

低温科学

2024

Vol.82

ISSN 1880-7593

環オホーツク圏の科学

— 環オホーツク観測研究センター 20年目の歩み —



北海道大学 低温科学研究所 編
Edited by Institute of Low Temperature Science,
Hokkaido University

はじめに

環オホーツク観測研究センター（以下センター）は、2004年4月に北海道大学低温科学研究所の附属施設として、それまで紋別にあった流氷研究施設を改組する形で設置された。当センターは、オホーツク海を中心とする北東ユーラシアから北太平洋、北極圏から亜熱帯にわたる地域（環オホーツク圏）が地球規模の気候変動に果たす役割を解明すること、また同地域における気候変動のインパクトを正しく評価することを目的とし、環オホーツク圏環境研究の国際拠点となることを目指して活動してきた。2013年には改組を行い、分野横断的なテーマを対象とした2つの研究分野「気候変動影響評価分野」、「流域圏システム分野」を設け、さらに国内外との共同研究ネットワークを強化するために「国際連携研究推進室」を設置した。この3つを横断的に機能させることで、環オホーツク圏の科学的研究を強く推進してきた。

センターは2024年3月で発足後20年を迎える。政治的背景のために観測が困難でデータの空白域であった環オホーツク圏の実態を明らかにすることを目指し、国内、ロシア、中国、米国など50以上の大学や研究・行政機関と連携し、研究機関ネットワークと観測網の構築を行い、数多くの国際共同研究プロジェクトを実施してきた。センターではこれまでにロシア極東海洋気象学研究所（Far Eastern Region Hydro-meteorological Research Institute; FERHRI）との共同研究を立ち上げ継続し、ロシアの調査船を使用した共同観測を実施してきた。この共同観測はロシアの排他的経済水域内における海洋観測の事実上唯一の機会となり、多数の国内外の研究者が参加し、当海域の海洋循環・物質循環の解明や古気候の復元などの成果に繋げてきた。また、アムール川河川流域の水文・物質循環の観測、サハリン北部の海水・気象・沿岸観測、カムチャツカ半島の森林動態調査、エアロゾルモニタリング、山岳氷河研究などが、ロシア科学アカデミー極東支部太平洋地理研究所、同水生生態学研究所、同火山地震学研究所などの研究機関との連携によって実施されてきた。宗谷暖流の研究では、海洋短波海洋レーダー、ドップラーレーダーの運用や、衛星観測、船舶観測、現場調査等を通じ、道内水産試験場、漁業組合などと地域機関と連携し、環境変動モニタリングを進めてきた。また低温科学研究所が1996年より進めてきた海上保安庁との共同研究である砕氷巡視船「そりや」を用いた冬季南部オホーツク海の海水域観測を、当センターが引き継ぎ、継続し実施している。この希少な海水域の観測の結果、海水の消長に関わる物理学的な知見や、オホーツク海の海水長期変動、海水が関わる海洋循環や生物地球化学的過程などが明らかになっている。これら海洋観測で得られた知見は、「環オホーツク情報処理システム」を用いた将来予測なども含めた数値シミュレーション研究の展開に利用されている。陸域山岳氷河観測では、国際共同研究として米国のアラスカ、ロシアのカムチャツカ半島においてアイスコア掘削を行い、水物質循環メカニズムの変遷を理解するための研究に用いられた。これらの氷河研究はその後、ヒマラヤやグリーンランドにおけるアイスコア研究へと発展し展開されている。また、「知床科学委員会」など国や地方が進める環オホーツク地域の自然理解と環境保全に対して積極的な貢献を行い、世界自然遺産「知床」周辺の海洋や陸面の観測を主体としたプロジェクトを立ち上げ、この地域の陸海相互作用の仕組みと変遷の理解を目指して研究を進めた。この知床周辺の取り組みでは、ゴミ問題などの社会学

的な視点も含めて研究が進められた。このようにセンターでは、環オホーツク圏の理解を深化するための研究プロジェクトを牽引・推進し、その地球環境システムにおける役割を明らかにする点で成果を上げてきた。この20年間の研究で、環オホーツク圏では温暖化が進み、シベリア高気圧の急速な弱化にともない、オホーツク海季節海水域の減少、海洋中層の温暖化と循環の弱化、オホーツク海から北太平洋への物質移送と生物生産、陸域雪氷圏の面的変化などにその影響が鋭敏に現れていることを示した点は重要な発見と言えるだろう。

本号の「低温科学」では、当センターが20年間で実施してきた数々の研究で得られた主な成果の一部と、当センターで始められた研究が発展し全国や世界を舞台に展開された研究などを、現センターに在職する研究者およびセンターを卒業し現在は第一線の研究者として活躍しているOB/OGによって執筆することにした。本稿の読者に、この20年間で広くセンターで実施してきた研究の軌跡と、その後、発展的に進められた研究について紹介できれば嬉しく思う。

「低温科学」 第82巻編集委員会

西岡 純

三寺 史夫

白岩 孝行

中村 知裕

的場 澄人

篠原 琴乃

2024年3月時点の環オホーツク観測研究センター 教員・スタッフ

センター長

西岡 純 (教授) : 化学海洋学, 海洋生物地球化学

気候変動影響評価分野

大島慶一郎 (教授・兼任) : 海洋物理学・海水・海洋結合システム

中村 知裕 (講師) : 海洋物理, 大気・海洋の数値シミュレーション

的場 澄人 (助教) : 雪氷化学, 地球化学

川島 正行 (助教・兼任) : 気象学

流域圏システム分野

西岡 純 (教授) : 化学海洋学, 海洋生物地球化学

関 宰 (准教授・兼任) : 気候変動学, 古環境学

豊田 威信 (助教・兼任) : 海水科学

国際連携研究推進室

三寺 史夫 (教授) : 海洋物理および海洋循環の数値モデル

江淵 直人 (教授・兼任) : 海洋物理学・海洋リモートセンシング

白岩 孝行 (准教授) : 自然地理学, 雪氷学

研究補助スタッフ&研究員

佐伯 立 (博士研究員) 村山 愛子 (学術研究員)

伊藤 薫 (学術研究員) 史 穆清 (学術研究員)

原 楠 (学術研究員) 篠原 琴乃 (事務補佐員)

歴代センター長

若土 正暁

江淵 直人

三寺 史夫

西岡 純

過去にセンターに所属したセンター教員

白澤 邦男 極域海洋学

藤吉 康志 気象学

原 登志彦 植物生態学

中塚 武 生物地球化学・同位体地球化学

過去にセンターに所属した技術・事務職員 (現所属も含む)

三寺マリンド 渡邊 美香

柴田 智恵 村山 愛子

水野 紗希 篠原 琴乃

岸本 純子

過去にセンターに所属した博士研究員・PD（現所属も含む）

| | |
|-------------------------|-------|
| 大木 淳之 | 辻 寛之 |
| 野村 大樹 | 戸田 求 |
| 古関 俊也 | 藤崎 歩美 |
| 内本 圭亮 | 中野渡拓也 |
| 上原 裕樹 | 吉成 浩志 |
| Yakkala Yagnesh Raghava | 漢那 直也 |
| 佐伯 立 | 西川はつみ |
| 伊藤 薫 | 張 振龍 |
| 松田 拓朗 | 史 穆清 |
| 原 楠 | |

過去にセンターに所属した博士学位取得者とテーマ

川口 悠介（2009）：

Ice-ocean coupled systems driven by wind forcing

阿部 祥子（2013）：

Instabilities and diapycnal mixing caused by tidally-generated large-amplitude lee waves

松田 淳二（2014）：

Overturning circulation that ventilates the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific

對馬あかね（2015）：

山岳アイスコアを用いた北部北太平洋域の古環境復元に関する研究

Yakkala Yagnesh Raghava（2015）：

Numerical study of a thick snow band along the Okhotsk Sea coast of Hokkaido Island, Japan

漢那 直也（2015）：

海水がオホーツク海の鉄供給及び植物プランクトンの増殖に果たす役割の解明

佐伯 立（2016）：

A mechanism of ice-band pattern formation caused by resonant interaction between sea ice and internal waves

佐々木央岳（2017）：

アラスカ・ランゲル山アイスコアから復元した北部北太平洋域への陸域起源物質の沈着に関する研究

唐木 達郎（2018）：

Formation mechanism of the baroclinic jet structure of the Soya Warm Current during summer

La Kenya Evans（2019）：

Accumulation mechanisms of trace metals into Arctic sea ice

Chou, Hung Wei（2021）：

Impacts of tides on large scale wind driven boundary currents in climate sensitive regions

史 穆清（2023）：

Estimating streamflow of the Abashiri River under likely future climate and land use land cover conditions.

Yuan, Nan（2023）：

Cross-shelf overturning in geostrophic-stress-dominant coastal fronts.

黒崎 豊（2024）：

高時間分解能アイスコアに記録された海洋生物活動由来の硫黄化合物に関する研究

目次

はじめに

| | | |
|---|--------------------------|-----|
| 地球流体力学の題材としてのオホーツク海 | 大島 慶一郎 | 1 |
| 短波海洋レーダを用いた宗谷暖流の長期連続観測 江淵 直人, 深町 康, 大島 慶一郎, 三寺 史夫, 西岡 純, 高塚 徹, 小野 数也 石川 正雄, 大坊 孝春, 白澤 邦男, 若土 正暁 | | 17 |
| 巡視船「そうや」を用いたオホーツク海における海水観測のあゆみ | 豊田 威信 | 25 |
| 海水域における大気との二酸化炭素交換過程 | 野村 大樹 | 45 |
| 海水-海洋境界層における乱流混合と熱塩バランスについて | 川口 悠介 | 57 |
| 環オホーツクにおける鉄を中心とした物質循環研究 西岡 純, 三寺 史夫, 大島 慶一郎, 江淵 直人, 白岩 孝行, 中村 知裕, 的場 澄人 中塚 武, 安田 一郎, 村山 愛子, 小野 数也, 篠原 琴乃, 若土 正暁 | | 69 |
| 北海道の河川における河川水中の溶存鉄濃度の分布 白岩 孝行, 倉野 健人, 藤島 洸, 夏目 奏, 高宮 良樹, 張 健, 郭 銘玉, 牛 潤華 | | 83 |
| 海水に含まれる鉄の生物利用能に関する研究 | 漢那 直也, 西岡 純 | 93 |
| オホーツク海の海水と潮汐を介した物質輸送モデリング研究 | 中野渡 拓也, 中村 知裕, 三寺 史夫 | 103 |
| オホーツク海の新海洋研究 | 岡崎 裕典, 関 宰, 高橋 孝三 | 119 |
| 北太平洋の亜熱帯と亜寒帯をつなぐ海流と移行領域の形成 | 三寺 史夫, 西川 はつみ, 松田 拓朗 | 135 |
| 知床をはじめとする北海道オホーツク海沿岸海域における海水変動予測実験 三寺 史夫, 佐伯 立, 井上 知栄, 植田 宏昭, 中野渡 拓也, 黒田 寛 | | 143 |
| 知床周辺海域の沿岸モニタリングおよび船舶観測と係留系観測 中村 知裕, 野別 貴博, 嶋田 宏, 美坂 正, 西岡 純, 藤尾 伸三, 柳本 大吾 三谷 曜子, 山村 織生, 三寺 史夫 | | 153 |
| 北部北太平洋地域における山岳アイスコア研究 | 的場 澄人 | 161 |
| ネパールヒマラヤ, トランバウ氷河でのアイスコア掘削 | 對馬 あかね | 171 |
| 日本海北東部の筋状降雪雲の半日周期振動 | 川島 正行, 織田 将太, 下山 宏, 渡辺 力 | 183 |
| 海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によるアイスバンドパターン形成 佐伯 立, 三寺 史夫, 馬目 歩美, 木村 詞明, 浮田 甚郎, 豊田 威信, 中村 知裕 | | 195 |
| 海底下 CO ₂ 地中貯留における海洋潜在的環境影響評価と海水 CO ₂ 濃度監視 内本 圭亮, 渡辺 雄二, 三角 和弘, 坪野 考樹, 津旨 大輔, 末国 次朗, 薛 自求 | | 211 |

地球流体力学の題材としてのオホーツク海

大島 慶一郎^{1), 2)}

2023年12月1日受付, 2024年1月10日受理

オホーツク海の海洋循環や特徴的な海洋現象が, この20年程で一挙に明らかになってきた. これらの現象は地球流体力学のよい題材となるものが多く, 本稿では地球流体力学を用いることで明快に解釈できる以下の現象に関して概説する. 1. 西岸境界流と解釈される東樺太海流の沖合分枝とスベルドラップバランス, 2. 岸沿い方向の風応力で駆動される沿岸捕捉流と解釈される東樺太海流の沿岸分枝, 3. 日周潮地形性ロスビー波の励起によって増幅される潮流, 4. 千島海盆に生ずるロスビー波による固有振動, 5. 宗谷暖流の順圧不安定, 6. 千島海峡周辺での強い混合に伴う傾圧不安定, 7. 海氷と沿岸海洋の力学的相互作用.

The Sea of Okhotsk as a subject of Geophysical Fluid Dynamics

Kay I. Ohshima^{1, 2}

The circulation and characteristic oceanic phenomena in the Sea of Okhotsk have been clarified for the past 20 years. These phenomena serve as good subjects of Geophysical Fluid Dynamics, which is applied to the following phenomena. 1. Offshore branch of the East Sakhalin Current interpreted as a western boundary current and the Sverdrup balance, 2. Coastal branch of the East Sakhalin Current interpreted as Arrested Topographic Waves by the alongshore wind stress, 3. Tidal currents amplified by diurnal Topographic Rossby Waves, 4. Rossby Normal Modes in the Kuril Basin, 5. Barotropic instability of the Soya Warm Current, 6. Baroclinic instability associated with strong mixing near the Kuril Straits, 7. Dynamical interaction between sea ice and coastal ocean.

キーワード: 地球流体力学, ロスビー波, 地形性 β , フロントの不安定, スベルドラップバランス
Geophysical Fluid Dynamics, Rossby waves, topographic- β , frontal instability, Sverdrup balance

1. はじめに

オホーツク海は, 以下にあげる特徴・設定によって, 地球流体力学 (Geophysical Fluid Dynamics) を応用する非常によい海域になっている. 第1には, 特徴的な海底地形があげられる. サハリン沖には比較的広い陸棚が南

北に長く一様に続いている. また, カシュバロババンクのような対称形に近い海山なども存在する. このような地形のもとでは, 地形性ロスビー波が効果的に誘起され, 理論解との比較も可能となる. さらに, 南部には千島海盆という深い孤立した海盆が存在し, ここではロスビー波による固有振動が生じうる.

連絡先

大島 慶一郎

北海道大学 低温科学研究所

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5481

Email: ohshima@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, 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

第2点は、観測が稀少だったため1990年代までは海洋場の実態がよくわかっておらず、海洋循環も含めこの20年で明らかになったことが多く、それまで力学的な解釈がほとんどなされていない海であったことである。例えば、サハリン東岸沖には、東樺太海流が存在することは古くから知られていたものの、その流量や構造などはよくわかっておらず、1990年代までは、この海流の駆動メカニズムもよくわかっていなかった。そんななか、CRESTプロジェクト（代表：若土正暁）により1998-2001年に行われたロシア船による大規模航海観測等によって、オホーツク海の海洋場の実態は一気に明らかになり、多くの題材を提供することとなった。

第3点は、日本海からの海水流入や千島海峡周辺での強い潮流により、海水の性質や流れを異とする明瞭なフロントが存在する点が挙げられる。このようなフロントでは不安定現象が生じ、渦を生成する。第4点は、海水の存在である。通常の地球流体力学の種々の理論に海水が加わった場合どうなるか？このような点からの研究はまだ十分行われていない。海洋と海水が力学的にどうカップリングするかを観測と合わせて研究するのに、オホーツク海はよいテストサイトになっている。本稿では、私が研究に関わったトピックに絞って、地球流体力学で説明できる特徴的な現象を、数式は使わずに、できるだけ物理的イメージを添えて、解説していきたい。

2. 風成循環とスベルドラップバランス (Sverdrup balance)

オホーツク海においては、海水域であることに加え、領海の問題もあり、1990年代までは、海洋の流速場の実態は定量的にはほとんどわかっていなかった。サハリン東岸沖には東樺太海流という南下流があることは、水塊分布や船・海水のドリフトなどから知られていた。ただし、それまでの定性的な循環像のもとでは、力学的な議論はほとんどされていなかった。

オホーツク海の循環や流速場の実態が定量性をもって明らかになったのは、1998年から2001年までの4年間に行われたCRESTプロジェクトによるロシア船航海観測によってである。図1は、このプロジェクトによる表層ドリフターや係留系等の観測から得られたオホーツク海内の海流場を模式的に示したものである。新規にわかった最も興味深いことは、東樺太海流は沖合分枝と沿岸分枝の2

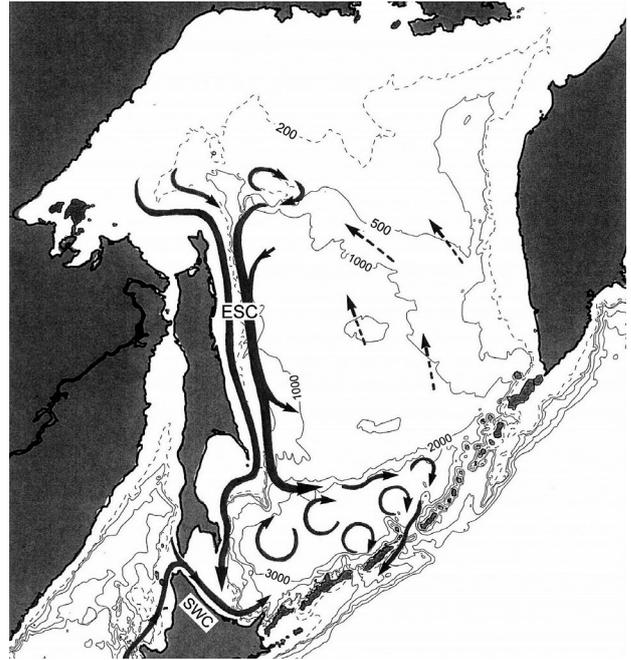


図1：オホーツク海の海洋循環・流速場の模式図。太い矢印はより強い海流を表す。東樺太海流(ESC)は沖合分枝と沿岸分枝の2分枝構造を持つ。SWCは宗谷暖流を示す。Ohshima et al. (2002)より加筆。

Figure 1: Schematic of near-surface circulation for the Sea of Okhotsk. Thicker arrows represent the stronger flow. The East Sakhalin Current (ESC) is composed of two (coastal and offshore) branches. SWC represents the Soya Warm Current. Modified from Ohshima et al. (2002).

分枝構造を持つということである (Ohshima et al., 2002)。沖合分枝は陸棚斜面にコアを持ち、通年存在する (Mizuta et al., 2003)。一方、沿岸分枝は沿岸・陸棚に捕捉され、北西部の陸棚から南は北海道沖の陸棚上まで続く構造を持ち、冬季に強く夏季には非常に弱いという季節変化をする。東樺太海流全体としての流量は年平均で約6.7 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)で、冬季に大きく夏季に小さいという顕著な季節変動をする (Mizuta et al., 2003)。図2は、過去の全海洋データから力学高度を求めたものであるが、中北部の海盆では反時計回り、南部の千島海盆では時計回りの循環が示される。このような情報も合わせて、オホーツク海の海洋循環に対する力学的な解釈を以下及び次章に示す。

まず、東樺太海流の2分枝は、それぞれ別のメカニズムで駆動されると考えられる。陸棚斜面にコアを持つ沖合分枝は、力学高度でも見られる反時計回りの循環の一部と考えられ、傾圧成分を持つ。この沖合分枝は、オホーツク海内の正の風応力カールで駆動される反時計回り循

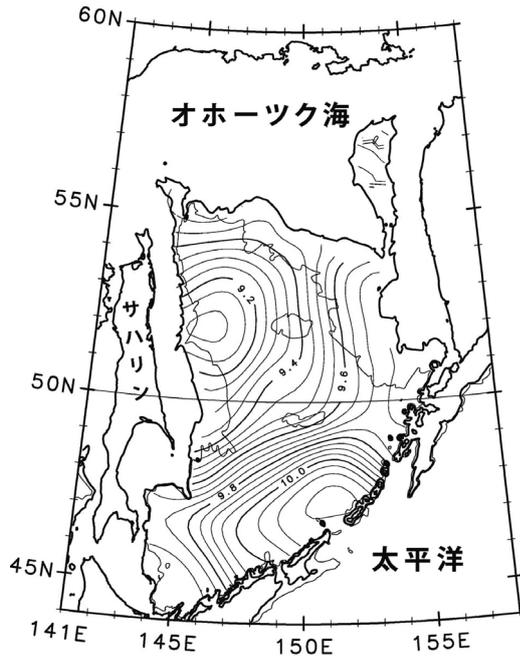


図2：オホーツク海における1000 db基準に対する100 db面での力学高度（単位はdynamic meter $\times 10$ ）。1000 dbar より浅い海域は深い方からの外挿を用いて計算している。太実線は500 m, 細実線は1000 mの等深線。Ohshima et al. (2004)より修正。

Figure 2: A chart of geopotential anomaly of 100-dbar surface relative to 1000-dbar surface in dynamic meters $\times 10$. For the value of geopotential anomaly in the area shallower than the reference level of 1000 dbar, an extrapolation is made. The 500- and 1000-m isobaths are superimposed. Modified from Ohshima et al. (2004).

環の西岸境界流と解釈される (Ohshima et al., 2004)。この駆動機構は、北太平洋の時計回りの亜熱帯循環の西岸境界流である黒潮と同様な機構である。黒潮の場合は負のカールなので、循環が逆になっているだけである。風成循環理論では、西岸境界流の流量は風応力カールの東岸からの積分で計算されるスベルドラップ流量になるが、それを計算すると東樺太海流の場合は年平均で3.7 Svとなり、観測値6.7 Svよりは小さいが、オーダー的には合っている。現実の東樺太海流は、オホーツク海内部での風成循環成分に加え、北太平洋の亜寒帯循環の一部が侵入して流量を増しているのかもしれない (第9章を参照)。風成循環であるならば、西岸境界流より東の内部領域ではスベルドラップバランス (Sverdrup balance) しているはずなので、等密度面が西に行くほど上昇するという特徴を示すはずである。実際に北緯53度での等密度面の東西断面とみると (図3)、まさにそのような特徴を示している (Ohshima et al., 2004; Simizu and Ohshima, 2006)。

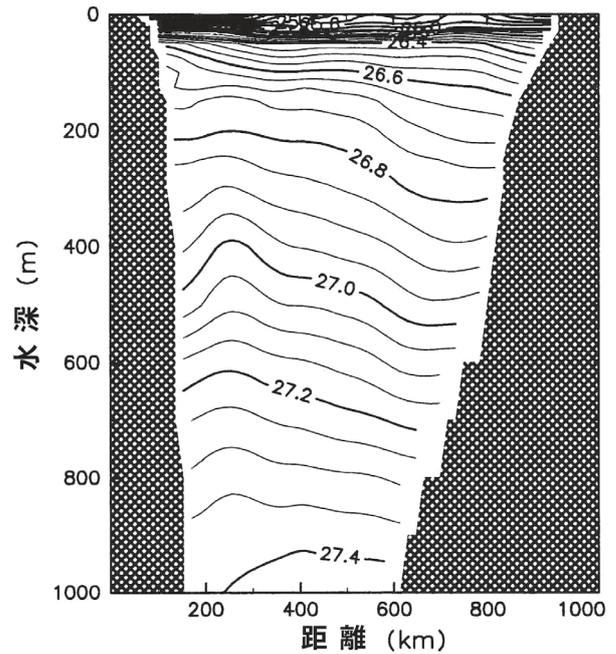


図3：北緯53度での等密度面の東西断面。全水温・塩分データからの気候値。Ohshima et al. (2004)より修正。

Figure 3: Zonal section of density (σ_t) across 53°N, derived from the historical hydrographic data. Modified from Ohshima et al. (2004).

3. 沿岸捕捉流 (Arrested Topographic Waves)

一方、東樺太海流の沿岸分枝は、図1の模式図に示すように、サハリン東岸の上流側の北西陸棚から南部の北海道沖の沿岸まで続く陸棚に捕捉された沿岸流で、岸沿い方向の風応力で駆動されるATW (Arrested Topographic Waves) と解釈される (Simizu and Ohshima, 2006)。図4(a)の模式図に示したように、ATWは岸沿い方向の風応力による岸方向のエクマン輸送が沿岸・陸棚に捕捉され、北半球では岸を右に見る方向にエクマン輸送分が流量として付加・積分される沿岸捕捉流である。地球流体の基本則である渦度バランスにおいて、地形性 β 項と時間変化項がバランスするのが次章で紹介される地形性ロスビー波であるのに対し、ある程度長い時間スケール (例えば月平均) でのバランスは、時間変化項に代わって摩擦項が地形性 β 項とバランスし定常場を作る。言い換えると、地形性 β 項が摩擦によって捉われる (Arrestされる) ような流速場を作るということでArrested Topographic Wavesという言い方をされる (Csanady, 1978)。地形性 β 効果は、北半球では情報を岸を右に見る方向にしか伝えないので、岸へのエクマン輸送量は岸を右に見る方向に積分され、それがATWの流量になる (図4 (a))。

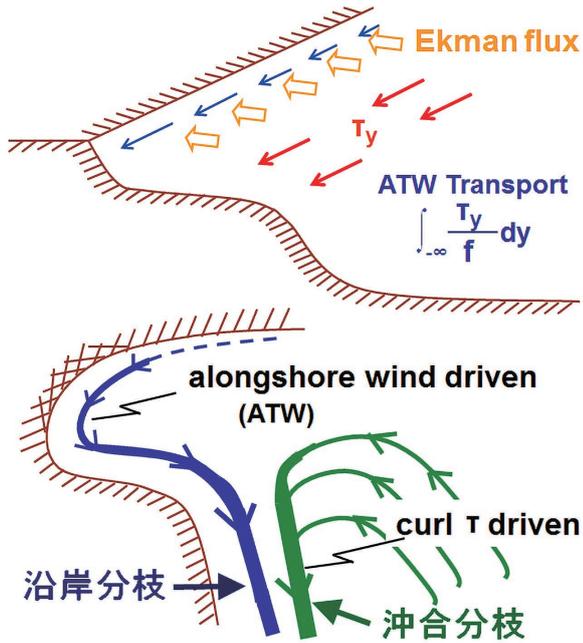


図4：(a) 岸沿い方向の風応力によるエクマン輸送の積分で流量が決まるATW (Arrested Topographic Waves). (b) 東樺太海流の2分枝構造. 沿岸分枝は岸沿いの風応力で駆動されるATWとして, 沖合分枝は正の風応力カールで駆動される風成循環の西岸境界流として, 解釈できる. 大島(2018)を加筆・修正. **Figure 4:** (a) Schematic of the Arrested Topographic Wave (ATW) and its transport, generated by the alongshore wind stress. (b) Schematic of the two branch mechanism of the East Sakhalin Current. The coastal branch is interpreted as the ATW, driven by the alongshore wind stress. The offshore branch is interpreted as the western boundary current of the cyclonic gyre, driven by the positive wind stress curl. Modified from Ohshima (2018).

ATWと解釈される東樺太海流の沿岸分枝は岸沿い方向の風応力で駆動されるので, 北西風が強化される冬季のみ顕著になり (Mizuta et al., 2003; Simizu and Ohshima, 2006), また, その流量は風応力の積分から見積もることが可能となる. 図5は, 沿岸分枝に関して, 観測による流速, モデルシミュレーションによる流速, ATW輸送量 (岸沿い方向に上流から積分した風応力によるエクマン輸送量: 図4 (a) 参照) の時系列を比較したものである (Ohshima and Simizu, 2008). 3者は非常によく合っており, 沿岸の流速変動をこのようにきれいに再現した例は他にあまりないかもしれない. これはサハリン沖が岸沿い方向に一樣な構造であることと高緯度なため順圧流が卓越していることによると考える. 以上から, 前章での解釈と合わせて, 図4 (b) に, ATWである沿岸分枝と西岸境界流である沖合分枝から成る東樺太海流の二分枝構造の概略を示す.

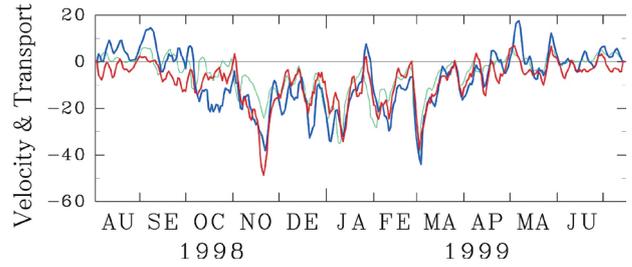


図5：サハリン陸棚上, 1998年8月～1999年7月での水面下50mでの南北流速の時系列 (北向きが正). 赤がADCP, 青が数値モデルによる流速 (cm/s). 緑はATW理論による流量 (10^2 Sv). Ohshima and Simizu (2008)を加筆・修正.

Figure 5: (a) Time series of velocity at 50 m depth over the east Sakhalin shelf from August 1998 to July 1999, measured with the bottom-mounted ADCP (red lines), and simulated in the model experiment (blue lines). Volume transport predicted by ATW theory is also superimposed as green lines (scale of left axis is reduced by 1/100 in Sv units). Modified from Ohshima and Simizu (2008).

このATWは, 水位にも特徴的な季節変動をもたらす. 冬季, 海水は冷却されて重くなるので水位は下がる, というのが通常の水位の季節変化である. しかし, サハリン及び北海道の沖では, 冬季に水位が高くなるという, 全く逆の季節変化を示す. この冬季の水位上昇をもたらしているのもATWである (Nakanowatari and Ohshima, 2014; Mensah et al., 2019). オホーツク海の冬季は特に北西から吹く季節風が強く, また, オホーツク海の北岸から西岸には比較的広く一樣な陸棚が長く続いているので, ATWの南方への積分流量も南に向かって大きくなり, 地衡流の関係から沿岸の水位も大きく上昇することになる. このATWによる水位上昇効果は日本海とオホーツク海の水位差を通じて, 対馬暖流系 (日本海通過流) にも大きな影響を与える. 冬季はオホーツク海の水位がATWにより上昇するので日本海との水位差が減少し, 宗谷暖流, さらに対馬暖流の流量を減じていると考えられる (Tsujino et al., 2008; Kida et al., 2016; Ohshima et al., 2017). さらに, 宗谷暖流や対馬暖流の経年変動も一部決めている可能性がある (Ohshima and Kuga, 2023).

4. 日周潮の地形性ロスビー波 (Diurnal Topographic Rossby Waves)

オホーツク海は潮汐・潮流が非常に大きな海域として知られている (e.g., Nakamura et al., 2000; 鈴木・金成, 1986). 日周潮に関しては, オホーツク海はその固有振動の周期が約26時間と日周潮に近いので, 共振を起こ

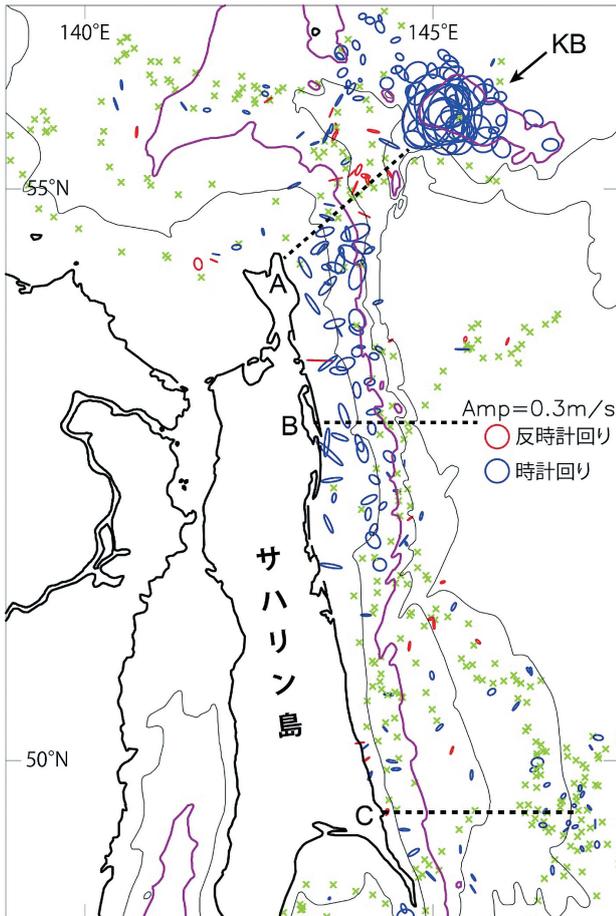


図6：表層ドリフターより得られた、サハリン沖での日周潮の潮流楕円のマッピング。赤紫線は200 m、黒線は100 m、500 m、1000 mの等深線。KBはカシェバロババンクを示す。Ohshima et al. (2002)より加筆。

Figure 6: Spatial plots of complex demodulation at diurnal (24 hour) period around the east Sakhalin shelf. Time series of each drifter velocities are segmented to 2 day intervals, and the complex demodulation is performed for each segment. Then the result is represented by the current ellipse with its center corresponding to the location at the intermediate time of the segment. No signal points are indicated by green crosses. The 200 m isobaths are indicated by red-purple lines. The 100-, 500-, and 1000-m isobaths are indicated by thin black lines. KB indicates Kashevarov Bank. Modified from Ohshima et al. (2002).

すことが潮流の強い理由として挙げられる (Kowalik and Polyakov, 1998)。さらに重要な要因は、オホーツク海は高緯度にあるため、日周潮の地形性ロスビー波が誘起されることにある (e.g., Ono and Ohshima, 2010)。

ここでは、まずCRESTプロジェクトでの表層ドリフター及び係留系による潮流の観測を紹介したうえで、潮流特性が地形性ロスビー波によって明瞭に説明できることを示す。オホーツク海は高緯度にあるため、アルゴス通信による表層ドリフターは一日に20–30回、位置の追跡が

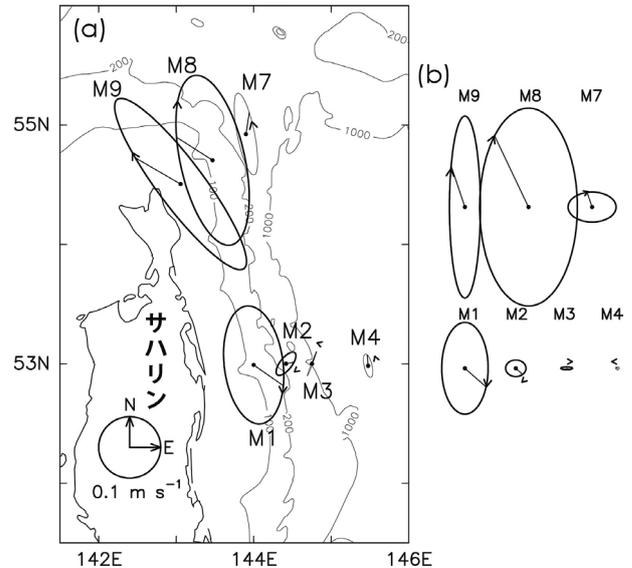


図7： K_1 潮の潮流楕円。(a) 係留系による測流データより。(b) 沿岸捕捉波解より。Ono et al. (2008)より加筆・修正。

Figure 7: Comparison of K_1 tidal current ellipses between (a) the observation and (b) the CTW solution along the lines A and B indicated in Fig. 6. Modified from Ono et al. (2008).

できる。潮流がある程度大きい海域では、ドリフターの軌跡から潮流を求めることが可能となる。ドリフターの軌跡から流速を計算し時系列で見ると、サハリン陸棚上などでは、東樺太海流に重なって、きれいに潮流のシグナルを見ることができる。ここでは、25時間平均して出る平均流成分を除いた残差（潮流成分）の時系列から以下のような手法で潮流成分のマッピングを行った結果を示す。残差成分時系列を2日ごとの区間に区切って、各区間ごとにある周期（ここでは日周潮）でdemodulationを行う（潮流楕円をfittingさせることに相当）。図6は、オホーツク海北西部において、demodulation (fitting) の結果が悪いもの（図では×で示す）を区別し、合うものを振幅の大きさに比例させた（潮流）楕円として、その区間でのドリフターの中心位置に合わせてマッピングしたものである (Ohshima et al., 2002)。サハリンの北東にある海堆カシェバロババンク（図6ではKBで示す）では、 1 m s^{-1} にも及ぶ潮流が存在し、等方的な時計回りの潮流楕円という特徴を持つ。これは後で述べるように海山捕捉波の特徴である。サハリン陸棚上（200 m深以浅）でも日周潮流が大きく、時計回りの潮流楕円となっている。但し、日周潮のシグナルが顕著なのは北緯51.5度以北で、それより南には有意なシグナルが見られない。これらの特徴は後で述べるように、51.5度以北でのみ沿岸捕捉波が存在することから説明される。

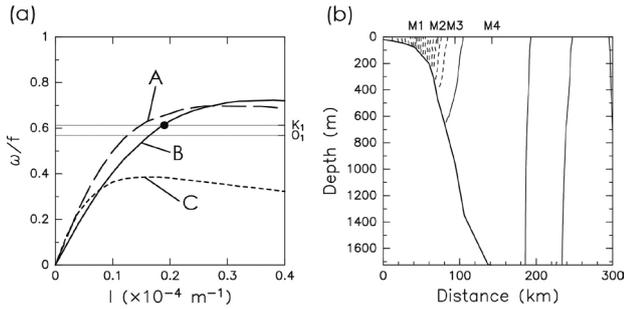


図8：(a) サハリン沖A, B, C線(図6参照)での沿岸捕捉波第一モードの分散関係。破線はA線, 実線はB線, 点線はC線を示す。水平線は K_1 及び O_1 の振動数を示す。(b) B線上における K_1 潮での第1モード沿岸捕捉波の構造(流速の岸沿い成分の振幅分布)。Ono et al. (2008)より修正。

Figure 8: (a) Dispersion curves for the first-mode CTW computed for the depth profiles along the lines A (dashed curves), B (solid curves), and C (dotted curves) indicated in Fig. 6. Horizontal thin lines indicate the frequencies of the K_1 and O_1 along the line A. (b) The cross-shelf modal structure of alongshore velocity of the first-mode CTW at K_1 period for the line B. Modified from Ono et al. (2008).

ドリフターによる観測では、広範囲における潮流特性の概要を見るにはよいが、正確な潮流諸成分を見積もることはできない。これらの正確な見積もりのためには係留系による観測がもっとも適切な手法となる。CRESTプロジェクトでは、図6に示すA, B, Cの測線で係留系によるADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)などによる長期(9ヶ月-2年)連続測流を行った。図7 (a)は、A, B線上の観測点での時系列データから調和解析を行い K_1 潮の潮流楕円を示したものである(Ono et al., 2008)。A, B線の陸棚上では潮流は大きく増幅され、時計回りの潮流楕円という特徴を示す。C線上の結果は示していないが、陸棚上でも潮流振幅はA, B線に比べずっと小さく、潮流楕円も直線的になる。図7 (a)では、観測最上層(水深28-203 m)の結果のみを示すが、潮流はほぼ順圧的な特徴を示し、海底近く10-30 m内では潮流によるエクマン層が形成されていた。

図8 (a)は、A, B, C線での、地形と密度成層の両方を考慮して導出された沿岸捕捉波(Coastal Trapped Waves)の分散関係を示したものである(Ono et al., 2008)。A, B線では、日周潮の沿岸捕捉波が存在するのに対し、C線の地形では斜面が緩いため沿岸捕捉波が存在できない。図6及び図7 (a)に見られるように、51.5度以北のみで日周潮流が大きくなるのは、日周潮流沿岸捕捉波が51.5度以北のみで存在しえるからと考えられる。図8 (b)はB線での K_1 潮の第1モード沿岸捕捉波の構造(流速の岸沿い成分の振幅分

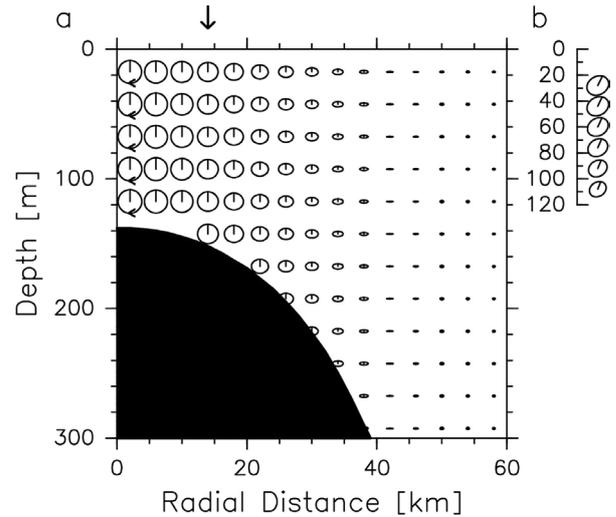


図9：(a) 海山捕捉波(動径波数0, 方位波数1)の構造を潮流楕円で示したもの。(b) ADCP観測によるカシェバロババンク上での K_1 潮の潮流楕円。矢印はADCP観測点。Ono et al. (2006)より修正。

Figure 9: (a) The radial-vertical sections of tidal current ellipses for the gravest mode of the first azimuthal wavenumber from the seamount trapped wave for the topography of Kashevarov Bank. (b) The tidal current ellipses over Kashevarov Bank observed by the ADCP. (Location of the ADCP is indicated by the arrow). Modified from Ono et al. (2006).

布)を示したものである。順圧的な構造となっており、観測とよく対応している。図7 (b)は各観測点での K_1 潮沿岸捕捉波から導かれる潮流楕円を示したもので、観測(図7 (a))とよく合っていることがわかる。

図6からはカシェバロババンクで潮流が極めて大きくなることが示されたが、このバンク上でも9ヶ月のADCPによる係留測流が行われた。図9 (b)は測流データを調和解析した結果(K_1 潮の潮流楕円)を示す(Ono et al., 2006)。図6でも見られたように、非常に振幅の大きな等方的時計回りの潮流楕円という特徴を示し、また順圧的であることもわかる。このバンクを同心円状の海山に近似し、密度成層も考慮して海山捕捉波(seamount-trapped waves)の解を求めると、動径波数0, 方位波数1の海山捕捉波は、日周潮の周期に近いことが示される。図9 (a)は、この海山捕捉波の構造を潮流楕円で示したものである。矢印で示した所が観測点の位置に相当するが、順圧的、等方的な時計回りの潮流楕円といった特徴はよく合っていることがわかる。

ここでは、オホーツク海北西部の場合は紹介したが、千島海峡域でも、島の周りの斜面域や周辺の海山において、

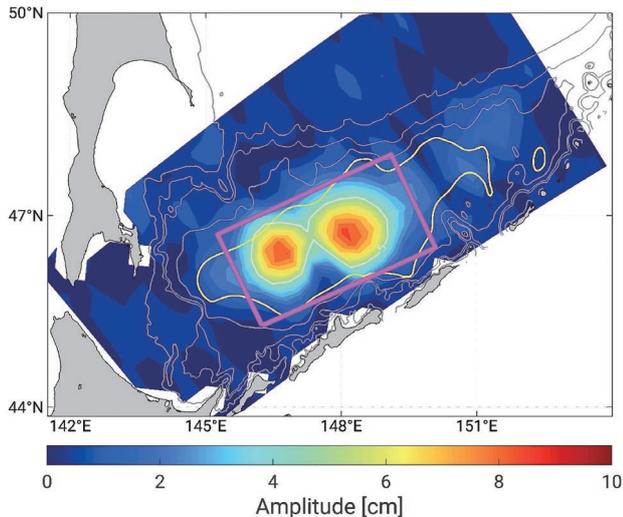


図10：オホーツク海の衛星海面高度計データから算出したCEOFの第3モードの振幅分布。黄色実線は3200 mの等深線。灰色線は200 m, 2000 m, 3000 mの等深線。ピンクの矩形はロスビーノーマルモードとの比較に用いた領域。Mensah and Ohshima (2020)より修正。

Figure 10: Spatial amplitude of the third mode of CEOF calculated from sea surface height anomaly (SSHa) derived from the satellite altimeters in the Sea of Okhotsk. The domain of the idealized basin used to model the Rossby normal modes is represented by the pink line box. The solid yellow line represents the 3200m isobath and the gray isolines represent the 200, 2000, and 3000 m isobaths. Modified from Mensah and Ohshima (2020).

日周潮の地形性ロスビー波が誘起され、極めて強い潮流が生じている (e.g., Nakamura and Awaji, 2004; Ohshima et al., 2005b; Tanaka et al., 2010)。最新の研究では、潮汐エネルギーがどのようなメカニズムで地形性ロスビー波に輸送されるかといった研究もされており (Tanaka, 2023)、オホーツク海は、潮汐の研究においても地球流体力学の観点から興味深いテーマを与えている。

なお、本号の西岡他 (2024) でも紹介されているように、オホーツク海の強い潮流は、北太平洋規模での中層(熱塩)循環、さらには物質循環・生物生産においても極めて重要な役割を果たしている。千島海峡周辺海域での強い潮流による鉛直混合は、表層起源の水を北太平洋中層 (200-1000 m深程度) へ送り込む (ventilation) 役割を果たしている (Nishioka et al., 2013)。一方、オホーツク海北西部の陸棚上での強い潮流は、陸棚上に堆積した物質 (特に鉄分) を巻き上げ、高密度陸棚水が中層に送り込まれる際に、鉄分等の生物の微量栄養分を中層へ送り込むという働きがある (Nakatsuka et al., 2004)。

表1：千島海盆での、1993年から2018年までの海面高度CEOF第3モードに見られる12例の伝搬イベントの平均波動特性と、ロスビー波及びロスビーノーマルモードの波動特性の比較。

Table 1: Averaged properties of the CEOF mode 3 events of SSHa from 1993 to 2018 and the properties of barotropic, first and second baroclinic Rossby waves, and barotropic Rossby normal modes (M_{11} and M_{21}) in the Kuril Basin. Modified from Mensah and Ohshima (2020).

| | 東西方向の 位相速度 (km day^{-1}) | 位相の 方向 ($^{\circ}$) | 波長 (km) | 周期 (日) |
|----------------------------|---|-----------------------------|------------|-----------|
| 高度計からのCEOF 第3モード | -0.79 | 246 | 255 | 365 |
| 順圧ロスビー波 | -2.25 | 249 | 255 | 121 |
| 傾圧ロスビー波 (第1モード) | -0.40 | 249 | 255 | 712 |
| 傾圧ロスビー波 (第2モード) | -0.08 | 249 | 255 | 3480 |
| 順圧ロスビー ノーマルモード M_{11} | -1.29 | 270 | 275 | 214 |
| 順圧ロスビー ノーマルモード M_{21} | -0.77 | 270 | 212 | 277 |

5. ロスビーノーマルモード (Rossby Normal Modes)

オホーツク海では、第3章や第4章で示したような地形性 β 効果による現象だけでなく、惑星 β 効果による特徴的な現象も見られる。Mensah and Ohshima (2020) では、25年間に及ぶオホーツク海の衛星海面高度計時系列データに対してCEOF (Complex Empirical Orthogonal Function) を中心とした解析を行い、いくつかの特徴的な現象を抽出している。CEOFの第1モードは第3章でも紹介したATWによるもので、オホーツク海を囲む全陸棚に捕捉されたモードで、全エネルギーの40%をも占める。一方、CEOFの第3モードの寄与は全体では7%であるが、深い千島海盆域 (水深 \sim 3200 m以深) にのみ大きな振幅を持つモードで、非常にきれいなダイポールのパターンを示す (図10)。位相は西向きで伝搬速度は小さい。この第3モードだけを取り出してホフメラー図 (縦軸時間、横軸水平距離) を描くと、西方へ伝搬するイベントが年1回程度発生していることがわかる。明瞭なイベント12例を平均した波動特性は、西向き位相速度 0.79 km day^{-1} 、周期365日となる (表1)。

世界の様々な海洋において海面高度計データから傾圧ロスビー波が観測されていたので、我々は最初この波動

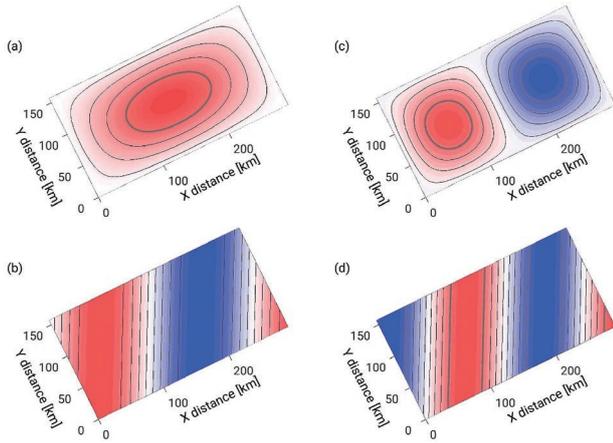


図11: ロスビーノーマルモードの構造. (a) M_{11} モードの包絡波, (b) M_{11} モードの搬送波, (c) M_{21} モードの包絡波, (d) M_{21} モードの搬送波. Mensah and Ohshima (2020)より修正.

Figure 11: Rossby normal mode decomposition. (a) Envelope and (b) snapshot of carrier wave of the M_{11} Rossby normal mode. (c) Envelope and (d) snapshot of carrier wave of the M_{21} Rossby normal mode. Modified from Mensah and Ohshima (2020).

現象を傾圧ロスビー波の性質と比較することから始めた. 表1に示すように, 観測された波の性質に最も近い鉛直第1モードの傾圧ロスビー波でも, 西向き位相速度 0.40 km day^{-1} , 周期 712日と, 観測値とは1/2もしくは2倍のずれがある. CEOFの第3モードの大きな特徴は, 中間に振幅の節を持つダイポール型の構造を持つことである. このような構造は, 固有振動を想起させるもので, 西方への位相伝搬も合わせて考えると, ロスビー波による固有振動と考える. 陸棚や湾・湖での固有振動は静振として知られているが, 重力波に代わってロスビー波が復元力に関わっている振動なので, ロスビー静振ともいう.

ロスビー静振は, Longuet-Higgins (1964) によって解析解が示され, Pedlosky (1987) による地球流体力学の教科書では, ロスビーノーマルモード (Rossby Normal Modes) という形で, 詳しく説明されている. 観測された CEOF第3モードの結果 (図10) を見ると, 海底地形によって傾いた構造を持つことがわかる. そこで, 3200 mの等深線と第3モードの振幅分布を参考にして東西方向から27度傾けた矩形 (図10のピンク矩形) に対して, 従来の解析解を若干修正して, 順圧のロスビーノーマルモードの解析解を求めた. 図11は, 節を持たないモード (M_{11}) と, 長辺の方向に1つ節を持つモード (M_{21}) の構造を示したものである. このように近似した M_{11} モードと M_{21} モードの搬送波の西方への位相速度は, それぞれ 1.29 km day^{-1} , 0.77

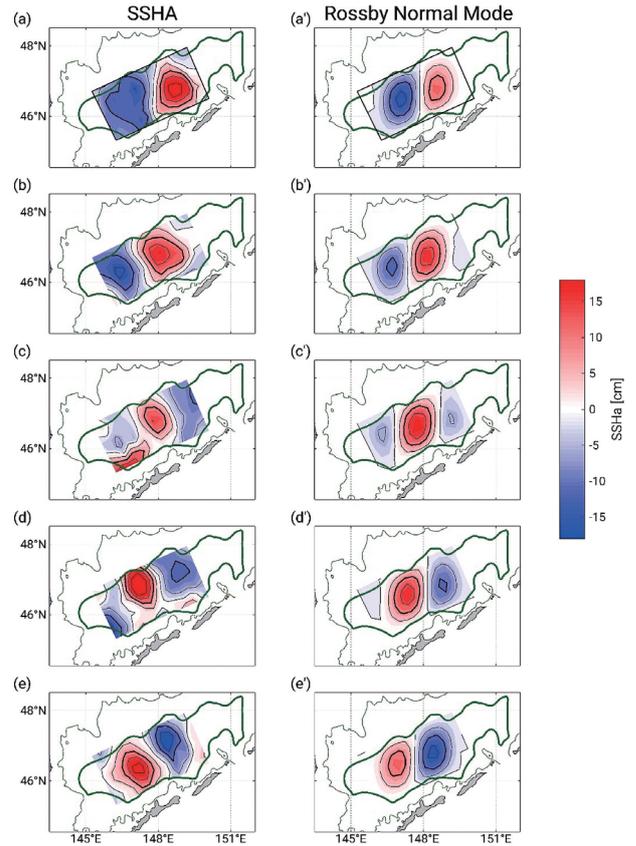


図12: 2010年11月から2011年7月における, [(a) - (e)] 観測された海面高度アノマリーデータ. [(a') - (e')] ロスビーノーマルモードの M_{11} と M_{21} の重ね合わせをfittingした結果. (a, a') 10日後. (b, b') 40日後. (c, c') 70日後. (d, d') 100日後. (e, e') 130日後. 黒細線, 黒太線は, 海面高度5 cm及び10 cm間隔を示す. 太緑線, 細緑線は3200 m, 1500 mの等深線を表す. ロスビーノーマルモードは (a) と (a')の黒矩形に対しての解を用いている. Mensah and Ohshima (2020)より修正.

Figure 12: Time series of observed sea surface height anomaly (SSHa) during 28 Nov 2010 – 5 Jul 2011 at (a) day 10, (b) day 40, (c) day 70, (d) day 100, and (e) day 130. [(a')-(e')] SSHa obtained on the same days via the best fitting of Rossby normal modes M_{11} and M_{21} onto the data. The thin and thick black contours interval for SSHa is 5 and 10 cm, respectively. The thick and thin dark green lines represent the 3200 and 1500m isobaths, respectively. The domain of the idealized basin used to model the Rossby normal modes is represented by the black line box in (a) and (a'). Modified from Mensah and Ohshima (2020).

km day^{-1} (観測は 0.79 km day^{-1}), 波長は275 km, 212 km (観測は255 km), 周期は214日, 277日 (観測は365日)と, かなり観測とよく合っている.

そこで, 第3モードでの各イベントに対して, M_{11} と M_{21} の重ね合わせでfittingを試みると, 決定係数 (相関係数の二乗) は平均して0.5程度になり, 十分に説明しえる結果となる. 図12は, 2010年から2011年にかけて出現した海面高度の伝搬イベント [(a) - (e)]と, それに対し M_{11} と M_{21} の

重ね合わせをfittingさせた結果 [(a') - (e')] を30日ごとの時系列で比較したものである。このケースは M_{11} モードがより卓越したケースであるが、擾乱（渦）が西方伝搬しながら成長・減衰する様子がよく一致しているのがわかる。以上から、海面高度の第3モードに表れた特徴的なシグナルは、順圧のロスビーノーマルモードの M_{11} 及び M_{21} モードが誘起されたものと考えられる。

なお、傾圧ロスビー波に対してもロスビーノーマルモードの特性を調べたが、西方への位相速度は 0.2 km day^{-1} 程度、波長は 100 km 程度と観測値とは異なっており、傾圧波によるものではなさそうである。千島海盆深海部はかなり一様な水深を持ち、周りを急峻な斜面で囲まれているために、順圧波は斜面を壁と感じ、海盆は孤立した矩形の海のように振る舞い、固有振動を生んだと考えられる。一方で、海盆の北側は水深 1500 m 程の海盆に連結しており、傾圧波の鉛直低次モードは上層 1000 m 以浅に大きな振幅を持つ構造なため、傾圧波は北側斜面を壁とは感ぜず伝搬してしまうため、固有振動は生じづらいと考えられる。ロスビーノーマルモード（ロスビー静振）は教科書にも一節を作る理論であるが、特に順圧波に関しては現実の海洋から明確に検出された例はほとんどない。地球流体力学から予見された現象をオホーツク海において確かめられたケースと言える。

6. 順圧不安定(Barotropic instability)

北海道オホーツク沿岸には、模式図(図1)でも示されるように、1年を通して宗谷暖流が存在する。宗谷暖流は、日本海とオホーツク海の水位差で駆動され、日本海から流入した対馬暖流系の高温・高塩の海水が沿岸に捕捉された海流である(Ohshima et al., 1994)。従って、沖の低温・低塩の海水との間にフロントをつくるとともに、顕著な流速の差(流速シア)を伴う流れである。赤外線画像には、このフロントが水平方向に波打ったり、砕波する様子が頻繁に見られる。このような海流のフロントに見られる波動は、海流の不安定現象に起因すると考えられ、具体的には、傾圧不安定、順圧不安定、あるいはその両方を合わせた不安定が考えられる。傾圧不安定は水平方向の密度差によるポテンシャルエネルギーをソースとし、順圧不安定は流速シアをソースとする不安定現象である。フロントに見られる波動は、宗谷暖流水と沖合の海水との密度差があまりない時期にも見られることから、まず順圧不安定が主要なメカニズムとして考えられる。

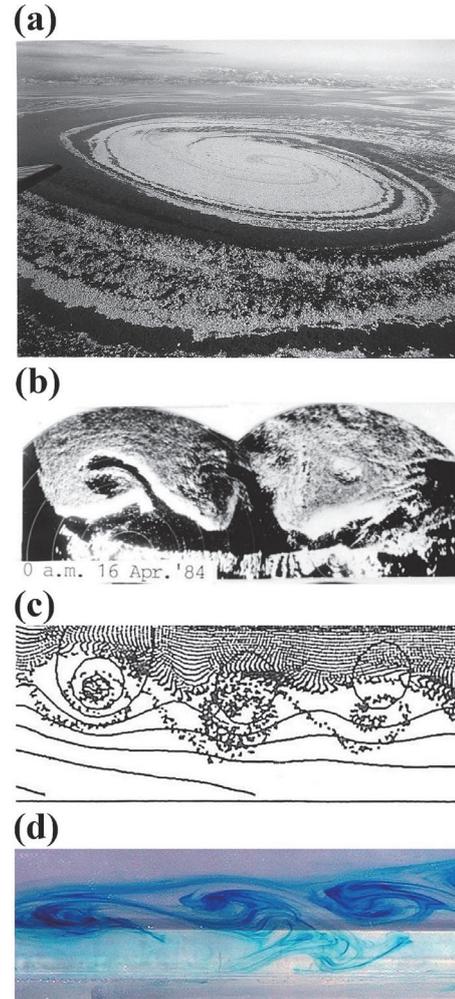


図13：オホーツク海北海道沖に出現する流水渦（Ice-ocean eddy). (a) 航空機からの写真. (b) 流水レーダーによる画像. (c) 数値モデルで再現された流水渦列と水位(コンタ). (d) 室内水槽実験により再現された渦列. 大島(2018)及びWakatsuchi and Ohshima(1990)より修正.

Figure 13: Ice-ocean eddy (street) observed by (a) aerial photograph and (b) images of sea ice radar. (c) Simulated ice floe distribution and sea level contours by the numerical model experiment. (d) Eddy street reproduced by the rotating tank experiment. Modified from Ohshima (2018) and Wakatsuchi and Ohshima (1990).

Ohshima (1987a; 1987b) では、「斜面上を流れる沿岸流の順圧不安定」という設定で、線形安定論解析から、この海流のフロントの波動は順圧不安定によることを示唆した。私が最初に地球流体力学の研究に取り組んだ研究でもある。ちょうど、この研究を行っている最中に、冬季の海水期に、宗谷暖流域に見事な流水渦が航空機によって撮影され、新聞の一面に掲載された(図13(a))。この流水渦は、当時の低温科学研究所紋別流水研究施設に設置されていた流水レーダーにも捉えられていた。さらに、過去の流水レーダー画像をもれなく調べると、宗谷暖流

フロント域に沿って、砕波パターンを伴う渦列が流水によってきれいに可視化されている例がいくつも見出され、渦列は下流(南東)方向へ伝搬していることもわかった(図13 (b)).

Ohshima and Wakatsuchi (1990) では、数値モデルにより、宗谷暖流を水位差で駆動し、サハリン南端のクリリオン岬から流れが剥離する際に生ずる強い流速シアをソースとして不安定波(渦列)が発達する状況を再現した。さらに、海水盤(sea ice floe)にみたてたトレーサーを投下して、航空写真や流水レーダーで見られる流水渦や砕波パターンを再現することに成功した(図13 (c)). このように、海水の存在は流れを見事に可視化するという側面も持っている。以上の研究は、結局、私の博士論文の一部となった。

これらの研究は、30年以上前に行った研究であるが、10年ほど前の2014年に、この研究が、「流水”大回転」というタイトルのもとで、NHKスペシャルで取り上げられることになった。この番組では、航空機から直接流水渦を映像に収める、というのがメインイベントであったが、ディレクターから、「流水渦を室内水槽実験で再現してもらえないか」、というリクエストをもらった。視聴者から見ると、数値シミュレーションはCGと同様な印象にしかないので、とのことであった。それまで、水槽実験は行ったことはなかったが、原理的に再現できるはずなので、挑戦することにした。北大環境科学院の久保川厚氏が演習で回転水槽実験を行っていたので、まずその回転水槽を使用させて頂いた。宗谷暖流を再現する水槽とポンプシステムを北大低温研技術部に作成して頂き、回転水槽実験を行った。久保川氏のアドバイスのもと、何とか渦列を再現することに成功し(図13 (d)), 番組でも無事使用されることとなった。

7. 傾圧不安定(Baroclinic instability)

オホーツク海の流速場の模式図(図1)にも示されているように、南部の千島海盆域はメソスケール渦に満ちているという特徴を持つ。表層ドリフターや熱赤外画像の観測から、渦のスケールは100 km程度で、時計回り(高気圧性)の渦が卓越することが示される(e.g., Ohshima et al., 2002). 多数の熱赤外画像の解析からは、これらの渦は千島海峡付近から発生して、ゆっくりと0.5-1.0 km day⁻¹程度で西方へ伝搬していることも示されている(Bulatov et

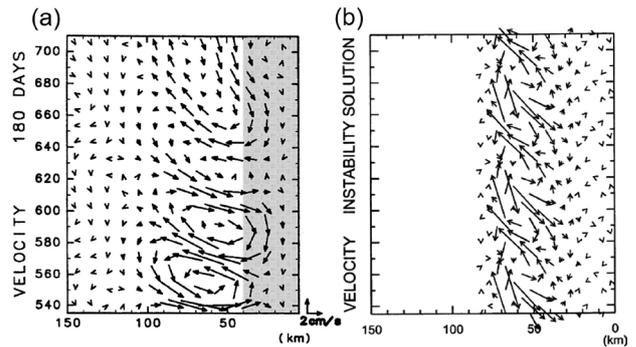


図14 : (a) 東岸に鉛直粘性と鉛直拡散を強化した領域(シェード域)を与える数値モデル実験による流速アノマリーと。(b) 線形不安定波解析から導出された最大不安定波による流速分布。Ohshima et al. (2005a)より修正。

Figure 14: Velocity anomaly near the surface (a) for the numerical model experiment in which strong tidal mixing is simply parameterized by increasing coefficients of vertical eddy viscosity and diffusivity along the eastern boundary (shading area), and (b) for the most unstable inviscid wave derived from the linearized instability analysis. Modified from Ohshima et al. (2005a).

al., 1999). 第4章でも述べたように、千島海峡周辺は非常に強い潮流が生じる海域であり、それによって海水の鉛直混合が活発に生じている海域でもある(e.g., Nakamura and Awaji, 2004; Ono et al., 2007; 2013). そのために鉛直的に様な水塊が作られ(Itoh et al., 2003), 沖合の海水との間に顕著な密度フロントを作ることになる(Gladyshev, 1995). このような顕著な密度フロントは有効位置エネルギーを生むことになり、傾圧不安定を生じうる場を与える。千島海盆に充滿している渦は、この密度フロントに伴う傾圧不安定に起因している可能性がある。ここでは、その可能性を確かめるための数値モデルと線形不安定波解析を行った研究を紹介する(Ohshima et al., 2005a).

