

西太平洋における大気・海洋中二酸化炭素濃度の測定

— MR98-04 次航海 —

Measurements of CO₂ in air and sea over the Western Pacific

— MR98-04 Cruise —

河野 雄彦 (Takehiko KONO)¹⁾

山下 栄次 (Eiji YAMASHITA)²⁾

野上 晃正 (Terumasa NOGAMI)³⁾

塚本 修 (Osamu TSUKAMOTO)⁴⁾

It is well known that the ocean plays a very important role in the overall geochemical cycle of CO₂. Over the ocean surface, CO₂ is equilibrated between partial pressure of CO₂ in the seawater (pCO₂) and that in the atmosphere (PCO₂).

The objectives of the present observation are to evaluate the following: (1) Horizontal distribution of pCO₂ and PCO₂, (2) Sea surface CO₂ flux and (3) Vertical distribution of pCO₂.

Keywords: Western Pacific, pCO₂, PCO₂, Horizontal distribution, CO₂ flux, Vertical distribution

I. はじめに

海洋は大気中の約50倍もの炭素を含んでおり、海面を通して、大気との間で二酸化炭素の吸収や放出をしている。海洋が大気中の二酸化炭素濃度の変動に及ぼす影響を把握することは、大気中の二酸化炭素濃度の将来予測、さらにはその結果に基づく地球温暖化の予測にとって重要な課題である。全球規模でみると、人間活動によって大気中に放出された二酸化炭素の約半分が大気中に蓄積し、約3割(炭素に換算して20億トン)を海洋が吸収する(IPCC, 1996)とされており、海洋は大気中の濃度の増加を抑える役割を果たしている

と考えられている。しかし、二酸化炭素の海洋での吸収の様子は海域や季節によって大きく異なっていると考えられる。さらに大気の観測と比較して、海洋の二酸化炭素観測データの蓄積が、時空間的に極めて乏しく、海洋全体での吸収量が十分な精度で見積もられているとはいえない状況にある。

地球温暖化の要因を明らかにし、その将来予測を行うためには、温室効果ガスである二酸化炭素の時空間変化を測定することが重要で、海洋における測定を多くの海域で、頻度高く、正確に行えば、地球温暖化の要因の解明に役立つと考え、海水中二酸化炭素分圧(pCO₂: μ atm)と大気中二酸化炭素分圧(PCO₂: μ atm)の測定を行った。

1998年5月19日～6月27日の間、海洋科学技術センター(JAMSTEC)所属 R/V Mirai (海洋地球観測船「みらい」)MR98-04 慣熟訓練航海として、「大気・海洋相互作用に係わる観測研究」に関する研究航海が行われた。今回、観測を行った西太平洋についてpCO₂の水平分布を明らかにし、そのときの大気・海洋間におけるCO₂Fluxを算出した。また、大気・海洋間の温室効果

1) 岡山大学大学院自然科学研究科
〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

2) 岡山理科大学技術科学研究所環境工学部門
〒700-0005 岡山市理大町 1-1

3) 岡山理科大学大学院工学研究科
〒700-0005 岡山市理大町 1-1

4) 岡山大学理学部地球科学科
〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

気体の交換を解明するためには、深海を含む海洋全層におけるモニタリングを実施し、温室効果気体の循環のメカニズム解明を図る必要がある(気象庁, 1991)。

本研究に用いた岡山式 $p\text{CO}_2$ 自動測定装置は、従来の測定器と比較して平衡器が小型であり、約 250 ml の海水があれば $p\text{CO}_2$ を測定できる。そのため、水深の深い場所の $p\text{CO}_2$ を直接測定することができる。この特徴を生かし、研究航海中に行った宮古島沖と西太平洋赤道域におけるデータから $p\text{CO}_2$ の鉛直分布測定の方法の確立について検討を行った。

II. 測定方法

Fig.1 に R/V Mirai MR98-04 航海の航路及び CTD-RMS(CTD-Rosette Multi Sampling system)採水地点を示す。測定期間は、1998年5月22日～25日、6月3日～25日である。R/V Mirai は、神奈川県横須賀新港を出港し、黒潮海域に沿って宮古島沖まで航行し、宮古島沖で5日間停船またはジグザグ走航を行い宮古島平良港へ入港、その後、グアム島南沖を通り 8.00 N 156.00 E まで航行し、ポナペ島に寄港した。そして、156.00 E に沿って赤道(0.00S 156.00E)まで南下し、3日間停船した。折り返しポナペ島へ向かい、グアム島の順に航行した。

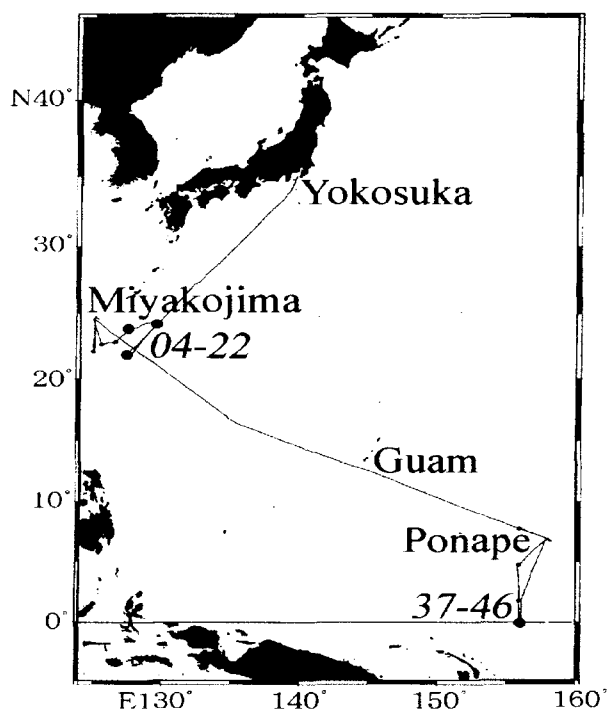


Fig. 1 Cruise Track of Mirai MR-98-04. CTD-RMS sampling points are also shown by sequential CTD numbers. Depart from Yokosuka on May 19, 1998, arrive at Guam on June 27, 1998.

