

# 赤道太平洋における炭酸系の分布と変動 —大気・海洋間のCO<sub>2</sub>フラックス—

井上(吉川) 久幸<sup>1</sup>・石井 雅男<sup>2</sup>・河野 健<sup>3</sup>・村田 晶彦<sup>3</sup>  
(<sup>1</sup>北海道大学大学院 地球環境科学研究科・<sup>2</sup>気象研究所 地球化学研究部  
<sup>3</sup>研究開発機構 海洋観測研究部)

## 摘 要

中部および西部赤道太平洋において、大気と表面海水の二酸化炭素分圧の観測を1999年から2003年にかけて実施した。これらの観測は「炭素循環に関するグローバルマッピングとその高度化に関する国際共同研究 海洋表層における炭素フラックスと一次生産に関する研究」(科学技術振興調整費)の一環として、海洋地球研究船「みらい」で行った。観測の結果、中部および西部赤道太平洋の表層は、大きくふたつの海域に分けることが出来た。すなわち西太平洋暖水塊と、その東にある赤道湧昇域である。西太平洋暖水塊では、表面海水の二酸化炭素分圧( $pCO_2^{sw}$ )が大気分圧( $pCO_2^{atm}$ )に等しいか僅かに高く、栄養塩が枯渇し、低塩分(<34.5)・高温(>28.5°C)である。赤道湧昇域では西から東に向かって $pCO_2^{sw}$ が溶存無機炭素および栄養塩濃度と共に増加し、表面水温は減少している。ふたつの海域の境界は、エルニーニョやラニーニャ発生により東西に大きく移動する。エルニーニョ期に西太平洋暖水塊は東進し、中部および西部赤道太平洋の $pCO_2^{sw}$ は減少する。このため、2002年~2003年のエルニーニョ期間中、同海域の大気へのCO<sub>2</sub>フラックスは大きく減少したことが示された。本研究では、更に「みらい」等のデータと米国海洋大気庁太平洋海洋環境研究所(NOAA/PMEL)、大西洋海洋気象研究所(NOAA/AOML)が取得したデータを組み合わせ、赤道太平洋全域における大気へのCO<sub>2</sub>フラックスを評価した。赤道太平洋から大気へのCO<sub>2</sub>フラックスは、1997/98エルニーニョ期間中の1998年1月~2月に0.1±0.1 PgC yr<sup>-1</sup>、逆にラニーニャの状況にあった2001年1月~2月には0.9±0.4 PgC yr<sup>-1</sup>と見積もられた。これは大気中のCO<sub>2</sub>濃度増加率にして、およそ0.4 ppm yr<sup>-1</sup>程度の変動に相当している。

**キーワード：**エルニーニョ、海洋二酸化炭素分圧、CO<sub>2</sub>フラックス、赤道太平洋、ラニーニャ

## 1. はじめに

全球的規模の環境変化、特に地球温暖化の問題は社会的・経済的に大きな問題となっている。人類による森林破壊、産業活動による化石燃料の大量消費によって、1750年以前には約280 ppmだった大気中の二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)濃度は、1999年には367 ppm<sup>1)</sup>にまで増加した。2001年に発表された気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第3次報告書<sup>1)</sup>によれば、地上気温の全球平均値は20世紀の100年間に0.6±0.2°C上昇している。また熱容量の大きな海洋においても、表面水温(SST)は1976年から2000年の間、10年間で0.14±0.04°Cの割合で増加していると報告された。同報告書では、このような変化が大気中のCO<sub>2</sub>濃度増加など

による温室効果の増大に起因していることはほぼ間違いないと結論づけている。従って、温室効果気体増加による地球温暖化は、ますます現実的な脅威となっている。

しかしながら(京都議定書の合意にもかかわらず)、CO<sub>2</sub>排出量の削減は難航している。このままCO<sub>2</sub>排出を続けた場合の大気中のCO<sub>2</sub>濃度と地球温暖化の将来予測は、ますます信頼性の高い方法で緊急に取り組まれるべき重要課題となっている。

海洋は、陸上生物圏と共に大気中のCO<sub>2</sub>濃度レベルを支配する重要な炭素リザーバ(貯蔵庫)である。しかし、それらの炭素リザーバが現在どの程度大気とCO<sub>2</sub>を交換・吸収しているのか、また、CO<sub>2</sub>吸収量が将来どの程度変化していくかについ

ては不明な点が多い。大気中のCO<sub>2</sub>濃度は単調に増加しているわけではない。その増加率は、1992年には著しく減少し、一方、1998年や2003年には一時的にせよ、増加率が約3 ppm yr<sup>-1</sup>とかつてないほどに増加した<sup>2)</sup>。こうした大気中のCO<sub>2</sub>濃度増加率の変動は、海洋と陸上生物圏のCO<sub>2</sub>吸収量が年程度の時間スケールで大きく変わっていることを示している。

