



Title	オホーツク海の海氷と潮汐を介した物質輸送モデリング研究
Author(s)	中野渡, 拓也; 中村, 知裕; 三寺, 史夫
Citation	低温科学, 82, 103-118
Issue Date	2024-03-29
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/91800
Type	bulletin (article)
File Information	09_p103-118_LT82.pdf



[Instructions for use](#)

オホーツク海の海氷と潮汐を介した 物質輸送モデリング研究

中野渡 拓也¹⁾, 中村 知裕²⁾, 三寺 史夫²⁾

2023年11月8日受付, 2023年12月25日受理

北太平洋亜寒帯西部の親潮海域では, 春季に植物プランクトンの大規模なブルームが発生し, 世界でも有数の海洋一次生産量が高い海域として知られている. この海域は硝酸塩等の主要栄養塩が枯渇しない高栄養塩低クロフィル海域であるため, この高い基礎生産の律速因子として微量金属元素である鉄の影響が注目されている. 本報告では, 海氷生成や潮汐混合過程等のオホーツク海に特有の物質輸送プロセスを考慮した生物地球化学数値シミュレーション研究で, 新たに見出された北太平洋亜寒帯域における表層の鉄とリン酸塩の季節から経年スケールの変動機構に関する研究成果について紹介する. また, 今後予想される基礎生産量の変遷について考察する.

Numerical study on nutrient transport through sea ice formation and tidal mixing in and around the Sea of Okhotsk

Takuya Nakanowatari¹, Tomohiro Nakamura², Humio Mitsudera²

The western subarctic North Pacific including the Oyashio region is well known as substantially high primary production area in the world, which attributes to the occurrence of massive spring bloom events. The macronutrient is not depleted even in summer in this region (the high nutrient and low chlorophyll region; HNLC), and thus as the limitation factor, the availability of iron and its decoupling process with macronutrient has been focused. In this report, we present our recent studies of biogeochemical model simulation focused on the role of sea ice formation and tidal mixing processes in the Sea of Okhotsk, and show the new findings on seasonal to interannual variations of macronutrient and micronutrient in the western subarctic North Pacific and its influence on primary production.

キーワード: 生物地球化学モデル, 溶存鉄, リン酸塩, 風成循環, 基礎生産量

biogeochemical model, dissolved iron, phosphate, wind-driven ocean circulation, primary production

1. はじめに

北太平洋亜寒帯西部の親潮海域では, 春季に植物プランクトンの大規模な増殖 (春季ブルーム) が発生し, 世界でも有数の高基礎生産 (Kasai et al., 1997; Kishi et al., 2001; Chiba et al. 2004; Ono et al., 2005; Tsuda et al. 2005;

Tadokoro et al. 2005; Okamoto et al. 2010; Suzuki et al. 2011; Kuroda et al., 2019; Yasunaka et al., 2021), 及び高い栄養塩濃度や動物プランクトン密度 (Saito et al., 2002; Harrison et al., 2004) で特徴づけられる. また, 春季ブルームに伴う植物プランクトンの光合成活動による炭素固定が活発であることから, 大気中の二酸化炭素の大きな吸収源

連絡先

中野渡 拓也

国立研究開発法人 水産研究・教育機構 水産資源研究所

〒085-0802 北海道釧路市桂恋 116

Tel: 0154-92-1723

Email: nakanowataritakuya@affrc.go.jp

1) 国立研究開発法人 水産研究・教育機構 水産資源研究所
Fisheries Resources Institute, Japan Fisheries Research and
Education Agency, Kushiro, Japan

2) 北海道大学 低温科学研究所 環オホーツク観測研究センター
Pan-Okhotsk Research Center, Institute of Low Temperature
Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

(生物ポンプ)としても重要な海域として位置づけられている (Takahashi et al., 2002; Nosaka et al., 2017). このため, この海域における高い基礎生産量を規定するメカニズムの解明は, 海洋低次生態系の理解だけでなく, 地球の炭素循環や水産資源の将来予測においても重要な課題である.

北太平洋西部亜寒帯域は, 夏季においても表層の主栄養塩が枯渇しない高栄養塩低クロロフィル海域 (通称, High Nutrient Low Chlorophyll) で特徴づけられるため, 北太平洋亜寒帯域における基礎生産量の変動を理解するには, 主栄養塩に加えてこの海域の植物プランクトン増殖の制限因子である鉄の供給プロセスやその消費過程を考慮する必要がある (Boyd et al., 2000; Tsuda et al., 2003; Nishioka et al., 2003). 海洋中の鉄の主な供給源として, 古くは大気ダストに由来する海面からの供給 (Duce and Tindale, 1991) や海底火山等の熱水起源の鉄供給 (Resing et al., 2015) の重要性が指摘されているが, 北太平洋亜寒帯西部における主要な鉄の供給源としては, オホーツク海 (Nishoka et al., 2007, 2013, 2014, 2020) やベーリング海 (Nishioka et al., 2021) の大陸棚の堆積物由来の鉄の重要性が多数報告されている. 特に, 親潮海域における硝酸塩に対する溶存鉄の濃度の比 ($d\text{Fe}/\text{NO}_3$) は0.036と他のHNLC海域に比べても高く, 動・植物プランクトンの死滅等に伴う再無機化過程以外の鉄供給過程を考慮することが求められる.

これまで, 全球の溶存鉄濃度の再現を目的として, 鉄サイクルを考慮した生物地球化学モデルを用いた数値シミュレーション研究が世界的にも精力的に試みられている (e.g., Tagliabue et al., 2016). 鉄循環モデリングに関する近年の動向については, 三角・津旨 (2017, 2023) を参照されたい. 北太平洋に関しては, オホーツク海やベーリング海における堆積物由来の鉄フラックスをモデルに導入することによって, 北太平洋中層水に観測されている高い鉄濃度 (Nishioka et al., 2013) の水塊の再現に成功している (Misumi et al., 2011). 特に, オホーツク海北西陸棚における海水生成に伴って形成される高密度陸棚水 (DSW) やクリル海峡における潮汐による鉛直的な水塊混合は, 陸起源の溶存鉄を北太平洋へ供給する上で重要な役割を持つことが示されている (Uchimoto et al., 2014).

近年, 地球温暖化に伴う北極海の海水減少に伴い, ユーラシア大陸等の極域における冬季の気温上昇が増幅しており, 過去50年間で2度と高い上昇率が観測されている (Serreze and Barry, 2011). オホーツク海の海水生産量 (Kashiwase et al., 2014) やそれに伴うDSWの生成量も減少しており (Uehara et al., 2014), オホーツク海のオーバーターの弱化が懸念されている. また, オホーツク海の周

辺海域では, 栄養塩や溶存酸素に数十年程度の長周期変動が観測されており (Ono et al., 2001, 2002), 太平洋10年規模変動に伴う亜寒帯循環の変化 (Yasunaka et al., 2016) や月の歳差運動に伴う潮汐の18.6年周期変動の影響 (Osafune and Yasuda, 2006; Tadokoro et al., 2009) が指摘されている. このように, 北太平洋亜寒帯域における物質循環や低次生態系に対する気候変動の影響評価を行うためには, 鉄サイクルを考慮した低次生態系モデルに加えて, 海水や潮汐混合過程を考慮した海洋モデルが必要となる.

本稿では, 主栄養塩 (ここでは, リン酸塩) のサイクルと鉄のサイクル (デカップリング) を考慮した生物地球化学モデルと海水・海洋結合生物地球化学モデルを用いた数値実験に基づき, 北太平洋亜寒帯域の表層の溶存鉄やリン酸塩の季節から経年スケールの変動を紹介すると共に, 近年の地球温暖化に伴う海水減少の鉄輸送への影響や今後予想される基礎生産量の変化について議論する.

2. 海水・海洋結合生物地球化学モデルの概要

本研究で用いた海洋モデルは, 東京大学大気海洋研究所で開発された海水・海洋結合モデルCOCO 3.4 (Hasumi, 2006) である. モデルの領域はオホーツク海を含む西部亜寒帯域 (39° – 63.5° N, 136° – 179.5° E) であり, 空間分解能は $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 鉛直解像度は51層である (図1). このモデルでは, 中規模スケール以下の渦を陽に解像することができないが, オホーツク海や亜寒帯西部における風成循環の季節～経年変動成分やクリル海峡におけるオホーツク海と太平洋間の海水の流入・流出 (海水交換) は概ね再現されている (図1a, Nakanowatari et al., 2015). 海水モデルは, 海水内部の熱容量をゼロと近似した熱力学モデル (Semtner, 1976) と海水の変形と内部応力を考慮した粘塑性レオロジー力学モデル (Hunke and Dukowicz, 1997) で構成されている. 潮汐による密度間混合については, クリル海峡の海底付近から海面までの水温と塩分の鉛直拡散係数を漸近的に変化させることによって間接的に表現している (図1b).

この海洋モデルは, 海水生成量や海水分布, さらに北西陸棚域でのブライン排出によって形成されるDSWやクリル海峡における潮汐混合によって駆動される水塊変質, オホーツク海中層水 (OSIW) の再現性も優れている特徴がある (Uchimoto et al., 2014; Nakanowatari et al., 2015). このモデルは親潮第2分枝を再現することはできないものの, 親潮第1分枝や沿岸親潮の水塊や流動場の経年変動は定性的に再現されることから, オホーツク海起源の物質輸送や

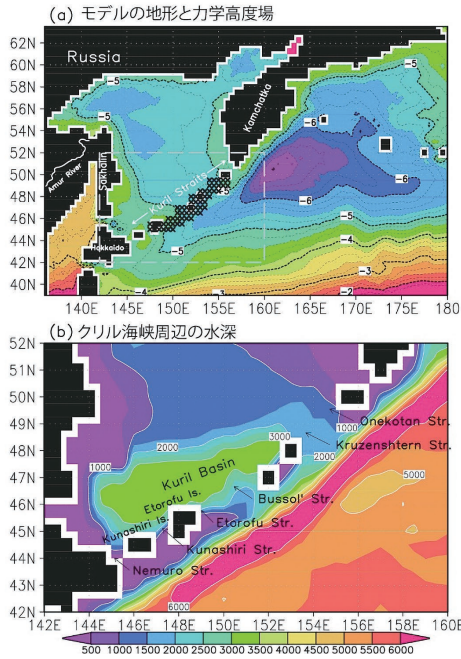


図1 : (a) モデルの地形と海面の力学高度場の年平均分布 (m^2/s^2)。クロス記号は、鉛直拡散係数を海底で $500\text{cm}/\text{s}$ で海面に向かって徐々に減衰する分布を与えた海域。等値線間隔は $0.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。(b) クリル海峡周辺のモデルの水深と海峡の分布。Nakanowatari et al. (2021) の Fig.1 より加筆。

Figure 1: (a) Model topography and climatological annual mean of dynamic height at surface (m^2/s^2). Cross mark indicates the region where the vertical diffusive coefficients are enhanced. (b) Model topography around the Kuril Straits (rectangular region in panel a) and the location of the straits (After Nakanowatari et al., 2021).

