

國立中山大學海洋科學系

碩士論文

Department of Oceanography

National Sun Yat-sen University

Master Thesis

北南海與西北太平洋碳氮磷被動傳輸之探討

Passive Fluxes of Carbon, Nitrogen and Phosphorus in the

Northern South China Sea and Northwest Pacific

研究生:林宗瑩 撰

Zong-Ying Lin

指導教授:洪佳章博士

Dr. Jia-Jang Hung

中華民國 105 年 6 月

June 2016



6/15/2016 國立中山大學博碩士論文公開授權書 國立中山大學博碩士論文公開授權書 etd-0515116-104805 2016-06-15 11:00:06 本授權書所授權之論文為授權人林宗瑩在國立中山大學海洋地質及什學研究所104學年度第2學期取得博士學 位之論文。 論文題目: 北南海與西北太平洋碳氢磷被動傳輸之探討 指導教授:洪佳章 教授 注意事項: 1. 依本校102年1月9日101學年度第1學期第10次行政會議通過,研究所畢業生可於上傳電子論文時自行選擇 紙本及電子檔開放年限。 2. 因專利申請涉及論文公開時間,為避免因喪失新穎性而無法申請專利,請各位老師及同學上網參考「專利 各項申請案件處理時限表」(網址路徑:經濟部智慧財產局→專利→專利情報通→專利處理時限)後再選定 論文公開時間。 另有關著作權相關資訊,請參考「經濟部著作權專區」(網址路徑:經濟部智慧財產局→著作權)。 若尚有任何專利申請與著作權等相關問題,歡迎洽詢本校產學營運中心智財技轉組,分機2626。 3. 授權書一式兩份,經本人及指導教授共同簽名後,將論文公開授權書裝訂於審定書之後,辦理畢業離 校時,除繳交一本論文至圖書館外,另一本繳交至教務處註冊組。 ·電子檔: 此項授權同意以非專屬、無償方式授權予本校圖書館,不限地域、時間與次數,以微縮、光碟或數 位化方式將論文全文(含摘要)進行重製,及公開傳輸。亦提供讀者非營利使用線上檢索、閱覽、下 載或列印。 口立即公開傳輸數位檔案。 四因特殊原因,校內<u>請於3年後</u>公開、校外(含國家圖書館)<u>請於3年後</u>將論文公開或上載網路公開閱 管。 \*論文電子檔公開日期:校內民國108年06月15日,校外(含國家圖書館)民國108年06月15日。 ·紙本論文:此項授權同意以非專屬、無償方式授權予本校圖書館,不限地域、時間與次數,以紙本方式將論文 全文(含摘要)進行收錄、重製與利用;於著作權法合理使用範圍內,讀者得進行閱覽或列印。 口同意立即公開。 团因特殊原因,欲延後公開,<u>請於3年後</u>公開陳覽 \* 紙本論文公開日期:民國108年06月15日。 授權人:林宗瑩 學號:M015030014 授權人: (簽章) 指導教授 洪佳音 中華民國 105年6月15日 \* 此授權書嚴禁塗改 • 若欲修改權限,請登入系統修改後重新列印此授權書。 • 若論文已審核通過,請聯繫etd@mail.nsysu.edu.tw或校內分機2452,修改後重新列印並簽章。 • 授權書將自動列印兩份。請於圖書館和教務處辦理離校手續時,各別與紙本論文一併繳交。 http://etd.lib.nsysu.edu.tw/ETD-pdf/pdf/PdfUpload/authorizationPaperGenerator.php 1/2

#### 致謝

在這四年的碩士生涯當中,首先需要感謝的是我的指導教授洪佳章老師,不 厭其煩的對學生論文的指導以及修正,使學生的論文得以順利的完成,也感謝魏 慶琳老師、王玉懷老師、陳冠宇老師和黃蔚人老師撥空參與學生的口試,並且提 供寶貴的建議,使學生的論文更佳的充實。還要感謝海科系所有老師在課業上的 教導,讓學生受益良多。

感謝美惠姐及彭學長在研究期間給予的幫助;婉慈和怡婷學姊在實驗上的教 導,及喬欣學姊在實驗上的幫忙;感謝系辦的陳兄、瓊雯姐和秀梅姐在行政上的 幫助;感謝一起出海的王玉懷老師、李玉玲老師和何東垣老師實驗室,讓學生學 習到採樣的方法;感謝海洋研究船的所有人員,使採樣順利的進行,感謝班上所 有同學在求學期間給予的幫助,不管是實驗、聚餐還是辦活動,因為有你們讓我 的碩士生涯多了一些精彩。

最後,最感謝的就是我的家人,從小時候到現在,在我求學的道路上提供了 衣食無慮的環境,且不停的給予支持與鼓勵,希望在未來,有機會可以來回報你 們。

#### 中文摘要

被動傳輸 (Passive transport)為生物幫浦 (Biological pump) 的一部分,主要 是透光層中浮游植物光合作用合成的有機物質,脫離再循環之後,向下傳輸的垂 直通量,而溶解態有機質的對流與擴散也被認為在生物幫浦中是不可忽視的。本 研究旨在探討北南海及西北太平洋被動傳輸之現況。

研究結果顯示,有機碳的輸出通量於北南海常態春季 (100m)、夏季 (100m)、 內波特殊事件、西北太平洋常態春季 (100m)和颱風事件 (150m)分別為  $66.8\pm1.29 \text{ mg Cm}^2 d^{-1} \cdot 64.3\pm1.47 \text{ mg Cm}^2 d^{-1} \cdot 155\pm15.9 \text{ mg Cm}^2 d^{-1} \cdot 18.4\sim19.9$ mg Cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 及 93.2 mg Cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>; 有機氮通量分別為 12.8±0.38 mg Nm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> ×  $12.1\pm0.47 \text{ mg Nm}^2 d^{-1} \cdot 21.2\pm1.68 \text{ mg Nm}^2 d^{-1} \cdot 3.05\sim3.52 \text{ mg Nm}^2 d^{-1} & 15.9 \text{ mg}$ Nm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,而有機磷通量分別為 0.99±0.07 mg Pm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> × 0.93±0.04 mg Pm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> ×  $1.79\pm0.19 \text{ mg Pm}^2 d^{-1} \cdot 0.29\sim0.38 \text{ mg Pm}^2 d^{-1} & 0.93\pm0.04 \text{ mg Pm}^2 d^{-1} ×$  $1.79\pm0.19 \text{ mg Pm}^2 d^{-1} \cdot 0.29\sim0.38 \text{ mg Pm}^{-2} d^{-1} & 0.97 \text{ mg Pm}^2 d^{-1} \circ ± h 海冬季的$ 有機碳通量利用 Vertical Generalized Production Model (VGPM) 計算的結果為,在暖渦影響之下約為 183±17 mg Cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, 在特殊事件影響之下 (渦旋、內波和颱風) 明顯地會提高有機碳氮磷的輸出通量,而有機碳氮磷的輸出通量與透光層之葉綠素儲量有顯著的正相關,且透光層中的葉綠素儲量也與透光層中營養鹽(DIN)的儲量呈現顯著正相關。因此,被動傳輸碳氮磷通量的多寡,是受到海洋透光層營養鹽存量及基礎生產力的影響。

本研究中,溶解有機質的對流與擴散通量隨著深度的增加而增加,受到內波 影響時有明顯地提高,但是颱風事件時並沒有明顯的增加溶解有機質的擴散通量, 主要是不利於向下傳輸所造成。

被動傳輸佔生物幫浦碳氮磷通量比例於北南海常態春季分別為 66.5%、74.3%及71.3%;北南海常態夏季為73.8±9.18%、76.6±0.58%及75.1±2.02%; 在內波事件為62.1%、73.5%及64.7%;西北太平洋常態春季則是62.6%、65.6% 及64.7%。被動傳輸在生物幫浦中明顯佔了較大的比例,而擴散通量的比例(約 0.59~7.3%) 並非生物幫浦中重要的一部分。

關鍵字:被動傳輸、生物幫浦、碳氮磷、擴散通量、北南海與西北太平洋

### Abstract

The passive flux, a part of biological pump, is sinking organic matters produced by phytoplankton photosynthesis in the upper layer and escaped from regeneration in the euphotic zone. In addition, the vertical flux of dissolved organic matter (DOM) may be worth noting in the biological pump.

Passive fluxes of carbon (C), nitrogen (N) and phosphorus (P) in the Northern South China Sea (NSCS) were respectively estimated to be  $66.8\pm1.29$  mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,  $12.8\pm0.38$  mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and  $0.99\pm0.07$  mg P m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in the springseason, about  $64.3\pm1.47 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ,  $12.1\pm0.47 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  and  $0.93\pm0.04 \text{ mg P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  in the summer season, about  $155\pm15.9 \text{ mg C} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ,  $21.2\pm1.68 \text{ mg N} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  and  $1.79\pm0.19$ mg P  $m^{-2} d^{-1}$  in an internal-waves induced event. The fluxes were also found to be 18.4~19.9 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, 3.05~3.52 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> and 0.29~0.38 mg P m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in the spring season in the Northwest Pacific (NP), and about 93.2 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, 15.9 mg N  $m^{-2} d^{-1}$  and 0.97 mg P  $m^{-2} d^{-1}$  in a typhoon influenced event. Meanwhile, the organic carbon flux derived from the Vertical Generalized Production Model (VGPM) was 183±17 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> in a winter anticyclonic eddy in NSCS. Passive fluxes of CNP were obviously enhanced by the special events (internal-waves and typhoons).Positive correlations were significant between the chlorophyll inventory and DIN inventory, and also significant between passive fluxes of CNP and DIN inventory in the euphotic

zone. Thus, passive fluxes of CNP were apparentlydriven by primary production.

The diffusion flux of DOM increased generally with depth and was enhanced obviously in the internal-waves condition. However, the DOM flux was not enhanced in a typhoon event.

The proportions of CNP fluxes to the biological pump in NSCS are 66.5%, 74.3% and 71.3%, respectively, in regular spring, about 3.8±9.18%, 76.6±0.58%and75.1±2.02%, respectively, in regular summer, and about 62.1%, 73.5% and 64.7%, respectively, in an internal-waves induced event, and about 62.6%, 65.6% and 64.7%, respectively, in regular spring in the NP. The passive fluxaccounts for the highest proportion of the biological pump.However, the proportion of DOM flux is insignificant in the biological pump.