CO_2 測定は、大滝等(1993)により開発された岡山式 $p\text{CO}_2$ 自動測定装置に改良を加え、一台の非分散型赤外線ガス分析計(NDIR)を用いて、 $p\text{CO}_2$ と PCO_2 を交互に 30 分毎に測定できるようにした装置を用いた。この装置は平衡器を、表面海水の循環しているジャケットに浸け、測定中に平衡器内の水温が室温の影響を受けないようにしてある。また、 $p\text{CO}_2$ は約 500ml の試料海水で測定することができる。

試料海水は、海水面より約 6 m 下にある船底採水口から連続的に導入され、 $p\text{CO}_2$ 、SST(表面海水温:°C)、S(塩分:psu)、pHを測定した。 PCO_2 測定用の大気試料は、海面から高さ 14 m に取り付けられた前部マストの採取口からテフロン管を通じて連続的に採取した。

$p\text{CO}_2$ 水平分布の測定距離間隔は、平均航行速度が 14knot であったので、30 分毎に測定を行うと 13km になる。

$p\text{CO}_2$ 鉛直分布の測定地点は、Fig.1 に示した場所以下での通りである。

宮古島沖 1998年5月25日～30日

CTD-04(22.00N,127.30E)

CTD-08(22.00N,127.43E)

CTD-14(24.36N,129.23E)

CTD-16(24.00N,127.36E)

CTD-18(24.00N,127.36E)

CTD-20(24.00N,127.36E)

CTD-22(24.00N,127.36E)

西太平洋赤道域 1998年6月19日～21日

CTD-37(00.05S,156.00E)

CTD-38(00.04N,156.10E)

CTD-40(00.04N,156.09E)

CTD-42(00.04N,156.09E)

CTD-44(00.04N,156.10E)

CTD-46(00.04N,156.10E)

試料採水は、船の後部甲板より CTD-RMS を投下し、水深 1000, 750, 500, 400, 300, 200, 150, 100, 75, 50, 25 m の海水を 500ml 褐色ポリ容器でボトル採水した。また、0 m (表面)の海水は、バケツ採水を行った。1回の CTD 採水に要する時間は約 1 時間であった。採水された海水は、約 2～3 時間表層水につけ、処理温度を一定(26～28°C)にした。その後、各サンプル毎に岡山式 $p\text{CO}_2$ 自動測定装置を用いて測定した。また同時に水温(°C)、pHを測定した。

III. 結果及び考察

1 水平分布

1998年5月22日 R/V Mirai 号が出港してからグアム港へ入港する前日までの間、 $p\text{CO}_2$ 、 PCO_2 、表面海水温、塩分、pH の連続測定を行った。Table 1 に西太平洋における各測定項目の平均値(Mean)、標準偏差(SD)、変動係数(CV)、最大値(Max)、最小値(Min)、測定点数(n)を示す。全測定期間で、 $p\text{CO}_2$ は、 $332.0 \sim 390.3 \mu\text{atm}$ の間で変化し SD は $11.7 \mu\text{atm}$ であった。 PCO_2 は、 $366.6 \sim 372.5 \mu\text{atm}$ の間で変化し標準偏差(SD)は $1.0 \mu\text{atm}$ とほとんど変化は見られなかった。表面海水温は、 $23.3 \sim 29.9^\circ\text{C}$ の間で変化し標準偏差(SD)は 1.6°C であった。塩分は、 $34.3 \sim 35.4\text{psu}$ の間で変化し標準偏差(SD)は 0.2psu であった (Yamashita *et al.*, 1998)。

また、1997年3月に瀬戸内海において山下等(1997)により測定された $p\text{CO}_2$ 、 PCO_2 及び TOGA COARE プロ

グラムの一環として 1992年11月に行われた「白鳳丸」KH-92-5 航海で山下等(1993)により西太平洋(1998)とほぼ同一の海域で測定された西太平洋における $p\text{CO}_2$ 、 PCO_2 との比較を行うため、Table 2 に西太平洋(1998)、瀬戸内海(1997)と西太平洋(1992)における $p\text{CO}_2$ 、 PCO_2 と以下の方法で規格化した $p\text{CO}_2$ の平均値、最大値、最小値、標準偏差、変化幅を示す。海洋における二酸化炭素分圧の変動要因は海水温、塩分、生物活性、移流などが考えられるが、それらは海域や季節によって大きく異なるため、 $p\text{CO}_2$ の熱力学的依存性を利用して温度係数 $4.3\% p\text{CO}_2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ と塩分係数 $44 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$ を用い、 $p\text{CO}_2$ を規格化し、表面海水温と塩分による $p\text{CO}_2$ の変動要因を除去した。

海水温と塩分の規格化は次式で行った。 $[\text{pCO}_2]_{\text{SST}}$ は、海水温のみで規格化を行った $p\text{CO}_2$ で単位は、 μatm である。 ΔSST は、海水温の実測値から 20°C を引いた値で単位は、 $^\circ\text{C}$ である。温度係数は、 $4.3\% p\text{CO}_2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ を用いた。

$$[\text{pCO}_2]_{\text{SST}} = p\text{CO}_2 - (4.3/100 \times \Delta\text{SST}) \times p\text{CO}_2$$

$[\text{pCO}_2]_{\text{SST},S}$ は、SST と S の両方で標準化を行った $p\text{CO}_2$ で単位は、 μatm である。塩分係数は、 $44 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$ を用いた。 ΔS は、塩分の実測値から 35.0psu を引いた値で単位は、 psu である。

$$[\text{pCO}_2]_{\text{SST},S} = [\text{pCO}_2]_{\text{SST}} - 44 \times \Delta S$$

海水の特性を示す一つの指標である塩分は、西太平洋で 33.9 、 35.0psu と沿岸海域である瀬戸内海の 31.3psu より高くなっていた。また、 PCO_2 は、瀬戸内海で $391.8 \mu\text{atm}$ と西太平洋の 355.0 、 $368.8 \mu\text{atm}$ より約 $30 \mu\text{atm}$ 高くなっていた。西太平洋における PCO_2 は、

Table 1 The fundamental statistics of $p\text{CO}_2$, PCO_2 , SST and S. $p\text{CO}_2$; partial pressure of CO_2 in seawater. PCO_2 ; partial pressure of CO_2 in atmosphere. n; the number of sampling. SST; sea surface temperature. S; salinity, in practical salinity unit.

