
特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) による海洋情報の高度化」

MOVE/MRI.COM への海水密接度同化の導入に向けて —オホーツク海を対象とした予備調査と簡易同化実験—*

碓氷 典久**・今泉 孝男***・辻野 博之**

要 旨

現業用北西太平洋版海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP) への海水密接度同化に向けて、オホーツク海を対象とした海水モデルのシミュレーション実験及び簡易同化実験を行った。現行海水モデルは、オホーツク海の平均的な季節進行をおおむね再現したが、海水域及び密接度を過大評価するなどのバイアスも見られた。海水は主にオホーツク海北西部陸棚域で生成され、海水生産量は先行研究と整合的な値を示した。ナッジングによる簡易同化実験から、時定数 1 日程度が海水同化に必要であることが分かった。また、モデルバイアスに起因してモデル方程式の熱力学項が大きく影響を受けることが分かった。

1. はじめに

現在の気象庁の現業用海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) は気象研究所を中心として開発され、2008 年 3 月より日本近海の海況監視・予測を目的とした、北西太平洋版システム (MOVE/MRI.COM-WNP) の現業運用を開始した (石崎ほか, 2009)。MOVE/MRI.COM-WNP は、従来システムである海洋総合解析システム (COMPASS-K; 杉本ほか, 2003) に比べて、モデル及び同化手法の多くの点において高度化が図

られたが、その 1 つに海水モデルの導入が挙げられる。これにより、オホーツク海等における海水の季節進行を陽に現すことが可能となり、従来システムにおける気候値緩和に比べて、特に高緯度域の海洋環境の再現性向上が期待される。また、海水モデルの導入により、北海道を中心として関心が高いと思われるオホーツク海南部における海水の挙動を、海上風などの大気要素とともに海流や海洋混合層水温などの海洋内部の場と連動して解析することが可能となり、海況情報として

* Toward introduction of assimilation of ice concentration into MOVE/MRI.COM: A model validation and a simple assimilation experiment in the Sea of Okhotsk

** Norihisa Usui, Hiroyuki Tsujino
Oceanographic Research Department, Meteorological Research Institute (気象研究所海洋研究部)

*** Takao Imaizumi
Office of Marine Prediction, Global Environment and Marine Department (地球環境・海洋部海洋気象情報室)

の利用価値の向上が期待される。しかし、現状ではデータ同化は海水モデルに対応しておらず、海水域において海面水温を結氷温度として同化しているのみであり、MOVE/MRI.COM-WNPの海水出力は現実の海水分布を反映しているわけではない。また、海水モデル自体のパフォーマンスについても十分な調査がなされていないのが現状である。そこで、本調査では以下の2点を目的とする。まず、モデルシミュレーション実験を行い、MOVE/MRI.COM-WNPに用いられている海水モデルの基本パフォーマンスを把握する。さらに、今後の海水密度同化の導入に向けて、簡易同化実験を実施し、同化結果の再現性を把握するとともに、今後の海水同化スキーム開発の見通しを明らかにする。

海洋・海水結合モデルを用いた海水データ同化システムは、近年、諸外国においても開発が進められつつある。以下に、海洋・海水結合モデルを用いた海水データ同化に関する最近の研究について簡単にレビューしておく。Zhang *et al.* (2003) 及び Lindsay and Zhang (2006) は、米国ワシントン大学における海水同化システムを開発した。同化に用いている観測データは、海水移動ベクトルと海水密度である。この内、海水移動ベクトルは、最適内挿法により (Zhang *et al.*, 2003)、海水密度は、より単純化した最小分散推定により客観解析を行い (Lindsay and Zhang, 2006)、ナッジングによりモデル場へ同化している。Stark *et al.* (2008) は、英国気象局の海洋データ同化システムに海水同化スキームを導入した。同化手法に最適内挿法を用いて、衛星観測による海水密度及び海水移動ベクトルを同化している。Lisæter *et al.* (2003, 2007) は、ノルウェーのナンセンリモートセンシングセンターの運用する海洋データ同化システムに海水密度同化スキームを導入した。このシステムでは、同化スキームにアンサンブルカルマンフィルタを採用しており、状態変数として海洋モデルの予報変数及び海水密度を用いることにより海洋内部と海水密度を同時に推定を行っている。上述の各システムは、いずれも北極海及びその周辺海域の海水を主なターゲットとしており、現状においてオホーツク海を対象と

した海洋・海水結合モデルを用いた海水データ同化システムは存在していない。

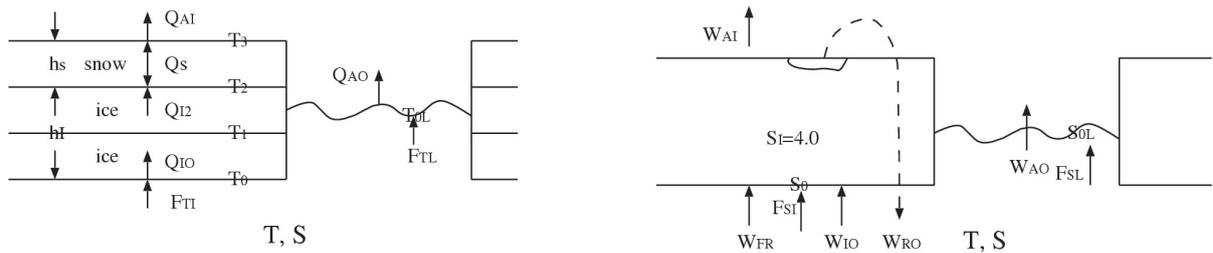
本報告では、本節に続いて第2, 3節でMOVE/MRI.COM-WNPの海水モデルの概要と今回実施した実験設定について述べる。第4節で各実験の結果を述べ、第5節で全体のまとめ及び今後の課題について述べる。

