

國立中山大學海洋地質研究所碩士論文

指導教授：陳 鎮 東 博士

臺灣臨近海域溶解性
碳酸鹽之研究

Dissolved Carbonate Chemistry in Waters
Surrounding Taiwan

研究生：王 樹 倫 撰

中華民國七十七年五月三十一日

摘 要

為探討臺灣臨近海域溶解性碳酸鹽現況，本文利用海研一號1986年9月到1988年5月七個航次的機會搜集菲律賓海、台灣東北角海域及台灣西南海域的碳酸鹽因子，如溫度、鹽度、溶氧、酸鹼值、總鹼度、總二氧化碳及葉綠素甲等，根據這些資料的分析顯示，西南海域深層水(1500公尺以下)之酸鹼值及總鹼度等因子，與巴士海峽及菲律賓海內同位溫區域內深層水一致。而菲律賓海中層的表觀氧消耗量(AOU)之極大值及酸鹼度極小值，並沒有在西南海域發現。調查的西南海域內(最深達2300公尺)，除鹽度於150~200公尺深處有極大值，而400~500公尺附近有極小值出現之外，其餘因子如溶氧、酸鹼值、總鹼度等皆隨著深度呈遞減或遞增分佈。利用直接碳酸鹽證據求出菲律賓海過量二氧化碳的穿透深度，大致在200~1000公尺間，而接近500公尺上下；西南海域過量二氧化碳的穿透深度，則約在900公尺上下。深水區總二氧化碳由無機碳及有機碳供給的比率，在菲律賓海域約為0.39，而在台灣西南海域約為0.34。至於東北角海域的初步研究結果顯示，溫度高於14°C、酸鹼值低於8.1、鹼度經鹽度標準化後(NTA)高於2320 μ eq/kg之黑潮水，有進入陸棚的跡象。

ABSTRACT

In order to understand the dissolved carbonate system in the seas surrounding Taiwan, we participated in seven cruises aboard R/V Ocean Researcher I from September 1986 to May 1988. The areas studied are the Philippine Sea, the northeast offshore region of Taiwan, and waters off southwest Taiwan. Temperature, salinity, oxygen, pH, alkalinity, total CO₂, and Chlorophyll a were measured. Our analysis shows that pH and alkalinity of deep waters in the southwest offshore region of Taiwan is the same as that in the Bashi Channel and in the Philippine Sea. The Apparent Oxygen Utilization (AOU) maximum and pH minimum in the Philippine Sea intermediate water do not extend to waters off southwest Taiwan. In areas off southwest Taiwan, salinity has a maximum between 150-200 meters and a minimum between 400-500 meters. Oxygen, pH, and alkalinity do not show mid-depth maximum or minimum.

We used direct carbonate data to calculate the excess CO₂ penetration depth in the Philippine Sea and the South China Sea. The penetration depth is at about 500 meters in the Philippine Sea and about 900 meters in the South China Sea. The sources of the total CO₂ increase in the deep waters are inorganic and organic carbon. The inorganic to organic carbon ratio in the Philippine Sea is about 0.39, and is 0.34 in waters off southwest Taiwan. According to the preliminary investigation of waters off northeast Taiwan, Kuroshio waters with temperature above 14°C, pH below 8.1, and normalized alkalinity above 2320 µeq/kg enter the continental shelf.

目 錄

	頁次
誌謝.....	I
摘要.....	II
ABSTRACT.....	III
目錄.....	IV
圖目錄.....	V
表目錄.....	VIII
一、緒論.....	1
二、方法.....	6
1. 實驗方法.....	6
2. 研究區域.....	13
3. 過量二氧化碳計算方式.....	18
三、結果與討論.....	23
1. 菲律賓海域.....	23
2. 台灣東北角海域.....	63
3. 台灣西南海域.....	72
四、結論.....	92
五、參考文獻.....	93

圖 目 錄

	頁次
圖 1、第一航次作業位置圖.....	14
圖 2、第二、四、七航次作業位置圖.....	15
圖 3、第三、五、六航次作業位置圖.....	16
圖 4、菲律賓海文獻中大區域採水站位置圖.....	24
圖 5、西北太平洋區位溫--溶氧及位溫--鹽度圖 (取自水產庁, 東海區水產研究所, 1982)	28
圖 6、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之深度--SiO ₂ 圖.....	29
圖 7、INDOPAC 測站 26,28,29,31 之深度--位溫圖.....	30
圖 8、INDOPAC 測站 26,28,29,31 之深度-- σ_t 圖.....	31
圖 9、INDOPAC 測站 44,45,48,49,50,51 之位溫--鹽度圖..	33
圖 10、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之 SiO ₂ --AOU 圖.....	34
圖 11、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之溶氧--位溫圖.....	35
圖 12、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之 SiO ₂ --位溫圖.....	37
圖 13、INDOPAC 測站 39,40,41,42 之深度--位溫梯度圖....	38
圖 14、INDOPAC 測站 45,47,48,49 之深度--位溫梯度圖....	39
圖 15、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之深度--NO圖.....	40
圖 16、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之深度--PO圖.....	41
圖 17、菲律賓海文獻中 pH 值之比較.....	44
圖 18、第六航次測站 6,7,8 之 pH 剖面圖.....	45
圖 19、第六航次測站 6,7,8 之 pH--位溫圖.....	47
圖 20、第六航次測站 6,7,8 pH--鹽度圖.....	48
圖 21、第六航次測站 6,7,8 pH--AOU 圖.....	49

圖 2 2、第六航次測站 6,7,8 之 AOU 剖面圖	50
圖 2 3、菲律賓海文獻中 NTA 之比較.....	51
圖 2 4、第六航次測站 6,7,8 之 NTA--位溫圖.....	53
圖 2 5、第六航次測站 6,7,8 之 pH-NTCO ₂ 圖	55
圖 2 6、第六航次測站 6,7,8 之 AOU-NTCO ₂ 圖	56
圖 2 7、第六航次測站 6,7,8 之鹽度剖面圖.....	57
圖 2 8、第六航次測站 6,7,8 之 $\Delta\text{NTCO}_2 - 0.5 * \Delta\text{NTA} - \text{---} - \text{AOU}$ 圖.....	59
圖 2 9、第六航次測站 6,7,8 之 IC/OC 的垂直分佈圖.....	62
圖 3 0、白令海大陸棚區 NTA (a) 及 Nca (b) 對鹽度作圖 (取自 Chen et al., 1985)	66
圖 3 1、台灣東北角海域鹽度分佈剖面圖.....	67
圖 3 2、台灣東北角海域溫度分佈剖面圖.....	68
圖 3 3、台灣東北角海域 NTA 分佈剖面圖.....	69
圖 3 4、台灣東北角海域 pH 分佈剖面圖.....	70
圖 3 5、台灣東北角海域葉綠素甲分佈剖面圖.....	71
圖 3 6、第一航次深水站之溫度—鹽度圖	73
圖 3 7、典型南海暖水之溫度—鹽度圖 (取自劉, 1985)	74
圖 3 8、第一、二、四、七航次深水站之溫度—鹽度圖	77
圖 3 9、第六航次測站 4,5,6, 及第七航次測站 3 之 pH 剖面圖.....	79
圖 4 0、典型西南海域之深度—pH 圖.....	80
圖 4 1、第七航次 2200 米深水站之 pH—位溫圖.....	82
圖 4 2、第七航次 2200 米深水站之 pH—AOU 圖.....	83
圖 4 3、第七航次 2200 米深水站之 NTA—位溫圖.....	84
圖 4 4、第一航次之表水 NTA—溫度圖.....	85

圖45、第一、二、四、七、航次之深度-NTA 圖.....	87
圖46、西南海域過量二氧化碳穿透深度圖.....	89
圖47、西南海域 IC/OC 的垂直分佈圖.....	91

表 目 錄

	頁次
表 1、黑潮表水 (SW)、黑潮熱帶水 (TW)、黑潮中層水 (IW)、 黃海冷深層水 (CDW)、大陸沿岸流 (CW) 及台灣海峽水 團 (TSW) 典型的鹽度、溫度、溶氧、pH、NTA、硝酸 鹽、磷酸鹽及矽酸鹽的分佈範圍.....	65

一、緒 論

自十九世紀中期的產業革命以來，人類由於大量燃燒石化燃料及砍伐森林，已使得大氣中二氧化碳的濃度，由產業革命以前的百萬分之二百七十左右 (DOE, 1983) 增加到1984年的百萬分之三百四十五左右 (DOE, 1985; DOE, 1987) ，增加了幾乎百分之三十。科學家們預估如果這種趨勢不變，增加的二氧化碳所引發的地球溫室效應，將在下世紀初使得地球氣候慢慢產生重大的改變 (Baes et al., 1977 ; Cline et al., 1985) 屆時全球性顯著暖化的趨勢，所導致全球性氣候變遷，以及極區冰層崩解所導致的全球性海平面上升，將使得農作物生產量、環境生態、水資源、港口、河川水位、橋樑以及堤防受到波及，這些都必須列入籌劃台灣地區長程發展的考慮之中 (National Research Council, 1983; Chen and Drake, 1986; Chen and Lin, 1987) 。由於問題的嚴重性，早在美國前總統卡特時代就將” 二氧化碳問題” 與” 酸雨” 並列為當前全球性兩大污染問題。(洪, 1978 ; Keeling et al., 1976; DOE, 1983)

如果要了解大氣中二氧化碳增加的速率，首先就必須認識影響大氣中二氧化碳濃度的因素。海洋、地層、陸地生物圈及大氣是地球上四個最大的碳貯存源，有些學者更加以細分，如 Bolin (1981) 將地球碳貯存源分為七類，其中他將海洋再分為淺海及深海二項，陸地生物圈也細分為三大部分，不過基本上這些仍可看成前述的四個不同類型貯源。這四大貯源中以海洋的碳貯量最大，而大氣的貯量最少，各貯源間互相變換量很大，因此儲源變換量只要有些微的變化，即可能導致貯量最少的大氣產生重大改變。所以海洋、地層及陸地生物圈

對大氣供應或者吸收二氧化碳，將是控制大氣中二氧化碳濃度的主要因素。

從地層中開挖出來的石化燃料，如石油、煤、天然氣等，一直是近代人類賴以活動的能源。近幾年來由於石油危機及其他代用品，如核能的出現，石化燃料消耗的增加速率，有減緩的趨勢，但是無庸置疑的，使用地層中開挖出來的石化燃料，仍是增加大氣中二氧化碳濃度的主要來源。此外森林砍伐後燃燒或者腐敗，對大氣也提供了多餘的二氧化碳。在不同的歷史階段，石化燃料及砍伐森林所提供的過量二氧化碳互有消長。不過生物圈是大氣中二氧化碳的淨來源地仍為大多數科學家所接受，由此看來四大貯源中的地層及陸地生物圈都是對大氣作正向輸出，只剩下海洋能緩衝大氣中二氧化碳的增加。所以，大氣中二氧化碳增加的速率，除了考量陸地生物圈及石化燃料對大氣供應速率之外，最重要的就是海洋吸收速率的快慢（陳 等人，1986）。

人們欲了解海洋吸收二氧化碳的情形，首先須對海洋碳酸鹽系統有所了解。二氧化碳進入海洋後很快的就形成碳酸，水解之後大部分碳酸變為碳酸根及碳酸氫根離子： $\text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$ ； $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq}) = \text{H}^+(\text{aq}) + \text{HCO}_3^-(\text{aq})$ ； $\text{HCO}_3^-(\text{aq}) = \text{H}^+(\text{aq}) + \text{CO}_3^{2-}(\text{aq})$ 。這三種含碳物種在水中的濃度總和定義為總二氧化碳（Total CO_2 ； TCO_2 ）。此外，依海水滴定到碳酸氫根--碳酸根滴定終點所需酸量來定義的滴定總鹼度（Titration Alkalinity；TA），也是海水碳酸鹽系統中經常用到的化學因子。海水碳酸鹽系統簡而言之，就是一種維持海水酸鹼值於一很小範圍內變化的緩衝系統。當過量二氧化碳進入海洋時，以目前海水酸鹼值約7.8-8.2 而言，其主要的機制反應是將碳酸根離子反應成碳酸氫根離子： $\text{CO}_2 + \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{HCO}_3^-$ ，此時海水的酸鹼值維持不變。在這個反應中，碳酸根離子的濃度又受碳酸鈣溶解度積的影響；碳酸鈣溶解以後，除了放出碳酸根外，也放出鈣離子，因此鈣離

子濃度的變化，對科學家們了解海洋碳酸鹽系統及過量二氧化碳在海水中的反應，提供一項重要的資料來源。

海水吸收二氧化碳的能力，基本上可以用 Revelle 因子 (R) 因子來表示，也就是海水中二氧化碳分壓的變率與總二氧化碳變率的比值，由 GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study) 計劃測量結果所計算出的 Revelle 因子看出，各大洋表水的值大致落在 8 到 15 之間。Oeschger et al. (1975) 認為：以整個海洋來看的話，最適宜的 Revelle 因子應該是十，這表示即使二氧化碳的分壓改變了百分之十，海水的總二氧化碳量也僅改變百分之一。而海洋中含碳量約為大氣的六十倍，再加上海底的碳酸鹽沈積物，無疑的海洋對於大氣中日益增加的二氧化碳，具有很好的緩衝效果。

海洋已被認為是因人類而產生二氧化碳之貯存槽。然而現在已有多少過量二氧化碳進入海洋中，以及進入的速率有多快，一直是科學家們急於想知道的問題。而這些問題大多利用些偵測底限較低的放射性追蹤劑，如氫 (^3H)，碳-14 (^{14}C)，氡-222 (^{222}Rn) 及安定的多氟氯烴化物來完成，而不直接利用海裡的碳酸鹽資料。其原因是這些過量的二氧化碳進入海洋之後，所呈現的訊號非常微弱。所以，除了表層海水或是有相同來源的深層海水較易定量分析外，其餘有關二氧化碳的海氣交換及其於全世界海洋分佈等等情形，都必須借重追蹤劑這些間接的資料。但是利用這些間接方法建立的過量二氧化碳模式，有個最大的問題，就是無法確切的反應過量二氧化碳在海水中的情況，尤其是過量二氧化碳的垂直分佈 (Poisson and Chen, 1987)。因此，近幾年來發展直接利用各海洋測站的碳酸鹽資料，來估量過量二氧化碳的穿透深度 (Brewer, 1978, 1983; Chen and Millero, 1979; Chen and Pytkowicz, 1979; Baes, 1981; Chen, 1982, 1987; Chen et al., 1982; Feely and Chen, 1982; Kanamori and Ikegami, 1982; Poisson and Chen, 1987)，其基本道理是假

設一原在表層之海水，經由對流而移轉到深海中，在移轉的過程中，由於有機物及碳酸鈣的分解使得總二氧化碳含量增高。如果此時分析這海水的鈣離子濃度，或者滴定總鹼度，可以估量溶解掉的碳酸鈣有多少，而有機物的分解也可由消耗的溶氧求得，如此，就可以估算海水離開表層移轉到深海時總二氧化碳量的變化。扣除這層影響之後，由於過量二氧化碳溶入海水中所改變的總二氧化碳含量，就可以清楚的表現出來。

近幾年來由於精密碳酸及硼酸的各級解離常數之訂定，及使用許多複雜精密的儀器，直接測量海洋碳酸鹽因子，使得人們對於海水碳酸鹽系統了解的速率進展很快（Wei, 1985）。但由於人手缺乏，過去十五年來，除了兩項最大規模的海洋化學計畫 GEOSECS 及 TTO（Transient Tracers in the Ocean）之外，只有少數零星的碳酸鹽數據。國內有關這方面的研究，也僅有洪楚璋教授從事一些海洋碳循環工作，及白書禎教授在 1985 年 CHIPS-1 (Cooperative Hydrographic Investigation of the Philippine Sea) 計畫中，搜集了一些菲律賓海酸鹼值及鹼度的資料，其餘則無資料可尋。1981 年美國能源部委託陳鎮東教授所作的北太平洋碳酸鹽化學研究中，已大致將北太平洋碳酸鹽系統，及過量二氧化碳對北太平洋的影響，作一深入淺出的介紹（Chen et al, 1986）。遺憾的是由於缺乏資料，國人所較關心的南中國海、東海、台灣海峽及菲律賓海，並沒有在報告上出現。為免遺珠之憾，陳教授於 1986 年開始推動台灣近海碳酸鹽化學的研究。計劃以幾年的時間，陸續將台灣附近海域的碳酸鹽系統作一徹底研究，一則可以發展世界一流的碳酸鹽測定技術，二則可以瞭解台灣附近海域及菲律賓海的碳循環，並從而預測海洋對吸收二氧化碳，延遲溫室效應的能力及速度，提供給決策單位作參考。本篇是這個計畫的先趨報告，主要分為 3 個子題：第 1 個子題是運用菲律賓海之水文資料，包括溫度、鹽度、溶氧、營養鹽及碳酸鹽因子，對菲律賓海之碳酸鹽系

統及深層鋒面作一研究；第2個子題則是運用碳酸鹽因子，研判黑潮與東海海水之交換，以及黑潮西部鋒面之位置；第3個子題則是討論台灣西南海域碳酸鹽系統現況及季節變化，同時就黑潮對台灣海峽的影響作一初步研究。

二、方 法

1. 實驗方法

1.1 溫鹽度的測定

(一) 海況儀 (CTD) 測量部分：海況儀如果標定做得好的話，鹽度之精確度可至 $\pm 0.003 \times 10^{-3}$ ，溫度亦在 $\pm 0.005^{\circ}\text{C}$ 左右，解析度則二者分別為 0.001×10^{-3} 及 0.001°C 。不過，目前國內無精確的標定裝置，所以只能相信海況儀的相對數值，並假定其長期偏移量很小。

(二) 船上溫度計及鹽度計測量部分：(深層海水樣品，以採水器所附加之顛倒式溫度計測量之，而表面海水樣品取上船後，則以精確度在 $\pm 0.05^{\circ}$ 左右之溫度計測量之)，然後，將海水樣品恆溫至 25 度，再以 Beckman 鹽度計測量，其準確度在 $\pm 0.05 \times 10^{-3}$ 左右。

(三) 密度儀測量鹽度部分：碳化學五大變數中的總鹼度，總二氧化碳，及鈣離子濃度於運用時，常須扣除鹽度之影響，也就是把不同鹽度的樣品，調整至同一鹽度 (通常是 35×10^{-3} 的狀況下) 來比較上述總鹼度，. . . . 等變數之差異。而鈣離子之測量及部分欲進一步求證鹼度之樣品，常常需要攜回岸上實驗室測量。為避免海水樣品蒸發致使鹽度提高，通常於實驗前，會再次測定樣品鹽度。目前，是採用奧地利 Paar 公司生產的 DMA 602 型密度儀，求取海水和純水間的密度差，再根據海水狀態方程 (Chen and Millero, 1977) 推算海水鹽度。DMA 602 型密度儀的基本原理是利用震盪源通過不同樣品 (介質) 時，會有不同週期的波產生。其週期的平方差恰與密度差成

正比。因此，只要利用二個已知密度的樣品（通常是水和空氣），即可求得週期平方差與密度兩者間的相關係數。再將未知密度之樣品注入密度儀內，求得其週期後，極易獲知此樣品與純水間的密度差，然後代入海水狀態方程，即可求得樣品之鹽度。利用DMA 602 型密度儀測量海水鹽度，經使用P106（ 34.996×10^{-3} ）標準海水標定，其準確度在 $\pm 0.007 \times 10^{-3}$ 以內。

1.2 溶氧的測定

由於海研一號海況儀上沒有普遍配置溶氧探針，所以溶氧的測定皆以Winkler 滴定法進行。

（一）試劑

- （1）硫酸錳溶液：將364克的 $\text{MnSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 溶於一升蒸餾水中。所用的 $\text{MnSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 係 R.D.H. 試藥級藥劑。
- （2） NaOH-KI-NaN_3 溶液：取 NaOH 500克， KI 150克，及 NaN_3 10 克，溶於一升蒸餾水中。以上使用藥品皆為R.D.H. 試藥級藥劑。
- （3）濃硫酸。
- （4）0.01N $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ 溶液：取 2.5克 $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ 與 0.1克 Na_2CO_3 溶於一升去除二氧化碳的蒸餾水中。皆為R.D.H. 試藥級試劑。
- （5）0.01N KIO_3 溶液：以 KIO_3 的一級標準試劑（Mallinckrodt 公司生產）配成 0.1N 的標準液，再稀釋為 0.01N 。

（二）步驟

- （1）於船上：將海水樣品裝入100 毫升溶氧瓶內，裝水過程中應避免氣泡產生，並且，海水樣品須溢滿流

出溶氧瓶外至少50毫升以上方可加蓋。然後，加入1 毫升硫酸錳溶液及1 毫升NaOH-KI-Na₂S₂O₃溶液，試劑加入海水樣品時亦應避免氣泡產生。蓋上瓶蓋，使試劑與海水樣品充分混合，此時，有棕色沉澱產生，靜置之。

(2) 回到實驗室後：將溶氧瓶內之海水樣品加入1 毫升濃硫酸，並上下搖動，使沉澱溶解出來。利用 Radiometer pHM-85 型酸鹼儀，P4040 白金電極，及ABU-80自動滴定儀所組成之整套滴定系統，以單終點電位滴定去測量溶氧，所得之滴定液體積依溶氧—莫耳需四莫耳Na₂S₂O₃平衡的原則，換算得溶氧濃度。

(三) 標定

(1) Na₂S₂O₃ 滴定液濃度之標定：取10毫升0.01N KIO₃標準液，加入KI 0.2克，溶解後再加入 1 毫升 6N HCl，以 Na₂S₂O₃溶液滴定之。由已知 KIO₃標準液濃度求得 Na₂S₂O₃溶液濃度。標定結果，其重現性約在千分之三左右。

1.3 酸鹼值的測定

利用丹麥 Radiometer 公司製的pHM-85型精密酸鹼儀，配以編號GK 2401C型複合酸鹼電極進行。首先，於常壓，恆溫 25°C ± 0.05°C 之情況下，以美國國家標準局 (NBS) 4.006及6.863 或 7.415緩衝溶液，校正 GK 2401C 型複合酸鹼電極。校正過程中，電位與酸鹼值間對應的斜率應在理論值的98%以上方予採用，否則更換電極。校正後之電極浸置於清潔的海水中，待電極pH值穩定後（通常需十二小時以

上)，再進行海水酸鹼值之測定。待測海水樣品先分裝至十毫升的棕色樣品瓶內，每個樣品至少須分裝四瓶以上，以便量測時能排除操作過程中受污染的樣品。然後，將瓶蓋鎖緊，置於25°C恆溫槽內恆溫四分鐘以上。確定樣品溫度達25°C後，打開瓶蓋，以電極測量酸鹼值。整個測量過程不宜太長，以免海水樣品受生物作用及大氣中二氧化碳的影響而使pH值改變。受測樣品pH值之再現在 $\pm 0.003\text{pH}$ 單位內。當所有樣品測畢後，將電極浸回緩衝液內至電極讀值穩定（需時十二小時以上）。再次校正電極，以原標準緩衝液校正，找出電極pH值偏移量，以此修正所有海水樣品之酸鹼讀值。

1.4 滴定總鹼度及總二氧化碳量的測定

主要參照Dyrssen and Sillen (1967)及 Edmond (1970)，而後經Bradshaw et al.(1981)修飾的電位滴定去。所使用的儀器有丹麥製Radiometer pHM-84 型精密酸鹼儀、ABU-80自動滴定儀、蘋果 II-E 型微電腦、恆溫水槽及自行製作的滴定容器 (Cell)。此滴定容器是仿照 GEOSECS Program 所使用的滴定容器製作而成，主體是一個內外二層，利用燒杯切製燒焊而成的玻璃圓柱狀容器。容器最內層容積約有七十毫升，是滴定反應進行的位置，內外二層玻璃之間中空的部分加接導管，以便和恆溫槽相連接，使整個滴定反應在恆溫狀態下進行。圓柱狀容器上方的開口，以橡皮塞加以密封，Radiometer 製的 GK 2401C 型複合酸鹼電極，由玻璃注射器改裝的活塞，注射針頭及附節流閥的玻璃管等四樣物件，經由鑽孔固定在橡皮塞上，然後將電極連接pHM-84型精密酸鹼儀，注射針頭與ABU-80型自動滴定儀導流管連接，再以蘋果 II-E型電腦經由介面與酸鹼儀，自動滴定儀連線，形成一套自動滴定系統。整個玻璃容器必須和外界空氣沒有接觸，滴定容器的體積事先也須經過標定。此外當滴定液經由注射針頭進入容器內時，活塞會跟著滴定儀所添加的滴定液加大容器體積。

所用的滴定液是由 Merck 公司 0.1N 鹽酸標準液稀釋成 0.07N 左右，同時加入 JMC Puratronic 公司生產的氯化鈉來調整離子強度至 0.68。如此可以減少滴定时由於濃度差異所造成的液體接合電位 (liquid junction potential) 改變。

取樣來的海水先裝入乾淨的容器內，放入 25°C 的恆溫槽內恆溫，然後取出樣品，先用一部分海水將滴定容器清洗一番，然後正式將海水注入滴定容器內，待整個容器充滿之後，注意容器內面是否有氣泡產生，確定無誤後將玻璃製活塞推進桿安上並推至最內面，此時多餘的海水會從玻璃導管流出，關掉玻璃導管上方的節流閥，同時打開電磁攪拌器，在蘋果 II-E 型電腦上，利用軟體程式計算酸鹼儀傳來之電位變化情形，從而控制滴定儀釋放出酸量的大小，同時將電位變化及滴定體積等訊號回存於磁片上。整個滴定過程，在我們設定的體積 2.5 毫升滴定總量用完後停止，大致需時十五至二十分鐘。

將存有電位變化與滴定液體積的磁片資料，輸入依 Gran analysis 設計的軟體程式內 (參照 Bradshaw et al., 1981)，並對硼、矽、鎂等離子的干擾加以修正後，計算碳酸氫根—碳酸根，及碳酸—碳酸氫根滴定終點所需的滴定液總量。由前者我們可以求得滴定總鹼度，由兩者差值可以推求總二氧化碳量。

此外在無法順利直接利用滴定求取總二氧化碳量時，總二氧化碳量則由酸鹼值及總鹼度計算得來。其中碳酸的一、二級解離常數是根據 Mehrbach et al. (1973)，而硼酸的解離常數則根據 Lyman (1956)。

1.5 葉綠素甲的連續測定

係以 Turner Model 100-05R 型螢光儀進行。首先依照儀器使用說明書，裝上測定葉綠素所需的濾光鏡，激發光源及流動式測定裝置，標定後，即可利用海研一號 4 公尺深抽水馬達連續抽取海水直接測

量，記錄海水的螢光值，再根據螢光值與葉綠素甲含量的關係式，換算成葉綠素含量。此外，我們也同時進行葉綠素甲的萃取式測定，以便和連續式比較之用。萃取式測定所使用的儀器與連續式相同，首先取定量的海水，利用 $0.45\mu\text{m}$ 玻璃纖維濾紙過濾水中的浮游生物，過濾後的濾紙放入離心管內，並以錫箔紙包裹防止光線照射，同時進行冷藏。回到實驗室後加10毫升90%的丙酮於離心管內，然後利用震盪器震盪二十分鐘後，放入冷藏櫃內冷藏一小時，再取出離心管放在試管混合攪拌器上，攪拌二分鐘後，放入冷藏櫃內冷藏二十四小時，次日取出離心管放置離心機內，以 3000 rpm 速度離心十五分鐘後，取出離心管，將離心管上層澄清液放入螢光儀內測量，再根據螢光值與葉綠素甲含量的關係式，換算成葉綠素含量。

純粹的葉綠素甲溶液非常不穩定，所以通常使用 Coproporphyrin 當作替代的標準，取美國Sigma藥廠生產的 Coproporphyrin tetramethyl ester 0.5 毫克，以1.5N 的鹽酸溶解並稀釋到 100 cc，然後再以此為標準液，稀釋成幾種不同濃度的溶液，用以標定螢光儀的葉綠素讀數。

1.6 鈣離子濃度的測定

參照 Tsunogai et al. (1968) 及 Olson and Chen (1981) 的 EGTA [ethyleneglycol-bis(aminoethylether)-N,N,N',N',-tetra-acetic acid] 錯化滴定法。由於鈣-EGTA [$\text{Log } K (\text{Ca-EGTA})=11.0$]，鎂-EGTA [$\text{Log } K (\text{Mg-EGTA})=5.2$] 二者的平衡常數差異非常大，所以，以 EGTA 溶液為滴定液，將可避免海水中鎂離子的干擾。

(一) 試劑

- (1) 0.01M EGTA標準溶液：所用EGTA試藥為Sigma 藥廠生產，純度97%。

- (2) 0.05%GHA/丙醇溶液：GHA即Glyoxal-bis(2-hydroxy anil), 所用 GHA試藥為 Merck藥廠生產，丙醇則為R. D.H.藥廠生產之試藥級溶劑。
- (3) 硼酸緩衝溶液：將十克 $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (試藥級, R. D.H.藥廠生產) 及三十克NaOH (試藥級, R. D.H.藥廠生產) 溶於500 毫升蒸餾水而成。
- (4) 戊醇：為R. D.H.試藥級溶劑。

(二) 步驟

利用稱重法取海水樣品二十五克左右 (低鹽度水樣可取三十克左右, 高鹽度可取二十二克左右), 秤至 0.1毫克, 加入二十克左右之 EGTA 標準溶液 (亦秤至0.1 毫克, 使得98%以上的鈣離子先行與 EGTA 螯合住。一邊以電磁攪拌器攪拌, 一邊加入四毫升的0.05%GHA/丙醇溶液及四毫升硼酸緩衝溶液, 使未與EGTA作用之鈣離子與 GHA錯合。攪拌三分鐘後, 加入五毫升戊醇, 鈣-GHA 即被萃取至戊醇中, 而在水層表面形成一紅色的有機層。然後, 利用精密度為0.0001毫升的 ABU 80 型自動滴定儀, 以EGTA標準液為滴定液, 滴定到此層紅色消失為止。以所得EGTA之滴定量連同先行加入之EGTA量, 求出海水中鈣的濃度。

(三) EGTA濃度的標定

以鹽酸將 JMC Puratronic 公司生產之純度 99.9975%碳酸鈣一級標準試藥 (Primary standard) 溶解。然後, 分別將 NaCl, $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, SrCl_2 等 R. D.H.試藥級試藥依 Na:Ca =45.2:1 ; Mg:Ca =5.1:1 ; Sr: Ca =0.0087:1 等濃度比例關係, 配成已知鈣濃度的人工海水。然後依前述滴定步驟, 由已

知鈣離子濃度求出EGTA之濃度。

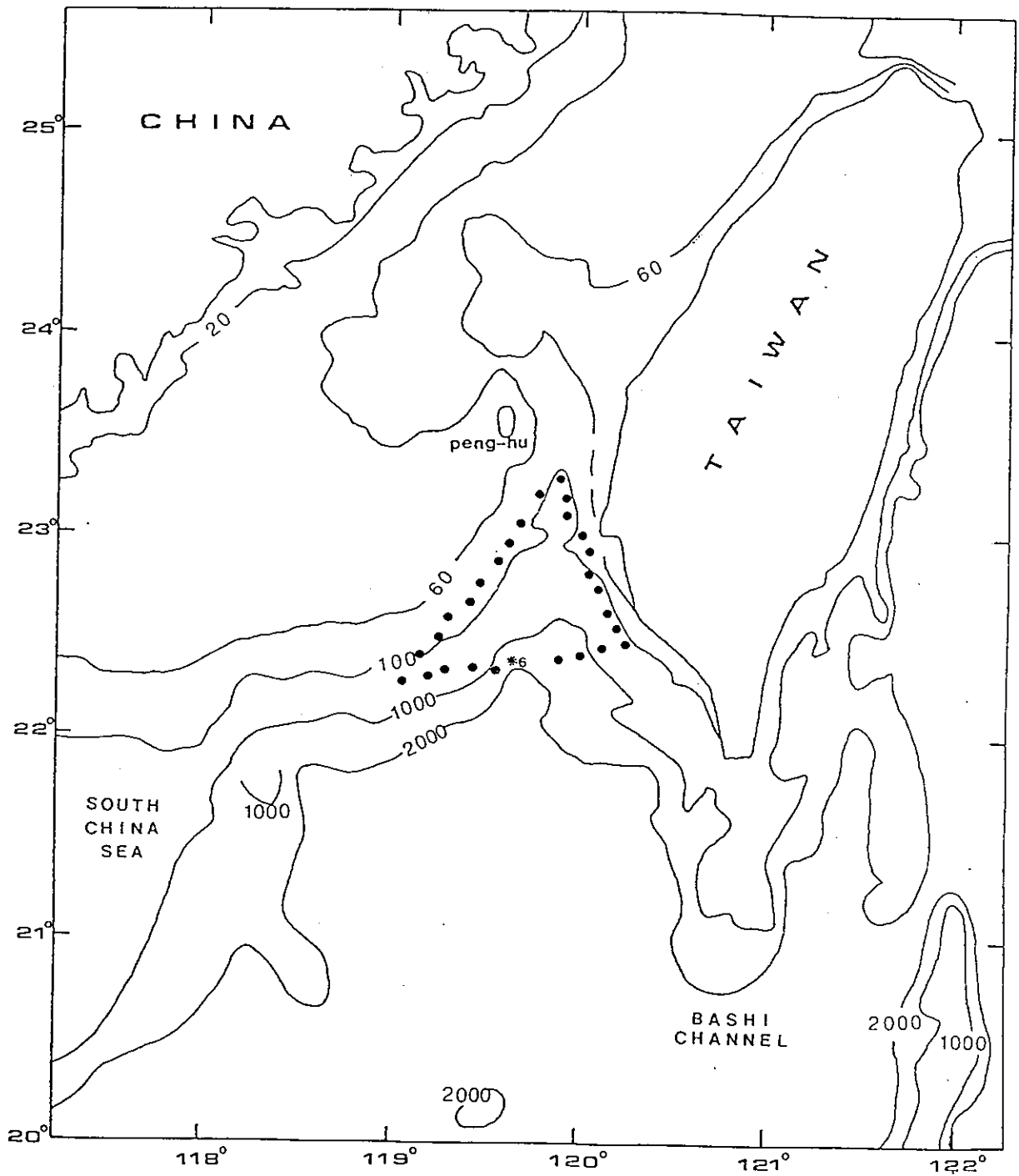
2. 研究區域

本篇資料係民國七十五年九月到民國七十七年五月利用「海研一號」七個航次的機會收集而成。

第一航次於民國七十五年九月二十七日由高雄出海，在台灣海峽南段，最北至 $23^{\circ} 40' N$ ，最南至 $22^{\circ} 20' N$ 的海域內作業，計有二十九個測站（圖 1）。於第六站除利用海況儀（CTD）記錄溫度，鹽度及深度外，並採取表層至一千五百四十公尺深之水樣，其餘二十八站則利用船上抽水邦浦，採取四公尺深之水樣進行溫度及酸鹼度的測定，鹽度、鹼度及鈣離子含量則帶回實驗室後進行。本航次於七十五年九月三十日回高雄港後結束。

第二航次於民國七十六年一月八日由高雄出海，採樣地區與第一航次略同，集中於於海峽南段，計十二採樣站（圖 2）；編號二十五站採樣點與第一航次深水站位置相同，採取表層至一千五百四十公尺深之水樣，其餘則取四公尺深之水樣。此航次所有溫度、鹽度的記錄，皆利用船上溫度計及鹽度計測量；酸鹼度、鹼度、總二氧化碳量及葉綠素甲也在船上直接測量，而溶氧及萃取式葉綠素甲則於船上作前處理後，帶回岸上實驗室測量。本航次於七十六年一月十一日回高雄港後結束。

