 1989. Total dissolved nitrogen in seawater: a new-high-temperature combustion method and a comparison with photo-oxidation. *Marine Chemistry*, 26(4): 295–311.
- Wanninkhof, R. and McGillis, W.R., 1999. A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange and wind speed. *Geophysical Research Letters*, 26(13): 1889–1892.
- Wei, C.-L. et al., 2011. Particle-reactive radionuclides (²³⁴Th, ²¹⁰Pb, ²¹⁰Po) as tracers for the estimation of export production in the South China Sea. *Biogeosciences Discuss*, 8: 3793–3808.
- Wei, C.L. and Murray, J.W., 1992. Temporal variations of Th-234 activity in the water column of Dabob Bay: Particle scavenging. *Limnology*

- and Oceanography, 37: 296–314.
- White, J., 1990. The Use of Sediment Traps in High-Energy Environments. Marine Geological Surveying and Sampling: 145–152
- Wiesner, M.G., Zheng, L., Wong, H.K., Wang, Y. and Chen, W., 1996. Fluxes of particulate matter in the South China Sea. SCOPE, 57: 293–312.
- Wyrski, K., 1961. Physical oceanography of the Southeast Asian waters. University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, Calif.
- Yang, W.-F. et al., 2009. Export and remineralization of POM in the Southern Ocean and the South China Sea estimated from $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ disequilibria. Chinese Science Bulletin, 54(12): 2118–2123.
- Yu, E.-F. et al., 2001. Trapping efficiency of bottom-tethered sediment traps estimated from the intercepted fluxes of ^{230}Th and ^{231}Pa . Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 48(3): 865–889.