オホーツク海千島海盆の東部、千島海峡域と接している海域の平均的な海洋構造を水平一様に初期値とした矩形数値モデルに対し、東岸付近に鉛直粘性と鉛直拡散を強化した領域(図14 (a)のシェード域)を与える実験を行うと、東岸付近の混合強化域と沖合の間に密度フロントが生じ、そこに渦列が発生する(図14 (a)). この密度フロント域での平均海洋場を基本場として、Fukamachi et al. (1995)の手法で線形不安定波解析を行うと、確かに傾圧不安定による不安定波の解が得られる。図15が得られた不安定波の分散関係で、縦軸は、振動数の虚部で不安定波の成長率を表す。長波長側で成長率がピークとなる波長(l_1)は約60kmで、e-foldingスケールで示される成長率は15日、位相速度は南方へ1.6 cm s⁻¹となる。この最大不

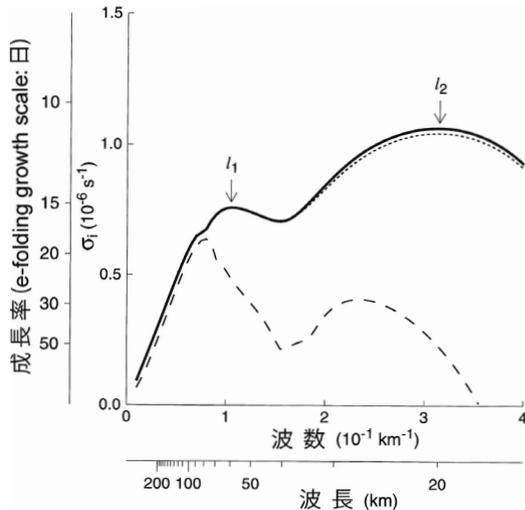


図15：図14に示す数値モデルでの密度フロント域での基本場における不安定波の分散関係。縦軸は振動数の虚部で不安定波の成長率を示す。実線は非粘性の場合、点線は鉛直粘性を入れた場合、破線は水平粘性を入れた場合、を示す。Ohshima et al. (2005a)より修正。

Figure 15: Imaginary part of the dispersion relation $\sigma_i(l)$, when the background state is specified to be the fields of the mean state in the numerical model experiment shown in Fig. 14. The solid curve indicates the inviscid case, the dotted curve denotes the case with vertical mixing included, and the dashed curve marks the case with both vertical and Laplacian horizontal mixing included. Modified from Ohshima et al. (2005a).

安定波の流速分布を示したのが図14 (b) である。数値モデルで発生した渦列は、波長が約70 km、南方への位相速度は約1.0 cm s⁻¹で、北西から南東に傾いている構造を持ち、最大不安定波と比較するとよく対応していることがわかる。図15の分散関係には、鉛直粘性（点線）や水平粘性（破線）を入れた場合も示すが、水平粘性の効果は短波長により効くので、2つある成長率のピーク (l_1 と l_2) のうち、長波長 (l_1) の不安定波が選択されることを説明する。

なお、数値モデル実験では、渦列はどんどん成長していき、100km程度のスケールの渦として、沖合に切り離されて0.6 km day⁻¹程度の速度で西方へ伝搬する。これらの特徴は熱赤外画像からの解析結果 (Bulatov et al., 1999) とよく一致する。以上の解析は、現象のエッセンスを取り出して簡略化した数値モデル実験とその線形安定論による解釈であるが、現実的な地形や潮汐混合を取り入れた数値シミュレーションでも同様な渦が傾圧不安定によって発生することが示されている (Nakamura and Awaji, 2004)。

海水漂流 → 海へ応力 → 沿岸捕捉波による流れ

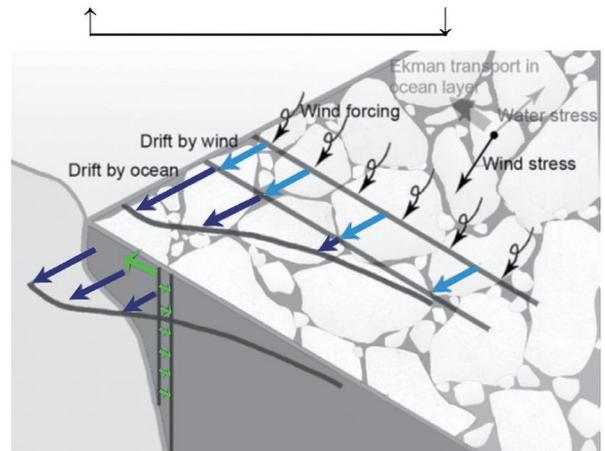


図16：海水と沿岸海洋の相互作用による海水ドリフトの増幅機構の模式図。岸沿い方向の風応力は、直接海水をドリフトさせるだけでなく、沿岸捕捉波 (Coastal Trapped Waves) も駆動することで海流を生み、それによって海水のドリフトを増幅させる。Nakayama et al. (2012)を加筆・修正。

Figure 16: A schematic diagram showing the enhancement mechanism of sea ice drift through the interaction between sea ice and a coastal ocean. Coastal Trapped Waves (CTWs) driven by the stress from the drifting ice floes enhances the ice drift in turn. Modified from Nakayama et al. (2012).

8. 海水も入れた地球流体力学

地球流体力学の対象となりうる海洋・大気現象の多くは、1990年代までには、その基礎的な枠組みはかなり研究され尽くされていた。しかし、大気と海洋の間に海水が存在するという設定での地球流体力学的な研究は、ほとんどなされていなかった。海水は、非均一性が大きい。うえ、バルクで扱う場合でも、弾性、粘性、塑性すべてを持ち合わせており、まともに取り扱うのは非常に難しい。そこで我々が行った研究は、海水を可能な限り簡略化させたもとの、海洋の全面に海水がある場合の風に対する応答問題である。沿岸海洋域を対象に簡略化して求めた解析解を、オホーツク海のサハリン東岸で観測された係留系による海洋・海水データを用いて実証した。

この問題設定は、古く100年以上前のナンセンのフラム号漂流観測から続く問題にも強く関係する。ナンセンはフラム号での観測から、海水は概ね風速の2-3%程度の速度（この比を風力係数という）で右に30度ほど偏向して漂流することを示し、この観測結果を契機としてエクマン層の理論が確立された。現在では、衛星データから広範囲で海水の漂流を推定できるようになったが、風力係数を導出すると、沿岸域ではその値が大きくなる傾向がある

ことに気づく（例えば、Kimura and Wakatsuchi, 2000）。つまり、沿岸域では海水の漂流を強化する何らかのメカニズムがあることを意味する。

そこで、海水の内部応力を無視して、自由漂流する海水を一面に置いたときの、振動風に対する沿岸陸棚海洋の応答解を導き、図16に示すような、海水漂流が強化するメカニズムを示した(Nakayama et al., 2012)。まず、風応力により海水の漂流が生じる。次に、海水が流動することでその下の海洋へ応力が伝わり、その応力によって沿岸捕捉波 (CTW) が励起される。沿岸付近では沿岸捕捉波の流れによる漂流は風による漂流と同方向なので海水漂流が増幅される、というのがそのメカニズムである。サハリン東岸は、一様な陸棚が続いているので、この解・メカニズムを実証するにはもってこいの場であり、CRESTプロジェクトで取得された係留系による海洋・海水データによって、上記のメカニズムは明快に実証された。

この研究では、自由漂流する海水を扱っているが、海水には岸から固着して動かない定着氷もある。オホーツク海では、定着氷はほとんど発達しないが、南極海や北極海の沿岸域ではしばしば発達する。このような場合は、定着氷下に風応力が伝わらず、定着氷の縁に非常に大きな渦度の注入が生じる。このような設定において、定常風及び振動風に対する沿岸陸棚海洋の応答解を導く研究を行い (Ohshima, 2000)、実際に昭和基地のある南極リュツォホルム湾で観測された流速変動をよく説明できることを示した(Ohshima et al., 2000)。

9. おわりに

オホーツク海の海洋場の実態は、1990年代までは、実測が非常に限られていたため、よくわかっていなかった。しかし、オホーツク海は北太平洋で最も重い水が作られ、北太平洋の中層循環はオホーツク海を起点とすることが示唆され (Talley, 1991; Yasuda, 1997)、未知の海オホーツク海を実測することの重要性が国際的にも強く認識されることとなった。CREST「オホーツク海水」プロジェクトは、まさにその要請に答えるもので、この日露米による国際共同プロジェクトによってオホーツク海の海洋場の実態が一気に明らかになった。1998年から2001年の4回にわたる大規模ロシア船観測を中心に、多数の係留系観測の他、Argoプロジェクトに先んじてプロファイリングフロート観測等も行われ、東樺太海流や潮流増幅の実態などが

初めて定量性をもって明らかになった。これらの観測に加えて、衛星海面高度計データなども合わせた解析によって、オホーツク海に生じている様々な特徴的な現象が次々に明らかになった。それらの現象の多くは地球流体力学をもって説明できることを紹介したのが本総説である。

私は大学院の授業では海洋力学を長年担当していたが、授業項目の半分以上は、本稿で紹介したトピックと強く関係するものである。深層水が作られている日本海は、しばしば「ミニチュアOcean」と称されるが、オホーツク海は「地球流体力学の題材の宝庫」とも言える海である。

本稿では紹介しなかったが、オホーツク海には、他にも興味深い地球流体力学の題材がいくつかある。オホーツク海は北太平洋の西岸に位置し、いくつかの海峡により繋がっている縁海である。このような設定では、北太平洋の風成循環（亜寒帯循環・東カムチャッカ海流）の影響を受け、Island rule (Godfrey, 1989) に従って、海峡からの流入・流出が生ずる。Island ruleを最も単純に水深一定・順圧で適用すると、オホーツク海的位置では、北の海峡で流入、南の海峡で流出し、流入出は冬に最大、夏に最小の大きな季節変動をする、となる。定性的には、このような流入出になっていることは、表層ドリフター・プロファイリングフロート・海面高度計データ等から示唆されている (Ohshima et al., 2010)。第2章で、実測による東樺太海流の年平均流量が6.7 Svに対して、オホーツク海内での風応力カールから計算されるスベルドラップ流量が3.7 Svとやや小さいのは、東樺太海流及び中北部の低気圧性循環には、千島海峡からの流入出が含まれている可能性がある。成層・海底地形・強い潮流が存在する場合に、Island ruleがどうオホーツク海に適用されるかは興味深いテーマであり、いくつかの研究も行われており (Kida and Qiu, 2013; Shu et al., 2021)、さらなる研究が期待される。

オホーツク海北西陸棚域は北半球最大の海水生産域であり (Ohshima et al., 2016; Nakata and Ohshima, 2022)、海水生成によるブライン排出により、北太平洋表層では最も重い水が生成され潜り込んで (Shcherbina et al., 2003)、北太平洋の全中層に拡がっていく。前述のIsland ruleは、北太平洋とオホーツク海の間での水平的な循環を記述するものであるが、このようにオホーツク海は、鉛直的にも熱塩（中層）循環の起点として北太平洋とつながっていて、単なる一縁海以上の意味を持っている。このような熱塩循環に関しては、数値モデルによる研究 (Matsuda et al.,

2015)がある一方、観測データから、この熱塩（鉛直）循環は冬季に強くなるという季節性を持つことやこの40–50年で弱化していることが示唆されている（Mensah and Ohshima, 2021）。北太平洋の熱塩循環という視点で見ると、潮流による鉛直拡散が非常に大きい千島海峡域でのバルクとしての鉛直拡散係数の鉛直分布が、熱塩循環の構造を決める重要な要素となりえ（Kawasaki and Hasumi, 2010）、今後さらなる研究が期待される。

私に関わってきた研究は、特徴的な現象に関して、既存の地球流体力学の理論を（場合によっては修正して）適用しただけのものであるが、上記に挙げたテーマは新たな理論を必要とするものであり、次世代の研究に期待するものである。

謝辞

ここに紹介した研究は、参考文献にも名前が記された、多くの共同研究者や学生と協力しながら行ってきたものであり、ここに深く感謝いたします。本稿に用いた図の作成・修正に協力頂いた北川暁子さんとVigan Mensah氏、査読頂いた三寺史夫氏に感謝の意を表します。

参考文献

- Bulatov, N. V., L. A. Kurennaya, L. S. Muktepavel, M. G. Aleksanina and E. E. Gerbek (1999) Eddy water structure in the southern Okhotsk Sea and its seasonal variability (results of satellite monitoring). *Oceanology*, **39**, 29–37.
- Csanady, G.T. (1978) The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.* **8**, 47–62.
- Fukamachi, Y., J. P. McCreary and J. A. Proehl (1995) Instability of density fronts in layer and continuously stratified models. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2559–2577.
- Godfrey, J. S. (1989) A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **45**, 89–112.
- Gladyshev, S. V. (1995) Fronts in the Kuril Island region. *Oceanology*, English translation, **34**, 452–459.
- Itoh, M., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatology data. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3258, doi:10.1029/2002JC001590.
- Kawasaki, T. and H. Hasumi (2010) Role of localized mixing around the Kuril Straits in the Pacific thermohaline circulation. *J. Geophys. Res.*, **115**, C11002, doi:10.1029/2010JC006130.
- Kida, S. and B. Qiu (2013) An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current. *J. Geophys. Res.*, **118**, doi:10.1002/2013JC009464.
- Kida, S., B. Qiu, J. Yang and X. Lin (2016) The annual cycle of the Japan Sea Throughflow. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 23–39, doi:10.1175/JPO-D-15-0075.1.
- Kimura, N. and M. Wakatsuchi (2000) Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3735–3738.
- Kowalik, Z. and I. Polyakov (1998) Tides in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1389–1409.
- Longuet-Higgins, M. S. (1964) Planetary waves on a rotating sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **279A**, 446–473.
- Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, Y. Sasajima, H. Hasumi and M. Wakatsuchi (2015) Overturning circulation that ventilates the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific: The role of salinity advection. *J. Geophys. Res.* **120**, 1462–1489; 10.1002/2014JC009995.
- Mensah, V., K. I. Ohshima, T. Nakanowatari and S. Riser (2019) Seasonal changes of water mass, circulation and dynamic response in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Res. I*, **144**, 115–131, doi:10.1016/j.dsr.2019.01.012.
- Mensah, V. and K. I. Ohshima (2020) Variabilities of the sea surface height in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk: Coherent shelf-trapped mode and Rossby Normal Modes. *J. Phys. Oceanogr.*, **50**, 2289–2313, doi:10.1175/JPO-D-19-0216.1.
- 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, doi:10.1038/s41598-021-93901-6.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430–2445.
- Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo and T. Takizawa (2000) Tidal exchange through the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1622–1644.
- Nakamura, T. and T. Awaji (2004) Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional nonhydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S07,

- doi:10.1029/2003JC001850.
- Nakanowatari, T. and K. I. Ohshima (2014) Coherent sea level variation in and around the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 58-70, doi:10.1016/j.pocean.2014.05.009.
- Nakata K. and K. I. Ohshima (2022) Mapping of active frazil and sea ice production in the Northern Hemisphere, with comparison to the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **127**, e2022JC018553, doi:10.1029/2022JC018553.
- Nakatsuka, T., M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2004) Dissolved and particulate organic carbon in the Sea of Okhotsk : their transport from continental shelf to ocean interior. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S14, doi:10.1029/2003JC001909.
- Nakayama, Y., K. I. Ohshima and Y. Fukamachi (2012) Enhancement of sea-ice drift due to the dynamical interaction between sea ice and a coastal ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 179-192.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shiraiwa and M. Wakatsuchi (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **27**, 1-10, doi:10.1002/gbc.20088.
- Ohshima, K. I. (1987a): Stability of a barotropic jet on a sloping bottom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 49-60.
- Ohshima, K. I. (1987b): On the stability of the Soya Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 61-67.
- Ohshima, K. I. and M. Wakatsuchi (1990) A numerical study of barotropic instability associated with the Soya Warm Current in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 570-584.
- Ohshima, K. I. (1994) The flow system in the Japan Sea caused by a sea-level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9925-9940.
- Ohshima, K. I., T. Kawamura, T. Takizawa, S. Ushio and T. Miyakawa (2000) Current variability under landfast sea ice in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17121-17132.
- Ohshima, K. I. (2000) Effect of landfast sea ice on coastal currents driven by the wind. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17133-17141.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002) Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- Ohshima, K. I., D. Simizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2004) Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 513-525.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, T. Mutoh and M. Wakatsuchi (2005a) A generation mechanism for mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea: baroclinic instability caused by enhanced tidal mixing. *J. Oceanogr.*, **61**, 247-260
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi and S. Saitoh (2005b) Velocity field of the Oyashio region observed with satellite-tracked surface drifters during 1999-2000. *J. Oceanogr.*, **61**, 845-855.
- Ohshima, K. I. and D. Simizu (2008) Particle tracking experiments on a model of the Okhotsk Sea: toward oil spill simulation. *J. Oceanogr.*, **64**, 103-114.
- Ohshima, K. I., T. Nakanowatari, S. Riser and M. Wakatsuchi (2010) Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **57**, doi:10.1016/j.dsr2.2009.12.012, 1247-1256.
- Ohshima, K. I., S. Nihashi and K. Iwamoto (2016) Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geoscience Letters*, **3:13**, doi:10.1186/s40562-016-0045-4.
- Ohshima, K. I., D. Simizu, N. Ebuchi, S. Morishima and H. Kashiwase (2017) Volume, heat, and salt transports through the Soya Strait and their seasonal and interannual variations. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 999-1019, doi:10.1175/JPO-D-16-0210.1.
- 大島慶一郎 (2018) 2015年度日本海洋学会賞受賞記念論文「海水域の変動とその海洋循環に与える影響に関する研究」, *海の研究*, **27(2)**, 75-96, doi:10.5928/kaiyou.27.2_75.
- Ohshima, K. I. and M. Kuga (2023) 50-year volume transport of the Soya Warm Current estimated from the sea-level difference and its relationship with the Tsushima and Tsugaru Warm Currents. *J. Oceanogr.*, **79**, 499-515, doi:10.1007/s10872-023-00693-6.
- Ono, J., K. I. Ohshima, G. Mizuta, Y. Fukamachi and M. Wakatsuchi (2006) Amplification of diurnal tides over Kashevarov Bank in the Sea of Okhotsk and its impact on water mixing and sea ice. *Deep-Sea Res.*, **53**, 409-424.
- Ono, J., K. I. Ohshima, G. Mizuta, Y. Fukamachi and M. Wakatsuchi (2008) Diurnal coastal-trapped waves on the eastern shelf of Sakhalin in the Sea of Okhotsk and their modification by sea ice. *Cont. Shelf Res.*, **28**, 697-709.
- Ono, J. and K. I. Ohshima (2010) Numerical model studies on the generation and dissipation of the diurnal coastal-trapped

- waves over the Sakhalin shelf in the Sea of Okhotsk. *Cont. Shelf Res.*, **30**, 588-597.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, K. Katsumata, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2007) Water mass exchange and diapycnal mixing at Bussol' Strait revealed by water mass properties. *J. Oceanogr.*, **63**, 281-291.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, K. Katsumata, I. Yasuda and M. Wakatsuchi (2013) Distribution of vertical diffusivity in the Bussol' Strait: a mixing hot spot in the North Pacific. *Deep-Sea Res. I*, **79**, 62-73, doi:10.1016/j.dsr.2013.05.010.
- Pedlosky, J. (1987) *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, 710 pp.
- Shcherbina, A. Y., L. D. Talley and D. L. Rudnick (2003) Direct observations of North Pacific ventilation: Brine rejection in the Okhotsk Sea. *Science*, **302**, 1952-1955.
- Shu, H. W., H. Mitsudera, K. Yamazaki et al. (2021) Tidally modified western boundary current drives interbasin exchange between the Sea of Okhotsk and the North Pacific. *Sci Rep.*, **11**, 12037, doi:10.1038/s41598-021-91412-y.
- Simizu, D. and K. I. Ohshima (2006) A model simulation on the circulation in the Sea of Okhotsk and the East Sakhalin Current. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05016, doi:10.1029/2005JC002980.
- 鈴木香緒里・金成誠一 (1986) オホーツク海の潮汐シミュレーション. *海洋科学*, **18**, 455-463.
- Talley, L. D. (1991) An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Res. A*, **38**, Suppl. 1, S171-S190.
- Tanaka, Y., T. Hibiya, Y. Niwa and N. Iwamae (2010) Numerical study of K1 internal tides in the Kuril straits. *J. Geophys. Res.*, **115**, C09016, doi:10.1029/2009JC005903.
- Tanaka, Y. (2023) Energy conversion rate from subinertial surface tides to internal tides. *J. Phys. Oceanogr.*, **53**, 1355-1374, doi:10.1175/JPO-D-22-0201.1.
- Tsujino, H., H. Nakano and T. Motoi (2008) Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, **64**, 141-161. 10.
- Wakatsuchi, M. and K. I. Ohshima (1990) Observations of ice-ocean eddy streets in the Sea of Okhotsk off the Hokkaido coast using radar images. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 585-594.
- Yasuda, I. (1997) The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **102**, 893-909, doi:10.1029/96JC02938.

短波海洋レーダを用いた宗谷暖流の長期連続観測

江淵 直人^{1), 2)}, 深町 康³⁾, 大島 慶一郎^{1), 2), 3)}, 三寺 史夫²⁾,
西岡 純^{2), 3)}, 高塚 徹¹⁾, 小野 数也¹⁾, 石川 正雄¹⁾, 大坊 孝春^{1), 4)},
白澤 邦男^{1), 2)}, 若土 正暁^{1), 2)}

2023年10月17日受付, 2023年12月17日受理

北大低温研は、宗谷暖流のモニタリングを目的として、宗谷海峡域および紋別-雄武海域に5基の短波海洋レーダを設置し、2003年8月から表層流速場の連続観測を行ってきた。無線局免許の問題や機材の老朽化により、2022年3月に海洋レーダの運用は終了したが、18年7か月の貴重なデータが得られた。本稿では、この海洋レーダと得られた観測結果について概説する。

Long-term observation of the Soya Warm Current using HF ocean radars

Naoto Ebuchi^{1, 2)}, Yasushi Fukamachi³⁾, Kay I. Ohshima^{1, 2, 3)}, Humio Mitsudera²⁾,
Jun Nishioka^{2, 3)}, Toru Takatsuka¹⁾, Kazuya Ono¹⁾, Masao Ishikawa¹⁾, Takaharu Daibo^{1, 4)},
Kunio Shirasawa²⁾, Masaaki Wakatsuchi^{1, 2)}

We installed five High Frequency (HF) ocean radars at the Soya Strait and Mombetsu-Ohmu region in the Sea of Okhotsk to monitor the Soya Warm Current (SWC), which flows from the Sea of Japan to the Sea of Okhotsk through the Soya/La Perouse Strait. The ocean radars had been operated for 19 years since August 2003. In this article, we summarize results from the long-term observation of the Soya Warm Current by the HF ocean radars.

キーワード：宗谷暖流, 短波海洋レーダ, 表層流速, オホーツク海

Soya Warm Current, HF ocean radar, surface current velocity, Sea of Okhotsk

1. はじめに

宗谷暖流は、日本海を南から北へと流れる対馬暖流系の一部で、宗谷海峡を通過して日本海からオホーツク海へ高温・高塩の水を供給し、オホーツク海の海洋環境や沿岸の気候に大きな影響を与える。青田 (1975, 1984), Aota and Matsuyama (1987), Matsuyama et al. (2006) など

によって、宗谷暖流の観測結果が報告されている。しかしながら、国境の海域における政治的な問題や、活発な漁業活動、海水の存在を含む冬季の気象条件の厳しさなどによる観測の難しさから、宗谷暖流の全体像は必ずしも明らかになっていない。宗谷暖流は、順圧成分が大きな割合を占めることから、水温・塩分の鉛直構造のみから流速場を推定することは容易ではなく、流

連絡先

江淵 直人

北海道大学 低温科学研究所

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5470

Email: ebuchi@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University,

Sapporo, 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

3) 北海道大学 北極域研究センター

Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, Japan

4) 逝去

Deceased

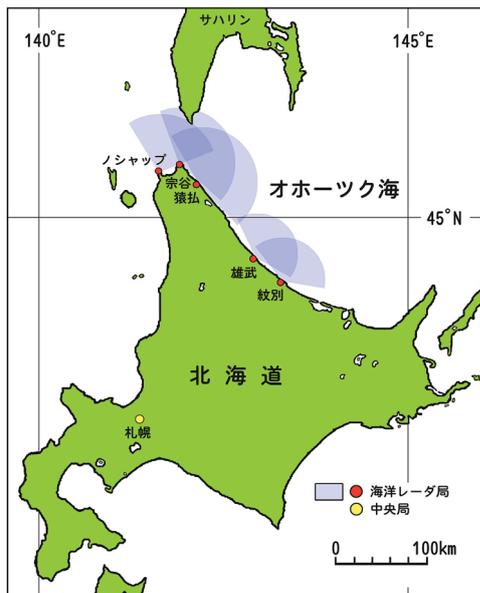


図1：北大低温研短波海洋レーダの配置図。
Figure 1: Location of the HF ocean radars.

速や流量を把握するためには直接測流が必要である。また、日周潮成分を主とした潮流が大きいいため、その除去には繰り返し観測が必要となる。

短波海洋レーダは、陸上に設置した短波帯のレーダによって沖合域の海洋表層の流速・流向を観測する装置であり、高頻度で長期にわたり繰り返し観測が可能である (Barrick et al., 1977; Prandle, 1991 など)。北海道大学低温科学研究所では、2003年8月から宗谷海峡域および紋別—雄武海域に短波海洋レーダを設置して宗谷暖流の連続観測を開始した。九州大学応用力学研究所が我々より1年先行して、対馬海峡域において短波海洋レーダの運用を開始した。彼らが、それまで日本では海洋レーダへの利用が認められていなかった13 MHz帯の無線局免許を獲得したことは、我々にも非常に大きな恩恵があった。2022年3月に無線局免許更新の問題や機材の老朽化のため北大低温研短波海洋レーダの運用は終了したが、18年7か月分の貴重なデータが得られた。

2. 北大低温研短波海洋レーダの概要

図1は、北大低温研短波海洋レーダの配置図である。宗谷海峡域のノシャップ岬、宗谷大岬、猿払の3か所に設置したレーダは、米国CODAR社製のSeaSondeで、中心周波数は 13.9 MHz、レンジ方向、アジマス方向の分解能は、それぞれ、3 km および 5° であった。また、紋別および雄武では、中心周波数を 25.4 MHz、分解能 1.5 km および

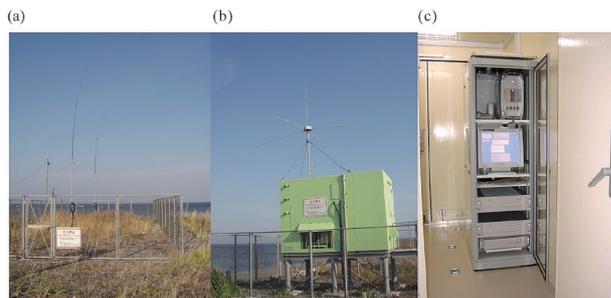


図2：ノシャップ岬局の写真。(a) 送信アンテナ、(b) 受信アンテナとシェルター、(c) 送受信システム。

Figure 2: Photographs of the Noshappu radar station. a) Transmitting antennas, (b) receiving antennas, (c) radar instruments.

5° に設定した。札幌に設置した中央局から各レーダ局の監視・制御・データ収集などを行った。図2に、一例としてノシャップ局の写真を示した。

短波海洋レーダは、それぞれのレーダ局から発射した電波が海面から後方散乱（反射）されて返ってくる信号のドップラーシフトから、視線方向の表層流速成分を計測する。CODAR/SeaSondeでは、direction finding 方式を採用しており、視線流速の算出には現場で実測したアンテナパターンを用いた。また、各レーダ局のアンテナパターンは、数年おきに実測値を行い更新した。同一地点に2局以上の視線流速の観測データが存在すれば、それをもとに表層流速ベクトル（流速・流向）を算出することが可能である。各局の毎時の視線方向流速から、最小二乗法を用いて、表層流速ベクトルを 3 km 格子（宗谷海峡域）および1.5 km 格子（紋別—雄武海域）で合成した。図3に宗谷海峡域で観測された表層流速ベクトルの一例を示した。データ処理の詳細については、Ebuchi et al. (2006) を参照されたい。

19年間にわたって5局の海洋レーダを維持するためには、多大な労力と費用が必要であった。年2回の保守作業（草刈り、ペンキ塗りを含む）、頻繁に発生する停電、通信途絶、PCやエアコンなどの機器不調に対応する必要があった。また、オホーツク海沿岸域の過酷な自然環境のため、強風によるアンテナ折損や凍結によるGPSアンテナの破損、高波によるアンテナの流失、塩害によるエアコン室外機の破損なども何度か発生した。長年のレーダ局の維持においては、低温研の技術部および事務部の方々のご尽力が欠かせないものであった。

図4に、宗谷海峡域の海洋レーダによって観測された表層流速と漂流ブイによる観測値との比較結果を示した (Ebuchi, et al., 2006)。東西成分、南北成分ともによい

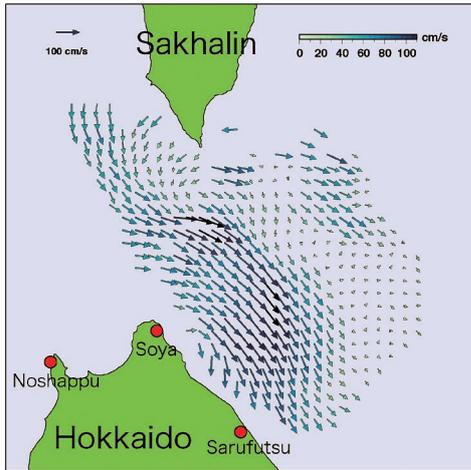


図3: 観測スナップショットの例 (2003年8月3日17時, 日本時間).
Figure 3: A snapshot of observed surface current field (1700, August 3, 2003, JST).

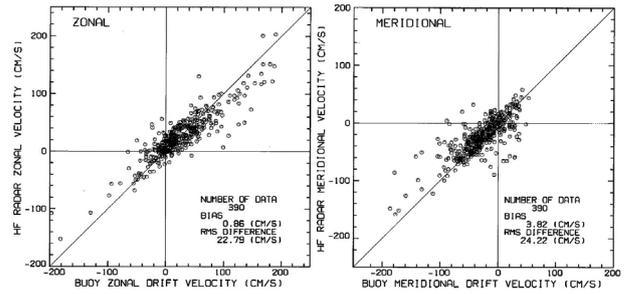


図4: 宗谷海峡域の短波海洋レーダで観測された表層流速と漂流ブイの観測値の比較. (左)東西成分, (右)南北成分. Ebuchi et al. (2006) より引用.

Figure 4: Comparison of surface current velocity observed by the HF ocean radars with drifting buoy measurements in the Soya Strait. (a) zonal component and (b) meridional component. Cited from Ebuchi et al. (2006).

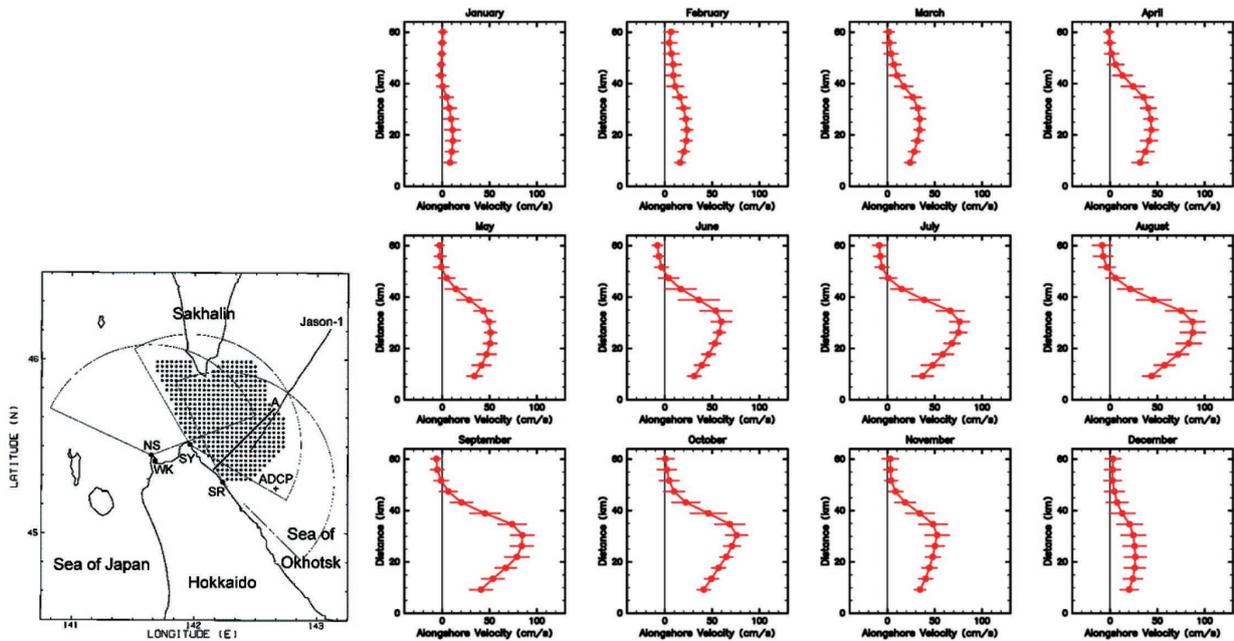


図5: (左) 宗谷海峡域の海洋レーダ観測範囲および測線A, (右) 測線Aを横切る流速成分の季節変化.
Figure 5: Observation area of the HF ocean radars and location of Line A (left), and seasonal variations in the horizontal profile of surface current velocity component across Line A (right).

致を示しており, 残差の標準偏差は 20 cm s^{-1} 程度であった. 船舶搭載ADCPや海底設置ADCPなどの観測結果との比較においても同様の結果が得られている. ただし, 現場観測との比較においては, 観測水深の違いや平均時間・空間スケールの違いに留意が必要である.

3. 宗谷海峡域における観測データの利用例

短波海洋レーダによって図3のような表層海流ベクトルの面的な分布が1時間ごとに観測可能である. 得られた

データは, 潮汐や慣性振動から, 季節変動, 経年変動など様々なスケールの現象を捉えている. ここでは, 宗谷海峡域の観測データから潮汐成分を取り除いた日・月平均値のデータを使った解析結果を紹介する. なお, 同海域の潮汐成分に関しては Ebuchi et al. (2006) によって潮流楕円等の解析結果が示されている. また, 海洋レーダの観測データの調和解析に基づいた潮流推算結果を使って, 稚内水産試験場および宗谷漁業協同組合と共同で「宗谷岬沖潮流カレンダー」を作成し, 地元のミズダコ漁などに貢献している (佐野他, 2012, 2015)

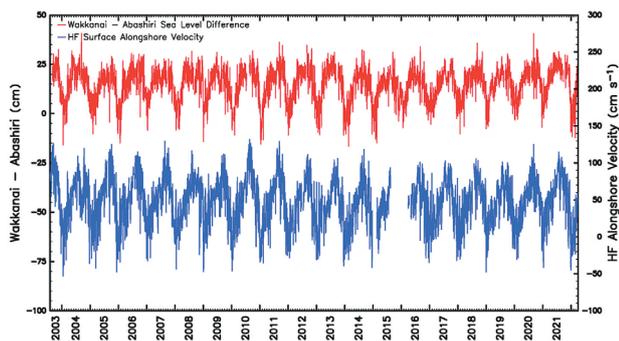


図6：稚内－網走の水位差と宗谷暖流の流速(日平均値)。
Figure 6: Time series of the sea level difference between Wakkanai and Abashiri, and alongshore surface current velocity of the SWC (daily mean).

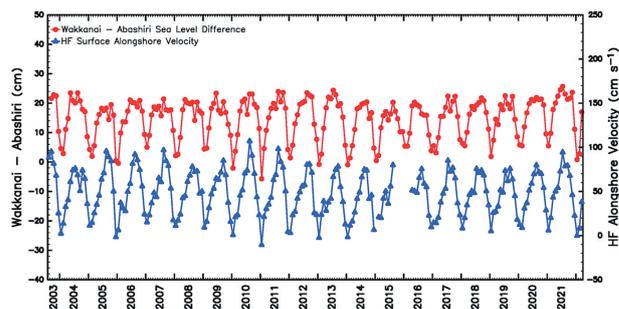


図7：稚内－網走の水位差と宗谷暖流の流速(月平均値)。
Figure 7: Time series of the sea level difference between Wakkanai and Abashiri, and alongshore surface current velocity of the SWC (monthly mean). Cited from Ebuchi et al. (2024).

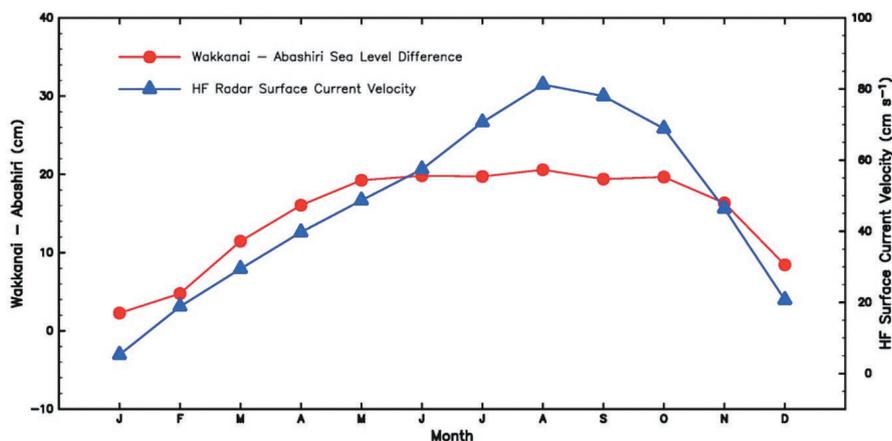


図8：稚内－網走の水位差と宗谷暖流の流速の19年平均の季節変動。
Figure 8: Seasonal variations in the alongshore surface current velocity and the sea level difference between Wakkanai and Abashiri averaged over the entire observation period.

各観測点の毎時の観測データに25時間の移動平均をかけて潮汐成分を除去した後、日平均値を計算した。また、この日平均値に、Zhang et al. (2016) で提案された方法で、吹送流成分を除去した。風速の入力データには、気象庁GPV MSMデータを用いた。その後月平均データを作成した。

図5に、宗谷海峡域の海洋レーダ観測範囲と測線Aの位置(左)と測線Aを横切る流速成分の季節変化(右)を示した。誤差棒は、19年間の標準偏差を表している。宗谷暖流が明瞭な季節変動を持つことが示されている。流れは夏季に強く、最大流速は 1 m s^{-1} 近くに達し、冬季には非常に弱い。流速の最大値(流軸)は岸から 30 km 付近に存在する。また、誤差棒で示した標準偏差があまり大きくないことから、この19年間は、多少の経年変動がありつつも、ほぼ同じ季節変動を繰り返していることが示されている。

図6は、測線A上の流軸位置における流速と稚内－網走

の水位差の時系列(日平均値)を示したものである。稚内－網走の水位差は、従来から宗谷暖流の強さを表す指標として用いられてきた(青田, 1975, 1984; Aota and Matsuyama, 1987など)。水位差データは、それぞれの検潮所の観測データに、花輪・三寺(1985)のタイドカラーフィルターをかけて潮汐成分を除去した後、日平均値を計算し、最寄りの気象官署の日平均気圧を用いて気圧補正を行った。また、稚内と斜里の国土地理院電子基準点(GPS)データを用いて地殻変動の影響を補正した。図6の日平均値の比較では、宗谷暖流の流速と稚内－網走の水位差は非常によく対応し、相関係数は 0.799 であった。また、図6には、宗谷暖流の季節変化に加えて、周期10～20日程度のsub-inertial スケールの短周期変動が見られる。Ebuchi et al. (2009) は、この短周期変動を、風の変動による沿岸捕捉波で説明した。

Fukamachi et al. (2008, 2010) は、海洋レーダで観測された表層流速と海底設置ADCPの流速鉛直プロファイル

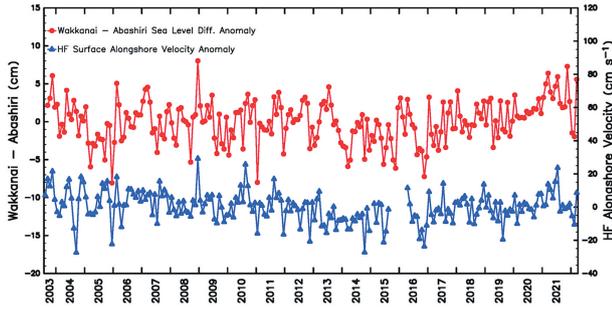


図9：稚内－網走の水位差と宗谷暖流の流速の季節変動を除いた偏差。Ebuchi et al. (2024) より引用。

Figure 9: Anomalies of the alongshore surface current velocity and the sea level difference between Wakkanai and Abashiri from the mean monthly average over the entire observation period. Cited from Ebuchi et al. (2024).

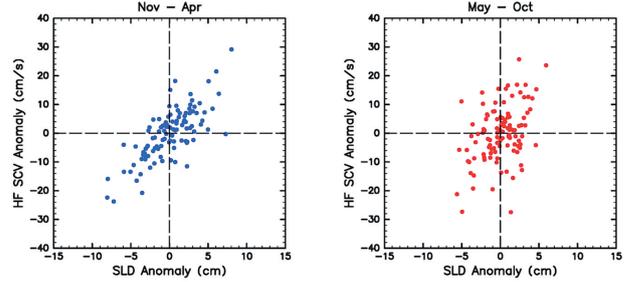


図11：稚内－網走の水位差と宗谷暖流の流速の季節変動を除いた偏差。(左)冬季(11-4月)。(右)夏季(5-10月)。

Figure 11: Scatter plots of the alongshore current velocity and the sea level difference between Wakkanai and Abashiri without seasonal variation for (a) winter (November-April) and (b) summer (May-October).

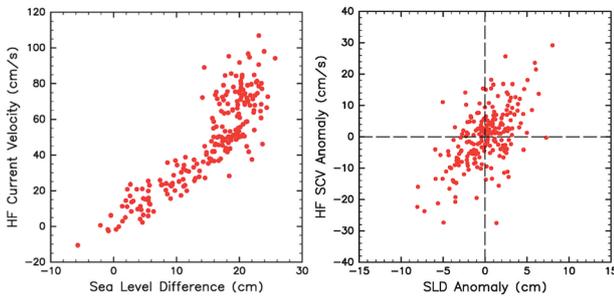


図10：稚内－網走の水位差と宗谷暖流の流速の散布図。(左)季節変動を含む絶対値。(右)季節変動を除いた偏差。

Figure 10: Scatter plots of the alongshore current velocity and the sea level difference between Wakkanai and Abashiri (a) with and (b) without seasonal variation.

を組み合わせ、宗谷暖流の流量を見積もった。その結果、年平均で $0.62\text{--}0.67\text{ Sv}$ ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{s}^{-1}$)、最大値となる8月で 1.13 Sv 、最小となる1月で 0.08 Sv となった (Fukamachi, 2010)。Ohshima et al (2017) は、短波海洋レーダの観測データと船舶観測および沿岸潮位データを組み合わせて、宗谷暖流の流量と熱及び塩輸送量を見積もり、対馬海峡および津軽海峡での流入・流出量のバランスを議論した。また、紋別－雄武海域の25MHz海洋レーダ (1.5 km 分解能) を使って、海水分布や漂流速度を算出する試みも行われている (Shirasawa et al., 2013; Zhang et al., 2020)。

4. 宗谷暖流の長期変動および沿岸潮位との関係

短波海洋レーダによる19年間にわたる長期連続観測によって、宗谷暖流の経年変動についての研究が可能となった。前節で述べた通り、従来、宗谷暖流の変動は、沿岸潮位、

特に稚内－網走の水位差を用いた議論が主であった。これは、宗谷暖流の駆動源が、日本海とオホーツク海の水位差によること (Ohshima and Wakatsuchi, 1990; Ohshima, 1994) に基づいている。また、青田 (1975, 1984) , Aota and Matsuyama (1987) などの観測結果からも、流れに沿う方向の稚内－網走の水位差が宗谷暖流の強さをよく表すことが示されている。

図7は、海洋レーダで観測された測線A上の流軸位置における流速 (岸に沿う方向成分) と稚内－網走の水位差の月平均値の時系列である。図6同様、宗谷暖流の季節変動・経年変動の様子が捉えられている。月平均値の比較では、両者の相関係数は 0.871 であった。図8は、図7のデータをもとに、19年間の宗谷暖流の流速および稚内－網走の水位差の平均的な季節変動を示したものである。両者とも、夏に大きく、冬に小さい変動を示すが、変動の形は必ずしも一致せず、水位差の方が夏のピークがより扁平になっている。

図9は、図8の平均的な季節変動を図7のデータから差し引いた偏差の時系列である。両者の相関係数は 0.584 に下がった。部分的に一致するピークもいくつか見られるが、全体的には、よく一致しているとは言い難い。図10は、図7、図9のデータを散布図にしたもので、季節変動を差し引いた偏差では相関が下がる様子が明らかである。図11は、図9の偏差のデータを冬季 (11-4月) と夏季 (5-10月) に分けて書いたものである。冬季の相関 (0.750) に比べ夏季の相関 (0.441) が低いことが示されている。Ohshima et al. (2017) でも同様の結果が得られている。この結果は、夏季と冬季の宗谷暖流の変動メカニズムが異なることを示唆している。冬季の宗谷暖流は順圧的で、オホーツク海

北西岸沿いの風応力による Arrested Topography Wave (Csanady, 1978) による変動が支配的であると考えられる (Ohshima et al., 2017, Tsujino et al., 2008; Kida et al., 2021など)。これに対して, 夏季は, 傾圧成分が大きくなり, 流れに沿う方向の水位差と流れの強さが必ずしも1対1で対応するとは限らないことが考えられる。流れの傾圧性を考慮したメカニズム (例えば Karaki et al., 2018) を考慮する必要がある。いずれにしろ, 稚内-網走の水位差は, 単純に宗谷暖流の経年変動を表現する指標としては適当ではないと考えられる。Ohshima and Kuga (2023) では, 宗谷暖流の傾圧性の効果を実験に取り入れた方法で稚内-網走の水位差から50年間にわたる流量の推定を試みた。しかしながら, 沿岸潮位のデータに含まれる地殻変動の影響の除去が難しい点が問題となっている。

5. おわりに

本稿では, 北大低温研短波海洋レーダの概要と観測データを利用した研究について概説した。海洋レーダの19年間にわたる連続観測データは, まだまだ, 多様な時空間スケールの現象の研究に利用可能であると考えられる。本稿で紹介した短波海洋レーダの観測データは, 低温科学研究所の共同利用・共同研究の枠組みの下で提供が可能である。利用目的によって, 処理レベルや時間間隔などが多様なため, 現在は受注生産で対応している。今後, 需要が増えれば, 定型処理のデータをウェブ上で公開することも考えている。

謝辞

北大低温研短波海洋レーダの設置・運用には, 総務省北海道総合通信局, 北海道稚内建設管理部, 網走建設管理部, 稚内市, 紋別市, 雄武町, 稚内水産試験場, 宗谷漁業協同組合ほか, 各レーダ局の地元の関係者の皆様, および低温研技術部・事務部の皆様のご協力をいただいた。また, 琉球大学工学部・藤井 智史 名誉教授, 九州大学応用力学研究所・増田 章 名誉教授および同研究所技術部の皆様, 情報通信研究機構沖縄電磁波技術センター・灘井 章嗣 センター長には, レーダ局の設計・設置・無線局免許の取得やデータ処理・利用などで多くのアドバイスをいただいた。心から謝意を表す。

参考文献

- 青田昌秋 (1975) 宗谷暖流の研究. 低温科学, 物理編, **A-33**, 151-172.
- 青田昌秋 (1984) 宗谷暖流域の海況変動. 沿岸海洋研究ノート, **22**(2), 30-39.
- Aota, M. and M. Matsuyama (1987) Tidal current fluctuations in the Soya Current. *J. Oceanogr. Soc. Jpn*, **43**(5), 276-282. <https://doi.org/10.1007/BF02108695>
- Barrick, D. E., M. W. Evans and B. L. Weber (1977) Ocean surface currents mapped by radar. *Science*, **198**, 138-144. <https://doi.org/10.1126/science.198.4313.138>
- Csanady, G. T. (1978) The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 47-62. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1978\)008<0047:TATW.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1978)008<0047:TATW.2.0.CO;2)
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K.I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibo and M. Wakatsuchi (2006) Observation of the Soya Warm Current using HF radar. *J. Oceanogr.*, **62**(1), 47-61. <https://doi.org/10.1007/s10872-006-0031-0>
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K.I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2009) Subinertial, and seasonal and variations in the Soya Warm Current revealed by HF radars, coastal tide gauges, and a bottom-mounted ADCP. *J. Oceanogr.*, **65**(1), 31-43. <https://doi.org/10.1007/s10872-009-0003-2>
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K.I. Ohshima, H. Mitsudera, J. Nishioka, T. Takatsuka, K. Ono, M. Ishikawa, T. Daibo, K. Shirasawa and M. Wakatsuchi (2024) Long-term observation of the Soya Warm Current using HF ocean radars. *J. Oceanogr.* (submitted).
- Fukamachi, Y. I. Tanaka, K.I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi and M. Wakatsuchi (2008) Volume transport of the Soya Warm Current revealed by bottom-mounted ADCP and ocean-radar measurement. *J. Oceanogr.*, **64**(3), 385-392. <https://doi.org/10.1007/s10872-008-0031-3>
- Fukamachi, Y., K. I. Ohshima, N. Ebuchi, T. Bando, K. Ono and M. Sano (2010) Volume transport in the Soya Strait during 2006-2008. *J. Oceanogr.*, **66**(5), 685-696. <https://doi.org/10.1007/s10872-010-0056-2>
- 花輪公雄, 三寺史夫 (1985) 海洋資料における日平均値の作成について —日平均潮位を扱う際の留意点—. 沿岸研究ノート, **23**(1), 79-87.
- Karaki, T., H. Mitsudera and H. Kuroda (2018) Buoyancy shutdown process for the development of the baroclinic

- jet structure of the Soya Warm Current during summer. *J. Oceanogr.*, **74**, 339–350. <https://doi.org/10.1007/s10872-018-0465-1>
- Kida, S., K. Takayama, Y. N. Sasaki, H. Matsuura and N. Hirose (2021) Increasing trend in Japan Sea Throughflow transport. *J. Oceanogr.*, **77**(1), 145–153. <https://doi.org/10.1007/s10872-020-00563-5>
- Matsuyama, M., M. Wadaka, T. Abe, M. Aota and Y. Koike (2006) Current structure and volume transport of the Soya Warm Current in summer. *J. Oceanogr.*, **62**(2), 197–205. <https://doi.org/10.1007/s10872-006-0044-8>
- Ohshima, K. I. and M. Wakatsuchi (1990) A numerical study of barotropic instability associated with the Soya Warm Current in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**(4), 570–584. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0570:ANSOBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0570:ANSOBI>2.0.CO;2)
- Ohshima, K.I. (1994) The flow system in the Sea of Japan caused by a sea level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**(C5), 9925–9940. <https://doi.org/10.1029/94JC00170>
- Ohshima, K. I., D. Simizu, N. Ebuchi, S. Morishima and H. Kashiwase (2017) Volume, heat, and salt transports through the Soya Strait and their seasonal and interannual variations. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**(5), 999–1019. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0210.1>
- Ohshima, K.I. and M. Kuga (2023) 50-year volume transport of the Soya Warm Current estimated from the sea-level difference and its relationship with the Tsushima and Tsugaru Warm Currents. *J. Oceanogr.*, **79**(5), 499–515. <https://doi.org/10.1007/s10872-023-00693-6>
- Prandle, D. (1991) A new view of near-shore dynamics based on observations from HF radar. *Prog. Oceanogr.*, **27**(3-4), 403–438. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90030-P](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90030-P)
- 佐野稔, 坂東忠男, 江淵直人, 高柳志朗 (2012) 宗谷海峡のミズダコを漁獲対象とする樽流し漁業における漁具の漂流速度の推定. *水産海洋研究*, **76**, 123–130.
- 佐野稔, 坂東忠男, 本前伸一, 江淵直人 (2015) 宗谷岬沖潮流カレンダーによるミズダコ樽流し漁業活動の変化. *水産海洋研究*, **79**, 141–148.
- Shirasawa, K., N. Ebuchi, M. Leppäranta and T. Takatsuka (2013) Ice-edge detection from Japanese C-band radar and high-frequency radar coastal stations. *Ann. Glaciol.*, **54**(62), 59–64. <https://doi.org/10.3189/2013AoG62A007>
- Tsujino, H., H. Nakano and T. Motoi (2008) Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, **64**(1), 141–161. <https://doi.org/10.1007/s10872-008-0011-7>
- Zhang, W., N. Ebuchi, Y. Fukamachi and Y. Yoshikawa (2016) Estimation of wind drift current in the Soya Strait. *J. Oceanogr.*, **72**(2), 299–311. <https://doi.org/10.1007/s10872-015-0333-1>
- Zhang, W., N. Ebuchi, Y. Fukamachi, F. Cheng, K. I. Ohshima, B. Emery, T. Toyota, H. Abe and K. Shirasawa (2020) Sea ice observation with oceanographic HF radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **58**(1), 378–390. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2019.2936576>

巡視船「そうや」を用いたオホーツク海における 海水観測のあゆみ

豊田 威信^{1), 2)}

2023年10月12日受付, 2023年12月14日受理

オホーツク海の流氷は北海道の冬の風物詩として知られ, 沿岸での観測の歴史は約130年におよぶ。しかしながら, 海氷の成長・融解に関わる実態がわかりだしたのは巡視船「そうや」を用いて海上保安庁と低温研の共同観測が開始した1996年以降とあって差し支えないであろう。爾来28年間, COVID-19感染症対策で中止した2021年を除き観測を継続しており表面熱収支や海水サンプル, 氷盤分布などの解析を通して少しずつ成長・融解の仕組みが解明されつつある。最近では生物地球化学的な海水の役割にも着目しながら観測を実施している。本稿では, これまでの観測のあゆみを振り返り「そうや」観測がオホーツク海, さらに極域の海水に関する知見に果たした役割を概観し, 今後の展望についても考察したい。

Contribution of the sea ice observations with PV ‘Soya’ in the southern Sea of Okhotsk

Takenobu Toyota^{1, 2}

Drifting ice in the Sea of Okhotsk is known widely as one of the winter scenic features in Hokkaido, and the observational history near the coast spans over 130 years. However, it can be said that it is since the cooperative observations with PV “Soya” between Japan Coast Guard and Hokkaido University started in 1996 that the real situation about sea ice growth and melting has been revealed. Since then, the observations have been continued for 28 years except for 2021 when it was canceled due to the COVID-19. Through the analysis of surface heat budget, inner structure of sea ice, floe size distribution and whatever, the various characteristics of sea ice have been elucidated step by step. Recently our focuses are extended to the roles of sea ice in biogeochemistry. In this article, looking back over the past observations, we briefly describe how they contributed to the knowledge of the sea ice in this region and also in the polar regions, and consider the future prospects.

キーワード: オホーツク海の海水, 季節海水域, 海水の物理的性質, 海水の生物地球化学

Sea ice in the Sea of Okhotsk, Seasonal ice zone, Physical properties of sea ice, Sea ice biogeochemistry

1. はじめに

オホーツク海は北太平洋の北西に位置する縁辺海であり, 北半球の冬季海水域の南限(沿岸結氷を除く)に位置す

る。平年値(1991~2020年平均)で見ると, 冬季オホーツク海の最大海水域面積($1.12 \times 10^6 \text{ km}^2$)は北半球全体の最大海水域面積($15.44 \times 10^6 \text{ km}^2$)の約7%を占め(https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/global/global_

連絡先

豊田 威信

北海道大学 低温科学研究所

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-7431

Email: toyota@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, 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



図1：巡視船「そうや」（2022年2月12日ドローンより。撮影者：猪上淳氏）

Figure 1: A photo of P.V. SOYA, taken from a drone by Dr. Jun Inoue on February 12, 2022.

normal.html). 北半球では北極海を除く亜極域に分布する最大の海水域と言える (Granskog et al., 2010). 比較的低緯度(北緯44–60度)に位置しており、北半球の寒極シベリア (<-30℃) と比較的温暖な北太平洋 (>0℃) に挟まれて大気と海洋の循環の影響を受けやすく、その海水域は季節変動も経年変動も大きな海域として知られる (Parkinson & Gratz, 1983; Ohshima et al., 2006). 一方、海水の高アルベドや断熱効果により、オホーツク海海水域の変動は局所的な熱収支への影響のみならず (Inoue et al., 2001; Toyota et al., 2001; Ohshima et al., 2003), 北半球規模の大気循環場にも影響を及ぼすことが知られている (Honda et al., 1999; Screen, 2017; Williams et al., 2021; Ueda et al., 2023). 近年、地球温暖化に伴い北半球全体で海水域面積の減少傾向が明らかになっているが、オホーツク海は北半球の中でも特に減少傾向が著しい海水域の一つである (Nakanowatari et al., 2007; Comiso & Nishio, 2008; Parkinson & Cavalieri, 2008, 2012; Onarheim et al., 2018).

