



國立中山大學海洋生物科技暨資源研究所

碩士論文

南海北部現生浮游性有孔蟲組合及其碳氧同位素組成的季節性變化

Seasonal Variations of Assemblages and Stable Isotopic Compositions of Modern Planktonic Foraminifera in the Northern South China Sea

研究生：謝慧英 撰

指導教授：林慧玲、曾若玄 博士

中華民國 九十五年 六月

誌謝

感謝恩師林慧玲教授三年來不厭其煩的教導及寬容，和生活上的關心及照顧，尤其是在撰寫論文時的耐心教導，讓我有一直往前衝及努力的鬥志。亦感謝曾若玄教授對學生的支持，讓我可以安心在海地化所完成論文工作。感謝汪中和教授在穩定同位素上的分析系統的設計及研究設備、資源的提供，還有海科中心研究人員的鼎力相助出海採樣，讓本研究得以逐步進行，順利完成。

在求學期間，感謝海地化所所有老師的課業指導與關懷，讓學生對海洋的專業知識能有更進一步的瞭解。感謝海資所辦吳姐的協助，及海地化所辦莊姐、康兄、陳兄、王姐與圖書館人員小蜜、洪小姐等人平日的幫忙。感謝實驗室伙伴：黛君姐、淑楓姐、學長達叔及曾文健、學姐愛蘋及家珍、同學娛姑及衍昕、學弟妹子及小妹子、學妹雅婷及瑋琳、工讀生汪登拉母及麗君等人在實驗上的協助與生活上的陪伴。同時感謝同窗好友：娜兒、施大胖、佳純、王平、惠中、雅雯、吳政臻的相互扶持，以及學長姐周博、小郭、燕子、季儒給予的指導，學弟妹大明星、玉皎的支持與陪伴。

最後要感謝我的家人對我的支持與照顧，有他們的付出，讓我專心於課業，無後顧之憂，在此致上我最深的謝意。亦感謝所有幫助過我和關心我的朋友。三年的研究所生涯，讓我經歷許多以往不同有過的人生經驗，認識一群貼心的姊妹，生活過得很充實愉快。離開並不代表結束，迎接另一段旅程，有大家的祝福我真的很幸福，也會勇敢迎向未來的旅途。面對無數的明日，祝福自己也祝福大家。

摘要

本研究係利用國內海洋研究船，於 2002 年 12 月到 2005 年 12 月期間，在南海北部水深 100m 處採集拖網樣本，並在某些站位的各個不同深度採集拖網樣本和海水，對所收集的拖網樣本進行有孔蟲的計數、鑑種和殼體的碳氧同位素分析；海水樣本則進行碳氧同位素分析，藉以探討現生浮游性有孔蟲種屬的季節性變化及其殼體碳氧同位素值與週遭海水物理性質的關係。

觀測結果如下：南海北部現生浮游性有孔蟲的主要優勢種屬為 *Globigerinoides ruber*、*Globigerinoides sacculifer*、*Globigerinoides aequilateralis*、*Pulleniatina obliquiloculata*、*Neogloboquadrina dutertrei*、*Globorotalia menardii*。同一測站不同季節的拖網樣本顯示，7 月時以 *G. aequilateralis* 和 *G. menardii* 為優勢種屬，2 月則以 *G. ruber*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata* 居多。*G. sacculifer* 和 *G. aequilateralis* 在沈降過程中較易受溶解效應的影響，造成殼體在海水中的相對豐度由海水表層至深層越來越低。古海洋研究中被視為黑潮的指示種屬 *P. obliquiloculata* 的相對豐度，在南海海盆由北到南有越來越低的趨勢，可能與距離黑潮主軸流之遠近有關。在拖網所採集的 *G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata*，其殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值較輕於沈積物收集器及表層沈積物樣本所測得的值，推測此兩種屬在沈降

的過程中可能有差異溶解的現象。此外利用所分析的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值，代入 Kim and O'Neil (1997) 的經驗方程式計算，推測 *P. obliquiloculata* 殼體所記錄的海水溫度介於 50m~90m；*N. dutertrei* 則是介於 20m~80m。而根據 Bouvier-Soumagnac and Duplessy (1985) 的經驗方程式計算，*N. dutertrei* 殼體記錄的海水溫度介於 40m~160m。*G. ruber* 和 *G. sacculifer* 殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 值與海水混合層的溫度有明顯的關係，且兩種屬殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 對混合層溫度的關係斜率非常相近。在南海適合用 *G. sacculifer* 和 *N. dutertrei*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata*、*G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 來重建過去海水層化現象的程度。

Abstract

The carbon and oxygen isotopes of planktonic foraminifera, and faunal assemblages of towing samples, $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon, and $\delta^{18}\text{O}$ of seawater collected from northern South China Sea (SCS) were analyzed in this study. Plankton tows were collected between December 2002 and December 2005 at water depth of 100m. In addition, fauna and sea water samples were sampled at different depths ranging between 50 and 300m at some stations.

Generally, the faunal assemblages are dominated by *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides aequilateralis*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina dutertrei*, and *Globorotalia menardii*. *G. aequilateralis* and *G. menardii* are dominated in warm months while *G. ruber*, *G. sacculifer*, and *P. obliquiloculata* are dominated in cold months. The relative abundances of *G. sacculifer* and *G. aequilateralis* obtained from towing samples in this study are significantly higher than those shown in underlying sediment traps and surface sediments, suggesting that the tests of these two taxa are prone to dissolution. In addition, the abundance of *P. obliquiloculata* which serves as an index taxon for the Kuroshio Current in Paleoceanography, is more abundant in the northern part than in the southern part of the SCS

basin.

Nevertheless, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of *G. sacculifer* and *P. obliquiloculata* are significantly lighter than that in sediment traps and surface sediments, indicating some potential effects caused by the differential dissolution. Possible dwelling depths of *P. obliquiloculata* is estimated between 50 and 90m, whereas *N. dutertrei* is estimated between 20 and 80m according to Kim and O'Neil (1997). The latter changes to 40~160m when the equation of Bouvier-Soumagnac and Duplessy (1985) is applied. Oxygen isotope compositions of *G. sacculifer* and *G. ruber* display a significant correlation with temperature (T) in the surface mixed layer. The slopes of $\delta^{18}\text{O}/T$ for these two species are similar to each other. The differences of $\delta^{18}\text{O}$ ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) between *G. sacculifer* and *N. dutertrei*, *G. sacculifer* and *P. obliquiloculata*, *G. ruber* and *P. obliquiloculata* are proved to be a good proxy indicator for reconstructing the upper water column based on the statistic relationship between $\Delta\delta^{18}\text{O}$ and ΔT (difference between mixed layer and 100m) in this study.

目錄

誌謝	I
中文摘要	II
英文摘要	IV
目錄	VI
圖目錄	IX
表目錄	XI
壹 前言	1
1.1 研究背景	1
1.2 前人研究	3
1.3 研究區域	6
1.4 研究目的	7
貳 材料及方法	10
2.1 研究材料的採集	10
2.1.1 拖網	10
2.1.2 海水	16
2.2 分析方法	16
2.2.1 拖網的部分	16
A 浮游性有孔蟲的鑑種與豐度	16

B 浮游性有孔蟲殼體的碳、氧同位素	17
2.2.2 海水的部分	18
A 溶解態無機碳之穩定碳同位素	18
B 海水之氧同位素	20
參 結果與討論	21
3.1 浮游生物網	21
3.1.1 浮游性有孔蟲的計量結果	21
3.1.2 浮游性有孔蟲的相對豐度結果	27
A 優勢種屬的時空分佈	27
B 與其他現生樣本的分析結果比較	36
C 優勢種屬的相對豐度與水文環境的關係	40
3.1.3 浮游性有孔蟲殼體的碳、氧同位素結果	45
A 氧同位素的季節性變化	47
B 碳同位素的季節性變化	51
C 碳、氧同位素隨深度的變化	53
D 與其他現生樣本的分析結果比較	57
E 碳、氧同位素與水文環境的關係	60
3.2 浮游性有孔蟲殼體的碳、氧同位素與周遭海水的關係	67
3.2.1 海水的分析結果	67

A 水文資料.....	67
B 海水氧同位素結果.....	70
C 海水碳同位素結果.....	72
3.2.2 浮游性有孔蟲的 $\delta^{18}\text{O}$ 與周遭海水 $\delta^{18}\text{O}$ 的關係.....	74
3.2.3 浮游性有孔蟲的 $\delta^{13}\text{C}$ 與周遭海水 $\delta^{13}\text{C}$ 的關係.....	82
肆 結論.....	86
伍 參考文獻.....	88
中文部分.....	88
英文部分.....	90

圖目錄

圖一 南海季風風向冬夏季變化圖	8
圖二 南海表層海水水溫冬夏季變化圖	8
圖三 水深 100m 生物拖網的採樣地點	14
圖四 水深 50、100、200m 生物拖網及海水分析的採樣地點	15
圖五 浮游性有孔蟲總量與季節的關係	23
圖六 浮游性有孔蟲總量與測站位置的關係	23
圖七 浮游性有孔蟲總量與海水螢光度值的關係	25
圖八 浮游性有孔蟲總量與海水螢光度極大值的關係	26
圖九 各深度的浮游性有孔蟲計量與海水螢光度的結果	26
圖十 南海北部六個主要優勢種屬	28
圖十一 六種優勢種屬之相對豐度的月份變化	28
圖十二 浮游性有孔蟲的相對豐度及各項水文參數隨深度的變化	29
圖十三 浮游性有孔蟲的相對豐度及各項水文參數隨深度的變化	30
圖十四 夏、冬季南海北部的六種優勢種屬之相對豐度空間上的分佈情形	34
圖十五 生物拖網測站的溫鹽變化圖	35
圖十六 100m 拖網中優勢種屬的相對豐度與各項水文參數的關係	41
圖十七 50m 拖網中優勢種屬的相對豐度與各項水文參數的關係	43
圖十八 100m 拖網中浮游性有孔蟲殼體碳氧同位素的分析結果	46
圖十九 相同測站不同深度拖網的浮游性有孔蟲殼體碳氧同位素分析結果	46
圖二十 浮游性有孔蟲殼體氧同位素的季節性變化	48
圖二十一 相同位置不同季節的有孔蟲殼體氧同位素分析結果	50
圖二十二 相同位置不同季節的溫、鹽變化圖	50
圖二十三 浮游性有孔蟲殼體碳同位素的季節性變化	52
圖二十四 SEATS 測站混合層中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} / \text{nDIC}$ 平均値之時序變化	

(取自施詠嚴, 2005)	52
圖二十五 四種屬殼體氧同位素值海水隨深度的變化.....	54
圖二十六 四種屬殼體碳同位素值隨海水深度的變化.....	55
圖二十七 拖網、沈積物收集器、表層沈積物之浮游性有孔蟲碳、氧 同位素分析結果	58
圖二十八 有孔蟲殼體碳、氧同位素與混合層溫度的關係.....	61
圖二十九 不同季節浮游性有孔蟲殼體碳同位素與混合層溫度的關係	63
圖三十 淺、深水種種屬殼體的碳氧同位素差與溫度變化、混合層深 度的關係	65
圖三十一 南海及呂宋海峽採樣點的溫鹽垂直剖面圖.....	68
圖三十二 海水氧同位素的垂直剖面.....	71
圖三十三 海水碳同位素的垂直剖面圖	73
圖三十四 現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 與方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 隨深度的 關係圖.....	75
圖三十五 利用 <i>P. obliquiloculata</i> 回推的海水溫度與實測海水溫度隨 深度變化的比較	79
圖三十六 利用 <i>N. dutertrei</i> 回推的海水溫度與實測海水溫度隨深度變 化的比較	80
圖三十七 利用 <i>N. dutertrei</i> 代入回推的海水溫度與實測海水溫度隨深 度變化.....	81
圖三十八 現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、海水中溶解態無機碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{13}\text{C}$ 的理論值隨深度的變化	83
圖三十九 <i>G. sacculifer</i> 和 <i>N. dutertrei</i> 的 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{disequil}}$ 、 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{disequil}}$ 與溫 度的關係	85

表目錄

表一 拖網資料	11
表二 採水資料	13
表三 π 圖編號 (a~q) 所表示的採樣位置及時間資料	33
表四 深度 50 和 100m 的拖網中各種屬的相對豐度值與各項水文參數 的相關性	44

壹 前言

1.1 研究背景

浮游生物網 (plankton tow ; 以下簡稱拖網) 是一種海洋研究工作的採樣工具, 主要在採集海洋中現生的浮游生物, 藉以瞭解各生物族群的季節分佈, 進一步與現場量測的水文參數, 如溫度、鹽度、螢光度值等比較, 不僅可提供生物族群豐度的季節性變化, 還可以瞭解其生長條件與各環境因子的關係 (Volkman and Mensch, 2001; Bauch *et al.*, 2002; Peeters *et al.*, 2002; Schmuker and Schiebel, 2002; Mulitza *et al.*, 2003; Mortyn and Charles, 2003; Kuroyanagi and Kawahata, 2004)。

有孔蟲是生活在海洋中的一種單細胞生物, 它能分泌鈣質的殼體, 且殼體上有細小的孔供細胞質進出, 根據其棲息環境可以分為浮游性有孔蟲和底棲性有孔蟲。藉由氣室的浮力和些許的游泳能力, 浮游性有孔蟲終其一生都漂浮在海水中, 主要生存在海洋表層五百公尺之內的水域, 其維生方式主要是靠細胞質的偽足順著殼體上的小刺針向外放射, 以黏捕周邊的微小生物為主 (魏國彥, 2003)。一般認為浮游性有孔蟲在生成其碳酸鈣殼體時, 殼體的穩定碳 ($\delta^{13}\text{C}$)、氧同位素 ($\delta^{18}\text{O}$) 會與週遭海水達成同位素平衡(Isotopic equilibrium), 記錄所處環境海水的同位素組成; 死後即使軟體部分腐化, 硬質的殼體仍能保存下來。因此有許多研究藉由分析沈積物岩心中的浮游性有

孔蟲化石族群的分佈型態，及其殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ ，進行探索及重建過去的海洋環境(e.g., Spero, 1992; Spero and Lea, 1996; Thunell, 1998; Thunell *et al.*, 1999; Wang *et al.*, 1999; Bemis, 2000; Tian *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2005; Xu *et al.*, 2005; Oppo and Sun, 2005)。例如浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 可用來重建海洋中表水初級生產力和大氣或探討海水二氧化碳交換情形(e.g., Spero *et al.*, 1991; Spero, 1992)。浮游有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 則被廣泛用來估算海水古溫度或冰體的改變(e.g., Shackleton, 1967; Thunell *et al.*, 1999)。

利用上述的方式重建古海洋環境已經被一些問題所侷限。根據浮游生物網或實驗室養殖的現生浮游性有孔蟲殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分析結果發現，有孔蟲殼體所記錄的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 與利用平衡方程式所計算出的同位素理論值有明顯的差異(William *et al.*, 1977; Oppo and Fairbanks, 1987; Bemis *et al.*, 1998; Volkman and Mensch, 2001; Mulitza *et al.*, 2003)，這表示用來重建古海洋的一些基本假設及應用可能需要再修正。現生浮游性有孔蟲約有四十多種，生長在環境變化多端的上層海水，有的適合居住在較冷的環境，有的適合居住在較暖的環境，所以若能多瞭解現今海洋中，浮游性有孔蟲族群的生長條件與海水水文環境各參數之間的關係，將有助於更新一些利用來重建古海洋環境的假設。

1.2 前人研究

在南海地區有許多研究(e.g., Wang et al., 1986; 王律江, 1992; 翦知潛等人, 1998; 游智謙, 2002)分析沈積物岩心中浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ ，來重建南海過去的海洋環境。但至今為止，南海水層中現生浮游有孔蟲的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 相關研究卻非常有限。根據王薇喬 (2003)分析 2000 年 10 月到 2002 年 10 月在南海北部所佈放的沈積物收集器的標本結果指出，浮游性有孔蟲的總量在 1 月及 3 月有較高的趨勢，推測可能由於表水生產力提高所致。種屬鑑定結果，在南海地區主要有六種浮游性有孔蟲種屬，分別為 *Globigerina bulloides*、*Globigerinoides aequilateralis*、*Globigerinoides ruber*、*Globigerinoides sacculifer*、*Neogloboquadrina dutertrei*、*Pulleniatina obliquiloculata*。其中種屬 *G. sacculifer* 全年都出現，平均相對豐度約小於 20%，而種屬 *G. ruber* 則有明顯的季節性變化，通常在夏天有最高值。在同位素組成方面，種屬 *G. sacculifer* 殼體氧同位素值比種屬 *G. ruber* 重，不過殼體氧同位素值季節性變化大於種屬之間的變化，兩種屬在夏季和冬季的氧同位素差值($\Delta\delta^{18}\text{O}$)約為 1‰。兩種屬的碳同位素差值($\Delta\delta^{13}\text{C}$)在 1 月時皆小於 10 月、3 月及 5 月，原因可能是 1 月時海水的混合層較厚，水文梯度相對降低的結果。兩種屬在 1 月及 3 月殼體碳同位素值最低，伴隨著有較低的氧同位素值，推測是

東北季風盛行時，所帶給表水的高營養鹽所致。*G. ruber*的碳氧同位素比值 ($\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$; -1.18) 約為 *G. sacculifer* (-0.55) 的兩倍，且兩種屬的碳氧同位素比值皆與大多數的生物源碳酸鹽類 (0.25~0.33) 不同，顯示在南海地區影響浮游性有孔蟲殼體碳氧同位素值的因素，除了碳酸根濃度 (CO_3^{2-}) 外，其他水文因素如混合層厚度的季節性變化，也扮演著一重要角色(Lin *et al.*, 2004)。

在世界其他地區已有許多關於現生浮游有孔蟲的分佈及其殼體碳、氧同位素的研究，例如：Schmuker and Schiebel (2002)分析加勒比海北部的樣本，發現現生浮游性有孔蟲 *G. ruber* 的豐度隨深度的增加而減少，且其最大豐度值發生在附近有渦漩出現的站位，主要是因食物供給增加。Mortyn and Charles (2003)觀察南大洋的大西洋區，發現現生浮游性有孔蟲的相對豐度與海水螢光度值有關，通常螢光度越高，有孔蟲的相對豐度值會越高。Kuroyanagia and Kawahata (2004)觀察日本附近海域的現生游性有孔蟲的豐度與水文環境的關係結果顯示，*G. sacculifer* 比 *G. ruber* 更喜歡居住在溫暖的海域，通常水深較淺的水層 *G. sacculifer* 的豐度值比 *G. ruber* 多。

Volkman and Mensch (2001)分析 Laptev Sea 和 Fram Strait 現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 與海水中溶解態無機碳的 $\delta^{13}\text{C}$ ，及殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 與利用 O'Neil *et al.* (1969)所推算的有孔蟲 $\delta^{18}\text{O}$ 比較，結果

顯示，*Neogloboquadrina pachyderma* 與 *Turborotalita quinqueloba* 殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均未與周遭的海水達成同位素平衡，以 *N. pachyderma* 而言，碳同位素不平衡的值約 2.0‰，氧同位素不平衡的值約 1.3‰，對 *T. quinqueloba* 而言，碳同位素不平衡的值約 2.6‰，氧同位素不平衡的值約 1.3‰。Mullitza *et al.* (2003) 收集南大西洋表層水的現生浮游性有孔蟲，比較有孔蟲殼體所測得的 $\delta^{18}\text{O}$ 與利用 Shackleton (1974) 所推算的有孔蟲殼體 $\delta^{18}\text{O}$ ，結果顯示 $\delta^{18}\text{O}$ 實測值均明顯輕於 $\delta^{18}\text{O}$ 理論值。Mortyn and Charles (2003) 比較在南大洋的大西洋拖網中的浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 與表層沈積物中的浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ ，如種屬 *N. pachyderma*、*G. bulloides*，結果顯示，拖網所收集到的浮游性有孔蟲殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 有較輕的現象，推測原因為此二種屬在沈降的過程有再繼續造殼的現象。根據 Waelbroeck *et al.* (2005) 收集全球自全新世晚期以來的浮游性有孔蟲殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 共 2100 筆資料研究指出，表層沈積物中的浮游性有孔蟲其殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 比浮游生物網及實驗室養殖的現生浮游性有孔蟲其殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 還重，兩者差異約為 0.2~0.8‰，且越往低緯地區差異值越大，可能是上層水團層化的影響所造成。

Spero *et al.* (1997) 探討海水碳酸根濃度對浮游性有孔蟲 *G. bulloides* 及 *Orbulina universa* 殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 的影響，結果顯示，每當

海水碳酸根濃度增加 $100\mu\text{mol/kg}$ ，兩種屬殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 分別減少 1.3‰ 及 0.6‰ 。而 Bemis *et al.* (2000) 利用實驗室養殖浮游性有孔蟲 *G. bulloides* 及 *O. universa*，計算出溫度對浮游性有孔蟲種屬 *G. bulloides* 及 *O. universa* 殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 的影響，對 *G. bulloides* 而言，溫度越高殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 會越輕 ($-0.11\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$)，對 *O. universa* 而言，溫度越高殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 會越重 ($0.05\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$)。

1.3 研究地區

西太平洋大多數的古海洋研究，其研究材料均取自於南海的沈積物岩心，主要是因為此區域的沈積物沈積速率快，且碳酸鹽類的保存良好，可提供連續且高解析度的古海洋記錄，是研究古海洋環境的重要地點 (Wang *et al.*, 1999)。就地理位置而言，南海是西北太平洋邊緣海之一，總面積約為 3.5×10^6 平方公里，幾乎等於渤、黃、東海總面積的三倍，為世界面積最大的邊緣海 (陳鎮東，2001)。由於四周圍繞許多島陸，使南海成為一半封閉性的海域，僅藉由各海峽與鄰近海域相通。但這些海峽多半很狹窄，深度大多不及 50 公尺，但其中東部通往蘇祿海的明多羅海峽可達 400 公尺，而東北部的巴士海峽最深，入口深度達 2200 公尺，寬度達 380 公里，是南海與太平洋海水交換的主要通道 (陳鎮東，2001)。

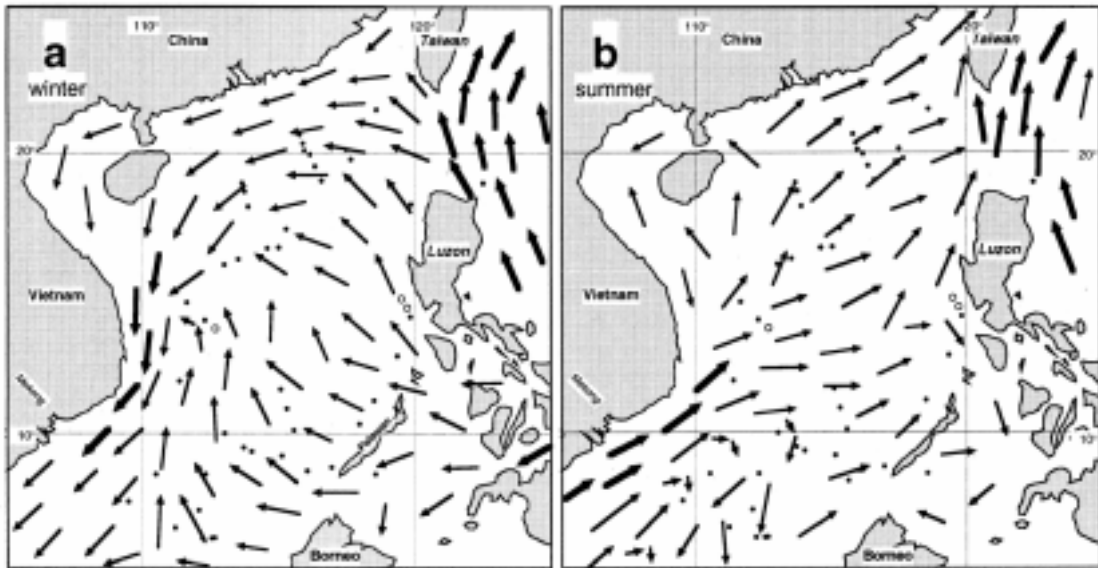
南海位於亞洲季風盛行帶上，其表面環流形態主要受季風控制

(Haslam, 1982, 1987)，冬季時，東北季風盛行，表水由東北向西南流動，夏季則受西南季風影響，表水由西南向東北流動（圖一；Wyrki, 1961）。此外在南海北部海域除了受東亞季風影響外，流經東經122-123度、具高溫高鹽海水特性的黑潮，對此海域之流場及水文環境亦有顯著的影響。一年四季整個南海北部均受從巴士海峽入侵的黑潮水影響，冬季時有較多的黑潮水流進海峽，夏季時黑潮水流進的量雖較少，但是在海峽的海域內都有黑潮水的訊號(Fang *et al.*, 1998; Hu *et al.*, 2000; Qu *et al.*, 2000)。

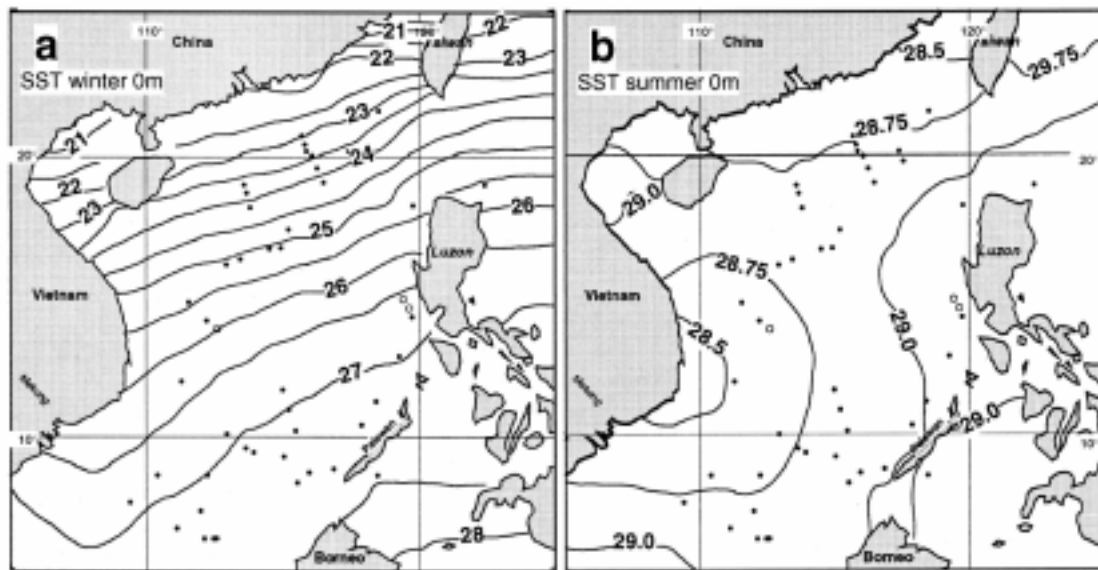
由於表面環流有季節性的差異，使得南海表水溫度之分佈，也呈現明顯的季節性變化。冬季時，表水之溫度梯度最大，且等溫線成東北—西南走向，表水溫度可由海盆南方的28°C向北遞減至21°C，南北溫差可達7°C。而夏季時，整個南海海域表水溫度分佈非常均勻，由北到南幾乎沒有溫度梯度的存在，表水溫度都維持在28~29°C左右（圖二；Levitus, 1994）。

1.4 研究目的

瞭解現生浮游性有孔蟲的生長條件與海水水文環境各參數之關係，是古海洋研究工作的重要基石。而在南海地區，此相關研究非常有限。因此本研究分析各深度拖網中現生浮游性有孔蟲主要優勢



圖一 南海季風風向冬夏季變化圖（摘自 Wyrтки, 1961）



圖二 南海表層海水水溫冬夏季變化圖（摘自 Levitus, 1994）

種屬的相對豐度和殼體碳、氧同位素值，以及海水的碳、氧同位素組成，並比較現場量測的水文資料，如溫度、鹽度、螢光度等，希望藉由對浮游性有孔蟲種屬組合及殼體碳、氧同位素與各種環境參數和週遭海水碳、氧同位素之關係的瞭解，能提供解釋南海沈積物所記錄的古海洋環境變遷的訊息。

貳 材料及方法

本論文工作係利用國內海洋研究船（海研一號及海研三號）分別於 2002 年 12 月到 2004 年 7 月期間，在南海北部共 17 個航次，分別在 25 個測站於水深 100 公尺處，執行拖網作業。另外並於 2004 年 8 月到 2005 年 12 月期間，參與 7 個航次，在 9 個測站分別於水深 50、100、200、300m 處，執行拖網作業，並且在其中 4 個測站同時進行 0~300 公尺的採水作業。對所收集的拖網樣本進行浮游性有孔蟲的計數、鑑種和殼體碳氧同位素分析等工作，海水樣品進行碳氧同位素的分析。詳細拖網資料如表一，採水資料如表二，相關的航次採樣位置如圖三及圖四，分別為所有在 100m 執行拖網的採樣點及所有執行多層深度拖網和採水的採樣點。

2.1 研究材料的採集

2.1.1 拖網

現生浮游性有孔蟲的收集係利用 300 μ m 網目、直徑 60cm 的浮游生物採集網，在不影響同一航次其他探測工作的前提下，將採集網下放至所要採集的深度，以兩節船速進行，總共採集時間約 30 分鐘左右。當採集結束，拖網收回到甲板上時，以海水將篩網上的標本沖洗到乾淨的玻璃瓶中，加入適量雙氧水(H₂O₂)，再將玻璃瓶放進冰箱冷藏保存，回到實驗室後再進行溼篩的工作。