その変動の影響を評価することは可能である。海洋モデルの物理場の再現性の詳細については、Nakanowatari et al. (2015, 2021) を参照されたい。

生物地球化学モデルは栄養塩タイプの低次生態系サイクルに加え、溶存鉄と海水の化学平衡を考慮したモデルである (Parekh et al., 2005)。主栄養塩としてリン酸塩 (PO_4) と溶存鉄 (Fe) の他、生物の死骸などを表現する溶存有機リン (DOP) を予報変数としたオイラー型のトレーサー移流・拡散方程式であり、生物による取り込みと分解・沈降プロセスを考慮したソースとシンク項で構成されている。生物による PO_4 の取り込み速度 (Γ) は以下の式で表されるように、比例定数 (α) とリン酸塩 (PO_4)、溶存鉄 (Fe)、そして光強度 (I) のミカエリス・メンテン型の積で表現される。

$$\Gamma = \alpha \frac{\text{PO}_4}{\text{PO}_4 + K_{\text{PO}_4}} \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + K_{\text{Fe}}} \frac{I}{I + K_I}, \quad (1)$$

これらの予報変数の半飽和定数の内、 K_{Fe} と α について

は感度実験の結果に基づいてリン酸塩が枯渇しないように調整されている (Uchimoto et al., 2014)。このモデルは溶存鉄と主栄養塩のサイクルをシンプルに表現しているが、HNLC 海域における溶存鉄とリン酸塩のデカップリングは考慮されている。

溶存鉄の予報方程式には、生物による吸収とバクテリアによる分解に伴うソースとシンク項に加え、大気からのダストフラックスや堆積物由来のセジメントフラックスによる外部強制、及び凝集 (スキャベンジング)・沈降に伴うシンク項を考慮した化学過程が含まれている。このモデルでは、溶存鉄の形態として凝集過程の対象であるフリーの溶存鉄 (Fe') と保存性の高い河川由来の腐食物質などの有機配位子 (以下、リガンド) との錯体形 (FeL) の2つを考慮しており、これらの形態は化学平衡式で規定されており平衡定数 (K_{FeL}) とリガンド濃度 (L) の関数で規定される ($K_{\text{FeL}} = [\text{FeL}] / [\text{Fe}'][L]$)。

一般に、海洋中に存在する溶存鉄の大部分 (99%) はリガンドとの錯体形で存在するため、リガンドの濃度や分布はモデルの結果を大きく左右する重要なパラメータの一つである。現在では、リガンド濃度を溶存有機物質や溶存酸素の関数としてパラメタリゼーションする手法が進められているが (Misumi et al. 2013; Pham and Ito, 2018)、多くの鉄循環モデルでは、空間的に $0.6 - 1.2 \text{ nM}$ の範囲で一様な値を採用していることが多い (Misumi et al. 2011)。本研究では、北太平洋や亜寒帯西部を対象とした鉄循環モデルを用いた数値シミュレーション研究 (Misumi et al. 2011; Uchimoto et al., 2014) に従い、Parekh et al. (2005) の値 (1 nM) よりも若干大きい値 (1.2 nM) を空間的に一様に与える手法を採用した。

大気由来の溶存鉄フラックスは、Mahowald et al. (2005) の大気再解析データから推定されるダストフラックスに基づいて推定した。このモデルでは、先行研究の感度実験の結果に従って (Uchimoto et al., 2014)、大気ダストの内、3.5% を鉄とし、その内 1% が海洋中に溶解すると仮定している。また、堆積物由来の鉄フラックスとして、オホーツク海北西部の 300 m 以浅の海域において、 $0.5 \mu\text{M}/\text{m}^2/\text{day}$ の値をモデルの最下層グリッドに与えた。このモデルでは、再懸濁粒子による分解過程を考慮していないため、堆積物由来の鉄フラックスには、河川水や堆積物から直接供給される溶存鉄と堆積物から再懸濁粒子の分解された結果生成される溶存鉄の両方の効果が含まれているとする。

モデルの側方境界条件には、World Ocean Atlas 2009 (Garcia et al., 2010) の月平均リン酸塩濃度の気候値データを適用した。また、側方境界の DOP 濃度はゼロと仮定し、

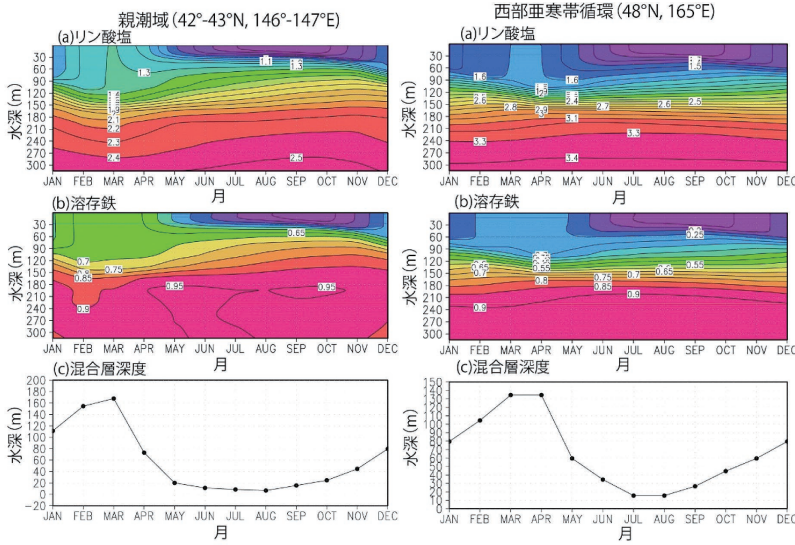


図2：(左) 親潮海域(42°-43°N, 146°-147°E)と(右) 西部亜寒帯循環(48°N, 165°E)における亜表層(0-300m)の(上段)PO₄ (μM)、(中段)溶存鉄(nM)、そして(下段)混合層深(m)の季節サイクル。Nakanowatari et al. (2017)のFig. 9より加筆。

Figure 2: Seasonal cycles of simulated (upper) PO₄ concentration (μM) and (middle) Fe concentration (nM) from the surface to 300 m depth in (left) the Oyashio region (42°-43°N, 146°-147°E) and (right) western subarctic gyre (48°N, 165°E). The monthly mean MLD for each area is shown in bottom panel (After Nakanowatari et al., 2017).

境界付近で生成されるDOPのバイアスの影響を除去している。溶存鉄の境界条件には、北太平洋の現場観測データ(Nishioka et al., 2007, 2013)や北太平洋の鉄循環モデルの数値シミュレーションの結果(Misumi et al., 2011)に基づいて作成した年平均値を適用した(Uchimoto et al., 2014)。溶存鉄の境界条件は定常状態を仮定しており、側方境界の外から流入する溶存鉄の変動成分は無視している。

3. 表層のリン酸塩と溶存鉄の季節変動シミュレーション

図2は、現在気候の大気強制の平年値(OMIP; Röske, 2001)をモデルに与えて駆動して得られた親潮海域(42°-43°N, 146°-147°E)と西部亜寒帯循環(48°N, 165°E)における月毎のリン酸塩と溶存鉄濃度の鉛直プロファイルと混合層深度の季節変化である。両海域共に冬季(1-3月)における混合層の発達に伴い、表層のリン酸塩や溶存鉄濃度が上昇している様子が見られるが、親潮海域の方が西部亜寒帯循環に比べて季節変動の振幅が大きい。親潮海域における混合層の発達と表層のリン酸塩、及び溶存鉄濃度が上昇する季節変動は、現場観測データと類似した特徴である(Nishioka et al., 2011)。混合層内で平均したモデルの溶存鉄の濃度は、3月に最大0.7 nMに達し、9-10月では0.3 nM

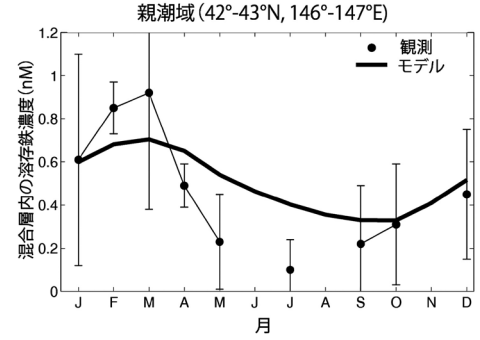


図3：親潮海域におけるモデルと観測データの混合層内で平均した溶存鉄濃度の月平均値。観測データの月平均値は2003-2008年のAライン観測に基づく(Nishioka et al., 2011)。観測値の標準偏差はエラーバーで示す。Nakanowatari et al. (2017)のFig.10より加筆。

Figure 3: Observed (circles) and simulated Fe concentration averaged over the mixed layer (solid line) in the Oyashio region. The observed data were calculated from the monthly mean Fe concentrations along the A-line (Nishioka et al., 2011). The standard deviations of the monthly mean values are shown by error bars (After Nakanowatari et al., 2017).