これらのことからオホーツク海およびその周辺の気候システムを考える際に海水は非常に重要な要素であることがわかる。海水は生成の仕方に様々なプロセスがあること、成長の過程で熱力学的特性が変化すること、氷厚は熱力学的にも力学的にも海水密接度と並んで重要な要素であること、海水域を構成する個々の氷盤は大きさも形態も様々で海水力学過程を考える上で本質的であることなどを考えると、海水-大気-海洋システムを理解するうえで人工衛星から見える面的な海水分布特性のみの把握では不十分であり、やはり現場の海水観測を通してこの海域の海水の実態を知る必要があることは明らかである。加えて、海水にはアイスアルジが棲息していて海水下あるいは海水融解後の植物プランクトンの増殖を促し、高緯度の海洋生態系の重要な一次生産者としての役割を

担う働きがある (青田, 2013). 特にオホーツク海南部に位置する知床は海水に関わる豊かな生態系のゆえにユネスコ世界自然遺産に指定されており (<https://whc.unesco.org/en/list/1193/>), 現場観測を通してオホーツク海の海水が生態系に及ぼす影響を監視し明らかにしてゆく必要がある。

以上のように様々な観点からオホーツク海の海水の現場観測が望まれていたが、このために重要なのは観測を継続的に実施するためのプラットフォームである。海上保安庁をはじめ関連機関のご協力により巡視船「そうや」(図1) はオホーツク海の海水研究にプラットフォームとして一定の役割を果たしてきた。観測が開始してから四半世紀が過ぎた今、本稿では観測の成果を振り返ってそれらの意義と今後の展望を考察してみたいと思う。

2. オホーツク海南部の海水観測の歴史

「そうや」観測が始まったところの研究背景を知るために、オホーツク海の海水観測の歴史を振り返っておきたい。オホーツク海沿岸における組織的な海水観測は、北海道の産業と海上交通に重要という開拓使の認識に基づき、網走・根室測候所等で1892年1月に始められた (宮川, 1991). 当時の観測項目は結氷初日や流水初終日など、海水の状況についての記述的な記録であった。そのころは海水用語も統一されておらず、観測手法についても手探りの状態であったと推測され、1930年ころまでは海水の状況について記述的な研究が中心であったようである (楠, 1954). ちなみに、国内で海水の術語の定義が初めて行われたのは1939年であった (宮川, 1991). その後、世界気象機関 (WMO) が海水用語を正式に承認したのが1956年、現在標準的に用いられている海水用語の定義が気象庁海洋観測指針の中で出版されたのは1958年であった。

その中でオホーツク海の海水が気候との関係で注目され始めたきっかけは19世紀末～20世紀初頭にかけて数年おきに見舞われた、東北地方と北海道の凶作を伴う冷害 (凶冷) であった (赤川, 1984). 原因解明に向けて、農学関係者を中心に調査が進められ、親潮に流れ出た春季の海水の融け水による低温水とやませによる影響がさかんに議論されるようになった。たとえば、岡田 (1935) はオホーツク海・三陸沖の低温水を春先のオホーツク海・千島付近の海水融解水により強化された親潮に要因を求めている。こういった背景のもと、1934年の冷害を契機として、夏の天候を予測するために1935年3月から農林水産省が中心となってオホーツク海の流水の航空機観測が開

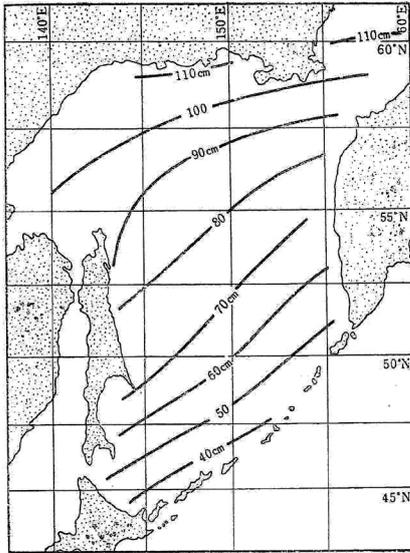


図2：福富(1950b)が推定したオホーツク海全域の最大氷厚分布図(論文より抜粋)

Figure 2: Theoretically estimated maximum ice thickness distribution in the Sea of Okhotsk. (cited from Fukutomi (1950b))

始された。この観測は1944年まで続けられた(航空機観測は戦後1956年に自衛隊機により再開され現在に至る)。このようにして、オホーツク海南部、少なくとも北海道周辺の海水分布についての海水の資料は戦前戦後にかけて局所的とはいえ徐々に蓄積されていった。

一方で、この当時のオホーツク海海水に関する研究で特筆されるのは福富(1950ab)によるオホーツク海沿岸および中央部における結氷についての理論的考察である。塩分が24.7 psu以上の均質な海水の場合、純水とは異なり海水密度は結氷点で最も重い。従って、概ね32 psu以上の塩分をもつオホーツク海では秋口に気温の降下とともに表面が冷やされると対流が生じ、海水全体が結氷点になるまで結氷が起こらず、結氷点になる前に春を迎えると海水が生成されないことになる。すなわち、海水ができるためには気象や水深の条件が必要であることを意味する。福富(1950ab)は熱力学的な考察から、均質な海水ではオホーツク海西岸北緯48度以南の水深300m以上の海域では凍結できないと結論づけた。然るに現実にはこれより深い水深の海域でも結氷が生じているのは結氷開始期に表層約40 mにおそらくシベリア大陸起源の河川水流入による対流混合層があるためだと、限られた海洋観測データをもとに推測した。これはのちに田畑(1978)や青田(2013)がオホーツク海で海水ができる理由として指摘した、表面低塩分層の存在という概念の原案となっている(ただし、表層の対流混合層の厚さについてはその後の「そうや」観測から北風応力

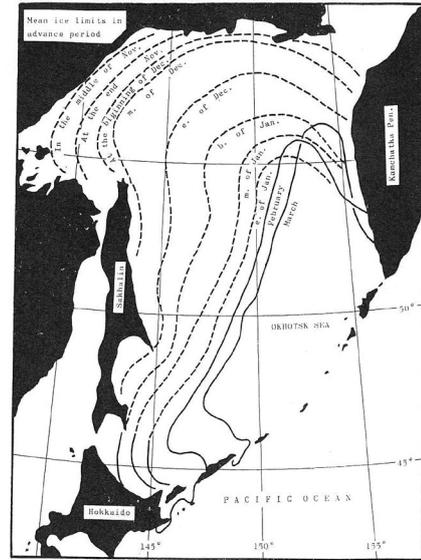


図3：Watanabe(1967)が衛星データなどから推定したオホーツク海海域の1961-66年の平均的な氷縁の季節変化(論文より抜粋)

Figure 3: Representative seasonal evolution of ice edges in the Sea of Okhotsk during 1961-1966, estimated from satellite images. (cited from Watanabe (1967))

によるエクマン輸送の力学的な効果の重要性が示されており(Mizuta et al., 2004)、この点は修正が必要である)。さらに、各海域で結氷開始時期を予測することにより冬期オホーツク海全体のおおよその氷厚分布を推定した(図2)。観測データが限られていた時代に現在の知見と遜色ない結論を導き出した卓見には驚かされる。

このころのわが国の海水に関する知見は楠(1954)や福富ら(1954)に総括されているように、主にオホーツク海を対象とした沿岸の現場観測や理論に基づくものであった。戦後の困難な時期にありながら北海道沿岸に押し寄せる流氷について、海水温度や塩分の季節変化、密度の測定方法、機械的性質、うねりとの相互作用、氷盤の運動の観察など、今日でも興味深いテーマが調べられていることには頭が下がる。その後、この流れを汲んでか1960年代中頃までは海水の物質としての特性に注目した基礎研究が盛んであった。強度などの力学的特性は北大低温研の田畑氏、藤野氏、石田氏などによって、比熱などの熱的特性は同じく小野氏によって詳しく調べられた(Ono, 1966)。

1960年代の画期的な出来事は人工衛星による海水観測であろう。世界最初の気象衛星TIROS (Television and Infra-red Observation Satellite) は1960年4月に打ち上げられた。日本で(おそらく世界でも)初めて衛星画像を用いた海水分布の解析が渡辺氏によって行われ(赤川1982)、衛星観測の開始間もない時期にWatanabe(1967)がオホーツク海の海水域分布の季節変化を初めて描出したのは注

表1：巡視船「そうや」を用いたオホーツク海南部の海水観測の概要
 Table 1: Summary of sea ice observations with PV SOYA in the southern Sea of Okhotsk

| Year | Observation period | Ta (°C) | Ea (hPa) | Ice thickness by video | | Ice thickness by ASPeCt | | | | Three major topics |
|-------|------------------------|---------|----------|------------------------|-------|-------------------------|-----------|-----------|-----|--------------------------------------|
| | | | | Hi_v (m) | N | Hi_al (m) | Hi_ar (m) | Hi_am (m) | N | |
| 1996 | February 03 - 05 | -5.0 | 3.0 | 0.18±0.06 | 153 | - | - | - | - | 表面熱収支、海水サンプリング、海洋観測 |
| 1997 | February 02 - 09 | -5.4 | 2.9 | 0.55±0.23 | 4119 | 0.50 | 2.30 | 1.01 | 46 | 表面熱収支、海水サンプリング、海洋観測 |
| 1998 | February 04 - 11 | -8.1 | 2.1 | 0.30±0.13 | 2910 | 0.26 | 1.61 | 0.54 | 45 | 表面熱収支、海水サンプリング、海洋観測 |
| 1999 | February 03 - 10 | -5.0 | 3.3 | 0.29±0.20 | 1658 | 0.21 | 1.48 | 0.36 | 68 | 表面熱収支、海水サンプリング、海洋観測 |
| 2000 | February 13 - 17 | -6.7 | 2.9 | 0.27±0.13 | 4697 | 0.16 | 1.39 | 0.44 | 43 | 氷厚分布、海水サンプリング、海洋観測 |
| 2001 | February 17 - 21 | -9.8 | 2.2 | 0.36±0.19 | 1553 | 0.38 | 2.41 | 0.80 | 36 | 海水サンプリング、大気光学環境、積雪 |
| 2002 | February 10 - 15 | -5.7 | 3.0 | 0.45±0.19 | 1889 | 0.31 | 1.59 | 0.68 | 52 | 放射フラックス観測、海水サンプリング |
| 2003 | February 06 - 13 | -5.2 | 3.3 | 0.42±0.25 | 7118 | 0.46 | 2.57 | 1.15 | 48 | 海水サンプリング (バスケット)、氷盤分布 |
| 2004 | February 06 - 13 | -4.1 | 3.2 | 0.60±0.26 | 1860 | 0.59 | 2.54 | 1.33 | 42 | EM氷厚、海水サンプリング、漂流プイ |
| 2005 | February 12 - 16 | -10.1 | 2.0 | 0.42±0.33 | 1441 | 0.33 | 1.99 | 0.84 | 31 | EM氷厚、海水サンプリング、表面凹凸観測 |
| 2006 | February 11 - 15 | -6.9 | 2.8 | 0.37±0.25 | 1521 | 0.18 | 1.26 | 0.33 | 36 | EM氷厚、CO ₂ flux、マイクロ波放射計 |
| 2007 | February 10 - 13 | -3.4 | 3.3 | 0.43±0.16 | 1372 | 0.21 | 0.99 | 0.33 | 32 | EM氷厚、マイクロ波放射計、氷上CO ₂ flux |
| 2008 | February 09 - 13 | -4.8 | 3.2 | 0.42±0.19 | 1108 | 0.18 | 1.56 | 0.47 | 37 | EM氷厚、マイクロ波放射計、表面凹凸観測 |
| 2009 | February 09 - 12 | -4.4 | 3.7 | 0.24±0.15 | 1246 | 0.16 | 1.28 | 0.31 | 32 | EM氷厚、マイクロ波放射計、表面凹凸観測 |
| 2010 | February 05 - 09 | -4.7 | 3.6 | 0.31±0.10 | 887 | 0.12 | 0.58 | 0.17 | 25 | EM氷厚、マイクロ波放射計、海水サンプリング |
| 2011 | February 14 - 16 | -3.3 | 3.7 | 0.50±0.19 | 1607 | 0.35 | 1.50 | 0.64 | 16 | 生物化学、マイクロ波放射計、ALOS検証 |
| 2012 | February 11 - 14 | -8.9 | 2.3 | 0.30±0.15 | 2080 | 0.24 | 1.13 | 0.40 | 42 | 生物化学、EM氷厚、マイクロ波放射計 |
| 2013 | February 25 - March 01 | -5.9 | 3.2 | 0.41±0.20 | 2535 | 0.27 | 1.46 | 0.65 | 44 | 生物化学、EM氷厚、マイクロ波放射計 |
| 2014 | February 14 - 18 | -4.1 | 3.9 | 0.36±0.16 | 2039 | 0.26 | 1.43 | 0.56 | 41 | 生物化学、EM氷厚、マイクロ波放射計 |
| 2015 | February 13 - 17 | -3.1 | 4.4 | 0.46±0.20 | 2036 | 0.37 | 1.48 | 0.85 | 32 | EM氷厚、マイクロ波放射計、フラジリアイス |
| 2016 | February 06 - 10 | -5.6 | 3.2 | 0.19±0.12 | 1415 | 0.11 | 0.80 | 0.19 | 33 | 生物化学、フラジリアイス、ALOS2検証 |
| 2017 | February 11 - 15 | -2.6 | 4.6 | 0.38±0.17 | 1992 | 0.24 | 1.43 | 0.54 | 47 | 生物化学、フラジリアイス、ALOS2検証 |
| 2018 | February 09 - 13 | -5.0 | 3.6 | 0.46±0.23 | 3770 | 0.44 | 2.50 | 1.74 | 35 | 生物化学、海洋乱流、ドローン氷盤 |
| 2019 | February 07 - 11 | -10.9 | 1.8 | 0.17±0.10 | 2275 | 0.15 | 0.99 | 0.26 | 41 | 生物化学、海洋乱流、フラジリアイス |
| 2020 | February 10 - 14 | -2.1 | 4.6 | 0.42±0.16 | 3037 | 0.27 | 1.66 | 0.72 | 35 | 生物化学、波浪観測、ドローン氷盤解析 |
| 2021 | (cancelled) | | | | | | | | | |
| 2022 | February 11 - 15 | -4.5 | 3.5 | 0.32±0.13 | 3632 | - | - | - | - | 生物化学、雲形成、フラジリアイス |
| 2023 | February 10 - 14 | -5.3 | 3.4 | 0.26±0.12 | 3176 | 0.19 | 2.06 | 0.59 | 45 | 生物化学、波浪プイ放流、クリオネ |
| Total | | -5.6 | 3.2 | 0.36 | 63126 | 0.28 | 1.60 | 0.64 | 984 | |

* 表中、Ta と Ea はそれぞれオホーツク海を航行中に船舶で海面上14.3 m で測定された平均気温と水蒸気圧を表す。

* Hi_v はビデオによる氷厚の(平均)±(標準偏差)、Hi_al、Hi_ar、Hi_am はそれぞれASPeCt 観測から見積もった平坦氷、リッジ氷、全体の平均氷厚を表す。

* N は計測の個数あるいは観測の回数を表す。

* 2021年は感染症のため観測中止、2022年の目視観測は回数が少ないため割愛した。

目される(図3)。衛星観測はその後改良を重ねて1970年に NOAAの現業気象衛星が打ち上げられたあとは全球規模で可視、近赤外、赤外、マイクロ波の波長帯を用いて継続的に海水分布が観測され、日々の変動から季節変化、経年変動まで明らかにされてきたことは周知の通りである。このため1970年は気象庁において衛星等のデータをもとに見積もったオホーツク海海水域面積の統計開始年となっている。ちなみに、オホーツク海海水の監視業務において、1970年は別の特別な意味合いがある。それは択捉島単冠湾で生じた海水による海難事故である。1970年3月、時化を避けるために単冠湾に避難していた日本漁船に太平洋側に流出していた流氷が押し寄せて日本の漁船が集団で遭難し、死者・行方不明者30名が発生した。これをきっかけに気象庁や海上保安庁による海水観測通報体制が強化された(日本水路協会, 2022)。

一方、海水の物質としての特性に着目した研究は、1966年1月に紋別に沿岸約50 kmの範囲の海水分布を監視する流氷観測用レーダーが北海道大学により設置されたのに伴い、よりスケールの大きな海水の特性、すなわち海水の動きやそれに伴う歪などの特性が田畑氏、河村氏、石田

氏、小野氏、青田氏らによって研究されるようになった(流氷レーダーは2004年まで存続)。これは1970年代中頃に実施された大がかりな北極域の国際プロジェクト、Arctic Ice Dynamics Joint Experiment (AIDJEX)に刺激を受けて海水の力学的特性に関する研究が活発化したものと推測される。1980年代後半になると流氷レーダーで得られたオホーツク海沿岸海水データも蓄積して海水量の年々変動も論じられるようになり、オホーツク海全体の海水面積とは変動特性が異なることも指摘された(青田ほか, 1988)。また、北大低温研流氷観測施設の青田氏、白澤氏らが中心となって、大気-海水-海洋システムの理解を目指して1986年秋にはオホーツク海に面する紋別港に氷海観測塔を設置して大気境界層の観測も実施された(青田ほか, 1987)。同じ目的で同時期、サロマ湖での海水観測も彼らによって継続的に実施されてきた(たとえば石川と小林, 1984)。

以上を総括すると、1990年ころまでには衛星、航空機、船舶、それに流氷レーダーによる観測研究によってオホーツク海の海水分布の季節変動や年々変動の特性がある程度把握されてきた。氷氷自体の特性も沿岸付近に限られ

ていたものの、少しずつ知見は蓄積されてきていた。しかしながら、オホーツク海の広い領域における海水の特性はデータがほとんどなかったため推測の域を出ていない状況にあった。

そういった状況の中で1990年代に入ってオホーツク海研究に対する気運は次第に高まってきた。気運の高まりの要因は、我々の身近に位置しながら、いまだに未知の海であること、また、当時気象研究所の研究結果によれば地球温暖化の影響が最も顕著に現れる場所であることであった(若土, 1996)。主役の一つである海水の特性を明らかにしてゆかねばならないという思い、また海洋の分野では広い視野からみて北太平洋亜熱帯循環のほぼ全域に分布する北太平洋中層水の起源がオホーツク海であるという仮説を検証する必要がある。このようにしてオホーツク海の特徴ともいえる低緯度海水域を生み出す環境を把握して全球的気候への関わりを評価することを目的として本格的なオホーツク海研究が開始された。その端緒となるシンポジウム「オホーツク海研究の展望」が関連する研究者約100人を集めて北大低温研で1995年12月に開催され、オホーツク海研究プロジェクトが3つの柱を掲げて立案された。1) 海水の生成・発達・消滅過程の解明、2) 北太平洋中層水の起源の解明、3) 海水域における大気-海洋相互作用の機構の解明(若土ほか, 1996)。「そうや」観測はこの一環として始められた観測であった。

3. 「そうや」観測の概要

前節で述べた背景をもとにオホーツク海のより広範囲な海水特性を把握するために、1996年2月から海上保安庁第一管区海上保安本部の協力を得て巡視船「そうや」を用いた本格的な航海観測が開始された。実施時期は概ね2月上旬～中旬の約一週間の観測である(表1)。それまでの観測データが限られていただけに、当初の目的は比較的シンプルなものであった。海水の特性に関しては、①北半球南限のオホーツク海南部の海水の構造特性には極域海水との違いがあるか、②どのくらいの厚さの海水が分布しているか、③この海域で海水はどのように成長しているか、といった問いかけに答えを見出すことであった。同じく季節海水域が大半を占める南極海水の特性が現場観測から明らかになり始めたのが1980年ころであったので、南極域に比べて約15年のビハインドであったと言える。地理的な特徴に加え、より一般化して季節海水域の振舞を数値海水モデルでどのように表現すべきかを考えるモデル海域という意識は常に根底にあった。一方、

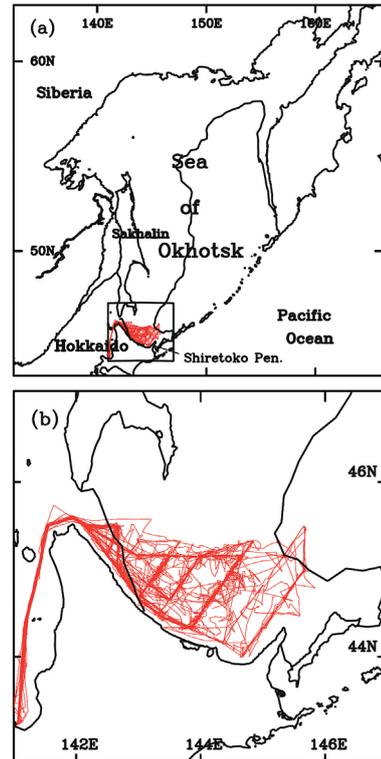


図4：過去28年間(1996～2023年)の「そうや」観測の全航跡図
黒実線は平年(1991～2020年)の2月15日の氷縁位置を示す。

(a) オホーツク海全体図

(b) 図4 aの四角で囲った領域を拡大した図

Figure 4: All the ship tracks of SOYA observations in the past 28 years (1996-2023). Black solid lines denote the ice edge on February 15 in the normal year (1991-2020).

(a) The whole map of the Sea of Okhotsk

(b) A magnified map of the square area in Fig. 4a.

大気や海洋との関わりからの観点からは、④海水域は大気の熱収支にどのような影響を及ぼしているか、⑤海水下の海洋にどのような影響を及ぼしているか、⑥北太平洋中層水(NPIW)へのオホーツク海の果たす役割、といった課題が挙げられる。

実施の仕方は、これまで第一管区海上保安本部海洋情報部が長年継続して実施されてきた広域を覆う定線に沿う海洋モニタリング観測に便乗し、基本的には航路上で遭遇する海水を対象に研究調査を実施することとした。巡視船「そうや」は全長98.6 m、幅15.6 m、ヘリを一機搭載した砕氷型巡視船であり厚さ1.0 mの平坦氷に対して砕氷航行する能力をもつ(Matsuzawa et al., 2023)。オホーツク海南部の平坦氷の厚さは0.3～0.5 mであることを考慮すると(Toyota et al., 2004; Fukamachi et al., 2006)、比較的平坦な氷を航行する分には大きなバイアスもなくこの海域の一般的な海水の特性を調べることが可能と考えられる。また、搭載ヘリを用いて上空から比較的広い範囲で

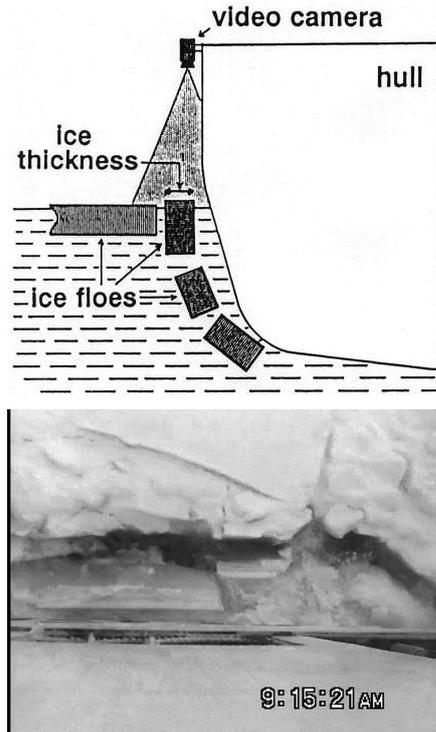


図5：ビデオシステムによる氷厚計測

(a)システムの概略図(Shimoda et al. (1997)より引用)

(b)氷盤が割れて側面を上になっている様子の画像(2023年2月12日の例)

Figure 5: Ice thickness measurement by a video system

(a)A schematic picture of the system. (cited from Shimoda et al. (1997))

(b)One example image on February 12, 2023, showing a broken ice piece turned into the up-side position.

海水の特性を知ることも期待される。これまでの全観測期間に「そうや」が航行した全航路を図4に示す。特定の観測航路に沿う形でオホーツク海南部の広い範囲をカバーしていることがわかる。

長期継続した観測を想定して、観測ポリシーは1) 氷況や大気海洋環境の長期変動を探るためのモニタリング観測、2) 数年間で区切る課題解決型の観測の二つのスタンスをもたせることにした。観測経費は当初は戦略的創造研究推進事業や科研費など、関連する研究者の個々の研究予算を持ち寄って実施されていたが、2015年以降は北大低温研環オホーツク観測研究センターの予算を定常的に確保して実施されるようになった。

1)について具体的には、船上で大気環境のモニタリングとして気温・相対湿度・風・海面気圧、それに期間は限られるが短波・長波放射フラックスを定常観測として実施してきた。また、氷況モニタリングとしては、ビデオシステムを用いた氷厚観測(Shimoda et al., 1997)、それに南極海水向けに確立された国際的なプロトコル(Antarctic

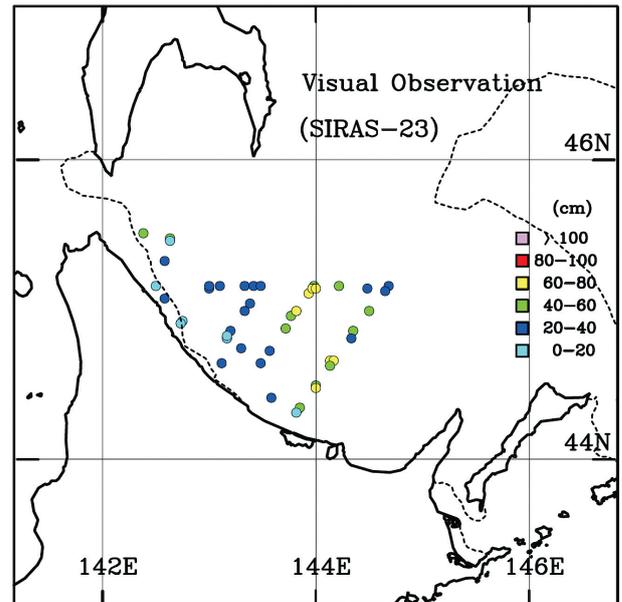


図6：ASPeCtプロトコルによる目視観測地点(2023年2月の例) 各々の地点で最も厚い氷盤の氷厚を色で表した。

Figure 6: One example of visual observation sites in February 2023, conducted according to the ASPeCt protocol. The thickness of the thickest ice at each site is shown by color.

Sea Ice Processes & Climate (ASPeCt) protocol; <http://aspect.antarctica.gov.au/>) に準拠した毎正時の目視観測(Worby and Allison, 1999)を実施してきた。前者は1996年の開始年から実施しており、船の舳先で割れて氷の側面が上向きになった氷盤を対象にしてビデオ画像上の氷厚を一つ一つ計測することにより氷厚を求めるものである(図5)。主に平坦氷を対象とした観測であり、航路に沿って広域の氷厚分布を把握できるのが特徴である。後者は観測時の船舶の周囲半径約1 km以内の氷況を観察し、大まかに3種類以内の氷種に分類して各々の氷種の特徴(氷厚、リッジの高さや割合、氷盤の大きさ、積雪状況など)を記録するものである。アイソスタシーの仮定のもと、リッジも含めた氷厚が推定できる点に特徴がある。南極海の周極的な氷厚分布を初めて明らかにしたのはこの手法であり(Worby et al., 2008)、オホーツク海南部についても同様にリッジを含む氷厚分布の全体的な特性を把握することを目指した。図6に2023年2月の事例を示す。

一方、2)の課題解決型について取り組んだテーマは、

- ・海水が成長する熱的な環境(乱流熱フラックス、表面熱収支、海氷成長率)
- ・海水の成長過程(構造解析、氷厚分布、氷盤分布)
- ・衛星データ検証観測(マイクロ波放射計、ALOS/PALSAR, ALOS2/PALSAR2)

- ・生物地球化学的な特徴（化学物質の分析、物質循環における役割）

などがある。これまでに実施した1996～2023年の28年間（2021年は感染症のため中止）の大まかな観測内容とモニタリング観測の結果を表1に示す。多岐にわたる観測に取り組んできたことがわかる。2004年以降、毎年の観測は「巡視船そうや海水観測速報」にまとめて出版・公開されている（<https://sites.google.com/view/pan-okhotsk/home>、出版物）。次節ではこれらのうち、海水に関連するいくつかのトピックを取り上げてその成果を紹介する。

4. 「そうや」観測によって得られた知見

海水の特性に関して前節に掲げたScience questionsに応えるべく様々な試みがなされてきた。この章ではこの海域の海水を特徴づける研究課題として、表面熱収支から見積った結氷環境、海水の構造特性、氷厚分布や氷盤分布の特性、生物地球化学的な特性、それに海水量の長期変動特性について取り上げたい。

4-1 表面熱収支から見積った結氷環境

海水拡大期のオホーツク海南部は冬季に温帯低気圧が東アジアを通過する主経路にあたっており（Chen et al., 1991）、発達した低気圧の影響を受けやすい海域である（Nakamura et al., 1986; Gyakum et al., 1989）。従って、この海域で冬期に大気が海水域から受け取る熱は低気圧活動に有意な影響を及ぼしうするため、海水域の表面熱収支の特徴を観測に基づいて定量的に把握する必要がある。また、表面熱収支の見積もりは海水の結氷速度の推定を可能とし、この海域の結氷環境を特徴づけることにもつながる。海水は生成する際に重い高塩分水（ブライン）を掃き出して沈降させるため、海洋の鉛直循環を理解するうえでも有用な情報となる。しかしながら、当時は季節海水域、特に氷縁域の熱収支の観測データは非常に限られており、確立した手法もない状況にあった。

海水域の表面熱収支を見積もるにあたっては現場気象データのほかに海水に関連して、①海水密接度、②海水のアルベド、③海水厚分布が重要な要素となる。各時刻で船から計測できる範囲や要素は限られるので、約一週間の航海期間中は氷況に大きな変化はないと仮定し、航海期間全体を通して得られたデータを集計して、オホーツク海南部全体の平均的な表面熱収支の見積もりを行うことを目指した。海水データのうち、海水密接度は毎正時に船上から行った目視観測の統計を基とした。海水ア

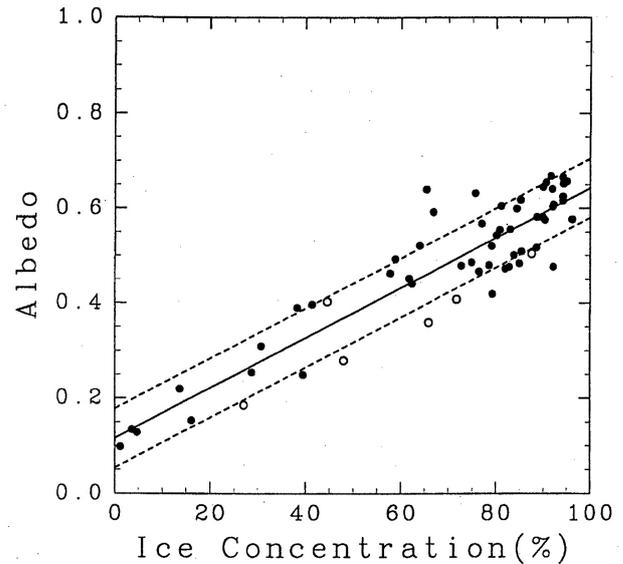


図7：海水域の表面アルベドと海水密接度の相関
白丸は1996年、黒丸は1997年のデータを示す。（Toyota et al. (1999)より抜粋）

Figure 7: Scatter plots between surface albedo and sea ice concentration in the sea ice area.

White and black circles denote the data in 1996 and 1997, respectively. (Cited from Toyota et al. (1999))

ルベドと氷厚分布はこの海域の熱収支解析には特に重要となる。海水アルベドは低緯度ゆえに冬季でも短波放射フラックスの寄与は大きいと予想されるためであり、氷厚分布は海水域の熱収支は（特に極域では）氷厚40 cm以下の薄い海水域の氷厚分布が本質的とされており（Maykut, 1978）、この海域ではこのような薄い海水が卓越するため重要である。

当時海水アルベドの知見は主に安定した定着氷での計測値を基にしており、様々な形態の海水が存在する氷縁域での値はデータがなく新たに計測する必要があった。そこで我々はこの海域の海水の代表的なアルベドを計測することから始めた（Toyota et al., 1999）。船体の影響を最小限にして入射・反射短波放射フラックスを測定するために船首部分に長さ3 mの梯子を取り付け、その先端にジンバル付きの全天日射計を設置して表面アルベドの連続データを取得した。海水密接度はマストに正面方向を撮影するビデオカメラを設置して取得された連続画像データを解析することにより定量的に求め、海水密接度とアルベドの相関から海水（密接度100%）のアルベドは95%の信頼区間で 0.64 ± 0.03 と推定された（図7）。一方、氷厚分布に関しては前節で述べたビデオシステムを用いて各年毎に作成した頻度分布を与えた。

次に、海水域を航海期間中の気象データを時別に平均

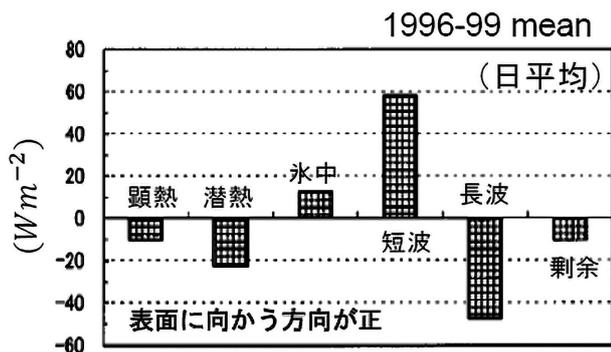


図8：オホーツク海南部海水域における表面熱収支の各成分 (Toyota and Wakatsuchi (2001)より)

Figure 8: Daily mean individual fluxes of the surface heat budget in the sea ice area of the southern Sea of Okhotsk. (cited from Toyota and Wakatsuchi (2001) with some modifications)

してこの時期この海域の各要素の平均的な日変化を求めてMaykut (1978)の手法に倣って表面熱収支の各フラックスを計算した。顕熱フラックスと潜熱フラックスの計算にあたってはバルク法を用い、下向き長波フラックスは雲量と気温から推定する経験式を用いた。海水を10 cm毎の水厚カテゴリーに分けて各々のカテゴリーの表面では乱流(顕熱・潜熱)フラックス、放射フラックス、それに水中熱伝導フラックスがバランスしているとした。鉛直一次元熱力学モデルを用いて海水表面温度を算出し、これを基に各フラックスを見積もるという手法である。海水の結氷速度は水中熱伝導フラックスが結氷潜熱に付随したものとみなすことによって計算される。解析期間は1996～1999年の4年間とし、オホーツク海南部を特徴づけるために北部と中部の海域についても気象再解析データセット(ECMWF)を用いて見積もりを行った(Toyota & Wakatsuchi, 2001)。解析結果は下記のように要約される(図8)。

- ・海水が比較的薄いため、南部海水域全体としては乱流熱フラックスを大気へ放出。
- ・乱流熱フラックス($\sim 33 W/m^2$)の半分以上は開放水面とニラス域が担う。
- ・北部や中部と比較した南部海水域の特徴は、短波放射フラックスの寄与が大きいこと。このため、結氷は夜間に限られ日中は融解が生じて一日当たりの結氷量は数cm程度で海水アルベドの変化に対する感度も大きい。

これらの特性は2002年以降に短波長波放射計(EKO MR-40)を用いて上向き・下向きの短波・長波放射フラックスを直接測定した結果からも確かめられた。

また、1998年には気団変質への影響という観点から、レーウィンゾンデを「そうや」から飛揚する観測も行われた(Iwamoto et al., 2001)。「そうや」と知床斜里で得られた気温鉛直プロファイルを寒気移流の上流側のサハリン・ユジノサハリンスクのプロファイルと比較することにより、海水域からどの程度の乱流熱フラックスを受けたかを推定する観測であった。その結果、大気下層約1～2 kmで確かに上記の見積もり程度の熱の供給を海水域から受けていることがわかり、この海域特有の結氷環境の特徴が明らかになった。

4-2 海水の構造特性

かつて福富(1950ab)が指摘したように、また前節でも述べたようにオホーツク海南部は気象条件から海水が熱力学的に成長しうる限界に近い領域である。然るに現場では氷厚が50 cmを超える氷盤が散見される。もちろん寒冷な北方でできた海水の移流もあるだろうが、状況を理解するには、現場海水の構造特性から成長過程を詳しく調べる必要がある。しかしながら船からの海水サンプリングは決して容易な作業ではなかった。当初は停船中に周辺の手ごろな氷塊を直接ロープに括りつけて引き上げるといった手法を取ったため、引き上げられる氷塊の厚さには自ずと限界があり、厚さ70 cmほどの海水が精々であった。それでも、1996～2000年の5年間にサンプリングされた約50個の海水について結晶構造や海水塩分、酸素同位体比などを詳細に調べた結果、

- ・フラジライス起源の粒状氷が全氷厚の64%を占め、底面結氷によって生じる柱状氷よりもはるかに卓越していること、
- ・結晶の鉛直構造においてどの年も層状構造(平均層厚：5～10 cm)が顕著であること

が明らかになった(Toyota et al., 2004)。これらの特徴は、この海域の海水の成長過程においては静穏な環境下での底面結氷よりも、擾乱下で生成されるフラジライスの集積と固化(Martin & Kauffman, 1981)、そして薄氷が互いに乗り重なる変形過程(ラフティング)が重要であることを示しており、熱力学的な成長に限られると結論付けた熱収支結果と整合する。示された結晶構造の特性は多年氷が卓越する北極海よりも、同じ季節海水域である南極海の特徴(Lange & Eicken, 1991; Jeffries et al., 1997)に類似していた。

このようにこの海域の海水の構造特性をある程度示すことができたものの、これらは基本的には平坦氷を対象としたものであった。オホーツク海南部にはリッジも数多



図9：バスケットを用いて海水や積雪のサンプリングをしている様子
Figure 9: A photo, showing the sampling observations of sea ice and snow using a basket.

く存在するので、より一般的な海水の構造特性を把握するためには厚い海水を取得できるよう、サンプリング方法を開発する必要があった。試行錯誤のうえ、Ian Allison 博士（豪）から着想を得て低温研技術部の方と協力して生み出されたのがアルミ製のバスケットを用いた観測である。図9に示すように、バスケット本体は1.5 m四方、高さ1 mのアルミ製の枠組みで構成されており、船体のクレーンで吊り下げてヘリ甲板から海水表面に直接人と機材を運ぶ。バスケットは太いロープを介して船上の人とつながっており、風によって回転する動作が最小限になるようにロープで制御する。床の中心部には直径24 cmの孔が2つ空けられていてここからコアラーで海水コアを採取する。2003年2月初めに製作されて以来18年間、無事故で観測研究に大いに貢献してきた。

バスケット観測の導入により厚い海水（最大厚225 cm）のサンプリングが画期的に容易になった。効率の良いサンプリングが海水現場温度の測定を可能にした点も重要である。このことにより、海水温度と塩分の関数として計算されるブライン体積比（海水内の高塩分水が占める体積の割合）の鉛直プロファイルが描けるようになった。ブライン体積比は海水の強度や浸透性の目安となる重要なパラメータであるため、この海域の海水の特性を定量的

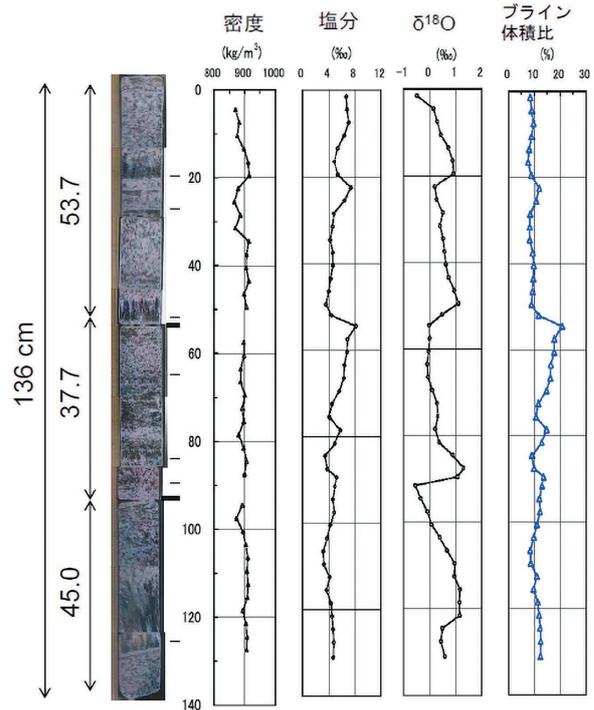


図10：バスケットを用いて採取した海水の内部構造を解析した結果のサンプル
Figure 10: One example of the inner structure of sea ice collected with a basket.

に論じることが可能になった。図10に一例として海水の結晶構造や各種パラメータの鉛直プロファイルを示す。この海水は約40 cm程度のブロックが積み重なったものであり、各ブロックは層状に積み重なった構造が顕著に見られる。ブライン体積比は5%以上であれば浸透性が良いとされており、この海域の海水は全体的に浸透性が良いことが判る。約30本のコアを採取して解析した結果、フラジリアイス起源の粒状氷が卓越していること（約50%）、層状構造が顕著であり（平均層厚12 cm）氷厚発達には氷盤が積み重なる過程が重要であることなどが明らかになり、平坦氷を対象とした解析結果を確認し、より一般化することができた（Toyota et al., 2007）。得られた解析結果をまとめると、この海域のおおよその氷厚発達過程は図11の概念図に要約される。これは同じく季節海水域である南極海に対する概念（Worby et al., 1996）とほぼ合致するものである。

また、バスケット観測は海水上の積雪調査を可能にしたことも重要な点である。積雪は断熱効果により海水の成長量を抑制する働きがある一方で、積雪の荷重が大きくなって積雪-海水境界に海水が浸水して凍結すると雪ごおりの生成により海水の成長を促進する働きもある。また、何よりもほとんどの海水は雪に覆われているため、

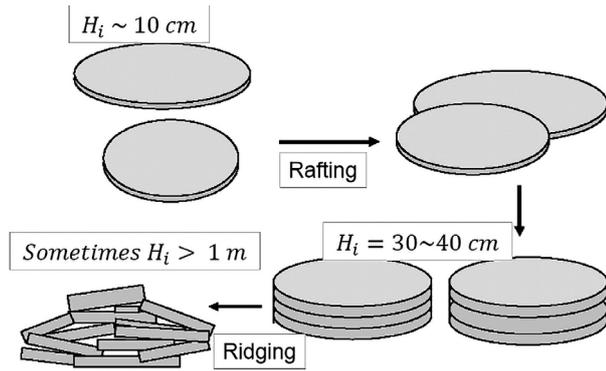


図11：海水の構造から推測される海水の成長過程の概念図
Figure 11: A schematic picture of sea ice growth processes inferred from the sea ice structure obtained.

衛星から見る海水の特性を解釈するには雪の特性を知る必要がある。しかしながら、特にこの海域のように比較的小さな氷盤が卓越する海水域では積雪調査は非常に困難であった。数年間にわたる調査の結果、雪ごおりの海水全氷厚に対する比率は約10%、平均積雪深は 10 ± 4 cm、平均雪密度は 225 ± 109 kg/m³、最も卓越する雪質は南極海水と同様にしもざらめ雪であることなど積雪の基本的な特性を明らかにできた点も重要な成果と考えられる。

4-3 氷厚分布観測

氷厚分布は海水の体積量を知る上で不可欠であること、海洋一大気間の熱交換を制御すること、海水域の強度を制御すること、氷厚の発達過程を知る上で重要な情報を提供することなど様々な観点から海水の重要な基礎パラメータである。しかしながら同時に計測が難しく長年研究者を悩ませてきた物理量でもある。「そうや」観測では第3章で述べたようにモニタリング観測としてビデオシステムを用いた手法と国際プロトコルに準拠した目視観測を実施してきた。これによりこの海域の氷厚分布を初めて明らかにすることができた。図12は1996～2023年の各年平均値を時系列で示したものである。これらの図から、平均氷厚の年々変動は結構大きく、年によって2倍以上も異なる様子が見える。28年間の平均を取るとビデオ氷厚は 0.36 ± 0.11 m、目視氷厚は平坦氷が 0.28 ± 0.12 m、変形氷（リッジ）が 1.60 ± 0.55 m、両者を含めた平均氷厚が 0.64 ± 0.37 mと見積もられる。ビデオ氷厚は主に平坦氷に対応し、目視の平坦氷厚とほぼ合致している（相関係数0.82）こと、また、目視観測の平均氷厚が北海道紋別沖で係留系を用いて測定された海水氷厚の平均 0.60 m（Fukamachi et al., 2006）とほぼ合致することを考慮すると、目視観測

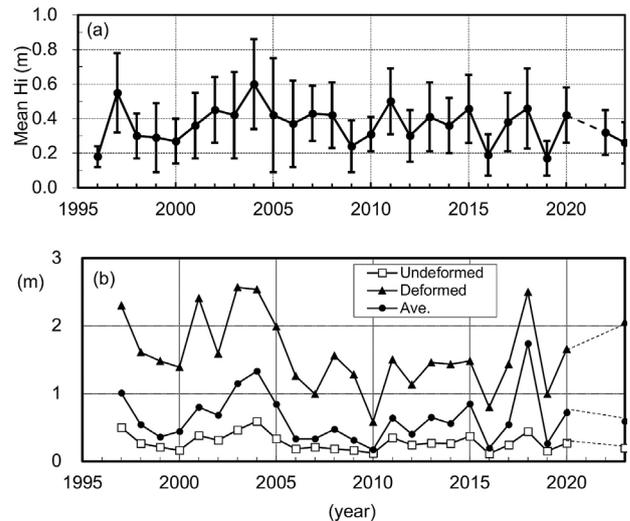


図12：観測された平均氷厚の経年変化図
 (a) ビデオシステムで計測された平均氷厚（エラーバーは標準偏差を表す）
 (b) 目視観測に基づく氷厚（平坦氷、変形氷、全体平均）
Figure 12: Interannual variability of
 (a) Mean ice thickness measured by a video system with an error bar of the standard deviation.
 (b) Ice thicknesses estimated from visual observations. Open squares, solid triangles, and solid circles denote level ice, ridged ice, and average, respectively.

といえどもおおそ実情に近いと考えて良いだろう。図12bにおいて注目される点はこの海域の平均氷厚は変形氷の厚さ（すなわち変形過程の割合）に支配されているという事実である。これは前節で述べた海水成長には力学的な乗り重なりが本質的という結論と符合する。また、目視観測の統計によれば変形氷が海水表面の面積に占める割合は4分の1程度であるものの、体積に換算するとリッジ部に海水体積全体の約7割が含まれる。この特性は南極域の海水とも重なり（Worby et al., 1996）、広く季節海水域の氷厚発達過程において力学過程が本質的であることを示している。なお、図12からは観測期間内では現在のところ北極海水に見られたような（e.g. Kwok, 2018）氷厚の明瞭な減少傾向は見られない。

ただし、変形氷を含む氷厚分布についてはやはり定量的な別の手段による実測が望ましい。1990年代後半から非破壊型の氷厚を計る手段として現場で頻繁に利用されるようになったのは電磁誘導（electromagnetic induction, 略してEM）を用いた手法である。これは、計測装置から磁場を発信して海洋―海水境界面（海水底面）に誘導された電場に伴って生じた二次磁場の強さを装置で測定することにより、装置から海水底面までの距離を推定するという手法であり、海水表面上の装置の高さを距離計で

測定して差し引けば氷厚が得られる。平坦氷もリッジも区別なく比較的厚い氷も含めて連続的に測定できる点に特長がある。航路選択によるバイアスを考慮する必要があるものの、この手法により船舶は走行しながら広域の氷厚分布を定量的に把握することが可能となった (Haas, 1998)。「そうや」でも海上技術安全研究所や北見工業大学が中心となって2004～2015年まで約10年間にわたって実施された (表1)。この手法を運用するにあたり重要なことは、磁場を扱うため計測装置を船体から十分離すこと、それにキャリブレーションと検証を実施することである。前者のために「そうや」設置用の治具を開発し (図13)、後者のために厚さ2 mを超える氷盤上で実測値との比較を行い海水の内部構造も考慮に入れて計測値を氷厚に換算するためのオホーツク海向けのモデルを構築した (Uto et al., 2006)。この観測によりこの海域でも氷厚4 mを超える海水が時折みられることが明らかとなった (Matsuzawa et al., 2023)。

これまでに述べた手法はいずれも有用ではあるもののスナップショットという欠点をもつ。季節を通した氷厚分布の変動を知るにはやはり衛星データを活用するのが望ましい。氷厚0.2 m以下の薄い海水については誘電率の特性の違いから受動型マイクロ波の衛星センサーを用いて推定する手法がすでに確立されており、一方、数mを超えるような厚い海水については衛星高度計を用いてフリーボードを測定し、アイススタシーの関係から氷厚を推定する手法が確立されている。しかし、この海域のような数10 cm～数mの氷厚が卓越する季節海水域における氷厚を衛星から推定する手段は未だ確立されていない。

そこで我々は「そうや」観測を通してその手法の開発を試みてきた。アイデアは、この海域の海水の発達には力学的な変形過程が卓越することが確かめられたので、海水の厚さに比例して表面の凹凸が発達しているに違いないというものであった。すなわち、表面の凹凸の度合いを測ることにより氷厚を推定できないかと考えた。この目的に最も有望なのは衛星合成開口レーダー (SAR)であろう。表面粗度に対する感度が高く、マイクロ波を用いるので昼夜によらず、雲の影響も少なく100 m程度の高水平分解能データが得られるためである。海水上の乾雪の影響が少ない点も好都合である。これまでの極域での観測から、変形氷を検出するにはC-bandよりもL-bandの方が適していることが知られる (Dierking and Busch, 2006) ため、これまでL-band SARと現場海水の表面凹凸や氷厚との関係性を比較検証する観測を実施してきた。2005年2月には航空機に搭載したL-band SARの観測に合わせて船舶から超

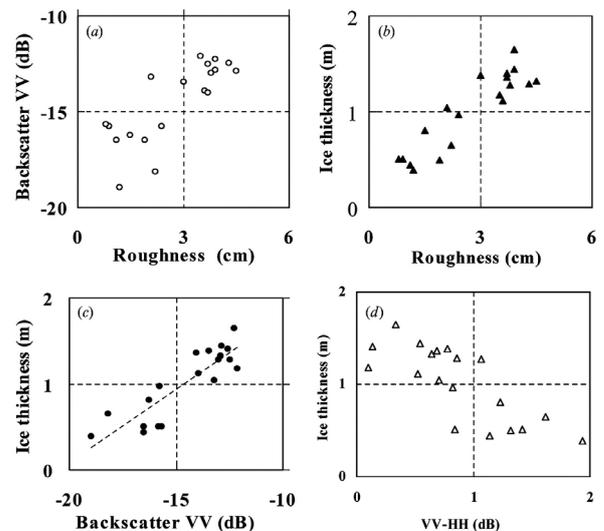


図13：Pi-SAR (L-band SAR) と氷厚・表面凹凸の比較検証観測の結果

写真：EM氷厚観測の様子 (白枠内に吊り下がっているのが計測装置)

(a) 表面凹凸と後方散乱係数 σ_{VV}^0 との相関 (b) 表面凹凸と氷厚との相関 (c) 氷厚と σ_{VV}^0 の相関 (d) 氷厚と $\sigma_{VV}^0 - \sigma_{HH}^0$ の相関 (Toyota et al. (2009) より抜粋)

Figure 13: Comparison between Pi-SAR backscatters (L-band), ice thickness, and surface roughness with a photo, showing ice thickness measurements using an EM sensor (white ellipse), and scatter plots between (a) surface roughness and backscatter coefficient, (b) surface roughness and ice thickness, (c) backscatter coefficient and ice thickness, and (d) polarization ratio (VV-HH) and ice thickness. (Cited from Toyota et al. (2009))

音波距離計を用いて航路に沿った表面凹凸の計測とEM手法による氷厚計測を行い、L-band SARの後方散乱係数が偏波によらず確かに表面凹凸の度合いや氷厚と良い相関をもつことが確かめられた (図13; Toyota et al., 2009)。その後2008年2月にはALOS衛星に搭載されたPALSARと同期観測を行い、海水の表面凹凸や氷厚と良い相関をもつことが確認できた (Toyota et al., 2011a)。さらに事例を増やして約10年間にわたる観測から衛星PALSAR, PALSAR-2を用いて変形氷やニラスを抽出するアルゴリズムも開発

した (Toyota et al., 2021). しかしながら, これらのアルゴリズムは北極海のような多年氷が存在する海域では修正が必要なことも明らかとなり, 現在はより一般化を目指して改良を試みているところである. 広く季節海水域における氷厚発達の様子が衛星から捉えられるようになると数値海水モデルの精度改善につながるので, できればこれからも継続してゆきたいと考えている.

4-4 氷盤の大きさ分布

季節海水域には大小様々な氷盤が存在する. 同じ密程度の海水域で同じ外力が与えられても, 個々の氷盤の大きさや周囲長に応じて移動速度や融解速度が異なるため, 海水域の消長や変動を論ずるにあたっては氷盤の大きさや形状の分布を把握することは重要な課題である. しかしながら, 従来, 解析の煩雑さ等のため, ボーフート海など一部の海域を除いてあまり調べられてはなかった (Holt and Martin, 2001). また, これらの海域においてもデータの分解能の限界のため, 大きさ数100 m以上の大きさの氷盤の解析が中心であった.

これらの海域の解析結果によると, 積算個数 $N(r)$ (大きさ r 以上の氷盤の 1km^2 あたりの個数) は良い近似で $N(r) \propto r^{-a}$ と書き表される. このことは解析された氷盤の大きさ分布には自己相似性があり, 特徴的なスケールを持たないことを意味する. ここで a はフラクタル次元に相当し, $r \rightarrow 0$ で氷盤の面積が有限となるためには $a < 2$ であることが要請される (Rothrock and Thorndike, 1984) が, これまでに解析された多くの事例で a は2を超えるという問題を抱えていた. 従って, この分布は100 mよりも小さな大きさのどこかで崩れているはずであり, 観測から確かめる必要があった.

そこで, 大きさ1 m ~ 数kmにわたる幅広い氷盤の大きさ分布を捉えることを目的として, 2003年2月にこの海域でLandsat衛星, 「そうや」搭載ヘリ, 船舶による同期観測を実施した. ヘリコプターと船舶ではビデオカメラを設置して連続撮影を行い, 氷況をモニターした. 解析には, 船舶・ヘリコプターのビデオ画像を合成した帯状画像と, その画像を含むように切り出したLandsat-7/ETM+衛星画像を使用し, オホーツク海南部における38 km × 26 kmの領域 (図14a) に分布する氷盤を調べた. 個々の氷盤は各画像で開放水面との輝度の違いから画像解析により抽出された. すなわち, 各画像をグレイスケール化した後, ① 閾値を設定して, 各画像を白 (氷盤) と黒 (海) に二値化して氷盤の縁に線を引き, ② 氷盤同士の一部が不自然に接合している部分を手動で切り離す, という手順で慎重に

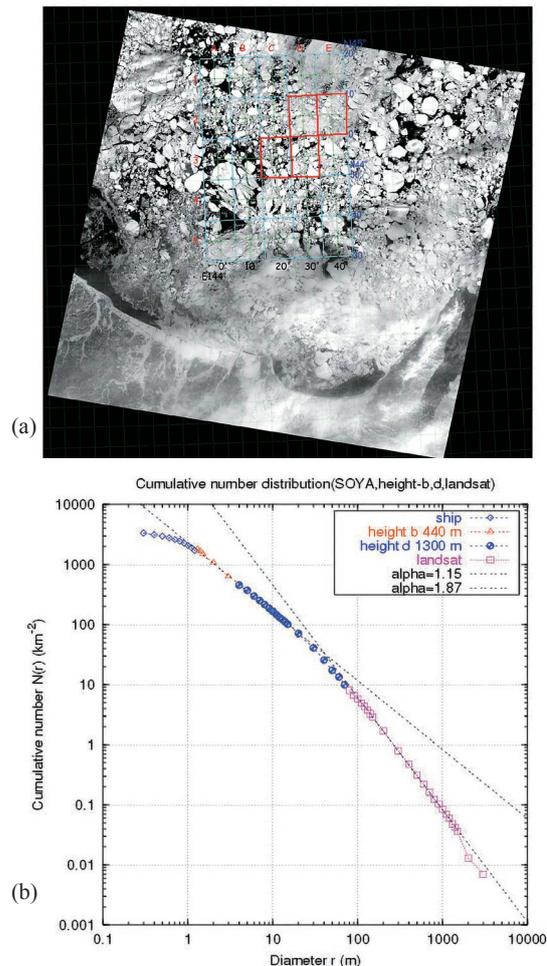


図14 : オホーツク海南部の氷盤分布観測

(a) 当日のLandsat-7画像 (赤枠内28 km × 38 km が解析領域)

(b) 解析された積算個数分布 (両軸とも対数軸であるため, 直線の傾きが指数 a に相当)

(Toyota et al. (2006)より抜粋)

Figure 14: Measurements of floe size distribution of sea ice in the southern Sea of Okhotsk.

(a) Landsat image on the observation day with a study area (28 km x 38 km) framed by red.

(b) Analyzed cumulative number distribution with logarithmically scaled axes. The slopes of the lines correspond to the exponents of power law functions. (cited from Toyota et al. (2006))

行った. 抽出した個々の氷盤について面積や周囲長等を測定して統計処理を行った結果, $N(r)$ の分布は大きさ約40 mを境に特徴が変化し, 大きさ1 ~ 20 mでは $a = 1.15$ で, 100 m以上の領域に比べて次元の小さな自己相似性の分布となることが確かめられた (図14b; Toyota et al., 2006).

これで当初の面積発散の問題は解決されたのであるが, 以下のような新たな問いが生まれる. ①得られた特徴は広く南極域のような季節海水域に共通した特性なのだろうか? ②大きさ40 m付近の閾値を境として特性が変化する物理的要因は何か? ③そもそも自己相似な氷盤サイズ分

布を形成するメカニズムは何であろうか？④氷盤の大きさのみならず形状にも自己相似性が認められるのであろうか？⑤今回の解析ですら対象から外れた1 m以下の大きさの小さな氷盤には何か異なる特性があるのだろうか？

これらの問いに応えるべく、次のステップとして南極海への応用を試みた。これまで融解期の南極域で大きさ100 m以下の氷盤に焦点を当てた観測が実施され (Lu et al., 2008; Steer et al., 2008), どちらの観測結果も大きさ数10 m以下で $N(r)$ のグラフの傾きが減少することが示されていた。ただし季節が異なり、 α 値がオホーツク海で観測された値よりも大きいため検証が必要とされていた。そこで晩冬期に南極ウェッデル海 (2006年8-10月) と東南極海ウィルクスランド沖 (2007年9-10月) における国際共同観測航海に参加する機会が得られたので同様にヘリを用いた氷盤分布観測を行い、①と④を確かめることができた (Toyota et al., 2011b)。②と③については氷盤分布の観測データのみから答えを見出すのは難しく、氷盤分布の形成に関わる物理量 (たとえば氷厚や波浪データなど) と合わせた研究が必要で今も未解決の問題である。

続いて、⑤に取り組むために2020年2月の「そうや」航海ではじめてドローンを用いて小さな氷盤の分布観測を実施した。観測期間中、天候は穏やかで気温も高く海水温も結氷温度よりも高く融解過程との関わりを見るには適した状況であった。小さな氷盤の大きさ分布は融解過程と密接に関わるため (Perovich and Jones, 2014), 得られた特徴から融解過程についての定量的な解析も試みた。大きさ10 m以下の氷盤を対象として同じ手法で画像解析を行った結果、0.8 m以上の大きさの氷盤の積算個数分布 $N(r)$ は基本的にはべき乗関数 ($\propto r^{-1.35}$) に従うことが分かった。一方、0.8 m以下の氷盤は側面融解と氷盤崩壊が氷盤分布の特性変化に強く影響を及ぼしたものと考えられる (Toyota et al., 2022a)。観測された環境は氷縁域に共通した特徴があるため、これらの結果はこの海域に限らず広く氷縁域の海水融解過程の理解に役立てられることが期待される。

4-5 生物地球化学の特性

海水の特徴の一つは、内部にブラインと呼ばれる高塩分水の液体相が散在し、この液体相は様々な化学物質や栄養塩を含有してアイスアルジのような微細な生物に棲息環境を提供していることである。海水は風や海流の作用により流動して内部の化学物質や生物を運搬する役割を担う。春先に海水の融解とともにこれらが海洋に放出されると植物プランクトンのブルームが生じて繁殖し、極域海洋の一次生産を支える (Arrigo, 2003; Mustapha and

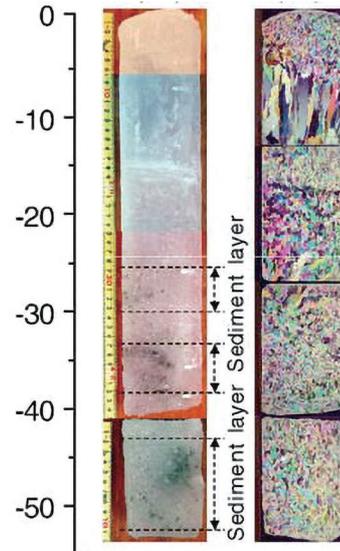


図15：海水内部に見られた有色のセディメント層と海水の結晶構造 (Nomura et al. (2010) より抜粋)

Figure 15: Colored sediment layers and crystal alignments of sampled sea ice. (cited from Nomura et al. (2010))

Saito, 2008)。従来、オホーツク海の海水研究は主に物理的な特性が対象となることが多く、生物や化学に関するデータは非常に限られていた。しかし、海水は生物地球化学的な視点から見るとオホーツク海の物質循環の一翼を担うと考えられるため、この海域の海水にはどのような化学物質や生物が存在して生態系や物質循環にどのように寄与しているのか、観測から実態を明らかにすることは重要である。

観測においては採取時にブラインが脱落してしまわないように効率良く海水をサンプリングする必要があり、バスケット観測がここでも大変有効に機能した。2007～2008年に取得したサンプルを分析した結果、海水にはしばしば有色のセディメント層が見られ (図15)、そこには海水直下の海水に比べて特にリン酸やケイ酸などの栄養塩が顕著に多く含まれること、大気起源の NO_3 や NH_4 が積雪層に多く見られ雪ごおりの生成というプロセスを通して海水内部に取り込まれていることなどが明らかになった (Nomura et al., 2010)。

また、2010～2011年に取得したサンプルからは海水中の鉄濃度が直下の海水に比べて極めて高いことが判明し (図16)、鉄とアルミニウムの濃度の相関が良いことから鉱物起源とも推定された (Kanna et al., 2014)。すでに南極海では海水中に高濃度の鉄が存在することが報告されていたが (e.g. Lannuzel et al., 2007), オホーツク海で実証されたのは初めてであった。このように海水は栄養塩や

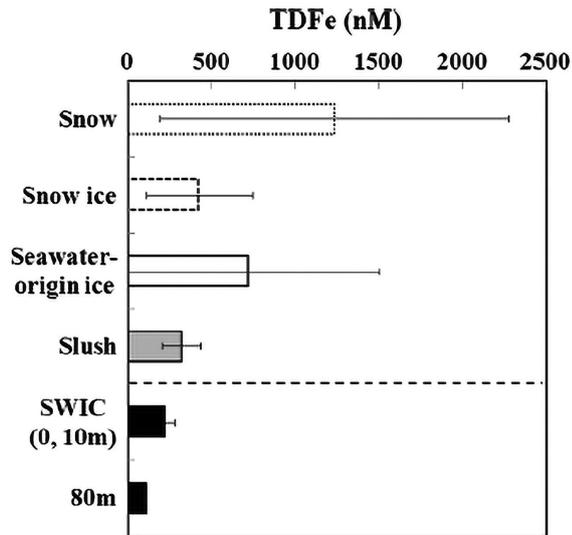


図16: 海水上の積雪、雪ごおり、海水起源の海水、スラッシュ、海水下の海水に含まれる鉄濃度（2010年と2011年に採取された計9つのサンプルの解析結果をまとめたもの）

(Kanna et al. (2014)より抜粋)

Figure 16: Iron concentrations within overlying snow, snow ice, seawater-origin sea ice, slush, underlying seawater, compiled from 9 samples collected in 2010 and 2011. (cited from Kanna et al. (2014))

鉄などを取り込んで輸送する役割が示されたのであるが、とりわけ鉄の輸送は重要な意味がある。鉄は光合成を促進する働きがあるため、春先に海水がオホーツク海南部で融解して放出された大量の鉄が生物活動を活発化することが予想される。海水によって運ばれた鉄が春先の融解後に海洋表層に供給されて植物プランクトンのブルームに寄与していることは、その後同じ海域で実施された海水のない2013年11月と海水に覆われた2014年2月の海洋の鉄濃度鉛直分布との比較観測によって明らかにされた(Kanna et al., 2018)。一方、2019年に実施された観測で採取された海水サンプルの解析および培養実験からは、海水中のアイスアルジが植物プランクトンのブルームの際にシーディングの役割を果たしている可能性も指摘された(Yan et al., 2020)。海水中の鉄分とアイスアルジのシーディングのどちらの効果がブルームにより多く寄与しているのか興味深い。いずれにせよ、観測海域はオホーツク海北方から東樺太海流に乗って海水が流れ着く終着点である。春先に海水が融解することにより、大量の淡水を供給して海洋構造に影響を与えると同時に、海水中に含まれる微量栄養物質である鉄分やアイスアルジを供給することで春季ブルームをもたらし、知床周辺の豊かな生態系を支える要因の一つとなりうることが示唆された。今後さらにデータを収集してこのことを実証してゆく必要がある。

4-6 海氷面積・体積の長期変動特性

「そうや」観測は四半世紀を過ぎて年々変動の特性もある程度議論できるデータが蓄積した。気象データからは、年による変動は大きいものの気温($+0.72 \pm 1.33^\circ\text{C}/\text{dec}$)も水蒸気圧($+0.45 \pm 0.39 \text{ hPa}/\text{dec}$)も増加傾向を示し温暖化の兆候が認められた。海水データは厚さや変形氷の情報を含む点にこの観測の新規性があり、衛星から得られる海水面積データを組み合わせると海水体積の年々変動についてもある程度議論が可能となる。世界の海水域を見渡してもこれほど継続した実測の氷厚データは稀有なため、この海域の解析結果は他の季節海水域にも参考になるであろう。そこで、これまで得られた観測データを基に、衛星データを組み合わせることでこの海域の氷況の年々変動の特性とその要因を考察した(Toyota et al., 2022b)。ここではその概略を紹介する。

海水面積を求めるための海水密接度データは同一基準でできるだけ長い期間をカバーするデータセットとして、衛星マイクロ波SSM/I-SSMISから導出されたデータ(1988～2020年、水平解像度25 km)を用いた。南部(N46°以南)の特徴を見出すためにオホーツク海全域を解析の対象としてオホーツク海を6つの海域に区分し(図17)、観測期間の代表として2月15日を解析対象日としてそれぞれの海域における海水面積の経年変動を調べた。また、力学的な変動要因を探るためにAMSR-E&2(36GHz)から導出された海水漂流速度データ(2003～2020年、水平解像度60 km)を、熱力学的な海水結氷環境を診断するために気象再解析データ(ERA5, 1988～2020年、0.25度間隔)も併せて解析した。

解析の結果、北緯46度以南の海水面積は顕著な減少傾向を持つ中部・北部($\sim -10\%/\text{decade}$)とは異なる変動特性を示し、観測から昇温傾向が見られたにもかかわらず微増傾向($+0.83\%/\text{decade}$)を示すことがわかった(図17)。オホーツク海全体の減少傾向($-7.13\%/\text{decade}$)を制御するのは北部・中部と言える。海水面積の相関係数でみると、北緯46度以南と99%の有意水準で有意な相関をもつのは直北の北緯46～50度の領域のみであり、北部や中部との相関は低い。

海水体積の多い年は変形氷が卓越した年にほぼ対応しており(図18)、熱力学的な結氷環境にはほとんど依らないことが示された。この海域の海水量を支配する要因として海水の力学的な変形過程の重要性が窺える。漂流速度分布の解析結果からは、①顕著なピークが現れる年は60 km間隔のグリッドデータから計算される単純な収束量では説明がつかず、海水レオロジーの理論(Rothrock,

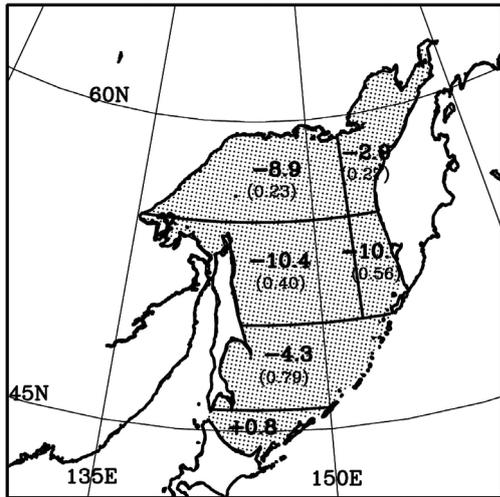


図17: 各海域の結氷期(2月15日)の海水面積の経年変化傾向(単位は % / decade、カッコ内の数字は海水面積について北緯46度以南の領域との相関係数、オホーツク海内の衛星データのグリッドも合わせてプロットした)

Figure 17: Interannual trends of sea ice area in the growth season (February 15) for individual regions (unit: % per decade). The parenthesized numbers denote correlation coefficients between each region and the region south of N46°. The grids of satellite data sets used for calculating sea ice area are also shown by dots.