Measurement elements	$p\text{CO}_2$ μatm	PCO_2 μatm	SST $^\circ\text{C}$	S psu
Mean	365.5	368.8	28.1	35.0
SD	11.7	1.0	1.6	0.2
CV %	3.19	0.28	5.69	0.60
Max.	390.3	372.5	29.9	35.4
Min.	332.0	366.6	23.3	34.3
n	580	563	506	583

Table 2 The mean vales of SST, S, $p\text{CO}_2$ and PCO_2 . And the mean, maximum, minimum, standard deviation, and $[\text{pCO}_2]_{\text{SST},S}$ (normalized at $\text{SST}=20^\circ\text{C}$, $S=35.0\text{psu}$). Areas are measurement area and date. The coefficient of temperature is $4.3\% p\text{CO}_2 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. The coefficient of salinity is $44 \mu\text{atm } p\text{CO}_2 \text{psu}^{-1}$.

Areas	SST $^\circ\text{C}$	S psu	$p\text{CO}_2$ μatm	PCO_2 μatm	$[\text{pCO}_2]_{\text{SST},S}$ μatm SST= 20°C S= 35.0psu				
	Mean	Mean	Mean	Mean	Mean	Max.	Min.	SD	Max. - Min.
Werstern Pacific (May-June, 1998)	28.1	35.0	365.5	368.8	237.4	313.4	207.0	25.5	106.4
Seto inland sea (March, 1997)	10.6	31.3	228.9	391.8	484.1	570.9	397.4	56.8	173.5
Werstern Pacific (November, 1992)	29.7	33.9	330.8	355.0	240.6	262.1	222.7	7.3	39.3

1992年で $355.0 \mu\text{atm}$, 1998年で $368.8 \mu\text{atm}$ と6年間で $13.8 \mu\text{atm}$ 上昇していた。海水温と塩分で規格化した pCO_2 は、西太平洋(1998)で $237.4 \mu\text{atm}$, 瀬戸内海で $484.1 \mu\text{atm}$, 西太平洋(1992)で $240.6 \mu\text{atm}$ と見積もられ、西太平洋は6年間でほとんど変化していなかった。しかし、瀬戸内海は西太平洋に比べ、 pCO_2 が約 $230 \mu\text{atm}$ 高く、その変化幅も大きかった。これは平均的に、西太平洋に比べ瀬戸内海の海水中二酸化炭素分圧が過飽和であることを示唆している。

しかしながら、これら各航海の数値は沿岸海域、外洋海域全体を必ずしも代表している値ではないと考えられる。さらに海洋の二酸化炭素観測データの蓄積が必要である。

Fig. 2 に西太平洋における pCO_2 の水平分布を示す。 pCO_2 は、 $330 \sim 400 \mu\text{atm}$ の範囲で $10 \mu\text{atm}$ 毎に水平分布図を描くことができた。 pCO_2 は、低緯度側になるにつれて漸増していた。ただし、 pCO_2 が低い測定点が 5.00N 付近に見られた。

Fig. 3 に pCO_2 , PCO_2 , 表面海水温, 塩分の緯度変化を示す。 pCO_2 は、 34.00 から 8.00N まで漸増し、 8.00N 以南からやや減少していた。その間 pCO_2 は 17.00N で全測定期間を通じての最高値 $390.3 \mu\text{atm}$ を示した。表面海水温の緯度変化は、 pCO_2 と同様に 17.00N で最高値 29.9°C を示しており、 pCO_2 の最高値は表面海水温の影響によるものと考えられた。 pCO_2 の 8.00N 以南からの減少は、塩分の緯度変化より、塩分の影響が大きいと考えられる。 $3.00\text{N} \sim 10.00\text{N}$ には赤道反流が流れている(増沢, 1977)。また、 PCO_2 は、全測定期間を通じてほとんど変化が見られなかったが赤道に近づくにつれ減少していた。この観測結果は気象庁(1999)と一致する。表面海水温は、 17.00N までは pCO_2 と同様に漸増していたが、 17.00N 以南では表面海水温の値に大きな変化は見られなかった。

2 CO_2 Flux

pCO_2 が PCO_2 より高い場合には、海洋は大気中に CO_2 を放出し、逆に pCO_2 が低い場合には、海洋は大気中から CO_2 を吸収する。この大気・海洋間の CO_2 Flux を計算する為に Andrie *et al.* (1986) の次式を用いて求めた。

$$F = 0.24 \times K \times \alpha \times \Delta\text{pCO}_2$$

F は、 CO_2 Flux で単位は $\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ である。

K は、Liss and Merlivat (1986)により報告されている交換速度で次式を用いた。単位は cm h^{-1} である。

$$K = 0.17 \times U \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{2/3} \quad 0 < U \leq 3.6 \text{ m/s}$$

$$K = (2.85 \times U - 9.65) \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{1/2} \quad 3.6 < U \leq 13 \text{ m/s}$$

$$K = (5.9 \times U - 49.3) \times (\text{Sc}_{20}/\text{Sc})^{1/2} \quad U > 13 \text{ m/s}$$

U は真風速で、みらい号の船内 LAN より取得したデータを使用した。単位は m s^{-1} である。Sc はシュミット数とよばれる無次元数で、 Sc_{20} は水温 20°C におけるシュミット数である。Sc は、次式により求められる。SST は表面海水温で単位は $^\circ\text{C}$ である。

$$\text{Sc} = 1065 - 23.5 \times \text{SST}(^\circ\text{C})$$

α は、大気中の CO_2 の海水 1 リットルに対する溶解度で Weiss(1974) により報告されている次式により計算を行った。単位は $\text{mol l}^{-1} \text{atm}^{-1}$ である。T は、絶対温度で単位は K である。S は、塩分で単位は psu である。

$$\alpha = \exp[-60.2409 + 93.4517 (100/T)$$

$$+ 23.3585 \ln(T/100) + S (0.023517$$

$$- 0.023656 (T/100) + 0.0047036 (T/100)^2)$$

ΔpCO_2 は、 pCO_2 から PCO_2 を引いた値で単位は μatm である。 pCO_2 は、海水中二酸化炭素分圧で単位は μatm である。 PCO_2 は、大気中二酸化炭素分圧で単位は μatm である。

$$\Delta\text{pCO}_2 = \text{pCO}_2 - \text{PCO}_2$$

Fig. 4 に西太平洋における CO_2 Flux の分布を示す。 pCO_2 は CO_2 Flux の正(海洋からの放出)、負(海水への吸収)を決定する重要な要素の一つである。U はみらい号の船内 LAN より取得したデータを使用した。U は真風速で単位は m s^{-1} である。

