

## 報 告

# 太平洋における大気－海洋間の二酸化炭素フラックス 推定手法の開発\*

杉本 裕之\*\*・平石 直孝\*\*

### 要 旨

大気－海洋間の二酸化炭素フラックス ( $\text{CO}_2$  フラックス) を計算するためには、表面海水中の二酸化炭素分圧 ( $p\text{CO}_2s$ ) の分布を正確に推定する必要がある。ここでは杉本・平石 (2009) による北太平洋亜熱帯域における  $\text{CO}_2$  フラックス推定手法を、太平洋全域へ対象海域を拡張するため、 $p\text{CO}_2s$  の観測値と、海面の水溫、塩分、クロロフィル濃度などの格子点データから月ごとの  $p\text{CO}_2s$  を経験的に推定する手法を開発した。 $p\text{CO}_2s$  推定値の誤差は、亜熱帯域で小さく、赤道湧昇の影響を受ける赤道域や生物活動の影響が加わる亜寒帯域では比較的大きい結果となった。

この経験的手法による  $p\text{CO}_2s$  推定値と海面風速の解析値を用いて、太平洋全体 ( $50^\circ\text{S}$  以北) の 1985 年～2006 年の月ごとの  $\text{CO}_2$  フラックスを見積もった結果、この領域におけるフラックスの年積算値は  $-0.61 \pm 0.14\text{PgC/yr}$  であった。Takahashi *et al.* (2009) の気候値と比較すると、その面的な分布はよく一致していたが、気候値のフラックス ( $-0.46\text{PgC/yr}$ ) と比較して吸収量が多かった。この吸収量の違いは、フラックスを計算するためのガス交換係数が異なることに起因するものと考えられる。

さらに、推定した  $p\text{CO}_2s$  の変動要因を考察し、推定値が各時間スケールの変動を適切に表現していることを確認した。

### 1. はじめに

IPCC 第四次評価報告書 (IPCC, 2007) では、海洋への二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) の正味の吸収量は、毎年人為的に放出される  $\text{CO}_2$  の約 3 分の 1 に及ぶと見積もられている。また、将来の大気中の  $\text{CO}_2$  濃度や地球温暖化の予測において、気候変動に対する炭素循環の応答やフィードバックのメカ

ニズムが正確に分かっていないことが、大きな不確実性をもたらしていることが指摘されている。大気中の  $\text{CO}_2$  濃度に多大な影響を与える大気－海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスの季節変動や年変動、さらに長期の変化を正確に監視することが、地球温暖化予測の不確実性の低減のために必要である。

大気－海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスの見積りには、

\* Estimation of the Sea-Air  $\text{CO}_2$  Flux in the Pacific Ocean

\*\* Hiroyuki Sugimoto, Naotaka Hiraishi

Marine Division, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象課)

表面海水中の  $\text{CO}_2$  分圧 ( $p\text{CO}_2s$ ) のデータが必要である。しかしながら、 $p\text{CO}_2s$  は、大きな時空間変動を示す一方、 $p\text{CO}_2s$  の観測は船舶、ブイなどの現場観測による手段しかないために観測データが限られ、その時空間変動が十分に把握されていないのが現状である。大気-海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスを見積もるための先駆的な取り組みとして、Takahashi *et al.* (1993, 2002, 2009) では、世界中の観測データを収集し、そのデータセットを利用して全海洋の月別の  $p\text{CO}_2s$  の解析が行われている。しかしながら、この方法は、限られた観測データを補うため、平均的な  $p\text{CO}_2s$  年増加率を用いて  $p\text{CO}_2s$  のデータのある年における値に補正した上で、水平 2 次元移流拡散モデルを用いて補間するものであり、ある年における気候的に平均化した  $p\text{CO}_2s$  分布しか計算することができない。年によって異なる気象や海洋表層の状況、エルニーニョ・南方振動などの海況変動の影響により、大気-海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスがどのように変動するのかを監視するためには、海況変動の影響を加味して  $p\text{CO}_2s$  の時空間分布を面的に、より正確に推定することのできる手法の開発が重要な課題となっている。

$p\text{CO}_2s$  は熱力学的な影響や、海水の鉛直混合、生物活動といったさまざまな過程の変動の影響を受ける。例えば、鉛直混合が起きれば、海面水温 (SST) が低下するとともに下層からの全炭酸の供給が起こるし、SST が上昇して混合層深度が浅くなり成層化すれば、生物活動が活発になって全炭酸濃度の低下が起こる。こうした現象は、結果として SST や海面塩分 (SSS) などの変動と同時に現れることになる。炭酸系の時空間的な分布を再現するのに有効な手法として、このように関連して起こる変動を利用して、SST, SSS などのほかの要素から観測データに基づく経験的手法により、 $p\text{CO}_2s$  を推定するための技術開発が国内外で進められている。

気象庁は、北西太平洋亜熱帯域 ( $11^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N} / 130^\circ\text{E} \sim 165^\circ\text{E}$ : 村田ほか (1996) の手法に基づく) 及び、太平洋赤道域 ( $10^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N} / 135^\circ\text{E} \sim 95^\circ\text{W}$ : 中舘・石井 (2007) の手法に基づく) について  $p\text{CO}_2s$  を経験的に見積もる手

法を開発し、大気-海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスに関する情報を、気象庁ホームページを通じて毎年提供している。しかし、現在の気象庁の推定海域は全海洋に対する面積比で約 12 分の 1 に限られており、推定海域の更なる拡大が必要である。杉本・平石 (2009) では、 $\text{CO}_2$  フラックス推定手法の開発を行い、北太平洋亜熱帯域の全域まで推定可能な海域を拡張させた。さらにこの海域を、全海洋の約半分を占める太平洋全域まで広げるための  $\text{CO}_2$  フラックス推定手法の開発を行った。

この中でも亜寒帯域は、 $p\text{CO}_2s$  の季節変動が、SST の影響だけでなく、鉛直混合の影響や植物プランクトンによる  $\text{CO}_2$  消費の影響が大きいために変動メカニズムが複雑で、しかも観測データが少ないため、この海域に適した推定手法の開発が課題となっている。北太平洋亜寒帯域については、増田ほか (2004) が、水温や塩分で規格化した  $p\text{CO}_2s$  ( $n-p\text{CO}_2s$ ) と、SST との相関関係を利用し、北西太平洋における春季の  $p\text{CO}_2s$  を推定する方法を紹介している。また、志賀・神谷 (2004)、Ono *et al.* (2004)、Sarma *et al.* (2006) では、SST や SSS のほかに、衛星観測による海面クロロフィル濃度をパラメータとして加えることで、植物プランクトンが  $\text{CO}_2$  を消費する影響を加味して、 $p\text{CO}_2s$  の推定を行っている。しかしながら、これらの方法においては、年間を通しての生物活動の影響が十分に表現できていなかった。また、 $p\text{CO}_2s$  の長期トレンドを加味しておらず、長期間にわたる  $\text{CO}_2$  フラックスの推定に利用することは難しかった。

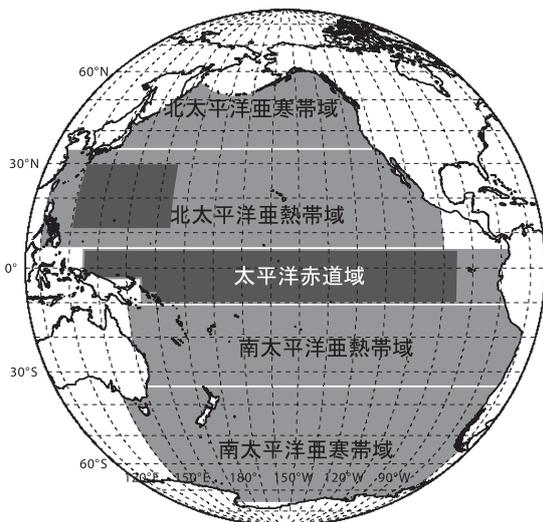
近年、世界中の  $p\text{CO}_2s$  の観測データの集約・統合が進められ、そのデータセットが公開されるようになった (Takahashi *et al.*, 2008)。また、最近では衛星による海面クロロフィル観測データも公開されるようになってきている。さらには、水温・塩分、大気中  $\text{CO}_2$  濃度、風速などの大気・海洋の解析データも整備されてきている。本報告では、これらのデータを用いて、太平洋亜寒帯域における  $p\text{CO}_2s$  を、生物活動の影響や長期トレンドを加味して経験的にかつ長期間にわたって推定する手法を開発した。また、南太平洋亜熱帯域及び赤道域東部の推定手法を開発するとともに、北

太平洋亜熱帯域全域にわたる推定手法（杉本・平石, 2009）及び赤道域の推定手法（中舘・石井, 2007）を改良した。本報告では、これら推定手法の概要を紹介し、推定した  $p\text{CO}_2s$  の誤差を評価するとともに、 $\text{CO}_2$  フラックスの時空間変動とその要因について考察する。

## 2. 対象範囲と使用データ

### 2.1 対象範囲

解析の対象とする範囲は、縁辺海を除く太平洋のほぼ全域である（第1図）。この海域の面積は、全海洋の面積の約45%を占める。ここでは、 $p\text{CO}_2s$  の季節変動の特徴の違いから、第1図のように、緯度ごとに大きく5つの海域に分けて解析を行った。



第1図 本報告で解析対象とする領域と、海域の範囲と海域名

濃い灰色の領域は、現在気象庁で解析を行い、海洋の健康診断表ホームページにおいて公表している領域を示す。35°N～60°Nが北太平洋亜寒帯域、5°N～34°Nが北太平洋亜熱帯域、10°S～5°Nが太平洋赤道域、34°S～11°Sが南太平洋亜熱帯域、75°S～35°Sが南太平洋亜寒帯域である。なお、日本海やオホーツク海、ベーリング海、南シナ海などの縁辺海については解析対象としていない。また、解析は緯度1°×経度1°の格子単位で行っており、各海域の境界として示した緯度は小数点以下を四捨五入した緯度である。今回解析を行った領域の面積は、全海洋の面積の約45%を占める。

海洋の健康診断表ホームページ：<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/index.html>

## 2.2 使用データ

### 2.2.1 表面海水中 $\text{CO}_2$ 濃度

表面海水中の  $\text{CO}_2$  濃度の観測値として、国際海洋炭素調整プロジェクト（The International Ocean Carbon Coordination Project, IOCCP）のデータセンターである  $\text{CO}_2$  情報解析センター（Carbon Dioxide Information Analysis Center, CDIAC）で公開されている全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベース（Takahashi *et al.*, 2008）を使用した。収集期間は1968年～2006年で、全観測データ数は約354万であり、気象庁の凌風丸、啓風丸の観測データも含まれている。このデータベースには Takahashi *et al.* (1993) の式により現場水温での値に水温補正した  $p\text{CO}_2s$  が含まれているが、この  $p\text{CO}_2s$  は、現場気圧の変動の影響を受けるため、解析には乾燥空気気圧で割った  $\text{CO}_2$  濃度 ( $\chi\text{CO}_2s$ ) を利用した。

### 2.2.2 大気二酸化炭素濃度

大気中の  $\text{CO}_2$  濃度データは、気象庁の全球解析データを使用した。

### 2.2.3 海面水温 (SST)

SSTは、気象庁全球日別海面水温解析（Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperatures, MGDSST；栗原ほか, 2006）の月平均値を使用した。

### 2.2.4 水温・塩分

海洋表層の水温・塩分データとして、全球版海洋データ同化システム（Multivariate Ocean Variational Estimation System / Meteorological Research Institute Community Ocean Model, MOVE/MRI.COM-G；Usui *et al.*, 2006；石崎ほか, 2009）による再解析値を用いた。この再解析値の最上層（水深1m）の塩分をSSSとして、 $\text{CO}_2$  フラックス分布の推定に利用した。また、この再解析値から混合層深度（MLD）を求め、 $\text{CO}_2$  フラックスの変動要因の調査に利用した。MLDは、Oka *et al.* (2007) にならい、ポテンシャル密度 ( $\sigma_\theta$ ) が海面から  $0.03\text{kg/m}^3$  増加する深さと定義した。

### 2.2.5 海面気圧・海面風速

海面気圧と海面風速は、気象庁と（財）電力中央研究所が共同で行った長期再解析プロジェクトで作成された再解析値（Japanese Re-Analysis 25 years, JRA25）及び気象庁気候データ同化システム（JMA Climate Data Assimilation System, JCDAS）の解析値（Onogi *et al.*, 2007）を使用した。

### 2.2.6 海面クロロフィル濃度

海面クロロフィル濃度データとしては、米国航空宇宙局ゴダード宇宙飛行センター（National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center, NASA GSFC）が Ocean Color Web (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) で公開している、SeaWiFS 及び MODIS/Aqua が観測した海色データから求めた海面クロロフィル濃度の Level 3 のプロダクトを利用した。1998年1月～2002年6月は SeaWiFS のみを利用したプロダクト、2002年7月以降は SeaWiFS と MODIS/Aqua を統合したプロダクトを利用した。1997年以前については、データが存在しないことから、1998年～2006年の解析値の月平均値を気候値として  $p\text{CO}_2\text{s}$  の計算に利用した。

### 2.2.7 表面海水中二酸化炭素分圧・フラックスの気候値

Takahashi *et al.* (2009) の解析結果を  $p\text{CO}_2\text{s}$  と  $\text{CO}_2$  フラックスの気候値として、本報告の手法を用いて推定した  $p\text{CO}_2\text{s}$  や  $\text{CO}_2$  フラックスとの比較に利用した。この  $p\text{CO}_2\text{s}$  の気候値は次のように解析されている。まず、第 2.2.1 節の全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースの  $p\text{CO}_2\text{s}$  観測値から、海岸から 200km 以内で観測されたもの及びエルニーニョ現象発生時に観測されたものを取り除き、全海洋の平均的な年増加率  $1.5\mu\text{atm/yr}$  を利用して 2000 年での値に補正する。その補正した  $p\text{CO}_2\text{s}$  を、水平 2 次元移流拡散モデルを利用して水平方向・時間方向に補間することで、2000 年における東西方向 5 度、南北方向 4 度の格子点データとして、月ごとに  $p\text{CO}_2\text{s}$  の気候値を求めている。この  $p\text{CO}_2\text{s}$  気候値と大気中の  $\text{CO}_2$  濃度解析値を利用して  $\text{CO}_2$  分圧差を求め、1979-2005 NCEP-

DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) の海面風速から求めた月別の海面風速気候値を用いて、ガス交換係数を計算し、 $\text{CO}_2$  分圧差に乗ずることで、 $\text{CO}_2$  フラックスの格子点データとしている。

## 3. 二酸化炭素フラックスの推定

### 3.1 表面海水中二酸化炭素濃度年増加率

表面海水中の  $\text{CO}_2$  濃度 ( $\chi\text{CO}_2\text{s}$ ) は、季節及び年々の海況の変動だけではなく、人為的に排出される  $\text{CO}_2$  の影響で増加する大気中の  $\text{CO}_2$  濃度 ( $\chi\text{CO}_2\text{a}$ ) の影響を受けて長期的に増加していることが知られている（Inoue *et al.*, 1999 ; Inoue and Ishii, 2005 ; Takahashi *et al.*, 2006）。このため、今回利用する全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースのように長期間にわたる観測データを用いて、SST や SSS などから  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を求める経験式を導出し、大気-海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスの推定を行うには、人為起源の  $\text{CO}_2$  を吸収したことによる  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の長期増加傾向を考慮に入れた解析を行わなければならない。このような長期的な変化傾向の影響を加味する手法として、Takahashi *et al.* (2002) や Takahashi *et al.* (2009) では、長期的な変化を年に関する独立項として解析する手法がとられており、これらと同様の方法により解析を行った。以下に全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースを利用した海域ごとの  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  年増加率の算出方針と解析結果を示す。

まず、北太平洋亜熱帯域と太平洋赤道域では、定期的な観測が行われており、水平方向に密なデータが存在する。特に北太平洋亜熱帯域の西部では、気象庁が、同じ観測定線の観測を毎年数回ずつ行っており、村田ほか (1996) の方法で毎年経験式を更新することで長期変化の影響を加味することが可能になっている。また、北太平洋亜熱帯域の東部や太平洋赤道域では、過去から現在に至るまでデータが水平方向に満遍なく分散し、経験式を導く際に、年の独立項を入れて回帰することで長期変化傾向を表現することが可能である（中館・石井, 2007 ; 杉本・平石, 2009）。

一方、北太平洋亜寒帯域は、近年では、篤志観測船による観測により、データが水平方向にくまなく存在するようになり、また、観測時期の偏り

も小さくなってきているものの、過去のデータは少なく、長期変化傾向を経験式に取り込んで計算するには限界がある。また、南太平洋の外洋域においては、近年でも観測データは少なく、経験式に長期変化傾向を取り込んで計算すると、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の水平勾配と長期変化傾向が混同して表現される恐れがある。そこで、北太平洋亜寒帯域と南太平洋亜熱帯域以南の海域については、Inoue *et al.* (1999) や Inoue and Ishii (2005) と同様に、比較的観測データの多い海域と季節を選択して $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の年増加率を調べ、その年増加率を用いて観測データを2000年基準のデータに補正して解析を行うこととした（年増加率補正の詳細は付録(1)を参照）。

