

# 國立中山大學海洋地質及化學研究所 碩士論文

指導教授:陳鎮東 博士

台灣週遭水域 CH4和 N2O 的分佈

Distribution of CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O in natural waters around Taiwan

研究生:曾 筱 君 撰

指導教授:陳鎮東 博士

中華民國九十四年七月

## 誌謝

感謝恩師陳鎮東教授,在學生跟隨老師的日子中,老師除了知識 的傳授、思考的引導外,對學生的關懷與照顧更讓學生由衷的感謝。

感謝劉家瑄老師、翁榮南老師、賴朝明老師、王樹倫老師在口試時提供的寶貴意見,讓學生受益良多。特別感謝賴朝明老師提供儀器,使學生得以順利分析  $N_2O$ ,且給予實驗上的幫助與教導,並感謝賴老師的學生錢元皓與柯光瑞在實驗上給予的協助。感謝王樹倫老師對於學生的疑惑,給予許多不同的思考方向與建議。

感謝所上洪佳章老師、林慧玲老師、鍾玉嘉老師、許德惇老師、 劉祖乾老師、袁彼得老師在課業上的指導,諸位老師豐富的知識使學 生能以不同的角度了解海洋科學。感謝海洋大學龔國慶老師與洪奕星 老師,在學生有疑問時指引學生方向,並給予學生關懷與鼓勵。感謝 所辦的康兄、莊姐、秀梅姐、陳先生在行政事務上的幫忙,圖書室的 桂蜜在文獻查詢上的協助。

感謝黃國銘博士、萬政康博士、周文臣博士、Dr. K. Selvaraj、Dr. N. Hema、溫大杰學長在問題的討論及論文上的協助。感謝實驗室各位同仁,立章、文雁、毛利、啟書、虹苓、筱薇、瑞麟平常的幫助與關心;感謝麗玉學姊在水文的討論上提供不同的見解與想法;感謝昱文學弟在玉山採樣上的鼎力相助;更要感謝實驗室兩大當家花旦修儀姊與冰姊,修儀姊在日常生活上的教導使我受益匪淺,冰姊對於實驗上的建議、論文的意見與提問,還有平日的關懷與照顧,都給予我很大的力量。

此外我的同班同學偉萍、秀娟、有傑、孟麟、愛蘋,一起上課、 交報告、準備考試、辦迎新活動等等,每每都留下美好的回憶,也感 謝有你們的陪伴與鼓勵。 感謝好友韻慧、世平、牟、佩妤、alu、小玉、盤子、K 恰布、保 禄、皓華還有學妹雅雯,平日的加油打氣;感謝宇涵、alu 和學妹玟 邵在口試時的友情贊助。

海上採樣期間,謝謝海研一、二、三號的船長和船員在採樣上的 幫忙與國科會資金上的協助。

感謝所有曾經幫助過我的人。最後謹將我的論文獻給我的家人, 辛苦的父親、偉大的母親與對藝術執著的妹妹,你們的支持是我完成 論文最大的動力。

## 摘要

甲烷( $CH_4$ )和氧化亞氮( $N_2O$ )不僅是大氣中重要的微量氣體,還是壽命較長的溫室效應氣體。台灣  $CH_4$  釋放量的研究對於河、湖等水體的研究較少;而河、湖、沿海等水體  $N_2O$  的釋放量尚未有人研究。因此本文將對台灣週遭水域  $CH_4$ 和  $N_2O$  的分佈作初步的探討。

台灣自然水體中,河川平均 CH4 濃度約為 3082±12399nM (n=152);高山湖泊平均 CH4 濃度約為 2899±7291nM (n=51);平地湖泊及水庫平均 CH4 濃度為 1825±2755nM (n=95);近岸表水平均 CH4 濃度約為 36.7±285nM (n=476),其分佈為河流>高山湖泊>平地湖泊及水庫>海洋。大陸東南地區河川平均 CH4 濃度為 1029±2487nM (n=36),大陸東南地區所採的樣品,水體中平均的 CH4 濃度低於台灣河川,但其水體中濃度最高的赤崁河(14914nM),濃度卻比台灣大部份的河川高,可能是因為大陸地區城、鎮開發的程度差異很大,加上人口分佈不均造成的結果。

台灣地區河川平均  $N_2O$  的濃度為  $32.8\pm69.1$ nM (n=58);大陸東南地區所採河川樣品平均  $N_2O$  濃度為  $29.7\pm9.0$ 5nM (n=36)。台灣河川中  $N_2O$  的濃度明顯高於大陸河川,可能是台灣地區使用較多的肥料,使土壤富含較多的氮;河流流過土壤或雨水沖刷土壤後匯入河流,都會提高河川中氮的含量,及  $N_2O$  的濃度。

夏季台灣海峽北部平均  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度為  $3.27\pm2.42$ nM、 $7.22\pm0.62$  nM (n=7),平均釋放通量為  $0.17\pm0.43$   $\mu$ mol/m²/h、 $0.14\pm0.26$   $\mu$ mol/m²/h,海峽南部平均  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度為  $3.35\pm1.97$ nM、 $10.31\pm2.51$ nM (n=30),平均釋放通量為  $0.04\pm0.09$   $\mu$ mol/m²/h、 $0.19\pm0.22$   $\mu$ mol/m²/h。冬季台灣海峽北部平均  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度為  $4.74\pm1.43$ nM、 $8.41\pm0.46$ nM (n=9),平均釋放通量為  $0.10\pm0.14$   $\mu$ mol/m²/h、 $0.008\pm0.033$   $\mu$ mol/m²/h,海峽南

部平均  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度為  $4.70\pm2.42$ nM、 $8.36\pm0.97$ nM (n=17),平均釋 放通量為  $0.17\pm0.46$  $\mu$ mol/m²/h、 $0.11\pm0.12$  $\mu$ mol/m²/h。台灣海峽於夏、冬季皆為大氣  $CH_4$ 和  $N_2O$  的源。

南海夏季表水平均  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度為  $4.34\pm2.33$ nM、 $8.23\pm1.5$ nM (n=55),平均釋放通量為  $0.33\pm0.35$  $\mu$ mol/m²/h、 $0.20\pm0.24$   $\mu$ mol/m²/h, 南海於夏季為大氣  $CH_4$ 和  $N_2O$  的源。

西菲律賓海夏季表水平均  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度為  $3.18\pm1.57nM$ 、  $4.64\pm0.39nM$  (n=60),平均釋放通量為  $0.23\pm0.33\mu mol/m^2/h$ 、- $0.28\pm0.30\mu mol/m^2/h$ ,西菲律賓海於夏季為大氣  $CH_4$ 的源、 $N_2O$  的匯。

#### **Abstract**

Methane (CH<sub>4</sub>) and nitrous oxide ( $N_2O$ ) are not only important but also long-lived greenhouse gases. Unfortunately, in Taiwan, although there are some data on CH<sub>4</sub> emission from rivers and lakes there is no data about  $N_2O$  emission from rivers, lakes and coasts. So this study investigated CH<sub>4</sub> and  $N_2O$  distribution in natural waters around Taiwan.

In Taiwan, the average CH<sub>4</sub> concentration in rivers is about 3082±12399nM (n=152). The average CH<sub>4</sub> concentration in mountain lakes is about 2899±7291nM (n=51). The average CH<sub>4</sub> concentration in lower elevation lakes and reservoirs is about 1825±2755nM ppmv (n=95). The average CH<sub>4</sub> concentration in near-shore waters is about 36.7±285nM (n=476). The CH<sub>4</sub> distribution is rivers> mountain lakes>low-elevation lakes and reservoirs >seawater. In southeastern China, the average CH<sub>4</sub> concentration in rivers is about 1029±2487nM ppmv (n=36). The average CH<sub>4</sub> concentration of samples taken from rivers in southeastern China is lower than Taiwan rivers. But the highest CH<sub>4</sub> concentration of all samples is in Chih-Kan river of southeastern China (14914nM), due to uneven population distribution as well as different levels of development among cities and suburbs.

In Taiwan, the average  $N_2O$  concentration in rivers is about  $32.8\pm69.1$ nM (n=58). In southeastern China, the average  $N_2O$  concentration in rivers is about  $29.7\pm9.05$ nM (n=36). The average  $N_2O$  concentration in Taiwanese rivers is higher than found in southeastern China. This is likely because farmers in Taiwan use more synthetic fertilizers so the soil becomes full of N element, and then rivers and rains rinse the soil. This process has increased the concentration of N and  $N_2O$  in rivers.

In summer, the average  $CH_4$  and  $N_2O$  concentrations in northern Taiwan Strait are about  $3.27\pm2.42$ nM and  $7.22\pm0.62$ nM (n=7),

respectively; and the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes are about  $0.17\pm0.43\mu\text{mol/m}^2/\text{h}$  and  $0.14\pm0.26~\mu\text{mol/m}^2/\text{h}$ , respectively. The average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O concentrations in southern Taiwan Strait are about  $3.35\pm1.97\text{nM}$  and  $10.31\pm2.51\text{nM}$  (n=30), respectively; and the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes are about  $0.04\pm0.09\mu\text{mol/m}^2/\text{h}$  and  $0.19\pm0.22~\mu\text{mol/m}^2/\text{h}$ , respectively.

In winter, the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O concentrations in northern Taiwan Strait are about  $4.74\pm1.43$ nM and  $8.41\pm0.46$ nM (n=9), respectively; and the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes are about  $0.10\pm0.14$ µmol/m²/h and  $0.008\pm0.033$  µmol/m²/h, respectively. The average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O concentrations in southern Taiwan Strait are about  $4.70\pm2.42$ nM and  $8.36\pm0.97$ nM (n=17), respectively; and the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes are about  $0.17\pm0.46$ µmol/m²/h and  $0.11\pm0.12$  µmol/m²/h, respectively. Taiwan Strait is a source of CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O regardless of whether it is summer or winter.

In summer, the average  $CH_4$  and  $N_2O$  concentrations in the South China Sea are about  $4.34\pm2.33 nM$  and  $8.23\pm1.5 nM$  (n=55), respectively; and the average  $CH_4$  and  $N_2O$  fluxes are about  $0.33\pm0.35 \mu mol/m^2/h$  and  $0.20\pm0.24~\mu mol/m^2/h$ , respectively. It is a source of  $CH_4$  and  $N_2O$  to the atmosphere.

In summer, the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O concentrations in the West Philippines Sea are about  $3.18\pm1.57 nM$  and  $4.64\pm0.39 nM$  (n=60), respectively; and the average CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes are about  $0.23\pm0.33 \mu mol/m^2/h$  and  $-0.28\pm0.30 \mu mol/m^2/h$ , respectively. It is a source of CH<sub>4</sub> but a sink of N<sub>2</sub>O to the atmosphere.

## 目錄

致謝	- I
中文摘要	III
英文摘要	V
目錄	VII
圖目錄	VIII
表目錄	XIV
第一章、緒論	- 1
第二章、研究材料及方法	
2.1、研究材料	- 6
2.2、研究方法	17
第三章、結果與討論淡水部分	
3.1 台灣河川、湖泊及水庫 CH <sub>4</sub> 、N <sub>2</sub> O 的分佈及釋放量	21
3.2 大陸 CH <sub>4</sub> 、N <sub>2</sub> O 的濃度分佈及討論	40
第四章、結果與討論—海水部分	
4.1 南灣 CH <sub>4</sub> 的季節性變化	48
4.2 台灣海峽水文性質及表水 CH <sub>4</sub> 、N <sub>2</sub> O 濃度夏、冬之變化	51
4.3 西菲律賓海、南海 CH <sub>4</sub> 和 N <sub>2</sub> O 的分佈	84
4.4 台灣週遭水域表水 CH <sub>4</sub> 和 N <sub>2</sub> O 的分佈及釋放通量	121
第五章、結論	133
參考文獻	135

# 圖目錄

圖 1-1、大氣中 CH₄和 N₂O 濃度的變化	. 3
圖 2-1、台灣地區甲烷樣品採樣站位圖	. 8
圖 2-2、大陸河川採樣站位圖	9
圖 2-3、南灣採樣站位圖	10
圖 2-4、OR-II 1139、OR-II 1180、OR-I 694、OR-I 713、OR-III	
901 和 OR-III 948 採樣站位圖	11
圖 2-5、OR-III 896(2003/8)採樣站位圖	12
圖 2-6、OR-I 695(2003/9)採樣站位圖	13
圖 2-7、OR-III 983(2004/7)採樣站位圖	14
圖 2-8、OR-I 725(2004/8)採樣	15
圖 2-9、加入其他 CH <sub>4</sub> 表水採樣站位圖	16
圖 3.1-1、台灣地區河川 log CH <sub>4</sub> 濃度分佈圖	22
圖 3.1-2、台灣地區河川 log N <sub>2</sub> O 濃度分佈	23
圖 3.1-3、台灣地區湖泊及水庫 log CH <sub>4</sub> 濃度分佈圖	24
圖 3.1-4、台灣地區湖泊及水庫 log N <sub>2</sub> O 濃度分佈	25
圖 3.1-5、台灣河川 CH4 濃度對沉積物 TOC 的相關圖	28
圖 3.1-6、台灣河川 CH <sub>4</sub> 對 BOD 的相關圖	29
圖 3.1-7、台灣河川、湖泊 CH <sub>4</sub> 對 DOC 的相關圖	29
圖 3.1-8、台灣河川、湖泊 CH <sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖	30
圖 $3.1-9$ 、台灣河川、湖泊 $N_2O$ 對 $NO_3$ 的相關圖	30
圖 $3.1-10$ 、台灣河川、湖泊 $N_2O$ 對 $NO_2$ 的相關圖	31
圖 $3.1-11$ 、台灣河川、湖泊 $N_2O$ 對 $NO_3^- + NO_2^-$ 的相關圖	31
圖 3.1-12、台灣河川、湖泊 CH <sub>4</sub> 對 AOU 的相關圖	32
圖 3.1-13、台灣河川、湖泊 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖	32

圖	3.1-14、台灣河川、湖泊標高對 CH <sub>4</sub> 的相關圖
圖	$3.1-15$ 、台灣河川、湖泊標高對 $N_2O$ 的相關圖
圖	3.2-1、大陸河川 CH <sub>4</sub> 對沉積物 TOC 的相關圖
圖	3.2-2、大陸河川 CH <sub>4</sub> 對 DOC 的相關圖
圖	3.2-3、大陸河川 CH <sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖
圖	3.2-4、大陸河川 CH <sub>4</sub> 對 AOU 的相關圖
圖	3.2-5、大陸河川 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	3.2-6、大陸河川 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> 的相關圖
圖	3.2-7、大陸河川 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	3.2-8、大陸河川 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.2-1、海峽南部夏季溫鹽分佈圖
圖	4.2-2、海峽南部冬季溫鹽分佈圖
圖	4.2-3、海峽南部夏季溫度剖面分佈圖
圖	4.2-4、海峽南部夏季鹽度剖面分佈圖
圖	4.2-5、海峽南部夏季 NTA 剖面分佈圖
圖	4.2-6、2003/8 衛星海表溫度圖
圖	4.2-7、海峽南部冬季溫度剖面分佈圖
圖	4.2-8、海峽南部冬季鹽度剖面分佈圖
圖	4.2-9、海峽南部冬季硝酸鹽剖面分佈圖
圖	4.2-10、海峽南部夏季 CH <sub>4</sub> 剖面分佈圖
圖	4.2-11、海峽南部夏季 Chl. a 剖面分佈圖
圖	4.2-12、海峽南部夏季 CH <sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖
昌	4.2-13、海峽南部夏季 CH4對 AOU 的相關圖
昌	4.2-14、海峽南部夏季 DIP 對 DIN 的相關圖
圖	4.2-15、海峽南部夏季 NoO 對 AOU 的相關圖

圖	4.2-16、海峽南部冬季 CH <sub>4</sub> 剖面分佈圖
圖	4.2-17、海峽南部冬季 N <sub>2</sub> O 對鹽度的相關圖
圖	4.2-18、海峽南部冬季 CH <sub>4</sub> 對 AOU 的相關圖
圖	4.2-19、海峽南部冬季 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.2-20、海峽北部夏季溫鹽分佈圖
圖	4.2-21、海峽北部冬季溫鹽分佈圖
圖	4.2-22、海峽北部夏季溫度剖面分佈圖
圖	4.2-23、海峽北部夏季鹽度剖面分佈圖
圖	4.2-24、海峽北部夏季 CH <sub>4</sub> 剖面分佈圖
圖	4.2-25、海峽北部夏季 AOU 剖面分佈圖
圖	4.2-26、海峽北部夏季 CH <sub>4</sub> 對 AOU 的相關圖
圖	4.2-27、海峽北部夏季 Chl-a 剖面分佈圖
圖	4.2-28、海峽北部夏季 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.2-29、海峽北部夏季 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.2-30、海峽北部夏季 DIP 對 DIN 的相關圖
圖	4.2-31、海峽北部冬季溫度剖面分佈圖
圖	4.2-32、海峽北部冬季鹽度剖面分佈圖
圖	4.2-33、海峽北部冬季硝酸鹽剖面分佈圖
圖	4.2-34、海峽北部冬季 CH <sub>4</sub> 剖面分佈圖
圖	4.2-35、海峽北部冬季 Chl. a 剖面分佈圖
圖	4.2-36、海峽北部冬季 CH <sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖
圖	4.2-37、海峽北部冬季 N <sub>2</sub> O 對鹽度的相關圖
圖	4.2-38、海峽北部冬季 CH <sub>4</sub> 對 AOU 的相關圖
圖	4.2-39、海峽北部冬季 CH <sub>4</sub> 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-1、OR-I 725 N <sub>2</sub> O 的垂直分佈圖

圖	4.3-2、OR-I 725 DO 的垂直分佈圖
圖	4.3-3、OR-I 725 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-4、OR-I 725 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> -+NO <sub>2</sub> -的相關圖
圖	4.3-5、OR-I 725 AOU <sub>Max</sub> 以淺:N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-6、OR-I 725 AOU <sub>Max</sub> 以淺: N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-7、OR-I 725 AOU <sub>Max</sub> 以深:N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-8、OR-I 725 AOU <sub>Max</sub> 以深: N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-9、OR-I 725 DO <sub>Min</sub> 以淺: N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-10、OR-I 725 DO <sub>Min</sub> 以淺:N <sub>2</sub> O對NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-11、OR-I 725 DO <sub>Min</sub> 以深:N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-12、OR-I 725 DO <sub>Min</sub> 以深:N <sub>2</sub> O對NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-13、OR-I 725 N <sub>2</sub> O <sub>Max</sub> 以淺: N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-14、OR-I 725 N <sub>2</sub> O <sub>Max</sub> 以淺:N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-15、OR-I 725 N <sub>2</sub> O <sub>Max</sub> 以深: N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-16、OR-I 725 N <sub>2</sub> O <sub>Max</sub> 以深:N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> -+NO <sub>2</sub> -的相關圖
圖	4.3-17、OR-I 725 CH <sub>4</sub> 的垂直分佈圖
圖	4.3-18、OR-I 695 N <sub>2</sub> O 的垂直分佈圖
圖	4.3-19、OR-I 695 DO 的垂直分佈圖
圖	4.3-20、OR-I 695 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-21、OR-I 695 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> +NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> 的相關圖
圖	4.3-22、OR-I 695 CH <sub>4</sub> 的垂直分佈圖
圖	4.3-23、OR-I 695 CH <sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖
	4.3-24、OR-III 896、OR-III 983 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
	4.3-25、OR-III 896、OR-III 983 N <sub>2</sub> O 對 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
昌	4.3-26、OR-III 896、OR-III 983 N <sub>2</sub> O 隨深度的分佈圖

圖	4.3-27、OR-III 896、OR-III 983 DO 隨深度的分佈圖
圖	4.3-28、OR-III 896、OR-III 983 CH <sub>4</sub> 的垂直分佈圖
圖	4.3-29、南海、西菲律賓海 N <sub>2</sub> O 對 AOU 的相關圖
圖	4.3-30、南海、西菲律賓海 N <sub>2</sub> O 與 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-31、在 AOU <sub>Max</sub> 以淺的範圍下:(a)南海、西菲律賓海
	$N_2O$ 對 $AOU$ 的相關圖(b)南海、西菲律賓海 $N_2O$
	與 NO <sub>3</sub> -+NO <sub>2</sub> -的相關圖
圖	4.3-32、在 DO <sub>Min</sub> 以淺的範圍下:(a)南海、西菲律賓海
	$N_2O$ 對 $AOU$ 的相關圖(b)南海、西菲律賓海 $N_2O$
	與 NO <sub>3</sub> -+NO <sub>2</sub> -的相關圖
圖	$4.3-33$ 、在 $N_2O_{Max}$ 以淺的範圍下: $(a)$ 南海、西菲律賓海
	$N_2O$ 對 $AOU$ 的相關圖(b)南海、西菲律賓海 $N_2O$
	與 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-34、在 AOU <sub>Max</sub> 以深的範圍下:(a)南海、西菲律賓海
	$N_2O$ 對 $AOU$ 的相關圖(b)南海、西菲律賓海 $N_2O$
	與 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
昌	4.3-35、在 DO <sub>Min</sub> 以深的範圍下:(a)南海、西菲律賓海
	$N_2O$ 對 $AOU$ 的相關圖(b)南海、西菲律賓海 $N_2O$
	與 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-36、在 N <sub>2</sub> O <sub>Max</sub> 以深的範圍下:(a)南海、西菲律賓海
	$N_2O$ 對 $AOU$ 的相關圖(b)南海、西菲律賓海 $N_2O$
	與 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的相關圖
圖	4.3-37、南海、西菲律賓海 NO <sub>3</sub> +NO <sub>2</sub> 的垂直分佈圖
圖	$4.3-38$ 、南海、西菲律賓海 $N_2O$ 的垂直分佈圖
圖	4.3-39、南海、西菲律賓海 CH <sub>4</sub> 的垂直分佈圖

圖 4.4-1、台灣週遭水域表水 log CH <sub>4</sub> (nM)的分佈	123
圖 4.4-2、台灣週遭水域表水 N <sub>2</sub> O(nM)的分佈	124
圖 4.4-3、台灣週遭水域 log CH <sub>4</sub> (μmol/m <sup>2</sup> /h)釋放通量的分佈	128
圖 4.4-4、台灣週遭水域 N <sub>2</sub> O(μmol/m <sup>2</sup> /h)釋放通量的分佈	132

# 表目錄

表一、Bunsen Solubility Coefficient β	19
表二、台灣各河川 $CH_4$ 、 $N_2O$ 濃度和 $Flux$ 的比較表	37
表三、南灣表、底水平均 CH4 濃度隨季節的變化	48
表四、南灣表、底水 CH4 濃度隨季節的變化	50
表五、台灣海峽夏、冬兩季表水平均 CH4和 N2O 濃度	82
表六、以 $AOU_{Max}$ 當作轉折點,比較南海與西菲律賓海 $N_2O$ 與	
AOU、NO3 <sup>-</sup> +NO <sub>2</sub> 的線性方程式	115
表七、以 $DO_{Min}$ 當作轉折點,比較南海與西菲律賓海 $N_2O$ 與	
AOU、NO3 <sup>-</sup> +NO <sub>2</sub> 的線性方程式	116
表八、以 $N_2O_{Max}$ 當作轉折點,比較南海與西菲律賓海 $N_2O$ 與	
AOU、NO3 +NO2 的線性方程式	117
表九、各海域表水 CH4 濃度及 Flux 比較表	127
表十、各海域表水 N <sub>2</sub> O 濃度及 Flux 比較表	131

## 第一章、緒論

甲烷( $CH_4$ )和氧化亞氮( $N_2O$ )不僅是大氣中的重要的微量氣體,還是壽命較長的溫室效應氣體( $CH_4$ 約可停留 12 年; $N_2O$  約 114 年(IPCC, 2001)。他們均經由輻射能的吸收產生溫室效應(Wang *et al.*,1976;1990; Khalil and Rasmussen, 1990; Rehder and Suess, 2001), $CH_4$ 與  $N_2O$  對全球增溫效應的貢獻分別佔 20%與 6% (IPCC, 2001)。

根據 IPCC (2001)的報告指出,大氣中 CH<sub>4</sub> 的濃度從工業革命 (1750年)前約 700 ppbv 到 1998 年增加至 1745 ppbv(圖 1-1),提高了近 150%。大氣中的 CH<sub>4</sub>增加會經由輻射過程直接引起氣候的變化,而較 CO<sub>2</sub> 特別的是,存在大氣中的 CH<sub>4</sub> 是一種活性的物質,其增加將會引起許多大氣過程的變化,以致影響大氣中其他化學成份,間接引起氣候變化(Meszaros, 1981; Street-Perrott, 1992)。

一般認為大氣中 CH<sub>4</sub> 的來源為自然釋放和人為產生。雖然大洋的 CH<sub>4</sub>釋放量很少,但是面積廣大,總釋放量不容小覷。尤其是海洋的 沿岸、河口地區 CH<sub>4</sub> 的釋放量佔了海洋總釋放量的 75% (Bange *et al.*, 1994),相當可觀,更是有研究的價值。

海洋表水的 CH4 通常都是過飽和,其原因到目前仍不清楚(SOLAS, 2002)。水體中 CH4 的產生途徑,除了在火山區由熱裂解產生外(Hsu et al., 2003),在沉積物中缺氧的情況下,還原產生的 CH4 會傳輸至水中

(Martens and Klump, 1980; Kipphut and Martens, 1982; Ivanov *et al*, 1991; Tsurushima *et al*, 1996; Marty *et al*, 2001; Amouroux *et al*, 2002; Chang and Yang, 2003; Halbach *et al*, 2004; Kankaala and Bergström, 2004); CH<sub>4</sub>也會產生於浮游生物的體內 (de Angelis and Lee, 1994)並釋放至水體(Karl and Tilbrook, 1994)

每莫耳 $N_2O$ 對溫室效應的影響力是每莫耳 $CO_2$ 的 310 倍(Albritton, 1996),且  $N_2O$  會與臭氧作用破壞臭氧層(Khalil and Rasmussen, 1992; Patra  $et\ al.$ , 1999; Hashimoto  $et\ al.$ , 1999; IPCC, 2001),進而引起大氣和氣候上的變化。從圖 1-1 可以看到  $N_2O$  從工業革命前的 270ppbv 增加到 314ppbv,增加了 16%,年增加率約為 0.064%/y;因為農業的開墾及大量的使用肥料,增加  $N_2O$  的產生(Bouwman  $et\ al.$ , 1995; Nevison and Holland, 1997; Kroeze  $et\ al.$ ,1999),所以在 20 世紀末  $N_2O$  增加的幅度將比工業革命前提高至 0.25% /yr(Weiss, 1981; Machida  $et\ al.$ , 1995; Battle  $et\ al.$ , 1996; IPCC, 2001)。

# Atmospheric Concentrations of Methane and Nitrous Oxide, 1000-2000

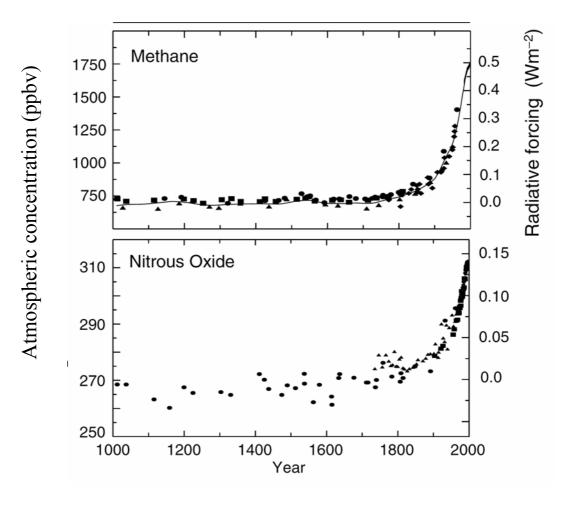


圖 1-1、大氣中  $CH_4$ 和  $N_2O$  濃度的變化(1000-2000 年,修改自 IPCC , 2001)

 $N_2O$  自然的來源包括海洋、河川、沉積物和土壤,據估計海洋中  $N_2O$  的釋放量約佔總自然釋放量的 25%-33%(IPCC, 2001; Nevison et al., 1995)。 $N_2O$  可能是由硝化或脫硝產生,一般認為在海洋中大部分的  $N_2O$  是由硝化產生(Najjar, 1992),而海水在低氧或缺氧的情況下較易行脫硝作用(Nevison et al., 2003),但在沉積物中或在低氧的區域,硝化和脫硝通常伴隨著一起發生(Ward, 1986; Seitzinger, 1988; Ward et al., 1989; Capone, 1991; Naqvi et al., 2000)。

台灣  $CH_4$  釋放量的研究較著重於農田、溼地和沼澤(呂世宗,1993; Yang  $et\ al.$ , 1996;楊等,1997;呂等,1998; 王和謝,1997; 彭和黃,1998;張和楊,1998; Chang and Yang, 2003;陳等,2003),對於河、湖等水體的研究較少(Chen  $et\ al.$ , 1994; 王等,1995、1997、1998);而  $N_2O$  釋放量的研究僅於農田、溼地和沼澤(賴朝明,1997、1998;趙震慶,1997; Chang  $et\ al.$ , 1999;賴等,2003),對於河、湖、沿海等水體  $N_2O$  的濃度及其釋放量尚未有人研究。因此本文除了作台灣週遭水域  $CH_4$ 濃度的分佈外,將對台灣週遭水域  $N_2O$  濃度的分佈作初步的探討。

 $CH_4$  及  $N_2O$  是重要的溫室效應氣體,且其對溫室效應的影響力正逐漸上升中,目前對於台灣週遭水域  $N_2O$  的釋放量和濃度分佈並不清楚,是故本文將針對台灣週遭水域做  $CH_4$  及  $N_2O$  濃度分佈的研究,

同時配合風速資料計算其傳輸量。

## 第二章、研究材料與方法

#### 2.1、研究材料

台灣河川、湖泊及水庫  $CH_4$  分佈之研究,加入 Chen et al.(1994) 的資料並整合了王等(1995、1997、1998)的數值,納入 2003/8、2004/12 環島採樣(站位如圖 2-1)的數據,並重新估算了島上所有河川、湖泊及水庫  $CH_4$  的釋放量;而台灣河川、湖泊  $N_2$ O 分佈之研究,分別於 2003/8、2004/4 和 2004/12 採樣、分析,分別測量出濃度後配合風速資料做釋放量的計算。

大陸地區的樣品是冰姊、修儀姊於 2003/9,在廣東、廣西、福建三個省份共採集 36 個樣品分析,採樣站位如圖 2-2,測量出 CH<sub>4</sub>和 N<sub>2</sub>O 濃度並配合風速資料做釋放量的計算,並配合實驗室分析的溶氧、硝酸鹽、DOC(溶解性有機碳)、Chl. a、沉積物的 TOC(總有機碳)等資料作討論。

南灣 CH<sub>4</sub>季節性變化之研究,採樣站位如圖 2-3,共使用六個季節的資料(2003/3-2004/5),分別做表、底水平均 CH<sub>4</sub>濃度(排水道不加入平均)隨季節變化的討論。

