— 論文 —

オホーツク海表層における物理場の季節変動に関する数値実験*

西 佳樹[†]・多部田 茂[†]・藤野 正隆[†]

要 旨

オホーツク海表層における物理場の季節変動を、海洋と海水とを結合させた数値モデルを使って研究した。モデルの再現性を検証するために海水の漂流速度、海水流動、水温、塩分に関して観測資料との比較を行なった結果、本モデルによって良好に物理場の季節変動が再現された。また、サハリン沿岸域の南下流に関しては、主として北寄りの季節風に伴うエクマン収束に起因する地衡流として説明できることを示した。その海流の強弱の変動様式には、サハリン北部と南部 (Terpenia 湾付近) とでは違いがあることが明らかになり、その理由の一つとしてサハリン沿岸部における風系の南北差が考えられることを示唆した。さらに、オホーツク海表層低塩分水の消長に関して計算結果に基づき考察を行なった。まず、表層低塩分水に関して、生成・移動・消滅のプロセスを連続的に再現することができた。海水の融解量分布とアムール川による流出量とを比較することによって低塩分水の源を解析した結果、表層低塩分水は北からシベリア沿岸部の融解水、アムール川の流出水、サハリン沿岸部の融解水の三つが構成要素となって生成されることを明らかにした。

キーワード：オホーツク海, 海洋-海水モデル, 季節変動, 表層低塩分水

1. はじめに

オホーツク海は北太平洋に位置する縁辺海である。東側をカムチャッカ半島、西側をサハリン島、北側をシベリア大陸、南側をクリル列島及び北海道によって囲まれている。我が国は国土の一部がオホーツク海に面しており距離的には近接したところに位置しているにもかかわらず、国際政治的背景ないし冬季における結氷現象に代表される厳しい海象といった事情が重なり現場海域での調査が少なく、海洋学的知見も他の海域に比べて少ないばかりか、これまでは産業利用海域としてもあまり有効には開発されていない場所である。

しかしながら昨今、地球規模の気候変動とオホーツク海との関連でオホーツク海に関する研究の必要性、緊急性が指摘されているほか、豊穠な生物生産を誇ることも古くより知られているため将来的な水産資源の安定確保という観点から考えても当海域の実態把握が社会的に望まれている。さらに極々最近では、サハリン沖の大陸棚上で大規模な石油・天然ガス開発事業が進んでいる。すでに運用を開始している油井もあり、洋上や沿岸での開発・運用による周辺海洋環境に対する影響を把握し評価する必要性が生じている (Leonov, 2000)。特に冬季の海水存在下での油流出事故といった特殊な事象も想定されるほか航行船舶の増加や沿岸地区の人口増加といった事柄も見込まれる。従って海洋環境保全活動を支援するという目的から、オホーツク海の海況を詳細に把握するだけでなく海洋環境の変遷を的確

* 2003 年 1 月 20 日 受領; 2003 年 8 月 29 日 受理。

著作権: 日本海洋学会, 2004

[†] 東京大学大学院新領域創成科学研究科

〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1 工学部 7 号館東館

主著者 e-mail address: nishi@yuiko.t.u-tokyo.ac.jp

に予測する必要性は今後増していくものと考えられる。

このような社会状況の中、最近オホーツク海西部を中心とした現場海域での海洋観測が展開されたことにより、東サハリン海流の実態 (Mizuta *et al.*, 2001; Ohshima *et al.*, 2002) などが明らかにされ、さらに観測データや気候値データを駆使することにより、北海道沿岸海域における水塊交代の現象に関して、従来よりも詳細な解析結果が示されている (Itoh and Ohshima, 2000)。また従来は、観測がほとんどなされていなかった結氷期での観測を砕氷船により行うことで、北海道沿岸海域での深い混合層の存在を捉え、その形成メカニズムに関してエクマン収束の重要性などが示唆されている (Ohshima *et al.*, 2001)。

また数値モデルを用いた研究においては、オホーツク海の海洋循環を形成する主要な支配要因は風応力場であると考えられているため、風成循環に特に着目した研究が幾つか存在する。Yamada and Sekine (1999) は鉛直拡散係数を変化させた幾つかのケースで年平均の風応力場を与え続ける数値計算を行い、鉛直拡散係数が海流構造に与える影響はほとんどなく、オホーツク海の海洋循環は熱塩循環に比べ風成循環が強いとの知見を得た。また Sekine (1990) はクリル列島での海水の流入出を考慮した順圧モデルを用いて風成循環を計算し、夏季においては風成循環は弱くクリル列島での流入出が流れを支配する一方、冬季は風成循環が卓越することを示した。さらにまた、Simizu and Ohshima (2002) は順圧モデルを用いて各月毎の風成循環の定常場を計算し、サハリン東岸の南下流 (東サハリン海流) は冬季に強く夏季に弱いとする観測による知見を概ね再現し、この海流は岸に沿う向きの風応力場によって駆動される沿岸捕捉流であるとの力学的解釈を行なっている。

一方、オホーツク海の水塊構造の特徴である中冷水の生成機構を解明するモデルとして、Yang and Honjo (1996) は鉛直 1 次元海洋—海水モデルにより、中冷水の生成には海水の生成・融解のプロセスが重要であるとの知見を得ている。

一般的に、海洋環境の保全を目的とした海況把握を行うためには、海洋の物理場や化学物資や生物の振る舞いなどを総合的に予測できることが望ましい。オホー

ツク海においても、そのような予測を可能にするモデリングの存在が不可欠である。

そのモデリングの初期段階として、まずオホーツク海の表層付近の流速場・熱塩場の特徴を再現することが必要であり、その重要な特徴の一つとして挙げられるのはオホーツク海の表層低塩分水がある。

ここで、オホーツク海西部の表層においては、アムール川と海水の融解水とが起源とされている表層低塩分水の存在が指摘されている (藤井・阿部, 1976; Watanabe, 1963b)。この表層低塩分水の存在は、オホーツク海の密度躍層の形成に大きく寄与していると考えられており、物理場への影響が大きいばかりか、その躍層の形成が植物プランクトンのブルームを起こす要因の一つとして考えられる。ここに、オホーツク海における低次生物生産の動態を把握する意味でも、表層低塩分水の動態は重要な現象として正確に把握する必要があると考える。

数値モデルを用いた既存の研究において、オホーツク海の表層の物理場 (流速場、熱塩場) の特徴を再現かつ検証し、特に表層低塩分水の挙動に関して考察を与えているものは少ない。また駆動データを時間変化させ、時々刻々変動する境界条件の下で流速場や熱塩場の時間発展を論じた研究となると極めて少ない。

そこで本研究では、オホーツク海の表層低塩分水の生成に不可欠と考えられるアムール川による淡水供給及び流水の成長・融解に配慮した、海洋と海水とを結合させた数値モデルを構築して、オホーツク海表層の物理場を可能な限り現実的に再現する事を試みた。このモデル研究結果を海洋観測による観測資料と比較して、本モデルの計算結果による現実の現象の再現性を検証した。併せて、表層低塩分水の季節的な消長に特に注目した考察も試みた。

2. 数値モデル

2.1. 海洋モデルの基礎方程式

基礎方程式系を記述する座標系には、水平座標には球面座標 (緯度 θ , 経度 λ) を用いて、鉛直座標には z 座標を用いている。 t を時間, u, v, w をそれぞれ λ, θ, z 方向の流速, p を水圧, T を海水温, S を塩分, ρ