第2図aに北太平洋亜寒帯域、南太平洋亜熱帯域と南太平洋亜寒帯域における、年ごとの $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の南北分布とその年増加率の南北分布を、第2図bに年増加率の解析に用いた観測データの範囲を示す。第2図a下段の年ごとの $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の南北分布を見ると、どの緯度においても観測時期が最も古い1969年（南太平洋）や1970年（北太平洋）の $\chi\text{CO}_2\text{s}$ が最も低くなっていることが分かる。この最も古いデータのある1969/1970年から2000年ころまでの $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の増加量は40ppm～60ppmに達している。 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の年増加率を緯度ごとに線形回帰によって求めると、65°S以南を除くほぼ全域で、1.0ppm/yr～2.5ppm/yrの増加傾向が見られた（第2図a上段）。

第2図a上段の緯度ごとに求めた $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の年増加率を平均して、第1図の海域ごとの平均的な年増加率を求めた。まず、北太平洋亜寒帯域では、年増加率が2.4ppm/yrと大きい47°Nを除き、1.0ppm/yr～1.8ppm/yrの年増加率であり、平均では $1.4 \pm 0.4$ ppm/yrとなった。また、南太平洋亜熱帯域では、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の年増加率が南北方向にほぼ一定となっており、平均すると $1.7 \pm 0.2$ ppm/yrで、標準偏差も比較的小さい。一方、南太平洋亜寒帯域においては、南北方向に年増加率の変化が顕著であり、亜熱帯前線と極前線に挟まれる55°S～63°Sでは2.0ppm/yrを超えるが、その低緯度側では1.0ppm/yr～1.5ppm/yr程度と低く、高緯度側ではほとんど増加していない。このような南北分

布はInoue and Ishii (2005) においても指摘されている。増加傾向が認められる60°S以北において年増加率を平均し、この海域における平均的な年増加率を求めると、 $1.5 \pm 0.5$ ppm/yrとなった。

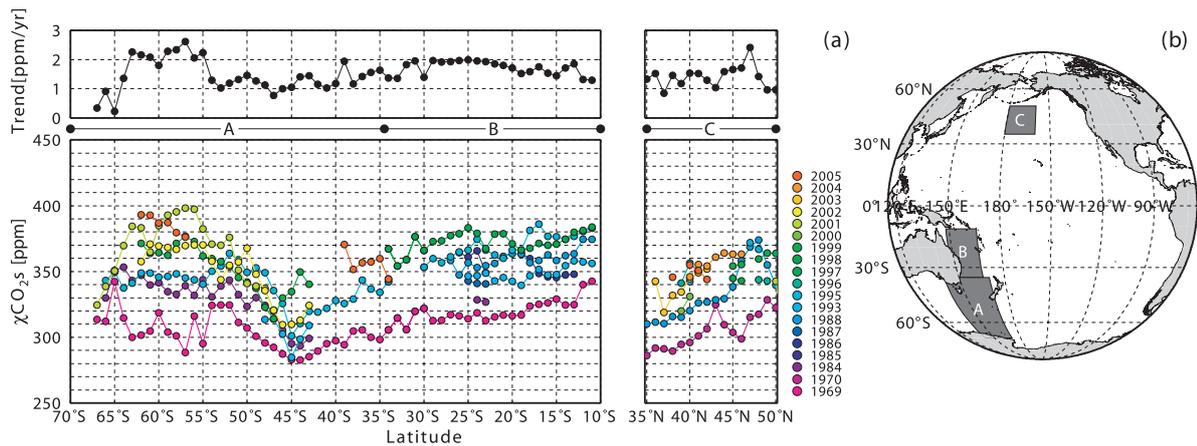
南北太平洋亜寒帯域において年増加率のばらつきが大きくなる要因としては、亜寒帯域に含まれる複数の前線の南北位置の季節変動や経年変動の影響が考えられる。こうした前線位置の変動の影響を除去するために、緯度ではなく、SSTにより海域を分けて $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の年増加率を調べたが、海域ごとの年増加率の偏差及び平均値には大きな違いは見られなかった。

以後の解析においては、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の年増加率として、第1表のような海域ごとの平均的な年増加率を用いて、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を2000年における値に補正した上で他要素との関係を解析し、経験式の導出を行った。また、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の過去観測データが比較的豊富にある北太平洋亜熱帯域と太平洋赤道域については、Takahashi *et al.* (2009) と同じ1.5ppm/yrを用いて2000年における値に補正した $\chi\text{CO}_2\text{s}$ を利用して他要素との関係を調べ、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$ の経験式導出の際には未補正のデータを用いて年のパラメータで回帰させることで、年増加率を経験式の中で直接計算することとした。

### 3.2 海域ごとの表面海水中二酸化炭素濃度経験式

第1図に示した海域ごとにSST, SSS, クロロフィル濃度と $\text{CO}_2$ 濃度( $\chi\text{CO}_2\text{s}$ )の相関関係の特性を調査し、経験式を求めた結果を以下に示す。なお、各経験式に含まれるパラメータは、 $T$ がSST(°C)、 $S$ がSSS、 $\text{Chla}$ が海面クロロフィル濃度( $\text{mg}/\text{m}^3$ )、 $Lon$ が経度(°E;東経で表記)、 $Y_r$ が年(西暦)、 $Mn$ が月(1～12)である。各パラメータの下付き文字は、その値で規格化を行っていることを示しており、例えば、 $T_{25}$ はSST( $T$ °C)と25°Cとの差 $T-25$ を表している(付録(2))。

また、以降の解析において用いる $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$ は、 $p\text{CO}_2\text{s}$ の観測値をTakahashi *et al.* (1993)の経験式によって現場のSSTから水温10°Cに規格化した後(付録(3))、現場気圧の変動の影響を除く



第2図 (a) 南太平洋亜熱帯域～亜寒帯域（左）、北太平洋亜寒帯域（右）における  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の年ごとの南北分布と増加率の南北分布と (b) 解析領域

(a) の下段が年ごと、緯度  $1^\circ$  ごとに平均した  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  (ppm), 上段が緯度  $1^\circ$  ごとに平均した  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を年で線形回帰することで求めた増加率 (ppm/yr) の南北分布である。観測データは、緯度の小数点以下を四捨五入することで、緯度ごとのデータとして取り扱った。増加率を調べた海域や季節は、北太平洋亜寒帯域が4月～5月の日付変更線から  $160^\circ\text{W}$  まで、南太平洋亜熱帯域が1月～2月の  $148^\circ\text{E}$  から  $166^\circ\text{E}$  まで、南太平洋亜寒帯域が1月～2月の  $140^\circ\text{E}$  から  $170^\circ\text{E}$  までである。(a) に示す範囲 A, B, C は、(b) の解析領域 A, B, C に対応する。

第1表 第1図の海域ごとに用いる  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の増加率のまとめ

海域	増加率 (ppm/yr)	月	範囲
北太平洋亜寒帯域	$1.4 \pm 0.4$	4～5月	$180^\circ\text{-}160^\circ\text{W} / 35^\circ\text{N-}50^\circ\text{N}$
北太平洋亜熱帯域	※1,2		
太平洋赤道域	※2		
南太平洋亜熱帯域	$1.7 \pm 0.2$	1～2月	$148^\circ\text{E-}166^\circ\text{E} / 34^\circ\text{S-}11^\circ\text{S}$
南太平洋亜寒帯域	$1.5 \pm 0.5$	1～2月	$140^\circ\text{E-}170^\circ\text{E} / 60^\circ\text{S-}35^\circ\text{S}$

※1 北太平洋亜熱帯西部域は、各年の観測データを利用して経験式を求めることで増加率を考慮する。  
 ※2 北太平洋亜熱帯北東部域・南東部域及び太平洋赤道域は経験式に年の項を取り込むことで増加率を考慮する。

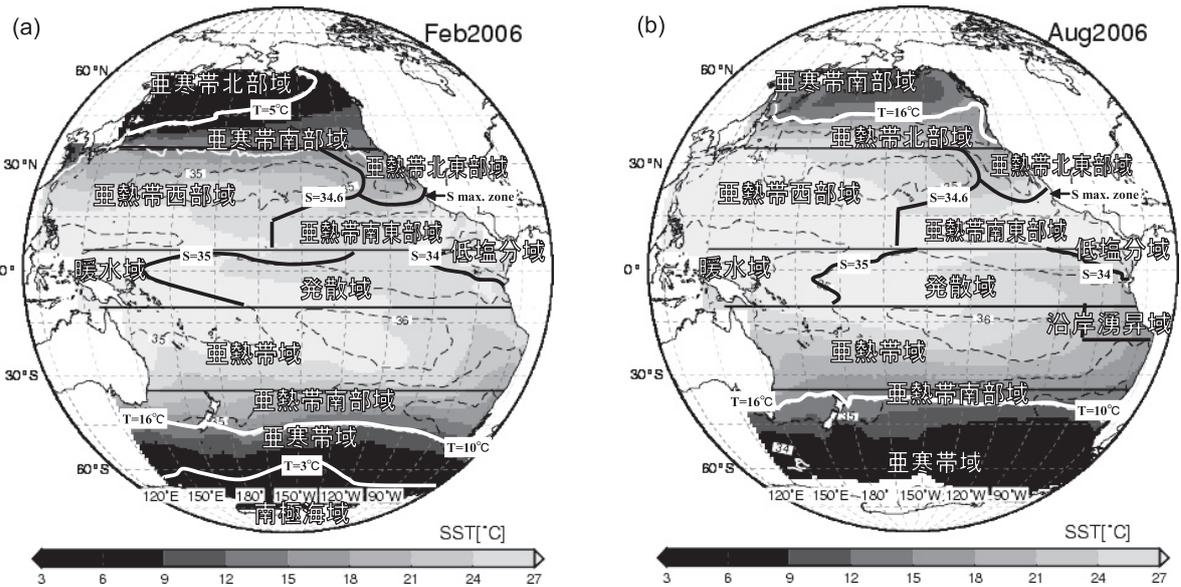
ため、気温  $10^\circ\text{C}$  としたときの乾燥空気の気圧で除算したものである。このような水温規格化を行うことで、現場水温における  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  から、水温の変動に伴って熱力学的に変動する成分を除去することができるため、 $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  は全炭酸量の指標として用いることができる。

### 3.2.1 北太平洋亜熱帯域 ( $6^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$ )

北太平洋亜熱帯域は、杉本・平石 (2009) の方法によって推定を行う。この海域は、SST や SSS と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との相関関係や海洋表層循環の構造か

ら、亜熱帯西部域、亜熱帯北東部域、亜熱帯南東部域といった、より小さな海域 (第3図) に分割することができ、それぞれの経験式は、(1) 式～(3) 式のとおりである。なお、解析結果の詳細については、杉本・平石 (2009) を参照されたい。  
 $\chi\text{CO}_2\text{s} = A(\text{Lon}, \text{Lat}, \text{Yr}) + B(\text{Lat}, \text{Yr}) \cdot T_{25}$  (1)  
 (亜熱帯西部域;  $160^\circ\text{W}$  以西又は  $S \geq 34.6$ )

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 400.75 + 9.92 \cdot T_{25} - 21.26 \cdot S_{35} + 1.14 \cdot \text{Yr}_{2000}$$
 (2)  
 (亜熱帯北東部域;  $S < 34.6$  かつ SSS 極大域より北)



第3図 2006年の(a)2月と(b)8月における詳細海域分割

陰影はMGDSSTによるSST, 破線はMOVE/MRI.COM-GによるSSSを示している. 黒色又は白色の実線は海域境界で, 実線上のラベルは海域境界となるSSTやSSSの指標を示す. 第1図に示した緯度ごとの海域については, それぞれの海域の特性により, さらに詳細な海域分割を行って解析を行っており, その海域分割の夏季及び冬季の代表例として2006年のものを示す.

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 365.93 + 7.29 \cdot T_{25} + 11.27 \cdot S_{35} + 0.62 \cdot Yr_{2000} \quad (3)$$

(亜熱帯南東部域;  $S < 34.6$  かつ SSS 極大域より南)

ここで, 亜熱帯西部域の  $B(\text{Lat}, Yr)$  は,  $137^\circ\text{E}$  線上の観測データから計算される緯度ごとの  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の SST に対する傾き ( $\text{ppm}/^\circ\text{C}$ ),  $A(\text{Lon}, \text{Lat}, Yr)$  は各緯度, 経度における  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  (ppm) を, 同緯度の  $B(\text{Lat}, Yr)$  を用いて水温  $25^\circ\text{C}$  での値に換算した経験式の切片にあたるものである. 気象庁の凌風丸, 啓風丸の  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の観測データにより, この海域の経験式は毎年更新できるため, 経験式には年の独立項は入っていない.

### 3.2.2 南太平洋亜熱帯域 ( $34^\circ\text{S} \sim 11^\circ\text{S}$ )

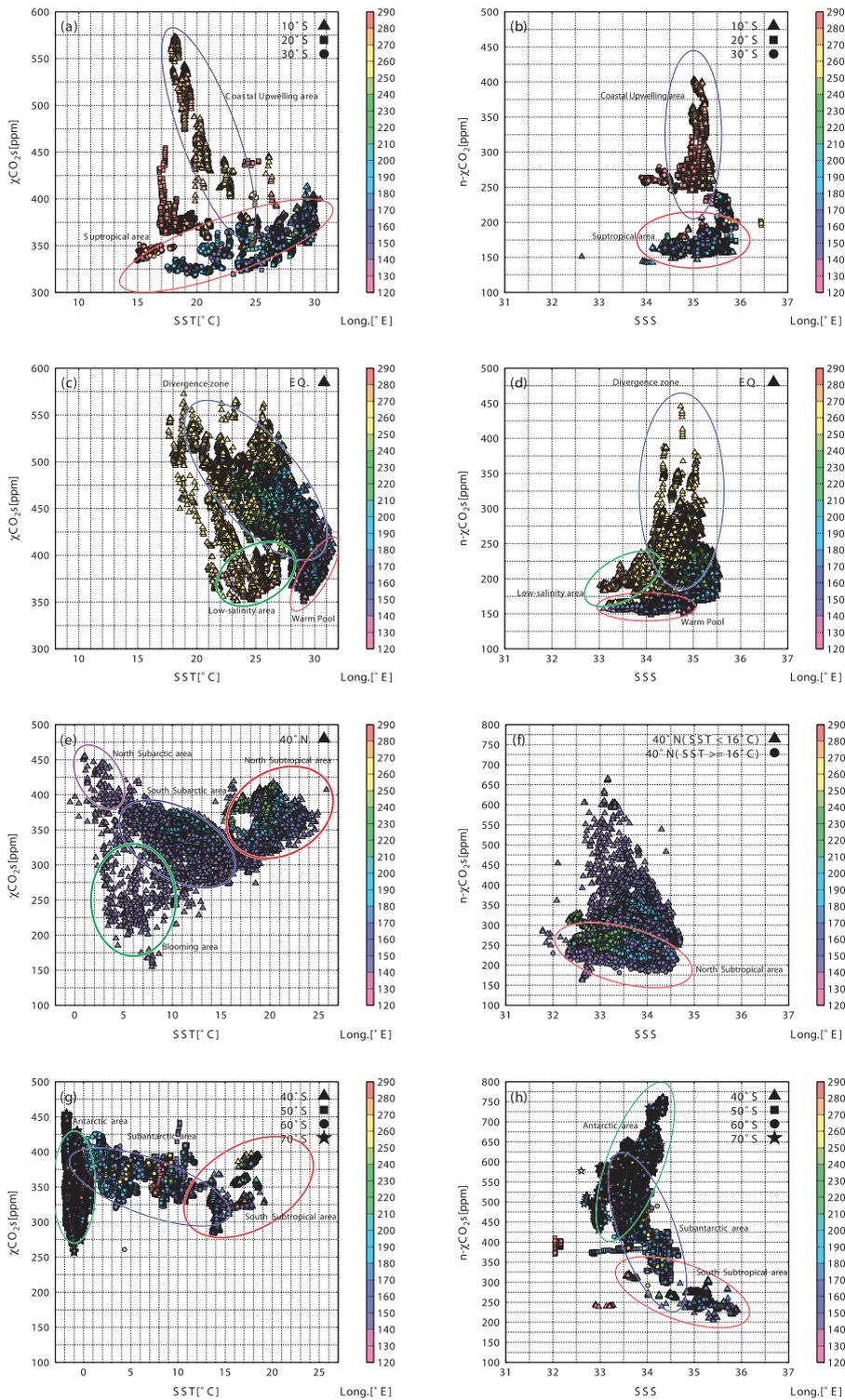
ペルー沖を除く大部分の海域では, 北太平洋亜熱帯域と同様に, SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の間に正相関が見られ, その切片は東西勾配を伴っている (第4図a赤楕円内). ここで述べる切片とは, 同経度帯で見たときの  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の SST に対する回帰直線上の水温  $25^\circ\text{C}$  での値である. 一方で, ペルー沖においては, 沿岸湧昇の影響により, SST と

$\chi\text{CO}_2\text{s}$  の間に逆相関が見られる (第4図a青楕円内). また, 水温  $10^\circ\text{C}$  に規格化した  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  と SSS との関連を調べても, 両者の間には明りような相関関係は認められないことが分かる (第4図b). 第4図aに示していない  $34^\circ\text{S} \sim 11^\circ\text{S}$  の全緯度のデータを用いた解析により, SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の間に見られる逆相関の関係は  $20^\circ\text{S}$  以北,  $95^\circ\text{W}$  以東, その時期は7月~12月に限られており, 沿岸湧昇の影響を受けている可能性がある. このため, 7月~12月における  $20^\circ\text{S} \sim 11^\circ\text{S}$ ,  $95^\circ\text{W}$  以東の海域を「沿岸湧昇域」と定義する(第3図b).

SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に正相関が見られる亜熱帯域においては, 北西太平洋亜熱帯域を対象とした村田ほか (1996) の手法を応用した (4) 式を利用することにする.

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = A(\text{Lon}, \text{Lat}) + B(\text{Lat}) \cdot T_{25} + 1.7 \cdot Yr_{2000} \quad (4)$$

ここで, 年の係数 1.7 は第3.1節で求めたものを利用した. 北太平洋の亜熱帯西部域とは異なり, 毎年の観測データが十分にないため,  $A(\text{Lon}, \text{Lat})$  や  $B(\text{Lat})$  は, 年ごとに計算するのではなく, 年増加率から2000年を基準年として補正した  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を用いて気候値として計算し, 推定期間



第4図 第1図の海域ごとの SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  (左列), SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  (右列) の散布図

これらの図中の  $\chi\text{CO}_2\text{s}$ ,  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$ , SST, SSS は, 1969 年から 2006 年までの期間に観測された全海洋表面海水中  $\text{CO}_2$  データベースのデータを利用した. 図には各海域で代表的な緯度帯のみを示しており, 各緯度帯は緯度の小数点以下を四捨五入することで決めている. (a) と (b) に  $10^\circ\text{S}$ ,  $20^\circ\text{S}$ ,  $30^\circ\text{S}$ , (c) と (d) に  $0^\circ$  (赤道), (e) と (f) に  $40^\circ\text{N}$ , (g) と (h) に  $40^\circ\text{S}$ ,  $50^\circ\text{S}$ ,  $60^\circ\text{S}$ ,  $70^\circ\text{S}$  のそれぞれの散布図を示す.

を通じて同じ  $A(Lon, Lat)$  や  $B(Lat)$  を利用した。 $B(Lat)$  の計算に当たっては、前述した  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の切片を持つ東西勾配の影響を最小化するためにデータの範囲を絞って、 $170^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$  の間のデータのみを用いる。

また、沿岸湧昇域は、SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の間に逆相関がある一方で、沿岸湧昇の影響の強さが北方ほど強いことから、その傾き及び切片が緯度ごとに異なっている。そのため、(5) 式のように緯度ごとに異なる経験式を用いて推定を行う。

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = A'(Lat) + B'(Lat) \cdot T_{25} + 1.7 \cdot Yr_{2000} \quad (5)$$

$A'(Lat)$  や  $B'(Lat)$  は、7月～12月における  $95^\circ\text{W}$  以東のデータを用いて、緯度ごとに  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を SST で回帰したときの切片と傾きである。なお、この線形回帰による  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の観測値と推定値の差の二乗平均平方根 (Root Mean Square Error ; 以下, RMSE) は 10.8ppm であった。

### 3.2.3 太平洋赤道域 ( $10^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$ )

中舘・石井 (2007) は、赤道域を SSS により次の2つの海域に分け、全炭酸とアルカリ度に関する経験式を導出している。すなわち、赤道湧昇により海洋内部の  $\text{CO}_2$  に富んだ水が表層に持ち上げられて  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  が高くなる発散域と、その影響が小さく  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  が低い暖水域である。本報告では、この方法を改良し、SST と SSS から直接  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を求める方法を開発するとともに、推定海域を東方へ拡張した。

第4図cは赤道付近における SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の散布図、第4図dは SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  の散布図を示す。SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の関係に注目すると、赤道湧昇の影響に伴い、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  が非常に高く、SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に逆相関が見られる海域 (第4図c 青楕円内) があり、これは中舘・石井 (2007) における発散域に該当する。このほかに、西部の SST が  $28^\circ\text{C} \sim 32^\circ\text{C}$  と高く、SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の間に正相関が見られる海域 (第4図c 赤楕円内) があり、暖水域に該当する。東部には、SST が  $21^\circ\text{C} \sim 27^\circ\text{C}$  と西部と比べて低く、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  も小さい海域 (第4図c 緑楕円内) が見られる。

次に、これらの3つの海域について、SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  の関係を調べる。まず、発散域では、西

部から東部にかけて SSS が 35.5 から 34 へと減少し、SSS = 35 をピークとした、上に凸の2次関数で包絡される分布になっている (第4図d 青楕円内)。発散域では、SSS = 35 で特徴付けられる下層の  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の高い海水が湧昇していることから、このような分布が見られるものと考えられる。また、暖水域では SSS は 34 ~ 35 (第4図d 赤楕円内) で  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  はほぼ一定、東部は SSS < 34 で SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に正相関が見られる (第4図d 緑楕円内)。

なお、第4図c, dにおいて緑で囲まれた低温、低塩分、低  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  で特徴付けられる東部の  $75^\circ\text{W} \sim 95^\circ\text{W}$  の海域は、中舘・石井 (2007) においては解析対象としていない。これ以降、この海域を「低塩分域」と呼ぶこととする。

このような SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  との関係から、SSS を用いた次のような条件で赤道域は暖水域、発散域、低塩分域の3つのより小さな海域に分割することができ、各海域の分布は第3図のようになる。

条件①  $160^\circ\text{W}$  以西の暖水域と発散域の分割は SSS = 35 により行い、高塩分側を発散域、低塩分側を暖水域とする。

条件②  $120^\circ\text{W}$  以東の発散域と低塩分域の分割は SSS = 34 により行い、高塩分側を発散域、低塩分側を低塩分域とする。

条件③ 条件①と条件②で定義した暖水域や低塩分域と発散域の境界となる SSS のギャップをなくし、発散域における SSS が  $160^\circ\text{W}$  から  $120^\circ\text{W}$  にかけて低下することを考慮するため、暖水域や低塩分域と発散域の境界となる SSS の値を 35 ( $160^\circ\text{W}$ ) から 34 ( $120^\circ\text{W}$ ) に経度で線形に変化させる。この SSS による境界の高塩分側を発散域、低塩分側の西半分 ( $140^\circ\text{W}$  以西) を暖水域、東半分 ( $140^\circ\text{W}$  以東) を低塩分域とする。

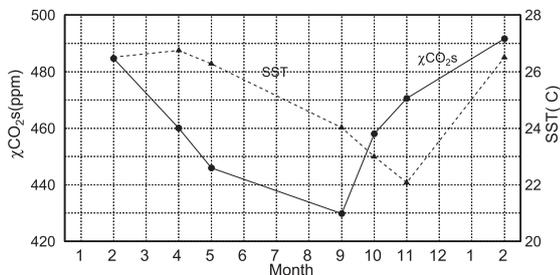
ここで、条件③において暖水域と低塩分域の境界とした  $140^\circ\text{W}$  は、MOVE/MR1.COM-G の SSS の東西時間断面を調べることにより、暖水域が東方へ張り出したときの東端、低塩分域が西方へ張り出したときの西端が、 $140^\circ\text{W}$  であったこと及び  $140^\circ\text{W}$  で海域を区分することにより各海域にお

ける  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の経験式のバイアスが最小となったことから決定したものである。

太平洋赤道域において  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の分布を推定する経験式は、発散域で SSS と  $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に 2 次関数で包絡される関係がある点や、推定精度の向上を考慮して、(6) 式のような SST や SSS に関する定数係数の 2 次式を利用した。

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = a + b \cdot T_{25} + c \cdot S_{35} + d \cdot T_{25}^2 + e \cdot S_{35}^2 + f \cdot T_{25} \cdot S_{35} + g \cdot Yr_{2000} + h \cdot \sin\left[2\pi \frac{Mn-i}{12}\right] \quad (6)$$

第 5 図に、1 年中発散域に含まれる海域における  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  と SST の月別の時系列を示す。これを見ると、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  は 2 月ごろに極大、9 月ごろに極小となり、SST は 4 月ごろに極大、11 月ごろに極小になる季節変動を示すことが分かる。この  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の季節変動は、1 年周期の正弦曲線により近似することができ、季節変動が見られる発散域にのみ (6) 式の第 8 項を、1 年周期の月に関



第 5 図 赤道発散域の  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  (実線) と SST (破線) の季節変動

全海洋表面海水中  $\text{CO}_2$  データベースにおいて、 $130^\circ\text{W} \sim 110^\circ\text{W}$ 、 $2^\circ\text{S} \sim 2^\circ\text{N}$  の範囲内で 2000 年と 2001 年に観測された  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  と SST を月別に平均して描画している。

第 2 表 太平洋赤道域各海域での経験式の係数  
係数  $a$  から  $i$  は本文中 (6) 式の係数に該当する。

領域	$a$	$b$	$c$	$d$	$e$	$f$	$g$	$h$	$i$	RMSE ppm
暖水域	455.76	-21.65	65.11	1.70	4.97	-8.18	1.97	—	—	12.6
発散域	465.95	-10.51	9.29	-0.49	-66.86	2.86	1.31	14.87	0.40	27.4
低塩分域	423.30	-1.23	53.56	0.65	8.51	-2.18	1.50	—	—	15.8

する正弦関数として組み入れることとした。なお、図には示していないが、この発散域の SSS は  $34.8 \pm 0.2$  で、季節を通じて、ほぼ一定であった。

全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースの  $\chi\text{CO}_2\text{s}$ 、SST、SSS の観測値を用いて海域ごとに (6) 式の  $a$  から  $i$  の各係数を求めた結果を第 2 表に示す。

### 3.2.4 北太平洋亜寒帯域 ( $35^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ )

北太平洋亜寒帯域を代表する緯度帯として  $40^\circ\text{N}$  を選び、全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースを利用した SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の散布図を第 4 図 e に示す。これを見ると、 $\text{SST} \geq 16^\circ\text{C}$  の海域では、亜熱帯域と同様に、SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に正相関が見られ、その切片には東西勾配が存在する (第 4 図 e 赤楕円内)。また、 $160^\circ\text{E}$  より東方の外洋域においては、 $\text{SST} < 16^\circ\text{C}$  の海域で、逆相関が見られ、 $\text{SST} < 5^\circ\text{C}$  の海域では、 $\text{SST} \geq 5^\circ\text{C}$  の海域と比べ、その傾きがさらに大きくなっている (第 4 図 e 青楕円内、紫楕円内)。一方で、 $\text{SST} < 16^\circ\text{C}$  の海域においても、 $160^\circ\text{E}$  以西の三陸沖では、ほかの海域とは違い、生物活動による  $\text{CO}_2$  の消費量が多いため  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  が低く、SST との間には有意な関係が見られない (第 4 図 e 緑楕円内)。

また、 $5^\circ\text{C} \leq \text{SST} < 16^\circ\text{C}$  の外洋域は、SST が最も高くなる 7 月～9 月の夏季とそれ以外の時期とで  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の SST 依存性が異なっており、夏季の方がその傾きは小さい。この要因としては、夏季に表層の成層が安定し、下層からの  $\text{CO}_2$  に富んだ低温の水の供給が減る一方で、SST 上昇の寄与が強まり、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を決める要因のバランスが変化したことが考えられる。

このように、SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との相関が、特定の SST を境界として変わる特徴については、増田ほか (2004) においても指摘されており、その要因については、SST  $\geq 16^\circ\text{C}$  の海域は、栄養塩が少ないために、生物活動の影響が弱い一方で、SST の変動の影響が強く、また、SST =  $5^\circ\text{C}$  は亜寒帯前線に対応し、その低温側では西部亜寒帯循環に伴うエクマン湧昇と冬季の鉛直混合の影響で、下層から  $\text{CO}_2$  に富んだ水が供給され、高い  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を持つ海水が分布するためとしている。

次に、 $40^\circ\text{N}$  における SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  の関係を調べる (第 4 図 f)。SST  $\geq 16^\circ\text{C}$  で SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に正相関が見られた海域においては、SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間には逆相関が見られる。これは、SSS が低い北東部ほど高い全炭酸の水が存在することを示しており、第 4 図 e 赤楕円内において、東方ほど切片が大きいこととも整合している。一方で、SST  $< 16^\circ\text{C}$  の海域においては、SSS と  $n\text{-}\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間には有意な関係は見られず、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  は主に SST に依存している。

このような SST や SSS と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との関係については、北太平洋亜寒帯域のほぼ全域にわたって確認することができ、外洋域では SST =  $5^\circ\text{C}$ 、 $16^\circ\text{C}$  の指標を用いて特徴の異なる海域に分け、SST、SSS、経度を用いた経験式を作成すれば、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  をよりの確に推定することができる。これ以降は、SST  $\geq 16^\circ\text{C}$  の海域を「亜熱帯北部域」、 $5^\circ\text{C} \leq \text{SST} < 16^\circ\text{C}$  の海域を「亜寒帯南部域」、 $5^\circ\text{C}$  未満の海域を「亜寒帯北部域」とそれぞれの海域に分割して、解析することとする。なお、これらの海域の分布を第 3 図に例示する。

生物活動の影響が比較的少ないと考えられる外洋域 ( $160^\circ\text{E} \sim 130^\circ\text{W} / 35^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ ) における  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の観測値から、海域ごとに  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の経験式を算出した。また、亜寒帯南部域については、夏季 (7 月～9 月) とそのほかの季節で水温依存性が変化することから、季節を分けて経験式を算出することにした。その結果、亜熱帯北部域は (7) 式、亜寒帯南部域の冬季は (8) 式、亜寒帯南部域の夏季は (9) 式、亜寒帯北部域は (10) 式のようになった。各式の年の係数 1.4 は第 3.1 節で求めたもので、括弧内は RMSE を表す。

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 248.10 + 9.86 \cdot T_{10} - 12.78 \cdot S_{33} + 0.76 \cdot \text{Lon}_{160} + 1.40 \cdot Yr_{2000} \quad (\pm 15.1) \quad (7)$$

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 345.42 - 3.10 \cdot T_{10} + 1.40 \cdot Yr_{2000} \quad (\pm 15.1) \quad (8)$$

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 358.73 - 1.85 \cdot T_{10} + 1.40 \cdot Yr_{2000} \quad (\pm 21.2) \quad (9)$$

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 288.62 - 14.21 \cdot T_{10} + 1.40 \cdot Yr_{2000} \quad (\pm 24.6) \quad (10)$$

一方で、第 4 図 e で示したように三陸沖においては生物活動に伴う  $\text{CO}_2$  の消費量を無視することができない。また、ここでは示していないが、生物活動が活発で、 $\text{CO}_2$  取り込み量が無視できない海域は、 $50^\circ\text{N}$  以北のアリューシャン列島からアラスカ南方の海域にも存在する。こうした生物活動に伴う  $\text{CO}_2$  の取り込み量を評価する方法として、衛星観測による海面クロロフィル濃度を指標とした報告がある (志賀・神谷, 2004; Ono *et al.*, 2004; Sarma *et al.*, 2006)。ここでは、生物活動による  $\text{CO}_2$  の消費量が、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の観測値と外洋域の観測データから算出される経験式との差 ( $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差)、すなわち、SST、SSS、経度によって説明できない部分に対応すると仮定し、栄養塩が豊富で、生物活動の影響があると考えられる亜寒帯南部域及び亜寒帯北部域について、海面クロロフィル濃度と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差との対応関係を調べて生物消費量に関する経験式を求めることとした。

第 6 図 a, b, c は、亜寒帯南部域の夏季、亜寒帯南部域の冬季、亜寒帯北部域における海面クロロフィル濃度の自然対数と (8) 式～(10) 式に対する  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差の関係を示したものである。 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  と海面クロロフィル濃度の自然対数の対応関係を用いて生物消費の影響を加味する方法は、Chierici *et al.* (2009) を参考にした。また、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差は、観測値から (8) 式～(10) 式の経験式による推定値を引くことで求めており、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差が負の場合は推定値が過大評価であり、観測値が生物活動の影響を受けていることを示していると考えられる。

第 6 図を見ると、海面クロロフィル濃度の自然対数と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差の間には逆相関が見られ、

