

特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) の業務への活用について」

MOVE/MRI.COM-WNP データを利用した数値海氷モデルによる 海氷分布予測の精度検証*

近澤 昌寿**

要 旨

気象庁で現業運用している数値海氷モデルに、外力として与える海洋データとして北西太平洋海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP) 再解析値の海面水温、海流及び混合層厚を用いた場合、海氷分布の予測精度にどの程度影響があるか検証した。2003～2007年の1～4月で実験したところ、海面水温と混合層厚は4月の精度向上につながったが、1月は成績が低下した。海流は4月の成績が向上したが、1～3月は精度が低下した。成績低下の原因を調べるため、予測結果の検討やパラメータ調整をして再実験を行ったところ、成績低下は主に数値海氷モデルの熱力学過程によって引き起こされている可能性が示唆された。また、パラメータを調整することで、成績向上の可能性もあることも明らかになった。

1. はじめに

気象庁では、北海道オホーツク海沿岸域における海氷予報の支援資料として、1990年よりオホーツク海南部域を対象とした7日先までの海氷分布予測を行っている。気象庁の数値海氷モデル(以下、海氷モデル)は外力として、大気データ及び海洋データを使用している(第1表)。海洋データのうち、海流と混合層厚はパラメータとして定数が与えられている。具体的には、海流は海上保安庁や米国海軍のデータから作成した固定値であり(岩尾, 1998)、混合層厚は豊田・佐藤(1993)による1992年の感度実験により決められている。しかし、例えば海流については、東樺太海流が

季節変動することなどが指摘されており(大島, 2003)、海洋データに固定値を使用していることが海氷予測の精度低下の一因となっていると考えられている(金子, 2007)。現業的には、海洋総合解析システム(以下、COMPASS-K)で海流や混合層厚を得られるが、オホーツク海の北半分は領域外であるため、海流は東樺太海流が南から北へ流れるなどオホーツク海での再現性は乏しい。また、モデルの鉛直格子点が200m以浅で5つしかなく、求められる混合層厚は精度的に不十分である。このため、COMPASS-Kの海流及び混合層厚は、海氷モデルでは利用していない。

2008年3月から現業運用を開始した北西太平

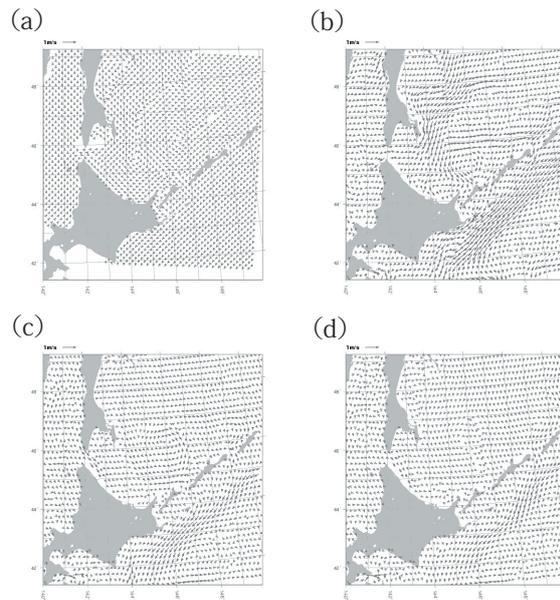
* Verification of sea ice distribution prediction by applying MOVE/MRI.COM-WNP data to the JMA numerical sea ice model

** Masatoshi Chikasawa

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

洋海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP, 以下 MOVE) では, オホーツク海全域が計算領域となり, 東樺太海流の季節変化を含めて海流の再現性が向上した (第 1 図). モデルの鉛直格子点も 200m 以浅で 16 に増え, 混合層厚を精度よく算出することが可能となった. また, MOVE の日本周辺域の空間解像度は 0.1° であり, 現在海水モデルで使用している気象庁全球日別海面水温解析値 (MGDSST) に比べて高解像度となった.

本調査では海洋データとして MOVE 再解析値の海面水温 (以下, SST), 海流及び混合層厚を海水モデルに利用した場合, それらが海氷分布の予測精度にどの程度影響を与えるかを調べ, その原因を考察した.



第 1 図 現業の海流 (a: 固定値) と本調査で用いた MOVE/MRI.COM-WNP の 0.5m 日海流 (b: 2003 年 2 月 1 日, c: 2003 年 3 月 1 日, d: 2003 年 4 月 1 日) 流速の縮尺を各図左上に示す.

第 1 表 気象庁現業数値海氷モデルの概要

海氷の取扱い	two-category thickness
運動方程式	Hibler(1979)
内部応力	continuum model 佐藤(1987)
熱力学方程式	zero-layer thermodynamics Parkinson and Washington(1979)
解像度	12.5km × 12.5km
タイムステップ	6 時間
予報時間	216 時間
対象領域	41-49° N, 141-149° E
大気データ	GSM 予想値
解像度	60km × 60km
タイムステップ	3 時間
要素	海面気圧, 気温 (地上 2m), 露点 (地上 2m), 風向・風速 (地上 10m), 下向き短波・長波放射, 降水量
海洋データ	
SST	MGDSST($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)
海面海流	固定値 (地衡流を仮定)
混合層	固定値
海水データ	
初期海氷分布	気象庁海氷解析速報図
モデル境界	境界北端のみ初期分布の海氷が毎ステップ流入すると仮定

2. 数値海氷モデル

気象庁の海氷モデルについての解説は, 岩尾 (1998) や The Maritime Meteorological Division (1993) によりなされているが, 現在の海氷モデルでは海洋部分において若干変更されているため, ここではその変更点について紹介する.