人類は、化石燃料の消費により1980年代には平均して5.4 PgC yr<sup>-1</sup>、1990年代は、6.3 PgC yr<sup>-1</sup>の炭素を大気に排出した<sup>1)</sup>。これらの期間中、1980年代には3.3 PgC yr<sup>-1</sup>、1990年代には3.2 PgC yr<sup>-1</sup>と共にはほぼ同じ量の炭素が毎年大気に蓄えられた。従って1990年代には、陸上生物圏か海洋、あるいはその両方が1980年代と比較してより多くのCO<sub>2</sub>を吸収したことになる。これは時間スケールとして十年程度の変動が生じていることを示している。海洋、あるいは陸上生物圏によるこうしたCO<sub>2</sub>吸収量の評価は、大気中のO<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>比、大気中のCO<sub>2</sub>濃度と炭素安定同位体比、海洋の溶存無機炭素の炭素安定同位体比、大気・海洋間の二酸化炭素分圧差などの観測や物質循環モデルなど、様々な方法により評価されている。IPCC<sup>1)</sup>によると、海洋は1990年代に炭素を毎年1.7 PgC yr<sup>-1</sup>吸収していたと評価されている。しかしながら、大気・海洋間のCO<sub>2</sub>交換に関わる海洋炭酸系物質の分布と変動、それらを支配する要因の理解は不十分なままである。大気中CO<sub>2</sub>濃度増加率の変動に対応した大気・海洋間のCO<sub>2</sub>フラックスの定量的把握、その変動要因の解明が特に必要である。

赤道太平洋は通常であれば自然界で最も大きな大気へのCO<sub>2</sub>放出域であり、年間0.8~1 PgC yr<sup>-1</sup>程度のフラックス<sup>3)</sup>が見積もられている。しかしながら、この海域ではエルニーニョやラニーニャの発生によりCO<sub>2</sub>放出フラックスは大きく変動するとされており、大気中CO<sub>2</sub>増加率との関係が注目を集めている<sup>3),4)</sup>。本報告では、中部および西部赤道太平洋における大気と表面海水中の二酸化

炭素分圧( $pCO_2$ )の分布と変動、および赤道太平洋全域における大気・海洋間のCO<sub>2</sub>フラックスについて報告する。

## 2. 大気および表面海水中の $pCO_2$ 観測

中部および西部赤道太平洋(図1)において大気と表面海水の $pCO_2$ の観測を、1999年~2003年の間海洋地球研究船「みらい」(海洋科学技術センター)で実施した。「みらい」での観測は、MR98-K02航海(1998年12月~1999年1月)、MR99-K06航海(1999年10月~11月)、MR99-K07航海(1999年11月~12月)、MR00-K08航海(2000年12月~2001年2月)、MR01-K01(2001年2月~3月)、MR02-K01航海(2002年1月~2月)、MR02-K02航海(2002年2月~3月)およびMR02-K06航海(2002年11月~2003年2月)である。「みらい」においては $pCO_2$ の観測<sup>5),6)</sup>に加えて、溶存無機炭素、pH、温度、塩分、栄養塩、クロロフィルaについても航走連続観測や鉛直各層観測を実施し、海洋表層における炭酸系の分布や変動を総合的に高い精度で記述することが出来た。

また本研究では、1999年1月以前、海洋調査船「かいよう」(海洋科学技術センター)や気象庁観測船「凌風丸」などで観測されたデータについても赤道域における大気・海洋間のCO<sub>2</sub>フラックス評価に用いた。

二酸化炭素分圧と測定される乾燥空気中のCO<sub>2</sub>濃度( $xCO_2$ )の関係は(1)式で表される。

$$pCO_2 = xCO_2 \times (P - p_w) \quad (1)$$

ここでPは海面における大気圧、 $p_w$ は海水の温度と塩分の関数として与えられる飽和水蒸気圧である。表面海水の二酸化炭素分圧( $pCO_2^{sw}$ )については、現場から平衡器までの水温上昇の影響を考慮し、Copin-Montégut<sup>7),8)</sup>により補正を行った。

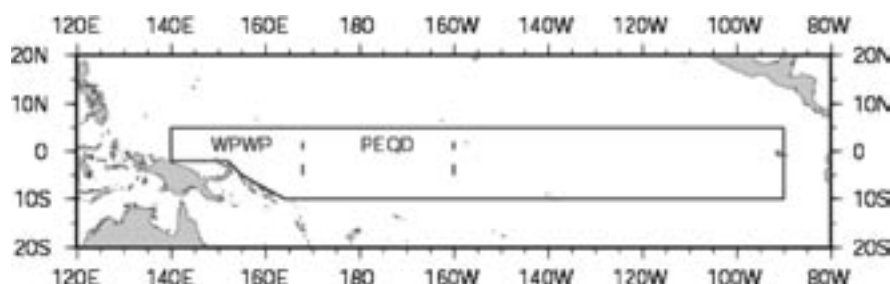


図1 海洋地球研究船「みらい」で1998年~2003年の間に観測を行った海域(160°W以西、赤道湧昇域はPECD、西太平洋暖水塊はWPWPで示した)とNOAA/PMELとNOAA/AOMLのデータと合わせてCO<sub>2</sub>フラックスを評価した海域(実線内)。

### 3. 結果と考察

#### 3.1 大気及び表面海水中の $pCO_2$ 分布と変動

大気・海洋間の $CO_2$ フラックス( $F_{CO_2}$ )は、一般的に(2)式で求める場合が多い。

$$F_{CO_2} = E \cdot (pCO_2^{sw} - pCO_2^{air}) = k_{CO_2} \cdot S \cdot \Delta pCO_2 \quad (2)$$