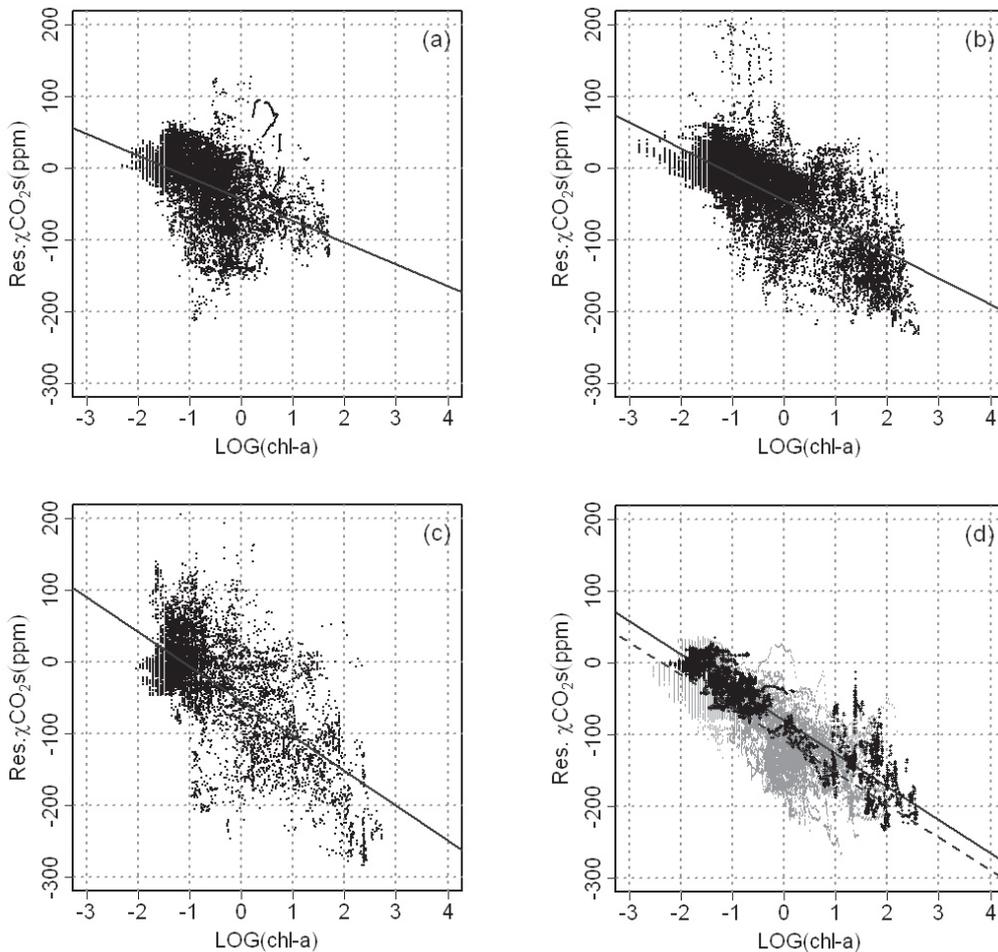
生物活動が活発で、海面クロロフィル濃度が大きいときに  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差が負となり、経験式による  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  が過大評価となっていることが分かる。海域ごとに  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差を海面クロロフィル濃度の自然対数で線形回帰し、生物活動の  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  への寄与 ( $Bio$  (ppm)) に関する経験式を算出すると、亜寒帯南部域の夏季は (11) 式、亜寒帯南部域の冬季は (12) 式、亜寒帯北部域は (13) 式のようになる。各式の括弧内は、RMSE を表す。

$$Bio = -42.99 - 30.34 \cdot \ln[\text{Chla}] \quad (\pm 39.8) \quad (11)$$

$$Bio = -44.85 - 36.27 \cdot \ln[\text{Chla}] \quad (\pm 29.3) \quad (12)$$

$$Bio = -55.11 - 48.47 \cdot \ln[\text{Chla}] \quad (\pm 50.3) \quad (13)$$

活発な生物活動が認められる  $160^\circ\text{E}$  以西または  $50^\circ\text{N}$  以北の海域において、(11) 式、(12) 式、(13) 式で求められる  $Bio$  の値が負となる場合について、その値を対応する海域の  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  推定値 ((8) 式、(9) 式、(10) 式) に加えることで、 $30\mu\text{atm}$  を上回るこれら海域の推定値の平均バイアスを  $-10\mu\text{atm} \sim 10\mu\text{atm}$  にまで抑えられることが確認でき、生物の影響により過大評価となっている海域の見積りを、補正することが可能となった。



第 6 図 亜寒帯域における海面クロロフィル濃度の自然対数と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差の関係

$\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差は海域ごとに求めた経験式による推定値と観測値の差と定義し、クロロフィル濃度は衛星観測データの月別解析値を利用した。データは 1998 年～2006 年の期間に観測されたものだけを利用した。(a) は北太平洋亜寒帯南部域の夏季、(b) は北太平洋亜寒帯南部域の冬季、(c) は北太平洋亜寒帯北部域、(d) は南太平洋南極海域である。(d) における濃淡は、観測時期の違いを示し、黒色が 10 月～12 月、灰色は 1 月～4 月である。また、直線は回帰直線で、(d) においては、実線が 10 月～12 月、破線が 1 月～4 月のものを示す。

### 3.2.5 南太平洋亜寒帯域 (75° S ~ 35° S)

南太平洋亜寒帯域についても、北太平洋亜寒帯域と同じように SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との相関に注目して SST で海域を分け、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の経験式を求めた。

第4図 g は 40°S, 50°S, 60°S, 70°S の緯度帯における SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の散布図である。北太平洋亜寒帯域と同様で、外洋域での SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間には、青楕円内の低温の海域においては逆相関、より高温の赤楕円内の海域に正相関が見られる。このうち、より高温の海域では、北太平洋と同様で切片の東西勾配がある。第4図で示した以外の緯度の観測値も含めて解析を行ったところ、SST と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の相関の変わる SST が東西で異なることが確認でき、対象海域 (140°E ~ 70°W) の西端付近では約 16°C、東端付近では約 10°C であった。また、北太平洋亜寒帯域とは異なり、三陸沖のような中緯度における顕著な生物活動による  $\text{CO}_2$  の消費は見られなかった。そのため、140°E で 16°C、70°W で 10°C となるように経度について線形的に変化させた SST を海域の境界条件とし、それより北側を「亜熱帯南部域」、南側を「亜寒帯域」とより小さな海域に分割して解析を行うこととした。さらに、SST < 3°C の極前線より南方においては、後述するように海水が夏季に融解したときに、生物活動が活発化して  $\text{CO}_2$  を消費するため、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の季節変動が大きく SST との明りょうな関係は見られない。以後、生物活動が活発となる夏季 (10月~4月) において SST < 3°C として定義される極前線より南側の海域を「南極海域」とした。これらの海域分割を 2006年2月と8月における SST の格子データで表現すると、第3図のようになる。

第4図 h は 40°S, 50°S, 60°S, 70°S における SSS と  $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$  の散布図である。北太平洋と同様に、亜熱帯南部域 (赤楕円内) や亜寒帯域 (青楕円内) においては SSS と  $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に逆相関が見られ、亜寒帯域の方がその依存性が大きい。一方、緑楕円内の南極海域では、SSS と  $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$  との間に正相関が見られる。

以上のように SST 及び SSS と  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  及び  $n-\chi\text{CO}_2\text{s}$  にそれぞれ相関関係が見られることから、全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースの  $\chi\text{CO}_2\text{s}$

や SST, SSS の観測値を用いて、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  の経験式を算出した結果、亜熱帯南部域は (14) 式、亜寒帯域は (15) 式のようにになった。各式の年の係数 1.5 は第 3.1 節で求めたもので、括弧内は RMSE を表す。

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 324.10 + 2.22 \cdot T - 11.00 \cdot S_{33} + 0.42 \cdot Lon_{180} + 1.50 \cdot Yr_{2000} \quad (\pm 14.2) \quad (14)$$

$$\chi\text{CO}_2\text{s} = 381.93 - 4.20 \cdot T + 7.07 \cdot S_{33} + 1.50 \cdot Yr_{2000} \quad (\pm 15.1) \quad (15)$$

次に、南極海域では海水が解ける夏季に生物活動が活発になり、多くの  $\text{CO}_2$  を消費する。そこで、北太平洋亜寒帯域と同様に生物消費の量を見積もるため、海面クロロフィル濃度を指標とした解析を行った。第6図 d は海面クロロフィル濃度の自然対数と (15) 式に対する  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差との関係を示したものである。北太平洋と同様、生物活動の指標とされる海面クロロフィル濃度が増加するとともに、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  残差が負となる。また、夏季の前半 (10月~12月; 黒色) と後半 (1月~4月; 灰色) とで比べたとき、海面クロロフィル濃度の自然対数に対する回帰直線の傾きは変わらないものの、その切片については、夏季の前半よりも後半の方が小さいことが分かる。こうしたことから、夏季の前半と後半とで別々の経験式を求め、生物による消費量 ( $Bio$ ) を見積もることとする。その結果、夏季の前半 (10月~12月) は (16) 式、後半 (1月~4月) は (17) 式のようにになった。各式の括弧内は RMSE を表す。

$$Bio = -80.14 - 46.19 \cdot \ln[\text{Chla}] \quad (\pm 21.7) \quad (16)$$

$$Bio = -107.05 - 45.31 \cdot \ln[\text{Chla}] \quad (\pm 31.3) \quad (17)$$

南極海域の夏季 (10月~4月) で衛星の海面クロロフィル濃度データが利用できる海域は、日射があり、海水も解けて生物活動が始まっていると考えられる。(15) 式に (16) 式や (17) 式で表される  $Bio$  項をこの項の値が負となった場合に加えることで、生物消費量の補正を行うことができる。一方、海面クロロフィル濃度が利用できない海域や 5月~9月の冬季は、日射がないか、海水に覆われているような海域であり、生物消費の影響はほとんどないことから、(15) 式だけを用いて  $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を計算しても、RMSE は 11.4ppm と

小さい。これらの季節、海域においては、生物による消費量を加味せず (15) 式だけで、 $\chi\text{CO}_2\text{s}$  を計算することができる。

### 3.3 二酸化炭素フラックスの計算

$\text{CO}_2$  フラックス  $F_{\text{CO}_2}$  ( $\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ ) は、(18) 式のようにガス交換係数  $K$  ( $\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1} \cdot \mu\text{atm}^{-1}$ ) と大気と表面海水中の  $\text{CO}_2$  分圧の差  $\Delta p\text{CO}_2$  ( $= p\text{CO}_{2\text{s}} - p\text{CO}_{2\text{a}}, \mu\text{atm}$ ) を用いて見積もることができる。

$$F_{\text{CO}_2} = K \cdot \Delta p\text{CO}_2 \quad (18)$$

$K$  は、ガス交換速度  $k$  ( $\text{cm} \cdot \text{hr}^{-1}$ ) と、 $\text{CO}_2$  の海水への溶解度  $L$  ( $\text{mol} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{atm}^{-1}$ ) の積として、次のように表すことができる。

$$K = 0.088 \cdot k \cdot L \quad (19)$$

この (19) 式の 0.088 は単位を合わせるための係数である。また、 $k$  は Wanninkhof (1992) において月平均風速  $U$  (m/s) を使って計算する (20) 式を、 $L$  は Weiss (1974) による (22) 式を用いた。

$$k = 0.39U^2 \left( \frac{Sc}{660} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (20)$$

$$Sc = 2073.1 - 125.62T + 3.6276T^2 - 0.043219T^3 \quad (21)$$

$$\ln L = -58.0931 + 90.5069T'^{-1} + 22.294 \ln T' + (0.027766 - 0.025888T' + 0.0050578T'^2) \cdot S \quad (22)$$

$$T' = \frac{T + 273.15}{100} \quad (23)$$

ここで、(20) 式、(21) 式の  $Sc$  は  $\text{CO}_2$  のシュミット数と呼ばれる値である。

## 4. 表面海水中二酸化炭素分圧と二酸化炭素フラックスの推定結果と評価

第3章で求めた海域ごとの経験式に、MGDSST の SST、MOVE/MRI.COM-G の SSS、クロロフィル濃度、海面気圧、海面風速、大気  $\text{CO}_2$  濃度の月平均格子点値を代入し、経度  $1^\circ$ 、緯度  $1^\circ$  ごとに 1985 年～2006 年の月別の  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  や  $\text{CO}_2$  フラックスを推定した。利用した解析値のグリッドはそれぞれ異なるが、経度  $1^\circ$ 、緯度  $1^\circ$  よりも高解像度の解析値 (SST、クロロフィル濃度) は領域平均、そのほかの解析値 (SSS、海面気圧、海面

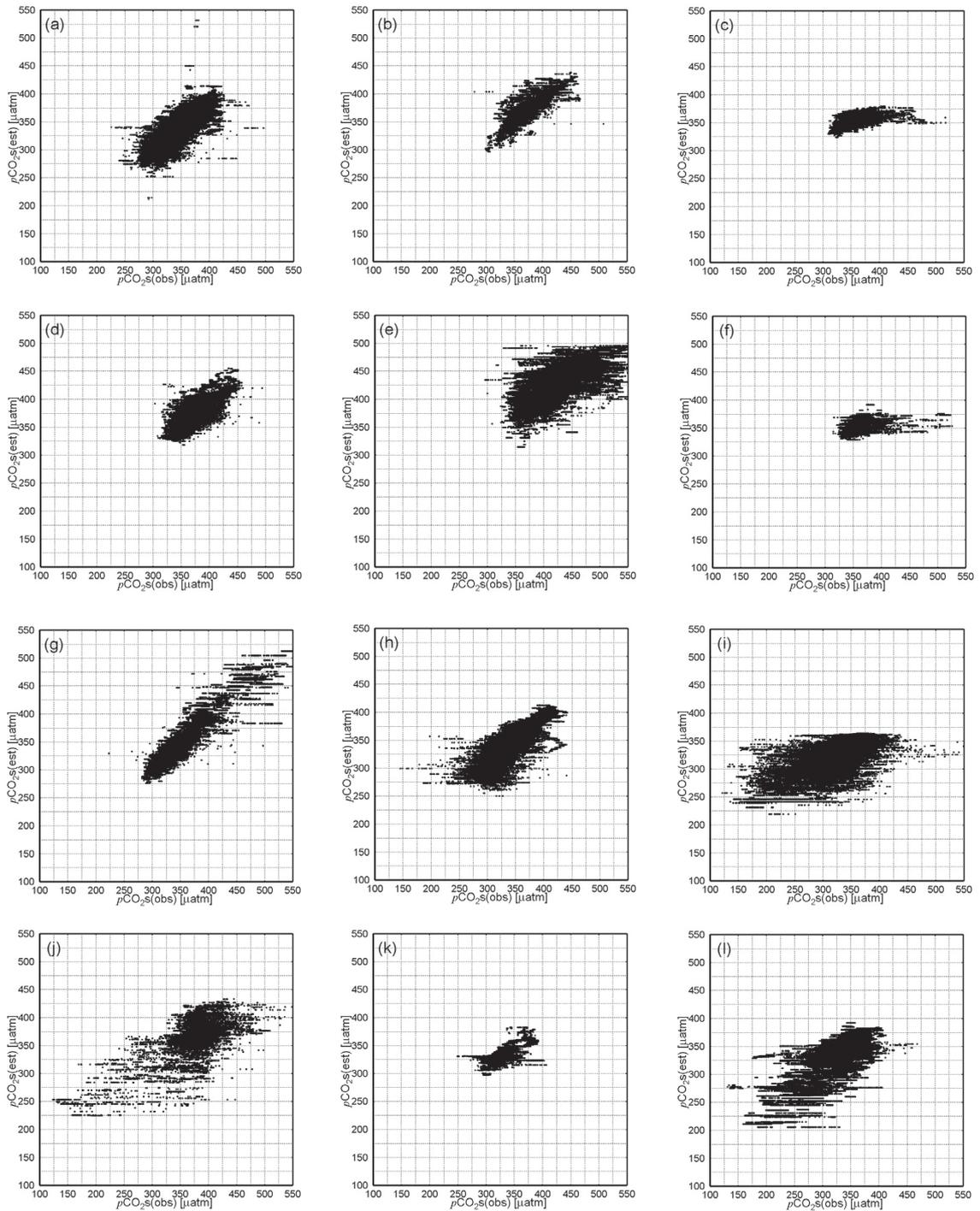
風速、大気  $\text{CO}_2$  濃度) は線形補間によって、経度  $1^\circ$ 、緯度  $1^\circ$  での分布を作成した。また、クロロフィル濃度の解析値は 1998 年以降しかないため、1997 年以前の推定には 1998 年～2006 年の解析値を月ごとに平均した気候値を利用して  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  の推定を行った。本章では太平洋を対象として推定した  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  や  $\text{CO}_2$  フラックスの誤差評価、時空間分布に関する特徴の調査、気候値との比較を行う。

### 4.1 表面海水中二酸化炭素分圧の誤差評価

本節では、推定した  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  が、観測値をどの程度再現しているかについての評価を行う。第7図は各海域における  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  の観測値と推定値の散布図である。亜熱帯域と赤道暖水域 (第7図 a～d, f～h, k) では、観測値と推定値の相関が強く、推定値が観測値をよく再現していることが分かる。一方、赤道発散域や亜寒帯域 (第7図 e, i, j, l) では相関がやや弱く、亜熱帯域等と比較すると再現性が低い。

$p\text{CO}_{2\text{s}}$  の誤差の要因としては、推定値の計算に使う SST・SSS・クロロフィル濃度が月平均値であるため、 $p\text{CO}_{2\text{s}}$  がその月の平均的な値として求められる一方、観測値は、より小さい時間スケールを含む瞬間値であることが考えられる。亜熱帯域 (第7図 a～c, g) や赤道暖水域 (第7図 d) では、 $p\text{CO}_{2\text{s}}$  の季節変動が SST のみでほぼ説明することができるため、 $p\text{CO}_{2\text{s}}$  の誤差は主に SST の誤差によっており、ほかの海域に比べると誤差が小さくなる。なお、北太平洋亜熱帯南東部 (第7図 c) では、 $p\text{CO}_{2\text{s}}$  推定値に対して、高い  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  観測されることがある。このような高  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  は、 $10^\circ\text{N}$  付近、 $100^\circ\text{W}$  よりも東方で局所的に観測され、沿岸湧昇や大気擾乱の通過がその原因として考えられる。

赤道発散域 (第7図 e) は、 $p\text{CO}_{2\text{s}}$  が SST や SSS の変化に対して大きく変化する海域である。さらに SSS は海域分割の指標となっている。このため、SST や SSS の変化に対する  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  経験式の感度が高く、観測値と解析値の少しの違いが、海域分割や経験式を通じて  $p\text{CO}_{2\text{s}}$  の推定値の大きく影響するため、再現性を低下させているもの