1975) を基に、変形場におけるシア成分を考慮する必要があること、②変形氷の発達は平均的な漂流速度場の影響よりも、散発的な変形イベントの有無が効いていそうなことなどがわかった。

以上の結果から、海水の体積量の多寡を本質的に決定づけるのは海水の変形過程と言えそうであるが、変形過程はあくまで海水の再分配であり、新たに海水を生み出すわけではないことには留意する必要がある。一見、矛盾に見えるがこの結果は以下のように解釈される。すなわち、海水が変形過程で乗り重なることにより創り出された開放水面では熱が海面から盛んに放出されるため、より多くの海水が生み出されることになる。このため結果として、変形過程が活発なほど海水量は増えることになる。実際、変形過程が活発に生じるのは低気圧の通過時であり、低気圧の通過後には寒気の流入により開放水面で多くの海水が生成される様子がしばしば観察される。

見方を変えると、現在、海水量の多寡を制御するのは変形過程であったとしても、将来温暖化により結氷そのものが生じにくくなった場合には熱力学的な結氷環境はより本質的に海水体積の支配要因となる可能性がある。この海域の結氷量に最も寄与するのは気温に敏感な顕熱フラックスであることを考慮すると、近い将来、そのような状況は十分想定される。現在はその過度期であり、活

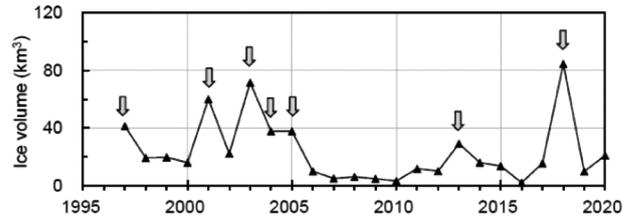


図18: オホーツク海南部(北緯46度以南)の海水体積量の経年変化

海水面積は衛星マイクロ波データから求め、目視観測の結果から得られた氷厚を乗じることにより計算した。矢印は顕著に海水体積が多い年を表す。(Toyota et al. (2022b)より抜粋)

Figure 18: Interannual variability of sea ice volume in the southern Sea of Okhotsk (south of N46°), which was estimated by multiplying satellite-derived sea ice area with average ice thickness obtained from visual observations. Arrows show the significantly prominent ice volume years. (cited from Toyota et al. (2022b))

発な力学過程により海水量が増加するのは海水生産量が減少しつつある状況下での一種の負のフィードバックと見ることができるかもしれない。

ここで得られた結果は氷況変動の予測の難しさを示すとともに、海水の変形過程を数値モデルで再現するためには適切なパラメタリゼーションが必要であることを示唆している。この点は他の季節海水域にも適用可能な結論と言えるであろう。

5. 海水研究の中で「そうや」によるオホーツク海観測が果たしてきた役割

本節では前節で紹介したいくつかの観測成果の海水研究における位置づけについて少し考察してみたい。まず、表面熱収支の解析は北極域を対象に見積もった手法(Maykut, 1978)をオホーツク海南部に適用することにより、北極域とは気候が異なるこの海域の平均的な結氷環境を特徴づけることができた。北極海では1%にも満たない開放水面が表面熱収支に非常に重要な役割を担うことが報告されたが、この海域でもフラックスの値こそ10分の1程度であるものの、やはり開放水面は海水域全体の表面熱収支に本質的な寄与をしており気団変質に影響を及ぼしていることが示された。これらの結果は、その後、より直接的な航空機観測を通してオホーツク海の水盤間のリードが気団変質に果たす重要性を明らかにしたInoue et al. (2005)の研究、衛星マイクロ波データを用いて表面熱収支をオホーツク海全海域、全季節に拡張したOhshima et al. (2003)、さらに塩分収支も含めてデータセットを構築したNihashi et al. (2012)、開放水面やポリニヤでの

海水生産量がオホーツク海の海水量を定める上で本質的であることを示したKashiwase et al. (2014) などの研究につながる下地となったと見ることもできよう。特に氷縁域での気団変質は極域に共通した重要なテーマである (Renfrew et al., 2021) ので今後も発展性がある課題と考えられる。

海水の構造特性で特に強調したい点は、フラジルアイス起源の粒状氷が卓越していること、それに多くの海水が何枚もの氷盤が重なった構造をもつことである。これらは海水の生成・成長過程において力学的プロセスが非常に重要な役割を果たすことを示す。解析結果は定量的にも南極海水と類似していることから、波や風の影響を受けやすい季節海水域に共通した性質と考えられる。ただし、これらのプロセスは実態がよくわかっていないため、気候モデルの中では十分に表現されておらず海水予測の精度を上げるためには改善が必要とされている課題である。

たとえば、フラジルアイスの生成から粒状氷が生成されるまでは波による輸送・集積、波の減衰、グリーンアイスの固化などいくつもの段階があって (Martin and Kauffman, 1981)、実はそう単純ではない。現在、北極海では季節海水域が進んでおり (Onarheim et al., 2018)、現場海水観測からは粒状氷の割合の増加も報告されている (Wang et al., 2020)。粒状氷は今後益々重要となる可能性があるため現場観測や室内実験などを通して実態を定量的に解明してゆく必要がある。力学的な変形過程 (ラフティングとリッジング) は平均氷厚の経年変動からもその重要性が示され、季節海水域の海水の成長過程や氷厚分布の形成において重要な役割を果たしていることがわかった。しかしながら、観測の困難さもあってこのプロセスは今なお十分には解明されておらず、気候モデルで氷厚変動の予測精度を下げる一因となっている (Rampal et al., 2011)。今後、衛星観測などから変形氷を精度よくモニタリングする手法を開発して変形過程をパラメタライズする研究が必要とされる。我々の観測結果はこれらの課題に対して改めて問題提起したと言えるかもしれない。

結氷過程におけるフラジルアイスの重要性は生物地球化学の観点からもうかがえる。海水内のセディメントを含む有色層は粒子氷の層にみられた (Nomura et al., 2010)。このことはフラジルアイスが生成される際に海底から巻き上がった粒子を取り込んでいることを示唆する。実際、サハリン北部沿岸に設置したADCP係留計からはフラジルアイスが鉛直対流で30 m深まで達していること、水深約100 mの海底からのセディメントの巻き上がりがこの深さ

まで達していることが示された (Ito et al., 2017)。Kanna et al. (2014) が示した海水内の高濃度の鉄もこのようにして海底の鉱物から海水中に取り込まれている可能性がある。これは南極など他海域にも共通する課題なので、詳細なプロセスの解明が期待される。

最後に、氷盤の大きさ分布の解析結果で強調したい点は次の通りである。①直径100 m以下の小さな氷盤の大きさ分布の特性が初めて示されたこと、②氷盤分布の形成にはスケールに応じて複数のプロセスがあること、③小さな氷盤にも自己相似性が見られること。①は以前から海水の移流や融解過程でその重要性が指摘されていたが、限られた領域とはいえ詳細な解析を通して端緒を開くことができた。②は小さな氷盤の分布は波-海水相互作用による破碎過程の重要性を示唆しており、その分野の研究者と共同で南極海水縁域での波-海水相互作用の現場観測の実施に結び付けることができた (Kohout et al., 2014)。③は氷盤分布が組織的な構造を持っておりパラメタリゼーションの実現可能性を示せた点に意味がある。このことは氷盤同士が作用する海水の力学的なふるまいにも自己相似性が存在することを示唆しており、海水レオロジーを考察するうえでも重要な基本的な性質と言える。現在、氷盤分布を気候モデルに予測変数として取り入れる試みもなされており (Roach et al., 2018)、今後の発展が期待される課題である。

6. 結語

前節の議論から、本稿で取り上げたトピックは互いに関連しあっていて海水特性の全体像を理解するには多角的に研究を進める必要があることがわかる。現在、北極海は季節海水域化が進んでおり、また、南極域も海水面積はこれまでの微増傾向から2016年以降は減少傾向に転じて変動が大きい。このことは、これまで海水の安定した状態を前提に成り立っていた概念や定式化を実態に基づいて再考することを促す。すなわち、海水についてより本質的な問題を解決してゆく必要がある。オホーツク海は典型的な季節海水域であり年々変動も激しい。従って、様々な状況の中での季節海水の振る舞いを理解するためのモデル海域とみなすこともできよう。これまでの30年近い観測結果からこの海域ならびに季節海水域の特性が少しずつ見えてきた。また、波-海水相互作用の重要性など新たな問題提起をすることもできた。今後もオホーツク海の海水分布の変動予測のための基礎資料はもちろんのこと、北極・南極域の海水分布の変動予測に繋がる

ような普遍的な研究を進めてゆく必要がある。巡視船「そうや」を用いた観測はそのためのプラットフォームとしての役割を今後も担ってゆくことができれば幸いと考えている。

謝辞

本研究を推進するに当たっては第一管区海上保安本部および巡視船「そうや」の各関係者の皆様には大変お世話になりました。また、北海道大学低温科学研究所の関係者、特に本観測の立ち上げに尽力された若土正暁氏と大島慶一郎氏、協働して観測を実施してきた西岡純氏をはじめとする多くの同僚や大学院生、それに多くの技術職員、事務職員にもお世話になりました。この場を借りて感謝申し上げます。

参考文献

- 青田昌秋, 白澤邦男, 大井正行, 石川正雄, 福士博樹(1987) 北大氷海域気象・海象観測システムとそれによる研究計画について. 低温科学, Ser. A, **46**, 179-183.
- 青田昌秋, 石川正雄, 植松恵理子 (1988) 北海道沿岸の流氷量の変動. 低温科学, Ser. A, **47**, 160-175.
- 青田昌秋 (2013) 流氷の世界, 気象ブックス038, 成山堂, 158PP.
- 赤川正臣 (1982) 海氷の観測, 気象研究ノート, **145**, 247-277.
- 赤川正臣(1984)海氷と気候, 測候時報, **51**(6), 1-28.
- Arrigo, K.R. (2003) Primary production in sea ice. In Sea Ice. edited by D.N. Thomas and G.S. Dieckmann, Blackwell Science, Oxford, 143-183.
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang and Qi-F. Bai (1991) Synoptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958-1987. *Monthly Weather Review*, **119**(6), 1407-1418. doi:10.1175/1520-0493(1991)119<1407:SCOCOE>2.0.CO;2
- Comiso, J. C. and F. Nishio (2008) Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *J. Geophys. Res.*, **113**, C02S07. doi:10.1029/2007JC004257
- Dierking, W. and T. Busch (2006) Sea ice monitoring by L-band SAR: An assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **44**(2), 957-970. doi: 10.1109/TGRS.2005.861745
- Fukamachi, Y., G. Mizuta, K. I. Ohshima, T. Toyota, N. Kimura and M. Wakatsuchi (2006) Sea ice thickness in the southwestern Sea of Okhotsk revealed by a moored ice-profiling sonar. *J. Geophys. Res.*, **111**, C09018. doi:10.1029/2005JC003327
- 福富孝治 (1950a) 海氷の研究 (第3報) 沿岸海氷の生成についての理論的考察. 低温科学, **3**, 131-142.
- 福富孝治 (1950b) 海氷の研究 (第4報) オホーツク海中央部に於ける結氷の生成についての理論的考察. **3**, 143-157.
- 福富孝治, 楠宏, 田畑忠司 (1954) 海氷の研究 (第21報) — 北海道オホーツク海沿岸の海氷調査一. 低温科学, Ser.A, **13**, 59-103.
- Granskog, M.A., H. Kaartokallio and H. Kuosa (2010) Sea Ice in Non-Polar Regions. In "Sea Ice" 2nd ed., 531-577, Blackwell Publishing Ltd.
- Gyakum, J.R., J.R. Anderson, R.H. Grumm and R.L. Gruner (1989) North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983. *Mon. Weather Rev.*, **117**(6), 1141-1155. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1141:NPCCSSC>2.0.CO;2
- Haas, C. (1998) Evaluation of ship-based electromagnetic-inductive thickness measurements of summer sea-ice in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **27**, 1-16.
- Holt, B. and S. Martin (2001) The effect of a storm on the 1992 summer sea ice cover of the Beaufort, Chukchi, and East Siberian seas. *J. Geophys. Res.*, **106**(C1), 1017-1032.
- Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura and K. Takeuchi (1999) Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk. *J. Climate*, **12**, 3347-3358.
- Inoue, J., M. Honda and M. Kawashima (2001) Air mass transformation processes over the southwestern region of the ice-covered Sea of Okhotsk during cold air outbreaks. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **79**, 657-670.
- Inoue, J., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi and M. Wakatsuchi (2005) Aircraft observations of air-mass modification over the Sea of Okhotsk during sea-ice growth. *Boundary-Layer Meteorology*, **117**, 111-129. Doi: 10.1007/s10546-004-3407-y
- 石川信敬, 小林俊一 (1984) 薄い海氷上における熱収支の特徴. 雪氷, **46**(3), 109-119.
- 一般財団法人 日本水路協会 (2022) 日本水路史百五十年 1871-2021, 524pp.
- Ito, M., K.I. Ohshima, Y. Fukamachi, G. Mizuta, Y. Kusumoto and J. Nishioka (2017) Observations of frazil ice formation and upward sediment transport in the Sea of Okhotsk: A

- possible mechanism of iron supply to sea ice. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **122**, 788-802. doi:10.1002/2016JC012198
- Iwamoto, K., K. Domon, M. Honda, Y. Tachibana and K. Takeuchi (2001) Estimation of surface heat flux based on rawinsonde observation in the southwestern part of the Sea of Okhotsk under ice-covered condition. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**(2), 687-694.
- Jeffries, M.O., A.P. Worby, K. Morris and W.F. Weeks (1997) Seasonal variations in the properties and structural composition of sea ice and snow cover in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *J. Glaciol.*, **43**, 138-151.
- Kanna, N., T. Toyota 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. Doi:10.1016/j.ocean.2014.04.012
- Kanna, N., Y. Shibano, T. Toyota and J. Nishioka (2018) Winter iron supply processes fueling spring phytoplankton growth in a sub-polar marginal sea, the Sea of Okhotsk: Importance of sea ice and the East Sakhalin Current. *Mar. Chem.*, **206**, 109-120. Doi:10.1016/j.marchem.2018.08.006
- Kashiwase, H., K. I. Ohshima and S. Nihashi (2014) Long-term variation in sea ice production and its relation to the intermediate water in the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 21-32. Doi: 10.1016/j.ocean.2014.05.004
- Kohout, A.L., M.J.M. Williams, S.M. Dean and M.H. Meylan (2014) Storm-induced sea-ice breakup and the implications for ice extent. *Nature*, **509**, 604-607. doi: 10.1038/nature13262
- 楠宏 (1954) 日本の海水研究概要. 低温科学物理篇, **12**, 145-159.
- Kwok, R. (2018) Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958-2018). *Environ. Res. Lett.*, **13**, 105005. Doi: 10.1088/1748-9326/aae3ec
- Lange, M.A. and H. Eicken (1991) Textural characteristics of sea ice and the major mechanism of ice growth in the Weddell Sea. *Ann. Glaciol.*, **15**, 210-215.
- Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de Jong, J.-L. Tison and L. Chou (2007) Distribution and biogeochemical behaviour of iron in the East Antarctic sea ice. *Mar. Chem.*, **106**, 18-32. doi:10.1016/j.marchem.2006.06.010
- Lu, P., Z.J. Li, Z.H. Zhang and X.L. Dong (2008) Aerial observations of floe size distribution in the marginal ice zone of summer Prydz Bay. *J. Geophys. Res.*, **113**, C02011, doi:10.1029/2006JC003965.
- Martin, S. and P. Kauffman (1981) A field and laboratory study of wave dumping by grease ice. *J. Glaciol.*, **27**, 283-313.
- Matsuzawa, T., H. Shimoda, T. Takimoto, D. Wako, K. Izumiyama and S. Uto (2023) Full-scale experiments of JCG Patrol Vessel SOYA from 1991 to 2013 in the southern Sea of Okhotsk. *Okhotsk Sea and Polar Oceans Research*, **7**, 7-12.
- Maykut, G.A. (1978) Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **83**(C7), 3646-3658.
- 宮川和夫 (1991) 網走ニクルの丘から. 月刊気象, **35**(3), 4-6.
- Mizuta, G., K.I. Ohshima, Y. Fukamachi, M. Itoh and M. Wakatsuchi (2004) Winter mixed layer and its yearly variability under sea ice in the southwestern part of the Sea of Okhotsk. *Cont. Shelf Res.*, **24**, 643-657. doi:10.1016/j.csr.2004.01.006
- Mustapha, M.A. and S. Saito (2008) Observation of sea ice interannual variations and spring bloom occurrences at the Japanese scallop farming area in the Okhotsk Sea using satellite imageries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **77**, 577-588.
- Nakamura, H., T. Toyota and M. Ohbayashi (1986) Geographical distribution of the ratio of lengths of warm fronts to cold fronts in the northern hemisphere during 1978-1979 winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**(4), 519-529.
- 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, 1955-2004. *Geophys. Res. Letters*, **34**, L04602. Doi: 10.1029/2006GL028243
- Nihashi, S., K. I. Ohshima and N. Kimura (2012) Creation of a heat and salt flux dataset associated with sea ice production and melting in the Sea of Okhotsk. *J. Climate*, **25**, 2261-2278. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00022.1
- Nomura, D., J. Nishioka, M.A. Granskog, A. Krell, S. Matoba, T. Toyota, H. Hattori and K. Shirasawa (2010) Nutrient distributions associated with snow and sediment-laden layers in sea ice of the southern Sea of Okhotsk. *Mar. Chem.*, **119**, 1-8.
- Ohshima, K. I., T. Watanabe and S. Nihashi (2003) Surface heat budget of the Sea of Okhotsk during 1987-2001 and the role of sea ice on it. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**(4), 653-677.
- Ohshima, K. I., S. Nihashi, E. Hashiya and T. Watanabe (2006) Interannual variability of sea ice area in the Sea of Okhotsk: Importance of surface heat flux in fall. *J. Meteor. Soc. Japan*,

- 84(5), 907-919.
- 岡田武松(1935)気象学, 下巻, 岩波書店, 263-270.
- Onarheim, I. H., T. Eldevik, L. H. Smedsrud and J. C. Stroeve (2018) Seasonal and regional magnification of Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **31**, 4917-4932. doi:10.1175/JCLI-D-17-0427.1
- Ono, N. (1966) Specific Heat and Heat of Fusion of Sea Ice, *Proceedings of International Conference on Low Temperature Science*, **1**(1), 599-610.
- Parkinson, C. L. and A. J. Gratz (1983) On the seasonal sea ice cover of the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **88**(C5), 2793-2802. doi:10.1029/JC088iC05p02793
- Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri (2008) Arctic sea ice variability and trends, 1979-2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, C07003. doi:10.1029/2007JC004558
- Parkinson, C.L. and D.J. Cavalieri (2012) Arctic sea ice variability and trends, 1979-2010. *The Cryosphere*, **6**, 881-889. doi:10.5194/tc-6-881-2012
- Perovich, D.K. and K.F. Jones (2014) The seasonal evolution of sea ice floe size distribution. *J. Geophys. Res.*, **119**, 8767-8777. doi:10.1002/2014JC010136.
- Rampal, P., J. Weiss, C. Dubois and J. - M. Campin (2011) IPCC climate models do not capture Arctic sea ice drift acceleration: Consequences in terms of projected sea ice thinning and decline. *J. Geophys. Res.*, **116**, C00D07. Doi: 10.1029/2011JC007110
- Renfrew, I.A., C. Barrell, A.D. Elvidge, J.K. Brooke, C. Duscha, J.C. King, J. Kristiansen, T. Lachlan Cope, G.W.K. Moore, R.S. Pickart, J. Reuder, I. Sandu, D. Sergeev, A. Terpstra, K. Vague and A. Weiss (2021) An evaluation of surface meteorology and fluxes over the Iceland and Greenland Seas in ERA5 reanalysis: The impact of sea ice distribution. *Q. J. R. Meteorol Soc.*, **147**, 691-712. Doi: 10.1002/qj.3941
- Roach, L.A., C. Horvat, S.M. Dean and C.M. Bitz (2018) An emergent sea ice floe size distribution in a global coupled ocean-sea ice model. *J. Geophys. Res: Oceans*, **123**, 4322-4337. Doi: 10.1029/s017JC013692
- Rothrock, D.A. (1975) The energetics of the plastic deformation of pack ice by ridging. *J. Geophys. Res.*, **80**(33), 4514-4519.
- Rothrock, D. A. and A.S. Thorndike (1984) Measuring the sea ice floe size distribution. *J. Geophys. Res.*, **89**(C4), 6477-6486.
- Screen, J.A. (2017) Simulated atmospheric response to regional and Pan-Arctic sea ice loss. *J. Clim.*, **30**(11), 3945-3962. Doi:10.1175/JCLI-D-16-0197.1
- Shimoda, H., T. Endo, K. Muramoto, N. Ono, T. Takizawa, S. Ushio, T. Kawamura and K. I. Ohshima (1997) Observations of sea-ice conditions in the Antarctic coastal region using ship-board video cameras (in Japanese), *Antarctic Record*, **41**, 355-365.
- Steer, A., A. Worby and P. Heil (2008) Observed changes in sea-ice floe size distribution during early summer in the western Weddell Sea. *Deep-Sea Res. Part II*, **55**, 933-942.
- 田畑忠司(1978)流水：北海道の自然7, 北海道新聞社.
- Toyota, T., J. Ukita, K. I. Ohshima and M. Watsuchi (1999) A measurement of sea ice albedo over the southern Okhotsk Sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**(1), 117-133.
- Toyota, T. and M. Wakatsuchi (2001) Characteristics of the surface heat budget during the ice-growth season in the southern Sea of Okhotsk. *Ann. Glaciol.*, **33**, 230-236.
- Toyota, T., T. Kawamura, K.I. Ohshima, H. Shimoda and M. Wakatsuchi (2004) Thickness distribution, texture and stratigraphy, and a simple probabilistic model for dynamical thickening of sea ice in the southern Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res. - Oceans*, **109**, C06001. doi:10.1029/2003JC002090
- Toyota, T., S. Takatsuji and M. Nakayama (2006) Characteristics of sea ice floe size distribution in the seasonal ice zone. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L02616, doi:10.1029/2005GL024556
- Toyota, T., S. Takatsuji, K. Tateyama, K. Naoki and K. I. Ohshima (2007) Properties of sea ice and overlying snow in the southern Sea of Okhotsk. *J. Oceanogr.*, **63**, 393 - 411.
- Toyota, T., K. Nakamura, S. Uto, K. I. Ohshima and N. Ebuchi (2009) Retrieval of sea ice thickness distribution in the seasonal ice zone from airborne L-band SAR. *Int. J. Remote Sens.*, **30**(12), 3171-3189. Doi:10.1080/01431160802558790
- Toyota, T., S. Ono, K. Cho and K. I. Ohshima (2011a) Retrieval of sea-ice thickness distribution in the Sea of Okhotsk from ALOS/PALSAR backscatter data. *Ann. Glaciol.*, **52**(57), 177-184.
- Toyota, T., Haas, C., Tamura, T. (2011b) Size distribution and shape properties of relatively small sea-ice floes in the Antarctic marginal ice zone in late winter. *Deep-Sea Res. II*, **58**, 1182-1193.
- Toyota, T., J. Ishiyama and N. Kimura (2021) Measuring deformed sea ice in seasonal ice zones using L-Band SAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **59**(11), 9361-9381. Doi: 10.1109/

- TGRS.2020.3043335
- Toyota, T., Y. Arihara, T. Waseda, M. Ito and J. Nishioka (2022a) Observations of ice cakes with a drone in the southern Sea of Okhotsk. *Proceedings of the 36th International Symposium on Okhotsk Sea & Polar Oceans 2022*, Mombetsu, Japan, February 21-23, 237-240.
- Toyota, T., N. Kimura, J. Nishioka, M. Ito, D. Nomura and H. Mitsudera (2022b) The interannual variability of sea ice area, thickness, and volume in the southern Sea of Okhotsk and its likely factors. *J. Geophys. Res.*, **127**, e2022JC019069. Doi: 10.1029/JC019069
- Ueda, H., M. Kuramochi and H. Mitsudera (2023) Interannual variations of sea-ice extent in the Okhotsk Sea – Pan-Okhotsk climate system perspective. *Atmosphere-Ocean*, **61**(4), 234-245. Doi: 10.1080/07055900.2023.2175639
- Uto, S., T. Toyota, H. Shimoda, K. Tateyama and K. Shirasawa (2006) Ship-borne electromagnetic induction sounding of sea-ice thickness in the southern Sea of Okhotsk. *Ann. Glaciol.*, **44**, 253-260.
- 若土正暁 (1996) オホーツク海研究の展望. 月刊海洋, **28**(9), 523-526
- 若土正暁, 大島慶一郎, 竹内謙介 (1996) オホーツク海研究プロジェクトの提案. 月刊海洋, **28**(9), 579-582.
- Wang, Q., P. Lu, M. Lepparanta, B. Cheng, G. Zhang and Z. Li (2020) Physical properties of summer sea ice in the Pacific sector of the Arctic during 2008-2018. *J. Geophys. Res.*, **125**(9), doi:10.1029/2020JC016371.
- Watanabe, K. (1967) Summary of drift ice in the Okhotsk Sea, Proceedings of Sapporo Conference 1966, Part I, *Physics of Snow and Ice*, published by Institute of Low Temperature Science, 667-686.
- Williams, M.Z., M. Gervais and C. E. Forest (2021) Causes and impacts of sea ice variability in the Sea of Okhotsk using CESM-LE. *Clim. Dyn.*, **56**, 2007-2021. doi:10.1007/s00382-020-05572-0
- Worby, A. P., M. O. Jeffries, W. F. Weeks, K. Morris and R. Jana (1996) The thickness distribution of sea ice and snow cover during late winter in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **101**, 28,441-28,455.
- Worby, A.P. and I. Allison (1999) A technique for making ship-based observations of Antarctic sea ice thickness and characteristics. Part I: Observational technique and results. *Antarctic Cooperative Research Centre Research Report*, **14**, 63 pp., University of Tasmania, Hobart, Australia.
- Worby, A.P., C.A. Geiger, M.J. Paget, M.L. Van Woert, S.F. Ackley and T.L. Deliberty (2008) Thickness distribution of Antarctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **113**, C05S92, doi:10.1029/2007JC004254.
- Yan, D., K. Yoshida, J. Nishioka, M. Ito, T. Toyota 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**, 613. Doi: 10.3389/fmars.2020.00613

海水域における大気との二酸化炭素交換過程

野村 大樹^{1), 2), 3)}

2023年11月10日受付, 2023年12月7日受理

従来、海水は大気—海洋間の物質交換を阻む存在と考えられてきた。しかし、海水は高塩分水であるブラインを含む多孔性の物質であり、大気との二酸化炭素(CO₂)交換が起きる可能性がある。本稿では、海水の物理特性と気体交換の関係性、室内実験や野外観測による海水—大気間のCO₂交換に関する理解の進展について述べる。また、近年進めつつあるデータ統合によるグローバルスケールでの海水域の炭素収支評価、海氷上でのCO₂交換に関する計測手法の確立のための取り組みについて紹介する。

CO₂ exchange process with atmosphere in sea ice areas

Daiki Nomura^{1,2,3}

Sea-ice has not been considered in estimations of biogeochemical cycles, especially in gas exchange, in ice-covered seas because of the assumption that sea-ice acts as a barrier for atmosphere—ocean exchange. However, recent works have shown that sea ice cover play an active role in the carbon dioxide (CO₂) exchange between the ocean and atmosphere. This paper describes the relationship between the physical properties of sea ice and gas exchange, laboratory experiments and field observation efforts, and progress in our understanding for sea ice—atmosphere CO₂ exchange. We also introduce our recent efforts to evaluate the carbon budget of sea ice areas on a global scale by integrating data and to establish methods for CO₂ exchange with the atmosphere in sea ice areas.

キーワード：海氷, ブライン, 二酸化炭素, 気体交換
Sea ice, brine, carbon dioxide, gas exchange

1. はじめに

大気中に蓄積する二酸化炭素(CO₂)は、大気から海洋に吸収されている。特に極域の海は低温であるため、溶解度が大きいこと(気体を海水中に溶かす能力は、水温が低いほど大きくなる)、栄養塩が豊富であり植物プランクトンが光合成活動を活発に行うことで、大気から海洋により

多くのCO₂が吸収される(Takahashi et al., 2012)。ただし、これらの知見は主に海洋観測などが比較的容易な海水が存在しない時期や場所のデータをもとに得られたものであり、海洋が氷に覆われる海水域についての情報は、基本的には含まれていない。

海氷は地球の海洋面積の約1割を占め、その存在は地球

連絡先

野村 大樹
北海道大学 北方生物圏フィールド科学センター
〒041-8611 北海道函館市港町 3-1-1 北海道大学函館キャンパス
Tel: 0138-40-8849
Email: daiki.nomura@fish.hokudai.ac.jp

- 北海道大学 北方生物圏フィールド科学センター
Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Hakodate, Japan
- 北海道大学 大学院水産科学研究院
Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Hakodate, Japan
- 北海道大学 北極域研究センター
Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, Japan

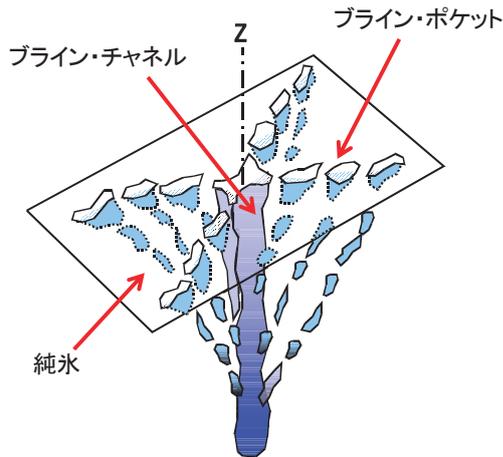


図1：海水内のブライン・チャンネルの模式図。ブライン・チャンネル内はブラインで満たされている。ブライン・チャンネルの周りには海水の純水部分から凍結した純氷が存在する。Lake and Lewis (1970)を改変。

Figure 1: Schematic illustration of brine-channel network in sea ice. Brine-channel is filled by the brine. Pure ice frozen from the pure water portion of the seawater exists around the brine channel. Modified from Lake and Lewis (1970).

の環境に大きな影響を与えている。例えば、海水の存在は、大気—海洋間での熱輸送 (Maykut, 1978)、海水表面での太陽光の反射効果(アルベド) (Shine and Henderson-Sellers, 1985)、海水内でのアイスアルジの繁茂を起点とした動物プランクトンや魚類に続く海水生態系 (Thomas et al., 2010) など、地球規模の気候変動や海洋環境に膨大な影響を与えている。そして、近年では、地球温暖化の影響による極域での急激な環境変動が懸念されている。

本稿では、海水の存在が、大気とのCO₂交換に与える影響について、まず海水の物理特性と気体交換の関係性について1960-1980年代に発表された成果の解説を行い、その後、現在に至るまでの海水—大気間のCO₂交換に関する室内実験や野外観測の取り組みと理解の進展について述べる。さらに、近年進めつつある海水域での大気とのCO₂交換データの統合によるグローバルスケールでの評価、観測手法の確立のための相互比較研究、若手育成についての取り組みについて紹介する。

2. 海水の物理特性と気体交換の関係性

海水は海水が凍ってできるが故に、湖などの淡水が凍ってできる淡水氷とは物理的性質が異なる。海水が成長していく過程において、海水中の純水部分が凍っていく。すると、海水中に含まれていた不純物である塩は追い出されて

結晶の周囲には塩が濃縮した液体が溜まってくる。これをブラインと呼ぶ。このブラインは海水の成長によって海水下に排出される際の抜け道としてブライン・チャンネル (Bennington, 1963) と呼ばれるものを海水内部に形成する (図1)。図のように木の幹のようなブライン・チャンネルが存在し、その周りには木の枝のようにポケット状のチャンネルが存在する。この幹の部分の太さは様々で直径1 から数ミリメートルのものまでである (Lake and Lewis, 1970)。融解期の海水などでは小指の太さほどに発達する場合もある (著者によるサロマ湖での観察例)。海水内ブライン・チャンネルや海水から排出されるブラインについての詳細な研究は、北海道大学低温科学研究所でも精力的に実施されてきた (Wakatsuchi and Ono, 1983; Wakatsuchi and Kawamura, 1987)。このように、海水は海水が凍るが故に海水の中にブライン・チャンネルが存在し、海水内部に上下に無数に分布するという、淡水氷にはない特殊な環境を作り出す。

1970年代に海水は多孔質であることに注目した気体透過性に関する室内実験が行われた (Gosink et al., 1976)。ブライン・チャンネルには、多くの気体成分が存在するということが、海水内部での気体の移動速度は、海水の温度が高いほど大きくなるということなど、室内実験を主軸とした海水の気体透過性に関する基礎研究が実施された。この実験により、海水の構造は多孔質であり、気体交換が起きる可能性が示された。一方で、この報告の10年以上前に、海水内の気体成分の分析が気象研究所の研究者によって既になされていた (Miyake and Matsuo, 1963; Matsuo and Miyake, 1966)。南極の氷山、雪、海水などあらゆる氷の中の気体成分の分析を実施し、陸の水に対して海水には最も多くの気体が含まれることを明らかにしていた。この報告は海水内の気体成分を測定した世界で初めての報告となる。

上記のような海水の物性を把握するための基礎研究がこの時代(1960から1980年代ごろ)に進んだ。しかし、その後は、地球温暖化などよりグローバルな視点に基づいた全球規模での炭素循環研究が進むこととなる。特にCO₂研究については、大気中に蓄積するCO₂が海洋のどこでどれほど吸収されるのかということの評価する時代に入った (例えばTakahashi et al., 2002)。しかし、観測ができない海水域はどうしても理解が進まなかった。そのため、炭素循環モデルにおいて、海水域では大気—海洋間のCO₂交換は無いものとされてきた (Yager et al., 1995; Sun and Matsumoto, 2010)。これは、海水域での炭素循環過程が不

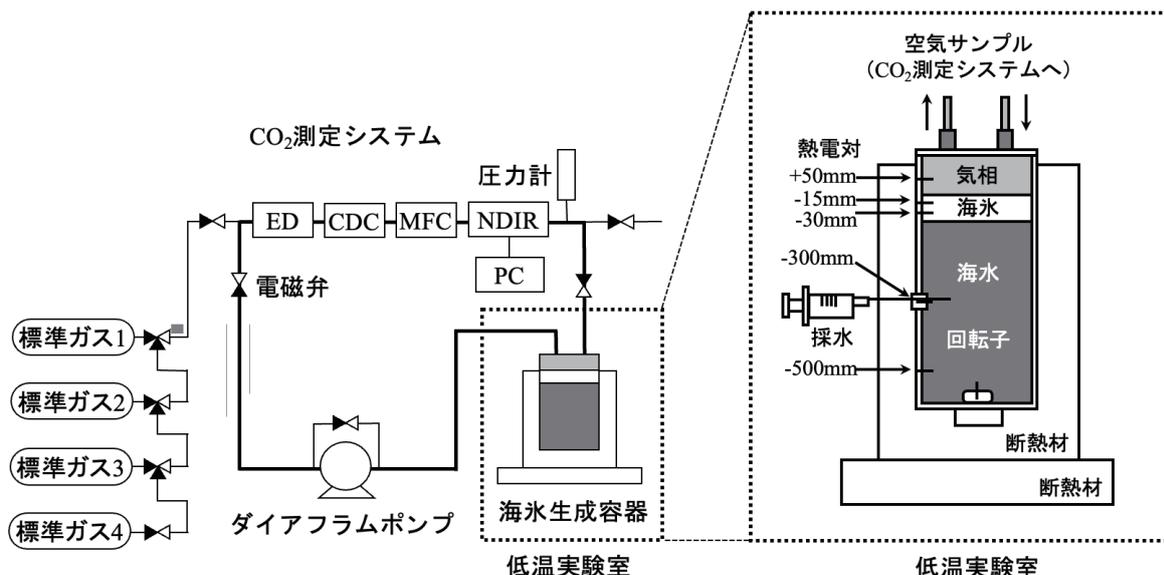


図2：海水生成容器(右)とCO₂測定システム(左)の模式図。アクリル製の海水生成容器に海水を60リットル入れ、蓋をして、海水生成時に気相内のCO₂濃度を測定することで海水—大気間CO₂交換を定量評価する。CO₂測定システムは、4種類の異なるCO₂濃度の標準ガス、NDIR (CO₂分析計)、MFC (流量計)、CDC (乾燥剤)、ED (電子冷却器)などから構成される。Nomura et al. (2006)を改変。
Figure 2: Schematic diagrams of the sea ice formation tank (right panel) and CO₂ measuring system (left panel). Seawater (60 L) was injected into the tank, and the top of the tank was covered with an acrylic board. CO₂ concentration in the head space of the tank was measured to calculate the CO₂ flux between sea ice and atmosphere interface. CO₂ measuring system was composed from four CO₂ standards gases, a non-dispersive infrared gas (NDIR) analyzer, a mass flow controller (MFC), a chemical desiccant column (CDC), an electric dehumidifier (ED). Modified from Nomura et al. (2006).

明であったことが一因であったと考えられる。上記のような海水中の気体成分分析や気体透過性など物性に関わる基礎研究は過去に盛んに実施されたが (Miyake and Matsuo, 1963; Matsuo and Miyake, 1966; Gosink et al., 1976), 自然界への適応や観測による海水域での気体透過性評価が困難なため、海水域の炭素循環過程は不明であるという点は当時(2000年代初めごろ)世界共通の認識であった。

そのような状況のなか、気象研究所(海水内の気体成分測定を世界で初めて報告した三宅氏と同じ研究室)で海洋のCO₂研究を精力的に進めていた吉川久幸氏が北海道大学に移った。丁度同じタイミングで大学院に入学した著者は、吉川氏の指導を受けることができる状況となった。長期航海中に間違えてコーラを凍らせてしまったということで、勿体ないので融かして飲んでみると炭酸が抜けてしまっていた、という結氷による脱炭素化現象の奇抜なアイデアを発端とし、海水の生成が大気—海洋間のCO₂交換に与える影響を、海水の物性にも着目しつつ、全球における海水の役割というグローバルな視点に基づいた研究が2004年ごろに開始された。海水に関しては、北海道大学低温科学研究所の豊田威信氏に、野外観測は、低温科学研究所環オホーツク観測研究センターの設立を機に低温科学研究所付属流

氷研究施設(紋別市)から札幌に移った白澤邦男氏に指導を受けた。

3. 海水—大気間でのCO₂交換の可能性の検証実験

北海道大学低温科学研究所には、海水生成実験を実施するための温度可変式の低温実験室が数多くあった。これらの低温実験室は、海水物理に関する様々な研究が実施された際に利用されてきた(例えば、Wakatsuchi and Ono, 1983)。その一室を利用して、結氷を再現し、海水—大気間でのCO₂交換過程を調べる実験を行った。著者は海水域での野外調査で明らかにしたいという気持ちを抑えつつも、まずは海水の物性などを制御できる室内実験で海水—大気間でのCO₂交換に関する現象を明らかにすることに集中した。

海水生成容器を低温実験室に設置し(図2)、海水が生成・成長する際の容器上部の気相中CO₂濃度を測定する実験を行った。海洋観測で使用する際に利用していた大型CO₂測定システムを冷凍室外のスペースに置き、テフロンチューブを用い、低温室内の海水生成容器と接続することで、気

相中CO₂濃度を高精度で測定することが可能となった。また、結氷実験中は、海水の成長に伴う膨張によって海水下海水の圧力増加を防ぐために、3時間ごとに海水生成容器の側面から採水を実施するなど、泊まり込みの実験を何度も繰り返した。

繰り返しによる結氷実験の結果、海水からCO₂が放出されて気相中CO₂濃度が増加する現象を捉えることが出来た (Nomura et al., 2006)。これは、海水中ブラインの塩分濃縮に伴う全炭酸濃度の増加、CO₂溶解度の減少、炭酸系の平衡の変化によって、海水内のCO₂濃度が、大気に対して過飽和となるため (Papadimitriou et al., 2003)、ブライン・チャンネルを通して海水から大気へCO₂が放出されたためであると結論づけた。本室内実験は、結氷時の海水が大気に対してCO₂の放出源として働くことを示唆した。また、海水から大気へのCO₂放出量は、海水成長速度の増加とともに増加した。海水成長速度は低温室温度が低いほどより大きくなる。そのため、海水の温度は、海水成長速度が大きいほど低くなる。

海水内ブラインの組成は、温度に大きく依存することが知られている (Assur, 1958)。ブラインとその周りにある純水の間では、温度変化によって、結氷や融解が繰り返されるため、ブラインの化学組成は、ブライン内の水分が抜き取られて濃縮したり、融解によって薄められたりすることで変化する。また、ブライン内での固体塩析出によっても化学組成は変化する。さらに、ブラインの体積も温度によって変化する (Cox and Weeks, 1983)。海水が低温であればあるほど、水分が凍結するため、ブラインの体積は小さくなる。本室内実験では、低温室の温度を変化させることで様々な海水成長速度での結氷実験を行い、海水の物性の違いと大気とのCO₂交換の関係性を明らかにした。室内実験は、自然環境ではさまざまな現象が複雑に入り混じっているため理解に困る事柄をそれぞれの諸現象に分別して一つ一つ詳細に解明していくことを可能とする。いわば基礎研究であり、普遍的な現象を追究するためのベースラインとなる有効な研究であることを当時修士課程であった著者は学んだ。

4. 野外観測での検証実験

室内での結氷実験より、海水—大気間でのCO₂交換について普遍的な現象であることが確認された。そのため、次のステップとして野外観測を試みた。しかしながら、海水

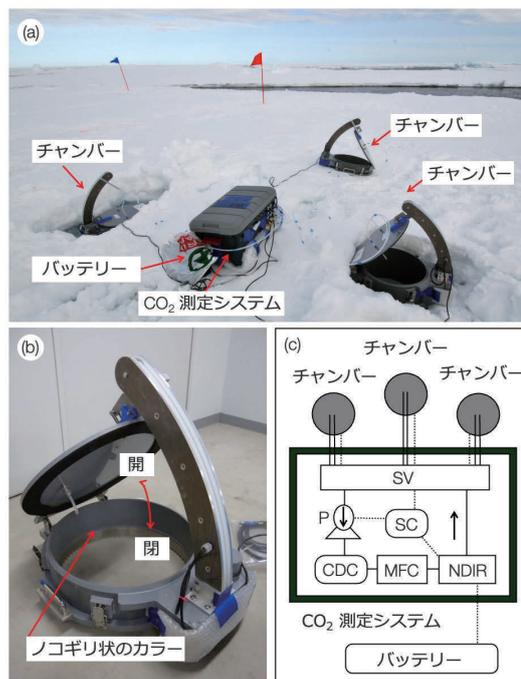


図3：北極スバルバル諸島北部海水上でのチャンバーによる海水—大気間CO₂交換測定の様子 (a)。チャンバーの詳細 (b)。CO₂測定システムの詳細 (c)。CO₂測定システムは、図2で示した機材に加え、SC (システムコントローラー)、P (ポンプ)、SV (電子バルブ) などから構成される。Nomura et al. (2013) を改変。

Figure 3: Photographs of the CO₂ flux chamber system installed over the sea ice north of Svalbard, Arctic Ocean (a) and scaled close up of one of the chambers (b). Schematic diagram of the CO₂ flux chamber system (c). In addition to the explanation in Figure 2, this system was composed by system controller (SC), pump (P), and solenoid valves (SV). Modified from Nomura et al. (2013).

と大気の間でのCO₂交換をどのように測定したらいいのかという問題に当時博士課程1年の著者は直面した。室内実験で使用した船舶用のCO₂測定システムは大型であり数人でも海水上に持ち運ぶことは不可能であった。そのため、研究室にあった部品を寄せ集め、低温環境下でも持ち運びを可能とするためにクーラボックスの中に収まるサイズのシステムを組んだ (Nomura et al., 2010a; 2010b)。また、氷上でのCO₂交換量を測定するためのためにチャンバー法を採用した。チャンバー法は、閉鎖形の容器を海水上に被せ、容器内のCO₂濃度を測定し、その濃度変化より海水面と大気間でのCO₂交換を定量評価するものである。

チャンバーを海水上に設置できるようにカラー (チャンバーを置く土台) 底部をノコギリ状にし、海水に食い込ませることで密閉できるような工夫を施したチャンバーを作成し、サロマ湖やアラスカ・バロー (ウトキアグヴィク) での観測を開始した (Nomura et al., 2010a; 2010b)。その

後、低温科学研究所の技術部によって開発・作成された自動開閉式チャンバー（図3）を用い、南極海や北極海の氷上観測を実施した（Nomura et al., 2013）. また、最近では陸域における土壌呼吸研究で使用されている市販のシステム（Nomura et al., 2018）や、CO₂以外の成分も測定可能な機器を併用し、海水—大気間の様々な成分に関する気体交換の定量評価がなされつつある（Nomura et al., 2020; 2022）.

上記に示すチャンバー法による海水—大気間のCO₂交換の定量評価を様々な季節・場所で実施した結果、開水域（海水がない海域）と同様に、海氷域においてもCO₂の放出や吸収が起きることが確認された（例えばNomura et al., 2013; Delille et al., 2014）. また、室内実験で得られた結果同様に、海水の物性とCO₂交換との間で見られる関係性についても確認された. これらの研究を通して、海水—大気間のCO₂交換は、1) 海水内部のCO₂濃度、2) 海水表面の物理形態、3) 海水—大気間の温度差による対流などの外的要因に依存することが明らかになった.

ここで1) の変化要因として、生物活動による光合成・呼吸と海水の生成・融解による海水の濃縮・希釈が挙げられる. 海水融解時の炭酸系成分と海水希釈率を調べたところ、海水内部のCO₂濃度の変化をもたらすのは、海水の生成・融解による海水の濃縮・希釈が支配的であった. ただし、時期や海域（海水の種類：例えば一年氷または多年氷）の違いによって生物活動による光合成・呼吸が支配的になる場合もあった. 次に2) の変化要因として、海水の表面に降り積もった雪の影響について、海水表面の状態とCO₂交換の関係を調べたところ、積雪量が増加すると海水—大気間のCO₂交換が著しく減少することが分かった（Nomura et al., 2010a; 2013）. これは海氷上に存在する積雪が海水と大気の間でのCO₂交換を物理的に阻害するためである. しかし、積雪深や積雪の密度によってCO₂交換の様子は変化するため、一概に積雪は海水—大気間のCO₂交換を阻害するものではない. 最後に3) の変化要因について述べる. 2) にも関連するが、海水の上に存在する積雪は断熱材として働く. 厳冬期の気温はマイナス30度になるにもかかわらず、積雪底部の温度は積雪の存在によりマイナス8度と比較的暖かい場合があった（Nomura et al., 2018）. 海水の温度は、海水内のブラインの塩分を決定する重要なパラメータである. ブラインの塩分が温度によって左右されるということは、CO₂などの溶存成分の濃縮具合も温度によって変わることを意味する. さらに、前述の通り海水の温度はブライン・

チャンネルの体積に影響する（Cox and Weeks, 1983）. 温度が低いとブラインの体積は小さくなり（純水部分が凍り、体積が小さくなる）、ブライン・チャンネル内での物質の動きが鈍くなる. するとCO₂などのガス成分の海水内での気体透過性も低くなる. ブラインの体積が海水全体の体積に対して5-7.5パーセント以下になると気体透過性がなくなるという報告もある（Golden et al., 1998; Pringle et al., 2009; Zhou et al., 2013）. よって、積雪の効果によって海水上部（積雪底部）の温度が大気に対して高く保たれることは、海水—大気間のCO₂交換にも大きく影響する. 特に厳冬期は、積雪の密度が低い（パウダースノーをイメージすると良い）ので、雪を通してCO₂の交換なども起きる（Nomura et al., 2018）.

また、積雪の影響による大気と海水表面の温度差は、対流を引き起こす原因となる. 温度の高い空気は上に行こうとするため混ぜられる. この時CO₂も同時に上方へと輸送される. その際、大気と海水内ブラインのCO₂の濃度差に加えて、この対流現象によってCO₂交換が促進される可能性がある（Nomura et al., 2018）. 近年、海氷上の積雪が増加する傾向が報告されている（例えばTison et al., 2019）ことから、対流現象が海水—大気間のCO₂交換に与える影響が今後より大きくなることが予想される. しかし、積雪量が増加すると前述のように海水—大気間のCO₂交換が著しく減少することがあるため、CO₂交換が促進されるか阻害されるかを予想することは難しい. このように海水を介した大気との気体交換過程は、単純ではなく、今後も詳細に検討する必要がある.

5. 温暖化による海氷環境の変化が大気との気体交換過程に与える影響

近年、地球温暖化の影響による極域での急激な環境変動が懸念されている. 北極海では海氷面積は激減するとともに、多年氷（夏にも融けない海水）から一年氷へのシフトが報告されており（Stroeve et al., 2012）、海水が果たす役割が時間の経過とともに変化することが考えられる. 多年氷は、海氷生成後時間が経っていること、融解期に生じるブライン脱落の効果により海水内の塩分が低くなる（Weeks and Lee, 1958）. また、積雪が融解し、再凍結した氷（スーパーインポーズドアイス）などは、淡水が凍結した氷であるため、ブラインの量も少なく気体交換するためのスペースがないため気体交換はほぼゼロとなる. このような結果は、淡水を結氷させた室内実験（Nomura et al., 2006）、



図4: 中央北極海でのMOSAiC時に実施したフローティングチャンバーによるリード—大気間CO₂交換測定の様子。アメリカ・ボルダークのグループが持ち込んだダイナミックチャンバー（外部からチャンバー内に空気を取り入れ、外部とチャンバー内のCO₂濃度差より交換量を評価する方法）と著者が持ち込んだクローズドチャンバー（閉鎖型：説明は本文参照）の比較実験を実施した。リードの水のCO₂濃度は大気に対して低く、大気からCO₂を吸収する結果が得られた。著者による撮影。

Figure 4: Photograph of the floating CO₂ flux chamber systems installed over the lead water surface during MOSAiC expedition in the central Arctic Ocean. Comparison experiments were examined for CO₂ flux measurement by dynamic chamber by USA team (CO₂ flux was calculated based on the CO₂ concentration difference between inside/outside of chamber) and closed chamber by our team (see detail in the text). CO₂ absorption from atmosphere was detected because the lead water CO₂ concentration was low with respect to that of atmosphere. Photograph was taken by author.

再凍結した氷上 (Nomura et al., 2011; 2013; Delille et al., 2014), 北極多年氷域 (Nomura et al., 2018) での研究より実際に確認されている。

また、夏季に発達するメルポンドと呼ばれる水たまりが海水表面に形成される。メルポンド内の水は、主に海水上にあった雪や海水表面の融解水によって構成されている。このメルポンドの水はCO₂濃度が大気に対して低いために、大気からのCO₂吸収源となることが指摘されている (Semiletov et al., 2004; Geilfus et al., 2015)。さらに、氷の割れ目であるクラックやリードもCO₂吸収が起きる可能性が指摘されている (Steiner et al., 2013)。海水量減少によって、より海水の動きが活発となりクラックやリードの形成が頻繁化する可能性があるため、より大気—海洋間での気体交換が活発化することが予想される (Parmentier et al., 2013)。近年実施された中央北極海での通年漂流観測 MOSAiC (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate) においては、メルポンドやリードの時系列観測を実施し、メルポンドやリード内部に形成される融解水層の物理構造変化とCO₂濃度の関係、大気とのCO₂交換過程に関して観測を実施した (図4) (Smith

et al., 2023)。また、積雪が多い南極海では、積雪底部に集積した積雪融解水で構成されるスラッシュ層の存在により、積雪を通して大気かCO₂吸収が起きることも報告されている (Nomura et al., 2013)。この様に、今後さらに融解が進むことで、海水そのもの様子が変化し、結果として大気とのCO₂交換過程にも変化が起きる可能性がある。

海水減少は海洋表層の光環境の改善をもたらすため、北極全体で基礎生産が増加すること (Arrigo and van Dijken, 2015)、海水の薄化により海水を通して太陽光が海水下に達しやすくなるため海水下で植物プランクトンのブルームが起ること (Arrigo et al., 2012) が報告されている。海水環境が変化することによって基礎生産が増加し、その結果、海洋表層の栄養塩やCO₂濃度が減少する。よって、生態系の変化も北極海表層の物質循環過程に影響を及ぼす要因の一つとして考慮する必要がある。

海水や氷河の融解によって大量の融解水が海洋に供給されている。融解水は密度が低いので、海洋の表面付近に留まる。そのため、大気との気体交換過程に直接影響を与

える。また、融解水は海水と混合することで、海洋炭酸系の変化や大気とのCO₂交換に変化をもたらす。しかしながら融解水が海洋のCO₂動態に与える影響、大気への応答過程について議論する必要があるが研究が限られているため、実態がよくわかっていない。数少ない研究として例えば、Horikawa et al. (2022) は、グリーンランド北西部のボードインフィヨルドにおいて、氷河融解水と海水の混合がフィヨルド表層の炭酸系に与える影響を評価した。それによると、氷河融解水と海水の混合による希釈効果で塩分の低下とともにCO₂濃度が低下した。一方で、氷河底面を経由して海洋に流入する氷河融解水には有機物が含まれその有機物分解の影響によって、最も塩分が低くなる氷河末端付近ではCO₂濃度は大気の数よりも高くなった。また、Meire et al. (2015; 2017) も南西グリーンランドのフィヨルドにおいて、同様に氷河融解水が海洋表層へ供給されることでCO₂濃度が低下することを報告した。一方、Tamura et al. (2022) は、南極海トッテン氷河/棚氷において、棚氷底面融解の影響を報告した。棚氷下に侵入する高温の周極深層水の影響によって棚氷底面が融解し、大量の融解水が海洋にもたらされる。そのため、トッテン棚氷近辺では海洋表層のCO₂濃度は、融解水の影響による希釈効果で小さくなる。しかし、CO₂濃度減少には、希釈効果よりも植物プランクトンによる光合成の影響が大きかったことがわかった。これは、棚氷底面で融解した融解水が湧昇し、海洋表層へ鉄が供給されたことが影響したと考えられる。一方で、昭和基地付近に存在する白瀬氷河では、南極海トッテン氷河/棚氷とは異なり、CO₂濃度減少には植物プランクトンによる光合成よりも融解水による希釈効果の影響が大きかったという報告もある (Kiuchi et al., 2021)。このように、海水や氷河の融解水 (= 淡水) と海水の混合と、それに伴う様々な (希釈効果、生物生産や分解の影響など) 海洋環境変化を招く。結果として海洋炭酸系やそれに伴う大気とのCO₂交換過程は複雑であり、理解が進んでいないのが現状である。

6. グローバル視点での海氷域のCO₂交換過程について

国際科学会議 (ICSU: International Council for Science) によって設置された海洋研究科学委員会 (SCOR: Scientific Committee on Oceanic Research) において、海氷の物質循環研究に向けたワーキンググループ (WG140: BEPSII: Biogeochemical exchange processes at Sea Ice Interfaces) が2012年から2016年に発足した。2000年以降極域における

物質循環に対する重要性について国内外の様々な研究者によって明らかになりつつある状態となった。このワーキンググループの中では、これまで海氷生物地球化学に関する様々なデータが採取されてきたがそれを統合し、南極や北極スケールで評価するという試みがあった。これまで、海氷の栄養塩 (Fripiat et al., 2017) やクロロフィルa (Meiners et al., 2018) についての成果などが公表されている。大気—海洋間のCO₂交換についても国内外の限られた研究グループにより地道に採取されていたが、まず各々の研究グループでの成果を報告し、海氷域での大気とのCO₂交換についての理解を深めるという段階にあった。また、まだデータの数足りておらず、採取したデータを南極や北極スケールでまとめるというほどのデータは揃っていない状況であった。さらに、各々の研究グループにおいて独自で開発した観測機器を使用するなど海氷域での大気とのCO₂交換を測定する方法が確立されていない状況であったため、比較検討が必要な状況であった (比較実験についての詳細は7章を参照)。

2010年代に入ると、海氷域での大気とのCO₂交換についての解釈も進み、データを蓄積していく段階に入った。そして、様々な国際共同観測 (SIPEX2, AWACS, N-ICE2015, SLOPE, MOSAiCなど) が実施されるようになり氷上での大気とのCO₂交換測定がルーチン的に行われるようになった。そのため、多くのデータが集まり、近年データの統合作業が2010年代後半ぐらいから始まった。これまでの解析でわかりつつあることは、海氷—大気間でのCO₂交換の値には季節性があるということ、冬季は大気に対して海水はCO₂放出源となること、逆に夏季には大気に対して海水はCO₂吸収源になることなどである。また、海氷—大気間でのCO₂交換の値は極域の海水が無い海域の値 (Takahashi et al., 2009; Rödenbeck et al., 2015; Yasunaka et al., 2018) と同等になることも確認されており、海氷—大気間のCO₂交換の重要性が確認されつつある。そして、現在グローバルスケールでの海氷域の炭素収支の評価が進んでおり、今後成果の公表が期待される。

7. 海氷—大気間CO₂交換測定法の確立に向けた相互比較研究

海氷域における大気とのCO₂交換測定においては、氷上でのCO₂交換測定が必要となる。その方法は、これまで示してきたチャンパー法や陸域で多く使用されている渦相関法がある。さらに、海水中のCO₂濃度を決定し、大気との

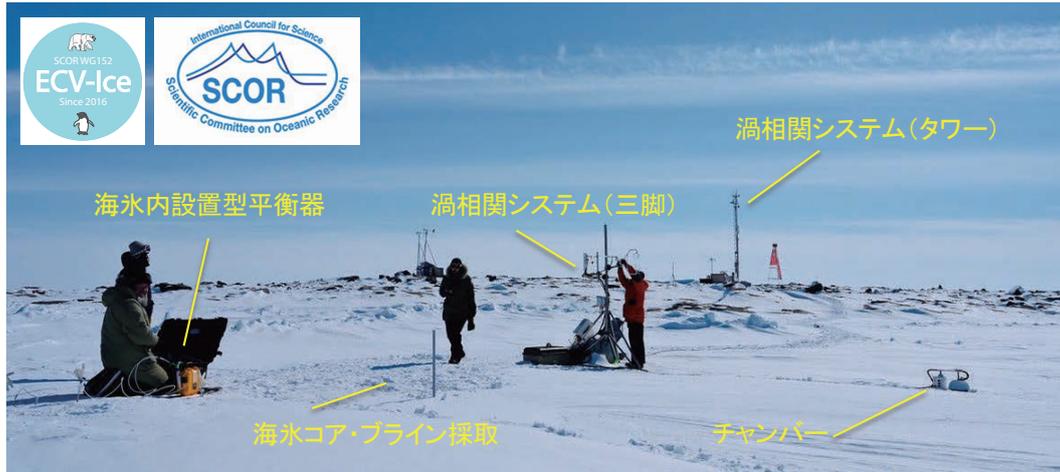


図5：極北カナダ・ケンブリッジベイ海氷上での様々な手法による海水—大気間CO₂交換の比較実験の様子。著者による撮影。

Figure 5: Photograph of the inter-comparison experiments for CO₂ flux between sea ice and atmosphere by many kinds of methods in the Cambridge Bay, Canada. Photograph was taken by author.