台灣海峽 CH<sub>4</sub>及 N<sub>2</sub>O 分佈之研究,主要討論海峽北部及南部。海峽北部的數據是採用 OR-II 1139(2003/9)、OR-II 1180 (2004/3)兩個航次的資料,航線主要是由基隆出發,先航行至桃園再向西航行到海壇

島附近;海峽南部採用 OR-I 694(2003/9)、OR-III 948(2003/3)由高雄 到澎湖,OR-I 713(2004/3)、OR-III 901(2003/9)由澎湖到金門,共四個 航次的資料(OR-II 1139、OR-II 1180、OR-I 694、OR-III 948、OR-III 901、OR-I 713 的站位如 Fig. 2-4)。本文中此六個航次的溫度、鹽度、 AOU(表現耗氧量;Apparent Oxygen Ultilizition)、營養鹽、Chl-a 等資 料均來自陳鎮東老師實驗室。

南海及其週遭 CH<sub>4</sub>及 N<sub>2</sub>O 分佈之研究,主要採用 OR-III 896(2003/8)、OR-I 695(2003/9)、OR-III 983 (2004/7)三個航次的資料,採樣站位圖分別如圖 2-5、2-6、2-7。本文中此三個航次的溫度、鹽度、AOU、營養鹽、Chl. a 等資料均來自陳鎮東老師實驗室。

台灣東側西太平洋海域 CH<sub>4</sub> 及 N<sub>2</sub>O 分佈之研究,採用 OR-I 725(2004/7)航次的資料,站位圖如圖 2-8。本文中此航次的溫度、鹽度、AOU、營養鹽、Chl. a 等資料均來自陳鎮東老師實驗室。

表水 CH<sub>4</sub> 濃度的分佈除了上述 11 個航次外,再加上沿岸採樣的 數據,並加入 Chen and Bychkov(1992)、陳(1994)、OR-I 387(1994/5)、 OR-I 462(1996/9)、OR-III 632(2000/6)、OR-III 672(2003/1)和 OR-II 1082(2003/4) 表水 CH<sub>4</sub> 濃度的資料(站位如圖 2-9)。

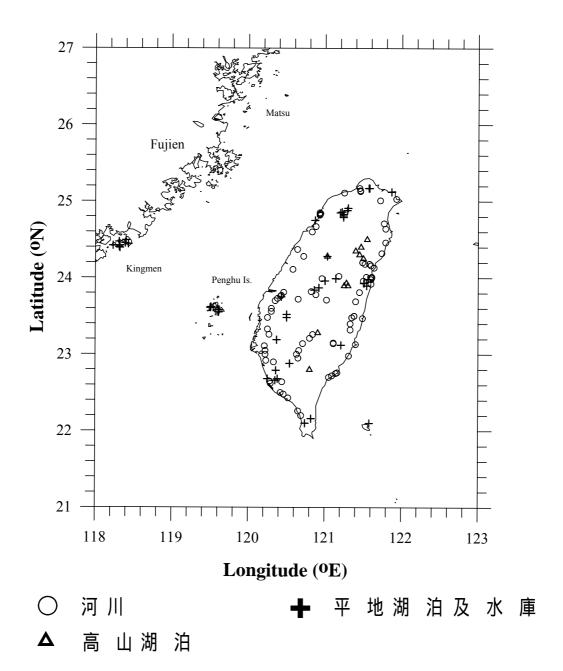


圖 2-1、台灣地區甲烷樣品採樣站位圖

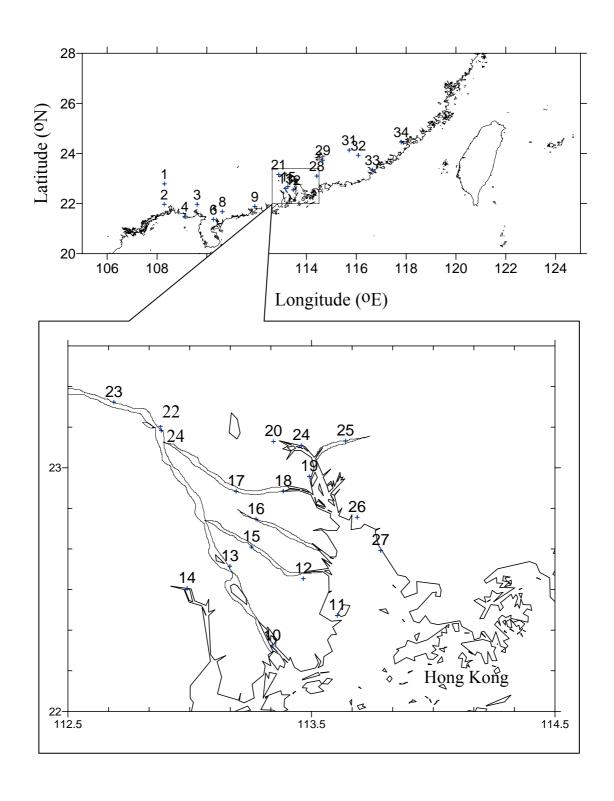


圖 2-2、大陸河川採樣站位圖

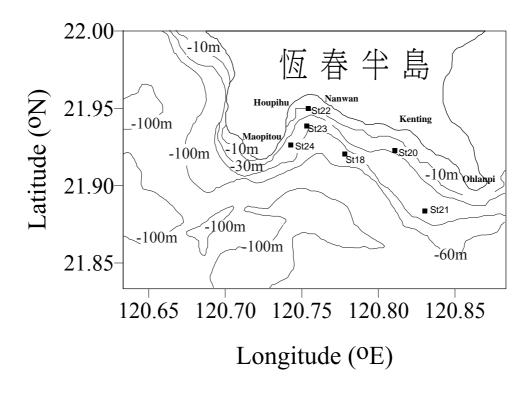


圖 2-3、南灣採樣站位圖

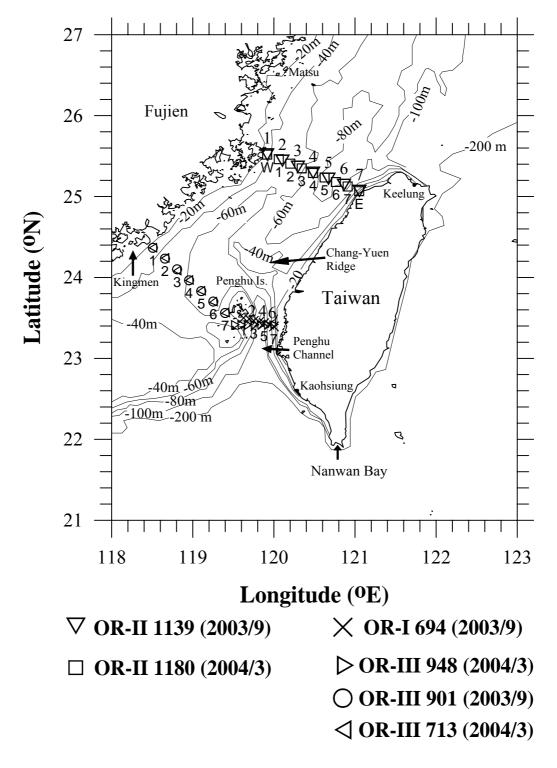


圖 2-4、OR-II 1139、OR-II 1180、OR-I 694、OR-I 713、OR-III 901 和 OR-III 948 採樣站位圖

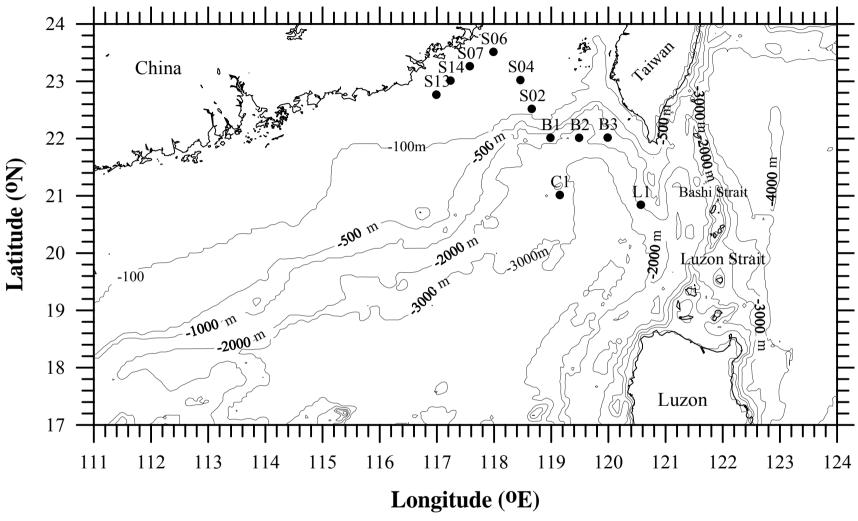


圖 2-5、OR-III 896(2003/8)採樣站位圖

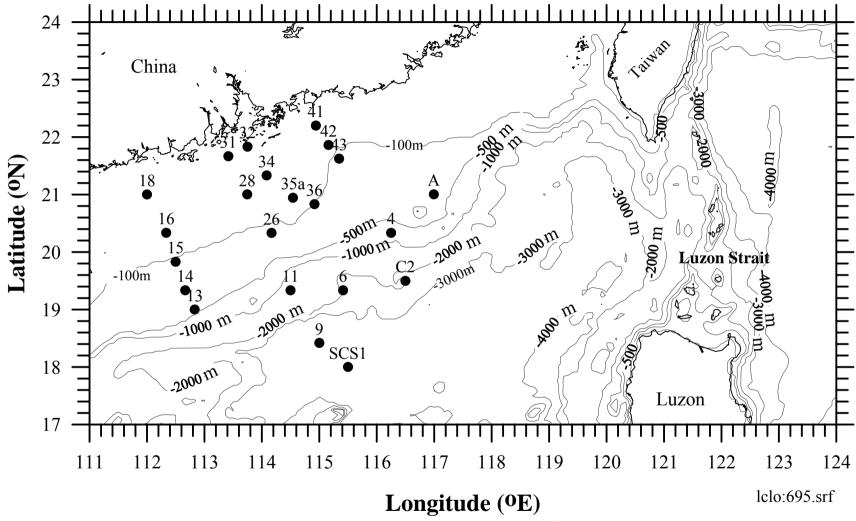


圖 2-6、OR-I 695(2003/9)採樣站位圖

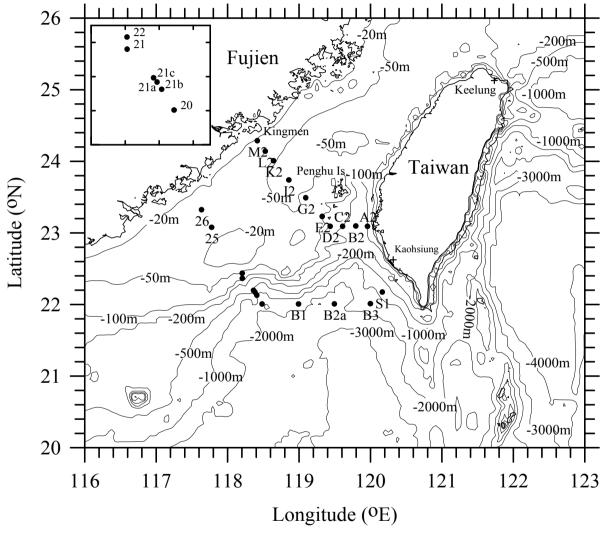


圖 2-7、OR-III 983(2004/7)採樣站位圖

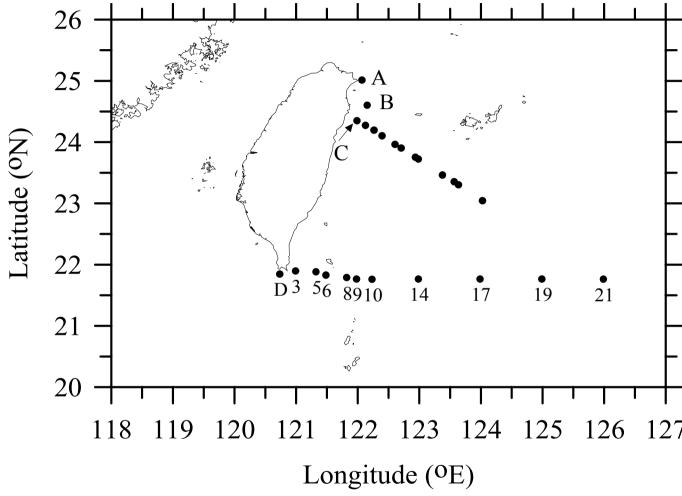


圖 2-8、OR-I 725(2004/8)採樣站位圖

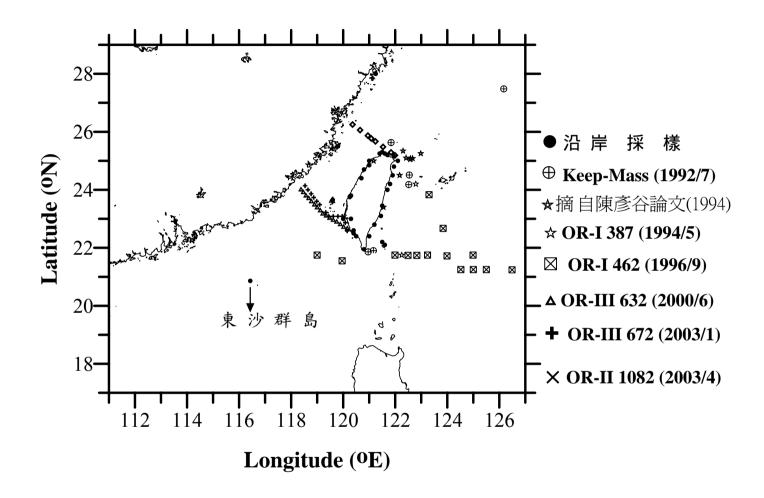


圖 2-9、加入其他 CH<sub>4</sub> 表水採樣站位圖

### 2.2、研究方法

 $CH_4$  及  $N_2$ O 水體樣品的採集方式,主要依照 Johnson et al.(1990)。使用附有橡皮塞蓋 120mL 的褐色玻璃瓶,採樣時先用樣水將採樣瓶涮洗 2-3 次,再將樣水充滿採樣瓶,抽取 10mL 樣水棄之,添加 1-2 滴過飽和  $HgCl_2$  溶液以抑制生物作用,然後將瓶口塞上橡皮蓋並加上鋁封,帶回實驗室儲存於  $4^{\circ}$ C 的冰箱。

CH<sub>4</sub>及 N<sub>2</sub>O 大氣樣本的採集,是使用附有橡皮塞蓋 12mL 的玻璃採樣瓶。至採樣地點,先將採樣瓶開口處迎風,用塑膠針筒在瓶內抽取空氣數次,以增加瓶內、外空氣的流動,然後瓶口塞上橡皮蓋並加上鋁封帶回實驗室分析。

CH4 樣品攜回實驗室後,使用 GC-FID (HP 5890 SERIES II)進行分析。其中氣體層析管柱為 1/8",6 feet 之不鏽鋼管柱,填充材料為粒徑 60-80mesh 的 molecular sieve 5A。實驗精確度為 10%。

N<sub>2</sub>O 樣品部份於台大農化所賴朝明老師實驗室分析完成,使用 GC-ECD (Varian 3600)進行分析,另一部份是由實驗室的 GC-ECD (Varian 3800)進行分析。氣體層析管柱均為 1/8",12 feet 之不鏽鋼管柱,填充材料為粒徑 80-100mesh 的 Porapak Q。實驗精確度為 10%。

#### CH₄樣品分析:

CH4 濃度測量方法分為兩部分:

(1) 空氣樣品分析步驟:

使用一般注射針將 2.5mL 的 D.D.W.(去離子蒸餾水)注入空氣採樣瓶,並在同時以氣密針抽取空氣採樣瓶中 2.5mL 的空氣樣品。將針筒拔出後緩慢推出 0.5mL 的空氣樣品,之後迅速將剩下的 2mL 氣體注入注射閥(injector)中,並按下 start 鍵開始測量。

- (2) 水體樣品分析步驟(採行 headspace method):
  - a.將樣本劇烈搖晃後,放至恆溫槽恆溫 25°C 至少一小時。
  - b.將樣瓶稱重(得知樣水重+瓶重)。
  - c. 使用一般注射針將 2.5mL 的 D.D.W.注入採樣瓶,並在同時以 氣密針抽取採樣瓶中 2.5mL headspace 的氣體。將針筒拔出後 緩慢推出 0.5mL 的氣體樣品,之後迅速將剩下的 2mL 氣體注 入注射閥(injector)中,並按下 start 鍵開始測量。
  - d.將測量過的採樣瓶注滿水,稱重(得知裝滿水的重量+瓶重)。並 測量該採樣瓶之空瓶重。

(本實驗以重量法估算採樣瓶內的氣、水比)

GC 峰值得到後,樣品中之 CH4 濃度可利用檢量線求得。GC 之測量值是以美國 NIST 1µmol/mol,和國內配製的高純度 N<sub>2</sub>(令其為

blank)、4.97、9.77、53ppmv 的標準 CH<sub>4</sub> 氣體為標準製作檢量線。

水體樣品中  $CH_4$  濃度之計算如下,首先算出  $CH_4$ 之 Bunsen 溶解常數  $\beta$  值(Bunsen Solubility Coefficient  $\beta$ ),公式參照 Wiesenburg and Guinasso(1979)。

$$\begin{split} Ln\beta &= A_1 + A_2(100/T) + A_3 \ln(T/100) + S \left[ B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2 \right] \\ &\quad \text{在上式中,} A_1 \cdot A_2 \cdot A_3 \cdot B_1 \cdot B_2 \cdot B_3 \text{ 皆為計算 } \beta \text{ 值時,所需的常數(表} \\ &\quad -), T 測定 GC 時之氣溫(凱氏溫標),S 為鹽度。 \end{split}$$

 A1
 A2
 A3
 B1
 B2
 B3

 -68.8862
 101.4956
 28.7314
 -0.076146
 0.043970
 -0.0068672

表一、Bunsen Solubility Coefficient β

算出β值後,則代入下列公式,以求出水體中所含之 CH4 濃度。

水體濃度(nM)=

 $[C_g * [(\beta/22.356) * R * T + V_g/V_l] - C_a * V_g/V_l] * 1000/22.356$ 

 $C_g$ 為氣液相平衡時,氣體內之  $CH_4$  濃度(ppmv); $\beta$  是  $CH_4$  的溶解常數(L/L\*atm);22.356 是甲烷在  $25^{\circ}$ C 時每莫耳的體積(L/mol);R 是 氣體常數(L\*atm/mol\*K); $V_g$  為水體採樣瓶上方空氣柱之體積(mL);  $V_1$  為水體採樣瓶瓶內水體之體積(mL); $C_a$  為採樣現場,當時大氣之

#### CH<sub>4</sub> 濃度(ppmv)。

CH<sub>4</sub> 釋放通量的估算,是利用水氣濃度差估算法,主要是依照 Lammers and Suess (1994)提出的方式進行,此法利用水體與大氣間之 氣體交換主要是利用擴散方式進行,故以水體內和水體表面氣體之 CH<sub>4</sub> 濃度差,再乘上氣體交換係數即可求出 CH<sub>4</sub> 通量。其中氣體交換係數主要根據 Wanninkhof(1992) 所提的理論方程式進行,由測定點當地的氣象及水文資料包括風速、水溫及鹽度等,估算出氣體交換係數再乘上水氣的 CH<sub>4</sub> 濃度差而算出 CH<sub>4</sub> 釋放通量。

#### N₂O 樣品分析:

 $N_2O$  樣品分析大致上與  $CH_4$ 相同,水體  $N_2O$  濃度和釋放量的計算方式也與  $CH_4$ 相似,只是在計算水體中  $N_2O$  濃度時, $N_2O$  Bunsen 溶解常數  $\beta$  值與  $CH_4$ 不同,公式須參照 Weiss and Price(1980);空氣及水體  $N_2O$  濃度的實驗與計算方式大致與  $CH_4$ 相同。

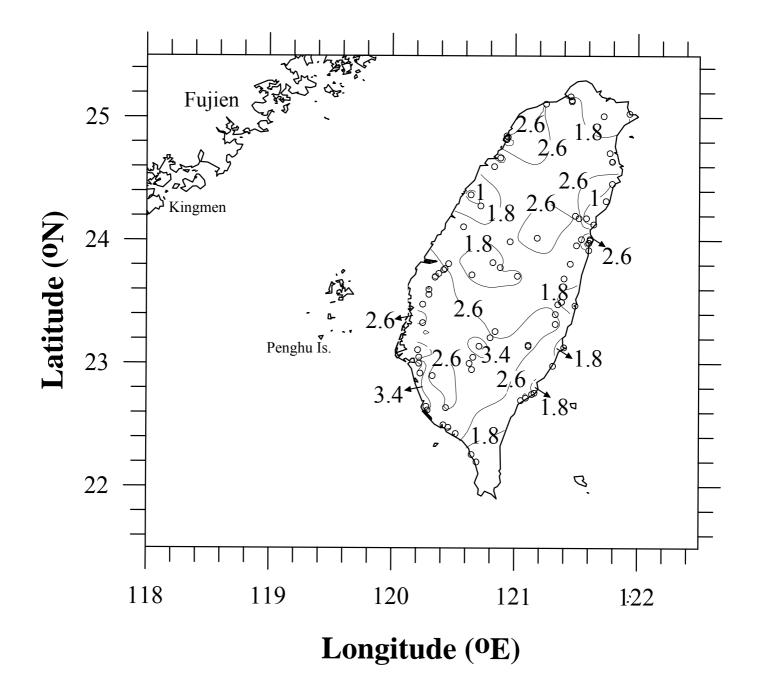
 $N_2O$  的檢量線是以美國 Scott Specialty Gases 配製 1ppmv 的標準品,和國內配製的高純度  $N_2$ (當作 Blank)、2.5ppmv  $N_2O$  的標準氣體為標準,再以採氣袋自行配置出  $0.25 \times 0.5 \times 0.75 \times 1 \times 1.25 \times 1.75 \times 2$ ppmv 等不同濃度的次標準品,以製作出較準確的檢量線。

## 第三章、結果與討論--淡水部分

### 3.1 台灣河川、湖泊及水庫 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 的分佈及釋放量

圖 3.1-1、圖 3.1-2 為台灣河川 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 的濃度分佈圖,圖 3.1-3、 圖 3.1-4 為台灣湖泊及水庫 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 的濃度分佈圖,台灣西半部河 川 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 平均濃度都較東半部來的高(西半部河川 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 平 均濃度:1503±3261nM、58.3±108nM;東半部河川 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 平均濃 度:386±1109nM、26.9±17.2nM),可能是因為台灣西部的開發較東 部早且人口稠密。依據行政院主計處普查局最新公告之 2000 年台灣 人口分佈普查結果,得知西部地區居住的人口佔全台的 95.28%,而 東部地區(宜蘭、花蓮、台東)的人口僅佔 4.39%,可能因為西部地區 居住的人口較多,工業及農、牧、養殖業較發達且密度較高,所造成 的民生及工業廢水較嚴重,使得河川的營養鹽和有機質增加,溶氧降 低,所以 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 濃度大致較東部高。

而以台灣南、北地區來比較,北部地區的人口約佔台灣總人數的 42.1%,南部地區約佔 28.6%,但南部地區河川的  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度較 北部地區高,可能是因為南部農、牧、養殖業較發達,施用肥料和排 放含高有機質的廢水都會使河川中  $CH_4$ 和  $N_2O$  濃度增加(Kroeze and Seitzinger, 1998)。



○ 河川採 樣 點

圖 3.1-1、台灣地區河川 log CH<sub>4</sub> 濃度(nM)分佈圖

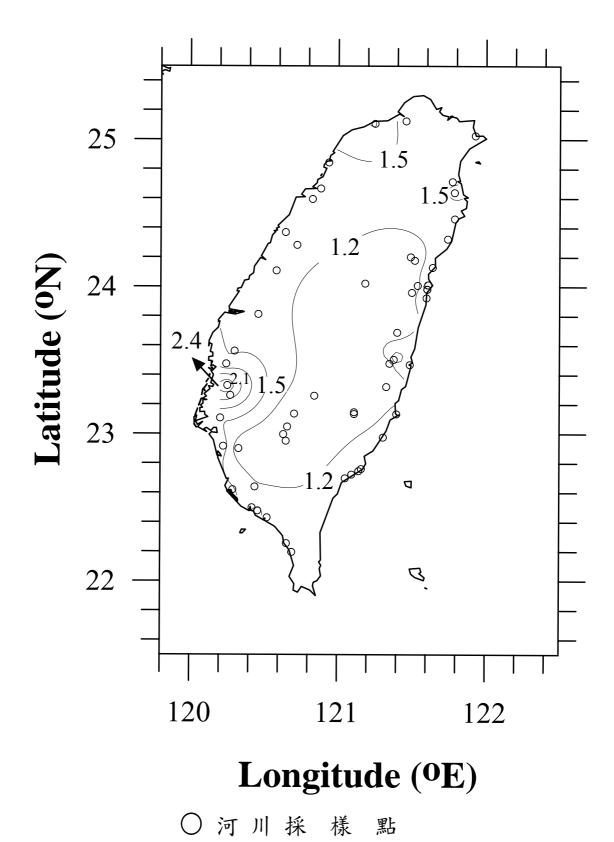


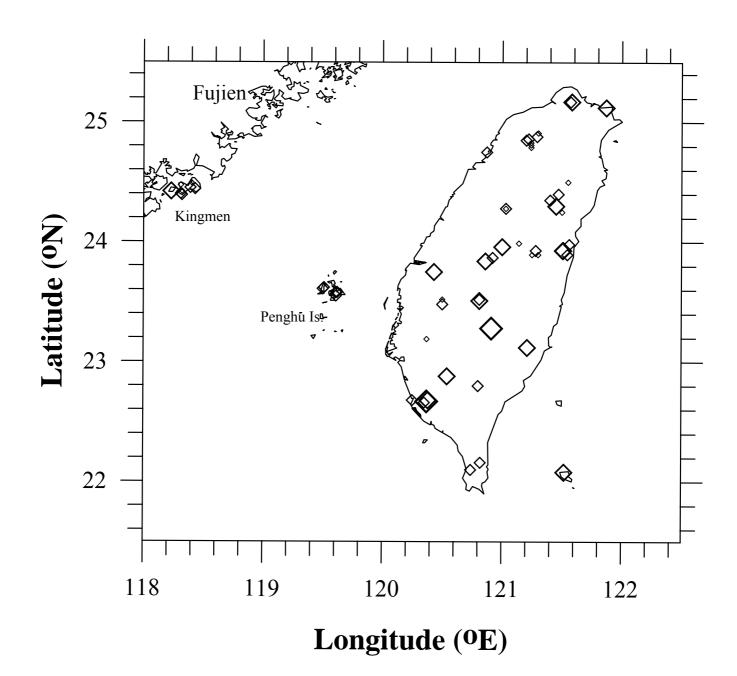
圖 3.1-2、台灣地區河川 log N<sub>2</sub>O 濃度(nM)分佈

•  $\log CH_4(nM):0-2$ 

 $\Diamond$  log CH<sub>4</sub>(nM):3-4

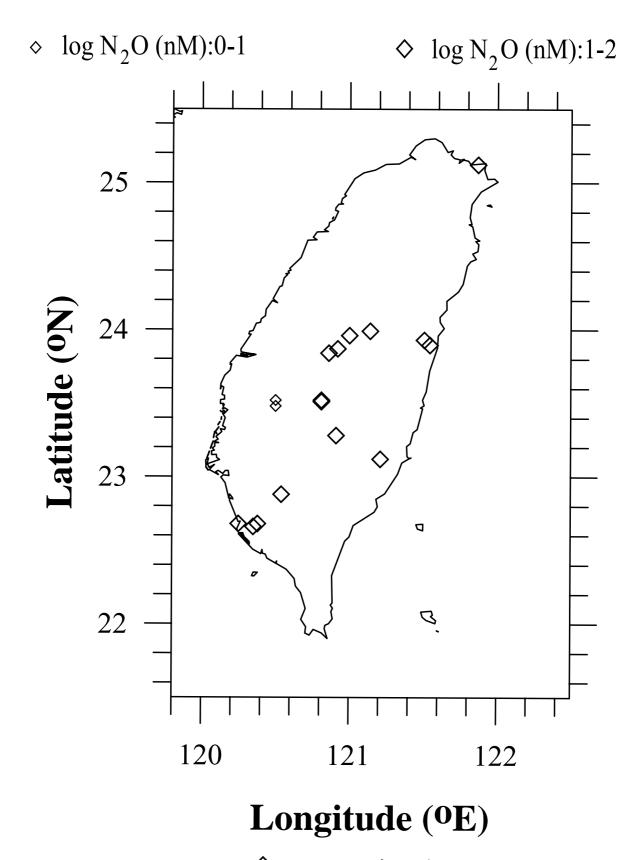
 $\diamond \log CH_4(nM):2-3$ 

 $\Diamond$  log CH<sub>4</sub>(nM):4-5



◇ 湖泊及水庫採樣點

圖 3.1-3、台灣地區湖泊及水庫 log CH4 濃度(nM)分佈圖



◇ 湖泊及水庫採樣點

圖 3.1-4、台灣地區湖泊及水庫 log N<sub>2</sub>O 濃度(nM)分佈

本研究本來預期 CH4對沉積物的 TOC 可能會有良好的正相關,因為 CH4會在缺氧和有機碳堆積的地方產生(Marty et al., 2001),而沉積物較易呈缺氧狀態,故推測沉積物中的 TOC 與河川、湖泊的 CH4可能有良好的正相關,便將 CH4對沉積物的 TOC 作相關圖(圖 3.1-5),但發現線性並不好(R<sup>2</sup>=0.0236),且沒有顯著的相關性(P=0.9357)。可能是河川產生 CH4 的原因較複雜,且河川流動時的擾動使 CH4 容易釋出,不同河川產生 CH4 的原因分歧,所以對單因一因素做相關,其線性不佳。

CH4對 BOD(生化需氧量,資料摘自環保署 2003/8)的關係圖(圖 3.1-6)呈正相關,BOD 越高顯示微生物和有機物越多,該水域有較多的生物,而生物體內較易缺氧,容易於生物體內生成 CH4(de Angelis and Lee, 1994),但是因為河川產生 CH4的原因較複雜,而且不同河川產生 CH4的原因不同,所以將河川中的 CH4濃度與 BOD 期有顯著正相關但線性不佳。

將 CH4對 DOC 作圖(圖 3.1-7),河川方面沒有良好的相關性,可能因為河川流動會擾動水體,使水體中的 CH4容易釋出;在湖泊方面大致上呈正相關,在缺氧的情況下 CH4可由有機物分解產生,雖然大部分湖泊並不會呈現缺氧的狀態,但在浮游動、植物的體內或是有機顆粒聚集的中心,大多呈現缺氧的情況,而 CH4 就有可能由有機物

分解產生  $CH_4$ (de Angelis and Lee, 1994),而且湖泊流動緩慢,湖中的  $CH_4$ 不易因擾動而釋出,所以使  $CH_4$ 對 DOC 的相關圖有較好的線性 關係;將  $CH_4$ 對 Chl. a 作圖(圖 3.1-8),其線性不佳,可能是因為 Chl. a 高的區域,DO 便會增加,而 DO 高時便易使  $CH_4$ 氧化,使  $CH_4$  濃 度降低,故  $CH_4$ 與 Chl. a 的相關圖線性不佳。