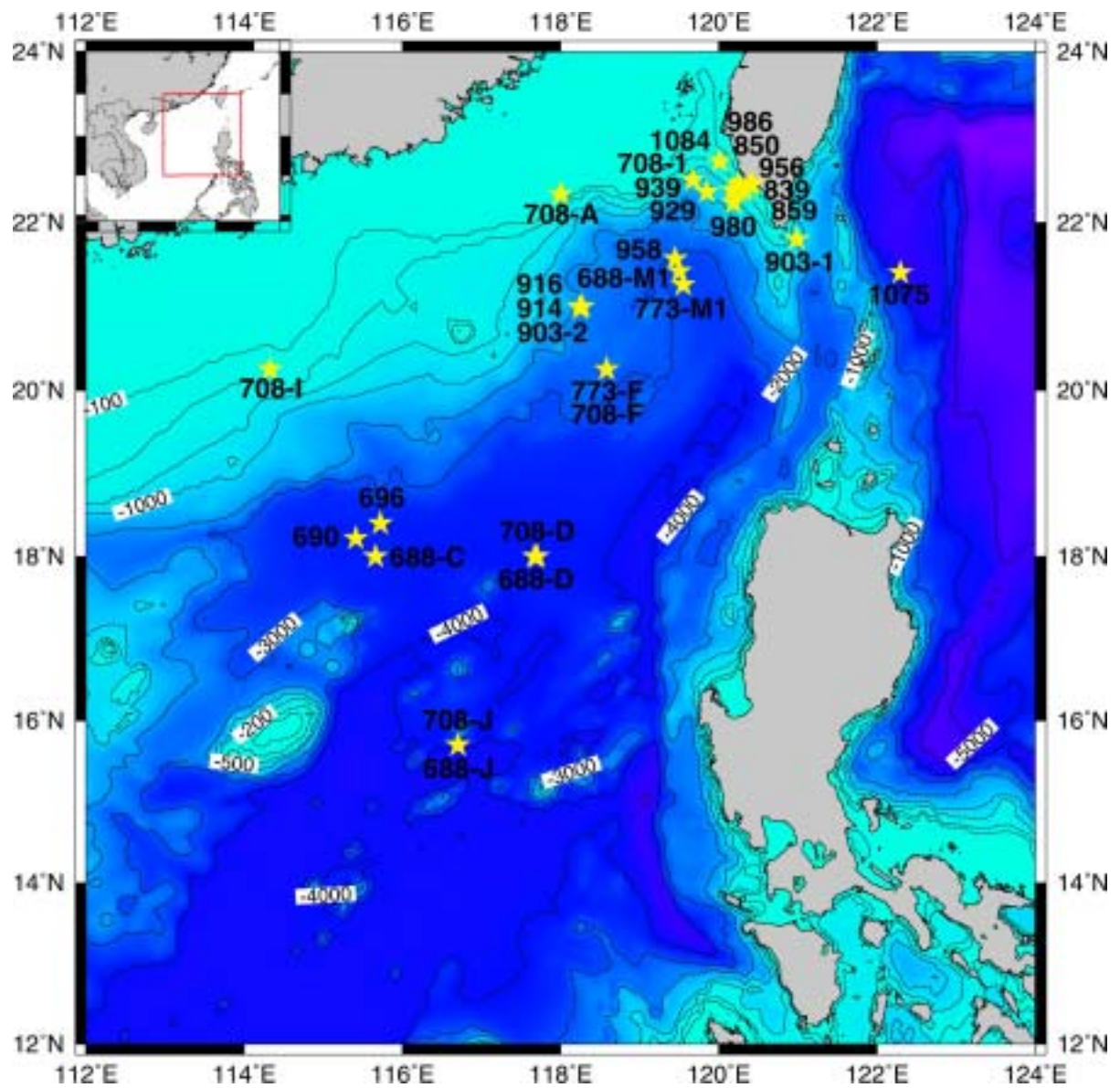
表一 拖網資料

浮游生物網 (拖網)				
航次	日期	測站	位置	收集深度 (m)
ORIII839	2002/12/28	1	22.46°N; 120.25°E	100
ORIII850	2003/03/08	B3	22.72°N; 120.01°E	100
ORIII859	2003/04/14	1	22.23°N; 120.19°E	100
ORI688	2003/07/14	J	15.70°N; 116.70°E	100
ORI688	2003/07/15	D	18.00°N; 117.67°E	100
ORI688	2003/07/16	C	18.00°N; 115.66°E	100
ORI688	2003/07/19	M1	21.42°N; 119.50°E	100
ORI690	2003/08/08	KK1	18.22°N; 115.41°E	100
ORIII903	2003/09/26	M	20.99°N; 118.24°E	100
ORIII903	2003/09/27	2	21.80°N; 120.99°E	100
ORI696	2003/10/05	A	18.40°N; 115.72°E	100
ORIII914	2003/10/28	YC	21.00°N; 118.27°E	100
ORIII916	2003/11/05	YC	20.99°N; 118.25°E	100
ORIII929	2003/12/18	TA3	22.37°N; 120.32°E	100
ORI708	2004/02/06	1	22.50°N; 119.67°E	100
ORI708	2004/02/07	A	22.33°N; 118.00°E	100
ORI708	2004/02/10	I	20.25°N; 114.33°E	100
ORI708	2004/02/13	J	15.70°N; 116.70°E	100
ORI708	2004/02/14	D	18.00°N; 117.70°E	100
ORI708	2004/02/16	F	20.25°N; 118.58°E	100
ORIII939	2004/02/23	STA4	22.36°N; 119.85°E	100
ORIII956	2004/04/24	1	22.38°N; 120.17°E	100

ORIII958	2004/04/29	M1	21.57°N; 119.45°E	100
ORIII980	2004/06/24	T1	22.39°N; 120.32°E	100
ORIII986	2004/07/18	B1	22.46°N; 120.41°E	100
ORIII1008	2004/10/19	E1	21.89°N; 120.95°E	50. 300
ORIII1042	2005/03/08	KK3	18.33°N; 115.62°E	50. 200
ORIII1075	2005/06/29	S5	21.40°N; 122.30°E	50. 100. 200
ORIII1075	2005/06/30	G	21.85°N; 120.03°E	50. 200
ORIII1084	2005/08/10	B2	22.44°N; 120.40°E	50. 100. 200
ORIII1099	2005/10/13	S5	21.41°N; 122.25°E	50. 200
ORI773	2005/11/08	F	20.25°N; 118.58°E	50. 100
ORI773	2005/11/12	M1	21.26°N; 119.55°E	50. 100
ORI780	2005/12/25	KK1	18.27°N; 115.69°E	50. 200

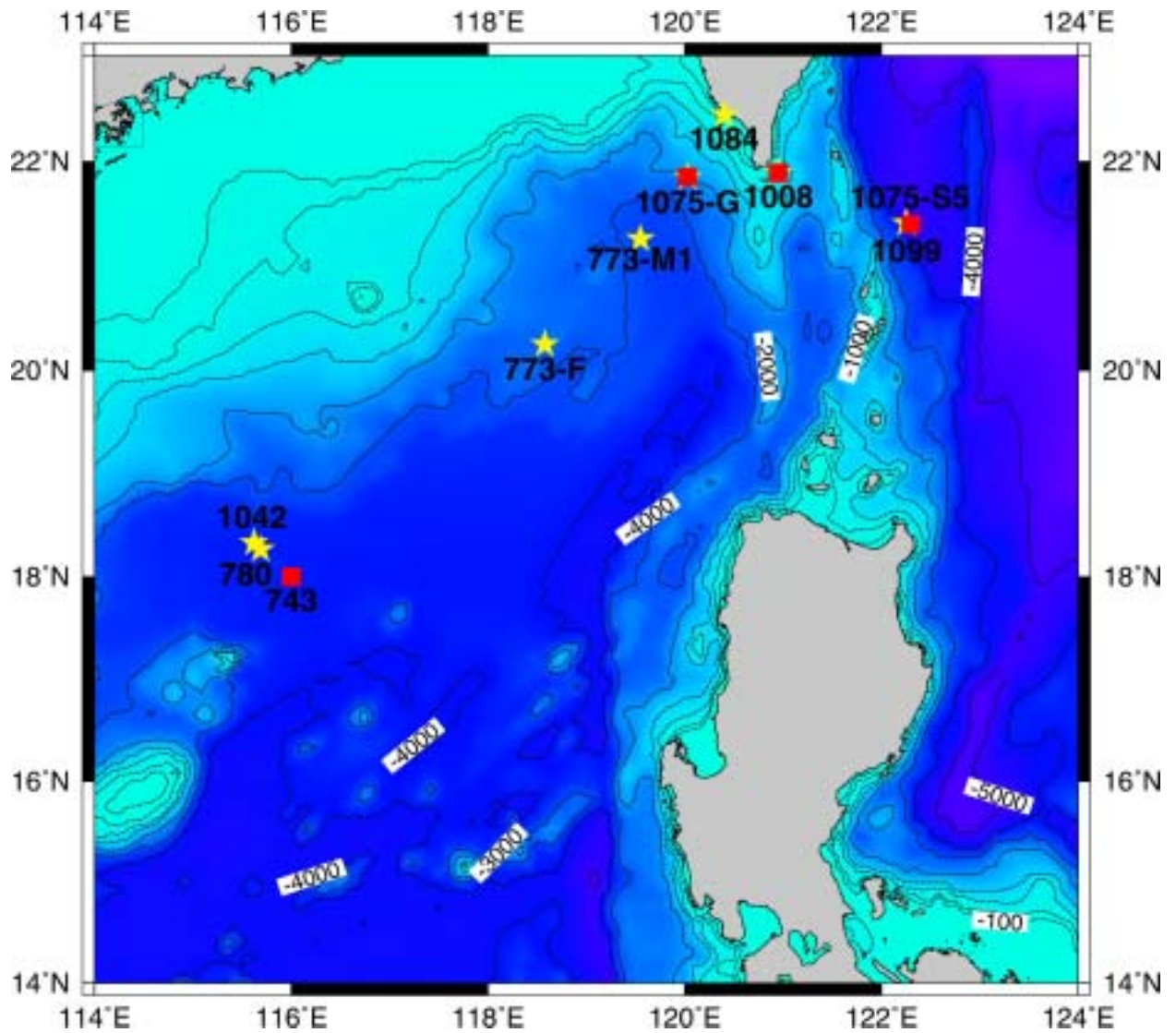
表二 採水資料

採水					
航次	日期	測站	位置	採樣深度 (m)	採樣間隔 (m)
ORIII1008	2004/10/19	E1	21.89°N 120.95°E	0~360	30
ORI743	2005/01/22	KK1	18.00°N 116.00°E	10~100	10
				100~200	20
				200~300	50
ORIII1075	2005/06/29	S5	21.40°N 122.30°E	0~300	20
ORIII1075	2005/06/30	G	21.85°N 120.03°E	0~300	20



圖三 水深 100m 生物拖網的採樣地點

★：執行拖網的採樣地點



圖四 水深 50、100、200m 生物拖網及海水分析的採樣地點

★：執行拖網的採樣地點

■：執行採水作業的採樣地點

2.1.2 海水

海水樣品的採集主要是利用研究船上的輪盤採水器進行採集，採集深度為每間隔 10、20 或 50 公尺的表層 0~300 公尺的海水。當輪盤採水器收到甲板上後，立即把不同深度的水樣，裝入 350ml 的棕色玻璃瓶中，待棕色玻璃瓶裝滿海水後，加入 2ml 過飽和的氯化汞溶液，以毒死生物，降低生物呼吸作用的影響，再拴緊瓶蓋，避免與空氣接觸造成污染，最後置於室溫下保存。

2.2 分析方法

2.2.1 拖網的部分

將船上利用浮游生物採集網所採集的標本，帶回實驗室以 63 μ m 的篩網進行濕篩，用去離子水將大於 63 μ m 的物質，沖洗到燒杯中，放入冷凍庫冷藏冰凍，之後置入冷凍乾燥機除去所有的水分，再繼續以下的步驟。

A 浮游性有孔蟲的鑑種與豐度

將乾燥完的樣本，置於顯微鏡下，挑出所有完整殼體的浮游性有孔蟲，進行計數及鑑種。鑑種時採用的分類分法與原則乃根據 Parker (1962), Kipp (1976) 的分類標準。各種屬計數後，利用算式：各有孔蟲種屬數量/所有有孔蟲的總量，以計算各種屬的相對豐度值。

B 浮游性有孔蟲殼體的碳氧同位素

由各種屬相對豐度結果，挑選優勢且經常應用於古海洋研究的四種種屬：*Globigerinoides ruber*、*Globigerinoides sacculifer*、*Neogloboquadrina dutertrei*、*Pulleniatina obliquiloculata*，進行殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分析，同時為減少生命效應(vital effect; Berger *et al.*, 1978; Spero *et al.*, 1991)的影響，將殼體大小限制於一定的範圍內，分別為 *G. ruber*：250-300 μm 、*G. sacculifer*：300-355 μm 、*N. dutertrei*：355-425 μm 、*P. obliquiloculata*：250-355 μm 。

挑出的有孔蟲殼體於分析同位素前均予清洗，步驟如下：

- (1) 挑選 5~8 隻的有孔蟲裝入酸洗過的標本瓶中；
- (2) 將適量的甲醇注入標本瓶中，讓殼體完全被浸泡，再以強度最小的超音波震盪器清洗約 10~12 秒鐘後，以去除可能附著在殼體上的雜質；
- (3) 吸出甲醇，用 D.D.W 清洗三次；
- (4) 加入適量的次氯酸鈉溶液 (NaClO)，於室溫下浸泡至少 24 小時，以氧化殼體之有機質；
- (5) 吸出次氯酸鈉 (NaClO)，用 D.D.W 清洗五次，以確實洗淨殘餘的次氯酸鈉溶液；
- (6) 將標本瓶放進設定為 50°C 的烘箱中烘乾。

本研究工作分析之浮游性有孔蟲殼體穩定同位素組成係委託 Professor H. J. Spero 和 D. Winter 位於加州大學 Davis 分校的實驗室協助完成，相關處理程序如 Spero *et al.* (1997) 所述，分析前先將清洗過的有孔蟲殼體置入溫度為 375°C 的真空管中烘燒，以去除殘餘有機質。浮游性有孔蟲殼體穩定同位素係使用 Fisons Optima 質譜儀測定。實驗分析期間儀器的碳同位素值精確度為 $\pm 0.05\%$ 、氧同位素值 $\pm 0.06\%$ 。

2.2.2 海水的部分

海水水樣的分析，包括溶解態無機碳之穩定碳同位素及海水的氧同位素分析，均於中央研究院地球科學研究所穩定同位素地球化學實驗室進行測定。總計分析航次 1008、743、1075-S5、1075-G 的水樣，其中航次 1008 由台灣大學海洋研究所的林殷田學長代為分析，而航次 743、1075-S5、1075-G 由本人進行分析。

A 溶解態無機碳之穩定碳同位素

溶解態無機碳之穩定碳同位素分析方法，分為兩大步驟：海水中溶解態無機碳的萃取、質譜儀分析。詳細說明如下所述：

(1) 海水中溶解態無機碳的萃取

海水中溶解態無機碳的萃取主要是利用一套由玻璃管組成的製備系統，藉由機械式真空幫浦及擴散幫浦抽氣，將系統真空到

10^{-3} mbar 以下，然後開始海水中溶解態無機碳的萃取。整個萃取步驟分為三部分：

- a. 反應瓶抽真空：將一顆攪拌子 (stir bar) 放入反應瓶中，並取 2ml 百分之百無水的 H_3PO_4 裝入反應瓶中，然後掛上真空系統，藉由液態氮的低溫特性 ($-190^{\circ}C$) 引入和凍住水氣，及幫浦持續抽氣，將反應瓶抽成真空。
- b. 磷酸與海水水樣反應：用針筒抽取約 40ml 的水樣注入反應瓶，然後將反應瓶放在電磁攪拌器 (stirrer) 上，讓 H_3PO_4 與海水在室溫下持續反應約十分鐘後，再掛回真空系統。
- c. 收集反應所產生的氣體：在真空系統下，先利用液態氮將反應所生成的水氣及 CO_2 收到冷凝管 (trap)，再將冷凝管下的液態氮換成以丙酮和乾冰所混成的乾冰泥，如此可將水氣凍住而釋放出 CO_2 ，再利用液態氮將 CO_2 收集在 Pyrex 玻璃管中。

整個製備系統一次掛上六個反應瓶，當反應瓶抽成真空後，將同一深度的海水樣品注入三個反應瓶中，也就是每個深度的水樣要分析三次，如此可分析到溶解態無機碳穩定碳同位素三次測值。

(2) 質譜儀分析

收集好的 CO_2 利用中研院地科所的 V. G. SIRA-10 型氣相比值質譜儀測定其中的碳同位素組成，所測得的碳同位素比值以國際標準標

記 $\delta^{13}\text{C}$ 表示，如下：

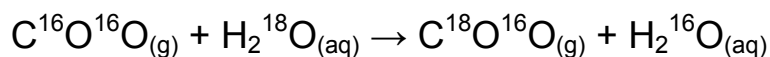
$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_s / R^*) - 1] \times 1000$$

其中 $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ ， R_s 表海水樣品， R^* 代表實驗室使用的標準樣本，分析結果皆以 PDB (Pee Dee Belemnite) 為標準對比之，質譜儀對檢驗標本的碳同位素分析精密度平均為 0.05‰。本研究先分析兩次測值，若一個標準差 (1σ) 大於 0.1‰，會再分析第三次測值。本研究全部的分析結果，一個標準差 (1σ) 小於 0.1‰。

B 海水之氧同位素

海水氧同位素的分析方法為採用 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 同位素平衡法

(Epstein and Mayeda, 1953)。先以定量吸管吸取 2ml 的水樣放入反應瓶中，將反應瓶掛在真空系統，抽取反應瓶內的氣體，通入已知氧同位素組成的二氧化碳氣體，與水樣於 30°C 恆溫狀態下搖晃反應兩小時，反應式如下：



反應平衡後，將與水樣達成平衡的二氧化碳氣體純化收集在集器瓶中 (Brenninkmeijer and Morrison, 1987)，隨後以 SIRA 10 氣相比值質譜儀分析其中二氧化碳氣體的同位素組成，最後利用 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 之間的分化因子，計算出原來水樣相對於標準海水 (Standard Mean Ocean Water ; SMOW) 的氧同位素值 (Brenninkmeijer *et al.*, 1983)，分析精準度平均約為 0.1‰。

參 結果與討論

3.1 浮游生物網

雖然本研究所使用的拖網為開放式拖網且收集深度為單一固定深度，無法代表整個上層水的浮游生物分佈情形，但是因為所有取樣過程維持固定的模式，因此所得成果對於古海洋的應用仍然是相當重要的。以下為 25 個採樣點於水深 100m 所收集的浮游生物網，及 9 個採樣點分別於各個不同的水深（50、100、200、300m）所收集的拖網之各項參數分析結果，並配合現場 CTD 所量測之各項水文參數來討論，進一步與 Lin *et al.* (2004) 分析取自在南海佈放的沈積物收集器及 Grothmann (1996) 和 Pflaumann and Jian (1999) 分析在南海採集的表層沈積物之研究結果比較。

3.1.1 浮游性有孔蟲的計量結果

各個航次測站所採集的拖網經處理後，於顯微鏡下將每個拖網樣本中的浮游性有孔蟲挑選出來，並計算總數量。所有在深度 100m 的拖網樣本之計量結果共計有 29 個採樣點，浮游性有孔蟲的總數分析結果依收集時間次序，以航次代號排列之，各航次所收集到的有孔蟲總量差異很大，最多有 1795 隻，最少為 2 隻，平均為 426 隻。以下便針對可能影響浮游性有孔蟲總量的因素來進行討論：

(1) 總量與季節的關係

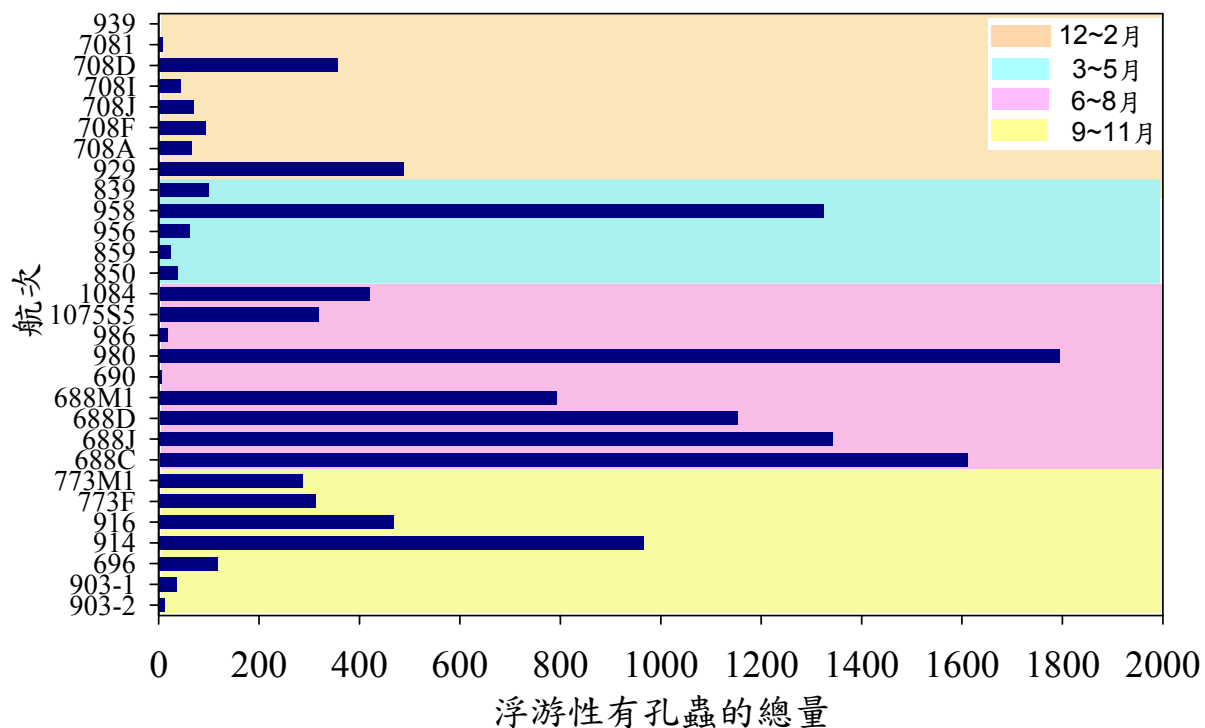
因為全部的拖網樣本時間遍佈在各個月份，為方便比較季節性的差異，將 12~2 月定為冬季，3~5 月定為春季，6~8 定為夏季，9~11 定為秋季，分成四個季節來討論拖網所收集的有孔蟲總量，結果如圖五所示，在同一季節下，各採樣點的有孔蟲總量變化差異很大，且並無特定在哪個季節有孔蟲的總量會比較多，由此可得知，在本研究區域浮游性有孔蟲總量並未因季節不同而有明顯的變化。

(2) 總量與測站位置的關係

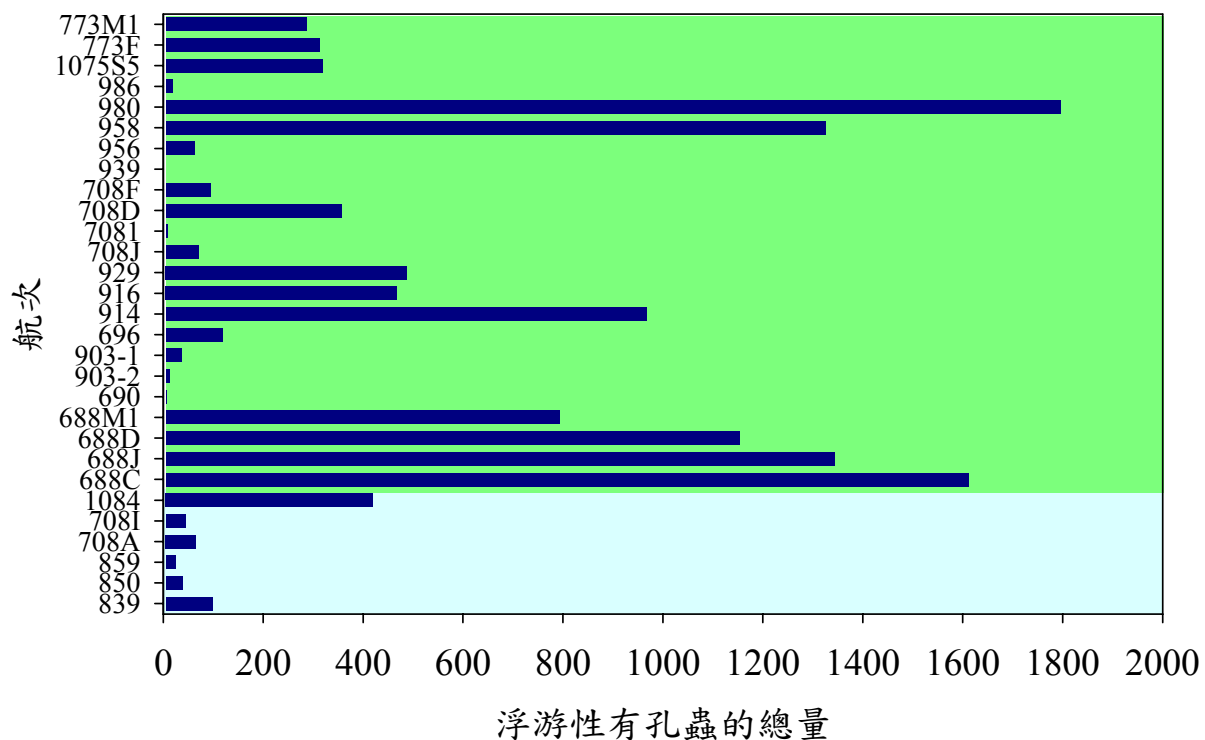
圖六係將 29 個採樣點依據等深線 200m 的地方，劃分為兩大區 (Thurman, 1997)：一為採樣點水深小於 200m，屬於近岸、沿岸的測站，二為採樣點水深大於 200m，屬於離岸較遠（半深海或深海）的測站。通常離岸較近的測站，易受潮汐作用的影響，造成生態環境較不穩定，間接影響浮游性有孔蟲族群的分佈。本研究結果顯示如圖六，有孔蟲總量不論在近岸或離岸的採樣點，都有出現總量很低的結果，表示有孔蟲總量與測站位置（近岸或離岸）並無明顯的關係。

(3) 總量與海水螢光度值的關係

螢光度值為葉綠素濃度的指標，通常葉綠素濃度高，代表生產力高，對屬於食物鏈二級消費者的有孔蟲而言，有可能間接會提高其族群數量。利用 CTD 上的螢光度探針所量測到的海水螢光度值，分成



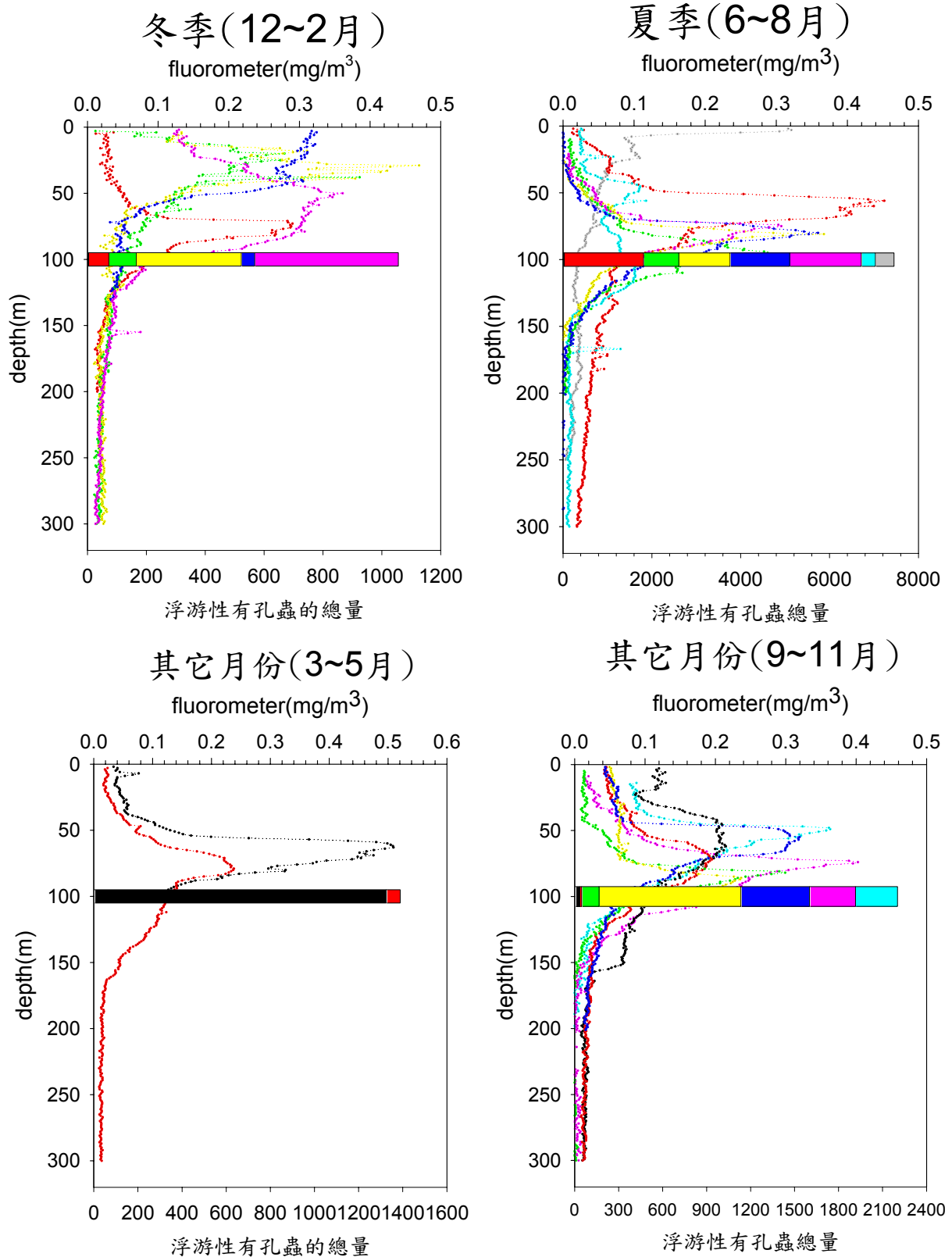
圖五 浮游性有孔蟲總量與季節的關係



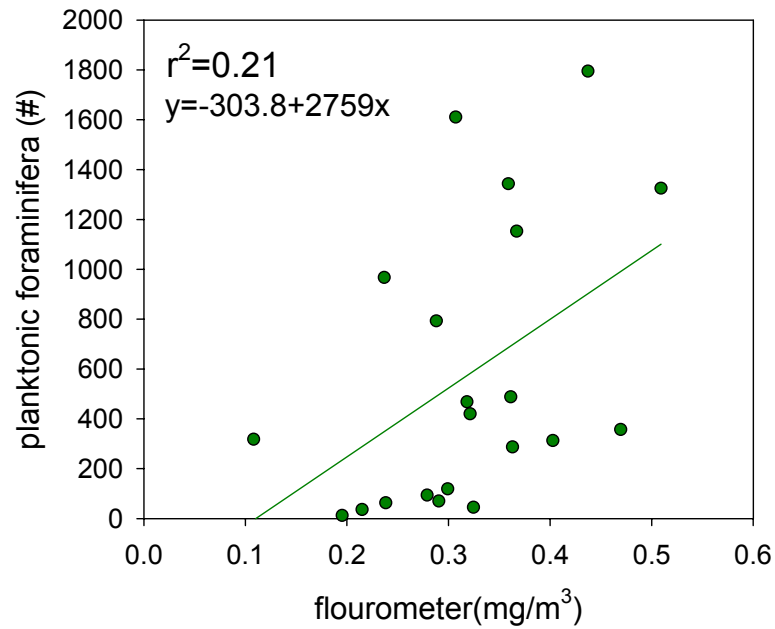
圖六 浮游性有孔蟲總量與測站位置的關係，
 離岸：水深>200m；近岸：水深<200m。