濃度差からCO₂交換量を推定するバルク法などがある。それぞれの方法には利点や欠点がある。例えば、チャンバー法は、閉鎖形の容器を海氷上に被せ、容器内のCO₂濃度を測定し、その濃度変化より海水面と大気間でのCO₂交換量を測定するものである。装置が比較的コンパクトで持ち運び可能なものがあるということ、また、チャンバーを色々な海氷表面(雪の上、メルトポンドなど)に置くことによって、海氷表面の形状とCO₂交換過程の関係を直接調べることができるという利点がある。しかし、チャンバー内の環境が時間とともに変化してしまうということ、海氷域の様々な状況(リードやメルトポンドなど)など入り乱れた状況において、平均的なCO₂交換の計測には不向きである。

一方、様々な地表面と大気とのCO₂交換の計測手法の一つとして渦相関法がある。渦相関法は大気乱流理論に基づいて地表に近い大気中の物質や熱エネルギーの輸送量を評価する方法である。この方法は長期的・広域データの取得に優れており、これまで森林などの陸域で広く使われている。しかしながら、海氷域においては、大気とのCO₂交換が陸域に対して微量であることより、正確な計測が困難となっている (Butterworth and Else, 2018)。渦相関法では、外気のCO₂による赤外線吸収量を直接計測することでCO₂密度を測定するオープンパス型赤外線ガス分析器が最も用いられるが、熱源による誤差 (Ono et al., 2008)、水蒸気によるCO₂との相互干渉や密度補正の不確か性 (Kondo et al., 2014; Kondo and Tsukamoto, 2012) により最終的なCO₂交換の値が桁レベルで合わなくなる問題

が発生する。また、タワーを立てる必要があり機材が多く電源が必要など大掛かりな観測規模となる。

上述のように現在、グローバル視点での海氷域のCO₂交換についての検討が進んでいる状況で方法間や同じ方法内での比較実験などができていないため採取したデータの比較ができない状況にあった。これはCO₂交換過程のみならず、海氷の基礎生産の見積もりなどでも同じで、様々な方法の比較実験が必要となった。そのため、SCOR WG140: BEPSIIの後継として、海氷生物地球化学に関する国際標準観測手法の確立を目指したワーキンググループ (WG152: ECV-Ice: Measuring Essential Climate Variables in Sea Ice) が2016年に発足した。そして、これまで、オホーツク沿岸サロマ湖 (Nomura et al., 2020, 2022)、カナダ・ケンブリッジベイ、イギリス・イーストアングリア大学氷海水槽での相互比較実験を実施してきた。カナダ・ケンブリッジベイでは、2種類の渦相関法システム (三脚、タワー)、チャンバー法、バルク法 (海水内設置型平衡器、海水コア・ブライン採取) を同じ場所・環境で実施した (図5)。また、サロマ湖では、渦相関法とチャンバー法の比較 (Nomura et al., 2022) や、メルトポンドやリード上などの水面でのCO₂交換測定を可能とするフローティングチャンバーの開発なども行った (Nomura et al., 2020)。現在、これまで実施してきた比較実験結果をもとに海氷生物地球化学に関する国際標準観測手法に関する指針の作成を進めている段階にある。

8. 若手の育成に向けた取り組み

2027年には北極新砕氷船が就航するなど、海氷域での観測が可能となり、極域研究の幅が一気に広がることが予想される。しかし、海氷上での研究観測は、安全性の確保や海氷サンプルの採取などの訓練と経験が必要とされるが、現状として、特に日本においては、人材育成が出来ていない状況にある。そこで、水上観測手法、採取した海氷サンプルの取り扱い、海氷および海氷下の物理、化学、生物について学び、次世代の極域研究を担う若手の育成に向けた取り組みを行っている。例えば、2022年には、カナダ・ケンブリッジベイにおいて世界から30名の学生を集めたSea Ice Field Schoolを開催した。そして、2026年には、サロマ湖において同様のスクールを開催する予定である。

サロマ湖は、北極や南極に対して海氷域としてはアクセスが非常に良いということ、海と繋がっており海水が凍るため極域の海水と遜色ないリアルな海氷であること、平坦・均一で安定した海氷であることから安全性・実用性が極めて高いフィールドである。これまで北大低温研を主体としてオーストラリア・タスマニア大学と共同で国際南極大学を実施するなど海氷に関する実習の実績がある。そのため、サロマ湖での実習は将来の極域研究者育成のためのトレーニングなど教育の場として利用することが可能である。このように、次世代の極域研究を担う若手を育成することで今後の研究の発展が期待される。

謝辞

本研究を実施するに当たっては、吉川久幸氏、豊田威信氏、白澤邦男氏、協働して観測を実施してきた国内外の共同研究者の皆様、大学院生の皆様には大変お世話になりました。この場を借りて感謝申し上げます。また、執筆の機会を与えてくださった西岡純氏に感謝いたします。

参考文献

Arrigo, K. R., D. K. Perovich and R. S. Pickart et al. (2012) Massive phytoplankton blooms under Arctic sea ice. *Science*, **336**, 6087, 1408. DOI:10.1126/science.1215065.

Arrigo, K. R. and G. L. van Dijken (2015) Continued increases in Arctic Ocean primary production. *Prog. Oceanogr.*, **136**, 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.05.002>.

Assur, A. (1958) Composition of sea ice and its tensile

strength. (In *Arctic sea ice*. Washington, D.C., 106–38 (U.S. National Academy of Sciences—National Research Council Publication 598).)

Bennington, K.O. (1963) Some crystal growth features of sea ice. *J. Glaciol.*, **4**, 36, 669–688. doi:<https://doi.org/10.3189/S0022143000028306>.

Butterworth B. J. and B. G. T. Else (2018) Dried, closed-path eddy covariance method for measuring carbon dioxide flux over sea ice. *Atmos. Meas. Tech.*, **11**, 6075–6090. DOI:10.5194/amt-11-6075-2018.

Cox, G. F. N. and W. F. Weeks (1983) Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples. *J. Glaciol.*, **29**, 306–316. <https://doi.org/10.3189/S0022143000008364>.

Delille, B., M. Vancoppenolle and N.-X. Geilfus et al. (2014) Southern Ocean CO₂ sink: the contribution of the sea ice. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **119**, 6340–6355. doi:10.1002/2014JC009941.

Fripiat, F., K.M. Meiners and M. Vancoppenolle et al. (2017) Macro-nutrient concentrations in Antarctic pack ice: Overall patterns and overlooked processes. *Elementa-Science of the Anthropocene*, **5**, 13. DOI: <https://doi.org/10.1525/elementa.217>.

Geilfus, N.-X., R. J. Galley and O. Crabeck et al. (2015) Inorganic carbon dynamics of melt-pond-covered first-year sea ice in the Canadian Arctic. *Biogeosciences*, **12**, 2047–2061. doi:10.5194/bg-12-2047-2015.

Golden, K. M., S. F. Ackley and V. I. Lytle (1998) The percolation phase transition in sea ice. *Science*, **282**, 2238–2241. DOI:10.1126/science.282.5397.22.

Gosink, T. A., J. G. Pearson and J. J. Kelly (1976) Gas movement thorough sea-ice. *Nature*, **263**, 41–42. <https://doi.org/10.1038/263041a0>.

Horikawa, T., D. Nomura and N. Kanna (2022) Effects of the glacial meltwater supply on carbonate chemistry in Bowdoin Fjord, northwestern Greenland. *Front. Mar. Sci.*, **9**:873860. doi: 10.3389/fmars.2022.873860.

Kiuchi, M., D. Nomura and D. Hirano (2021) The effect of basal melting of the Shirase Glacier Tongue on the CO₂ system in Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *J. Geophys. Res.-Biogeosciences*, **126**, e2020JG005762. <http://doi.org/10.1029/2020JG005762>.

Kondo, F. and O. Tsukamoto (2012) Comparative CO₂ flux measurements by eddy covariance technique using open- and closed-path gas analysers over the equatorial Pacific Ocean.

- Tellus*, **64B**. DOI: 10.3402/tellusb.v64i0.17511.
- Kondo, F., K. Ono and M. Mano et al. (2014) Experimental evaluation of water vapour cross-sensitivity for accurate eddy covariance measurement of CO₂ flux using open-path CO₂/H₂O gas analysers. *Tellus*, **66B**. DOI: 10.3402/tellusb.v66.23803.
- Lake, R. A. and E. L. Lewis (1970) Salt rejection by sea ice during growth. *J. Geophys. Res.*, **75**, 583–597. <https://doi.org/10.1029/JC075i003p00583>.
- Matsuo, S. and Y. Miyake (1966) Gas composition in ice samples from Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **71**(22), 5235–5241. <https://doi.org/10.1029/JZ071i022p05235>.
- Maykut, G. A. (1978) Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **83**, C7, 3646–3658. <https://doi.org/10.1029/JC083iC07p03646>.
- Meire, L., J. Mortensen and P. Meire et al. (2017) Marine-terminating glaciers sustain high productivity in Greenland fjords. *Glob. Chang. Biol.*, **23**(12), 5344–5357. doi: 10.1111/gcb.13801.
- Meire, L., D. H. Søgaard and J. Mortensen et al. (2015) Glacial meltwater and primary production are drivers of strong CO₂ uptake in fjord and coastal waters adjacent to the Greenland ice sheet. *Biogeosciences*, **12**, 2347–2363. doi:10.5194/bg-12-2347-2015.
- Meiners, K. M., M. Vancoppenolle and G. Carnat et al (2018) Chlorophyll-a in Antarctic land-fast sea ice: a first synthesis of historical ice-core data. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **123**. <https://doi.org/10.1029/2018JC014245>.
- Miyake, Y. and S. Matsuo (1963) A role of sea ice and sea water in the Antarctic on the carbon dioxide cycle in the atmosphere. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **14**(2), 120–125. https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers1950/14/2/14_120/_pdf.
- Nomura, D., H. Inoue-Yoshikawa and T. Toyota (2006) The effect of sea-ice growth on air-sea CO₂ flux in a tank experiment. *Tellus*, **58B**, 418–426. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00204.x>.
- Nomura, D., H. Yoshikawa-Inoue and T. Toyota et al. (2010a) Effects of snow, snowmelting and refreezing processes on air-sea-ice CO₂ flux. *J. Glaciol.*, **56**, 196, 262–270. <https://doi.org/10.3189/002214310791968548>.
- Nomura, D., H. Eicken and R. Gradinger (2010b) Rapid physically driven inversion of the air-sea ice CO₂ flux in the seasonal landfast ice off Barrow, Alaska after onset of surface melt. *Cont. Shelf Res.*, **30**, 1998–2004. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.09.014>.
- Nomura, D., M. A. Granskog and P. Assmy (2013) Arctic and Antarctic sea ice acts as a sink for atmospheric CO₂ during periods of snow melt and surface flooding. *J. Geophys. Res.*, **118**, 6511–6524. <https://doi.org/10.1002/2013JC009048>.
- Nomura, D., P. Wongpan and T. Toyota et al. (2020) Saroma-ko Lagoon Observations for sea ice Physico-chemistry and Ecosystems 2019 (SLOPE2019). *Bull. Glaciol. Res.*, **38**, 1–12. doi:10.5331/bgr.19R02.
- Nomura, D., H. Ikawa and Y. Kawaguchi (2022) Atmosphere-sea ice-ocean interaction study in Saroma-ko Lagoon, Hokkaido, Japan 2021. *Bull. Glaciol. Res.*, **40**, 1–17. doi:10.5331/bgr.21R02.
- Papadimitriou, S., H. Kennedy and G. Kattner et al. (2003) Experimental evidence for carbonate precipitation and CO₂ degassing during sea ice formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 1749–1761. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.07.004>.
- Parmentier, F. J. W., T. R. Christensen and L. L. Sørensen et al. (2013) The impact of lower sea-ice extent on Arctic greenhouse-gas exchange. *Nat. Clim. Chang.*, **3**, 195–202. doi:10.1038/nclimate1784.
- Pringle, D. J., J. E. Miner and H. Eicken et al. (2009) Pore space percolation in sea ice single crystals. *J. Geophys. Res.*, **114**, C12017. <https://doi.org/10.1029/2008JC005145>.
- Rödenbeck, C., D. C. E. Bakker and N. Gruber et al. (2015) Data-based estimates of the ocean carbon sink variability – first results of the Surface Ocean pCO₂ Mapping intercomparison (SOCOM). *Biogeosciences*, **12**, 7251–7278. <https://doi.org/10.5194/bg-12-7251-2015>.
- Semiletov, I., A. Makshtas and S.-I. Akasofu et al. (2004) Atmospheric CO₂ balance: The role of Arctic sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05121. doi: 10.1029/2003GL017996.
- Shine, K. P. and A. Henderson-Sellers (1985) The sensitivity of a thermodynamic sea ice model to changes in surface albedo parameterization. *J. Geophys. Res.*, **90**, D1, 2243–2250. <https://doi.org/10.1029/JD090iD01p02243>.
- Smith, M. M., H. Angot and E. J. Chamberlain et al. (2023) Thin and transient meltwater layers and false bottoms in the Arctic sea ice pack: recent insights on a historically overlooked feature. *Elementa, Science of the Anthropocene*, **11**:1. <https://doi.org/10.1525/elementa.2023.00025>.
- Steiner, N. S., W. G. Lee and J. R. Christian (2013) Enhanced gas fluxes in small sea ice leads and cracks: Effects on CO₂

- exchange and ocean acidification. *J. Geophys. Res. -Oceans*, **118**, 1195–1205. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20100>.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze and M. M. Holland et al. (2012) The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Clim. Change*, **110**, 1005. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
- Sun, X. and K. Matsumoto (2010) Effects of sea ice on atmospheric pCO₂: A revised view and implications for glacial and future climates. *J. Geophys. Res.*, **115**, G02015. doi:10.1029/2009JG001023.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland and C. Sweeney 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: Top. Stud. Oceanogr.*, **49**, 1601–1622. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00003-6).
- Takahashi, T., S. C. Sutherland and R. Wanninkhof et al. (2009) Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.*, **56**(8–10), 554–577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>.
- Takahashi, T., C. Sweeney and B. Hales et al. (2012) The changing carbon cycle in the Southern Ocean. *Oceanography*, **25**(3), 26–37. <https://doi.org/10.7916/D86W9MS1>.
- Tamura, T. P., D. Nomura and D. Hirano et al. (2022) Impacts of basal melting of the Totten Ice Shelf and biological productivity on marine biogeochemical components in Sabrina Coast, East Antarctica. *Global Biogeochemical Cycles*, **37**, 9. <https://doi.org/10.1029/2022GB007510>.
- Thomas, D. N., S. Papadimitriou and C. Michel (2010) Biogeochemistry of sea ice, In *Sea Ice*, edited by D. N. Thomas and G. S. Dieckmann, 2nd ed., 425–467, Wiley-Blackwell, Oxford.
- Tison, J.-L., S. Schwegmann and G. S. Dieckmann (2017) Biogeochemical impact of snow cover and cyclonic intrusions on the winter Weddell sea ice pack. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **112**. <https://doi.org/10.1002/2017JC013288>.
- Wakatsuchi, M. and N. Ono (1983) Measurements of salinity and volume of brine excluded from growing sea ice. *J. Geophys. Res.*, **88**(C5), 2943–2951. <https://doi.org/10.1029/JC088iC05p02943>.
- Wakatsuchi, M. and T. Kawamura (1987) Formation processes of brine drainage channels in sea ice. *J. Geophys. Res.*, **92**, 7195–7197. <https://doi.org/10.1029/JC092iC07p07195>.
- Weeks, W. F. and O. S. Lee (1958) Observations on the physical properties of sea ice at Hopedale, Labrador. *Arctic*, **11**, 3, 134–155. <https://doi.org/10.14430/arctic3740>.
- Yager, P. L., D. W. R. Wallace and K.M. Johnson et al. (1995) The northeast water polynya as an atmospheric CO₂ sink: A seasonal rectification hypothesis. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3289–4398. <https://doi.org/10.1029/94JC01962>.
- Yasunaka, S., E. Siswanto and A. Olsen et al. (2018) Arctic Ocean CO₂ uptake: an improved multiyear estimate of the air–sea CO₂ flux incorporating chlorophyll a concentrations. *Biogeosciences*, **15**, 1643–1661. <https://doi.org/10.5194/bg-15-1643-2018>.
- Zhou, J., B. Delille and H. Eicken et al. (2013) Physical and biogeochemical properties in landfast sea ice (Barrow, Alaska): insights on brine and gas dynamics across seasons. *J. Geophys. Res.*, **118**, 3172–3189. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20232>.

海水-海洋境界層における乱流混合と 熱塩バランスについて

川口 悠介¹⁾

2023年11月22日受付, 2023年12月18日受理

本研究は、海水-海洋境界層における乱流による熱塩輸送と海水の成長・融解について、北極海中央海盆域で現地調査を実施した。この観測では、海水とともに砕氷船を漂流させながら海水直下の観測を継続的に行い、海水運動による境界層内の水温、塩分の時空間構造、および、乱流混合に関する知見を得た。多層式流向流速計を用いた調査では、水平流速が深さとともに時計回りに回転するエクマン螺旋の構造を捉えた。乱流エネルギー (TKE) の生成項を計算し、乱流計により得られたTKEの散逸率と比較すると、TKEの生成項と散逸項が混合層上部で均衡する結果を得た。一方、混合層下部ではTKEの散逸項が生産項を大きく上回っており、海水の慣性振動による海洋上層での内部重力波の発生が要因として考えられる。

Turbulent mixing and heat/salt balance in the ice-ocean boundary layer

Yusuke Kawaguchi¹

We conducted on-site investigations in the central Arctic Ocean about turbulent mixing and heat and salt transport in the sea ice-ocean boundary layer, related to the growth and melting of sea ice. During these observations, continuous measurements were performed beneath the sea ice while drifting with the icebreaker, RV Polarstern, providing insights into the spatiotemporal structure of water temperature, salinity, and turbulent mixing in the boundary layer associated with the periodic sea ice drift. Using an acoustic Doppler current profiler, the survey clearly captured the Ekman spiral in horizontal currents which rotate clockwise with the depth. The direct measurement of microscale current shear was conducted to estimate the production and dissipation terms of turbulent kinetic energy in the mixed layer. In its upper part, the two terms were well balanced. Meanwhile, in the lower part, the dissipation term significantly exceeded the production term, attributing to the near-inertial internal waves generated by the inertial oscillations of sea ice.

キーワード：海水—海洋境界層, 乱流混合, エクマン螺旋, 浮力フラックス, 北極海

Ice-ocean boundary layer, turbulent mixing, Ekman spiral, buoyancy flux, Arctic Ocean

1. はじめに

北極海や南極海を中心とした極域海洋において、海水の存在は大气と海洋の直接的な物理量の交換を遮断する重要

な役割を果たしている。近年、地球温暖化に伴う海水量の減少によって、その境界面における遮断効果が季節的に領域的に弱体化の傾向にある (Kawaguchi et al. 2016; 2019)。北極海を例にとれば、北米大陸の沖合の領域を中心 (西経

連絡先

川口 悠介

東京大学 大気海洋研究所

〒 277-0822 千葉県柏市柏の葉 5-1-5

Tel: 046-7136-9484

Email: ykawaguchi@aori.u-tokyo.ac.jp

1) 東京大学 大気海洋研究所

Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Kashiwa, Japan

が正の領域)に夏期の融解期には海水が一時的に完全に失われる状態にある。北極点やグリーンランド北部の領域では、多年氷の割合が比較的多いため1年間を通して海水に覆われた状態を継続している (Kawaguchi et al. 2012)。しかしながら、今後、地球温暖化の進行とともに、極点に近い高緯度海域においても多年氷の割合が減少し、もしくは、全体的に海水厚が縮小することによって、西部北極海と同様に季節海水域に変貌する可能性も否定できない (Vivier et al. 2016)。

北極海における海水厚の増減は、力学的、熱力学的な要素によって決定される。熱力学的な要素としては、海水周りの熱収支の不均衡が積み重なることで起こる氷盤の厚さの変化である。力学的な要素としては、観察する領域内に流入する海水と領域外に流出する海水の体積の不均衡によるもの、もしくは、流動場の変形(収束・発散・剪断)に伴う影響(収束場では氷脈化、発散場では開放水面の露出が発生)が考えられる。流動場の変形に伴う氷厚の変化は、局所的な現象であり、十分に広い領域を考えた場合、体積の保存則からその影響は無視する事ができる (Leppäranta, 2005)。領域外への流出に関しては、北極海は北大西洋につながるフラム海峡を通した南方への海水輸送が考えられる。トランスポーラードリフト海流 (TPD) と呼ばれる海洋表層の流れに伴う海水の流出である (Rudels et al. 1996; Dickson et al. 2007)。TPDによる海水輸送における長期的変動が北極海内部の海水量に影響を与える可能性も否定できないが、1980年代以降に見られる海水面積における一様な減少トレンドとの完全な一致は確認されていない (Sumata et al. 2022)。

一般に、海水と海洋の境界面における熱バランスは以下の式で表される:

$$\langle w'T' \rangle_0 = w_0 Q_L + \dot{q} \quad (1)$$

ここで、 $\langle w'T' \rangle_0$ が海洋からの乱流熱フラックスである。添字0、 w はそれぞれ海水と海洋の境界面、および、海洋混合層の平均値を示す。プライム(′)は変動場を示す。右辺第1項は相変化による潜熱で、 w_0 が海水底面の成長率、 Q_L が単位体積あたりの融解熱を表す。第2項(\dot{q})は海水内部を通過する熱伝導フラックスで、海水の鉛直方向の温度勾配から求める (e.g. Untersteiner, 1961; Vivier et al. 2016) :

$$\dot{q} = -K_i \frac{dT_i}{dz} / \rho_w C_p \quad (2)$$

T_i が海水内の温度、 K_i が海水の熱伝導係数、 ρ_w が海水の密度、 C_p が海水の比熱である。乱流熱フラックスの直接的な計測は、鉛直流速と水温の変動場に関して、乱流渦の影響半径内で同時に観測し、共分散を計測する手法(いわゆる、“渦相関”)がもっとも信頼性が高い (Shirasawa & Ingram, 1997)¹。しかしながら、複数のセンサーを用いて、低温下の海水中で高頻度かつ高精度の観測を実現するには多くの経験と設備が必要となる。そのため、海水成長・融解の熱バランスを扱う研究の多くが、乱流フラックスを簡易的にモデル化したバルク式を採用している (McPhee & Martinson, 1994; Kawaguchi et al. 2012) :

$$\langle w'T' \rangle_0 = \alpha_h (T_w - T_0) u_0^* \quad (3)$$

ここで、 α_h は熱交換係数、 T_0 は境界面の温度、 T_w は海洋混合層の平均水温である。 u_0^* は、境界面における摩擦速度で、中立成層下の大気境界層と同様な手法を用いて陰方程式を数値的に解くことで解を得る (McPhee, 2008) :

$$\frac{U_i}{u_0^*} = \frac{1}{\kappa} \left(\log \frac{u_0^*}{f z_0} - A + iB \right) \quad (4)$$

A と B は定数であり、過去の北極海の観測より得られた数値を代入している ($A = 2.3$; $B = 2.1$)。 U_i は海水の漂流速度、 f はコリオリ周波数、 z_0 は海水底面の粗度、 κ はカルマン定数(0.4)である。

本研究では、北極海中央海盆域における海水-海洋境界面における海水の混合と海水底面での熱塩バランスの観点から、北極海の海水変動について詳しい考察を行う。本稿の内容は、すでにアメリカ地球物理学連合 (American Geophysical Union) の *Journal of Geophysical Research Oceans* から既に出版された論文 (Kawaguchi et al. 2022) をもとに、一部の図・表を刷新し、また海洋物理学的に新たな解釈を交えながらレビューするものである。

2. 観測手法とデータ

本研究で用いたデータは、ドイツのアルフレッド・ウェゲナー海洋研究所が中心となり、2019年10月から2020年9月に行われたMOSAic (Multi-disciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate) 観測キャンペーンの第5レグにおいて取得された。この期間、海水

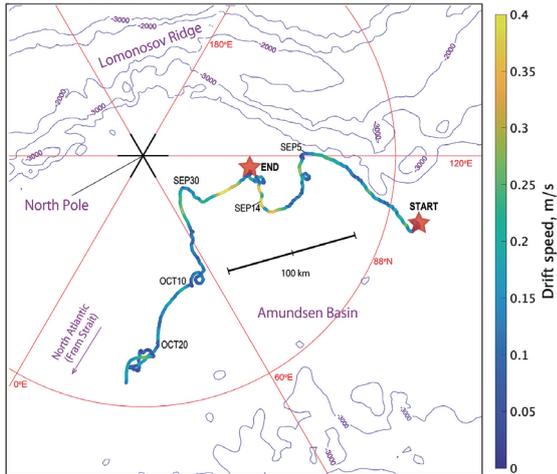


図1：北極海の観測領域と漂流の軌跡。色は漂流速度，星印はMOSAic第5レグの開始と終了の地点を示す。
Figure 1: Observation Area and Drift Trajectory in the Arctic Ocean. Colors indicate drift speed, and star symbols indicate the starting and ending points of MOSAiC Leg 5.

上に設置した観測ステーションは北極点からほど近い領域（北緯88–89度，東経100–120度）を漂流していた（図1）。MOSAicは，砕氷船であるポーラシュテルン号を連結することで，海水の漂流とともに移動しながら，同一の海水に関してラングランジェ的な観測を行っている。本研究では，海水周辺の熱収支を取得するために，海水，海洋，大気の熱量や流動に関して，漂流の軌跡上で反復的な計測を実施した。

海水下の境界層における乱流混合に関する物理特性を把握するために，我々のチームではMSS（Sea & Sun Ltd.）と呼ばれる自由落下型の乱流計を用いて，水温（ T ）・塩分（ S ）の取得とともに海水中の流速シアに対する微細構造の観測を行なった（Rabe et al. 2022）。MSSでは，センサーを水中に自由落下させることで流速の鉛直方向のシアを計測する。MSSデータの解析に際して，約5 mから400 mの深度帯を抽出し，外れ値の下処理を施した上で，鉛直1 mの解像度に線形補間している。流速の鉛直シアから乱流エネルギー散逸率（ ε ）を計算する方法は，Schultz et al. (2022) およびKawaguchi et al. (2014)を参照されたい。

観測ステーションが置かれている氷盤に対する剪断や回転などの変形に関する情報を得るために，一辺が約50–100 mの距離になるように3個のGPS装置（Marlin-Yug Ltd.）を氷盤上に配置した（図2）。GPSによる位置測定は10分ごとに行われ，イリジウム通信によりリアルタイムデータ

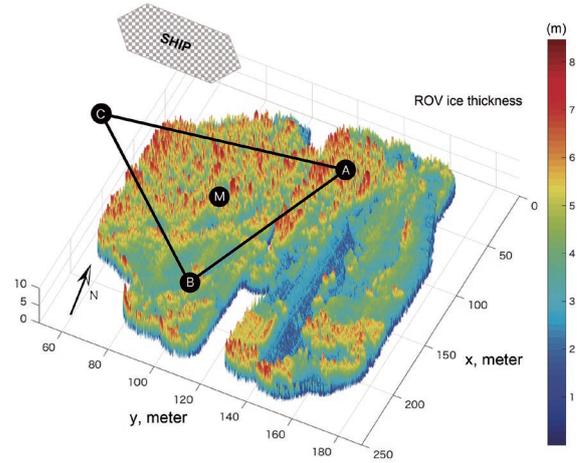


図2：ROVによる海水のドラフト高の分布と観測機器の配置。A, B, CはGPS, MはADCPの設置位置を示す。SHIPはポーラシュテルン号の停泊位置。
Figure 2: Horizontal distribution of sea-ice draft detected by ROV and the arrangement of observation instruments. A, B, C denote the positions of GPS, while M indicates the placement of ADCP. SHIP represents the mooring location of RV Polarstern.

を発信するように設定した。海洋の流速に関しては，多層型の流向・流速計（Acoustic Doppler Current Profiler = ADCP）を用いた観測を行なっている（図2の”M”）。ADCPによる観測では，400 kHz AquaDopp（Nortek）を用いて，海水下の約1 mの深度に設置された。水平・鉛直方向の流向・流速について，鉛直2 mの解像度で，表層2 mから約60 mの深さまで1時間の時間分解能で観測を続けている。海洋の水平流速の解析にあたり，氷盤に相対的な座標系（ X, Y ）から地球に固定された座標系（ E, N ）への変換処理を行なっている。

$$U_w(z) = \begin{pmatrix} \cos \theta_0 & -\sin \theta_0 \\ \sin \theta_0 & \cos \theta_0 \end{pmatrix} U_{w,xy}(z) + U_i \quad (5)$$

ここで， $U_{w,xy}$ は X, Y 座標で取得されたADCPの生の流速， U_w, U_i は対地座標に変換された海洋の流速と海水の漂流速度を示す。気象に関する変数は，海水上に設置された気象タワーから得られた高さ10 mでの気温や風向・風速を利用している（Cox et al. 2021）。MSS・ADCP・GPSデータは一般に公開されている（Schulz et al. 2020; Kawaguchi et al. 2021a, b）。

図2に，ROV（Remotely Operated Vehicle）による海水底面の凹凸分布を示す。海水の厚さが均一ではなく，特にADCPが設置された位置（M）の領域で水脈による海水底面の凹凸が確認される。

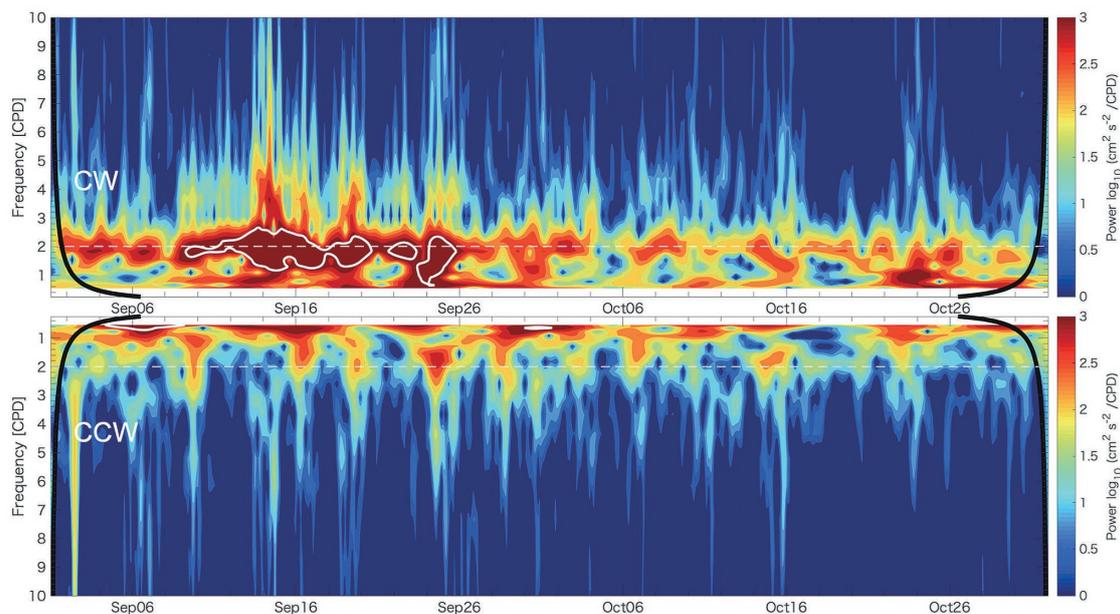


図3：海水の漂流速度に関するウェーブレット解析。時計回り (clockwise = CW) と反時計回り (counterclockwise = CCW) に分離。太い白線は95%の信頼限界，黒線は境界値の影響範囲 (cone of influence) を示す。白色の水平な点線は観測緯度帯における慣性周期 (2.0 cycle per day)。

Figure 3: Wavelet analysis of sea-ice drift speed with separation into clockwise (CW) and counterclockwise (CCW) components. Thick white lines represent the 95% confidence limits, while black lines indicate the boundary of the cone of influence. The white horizontal dashed lines represent the inertial period (2.0 cycles per day) in the observed latitudes.

3. 結果

3.1. 海氷運動と慣性振動

GPSブイの漂流の軌跡から，海水が時計回りの弧を描きながら北北東の方向に移動していた (図1)。GPSによる位置情報のデータを時間差分し，海水速度を算出すると一定周期の振動が検出される。その周期は約12.0時間突出しており，海水の漂流が慣性振動によって支配されていたことが窺える (図3)。観測が行われた融解の期間は，海水間の摩擦や衝突による漂流速度の鈍化が小さく，自由漂流に近い状態にあった。氷上の気象ステーションで得られた風速の大きさと比較すると，海水の漂流速度は風速に対して23%の強さの範囲にある。これは，過去の観測とも整合的である (Zubov, 1945)。季節を跨いだより長期的な時間スケールで見ると，融解期における半日周期の海水の慣性振動による挙動は結氷期以降でその振幅が著しく低下している。これは，融解期には氷同士の接触頻度が減少することで運動エネルギーの消耗が抑えられることを意味する (Leppäranta, 2005)。

3.2. 海氷下の流れ：エクマン螺旋

ADCPによる海水下の流れを見ると，海水運動と同様に，

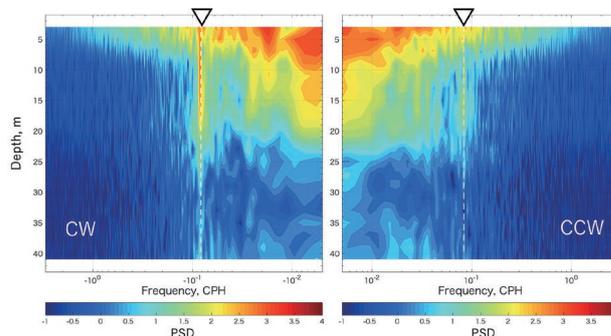


図4：ADCPの水平流速に対する鉛直軸周りの回転スペクトル。左が時間に対して時計回り (CW)，右が反時計回り (CCW)。白色の点線は観測緯度帯におけるコリオリ周波数。

Figure 4: Rotation spectrum around the vertical axis for horizontal current velocity measured by ADCP. The left-side panel corresponds to clockwise (CW) rotation with respect to time, while the right-side panel corresponds to counterclockwise (CCW) rotation. The white dashed lines represent the Coriolis frequency in the observed latitudes.

時計回りの半日周期の振動が顕著である (図4)。上層40 mまでの深度で観測された水平2次元の流速に対して回転スペクトルを計算した結果，海氷に近いごく表層 (約7 m)を除き，最大で23 m程度まで時計回りの慣性周期に極大が確認できる。これは，海氷と海水の速度差によって励起された海洋混合層内での慣性振動と考えられる。海水の慣性

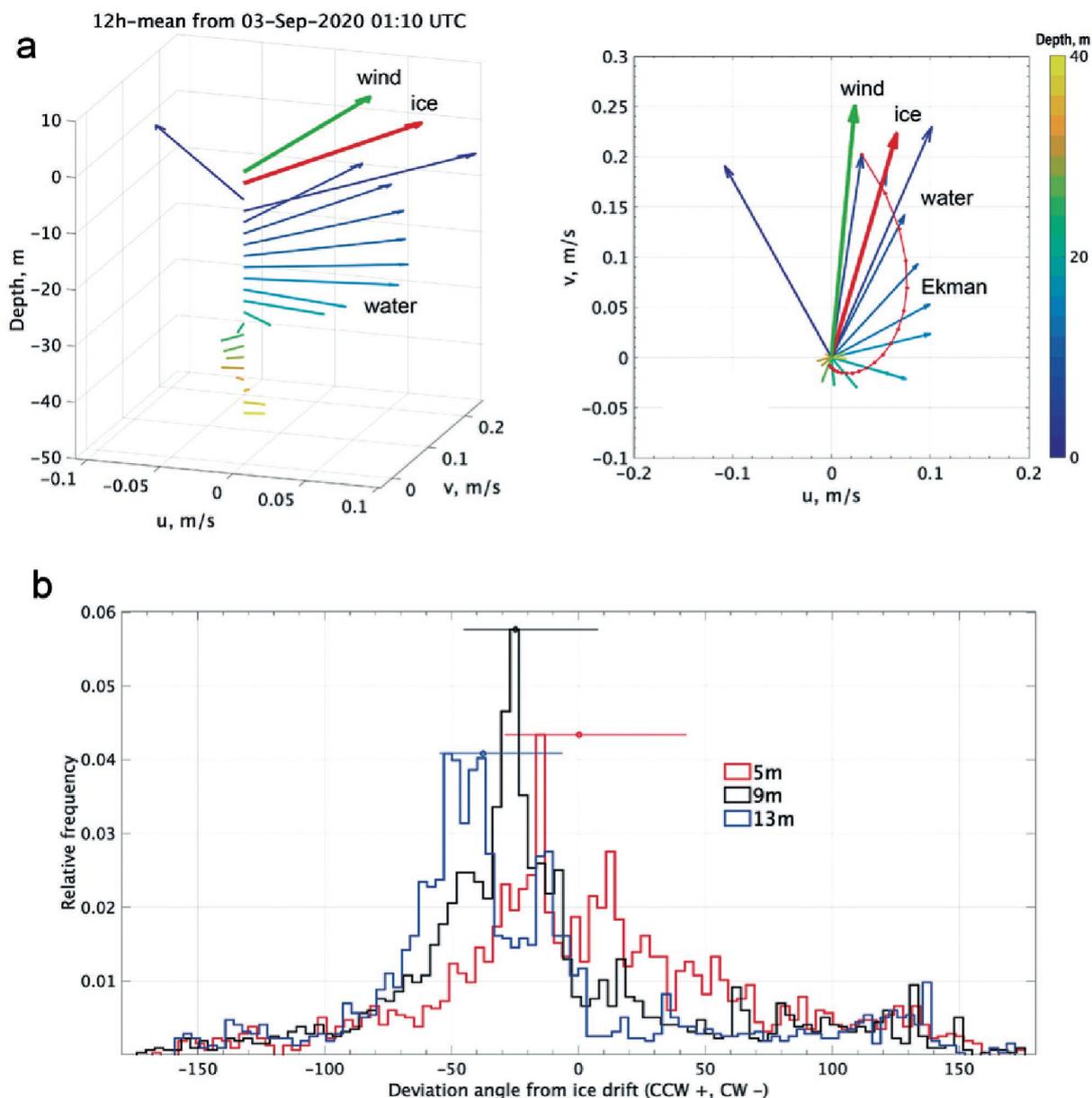


図5 : (a) 水平流速のエクマン螺旋構造 (9月3日1:10 ~ 12:10世界標準時の平均). (b)各深度における海水漂流速度からの回転角度の頻度分布. 反時計回りを正とする. (a)において, 左・右図はそれぞれ3次元, 2次元空間上の水平流速の分布を示す. (a)右図で, 赤線は, 境界層理論から推測されるエクマン螺旋の軌跡. (b)は, MOSAiC第5レグ (9月2日から9月19日) に得られたADCP流速より計算. 詳細は Kawaguchi et al. (2022)を参照.

Figure 5: Ekman spiral structure of horizontal flow velocity (averaged from 1:10 to 12:10 UTC on September 3). In (a), the left and right panels respectively show the distribution of horizontal currents in 3D and 2D space. In the right panel of (a), the red line represents the trajectory of the Ekman spiral inferred from the boundary layer theory. (b) Frequency distribution of rotational angles from sea-ice drift at each depth. The CCW is set to be positive. Panel (b) is calculated from ADCP velocity obtained during MOSAiC Leg 5 (September 2 to September 19). For further details, refer to Kawaguchi et al. (2022).

振動は, 海洋混合層内の慣性振動を共鳴によってより強化させる. Kawaguchi et al. (2022) では, 混合層内の慣性振動に対する診断モデルを計算することで, 海面応力の特定の振動が引き起こす影響についてより深い議論を行なっている.

海水下の境界層で観測された水平流速に関して, その鉛直的な構造を詳しく見ていく (図5). ここでは, 海洋流速

と同様, 対地座標に変換された海水と表層風速 (10 m高度) の水平成分を参照する. ここで解析に用いた流速は混合層内の平均流速を除去してあることに注意してほしい (詳しくはKawaguchi et al. 2022を参照). 海上風が穏やかでゆっくりと変化する期間の限定ではあるものの, 海洋上層部の流速場に明瞭な螺旋状の構造を見る事ができる. 流速のベクトルは深さに応じて時計回りに回転し, 流速の大きさは

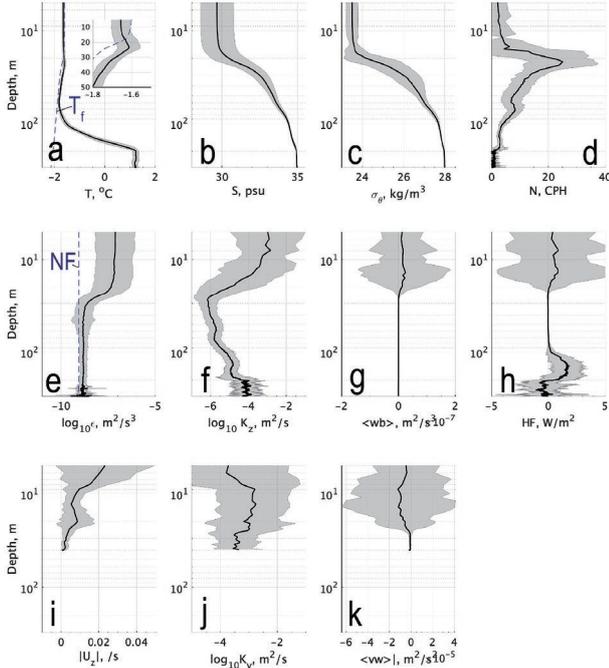


図6：MSSで得られた乱流混合に関する変数の鉛直プロファイル：(a)水温 T ，(b)塩分 S ，(c) ポテンシャル密度アノマリ σ_θ ，(d) 浮力振動数 N ，(e) 乱流エネルギー消散率 ε ，(f) 渦拡散係数 K_z ，(g) 浮力フラックス $\langle w'b' \rangle$ ，(h) 熱フラックス $HF = \rho_w C_p \langle w'T' \rangle$ ，(i) 水平流の鉛直シア $[\frac{\partial u_w}{\partial z}]$ ，(j) 渦粘性係数 K_v ，(k) 運動量フラックス $\langle u'w' \rangle$ 。黒の太線は中央値を，灰色の陰影は四分位範囲を示す。(e)の青の点線は計測機器の観測限界(電気ノイズ)の値を示す。

Figure 6: Vertical profiles of variables related to turbulent mixing obtained by a turbulent instrument, MSS: (a) water temperature (T), (b) salinity (S), (c) potential density anomaly (σ_θ), (d) buoyancy frequency (N), (e) turbulent kinetic energy dissipation rate (ε), (f) eddy diffusivity (K_z), (g) buoyancy flux $\langle w'b' \rangle$, (h) heat flux ($HF = \rho_w C_p \langle w'T' \rangle$), (i) vertical shear of horizontal flow $[\frac{\partial u_w}{\partial z}]$, (j) eddy viscosity (K_v), (k) momentum flux $\langle u'w' \rangle$. The thick black lines represent the median, and the gray shading indicates the interquartile range. The blue dashed line in (e) represents the observation limit (electrical noise) of the measuring instrument.

深度とともに減少している。エクマン境界層の理論の観点から，観測で得られた螺旋状の水平流速に対する最適値を探索すると，その深度は約11.7 mであった(図5a)。エクマン層の厚さは渦粘性係数(K_v)を用いて定式化されるのが一般的である(McPhee, 2008)。

$$\delta_E = \sqrt{\frac{2K_v}{f}} \quad (6)$$

観測されたエクマン層の深度(11.7 m)に対する粘性係数は， $K_v = 1.2 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ と見積もられる。同じ期間に得られた6個のMSSデータの平均として得られる粘性係数の値は

$K_v = 1.3 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ であり，粘性境界層の理論(式6)とほぼ一致している。

ADCPによる連続的な深度における回転角の知見は，海水—海洋結合モデルなどの大型シミュレーションにおける定数として重要な情報となる(Leppäranta, 2005)。ADCPで得られた各深度での水平流速について，海水運動に対する角度差を統計的に整理した(図5)。5, 9, 15 mの各深度における中央値はどれも時計回りの回転を示しており，それぞれ，15, 35, 42°という結果であった。

3.3. 海洋境界層における乱流混合

MSSの観測から海洋上層での海水の乱流混合に関する定量的な知見が得られた(図6)。水温・塩分の鉛直分布から，海面から深度が約70 mまで1°Cを下回る低温な海水が海洋上層部を占めている(図6a)。塩分と水温から導かれるポテンシャル密度アノマリ(σ_θ)の鉛直分布を見ると，この低温層が約20 mの深度で鉛直的に分断されていることがわかる(図6c)。密度成層の強さを示す浮力振動数(N)を見ると，この深度は，混合層下端の密度躍層に対応している(図6d)。ここでは，北極海の過去の観測事例に従い， σ_θ が海面から0.125 kg m^{-3} 増加する深度を混合層厚(D_{ML})と定義する(Toole et al. 2012)。その結果，観測期間全体で D_{ML} は約18.4 mと算出される。

次にMSSの微細な流速シアから計算される乱流エネルギー消散率(ε)の鉛直分布を見ていく(図6e)。 ε は，海面から混合層下端の深さまでほぼ一様な構造を持つ。MSSから得られる水温・塩分の値と，前出の ε の見積もりを組み合わせて渦拡散係数(K_z)を計算する(図6f)：

$$K_z = \frac{\Gamma \varepsilon}{N^2} \quad (7)$$

ここで，混合定数(Γ)は0.2を仮定した。浮力振動数(N^2)は以下の式で与えられる：

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (8)$$

g は重力加速度の大きさ， $\rho(z)$ は海水の密度である。観測の期間全体で平均すると，海面から約10 m深度までは $K_z = O(10^4 \sim 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$ と比較的大きな値を取り，混合層下部の密度躍層より下方では急激な減少を示している($K_z = O(10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$)。 K_z を得ることで，乱流による海水の諸量に関する鉛直フラックスの計算が可能となる。例えば，水温場の鉛直フラックスは以下の式で記述される：

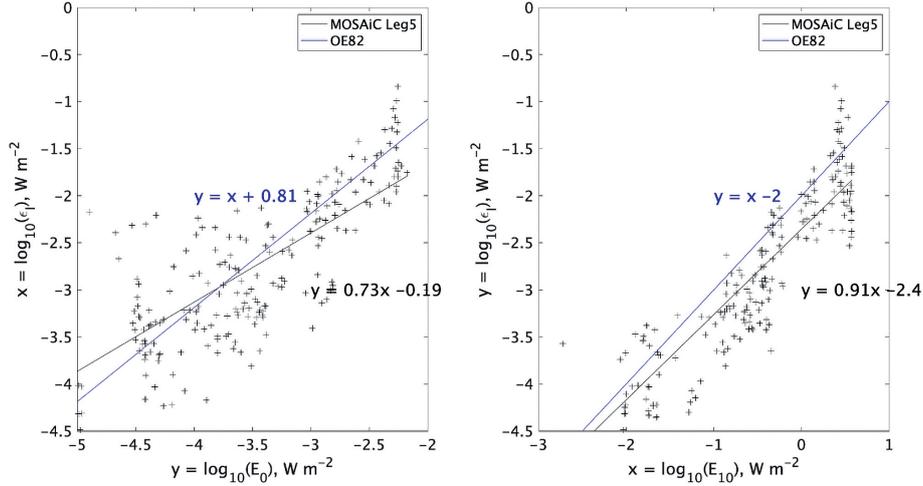


図7：(左) E_0 と ϵ_i 、(右) E_{10} と ϵ_i の関係、黒色の直線は本研究の観測データ、青色の直線はOakey & Elliot (1982)による線形の回帰モデル。対数軸での表示に注意。

Figure 7: (Left) Relationship between E_0 and ϵ_i , (Right) Relationship between E_{10} and ϵ_i . The black lines represent observational data from this study, while the blue lines depict a linear regression model proposed by Oakey & Elliot (1982). Note that the axes are displayed on a logarithmic scale.

$$\langle w'T' \rangle = -K_z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (9)$$

密度と水温に対してフラックス計算を行うと、混合層下部の躍層付近でその絶対値にピークが現れることがわかる(図6g,h)。つまり、躍層によって隔てられる二つの水塊が、混合層内の強い乱流混合によって強制的に混じり合っている。

次に、ADCPから得られる水平流速の鉛直勾配(シア)と ϵ を組み合わせると渦粘性係数 K_v を算出する:

$$K_v = \frac{\epsilon}{\left(\frac{\partial U_w}{\partial z}\right)^2} \quad (10)$$

流速シアの絶対値は海面付近で最大値を取り、混合層下部で2つ目のピークをもつ特徴がある(図6i)。この事実から、 K_v はごく表層を除いた混合層全体において比較的大きな値($O(10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$)を持つことがわかる(図6j)。得られた粘性係数を用いて、乱流に伴う運動量の鉛直フラックス(レイノルズ応力)を計算する:

$$\langle u'w' \rangle = -K_v \frac{\partial U_w}{\partial z} \quad (11)$$

その結果、運動量の絶対値は常に鉛直下向きに輸送され、その値は深度10 m付近で最大値をとる(図6k)。

次に大気境界層から海洋表層にもたらされる乱流エネルギー輸送量について査定する(図7)。大気境界層内(10 m)

と海水-海洋境界面におけるTKEフラックスはそれぞれ以下の式で定義される(Richman & Garrett, 1977) :

$$E_{10} = \tau_a U_{10} \quad (12)$$

$$E_0 = \rho_w (u_0^*)^3 \quad (13)$$

ここで、 $\tau_a = \rho_a C_a U_{10}$ 、 U_{10} 、 u_0^* は、それぞれ大気表層内のレイノルズ応力、10 m高度における平均的な風速、海洋表層での摩擦速度の絶対値、 C_a は抵抗係数、 ρ_a は大気密度を示す。海洋混合層内で積分されたTKE散逸率(ϵ_i)については以下の式を用いる(Oakey & Elliot, 1982) :

$$\epsilon_i = \int_{D_{ML}}^{0.2D_{ML}} \rho_w \epsilon dz \quad (14)$$

D_{ML} の値は、MSSによる σ_θ の鉛直プロファイルより算出される混合層深度である。算出の結果、 E_{10} 、 E_0 、 ϵ_i の3者は互いに明らかな比例関係にある(E_{10} と ϵ_i 、 E_0 と ϵ_i の相関係数はそれぞれ0.68と0.87)。観測データを統計的にまとめると、それぞれ以下の線形回帰モデルを得ることができる(図7も参照) :

$$\epsilon_i = 0.012 E_{10} \quad (15)$$

$$\epsilon_i = 11 E_0 \quad (16)$$

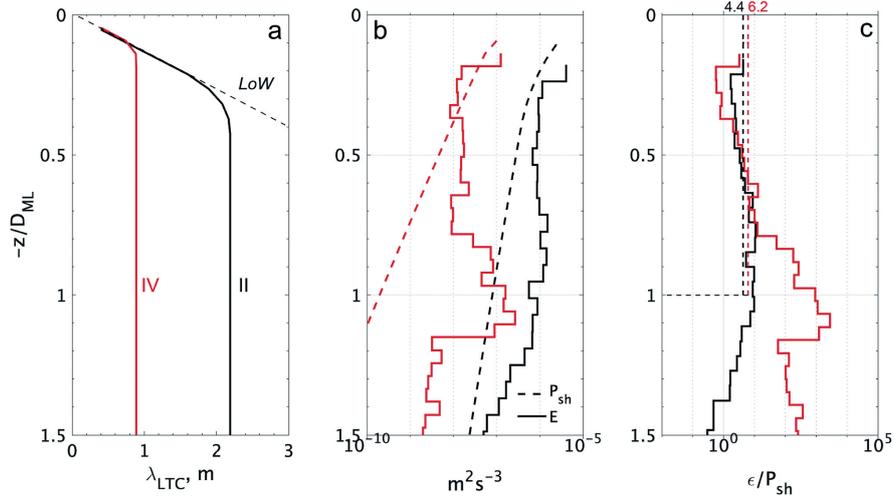


図8：観測から見積もられるTKEの生成項 (P_{sh}) と散逸項 (ϵ_{MLE}) の鉛直プロファイル。(a) 混合長 (λ_{LTC}), (b) P_{sh} (点線) と ϵ_{MLE} (実線), (c) 2項の比 ϵ_{MLE}/P_{sh} . 縦軸は混合層の深さ D_{ML} で規格化された深度. 赤と黒の線はそれぞれ強風イベントの最中(II)・後(IV)を示す.

Figure 8: Vertical profiles of turbulent kinetic energy (TKE) production term (P_{sh}) and dissipation term (ϵ_{MLE}) estimated from observations. (a) Mixing length (λ_{LTC}), (b) P_{sh} (dotted line) and ϵ_{MLE} (solid line), (c) ratio of the two ϵ_{MLE}/P_{sh} . The vertical axis is normalized by the depth of the mixing layer (D_{ML}). The red and black lines indicate during (II) and after (IV) intense wind events, respectively.

これは、大気境界層内で輸送されるTKEの約1%が海洋境界層内で乱流によって粘性散逸する。そして、海洋混合層内で散逸する単位時間あたりのTKEは海面から注入される量の10倍以上という解釈が成り立つ。この結果は、過去の大気-海洋境界層での報告と概ね一致する (Oakey & Elliot, 1982; Lombargo & Gregg, 1989)。混合層において、海面から流入するTKE量より散逸する量が多いという事実は、海洋境界層内で生産されるTKEが十分であり、かつ、その大半が散逸により消失するという解釈につながる (McPhee, 2008)。

海水-海洋境界層における乱流エネルギーの収支について考察する。単位時間あたりのTKEの生成率 (P_{sh}) は平均流の鉛直勾配(シア)が支配的と考えられる：

$$P_{sh} = \frac{u^*{}^3}{\lambda_{LTC}} \quad (17)$$

摩擦速度 ($u^*(z)$) は境界層内の任意の深度で定義される量であり、深度ともに対数的に減衰すると仮定する (McPhee & Martinson, 1994)：

$$u^*(z) = u_0^* \exp(z/\delta_E) \quad (18)$$

ここで、エクマン層厚 (δ_E) は渦粘性係数 ($K_{v_{max}}$) を用いて

以下のように定義される：

$$\delta_E = \sqrt{\frac{2K_{v_{max}}}{f}} \quad (19)$$

$K_{v_{max}}$ は以下のように表現される：

$$K_{v_{max}} = u_0^* \lambda_{max} \quad (20)$$

MSSで取得された同量と一定の相関が確認されている (相関係数が0.57)。

λ_{LTC} は混合を司る特徴的な距離のスケールである：

$$\lambda_{LTC} = \begin{cases} \lambda_{Low} = \kappa|z|, & |z| < z_{Low}, \\ \lambda_{max} = \Lambda_* u_0^* \eta^2 / |f|, & |z| \geq z_{Low} \end{cases} \quad (21)$$

λ_{Low} は“壁の法則”(Law of the Wall = LoW) によって規定される距離である。 λ_{max} は惑星境界層理論から推測される混合長である。 $\Lambda_* = 0.028$ の定数を用いて以下のように定義される (McPhee, 2008)：

$$\lambda_{Low} = \Lambda_* u_0^* \eta^2 / (\kappa|f|) \quad (22)$$

安定度 (η) は以下の式で定義され、

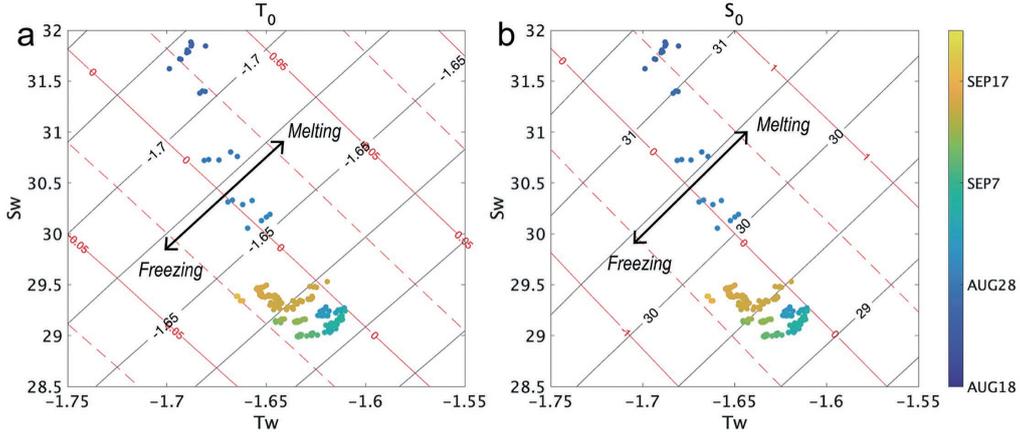


図9：熱・塩バランスから見積もられる海水-海洋境界面の(a)水温 (T_0) と(b)塩分 (S_0) (黒の等値線)。赤の等値線は水温・塩分における境界面の値と混合層平均との差：(a) $T_w - T_0$, (b) $S_w - S_0$ 。点はMSSによって観測された T_w と S_w で、色(黄色—紺色)は観測された日付を示す。詳細はKawaguchi et al (2022)を参照。

Figure 9: Estimates of heat and salt balances at the sea ice-ocean boundary interface: (a) water temperature (T_0), and (b) salinity (S_0) (black contour lines). Red contour lines represent the difference between the values at the boundary interface and the mixed-layer average: (a) $T_w - T_0$, (b) $S_w - S_0$. Points represent observed T_w and S_w by MSS, with color (from yellow to navy) indicating the observation date. For more details, refer to Kawaguchi et al. (2022).

$$\eta = \left[1 + \frac{\Lambda_s u_0^*}{\kappa |f| R_c L_O} \right]^{-1/2} \quad (23)$$

一般的に、 $\eta = 0.9-1.1$ の範囲に位置する。臨界リチャードソン数(R_c)は定数 ($R_c=0.2$) を仮定している。ここで、オブコフ混合長 (L_O) は以下の式で表記される (Obukhov, 1946) :

$$L_O = \frac{u_0^{*3}}{\kappa (w'b')_0} \quad (24)$$

海水-海洋境界面における浮力フラックス ($\langle w'b' \rangle_0$) は、境界面での水温・塩分収支を解くことで得られる:

$$\langle w'b' \rangle_0 = g(\beta_s \langle w'S' \rangle_0 - \beta_T \langle w'T' \rangle_0) \quad (25)$$

ここで、 β_s と β_T はそれぞれ塩分収縮係数と水温膨張係数、 $\langle w'S' \rangle$ は乱流による鉛直方向の塩分フラックスである。

境界層周辺におけるTKE収支について見ていく (図8)。9月14-15日に、嵐の通過に伴う暴風イベントが観測されている。鉛直軸は深度を示し、混合層の深度 D_{ML} で規格化されていることに注意されたい。暴風に晒されている期間 (Period II: 9月14日) は、風による海水の移流速度が大きいため”壁の法則”が適用される鉛直範囲も大きくなる ($\lambda_{max}=0.4D_{ML}$)。したがって、境界層理論から見積もられる混合距離 (λ_{LTC}) は比較的大きい。一方、嵐が去った後 (Period

IV: 9月15日) は、”壁の法則”の鉛直範囲は $\lambda_{max} < 0.2D_{ML}$ にとどまり、 λ_{LTC} も1 m以下という見積もりが得られた。

混合距離に関する上記の知見をもとに、TKE収支における生成と散逸を比較する (図8b,c)。ここで、散逸率 (ϵ_{MLE}) はMSSから得られた値の期間内での最尤推定値 (maximum likelihood) を用いた (詳細はKawaguchi et al. 2022を参照)。嵐の最中 (II) と通過後 (IV) に注目すると、境界層の上部 ($z < 0.5D_{ML}$) において生成項 (P_{sh}) と散逸項 (ϵ_{MLE}) は同じオーダーの値を示している。便宜上の利点から、各深度の生成項で規格化された散逸の鉛直構造を見ると、混合層深度 (つまり、 $z/D_{ML} = 1$) まではほぼ一定に近い値を示している (図8c)。TKE収支における2項の比較の中で、混合層下部の深度帯において境界層理論では説明できないTKE散逸率のピークが存在する ($\epsilon_{MLE}/P_{sh} \gg 1$)。特に、このピークは嵐が通過した後により顕著な発達を示している。これは、密度躍層の機械的な崩壊とともに混合層の深化が起きていることを暗に示している。

3.4. 熱・塩分収支と相変化

今回の観測では、海水-海洋境界層面における熱バランスが変化することで海水底面での融解が停止し、再結氷へと移行するプロセスが捉えられた (図9)。結氷初期において、氷底面でのわずかな氷厚の変化を正確に計測することは難しい。本研究では、境界面付近の熱収支を詳しく調べ

ることで、熱収支の観点から理論上の海氷の融解・成長について議論する。

境界面における熱収支の各項のバランスを考えると、海洋側の乱流熱フラックスと海水を通過する熱伝導との差が海水底面の海水増加・減少に直結する(式1)。乱流による熱フラックスを見積もる上で、“境界面の温度が常に結氷温度に等しい”という仮定を用いる。ちなみに、結氷温度は塩分の関数であるため、境界面における塩分収支を考える必要がある(McPhee, 2008) :

$$\langle w' S' \rangle_0 = \alpha_s (S_w - S_0) u_0^* = -w_0 (S_i - S_0) \quad (26)$$

ここで、 α_s は塩分に対する交換係数、 S_i は海氷の塩分、 S_w は海洋混合層の塩分、 S_0 は境界面での塩分、 $w_0 = -\frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{dH}{dt}$ はアイソスタシーを考慮した海水の融解率である(ρ_i , $\frac{dH}{dt}$ はそれぞれ海水の密度、海水厚Hの時間変化)。熱収支の式(3)と塩分収支の式(26)を連結することで、 S_0 に関する二次方程式を得る:

$$m S_0^2 + (T_H + T_L - m S_i) S_0 - T_H S_i - T_L S_w = 0 \quad (27)$$

ここで、 $T_H = T_w - \frac{q}{\alpha_h u_0^*}$ であり、 $T_L = \frac{\alpha_s Q_L}{\alpha_h}$ である。 m は、結氷水温と塩分をつなぐ係数(0.055 K psu⁻¹)で、以下の近似式で表される:

$$m \approx -\frac{T_0}{S_0} \quad (28)$$

MSSによる混合層内の平均化された水温(T_w)・塩分(S_w)を用いて、式(27)より S_0 を、式(3)より T_0 の値を得る(図9a,b)。

計算の結果、9月1週目を境にして、海水底面が融解から結氷の状態へと遷移している。注目すべき点は、この期間に混合層の平均塩分が3近くも低下していることである。混合層の平均水温に関してはむしろ増加傾向(温暖化)にあり、境界面が融解から結氷フェーズに遷移した理由が塩分低下による結氷点の引き上げによると解釈できる。MOSAIC観測においては、MSSステーションは海水とともに漂流している。この塩分値の低下が局所的な現象であった可能性は否定できない。しかしながら、周囲に結氷温度を下回る海水が存在していたことも事実である。9月14日近辺の強風の影響で、乱流混合による熱輸送は一時的に増大し、最大で10 W m⁻²を超える熱量が境界面から海洋側に流出した。この時の海水の成長率は0.2–0.3 cm/dと試

算される。

定性的な解釈として、境界面における結氷フェーズへの遷移は高密度なブライン水の排出を通して海洋側に負の浮力フラックスを注入し、境界層の中を密度的に不安定な状態へと導くと考えられる(式25)。しかしながら、本観測から示された計算結果を見る限り、結氷の準備段階と言える9月中旬において、 $\langle w'b' \rangle_0$ の大きさはO(10⁹ W kg⁻¹)以下であり、レイノルズ応力による機械的な混合と比べると3オーダー以上も小さい(図4e)。したがって、浮力フラックスが境界層内の乱流混合に対して与える実際的な影響は極めて小さいと言える。

4. 最後に

本稿では、2020年8–9月に実施された海水下の観測データをもとに、海水-海洋境界層における乱流混合と熱・塩輸送に関する新しい知見を報告した。成層が安定している夏期の境界層において、海水底面の融解を促進する上で、乱流混合による熱の鉛直輸送は大きな影響力を持つ(式1)。ただし、再結氷による海洋への浮力フラックスが、境界層内の混合に与える力学的な影響力は限定的であった。融解から結氷への遷移において、融解期に表層に蓄積された海水の融け水が海水の塩分濃度を希釈し、その結果、結氷温度を上昇させていた事実は興味深く、北極圏の気候変動において重要な知見である。これは、氷の融解が増大することによって結氷開始が早まる(もしくは結氷の速度が増大する)という効果は、北極海の海水減少を食い止めようとする自然の抵抗力、もしくは、治癒力とも言えよう。実際に、1980年代後半から続く北極海の海水面積の減少は、2010年代以降にその減少速度を鈍化させている。筆者の個人的な見解ではあるが、海水自らが完全な消失を免れようと地球温暖化に争(あらが)っているように思えてならない。今後は、その自然の抵抗力がどの程度、実際に海水面積の減少を食い止める効果があるのか定量的な議論が期待される。

前述した通り、本研究で扱う力学・熱力学エネルギーの項目はバルク式で得た値を用いている(式3,4)。乱流の運動エネルギー(TKE)や摩擦速度(u_0^*)、熱フラックス($\langle w'T' \rangle$)に関しては渦相関手法による正確な計測が可能であり、今後の進展に期待したい。

注

*1 本研究においても渦相関手法による乱流熱フラック

スの計測を試みたが、技術的な問題が重なり、良好なデータを得ることはできなかった。

謝辞

北極海での観測を実施するにあたり、科学研究費 (JP18H03745; JP18KK0292; JP17KK0083; JP17H04715; JP20H04345; JP22H01296), 東京大学海洋教育センター (日本財団), 北極研究推進プロジェクト (ArCS II) から支援をいただいた。

参考文献

- Cox, C., M. Gallagher, M. Shupe, O. Persson, A. Solomon, et al. (2021) 10-meter meteorological flux tower measurements (Level 1 Raw), Multidisciplinary Drifting Observatory for the Study of Arctic Climate (MOSAiC), central Arctic, October 2019–September 2020, doi:10.18739/A2VM42Z5F.
- Dickson, R., B. Rudels, S. Dye, et al. (2007) Current estimates of freshwater flux through Arctic and subarctic seas, *Prog. Oceanogr.*, **73**, 210-230.
- Kawaguchi, Y., J. K. Hutchings, T. Kikuchi, J. H. Morison and R. A. Krishfield (2012) Anomalous sea-ice reduction in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean during summer of 2010. *Polar Sci.*, **6**, 39-53.
- Kawaguchi, Y., T. Kikuchi and R. Inoue (2014) Vertical heat transfer based on direct microstructure measurements in the ice-free Pacific-side Arctic Ocean: the role and impact of the Pacific water intrusion. *J. Oceanogr.*, **70**, 4, doi:10.1007/s10872-104-234-8.
- Kawaguchi, Y., S. Nishino, K. Maeno, H. Takeda, and K. Ohshima (2016) Enhanced diapycnal mixing due to near-inertial internal waves propagating through an anticyclonic eddy in the ice-free Chukchi Plateau. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 2457-2481, doi:10.1175/JPO-D-15-0150.1.
- Kawaguchi, Y., Z. Koenig, and M. Hoppman (2021a) Geographical positioning data from Argo buoys during MOSAiC expedition, 0.00, *Arctic Data archive System (ADS)*, Japan, doi:10.17592/001.2022022102.
- Kawaguchi, Y., Z. Koenig and M. Hoppman (2021b) ADCP velocity data during leg 5 of MOSAiC expedition with R/V Polarstern, 0.00, *Arctic Data archive System (ADS)*, Japan, doi:10.17592/001.2022022101.
- Kawaguchi, Y., Z. Koenig, D. Nomura, M. Hoppmann, J. Inoue, Y.-C. Fang, et al. (2022) Turbulent mixing during late summer in the ice–ocean boundary layer in the central Arctic Ocean: Results from the MOSAiC expedition. *J. Geophys. Res.:Oceans*, **127**, e2021JC017975. <https://doi.org/10.1029/2021JC017975>.
- Leppäranta, M. (2005) *The drift of sea ice*, Springer.
- Lombardo, C. P. and M. C. Gregg (1989) Similarity scaling of viscous and thermal dissipation in a convecting surface boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **94**, 6273-6284.
- McPhee, M. G. and D. G. Martinson (1994) Turbulent mixing under drifting pack ice in the Weddell Sea. *Science*, **263**, 218-221.
- McPhee, M. G. (2008a) *Air-ice-ocean interaction: Turbulent ocean boundary layer exchange process*, Springer
- Oakey, N. S. and J. A. Elliot (1982) Dissipation within the surface mixed layer, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 171-185.
- Obukhov, A. M. (1946) Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, **2**, 7-29.
- Rabe, B., Y. Kawaguchi, et al. (2022) Overview of the MOSAiC expedition: Physical oceanography, *Elementa Science Anthropathy*, **10**, 1, doi:10.1525/elementa.2021.00062.
- Richman, J. and C. Garrett (1977) The transfer of energy and momentum by the wind to the surface mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 876-881.
- Rudels, B., L. G. Anderson and E. P. Jones (1996) Formation and evolution of the subsurface mixed layer and the halocline of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8807-8821.
- Schulz, K., V. Mohrholz, I. Fer, M. A. Janout, et al. (2022) Turbulent microstructure profile (MSS) measurements from the MOSAiC drift, Arctic Ocean. *PANGAEA*, doi/10.1594/PANGAEA.939816.
- Shirasawa, K. and R. G. Ingram (1997) Current and turbulent fluxes under the first-year sea ice in Resolute Passage, Northwest Territories, Canada. *J. Mar. Syst.*, **11**, 21-32.
- Sumata, H. et al. (2023) Regime shift in Arctic Ocean sea ice thickness. *Nature*, **615**, 443–449.
- Toole, J. M., M.-L. Timmermans, D. K. Perovich, R. A. Krishfield, A. Proshutinsky and J. A. Richter-Menge (2010) Influence of the ocean surface mixed layer and thermocline stratification on the Arctic sea ice in the central Canada Basin. *J. Geophys. Res.*, **115**, C10018, doi:10.1029/2009JC005660.
- Untersteiner, N. (1961) On the mass and heat budget of arctic sea ice. *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, **A(12)**, 151-182.
- Vivier, F., J. K. Hutchings, Y. Kawaguchi, T. Kikuchi, J. H.