CO_2 Flux は、高緯度側で負(海水への吸収)を低緯度側で正(海洋からの放出)を示していた。 CO_2 Flux の分布を見るために、Fig. 5 に ΔpCO_2 , 交換速度(K), 溶解度(α), 風速(U), CO_2 Flux の緯度変化を示す。 $15.00\text{N} \sim 22.00\text{N}$ は、風速データの欠測のために CO_2 Flux の計算を行わなかった。

CO_2 Flux について、 17.00N 以北は Mean $-2.40 \text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ で CO_2 の吸収域となり、 15.00N 以南は平均値 $0.54 \text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ で CO_2 の放出域であった。 17.00N 以北は、風速(U)が強く、それに伴い交換速度(K)が大きくなっていた。また、溶解度(α)が高緯度側になるにつれ高くなっていた。そして、 ΔpCO_2 が負であるために、 CO_2 Flux が大きくなっていると考えられた。 15.00N 以南では、交換速度(K), 溶解度(α), ΔpCO_2 の絶対値が 17.00N 以北より小さく、変動幅も小さいために、 CO_2 Flux が小さくなっていると考えられた。また、 4.50N と 7.50N の測定地点に CO_2 Flux が負(海水への吸収)

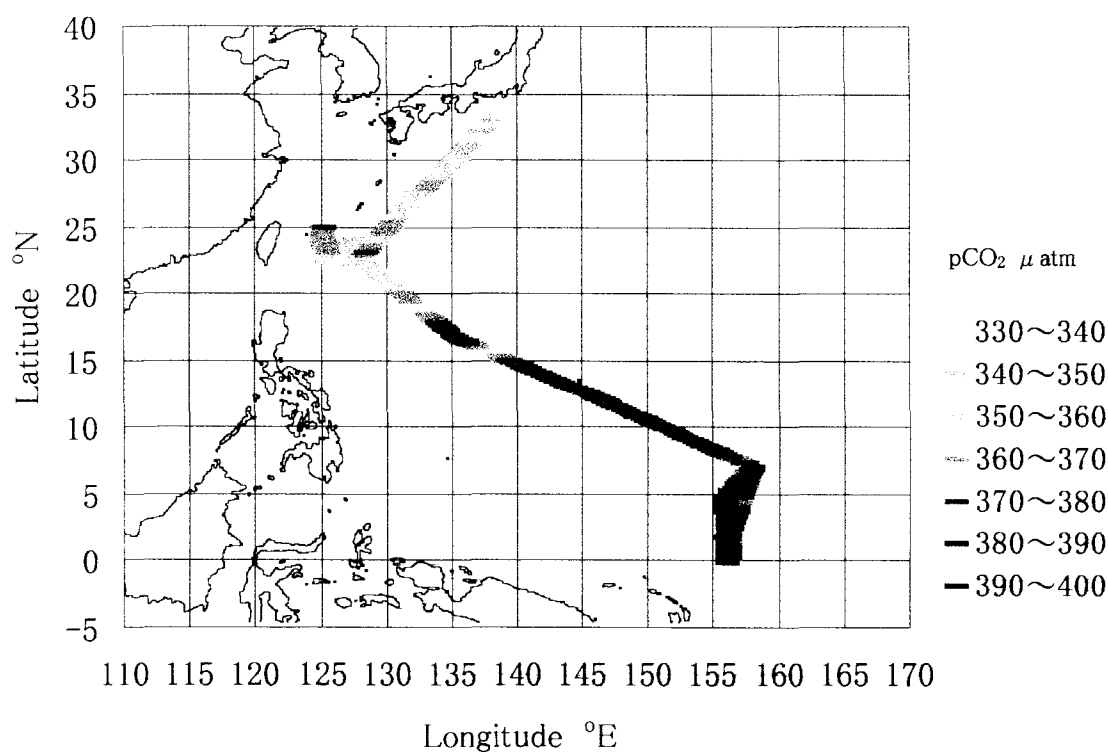


Fig. 2 Horizontal distribution of $p\text{CO}_2$ over the Western Pacific.

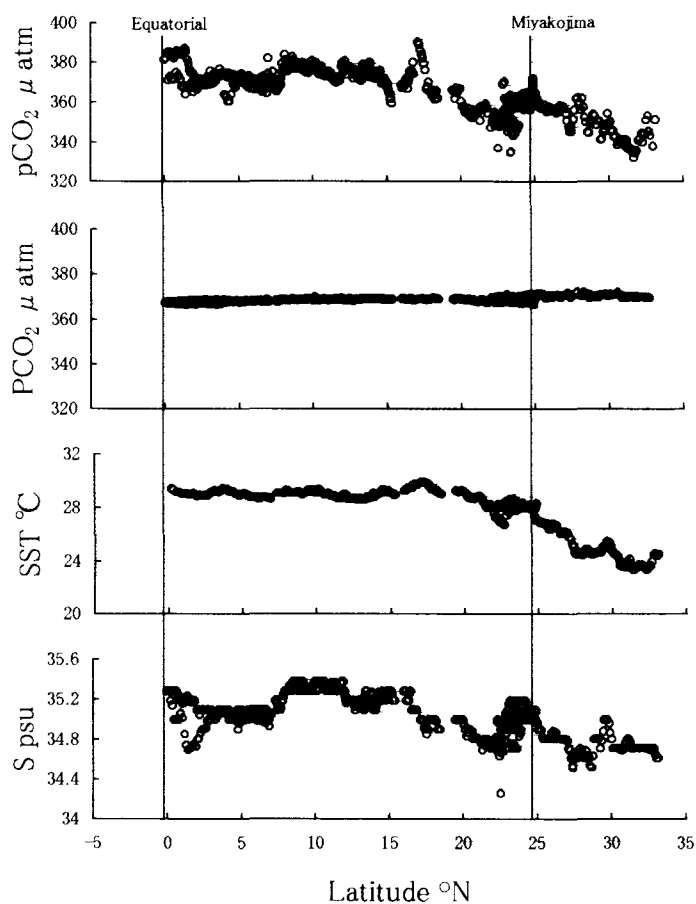


Fig. 3 Latitudinal distribution of $p\text{CO}_2$, PCO_2 , SST and S.