2. 海水モデル

本実験には、MOVE/MRI.COM-WNP (石崎ほか, 2009) に用いられているものと同じ海洋・海水結合モデルを用いた。モデル領域は、117°E-160°W, 15°N-65°Nの北西太平洋で、水平解像度は日本近海で東西0.1°×南北0.1°, 50°N以北で南北1/6°, 160°E以東で東西1/6°である。海洋モデルの詳細については、T sujino *et al.* (2006) 及び石崎ほか (2009) を参照されたい。以下では、辻野 (2005) を基に海水モデルの概要について記す。

MRI.COMの海水モデルは、海水の移動や海水間の内部応力等を扱う力学モデルと海水の生成・融解を扱う熱力学モデルから構成される。力学モデルでは、海水に働くコリオリ力、海水内部応力テンソルの発散 (内部応力項)、大気・海水間及び海洋・海水間に働く応力、及び海面傾斜力から構成される運動方程式を解くことにより海水の移動速度を予報する。この内、内部応力項については、Hunke and Dukowicz (1997) の弾粘塑性体 (EVP: Elastic-Viscous-Plastic) モデルにしたがって解いている。EVPモデルは、従来の粘塑性体 (VP: Viscous-Plastic) モデル (Hibler, 1979) で用いられていた内部応力テンソルと歪み速度の関係を表す構成則 (constitutive law) に、弾性パラメータ (ヤング率) を介して内部応力テンソルの時間変化率と歪み速度とを関係付けた弾性項を加えた式を新たな構成則として採用している。これにより、局所的にかかる大きな内部応力が解放され、VPモデルに比べて計算効率が向上する。

海水の生成・成長、消滅・融解を扱う熱力学モデルは、Mellor and Kantha (1989) の海水モデルを基本としている。本モデルでは、第1図に示すように、海水全体を3層 (下2層が海水の結氷した部分、最上層が雪氷) に分け、各層に対して



第 1 図 海氷モデルで考慮する各フラックス
 左図は熱フラックス，右図は水フラックスに関連した各要素を示す．図は辻野（2005）より引用した．

熱バランスを評価することにより海氷の熱力学過程を表現する．なお，本モデルでは，Mellor and Kantha (1989) の海氷モデルに比べて，海氷・雪氷に熱容量がない，昇華に伴う淡水フラックスを扱っていない，氷晶 (frazil ice) を扱っていない等の簡略化が施されている．

力学モデル及び熱力学モデルで計算された海氷の移動速度及び生成・融解量を元に最終的に氷厚及び海氷密接度分布が決定される．具体的には，氷厚分布については，移流拡散方程式に海氷の生成・融解量を外力項として加えた質量保存式を解いている．海氷密接度についても移流拡散方程式が基本となるが，海氷の生成・融解の密接度への寄与量は経験的パラメータを用いて表現される．なお，拡散項は主に数値計算の安定のために加えたものである．

3. 実験設定

3.1 海氷モデル再現性実験

海氷モデルの再現性を調べるために，モデルシミュレーション実験を行った．実験は，1995 年 1 月から 2002 年 12 月までの 8 年間及び，2005 年 1 月から 6 月までの 2 つの期間において実施した．1995 年～2002 年の実験は，海氷モデルの基本パフォーマンスを見ることを目的とし，2005 年の実験は，この期間に実施した同化実験結果との比較用に行った．いずれの期間も大気外力には，JRA-25/JCDAS (Onogi *et al.*, 2007) の日別値を用いた．また，実験の初期値は，石崎ほか (2009) で作成された海洋再解析値を用いた．

3.2 簡易同化実験

次に，ナッジング法による海氷密接度の簡易同化実験の概要について述べる．この実験の目的は，同化結果の再現性及びナッジングに対する海氷モデルの安定性を確認することである．期間は，2005 年 1 月から 6 月までの 6 か月間とし，全球日別海面水温解析 (MGDSST; 栗原ほか, 2006) に収録されている海氷密接度格子点値 (水平解像度 0.25°) を同化データとして用いた．ナッジングの時定数は，1 日と 5 日の 2 ケース行った．また，大気外力には，JRA-25/JCDAS の日別値を用いた．なお，本実験では，海洋データ (水温・塩分) の同化は行っていない．

以下に，ナッジングの際のモデル予報変数の修正法について述べる．第 2 節で述べたように，本モデルでは，海氷密接度 A の時間発展は，移流拡散方程式に海氷の生成・融解による寄与が外力項として加わった方程式にしたがって解かれる．モデルの支配方程式をモデル演算子 $M(A)$ を用いて

$$\frac{\partial A}{\partial t} = M(A)$$

と表し，ナッジングによるモデル修正量を ΔA とすると，ナッジングの際の海氷密接度の時間発展は以下の式で表わされる．

$$\frac{\partial A}{\partial t} = M(A) + \Delta A \quad (1)$$

ここで，ナッジングによるモデル修正量 ΔA は，観測値 A_{obs} 及びナッジングの時定数 τ_N を用いて

$$\Delta A = (A_{\text{obs}} - A) / \tau_N \quad (2)$$

となる。この際、海氷の体積をどのように扱うかが問題となるが、本実験では、海氷の体積を保存させるようにした。すなわち、海氷の厚さを h_i として、海氷体積 $h_i A$ がナッジングの修正前後で保存するように h_i についても修正を施した。しかし、モデルで海氷が存在していない海域に海氷が観測された場合やその逆の場合は、氷を生成又は融解させる必要があり、体積を保存させることはできない。これら 2 つの場合については以下のように扱った。

(i) $A=0, A_{\text{obs}} > 0$ のとき

この場合、新たに海氷を生成させることになるが、その際の初期の氷厚及び密接度を以下のように設定した。

$$h_i = 0.1\text{m}, \quad A = 10^{-4}, \quad \tilde{\Delta A} = A/\Delta t \quad (3)$$

ここで、 Δt は海氷モデルのタイムステップである。また、海氷の生成に伴う、淡水フラックス W_{10} も以下のように考慮した。

$$W_{10} = \frac{\rho_i}{\rho_0} h_i \tilde{\Delta A} \quad (4)$$

ここで、 ρ_i, ρ_0 は海氷及び海水の密度である。

(ii) $A > 0, A_{\text{obs}} = 0$ のとき

この場合、海氷が観測されていないのであるから、観測値 $h_{\text{obs}} = 0$ も同時に得られたものとみなして、密接度及び氷厚を 0 にナッジする。すなわち、海氷を融解させる。その際の氷厚の修正量 Δh は

$$\Delta h = -h/\tau_N \quad (5)$$

となる。また、融解に伴う淡水フラックス W_{10} 及び熱フラックス Q_{10} は以下のように与えられる。

$$W_{10} = \frac{\rho_i}{\rho_0} \Delta V_i, \quad Q_{10} = \rho_i L_i \Delta V_i \quad (6)$$

ここで、 L_i は融解時に生じる潜熱である。また、融解に伴う単位時間当たりの体積変化量 ΔV_i は

$$\Delta V_i = (h_i + \Delta h_i)(A + \Delta A) - h_i A \quad (7)$$

となる。しかし、モデルバイアス等に起因して式 (7) はときとして大きな値となり、それによる過剰な淡水フラックスによりモデルが不安定となる

場合が見られた。そこで、本実験では、不安定を回避するために、式 (3) の氷厚及び密接度から求まる淡水フラックスの 10 倍の値を上限値として設定した。なお、その際、海氷密接度及び氷厚の修正量については変更を加えていない。

4. 結果

4.1 海氷モデル再現性実験結果

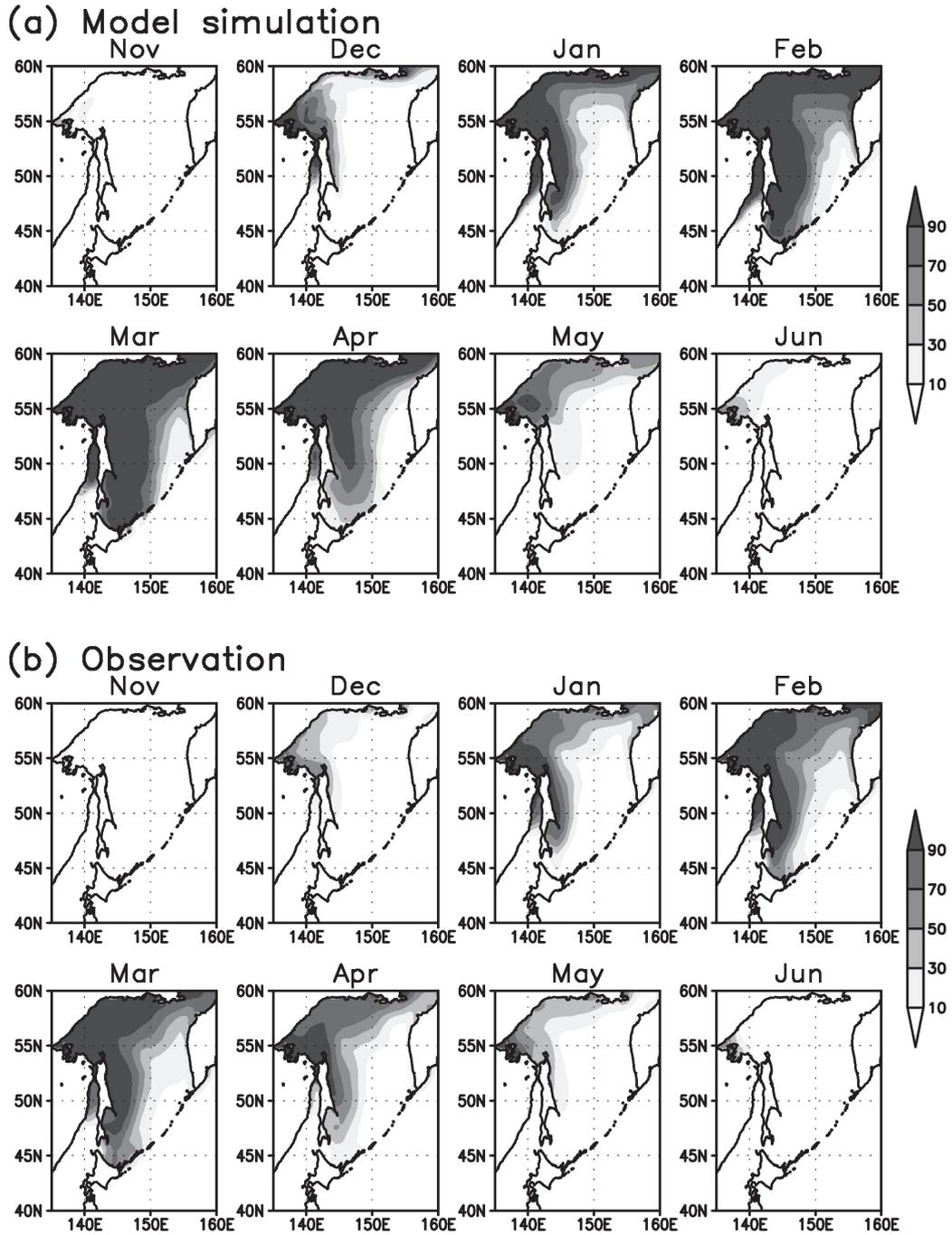
モデルの表現する海氷の平均的な季節進行を見るために、11 月から 6 月までの月別の海氷密接度分布を観測と比較する。第 2 図 a にモデル結果、第 2 図 b に観測 (MGDSST) のいずれも 1995 年から 2002 年における月別の平均分布を示す。特徴的な季節進行としては、11 月から 12 月にかけてオホーツク海北西部で海氷が生成され始め、その後、サハリンの岸沿いを南下し、2 月から 3 月に北海道のオホーツク海沿岸付近に最接近する。その後、徐々に海氷は後退し、6 月にはほぼ消滅する。モデル結果は、定性的には、上述の季節進行を良く表現しているといえるが、定量的には、幾つかのバイアスが見られる。例えば、海氷域及び密接度がともに過大評価されている点、サハリン沖を南下する海水域が観測に比べてより東方まで張り出している点などである。

次に、モデルの表現する海氷密接度分布の変動特性をより詳しく調べるために、モデルの予報方程式に基づいて収支解析を行った。海氷密接度 A の支配方程式は、以下の様に与えられる。

$$h_i \frac{\partial A}{\partial t} = -h_i Adv(A) + Diff(A) + \frac{\rho_0}{\rho_i} [\Phi(1-A)W_{A0} + \Psi AW_{10}] \quad (8)$$

ここで、 $Adv(\)$ 、 $Diff(\)$ は移流項及び拡散項を表す演算子、 W_{A0} は開氷域の結氷に伴う淡水フラックスである。密接度の変動要因としては、右辺第 1 項及び第 2 項の力学 (dynamics) の寄与と右辺第 3 項の熱力学 (thermodynamics) の寄与に大別することができる。なお、右辺第 3 項の Φ 及び Ψ は、結氷及び融解による密接度変化への寄与を調整する経験的パラメータであり、本実験では、 $\Phi = 4.0$ 、 $\Psi = 0.0$ としている。

第 3 図に 2005 年 2 月と 4 月における海氷密接



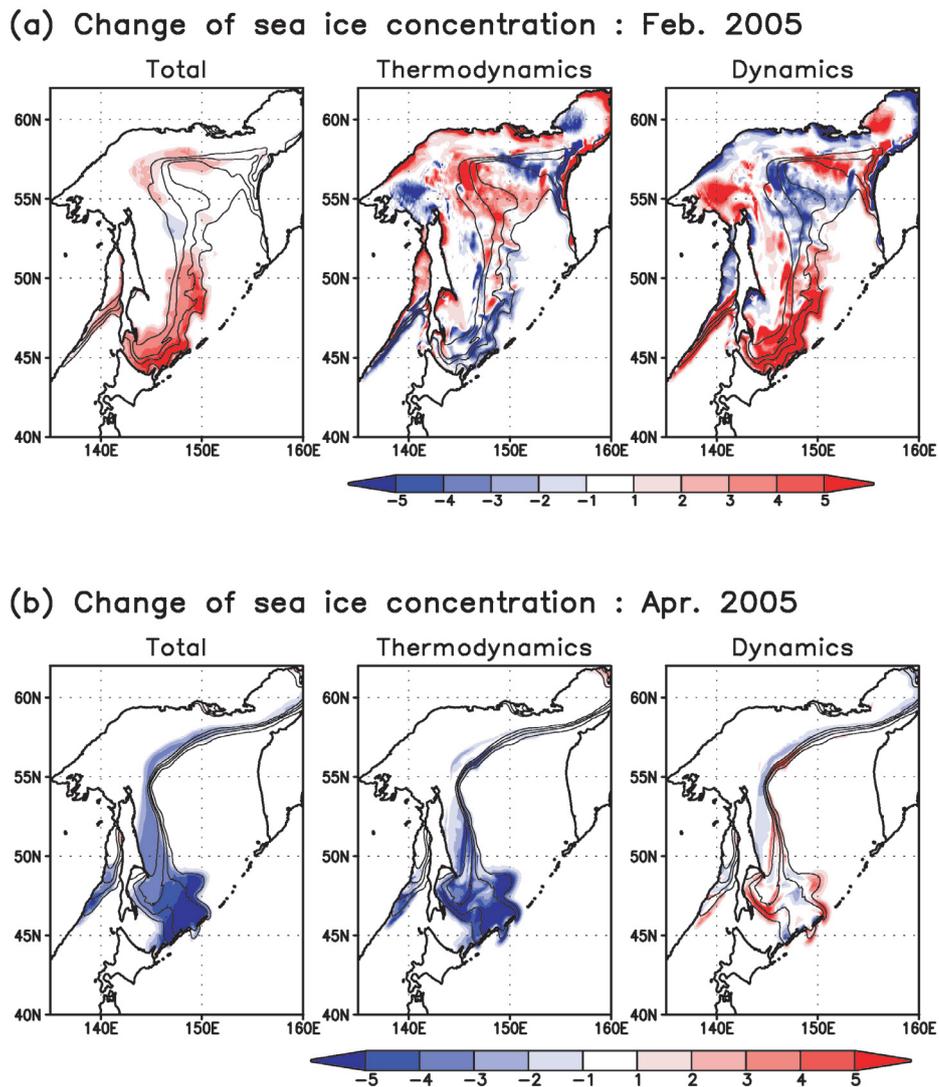
第2図 月別の平均海氷密接度分布 (単位: %)

(a) モデル再現性実験結果 (シミュレーション), (b) 観測 (MGDSST). 1995年から2002年までの平均値を11月から6月まで示す.

度の変化量とその内訳として、熱力学項及び力学項の寄与を示す。海氷の拡大期である2月の密接度変化量は、海氷域南端の氷縁付近で正の値を示しており、海氷域が南下傾向にあることを表している。また、この海氷域の南下は、力学過程（移流）によりもたらされ、熱力学過程（融解）によりその寄与が緩和されている。一方、北緯50度以北のオホーツク海北部に着目すると、密接度の変動特性は、南部と異なることが分かる。オホーツク海北部では、沿岸域及び氷縁域で、熱力学項

は正の値を示し（結氷）、それを打ち消すように力学項は負の値（主に風による移流）を示しており、両者はほぼバランスしている。海氷の衰退期である4月には、オホーツク海南部を中心に熱力学項の寄与（融解）により密接度は減少する。

第3図aで見たように、オホーツク海北部では、密接度の変動は、熱力学の寄与と力学の寄与が打ち消し合う関係にある。一方、氷厚の変動について収支解析すると、海氷の拡大期にはオホーツク海北西部陸棚域における海氷生成に伴う熱力学項

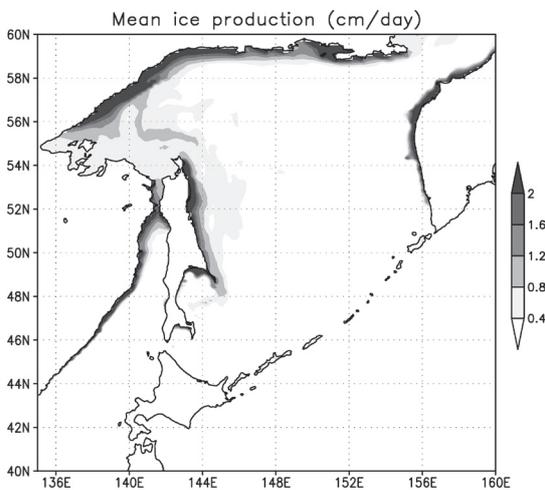


第3図 海氷密接度の変化要因（単位：%/day）

(a) 2005年2月、(b) 2005年4月の海氷密接度の変動要因の内訳を示す。海氷密接度の支配方程式の内、正味の変化率を左図、熱力学項を中図、そして力学項を右図に陰影で示す。また、各月の平均密接度分布を等値線で示す（密接度10%から70%までを20%間隔で表示）。

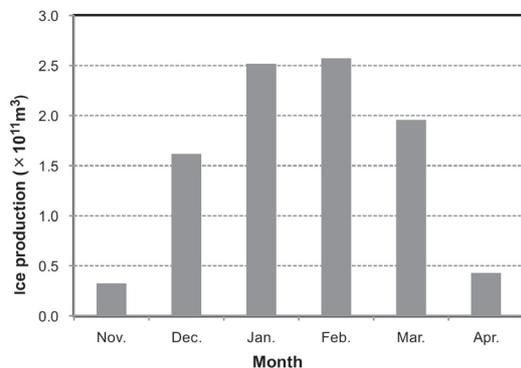
が支配的となる。第4図に、1月から3月までの平均の1日当たりの熱力学項による海水生産率を示す(1995年から2002年までの平均)。ここで、海水生産率は、格子平均氷厚($h_i A$)の熱力学過程(結氷)による増加率として定義した。海水は、オホーツク海北西部陸棚域で盛んに生産されており、この結果は、過去の研究(Martin *et al.*, 1998)とも整合的である。陸棚域で生産された海水は、その後季節風により沖へと輸送され、そのことを反映して力学項は負となる(図略)。その

結果、沿岸域に開水域、いわゆる沿岸ポリニヤが形成されそこで再び海水が生産される。北西部陸棚域では、このプロセスが繰り返され、その結果大量の海水が生産される。オホーツク海全体での11月から3月までの総海水生産量(海水生産率の積分値)を見積もると、約 $9 \times 10^{11} \text{ m}^3$ となり、その大半は沿岸ポリニヤで生産されている。月別の海水生産量は、第5図のようになり、これらの見積りは、海面熱フラックスデータから海水生産量を見積もった Ohshima *et al.* (2003) の結果と整合的である。



第4図 1月から3月における平均の海水生産率(単位: cm/day)

氷厚の支配方程式の熱力学項を1月から3月まで平均。平均期間は1995年から2002年までである。



第5図 オホーツク海における月別の海水生産量
1995年から2002年の期間で算出、11月から4月を示す。

4.2 簡易同化実験結果

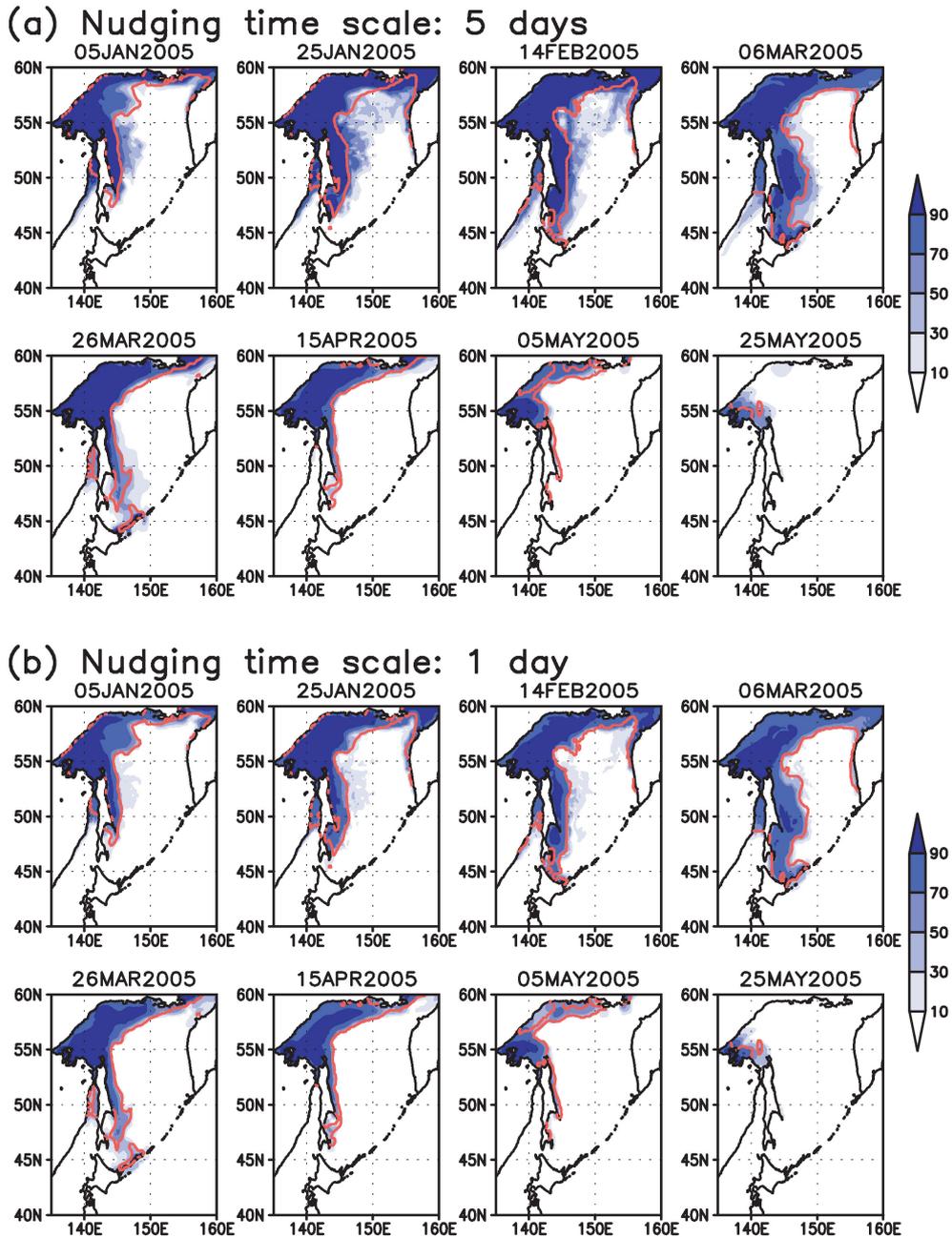
第6図に同化実験結果の日別海水密接度分布を2005年1月から5月まで20日ごとに示す。観測(MGDSST)による海水分布の密接度40%の等値線を氷縁の指標として示している。ナッジングの時定数5日のケース(第6図a)では、1月から2月の海水拡大期にオホーツク海北部で海水分布の形状に観測との違いが見られる。オホーツク海南部及び3月以降の北部においては、おおむね観測の分布が再現されている。一方、時定数1日のケース(第6図b)では、海水拡大期においてもおおむね観測の海水分布が再現されている。

次に、オホーツク海における海水面積及び海水体積の2005年1月から5月までの時系列図を第7図に示す。同化を行っていないモデルフリーの結果は、前節で述べたモデルバイアスに起因して海水面積を過大に表現する傾向があるが、面積の変動は、観測をおおむね再現している。このバイアスは、同化結果にも見られるが、時定数1日のケースでは、ほぼ観測と同程度の面積となる。また、同化結果の特徴として、1月から3月の海水拡大期よりも3月以降の衰退期の方が、観測と良く一致する傾向が見られ、第6図と整合的である。以上のことから、観測と同程度の海水分布を再現するためには、時定数1日程度が必要であるといえる。海水体積は、両時定数の結果ともモデルフリーの結果とほぼ同様の値を示している。これは、第3.2節で述べたように、同化の際に、海水の体積を保存させたためである。ただし、時定数1日のケースでは、5日に比べて若干過大評価となっ

ているが、その要因については、後述する。

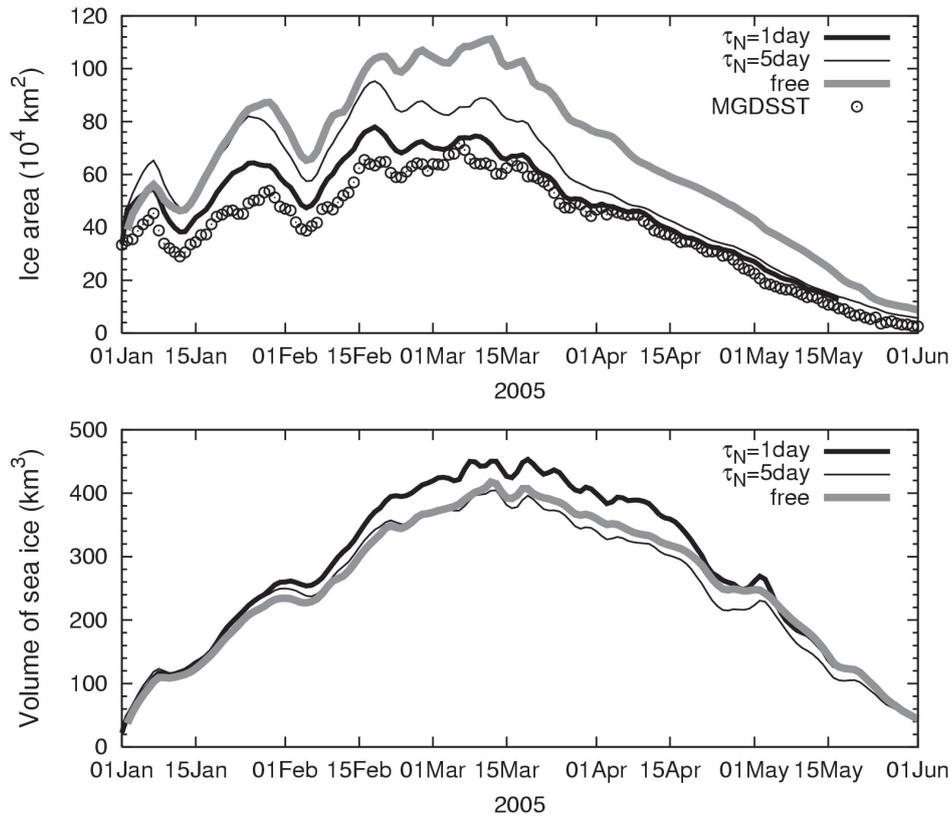
最後に、前節と同様にして、ナッジングの際の海水密接度の支配方程式のタームバランスを評価する。ナッジングの際の海水密接度は、式(8)に式(2)の同化修正項 ΔA を加えた次式に従う。

$$h_l \frac{\partial A}{\partial t} = -h_l Adv(A) + Diff(A) + \frac{\rho_0}{\rho_l} [\Phi(1-A)W_{AO} + \Psi AW_{IO}] + \Delta A \quad (9)$$



第6図 同化実験による日別海水密接度分布の時間発展(単位:%)

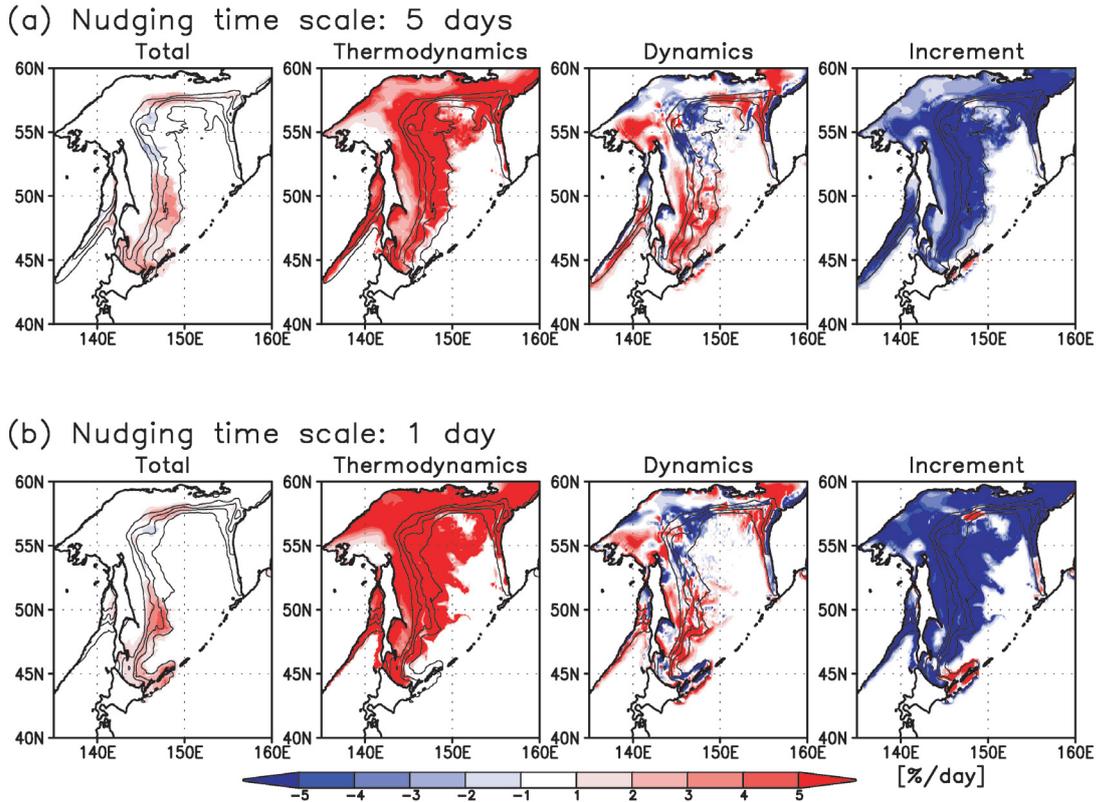
(a) 時定数5日, (b) 時定数1日. 同化実験結果(青の陰影)と観測(MGDSST)の密接度40%の等値線(赤線)を示す. 2005年1月から5月まで20日ごとに示す.



第 7 図 オホーツク海における海氷面積（上図）と海氷体積（下図）の時系列
 （上図）海氷面積をモデルシミュレーション，同化実験 2 ケース及び観測（MGDSSST）で比較。
 （下図）海氷体積をモデルシミュレーション及び同化実験 2 ケースで比較。いずれも 2005 年 1 月から 5 月までの時系列を示す。

第 8 図に時定数 5 日及び 1 日の各ケースに対する 2005 年 2 月の各項の分布を示す。両ケースとも正味の密接度変化量と力学項は、モデルフリーの結果（第 3 図 a）と同様の特徴を示しているが、熱力学項は全域で正の値を示しており、支配方程式のタームバランスはフリーの場合と大きく異なる。また、同化修正項は、第 4.1 節で述べたモデルバイアスを反映して、ほぼ全域で負の値となる。このように、熱力学項と同化修正項は、打ち消し合う関係にある。すなわち、同化の修正に対して熱力学項が応答している。具体的には、モデルが海氷域及び密接度を過大評価する傾向を反映して、同化修正項は負の値となる。すなわち、

同化により密接度は減少し、その結果、開氷域が増大する。しかし、モデル内では、現実よりも高密度の状態状態で熱のバランスが成り立っていたため、熱力学過程により更に海氷を生成してモデル内のバランスを保とうとする。このようにして、同化修正項に対して熱力学項が応答しているようである。第 7 図 b で、時定数 1 日のケースが時定数 5 日のケースに比べて海氷体積を過大評価したのは、熱力学項がより強く応答したためと考えられる。したがって、今後の改良点として、モデルの熱力学バランスを考慮した同化修正量の見積りが必要であるといえる。



第 8 図 ナッジング時における海氷密度の変化要因 (%/day)

(a) 時定数 5 日, (b) 時定数 1 日. いずれも 2005 年 2 月の分布を示す. 海氷密度の支配方程式の内, 正味の変化率 (total), 熱力学項 (thermodynamics), 力学項 (dynamics), 及び同化修正項 (increment) を陰影で示す. また, 平均密度分布を等値線で示す (密度度 10% から 70% までを 20% 間隔で表示).

5. まとめと今後の課題

MOVE/MRI.COM の海氷モデルの基本パフォーマンスを調べる目的の再現性実験, 及び海氷密度同化に向けた簡易同化実験を行った. 海氷モデル再現性実験において, オホーツク海における平均的な海氷の季節進行はおおむね再現されていることが確認された. しかし, 定量的には, 海氷域及び密度度が過大評価されている点やサハリン沖を南下する海氷域が観測に比べてより東方まで張り出している点などのバイアスが見られた. 収支解析により海氷密度の変動を詳しく調べると, 海氷拡大期には, オホーツク海北部では, 熱力学項 (結氷) と力学項 (移流) がほぼバランスしているのに対し, 南部では力学項 (移流) が支配的

であった. また, 海氷衰退期には, 熱力学項 (融解) が支配的となり, 海氷は後退していく. 一方, 海氷の体積についても同様に調べると, 主に北西部陸棚域に形成される沿岸ポリニヤにより生成され, 総生産量及びその季節変化は, 先行研究の結果と整合的であった.

次に, ナッジング法を用いた簡易同化実験として時定数 5 日と 1 日の 2 ケースの実験を行った. 同化結果は, 海氷拡大期に熱力学項の卓越するオホーツク海北部において, 誤差が拡大しやすく, 観測と同様の分布を再現するためには, 時定数 1 日程度が必要であることが分かった. また, ナッジング時のモデル方程式のバランスを調べると, 正味の密度度変化量及び移流項は, モデル再現性

実験のときと同様の傾向を示したが、熱力学項が同化修正項の影響を強く受けていることが分かった。

以上を踏まえて、今後の課題点を幾つか述べてみたい。今回のナッジングを用いた簡易実験では、モデルバイアス（海水域及び密接度の過大評価）に起因して、熱力学項を中心にモデル方程式のタームバランスが大きく崩れていた。このような場合、モデルバイアスは表現誤差と考えると、観測に過度に近づけない方が賢明であると思われる。そのためには、最適内挿法や3次元変分法などの客観解析を用いて、背景誤差と観測誤差のチューニングにより同化修正量を調節することが適当と考えられ、今後の開発課題であるといえる。また、モデルバイアスそのものの低減も今後の課題といえる。辻野（2010）では、移流スキームを高度化することにより北海道オホーツク沿岸部へ接近する海氷の氷縁部の再現性が向上すると報告しており、今回見られたバイアスの低減に資すると期待される。さらに、海水同化のみでなく海洋データ同化も併用することにより、海洋内部の再現性が向上し、バイアスの低減につながるものと期待される。最後に、データ同化研究の対象として海氷同化を見た場合、密接度の支配方程式に表れるような経験的パラメータを例えばアンサンブルカルマンフィルタなどの同化手法を用いて最適化することも興味深いテーマである。そのことにより、同化結果の再現性向上のみならず、海水モデルの再現性向上にも資する結果が期待される。今後、上述のような課題に取り組むことにより、MOVE/MRI.COM-WNPへ海氷密接度同化を導入し、海洋・海氷場の再現性向上を図っていきたい。

謝辞

本研究は、気象研究所融合型経常研究「全球及び日本近海を対象とした海洋データ同化システムの開発」及び日本学術振興会二国間交流事業共同研究・セミナー「凸解析を用いた東アジア縁辺海での観測データとモデルの最適統合システムの研究開発」の成果の一部である。

参 考 文 献

- Hibler, W. D., III (1979) : A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815-846.
- Hunke, E. C., and J. K. Dukowicz (1997) : An Elastic-Viscous-Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **94**, 1849-1867.
- 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.
- Lindsay, R. W., and J. Zhang (2006) : Assimilation of Ice Concentration in an Ice-Ocean Model. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 742-749.
- Lisæter, K. A., J. Rosanova, and G. Evensen (2003) : Assimilation of ice concentration in a coupled ice-ocean model, using the Ensemble Kalman filter. *Ocean Dyn.*, **53**, 368-388.
- Lisæter, K. A., G. Evensen, and S. Laxon (2007) : Assimilating synthetic CryoSat sea ice thickness in a coupled ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **112** (C07023), doi:10.1029/2006JC003786.
- Martin, S., T. Drucker, and K. Yamashita (1998) : The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27,771-27,782.
- Mellor, G. L., and L. Kantha (1989) : An Ice-Ocean Coupled Model. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10,937-10,954.
- Ohshima, K. I., T. Watanabe, S. Nihashi (2003) : Surface Heat Budget of the Sea of Okhotsk during 1987-2001 and the Role of Sea Ice on it. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 653-677.
- 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.
- Stark J. D., J. Ridley, M. Martin, and A. Hines (2008) : Sea ice concentration and motion assimilation in a sea ice-ocean model, *J. Geophys. Res.*, **113** (C05S91), doi:10.1029/2007JC004224.

- 杉本悟史・蒲地政文・吉田久美・村上潔・川江訓・三浦雄美利・谷政信・吉岡典哉・湊信也・宮城直文・瀬河孝博・岡野克彦 (2003) : 海洋総合解析システムの検証. 測候時報, 72, 特別号, S71-S105.
- 辻野博之 (2005) : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説: 第 10 章「海水」. 気象研究所技術報告, 47, 111-126.
- 辻野博之 (2010) : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 最新版 (バージョン 3) と実施中の実験の紹介. 測候時報, 77, 特別号, S1-S10.
- Tsujino, H., N. Usui, and H. Nakano (2006) : Dynamics of Kuroshio path variations in a high-resolution GCM. *J. Geophys. Res.*, 111 (C11001) , doi:10.1029/2005JC003118.
- Zhang, J., D. R. Thomas, D. A. Rothrock, R. W. Lindsay, and Y. Yu (2003) : Assimilation of ice motion observations and comparisons with submarine thickness data, *J. Geophys. Res.*, 108 (C6) , 3170, doi:10.1029/2001JC001041.