第7図 第3図の海域ごとの  $p\text{CO}_2s$  観測値（横軸）と推定値（縦軸）の散布図

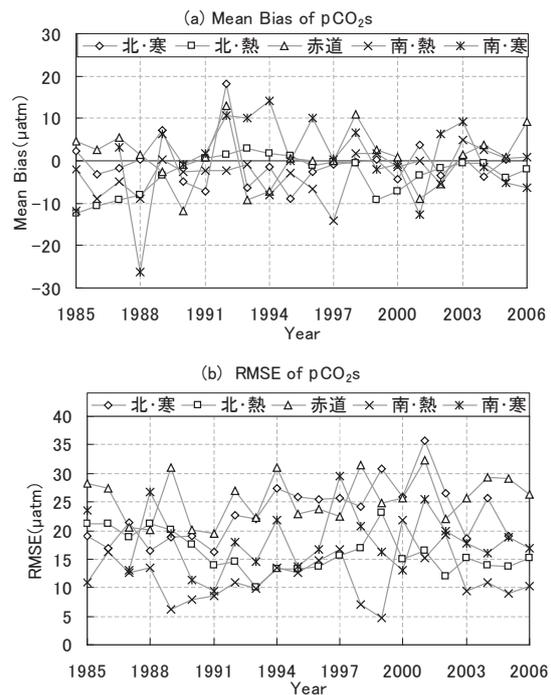
$p\text{CO}_2s$  推定値は MGSST の SST, MOVE/MRI.COM-G の SSS, MODIS/Aqua・SeaWiFS によるクロロフィル濃度の月平均値を用いて計算したものである。また、 $p\text{CO}_2s$  観測値は湾内や沿岸（海岸線から経度にして数度以内）で観測されたものを除去している。各図の対象海域は SST や SSS の解析値を用いて分けており、(a) が北太平洋亜熱帯西部域、(b) が北太平洋亜熱帯北東部域、(c) が北太平洋亜熱帯南東部域、(d) が赤道暖水域、(e) が赤道発散域、(f) が赤道低塩分域、(g) が南太平洋亜熱帯域、(h) が北太平洋亜熱帯北部域、(i) が北太平洋亜寒帯南部域、(j) が北太平洋亜寒帯北部域、(k) が南太平洋亜熱帯南部域、(l) が南太平洋亜寒帯域である。

と考えられる。

赤道低塩分域（第7図f）は、第7図cと同様に  $pCO_2s$  推定値に対して、高い  $pCO_2s$  が観測されることがあり、高い  $pCO_2s$  の観測値は低塩分域と発散域の境界付近に分布している。これは、この海域の海域分割は月平均の SSS の解析値で行っているが、観測値は瞬間値であるため、低塩分域と分類された海域の観測値の中に発散域のものが含まれることがあり、各格子点の  $pCO_2s$  推定値と観測値を比較した場合に違いが生じるためであると考えられる。

また、亜寒帯域（第7図h～j, l）では特に生物活動の影響が強い海域での再現性の低下が見られる。第3章で見たように、生物活動の指標としたクロロフィル濃度の自然対数に対する  $\chi CO_2s$  残差の傾きは  $-30ppm \sim -50ppm$  で、クロロフィル濃度の影響は非常に大きい。 $pCO_2s$  の観測値が瞬間値であるのに対し、経験式の算出や推定に用いたクロロフィル濃度の解析値は月平均値であり、時間スケールが異なっている。また、1997年以前の推定ではクロロフィル濃度の気候値を利用しており、これらの影響で、 $pCO_2s$  の観測時のクロロフィル濃度との相違が生じるため、再現性が低下していることが考えられる。

第8図は、 $pCO_2s$  の観測値と推定値の差を誤差としたときに、年別、海域ごとに求めた  $pCO_2s$  誤差の平均（平均バイアス）と、RMSEの時系列である。第7図において  $pCO_2s$  の推定精度が高かった亜熱帯域（北太平洋：□印、南太平洋：×印）では、推定期間を通じて平均バイアスが  $-10\mu atm \sim 5\mu atm$ 、RMSEが  $5\mu atm \sim 20\mu atm$  であり、誤差が比較的小さく、年ごとのばらつきも小さい。一方、亜寒帯域（北太平洋：◇印、南太平洋：\*印）や赤道域では、平均バイアスが  $-10\mu atm \sim 10\mu atm$ 、RMSEが  $10\mu atm \sim 30\mu atm$  である。これらの海域でも、平均バイアスで表される誤差は亜熱帯域と同様、 $0\mu atm$  前後と小さいが、RMSEで表される誤差のばらつきは、第7図で見たように、 $pCO_2s$  などの観測値と解析値の時間スケールの違いや1997年以前の推定で用いたクロロフィル濃度の気候値の影響を受ける海域を含むため、亜熱帯域よりも大きくなる。



第8図 第1図の海域ごとの  $pCO_2s$  の (a) 平均バイアスと (b) RMSE の時系列

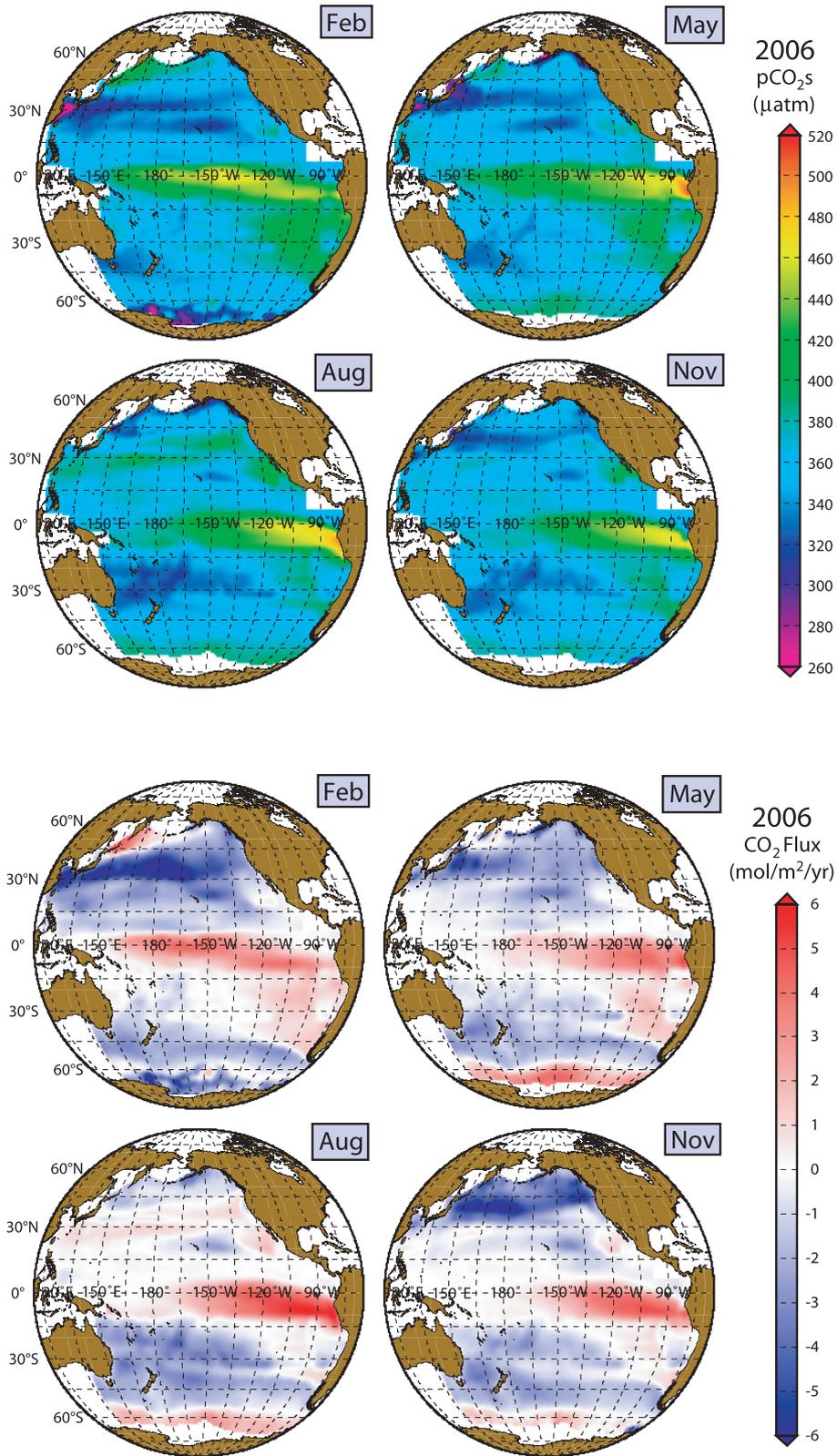
$pCO_2s$  の誤差は推定値から観測値を引くことで求め、海域ごとに各年について、その誤差の平均（平均バイアス）と RMSE を計算した。◇（北・寒）が北太平洋亜寒帯域、□（北・熱）が北太平洋亜熱帯域、△（赤道）が太平洋赤道域、×（南・熱）が南太平洋亜熱帯域、\*（南・寒）が南太平洋亜寒帯域である。

#### 4.2 表面海水中二酸化炭素分圧と二酸化炭素フラックスの時空間分布

本節では、太平洋において推定した  $pCO_2s$ 、 $CO_2$  フラックスの水平分布や季節変動の特徴を調べる。第9図に最新の2006年における2月、5月、8月、11月の  $pCO_2s$  と  $CO_2$  フラックスの分布をそれぞれ示した。

まず、 $pCO_2s$  の分布に注目する（第9図上）。赤道域では、赤道湧昇により下層から  $CO_2$  に富んだ海水の供給を受けやすいため、赤道に沿って  $pCO_2s$  の高い海域が中部から東部にかけて広がっている。この海域は、太平洋で最も  $pCO_2s$  が高く、1年を通じて高い状態を維持している。

亜熱帯域においては、生物活動の影響が比較的小さく、主に SST により  $pCO_2s$  が変化して



第9図 2006年2月、5月、8月、11月の $p\text{CO}_2\text{s}$  (上) と  $\text{CO}_2$  フラックス (下) の分布  
 $p\text{CO}_2\text{s}$  と  $\text{CO}_2$  フラックスは、経度  $1^\circ$ 、緯度  $1^\circ$  の格子点上で月ごとに推定した。下図の  $\text{CO}_2$  フラックスは正の値 (暖色系) が海洋から大気への放出、負の値 (寒色系) が大気から海洋への吸収を示している。

いるため、それぞれの半球で SST の高い時期に  $p\text{CO}_2s$  が高くなる。水平分布に着目すると、北太平洋においては、黒潮の影響を受ける西部と、 $\text{CO}_2$  に富む亜寒帯域の海水の影響を受けるカリフォルニア西方の沿岸で  $p\text{CO}_2s$  が高い。また、ハワイの東方では、亜寒帯からの低温、高栄養塩の海水の影響を直接受ける海域と亜熱帯の境界にあたり、亜熱帯の性質を持つ海水が冷却されたり、生物活動によって  $\text{CO}_2$  が消費されたりすることで  $p\text{CO}_2s$  が小さい。一方、南太平洋では、東方ほど  $p\text{CO}_2s$  が高くなっており、特に沿岸湧昇に伴って下層から  $\text{CO}_2$  が供給されるペルー西方沖での  $p\text{CO}_2s$  が高い。

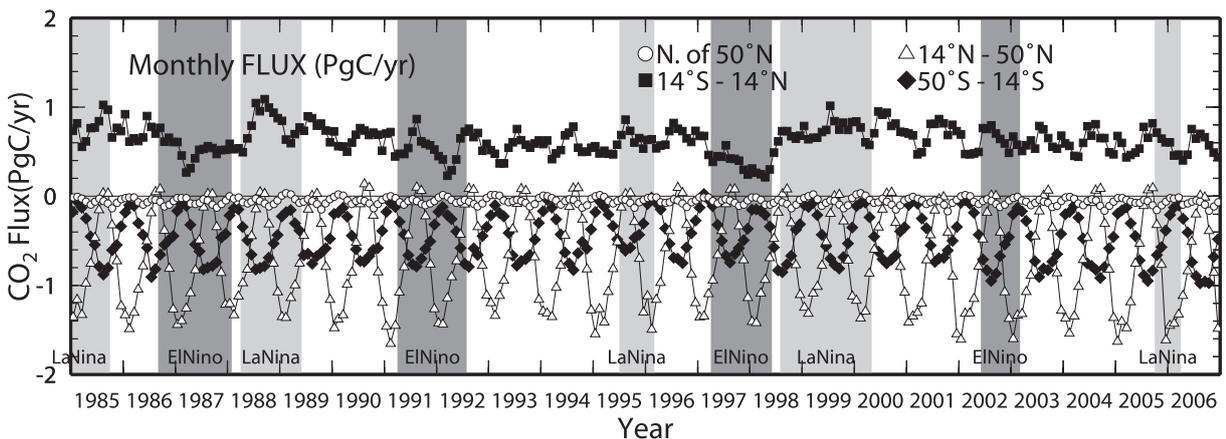
亜寒帯域では鉛直混合が強くなる冬季に  $p\text{CO}_2s$  が極大となる。特に、北太平洋で西部亜寒帯循環が存在する海域ではエクマン湧昇の影響も加わって冬季の  $p\text{CO}_2s$  が非常に高くなり、高緯度ほど  $p\text{CO}_2s$  が高い分布となる。また、生物活動が活発になる北太平洋三陸沖の春季から夏季にかけてや、南極海の夏季においては、植物プランクトンによる  $\text{CO}_2$  の消費により、 $p\text{CO}_2s$  が急激に低くなる。

次に  $\text{CO}_2$  フラックスの水平分布や季節変動に着目する (第 9 図下)。  $\text{CO}_2$  フラックスは、(18)

式～(23) 式で表されるように海面風速の 2 乗に比例しており、 $p\text{CO}_2s$  の変動だけでなく、ガス交換係数を通じて海面風速の変動の影響も大きく寄与する。

北太平洋亜熱帯域と亜寒帯域の境界域では、冬季の吸収量が際立って大きくなっている。この海域では、冬季の冷却による  $p\text{CO}_2s$  の低下に加えて、冬季の季節風が強いことでガス交換係数が大きく、両者の相乗効果によって、太平洋において吸収量が最も大きい海域となっている。

1985 年～2006 年の太平洋における月別の  $\text{CO}_2$  フラックスの領域積算値を第 10 図に示す。赤道域を含む  $14^\circ\text{S} \sim 14^\circ\text{N}$  の積算値 (第 10 図 ■ 印) は、エルニーニョ・南方振動 (El Nino-Southern Oscillation; 以下, ENSO) との関連が見られ、エルニーニョ現象時は  $\text{CO}_2$  の放出量が通常期よりも少なく、ラニーニャ現象時は多くなっている。特に、1997/1998 年のエルニーニョ現象時には  $\text{CO}_2$  放出量が大きく減少し、通常期の半分以下になっている。一方、南北太平洋の亜熱帯域から亜寒帯域 (第 10 図 △ 印, ◆ 印) で見ると、各半球の夏季に最大、冬季に最小となる季節変動が見られる。南北での  $\text{CO}_2$  フラックスの変動を比較すると、北半球の方が、南半球よりも変動幅が大き



第 10 図 太平洋における月別積算  $\text{CO}_2$  フラックスの時系列

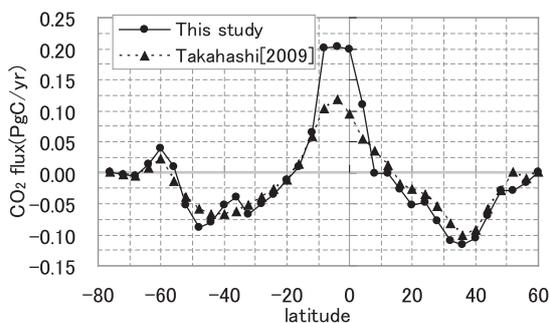
◆印は  $50^\circ\text{S} \sim 14^\circ\text{S}$ , ■印は  $14^\circ\text{S} \sim 14^\circ\text{N}$ , △印は  $14^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ , ○印は  $50^\circ\text{N}$  以上の領域における  $\text{CO}_2$  フラックス積算値の月ごとの時系列を示す。また、背景の陰影はエルニーニョ現象 (濃色), ラニーニャ現象 (淡色) の発生期間を示す。  $\text{CO}_2$  フラックスにおいて、正の値は海洋が大気へ放出, 負の値は海洋が大気から吸収していることを示す。

いことが分かる。これは、北半球の方が SST の変動幅が大きいこと、冬季の風が強いことを反映している。第 10 図○印で示す 50°N 以北では生物活動の影響もあり、CO<sub>2</sub> を吸収する。しかし、この海域で積算した吸収量は、面積が小さいため少ない。

#### 4.3 表面海水中二酸化炭素分圧と二酸化炭素フラックスの気候値との比較

本節では、本報告の手法による 2000 年における CO<sub>2</sub> フラックスの推定値（以下、2000 年推定値）を、第 2.2.7 節で説明した 2000 年基準の CO<sub>2</sub> フラックスの気候値（Takahashi *et al.*, 2009; 以下、気候値）と比較する。第 11 図は 2000 年の CO<sub>2</sub> フラックスを東西に積分し、さらに年積算したものである。

