

太平洋東部赤道海域における二酸化炭素分圧の増加速度

Increase Rate of $f\text{CO}_2$ in the Eastern Equatorial Pacific Ocean

近藤文義(Fumiyoshi Kondo)^{1),3)}・塚本 修(Osamu Tsukamoto)²⁾・渡邊修一(Shuichi Watanabe)³⁾

In the Eastern Equatorial Pacific Ocean, increase rates of $f\text{CO}_2$ in the air and the ocean were evaluated using the CDIAC data set. The $f\text{CO}_2$ in the air was increasing about $1.28\mu\text{atm}/\text{year}$ during 1957-1995. This result is almost same as the rate at the Mauna Loa, Hawaii in Tropical Pacific Ocean. The increase rate of $f\text{CO}_2$ in the seawater was estimated as $1.64\mu\text{atm}/\text{year}$. In this study it is found that the increase rate of $f\text{CO}_2$ in the seawater is the almost same as that of $f\text{CO}_2$ in the air. This result supports the result on the snapshot analysis of Takahashi et al. (1983) in the North Atlantic Ocean during 1958-1982. It is smaller than the result including seasonal variation in the Eastern Subtropical Pacific Ocean. These results indicated that the anthropogenic CO_2 in the air has affected $f\text{CO}_2$ in seawater through CO_2 gas exchange between the atmosphere and the ocean. It is found that $f\text{CO}_2$ in the seawater has increased in the Eastern Equatorial Pacific Ocean in spite of the large CO_2 source region. It suggested that CO_2 source potential has not changed in this ocean during 1957-1995.

Keywords: $f\text{CO}_2$, Increase Rate, Eastern Equatorial Pacific Ocean, El Nino, La Nina

I. はじめに

産業革命以来、人間活動によって大気中における微量気体の成分が急激に変化している。この原因は二酸化炭素 (CO_2)、メタン (CH_4)、亜酸化窒素 (N_2O)、そしてクロロフルオロカーボン類 (CFCs) などの増加によるものである。これら「温室効果ガス」と呼ばれる気体は存在量こそ微量であるものの、地球の気候を支配する重要な役割を担っている。特に温室効果の大きい気体として挙動が注目される二酸化炭素は、大気と海洋、そして陸上生物間を循環しており、その貯蔵量は海洋が大気の約50倍、陸上生物がほぼ同量、土壌及び有機堆積物が大気の約2倍と評価されている(気象庁, 1994)。また全体の年間収支について、化石燃料の消費によるものが $5.5 \pm 0.5\text{GtC}$ (炭素換算、 $1\text{Gt}=10^{12}\text{kg}=10^{15}\text{g}$)、熱帯の森林破壊と土地利用の変化によるものが $1.6 \pm 1.0\text{GtC}$ 、合計で約 7GtC が大気中へ放出され、そのうち約 3GtC が大気中へ

残留し、残り約 4GtC が陸上生物および海洋によって吸収されていると評価している。

C.D. Keeling はハワイのマウナロアにおいて1958年から大気中の二酸化炭素濃度の高精度連続観測を始めた。その結果、人為起源の二酸化炭素が放出されることによって1958年から2003年までに大気中の二酸化炭素分圧が年間約 $1.3\mu\text{atm}$ で増加していることを報告した(Keeling and Whorf, 2004)。この観測により季節変動や経年変動についても理解がなされ、この結果は他の観測による結果においても裏付けられている。

一方、海洋においてはT. Takahashiらが1957年のIGYにおいて外洋で初めて海洋表層の二酸化炭素分圧を測定し、その後1973年のGEOSECSと1982年のTTOにおいて同様の観測を行った。その結果、北大西洋全域における海洋表層の二酸化炭素分圧がハワイのマウナロアにおける大気の上昇速度とほぼ同様の年間 $1.5 \pm 0.5\mu\text{atm}$ で増加していることを報告した(Takahashi et al., 1983)。この

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

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

3) 海洋研究開発機構地球環境観測センター, 〒237-0061 横須賀市夏島町2-15

結果から、大気中へ放出された人為起源の二酸化炭素が海洋との気体交換によって、海洋表層の二酸化炭素分圧に影響を及ぼしていることを初めて報告した。しかしながら、この評価はこの海域で生じる海洋表層の二酸化炭素分圧の周期的な季節変動を捉えた評価ではなく、約10年間隔で観測されたわずか3度のスナップショットによる評価にすぎない。この速度の評価が定量的に正しいのか、依然として検証はされていない。最近では J. Dore らが、東部亜熱帯海域の Station ALOHA (22°45'N / 158°W) において 1989 年から定点での月 1 度の時系列観測を開始した。この観測結果によって海洋表層の二酸化炭素分圧の明瞭な季節変動を初めて捉え、1989~2001 年に海洋表層の二酸化炭素分圧が大気の増加速度の約 1.6 倍に相当する年間 $2.46 \pm 0.28 \mu\text{atm}$ で増加していると報告した (J. Dore et al., 2003)。彼らはこの原因が、海面からの蒸発量の増加に伴う塩分の増加によって引き起こされる二酸化炭素の溶解度の増加によるものであると推定し、東部太平洋亜熱帯海域において人為起源の二酸化炭素を吸収する能力が、将来弱まる可能性を指摘した。このように、気候変動によって導かれる地域的な降雨や蒸発のサイクルの変化が海洋表層の二酸化炭素分圧に影響を与えることが考えられる。また、気候変動が大きな社会問題として関心を持たれるようになった 1990 年代に入ってから、Station ALOHA の他に大西洋の BATS (32°10'N, 64°30'W)、そして太平洋亜寒帯海域における KNOT (44°N / 155°E) や Station P (50°N / 145°W) などでも精力的な観測が行われ、特定の海域ではあるが、海洋表層の二酸化炭素分圧変動やその分布が得られて多くの成果が挙げられている、

我々は人為起源の二酸化炭素を吸収する海洋において、将来の吸収量を予測するに当たり、大気と海洋表層の二酸化炭素分圧が過去どのように変動してきたのかを把握する必要がある。特に、大気中へ放出される人為起源の二酸化炭素の海洋への輸送は、大気と海洋間における二酸化炭素の分圧差によってその方向が支配され、大気と比べ時空間的に変動の大きい海洋表層の二酸化炭素分圧が鍵を握っている。海洋表層の二酸化炭素分圧は、移流や混合、そして湧昇などによる熱力学的な過程、また生物活動など物理・生物・化学的過程により時空間的に大きく変動する (C.L. Sabine, 1998)。これらの過程が海洋表層の二酸化炭素濃度にどう影響を与えているのかを詳細に把握することが急務である。

本研究は、太平洋東部赤道海域における大気と海洋表層の二酸化炭素分圧の増加速度について把握することを目的とした。本研究海域は赤道域全体の二酸化炭素放出量の約 72% にあたる、年間約 0.7~1.5 GtC を大気中へ放出する海域である (Takahashi et al., 2002)。また、海洋表層において支配する水塊が El Nino や La Nina によって大きく変化する海域である。この特異な現象が生じる海域において、1957 年の IGY から現在まで約 40 年にわたり多くの研究者によって測定されたデータを利用して解析を行い、その評価の妥当性を検討した。

II. 解析データについて

本研究は、C.D. Keeling によって観測された IGY におけるデータ及び、CDIAC (Carbon Dioxide Information -

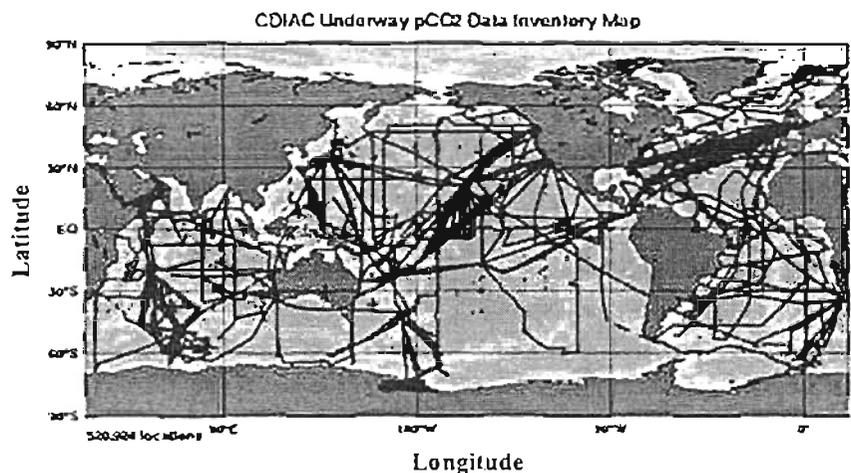


図1 CDIACによって提供されている観測データのインベントリマップ (R. Schlitzer, 2003)

表1 本研究において利用した1957年のIGY観測データ及び、CDIACによって提供されたデータセット

Data Contributor	Cruise area	Period (Month/year)	Event
C.D. Keeling	130°W Line	Nov/1957	(IGY)
R. Weiss	93°W Line	Feb/1979	
	150°W Line	Aug/1979	
	150°W Line	Nov/1979	
	150°W Line	Mar/1980	
	90-140°W/4°S-4°N area	May/1986	
	150°W Line	May/1980	
R. Feely	140-150°W/2°S-4°N area	May/1988	La Nina
	110°W Line	Feb/1989	La Nina
	120°W Line	Apr/1989	La Nina
R. Wanninkhof	95 and 110°W Line	Aug/1993	El Nino
	110 and 125°W Line	Sep/1993	
	95 and 125°W Line	Apr/1994	
	110-120, and 140°W Line	Jun/1994	
	110°W Line	Nov/1995	
H.Y. Inoue	120-130°W Line	Nov/1987	El Nino

Analysis Center) によって提供されているデータを利用した。図1に過去に約52万回測定された海洋表層の二酸化炭素分圧データのインベントリマップを示す。これらは、多くの研究者が海洋研究船を利用して測定した航路観測によって得たデータである。二酸化炭素分圧のデータのほかに、海洋表層の水温や塩分、また気温や大気圧などのパラメータが提供されている。我々はこれらのデータから、気象庁によって定義されたEl Nino/La Nina監視海域(4°S~4°N/90~150°W)を太平洋東部赤道海域とみなし、1958~1995年までの間に観測された15航海のデ

ータを抜き出し解析に利用した(表1)。データはFTPを通じて入手した(CDIAC, <http://cdiac.esd.ornl.gov/cdiac/>)。

III. 太平洋赤道海域における水塊分布

本研究における海域は一般的な季節変動とは異なり、El Nino/La Ninaによって大きく様相を変える。気象庁によれば、太平洋東部赤道海域(エルニーニョ監視海域)における1961~1990年までの月平均海面水温の平年からの偏差の5か月移動平均値が6か月以上続けて0.5°C

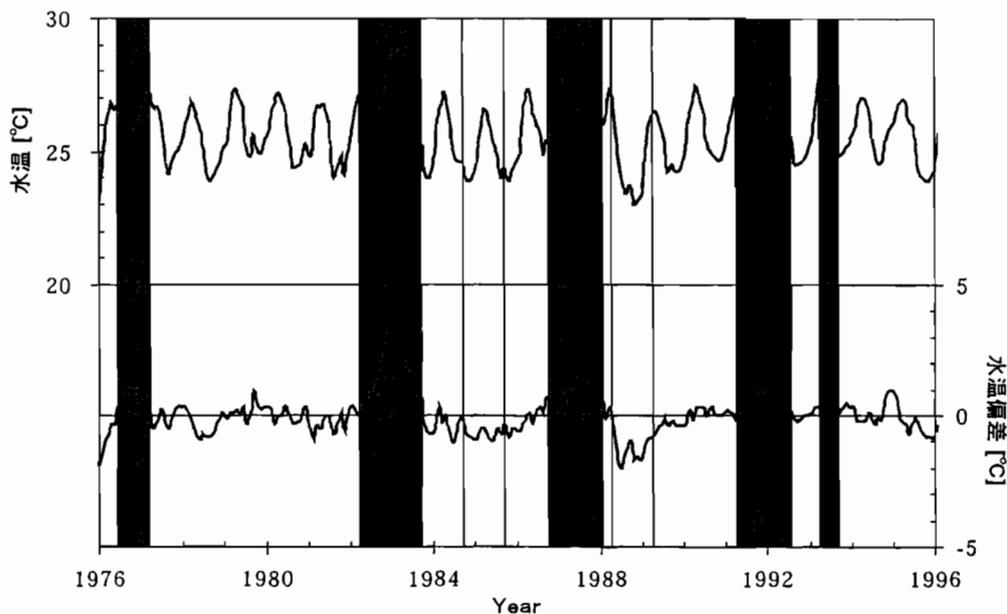


図2 太平洋東部赤道海域における水温(上)とその偏差(下)の時系列変動(濃いハッチ部分はEl Nino、薄いハッチ部分はLa Ninaが発生した時期)

以上高くなった場合を El Nino、反対に 0.5°C 以上低くなった場合を、La Nina と定義した(気象庁, <http://www.data.kishou.go.jp/>)。これらの現象による影響が本研究に利用した各データに現れているのか、また、これらの現象が現れていることによって二酸化炭素分圧などのパラメータにどのような影響を与えているのか把握する必要がある。図2に本研究に利用したデータの期間における太平洋東部赤道海域の水温とその偏差の時系列変動を示す。図中において、濃いハッチ部分は El Nino、薄いハッチ部分は La Nina を示す。この水温変動と偏差から、表1に示した15航海のうち2つの観測データにおいて El Nino、3つの観測データには La Nina が生じていた。また、これらの現象による空間的影響を把握するため、図3に1987年11月の El Nino 及び1988年5月の La Nina における海洋表層の水温分布およびその偏差を示した。1987年11月の El Nino では、赤道海域において $24\sim 26^{\circ}\text{C}$ の水塊が 130°W 付近に広がっており、 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ の正の偏差が $90\sim 180^{\circ}\text{W}$ まで広がっている様子がみられる。一方、1988年5月の La Nina では $24\sim 26^{\circ}\text{C}$ の水塊が El Nino と比べてより西側の 150°W 付近にまで達しており、 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ の負の偏差が 90°W 及び 150°W 付近でみられた。これらの水塊分布が生じる原因は貿易風の強弱によるもので、El Nino では貿易風が弱く、西部の暖かい表層海水が東部まで流れ込み、赤道海域全体の表層水温を上昇させる。それに伴い、東部では正の偏差が生じる。

一方、La Nina では貿易風が強まり、西部の暖かい表層

海水は厚くなって蓄積し、東部では冷たい亜表層水の湧昇が卓越して表層海水の水温を下降させ、東西の表層水温の差が大きくなる。この結果、東部の水温偏差に大きな負の値が生じる。

図4は表1に示した15航海のうち1980年と88年の5月における、それぞれ 150°W 及び 140°W 線に沿って観測された水温、そして大気と海洋表層の二酸化炭素分圧の緯度断面図を示したものである。平常時であった1980年において水温は $27.7\sim 28.7^{\circ}\text{C}$ となり水温の変動幅が小さい状況であったのに対して、La Nina が生じていた1988年においては $23.3\sim 27.1^{\circ}\text{C}$ と、平常時と比べて変動幅は大きく、また平均的に $1\sim 3^{\circ}\text{C}$ 低い。一方、大気中の二酸化炭素分圧は両データとも緯度方向にほぼ一定であったが、88年の方が80年と比べて、平均的に $14.3\mu\text{atm}$ 高かった。この増加量は、人為起源の二酸化炭素の大気中への残留によって現れたことによるものであると考えることができる。また、海洋表層の二酸化炭素分圧は1980年において $369.4\sim 422.0\mu\text{atm}$ 、1988年においては $399.3\sim 449.5\mu\text{atm}$ と変動幅は似ているものの、La Nina 時の海洋表層の二酸化炭素分圧は平常時と比べて高い値を示す結果となった。この増加量は大気の増加量と比べても非常に大きい。この結果から La Nina において海洋表層の二酸化炭素分圧が平常時と比べて高い原因は、貿易風が強まることで引き起こされる湧昇の強化によって、下層に存在する冷たく二酸化炭素分圧の高い亜表層水が表層水塊を支配していることによるものであると考えられる。

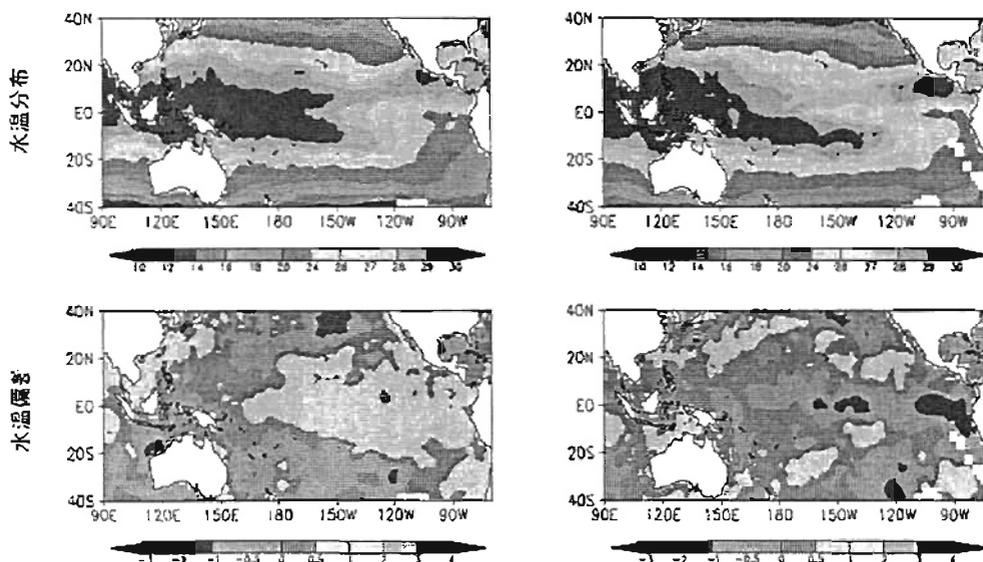


図3 1987年11月のEl Nino(左)及び1988年5月のLa Nina(右)における太平洋の水温分布(上)とその偏差(下)

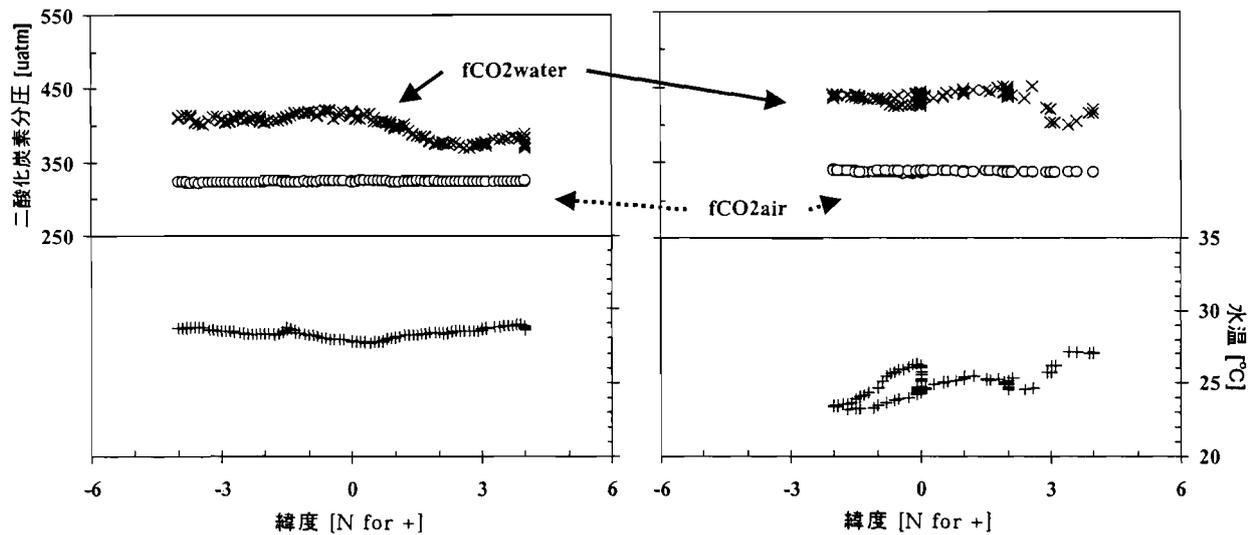


図4 表1に示した1980年5月の150°W線(左)及び1988年5月の140°W線(右)に沿って観測された大気(O)と海洋表層(X)の二酸化炭素分圧及び水温(+)の緯度断面図

IV. 太平洋東部赤道海域における fCO_2 の増加速度

表1に示した16航海のデータから、各航海における大気と海洋表層の二酸化炭素分圧の平均値と標準偏差を求めて図5に経年変化として示した。また、各データの平均値から最小二乗法によって解析された近似直線の結果も示した。この解析から、太平洋東部赤道海域において大気中の二酸化炭素分圧は1958~95年において年間 $1.28\mu\text{atm}$ で増加しており、Keeling and Whorf (2004)の季節変動を捉えた1958~2003年の観測結果とほぼ同様の増加速度であることがわかった。一方、海洋表層の二酸化炭素分圧は大気と比べて各データのばらつきが大きいものの、年間 $1.64\mu\text{atm}$ で増加している解析結果を示し、二酸化炭素が放出する太平洋東部赤道海域においても大気とほぼ同様の速度で増加していることが示唆された。また、1958~1982年の北大西洋におけるTakahashi et al. (1983)の3度の観測によるスナップショット解析結果とほぼ同様の増加速度を示したが、1989~2001年の太平洋亜熱帯海域における季節変動を捉えたDore et al. (2003)の解析結果とは異なる結果であった。本研究によって評価した増加速度は、定量的な評価に疑問を持たれたTakahashi et al. (1983)と同じスナップショット解析によるものではあるが、16航海という多くのデータから解析した結果によるものであることから、より信頼度の高いものとして裏付けられる。また、太平洋東部赤道海域は太平洋亜熱帯海域と異なり、海洋表層の二酸化炭素分圧

は周期的な季節変動よりもEl Nino/La Ninaによって大きく変動する。本研究の解析ではこれらの現象を捉えたデータをいくらか含んでおり、太平洋東部赤道海域における特異的な変動を良く捉えた解析結果であると考えられ、今回のスナップショット解析による結果は定量的に評価できると考えられる。この増加速度から、1958~1995年までの約40年間に、海洋表層の二酸化炭素分圧差からみる限りにおいては、二酸化炭素を放出する能力は変化していないことを示唆する結果となった。

V. 海洋表層の二酸化炭素分圧の変動要因

海洋表層の二酸化炭素分圧は大気中の二酸化炭素分圧の水準である $370\mu\text{atm}$ を基準に約 $150\sim 750\mu\text{atm}$ まで時空間的に大きく変動することが知られている(Takahashi et al., 2002)。また、大気と比べてこの大きな変動は物理・生物・化学的な過程が複雑に絡み合って生じたものである。これら複雑な過程において、水温の変動による熱力学的過程や、海洋植物の光合成や呼吸による生物学的過程が海洋表層の二酸化炭素分圧を支配する大きな要因として挙げられる。それぞれの変動要因は、その場での水塊がもつこれらの変動要因を規格化することによって把握することができる。また規格化したことによって得られた経年変動は、大気-海洋間の二酸化炭素交換によって生じる変動であるとみなすことができる。生物学的影響の把握にはレッドフィールド比(Redfield

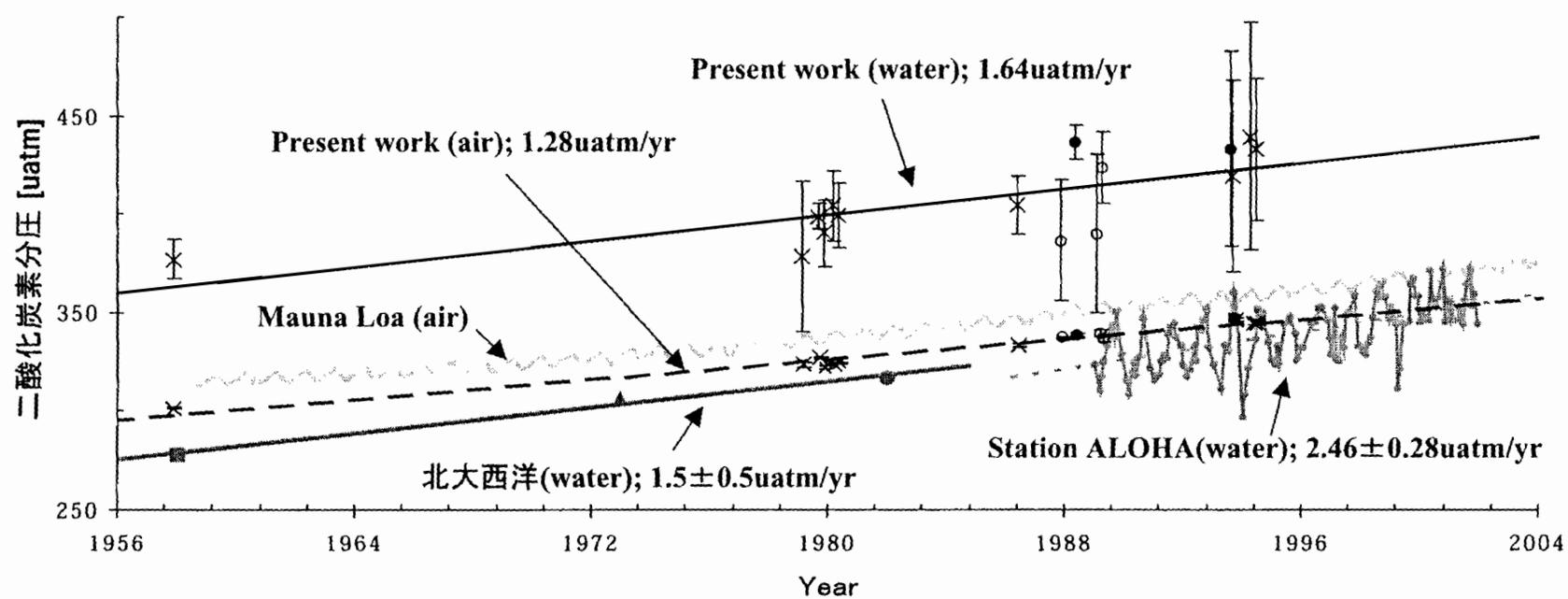
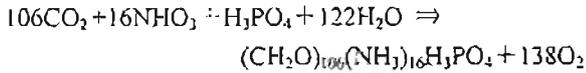


図5 大気と海洋表層の二酸化炭素分圧の研究変化 (○はEl Nino、●はLa Ninaが生じていた観測データ)
 [太い実線(海水)と破線(大気)はそれぞれ本研究によって解析されたの二酸化炭素分圧の増加速度
 薄い線は既存研究による大気と海洋表層の二酸化炭素分圧の時系列変化と増加速度]

ratio) と呼ばれる経験式によって定量的に理解されている (Redfield, 1963)。Redfield は海洋の植物プランクトンが栄養塩元素をほぼ一定の比率で取り込むことを発見し、全球において観測された比率がリン 1 原子に対し、窒素 16 原子、炭素 106 原子であることを報告し、以下の式によって表現した。



また、熱力学的過程による影響は、水温や塩分の変化によって海水中の二酸化炭素の溶解度および、海水中に存在する炭酸の解離平衡が変化することにより生じる効果によるものである。Takahashi et al. (1993) は、これらの影響の把握のために、全球において測定された海洋表層の二酸化炭素分圧と水温の関係から、以下の式を得た。

$$f\text{CO}_2 \text{ at } T(\text{mean}) = f\text{CO}_2(\text{obs}) \cdot \text{Exp}\{0.0423 \cdot [T(\text{mean}) - T(\text{obs})]\}$$

ここで、 $T(\text{obs})$ 及び $T(\text{mean})$ は水温の測定値と規格化する水温をそれぞれ表し、 $f\text{CO}_2(\text{obs})$ と $f\text{CO}_2 \text{ at } T(\text{mean})$ はそれぞれ海洋表層の二酸化炭素分圧の測定値及び規格化水温における二酸化炭素分圧の値である。

これらの経験式から、水温変動や生物活動による増加速度に影響を与える要因を定量的に理解することができる。しかしながら、本研究によって利用されたデータからは水温の変動による熱力学的過程しか把握をすることができない。しかし、東部太平洋赤道海域において海洋表層の二酸化炭素分圧の変動が生物活動による影響を無視することができるならば、熱力学的過程においてのみで説明することが可能となる。

図 6 に El Nino が生じていた 1998 年及び La Nina が生じていた 1999 年の 1 月における太平洋西部赤道海域 (145°~195°E) において、海洋研究船「みらい」によって観測された水温、硝酸塩及びクロロフィル-a 濃度の緯度-深度断面図を示す (松本、私信, 2004)。1998 年の El Nino では全域において表層から水深約 50m 付近までの混合層では高温で硝酸塩のない水塊が支配している様子がみられた。また硝酸塩の枯渇に伴い、一次生産の指標とな

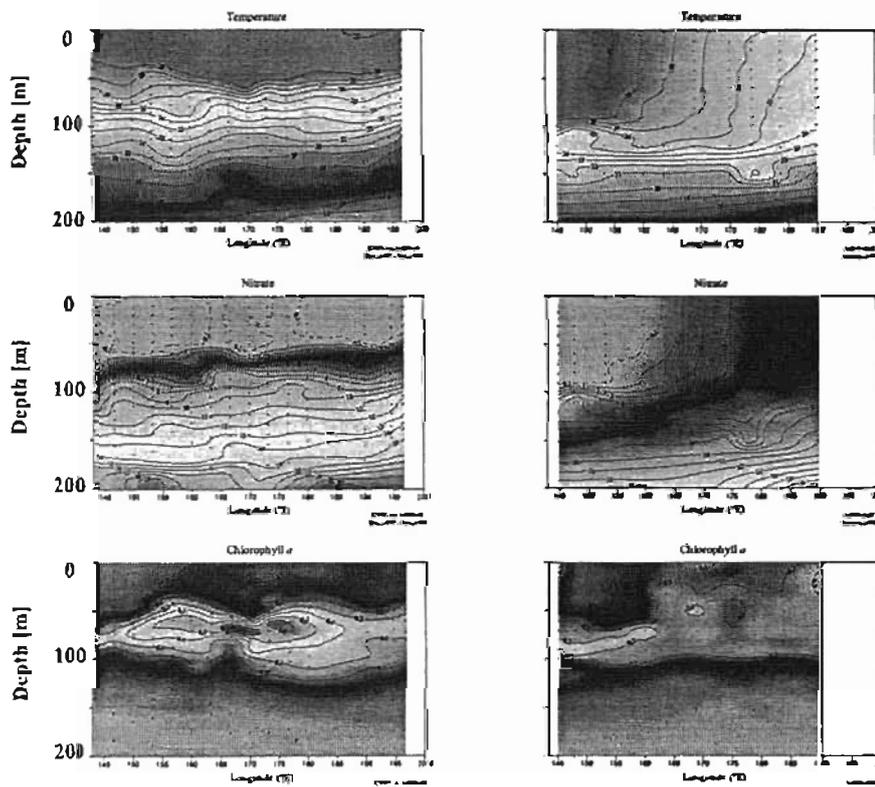


図 6 1998 年 1 月の El Nino (左) 及び 1999 年 1 月の La Nina (右) 時に海洋研究船みらいにおいて観測された水温 (上)、硝酸塩 (中)、そしてクロロフィル-a (下) の深度断面図 (松本、私信, 2004)

るクロロフィル-a も存在しなかった。もし西部赤道海域における温かく栄養塩の存在しない水塊が東部赤道海域の表層海水においても支配していると考えられるならば、海洋表層の二酸化炭素分圧は生物学的な過程による影響を無視しうることができ、水温の変動による熱力学的な過程によってのみ影響を受けることが考えられる。一方、1999年のLa Ninaでは、貿易風が強まることによってEl Ninoにおいてみられた高温で硝酸塩の少ない水塊が160°Eより西側で水深約100mまで厚く蓄積され、160°Eより東側では下層の冷たい亜表層水が湧昇している様子がみられた(図6右)。湧昇によって生じた水温勾配に伴って、硝酸塩にも同じく濃度差がみられたが、クロロフィル-a濃度にはっきりとした差はみられなかった。また、貿易風は東側から吹くことから、この図において示された海域より東側の太平洋東部赤道海域においても同じく湧昇によって亜表層水が表層水塊を支配していると考えられ、同様の状況がみられると考えられる。この結果から、La Ninaでは硝酸塩の存在する表層水塊が潜在的に生物活動を引き起こす可能性が示唆され、海洋表層の二酸化炭素分圧の変動要因は熱力学的な影響だけでは説明できず、潜在的な生物生産の影響を考慮する必要がある。

VI. まとめ

El Nino/La Ninaによって表層水塊の様相を大きく変える東部太平洋赤道海域において、現在まで観測をされているデータセットを利用して大気と海洋表層の二酸化炭素分圧の増加速度を評価した。その結果、大気中の二酸化炭素分圧は1958~95年において年間 $1.28\mu\text{atm}$ で増加している結果を示し、Keeling and Whorf (2004)の季節変動を捉えた1958~2003年の観測結果とほぼ同様の増加速度となった。一方、海洋表層の二酸化炭素分圧は年間 $1.64\mu\text{atm}$ で大気とほぼ平行な速度で増加していることが分かった。この結果は、北大西洋におけるTakahashi et al. (1983)のスナップショット解析による結果をほぼ裏付けるものとなった。しかしながら、Dore et al. (2003)の東部亜熱帯領域における1989~2001年の定点での増加速度よりは小さな値となった。これは太平洋東部亜熱帯領域の二酸化炭素吸収海域であるのに対して、本研究対象海域とした太平洋東部赤道海域はEl Nino/La Ninaを含む放出海域であるために、増加速度の違いを生んだのかもしれない。本研究における解析結果から、1958~1995年までの約40年に海洋表層の二酸化炭素分圧差からみる限り、東部太平洋赤道海域において二酸化炭素を放出する能力は変化していないことを示唆した。

参考文献

- 気象庁, 1994: 異常気象レポート'94, 1-50
 気象庁, <http://www.data.kishou.go.jp/>
 CDIAC, <http://cdiac.esd.ornl.gov/cdiac/>
 Dore, E.D., R. Lukas, D.W. Saldler, and D.M. Karl, 2003: Climate-driven changes to the atmospheric CO₂ sink in the subtropical North Pacific Ocean, *Nature*, **424**, 754-757
 Keeling, C.D., 1965: Carbon Dioxide in Surface Waters of the Pacific Ocean 2. Calculation of the exchange with the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **70**, No.24, 6099-6102
 Keeling, C.D., and T.P. Whorf, 2004: Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*
 Redfield, A.C., B.H. Ketchum and F.A. Richards, 1963: The influence of organisms on the composition of sea-water In: M.N. Hill, Editors, *The Sea Vol. 2*, Interscience, New York, 26-77.
 Sabine, C.L. and R.M. Key, 1998: Controls on fCO₂ in the South Pacific, *Marine Chemistry*, **60**, 95-110
 Schlitzer, R., 2003: Ocean Data View, <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>
 Takahashi, T., 1961: Carbon Dioxide in the Atmosphere and in Atlantic Ocean Water, *J. Geophys. Res.*, **66**, No2, 477-494
 Takahashi, T., D. Chipman, T. Volk, 1983: Geographical seasonal and secular variations of the partial pressure of CO₂ in surface waters of the North Atlantic Ocean: The results of the North Atlantic TT0 program. *Proc. Carbon Dioxide Research Conf. Carbon Dioxide, Science and Consensus*. U.S. Department of Energy CONF-820970, Part2, 123-145
 Takahashi, T., J. Olafsson, J.G. Goddard, D.W. Chipman, and S.C. Sutherland, 1993: Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study, *global biogeochemical cycles*, **7**, No.4, 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 CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-sea Research II*, **49**, 1601-1622