ここで、 $pCO_2^{air}$ は海面直上の大気中の二酸化炭素分圧、 $E$ は気体移動係数、 $k$ は気体移動速度、 $S$ は海水への $CO_2$ 溶解度(Weiss<sup>9)</sup>)、 $\Delta pCO_2$ は $pCO_2^{sw}$ と $pCO_2^{air}$ の差である。 $pCO_2^{air}$ は空間的にほぼ一定であるのに対し、 $pCO_2^{sw}$ は大きく変動する。事実上、海洋が $CO_2$ を大気へ放出するか、あるいは吸収するかを決めている。 $pCO_2^{sw}$ の時間的・空間的変動は、海洋の物理・化学・生物過程に起因する。それらの過程が溶存無機炭素、全アルカリ度、pH、温度、塩分といった炭酸系を記述する変数に影響を与えることによって $pCO_2^{sw}$ の変動が生じている。例えば、海洋表層の有光層に浮遊する植物プランクトンは、海水中の溶存無機炭素(一般的には水和した $CO_2$ )や栄養塩から有機物を光合成し、海洋生態系の基礎生産を担っている。その結果、植物プランクトンによる有機物生成は、 $pCO_2^{sw}$ を減少させる。海洋では生産された有機物の一部は、沈降や鉛直混合によって海洋表層から中深層へと輸送され、そこで分解されて再び溶存無機炭素や栄養塩となる。これは、「生物ポンプ」と言われる過程であり、溶存無機炭素は表層で濃度が低く、中深層で高くなっている。

赤道における $pCO_2^{air}$ 及び $pCO_2^{sw}$ 、栄養塩、塩分、温度の経度分布を1999年11月~12月、2001年1月、2002年1月~2月と2003年1月について示した(図2)。図2から明らかなおおりに、同じ時期に関する限り中部および西部赤道太平洋は、東西に大きく二つの海域に分けることができる。すなわち、 $pCO_2^{sw}$ が $pCO_2^{air}$ と等しいか僅かに高く、栄養塩が枯渇した低塩分(<34.5)・高水温(>28.5°C)の海域と、それよりも東の海域である。前者はいわゆる西太平洋暖水塊(Western Pacific Warm Pool)であり、後者は赤道湧昇域(Pacific Equatorial Divergence)である。赤道湧昇域では西から東に向かって、一般的に $pCO_2^{sw}$ 、栄養塩濃度は増加し、表面水温(SST)は減少している。結果として、中部赤道太平洋の東側では $pCO_2^{sw}$ は $pCO_2^{air}$ と比べて非常に大きく、強い $CO_2$ 放出域となっていることが分かる。 $pCO_2^{sw}$ は、無機化学的には溶存無機炭素濃度、全アルカリ度、塩分がそ

れぞれ一定の条件下では1°Cの温度上昇で約4%増加する。しかし、図2の赤道湧昇域ではその逆で、東側の低温のところほど高い値が観測されている。これは、東ほど赤道湧昇により供給される溶存無機炭素の濃度が高く、それによる $pCO_2^{sw}$ 増加の効果が、温度低下による分圧減少の効果を大きく上回っているためである。

1999年11月~12月と2001年1月は南方振動指数(SOI、タヒチとダーウィンの地上気圧差を指数化したもの)が5ヵ月移動平均で1~1.2程度、2002年1月~2月は-0.1、2003年3月は-0.9であった(南方振動とエルニーニョ現象は、大気と海洋が結びついた同一現象の大気側、海洋側の側面と解されており、SOIはエルニーニョ期には負になる)。SOIの時系列を見るとラニーニャから平年に近い状況を経て、エルニーニョ期間中に観測が実施されたことになる。上述した二つの海域は図2から明らかのように、観測期間によりその境界が東西に大きく移動していることが分かる。

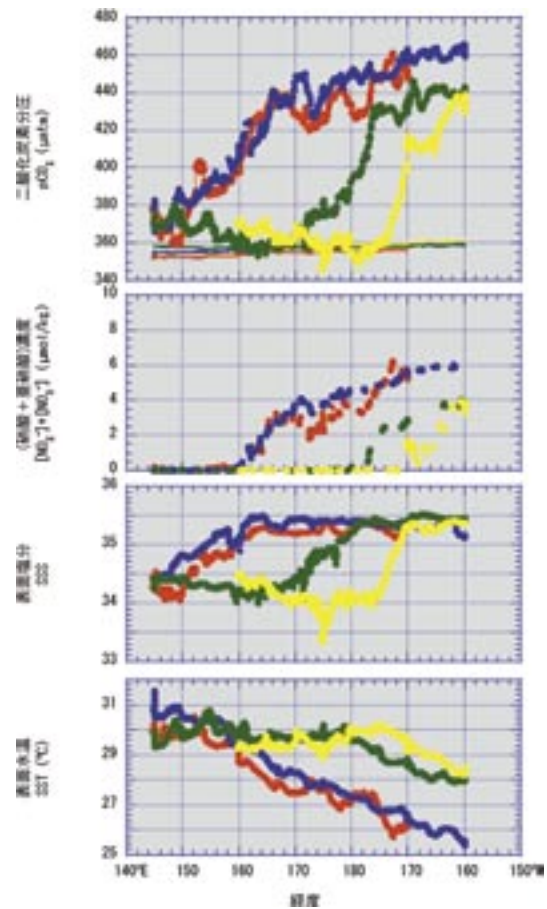


図2 赤道上の $pCO_2^{sw}$ と $pCO_2^{air}$ 、 $[NO_3^-]+[NO_2^-]$ 、SSSとSSTの経度分布。赤は1999年11月~12月、青は2001年1月、緑は2002年1月~2月、黄色は2003年1月の観測結果を示す。 $pCO_2^{sw}$ は太い実線で、 $pCO_2^{air}$ は細い実線で示した。