を海水密度, H を海底の水深, ζ を海面変位としている。また, R を地球半径 (6,371 km), ρ_0 を海水の参照密度 (1025 kg m^{-3}), g を重力加速度 (9.807 m s^{-2}) としている。 A_M と A_H は, それぞれ水平方向の渦動粘性係数と渦動拡散係数であり, Richardson の 4/3 乗則を用いて水平格子間隔 (緯度・経度ともに $1/4^\circ$ 間隔) に従って算出し, 北緯 50 度の格子でそれぞれ $2.0 \times 10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, $4.0 \times 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 程度とした。 K_M と K_H はそれぞれ鉛直方向の渦動粘性係数と渦動拡散係数であり, Mellor-Yamada 乱流クロージャー スキーム (レベル 2.5) を用いて算出した (Mellor and Yamada, 1982; Kantha and Clayson, 1994) が, それぞれ $1.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $5.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ という下限値を設けた。

海水運動を記述する運動方程式に静水圧近似と Boussinesq 近似を施すと, Navier-Stokes の式の経度方向成分と緯度方向成分は以下の通りとなる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - \left(f + \frac{u \tan \theta}{R}\right) v \\ = -\frac{1}{\rho_0 R \cos \theta} \frac{\partial p}{\partial \lambda} \\ + A_M \left\{ \nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \theta)u}{R^2} - \frac{2 \sin \theta}{R^2 \cos^2 \theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right\} \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + L(v) + \left(f + \frac{u \tan \theta}{R}\right) u = -\frac{1}{\rho_0 R} \frac{\partial p}{\partial \theta} \\ + A_M \left\{ \nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \theta)v}{R^2} + \frac{2 \sin \theta}{R^2 \cos^2 \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right\} \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$f(\equiv 2\omega \sin \theta)$ はコリオリ パラメータである。

また, ω は地球自転角速度 ($7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$) である。

静水圧近似により, Navier-Stokes の式の鉛直方向成分は下記の様に簡略化される。

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \quad (3)$$

また, 海水の連続の式は下記の通りである。

$$\frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (v \cos \theta) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

なお, (1) 及び (2) 式中の L は海水流動による移流を表しており,

$$\begin{aligned} L(\alpha) &\equiv \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u \alpha) \\ &+ \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (v \alpha \cos \theta) + \frac{\partial}{\partial z} (w \alpha) \end{aligned}$$

と定義され, また ∇^2 の項は水平粘性 (もしくは水平拡散) を表す。

また, 自由表面 ζ は以下の式で求める。ここで, $\mathbf{v}_h$ は水平 2 次元の流速ベクトル (u, v) であり, ∇_h は水平 2 次元ベクトルの勾配を表す。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla_h \cdot \int_{-H}^{\zeta} \mathbf{v}_h dz = 0 \quad (5)$$

水温・塩分の方程式は以下の通りである。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -L(T) + A_H \nabla^2 T + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (6)$$

厳密には上式 (6) の保存式に従うのはポテンシャル水温であるが, 本研究では表層付近にのみ着目しているので, 現場水温とポテンシャル水温の差は極めて微小であると見なして, 現場水温の保存式を解いて, さらに観測値との比較も行なった。

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -L(S) + A_H \nabla^2 S + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \Delta Riv \quad (7)$$

$$\Delta Riv = -\frac{Riv(S - S_{Riv})}{V_{Riv}} \quad (8)$$

(河川が流入する場所)

$$\Delta Riv = 0 \quad (9)$$

(河川が流入していない場所)

塩分については, 移流拡散項に加えて, 河川の流入によって淡水が海洋に供給されることを表すために, (9) 及び (10) 式のように定義される ΔRiv という項を付加した。ここで, Riv は河川流出量, V_{Riv} は河口の体積, S_{Riv} は河川水の塩分である。本モデルでは河川としてアムール川を考慮したが, その流出量については Global Run-Off Data Center より入手したアムール川河口付近での測定量の月平均値を時間内挿して与えた (Fig. 1)。Ogi *et al.* (2001) によれば, アムール川の流

Fig. 1. Mean seasonal variation in the discharge from the Amur River, based on data of the Global Run-off Data Center.

量には6月と9月の年2回ピークがある。前者はアムール流域の中の、低地での雪や凍結土壌の融解によるものであり、後者は降雨及び高地での氷河や降雪の融解によるものとされている。Fig. 2中の黒丸(●)が本モデルにおけるアムール川の流出場所である。なお、アムール川の流出水はタタール海峡を南下して日本海方面へも波及していることが考えられるが、Yoon *et al.* (2002)によればタタール海峡でのアムール川由来の海水の輸送量は $1,000 \sim 2,000 m^3 s^{-1}$ 程度であり、春から夏にかけてのアムール川の流量に比べ1オーダーほど小さい。したがって、春から夏にかけてはアムール川の水の大部分はオホーツク海方向に波及していると考えてよい。須田(1933)や半沢ら(1981)にも同様の記載がある。

以上のことから、本モデルにおいては、アムール川の水が日本海方面へ波及する現象は考慮しないこととした。

これらの式から計算される水温値と塩分値を用いて海水密度 ρ を計算する場合には、国際海水状態方程式(EOS1980)(Gill, 1982)を用いた。

Fig. 2. Bathymetry of the Okhotsk Sea. The solid lines on the Pacific Ocean and the Soya Strait denote the open boundaries in the model. The shaded areas near the open boundaries denote the regions where the calculated temperature and salinity are restored to observational values. The circled N, C, and S denote the sites at which momentum balance is analyzed (Fig. 9). A closed circle on the Tartar Strait denotes the discharge point of the Amur River in the model. A solid line on the $53^\circ N$ line near Sakhalin denotes the vertical section for showing the vertical profile of salinity (Fig. 22).

2.2. 海水モデルの基礎方程式

海水の漂流を記述する運動方程式の経度方向成分と緯度方向成分は、それぞれ以下の通りである。 u_I , v_I をそれぞれ λ 方向, θ 方向の漂流速度, h_I を氷厚, A を海水密度とする。 F_λ 及び F_θ は氷の内部応力の各々経度成分, 緯度成分である。氷の内部応力の定式に関してはHibler (1979)の定式に従った。 $\tau_{AI\lambda}$ と $\tau_{AI\theta}$ は大気-海水間の風応力の各々経度成分と緯度成分であり, $\tau_{IO\lambda}$ と $\tau_{IO\theta}$ は氷-海洋間の摩擦応力の各々経度成分

と緯度成分である。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(Ah_I u_I) + L_H(Ah_I u_I) - Ah_I f v_I \\ = -Ah_I g \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \\ + \frac{1}{\rho_I} F_\lambda + \frac{A}{\rho_I} (\tau_{AI\lambda} - \tau_{IO\lambda}) \quad (10) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(Ah_I v_I) + L_H(Ah_I v_I) + Ah_I f u_I \\ = -Ah_I g \frac{1}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \\ + \frac{1}{\rho_I} F_\theta + \frac{A}{\rho_I} (\tau_{AI\theta} - \tau_{IO\theta}) \quad (11) \end{aligned}$$

なお、(10) 及び (11) 式中の L_H は水平移流を表している。

本研究は、現実的な海水分布をモデルに取り込むことによって、海水の存在が海洋表層に与える影響を調べる事に主眼を置いている。したがって、海水密度度 A に関してはモデルの予報変数とせず、National Snow and Ice Data Center より入手した北半球海水密度度の観測値の月平均値 (Sea Ice Trends and Climatologies from SMMR and SSM/I) を時間内挿して計算しモデルに取り込んでいくことにする。ここに、本研究で用いる海水密度度データの海水縁分布を示す (Fig. 3)。

Fig. 3. Mean sea ice extent in the Okhotsk Sea during the periods (a) from December to February (advance season) and (b) from March to June (retreat season), derived from the climatological data of sea ice concentration by the National Snow and Ice Data Center.