まで減少しており、定性的には観測データの溶存鉄濃度の季節変動と同程度の季節変化が再現されている(図3)。

一方で、このモデルでは春季ブルームが終了する6月の溶存鉄濃度の急激な低下を再現することが出来ない。その理由の一つとして、このモデルでは植物プランクトンによる栄養塩の取り込み速度を比例定数 α で調整していることに依存しているため、植物プランクトンの増殖に伴う指数関数的な取り込み速度の増加が再現されていないからである。このように、このモデルは春季ブルームに伴う植物プランクトンの栄養塩の取り込み速度を過小評価する傾向があるもの、冬季の溶存鉄の供給プロセスの理解には有用なモデルと言える。

親潮海域での混合層内における溶存鉄濃度の季節変動(特に、冬季の濃度増加)を駆動するメカニズムを調べるために、混合層内の鉄収支を調査した。

$$\frac{\partial Fe_{mid}}{\partial t} = \underbrace{ADV}_{\text{移流}} + \underbrace{MIX}_{\text{鉛直混合}} + \underbrace{BIO}_{\text{生物・化学過程}} + \underbrace{SFX}_{\text{ダスト}} \quad (2)$$

ここで、 Fe_{mid} は混合層内で平均した溶存鉄濃度、ADVは水平・鉛直流に伴うフラックス、MIXは混合層下部における鉛直拡散に伴うフラックス、BIOは植物プランクトンの光合成や死滅、及びスキベンジングによる項、そしてSFXは海面からのダストフラックスの寄与である。な

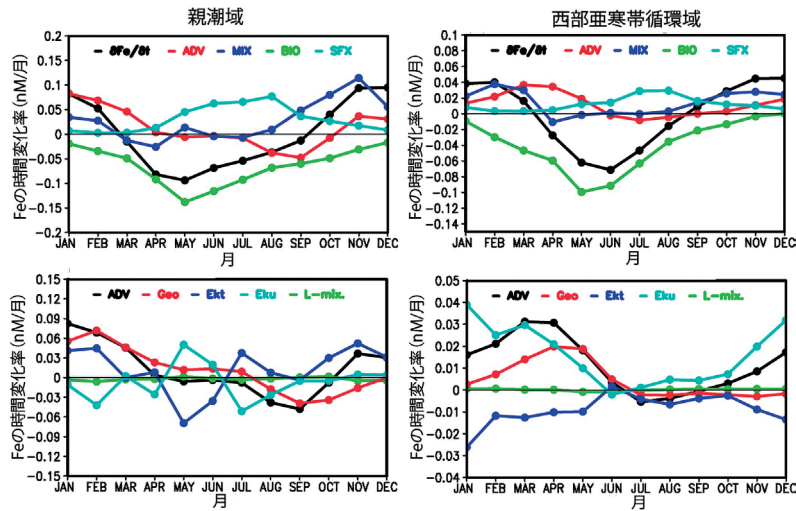


図4：モデルの(左)親潮海域(42°-43°N, 146°-147°E)と(右)西部亜寒帯循環域(48°N, 165°E)における混合層内の溶存鉄濃度の収支に対する各項の大きさ(nM/month). 上段における黒線, 赤線, 青線, 緑線, そしてシアン線はそれぞれ溶存鉄の時間変化項, 移流項, 鉛直混合, 生物・化学過程項, そして大気ダストの寄与を示す. 下段における黒線, 赤線, 青線, シアン, そして緑線は, それぞれ移流項, 地衡流成分, エクマン輸送成分, エクマン湧昇の成分, そしてサブグリッドスケールの渦輸送成分の寄与を示す. Nakanowatari et al. (2017)のFigs 12と13より加筆.

Figure 4: Seasonal cycles of each term of the Fe budget (nM month^{-1}) averaged in the mixed layer for (left) the Oyashio region and (right) western subarctic region. In upper panels, the tendencies of $d\text{Fe}/dt$, ADV , MIX , BIO , and SFX are shown by black, red, blue, green, and cyan lines, respectively. In lower panel, the ADV term and each component related to geostrophic current (red), Ekman transport (blue), Ekman upwelling (cyan), and subgrid-scale mixing (green) are shown (After Nakanowatari et al., 2017).

お, 混合層深度の時間変化に伴う混合層内の鉄濃度の変化は鉛直混合の項に含まれている.

まず, 冬季における親潮海域の溶存鉄濃度の増加に対する各項の寄与に注目すると, 10-11月においては, 鉛直混合の寄与が最も大きく, これまで指摘されている寒候期の海面冷却による混合層の深まりと関係していることが確かめられた(図4左上). 一方, 真冬の1-3月においては鉛直混合の寄与よりも移流の寄与の方が最も大きい結果が得られた. この移流成分に対して地衡流とエクマン輸送の寄与を調べた結果, 1-3月の移流は地衡流によってもたらされていることが分かった(図4左下). この結果は, 冬季にオホーツク海と北太平洋との海水交換が活発になることによって, 高い鉄濃度の水塊が道東に多く輸送されるためと解釈できる.

また, 西部亜寒帯循環の内部領域においても移流項の寄与が高いが, その内訳を見ると地衡流成分よりもエクマン湧昇の寄与の方が大きいことがわかる(図4右パネル). これは, 冬季に正の風応力が海洋に注入されることによって, エクマン湧昇が生じることによって混合層下部の鉄濃度の高い水塊が表層に湧昇するからと解釈できる. 興味深い点

は, エクマン湧昇を相殺する効果としてエクマン輸送が働いていることである(図4右下). このエクマン輸送は南向きに高い溶存鉄の水塊を輸送する働きがあるため, 西部亜寒帯循環の南限では溶存鉄濃度を上昇させる効果がある.

大気ダストの寄与は年間を通じて無視できない大きさを持つものの, 冬季に表層鉄濃度が増加することを説明することはできなかった(図4). しかし, この結果はあくまでローカルな大気ダストによる海面フラックスの影響を評価したものであり, 上流域で添加された大気ダスト由来の溶存鉄の影響は評価されていない. そこで, 溶存鉄の外部強制項を個別に与える感度実験を実施することによって, 親潮海域における表層溶存鉄濃度に占める各ソースの寄与を調査した. ここでは, 大気ダスト(DUST)と北西陸棚の堆積物由来の鉄フラックス(SED)の他に, ベーリング海からの鉄移流の影響として溶存鉄の側方境界条件(BC)の影響を評価した. 各感度実験の結果, 親潮海域における溶存鉄濃度の季節変動には, 北西陸棚の堆積物由来の溶存鉄の寄与が最も大きく, 大気ダスト由来の溶存鉄濃度の寄与は極めて小さいことがわかった(図5). なお, 大気ダストに含まれる鉄分の海中への溶解度を2倍に増加させた場合で

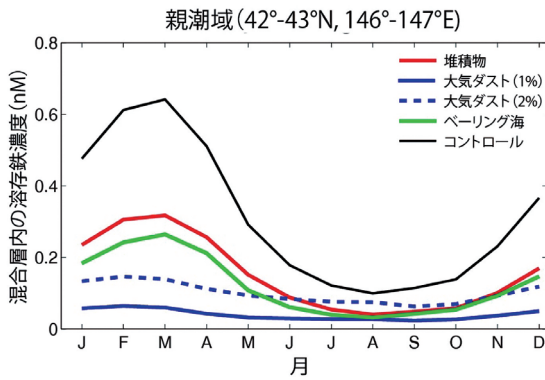


図5：溶存鉄の外部強制に関する感度実験で得られた親潮海域における混合層内で平均した溶存鉄濃度の月平均値。赤実線、青実線、緑実線はそれぞれ、北西陸棚の堆積物、大気ダスト(1%の溶解度のケース)、そして側方境界条件の強制項を与えた場合の実験結果。黒実線は感度実験の溶存鉄濃度の合計。比較として、大気ダスト(2%の溶解度のケース)を青破線で示す。Nakanowatari et al. (2017)のFig. 18を加筆。

Figure 5: Time series of the simulated Fe concentration averaged over the mixed layer in the Oyashio region, calculated from the SED (red), DUST (blue), and BC (green) experiments. The sum of the Fe concentration in the sensitivity experiments is indicated by the black line. The result for the DUST experiment, in which iron solubility is 2%, is shown by blue bashed line (After Nakanowatari et al., 2017).

も、季節変動に対する寄与は他のソースに比べて小さい結果が得られている(図5)。

各感度実験で得られた表層鉄濃度の分布を見ると、SED実験では溶存鉄濃度の高い水塊がサハリン沿岸に沿って南下しており、ブツソル海峡から北太平洋に流出している様子が見られる。この結果は、北西陸棚由来の溶存鉄は表層の流動場によって直接親潮海域に輸送されていることを意味する(図6a)。興味深い点は、ベーリング海起源の溶存鉄の寄与が北西陸棚由来の溶存鉄と同程度の寄与があることである(図5)。BC実験における表層の溶存鉄濃度の分布を見ると、東カムチャッカ海流の上流域に加えて、クリル海峡でも比較的高い溶存鉄濃度が見られる(図6b)。この結果は、ベーリング海から東カムチャッカ海流による溶存鉄の輸送が、表層流による直接的な移流だけでなく、再無機化された下層の溶存鉄がクリル海峡における潮汐混合による湧昇によって表層に輸送されていることを意味する。DUST実験の結果でも、クリル海峡で溶存鉄濃度の弱い高まりが見られ、潮汐混合による湧昇が影響していることが見て取れる(図6c)。

以上の数値実験を通して二つの重要な示唆が得られたと考える。従来、北太平洋西部亜寒帯における表層の溶存鉄濃度が冬季に増加するメカニズムとして、冬季冷却による鉛直混合が効いているということが観測(Nishioka

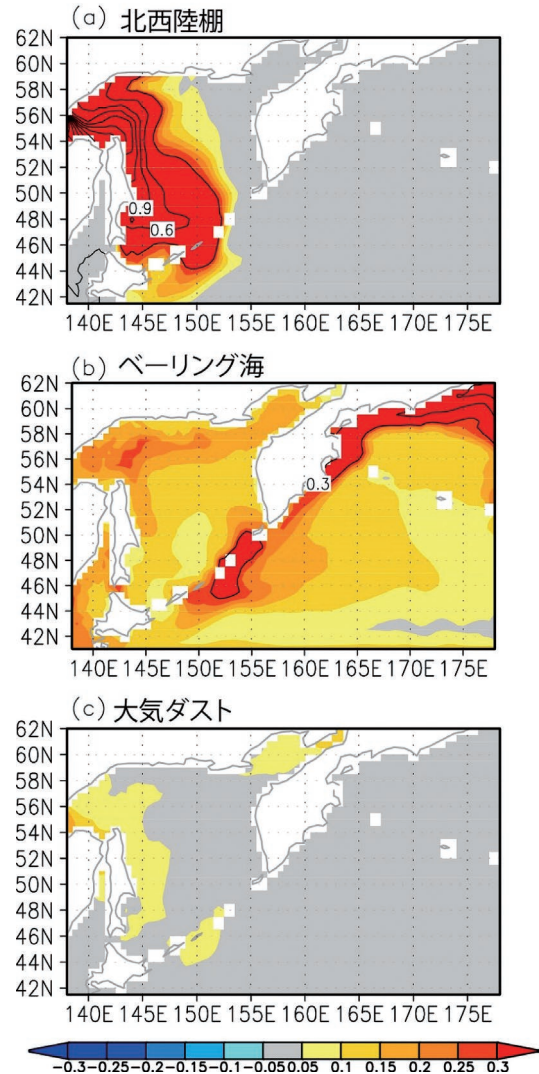


図6：溶存鉄の外部強制項に関する感度実験で得られた混合層内の溶存鉄濃度(nM, カラー)の年平均分布(0.3nM以上は0.3nM毎の等値線で示す)。各パネルはそれぞれ(a)北西陸棚の堆積物、(b)ベーリング海からの移流、そして(c)大気ダストを外部強制項とした結果。Nakanowatari et al. (2017)のFig. 19より加筆。