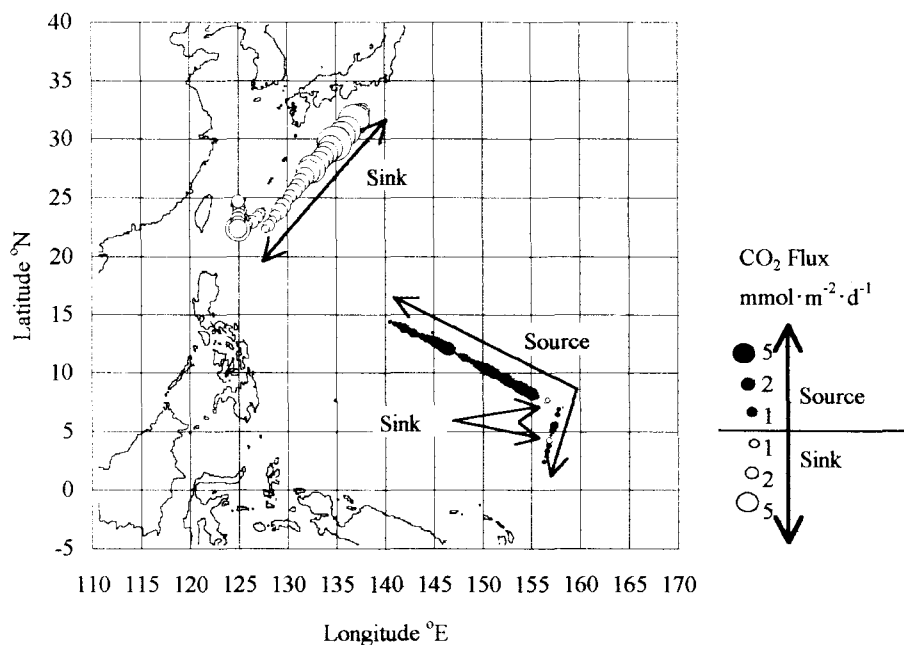


Fig. 4 Horizontal distribution of CO₂ flux over Western Pacific.

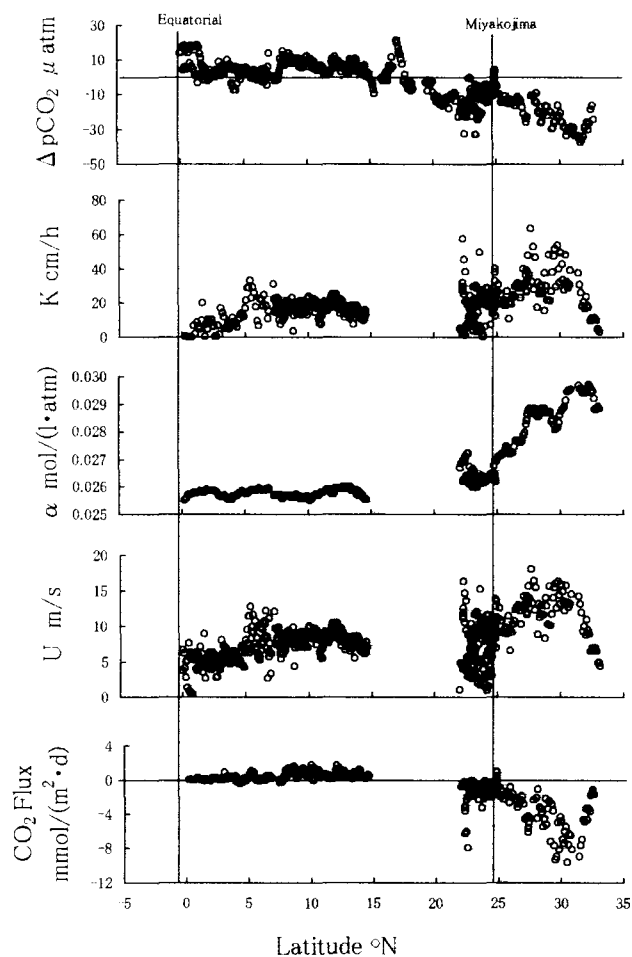


Fig. 5 Latitudinal distribution of $\Delta p\text{CO}_2$, K , α , U and CO_2 flux. $\Delta p\text{CO}_2$ are the difference between $p\text{CO}_2$ and PCO_2 . K are exchange rate. α are solubility of CO_2 in seawater. The unit of K is cm per hour. The unit of α is mol per liter per atm.

の地点が存在した。1974 年以後、太平洋において $p\text{CO}_2$ と PCO_2 が測定され、報告されている(例えば、Miyake *et al.*, 1974; Fushimi, 1987; Inoue *et al.*, 1987; 気象庁, 1991,1994; Inoue and Sugimura, 1992)。それらの結果はいずれも、熱帯域では $p\text{CO}_2$ が PCO_2 より大きい値を示している。今回の測定で水温の高い太平洋熱帯域でも $p\text{CO}_2$ が PCO_2 より小さい値を示す領域が存在したことは注目される。

3 鉛直分布

本研究に用いた岡山式 $p\text{CO}_2$ 自動測定装置について広い濃度範囲において、 $p\text{CO}_2$ の分析精度を検討するために、同一ボトルの試料海水を繰り返し測定した(山下等, 1999)。Table 3 に $p\text{CO}_2$ の平均値(Mean)、標準偏差(SD)、変動係数(CV)を示す。変動係数(CV)は 0.06~1.80% の範囲におさまり精度良く測定された。また、本装置は低濃度から高濃度までの環境測定に使用できることがわかった。

