

—報告—  
Report

## 南極観測船「しらせ」による大気および表層海洋中の CO<sub>2</sub> 分圧観測

橋田 元<sup>1</sup>・中澤高清<sup>2</sup>・青木周司<sup>2</sup>・村山昌平<sup>3</sup>・山内 恭<sup>1</sup>・  
田中正之<sup>2</sup>・清水 明<sup>4</sup>・林 政彦<sup>5</sup>・岩井邦中<sup>6</sup>

### Measurements of the Partial Pressure of CO<sub>2</sub> in the Air and Surface Sea Water on Board the Icebreaker SHIRASE

Gen HASHIDA<sup>1</sup>, Takakiyo NAKAZAWA<sup>2</sup>, Shuhji AOKI<sup>2</sup>, Shohei MURAYAMA<sup>3</sup>,  
Takashi YAMANOUCI<sup>1</sup>, Masayuki TANAKA<sup>2</sup>, Akira SHIMIZU<sup>4</sup>,  
Masahiko HAYASHI<sup>5</sup> and Kunimoto Iwai<sup>6</sup>

**Abstract:** With a newly developed automatic measurement system, the partial pressure of CO<sub>2</sub> in the surface sea water and lower troposphere were continuously monitored on board the icebreaker SHIRASE between Japan and Antarctica from November 1987 to March 1992 as a part of the Japanese Antarctic Research Expedition (JARE). The atmospheric CO<sub>2</sub> concentration was high in the mid-northern hemisphere, decreased rapidly southward to a minimum in the mid-southern hemisphere, and increased slightly in the Antarctic region. Water mass differences in the western North Pacific and eastern Indian Ocean can be seen in diagrams which consists of CO<sub>2</sub> partial pressure in surface sea water (pCO<sub>2</sub>) and sea surface temperature (SST). These water masses are bordered at the boundaries of major oceanic currents: the southern border of the Kuroshio Countercurrent (28°N), the southern border of the Subtropical Countercurrent (20°N), the southern border of the North Equatorial Current (6°N), the southern border of the Celebes Sea, and the Lombok Strait. The relations between pCO<sub>2</sub> variations and hydrographic conditions such as the effect of coastal water and upwelling are subject to discussion in this report. Meridional distributions of pCO<sub>2</sub> and SST south of 35°S obtained in the southward cruise on 110°E in December, the northward cruise on 150°E in March, and the cruise between Syowa Station (69°00'S, 39°35'E) and Cape Town in January 1989 clearly show steep changes at the Subtropical

- 
- <sup>1</sup> 国立極地研究所。National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.  
<sup>2</sup> 東北大学理学部大気海洋変動観測研究センター。Center for Atmospheric and Oceanic Studies, Faculty of Science, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980-77.  
<sup>3</sup> 資源環境技術総合研究所。National Institute for Resources and Environment, 16-3, Onogawa, Tsukuba 305.  
<sup>4</sup> 国立環境研究所。National Institute for Environmental Studies, 16-2, Onogawa, Tsukuba 305.  
<sup>5</sup> 名古屋大学太陽地球環境研究所。Solar Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, 3-13, Honohara, Toyokawa 442.  
<sup>6</sup> 信州大学教育学部。Faculty of Education, Shinsyu University, 6, Ooaza-Nishinagano, Nagano 380.

南極資料, Vol. 41, No. 1, 203-220, 1997

Nankyoku Shiryo (Antarctic Record), Vol. 41, No. 1, 203-220, 1997

Convergence, Subantarctic Front, and Polar Front. Even if  $p\text{CO}_2$  within each water mass distributed between the fronts varies to some extent, each water mass can be distinguished from the other masses by the differences of average  $p\text{CO}_2$  and SST. Longitudinal distributions of  $p\text{CO}_2$  and SST measured in the westward track from  $110^\circ\text{E}$  to  $20^\circ\text{E}$  along  $59^\circ\text{S}$  to  $61^\circ\text{S}$  and the eastward track from  $40^\circ\text{E}$  to  $150^\circ\text{E}$  along  $61^\circ\text{S}$  to  $65^\circ\text{S}$  are scattered between  $320 \mu\text{atm}$  and  $360 \mu\text{atm}$ . However it is clearly evident that the  $p\text{CO}_2$  dips by  $50 \mu\text{atm}$  between  $80^\circ\text{E}$  and  $110^\circ\text{E}$ . Anticyclonic eddies which are already found in the region could drive coastal water, which has less  $p\text{CO}_2$  because of high productivity, northward. The partial pressure difference between air and surface sea water ( $\Delta p\text{CO}_2$ ) and  $\text{CO}_2$  flux across the air-sea boundary was calculated to estimate the  $\text{CO}_2$  source/sink strength of the ocean along the track. The region between the Subantarctic Front and the Polar Front, and the region south of the Polar Front, which are regarded as a data void region, are very weak  $\text{CO}_2$  sources as well as very weak  $\text{CO}_2$  sinks and weak  $\text{CO}_2$  sinks by  $0$  to  $-5 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$ , respectively.

**要旨:** 高精度の大気中の  $\text{CO}_2$  濃度自動連続観測システムおよび表層海洋中の  $\text{CO}_2$  分圧自動連続観測システムを開発し、日本・昭和基地の間を往復している南極観測船「しらせ」に搭載して、同船の航路沿いに 1987 年の第 29 次南極観測隊から 1992 年の第 33 次南極観測隊の 5 航海で観測を実施した。大気中の  $\text{CO}_2$  濃度は北半球中緯度で高く、南に向かい急激に減少し南半球中緯度で極小を取り、さらに南極に向かい僅かに増加する緯度分布を示す。表層海洋中の  $\text{CO}_2$  分圧 ( $p\text{CO}_2$ ) の変動は主要な海域ごとに解析した。まず、西部北太平洋と東部インド洋では、表層海水温 (SST) と  $p\text{CO}_2$  のダイアグラム上で明瞭に区別される特徴的な水塊が、黒潮反流と亜熱帯反流の境界 ( $28^\circ\text{N}$ )、亜熱帯反流と北赤道海流の境界 ( $20^\circ\text{N}$ )、北赤道海流とセレベス海の境界 ( $6^\circ\text{N}$ )、ロンボク海峡 ( $9^\circ\text{S}$ ) を境界として分布していることを確認し、沿岸水の影響や湧昇等の海域ごとの海況と照合して考察した。次に、 $35^\circ\text{S}$  以南の南大洋における  $110^\circ\text{E}$  線沿いの南進航路 (12 月)、 $150^\circ\text{E}$  線沿いの北進航路 (3 月)、1989 年 1 月の昭和基地・ケープタウン間の往復路上 ( $20\text{--}40^\circ\text{E}$ ) で得られた  $p\text{CO}_2$  の緯度分布は、亜熱帯収束帯、亜南極前線、極前線に対応した急激な変動を示し、各々の前線に挟まれた海域では一定の変動幅を持ちながらも他とは区別される水塊が分布することが見出された。そして、極前線以南、即ち南極大陸周辺海域の  $59\text{--}61^\circ\text{S}$  帯を西進する航路 ( $20\text{--}110^\circ\text{E}$ ) と  $61\text{--}65^\circ\text{S}$  帯を東進する航路 ( $40\text{--}150^\circ\text{E}$ ) では、 $p\text{CO}_2$  が  $320\text{--}360 \mu\text{atm}$  の範囲で大きく変動する。その一方、全ての年に共通して  $80\text{--}110^\circ\text{E}$  に他海域より  $50 \mu\text{atm}$  も低い極小が見出された。当該海域に定常的に存在する渦により、強い生物生産のために低  $p\text{CO}_2$  となった沿岸系の水塊を観測していると推察される。最後に、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度及び  $p\text{CO}_2$  から大気・海洋間の分圧差 ( $\Delta p\text{CO}_2$ ) 並びに  $\text{CO}_2$  フラックスを算出し、航海海域の放出・吸収源強度を評価した。これまでデータが希少であった亜南極前線と極前線の間の海域は、放出或は吸収どちらにしても小規模であり、極前線以南の南極表層水は  $0\text{--}5 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$  の弱い吸収源である。

## 1. はじめに

大気と海洋間の  $\text{CO}_2$  交換の実態を探るため、南極観測船「しらせ」に大気および表層海洋中の  $\text{CO}_2$  分圧を連続測定する装置を搭載し、第 29 次南極地域観測隊の往路から観測を開始した。図 1 に「しらせ」の航路を示す。「しらせ」は 11 月 14 日に東京湾晴海埠頭を出航し、西部太平洋のフィリピン沖、ついでインドネシア沖を通過し、11 月 22 日にロンボク海峡からイ