Figure 6: Annual mean fields of simulated Fe concentrations (nM, in colors) in the mixed layer, calculated from the (a) SED, (b) BC, and (c) DUST experiments. Contour intervals are 0.3 nM (after Nakanowatari et al., 2017).

et al., 2011) やモデル研究(Shigemitsu et al., 2012)によって指摘されていたが、本数値シミュレーションによる定量的な解析によって、冬季の溶存鉄濃度の高まりには、水平的な移流が冬季混合による混合層の発達による鉛直1次元な物質輸送プロセスと同程度かそれ以上の寄与を持つことが示唆された。特に、地衡流による水平的な移流に加えて、風応力によって駆動されるエクマン湧昇やエクマン輸送については、新たな溶存鉄の供給プロセスが提示されたと言える。

もう一つの重要な示唆は、北太平洋西部亜寒帯域にお

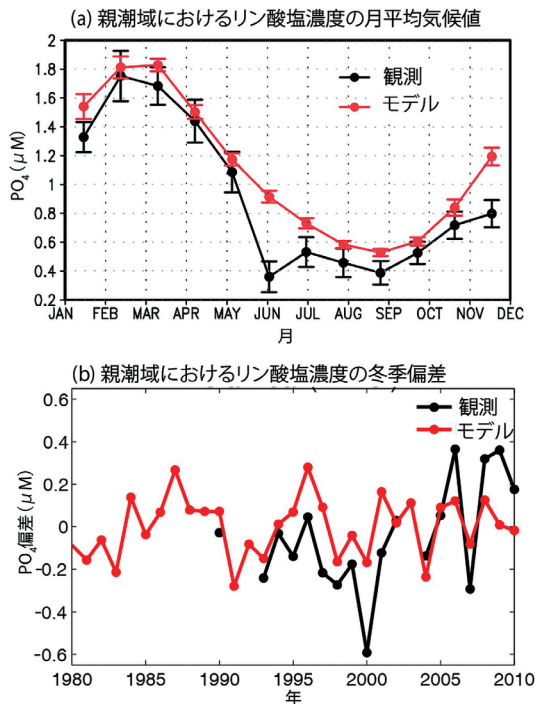


図7：(a) OY1 (42°–43° N, 145°–148°E) における混合層内のリン酸塩濃度の月平均気候値の時系列。黒線と赤線はそれぞれ観測データとモデルに基づいて計算したもの。エラーバーは1979–2010年の年平均値からの差に基づいて計算された標準偏差を示す。観測データは、WOD2018 (1965–2008) とA-lineの観測データ(1990–2010)に基づいて計算した。(b) OY1における混合層内の冬季のリン酸塩濃度の観測値(黒線)とモデル値(赤線)の時系列。観測データとモデルはそれぞれ3月と1月の月平均偏差を示す。Nakanowatari et al. (2021)のFig. 4とFig. 6より加筆。

Figure 7: (a) Time series of the climatological monthly mean PO₄ (μM) in the ML averaged over OY1 region for the observed (black) and simulated (red) data. The error bars indicate the standard deviations of the monthly mean PO₄ in the ML from 1979 to 2010. (b) Time series of the observed PO₄ anomalies (black) in the ML in March and the simulated PO₄ anomalies (red) in the ML in January from 1980 to 2010 averaged over OY1 region (After Nakanowatari et al., 2021).

ける溶存鉄の主要なソースについてである。古くは海洋中の鉄の外部強制項として、大気ダスト由来の鉄が考えられてきたが、今回実施した感度実験によって、北太平洋亜寒帯西部における表層の鉄には、堆積物由来の鉄の寄与が大きいことが明らかになった。この数値実験の結果は、北太平洋亜寒帯西部の溶存鉄の主要なソースがオホーツク海の堆積物フラックスであるという先行研究の仮説を支持する(Nishioka et al., 2011)。特に、興味深いのは、ベーリング海起源の鉄がオホーツク海の溶存鉄と同程度の寄与を持つことと、その輸送にはクリル海峡の潮汐混合による湧昇が関係していることである。この感度実験の結果は、クリル海峡における潮汐混合が北太平洋

亜寒帯西部の表層の溶存鉄濃度の維持において重要なプロセスであることを示唆する。

4. 表層のリン酸塩の経年変動シミュレーション

次に、北太平洋亜寒帯西部における表層のリン酸塩濃度の経年変動を再現するために、現実的な大気強制に加えて、潮汐の18.6年周期変動成分と大気ダストフラックスの経年変化を与えた実験を実施した。大気外力データには、オホーツク海上の気温や風速等の気象要素の再現性が優れているヨーロッパ中期予報センターの日平均大気再解析データを使用した(Dee et al., 2011)。また、潮汐の18.6年周期変動の影響を評価するために、クリル海峡の鉛直拡散係数(K_z)の大きさを時間的に変化させる強制項をモデルに実装した。

$$K_z^*(t) = K_z + K_2 \times \alpha \cos(2\pi(t-1969)/18.6), \quad (3)$$

ここで、 α は月の軌道傾斜角の18.6年周期変動に伴う起潮力の変調成分である。本モデルでは、日周潮流成分(K_1 分潮)の変調成分が19%であることを考慮して、近似的に0.2と定義した(Pugh, 1987)。大気ダストフラックスの経年変動は、地表面での粉塵の取り込み過程を考慮した大気化学輸送モデルから推定した大気ダストフラックスの月平均値データを使用した(Luo et al., 2003)。

図7aは、モデルの親潮第1分枝の海域(以下、OY1)で平均したモデルの混合層内のリン酸塩の季節変動を示す。モデルのリン酸塩濃度は2–3月に最大値1.8 μM、9月に最小値0.6 μMを示しており、観測値と変動の位相はよく合っている。特に、モデルは冬季の急峻なリン酸塩濃度の上昇を再現しており、混合層内のリン酸塩の供給プロセスの再現性は高い。また、モデルと観測のリン酸塩濃度の月毎の時系列を比較した結果、1–2月のモデルのリン酸塩濃度は3月の観測データのリン酸塩の経年変動と高い相関関係があることがわかった(図7b)。このことから、本研究のモデルはリン酸塩濃度の冬季の変動成分の再現性が比較的優れている。

モデルの冬季(1月)におけるOY1のリン酸塩濃度の経年変動に着目し、混合層で平均したリン酸塩とその収支式の各項との間で回帰分析を実施した結果、1ヶ月先行時の水平移流の項の寄与が最も大きく、鉛直混合の項がそれに次ぐ寄与を持つことがわかった。水平移流の物理的なプロセスの内訳は、地衡流成分が大部分を占めており、エクマン輸送等の非地衡流成分の割合は小さい。OY1のリン酸塩濃

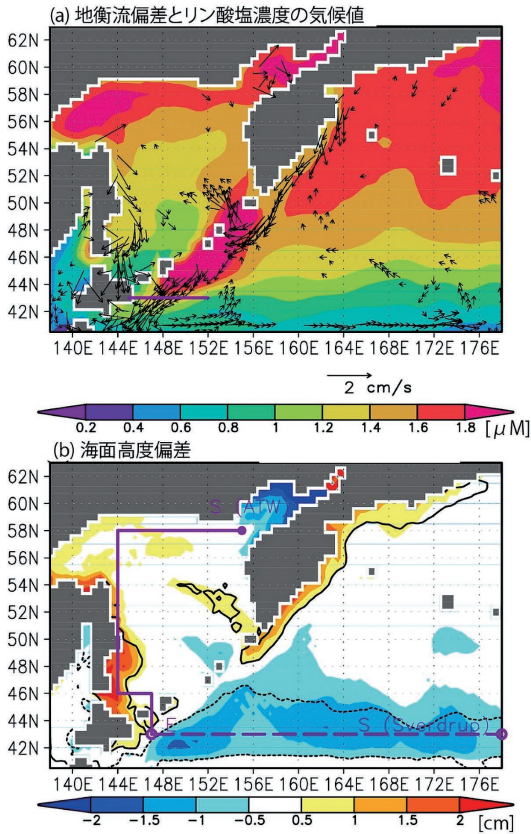


図8: (a) 冬季(12月)の地衡流速(ベクトル; cm/s)の親潮海域(42.5° N, 146° E)における表層リン酸塩濃度時系列への回帰マップ. 冬季における表層リン酸塩濃度の気候値をカラーで示す. 地衡流速の絶対値とリン酸塩濃度との相関係数が有意なベクトルのみ描画. (b) (a)と同様で, 冬季(12月)の海面変位(カラー; cm)の回帰マップ. コントアは相関係数が有意な海域を示す. ATWとスベルドラップ輸送の計算で使用する積分経路を実線と破線(紫色)で示す. Nakanowatari et al. (2021)のFig. 8より加筆.

Figure 8: (a) Regression map of 1-month leading (December) geostrophic current speed (cm/s) in the ML onto the time series of normalized MLD-PO₄ in January. In panel a, the climatological PO₄ in ML in December is also shown. The vectors, in which the correlations are significant at 95% confidence level, are shown. The statistical significances for vectors are estimated based on the absolute value. (b) Same as in panel a, but for the SSH (cm) in December. The solid and dashed contour indicates the region where the positive and negative correlation between them is significant at a 95% confidence level, respectively. The integral routes for the ATW and Sverdrup transport at OY1 are shown by purple solid and broken lines, respectively (After Nakanowatari et al., 2021)

度の変動と関係する地衡流の空間分布を解析すると, OY1付近において親潮に対応する南西流偏差が見られ, 東サハリン海流や東カムチャッカ海流の勢力も同期していることがわかった(図8a). 地衡流を駆動する力学高度場の指標である海面変位の分布を見ると, 海面変位の正のシグナルが西岸に沿ってオホーツク海からOY1まで伸びている様子が見られ, オホーツク海で励起される順圧応答の沿岸親潮の

影響が関係していることが分かる(図8b). また, OY1の沖合では, 逆に水位が低下していることから, 西部亜寒帯循環が強化することによる親潮流量の影響も考えらえる.