四個季節，討論有孔蟲的總量與螢光度值的關係，不過有部分測站缺少螢光度值的資料，所以只討論 21 個採樣點之浮游性有孔蟲的總量與螢光度值的關係。結果如圖七所示，有孔蟲總量以橫條 (bar) 表示，海水的螢光度值以曲線表示，由圖得知，在各個相同的季節下，浮游性有孔蟲的總量與 0~100m 的螢光度值呈現良好的關係，進一步將各個採樣點在深度 100m 所收集到的有孔蟲總量與螢光度極大值繪製成圖八，結果顯示，當螢光度值越大時，各採樣點所收集到有孔蟲總量有越多的趨勢。

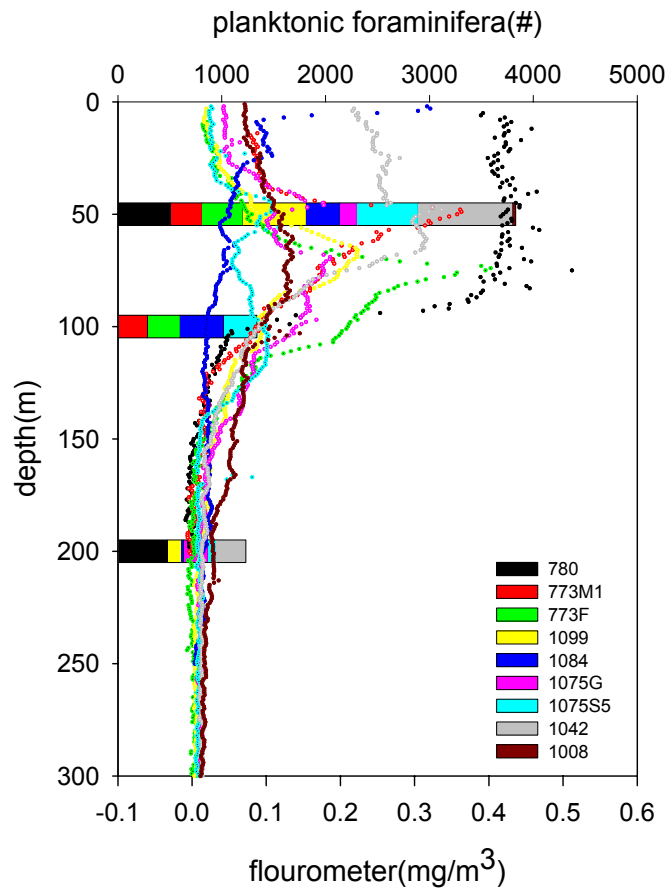
根據上述所有 100m 拖網樣本的計量結果，推測影響浮游性有孔蟲總量的因素主要為海水螢光度值。進一步探討，同一採樣點於各個不同的深度所收集的拖網樣本之計量結果隨深度的變化，及其與海水螢光度值的關係，結果如圖九所示，這 9 個採樣點於各個深度所收集的浮游性有孔蟲總量隨著深度增加而有遞減的趨勢，通常在較淺（深度 50m）的拖網中，所收集到的浮游性有孔蟲總量會比較多，隨著收集深度增加，所收集到的量越少，在最深（深度 300m）的拖網中總量幾乎為零。比較各測站於各個深度的浮游性有孔蟲總量與海水螢光度值並無明顯的關係，推測因多層深度拖網的資料相較於 100m 的拖網資料而言是非常有限的（如表一），不足以分季節來討論，所以可能無法觀測到浮游性有孔蟲總量與海水螢光度值之間的關係。



圖七 浮游性有孔蟲總量與海水螢光度值的關係，直條圖(bar)：浮游性有孔蟲總量；曲線：海水螢光度值；同測站的浮游性有孔蟲總量與海水螢光度值以同顏色表示。



圖八 浮游性有孔蟲總量與海水螢光度極大值的關係



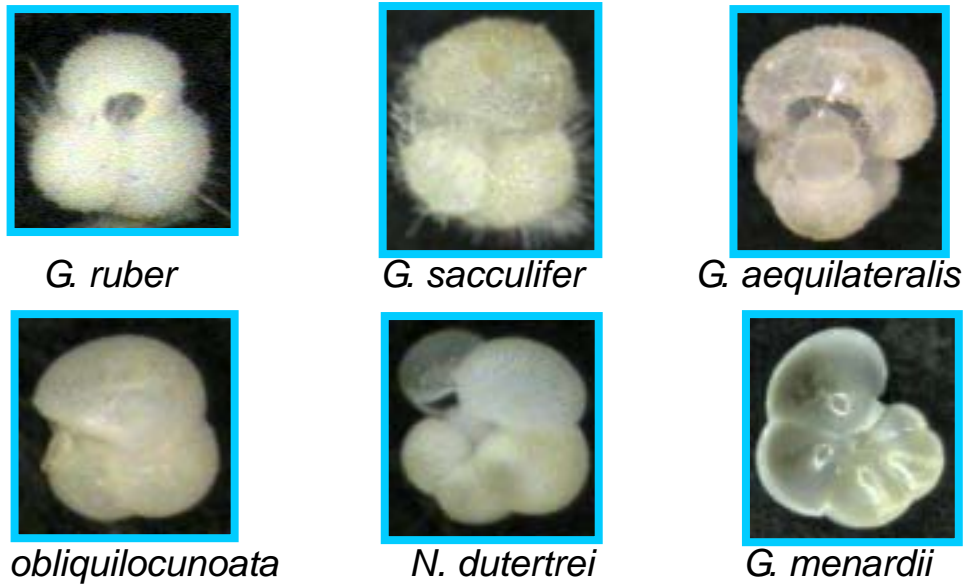
圖九 各深度的浮游性有孔蟲計量與海水螢光度的結果，直條圖 (bar)：浮游性有孔蟲總量；曲線：海水螢光度值；同測站的浮游性有孔蟲總量與海水螢光度值以同顏色表示。

3.1.2 浮游性有孔蟲的相對豐度結果

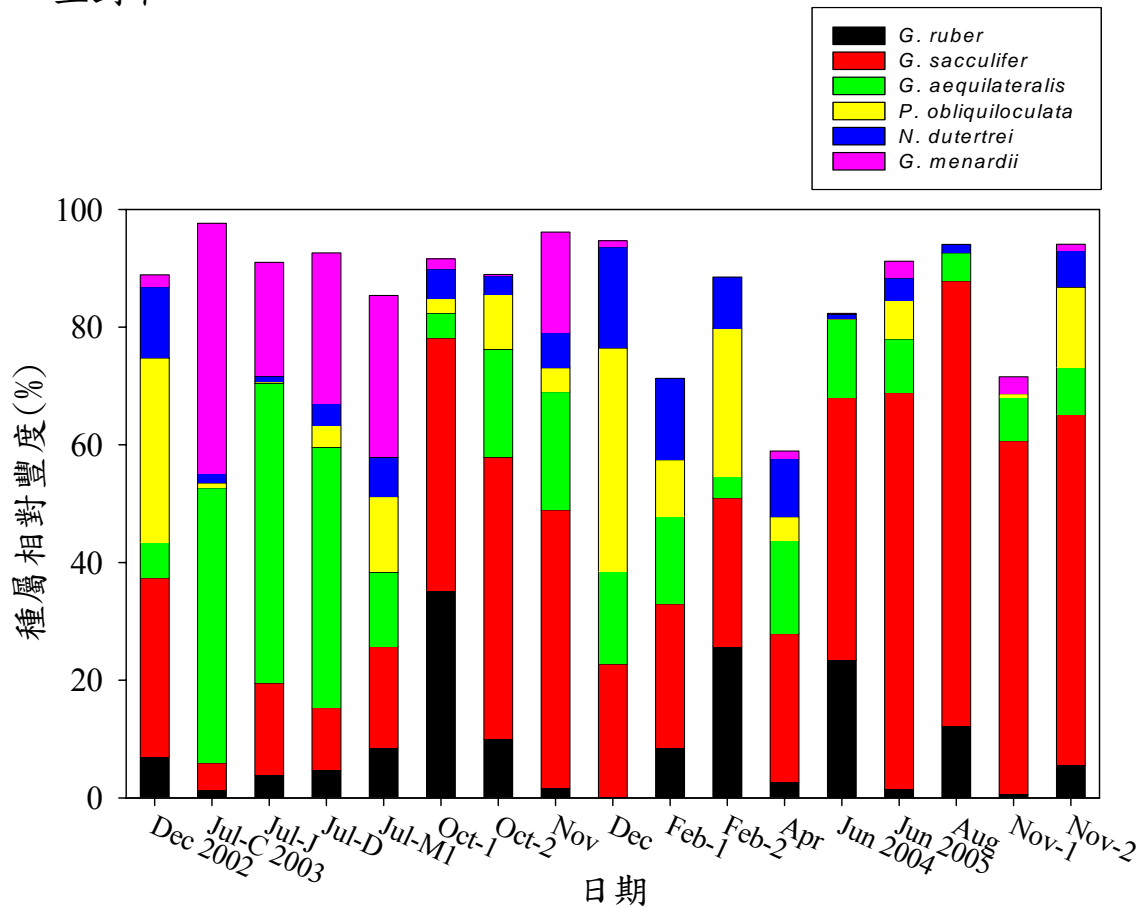
挑選出拖網中所有的浮游性有孔蟲後，進行鑑種分析，根據計量結果顯示，不論是在深度 100m 所採集的拖網樣本或是在其他深度所採集的拖網樣本，各採樣點之有孔蟲總量均差異很大，為了較具統計上的意義，將所有 100m 的拖網樣本總數達 94 隻浮游性有孔蟲的採樣點，及同一採樣點位置於各個深度採集的拖網樣本總數達 134 隻浮游性有孔蟲的採樣點，進行鑑種並計算各種屬的相對豐度值。

A 優勢種屬的時空分佈

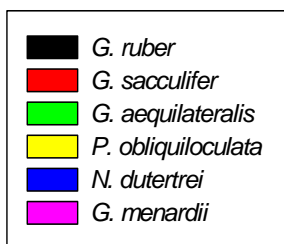
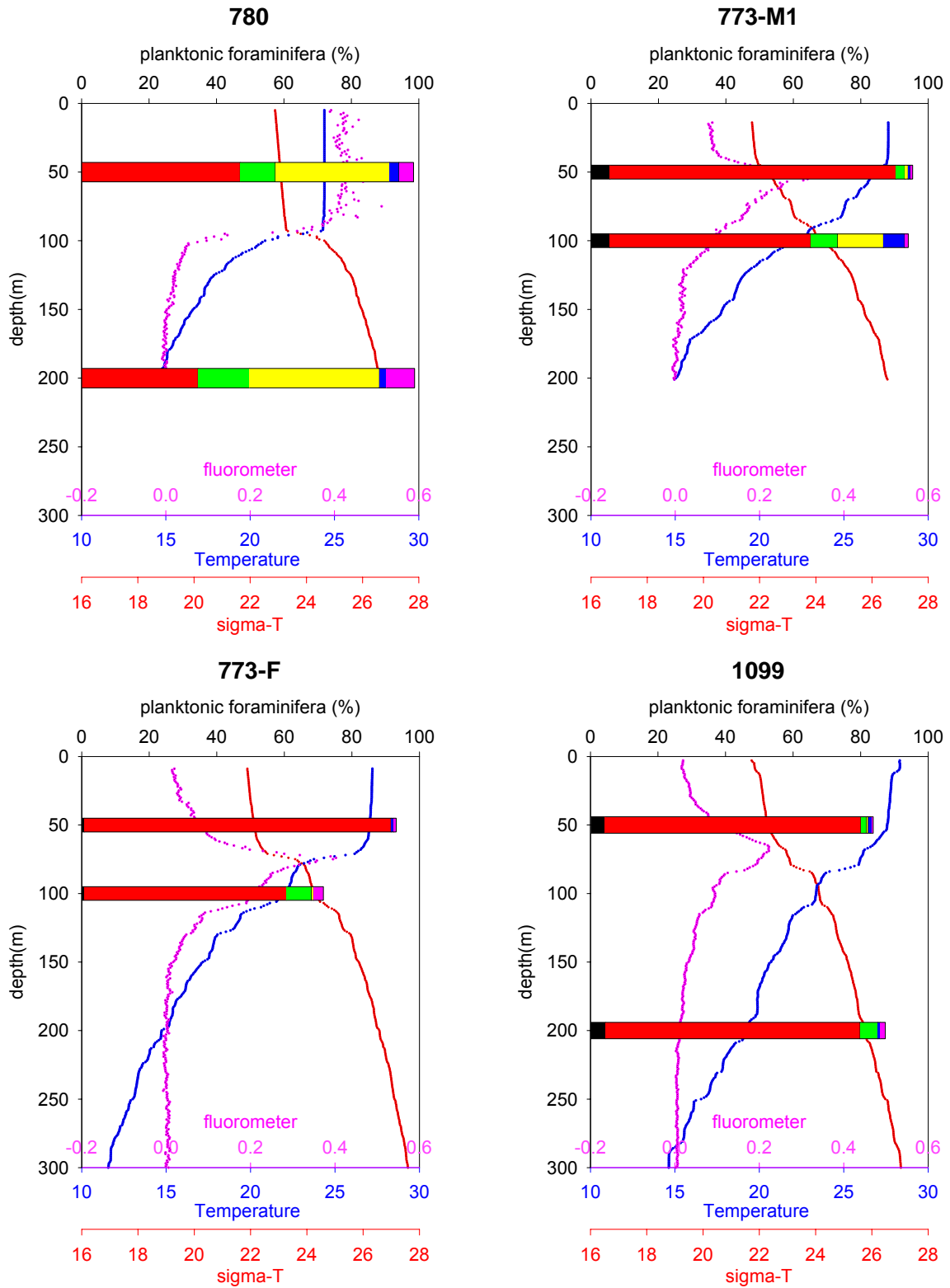
根據所有 100m 拖網樣本及其他深度的拖網樣本中有孔蟲鑑種結果，南海北部現生浮游性有孔蟲的主要優勢種屬如圖十所示，依棲息深度排列此六種副熱帶常見種屬依次為 *G. ruber*、*G. sacculifer*、*G. aequilateralis*、*P. obliquiloculata*、*N. dutertrei*、*Globorotalia menardii*。所有 100m 拖網樣本中各種屬的相對豐度相對於採集月份如圖十一所示，六種種屬的相對豐度總和為所有總屬的 60~98%，種屬間的相對豐度有明顯的季節性變化，除了 7 月以 *G. aequilateralis*、*G. menardii* 為優勢種屬，及 12 月以 *P. obliquiloculata* 為優勢種屬以外，其餘月份大多以 *G. sacculifer* 居多。而在其他深度的拖網樣本中各種屬的相對豐度結果如圖十二、十三所示，此六種種屬的相對豐度總和為所有總屬的 71~98%，雖然只有八個採樣點，



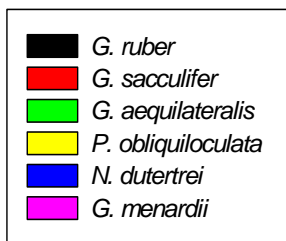
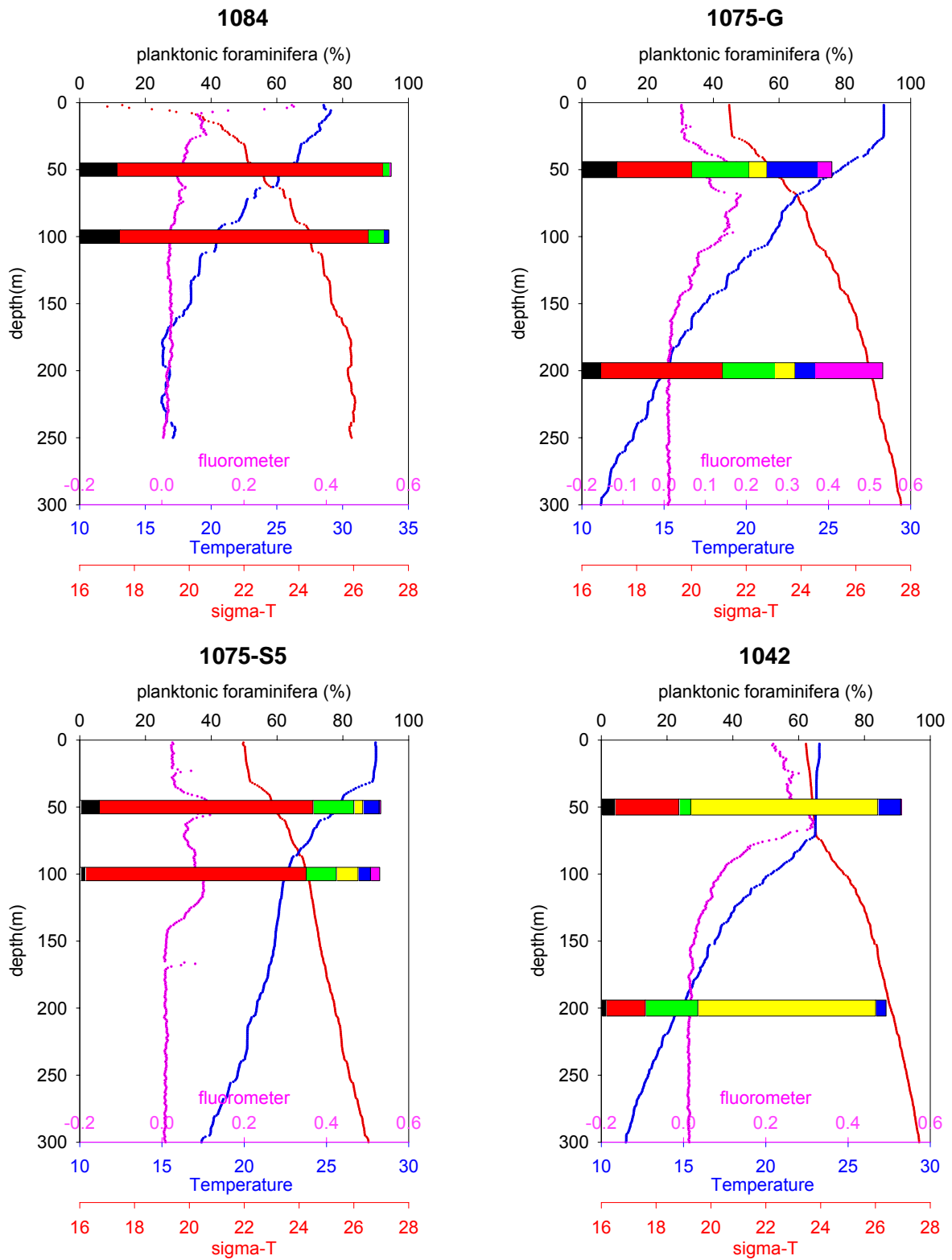
圖十 南海北部六個主要優勢種屬，依棲息深度排列，由左到右，由上到下。



圖十一 六種優勢種屬在深度 100m 之相對豐度的月份變化，水平軸：依採樣時間順序排列；C、D、J、M1 為測站編號；Oct-1、Oct-2、Feb-1、Feb-2、Nov-1、Nov-2 表示不同航次。



圖十二 各種浮游性有孔蟲的相對豐度及各項水文參數（螢光度、溫度、位密）隨深度的變化



圖十三 各種浮游性有孔蟲的相對豐度及各項水文參數（螢光度、溫度、位密）隨深度的變化

不過在溫度較低的月份如 12 月和 3 月，以 *P. obliquiloculata* 為優勢種屬，其餘月份以 *G. sacculifer* 居多，此結果同深度 100m 的拖網研究。此六種優勢種屬根據現生浮游性有孔蟲的生態地理分佈 (Bé, 1977)，大致可歸納為兩大族群，一為適合在冷溫環境下生長種屬 *G. menardii* 和 *N. dutertrei*；一為適合在暖溫環境下生長種屬 *G. aequilateralis*、*G. ruber*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata*。

進一步比較此六優勢種屬的相對豐度與各項水文參數如海水螢光度、溫度和位密等隨深度的關係，結果如圖十二、十三所示，這 8 個採樣站的各淺、深水種種屬的相對豐度隨深度的變化，除了在採樣站 1075-G 中淺水種 *G. sacculifer* 的相對豐度隨深度增加以外，其餘採樣點中淺水種 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 的相對豐度隨著深度有遞減的趨勢，另一方面除了在 780、1075-G、1075-S5、1042 等採樣站的深水種 *N. dutertrei* 相對豐度隨深度減少以外，其餘採樣站深水種 *G. aequilateralis*、*P. obliquiloculata*、*N. dutertrei* 參數 (溫度、螢光度、位密) 隨深度的變化如圖十二、十三所示，結果種屬的相對豐度與各項水文參數並未呈現明顯的相關性，這可能是各個採樣點執行拖網的深度除了有共同在 50m 收集外，其餘深度均不一致，再加上採樣範圍小 (0~200, 300m)，且間距大 (50, 100m)，所以無法顯示出各種屬的相對豐度與各項水文參數隨深度的變化關係。

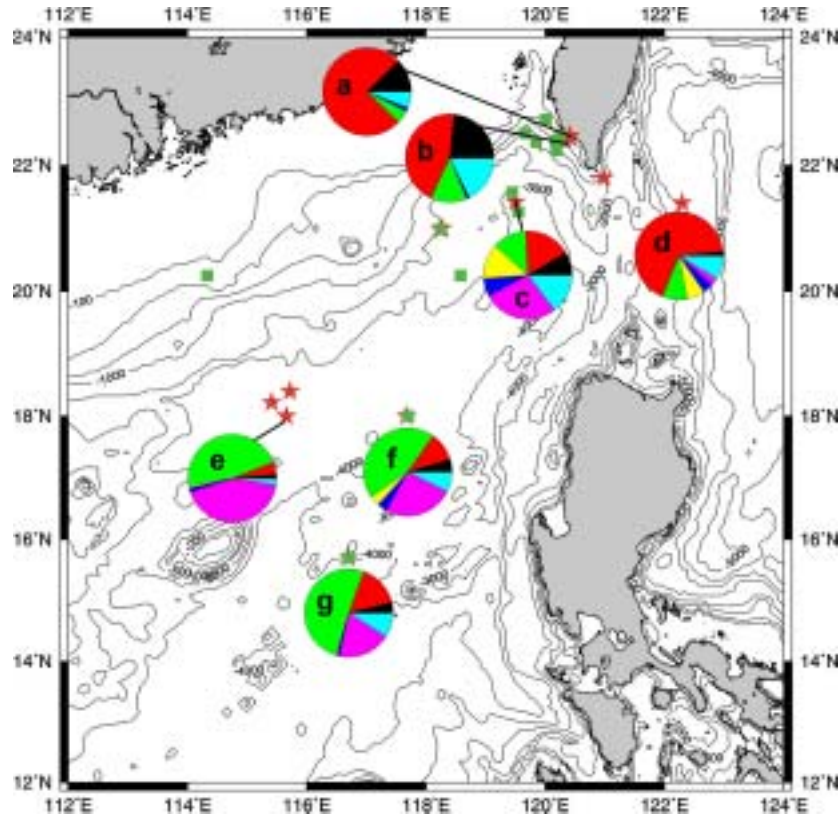
以下的討論為了方便比較種屬相對豐度隨季節而呈現的空間分佈變化，分為西南季風盛行時期（5~9月），東北季風盛行期間（10~4月）來進行討論，並以編號 a~q 表示各航次的分析結果（表三）。圖十四為在這兩種不同氣候狀態下，六種優勢種屬的相對豐度於空間上的分佈情形，將各採樣點的結果繪製成 π 圖（圓形圖）表示，左圖為西南季風期（編號 a~g），右圖為東北季風期（編號 h~q），同圖十四的測站分類方式，將各測站的 CTD 溫鹽讀值與典型南海水(SCS)、西菲律賓海水(WPS)的溫鹽對照，繪製成圖十五。

由圖十四顯示：(1) 各航次在相同季節與鄰近位置，如 π 圖編號 a 和 b、j 與 k、h 以及 i，六種優勢種屬的相對豐度值組合均相似，其中 j 與 k 的採樣日期只差一個星期；(2) 同一航次在各個不同的測站位置，如 π 圖編號 c、e、f 和 g，除了 π 圖編號 c，*G. aequilateralis* 的相對豐度值明顯降低以外，其他三個測站的六種種屬相對豐度值組合均相似，且以 *G. aequilateralis* 和 *G. menardii* 為優勢種屬，造成此分佈情形的因素推測是不同水團的影響，編號 c 的水文資料顯示黑潮水訊號較編號 c、e、f 明顯（圖十五）；(3) 在不同季節、相同位置採樣，如 π 圖編號 g 和 q，分別於 2003 年 7 月及 2004 年 2 月，二者有明顯的季節性變化，在 7 月時以 *G. aequilateralis* 和 *G. menardii* 為優勢種屬，到 2 月則以 *G. sacculifer*、*G. ruber* 和 *P. obliquiloculata*

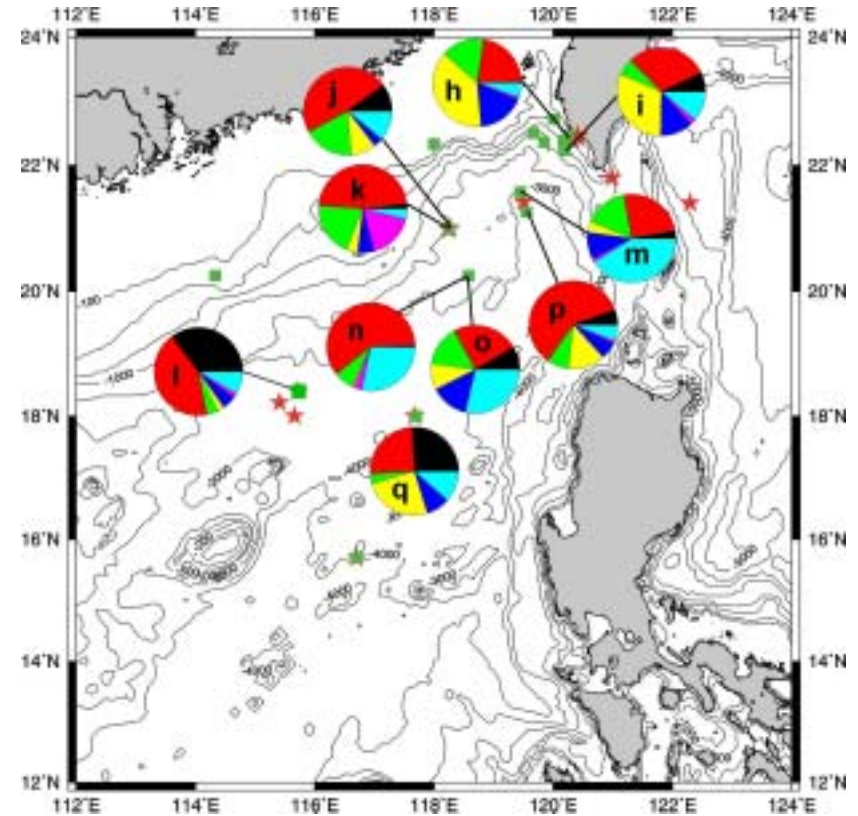
表三 π圖編號 (a~q) 所表示的採樣位置及時間資料

編號	位置	收集時間
a	22.44°N; 120.40°E	2005/08/10
b	22.39°N; 120.32°E	2004/06/24
c	21.42°N; 119.50°E	2003/07/19
d	21.40°N; 122.30°E	2005/06/29
e	18.00°N; 115.66°E	2003/07/16
f	18.00°N; 117.67°E	2003/07/15
g	15.70°N; 116.70°E	2003/07/14
h	22.37°N; 120.32°E	2003/12/18
i	22.46°N; 120.25°E	2002/12/28
j	21.00°N; 118.27°E	2003/10/28
k	20.99°N; 118.25°E	2003/11/05
l	18.40°N; 115.72°E	2003/10/05
m	21.57°N; 119.45°E	2004/04/29
n	20.25°N; 118.58°E	2005/11/08
o	20.25°N; 118.58°E	2004/02/16
p	21.26°N; 119.55°E	2005/11/12
q	18.00°N; 117.70°E	2004/02/14