Key word: Passive transport; Biological pump; CNP; Diffusion flux; Northern South China and Northwest Pacific

論文審定書i
致謝iii
中文摘要iv
Abstractvi
目錄viii
圖目錄x
表目錄xii
第一章、前言1
1.1 大氣二氧化碳對海洋碳循環的影響1
1.2 研究目的2
第二章、材料與方法5
2.1 研究區域
2.2 採樣及分析方法7
2.3 表層沉降顆粒收集10
2.4 樣品分析12
2.4.1 溶解態有機碳之測定12
2.4.2 總溶解態氮及溶解態有機氮之測定13
2.4.3 總溶解磷及溶解態有機磷之測定13
2.4.4 顆粒態有機碳、氮分析14
2.4.5 顆粒態有機磷之分析15
2.4.6 葉綠素 a 之測定15
2.4.7 VGPM (Vertically Generalized Production Model)15
第三章、結果與討論17
3.1 水文概況17

	3.1.1	混合層與	透光層		 17
	3.1.2	OR1-1039	水文概況		 17
	3.1.3	OR1-1059	水文概況		 21
	3.1.4	OR1-1074	水文概況		 
	3.1.5	OR1-1082	航次水文概》	Z	 
	3.1.6	OR3-1773	航次水文概》	ł	 
	3.1.7	OR5-1307-	2 航次水文概	モ況	 
	3.1.8	OR5-0035	航次水文概》	ł	 41
	3.2 有機碳	送、氮、磷	輸出通量		 43
	3.3 沉降顆	頁粒碳、氮	、磷間之莫爾	比	 54
	3.4 溶解有	「機碳擴散	通量		 57
	3.5 被動傳	專輸與擴散	通量佔生物幫	浦之比例	 
第四	章、結論。				 64
第五	章、參考	文獻			 66

# 圖目錄

圖 1.1、地球大氣中的二氧化碳濃度 (取自美國海洋暨大氣總署,2016 年, NOAA;
National Oceanic and Atmospheric Administration) •4
圖 1.2、海洋生物幫浦示意圖 (取自 Ducklow et al., 2001)。圖中包含被動傳輸、
主動傳輸和 DOM 的垂直擴散傳輸。4
圖 2.1、南海表面環流 (a) 冬季 (b) 夏季 (取自 Moton and Blackmore, 2001)。.6
圖 2.2、研究期間各航次沉積物收集器採樣圖,西北太平洋兩航次為相同測站。
圖 2.3、漂浮式沉積物收集器串列圖。11
圖 3.1、OR1-1039 航次站位採樣圖。18
圖 3.2、上圖為 A1 站海表面高度圖、下圖為 B1 站海表面高度圖。19
圖 3.3、 A1 站 (左圖) 和 B1 站 (右圖) 溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。
圖 3.4、OR1-1059 航次站位採樣圖。22
圖 3.5、上圖為 8A 站海表面高度圖、下圖為 B4 站海表面高度圖。
圖 3.6、OR1-1059 航次 C5 測站航行至 B4 測站之海表面溫度、鹽度和葉綠素螢
光值 (圖片來源:董憬翰)。24
圖 3.7、OR1-1059 航次南北測線 (測站 C1~C5) 0~200 公尺之溫度和鹽度剖面圖。
圖 3.8、OR1-1059 航次東西測線 (測站 S5~C4) 0~200 公尺之溫度和鹽度剖面圖。
圖 3.9、8A 站 (左圖) 和 B4站 (右圖) 溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。
圖 3.10、OR1-1074 航次站位採樣圖。
圖 3.11、OR1-1074 航次航行前獲得之海表面高度圖。

圖 3.12、上圖為 SA1 站海表面高度圖、下圖為 SB1 站海表面高度圖。30
圖 3.13、 SA1 站 (左圖) 和 SB1 站 (右圖) 溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化
圖 °
圖 3.14、OR1-1082 航次站位採樣圖。
圖 3.15、OR1-1082 航次航行前獲得之海表面高度圖。
圖 3.16、C 站溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。
圖 3.17、上圖為 C 站海表面高度圖、下圖為 D 站海表面高度圖。34
圖 3.18、OR3-1773 航次站位採樣圖。
圖 3.19、M-2 站海表面高度圖。
圖 3.20、溫度、鹽度和葉綠素在上抬和下沉型內波影響之下對深度變化圖。37
圖 3.21、OR5-1307-2 航次站位採樣圖。
圖 3.22、測站 6 溫度和鹽度隨深度變化圖。
圖 3.23、蘇利颱風路徑圖 (取自中央氣象局)。
圖 3.24、OR5-1307-2 航次測線 (3~8) 0-200m 之溫度與鹽度剖面圖。40
圖 3.25、OR5-1307-2 航灾站位採樣圖。41
圖 3.26、測站 6 海表面高度圖。42
圖 3.27、測站 6 溫度和鹽度隨深度的變化。42
圖 3.28、各測站中 50m 和 100m 的有機碳通量與利用 VGPM 估算有機碳通量
的相關性圖。49
圖 3.29、顆粒通量和有機碳通量在不同環境條件下隨深度變化圖 (NSCS:
Northern South China Sea; NP: North Pacific; IW: Internal Waves) •
圖 3.30、有機氮和有機磷通量在不同環境條件下隨深度變化圖。51
圖 3.31、透光層中葉綠素積分與營養鹽積分和有機碳被動傳輸通量 (100m) 的相
關性圖。
圖 3.32、透光層中葉綠素積分與有機氮和有機磷被動傳輸通量 (100m) 的相關性

	53
3.33、C:N、N:P 和 C:P 莫爾比在不同環境條件下隨深度變化圖。	56
3.34、DOC 和 DON 擴散通量在不同環境條件下隨深度變化圖。	59
3.35、北南海常態春季 (上圖) 與常態冬季 (下圖) DOC 隨水深變化圖。	60

## 表目錄

表 2.1、各航次採樣位置及日期。.....9

表 2.2、沉積物收集器詳細佈放資料。	12
表 3.1、北南海常態春季、夏季、內波事件、西北太平洋颱事件和常態春季,	在
不同深度的質量通量和有機碳、氮、磷通量。	46
表 3.2、本研究於北南海所得之有機碳通量結果與前人不同方法之比較。	48
表 3.3、北南海常態春季、夏季、內波事件、西北太平洋颱事件和常態春季,	在
不同深度時 C:N、N:P 和 C:P 的莫爾比。	55
表 3.4、北南海常態春季、夏季、內波事件、西北太平洋颱事件和常態春季,	在
不同深度時 DOC 和 DON 的擴散通量。	61
表 3.5、北南海常態春季、夏季、內波事件和西北太平洋常態春季之被動傳輸	俞和
溶解態有機質的垂直擴散於生物幫浦比例。	63

## 第一章、前言

#### 1.1 大氣二氧化碳對海洋碳循環的影響

在工業革命以前,地球的氣候變遷大自來自於自然事件的發生,而現今人為 排放的二氧化碳卻影響了地球的氣候變化。因為人類活動所造成的二氧化碳氣體 被排放到大氣中,致使溫室效應日益增強,地表溫度的上升,也就是所謂的全球 暖化現象。

自工業革命後,人類大量的使用石化燃料,使得大氣中二氧化碳的濃度快速的上升,由工業革命前的280ppm到2016年的400 ppm(圖1.1)。地表溫度的增加,除了造成南、北極的冰帽溶化使海平面上升外,也讓沿海陸地或部分島嶼國家被海水吞沒,同時對氣候產生的影響,如颱風增加和陸地沙漠化有越來越嚴重等等的現象。

全球海洋被認為大約可以吸收 50% 自從工業革命以來釋放的二氧化碳 (Sabine et al., 2004)。海洋對二氧化碳的吸收主要是經由物理(physical pump)以及 生物(biological pump)幫浦作用所造成。此兩個過程在全球碳循環中扮演很重要 的角色。其中,物理幫浦是指大氣中的二氧化碳,藉由海氣交換溶解到水體後, 再藉由溫鹽環流將二氧化碳帶到深洋中,進而降低大氣中二氧化碳的濃度(Feely et al., 2001);而海洋生物幫浦(圖 1.2)則在海洋碳循環中扮演關鍵角色。另一方面 邊緣海域在全球海洋碳循環中扮演相當重要的一環。

生物幫浦包含了被動傳輸(passive transport)、主動傳輸(active transport)與溶 解態有機物質的向下擴散與對流傳輸(Ducklow et al., 2001),被動傳輸主要是來自 於透光層光合作用所產生的有機物質,脫離再循環之後向下輸送的垂直通量。而 主動傳輸主要由具有日夜遷移特性之浮游動物於夜間遷移至海洋上層進行補食, 白天則停留於上層或往深層遷移,並將上層補食的有機物質以呼吸作用或排空方 式將 DIC 及有機物質於深層釋出。溶解態有機質的垂直擴散與對流傳輸在全球 聯合通量(JGOFS)研究之前並沒有受到重視,但之後則認為可能為生物幫浦不可 忽略的一部分。

在透光層中,浮游植物進行光合作用會吸收海洋中的營養鹽和二氧化碳而轉 換成有機物質,而在近岸海域,河流也會帶入有機物質,這些有機物質包含了植 物的碎屑以及工業活動所產生的有機物。因此,在海水中的顆粒有機物質主要包 含了浮游植物和陸源碎屑物兩部分。這兩部分在海洋中所占的比例會因為隨深度 的改變和地區的不同而有所改變。顆粒有機物質由表層向下傳輸的過程當中,會 受到分解作用而逐漸減少,最主要的分解者為細菌,顆粒有機物質因為受到細菌 分解而從海洋中被移除。同時因為分解作用,顆粒有機物質中所含的碳、氮、磷 等等,會被分解成溶解態的有機質,或者和溶解態有機質一樣被細菌直接分解, 再次成為營養鹽及二氧化碳(Hedges, 1987)。而分解作用所產生的營養鹽可能又 回到海洋表層中,形成再循環的營養鹽,再次被浮游植物利用。但是仍然會有少 部分的顆粒有機物質會沉降至海底而被埋藏。這種有機質的產生、分解和埋藏的 過程,形成海洋中主要碳、氮和磷的循環。