2.1 力学過程

海氷モデルはまず力学過程の計算を行う. Hibler (1979) によれば, 海氷の運動方程式は式 (1) で与えられる.

$$\rho_i H_i \frac{\partial \mathbf{V}_i}{\partial t} = \boldsymbol{\tau}_a + \boldsymbol{\tau}_w + \mathbf{C} + \mathbf{G} + \mathbf{F}_i \quad (1)$$

ここで, 式 (1) 左辺は加速度項で, ρ_i は海氷の密度, H_i は海氷厚, そして \mathbf{V}_i は海氷の移動ベクトルである. 右辺の各項はそれぞれ, $\boldsymbol{\tau}_a$ は海氷上面に働く風の剪断応力, $\boldsymbol{\tau}_w$ は海氷下面に働く海流の剪断応力, \mathbf{C} はコリオリの力, \mathbf{G} は海面傾度力, \mathbf{F}_i は海氷の内部応力である. 篠原 (1989) によると, 加速度項は 1 日以上現象については $\boldsymbol{\tau}_a$ や $\boldsymbol{\tau}_w$ に比べてオーダーが 2 桁小さくなると

考えられることから、無視することができる。また、岩尾 (1998) では、運動方程式に海面傾度力 \mathbf{G} を考慮した式となっているが、海面傾度力は τ_a や τ_w に比べてオーダーが 1 桁小さく、また、面的に均一な海面高度を知ることは困難であるため、この項も 0 としている。これらの仮定を基に式 (1) を書き換えたものが式 (2) である。

$$\tau_a + \tau_w + \mathbf{C} + \mathbf{F}_i = 0 \quad (2)$$

現海氷モデルでは、風及び海流の応力とコリオリの力、そして海氷の内部応力の 4 つの項によって成り立っている。ここで、 τ_w は式 (3) のように表せる。

$$\tau_w = \rho_w C d_w |\mathbf{V}_{wg} - \mathbf{V}_i| \left\{ (\mathbf{V}_{wg} - \mathbf{V}_i) \cos \theta + \mathbf{k} \times (\mathbf{V}_{wg} - \mathbf{V}_i) \sin \theta \right\} \quad (3)$$

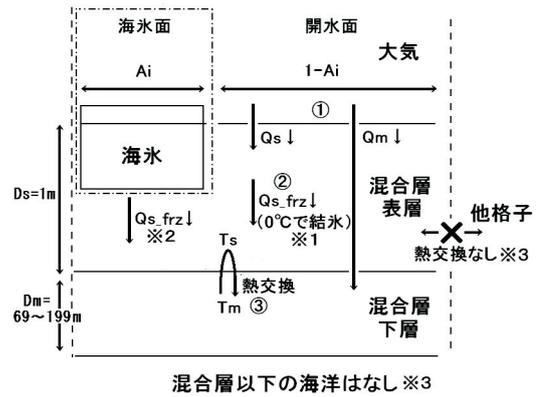
ρ_w は海水の密度、 $C d_w$ は海氷下面の海流に対する抵抗係数、 \mathbf{V}_{wg} は地衡流を仮定した海流ベクトル、 \mathbf{V}_i は海氷の移動ベクトル、 θ は回転角と呼ばれる角度で、地衡流-海氷移動ベクトル間の相対速度と τ_w がなす角度である (Leppäranta, 2005)。また、 \mathbf{k} は鉛直上向きの単位ベクトルである。岩尾 (1998) では回転角を考慮しない式が紹介されているが、現業で用いている海流(第1図a)は地衡流としているので、実際には海水の応力の算出には式 (3) が用いられている。なお、 θ には 25° が、 $C d_w$ には 5.5×10^3 がそれぞれ与えられている。

式 (2) が成り立つように求めた \mathbf{V}_i にしたがって海水を移動させ、力学過程による海水分布が決まる。

2.2 熱力学過程

力学過程により他格子へ運ばれた海氷は、次に熱力学過程の計算がなされる。熱力学過程は「海水面」(海氷に覆われている海域、第2図左上一点鎖線内。以下、この海域の熱力学過程を海水面過程とする)と「開水面」(海氷がない海域、第2図左上一点鎖線外。以下、この海域の熱力学過程を開水面過程とする)の二つがあり、それぞれが独立で計算される。

式 (4) は海水面過程の熱力学方程式で、大気-海氷間の熱のやり取りを表している。



第2図 現海氷モデル1格子内の海洋構造と構造内の熱のやり取り

図中左上の一転鎖線内は、海水面における熱力学過程。それ以外は、開水面における熱力学過程。 A_i : 海氷密接度、 $Q_s \downarrow$: 大気から混合層表層に入る下向き熱フラックス、 $Q_m \downarrow$: 大気から混合層下層に入る下向き熱フラックス、 $Q_{s_frz} \downarrow$: 混合層表層がモデルの1タイムステップの時間 Δt で結氷するのに必要な熱フラックス、 T_s : 混合層表層の海水温、 T_m : 混合層下層の海水温、 D_s : 混合層表層の厚さ、 D_m : 混合層下層の厚さ。① 大気から海洋へ下向き熱フラックス $Q_{ow} \downarrow$ は混合層表層と混合層下層に分配される ($Q_{ow} \downarrow = Q_s \downarrow + Q_m \downarrow$)。② 混合層表層は $Q_s \downarrow - Q_{s_frz} \downarrow$ が負になると結氷が始まる。③ 相変化終了後の混合層表層は瞬時に混合層下層と熱交換が起こり、混合層は一定温度になる。※1 現海氷モデルでは、開水面の熱力学過程における海氷の結氷温度を 0°C としている。※2 開水面の熱力学過程で海水面の熱力学過程の海氷-海洋間の熱のやり取りについても計算している。※3 各格子は独立しており、格子間及び混合層以下の海洋との熱のやり取りはないとしている。

$$(1 - A_i) R_s \downarrow + R_a \downarrow + SH(T_i) \downarrow + LH(T_i) \downarrow - FL(T_i) \downarrow - R_i(T_i) \uparrow = 0 \quad (4)$$