西南季風期 (5~9 月)



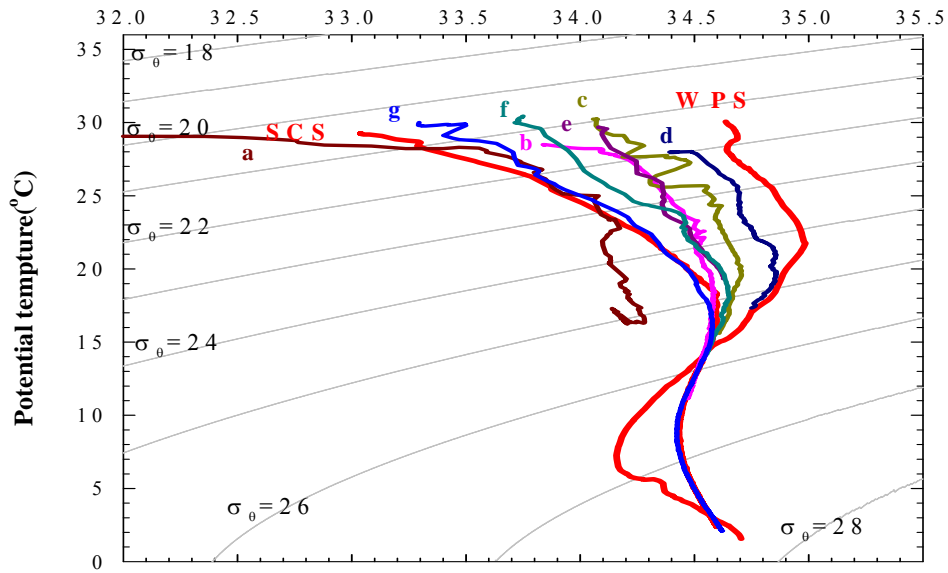
東北季風期 (10~4 月)



圖十四 夏、冬季南海北部的六種優勢種屬之相對豐度於空間上的分佈情形 (a~q 代表不同航次，細節請見表三；星號：西南季風期測站；正方形號：東北季風期測站)

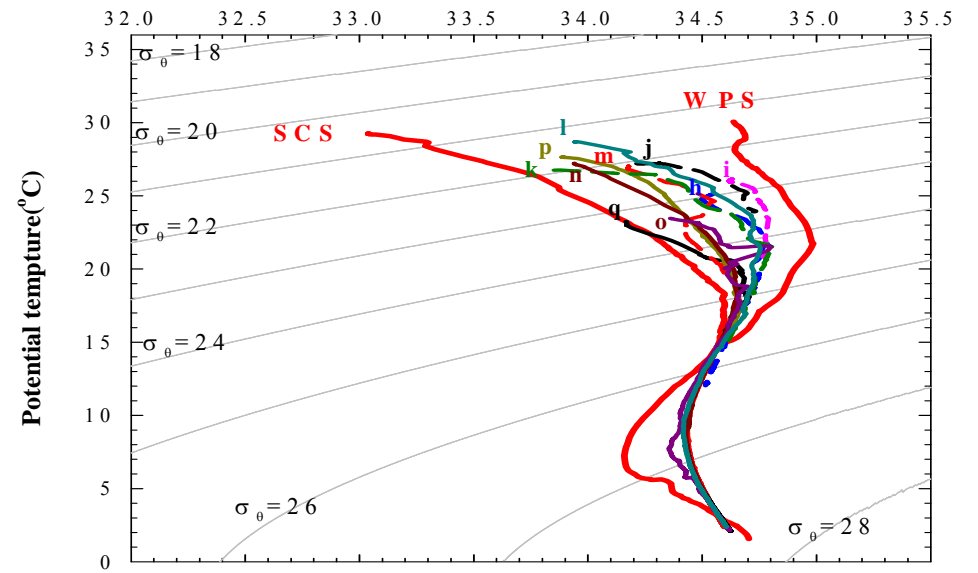
西南季風期 (5~9月)

Salinity



東北季風期 (10~4月)

Salinity



圖十五 CTD 溫鹽讀值所得 a~g 測站 (西南季風期) 及 h~q 測站 (東北季風期) 的溫鹽變化圖

居多。而造成種屬組合如此明顯的季節變化，不僅僅是因混合層厚度不同（28m; 40m）與混合層溫度不同（29.90°C; 22.76°C）等水文環境的差異，根據 Tseng *et al.* (2005) 的研究指出，此位置在 2003 年 10 月於透光層的主要生產力隨深度的積分值近乎為當年 8 月的 2 倍，因此海水表層生產力的不同可能才是主要因素。其他如 π 圖編號 c (左圖) 和 m、p (右圖) 也可以看到此六種種屬組合的季節性變化，4 月以 *G. sacculifer* 為優勢種屬（編號 m），7 月以 *G. menardii* 為優勢種屬（編號 c），到了 11 月又以 *G. sacculifer* 為優勢種屬（編號 p）。

B 與其他現生樣本的分析結果比較

利用浮游性有孔蟲之相關分析研究，重建晚第四紀以來熱帶地區的古海洋，最常使用的種屬為 *G. sacculifer* 和 *G. ruber*（*e.g.*, Wang *et al.*, 1999; Lea *et al.*, 2002; Huang *et al.*, 2003）。*G. sacculifer* 和 *G. ruber* 在水層中的生長分佈範圍取決於溫度、葉綠素濃度、營養鹽濃度、光強度等（Kuroyanagi and Kawahata, 2004）。本拖網的研究結果所得到此二種屬的相對豐度隨季節的空間分佈如圖十四所示，*G. ruber* 的相對豐度全年變化差異大，普遍上來看在西南季風期（5~9 月）豐度有高於東北季風期（10~4 月）的趨勢，而 *G. sacculifer* 全年均出現，除了在 7 月豐度小於 20% 外，其餘月份均大於 20%，最高可達約 75%。以上兩種屬的相對豐度隨季節的變化趨勢均與 Lin *et al.*

(2004)的研究結果相同，唯一不同是沈積物收集器中 *G. sacculifer* 的相對豐度均小於 20%，而在南海表層沈積物中 *G. sacculifer* 的相對豐度也是小於 20% (Pflaumann and Jian, 1999)，遠小於拖網的結果，推測此種屬可能在沈降過程較易受溶解作用的影響，所以在沈積物收集器和表層沈積物所得到的相對豐度較低。

G. aequilateralis 為熱帶和副熱帶地區常見的種屬之一，主要生長於水深 50~100m 之間 (Hemleben and Spindler, 1983)。根據 Pflaumann and Jian (1999)分析約三十個南海表層沈積物岩心結果指出，種屬 *G. aequilateralis* 的相對豐度值約為 1~12%。王薇喬 (2003)分析南海北部的沈積物收集器結果顯示，*G. aequilateralis* 的相對豐度約為 2~20%，而本研究結果如圖十四所示，此種屬的相對豐度範圍約為 4~51%，如此大的差異，推測此種屬在沈降過程中可能較易受溶解效應的影響，使得殼體保存不易，造成由海水表層至深層量測到的 *G. aequilateralis* 相對豐度越來越低。如同前段所述的 *G. sacculifer* 也是，所以應用此二種屬在轉換函數上，容易因低估種屬的相對豐度，造成重建古海洋的誤差。

在東海地區的古海洋研究，*P. obliquiloculata* 被視為是黑潮的指示種屬 (Wang *et al.*, 1995; Li *et al.*, 1997; Ujiie and Ujiie, 1999)。在南海表層沈積物的分析結果 (Pflaumann and Jian, 1999) 顯示，

在大多數的測站此種屬的相對豐度普遍很低，約為 5%，但在靠近台灣和巴士海峽附近的測站，種屬組合中的相對豐度可大於 10%。此現象與本研究拖網中的結果相似（如圖十四），在東北季風期（10~4 月）的相對豐度大於西南季風期（5~9 月），尤其是在 12~2 月豐度最高（如 π 圖編號 j、k、q）。由水文資料觀察黑潮水與 *P. obliquiloculata* 豐度的關係（圖十五），在西南季風期的測站編號 c、d 有較明顯的黑潮水訊號，其 *P. obliquiloculata* 的相對豐度明顯較同時期的其他測站高；在東北季風期的測站除了編號 p、q 以外，其餘測站若有觀察到較高豐度的 *P. obliquiloculata*，均伴隨出現有較明顯黑潮水的訊號如編號 h、i、j、o。

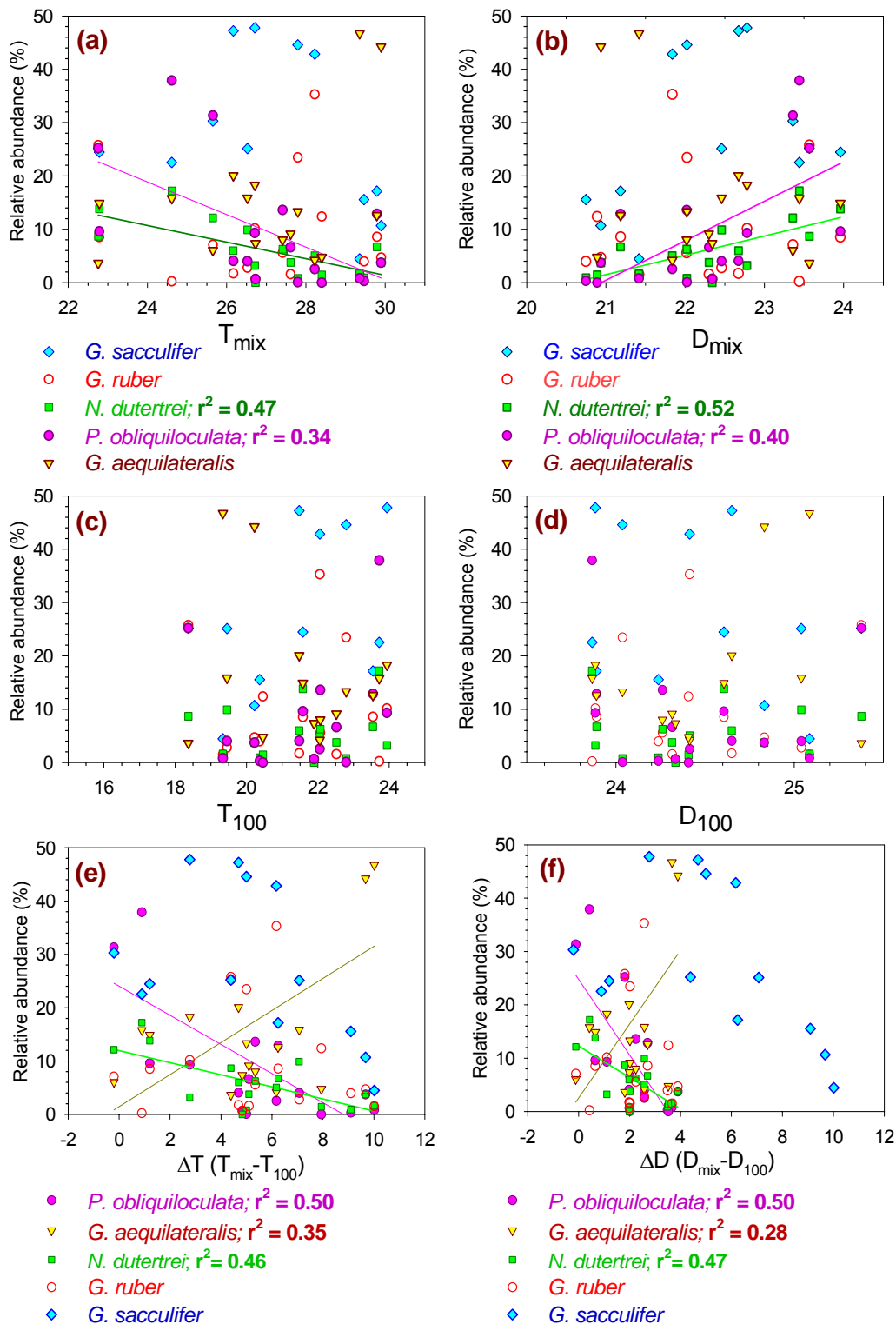
N. dutertrei 是一種經常被用來指示熱帶地區的湧升流種屬（Pflaumann *et al.*, 1996）。根據 Pflaumann and Jian (1999) 分析南海表層沈積物的結果顯示，其相對豐度的分佈情形，以盆地中央有較高值（>15%），盆地的東北方及東南方邊緣有較低值（<10%）。本研究拖網結果顯示，*N. dutertrei* 相對豐度的分佈情形，夏季（5~10 月）時，*N. dutertrei* 的豐度在盆地的東北方（如圖十四 π 圖編號 a、b、c、d）高於在盆地中央（如圖十四 π 圖編號 f、g、h、i）；而冬季（11~4 月）時，除了 π 圖編號 q 以外，採樣點均較靠近盆地的東北方，不過 *N. dutertrei* 的最高豐度均在盆地的東北方，如 π 圖編號 m、

n、o。由此可知現生的 *N. dutertrei* 其生長有趨向於營養鹽來源豐富的盆地東北方，而 *N. dutertrei* 在沈積物的分佈可能受限於殼體保存的影響，造成在盆地中央的豐度值較高。

G. menardii 是常見的副熱帶水團的種屬，適合生長在較溫暖的海水環境，通常在赤道及熱帶地區，會有較高的豐度值 (Hilbrecht, 1996)。*G. menardii* 在南海沈積物收集器出現的相對豐度並不足以為優勢種屬 (王薇喬, 2003)，原因為 *G. menardii* 在第一層收集杯中相對豐度雖高 (5~24%)，但至第二層以下的收集杯中相對豐度有遽減的現象 (0~3%)。本拖網研究結果各採樣點所收集到的 *G. menardii* 的相對豐度差異很大 (如圖十四)，在 7 月豐度最高，如 π 圖編號 d、g、h、i，平均約為 29%，其次是在 11 月有較高的豐度值，如 π 圖編號 l，約為 17%。其他月份的採樣點所收集到的 *G. menardii* 相對豐度均很低，平均約為 1%。所以接下來討論各優勢種屬的豐度與水文環境的關係時，將不予討論 *G. menardii*。

C 優勢種屬的相對豐度與水文環境的關係

圖十六為 100m 拖網中五種優勢種屬：*G. aequilateralis*、*G. ruber*、*G. sacculifer*、*N. dutertrei* 和 *P. obliquiloculata* 之相對豐度與各項水文參數的比較，如水文參數 T_{mix} （混合層的溫度）、 D_{mix} （混合層的密度）、 T_{100} （水深 100m 的溫度）、 D_{100} （水深 100m 的密度）、 ΔT （混合層和水深 100m 的溫度差）及 ΔD （混合層和水深 100m 的密度差）。其中混合層的深度取決於與深度 10 公尺處的溫度差 0.5°C 的深度（Monterey and Levitus, 1997）。此五種優勢種屬的相對豐度與 T_{mix} 、 D_{mix} 的關係，只有深水種 *N. dutertrei* 和 *P. obliquiloculata* 的相對豐度與 T_{mix} ($r^2 = 0.47$ 、 0.52)、 D_{mix} ($r^2 = 0.34$ 、 0.40) 有明顯的關係，變化斜率為 $1.6\sim 7.4$ （如圖十六，a 與 b），相反地淺水種 *G. ruber*、*G. sacculifer* 的相對豐度與 T_{mix} 、 D_{mix} 均無明顯的關係，此外無論是深水種或淺水種種屬其相對豐度與 T_{100} 、 D_{100} 均無明顯的關係（如圖十六，c 與 d），相較於淺水種 *G. ruber*、*G. sacculifer*，深水種 *P. obliquiloculata*、*G. aequilateralis* 和 *N. dutertrei* 的相對豐度與 ΔT ($r^2 = 0.50$; 0.35 ; 0.46)、 ΔD ($r^2 = 0.50$; 0.28 ; 0.47)，有較明顯的關係，變化斜率為 $1.1\sim 7.1$ （如圖十六 e 與 f）。同樣的方式比較在深度 50m 拖網的結果，圖十七係仿照前述的方式，探討在深度 50m 所收集的拖網樣本，同樣的五種優勢種屬：*G. sacculifer*、*G. ruber*、



圖十六 100m 拖網中優勢種屬的相對豐度與各項水文參數的關係

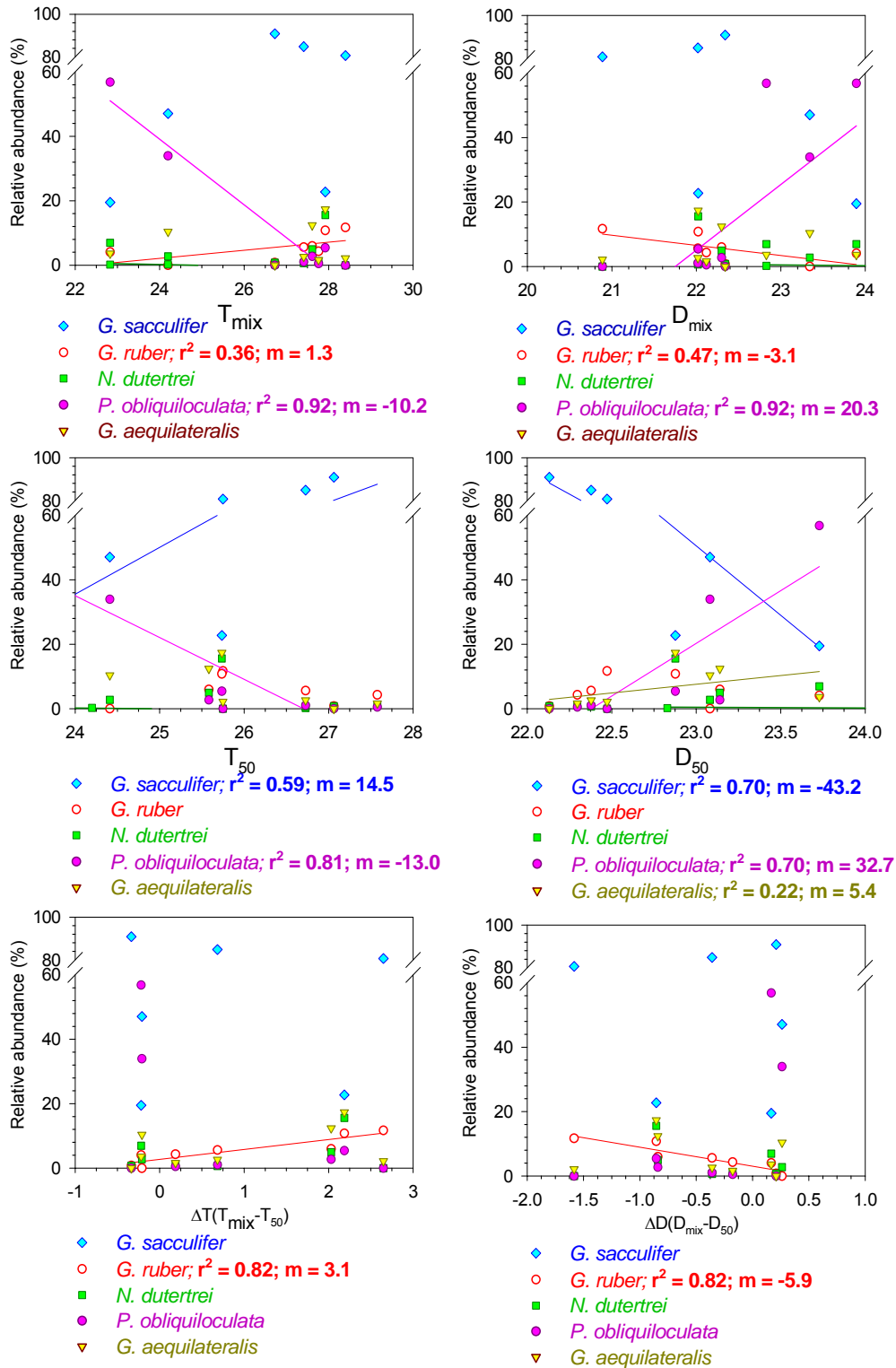
T_{mix} 、 D_{mix} ：混合層的溫度、混合層的密度

T_{100} 、 D_{100} ：水深 100m 的溫度、水深 100m 的密度

$\Delta T (T_{mix} - T_{100})$ ：混合層與水深 100m 的溫度差

$\Delta D (D_{mix} - D_{50})$ ：混合層與水深 100m 的密度差

N. dutertrei、*P. obliquiloculata* 和 *G. aequilateralis* 之相對豐度與各項水文參數： T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{50} （水深 50m 的溫度）、 D_{50} （水深 50m 的密度）、 ΔT （混合層和水深 50m 的溫度差）及 ΔD （混合層和水深 50m 的密度差）等之關係。如圖十七(a)、(b)所示，淺水種 *G. ruber* 和深水種 *P. obliquiloculata* 其相對豐度與 T_{mix} 、 D_{mix} 有明顯的關係（*G. ruber*： $r^2 = 0.36; 0.47$ ；*P. obliquiloculata*： $r^2 = 0.92; 0.92$ ），此外，如圖十七(c)、(d)所示，淺水種 *G. sacculifer* 和深水種 *P. obliquiloculata*、*G. aequilateralis* 其相對豐度與 T_{50} 、 D_{50} 均有明顯的關係（*G. sacculifer*： $r^2 = 0.59; 0.59$ ；*P. obliquiloculata*： $r^2 = 0.81; 0.70$ ；*G. aequilateralis*： $r^2 = 0.22$ ），且如圖十七(e)、(f)所示，淺水種 *G. ruber* 的相對豐度與 ΔT 及 ΔD ，有非常明顯的關係（ $r^2 = 0.82; 0.82$ ）。相較於在 100m 所收集的拖網與各項水文環境的關係（如圖十六），在深度 50m 所收集的拖網與上層水的水文環境有較良好的關係（如圖十七），將圖十六和圖十七的比較結果整理製成表四，在深度 50m 的拖網所收集到的浮游性有孔蟲族群組合較能反映表層水的水文狀況。並且整體上各種屬豐度與各項水文參數的關係變化斜率（1.3~32.7）遠大於 100m 拖網的觀察結果，由此可知，在深度 50m 的水文環境變化對浮游性有孔蟲的影響較 100m 大。



圖十七 50m 拖網中優勢種屬的相對豐度與各項水文參數的關係

T_{mix} 、 D_{mix} ：混合層的溫度、混合層的密度

T_{50} 、 D_{50} ：水深 50m 的溫度、水深 50m 的密度

$\Delta T(T_{mix} - T_{50})$ ：混合層與水深 50m 的溫度差

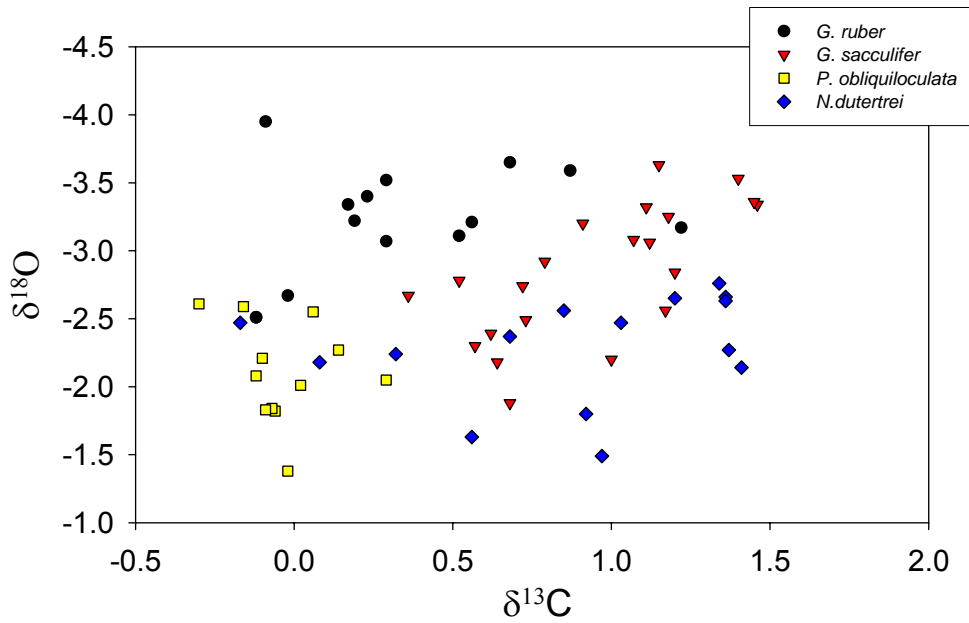
$\Delta D(D_{mix} - D_{50})$ ：混合層與水深 50m 的密度差

表四 深度 50 和 100m 的拖網中各種屬的相對豐度值與各項水文參數的相關性(-表無顯著相關性)

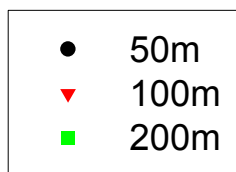
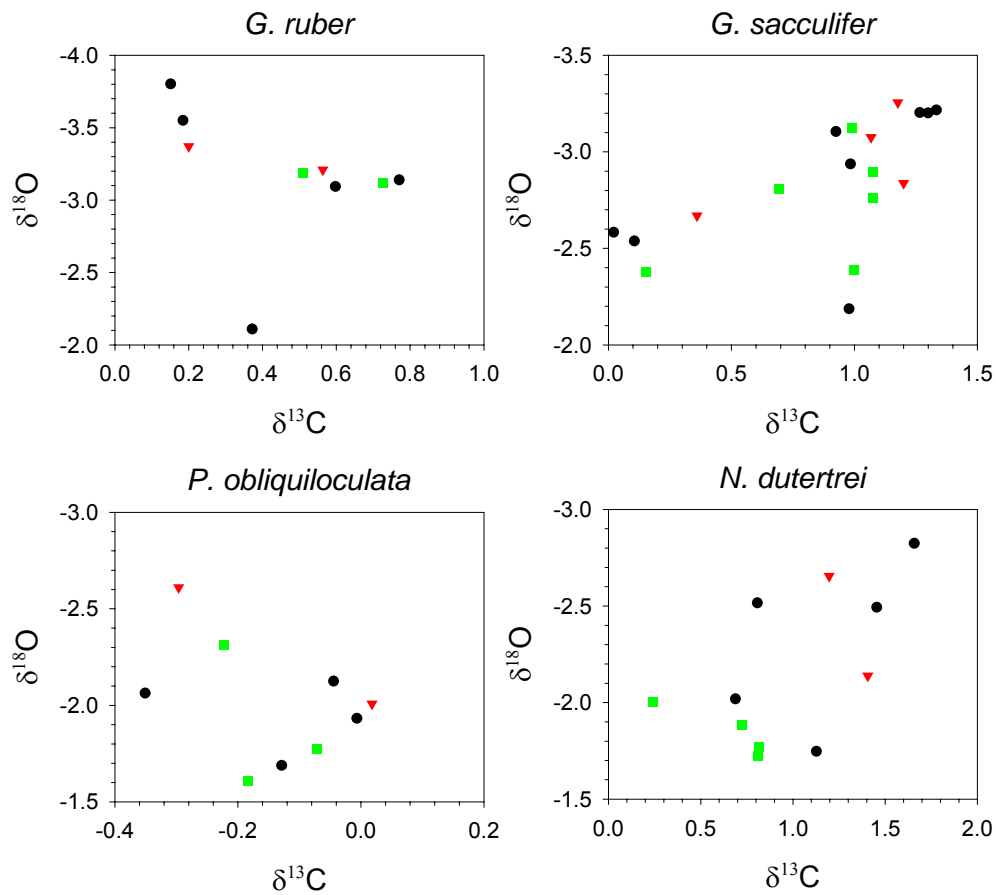
	種屬相對豐度	水文參數	R-square(r^2)
50m 拖網	<i>G. ruber</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 ΔT 、 ΔD	0.36~0.82
		T_{50} 、 D_{50}	-
	<i>G. sacculifer</i>	T_{50} 、 D_{50}	0.59
		T_{mix} 、 D_{mix} 、 ΔT 、 ΔD	-
	<i>N. dutertrei</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{50} 、 D_{50} 、 ΔT 、 ΔD	-
	<i>P. obliquiloculata</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{50} 、 D_{50}	0.70~0.92
		ΔT 、 ΔD	-
<i>G. aequilateralis</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{50} 、 D_{50} 、 ΔT 、 ΔD	-	
100m 拖網	<i>G. ruber</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{100} 、 D_{100} 、 ΔT	-
	<i>G. sacculifer</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{100} 、 D_{100} 、 ΔT	-
	<i>N. dutertrei</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 ΔT 、 ΔD	0.46~0.52
		T_{100} 、 D_{100}	-
	<i>P. obliquiloculata</i>	T_{mix} 、 D_{mix} 、 ΔT 、 ΔD	0.34~0.50
		T_{100} 、 D_{100}	-
	<i>G. aequilateralis</i>	ΔT 、 ΔD	0.28~0.35
T_{mix} 、 D_{mix} 、 T_{100} 、 D_{100}		-	

3.1.3 浮游性有孔蟲殼體的碳、氧同位素結果

拖網在 100m 所收集到的四種屬：*G. ruber*、*G. sacculifer*、*P. obliquiloculata*、*N. dutertrei*，殼體碳氧同位素分析結果如圖十八所示，*G. ruber* 殼體的碳同位素值範圍介在-0.12 ~ 1.22 ‰、氧同位素值範圍介在-3.95 ~ -2.51 ‰；*G. sacculifer* 殼體的碳同位素值範圍介在 0.36 ~ 1.46 ‰、氧同位素值範圍介在-1.88 ~ -3.63 ‰；*P. obliquiloculata* 殼體的碳同位素值範圍介在-0.33 ~ 0.29 ‰、氧同位素值範圍介在-1.38 ~ -2.61 ‰；*N. dutertrei* 殼體的碳同位素值範圍介在-0.17 ~ 1.41 ‰、氧同位素值範圍介在-1.49 ~ -2.76 ‰。以上四種種屬殼體碳氧同位素除了 *P. obliquiloculata* 的分佈範圍較小，其餘三種屬殼體的碳氧同位素分佈範圍較大且趨勢相似，有碳同位素值越大，氧同位素值有越輕的現象。圖十九為拖網在 50m 所收集到的四種屬碳氧同位素值分佈與深度的關係，結果當收集深度越淺（50m<100m<200m），也就是越接近表層水，*N. dutertrei* 殼體的碳同位素值有越大、氧同位素值有越輕的現象，其他三個種屬如 *G. ruber*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata* 的同位素組成與採集深度之間則無明顯趨勢。