CO<sub>2</sub> フラックスの 2000 年推定値と気候値の南北分布は、CO<sub>2</sub> の放出域と吸収域の緯度帯が、非常によく対応しており、両者とも赤道域と南太平洋高緯度域では CO<sub>2</sub> の放出、中緯度域では CO<sub>2</sub> の吸収となっている。ところが、赤道域での CO<sub>2</sub> の放出量には違いが見られ、2000 年推定値の方



第 11 図 CO<sub>2</sub> フラックス南北分布の 2000 年推定値と気候値との比較

今回の推定手法を用いた 2000 年における CO<sub>2</sub> フラックス推定結果（2000 年推定値）を●印と実線、Takahashi *et al.* (2009) の 2000 年を基準年とした気候値（気候値）を▲印と破線で示す。2000 年推定値は、Takahashi *et al.* (2009) との比較を容易にするため、Takahashi *et al.* (2009) と同じ格子（経度 5°×緯度 4°）で面積分した後に、東西方向に面積積算し、年積算した。正の値は海洋が大気へ放出、負の値は海洋が大気から吸収していることを示す。

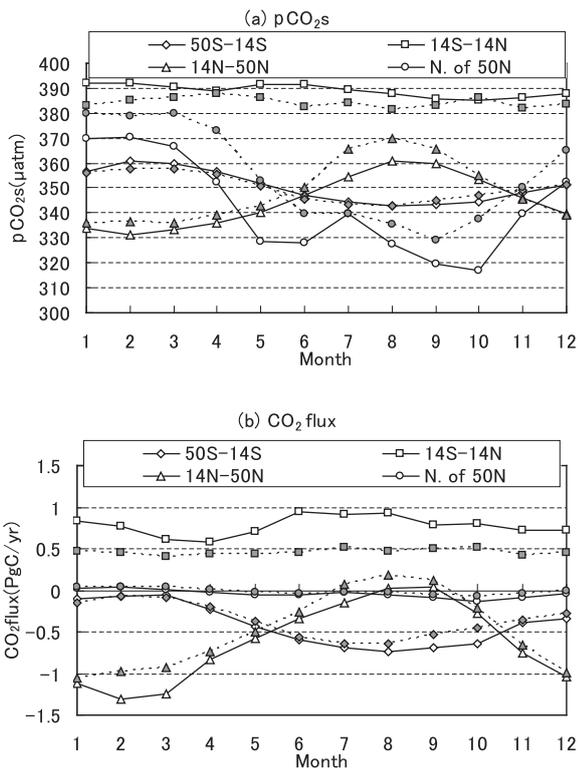
が気候値よりも多く、約 2 倍になっている。

次に、第 12 図で 2000 年推定値と気候値における  $p\text{CO}_2\text{s}$  や CO<sub>2</sub> フラックスの季節変動を比較する。第 12 図 a を見ると、南太平洋中緯度域の 50°S ~ 14°S においては 2000 年推定値と気候値の  $p\text{CO}_2\text{s}$  には年間を通して差がほとんど見られない。しかし、赤道域の 14°S ~ 14°N では、1 月 ~ 8 月に 2000 年推定値の  $p\text{CO}_2\text{s}$  の方が高くなる。また、北太平洋中緯度域の 14°N ~ 50°N と北太平洋高緯度域の 50°N 以北では、年間を通して 2000 年推定値の  $p\text{CO}_2\text{s}$  の方が低く、14°N ~ 50°N では 7 月 ~ 9 月の夏季の差が大きく、50°N 以北では 6 月 ~ 9 月の夏季を除く期間で差が大きくなる。

続いて、第 12 図 b の CO<sub>2</sub> フラックスの季節変動を比較する。赤道域においては、2000 年推定値の方が  $p\text{CO}_2\text{s}$  が高く、年間を通して CO<sub>2</sub> の放出量も多くなる。また、中緯度域では、冬季の CO<sub>2</sub> フラックスの差が大きくなり、2000 年推定値の方が CO<sub>2</sub> の吸収量は多い。50°N 以北は、対象海域が狭いために、領域積算した二酸化炭素フラックスに換算すると、2000 年推定値と気候値に大きな違いは見られない。

第 3 表に、第 12 図 b の CO<sub>2</sub> フラックスを年平均し、2000 年推定値と気候値の年積算 CO<sub>2</sub> フラックスとしてまとめた。さらに、第 3 表には本報告の手法による CO<sub>2</sub> フラックスの平年値もあわせて示す。ここでの平年値は、1985 年 ~ 2006 年の年積算二酸化炭素フラックスの 22 年平均値とする。まず、50°N 以北と 14°S ~ 50°S では、3 つの値が同程度になっていることが分かる。本報告での経験式の導出には、気候値の作成に使われたものと同じ  $p\text{CO}_2\text{s}$  観測データを利用しているため、このことは、合理的な結果であるといえる。しかしながら、気候値と比べたとき 2000 年推定値や平年値は、14°S ~ 14°N では放出量が多く、14°N ~ 50°N では吸収量が多い。

これまで見てきた、CO<sub>2</sub> フラックスの 2000 年推定値と気候値の違いについて、第 13 図の  $p\text{CO}_2\text{s}$  の 2000 年推定値と気候値の差の年平均分布を用いて考察する。赤道付近においては、2000 年推定値の方が平均して約 10  $\mu\text{atm}$  大きく、中部



第12図 (a)  $p\text{CO}_2\text{s}$  領域平均, (b)  $\text{CO}_2$  フラックス領域積算値の季節変動の気候値との比較

◇印は  $50^\circ\text{S} \sim 14^\circ\text{S}$ , □印は  $14^\circ\text{S} \sim 14^\circ\text{N}$ , △印は  $14^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ , ○印は  $50^\circ\text{N}$  以北を示し, 実線及び各印の白抜きが本報告の手法による2000年推定値を, 破線及び各印の塗りつぶしたものが Takahashi *et al.* (2009) が解析した気候値を示す.  $p\text{CO}_2\text{s}$  は月ごとに領域平均,  $\text{CO}_2$  フラックスは月ごとに領域積算したものである. 正の値は海洋が大気へ放出, 負の値は海洋が大気から吸収していることを示す.

で  $30\mu\text{atm}$  以上大きい海域もある. その背景としては, 2000年春季まで発生していたラニーニャ現象がある. 気候値はエルニーニョ現象時以外の平均的な分布を表している一方で, 2000年推定値はその年々の海況の変動を織り込んでいるため, ラニーニャ現象により  $p\text{CO}_2\text{s}$  の高い赤道発散域の海域が拡大する影響を受けた結果となる.

この  $p\text{CO}_2\text{s}$  の違いに加えて, 本報告の手法と気候値の間では, 使用している風速データとガス交換係数の計算式にも違いがある. 2000年推定値は, ラニーニャ現象に伴う赤道域中部を中心とした海面風速の正偏差とガス交換係数計算式の違いから, ガス交換係数が気候値の1.5~2倍になる. これまで述べた  $p\text{CO}_2\text{s}$  とガス交換係数の違いの相乗効果により, 2000年推定値の方が赤道域での放出量がより大きく計算しているものと考えられる.

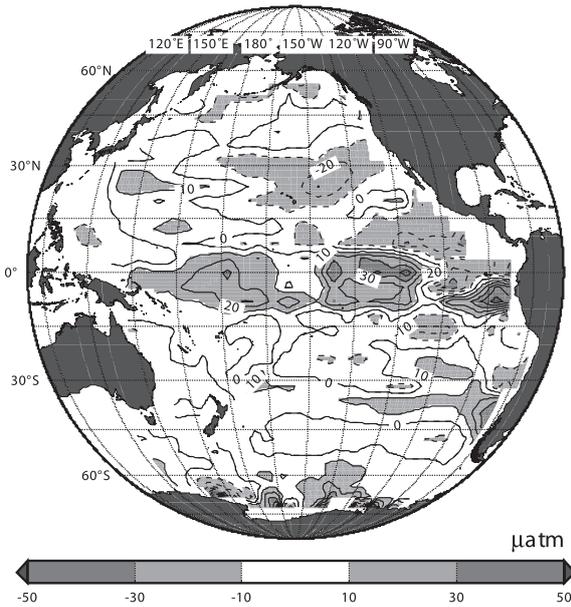
北太平洋の亜熱帯域と亜寒帯域を含む  $14^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$  では, 第13図が示すように, 2000年推定値と気候値の  $p\text{CO}_2\text{s}$  の差が, 赤道ほど差が大きいもの, 東部において負になっている. 2000年は北太平洋亜熱帯域の東部での SST が負偏差で, ラニーニャ現象の影響を受けたものと考えられる. このため,  $p\text{CO}_2\text{s}$  が気候値よりも2000年推定値のほうが小さいことが原因の一つであると考えられる. さらに, ガス交換係数の違いの影響が加わって,  $\text{CO}_2$  の吸収をより多く計算していると考えられる.

第3表 太平洋における  $\text{CO}_2$  フラックスの年間領域積算値 (PgC/yr) の気候値との比較

2000年推定値と平年値は本報告の手法で推定した  $\text{CO}_2$  フラックスを用いて計算し, 2000年推定値は2000年の値, 平年値は1985年~2006年の平均である. 平年値の誤差幅は, 1985年~2006年の標準偏差である. 気候値は Takahashi *et al.* (2009) の Table 6 をそのまま引用した.  $\text{CO}_2$  フラックスにおいて, 正の値は海洋が大気へ放出, 負の値は海洋が大気から吸収していることを示す.

緯度帯	本報告の手法による推定値		Takahashi <i>et al.</i> (2009) 気候値 (PgC/yr)
	2000年推定値 (PgC/yr)	平年値 (PgC/yr)	
50°N以北	-0.05	-0.06±0.01	-0.03
14°N-50°N	-0.66	-0.72±0.05	-0.50
14°S-14°N	+0.78	+0.63±0.10	+0.48
50°S-14°S	-0.43	-0.46±0.05	-0.41
計	-0.36	-0.61±0.14	-0.46

$p\text{CO}_2\text{s}(\text{this study}) - p\text{CO}_2\text{s}(\text{Taka}[2009])$



第13図 本報告の手法で推定した  $p\text{CO}_2\text{s}$  と Takahashi *et al.* (2009) の  $p\text{CO}_2\text{s}$  との差の分布

$p\text{CO}_2\text{s}$  の差は本報告の手法による2000年の月ごとの推定値から Takahashi *et al.* (2009) の月ごとの解析値を引くことで求めている。図は1月から12月までの  $p\text{CO}_2\text{s}$  の差の平均値の分布である。等値線は  $10\mu\text{atm}$  ごとに示し、負は破線、正は実線で表す。また、陰影のついている領域は、差が  $-10\mu\text{atm}$  以下又は  $10\mu\text{atm}$  以上の領域を示し、その濃淡は差の大きさを表現している。

太平洋全域 ( $50^\circ\text{S}$  以北) における  $\text{CO}_2$  フラックスは、平年値が  $-0.61 \pm 0.14\text{PgC/yr}$ 、2000年推定値が  $-0.36\text{PgC/yr}$ 、気候値が  $-0.46\text{PgC/yr}$  であり、 $\text{CO}_2$  を吸収している。平年値は、気候値と比較して北太平洋中緯度域の負偏差が赤道域の正偏差を上回り、全域での吸収量が大きくなる。一方、ラニーニャ現象の影響を加味している2000年推定値は、赤道域の正偏差の寄与が大きく、全域で見ると気候値よりも吸収量が小さくなる。

この平年値は、IPCC (2007) において全海洋が吸収すると報告している  $\text{CO}_2$  量 ( $2.2\text{PgC/yr}$ ) の約30%である。今回対象とした海域の全海洋に対する面積比は約45%である。太平洋は世界的な  $\text{CO}_2$  の放出域である太平洋赤道域を含むために、太平洋全体で見ると吸収量は面積と比較して小さいと考えられる。

## 5. 表面海水中二酸化炭素分圧の変動要因の解析

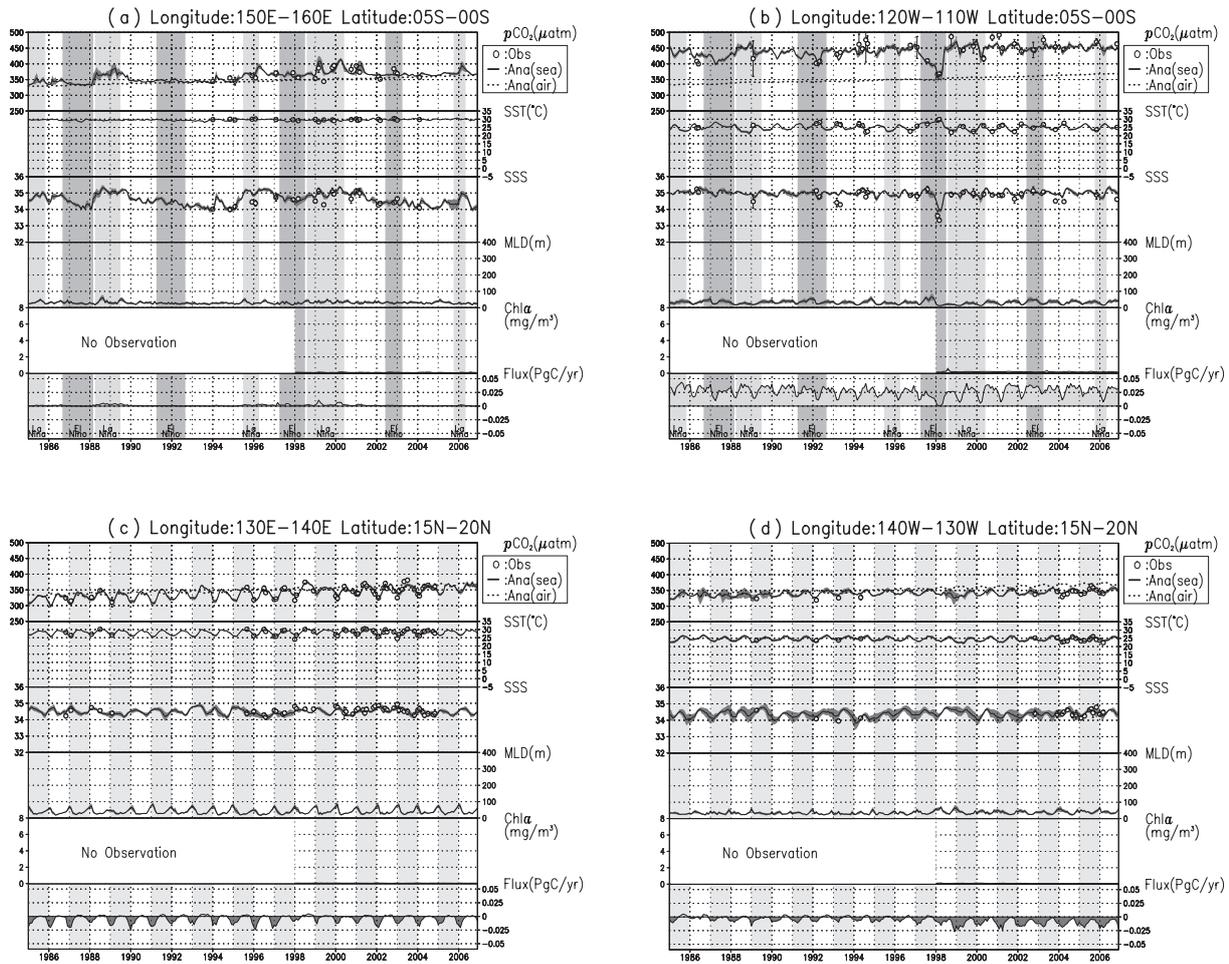
本章では、1985年～2006年の  $p\text{CO}_2\text{s}$  の季節変動や経年変動の要因について、SST, SSS, MLD, 海面クロロフィル濃度の解析値と比較することによって考察する。 $p\text{CO}_2\text{s}$  の変動パターンは、海域によって異なっていることから、経度方向  $10^\circ$ 、緯度方向  $5^\circ$  の海域に区切り、その海域内の推定値や解析値、観測値を月ごとに平均して、時系列図としたもので比較することとした (第14図)。