Inoue *et al.*<sup>10)</sup>は境界の位置と南方振動指数(SOI)が非常に良い対応関係にあることを報告した(後に Le Borgne *et al.*)<sup>11)</sup>。

$$E\_long=167.8-14.4 \times (SOI) \quad (r^2=0.870, n=10) \quad (3)$$

ここで、E\_longは西太平洋暖水塊と赤道湧昇域の境界を東経で示しており、SOIは5ヶ月の移動平均である。(3)式は、エルニーニョ期には西太平洋暖水塊が東進し、逆にラニーニャ期には西に位置することをSOIにより表現している。

図3は、20世紀最大とも言われた1997/98エルニーニョ期間中の $pCO_2^{air}$ および $pCO_2^{sw}$ 、栄養塩、塩分、温度の経度分布である<sup>12)</sup>。西部赤道太平洋表層では、栄養塩は枯渇し、高温・高塩分であり、 $pCO_2^{sw}$ は西太平洋暖水塊で観測されるよりも若干高い値になっていた。これは、塩分が増加したことによる効果であり、降水の減少か南半球からの高塩分の水が移流してきたためと考えられる<sup>12)</sup>。西太平洋暖水塊の特徴を持った海水は日付変更線よりも東にあり、赤道湧昇の影響は

まったく認められない。これらの結果は、エルニーニョにより中部および西部熱帯太平洋から大気への $CO_2$ 放出は減少し、逆にラニーニャにより増加することを示している。

### 3.2 赤道太平洋における大気・海洋間の $CO_2$ フラックス

大気・海洋間の $CO_2$ フラックスは、(2)式で表されることは既に述べた。ここで $k_{CO_2}$ は、 $\Delta pCO_2$ と共にフラックスの大きさを決めていることが分かる。 $CO_2$ 程度の溶解度を持つ気体については、気体移動速度は海水の表面近傍の“混合”に依存していることが多くの実験で示され、便宜的に風速の関数として示されることが多い。風速のデータセットの特徴を考慮し、Wanninkhof<sup>13)</sup>は(4)式、(5)式を提案した。

$$k_{CO_2} = 0.39 \cdot U_{10}^2 (Sc_{20}/Sc)^{1/2} \quad (4)$$

$$k_{CO_2} = 0.31 \cdot U_{10}^2 (Sc_{20}/Sc)^{1/2} \quad (5)$$

ここで $k_{CO_2}$ はcm/hの単位、 $U_{10}$ は海面上高さ10mの風速( $m\ s^{-1}$ )である。(4)式は長期的(気候値的)な風速のデータセットを使った場合、(5)式は短期的(瞬間値的)な風速のデータセットの場合に用いられる。(4)式、(5)式が提案された後も同博士らのグループが風速と $k_{CO_2}$ の関係式を報告しているが、大気・海洋間の $CO_2$ フラックスを計算する場合は、観測期間中の平均風速を求め(4)式が用いられることが多い。そこで本報告でも(4)式を用いて評価することにする。

赤道太平洋全域における大気・海洋間の $CO_2$ フラックスを評価するためには、何らかの方法で $pCO_2^{sw}$ 観測結果を内挿・外挿する必要がある。これには $pCO_2^{sw}$ と良い相関があり、しかも赤道太平洋全域での分布と変動が分かるパラメータがあれば最適である。赤道湧昇域では、SSTと硝酸( $[NO_3^-]$ ) + 亜硝酸( $[NO_2^-]$ )濃度で $pCO_2^{sw}$ 分布は良く表現出来ることが分かっている<sup>14)</sup>。

$$pCO_2^{sw} = A_{EQDV} + B_{EQDV} \times (SST) + C_{EQDV} \times ([NO_3^-] + [NO_2^-]) \quad (6)$$

ここで $A_{EQDV}$ 、 $B_{EQDV}$ 、 $C_{EQDV}$ は最小二乗法により決められる定数であり、下付のEQDVは赤道湧昇域を示す。(6)式の第2項は、赤道湧昇・移流及び熱力学的な $pCO_2^{sw}$ への影響を、第3項は、生物活動の影響を表していると解することが出来る。図4に示すように(6)式は、 $pCO_2^{sw}$ 分布を標準誤差 $\pm 3\ \mu atm$ 程度で近似できることが分かる。しか

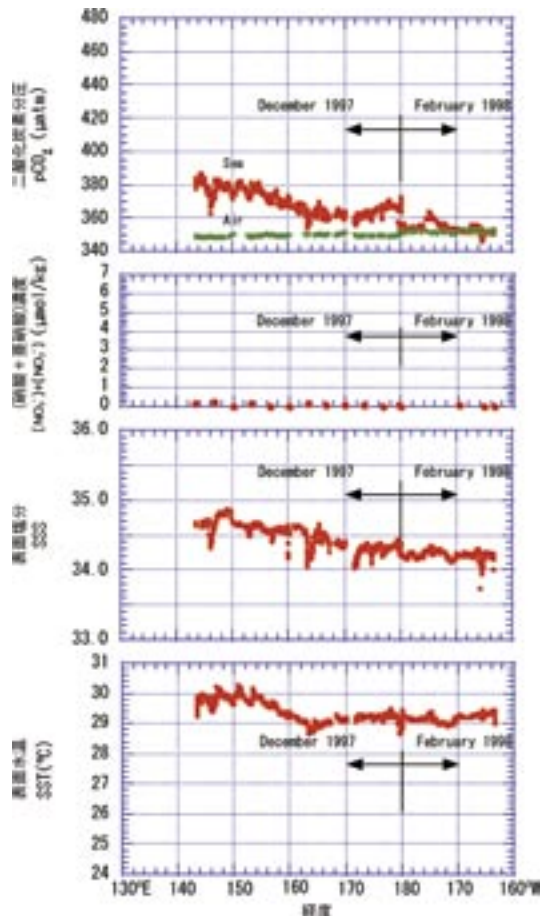


図3 1997年12月～1998年2月(1997/98エルニーニョ期間中)の $pCO_2^{sw}$ と $pCO_2^{air}$ 、 $[NO_3^-]$ + $[NO_2^-]$ 、SSSとSSTの経度分布。