熱力学過程については、海水の熱収支は鉛直1次元過程でのみ起こるものと仮定して、海水側面での熱の流入

は考えていない海水の熱収支計算法 (Yang and Honjo, 1996) を用いた。その概略を以下に記すことにする。

海水内の熱収支の基本方程式は、

$$\rho_I L_f \frac{\partial h_I}{\partial t} = F_{ai} - F_{io} \quad (12)$$

である。ここで ρ_I は海水密度 (910 kg m^{-3}), L_f は海水の融解潜熱 ($3.347 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$) である。また F_{ai} と F_{io} はそれぞれ大気-海水間と海水-海洋間の熱フラックスである。そして、熱フラックスの算出には、以下に示すニュートン緩和の形の定式を用いている。

$$F_{ai} = k_{ai}(T_s - T_a) \quad (13)$$

$$F_{io} = k_{io}(T_{os} - T_f) \quad (14)$$

ここで T_a , T_{os} , T_s , T_f はそれぞれ気温、海表面水温、海水上面温度、海水の結氷点である。また、 k_{ai} ($1.25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$), k_{io} ($5.00 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) は、それぞれ大気-海水間と海水-海洋間の熱交換係数である。

2.3. 境界条件

本研究のモデルにおいて海底においては流速に関して海底摩擦条件を課し、水温・塩分に関してはそれぞれ熱の流出入、塩分の流出入は無いものとした。陸地境界においては流速に関して No-Slip 条件を課し、水温・塩分に関しては先と同様に熱や塩分の流出入は無いものとした。

海面における条件は以下の通りである。大気と海洋との間の熱フラックス F_{ao} は DaSilva による顕熱・潜熱・短波放射・長波放射の各月平均値 (DASILVA SMD94) を時間内挿して計算した。上で述べた F_{io} に海水密度度 A を乗じ、 F_{ao} に $(1 - A)$ を乗じ、この二つを加えた値を海面での熱フラックスとし、水温の境界条件とした。

$$-\rho_0 C_p K_H \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=\zeta} = (1 - A) F_{ao} + A F_{io} \quad (15)$$

ここで C_p は海水の比熱 ($3,990 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。

海面における塩分の境界条件については (16) 式に示しているように、塩分交換を考慮した。上記の熱フラックスの見積りと同様に、海水下での融解・結氷に伴う

フラックスに A を乗じ、開水面での降水・蒸発に伴うフラックスに $1 - A$ を乗じ、それらの和を海表面での塩分フラックスとし境界条件とした。 S_I は海水のバルク塩分 (5%) である。降水量 ($Prec$)・蒸発量 ($Evap$) は DaSilva による月平均値を時間内挿して用いた。

$$\left. -K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=\zeta} = A \frac{\partial h_I}{\partial t} (S_I - S) + (1 - A) S (Prec - Evap) \quad (16)$$

風応力場 ($\tau_{AO\lambda}, \tau_{AO\theta}$) については DaSilva (DASILVA SMD94) による風応力の各月平均値を時間内挿して計算した。さらに、海水と海水との間の摩擦応力については、次式に示す様に計算した。この式において (u_s, v_s) は海洋表面流速であり、 $C_{drag.io}$ は海水-海洋間の抵抗係数 (6.000×10^{-3}) である。

$$\begin{aligned} \tau_{IO\lambda} &= \rho_0 C_{drag.io} \{ (u_s - u_I)^2 + (v_s - v_I)^2 \} \\ &\times (u_I - u_s) \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \tau_{IO\theta} &= \rho_0 C_{drag.io} \{ (u_s - u_I)^2 + (v_s - v_I)^2 \} \\ &\times (v_I - v_s) \end{aligned} \quad (18)$$

このように計算された風応力場と海水-海洋間摩擦応力とから、海水密度度 A を考慮して、次式を用いて ($\tau_{O\lambda}, \tau_{O\theta}$) を求め、流速の海表面での境界条件とした。

$$(\tau_{O\lambda}, \tau_{O\theta}) = (1 - A)(\tau_{AO\lambda}, \tau_{AO\theta}) + A(\tau_{IO\lambda}, \tau_{IO\theta}) \quad (19)$$

また、本研究は季節変動に特に注目しているために、季節変動の無い潮流の計算は行なわないこととした。

Fig. 2 の北太平洋上及び宗谷海峡に太線で示してあるのが本モデルの開境界であり、この境界上において流速場に関して Orlanski の放射条件 (Orlanski, 1976) を課した。水温・塩分については、北太平洋の開境界では開境界の周辺海域 (Fig. 2 の斜線領域) の全水深で、Nudging 法を用いて全てのタイム ステップにおいて計算値を観測値に緩和させた。下式において添え字 $rest, cal, obs$ はそれぞれ緩和値、計算値、観測値を表す。 α_n は Nudging 係数 (1.0×10^{-3}) である。

$$T_{rest} = T_{cal} + \alpha_n (T_{obs} - T_{cal}) \quad (20)$$

$$S_{rest} = S_{cal} + \alpha_n (S_{obs} - S_{cal}) \quad (21)$$

また、宗谷海峡の開境界においては水温・塩分の観測値を与えた。

2.4. 計算方法

2.4.1. 差分化

前節で述べた基礎方程式系を有限差分法によって離散化した。各変数の格子内配置は Arakawa and Lamb (1977) の分類による C-Grid に従って配置した。(1) 式, (2) 式, (6) 式, (7) 式, (10) 式, (11) 式の差分化について、空間差分は粘性項・拡散項については中央差分、移流項については 3 次上流差分を用いた。また、時間差分については粘性項・拡散項については前方差分、移流項については中央差分を用いた。

Table 1. Vertical grid intervals (m).

Level No.	Thickness	Level No.	Thickness
1	3.000	20	60.00
2	3.000	21	70.00
3	4.000	22	80.00
4	5.000	23	90.00
5	5.000	24	90.00
6	5.000	25	100.0
7	5.000	26	100.0
8	6.000	27	100.0
9	10.00	28	100.0
10	14.00	29	100.0
11	20.00	30	120.0
12	20.00	31	170.0
13	20.00	32	200.0
14	20.00	33	200.0
15	20.00	34	200.0
16	20.00	35	200.0
17	30.00	36	300.0
18	50.00	37	450.0
19	60.00	38	450.0

水平格子分割については緯度、経度方向ともに $1/4^\circ$ 間隔で分割した。また、水深データには ETOPO5 を

使用した。Fig. 2 には、本モデルで用いる水深データのコンターを示した。鉛直方向の層分割 (Table 1) は、海底地形の勾配をできる限り滑らかに表現できるように工夫している。すなわち、下面が海底に接する格子については、その場所での水深に従って格子の厚みを調節する Partial Step 方式を採用した (Adcroft *et al.*, 1997)。

2.5. スピナップ

水温・塩分の初期値については、WOA94 の 12 月の月平均値を数値モデルの格子点に補間した値を用いた。

水温・塩分場を定常に保った状態で 12 月の月平均の風応力場によりモデルを駆動し、流速場がほぼ定常状態に至るまでの助走計算を行なった。300 日間の計算で、ほぼ表層循環の定常場が得られた。ここで水温・塩分の拘束を解いて海面での風応力場や熱フラックスを時間変化させるとともに時間発展させ、さらに 1 年間のスピナップを行なった。その状態から、さらに同じ条件で計算を続行し、その 1 年間の計算結果を用いて議論及び考察を行なった。

Fig. 4. Calculated ice drift velocity fields in (a) mid-February and (b) late April. Contours of the sea ice concentration are also shown. Contour interval is 20%.