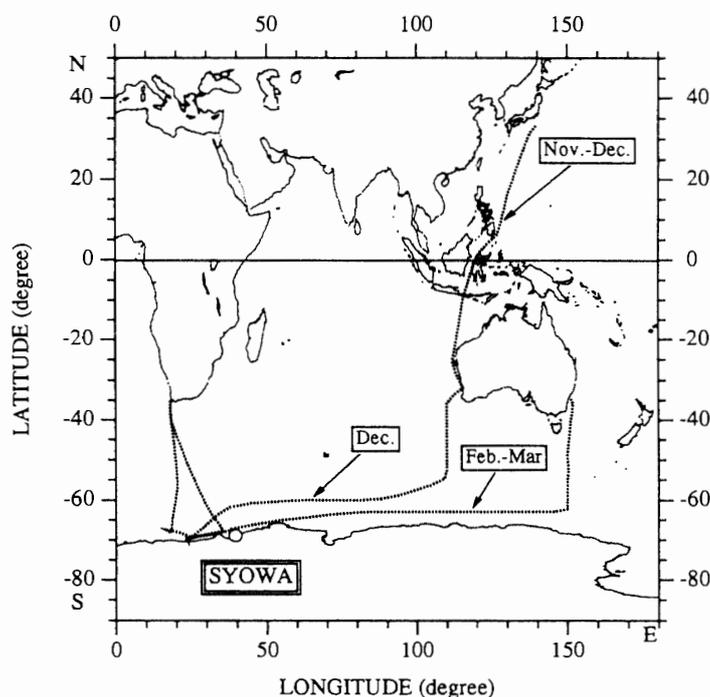


図1 南極観測船「しらせ」の航路

Fig. 1. Cruise tracks of SHIRASE.

ンド洋へ抜けた。さらに、東部インド洋をほぼ真南に南下し、11月27日オーストラリア西岸のフリーマントルに寄港した。同港を12月3日に出航し、図1のような航路をたどり、12月中旬に南緯70度14分、東経23度49分のブライド湾に到着した。あすか観測拠点への物資輸送を行い、「しらせ」は1月はじめに昭和基地に到着した。約1カ月昭和基地に滞在した「しらせ」は、2月はじめに帰港の途につき、南緯64度に沿いさまざまな海洋観測を行いながら東進、北上し、3月20日オーストラリアのシドニーに寄港し、観測隊員をおろした。観測隊員はシドニーから空路日本へ帰った。「しらせ」は同港を3月下旬に出港し、4月上旬に東京に帰港した。「しらせ」は毎年同じ時期にほぼ同じ航路を通して日本と南極昭和基地間を往復しており、CO<sub>2</sub>分圧の緯度分布およびその経年変化をとらえるには最適の観測プラットフォームである。このため、この観測は観測隊員が乗船している日本から昭和基地間、および昭和基地からシドニー間で毎年実施されている。

## 2. 観測システム

大気中のCO<sub>2</sub>濃度連続観測システムは、「しらせ」艦橋から1段下の甲板の左舷端に位置する第1観測室に、構成部品を1つのラックに組み入れて据え付けた。システムは、分析部、流路制御部、データロガー、標準ガスで構成されている。分析部にはNDIR(非分散型赤外分析計)を採用した。船体の動揺や振動が及ぼす影響を軽減するために、NDIRの光学セルはスプ

リングでつり下げられ、NDIR 本体も防振ゴムを介してラックに固定されている。NDIR の比較セルにはレファレンスガス (約 330 ppmv) が常時  $10 \text{ mL} \cdot \text{min}^{-1}$  で流されている。流路制御部では、複数個の電磁弁を自動的に制御して NDIR の試料セルに 3 本の標準ガス (約 340 ppmv, 約 350 ppmv, 約 360 ppmv) と試料空気を交互に導入する。30 分周期で各標準ガス 1 回と試料ガス 3 回の出力がデータロガーに記録される。標準ガスは、使用開始前に 8 カ月以上に渡り濃度が安定していること、さらに使用後も濃度変化がないことを確認している。47 L のアルミニウム製容器に加圧充填された標準ガスは、ゲージ圧で  $0.5 \text{ kg} \cdot \text{cm}^{-2}$  まで減圧し、流量を  $300 \text{ mL} \cdot \text{min}^{-1}$  に調整している。一方、試料空気は、第 1 観測室内に艦からの汚染を極力避けるように取り付けられた左舷と右舷からの 2 つの空気取入口を通してダイヤフラムポンプでシステム内に導入する。NDIR は赤外線吸収を利用しており、赤外吸収気体成分、特に水蒸気を十分に取り除く必要がある。まず、電子除湿器で露点  $1\text{--}3^\circ\text{C}$  程度まで除湿し、さらに過塩素酸マグネシウム ( $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$ ) によって露点  $-60^\circ\text{C}$  程度まで除湿される。標準ガス及び試料空気が流れるラインは  $\text{CO}_2$  の選択的吸脱着を生じないように、可能な限りステンレス部品及びテフロン部品で配管し、各部品の接続にも金属シールを用いた。以上で述べた観測システム全体の精度を、室内にて濃度既知の標準ガスを測定することによって検討した結果、32 回の測定において偏差の平均値は  $-0.03 \text{ ppmv}$ 、標準偏差は  $0.23 \text{ ppmv}$  であった。実際の観測では船体の振動や動揺の影響を受けるので、上の結果とは異なっている可能性がある。そこで、3 本の標準ガスのうち低濃度ガス (約 340 ppmv) と高濃度ガス (約 360 ppmv) の出力を用いて直線的検量線を作り、中濃度ガス (約 350 ppmv) の濃度を算出することができる。得られた濃度は、出力と濃度の非直線性によって、真の濃度とは系統的に異なるが、振動や動揺が NDIR の出力に影響を及ぼしているならば、算出された濃度はばらつくはずである。そこで実際の観測で得られた出力から 3379 個の濃度を計算した。算出濃度の平均値と真の濃度との差は  $0.01 \text{ ppmv}$  であり、これを補正すると、標準偏差は  $0.26 \text{ ppmv}$  で、全データの 66% が  $\pm 0.2 \text{ ppmv}$ 、90% が  $\pm 0.4 \text{ ppmv}$  の範囲に入っている。振動や動揺の無い状態の標準偏差  $0.23 \text{ ppmv}$  より若干悪くなっているが、耐振動対策が有効であったことを証明している。

「しらせ」の表層海洋中の  $\text{CO}_2$  分圧連続観測システムは船尾左舷の第 5 観測室に設置した。システムの構成は、2 点を除き大気中の  $\text{CO}_2$  濃度連続観測システムと同様である。1 点はレファレンスガスに約 270 ppmv、標準ガスに約 275 ppmv, 約 325 ppmv, 約 375 ppmv, 約 425 ppmv の 4 本を使用し、1 時間周期で各標準ガス 1 回と試料ガス 6 回の出力がデータロガーに記録されることである。もう 1 点は、表層海水中の  $\text{CO}_2$  に関して溶解度平衡に達した空気を取り出すために気液平衡器を用いることである。「しらせ」喫水管に取り付けられた揚水ポンプによって海面下約 8 m から連続的に汲み上げられた海水を、外気と隔絶された気液平衡器内にシャワー状に散水して、気液平衡器内の空気と接触させる。この空気はダイヤフラムポンプによって流路制御部内の閉じた系を循環しており、分析に際しては NDIR を含む系を循環させ

る。大気中の CO<sub>2</sub> 濃度連続観測システムと同様に pCO<sub>2</sub> 連続観測システムの測定精度を評価した。室内において濃度既知の標準ガスを 32 回分析した結果、真の濃度との偏差の平均値および標準偏差はそれぞれ、0.71 ppmv と 0.38 ppmv であった。一方、船上のデータから低濃度側 3 本の標準ガスの出力を利用して 1540 個のデータを解析したところ、濃度と出力の直線性から生ずる誤差は 0.03 ppmv と評価されたので、これを補正し、真の濃度からの各算出値の偏差を求めた結果、±1.0 ppmv 以内に 75% のデータが入り、標準偏差は 1.08 ppmv であった。大気システムと比べると 4 倍ほど精度が悪い。これは、大気システムより構造が複雑であり、また、第 5 観測室はエンジンルームの真上にあるために振動の影響を受け易いためと考えられる。しかし、表層海洋中の CO<sub>2</sub> 分圧の変動幅は大きいので、この程度の誤差は容認できる。

### 3. 大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の分布と変動

図 2 に日本から昭和基地間で観測された 11 月中旬から 12 月下旬にかけての大気中における CO<sub>2</sub> 濃度分布を示す。まず、1987 年から 1991 年のすべてに共通した特徴として、以下の 3 点が指摘できる。1) 両半球の 20° 以上の中緯度の濃度を比較してみると、南半球よりも北半球のほうが高い。2) 北半球の中緯度から赤道域に向かって濃度は比較的大きな減少傾向を示す。3) 赤道域に濃度の極大が見られる。北半球の濃度が南半球よりも高い原因は、北半球が冬で CO<sub>2</sub> 季節変化のちょうど高濃度の時期にあたるのに対して、逆に南半球は夏で CO<sub>2</sub> 季節変化の低濃度の時期にあたることによる。また、北半球中高緯度に位置する先進工業国による化