そこで, このOY1の地衡流の変動要因を評価するために, 北太平洋亜寒帯西部の風成循環の西岸境界流の親潮とそれよりも沿岸で形成される沿岸親潮の2つの順圧的な応答メカニズムの寄与を評価した. 順圧的な沿岸親潮の変動指標として, Arrested Topographic Wave理論 (Csanady, 1978)から導き出される順圧流量(V_{ATW})を使用した.

$$V_{ATW} = \int \frac{\tau_l}{\rho f} dl, \quad (4)$$

ここで, τ_l は積分経路 l に沿った風応力の岸方向成分, ρ は海水の密度, そして f はコリオリパラメーターである. この式から, V_{ATW} は経路 l に沿って計算されるエクマン輸送の積算量と解釈され, その値は積分経路に大きく依存する. 本研究では, モデルの海面変位の偏差の分布と先行研究の結果を参考に (Simizu and Ohshima, 2002; Nakanowatari and Ohshima, 2014), 積分経路 l をOY1からシュリコフ湾までと定義する(図8b).

親潮の順圧応答成分の指標として, Time Varying Sverdrup balance 理論 (Isoguchi and Kawamura, 2006)から導き出される順圧親潮流量(V_s)を使用した.

$$V_s = -\frac{1}{\beta \rho} \int \text{curl} \bar{\tau} dx, \quad (5)$$

ここで, β はコリオリパラメーターの緯度変化, τ は風応力の東西, 南北成分の回転成分である. 通常, スベルドラップバランスは定常を仮定し, 東岸を起点に風応力の回転成分を積分することで内部領域の南北輸送量の補償流として西岸境界流の流量を推定する. 本研究では, 季節的な風応力の変動による順圧応答成分に着目するため, 各季節毎に定常を仮定したスベルドラップバランスに基づいて V_s を求める. ここでは, 伝播速度が速い順圧ロスビー波の応答のみを考慮しているため, 天皇海山が位置する180° Eよりも西側の風応力のみを考慮し(図8b), それよりも東側の風応力の影響を無視した(Nakanowatari et al., 2015; Kuroda et al., 2017).

図9は12月のOY1における表層の地衡流速偏差(V_{geo})と V_{ATW} , 及び V_s の時系列を比較した図である. 解析期間を通じて, V_{geo} と V_{ATW} , 及び V_s の変動はよく一致しており, それぞれの相関係数は0.65と0.55と共に95%信頼限界で有意な相関関係が得られた. 北太平洋の風成循環強度と北太平洋西部亜寒帯域の硝酸塩濃度との間には正の相関関係

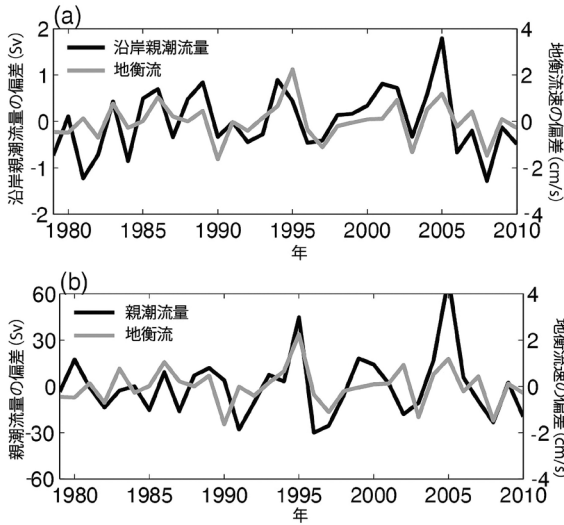


図9: (a) 1980-2010年までの冬季(12月)のATWから見積もられる沿岸親潮流量 (V_{ATW}) の月平均偏差(黒線; Sv)と(b)スベルドリップ輸送から見積もられる親潮流量 (V_S) の月平均偏差(黒線; Sv)の時系列. 各流量の負値は南向き偏差を示す. パネルaとbにOY1の冬季の地衡流速偏差(南向きが負)の時系列(灰色; cm/s)を重ねて描画. 地衡流速のスケールは右軸に示す. Nakanowatari et al. (2021)のFig. 10より加筆.

Figure 9: Time series of (a) the coastal Oyashio transport anomalies (Sv) derived from ATW (V_S) and (b) Oyashio transport anomalies (Sv) derived from the Sverdrup transport (V_S) (black) in December. In each pane, the meridional component of the monthly mean geostrophic current speed anomalies (cm/s) at OY1 is shown by grey line. The negative anomalies for the volume transport and current speed mean southward. The scale for the geostrophic current speed is shown on the RHS (After Nakanowatari et al., 2021).

があることは観測データの解析研究から指摘されていたが (Yasunaka et al., 2016), 今回の数値実験では新たに沿岸親潮の順圧成分もOY1のリン酸塩濃度の経年変動を決定する上で無視できないことが提示された.

次にOY1のリン酸塩濃度の10~20年周期変動のモデルの再現性を紹介する. 図10aはOY1における表層のリン酸塩濃度のモデルと観測データの年平均値の時系列である. モデルは実験開始時の1980年代を除いて, 観測データの年平均値に類似した10年規模の周期変動を定性的に再現している. モデルのリン酸塩濃度の10年規模変動は, 観測値に比べて振幅が小さく, 位相が1-2年遅れる特徴が見られる. モデルで再現されたリン酸塩濃度の10年規模変動の原因を調べるために, 大気経年変動成分 (ATM), 潮汐の18.6年周期変動 (TIDE), そして大気ダスト由来の溶存鉄フラックス (DUST)に関する感度実験を実施したところ, リン酸塩濃度の10年規模変動は主に大気強制によって駆動される結果が得られた (図10b). TIDEの感度実験の結果を見ると, 潮汐混合が強い(弱い)期間にOY1の表層のリン酸

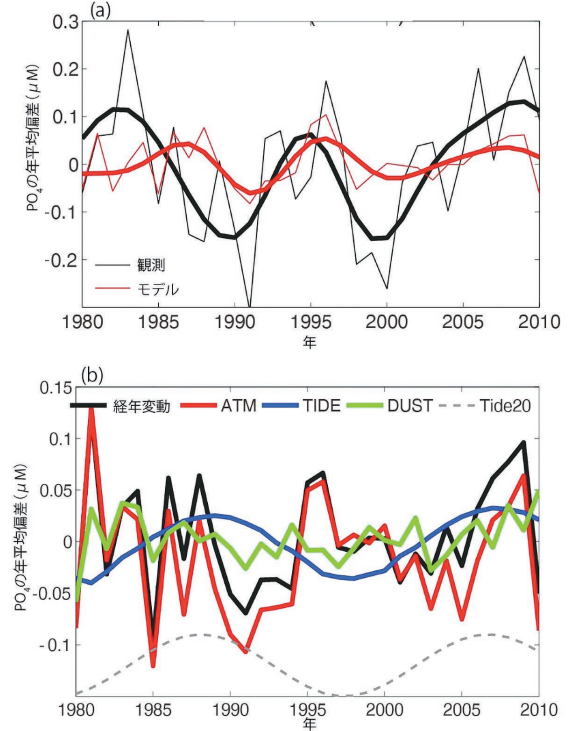


図10: (a) OY1における観測(黒線)と経年変動実験(赤線)の表層リン酸塩濃度の年平均偏差の時系列. 太線は7年のローパスフィルターを施した時系列. (b) 経年変動実験(黒線), 及びATM(赤線), TIDE(青線), そしてDUST(緑線)の感度実験で得られたOY1におけるモデルの表層リン酸塩濃度の年平均偏差時系列. 18.6年周期の潮汐混合強度に対する正弦曲線を破線(灰色)で示す. Nakanowatari et al. (2021)のFig. 12とFig. 13より加筆.

Figure 10: (a) Time series of the annual mean of observed and simulated PO_4 (μM) anomalies in the ML averaged over OY1. 7-yr low pass filtered value for the observed and simulated PO_4 time series are shown by bold lines. (b) Time series of annual mean MLD- PO_4 anomalies (μM) for the hindcast experiment (black), ATM (red), TIDE (blue), and DUST experiments (green) for the OY1 region. The sinusoidal curve for 18.6-yr tidal mixing strength is shown by broken lines (grey) (After Nakanowatari et al., 2021).

塩濃度が上昇(低下)する結果が得られた. 興味深い点は, 1980年代と1990年代はそれぞれ潮汐混合が強い時期と弱い時期に対応しているけれども, 経年変動実験の結果を見るとリン酸塩濃度は負偏差と正偏差に対応している. これは, 大気強制の影響の方が潮汐混合の影響よりも大きいため, 潮汐混合の影響がかき消されていると解釈できる.

では, OY1のリン酸塩の10年規模変動は大気強制によってどのように駆動されているのか? ATMの感度実験の結果に基づいて, OY1の表層リン酸塩濃度の収支解析を行った結果, 地衡流による水平移流が卓越しており, その水平移流項は, オホーツク海の北部陸棚域で湧昇したリン酸塩濃度の10年スケールの変動が東サハリン海流によって垂表

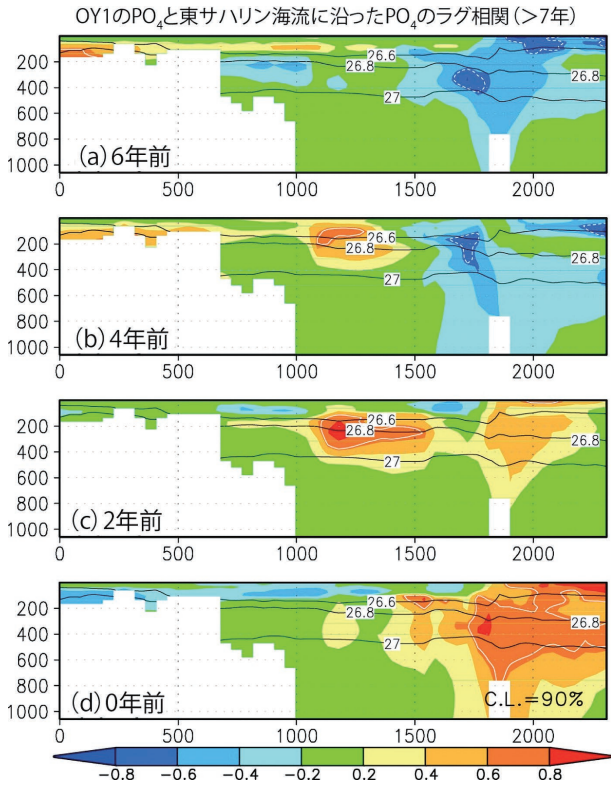


図11：大気の時年変動成分の感度実験 (ATM) で得られたOY1におけるモデルの表層リン酸塩濃度の年平均時系列と東サハリン海流に沿った経路の海面から水深1000mまでのリン酸塩濃度の年平均値とのラグ相関マップ。データには7年のローパスフィルターを施している。OY1の表層リン酸塩濃度の時系列に対して、(a) 6年、(b) 4年、(c) 2年、(d) 0年遡った結果を示す。白線は、相関係数が有意な海域を示す。ポテンシャル密度の年平均値を黒線で示す。Nakanowatari et al.(2021)のFig. 16より改変。

Figure 11: Lag correlation map of annual mean PO_4 along the pathway of ESC from the surface to 1000 m depth with the time series of annual mean MLD- PO_4 with 7-yr low pass filter for ATM at the lead time of (a) -6, (b) -4, (c) -2, and (d) 0 year. The white contours indicate the region where the correlation between them is significant at a 90% confidence level. The climatological potential density is shown with black contours (After Nakanowatari et al., 2021).