3. 計算結果及び考察

3.1. 海水の漂流

海水の漂流速度場の計算結果を Fig. 4 に示す。Fig. 4(a) は 2 月中旬の旬平均値である。全体として

南向きに漂流している様子が分かる。なお、この漂流速度の大きさは、Watanabe (1963a) が現場観測データに基づいて推定した 0.8 ノット前後という大きさとほぼ一致している。Fig. 4(b) は 4 月下旬の旬平均場である。この時期は微弱ではあるものの全体として北西向きに漂流している。

海水の漂流は季節風の風系に大きく依存するので上記の計算結果は妥当なものであると判断できる。

3.2. サハリン島沿岸部周辺での海水流動

オホーツク海の海洋循環については、地衡流推算に基づく流れ場が概略的に把握されているだけであったが、次第に詳細な流れ場の構造が流速計やドリフター追跡により明らかとなってきた (Ohshima *et al.*, 2002, Mizuta *et al.*, 2001)。本研究では、オホーツク海の流れ場における最大の特徴であるサハリン東岸の海流 (東サハリン海流) の、特に流れの強弱が顕著に変化する時期に着目して計算結果を検討した (Fig. 5)。その結果、海面下 22.5 m における 2 月下旬から 4 月中旬にかけて、サハリン沿岸部において南下流が形成され、南下流は冬から春に向かうにつれ、次第に南部の Terpenia 湾付近から弱まっていく時空間変動が見受けられる。

次に、海面下 22.5 m における 10 月初旬から 11 月下旬にかけての流速場の推移 (Fig. 6) から、10 月においてはサハリン北部において微弱な南下流が形成されているだけであるが、11 月に入るとその強さを増し、南下流の範囲が南の方へ延びていることが明らかになった。

この強い流れの変化の力学過程を検討した。

2 月下旬から 4 月上旬においてはシベリア大陸からサハリン沿岸部に沿うように海面変位の極大が形成されており、その場所で海面変位勾配が大きい。2 月においてはその傾向が顕著である (Fig. 7(a))。時間の経過とともに海面変位勾配が小さくなる傾向が見られ、4 月には Terpenia 湾付近ではほとんど勾配は見られない (Fig. 7(b), (c))。

10 月中旬から 11 月下旬にかけては、シベリア沿岸部からサハリン北部沿岸へと徐々に海面勾配が形成されている (Fig. 8(a), (b))。そして、11 月下旬にはサハリン南部沿岸の Terpenia 湾付近においても海面変位勾

Fig. 5. Calculated ocean velocity fields at 22.5 m depth enlarged over the Sakhalin coastal region and off-shore region of Sakhalin in (a) late February, (b) early March, (c) mid-March, (d) late-March, (e) early April and (f) mid-April.

配が形成されている (Fig. 8(c))。これら一連の海面変位の時間変化は季節風の強弱 (Fig. 10) と高い相関を持っており、且つ後節 (3.5 節) で考察するように、北風卓越時の沿岸沈降を伴うと考えられるから、エクマン収束による影響であると考えられる。

またサハリン東岸の沿岸流の強弱 (Fig. 5, 6) と海面変位勾配の強弱 (Fig. 7, 8) とは高い正の相関が見受けられる。このことからサハリン沿岸部の南向きの沿岸

流は、東西方向の海面変位勾配に伴う圧力勾配力の作用によって形成されていると推測される。

この推測を東西方向の運動方程式における各項の大きさにおいて検証した。

Fig. 2 中のサハリン沿岸部に N, C, S と記した海域における、海面下 22.5 m での東西方向 (ほぼ岸に直角な方向) の運動方程式 ((1) 式) の各項の大きさを示す (Fig. 9)。ここで正の値は東西流速を東向きに加速する

Fig. 6. Calculated ocean velocity fields at 22.5 m depth enlarged over the Sakhalin coastal region and offshore region of Sakhalin in (a) early October, (b) mid-October, (c) late October, (d) early November, (e) mid-November, and (f) late November.

ことを表す。

海域NとCでは沖向きの(正の)圧力勾配力と岸向きの(負の)コリオリ力がほぼ釣り合った状態が保たれており、南向き地衡流のバランスとなっている。

一方、Terpenia 湾内の海域Sでは冬季において同様に沖向きの圧力勾配力と岸向きのコリオリ力が卓越するが、その大きさは海域NとCに比べ小さい。また、南向き地衡流のバランスがほぼ成り立つ期間は海域N

とCよりも短く、4月から9月にかけては逆に微弱な北向き地衡流のバランスとなっている。

この様に海域NとCと、海域Sとでは、南向きの沿岸流の季節変動過程に違いが見られた。

なお3海域ともに、冬季においては岸向きの(負の)鉛直粘性項の寄与もみとめられるが、これは冬季に強い季節風の影響が直接及んだ結果と考えられ、エクマン層がこの水深にまで及ぶことを示すものである。

Fig. 7. Calculated sea surface elevation fields in (a) late February, (b) mid-March and (c) early April. Contour interval is 2 cm. Dotted contour represents negative value.

以上の解析から、サハリン沿岸での南下流の時間変動は次のように整理される。(1) Terpenia 湾以南にまで沿岸流の勢力が及んでいる時期と、(2) 沿岸流は Terpenia 湾以北でのみ存在し、Terpenia 湾近傍では強流帯が形成されない時期とがある。春先においては (1) から (2) ヘシフトし、秋季においては逆に (2) から (1) ヘシフトする。

この強い海流の変動を流れの駆動源という観点から、さらに次の解析を加えた。このサハリン沿岸域での海流の強弱の要因として、季節風の強弱がその主たるものである。Simizu and Ohshima (2002) は、岸に沿う向きの風が生む沿岸捕捉流の流量は、着目地点以北における岸向きのエクマン輸送の積分量によって決まり、シベリア沿岸部からサハリン沿岸部にかけての風系全体がサハリン東岸での流れに作用することを示している。

一方、Fig. 5 から Fig. 9 に示したように、サハリン沿岸部での強流帯と海面変位勾配の南北シフトを伴う

Fig. 8. Calculated sea surface elevation fields in (a) mid-October, (b) early November and (c) late November. Contour interval is 2 cm. Dotted contour represents negative value.

季節変動過程には、サハリン沿岸部の局所的な風系の違いという視点から解釈できると考える。

ここに、海域 N と S における DaSilva の月平均風速データ (Fig. 10) を示す。北向き風速を正としている。両海域とも厳冬季を中心に北寄りの季節風が強く、夏季に微弱な南寄りの季節風が吹く事を示している。Fig. 10 には、Fig. 5 に対応する時期 (2 月下旬～4 月中旬) と Fig. 6 に対応する時期 (10 月上旬～11 月下旬) にマークをつけた。前者は南向き風速が弱まっていく時期に当たり、後者は強まっていく時期に当たることが分かる。さらに海域 S の方が北寄り季節風が弱く、かつ風向が北寄りである期間が短い。このことから、春先に起こる南下流の (北向きに進む) 弱化は、サハリン沿岸の南部の方が北寄りの季節風の弱まりが北部に比べ早く進むことに起因していると考えられる。初冬の南下流の強化については逆に、サハリン北部の方から北寄りの風速が強まること、その原因であろう。以上の力学的解析から、以下の 2 点のことが判明した。

Fig. 9. Terms balance in zonal momentum equation (1) at 22.5 m depth (in m s^{-2} multiplied by 10^5) at the sites of N, C and S indicated by the circled letters in Fig. 2. Positive value means eastward acceleration of sea water. Thicker solid, dashed, and dotted lines denote the terms of pressure gradient, vertical viscosity and Coriolis force, respectively. Thinner solid, dashed and dotted lines denote the terms of acceleration (left-hand side of equation (1)), advection and horizontal viscosity, respectively.

Fig. 10. Seasonal variation in meridional wind speed at sites N (line with square markers) and S (line with circle markers). In this graph, southerly direction is positive. The periods in Figs. 5 and 6 are also indicated by the vertical lines.