Morison, A. Lourenço and T. Noguchi (2016) Sea ice melt onset associated with lead opening during the spring/summer transition near the North Pole. *J. Geophys. Res. Oceans*, **121**, doi:10.1002/2015JC011588.

Zubov, N. N. (1945) Arctic Ice, *Izdatel'stvo Glavermorputi*, Moscow.

環オホーツクにおける鉄を中心とした物質循環研究

西岡 純¹⁾, 三寺 史夫¹⁾, 大島 慶一郎^{1), 2)}, 江淵 直人^{1), 2)}, 白岩 孝行¹⁾,
中村 知裕¹⁾, 的場 澄人¹⁾, 中塚 武⁴⁾, 安田 一郎⁵⁾, 村山 愛子¹⁾,
小野 数也²⁾, 篠原 琴乃¹⁾, 若土 正暁³⁾

2023年11月24日受付, 2023年12月14日受理

環オホーツク観測研究センターでは、発足後の20年間に、北太平洋およびオホーツク海やベーリング海を含む環オホーツク海域を対象とした海洋循環・物質循環の研究を精力的に進めてきた。この海域を理解するにはデータの空白域であるロシアの排他的経済水域の観測が不可欠であり、同センターではロシア極東海洋気象学研究所との共同研究を積極的に推進してきた。結果、この海域の海洋循環・物質循環の知見は飛躍的に進み、北太平洋亜寒帯域における微量元素である鉄(Fe)を中心とした栄養物質供給プロセスと生物生産を生み出す仕組みについて鍵となる知見を明らかにしてきた。本稿では、環オホーツク観測研究センター発足後の20年間で進められてきた環オホーツク海域における海洋循環・物質循環研究を概観する。

Study on the biogeochemical cycles in the Pan-Okhotsk region

Jun Nishioka¹, Humio Mitsudera¹, Kay I. Ohshima^{1,2}, Naoto Ebuchi^{1,2}, Takayuki Shiraiwa¹,
Tomohiro Nakamura¹, Sumito Matoba¹, Takeshi Nakatsuka⁴, Ichiro Yasuda⁵, Aiko Murayama¹,
Kazuya Ono², Kotonno Shinohara¹, Masaaki Wakatsuchi³

Over the past 20 years, the Pan-Okhotsk Research Center has actively studied ocean circulation and material circulation in the North Pacific and its marginal seas, including the Sea of Okhotsk and the Bering Sea. Observation of the Russian EEZ area was essential to understanding this area, the Pan-Okhotsk Research Center had actively promoted joint research expeditions with the Far Eastern Hydrometeorological Research Institute, Russia. During this period, our knowledge of ocean circulation and biogeochemistry in the Pan-Okhotsk region has advanced dramatically, and we have clarified key findings regarding nutrient and iron supply processes that fuel biological production in the North Pacific. This paper provides an overview of the study which conducted over the past 20 years.

キーワード：環オホーツク海域, 生物地球化学的循環, 鉄(Fe), 植物プランクトン

Pan-Okhotsk region, Biogeochemical cycle, Iron, Phytoplankton

連絡先

西岡 純

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

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-7655

Email: nishioka@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 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

2) 北海道大学 低温科学研究所

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

3) 北海道大学

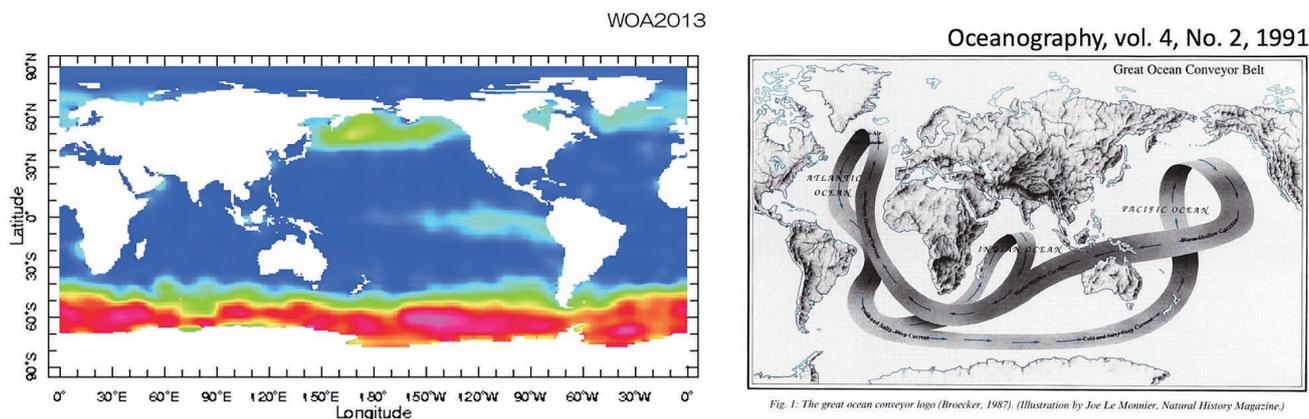
Hokkaido University, Sapporo, Japan

4) 名古屋大学 大学院環境学研究所

Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University,
Nagoya, Japan

5) 東京大学 大気海洋研究所

Atmospheric and Ocean Research Institute, The University of
Tokyo, Kashiwa, Japan



表層における硝酸塩濃度

図1：北太平洋亜寒帯域表層の硝酸塩の分布（左）とBroeckerの提唱した海洋コンベアベルトの概念図（右）(Broecker et al., Oceanography, vol.4, No.2, 1991)

Figure 1: Distribution of surface nitrate concentration in the Ocean (Left), A schematic draw of the Global Ocean Conveyor Belt (Right)(Broecker et al., Oceanography, vol.4, No.2, 1991)

1. はじめに

「何故、日本の隣接する北太平洋やその縁辺海（オホーツク海・ベーリング海）では豊かな生態系が生み出されるのであろうか?」。環オホーツク観測研究センターでは、発足後20年間にわたりこの課題を明らかにすることに挑戦してきた。親潮域を含む北太平洋亜寒帯の西部海域は、北太平洋の外洋域で最も大きな植物プランクトン増殖を生み出す。また、この海域は、植物プランクトン活動による大気から海洋へのCO₂の吸収-放出量の変動が最も大きな海域であり、気候変動と密接に関わる (Takahashi et al., 2002)。しかし、何故この海域の植物プランクトン活動が高く維持されているのかについては、十分に理解されていなかった。本原稿を執筆している2023年から振り返ると、センター発足当時（2004年）の環オホーツク海域の物質循環研究に関する重要な課題として、下記の2つが考えられていた。

1) なぜ北太平洋亜寒帯域の表層にHNLC海域が存在するのか?

北太平洋亜寒帯域は、地球規模の海洋コンベアベルトの終焉部（深層水の出口）に位置しており、表層には高濃度で主要な栄養塩（硝酸塩、リン酸塩、ケイ酸塩）を含む High Nutrient Low Chlorophyll (HNLC: 高栄養塩低クロロフィル) 海域が存在する (図1)。また深層水には古い栄養塩類が蓄積している (Broecker et al., 1982; Matsumoto, 2007; Matsumoto and Kay, 2004)。これまで北太平洋亜寒

帯域は漠然と「海洋コンベアベルトの出口で、栄養塩が豊富な深層水が表面にまで運ばれている海域」と認識されてきた。しかし一般的に密度成層の強い海洋において、水が上下に入れ替わる（混ざる）ことは難しく、深層の栄養塩が表層に回帰する仕組みは理解されていなかった。日本周辺の北太平洋の生物生産を生み出す仕組みを理解するためには、海洋コンベアベルト終焉部で起こっている栄養塩の循環を解明する必要がある。

2) 北太平洋亜寒帯域の植物プランクトン増殖を制御しているFe供給プロセスは何か?

2000年代前半には、表層のHNLC海域の植物プランクトン増殖は微量栄養物質である鉄 (Fe) の不足で制限されていることが明らかになりつつあった。環オホーツク海域の高い生物生産（植物プランクトン量）を生み出す仕組みを理解するためには、微量栄養物質であるFeがどこからどのようなプロセスを経て供給されているのかを定量的に把握する必要がある。しかし、自然界でのFeの供給過程については、極めて汚染しやすい元素であるFeの観測の難しさから、広く未解明であった。Feの供給過程の中でも、大気中ダストによるFe供給は、海洋内部のFe循環の研究に先立って1970年代後半からよく研究されており (例えば、SEREXプロジェクト (Duce, 1989))、かつては多くの海域において大気ダストが唯一のFeの支配的な供給源であると考えられていた (例えば、Duce and Tindale, 1991; Jickells et al., 2005)。その後の海洋内のFeの分布の研究の進展によって、大気中のFe沈着に加え

て、河川流出、陸棚堆積物からの再懸濁、海底熱水、海水融解など、他の外部Fe源の多くが発見され、その重要性が強調された（例えば、Johnson et al., 1999; Elrod et al., 2004; Boyd and Ellwood, 2010; Conway and Seth, 2014; Tagliabue et al., 2014, 2017; Resing et al., 2015; Lam et al., 2006; Nishioka et al., 2007; Lam and Bishop, 2008; Lannuzel et al., 2007; Kanna et al., 2014）。

一方で、2000年代前半にはオホーツク海を含めた北太平洋をとりまく海洋物理的研究が大きく進展し（後述）、北太平洋の海洋循環と水塊形成に、オホーツク海やベーリング海など北方圏縁辺海が大きな影響を与えていることが明確になっていた。そのため、北太平洋亜寒帯域におけるFe供給プロセスを含めた物質循環を明らかにするためには、北太平洋とオホーツク海・ベーリング海とのリンケージを含めて研究する必要があることが認識されつつあった。

2. 北太平洋におけるFeの研究の進展

北太平洋亜寒帯と北大西洋亜寒帯を比較すると低次栄養段階での一次生産過程の季節循環に大きな違いがあることが1980年代からよく知られていた。Parsons and Lalli (1988) は、北大西洋には、春に明確な植物プランクトンの大増殖（ブルーム）があり、北大西洋の一次生産と植物プランクトン増殖の季節的なサイクルは、春の混合深度（光の利用可能性）と夏の終わりの硝酸塩の枯渇によって制限されると指摘した。対照的に、北太平洋の亜寒帯域における一次生産と植物プランクトン増殖の季節的なサイクルは、春と夏の低温とマクロ・マイクロ動物プランクトンの捕食、そしておそらく（当時）未同定の栄養物質によって制限されると考えられていた（Parsons and Lalli, 1988）。北太平洋亜寒帯域では、南大洋や東部赤道太平洋と同様に、表層水中の主要栄養塩（硝酸塩とリン酸塩）濃度から予想されるよりも、低次栄養段階でのバイオマスがはるかに低いことが知られていた。海洋学者たちはこれらの主要栄養塩が残存する海域を「HNLC海域」と呼んだ。当時、この予想外の結果は海洋学の主要な論点の1つとなり、海洋学者たちは、なぜ年間を通じて海洋に主要栄養塩が残存する領域が出現するのかを議論した。その後この30年間で、世界の海洋でHNLC海域が形成される理由を理解するための研究が活発に行われ、その鍵は「海洋における微量栄養素としてのFeの役割」を理解することであった（Martin et al., 1991）。

1980年代、モスランディング海洋研究所所長のJohn H.

Martin博士らのグループは、汚染を防ぐための厳密なクリーンサンプリング法を用いてHNLC海域の海水中の溶存Fe濃度を初めて正確に測定し、北太平洋東部亜寒帯（アラスカ湾）の溶存Feは栄養塩と同様の鉛直分布を持ち、表層濃度は植物プランクトンの成長を制限するほど低いと報告した（Gordon et al., 1982; Martin et al., 1989）。Martinらは、Feは低次栄養段階での生物生産を制限するもう一つの栄養素であり、南極大陸周辺の南大洋、東部赤道太平洋域、北太平洋亜寒帯域などHNLC海域における表層植物プランクトンの成長は、Feの利用能の低さによって制限されると主張し、Paleoceanography誌に「Fe仮説」として発表した（Martin, 1990）。この「Fe仮説」には、「自然界における海洋へのFe供給は、氷期-間氷期サイクルを含めた気候を制御している」という内容も含まれていた。その後、Martinらのグループは、「Fe仮説」を検証するためにクリーンな技術を用いて極低濃度のFeを制御した船上ボトル培養実験を行い、これらの実験結果から、HNLC表層水にFeを添加すると植物プランクトンが著しく増殖することを実証した（Martin and Fitzwater, 1988; Martin et al., 1989, 1990）。その後、海洋学者たちは「何がHNLC海域の植物プランクトン生産を制御しているのか？」という議論を加速させた（Chisholm and Morel, 1991）。この議論の中で、「Martinらの実施したボトル培養実験では、生態系に対するFeの役割を明確に判断する証拠としては十分ではなく、実際の海洋環境におけるプランクトン生態系におけるFeの役割を理解するためには、Fe供給に対するプランクトン生態系群集全体の反応を明らかにする必要がある」という主張があった。この問題に取り組むため、「中規模Fe施肥実験（Iron Fertilization Experiment (IFE)）」が実施された。このIFEは、1993年から2009年までに、世界中のHNLC海域で13回以上実施されている（Boyd et al., 2007）。これらの実験のほとんどは、すべてのHNLC海域で、Feが植物プランクトンの成長と低次栄養段階での生態系に強く影響することを示した（de Baar et al., 2005; Boyd et al., 2007）。北太平洋亜寒帯域でも、3つのIFE（SEEDS, SEEDS II, SERIES）（Tsuda et al., 2003; Boyd et al., 2004; Tsuda et al., 2007）が実施され、これらの実験結果から、北太平洋の西部と東部の亜寒帯域の両方で、植物プランクトンのバイオマスが広くFeの利用可能性によって制限されていることが明らかになった（Tsuda et al., 2003; Nishioka et al., 2003; Boyd et al., 2004; Tsuda et al., 2007）。これらの過程を経て、現代の海洋学では、Feが植物プランクトンの成長と海洋生物地球化学の制御に重要な役割を果たす必須栄養素であることが教

科書にも取り扱われる常識となっている。それ以来、多くの海洋学者が、天然の海洋におけるFeの生物地球化学的循環を調べることに力を注ぐことになる。2006年には、国際的なGEOTRACESプログラム（GEOTRACES Planning Group, 2006）が開始され、本原稿を執筆している2023年現在においても、海洋地球化学者たちによって世界中でFeを含む微量金属元素とその同位体の全球分布を明らかにするためのプロジェクトが進行中である（Nishioka and Obata, 2017）。

3. 環オホーツク海域における物質循環研究の進展

3.1 縁辺海と北太平洋を繋ぐ海洋循環研究から物質循環研究へ

環オホーツク海域の物質循環を理解するためには、このエリアの海洋循環の理解が欠かせない。環オホーツク観測研究センターの物質循環研究がこの20年で大きく進展した一番の大きな理由には、それ以前のプロジェクトにおいて、環オホーツク海域の海洋物理学的な研究が精力的に行われ、それまで未解明であったオホーツク海と北太平洋を繋ぐ海洋循環が明らかになっていったことが挙げられる。

環オホーツク観測研究センターの物質循環研究が行われるに至るまでの海洋循環研究を以下に概観する。詳しくは本低温科学82の大島（2024）に記載されている。また、一部は西岡・三寺（2012）でも取りまとめられている。1997年から2002年の間、北海道大学低温科学研究所（以下、北大低温研）が中心となって戦略的基礎研究（CREST）「オホーツク海水の実態と気候システムにおける役割の解明」（研究代表者：若土正暁 北大低温研 教授）が、ロシア極東海洋気象学研究所（Far Eastern Hydrometeorological Research Institute：以下FERHRI）（ロシア）、University of Washington（米国）、Scripps Institute of Oceanography（米国）との国際共同プロジェクトとして実施された（Wakatsuchi, 2006; Ohshima and Martin, 2004）。オホーツク海と北太平洋のシステムの理解には、ロシアの排他的経済水域を含むオホーツク海全体の研究が欠かせないものであった。それまで政治的な背景が理由で実現が難しかったオホーツク海の観測航海であったが、このCRESTプロジェクトでは、北大低温研とFERHRIとの間で共同研究が立ち上げられ、ロシア側の研究調査船を使用した観測体制が構築され、これまでほとんど実施できなかったオホーツク海内部で、合計4回の集中観測

が行われた。またCRESTプロジェクトでは、表層ドリフター、プロファイリングフロート、係留系観測を駆使して、オホーツク海西部の表層から中層にかけての流れが観測され、それまで未知であった東サハリン海流の構造や流量の季節変動（Ohshima et al., 2002; Mizuta et al., 2003）などが明らかにされた。さらに、北太平洋中層水（North Pacific Intermediate Water（NPIW））の起源水に関しては、アムール川河口が位置するオホーツク海北西陸棚域で、海水の生成に伴って多量の低温・高塩・高密度分水（ブライン）が陸棚に排出され（Shcherbina et al., 2003）、高密度陸棚水（DSW）が形成されるメカニズムを観測から捉えることに成功している。また、この水がサハリン東岸沖の中層等密度面を南下し、オホーツク海南部、さらには北太平洋の中層（400-800 m）へと広がっていく環オホーツク海域の「中層循環」を定量的に把握することに成功している（Itoh et al., 2003; Fukamachi et al., 2004）。このようにCRESTプロジェクトによって「オホーツク海と北太平洋を繋ぐ海洋循環」の実態が続々と明らかにされた。

このCRESTプロジェクトでは、環オホーツク海域の海洋循環に対する海峡部の重要な働きの実態も明らかにしている。特に、千島海峡の中でも一番深いブッソル海峡において集中観測がなされ、オホーツク海と北太平洋の間の海水交換量が定量的に捉えられた（Katsumata et al., 2004; Katsumata and Yasuda, 2010）。その後、千島列島沿いの主な海峡における乱流混合の直接観測が繰り返し実施され（安田ら, 2008）、海峡部で起っている乱流混合の強度の時空間的分布を明らかにするためのデータが蓄積されている（Ito et al., 2010, 2011; Yagi and Yasuda, 2012; Yagi et al., 2014）。さらには乱流混合がオホーツク海と北太平洋の水を混合して、水塊を変質させている様子も捉えられている（Ono et al., 2007）。これらのオホーツク海と千島海峡で得られた知見は、北太平洋側で実施されてきた観測やモデル研究の結果と結び付けられ、北太平洋の海洋循環に果たすオホーツク海の役割に関する理解が飛躍的に進展した。

CREST研究のプロジェクトの成果には、一部オホーツク海の物質循環に関する知見も含まれる。DSWとその影響を受けて形成されるNPIWには、オホーツク海北西部で大陸棚上の粒子態有機炭素や溶解有機炭素が取り込まれ、オホーツク海から広域の北太平洋へ物質が輸送されていることが明らかになっていた（Hansel et al., 2002; Nakatsuka et al., 2002, 2004など）。また、海水生成時に溶け込んだCO₂やフロンなどのガス成分もDSWによって千島海峡まで中層を移送され、海峡部の混合で大気とも

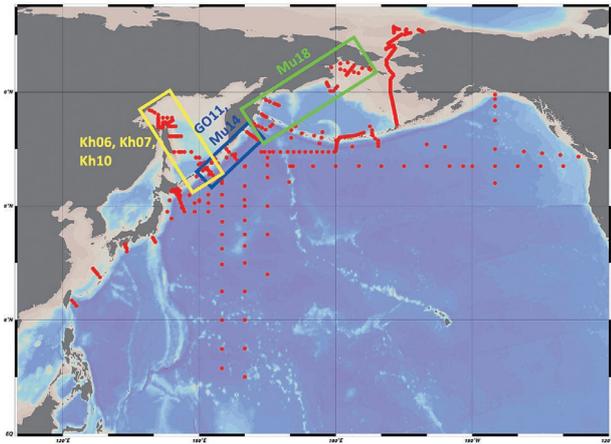


図2：環オホーツク観測研究センター発足後に実施したFe関連の物質循環研究航海の観測点図、色のついた四角内の測点はロシア船を用いた観測点

Figure 2: Location of observed site for biogeochemical parameter, including Fe, after Pan-Okhotsk Research Center launched. Color square indicate observed site which conducted by collaborative studies between Japan and Russia.

う一度交換を受けて、北太平洋の分布に影響を与えていることも把握されている (Wakita et al., 2003; Yamamoto-Kawai et al., 2004)。

2004年の環オホーツク観測研究センター発足直後には、CRESTプロジェクトで得られた環オホーツク海域の海洋循環の知見をベースにし、物質循環の研究を主軸として研究が展開された。2004年からの5年間は、「アムール川の流入や、オホーツク海の海洋循環が、栄養物質としてのFeを北太平洋に運び、親潮域や西部北太平洋亜寒帯域の生物生産を支えているのではないか？」という仮説を検証する事を目的とした「アムール・オホーツクプロジェクト」(研究代表者：白岩孝行：北大低温研，総合地球環境学研究所) が立ち上がり実施された。このプロジェクトでもCRESTプロジェクトで培ったロシアとの関係を継続し、2006年と2007年に、ロシア船を用いた北西部大陸棚から東サハリン海流、ブッソル海峡、北太平洋亜寒帯域につながる中層循環に沿った集中観測が実施され、生物地球化学的プロセスの理解を主目的とした生物・化学系のパラメータの観測が行われた。

CREST (1996-2001), アムール・オホーツクプロジェクト (2004-2009) に引き続き、環オホーツク観測研究センターでは、FERHRIの所長であるロシアのY. N. Volkov博士と継続して共同研究を行い、オホーツク海、東カムチャツカ海流周辺、ベーリング海西部でロシア船を用いた共同観測調査を実施した。これまでに実施してきた全ての

表1：北太平洋および縁辺海における鉄 (Fe) 濃度の観測を実施した航海のリスト (2018年まで)

Table 1: A list of cruises for iron measurement in the North Pacific and its marginal seas

| Year | Month | Ship | Cruise ID | area |
|------|-----------|-----------------------|-----------|--|
| 1998 | Aug-Sep | R/V J.P. Tully | 9829 | Gulf of Alaska LineP |
| 2000 | May-June | R/V Mirai | MR00-K03 | Western subarctic Pacific, Kuril island, Okhotsk sea |
| 2003 | Jan | R/V Hokko-maru | HK0301 | Oyashio area |
| 2003 | Feb | T/V Oshoro-Mar | OS0302 | Oyashio area |
| 2003 | Mar | T/V Oshoro-Mar | OS0302 | Oyashio area |
| 2003 | April | R/V Wakataka-Mar | WK0304 | Oyashio, western North Pacific |
| 2003 | May | R/V Wakataka-Mar | WK0305 | Oyashio, western North Pacific |
| 2003 | Sep-Oct | R/V Hakuho-Mar | KH-03-2 | Western North Pacific, 155 E line |
| 2005 | Jan | R/V Hokko-maru | HK0501 | Oyashio area |
| 2005 | May | R/V Hokko-maru | HK0505 | Oyashio area |
| 2005 | Dec | R/V Hokko-maru | HK0512 | Oyashio area |
| 2006 | Jan | R/V Hokko-maru | HK0601 | Oyashio area |
| 2006 | July-Aug | R/V Pro. Khromov | Kh06 | Kuril lcs, Okhotsk sea |
| 2007 | July-Aug | R/V Pro. Khromov | Kh07 | Kuril lcs, Okhotsk sea |
| 2008 | Aug-Sep | R/V Hakuho-Mar | KH-08-2 | Western North Pacific, 155 E line |
| 2009 | Aug-Sep | R/V Hakuho-Mar | KH-09-4 | Aleutian Islands – Bering sea |
| 2010 | June-July | R/V Pro. Khromov | Kh10 | Kuril lcs, Okhotsk sea |
| 2012 | July-Aug | R/V Hakuho-Mar | KH-12-3 | Western North Pacific, 160 E line |
| 2012 | July-Aug | R/V Hakuho-Mar | KH-12-4 | subarctic North Pacific, GP02 GEOTRACES |
| 2013 | July-Aug | T/V Oshoro-Mar | OS13 | subarctic North Pacific, Bering Sea, Surface survey |
| 2014 | May-June | R/V Pro. Multanovskiy | Mu14 | East Kamchatska current |
| 2015 | Nov-Dec | R/V Hakuho-Mar | KH-15-4 | Kuroshio area |
| 2017 | June-Aug | R/V Hakuho-Mar | KH-17-3 | subarctic North Pacific, GP02 GEOTRACES |
| 2018 | July-Sep | R/V Pro. Multanovskiy | Mu18 | Western Bering Sea |

表2：北大・低温研とロシア極東海洋気象学研究所 (FERHRI) との共同観測航海の実績

Table 2: A list of collaborative cruises between ILTS and FERHRI

| クレスト時代: the first era | | | | |
|-----------------------------------|-------------------|-----------------|--------|-----------|
| 1998 | Pro. Khromov | Japan/Russia/US | | |
| 1999 | Pro. Khromov | Japan/Russia/US | | |
| 2000 | Pro. Khromov | Japan/Russia/US | | |
| 2001 | Pro. Khromov | Japan/Russia/US | | |
| 環オホーツク観測研究センター発足後: the second era | | | | |
| 2006 | Pro. Khromov | Japan/Russia | Kh06航海 | 西部オホーツク海 |
| 2007 | Pro. Khromov | Japan/Russia | Kh07航海 | 西部オホーツク海 |
| 2010 | Pro. Khromov | Japan/Russia | Kh10航海 | 西部オホーツク海 |
| 2011 | Pavel. Gordienko | Japan/Russia | Go11航海 | 東部オホーツク海 |
| 2014 | Pro. Multanovskiy | Japan/Russia | Mu14航海 | 東カムチャツカ海流 |
| 2018 | Pro. Multanovskiy | Japan/Russia | Mu18航海 | 西部ベーリング海 |

共同観測のデータセットと、北太平洋側の日本の調査船による観測で得られたデータセットを統合することで、我々は環オホーツク海域におけるボーダーレスのデータセットを作成することができた (表1)。この観測データから、親潮域や西部北太平洋亜寒帯域の生態系を豊かにしている自然界のFeの供給システムの存在が明らかになった (次節以降に概説を記す)。

このようにCRESTプロジェクトの1998年を皮切りに、ロシア船を用いたオホーツク海の観測航海が2018年までに10回実施されている (表2)。CREST研究から引き継いで、長年継続してロシア船航海を実施できる体制が構築されたことが環オホーツク海域の海洋循環研究・物質循

環の理解に大きく結びついている。2006年以降のロシア船観測には国内外の15の研究機関(FERHRI, 北大・低温研・地球環境・水産学部, 北海道東海大学, 弘前大学, 東京大学大気海洋研究所, JAMSTEC, 日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所, 静岡大学, 名古屋大学, 金沢大学, 九州大学, 長崎大学, 香港科学技術大学, MWJ)から, のべ113名の関係者が乗船している。

3.2 オホーツク海とベーリング海における物質循環観測

この節では, これまでに環オホーツク観測研究センターで実施してきた研究成果の中から, 環オホーツク海域のFeと栄養塩の動態に関連する物質循環研究の成果を海洋物理的なバックグラウンドも含めて概説する(Nishioka et al., 2014a; Nishioka et al., 2020; Nishioka et al., 2022a)。

3.2.1 オホーツク海

CREST終了後, 2006年, 2007年, 2010年, 2011年に, ロシア調査船を用いた海洋循環・物質循環の観測研究を西部オホーツク海の東サハリン海流域および千島列島周辺で実施した(Nishioka et al., 2014a)。これらの観測では, オホーツク海内の物質循環と, オホーツク海と北太平洋の物質循環リンケージを理解することを目的とした。そのためには, ロシアの排他的経済水域であるオホーツク海内部と千島列島周辺の海峡部の直接観測が不可欠であった(図2)。

オホーツク海は世界で最も低緯度の季節性海水域である(Alfultis and Martin, 1987; Kimura and Wakatsuchi, 2000)。毎年冬になると, 東シベリアから吹き込む冬の寒風により, オホーツク海の北西大陸棚のシベリア沿岸に大量の海水ができる。冬の間, 海水が形成されるとブライン排出により大量の低温・高塩の水が生成される。この水は密度が高いため, 北西大陸棚の底に沈降し, 高密度陸棚水(Dens Shelf Water: DSW, 密度 $26.8\text{--}27.0\sigma_\theta$)を形成する(Kitani, 1973; Nagata et al., 1992; Martin et al., 1998; Gladyshev et al., 2000)。前述のとおりNakatsuka et al. (2002, 2004)は, DSWは海底堆積物の再懸濁に起因して濁度が極めて高いことを明らかにした。その後, Nishioka et al. (2013, 2014b)は, 北西部陸棚海域における溶存態Fe(D-Fe)濃度と全可溶性Fe(T-Fe)(可溶性粒子状Feを含む)濃度の鉛直分布を示し, DSW水塊において極めて高いFe濃度が観測されたことを報告した。還元的な影響を示すトレーサーとして利用できるN*指数(硝酸塩とリン酸塩で計算; Gruber and Sarmiento, 1997; Yoshikawa et al., 2006)を用いて, DSWに含まれる高濃度

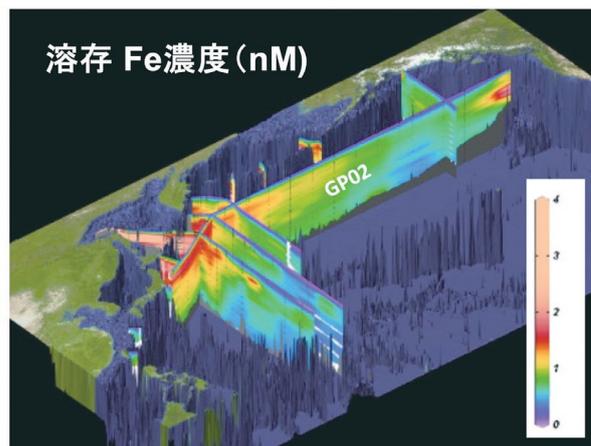


図3: 環オホーツク観測研究センターで実施してきた観測によって構築されたデータセットを用いて作成した溶存Fe濃度3次元分布図, Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, 参照 www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117, under a CC BY 4.0 license

Figure 3: A draw of 3D Fe distribution in the North Pacific constructed by the data obtained from the cruises conducted by the Pan-Okhotsk Research Center, Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, cited from www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117, under a CC BY 4.0 license

Feは海底堆積物の再懸濁によって供給されたと結論づけられた(Nishioka et al., 2014b)。DSWに由来する堆積物由来のFeは, この海域特有の中層水循環によって輸送される。水塊のトレーサーとして観測されたクロロフルオロカーボンの分析結果は, 換気されたDSW水塊の経路を示している(Wong et al., 1998; Yamamoto-Kawai et al., 2004)。DSWは, 約 $27.0\sigma_\theta$ のオホーツク海中層水(OSIW)(Fukamachi et al., 2004)となり, OSIWは東サハリン沿岸を南下して南部オホーツク海に達する。Nishioka et al. (2013, 2014b)は, OSIWを介してT-FeとD-Feが大陸棚から輸送されることを報告し, オホーツク海南部の千島盆地に到達するFeは, 大陸棚のDSWに含まれるFeの約20%と推定した(Nishioka et al., 2014b)。

OSIWはブツソル海峡で強い鉛直混合を受けた後(Nakamura and Awaji, 2004; Ono et al., 2007, 2013), 北太平洋亜寒帯域に流出する(Katsumata et al., 2004; Katsumata and Yasuda, 2010)。さらに, オホーツク海から流出した中層水はNPIWの形成に寄与する(Talley, 1991; Yasuda, 1997; Nakamura and Awaji, 2004; Nakamura et al., 2006; Mensah and Ohshima, 2021)。特に親潮域の水質は, オホーツク海に由来する中層水の影響を強く受けている(Yasuda, 1997; Yasuda et al., 2001; Mensah and Ohshima, 2021)。Nishioka et al. (2020, 2021)は, ロシア船観測も含めて, これまでに環オホーツク海域で観測さ

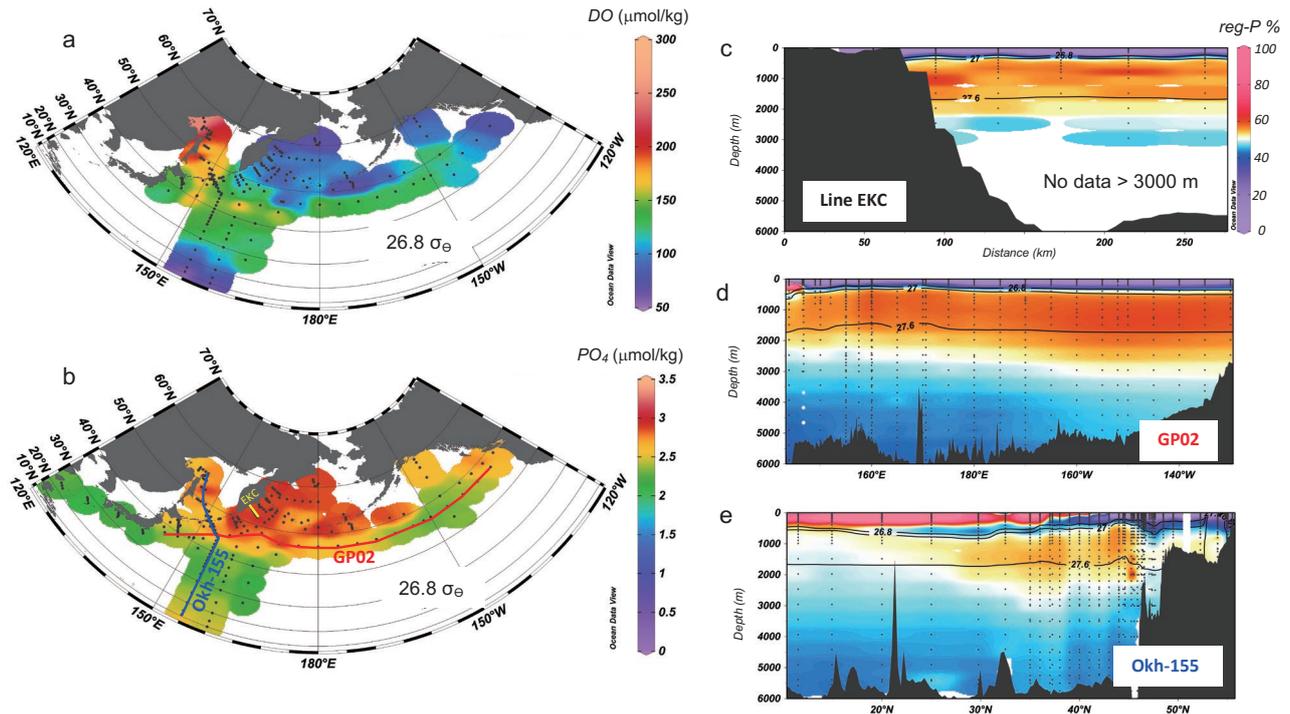


図4: 西部北太平洋亜寒帯域・ベーリング海盆地中層に広がる高濃度栄養塩プール(中層栄養塩プール), a: 中層水(密度 $26.8\sigma_\theta$ 等密度面)の溶存酸素濃度($\mu\text{mol/kg}$), b: 中層水(密度 $26.8\sigma_\theta$ 等密度面)のリン酸塩濃度($\mu\text{mol/kg}$), c: Line EKC (図b内)の再生循環で蓄積されるリン酸塩の割合, d: cと同様ただしLine GP02 (図b内), e: cと同様ただしLine Okh-155 (図b内). Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, 参照www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117, (CC BY 4.0 license)

Figure 4: Subarctic Intermediate Water Nutrient Pool (SINP), a: Dissolved Oxygen concentration at the isopycnal surface of $26.8\sigma_\theta$, b: Phosphate concentration at the isopycnal surface of $26.8\sigma_\theta$, c: Proportion of regenerated phosphate along Line EKC (see b), d: Same as c, but for Line GP02 (see b), e: Same as c, but for Line Okh-155 (see b). These figures are cited from Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117 under CC BY 4.0 license

れたデータをボードレスにコンパイルしたFeを含むデータセットを作成し、溶存Feの等密度面分布の解析を行った結果を報告している。これまでの結果と統合すると、親潮域の中層やNPIWの上層部の溶存Fe濃度が高い理由は、オホーツク海の陸棚堆積物由来のFeが、この海域特有の中層循環の上層部に沿って、オホーツク海から親潮域および西部北太平洋に輸送されているからであると結論づけられた。親潮域や北太平洋に運ばれたFeは、海峡部の潮汐混合と冬季混合プロセスを介して海洋表層にもたらされ、広く北太平洋亜寒帯域の生物生産に寄与することが明らかになった (Nishioka et al., 2011, 2013, 2014b, 2020, 2021; Nakanowatari et al., 2017) (図3)。

3.2.2 ベーリング海

2014年と2018年には、ロシア調査船を用いた観測研究を東カムチャツカ海流周辺とベーリング海西部(アリューシャン盆地とアナディール湾を含む)で実施した(Nishioka et al., 2022a)。これらの観測では、親潮上流と東カムチャ

ツカ海流の源流域の生物地球化学を調査し、北太平洋亜寒帯域の水塊の化学的な性質(化学的プロパティ)の形成過程を理解することを目的とした。そのためには、ロシアの排他的経済水域である東カムチャツカ海流域とベーリング海西部の直接観測が不可欠であった(図2)。

ベーリング海の物理的背景については、Nagata et al. (1992)やStabeno et al. (1999)に詳しく記載がある。以下に、物質循環的な理解のために重要と思われる部分を中心に概説する。ベーリング海は、大きく西部の海盆地(アリューシャン海盆、最大水深3500 m)と東部の大陸棚(200 m未満)に分かれている。アリューシャン海盆には低気圧性循環(ジャイア)が存在し、南西向き境界流「カムチャツカ海流」と北向きの東境界海流「ベーリング斜面海流(Bering Slope current)」が流れている。アムチトカ海峡、ニア海峡、カムチャツカ海峡の3つの海峡だけが水深700 mより深く、中層水の出入りがある。アラスカ海流はアリューシャン列島の多くの浅い海峡を通過してベーリング海に流入し、その総流入量は、カムチャツカ海峡からの

流出と釣り合っている。Nagata et al.(1992)によれば、ベーリング海の循環は、北太平洋の亜寒帯ジャイアの一部として考えることが適切であると指摘している。アリューシャン列島の主要な海峡を通してベーリング海に流入する流れは、流域の化学的プロパティに強く影響し、海盆地の中層水は、アリューシャン列島に沿った最も西側の海峡であるカムチャツカ海峡とニア海峡から太平洋側に流出する(Stabeno et al., 1999)。

我々の観測でも、アリューシャン海盆地と、西部北太平洋亜寒帯域の中層水を介したリンケージが確認されている。アリューシャン海盆地やアリューシャン列島東部周辺を含む西部北太平洋亜寒帯域の広い範囲の中層水下部(27.0-27.5 σ_θ)で、溶存Fe濃度が高く、酸素極小、栄養塩極大が見られた。このアリューシャン海盆地の中層水下部の特徴は、西部北太平洋の等密度水塊にあたるNPIW下層の化学的プロパティと一致していることが確認されている(Nishioka et al., 2022b)。したがって、中層水の下部の化学的プロパティは、アリューシャン流域を含む西部北太平洋亜寒帯域とNPIWの循環全体に分布していると考えられる(Nishioka et al., 2020)。アリューシャン海盆地の中層水に含まれる高Feの起源については、まだ議論が続いている。

3.3 亜寒帯中層栄養塩プールの重要性

植物プランクトンは海洋表層で栄養塩を取り込み有機物粒子となる。その後、死骸となった有機粒子は深層に向かって沈む。沈み込んだ有機粒子は再無機化され、無機態の栄養塩を中深層に放出する。北太平洋中層水循環の経路には世界で最も栄養塩濃度が高い水塊が分布している(図4)。このプロセスは表層から中深層へ栄養塩(硝酸塩、リン酸塩)を流出させるため、北太平洋亜寒帯域のHNLC海域表層の栄養塩を高い濃度で維持するためには、流出した栄養塩を補うための栄養塩供給メカニズムが必要となる。前述の通りBroecker (1991)は、全球的な全球循環として海洋コンベアベルトの概念を提唱した。これまで北太平洋亜寒帯域は、海洋コンベアベルトの終着点として認識されており、深層の高栄養塩水が湧昇し、表層に高栄養塩域(HNLC海域)が形成される場所として漠然と認識されてきた。

近年の海洋物理学によって、より詳細な北太平洋の全球的な水循環の詳細が明らかになってきた。Kawabe and Fujio (2010)は、北太平洋に北上した南極底層水(AABW)の大部分は北太平洋の上層に湧昇し、太平洋深層水(PDW)に変化し、2000～2500mの深度で再び南下し、upper

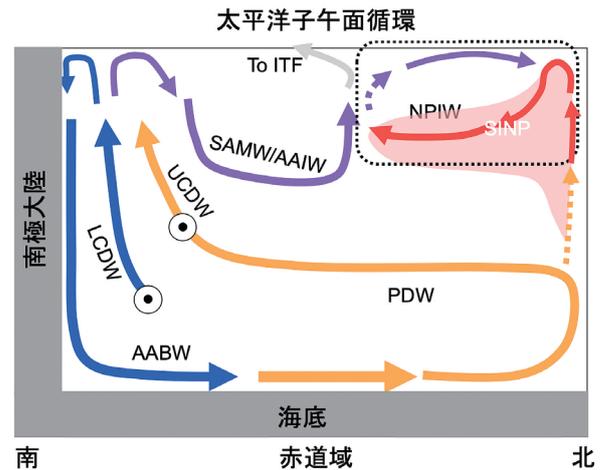


図5：太平洋子午面循環: NPIWを覆う破線の四角は、「北太平洋の中層水循環系」を示す。Nishioka et al.,2021から参照した図。Sigman et al., (2021)の図にTalley, (2013)のNPIWを含む循環系を追加したもの。NPIW 北太平洋中層水,PDW 太平洋深層水,AAIW 南極中層水,SAMW 南極モード水, AABW 南極底層水, ITF インドネシア通過流,UCDW 上部南極周極流水,LCDW 下部南極周極流水。右端の破線の矢印は、詳細な過程がまだ分かっていない場所を示す。色は栄養塩(硝酸塩またはリン酸塩)濃度レベルを示す(赤>橙>青>紫>灰色)。SINP; Nishioka et al., 2020 PNASが示した亜寒帯中層栄養塩プール。Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, 参照 (CC BY 4.0 license)

Figure 5: A schematic draw of the Pacific meridional circulation: The dashed square overlying the NPIW indicates the “North Pacific Intermediate Water Circulation System”. The figure is modified figure of Sigman et al. (2021) with the addition of the circulation system including the NPIW of Talley, (2013). NPIW: North Pacific Intermediate Water, PDW: Pacific Deep Water, AAIW: Antarctic Intermediate Water, SAMW: Subantarctic Mode Water, AABW: Antarctic Bottom Water, ITF Indonesian Through Flow, UCDW: Upper Antarctic Circumpolar Current Water, LCDW Lower Antarctic Circumpolar Current Water. The dashed arrows indicate locations where detailed processes are not yet known. Colors indicate nutrient (nitrate or phosphate) concentration levels (red > orange > blue > purple > gray). The figure is cited from Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117 under CC BY 4.0 license

circumpolar deep waterと混合することを示した。Talley (2013)は、北太平洋(NPIWを含む)の中層水系は、南極から連なる北太平洋全体の大きな子午面循環系の底層水セルと直接的にはほとんどつながっていないことを示した(図5)。このように、現在の物理学的・化学的海洋学の知見では、栄養塩に富む深層水が直接北太平洋亜寒帯域の表層にアウトクロープすることはないことが分かっている。したがって、栄養塩の動態や、深層水の栄養塩が表層に出てくる過程など、特にHNLC海域の高栄養塩濃度の表層水を形成するメカニズムは、海洋ベルトコンベヤー循環の末端では正確に記述できていない。日本周辺の北太平洋の「海の恵み」を生み出す仕組みを理解するために

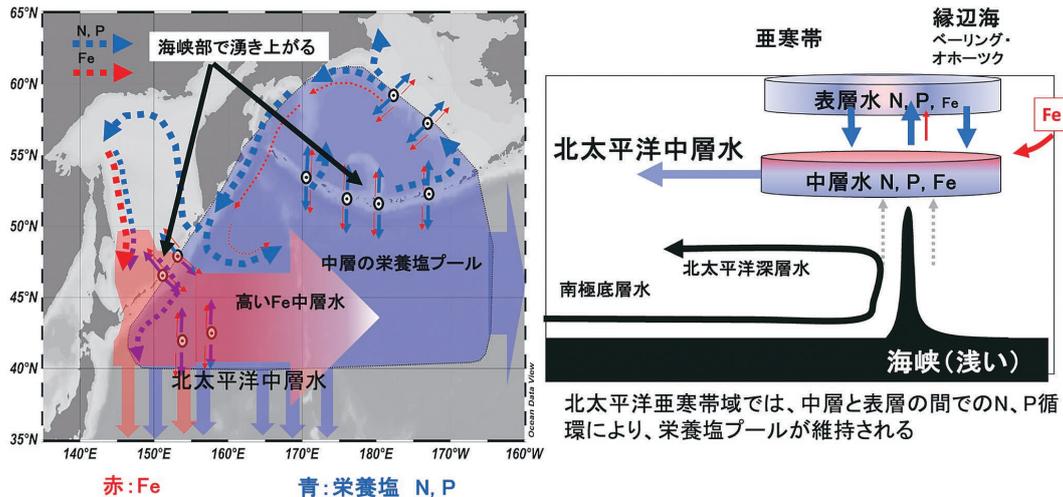


図6：これまでの成果から見てきた“新栄養物質循環像” Nishioka et al., 2020 PNASを改訂。

北方圏縁辺海であるベーリング海中層で形成され北太平洋中層水 (NPIW) の循環 (300-1000 m付近の循環) によって広がる中層栄養塩プール (主に硝酸塩とリン酸塩) と、海峡部で起こる鉛直混合が、中層と表層の栄養塩を間接的に繋いでいる (右図)。この中層栄養塩プールと、海水が駆動する中層水循環によってオホーツク海から流出するFeが混合することで、西部北太平洋の植物プランクトン生産が高められている (左図)。Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, 参照www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117, (CC BY 4.0 license)

Figure 6: A new concept of nutrient circulation in the North Pacific cited. The Subarctic Intermediate Nutrient Pool (SINP: mainly nitrate and phosphate) formed in the Bering Sea and extended by the North Pacific Intermediate Water (NPIW) circulation (circulation around 300-1000 m) and the vertical mixing that occurs in the straits indirectly connect the intermediate and surface nutrients (right figure). The mixing of the subarctic intermediate water nutrient pool with Fe discharged from the Sea of Okhotsk by the sea-ice-driven intermediate water circulation enhances phytoplankton production in the western North Pacific. The figure is cited from Nishioka et al. 2020, Proc Natl Acad Sci, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.2000658117 under CC BY 4.0 license.

は、海洋コンベアベルト終焉部で起こっている栄養塩と必須微量元素であるFeの循環の詳細を解明する必要があった。

ロシアとの共同研究を含め、20年以上かけて実施してきた我々の研究によって、海洋コンベアベルト終焉部に位置する新たな栄養物質循環像 (以下“新栄養物質循環像”と記す) (図6) が提示され、北太平洋の栄養物質循環の理解が大きく進んだ (Nishioka et al., 2020)。この“新栄養物質循環像”は次のように説明できる。北方圏縁辺海であるベーリング海中層で形成され、北太平洋中層水 (NPIW) を含む循環 (以下NPIW循環; 300-1000 m付近の循環) によって広がる中層栄養塩プール (主に硝酸塩とリン酸塩) (図4) と、千島海峡部やアリューシャン海峡部で起こる鉛直混合が、中層と表層の栄養塩を間接的に繋いでいることが明らかになった。この中層栄養塩プールと深層水栄養塩プールは別なプールとして互いにゆるく繋がる存在と考えられる (繋がるメカニズムは未解明)。この中層栄養塩プールと、海水が駆動する中層水循環によってオホーツク海から流出するFeが混合することで、広く西部北太平洋の植物プランクトン生産が高められていることが解明

された。この研究成果は、これまでに予想されていた「深層に蓄積されている栄養塩が直接表層の高緯度海域を肥沃にしている」という考えを覆し、地球規模の深層循環の出口となるエリアで、新たにNPIW循環を介した物質循環像を提示した。また、約30年以上信じられてきた「西部北太平洋の生物生産を支えているFe供給過程として最も重要なのは大気ダスト由来のFeである」という定説を覆し、NPIW循環に乗って北方圏縁辺海から長距離移送されるFeの重要性を示した点は、近年の海洋地球化学の成果の重要な発見として評価されている (Anderson, 2020)。

4. おわりに

環オホーツク観測研究センターで実施されたロシアとの共同研究を含めた海洋科学プロジェクトにより、北方圏縁辺海であるオホーツク海やベーリング海の重要性の認識、北太平洋の物質循環と生物生産の制御機構の解明、大陸と縁辺海と外洋のリンケージの理解、自然界の大規模生物生産システムの全体像の把握等につながった。特に、1章で示したセンター発足当初の課題であった、1)な

ぜ北太平洋亜寒帯域の表層にHNLC海域が存在するのか？と2)北太平洋亜寒帯域の植物プランクトン増殖を制御しているFe供給プロセスは何か？については、この20年の研究で北太平洋亜寒帯域のHNLC海域形成過程や、主要なFe供給プロセスの全体像と植物プランクトン生産との関連性が明らかとなり、北太平洋亜寒帯域における生物地球化学の理解において大きな進歩を遂げた。今後、日本の豊かな水産業の維持機構や、将来の気候変動に対して海洋システムがどのように応答するかを理解することにつながる重要な知見にもなる。

上記の一連の研究を進めるに当たって、環オホーツク観測研究センターでは、政治的な理由で日本の研究船による観測が困難であったオホーツク海やベーリング海の観測を実施するため、ロシア極東海洋気象学研究所との共同研究を主体的に進め、ロシア船による観測プラットフォームを確保し、国内外の海洋研究者を取りまとめ、長年にわたって観測機会を創出してきた。これらの観測によって、これまでデータが欠落していた海域の観測を実現してきたことで、北太平洋とその縁辺海をボーダレスに多方面から理解することにつながり、我が国の海洋学の進展に大きく貢献できた。また、このオホーツク海やベーリング海と北太平洋のつながりを示した研究が起点となり、様々な物質の循環に関わる研究、詳細なプロセス研究、数値シミュレーション研究など、数多くの物理・化学・生物に跨る研究が展開されている。今後はこれまでの知見を発展させて、より広く世界に向けて、環オホーツクエリアの科学的研究の重要性を発信していくことを目指す。

謝辞

本稿で紹介した研究は、オホーツク海やベーリング海が果たす地球規模の役割を海洋学的に明らかにした研究である。この研究は、環オホーツク観測研究センターで長年にわたって実施されてきた研究で、数多くの国内外の研究者との共同研究および、当センターや低温研スタッフとの協働および支援があって成し得たものである。この執筆を機に、改めてこの研究に関わったすべてのスタッフおよび共同研究者の皆様にお礼申し上げる。また、本文でも触れたが、本研究で広大な海洋を理解するためにはすべての海をボーダレスに研究することが欠かせなかった。オホーツク海の大部分はロシアの排他的経済水域に当たるため、本稿で紹介した研究ではロシアとの共同観測が必須であった。長年に渡り北大低温研と共同研究を

実施してくれたロシア極東海洋気象学研究所 (FERHRI) Yuri N.Volkov所長、故Alexey F. Shcherbinin氏、Sergey Yarosh氏はじめとするFERHRIスタッフ、ロシア船Pro. Khromov, Pro. Multanovskiy, Pavel. Gordienkoの船長および乗組員の方々、特に故Evgeniy Sklizkov船長に心よりお礼申し上げる。

2023年現在、国際情勢の悪化でロシアとの共同研究が難しい状況になってしまっている。今後、一刻も早く平和を取り戻し、再び世界の研究者が手を結んで海洋の神秘の探求に挑んでいける世の中になることを強く願う。

参考文献

- Alfultis, M. A. and S. Martin (1987) Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978–1982. *J. Geophys. Res. Oceans*, **92**:13,013–13,028.
- Anderson, R. F. (2020) GEOTRACES: Accelerating research on the marine biogeochemical cycles of trace elements and their isotopes. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 9–85, doi: 10.1146/annurev-marine-010318-095123.
- Boyd, P. W., C. S. Law, C. S. Wong, Nojiri, Y., A. Tsuda, M. Levasseur, S. Takeda, R. Rivkin, P. J. Harrison, R. Strzepak, J. Gower, R. M. McKay, E. Abraham, M. Arychuk, J. Barwell-Clarke, W. Crawford, M. Hale, K. Harada, K. Johnson, H. Kiyosawa, I. Kudo, A. Marchetti, W. Miller, J. Needoba, J. Nishioka, H. Ogawa, J. Page, M. Robert, H. Saito, A. Sastri, N. Sherry, T. Soutar, N. Sutherland, Y. Taira, F. Whitney, S. E. Wong and T. Yoshimura (2004) The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature*, **428**, 549–553.
- Boyd, P. W., T. Jickells, C. S. Law, S. Blain, E. A. Boyle, K. O. Busseler, K. H. Coale, J. J. Cullen, de H. J. W. Baar, M. Flows, M. Harvey, C. Lancelot, M. Levasseur, N. P. J. Owens, R. Pollard, R. B. Rivkin, J. Sarmiento, V. Schoemann, V. Smetacek, S. Takeda, A. Tsuda, S. Turner and A. J. Watson (2007) Mesoscale iron enrichment experiments 1993–2005: Synthesis and future directions. *Science*, **315**:612–617.
- Boyd, P. W. and M. J. Ellwood (2010) The biogeochemical cycle of iron in the ocean. *Nature Geo.*, **3**:675–682.
- Broecker, W. S. and T-H Peng (1982) Tracers in the sea. *Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University*, 690 pp, doi:10.2307/1309641.
- Broecker, W. S. (1991) The great ocean conveyor. *Oceanogr.*,

- 4(2):79–89.
- Chisholm, S. W. and M. M. Morel (1991) What controls phytoplankton production in nutrient-rich areas of the open sea? *Limnol. Oceanogr.*, **36** (8), preface.
- Conway, T. M. and J. G. Seth (2014) Quantification of dissolved iron sources to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **511**:212–215.
- de Baar, H. J. W., P. W. Boyd, K. H. Coale, M. R. Landry, A. Tsuda, P. Assmy, D. C. E. Bakker, Y. Bozec, R. T. Barbar, M. A. Brzezinski, K. O. Buesseler, M. Boye, P. L. Croot, F. Gervais, M. Y. Gorbunov, P. J. Harrison, W. Hiscock, P. Laan, C. Lancelot, C. Law, M. Levasseur, A. Marchetti, F. J. Millero, J. Nishioka, Y. Nojiri, T. van Oijen, U. Riebesell, M. J. A. Rijkenberg, H. Saito, S. Takeda, K. R. Timmermans and M. J. W. Veldhuis (2005) Synthesis of iron fertilization experiments: from the iron age in the age of enlightenment. *J. Geophys. Res. Ocean*, **110**. doi:10.1029/2004JC002601.
- Duce, R. A. (1989) SEAREX; The sea/air exchange program. *Chem. Oceanogr.*, **10**, Academic Press, London. 404pp.
- Duce, R. A. and N. W. Tindale (1991) Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **36**:1715–1726.
- Elrod, V. A., W. M. Berelson, K. Coale and K. S. Johnson (2004) The flux of iron from continental shelf sediment: A missing source for global budget. *Geophys. Res. Lett.*, **31**:L12307, doi:10.1029/2004GL020216.
- Fukamachi, Y., G. Mizuta, K. I. Ohshima, L. D. Talley, S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2004) Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res. Oceans*, **109**:C09S10. doi:10.1029/2003JC001906.
- GEOTRACES Planning Group (2006) GEOTRACES Science Plan, Baltimore, Maryland: Scientific Committee on Oceanic Research, https://geotracesold.sedoo.fr/libraries/documents/Science_plan.pdf.
- Gladyshev, S., S. Martin, S. Riser and A. Figureurkin (2000) Dense water production on the northern Okhotsk shelves: Comparison of ship-based spring-summer observations for 1996 and 1997 with satellite observations. *J. Geophys. Res. Oceans*, **105**:26, 281–26, 299.
- Gordon, R. M., J. M. Martin and G. A. Knauer (1982) Iron in north-east Pacific waters. *Nature*, 299:611–612.
- Gruber, N. and J. L. Sarmiento (1997) Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **11**:235–266.
- Hansell, D. A., C. A. Carlson and Y. Suzuki (2002) Dissolved organic carbon export with North Pacific Intermediate Water formation. *Glob. Biogeochem. Cycles*, doi.org/10.1029/2000GB001361.
- Itoh, M., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water. An analysis of isopycnal climatological data. *J. Geophys. Res.*, **108**(C8):3258. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001590>.
- Itoh, S., I. Yasuda, T. Nakatsuka, J. Nishioka and Y. N. Volkov (2010) Fine- and microstructure observation in the Urup Strait, Kuril Islands, during August 2006. *J. Geophys. Res.*, **115**(C8):C08004, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC005629>.
- Itoh, S., I. Yasuda, M. Yagi, S. Osafune, H. Kaneko, J. Nishioka, T. Nakatsuka and Y. N. Volkov (2011) Strong vertical mixing in the Urup Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **38**:L16607, <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL048507>.
- Jickells, T. D., Z. S. An, K. K. Andersen, A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J. J. Cao, P. W. Boyd, R. A. Duce, K. A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. LaRoche, P. S. Liss, N. Mahowald, J. M. Prospero, A. J. Ridgwell, I. Tegen and R. Torres (2005) Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry and climate. *Science*, **308**:67–71.
- Johnson, K. S., F. P. Chavez and G. E. Friederich (1999) Continental-shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton. *Nature*, **398**:697–700.
- Kanna, N., T. Toyota 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, doi:10.1016/j.pocean.2014.04.012.
- Katsumata, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, I. Yasuda, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2004) Water exchange and tidal currents through the Bussol' Strait revealed by direct current measurements. *J. Geophys. Res. Oceans*, **117**:(C09S06). doi.org/10.1029/2003JC001864.
- Katsumata, K., I. Yasuda (2010) Estimate of non-tidal exchange transport between the Sea of Okhotsk and the North Pacific. *J. Oceanogr.*, **66**:489–504.
- Kawabe, M. and S. Fujio (2010) Pacific Ocean circulation based on observation. *J. Oceanogr.*, **66**:389–403.
- Kimura, N. and M. Wakatsuchi (2000) Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **27**:3735–3738.