層を経由して移流されてきたものであることがわかった(図11)。更に、この北西陸棚のリン酸塩濃度の10年規模変動は、冬季のエクマン湧昇と関係していた。オホーツク海はこれまで冬季の海水形成によるブライン排出によって比重の重い水塊の沈み込み域として、主に陸起源の溶存鉄を外洋に輸送する働きがあることが指摘されてきたけれども、湧昇域としてリン酸塩等の主要栄養塩の表層への輸送量をコントロールする上でも重要な海域であることが示唆される。

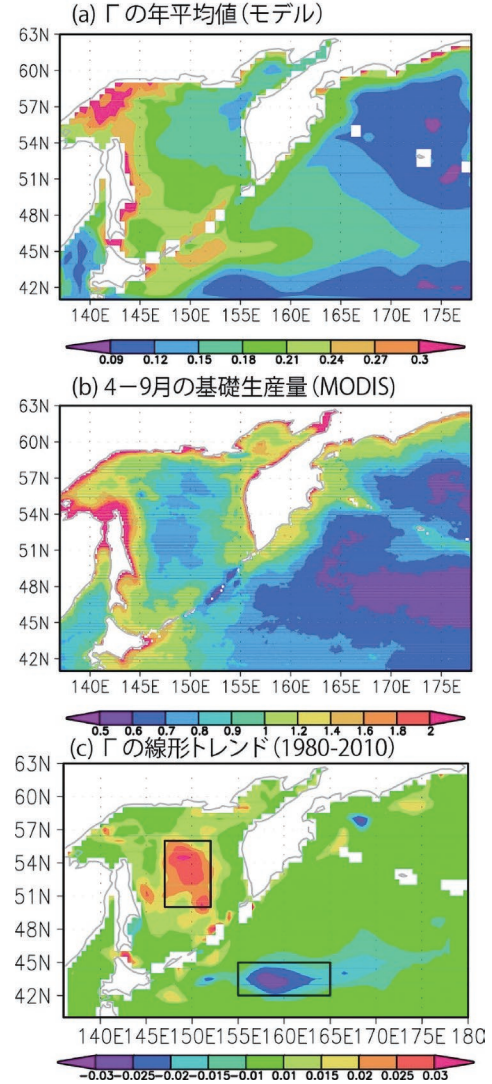


図12：(a) モデルの混合層内の PO_4 の取り込み速度 Γ ($\mu\text{M}/\text{month}$)の年平均気候値と (b) 2002–2016年のMODIS衛星データから見積もられた4–9月の基礎生産量の年平均分布 ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{day}$)。 (c) 1980–2010年のハインドキャスト実験で得られた年平均 Γ の線形トレンド ($\mu\text{M}/\text{month}/31\text{yr}$)。 Nakanowatari et al., 2017のFig. 7より改変

Figure 12: Spatial distribution of (a) annual averaged uptake rate of PO_4 (Γ) ($\mu\text{mol month}^{-1}$) in the model and (b) climatology of net primary production ($\text{g C}/\text{m}^2/\text{day}$) averaged from April to October based on MODIS satellite data during 2002 to 2016. (c) Linear trends ($\mu\text{mol month}^{-1}/31\text{years}$) of annual averaged uptake rate of PO_4 (Γ) from 1980 to 2010 (After Nakanowatari et al., 2017).

5. オホーツク海の中層循環の弱化和基礎生産量への影響

この節では、海水・海洋結合生物地球化学モデルの時年変動実験で得られた PO_4 の取り込み速度(Γ)に基づいて(式1)、過去32年間の基礎生産量の長期変化とオホーツク

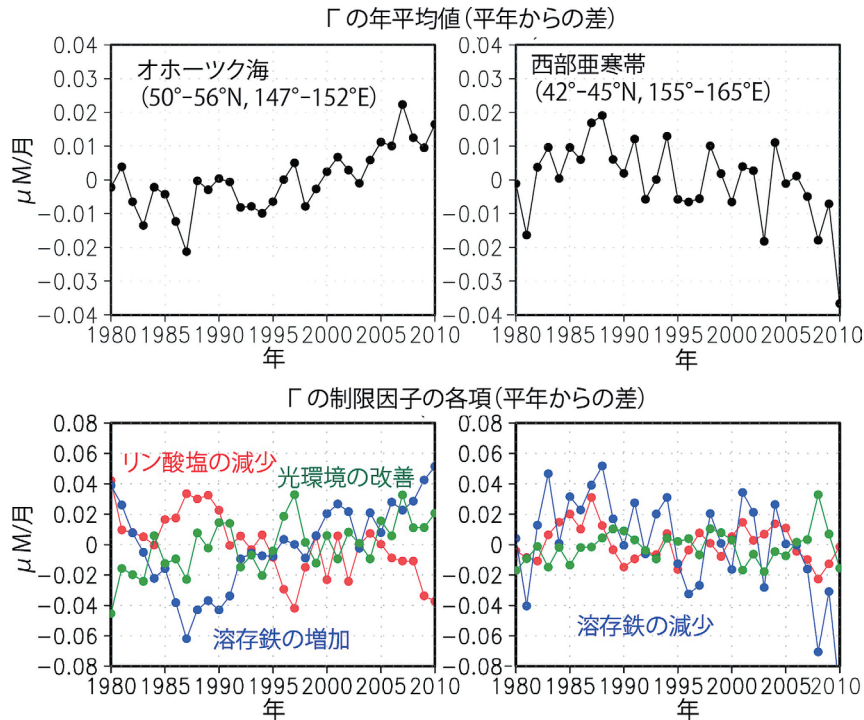


図13：(上段) 1980–2010年のハインドキャスト実験で得られた(左)オホーツク海と(右)西部亜寒帯で平均した Γ の年平均偏差の時系列(μM)。 (下段) リン酸塩濃度(赤色)、溶存鉄濃度(青色)、そして光環境(緑色)で説明される Γ の年平均偏差の時系列(μM)。

Figure 13: The time series of the annual averaged (a) uptake rate of PO_4 (Γ) ($\mu\text{mol month}^{-1}$) and (b) their limiting factors for PO_4 (red), Fe (blue), and light intensity (green) in (left) the Sea of Okhotsk and (right) western subarctic region.

海の中層循環の弱化との関係について考察する。図12aは、大気的气候学的な季節変動を外力としてモデルを駆動して得られた Γ の年平均値の空間分布を示す。 Γ はオホーツク海西部や亜寒帯西部で高く、衛星のクロロフィル画像から推定された基礎生産量の空間分布に類似した特徴を再現している(図12b)。1980年から2010年までの Γ の年平均値に対するトレンド解析を実施した結果、オホーツク海では増加、北太平洋西部亜寒帯では減少する対照的な結果が得られた。季節別に調べた結果、オホーツク海では春季(4月)に増加傾向、亜寒帯西部ではモデルの春季ブルームの時期(6–7月)に減少傾向が顕著である特徴が見られた。オホーツク海と北太平洋西部亜寒帯域における年平均 Γ の過去31年間の増加量と減少量は、平年値のおよそ12%と17%の大きさに相当する。

オホーツク海と亜寒帯西部における Γ の年平均値とその律速因子として、リン酸塩濃度、溶存鉄濃度、そして光強度の時系列を示す(図13)。オホーツク海における Γ の増加は、光環境の改善と溶存鉄濃度の上昇と関係していた(図13左パネル)。 Γ の増加傾向が海水融解期である4月に顕著であったこと、海水が海面に入射した短波放射を遮蔽する効果があることを考慮すると、オホーツク海の海水面積

の減少傾向によって光環境が改善したと考えられる。また、溶存鉄の増加は、光環境の改善によってリン酸塩が枯渇した為に溶存鉄が余剰した結果であると解釈できる。

一方、北太平洋亜寒帯西部における Γ の減少は溶存鉄濃度の減少と関係しており、リン酸塩濃度や光環境の影響は小さいことがわかる(図13右パネル)。この結果は、北太平洋亜寒帯西部では、 Γ の変動に対してはリン酸塩等の主栄養塩の変動の影響が小さいことを意味する。このモデルでは、1980年以降の海水減少やDSWの形成量の減少が再現されていることから、北太平洋亜寒帯西部における表層の溶存鉄濃度の減少には、オホーツク海から中層循環によって北太平洋に輸送される溶存鉄の供給量の減少が影響している可能性がある。一方、1990年以降はアリューシャン低気圧の弱化に伴う亜寒帯循環の弱化によって、亜熱帯循環の高温・高塩分水が増加している可能性も指摘されている(Nakanowatari et al., 2015)。したがって、北太平洋亜寒帯域における表層鉄濃度の減少の要因として、オホーツク海の熱塩循環の弱化に伴う中層鉄の減少だけでなく、貧栄養の水塊である亜熱帯系の水塊移流の影響も示唆される。今後、さらに精度の高い海洋低次生態系モデルによって、上述の仮説が検証されることを期待する。

6. まとめと今後の課題

本稿では、微量金属元素である溶存鉄と主栄養塩（ここでは、リン酸塩）のサイクルを考慮した海水・海洋結合生物地球化学モデルを用いた数値実験の結果に基づいて、北太平洋亜寒帯西部の表層への物質の供給プロセスについて紹介した。まず、平年的な大気強制によって実施した数値シミュレーションによって、親潮海域における表層の溶存鉄濃度の季節変動（ここでは、冬季混合層内での増加）は、冬季の海面冷却に伴う鉛直対流による下層からの供給に加えて、地衡流による水平移流も重要であることが示された。従来、水平的な移流による鉄輸送の影響は、現場観測の溶存鉄濃度や流速の情報からのみ評価されてきたが（Nishioka et al., 2011）、今回実施した数値シミュレーションによって、その仮説が支持されたと言える。また、興味深い点としては、北太平洋西部亜寒帯の外洋域では、冬季のエクマン湧昇も表層の溶存鉄濃度の増加に寄与しており、その一部はエクマン輸送によって南方に輸送されている可能性が示唆された点である。エクマン輸送の重要性については、硝酸塩やリン酸塩等の主栄養塩の経年変動に対する影響が指摘されているが（Yasunaka et al., 2014）、溶存鉄濃度については観測データがない為にこれまで理解が進んでいなかった。北太平洋亜寒帯における基礎生産量は東西方向に広がっていることが指摘されており（Yasunaka et al., 2021）、このような空間分布の形成には主栄養塩や溶存鉄のエクマン輸送が関係しているのかもしれない。今後さらに精緻な海洋低次生態系モデルによる数値実験等によって、北太平洋の基礎生産量を維持する物質輸送プロセスの更なる理解が進むことが期待される。