(1) 北寄りの季節風が最大となる厳冬期には Terpenia 湾も含むサハリン沿岸部全域にわたりエクマン収束により海面変位勾配が形成され (Fig. 7, 8), その結果として東西方向運動量について, 地衡流バランスが形成され (Fig. 9), 沿岸部に強い南向きの流れを引き起こしている (Fig. 5, 6) という力学的解釈が成り立つ。

(2) またサハリン南部の南向き地衡流の大きさが北部に比べ弱く, かつ存在期間が短い理由の一つとして, サハリン南部と北部とでの風系の季節変動のずれが挙げられる。

なお, サハリン沿岸における沿岸流に及ぼすエクマン収束の重要性については, 北海道沿岸域での水塊交代のメカニズムを論じた Itoh and Ohshima (2000) や, モンスーン インデックスから宗谷暖流と東サハリン海流の強弱に言及した松山ら (1999) の考察にも一致するものであり, 本研究では同様の機構を, モデルによる流動場の解析によって明らかにすることができた。

さらに, 流動場に関する計算結果を, これまでに行なわれた観測的知見の再現性という観点から検証する。Ohshima *et al.* (2002) はドリフター追跡によってサハ

Fig. 11. Relationships between ice concentration and monthly mean surface temperature in (a) December, (b) January, (c) February, (d) March, (e) April and (f) May.

リン東岸での表層での流れ場を解析し、サハリン沿岸部を南下する沿岸流、Terpenia 湾沖での東向き流れを見出しているが、これらの流れ場の構造に関する観測的知見と計算結果とは良く対応している。

一方、Ohshima *et al.* (2002) はサハリン東岸での南下流の内部構造に言及し、この流れは二つのコア状の構造となっていることを見出し、この構造は9月から10月にかけて特に顕著であるが11月を過ぎると流れの強い部分が、やや沖側に移動することを見出してい

る。沿岸流の内部構造については本モデルの空間解像度でもって正確に再現することは困難であると考えられるが、高解像度化等のモデル改良によって再現できるかどうかを検討することは今後の課題であろう。

なお、流速の大きさであるが、サハリン島北部の沿岸部の表層付近において10月には $5 \sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ 程度、1月には $20 \sim 35 \text{ cm s}^{-1}$ 程度の大きさの流れが観測されている (Mizuta *et al.*, 2001)。この観測結果と計算結果とを比較したところ、計算結果の方は観測値の50%か

ら80%程の大きさであり、流速は観測に比べ小さい傾向を示していた。風応力場の気候値を駆動力として与えている本モデルと、ある特定の時期の観測を直接的に比較検討することは厳密には出来ないものの、今後の検討課題の一つとして考慮しなくてはならないと考える。

また海域NとCでは南風卓越時にあたる夏季においても微弱な南向きの地衡流が認められる (Fig. 9(a), (b))。地衡流速は海域Nでは 2.5 cm s^{-1} 、海域Cでは $0 \sim 1 \text{ cm s}^{-1}$ 程度である。一方、海域Sでは先述の様に 1 cm s^{-1} ほどの北向きの地衡流バランスとなっている。夏季における南向きの地衡流については季節風の向きから考えて、風が主要な駆動源である可能性は低い。一方、サハリン沿岸部の流れは、沿岸に沿う低塩分水の分布によって起こる密度流としての性質を持つ可能性が示唆されている (Ohshima *et al.*, 2002)。また Mizuta *et al.* (2001) によれば、夏季においてもサハリン北端付近の陸棚上 (水深 20 m) において南向きで $5 \sim 8 \text{ cm s}^{-1}$ の流れが実測され、この陸棚上に捕捉された流れは低塩分水の分布と関連がある可能性が指摘されている。したがって本計算結果は、後節 (3.5 節) で述べる様に海水の融解とアムール川の流出とによってサハリン沿岸に沿うように低塩分水が分布することにより (Fig. 17, 21), 夏季において南向きの密度流が誘起されていることを示唆している。

3.3. 結氷期の海表面における水温場

海水が存在する時期の水温場については、観測データが極めて希少であるので、観測との直接比較による検証は困難である。そこで、海水下での海表面水温が基本的に結氷温度になっているかという点から、モデルの妥当性を検証した。Fig. 11 に海水密度度と、海面水温の月平均値との関連を示す。結氷開始時期にあたる12月 (a) は低密度度領域 ($A=0 \sim 30\%$) において -1°C 前後の海水が認められるが、それより密度度が高い場所ではほぼ結氷温度になっている。また1月 (b), 2月 (c), 3月 (d) は、すべての密度度領域でほぼ結氷温度に達している。このことは海水の勢力が最大となる2月と3月には結氷が進み、その時期にはオホーツク海

Fig. 12. The area where the calculated surface temperature dropped to the freezing point during the calculation in the completely open area ($A = 0$).

Fig. 13. Nine regions where calculated surface temperature is compared with that observed by Akagawa (1972). Squares and triangles indicate the sites where calculated temperature and salinity are compared with those observed by Kitani and Shimazaki (1971).

の広範囲で海面水温は結氷温度に至るという一般的知見と合致する。一方、4月 (e) にもほぼ同様の関係が見られるが、密度度の低い領域において高水温の領域が

存在することが分かる。5月(f)では水温上昇の傾向が一層顕著になっている。これは海水の融解が進む4月以降は、密接度の低い南部の海域ほど、開水面において大気からの熱の吸収が早く進み、徐々に海水温が上昇していくことを反映している。したがって、海水域の水温分布として定性的に妥当な結果と判断できる。

また、本モデルのように、海水密接度に関して観測値を直接用いるという方法では、海水分布自体は現実的な分布をモデル中に反映できるという利点がある一方で、海水が存在しないはずの海域で、海面水温の計算値が結氷温度に至る場合があるといった熱力学的不整合が生じることが懸念される。この点についても、モデルの妥当性の検討を行なった。海水が存在しない($A=0$)海域の中で、海面水温が結氷温度に達していた箇所が存在したのは2月と3月においてであった。Fig. 12にその海域を示す。海水分布が最も広くなる時期における、南東の海水縁部(クリル列島の北東部海域)にのみ、そのような海域が出来ていることが分かる。オホーツク海水よりも水温の高い北太平洋水がこの海域に水平に移流してくる効果、もしくは潮汐混合(Kitani, 1973, Nakamura *et al.*, 2000)により、冬季の表層よりも水温の高い亜表層水が局所的に表層水の水温を高めている効果などが、本モデルでは再現されないことが本結果の不整合の要因として挙げられる。

3.4. 水温の時系列に関するモデルの検証

次に、本モデルによって得られた海水温の妥当性を検証した。Akagawa (1968, 1972) は1960年から1970年の期間に行なわれた観測データを集計して、海水が冷却される時期である10月から11月(場所によっては10月から12月)にかけての時期のオホーツク海表層における平均的な水温分布図を作成している。またオホーツク海を幾つかの海域に分けて、各海域ごとに水温の時間変化を記述している。そのデータと計算結果の海域平均値とを比較することとした。Fig. 13に示したオホーツク海内の9海域における観測と計算結果の時系列を、Fig. 14に示した。

オホーツク海の北側の3海域(A, B, C)のうち、西側のAとBについては計算値は観測値よりも低い傾向が見られる。一方、東側のCについては計算と観測の

一致が高い(Fig. 14(A), (B), (C))。

中央の3海域(D, E, F)についてはサハリン島沿岸部のDは比較的良く観測を追随しているが、EとFについては、やや計算値が低くなる傾向を示している(Fig. 14(D), (E), (F))。

南側の3海域(G, H, I)については、Gでの計算値が低い傾向が見られるのに対して、Iでの計算値に逆に高い傾向が見られる。Hでの計算値は観測を良好に追随できている(Fig. 14(G), (H), (I))。