就碳的被動傳輸而言,利用不同的收集方式或者不同的實驗方法所得到的碳 垂直傳輸通量通常都會有相當的差異。例如 Liu et al. (2002)利用生地化模式估算 南海透光層 125 m 的輸出生產力; Chen(2005)以<sup>15</sup>N 同位素培養法來計算新生產 力;而 Chou et al. (2006)則是利用無機碳的收支平衡,考慮了大氣沉降、水平傳 輸和垂直擴散,去推算碳的輸出通量。除了上述的這些方法之外,估算有機碳的 輸出通量也可利用短半衰期的放射性同位素,如<sup>234</sup>Th (Cai et al., 2002; Wei et al., 2011)、<sup>210</sup>Po (Yang et al., 2009; Wei et al., 2011)及<sup>210</sup>Pb (Wei et al., 2011)做為顆粒 有機碳的類比元素。雖然每一種方式都各有優缺點,但是沉積物收集器仍為全球 碳垂直通量提供最多不同時間尺度的數據。

1.2 研究目的

本研究預計於南海北部及西北太平洋海域進行水體採樣及沉積物收集器之佈放,來觀測被動傳輸(沉積物垂直通量),以及溶解態有機物的垂直擴散傳輸。

2

在研究期間內預定在不同季風以及海洋內部營力(內波和渦旋),及外部營力(颱 風和季風)條件下進行探測,並比較北南海與西北太平洋相同熱帶海域但不同營 養階層於同一季節生物幫浦強弱之差異。另外,因為在過去全球海洋有關被動傳 輸的研究都是以碳通量為主,而對於氮和磷的觀測則是比較缺乏的,因此本研究 將氦和磷同時納入研究的範圍。

因此,本文的研究目的在於:

(一)北南海以及西北太洋洋地區在颱風後的極端環境之下,或者海洋的內部營力 對碳氮磷的被動傳輸以及 DOM 的垂直傳輸所產生的影響。

(二)北南海與西北太平洋,在這兩者間不同的營養條件和環境差異,對碳氮磷的 被動傳輸以及 DOM 的垂直傳輸所產生的差異。

(三)被動傳輸與DOM的垂直傳輸在北南海和西北太平洋中的生物幫浦所占的重要性。

3



圖 1.1、地球大氣中的二氧化碳濃度(取自美國海洋暨大氣總署,2016年,NOAA;

National Oceanic and Atmospheric Administration) •



圖 1.2、海洋生物幫浦示意圖(取自 Ducklow et al., 2001)。圖中包含被動傳輸、主

動傳輸和 DOM 的垂直擴散傳輸。

## 第二章、材料與方法

2.1 研究區域

南海為世界最大的邊緣海之一,位處北緯 4 度至 22 度,東經 105 度至 120 度,總面積達到 350 萬平方公里,呈現一東北-西南走向不對稱的半封閉海盆, 其平均深度達到 1350 m,最深處位於呂宋島的西側,達 5567 m (陳, 2001)。南 海海水主要經由巴士海峽和西北太平洋海水進行交換,東邊經由明多羅海峽與蘇 祿海相連,南邊則是藉由麻六甲海峽與巽他海峽和印度洋海水交換,北邊經由台 灣海峽與東海連接。南海分別有珠江、紅河、湄公河和湄南河等主要河川的注入。 因南海位於亞洲季風區,冬季受東北季風影響而夏季則是受到西南季風的影響, 因此流場在冬夏季有明顯的變化 (圖 2.1)。冬季因東北季風影響,南海表水由東 北向西南流動,而夏季在西南季風的影響之下,南海表水由西南向東北流動 (Wyrkti, 1961)。

過去由生地化模式研究顯示南海的基礎生產力在夏季比冬季低,可能和季風 的影響有關係,除了夏冬兩季南海的湧升流區域分布有明顯的差異之外,也有可 能是冬季時因為盛行東北季風,所以導致南海表層的混合層加厚而造成營養鹽較 容易抬升,使得基礎生產力增加 (Wu et al., 1998; Liu et al., 2002)。



圖 2.1、南海表面環流 (a) 冬季 (b) 夏季 (取自 Moton and Blackmore, 2001)。

#### 2.2 採樣及分析方法

本研究於2013年6月到2014年7月之間總共進行了7次沉降顆粒的採樣(圖 2.2 及圖 2.3),其中5次是在北南海,而另外2次是利用海研五號在西北太平洋 進行,目的是為了與北南海做比較。各測站之時間與經緯度列於表2.1。

各航次測站的垂直剖面水樣採集皆利用輪盤式採水器,輪盤上掛 10 L 之 Niskin 採水瓶採集水樣。並且在輪盤式採水器上,同時懸掛溫鹽深儀 (CTD)以及 各水文參數探針,紀錄螢光、水下光照和穿透度等資料。每一水樣採取 1L 的原 水做為探測營養鹽的用途,並將水樣儲放於 PP 材質的棕色瓶中,放置於研究船 冷凍櫃(-20°C)中保存後帶回實驗室進行分析。另外,在現場利用 GFF(Glass Fibre Filter,直徑 25mm,孔徑 0.7µm)濾紙和幫浦,過濾 1L 的原水,之後在濾紙上滴 入 1~2 滴的飽和碳酸鎂,最後將濾紙以鋁箔紙完整包覆之後置於冷凍庫中,用以 分析葉綠素 a (Chlorophyll a)。另外取原水 100 ml 酸化避光後回實驗室測量溶解 態有機碳。



124°E

122°E

123°E

0

Northwest Pacific

125°E

00

128°E

127°E

126°E

23°N

22°N -

120°E

121°E

圖 2.2、研究期間各航次沉積物收集器採樣圖,西北太平洋兩航次為相同測站。

Cruise	Station No.	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Bottom Depth (m)	Date
OR1-1039	A1	21°04.91'	119°22.92'	2917	06/08/2013
	B1	21°04.23'	118°24.52'	2475	06/10/2013
OR5-1307-2	6	23°29.99'	124°59.94'	4316	07/21/2013
OR1-1059 <sup>*</sup>	8A	20°59.66'	118°44.59'	2611	12/06/2013
OR5-0035	6	23°34.22'	124°52.24'	4380	03/30/214
OR1-1074	SA1	20°06.00'	117°42.39'	2406	05/18/2014
	SB1	21°05.78'	118°31.41'	2506	05/19/2014
OR3-1773	M-2	20°44.04'	116°58.89'	210	06/18/2014
OR1-1082	С	21°00.01'	117°15.02'	398	07/12/2014
	D	20°44.92'	116°56.67'	201	07/14/2014

表 2.1、各航次採樣位置及日期。

\*沉積物收集器成功佈放,但並未成功回收。

#### 2.3 表層沉降顆粒收集

本研究利用漂浮式沉積物收集器(圖 2.4)佈放於測站的表層以採集海洋表層 中的沉降顆粒。為了瞭解透光層之生物幫浦現象,佈放的深度定為 50 m、100 m 和 150 m,每次收集的時間在 20~32 小時不等,而在東沙島(Donsha Atoll)附近因 為水深的關係所以是利用錨錠的方式收集沉降顆粒,詳細的佈放資料整理於表 2.2,從 2013 年 6 月到 2014 年 7 月之間,總共有 7 個航次進行沉積物收集器的 佈放,而成功回收了 6 次。

漂浮式沉積物收集器於佈放之前須先注滿乾淨的已過濾海水。沉積物收集器 回收之後,利用特製的過濾裝置過濾收集管中的海水,最後將收集到的沉降顆粒 過濾於管底的 PC(Polycarbonate,直徑 90 mm,孔徑 0.4 μm)濾紙上。濾紙上的樣 品將過蒸餾水洗鹽之後,冷凍保存,於航次結束之後帶回實驗室進行分析。

樣品帶回實驗室之後,因浮游動物會影響沉降顆粒通量的計算與分析,因此 必須將樣品中挑除體態比較完整的物種挑除,如橈足類(copepod)、翼足類 (pteropod)或小型魚類等等,去除非沉降顆粒的生物干擾。挑除完成之後,將收 集到的沉降顆粒以蒸餾水沖洗至燒杯中,再利用過濾裝置將沉降顆粒過濾到預先 鍛燒過(450℃,5hr)且已秤重的 GFF 濾紙上並放入烘箱中進行乾燥,最後再秤其 乾重並計算出沉降顆粒的通量。

10



圖 2.3、漂浮式沉積物收集器串列圖。

Station	Deployed depth	Deployed mode	Event
	(m)		
A1	50、100、150	Floating	常態夏季
<b>B</b> 1			常態夏季
6	50、100、150	Floating	颱風
$8A^*$	50、100、150	Floating	冬季反渦流
б	50、150、300	Floating	常態春季
SA1	50、100、150	Floating	常態春季
SB1			常態春季
M-2	100	Mooring	內波
С	50、100、150	Floating	常態夏季
D	100	Mooring	內波

表 2.2、沉積物收集器詳細佈放資料。

\*沉積物收集器成功佈放,但並未成功回收。

## 2.4 樣品分析

#### 2.4.1 溶解態有機碳之測定

本研究中的溶解態有機碳(Dissolved organic carbon, DOC)是利用高溫催化氧 化法以 TOC analyzer(Shimadz, TOC-V CPH)測量。

測量 DOC 時所需的催化劑非常重要,必須經過特定的條件來降低背景值, 否則可能會高估水樣中的 DOC。所以在測量樣品之前會先將空白水樣(blank water)連續注入燃燒管柱中,使背景值降低並且達到穩定的狀態之後(Benner and Storm, 1993; Hung et al., 2000),再開始製作檢量線及測量水樣。

溶解態有機碳之測量或檢量線的製作是取約 20ml 已酸化(pH<2)之水樣,以 超高純氧曝氣 8 分鐘(150ml/min)來去除溶解在水樣中的二氧化碳,再利用自動注 射系統將已曝氣的水樣注入到 680℃的燃燒石英管柱中氧化成二氧化碳。經由載 流氣體送入非散射性紅外線光譜儀(non-dispersion IR)測量二氧化碳的吸光值,再 藉由檢量線轉換成碳的濃度。每個水樣至少注射三次,去除異常積分值,使重複 測量的測值之間變異度小於 2%。檢量線的製作是將 KHP(potassium hydrogen phthalate;Merck, GR 級)經過 105℃乾燥 4 小時之後,溶解在空白水樣中,配置成 濃度為 1000ppm 的標準溶液,之後再利用空白水樣將標準溶液稀釋到適當的濃 度。