A_i は海氷のアルベドで季節を通じて 0.6 としている。 $R_s \downarrow$ は下向き短波放射フラックス、 $R_a \downarrow$ は下向き長波放射フラックス、 $SH(T_i) \downarrow$ は大気から海氷への顕熱フラックス、 $LH(T_i) \downarrow$ は大気からの海氷への潜熱フラックス (常に負)、 $FL(T_i) \downarrow$ は海氷内の鉛直下向き熱フラックス、 $R_i(T_i) \uparrow$ は海氷からの上向き長波放射フラックスである。 T_i は海氷上面の温度であり、式 (4) を解くことにより求められる。海氷下面は常に -1.8°C が与えら

れており、 $FL(T_i)\downarrow$ は海水上面と下面の温度差により算出される。なお、海洋から海氷への熱量の見積りが難しいことから、海氷-海洋間の熱のやり取りは式 (4) では表現されておらず、開水面過程において計算されている（詳細は第 5 節参照）。式 (5) は海水面過程における海氷の成長率である。ここで、 A_i は海氷密接度、 L_{melt} は海氷の融解熱である。

$$F_i = \min\left[0, \frac{A_i\{FL(T_i)\downarrow - FL(T_i=0^\circ C)\downarrow\}}{L_{melt}}\right] + \max\left[0, -\frac{A_i FL(T_i)\downarrow}{L_{melt}}\right] \quad (5)$$

式 (5) の右辺第 1 項は海水上面における融解に関する項である。式 (4) で求めた T_i が氷の融解温度 $0^\circ C$ よりも大きいときに第 1 項は負となる。融解温度を $0^\circ C$ としているのは、大気に面している海氷はブラインの排出が終わり、塩分がないと仮定しているためである。右辺第 2 項は海水下面における海氷の成長に関する項で、 T_i が海水の結氷温度 $-1.8^\circ C$ よりも小さいときに正となる。 F_i が正（負）のとき、海水面過程の海氷は成長（融解）する。

式 (6) は開水面過程における熱力学方程式で、大気-海洋間の熱のやり取りを表す。

$$Q_{aw}\downarrow = (1-A_i)\{R_s\downarrow + R_a\downarrow + SH(T_s)\downarrow + LH(T_s)\downarrow - R_w(T_s)\uparrow\} \quad (6)$$

$Q_{aw}\downarrow$ は大気から海洋への下向き熱フラックス、 $1-A_i$ は格子内の海洋の割合、 A_{lw} は海洋のアルベドで季節を通じて 0.1 である。 $SH(T_s)\downarrow$ は大気から海面への顕熱フラックス、 $LH(T_s)\downarrow$ は大気からの海面への潜熱フラックス（常に負）、 $R_w(T_s)\uparrow$ は海洋からの上向き長波放射フラックスである。なお T_s は混合層表層の海水温である。以下は、開水面過程における海洋内部の説明である。

現海氷モデルの海洋は、海水の相変化が起こる「混合層表層」と貯熱に係わる「混合層下層」の 2 層構造で考えている。混合層表層と混合層下層を足し合わせたものが混合層となる。豊田・佐藤 (1993) は、感度実験の結果から混合層表層の厚さは海域に係わらず 1m、混合層の厚さは海域により 70 ~ 200m に設定した。大気から海洋へ与えられた下向きの熱フラックス $Q_{aw}\downarrow$ は、式 (7) と式 (8) に表されるように混合層表層と混合層下層に分配される（第 2 図①）。

$$Q_s\downarrow = r_t Q_{aw}\downarrow \quad (7)$$

$$Q_m\downarrow = (1-r_t) Q_{aw}\downarrow \quad (8)$$

$Q_s\downarrow$ は混合層表層に流入する下向きの熱フラックス、 $Q_m\downarrow$ は混合層下層に流入する下向きの熱フラックスで、 r_t は混合層表層-混合層下層間の分配率である。現海氷モデルでは、 $Q_{aw}\downarrow$ が正（負）のとき、 $r_t = 0.4(1.0)$ としている。すなわち、海洋加熱時には熱が大気から混合層表層と混合層下層へそれぞれ流入し、海洋冷却時には熱が混合層表層から大気へ流出することを表している。ここで、混合層表層がモデルの 1 タイムステップの時間 Δt で結氷温度に達するのに必要な熱フラックス $Q_{s_fz}\downarrow$ は式 (9) で表される（第 2 図②）。

$$Q_{s_fz}\downarrow = \frac{D_s C_w (T_{fz} - T_s)}{\Delta t} \quad (9)$$

D_s は混合層表層の深さ、 C_w は海水の定積比熱、 T_{fz} は海氷の結氷温度、 T_s は混合層表層の海水温、そして、 Δt はモデルの 1 タイムステップの時間である。ここで、現海氷モデルでは開水面過程の T_{fz} として $0^\circ C$ が与えられている（第 2 図※ 1）。海氷の成長率 F_w は式 (10) で与えられる。

$$F_w = -\frac{(1-A_i)Q_s\downarrow - Q_{s_fz}\downarrow}{L_{melt}} \quad (10)$$

F_w が正（負）のとき、海氷は成長（融解）する。

なお、相変化終了後の混合層表層は瞬時に混合層下層と熱交換が行われるとしている（第 2 図③）。また、岩尾 (1998) では触れられていないが、現海氷モデルでは熱力学過程は力学過程の補助的な役割であり、熱力学過程のみによる海氷生成は起こらないとしている。

3. 実験の概要

実験用のデータがそろった 2003 年 1 月 31 日以降 2007 年 4 月 30 日までの 1 月 ~ 4 月までを対象期間として第 2 表のような条件で実験を行い、海氷あり/なしの予測精度を検証した。海洋データとして、MOVE 再解析の日データの水深 0.5m での海水温と海流、及び半旬データの海水温から求めた混合層厚を使用した。なお、最上層 (0.5m) の海水温からの差が $0.5^\circ C$ までの深さを混合層とし