- Kitani, K. (1973) An oceanographic study of the Sea of Okhotsk, particularly in regard to cold waters. *Bull. Far Seas Fish. Res. Labo.*, **9**:45–47.
- Lam, P. J., J. K. B. Bishop, C. C. Henning, M. A. Marcus, G. A. Waychunas and I. Y. Fung (2006) Wintertime phytoplankton bloom in the subarctic Pacific supported by continental margin iron. *Glob. Biogeochem Cycle*, **20**:GB1006, doi:10.1029/2005GB002557.
- Lam, P. J. and J. K. B. Bishop (2008) The continental margin is a key source of iron to the HNLC North Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **35**:L07608, doi:10.1029/2008GL033294.
- Lannuzel, D., J. de Jong, V. Schoemann, A. Trevena, J-L. Tison and L. Chou (2007) Development of a sampling and flow injection analysis technique for iron determination in the sea ice environment. *Analytica Chimica Acta*, **556**:476–483.
- Matsumoto, K. and R. M. Key (2004) Natural radiocarbon distribution in the deep Ocean. *Global Environmental Change in the Ocean and on Land*, Eds., M. Shiyomi et al., pp. 45–58. Terapub.
- Matsumoto, K. (2007) Radiocarbon-based circulation age of the world oceans. *J. Geophys. Res.* **112**:C09004, doi: 10.1029/2007JC004095.
- Martin, J. H. and S. E. Fitzwater (1988) Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. *Nature*, **331**:341–343.
- Martin, J. H. and R. M. Gordon (1988) Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity. *Deep Sea Res., Part I*, **35**(2):177–196.
- Martin, J. H., R. M. Gordon, S. Fitzwater and W. W. Broenkow (1989) VERTEX: phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res., Part I*, **36**(5):649–680. doi.org/10.1016/0198-0149(89)90144-1.
- Martin, J. H., S. E. Fitzwater and R. M. Gordon (1990) Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters. *Glob. Biogeochem Cycles*, **4**(1). doi.org/10.1029/GB004i001p00005.
- Martin, J. H. (1990) Glacial-Interglacial CO₂ Change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**(1):1–13.
- Martin, J. H., R. M. Gordon and S. E. Fitzwater (1991) The case for iron. *Limnol. Oceanogr.*, **36**(8):1793–1802.
- Martin, S., R. Drucker and K. Yamashita (1998) The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas. *J. Geophys. Res. Oceans*, **103**:27,771–27,782.
- 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. doi:10.1038/s41598-021-93901-6.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Structure and Seasonal Variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430–2445.
- Nagata, Y., K. Ohtani and M. Kashiwai (1992) Subarctic gyre in the North Pacific Ocean. *Umino-Kenkyu*, **1**(3):75–104.
- Nakamura, T. and T. Awaji (2004) Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: a three-dimensional nonhydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res. Oceans*, **109**:C09S07. http://dx.doi.org/10.1029/2003JC001850.
- Nakamura, T., T. Toyoda, Y. Ishikawa and T. Awaji (2006) Effect of tidal mixing at the Kuril Straits on North Pacific ventilation: adjustment of the intermediate layer revealed from numerical experiments. *J. Geophys. Res.*, **111**(C4):C04003, doi.org/10.1029/2005JC003142.
- 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.- Ocean*, **122**(5):4364–4391. doi:10.1002/2016JC012354.
- Nakatsuka, T., C. Yoshikawa, M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2002) An extremely turbid intermediate water in the Sea of Okhotsk: implication for the transport of particulate organic matter in a seasonally ice-bound sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(16):1757. doi.org/10.1029/2001GL014029.
- Nakatsuka, T., M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2004) Dissolved and particulate organic carbon in the Sea of Okhotsk: transport from continental shelf to ocean interior. *J. Geophys. Res. Oceans*, **109**:C09S14. http://dx.doi.org/10.1029/2003JC001909.
- 西岡純, 三寺史夫 (2012) 生物地球化学過程に果たす環オホーツク圏の海洋循環・物質循環の役割. 月刊海洋, **44**, 10, 552–560.
- 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**:1730, 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, <https://doi.org/10.1029/2006JC004055>.
- Nishioka, J., T. Ono, H. Saito, K. Sakaoka and T. Yoshimura (2011) The annual cycle of surface iron and the source of iron supporting the spring diatom bloom in the Oyashio region, western subarctic Pacific. *J. Geophys. Res.-Ocean*, **116**:C02021. doi:10.1029/2010JC006321.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shiraiwa and M. Wakatsuchi (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Glob. Biogeochem Cycle*, **27**:920–929.
- Nishioka, J., H. Mitsudera, I. Yasuda, H. Liu, T. Nakatsuka and Y. N. Volkov (2014a) Biogeochemical and physical processes in the Sea of Okhotsk and the linkage to the Pacific Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **126**:1–7. doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.027.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, K. Ono, Y. N. Volkov, A. Scherbinin and T. Shiraiwa (2014b) Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**:180–193.
- Nishioka, J. and H. Obata (2017) Dissolved iron distribution in the western and central subarctic Pacific: HNLC water formation and biogeochemical processes. *Limnol. Oceanogr.*, **62**(5):2004–2022.
- 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. USA*, **117**(23):12665–12673. doi. 10.1073/pnas.2000658117.
- Nishioka, J., H. Obata, T. Hirawake, Y. Kondo, Y. Yamashita, K. Misumi and I. Yasuda (2021) A review: iron and nutrient supply in the subarctic Pacific and its impact on phytoplankton production. *J. Oceanogr.*, **77**, 561–587. <https://doi.org/10.1007/s10872-021-00606-5>.
- Nishioka, J., I. Yasuda, T. Hirawake, T. Nakamura, Y. Kondo and Y. N. Volkov (2022a) Biogeochemical and physical linkages between the Arctic Ocean and Sub-Arctic Pacific through marginal seas. *Prog. Oceanogr.*, **203**. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102768>.
- 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 (2022b) Iron and nutrient dynamics along the East Kamchatka Current, western Bering Sea Basin and Gulf of Anadyr. *Prog. Oceanogr.*, **203**. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102662>.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Ito, K. Katsumata, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2007) Water mass exchange and diapycnal mixing at Bussol' strait revealed by water mass properties. *J. Oceanog.*, **63**:281–291.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, K. Katsumata, I. Yasuda and M. Wakatsuchi (2013) Distribution of vertical diffusivity in the Bussol' Strait: a mixing hot spot in the North Pacific. *Deep Sea Res., Part I*, **79**, 62–73. doi:10.1016/j.dsr.2013.05.010.
- 大島慶一郎 (2024) 地球流体力学としてのオホーツク海, *低温科学*, **82**, 1–5.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002) Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**(C11). doi. org/10.1029/2001JC001005.
- Ohshima, K. I. and S. Martin (2004) Introduction to special section: oceanography of the Okhotsk Sea. *J. Geophys. Res.*, **109**:C09S01. <http://dx. doi. org/10.1029/2004JC002604>.
- Parsons, T. R. and C. M. Lalli (1988) Comparative oceanic ecology of the plankton communities of the subarctic Atlantic and Pacific oceans. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **26**:317–359.
- 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. doi:10.1038/nature14577.
- Shcherbina, A., L. D. Tally and D. L. Rudnick (2003) Direct Observations of North Pacific Ventilation: Brine Rejection in the Okhotsk Sea. *Science*, **302**, 12, 1952–1955.
- Stabeno, P. J., J. D. Schumacher and K. Ohtani (1999) The physical oceanography of the Bering Sea. *Dynamics of the Bering Sea*, **1**–59.
- Takahashi, T., 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.
- Talley, L. D. (1991) An Okhotsk Sea Water anomaly: Implications for ventilation in the North Pacific. *Deep Sea Res. Part I*, **38**:S171–S190.
- Talley, L. D. (2013) Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans.

- Oceanogr.*, **26**(1):80–97. doi.org/10.5670/oceanog.2013.07.
- Tagliabue, A., O. Aumont and L. Bopp (2014) The impact of different external sources of iron in the global carbon cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **41**:920–926. doi:10.1002/2013GL059059.
- Tagliabue, A., A. R. Bowie, P. W. Boyd, K. N. Buck, K. S. Johnson and M. Saito (2017) The integral role of iron in ocean biogeochemistry. *Nature*, **543**:51–59.
- 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, D. 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.
- Tsuda, A., S. Takeda, H. Saito, J. Nishioka, I. Kudo, Y. Nojiri, K. Suzuki, M. Uematsu, M. L. Wells, D. Tsumune, T. Yoshimura, T. Aono, T. Aramaki, W. P. Cochlan, M. Hayakawa, K. Imai, T. Isada, Y. Iwamoto, W. K. Johnson, S. Kameyama, S. Kato, H. Kiyosawa, Y. Kondo, M. Levasseur, R. Machida, I. Nagao, F. Nakagawa, T. Nakanishi, S. Nakatsuka, A. Narita, Y. Noiri, H. Obata, H. Ogawa, T. Ono, T. Sakuragi, M. Sasakawa, M. Sato, A. Shimamoto, H. Takata, C. G. Trick, Y. W. Watanabe, C. S. Wong and N. Yoshie (2007) Evidence for the grazing hypothesis: grazing reduces phytoplankton responses of the HNLC ecosystem to iron enrichment in the western subarctic Pacific (SEED II). *J. Oceanogr.*, **63**: 983-994.
- Wakatsuchi, M. (2006) Natural condition of the Sea of Okhotsk. *New Era in Far East Russia & Asia ed. by Ship & Ocean Foundation*, 159-180.
- Wakita, M., Y. W. Watanabe, S. Watanabe, S. Noriki and M. Wakatsuchi (2003) Oceanic uptake rate of anthropogenic CO₂ in a subpolar marginal sea: the Sea of Okhotsk. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2252. http://dx.doi.org/10.1029/2003GL018057.
- Wong, C. S., R. J. Matear, H. J. Freeland, F. A. Whitney and A. S. Bychkov (1998) WOCE line P1W in the sea of Okhotsk: 2. CFCs and the formation rate of intermediate water. *J. Geophys. Res. Oceans*, **103**:15625–15642.
- Yamamoto-Kawai, M., S. Watanabe, S. Tsunogai and M. Wakatsuchi (2004) Chlorofluorocarbons in the Sea of Okhotsk: ventilation of the intermediate water. *J. Geophys. Res. Oceans*, **109**:C09S11. http://dx.doi.org/10.1029/2003JC001919.
- Yagi, M. and I. Yasuda (2012) Deep intense vertical mixing in the Bussol' Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **39**:L01602. doi.org/10.1029/2011GL050349.
- Yagi, M., I. Yasuda, T. Tanaka, Y. Tanaka, K. Ono, K.I. Ohshima and K. Katsumata (2014) Re-evaluation of vertical structure of turbulent mixing in the Bussol' Strait and its impact on water-masses in the Okhotsk Sea and the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 121-134.
- 安田一郎 (2008) 潮汐混合とオホーツク海・ベーリング海の物理・化学・生物過程. *月刊海洋*, **43**(11), 629-640.
- Yasuda, I. (1997) The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **102**(C1):893–909.
- Yasuda, I., Y. Hiroe, K. Komatsu, K. Kawasaki, T. M. Joyce, F. Bahr and Y. Kawasaki (2001) Hydrographic structure and transport of the Oyashio south of Hokkaido and the formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **106**(C4):6931–6942.
- Yoshikawa, C., T. Nakatsuka and M. Wakatsuchi (2006) Distribution of N* in the Sea of Okhotsk and its use as a biogeochemical tracer of the Okhotsk Sea Intermediate Water formation process. *J. Mar. Syst.*, **63**:49–62.

北海道の河川における河川水中の溶存鉄濃度の分布

白岩 孝行¹⁾, 倉野 健人²⁾, 藤島 洸²⁾, 夏目 奏²⁾, 高宮 良樹²⁾ 張 健²⁾,
郭 銘玉²⁾, 牛 潤華²⁾

2023年12月15日受付, 2023年12月18日受理

海洋表層において植物プランクトンの光合成に利用される溶存鉄の供給源は多様であるが, その一部は河川から流入する. 本研究は, 北海道の河川を対象に, 異なる土地被覆・土地利用状況にある流域において, 時間・空間的に河川水中の溶存鉄濃度がどのように変化するかを多地点における季節を通じた採水・分析によって明らかにした. その結果, 湿原を有する流域で溶存鉄濃度が高く, 森林を主体とした流域では濃度が低いことが判明した. 一方, 農地を起源とする溶存鉄も存在する可能性があることがわかった. 季節的には, 夏期に溶存鉄濃度が上昇するという先行研究の成果を追認した.

Dissolved iron concentrations in various rivers in Hokkaido, Japan.

Takayuki Shiraiwa¹, Kento Kurano², Ko Fujishima², Kana Natsume², Yoshiki Takamiya²,
Jian Zhang², Mingyu Guo² and Runhua Niu²

The dissolved iron utilized in photosynthesis by phytoplankton in the surface layer of the ocean includes various sources, but a certain amount of the dissolved iron is supplied from rivers. In this study, focusing on rivers in Hokkaido, we elucidated how the dissolved iron concentration in river water changes over time and space in different land cover and land use conditions in the watershed. This was achieved through seasonal sampling and analysis at multiple locations. The results revealed that areas with wetlands in low-lying watersheds had higher dissolved iron concentrations, while watersheds dominated by mountain forests showed lower concentrations. On the other hand, it was found that dissolved iron of agricultural origin might also be present. Seasonally, the study confirmed previous research findings that dissolved iron concentrations increase during the summer.

キーワード: 溶存鉄, 湿地, 土地利用, 魚付き林
dissolved iron, wetland, land use, fish-breeding forest

1. はじめに

総合地球環境学研究所が2002年から2009年にかけて実施した通称「アムール・オホーツクプロジェクト」は, 水産資源の宝庫として知られるオホーツク海と太平洋親潮

海域の基礎生産に果たすアムール川の役割を解明することを目的とした(白岩, 2011; 白岩, 2012). 北海道大学をはじめとする国内の大学・研究機関, ならびにロシアと中国の大学・研究機関から総勢100名の研究者がこのプロジェクトに参加した. 低温科学研究所の環オホーツク観

連絡先
白岩 孝行
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
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目
Tel: 011-706-7664
Email: shiraiwa@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 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
2) 北海道大学 大学院環境科学院
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University,
Sapporo, Japan

測研究センターは、このプロジェクトの企画・立案を担うとともに、オホーツク海と親潮海域における物質循環の観測を担当し、アムール川が輸送する溶存鉄が、オホーツク海と親潮海域に輸送され、基礎生産に利用されているかを定量的に解明することに成功した (Nishioka et al., 2014; Onishi et al., 2012)。これにより、従来、沿岸の海洋生態系にとって有用と考えられてきた陸域の森林を指す「魚付き林」という環境概念が、溶存鉄という物質を介して、アムール川という大陸スケールの河川流域とオホーツク海・親潮という大洋スケールの海域にも拡張できる可能性が見出された (Shiraiwa, 2012)。

魚付き林とは、狭義には森林法に定める「魚つき保安林」を指す。その期待される機能としては、河川および海域生態系に対する1) 栄養塩供給、2) 有機物供給、3) 直射日光からの遮蔽、4) 飛砂防止が挙げられる。一方、広義の魚付き林は、海域の海洋生態系に対し、そこに流入する河川流域全体の森林や湿地といった陸面環境を指す。この場合の魚付き林の機能には、上記の4点に加え、5) 微量元素供給、6) 水量の安定化、7) 土砂流出安定化、8) 水温安定化などが期待されている。魚付き林は、我が国固有の環境概念であり、文献にその名が登場するのは10世紀に遡る (Wakana, 2012)。17世紀以降の江戸時代になると、日本全国に魚付き林が制定され、現在に至っている (若菜, 2001, 2004)。

冒頭に紹介したアムール・オホーツクプロジェクトは、魚付き林の機能のうち、陸域から河川を通じて海洋に輸送される溶存鉄に注目して陸と海のつながりの立証を試みたプロジェクトである。その根底には、松永勝彦による陸域から河川を通じて供給されるフルボ酸鉄と海の基礎生産を結ぶ先駆的な研究があった (例えば, Matsunaga et al., 1998)。光合成に必須の元素である溶存鉄は、海水中の濃度がきわめて低く、河川によって陸域から供給される溶存鉄が沿岸域の植物プランクトンや藻類にとって重要である。河川水の溶存鉄は、流域の森林から供給される腐植物質としてのフルボ酸と錯体を形成することで溶存状態のまま海洋に輸送されることで光合成に供されるが、森林が荒廃すると、ここで生成されるフルボ酸が減少し、これが結果として海域に輸送される生物が利用可能な溶存鉄を減少させ、沿岸域の生産性が減少する (松永, 2012)。

アムール・オホーツクプロジェクトでは、アムール川流域に広がる低平な湿原が河川に供給される溶存鉄の起源として重要であることを見出したが (Onishi et al., 2010; 長尾ほか, 2012; 楊, 2012)、流域内の上流部における溶存鉄濃度の分布や流域全体における時間変化に関する十分な知見は得られなかった。このような状況を鑑み、筆

者らは北海道内における異なる陸面状況を有する河川流域に着目し、季節を通じて河川流域の上流から下流に至る様々な地点において河川水中の溶存鉄濃度がどのように変化するのかに興味を持った。そこで、陸面状況として、針葉樹林、広葉樹林、湿原、耕作地、都市などを流域に有する7河川流域を選択し、2011年7月から2016年8月にかけて、定期的に河川水の採水を実施し、河川水中の溶存鉄濃度を分析した。これらは、2011年度から2015年度に北海道大学大学院環境科学院の修士課程に在籍した7名の大学院生の修士研究として実施された (倉野, 2013; 藤島, 2013; 夏目ほか, 2014; 高宮ほか, 2017; 張, 2017; 郭, 2017; 牛, 2017)。これらの研究により、河川流域における溶存鉄濃度の空間的・季節的変化、および陸面状況と溶存鉄濃度との関係に一定の結論を得たので報告する。

2. 研究地域

河川水の採水を実施したのは、以下の7河川流域である。

- 1) 針広混合林・酪農地・畑地などの様々な土地利用・土地被覆状態をもつ網走川流域、
- 2) 針葉樹林と湿原からなる猿払川流域、
- 3) 湧水を起源にもつ湿原河川の美々川流域、
- 4) 針広混合林・湿原・酪農地からなる風蓮川を代表とする風蓮湖集水河川流域、
- 5) 針広混合林と畑地・水田をもつ天の川流域、
- 6) 広葉樹を有する石崎川流域、そして
- 7) 広大な針広混合林と札幌市という大都市を有する豊平川流域である (図1, 表1)。

各流域における採水地点を図2に示す。採水地点は、それぞれの河川流域を本流と支流で上流から下流まで広く網羅するように配置し、それぞれの採水地点で1年を通じて複数回採水を行なった。採水は、網走川流域において2011年7月から2012年10月に、猿払川流域において2015年5月から2016年8月に、美々川流域において2015年8月から2016年6月に、風蓮湖集水河川流域において2014年4月から2015年8月に、天の川・石崎川両流域において2012年1月から11月に、豊平川流域において2015年7月から2016年8月にそれぞれ実施した。

3. 採水・分析方法

溶存鉄濃度測定用の水試料は、ポリバケツを用いて河川の中央部付近の表層水を橋の上から採取した。ポリバケツは採水地点の河川水で採水の度に2度とも洗いし、3度目に採水した試料を事前に酸洗浄した100mLのポリボトルに保存した。ポリボトルに注入する際、ポロプロピレ

表1：研究対象流域の流域面積と集水域の土地被覆・土地利用割合。土地被覆・土地利用割合は、備考に示した採水地点の集水域の値。

Table 1: Areas of studied river basins and land-cover land-use ratio of the catchments. The ratios were obtained for the catchments above the respective sampling points mentioned in the remarks.

| River basin | Area (km ²) | Land cover ratio (%) | | | | | | | Remarks |
|-------------|-------------------------|----------------------|----------------|---------|-----------|---------|----------|--------|----------------------|
| | | Natural forest | Planted forest | Wetland | Grassland | Pasture | Farmland | Others | |
| Abashiri | 1380 | 35 | 34 | - | - | 3 | 20 | 8 | Catchment above A18 |
| Sarufutsu | 362 | 92 | - | 7 | - | 1 | - | - | Catchment above SF10 |
| Bibi | 118 | 46 | 21 | 5 | 7 | 8 | 5 | 8 | Catchment above B4 |
| Fuhren | 572 | 19 | 6 | 13 | 5 | 53 | 1 | 3 | Catchment above F8 |
| Amano | 260 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | |
| Ishizaki | 174 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | |
| Toyohira | 902 | 81 | n.a. | - | - | - | - | 9 | Catchment above T11 |

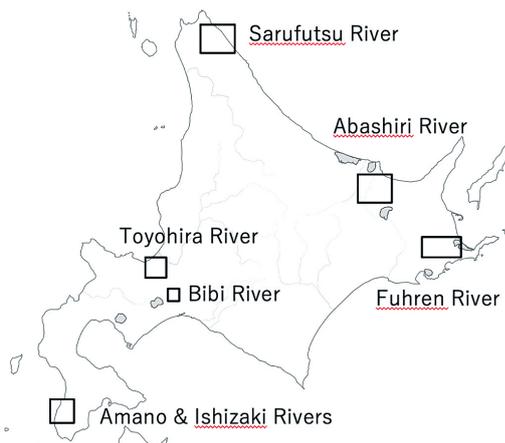


図1：水試料を採取した流域の位置図
Figure 1: Location map of the studied river basins

ン製シリンジ，フィルターホルダー，0.7 μmのWhatman GF/Fフィルターを用いて濾過した濾液を試料としている。なお，これらのポリプロピレン製シリンジ，フィルターホルダー，GF/Fフィルターも事前に酸洗浄した。更に，GF/Fフィルターは，酸洗浄の前に有機物除去のためにアルミホイルに包み，180℃のオーブンで1日加熱した。試料には試料の量の1%に相当する塩酸を添加し，1週間以上において試料中の鉄をFe (II) とFe (III) の鉄に遊離させたのちに分析に用いた。

溶存鉄濃度の測定はフェロジン法 (Stookey, 1970) を用いた。フェロジン法とは，Fe (III) をすべてFe (II) に還元し，試薬であるフェロジンを添加することでFe (II) として発色させることで，その吸光度を測定することによって溶存鉄の濃度を測定する方法である。

4. 結果

本研究で分析したすべての水試料の溶存鉄濃度を表2に示す。また，各河川本流の溶存鉄濃度を上流から下流に向かって地点毎に平均した値を図3に示す。石崎川は，下

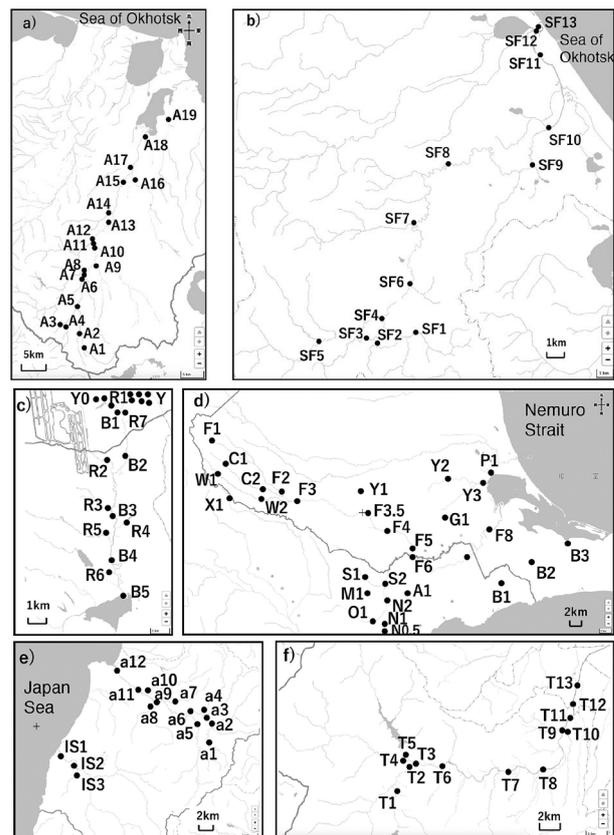


図2：各流域における水試料採水地点。a) 網走川流域；b) 猿払川流域；c) 美々川流域；d) 風連湖集水河川流域；e) 天の川・石崎川流域；f) 豊平川流域

Figure 2: Location maps of the water sampling points at each river basin. a) Abashiri river basin; b) Sarufutsu river basin; c) Bibi river basin; d) Fuhren lake catchment; e) Amano and Ishizaki river basins; f) Toyohira river basin.

流に位置する3地点でのみ試料を採取したので，この図にはプロットしていない。図4は，石崎川を除く6河川の下流域における1地点の溶存鉄濃度が季節的にどのように変化するかを示したものである。以下，河川流域毎に得られた結果を述べる。

4-1 網走川流域

網走川本流では，上流のA1地点の0.04mg/Lから下流の

表2: 河川水の溶存鉄濃度データ(単位: mg/L)

Table 2: Analyzed data of dissolved iron concentrations (mg/L) in the studied river basins.

| River system | River name | Loc. | Sampling day | | | | | | | | | | Average | S.D |
|--------------|----------------|------|--------------|-----------|------------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|------------|---------|------|
| | | | 2011.7.23 | 2011.9.28 | 2011.10.25 | 2011.12.9 | 2012.5.12 | 2012.7.2 | 2012.7.21 | 2012.8.16 | 2012.9.13 | 2012.10.22 | | |
| Abashiri | Abashiri | A1 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.01 |
| | Yunosawa | A2 | 0.08 | 0.07 | - | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.12 | 0.16 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.04 |
| | Pon-dohdoromap | A3 | 0.05 | 0.09 | 0.05 | 0.03 | - | 0.01 | 0.02 | 0.09 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.03 |
| | Dohdoromap | A4 | 0.06 | 0.08 | 0.04 | 0.02 | - | 0.02 | 0.01 | 0.09 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 |
| | Dohdoromap | A5 | 0.10 | 0.09 | 0.03 | 0.04 | 0.12 | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.04 |
| | Kemichappu | A6 | 0.08 | 0.12 | 0.06 | 0.02 | 0.17 | 0.03 | 0.06 | 0.14 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.05 |
| | Abashiri | A7 | 0.10 | 0.11 | 0.09 | 0.04 | 0.12 | 0.05 | 0.07 | 0.16 | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.03 |
| | Chimikeppu | A8 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.14 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.04 |
| | Onnekikin | A9 | 0.18 | 0.20 | 0.18 | 0.11 | 0.18 | 0.13 | 0.18 | 0.30 | 0.23 | 0.20 | 0.19 | 0.05 |
| | Tsubetsu | A10 | 0.09 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.14 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.02 |
| | Abashiri | A11 | 0.09 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.14 | 0.06 | 0.08 | 0.18 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.04 |
| | Takkobu | A12 | 0.08 | 0.10 | 0.05 | 0.04 | 0.20 | 0.04 | 0.05 | 0.14 | 0.09 | 0.10 | 0.09 | 0.05 |
| | Abashiri | A13 | 0.09 | 0.11 | 0.07 | 0.09 | 0.24 | 0.07 | 0.08 | 0.37 | 0.13 | 0.11 | 0.14 | 0.10 |
| | Sakaemori | A14 | 0.33 | 0.24 | 0.24 | 0.18 | 0.28 | 0.22 | 0.28 | 0.36 | 0.48 | 0.33 | 0.29 | 0.09 |
| | Abashiri | A15 | 0.12 | 0.13 | 0.10 | 0.06 | 0.18 | 0.12 | 0.13 | 0.74 | 0.21 | 0.14 | 0.19 | 0.20 |
| | Bihoro | A16 | 0.14 | 0.13 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.12 | 0.18 | 0.16 | 0.12 | 0.13 | 0.02 |
| | Kikin | A17 | 0.46 | 0.35 | 0.42 | 0.76 | 0.62 | 0.23 | 0.56 | 0.56 | 0.69 | 0.58 | 0.52 | 0.16 |
| | Abashiri | A18 | 0.21 | 0.20 | 0.23 | 0.29 | 0.22 | 0.27 | 0.27 | 1.36 | 0.40 | 0.28 | 0.37 | 0.35 |
| | Memanbetsu | A19 | 0.25 | 0.25 | 0.25 | 0.28 | 0.41 | 0.16 | 0.24 | 1.80 | 0.39 | 0.24 | 0.43 | 0.49 |

| River system | River name | Loc. | Sampling day | | | | | | Average | S.D |
|--------------|--------------|------|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|------|
| | | | 2015.5.14 | 2015.7.15 | 2015.9.22 | 2016.5.20 | 2016.6.30 | 2016.8.22 | | |
| Sarufutsu | Sarufutsu | SF1 | 0.30 | 0.18 | 0.39 | 0.25 | 0.31 | 0.52 | 0.33 | 0.12 |
| | Sarufutsu | SF2 | 0.23 | 0.17 | 0.36 | 0.29 | 0.35 | 0.47 | 0.31 | 0.11 |
| | Sarufutsu | SF3 | 0.28 | 0.16 | 0.31 | 0.35 | 0.35 | 0.63 | 0.35 | 0.16 |
| | Sarufutsu | SF4 | 0.24 | 0.27 | 0.30 | 0.21 | 0.28 | 0.49 | 0.30 | 0.10 |
| | Sekitanbetsu | SF5 | 0.13 | 0.22 | 0.29 | 0.12 | 0.18 | 0.32 | 0.21 | 0.08 |
| | Sarufutsu | SF6 | 0.24 | - | 0.38 | 0.28 | 0.37 | 0.60 | 0.37 | 0.14 |
| | Sarufutsu | SF7 | 0.58 | - | 0.40 | 0.31 | 0.41 | 0.55 | 0.45 | 0.11 |
| | Sarufutsu | SF8 | 0.35 | - | - | 0.39 | 0.48 | 0.59 | 0.45 | 0.11 |
| | Sarufutsu | SF9 | 0.36 | 0.23 | 0.43 | 0.31 | 0.34 | 0.70 | 0.39 | 0.16 |
| | Sarufutsu | SF10 | 0.55 | 0.51 | 0.47 | 0.42 | 0.47 | 0.81 | 0.54 | 0.14 |
| | Sarufutsu | SF11 | 0.46 | 0.51 | - | 0.42 | 0.51 | 0.82 | 0.54 | 0.16 |
| | Sarufutsu | SF12 | 0.40 | 0.57 | 0.36 | 0.40 | 0.49 | 0.78 | 0.50 | 0.16 |
| | Sarufutsu | SF13 | 0.08 | 0.51 | 0.20 | 0.04 | 0.31 | 0.61 | 0.29 | 0.23 |

| River system | River name | Loc. | Sampling day | | | | | | | Average | S.D | | | |
|--------------|-------------------|------|--------------|-----------|------------|------------|-----------|-----------|-----------|---------|------|-----------|------|------|
| | | | 2015.8.28 | 2015.9.16 | 2015.10.15 | 2015.11.13 | 2016.1.29 | 2016.4.23 | 2016.5.26 | | | 2016.6.29 | | |
| Bibi | Bibi Spring water | Y0 | - | - | - | - | - | - | 0.08 | - | 0.08 | - | 0.02 | 0.02 |
| | Bibi Spring water | Y1 | - | - | - | 0.01 | 0.00 | 0.05 | - | - | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| | Bibi Spring water | Y2 | - | - | - | 0.02 | - | - | - | - | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| | Bibi Spring water | Y3 | - | - | - | 0.00 | - | - | - | - | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| | Bibi Spring water | Y4 | - | - | - | 0.00 | - | - | - | - | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| | Bibi Spring water | Y5 | - | - | - | 0.02 | - | - | - | - | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| | Bibi Spring water | Y6 | - | - | - | 0.00 | - | - | - | - | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| | Bibi | B1 | 0.13 | 0.10 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | - | 0.03 | 0.08 | 0.03 | 0.08 | 0.03 |
| | Bibi | B2 | 0.48 | 0.27 | 0.18 | - | 0.16 | 0.11 | - | 0.10 | 0.22 | 0.14 | 0.22 | 0.14 |
| | Bibi | B3 | 0.64 | 0.33 | 0.26 | - | 0.28 | 0.19 | - | 0.33 | 0.34 | 0.16 | 0.34 | 0.16 |
| | Bibi | B4 | 0.63 | 0.36 | 0.29 | - | 0.24 | 0.23 | - | 0.25 | 0.33 | 0.15 | 0.33 | 0.15 |
| | Bibi | B5 | - | - | - | - | - | - | 0.30 | - | 0.30 | - | 0.30 | - |
| | | R0.5 | - | - | - | 0.04 | - | - | - | - | 0.04 | - | 0.04 | - |
| | | R1 | 0.16 | 0.13 | 0.09 | - | 0.12 | - | - | - | 0.13 | 0.03 | 0.13 | 0.03 |
| | Bisawa | R2 | 0.43 | 0.27 | 0.21 | - | 0.31 | 0.11 | - | 0.14 | 0.25 | 0.12 | 0.25 | 0.12 |
| | Penkenai | R3 | 0.39 | 0.44 | 0.38 | - | - | 0.25 | - | 0.27 | 0.35 | 0.08 | 0.27 | 0.08 |
| | | R4 | 0.74 | 0.57 | 0.39 | - | 0.22 | 0.28 | - | 0.16 | 0.39 | 0.22 | 0.16 | 0.22 |
| | Pankenai | R5 | 0.47 | 0.74 | 0.68 | - | - | - | - | 0.39 | 0.57 | 0.17 | 0.39 | 0.17 |
| | | R6 | - | - | 1.37 | - | 2.38 | - | - | - | 1.88 | 0.71 | 1.88 | 0.71 |
| | R7 | - | - | - | - | - | - | 2.43 | - | 2.43 | - | 2.43 | - | |

A18地点の0.37mg/Lまで、溶存鉄濃度は流下するに従って上昇した(図3)。本流に比べ、オンネキキン川(A9)、栄森川(A14)、木禽川(A17)、女満別川(A19)などの支流の溶存鉄濃度は際立って高く、これらの支流の流入が本流の溶存鉄濃度を下流に向かうに従い高くしているものと考えられる。集水域の大部分を森林が占める上流域の本流(A1)および支流(A3, A4)においては溶存鉄濃度が著しく低いことから、網走川流域における森林からの溶存鉄供給は小さいものと思われる。これに対し、木禽川のような支流には広く畑地が広がっており、溶存鉄は畑地か

ら流出した土粒子に起源をもつ可能性がある。

本流のA18地点における溶存鉄濃度の季節変化をみると、8月に突出した高い濃度を示していた(図4)。

4-2 猿払川流域

猿払川本流の溶存鉄濃度には、上流の約0.30mg/Lから下流の約0.50mg/Lと総じて高い傾向が見られた。最下流に位置するSF13地点では、試料水の電気伝導度が常にそれ以外の上流域の試料に比べて一桁高いことから、汽水の影響を受けた地点と考えられる。このため、SF13で溶

表2：河川水の溶存鉄濃度データ(単位：mg/L)

Table 2: Analyzed data of dissolved iron concentrations (mg/L) in the studied river basins.

| River system | River name | Loc. | Sampling day | | | | | | | | Average | S.D. |
|-----------------------|-----------------|------|--------------|------------|---------------|--------------|-------------|--------------|-------------|------|---------|------|
| | | | 2014.4.9-10 | 2014.6.4-6 | 2014.10.25-26 | 2015.3.24-25 | 2015.4.9-10 | 2015.6.18-19 | 2015.8.8-11 | | | |
| Fuhren lake catchment | Fuhren | F1 | 0.11 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.04 | |
| | Fuhren | F2 | 0.23 | 0.10 | 0.15 | 0.24 | 0.12 | - | 0.20 | 0.17 | 0.06 | |
| | Fuhren | F3 | 0.33 | 0.24 | 0.28 | 0.36 | 0.21 | 0.39 | 0.28 | 0.30 | 0.06 | |
| | Fuhren | F3.5 | - | 0.25 | 0.40 | 0.42 | 0.45 | - | 0.64 | 0.43 | 0.14 | |
| | Fuhren | F4 | 0.51 | 0.32 | 0.41 | 0.44 | 0.51 | - | 0.67 | 0.48 | 0.12 | |
| | Fuhren | F5 | 0.56 | 0.35 | 0.45 | 0.20 | 0.57 | 0.52 | 0.73 | 0.48 | 0.17 | |
| | Fuhren | F6 | 0.59 | 0.35 | 0.42 | 0.40 | 0.60 | 0.59 | 0.80 | 0.54 | 0.16 | |
| | Fuhren | F8 | 0.56 | 0.38 | 0.48 | 0.43 | 0.67 | 0.65 | 0.83 | 0.57 | 0.16 | |
| | Anebetsu | A1 | 0.09 | 0.16 | 0.16 | - | 0.01 | - | - | 0.11 | 0.07 | |
| | Anebetsu | A2 | 0.22 | 0.40 | 0.39 | 0.23 | 0.23 | 0.56 | 0.81 | 0.41 | 0.22 | |
| | Bettouga | B1 | 0.27 | 0.12 | 0.18 | 0.24 | 0.13 | - | - | 0.19 | 0.07 | |
| | Bettouga | B2 | 0.25 | 0.16 | 0.22 | 0.19 | 0.34 | - | - | 0.23 | 0.07 | |
| | Bettouga | B3 | 0.25 | 0.13 | 0.18 | 0.22 | 0.34 | - | 0.54 | 0.28 | 0.15 | |
| | Naka Fuhren | C1 | 0.31 | 0.09 | 0.03 | 0.26 | 0.11 | 0.23 | - | 0.17 | 0.11 | |
| | Naka Fuhren | C2 | - | 0.09 | 0.14 | 0.27 | 0.21 | - | - | 0.18 | 0.08 | |
| | Naka Fuhren | C3 | 0.25 | 0.16 | 0.12 | - | 0.13 | - | - | 0.17 | 0.06 | |
| | Gin Fuhren | G1 | 0.19 | 0.40 | - | 0.34 | 0.21 | - | 0.14 | 0.26 | 0.11 | |
| | Marusa | M1 | 0.24 | 0.18 | 0.28 | 0.19 | 0.11 | - | 0.11 | 0.19 | 0.07 | |
| | Nokoberibetsu | N0.5 | - | 0.77 | 0.56 | 1.02 | 0.93 | 1.25 | - | 0.91 | 0.26 | |
| | Nokoberibetsu | N1 | 0.36 | 0.43 | 0.44 | 0.64 | 0.65 | - | - | 0.50 | 0.13 | |
| | Nokoberibetsu | N2 | 0.36 | 0.23 | 0.32 | 0.47 | 0.53 | 0.47 | - | 0.40 | 0.11 | |
| | Oraunbetsu | O1 | - | 0.28 | 0.32 | - | 0.33 | - | - | 0.31 | 0.03 | |
| | Pon Yaushubetsu | P1 | 0.20 | 0.27 | 0.34 | - | 0.11 | - | - | 0.23 | 0.10 | |
| | Saburo | S1 | 0.27 | 0.39 | 0.37 | 0.23 | 0.21 | - | - | 0.29 | 0.08 | |
| | Saburo | S2 | 0.26 | 0.39 | 0.45 | 0.32 | 0.22 | - | - | 0.33 | 0.09 | |
| | Nishi Fuhren | W1 | 0.40 | 0.31 | 0.54 | 0.84 | 0.45 | 0.84 | - | 0.56 | 0.23 | |
| | Nishi Fuhren | W2 | 0.34 | 0.23 | 0.34 | 0.48 | 0.65 | - | - | 0.41 | 0.16 | |
| | Fuppoushi | X1 | 0.34 | 0.26 | 0.16 | 0.44 | 0.21 | - | - | 0.28 | 0.11 | |
| | Yaushubetsu | Y1 | 0.38 | 0.24 | 0.39 | 0.31 | 0.31 | - | - | 0.33 | 0.06 | |
| | Yaushubetsu | Y2 | 0.34 | 0.39 | 0.18 | 0.35 | 0.32 | - | - | 0.32 | 0.08 | |
| | Yaushubetsu | Y3 | 0.34 | 0.26 | 0.22 | 0.37 | 0.34 | - | 0.25 | 0.30 | 0.06 | |

| River system | River name | Loc. | Sampling day | | | | | | | | Average | S.D. | |
|--------------|------------|------|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|---------|------|------------|
| | | | 2012.1.7 | 2012.2.22 | 2012.4.14 | 2012.6.27 | 2012.7.25 | 2012.8.28 | 2012.9.19 | 2012.10.14 | | | 2012.11.27 |
| Amano | Amano | a1 | - | - | 0.03 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.02 |
| | Amano | a2 | - | - | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.01 |
| | Amano | a3 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.05 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.02 |
| | Amano | a4 | 0.00 | - | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.02 |
| | Amano | a5 | - | - | - | 0.01 | 0.02 | 0.09 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 |
| | Amano | a6 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | - | 0.07 | 0.09 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.03 |
| | Amano | a7 | - | - | 0.02 | - | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| | Amano | a8 | - | 0.04 | 0.01 | - | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.01 |
| | Amano | a9 | - | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| | Amano | a10 | - | - | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| | Amano | a11 | - | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.01 |
| | Amano | a12 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.02 |
| Ishizaki | Ishizaki | IS1 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| | Ishizaki | IS2 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| | Ishizaki | IS3 | - | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |

| River system | River name | Loc. | Sampling day | | | | | | | | Average | S.D. |
|--------------|------------|------|--------------|-----------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|------|
| | | | 2015.7.23 | 2015.9.16 | 2015.12.31 | 2016.3.17 | 2016.4.30 | 2016.5.28 | 2016.6.28 | 2016.8.19 | | |
| Toyohira | Toyohira | T1 | 0.03 | 0.02 | - | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.07 | 0.03 | 0.02 |
| | Toyohira | T2 | - | 0.03 | - | - | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.06 | 0.04 | 0.02 |
| | Toyohira | T3 | 0.05 | 0.02 | - | 0.03 | 0.04 | - | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.01 |
| | Shirai | T4 | 0.05 | 0.04 | - | 0.01 | 0.03 | - | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.02 |
| | Otarunai | T5 | 0.02 | 0.02 | - | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| | Toyohira | T6 | 0.03 | 0.04 | - | 0.03 | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.11 | 0.05 | 0.03 |
| | Toyohira | T7 | 0.05 | 0.02 | - | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.13 | 0.05 | 0.04 |
| | Toyohira | T8 | - | 0.04 | - | 0.12 | 0.09 | 0.05 | 0.04 | 0.12 | 0.08 | 0.04 |
| | Toyohira | T9 | 0.09 | 0.06 | 0.11 | 0.14 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.14 | 0.09 | 0.04 |
| | Makomanai | T10 | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.03 | 0.07 | 0.10 | 0.06 | 0.02 |
| | Toyohira | T11 | - | 0.05 | 0.08 | 0.19 | 0.08 | 0.03 | 0.07 | 0.14 | 0.09 | 0.06 |
| | Toyohira | T12 | 0.04 | - | 0.04 | - | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.15 | 0.06 | 0.04 |
| | Toyohira | T13 | 0.08 | - | - | - | 0.08 | 0.05 | 0.08 | 0.16 | 0.09 | 0.04 |

存鉄濃度が低下するのは、塩分によって溶存鉄が凝集・沈殿したものと推察する。図3に示した本流の地点毎の溶存鉄濃度の標準偏差が比較的均一であることから示されるように、猿払川本流の各地点における溶存鉄濃度の季節変化は網走川に比べて小さいものの、網走川同様、8月に濃度ピークを持っている(図4)。

4-3 美々川流域

美々川の水源は湧水である。これらの湧水(Y0, Y1, Y2, Y3, Y4, Y5, Y6: 表2)の溶存鉄濃度は極めて低い。一般に地下水の溶存鉄濃度は表流水に比べて高い傾向にあるが、これらの湧水の溶存鉄濃度が低い理由について、牛(2017)は室内実験に基づいて、美々川の表層地層を構成する支笏湖由来の軽石層が地下水中の溶存鉄を吸着するため

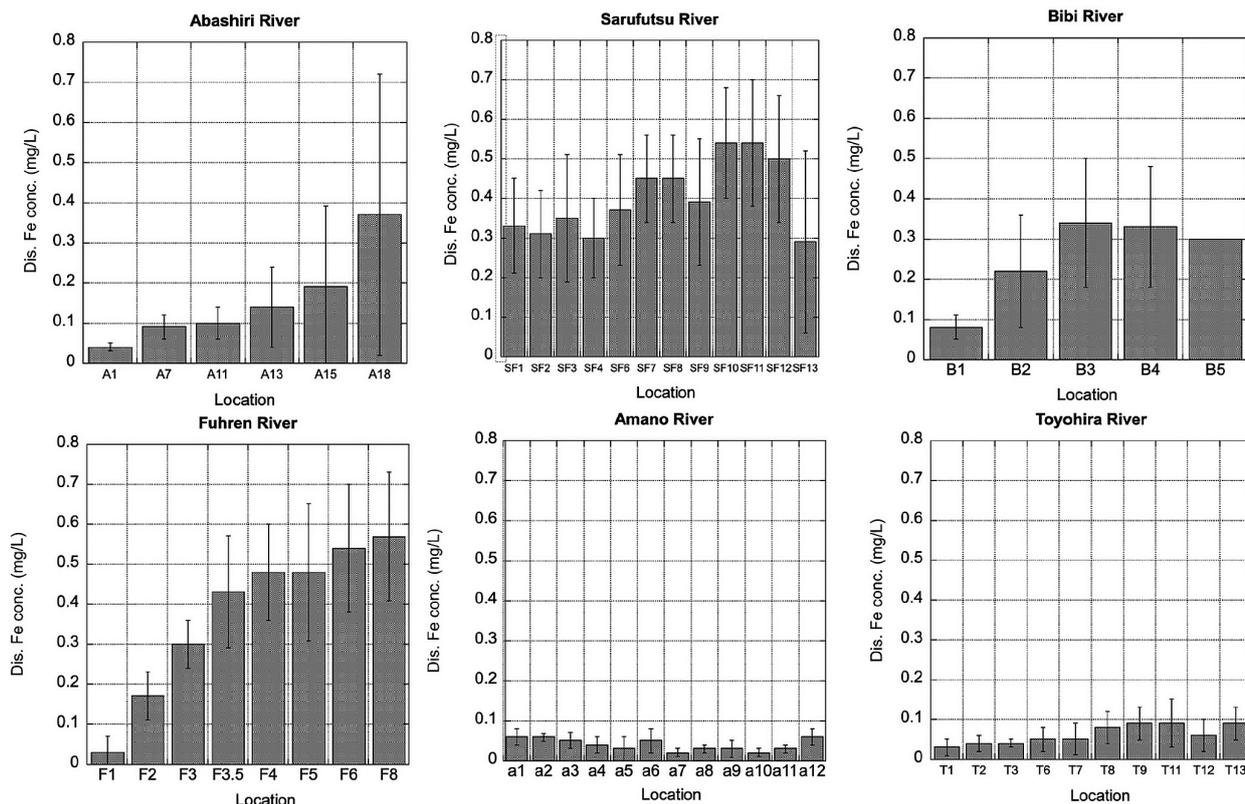


図3: 各河川流域本流における上流から下流への溶存鉄濃度の平均値の空間変化. 上下のバーは標準偏差を示す.

Figure 3: Spatial changes in averaged dissolved iron concentrations from upper to lower reaches of the main streams of each basin. Vertical bars indicate standard deviations.

あると結論した. 湧水が涵養する美々川本流の最上流地点 (B1) における溶存鉄濃度も同様に低いが, 下流に向かいに従い濃度が上昇した. 下流域に位置するB 1 地点での季節変化は, 網走川と猿払川同様, 8月に濃度のピークを持っている (図4).

4-4 風蓮湖集水河川流域

風蓮川本流では上流から下流にかけて, 徐々に濃度が上昇し, 最下流部では猿払川と同様の0.50mg/Lを越す高い濃度の溶存鉄が出現した (図3). 本流以外の風蓮湖集水河川の様々な地点においても総じて溶存鉄濃度は高かった (表2). 最下流域に位置するF8地点における季節変化を見ると, 8月に最も高い濃度が出現することに加え, 4月にもやや高い濃度のピークが出現している (図4).

4-5 天の川・石崎川流域

天の川本流では, 上流のa1地点からa6地点まで0.05mg/L程度の溶存鉄濃度を維持した後, a7地点からa11地点まで0.02-0.03mg/Lと濃度が低下する. 最下流部のa12地点においてやや濃度が上昇するが, 0.06mg/Lと, 他の河川に

比べて低い濃度であった (図3). 上流のa6地点でやや濃度が高い理由は, この地点において湯ノ岱温泉の温泉水が本流に流入するためである可能性がある. 最下流部のa12地点における溶存鉄濃度の季節変化をみると, 季節を通じて変化が少なく, 低濃度であることがわかった (図4).

天の川の南側に隣接する石崎川では, 下流付近の3地点でのみ試料を採水したので, 他の河川のような上流から下流にかけての濃度変化を調べることは叶わなかった. これらの3地点では, 一年を通じて溶存鉄濃度は極めて低く, 今回調査した河川の中では最も低濃度であった.

4-6 豊平川流域

豊平川本流では, 上流から下流に向かって徐々に溶存鉄濃度が上昇した. しかし, その濃度は総じて低く, 本研究では石崎川に次いで低濃度であった (図3). 下流域に位置し, 試料数の多いT11地点 (藻岩橋) において溶存鉄濃度の季節変化をみると, 天の川同様, その変化は小さいが, 3月と8月に濃度がやや上昇する現象がみられた (図4). 3月の上昇は他の河川で見られない現象である. 豊平川の中流域 (T11地点) で観測された3月の溶存鉄濃度の上昇に

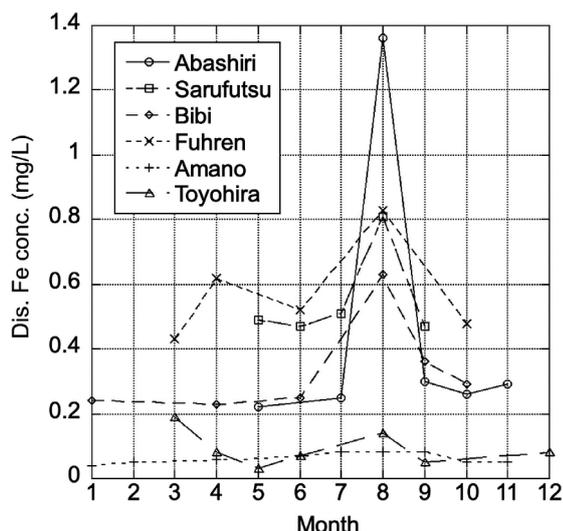


図4：各河川流域本流の最下流地点における溶存鉄濃度の季節変化。

Figure 4: Seasonal changes in dissolved iron concentrations in the lower most points at each main stream.

ついて、郭（2017）は道路から排雪された雪が融解して河川に流入する際、この雪に含まれていた鉄が一部溶出することによって河川水の溶存鉄濃度が上昇した可能性を指摘している。

5. 考察

5-1 溶存鉄濃度の空間変化

全世界の河川水の溶存鉄濃度の平均値は0.04mg/L (Martin and Meybeck, 1979) であり、森林・平野部の日本の河川では0.001mg/Lから0.1mg/Lとされる（長尾, 2011）。溶存鉄濃度の分析方法が異なるため、単純に比較することはできないが、今回観測を行った7河川流域における溶存鉄濃度は表2に示したように、流域間の違いが顕著であるものの、総じて日本の河川の中では高濃度であったといえる。猿払川流域と風蓮川をはじめとする風蓮湖集水河川流域では0.50mg/Lに達するほどの総じて高い溶存鉄濃度が観測された。この値は、アムール川の中・下流域で観測された値（長尾, 2012）に匹敵する高い濃度である。次いで湧水を起源とする美々川が約0.30mg/Lと続き、網走川では上流域で濃度が低いものの、溶存鉄濃度が相対的に高い支流が流入する下流域において、0.30mg/Lを超す値が出現した。一方、天の川、石崎川、豊平川の溶存鉄濃度はいずれも0.10mg/L以下と低かった。このように、異なる地域の異なる陸面状況を有する河川においては、溶存鉄濃度が大きく異なることが明らかとなった。

今回採水を行った7流域の河川においては、採水地点数が下流域に限られた石崎川を除き、河川の上流から下流にかけて溶存鉄濃度がどのように変化するかを追跡することができた。河川によって濃度は異なるものの、天の川を除き、溶存鉄濃度は河川の上流から下流へと上昇することが明らかになった。その理由はいくつか考えられる。網走川の場合、下流域で本流に流入する木禽川や女満別川といった高い溶存鉄濃度を有する支流が本流の溶存鉄濃度を上昇させているものと推察される。木禽川流域には集水域の3割を占める畑地が広がっており、この畑地から流出する土粒子に溶存鉄が含まれている可能性が高い。湿原などの還元的な環境を流域に有しない河川では、耕作地が溶存鉄の供給源となる可能性がある。

5-2 溶存鉄濃度の季節変化

採水を行った7河川流域においては、天の川と石崎川を除き、溶存鉄濃度に季節変化が現れた。網走川、猿払川、美々川では8月に高い濃度のピークが出現し、風蓮川では8月の高いピークと4月のやや高い濃度上昇が認められた。豊平川では季節変化は小さかったものの、8月と3月にやや濃度が上昇した。先行研究によれば、アムール川では降水によって水位が上昇する8月に季節を通じて最も高濃度の溶存鉄が出現する（長尾ほか, 2012）。この原因について、長尾ほか（2012）は、河川水位の上昇に伴い、河川水が後背湿地に流入し、腐植物質のような溶存有機物とともに鉄が溶出し、より水位が上昇した段階で河川に供給されるというプロセスを提唱している。降雨時に河川水の溶存鉄濃度が増加することは、北海道の別寒辺牛川においても観測されている（長尾ほか, 2016）。8月の溶存鉄濃度のピークが観測された5河川は、いずれも夏に降雨によって流量が増加する河川であり、アムール川や別寒辺牛川で生じたような現象と同等の理由によって濃度が極大となった可能性がある。ただし、網走川と豊平川で河川水が後背湿地に流入することは考えにくいので、これらの河川では降雨によって流域の土砂が本流に流入したために、土粒子起源の鉄が一部溶存化して濃度を上昇させたのではなかろうか。

風蓮川で観測された4月の溶存鉄濃度の上昇は、融雪洪水によって夏期の降雨時と同様な後背湿地への河川水の流出が生じ、後背湿地で鉄が付加された後に本流に戻ることによって鉄濃度を上昇させたものと考えられる。一方、豊平川の3月の溶存鉄濃度上昇は、前述したように道路から排雪した雪に含まれている都市起源の鉄が融雪に伴って河川中に流出した可能性がある。

5-3 溶存鉄濃度に与える土地被覆・土地利用の影響

表1には、天の川と石崎川を除く観測対象とした河川の土地被覆・土地利用の割合が百分率で示されている。これらの値は、本研究の下流部の採水地点であるA18（網走川）、SF10（猿払川）、B4（美々川）、F8（風蓮川）、T11（豊平川）の集水域の土地被覆・土地利用割合である。各流域の土地被覆・土地利用の特徴は、網走川が自然林（35%）、植林地（34%）、牧草地（3%）、畑地（20%）、その他（8%）と湿地を欠くものの多様性に富むのに対し、猿払川は森林（92%）、湿地（7%）、牧草地（2%）と森林の割合が高く、美々川は自然林（46%）、植林地（21%）、湿地（5%）、草地（7%）、牧草地（8%）、畑地（5%）、その他（8%）と多様性に富む。風蓮川は、自然林（19%）、植林地（6%）、湿地（13%）、草地（5%）、牧草地（53%）、畑地（1%）、その他（3%）と牧草地が集水域の半分を占めるのが特徴である。豊平川は自然林と植林地の区別がないが、森林（81%）、畑地（9%）、その他の市街地（10%）となっている。これらの流域に対し、定量的なデータはないものの、天の川は針広混合林が広く集水域を占め、河川沿いに畑地と水田が広がっている。一方、隣接する石崎川は北海道を代表する広葉樹林が流域の大部分を占める典型的な森林流域である。

表2に示した流域各所の溶存鉄濃度と採水地点の集水域における土地被覆・土地利用状況から判断すると、針葉樹であれ広葉樹であれ、森林が主体の集水域を流れる河川水中の溶存鉄濃度は極めて低いことが明瞭である。このため、最下流域においても、天の川、石崎川、豊平川の3河川水中の溶存鉄濃度は低かった。一方、森林面積が集水域の92%を占める猿払川のSF10地点では今回の観測地点の中で最も高い濃度の溶存鉄濃度が観測された。この理由としては、すでにアムール川の研究で示されてきたように、河川沿いに広がる7%の湿地が猿払川でも溶存鉄の供給源となっているためと思われる。また、Onishi et al. (2010) が明らかにしたように、流域の傾斜が生成される溶存鉄濃度に大きく関わっているとすると、猿払川流域のように起伏が小さく、低平な流域は溶存鉄の生成に有利であろう。この点は風蓮川も同様であり、集水域に占める13%の低平な湿地が存在することが本流の中・下流域において溶存鉄濃度が高い原因である。

今回の観測流域の中で特異な特徴を示したのは網走川である。中・下流域で流入するいくつかの溶存鉄濃度の高い支流が網走川本流の溶存鉄濃度を上昇させている。これらの支流の集水域には湿地は存在せず、畑地が卓越している。これらの畑地は、強度の高い降水時に支流河

川に大量の土砂を供給することが知られており、これらの土砂中に含まれる鉄粒子がなんらかの形で河川水中に溶存し、溶存鉄濃度を上昇させている可能性がある。この点については、今後の研究を待ちたい。

6. 結論

様々な土地被覆・土地利用状況にある河川流域を対象とし、河川の上流から下流にかけて河川水中の溶存鉄濃度が空間的、および季節的にどのように変化するかを明らかにすることを目的とし、北海道の7河川流域において多地点・複数回の河川水採取を行い、溶存鉄濃度の分析を行った。その結果、湿原を有する低平な猿払川流域と風蓮川流域において、アムール川流域の中・下流部で観測された溶存鉄濃度に匹敵する高い濃度の溶存鉄が検出された。一方、集水域の広い面積を森林が占める天の川、石崎川、豊平川の山岳域を有する流域では溶存鉄濃度が低かった。網走川流域は、上流域で溶存鉄濃度が低いものの、畑地を集水域にもつ支流が合流する下流域において、溶存鉄濃度が上昇した。各河川流域の溶存鉄濃度の季節変化については、濃度が高い河川において、例外なく8月に上昇することが確認された。これらの結果は、従来言われていた湿原が溶存鉄の供給源として重要であることを確認すると共に、降雨に伴う河川流量の増加が河川水中の溶存鉄濃度の上昇に関与していることを示唆する。今後は、湿原における土壌水と地下水の挙動と合わせて溶存鉄の動態を調べることで、陸面と河川をつなぐ鉄の輸送メカニズムの解明が求められよう。

謝辞

本研究を進めるにあたり、低温科学研究所の西岡純教授と村山愛子学術研究員には、溶存鉄濃度分析のご指導を賜った。現地での採水に際しては、低温科学研究所的場澄人博士にご支援いただいた。網走川流域での観測に際しては、網走漁業協同組合、西網走漁業協同組合、ならびに網走市水産課にご協力いただいた。記して感謝申し上げます。

参考文献

藤島洸(2013)流域の土地利用が河川水溶存成分に与える影響評価：網走川の事例。北海道大学大学院環境科学院修士論文、110p.

- 郭銘玉 (2017) 都市河川・豊平川の溶存物質流出特性. 北海道大学大学院環境科学院修士論文, 41p.
- 倉野健人 (2013) 網走川流域ガバナンス, 北海道大学大学院環境科学院修士論文, 89p.
- Martin, J.M. and M. Meybeck (1979) Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Mar. Chem.*, **7** (3), 173-206.
- Matsunaga, K., J. Nishioka, K. Kuma, K. Toya and Y. Suzuki (1998) Riverine input of bioavailable iron supporting phytoplankton growth in Kesenuma Bay (Japan). *Water Res.*, **32** (11), 3436-3442.
- 松永勝彦 (2012) 森が消えれば海も死ぬ—陸と海を結ぶ生態学— (第2版). 講談社, 192p.
- 長尾誠也 (2011) 河川水のDOMの特徴と生元素の運搬機構. 日本土壌肥料学会編「溶存有機物の動態と機能—土壌—河川—海を結んで—」, 博友社, 119-144.
- 長尾誠也, 寺島元基, 関宰, 川東正幸, 児玉宏樹, V.I. Kim, V.P. Shesterkin, S.I. Levshina, A.N. Makhinov (2012) 河川・汽水域における溶存鉄の挙動. *海洋と生物*, 198, **34**(1), 42-48.
- 長尾誠也, 久米川雅志, 児玉宏樹, 寺島元基 (2016) 北海道東部の湿原を流れる別寒辺牛川水系における溶存有機物と溶存鉄の流出挙動. *低温科学*, **74**, 1-12.
- 夏目奏, 澤柿教伸, 白岩孝行 (2014) 土地利用・土地被覆の違いが河川水質成分および沿岸の磯焼けに与える影響評価—道南上ノ国町を例に—. *経済学論叢*, **65**(3), 347-369.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, K. Ono, Yu. N. Volkov, A. Scherbinin and T. Shiraiwa (2014) Quantitative evaluation of iron transport processes in the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 180-193.
- 牛潤華 (2017) 湧水涵養域における河川溶存成分の解析. 北海道大学大学院環境科学院修士論文, 35p.
- Onishi, T., M. Yoh, H. Shibata, S. Nagao, M. Kawahigashi and V. Shamov (2010) Topography as a macroscopic index for the dissolved iron productivity of different land cover types in the Amur River Basin. *Hydrol. Res. Lett.*, **4**, 85-89.
- 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. In Taniguchi, M. and T. Shiraiwa (eds.) *The Dilemma of Boundaries: Toward a New Concept of Catchment*, Springer, 87-105.
- 白岩孝行 (2011) 魚付き林の地球環境学 親潮・オホーツク海を育むアムール川. 昭和堂, 226p.
- 白岩孝行 (2012) アムール・オホーツクプロジェクト 概要と成果. *海洋と生物*, **34** (1), 3-9.
- Shiraiwa, T. (2012) “Giant fish-breeding forest”: a new environmental system linking continental watershed with open water. In Taniguchi, M. and T. Shiraiwa (eds.) *The Dilemma of Boundaries: Toward a New Concept of Catchment*, Springer, 73-85.
- Stookey, L.L. (1970) Ferrozine – a new spectrophotometric reagent for iron. *Anal. Chem.*, **42** (7), 779-781.
- 高宮良樹・白岩孝行・石川靖 (2017) 第3章 陸水域-汽水域の溶存鉄の動きを追う. 長坂晶子編著「風蓮湖流域の再生 川がつなぐ里・海・人」, 北海道大学出版会, 71-114.
- 若菜博 (2001) 日本における現代魚附林思想の展開. *水資源・環境研究*, **14**, 1-9.
- 若菜博 (2004) 近世日本における魚附林と物質循環. *水資源・環境研究*, **17**, 53-62.
- Wakana, H. (2012) History of ‘Uotsukirin’ (fish-breeding forests) in Japan. In Taniguchi, M. and T. Shiraiwa (eds.) *The Dilemma of Boundaries: Toward a New Concept of Catchment*, Springer, 73-85.
- 楊宗興 (2012) 陸面における溶存鉄の溶出・流出. *海洋と生物*, 198, **34**(1), 49-58.
- 張健 (2017) 自然湿原が河川の溶存物質供給に果たす役割. 北海道大学大学院環境科学院修士論文, 46p.