圖十八 100m 拖網中浮游性有孔蟲殼體碳氧同位素的分析結果

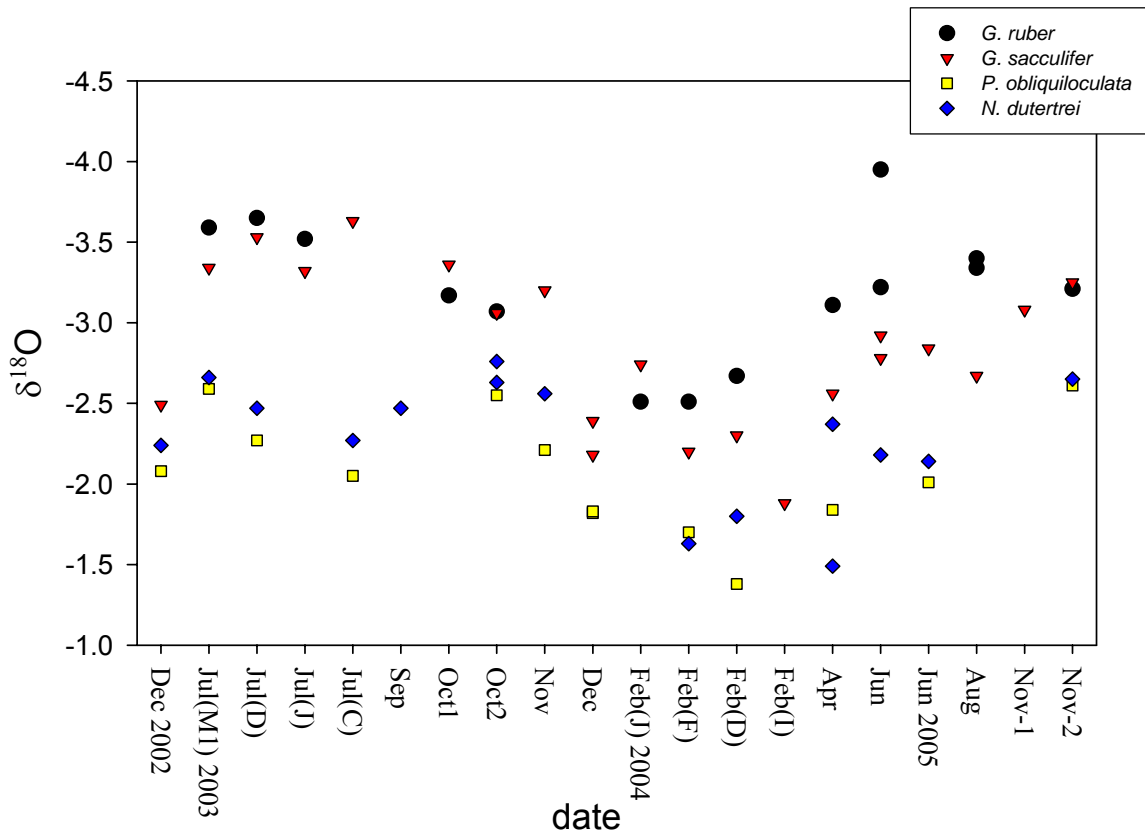


圖十九 相同測站收集不同深度拖網的浮游性有孔蟲殼體碳氧同位素分析結果 (各符號表各採集深度)

浮游性有孔蟲在生長殼體時，殼體會與海水達成同位素平衡，記錄所處的環境海水同位素組成，因此藉由分析浮游性有孔蟲殼體的氧同位素，即可重建過去海水同位素組成(e.g., Spero and Lea, 1996; Thunell *et al.*, 1999)。但近年來的研究，觀察現生浮游性有孔蟲的成長過程，不僅受海水同位素影響，亦會受海水水文環境各參數的影響，如溫度、鹽度、生物生產力、陽光光照強度、碳酸根濃度等(e.g., Bemis *et al.*, 1998; Mulitza *et al.*, 1998; Bemis *et al.*, 2000; Bauch *et al.*, 2002; Mulitza *et al.*, 2003; Mortyn and Charles, 2003)。以下利用所有100m拖網的樣本來探討南海北部現生浮游性有孔蟲殼體碳、氧同位素隨季節變化的情形，並比較其他現生樣本的分析結果，及利用同一採樣點於各不同深度採集拖網，觀察有孔蟲殼體碳、氧同位素隨深度的變化，最後進一步探討有孔蟲殼體碳、氧同位素與當今水文環境之間的關係。

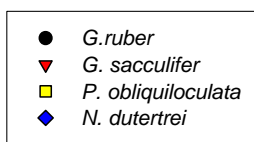
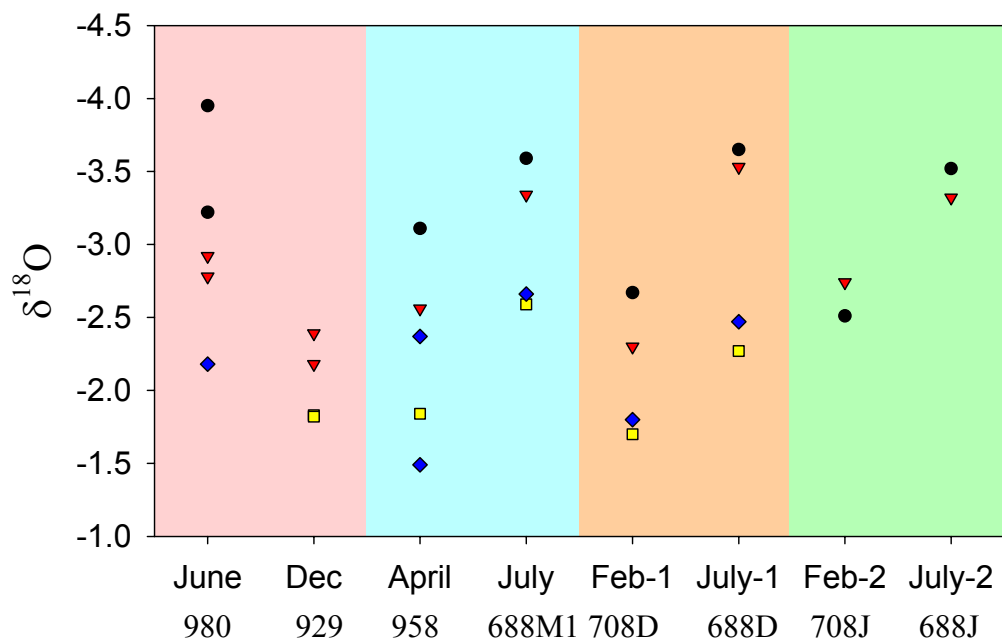
A 氧同位素的季節性變化

圖二十為在深度 100m 拖網所收集到的四種種屬殼體氧同位素值隨季節的變化情形，四個種屬的氧同位素值均有隨季節而變化的情形，其中淺水種種屬 *G. ruber* 和 *G. sacculifer*、深水種種屬 *N. dutertrei* 和 *P. obliquiloculata* 的氧同位素值變化趨勢較一致，整體上四種種屬在夏季氧同位素值有較輕的趨勢，在冬季氧同位素值有

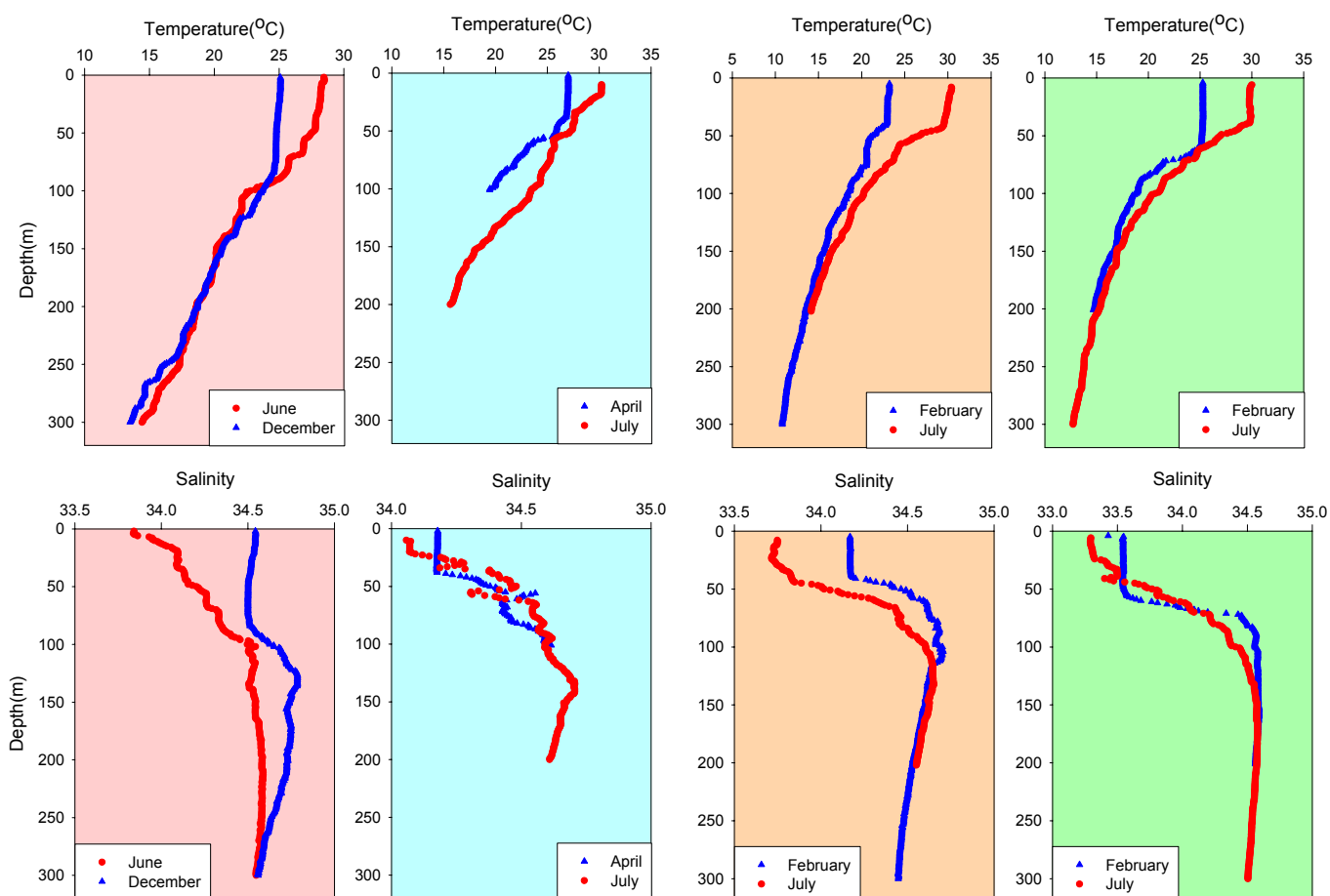


圖二十 浮游性有孔蟲殼體氧同位素的季節性變化，水平軸：依採樣時間順序排列；I、D、F、J、C、M1 為測站編號；Oct1、Oct2、Nov-1、Nov-2 表示不同航次。

較重的趨勢，主要受溫度及鹽度的影響。圖二十一係為了進一步瞭解溫度及鹽度對殼體氧同位素值的影響，挑選四個相同的地點，比較各於兩個不同季節採樣的分析結果，相同位置於不同的季節，所收集到的浮游性有孔蟲其殼體氧同位素值，有明顯的差異，配合現場 CTD 所量測到的溫、鹽資料（如圖二十二），可以看出在較高溫、低鹽的季節，浮游性有孔蟲殼體的氧同位素值均較輕。由 Kim and O'Neil (1997) 的平衡方程式得知當海水溫度改變約 4.64°C 會造成海水氧同位素約 1‰ 的差異，而南海海水鹽度改變約 1 個單位會造成海水氧同位素改變約 0.48‰ (林清芬, 2000)，以深度 50m 為例，由圖二十二的水文資料顯示此四個地點溫度的季節差異，由左至右，分別為 2.7 、 1.5 、 5.4 、 1.8°C ，造成海水氧同位素值改變約 0.58 、 0.32 、 1.16 、 0.39‰ ；而鹽度的季節差異，由左至右，分別為 0.3 、 0.1 、 0.5 、 0.3 ，造成海水氧同位素值改變約 0.14 、 0.05 、 0.24 、 0.14‰ 。根據以上所述，在南海溫度的季節性差異對海水氧同位素值有較顯著的影響，所以造成浮游性有孔蟲殼體氧同位素的差異，溫度效應會大於鹽度效應，也就是殼體氧同位素之季節性變化，主要受表水溫度的影響。



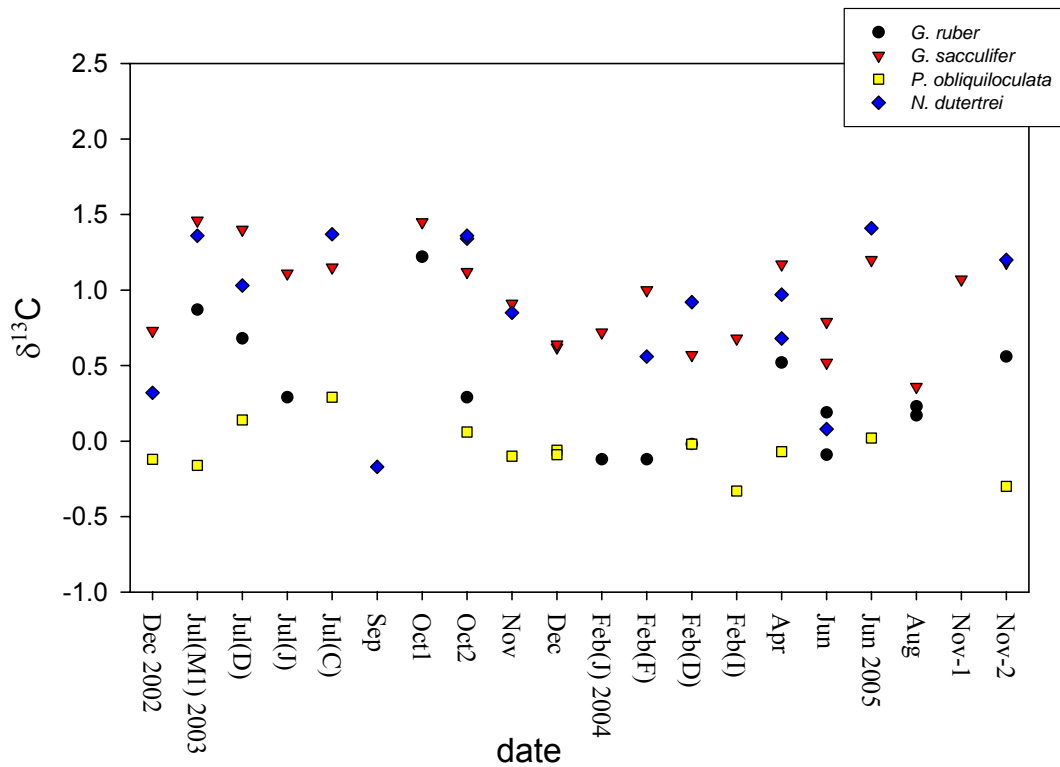
圖二十一 相同位置不同季節下，四種屬殼體氧同位素分析結果（背景顏色代表不同採樣區域）



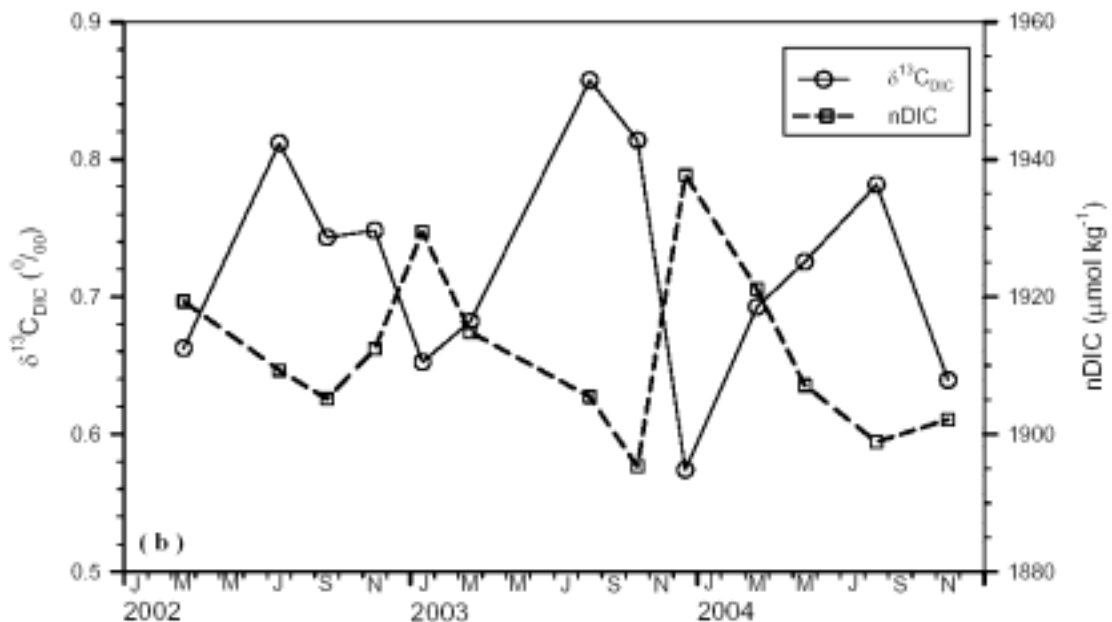
圖二十二 相同位置不同季節的溫、鹽變化圖（各採樣區域同上圖）

B 碳同位素的季節性變化

圖二十三為在深度 100m 拖網所收集到的四種種屬殼體碳同位素值隨季節的變化情形，結果雖然沒有像氧同位素那樣明顯的季節性變化，不過其中 *G. ruber*、*G. sacculifer* 和 *N. dutertrei* 的季節性差異有較顯著，可以看出碳同位素值通常在夏季有較重的趨勢，在冬季有較輕的趨勢。根據施詠嚴 (2005) 分析南海 SEATS 測站(18°N; 115.5°E) 混合層中海水溶解態無機碳同位素值 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$; 圖二十四)， $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 有明顯的季節性變化，通常在夏季 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值較高，冬季 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值較低。本研究浮游性有孔蟲殼體的碳同位素季節性變化與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 紀錄相同 (如圖二十三與二十四)，說明了浮游性有孔蟲殼體碳同位素紀錄，即反映周遭海水的碳同位素組成。



圖二十三 浮游性有孔蟲殼體碳同位素的季節性變化，水平軸：依採樣時間順序排列；I、D、F、J、C、M1 為測站編號；Oct1、Oct2、Nov-1、Nov-2 表示不同航次。

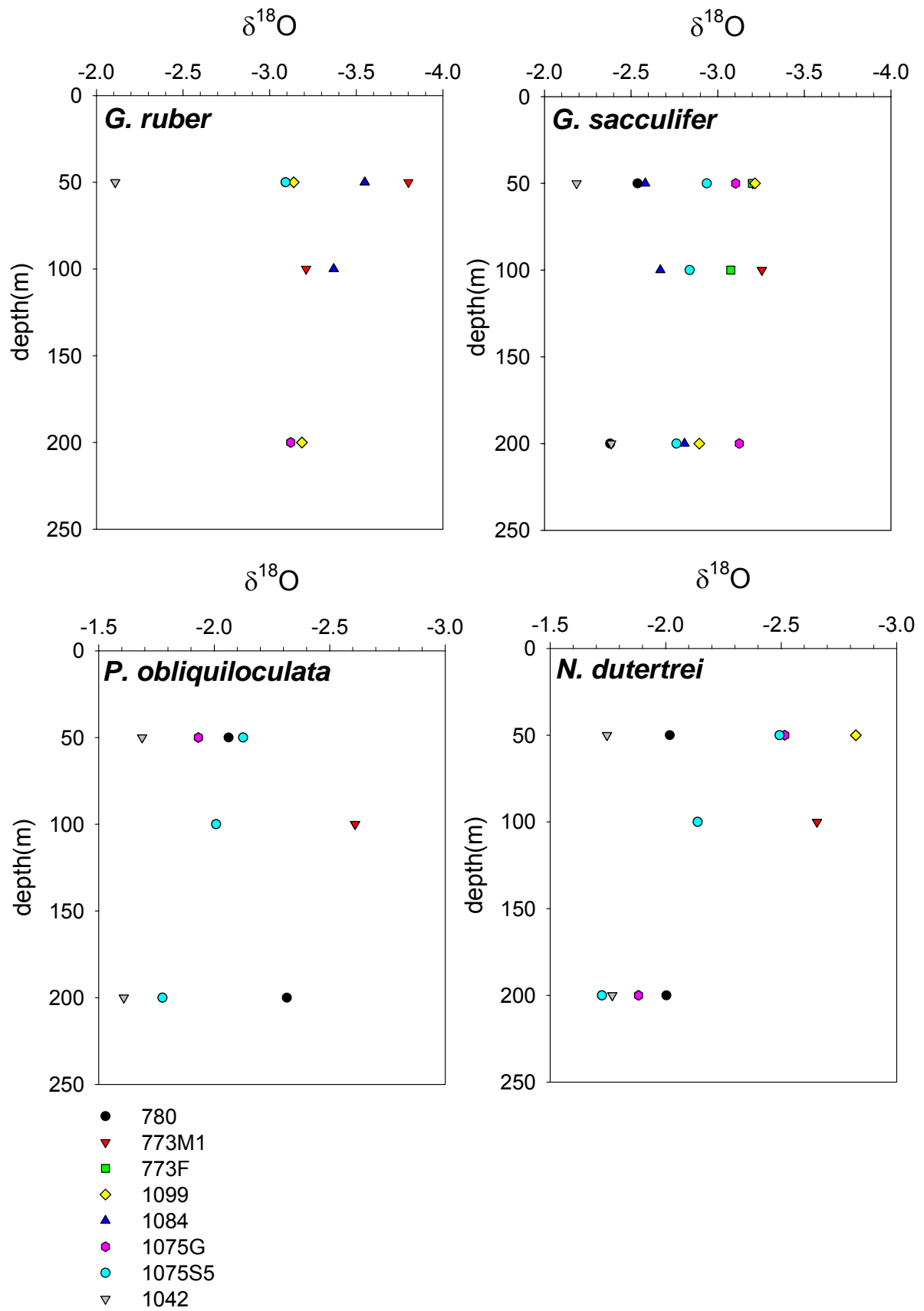


圖二十四 SEATS 測站混合層中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 及 nDIC 平均值之時序變化 (取自施詠嚴, 2005)

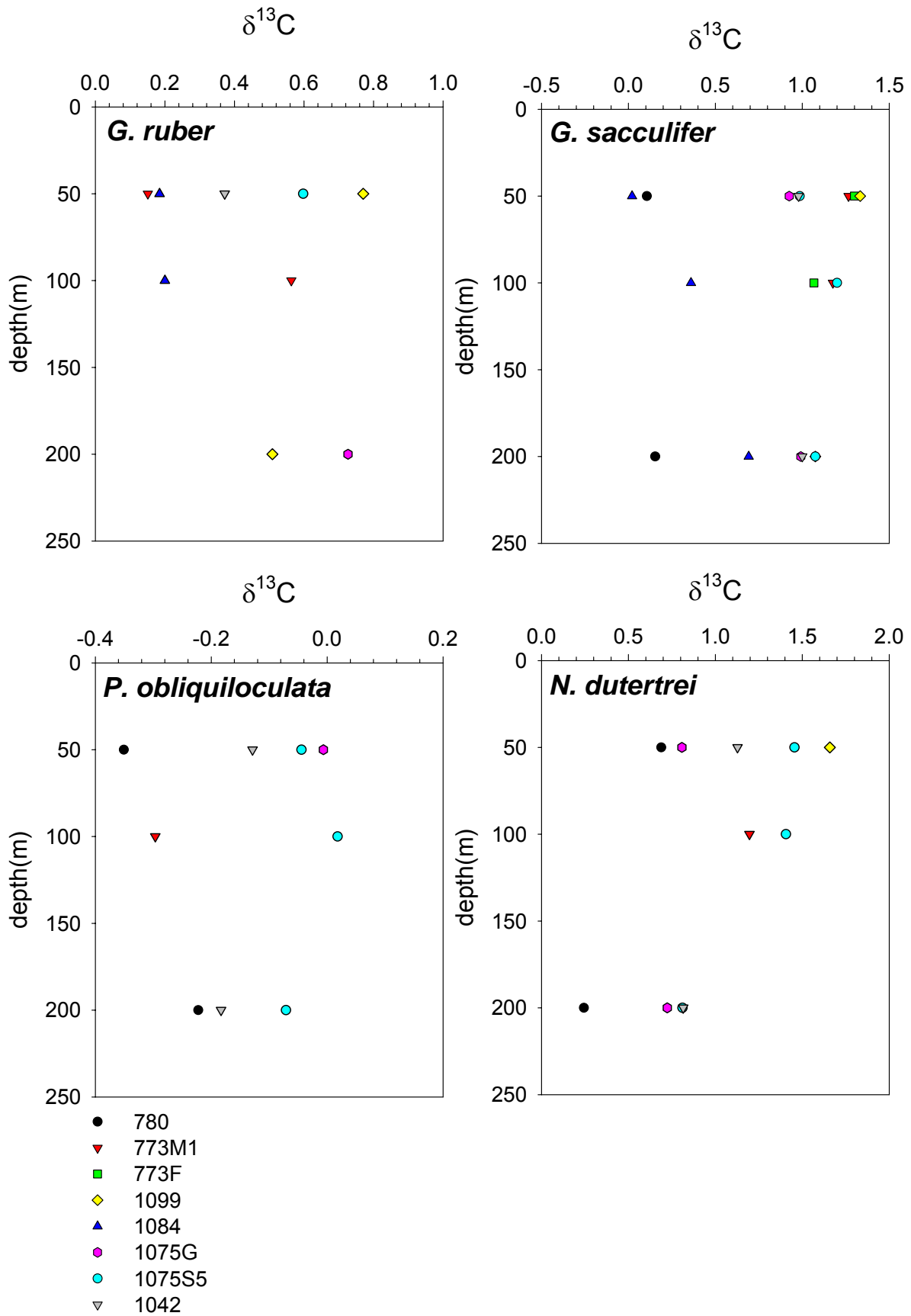
C 碳、氧同位素隨深度的變化

在同一採樣位置於各個不同的深度進行採集拖網樣本，探討四優勢種屬殼體氧同位素值隨深度的變化，如圖二十五所示，此八個採樣點在各個收集深度所得到的有孔蟲以淺水種 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 較輕，深水種 *P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei* 殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 較重。各採樣點所取得的四種屬殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 值隨深度的變化並不明顯，唯一最明顯的變化趨勢在 1075S5 所收集的 *G. sacculifer*、*P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei* 殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 有隨深度增加而變重的現象。根據在 100m 拖網的研究結果顯示，有孔蟲殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 有明顯的季節性變化，所以圖二十五中各採樣點在各深度所收集到的種屬殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 值有明顯差異，主要原因可能是受到季節的影響，如 1075G、1075S5、1084 和 1099 採集月份在較高溫低鹽的 6~10 月，各種屬殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 值有較輕的現象，773M1、773F、780 和 1042 採集月份在較低溫高鹽的 12~3 月，各種屬殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 值有較重的現象。

圖二十六是各採樣點所收集到的四優勢種屬殼體碳同位素值隨深度的變化，在各個收集深度所測得的淺水種 *G. ruber*、*G. sacculifer* 及深水種 *N. dutertrei* 殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 較重，深水種 *P. obliquiloculata* 殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 較輕，不過四種屬 $\delta^{13}\text{C}$ 隨深度的變化並沒有規律，除了在