 $N_2O$  分別對  $NO_3$  、 $NO_2$  、 $NO_3$  +  $NO_2$  (圖 3.1-9、3.1-10、3.1-11) 的關係圖均呈正相關,意即  $NO_3$  、 $NO_2$  、 $NO_3$  +  $NO_2$  愈高, $N_2O$  愈高。河川流經不同的環境、區域,使得各河川中氫含量有很大的差異,  $N_2O$  的形成與硝化或脫硝有關,且形成量的多寡與河川中氫的含量也有密切的關係。其中  $NO_2$  與  $N_2O$  的線性相關最好,Dong et al.(2002) 指出水體中  $NO_2$  的增加會使  $N_2O$  的釋放量增加,且在淡水中  $NO_2$  對  $N_2O$  形成更為重要,故使得  $NO_2$  與  $N_2O$  的線性相關較好,而在海水中由於  $NO_2$  的濃度很低,所以  $NO_2$  與  $N_2O$  的線性相關較好,而在海水中由於  $NO_2$  的濃度很低,所以  $NO_2$  與  $N_2O$  較無明顯相關性。 $N_2O$  對  $NO_3$  、 $NO_2$  、 $NO_3$  +  $NO_2$  的關係圖,湖泊的線性都較河川好,因為湖泊的流動較緩慢,氧氣不容易因為擾動的原因溶入,水體的交換也較少,呈現相對穩定的狀態,故使得湖泊  $N_2O$  對  $NO_3$  、 $NO_2$  、 $NO_3$  +  $NO_2$  的關係圖線性較好。

 $CH_4$ 對 AOU 作圖(圖 3.1-12)線性很差( $R^2 = 0.054$ ),可能因為河流 在流動時增加擾動,使 AOU 值減少; $N_2O$  對 AOU 作圖(圖 3.1-13) 呈正相關,但線性並不好( $R^2 = 0.167$ ),可能是因為除了河流在流動時因擾動增加,使 AOU 值減少外, $N_2O$  的產生亦牽涉了水體的氧化和還原作用,不像  $CH_4$  的產生只有單純的還原作用。

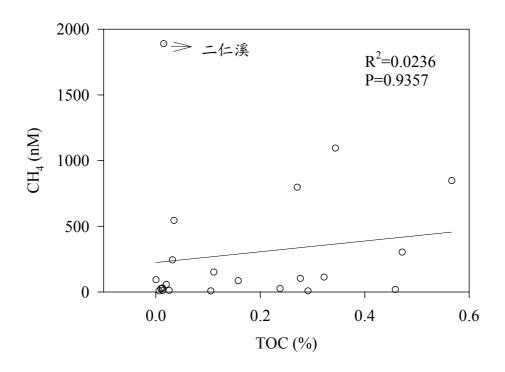


圖 3.1-5、台灣河川 CH4 濃度對沉積物 TOC 的相關圖

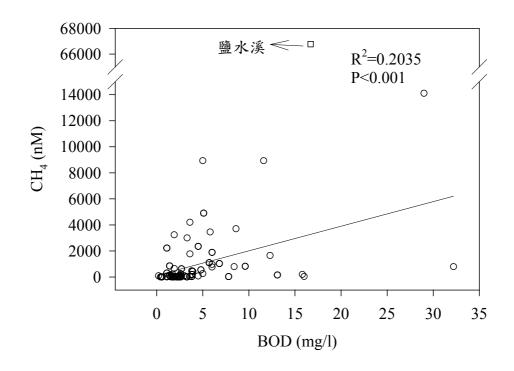


圖 3.1-6、台灣河川 CH<sub>4</sub>對 BOD 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

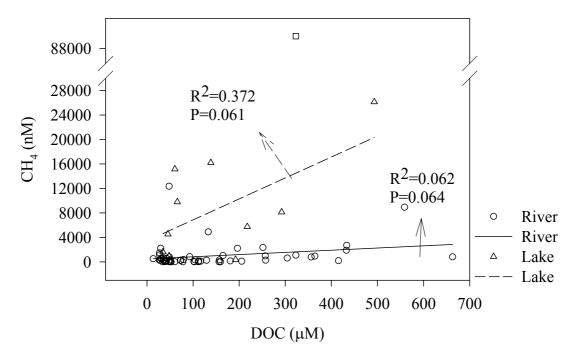


圖 3.1-7、台灣河川、湖泊 CH<sub>4</sub>對 DOC 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

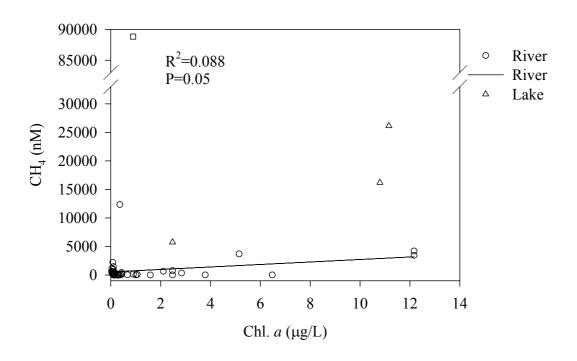


圖 3.1-8、台灣河川、湖泊 CH<sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖

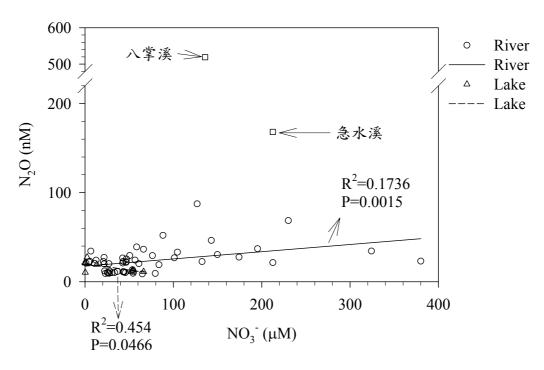


圖 3.1-9、台灣河川、湖泊 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub> 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

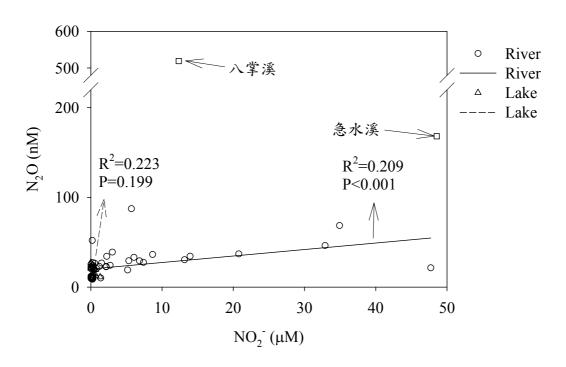


圖 3.1-10、台灣河川、湖泊 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>2</sub> 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

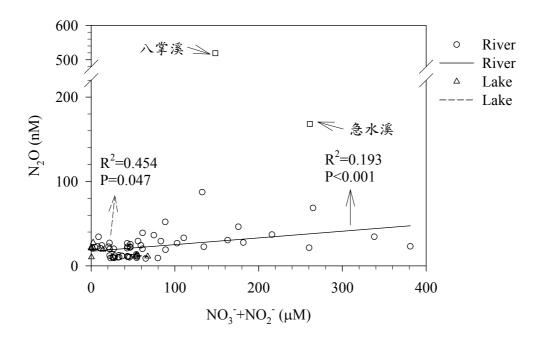


圖 3.1-11、台灣河川、湖泊 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub> + NO<sub>2</sub> 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

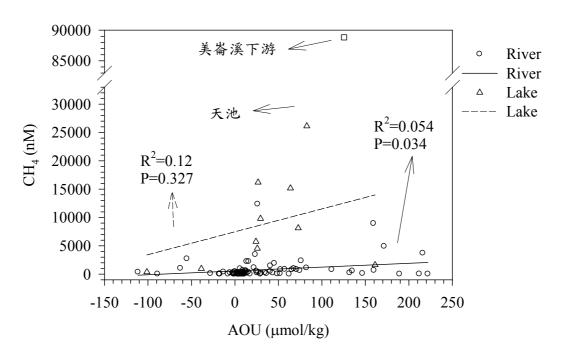


圖 3.1-12、台灣河川、湖泊 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

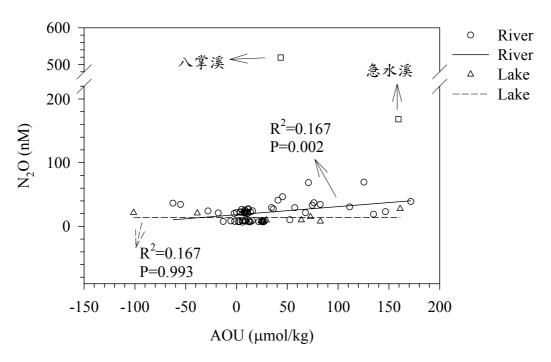


圖 3.1-13、台灣河川、湖泊 N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖 (矩形未加入迴歸)

由河川和湖泊中 CH4 濃度對標高的相關圖(圖 3.1-14)上顯示,河川與湖泊的趨勢不同。河川部分顯示標高越高的河川受污染的機會與程度越低;而湖泊中 CH4 的濃度高低主要取決於水體及沉積物中有機質的多寡及水體氧化還原的情形,與高度較無相關。另外,將河川N2O 濃度對標高(圖 3.1-15)作圖,亦顯示標高越高的河川其 N2O 濃度越低,推測受污染的機會與程度較低於低海拔的河川。

台灣地區自然水體中,河川的部份其表面大氣平均的 CH4 濃度約為 1.94±0.42ppmv (n=105);河川(表水)平均的 CH4 濃度約為 3082±12399nM (n=152)。CH4 釋放通量的計算是利用水體中 CH4的濃度配合現場測量的風速與氣象局長時間量測的平均風速(若沒有現場量測風速的資料,則使用氣象局長時間量測的平均風速),面積的估計參照楊盛行(1996)假定台灣地區河川的河面寬度平均為 50m,而目前擁有的河川資料總長度約 2563 km(全省 50 條主要及次要河川的長度合計約 2934 km),估算河水覆蓋面積約為 130 km²,而普通河川及排水溝涵蓋面積應與主要及次要河川相去不遠,將各河川的釋放通量乘上各河川大略的覆蓋面積,便可概估出台灣地區河川的 CH4 釋放量,每年約 1018t。

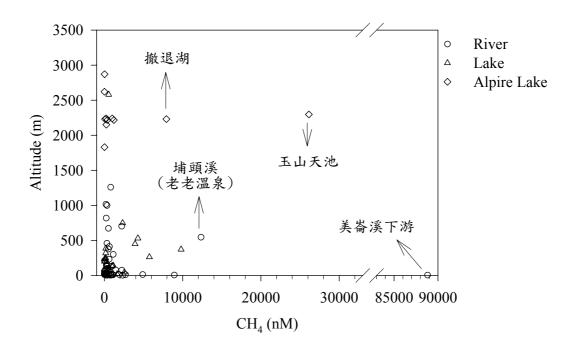


圖 3.1-14、台灣河川、湖泊標高對 CH<sub>4</sub>的相關圖

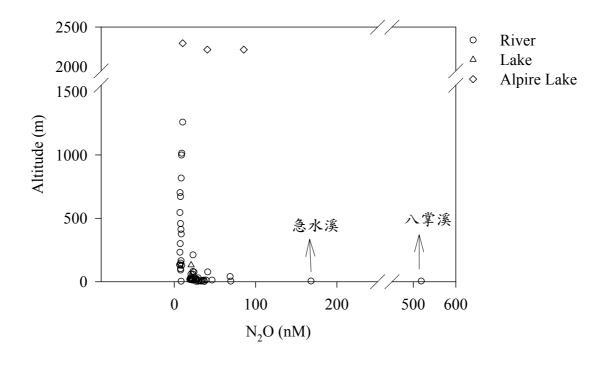


圖 3.1-15、台灣河川、湖泊標高對 N<sub>2</sub>O 的相關圖

海洋的部份,近岸海表面大氣 CH<sub>4</sub> 的平均濃度約 1.82±0.15 ppmv (n=313),與全球大氣平均 1.8ppmv 相較,非常接近;近岸表水的平均 CH<sub>4</sub> 濃度約為 36.7±285nM (n=476;不含香山溼地),比愛琴海 Amvrakikos Bay 約 11.2nM 高(Bange *et al.*, 1996), 比日本 Funka Bay 測得的 62.6-72.0nM 低(Watanabe *et al.*, 1994)。

海拔 1500m 以上的高山湖泊(王等,1998),其 CH4的釋放量,主要受該水體水質條件影響,較少人為污染,平均的 CH4 濃度約為 2899±7291nM (n=51),根據 13 個高山湖泊的研究顯示,高山湖泊 CH4 的釋放量很低,將各高山湖泊的釋放通量乘上湖泊的面積,估計出年釋放量少於 1t(估算面積約 0.5km²)。平地湖泊平均的 CH4 濃度為 1825±2755nM(養女湖除外; n=95),年釋放量約為 64 t(估算面積約 31km²)。估計台灣地區自然水體(河、湖、水庫) CH4的總年釋放量約 為 1083 t(加入王等,1995、1997的數據)。

環島採樣 65 條河川、湖泊水體中  $N_2O$  濃度,最高的為八掌溪(達519nM),應該與八掌溪中、上游農、牧業較為發達有關,可能排放了大量的 N 至河川中,經由硝化或脫硝形成  $N_2O$ 。河川平均  $N_2O$  濃度約  $32.76\pm69.13$ nM (n=58),釋放通量是利用採樣當時所量測的風速配合河水  $N_2O$  濃度估算的,年釋放量約為 36t 左右(河川覆蓋面積約 130km²,普通河川及排水溝涵蓋面積應與主要及次要河川相去不

遠);趙(1997)利用採氣罩的方式測得彰化大肚溪河口  $N_2O$  釋放量為  $0.2~\mu mol/m^2/h$ ,與本研究所估算的  $0.14\mu mol/m^2/h$  相差不大。

表二、台灣各河川  $CH_4$ 、 $N_2O$  濃度和 Flux 的比較表

—————————————————————————————————————	CH <sub>4</sub>	CH <sub>4</sub> Flux	N <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub> O Flux
	濃度(nM)	$(\mu mol/m^2/h)$	濃度	$(\mu \text{mol/m}^2/\text{h})$
			(nM)	
高屏溪	1277±1184(n=8)	55.8	29.23	0.0085
東港溪	3004±1226(n=4)	221	36.98	0.0499
林邊溪	$1878\pm2226(n=2)$	121	26.72	0.4495
枋山溪	$13.3\pm7.54(n=2)$	0.70	22.34	0.0346
楓港溪	$16.9\pm12.6(n=2)$	0.89	25.46	0.0135
知本溪	$231\pm290(n=2)$	3.13	21.67	0.0051
利嘉溪	$10.3\pm2.25(n=2)$	0.11	22.63	0.0020
太平溪	$509\pm50.4(n=2)$	9.32	19.06	0.0049
卑南溪	$10.2\pm3.08(n=2)$	0.10	26.49	0.0052
馬武窟溪	$113\pm27.8(n=2)$	1.63	20.15	0.0034
三仙台溪	12.4	0.15	20.17	0.0097
秀姑巒溪 (長虹橋)	35.8±30.9(n=2)	0.63	20.87	0.8626
秀姑巒溪 (瑞穂)	12.5			
花蓮溪	85.6	2.18	27.15	2.2019
美崙溪	4902	193	38.98	0.2031
美崙溪上游	263	8.16	7.83	0.0054
美崙溪 (中正橋)	88819	3036	69.39	2.1099
立霧溪 (太魯閣大	10.3	0.29	22.59	0.0148
橋) 立霧溪 (溪畔)	1.45	-0.04		
立霧溪 (文山温泉)	331	9.43	8.90	0.0355
和平溪	7.55	0.14	19.93	0.5761
南澳溪	$9.41\pm1.86(n=2)$	0.13	22.02	0.2105
冬山河	$626\pm565(n=2)$	13.3	36.32	0.0984
蘭陽溪	$169\pm106(n=2)$	3.55	29.33	0.6502
雙溪	$68.0\pm50.4(n=2)$	1.31	24.11	0.2095
淡水河	113	5.02	22.97	0.1355

(明)(中)				
(關渡) 淡水河		4.00		
(淡水)	26.4	1.09		
淡水河 (竹圍)	348	15.7		
南崁溪	$415\pm571(n=2)$	8.25	68.61	2.5596
頭前溪	$830\pm1211(n=3)$	17.8	24.28	0.0101
中港溪	$16.4\pm15.7(n=2)$	0.27	20.91	0.0742
後龍溪	$393\pm370(n=2)$	6.91	27.57	0.2157
大安溪	$6.24\pm1.44(n=2)$	0.07	20.55	0.2349
大甲溪	$9.73\pm6.21(n=2)$	0.13	23.05	0.0495
大肚溪	$333\pm554(n=3)$	4.67	21.46	0.1402
濁水溪	81.0±62.6(n=4)	0.91	22.54	0.0710
濁水溪上游 (集集)	13.9	0.13		
濁水溪上游 (郡大)	43.4	0.47		
北港溪	$786\pm885(n=4)$	9.05	30.43	0.0069
朴子溪	$569\pm744(n=2)$	6.45	34.39	0.0319
八掌溪	$229\pm43.6(n=2)$	18.1	518.94	4.3100
急水溪	4493±6277(n=2)	190	168.16	0.7144
曾文溪	$123\pm223(n=7)$	10.1	33.11	0.2712
二仁溪	7999±8641(n=2)	338	46.33	0.0508
愛河	2522±2955(n=21)	112	34.35	0.0076
木瓜溪	$114\pm334(n=2)$	3.41	9.04	0.04
荖農溪	314	10.6		
老蕽溪 (18 羅漢山)	2216	72.4	7.12	-0.02
老蕽溪 (六龜大橋)	613	19.7	6.94	-0.02
老蕽溪 (新發大橋)	1127	35.4	7.29	-0.01
楠梓仙溪	102	4.40		
埔頭溪 (老老溫泉)	12354	392	6.90	-0.02
拉庫斯溪	523	15.5	7.64	0.00
唯金溪	213	2.12	9.17	0.02
大崙溪	516	5.76	8.63	0.01
新武呂溪	635	7.05	8.14	0.01

樂合溪	943	12.2	6.56	-0.01
豐埤溪	377	4.43	7.71	0.00
紅葉溪	273	3.27	7.13	-0.01
富源溪	1455	18.3	41.00	0.42
馬太鞍溪	275	8.17	8.29	0.02
壽豐溪	272	8.26	7.72	0.00
砂卡噹溪	265	8.24	8.42	0.02
荖西溪 (慈母橋)	236	6.94	8.55	0.03
塔羅灣溪	803	20.7	10.31	0.07
眉溪 (牛眠橋)	327	10.8	7.64	0.00
基隆河	9.84	0.34		
鳳山溪	$73.2\pm11.2(n=2)$	3.16		
客雅溪	$1648\pm1456(n=4)$	73.4		
三姓公溪	18451	332		
水里溪	68.9	1.20		
清水溪	41.6	0.71		
新虎尾溪	$380\pm406(n=2)$	6.79		
有才寮排	$2689\pm3624(n=2)$	48.4		
馬公厝排	2258±1390(n=2)	40.6		
舊虎尾溪	$3837\pm1109(n=2)$	69.0		
牛排灣溪	290±35.4(n=2)	5.17		
鹿耳門溪	$85.4\pm36.3(n=3)$	1.49		
鹽水溪	66778±133311(n=4)	1182		

台灣河川 CH<sub>4</sub> 平均濃度 3082±12399nM 台灣河川 N<sub>2</sub>O 平均濃度 32.76±69.13nM

## 3.2 大陸 CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O 的濃度分佈及討論

2003/9,在大陸廣東、廣西、福建三個省份所採集的樣品分析 (n=36),測量出濃度並配合採樣時的風速資料做釋放通量的計算。 將水體中 CH4 濃度對沉積物中的 TOC 作圖,沒有顯著相關性 (R²<0.001、P=0.9948,圖 3.2-1),可能是河川產生 CH4的原因較複雜,不同河川產生 CH4的原因分歧,所以對單因一因素做相關,其線性不佳。 CH4對 DOC 作圖(圖 3.2-2)大致上成正相關,DOC 在水體中濃度高時,表示該水域有較多的生物生長,而生物體內較易缺氧,便容易生成 CH4(de Angelis and Lee, 1994);但將 CH4 對 Chl. a 作圖(圖 3.2-3),其線性不佳,可能是因為 Chl. a 高的區域,DO 便會增加,而 DO 高時便易使 CH4 氧化,使 CH4 濃度降低,故 CH4與 Chl. a 的關係 圖線性不佳。

本研究分別將  $CH_4$ 、 $N_2O$  分別對 AOU 作圖(圖 3.2-4、圖 3.2-5),顯示  $CH_4$ 與 AOU 呈正相關,推測為河水耗氧量增加時, $CH_4$ 較容易生成; $N_2O$  與 AOU 的相關圖有兩個趨勢,當 AOU<200µmol/kg 時 $N_2O$  為硝化或脫硝產生,而 AOU>200µmol/kg 的水域,由於溶氧都非常的低,甚至為 0,且  $NO_3$  、 $NO_2$  的濃度較其他測站低,推測為脫硝生成  $N_2O$ (Patra  $et\ al.$ , 1999)。

將 N<sub>2</sub>O 分別對 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>+ NO<sub>3</sub><sup>-</sup>(圖 3.2-6、3.2-7、3.2-8)

作圖,除了  $N_2O$  對  $NO_2$  的相關圖外,其餘線性較差, Dong et al. (2002) 指出水體中 NOo 的增加會使 NoO 的釋放量增加,且在淡水中 NOo 對  $N_2O$  形成更為重要,故使得  $NO_2$  與  $N_2O$  的線性相關較好,而在海水 中由於 NO2 的濃度很低,所以 NO2 與 N2O 較無明顯相關性。圖中並 將 AOU<200μmol/kg 和 AOU>200μmol/kg 的點分別以圓形和三角形 區分,發現 AOU>200µmol/kg 的水域其 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>、NO<sub>2</sub>、NO<sub>3</sub>+ NO<sub>2</sub> 的關係圖,線性都較 AOU<200μmol/kg 的採樣點好,可能是因為  $AOU < 200 \mu mol/kg$  的水域  $N_2O$  的產生混合了硝化和脫硝作用;而  $AOU>200\mu mol/kg$  的採樣點溶氧很低,甚至為0,且  $NO_3$ 、 $NO_2$ 的濃 度也較其他測站低,推測其 N<sub>2</sub>O 應為脫硝產生,因為  $AOU>200\mu mol/kg$  的採樣點, $N_2O$  皆為脫硝產生,不似  $AOU < 200 \mu mol/kg$  的區域  $N_2O$  的產生混雜了硝化和脫硝,所以 AOU>200μmol/kg 的水域其 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>、NO<sub>2</sub>、NO<sub>3</sub>+ NO<sub>2</sub>的關係圖, 線性都較 AOU<200μmol/kg 的採樣點好。

大陸 36 條採樣河川水體中 CH4 濃度,最高的為赤崁河(達 14914nM),赤崁河是污染相當嚴重的河流,DOC 濃度最高且溶氧為 0,採樣時河川除了發出惡臭外,河面還不斷產生氣泡。其採樣河面大氣 CH4 平均濃度為 1.91±0.12ppmv,略比大氣平均值 1.8ppmv 高,但與台灣河面大氣 CH4 平均濃度 1.94ppmv 相差不大,河川平均 CH4

濃度為 1029±2487nM。

大陸地區所採的 36 個河川樣品平均的  $N_2O$  濃度為 29.72nM,較台灣河川平均的  $N_2O$  濃度  $32.76\pm69.13nM$  (n=58)低,利用河川  $N_2O$  濃度及風速估算出  $N_2O$  的平均釋放量約為  $0.5\mu mol/m^2/h$ ,因為大陸 36 個河川採樣點,採樣時風速較大,故平均釋放通量較台灣高  $(0.3\mu mol/m^2/h)$ 。

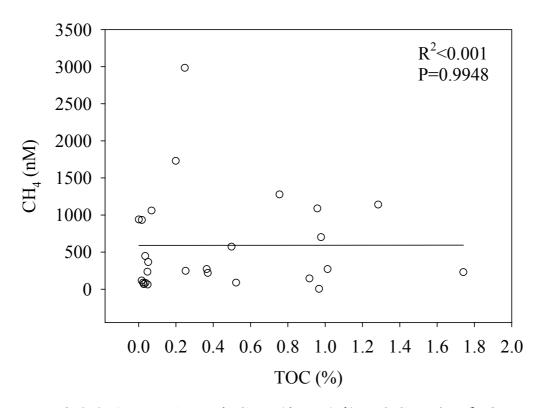


圖 3.2-1、大陸河川 CH<sub>4</sub> 對沉積物 TOC 的相關圖

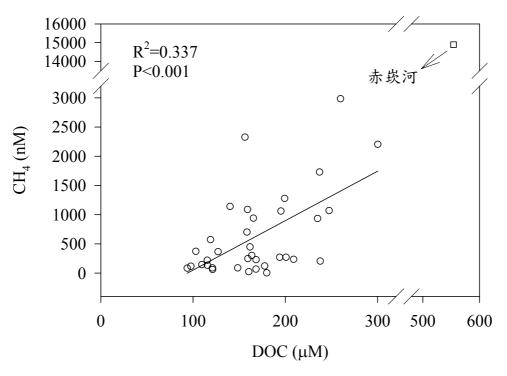


圖 3.2-2、大陸河川 CH<sub>4</sub>對 DOC 的相關圖 (矩形不加入迴歸)

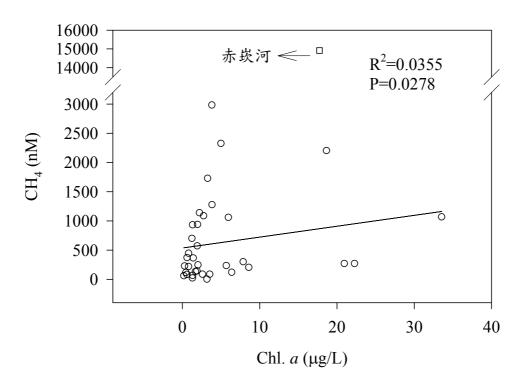


圖 3.2-3、大陸河川 CH<sub>4</sub>對 Chl. *a* 的相關圖 (矩形不加入迴歸)

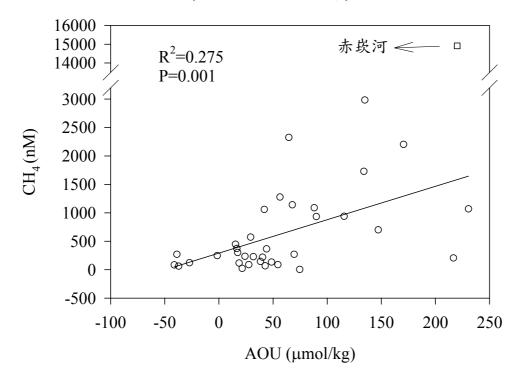


圖 3.2-4、大陸河川 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (矩形不加入迴歸)

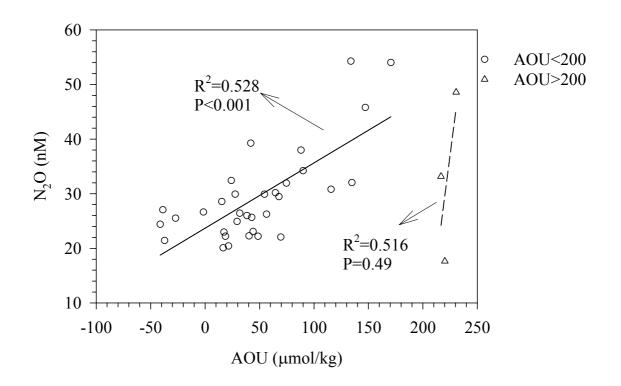


圖 3.2-5、大陸河川 N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖

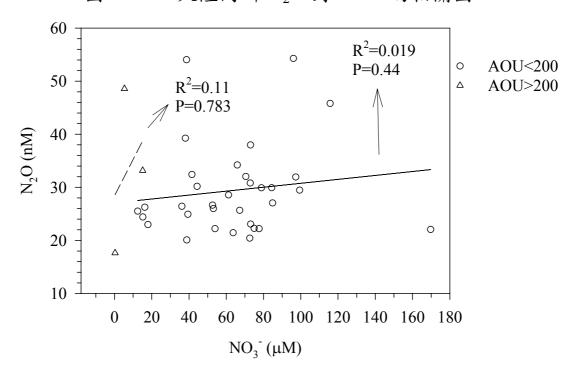


圖 3.2-6、大陸河川 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub> 的相關圖

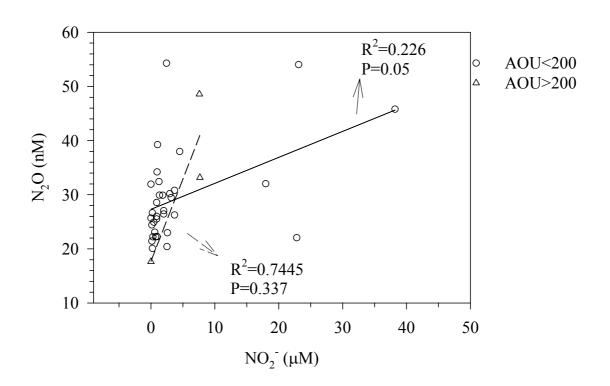


圖 3.2-7、大陸河川  $N_2O$  對  $NO_2$  的相關圖

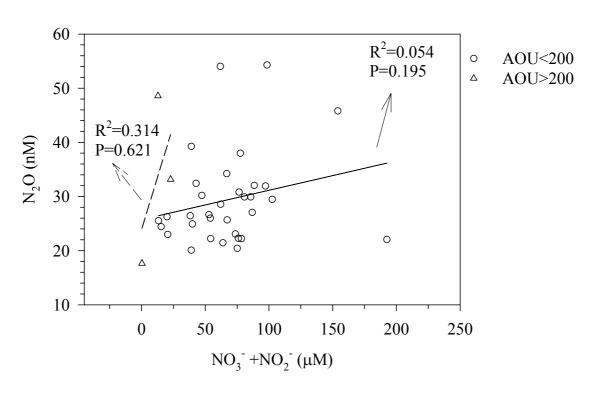


圖 3.2-8、大陸河川 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub> +NO<sub>2</sub> 的相關圖

#### 小結

台灣地區自然水體中,河川的部份其表面大氣平均的 CH4 濃度約為 1.94±0.42ppmv (n=105);河川(表水)平均的 CH4 濃度約為 3082±12399nM (n=152);高山湖泊平均的 CH4 濃度約為 2899±7291nM (n=51);平地湖泊及水庫平均的 CH4 濃度為 1825±2755nM (養女湖除外;n=95);海洋的部份,近岸海表面大氣 CH4 的平均濃度約 1.81 ppmv,與全球大氣平均 1.8ppmv 相較,非常接近;近岸表水的平均 CH4 濃度約為 36.7±285nM (n=476;不含香山溼地),其分佈為河流>高山湖泊>平地湖泊及水庫>海洋。