### 5.1 太平洋赤道域

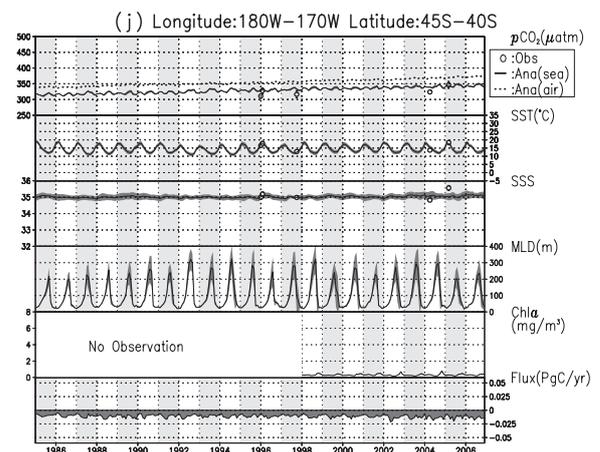
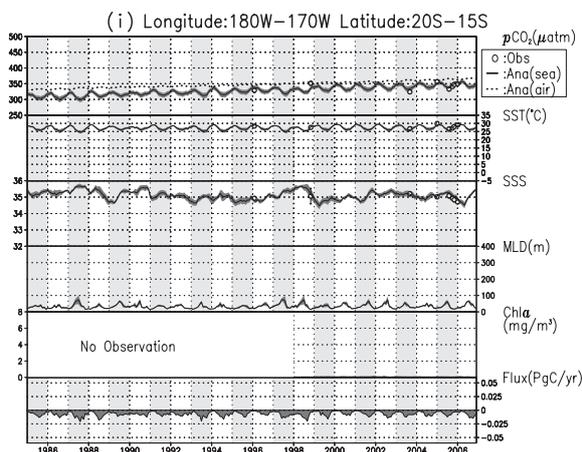
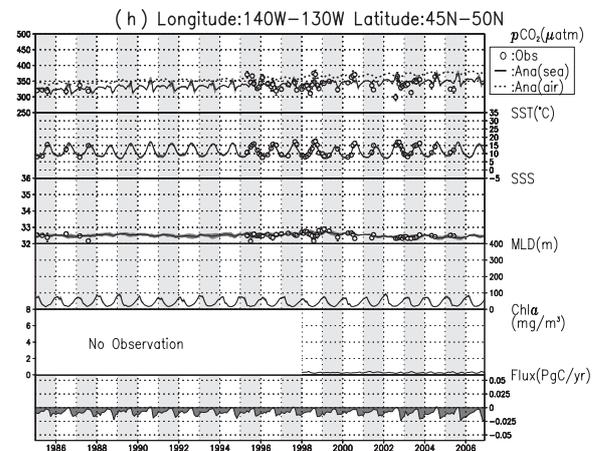
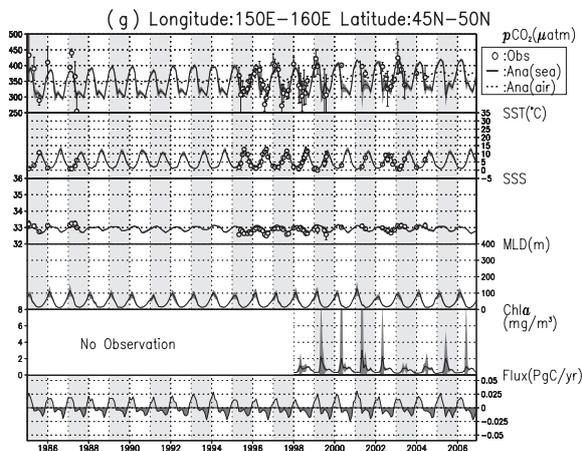
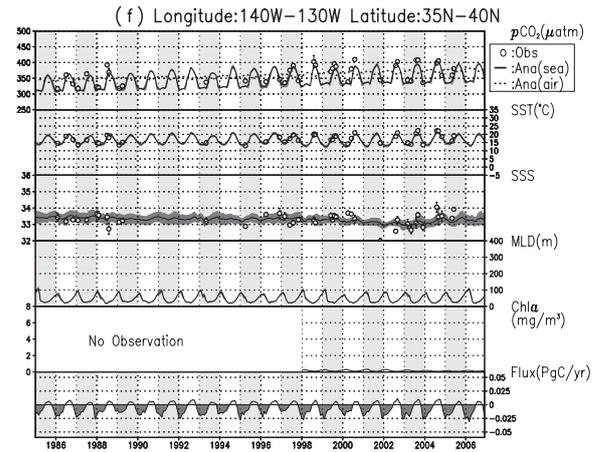
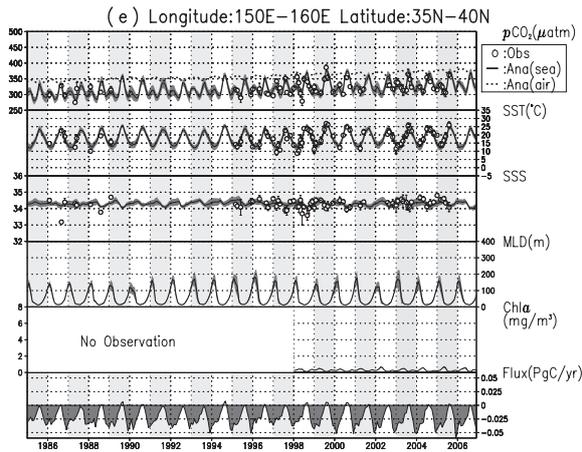
赤道域は、西部が高温・低塩分で暖水域に属し、東部が低温・高塩分で発散域に属するが、エルニーニョ・南方振動 (El Nino-Southern Oscillation; ENSO) の影響を受け、SST や SSS の分布が大きく変動する。このような海況の変動に対する  $\text{CO}_2$  フラックスの応答の特徴を調べるため、赤道域西部としては  $150^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}/5^\circ\text{S} \sim \text{赤道}$  (第14図 a) を、赤道域東部としては  $120^\circ\text{W} \sim 110^\circ\text{W}/5^\circ\text{S} \sim \text{赤道}$  (第14図 b) を、それぞれの海域を代表する海域に選び、その時系列を示す。

まず、西部は、通常期 (陰影のついていない期間) には SSS が 35 以下で暖水域に属する。 $p\text{CO}_2\text{s}$  は  $p\text{CO}_2\text{a}$  とほぼ同程度で、大気-海洋間での  $\text{CO}_2$  の正味の交換がほとんど起こらない。しかし、ENSO に伴い、暖水域と発散域を分ける指標となる SSS には大きな経年変動が見られ、ラニーニャ現象時 (薄い陰影で示される期間) は通常時よりも高塩分となり、SSS が 35 を超えて発散域に分類されることがある。このようにラニーニャ現象時は発散域がより西方に広がり、湧昇による  $\text{CO}_2$  濃度の高い海水の影響を受けることにより、 $p\text{CO}_2\text{s}$  が高くなり、海洋から大気への  $\text{CO}_2$  の放出が卓越する。

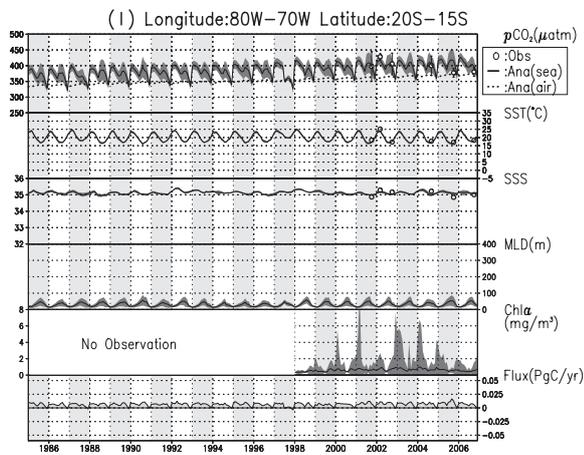
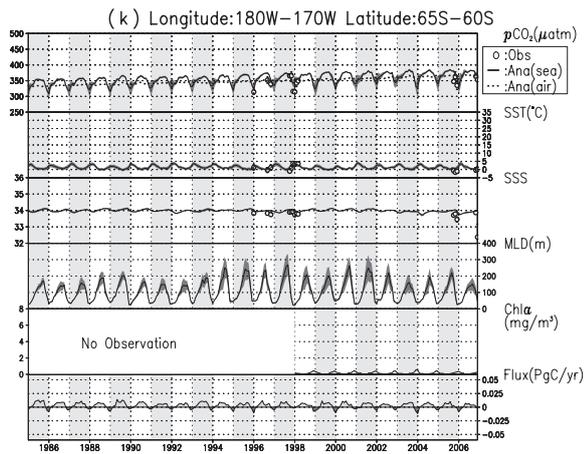
次に東部は、通常期には SSS が 35 程度で発散域に属し、 $p\text{CO}_2\text{s}$  が  $p\text{CO}_2\text{a}$  よりも高く、その差が  $100\mu\text{atm}$  にも達する。その結果、 $\text{CO}_2$  は海洋から大気へ1年中放出される。しかし、エルニーニョ現象時 (濃い陰影で示される期間) には発散域が縮小するため、SST が上昇、SSS が低下し、同時に、 $p\text{CO}_2\text{s}$  が低下する。特に1997/1998年のエ



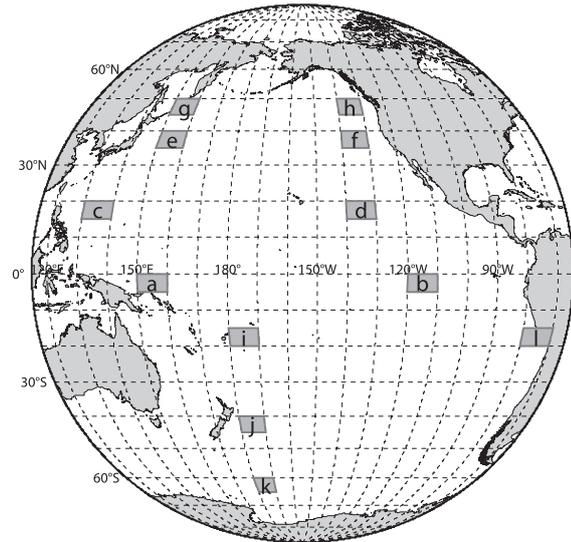
第 14 図 (a) ~ (l) 経度  $10^\circ \times$  緯度  $5^\circ$  の海域で月ごとに平均した  $p\text{CO}_2$ , SST, SSS, MLD, 海面クロロフィル濃度 (Chla),  $\text{CO}_2$  フラックス (Flux) の時系列と, (m) この時系列解析で対象とした領域  
 $p\text{CO}_2$  は実線が  $p\text{CO}_{2s}$  推定値, 破線が  $p\text{CO}_{2a}$  解析値である. SST は実線が MGDSSST の解析値 ( $^\circ\text{C}$ ), SSS は実線が MOVE/MRI.COM-G の解析値 (水深 1m), MLD は MOVE/MRI.COM-G を用いて求めたポテンシャル密度 ( $\sigma_\theta$ ) が海面から  $0.03\text{kg/m}^3$  増加する深さ (m), Chla は MODIS/Aqua・SeaWiFS による解析値 ( $\text{mg/m}^3$ ), Flux は本手法により推定した  $\text{CO}_2$  フラックスの領域積算値 ( $\text{PgC/yr}$ ) で, 正の値は海洋が大気へ放出, 負の値は海洋が大気から吸収していることを示す. 各解析値・推定値において, 実線についている影は標準偏差を示している. また,  $p\text{CO}_2$ , SST, SSS の○印は観測値の平均で, そのエラーバーとして標準偏差を示す. 解析領域は, (a)  $150^\circ\text{E}-160^\circ\text{E}/5^\circ\text{S}-$  赤道, (b) が  $120^\circ\text{W}-110^\circ\text{W}/5^\circ\text{S}-$  赤道, (c) が  $130^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}/15^\circ\text{N}-20^\circ\text{N}$ , (d) が  $140^\circ\text{W}-130^\circ\text{W}/15^\circ\text{N}-20^\circ\text{N}$ , (e) が  $150^\circ\text{E}-160^\circ\text{E}/35^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$ , (f) が  $140^\circ\text{W}-130^\circ\text{W}/35^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$ , (g) が  $150^\circ\text{E}-160^\circ\text{E}/45^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$ , (h) が  $140^\circ\text{W}-130^\circ\text{W}/45^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$ , (i) が  $180^\circ-170^\circ\text{W}/20^\circ\text{S}-15^\circ\text{S}$ , (j) が  $180^\circ-170^\circ\text{W}/45^\circ\text{S}-50^\circ\text{S}$ , (k) が  $180^\circ-170^\circ\text{W}/65^\circ\text{S}-60^\circ\text{S}$ , (l) が  $80^\circ\text{W}-70^\circ\text{W}/20^\circ\text{S}-15^\circ\text{S}$  である. エルニーニョ・南方振動の影響を受ける赤道域の (a), (b) については, エルニーニョ現象時を濃い陰影で, ラニーニャ現象時を薄い陰影で表している. その他の海域については, 隔年ごとに陰影をつけている.



第14図続き



(m) 解析対象域



第 14 図続き

ルニーニョ現象時には  $p\text{CO}_2\text{a}$  とほぼ同程度にまで低下して正味の  $\text{CO}_2$  の交換がほとんどなくなった。

これまで見てきた西部と東部における ENSO に伴う  $p\text{CO}_2\text{s}$  推定値の変動パターンは、観測値と比較してもタイミングや強度が良く対応しており、 $p\text{CO}_2\text{s}$  を推定するに当たって適切な海域分割や経験式の導出ができていていることを示している。

## 5.2 北太平洋亜熱帯域と亜寒帯域

北太平洋亜熱帯域では SSS で東西に海域を分け、また、亜寒帯域では SST によって海域分割を行って、海域ごとに異なる経験式を導出している。また、利用する経験式の基準となる SST や SSS は東西に一樣ではなく、その季節変動の大きさも異なっている。こうしたことから、各海域を代表する場所として、南北方向に3つの緯度帯を選び、さらにそれぞれの緯度帯から西部と東部で1つずつ経度帯を設定して、北太平洋における季節変動パターンの海域ごとの違いを調べた。具体的には、亜熱帯域 ( $15^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ ) としては  $130^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$  (第 14 図 c) と  $140^\circ\text{W} \sim 130^\circ\text{W}$  (第 14 図 d) を、亜熱帯域と亜寒帯域の境界域 ( $35^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$ ; 以下、境界域) としては  $150^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$  (第 14 図 e) と  $140^\circ\text{W} \sim 130^\circ\text{W}$  (第 14 図 f) を、亜寒帯域 ( $45^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ ) としては  $150^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$  (第 14 図 g) と  $140^\circ\text{W} \sim 130^\circ\text{W}$  (第 14 図 h) を、それぞれの海域を代表する場所として設定した。

SST には、どの海域においても、規則的な季節変動が見られ、夏季に極大となっている。その季節変動幅は北西部ほど大きく、亜寒帯域の西部では  $10^\circ\text{C}$  以上である。この SST の季節変動に対応して、MLD も変動する。MLD は SST の季節変動と逆相関を持っており、SST が低い冬季に深い鉛直混合が起こる。低緯度の亜熱帯域では、MLD が1年中浅く、西部の冬季を除くと、50m 未満である。また、WOCE Pacific Ocean Atlas (Talley, 2007) の全炭酸の鉛直分布を見ると、高緯度側では全炭酸に富んだ海水が比較的浅いところまで存在することが分かる。例えば、日付変更線に沿った P14 の観測によると、全炭酸

2300 $\mu\text{mol/kg}$  を超えるような海水が、40°N 以南では 800m より深いところにあるものの、50°N では 150m より浅いところまで存在している。

このような SST や MLD の季節変動の違い及び、全炭酸の鉛直分布の違いにより、各海域の  $p\text{CO}_2s$  や  $\text{CO}_2$  フラックスの季節変動が特徴付けられる。亜熱帯域 (第 14 図 c, d) では、MLD が 1 年中浅いため、下層からの  $\text{CO}_2$  や栄養塩の供給を受けにくく、生物活動の指標となる海面クロロフィル濃度は 1 年中ゼロに近い値をとる。その結果、全炭酸の量は 1 年中ほぼ一定であり、SST の変動に伴って  $\text{CO}_2$  溶解度が変動する熱力学的な影響が卓越し、SST と  $p\text{CO}_2s$  の季節変動が正相関を持つことになる。この海域では SST が極小となる冬季に  $\text{CO}_2$  を吸収し、極大となる夏季に放出する季節変動を示す。

境界域 (第 14 図 e, f) では冬季の鉛直混合が盛んであり、冬季に下層から  $\text{CO}_2$  の供給を受けるため、亜熱帯域のように年間の全炭酸濃度は一定とはならず、SST と  $p\text{CO}_2s$  の相関は季節や海域によって異なる。西部では、 $p\text{CO}_2s$  は SST の高い夏季に最高となるが、東部よりも鉛直混合が盛んで、冬季には MLD が 100m を超え、下層からより多くの  $\text{CO}_2$  の供給を受けるため、SST が最も低い冬季にも  $p\text{CO}_2s$  の極大を持ち、年に 2 回極大となる季節変動を示す。 $p\text{CO}_2s$  は  $p\text{CO}_2a$  を上回ることはほとんどなく、ほぼ年間を通じて吸収域となっている。一方、東部では、SST の低下による熱力学的な影響と下層からの  $\text{CO}_2$  の供給がバランスするため、冬季は  $p\text{CO}_2s$  がほぼ一定となり極大は持たない。この海域では、夏季に MLD が非常に浅くなり、成層が安定する期間が持続するため、全炭酸の変動が小さくなり、熱力学的な影響が卓越する。その結果、夏季には SST と  $p\text{CO}_2s$  の季節変動の間に正相関が見られ、 $p\text{CO}_2s$  は夏季に最大となる。これを反映して、夏季に  $p\text{CO}_2s$  が  $p\text{CO}_2a$  を上回り一時的に  $\text{CO}_2$  を放出するが、それ以外の時期には  $p\text{CO}_2s$  が  $p\text{CO}_2a$  を大きく下回って  $\text{CO}_2$  を吸収する。