## 2.4.2 總溶解態氮及溶解態有機氮之測定

總溶解態氮 (Total dissolved nitrogen, TDN)的實驗原理是將水樣經過高溫燃 燒氧化之後,再進入螢光偵測儀量測(Sharp et al., 2004)。本研究中是以改裝 Shimadzu TOC-5000 的進樣、燃燒和冷卻系統連結 Antek 7050 螢光偵測儀來量 測,並依蔡聖賢 (2008) 之方法及分析步驟來進行。

每個水樣注入 3~5 次不等,去除異常積分值後取平均。檢量線的製作是將尿 素溶解在空白水樣配置成 10,000 µM 氮濃度的標準溶液,之後利用空白水樣多 次的稀釋,將標準溶液稀釋到 1、2、5、10、20 和 30 µM 氮濃度。將總溶解態 有機氮之濃度扣除溶解態無機氮濃度(NO3<sup>-+</sup>NO2<sup>-</sup>),即可得到溶解態有機氮的濃 度。

## 2.4.3 總溶解磷及溶解態有機磷之測定

總溶解磷 (Total dissolved phosphuros, TDP) 是利用強氧化劑 K<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>8</sub>(potassium persulfate;Merck, GR 級)在高溫下,將水樣中的有機磷氧化成 磷酸根(PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>)的形式,再依據藍色磷鉬複合物測定磷酸根的方法(Murphy and Riley., 1962),以分光光度計波長 880 nm 來測定水樣中的總溶解態磷的濃度,最 後將總溶解態磷扣除樣品中溶解態反應性磷(SRP)所得到的差值就是溶解態有機 磷(DOP)的濃度。

由於本研究中的水樣是海水樣品,海水中含有大量的氯離子等,在高溫之下 K<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>8</sub> 氧化水樣中有機物的同時也將海水中的氯離子氧化成過氯酸根的形式, 消耗掉部分的氧化劑,因而降低了氧化劑對水樣中有機質的氧化效率。為了解決 這個問題,必須提高氧化劑的量來提高氧化效率,在本文中,氧化劑 K<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>8</sub>的 添加量為每毫升的水樣添加 40mg(陳, 1998)。而在 Murphy and Riley 的磷鉬複合

13

物量測磷酸根的方法中,水樣中的氫離子〔H<sup>+</sup>〕濃度和鉬〔Mo〕濃度的比對最後的呈色有很大的影響,藍色磷鉬複合物的形成〔H<sup>+</sup>〕:〔Mo〕一般在 60~80 之間(Pai et al., 1990),在低酸度的環境之中此反應會較快,而過高的氫離子濃度會導致藍色磷鉬複合物生成的反應效率降低。在實驗中因為海水樣品的緣故,必須添加高濃度的氧化劑,而且氧化劑在高溫之下會分解成硫酸根,導致水樣中氫離子濃度的增加。因此根據 Murphy and Riley 所調配的呈色劑配方需要調整,使樣品中的〔H<sup>+</sup>〕:〔Mo〕在 60~80(Ridal and Moore, 1992)。

海水樣品中 TDP 的分析步驟為先將 25ml 的水樣裝入 50ml 的閃爍瓶中,再 加入 1g 的氧化劑 K<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>8</sub>,再將閃爍瓶放入高壓滅菌釜中,以壓力 1.2 kg cm<sup>-2</sup>, 溫度 120℃的條件之下加熱 2 個小時,待樣品冷卻之後將閃爍瓶取出,依序加入 體積比為 1:1:0.38 的硫酸試劑、鉬酸試劑與銻試劑共 2.38ml,混合搖晃均勻 之後再加入 1ml 的抗壞血酸試劑,靜置 30 分鐘等待完全反應後,以分光光度計 波長 880nm 測量。

## 2.4.4 顆粒態有機碳、氮分析

顆粒態有機碳氮的分析是使用 Fisons NA-1500 碳、氮、硫元素分析儀,藉 由約 1050℃的高溫和催化劑,將樣品中的有機質氧化成碳和氮的氧化物。經由 高溫銅絲將碳、氮氧化物還原成 N2和 CO2的氣體,再利用載流氣體(He)送進層 析管柱中分離,最後藉由熱傳導偵測儀(thermal conductivity detector)測量濃度。 在測量開始之前,必須先秤 3~5mg 的標準品放入錫盒中包裹做為 by-pass 測定 用,用來測定 N2和 CO2 氣體訊號出現的時間,再以同樣的步驟做空白值(blank) 及檢量線的測定,最後進行樣品測定。

顆粒態有機碳、氮樣品在測定之前必須先將樣品中的無機碳去除。去除無機 碳是利用 2N 的 HCl 溶液滴在樣品上,再將滴完酸的濾紙放到烘箱中,以 50℃ 烘 24 小時去除殘留的 HCl 和水氣,最後將已烘乾的樣品以錫盒包裹放入高溫的 石英管中燃燒及分析。

#### 2.4.5 顆粒態有機磷之分析

顆粒態有機磷的測定是將樣品經由高溫(550℃,6hr)灰化之後,將有機磷灰 化成無機磷,再依據 Aspila et al. (1976) 萃取無機磷的方法,以分光光度計波長 880nm 來測定水樣中的總顆粒態磷的濃度。

顆粒態無機磷的測定方法是將乾燥後的樣品放入離心管中,加入 10ml 1N 的 HCI 萃取試劑,再將樣品使用 SHAKER 搖晃 24 小時,均勻混合後以 3000 轉 離心 15 分鐘,取上層澄清液依序加入 2.38ml 酸性鉬酸銨混合試劑和 1ml 的抗壞 血酸試劑,所有試劑加完之後均勻混合,靜置 30 分鐘待完全反應之後,以分光 光度計波長 880nm 測定。而顆粒態有機磷的濃度即是總顆粒態磷和顆粒態無機 磷的差值。

## 2.4.6 葉綠素 a 之測定

將在現場已過濾的濾紙放入包有鋁箔紙的離心管,加入 90%的丙酮 10ml (Strickland and Parsons, 1972),用震盪器震盪 20 分鐘之後,放入冷藏櫃中冷藏一個小時,再取出離心管放置在橫向混合攪拌器上,攪拌兩分鐘後,放入冷藏櫃冷藏 24 小時,於隔天取出離心管,利用 3000rpm 的速度離心 15 分鐘,取上層澄 清液放入螢光儀(Turner Designs, model 10-AU)測量。本文所採用的部分葉綠素 a 數據(ORV-1307-2 以及 ORV-0035 西北太平洋航次)是由何東垣教授實驗室所提供。

## 2.4.7 VGPM (Vertically Generalized Production Model)

此模式是由 Behrenfeld and Falkowski (1997) 所提出的垂直結構一般化之生 產力模式。以下扼要說明 VGPM 如何計算新生產力:

 $NP_{eu} = 0.66125 \times P^{B}_{opt} \times [PAR/(PAR+4.1)] \times Z_{eu} \times Chl \times D_{irr}$ 

其中

P<sup>B</sup><sub>opt</sub> = (0.071T-3.2×10<sup>-3</sup>T<sup>2</sup>+3.0×10<sup>-5</sup>T<sup>3</sup>)/Chl+(1.0+0.17T-2.5×10<sup>-5</sup>T<sup>2</sup>-8.0×10<sup>-5</sup>T<sup>3</sup>),各個 參數所代表的意義如下: NP<sub>eu</sub>:全天新生產力積分值 (mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)
P<sup>B</sup><sub>opt</sub>:透光層最大光合作用效率 (mg C mg Chl<sup>-1</sup> hr<sup>-1</sup>)
T:透光層中平均水溫 (℃)
PAR:海洋表面之日照量 (mol quanta m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)
Z<sub>eu</sub>:透光層深度 (m)
Chl:透光層中平均葉綠素值 (mg m<sup>-3</sup>)

D<sub>irr</sub>:日照時數 (hr)

## 第三章、結果與討論

#### 3.1 水文概況

### 3.1.1 混合層與透光層

本研究中對混合層的定義為:某一深度之位溫( $\theta$ )與水深10m處之位溫達 0.8℃時,該深度即為混合層深度( $\theta_{10}$ - $\theta$ =0.8℃;(楊,2005))。透光層的定義則 是:某一深度之光透度(Par)為表水之透光度的1%時,該深度即為透光層深度 (Par/Par <sub>\*</sub>× 100% = 1%)。

#### 3.1.2 OR1-1039 水文概況

此次航次的採樣時間為2013年6月,季節屬於夏季。圖3.1 是本次航次的 採樣點,其中,漂浮式沉積物收集器的佈放時間是在6月8號(A1站)和6月10 號(B1站)。

從 CCAR (Colorado Center for Astrodynamics Research)所下載的海表面高度 圖 (圖 3.2) 可以看到,A1、B1 兩站的海表面高度並沒有較特別的情形,反倒是 在 A1、B1 兩站的上方有冷渦而下方則是有暖渦的存在。而由 CTD 的資料當中 顯示(圖 3.3),A1 站的混合層相較於 B1 站來說是比較不明顯,但是兩站的混合 層深度相差並不多,分別是 20 公尺和 27 公尺,透光層則是分別為 79 公尺和 86 公尺,彼此差異不大。所以此兩站屬於南海的常態夏季。



圖 3.1、OR1-1039 航次站位採樣圖。



圖 3.2、上圖為 A1 站海表面高度圖、下圖為 B1 站海表面高度圖。



圖 3.3、 A1 站 (左圖) 和 B1 站 (右圖) 溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。

#### 3.1.3 OR1-1059 水文概況

此次航次的採樣時間為 2013 年 12 月,季節屬於冬季。圖 3.4 是本次航次的 採樣點,C1~C5 測站是為了找暖渦而規劃的一條測線,沉積物收集器的佈放位 置原本預定在 8A 和 B4 測站,不過因為天候因素而導致採樣回收失敗。透過海 表面高度圖(圖 3.5)可以明顯的看到,在 8A 測站海平面的高度明顯較高,存在著 一個暖渦,而 B4 測站則是沒有明顯的海平面高度變化。從此次航次的海表面溫 度、鹽度和葉綠素螢光值可以發現 (圖 3.6),在 8A 測站採樣其間,表水的溫度、 鹽度和葉綠素螢光值相當穩定,而當離開暖渦航行至暖渦之外的對比測站 B4 時, 出現較劇烈的變動,推測是因為通過暖渦邊緣的影響所致。由此次航次東西向測 線 (圖 3.7) 的剖面圖發現,在 C4 測站的混合層深化較明顯,可能是受到暖渦影 響,因此從 C4 測站向西邊做一條測線。在東西向測線的剖面圖 (圖 3.8) 與 8A 站和 B4 站的溫度、鹽度和螢光值隨深度變化圖 (圖 3.9) 中可明顯發現,8A 測 站因為受到暖渦的影響,表水水體混合較均勻,混合層的深度也較深,約為 160 公尺;而 B4 測站則是沒有受到暖渦的影響,混合層厚度約為 85 公尺,因此此 次航次為北南海冬季之暖渦。