て決めた。オホーツク海南部域における MOVE の解像度は緯・経度方向ともに 0.1° なので、使用の際には、海水モデルの格子間隔 12.5km (約 0.125°) に合うように 4 点重み付平均を取ることによって内挿を行った。ここで、海水モデルの特性から SST と混合層厚は初期値として (SST は以降海水モデル内で予測、混合層厚は以降一定値)、海流は外力として 1 日 (4 ステップ) ごとに取り込んだ。海水分布の初期値には半旬解析図を使用した。半旬解析図は海水域面積の統計値などを求める際の基礎資料となっている図で、半旬日 (各月の 5 日, 10 日, 15 日, 20 日, 25 日及び月末) の海水解析図に前後 2 日の海水解析図を合成して作られる。大気データは、現業と同じ GSM の予想値を用いた。

実験は、海洋からの外力として現業と同じものを用いた CNTL のほか、MOVE の SST を用いた MVSST、海流を用いた CRRNT、及び混合層厚を使用した MXLYR の 4 つである (第 3 表上段)。ここで、今回用いた MOVE の海流は海面流速なので、海水モデルにおいて回転角を考慮する必要がない。そこで、MOVE の海流を使用する場合には、式 (3) で $\theta=0$ とし、地衡流を海面流速に置き換えた式 (11) を用いた。ここで、 \mathbf{V}_w は海面流の海流ベクトルである。

$$\boldsymbol{\tau}_w = \rho_w C_d |\mathbf{V}_w - \mathbf{V}_i| (\mathbf{V}_w - \mathbf{V}_i) \quad (11)$$

海水モデルの精度評価方法にはスレットスコアを用いた。スレットスコアは式 (12) のように事象なしを排除した精度評価方法で、計算が簡単かつスコア自体も分かりやすい。

$$\text{スレットスコア} = \frac{\text{適中}}{\text{適中} + \text{空振り} + \text{見逃し}} \quad (12)$$

第 2 表 本調査の実験環境

実験では、MOVE/MRI.COM-WNP データは第 3 表のように独立で使用している。海洋データ及び海水データ以外は第 1 表と同じ。

	現業の環境	本調査の実験環境
SST	MGSST ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)	0.5m 日海水温 ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$)
海面海流	固定値 (地衡流)	0.5m 日海流 ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$)
混合層	固定値	半旬海水温より導出 ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$)
初期海水分布	気象庁海水解析速報図	気象庁海水解析半旬図

本調査では、予測された格子に実際に海氷があったか否かで判断した。ここで、格子内の海氷密接度が 10% 以上の場合を「海氷あり」とした。なお、今回の検証には密接度は対象としていない。半旬解析値を初期値としたことから、本調査では主に 5 日予測の精度検証となる (ただし、1 月 25 日及び 3 月 25 日は 6 日予測、2 月 25 日は 3 日あるいは 4 日予測の検証となる)。

4. 結果と考察

実験の結果を第 3 表下段に示す。第 3 表下段は各実験の CNTL に対するスレットスコア差 (各実験 - CNTL) の月別平均値である。この符号が正 (負) だと、CNTL よりも成績が良い (悪い) ということになる。スコア右側の * は、t 検定の結果、危険率 5% で統計的に有意であることを表す。以下、海洋データ別に結果の説明と考察を行う。

4.1 SST (実験名: MVSST)

SST の使用は海氷拡大期である 1 月に成績が低下しているのに対し、後退期である 4 月は向上しており、統計的にも有意になっている。接岸期である 2 月, 3 月にはスレットスコアの差はほとんど見られなかった。

第 3 表 本実験の概要と結果

上段が実験名と使用したデータ (○: MOVE/MRI.COM-WNP データ使用, ×: 現業データ使用), 下段が CNTL に対するスコア差の月平均値。各月右括弧内の n はその月の事例数を表す。平均値右横の「*」は、t 検定を行った結果、危険率 5% で有意だったものを示す。

実験名	CNTL	MVSST	CRRNT	MXLYR
MOVESST	×	○	×	×
MOVE 海流	×	×	○	×
MOVE 混合層厚	×	×	×	○
半旬解析図	○	○	○	○
スレットスコア (対 CNTL)				
1 月 (n=25)	—	-0.006	-0.008	-0.006*
2 月 (n=30)	—	0.001	-0.010*	0.000
3 月 (n=30)	—	0.002	-0.004	0.000
4 月 (n=30)	—	0.008*	0.009	0.003

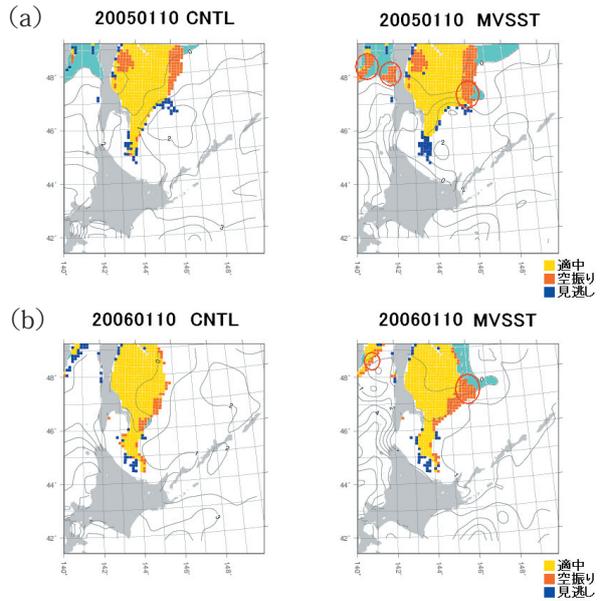
1月の成績低下の原因を調べるため、予測の見逃し・空振り分布を検討した。第3図は特に差が大きかった2005年1月10日及び2006年1月10日の見逃し・空振り分布と初期値のSST分布の図である。この図より、スコア低下は主に空振り（海水の過剰生成）によることが分かる。海水域付近の0℃未満の領域周辺で空振りが起きている。式(9)で見たように、現海水モデルでは、開水面ではSSTが0℃未満になると結氷が起こる。このため、MOVEのSSTにより細かく再現された0℃未満の海域で過剰に結氷が進み、1月の成績低下につながったと考えられる。

2月も混合層表層に入る下向き熱フラックス $Q_s \downarrow$ は海洋の冷却に働いているとみられるが、1月と違い0℃未満の海域はおおむね海水に覆われている。このため、過剰な海水生成は起きず、成績が低下しなかったと考えられる。3月になると海水温も上昇してくるが、水温がまだ低いため海洋による融解効果は小さく、CNTLとMVSSTのSST差が顕著に出なかったとみられる。一方で、4月になると海水温も高くなり海洋による融解も進む。第4図は、MVSSTとCNTLのスレットスコア差が正で、特に大きかった2004年4月20日と2005年4月20日の見逃し・空振り分布図である。CNTLに比べてMVSSTでは空振り域が小さいことが明らかである。これは、MOVEのSSTにより海水の融解がうまく進んだためと考えられる。

4.2 海流（実験名：CRRNT）

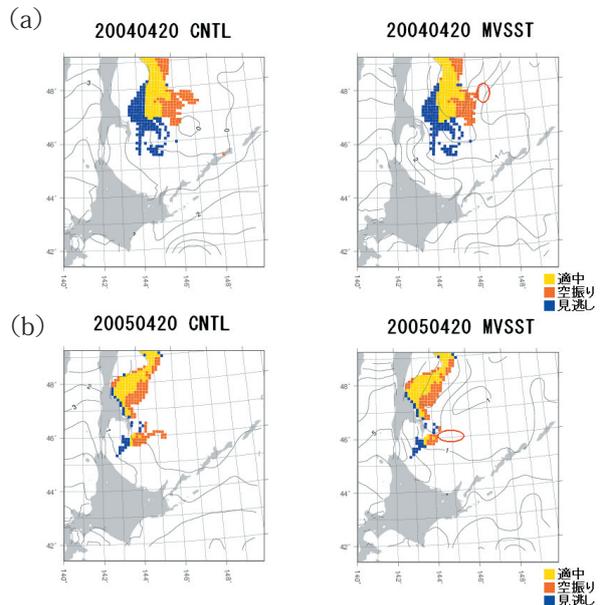
海流の分布は第1図で示したようにより現実的な分布に近づいたので、海水予測の精度向上につながると期待されたが、1～3月はCNTLに比べて成績が低下した。特に2月の低下は顕著で、統計的に有意となっている。一方で、4月は成績が向上した。

成績低下の原因として以下二点について検討した。一つはMOVEの流速がCNTLに比べて大きくなったことである。現業で用いられている海流は気候値から求められており、実際の海流より弱いため風による移流を抑える効果があった。しかし、気候値よりも強いMOVEの海流を採用すること



第3図 (a) 2005年1月10日初期値、及び(b) 2006年1月10日初期値の5日予測の見逃し・空振り分布と初期値のSST分布（左：CNTL、右：MVSST）

見逃し・空振り分布の色分けはそれぞれ、適中：黄色、空振り：赤、見逃し：青。等値線は1℃ごとのSSTを表す。水色は海水のない0℃未満の海域。赤丸はCNTLに比べて空振りが大きい海域。



第4図 (a) 2004年4月20日初期値、及び(b) 2005年4月20日初期値の5日予測の見逃し・空振り分布と初期値のSST分布（左：CNTL、右：MVSST）。

見逃し・空振り分布の色分けはそれぞれ、適中：黄色、空振り：赤、見逃し：青。等値線は1℃ごとのSSTを表す。赤丸はCNTLに比べて空振りが小さくなった海域。

で、移流の抑制が十分でなくなる場合があると考えられる。このことを検証するために、風より海流の効果を大きくするように、海水に対する抵抗係数 Cd_w を調整して再実験を行った（実験名 Cdw）。篠原（1989）によれば、ほかの海水モデルには地衡流を用いる場合は $Cd_w \doteq 4.0 \sim 6.0 \times 10^{-3}$ 、海面流速を用いる場合は $Cd_w \doteq 5.0 \sim 10.0 \times 10^{-3}$ が与えられている。そこで、本調査では海面流速を使用している海水モデル上限の $Cd_w = 10.0 \times 10^{-3}$ を使用してみた。第4表はそのスレットスコアのCNTLに対する差分である。1～3月のみならず4月においても成績が向上しており、現海水モデルは弱い海流に適するように調整されていることが確かめられた。

もう一つの原因は、現海水モデルでは、海洋から海水への熱流量が過小と考えられることである。MOVEの海流を採用することで、海水を広範囲に広げている場合がある。このような場合、現海水モデルでは、広がった海水がうまく融解されないように調整されていると考えられる。Fujisaki *et al.* (2007) は、オホーツク海南部を対象とした海水の再現実験で、海洋データにOGCMの結果を用いると海水が千島海盆上に広がりすぎてしまうこと、そして、海洋から海水への熱流量を増やしたところ、再現性が向上したことを報告している。そこで、本調査では、混合層表層を1mから2mとして海水が海洋から受ける熱量を2倍にして再実験（実験名 DEPSS）を行ったところ、1～3月の成績が向上した（第4表）。これは、海洋からの熱量が大きくなり海水の融解が進んだためと考えられる。

ここで、本来ならば、混合層表層の厚さ D_s は式(9)で見たように開水面過程での要素であり、その変化が海水面過程に影響を及ぼすことはありえない。しかし、現海水モデルでは、開水面過程において海水面過程の海水-海洋間の熱のやり取りがなされているため、 D_s を変えることで海洋が海水に与える熱量を変化させることができる。詳細は第5節で述べる。

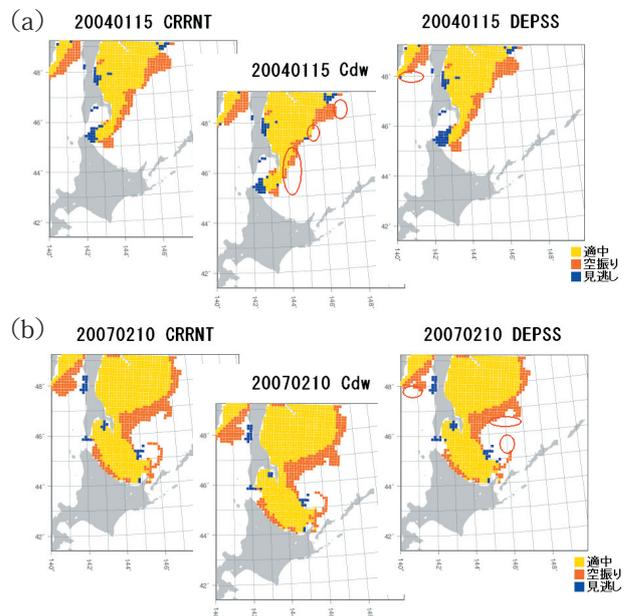
また、CdwとDEPSSを併用した実験（実験名：Cdw+DEPSS）も行ってみた（第4表右）。結果は、CdwとDEPSSの効果が線形的に足し合わされて

いるようになり、それぞれの原因が独立していることが確かめられた。また、個々の事例解析でも、強い海流による空振りと融解が弱いことによる空振りが認められる（第5図）。

4月の成績向上は、MOVEにより海流が季節性を持つようになり、より現実的な海水分布を再現できるようになったためと考えられる。

第4表 CRRNTのパラメーター調整後の再実験結果
上段が実験名と調整したパラメーター（○：パラメーター調整あり，×：調整なし）。Cdwは本文中式(11)の抵抗係数。下段は第3表同様、CRRNTに対するスコア差の平均値。各月右括弧内のnはその月の事例数を表す。平均値右横の「*」は、t検定を行った結果、危険率5%で有意だったものを示す。

実験名	Cdw	DEPSS	Cdw+DEPSS
Cdw : 0.010	○	×	○
表層厚 : 2.0m	×	○	○
スレットスコア (対 CRRNT)			
1月 (n=25)	0.009	0.006	0.012
2月 (n=30)	0.005	0.006	0.011
3月 (n=30)	0.004	0.005	0.009
4月 (n=30)	0.006	-0.003	0.000



第5図 (a) 2004年1月15日初期値、及び(b) 2007年2月10日初期値の5日予測の見逃し・空振り分布（左：CURRT，中央：Cdw，右：DEPSS，実験名は第4表と対応している）

見逃し・空振り分布の色分けはそれぞれ、適中：黄色、空振り：赤、見逃し：青。赤丸はCRRNTに比べて空振りが小さくなった海域。

4.3 混合層厚 (実験名: MXLYR)

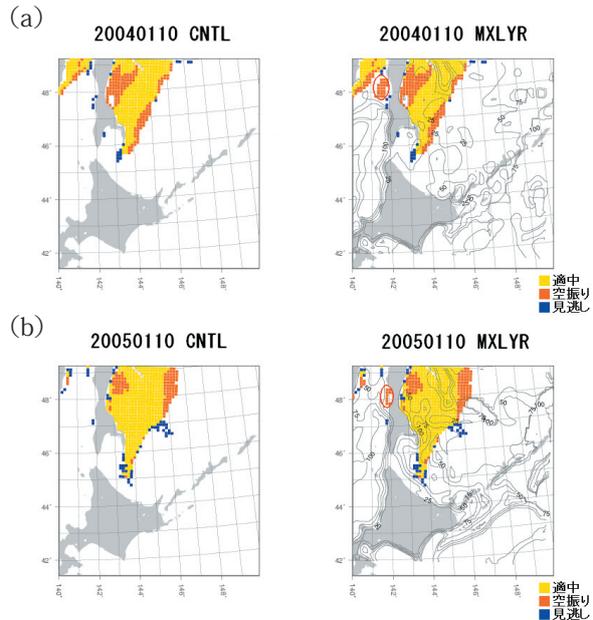
混合層厚の使用は1月の成績を統計的に有意に低下させた。一方で、4月は成績が向上し、また、2月、3月は変化が見られない。全体として SST と似たような傾向である。

1月の成績低下には、SST 同様、開水面での結氷温度を 0℃としていることが影響していると考えられる。現業では混合層厚が 200m と設定されているサハリン西岸や沿海州周辺において、MOVE による計算では、混合層厚は 25m 未満となっている (第6図)。これらの海域では、混合層が浅くなったため 0℃未満になりやすくなり、結氷が起りやすくなると考えられる。第7図は 2004 年 1 月 10 日と 2005 年 1 月 10 日の見逃し・空振り分布図である。両日とも、混合層厚が 25m 未満のサハリン西岸や沿海州周辺で結氷が過剰に起こっていることが分かる。

2月、3月の成績に変化がないのは、MVSST と同様の原因のためと考えられる。すなわち、混合層厚が薄い海域では既に結氷しており、一方で、厚い海域では大気による冷却・融解が進みづらいため、差が顕著に出なかったと考えられる。

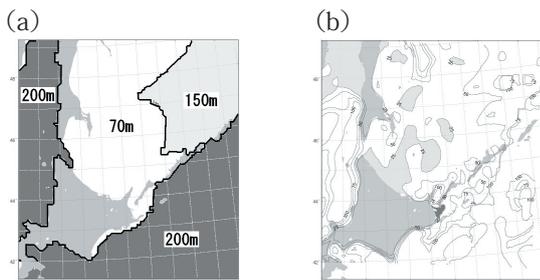
また、4月には全体的に混合層厚が浅くなり海水温が上昇したため、海水の融解が進んだことが成績向上につながったと考えられる。ここで、第8図は MOVE の混合層厚を使用した場合の7日後の SST の分布図である。紋別沖などで 7℃以上

になっており、現実的には起こりえない分布である。これは、現海水モデルでは海洋内で熱の水平移流が考えられていないこと、また、温度躍層以下との鉛直的な熱交換が考えられていないためである (The Maritime Meteorological Division, 1993, 第2図※3)。



第7図 (a) 2004 年 1 月 10 日初期値 (用いた混合層厚は左: 第6図 a, 右: 第6図 b), 及び (b) 2005 年 1 月 10 日初期値の 5 日予測の見逃し・空振り分布 (左: CNTL, 右: MXLYR)

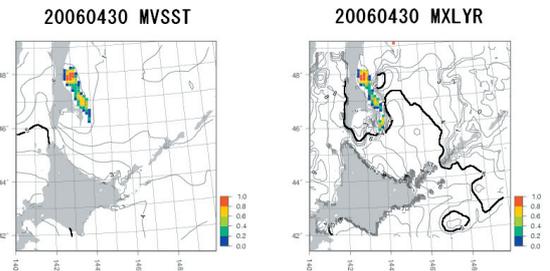
見逃し・空振り分布の色分けはそれぞれ、適中: 黄色、空振り: 赤、見逃し: 青。赤丸は CNTL に比べて空振りが大きくなった海域。MXLYR には初期値とした混合層厚分布が付加されている (等層厚線は 25m 以上 100m までの 25m 間隔)。



第6図 (a) CNTL で使用している固定値の混合層厚 白は層厚が 70m の海域で、以下、薄い灰色は 150m, そして濃い灰色は 200m (b) の灰色とは深さが違うので注意)。

(b) MOVE 海水温から算出した 2004 年 1 月 8 日の混合層厚

等層厚線は 25m 以上 100m までで 25m 間隔。灰色は層厚が 25m 未満の海域。なお、この日の混合層厚は 2004 年 1 月 10 日の実験 (第8図 a 右) で使用している。



第8図 2006 年 4 月 30 日初期値の 7 日後の海水予測分布と SST 分布 (左: MVSST, 右: MXLYR)

海水は密度度ごとに色分けされている (青: 20% 未満, 緑: 20 ~ 40%, 黄緑: 40 ~ 60%, 黄: 60 ~ 80%, 赤: 80% 以上)。等値線は 1℃ごと (太線は 5℃) の SST を表す。

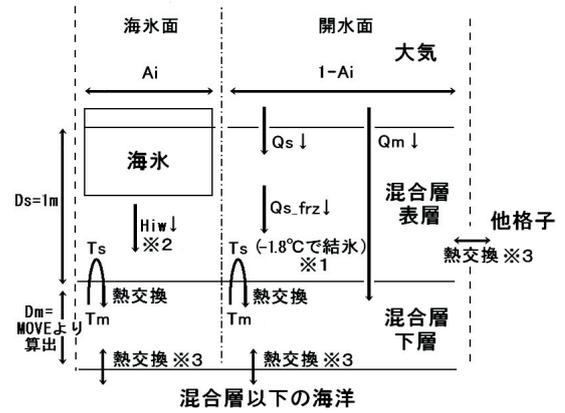
5. まとめと今後の方針

本調査では、現海氷モデルに MOVE 再解析値の SST, 海流及び混合層厚を海洋データとして利用することで、5日後の海氷分布予測にどの程度効果があるかを検証した。その結果、SST と混合層厚は4月の成績を向上させるものの1月は低下することが、また、海流も4月の成績向上につながるが1～3月には低下することが明らかになった。MOVE データ使用による統計的有意な精度向上は4月の SST しか見られなかった。成績低下の原因追及のため、予測結果の検討及びモデルパラメータを調整しての再実験を行ったところ、1) 現海氷モデルの開水面過程の熱力学方程式では、期間を問わず、海洋の結氷・融解効果が小さく見積もられている可能性があること、2) 現行の抵抗係数 C_{dw} のまま入力として利用するには、MOVE の海面流速は大きいことなどが判明した。パラメータを調整することで、予測精度の向上が見込まれる。

次に精度向上のためには、今後さらに次のような実験・調査を行う必要がある。まず、開水面過程での結氷温度 T_{frz} も -1.8°C とすべきだと思われる。 0°C としているのは、MGDSST を用いた場合に、海氷モデル内で結氷を促進するためなのかもしれないが、MOVE の SST には不適切であることが今回確かめられた。現海氷モデルの熱力学過程の基になっている Parkinson and Washington (1979) でも、海水中の結氷（融解）温度は -1.8°C が与えられており、 0°C は熱力学的にも不自然である。結氷の促進はほかの過程若しくは別のパラメータ調整で行うべきである（第9図※1）。

また、現海氷モデルの海氷成長率の式 (10) は、次の二点において現実的ではない。一つ目は、海水面過程における海氷-海洋間の熱のやり取りを開水面過程であるこの式で行っている点である。式 (10) によると、海氷密接度に係わらず $Q_{s_frz}\downarrow$ が計算されている（第2図※2）。小守 (2007) によれば、海氷から海洋への下向き乱流熱フラックス $H_{iw}\downarrow$ は、式 (13) のように計算される。

$$H_{iw}\downarrow = \rho_w C_{pw} C_t (T_{frz} - T_s) \quad (13)$$



第9図 海洋内のより現実的な熱のやり取り

$H_{iw}\downarrow$ は、海水面の熱力学過程において計算される海氷-海洋間の乱流熱フラックス。 $H_{iw}\downarrow$ 以外の変数は第2図と同じ。※1 開水面における海水の結氷温度も -1.8°C で与える。※2 海水-海洋間の熱のやり取りを $Q_{s_frz}\downarrow$ ではなく $H_{iw}\downarrow$ として求め、海水面での熱力学過程の一部（本文中式 (15)）として計算する。（海水面と開水面の熱力学過程を正確に表現する）※3 混合層厚を扱う場合には格子間の熱交換も考慮に入れる。