次に、 $p\text{CO}_2$ の空間変動性を検討するため、宮古島沖と西太平洋赤道域の 2 つの海域かつ深度 0m から 1000m の各深度で測定を行ったすべての $p\text{CO}_2$ について平均値(Mean)と変動係数(CV)を求めた。Table 4 に各海域、各深度における $p\text{CO}_2$ の平均値(Mean)と変動係数(CV)を示す。西太平洋赤道域における変動係数(CV)の平均値は、3.9% となり、試料海水を採水してから分析するまでの十分な $p\text{CO}_2$ の再現性が認められた。宮古島沖における変動係数(CV)の平均値は、5.3% で西太平洋赤道域の 3.9% より高かった。変動係数(CV)が高くなった要因は、西太平洋赤道域では採水地点がほぼ同地点あったのに対し、宮古島沖では採水地点が

22.00N~24.36N, 127.30E~129.23E の範囲でずれていたためと考えられる。

以上の条件で測定した $p\text{CO}_2$ 、水温と塩分の鉛直分布の結果を報告する。なお、塩分は船側のデータを使用した。Fig. 6 に宮古島沖における $p\text{CO}_2$ の鉛直分布を、Fig. 7 に西太平洋赤道域における $p\text{CO}_2$ の鉛直分布を示す。 $p\text{CO}_2$ は、水深が深くなるにつれて高濃度になっていた。宮古島沖では、7 回を通して水深 500~750m の間に $p\text{CO}_2$ の大きな差が見られ、その差は 764~1070 μatm であった。西太平洋赤道域では、6 回を通して水深 200~300m の間に $p\text{CO}_2$ の大きな差が見られ、その差は 354~628 μatm であった。宮古島沖は水深 750m 以深で $p\text{CO}_2$ は漸増し、西太平洋赤道域では水深 300m 以深で $p\text{CO}_2$ は漸増した。宮古島沖、西太平洋赤道域ともに異なった水塊の存在が考えられた。しかし、宮古島沖、西太平洋赤道域それぞれの $p\text{CO}_2$ 鉛直分布は、独自の位相の形を持っていることがわかった。

Fig. 8 に宮古島沖における水温の鉛直分布を、Fig. 9 に西太平洋赤道域における水温の鉛直分布を示す。水温は、水深が深くなるにつれて低くなっていた。西太平洋赤道域では、6 回を通して水深 100~150m の間に、きわめてはっきりした水温躍層が見られた。その躍層内の水温差は 6.4~9.5°C であった。これは赤道直下 100~200m に流れる赤道潜流(クロムウェル海流)(増沢, 1977)により躍層が 2 分されたと考えられる。西太平洋赤

Table 4 The mean values and CV values of $p\text{CO}_2$ at Miyakojima offshore and Equatorial Western Pacific. Each area is shown these values from 0m to 1000m. The unit of depth is meter. The Mean and SD unit is μatm , and the CV unit is %.

Measurements number	Depth	$p\text{CO}_2$		
		Mean	SD	CV
n	m	μatm	μatm	%
2	25	303	0.35	0.12
2	150	777	0.64	0.08
2	500	1044	0.65	0.06
2	300	1343	24.2	1.80
2	400	1700	11.9	0.71
3	750	2111	11.3	0.54
4	1000	2000	18.2	0.91

Depth	Offshore of Miyakojima		Equatorial	
	$p\text{CO}_2$		$p\text{CO}_2$	
m	Mean	CV	Mean	CV
	μatm	%	μatm	%
0	358	4.4	386	1.3
25	354	6.0	384	1.5
50	357	3.6	393	1.7
75	375	1.6	407	8.0
100	381	5.3	472	2.5
150	384	12.4	748	8.5
200	443	5.4	964	4.0
300	538	2.9	1442	6.5
400	709	5.6	1673	4.2
500	975	6.3	1646	2.5
750	1908	6.1	1865	3.2
1000	2384	4.6	2033	2.8
Mean		5.3		3.9

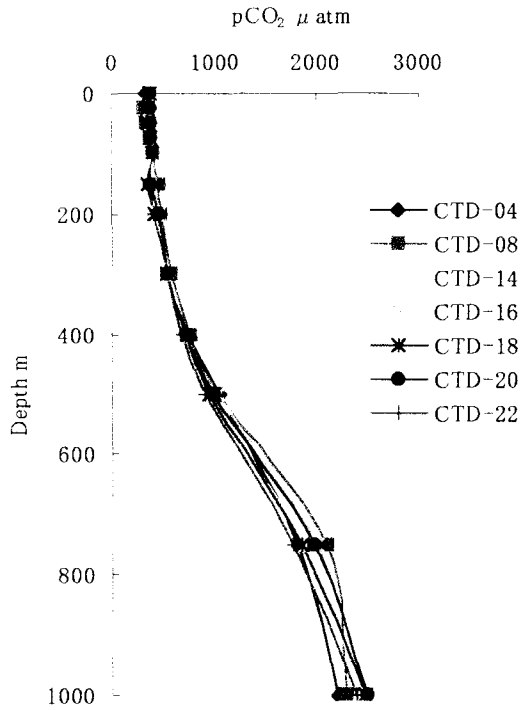


Fig. 6 Vertical distribution of pCO₂ in the offshore of Miyakojima.

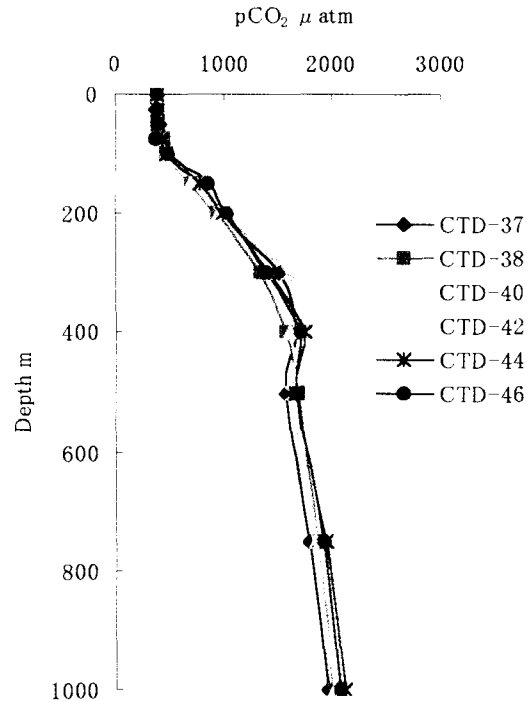


Fig. 7 Vertical distribution of pCO₂ in the Western equatorial Pacific.