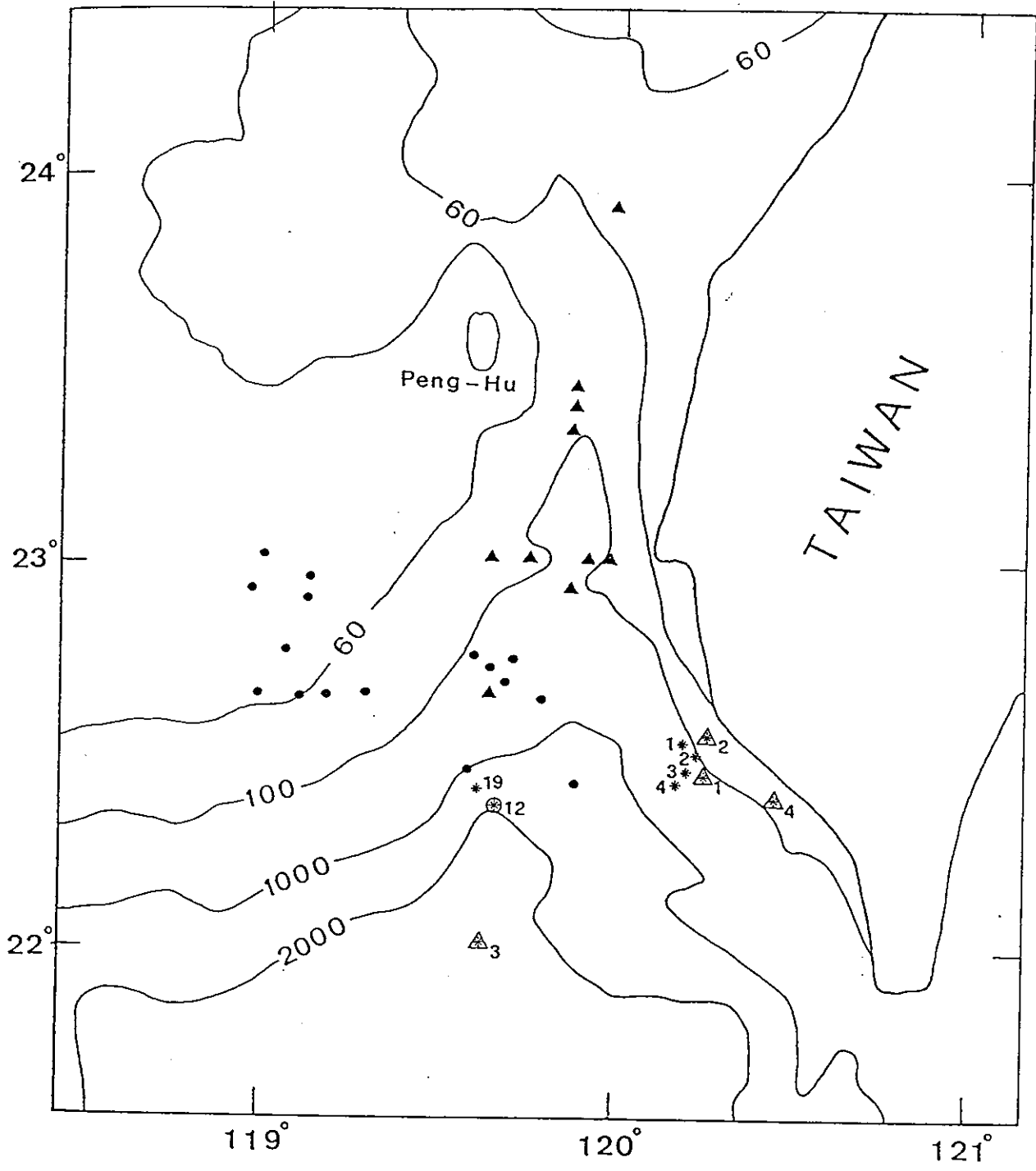
第三航次於民國七十六年三月一日由高雄出海，向南穿越巴士海峽進入太平洋菲律賓海盆，於七十六年三月四日在花蓮港上岸。本航次計有三十九站採水點（圖 3），除三十九站 ($22^{\circ} 10.7' N$, $122^{\circ} 33.80' E$) 採取表層至四千七百公尺深之水樣，並測試連續抽水邦浦至七十公尺深外，其餘仍取四公尺深水樣。溫度、鹽度的測定，全於水樣取得後在船上利用溫度計、鹽度計測量。酸鹼度，葉綠素甲，鹼度及



● 代表4米深表水站

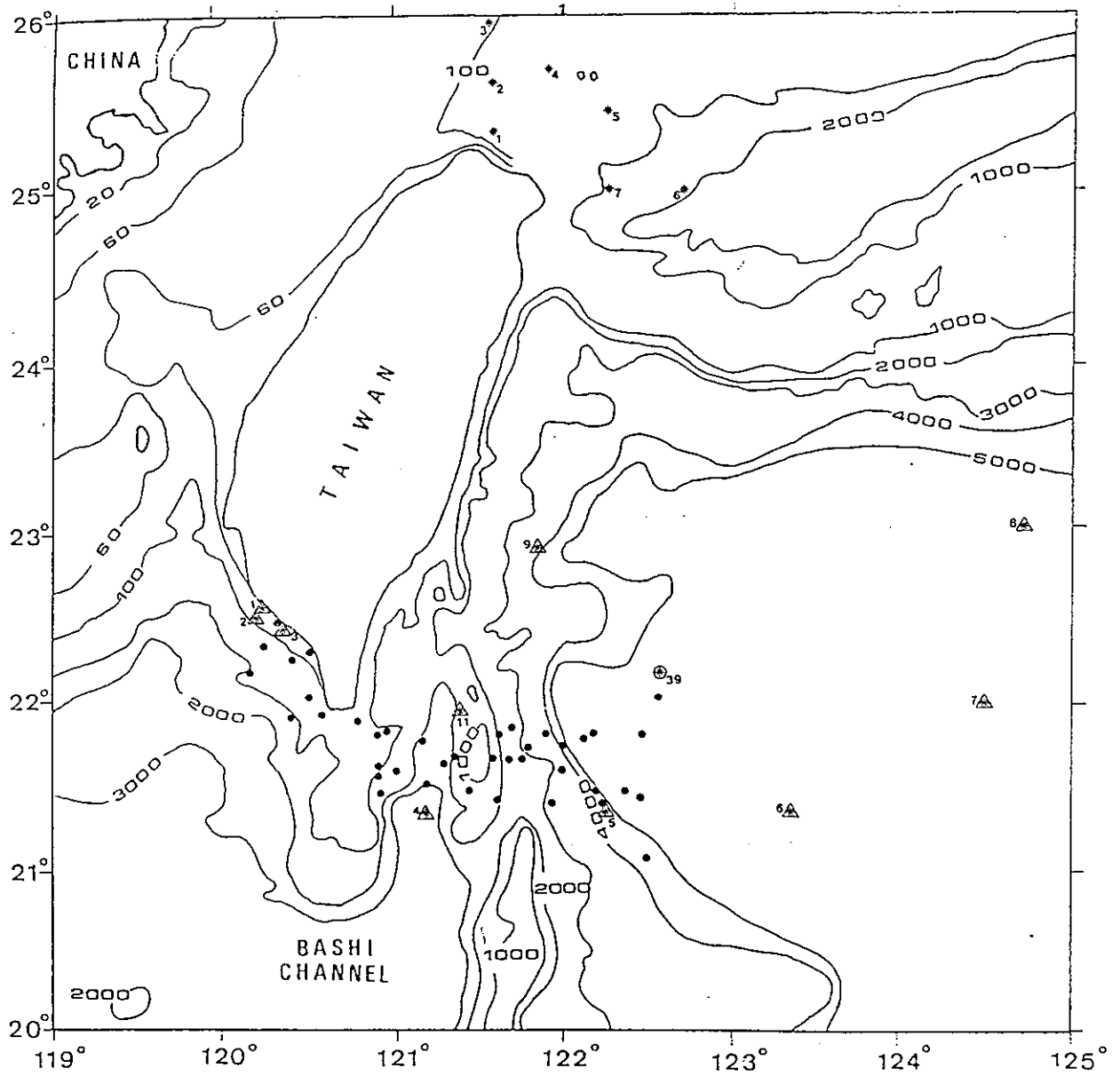
* 代表深水站

圖 1、 第一航次作業位置圖



- ▲ 代表第二航次表水站
- * 代表第二航次深水站
- 代表第四航次表水站
- ⊗ 代表第四航次深水站
- △ 代表第七航次深水站

圖2、 第二、四、七航次作業位置圖



- ⊛ 代表第三航次深水站
- 代表第三航次表水站
- * 代表第五航次深水站
- ⊠ 代表第六航次深水站

圖 3、 第三、五、六航次作業位置圖

總二氧化碳等直接在船上測量，而溶氧，萃取式葉綠素甲及鈣離子則於岸上實驗室測量。

第四航次於民國七十六年四月三十日由高雄出海，作業區域集中於台灣海峽南段，共十九站（圖2），編號十九的深水站位置與一、二航次深水站位置相同，其餘則採四公尺深水樣；溫、鹽度仍由船上溫鹽度計測量，酸鹼度及葉綠素甲直接在船上測量，其餘如溶氧、鹼度則於回實驗室後測量。

第五航次於民國七十六年九月二日由基隆港出發，作業區域為台灣東北及北部海域，計有七個深水站及十三個四公尺深水站（圖3），所有的溫、鹽度資料皆由海況儀讀取，酸鹼值則於水樣取得後在船上直接測量。其餘如溶氧、萃取式葉綠素及鹼度則於岸上實驗室內測量。

第六航次於民國七十七年三月二十八日由高雄出海，作業區域為高屏沿海，巴士海峽及西菲律賓海，計有十個深水站（圖3），所有深水站表層之溫鹽度（1-5 站 500公尺，6-11站 1000 公尺）由海況儀讀取，超過此深度則利用採水瓶附加之溫度計及密度儀求取溫鹽度。酸鹼值、溶氧、滴定總鹼度及總二氧化碳量於水樣取得後在船上直接測量，並利用海研一號 Sea Bird 型海況儀對各深水站表層 500公尺內之酸鹼值、溶氧、葉綠素甲作連續測量，其餘如萃取式葉綠素甲及部分未完成測量之鹼度樣品則於岸上實驗室內測量。

第七次於民國七十七年四月三十日由高雄出海，作業區域為西南海域，計有四個深水站（圖2），所有深水站之溫鹽度皆以海況儀讀取，並於水樣採取時，附加顛倒式溫度計，以便重覆檢核溫度。酸鹼度及葉綠素甲直接在船上測量，其餘如溶氧及鹼度則於回實驗室後測量。

3. 過量二氧化碳計算方式

海洋中碳的貯存方式，除了水體中的碳酸根及碳酸氫根外，其餘就是海洋生物體組織內的有機碳、碳酸鈣質骨骼及無機的碳酸鈣沉積。

依照 Redfield et al. (1963) 及 Chen et al. (1982) 所提出的有機物質分解模式，分解一份有機物質，水體中所增加的碳、氮、磷、氧氣及滴定總鹼度間的比為 106:16:1:-138:-17。而分解一份碳酸鈣則增加一份鈣離子及二份滴定總鹼度，所以當一原在表層的海水，移置到深海某一位置時，除了原先與大氣達成某種程度平衡而獲取的總二氧化碳量以外，海水本身所含的碳酸鈣及有機物的分解，會對水體中總二氧化碳量，滴定總鹼度及 AOU 產生影響。假設在此移置過程中有 X 莫耳碳酸鈣及 Y 莫耳有機物分解則

$$\Delta \text{TCO}_2 = \text{TCO}_2(m) - \text{TCO}_2^\circ = X + 106Y \text{-----} (1)$$

$$\Delta \text{TA} = \text{TA}(m) - \text{TA}^\circ = 2X - 17Y \text{-----} (2)$$

$$\text{AOU} = \text{O}_2^\circ - \text{O}_2(m) = 138Y \text{-----} (3)$$

$\text{TCO}_2(m)$: 表總二氧化碳的實際測量值

TCO_2° : 表總二氧化碳的起始值

ΔTCO_2 : 表總二氧化碳之測量值與起始值差

$\text{TA}(m)$: 表滴定總鹼度的實際測量值

TA° : 表滴定總鹼度的起始值

ΔTA : 表滴定總鹼度之測量值與起始值差

O_2° : 表相同位溫狀態下之飽和溶氧

$\text{O}_2(m)$: 表海水溶氧之實際測量值

消去上列式中的 X 與 Y 後：

$$\text{TCO}_2^\circ = \text{TCO}_2(m) - 0.5 [\text{TA}(m) - \text{TA}^\circ] - 0.83 \text{ AOU} \text{-----} (4)$$

(4) 式最初為 Chen and Millero (1979) 所提出。主要是利用測得的總二氧化碳量、滴定總鹼度、溶氧的數據、求取海水最初與大氣平衡的總二氧化碳量。而自產業革命以來，大氣二氧化碳濃度不斷增加，相對的表面海水的總二氧化碳量也有逐漸增加的趨勢，因此，Chen and Millero (1979); Chen and Pytkowicz (1979); Chen et al. (1982); Chen (1984, 1985, 1986); Poisson and Chen (1987) 等都提到直接利用海洋碳酸鹽數據，推導過量二氧化碳的海洋穿透深度，其基本的方式如下：

$$\Delta \text{NTCO}_2^\circ = \text{NTCO}_2^\circ (\text{現在}) - \text{NTCO}_2^\circ (\text{過去}) \text{-----} (5)$$

$$= \text{NTCO}_2^\circ (\text{現在}) - [\text{NTCO}_2(m) - 0.5 (\text{NTA}(m) - \text{NTA}^\circ (\text{現在})) - \text{RKR} * \text{AOU}] \text{-----} (6)$$

$$\text{NTCO}_2 = \text{TCO}_2 * 35 / S \quad (S : \text{海水樣品的鹽度})$$

$$\text{NTA} = \text{TA} * 35 / S$$

RKR : 為生物軟體內C/O之比例

不同深度水體的起始總二氧化碳量，可以代表過去某一時間的表水起始總二氧化碳量，如果與現在表水的起始總二氧化碳量相比較，即可反應過量二氧化碳進入海洋的訊號，同時也可估算出過量二氧化碳穿透海洋的深度。而 (5)、(6) 式中，將 TCO_2 、 TA 扣除鹽度效應後，

以NTCO₂、NTA替代的原因有二：一者將TCO₂及TA依鹽度比例換算成同一鹽度狀況下，以利比較。二者可以避免海水樣品，由於蒸發或碳酸鈣沉澱使得TCO₂及TA改變。

利用海洋碳酸鹽資料求取過量二氧化碳穿透深度的方法，有幾個限制及前提：

1、不同的水團有不同的起始總二氧化碳及滴定鹼度值。以我們研究的北太平洋菲律賓海區域為例，北太平洋的深水皆由南極而來，長久以來一直為科學家們所接受。而 Mantyla and Reid (1983)更明確的表示南極底層水經過赤道之後由 East Mariana 海盆，經過 West Mariana Basin 進入菲律賓海。因此在計算北太平洋中層水以下的深水站過量二氧化碳時，所用的起始方程式，應是 GEOSECS在50°S以南表水所搜集的總二氧化碳量及滴定鹼度，依位溫迴歸而成的方程式 (Chen et al., 1986)：

$$\text{NTA}^\circ (\mu\text{eq}/\text{kg}) = 2384 - 4.2 * \theta (\pm 9)$$

$$\text{NTCO}_2^\circ (\mu\text{mol}/\text{kg}) = 2219 - 11 * \theta (\pm 16)$$

括號內表示方程式的標準偏差。

菲律賓海面混合層根據 Chen and Pytkowicz (1979)指出，北太平洋表水的起始方程式，由於地域不同而不同，菲律賓海臨近其畫分的西北區域，所以表層水用太平洋西北海域的起始方程式：

$$\text{NTA}^\circ (\mu\text{eq}/\text{kg}) = 2384 - 3.36 * \theta (\pm 11)$$

$$\text{NTCO}_2^\circ (\mu\text{mol}/\text{kg}) = 2242 - 12.08 * \theta (\pm 18)$$

至於介於表水與深水之間，深約 500 - 1500公尺的北太平洋中層

水，由於西北太平洋中層水起源地的起始方程式無所獲悉，所以在計算過量二氧化碳時，完全依賴位溫 - 鹽度圖形去估量表水，深水參與混合的比例，並依此比例求出起始方程，算出過量二氧化碳。

2、表水滴定鹼度的起始方程自產業革命以來沒有改變過。

表層海水的滴定鹼度不會受到大氣中二氧化碳濃度異動的影響，同時表水中碳酸鈣多呈過飽和，也不至因碳酸鈣溶解影響滴定鹼度（Chen and Millero, 1979; Broecker et al., 1985），所以表水的滴定鹼度主要受溫度及鹽度的影響，而 Brewer et al. (1983) 指出這幾年來海水溫、鹽度的變化，對滴定鹼度沒有什麼影響。縱觀這十數年來，由許多海洋探測計畫所收集的表水滴定總鹼度值發現，NTA 與位溫呈線性關係（不同地域有不同的線性關係），而這層關係從過去、現在甚至於未來都不致有太大的變動，因此在利用碳酸鹽資料求取過量二氧化碳訊號的基本前題是產業革命以來表水的滴定總鹼度沒有變異。

3、假定最初水團離開水氣交換介面時，海水中總二氧化碳濃度與當時大氣二氧化碳濃度維持一固定程度的平衡，或者說海水的二氧化碳分壓須與當時大氣二氧化碳分壓維持一固定差異，如此才可排除海氣間交換不平衡的現象，而真正的看出起始總二氧化碳量隨時間的變異。

4、假定水團離開表水時，海水中溶氧已與大氣達成平衡。雖然有些地區表水不一定飽含溶氧，Broecker et al. (1985)，指出表水沒有飽含溶氧，可能導致在估量過量二氧化碳時，產生 $5 \mu\text{mol/kg}$ 的不確定度，但是這與過量二氧化碳所表現出來的訊號（約 $40 \mu\text{mol/kg}$ ）來比，還不致遮掩住過量二氧化碳的訊號。由以上幾個前提，利用

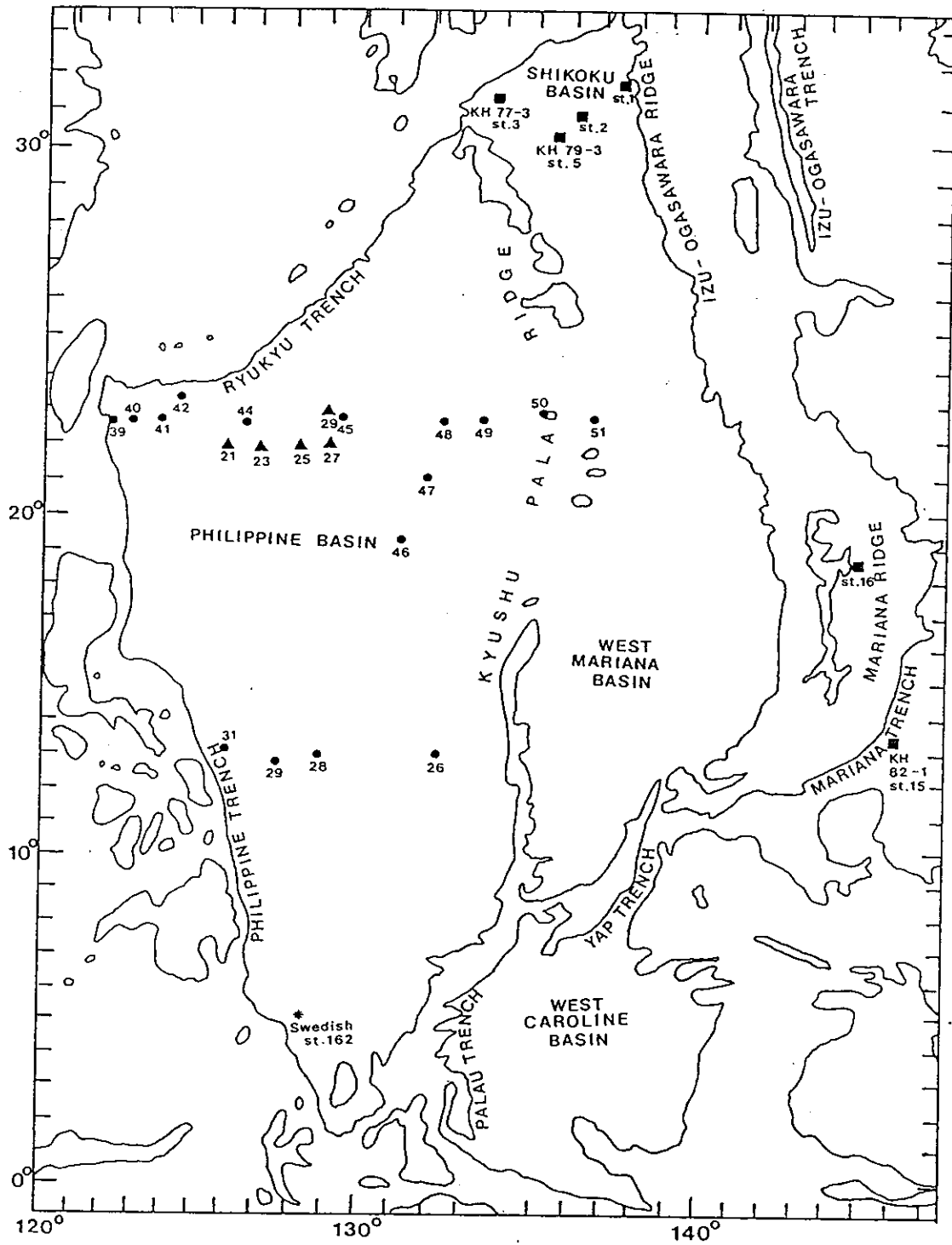
第三航次、第六航次的菲律賓海資料，及第七航次的西南海域資料，去估算當地的過量二氧化碳穿透深度。

三、結果與討論

1、菲律賓海域

廣義的菲律賓海大致和菲律賓海板塊所涵蓋的海域相近（圖4），北起日本經琉球，向西到台灣、菲律賓為其西界，其東則以 Izu-Ogasawara Ridge, Mariana Ridge 等所圍起之略呈菱形的區域為界，大致在東經 $145^{\circ} \sim 123^{\circ}$ ，北緯 $10^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 範圍內。海盆內以 Kyushu Palauridge 為中界，以東的海盆稱為 West Mariana Basin，以西則稱為 Philippine Basin，即為大家所熟知的西菲律賓海。而最北方接近日本則有 Shikoku Basin，這三個海盆中以 Philippine Basin 最深，平均達 5500 m。

根據 Sudo (1983) 的說法，菲律賓海的深層水主要是從 Mariana ridge 西南側的缺口 (11°N , 141°E , 深約 4500m) 進入 West Mariana Basin，然後大部分深水向北流經 Shikoku Basin 後，依逆時鐘方向進入 Philippine Basin，另一部分深水則在到達 Shikoku Basin 前，直接由 Kyushu Palau Ridge 在 25°N ，或者更南的缺口直接進入 Philippine Basin，而底層水根據 Mantyla and Reid (1983) 的說法，南極底層水由 Southwest Pacific Basin 進入 Central Pacific Basin 後，向西進入 East Mariana Basin，然後經由 Guam (14°N , $143^{\circ}2'\text{E}$) 南方的缺口進入 West Mariana Basin 及 Shikoku Basin，然後再進入 Philippine Basin。至於中層水，北太平洋中層水在 500 ~ 1500 公尺之間，溫度為 $5 \sim 12^{\circ}\text{C}$ ，鹽度為 $33.9 \times 10^{-3} \sim 34.4 \times 10^{-3}$ ，是菲律賓海各水團中鹽度最低者。菲律賓海由於氣候惡劣及距離世界



● 代表 INDOPAC 測站 (取自 INDOPAC Expedition Data Report, 1978)

■ 代表日本測站 (取自 Horibe, 1981, 1983 及 Ikegami, H. and S. Kanamori, 1983)

* 代表瑞典測站 st.162 (取自 Bruneau et al., 1953)

▲ 代表 CHIPS 測站 (取自 白 等人, 1987)

圖 4、 菲律賓海文獻中大區域採水站位置圖

主要的海洋研究所較遠，所以過去一直未受到重視，近幾年由於海洋中過量二氧化碳問題，及核能廢料深海投拋雙重誘因的趨使之下，科學家們開始對於菲律賓海域深層部分的海水特性加以分析研究，深層鋒面正是一個對計算過量二氧化碳及深海投拋廢棄物極有影響力的現象，因此在討論主題—菲律賓海碳化學之前，先對深層鋒面的存在與否進行研究，一則可以對菲律賓海深水的水文來源有一認知，以為碳酸鹽研究鋪路，一則可為未來深海投拋廢棄物作參考。

由於尚未建立營養鹽分析的架構及海研一號海況儀施放深度的限制，所以一般鹽、溫、溶氧及營養鹽的資料，皆利用參考文獻加以分析，而碳酸鹽的資料則利用海研一號兩個航次所採集的資料加以分析，以期對西菲律賓海甚至整個菲律賓海的碳酸鹽化學及深層鋒面有所了解。

1. 1 菲律賓深層鋒面

近數十年來，自從農、工、商業發達之後，廢料的處理變成日益重要的課題。要尋找一個既方便處理廢料，又不會影響到人類生活，或造成環境污染的地方，也愈來愈不容易。目前，大家把焦點放在海洋，因為，海洋佔了地表的百分之七十一，若能充分利用，則可解決陸地不敷使用的問題。廢料的種類繁多，不勝枚舉，小到日常生活廢棄物，大到具有毒害的工業廢料，尤其現在核能發展迅速，所產生的高強度或低強度廢料，更是具危險性的產物。如果處理不當，不但影響環境品質，破壞資源的利用，更影響人類生活的安全。我國目前之一般工業廢料雖有若干海拋情形，但均局限於淺海。核能廢料則暫時於陸上儲存，但陸地上之合適儲存場地難求，是否能於海上尋找一個永久安全貯存的地點，已成為現在大家注意的焦點。

我國考慮可以作為處理核廢料的地點，是在菲律賓海區域，此區域水深夠（有些可深至五、六千公尺）。而且，向外開口，可使廢料

擴散到大海中，而降低其危險性。本次研究即針對此區域的一些海洋化學性質，以美國 Scripps 海洋研究所對該地區所做的資料，試著找出菲律賓海底層是否有不連續的界面 (benthic front) 存在。此界面是由於二股水團因鹽度、密度、或其他性質差異所造成，如果廢料放置於有此界面的海底，即使廢料溢散出，也只會往水平方向擴散，而不太容易垂直移動。此時，即使有垂直擴散，廢料濃度也已稀釋到對人體、環境無害的程度了。

(一)、方法：

本研究資料主要是採用1976年 5月 5日到19日 INDOPAC Leg II 的數據，另外，輔助的資料為白晝禎等人 (1987) 在1985年 5月22日到 6月 1日--西菲律賓海之水團化學特性初步研究的報告，筆者分析的項目包括二個化學性質之間的比對，再加上對表觀氧消耗量 (AOU) 及 $O_2 + 138/16 * NO_3^-$, $O_2 + 138 * PO_4^{3-}$ 的分析。AOU (Apparent Oxygen Utilization) 表示海水溶氧離飽和程度的遠近。假設一水團離開表水時與大氣達成完全平衡，此時溶氧應呈飽和，後來水體離開表層，由於生物有機體的分解會消耗氧，致使水中含氧量減少，而其間的差值就可反應有機物分解的多寡。AOU 愈大即表示海水中溶氧愈不飽和，而 AOU 呈現負值則表示海水中溶氧為過飽和，海水中溶氧飽和度的計算，主要參照 Chen (1981) 利用位溫及鹽度參數計算而來，而 σ_t 的計算計主要參照 UNESCO (1983)。 σ_t 的意義是將海水絕熱移置到 4000 decibar 的水壓位置時，此時海水的密度值減去 1 後再乘以 1000 所顯現的值。由於 σ_t 的位溫參考面訂為 4000 decibar，因此有助於我們了解 4000 公尺左右水團的穩定性、而此地區深層鋒面的位置也應在 4000 公尺附近，因此 σ_t 是一個很好的判定因子。至於 $O_2 + 138/16 * NO_3^-$, $O_2 + 138 * PO_4^{3-}$ 的應用方式，主要依據 Broecker (1974) 的作法，原理是海中生物分解，會消耗氧氣放出 NO_3^- 及 PO_4^{3-} ，所以 O_2 , NO_3^- , PO_4^{3-} 之間

互有補償關係，因此只要知道消耗一份氧氣會產生幾份 NO_3^- 及 PO_4^{3-} 後，即可依此反推溶氧到最初起始狀態，而以此做為水團的追蹤劑。

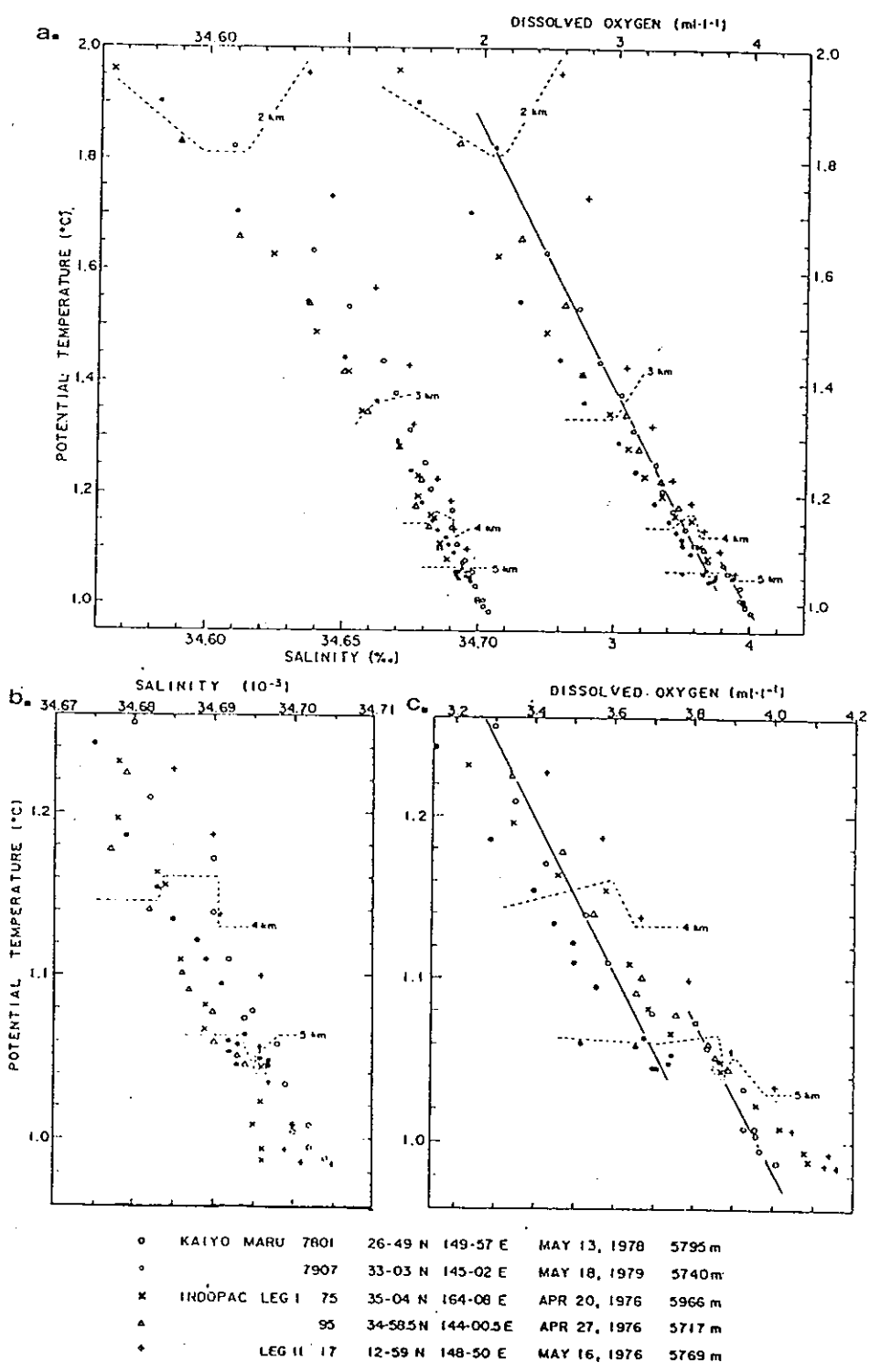
(二)、結果：

過去曾有日本水產研究所做過調查報告，（水產庁，東海區水產研究所，1982），使用的包括 INDOPAC的數據及其他研究航次的數據。根據他們以溶氧對位溫所做的結果（如圖5），認為在3658至3901公尺，及 4663 至 4913 公尺之間有不連續面的存在，而根據位溫對鹽度的變化，在西北太平洋附近，底層水與上層水有不連續現象，但在本州東南方則沒有看到。

筆者分析 INDOPAC及白等人（1987）的資料，從報告中可以看出 CHIPS 所採的數據並不很密集，可能是測站間的偏差，或實驗步驟的差異，只有 SiO_2 的一致性較好。由於兩個航次的地點差不多，CHIPS 有24個站，大致位在北緯 21° 到 24° ，東經 120° 到 129° 之間，INDOPAC有 44,45兩站位置與 CHIPS的 21~ 29站接近，（如圖4），所以，可比較兩者 SiO_2 對深度的變化，由這二種資料比對，筆者發現二種數據本身的精密度都不錯，但兩者之間卻有某種程度的偏移，而且，CHIPS 的測站深度間距相當大，這對判斷深部底層界面沒有太多助益，因此，筆者只把 CHIPS的資料當作輔助的工具，而主要仍以 Scripps 的 INDOPAC資料為主。

I、各站本身

以深度對各種化學因子（S、 θ 、 O_2 、AOU、nutrients...etc.）作圖的結果（如圖6-8），各站除了營養鹽分佈較不規則外（圖6），大致可以看出其他化學因子在 4000 至 4500 公尺左右趨於不變，當然，偶而也有些小突起，這只能認為是數據處理的準確性問題，而不能看成其具有某些底層變化的現象。所以，一般而言，純粹由深度對其他化學因子作圖，可能由於解析度不夠，故無法看出任何水層底



a. 位温—溶氧圖 b. 位温—鹽度圖 c. 位温—溶氧圖

圖5、 西北太平洋區位温—溶氧及位温—鹽度圖

(取自水產庁，東海區水產研究所，1982)