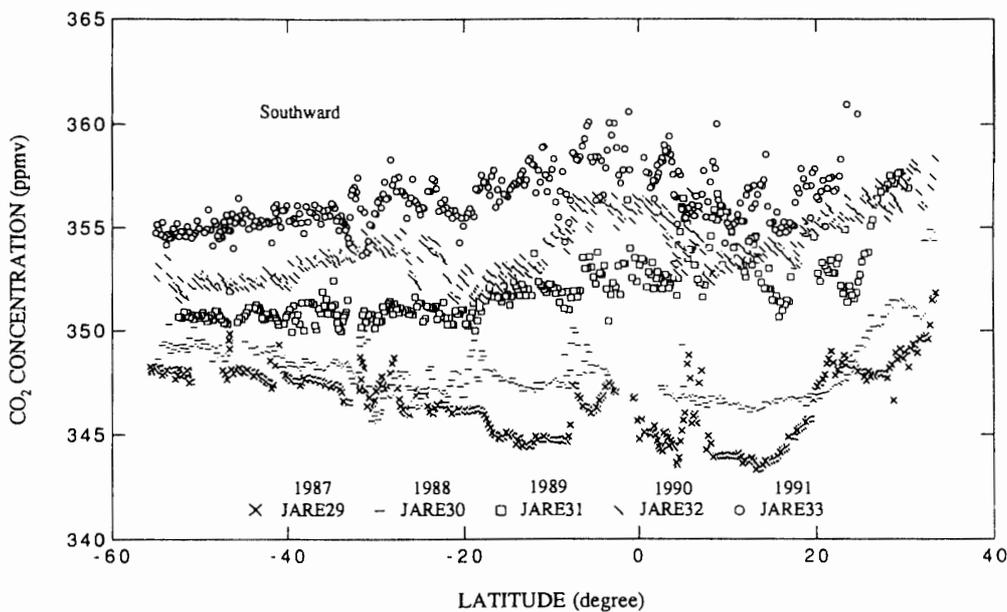


図 2 「しらせ」によって観測された日本から南極までの大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の緯度分布  
 Fig. 2. Meridional distribution of atmospheric CO<sub>2</sub> concentration measured on board the SHIRASE between Japan and Antarctica.

石燃料の大量消費 (MARLAND and ROTT, 1984) の影響も考えられる。すなわち、年平均的にみても北半球中高緯度は南半球に比べて 3.5-4.0 ppmv 程度高濃度になっている (TANAKA *et al.*, 1987; CONWAY *et al.*, 1988)。北半球中緯度から赤道域にかけての比較的大きな濃度勾配は、異種気団間の CO<sub>2</sub> 濃度の違いを反映している。すなわち、北半球中緯度は冬季モンスーンの吹き出しに伴うアジア大陸気団の影響を強く受けており、北半球低緯度は熱帯の海洋性気団の影響を強く受けている。大陸気団は陸上植物による CO<sub>2</sub> 放出源や吸収源の影響を直接受けるため、季節変化振幅が非常に大きく、逆に海洋性気団はこの影響が小さいため季節変化振幅が比較的小さくなる。したがって、季節的に CO<sub>2</sub> 濃度が高くなる冬季や低くなる夏季には、気団間の濃度差がよりきわだつようになる (NAKAZAWA *et al.*, 1992)。5°N から 10°S にかけて、2-3 ppmv 程度の CO<sub>2</sub> 濃度の極大が見られる。このような赤道域の極大は、過去に行われた観測結果にも現れており (KEELING *et al.*, 1984; KOMHYR *et al.*, 1985; TANAKA *et al.*, 1987; CONWAY *et al.*, 1988)、主に海洋から大気への CO<sub>2</sub> 放出が原因と考えられてきた。実際、4章の最後に述べる  $\Delta p\text{CO}_2$  の緯度分布によると、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の極大が見られる緯度帯は  $\Delta p\text{CO}_2$  が正の値をとる海域と一致しており、我々の観測からも海洋からの CO<sub>2</sub> 放出が大気中の CO<sub>2</sub> 濃度極大の主な原因と考えられる。

図 3 に日本から昭和基地までの航路上で得られた風ベクトルの分布を示す。赤道から 7°S にかけて風が弱く、両半球の中緯度からこの緯度帯に向けて風が吹き込む様子が明瞭に見られる

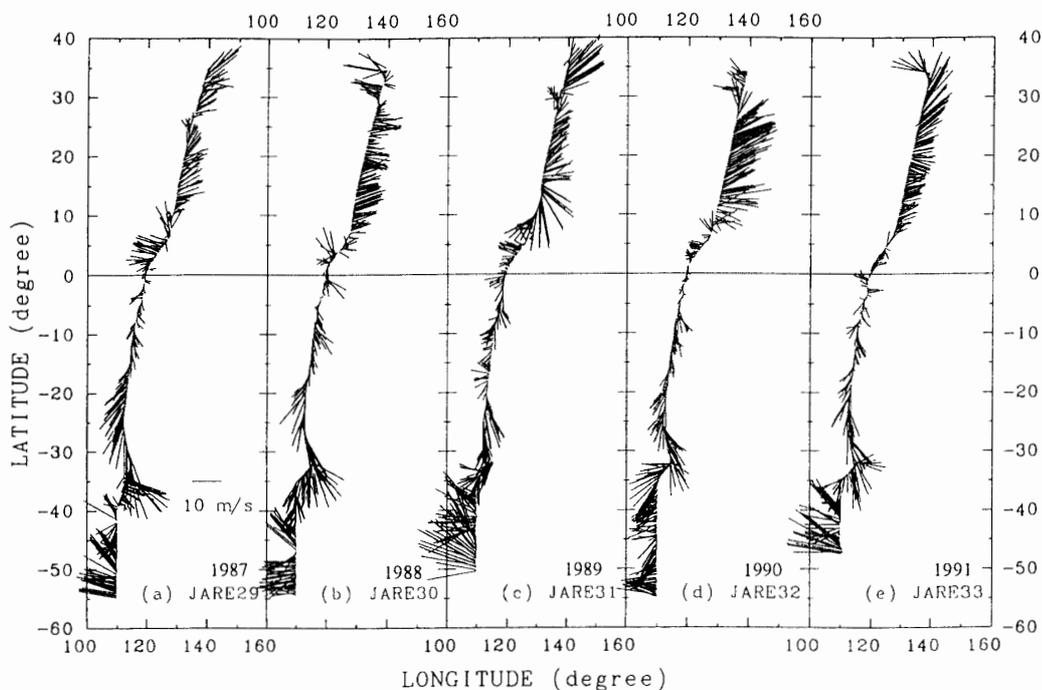


図 3 「しらせ」によって観測された日本から南極までの風ベクトル

Fig. 3. Wind vectors measured on board the SHIRASE between Japan and Antarctica.

ため、この緯度帯に南太平洋収束帯 (SPCZ) (RASMUSSEN and CARPENTER, 1982) が位置していると考えられる。KEELING *et al.* (1984), KOMHYR *et al.* (1985), TANAKA *et al.* (1987) 等は、南北両半球の低緯度における濃度差が拡大する 2-6 月に、SPCZ や熱帯収束帯 (ITCZ) を境とした CO<sub>2</sub> 濃度の不連続な緯度分布を見いだしている。図 2 にはこのような不連続は見られない。その原因は、11-12 月の両半球低緯度における CO<sub>2</sub> 濃度差が小さいため、収束帯で両半球の大気の混合が制限されていても差が目立たないためである。

図 2 に示される CO<sub>2</sub> 濃度の緯度分布が必ずしも毎年同じにならないのは、この分布がそれぞれの年の特定の季節の断面を見ているからである。すなわち、CO<sub>2</sub> 濃度の季節変化パターンは年々同じではなく、経年増加率も年々変化しているため、毎年同じ時期に同じ場所で観測した結果をならべてみても、詳しく見るとまったく同じパターンの繰り返しが再現されることにはならないのである。また、この図の CO<sub>2</sub> 濃度の緯度分布には小さな空間スケールの不規則変動も見られ、特に北半球中緯度で顕著である。一般に 25-30°N は偏西風と貿易風の境界にあたり、両気団が激しく交替する領域である (NEWELL *et al.*, 1972)。しかも緯度に対する濃度勾配が大きいので、高・低気圧あるいは台風などの大気擾乱により不規則な濃度分布が観測されやすい。一方、図 3 から北半球中緯度と同程度の風向の変化が南半球でも認められるが、CO<sub>2</sub> 濃度の不規則変動は北半球ほど明瞭ではない。南半球は北半球に比べれば陸上植物量が圧倒的に少なく、人間活動も小さいため、空間的な CO<sub>2</sub> 濃度勾配がきわめて小さいことがその理由となっている。