親潮海域におけるリン酸塩濃度の季節から経年変動については、亜寒帯循環やオホーツク海の風成循環による移流の影響がかなり大きいことが数値実験で示された。この結果は、北太平洋亜寒帯域における主栄養塩の輸送には、亜寒帯循環だけでなくオホーツク海の風成循環も無視できないことを示唆する。特に、リン酸塩の10年規模変動に関しては、オホーツク海の北部におけるエクマン湧昇とクリル海峡における混合プロセスが本質的であることが示唆された。この数値実験の結果は、親潮海域における表層栄養塩の変動には、従来から指摘されているクリル海峡の潮汐混合の18.6年周期変動だけでなく（Osafune and Yasuda, 2006; Tadokoro et al., 2009; Mensah and Ohshima, 2021）、オホーツク海の風応力で駆動される湧昇も影響していることを示唆する。

北太平洋亜寒帯西部における基礎生産量の長期変化に

については、モデルの経年変動実験で得られた PO_4 の取り込み速度(Γ)に基づいて、過去31年間の変化傾向を評価した結果、北太平洋亜寒帯西部において有意な減少傾向が示された。この結果は、1997年から2013年までの期間の衛星観測データから見積もられた春季のクロロフィル濃度の有意な減少傾向と整合的である（Siswanto et al., 2016）。また、1960年代から1990年代までの親潮海域における栄養塩消費量（冬季と夏季の表層リン酸塩濃度の差）から見積もられる基礎生産量や現場観測で得られたクロロフィル濃度も有意な減少傾向を示しており（Ono et al., 2002; Chiba et al., 2004）、数値シミュレーションの結果はこれらの観測結果をサポートする。特筆すべき点は、モデルの北太平洋亜寒帯西部における Γ の減少傾向は、主栄養塩のリン酸塩濃度の減少ではなく、溶存鉄の減少に起因することである。この結果は、北太平洋亜寒帯西部の基礎生産量の律速因子は、溶存鉄であることをサポートするとともに、基礎生産量の予測をする上で、主栄養塩と溶存鉄のデカップリングを考慮することが必要不可欠であることを強く示唆する。

北太平洋亜寒帯西部における溶存鉄濃度の減少要因については様々な要因が考えられる。一つは、オホーツク海を起源とする溶存鉄フラックスの減少である。同モデルの経年変動実験の解析結果から、海水減少に伴う高密度陸棚水の形成量の減少、及びオホーツク海中層水の昇温化が示されていることから、オホーツク海から北太平洋への溶存鉄の輸送量は減少していることが示唆される（Nakanowatari et al., 2015）。また、北太平洋の成層化による冬季の鉛直混合の弱化的影響（Ono et al., 2001）や風成循環の変化に伴う水平的な水塊輸送の変化の影響も考えられる（Kuroda et al., 2021）。今後、更に精度の高い中規模渦を解像する海洋低次生態系モデルを用いることによって、上述の溶存鉄濃度の減少要因に関する更なる定量的な分析や研究が望まれる。

一方、オホーツク海では基礎生産量は増加傾向を示しており、その要因としてオホーツク海の海水面積の減少傾向に伴う光環境の改善であることが示唆されたが、多くの不確定要素があるといえる。例えば、大気ダストやオホーツク海の堆積物の他に、海水由来の鉄の重要性が指摘されているが（Kanna et al., 2014; Kishi et al., 2021）、本モデルにはその効果が考慮されていない。北極海の海洋低次生態系モデルによる数値実験では、海水由来の鉄はおよそ2%の基礎生産量を増加させる働きがあることが指摘されており（Wang et al., 2014）、海水由来の溶存鉄の減少によって、オホーツク海の基礎生産量が低下する可能性は十分考えられる。また、オホーツク海の海水内部

にはアイスアルジーや春季ブルームに関係する珪藻の種が閉じ込められていることが指摘されており (Yan et al., 2020), 海水減少が生物生産に負の影響をもたらす可能性は十分考えられる。オホーツク海の海水減少に伴う基礎生産量や低次生態系の応答については、海水と海洋間の物質輸送やアイスアルジー等を考慮した海洋低次生態系モデルを用いた研究が望まれる。

謝辞

本稿で使用した海洋モデルは、東京大学大気海洋研究所の羽角博康教授が開発した海水海洋結合モデルを基盤としている。北太平洋西部亜寒帯における表層溶存鉄濃度の季節変動、及びリン酸塩の経年変動実験で使用したモデルの整備に関しては、地球環境産業技術研究機構の内本亮介氏の援助を受けた。モデルの数値実験は、北海道大学情報基盤センターのHPC (SR16000) 及び、低温科学研究所環オホーツク観測研究センターのHPC (SGI UV1000) を使用した。北海道大学低温科学研究所の西岡純教授、大島慶一郎教授、若土正暁教授、水産研究・教育機構の黒田寛グループ長には研究に関するコメントやアドバイスを頂き、深く感謝いたします。最後にこの研究を行う上で、文部科学省 科学研究費基盤研究 (研究課題番号22221001, 20360943, 16K21586, 16H01585, 26247076, 17KK0014, 17H01156, and 18H04909), 学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点, 北極域研究推進事業 (ArCS), 北極域研究加速事業 (ArCSII), 環境研究総合推進費 (JPMEERF20214002), そして低温科学研究所共同研究 (21G026) の支援を頂いた。ここに深く感謝の意を表する。

参考文献

Boyd, P. W., et al. (2000) A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization, *Nature*, **407**, 695–702, doi:10.1038/35037500.

Chiba, S., T. Ono, K. Tadokoro, T. Midorikawa and T. Saino (2004) Increased stratification and decreased lower trophic level productivity in the Oyashio region of the north Pacific: A 30-year retrospective study. *J. Oceanogr.*, **60**, 149–162.

Csanady, G. T. (1978) The arrested topography wave. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 47–62.

Dee, D. P., et al. (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.

Duce, R. A. and N. W. Tindale (1991) Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **36**, 1715–1726.

Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, M. M. Zweng, O. K. Baranova and D. R. Johnson (2010) World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, and silicate). S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 71, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., 398 pp.

Harrison, P. J., F. A. Whitney, A. Tsuda, H. Saito and K. Tadokoro (2004) Nutrient and Plankton Dynamics in the NE and NW Gyres of the Subarctic Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, **60**, 93–117.

Hasumi, H. (2006) CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 4.0. Tech. Rep. 25, Cent. For Clim. Syst. Res., Univ. of Tokyo, Chiba, Japan.

Hunke, E. and J. K. Dukowicz (1997) An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849–1867.

Isoguchi, O. and H. Kawamura (2006) Seasonal to interannual variations of the western boundary current of the subarctic North Pacific by a combination of the altimeter and tide gauge sea levels. *J. Geophys. Res.*, **111**, C04013, doi:10.1029/2005JC003080.

Kanna, N., T. Toyoda and J. Nishioka (2014) Iron and macro-nutrient concentrations in sea ice and their impact on the nutritional status of surface waters in the southern Okhotsk Sea. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 44–57.

Kasai, H., H. Saito, A. Yoshimori and S. Taguchi (1997) Variability in timing and magnitude of spring bloom in the Oyashio region, the western subarctic Pacific off Hokkaido, Japan. *Fish. Oceanogr.*, **6**, 118–129.

Kashiwase, H., K. I. Ohshima and S. Nishashi (2014) Long-term variation in sea ice production and its relation to the intermediate water in the Okhotsk Sea. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 21–32.

Kishi, M. J., H. Motono, M. Kashiwai and A. Tsuda (2001) An ecological-physical coupled model with ontogenetic vertical migration of zooplankton in the Northwestern Pacific. *J. Oceanogr.*, **57**, 499–507.

Kishi, S., K. I. Ohshima, J. Nishioka, N. Isshiki, S. Nishashi and S. C. Riser (2021) The prominent spring bloom and its relation to sea-ice melt in the Sea of Okhotsk, revealed by profiling floats. *Geophys. Res. Lett.*, **48**, e2020GL091394. <https://doi.org/10.1029/2020GL091394>.