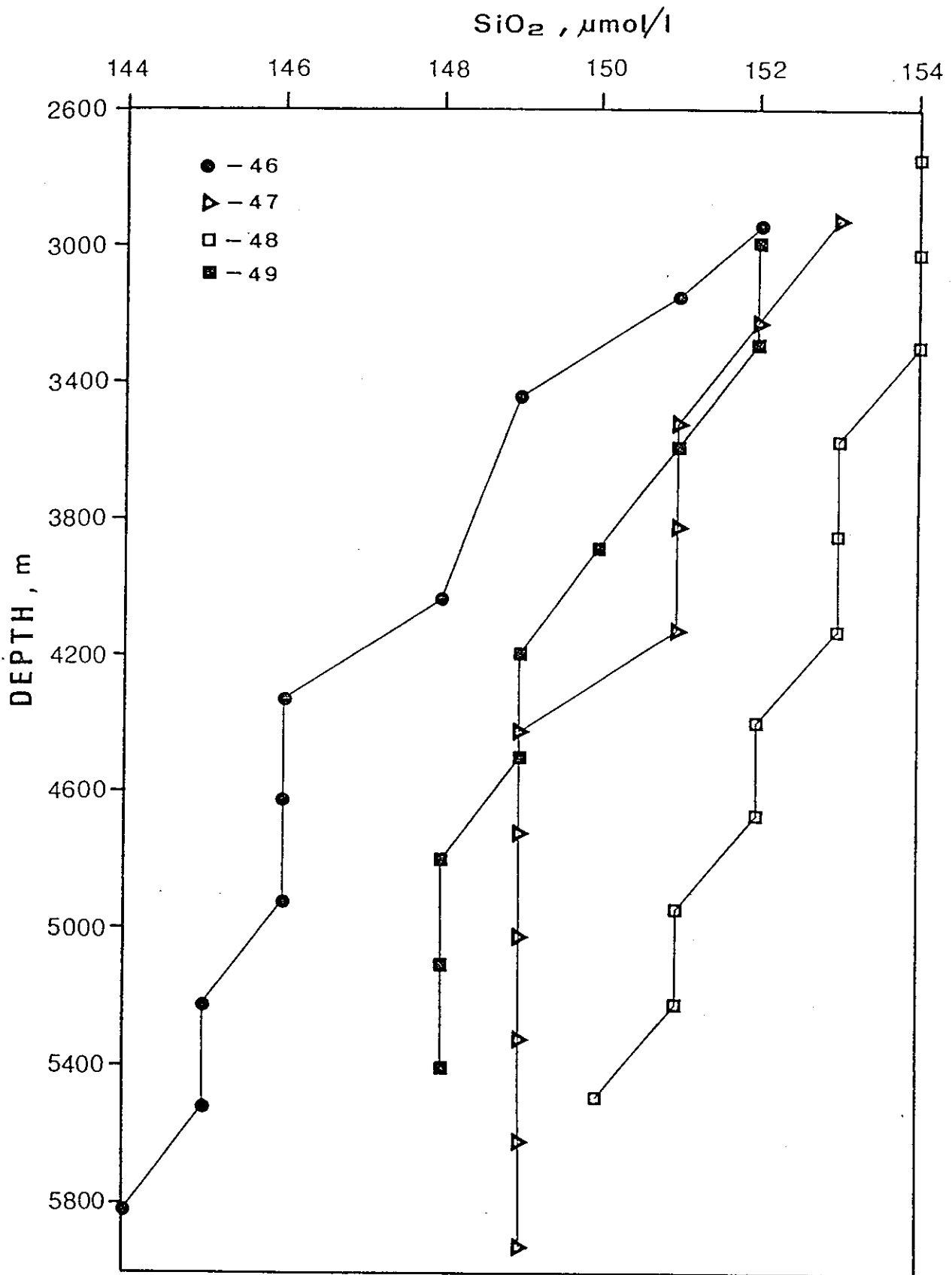


圖6、 INDOPAC 測站 46, 47, 48, 49 之深度-- SiO_2 圖

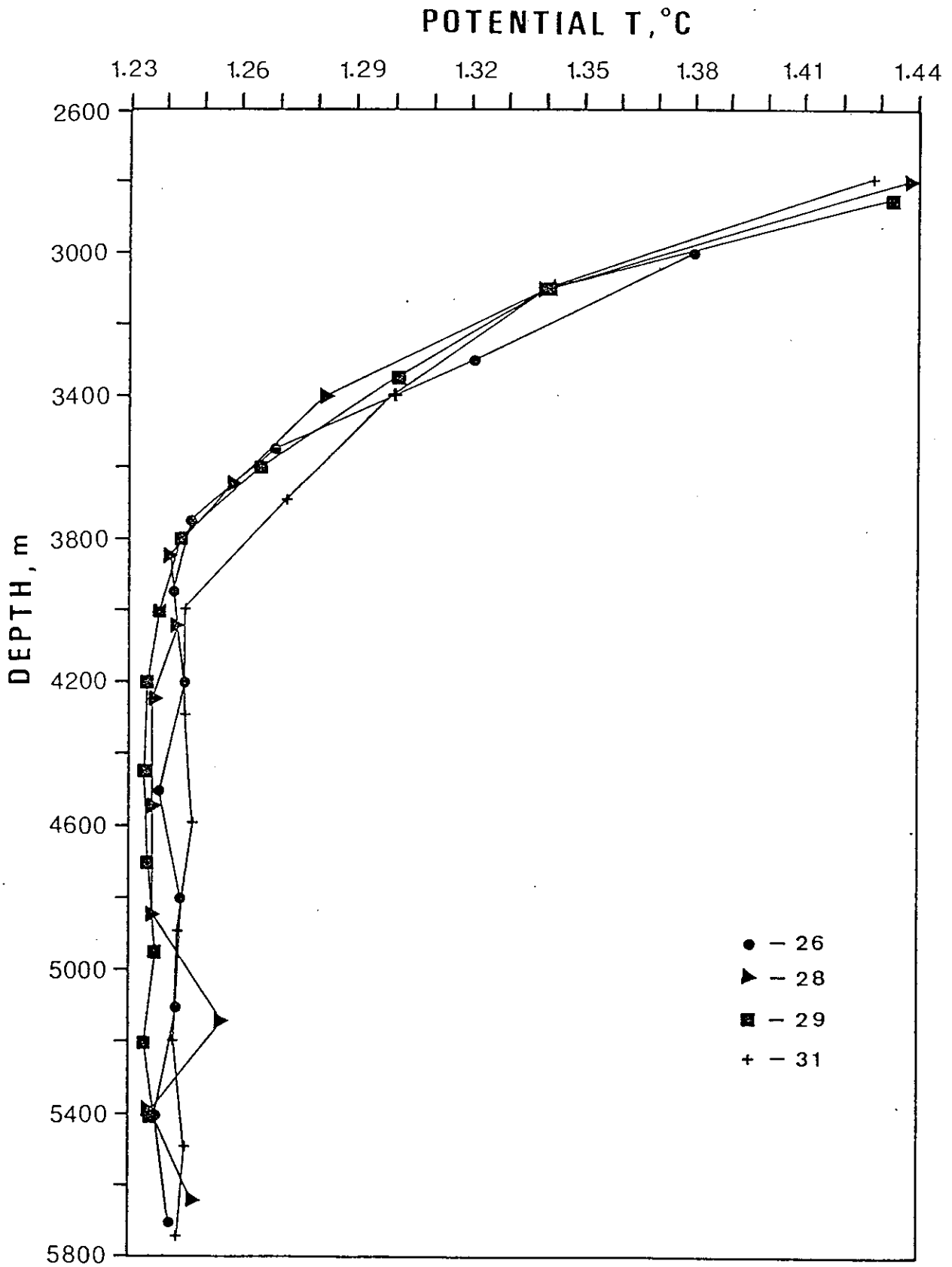


圖7、 INDOPAC 測站 26, 28, 29, 31 之深度--位溫圖

SIGMA 4

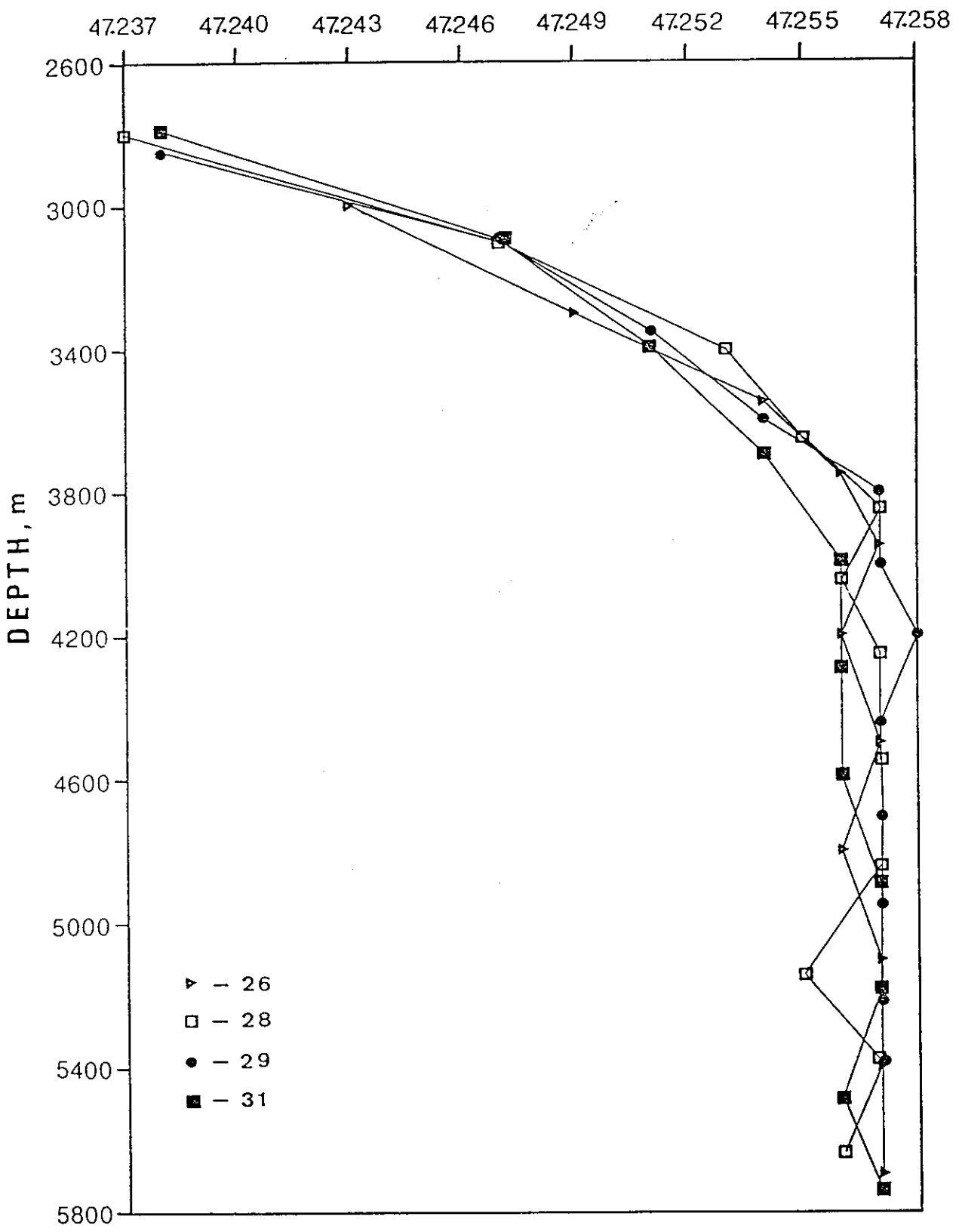


圖 8、 INDOPAC 測站 26,28,29,31 之深度-- σ_4 圖

部歧異的現象。

II、各站間任二相異化學因子互相比對

筆者主要選圖4上所列的站作分析，理由有二：

第一、這些站位於菲律賓海盆內，且不在海溝上，深度超過5000公尺，地質條件較穩定（海溝一般而言多是板塊交接位置，地質構造不穩定）。

第二、其位置較近台灣，採行海拋時，較符合經濟效用。

由各站的 Depth-Potential T 圖形中，大致可以看出菲律賓海盆底層水的 Potential T 隨逆時鐘方向，有愈來愈高的趨向。同時，依照Sudo (1983) 發表的論文看來，Potential T (位溫) 是一個比較有效，可看出 benthic front 的因子。筆者所繪的位溫圖形中，只有 #26、28、29、31 (如圖7) 在 4000 公尺左右有一突然的轉折，而其他測站則是漸進改變，因為 #26~31 在整個菲律賓海盆看來，應是深層水流經海盆的最末端，照理說，如果有底層鋒面的話，轉折與其他各站比較應較為不明顯。而筆者所看到的情形恰好相反。另外， σ_t 也有相同的現象，#26、28、29、31 (如圖8) 之折點最清楚，這可能是因 σ_t 是 θ 、 S 的函數，當 S 不變時，即 θ 的函數，我們所作 $\theta - \sigma_t$ 圖形近乎一直線，也就說明在此區域內 σ_t 幾乎隨 θ 而變，所以， θ 有折點， σ_t 也會有折點。至於觀察到折點現象的測站與預測不相符合，除非深水的流向並非文獻所提的逆時鐘；而是順時鐘流向才有辦法解釋。至於其他因子中，鹽度分佈多為一平滑曲線，看不出異常現象，營養鹽的分佈呈不規則，亦看不出異常現象。

$\theta - S$ 的圖形在深水的地方有些折點 (圖9)，但各站的深度無法符合，這大概是數據的準確度問題所造成。營養鹽-AOU 的作圖 (如圖10) #46、47、48、49，之 AOU 與 SiO_2 的關係分佈沒有規則可循，看不出任何深層鋒面之現象。 $\theta - O_2$ 之圖形 (如圖11) 也沒有像日本水產研究所作的西北太平洋區域 (如圖5)，在水層上下有兩個

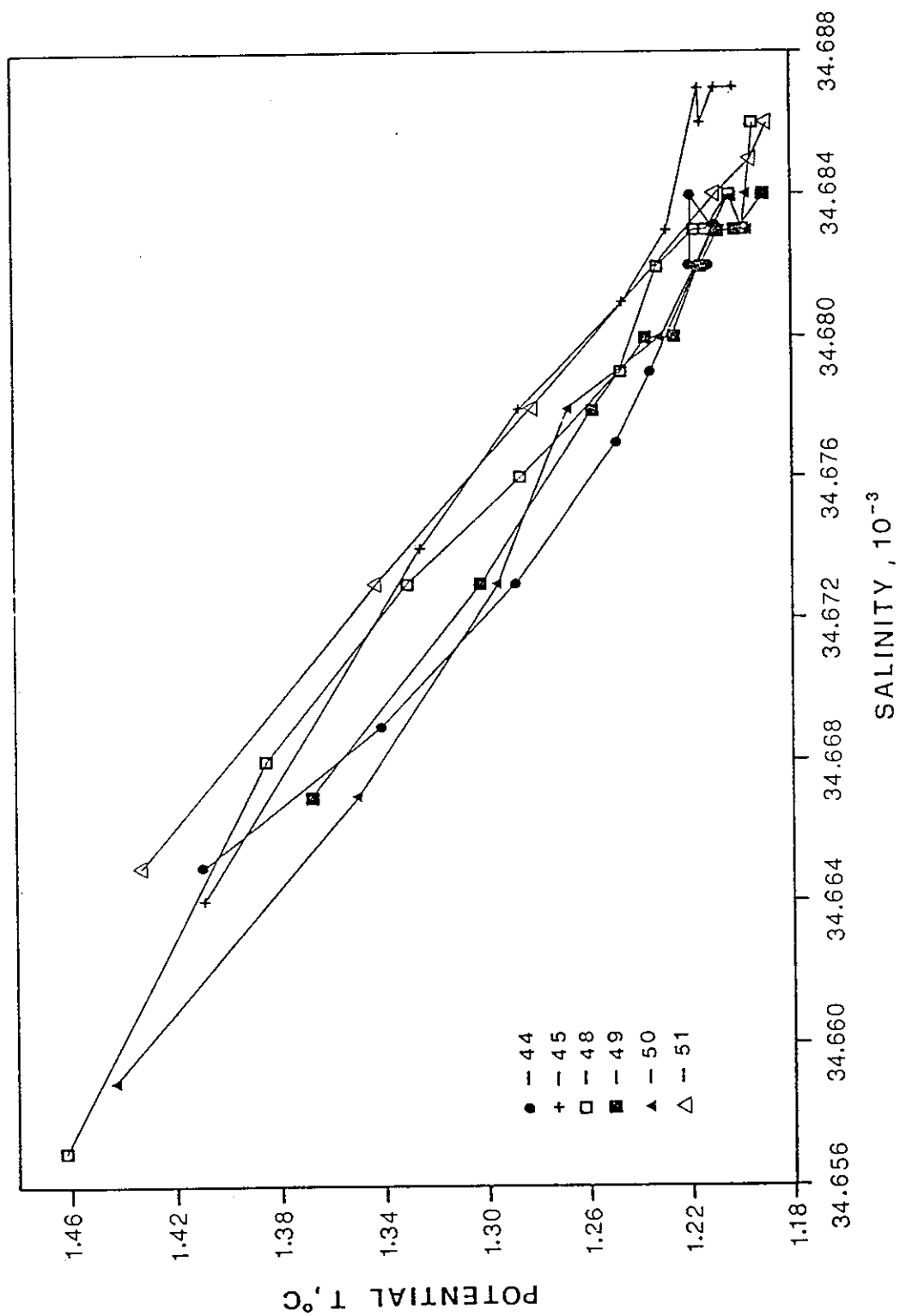


圖9、INDOPAC 測站 44, 45, 48, 49, 50, 51 之位溫--鹽度圖

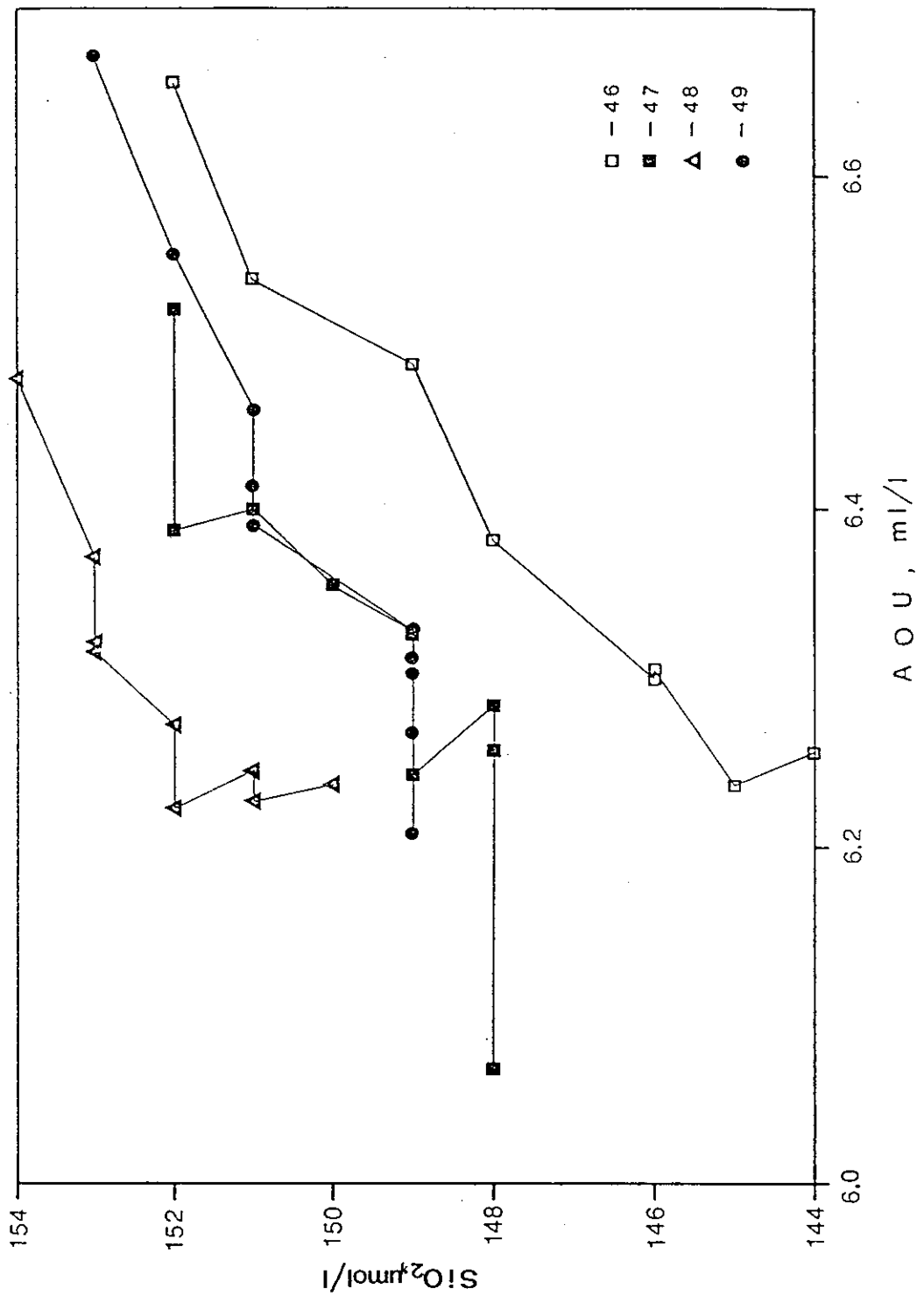


圖 10、INDOPAC 測站 46, 47, 48, 49 之 SiO₂ 之 AOU

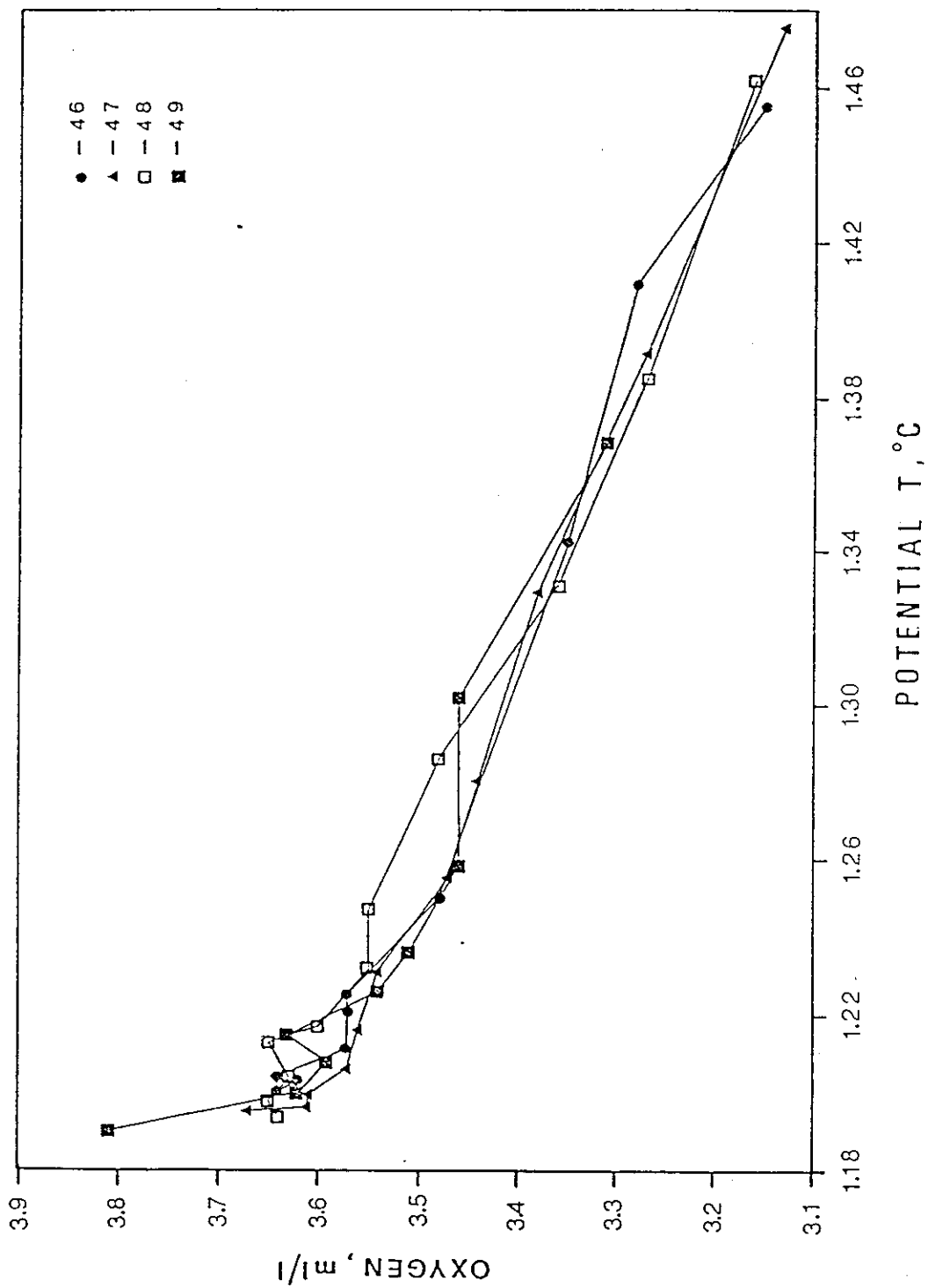


圖 1 1、INDOPAC 測站 46, 47, 48, 49 之溶氧--位溫圖

不同的趨向，菲律賓海區域看不出這種現象，但是底層水之 $\theta - \sigma_t$ 圖例中有折點出現，是否意味著深層水有某些微小的變化？另外，IN-DOPAC #46、47、48、49 之 $\text{SiO}_2 - \theta$ 圖形中（如圖12），在 $\theta = 1.22$ ，約4100公尺附近也有折點出現，而其他的測站則無此現象。至於其他化學因子的作圖，不是呈平滑曲線就是分佈不規則，無法看出異常現象。

III、化學因子隨深度的變化梯度

利用各因子隨深度的變化率，彼此互相比對，仍以 Potential T gradient 最明顯（如圖13, 14），其餘則多呈不規則分佈。Sudo 在 1983年的一篇論文中提到，在西北太平洋盆地深層水與底層水分野的深層鋒面上，位溫梯度由 $1.5 * 10^{-4} \text{K/m}$ 突然變為 $0.5 * 10^{-4} \text{K/m}$ ，在菲律賓海域也大致有這種情形，不過，變化幅度沒有上述明顯。4000公尺以下梯度幾乎沒有變化，這表示 4000 公尺以下的水層非常均勻，Sudo稱此層水為 bottom homogeneous layer。至於其他化學因子，在深層水或有看到，可是往往這個化學因子只有一、二站出現異常，而其他站沒有，很難讓人相信這個數值異常的真實性。再以 SiO_2 的梯度來看，4000公尺以下大致保持一個定值，所以，筆者大致可以說 4000 公尺以下的水層相當均勻，但是其上是否有深層鋒面則不敢確定。

IV、利用 NO_3 & PO_4 [$\text{O}_2 + (\text{NO}_3 + \text{NO}_2) * 138/16$ ， $\text{O}_2 + \text{PO}_4 * 138$]

我們利用 $\text{O}_2 + (\text{NO}_3 + \text{NO}_2) * 138/16$ 及 $\text{O}_2 + \text{PO}_4 * 138$ 對深度作圖（如圖15、16），也沒有看出明顯的底層鋒面。