観測資料によって計算と観測との比較が行える期間(秋季～初冬)について、計算値が観測値よりも低い傾向を示した海域については、考えられる差異の原因としては海面での熱フラックスとして与えている気候値の精度が挙げられる。差異の大きさが10月から12月に向かうにつれて徐々に大きくなる傾向が、いずれの場所でも見られる。これはオホーツク周辺の冬季における大気場や海洋場の観測が、その前後の季節よりも極端に希少であることが、海面フラックス値の精度を下げているためであると推測できる。それが本モデルにも反映されたと考える。

一方、計算値が観測値よりも高い傾向を示したIについては、その差異の原因として潮汐の効果を挙げることができる。海域Iはクリル列島の近傍であるが、この海域は非常に潮流が強いことで知られている。クリル近海は急峻な海底と狭い海峡という特異な地形を持っているため、潮汐による鉛直混合が盛んに起こっていると考えられてきた(Kitani, 1973)。また Nakamura *et al.* (2000) は、クリルでの潮汐混合に着目した数値実験を行い、 K_1 潮と海底地形との相互作用による混合のメカニズムを論じている。この鉛直混合により、クリル近海は局所的に特に夏季から初秋にかけて表層水は周辺海域よりも水温が低くなっており、周辺の海水との間にフロントを形成していると考えられている。以上のことから、10月頃に特に本モデルの値が観測値よりも高いのは、潮汐の効果を入れていないことが再現性に大きく影響したためと考える。

以上、モデルによる水温の再現性を検証した結果、海面での熱フラックス値の精度と潮汐による鉛直混合の効果という課題が浮き彫りになった。しかし、本モデルによって、オホーツク海の表層における水温の時間変

Fig. 14. Time-histories of water temperature in the nine sites shown in Fig. 13. Solid lines and dotted lines with square markers denote calculation and observation, respectively.

動と空間パターンを概ね再現することが可能になった。

3.5. 表層低塩分水の季節的消長について

Fig. 15 に、木谷・島崎 (1971) が 1970 年 9 月に行なった観測による、オホーツク海北西部表層の塩分分布を示す。この観測資料によれば、オホーツク海北西部の表面近くの塩分分布から、次の特徴を挙げることができる。

- サハリンの北東沖 (北緯 56 度、東経 145 度) に、局部的に周辺よりも塩分が高い場所が存在する。この現象は、Kitani (1973) が観測データから示唆し、さらに、この海域の数値モデルによって Kowalik and Polyakov (1999) が示しているように、Kashevarov Bank 上での潮汐混合による表面の高塩分化を捉えたものであると推察される。
- 上記の高塩分域の南側は塩分が極めて低い海域と

Fig. 15. Observed salinity distribution in the northern part of the Okhotsk Sea in September, 1970 (after Kitani and Shimazaki, 1971). Contour interval is 0.2.

なっており、木谷・島崎 (1971) は、これはアムール系水などの影響を受けていると述べている。

- シベリア大陸沿岸部にも海岸線に沿うように低塩分域が存在する。

オホーツク海北部における観測は希少であるために、その1回の観測と本研究の計算結果は厳密に比較できるものではない。しかし、オホーツク海北西部は本研究で着目しているように、低塩分水の生成において重要な海域であると考えられるために、上記の様な表層塩分に関して見られる幾つの特徴を再現しているかを検証した。

まず、木谷・島崎 (1971) の示したデータのうち、オホーツク海北部に存在する水塊の持つ性質を、本計算結果がどの程度再現できているかを検討した。Fig. 16 に、9月における Sta. 114 (Fig. 13 中の▼地点)、Sta. 120 (Fig. 13 中の■地点) における表層から水深 75 m 付近までの海水の、観測とモデルでの TS ダイアグラムを示している。計算では海表面近傍での塩分が観測に比べ低くなる傾向があるものの、深度が増すと計算によるダイアグラムの傾きは観測によるものに良く一致しており、オホーツク海北部表層に存在する水塊の特徴を良く捉えている。

Fig. 16. Temperature-Salinity diagrams at (a) Sta. 114 and (b) Sta. 120 indicated by the square and triangle sites (Fig. 13). Solid lines and dashed lines indicate calculation and observation, respectively.

これを踏まえて、次に Fig. 17 にモデルによって得られた6月から10月にかけての塩分水平分布を示す。塩分 32 以下の水塊を表層低塩分水と定義 (Takizawa, 1982, Itoh and Ohshima, 2000) されているので本研究でも、それに従って計算結果を検討した。

最初にオホーツク北部に注目し木谷・島崎 (1971) などによる観測との比較を行なった。その結果、Kashevarov Bank での局所的な高塩分域はモデルでは再現されていない。これは先述のクリル列島周辺での水温に関する検討内容と同様に、潮汐混合による効果が本研究では解析されていないことが原因であると考えられる。一方、アムール川河口周辺での低塩分帯は再現されている。9月頃はアムール川流出量が最大値を示す時期であることから、モデルにおいてもアムール川からの淡水供給による効果が現われている。さらにシベリア沿岸部での低塩分域についても概ね再現できている。

シベリア沿岸部での低塩分の要因を研究した観測資料は少ないが、計算結果から推察されるのは以下のことである。オホーツク海において海水が全て融解するのは平均的には5月の終わりから6月にかけてであるが、この時期に依然として海水が融け残っているのが、ここで注目しているオホーツク北西部の大陸沿岸部である。一方、アムール川の淡水の影響は主としてサハリン東岸に沿って南方に波及すると考えられており (藤井・阿部, 1976, Watanabe, 1963b), シベリア大陸沿岸部

Fig. 17. Calculated horizontal distributions of surface salinity in (a) mid-June, (b) mid-July, (c) mid-August, (d) mid-September, and (e) mid-October. The area with a salinity lower than 32.0 is shaded. Contour interval is 0.2.

の様に河口から北方に離れた位置する海域に与えるアムール川の影響は極めて小さいと考えられる。従ってシベリア大陸沿岸部での9月頃に見られるこの海域での低塩分は、海水の融解水が主要な起源であると推察される。この推察は、後で融解量分布を追求することで検証する。

次に、サハリン沿岸部に着目する。Takizawa (1982) によって東サハリン海流系水 (ESCW : East Sakhalin

Current Water) と分類された水塊の生成要因は、アムール川の淡水供給であると記述されることが多い。このESCWについては幾つかの観測によっても存在が報告されている。藤井・阿部 (1976) は1969年～1974年の夏季に行なわれた現場観測から、サハリン東岸に沿うように分布する低塩分水塊の存在を報告している。また伊東・安田 (1998) は1996年の10月から11月にかけて行なわれた観測によって同様の事柄を報告している。サハリン東岸にも低塩分水が分布することは、計算でも再現できている。ここで海水の融解時期に着目して、表層での塩分分布の推移を観察すると、北へ衰退する海水の水縁を追いかけるように低塩分の分布も徐々に北側へと縮小していくが、上で述べたシベリア沿岸部同様、サハリン東岸部も融解水が残存していることが明らかである。藤井・阿部 (1976) の観測は6月から8月の時期に行なわれたものであり、その観測結果からサハリン東岸での低塩分水の分布の仕方は複雑であり、同じ夏季でも年による変動が大きいとされているものの、サハリン島の東岸にはいずれの年も低塩分水は存在することが述べられている。

低塩分水塊の起源として、アムール川の河川水及び海水の融解水が、それぞれどの程度寄与しているかということについては、これまでの研究において明確に把握されていない。そこで、海水の融解量の時空間分布を追求することで、低塩分水塊の形成要因について計算結果を用いて解明した。

各グリッドにおいて海水の融解速度に海水面積 ($\equiv A \times \Delta S_{grid}$, ΔS_{grid} は、 $1/4^\circ$ 間隔のグリッド面積) を乗じて海水の融解量を見積もった。なお、北緯55度付近のグリッド ($\Delta S_{grid} \cong 4.43 \times 10^8 \text{ m}^2$) において $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ の融解量とは、そのグリッドで海水が鉛直方向に1か月で60 cm程度融解することに対応する。

Fig. 18に、そのようにして見積もった融解量の分布を示す。4月中旬ではサハリン沿岸部を含むその周辺海域からシベリア沿岸部にかけて、特に多く融解が起きており、その量は $50 \sim 150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 程度である。5月中旬にはサハリン島とシベリアの沿岸部に4月中旬とほぼ同程度の融解量が分布するが、その融解範囲は4月に比べ縮小しており、6月中旬には主としてシベリア沿岸部のみで融解が起きている。

Fig. 18. Calculated horizontal distributions of ice melting volume flux ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$). Contour interval is $10 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$.