大気中における CO<sub>2</sub> 濃度の増加傾向は図 2 から明らかであるが、先に示した通り、この図は特定の季節の断面を見ているにすぎないため、これから濃度の経年増加率を正しく導くことは困難である。南半球中緯度以南は濃度の季節変化振幅が比較的小さく、濃度の広域な均一性を反映して不規則変動も小さいことから、この領域のデータを用いて定量的な評価を試みた。40°S 以南における CO<sub>2</sub> 濃度の年増加率は 1.0-2.3 ppmv yr<sup>-1</sup> の範囲で変化しており、4 年間の平均は 1.8 ppmv yr<sup>-1</sup> である。この値は、同じ時期に昭和基地の連続観測から得られた値 1.5 ppmv yr<sup>-1</sup> とほぼ一致する。

#### 4. 表層海洋中の CO<sub>2</sub> 分圧の分布と変動

日本から昭和基地までの航海中に観測された表層海洋中の CO<sub>2</sub> 分圧 (pCO<sub>2</sub>) の緯度分布を図 4 に示す。図には 1987 年から 1991 年までの 5 年間の 4 データが示されている。1989 年は装置が故障したため欠測となっている。前節で示した大気中における CO<sub>2</sub> の緯度による差は高々 5-10 ppmv であったが、ここで示した pCO<sub>2</sub> の緯度による差は 80-100 μatm (=ppmv) にもおよび約 10 倍も大きくなっている。pCO<sub>2</sub> は北半球中緯度から南に向かって増加し、赤道付近で極大となり、南半球低緯度では緯度とともに減少し、中緯度で極小となり、それ以南では再び増加し、南極大陸周辺では赤道域とほぼ同じ値を示している。このような特徴はここに示

した4例の観測結果に共通してみられる。35°S以北について見ると、赤道域を中心として高緯度に向かって  $p\text{CO}_2$  が減少する傾向が明らかであり、大まかに言うと図5に示した表層海水温度 (SST) の緯度分布とよく似ている。一般に  $p\text{CO}_2$  は SST と無機全炭酸量 ( $\Sigma\text{CO}_2$ ) の影響を強く受けるが、この緯度帯における結果は  $p\text{CO}_2$  が  $\Sigma\text{CO}_2$  よりも SST の影響を強く受けていることを示唆している。この緯度帯の  $p\text{CO}_2$  を詳しく見ると、6°N 以北および 9–35°S の分布が比較的滑らかなのに比べ、6°N から 9°S 間は不規則な変動が多い。「しらせ」は 6°N 付近からセレベス海に入り、9°S でロンボク海峡を通過してインド洋へと抜ける。したがって、6°N から 9°S 間は陸地の影響を受けやすい内海であり、外洋とは異なった海況になっている。一方、35°S 以南では SST が高緯度に向かって低くなるにもかかわらず、 $p\text{CO}_2$  は急激に、しかも不連続に増加している。他の船舶観測からは、36–38°S における  $p\text{CO}_2$  の季節変化が他の緯度帯とは異なる

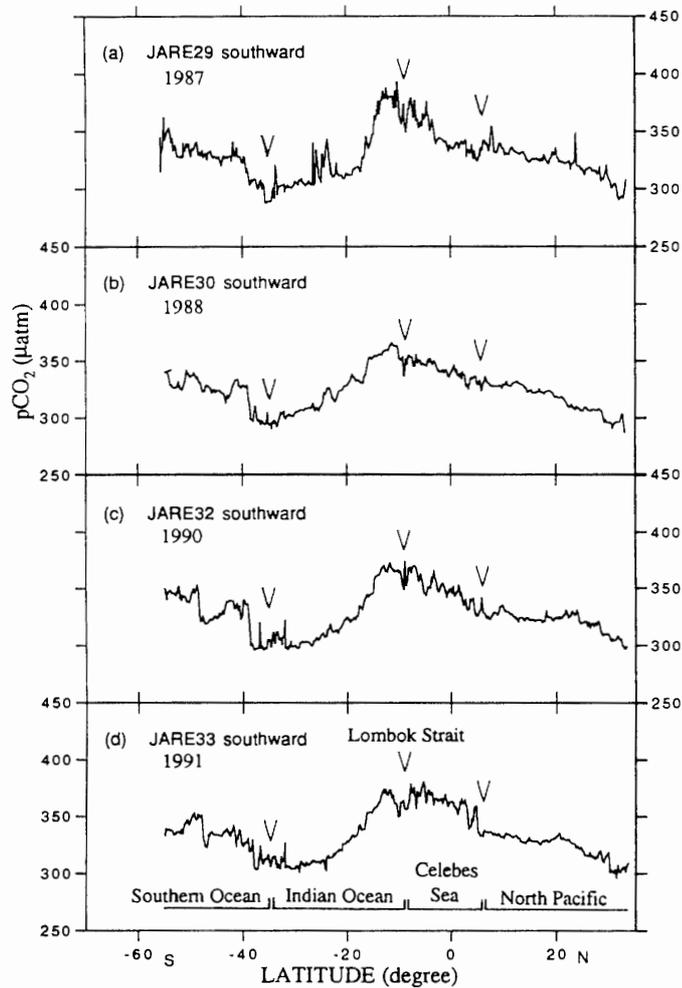


図4 「しらせ」によって観測された日本から南極までの  $p\text{CO}_2$  の緯度分布。V印は代表的な海域の境界を示す。

Fig. 4. Meridional distribution of  $p\text{CO}_2$  measured on board the SHIRASE between Japan and Antarctica. The boundaries of the major oceans are indicated by "V" marks.

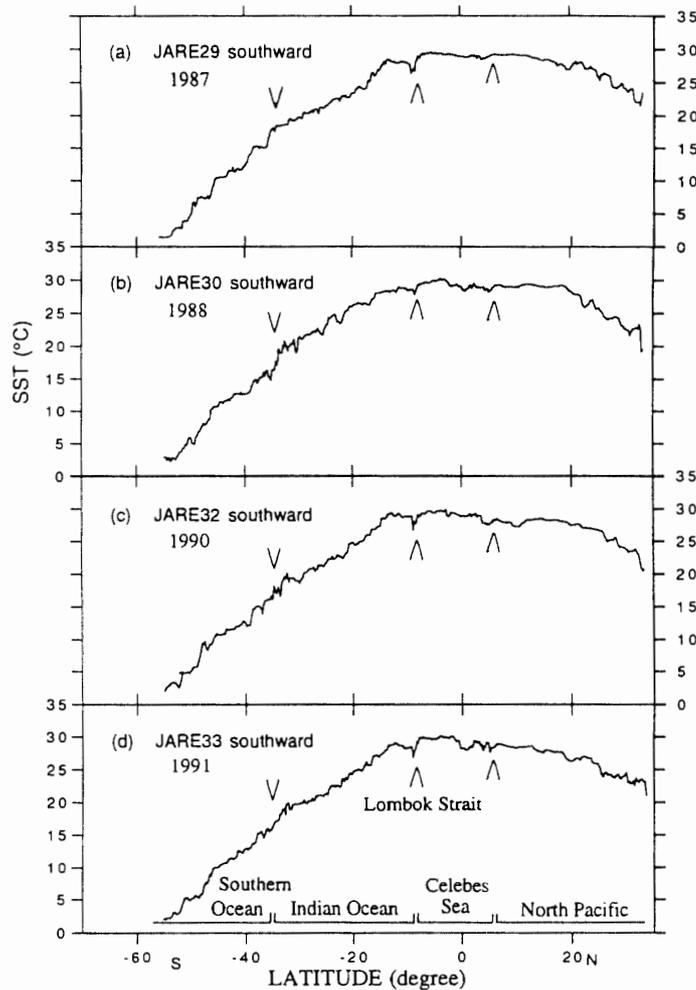


図5 「しらせ」によって観測された日本から南極までの表面海水温 (SST) の緯度分布。V と  $\Delta$  印は代表的な海域の境界を示す。

Fig. 5. Meridional distribution of SST measured on board the SHIRASE between Japan and Antarctica. The boundaries of the major oceans are indicated by "V" marks.