し、(6)式の定数は観測期間程度(2~3ヵ月)の時間スケールで有効であるにすぎず<sup>14)</sup>、硝酸と亜硝酸濃度も赤道太平洋全域で評価可能なわけではない。一方の西太平洋暖水塊では、SSTとSSSで $pCO_2^{sw}$ 分布は精度良く表現出来ることが報告されている<sup>12)</sup>。この場合も、やはり求めた定数が有効である期間は限られている。

$$pCO_2^{sw} = A_{WPWP} + B_{WPWP} \times (SST) + C_{WPWP} \times (SSS) \quad (7)$$

$A_{WPWP}$ 、 $B_{WPWP}$ 、 $C_{WPWP}$ は最小二乗法により決められる定数で、下付のWPWPは西太平洋暖水塊を示す。結局(6)式、(7)式に掲げられたパラメータのうち、ほぼリアルタイムに赤道太平洋広域で入手可能なデータは、残念ながら現在ではSSTのみである。観測結果を単純に内挿・外挿し、 $pCO_2^{sw}$ マップを描くこともひとつの方法<sup>3),4)</sup>ではあるが、これでは海洋学的な整合性を $pCO_2^{sw}$ 分布に持たせられない。こうしたことから、再現性に多少の犠牲を払ってもSSTにより $pCO_2^{sw}$ 分布を評価する方法がこれまでよく行われている。例えばCosca *et al.*<sup>15)</sup>は、1992年~2001年までの全観測データを用いて $pCO_2^{sw}$ とSSTの関係を導き、赤道太平洋における大気・海洋間の $CO_2$ フラックスを評価した。実際には $pCO_2^{sw}$ とSSTの関係は(6)式、(7)式でも述べたように変動しているので、この取り扱いが赤道太平洋の“気候値的”な $pCO_2^{sw}$ 変動を求めていると言うこともできる。

米国海洋大気庁太平洋海洋環境研究所(NOAA/PMEL)と大西洋海洋気象研究所(NOAA/AOML)では、東部および中部赤道太平洋の $fCO_2^{air}$ と $fCO_2^{sw}$ (フガシティー：実在の気体分子間の相互作用を

考慮した取り扱いである。値自体は $pCO_2$ より僅かに小さくなる)の観測結果を報告している。本報告では、 $pCO_2^{sw}$ とSSTの関係が時間的に変動することを考慮し、我々と同じ時期(3~4ヵ月以内)に実施された観測データを統合し、以下の手順で赤道太平洋(5°N-10°S、140°E-80°W)における大気・海洋間の $CO_2$ フラックスを評価した。

- ①まず、赤道太平洋の暖水塊と赤道湧昇域境界をSOIから(3)式により決定する。
- ②次に、暖水塊より東側は北赤道反流(North Equatorial Countercurrent; NECC)、南赤道海流(South Equatorial Current; SEC)等の海流系を考慮しつつ、いくつかに分け、それぞれの海域で $pCO_2^{sw}$ とSSTの関係を $1^\circ \times 1^\circ$ メッシュで求める(詳細についてはInoue *et al.*<sup>16)</sup>を参照のこと)。その結果を図5に $\Delta pCO_2$ で示した。
- ③図5で求めた $\Delta pCO_2$ をもとに、気象庁の全球客観解析データの風データを用い、(4)式により赤道太平洋の大気への $CO_2$ フラックスを評価した。ここで $CO_2$ 溶解度の計算に必要なSSSは、航海中の各海域の平均値を用いた。

$CO_2$ フラックス計算の結果を図6と表1に示す。図6の $CO_2$ フラックス分布図は、基本的に図5で示した $\Delta pCO_2$ のパターンによく似ており、風速の関数として表した $k_{CO_2}$ の空間分布への影響はさほど大きくないことが分かる。ペルー沖の湧昇や赤道湧昇は海面上の風系と密接に関連していることから、この相似性はある意味で当然のことかもしれない。

さて、1997/98エルニーニョ(20世紀最大とも言われた)期間中の1998年1月~2月に $CO_2$ フラックスは $0.1 \text{ PgC yr}^{-1}$ にまで減少し、逆にラニーニャ