大陸地區所採的 36 個河川樣品,其表面大氣平均 CH4 濃度為 1.91 ±0.12ppmv,河川平均 CH4 濃度為 1029±2487nM。大陸地區所採的樣品,水體中平均的 CH4 濃度低於台灣河川,但其水體中濃度最高的赤崁河(14914nM),濃度卻比台灣大部份的河川高,可能是因為大陸地區城、鎮開發的程度差異很大,加上人口分佈不均造成的結果。

台灣地區河川平均  $N_2O$  的濃度為  $32.76\pm69.13$  nM (n=58);大陸地區所採的 36 個河川樣品平均的  $N_2O$  濃度為 29.72 nM。台灣河川中  $N_2O$  的濃度明顯高於大陸河川,可能是台灣地區使用較多的肥料,使土壤富含較多的氮,河流流過土壤或雨水沖刷土壤後匯入河流都將提高河川中氮的含量,提高  $N_2O$  的濃度(Seitzinger and Kroeze, 1998)。

# 第四章、結果與討論—海水部分

## 4.1 南灣 CH<sub>4</sub> 的季節性變化

南灣海域位於台灣最南端,介於貓鼻頭與鵝鸞鼻兩海岬之間的半 封閉海灣,東鄰太平洋,西為台灣海峽,南方開口向呂宋海峽,而西 南方則與南海相鄰(邢,2004)。南灣東半部有 4-5km 寬的大陸棚,平 均深度為 40-50m,其等深線平行於海岸線,一離開陸棚區,海底地 形急遽下降,形成陡峭的大陸斜坡(李,1999)。

從 2003/3 起分冬、春、夏、秋每隔 3 個月採樣一次, 共 8 個採樣點,表、底水平均 CH4 濃度隨季節的變化如表三(表四為各站的詳細數據)。

表三、南灣表、底水平均 CH4 濃度(nM) 隨季節的變化

 採樣時間	2003	2003	2003	2003	2004	2004
	3/26	5/6	8/1	10/23	2/17	5/4
季節	冬	春	夏	秋	冬	春
表水平均	3.46±2.29	13.77±9.19	12.75±3.41	17.54±10.47	4.04±2.19	11.58±6.95
底水平均	4.20±2.41	15.09±5.70	15.63±8.33	22.88±8.60	4.87±1.67	
温排水	7.47	19.20			6.17	11.00

由上表可以看出底水 CH4 濃度以秋季為最高, Martens and Klump (1980)指出夏、秋季時因為海水溫度較高, 沉積物的溫度也較高, CH4 易從沉積物釋放至底水, 但因為夏季水層分層明顯, 使 CH4 較不容易傳輸到表水, 便在底水累積, 使得秋季時底水 CH4 的濃度最高。但秋

季時海水垂直混合較夏季好,底水所累積的 CH4 開始向表水傳輸,故使秋季時表水 CH4 的濃度最高(Tsurushima et al.,1996)。到了冬季,水體上下混和良好,底水的 CH4 迅速傳輸到表水後,便釋放至大氣中,且冬季時因為海水溫度較低,沉積物釋放 CH4 的量較少(Martens and Klump, 1980),是以冬季表、底水的 CH4 濃度為四季中最低。

核三電廠溫排水的 CH4 濃度很高,幾乎是所有測站中濃度最高的,且其營養鹽濃度也較其他各站的平均值高,推測溫排水中可能夾雜了民生廢水一同排放。

表四、南灣表、底水 CH4 濃度(nM)隨季節的變化

採樣田	寺間	2003	/3/26	2003	8/5/6	2003	3/8/1	2003/	10/23	2004/	2/17	2004	1/5/1
站位	深度 (m)	表水	底水	表水	底水	表水	底水	表水	底水	表水	底水	表水	底水
12	25	2.68	1.80	6.74	9.33	15.48	10.11	10.54	19.87	2.01	3.13	10.98	
18	50	3.01	3.40	7.74	11.56	15.91	14.05	12.29	34.39	3.17	7.32	5.84	
20	10	0.75	5.08	13.07	13.69	14.17	33.74	8.33	16.03	1.65	3.76	24.57	
21	25	4.29	3.08	4.25	8.90	6.22	8.63	10.13	23.83	2.70	2.88	3.53	
22	10	3.78	3.22	21.23	17.80	10.31	13.55	20.92	19.61	7.35	6.31	11.63	
23	10	1.82	8.63	30.30	21.49	13.17	14.93	23.02	34.24	5.55	5.29	15.59	
24	10	7.91	1.82	13.06	22.89	13.98	14.39	37.55	12.19	5.83	5.38	8.94	
正1	h	3.46±	4.20±	13.77±	15.09±	12.75±	15.63±	17.54±	22.88±	4.04±	4.87±	11.58±	
平均	2.29	2.41	9.19	5.70	3.41	8.33	10.47	8.60	2.19	1.67	6.95		
溫排	水	7.47		19.20	_			_		6.17		11.00	

## 4.2 台灣海峽水文性質及表水 CH4、N2O 濃度夏、冬之變化

台灣海峽南北長約 400km,東西寬約 200km,平均深約 60m(Jan et al.,2002)。因為受到洋流相互作用及地形影響使得海峽內水文狀況相當複雜。水團來源分別為長江沖淡水(最低溫、最低鹽)、南海東北部上層流(高溫、高鹽)以及通過呂宋海峽東來的黑潮(最高溫、最高鹽;劉,2001)。因為受到季風影響,使夏、冬季的水流不同;夏季吹西南季風,台灣海峽水流向北,挾帶了一部分較高溫、高鹽南海水和黑潮水的混合水向北流。冬季時強勁且穩定的東北季風將一部分低溫、低鹽、高營養鹽的長江沖淡水沿海峽西側吹向南流,而東側則仍為向北流的南海水及黑潮水(Chen,2003)。

台灣海峽水文性質夏、冬季之變化,乃利用 2003/9 OR-II 1139、2004/3 OR-II 1180(台灣海峽北部);2003/9 OR-I 694、OR-III 901,2004/3 OR-I 713、OR-III 948(台灣海峽南部),共六個航次的實測資料做討論。六航次的站位圖如圖 2-4,兩季航次的站位大致相同。

### ● 台灣海峽南部

圖 4.2-1、4.2-2 分別為夏、冬兩季台灣海峽南部航次之 T-S 圖,由圖中可以看出,夏季時海峽南部是南海水與黑潮水的混和水;冬季時海峽南部西側受南下長江沖淡水的影響,有低溫、低鹽的訊號。

由剖面圖看來,夏季時(2003/9)在 118.85-119.2°E 間有高溫、低鹽、高 NTA(Normalize Total Alkalinity,標準化的總鹼度)的訊號(圖 4.2-3、4.2-4、4.2-5),與同時間海峽北部的溫、鹽相比較,可得知於靠大陸沿岸和海峽中央地區,南部的鹽度低於北部,故此低鹽水的訊號不是來自南流的長江沖淡水,可能是南部的河水北流所致。2003/8 的衛星海表溫度圖(SST,圖 4.2-6)顯示有溫度較高的水由珠江附近蔓延到台灣海峽南部,推測是珠江水離岸北流所致(但 9 月時台灣海峽及南海北部已全部由高溫水盤據,無法看出流向);2001/8、2002/8 也有珠江水離岸北流至海峽南部的訊號(侯,2004),連續3年夏季在海峽南部都有珠江水離岸北流的情形,猜測夏季珠江水離岸北流的現象可能為常態。

冬季時(2004/3)靠大陸沿岸受長江沖淡水的影響,使海峽西側有低溫、低鹽、高營養鹽的訊號(圖 4.2-7、4.2-8、4.2-9;以硝酸鹽為代表), 且上、下混和良好。儘管採樣時間為冬末春初的 3 月,但在溫鹽圖及 剖面圖上皆可明顯的看出海峽西側受長江沖淡水的影響甚鉅,可想見 冬季時由北方南下的長江沖淡水對台灣海峽水文變化的影響有多大。

夏季時 CH<sub>4</sub>(圖 4.2-10)大致有隨深度而增加的趨勢,且在 Chl. a(圖 4.2-11)有高值的區域,通常會有 CH<sub>4</sub>的高值;因為浮游生物生長時,於生物的內部是屬缺氧狀態易產生 CH<sub>4</sub> (Traganza et al, 1979; De Angelis and Lee, 1994),故於 Chl. a 高的地區有時也會伴隨高 CH<sub>4</sub>。但 CH<sub>4</sub>與 Chl. a 的相關圖(圖 4.2-12)線性並不好,雖然高 Chl. a 的地區有時也會伴隨高 CH<sub>4</sub>,但兩者並不呈一定的線性關係。而在水平分佈上,大致上有近岸 CH<sub>4</sub>濃度較高的情形,推測是受陸源水的影響。CH<sub>4</sub>與 AOU 的相關圖(不含 0-10m 的數據;圖 4.2-13)呈正相關,顯示耗氧越多的地區 CH<sub>4</sub>濃度越高,同時也表示 CH<sub>4</sub>濃度隨深度增加,可能是受到底層沉積物釋放的影響。

Dong et al.(2002)指出受淡水影響較大的區域(例如:河口區域),較易行脫硝作用。將 DIP 對 DIN 作關係圖(圖 4.2-14),發現點大部份都落在 Redfield relationship (P:N=1:16)之上,顯示受到脫硝作用影響使 DIN 減少(Naqvi et al., 2000)。一般海洋中  $N_2$ O 多為硝化產生,且由硝化產生的  $N_2$ O 與 AOU 會有良好的正相關(Patra et al., 1999; Nevison et al., 2003),但此測線  $N_2$ O 對 AOU 的關係圖(圖 4.2-15)沒有明顯的線性關係,推測此測線可能混合了複雜的硝化及脫硝作用,使  $N_2$ O 與 AOU 沒有明顯的正(反)相關。

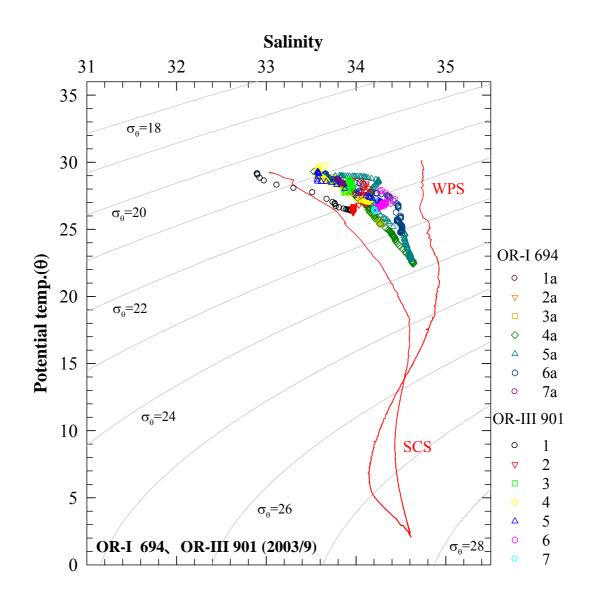


圖 4.2-1、海峽南部夏季溫鹽分佈圖

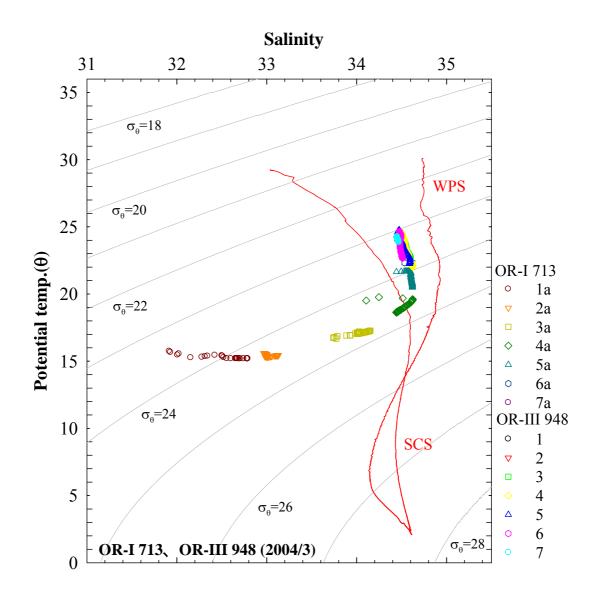


圖 4.2-2、海峽南部冬季溫鹽分佈圖

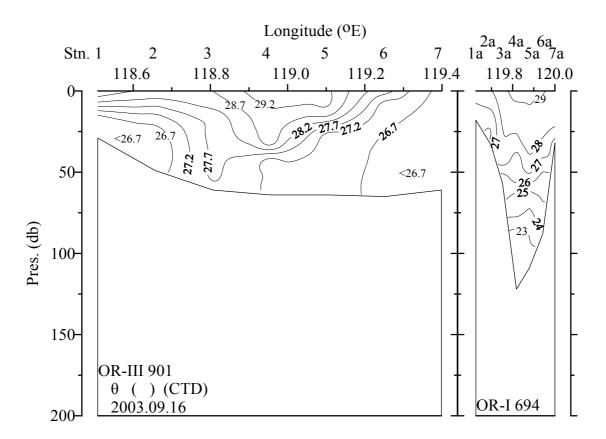


圖 4.2-3、海峽南部夏季溫度剖面分佈圖

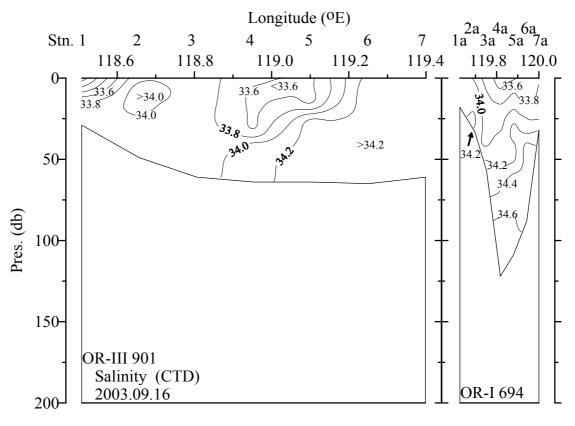


圖 4.2-4、海峽南部夏季鹽度剖面分佈圖

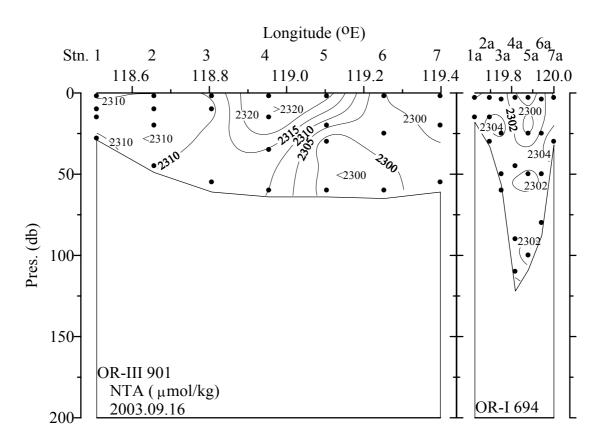


圖 4.2-5、海峽南部夏季 NTA 剖面分佈圖

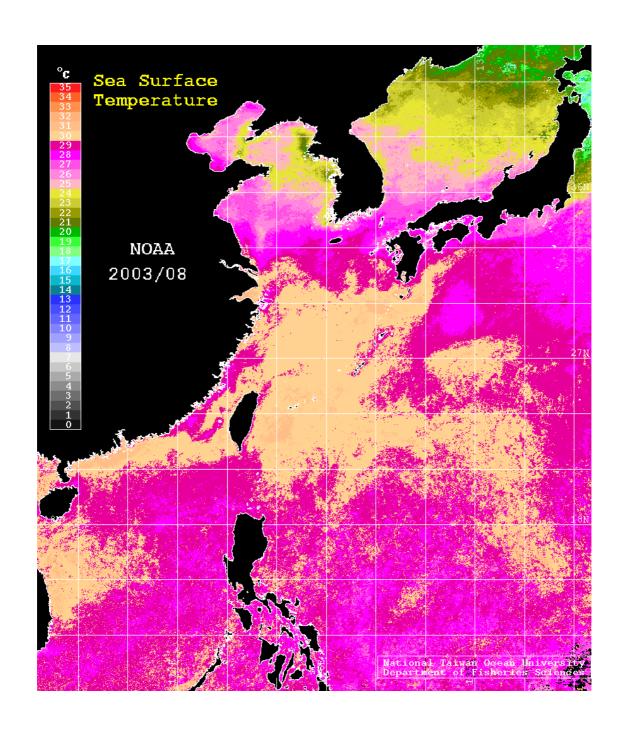


圖 4.2-6、2003/8 衛星海表溫度圖(摘自海科中心)

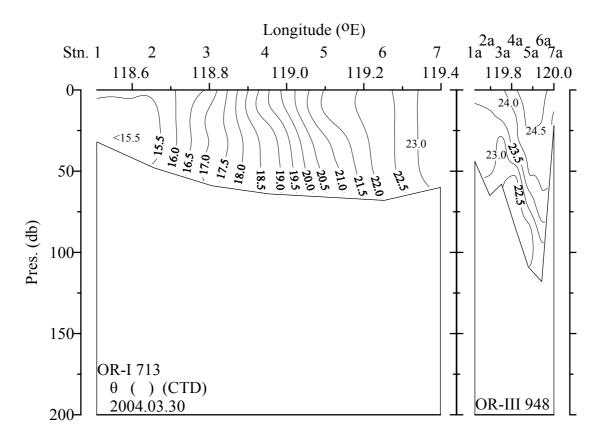


圖 4.2-7、海峽南部冬季溫度剖面分佈圖

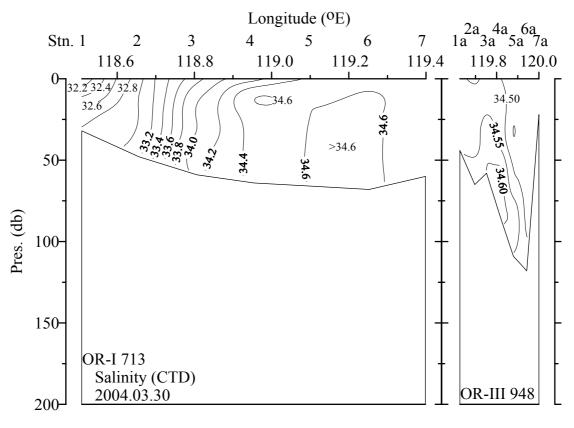


圖 4.2-8、海峽南部冬季鹽度剖面分佈圖

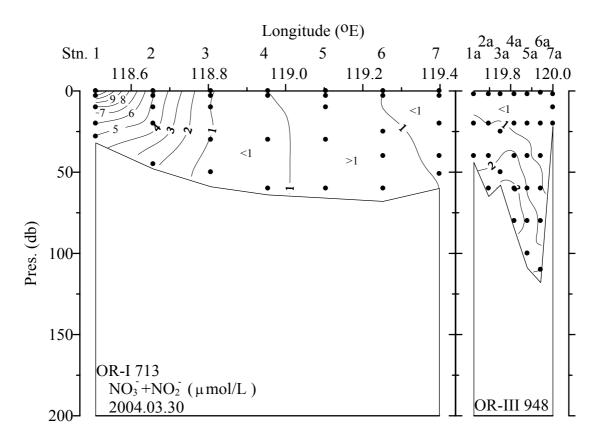


圖 4.2-9、海峽南部冬季硝酸鹽剖面分佈圖

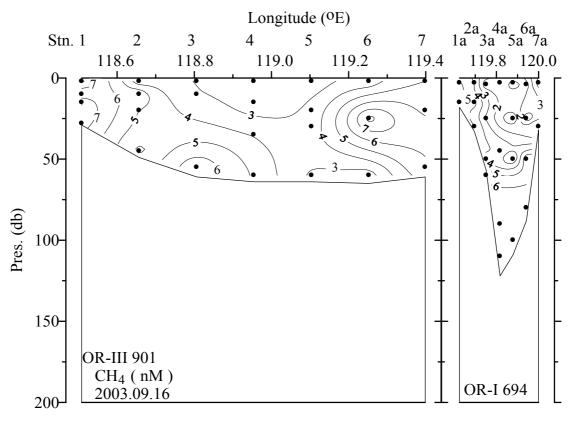


圖 4.2-10、海峽南部夏季 CH4 剖面分佈圖

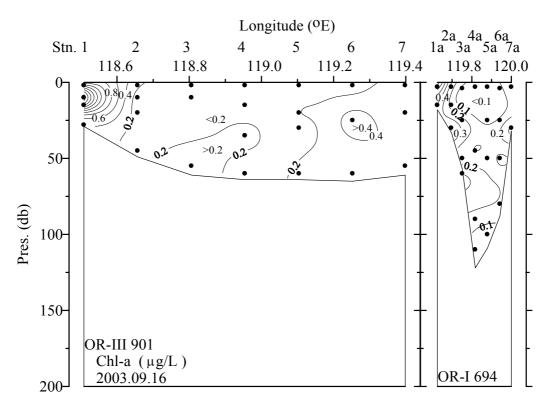


圖 4.2-11、海峽南部夏季 Chl. a 剖面分佈圖

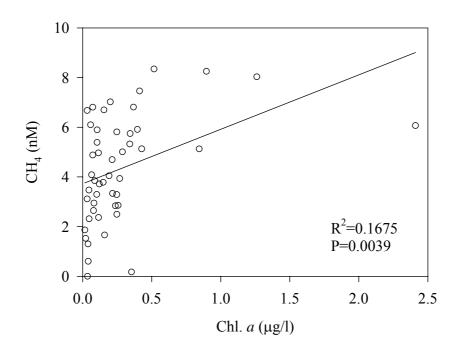


圖 4.2-12、海峽南部夏季 CH<sub>4</sub>對 Chl. a 的相關圖

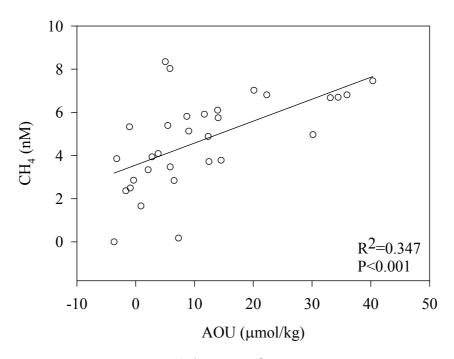


圖 4.2-13、海峽南部夏季 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

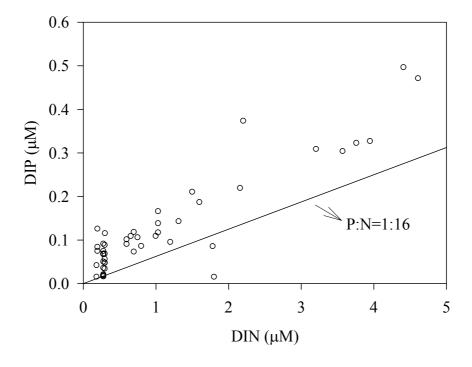


圖 4.2-14、海峽南部夏季 DIP 對 DIN(NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-)的相關圖

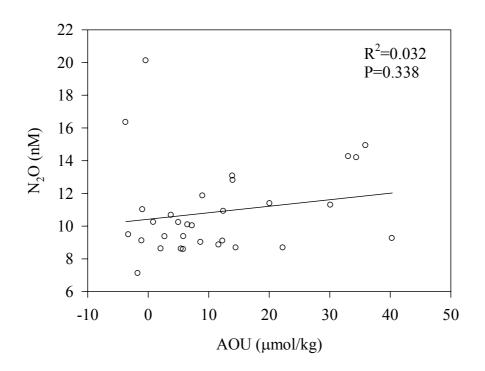


圖 4.2-15、海峽南部夏季  $N_2O$  對 AOU 的相關圖 ( 不含 0-10m 的數據)

冬季時因為海水上、下混合好,底層釋放的 CH<sub>4</sub>(圖 4.2-16)很快的就會傳輸到海水的上層,甚至傳輸至大氣(Tsurushima *et al.*,1996),所以不像夏季有明顯隨深度增加的情形。

冬季時水團的混合較夏季複雜,海峽西測有長江沖淡水,海峽中及東側有黑潮水和南海水的混和水。由圖 4.2-17 可看出兩測線受不同水團影響, $N_2O$  與鹽度有不同的線性關係,受長江沖淡水影響較低鹽的海域  $N_2O$  濃度隨鹽度的增加而遞減,顯示靠大陸沿岸的高  $N_2O$  是

來自淡水輸入所致;除了硝化或脫硝的程度會影響 N<sub>2</sub>O 的濃度外,水團混合的比例也會影響水體中 N<sub>2</sub>O 濃度的分佈。

 $CH_4$ 、 $N_2O$  對 AOU 的相關圖(圖 4.2-18、4.2-19)線性相關都不好,可能是因為除了水體氧化還原的程度外,不同水團的物理混合也會影響  $CH_4$ 和  $N_2O$  的分佈(Rehder and Suess, 2001)。

夏季時水層分層較明顯,而冬季時上下混合較好,靠大陸沿岸皆有受淡水影響,推測夏季時沿岸的淡水訊號是來自南部北流的混合陸源水或是沿岸的河川所注入(因為鹽度低於同時間的海峽北部),而冬季沿岸的淡水訊號是來自冬季南下的長江沖淡水。靠近岸 CH4 濃度皆有增加的趨勢,夏季 CH4 大致呈水平分佈,可能是受水層分層明顯,水體較穩定的原因;冬季受長江沖淡水影響且上下混合好,底水 CH4 容易傳輸至表水。

夏、冬雨季  $N_2O$  與 AOU 的相關圖相關性都不好,可能是因為除了硝化和脫硝影響  $N_2O$  濃度,淡水的輸入、水團的混合都會影響  $N_2O$  的濃度。冬季時靠海峽西側的航線受長江沖淡水的影響,其  $N_2O$  與鹽度有較好的反相關,表示長江沖淡水帶來較高濃度的  $N_2O$ 。

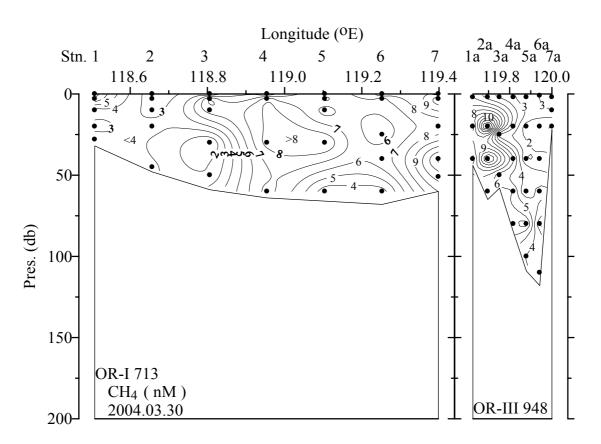


圖 4.2-16、海峽南部冬季 CH4 剖面分佈圖

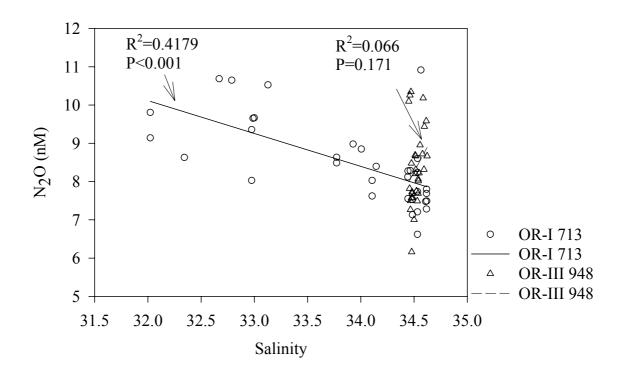


圖 4.2-17、海峽南部冬季 N<sub>2</sub>O 對鹽度的相關圖

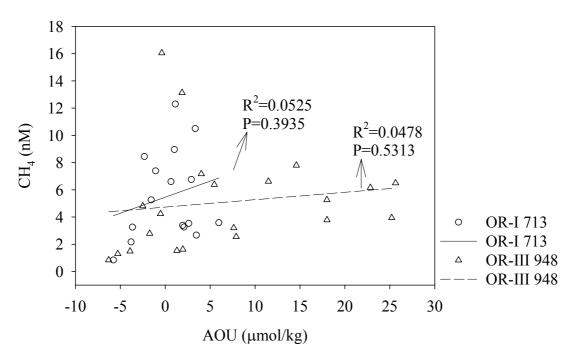


圖 4.2-18、海峽南部冬季 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

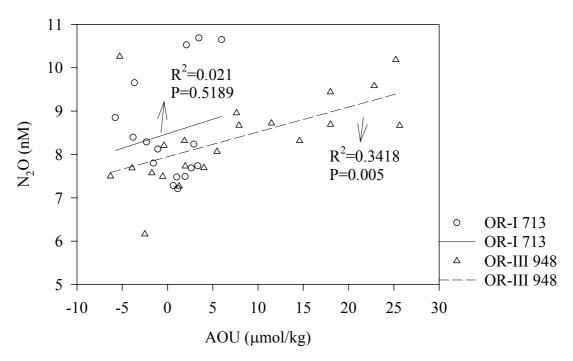


圖 4.2-19、海峽南部冬季  $N_2O$  對 AOU 的相關圖  $(不含 0-10m \ \text{的數據})$ 

## ● 台灣海峽北部

圖 4.2-20、圖 4.2-21 分別為夏、冬兩季台灣海峽北部航次之 T-S 圖。由圖中可以看出,夏季時海峽北部的溫鹽趨勢與海峽南部的相似,為南海水與黑潮水的混和水,且台灣海峽夏季海流大致向北(Jan et al.,2002);冬季時海峽北部西側受南下長江沖淡水的影響,有低溫、低鹽的訊號。

夏季時,由溫、鹽剖面圖(圖 4.2-22、4.2-23)看來海水分層較明顯, CH<sub>4</sub>(圖 4.2-24)大致上有隨深度增加,且往兩岸遞增的現象,可能是受底層沉積物釋放 CH<sub>4</sub>和陸源水輸入 CH<sub>4</sub>所影響。而其中以第 1 站底水的 CH<sub>4</sub>濃度為最高,推測是因為第 1 站離岸較近,較易累積由陸源輸入的有機物,且沉積物為泥質(陳和林,1990),由沉積物釋放的 CH<sub>4</sub>濃度較高。與 AOU(圖 4.2-25)的剖面圖對照,其趨勢很相近,且 CH<sub>4</sub>與 AOU 呈正相關(不含 0-10m 數據;圖 4.2-26),推測除了受底層沉積物釋放 CH<sub>4</sub>和陸源水輸入 CH<sub>4</sub>的影響之外,溶氧的多寡也會影響 CH<sub>4</sub>氧化的程度。在第 6 站約 75 公尺處 CH<sub>4</sub>有低值,同時有低 AOU 和高 Chl. a(圖 4.2-27),推測是因為高 Chl. a 造成高 DO,而高 DO 會使 CH<sub>4</sub>容易氧化,故此處有 CH<sub>4</sub>的低值。