一方、アムール川の流量が急上昇するのは概ね5月以降であるから (Fig. 1), アムール川の影響がサハリン沿岸部に及ぶ以前の時期にシベリア沿岸部とサハリン東岸での低塩分水分布に大きく寄与するのは、海水の融解水であると推論できる。

Table 2. Monthly-mean ice melting volume flux (in $10^4 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$) in the 'Box 1', 'Box 2' and Monthly-mean volume of Amur River discharge.

	Box 1	Box 2	Amur River
April	1.7979	1.9082	0.3231
May	1.4975	1.4050	1.4094
June	0.2714	0.1145	1.5948
July	0.0000	0.0000	1.5553
August	0.0000	0.0000	1.9291
September	0.0000	0.0000	2.0813
October	0.0000	0.0000	1.6597
November	0.0000	0.0000	0.6162

Fig. 19. The boxes ('Box 1' near the Siberian coast and 'Box 2' near the Sakhalin coast) where the total melting volume fluxes were estimated.

Fig. 20. A schematic drawing of three constituents of the surface low salinity water along the Siberian coast and along the Sakhalin coast in the formation season.

これまでの推論を裏付けるために、着目海域であるシベリア沿岸からサハリン沿岸にかけての海域での融解の総量と、アムール川の流量との時間変化を比較した。海水の融解量を、Fig. 19に記した二つのBox (Box 1, Box 2) の中で総和を取り、Box 内の融解総量の月平均値を計算した。その値と Fig. 1 のアムール川の月

Fig. 21. Calculated horizontal distributions of surface salinity during the period from late October to late November: (a) late October, (b) early November, (c) mid-November, and (d) late November. The area with a salinity lower than 32.0 is shaded. Contour interval is 0.2.

平均流量とを合わせて、Table 2 にまとめた。

融解が始まる4月においては Box1, 2 共に $2.0 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 弱の融解量であり、これはアムール川流出量の6倍程の量である。したがって4月においてはシベリア沿岸部とサハリン沿岸部表層の低塩化に対する寄与は海水の方が極めて大きい。5月では Box1, 2, アムール川ともに $1.4 \sim 1.5 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 程度となりアムール川の寄与が台頭している。6月には海水の融解量が大きく減少するが、アムール川の流出量は増加を始めている。7月以降は海水が融解し切るために融解量は0となるが、アムール川からは、さらに $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 以上の流出が10月まで維持されている。

以上の解析から、オホーツク海における表層低塩分水は、(1) 海水融解による短期間(4月～5月)での生成と、(2) アムール川による長期間(5月～10月)での生成とから成る、という様に特徴付けられる。以上から、夏季以降の形成時期において低塩分水塊のソースの内部構造は、概ね Fig. 20 に示す様に構成されていると考えることができる。つまり、シベリア大陸沿岸部

及びサハリン島沿岸部の広範囲にわたり海水の融解により供給されて残存する水塊、及びそれらの間に挟まれる様に、アムール川からサハリン沿岸沿いに波及する水塊が分布していると考えられる。

また、このサハリン東岸の低塩分水塊は秋季に南下し、やがて北海道沿岸にまで到達することが指摘されている (Watanabe, 1963b, Akagawa, 1977)。北海道沿岸域における水塊の季節変動は、Itoh and Ohshima (2000) により詳細に論じられている。彼らは表層においてはサハリン島の南端に低塩分水塊が出現し始めるのが8月頃であり、それが10月頃までは停滞しており、11月頃から南下傾向を示し12月頃には北海道に着岸すると論じている。この南方への輸送過程について、計算結果を検討した。

Fig. 21 に10月下旬から11月下旬にかけての表層塩分の推移を示す。Fig. 17(c), (d), (e) も合わせて検討すると、沿岸部に沖合いよりも塩分の低い水塊が分布しており、沿岸に沿って徐々に南下している様子が分かる。この南下現象自体は再現されたものの、観測では塩分32以下の水塊が北海道沿岸にまで到達するとされているのに対し、計算では塩分32の分布が北緯49度付近にとどまっている。この不整合の要因としては、3.2節で検討した様にモデルでは東サハリン海流の流速が現実よりも遅くなることが挙げられる。

さらに時間が経過すると、低塩分水は徐々に表層から姿を消し始めている (Fig. 21(c), (d))。

北寄りの季節風が強い時期に、サハリン東岸でエクマン収束が起きていることが、本モデルによって再現されたことは先に述べた。Ohshima *et al.* (2001) は北海道沿岸域における冬季の観測から、エクマン収束の効果で従来考えられていたよりも混合層が厚くなることを示唆している。これと同様の機構が、秋季から冬季にサハリン東岸でも起きていると推測される。即ち、エクマン収束は沿岸近傍において沿岸沈降を伴うが、この効果が低塩分水が表層から消失する現象に寄与していると推測される。

Fig. 22 にサハリン沿岸部の北緯53度線上 (Fig. 2中の太線) における塩分分布の鉛直断面分布を時間を追って示す。7月から9月頃の高表面の沿岸側には低塩分水が存在し、明瞭な躍層を形成している (Fig. 22(a),

Fig. 22. Vertical profiles of salinity along the 53°N line near the Sakhalin coast (indicated by the solid line in Fig. 2): (a) mid-July, (b) mid-August, (c) mid-September, (d) mid-October, (e) mid-November, and (f) mid-December. The area with a salinity lower than 32.0 is shaded. Contour interval is 0.1.

(b), (c)). 10月に入ると、表層の塩分分布は変化し始め、次第に躍層が岸に向かって傾き始めて、表層水が沿岸部で沈降することが分かる (Fig. 22(d)). それと同時

に、表層における低塩分水としての性質は失われていく。10月は北寄りの季節風が強くなり始める時期であり、11月から12月へと時間が経過するにつれて、この

風は強さを増すこと (Fig. 10) を併せ考えると、エクマン収束による沿岸での沈降が進行し、沿岸周辺での表層水の厚みが増していくものと考えられる (Fig. 22(e), (f))。

混合層の厚みの増加には大気のコレクションによる鉛直拡散の増加が主要な効果として重要であるが、北寄りの季節風が生み出す沈降流による鉛直移流効果も、沿岸近傍での表層低塩分水の消失、沿岸部での表層水の厚みの増加に大きな寄与をしていることが本計算結果から示された。

本研究は物理過程のみのモデリングであったが、今後の発展として生態系モデルとの結合を図るなどして、オホーツク海の海洋環境保全に貢献できるように改良を進めていく必要があると考える。

