

データ同化手法による太平洋3次元流動場モデルの構築と二酸化炭素海洋隔離の可能性の検証

長谷川一幸¹・和田明²・高野憲治³・西村玲輔⁴

¹学生会員 工修 日本大学大学院 生産工学研究科 (〒275-8575 千葉県習志野市泉町1-2-1)

²正会員 工博 日本大学生産工学部教授 土木工学科 (〒275-8575 千葉県習志野市泉町1-2-1)

³理博 コロンビア大学準教授 Lamont-Doherty Earth Observatory (61 Route 9W Palisades, NY, USA)

⁴学生会員 日本大学大学院 生産工学研究科 (〒275-8575 千葉県習志野市泉町1-2-1)

地球温暖化は自然の営みに基づく変動よりも更に速い速度で気候変動を招く恐れがあり、人類にとって最も脅威となる問題の一つと考えられている。近年温暖化対策の一つとして二酸化炭素の海洋隔離技術が注目されている。この技術は、CO₂を直接海洋の中深層に注入し、海洋中に溶解・吸収させることを目的としたものである。本研究ではデータ同化手法を用いた海洋循環モデルを構築し、表層・中深層流動場の妥当性を検証したが、再現性は良好であった。その後、流動場の計算結果を使用して太平洋上で二酸化炭素の海洋隔離の可能性をCO₂の挙動予測数値シミュレーションによって検討した結果、二酸化炭素の海洋隔離は1000m以上の深い水深で行う必要があることが確認された。

Key Words : data assimilation system, the Pacific Ocean, possibility of isolation CO₂, ocean circulation

1. はじめに

近年、大気中の二酸化炭素(CO₂)をはじめとする温室効果ガスの増加が起因とされる地球温暖化が懸念されている。地球温暖化は自然の営みに基づく変動よりも更に速い速度で気候変動を招く恐れがあり、人類にとって最も脅威となる問題の一つであると考えられている。そのため日本が議長国となった地球温暖化防止京都会議(COP3)では温暖化に寄与するとされるCO₂を含めた温室効果ガスを基準年(1990年)に対して6パーセント削減することを日本は義務付けられた。このような状況下でCO₂海洋隔離技術が注目されている。大気中のCO₂は、海面を横切って表層水中に溶け込んではいくものの、自然条件下では、安定な密度成層の存在などにより、CO₂が大気中から中深層水へと運ばれる速度は緩やかなものとなっている。そこでCO₂を直接海洋の中深層に注入し、海洋中に溶解・吸収させることを目的としたのがCO₂海洋隔離技術である。本研究ではCO₂の海洋隔離の可能性をCO₂挙動予測シミュレーション解析によって検討する。

しかしながら、海洋中に放出されたCO₂は移流・拡散して海域全体に広がっていくため海洋隔離の検証には対象とする海域の正確な流動場の把握が必要となる。これまで、係留流速計やフロートな

どを使用して直接海の流れを観測することは行われてきた。しかしながら、こういった直接観測は局所的で時間スケールの短い現象に対しては非常に有効な手段であるが、本研究のような太平洋といった広大な海域の流れを把握する場合には技術的にも経済的にも多くの困難を伴う。そこで、観測網を補い海洋の諸現象をとらえるために海洋循環モデリングによって海洋の流れをシミュレーションすることがこれまで盛んに行われてきた。Primitive方程式系に基づく海洋循環モデルはBryan¹⁾によって提唱され応用が始められたが、現在に至るまでほぼすべてのOcean General Circulation Model(OGCM)はその影響を少なからず受けている²⁾。Bryan and CoxタイプOGCMの大きな特徴の一つは、海面の昇降を許さないとしたrigid-lid近似(海面の水位変動なし)を導入している点である。本計算でもこの近似を導入している。また、本研究の目的であるCO₂の海洋隔離を考える上で最も重要な要素となってくるのが数値シミュレーション結果の精度である。解析結果が現実の場と乖離してしまえば予測する意義がない。そこで観測値とモデル計算値を比較し、その誤差をタイムステップ毎に修正するSarmiento and Bryan³⁾の手法を本研究では採用している。これにより流れ場は観測データに基づいたものとなり、現実的な場をシミュレートできるようになっている。また、流

動場を算出する際、海表面の風応力は、従来の OGCM で運用されてきたパイ・船舶データから Hellieman and Rosenstein⁴⁾が算出したものを使用するのではなく、風速の衛星観測データ (Special Sensor Microwave /Imager : SSM/I)⁵⁾をバルク式に適用して算出したものを使用したことが本モデルの特徴である。

また、モデル解析結果の検証は直接観測データの存在する表層とほとんど流速観測値のない中深層にそれぞれ分けて行った。これは、表層に関しては観測データが存在するが、中深層の流れに関してはデータが不足しているのが現状であるからである。そこで核実験や原子力発電所事故に起因するフォールアウトによって生じる化学トレーサーに着目し、その濃度計算によって中深層の流れを検証した。最後に、データ同化手法で求められた流動場の中に COP3 で定められた削減目標に対する超過分の CO₂ を太平洋上に放出し、その挙動を把握することで CO₂ 増加による地球温暖化の防止対策の一つと考えられる海洋隔離の可能性を検討する。そして、実際に CO₂ の海洋隔離を行う場合どの程度の水深で行うのが適切かの検討を行った。ただし、高圧・低温下では CO₂ は CO₂ 包接水水和物 (CO₂ clathrate hydrate) に成りやすく、これらの生成により CO₂ の溶解・吸収が阻害される可能性があるが、本研究ではこれらの影響を無視した計算となっている。

2. 太平洋循環モデルの概要

(1) 基礎方程式

海洋の流速成分は、Primitive な方程式系を使用し算出した。計算海域は太平洋全域を対象とし、モデルの解像度は水平方向の計算メッシュが経緯度 2 度×2 度 (東経 110 度～西経 70 度, 北緯 60 度～南緯 74 度) である。鉛直方向の層分割は表-1 に示す。基礎方程式の座標系は水平方向に球面座標を用いている。ここで、式(1)は運動方程式、式(2)は静水圧近似式、式(3)は連続式、式(4)はポテンシャル水温の保存式、式(5)は塩分の保存式、式(6)は状態方程式である。

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + (\bar{u} \cdot \bar{\nabla})\bar{u} + w \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \bar{f} \bar{k} \times \bar{u} = -\frac{1}{\rho_0} \bar{\nabla} p + A_H \bar{\nabla}^2 \bar{u} + A_V \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2)$$

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

表-1 鉛直方向の層分割

層番号	深度(m)	層厚さ(m)
1	10	0～20
2	35	20～50
3	75	50～100
4	150	100～200
5	300	200～400
6	600	400～800
7	1150	800～1500
8	2000	1500～2500
9	3000	2500～3500
10	4000	3500～4500
11	5000	4500～5500

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\bar{u} \cdot \bar{\nabla})\theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = K_H \bar{\nabla}^2 \theta + K_V \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \gamma(\theta^* - \theta) \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (\bar{u} \cdot \bar{\nabla})S + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_H \bar{\nabla}^2 S + K_V \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \gamma(S^* - S) \quad (5)$$

$$\rho = F(\theta, S, p) \quad (6)$$

ここに、 \bar{u} : 水平流速ベクトル, $\bar{\nabla}$: 球面座標の水平ナブラ演算子, $\bar{\nabla}^2$: 球面座標の水平ラプラシアン, w : 鉛直流速, p : 圧力, ρ : 密度, θ, θ^* : それぞれポテンシャル水温の計算値, ポテンシャル水温の観測値, S, S^* : それぞれ塩分の計算値, 塩分の観測値, f : コリオリパラメータ, \bar{k} : 各軸方向の単位ベクトル, g : 重力加速度, γ : 補正項である。

また、 A_H : 水平渦動粘性係数 ($1.0 \times 10^7 \text{cm}^2/\text{s}$), A_V : 鉛直渦動粘性係数 ($1.0 \times 10^2 \text{cm}^2/\text{s}$), K_H : 水平渦動拡散係数 ($1.0 \times 10^6 \text{cm}^2/\text{s}$), K_V : 鉛直渦動拡散係数 ($1.0 \times 10 \text{cm}^2/\text{s}$) とした。ここで、 A_H, A_V, K_H, K_V の値は Wada and Nagoya⁶⁾が計算で用いた値に基づいて設定している。

計算方法として、時間項は 4 次精度の Runge-Kutta 法を用い、移流項の差分形式は 1 次風上差分を適用し、その他の項は 2 次中心差分を用いた。圧力に関しては陰的に離散化し、連続の方程式を満足させ、Poisson 方程式を簡単化するために SMAC 法を用いた。また、計算は非定常計算であるが、各計算値流速成分 ($X : u, v, w$) の時間変化量 e_x が 10^{-6} 以下でおおむね定常と評価した。以下にその判定式を示す。

$$e_x = \frac{\|X^{n+1} - X^n\|_2}{\|X^{n+1}\|_2}, \quad \|X\|_2 = \sqrt{\sum_{ijk} X^2_{ijk}} \quad (7)$$

$$\gamma = \gamma_D + (\gamma_S - \gamma_D)e^{-z/h} \quad (14)$$

計算時間間隔 (Δt) は CFL 条件を満たすような 14400sec を選定した。また, rigid lid を仮定し, 鉛直方向には初期で静水圧近似を仮定するものの, 次のタイムステップ以降では SMAC 法の補正項により鉛直流速 w を求めるとした準 3 次元とした。SMAC 法による計算アルゴリズムを以下に示す。各時間ステップの流速は式 (1) を変形して, まず予測子を式 (8) によって求める。

$$\tilde{u} = -\frac{\Delta t}{\rho^n} \bar{\nabla} p^n + \bar{G}(\tilde{u}^n) \quad (8)$$

ただし, \tilde{u} は流速の予測子, \bar{G} は Runge-Kutta 法から求められる \tilde{u}^n に依存する関数である。次に, 圧力補正による流速場の修正を行う。すなわち,

$$\tilde{u}^{n+1} = -\frac{\Delta t}{\rho^n} \bar{\nabla} p^{n+1} + \bar{G}(\tilde{u}^n) \quad (9)$$

として, \tilde{u}^{n+1} は連続式を満たすものと仮定する。式 (9) から式 (8) を差し引けば, 式 (10) が得られる。

$$\tilde{u}^{n+1} - \tilde{u} = -\frac{\Delta t}{\rho^n} \bar{\nabla} (p^{n+1} - p^n) \quad (10)$$

さらにこの式 (10) の発散を取り, Helmholtz の定理を適用して整理すると, 式 (11), 式 (12) が得られ, 最終的な流速はスカラーポテンシャル ϕ と定義すれば式 (13) によって求まる。

$$\bar{\nabla}^2 \phi = -\bar{\nabla} \cdot \tilde{u} \quad (11)$$

$$p^{n+1} = p^n - \frac{\phi}{\Delta t} \quad (12)$$

$$\tilde{u}^{n+1} = \tilde{u} + \bar{\nabla} \phi \quad (13)$$

本モデルでは, この SMAC 法を使用することによって各計算 box, 計算対象海域全体としての質量保存則が成立する。また, 以下の節に示すようにデータ同化項を導入したこと, 海面のフラックス算定にあたり SSM/I 衛星観測値を使用したこと, さらに微風時の取り扱いを詳細に規定した Kondo⁷⁾の式用いたことが特徴である。

(2) データ同化手法

塩分の保存式, ポテンシャル水温の保存式に Sarmiento and Bryan³⁾ にならぬ計算値と観測値を同化させる項を導入した。

ここで, γ_S : 海面面值 ($1/50\text{day} = 2.31 \times 10^{-7}\text{sec}^{-1}$), γ_D : 任意水深での値 ($1/250\text{day} = 4.6 \times 10^{-8}\text{sec}^{-1}$) は Sarmiento and Bryan³⁾ によって定められた定数, z : 計算深度, h : γ 項の影響が及ぶ深度である。

この式 (14) により, 観測データは同化項を通じて連続的にモデルに同化される。すなわち, 計算値が観測値からずれると同化項は大きくなり計算値を観測値に戻すように働く。その結果, 計算値と観測値にあまり差が生じないような効果がある。

(3) 境界条件

a) 海洋境界条件

本計算では対象領域を太平洋としているため, 東経 110 度以西, 西経 70 度以東の南米ドレーク海峡やマラッカ海峡, オーストラリア南岸海域で境界条件を設定して計算を行った。計算当初, 境界条件として流れの一階微分を 0, 圧力は静水圧固定等の手法や圧力の一階微分を 0 と設定する手法を試みたが南極周極流等の再現性が良好ではなかった。そこで, 計算領域の外の海域に仮想外海を設け, これを連結することで, 計算対象領域である太平洋が閉じた一つの系と仮定する周期条件を採用した。このような周期境界条件を採用することで, 地球規模の質量保存を満たすかどうかの保証はできないが, 計算領域内の質量保存は保証される。

b) 陸境界条件

陸境界では以下の条件を設定した。

$$\frac{\partial(\bar{t} \cdot \tilde{u})}{\partial n} = 0 \quad (15)$$

$$\bar{n} \cdot \tilde{u} = 0 \quad (\text{free slip}) \quad (16)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0 \quad (17)$$

\bar{n}, \bar{t} : それぞれ陸岸線に対する法線ベクトル及び接線ベクトル。

c) 海底における摩擦

海底では H を水深として以下の条件を適用した。

$$A_v \left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial z} \right)_{z=H} = \rho C_f |\tilde{u}| \tilde{u} \quad (18)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (19)$$

ただし, $\tilde{u} = \begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix}$, $|\tilde{u}| = \sqrt{u^2 + v^2}$, C_f : 海底摩擦係数 (0.0026) である。

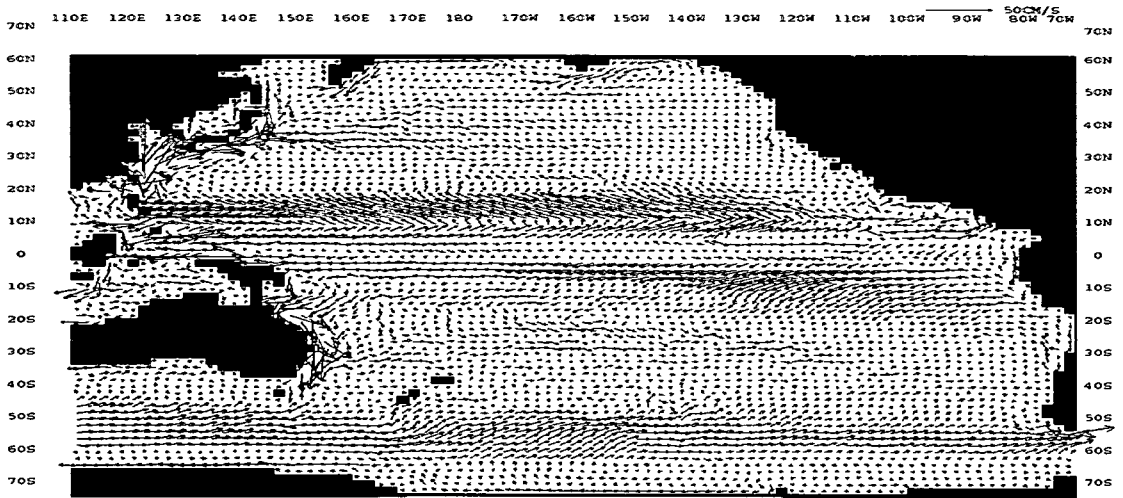


図-1 水平流動場 (水深 10m)

d) 海面における風応力

従来までの研究では、パイ・船舶データを基に Hellerman and Rosenstein⁴⁾が作成した風応力値を使用して流動計算を行うのが一般的であった。これに対し本研究では、SSM/I 衛星風速観測値⁵⁾を基にバルク式から風応力値の算出⁶⁾を行い、モデルの境界条件として与えた。衛星観測データは精度面での検証が不可欠であるものの、直接観測に比べ時間的に均一なデータを測定できること、今後の技術革新によりその精度向上が期待できること等の利点がある。

今回計算に使用した SSM/I による衛星観測海上風データは 1988 年～1998 年のものを使用した。以下にバルク式を示す。

$$\tau_x = \rho_a C_D |V| u_a \quad (20)$$

$$\tau_y = \rho_a C_D |V| v_a \quad (21)$$

ここで、 ρ_a ：空気密度、 $|V|$ ：風速の絶対値、 u_a, v_a ：風速の東西、南北成分(風速の値は 10m 高度で計測されたものを使用)、 C_D ：バルク係数(運動量に対する交換係数)とする。

また、バルク式中の C_D の算定には、Kondo⁷⁾が算出した以下の式を採用した。ただし、 U_{10} は 10m 高度の風速値を示す。

$$\begin{aligned} 0.3\text{m/s} \leq U_{10} < 2.2\text{m/s}, \\ C_D \times 10^3 = 1.08 U^{0.15} \end{aligned} \quad (22a)$$

$$\begin{aligned} 2.2\text{m/s} \leq U_{10} < 5.0\text{m/s}, \\ C_D \times 10^3 = 0.771 + 0.0858 U_{10} \end{aligned} \quad (22b)$$

$$\begin{aligned} 5.0\text{m/s} \leq U_{10} < 8.0\text{m/s}, \\ C_D \times 10^3 = 0.867 + 0.0667 U_{10} \end{aligned} \quad (22c)$$

$$\begin{aligned} 8.0\text{m/s} \leq U_{10} < 25.0\text{m/s}, \\ C_D \times 10^3 = 1.2 + 0.025 U_{10} \end{aligned} \quad (22d)$$

$$\begin{aligned} 0\text{m/s} \leq U_{10} < 50.0\text{m/s}, \\ C_D \times 10^3 = 0.073 U_{10} \end{aligned} \quad (22e)$$

今回計算対象とした太平洋上の風速の平均値は熱帯地域(南緯 10 度～北緯 10 度、東経 120 度～東経 170 度)、亜熱帯地域(北緯 30 度付近、南緯 35 度付近)で風が収束するため、これらの地域でかなり風速の小さな値(1.0m/s 以下)が観測されている。そこで、微風時での C_D を細かく規定することが求められた。本研究では C_D の選定にあたり微風時の取り扱いを細かく規定している Kondo⁷⁾の式を採用した。

(4) 水温・塩分データおよび海底地形データ

水温・塩分データは JODC 所蔵の 1906 年～1988 年にわたる約 80 年間の東経 100 度～西経 60 度区間に存在する BT 類(XBT, MBT, DBT, AXBT: ステーション数 924392 点)、SD 類(各層観測, STD, CTD: ステーション数 298346 点)を整理したものを使用した。海底地形データは、Canadian Hydrographic Service が発行した General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) を参照した。

3. 流動解析結果

(1) 表層循環

図-1 に計算開始から 30 年経過した太平洋の水平流動場(水深 10m)を示す。また、図-2 は Dodimead et al.⁹⁾が作成した北太平洋の流動場である。計算結

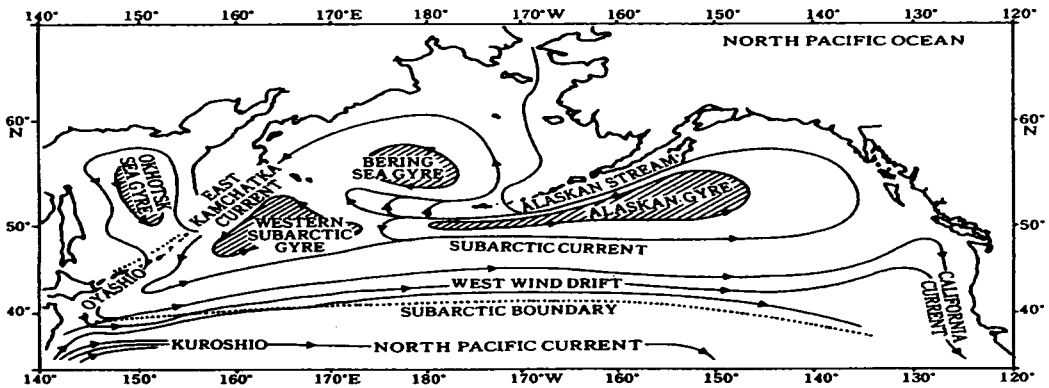


図-2 Dodimead et al.⁹⁾が作成した北太平洋の流動場

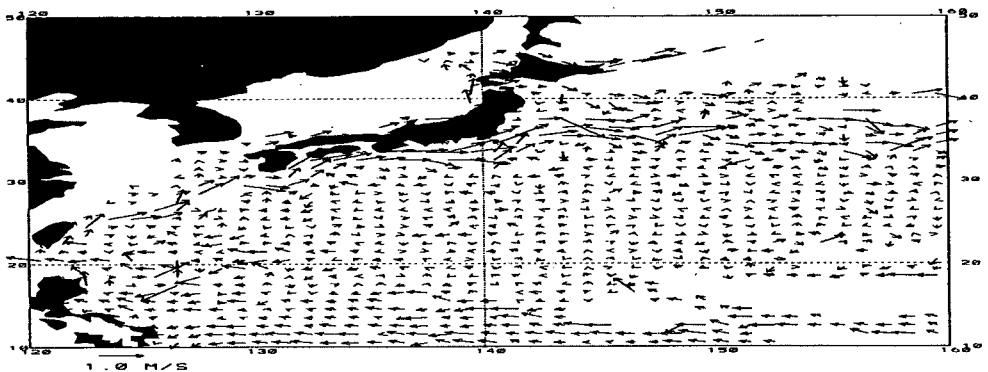


図-3 プイ軌跡より求められた日本近海の表面海流平均場¹²⁾ (北緯 10 度～50 度, 東経 120 度～160 度)

果と図-2 の模式図を比較しても、北半球では時計回りの北赤道海流、黒潮、カリフォルニア海流が再現されている。さらに、北半球亜寒帯域に存在する反時計周りの流れ、亜寒帯循環系では、アラスカ海流、親潮が再現されていることがわかる。

次に南半球に目を移せば反時計回りの南赤道海流、東オーストラリア海流、ペルー海流が再現されている。また、南半球では東西を陸で遮られないので、亜寒帯域に南極大陸を巡る南極環流が存在するが、本計算でもこの南極周流が鮮明に再現されている。しかしながら、赤道反流と南北赤道海流との境界があまり明確ではない。

Fujio et al.^{10),11)}は diagnostic model を使用して太平洋上の流動場を算出している。本計算結果と比較すると、表層海流の流向パターンは非常に類似している。しかし、本計算結果の方が流速成分の小さい、特に北半球のアラスカ海流、親潮などの亜寒帯循環が詳細に表現されている。表層での流動場の検証を行うために、本研究で得られた表層流動場と漂流プイ観測値から算出された日本近海(北緯 10 度～50 度, 東経 120 度～160 度)の表面海流の平均場との比較を行った。海上保安庁水路部では、表面海流観

測用の漂流プイを年間 3～5 個太平洋上で放流してきている。1987 年～1994 年にかけては、約 100 個のプイが放流され、このプイの軌跡のデータから道田¹²⁾は日本近海の表面海流の平均場(図-3)を算出している。この海域で、両者の流速の東西成分と南北成分の相関を求めたところ、流速の大きい東西成分では相関係数 $R=0.74$ という比較的高い相関が得られた。これを図-4 に示し、同時に相関直線も示す。一方、流速の小さい南北成分で相関係数は $R=0.25$ と相関が小さかった。

このような要因として、検証対象の海域では亜寒帯循環系の黒潮・北赤道海流などの東西成分の大きい流れが大半を占めていること、流速が小さく流向が複雑な亜熱帯反流海域を含んでいること等が考えられる。同海域でのプイ観測データを整理した結果、流速の東西成分は南北成分に対して平均で約 7.5 倍程度大きいことが明らかになったが、これは当該海域では東西成分が卓越していることを示し、この流速の東西成分の相関がプイ観測値に対して比較的良好であったことは計算結果がある程度精度良く見積もられていることを裏付けていると考えられる。

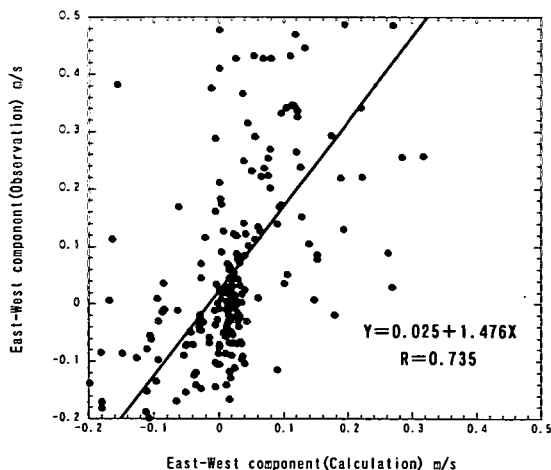


図-4 ブイ流速値と計算流速値の東西成分相関

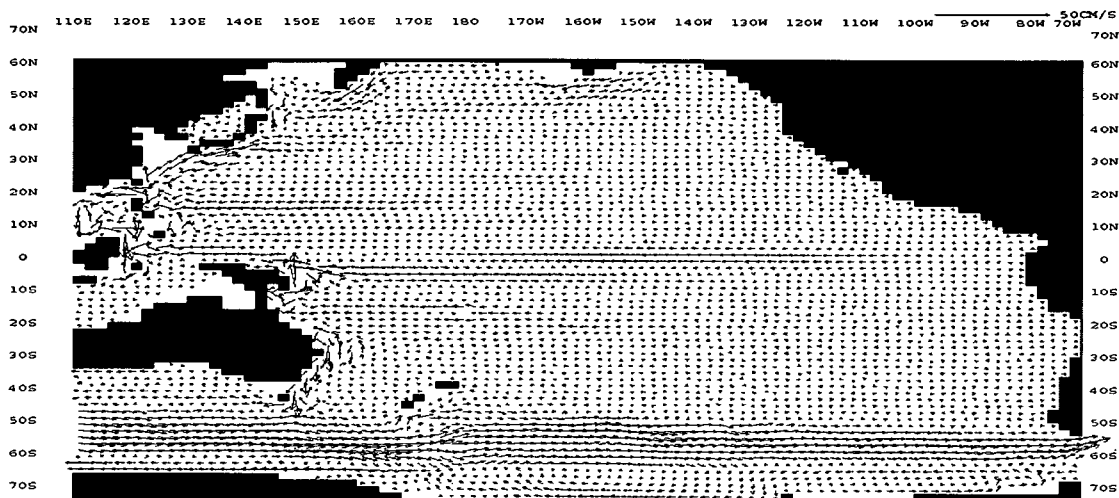


図-5 水平流動場（水深 600m）

この様に太平洋上の表層の流動場に関しては、一般的に言われている海流が表現されていることや、局所的であるが表層ブイ観測データとの相関が比較的高かったことから、その再現性は良好であると言える。今後モデル計算結果との比較を行う上で、観測網が整備され広範囲でデータが収集されることが望まれる。

(2) 赤道潜流

図-5 は水深 600m での水平流動場である。この図から、ニューギニア東岸で東向きの流れが生じていることがわかるが、これは水深 10m での流向(図-1)とちょうど逆向きの流れとなっている。

この流れが逆転している海流は赤道潜流として知られているが、この深さは躍層以深約 2000m 付近にまで及び、今回の計算では中深層の水平流動場の

再現性も高いことがわかる。

4. 海洋中核種濃度解析

CO₂ の海洋隔離を行う上で海洋の流動場を把握することは非常に重要な問題ではあるものの、中層以深の流れについては解析結果と比較するだけの観測データおよび観測網が整備されていないのが現状である。そこで、本研究では核実験・原子力発電所事故に起因するフォールアウトに着目し、データ同化手法によって求められた流動場を基に海洋中核種(Cs-137, Sr-90, Pu-239/240)の濃度計算を行う。そして気象研がとりまとめた観測結果(HAM データベース¹³⁾)と数値解析で求められた濃度解析結果を比較することで、特に中深層での鉛直流速場の再現性

を検証する。

(1) 太平洋を中心とした放射性核種データ

放射性核種は、太陽から放出される宇宙線生成核種や火成岩の花コウ岩などに存在するウラン及びトリウムが壊変して生成されるラドンのような自然放射性核種と核爆発実験や原子力施設から放出される人工放射性核種に大別できる。自然放射性核種については、岩石・土壌・建材・食物等地球の至る所から放出されているため放出起源が特定できないが、人工放射性核種については、その主な発生源が大気圏内核実験や原子力施設からの放出であるためフォールアウト量の観測が比較的容易で、かつ継続的に行われてきたこともあるので、地上・海洋中のデータも豊富である。また、北半球中緯度付近で核実験が多く行われてきた経緯もあり、フォールアウト量の観測も北半球中緯度(30N~40N)が中心である。1950年代から1960年代前半にかけて大規模な核爆発実験が行われた結果、海洋生物資源の汚染とそれによる人体への被曝という観点から海洋中における放射性物質の挙動・分布は全世界規模で調査・研究され、多数の報告¹⁴⁾が公表されている。そこで、本研究では人工放射性物質のうち比較的観測点が多く、観測期間が長いCs-137, Sr-90, Pu-239/240に関して、太平洋を中心とした海洋核種濃度実測結果のデータベースを使用して解析を行った。

(2) フォールアウト量の設定法

フォールアウト量は、緯度方向には大きく変化するが、経度方向の変化は比較的少ない。また、湿式沈着が大部分(90%以上)を占めるため、降雨量との相関が高いと考えられている。また、海洋中の放射性核種の濃度再現計算を行うには、全海洋上のフォールアウト量が分かっていると計算が行えない。そこで本研究では、これらの特徴を考慮に入れ、全海洋上のフォールアウト量を以下の式により設定した。

$$F(\lambda, \phi, t) = F_0(t) \frac{P(\lambda, \phi)}{P_0(t)} \varepsilon(\phi) \quad (23)$$

ここで、 $F(\lambda, \phi, t)$: 海洋表層における年間フォールアウト推定量(Bq/m^2)、 λ, ϕ, t : 緯度, 経度, 時間, $F_0(t)$: 気象研所在地で観測された年間フォールアウト観測量(Bq/m^2)、 $P(\lambda, \phi)$: 全海洋上の降雨量の平均値(mm/year)、 $P_0(t)$: 気象研所在地で観測された年間降雨量(mm/year)、 $\varepsilon(\phi)$: 大気中核種の緯度方向(ϕ)濃度の重み付け係数とする。

また、放射性核種は降雨量との相関が高いが、実際のフォールアウト量と降雨量は完全な比例関係にはない。これは、核実験のほとんどが北半球で行われていることや、実験が行われていない赤道域で降雨量が非常に多いことなどが挙げられる。そこで、本研究では Monetti¹⁵⁾によって観測されている緯度毎の Sr-90 の総フォールアウト量分

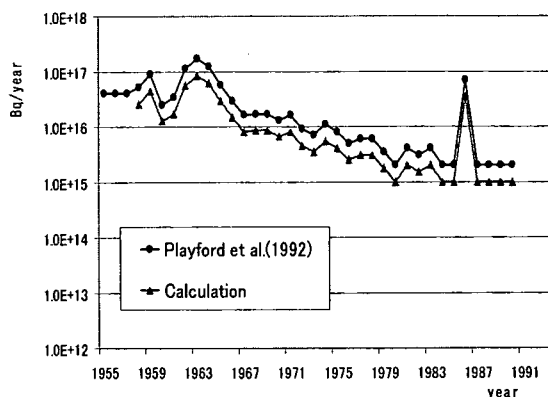


図-6 Playford et al.¹⁵⁾によって見積もられたCs-137の全球推定量と計算で用いた設定値

布図を基に緯度毎に $\varepsilon(\phi)$ を設定し、降雨量分布を修正している。

(3) 総フォールアウト量との比較

式(23)によって各年のフォールアウト量が決定されたが、この修正だけでは設定したフォールアウト量が Playford et al.¹⁶⁾によって推定されている全球の積分値と比べて適切な量を設定できているかの保証はない。そこで、式(24)の修正係数を用いて Playford et al.¹⁶⁾によって見積もられたフォールアウトの経年変化量(推定値)の全球積分値に対して50%になるように修正した。これは研究対象の太平洋が全海洋の約50%を占めるためである。

$$F^*(\lambda, \phi, t) = F(\lambda, \phi, t) \psi(t) \quad (24)$$

ここで、 $F^*(\lambda, \phi, t)$: 修正後の海洋表層における年間フォールアウト推定総量(Bq/m^2)、 $\psi(t)$: Playford et al.¹⁶⁾によって算出されたフォールアウト量推定値を基に定めた修正係数である。

最終的に海洋に与えるフォールアウト量は式(23)により降雨との依存性を考慮しつつ、緯度毎に異なるフォールアウト量の補正を行い、同時に式(24)によってフォールアウト総量の経年変化も考慮した値を設定したこととなる。これを図-6に示す。

(4) 海洋中核種濃度解析モデル

フォールアウトにより海洋中に降り注いだ放射性核種は、海洋中の流れの移流拡散により希釈される。また分散・希釈過程において、核種毎に特有の崩壊が生ずるとともに、核種が海洋中の懸濁物質に吸着し沈殿除去される現象(スキャベンジング)の影響を受ける。放射性核種濃度海洋中の基礎式は、こうした諸現象を考慮して、次式で表す。計算に使用した流速場はデータ同化手法で求められた流速場を使用する。また、表層第1層のみに3

節までで求められたフォールアウト量を与えた場合の濃度計算式を示す。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + L(C) = R(K_H, K_V, C) - \lambda_n C + K_d \rho_s(z) w_s \frac{\partial C}{\partial z} + F^*(\lambda, \phi, t) \quad (25)$$

ここで、左辺第 1 項は濃度の時間変化項であり、左辺第 2 項は移流項を表している。また、右辺第 1 項は拡散項を示し、第 2 項は核種の崩壊を表す核種崩壊項、第 3 項はスキヤベンジング項を示している。また、各変数の定義は以下に示すとおりである。 λ : 緯度、 ϕ : 経度、 z : 鉛直座標、 C : 放射性核種濃度 (Bq/m^3)、 t : 時間 (s)、 K_H : 水平方向拡散係数 ($1.0 \times 10^6 \text{cm}^2/\text{s}$)、 K_V : 鉛直方向拡散係数 ($1.0 \times 10 \text{cm}^2/\text{s}$)、 λ_n : 放射性核種の崩壊定数 (=1/半減期) (1/s)、 K_d : 放射性核種の分配係数 (m^3/g)、 $\rho_s(z)$: 海洋中の懸濁物質の濃度 (g/m^3)、 $w_s (>0)$: 懸濁物質の沈降速度 (m/s)、 $F^*(\lambda, \phi, t)$: 年間フォールアウト推定量 (Bq/m^2) である。ただし、 K_H 、 K_V はデータ同化手法で用いた K_H 、 K_V と同値とし、 $F^*(\lambda, \phi, t)$ は式 (24) で求めた値を混合層厚 20m で割ったものを使用している。

式 (25) の左辺第 2 項の移流項は、球面座標系での流速成分を (u, v, w) とすると次式で与えられる。但し、 a は地球の半径である。

$$L(C) = \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (u C) + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi C) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w C) \quad (26)$$

ただし、 a : 地球半径 (m)、 λ : 緯度、 ϕ : 経度、 z : 鉛直座標を示す。

海洋中核種濃度の計算は、気象研究所による実測値が存在する 1958 年から 1994 年のうち、Cs-137, Sr-90, Pu-239/240 の各年次データの揃っている 1993 年までの 36 年間に計算対象にした。式 (24) によって設定した各年毎の海洋上フォールアウト量を海面境界条件とし、混合層厚 (20m) の層内で濃度一様と仮定して投入することとする。計算の初期条件として、海洋中の核種濃度は計算開始時には対象海域内のすべてのセルで $0(\text{Bq}/\text{m}^3)$ と仮定し、海洋中に存在する核種濃度は表層からのフォールアウトのみにより与えられるものとした。また、海底に到達した核種は、そのまま海底内に逃がすこととする。計算海域・計算メッシュおよび地形データは海洋循環モデルの計算で使用したものと同様である。また、濃度計算に用いる各係数は、既往の文献等¹⁷⁾により表-2 のように設定した。

表-2 設定係数総括表

係数の意味		係数の値
u, v, w : 移流速度 (m/s)		データ同化計算で求められた流速値
K_H : 水平方向拡散係数 (m^2/s)		$1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$
K_V : 鉛直方向拡散係数 (m^2/s)		$1.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
放射性核種の半減期 (=1/ λ_n)	Cs-137	30年
	Sr-90	28.8年
	Pu-239	24100年
	Pu-240	6540年
K_d : 放射性核種の分配係数 (m^3/g)	Cs-137	$2.0 \times 10^{-3} (\text{m}^3/\text{g})$
	Sr-90	$2.0 \times 10^{-4} (\text{m}^3/\text{g})$
	Pu-239, 240	$1.0 \times 10^{-1} (\text{m}^3/\text{g})$
$\rho_s(z)$: 懸濁物質の濃度 (g/m^3)		表層濃度: $\rho_s(0) = 0.25 (\text{g}/\text{m}^3)$ (全海洋一様と仮定) 表層以深の分布 (d: 深さ): $\rho_s(d) = \rho_s(0) \times 10^{-0.0005d}$
W_s : 懸濁物質の沈降速度 (m/s)	大粒径 (50 μm 以上)	構成比 $a_1 = 0.04$, $W_1 = 100 (\text{m}/\text{day})$ $W_s = 1.16 \times 10^{-3} (\text{m}/\text{s})$
	小粒径 (50 μm 以下)	構成比 $a_2 = 0.96$, $W_2 = 100 (\text{m}/\text{year})$ $W_s = 3.17 \times 10^{-6} (\text{m}/\text{s})$
	平均粒径	構成比 $W_s = a_1 \times W_1 + a_2 \times W_2$ $W_s = 4.93 \times 10^{-5} (\text{m}/\text{s})$

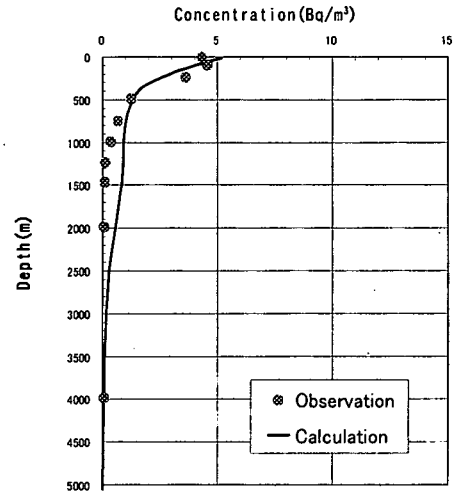


図-7 1986 年における Cs-137 の濃度鉛直分布 (東経 146 度・北緯 30 度)

(5) 濃度解析結果

海洋中核種の濃度計算の検証は計算の終了年 (1990 年) に近い年を選んで検証した。これは計算当初の 1960 年代から 1970 年代前半では観測精度に疑問がある点や、1958 年から計算を始めているので、計算当初では再現性が低いことが予想されるからである。また、HAM データベースのうち太平洋上で連続観測を行っていた同一研究者による観測値を抽出した。これは、観測測器や観測精度によって観測値の差があまり出てしまっは計算

結果と比較する意味が薄れてしまうためである。

図-7 は東経 146 度・北緯 30 度の海域における 1986 年の Cs-137 の濃度鉛直分布である。計算結果と観測値を比較すると、Cs-137 の海洋中の濃度は、計算値の方がやや過大評価となっているが全体の再現性は高いことがわかる。

次に、図-8 は東経 137 度・北緯 32 度の海域における 1979 年の Sr-90 の濃度鉛直分布である。Sr-90 の濃度鉛直分布も観測値に比べやや過大評価となっている。しかし、観測値が水深 2000m 付近で増加に転じているが、計算結果も同様な傾向を再現していることがわかる。

図-9 は西経 177 度・北緯 44 度の海域における 1985 年の Pu-239/240 の濃度鉛直分布である。Pu-239/240 の濃度鉛直分布は水深 1500m 付近までは Cs-137, Sr-90 と同様に観測値に比べやや過大評価となっているものの概形は良好といえる。しかしながら、水深 2000m 以深では再現性が低くなっている。Pu-239/240 は Cs-137, Sr-90 に比べてスキャベンジングの影響を受けやすく濃度の極大値が表層ではなく中層付近にくる傾向がある。これは Pu-239/240 が他の放射性核種に比べ吸着される程度が大きい(200 倍以上)ためである。

本計算では、このスキャベンジングの効果は比較的良好に表現できているものの、その後の急激な濃度現象を表現できていない。これは鉛直方向のメッシュの粗さや、元々 Pu-239/240 は Cs-137, Sr-90 に比べて非常に濃度が薄いため計算で表現することが難しいこと、また、観測データそのものに含まれる誤差も影響していると考えられる。しかしながら、全体的には各海洋中核種の再現計算は良好であることがわかる。このことは、モデル計算による太平洋上の中層流動場に関しても、その再現性が良好であったことを示している。

5. 二酸化炭素の海洋隔離

CO₂ の海洋隔離技術は本質的な CO₂ の削減や処理にはならないものの、気候変動が起こるとか、海面が上昇するとか、温暖化の影響が顕在化したときに即効性のある対策であることには間違いのないであろう。また、実際に CO₂ を隔離した場合、周辺海域への環境影響評価も不可欠となる。図-10 に海洋隔離技術の具体的な例をあげる。CO₂ の海洋隔離には陸上プラントからパイプラインを敷設して所定の深度から CO₂ を放出する方式やパイプラインを低速で航行する船舶から出して CO₂ を連続放流する方式、水深が深く海水の流れや乱れがほとんど無いと考えられる海底に貯留する方式が現在考えられている¹⁸⁾。

そこで本研究では、前章までに算出された流動場を使用して、太平洋上での CO₂ の海洋隔離技術の可能性を CO₂ の挙動予測数値シミュレーションによって検討する。また、今回の解析では発電所

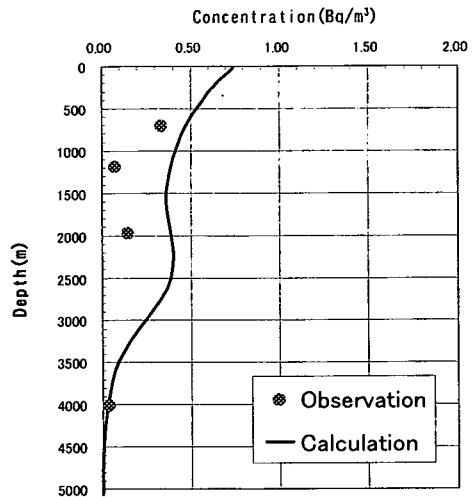


図-8 1979 年における Sr-90 の濃度鉛直分布 (東経 137 度・北緯 32 度)

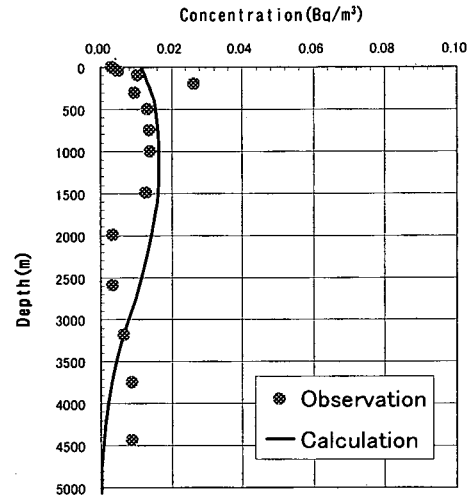


図-9 1985 年における Pu-239/240 の濃度鉛直分布 (西経 177 度・北緯 44 度)

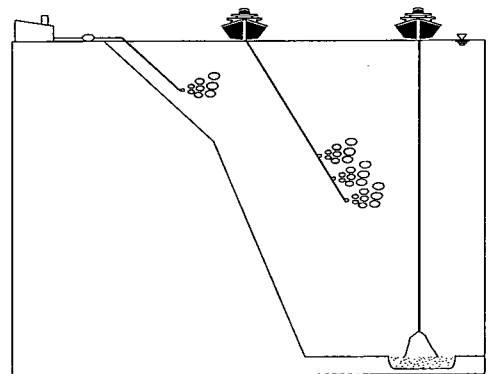


図-10 CO₂ 海洋隔離の技術例

表-3 投入層毎の CO₂ が表層に到達した総量及び海底層に到達した総量の見積もり

投入層	表層へ達したCO ₂ 総量(×10 ⁻³ Gt)	最下層へ達したCO ₂ 総量(×10 ⁻³ Gt)	年間投入量に対する表層到達量比(%)
1層	34.00	0.295	73.91
2層	34.00	0.296	73.91
3層	32.40	0.296	70.43
4層	30.80	0.297	66.96
5層	28.10	0.297	61.09
6層	22.80	0.312	49.57
7層	10.60	0.383	23.04
8層	8.03	0.631	17.46
9層	3.01	1.862	6.54
10層	1.32	2.934	2.87

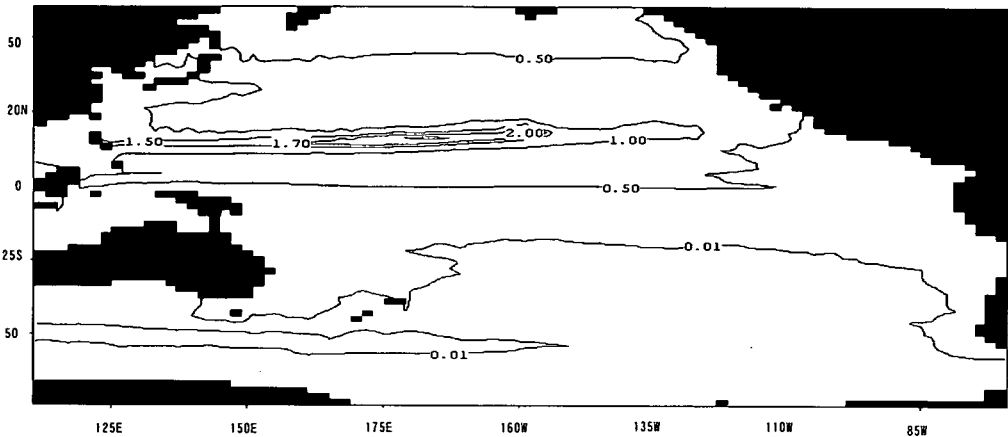


図-11 第7層にCO₂を放出したときの表層(水深10m)でのCO₂濃度分布(μmol/kg)

等から排出されるCO₂を集積しパイプラインを通して固定点から放出する場合を想定し解析を行った。

陸上プラントからパイプラインを敷設して所定の深度からCO₂を放出する方式やパイプラインを低速で航行する船舶から出してCO₂を連続放流する方式、水深が深く海水の流れや乱れがほとんど無いと考えられる海底に貯留する方式が現在考えられている¹⁸⁾。

そこで本研究では、前章までに算出された流動場を使用して、太平洋上でのCO₂の海洋隔離技術の可能性をCO₂の挙動予測数値シミュレーションによって検討する。また、今回の解析では発電所等から排出されるCO₂を集積しパイプラインを通して固定点から放出する場合を想定し解析を行った。

(1) 隔離する二酸化炭素量の設定

国民の省エネに対する意識や地球温暖化に対する関心は次第に高まりつつあるものの、平成13年に環境省が発表した報告書によれば1999年の日本のCO₂排出量は12.25億トン(CO₂換算)である。この値はCOP3で定められた削減目標(1990年を基準年として6パーセントの削減)に対して約0.046Gt(炭素換算)の超過である。この超過分のCO₂を50年間

連続で同一セルに投入し続け海洋隔離した時の挙動を予測する。投入海域は日本・米国・カナダ・ノルウェー・オーストラリアが協力して液化CO₂を海洋隔離する実地実験が計画されていたハワイ・コナ市沖(北緯19度、西経157度)とし、投入層は表層から最下層(第1層～第10層)までとして計算を行った。

(2) 隔離されたCO₂の挙動予測計算

本研究では、パイプラインからの固定点放出を想定して計算を行うわけだが、深層でのCO₂海洋隔離を考える場合、水温と圧力が支配的な水深では隔離されたCO₂と周辺海域の密度差は小さく、CO₂の挙動は周辺海域の流れに大きく依存し、古典的な拡散解析でも十分その挙動把握ができると考えられる¹⁹⁾。また、低温・高圧(10℃以下、4.5MPa以上)で放出されたCO₂と海水との界面にクラスレート・ハイドレート物質が形成され²⁰⁾、周辺海域と混ざりにくくなるということが報告されているが、地上の水温・圧力条件では存在しない物質であるため、その物性に関する定量的なデータは蓄積されつつあるが、海水中の挙動は未解明な部分も多い²¹⁾。そこで、海水中の化学平衡や生物による取り込み、海面でのフラックス交換等を無視し物理的な変化のみ

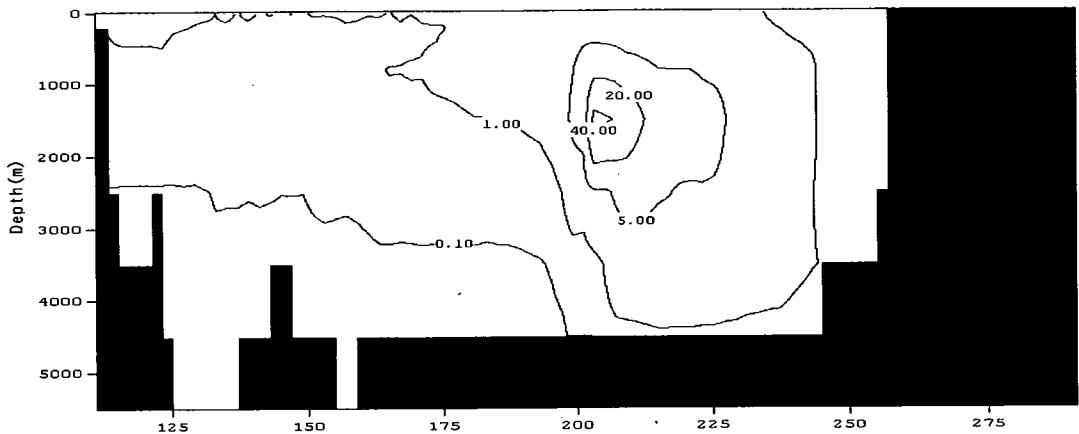


図-12 第7層にCO₂を放出したとき鉛直方向CO₂濃度分布(μmol/kg)

を考慮したモデルを構築した。また、全炭酸濃度分布は表層約1000m付近までは濃度変化は大きい、それより水深が深いところでは濃度は濃いものの、その変化量はわずかである²²⁾。そこで、本研究では初期分布を全海洋で0μmol/kg、CO₂濃度は表層を除いて未飽和でその溶解能力は事実上無限大と考えられている²⁰⁾ため不飽和と仮定するが、海洋隔離による濃度影響を特に深層において相対的に評価できると考えられる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla C = K_H \nabla^2 C + K_V \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \beta(\lambda, \phi, Z) \quad (27)$$

ここで、C：全炭酸濃度(μmol/kg)、t：時間(s)、K_H：水平方向拡散係数(1.0×10⁶cm²/s)、K_V：鉛直方向拡散係数(1.0×10cm²/s)、β(λ, φ, t)：CO₂の年間投入濃度1.26×10²(μmol/kgyr)である。この年間投入濃度はCOP3で定められた削減目標に対する超過分(0.046Gt)から算出した値である。

(3) CO₂の挙動予測計算結果

CO₂の海洋隔離を考える上で一番重要な要素となるのは、放出したCO₂を十分長い期間海水中に閉じ込めることができるか否かである。また、海洋の貴重な生物生態系を考慮すれば特定の海域の濃度が異常に上昇するのは好ましくない。さらに、遊泳能力のない海底付近に棲息する線虫類や有孔虫類などのメイオベントス(1mm以下の小型の底生生物)への影響も考慮すべきであろう²³⁾。

そこで、投入層ごとにCOP3で定められた削減目標を達成するために必要な量1.26×10²(μmol/kgyr)を投入し、計算開始から50年間積分した場合の表層に到達したCO₂総量と海底層に到達したCO₂総量を算出した結果が表-3である。初期濃度を与えていないため、1000m以浅では表層の濃度の方が深層の濃度に対して薄い²²⁾ので拡散の効果が過小に評価される可能性を含むが、本研究の計算より、こ

のような海洋隔離によって少なくとも海洋の表層濃度が最低でもどのくらいの上昇が予想されるかの指標になり得るであろう。また、この表から第1層～第6層までは温度躍層内であるために鉛直方向の対流も大きく、一年間の投入量のおよそ50%以上が表層にまで到達してしまっていることがわかる。投入水深は深ければ深いほど表層にまで達する総量は少なくなるが、その分海底層に到達した総量も大きくなる。

今回の計算の見積もりだと放出水深が8層よりも下の層になると急激に海底層に到達したCO₂総量が増加する結果となった。これらの結果からCO₂海洋隔離には第7層、第8層が有力であることがわかる。しかしながら、経済的な面を考慮すれば第7層が適しているものと考えられる。

図-11に第7層にCO₂を放出したときの表層でのCO₂濃度分布を示す。表層に到達したCO₂は流速の速い北太平洋海流の影響を受け、投入地点よりも西側に移流・拡散してゆく。そして、亜熱帯循環内を広く広がってゆくが、赤道を挟んだ南半球側にはほとんど到達しないことが確認された。図には示さないが、表層第1層で放出した場合もハワイ・コナ市沖の投入地点近傍ではかなり高濃度(178.9μmol/kg)の計算結果が得られたが、南半球側の濃度上昇率はわずかで、1.0μmol/kg未満であった。

また、図-12に第7層にCO₂を放出したときの鉛直方向CO₂濃度分布を示す。第7層で放出されたCO₂は表層側にも海底層側にも偏って広がらないで、放出点近傍では濃度勾配は大きいけど遠方に行くに従って比較的均一に拡散するという結果となっている。

6. 考察および結論

本研究で明らかになった事項を以下に示す。

- (1) 水温と塩分の観測値とモデル計算値を比較しその差をタイムステップ毎に修正するデータ同化

手法を用いて太平洋上の海流場を再現し(図-1)、比較的観測データの存在する表層とほとんど観測値のない中深層とに分けて流動計算の精度検証を行った。表層の流れ場に関しては、既往の循環系(図-2)が再現されていた。また、漂流プイ軌跡から道田が算出した表面海流平均場(図-3)との比較結果から、特に流速成分の大きい東西成分で相関係数 $R=0.74$ という比較的高い相関が得られた。これは、本研究では海面の境界条件を設定する際に SSM/I 衛星観測データを使用して風応力を算定したが、この算定が現実の場を再現できているためだと考えられる。特に表層の流れ場は風による影響を強く受けていることが知られているため、今後 OGCM を運用する上で風応力の設定は重要な要素となることが示唆される。

- (2) 今回の研究では特に中深層での流れ場の妥当性の検証に重きを置いた。中深層の流れは表層の流速とは異なり風応力の影響はさほど受けず海洋内部の水温、塩分によって支配される熱塩循環によって定まることが知られている。本モデルではポテンシャル水温の保存式、塩分の保存式に同化項を付加することにより水温、塩分計算値は観測値に対してあまり大きな差を生じないモデルとなっている。その結果、海洋内部の熱塩循環を効果的に表現できると考えられる。このように求められた流動場を用いて海洋中核種濃度の計算を行い、各人工放射性核種の濃度分布を求めた結果、図-7、図-8、図-9 に示すように観測値と比較して良好であることが確認された。これは、中深層の流動計算結果の精度が良く、移流効果が適当であったことに加え、海洋中核種濃度の計算に特有の核種が海洋中の懸濁物質に吸着し沈殿除去されるスキヤベンジンの効果や核種の崩壊の効果をモデルに反映することができたためだと考えられる。
- (3) このように、既往の文献と計算によって求められた表層流動場との整合性の検証結果や漂流プイ軌跡から得られた表面海流の平均場との比較検証結果、中層での放射性物質の濃度計算結果からデータ同化手法によって得られた太平洋上の流れ場は現実的な流れ場を再現していることが示された。
- (4) 最後に現実的な流れ場であることが証明された流動場を使用して地球温暖化の防止対策の一つと考えられる CO₂ 海洋隔離の可能性の検討を行った。海洋隔離を検討した海域は実際に実証実験が予定されていたハワイ・コナ市沖(北緯 19 度、西経 157 度)である。CO₂ 海洋隔離は大気側の濃度の上昇を抑制することを第一目的とし、さらに本研究では低層に棲息するベントス類への影響も評価した。隔離された CO₂ は流れ場の影響を強く受け、第 7 層に CO₂ を放出した場合、表層まで浮上してきた CO₂ は流速の速い北太平洋海流を含む亜寒帯循環系によって、投入地点

よりも西側に移流・拡散してゆく結果となった。このため、この循環系の外の濃度上昇はわずかで特に南半球側の濃度上昇はほとんど認められなかった。これを図-11 に示す。隔離を行った第 1 層～第 6 層では温度躍層内であるために鉛直方向の対流も大きく、一年間の投入量のおよそ 50%以上が表層にまで到達してしまい海洋隔離には適さないことが分かった。また、投入水深は深ければ深いほど表層にまで達する総量は少なくなるが、その分海底層に到達した総量も大きくなる。そこで、温度躍層以下の第 7 層～第 10 層に放出した際は最下層に達する総量を見積もる(表-3)ことにより海底生物の影響を考慮した。この結果、第 1 層～第 6 層では表層に達する量が多量になり、第 9 層～第 10 層では海底層に達する量が多すぎるため、CO₂ 海洋隔離には第 7 層、第 8 層が有力であることが分かった。

今後、実際に CO₂ の海洋隔離を実施する際には CO₂ の大気側への回帰のみを考えるだけでなく海底に棲む貴重な生物相への影響も考慮した検討が必要であろう。

謝辞：本研究を遂行するにあたり、有益なご助言を頂きました株式会社アーク情報システム・名古屋靖一郎氏に厚く御礼申し上げます。また本研究の成果の一部は「日本大学総長指定の総合研究(第 V 期)・環境と資源の安全保障プロジェクト(代表者：高田邦彦)」によるものである。

参考文献

- 1) Bryan, K. : A numerical method for the study of the circulation of the World Ocean, *J. Comput. Phys.*, Vol.4, pp.347-376, 1969a.
- 2) 羽角博康 : 海洋大循環モデルの現状と課題, 海の研究, Vol.10, No.1, pp.25-39, 2001.
- 3) Sarmiento, J. L. and Bryan, K. : An Ocean Transport Model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, Vol.87, pp.394-408, 1982.
- 4) Helleman, S. and Rosenstein, M. : Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.13, pp.1093-1104, 1983.
- 5) Atlas, R., Hoffman, R., Bloom, S., Jusem, J. and Ardizzone, J. : A Multi-year Global Surface Wind Velocity Data Set Using SSM/I Wind Observations, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol.77, No.5, pp.869-882, 1996.
- 6) Wada, A. and Nagoya, S. : Pacific ocean flow simulation using the data assimilation system, *Flow Modeling and Turbulence Measurements VI*, pp.631-637, 1996.
- 7) Kondo, J. : Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Bound.-Layer Meteor.*, Vol.9, pp.91-112, 1975.
- 8) Garratt, J. R. : Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Monthly Weather Review*, Vol.105, pp.915-929, 1997.
- 9) Dodimead, A. J., Favorite, F. and Hirano, T. : Salmon of the North Pacific Ocean-Part II. Review of Oceanography of the Subarctic Pacific Region, *Int. N. Pac. Fish. Comm.*

- Bull., No.11, pp.195, 1963.1
- 10) Fujio, S, Kadowaki, T. and Imasato, N. : World Ocean Circulation Diagnostically Derived From Hydrographic and Wind Stress Fields 1. The Velocity Field, *J. Geophys. Res.*, Vol.97, pp.11163-11176, 1992a.
 - 11) Fujio, S., Kadowaki, T. and Imasato, N. : World Ocean Circulation Diagnostically Derived From Hydrographic and Wind Stress Fields 2. The Water Movement, *J. Geophys. Res.*, Vol.97, pp.14439-14452, 1992b.
 - 12) 道田豊 : 漂流プイによる亜熱帯反流の観測, *Report of hydrographic researches*, No.33, March 1997.
 - 13) 青山道夫 : <http://www.mri-jma.go.jp/dep/ge/ge.html>, Historical Artificial Radionuclides in the Pacific Ocean and Marginal Seas database, HAM database, Artificial Radionuclide Data-Bases, 1990.
 - 14) 津旨大輔, 丸山康樹, 鈴木浩, 三枝利有 : 海洋大循環モデルを用いた海洋中核種濃度評価手法の開発, 電力中央研究所報告書, U99007, 1996.
 - 15) Monetti, A. : Worldwide Deposition of Strontium-90 through 1990., *USDOE Report EML-579*, pp.56, 1996.
 - 16) Playford, K., Lewis, G. H. J. and Carpenter, R. C. : Radioactive fallout in air and rain, Results to the end of 1990., *AEA Environment and Energy*, Harwell Laboratory, AEA-EE-0362, 1992.
 - 17) IAEA : Definition and recommendations for the convention on the prevention of marine pollution by dumping of wastes and other matter, *IAEA report*, No.78, 1986.
 - 18) 尾崎雅彦 : CO₂ 海洋隔離における希釈放流技術, 月刊海洋, Vol.33, No.11, pp.767-774, 2001.
 - 19) Teng, H., Masutani, S. M. and Kinoshita, C. M. : Dispersion of CO₂ droplets in the deep ocean, *Energy Convers. Mgmt*, Vol.38, pp.S319-S324, 1997.
 - 20) 綾威雄, 山根健次 : CO₂ の海洋処理法, 日本造船学会誌, No.825, pp.199-205, 1998.
 - 21) 岡崎健 : 地球温暖化提言のための CO₂ 海洋貯留の意義, *TED Newsletter*, Vol.5, No.23, pp.2, 1997.
 - 22) 野崎義行 : 地球温暖化と海, 東京大学出版会, pp.144, 1994.
 - 23) 白山義久, ソントン久代 : ベントスに対する CO₂ の影響, 月刊海洋, Vol.33, No.11, pp.791-796, 2001.

(2002. 2. 26 受付)

DEVELOPING THE 3-DIMENSIONAL FLOW MODEL USED IN THE DATA ASSIMILATION SYSTEM AND VERIFICATION OF OCEAN SEQUESTRATION TECHNIQUE OF CARBON DIOXIDE

Kazuyuki HASEGAWA, Akira WADA, Kenji TAKANO and Ryosuke NISHIMURA

The global warming, due to increasing emission of carbon dioxide into the atmosphere by human activities, is one of the most serious problems of our planet. A greater attention has recently been given to the technique of ocean sequestration of CO₂, in which CO₂ is directly introduced into the middle or deeper layers of the ocean and dissolved in seawater. And we developed a flow model of the Pacific Ocean using the data assimilation system, and confirmed a good reproducibility of surface and deeper layer flow fields. Behaviors of CO₂ in the Pacific Ocean were examined by means of a numerical simulation, utilizing the calculated results of the flow fields, it was suggested that CO₂ must be introduced into the layers deeper than 1000m of the Ocean.