圖二十五 四種屬殼體氧同位素值隨深度的變化（各符號表各航次）



圖二十六 四種屬殼體碳同位素值隨深度的變化（各符號表各航次）

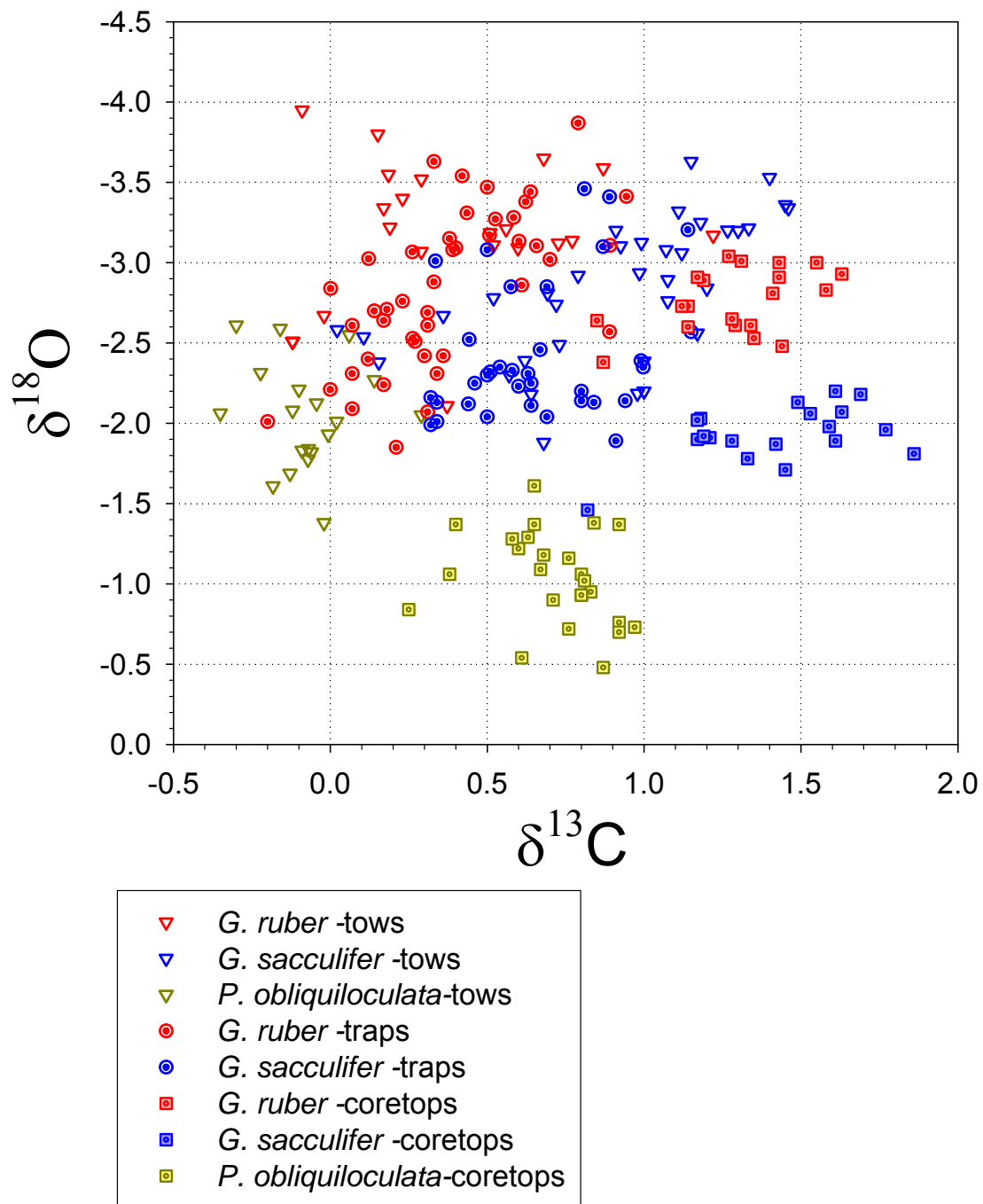
航次 1099 所收集到的 *G. ruber* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 隨深度有遞減的現象，及在航次 780、1075G、1042 所收集到的 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 隨深度有遞減的現象。根據 Cheng *et al.* (unpublished data) 分析在台灣西南海域附近的海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值，結果此區域的海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值至少比南海海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值 (Lin *et al.*, 1999) 輕 0.5‰，加上 100m 拖網研究結果指出，殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 有季節性變化 (夏季重，冬季輕)，綜合以上這兩項因素，在圖二十六中各採樣點於各深度所收集到的種屬殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 有明顯的差異，推測可能是受到季節的影響及離岸遠近的關係。

根據前人研究指出 (e.g., Spero *et al.*, 1997; Bauch *et al.*, 2002) 當海水碳酸根離子濃度增加 (或 pH 增加) 時，會造成有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 變輕。Chen and Wang (1998) 研究指出在南海地區表層海水的 pH 介於 8.23~8.27 之間，之後 pH 隨深度增加而遞減。綜合以上兩點，得知受海水碳酸根離子濃度的影響，有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 會隨深度增加而變重，本研究結果如圖二十六所示，在部份採樣點有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 有隨深度增加而變重的趨勢。

D 與其他現生樣本的分析結果比較

圖二十七係綜合 Lin *et al.* (2004)分析取自南海沈積物收集器樣本的浮游性有孔蟲 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 結果，以及 Grothmann (1996)分析南海表層沈積物的浮游性有孔蟲 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 結果，加上本研究所有拖網的有孔蟲 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 結果，其中 Lin *et al.* (2004)研究中的有孔蟲測量大小範圍與本研究相同，且為同一實驗室完成分析，而 Grothmann (1996)研究中各種屬有孔蟲殼體的測量大小範圍為 315-400 μm ，稍微不同於拖網及沈積物收集器中的有孔蟲殼體測量大小範圍，雖然有孔蟲殼體的大小，會影響所量測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，不過此差異並不大，所以還是可以與沈積物收集器及拖網來比較。

如圖二十七所示，在拖網或沈積物收集器收集到的 *G. ruber* 殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 比在表層沈積物中的 *G. ruber* 測值輕，而三種收集方式所收集到的 *G. ruber* 殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 相似。在拖網和沈積物收集器收集到的 *G. sacculifer* 殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 均比在表層沈積物中的 *G. sacculifer* 測值輕。在拖網中所收集到的 *P. obliquiloculata* 所測量到的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 比在表層沈積物的輕。根據 Waelbroeck *et al.* (2005) 研究指出表層沈積物中的浮游性有孔蟲其殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 重於現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ ，約為 0.2~0.8‰，且越往低緯地區差異值越大。根據圖二十七的結果計算出 *G. ruber* 在拖網所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平

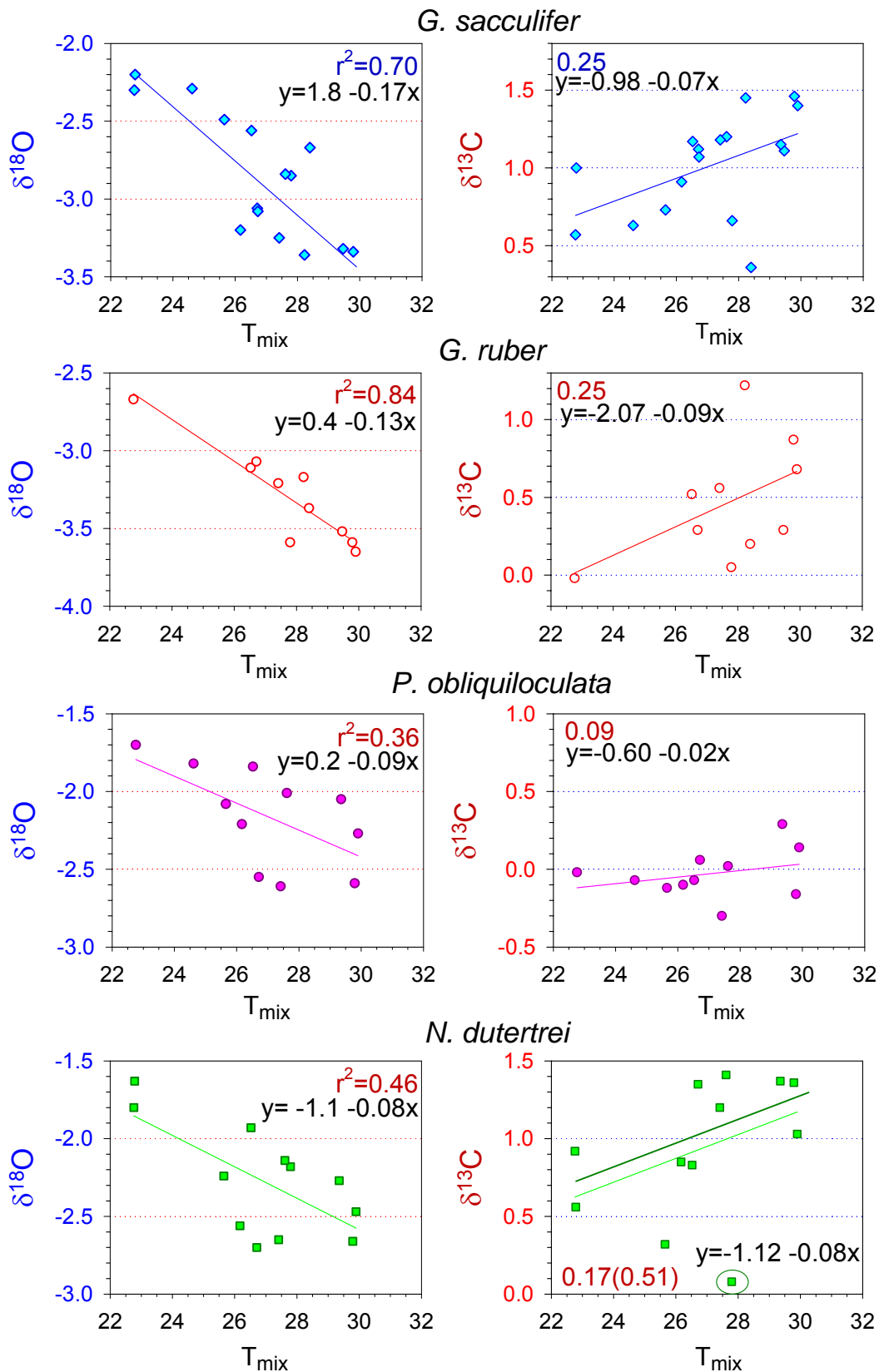


圖二十七 拖網、沈積物收集器、表層沈積物之浮游性有孔蟲碳、氧同位素分析結果

均為-3.19 (n=21)，在沈積物收集器所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-2.84 (n=44)，在表層沈積物所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-2.76 (n=20)。G. *sacculifer* 在拖網所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-2.83 (n=35)，在沈積物收集器所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-2.40 (n=34)，在表層沈積物所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-1.94 (n=19)，P. *obliquiloculata* 在拖網所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-2.02 (n=20)，在表層沈積物所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均為-1.04 (n=25)。所以，對 G. *ruber* 而言，在表層沈積物所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 比在拖網及沈積物收集器所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 重，差異值分別為 0.45‰、0.08‰；以 G. *sacculifer* 而言，在表層沈積物所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 比在拖網及沈積物收集器所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 重，差異值分別為 0.90‰、0.46‰；以 P. *obliquiloculata* 而言，在表層沈積物所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 比在拖網中所測到的 $\delta^{18}\text{O}$ 重，差異值約為 0.98‰，綜合以上，可知不同收集方式所得到的現生三種屬殼體 $\delta^{18}\text{O}$ ，有明顯的差異值，此結果與 Waelbroeck et al. (2005)相符，特別是 G. *sacculifer* 和 P. *obliquiloculata* 較為明顯。碳同位素的部分，如同氧同位素的觀察結果，明顯的顯示由拖網至沈積物收集器、表層沈積物所收集到的三種屬殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 有越來越重的趨勢，根據上述的結果，推測 G. *sacculifer* 和 P. *obliquiloculata* 在沈降的過程中可能有發生差異溶解 (Wu et al., 1990)的現象。

E 碳、氧同位素與水文環境的關係

許多拖網的研究結果指出，浮游性有孔蟲的生長活動範圍垂直分散於上層水團中，且其居住深度範圍對殼體的氧同位素值有很大影響（e.g., Mortyn and Charles, 2003; Kuroyanagi and Kawahata, 2004）。殼體氧同位素的分析結果顯示，淺水種種屬的造殼深度範圍遠小於其整個生長垂直活動範圍（Fairbanks and Wiebe, 1980; Waelbroeck *et al.*, 2005）。圖二十八是深度 100m 拖網中的四種種屬殼體碳、氧同位素值與混合層溫度（ T_{mix} ）的關係，結果顯示，如同一般所預期，四種種屬殼體的 $\delta^{18}O$ 與 T_{mix} 的關係（*G. ruber*: $r^2 = 0.70$; *G. sacculifer*: $r^2 = 0.84$; *P. obliquiloculata*: $r^2 = 0.36$; *N. dutertrei*: $r^2 = 0.46$ ），通常比其殼體的 $\delta^{13}C$ 與 T_{mix} 的關係（*G. ruber*: $r^2 = 0.25$; *G. sacculifer*: $r^2 = 0.25$; *P. obliquiloculata*: $r^2 = 0.09$; *N. dutertrei*: $r^2 = 0.17 \sim 0.39$ ）較為明顯，特別是淺水種種屬 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 殼體的 $\delta^{18}O$ 與 T_{mix} 的關係（ $r^2 = 0.70, 0.84$ ），最為明顯。根據 Mulitza *et al.* (2003) 利用拖網及過濾表水的研究結果指出，現生的 *G. ruber* 與現生的 *G. sacculifer* 其殼體 $\delta^{18}O$ 與溫度的關係，於統計學上幾乎一致、難以分辨。在本研究中如圖二十八，也同樣看到 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 殼體的 $\delta^{18}O$ 對 T_{mix} 的關係斜率非常相近，分別為 $-0.17\text{‰}/^{\circ}C$ 及 $-0.13\text{‰}/^{\circ}C$ 。

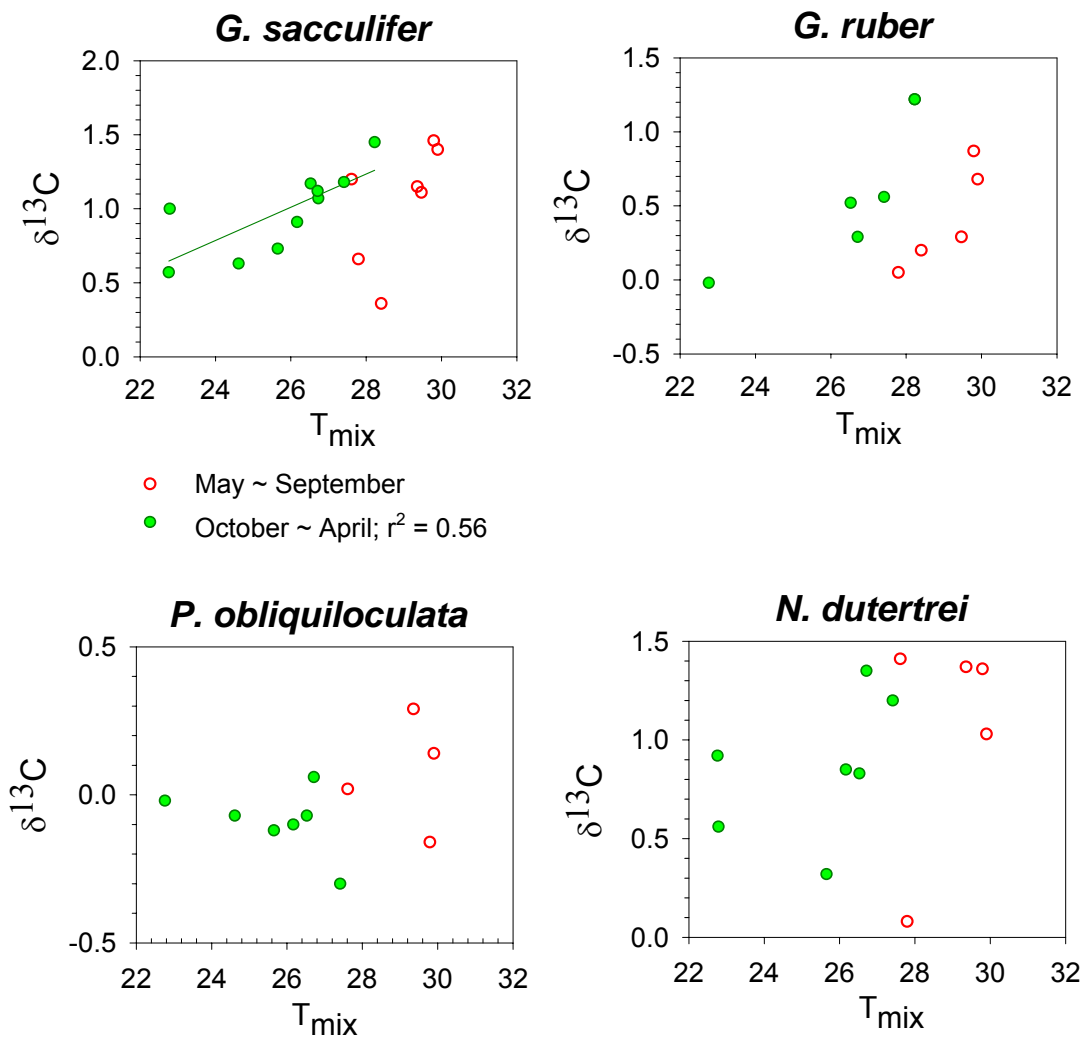


圖二十八 有孔蟲殼體碳、氧同位素與混合層溫度 (T_{mix}) 的關係，

圖裡面的數字代表所有資料點的 R-square (r^2)。

在殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 T_{mix} 的關係上(如圖二十八),除了 *N. dutertrei* ($r^2 = 0.17 \sim 0.39$) 外,其餘種屬均無明顯的關係。對 *N. dutertrei* 而言,若最輕的 $\delta^{13}\text{C}$ 值不列入討論(如圖二十八), r^2 會從 0.17 上升為 0.39。此最輕的 $\delta^{13}\text{C}$ 值取自航次 980(如圖三),位置非常接近台灣西南海域,所以浮游性有孔蟲的殼體會記錄到如此輕的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,可能是受沿岸較富營養鹽的海水所影響(Lin et al., 1999)。

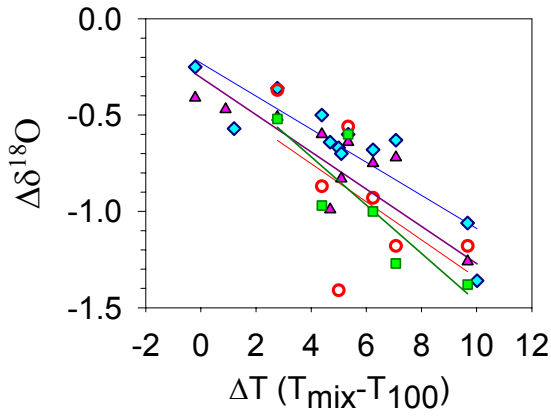
因浮游性有孔蟲殼體的碳同位素值反應此種屬的食物來源與種類,理論上會受到表水生產力隨季節變化的影響,運用此觀念將圖二十八中關於 $\delta^{13}\text{C}$ 與 T_{mix} 的關係圖,分兩個期間來討論(西南季風期:5~9月;東北季風期:10月~4月),繪製成圖二十九,結果顯示 *G. sacculifer* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 T_{mix} 的關係在 10~4月($r^2 = 0.40; 0.56$) 比 5~9月明顯,表示此種屬殼體的碳同位素值反映的是東北季風期(10月~4月)表水生產力的情形。其餘 *N. dutertrei* 和 *P. obliquiloculata* 於兩個季風期間其殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 T_{mix} 均無明顯關係,另外 *G. ruber* 的數據不足,不列入討論。



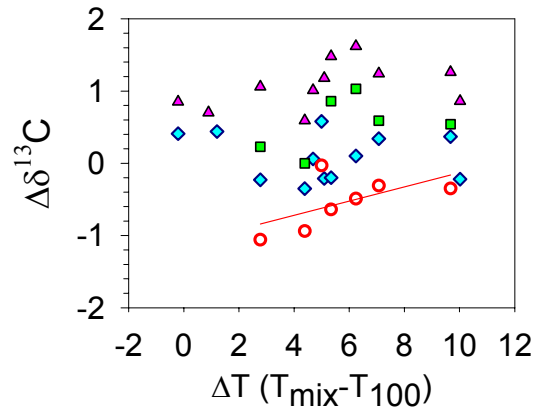
圖二十九 西南季風期（5~9月）、東北季風期（10~4月）浮游性有孔蟲殼體碳同位素與混合層溫度（ T_{mix} ）的關係

古海洋的研究經常藉各種不同的淺、深水種的浮游性有孔蟲殼體之氧同位素差 ($\Delta\delta^{18}\text{O}$)，重建過去海水層化現象的程度 (e.g., Mulitza *et al.*, 1997; Lin *et al.*, 1997; Spero *et al.*, 2003; Tian *et al.*, 2005)。圖三十即應用此方法，以淺水種 (*G. ruber* 和 *G. sacculifer*) 和深水種 (*N. dutertrei* 和 *P. obliquiloculata*) 殼體之碳、氧同位素差 ($\Delta\delta^{13}\text{C}$ 、 $\Delta\delta^{18}\text{O}$) 與採樣時溫度梯度 (ΔT) 和混合層厚度的比較，分別探討此四種淺、深水種的組合 (*G. ruber*—*N. dutertrei*、*G. sacculifer*—*N. dutertrei*、*G. ruber*—*P. obliquiloculata*、*G. sacculifer*—*P. obliquiloculata*) 殼體之 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 、 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ，與 ΔT 及混合層深度的關係，結果以 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 與 ΔT 及混合層深度有較明顯的關係， $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 與此兩項參數則無明顯的關係。

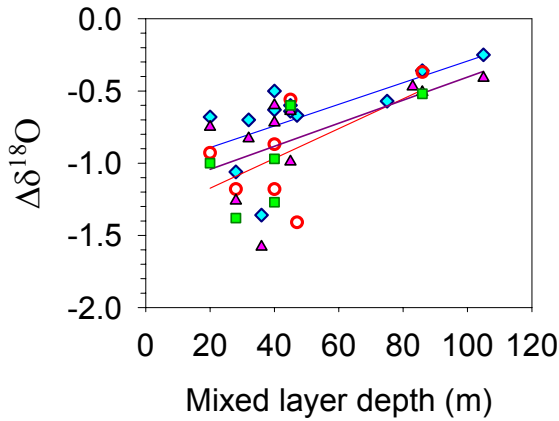
一般認為當混合層的厚度越小， ΔT 越大，反映在淺、深水種的氧同位素差值就會越大，也就是當時上層海水的層化程度較明顯。如圖三十所示，此四種種屬組合的氧同位素差 ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) 與溫度梯度 (ΔT) 呈一負相關 ($r^2 = 0.35\sim 0.50$)、與混合層深度呈一正相關 ($r^2 = 0.35\sim 0.78$)，其中以 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 與 ΔT 有較明顯的負相關，意即當 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 值越小 ($|\Delta\delta^{18}\text{O}|$ 越大)， ΔT 值越大，特別是 *G. sacculifer* 和 *N. dutertrei*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata*、*G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 和 ΔT 的負相關較明顯 ($r^2 = 0.78, 0.75, 0.74$)，雖然 *G. ruber* 和 *N. dutertrei* 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 和 ΔT 的負相關較不



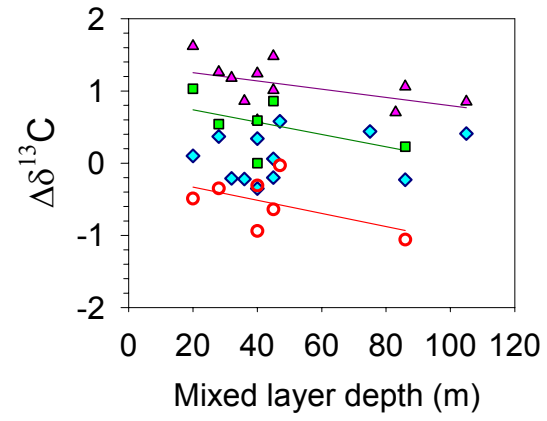
- ◆ *G. sacculifer* - *N. dutertrei*; $r^2 = 0.78$
- *G. ruber* - *N. dutertrei*; $r^2 = 0.35$
- ▲ *G. sacculifer* - *P. obliquiloculata*; $r^2 = 0.75$
- *G. ruber* - *P. obliquiloculata*; $r^2 = 0.74$



- ◆ *G. sacculifer* - *N. dutertrei*
- *G. ruber* - *N. dutertrei*; $r^2 = 0.35$
- ▲ *G. sacculifer* - *P. obliquiloculata*
- *G. ruber* - *P. obliquiloculata*



- ◆ *G. sacculifer* - *N. dutertrei*; $r^2 = 0.42$
- *G. ruber* - *N. dutertrei*; $r^2 = 0.35$
- ▲ *G. sacculifer* - *P. obliquiloculata*; $r^2 = 0.38$
- *G. ruber* - *P. obliquiloculata*; $r^2 = 0.50$



- ◆ *G. sacculifer* - *N. dutertrei*
- *G. ruber* - *N. dutertrei*; $r^2 = 0.28$
- ▲ *G. sacculifer* - *P. obliquiloculata*; $r^2 = 0.24$
- *G. ruber* - *P. obliquiloculata*; $r^2 = 0.26$

圖三十 淺、深水種種屬殼體的碳氧同位素差與溫度變化 (ΔT)、混合層深度的關係

明顯 ($r^2 = 0.35$)，不過斜率是相近的。所以在南海北部，可利用上述的三種組合 (*G. sacculifer* 和 *N. dutertrei*、*G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata*、*G. ruber* 和 *P. obliquiloculata*) 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ ，重建過去海水層化現象的程度。Tian *et al.* (2005) 即應用 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 來重建最近 1.56 百萬年來南海地區斜溫層的變化史。

3.2 浮游性有孔蟲殼體的碳、氧同位素與周遭海水的關係

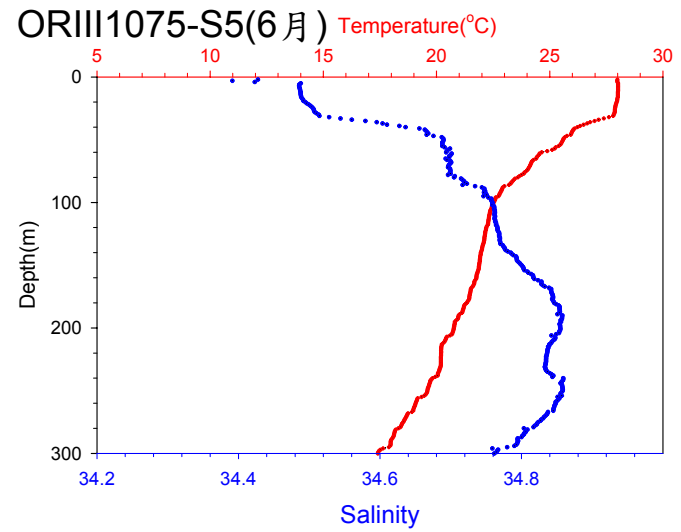
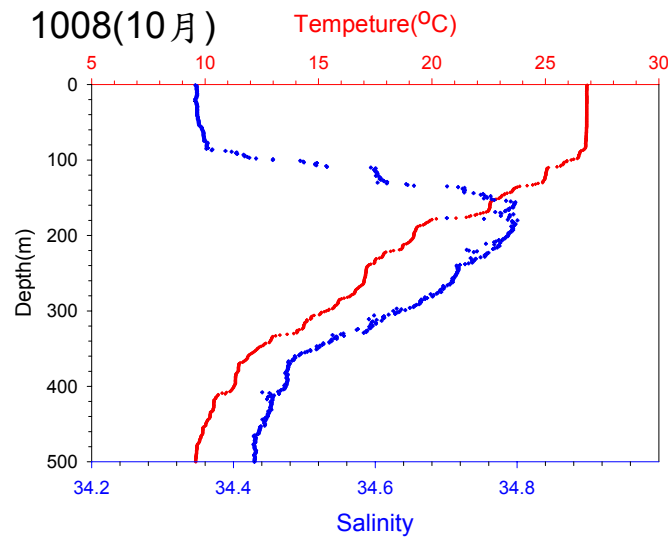
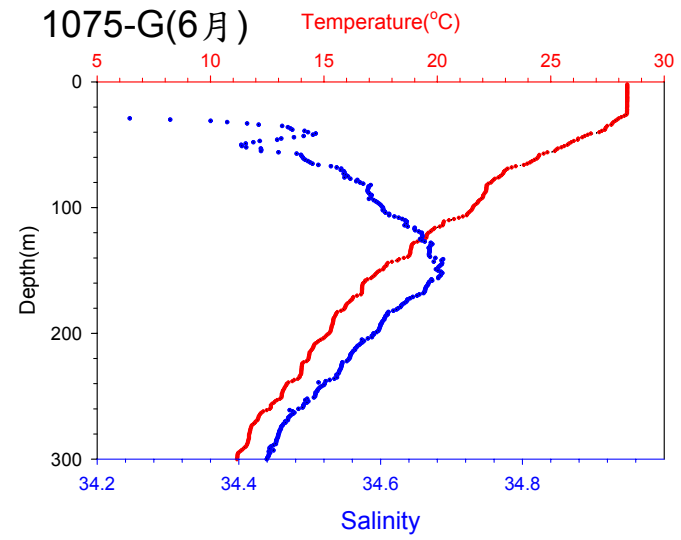
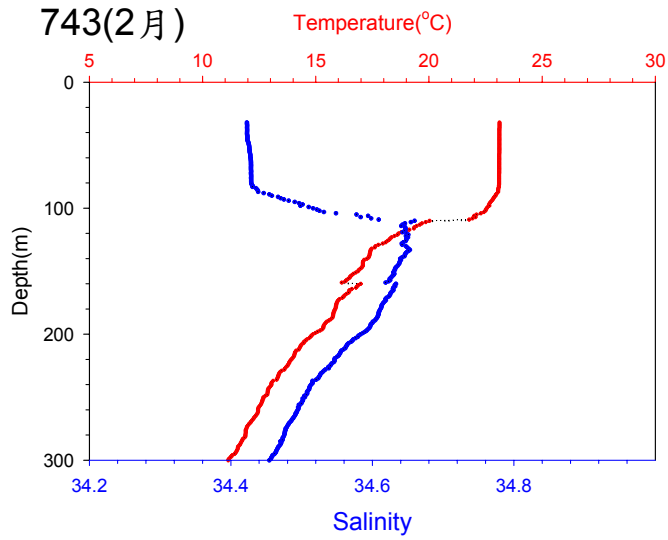
現生浮游性有孔蟲殼體記錄的氧同位素值與利用平衡方程式所計算出的方解石理論氧同位素值已被證實有明顯差異 (e.g., Duplessy *et al.*, 1981; Bemis *et al.*, 1998)。碳同位素方面，現生浮游性有孔蟲殼體紀錄的碳同位素值也與海水中溶解態無機碳的碳同位素有明顯的差異 (Banch *et al.*, 2002)。不過在南海地區此相關研究非常有限，因此為了探討現生浮游性有孔蟲殼體的碳氧同位素值與周遭海水碳氧同位素值之關係，本研究在同一位置採集不同深度拖網樣本，總計共有 10 個採樣點，並於其中 4 個採樣點，同時採取表層 0~300m 的海水進行碳氧同位素分析。