り SST よりも  $\Sigma\text{CO}_2$  の変化の影響を受けること、また、高緯度ほど  $\Sigma\text{CO}_2$  が高いことが明らかにされている (橋田, 1994)。この観測結果を参考にすると、35°S 以南では  $\Sigma\text{CO}_2$  が  $\text{pCO}_2$  に強く影響を与えていることが示唆される。以上のことから本節では、1) 6°N 以北の西部北太平洋、2) 6°N から 9°S のセレベス海、3) 9°S から 35°S の東部インド洋、4) 35°S 以南の南大洋に分けて考察を行う。

西部北太平洋では 20°N 付近を境に、北側では北に向かって  $\text{pCO}_2$  が急激に減少し、南側ではほぼ一定の値を示す。20°N を境界とした分布の違いは SST にも同様に見られる。20°N 以南は北赤道海流、それ以北は亜熱帯反流の影響を受ける海域と考えられるため、これらは海流の違いによる海水の性質の差異を表していると考えられる。気象庁の 135°E 線に沿った観測においては、INOUE *et al.* (1987) や FUSHIMI (1987) により  $\text{pCO}_2$  の観測も行われており、彼らのデー

タにも 17°N 付近を境界とした  $p\text{CO}_2$  分布の違いが認められるため、海流の違いによる差異が冬季の西部太平洋に広く共通して見られる現象であると考えられる。

図6は SST と  $p\text{CO}_2$  の T-P ダイアグラムである。20°N 付近の SST に相当する約 27.0°C の海水温を境界として、北赤道海流と亜熱帯反流の水塊が明瞭に区別される。また、SST が 27.0°C 以下では、24.0°C を境にその前後で  $p\text{CO}_2$  の温度変化率が異なっており、これは 28°N 付近に位置する東向きの亜熱帯反流と西向きの黒潮反流の境界に分けられた水塊の違いを反映しているものと考えられる。 $p\text{CO}_2$  の温度変化率に注目すると、SST が 24.0°C 以下、すなわち 28°N 以北では温度変化率が約  $10 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$  であるのに対し、SST が 24.0-27.0°C、すなわち 20-28°N では  $3 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$  と SST への依存性はきわめて弱く、しかも年によりばらつきが大きい。約  $10 \mu\text{atm } ^\circ\text{C}^{-1}$  の温度変化率は  $p\text{CO}_2$  が  $300 \mu\text{atm}$  において  $3.3\% ^\circ\text{C}^{-1}$  に相当し、 $\Sigma\text{CO}_2$  と全アルカリ度 (TA) が一定の場合の温度変化率  $4.2\% ^\circ\text{C}^{-1}$  にやや近い。このことは 28°N 以北の水系では  $\Sigma\text{CO}_2$  と TA がほぼ一定であることを意味している。一方、20-28°N の海域では北に向かって SST が 27.0°C から 24.0°C へ急激に低下するが、 $p\text{CO}_2$  の減少は高々  $10 \mu\text{atm}$  程度であり、このような分布となるためには  $\Sigma\text{CO}_2$  が北に向かって増加していなければならない。他の船舶を用いた観測によると、 $\Sigma\text{CO}_2$  の緯度分布は冬季と春季に 20°N 以北で北に向かって急激な増加を示しており (橋田, 1994), 「しらせ」で観測された 20-28°N の  $p\text{CO}_2$  と SST の分布から推定されたこととよく合っている。北に向かって SST が大きく低下し  $\Sigma\text{CO}_2$  が急増する原因は、厳寒期のため北ほど海面冷却が強く、その結果、表層混合層もより発達して表層水が  $\Sigma\text{CO}_2$  の

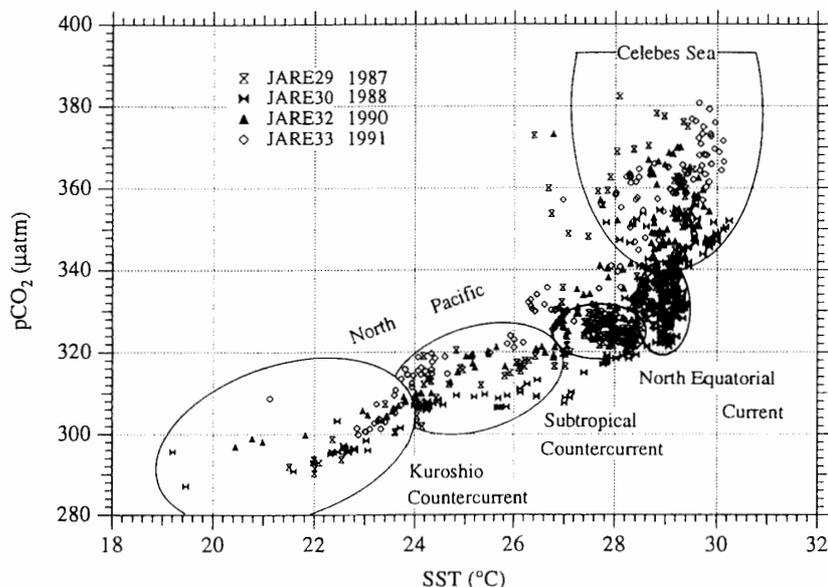


図6 「しらせ」によって観測された 9°S (ロンボク海峡) 以北の表面海水温データと  $p\text{CO}_2$  を用いた T-P ダイアグラム

Fig. 6. Combination diagram of SST and  $p\text{CO}_2$  measured on board the SHIRASE north of Lombok Strait (9°S).

高い次表層水と混合しやすいためであると考えられる。

図 6 において 20-6°N のデータは、北赤道海流に属する水塊を起源としており、pCO<sub>2</sub> が 320-340 μatm で SST が 27.0-29.0°C の狭い範囲に密集する分布となっている。このダイアグラムをより詳しくみると、SST が 27.0-28.3°C で pCO<sub>2</sub> が 320-330 μatm のグループと、SST が 28.3-28.7°C で pCO<sub>2</sub> が 320-340 μatm のグループに分かれていることが確認できる。したがって、この海域は明らかに性質の異なった 2 種類の水塊から構成されていることになる。

6°N 以北の海域の年々変動に注目してみると、20-28°N の亜熱帯反流の海域、すなわち SST が 24.0-27.0°C の範囲で pCO<sub>2</sub> の年による違いが目立つ。特に、1988 年の pCO<sub>2</sub> が他の年よりも 10 μatm 程度低い。1988 年 11 月は、1988 年春に終息したエルニーニョ現象に引き続きラニーニャ現象が発生しており、これが 1989 年夏まで続いた。ラニーニャ現象発生中は強い貿易風によって西部太平洋の表層は非常に厚くなり、表層水と次表層水との混合が生じ難くなるため、高い pCO<sub>2</sub> を維持することが困難になると考えられる。したがって、1988 年の 20-28°N で観測された低い pCO<sub>2</sub> は、ラニーニャ現象によって引き起こされたものと推定される。一方、1987 年と 1991 年はエルニーニョ発生中に観測が行われたが、平年の 1990 年と比較して大きな差は見られない。この点は、1983 年の大規模なエルニーニョの際に西部太平洋の広い範囲で pCO<sub>2</sub> の変化が見られたこと (FUSHIMI, 1987) と対照的である。1986-1988 年および 1991-1992 年のエルニーニョ現象は比較的規模が小さく、「しらせ」航路上の pCO<sub>2</sub> 分布に明瞭な変化を与えるほどの影響を及ぼさなかったのではないかと推定される。

セレベス海では pCO<sub>2</sub> の変動が SST と無関係に起こっており、海水温の変化が小さいにもかかわらず pCO<sub>2</sub> 変動が大きい。この海域は周囲を島々で囲まれているにもかかわらず、水深は 4000 m 以上にもおよび、島々の周辺ではしばしば局地湧昇が観測される (宇田, 1974)。このような湧昇のため栄養塩が豊富であり、かつ、富栄養化された陸水の流入があるため、生物活動が活発な海域である (KOBLENTS-MISHKE *et al.*, 1970)。従って、光合成による ΣCO<sub>2</sub> の減少や有機物分解による ΣCO<sub>2</sub> の増加が活発に起きており、これが pCO<sub>2</sub> の大きな変動となってあらわれているものと推定される。

「しらせ」は 9°S 付近でロンボク海峡を抜けてインド洋に入る。図 4 と図 5 に見られるように、ロンボク海峡通過後の pCO<sub>2</sub> と SST の分布はきわめて特徴的であり、狭い範囲で 20 μatm にもおよぶ pCO<sub>2</sub> の落ち込みと 2-4°C の SST の低下が同時にみられ、しかもすべての年に共通している。ロンボク海峡付近のインド洋の海況は、低い SST、高い栄養塩濃度等によって特徴づけられ、沿岸湧昇が卓越していることが知られている (WYRTKI, 1963)。従って「しらせ」により観測された 9°S 付近の pCO<sub>2</sub> と SST の変動は沿岸湧昇の影響によってもたらされたものと推測できる。つまり、湧昇によって表層に供給された栄養塩が植物プランクトンによる一次生産を促進させ、局地的な ΣCO<sub>2</sub> の低下を招き pCO<sub>2</sub> の落ち込みを生ぜしめたと考えられる。

10°S から 13°S 付近までの  $p\text{CO}_2$  は  $360 \mu\text{atm}$  以上の最も高い値となり、それ以南では南に向かって漸減傾向を示す。この海域では、生物活動による  $\Delta\text{CO}_2$  消費は 9°S 付近ほど大きくはなく、SST が低く  $\Delta\text{CO}_2$  が高い次表層水の湧昇の影響を広くに直接受けたと考えられる。この海域では過去に INOUE and SUGIMURA (1988) が観測を実施しており、やはり同じ緯度帯で  $p\text{CO}_2$  の極大がみられた。