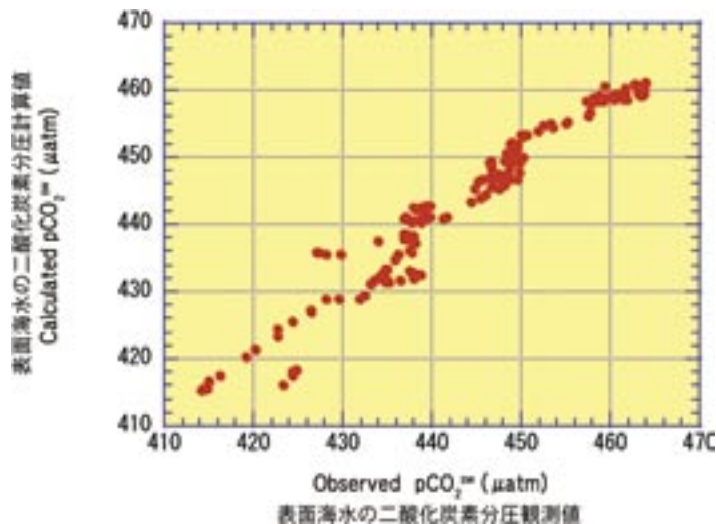


図4 赤道湧昇域における $pCO_2^{sw}$ 計算結果(2001年1月)。

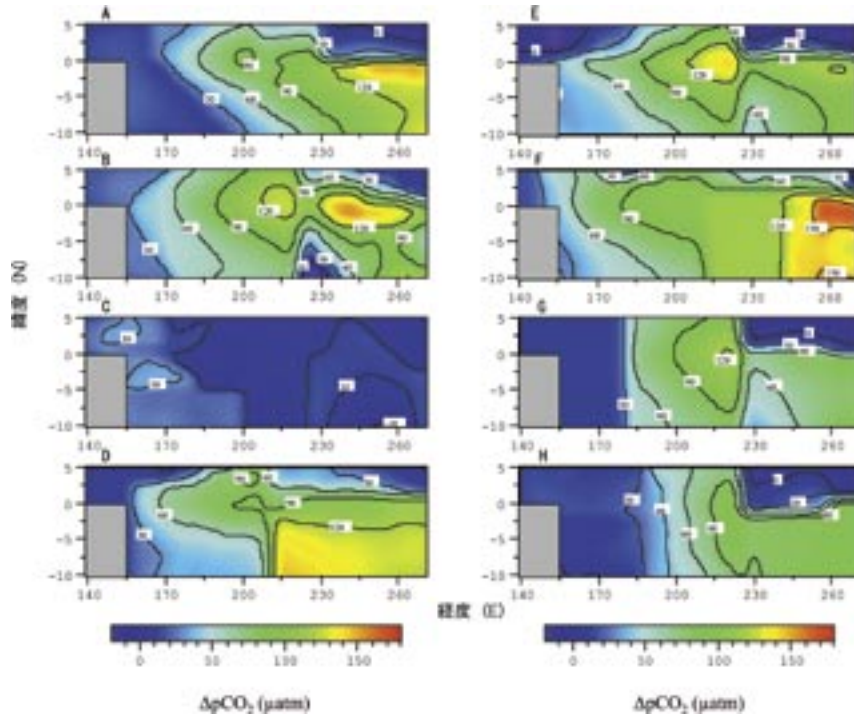


図5 赤道太平洋における  $\Delta pCO_2$  分布。  
 図中のA~HはそれぞれA:1995年11月~1996年2月, B:1997年1月~3月, C:1998年1月~2月, D: 1999年1月~2月, E:1999年11月~12月, F:2001年1月~2月, G:2001年11月~2002年2月, H: 2002年10月~2003年1月の結果を示す。

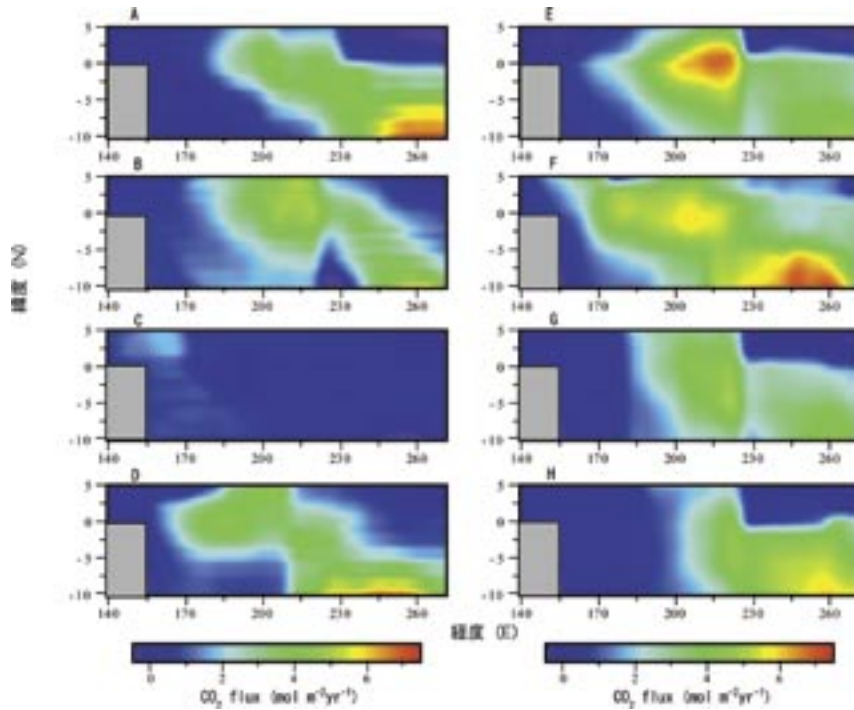


図6 赤道太平洋における  $CO_2$  フラックス分布。  
 図中のA~HはそれぞれA:1995年11月~1996年2月, B:1997年1月~3月, C:1998年1月~2月, D: 1999年1月~2月, E:1999年11月~12月, F:2001年1月~2月, G:2001年11月~2002年2月, H: 2002年10月~2003年1月の結果を示す。

的であった2001年1月~2月には  $0.9 \text{ PgC yr}^{-1}$  に増加したことが分かる。2002年10月~2003年1月は、弱いエルニーニョ期間中であったが、SOI

が0.2であった2001年11月~2002年2月と同じ  $0.5 \text{ PgC yr}^{-1}$  のフラックスが評価された。これは、2002年10月~2003年1月には東部赤道太平洋の