圖 3.4、OR1-1059 航次站位採樣圖。


圖 3.5、上圖為 8A 站海表面高度圖、下圖為 B4 站海表面高度圖。



圖 3.6、OR1-1059 航次 C5 測站航行至 B4 測站之海表面溫度、鹽度和葉綠素螢光值 (圖片來源:董憬翰)。



圖 3.7、OR1-1059 航次南北測線 (測站 C1~C5) 0~200 公尺之溫度和鹽度剖面圖。



圖 3.8、OR1-1059 航次東西測線 (測站 S5~C4) 0~200 公尺之溫度和鹽度剖面圖。



圖 3.9、8A 站 (左圖) 和 B4站 (右圖) 溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。

## 3.1.4 OR1-1074 水文概況

此次航次採樣時間在 2014 年的 5 月。圖 3.10 是本次航次的採樣點,其中 SA1 和 SB1 測站是沉積物收集器的佈放點。有鑒於在冬季航次時有發生暖渦的海洋 特殊事件,因此在這次航次出發之前就先利用 APDRC (Asia-Pacific Data-Research Center)上網取得海表面高度圖,預測渦流有可能出現的位置。從 預測圖(圖 3.11)來看,原本預測 SA1 站是在冷渦中心的附近,應該會有混合層被 淺化且葉綠素最大值被抬升的情況,但是從 CTD 的資料來看, SA1 和 SB1 的溫 鹽和螢光值資料分布接近(圖 3.12),且透光層分別是 69 公尺及 74 公尺,混合層 則是 29 公尺和 15 公尺,似乎沒有受到渦流影響的跡象。回實驗室後從 CCAR 網站下載衛星資料發現與原本預測的情況有所不同(圖 3.13),反倒是在東沙的東 北方有冷渦的跡象,在後續幾天更發現此冷渦越來越明顯,因此此次航次屬於北 南海的常態春季。



LAS 7.+/Ferret 6.5 NOAA/PMEL



圖 3.11、OR1-1074 航次航行前獲得之海表面高度圖。



圖 3.12、上圖為 SA1 站海表面高度圖、下圖為 SB1 站海表面高度圖。



圖 3.13、SA1 站 (左圖) 和 SB1 站 (右圖) 溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。

#### 3.1.5OR1-1082 航次水文概況

此次航次採樣時間為2014年7月,季節屬於夏季。圖3.14 是本次航次的採 樣點,其中在C站佈放漂浮式沉積物收集器,而靠近東沙島的D站則是佈放錨 碇式沉積物收集器。從APDRC的海表面高度預測圖能明顯地發現(圖3.15),在 東沙島的東北方有個冷渦存在的跡象,C站則是在冷渦中心的附近。但是,由 CTD的資料(圖3.16)可以看到,混合層沒有明顯的被淺化,葉綠素最大值也沒有 被抬升的情況,混合層和透光層的深度分別是18公尺和67公尺。另外,再從 CCAR所下載的衛星資料(圖3.17)結果發現,原本預測在東沙島東北方的冷渦, 其實並不存在,因此C站是沒有受到冷渦影響的常態夏季測站。D站的採樣位 置在東沙陸棚也一樣沒受到冷渦的影響,但是有受到內波的影響,會在下一小節 和M-2站一起討論。



圖 3.14、OR1-1082 航次站位採樣圖。



圖 3.15、OR1-1082 航次航行前獲得之海表面高度圖。



圖 3.16、C 站溫度、鹽度和螢光值隨深度的變化圖。



圖 3.17、上圖為 C 站海表面高度圖、下圖為 D 站海表面高度圖。

# 3.1.6OR3-1773 航次水文概況

此次航次採樣時間在 2014 年 6 月,季節屬於夏季。圖 3.18 是本次航次的採 樣點,而 M-2 測站和前航次 D 測站一樣,佈放的是錨碇式的沉積物收集器。在 採樣其間,M-2 站也是沒有受到渦流的影響(圖 3.19),但是和 D 站一樣常有內波 通過,水體受到明顯的影響。南海內波起源於呂宋海峽,向西傳入南海北部,最 後消散在南海西側的大陸棚上。因為內波所產生的紊流會對水體的垂直結構產生 很大的變化,加強了海水的混合及擴散作用,而影響海洋中的基礎生產力。從圖 3.20 可以看到當下沉型內波經過時,葉綠素最大值被往下壓,混合層被深化至 50 公尺,而上抬型內波經過時,葉綠素最大值往上抬升,混合層則是被淺化至 大約 10 公尺。另外,當沒有任何內波經過時,混合層是在 20 公尺左右。





圖 3.20、溫度、鹽度和葉綠素在上抬和下沉型內波影響之下對深度變化圖。

## 3.1.7 OR5-1307-2 航次水文概況

此次航次採樣時間是在 2013 年的7月,季節屬於夏季。圖 3.21 是本次航次 的採樣點,沿著北緯 23.5 度規劃了一條測線,其中在測站 6 佈放了沉積物收集 器。從 CTD 的資料來看(圖 3.22),測站 6 的鹽度極大值大約在 150 公尺左右, 混合層的厚度大約是 60 公尺,透光層的厚度則是達到 150 公尺。從圖 3.23 能看 到,在航次之前,蘇利颱風的路徑有經過規劃的測線,而從溫鹽剖面圖 (圖 3.24) 發現在測站 6 和 7 表水的溫度有較低的現象,鹽度方面在測站 6 和 7 也有較低的 現象,因此判斷測站 6 有受到蘇利颱風的影響。



圖 3.21、OR5-1307-2 航次站位採樣圖。



圖 3.22、測站 6 溫度和鹽度隨深度變化圖。



圖 3.23、蘇利颱風路徑圖 (取自中央氣象局)。



圖 3.24、OR5-1307-2 航次測線 (3~8) 0-200m 之溫度與鹽度剖面圖。

## 3.1.8 OR5-0035 航次水文概況

本次航次採樣時間是在 2014 年 3~4 月之間,季節屬於春季。圖 3.25 是本次 航次的採樣點,其中在測站 6 佈放了沉積物收集器。從海表面高度圖(圖 3.26)可 以看到在測站 6 的東南方存在一個冷渦,而測站 6 並沒有受到此冷渦的影響。由 CTD 資料來看(圖 3.27),測站 6 的鹽度最大值大約在 30 公尺,混合層的厚度大 約是 40 公尺,而透光層的厚度則是在 90 公尺左右,和 OR5-1307-2 航次的測站 6 來比較可以發現到,在颱風的影響之下,混合層和透光層都明顯的變深,因此 此次航次是西北太平洋的常態春季。



圖 3.25、OR5-1307-2 航次站位採樣圖。



圖 3.27、測站 6 溫度和鹽度隨深度的變化。

# 3.2 有機碳、氮、磷輸出通量

表 3.1 為北南海常態春、夏季、內波事件、西北太平洋颱風事件和常態春季, 在不同深度時的顆粒通量和有機碳、氮、磷通量。被動傳輸主要是來自於透光層 光合作用所產生的有機物質,脫離再循環之後向下沉降的輸出通量。北南海常態 春季時,顆粒通量、有機碳、氮、磷的輸出通量(100m)結果分別為221±28.8 mg  $m^{-2} d^{-1} \sim 66.8 \pm 1.29 mg C m^{-2} d^{-1} \sim 12.8 \pm 0.38 mg N m^{-2} d^{-1} \neq 0.99 \pm 0.07 mg P m^{-2} d^{-1}$ ; 北南海常態夏季時,顆粒通量、有機碳、氮、磷的輸出通量 (100m) 分別為  $218\pm25.0 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1} \circ 64.3\pm1.47 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1} \circ 12.1\pm0.47 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1} \neq 0.93\pm0.04$ mg Pm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>。結果顯示,北南海在春、夏雨季時,各項通量並沒有明顯的差異, 而在內波的影響之下,顆粒通量、有機碳、氮、磷的輸出通量則分別為 334±33.0  $mg m^{-2} d^{-1} \cdot 155 \pm 15.9 mg C m^{-2} d^{-1} \cdot 21.2 \pm 1.68 mg N m^{-2} d^{-1} \neq 1.79 \pm 0.19 mg P m^{-2} d^{-1}$ , 各項通量結果明顯都高於常態春季和夏季。而北南海的冬季暖渦航次,因為天候 惡劣,鋼索斷裂而回收失敗,因此利用 Behrenfeld and Falkowski (1997) 中提出 的 VGPM 模式對 8A 以及 B4 测站做新生產力的估算,其中若將 8A 测站透光 層中所測得之 Chl-a 平均濃度 0.283~0.302ug l<sup>-1</sup> 來估算,則結果為 183±16.9mg C  $m^{-2} d^{-1}$ , 與李玉玲教授實驗室在 8A 測站所測得的新產力 190mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>之結果 相近,不受暖渦影響的對比站 B4 測站所估算出來的結果則是 166 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>, 明顯比北南海的常態春季以及夏季還要來的高,但低於受到暖渦影響的8A 測站。 同時由圖 3.28 亦可得到,利用 VGPM 估算結果與所有測站中 50m 和 100m 的 有機碳通量皆呈現顯著的正相關 (p< 0.001),可證明 VGPM 可用於估算 8A 及 B4 測站之有機碳通量。

過去學者在南海利用不同的方法估算有機碳通量整理於表 3.2。Liu et al. (2002)利用生地化模式估算南海水深 125 m 的輸出生產力,介於 20.4~42.0 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>; Chen(2005)以 <sup>15</sup>N 同位素培養法來計算新生產力,年變化介於夏天的 30.0 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 到冬天的 260 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 之間; Chou et al. (2006)則是利用無機碳的