さらに高緯度の亜寒帯域 (第 14 図 g, h) では鉛直混合の影響がより強く、特に西部では夏季においても安定成層となる期間が短い。そのた

め、西部では最も SST が低い冬季に  $p\text{CO}_2s$  が年間の最大となる。また、下層からは  $\text{CO}_2$  と同時に栄養塩が供給され、成層が安定しはじめる春季には生物活動が非常に活発となり、その指標となる海面クロロフィル濃度がスパイク状に急増する。その活発な生物活動に伴い、春季には  $\text{CO}_2$  が急速に消費されて  $p\text{CO}_2s$  が年間の最小となる。東部では、境界域東部と同様の季節変動を示し、夏季に  $p\text{CO}_2s$  の年間最大となる。しかしながら、夏季の SST 上昇の影響が弱く、冬季の鉛直混合による  $\text{CO}_2$  の供給と SST 低下の影響がバランスする期間が長いため、 $p\text{CO}_2s$  の季節変動は小さい。 $\text{CO}_2$  フラックスは、西部では、冬季において、 $p\text{CO}_2s$  が  $p\text{CO}_2a$  を上回るために放出となり、この海域に特徴的な季節変動を示す。東部は、 $p\text{CO}_2s$  が  $p\text{CO}_2a$  を下回る時期が長く、ほぼ年間を通じて、 $\text{CO}_2$  を吸収する。

これまで見てきたような  $p\text{CO}_2s$  の推定値の季節変動パターンは、観測値と非常によく対応している。また、期間を通じて観測値と良く一致しており、長期的な  $p\text{CO}_2s$  の変化傾向についても、表現できていることから、 $p\text{CO}_2s$  の推定方法が妥当であることを示している。また、 $p\text{CO}_2s$  の変動は、SST や海面クロロフィル濃度、MLD の変動とも良く対応しており、 $p\text{CO}_2s$  の季節変動を駆動する各要因を推定式が適切に表現していることを裏付けている。

### 5.3 南太平洋亜熱帯域から南極海域

南太平洋の  $p\text{CO}_2s$  は、南米沖の沿岸湧昇域や南極海域以外では、北太平洋と同様の季節変動を示すものと期待される。沿岸湧昇域以外で比較的観測データが存在し、各緯度帯の季節変動を調査するのに適当な海域として、経度帯 180° ~ 170°W において、亜熱帯域として 20°S ~ 15°S (第 14 図 i)、亜寒帯域として 45°S ~ 40°S (第 14 図 j)、南極海域として 65°S ~ 60°S (第 14 図 k) の海域を選び、これらの海域の時系列図を北太平洋と比較した。また、沿岸湧昇域として 80°W ~ 70°W / 20°S ~ 15°S (第 14 図 l) を設定し、この季節変動についても調べた。

亜熱帯域 (第 14 図 i) においては、北太平洋と

同様、1 年中 MLD が浅く、下層からの CO<sub>2</sub> の供給は弱い。そのため、全炭酸はほぼ一定となり、 $p\text{CO}_2\text{s}$  は SST の変動に伴う熱力学的な影響によって季節変動が起こり、SST と  $p\text{CO}_2\text{s}$  の季節変動は正相関を持つ。しかしながら、北太平洋とは違って SSS の経年変動が大きく、ENSO の影響を受けている可能性が考えられる。観測データからは、SSS と  $p\text{CO}_2\text{s}$  の間に明確な相関関係が認められなかったため、推定式では SST だけを利用しており、SSS 変動の影響は直接的に加味していないが、この海域における  $p\text{CO}_2\text{s}$  の経年変動への ENSO の寄与については、今後観測データがさらに集積されたときに再度調査を行う必要がある。

また、亜寒帯域（第 14 図 j）では、冬季の MLD が北太平洋よりも深く、鉛直混合が活発である。しかしながら、WOCE Pacific Ocean Atlas (Talley, 2007) の P15 (165°W に沿った観測ライン) などの全炭酸の鉛直分布を見ると、この海域では下層の全炭酸量が少なく、鉛直混合に伴う下層からの CO<sub>2</sub> の供給が限定的であると考えられる。また、北太平洋とは異なり、SST の季節変動幅が小さい。このため、下層からの CO<sub>2</sub> の供給を SST の変動による熱力学的な影響が打ち消し、 $p\text{CO}_2\text{s}$  が 1 年中ほぼ一定となっている。

次に、南極海域（第 14 図 k）と亜寒帯前線の北側に属する北太平洋亜寒帯域の西部（第 14 図 g）とを比較する。南極海域では SST が非常に低く、季節変動も小さい。鉛直混合は北太平洋よりも盛んであり、MLD は冬季に約 200m にも達する。亜寒帯域とは違い、この海域では、浅いところにも全炭酸に富んだ海水が分布し、鉛直混合による下層からの CO<sub>2</sub> の供給が多くなる。そのため、南半球の冬季に  $p\text{CO}_2\text{s}$  が最大となる。これは北太平洋と共通している。しかし、北太平洋に見られた海面クロロフィル濃度の春季のスパイク状の急増は、南半球では見られず、クロロフィル濃度は連続的に変動し、夏季に最大となっている。そのため、北太平洋では春季に  $p\text{CO}_2\text{s}$  が最小となっていたが、南極海域では夏季に最小となる。

最後に、沿岸湧昇域（第 14 図 l）を見る。沿岸湧昇域では、南太平洋の夏季と冬季に  $p\text{CO}_2\text{s}$  が

極大となっている。冬季の  $p\text{CO}_2\text{s}$  極大は、冬季に沿岸湧昇の影響が強くなることが影響している。WOCE Pacific Ocean Atlas (Talley, 2007) の P21 (17°S に沿った観測ライン) などの全炭酸の鉛直分布を見れば、ペルー沖で高全炭酸の海水が浅いところまで持ち上げられていることが分かる。これに加えて、冬季に MLD が深くなることで、下層からの CO<sub>2</sub> の供給量が多くなり、冬季に  $p\text{CO}_2\text{s}$  が極大となっている。一方で、夏季には成層が安定して、SST 上昇の影響が卓越するため、夏季にも  $p\text{CO}_2\text{s}$  が極大となっている。

南太平洋においても、 $p\text{CO}_2\text{s}$  の推定値と観測値はよく対応しており、 $p\text{CO}_2\text{s}$  の推定の妥当性を裏付けている。しかしながら、観測データが少なく、経年変動などを詳細に調査するには十分な量ではない。観測データの蓄積とともに、季節変動の妥当性や経年変動についてさらに解析を進めていく必要がある。

## 6. まとめ

近年、世界中の表面海水中の CO<sub>2</sub> 分圧 ( $p\text{CO}_2\text{s}$ ) の観測データの統合が進められ、そのデータセットが公開されるようになった (Takahashi *et al.*, 2008)。また、生物活動の指標となる衛星クロロフィル濃度の解析データも公開されている。これらの観測データを利用して、太平洋全域における  $p\text{CO}_2\text{s}$  及び CO<sub>2</sub> フラックスを、SST や SSS、海面風速などの格子点データを用いて、経験的に推定する手法を開発した。そして、推定した  $p\text{CO}_2\text{s}$  や CO<sub>2</sub> フラックスが、どのような経年変動や季節変動を示すかについて、海域ごとに調べ、その変動要因について、SST、SSS、MLD、海面クロロフィル濃度の変動と比較することによって考察を行った。

長期間の全海洋の  $p\text{CO}_2\text{s}$  観測データが利用できるようになったことで、太平洋赤道域の東部、南太平洋亜熱帯域、南極海域を含む南北亜寒帯域における  $p\text{CO}_2\text{s}$  の推定が可能になった。特に、生物活動の影響により  $p\text{CO}_2\text{s}$  の推定が困難とされた亜寒帯域については、衛星観測による海面クロロフィル濃度を指標として生物活動による CO<sub>2</sub> 消費量を評価することによって、より精度の

高い推定が可能になった。また、この  $p\text{CO}_2^s$  の推定値は、観測値との比較により、季節変動や ENSO、長期変化傾向の影響が適切に加味されていることが分かった。

しかしながら、南太平洋においては、観測データが少なく、全く観測が行われていない海域や時期が存在する。今後このような海域においても観測が実施され、観測データが集積したときには、 $p\text{CO}_2^s$  の誤差評価、 $p\text{CO}_2^s$  を推定する経験式や海域分割の見直しなどを行っていく必要がある。今回用いた全海洋表面海水  $\text{CO}_2$  データベースは観測データの集積とともに毎年更新することを目指しており、 $p\text{CO}_2^s$  の精度検証や経験式の見直しを継続的に実施できると期待される。

今回推定した  $p\text{CO}_2^s$  から海面風速データを用いて  $\text{CO}_2$  フラックスを求め、 $50^\circ\text{S}$  以北の太平洋全域で面積分し、1985 年～2006 年の平均値を取ると  $-0.61 \pm 0.14 \text{PgC/yr}$  で海洋が吸収していた。この量は Takahashi *et al.* (2009) の気候値よりも吸収量が多く、主にガス交換係数の違いがその要因であると考えられた。このようなガス交換係数の評価式や風速データの違いが  $\text{CO}_2$  フラックスに及ぼす影響についても、今後検証を行っていく必要がある。

また、 $\text{CO}_2$  フラックスの経年変動は、赤道域を中心として ENSO が大きく影響していることが分かった。また、太平洋においては、北太平洋を中心とした太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) の存在も知られている。今回求めた経験式には SST をパラメータとして導入していることから、PDO に伴う SST 変動の影響を受けると考えられる。この PDO の影響について、推定値と観測値の比較を行うことで検証していく必要がある。さらに、SST に影響を与える北極振動 (Arctic Oscillation, AO) や南極振動 (Antarctic Oscillation, AAO) などとの関連の調査についても今後の課題である。

今回開発を行った大気-海洋間の  $\text{CO}_2$  フラックスの解析データは、世界気象機関全球大気監視 (World Meteorological Organization/Global Atmosphere Watch, WMO/GAW) 計画の温室効果ガス世界資料センター (World Data Centre for

Greenhouse Gases, WDCGG) の全球大気  $\text{CO}_2$  濃度 3 次元データ解析モデルへ初期値として導入することを計画している。この  $\text{CO}_2$  フラックスの正確な見積りは、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度監視の精度向上を通じ、地球温暖化予測の大きな不確実性の要因となっている気候-炭素フィードバックの不確実性の低減に寄与するものと期待されている。そのため、今回の推定結果が全球の大気  $\text{CO}_2$  濃度の 3 次元データ解析に及ぼすインパクトについても、評価を進めていく必要があると考えている。そして、今回の推定手法が、大西洋やインド洋など、他海域への適用の可能性についても調査し、推定海域を全海洋に拡張するための開発を進めていく必要がある。

## 付録

## 二酸化炭素濃度の補正と規格化

## (1) 年増加率補正

大気中の CO<sub>2</sub> 濃度増加に伴って表面海水中 CO<sub>2</sub> 濃度 ( $\chi\text{CO}_2s$ ) が増加する影響は独立項として取り扱い, (24) 式のように補正する.

$$\chi\text{CO}_2s' = \chi\text{CO}_2s - \text{Trend}_{\chi\text{CO}_2s} \cdot (Y_r - Y_{r_0}) \quad (24)$$

ここで,  $\chi\text{CO}_2s'$  は補正後,  $\chi\text{CO}_2s$  は補正前の表面海水中 CO<sub>2</sub> 濃度 (ppm),  $\text{Trend}_{\chi\text{CO}_2s}$  は表面海水中 CO<sub>2</sub> 濃度の年増加率 (ppm/yr),  $Y_r$  は観測年,  $Y_{r_0}$  は基準年である.

## (2) パラメータの規格化

SST や SSS などのパラメータを利用して  $\chi\text{CO}_2s$  の経験式を算出する際には, パラメータ  $X$  の基準値  $X_0$  による規格化を (25) 式のように行い, 規格化後のパラメータは, 基準値を下付き文字とした  $X_{X_0}$  と表現する.

$$X_{X_0} = X - X_0 \quad (25)$$

例えば, 海面塩分  $S$  を基準値 33 に規格化する場合は, (26) 式のように表す.

$$S_{33} = S - 33 \quad (26)$$

## (3) 表面海水中二酸化炭素濃度の水温規格化

$\chi\text{CO}_2s$  の水温規格化は, (27) 式, (28) 式のように Takahashi *et al.* (1993) の経験式を利用して行う.

$$\begin{aligned} n - p\text{CO}_2s \\ = p\text{CO}_2s \cdot \exp[0.0433 \cdot (T_0 - T) - 4.35 \times 10^{-5} \cdot (T_0^2 - T^2)] \end{aligned} \quad (27)$$

$$n - \chi\text{CO}_2s = n - p\text{CO}_2s / (p - v_0) \quad (28)$$

ここで,  $p\text{CO}_2s$  は現場水温における CO<sub>2</sub> 分圧 ( $\mu\text{atm}$ ),  $n - \chi\text{CO}_2s$  と  $n - p\text{CO}_2s$  はそれぞれ基準水温  $T_0$  (°C) に規格化した表面海水中 CO<sub>2</sub> 濃度 (ppm) と CO<sub>2</sub> 分圧 ( $\mu\text{atm}$ ),  $T$  は現場水温 (°C),  $p$  は現場気圧 (atm),  $v_0$  は基準水温での飽和水蒸気圧 (atm) である.

## 参 考 文 献

- Chierici, M., A. Olsen, T. Johannessen, J. Trinañes and R. Wanninkhof (2009) : Algorithms to estimate the carbon dioxide uptake in the northern North Atlantic using shipboard observations, satellite and ocean analysis data. *Deep-Sea Res. II*, 56, 630-639, doi:10.1016/j.dsr2.2008.12.014
- IPCC (2007) : Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 996pp.
- Inoue, H.Y., M. Ishii, H. Matsueda, S. Saito, T. Midorikawa and K. Nemoto (1999) : MRI measurements of partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface waters of the Pacific during 1968 to 1970: re-evaluation and comparison of data with those of the 1980s and 1990s. *Tellus* 51B, 830-848.
- Inoue H. Y. and M. Ishii (2005) : Variations and trends of CO<sub>2</sub> in the surface seawater in the Southern Ocean south of Australia between 1969 and 2002. *Tellus*, 57B, 58-69.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文 (2009) : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. *測候時報*, 76, 特別号, S1-S15.
- 栗原幸雄・桜井敏之・倉賀野連 (2006) : 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析, *測候時報*, 73, 特別号, S1-S18.
- 増田真次・緑川貴・石井雅男・村田昌彦 (2004) : 北西太平洋亜寒帯域の春季における二酸化炭素分圧の変動の特性について. *測候時報*, 71, 特別号, S111-S119.
- 村田昌彦・伏見克彦・吉川久幸・廣田道夫・根本和宏・岡邊光邦・矢吹英雄・浅沼市男 (1996) : 北西太平洋における大気-海洋間の CO<sub>2</sub> の交換についての評価- $\Delta p\text{CO}_2$  の分布と CO<sub>2</sub> フラックス-. *研究時報*, 48, 2, 33-58.
- 中舘明・石井雅男 (2007) : 太平洋赤道域における大気-海洋間の二酸化炭素フラックスの推定. *測候時報*, 74, 特別号, S163-S176.
- Oka, E., L. D. Talley and T. Suga (2007) : Temporal variability of winter mixed layer in the mid- to high-latitude North Pacific. *Journal of Oceanography*, 63, 293-307.

- Ono, T., T. Saino, N. Kurita and K. Sasaki (2004) : Basin-scale extrapolation of shipboard pCO<sub>2</sub> data using satellite SST and Chla. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 3803-3815.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira (2007) : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- Sarma, V. V. S. S., T. Saino, K. Sasaoka, Y. Nojiri, T. Ono, M. Ishii, H. Y. Inoue and K. Matsumoto (2006) : Basin-scale pCO<sub>2</sub> distribution using satellite sea surface temperature, Chla, and climatological salinity in the North Pacific in spring and summer. *Global Biogeochem. Cycles*, 20, GB3005, doi:10.1029/2005GB002594
- 志賀達・神谷ひとみ (2004) : 海色データを利用した表面海水中の二酸化炭素分圧の推定手法. *測候時報*, 71, 特別号, S121-S128.
- 杉本裕之・平石直孝 (2009) : 北太平洋亜熱帯域における大気-海洋間の二酸化炭素フラックス推定手法の開発. *測候時報*, 76, 特別号, S171-S187.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D.W. Chipman and S.C. Sutherland (1993) : Seasonal variation of CO<sub>2</sub> and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 843-878.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R. A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson and Y. Nojiri (2002) : Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II*, 49 (9-10) , 1601-1622.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Feely, R. A. and Wanninkhof, R. (2006) : Decadal change of the surface water pCO<sub>2</sub> in the North Pacific: a synthesis of 35 years of observations. *J. Geophys. Res.* 111, C07S05.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland and A. Kozyr (2008) : Global Ocean Surface Water Partial Pressure of CO<sub>2</sub> Database: Measurements Performed during 1968-2006 (Version 1.0) . ORNL/CDIAC-152, NDP-088, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy, Oak Ridge, TN, 20pp.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R. A. Feely, D. W. Chipman, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D. C. E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Kortzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T. S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C. S. Wong, B. Delille, N. R. Bates, H. J. W. de Baar (2009) : Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. II*, 56, 554-577.
- Talley, L.D. (2007) : Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) . Volume 2: Pacific Ocean. ed. M. Sparrow, P. Chapman and J. Gould, International WOCE Project Office, Southampton, U.K., ISBN 0-904175-54-5. ([http://www-pord.ucsd.edu/whp\\_atlas/pacific\\_index.html](http://www-pord.ucsd.edu/whp_atlas/pacific_index.html), accessed 2009-08-27)
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda and M. Kamachi (2006) : Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. *Adv. Space Res.*, 37, 806-822.
- Wanninkhof, R. (1992) : Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7373-7392.
- Weiss, R. F. (1974) : Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a nonideal gas. *Mar. Chem.*, 2, 203-215.