式 (13) の右辺 ρ_w は海水の密度、 C_{pw} は海水の定圧比熱、 C_t は速度の次元を持つバルク伝達係数、 T_{frz} は海水の結氷温度、 T_s は混合層表層の海水温である。ここで、 $H_{iw}\downarrow \doteq Q_{s_frz}\downarrow$ が成り立つため、式 (10) は式 (14) のように変形ができ、右辺第3項から海水面過程の海氷-海洋間の熱のやり取りが計算されていることが分かる。

$$\begin{aligned} F_w &= -\frac{(1-A_i)Q_{s\downarrow} - Q_{s_frz}\downarrow}{L_{melt}} \\ &= -\frac{(1-A_i)(Q_{s\downarrow} - Q_{s_frz}\downarrow)}{L_{melt}} + \frac{A_i Q_{s_frz}\downarrow}{L_{melt}} \\ &\approx -\frac{(1-A_i)(Q_{s\downarrow} - Q_{s_frz}\downarrow)}{L_{melt}} + \frac{A_i H_{iw}\downarrow}{L_{melt}} \quad (14) \end{aligned}$$

もう一つは、開水面でも海氷の融解を計算している点である。第2節で述べたように、現海氷モデルでは、海氷成長率 F_w が負のとき海氷が融解する。これは、式 (14) のように開水面過程において、海氷-海洋間の熱のやり取りを計算するためには必要な仮定である。しかし、開水面には海氷

がないはずで、開水面では海氷の融解を考える必要はない。これら二点の仮定が、熱力学過程での MOVE データの効果を分かりにくくしている。これらを解決するためには、海水面過程では、式 (14) の第3項を式 (5) の第2項に移して式 (15) のように海氷成長率 F_i' を定義し、開水面過程においては、海氷成長率 F_w の式 (10) に替えて海氷生成率 F_w' の式 (16) を採用し、熱力学過程をより現実的にする必要がある (第9図※2)。

$$F_i' = \min \left[0, -\frac{A_i \{FL(T_i) \downarrow - FL(T_{i=0^\circ\text{C}}) \downarrow\}}{L_{\text{melt}}} \right] + \max \left[0, -\frac{A_i (FL(T_i) \downarrow - H_{iw} \downarrow)}{L_{\text{melt}}} \right] \quad (15)$$

$$F_w' = \max \left[0, -\frac{(1 - A_i) (Q_s \downarrow - Q_{s_fz} \downarrow)}{L_{\text{melt}}} \right] \quad (16)$$

また、MOVE の混合層厚を使用するのであれば、海洋内での水平及び温度躍層以下との鉛直的な熱交換過程を考慮すること (第9図※3) も必要である。

ほかにも、大気データの解像度を 60km より向上させることや、スレットスコア以外の精度評価方法を検討することなども今後必要である。また、今後現業で MOVE を利用するためには、MOVE の予想値を用いた実験が不可欠である。

山口 (2001) は、海氷の内部応力について、現海氷モデルのような連続体モデルでは海氷を離散的に表せないことから、有効解像度は数十 km 程度だろうと述べている。このため、現海氷モデルで短期予測の精度を上げるためには、内部応力の式を DMDF (Distributed Mass/Discrete Floe) モデルのような離散的に海氷を扱うものへ変更する必要があると言われてきた。しかし、本調査の結果から、現海氷モデルには熱力学過程にも改善の余地があることが明らかになった。今後は、DMDF のような先進的モデルの導入も視野に入れつつ、モデルの維持管理及び改良が比較的行きやすい現海氷モデルの MOVE 入力への最適化を進めていきたい。

謝辞

本調査をまとめるにあたり、気象庁海洋気象情報室の国松主任技術専門官、濱田技術専門官及び金子技術専門官には様々な助言をいただきました。気象庁海洋気象情報室の石崎技術専門官には、混合層厚算出プログラムを提供していただきました。また、本論文の構成及び表現に関して、気象庁海洋気象情報室の萬納寺室長、査読者及び編集担当委員には多大な助言をいただきました。ここに記してお礼申し上げます。

参 考 文 献

- Fujisaki, A., H. Yamaguchi, F. Duan and G. Sagawa (2007) : Improvement of short-term sea ice forecast in the Southern Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **63**, 775-790.
- Hibler, W. D. (1979) : A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815-846.
- 岩尾尊徳 (1998) : 数値海氷モデル. 測候時報, **65**, 特別号, S99-S105.
- 金子秀毅 (2007) : 海水域の解析とその変動の特徴. 気象研究ノート, **214**, 75-92.
- 小守信正 (2007) : 全球大気海洋結合モデルにおけるオホーツク海の海氷. 気象研究ノート, **214**, 165-178.
- Leppäranta, M. (2005) : The drift of sea ice. Praxis Publishing Ltd Press, Chichester, U.K., 266pp.
- 大島慶一郎 (2003) : 2002 年度秋季大会シンポジウム「環オホーツク研究の新しい視点」報告 2. 東樺太海流と海氷. 天気, **50**, 503-508.
- Parkinson, C. L. and W. M. Washington (1979) : A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **84**, 311-337.
- 佐藤清富 (1987) : オホーツク海海氷の数値モデルによる解析. 雪氷, **49**, 193-201.
- 篠原吉雄 (1989) : 海氷の力学的モデルについて — 海氷の移動・変形による変動のモデル化 —. 測候時報, **56**, 23-52.
- The Maritime Meteorological Division (1993) : A Numerical Sea Ice Prediction in the Southern Part of the Okhotsk. *Geophys. Mag.*, **44**, 143-155.
- 豊田威信・佐藤清富 (1993) : オホーツク海南部の数値海氷モデルの感度実験. 第8回オホーツク海と海氷に関する国際シンポジウム講演要旨集, 317-321, オホーツク海・海氷研究グループ.
- 山口 一 (2001) : 海氷変動の数値予測. ながれ, **20**, 295-303.