3.2.1 海水的分析結果

以下分別為 6 月及 1 月在靠近南海的採樣點 (航次 1075-G 及 743)，以及 10 月及 6 月在靠近呂宋海峽的採樣點 (航次 1008 及 1075-S5)，各採樣點的水文資料與海水碳、氧同位素分析結果。

A 水文資料

圖三十一為四個採樣點所得之 CTD 溫鹽資料，由溫鹽對深度的關係圖得知，靠近南海的採樣點 (航次 1075-G) 表水鹽度約為 34.24，隨著深度增加，鹽度逐漸遞增，到水深 140-160m 達鹽度極大值 34.68，160-300m 隨著深度遞增而鹽度遞減，另外表水溫度約



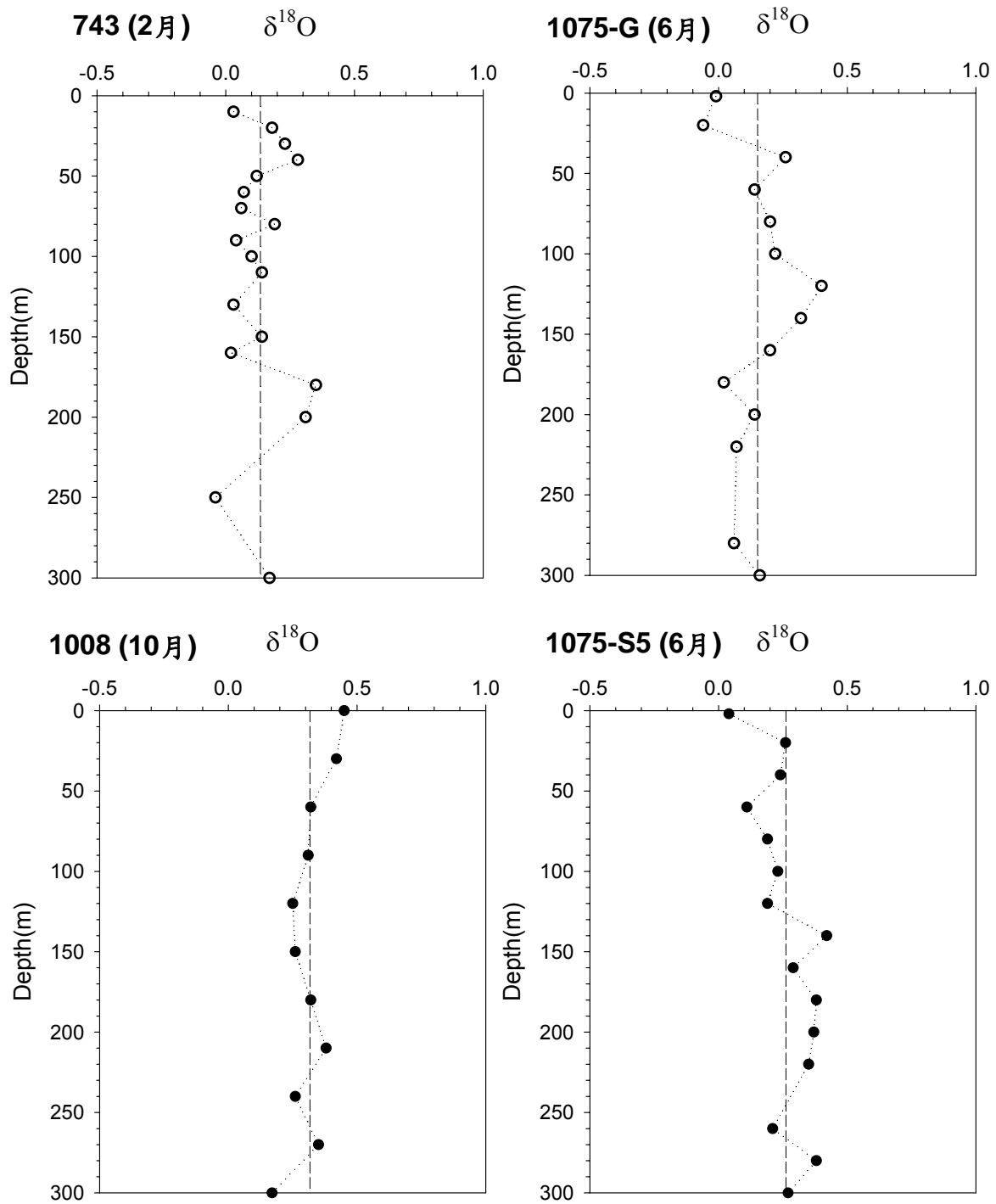
圖三十一 南海((a)、(b))及呂宋海峽((c)、(d))採樣點的溫鹽垂直剖面圖

為 28.2°C，表水至 300m 隨著深度增加而溫度逐漸遞減。航次 743 表水鹽度約為 34.40，隨著深度增加，鹽度逐漸遞增，到水深 120-140m 達鹽度極大值 34.64，140-300m 隨著深度遞增而鹽度遞減，而表水溫度約為 23.0°C，表水至 300m 隨著深度增加而溫度逐漸遞減。

靠近呂宋海峽的採樣點（航次 1008）表水鹽度約為 34.36，隨著深度增加，鹽度逐漸遞增，到水深 160-200m 達鹽度極大值為 34.80，200-500m 隨著深度遞增而鹽度遞減，另外表水溫度約為 26.9°C，表水至 500m 隨著深度增加而溫度逐漸遞減。航次 1075-S5 表水鹽度約為 34.40，隨著深度增加，鹽度逐漸遞增，到水深 180-200m 達鹽度極大值 34.86，200-300m 隨著深度遞增而鹽度遞減，另外表水溫度約為 28.0°C，表水至 300m 隨著深度增加而溫度逐漸遞減（如圖三十一）。縱合以上的水文資料可以得知，南海表水溫、鹽度比呂宋海峽低，主要因南海水具有低溫、低鹽的特徵（Wyrcki, 1961; Gong *et al.*, 1992）。此低溫、低鹽特徵之南海表水，會與流經東經 122-123 度具高溫、高鹽特性之黑潮水混合，因此呂宋海峽表水溫鹽度比南海表水高（林清芬，2000）。

B 海水氧同位素結果

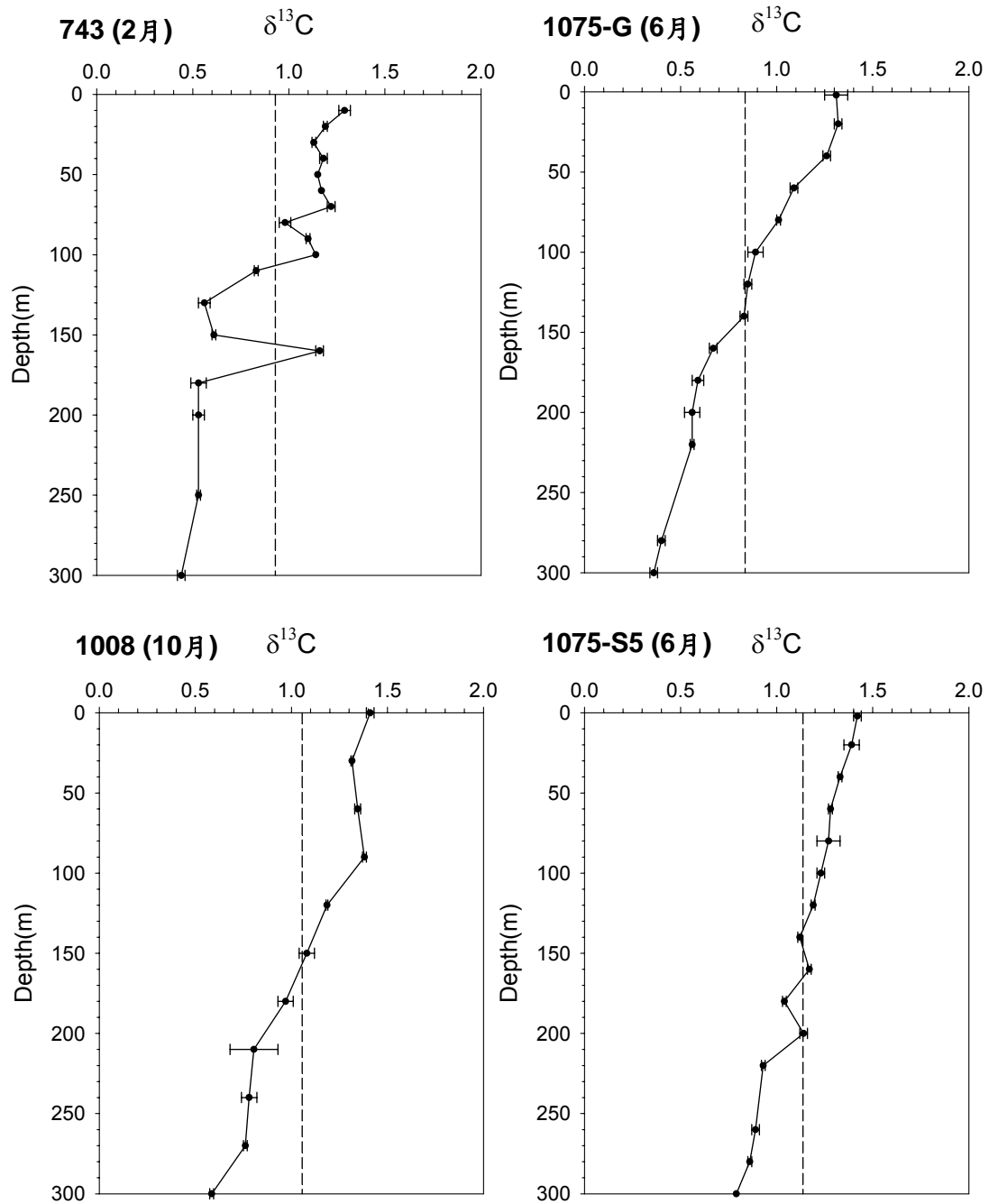
自然界的水分子 (H_2O) 存在著數種主要同位素，其存在量受蒸發、降雨等影響，一般大洋海水氧同位素值 ($\delta^{18}\text{O}_w$) 介於 $0\sim 2\text{‰}$ 之間 (SMOW; Ferronsky et al., 1989)。圖三十二為本研究四個測站的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值相對於 SMOW 隨深度的變化，在南海於航次 1075-G 及 743 取得的海水其氧同位素值 ($\delta^{18}\text{O}_w$) 對深度的變化範圍介於 $-0.08\sim 0.4\text{‰}$ ，季節性 (10 月 vs. 2 月) 差異不大，表水約為 0‰ ，其中航次 1075-G 的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 極大值位於水深 120m 處約為 0.4‰ ，航次 743 的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 極大值位於水深 180m 處約為 0.35‰ 。航次 1075-S5 及 1008 在呂宋海峽取得的海水其 $\delta^{18}\text{O}_w$ 對深度的變化範圍介於 $0.03\sim 0.45\text{‰}$ ，航次 1075-S5 表水約為 0.03‰ ，極大值位於水深 140m 處約為 0.4‰ ；航次 1008 表水約為 0.45‰ ，之後隨深度增加而減少，至 300m 處約為 0.2‰ 。根據前人研究指出 (e.g., Hu et al., 2000; Qu et al., 2000) 黑潮不分季節均從呂宋海峽入侵南海，又以冬季時對南海水文的影響最大，夏天次之，春天和秋天影響最小。整體而言，本研究不論是 6 月及 2 月在南海 (航次 1075-G、743) 或 10 月及 6 月在靠近呂宋海峽 (航次 1075-S5、1008) 的測站採樣分析結果，除了航次 1008 以外，其餘採樣點的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 隨深度的變化趨勢相似，並出現具較重海水氧同位素之黑潮水 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值約 0.42‰) 的訊號。



圖三十二 海水氧同位素的垂直剖面圖(垂直虛線代表 0~300m 海水
氧同位素平均值)

C 海水碳同位素結果

海水中溶解態無機碳之穩定碳同位素碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) 主要受海氣之間的氣體交換作用、生物行光合和呼吸作用和有機體被細菌分解的氧化作用等影響 (Labeyrie and Duplessy, 1985)。根據前一節所述的海水氧同位素結果顯示，本研究四個測站的海水或多或少都有混到黑潮水。圖三十三為四個測站的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 隨深度的變化，四測站 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 在 0m 均有最大值約為 1.3~1.4‰，之後隨深度的增加而遞減至 300m 約為 0.35~0.8‰，與 Lin *et al.* (1999) 在南海東北部研究結果 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 於表層有最大值約為 1.6‰，其後隨深度增加而遞減相類似。整體而言，在南海測站 (ORIII1075-G、ORI743) 分析 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 結果均比在靠近呂宋海峽的測站 (ORIII1075-S5、ORIII1008) 來得輕，推測是受高溫高鹽低營養鹽的黑潮水影響，使得呂宋海峽的測站 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 較重。



圖三十三 海水碳同位素的垂直剖面圖(垂直虛線代表 0~300m 海水
碳同位素平均值)

分析同一採樣點各深度浮游性有孔蟲殼體的碳、氧同位素 ($\delta^{13}\text{C}_f$ 、 $\delta^{18}\text{O}_f$)及海水的碳、氧同位素($\delta^{13}\text{C}_w$ 、 $\delta^{18}\text{O}_w$)後，以下將比較 $\delta^{18}\text{O}_f$ 與 $\delta^{18}\text{O}_c$ (方解石的氧同位素值)隨深度的變化，以及 $\delta^{13}\text{C}_f$ 與 $\delta^{13}\text{C}_w$ 隨深度的變化，探討浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 與周遭海水碳、氧同位素組成的關係。

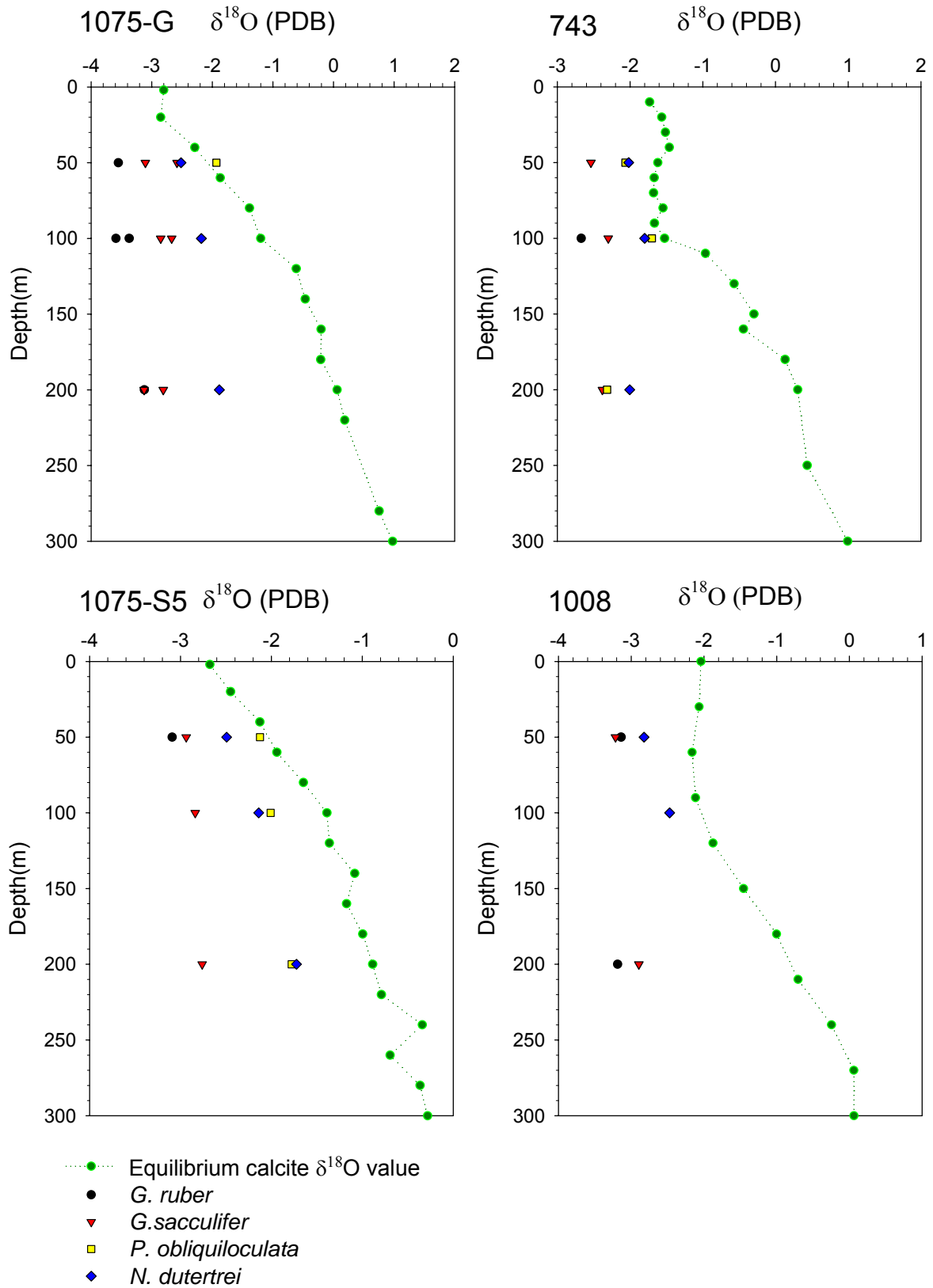
3.2.2 浮游性有孔蟲的 $\delta^{18}\text{O}$ 與周遭海水 $\delta^{18}\text{O}$ 的關係

將四個採樣點實測的各深度 $\delta^{18}\text{O}_w$ 及CTD所量測的溫度(T)，代入 Kim and O'Neil (1997)利用無機方解石所發展的平衡方程式：

$$T (\text{°C}) = 16.1 - 4.64(\delta_c - \delta_w) + 0.09(\delta_c - \delta_w)^2$$

$$\delta_c \text{ correction (VSMOW to VPDB): } - 0.27\text{‰}$$

其中 δ_c 表方解石的氧同位素值， δ_w 表海水的氧同位素值，由已知的 T 及 δ_w ，計算出 δ_c (方解石的氧同位素值)。結合此四個測站計算出的 δ_c 與該測站或附近相同季節的多層深度拖網中有孔蟲的 $\delta^{18}\text{O}$ 的結果繪製成圖三十四， δ_c 與四種現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 隨深度的變化情形。如同前人研究結果(e.g., Volkman and Mensch, 2001; Mortyn and Charles, 2003)，在本研究區域同樣看到計算的理論氧同位素值(δ_c)均與現生浮游性有孔蟲種屬 *G. ruber*、*G. sacculifer*、*P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 有明顯的差異(如圖三十四)。由各種屬的 $\delta^{18}\text{O}$ 隨深度的變化可以看到各種屬的 $\delta^{18}\text{O}$ 隨深度幾乎沒有明顯差異，也就是無論在哪個深度的拖網所收集到的有孔蟲其殼體



圖三十四 現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 與方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 隨深度的

關係圖

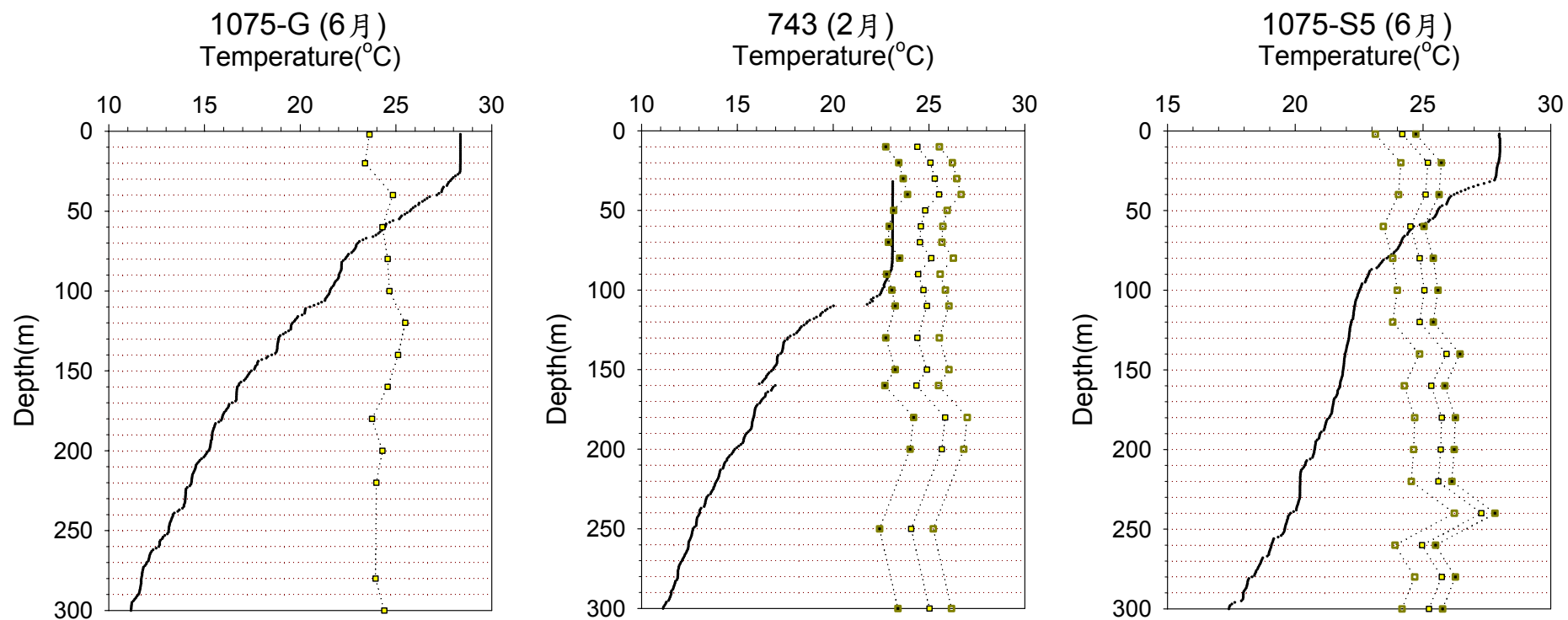
的 $\delta^{18}\text{O}$ 均相似，意即浮游性有孔蟲在生長過程會上下遷移，所收集到的深度並不代表其棲息深度或造殼深度。不過由 δ_{C} 與 $\delta^{18}\text{O}_{\text{f}}$ 隨深度的分佈範圍，可以看出基本上此四種有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 實測值與利用公式所計算的 $\delta^{18}\text{O}$ 理論值有明顯的差異。可能為有孔蟲成長過程受到一些化學或物理參數的改變，而對不同的個體所造成的影響，如棲息深度、殼體鈣化速率或共生藻的光合作用等，即所謂的生命效應 (vital effect; Labeyrie and Duplessy, 1985)，以及受到海水碳酸根濃度的影響 (Spero *et al.*, 1997)，所以與利用無機方解石所推導出的平衡方程式會有相當的差異。

整體而言，四種屬的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 的差異有隨深度增加而有遞增的趨勢，其中淺水種 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 的差異較深水種種屬 *P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 的差異來得大。在深度 100m 以上，除了 *P. obliquiloculata* 以外，其餘三種屬的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 的差異幾乎為一定值，沒有隨深度而改變。比較各種屬的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} ，結果顯示，以浮游性有孔蟲 *N. dutertrei* 和 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 較為相近。尤其是在航次 1075-G 和 1075-S5 深度 50m 處，以及航次 743 深度 100m 處，種屬 *P. obliquiloculata* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 幾乎相同 (如圖三十四)。

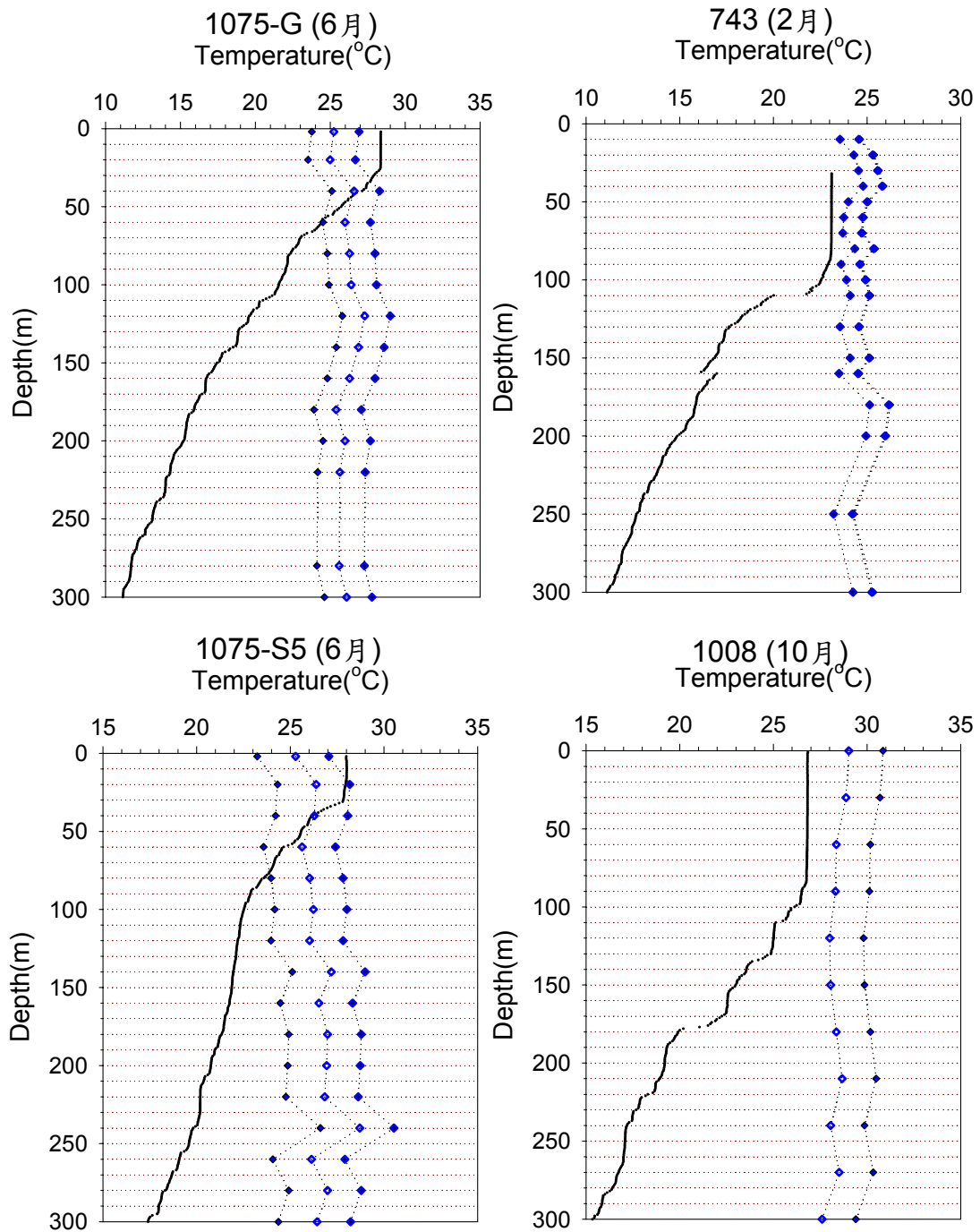
為了討論在各深度所收集的有孔蟲其殼體真正記錄的是哪一段深度範圍的海水環境，將實測 $\delta^{18}\text{O}$ 與 δ_{C} 較為相近的種屬*P. obliquiloculata*和*N. dutertrei*於各拖網深度所量測到的 $\delta^{18}\text{O}$ ，及該拖網位置所採集的0~300m海水的實測 $\delta^{18}\text{O}$ ，代入Kim and O'Neil (1997)利用無機方解石所發展的平衡方程式，回推海水溫度，再與CTD所量測到的海水溫度比較（如圖三十五、三十六）。另外*N. dutertrei*再使用Bouvier-Soumagnac and Duplessy (1985)利用現生的*N. dutertrei*所發展的平衡方程式： $T (^{\circ}\text{C}) = 10.5 - 6.58(\delta_{\text{C}} - \delta_{\text{W}})$ ，來回推溫度進行討論（如圖三十七）。經由上述的方式所計算出的海水溫度隨深度的變化曲線與實測海水溫度隨深度的變化曲線之交點，即可能為此種屬殼體所記錄的溫度範圍。

比較代入Kim and O'Neil (1997)的方程式，*P. obliquiloculata*與*N. dutertrei*所回推的海水溫度與實際海水溫度（如圖三十五、三十六），以*P. obliquiloculata*而言，兩曲線之交點介於50m~90m，顯示此種屬殼體記錄的溫度介於50m~90m。對*N. dutertrei*而言，所回推的海水溫度曲線與實際海水溫度曲線之交點介於20m~80m，表示代入Kim and O'Neil (1997)的方程式，*N. dutertrei*殼體記錄的溫度介於20m~80m。圖三十七為使用Bouvier-Soumagnac and Duplessy (1985)方程式所計算的*N. dutertrei*回推海水溫度曲線，如圖所示，*N.*

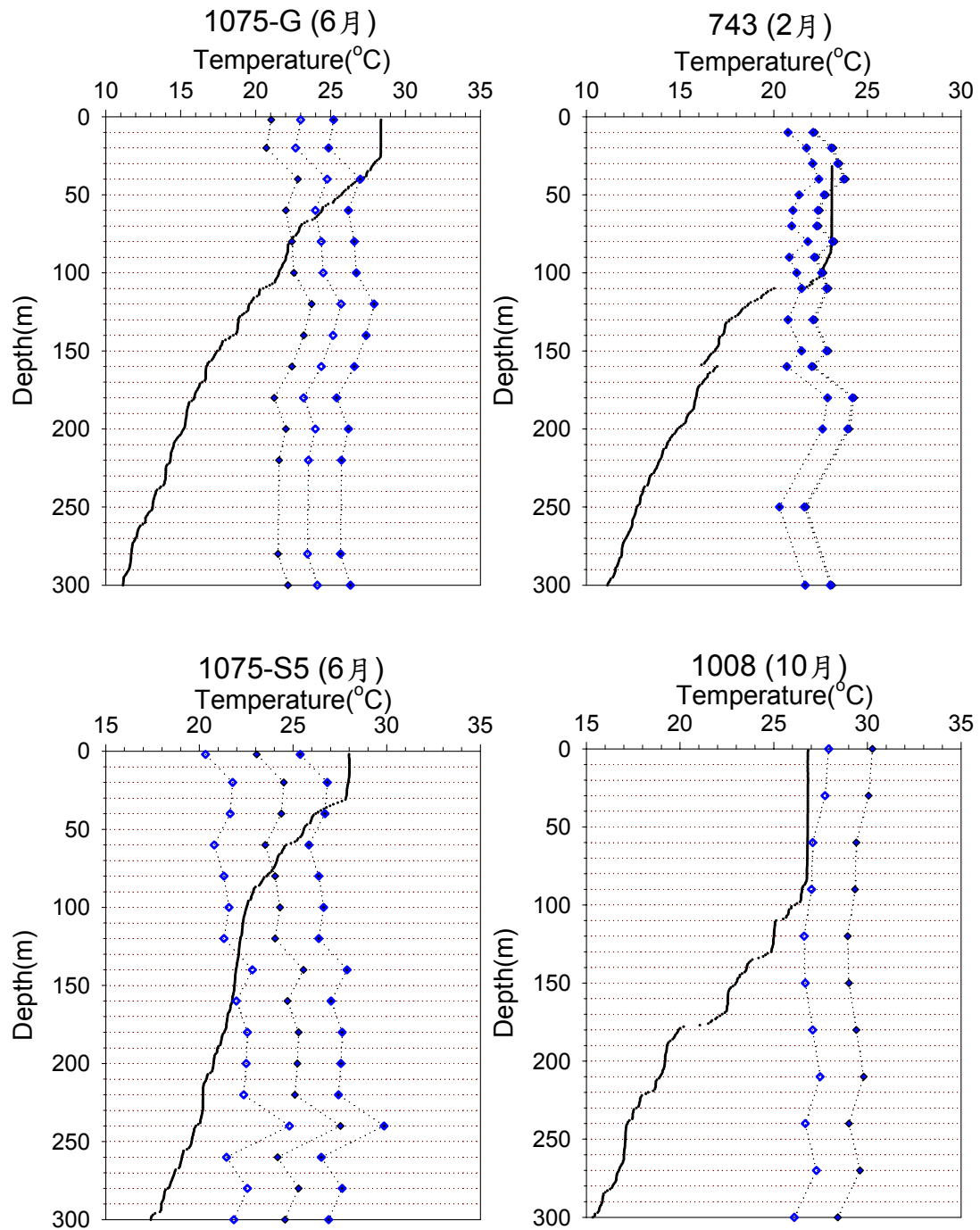
*duertrei*所回推的海水溫度曲線與實際海水溫度曲線之交點介於
40m~160m，即殼體記錄的溫度介於40m~160m。



圖三十五 *P. obliquiloculata* 代入 Kim and O'Neil (1997) 方程式回推的海水溫度 (黃色虛線) 與實測海水溫度 (黑色實線) 隨深度變化的關係



圖三十六 *N. dutertrei* 代入 Kim and O'Neil (1997) 方程式回推的海水溫度與實測海水溫度隨深度變化的關係



圖三十七 *N. dutertrei* 代入 Bouvier-Soumagnac and Duplessy

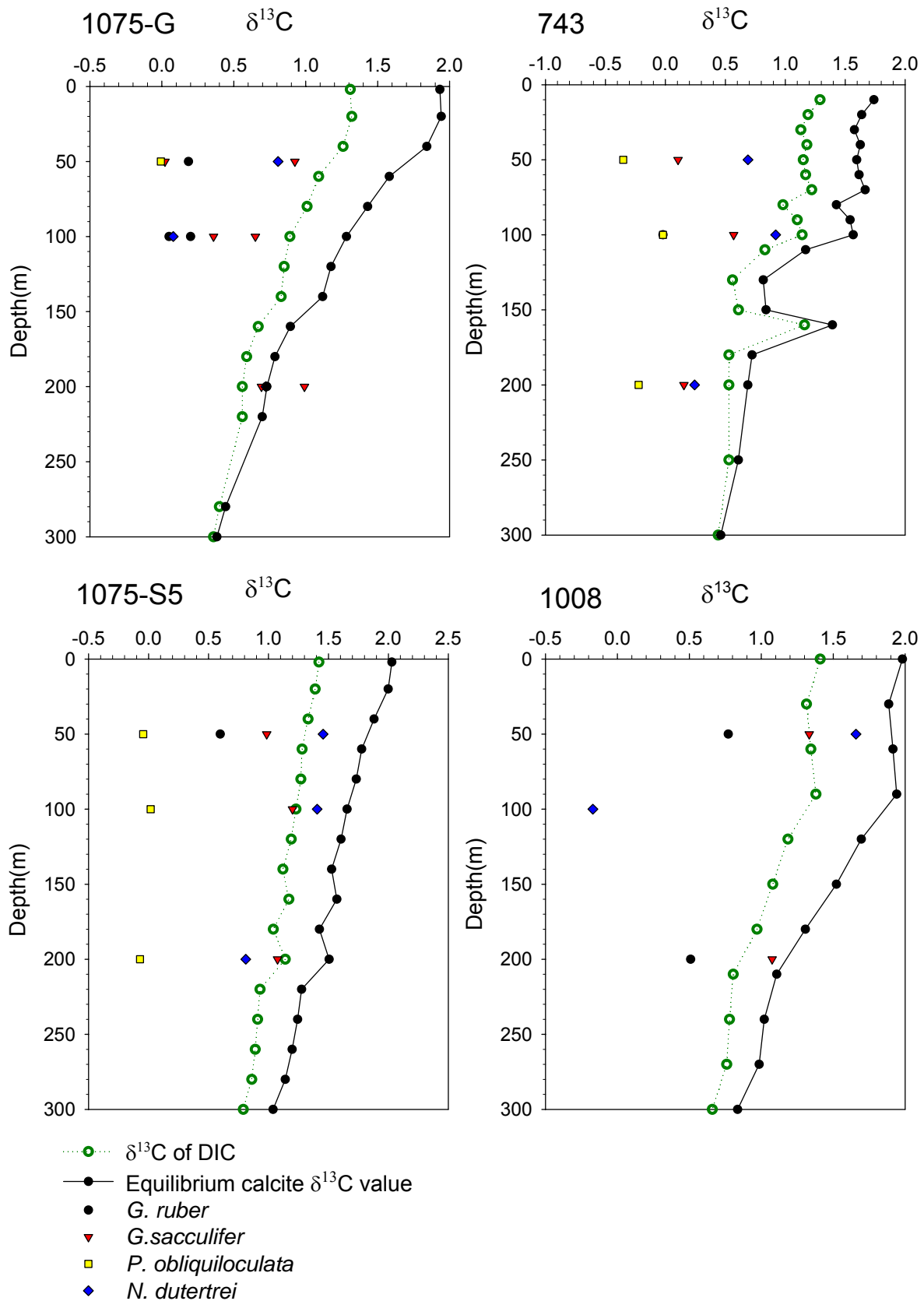
(1985)方程式回推的海水溫度與實測海水溫度隨深度變化

3.2.3 浮游性有孔蟲的 $\delta^{13}\text{C}$ 與周遭海水 $\delta^{13}\text{C}$ 的關係

利用 Grossman (1982) 的公式推算方解石的碳同位素值，即有孔蟲殼體碳同位素的理論值，公式如下所示：

$$\text{有孔蟲殼體碳同位素} = (\delta^{13}\text{C of DIC}) + 10.51 - 2980 / (t_w + 273)$$

其中 t_w 指的是海水溫度。將所計算出的有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 理論值，結合 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 與四種現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 實測值繪製成圖三十八，以黑色曲線代表有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 理論值，綠色曲線代表 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ，四種有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 實測值以各種形式的符號表示。四種有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 均比 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 低，基本上此四種浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 實測值如同殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ ，與利用公式所計算的 $\delta^{13}\text{C}$ 理論值有明顯的差異，可能的因素除了生命效應及海水本身碳同位素組成的變化以外，海水碳酸根濃度對有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 也會有很大的影響 (Spero *et al.*, 1997)。相較於 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 與四種有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 的關係，經由推算所得的有孔蟲殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 的理論值，更大於四種現生有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ ，顯示利用 Grossman (1982) 推算有孔蟲殼體碳同位素組成於南海時，可能必須先作修正，此結果與王麗文 (1997) 在南海東北部三個採樣點於水深 50、100m 所觀測到 *G. sacculifer* 殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 小於利用 Grossman (1982) 所推算的有孔蟲殼體 $\delta^{13}\text{C}$ 結果相同。

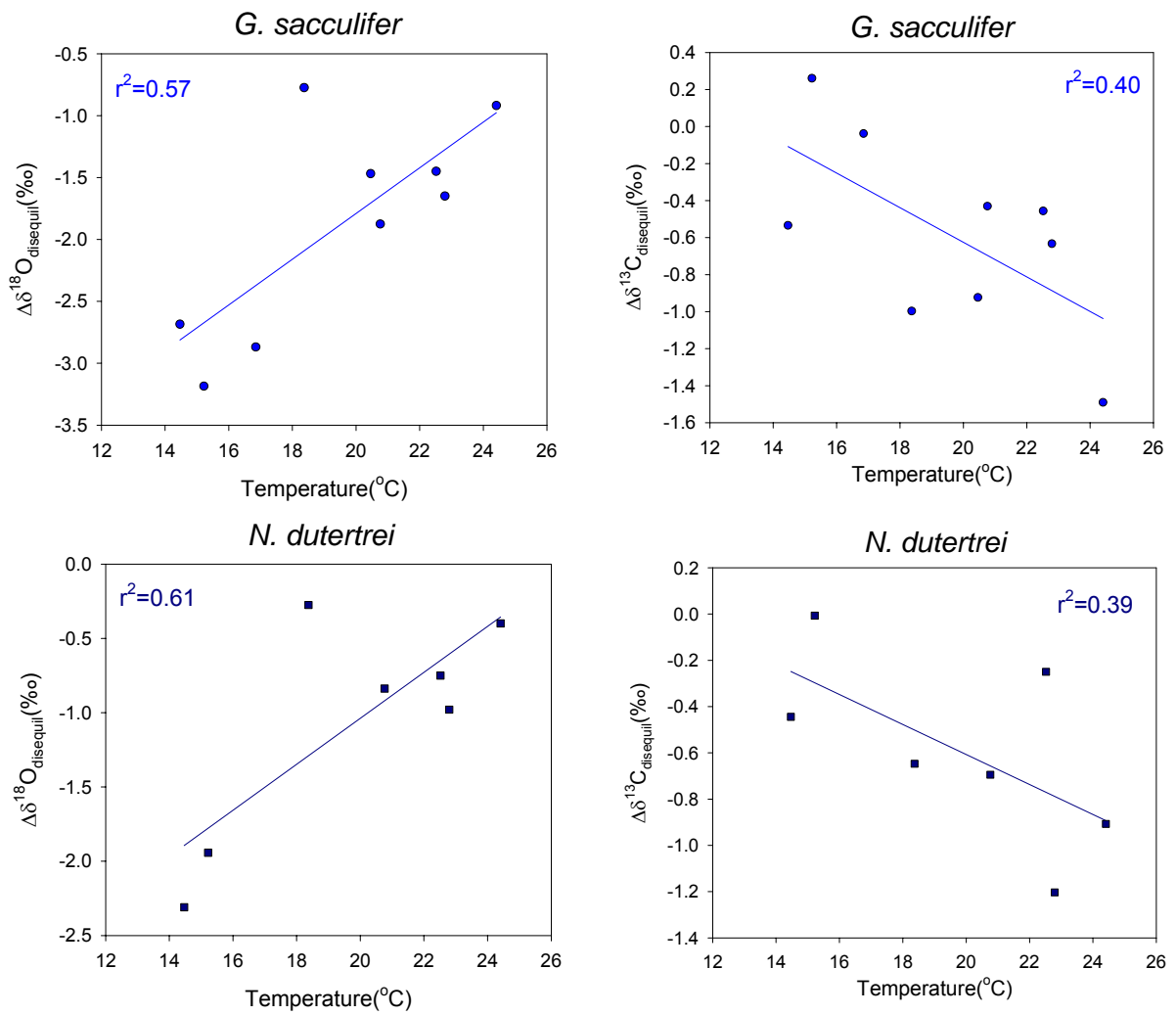


圖三十八 現生浮游性有孔蟲殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 、海水中溶解態無機碳的

$\delta^{13}\text{C}$ 與方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 隨深度的關係圖

比較各種屬的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ （方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ ；有孔蟲的 $\delta^{13}\text{C}$ 理論值）結果顯示，以 *G. sacculifer* 和 *N. dutertrei* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ 較為相近。尤其是在航次 1075-S5 深度 100m 和 200m 處，以及航次 1008 深度 50m 處，種屬 *G. sacculifer* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 幾乎相同，而在航次 1075-G 深度 200m 處，種屬 *G. sacculifer* 的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ 幾乎相同（如圖三十八）。

進一步討論有孔蟲殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ 的差值（ $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{disequil}}$ ），及 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ 的差值（ $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{disequil}}$ ）與溫度的關係，其中由於 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的資料點不足，所以並未列入討論。圖三十九為 *G. sacculifer* 和 *N. dutertrei* 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{disequil}}$ 、 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{disequil}}$ 與溫度的關係，結果顯示，此二種屬的 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{disequil}}$ ($r^2=0.57$; 0.61)、 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{disequil}}$ ($r^2=0.40$; 0.39) 與溫度有明顯的關係，當溫度越高時，此二種屬的 $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{disequil}}$ 越小，對此二種屬而言，溫度越高，有孔蟲殼體 $\delta^{18}\text{O}$ 實測值越接近理論值。碳同位素組成方面，當溫度越高時，此二種屬的 $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{disequil}}$ 越大，也就是對此二種屬而言，溫度越高，碳同位素不平衡現象越明顯。此結果與 Bemis *et al.* (2000) 利用實驗室培養 *O. universa* 和 *G. bulloides* 研究結果相同，溫度越高時，兩種屬殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ 與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ 的差異會越大。



圖三十九 *G. sacculifer* 和 *N. dutertrei* 的 $\Delta \delta^{18}\text{O}_{\text{disequil}}$ 、 $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{disequil}}$

與溫度的關係

肆 結論

- 1 根據生物拖網分析結果顯示，南海北部現生浮游性有孔蟲的主要優勢種屬為 *G. aequilateralis*、*G. sacculifer*、*G. menardii*、*G. ruber*、*N. dutertrei*、*P. obliquiloculata*；同時各種屬間的相對豐度有明顯的季節性變化。
- 2 黑潮指示種屬 *P. obliquiloculata* 的相對豐度在東北季風期（10~4月）大於西南季風期（5~9月），尤其是在 12~2 月最高；空間分佈上，由北到南，豐度有越來越低的趨勢，可能與距離黑潮主軸遠近有關。
- 3 與其他現生樣本的分析結果比較顯示，*G. aequilateralis* 和 *G. sacculifer* 在沈降過程中可能較易受溶解效應的影響，使得殼體保存不易，造成由海水表層至深層殼體相對豐度越來越低。
- 4 *G. ruber*、*G. sacculifer*、*P. obliquiloculata* 和 *N. dutertrei* 殼體碳氧同位素值有明顯的季節性變化，四種屬殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 在冬天較重，夏天較輕，主要受表水溫度的影響，而四種屬殼體的 $\delta^{13}\text{C}$ ，冬天較輕，夏天較重，反映海水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的季節變化。
- 5 *G. ruber* 和 *G. sacculifer* 殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 與混合層溫度有明顯的關係，且兩種屬殼體的 $\delta^{18}\text{O}$ 對混合層溫度的關係斜率非常相近。
- 6 在南海 *G. sacculifer* 和 *N. dutertrei*、*G. sacculifer* 和 *P.*

obliquiloculata、*G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 之 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 與溫度梯度 (ΔT) 有良好的關係，適合用來重建過去海水層化現象的程度。

- 7 *G. sacculifer* 和 *P. obliquiloculata* 在表層沈積物中所測得的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 大於沈積物收集器及拖網，推測此兩種屬在沈降的過程中可能有發生差異溶解的現象。
- 8 根據 Kim and O'Neil (1997)的公式，*P. obliquiloculata* 殼體記錄的溫度介於 50m~90m、*N. dutertrei* 則是介於 20m~80m。而根據 Bouvier-Soumagnac and Duplessy (1985)的公式，*N. dutertrei* 殼體記錄的溫度介於 40m~160m。

伍 參考文獻

中文部分：

- 王律江，1992，南海北部晚第四紀氧同位素紀錄與盆地水體流通狀況，南海晚第四紀古海洋學研究，青島海洋大學出版社，青島，第 195-205 頁。
- 王薇喬，2003，高屏峽谷與南海北部沈積物收集器的有孔蟲組合及其穩定同位素之季節性變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 98 頁。
- 王麗文，1997，南海東北部溶解態無機碳同位素的變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 124 頁。
- 林清芬，2000，南海及呂宋海峽海水氧同位素組成之研究，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 80 頁。
- 施詠嚴，2005，南海時間序列測站 2002-2004 年間溶解態無機碳之時序變化：淨族群生產力之評估，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 79 頁。
- 陳鎮東，2001，南海海洋學，渤海堂出版社，台北市，共 506 頁。
- 游智謙，2002，南海北坡晚第四紀沈積物有機碳同位素的變化，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文，共 83 頁。
- 翦知潛，陳民本，林慧玲，汪品先，1998，從穩定同位素與微體化

石看南海南部末次冰消期古海洋學變化之階段性，中國科學 (D)

輯，28(2)，第 118-124 頁。

魏國彥，2003，小化石記錄大氣候，科學發展，369，第 6-11 頁。

英文部分：

Bauch, D., Erlenkeuser, H., Winckler, G., Pavlova, G., Thiede, J.,

2002. Carbon isotopes and habitat of polar planktic

foraminifera in the Okhotsk Sea: the 'carbonate ion effect

under natural conditions. *Marine Micropaleontology* 45, 83-99.

Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic

review of recent planktonic foraminifera. In (Ramsay, A.T.S.

ed.), *Oceanic Micropaleontology*, 1-100, Academic Press.

Berger, W.H., Killingley, J. S., Vincent, E., 1978. Stable isotopes in

deep-sea carbonates: Box core ERDC-92, west Equatorial

Pacific. *Oceanologica Acta* 1, 203-216.

Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijma, J., Lea, D. W., 1998.

Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic

foraminifera: Experimental results and revised

paleotemperature equations. *Paleoceanography* 13, 150-160.

Bemis, B. E., Spero, H. J., Lea, D. W., Bijma, J., 2000. Temperature

influence on the carbon isotopic composition of *Globigerina*

bulloides and *Orbulina universa* (planktonic foraminifera).

Marine Micropaleontology 38, 213-228.

- Brenninkmeijer, C.A.M., Kraft, P., Mook, W. G., 1983. Oxygen isotope fractionation between CO₂ and H₂O. *Isotope Geoscience* 1, 181-190.
- Brenninkmeijer, C.A.M., Morrison, P. D., 1987. An automated system for isotopic equilibration of CO₂ and H₂O for ¹⁸O analysis of water. *Chemical Geology* 66, 21-26.
- Bouvier-Soumagnac, Y., Duplessy, J.-C., 1985. Carbon and Oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and recent sediment: Implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle. *Journal of Foraminiferal Research* 15(4), 302– 320.
- Chen, C. T. A., Wang, S. L., 1998. Influence of intermediate water in the western Okinawa trough by the outflow from the South China Sea. *Journal of Geophysical Research* 103, 12683-12688.
- Duplessy, J.-C., Blanc, P.-L., Bé, A.W.H., 1981. Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone. *Science* 213,

1247-1250.

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of $\delta^{18}\text{O}$ content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213-224.

Fang, G.H., Fang, W. D., Fang, Y., Wang, K., 1998. A survey of the South China Sea upper ocean circulation. *Acta Oceanographica Taiwanica* 37, 1-16.

Fairbanks, R.G., Wiebe, P. H., Bé, A. W. H., 1980. Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Science* 207, 61-63.

Ferronsky, V. I., Brezgunov, V. S., 1989. Stable isotopes and ocean mixing. In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* 3, 1-26.

Gong, G. C., Liu, K. K., Liu, C. T., Pal, S. C., 1992. The Chemical hydrography of the South China Sea west of Luzon and a comparison with the west Philippine Sea. *TAO* 3, 587-602.

Grossman, E. L., 1982. Stable isotopic in live benthic foraminifera from the Southern California Borderland. Ph. D. dissertation, 164pp., Univ. of Southern Calif., Los Angeles.

- Grothmann, A., 1996. Rezente Verbreitungsmuster vulkanischer, terrigener und biogener Komponenten und stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope in Sedimenten der Südchina-See. M.Sc. Thesis, Kiel University.
- Haslam, D.W., 1982. China Sea Pilot. Hydrographer of the Navy, London, Vol. 2, 4th ed.
- Haslam, D.W., 1987. China Sea Pilot. Hydrographer of the Navy, London, Vol. 1, 4th ed.
- Hemleben, C., Spindler, M., 1983. Recent advances in research on living planktonic foraminifera. Utrecht Micropaleontological Bulletin 30, 141-170.
- Hilbrecht, H., 1996. Extant planktic foraminifera and the physical environment in the Atlantic and Indian Ocean, Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgen. Technischen Hochschule und der Universität Zürich, Neue Folge, No. 300, 93 pp., Zürich.
- Hu, J., Kawamura, H., Hong, H., Qi, Y., 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, 607-624.
- Huang, B., Cheng, X., Jian, Z., Wang, P., 2003. Response of upper ocean structure to the initiation of the North Hemisphere glaciation in the South China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 305-318.
- Kim, S.-T., O'Neil, J. R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3461-3475.
- Kipp, N. G., 1976. New Transfer Function for Estimating Past Sea-Surface Conditions from Sea-Bed Distribution of Planktonic Foraminiferal Assemblages in the North Atlantic. *Geological Society of America* 145, 3-41.
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., 2004. Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Marine Micropaleontology* 53, 173-196.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., 1985. Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140,000 years; high-latitude surface water records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 50, 217-240.

- Lea, D. W., Martina, P. A., Pak, D. K., Spero, H. J., 2002.
Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic
Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core.
Quaternary Science Reviews 21, 283–293.
- Levitus, S., Boyer, T.P., 1994. World Ocean Atlas 1994, 4.
Temperature. NOAA, U.S. Dept. of Commer., Washington,
D.C., 117pp.
- Li, B.-H., Jian, Z.-M., Wang, P. X., 1997. *Pulleniatina obliquiloculata*
as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa
Trough during the last 20,000 years. Marine Micropaleontology
32, 59-69.
- Li, B.-H., Jian, Z.-M., Li, Q.-Y., Tian, J, Wang, P. X., 2005.
Paleoceanography of the South China Sea since the middle
Miocene: evidence from planktonic foraminifera. Marine
Micropaleontology 54, 49-62.
- Lin, H.-L., Peterson, L. C. , Overpeck, J. T., Tumbore, S. E, Murray,
D. W., 1997. Late Quaternary climate change from $\delta^{18}\text{O}$
records of multiple species of planktonic foraminifera:
High-resolution records from the anoxic Cariaco Basin,

Venezuela. *Paleoceanography* 12, 415-427.

Lin, H.-L., Wang, L.-W., Wang, C.-H., Gong, G. C., 1999. Vertical distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in the northeastern South China Sea. *Deep-Sea Research (I)* 46, 757-775.

Lin, H.-L., Wang, W.-C., Hung, G.-W., 2004. Seasonal variation of planktonic foraminiferal isotopic composition from the sediment traps in the South China Sea. *Marine Micropaleontology* 53, 447-460.

Monterey, G., Levitus, S., 1997. Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean. NOAA Atlas NESDIS 14. US Government Printing Office, Washington, DC, 96.

Mortyn, P. G., Charles, C. D., 2003. Planktonic foraminiferal depth habit and $\delta^{18}\text{O}$ calibrations: Plankton tow results from the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Paleoceanography*, 18 (2), 1037, doi:10.1029/2001PA00637.

Mulitza, S., Boltovskoy, D., Donner, B., Meggers, H., Paul, André, Wefer, G., 2003. Temperature: $\delta^{18}\text{O}$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters: *Palaeogeography*,

Palaeoclimatology, Palaeoecology 202, 143-152.

Mulitza, S., Dürkoop, A., Hale, W., Wefer, G., Niebler, H. S., 1997.

Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology* 25, 335-338.

Mulitza, S., Wolff, T., Patzold, J., Hale, W., Wefer G., 1998.

Temperature sensitivity of planktic foraminifera and its influence on the oxygen isotope record. *Marine Micropaleontology* 33, 223-240.

O'Neil, J. R., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics* 51, 5547–5558.

Oppo, D. W., Fairbanks, R. G., 1987. Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 1-15.

Oppo, D. W., Sun Y., 2005. Amplitude and timing of sea-surface temperature change in the northern South China Sea: Dynamic link to the East Asian monsoon. *Geology*, in press.

- Parker, F. L., 1962. Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments, *Marine Micropaleontology* 8, 219-254.
- Peeters, F. J. C., Brummer, G.-J. A., Ganssen, G., 2002. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. *Global and Planetary Change* 34, 269-291.
- Pflaumann, U., Drprat, J., Pujol, C., Labeyrie, L. D., 1996. SIMMAX: a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography* 11, 15-35.
- Pflaumann, U., Jian, Z., 1999. Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea and western Pacific: a new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures. *Marine Geology* 156, 41-83.
- Qu, T., Mitsudera, H., Yamagata, T., 2000. Intrusion of the North Pacific waters into the South China Sea. *Journal of Geophysical Research* 105, 6415-6424.
- Schmuker, B., Schiebel R., 2002. Planktic foraminifers and

- hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea.
Marine Micropaleontology 46, 387-403.
- Shackleton, N.J., 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. Nature 215, 15-17.
- Shackleton, N.J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerian*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial. Cent. Nat. Rech., Sci. Colloq. Int. 219, 203-209.
- Spero, H.J., 1992. Do planktonic foraminifera accurately record shifts in the carbon isotope composition of seawater ΣCO_2 ? Marine Micropaleontology 19, 275-285.
- Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D. W., 1997. Effect of the seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. Nature 390, 497-500.
- Spero, H. J., Mielke, K. M., Kalve, E. M., Lea, D. W., Pak, D. K., 2003. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. Paleoceanography 18, 22-1-22-5.
- Spero, H.J., Lea, D. W., 1996. Experimental determination of stable

isotope variability in *Globigerina bulloides*: Implications for paleoceanographic reconstructions. *Marine Micropaleontology* 28, 231-246.

Spero, H.J., Lerche, I., Williams, D. F., 1991. Opening the carbon isotope “vital effect” black box, 2, quantitative model for interpreting foraminiferal carbon isotope data. *Paleoceanography* 6, 639-655.

Tian, J., Wang, P., Chen, R., Cheng, X., 2005. Quaternary upper ocean thermal gradient variations in the South China Sea: Implications for east Asian monsoon climate. *Paleoceanography* 20, PA4007, doi:10.1029/2004PA001115.

Tian, J., Wang, P., Cheng, X., Li, Q., 2002. Astronomically tuned Plio-Pleistocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 1015-1029.

Thunell, R. C., 1998. Particle fluxes in a coastal upwelling zone: Sediment trap results from the Santa Barbara Basin, California. *Deep-Sea Research (II)* 45, 1863-1884.

Thunell, R.C., Tappa, E., Pride, C., Kincaid, E., 1999. Sea-surface

temperature anomalies associated with the 1997-1998 El Niño recorded in the oxygen isotope composition of planktonic foraminifera. *Geology* 27, 843-846.

Thurman, H. V., 1997. *Introductory Oceanography*, 8ed. Prentice Hall, 544pp.

Tseng, C.-M., Wong, G. T. F., Lin, I.-I., Wu, C.-R., Liu, K.-K., 2005. A unique seasonal pattern in phytoplankton biomass in low-latitude waters in the South China Sea. *Geophysical Research Letters* 32, L08608, doi:10.1029/2004GL022.

Ujiié, H., Ujiié, Y., 1999. Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northwestern Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology* 37, 23-40.

Volkman, R., Mensch, M., 2001. Stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait. *Marine Micropaleontology* 42, 163-188.

Waelbroeck, C., Mulitza, S., Spero, H., Dokken, T., Kiefer, T., Cortijo, E., 2005. A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: relationship between surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$. *Quaternary Science Reviews* 24,

853-868.

Wang, C.H., Chen, M. P., Lo, S. C., Wu, J. C., 1986. Stable isotope records of late Pleistocene sediments from the South China Sea. *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica* 6, 185-195.

Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., Pflaumann, U., 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology* 156, 245-284.

Wang, P.-X., Wang, L.-J., Bian, Y., Jian, Z.-M., 1995. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. *Marine Geology* 156, 245-284

Williams, D. F., Scommer, M. A. II, Bender, M. L., 1977. Carbon isotopic compositions of Recent planktonic foraminifera of the Indian Ocean, *Earth and Planetary Science Letters* 36, 391-403.

Wu, G., Herguera, J. C., Berger, W. H., 1990. Differential dissolution: modification of late pleistocene oxygen isotope records in the

western equatorial Pacific. *Paleoceanography* 5, 581-594.

Wyrkti, K., 1961. Physical oceanography of the South-East Asian water, Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand, 1959-1961, Naga Report 2, 195pp

Xu, J., Wang, P.-X., Huang, B.-Q., Li, Q.-Y., Jian, Z.-M., 2005.

Response of planktonic foraminifera to glacial cycles:

Mid-Pleistocene change in the South China Sea. *Marine*

Micropaleontology 54, 89-105.