図 4 と図 5 から 13-35°S では南下するにしたがって  $p\text{CO}_2$ , SST とともに不規則な変動を伴って徐々に低下していることがわかる。1987 年の 22-28°S の  $p\text{CO}_2$  の大きなピークは、対応する SST の変化がないことからオーストラリア大陸起源の陸水の影響を受けたものと推定される。このような特別な場合を除けば、 $p\text{CO}_2$  の変動は SST の変動と対応がきわめてよく、図 7 に示した T-P ダイアグラムは非常に滑らかな分布となっている。このことから  $\Delta\text{CO}_2$  が一様に分布していることが推定される。

図 7 のダイアグラムでは、海水温が  $24.5^\circ\text{C}$  以上、すなわち 10-20°S の海域で  $p\text{CO}_2$  と SST の関係が年毎に異なった特性を示す。具体的には、1987 年と 1991 年の  $p\text{CO}_2$  が 1988 年と 1990 年の  $p\text{CO}_2$  よりも、同じ SST に対して系統的に  $10 \mu\text{atm}$  程度高い。ROCHFORD (1962) はこの付近の観測から南赤道海流の流域が 10-20°S にあるとしており、それより南の西オーストラリア海流は、この海流とは海水の性質が異なることが推定できる。しかし、南赤道海流の  $p\text{CO}_2$  が年々変動する原因は今のところよくわからない。

図 7 を図 6 と比較すると、同じ SST でも図 7 に示された東部インド洋の  $p\text{CO}_2$  が西部北太

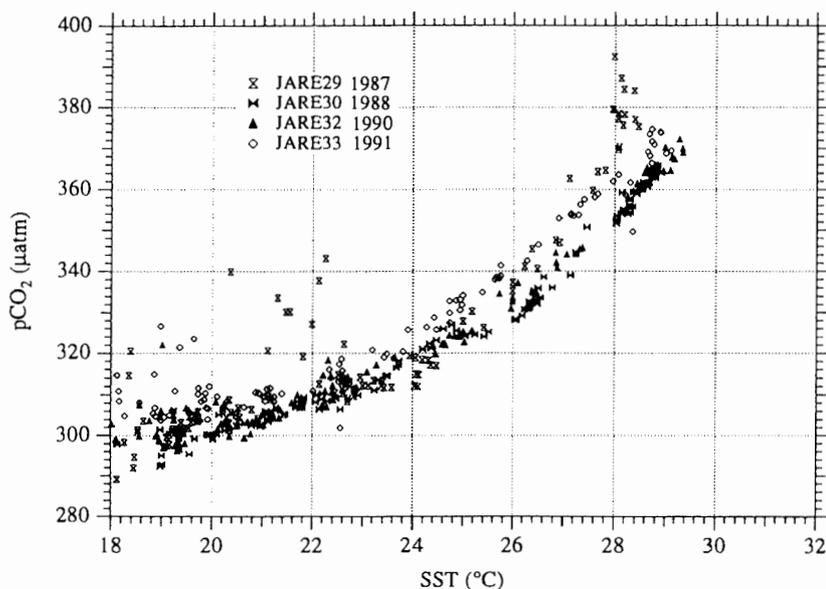


図 7 「しらせ」によって観測された 9-35°S の表面海水温データと  $p\text{CO}_2$  とを用いた T-P ダイアグラム

Fig. 7. Combination diagram of SST and  $p\text{CO}_2$  measured on board the SHIRASE between 9°S and 35°S.

平洋に比べ系統的に約 10  $\mu\text{atm}$  高いことがわかる。他の船舶による観測により、T-P ダイアグラム上の  $\text{pCO}_2$  と SST の季節変化は、同一曲線上での移動ではなく、分布全体が平行移動しており、ほとんどの SST について夏季は冬季よりも 10  $\mu\text{atm}$  程度系統的に高いことが明らかになった (橋田, 1994)。「しらせ」の観測は西部北太平洋では晩秋から初冬にかけて、東部インド洋では晩春から初夏にかけて行われたことを考えると、図 6 と図 7 の系統的な差は海域の違いよりも季節の違いによるものと推定される。また、図 7 に示した 4 回の観測結果から得られる  $\text{pCO}_2$  の温度変化率は 2.3%  $^{\circ}\text{C}^{-1}$  であった。この値は、他の船舶の観測から得られた西部太平洋での年平均値 2.2%  $^{\circ}\text{C}^{-1}$  (橋田, 1994) とよく一致する。東部インド洋の  $\text{pCO}_2$  の季節変化は明らかではないが、この一致は西部太平洋と東部インド洋の溶存炭酸物質の分布や変動に大きな違いがないことを示唆している。

南大洋における特徴は、 $\text{pCO}_2$  の SST 依存性が他の海域とまったく正反対になっていることである。すなわち、SST が低下するにしたがって  $\text{pCO}_2$  が増加する傾向をもっている。その様子を T-P ダイアグラムとして図 8 に示す。ここでは南大洋を 35°S 以南と定義しているため、海水温にして 16–17°C 以下に相当する。南大洋の海洋構造は複雑であり、海水温の解析から、38–40°S、海水温にして 13.0–14.5°C に亜熱帯収束帯が存在し、51–52°S、海水温にして 3–5°C に極前線が存在する。これらに囲まれた水塊が亜南極表層水であり、極前線より南が南極表層水である。亜南極表層水を詳しく見ると、48°S 付近に亜南極前線が存在する。さらに、亜南極表層水

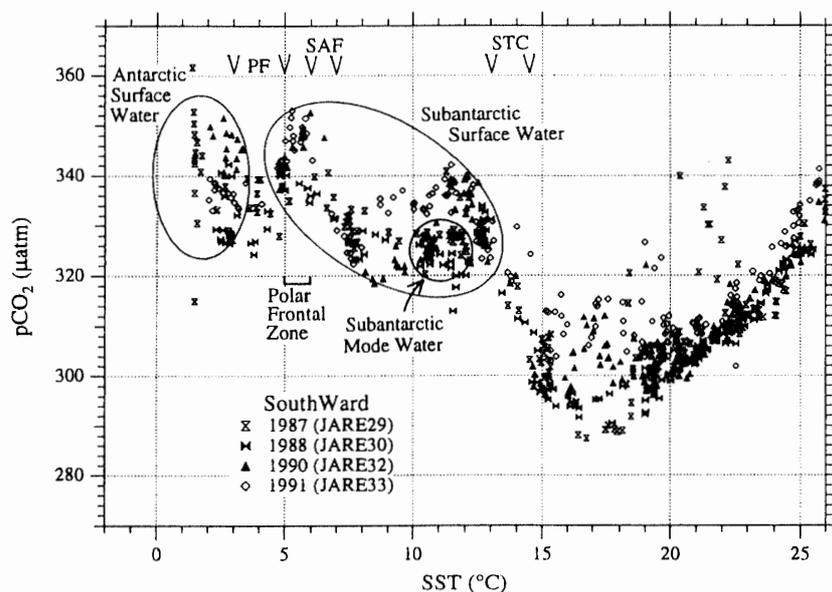


図 8 「しらせ」によって観測された 35–60°S の表面海水温データと  $\text{pCO}_2$  とを用いた T-P ダイアグラム。STC は亜熱帯収束帯、SAF は亜南極前線、PF は極前線を示す。

Fig. 8. Combination diagram of SST and  $\text{pCO}_2$  measured on board the SHIRASE between 35°S and 60°S. STC, SAF, and PF represent the Subtropical Convergence, the Subantarctic Front, and the Polar Front, respectively.

には海水温にして 10-12°C の非常に均質な水塊である亜南極モード水 (Subantarctic Mode Water) (McCARTNEY, 1977) が存在する。このような複雑な海洋構造を反映して  $p\text{CO}_2$  も空間的にも、また、年によっても変化が大きい。南極海の表層海洋に広く分布する南極表層水は、冬季には約 60°S 以南では結氷し、結氷しない表層水も結氷点近くまで冷却されて高密度となり沈降し、その結果として数 100 m にも達する対流が生ずる。一方、夏季には、表層で 2.0°C 程度まで昇温するために、南極表層水は上部の夏季表層水と下部の冬季表層水の二層構造となっている。南極海の特に結氷海域下では、冬季の強い鉛直混合によって、表層から深層に至るまでの水温、塩分、各種溶存物質濃度の鉛直方向の変化は他の海域に比べると小さく (Weiss *et al.*, 1979),  $\Sigma \text{CO}_2$  も例外ではない (Poisson and Chen, 1987)。したがって、南極表層水の  $\Sigma \text{CO}_2$  は、有機物の分解により  $\Sigma \text{CO}_2$  が高くなった中・深層との混合によって、全表層水の中で最も高い値を示す (Kroopnick, 1974)。SST が最も低いにもかかわらず、非常に高い  $\Sigma \text{CO}_2$  が南極表層水の  $p\text{CO}_2$  を赤道域に匹敵する高い値に維持していると考えられる。また、南極表層水の  $p\text{CO}_2$  が年によって異なる原因も、南極海の鉛直対流の年々変動に求められる。すなわち、南極域の鉛直対流も南極域の大気・海洋・雪氷系の変動の一環であり、相互作用の年々変動が鉛直対流に影響を及ぼしているものと考えられる。図 9 に「しらせ」が昭和基地を離れ、61-65°S に沿って東進したときに得られた  $p\text{CO}_2$  と SST の経度分布を示す。この図から、80-110°E の領域で顕著な  $p\text{CO}_2$  の低下が毎年現れていることが明らかになった。観測された  $p\text{CO}_2$  の低下に、Wakatsuchi (1994) が存在の可能性を提唱した 105°E 付近を中心とし長径が 3300 km にも及ぶ時計回りの渦が関係しているのではないかと推定される。Wakatsuchi (1994) は、南極大

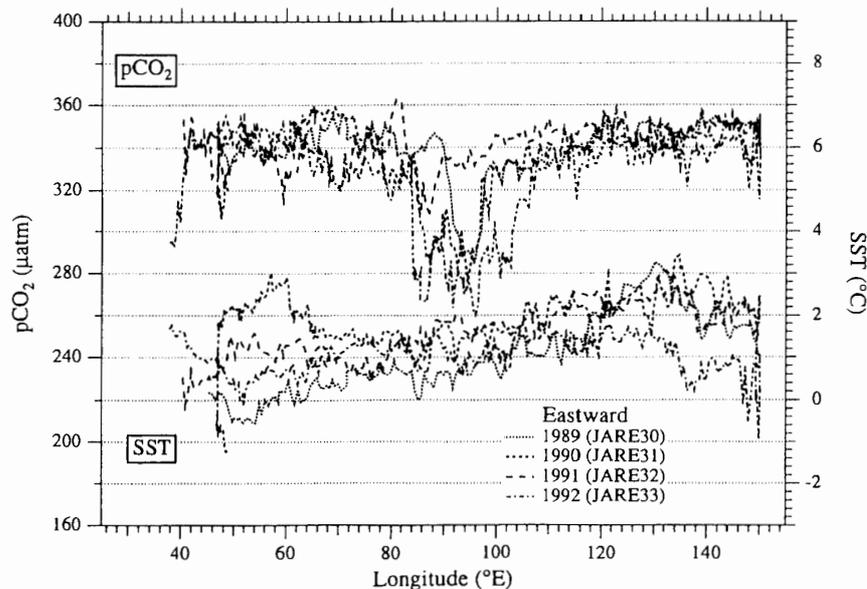


図 9 「しらせ」によって観測された 61-65°S の  $p\text{CO}_2$  と表面海水温 (SST) の経度分布  
 Fig. 9 Longitudinal distribution of  $p\text{CO}_2$  and SST measured on board the SHIRASE between 61°S and 65°S.

陸沿岸で 80-150°E の海域の海水量が他の経度に比べて極端に少ないことを見だし、その原因を調べるために海上保安庁による海洋観測データを解析することによって、この渦の存在の可能性を指摘した。彼が渦の存在する傍証としてあげた観測事実は、1) 密度断面上での等深度線が各々 115°E と 100°E 付近を軸とする凸状に分布すること、2) 軸付近の水温、塩分、溶存酸素が湧昇パターンを示すこと、3) 水深 50-200 m の層で、渦の中心より西側では沿岸水の特徴を持つ低温、低塩分、高溶存酸素の水塊が存在するのに対し、東側には高温、高塩分、低溶存酸素の外洋系の水塊が存在することの 3 点である。この仮設に従えば、pCO<sub>2</sub> の低い水塊は沿岸水に相当することになり、南極大陸周辺海域における夏季の植物プランクトンによる一次生産の高さを示すものと思われる。

図 10 に日本から南極までの航海で得られた表層海洋と大気の CO<sub>2</sub> 分圧差 ( $\Delta pCO_2$ ) の緯度分布を示す。また、 $\Delta pCO_2$  と現場風速から ETCHETO and MERLIVAT (1988) の手法をもとに

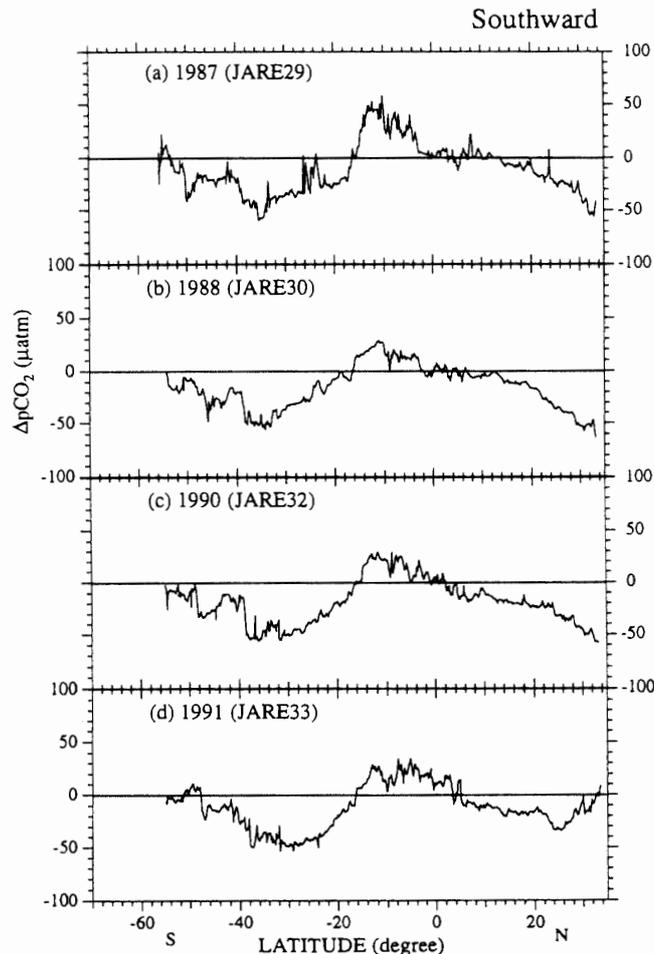


図 10 「しらせ」によって観測された日本から南極までの  $\Delta pCO_2$  ( $=pCO_2$  (表層海洋) -  $pCO_2$  (大気)) の緯度分布

Fig. 10. Meridional distribution of  $\Delta pCO_2$  ( $=pCO_2[\text{sea}] - pCO_2[\text{air}]$ ) measured on board the SHIRASE between Japan and Antarctica.

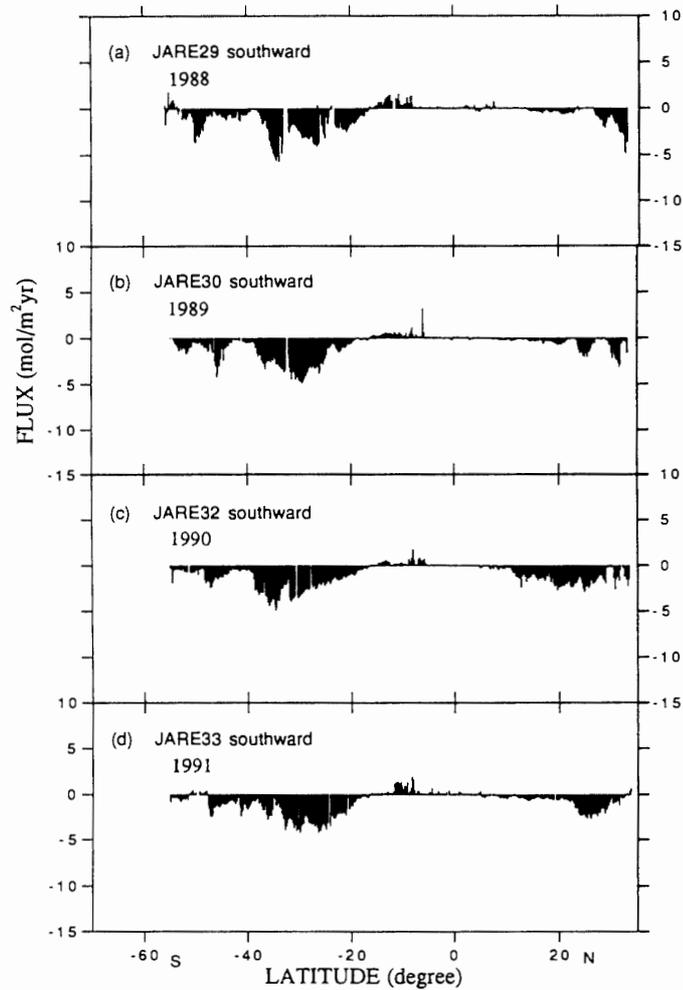


図 11 「しらせ」によって観測された日本から南極までの  $\text{CO}_2$  フラックスの緯度分布. +は海洋から大気に向かう  $\text{CO}_2$  フラックス, -はその逆を示す.

Fig. 11. Meridional distribution of  $\text{CO}_2$  flux measured on board the SHIRASE between Japan and Antarctica. A positive value means that  $\text{CO}_2$  is released from the ocean, and a negative value means  $\text{CO}_2$  is uptaked by the ocean.

して計算された大気・表層海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスの緯度分布を図 11 に示す。フラックスの算出では「しらせ」船上で 1 時間ごとに測定された風速を用いた。なお、 $\text{CO}_2$  フラックス  $F$  は交換係数を  $E$  とすると

$$F = E \Delta p \text{CO}_2$$

と記述される。  $E$  は風速の関数として次のように変化させている。

$$E = 0.00048 W, \quad (0 \leq W \leq 3.6)$$

$$E = 0.0083 (W - 3.39), \quad (3.6 < W \leq 13)$$

$$E = 0.017 (W - 8.36). \quad (13 < W)$$

5°N 以北の北太平洋亜熱帯循環系の海域のうち、20°N 以北は -20~-50  $\mu\text{atm}$  の強い吸収源になっている。ただし、この海域は他の船舶の観測により夏季には 20  $\mu\text{atm}$  程度の放出源であることが明らかにされており (橋田, 1994), これはあくまでも 11 月の分布としてとらえる必要がある。また、6-20°N の北赤道海流の海域は場所によって弱い吸収源となったり放出源となったりしている。この海域は、大規模なエルニーニョ現象が発生した場合には pCO<sub>2</sub> が増加して強い放出源となる可能性がある (FUSHIMI, 1987)。6°N-9°S のセレベス海は 20-30  $\mu\text{atm}$  の中程度の放出源であり、9-15°S の海域は湧昇の影響を受けて pCO<sub>2</sub> が非常に高くなり、強い放出源である。図 10 を見る限りでは 6°N-15°S の放出源強度は強いが、図 11 からは同海域の表層海洋から大気へ向かう CO<sub>2</sub> フラックスはさほど大きくはない。図 3 から分かるようにこの領域は、南太平洋収束帯が位置する所であり、風が弱いことがその原因となっている。図 2 に示したように、赤道域における大気中の CO<sub>2</sub> 濃度に極大が見られたが、これは赤道域における湧昇を全球的に足し合わせた結果と、熱帯雨林伐採による陸上生物圏からの CO<sub>2</sub> 放出源の影響によるものと推定される。15-35°S の東部インド洋は pCO<sub>2</sub> の緯度分布を反映して、南ほど吸収は強くなる。もし、東部インド洋での pCO<sub>2</sub> が海水温変化にともなって季節変化するとすれば、冬季には全域が -50  $\mu\text{atm}$  にも及ぶ強い吸収源になるものと予想される。亜熱帯収束帯近傍の 30-40°S の緯度帯は、南大洋で最も強い吸収源であり、 $\Delta\text{pCO}_2$  は -50  $\mu\text{atm}$  程度である。亜熱帯収束帯以南は -30~0  $\mu\text{atm}$  の中程度の吸収源となっている。図 11 は東部インド洋および亜南極域に強い吸収があることを示している。これは、亜熱帯収束帯以南が暴風圏と呼ばれるように風が非常に強いことに起因しており、大気から表層海洋に向かうフラックスは西部太平洋よりも大きくなる。このように強いフラックスが存在するならば、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度にその影響が現れることが期待されるが、図 2 には明確にそれを見ることはできない。これは、南半球における大気・表層海洋間の CO<sub>2</sub> フラックスが、大気・陸上生物圏間の CO<sub>2</sub> 交換より小さく、さらに大気・表層海洋間の CO<sub>2</sub> 交換の時定数が大気循環にともなう物質混合の時定数に比べて大きいことを意味している。

## 5. ま と め

これまで見てきたのは、11 月下旬から 2 月までの限られた季節の観測結果である。グローバルな CO<sub>2</sub> 循環を定量的に明らかにするためには、「しらせ」の航海域において年間を通じた大気・表層海洋間の CO<sub>2</sub> 交換量を見積もる必要があり、また「しらせ」や他の観測船がカバーしていない観測空白域での観測など、さらなる系統的な観測が必要である。

## 文 献

CONWAY, T.J., TANS, P., WATERMAN, L.S., THONING, K.W., MASARIE, K.A. and GAMMON, R.H. (1988): Atmospheric carbon dioxide measurements in the remote global troposphere, 1981-1984. *Tellus*,

- 40B**, 81-115.
- ETCHETO, J. and MERLIVAT, L. (1988): Satellite determination of the carbon dioxide exchange coefficient at the ocean-atmospheric interface: A first step. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15669-15678.
- FUSHIMI, K. (1987): Variation of carbon dioxide partial pressure in the western North Pacific surface water during the 1982/1983 El Nino event. *Tellus*, **39B**, 214-227.
- 橋田 元 (1994): 大気・表層海洋における温室効果気体の挙動に関する研究. 東北大学大学院理学研究科博士論文.
- INOUE, H., SUGIMURA, Y. and FUSHIMI, K. (1987):  $p\text{CO}_2$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in the air and surface sea water in the western North Pacific. *Tellus*, **39B**, 228-242.
- INOUE, Y.H. and SUGIMURA, Y. (1988): Distribution and variations of oceanic carbon dioxide in the western North Pacific, eastern Indian and Southern Ocean south of Australia. *Tellus*, **40B**, 308-320.
- KEELING, C.D., CARTER, A.F. and MOOK, W. (1984): Seasonal, latitudinal and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide; 2. Results from oceanographic cruises in the tropical pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4615-4628.
- KOBLENZ-MISHKE, O.J., VOLKOVINSKY, V.V. and KABANOVA, J.G. (1970): Plankton primary production of the world ocean. *Scientific Exploration of the South Pacific*, ed. by W.S. WOOSTER. Washington, D.C., National Academy of Science, 183-193.
- KOMHYR, W.D., GAMMON, R.H., HARRIS, T.B., WATERMAN, L.S., CONWAY, T.J., TAYLER, W.R. and THONING, K.W. (1985): Global atmospheric  $\text{CO}_2$  distribution and variations from 1968-1982 NOAA/GMCC  $\text{CO}_2$  flask sample data. *J. Geophys. Res.*, **90**, 5567-5596.
- KROOPNICK, P. (1974): Correlations between  $^{13}\text{C}$  and  $\Sigma\text{CO}_2$  in surface waters and atmospheric  $\text{CO}_2$ . *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 397-403.
- MARLAND, G. and ROTT, R.M. (1984): Carbon dioxide emissions from fossil fuels: A procedure for estimation and results for 1950-82. *Tellus*, **36B**, 232-261.
- MCCARTNEY, M.S. (1977): Subantarctic mode water. *A Voyage of Discovery*, ed. by M. ANGEL. Pergamon Press, 103-109.
- NAKAZAWA, T., MURAYAMA, S., MIYASHITA, K., AOKI, S. and TANAKA, M. (1992): Longitudinally different variations of lower tropospheric carbon dioxide concentrations over the North Pacific Ocean. *Tellus*, **44B**, 161-172.
- NEWELL, R.E., KIDSON, J.W., VINCENT, D.G. and BOER, G.J. (1972): The general circulation of the tropical atmosphere and integrations with extratropical latitudes. Vol. 1, MIT Press.
- POISSON, A. and CHEN, C.-T.A. (1987): Why is there little anthropogenic  $\text{CO}_2$  in the Antarctic Bottom Water? *Deep-Sea Res.*, **34**, 1255-1275.
- RASMUSSEN, E.M. and CARPENTER, T.H. (1982): Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/El Nino. *Mon. Weather Rev.*, **110**, 354-384.
- ROCHFORD, D.J. (1962): Hydrology of the Indian Ocean. II. The surface waters of the south-east Indian Ocean and Arafura sea in the spring and summer. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **13**, 226-251.
- TANAKA, M., NAKAZAWA, T. and AOKI, S. (1987): Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres. *Tellus*, **39B**, 29-41.
- 宇田道隆 (1974): 世界海洋の湧昇現象. *海洋科学*, **6**, 374-381.
- WAKATSUCHI, M., OHSHIMA, K.I., HISHIDA, M. and NAGANOBU, M. (1994): Observations of a street of cyclonic eddies in the Indian Ocean sector of the Antarctic Divergence. *J. Geophys. Res.*, **99**, 20417-20426.
- WEISS, R.F., OSTLUND, H.G. and CRAIG, H. (1979): Geochemical studies of the Weddel Sea. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 1093-1120.
- WYRTKI, K. (1963): The upwelling in the region between Java and Australia during the south-east monsoon. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, **14**, 217-225.

(1994年11月11日受付; 1997年1月29日改訂稿受理)