謝 辞

本研究を進めるにあたり東京大学大学院工学系研究科の山口 一教授を始めとする応用流体工学研究室の方々には様々な助言を頂戴いたしました。また数値計算を行うに際し、東京大学大学院新領域創成科学研究科の木下 嗣基助手には多くのご指導を頂きました。また計算結果を検証するにあたって北海道大学低温科学研究所の大島 慶一郎助教授にはドリフター観測に関する論文を送付して頂きました。ここに記してお礼申し上げます。

本論文中の図の作画には「地球流体電脳ライブラリ」を用いました。アムール川流量データは Global Run-off Data Center より入手したものを利用しました。

なお本研究の一部は科学技術振興事業団の「計算科学技術活用型特定研究開発推進事業 (平成 12 年～14 年)」の一環として行なわれましたことを付記します。

References

- Adcroft, A., C. Hill, and J. Marshall (1997) : Representation of topography by shaved cells in a height coordinate Ocean Model. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2,293–2,315.
- Akagawa, M. (1968) : The mean sea surface temperature of the Okhotsk Sea in cooling season (Preliminary report) – Normal distribution of sea surface temperature –. *Rec. Oceanogr. Wks. Japan*, **9**, 263–278.
- Akagawa, M. (1972) : The mean sea surface temperature of the Okhotsk Sea in cooling season (Second report) – Normal sea surface temperature –. *Oceanogr. Mag.*, **24**, 57–63.
- Akagawa, M. (1977) : Characteristics of oceanographic conditions in the Okhotsk Sea and meteorological conditions over the Far East in November. *Oceanogr. Mag.*, **28**, 33–45.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb (1977) : Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA General Circulation Model. *Methods Computational Phys.*, **17**, 173–265, Academic Press, London.
- 藤井 浄, 阿部 深雪 (1976) : オホーツク海西部水域の夏季に出現する水塊について (予報). 北水研報, **41**, 93–117.
- Gill, A. E. (1982) : *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, London.
- 半沢 正男, 飯田 隼人, 唐牛 公平, 松崎 正夫, 重原 好次, 黒沼 新一, 赤川 正臣, 朝岡 治 (1981) : オホーツク海における冷水の発達機構に関する研究. オホーツク海に関する総合研究報告書, 66–131, 科学技術庁研究調整局.
- Hibler, III. W. D. (1979) : A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815–846.
- 伊東 素代, 安田 一郎 (1998) : 1996 年秋季オホーツク海の海洋構造, さけ・ます調査報告/遠洋水研編, **46**, 2–14.
- Itoh, M. and K. I. Ohshima (2000) : Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643–654.
- Kantha, L. H. and C. A. Clayson (1994) : An improved mixed layer model for geophysical applications. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25,235–25,266.
- 木谷 浩三, 島崎 健二 (1971) : 北部オホーツク海の夏季の海況について. 北大水産研究彙報, **12**, 231–242.
- Kitani, K. (1973) : An oceanographic study of the Okhotsk Sea—Particularly in regard to cold waters—. *Bull. Far. Seas. Fish. Res.*, **9**, 45–77.
- Kowalik, Z., and I. Polyakov (1999) : Diurnal tides over Kashevarov Bank, Okhotsk Sea. *J. Geophys. Res.*, **104**, 5,361–5,380.
- Leonov, A. (2000) : Oil and gas development on the Sakhalin Island Shelf: An assessment of changes in the Okhotsk Sea's ecosystem. *Slavic Res. Center Occasional Papers*, **71**, 151–180.
- 松山 優治, 青田 昌秋, 小笠原 勇, 松山 佐和 (1999) : 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **8**, 333–338.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982) : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2001) : Southward current off the east coast of Sakhalin in the Sea of Okhotsk observed from 1998 to 2000. *16th Int. Symp. Okhotsk Sea and Sea Ice*, 198–205.

- Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, T. Takizawa, T. Kono, Y. Kawasaki, and M. Fukazawa (2000): The generation of large-amplitude unsteady lee waves by subinertial K1 tidal flow: A possible mechanism in the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1,601–1,621.
- Ogi, M., Y. Tachibana, F. Nishio, and M. A. Danchenkov (2001): Does the fresh water supply from the Amur river flowing into the Sea of Okhotsk affect sea ice formation? *J. Meteorol. Soc. Japan*, **79**, 123–129.
- Ohshima, K. I., G. Mizuta, M. Itoh, Y. Fukamachi, T. Watanabe, Y. Nabae, K. Suehiro, and M. Wakatsuchi (2001): Winter oceanographic conditions in the southwestern part of the Okhotsk Sea and their relation to sea ice. *J. Oceanogr.*, **57**, 451–460.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, and G. Mizuta (2002): Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with the satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3,195–3,210.
- Orlanski, I. (1976): A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, **21**, 251–269.
- Sekine, Y. (1990): A barotropic numerical model for the wind-driven circulation in the Okhotsk Sea. *Bull. Fac. Bioresources, Mie Univ.*, **3**, 25–39.
- Simizu, D. and K. I. Ohshima (2002): Barotropic response of Sea of Okhotsk to wind forcing. *J. Oceanogr.*, **58**, 851–860.
- 須田 皖次 (1933): 海洋科学. 古今書院, 東京.
- Takizawa, T. (1982): Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 281–292.
- Watanabe, K. (1963a): On an estimation of the origin and drifting speed of ice appearing off the coast of Hokkaido—Study on sea ice in the Okhotsk Sea (III) — *Oceanogr. Mag.*, **14**, 101–116.
- Watanabe, K. (1963b): On the reinforcement of the East Sakhalin Current preceding to the sea ice season off the coast of Hokkaido—Study on sea ice in the Okhotsk Sea (IV)—. *Oceanogr. Mag.*, **14**, 117–130.
- Yamada, F. and Y. Sekine (1999): Dependence on the vertical eddy diffusivity for the oceanic circulation in the Okhotsk Sea. *La mer*, **37**, 45–57.
- Yang, J. and S. Honjo (1996): Modeling the near-freezing dichothermal layer in the Sea of Okhotsk and its interannual variations. *J. Geophys. Res.*, **101**, 16,421–16,433.
- Yoon, J. H. and H. Kawamura (2002): The formation and circulation of the intermediate water in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **58**, 197–211.

Numerical Modeling for the Seasonal Variation of Physical Oceanographic Field of the Surface Layer in the Okhotsk Sea

Yoshiki Nishi *, Shigeru Tabeta *, and Masataka Fujino *

Abstract

Using the numerical ice-ocean coupled model with a time-varying boundary condition, the authors examined seasonal variation in physical oceanographic characteristics of the surface layer in the Okhotsk Sea. In order to validate the numerical model, the computed results of ice-drift velocity, ocean current, sea surface temperature and salinity were compared with the coordinating field data. Although a few discrepancies between calculations and observations were detected, most of the characteristic features were reproduced by the model. For instance, the computed ice-drift velocity was in good accordance with that estimated by the field data. Good agreement between calculation and observation was also obtained for the ocean current along the east coast of Sakhalin Island and off Sakhalin Island as well. In particular, it was shown that the strong current area of the East Sakhalin Current extends southward in autumn, and retreats northward in early spring. From the analysis of momentum balance and sea surface elevation, this coastal current is shown to be generated by the strong northerly monsoon through Ekman convergence and geostrophic adjustment in the coastal region. In addition, considerable attention was paid to the surface low-salinity water in the Okhotsk Sea. The formation, the southward movement and the extinction of this water were reproduced successively by our model, whereby the main origins of the surface low-salinity water were shown to be the melting water near the Siberian coast, the effluent of the Amur River and the melting water near the Sakhalin coast.

Key words: Okhotsk Sea, numerical ice-ocean coupled model, seasonal variation, surface low-salinity water

(Corresponding author's e-mail address: nishi@yuiko.t.u-tokyo.ac.jp)

(Received January 20, 2003; accepted August 29, 2003)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2004)

* Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan