



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	アムール川の流出水はオホーツク海北西陸棚域でどのように振る舞うのか？
Author(s)	馬目, 馬目; 三寺, 史夫; Wang, Jia 他
Citation	低温科学, 74, 55-65
Issue Date	2016-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.74.55
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/61064
Type	departmental bulletin paper
File Information	055-065.pdf



アムール川の流出水はオホーツク海北西陸棚域で どのように振る舞うのか？

馬目 歩美¹⁾, 三寺 史夫²⁾, Jia Wang³⁾, 若土 正暁⁴⁾

アムール川流出水の振舞いは、鉄輸送におけるその重要性にもかかわらず未知の部分が多い。本研究ではオホーツク海北部における海水-海洋結合シミュレーションを行い、「アムール川流出水が高密度陸棚水の経路に物質を輸送しうる」という仮説を検証した。シミュレーションの結果、陸棚域で100 km 以上沖へ流出水を輸送しうる二つの経路を確認した。これらの経路は河川水、高密度陸棚水、西向きの季節風が力学的にバランスすることにより維持される。回転流体系では通常河川水は岸沿いを流れるが、本研究はこうしたユニークな結合効果が流出水を効率的に沖側へと運び、高密度陸棚水の経路へ鉄を含む物質を堆積しうることを示した。

How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk?

Ayumi Manome¹, Humio Mitsudera², Jia Wang³ and Masaaki Wakatsuchi⁴

The paths of the Amur River discharge on the continental shelf in the Sea of Okhotsk are still unknown despite their significance in transporting dissolved and particulate iron. In this study, we conduct a coupled ice-ocean simulation for the northern Sea of Okhotsk from June 1998 to September 2000 to answer the question: Does the Amur River discharge deposit materials to the pathway of the dense shelf water? In a series of numerical experiments, we identified two routes (the western and eastern routes) that could transport the river water more than 100 km offshore over the northwestern continental shelf. The two routes share the clockwise gyre in the Sakhalin Gulf and the northeastward flow on the northwestern continental shelf. These features are connected through the westward jet along the slope from the Sakhalin Gulf (the western route) and the northward transport over the shelf break canyon (the eastern route). The river water, the dense shelf water, and the easterly wind are in a fine geophysical balance for those features, and all are required for the formation of the two routes. The model results show that these unique joint effects in the Sea of Okhotsk allow the Amur River discharge to be effectively transported over the northwestern continental shelf, unlike a general river discharge that flows along the coast, and deposit materials into the pathway of the dense shelf water.

キーワード：アムール川流出水, オホーツク海, 海水-海洋結合モデル, 高密度陸棚水, 物質循環

Amur River discharge, Sea of Okhotsk, ice-ocean coupled model, dense shelf water, material circulation

連絡先

Ayumi Manome
Cooperative Institute for Limnology and Ecosystems
Research, University of Michigan
4840 S State Rd, Ann Arbor, MI 48108 USA
Tel. +1-734-741-2289
e-mail : ayumif@umich.edu

1) ミシガン大学

Cooperative Institute for Limnology and Ecosystems
Research, University of Michigan, Ann Arbor, MI, USA

2) 北海道大学低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

3) NOAA Great Lakes Environmental Research
Laboratory, Ann Arbor, MI, USA

4) 北海道大学

Hokkaido University, Sapporo, Japan

1. 背景

アムール川は多量の淡水とともに物質をオホーツク海へ供給する。中でも、鉄は一次生産に不可欠なもので、アムール川流出水からオホーツク海へ供給される物質の一つである。北太平洋亜寒帯では南部のオホーツク海中層水と西部亜寒帯循環の中層に高濃度の溶存鉄と粒子鉄が確認されている (Tsuda et al., 2003; Nishioka et al., 2007)。これらの中層水の交換源はオホーツク海陸棚域にあることから (Matsuda et al., 2009)、高濃度の鉄の起源はオホーツク海陸棚域にある、という仮説を立てることができる。

冬季のシベリアからのモンスーンによる寒気はオホーツク海表面を冷却し、北部沿岸域で活発な海水生産を生じる (Sasajima et al., 2010; Nihashi et al., 2011)。海水生産に伴い、多量のブライン (高塩分水) が生じる。低温で高塩分であるブラインは高密度であり、このように陸棚域の海水生産に伴って生産される場合、高密度陸棚水 (Dense Shelf Water, 以降 DSW) と呼ばれる。DSW は陸棚端から中層へと沈み込み、このとき鉄やそのほか堆積物を取り込まれ (この鉄はアムール川以外にも起源を持ちうる)、やがて北太平洋親潮域へと供給される。鉄は植物プランクトンの光合成にとって必須の栄養物質であるため、このような過程は親潮及び西部太平洋亜寒帯における生物化学システムにとって非常に重要である。

一方で、アムール川流出水と陸棚域に堆積した鉄の関係は未だ不明瞭である。アムール川は中層水で確認された多量の溶存鉄、粒子鉄の重要な起源であると仮説される一方で (Nakatsuka et al., 2010; Nishioka et al., 2013)、この仮説には大きな問いが伴う。アムール川流出水は北西陸棚域まで届き、陸起源の物質を DSW の経路に堆積することができるのか? という問題である。アムール川河口から DSW の経路まで 100 km 以上ある。線形回転流体系では、低密度の河川水は通常沿岸を流れ、その幅はロスビー内部変形半径 (4–8 km, Kawaguchi and Mitsudera, 2009) のスケールを持つ。つまり、単純な河川水流出の力学では、河川水に含まれた鉄が DSW の経路に到達することを説明できないのである。アムール川流域における鉄輸送 (陸側の過程) や DSW による海洋中の鉄輸送 (すでに何らかの過程で陸棚域に堆積された鉄の輸送) に関してはそれぞれ解明されてきているが (Nishioka et al., 2013; Onishi et al., 2012)、これら二つの過程をつなげる機構は物理的にも生物化学的にもわかっていない。

本研究では、物理過程に注目する。Uehara et al.

(2012) は観測データに基づき夏から初秋にかけてアムール川河口から北西陸棚域にかけて低塩分域が広がっていることを示した。また、一般的に春季ブルーム以降表層クロロフィル濃度は低くなる傾向にあるが、衛星観測によると夏場にアムール川河口域と北西陸棚域で高濃度クロロフィルが確認されている (Nakatsuka et al., 2010; Isada et al., 2013)。このことはアムール川流出水が栄養塩を連続的に供給することにより光合成プランクトンの成長を維持していることを示唆する。これらに基づき、物理的な側面から「アムール川流出水が陸棚域、そして DSW の経路に物質を輸送しうる」という仮説を立てる。この仮説の検証には、河川水を DSW の経路へ届ける機構を見つけることが必要である。

一つ要素として考えられるのは、河口域で確認される渦の生成である。夏場にサハリン湾で時計方向の渦がしばしば観測されている (Abrosimova et al., 2009; Zhabin et al., 2010)。この渦は河川水がケルビン波に導かれて南方に流れるのを防ぎ、河川水を湾内にとどめている。しかしながら確認された渦のサイズは 100 km よりも小さく (Fig. 5, Abrosimova et al., 2009)、渦単体で河川水を DSW の経路へ輸送できるかは疑問である。風もまた直接的な強制力として有力な候補である。夏場の西向きの季節風はエクマン輸送により表層の河川水を北側の北西陸棚域に輸送しうる。さらにもう一つ考えられるのは、DSW に伴う密度流である。北西陸棚域では沿岸の海底部に DSW が沈み込むことにより強い水平密度勾配が生じる。これに伴う岸沿いの密度フロントは温度風の関係により岸沿いの流れを生じる。海底での流速をゼロと想定すると、表層では岸沿いで高密度側を左に見る流れが生じる。北西陸棚域では、表層で北東向きの流れが生じることになる。

本研究では、高解像の海水-海洋結合シミュレーションを行い、これらの要素がアムール川流出水の輸送にどのように貢献するかを調査する。

2. モデル

海水-海洋結合モデルは、Fujisaki and Oey (2011) で構築された並列化された Princeton Ocean Model を用いる。同モデルには海水力学・熱力学モデルが結合されている。海水力学モデルは Hunke and Duckowicz (1997) に近い弾粘塑性レオロジーを使用し、海水熱力学モデルには鉛直一次元モデルを使用する (Parkinson and Washington, 1979)。海洋モデルはプリミティブ方程式に基づく 3 次元モデルで、鉛直混合には 2.5 レベル乱流

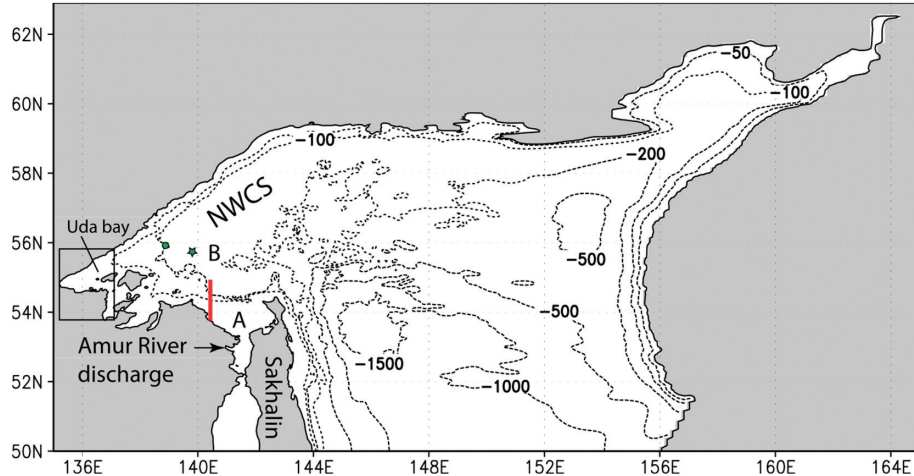


図1：シミュレーションで対象としたオホーツク海北部。等深線は50 m, 100 m, 200 m, 500 m, 1000 m のものを示す。A：サハリン湾。B：陸棚端の谷。NWCS：北西陸棚域。矢印はアムール川流出量を与える部分を示す。赤線は図6と図8における鉛直断面部に対応する。

Figure 1: Computational domain of the northern Sea of Okhotsk. The isobaths of 50 m, 100 m, 200 m, 500 m, and 1000 m depths are shown. A: Sakhalin Gulf. B: The shelfbreak canyon. NWCS: The northwestern continental shelf. The arrow shows the point of Amur River discharge. Red line denotes the section shown in Figs. 6 and 8.

クロージャ モデル (Mellor and Yamada, 1982) を使用し、表面境界条件に Craig and Banner (1994) の碎波モデルを使用する。水平拡散には Smagorinsky タイプの渦拡散を使用する。

計算領域はオホーツク海北半分で、図1に示す。水平格子サイズは北西陸棚域部分とアムール川河口域で1 km, そして東側、南側領域境界へ向かって線形的に増大する。鉛直方向には40層を定義し、層厚さは表層3層までは1 m で固定、それより深い部分では深さに応じて均等に分割する ($z-\sigma$ 座標)。南部のみ開境界となっており、流速の境界条件は Fujisaki et al. (2011) のオホーツク海全域モデル結果を使用し、水温塩分の境界条件は World Ocean Atlas の月別気候値を使用する。モデル初期条件は Fujisaki et al. (2011) の結果を使用する。計算期間は1998年6月から2000年9月までであり、モデルを強制する大気外力データにはヨーロッパ中期天気予報センター (ECMWF) による40年再解析値を使用する。同データは水平解像度 1.125° 、6時間間隔で2 m 高度気温、海面気圧、10 m 高度風速、2 m 高度湿点、全雲量、降水量からなる。降水量のみ水平解像度 2.5° データを使用した。表面塩分は海水で覆われている部分を除き World Ocean Atlas の月別気候値に緩和する。図2はシミュレーションで使用するアムール川流出量を示す。このデータはアムールオホーツクプロジェクト (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/en08/index.html>) から提供されたものである。

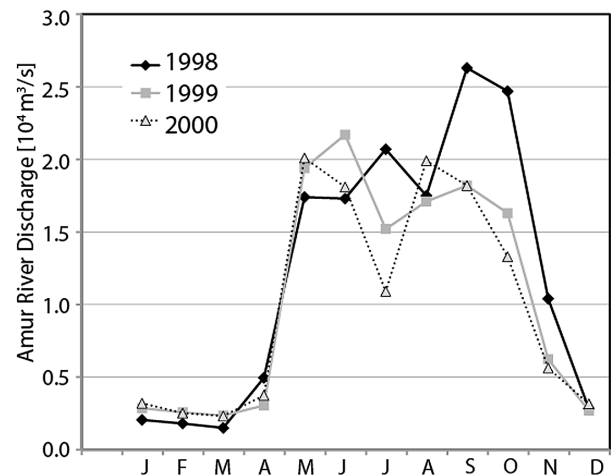


図2：アムール川流量。(アムールオホーツクプロジェクトより提供 <http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/en08/index.html>).

Figure 2: Observed Amur River discharge provided by the Amur Okhotsk project (<http://www.chikyu.ac.jp/AMORE/en08/index.html>).

また、シミュレーションではウダ湾における海水の速度が速くなる傾向にあり、このため海水が過剰に生産されたことから、本研究ではウダ湾 (図1中、四角で囲まれている領域) における海水速度を岸に近づくにつれ指数関数的に減衰させた。

3つの数値実験を行った。まず“標準”実験では上記で述べた通りの設定のシミュレーションを行った。次に“DSW 無し”実験では、海水生産によるブライン排出を仮想的に無いものとした。そして“川無し”実験ではア

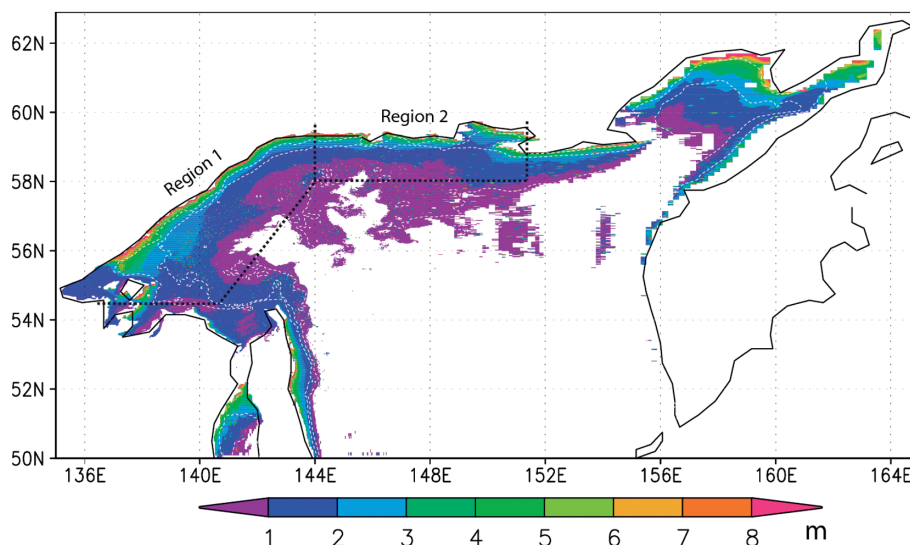


図3：シミュレーションにより得られた海水生産量。1999年11月から2000年3月までの積算値。表1には、Region 1（北西陸棚域）、Region 2（北部陸棚域）における生産量を示す。

Figure 3 : Simulated annual ice production from November 1999 to March 2000. Table 1 lists ice production over the domain, Region 1 and 2.

ムール川の流出を考慮しない。最後に、“風無し”実験では、風による運動量フラックスをゼロとした。単純に風速をゼロとしてしまうと顕熱冷却による海水生産が行われなくなってしまうため、海面での熱フラックスと塩分フラックスは“標準”実験結果のものをあたえた。このため“風無し”実験では海水モデルは結合せず、海水生産によるDSWの生産効果のみが考慮される。さらなるモデルおよび数値実験の詳細については、Fujisaki et al. (2014) を参照されたい。

3. 結果と考察

3.1 海水生産とDSWの生成

ここでは“標準”実験結果の海水生産量とDSW生成について観測データや過去の研究による見積もりとの比較を行う。

図3は1999年から2000年にかけての冬の積算海水生産量を示す。海水生産は北部沿岸域で活発であることがわかる。これはシベリアからの季節風が寒気を運びつつも海水を沖へと押しやり、沿岸ポリニヤと言われる海水生産がさかんな開水面域を作り出すためである。図には示さないが、1998年から2000年にかけての冬の積算海水生産量でも同じような特徴がみられた。

表1は図3中のRegion 1, 2における海水生産量を示す。これらの領域は衛星観測に基づく海水生産量の見積もりを行った Nihashi et al. (2009) による定義と対応する。北西陸棚域 (Region 1) における海水生産量は北部

表1：オホーツク海海水生産量のシミュレーション結果 [10^3 km^3]。図3におけるRegion 1, Region 2における12月から3月までの積算値を示す。

Table 1 : Simulated volumetric ice production in the Sea of Okhotsk [10^3 km^3]. Cumulative value from December to March. Region 1 and Region 2 are shown in Figure 3.

Experiment		1998-1999	1999-2000
Standard	Total	1.25	1.14
	Region 1	0.32	0.26
	Region 2	0.16	0.13
No Amur	Total	1.18	1.03
	Region 1	0.34	0.27
	Region 2	0.16	0.12

陸棚域 (Region 2) におけるそれよりも多い。これは Nihashi et al. (2009) による見積もりとも一致している。一方で彼らの見積もりは2002年から2005年の3シーズンの平均で北西部陸棚域において $0.47 \times 10^3 \text{ km}^3$ 、北部陸棚域において $0.21 \times 10^3 \text{ km}^3$ である。年が異なるため、単純に比較はできないが、本研究で対象とする1998年から2000年の2シーズンは特別な暖冬であったわけでもなく、また Nihashi et al. (2009) で取り扱われたシーズンのうち2003年から2004年にかけては暖冬、2004年から2005年にかけては海水域面積も平年を顕著に下回っていたこと（参考：気象庁ウェブサイト、オホーツク海の海水域面積の年別経過図 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/okhotsk/okhotsk_annual.html）を考慮すると、本研究で得られた海水生産量は Nihashi et al. (2009) の値と比べ少ないと言える。この

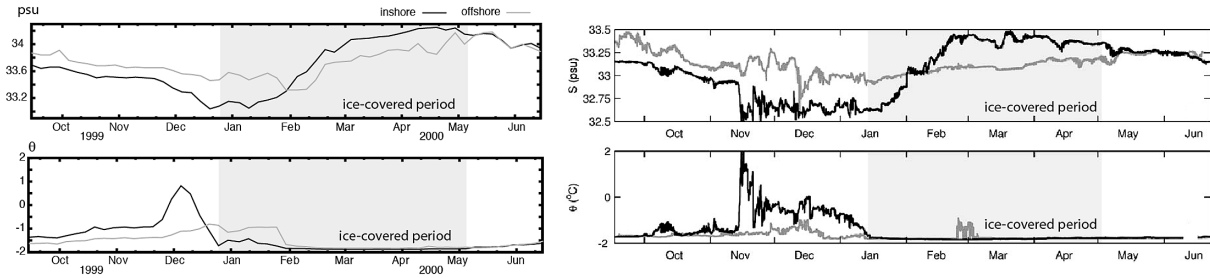


図4：海底における塩分、ポテンシャル温度の時系列。左：シミュレーション結果、右：Shcherbina et al. (2004) による係留観測による。影がかかっている期間は海水に覆われている期間を示す。観測地点は図1中の北西陸棚域における丸印 (inshore) と星印 (offshore) に対応する。

Figure 4: Time series of salinity and potential temperature at the bottom of the two locations shown in Fig. 1. Left: Model results. Right: Observation results cited from Shcherbina et al. (2004). Shading shows the ice-covered period at the inshore site.

差は、Nihashi et al. (2009) の見積もりでは海水-海洋熱フラックスをゼロと見なしていることによると考えられる。本研究で使用したモデルは海洋表面の流速と、海水底面と海洋表面温度の差に基づき海洋-海洋熱フラックスを計算するが、月平均値を見ると2, 3月は 10 W/m^2 以下と小さいが、12月は北西部陸棚域で 37 W/m^2 、北部陸棚域で 27 W/m^2 、1月はそれぞれ 27 , 17 W/m^2 であった。これは12月-3月の積算海水生産量に置き換えると1 m 程度に相当し、海水生産の熱収支を考える上で有意なものである（ただし、この見積もりには沿岸ポリニヤなどで生成される新水には適用できないことに注意されたい）。これは部分的な海水面への短波放射の入射により海水温が温められることや、南東部からの比較的暖かい海水の流入によると考えられる。

シミュレーションが、沿岸ポリニヤにおける海水生産にともなうブラインによるDSWの生成の再現にも成功していることを確認した。沿岸域で生産されたDSWは南西へと海底を流れ、図1B付近で陸棚端の谷へと沈んでいく。図4は海底における塩分と水温の時系列を示す。比較として、Shcherbina et al. (2004) による係留観測データも示す。12月ごろに塩分の低下、水温の上昇が確認できる。これは初冬に強まる風による鉛直混合の結果、表層の低塩、高温の海水が海底部の海水と混合するためである。海底塩分はDSWの沈み込みにより1月に上昇し始め、2月終わりとまで上昇しつづけるが、3月に入ると安定する。この安定状態はKawaguchi and Mitsudera (2009) が提案したように海水生産（ブライン排出）、沖側への塩分アノマリの渦輸送、風による海水輸送がバランスした結果といえる。モデル結果は初期の海底塩分を過大評価しているが、ここでは海水生産にともなう塩分増加が重要であることから、本研究の議論に大きな支障はきたさないといえる。表1には“川無し”実験における海水生産量も示すが、興味深いことに“標準”

実験との差はわずかであった。河川水は結氷点が高い淡水を供給することから海水生産を増加すると考えられることがあるが、本結果はそれに反するものであった。一方Ogi et al. (2001) は、アムール川流出量とオホーツク海海水域面積には経年的に負の相関があることを示し、これは比較的暖かい河川水が夏場にオホーツク海に流入することで冬の海水生産を抑制するためと提案している。アムール川流出水がオホーツク海海水生産に与える影響には複数の要因が関わっており、単純には結論できないことがうかがえる。

3.2 アムール川流出水の輸送

シミュレーション結果で、アムール川流出水が河口付近からどのように輸送されていくかを観察する。図5に10 m 深さにおける塩分と流速分布図を示す。アムール川流出量は5月に流域起源の融雪水の影響で急上昇し（図2）、サハリン湾に顕著にみられる低塩分水に寄与する（図5）。その周囲では、DSWの影響で塩分は比較的高くなっている。5月の段階では陸棚域の大部分はまだ海水に覆われていることに注意されたい。

注目したいのはサハリン湾にみられる時計方向の循環である（2000年5, 7月図に矢印で示す）。この循環は河川水を北緯54.5度付近の急斜面まで輸送している。1999年の5月分布図を見ると、北西陸棚域に岸沿いの、北東向きの流れが確認できる。2000年同月ではこの流れは不明瞭であるが、この流れは東風によるエクマン輸送と関連づけることができる。東経140-142度、北緯54-57度の範囲で西向き風応力 τ_{x0} の見積もりは1999年5月と2000年5月でそれぞれ $2.5 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$ と $1.0 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$ であるから、エクマン輸送 $\tau_{x0}/\rho_0 f$ (ρ_0 は海水密度、 f はコリオリパラメータ) はそれぞれ 0.031 Sv , 0.015 Sv ($\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) と見積もられる。

7月になると、低塩分域はさらに北西陸棚域へ広がる。

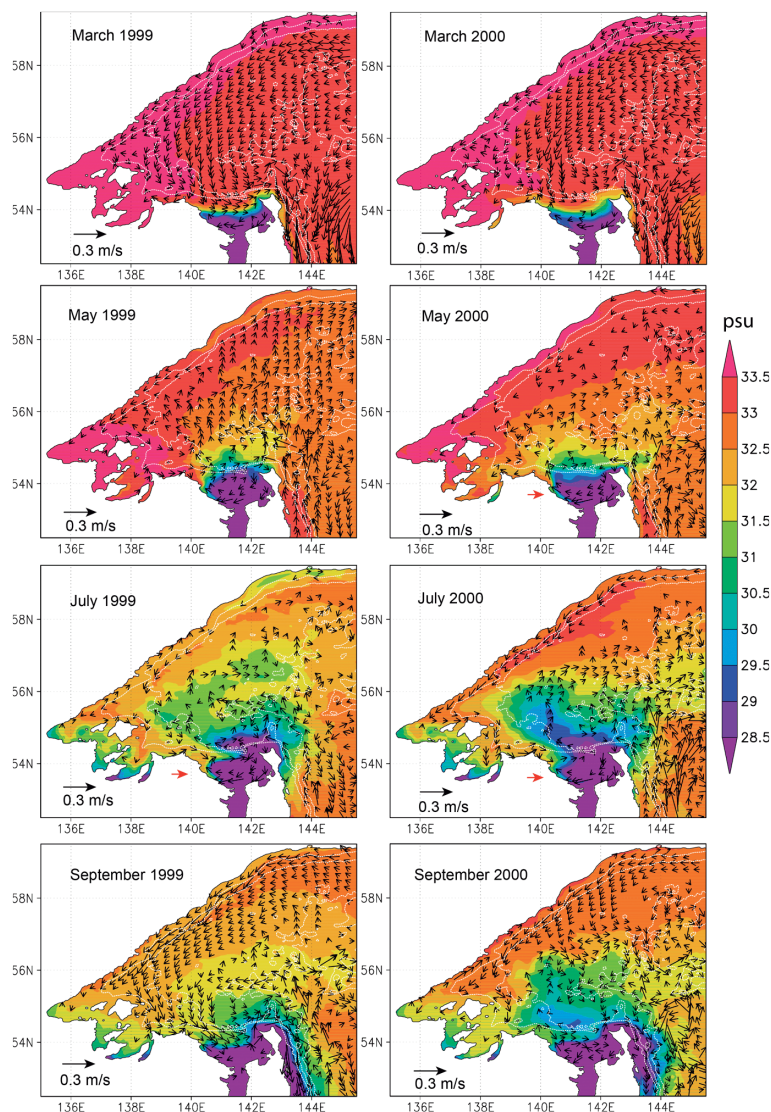


図5：10 m 深さにおける塩分と流速場。“標準”実験結果の月別平均。速度ベクトルは0.03 m/s 以上のもののみ示す。赤矢印はサハリン湾内の時計方向渦を示す。
 Figure 5 : Salinity and velocity fields at 10 m depth. Monthly mean from the “standard” experiment. Vectors with speed less than 0.03 m/s are not shown. Red arrows in May and July indicate the clockwise gyre in the Sakhalin Gulf.

東経140度、北緯56度付近に起源をもつ北東向きの流れが確認でき、低塩分水はこの流れによって輸送されているように見える。また、この北東向きの流れは海底において沿岸から進出してきたDSWによる塩分フロントと対応していて、温度風の関係によって生成した密度流であると考えられる。

もう一つ注目したいのが、サハリン湾の東経141度、北緯54.5度付近から西向きに伸びる西向きのジェットである。このジェットを通る経路を西側経路と呼ぶ。図6は東経140.5度における塩分と流速の断面図を示す。西向きジェットは1999年では5月、2000年では7月に顕著であるが、いずれの場合でも海底付近で岸側に向かって等塩分面（ここではすなわち等密度面）が上向き

に傾斜していることが確認できる。この等塩分面の傾斜は東風による沿岸湧昇も考えられるが、のちの数値実験で示すように、ここでは北部から流れてきたDSWの影響である可能性が高い。

もう一つの経路として、サハリン湾北部の陸棚端の谷（図1中のB）の東側を北へ河川水を輸送する流れである。両年とも7月にこれに伴う低塩分水の分布が見られるが、西向きジェットと比べるとこの流れは不明瞭である。物理的に考えると、谷へ沈み込むDSWは水柱が伸長するため、渦位保存により反時計方向の相対渦度を生じる。表層の河川水の影響が少ない“川無し”実験では谷上で反時計方向の循環が顕著に確認できる（図7a）。

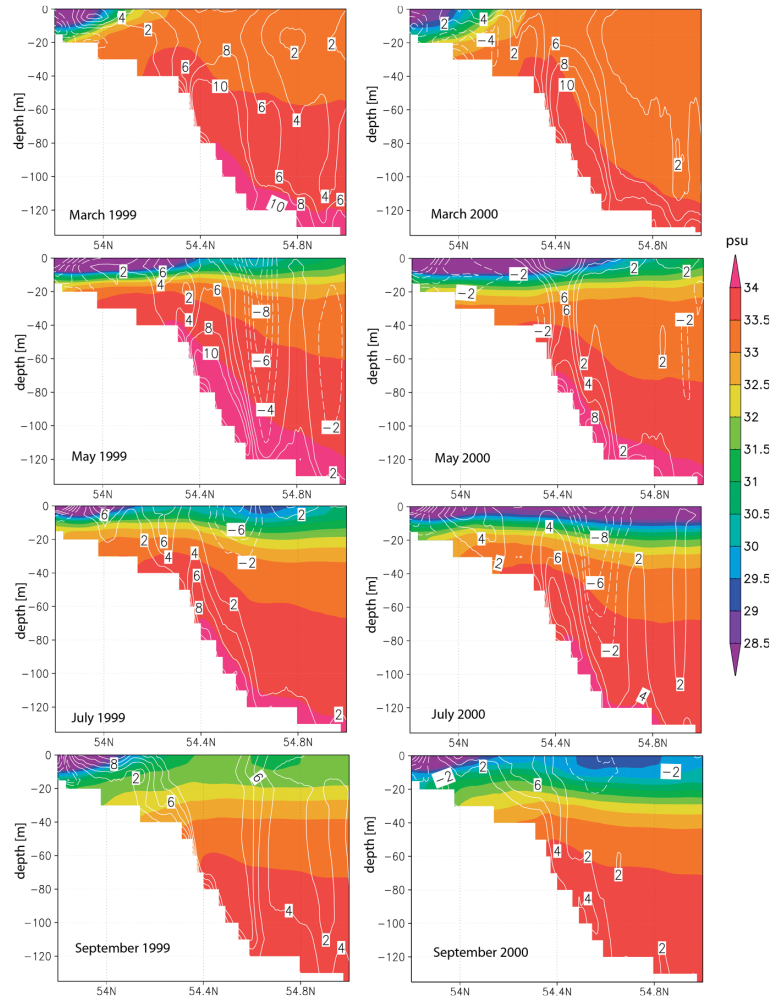


図 6: 塩分と東西流速の東経 140.5 度における鉛直断面 (図 1 中の赤線)。“標準”実験結果の月別平均。実線は東向き、破線は西向き速度を示す。流速の単位は [cm/s]。
 Figure 6: Vertical section of salinity and zonal velocity [cm/s] along 140.5 E (red line in Fig. 1). Monthly means from “standard” experiment. Solid contour denotes eastward flow and dashed contour denotes westward flow.

3.3 DSW, 東風, 河川水が二つの経路の生成において果たす役割

“川無し”実験では海水融解に伴う淡水の供給はあるが、河川水由来淡水の供給がないためサハリン湾内塩分は“標準”実験と比べ高い。また、湾内の時計方向の循環も存在しない (図 7a)。この差は河川水がサハリン湾全体に広がることを示唆する。興味深いことに、“川無し”実験では 3.2 節で述べた西向きジェットが見られない。塩分と流速の鉛直断面をみると、“標準”実験同様、DSW の影響で等塩分面は岸に向かって上向きに傾斜しているが、表面では他の実験と比べ成層が弱くジェットも確認できない。このことは DSW 単体では西向きジェットを維持できないことを示唆する。つまり、河川水が表層に流れ込み強い成層を生じることにより、西向きジェットを生成し、さらにこのジェットが河川水をサハリン湾から西側へと呼び込むという自立した機構があ

ると考えられる。陸棚上における北東向きの流れは“川無し”実験でも存在するが、“標準”実験よりも弱い。同様の機構がこの北東向きの流れにも適用できると考えられるが、河川水がないため“川無し”実験ではこの流れが弱まったと考えられる。

“DSW 無し”実験では、西向きジェットが反転している (図 7c)。これは北部から岸沿いに伝播してくる、東風に誘起された沿岸捕捉波の影響と考えられるが、この結果は現実には DSW と河川水による西向きジェットの形成が風由来の沿岸捕捉波の効果を打ち消すことを示す。

東風は、3.2 節で述べたようにエクマン輸送を通じて河川水の輸送に影響しうが、西向きジェットには直接寄与しないと考えられる。例えば、“川無し”、“DSW 無し”実験では、風の影響を考慮しているが、西向きジェットは確認できないもしくは確認できても“標準”実験と

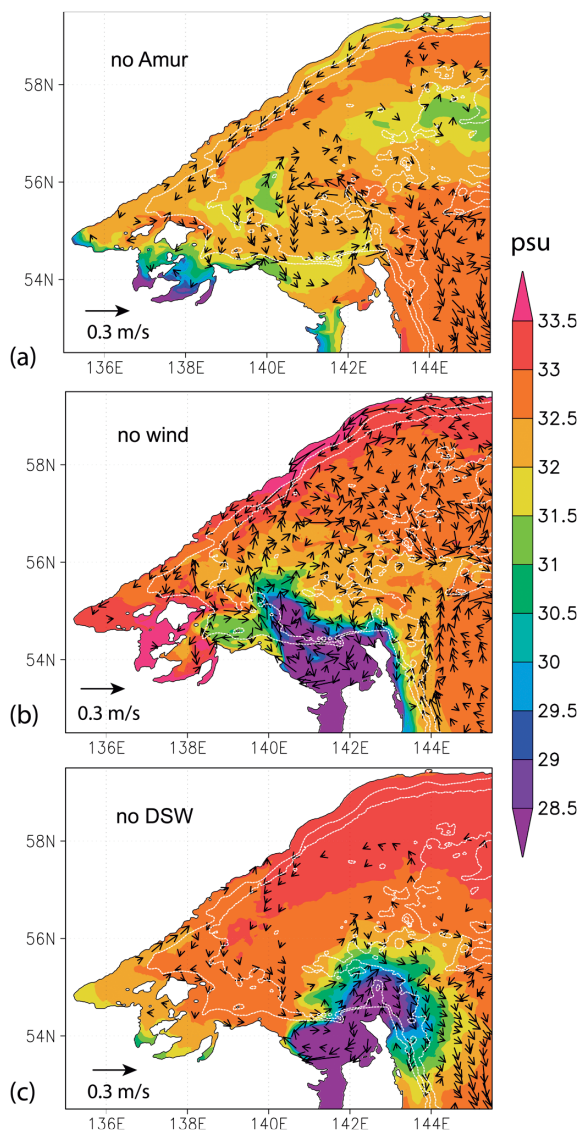


図7：10 m 深さにおける塩分と流速場。1999 年 7 月平均。
(a) “川無し”，(b) “風無し”，(c) “DSW 無し” 実験結果。
Figure 7 : Salinity and velocity fields at 10 m depth. Monthly mean through July 1999. Model results from (a) “no Amur”, (b) “no wind”, and (c) “no DSW” experiments.

比べ不明瞭であった。

陸棚端の谷上の反時計方向の循環は“川無し”実験で最も明瞭である。“標準”実験では複雑な流れを示しており、むしろ谷の東側で北上する流れとして確認できる。反時計方向の循環は3.2節で述べたようにDSWが谷へ沈み込むことによる水柱の伸長によるものと考えられるものの、現実には“標準”実験に見られるように表層は河川水の影響も受ける。また、当然“DSW 無し”実験では谷上の反時計方向の循環はみられない。さらに、“風無し”実験でもDSWを考慮しているにもかかわらずこの循環は不明瞭である。これは風によるDSWの輸送がないため、沖側へのDSWの輸送が制限されるためと言

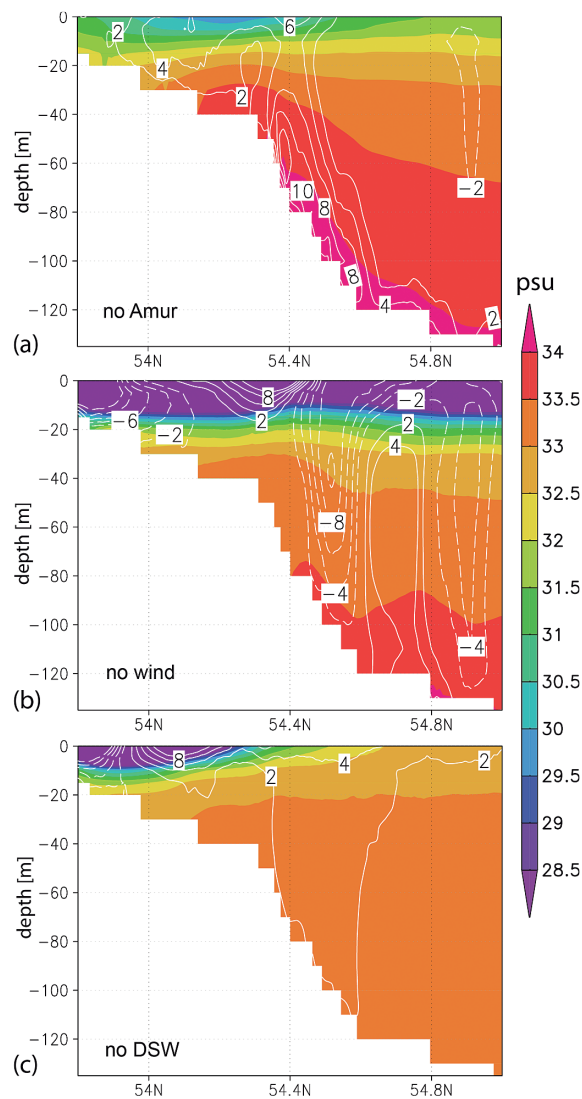


図8：図6と同様、ただし、1999 年 7 月平均。(a) “川無し”，(b) “風無し”，(c) “DSW 無し” 実験結果。

Figure 8 : Vertical section of salinity and zonal velocity [cm/s] along 140.5 E (red line in Fig. 1). Monthly mean through July 1999. Model results from (a) “no Amur”, (b) “no wind”, and (c) “no DSW” experiments. Solid contour denotes eastward flow and dashed contour denotes westward flow.

える。

“風無し”実験では、西向きジェットは確認できるものの(図8)、陸棚上の北東向きの流れは不明瞭で、低塩分水も陸棚域全体に広がるには至っていない。このことは、東風によるエクマン輸送が河川水を陸棚域への輸送し、陸棚上で北東向き流れを形成するのに寄与していることを示唆する。この実験では河川水を考慮しているにもかかわらずサハリン湾での時計方向の循環が見られなかった。また、河川水がサハリン島沿いを流れ、南へ流れてしまっている。これは線形回転流体系で河川流出水の振る舞いとして一般的に予測されるものであるが、この実験結果は風が河川水をサハリン湾内にとどめ、南部

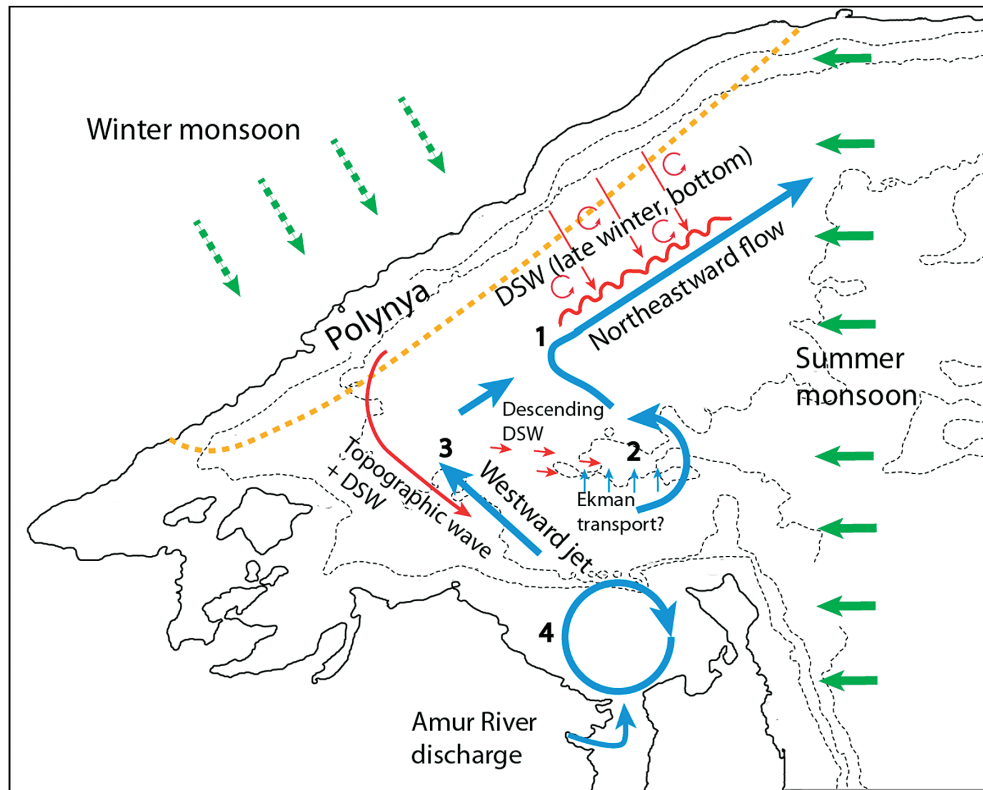


図9：アムール川流出水の北西陸棚域への経路の概念図。西側経路：4. 時計方向渦→3. 西向きジェット→1. 北西向き流れ、東側経路：4. 時計方向渦→2. 北向き輸送→1. 北東向き流れ。青線は河川水の経路、赤線はDSWの輸送経路を示す。

Figure 9: Schematic diagram of the routes for the Amur River discharge to be transported over the northwestern continental shelf. Western route: 4. Clockwise gyre → 3. Westward jet → 1. Northwestward flow. Eastern route: 4. Clockwise gyre → 2. Northward transport → 1. Northeastward flow. Blue lines denote the paths for the river water, and red lines denote the DSW transport.

へ流出するのを防いでいることを示唆する。

サハリン湾における時計方向の循環に風が及ぼす役割については3.4節で議論する。

このように、河川水、DSW、風は河川水を北西部陸棚域全体に運ぶのにいずれも欠かせない。その機構として、陸棚上の北東向き流れ（図9中1）、谷上の反時計方向循環とエクマン輸送（東側経路、図9中2）、西向きジェット（西側経路、図9中3）、そしてサハリン湾における時計方向循環（図9中4）がある。

3.4 サハリン湾の時計方向循環はどのように生成するのか？

3.3節で述べたサハリン湾の時計方向循環（図9中4）は、1999年、2000年のシミュレーション結果に見られた。Abrosimova et al. (2009), Zhabin et al. (2010) は衛星観測データで同様にサハリン湾で時計方向循環を確認している。シミュレーション結果では河川流出が増加し東風が卓越し始める5月に形成し、8月に縮小、9月には消失し、河川水は沿岸流となりサハリン島沿いに南方へと流

れる。この循環の縮小時期は、東寄りの季節風が弱まり、北西よりへと変わる時期と対応している。

“風無し”実験で時計方向循環が形成されなかったことから、この循環の形成には東風が大きな役割を果たしていると言える。一般的な沿岸流として河川水がサハリン島沿いに流れ出てしまうのを防ぎ、サハリン湾内に河川水を止めるこの循環は、陸棚域そしてDSWの経路へ河川水を輸送するのに重要である。

この循環はどのように形成するのか？低密度水が狭い流路から高密度水上に流出する際の渦の形成の例として、Alboran Gyre や、Tsugaru Gyre が挙げられ、これらは理論的にも実験的にも多くの研究がなされてきた (Whitehead and Miller, 1979; Kubokawa, 1991; Nof and Pichevin, 1999)。ほとんどの研究では、流路内の負の渦度と渦の生成を関連づけているが、Nof and Pichevin (1999) では、流路内の渦度にかかわらず、流れの推進力と惑星 β 効果のバランスによって渦が生成することを説明した。また、Pichevin and Nof (1997) は f 面では非線形項に由来する推進力が引き起こす運動量の不均衡によ

り渦が成長し続けることを理論的に示している.

流れを特徴づけるフルード数 $F=U/c$ (U は流出水の速度スケール, c は傾圧位相速度) とケルビン数 $K=L/L_d$ (L は水平長さスケール, L_d はロスビー内部変形半径) を, シミュレーション結果を用いて見積もる. 表層と下層の密度差 $\Delta\rho\sim 7\text{ kg/m}^3/\text{s}$, 表層厚さ $h\sim 8\text{ m}$, コリオリパラメータ $f\sim 10^{-4}[\text{s}^{-1}]$ とすると, 流出水出口の幅は約 20 km であるから, $K\sim 2.7>1$ と Kubokawa (1991) や Nof and Pichevin (1999) の分類によれば渦は形成しない. Nof and Pichevin (1999) では Tsugaru Gyre が暖かい時期にのみ形成することからロスビー内部変形半径と流路出口の幅の比が渦形成に関連すると述べている. また, $F=0.17<1$ と, 非線形性は弱い.

Fujisaki et al. (2014) は, K, F を用いて運動方程式のスケーリングを行っている.

$$\begin{array}{ccccccc} \frac{\partial uh}{\partial t} & +uh\frac{\partial u}{\partial x} & +vh\frac{\partial u}{\partial y} & -fvh & = & -\frac{g'}{2}uh\frac{\partial h^2}{\partial x} & +\frac{\tau_{x0}}{\rho_0} \\ \frac{Uh}{T} & \frac{U^2h}{L} & \frac{U^2h}{L} & fhU & & \frac{gh^2}{L} & \frac{\tau_{x0}}{\rho_0} \\ \frac{UL}{Tc^2} & F^2 & F^2 & KF & & 1 & \frac{L\tau_{x0}}{c^2h\rho_0} \end{array}$$

特徴的なのは風応力による影響が入っていることであるが, これを平均東西風速から見積もると $\tau_{x0}/\rho_0 = -3.8 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^2$ (東風) であるから $L\tau_{x0}/c^2h\rho_0 \sim 0.17$ となる. つまり, 主要バランスとして地衡流平衡, 風応力項は 2 次オーダー, 非線形項の寄与は F^2 オーダーであるから, さらに小さいことがわかる. Fujisaki et al. (2014) では, Pichevin and Nof (1997) と同様の機構ではあるが, 非線形項に由来する推進力の代わりに風応力項が運動量の不均衡と渦形成に寄与している可能性を考察している. 渦の継続が東風の減衰とともに終了することからも, 東風が渦形成に重要な役割を担っている可能性は高い. 経年的な夏の風速場と渦形成の関係に興味及ぶが, 本研究ではここまでの議論に止める.

4. 結論

本研究では, オホーツク海海水海洋結合シミュレーションによりアムール川流出水の振る舞いについて, 表層の河川水が北西部陸棚域まで輸送されるかどうかについて注目して調査した. シミュレーション結果は, 晩春に二つの経路が形成し, 河川水を陸棚上に輸送することを示した. 二つの経路の形成には, 河川水, DSW, そして東風のいずれも欠かせない. 陸棚上の DSW による塩分 (密度) フロントは温度風の関係により表面に北東向

きの流れ (図 9 中 1) を生じ, これが河川水を陸棚域全体に輸送する. 陸棚端の谷上における北向き輸送 (図 9 中 2, 東側経路) においては, DSW が下降し水中が伸長することによる谷上の反時計方向の循環または東風によるエクマン輸送が寄与する. サハリン湾西側で形成する西向きジェット (図 9 中 3) は DSW と河川水が駆動する密度流であり, その維持には DSW と河川水の両方が必要である. サハリン湾における時計方向の循環 (図 9 中 4) は, 河川水が沿岸流として南方へ流れ出てしまうのを防ぐとともに, 河川水を陸棚域へ輸送する. このことは, 物質輸送の観点からも重要である. その形成には東風が大きな役割を果たしていることがうかがえる.

本研究では定性的ではあるものの, 河川水が陸棚域に輸送され, DSW の経路上に物質を堆積しうること示した. 本シミュレーション結果は夏から初秋にかけての表層低塩アノマリ (Uehara et al., 2012) や夏の北西陸棚域における活発な一次生産 (Nakatsuka et al., 2010; Isada et al., 2013) とも対応し, アムール川由来の鉄が北西陸棚域から DSW によって海洋中層へと輸送されたとした「巨大魚付林仮説」を物理的な観点から支持する. 一方で, 実際にどれほどの河川水が陸棚上, つまり DSW 上に輸送され, どれほどの鉄が DSW の経路に堆積するかという定量的な評価は今後の課題といえる.

謝辞

本研究は科研費 (No.222210001, No.22106010) の助成を受けた.

参考文献

- Ambrosimova, A., I. Zhabin and V. Dubina (2009) Influence of Amur River discharge on hydrological conditions of the Amurskiy Liman and Sakhalin Bay of the Sea of Okhotsk during a spring-summer flood. *Sea ice, water mass and freshwater processes/Coastal lagoons, PICES Scientific report*, **36**, 180–184.
- Craig, P. D. and M. L. Banner (1994) Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 2546–2559, doi: 10.1175/1520-0485 (1994) 024<2546:MWETIT>2.0.CO;2.
- Fujisaki (Manome), A. and L.-Y. Oey (2011) Formation of ice bands by winds. *J. Geophys. Res.*, **116**, C10015, doi:10.1029/2010JC006655.
- Fujisaki (Manome), A., H. Mitsudera and H. Yamaguchi (2011) Dense shelf water formation process in the Sea of Okhotsk based on an ice-ocean coupled model. *J. Geophys. Res.*, **116**,

- C03005, doi:10.1029/2009JC006007.
- Fujisaki (Manome), A., H. Mitsudera, J. Wang and M. Wakatsuchi (2014) How does the Amur River discharge flow over the northwestern continental shelf in the Sea of Okhotsk?. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 8–20.
- Hunke, E. C. and J. K. Duckowicz (1997) An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849–1867. doi: 10.1175/1520-0485 (1997) 027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2.
- Isada, T., T. Iida, H. Liu, S.-I. Saitoh, J. Nishioka, T. Nakatsuka and K. Suzuki (2013) Influence of Amur River discharge on phytoplankton photophysiology in the Sea of Okhotsk during late summer. *J. Geophys. Res.*, **118**, 1995–2013, doi: 10.1002/jgrc.20159.
- Kawaguchi, Y. and H. Mitsudera (2009) Effects of along-shore wind on DSW formation beneath coastal polynyas: Application to the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **114**, C10013, doi:10.1029/2008JC005041.
- Kubokawa, A. (1991) On behavior of outflows with low potential vorticity from a sea strait. *Tellus*, **43A**, 168–176, DOI:10.1034/j.1600-0870.1991.t01-1-00007.x.
- Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, K. Uchimoto, T. Nakanowatari and N. Ebuchi (2009) Wind and buoyancy driven intermediate-layer overturning in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Res. I*, **56**, 1401–1418, doi:10.1016/j.dsr.2009.04.014.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851–875.
- Nakatsuka T, J. Nishioka, K. Suzuki and all members of group 2 (2010) Iron transport processes and their impacts on primary productivity in the Sea of Okhotsk. In: *Shiraiwa T (ed) Report on Amur-Okhotsk Project*, **6**, 31–40.
- Nihashi, S., K. I. Ohshima, T. Tamura, Y. Fukamachi and S. Saitoh (2009) Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E. *J. Geophys. Res.*, **114**, C10025, doi:10.1029/2008JC005222.
- Nihashi, S., N. Ebuchi, Y. Fukamachi and S. Takahashi (2011) Characteristics of sea ice in the Okhotsk coastal polynyas revealed by satellites, ice-profiling sonar and digital camera observations. *Ann. Glaciol.*, **52**(57), 133–139.
- Nishioka, J., T. Ono, H. Saito, T. Nakatsuka, S. Takeda, T. Yoshimura, K. Suzuki, K. Kuma, S. Nakabayashi, D. Tsumune, H. Mitsudera, W. K. Johnson and A. Tsuda (2007) Iron supply to the western subarctic Pacific: Importance of iron export from the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **112**, C10012 doi:10.1029/2006JC004055.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shirasawa and M. Wakatsuchi (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem Cy.*, **27**, 920–929, doi:10.1002/gbc.20088.
- Nof, D. and T. Pichevin (1999) The establishment of the Tsugaru and the Alboran Gyres. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 39–54, doi: 10.1175/1520-0485 (1999) 029<0039:TEOTTA>2.0.CO;2.
- 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. Meteor. Soc. Jpn.*, **79**, 123–129.
- Onishi, T., H. Mitsudera and K. Uchimoto (2012) Numerical Simulation of Dissolved Iron Production and Transport in the Amur River and the Sea of Okhotsk. The Dilemma of Boundaries. *Global Environmental Studies*, **Part 3**, 87–105, doi:10.1007/978-4-431-54035-9_9.
- Parkinson, C. L. and W. M. Washington (1979) A Large-scale Numerical Model of Sea Ice. *J. Geophys. Res.*, **84**, No.C1, 311–337.
- Pichevin, T. and D. Nof (1997) The momentum imbalance paradox. *Tellus*, **49**, 298–319, DOI: 10.1034/j. 1600-0870.1997.t01-1-00009.x.
- Sasajima, Y., H. Hasumi and T. Nakamura (2010) A sensitivity study of the dense shelf water formation in the Okhotsk Sea. *J. Geophys. Res.*, **115**, C11007, doi: 10.1029/2009JC005697.
- Shcherbina, A. Y., L. D. Talley and D. L. Rudnick (2004) Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea: 1. Direct observations of brine rejection. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S08, doi:10.1029/2003JC002196.
- Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, Y. Nojiri, I. Kudo, H. Kiyosawa, A. Shiimoto, K. Imai, T. Ono, A. Shimamoto, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, A. Hinuma, M. Kinugasa, K. Suzuki, Y. Sohrin, Y. Noiri, H. Tani, Y. Deguchi, N. Tsurushima, H. Ogawa, K. Fukami, K. Kuma and T. Saino (2003) A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces large centric diatom bloom. *Science*, **300**, 958–961.
- Uehara, H., A. A. Kruts, Y. N. Volkov, T. Nakamura, T. Ono and H. Mitsudera (2012) A new climatology of the Okhotsk Sea derived from the FERHRI database. *J. Oceanogr.*, **68**(6), 869–886, doi:10.1007/s10872-012-0147-3.
- Whitehead, J. A. Jr. and A. R. Miller (1979) Laboratory simulation of the gyre in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, **84**(C7), 3733–3742, doi:10.1029/JC084iC07p03733.
- Zhabin, I. A., A. A. Abrosimova, V. A. Dubina and D. A. Nekrasov (2010) Influence of the Amur River Runoff on the Hydrological Conditions of the Amur Liman and Sakhalin Bay (Sea of Okhotsk) during the Spring-Summer Flood. *Russian Meteorology and Hydrology*, **35**(4), 295–300, DOI: 10.3103/S1068373910040084.