(三)、結論

(1) 位溫、鹽度、 SiO_2 的梯度及 σ_t 等資料使筆者相信在 4000 公尺

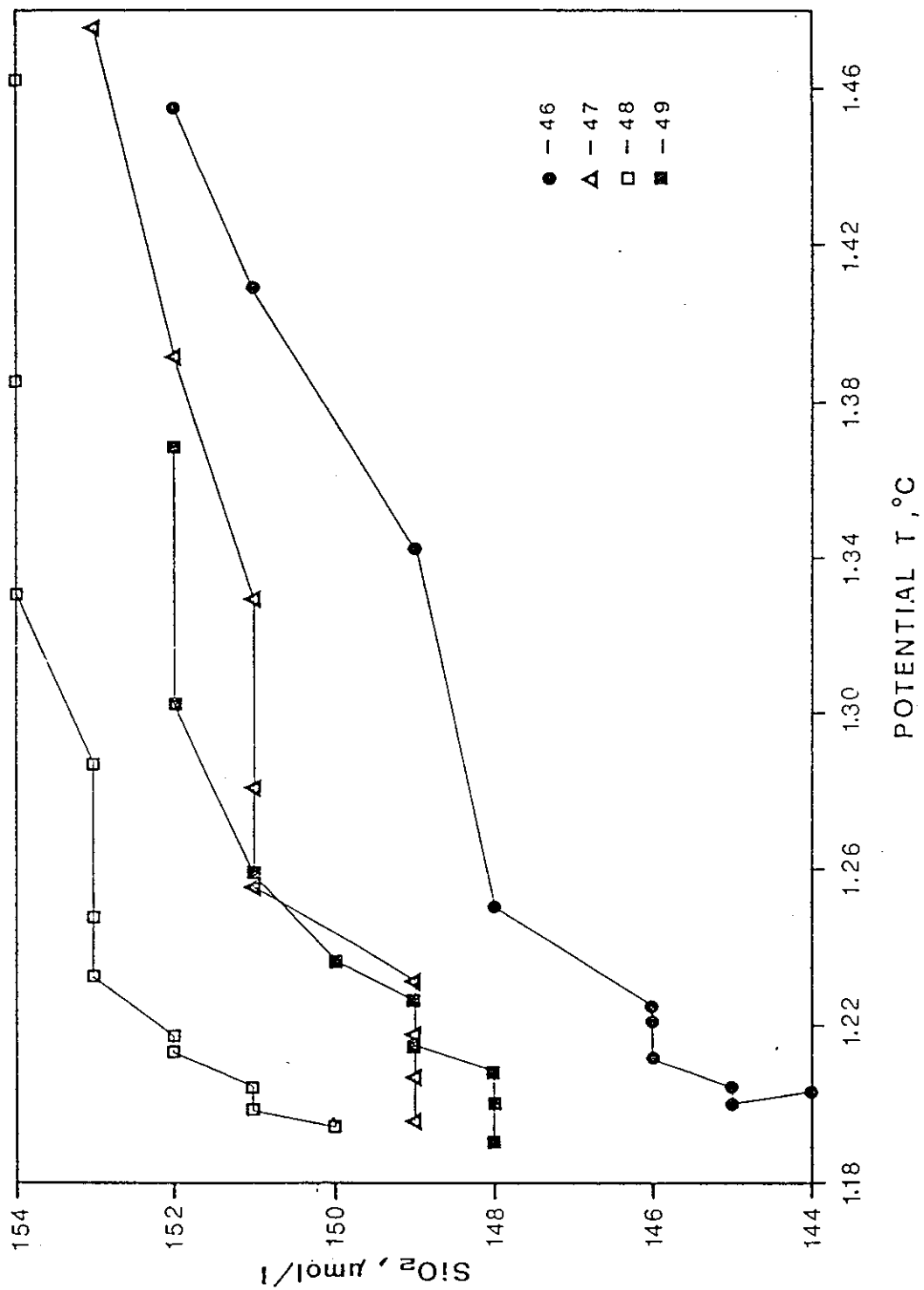


圖 1 2、INDOPAC 測站 46, 47, 48, 49 之 SiO₂ 位溫圖

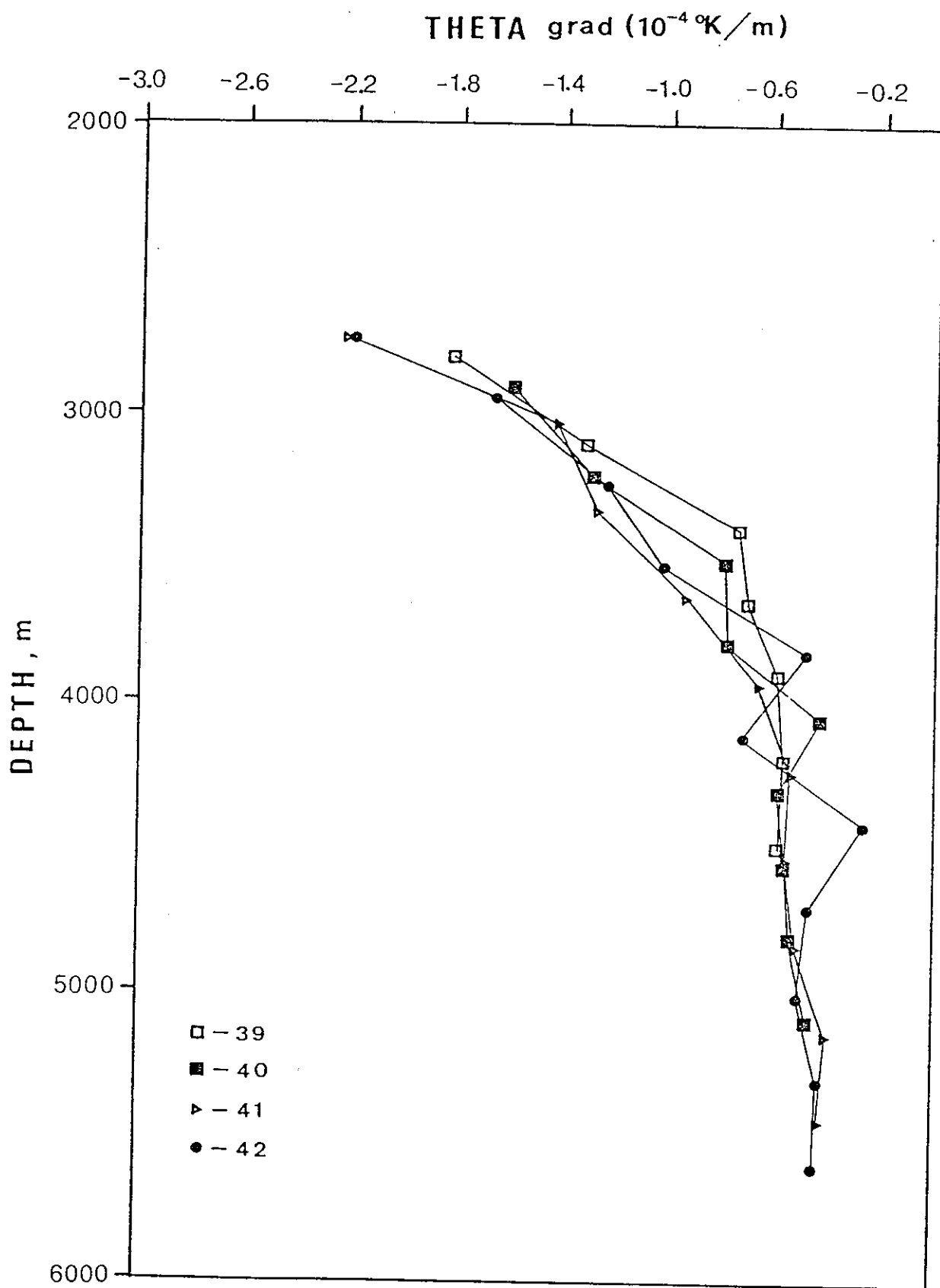


圖 1 3、INDOPAC 測站 39, 40, 41, 42 之深度--位溫梯度圖

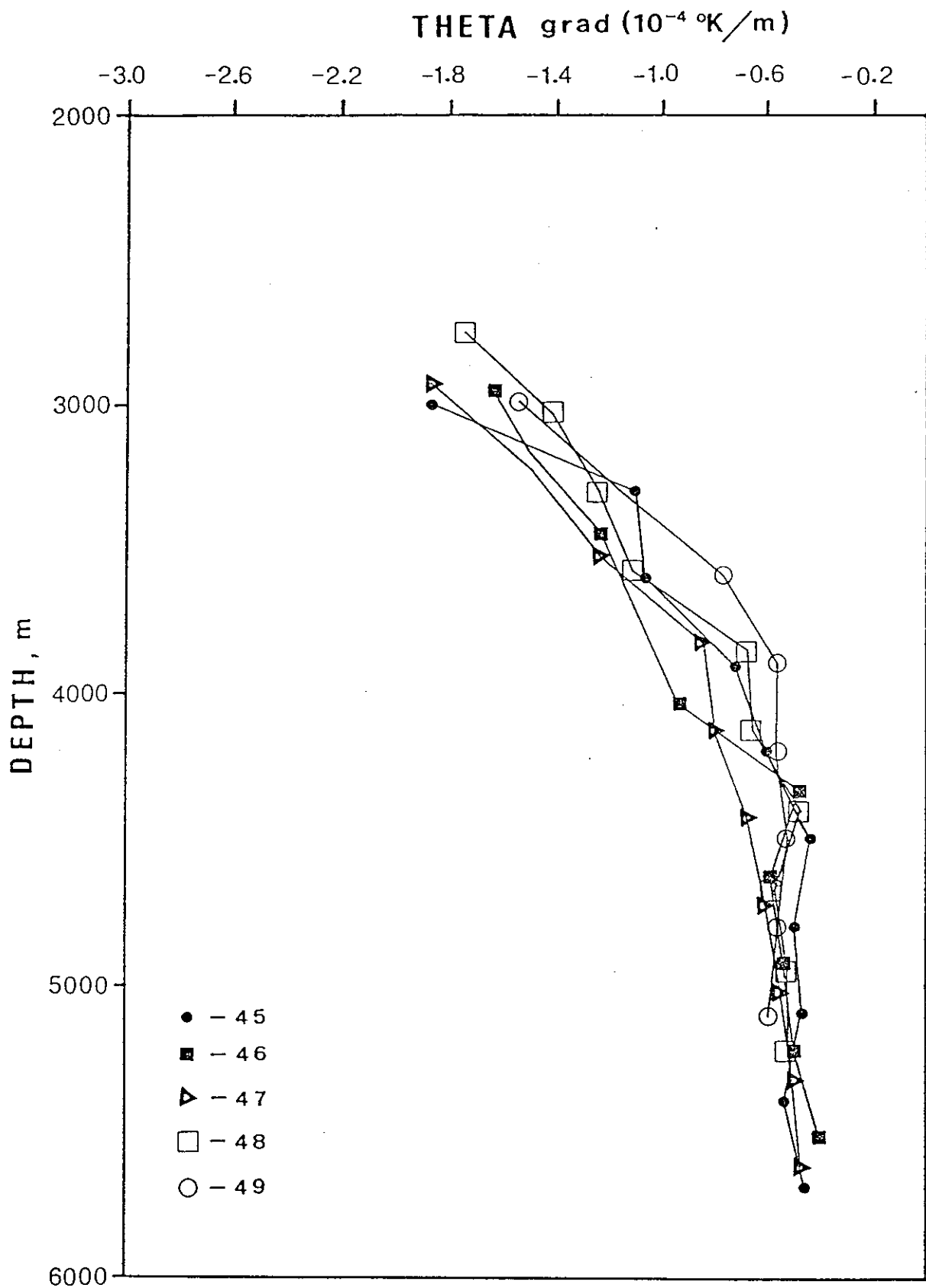


圖 1 4、INDOPAC 測站 45, 47, 48, 49 之深度--位溫梯度圖

$O_2 + NO_3 * 138/16$

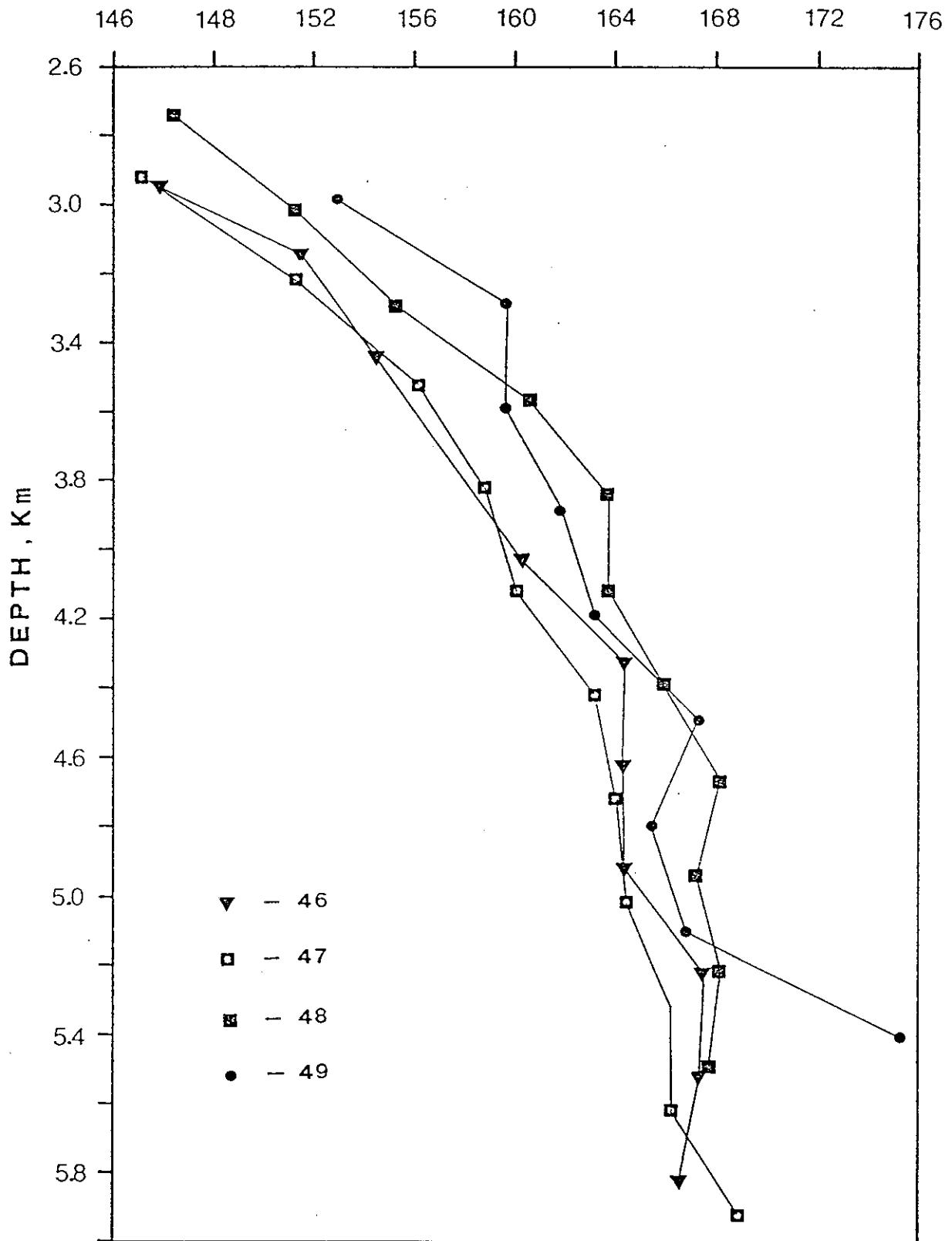


圖 15、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之深度--NO圖

$O_2 + PO_4 * 138$

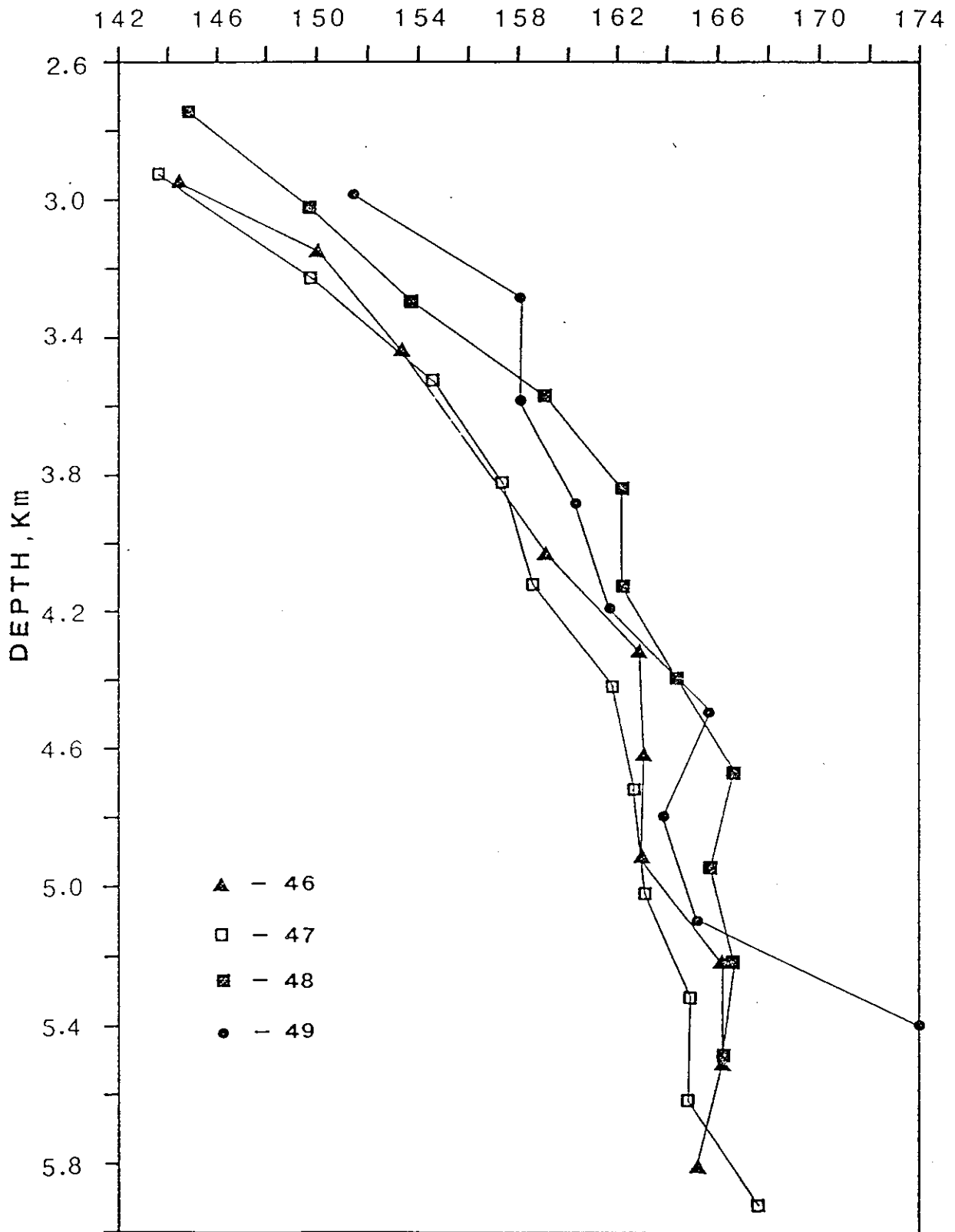


圖 1 6、INDOPAC 測站 46,47,48,49 之深度--PO圖

以下的水層是相當均勻的。

- (2) 僅位溫一項有較顯著的普偏性證明有深層鋒面，而其他證據，如 $\text{SiO}_2-\theta$ ， $\text{O}_2-\theta$ ，不是僅有一、二站有特異，就是根本看不出化學因子在深層有突然改變，因此，僅根據一些異常現象就認為有深層鋒面之存在，在證據上尚屬薄弱。

目前研究菲律賓海的資料太少，筆者所能作的分析項目也少，這或許就是找不出明顯深層鋒面的原因。此外，另一種可能則是：南太平洋的南極底層水流到菲律賓海時，由於路途遙遠，不是早與上層的北太平洋深層水和均勻，就是與北太平洋深層水間的深層鋒面所顯現的訊號極微弱，因此，點狀取樣時，很可能由於取樣間距過大，而把訊號掩蔽。此外，也可能底層水根本沒有進到菲律賓海盆，因此，無法明確找到深層鋒面。這種原因還有待筆者搜集更多的資料去分析、了解。

1.2 菲律賓海碳酸鹽資料

(一) pH 資料

筆者於西菲律賓海域收集了二個航次，共計六個深水站的酸鹼值資料。頭一次於1987年3月，第二次於1988年4月，詳細位置見圖3。二次資料本身的精密度約在 ± 0.003 pH單位內，而精確度由於參考數據缺乏，加上兩航次間數據比較的結果，酸鹼值有0.04左右的差距，這些差距除了因採樣位置不同所造成，其餘大部分皆來自於校正時的系統誤差。

整個西菲律賓海，甚至整個菲律賓海盆的酸鹼值資料都相當缺乏，如圖4。日本KH77-3航次於四國海盆的酸鹼值資料，在3000公尺左右pH值約在7.685-7.690間，及KH82-1於West Mariana海盆，測得3000公尺左右的pH值約在7.673-7.68間。與上述資料相比，1987年

3月的第三航次pH測值應較為正確，再看Chen et al. (1986) 北太平洋碳酸鹽研究中，於菲律賓海盆外，沿著 165°E經度線所作的pH值剖面，在20°N—30°N間，3000公尺深的pH值約在 7.714左右，也與1987年 3月的航次較近。

此外瑞典 Swedish #162 於西菲律賓海南端所測得之資料，則與我們1988年 4月的pH資料相近。但因資料的年代較老，正確性自不如日本的資料。至於白等人 (1987) 的CHIPS 資料，除了測值的雜訊較多之外，整個pH值沿深度分佈的趨向；很明顯有偏低的傾向，這些文獻上的pH值隨深度的變化如圖17。

取1988年 4月測站 6, 7, 8之pH (25°C) 作一剖面 (圖18)，此剖面大致沿東北—西南方向由23°N、124°45'E—21°N、123°20'E。在這剖面上表水的 pH (25°C)，由東北 # 8的 8.346向西南漸漸變低到 # 6的 8.328，這種情形和南大西洋，印度洋甚至大部分的太平洋地區，因愈接近極區而pH值愈低的情形 (Chen, 1984; Chen et al., 1986)，似乎背道而馳。愈接近極區的表水由於溫度低溶解的二氧化碳多，再加上易受較低pH值的深水影響，所以 pH 值愈來愈低，而此三站的表水溫度，由海沉儀得之由北往南漸減，因此於緯度不高的西菲律賓海域，表水pH (25°C) 主要乃受溫度的影響。

在一千公尺左右pH值的極低值核心，呈舌狀南北分佈，而且有愈往南核心愈淺的趨向 (圖18)，此種現象與 Horibe (1970)、Chen et al. (1986) 指出北太平洋有一pH極小值核心，以一千公尺，為中心向赤道推進的現象大致相近。但是核心處的pH極小值在 7.68-7.70左右，似乎比 Chen et al. (1986) 沿165°E 經度剖面上，在同緯度之pH極小值7.6左右高過許多。

至於深水，#8在4200公尺左右似乎有一pH高值的核心，但此現象在 #6、7不甚明顯 (圖18)，有待進一步搜集更多的資料後再作研判。

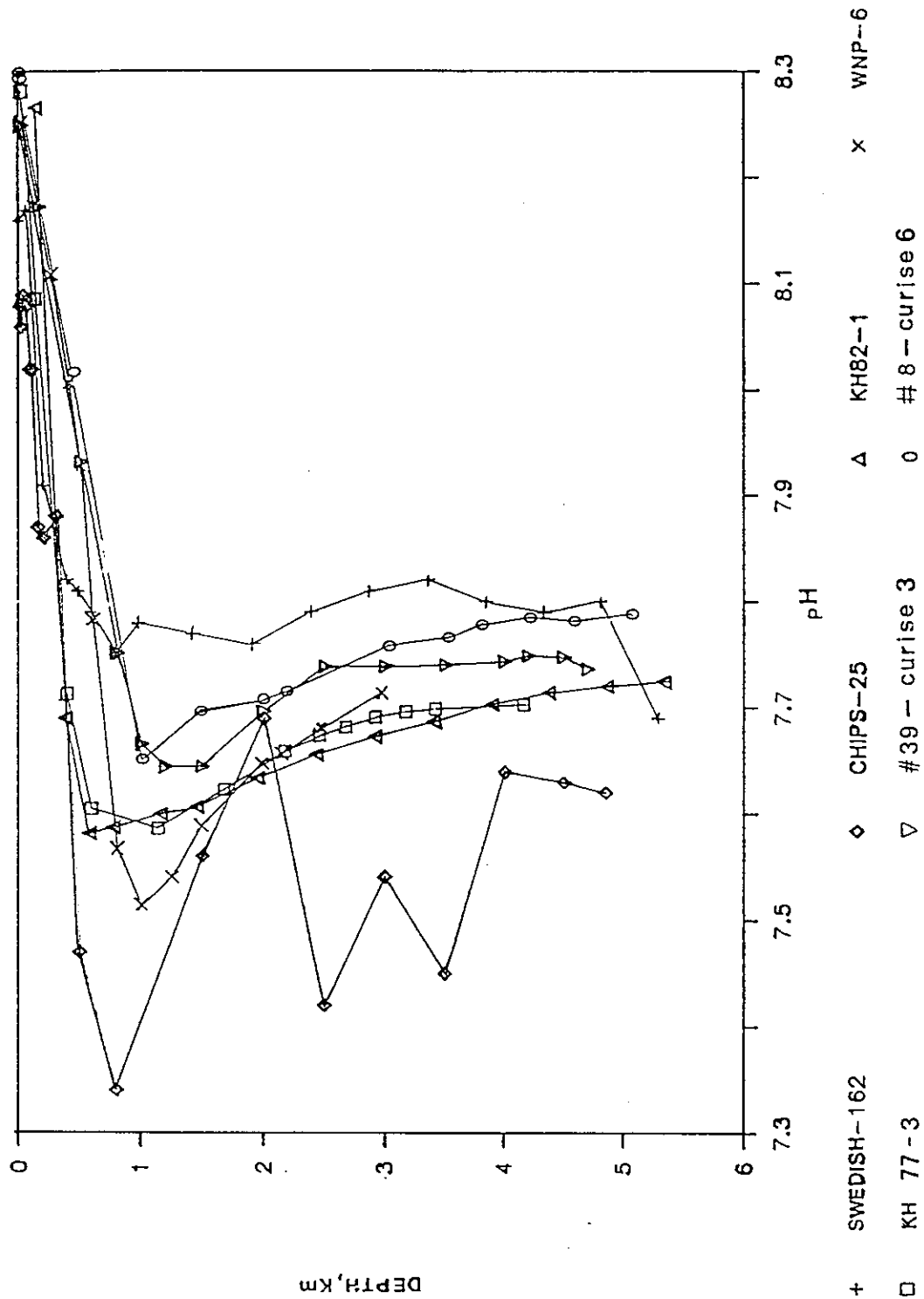


圖 1 7、菲律賓海文獻中 pH 值之比較

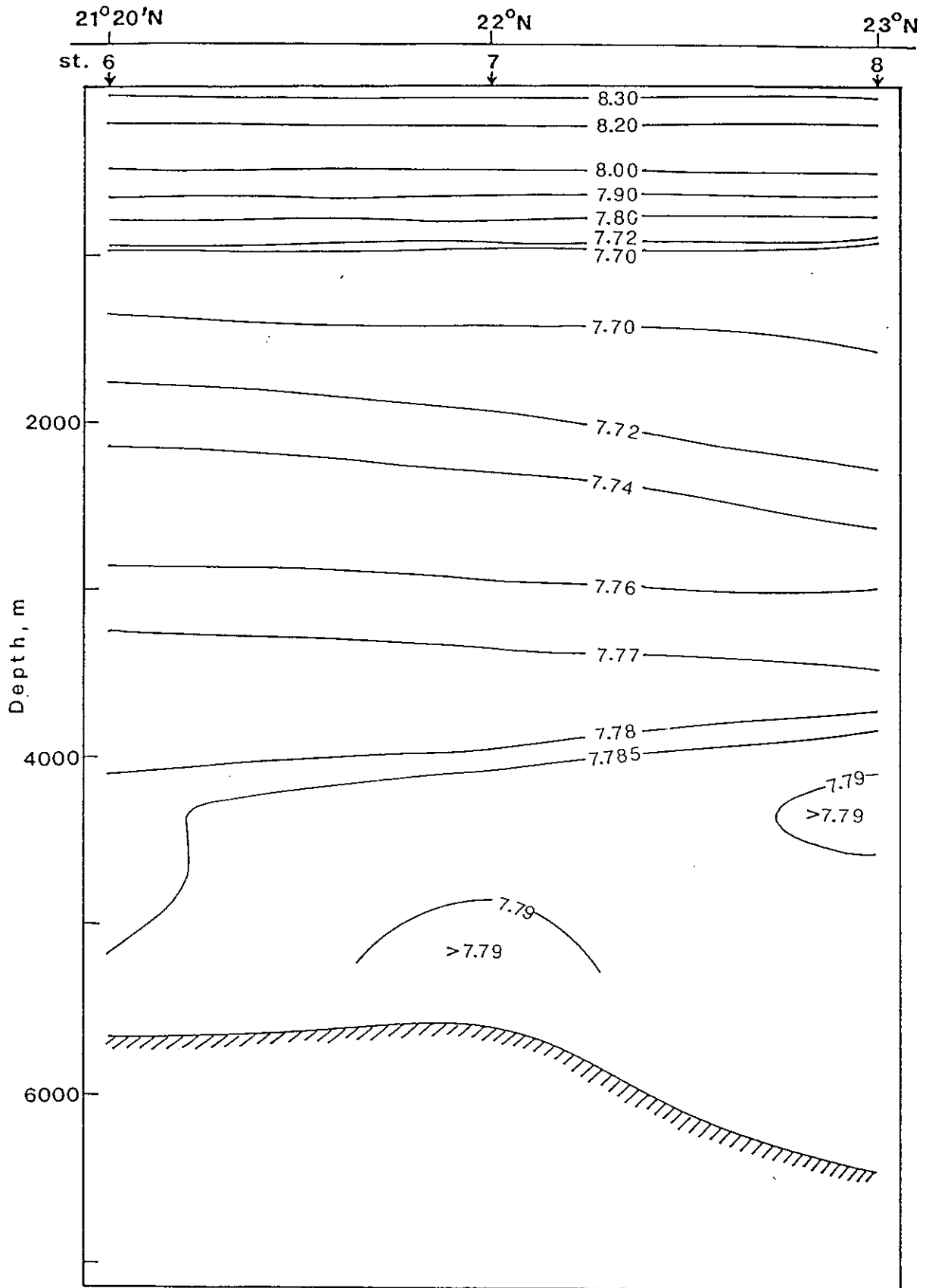


圖 1 8、第六航次測站 6,7,8 之 pH 剖面圖

pH與位溫的關係(如圖19)，pH最小值的出現，大致與Chen et al.(1986)的WNP剖面近似。以極小值出現的位置而言，約略相當於北太平洋中層水，而其下的北太平洋深水及底層水則呈另一分佈型態，其位溫愈低則pH愈高。

pH與鹽度的關係(如圖20)。由圖形的分佈，可以很清楚看出不同水團的性質，水深200公尺上下，pH 8.2之處，有一高鹽度水團通過。鹽度呈極小，而pH值由8.00變化到7.74的區域代表北太平洋中層水，至於圖形中pH極小值，及末端pH值略似微微上升的區域，則代表北太平洋深水及底層水，二者之間的分野不甚清楚。

海水pH值隨深度的變化，主要受生物用氧量及有機物分解的影響(Park, 1968)。將pH與AOU作圖(如圖21)可看到二者之間幾近於一直線，而且pH的極小值往往伴隨著AOU極大值出現。以深度來看，pH最低值出現的位置(如圖18)與AOU極大值出現的位置(如圖22)，幾近一致，這或許意味著在此深度水域內，有機物分解所佔的比重，比其他深度來的大，因此氧的消耗量大，AOU值也變大，所以pH值跟著下降到最低點。

至於AOU極大值以下的水團，計算出的pH值隨AOU的變化率約為2.1 pH(pH unit)/AOU(mmol/kg)，比起Chen et al.(1986)計算太平洋大部分區域為2.5 pH(pH unit)/AOU(mmol/kg)，似乎低了點，不過仍落在數據不準確度範圍內。

(二) 滴定總鹼度資料

整個菲律賓海域的鹼度資料仍是相當缺乏的。將筆者利用電位滴定所得出之鹼度資料，經過扣除鹽度效應後，發覺NTA大致隨著深度增加，而由表水至1000公尺深上下變化的梯度最大，而1000公尺以下變化的幅度非常小。第三航次(#39)與第六航次(#8)之菲律賓海資料相比較，發覺第三航次1000至3000公尺左右的NTA值比六航次

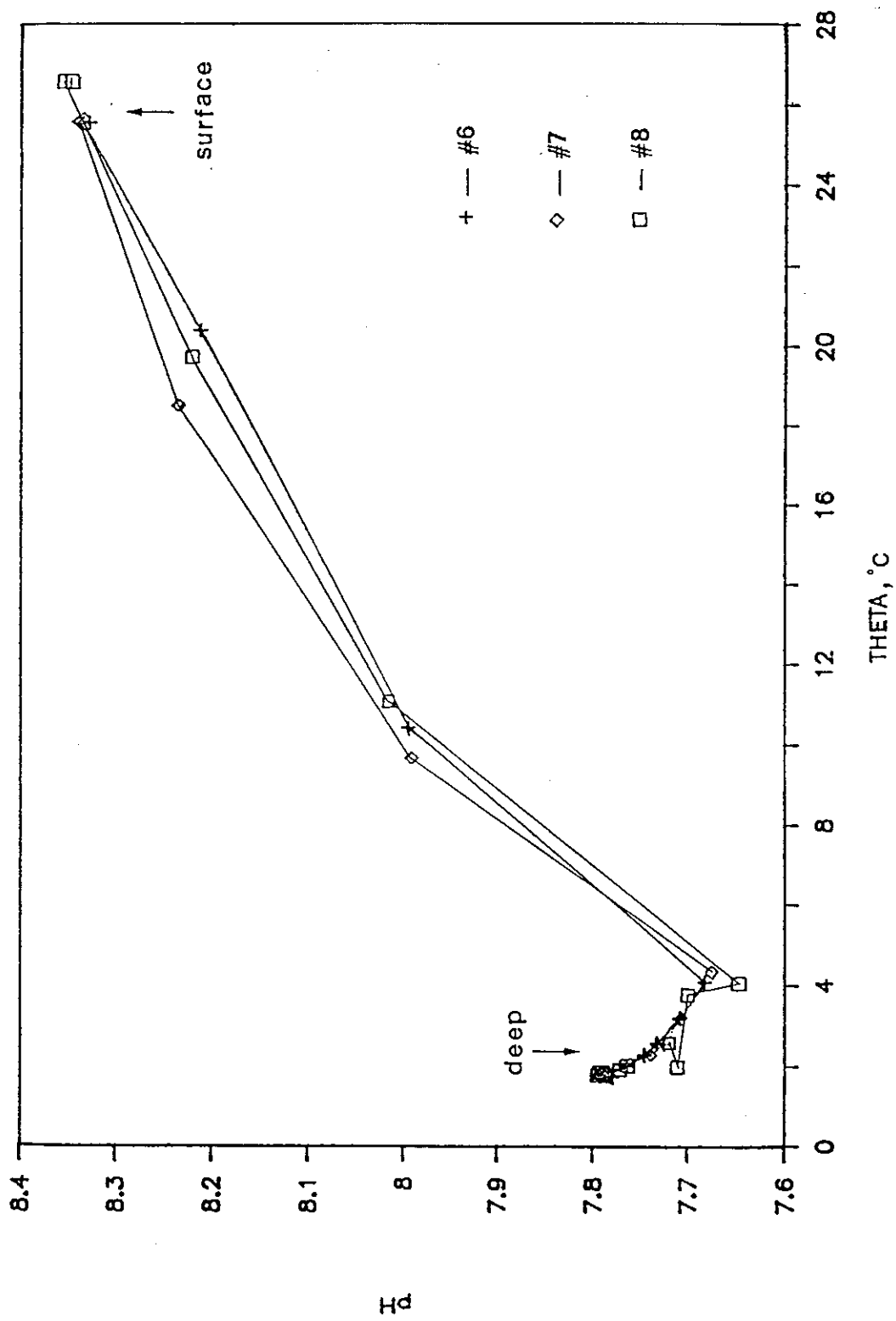


圖 19、第六航次測站 6, 7, 8 之 pH--位溫圖

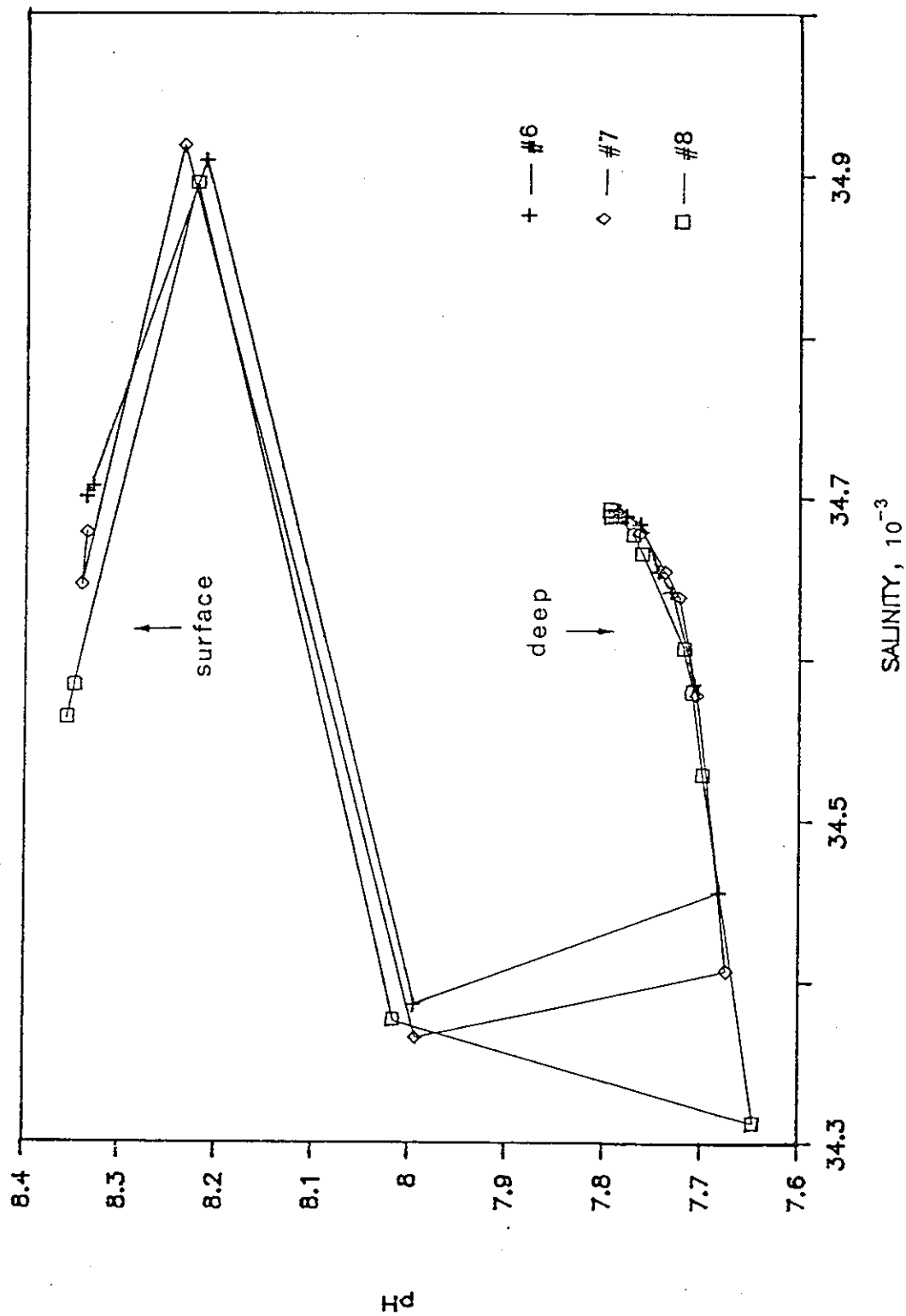


圖 20、第六航次測站 6, 7, 8 pH-鹽度圖

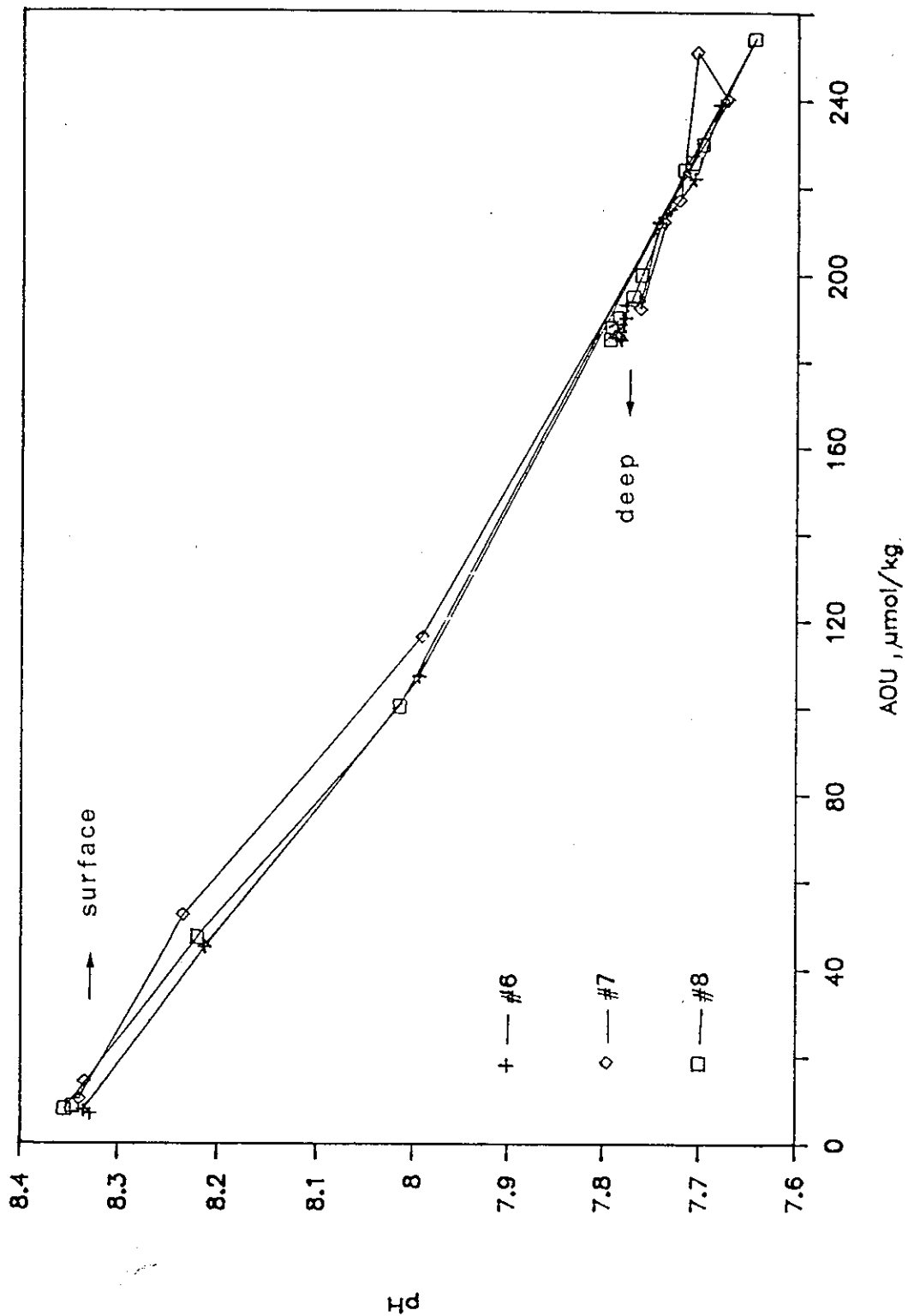


圖 2 1、第六航次測站 6, 7, 8 pH--AOU 圖

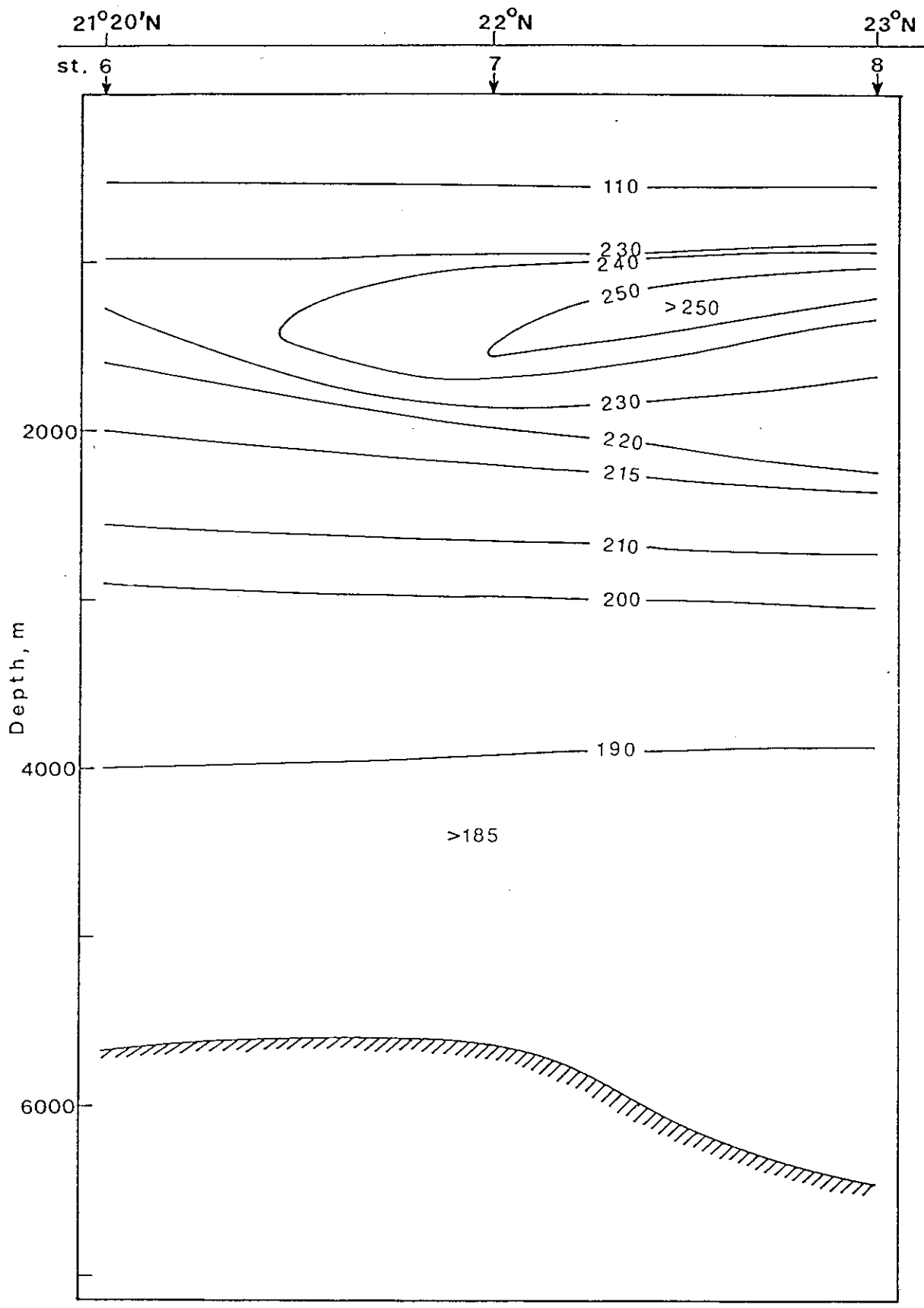


圖 2 2、第六航次測站 6,7,8 之 AOU 剖面圖

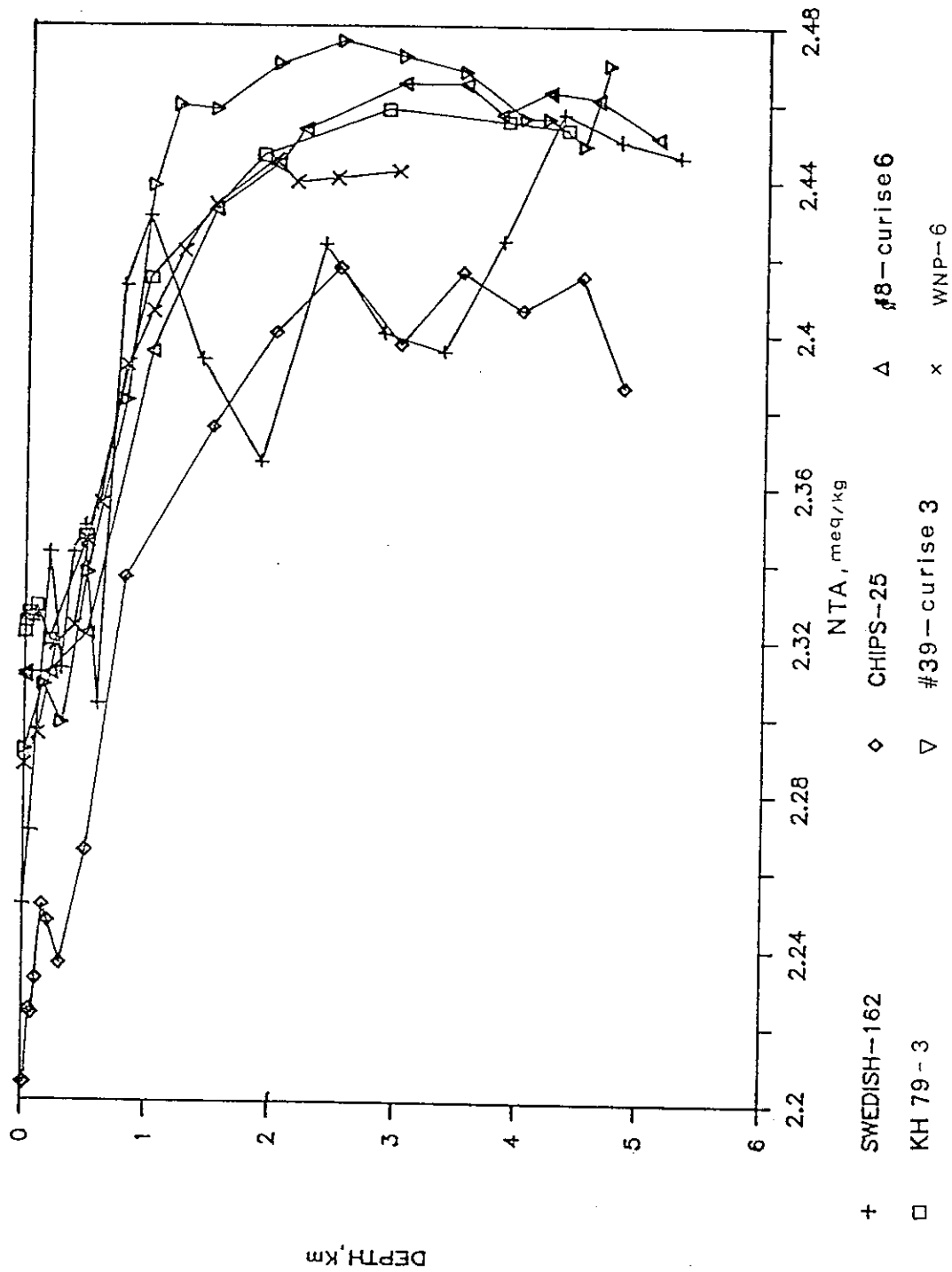


圖 2.3、菲律賓海文獻中 NTA 之比較

高(圖23)。而3000公尺以下則又趨近一致。Horibe (1971) 及 Fia-deiro (1980)提出太平洋區域，在2500公尺左右應該出現鹼度的極大值，就測量的數據顯示並不明顯，但是從較深層海水的鹼度約略減少的趨向來看，2000-3000公尺間應該有鹼度的極大值存在，只不過增加幅度並不大。

將 NTA隨深度變化的資料與圖4 中最北方四國海盆內的 KH79-3 #5所得值相比較(圖23)，發覺二者非常近似，而與Chen et al.(1986) 165°E 剖面同緯度的 NTA值相比較，也無太大的差異。但與瑞典 Swedish #162相比較則 1000-4000公尺上下的差異相當大，就 #162 數據本身而言，其精密度比日本的資料差，且年代較老，所以僅作參考而已，至於 CHIPS的 NTA資料很明顯比起其他文獻資料來的低。

基本上，西菲律賓海並無類似 GEOSECS計劃下嚴密，可靠而可取為標準的 NTA數據，所以測得的 NTA數據究竟有多少偏差，目前仍未得可知，不過與上述日本資料的比對，大致應不會有太大的歧異出現。

將 NTA與位溫作圖(圖24)，可以很清楚的看 9°C以上 NTA隨溫度的變化率較低，約為1.5 $\mu\text{eq/kg}/^\circ\text{C}$ ，而在9°C以下則變化率激增為20 $\mu\text{eq/kg}/^\circ\text{C}$ 。造成這種高變化率的主要原因是碳酸鈣在深層不飽合水中溶解所致，將此值與 Chen et al.(1986)的資料(約12 $\mu\text{eq/kg}/^\circ\text{C}$)，相比則高出許多。此外在圖24左上方，可以看出當 NTA高到約2465 $\mu\text{eq/kg}$ 的時候，也就是3000-4000公尺之間，NTA 再往深部有略為減少的趨勢，這種現象可以分成二方面來解釋：(I) Mantyla (1975) 曾指出北太平洋深層水可能是南極底層水向北匯集於北太平洋東北盆地後，再回流形成的。因此在年齡上，北太平洋深層水應比底層水老，而由第六航次6、7、8 站的 AOU剖面(圖22)，可以看出底層部分的溶氧比深層水高，同樣的情形，由pH與位溫的關係圖(圖19)中也看出底層部分的pH比深層水高。一般而言，同樣來源而年齡愈老的

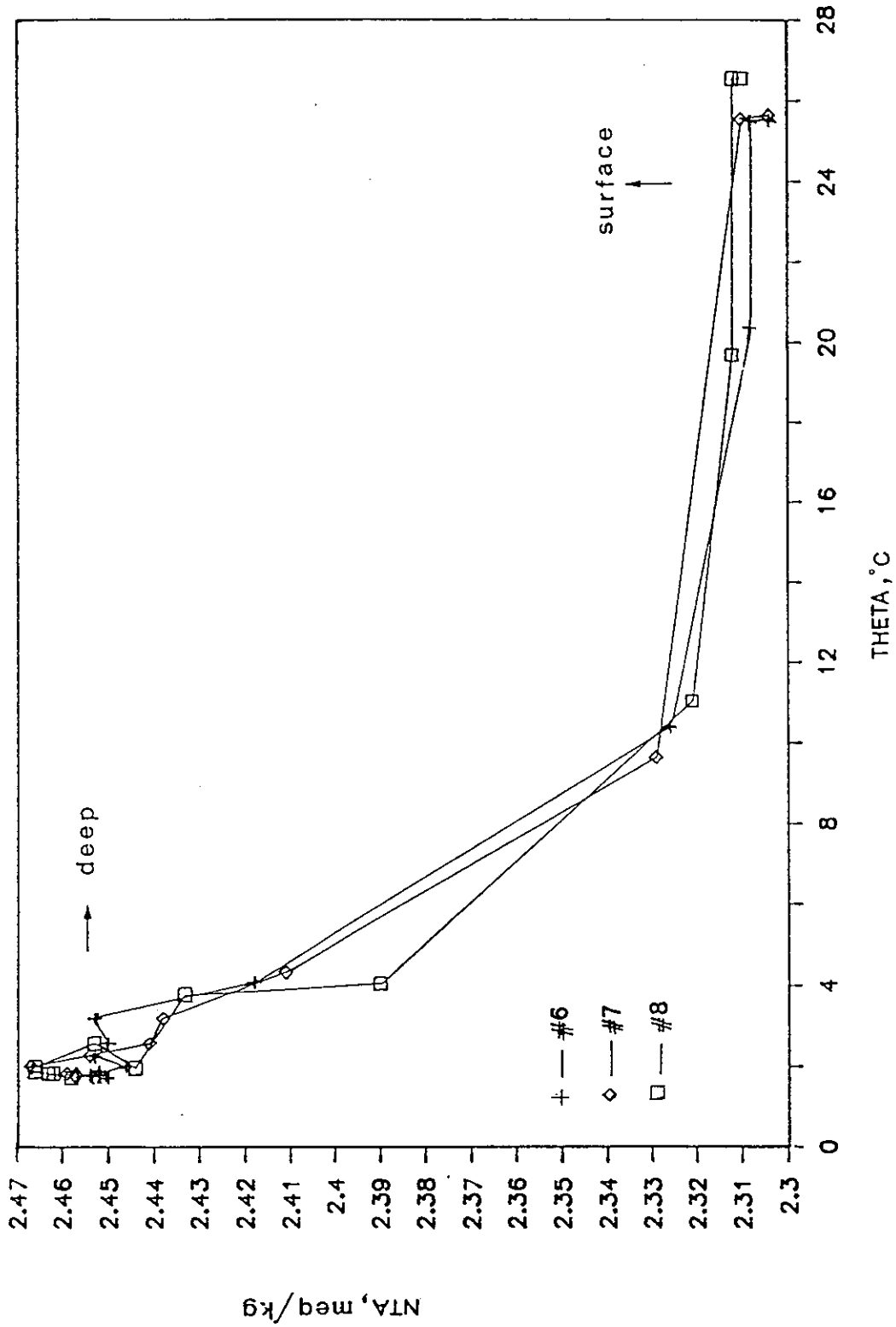


圖24、第六航次測站 6,7,8 之 NTA--位溫圖

水，分解的物質多，因而 AOU 變大、pH 下降而 NTA 增加，所以菲律賓海區底層部分的 NTA 要比深層部分的 NTA 來的小是可以理解的；(2) 較深處海水增加 NTA 的主要來源是碳酸鈣的溶解，如果說碳酸鈣物質在沒有到達底層水之前就已溶解殆盡，自然底層水的 NTA 值要比上層還有碳酸鈣分解的深層水來的低。

(三) 總二氧化碳資料

由於直接利用電位滴定所得的總二氧化碳量，本身的精確度不好，所以本研究採用的總二氧化碳量是根據 TA 與 pH 計算而來。pH 及 NTCO_2 都深受有機質生產及分解的影響，由 NTCO_2 與 pH 的關係圖中 (圖25)，可以清楚的看出兩者呈負向相關，pH 愈高則 NTCO_2 愈小。至於圖右下方深水及底水部份偏離線性區域，主要是由於線性區域與深水部份水的來源不同所致，但是 NTCO_2 與 pH 呈負向相關的特性仍然存在，至於 AOU 與 NTCO_2 的關係 (圖26) 與 pH - NTCO_2 圖例 (圖25) 比較，則恰好相反，兩者呈正向相關，AOU 愈高則 NTCO_2 愈高，圖右上方深水區也因水來源地不同而偏離線性區域。此外，從圖25、26中可以看出 NTCO_2 的極大值位於深層水區域內，而 NTCO_2 值愈大往往代表水團年紀愈大，所以深層水應比底層水年紀老。

Chen et al. (1986) 指出北太平洋 NTCO_2 高值的核心於1200公尺深度向赤道推進，而在我們的測站中，由於 NTA 數據精確度的問題，無法看出 NTCO_2 高值核心的確切深度，但是有個極其明顯的現象 (圖26)，就是 NTCO_2 較高值範圍，均位於 AOU 極大值的下方，AOU 愈高，有機質分解愈多， NTCO_2 自然升高，而 NTCO_2 高值區域之所以無法與 AOU 極大值的位置相當，碳酸鈣的分解自然就是最大的原因。

(四) 計算海洋過量二氧化碳穿透深度

圖27是第六航次 #6、#7、#8 的鹽度剖面圖，很明顯的代表鹽度

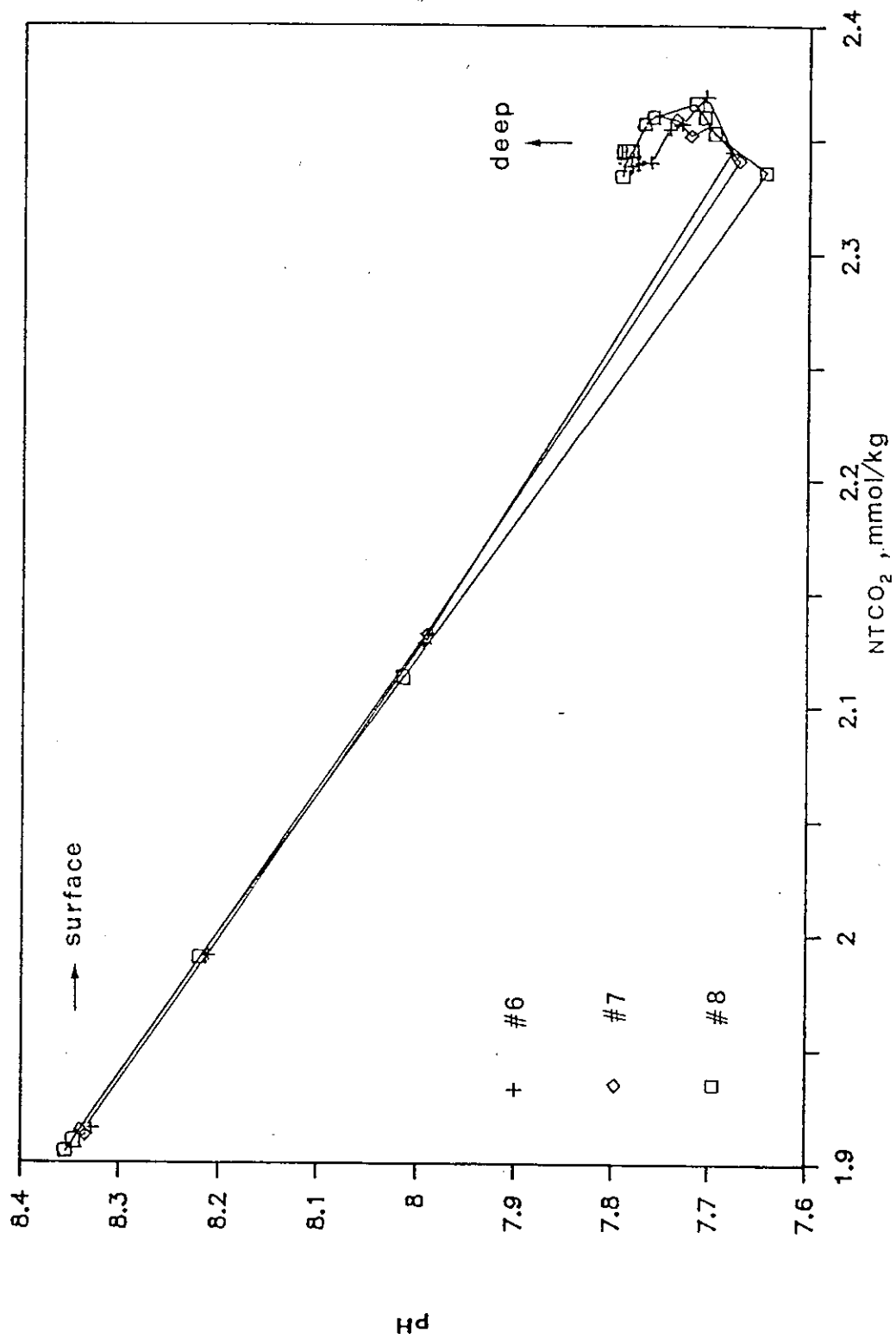


圖 25、第六航次測站 6.7,8 之 pH-NTCCO₂ 圖

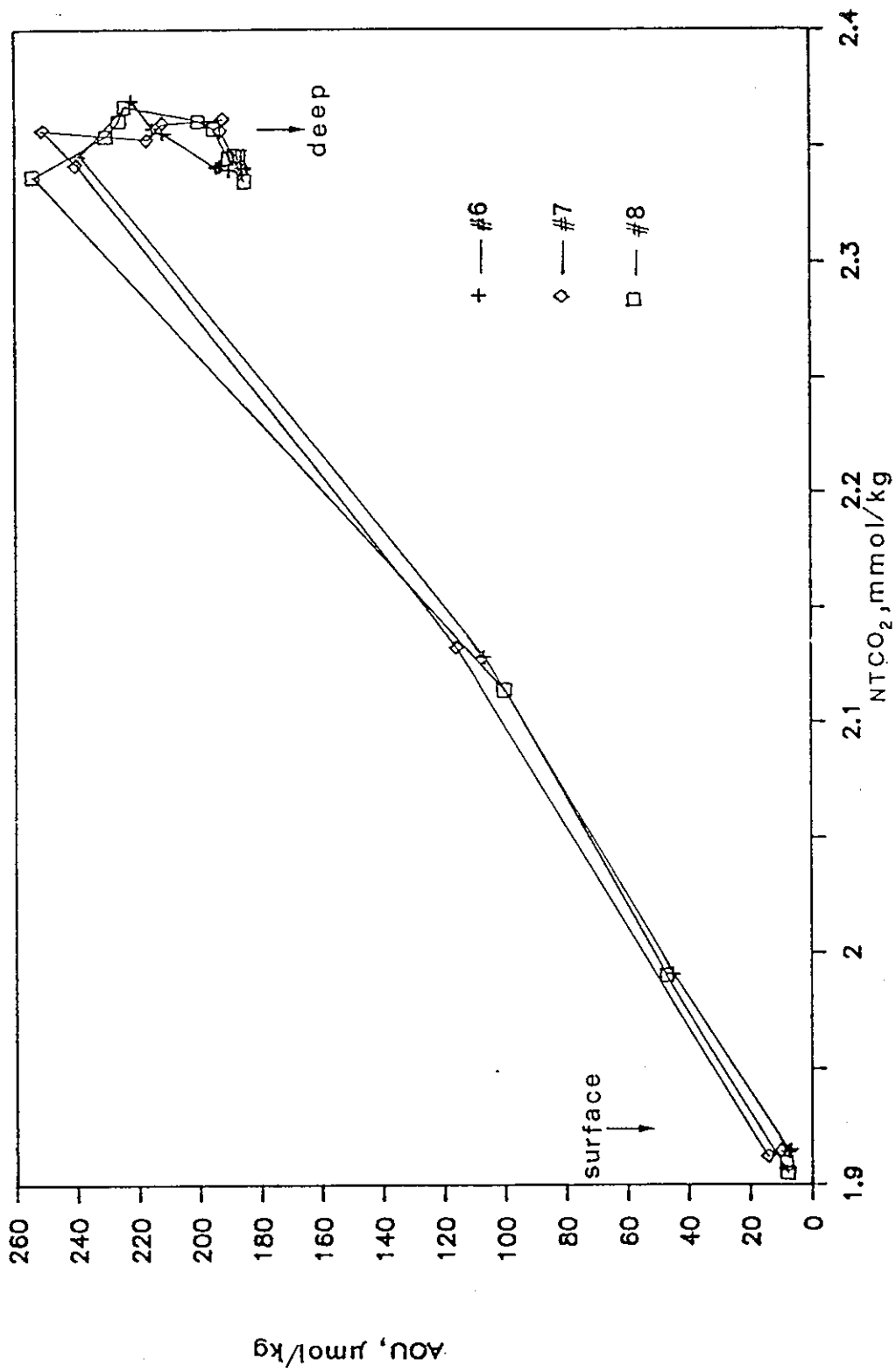


圖 26、第六航次測站 6, 7, 8 之 AOU-NTIC₂ 圖

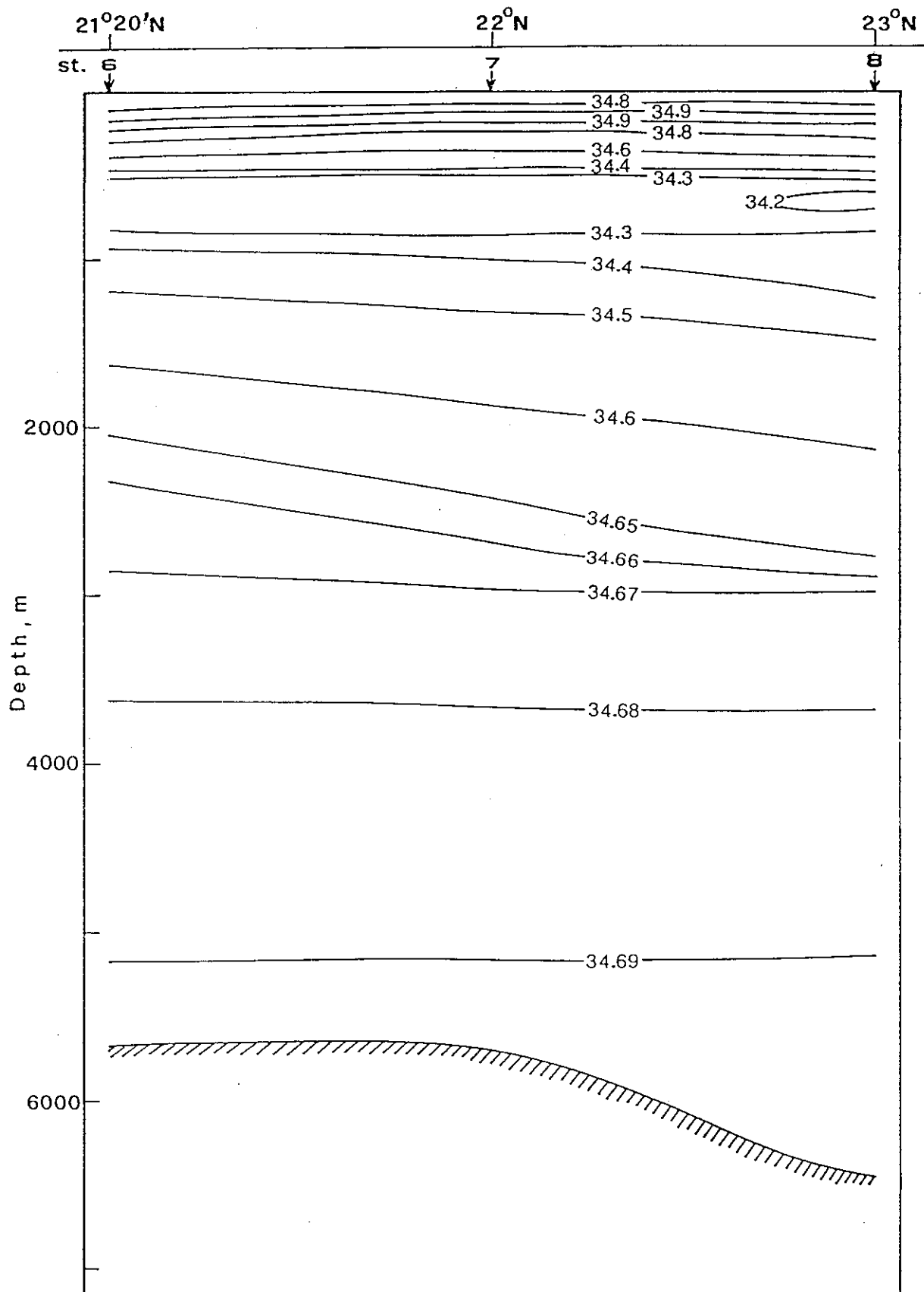


圖 27、第六航次測站 6,7,8 之鹽度剖面圖

極小值的北太平洋中層水的核心位置，略淺於1000公尺，因此1000公尺及其下的測點都帶入 GEOSECS 50°S 以南的起始方程 (Chen et al., 1986)，求取過去海水所含的起始總二氧化碳量及總鹼度後，再依前述(6)式改寫成：

$$[\text{NTCO}_2(\text{m}) - \text{NTCO}_2^\circ] - 0.5 * [\text{NTA}(\text{m}) - \text{NTA}^\circ] \\ = \text{RKR} * \text{AOU} + \text{過量二氧化碳} \quad \text{----- (7)}$$

簡化之後可寫成：

$$\Delta \text{NTCO}_2 - 0.5 * \Delta \text{NTA} = \text{RKR} * \text{AOU} + \text{過量二氧化碳} \quad \text{----- (8)}$$

將#6, #7, #8站資料代入上式後，看出在1000公尺及1000公尺以下的過量二氧化碳訊號都相當一致。利用直角坐標系，以 $\Delta \text{NTCO}_2 - 0.5 * \Delta \text{NTA}$ 為縱軸，AOU 為橫軸 (圖28)，將所有資料輸入之後，求取符合曲線。按照前列 (8)式而言，此符合曲線的斜率應為 RKR，而截距即為我們所求的過量二氧化碳量。結果求出的斜率為 0.78 ± 0.03 ，截距為 -44 ± 4 。斜率與Chen et al. (1986) 依北太平洋資料求得的 0.78 ± 0.05 相當一致，而截距為-44 即表示此區深水過去在表面形成時的總二氧化碳量比現在形成的少了 $44 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 這也與Chen (1982)，Chen et al. (1986)所提的 $-43 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 相當近似。

至於1000公尺以上的測點則帶入 Chen and Pytkowicz (1979)的西北太平洋起始方程式，由於 #6、#7、#8表水 AOU的計算值與文獻比較有略為偏高的趨向，致使計算出的過量二氧化碳偏低，修正後表層水的過量二氧化碳量為 $44 \mu\text{mol}/\text{kg}$ ，而 200公尺左右的過量二氧化碳量為 $25 \mu\text{mol}/\text{kg}$ 左右，而 500公尺附近則幾乎看不出過量二氧化碳的訊號。但是由於表層水與1000公尺間除了 4公尺深外，只有 200及 500公尺二個測點，因此謹慎一點的作法，應在確定有過量二氧化碳訊號的 200公尺，及無過量二氧化碳訊號的1000公尺間，再進行較

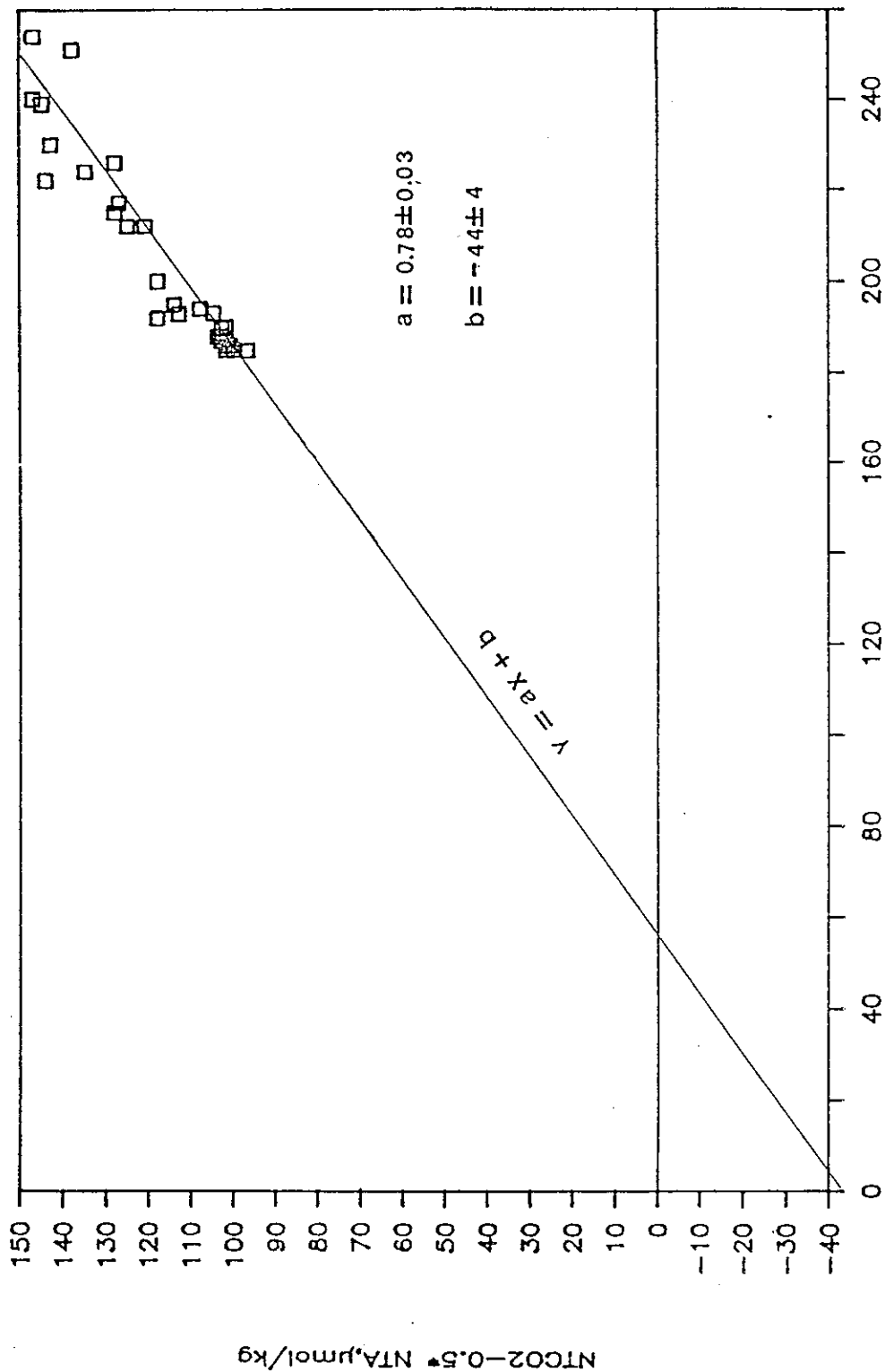


圖 28、第六航次測站 6, 7, 8 之
 $\Delta\text{NTCO}_2 - 0.5 * \Delta\text{NTA}$ --- AOU

慎密的探測。Chen (1987) 提及太平洋過量二氧化碳穿透深度與大西洋比較時之最大特徵，在於穿透深度不大於躍溫層深度。而筆者提出介於 200~1000公尺間接近 500公尺的講法，在範圍來講或許太大而不夠明確，但仍可符合太平洋區穿透深度不超越躍溫層的說法。

(五) 無機碳與有機碳的比例

海洋中溶解性碳的主要來源，除了大氣中二氧化碳以外，最主要來源就是碳酸鈣的分解，及海中生物體死後有機物質的分解。如果了解整個水柱中無機碳（通常指無機碳酸鈣或是生物體碳酸鈣骨骼分解）與有機碳（指除生物體碳酸鈣質骨骼以外，含碳物質的分解）的比例，這對了解整個水體中碳的循環機制有很大的幫助。

最初 Li et al. (1969) 利用盒子模型估量深海碳酸鈣溶解時指出，在深海中大約有20%的總二氧化碳量是來自無機碳酸鈣分解。Edmond (1974) 在推求深海中無機碳與有機碳比例時，由於沒有考慮過量二氧化碳對總二氧化碳量起始值的影響，導致深海碳的循環機制中無機碳提供的比重下降，因此 Chen et al. (1982) 修正 Edmond 的模型時指出：無機碳與有機碳比例的式子中應扣除過量二氧化碳的影響。其式如下：

$$IC/OC = [0.16038 * (\Delta NTCO_2 + 40) + \Delta NTA] / [2(\Delta NTCO_2 + 40) - \Delta NTA]$$

IC : 代表無機碳

OC : 代表有機碳

$\Delta NTCO_2$: 代表 $NTCO_2$ 現測值 - $NTCO_2$ 起始值

ΔNTA : 代表 NTA 現測值 - NTA 起始值

所有 TA 與 TCO_2 都經過鹽度標準化，而 $NTCO_2$ 與 NTA 的起始方程式則

代入前節計算過量二氧化碳中，Chen et al. (1986) 利用 GEOSECS 資料及一些南緯50度以南測站搜集而成的起始方程式中。至於式中“40”則代表對過量二氧化碳起始值的修正（詳細過程參看前節），由此計算出第六航次#6、7、8站1000公尺以下的 IC/OC 的比例由1000公尺的0.15左右到2500公尺的0.35左右，而2500公尺以下則二者的比例相當固定，如圖29約在0.39左右，此與 Chen et al. (1986) 的北太平洋資料相當近似，由此估計在菲律賓海域深海中總二氧化碳量的增加，有28% 左右是由碳酸鈣溶解而來，而與其他文獻如 Craig and Weiss (1970)，估計在南太平洋 1-4公里深處約為 33%，Tsunogai (1972) 於水深 1-4.5公里間得40%及 Chen et al. (1986) 的25%相去不致太遠。

Chen et al. (1982) 利用 IC / OC 的比例尋找南太平洋深層鋒面時，在鋒面上下的 IC/OC 比例很明顯的突然降低，由此可以確立深層鋒面的存在位置，但是就菲律賓海的資料來看，IC/OC 在 2500公尺以下幾乎沒有變化，看不出任何深層鋒面的訊號，這是繼上節菲律賓海深層鋒面中，利用一般水文研判深層鋒的方式外，直接利用碳酸鹽資料作為研判工具的方式，只可惜並沒有找出證據。Craig et al. (1972) 認為深層鋒面並沒有延伸到北太平洋來，Mantyla and Reid (1983) 則提及底層水進入菲律賓海盆，由這幾位學者的意見，再加上筆者得到的一般水文及碳酸鹽的資料分析，大致可以歸納出二種可能性：

- ：(一) 菲律賓海域底層水由於長時間與上部太平洋深層水混合的結果，已無法看出深層鋒面的存在。
- (二) 即使深層鋒面存在，由於底層水長途跋涉的結果，鋒面的訊號一定相當微弱，而點狀採樣法及採樣間距過大都很可能錯失了鋒面的訊號。

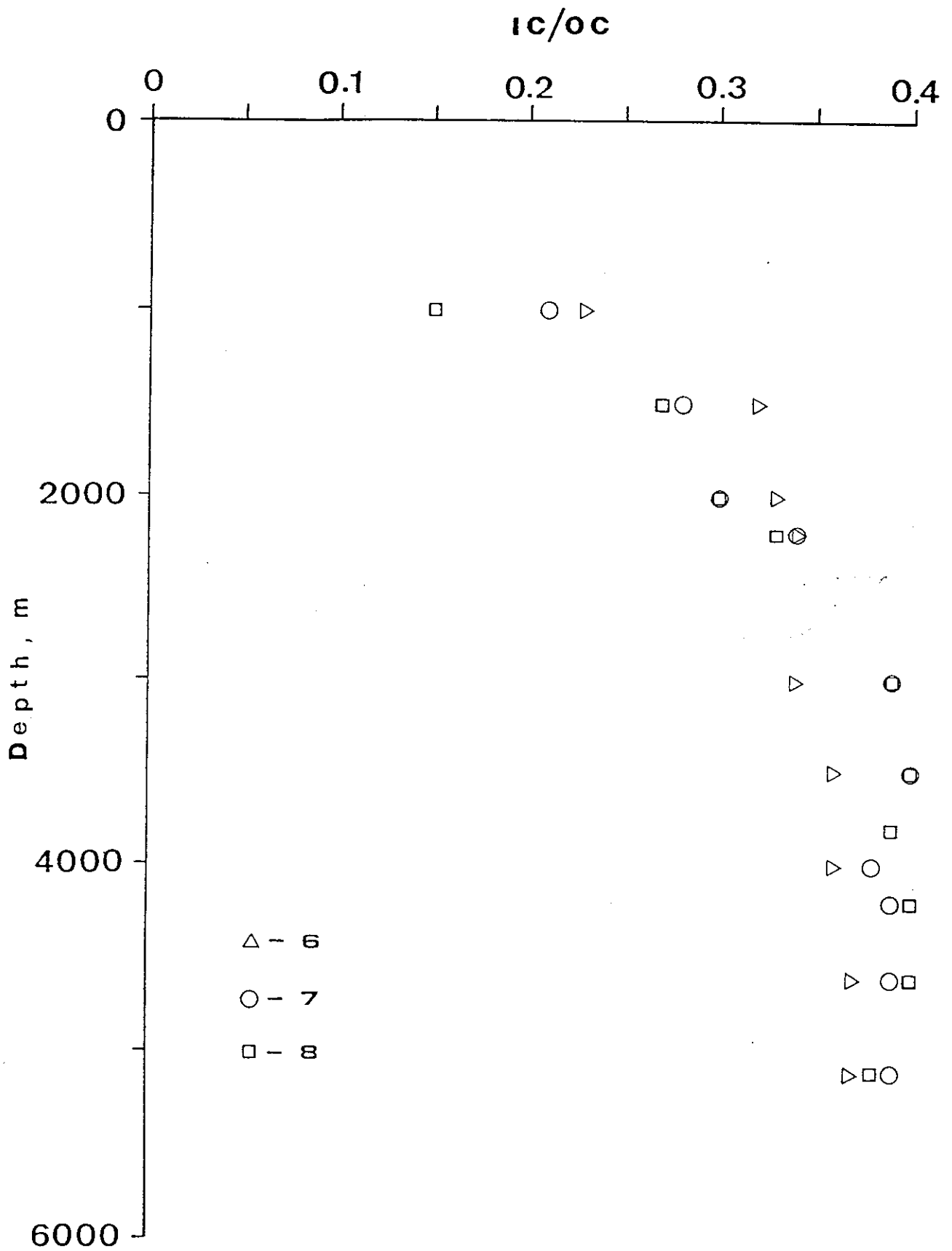


圖29、第六航次測站 6,7,8 之
IC/OC 的垂直分佈圖

2. 台灣東北角海域

遠在五十年或者更久之前，人們已經知道次表層的黑潮水湧升進入東海陸棚 (Uda, 1941)。黑潮高鹽的特性，使其在中國東海裡非常容易辨認出，但是，黑潮與東海海水間的交換，卻很難予以量化。

至少有六個水團參與混合的過程：黑潮表水 (Black Stream Surface Water, SW)，黑潮熱帶水 (Tropical Water, TW)，黑潮中層水 (Intermediate Water, IW)，黃海冷深層水 (Cold Deep Water, CDW)，大陸沿岸流 (Coastal Water, CW) 及台灣海峽水團 (Taiwan Strait Water, TSW)。通常黑潮表水之營養鹽甚少，但是，水溫卻是各水團之冠，鹽度亦相當高，但因降雨的關係，比起黑潮熱帶水低些。黑潮熱帶水的鹽度是所有水團中最高的，其溫度也相當高。黑潮區域內鹽度的極大值通常介於100~300公尺深左右，冬天時較淺，夏天時較深。通常於靠近陸棚邊緣地區，黑潮熱帶水很容易從鹽度極大值上確認出來。

黑潮中層水則位於黑潮熱帶水下方，水深約400~600公尺左右。中層水的主要特徵是鹽度極小，營養鹽及鹼度很高，而溶氧值很小。鹽度極小值的核心並沒有湧升進入陸棚內。黑潮區域中之水團只有鹽度高於 34.45×10^{-3} ，水溫高於14℃，溶氧多於 3.4ml/l，及淺於450公尺 (其夏季時淺於350公尺，鹽度大於 34.5×10^{-3} ，水溫高於15℃，溶氧多於 3.6ml/l) 之海水進入大陸棚內 (CSK, 1966, 1968, 1969, 1970; INDOPAC, 1978)。

黃海地區冬季形成的黃海冷深水之鹽度、溫度及營養鹽都較低，溶氧及 NTA含量則較高。而沿岸流之溫鹽度變化卻相當大。我們並無意仔細研究河水與海水的混合，因此，沿岸流之鹽度以 28×10^{-3} 代表。一般而言，沿岸流海水的鹽度及營養鹽都較低，總鹼度卻較高 (毛

等人, 1964; 隋, 1986; Huang et al., 1983)。台灣海峽內的水團除了少數表面流在冬季時往南流外, 主要都是往北流(福建沿海往南流的中國沿岸流不在筆者研究範圍之內)。海峽內的水團通常都是貧營養鹽(CSK, 1966, 1968, 1967, 1970)。所有以上提到的水團特性都列在(表1)。

傳統的溫鹽曲線對描述表層及陸棚的水團非常有用(毛等人, 1964; Chen, 1985)。但是, 因淺海之溫、鹽均屬非守恆體系, 故用來判定水團來源的不確定度相當大。至於利用溶氧、溶氧的飽和度或者AOU時, 亦會因海氣交換、生物活動及溫度變異(這些因素會影響溶氧的飽和度及AOU)而遭遇同樣的限制。以上提及的性質很可能於夏季時不是很有用, 但於冬季, 當混合作用比生物作用重要時, 這些性質即顯得非常有用。另外, 營養鹽、總二氧化碳量及酸鹼值也與溶氧遭遇同樣的問題(Chen, 1988; in preparation)。

陸棚上的鈣及鹼度比較趨於守恆體系, 尤其扣除鹽度的效應後更是如此(圖30)。中國沿岸流的鈣離子濃度及鹼度, 經鹽度標準化後比黑潮地區來的高, ($N_{Ca} = Ca * 35 / S$)這是因為河水通常有較高的 N_{Ca} 及 N_{TA} 的關係(隋, 1986; Chen et al., 1985)。

圖31至圖35列出第六航次於東北角取得之資料, 所涵蓋之範圍雖小, 卻明白顯示高鹽度, 高 N_{TA} 之黑潮海水進入大陸棚。進入大陸棚之黑潮水最低溫略高於 $14^{\circ}C$, pH值略低於8.10, 葉綠素甲之最高值於大陸棚地區較淺, 均位於20公尺以上, 而於大陸斜坡地區則深達80公尺(圖35)。

3. 台灣西南海域

台灣海峽位於台灣與中國大陸之間, 連接南中國海與中國東海, 寬度約160-200公里, 平均深度約55公尺。海峽大部分地區連同中國

	S, 10 ⁻³	T, °C	O ₂ (ml/l)	pH	NTA (µeq/kg)	NO ₃ (µmol/kg)	PO ₄ (µmol/kg)	SiO ₂ (µmol/kg)
SW	34.30-34.70	24.5-28.0	4.20-4.80	8.00-8.30	2.30-2.32	0.2-2.7	0-1.2	2-8
TW	34.85-34.90	20.0-23.4	4.00-4.34	8.10-8.20	2.30-2.32	0.6-2.5	0.5-1.1	2-14
IW	34.25-34.30	6.6- 8.0	2.10-2.80	7.50-7.80	2.36-2.41	20-30	1.6-2.3	40-80
CDW	30.50-33.50	8.6-20.0	3.00-4.80	8.10-8.30	2.37-2.57	0-10	0-0.6	15-40
CW	28	13.0-25.0	5.20-6.80	8.10-8.50	2.37-2.57	0-20	0-0.5	15-40
TSW	33.70-34.60	19.0-28.0	4.00-5.20	8.00-8.30	2.28-2.32	0-2	0-1.5	0-15

表 1、黑潮表水(SW)、黑潮熱帶水(TW)、黑潮中層水(IW)、
 黃海冷深層水(CDW)、大陸沿岸流(CW)及台灣海峽水
 團(TSW)典型的鹽度、溫度、溶氧、pH、NTA、磷酸
 鹽、磷酸鹽及矽酸鹽的分佈範圍

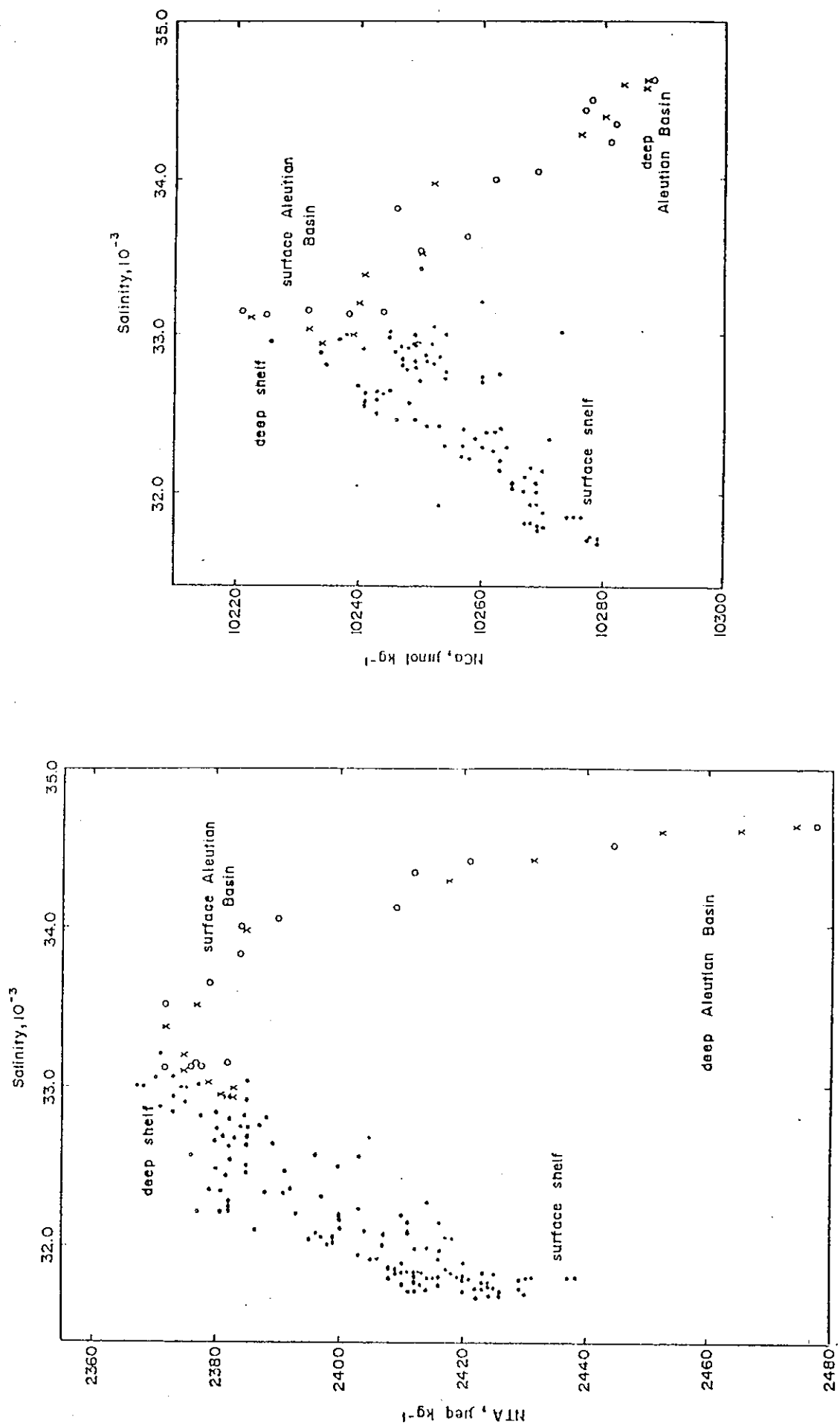


圖30、白令海大陸棚區 NTA (a) 及 Nca (b) 對鹽度作圖 (取自 Chen et al., 1985)

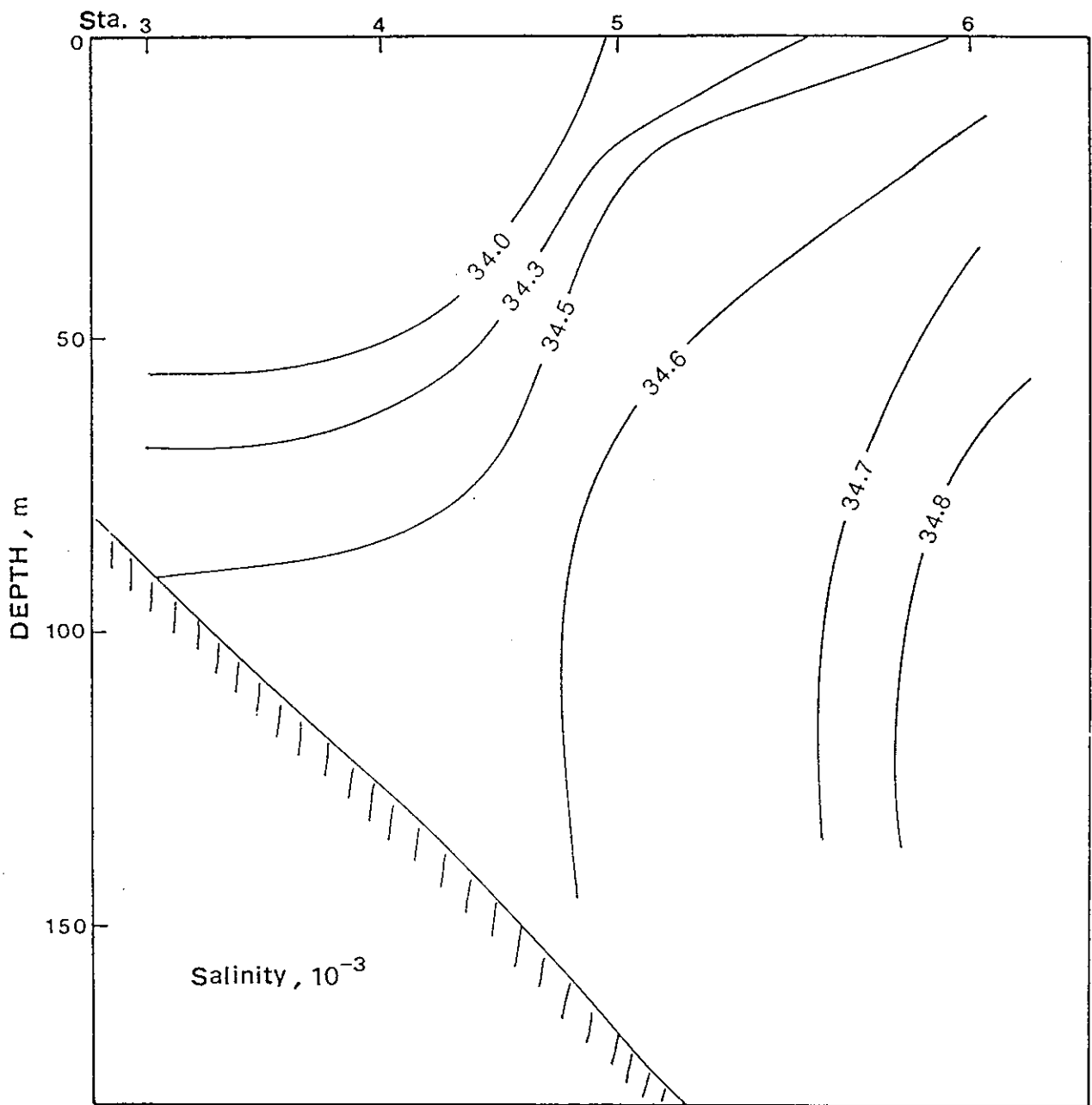


圖 3 1、台灣東北角海域鹽度分佈剖面圖

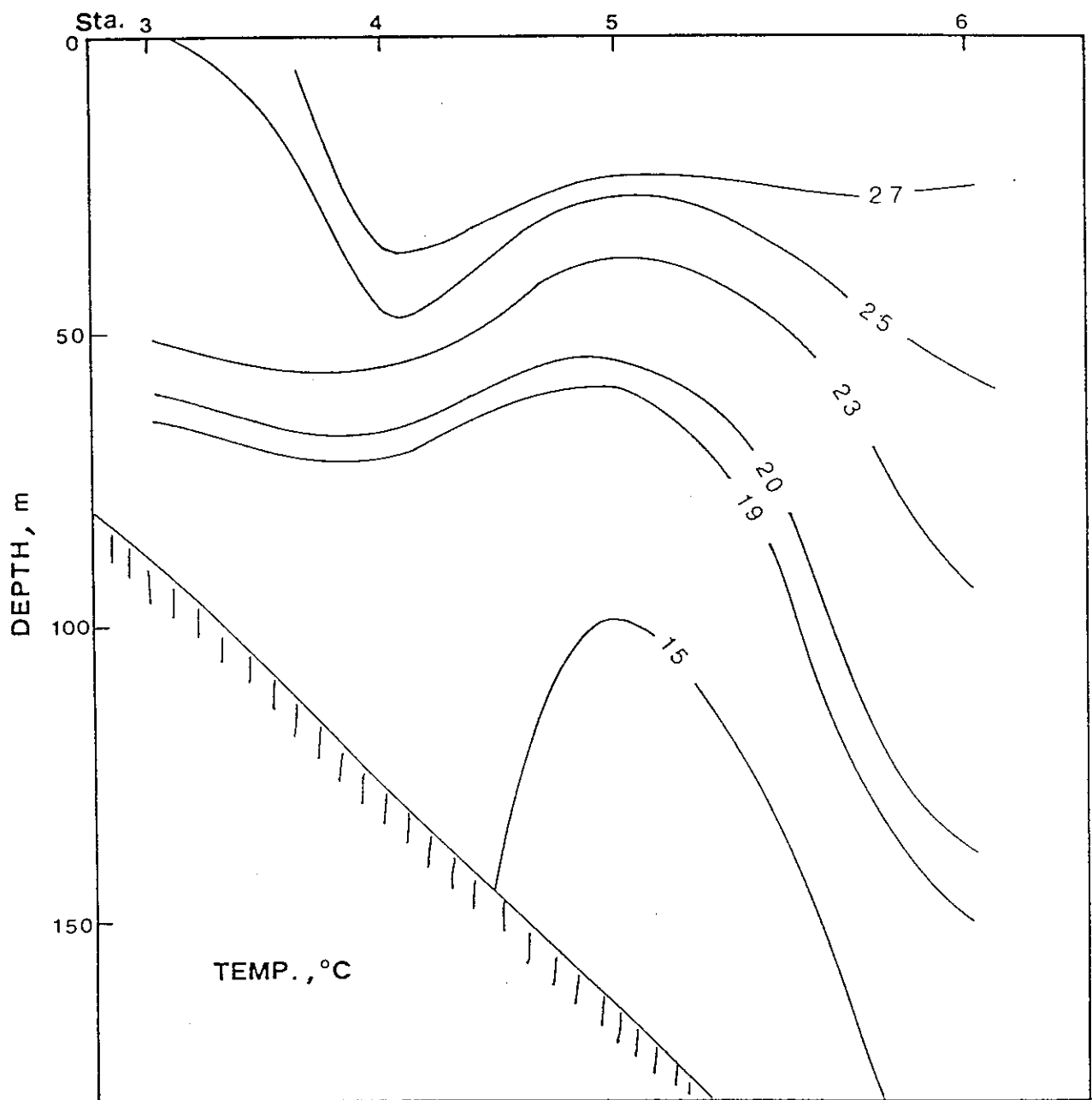


圖 3 2、台灣東北角海域溫度分佈剖面圖

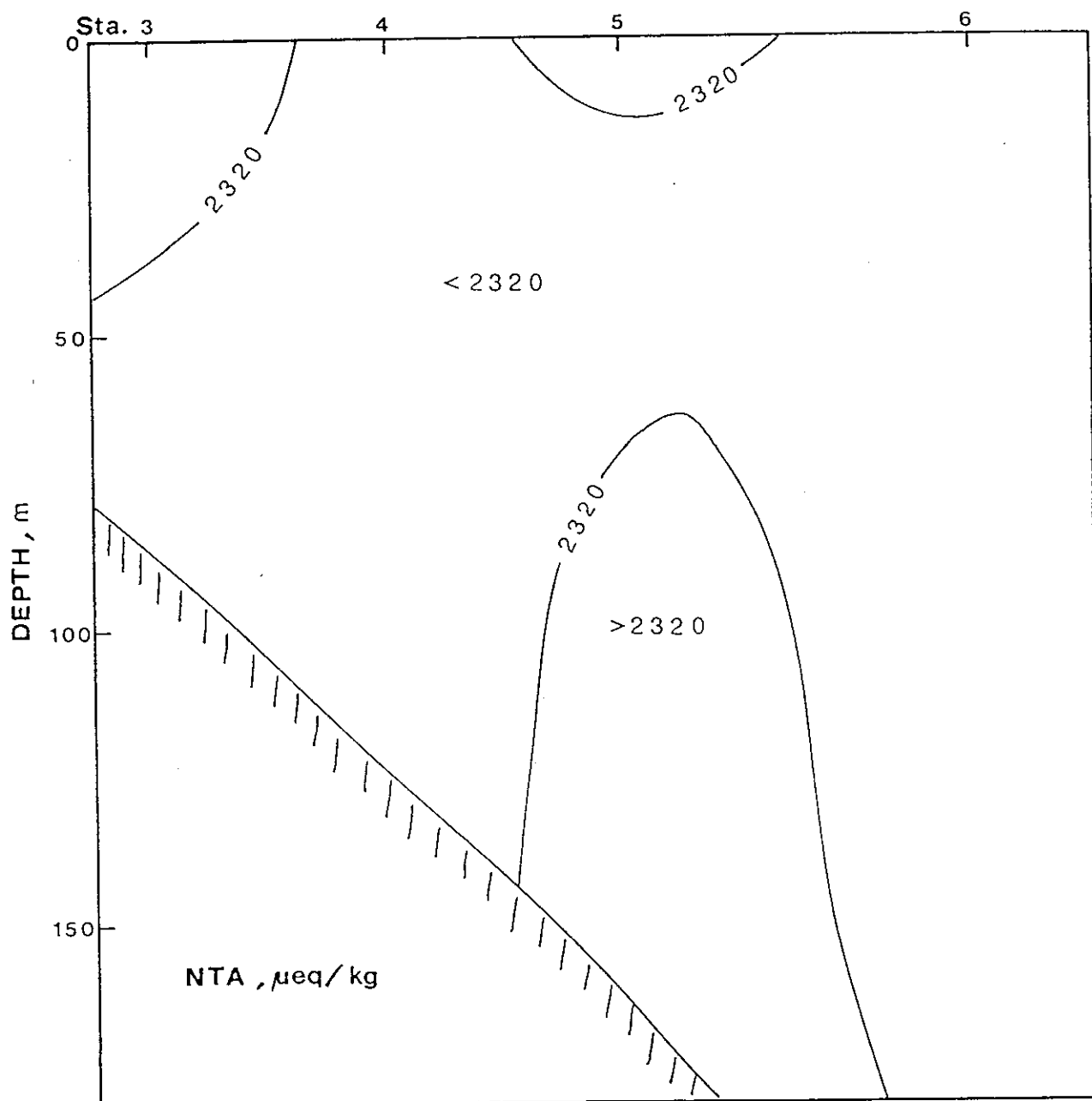


圖 3 3、台灣東北角海域 NTA 分佈剖面圖

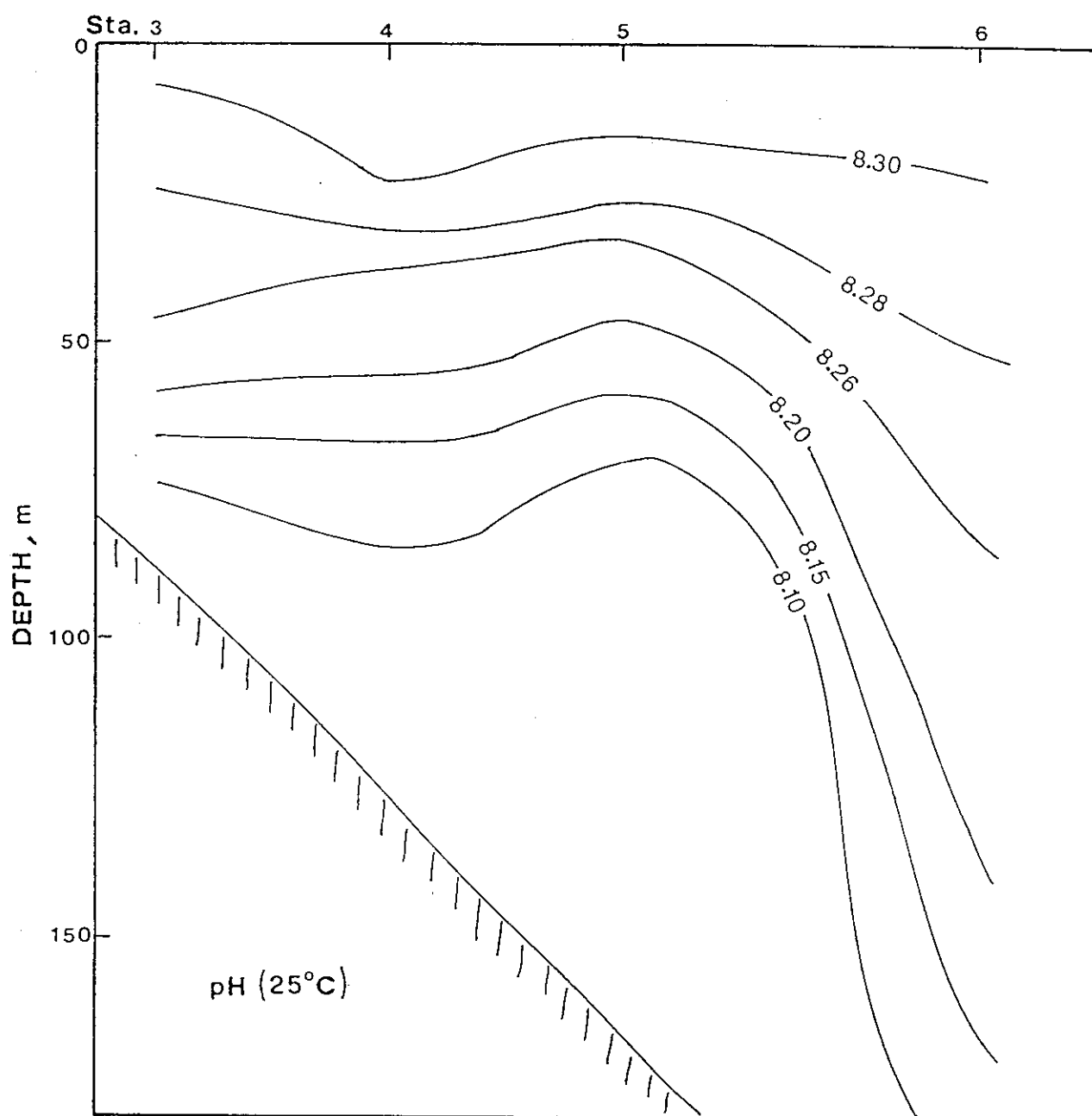


圖34、台灣東北角海域 pH 分佈剖面圖

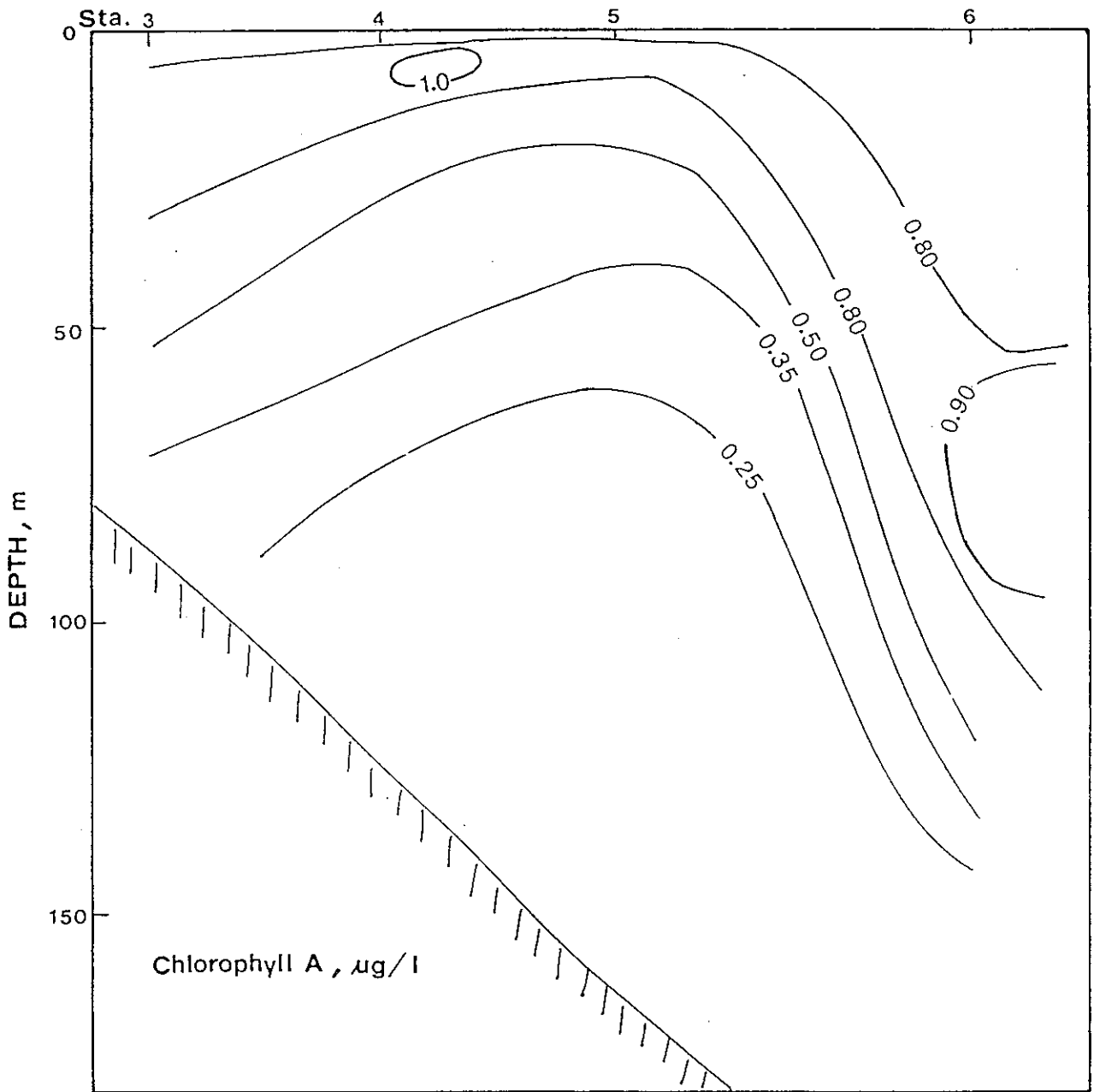


圖 35、台灣東北角海域葉綠素甲分佈剖面圖

東海為歐亞大陸板塊前緣陸棚區。而海峽南段經過澎湖－北港海底基盤高區後，地勢陡降為大陸斜坡，並以此與巴士海峽水道及南中國海盆相連。台灣海峽主要受三個水團的影響：〈1〉.由東海南下的中國沿岸流；〈2〉.南中國海季風流及〈3〉.黑潮支流（Chu, 1971）。由於海峽相當淺及有相當強的季風吹襲，海峽西側沿岸流主要受季風影響，在冬季東北季風強盛時往南流，而夏季時則受西南季風影響而往北流（Chuang, 1986），至於海峽東側則持續性的往北流。Nitani (1972) 根據所收集的船隻海流流向圖，認為夏季時北流是源自於南中國海季風流，而冬季則源自於黑潮支流。但是目前對於黑潮是否進入台灣海峽內及進入的季節，學者之間仍有許多爭論（Chu, 1971; Fan, 1982）因此，我們有需要對於台灣海峽一大陸棚區前端之較深斜坡區域內的西南海域作進一步認識。以求有助於判斷水團之來源。

西南海域介於臺灣海峽、南海及巴士海峽間，海域因子的季節性變化，正代表著自南海來的水團及穿越巴士海峽的太平洋地區水團（以黑潮為代表），二者在不同季節侵入的結果，因此由二水團不同的特性及影響的強度，可以估量這些水團對台灣海峽的影響。

（一）、一般水文資料

第一航次于七十五年九月下旬出海，代表夏秋交接時西南海域的情形。由於海況儀讀出的鹽度資料，與實驗室中利用密度儀測量的同深度鹽度資料比較，海況儀深水部分（大於1000公尺）的鹽度顯著的高出 0.75×10^{-3} 多，且兩者之間並無定比或者定差的系統誤差，再與其他已公佈資料比對，確定海況儀深水鹽度部分有誤，因此在繪製溫鹽圖時，以實驗室所測鹽度校正 CTD (non-linear calibration) 重畫 T-S diagram，但因取點密度自不如海況儀慎密，所以解析度自然不如一般的溫鹽圖，不過仍可從中找尋不少蛛絲馬跡。九月份的溫鹽圖（如圖 36）與劉（1985）的南海暖水典型溫鹽圖例相當近似

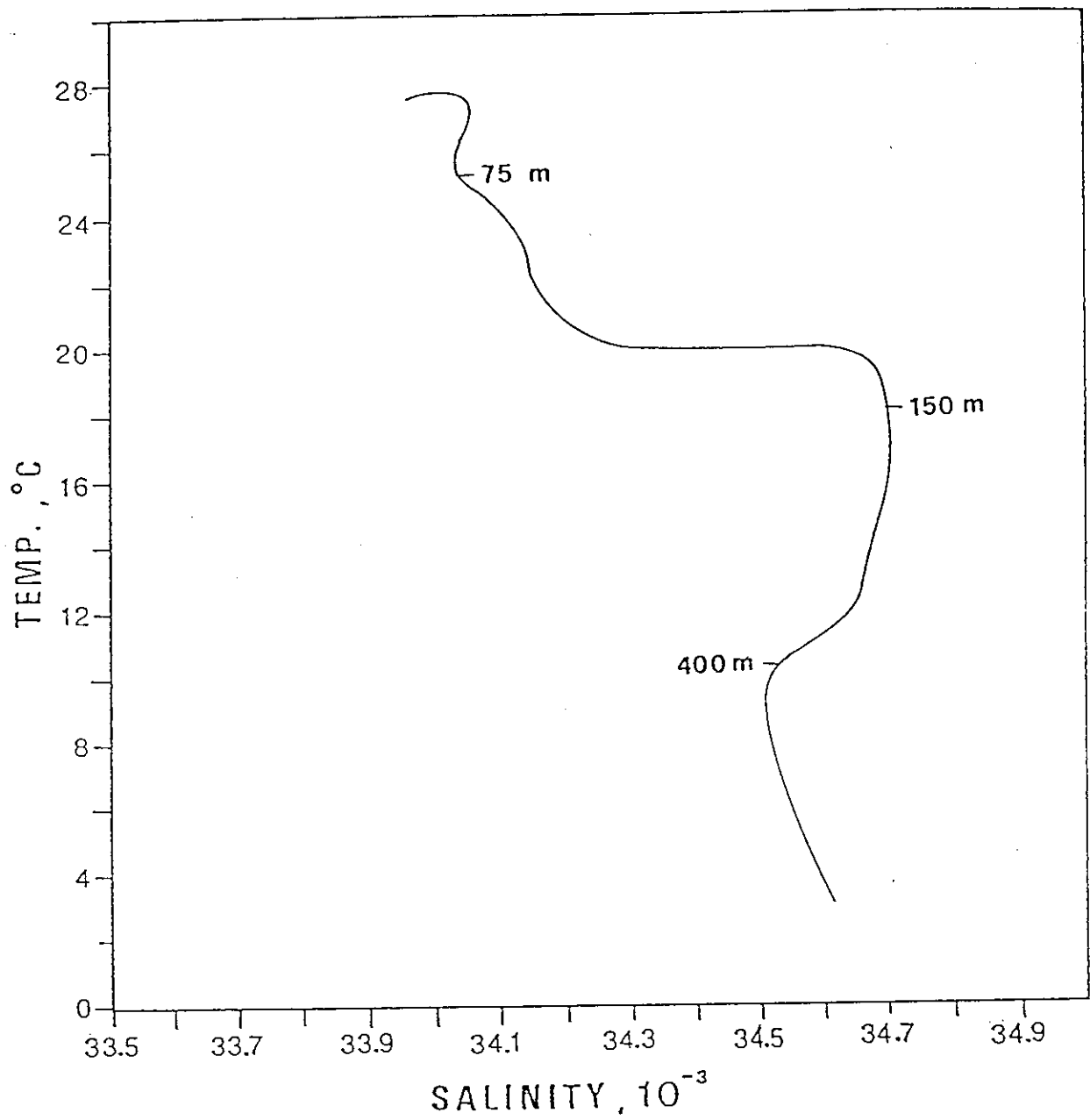


圖 36、第一航次深水站之溫度——鹽度圖

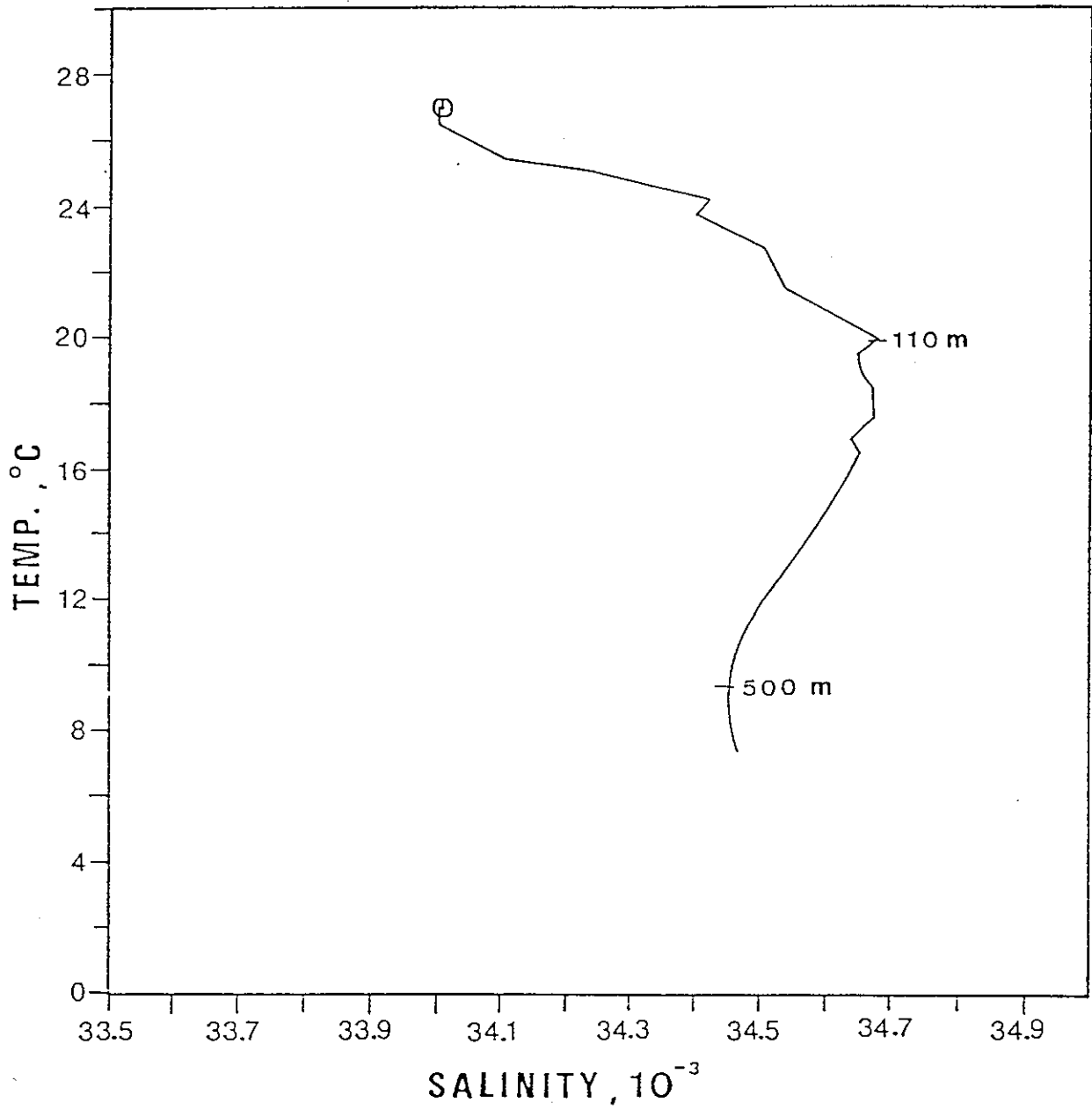


圖 3 7、典型南海暖水之溫度—鹽度圖 (取自劉, 1985)

(如圖 37)。測點中 150公尺附近有個鹽度極大值，達 34.70×10^{-3} ，與典型南海暖水於 110公尺處鹽度極大值之 34.70×10^{-3} (劉，1985) 幾近一致，而 400至 600公尺處應有一鹽度極小值，也與劉(1985) 所測得大致相當，只不過所測得的鹽度極小值可能因樣品蒸發而略為高些。500 公尺以下鹽度漸增的趨勢，也與南海暖水相同。此外在表面60公尺左右看到溫鹽圖上的折點，李 (1987) 認為是北方南下之低溫低鹽水團造成的。所以基本上由溫鹽度資料，可以看出夏秋之際，測點海域 ($22^{\circ}21'N$, $119^{\circ}39'E$) 全為南海暖水團所涵蓋，黑潮的影響力似乎沒有看見，而表層 100公尺內海水可能略為受到北方南下的低溫低鹽海水影響。

其次看第二航次七十六年一月份代表冬季的溫鹽度資料 (如圖38) ，由於第二航次沒有海況儀資料，所以溫鹽度完全藉著採水器上的附加的溫度計及實驗室密度儀測量鹽度得來，解析程度依然相當粗糙。在 160公尺， $16^{\circ}C$ 左右有一鹽度極大值 (34.72×10^{-3})，與第一航次鹽度極大值相當近似，但與黑潮鹽度極大值 34.9×10^{-3} 之間有相當的差距，依 Fan (1982) 說法：冬季時黑潮可流入西南流域，而筆者在西南海域所選取的深水站位置都固定在 ($22^{\circ}21'N$, $119^{\circ}39'E$)附近，按照道理應該可以感應到高鹽度黑潮水的訊號，但事實上測量的鹽度都較低，而與南海暖水近似。第二航次深水800 公尺以下的鹽度也有偏低的趨勢，起初筆者懷疑鹽度測量有問題，導至整個水柱由上往下皆偏低，但是由再次測量及鹼度資料研判，似乎不太可能是鹽度測量錯誤造成，而本研究由於缺少海況儀配合作業，所以深水水樣的採集，往往以鋼纜長度充作實際水深，是否由於鋼纜的傾斜，導致鹽度值偏低，或者採水瓶滲漏導致鹽度值偏低，仍需再進一步研究。

第二航次起利用 Winkler method 將溶氧樣品帶回實驗室分析，初期滴定終點的判定皆以肉眼為主，再加上試劑添加時有污染之嫌，致使溶氧值的準確度及精確度都有問題。將溶氧值中一些明顯的歧異

點去除後，發現溶氧在水柱中濃度變化的狀況，大致隨深度呈遞減分佈，而無明顯的溶氧極大值、極小值出現。

七十六年五月份之第四航次代表西南海域春季時的狀況，表水的鹽度為三次出航中最高者，達 34.80×10^{-3} （如圖38），於 20°C ，100公尺左右有鹽度極大值 34.80×10^{-3} ，居三次出航之冠，但與高鹽度黑潮水比起來，此值仍嫌低了點；而400公尺左右有一鹽度極小值，約為 34.45×10^{-3} 左右，與劉（1985）南海暖水鹽度極小值幾乎一致。由船上採水瓶獲取的水溫資料，與文獻資料比較起來有偏高趨勢。以800公尺為例，CSK資料為 5.65°C （CSK, 1966, 1968），台灣沿海水文資料為 5.9°C （Fan, 1985）而筆者第四航次同地區800公尺深則為 6.82°C ，高出幾乎 1°C 。歸究差距的原因，溫度計本身的不準度，及採水瓶下放的深度不足應是主要因素。這種誤差對判別西南海域水團並無太大影響，但對計算飽和溶氧及過量二氧化碳則有相當影響，因此下節在討論過量二氧化碳時需作適度的修正。

同樣的區域，同樣的季節，第七航次於七十八年五月再度前往取樣時，利用海況儀所得的鹽度變化發現，鹽度極小值出現在500公尺左右，比第四航次估計的400公尺附近略深，而表水則由原先的 34.8×10^{-3} 降為 34.53×10^{-3} （如圖38），其餘整個鹽度隨深度及溫度變化的型態並沒有改變。因此，第四航次利用點狀樣本作溫鹽分析的正確性仍是可取的，只是採水瓶取樣的密度不夠，無法找出真正鹽度的極小值。

由此三航次的水文資料看來

- (1) 九月份夏秋之際，由溫鹽曲線來看，深水站附近的西南海域，幾乎全為南海暖水所覆蓋。
- (2) 一月份，五月份的溫鹽資料，無法明確看出黑潮對此區域發生影響。

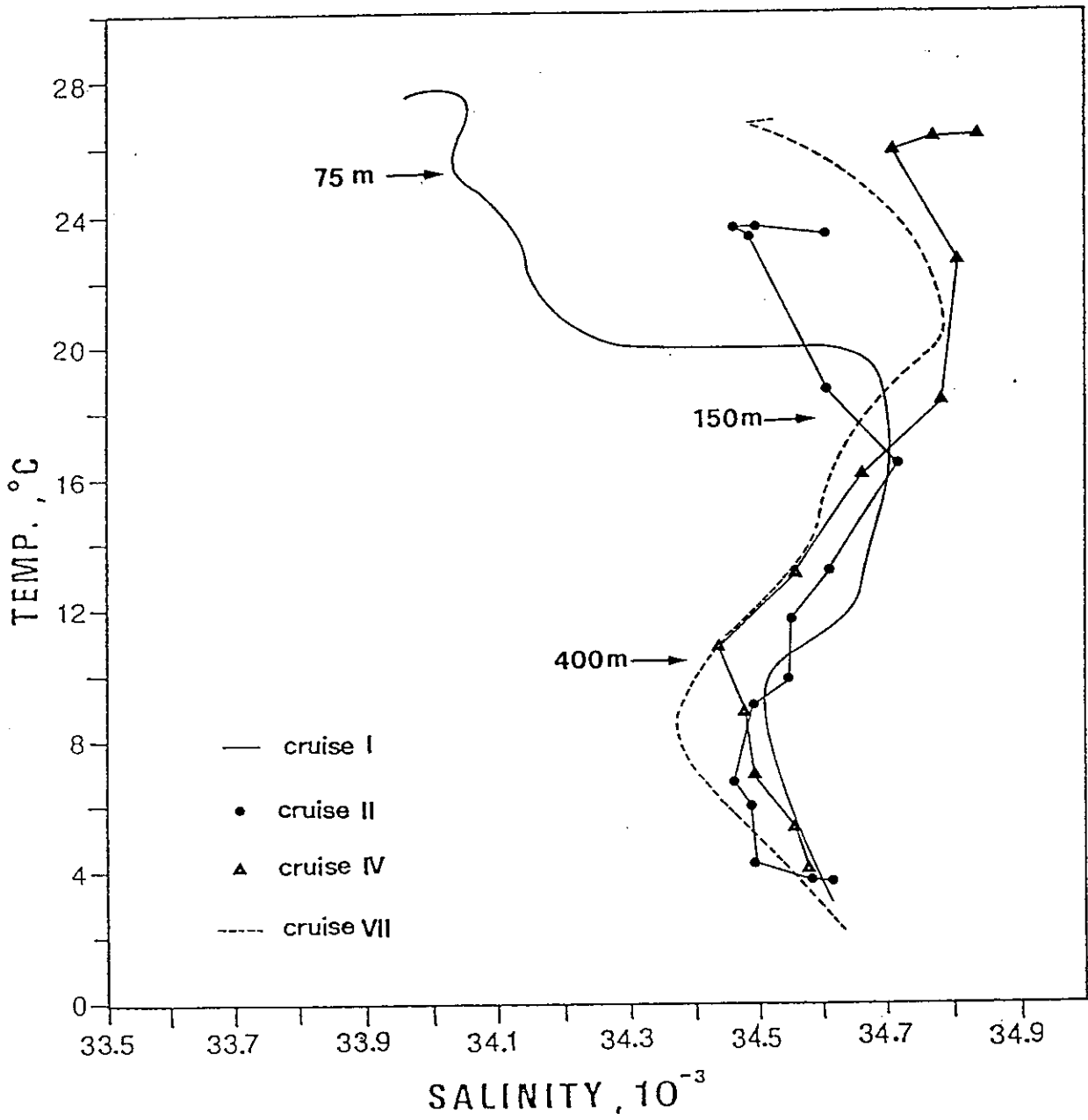


圖38、第一、二、四、七航次深水站之溫度—鹽度圖

(3) 由於筆者所測得溶氧值數據本身的準確性不夠，所以無法判別季節的不同是否會對溶氧造成影響。

(二)、pH 資料

西南海域和菲律賓海域之 pH 隨深度分佈最大的不同，在於菲律賓海域 800—1000公尺左右有一 pH 的相對極小值，而西南海域則無。由第六航次測站 4、5、6及第七航次測站 3的 pH 剖面圖(圖39)，可以明顯看出菲律賓海中層的 pH 極小值核心有愈往西愈薄的趨向，極可能根本沒有在西南海域出現，因此典型西南海域pH值隨深度變化(如圖40)，是由表水往深處一路遞減，以五月為例，由表水的8.32到 2200 公尺的7.72。而遞減的幅度在 800公尺以上比較大，800 公尺以下則 pH 值變動非常小。

Chu (1972) 在太平洋與南中國海水流之交換一文中指出：南海 1000公尺以下的海水深受太平洋黑潮地區的深水影響，圖39中，第七航次測站 3即位於西南海域深水區，將其 pH 剖面與第六航次測站 4、5、6的 pH 剖面比對(圖39)，發現兩個區域1400公尺以下的 pH 值相當符合。

測量海水所得的pH值，在精確度方面約在 ± 0.003 個pH單位內。而準確度方面，則因有些航次在校正時發生誤差，再加上西南海域已有的 pH 文獻(CSK, 1966, 1968, 1969, 1970) 本身的變異度就非常大，因此探討西南海域pH值隨季節的變化時，遭遇了比對的困難。不過如上述的，假定西南海域的深水部分皆來自黑潮區域之深層水，而深層水受季節變化的影響極小，因此筆者可以把不同季節的深水 pH 值都假定為相同，如此一來可以把校正時發生錯誤的航次，系統性的依深水之間的差異作修正，結果九月份西南海域 600公尺以上的海水pH值要比五月份來的低，尤其在150—200公尺之間 pH 差異達 0.07 pH 單位，而這些位置恰巧是鹽度極大值通過的部分。五月份鹽度極大值

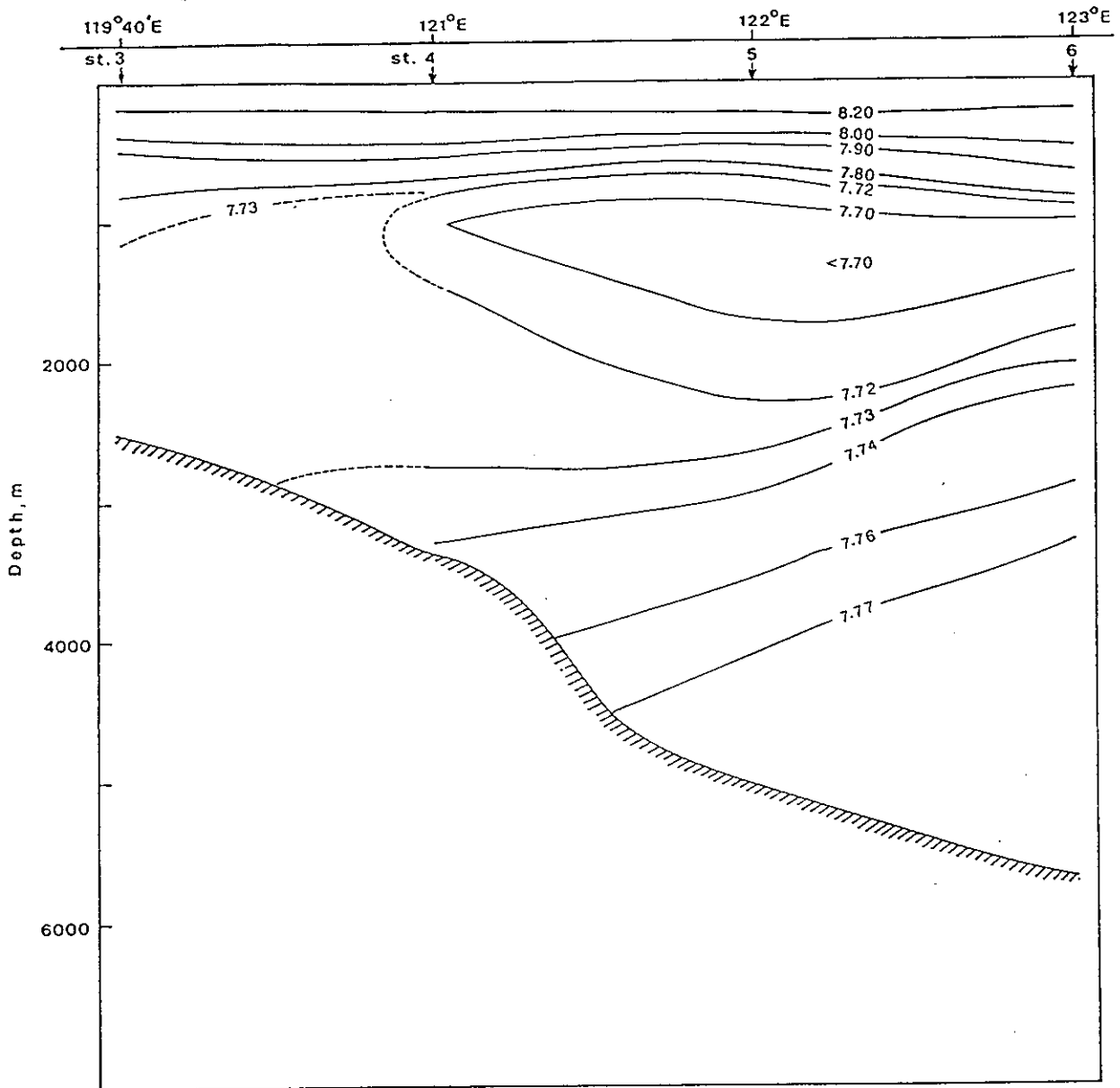


圖 39、第六航次測站 4,5,6,及第七航次測站 3
之 pH 剖面圖

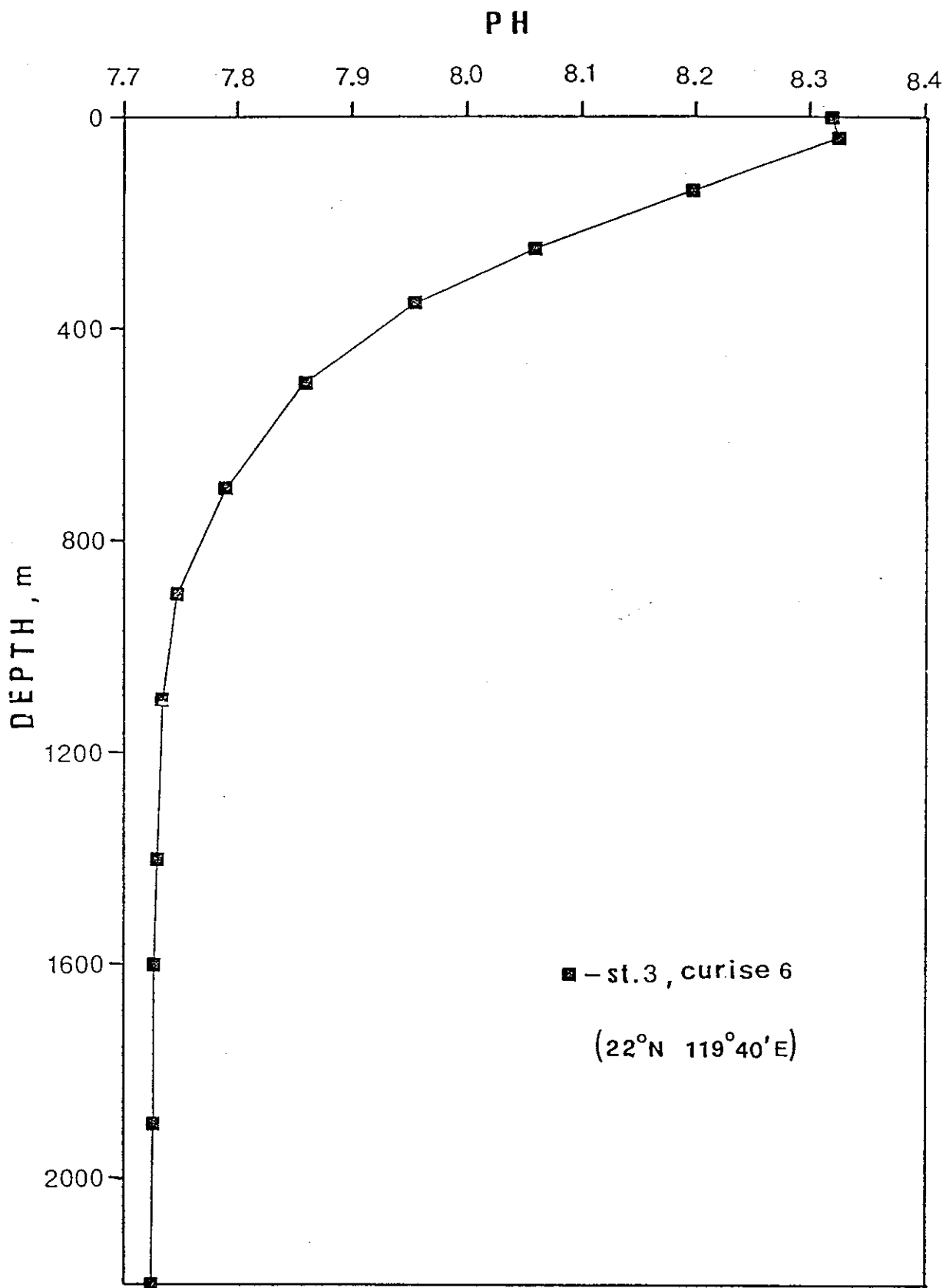


圖 4 O、典型西南海域之深度—pH 圖

為 34.81×10^{-3} ，而九月份鹽度極大值為 34.70×10^{-3} ，由前述得之九月份的西南海域為典型南海暖水，而五月份應是介於典型黑潮水與南海暖水之中間產物，因此五月份高鹽度核心的pH值較高，是否意味著黑潮高鹽度核心區的 pH 要比南海暖水核心區高過 0.07 個pH單位以上？如果是，筆者是否可以利用 pH 值追蹤西南海域的水團，甚至於估量水團間混合的比例，這有待進一步研究。

pH與位溫的關係如圖41，呈現非常簡單的直線關係，位溫愈高pH愈高；位溫愈低則 pH 降低。而不像菲律賓海深水區另有一類位溫與pH的關係。同樣的情形，pH對 AOU作圖時（如圖42），呈現極佳的線性關係。而其pH值隨 AOU的變化率在鹽度極大值以下約為 2.8pH (pH unit)/AOU (mmol/kg)，比起其他文獻所提的來的高，這表示西南海域 pH受有機物分解的影響比其他海域來的明顯。

(三)、滴定總鹼度資料

西南海域的 NTA值，大致隨著深度愈來愈高，由表水的 2300 μ eq/kg 左右到1500公尺的 2455 μ eq/kg 左右，其中以表水到1000公尺上下的變幅較大，而1000公尺以下NTA 的變幅就非常小。此外由 NTA與位溫的關係圖（如圖43）上看出 $\theta = 2 - 3^\circ\text{C}$ 時（約1500—2200公尺）NTA 大致在 2450—2460 μ eq/kg；此值與圖 24 菲律賓海同位溫時之 NTA相當。Chu (1972)指出南中國海地區的深水除了從太平洋黑潮區域深水，經由巴士海峽補充之外，再無其他冷深水的來源，而由上節西南海域的pH及本節的 NTA值，也大致看出這種現象。

以第一航次表水 NTA與溫度的關係圖來看（如圖44），西南海域九月份表水測站之最高與高低溫差不過 3°C ，而 NTA的分佈，除鹽度低於 33.50×10^{-3} 及部分接近本島之測站 NTA大於 2320 μ eq/kg之外，大部分測點都落在2305—2318 μ eq/kg之間。由此看來西南海域測點區域內之表水 NTA變異度不大，但就 NTA與溫度的相關性來看，由於涵

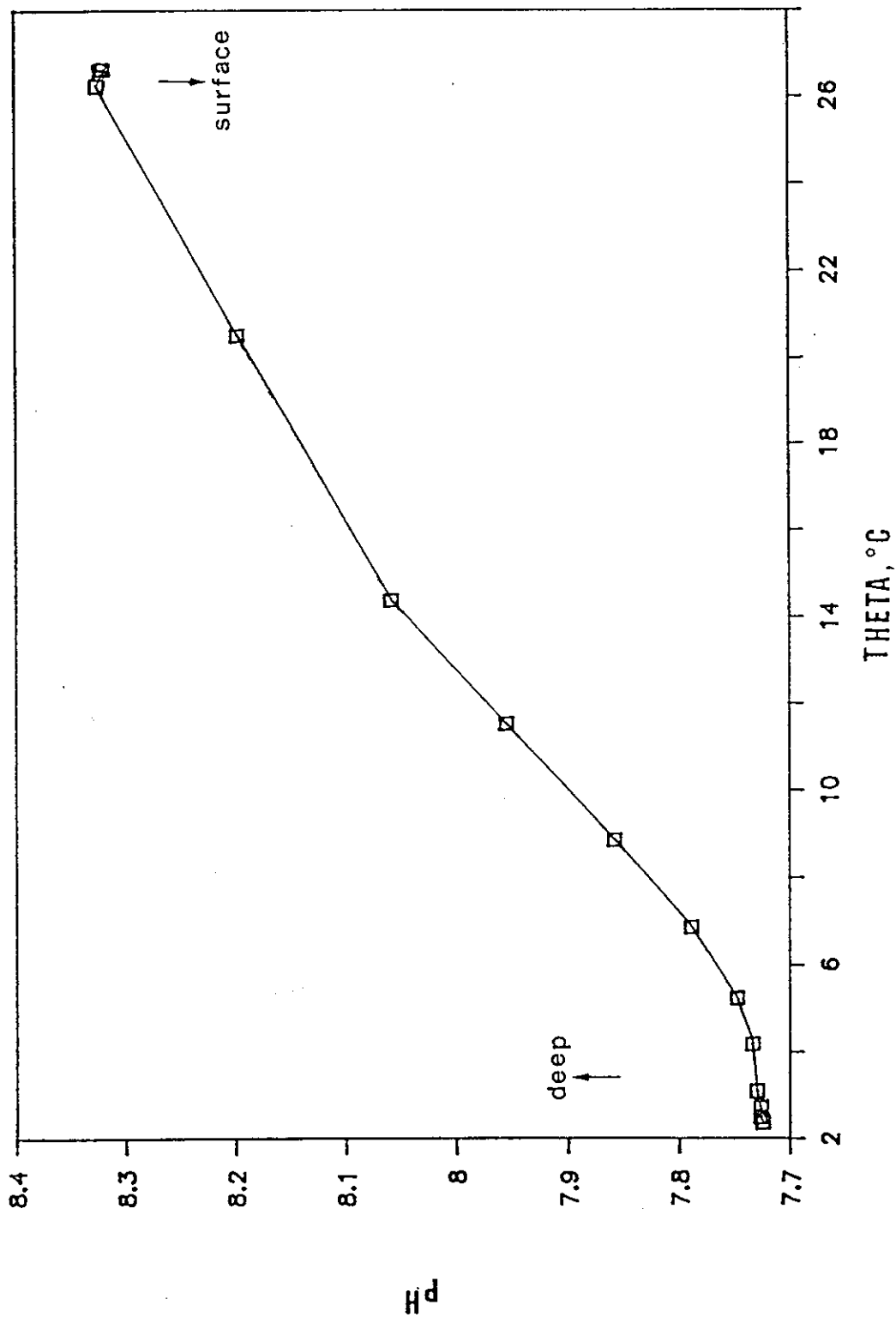


圖4 1、第七航次 2200 米深 stations 之 pH—位溫圖

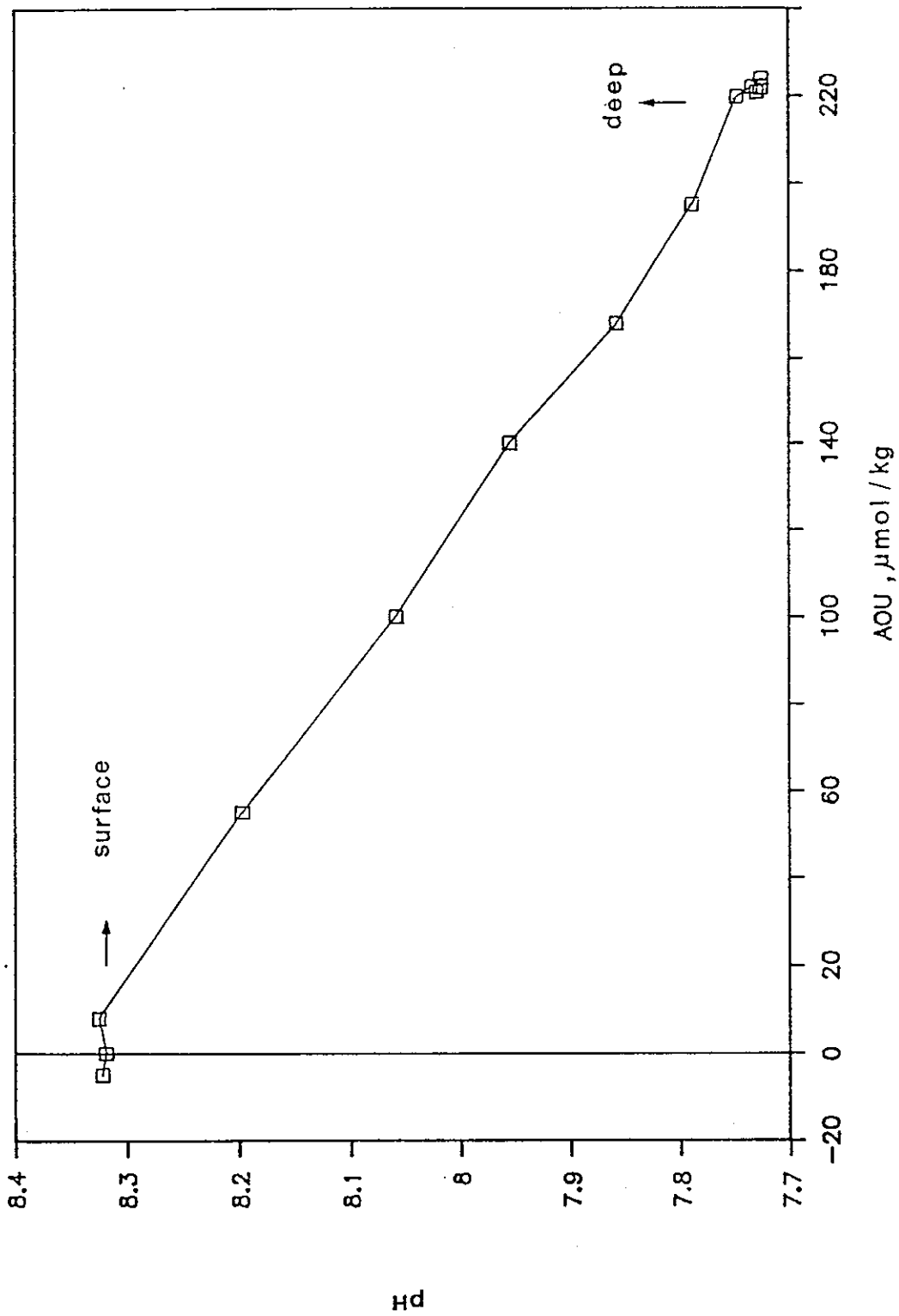


圖42、第七航次 2200 米深 stations 之 pH-AOU 圖

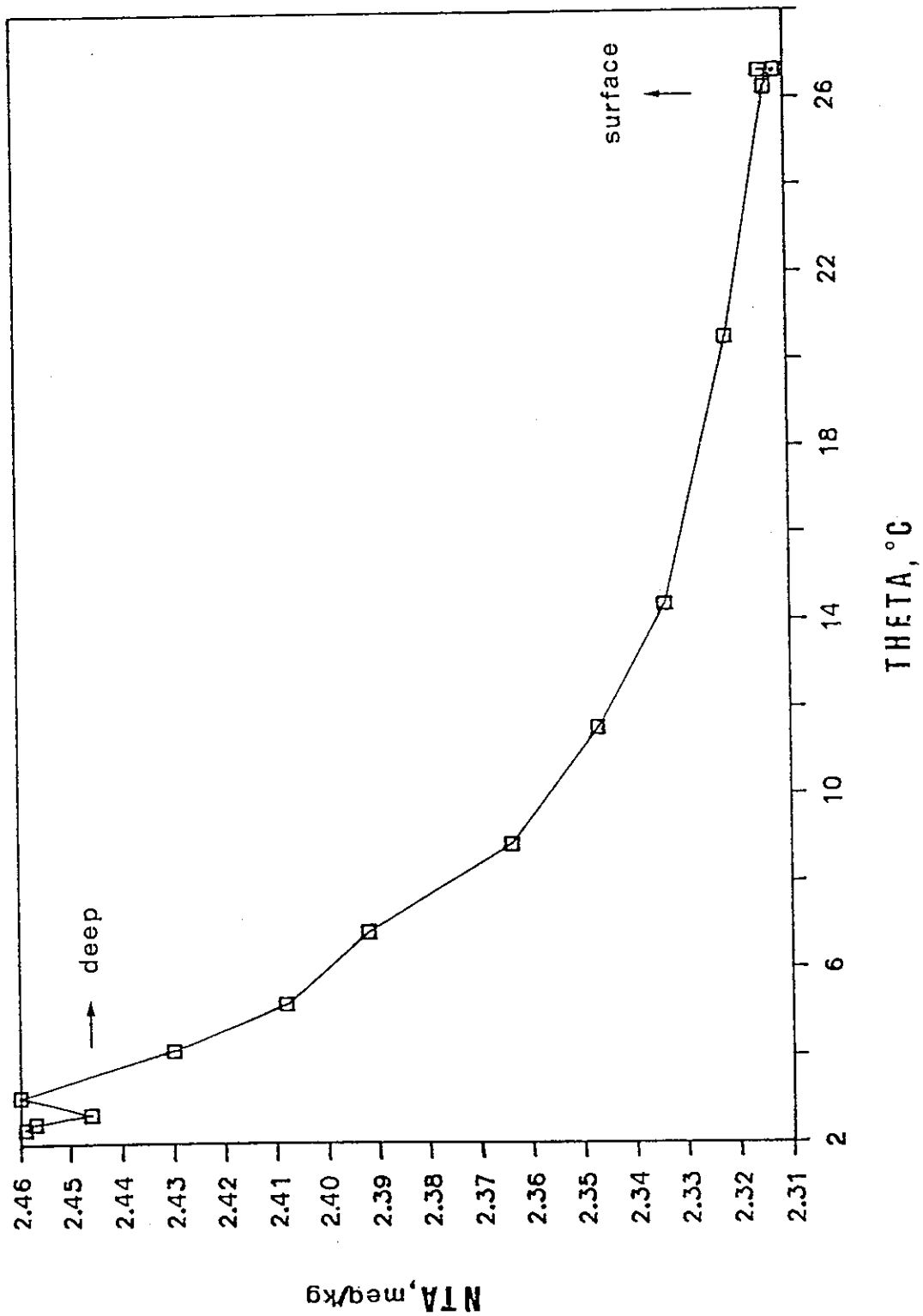


圖43、第七航次 2200 米深水站之 NTA—位溫圖

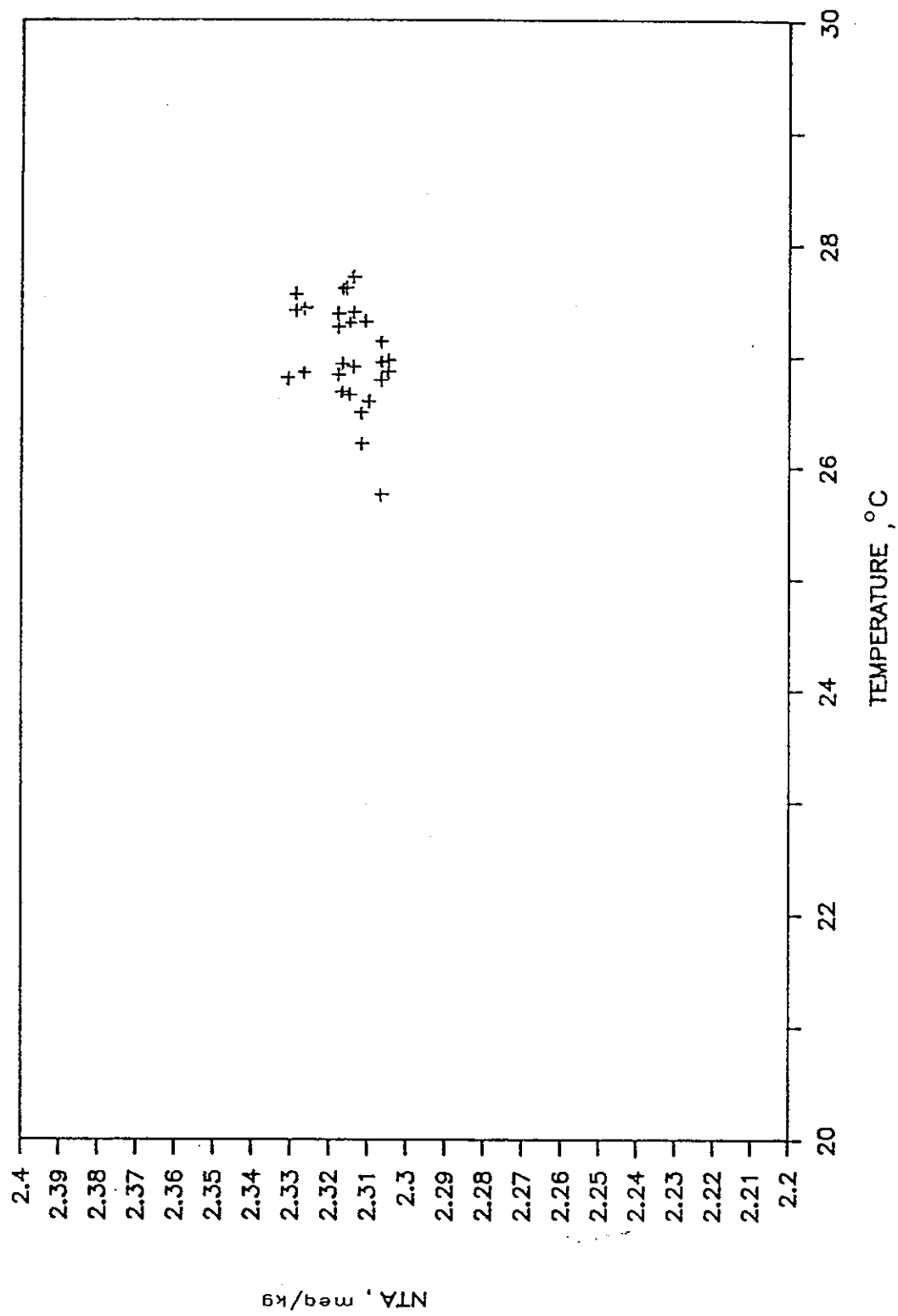


圖 4 4、第一航次之表水 NTA—溫度圖

蓋溫度的範圍相當狹窄，尚無法確認出來。

至於不同季節時表水 NTA的差異，筆者以一，二，四，七航次同地點深水站取的之表水來看，九月份代表典型南海暖水進入時期，其表水的鹽度為四航次中最低者，僅 33.97×10^{-3} （如圖38），而 NTA 卻為最高，達 2318 ueq/kg （如圖45）。造成這種情形，極有可能是南海暖水的起源地，受到附近大陸河川高 NTA河水流入影響，使得鹽度下降，而 NTA升高。而一月份代表冬季時的情況：NTA 及溫度為四航次中最低者，僅達 2290 ueq/kg 及 23.68°C 。造成低 NTA表水的原因，迄今尚不十分明白，如按一般海洋表水 NTA分佈的情況來看，當溫度愈低時 NTA值應該增加，而所見到的情形恰巧相反，推測這可能是冬季時，受到一些由台灣海峽南下的低 NTA值表面水團的影響（參看表 1），使得表水 NTA值降低。至於 1987、1988先後二次于五月時在此區域採樣，而表水鹽度由 1987 年時的 34.84×10^{-3} 降為 1988 年的 34.46×10^{-3} ，變動了幾近 0.4×10^{-3} ，而 NTA也增加了接近 15 ueq/kg 。由此，筆者大致覺得西南海域的表水，有鹽度愈低，NTA 值愈高；而溫度愈低，NTA 值愈低的傾向。鹽度、NTA 除了有季節的變動之外，不同年代同一季節時的鹽度、NTA 也可能有異動。

其次看鹽度極大值區（約水深 150公尺上下）的 NTA值（圖45），是否會隨著季節不同而有所異動。以這四航次的資料看來，鹽度極大值區的 NTA值，幾近一致，約為 2315 ueq/kg 。因此，除非四個航次所探測的高鹽核心，均代表同一水團，使得NTA 值沒有區別，否則 NTA在此區域內乎似乎很難用來區分，究竟是黑潮核心或是南海暖水核心進入這個區域內。

至於深水部分的 NTA值，四航次幾近相同（圖45），所以，深水區的 NTA值應沒有季節上的差異。

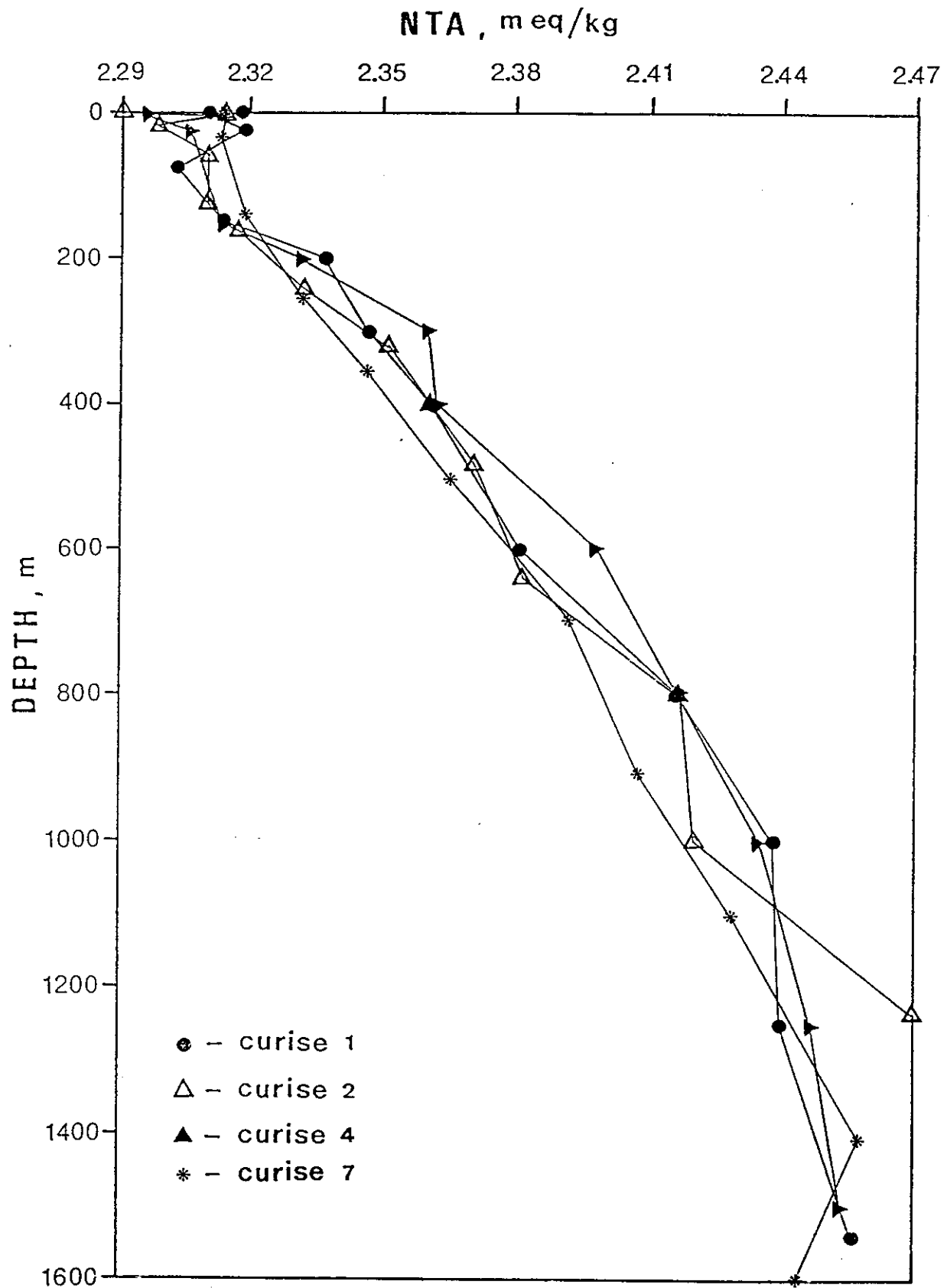


圖45、第一、二、四、七、航次之深度—NTA 圖

(四)、計算過量二氧化碳穿透深度

利用Chen et al. (1986) 南緯 50°以南的起始方程式，及 Chen and Pytkowicz (1979)的西北太平洋起始方程式，分別帶入第七航次西南海域測站 3，求取過量二氧化碳的穿透深度。

西南海域有一個非常明顯特徵，就是水深 150公尺左右，出現鹽度的極大值，而400—500公尺上下出現鹽度的極小值。而由前述西南海域的 pH、NTA與菲律賓海 pH、NTA值之比較中，了解兩者深水區的性質是一致的，而西南海域鹽度極小值以下，已無法找出明顯的水團界線。因此筆者大致以鹽度極小值，作為 50°S 以南起始方程處理的上界，至於西北太平洋起始方程在處理表水，到鹽度極大值之間並無太大的困難，而最有問題的就是鹽度極大值到鹽度極小值這一段區域。此區域內最主要的水團不外黑潮支流或者南海暖水。這二者於起源地的起始方程無從獲悉，不過以黑潮而言，它源自於北太平洋表面的赤道洋流，循環、交換的速度又快，相信深受大氣過量二氧化碳的影響。我們將所有測站 3的採水點，代入西北太平洋起始方程式時發覺，過量二氧化碳非常規律的從表水往深水區漸減，而在 900公尺以下趨向不變（圖46），同樣的利用50°S以南的起始方程式，代入鹽度極小值以下的測點，結果也在 900公尺之後趨向不變，而起始的 NTCO_2 經計算平均起來較表水約少了 $42\mu\text{mol}/\text{kg}$ ，而與已有的文獻資料及菲律賓海域的 $44\mu\text{mol}/\text{kg}$ 非常近似。因此，在假定南海暖水及黑潮已受到過量二氧化碳影響之下，西南海域過量二氧化碳的穿透深度可能在 900 公尺上下（如圖46）。這與 Chen (1987)提及太平洋區穿透深度不超出躍溫層的原則，不相違背，不過仍需進一搜集西南海域其他地區的資料方可確定。

(五)、無機碳與有機碳的比例

計算西南海域鹽度極小值以下深水區的 IC/OC比例，筆者以50°S

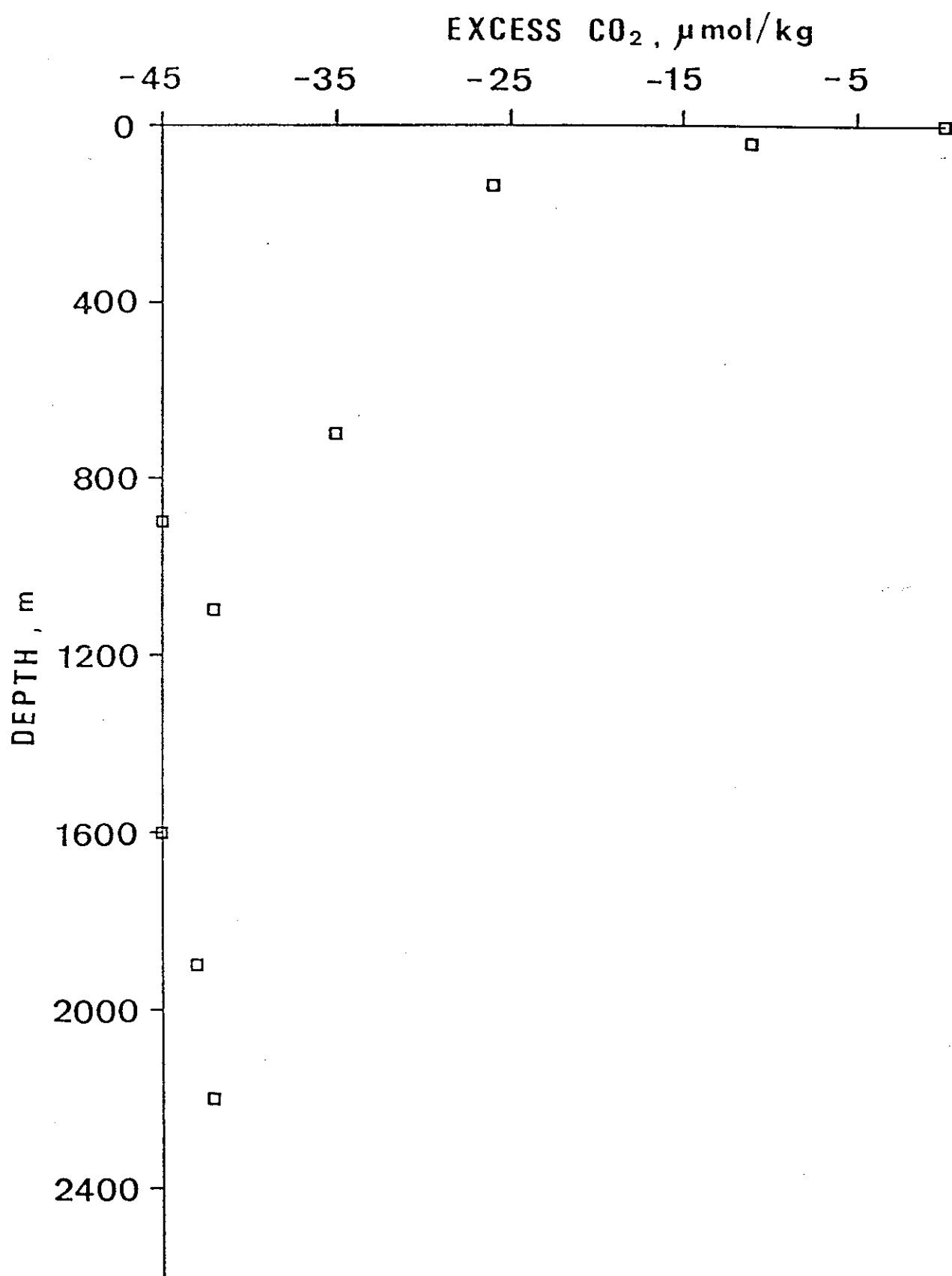


圖46、西南海域過量二氧化碳穿透深度圖

以南的起始方程式代入下式：

$$IC/OC = [0.16038 * (\Delta NT CO_2 + 40) + \Delta NTA] / [2(\Delta NT CO_2 + 40) - \Delta NTA]$$

結果第七航次第3測站 500公尺以下的 IC/OC比例 (圖47) , 大約由 700公尺的0.20增為2200公尺處的0.34。很明顯的西南海域1000公尺上下的 IC/OC比, 要比菲律賓海域同等深度區域 (圖29) 的0.15高, 也比Chen et al. (1986) 的資料高, 但是在估計西南海域1000公尺以下深水中總二氧化碳量的增加, 則有 25%左右是來自碳酸鈣分解, 與 Chen et al. (1986) 的北太平洋資料相當符合。

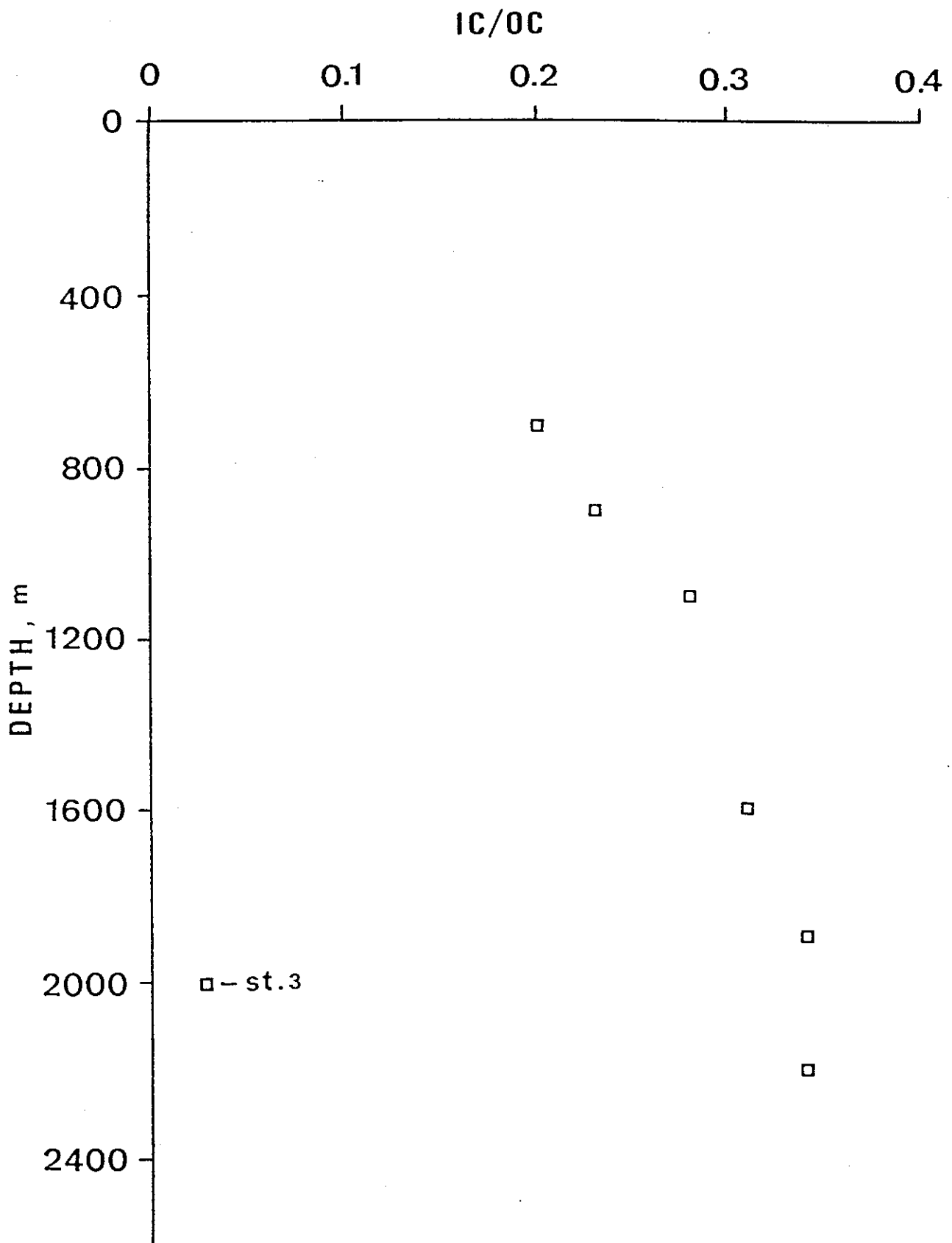


圖4 7、西南海域 IC/OC 的垂直分佈圖

四、結 論

- 1、南極底層水流進菲律賓海後，由於長時間與上層北太平洋深水混和，不是早已混和均勻，致使深層鋒面消失，就是深層鋒面顯現的訊號極微弱，使得現有的水文資料及點狀取樣的碳酸鹽資料，無法明顯看出鋒面呈現的不連續異常現象。
- 2、利用直接碳酸鹽證據求得菲律賓海過量二氧化碳穿透深度，大致在 200—1000公尺間而接近 500公尺上下。至於台灣西南海域，在假定南海暖水及黑潮高鹽核心區，皆受過量二氧化碳影響的前提下，大致在 900公尺上下。兩者皆未越過躍溫層。
- 3、菲律賓海深層水中總二氧化碳量，由無機碳及有機碳供給的比率約為0.39，而台灣西南海域深水中的比率約為0.34。
- 4、由pH及總鹼度的資料顯示，西南海域深層水（1500公尺以下）與巴士海峽及菲律賓海內同位溫區域之pH及鹼度一致。
- 5、東北角海域研究的初步結果顯示，溫度高於14℃、pH值低於 8.1之高鹽、高 NTA黑潮水有進入陸棚的跡象。
- 6、西南海域碳酸鹽因子隨深度變化的型態，比菲律賓海簡單許多，水層上下之化學因子除鹽度外，無明顯的極大值或者極小值出現。
- 7、西南海域季節性的變化，使得表水的 NTA在夏季時最高，而冬季時最小。且 NTA值的變化，隨著鹽度愈小、溫度愈高，有愈高的傾向，鹽度極大值區內的 NTA值沒有季節上的差異，而pH值在五月比九月很顯著的高了0.07個pH單位。
- 8、菲律賓海表水的pH值，主要受溫度控制，溫度愈高，pH值愈高，而水深約1000公尺處的pH極小值核心有愈往南愈淺的傾向。

五、參考文獻

中文部分

- 毛漢禮，任允武，萬國銘，1964，應用 T - S 關係定量地分析淺海水團的初步研究，海洋與湖沼，第六卷，第一期，p 1-22.
- 白書禎，劉正仁，溫良碩，賴瑞琅，方天熹，簡國童，楊忠誠，1987，西菲律賓海之水團化學特性初步研究—「海研一號」研究船CHIPS - 1 航次，國立臺灣海洋學院理工學報，第二十一期，p 49-66.
- 朱祖佑，1963，臺灣近海之海洋狀況，經濟部、國立臺灣大學合辦，漁業生物試驗所研究報告，第一卷，第四期，p 29-44.
- 李柔瑩，1987，臺灣西南水團移動分析，國立台灣海洋學院海洋研究所碩士論文，48pp.
- 洪楚璋，1978，全球大氣中二氧化碳增加之問題介紹，科學發展月刊，第六卷，p 614-618.
- 翁學傳，王從敏，1985，臺灣暖流水的研究，海洋科學，第九卷，第一期，p 7-10.

陳鎮東，黃文樞，譚愛蘭，1986，論當前全球性之二氧化碳污染問題，國立中山大學學報，第三期，p 133-172.

隋永年，1986，海水總鹼度及其示性特徵，山東海洋學院學報，p 160-172.

劉倬騰，1985，台灣東部及南部海域水文資料，海軍海洋測量局、台大海洋研究所七十四年度合作海洋探測資料報告，p 26-263.

REFERENCES

- Baes, C.F. Jr., H.E. Goeller, J.S. Olson and R.M. Rotty., 1977, Carbon dioxide and climate: The uncontrolled experiment, *American Scientist*, 65, 310-320.
- Baes, C.F. Jr., 1981, The response of the oceans to increasing atmospheric carbon dioxide, Institute for Energy Analysis Report, ORAU/IEA-816 (M).
- Bolin, B., 1981, Steady state and response characteristics of a simple model of the carbon cycle, *Carbon Cycle Modelling*, ed. B. Bolin, 315-331, Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE) of the International Council of Scientific Unions (ICSU)-SCOPE 16, New York, Wiley, 390 pp.
- Bradshaw, A.L., P.G. Brewer, D.K. Shafer and R.T. Williams, 1981, Measurements of total carbon dioxide and alkalinity by potentiometric titration in the GEOSECS program, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 99-115.
- Brewer, P.G., 1978, Direct observation of the oceanic CO₂ increase, *Geophys. Res. Letters*, 5, 997-1000.
- Brewer, P.G., 1983, The TTO North Atlantic Study- A progress report, Proc.: Carbon Dioxide Res. Conf.: Carbon Dioxide, Science and Consensus, Dept. of Energy Report CONF 820970, 93-122.
- Brewer, P.G., W.S. Broecker, W.J. Jenkins, P.B. Rhines, C.G. Rooth, J.H. Swift, T. Takahashi and R.T. Williams, 1983, A climatic freshening of the deep Atlantic north of 50 N over the past 20 years, *Science*, 222, 1237-1239.
- Broecker, W.S., 1974, "NO", a conservative water-mass tracer, *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 100-107.
- Broecker, W.S., T. Takahashi and T.H. Peng, 1985, Reconstruction of past atmospheric CO₂ contents from the chemistry of the contemporary ocean: An evaluation, DOE Technical Report, DOE/OR-857, 79 pp.
- Bruneau, L., N.G. Jerlov and F. Koczy, 1953, Physical and chemical methods, *Rep. Swedish Deep-Sea Exp.*, 3, no. 4, 112 pp.

- Chen, C.T., 1981, Oxygen solubility in seawater, in Solubility Data Series Vol. 7, Oxygen and Ozone, R. Battino, ed., Pergamon Press, 41-55.
- Chen, C.T., 1982, Oceanic penetration of excess CO₂ in a cross section between Alaska and Hawaii, Geophys. Res. Lett., 9, 117-119.
- Chen, C.T., 1984, Carbonate chemistry of the Weddell Sea, Department of Energy Technical Report, DOE/EV/10611-4, 118 pp.
- Chen, C.T., 1985, Preliminary observations of oxygen and carbon dioxide of the wintertime Bering Sea marginal ice zone, Cont. Shelf. Res., 4, 465-483.
- Chen, C.T., 1987, On the depth of anthropogenic CO₂ penetration in the Atlantic and Pacific Oceans, Oceanologica Acta, N°SP, 97-102.
- Chen, C.T., 1988, Summer-winter comparisons of oxygen, nutrients and carbonates in the polar seas, La mer.
- Chen, C.T. (in preparation) Carbonate chemistry of the wintertime Bering Sea marginal ice zone.
- Chen, C.T. and E.T. Drake, 1986, Carbon dioxide increase in the atmosphere and oceans and possible effects on climate, Annual Review of Earth and Planetary Science, 14, 201-235.
- Chen, C.T. and H.L. Lin, 1987, Causes and effects of sea level rise, Journal of the Environmental Protection Society of the Republic of China, 14, no. 1, 1-8.
- Chen, C.T. and F.J. Millero, 1977, Precise equation of state for seawater covering only the oceanic range of salinity, temperature and pressure, Deep-sea Res., 24, 365-369.
- Chen, C.T. and F.J. Millero, 1979, Gradual increase of oceanic carbon dioxide, Nature, 277, 205-206.
- Chen, C.T. and R. Pytkowicz, 1979, On the total CO₂-titration alkalinity-oxygen system in the Pacific Ocean, Nature, 281, 362-365.

- Chen, C.T., F.J. Millero and R.M. Pytkowicz, 1982, Comment on calculating the oceanic CO₂ increase: a need for caution by A.M. Shiller, J. Geophys. Res., 87, 2083-2085.
- Chen, C.T., C.L. Wei and M.R. Rodman, 1985, Carbonate chemistry of the Bering Sea, Rep., DOE/EV/10611-5, 79pp.
- Chen, C.T., M.R. Rodman, C.L. Wei, E.J. Olson and R.A. Feely, 1986, Carbonate chemistry in the North Pacific Ocean, Rep., DOE/NBB-0079, 176 pp.
- Chu, T.Y., 1971, Environmental study of the surrounding waters of Taiwan, Acta Oceanographica Taiwanica, 1, 15-32.
- Chu, T.Y., 1972, A study on the water exchange between Pacific Ocean and the South China Sea, Acta Oceanographica Taiwanica, 2, 11-24.
- Chuang, W.S., 1986, A note on the driving mechanisms of current in the Taiwan Strait, J. Oceanogr. Soc. Japan, 42, 355-361.
- Cline, J.D., R.A. Feely, K. Kelly-Hansen, J.F. Gendron, D.P. Wisegarver and C.T. Chen, 1985, Current inventory of anthropogenic carbon dioxide in the North Pacific Gyre, NOAA Technical Memorandum, ERL PMEL-60, 46 pp.
- Craig, H. and R.F. Weiss, 1970, The GEOSECS 1969 inter-calibration station; introduction, hydrographic features, and total CO₂-O₂ relationships, J. Geophys. Res., 75, 7641-7647.
- Craig, H., Y. Chung and M. Fiadeiro, 1972, A benthic front in the South Pacific, Earth Planet. Sci. Lett., 16, 50-65.
- CSK, 1966, Oceanographic data report of CSK, No. 1, Chinese National Committee on Oceanic Research, Academia Sinica, ROC, 123 pp.
- CSK, 1968, Oceanographic data report of CSK, No. 2, Chinese National Committee on Oceanic Research, Academia Sinica, ROC, 124 pp.

CSK, 1969, Oceanographic data report of CSK, No. 3, Chinese National Committee on Oceanic Research, Academia Sinica, ROC, 119 pp.

CSK, 1970, Oceanographic data report of CSK, No. 4, Chinese National Committee on Oceanic Research, Academia Sinica, ROC, 111 pp.

Dyrssen, D. and L.G. Sillen, 1967, Alkalinity and total carbonate in seawater; a plea for P-T-independent data, *Tellus*, 19, 113-121.

Edmond, J.M., 1970, High precision determination of titration alkalinity and total carbon dioxide of seawater by potentiometric titration, *Deep-Sea Res.*, 17, 737-750.

Edmond, J.M., 1974, On the dissolution of carbonate and silicate in the deep ocean, *Deep-Sea Res.*, 21, 455-479.

Fan, K.L., 1982, A study of water mass in Taiwan Strait, *Acta Oceanographica Taiwanica*, 13, 140-153.

Fan, K.L., 1985, STD measurements in the seas around Taiwan during 1977-1983, Special Publication No. 44, Institute of Oceanography, National Taiwan University, 337 pp.

Feely, R.A. and C.T. Chen, 1982, The effect of excess CO₂ on the calculated calcite and aragonite saturation horizons in the Northeast Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 1294-1297.

Fiadeiro, M., 1980, The alkalinity of the deep Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 499-505.

Horibe, Y., 1970, Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-68-4 (Southern Cross Cruise), Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, 67 pp.

Horibe, Y., 1971, Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-70-2, Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, 90 pp.

Horibe, Y., 1981, Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-77-3 (Pegasus Expedition), Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, 55 pp.

- Horibe, Y., 1983, Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-80-2 (Cygnus Expedition) and the Hakuho Maru cruise KH-82-1 (Cephens Expedition), Ocean Research Institute, Univ. of Tokyo, 78 pp.
- Huang, S.G., J.D. Yang, W.D. Ji, X.L. Yang and G.X. Chen, 1983, Silicon, nitrogen and phosphorus in the Chngjiang river mouth water, Proceedings of "Symposium on sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea", April, 1983, Hangzhou, China, Springer-Verlag, 220-228.
- Ikegami, H. and S. Kanamori, 1983, Calcium-alkalinity-nitrate relationship in the North Pacific and the Japan Sea, J. Oceanogr. Soc. Japan, 39, 9-14.
- INDOPAC Expedition Data Report, 1978, Physical, chemical and biological data, University of California, Scripps Institute of Oceanography, SIO Ref., 78-21.
- Kanamori, S. and H. Ikegami, 1982, Calcium-alkalinity relationship in the North Pacific, J. Oceanogr. Sci. Japan, 38, 57-62.
- Keeling, C.D., R.B. Bacastow, A.E. Bainbridge, C.A. Ekdahl, Jr., P.R. Guenther and L.S. Waterman, 1976, Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii, Tellus, 28, 538-551.
- Li, Y.H., T. Takahashi and W.S. Broecker, 1969, Degree of saturation of CaCO_3 in the oceans, J. Geophys. Res., 74, 5507-5525.
- Limeburner, R., R.C. Beardsley and J.S. Zhao, 1983, Water masses and circulation in the East China Sea, Proceedings of "Symposium on sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China sea", April, 1983, Hangzhou, China, Springer-Verlag, 261-269.
- Lyman, J., 1956, Buffer mechanisms in seawater, Ph.D. Thesis, Univ. of California, Los Angeles, 196 pp.
- Mantyla, A.W., 1975, On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean, J. Mar. Res., 33, 341-354.
- Mantyla, A. and J.L. Reid, 1983, Abyssal characteristics of the world oceans, Deep-Sea Res., 30, 808-833.

Mehrbach, C., C.H. Culberson, J.E. Hawley and R.M. Pytkowicz, 1973, Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnol. Oceanogr.*, 18, 897-907.

National Research Council Commission on Physical Sciences, Mathematics and Resources, 1983, Changing climate, Report of the Carbon Dioxide Assessment Committee, Board on Atmospheric Sciences and Climate, Washington, D.C., Nat'l. Acad. Press, 496 pp.

Nitani, H., 1972, Beginning of the Kuroshio, in, Kuroshio, ed., H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Washington Press, Seattle, 129-163.

Oeschger, H., U. Siegenthaler, U. Schotterer and A. Gugelmann, 1975, A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature, *Tellus*, 27, 168-191.

Olson, E.J. and C.T. Chen, 1981, Interference in the determination of calcium in seawater, *Limnol. Oceanogr.*, 27, 375-380.

Park, K., 1968, Seawater hydrogen-ion concentration: Vertical distribution, *Science*, 162, 357-358.

Poisson, A. and C.T. Chen, 1987, Why is there little anthropogenic CO₂ in the Antarctic Bottom Water, *Deep-Sea Res.*, 34, no. 7, 1255-1275.

Redfield, A.C., B.H. Ketchum and F.A. Richards, 1963, The influence of organisms on the composition of sea-water, in *The Sea*, Vol. 2, M.H. Hill, ed., Interscience, New York, 26-77.

Sudo, H., 1983, Vertical gradient of potential temperature at abyssal depths in the Western North Pacific, *J. Tokyo Univ. Fish.*, 69, 123-133.

Tsunogai, S., 1972, An estimate of the rate of decomposition of organic matter in the deep water of the Pacific Ocean, in *Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean*, Y. Takenouti, ed., Idemitsu Shoten, Tokyo, 517-533.

Tsunogai, S., M. Nishimura and S. Nakaya, 1968, Complexometric titration of calcium in the presence of larger amounts of magnesium, *Talanta*, 15, 385-390.

Uda, M., 1941, The results of the hydrographical surveys in the China Sea in summer 1939, J. Imperial Fishery Exp. Sta., 11, 39-97 (in Japanese with Eng. Abst.).

UNESCO, 1983, Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, UNESCO Tech. Paper in Mar. Sci., 44, 53 pp.

U.S. Department of Energy (DOE). 1983, An analysis of concept for controlling atmospheric carbon dioxide, Rep. DOE/CH/00016-1, 66 pp.

U.S. Department of Energy (DOE). 1985, Direct effects of increasing carbon dioxide on vegetation, Rep. DOE/ER-0238, 286 pp.

U.S. Department of Energy (DOE). 1987, Master index for the carbon dioxide research state-of-the-art report series, Rep. DOE/ER-0316, 253 pp.

Wei, C.L., 1985, Carbonate chemistry of the North Pacific Ocean, M.S. thesis, Oregon State University, 148 pp.

日文部份

水産庁，東海區水産研究所，1982，放射性固體廢物の海洋處分に伴ら海産生物等に関する調査報告書（昭和52～55年度），東海區水産研究所，東京，174pp.