表1 1995年以降の赤道太平洋(図1の実線内海域)における大気へのCO<sub>2</sub>放出フラックス評価。  
赤道太平洋のうち、中部および西部赤道太平洋(図1の160°Wより西の海域)の $\Delta pCO_2$ とCO<sub>2</sub>フラックスは括弧内に示した。

年	月	SOI	調査海域	面積(×10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	$\Delta pCO_2$ ( $\mu$ atm)	年間フラックス(PgC yr <sup>-1</sup> )	参照
1996			10°N-10°S, 135°E-80°W	35	63	0.9±0.6	Feely <i>et al.</i> <sup>4)</sup>
1997			10°N-10°S, 135°E-80°W	35	31	0.4±0.2	Feely <i>et al.</i> <sup>3)</sup>
1997/98	春~春		5°N-10°S, 165°E-90°W	35		0.14±0.1	Cosca <i>et al.</i> <sup>15)</sup>
1998			10°N-10°S, 135°E-80°W	35	30	0.4±0.2	Feely <i>et al.</i> <sup>3)</sup>
1995/96	11月~2月	0.0	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	57(29)	0.5±0.3(0.1±0.1)	本研究
1997	1月~3月	0.3	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	70(49)	0.6±0.3(0.2±0.1)	本研究
1998	1月~2月	-3.0	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	12(18)	0.1±0.1(0.08±0.05)	本研究
1999	1月~2月	1.4	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	71(39)	0.6±0.3(0.2±0.1)	本研究
1999	11月~12月	1.3	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	64(43)	0.6±0.3(0.2±0.1)	本研究
2001	1月~2月	1.3	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	88(58)	0.9±0.4(0.3±0.1)	本研究
2001-2002	11月~2月	0.2	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	50(31)	0.5±0.3(0.1±0.1)	本研究
2002-2003	10月~1月	-0.8	5°N-10°S, 140°E-90°W	24	42(18)	0.5±0.3(0.05±0.03)	本研究

CO<sub>2</sub>フラックスの不確かさは、① $\Delta pCO_2$ の内挿・外挿によるもの、②風速の変動によるもの、③(4)式自身によるものを合わせて評価した<sup>4)</sup>。

$\Delta pCO_2$ と風速が、基本的に2001年11月~2002年2月とあまり変わらなかったためである。中部および西部赤道太平洋に関しては、1997/98エルニーニョ期間中よりも、この期間、むしろフラックスが減少していた。この要因については3.1章で述べたとおり1997/98エルニーニョ期間中、西部赤道太平洋の $pCO_2^{sw}$ が増加したためである。表1に示したCO<sub>2</sub>フラックスの変動は、大気中CO<sub>2</sub>増加率に対して、およそ0.4 ppm yr<sup>-1</sup>程度の幅で影響を与え得ることを示している。しかし、これらの変動が、大気中CO<sub>2</sub>の年増加率変動に、直接的な影響を与えている訳ではない。例えば1997/98エルニーニョ期間中、大気中のCO<sub>2</sub>増加率はおよそ3 ppm yr<sup>-1</sup>に達した。この時期、赤道太平洋からのCO<sub>2</sub>フラックスが著しく減少していたことは、既に述べた。エルニーニョ期間中の人間活動によるCO<sub>2</sub>放出の(100%程度の)急激な増加は考えられない。従って、3 ppm yr<sup>-1</sup>の増加率は陸上植生に起因すると考えられるが、どこで、どの過程(光合成・呼吸)が、どの程度変動したかについて、明瞭になっているわけではない。赤道太平洋におけるCO<sub>2</sub>フラックス減少が大気中のCO<sub>2</sub>増加率に直接反映されないからといって、赤道太平洋を無視することは炭素“循環”の観点からすれば一種の思考停止である。自然界における炭素循環の変動は、総合的・学際的な視野で研究する必要性があることは明らかである。

#### 4. まとめ

中部および西部赤道太平洋における海洋炭酸系の観測から以下の点が明らかになった。

赤道域の海洋表層は、東西ふたつの海域に分

けることができる(図2)。それらは西太平洋暖水塊と、それよりも東の赤道湧昇域である。前者では、表面海水中の二酸化炭素分圧( $pCO_2^{sw}$ )が大気中の分圧( $pCO_2^{atm}$ )に等しいか、僅かに高く、栄養塩が枯渇し、低塩分(<34.5)・高温(>28.5°C)の海域である。中部赤道太平洋の赤道湧昇域では、西から東に向かって $pCO_2^{sw}$ 、溶存無機炭素および栄養塩濃度は増加し、表面水温は減少している。エルニーニョ発生により西太平洋暖水塊は東進し、中部赤道太平洋の $pCO_2^{sw}$ は減少する。結果として、エルニーニョ期間中に中部および西部赤道太平洋の大気へのCO<sub>2</sub>フラックスは大きく減少する。

「みらい」等の観測で得た $pCO_2^{sw}$ データと、米国海洋大気庁太平洋海洋環境研究所(NOAA/PMEL)と大西洋海洋気象研究所(NOAA/AOML)が東部および中部赤道太平洋で観測したデータを統合し、大気・海洋間のCO<sub>2</sub>フラックスを評価した。赤道太平洋から大気へのCO<sub>2</sub>フラックスは、1997/98エルニーニョ期間中の1998年1月~2月に0.1±0.1 PgC yr<sup>-1</sup>、2001年1月~2月に0.9±0.4 PgC yr<sup>-1</sup>であったと見積もられた。これらの変動幅は大気中のCO<sub>2</sub>濃度増加率に、およそ0.4 ppm yr<sup>-1</sup>程度の影響を与える。しかしこの変動自体が、直接的に大気中のCO<sub>2</sub>濃度増加率を支配している訳ではない。

その他、本報告では述べなかったが、以下の点についても明らかになった。炭酸平衡系の特徴や、中部・東部の湧昇域における東西の濃度勾配等は、水深100~150 mに観測される水温躍層より、表層でのみ観測される。湧昇域内で観測された西への溶存無機炭素濃度低下とpH上昇は、東部で湧昇した水温躍層付近の高溶存無機炭素濃度・低pHの亜表層水が、南赤道海流によって西

へ移流しながら、大気へのCO<sub>2</sub>放出と海洋生態系によるCO<sub>2</sub>消費によって変質しているためと考えられる。この過程では、全アルカリ度の変化がほとんどない。生態系によるCO<sub>2</sub>消費は有機物生産に主に起因し、石灰藻による炭酸カルシウム形成の寄与はごく小さいと結論できる。

#### 謝辞

本研究は、文部科学省科学技術振興調整費「炭素循環に関するグローバルマッピングとその高度化に関する国際共同研究」の支援を受け、実施した。海洋観測においては海洋地球研究船「みらい」船長をはじめ、乗組員の皆様に変にお世話になった。また、海洋炭酸系の観測では関西総合環境センターの支援を受けた。改めて謝意を表したい。

#### 参考文献

- 1) IPCC (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson. Cambridge University Press, Cambridge, U. K. and New York, U. S. A. 881p.
- 2) <http://www.cmdl.noaa.gov/ccg/index.html>
- 3) Feely, R. A., J. Boutin, C. E. Cosca, Y. Dandonneau, J. Etcheto, H. Y. Inoue, M. Ishii, C. Le, Quere, D. J. Mackey, M. McPhaden, N. Metzl, A. Poisson and R. Wanninkhof (2002) Seasonal and interannual variability of CO<sub>2</sub> in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res., II*, 49, 2443-2470.
- 4) Feely, R. A., R. Wanninkhof, T. Takahashi and P. P. Tans (1999) Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO<sub>2</sub> accumulation. *Nature*, 398, 597-601.
- 5) Inoue, H. Y., M. Ishii, H. Matsueda, S. Saito, T. Midorikawa and K. Nemoto (1999) Partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface waters of the Pacific during 1968 to 1970: re-evaluation and comparison of data. *Tellus*, 51B, 830-848.
- 6) Körtzinger, A., L. Mintrop, D. W. R. Wallance, K. M. Johnson, C. Neill, B. Tilbrook, P. Towler, H. Y. Inoue, M. Ishii, G. Shaffer, R. F. Torres Saavedra, E. Ohotaki, E., E. Yamashita, A. Poisson, C. Brunet, B. Schauer, C. Goyet and G. Eiseheid (2000) The international at-sea intercomparison of fCO<sub>2</sub> systems during the R/V Meteor Cruise 36/1 in the North Atlantic Ocean. *Mar. Chem.*, 72, 171-192.
- 7) Copin-Montégut, C. (1988) A new formula for the effect of temperature on the partial pressure of CO<sub>2</sub> in seawater. *Mar. Chem.*, 25, 29-37.
- 8) Copin-Montégut, C. (1989) A new formula for the effect of temperature on the partial pressure of CO<sub>2</sub> in seawater. *Corrigendum. Mar. Chem.*, 27, 143-144.
- 9) Weiss, R. F. (1974) Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, 2, 203-215.
- 10) Inoue, Y. H., M. Ishii, H. Matsueda, M. Aoyama and I. Asanuma (1996) Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) in the central and western equatorial Pacific, west of 160°W. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1781-1784.
- 11) Le Borgne, R., R. T. Barber, T. Delcroix, H. Y. Inoue, D. J. Mackey and M. Rodier (2002) Pacific warm pool and divergence: temporal and zonal variations on the equator and their effects on the biological pump. *Deep-Sea Res., II*, 49, 2471-2512.
- 12) Inoue, Y. H., M. Ishii, H. Matsueda, S. Saito, M. Aoyama, T. Tokieda, T. Midorikawa, K. Nemoto, T. Kawano, I. Asanuma, K. Ando, T. Yano and A. Murata (2001) Distributions and variations in the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface waters (pCO<sub>2</sub><sup>w</sup>) of the central and western equatorial Pacific during the 1997/98 El Niño event. *Mar. Chem.*, 76, 59-75.
- 13) Wanninkhof, R. (1992) Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7,373-7,382.
- 14) Wanninkhof, R., R. A. Feely, H. Chen, C. Cosca and P. P. Murphy (1996) Surface water fCO<sub>2</sub> in the eastern equatorial Pacific during the 1992-1993 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 101, 16,333-16,343.
- 15) Cosca, C. E., R. A. Feely, J. Boutin, J. Etcheto, M. J. McPhaden, F. P. Chavez and P. G. Strutton (2003) Seasonal and interannual CO<sub>2</sub> flux for the central and eastern equatorial Pacific Ocean as determined from fCO<sub>2</sub>-SST relationships. *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3278, doi:10.1029/2000JC000677.
- 16) Inoue, H. Y., R. A. Feely, M. Ishii, T. Kawano, A. Murata and R. Wanninkhof (2004) Long-term trend of the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface waters and sea-air CO<sub>2</sub> flux in the equatorial Pacific. Submitted to "Carbon cycle in the equatorial Pacific and Indian Ocean in response to climate change", edited by H. Kawahata, Elsevier, Amsterdam.

(受付2004年4月16日、受理2004年6月15日)