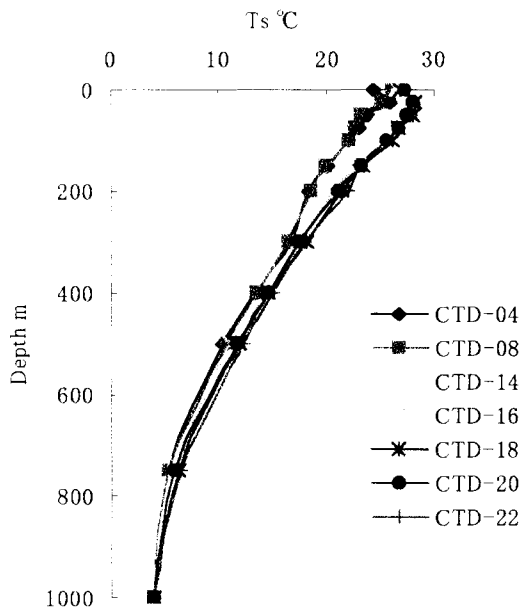


Fig. 8 Vertical distribution of seawater temperature in the offshore of Miyakojima.

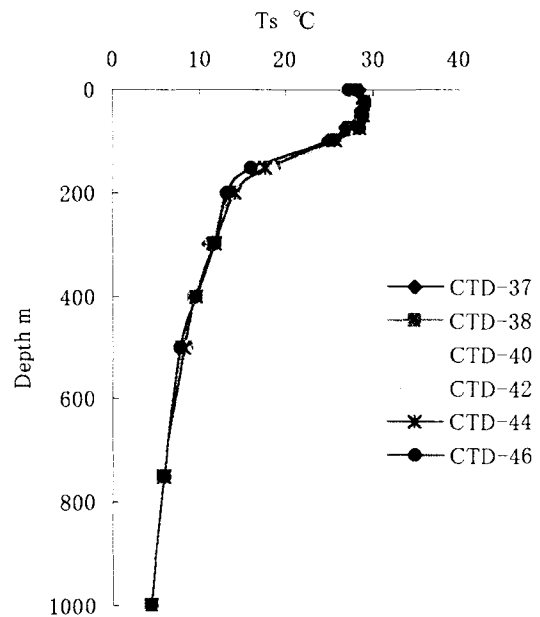


Fig. 9 Vertical distribution of seawater temperature in the Western equatorial Pacific.

道域の水深0~100mは水温の高い水層であった。宮古島沖では大きな差は、見られなかった。

Fig.10 に宮古島沖における塩分の鉛直分布を、Fig.11 に西太平洋赤道域における塩分の鉛直分布を示す。宮古島沖において塩分は、水深 200m で極大値を示し、750mで極小値を示した。水深 200mまでの水層、

200~750m の間の水層、750m 以深の水層という3つの異なる海流により成層されていた。西太平洋赤道域における塩分は、水深 100m で極大値を示しており、水深 100m までの上層水と水温の区分は一致していた。水温と塩分の鉛直分布から赤道潜流がはっきりととらえられた。そして、水深 100m 以深は遞減しており、塩分の鉛

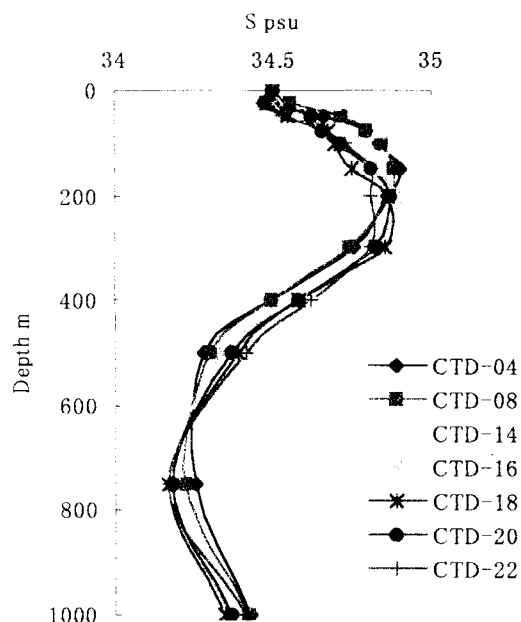


Fig. 10 Vertical distribution of salinity in the offshore of Miyakojima.

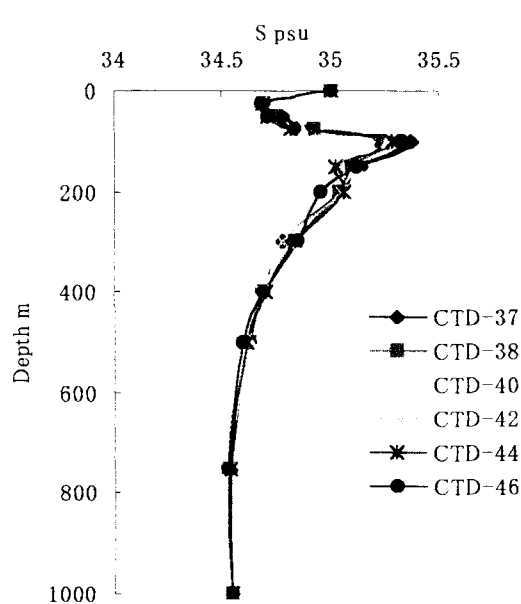


Fig. 11 Vertical distribution of salinity in the Western equatorial Pacific.

直方向の極小で特徴づけられる水型(中層水)は見られなかった。

IV. まとめ

1998年5月から6月にJAMSTEC所属R/V Mirai上で、西太平洋における大気と海洋中のCO₂濃度測定を行った。

1 水平分布とCO₂Flux

海水温と塩分で規格化したpCO₂は、西太平洋(1998)で237.4μatm、瀬戸内海で484.1μatm、西太平洋(1992)で240.6μatmと見積もられ、西太平洋は6年間でほとんど変化していなかった。しかし、瀬戸内海は西太平洋に比べ、pCO₂が約230μatm高く、その変化幅も大きかった。これは平均的に、西太平洋に比べ瀬戸内海の海水中二酸化炭素分圧が過飽和であることを示唆している。

西太平洋におけるpCO₂は低緯度になるにつれて高濃度になった。しかし、その変動幅は大阪湾及びその周辺海域などの沿岸海域に比べ小さく約10μatmであった。pCO₂は、34.00Nから8.00Nまで漸増し、8.00N以南から逡減していた。pCO₂の漸増は表面海水温の影響によるものと考えられた。pCO₂の8.00N以南からの減少は、塩分の影響が大きいと考えられた。

西太平洋(1998)におけるPCO₂はほとんど変化がなく366.6~372.5μatmの間で変化し、標準偏差(SD)は1.0μatmであった。人間活動の影響の少ない外洋上においては大気中二酸化炭素分圧の変化はほとんどな

いといた。CO₂Fluxは、17.00N以北の海域でCO₂について吸収であり、17.00以南の海域でCO₂について放出であった。

2 鉛直分布

岡山式pCO₂自動測定装置の分析精度は、低濃度から高濃度までの環境測定に使用できることがわかった。また、十分なpCO₂の再現性が認められたことから、試料海水を採水してから分析するまで測定精度が保証されていることが確認された。

pCO₂は、水深が深くなるにつれ高濃度になっていた。宮古島沖、西太平洋赤道域におけるpCO₂の鉛直分布は、それぞれ独自の位相を示していた。

西太平洋赤道域における水温の鉛直分布は、水深100~150mの間に、きわめてはっきりした水温躍層が見られた。これは赤道直下100m~200mに流れる赤道潜流により躍層が2分されたと考えられた。西太平洋赤道域の水深0~100mは水温の高い水層であった。

宮古島沖における塩分の鉛直分布は、水深200mで極大値を示し、750mで極小値を示した。このことから3つの異なる海流により成層されていた。西太平洋赤道域における塩分の鉛直分布は、水深100mで極大値を示しており、水深100mまでの上層水と水温の区分は一致していた。水温の鉛直分布と同様、赤道潜流がはっきりととらえられた。そして、水深100m以深は逡減しており、中層水は見られなかった。

謝辞

みらい航海観測でお世話になった橋本孝亮船長をはじめとするみらい号の乗組員の皆様、田辺穰首席研究員、米山邦夫主任研究員をはじめとする海洋科学技術センターの方々、マリンワーク・ジャパンの観測技術員の方々に感謝いたします。また、本研究の機会を与えていただいた神戸商船大学石田廣史教授に感謝いたします。

参考文献

- Andrie, C., C. Oudot, C. Genthon and L. Merlivat (1986): CO₂ fluxes in the Tropical Atlantic During FOCAL Cruises. *J. Geophys. Res.*, **91**, 11741-11755.
- Fushimi, K. (1987): Variation of carbon dioxide partial pressure in the western North Pacific surface water during the 1982/83 El Nino event. *Tellus*, **39B**, 214-227.
- Inoue, H., Y. Sugimura and K. Fushimi (1987): pCO₂ and δ¹³C in the air and surface seawater in the eastern North Pacific. *Tellus*, **39B**, 228-242.
- Inoue, H. and Y. Sugimura (1992): Variations and distributions of CO₂ in and over the equatorial Pacific during the period from the 1986/88 El Nino event to the 1988/89 La Nina event. *Tellus*, **44B**, 1-22.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (1996): *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, Cambridge University Press, UK, 572
- Kanwaisher, J. (1960): pCO₂ in sea water and its effect on the movement of CO₂ in nature. *Tellus*, **12**, 209-215.
- 気象庁(1991): 地球温暖化監視レポート1991. 大蔵省印刷局, 5-41.
- 気象庁(1994): 異常気象レポート'94. 大蔵省印刷局, 30-33.
- 気象庁(1999): 近年における世界の異常気象と気候変動～その実態と見通し～(VI). 大蔵省印刷局, 76-80.
- Liss, P. and L. Merlivat (1986): Air-sea exchange rate, Introduction and synthesis. In: *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*. NATO ASI Series, Reidel, 113-127.
- Miyake, Y., Y. Sugimura and K. Saruhasi (1974): The carbon dioxide content in the surface water in the Pacific Ocean. *Rec. Oceanogr. Wks.*, **12**, 45-52.
- Oudot, C. and C. Andrie (1989): Short-term changes in the partial pressure of CO₂ in eastern tropical Atlantic surface seawater and in atmospheric CO₂ mole fraction. *Tellus*, **41B**, 537-553.
- 大滝英治, 藤原福一, 山下栄次, 伊藤はる奈, 劉小虎 (1994): 海水中の二酸化炭素濃度(pCO₂)測定器の開発. *海の研究*, **6**, 413-418.
- 増沢譲太郎 (1977): 海洋科学基礎講座 4, 海洋物理IV, 東京出版会, 16-19.
- Weiss, R. F. (1974): Carbon dioxide in water and seawater the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, **2**, 203-215.
- Yamashita, E., K. Ishida and E. Ohtaki (1993): Measurement of carbon dioxide in sea water. p.22-31, In: Preliminary report of the HakuhoMaru cruise KII-92-5 (TOGA/COARE cruise) October 28-December 7, 1992. The western equatorial Pacific Ocean, ed. Ocean Research Institute, University of Tokyo.
- Yamashita, E., T. Kono and T. Nogami (1998): Carbon Dioxide in the Ocean and Atmosphere in R/V Mirai MR98-04 Cruise Report. JAMSTEC, 7-41.
- 山下栄次, 河野雄彦, 小紫博明, 佐々木和明, 河相孝史, 石田廣史 (1997): 大阪湾及びその周辺海域における海水中二酸化炭素の分布(3)-1994年, 1996年と1997年の比較-. 1997年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 237.
- 山下栄次, 河野雄彦, 野上晃正, 米山邦夫 (1999): 宮古島沖と西太平洋赤道域におけるpCO₂の鉛直分布. 海洋気象学会 1998年度第2回例会要旨集, 35-37.