- Kuroda, H., T. Wagawa, S. Kakehi, Y. Shimizu, A. Kusaka, T. Okunishi, D. Hasegawa and S. Ito (2017) Long-term mean and seasonal variation of altimetry-derived Oyashio transport across the A-line off the southeastern coast of Hokkaido, Japan. *Deep Sea Res. Part I*, **121**, 95–109.
- Kuroda, H., Y. Toya, T. Watanabe, J. Nishioka, D. Hasegawa, Y. Taniuchi and A. Kuwata (2019) Influence of Coastal Oyashio water on massive spring diatom blooms in the Oyashio area of the North Pacific Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **175**, 328–344.
- Kuroda, H., S. Suyama, H. Miyamoto, T. Setou and T. Nakanowatari (2021) Interdecadal variability of the Western Subarctic Gyre in the North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **169**, 103461, doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103461.
- Luo, C., N. M. Mahowald and J. del Corral (2003) Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4447, doi:10.1029/2003JD003483, D15.
- Mahowald, N., A. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R. Duce, T. Jickells, N. Kubilay, J. Prospero and I. Tegen (2005) Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB4025, doi:10.1029/2004GB002402.
- Mensah, V. and K. I. Ohshima (2021) Weakened overturning and tide control the properties of Oyashio Intermediate Water, a key water mass in the North Pacific. *Sci. Rep.*, **11**, 14526, https://doi.org/10.1038/s41598-021-93901-6.
- 三角和弘, 津旨大輔 (2017) 鉄を含めた物質循環モデルの現状と課題. 海の研究, **26**, 95–111.
- 三角和弘, 津旨大輔 (2023) 海水中の鉄循環とそのモデリングの近年の動向. 地球化学, **57**, 190–204.
- Misumi, K., D. Tsumune, Y. Yoshida, K. Uchimoto, T. Nakamura, J. Nishioka, H. Mitsudera, F. O. Bryan, K. Lindsay, J. K. Moore and S. C. Doney (2011) Mechanisms controlling dissolved iron distribution in the North Pacific: A model study. *J. Geophys. Res.*, **116**, G03005, doi:10.1029/2010JG001541.
- Misumi, K., K. Lindsay, J.K. Moore, S. C. Doney, D. Tsumune and Y. Yoshida (2013) Humic substances may control dissolved iron distributions in the global ocean: Implications from numerical simulations. *Global Biogeochem. Cycles*, **27**, 450–462.
- Nakanowatari, T., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2007) Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1995–2004. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04602, doi:10.1029/2006GL028243.
- Nakanowatari, T. and K. I. Ohshima (2014) Coherent sea level variation in and around the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 58–70.
- Nakanowatari, T., T. Nakamura, K. Uchimoto, H. Uehara, H. Mitsudera, K. I. Ohshima, H. Hasumi and M. Wakatsuchi (2015) Causes of the multidecadal-scale warming of the intermediate water in the Okhotsk Sea and western subarctic North Pacific. *J. Climate*, **28**, 714–736.
- Nakanowatari, T., T. Nakamura, K. Uchimoto, J. Nishioka, H. Mitsudera and M. Wakatsuchi (2017) Importance of Ekman transport and gyre circulation change on seasonal variation of surface dissolved iron in the western subarctic North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **122**, 4364–4391. doi: 10.1002/2016JC012354.
- Nakanowatari, T., T. Nakamura, H. Mitsudera, J. Nishioka, H. Kuroda and K. Uchimoto (2021) Interannual to decadal variability of phosphate in the Oyashio region: Roles of wind-driven ocean current and tidally induced vertical mixing in the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **197**, 102615, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102615.
- Nishioka, J., S. Takeda, I. Kudo, D. Tsumune, T. Yoshimura, K. Kuma and A. Tsuda (2003) Size-fractionated iron distributions and iron-limitation processes in the subarctic NW Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2002GL016853.
- 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. Ono, H. Saito, K. Sakaoka and T. Yoshimura (2011) Oceanic iron supply mechanisms which support the spring diatom bloom in the Oyashio region, western subarctic Pacific. *J. Geophys. Res.*, **116**, C02021, doi:10.1029/2010JC006321.
- Nishioka, J. et al. (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem. Cycles*, **27**, 920–929, doi:10.1002/gbc.20088.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, K. Ono, Y. N. Volkov, A. Scherbinin and T. Shiraiwa (2014) Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 180–193. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.011.
- Nishioka, J., H. Obata, H. Ogawa, K. Ono, Y. Yamashita, K.

- J. Lee, S. Takeda and I. Yasuda (2020) Sub-polar marginal seas fuel the North Pacific through the intermediate water at the termination of the global ocean circulation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* **117**, 12665–12673. <https://doi.org/10.1073/pnas.2000658117>.
- Nishioka J, T. Hirawake, D. Nomura, Y. Yamashita, K. Ono, A. Murayama, A. Shcherbinin, Y. N. Volkov, H. Mitsudera, N. Ebuchi, M. Wakatsuchi and I. Yasuda (2021) Iron and nutrient dynamics along the East Kamchatka current western bering Sea Basin and Gulf of Anadyr. *Prog. Oceanogr.*, **198**, 102662. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102662>.
- Nosaka, Y., Y. Yamashita and K. Suzuki (2017) Dynamics and Origin of Transparent Exopolymer Particles in the Oyashio Region of the Western Subarctic Pacific during the Spring Diatom Bloom. *Front. Mar. Sci.*, **4**, <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00079>.
- Okamoto, S., T. Hirawake and S.-I. Saitoh (2010) Interannual variability in the magnitude and timing of the spring bloom in the Oyashio region. *Deep Sea Res. Part II*, **57**, 1608–1617.
- Ono, T., T. Midorikawa, Y. W. Watanabe, K. Tadokoro and T. Saino (2001) Temporal increases of phosphate and apparent oxygen utilization in the subsurface waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3285–3288.
- Ono, T., K. Tadokoro, T. Midorikawa, J. Nishioka and T. Saino (2002) Multi-decadal decrease of net community production in western subarctic North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014332.
- Ono, T., H. Kasai, T. Midorikawa, et al. (2005) Seasonal and Interannual Variation of DIC in Surface Mixed Layer in the Oyashio Region: A Climatological View., *J. Oceanogr.*, **61**, 1075–1087, <https://doi.org/10.1007/s10872-006-0023-0>.
- Osafune, S. and I. Yasuda (2006) Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6-year period nodal tidal cycle, *J. Geophys. Res.*, **111**, C05007, doi:10.1029/2005JC003277.
- Parekh, P., M. J. Follows and E. A. Boyle (2005) Decoupling of iron and phosphate in the global ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, 1–16.
- Pham, A. L. D. and T. Ito (2018) Formation and maintenance of the GEOTRACES subsurface-dissolved iron maxima in an ocean biogeochemistry model. *Global Biogeochem. Cycles*, **32**, 932–953.
- Pugh, D.T. (1987) Tides, surges, and mean sea-level. Chichester; New York: J. Wiley, Chichester, 472pp.
- Resing, J. A., P. N. Sedwick, C. R. German, W. J. Jenkins, J. W. Moffett, B. M. Sohst and A. Tagliabue (2015) Basin-scale transport of hydrothermal dissolved metals across the South Pacific Ocean. *Nature*, **523**, 200–203.
- Röske, F. (2001) An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis-a climatological dataset to force global ocean general circulation models, Max-Planck-Institut für Meteorologie Rep. 323, 31 pp.
- Saito, H., A. Tsuda and H. Kasai (2002) Nutrient and plankton dynamics in the Oyashio region of the western subarctic Pacific. *Deep-Sea Research II*, **49**, 5463–5486.
- Semtner, A. J., Jr. (1976) A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 379–389.
- Serreze, M. C. and R. G. Barry (2011) Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Glob. Planet. Change*, **77**, 85–96, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>.
- Shigemitsu, M., T., J. Okunishi, J. Nishioka, H. Sumata, T. Hashioka, M. N. Aita, S. L. Smith, N. Yoshie, N. Okada and Y. Yamanaka (2012) Development of a one-dimensional ecosystem model including the iron cycle applied to the Oyashio region, western subarctic Pacific. *J. Geophys. Res.*, **117**, C06021, doi:10.1029/2011JC007689.
- Simizu, D. and K. I. Ohshima (2002) Barotropic response of the Sea of Okhotsk to wind forcing. *J. Oceanogr.*, **58**, 851–860.
- Siswanto, E., M. C. Honda and K. Matsumoto et al. (2016) Sixteen-year phytoplankton biomass trends in the northwestern Pacific Ocean observed by the SeaWiFS and MODIS ocean color sensors. *J. Oceanogr.*, **72**, 479–489, <https://doi.org/10.1007/s10872-016-0357-1>.
- Suzuki, K., A. Kuwata, N. Yoshie, A. Shibata, K. Kawanobe and H. Saito (2011) Population dynamics of phytoplankton, heterotrophic bacteria, and viruses during the spring bloom in the western subarctic Pacific. *Deep-Sea Res. Part-I*, **58**, 575–589.
- Tadokoro, K., S. Chiba, T. Ono, T. Midorikawa and T. Saino (2005) Interannual variation in Neocalanus biomass in the Oyashio waters of the western North Pacific. *Fish. Oceanogr.*, **14**, 210–222.
- Tadokoro, K., T. Ono, I. Yasuda, S. Osafune, A. Shiimoto and H. Sugisaki (2009) Possible mechanisms of decadal - scale

- variation in PO₄ concentration in the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08606, doi:10.1029/2009GL037327.
- Tagliabue, A., O. Aumont, R. Death, J. P. Dunne, S. Dutkiewicz, E. D. Galbraith, K. Misumi, J. K. Moore, A. Ridgwell, E. Sherman, C. Stock, M. Vichi, C. Völker and A. Yool (2016) How well do global ocean biogeochemistry models simulate dissolved iron distributions?, *Global Biogeochem. Cycles*, doi:10.1002/2015GB005289.
- Takahashi, T., S. et al. (2002) Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. Part II*, **49**, 1601–1622.
- Tsuda, A., et al. (2003) A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces large centric diatom bloom, *Science*, **300**, 958–961.
- Tsuda, A., H. Kiyosawa, A. Kuwata, M. Mochizuki, N. Shiga, H. Saito, S. Chiba, K. Imai, J. Nishioka and T. Ono (2005) Responses of diatoms to iron-enrichment (SEEDS) in the western subarctic Pacific, temporal and spatial comparisons. *Prog. Oceanogr.*, **64**, 189–205.
- Uchimoto, K., T. Nakamura, J. Nishioka, H. Mitsudera, K. Misumi, D. Tsumune and M. Wakatsuchi (2014) Simulation of high concentration of iron in dense shelf water in the Okhotsk Sea. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 194–210.
- Uehara, H., A. A. Kruts, H. Mitsudera, T. Nakamura, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2014) Remotely propagating salinity anomaly varies the source of the North Pacific ventilation. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 80–97.
- Wang, S., D. Bailey, K. Lindsay, J. K. Moore and M. Holland (2014) Impact of sea ice on the marine iron cycle and phytoplankton productivity. *Biogeosciences*, **11**, 4713–4731, <https://doi.org/10.5194/bg-11-4713-2014>.
- Yan, D., K. Yoshida, J. Nishioka, M. Ito, T. Toyoda and K. Suzuki (2020) Response to Sea Ice Melt Indicates High Seeding Potential of the Ice Diatom *Thalassiosira* to Spring Phytoplankton Blooms: A Laboratory Study on an Ice Algal Community From the Sea of Okhotsk. *Front. Mar. Sci.*, **7**, doi: 10.3389/fmars.2020.00613.
- Yasunaka, S., Y. Nojiri, S. Nakaoka, T. Ono, F. A. Whitney and M. Telszewski (2014) Mapping of sea surface nutrients in the North Pacific: Basin-wide distribution and seasonal to interannual variability. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**, 7756–7771, doi:10.1002/2014JC010318.
- Yasunaka, S., T. Ono, Y. Nojiri, F. A. Whitney, C. Wada, A. Murata, S. Nakaoka and S. Hosoda (2016) Long - term variability of surface nutrient concentrations in the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 3389–3397.
- Yasunaka, S., H. Mitsudera, F. Whitney et al. (2021) Nutrient and dissolved inorganic carbon variability in the North Pacific. *J. Oceanogr.*, **77**, 3–16, <https://doi.org/10.1007/s10872-020-00561-7>.