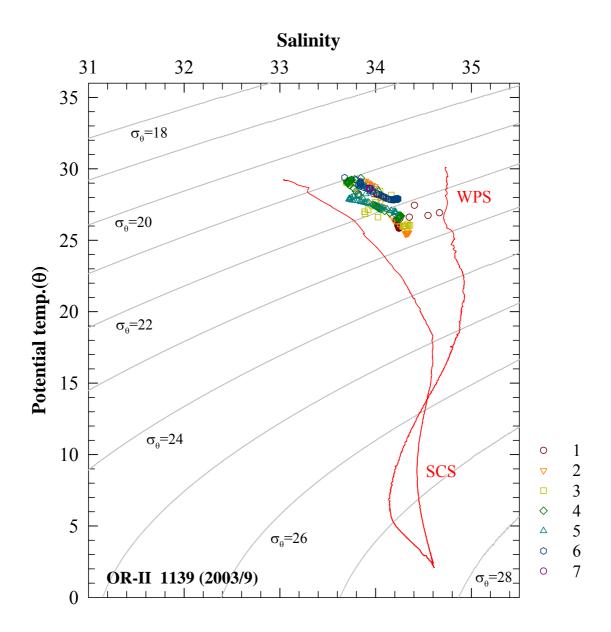


圖 4.2-20、海峽北部夏季溫鹽分佈圖

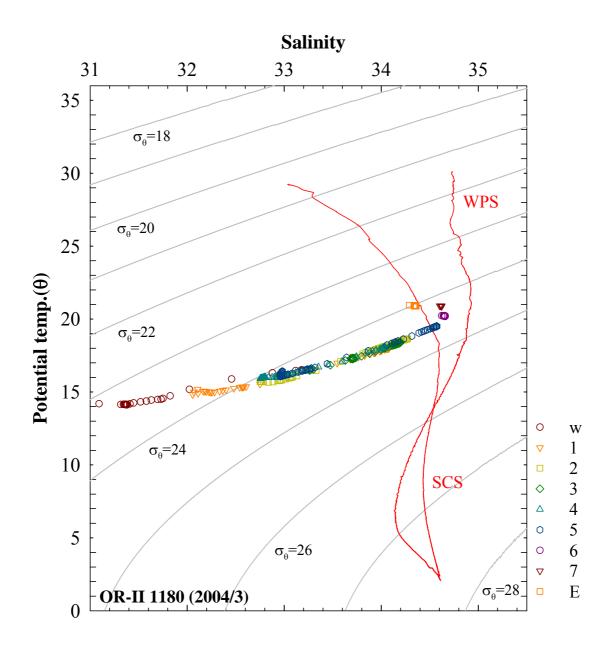


圖 4.2-21、海峽北部冬季溫鹽分佈圖

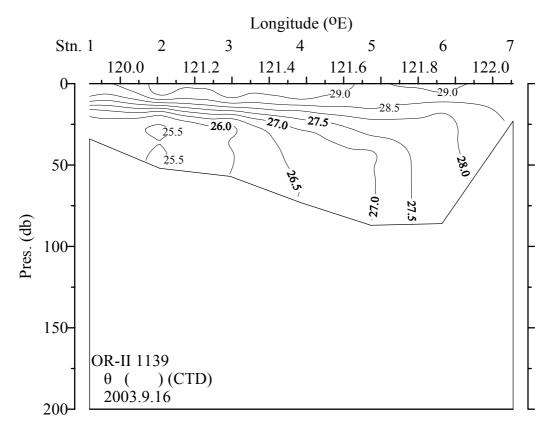


圖 4.2-22、海峽北部夏季溫度剖面分佈圖

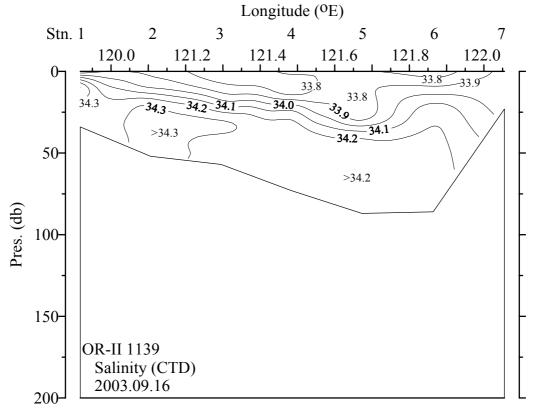


圖 4.2-23、海峽北部夏季鹽度剖面分佈圖

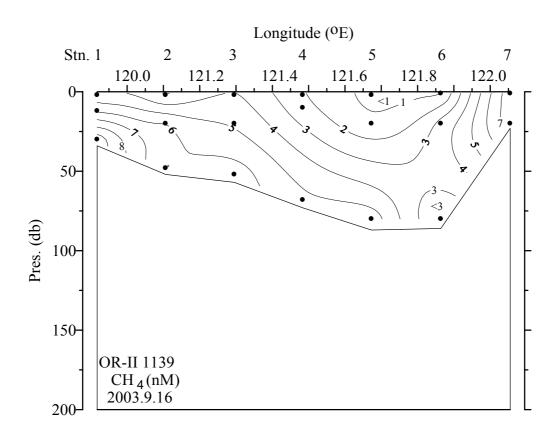


圖 4.2-24、海峽北部夏季 CH4 剖面分佈圖

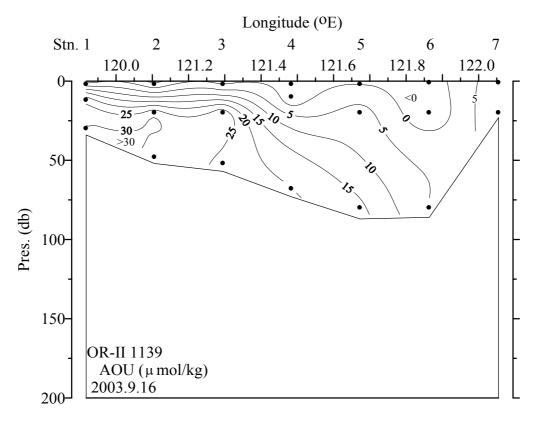


圖 4.2-25、海峽北部夏季 AOU 剖面分佈圖

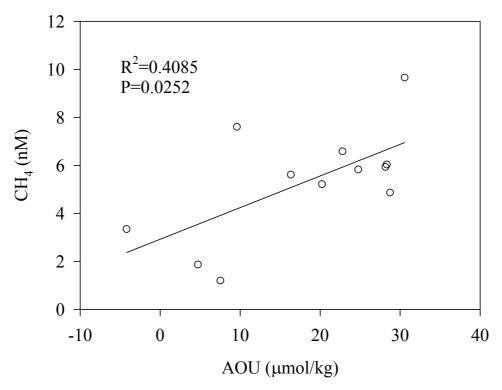


圖 4.2-26、海峽北部夏季 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

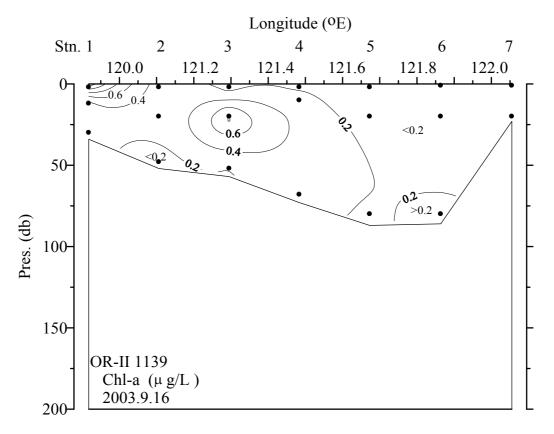


圖 4.2-27、海峽北部夏季 Chl-a 剖面分佈圖

 $N_2O$  與  $NO_3$  + $NO_2$  的相關圖(圖 4.2-28)呈不明顯正相關,且將 DIP 對 DIN 作關係圖(圖 4.2-29),發現點皆落在 Redfield relationship (P:N=1:16)之上,顯示受到脫硝作用影響使 DIN 減少(Naqvi *et al.*, 2000),因此此測線可能混合了複雜的硝化及脫硝作用,使得  $N_2O$  與 AOU(圖 4.2-30)沒有明顯的相關性。

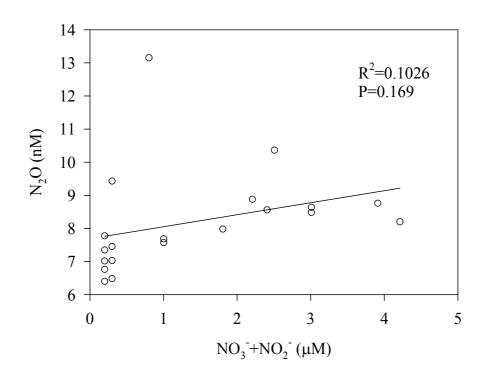


圖 4.2-28、海峽北部夏季 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub> +NO<sub>2</sub> 的相關圖

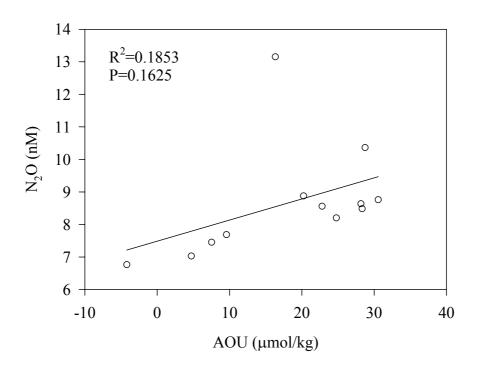


圖 4.2-29、海峽北部夏季  $N_2O$  對 AOU 的相關圖  $(不含 \ 0-10m \ \text{的數據})$ 

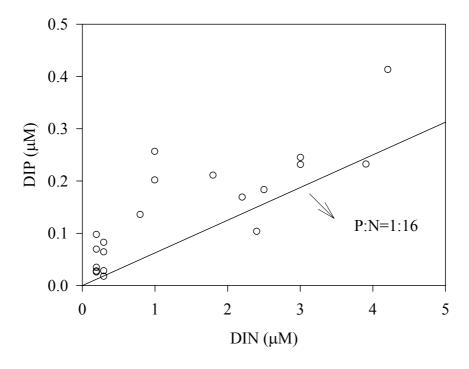


圖 4.2-30、海峽北部夏季 DIP 對 DIN(NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-)的相關圖

冬季時大陸沿岸受長江沖淡水的影響,使海峽西側有低溫、低鹽、高營養鹽的訊號(圖 4.2-31、4.2-32、4.2-33;以硝酸鹽為代表),而海峽東側海水上、下混和良好。CH4(圖 4.2-34)於近岸有濃度增加的趨勢,其餘測站的 CH4濃度變異較大,25m 以上透光層 CH4濃度較高,且許多高濃度 CH4出現的位置伴隨著高 Chl. a(圖 4.2-35),但 CH4與 Chl. a 的相關圖(圖 4.2-36)線性不佳。底層 CH4濃度相較之下較低,除了因為採樣季節水溫較低,沉積物較不易釋放 CH4外(Martens and Klump, 1980),釋放的 CH4也會因上下垂直混合好而傳輸至大氣中(Tsurushima et al., 1996)。

由圖 4.2-37 可看出海峽東、西測  $N_2O$  與鹽度有不同的線性關係,西側受長江沖淡水影響,較低鹽的海域  $N_2O$  濃度隨鹽度的增加而遞減,顯示靠大陸沿岸的高  $N_2O$  是來自淡水輸入所致;除了硝化或脫硝的程度會影響  $N_2O$  的濃度外,水團混合的比例也會影響水體中  $N_2O$  濃度的分佈。

 $CH_4$ 、 $N_2O$  對 AOU 的相關圖(圖 4.2-38、4.2-39)線性相關都不好,可能是因為除了水體氧化還原的程度外,不同水團的物理混合也會影響  $CH_4$ 和  $N_2O$  的分佈(Rehder and Suess, 2001)。

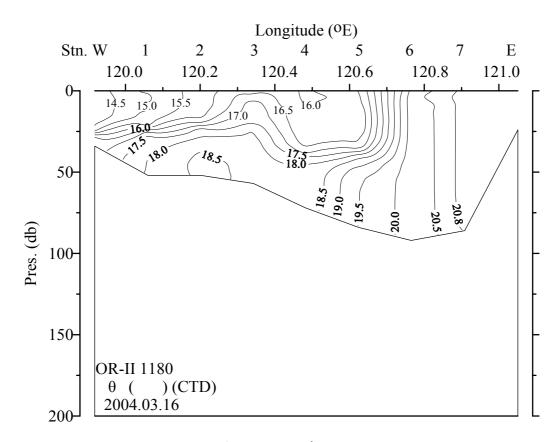


圖 4.2-31、海峽北部冬季溫度剖面分佈圖

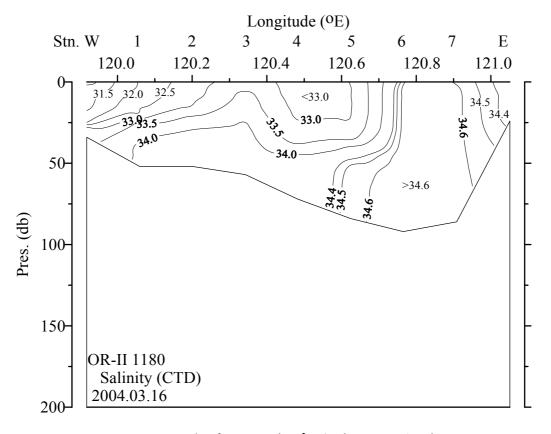


圖 4.2-32、海峽北部冬季鹽度剖面分佈圖

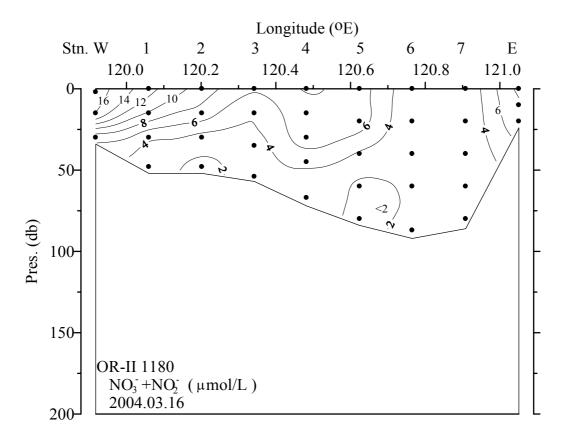


圖 4.2-33、海峽北部冬季硝酸鹽剖面分佈圖

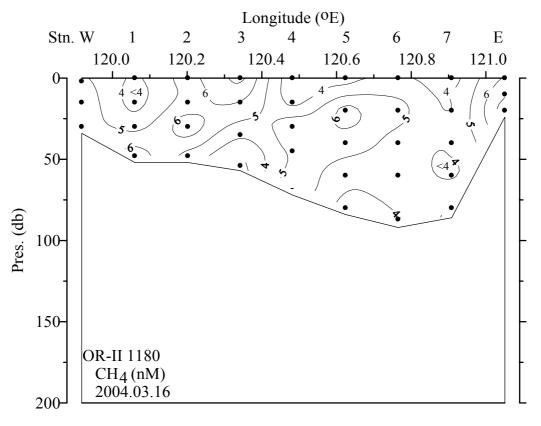


圖 4.2-34、海峽北部冬季 CH4 剖面分佈圖

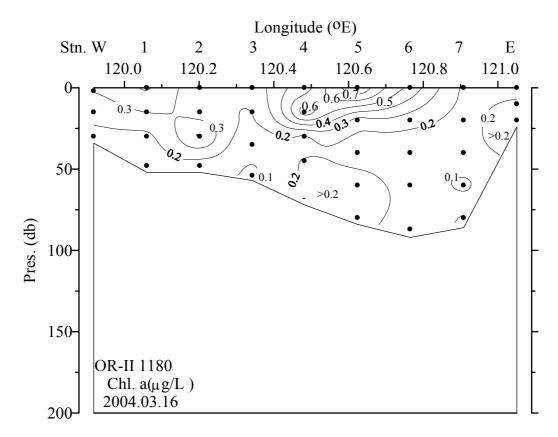


圖 4.2-35、海峽北部冬季 Chl. a 剖面分佈圖

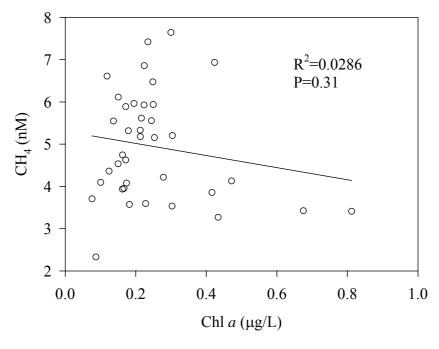


圖 4.2-36、海峽北部冬季 CH<sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖

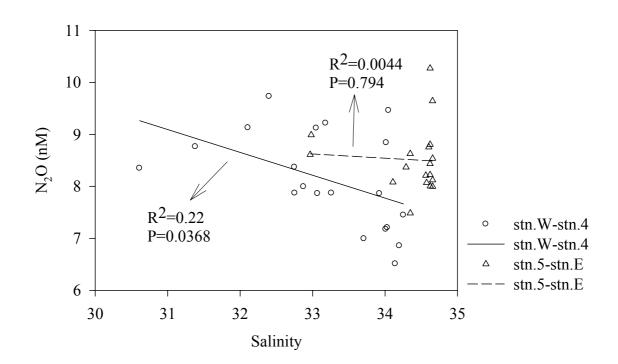


圖 4.2-37、海峽北部冬季 N<sub>2</sub>O 對鹽度的相關圖

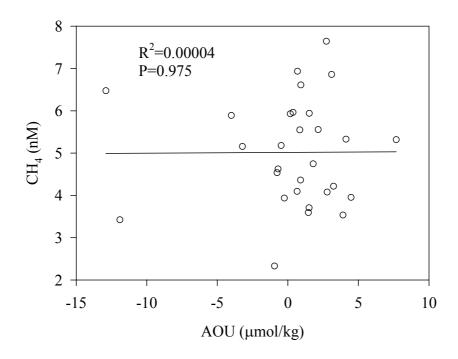


圖 4.2-38、海峽北部冬季 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

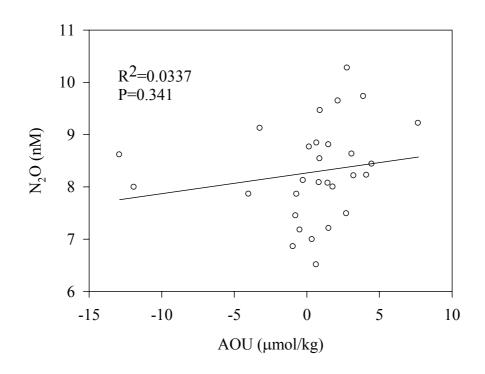


圖 4.2-39、海峽北部冬季 CH<sub>4</sub>對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

冬季受長江沖淡水的影響,所以  $CH_4$  濃度皆有靠近岸較高的現象。將夏季和冬季的  $CH_4$  剖面圖相比較,可看出夏季的  $CH_4$  濃度有隨深度增加的趨勢,推測是由底層沉積物釋放出來的(Martens and Klump, 1980; Kipphut and Martens, 1982; Ivanov et~al, 1991; Tsurushima et~al, 1996; Marty et~al, 2001; Amouroux et~al, 2002; Chang and Yang, 2003; Halbach et~al, 2004; Kankaala and Bergstr öm, 2004),而冬季此現象不明顯,可能是因為上下混合良好,將底層沉積物釋放的  $CH_4$  帶至表水。且夏季底水的  $CH_4$  濃度較冬季高,根據 Martens and

Klump (1980)指出,6-10 月因為溫度較高,沉積物較容易釋放 CH4至水體中,6-10 月沉積物的釋放速率約為 11-5 月的 3-4 倍,但是夏季表水的平均 CH4濃度為 3.27nM,較 2004/3 表水平均為 4.74nM 低,除了因為冬季受較多長江沖淡水影響可能使表水 CH4濃度提高外,夏季時因為分層明顯使底層沉積物釋放的 CH4 不易傳輸至表水 (Tsurushima et al.,1996),也可能是夏季表水平均 CH4濃度較低的原因。

夏、冬雨季  $N_2O$  與 AOU 的相關圖相關性都不好,可能是因為除了硝化和脫硝影響  $N_2O$  濃度,淡水的輸入、水團的混合都會影響  $N_2O$  的濃度。冬季時海峽西側受長江沖淡水的影響,其  $N_2O$  與鹽度有較好的反相關,表示長江沖淡水會帶來較高濃度的  $N_2O$ 。

● 夏、冬雨季海峽南部和北部表水 CH<sub>4</sub>和 N<sub>2</sub>O 濃度的比較由下表可得知夏、冬雨季海峽南部和北部表水平均 CH<sub>4</sub>和 N<sub>2</sub>O 的濃度。

表五、台灣海峽夏、冬雨季表水平均  $CH_4(nM)$ 和  $N_2O(nM)$ 濃度

測線	台灣海峽南部		台灣海峽北部	
季節	夏季	冬季	夏季	冬季
	(2003/9)	(2004/3)	(2003/9)	(2004/3)
CH <sub>4</sub>	3.35±1.97	4.70±2.42	3.27±2.42	4.74±1.43
N <sub>2</sub> O	10.31±2.51	8.36±0.97	7.22±0.62	8.41±0.46

夏季時溫度較高,沉積物較易釋放 CH<sub>4</sub>至水體中,但因夏季時海水分層明顯,底水較高濃度的 CH<sub>4</sub>不易傳輸到表面,高濃度的 CH<sub>4</sub>便在底水累積至秋冬時傳輸到表水(Martens and Klump, 1980; Tsurushima *et al.*, 1996),且台灣海峽冬季又受長江沖淡水影響,使得台灣海峽冬季表水平均 CH<sub>4</sub>濃度大於夏季。

夏季時,海峽南部表水平均  $N_2O$  濃度約為 10.31nM,比海峽北部表水平均  $N_2O$  濃度 7.22nM 高出許多,由海峽南部夏季時的溫鹽圖(圖 4.2-1)和鹽度剖面圖(圖 4.2-4),皆可看出靠大陸沿岸的第 1 站表面有

淡水輸入的訊號,可能是陸源水將高濃度的  $N_2O$  攜帶至台灣海峽; 冬季時,海峽南部和海峽北部皆受到長江沖淡水的影響,表水平均  $N_2O$  濃度分別為 8.36nM 和 8.41nM,差距不大。

海峽北部於冬季時因為受到長江沖淡水的影響,使表水平均  $N_2O$  濃度較夏季高;海峽南部冬季時受到長江沖淡水的影響,夏季時於大陸沿岸也有淡水輸入的訊號,因為夏季時水溫較高,細菌的活動力會隨著溫度增加,因此在較高溫時,可能會提高  $N_2O$  的產生(Nevison et al., 2003),使得海峽南部夏季的表水平均  $N_2O$  濃度較冬季高。

## 4.3 西菲律賓海、南海 CH<sub>4</sub>和 N<sub>2</sub>O 的分佈

西菲律賓海(West Philippines Sea; 簡稱 WPS)位於太平洋西側,北起日本經琉球,向西到台灣、菲律賓為其西界,東側則以Izu-Ogasawara Ridge、Mariana Ridge等所圍起來略呈菱形的區域為界,大致在123°-145°E,10°-35°N的範圍內。海盆內以 Kyushu-Palau Ridge 為中界,大致在135°E 左右;以東的海盆稱為 West Mariana Basin,以西即為西菲律賓海。

南海(South China Sea; 簡稱 SCS)面積約 3.5\*10<sup>6</sup>km<sup>2</sup>,北邊經由台灣海峽與東海相通,東北連接呂宋海峽與太平洋相通,南方經卡裏馬達海峽與爪哇海相連,東南方經明多羅海峽與蘇祿海相接,西南方則經由麻六甲海峽與印度洋相通,為世界上最大的邊緣海(王,1997;侯,2004)。

西菲律賓海部分使用在 120.75°-126°E, 21.75-25°N 採樣的 OR-I 725(2004/7)作討論。

南海部份使用在南海東北部及台灣西南海域採樣的 OR-III 896(2003/8)、OR-III 983(2004/7) 和在南海北部及珠江口採樣的 OR-I 695(2003/9)作討論。

## ● 西菲律賓海(OR-I 725(2004/7))

由  $N_2O$  隨深度的分佈圖(圖 4.3-1)可得知  $N_2O$  的極大值出現在約 800-1000m,同時也是 DO 極小值處(圖 4.3-2),較南海 400-1000m 來的深,推測是因為南海的內部湧升較強,使得南海  $N_2O$  極大值(DO 極小值)出現的深度較西菲律賓海淺。

由圖 4.3-3、4.3-4 發現  $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  的相關圖出現兩種線性趨勢,推測是受不同水團影響,便將其分開討論。以  $AOU_{Max}$  當作反轉點:在  $AOU_{Max}$  以淺範圍下, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  有很好的正相關(圖 4.3-5、4.3-6),表示大部分  $N_2O$  是由硝化產生的,因為由  $NH_4$  +硝化成  $N_2O$  的速率大於由  $N_2O$  硝化成  $NO_2$  的速率(Patra et al., 1999),所以當此環境行硝化作用時, $N_2O$  和  $NO_3$  + $NO_2$  會呈正相關,而  $NO_3$  + $NO_2$  的濃度隨 AOU 增加而增加(因為有機質分解),所以硝化時  $N_2O$  與 AOU 呈正相關(Patra et al., 1999)。

而在  $AOU_{Max}$  以深範圍下, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3^-+NO_2^-$  (圖 4.3-7、 4.3-8)呈正相關,表示大部分  $N_2O$  是由硝化產生(Bange and Andreae, 1999)。以採樣的深度與溫鹽(最深的採樣深度為 3000m,位溫 1.4 ,鹽度 34.668),推測此水團應該為北太平洋深層水(North Pacific Deep Water, NPDW), $AOU_{Max}$  以深的  $N_2O$  濃度約 16.2-23.06nM,與 Usui et al.(1998)在北太平洋 3000m-5000m 採樣的  $N_2O$  濃度約 17.5-25nM 相

近,更證明 OR-I 725  $AOU_{Max}$  以深的水團為 NPDW。OR-I 725 於  $AOU_{Max}$  以淺及深  $N_2O$  皆由硝化產生, $AOU_{Max}$  以深  $N_2O$  濃度減少,不是因為脫硝,主要是因為混和了 NPDW 的原因。

圖 4.3-9、4.3-10 分別為以  $DO_{Min}$  當作反轉點,在  $DO_{Min}$  以淺的範圍下, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  的相關圖,圖 4.3-11、4.3-12 是  $DO_{Min}$  以深的範圍下, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  的相關圖;圖 4.3-13、4.3-14 分別為以  $N_2O_{Max}$  當作反轉點,在  $N_2O_{Max}$  以淺的範圍下, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  的相關圖,圖 4.3-15、4.3-16 是  $N_2O_{Max}$  以深的範圍下, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  的相關圖。

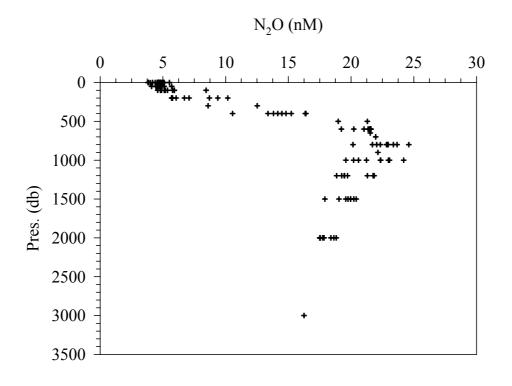


圖 4.3-1、OR-I 725 N<sub>2</sub>O 的垂直分佈圖

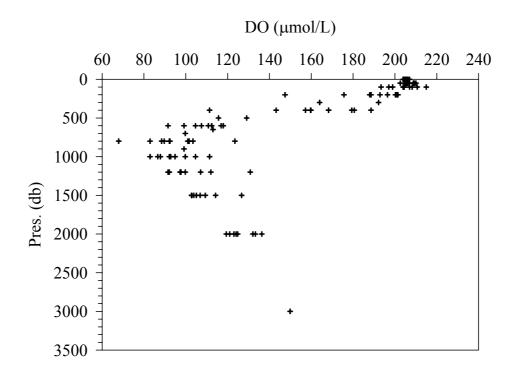


圖 4.3-2、OR-I 725 DO 的垂直分佈圖

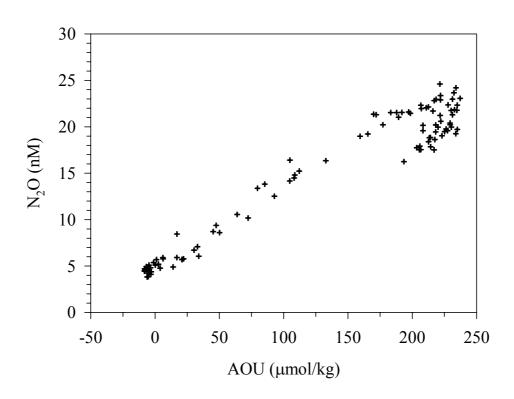


圖 4.3-3、OR-I 725 N<sub>2</sub>O 對 AOU 的關係圖 (不含 0-10m 的數據)

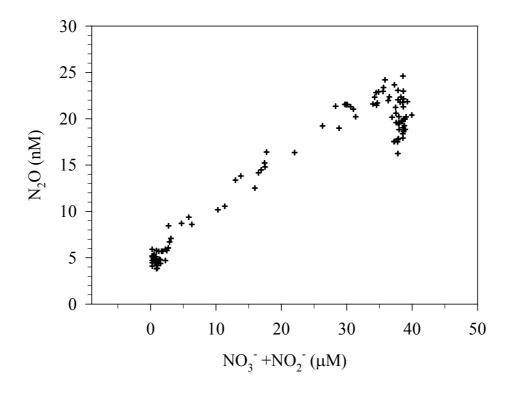


圖 4.3-4、OR-I 725 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

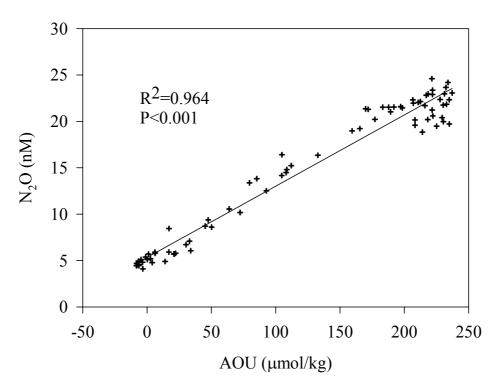


圖 4.3-5、OR-I 725 AOU<sub>Max</sub> 以淺:N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

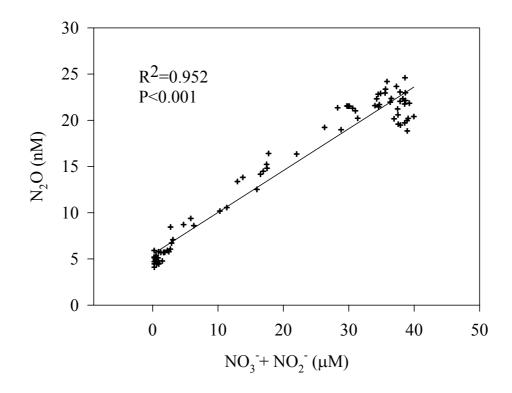


圖 4.3-6、OR-I 725 AOU<sub>Max</sub> 以淺:

N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

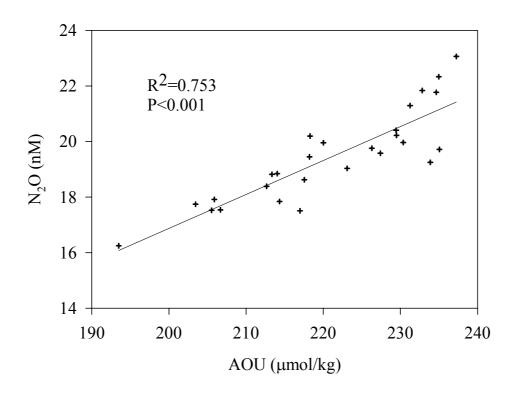


圖 4.3-7、OR-I 725 AOU<sub>Max</sub> 以深: N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖

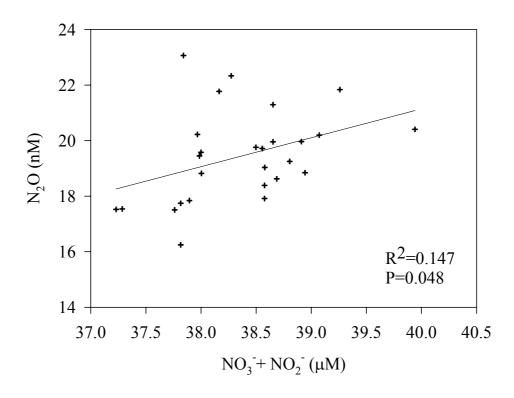


圖 4.3-8、OR-I 725 AOU<sub>Max</sub> 以深:

N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

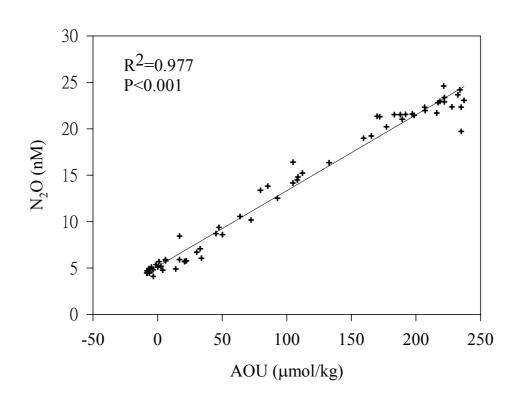


圖 4.3-9、OR-I 725 DO<sub>Min</sub> 以淺:N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

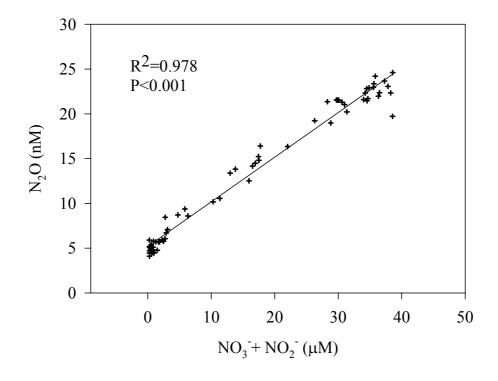


圖 4.3-10、OR-I 725 DO<sub>Min</sub> 以淺: N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

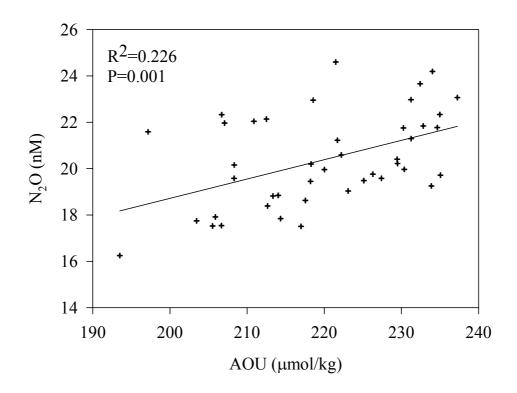


圖 4.3-11、OR-I 725 DO<sub>Min</sub> 以深:N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖

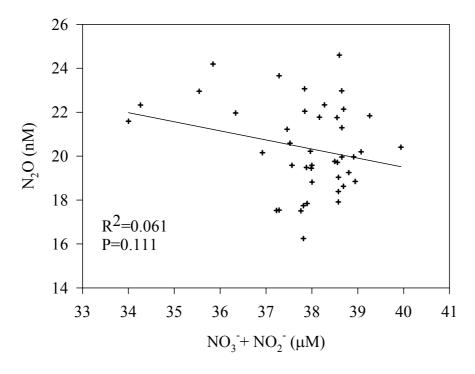


圖 4.3-12、OR-I 725 DO<sub>Min</sub> 以深: N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

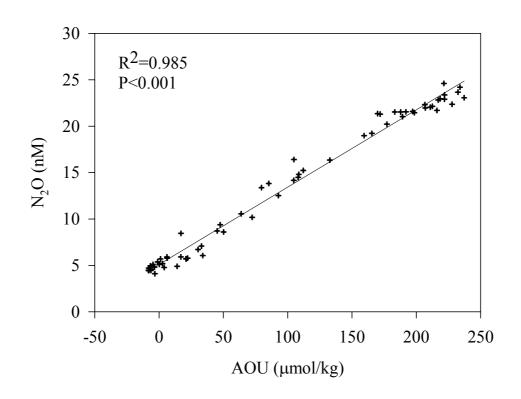


圖 4.3-13、OR-I 725  $N_2O_{Max}$  以淺: $N_2O$  對 AOU 的相關圖  $(不含 \ 0\text{-}10m \ \text{的數據})$ 

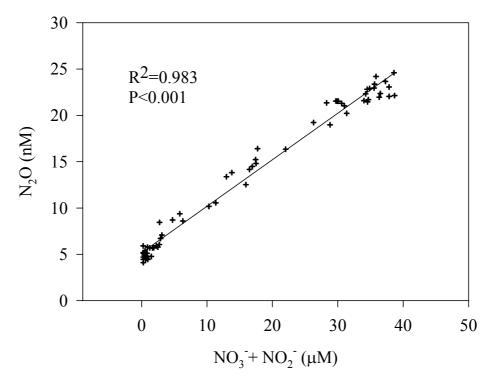


圖 4.3-14、OR-I 725 N<sub>2</sub>O<sub>Max</sub> 以淺:

N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

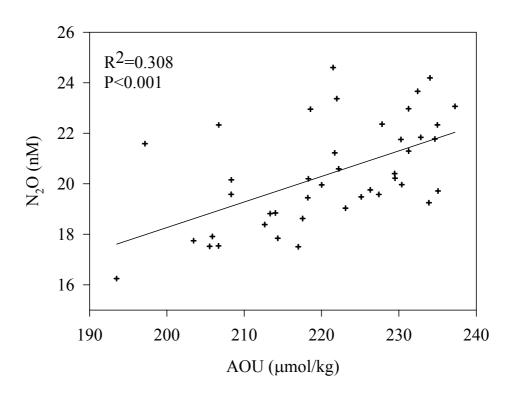


圖 4.3-15、OR-I 725  $N_2O_{Max}$  以深: $N_2O$  對 AOU 的相關圖

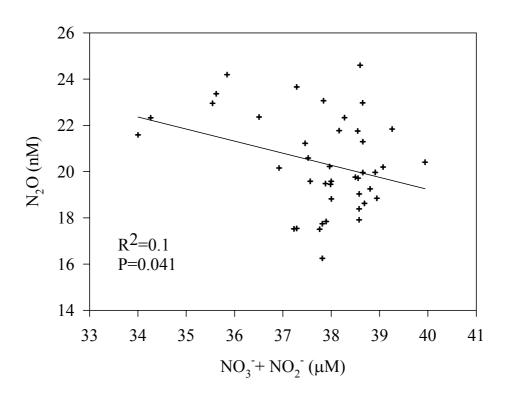


圖 4.3-16、OR-I 725 N<sub>2</sub>O<sub>Max</sub> 以深:

N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖

圖 4.3-17 為 CH4 隨深度的分佈圖,CH4 在透光層的濃度較高,隨著深度增加濃度逐漸減少,因為浮游生物生長時,生物內部是屬缺氧的狀態容易產生 CH4 (Traganza et al, 1979; de Angelis and Lee, 1994; Karl and Tilbrook, 1994; SOLAS, 2003),所以在透光層 CH4 的濃度較高;隨著深度增加生產力減少,CH4 濃度也跟著減少,加上深海地區底層沉積物有機碳含量較少,沉積物釋放的 CH4 量應該也較少,所以深海地區底水的 CH4 濃度通常較低,在祕魯湧升流區水深約 450m處,CH4 濃度也僅約 0-1nM(Kelly and Jeffrey, 2002)。

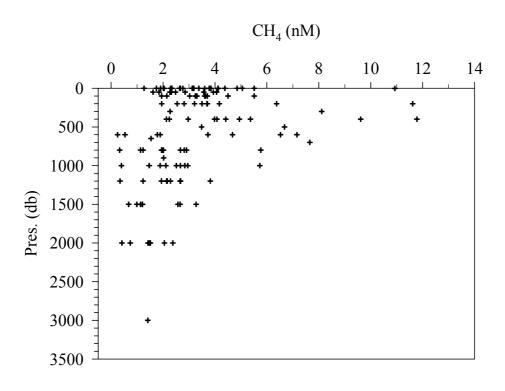


圖 4.3-17、OR-I 725 CH<sub>4</sub>的垂直分佈圖

### ● 南海北部及珠江口(OR-I 695(2003/9))

 $N_2O$  隨深度的變化約在 400-1000 公尺有極大值(圖 4.3-18),且此深度也是 DO 出現極小值處(圖 4.3-19),當 DO 出現極小值時, $N_2O$  已由硝化產生轉變成脫硝產生,因為  $N_2O$  脫硝成  $NH_4^+$ 的速率大於  $NO_2^-$  脫硝成  $N_2O$ ,所以  $N_2O$  的濃度便開始減少(Patra *et al.*, 1999)。

圖 4.3-20、4.3-21 為 N<sub>2</sub>O 與 AOU、NO<sub>3</sub>+NO<sub>2</sub> 的相關圖,以 AOU<sub>Max</sub>、DO<sub>Min</sub>、N<sub>2</sub>O<sub>Max</sub> 當作轉折點,在轉折點以淺的範圍下,N<sub>2</sub>O 與 AOU 有很好的正相關,表示大部分 N<sub>2</sub>O 是由硝化產生的;而在轉折點以深,N<sub>2</sub>O 與 AOU 呈負相關,可能開始進入脫硝的狀態(Patra et al., 1999),但線性相關不佳,可能是因為南海的深層水和底層水,是西菲律賓海的深層水跨過 2200m 深的海檻流入形成(陳,2001;李,2003),在西菲律賓海轉折點以深的水,N<sub>2</sub>O 與 AOU 呈正相關,但西菲律賓海深層水在流入南海時,因為上下混和加上南海湧升強烈,使 NPDW 的訊號不明顯,使得轉折點以深,N<sub>2</sub>O 與 AOU 呈不明顯的負相關。

由於採樣的位置靠近珠江口,有淡水輸入的影響,所以表水 CH<sub>4</sub>和 N<sub>2</sub>O 濃度變化較大。由 CH<sub>4</sub>隨深度的變化圖(圖 4.3-22)看來, CH<sub>4</sub>在表水的濃度較高,隨著深度增加而有濃度逐漸減少的現象,因為浮游生物生長時,於生物的內部是屬缺氧狀態易產生 CH<sub>4</sub> (Traganza *et al*,

1979; de Angelis and Lee, 1994; Karl and Tilbrook, 1994; SOLAS, 2003), 但  $CH_4$ 與 Chl.a沒有明顯的線性相關(圖 4.3-23)。而在中層水偶爾出現的  $CH_4$ 高值,可能是來自斜坡上有機物堆積所產生  $CH_4$ 的 侧向傳輸(Tsurushima *et al*, 1996; Zhang *et al.*, 2004)。

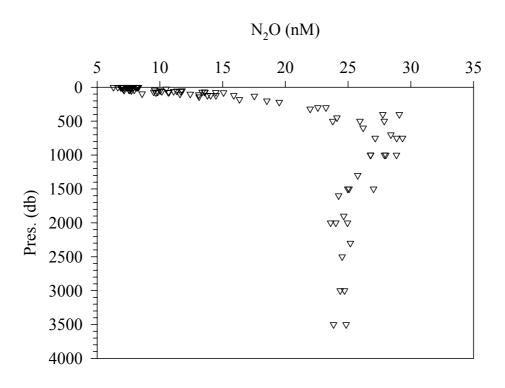


圖 4.3-18、OR-I 695 N<sub>2</sub>O 的垂直分佈圖

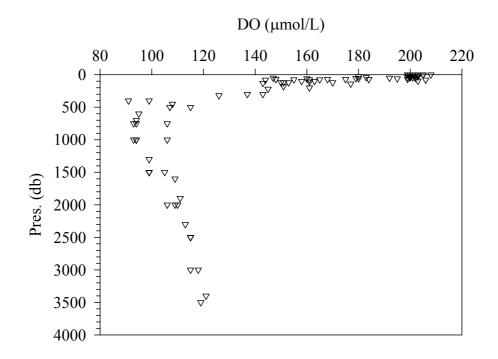


圖 4.3-19、OR-I 695 DO 的垂直分佈圖

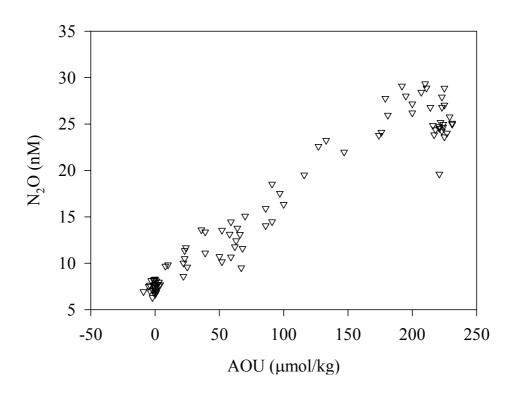


圖 4.3-20、OR-I 695 N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

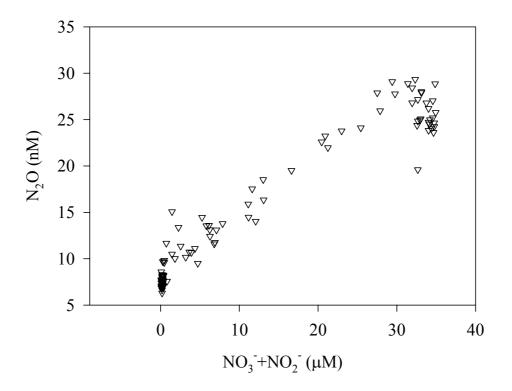


圖 4.3-21、OR-I 695 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>⁻+NO<sub>2</sub>⁻的相關圖

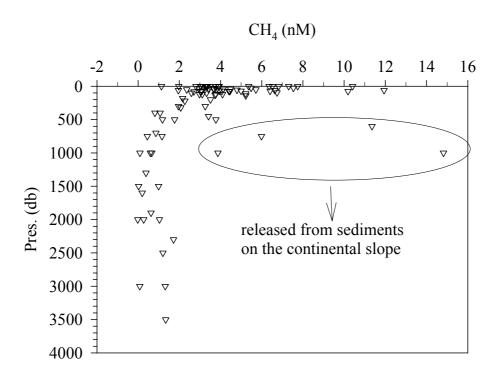


圖 4.3-22、OR-I 695 CH<sub>4</sub>的垂直分佈圖

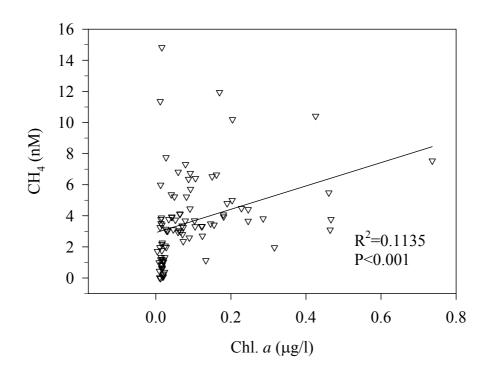


圖 4.3-23、OR-I 695 CH<sub>4</sub> 對 Chl. a 的相關圖

● 南海東北部及台灣西南海域(OR-III 896(2003/8)、OR-III 983(2004/7))

由  $N_2O$  與  $AOU \setminus NO_3^-+NO_2^-$ 相關圖(圖  $4.3-24 \setminus 4.3-25$ )看來,在轉 折點以淺的範圍下, $N_2O$  與 AOU 有很好的正相關,顯示大部分  $N_2O$  是由硝化產生的,因為由  $NH_4^+$ 硝化成  $N_2O$  的速率大於由  $N_2O$  硝化成  $NO_2^-$ 的速率(Patra et al., 1999),所以當此環境行硝化作用時, $N_2O$  和  $NO_3^-+NO_2^-$  會呈正相關,而  $NO_3^-+NO_2^-$  的濃度隨 AOU 增加而增加(因 為有機質分解),所以硝化時  $N_2O$  與 AOU 呈正相關(Patra et al., 1999);而在高 AOU 處,會使  $N_2O$  脫硝成  $NH_4^+$ ,所以脫硝時  $N_2O$  與 AOU 呈負相關。在轉折點以深的範圍下,可以看到  $N_2O$  濃度有隨 AOU 的增加而減少的趨勢;在  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$ 的相關圖中也可以看到有同樣的趨勢。

由圖  $4.3-24 \times 4.3-25$  看出 OR-III 896 在低 AOU 與低  $NO_3$ + $NO_2$  時亦出現高  $N_2O$ ,由於出現這種情形的站位都是靠大陸沿岸的站位,所以推測高  $N_2O$  可能是由陸源水的輸入所造成,與海水硝化、脫硝的作用關係不大。OR-III 896 在 B1 站的  $600 \times 1000$ m,C1 的 800m,L1 的  $400 \times 1000$ m,都出現較高濃度的  $N_2O(N_2O>30$ nM),而此高濃度的  $N_2O$  都落在其他  $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$ + $NO_2$ 相關線的上方,顯示此採樣點除了海水硝化產生的  $N_2O$  外,還有其他的  $N_2O$  來源。根據

Naqvi et al.(2000)指出在靠近 mid-shelf 底部,因為 shelf 的沉積物釋放出  $N_2O$ (在 sulfate reduction 之前),使得 mid-depth 有  $N_2O$  的高值,由於出現較高濃度的站位皆在斜坡上,且出現較高濃度的深度約在此站位旁斜坡的底部,所以推測高濃度的  $N_2O$  有部分是來自旁邊斜坡上沉積物所釋放出的。

由圖 4.3-26 可看出  $N_2O$  隨深度的分佈。 $N_2O$  約在 600-1000m 有極大值出現,而出現  $N_2O$  極大值的深度也是 DO 極小值之處(圖 4.3-27),因為當 DO 出現極小值時, $N_2O$  已由硝化產生轉變成脫硝產生, $N_2O$  的濃度便開始減少(Patra  $et\ al.$ , 1999) ,所以  $N_2O$  極大值出現的深度通常伴隨著 DO 的極小值。

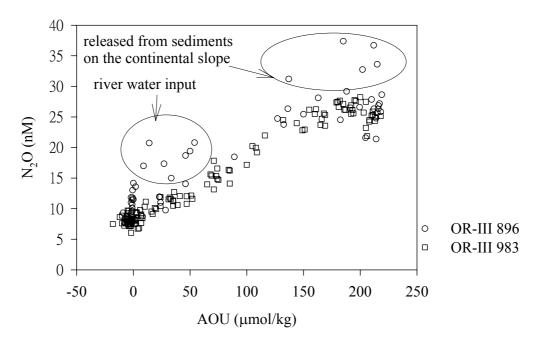


圖 4.3-24、OR-III896 、OR-III983 N<sub>2</sub>O 對 AOU 的相關圖 (不含 0-10m 的數據)

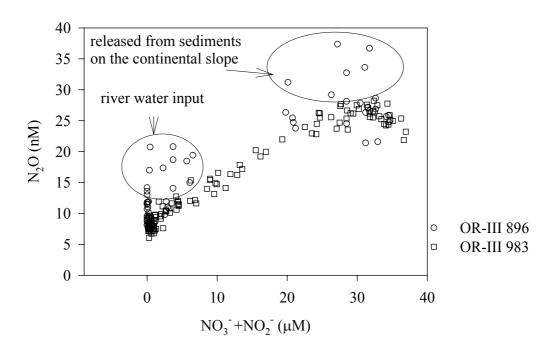
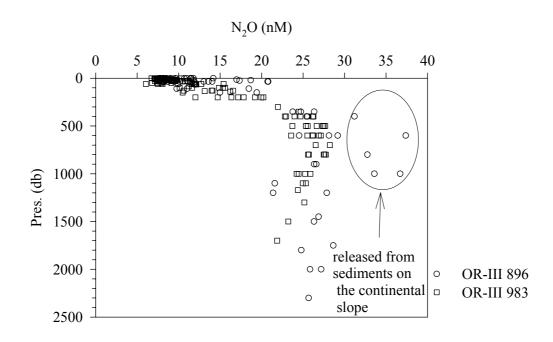


圖 4.3-25、OR-III896、OR-III983 N<sub>2</sub>O 對 NO<sub>3</sub>-+NO<sub>2</sub>-的相關圖



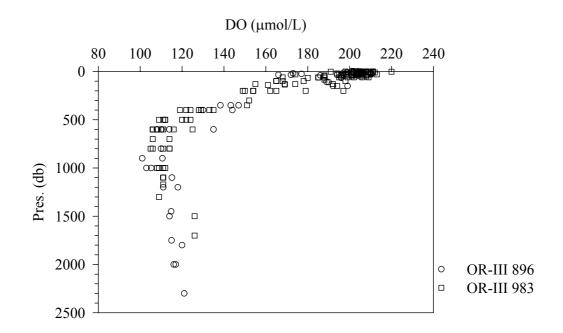


圖 4.3-27、OR-III 896、OR-III 983 DO 隨深度的分佈圖

由 CH4 隨深度的變化圖(圖 4.3-28)上可看出 OR-III 896 的 B2 站 35 公尺處有很高的 CH4 值(115nM), 而 B2 站兩旁皆為 1400 公尺深的站位(B1、B3),應該不是有機物在大陸斜坡上堆積產生 CH4 後側向傳輸所致,由於已有學者在 B2 站附近發現 gas hydrate(陳和劉,2004), 所以初步推測是由 B2 站附近的 gas hydrate 或泥火山釋出,順著水流至此所致。

在表水富含氧,但仍呈  $CH_4$  過飽和的情況,多半是當地水體生產力所造成的(Swinnerton *et al.*,1969; Lamontagne *et al.*,1973; Tilbrook and Karl, 1995),可能是因為浮游生物生長時,於生物的內部是屬缺

氧狀態易產生 CH<sub>4</sub> (Traganza et al, 1979; de Angelis and Lee, 1994; Karl and Tilbrook, 1994; SOLAS, 2003), 故於淺層海水 CH<sub>4</sub> 的濃度較高。隨著深度遞增生產力遞減, CH<sub>4</sub> 濃度也跟著減少,加上深海地區底層沉積物有機碳含量較少,沉積物釋放的 CH<sub>4</sub> 量應該也較少,所以深海地區底水的 CH<sub>4</sub> 濃度通常較低。但此區域深水處有高濃度 CH<sub>4</sub> 出現,且許多學者指出於台灣西南海域有泥火山及 gas hydrate 存在(陳和劉,2004),推測深水高濃度的 CH<sub>4</sub> 是來自泥火山或 gas hydrate 的釋放。

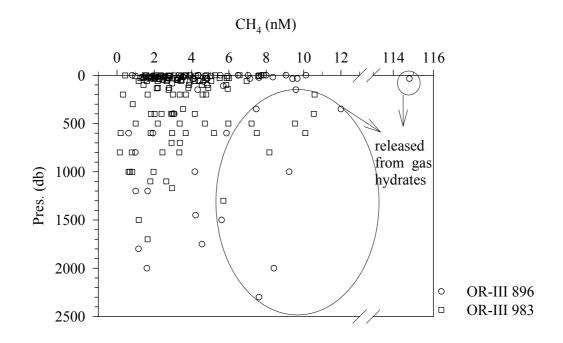


圖 4.3-28、OR-III 896、OR-III 983 CH<sub>4</sub>的垂直分佈圖

南海與西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖(圖 4.3-29)相比較,在轉折點以淺的範圍下,AOU 和  $N_2O$  都有很好的正相關,顯示  $N_2O$  是由硝化產生;在轉折點以深時,西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 仍呈正相關,而南海  $N_2O$  對 AOU 則呈不明顯的負相關,可能是因為西菲律賓海深層水在流入南海時,上下混和加上南海湧升強烈,使 NPDW 的訊號不明顯,同時也可能開始進入脫硝的狀態(Patra  $et\ al.$ , 1999),使得轉折點以深, $N_2O$  與 AOU 呈不明顯的負相關。

南海和西菲律賓海的  $N_2O$  與 AOU、  $NO_3$  + $NO_2$  (圖 4.3-30)在轉折點以淺的範圍下都呈正相關,而在台灣海峽卻沒有良好的線性相關,可能是因為台灣海峽較淺受淡水的影響較大,而且水團變化複雜,使得台灣海峽的  $N_2O$  混合了硝化和脫硝的途徑產生,所以在台灣海峽無論南北、季節  $N_2O$  與 AOU、  $NO_3$  + $NO_2$  的線性相關都較南海與西菲律賓海差。

分別以  $AOU_{Max}$ 、 $DO_{Min}$ 、 $N_2O_{Max}$  當作轉折點,比較南海與西菲律 賓海, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3^-+NO_2^-$ 的線性方程式(表六、七、八),在轉 折點以淺(圖 4.3-31、4.3-32、4.3-33)及以深的變化(圖 4.3-34、4.3-35、4.3-36)。在轉折點以淺,南海與西菲律賓海, $N_2O$  與 AOU、 $NO_3^-+NO_2^-$ 皆呈正相關,表示大部分  $N_2O$  是由硝化產生(Bange and Andreae, 1999);在轉折點以深,西菲律賓海  $N_2O$  與 AOU、  $NO_3^-+NO_2^-$ 呈正

相關,南海  $N_2O$  與  $AOU \cdot NO_3^- + NO_2^-$  呈負相關,可能開始進入脫硝的狀態(Patra et al., 1999),但線性關係並不好,推測是因為西菲律賓海深層水在流入南海時上下混和,水團的混和加上此深度的  $N_2O$  混合了硝化和脫硝的作用產生,使得轉折點以深, $N_2O$  與  $AOU \cdot NO_3^- + NO_2^-$  呈不明顯的負相關。

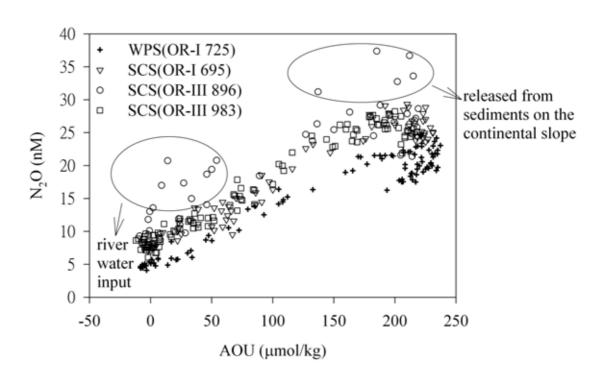


圖 4.3-29、南海、西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖  $(不含 \ 0-10m \ \text{的數據})$ 

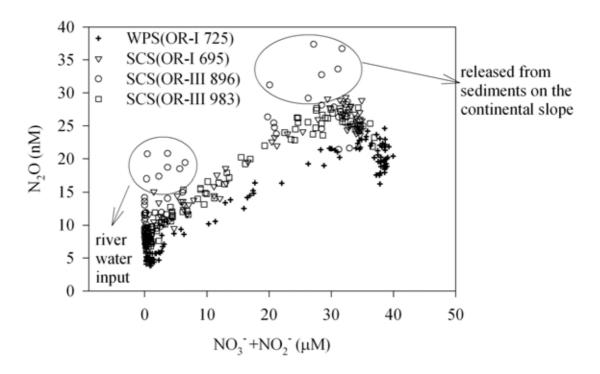
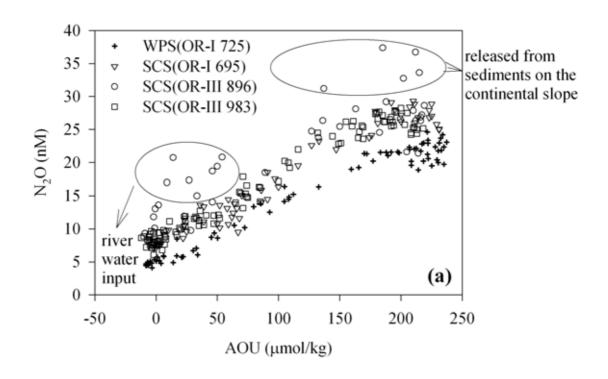


圖 4.3-30、南海、西菲律賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$ 的相關圖



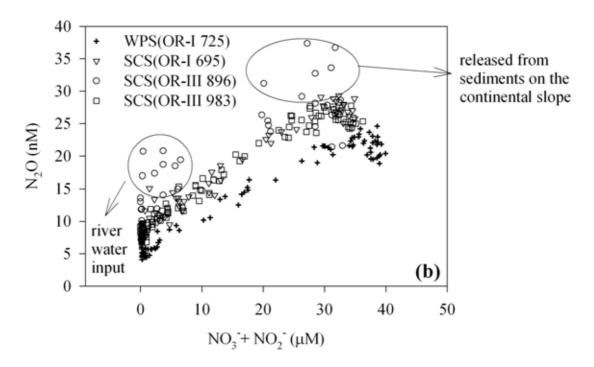
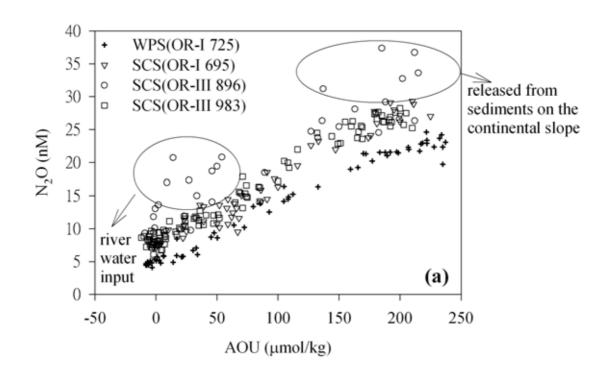


圖 4.3-31、在  $AOU_{Max}$  以淺的範圍下:(a)南海、西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖(不含 0-10m 的數據)(b)南海、西菲律 賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$ 的相關圖



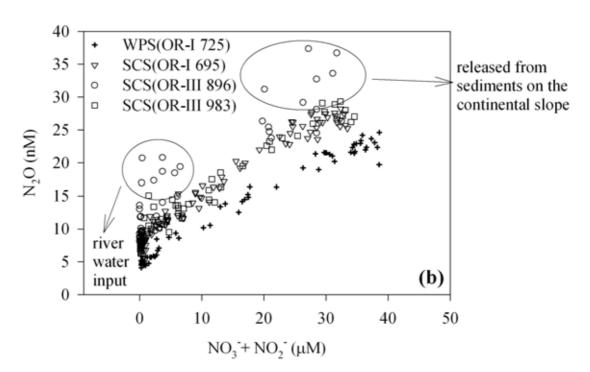
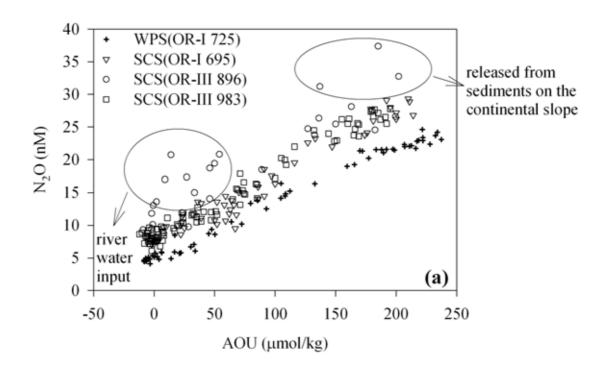


圖 4.3-32、在  $DO_{Min}$  以淺的範圍下:(a) 南海、西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖(不含 0-10m 的數據)(b) 南海、西菲律賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$ 的相關圖



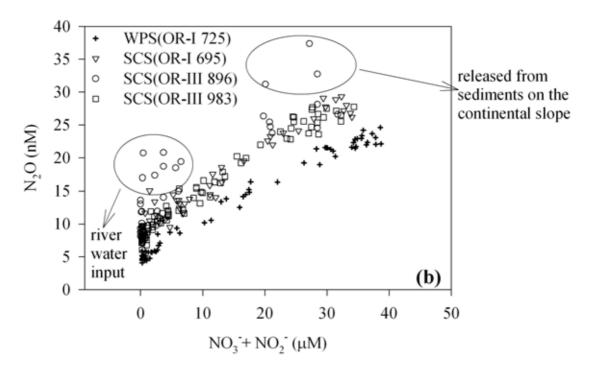


圖 4.3-33、在  $N_2O_{Max}$  以淺的範圍下:(a)南海、西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖(不含 0-10m 的數據)(b)南海、西菲律 賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$ 的相關圖

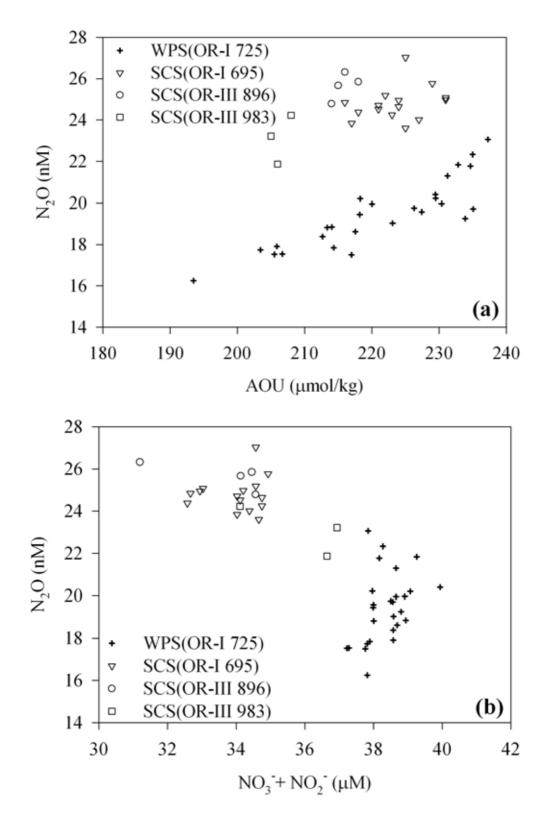


圖 4.3-34、在  $AOU_{Max}$  以深的範圍下:(a)南海、西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖(b)南海、西菲律賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$  的相關圖

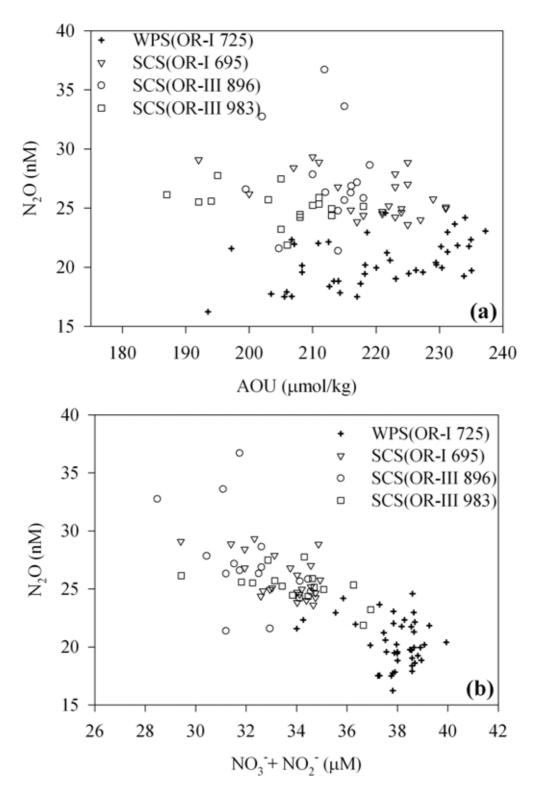


圖 4.3-35、在  $DO_{Min}$  以深的範圍下:(a) 南海、西菲律賓海  $N_2O$  對 AOU 的相關圖(b) 南海、西菲律賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$ 的相關圖

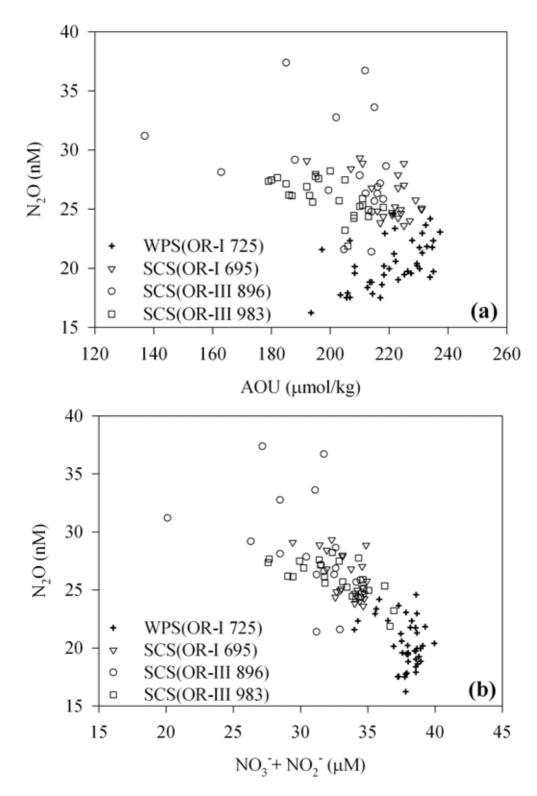


圖 4.3-36、在  $N_2O_{Max}$  以深的範圍下:(a)南海、西菲律賓海  $N_2O$ 對 AOU 的相關圖(b)南海、西菲律賓海  $N_2O$  與  $NO_3^-+NO_2^-$  的相關圖

表六、以  $AOU_{Max}$  當作轉折點,比較南海與西菲律賓海  $N_2O$  與 AOU、 $NO_3^-+NO_2^-$ 的線性方程式

# (a)在 $AOU_{Max}$ 以淺的範圍下, $N_2O$ 和 AOU 的線性方程式(0-10m 的數據不加入迴歸)

航次/海域	迴歸方程	R <sup>2</sup>	N	Р
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=5.33+0.077AOU	0.96	77	< 0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=7.78+0.092AOU	0.94	60	< 0.001
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=12.56+0.08AOU	0.76	41	< 0.001
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=8.42+0.093AOU	0.96	111	< 0.001

#### 在 AOU<sub>Max</sub> 以深的範圍下, N<sub>2</sub>O 和 AOU 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	R <sup>2</sup>	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=-7.56+0.12AOU	0.75	27	< 0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=12.71+0.05AOU	0.09	15	0.27
OR-I 896/SCS	$N_2O = -26.3 + 0.24AOU$	0.41	4	0.36
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=-71.22+0.46AOU	0.35	3	0.59

## (b) 在 $AOU_{Max}$ 以淺的範圍下, $N_2O$ 和 $NO_3^- + NO_2^-$ 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	$R^2$	N	Р
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=5.49+0.45AOU	0.95	77	< 0.001
OR-I 695/SCS	$N_2O=8.5+0.59AOU$	0.95	60	< 0.001
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=13.09+0.52AOU	0.74	41	< 0.001
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=8.59+0.57AOU	0.96	111	< 0.001

## 在 $AOU_{Max}$ 以深的範圍下, $N_2O$ 和 $NO_3$ + $NO_2$ 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	R <sup>2</sup>	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=-20.52+1.04AOU	0.147	27	0.048
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=21.59+0.09AOU	0.008	15	0.75
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=35.46-0.29AOU	0.54	4	0.27
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=44.02-0.58AOU	0.58	3	0.45

表七、以  $DO_{Min}$  當作轉折點,比較南海與西菲律賓海  $N_2O$  與 AOU、 $NO_3$  + $NO_2$  的線性方程式

# (a)在 $DO_{Min}$ 以淺的範圍下, $N_2O$ 和 AOU 的線性方程式(0-10m 的數據 不加入迴歸)

航次/海域	迴歸方程	$R^2$	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=5.16+0.082AOU	0.98	64	< 0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=7.38+0.1AOU	0.95	54	< 0.001
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=11.95+0.097AOU	0.84	34	< 0.001
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=8.22+0.099AOU	0.97	103	< 0.001

#### 在 DO<sub>Min</sub> 以深的範圍下, N<sub>2</sub>O 和 AOU 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	R <sup>2</sup>	N	P
OR-I 725/WPS	$N_2O=2.04+0.08AOU$	0.23	43	0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=48.25-0.1AOU	0.27	24	0.009
OR-I 896/SCS	$N_2O=34.23-0.03AOU$	0.002	15	0.87
OR-III 983/SCS	$N_2O=36.87-0.06AOU$	0.12	16	0.19

## (b) 在 $DO_{Min}$ 以淺的範圍下, $N_2O$ 和 $NO_3$ + $NO_2$ 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	$R^2$	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=5.19+0.5AOU	0.98	64	< 0.001
OR-I 695/SCS	$N_2O=8.34+0.62AOU$	0.97	54	< 0.001
OR-I 896/SCS	$N_2O=12.68+0.62AOU$	0.80	34	< 0.001
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=8.36+0.63AOU	0.95	103	< 0.001

## 在 $DO_{Min}$ 以深的範圍下, $N_2O$ 和 $NO_3$ + $NO_2$ 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	R <sup>2</sup>	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=36.06-0.41AOU	0.06	43	0.11
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=51.47-0.76AOU	0.31	24	0.005
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=64.12-1.14AOU	0.20	15	0.098
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=39.34-0.42AOU	0.30	16	0.027

表八、以  $N_2O_{Max}$  當作轉折點,比較南海與西菲律賓海  $N_2O$  與 AOU、 $NO_3^-+NO_2^-$ 的線性方程式

# (a)在 $N_2O_{Max}$ 以淺的範圍下, $N_2O$ 和 AOU 的線性方程式(0-10m 的數據不加入迴歸)

航次/海域	迴歸方程	$R^2$	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=5.1+0.083AOU	0.99	66	< 0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=7.35+0.1AOU	0.95	52	< 0.001
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=11.88+0.099AOU	0.97	30	< 0.001
OR-III 983/SCS	$N_2O=8.17+0.1AOU$	0.81	96	< 0.001

#### 在 N<sub>2</sub>O<sub>Max</sub> 以深的範圍下, N<sub>2</sub>O 和 AOU 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	$R^2$	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=-1.96+0.1AOU	0.31	42	< 0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=50.43-0.11AOU	0.34	24	0.0027
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=40.34-0.059AOU	0.085	19	0.23
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=42.15-0.081AOU	0.36	24	< 0.001

## (b) 在 $N_2O_{Max}$ 以淺的範圍下, $N_2O$ 和 $NO_3$ + $NO_2$ 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	$R^2$	N	Р
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=5.17+0.5AOU	0.98	66	< 0.001
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=9.02+0.6AOU	0.95	52	< 0.001
OR-I 896/SCS	$N_2O=12.43+0.63AOU$	0.77	30	< 0.001
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=8.3+0.63AOU	0.97	96	< 0.001

## 在 $N_2O_{Max}$ 以深的範圍下, $N_2O$ 和 $NO_3$ + $NO_2$ 的線性方程式

航次/海域	迴歸方程	R <sup>2</sup>	N	P
OR-I 725/WPS	N <sub>2</sub> O=40.12-0.52AOU	0.1	42	0.04
OR-I 695/SCS	N <sub>2</sub> O=52.23-0.78AOU	0.31	24	0.005
OR-I 896/SCS	N <sub>2</sub> O=46.22-0.58AOU	0.21	19	0.047
OR-III 983/SCS	N <sub>2</sub> O=39.21-0.41AOU	0.47	24	0.002

由圖 4.3-37 為南海與西菲律賓海 NO<sub>3</sub> +NO<sub>2</sub> 的垂直分佈圖,由圖 中可得知水深 0-600m 以上南海硝酸鹽的濃度高於西菲律賓海,推測 是因為南海有大量河川輸入,加上其來源為西菲律賓海水的深層水跨 過最深 2200m 的海檻(陳,2001;李,2003)流入南海,形成南海的深 層水和底層水, (Nitani, 1972; Liu and Liu, 1988), 營養鹽在海水流動 的過程中不斷累積,加上湧升作用,使 0-600m 南海的營養鹽都高於 西菲律賓海(侯,2004)。由於 0-600m 南海的硝酸鹽都較西菲律賓海 高, 南海 0-600m 的 NH4<sup>+</sup>可能也高於西菲律賓海,又 N<sub>2</sub>O 在海水中 通常為硝化產生(Yoshinari, 1976; Elkins et al., 1978; Cohen and Gordon, 1979; Butler et al., 1989; Najjar, 1992; Patra et al., 1999; Nevison et al., 2003),使得南海 0-600m 的  $N_2$ O 濃度高於西菲律賓海(圖 4.3-38),雖 然 600m 以下西菲律賓海的硝酸鹽略高於南海(圖 4.3-37),但西菲律 賓海在 1000m 以深,因為混合了 NPDW 使 N<sub>2</sub>O 濃度減少(西菲律賓 海 N<sub>2</sub>O 在 800-1000m 深有極大值),所以使西菲律賓海整個水層的 N<sub>2</sub>O 濃度皆小於南海。南海的 N<sub>2</sub>O 極大值出現在 400-1000m,深層水 因為脫硝作用使 N<sub>2</sub>O 濃度減少。

南海和西菲律賓海 CH<sub>4</sub> 的垂直變化如圖 4.3-39, CH<sub>4</sub> 在透光層的 濃度較高,隨著深度增加濃度逐漸減少,因為浮游生物生長時,生物 內部是屬缺氧的狀態容易產生 CH<sub>4</sub> (Traganza *et al*, 1979; de Angelis

and Lee, 1994; Karl and Tilbrook, 1994; SOLAS, 2003),所以在透光層 CH<sub>4</sub> 的濃度較高,隨著深度增加生產力減少,CH<sub>4</sub> 濃度也跟著減少,加上深海地區底層沉積物有機碳含量較少,沉積物釋放的 CH<sub>4</sub> 量應該 也較少,所以一搬來說深海地區底水的 CH<sub>4</sub> 濃度較低;但在台灣西南海域的底水有 CH<sub>4</sub> 的高值存在,陳和劉(2004)指出台灣西南海域有泥火山及 gas hydrate 存在,且在 OR-III 980(2004/6)於 120°10.24E, 22°13.14N 採取到的重力岩心有明顯氣體逸出的構造,推測深水高濃度的 CH<sub>4</sub> 是來自泥火山或海底油氣的釋放。而在中層水偶爾出現的 CH<sub>4</sub> 高值,可能是來自斜坡上有機物堆積所產生的 CH<sub>4</sub> 侧向傳輸的結果(Tsurushima et al, 1996; Zhang et al., 2004)。

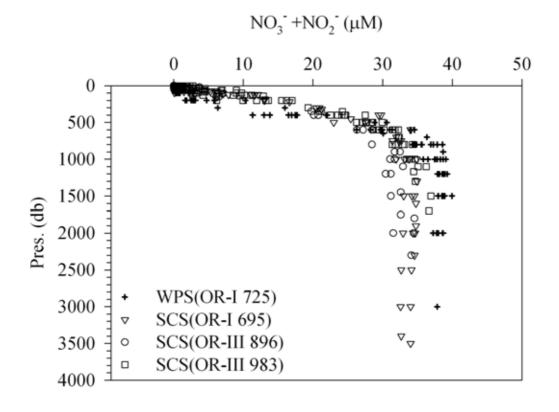


圖 4.3-37、南海、西菲律賓海 NO<sub>3</sub> +NO<sub>2</sub> 的垂直分佈圖

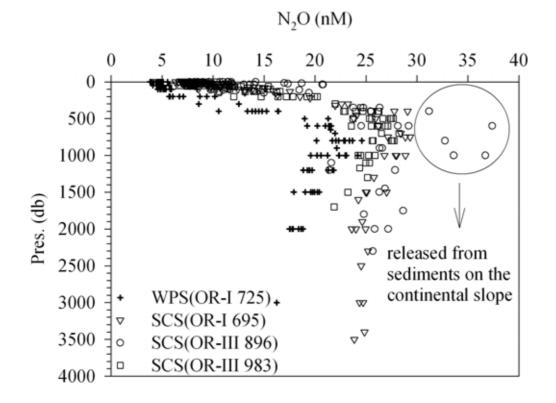


圖 4.3-38、南海、西菲律賓海 N<sub>2</sub>O 的垂直分佈圖

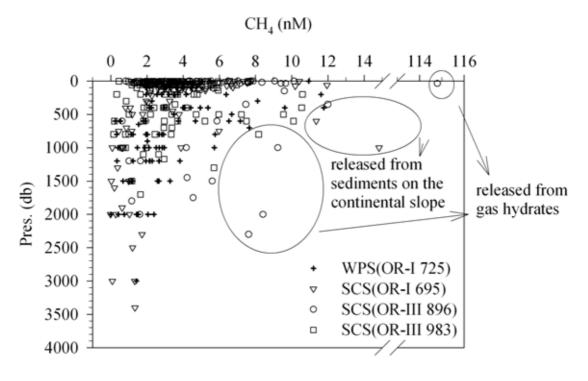


圖 4.3-39、南海、西菲律賓海 CH<sub>4</sub> 的垂直分佈圖

#### 4.4 台灣週遭水域表水 CH4和 N2O 的分佈及釋放通量

由圖 4.4-1、4.4-2 可得知台灣週遭水域表水  $CH_4$ 和  $N_2O$  的分佈,大致上有離岸越近濃度越高的趨勢,可能因為近岸受人為活動影響較鉅,使近岸表水  $CH_4$ 和  $N_2O$  的濃度較高,加上港口的影響及廢水的排放,都會使得近岸表水  $CH_4$ 和  $N_2O$  的濃度提高。

台灣地區沿岸水域 CH4 的平均值約為 36.7±285nM (n=476;加入王等(1997)的資料),濃度變異程度相差很大,有些區域(例如:港口)明顯受到人為影響,使 CH4 由陸地向海域的濃度梯度加大,因而 CH4濃度變異程度加大。台灣地區近岸水域 CH4 的平均值,比 Bange et al.(1996)在 Amvrakikos Bay 測得的 11.1nM 高,比 Lamontagne et al.(1973)在 Chesapeake Bay 測得 17.89-26.84nM 略高,比 Watanabe et al.(1994)在日本 Funka Bay 測得的 62.6-76.0 nM 為低,大體上都較陸域環境內水體 CH4之含量少。

南海夏季表水平均 CH4 濃度為 4.34±2.46nM(n=55), 西菲律賓海夏季表水平均 CH4 濃度為 3.18±1.57nM(n=60; 加入 Chen and Bychkov (1992)、陳(1994)的數據),可能因為南海有較多河川注入,營養鹽較豐富使得基礎生產力較好,浮游生物生長時,於生物的內部是屬缺氧狀態易產生 CH4 (Traganza et al, 1979; de Angelis and Lee, 1994),且西菲律賓海表水的溫度、鹽度均高於南海,將使得西菲律賓海表水的

CH<sub>4</sub>較容易釋放到大氣,所以南海表水的 CH<sub>4</sub>濃度高於西菲律賓海。 夏季南海表水平均 CH<sub>4</sub>濃度,比 Tsurushima *et al*(1996)在東海測得的 2.80nM、Zhang *et al*(2004)在黃海測得的 3.43nM、及 Bange *et al*.(1996) 在南愛琴海測得的 3.17nM 高,但比 Amouroux *et al*(2002)在西北黑海 測得 13.1nM、及 Bange *et al*.(1996)在北愛琴海測得的 4.80nM 低。

南海表水平均  $N_2O$  濃度為  $8.23\pm1.5$ nM(n=55),西菲律賓海表水平均  $N_2O$  濃度為  $4.64\pm0.39$ ppbv(n=23)。這是因為南海有許多河川注入使得表水的  $N_2O$  濃度增加,加上河水輸入的高營養鹽將形成或強化 shelf 的缺氧,導致  $N_2O$  濃度增加(Punshon and Moore, 2004)。

夏季南海表水平均  $N_2O$  濃度,比 Amouroux *et al*(2002)在西北黑海測得的 7.9 nM、在北愛琴海測得的 7.2 7nM、及 Bange *et al*.(1996)在南愛琴海測得的 6.83 nM 高,比 Bange *et al*.(1996)在 German Bight 測得的 8.66 nM 低。

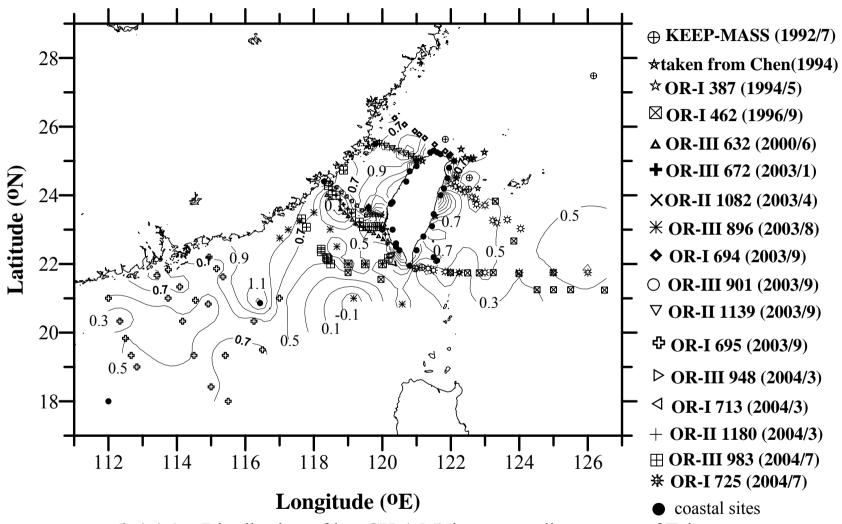


圖 4.4-1 、 Distribution of log  $CH_4(nM)$  in surrounding waters of Taiwan

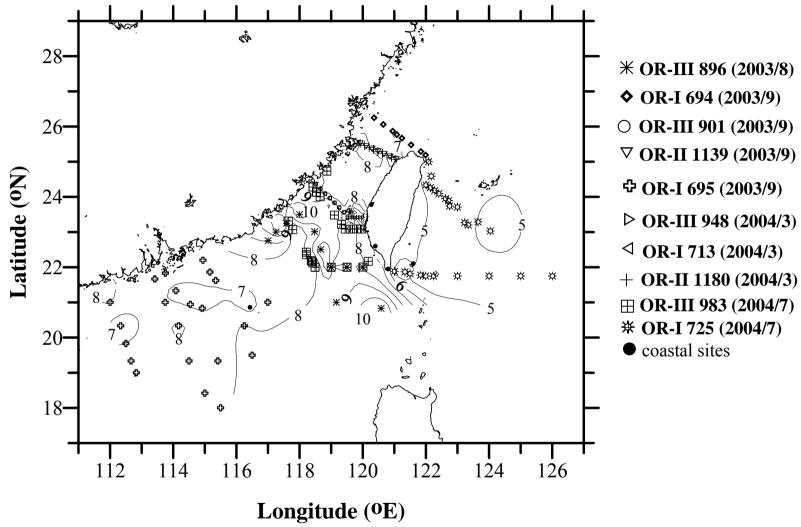


圖 4.4-2 、 Distribution of  $N_2O(nM)$  in surrounding waters of Taiwan

釋放通量是利用採樣點表水與大氣 CH4 的濃度差,配合當時的船 測風速作計算;並加入 Chen and Bychkov(1992)、陳(1994)、王等(1997) 表水 CH4 的值,配合歐洲中尺度氣象預報中心和美國國家太空總署 (NASA)所紀錄的當時測站風速資料計算。

圖 4.4-3 為台灣週遭水域 CH4釋放通量的分佈,海表面 CH4通常為過飽和(SOLAS,2002),所以海洋是大氣 CH4的源。西菲律賓海表水 CH4的濃度較低,但有些站位的釋放通量出現高值,是受風速較高的影響;沿岸水域因為表水 CH4的濃度很高,使得釋放通量也跟著提高。Bange et al.(1994)指出河口和沿岸 CH4的釋放量約佔全海洋釋放量的 75%,可知河口和沿岸雖然面積不大,但其高釋放通量對於全球釋放量的影響不容小睃。

南海夏季  $CH_4$  的平均釋放通量為  $0.33\pm0.35$  (n=55)  $\mu$ mol/m²/h,西菲律賓海夏季  $CH_4$  的平均釋放通量為  $0.23\pm0.33$  (n=60)  $\mu$ mol/m²/h。南海的平均風速為  $6.6\pm3.2$  (n=55) m/s 與西菲律賓海  $6.9\pm3.5$  (n=60) m/s 相差不大,主要是南海表水  $CH_4$  的濃度較西菲律賓海高,使南海  $CH_4$  的釋放通量也較西菲律賓海高。

台灣海峽北部夏季  $CH_4$  的平均釋放通量為  $0.17\pm0.43$  (n=7)  $\mu$ mol/m²/h,平均風速為  $5.9\pm2.7$ (n=7)m/s;海峽南部夏季  $CH_4$  的平均釋放通量為  $0.04\pm0.09$  (n=30)  $\mu$ mol/m²/h,平均風速為  $3.1\pm0.8$  (n=30)m/s,夏季時海峽南、北表水  $CH_4$  濃度差異不大,主要受風速影響,使海峽北部的釋放通量大於海峽南部。

台灣海峽北部冬季  $CH_4$  的平均釋放通量為  $0.10\pm0.14$  (n=9)  $\mu mol/m^2/h$ ,平均風速為  $3.1\pm1.4(n=9)m/s$ ;台灣海峽南部冬季  $CH_4$  的平均釋放通量為  $0.17\pm0.46$  (n=17)  $\mu mol/m^2/h$ ,平均風速為  $8.1\pm5.2$  (n=17)m/s,冬季時海峽南、北表水  $CH_4$  濃度相差不大,但採樣時海

峽南部風速大於北部,使海峽南部的釋放通量大於北部。我們知道冬季時南下的東北季風強烈,北部航線首當其衝,北部測站的風速理應大於南部,但是在北部風大時,往往也就無法出海採樣,可能是因此測得海峽北部的風速較南部小。

表九為各海域表水 CH4 濃度及 Flux 比較表,由表七可知南海 CH4 的釋放通量較 Northwest Black Sea、 Southern North Sea、North Sea(1994/5)、Northern Bay of Bengal 低,但較 Arabian Sea、Baltic Sea、 Northern Aegean Sea、Southern Aegean Sea、Yellow Sea 高。

表九、Comparison of surface water  $CH_4$  concerations and fluxes in different seas

Study Area	N	Date	CH <sub>4</sub>	Flux	References
Study Area	11	Date	· ·		References
NT = +41	90	1005/7.0	(nM)	(μmol/m2/h)	A
Northwest	80	1995/7-8	$13.1\pm10.6$	1.33°;2.21°	Amouroux
Black Sea	2.1	1005/2 2		0.11.0.168	et al(2002)
Arabian Sea	31	1995/2-3		$0.11\pm0.16^{a}$	Patra
	19	1995/7-8		$0.21\pm0.19^{a}$	et al.(1998)
	11	1994/4-5		$0.001\pm0.007^{a}$	<i>"</i>
Baltic Sea	63	1992/2		$0.0004$ - $0.6^{a}$	Bange
	23	1992/7		$0.004-50^{a}$	et al.(1994)
Southern					Scranton and
North Sea	75	1989/3	2.5-43	$0.25-25^{a}$	McShane
					(1991)
North Sea	216	1994/5		$0.93\pm0.45^{b}$	Rehder
					et al.(1998)
North Sea	117	1992/9		$0.09\pm0.08^{a}$	Bange
					et al.(1994)
North Sea	40	1993/8	2.7-15.1		Upstill-Goddar
	54	1995/5	2.5-8.6		d <i>et al.</i> (2000)
	91	1998/4	2.0-33.6		<i>a et a</i> (2000)
	86	1999/3	2.2-332.7		
Northern Bay of	14	1994/1	$6.42\pm8.02$	$0.28\pm0.31^{b}$	Berner
Bengal					et al.(2003)
Northern	~5	1993/7	$4.80\pm0.31$	$0.07^{a}$	Bange et
Aegean Sea					al.(1996)
Southern	~30	1993/7	3.17±0.45	$0.08^{a}$	"
Aegean Sea	50	199511	3.17-0.15	0.00	
Yellow Sea	14	2001/3-4	$3.43\pm0.23$	$0.03\pm0.02^{a}$	Zhang et
10110 W Sea		2001/5	3.13—0. <b>2</b> 3	$0.06\pm0.03^{b}$	al(2004)
East China Sea	29	2001/4	$3.24\pm0.59$	$0.07\pm0.07^{a}$	ai(2001)
Lust Cililla Sea		2001/1	3.21-0.57	$0.12\pm0.11^{b}$	
South China Sea	55	Summer	4.34±2.33	$0.33\pm0.35^{b}$	this study
West	60	Summer	$3.18\pm1.57$	$0.23\pm0.33^{b}$	•
Philippines Sea	00	Summer	5.10-1.57	0.25-0.55	"
Northern	7	2003/9	3.27±2.42	$0.17 \pm 0.43^{b}$	"
Taiwan Strait	9	2003/7	$3.27\pm2.42$ $4.74\pm1.43$	$0.17\pm0.43$ $0.10\pm0.14^{b}$	<i>"</i>
					"
Southern	30	Summer	$3.35\pm1.97$	$0.04\pm0.09^{b}$	
Taiwan Strait	17	Winter	4.70±2.42	$0.17\pm0.46^{b}$	"

N: Number of stations

<sup>&</sup>lt;sup>a</sup>: Based on gas exchange coefficient of Liss and Merlivat(1986)

b: Based on gas exchange coefficient of Wanninkhof(1992)

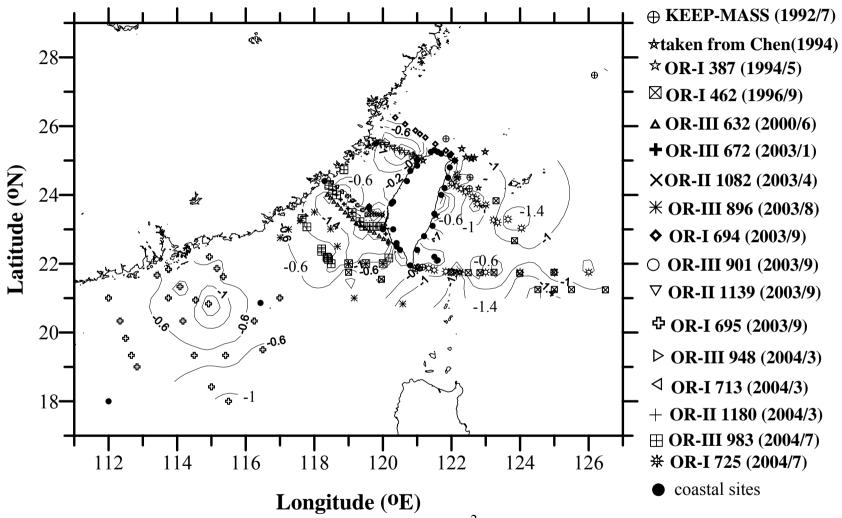


圖 4.4-3、Distribution of log CH<sub>4</sub> flux( $\mu$  mol/m<sup>2</sup>/h) in surrounding waters of Taiwan

圖 4.4-4 為台灣週遭水域  $N_2O$  釋放通量的分佈,靠近岸的區域  $N_2O$  的釋放通量增加,推測是受陸源水輸入影響使近岸表水  $N_2O$  濃度較高,使得釋放通量也跟著提高。Dong et al.(2002)指出河口和沿岸  $N_2O$  的釋放量約佔全海洋釋放量的 60%,河口和沿岸雖然面積不大,但其高釋放通量對於全球釋放量的影響不容小睃。

南海夏季  $N_2O$  的平均釋放通量為  $0.20\pm0.24$  (n=55)  $\mu$ mol/m²/h,西菲律賓海夏季為- $0.28\pm0.30$  (n=23) $\mu$ mol/m²/h。南海受河川輸入的影響,使表水  $N_2O$  濃度提高並提高表水的營養鹽,Kroeze and Seitzinger(1998)指出 N 的輸入可以提高硝化(或脫硝)作用使  $N_2O$  釋放量增加,且西菲律賓海表水貧營養鹽,有機質也較少,可能因此表水  $N_2O$  濃度較低,甚至低於大氣  $N_2O$  濃度,故南海為大氣  $N_2O$  的源,西菲律賓海為大氣  $N_2O$  的匯。

台灣海峽北部夏季  $N_2O$  的平均釋放通量為  $0.14\pm0.26$  (n=7)  $\mu$ mol/m²/h;海峽南部夏季為  $0.19\pm0.22$ (n=14)  $\mu$ mol/m²/h。夏季時海峽南部受陸源水注入影響,使表水  $N_2O$  濃度大於海峽北部,但海峽北部的風速大於南部,故使海峽南、北  $N_2O$  的釋放通量相差不大。

台灣海峽北部冬季  $N_2O$  的平均釋放通量為  $0.008\pm0.033$  (n=9)  $\mu mol/m^2/h$ ;海峽南部為  $0.11\pm0.12$  (n=14)  $\mu mol/m^2/h$ 。冬季時海峽南、北表水  $N_2O$  濃度相差不大,但採樣時海峽南部風速大於北部,且海峽南部的表水溫(平均溫為 21.7 )較北部高(平均溫為 17.3 ),海水溫度越高氣體越容易釋出,故使海峽南部的釋放通量大於北部。

南海  $CH_4$  和  $N_2O$  的釋放量  $(0.33\pm0.35\mu\text{mol/m}^2/h;0.20\pm0.24$   $\mu\text{mol/m}^2/h)$ 相較於  $CO_2(7.19\pm1.76\mu\text{mol/m}^2/h; 周,2004)$ 雖然不高,但在南海  $CH_4$  和  $N_2O$  對溫室效應的影響力卻約是  $CO_2$  的十倍,其影響力不容小睃。

表十為各海域表水  $N_2O$  濃度及 Flux 比較表,由表十得知南海  $N_2O$  的平均釋放通量較 Northwest Black Sea、Northern Aegean Sea、 Southern Aegean Sea、Northwest Levantine Basin、Amvrakikos Bay、 Aegean Sea 高,而西菲律賓海是表中研究區域唯一釋放通量為負的海域。

表十、Comparison of surface water  $N_2\text{O}$  concerations and fluxes in different seas

Study Area	N	Date	N <sub>2</sub> O	Flux	References
			(nM)	$(\mu mol/m^2/h)$	
Northwest	55	1995/7-8	$7.9 \pm 0.8$	$0.11^{a}; 0.18^{b}$	Amouroux
Black Sea					$et \ al(2002)$
North Sea	179	1991/9	$9.20\pm0.24$		Bange
German Bight	17	1991/9	$8.66 \pm 0.22$		et al.(1996)
	135	1992/9	$8.38 \pm 0.08$		
Northern	~20	1993/7	$7.27 \pm 0.07$	$0.0002^{a}$	Bange
Aegean Sea					et al.(1996)
Southern	~40	1993/7	$6.83 \pm 0.27$	$0.0004^{a}$	"
Aegean Sea					
Northwest	~30	1993/7	$6.54\pm0.23$	$0.0012^{a}$	"
Levantine Basin					
Amvrakikos	24	1993/7	$6.55\pm0.32$	$0.0002^{a}$	"
Bay					
South China Sea	55		$8.23\pm1.50$	$0.20\pm0.24^{b}$	this study
West	23	2004/7	$4.64\pm0.39$	$-0.28\pm0.30^{b}$	"
Philippines Sea					
Northern	7	2003/9	$7.23\pm0.62$	$0.14\pm0.26^{b}$	"
Taiwan Strait	9	2004/3	$8.41 \pm 0.46$	$0.008\pm0.03^{b}$	"
Southern	14	2003/9	$10.31\pm2.51$	$0.19\pm0.22^{b}$	"
Taiwan Strait	14	2004/3	8.36±0.97	$0.11\pm0.12^{b}$	"

N: Number of stations

<sup>&</sup>lt;sup>a</sup>: Based on gas exchange coefficient of Liss and Merlivat(1986)

b: Based on gas exchange coefficient of Wanninkhof(1992)

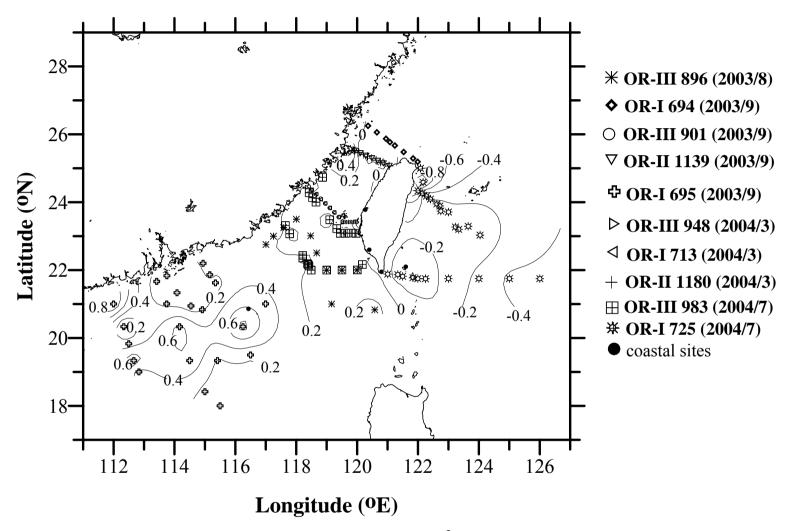


圖 4.4-4、Distribution of log  $N_2O$  flux( $\mu$  mol/m<sup>2</sup>/h) in surrounding waters of Taiwan

## 第五章、結論

- 1. 台灣地區自然水體中,河川(表水)平均的 CH4 濃度約為 3082±12399nM (n=152);高山湖泊平均的 CH4 濃度約為 2899±7291nM (n=51);平地湖泊及水庫平均的 CH4 濃度為 1825±2755nM (n=95);海洋的部份,近岸表水的平均 CH4 濃度 約為 36.7±285nM (n=476),其分佈為河流>高山湖泊>平地湖泊及水庫>海洋。
- 2. 台灣地區河川平均 N<sub>2</sub>O 的濃度為 32.76±69.13nM (n=58);大陸地區所採河川樣品平均 N<sub>2</sub>O 濃度為 29.72±9.05nM (n=36)。台灣河川中 N<sub>2</sub>O 的濃度明顯高於大陸河川,可能是台灣地區使用較多的肥料,使土壤富含較多的氮;河流流過土壤或雨水沖刷土壤後匯入河流,都會提高河川中氮的含量,及 N<sub>2</sub>O 的濃度。
- 3. 2001、2002、2003 年夏季都有珠江水離岸北流的現象,推測夏季珠江水離岸北流可能為常態。
- 4. CH4在透光層的濃度較高,這是因為浮游生物生長時,生物內部 是屬缺氧的狀態,容易產生 CH4,所以在透光層 CH4的濃度較高;隨著深度增加生產力減少,CH4濃度也跟著減少,加上深海 地區底層沉積物有機碳含量較少,沉積物釋放的 CH4 量應該也 較少,所以深海地區底水的 CH4濃度通常較低。而在中層水偶

爾出現的 CH<sub>4</sub> 高值,可能是來自斜坡上有機物堆積所產生 CH<sub>4</sub> 的側向傳輸。

- 5. 台灣西南海域深水處有高濃度 CH4 出現,且許多學者指出於台灣西南海域有泥火山及 gas hydrate 存在(陳和劉,2004),推測深水高濃度的 CH4 是來自泥火山或海底油氣的釋放。
- 6. 西菲律賓海 N<sub>2</sub>O 在 800-1000m 深有極大值,1000m 以深因為混合了 NPDW 使 N<sub>2</sub>O 濃度減少。南海的 N<sub>2</sub>O 極大值出現在400-1000m,較西菲律賓海淺可能是因為南海的內部湧升較強的原因,1000m 以深因為脫硝作用使 N<sub>2</sub>O 濃度減少。
- 南海、台灣海峽為大氣 CH<sub>4</sub>和 N<sub>2</sub>O 的源; 西菲律賓海為大氣 CH<sub>4</sub> 的源、N<sub>2</sub>O 的匯。

## 参考文獻

行政院主計處八十九年戶口及住宅普查

(http://www.dgbas.gov.tw/census%7En/six/lue5/census p&h.htm)

行政院環保署

(http://ww2.epa.gov.tw/wq/ewmain.htm)

歐洲中尺度氣象預報中心

(<a href="http://www.ecmwf.int/">http://www.ecmwf.int/</a>)

美國國家太空總署(NASA)

(http://www.coaps.fsu.edu/cgi-bin/qscat/wind-swath-ku2001)

- 王銀波、謝學武,1997。台灣中、南部水稻田、旱田、溼地、林地及坡地土壤甲烷之釋放及其影響因子。台灣地區大氣環境變遷,台大全球變遷中心,p99-121。
- 王樹倫、陳鎮東、張哲明、呂世宗,1995。南台灣河、湖、淺海及 溼地之甲烷釋出量研究。國家科學委員會專題研究報告,台北, 台灣。19pp。
- 王樹倫、陳鎮東、張哲明,1997。台灣臨近水域甲烷通量之研究。 台灣地區大氣環境變遷(呂世宗、柳中明、楊盛行編),p143-154。 國立台灣大學農業化學系和國立台灣大學全球變遷中心,台 北,台灣。
- 王樹倫、陳鎮東、張哲明,1998。台灣地區湖泊甲烷釋放量。海洋與湖沼(Oceanologia et Limnologia Sinica),第29卷,第5期,

p527-534 •

- 呂世宗,1993。台灣地區微量氣體含量及通量之研究。行政院國家 科學委員會專題計畫成果報告,p5-7。
- 呂世宗、柳中明、楊盛行,1998。台灣地區大氣環境變遷(III)。台 大全球變遷中心,台北。
- 刑麗玉,2004。台灣海峽溶解有機氮、磷及營養鹽消耗程度分佈情形。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文,142pp。
- 李宏仁,1999。南灣潮流驅動渦流及冷水入侵成因之探討。國立台灣大學海洋研究所博士論文,226pp。
- 李福祥,2003。台灣東部黑潮流域之海水碳化學研究。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文,54pp。
- 周文臣,2004。南海時間序列測站海水之碳化學參數與碳-13之垂直 分佈及其在混合層中的季節變化。國立中山大學海洋地質及化 學研究所博士論文,211pp。
- 侯偉萍,2004。南海周遭海域二氧化碳變化之研究。國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文,112pp。
- 陳汝勤、林斐然,1990。台灣附近之海洋地質。經濟部中央地質調查所編印,79pp。
- 陳汝勤、劉家瑄,2004。台灣西南海域天然氣水合物賦存區之地質 與地球物理研究。台大校友雙月刊,p13-16。
- 陳彥谷,1994。北台灣海域海水中甲烷含量之研究。國立台灣大學 海洋研究所碩士論文,62pp。
- 陳鎮東,2001。南海海洋學。國立編譯館,506pp。

- 陳顗竹、賴朝明、楊盛行,2003。溼地二氧化碳及甲烷通量測定及 減量對策。溫室氣體通量測定及減量對策(IV),國立台灣大學 全球變遷中心,國立台灣大學農業化學系和國立屏東科技大學 生物科技研究所,台北,台灣,p237-250。
- 張讚昌、楊盛行,1998。台灣北部水稻田、溼地及森林土壤之甲烷 釋放。台灣地區大氣環境變遷(三),國立台灣大學農業化學系 和國立台灣大學全球變遷中心,台北,台灣,p7-33。
- 彭德昌、黃山內,1998a。東部水田土壤甲烷氣體之釋放及其影響因子。台灣地區大氣環境變遷(三),台灣大學全球變遷中心與農化系,台北,p314-332。
- 彭德昌、黃山內,1998b。台灣東部水田土壤甲烷氣體之釋放及其影響因子。花蓮區農業改良場農業彙報第16輯,p35-46。
- 楊盛行,1996。溫室效應機制及預測-因應「氣候變化綱要公約」之整合計劃:(2)我國森林吸收二氧化碳之涵容估算和我國溫室氣體甲烷與氧化亞氮排放與IPCC估算之差距。環保署研究計劃, EPA85-1003-09-13。
- 楊盛行、張琇蘭、張讚昌、魏嘉碧,1997。台灣北部水稻田及溼地 甲烷釋放及其環境因子。台灣地區大氣環境變遷,國立台灣大 學農業化學系和駝力台灣大學全球變遷中心,台北,台灣, p6-59。
- 趙震慶,1997。台灣中部及南部水稻田、旱田、溼地、森林及坡地 果園土壤氧化亞氮之釋放及其影響因子。台灣地區大氣環境變 遷(呂世宗、柳中明、楊盛行編),pp.173-194。國立台灣大學農

- 業化學系、國立台灣大學全球變遷中心,台北、台灣。
- 賴朝明,1997。台灣北部水稻田、旱田、溼地、林地和垃圾掩埋場 氧化亞氮之釋放及其影響因子。台灣地區大氣環境變遷,國立 台灣大學農業化學系和國立台灣大學全球變遷中心,台北,台 灣,p383-400。
- 賴朝明,1998。台灣北部旱田、森林土壤及垃圾掩埋場氧化亞氮之 釋放及其影響因子。台灣地區大氣環境變遷(三),國立台灣大 學農業化學系和國立台灣大學全球變遷中心,台北,台灣, p105-117。
- 賴朝明、錢元皓、楊盛行,2003。水稻田、旱田及溼地氧化亞氮排 放量測及減量對策。溫室氣體通量測定及減量對策(IV),國立 台灣大學全球變遷中心,國立台灣大學農業化學系和國立屏東 科技大學生物科技研究所,台北,台灣,p73-88。
- Albritton, D., R. Derwent, I. Isaksen and L. M. Wuebbles, 1996. Radiative forcing of climate change, P.118-131. In J. T. Houghton *et al.* (ed.), Climate change 1995, the science of climate change. Cambridge University Press, New York, N. Y.
- Amouroux, D., G. Roberts, S. Rapsomanikis and M. O. Andreae, 2002. Biogenic gas (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, DMS) emission to the atmosphere from near-shore and shelf waters of the north-western Black Sea. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 54, 575-587.
- Bange, H. W. and M. O. Andreae, 1999. Nitrous oxide in the deep waters of the world's oceans. Global Biogeochemical Cycles, 13, 4, 1127-1135.
- Bange, H. W., U. H. Bartell, S. Rapsomanikis and M. O. Andreae, 1994. Methane in the Baltic and North Seas and a reassessment of the marine emissions of methane. Global Biogeochemical Cycles, 8,

- 465-480.
- Bange, H. W., S. Rapsomanikis and M. O. Andreae, 1996. The Aegean Sea as a source of atmospheric nitrous oxide and methane. Marine Chemistry, 53, 41-49.
- Battle, M., M. Bender, T. Sowers, P. P. Tans, J. H. Butler, J. W. Elkins, J. T. Ellis, T. Conway, N. Zhang, P. Lang and A. D. Clarket, 1996. Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole. Nature, 383, 231-235.
- Berner, U., J. Poggenburg, E. Faber, D. Quadfasel and A. Frische, 2003. Methane in ocean waters of the Bay of Bengal: Its sources and exchange with the atmosphere. Deep-Sea Research, Part II, 50, 925-950.
- Bouwman, A. F., K. W. van der Hoek and J. G. Olivier, 1995. Uncertainties in the global source distribution of nitrous oxide. Journal of Geophysical Research, 100, 2785-2800.
- Butler, J. H., J. W. Elkins and T. M. Tompson, 1989. Tropospheric and dissolved N<sub>2</sub>O of the West Pacific and East Indian oceans during the El Niño southern oscillation event of 1987. Journal of Geophysical Research, 94, 14865-14877.
- Capone, D. G., 1991. Aspects of the marine nitrogen cycle with relevance to the dynamics of nitrous and nitric oxide, in Microbial Production and Consumption of greenhouse gases, edited by J. E. Rogers and W. E. Whitman, pp.255-275, Am. Soc. Of Microbiol., Washington, D. C..
- Chang, T. C., Y. C. Luo and S. S. Yang, 1999. Determination of major greenhouse gases by gas-type FTIR spectroscopy. In: Flux and Mitigation of Greenhouse Gases. Department of Agricultural Chemistry and Global Change Research Center of National Taiwan University, Taipei, Taiwan, p59-73.
- Chang, T. C. and S. S. Yang, 2003. Methane emission from wetlands in Taiwan. Atmospheric Environment, 37(32), 4551-4558.
- Chen, C. T. A., 2003. Rare northward flow in the Taiwan Strait in winter: a note. Continental Shelf Research, 23, 387-391.
- Chen, M. P. and A. Bychkov, 1992. ROC-Russia marine science

- collaboration project: Kuroshio edge exchange processes marginal seas study (KEEP-MASS), 409pp.
- Chen, C. T. A., Y. S. Chen and S. L. Wang, 1994. Methane emissions from natural waters in Taiwan. Proceedings of the 7<sup>th</sup> IUAPPA Regional Conference on Air Pollution and Waste Issues, Nov. 2-4, Taipei, VI, 51-61.
- de Angelis, M. A. and C. Lee, 1994. Methane production during zooplankton grazing on marine phytoplankton. Limnology and Oceanography, 39, 1298-1308.
- Dong, L. F., D. B. Nedwell, G. J. C. Underwood, D. C. O. Thornton and I. Rusmana, 2002. Nitrous oxide formation in the Colne estuary, England: the central role of nitrite. Applied and Environmental Microbiology, 68, 1240-1249.
- Elkins, J. W., S. C. Wofsy, M. B. McElroy, C. E. Kolb and W. A. Kaplan, 1978. Aquatic sources and sinks for nitrous oxide. Nature, 275, 602-606.
- Halbach, P., E. Holzbecher, T. Reichel and R. Moche, 2004. Migration of the sulphate-methane reaction zone in marine sediment of the Sea of Marmara- can this mechanism be tectonically induced? Chemical Geology, 205, 73-82.
- Hashimoto, S., K. Gojo, S. Hikota, N. Sendai and A. Otsuki, 1999. Nitrous oxide emissions from coastal waters in Tokyo Bay. Marine Environmental Research, 47, 213-223.
- Hsu, S. C., F. J. Lin, W. L. Jeng, Y. C. Chung and L. M. Shaw, 2003. Hydrothermal signatures in the southern Okinawa Trough detected by the sequential extraction of settling particles. Marine Chemistry, 84, 49-66.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001. Technical summary of the working group I report, C.1, pp.38-43; pp. 239-287.
- Ivanov, M. V., A. Y. Lein and V. F. Galchenko, 1991. The oceanic global methane cycle. Biogeochemistry of Global Change. pp.505-520.
- Jan, S., C. S. Chen and J. Wang, 2002. Transition of tidal waves from

- the East to South China Seas over the Taiwan Strait: Influence of the abrupt step in the topography. Journal of Oceanography, 58, 837-850.
- Johnson, K. M., J. E. Hughes, P. L. Donaghay and J. M. Sieburth, 1990. Bottle-calibration static head space method for the determination of methane dissolved in seawater. Analytical Chemistry, 62, 2408-2412.
- Kankaala, P. and I. Bergström, 2004. Emission and oxidation of methane in Equisetum fluviatile stands growing on organic sediment and sand bottoms. Biogeochemistry, 67, 21-37.
- Karl, D. M. and B. D. Tilbrook, 1994. Production and transport of methane in oceanic particulate organic matter. Nature, 368, 732-734.
- Kelley, C. A. and W. H. Jeffrey, 2002. Dissolved methane concentration profiles and air-sea fluxes from 41°S to 27°N. Global Biogeochemical Cycles, 16, 3, 1040, doi:10.1029/2001GB001809.
- Khail, M. A. K. and R. A. Rasmussen, 1990. Constraints on the global sources of methane and an analysis of recent budgets. Tellus, 42B, 229-236.
- Khail, M. A. K. and R. A. Rasmussen, 1992. The global sources of nitrous oxide. Journal of Geophysical Research, 97, 14651-14660.
- Kipphut, G. W. and C. S. Martens, 1982. Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin-3. Dissolved gas transport in methane-saturated sediments. Geochimica *et* Cosmochimica Acta, 46, 2049-2060.
- Kroeze, C., A. Mosier and L. Bouwman, 1999. Closing the global N<sub>2</sub>O budget: A retrospective analysis 1500-1994. Global Biogeochemical Cycles, 13, 1-8.
- Kroeze, C. and S. P. Seitzinger, 1998. The impact of land on N<sub>2</sub>O emissions from watersheds draining into the northeastern Atlantic Ocean and European Seas. Environmental Pollution, 102, 149-158.

- Lammer, S and E. Suess, 1994. An improved head-space analysis method for methane in seawater. Marine Chemistry, 47, 115-125.
- Lamontagne, R. A., J. W. Swinnerton, V. J. Linnenbom and W. D. Smith, 1973. Methane concentrations in various marine environments. Journal of Geophysical Research, 78, 5317-5324.
- Liu, C. T. and R. J. Liu, 1988. The deep current in the Bashi Channel. Acta Oceanographica Taiwanica, 20, 107-116.
- Machida, T., T. Nakazawa, M. Tanaka, Y. Fufii, S. Aoki and O. Watanabe, 1995. Atmospheric methane and nitrous oxide concentrations during the last 250 years. Geophysical Research Letters, 22, 2921-2924.
- Martens, C. S. and J. V. Klump, 1980. Biogeochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin-I. Methane sediment-water exchange processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 471-490.
- Marty, D., P. Bonin, V. Michotey and M. Bianchi, 2001. Bacterial biogas production in coastal systems affected by freshwater inputs. Continental Shelf Research, 21, 2105-2115.
- Meszaros, E., 1981. Atmospheric Chemistry. Elsevier Scientific Publishing Company, 3.3.1, 35-38.
- Najjar, R. G., 1992. Marine biogeochemistry. In: Trenberth, K. E. (Ed), Climate System Modeling. Cambridge University Press, New York, pp. 241-280.
- Naqvi, S. W. A., D. A. Jayakumar, P. V. Narvekar, H. Naik, V. V. S. S. Sarma, W. D'Souza, S. Joseph and M. D. George, 2000. Increased marine production of N<sub>2</sub>O due to intensifying anoxia on the Indian continental shelf. Nature, 408, 346-349.
- Nevison, C., J. H. Butler and J. W. Elkins, 2003. Global distribution of  $N_2O$  and the  $\Delta N_2O$ -AOU yield in the subsurface ocean. Global Biogeochemical Cycles, doi:10.1029/2003GB002068.
- Nevison, C. D. and E. A. Holland, 1997. A reexamination of the impact of anthropogenically fixed nitrogen on atmospheric N<sub>2</sub>O and stratospheric O<sub>3</sub> layer. Journal of Geophysical Research, 102, 25519-25536.

- Nevison, C. D., R. F. Weiss and D. J. Erickson III, 1995. Global oceanic nitrous oxide emissions. Journal of Geophysical Research, 100, 15809-15820.
- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, in Kuroshio, edited by H. Stommel and K. Yoshida. University of Tokyo Press, 353-369.
- Patra, P. K., S. Lal, S. Venkataramani, S. N. de Sousa, V. V. S. S. Sarma and S. Sardesai, 1999. Seasonal and spatial variability in  $N_2O$  distribution in the Arabian Sea. Deep-Sea Research I, 46, 529-543.
- Punshon, S. and R. M. Mooro, 2004. Nitrous oxide production and consumption in a eutrophic coastal embayment. Marine Chemistry, 91, 37-51.
- Rehder, G. and E. Suess, 2001. Methane and  $pCO_2$  in the Kuroshio and the South China Sea during maximum summer surface temperatures. Marine Chemistry, 75, 89-108.
- Rehder, G., R. E. Keir, E. Suess and T. Pohlmann, 1998. The multiple sources and patterns of methane in North Sea waters. Aquatic Geochemistry, 4, 403-427.
- Scranton, M. I. and K. McShane, 1991. Methane fluxes in the southern North Sea: the role of European rivers. Continental Shelf Reasearch, 11, 37-52.
- Seitzinger, S. P., 1988. Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems: Ecological and geochemical significance. Limnology and Oceanography, 33, 702-724.
- Seitzinger, S. P. and C. Kroeze, 1998. Global distribution of nitrous oxide production and N inputs in freshwater and coastal marine ecosystems. Global Biogeochemical Cycles, 12, 1, 93-113.
- Srteet-Perrott, F. A., 1992. Tropical wetland sources. Nature, 355, 23-24.
- Swinnerton, J. W., V. J. Linnenbom and C. H. Cheek, 1969. Distribution of methane and carbon monoxide between the atmosphere and natural waters. Environmental Science and Technology, 3, 836-838.
- The Surface Ocean Lower Atmosphere Study (SOLAS), 2002.

- Science Plan and Implementation Strategy, IGBP, 49, pp.64-66.
- The Surface Ocean Lower Atmosphere Study (SOLAS), 2003. Science Plan and Implementation Strategy, IGBP, 50, pp.68-69.
- Tilbrook, B. D. and D. M. Karl, 1995. Methane sources, distributions and sinks from California coastal waters to the oligotrophic North Pacific gyre. Marine Chemistry, 49, 51-64.
- Traganza, E. D., J. W. Swinnerton and C. H. Cheek, 1979. Methane supersaturation and ATP-zooplankton blooms in near-surface waters of the western Mediterranean and the subtropical North Atlantic Ocean. Deep-Sea Research, Part A, 26, 1237-1245.
- Tsurushima, N., S. Watanabe and S. Tsunogai, 1996. Methane in the East China Sea water. Journal of Oceanography, 52, 221-233.
- Upstill-Goddard, R. C., J. Barnes, T. Frost, S. Punshon and N. J. P. Owens, 2000. Methane in the southern North Sea: Low-salinity inputs, estuarine, and atmospheric flux. Global Biogeochemical Cycles, 14, 1205-1216.
- Usui, T., I. Koike, and N. Ogura, 1998. Vertical profiles of nitrpus oxide and dissolved oxygen in marine sediment. Marine Chemistry, 59, 253-270.
- Wang, W. C., Y. L. Yung, A. A. Lacis, T. Mo and J. E. Hansen, 1976. Greenhouse effects due to atmospheric perturbations. Science, 194, 685-690.
- Wang, W. C., G. Molnar, M. K. W. Ko, S. Goldenberg and N. D. Sze, 1990. Atmospheric trace gases and global climate: a seasonal model study. Tellus, 42B, 149-161.
- Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. Journal of Geophysical Research, 97, 7373-7382.
- Watanabe, S., N. Higashitani, N. Tsurushima and S. Tsunogai, 1994. Annual variation of methane in seawater in Funka Bay, Japan. Journal of Oceanography, 45, 415-421.
- Watanabe, S., N. Higashitani, N. Tsurushima and S. Tsunogai, 1995. Methane in the western North Pacific. Journal of Oceanography, 51, 39-60.

- Ward, B. B., 1986. Nitrification in marine environments, in Nitrification, edited by J. I. Prosser, pp. 157-84, IRL Press, Washington, D. C..
- Ward, B. B., H. E. Glover and F. Lipschultz, 1989. Chemoautotrophic activity of nitrification in the oxygen minmum zone off Peru. Deep-Sea Research, 36, 1031-1051.
- Weiss, R. F., 1981. The temporal and spatial distribution of tropospheric nitrous oxide. Journal of Geophysical Research, 86, 7185-7195.
- Weiss, R. F. and B. A. Price, 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. Marine Chemistry, 8, 347-359.
- Wiesenburg, D. A., and N. L. Guinasso, Jr, 1979. Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and seawater. Journal of Chemical and Engineering Data, 24, 356-360.
- Yang, S. S., H. L. Chang, T. C. Chang, C. B. Wei and R. S. Chung, 1996. Trace gas emission from agriculture in Taiwan. In: proceedings of SCOPE/ISU Nitrogen Workshop: The Effect of Human Disturbance on the Nitrogen Cycle in Asia. Ed. by Lin, H. C., S. S. Yang, T. C. Hung and C. H. Chou. SCOPE/ISCU Program of Nitrogen Transport and Transformation. SCOPE/Academia Sinica, Taipei, Taiwan, p100-111.
- Yoshinari, T., 1976. Nitrous oxide in the sea. Marine Chemistry, 4, 189-202.
- Zhang, G. L., J. Zhang, Y. B. Kang and S. M. Liu, 2004. Distributions and fluxes of methane in the East China Sea and the Yellow Sea in spring.