43

收支平衡,去推算有機碳的輸出通量,介於34.8 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 到80.4 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>。 除了上述的這些方法之外,有機碳的輸出通量也可利用短半衰期的放射性同位素 來進行量化,如 Wei et al. (2011)利用<sup>234</sup>Th、<sup>210</sup>Po 及<sup>210</sup>Pb 做為顆粒有機碳的類 比元素,來推算南海的有機碳輸出通量,分別介於115 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 到 252 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,86.4 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 到 256 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 及 21.6 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 到 244 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>。因為各種的方式都有不同的假設,進而影響到估算的準確度,所以導致量 化的結果有些具有相當差異。

西北太平洋部分,在常態春季時,顆粒通量、有機碳、氮、磷的輸出通量 (100m)分別是 262~271 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,18.4~19.9 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、3.05~3.52 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 和 0.29~0.38 mg P m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,較低於 Hung and Gong (2007)在黑潮流域所得到的結果 27.9±0.9 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> 以及 Rodier and Borgne (1997)在中央太平洋的結果 50.4±12.0 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、8.80±2.90 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>和 1.10±0.50 mg P m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>。而當在 颱風的影響之下,顆粒通量和有機碳氮磷的輸出通量(150m)則分別是 212 mg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、93.2 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、15.8 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>和 0.97 mg P m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,明顯都高出常態 春季許多,也高於北南海常態春季和夏季之結果。

由圖 3.29 和圖 3.30 可以發現,顆粒通量和有機碳、氮、磷的通量都是隨著 深度的增加而開始遞減,北南海的部分,在沒有發生特殊的海洋事件之下,夏季 以及春季的各項通量看來並沒有非常明顯的差異,而在冬季時候,由 VGPM 估 算出常態冬季的有機碳通量結果及根據許家維(2010)的研究結果可以發現,在質 量通量、有機碳通量和有機氮通量都明顯的高於春、夏兩季,因冬季時南海盛行 東北季風,導致南海表層的混合層加厚而造成營養鹽較容易抬升至表層,所以造 成質量通量、有機碳通量和有機氮通量皆高於春、夏季的結果。而當受到內波的 影響時,則是可以觀察到有機碳、氮和磷的通量都有明顯的變高,因為當內波經 過時會將較富含營養鹽的次表水帶至表層,提供浮游植物生長所需。

根據先前的研究指出 (Babin et al., 2004; Bates et al., 1998; Chang et al., 1996;

Chang et al., 2008; Lin et al., 2003; Shang et al., 2008; Walker et al., 2005; Zheng and Tang, 2007) 颱風經過時會造成海洋表水溫度顯著地下降,以及海洋表層營養鹽 提高而導致浮游植物的大量生長。而本研究的結果發現在颱風影響之下,透光層 中的營養鹽和葉綠素的積分結果明顯都高出常態春季許多,且有機碳的輸出通量 增加了四倍之多。圖 3.31 和圖 3.32 顯示,葉綠素和有機碳、氮、磷的輸出通量 有顯著的正相關(p<0.01),由此結果可推斷,有機碳、氮、磷的輸出通量是受到 浮游植物的影響,而浮游植物則是受控於透光層中的營養鹽,因此,將各個測站 中透光層的營養鹽(DIN)積分和葉綠素積分做相關性,發現有顯著的正相關 (p<0.01)。

綜合以上結果,有機碳、氮、磷的輸出通量大致上在北南海常態春季和夏季 之間並沒有明顯的差異,冬季則是高於春、夏季,但是在內波的影響之下,高出 常態春季和夏季許多;而西北太平洋則是最低,然而當有受到颱風影響時,會提 高有機碳、氮、磷在西北太平洋的輸出通量。造成此結果的原因為,當在透光層 中的營養鹽存量較高時,容易使浮游植物生長,而浮游植物的增加則會提高有機 碳、氮、磷的輸出通量。

地區及事件	水深(m)	樣本數	Mass flux	POC flux	PONflux	POPflux
			$(mg m^{-2} d^{-1})$	$(mg C m^{-2} d^{-1})$	$(mg N m^{-2} d^{-1})$	$(mg P m^{-2} d^{-1})$
北南海常態春季	50	4	270±22.3	$101 \pm 10.7$	20.5±2.61	1.71±0.16
(ORI-1074)	100	4	221±28.8	66.8±1.29	12.8±0.38	0.99±0.07
	150	2	99.1±14.1	21.6±2.06	3.31±0.52	$0.24 \pm 0.04$
北南海常態夏季	50	6	286±8.20	104±13.4	21.5±2.01	1.71±0.16
(ORI-1039, ORI-1082)	100	6	$218 \pm 25.0$	64.3±1.47	$12.1 \pm 0.47$	$0.93 \pm 0.04$
	150	3	89.4±4.01	19.6±6.06	2.85±0.82	0.21±0.06
北南海內波						
(ORI-1082 ,ORIII-1773)	100	2	334±33.0	156±15.9	21.2±1.68	1.79±0.19
		_	_		_	_
(ORI-1059)	100			183±16.9		
北南海常態冬季		_	_		_	_
(ORI-1059)	100			166		
西北太平洋颱風效應	50	2	925±0.00	280±0.00	55.9±0.00	5.19±0.00

表 3.1、北南海常態春季、夏季、內波事件、西北太平洋颱事件和常態春季,在不同深度的質量通量和有機碳、氮、磷通量。

(ORV-1307-2)	100	2	551±0.00	$178 \pm 0.00$	32.2±0.00	2.78±0.00
	150	2	212±0.00	93.2±0.00	15.8±0.00	$0.97{\pm}0.00$
西北太平洋常態春季	50	2	271±0.00	19.9±0.00	3.52±0.00	0.38±0.00
(ORV-0035)	150	2	262±0.00	$18.4 \pm 0.00$	$3.05 \pm 0.00$	$0.29 \pm 0.00$
	300	2	153±0.00	14.3±0.00	2.17±0.00	0.16±0.00

	POC flux	參考文獻	
	$(mg C m^{-2} d^{-1})$		
生地化模式	20.4~42.0	Liu et al. (2002)	
<sup>15</sup> N 同位素培養法	30.0~260	Chen (2005)	
無機碳收支平衡	34.8~80.4	Chou et al. (2006)	
<sup>234</sup> Th	115~252		
<sup>210</sup> Po	86.4~256		
<sup>210</sup> Pb	21.6~244	Wei et al. (2011)	
漂浮式沉積物收集器	118~209		
漂浮式沉積物收集器	63.4~166.0		
	144~167 <sup>*</sup>	This study	

表 3.2 本研究於北南海所得之有機碳通量結果與前人不同方法之比較。

\*北南海內波事件



圖 3.28、各測站中 50m 和 100m 的有機碳通量與利用 VGPM 估算有機碳通量的相關性圖。



圖 3.29、顆粒通量和有機碳通量在不同環境條件下隨深度變化圖 (NSCS: Northern South China Sea; NP: North Pacific; IW: Internal

Waves) •



圖 3.30、有機氮和有機磷通量在不同環境條件下隨深度變化圖。



圖 3.31、透光層中葉綠素積分與營養鹽積分和有機碳被動傳輸通量 (100m) 的相關性圖。



圖 3.32、透光層中葉綠素積分與有機氮和有機磷被動傳輸通量 (100m) 的相關性圖。

#### 3.3 沉降顆粒碳、氮、磷間之莫爾比

海洋中的物質在沉降的過程當中會一直受到分解作用的影響,而從(表 3.3 和圖 3.33)可以發現碳、氮和磷之間的莫爾比是隨著深度的增加而遞增的,因此 可以判斷,磷相較於碳和氮來說是比較容易先被分解的,而氮又比碳還容易先被 分解。以北南海來說,在水深 50 公尺和 100 公尺的 C:N 值是很相近的,在常態 春季時分別是 5.73±0.12 和 6.10±0.06,常態夏季則是 5.65±0.20 和 6.22±0.15,皆 比 Pytoplankton 顆粒 Redfield Ratio (6.6) 還低,推測是因為受到浮游動物碎屑 或固氮微生物的影響。水深 150 公尺時 C:N 值快速的升高則是因為,在此深度 時主要是以沉降分解作用為主,與許家維(2010)在南海時間序列測站(SEATS)所 得到之結果相近。而西北太平洋沉降顆粒 C:N 值的變化則比北南海還小,在表 層方面也比較接近海洋沉降顆粒平均值的 7.1,且與 Rodier and Borgne(1997)在中 央太平洋表層的沉降顆粒結果為 C:N=6.78 相近。

本研究中沉降顆粒的碳氮磷之莫爾比在 100m 的平均為 C<sub>186</sub>N<sub>27</sub>P<sub>1</sub>,與 Redfield Ratio 的 C<sub>106</sub>N<sub>16</sub>P<sub>1</sub> 有相當的差異,根據先前學者的報導,Rodier and Borgne(1997)在中央太平洋的結果為 C<sub>122</sub>N<sub>18</sub>P<sub>1</sub>及 Benitez-Nelson at al.(2007)在卡 里亞科盆地的結果為 C<sub>147</sub>N<sub>23</sub>P<sub>1</sub>,從以上結果在 C:P 和 N:P 間的莫爾比變化相較 於 C:N 的莫爾比的變化還要大。這是由於,生物體會因為本身的細胞和生物化 學作用等等的因素,使體內磷的含量變化比碳和氮的含量變化還要明顯,所以導 致 C:P 與 N:P 莫爾比的變化比 C:N 還大(Sterner and Elser, 2002)。

54

地區及事件	水深(m)	樣本數	C:N	N:P	C:P
北南海常態春季	50	2	5.73±0.12	26.5±0.82	152±1.57
(ORI-1074)	100	2	6.10±0.06	28.4±1.04	$174 \pm 8.15$
	150	2	$7.64 \pm 0.47$	30.4±0.07	232±13.6
北南海常態夏季	50	3	5.65±0.20	27.8±0.95	157±8.44
(ORI-1039 ,ORI-1082)	100	3	$6.22 \pm 0.15$	28.7±1.15	179±4.95
	150	3	$8.00 \pm 0.15$	30.4±1.89	243±15.3
北南海內波	100	2	8.56±0.20	26.2±0.76	224±1.36
(ORI-1082 ,ORIII-1773)					
西北太平洋颱風效應	50	1	$5.85 {\pm} 0.00$	23.8±0.00	139±0.00
(ORV-1307-2)	100	1	$6.43 \pm 0.00$	25.7±0.00	$165 \pm 0.00$
	150	1	$6.87 \pm 0.00$	36.1±0.00	$248 \pm 0.00$
西北太平洋常態春季	50	1	6.59±0.00	20.3±0.00	134±0.00
(ORV-0035)	150	1	$7.04 \pm 0.00$	23.0±0.00	162±0.00
	300	1	$7.68 \pm 0.00$	$30.7 \pm 0.00$	235±0.00

表 3.3、北南海常態春季、夏季、內波事件、西北太平洋颱事件和常態春季,在不同深度時 C:N、N:P 和 C:P 的莫爾比。



圖 3.33、C:N、N:P 和 C:P 莫爾比在不同環境條件下隨深度變化圖。

#### 3.4 溶解有機碳擴散通量

海洋中的生物幫浦包含了被動傳輸(Passive transport)、主動傳輸(Active transport)與溶解態有機物質的向下擴散與對流傳輸(擴散通量)。本研究中,溶解態有機碳(DOC)和溶解態有機氮(DON)的擴散通量,都是利用一維垂直渦流擴散模式(Fick's First Law)來進行計算:

 $\mathbf{F} = -\mathbf{K}\mathbf{z} \times d\mathbf{C}/d\mathbf{Z} = -[\boldsymbol{\epsilon} \times Rf/\mathbf{N}(\boldsymbol{\rho}) \times (1-Rf)] \times [(\overline{\mathbf{C}}_1 - \overline{\mathbf{C}}_2)/(\mathbf{Z}_2 - \mathbf{Z}_1)]$ 

 $N(\rho) = (-g/\rho) \times (d\rho/dZ)$ 

其中,各項參數的意義分別為:

 $F: flux (mmolm^{-2}s^{-1})$ 

Kz :vertical turbulent coefficient (m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)

 $\varepsilon$  :dissipation rate (10<sup>-8</sup> (m<sup>2</sup>s<sup>-3</sup>)) (Copin–Montégut and Avril, 1993)

g :gravity acceleration  $(9.81 \text{ (ms}^{-2}))$ 

 $\rho$ : density (kgm<sup>-3</sup>)

Rf: Richardson number (0.2)(Copin–Montégut and Avril, 1993)

計算的結果如表 3.4 和圖 3.34 所示,大致上 DOC 和 DON 的擴散通量都是 隨著深度的增加而增加,以北南海來說,常態春季的通量是有較高於常態夏季的 現象,但當受到內波影響時,則會明顯的提高 DON 和 DOC 的擴散通量;而王 詩銘(2004)在北南海的研究結果則是,夏季時水深 100 公尺及 150 公尺地方的 DOC 和 DON 擴散通量分別是 24.1±19.8 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、17.6±6.58 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>和 0.43±0.06 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、0.67±0.27 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>;秋季則是 9.86±5.19 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、 12.3±10.8 mg C m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>和 1.33±0.75 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>、1.33±1.16 mg N m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>,都高於 本研究的結果;而西北太平洋方面,在颱風的影響之下,看起來並沒有發生提高 DOC 和 DON 擴散通量的現象,乃因下層較低濃度 DOC 及 DON 向上傳輸所 致。

由上述的計算公式可以發現,影響擴散通量的主要因素是 DOC 和 DON

在海水中的濃度及海水的密度,因此當基礎生產力高時,海水中的浮游生物較多, 此時海水中的 DOC 和 DON 的濃度較高,就會導致 DOC 和 DON 擴散通量 增加。而當海洋表層層化明顯時,會不利於 DOC 和 DON 向下傳輸,由本研 究結果可發現,因北南海的表水層化作用較西北太平洋明顯,因此 DOC 和 DON 擴散通量的結果為西北太平洋較高於北南海。另外,在颱風的影響之下雖然會提 高海洋中的基礎生產力,使 DOC 和 DON 的濃度增加,但是同時颱風也會帶來 強降雨,可能是這兩者相互抵消的關係,另一方面則是較低濃度 DOC 及 DON 像上傳輸,導致西北太平洋在颱風的影響之下並沒有出現 DOC 和 DON 的擴 散通量有較高的現象。


圖 3.34、DOC 和 DON 擴散通量在不同環境條件下隨深度變化圖。



圖 3.35 北南海常態春季 (上圖) 與常態冬季 (下圖)DOC 濃度隨水深變化圖。

地區及事件	水深(m)	樣本數	DOC flux	DONflux	
			$(mg C m^{-2} d^{-1})$	$(mg N m^{-2} d^{-1})$	
北南海常態春季	50	2	$0.71 \pm 0.68$	$0.08 {\pm} 0.06$	
(ORI-1074)	100	2	$1.13 \pm 0.03$	$0.22 \pm 0.07$	
	150	2	$1.71 \pm 0.01$	$0.35 {\pm} 0.02$	
北南海常態夏季	50	3	$0.78 \pm 0.52$	$0.06 \pm 0.06$	
(ORI-1039 ,ORI-1082)	100	3	$1.10\pm0.13$	$0.09 {\pm} 0.06$	
	150	3	$1.29 \pm 0.15$	$0.10 {\pm} 0.08$	
北南海內波	100	2	$1.57{\pm}1.07$	0.36±0.25	
(ORI-1082 ,ORIII-1773)					
西北太平洋颱風效應	50	1	$0.49 \pm 0.00$	$0.13 \pm 0.00$	
(ORV-1307-2)	100	1	$0.79 \pm 0.00$	$0.08 \pm 0.00$	
	150	1	$1.03 \pm 0.00$	$0.13 \pm 0.00$	
西北太平洋常態春季	50	1	$1.44 \pm 0.00$	0.15±0.00	
(ORV-0035)	150	1	$2.24 \pm 0.00$	$0.19 {\pm} 0.00$	
	300	1	$1.14 \pm 0.00$	$0.21 \pm 0.00$	

表 3.4、北南海常態春季、夏季、內波事件、西北太平洋颱事件和常態春季,在不同深度時 DOC 和 DON 的擴散通量。

## 3.5 被動傳輸與擴散通量佔生物幫浦之比例

本研究於北南海常態夏季、春季、內波事件和西北太平洋常態春季之被動傳 輸碳氮磷通量,與溶解態有機碳氮之擴散通量相對於生物幫浦所佔的比例列於表 3.5, 而生物幫浦包含了被動傳輸、主動傳輸與溶解態有機物質的垂直擴散,因 西北太平洋並無颱風影響下主動傳輸之數據,因此不列入比較。結果顯示,生物 幫浦的碳氮磷通量在內波影響之下最高,其次是北南海常態的夏季和春季,但是 在春夏雨季之間,生物幫浦的碳氮磷通量並沒有顯著的差異,而西北太平洋則是 最低。被動傳輸佔生物幫浦碳氮磷比例在北南海常態夏季時分別是 73.8±9.2%、 76.6±0.6%和 75.1±2.0%;常態春季則是 66.5%、74.3%和 71.3%;在內波事件的 影響之下分別為 62.1%、73.5%和 64.7%;在西北太平洋方面,氮和磷的百分比 有略低於北南海常態夏季以及春季的現象,但是 DOC 和 DON 擴散通量的比 例卻是高於北南海,這是由於當擴散通量相差不大的情況之下(見表 3.5)西北太 平洋生物幫浦的碳氮磷通量相對於北南海小了許多,因此提高了溶解態有機物質 垂直擴散在西北太平洋中,佔生物幫浦的比例。由以上結果可推測,被動傳輸對 生物幫浦造成的影響力是最大的,而溶解態有機物質的垂直擴散則是最小,且在 有海洋特殊事件的影響之下會提高生物幫浦的強度,但是在被動傳輸、主動傳輸 以及溶解態有機物質的垂直擴散三者之間,並沒有產生較明顯的差異,這可能是 特殊事件同時影響三者之強度所致。

62

地區及事件	Total flux(mg m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ) <sup>#</sup>			Pa	Passive flux(%) <sup>*</sup>			Diffusion(%) <sup>+</sup>	
-	С	Ν	Р	С	Ν	Р	С	Ν	
北南海常態春季	100	17.2	1.39	66.5	74.3	71.3	1.12	1.26	
北南海常態夏季	87.5±9.74	18.1±4.09	1.58±0.47	73.8±9.18	76.6±0.58	75.1±2.02	1.30±0.01	0.59±0.30	
北南海內波	250	28.8	2.77	62.1	73.5	64.7	0.63	1.25	
西北太平洋常態春 季	29.4	4.65	0.45	62.6	65.6	64.7	7.13	4.02	

表 3.5 北南海常態春季、夏季、內波事件和西北太平洋常態春季之被動傳輸和溶解態有機質的垂直擴散於生物幫浦比例。

<sup>#</sup>Total flux=Passive flux + Active flux(董憬翰數據) + Diffusion flux

\*Passive flux(%) = Passive flux / Total flux

<sup>+</sup> Diffusion flux(%) = Diffusion flux / Total flux

## 第四章、結論

一、有機碳氮磷被動輸出通量在北南海常態夏季以及春季之間並沒有明顯的 差異,常態冬季及冬季暖渦事件則是利用 VGPM 估算出有機碳通量高於常態春 季和夏季,其中冬季暖渦事件為最高。在內波事件的影響之下,因較富營養鹽的 次表水被帶至表層,提供了浮游植物的生長所需,所以有機碳氮磷的輸出通量明 顯的提高;西北太平洋部分則是因為颱風經過時,造成海洋表面溫度下降,以及 海洋表層營養鹽提高而導致浮游植物的大量生長,因此有機碳氮磷的輸出通量明 顯地高出常態春季許多。

二、有機碳氮磷的輸出通量和浮游植物生物存量 (Chl-ainventory) 有顯著的 正相關,表示有機碳氮磷的輸出通量主要是受到浮游植物所控制,而浮游植物與 透光層中營養鹽的儲量也是呈現顯著正相關,因此可以推測,海洋中被動傳輸的 強弱是受到營養鹽控制的基礎生產力的影響。

三、本研究結果發現,沉降顆粒中 C/N/P 比值大致隨深度增加,且磷相較 於氮和碳是較容易變動,且先前的研究報導也與 Redfield Ratio 的 C<sub>106</sub>N<sub>16</sub>P<sub>1</sub>有些 許的差異,這是由於生物體內本身的細胞作用以及化學因素,使磷的含量變化較 碳和氮來的顯著。

四、擴散通量和輸出通量的趨勢有些許差異,在北南海常態春季有較高於常 態夏季的趨勢,在內波事件的影響之下和輸出通量一樣有被提高的現象;而西北 太平洋的擴散通量則是沒有在颱風的影響之下而被提高。

五、由本研究的結果發現,生物幫浦的碳氮磷通量在內波事件的影響之下是 最高的,北南海常態春季和夏季則是其次,且兩季之間沒有明顯差異,而西北太 平洋則是最低。在比例方面,不管是不同海域或是受到海洋特殊事件的影響,被 動傳輸在生物幫浦所佔的比例都在 6~7 成左右,明顯都高於主動傳輸以及溶解態 有機物質的垂直擴散傳輸,因此可推測,在有海洋特殊事件的影響之下會提高生 物幫浦的強度,但對三者同時影響下,被動傳輸相對於生物幫浦的比例沒有太大

64

變動。

## 第五章、参考文獻

網站

Asia-Pacific Data-Research Center , APDRC

http://apdrc.soest.hawaii.edu/data/data.php

Colorado Center for Astrodynamics Research , CCAR

http://eddy.colorado.edu/ccar/ssh/nrt\_global\_grid\_viewer

National Oceanic and Atmospheric Administration

http://www.noaa.gov/

中央氣象局

http://www.cwb.gov.tw/

中文部分

- 王詩銘,2004,南海北部有機碳化學之研究。中山大學海洋地質及化學研究所碩 士論文,共112頁。
- 許家維,2010,南海時間序列測站沉降通量變化之研究。中山大學海洋地質及化 學研究所碩士論文,共62頁。
- 陳志華,1998,東海溶解及顆粒態有機碳化學。中山大學海洋地質及化學研究所 碩士論文,共88頁。

陳鎮東,2001,南海海洋學,共506頁。

楊益, 2005, Characteristics of the mixed-layer depth: Observations of the

South-East Asia Time-series Study, 2005年行政院國家科學委員會海洋學門研

討會 Oceans, 共40頁。

蔡聖賢,2008,台灣東部黑潮海域氮與磷溶解態物種之分佈。國立中山大學海洋 地質及化學研究所碩士論文,共95頁。

英文部分

- Aspila, K.I., Agemian, H. and Chau, A.S.Y., 1976. A semiautomatedmethod for determination of inorganic,organic and total phosphate insediments. Analyst, 101, 187-197.
- Babin, S.M., Carton, J.A. and Dickey, T.D., 2004. Satellite evidence of hurricane-induced phytoplankton blooms in an oceanic desert.Journal of Geophysical Research, 109, C03043,21pp.
- Bates, N.R., Knap, A.H. and Michaels, A.F., 1998. The effect ofhurricanes on the local to global air-sea exchange of CO<sub>2</sub>. Nature, 395, 58-61.
- Behrenfeld, M. J. and Falkowski, P. G., 1997. Photosyntheticrates derived from satellite-based chlorophyll concentration. Limnol and Oceanagraphy, 42, 1-20.
- Benitez-Nelson, C.R., O'Neill Madden, L.P., Styles, R.M., Thunell, R.C., Astor, Y., 2007. Inorganic and organic sinking particulatephosphorus fluxes across the oxic/anoxic water column of CariacoBasin, Venezuela. Marine Chemistry, 105, 90-100.
- Benner, R. and Strom, M., 1993. A critical re-evaluation of the analytical blank associated with DOC measurements by high-temperature catalytic oxidation. Marine Chemistry, 41, 153-160.

- Cai, P., Huang, Y.P., Chen, M., Guo, L.D., Liu, G.S. and Qiu, Y.S.,2002. New production based on <sup>228</sup>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.
- Chang, J., Chung, C.C. and Gong, G.C., 1996. Influences of cyclones on chlorophyll-*a* concentration and Synechococcus abundance in asubtropical western Pacific coastal ecosystem. Marine Ecology Progress Series, 140, 199-205.
- Chang, Y., Liao, H.T., Lee, M.A., Chan, J.W., Shiah, F.K., Tang, T.Y. and Chung,
  S.W., 2008. Multisatellite observation on upwelling after the passage of Typhoon
  Hai-Tang in the southern East China Sea. Geophysical Research Letters, 35,
  L03612, 5pp.
- Chen, Y.L.L., 2005. Spatial and seasonal variations of nitrate-based newproduction and primary production in the South China Sea. Deep-SeaResearch I, 52, 319-340.
- Chou, W.C., Chen Y.L.L., Sheu, D.D., Shih, Y.Y., Han, C.A., Cho, C.L., Tseng, C.M. and Yang, Y.J., 2006. Estimated net communityproduction during the summertime at the SEATS time-series study site,northern South China Sea: Implications for nitrogen fixation.Geophysical Research Letters, 33, L22610,5pp.
- Copin-Monte gut, G., Avril, B., 1993. Vertical distributions and temporalvariation of dissolved organic carbon in the North Western Mediterranean Sea. Deep-Sea

Research I, 40, 1963-1972.

- Ducklow, H.W., Steinberg, D.K. and Buesseler, K.O., 2001. Upperocean carbon export and the biological pump. Oceanography 14, 50-58.
- Feely, R.A., Sarbine, C.L., Takahashi, T. and Wanninkhof, R., 2001. Uptake and storage of carbon dioxide in the ocean: the global CO<sub>2</sub>survey. Oceanography, 14, 18-32.
- Hedges, J.I., 1987. Organic matter in the sea water. Nature, 330,205-206.
- Hung, C.C. and Gong, G.C., 2007. Export flux of POC in the main stream of the Kuroshio. Geophysical Research Letters, 34, L18606, 6pp.
- Hung, J.J., Lin, P. L. and Liu, K. K., 2000. Dissolved and particulate organic in the southern East China Sea. Continental Shelf Research, 20, 545-569.
- Lin, I.I., Liu, W.T., Wu, C.C., Wong, G.T.F., Hu, C., Chen, Z., Liang, W.D., Yang, Y. and Liu, K.K., 2003. New evidence for enhance ocean primary production triggered by tropical cyclone. Geophysical Research Letters, 30, 13, 1718, 4pp.
- Liu, K.K., Chao, S.Y., Shaw, P.T., Gong, G.C. and Chen , C.C., 2002.Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in theSouth China Sea: observations and a numerical study. Deep-Sea Research I, 49, 1387-1412.
- Morton, B. and Blackmore, G., 2001. South China Sea. Marine Pollution Bulletin, 42,

1236-1263.

- Murphy, J. and Riley, P.J., 1962. A modified single solution method for determination of phosphate in nature water. Analytica Chimica Acta, 27, 31-36.
- Pai, S.C. and Yang, C.C., 1990. Effects of acidity and molybdate concerntration on the kinetics of the formation of thephosphoantimonylmolybdenum blue complex. Analytica Chimica Acta, 229, 115-120.
- Ridal, J.J. and Moore, R.M., 1992. Dissolved organic phosphorusconcentrations in the northeast subarctic Pacific Ocean. Limnology andOceanography, 37, 1067-1075.
- Rodier, M. and Borgne, R. L., 1997. Export flux of particles at the equator in the western and central Pacific Ocean. Deep-Sea Research II, 44, 2085-2113.
- Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Lee K., Bullister, J.L., Wanninkhof,
  R., Wong, C.S., Wallace, D.W.R., Tilbrook, B., Millero, F.J., Peng, T.H., Kozyr,
  A., Ono, T. and Rios, A.F., 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>.
  Science, 305, 367-371.
- Shang, S.L., Li, F.S., Wu, J., Hu, C., Chen, D., Ning, X., Qiu, Y., Zhang, C. and Shang, S., 2008. Changes of temperature and bio-optical properties in the South China Sea in response to Typhoon Lingling. Geophysical Research Letters, 35, L10602, 6 pp.
- Sharp, J.H., Beauregard, A.Y., Burdige, D., Cauwet, G., Curless, S.E., Lauck, R.,

Nagel, K., Ogawa, H., Parker, A.E., Primm, O., Pujo-Pay, M., Savidge, W.B., Seitzinger, S. and Spyres, G., Styles, R., 2004. A direct instrument comparison for total dissolved nitrogen in seawater. Marine Chemistry 84, 181-193.

- Sterner, R.W. and Elser, J.J., 2002. Ecological Stoichiometry: The biology of elements from molecules to the biosphere. Princeton University Press, Princeton, 464 pp.
- Strickland, J.D.H. and Parsons, T.R., 1972. A practical handbook of seawater analysis. Bulletin Fisheries Research Board of Canada, 311 pp.
- Walker, N.D., Leben, R.R. and Balasubramanian, S., 2005. Hurricane-forced upwelling and chlorophyll-*a* enhancement within coldcore cyclone in the Gulf of Mexico. Geophysical Research Letters, 32, L18610, 5 pp.
- Wei, C.L., Lin, S.Y., Sheu, D.D., Chou, W.C., Yi, M.C., Santschi, P.H. and Wen, L.S., 2011. Particle-reactive radionuclides(<sup>234</sup> Th, <sup>210</sup>Pb, <sup>210</sup>Po) as tracers for the estimation of export production in the South China Sea. Biogeosciences, 8, 3793-3808.
- Wu, C.R., Shaw, P.T. and Chao, S.Y., 1998. Seasonal and interannual variations in the velocity field of the South China Sea. Oceanography, 54, 361-372.
- Wyrtki, K., 1961. Physical oceanography of the southeast Asian water. NAGA Report, 2, Scripps Institution of oceanography, La Jolla, California, 195 pp.

- Yang, W.F., Huang, Y.P., Chen, M., Qiu, Y.S., Peng, A.G. and Lei, Z., 2009. Export and remineralization of POM in the Southern Ocean and the South China Sea estimated from <sup>210</sup>Po/<sup>210</sup>Pb disequilibria. Chinese Sciences Bulletin, 54, 2118-2123.
- Zheng, G.M. and Tang, D.L., 2007. Offshore and nearshore chlorophyll increases induced by typhoon winds and subsequent terrestrial rainwater runoff. Marine Ecology Progress Series, 333, 61-74.