海水に含まれる鉄の生物利用能に関する研究

漢那 直也¹⁾, 西岡 純²⁾

2023年10月23日受付, 2023年12月8日受理

地球温暖化により極域海洋の海水が融け始め、海水が関わる鉄の研究が注目されている。海水の融解は、海洋で不足しやすい鉄の供給過程として重要であることがわかってきた。一方で、海水中の鉄の生物利用能に関する研究は、取り組むべき課題として残されていた。そこで著者らは、現場観測や植物プランクトンの培養実験、粒子態鉄の溶解実験を行うことで、海水中の鉄の生物利用能の解明に取り組んだ。培養実験により、植物プランクトンが海水中の粒子態鉄を利用して増殖したことを実証した。また溶解実験により、海水中の粒子態鉄の一部は、海水中へ溶出することが明らかになった。これらの成果は、植物プランクトンの春季ブルーム形成メカニズムの理解に貢献するものである。

Study on the bioavailability of iron in sea ice

Naoya Kanna¹, Jun Nishioka²

Much research in recent years has focused on the iron in sea ice because extent of sea ice in the polar ocean is declining due to global warming. The melting of sea ice has been shown to be an important process for supplying iron to the oceans. To better understand the bioavailability of iron in sea ice, we performed field observations, phytoplankton incubation experiments, and dissolution experiments of particulate iron in sea ice. The incubation experiments demonstrated that phytoplankton grew by utilizing particle iron in sea ice. The dissolution experiments have revealed that some of the particle iron in sea ice can be leached into seawater. These results contribute to our understanding of the mechanism of phytoplankton bloom formation during the melting of sea ice.

キーワード：海水, 微量元素, 鉄, 植物プランクトン
Sea ice, Trace metal, Iron, Phytoplankton

1. はじめに

海洋における鉄 (Fe) は、植物プランクトンの増殖に不可欠な微量栄養素である。Feは、海域間の基礎生産の違いや、植物プランクトンの群集構造の違い、植物プランクトンの生理状態などを考える上で鍵となる元素である。そのため、海洋へのFeの供給過程を解明する研究が、世界

中の海で進められている。海洋へのFeの供給過程は、1) 大気エアロゾルの沈着 (Duce and Tindale, 1991), 2) 河川水の流入 (Guieu et al., 1996), 3) 陸棚堆積物の水平輸送 (Johnson et al., 1997) と沿岸湧昇 (Johnson et al., 1999), 4) 渦を介した陸棚堆積物の輸送 (Johnson et al., 2005), 5) 海底熱水噴出 (Coale et al., 1991), 6) 氷河、氷山など陸氷の融解 (Hawkings et al., 2014; Smith et al., 2007), 7) 海水

連絡先

漢那 直也

東京大学 大気海洋研究所

〒 277-0882 千葉県柏市柏の葉 5 丁目 1-5

Tel: 04-7136-6086

Email: nkanna@g.ecc.u-tokyo.ac.jp

1) 東京大学 大気海洋研究所

Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Kashiwa, 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

の融解 (Lannuzel et al., 2007) などが報告されている。近年の地球温暖化によって、陸水や海水の融解が加速し、「氷」が関わるFeの研究が注目されるようになった (例えば Lannuzel et al., 2016; Hopwood et al., 2018)。このような現状にあつて、筆者らは主に季節海水域であるオホーツク海を対象とし、海水を介したFeの供給過程に関する研究を行ってきた。

2. 季節海水域オホーツク海におけるFeの研究

オホーツク海の海水研究は、海水がどこで生まれてどのように成長し、消滅するかという本質的な部分を追究することから始まった (若土, 1996)。著者らが研究を開始した当時は、海水の成長過程 (Toyota et al., 2004, 2007) や、海水を介したオホーツク海北部から南部への熱塩輸送 (Ohshima et al., 2001; Nihashi et al., 2012) など、おもに物理学の観点から多くの成果が得られていた。一方で、オホーツク海における海水研究の長い歴史の中でも、化学的・生物学的な観点による研究アプローチは数例 (Nomura et al., 2010) しか報告されていなかった。とりわけ、海水の微量元素研究はオホーツク海で全く行われていなかった。微量元素研究の高い専門性に加え、クリーン技術を用いた研究手法が、海水域で十分に確立されていなかったのが主な理由であった。Kanna et al. (2014) では、海水中のFeを取り扱う際に考慮しなければならない汚染の影響評価や、汚染を取り除くために必要な水のクリーニング手法の確立など、独自に検討したクリーン技術を海水域の微量元素研究に適用した (詳細は漢那ほか (2016))。クリーン技術を用いることで、海水に含まれるFeの定量化が可能になり、海水を介したオホーツク海表層へのFeの供給過程が明らかになった (Kanna et al., 2014, 2018)。その一方で、植物プランクトンが、海水から供給されたFeを利用できるのか? という問題に対しては、その重要性は認識されつつも (Sedwick and DiTullio, 1997; Lannuzel et al., 2016)、取り組むべき課題として残されていた。このような背景のもと、著者らは、現場観測や植物プランクトンの培養実験、粒子態Feの溶解実験など、複数のアプローチで海水に含まれるFeの生物利用能 (bioavailability) を研究してきた。本稿では、これまでの研究から明らかになってきた、海水中のFeの生物利用能について概説する。

3. Feの存在状態

海水中のFeの存在状態は、植物プランクトンによるFe

利用と大きく関係している。Feの存在状態は、物理的なサイズの違いによって、 $< 0.2 \sim 0.4 \mu\text{m}$ の溶存態Fe (dFe) と、それよりもサイズの大きい粒子態Fe (pFe) に分けられる (Bruland and Rue, 2001)。溶存態は、植物プランクトンが利用しやすいFeの存在状態である。dFeは、さらに分画分子量 $200 \sim 1000 \text{ kDa}$ から $0.2 \sim 0.4 \mu\text{m}$ のコロイド態Fe (colloidal Fe) と、 $< 200 \sim 1000 \text{ kDa}$ の真の溶存Fe (soluble Fe) に分けられる (Wu et al., 2001; Nishioka et al., 2000)。コロイド態は、Feの存在状態の中でも反応性の高い画分であり、真の溶存Feへと形態を変えることで、植物プランクトンに利用されうる (Nishioka et al., 2000)。一方、粒子態は、植物プランクトンが利用しにくいFeの存在状態であると考えられている (Wells et al., 1995)。海水に含まれるFeの生物利用能を解明するためには、海水中のFeの存在状態に関する研究が必要であった。このような背景のもと、著者は、2015年にオーストラリア南極観測プロジェクトに参加し、海水中のFeの存在状態を観測する機会を得た。本章では、Duprat et al. (2019) に掲載された、南極海水中のFeの存在状態とその時間変化に関する成果を概説する。

3.1 南極海水中のFeの存在状態の変化

観測は、2015年11月16日から12月2日にかけて、オーストラリアのデービス南極基地周辺の定着水上で行った。海水の柱状コアは、電解研磨したステンレス製アイスコーラー (Lannuzel et al., 2006) を用いて、3日に1度の頻度で採取した。採取したコアは、チタンコートのコゴリを用いて分割し、ポリエチレン製バケツおよびコンテナに分取した。コア試料は、基地内の実験室に持ち帰ったのち融解し、クリーンベンチ内でFeのサイズ分画を行った。コア試料中のFeは、フィルターを用いて4つのサイズ:dFe ($< 0.2 \mu\text{m}$), colloidal Fe ($0.02\text{-}0.2 \mu\text{m}$), soluble Fe ($< 0.02 \mu\text{m}$), pFe ($> 0.2 \mu\text{m}$) に分画した。dFe, colloidal Fe, soluble Feは、高純度塩酸を加えてpH 2以下で一定期間保存した。pFeは、フィルター上にろ過捕集した粒子を強酸 (硝酸, 塩酸, フッ化水素酸の混合液) で全分解したのち、硝酸溶液に溶解した。分画したFeは、高分解能型プラズマ質量分析法 (HR-ICP-MS) で分析した (Bowie et al., 2010)。

南極基地周辺の気温と、海水中の物理データ (水温, 塩分, ブラインの体積率) を図1a-dに示す。海水の表面から80 cm厚に着目すると、水温は観測期間を通して -5°C から -2.5°C まで上昇した (図1b)。水温の増加は、気温の上昇に起因する (図1a)。海水表面の塩分は、6.6から4.1まで減少し、ブライン体積率は5%から10%に増加した (図1c, d)。海

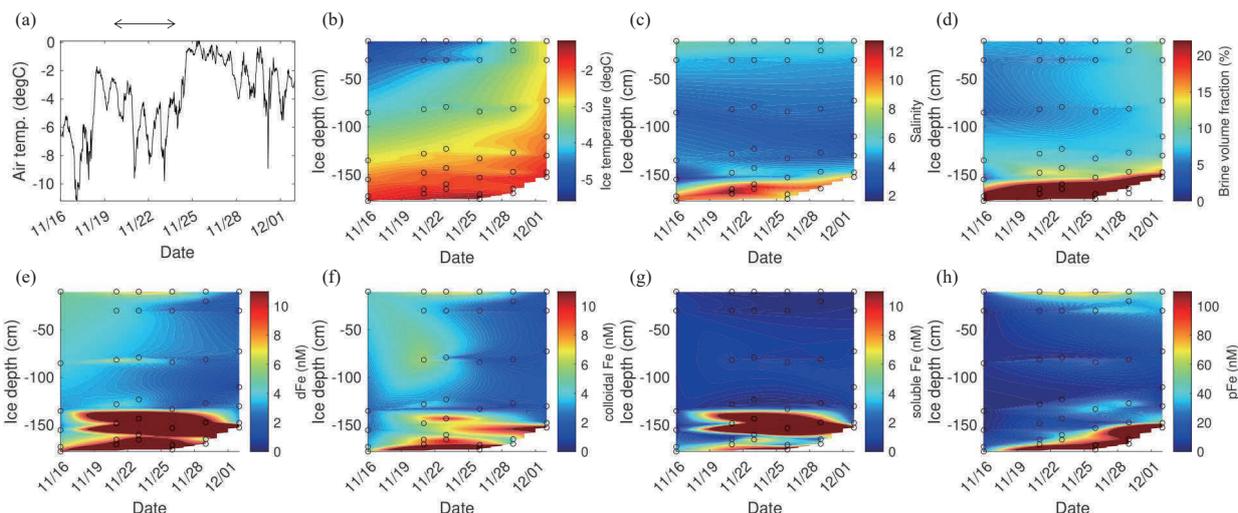


図1:(a)南極デービス基地周辺の気温. 南極定着氷における(b)水温, (c)塩分, (d)ブライン体積率, (e)dFe, (f)colloidal Fe, (g)soluble Fe, (h)pFeの時間変化. 図(a)の矢印は暴風が発生した期間を示す.

Figure 1: (a) Air temperature around the Davis Station, Antarctica. Temporal changes in (b) ice temperature, (c) salinity, (d) brine volume fraction, (e) dFe, (f) colloidal Fe, (g) soluble Fe, and (h) pFe in fast ice, Antarctica. The arrows in the figure indicate the period of storm event.

水中に占めるブラインの体積率は、氷温と氷に含まれる塩分から算出され、海水の空隙率と関係がある。ブラインの体積率が大きいほど、氷の空隙率は大きくなり、ブラインが海水から排出されやすくなる (Golden et al., 1998)。すなわち、観測した海水域は、時間経過に伴って、ブラインが海水から排出されやすい状況に変化したことが考えられる。一方、海水の底面に着目すると、海水は比較的暖かい海水(約 -1.8°C)と常に接しているため融けやすく、海水流入も頻繁に起こる。そのため、底面の氷温は観測期間を通して -2°C 以上、塩分は約10、ブライン体積率は約30%と比較的高い値を示した(図1b-d)。

サイズ分画を行ったFe濃度の時間変化を図1e-hに示す。海水の表面から80 cm厚に着目すると、dFe濃度は5 nMから2 nMまで減少した(図1e)。dFeのうち、コロイド態の濃度減少が顕著であった(図1f)。ブライン体積率のデータを踏まえると、dFeは、ブラインを介して海水の表面から底面へ移動したことが考えられる。また、海水の表面でdFe, colloidal Fe, pFe濃度が比較的高い値を示したが、これは観測期間に発生した暴風により、大気ダスト由来のFeが海氷上へ沈着したことを反映している(図1e, f, h)。一方、海水の底面に着目すると、海水中のFe濃度は、その存在状態に関わらず顕著に高い値を示した(図1e-h)。海水(10 m)中のpFe, dFe, colloidal Fe, soluble Fe濃度が、それぞれ 4.4 ± 4.3 nM, 4.3 ± 1.2 nM, 3.4 ± 0.6 nM, 0.4 ± 0.2 nMであったことを考慮すると(Duprat et al. 2019)、海氷は海水の数10~100倍のFeを保持していた。海氷底

面において、pFe, dFe, colloidal Fe, soluble Feはそれぞれ79%, 10%, 7%, 4%の割合で存在し、Feの主要な存在状態は粒子態であった。観測期間中に海水から海水中へ供給されたpFeとdFeは、それぞれ $8.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$, $0.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ と見積もられた。

4. Feの生物利用能

海水中のFeは、融解期に溶存態と粒子態で異なる挙動を示す。海水中のFeは、次の2つの段階を経て海水中へ放出されると考えられる。1) ブライン体積率の増加: 溶存態はブラインの排出に伴い海水中へ放出される。一方、粒子態は海氷内に残りやすい。2) 海水の融解: 粒子態は水の融解とともに海水中へ放出される(Lannuzel et al., 2013)。南極海水域の例で示したように、南極海水中のFeの主要な存在状態はpFeである(Lannuzel et al., 2014; Duprat et al. 2019)。南極だけでなく、オホーツク海の海氷に含まれるFeの存在状態も、全Feの9割以上がpFeであることがわかっている(Kanna et al., 2014)。南極海やオホーツク海の海水融解期には、植物プランクトンの春季ブルームが見られる(Smith and Nelson, 1985; Mustapha and Saitoh, 2008)。このブルーム形成メカニズムを理解するうえで、植物プランクトンによるpFeの利用能を明らかにすることは重要である。そこで著者らは、Feのサイズ分画と植物プランクトンの船上培養実験を組み合わせ、海水から海水中へ供給されたFeの存在状態とその生物利用能に関する研究に取り

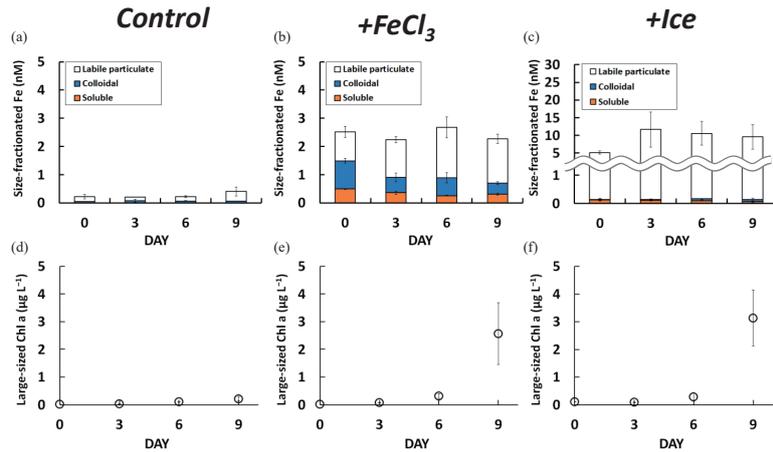


図2: (a-c)無添加区, 鉄添加区, 海水添加区における海水中的のFeの存在状態の時間変化および, (d-f)大型植物プランクトンのクロロフィルa濃度の時間変化。

Figure 2: (a-c) Temporal changes in the presence of Fe in seawater and (d-f) in the concentration of chlorophyll *a* for large phytoplankton in control, Fe treatment, and sea ice addition treatment during incubation experiments.

組んだ。本章では, Kanna et al. (2020)に掲載された, 海水中的のpFeの生物利用能に関する成果を概説する。

4.1 オホーツク海海水中のFeの生物利用能

培養実験に使用した海水は, 2011-2012年の2月に南部オホーツク海から採取した。植物プランクトンの船上培養実験は, 2012年の7月に西部北太平洋で行った。培養海水と現場の植物プランクトンは, CTD-CMSに搭載した12 L X-ニスキン採水器を用いて採取した。採取した培養海水は, メソ動物プランクトンを除いたのち, ポリカーボネート製タンクおよびボトルに分取した。準備した培養海水について, 次の3つの実験区を設けた。1) 無添加区, 2) 無機態Fe (FeCl₃) を加えて最終濃度2.5 nMに調節したFe添加区, 3) 海水の融解水を, 融解水:海水の体積比が1:100になるように加えた海水添加区。海水添加区は, 氷厚0.5 mの海水が融解し, その融解水が水深50 mの海水に混ざること想定した実験区である。培養海水は, 船上に設置したインキュベータに入れ, 海水中的の植物プランクトンを水温5°C, 光量140 $\mu\text{mol photons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ の条件下で9日間培養した。培養海水は, 3日に1度の頻度でインキュベータから取り出し, 船上のクリーン実験室内でFeのサイズ分画を行った。培養海水中的のFeは, フィルターを用いて3つのサイズ: dFe (<0.2 μm), colloidal Fe (1000 kDa-0.2 μm), soluble Fe (<1000 kDa) に分画した。また未ろ過のFe (TdFe)とdFeの濃度差から, 粒子態Fe濃度を算出した。なお, ここで議論する粒子態Feは, フィルターによるサ

イズ分画, 強酸を用いた粒子の全分解を行っていないため, 反応性の高い粒子態Fe (labile pFe) と定義する。TdFeおよび分画したFeは, 高純度塩酸を加えてpH 2以下で保存したのち, キレート樹脂濃縮化学発光分析法で分析した (Obata et al., 1993)。

各実験区における, 海水中的のFeの存在状態の時間変化 (図a-c) および, 大型植物プランクトンのクロロフィルa濃度 (図d-f) の時間変化を図2に示す。培養初日 (Day 0) の無添加区, Fe添加区, 海水添加区のdFe (colloidal Fe + soluble Fe) 濃度はそれぞれ0.05 nM, 1.5 nM, 0.14 nMであり, labile pFe濃度は0.17 nM, 1.0 nM, 5.0 nMであった。海水添加区では, 全Feのうち97%が粒子態として存在した。培養初日以降, 無添加区に対してFe添加区の大型植物プランクトンは増殖応答を示した (図2d, e)。Fe添加区のcolloidal Feとsoluble Feは, 培養終日 (Day 9) までにそれぞれ0.63 nM, 0.15 nM減少し, コロイド態の濃度減少が顕著であった (図2b)。また, 海水添加区の大型植物プランクトンは, Fe添加区と同様に増殖応答を示した (図2f)。しかしながら, 海水添加区のcolloidal Feとsoluble Fe濃度は, 培養終日 (Day 9) までにほとんど変化しなかった (図2c)。培養実験の結果から, 海水添加区で増殖した大型植物プランクトンは, 海水から放出されたlabile pFeを何らかの形で利用したことが考えられた。

4.2 オホーツク海海水中のpFeの起源

培養実験で用いた海水中的のpFeの起源を調べるために,

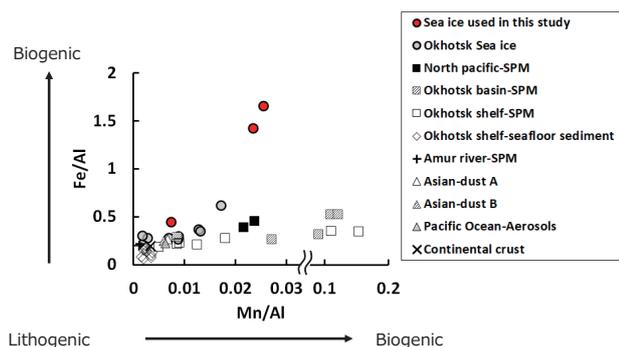


図3: オホーツク海の海水中の粒子態Fe/Al比, Mn/Al比の関係。海水の懸濁物, 河川水の懸濁物, 海底堆積物, 大気ダストおよびエアロゾル, 大陸地殻の値もプロットした。

Figure 3: Relationships between Fe/Al and Mn/Al ratios of particles in sea ice, the Sea of Okhotsk. The values of suspended matters (SPM) in seawater and river water, marine seafloor sediments, atmospheric dust and aerosols, and continental crust were also presented in the figure.

海水中の粒子をフィルター上にろ過捕集し, 強酸による粒子の全分解後にpFe, マンガン(pMn), アルミニウム(pAl)をHR-ICP-MSで分析した。海水中へ取り込まれるpFeの起源として, 大気ダストや水中懸濁物, 大陸棚堆積物, 海洋生物起源粒子がある (Lannuzel et al., 2010)。これらの粒子と海水中の粒子が示す金属濃度比を比較することで, 海水中へ取り込まれたpFeの起源推定を行った。

海水中の粒子態Fe/Al比, Mn/Al比を, 海水や河川水中の懸濁物, 海底堆積物, 大気ダストおよびエアロゾル, 大陸地殻の値と比較した結果を図3に示す。海水(図3の○)の粒子態Fe/Al比, Mn/Al比は, それぞれ0.23 ~ 1.65, 0.002 ~ 0.03の値を示した。海底堆積物(図3の◇)や大気ダストおよびエアロゾル(図3の△), 水中懸濁物(図3の□, +)に比べると, 海水中の粒子態Fe/Al比の変動幅が大きいことがわかった。非生物粒子のFe/Al比は, 大陸地殻(図3の×)中のFe/Al比(0.193)に近い値を取るが, 生物粒子のFe/Al比はそれよりも高い値(例えばクジラの糞粒で0.40 ~ 0.99, Ratnarajah et al., 2017)を取る事が知られている。地殻中のFe/Al比を基準として, 海水に含まれる粒子のうち, 非生物粒子と生物粒子のどちらが多いかを相対的に評価した。培養実験で使用した海水中の粒子態Fe/Al比(図3の赤丸)は, 大陸地殻の値よりも2.3 ~ 8.5倍高い値を示したことから, 海水は生物粒子に富んでいることがわかった。海水内微生物へのFeの取り込みや, 生物粒子へのFeの吸着により, 海水中の粒子態Fe/Al比が増加したことが考えられる。非生物粒子に対して, 生物粒子(有機物や炭酸塩な

ど)に含まれるpFeは, 弱い酸にも比較的溶けやすく, 反応性の高い画分であることが知られている (Fitzwater et al., 2003; Hurst et al., 2010)。培養実験の結果は, 海水から生物粒子に富んだpFeが放出された後, その一部は海水中に溶出し, 植物プランクトンに利用されたことを示唆する結果であった。

5. 粒子からのFeの溶出

粒子態で存在するFeの一部は, 海水中での熱力学的な溶出 (Kuma and Matsunaga, 1995; Yoshida et al., 2006), 光による分解 (Rich and Morel, 1990), 細胞表面のFe還元酵素を介した生物還元 (Maldonado and Price, 2001)などの過程を経て溶存態となり, 植物プランクトンに利用されると考えられている。なかでも, 海水中におけるpFeの熱力学的な溶出過程は, Feの生物利用能を議論する上で基本となる考え方である (Kuma and Matsunaga, 1995)。pFeの溶出過程に関する研究は, Feの酸化物および水酸化物, 大気エアロゾル粒子についてこれまで行われてきたが (Kuma and Matsunaga, 1995; Yoshida et al., 2006; Wu et al., 2007; Schroth et al., 2009), 海水中の粒子についてはほとんど研究されてこなかった。そこで著者らは, オホーツク海の海水中の粒子を用いて, pFeの溶出過程の定量化を試みた。

5.1 海水中の粒子のFe溶出過程

南部オホーツク海から採取した2つの海水試料 (Okh-ice A: 2011年に採取, Okh-ice B: 2012年に採取) に含まれる粒子を, それぞれ0.2 μ mのフィルター上にろ過捕集し, pFeの溶出実験に用いた。溶出実験は2つの海水試料について2回ずつ, 次の手順で行った(図4)。粒子を捕集したフィルターをろ過ホルダーに設置し, ろ過ホルダーに100 mLのろ過海水を満たした。粒子と接したろ過海水は, 事前に設定した時間ステップ (0, 0.15, 0.5, 1, 4, 24, 48時間) が経過するまで室温で静置した。ある時間ステップが経過すると, ストップコックを開き, フィルターを通過したろ過海水を分取した。その後ストップコックを閉じ, 新たに100 mLのろ過海水をろ過ホルダー内に満たして次の時間ステップが経過するまで静置した。この操作を繰り返し, 時間ステップごとに得られたろ過海水中のFeの増分を, 粒子から溶出したFe (Leach Fe) と定義した。また, 48時間後にフィルター上に残った粒子中のFeは, 難溶性のFe (non-Leach Fe) と定義した。粒子とフィルターを回収後, ろ過ホルダー内に100 mLの酸性ろ過海

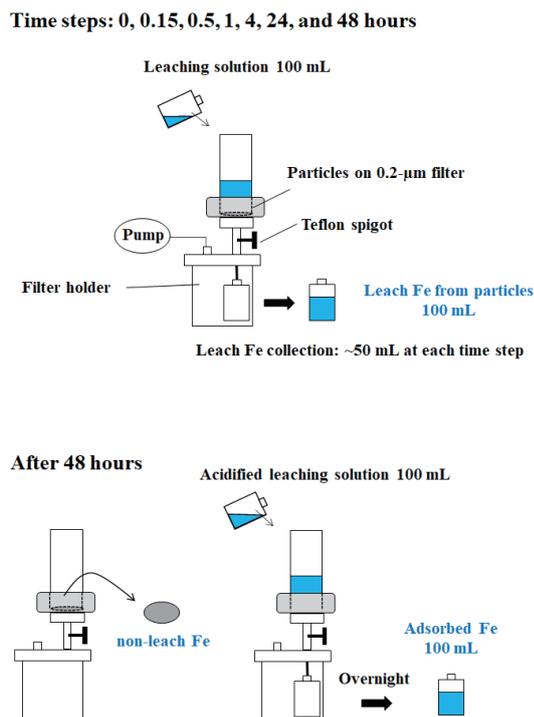


図4：Fe溶出実験の操作手順。

Figure 4: Schematic of the handling procedure for the leaching experiment.

水 (pH < 2) を満たして一晩浸け置き、ろ過ホルダー内に吸着したFe (Adsorbed Fe) を酸性ろ過海水中に溶解した。Leach Fe, Adsorbed Feは、キレート樹脂濃縮化学発光分析法で分析した (de Jong et al. 1998)。non-Leach Feは、強酸による粒子の全分解後に、HR-ICP-MSで分析した (Bowie et al., 2010)。データ解析では、時間ステップ (t) ごとに得られたLeach Feを時間積算し、48時間で粒子から溶出したFeの全量 ($\sum_{t=0}^{48}(\text{Leach Fe})_t$) を算出した。任意のtにおける、海水中の粒子に含まれるLeach Feの割合は、次式より求めた。

$$\text{Leach Fe (\%)} = \frac{(\text{Leach Fe})_t}{\sum_{t=0}^{48}(\text{Leach Fe})_t + (\text{non-Leach Fe}) + (\text{Adsorbed Fe})} \times 100$$

海水中の粒子に含まれるLeach Feの割合を、時間ステップごとに評価した結果を図5に示す。Okh-ice Aを用いて2回行ったExp. Aでは、粒子からのFeの溶出パターンが異なった。Exp. A-1では、0.15時間で粒子からFeが溶出し始めたのに対し、Exp. A-2では24時間後にFeの溶出が起こった。48時間後のLeach Feの割合は、Exp. A-1およびA-2でそれぞれ6.8%、1.6%に達した。この結果から、Okh-ice Aの粒子中には、海水中で速やかに溶存態へと移行するpFeの画分と、海水中に比較的溶けにくいpFeの画分が存在

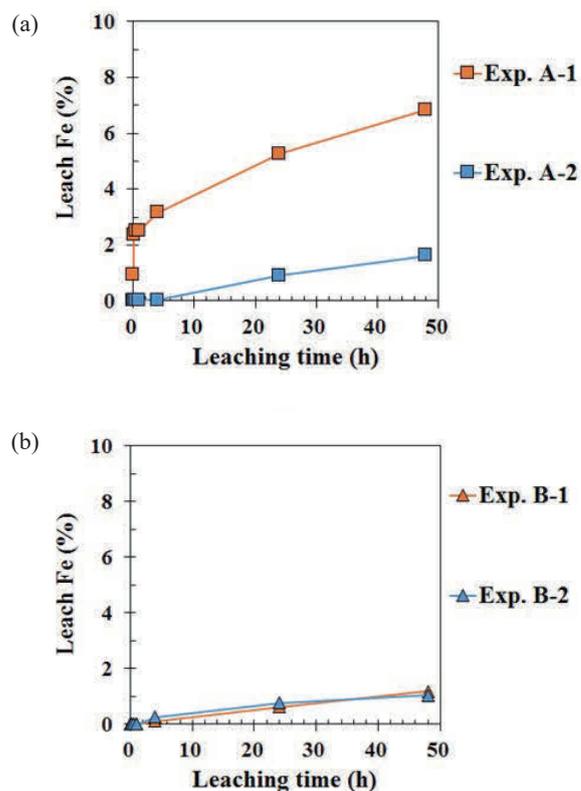


図5：海水中粒子に含まれるLeach Feの割合の時間変化。Okh-ice AおよびOkh-ice Bの粒子を用いて2回実施した実験を、それぞれExp. A-1, 2およびExp. B-1, 2とした。

Figure 5: Temporal changes in Leach Fe (%) of particles in (a) Okh-ice A and (b) for Okh-ice B. The leaching experiment was conducted twice using Okh-ice A and Okh-ice B, and designated as Exp. A-1, A-2 and Exp. B-1, B-2, respectively.

することが示唆された。一方、Okh-ice Bを用いて行ったExp. Bでは、Exp. A-2と同様の結果が得られた。48時間後のLeach Feの割合は、Exp. B-1およびB-2でそれぞれ1.0%、1.2%に達した。海水中には、様々な起源を持つ粒子が不均一に分布することが知られている (例えばLannuzel et al., 2014)。本実験で評価した海水中粒子のLeach Feの割合は、反応性の高い粒子 (生物粒子など) と反応不活性の粒子 (鉱物粒子など) が含まれる割合によって値が変わることが考えられる。

6. おわりに

植物プランクトンが、海水から供給されたFeを利用できるのか? という問題に対し、著者らは海水中のFeの存在状態、pFeの生物利用能、粒子からのFe溶出過程に関する研究を展開し、課題の解決に取り組んできた。海水融解期には、海水中で主要な存在状態であるpFeが海水中へ供給される。これまでpFeは、植物プランクトンが利用しに

くい存在状態と考えられてきたが、本研究の結果は、植物プランクトンが海水中のpFeを利用して増殖したことを示していた。また海水中のpFeには、海水中へ溶出可能な画分が数%程度含まれていることも明らかになった。今後、海水中へ取り込まれる粒子の起源および特性（粒径、化学組成、生成機構など）の解明が進むと、海水中のFeの生物利用能に関する理解がより深まることが期待される。

これまでの著者らの研究により、季節海水 (Kanna et al., 2014, 2018) や北極域氷河 (Kanna et al., 2020) の融解は、海洋で不足しやすいFeを表層海水へ供給し、海洋一次生産に影響を与える重要なプロセスであることがわかってきた。オホーツク海から始まった著者らの研究は、対象フィールドを南大洋に移し、新たな展開を迎えている。南大洋の基礎生産は、主にFeの不足により低く抑えられているが、南極大陸から張り出した棚氷周辺海域や季節海水域では、局所的に植物プランクトンの大増殖が起こる。棚氷や海水の融解水などが、植物プランクトンの増殖を支えるFeの供給源として考えられているが、これらのFe供給と植物プランクトン増殖への影響はいまだ定量的に理解されていない。現在、南大洋の大型観測研究が日本南極地域観測隊 (JARE) により計画されており、2022年から著者らも参画している。これまで、JAREではFeに関する研究を実施できておらず、新たに発足したFe観測ワーキンググループがこの新しい研究課題に挑戦している。季節海水域オホーツク海で確立した著者らのクリーン技術と観測ノウハウを南大洋のFe研究に広く展開し、多様で豊かな海洋生物が生息する南大洋の生物生産機構を究明していきたい。

謝辞

本研究の実施にあたり、北海道大学低温科学研究所の村山愛子氏の協力を得ました。オホーツク海の観測航海では、海上保安庁砕氷巡視船「そうや」の船長をはじめ乗組員の皆様、北海道大学低温科学研究所の豊田威信博士の協力を得ました。また本研究の一部は、オーストラリア・タスマニア大学ツネイチフジイ奨学金の援助を受け、タスマニア大学南極海洋研究所のDelphine Lannuzel博士、Pier van der Merwe博士の協力を得て実施しました。ご協力いただいた皆様に感謝します。

参考文献

Bruland, K. W. and E. L. Rue (2001) Analytical methods for the determination of concentrations and speciation of iron. In:

- Turner, D. R., and K. A. Hunter (Eds.), *The biogeochemistry of iron in seawater*. John Wiley & Sons Ltd. Press, Chichester, England, 255-289.
- Bowie, A. R., A. T. Townsend, D. Lannuzel, T.A. Remenyi and P. van der Merwe (2010) Modern sampling and analytical methods for the determination of trace elements in marine particulate material using magnetic sector inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Anal. Chim. Acta*, **676**, 15-27.
- Coale, K. H., C. S. Chin, G. J. Massoth, K.S. Johnson and E. T. Baker (1991) In situ chemical mapping of dissolved iron and manganese in hydrothermal plumes. *Nature*, **352**(6333), 325-328.
- Duprat, L. et al. (2019) Enhanced Iron Flux to Antarctic Sea Ice via Dust Deposition From Ice - Free Coastal Areas. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **124**, 8538-8557, <https://doi.org/10.1029/2019jc015221>.
- De Jong, J. T. M., J. den Das, U. Bathmann, M. H. C. Stoll, G. Kattner, R. F. Nolting and H. J. W. de Baar (1998) Dissolved iron at subnanomolar levels in the Southern Ocean as determined by ship-board analysis. *Anal. Chim. Acta*, **377**, 113-124.
- Duce, R. A. and N. W. Tindale (1991) Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **36**(8), 1715-1726.
- Fitzwater, S. E., K. S. Johnson, V. A. Elrod, J. P. Ryan, L. J. Coletti, S. J. Tanner, R. M. Gordon and F. P. Chavez (2003) Iron, nutrient and phytoplankton biomass relationships in upwelled waters of the California coastal system. *Cont. Shelf Res.*, **23**, 1523-1544.
- Golden, K. M., S. F. Ackley and V. I. Lytle (1998) The percolation phase transition in sea ice. *Science*, **282**(5397), 2238-2241.
- Guieu, C., W. W. Huang, J-M. Martin and Y. Y. Yong (1996) Outflow of trace metals into the Laptev Sea by the Lena River. *Mar. Chem.*, **53**, 255-267.
- Hawkings, J., J. Wadham, M. Tranter et al. (2014) Ice sheets as a significant source of highly reactive nanoparticulate iron to the oceans. *Nat. Commun.*, **5**, 3929.
- Hopwood, M. (2018) Iron from ice. *Nat. Geosci.*, **11**, 462. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0167-8>
- Hurst, M., A. M. Aguilar-Islas and K. W. Bruland (2010) Iron in the southeastern Bering Sea: elevated leachable particulate Fe in shelf bottom waters as an important source for surface waters. *Cont. Shelf Res.*, **30**, 467-480.

- Johnson, K. S., R. M. Gordon and K. H. Coale (1997) What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? *Mar. Chem.*, **57**(3-4), 137-161.
- Johnson, K. S., F. P. Chavez and G. E. Friederich (1999) Continental-shelf sediment as a primary source of iron for coastal phytoplankton. *Nature*, **398**, 697-700.
- Johnson, W. K., L. A. Miller, N. E. Sutherland and C. S. Wong (2005) Iron transport by mesoscale Haida eddies in the Gulf of Alaska. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.*, **52**(7-8), 933-953.
- Kanna, N., T. Toyota 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.
- 漢那直也, 西岡純, 豊田威信 (2016) オホーツク海における海水が関わる鉄の供給過程の解明. *低温科学*, **74**, 1-10.
- Kanna, N., Y. Sibano, T. Toyota and J. Nishioka (2018) Winter iron supply processes fueling spring phytoplankton growth in a sub-polar marginal sea, the Sea of Okhotsk: Importance of sea ice and the East Sakhalin Current. *Mar. Chem.*, **206**, 109-120.
- Kanna, N., D. Lannuzel, P. van der Merwe and J. Nishioka (2020) Size fractionation and bioavailability of iron released from melting sea ice in a subpolar marginal sea. *Mar. Chem.*, **221**, 103774.
- Kanna, N., S. Sugiyama, Y. Fukamachi, D. Nomura and J. Nishioka (2020) Iron supply by subglacial discharge into a fjord near the front of a marine - terminating glacier in northwestern Greenland. *Global Biogeochemical Cycles*, **34**(10), e2020GB006567.
- Kuma, K. and K. Matsunaga (1995) Availability of colloidal ferric oxides to coastal marine phytoplankton. *Mar. Biol.*, **122**, 1-11.
- Lannuzel, D., J. de Jong, V. Schoemann, A. Trevena, J-L. Tison and L. Chou (2006) Development of a sampling and flow injection analysis technique for iron determination in the sea ice environment. *Anal. Chim. Acta*, **556**(2), 476-483.
- Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de Jong, J-L. Tison and L. Chou (2007) Distribution and biogeochemical behaviour of iron in the East Antarctic sea ice. *Mar. Chem.*, **106**(1-2), 18-32.
- Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de Jong, B. Pasquer, P. C. van der Merwe, F. Masson, J-L. Tison and A. R. Bowie (2010) Distribution of dissolved iron in Antarctic sea ice: Spatial, seasonal, and inter-annual variability. *J. Geophys. Res.* **115**, G03022, doi: 10.1029/2009JG001031.
- Lannuzel, D., V. Schoemann, I. Dumont, M. Content, J. de Jong, J.-L. Tison, B. Delille and S. Becquevort (2013) Effect of melting Antarctic sea ice on the fate of microbial communities studied in microcosms. *Polar Biol.*, **36**, 1483-1497.
- Lannuzel, D., P. van der Merwe, A. T. Townsend and A. R. Bowie (2014) Size fractionation of iron, manganese and aluminium in Antarctic fast ice reveals a lithogenic origin and low iron solubility. *Mar. Chem.*, **161**, 47-56.
- Lannuzel, D. et al. (2016) Iron in sea ice: Review and new insights Iron in sea ice: Review and new insights. *Elementa: Science of the Anthropocene*, **4**.
- Maldonado, M. T. and N. M. Price (2001) Reduction and transport of organically bound iron by *Thalassiosira oceanica* (Bacillariophyceae). *J. Phycol.*, **37**(2), 289-310.
- Mustapha, M. A. and S. Saitoh (2008) Observation of sea ice interannual variations and spring bloom occurrences at the Japanese scallop farming area in the Okhotsk Sea using satellite imageries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **77**, 577-588.
- Nihashi, S., K. I. Ohshima and N. Kimura (2012) Creation of a heat and salt flux dataset associated with sea ice production and melting in the Sea of Okhotsk. *J. Clim.*, **25**, 2261-2278.
- Nishioka, J. and S. Takeda (2000) Change in the concentrations of iron in different size fractions during growth of the oceanic diatom *Chaetoceros* sp.: importance of small colloidal iron. *Mar. Biol.*, **137**(2), 231-238.
- Nomura, D., J. Nishioka, M. A. Granskog, A. Krell, S. Matoba, T. Toyota, H. Hattori and K. Shirasawa (2010) Nutrient distributions associated with snow and sediment-laden layers in sea ice of the southern Sea of Okhotsk. *Mar. Chem.*, **119**, 1-8.
- Obata, H., H. Karatani and E. Nakayama (1993) Automated determination of iron in seawater by chelating resin concentration and chemiluminescence detection. *Anal. Chem.*, **65**, 1524-1528
- 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.
- Ratnarajah, L., D. Lannuzel, A. T. Townsend, K. M. Meiners, S. Nicol, A. S. Friedlaender and A. R. Bowie (2017) Physical speciation and solubility of iron from baleen whale faecal material. *Mar. Chem.*, **194**, 79-88.

- Rich, H. W. and F. M. M. Morel (1990) Availability of well-defined iron colloids to the marine diatom *Thalassiosira weissflogii*. *Limnol. Oceanogr.*, **35**, 652-662.
- Schroth, A. W., J. Crusius, E. R. Sholkovitz and B. C. Bostick (2009) Iron solubility driven by speciation in dust sources to the ocean. *Nat. Geosci.*, **2**(5), 337-340.
- Sedwick, P. N. and G. R. DiTullio (1997) Regulation of algal blooms in Antarctic shelf waters by the release of iron from melting sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2515-2518.
- Smith, W. O. and D. M. Nelson (1985) Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea: spatial coherence with the density field. *Science*, **11**, 163-166.
- Smith Jr, K. L., B. H. Robinson, J. J. Helly, R. S. Kaufmann, H. A. Ruhl, T. J. Shaw, B. S. Twining and M. Vernet (2007) Free-drifting icebergs: hot spots of chemical and biological enhancement in the Weddell Sea. *Science*, **317**, 478-482.
- Toyota, T., T. Kawamura, Kay I. Ohshima, H. Shimoda and M. Wakatsuchi (2004) Thickness distribution, texture and stratigraphy, and a simple probabilistic model for dynamical thickening of sea ice in the southern Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **109**.
- Toyota, T., S. Takatsuji, K. Tateyama, K. Naoki, K. Naoki and K. I. Ohshima (2007) Properties of Sea Ice and Overlying Snow in the Southern Sea of Okhotsk. *J. Oceanogr.*, **63**, 393-411.
- 若土正暁 (1996) オホーツク海研究の今後. 日本気象学会, 棚氷 42.
- Wells, M. L., N. M. Price and K. W. Bruland (1995) Iron chemistry in seawater and its relationship to phytoplankton: a workshop report. *Mar. Chem.*, **48**(2), 157-182.
- Wu, J., E. Boyle, W. Sunda and L. S. Wen (2001) Soluble and colloidal iron in the oligotrophic North Atlantic and North Pacific. *Science*, **293**(5531), 847-849.
- Wu, J., R. Rember and C. Cahill (2007) Dissolution of aerosol iron in the surface waters of the North Pacific and North Atlantic oceans as determined by a semicontinuous flow-through reactor method. *Global Biogeochemical Cycles*, **21**, GB4010, 1-10.
- Yoshida, M., K. Kuma, S. Iwade, Y. Isoda, H. Takata and M. Yamada (2006) Effect of aging time on the availability of freshly precipitated ferric hydroxide to coastal marine diatoms. *Mar. Biol.*, **149**, 379-392.

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화가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

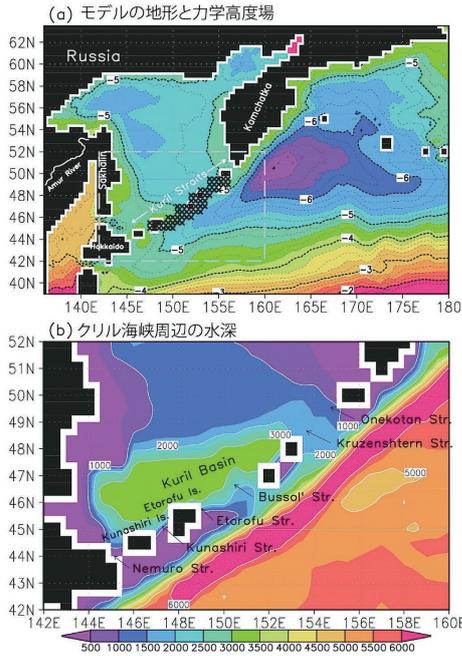


図1 : (a) モデルの地形と海面の力学高度場の年平均分布 (m^2/s^2)。クロス記号は、鉛直拡散係数を海底で500cm/sで海面に向かって徐々に減衰する分布を与えた海域。等値線間隔は $0.2 m^2/s^2$ 。(b) クリル海峡周辺のモデルの水深と海峡の分布。Nakanowatari et al. (2021)のFig.1より加筆。

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。

$$\Gamma = \alpha \frac{PO_4}{PO_4 + K_{PO_4}} \frac{Fe}{Fe + K_{Fe}} \frac{I}{I + K_I}, \quad (1)$$

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($K_{FeL} = [FeL]/[Fe'][L]$)。

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 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、 $0.5 \mu M/m^2/day$ 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、

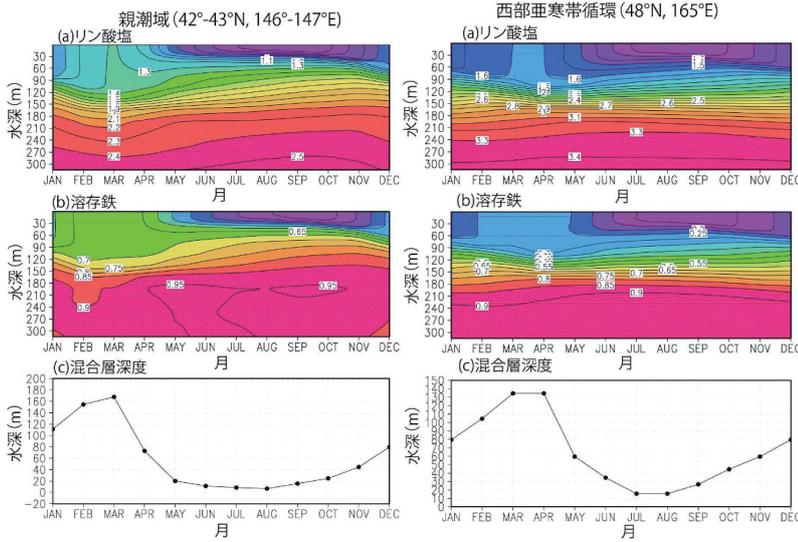


図2: (左) 親潮海域(42°–43°N, 146°–147°E)と(右)西部亜寒帯循環(48°N, 165°E)における亜表層(0–300m)の(上段)PO₄ (μM)、(中段)溶存鉄(nM)、そして(下段)混合層深(m)の季節サイクル。Nakanowatari et al. (2017)のFig. 9より加筆。

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

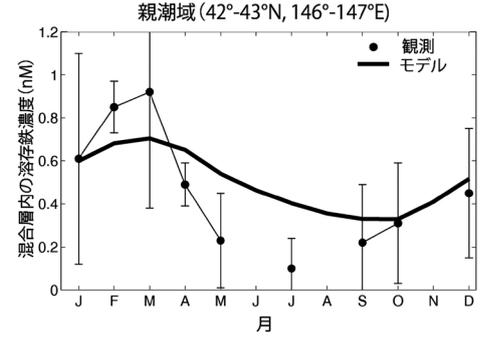


図3: 親潮海域におけるモデルと観測データの混合層内で平均した溶存鉄濃度の月平均値。観測データの月平均値は2003–2008年のAライン観測に基づく(Nishioka et al., 2011)。観測値の標準偏差はエラーバーで示す。Nakanowatari et al. (2017)のFig.10より加筆。

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

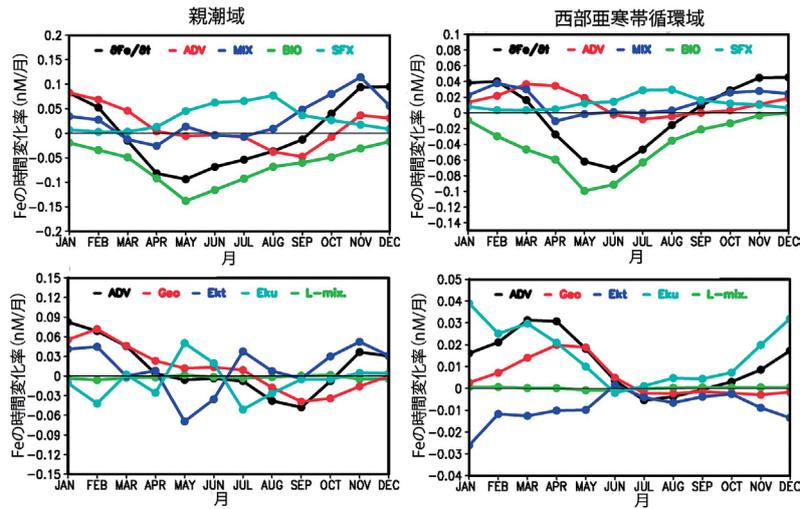


図4：モデルの(左)親潮海域(42°-43°N, 146°-147°E)と(右)西部亜寒帯循環域(48°N, 165°E)における混合層内の溶存鉄濃度の収支に対する各項の大きさ(nM/month)。上段における黒線、赤線、青線、緑線、そしてシアン線はそれぞれ溶存鉄の時間変化項、移流項、鉛直混合、生物・化学過程項、そして大気ダストの寄与を示す。下段における黒線、赤線、青線、シアン、そして緑線は、それぞれ移流項、地衡流成分、エクマン輸送成分、エクマン湧昇の成分、そしてサブグリッドスケールの渦輸送成分の寄与を示す。Nakanowtari et al. (2017)のFigs 12と13より加筆。

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

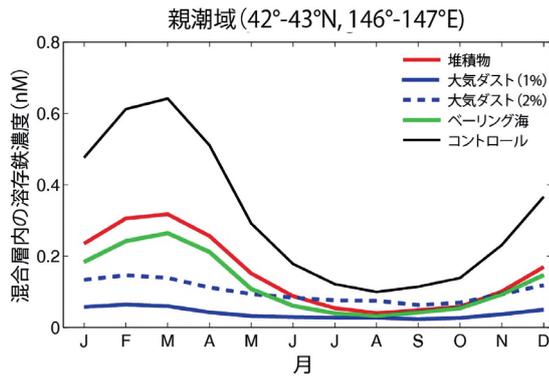


図5：溶存鉄の外部強制に関する感度実験で得られた親潮海域における混合層内で平均した溶存鉄濃度の月平均値。赤実線、青実線、緑実線はそれぞれ、北西陸棚の堆積物、大気ダスト(1%の溶解度のケース)、そして側方境界条件の強制項を与えた場合の実験結果。黒実線は感度実験の溶存鉄濃度の合計。比較として、大気ダスト(2%の溶解度のケース)を青破線で示す。Nakanowatari et al. (2017)のFig. 18を加筆。

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

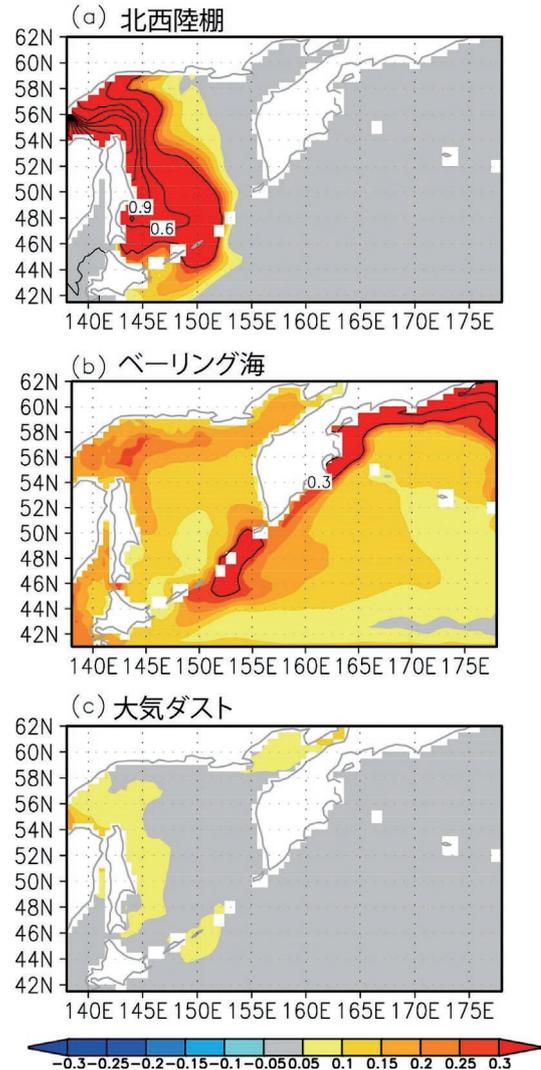


図6：溶存鉄の外部強制項に関する感度実験で得られた混合層内の溶存鉄濃度(nM, カラー)の年平均分布(0.3nM以上は0.3nM毎の等値線で示す)。各パネルはそれぞれ(a)北西陸棚の堆積物、(b)ベーリング海からの移流、そして(c)大気ダストを外部強制項とした結果。Nakanowatari et al. (2017)のFig. 19より加筆。

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

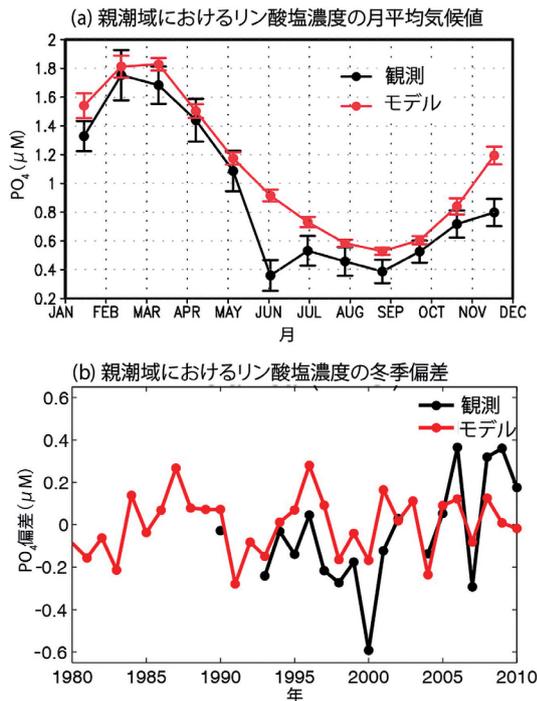


図7：(a) OY1 (42°–43° N, 145°–148°E) における混合層内のリン酸塩濃度の月平均気候値の時系列。黒線と赤線はそれぞれ観測データとモデルに基づいて計算したもの。エラーバーは1979–2010年の年平均値からの差に基づいて計算された標準偏差を示す。観測データは、WOD2018 (1965–2008) とA-lineの観測データ(1990–2010)に基づいて計算した。(b) OY1における混合層内の冬季のリン酸塩濃度の観測値(黒線)とモデル値(赤線)の時系列。観測データとモデルはそれぞれ3月と1月の月平均偏差を示す。Nakanowatari et al. (2021)のFig.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

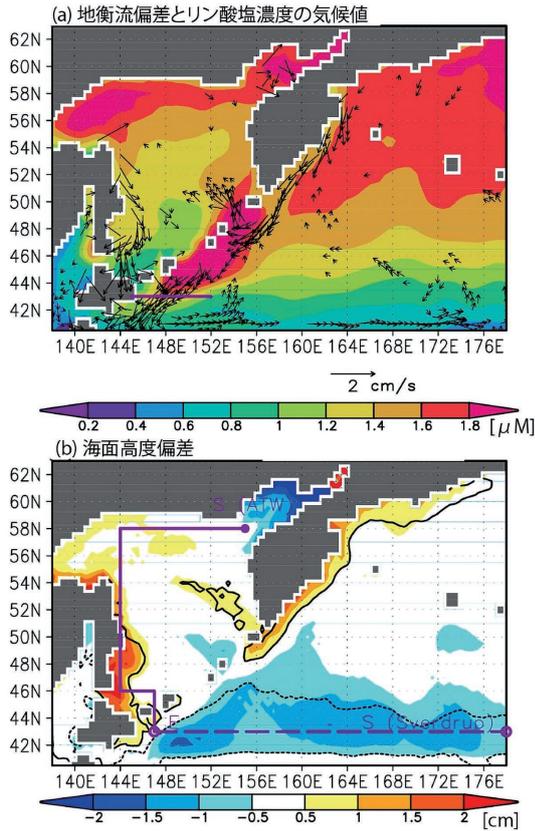


図8: (a) 冬季(12月)の地衡流速(ベクトル; cm/s)の親潮海域(42.5° N, 146° E)における表層リン酸塩濃度時系列への回帰マップ. 冬季における表層リン酸塩濃度の気候値をカラーで示す. 地衡流速の絶対値とリン酸塩濃度の間の相関係数が有意なベクトルのみ描画. (b) (a)と同様で, 冬季(12月)の海面変位(カラー; cm)の回帰マップ. コントアは相関係数が有意な海域を示す. ATWとスベルドラップ輸送の計算で使用する積分経路を実線と破線(紫色)で示す. Nakanowatari et al. (2021)のFig. 8より加筆.

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

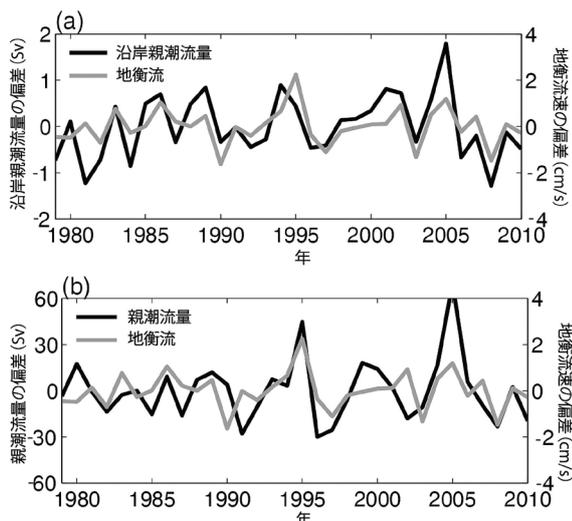


図9：(a) 1980-2010年までの冬季(12月)のATWから見積もられる沿岸親潮流量 (V_{ATW}) の月平均偏差(黒線; Sv)と(b)スベルドリップ輸送から見積もられる親潮流量 (V_S) の月平均偏差(黒線; Sv)の時系列。各流量の負値は南向き偏差を示す。パネルaとbにOY1の冬季の地衡流速偏差(南向きが負)の時系列(灰色; cm/s)を重ねて描画。地衡流速のスケールは右軸に示す。Nakanowatari et al. (2021)のFig. 10より加筆。

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

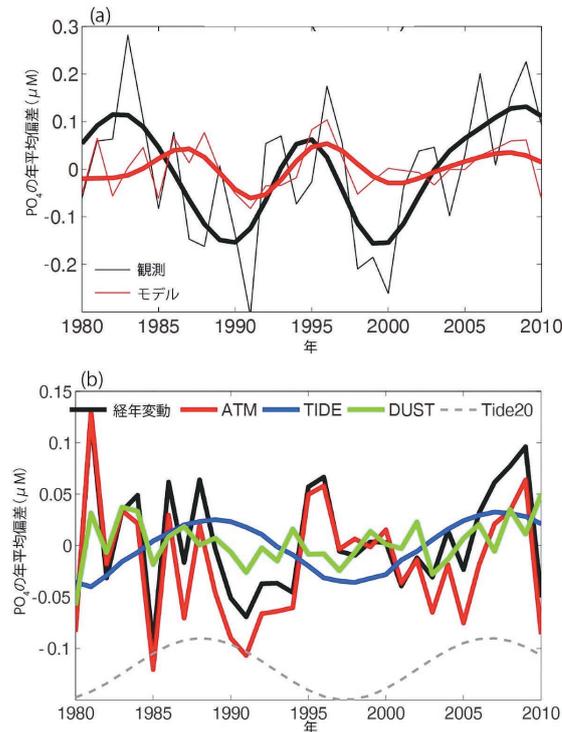


図10：(a) OY1における観測(黒線)と経年変動実験(赤線)の表層リン酸塩濃度の年平均偏差の時系列。太線は7年のローパスフィルターを施した時系列。(b) 経年変動実験(黒線)、及びATM(赤線)、TIDE(青線)、そしてDUST(緑線)の感度実験で得られたOY1におけるモデルの表層リン酸塩濃度の年平均偏差時系列。18.6年周期の潮汐混合強度に対する正弦曲線を破線(灰色)で示す。Nakanowatari et al. (2021)のFig. 12とFig. 13より加筆。

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

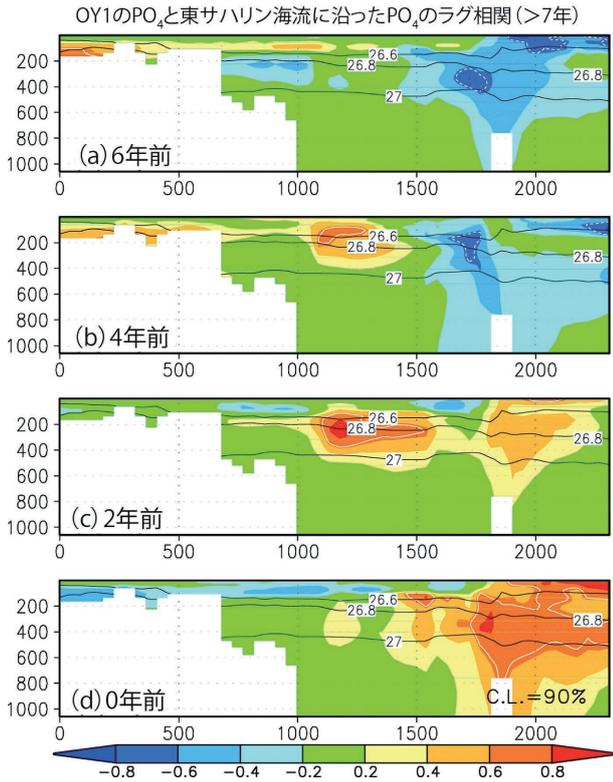


図11：大気の時年変動成分の感度実験 (ATM) で得られたOY1におけるモデルの表層リン酸塩濃度の年平均時系列と東サハリン海流に沿った経路の海面から水深1000mまでのリン酸塩濃度の年平均値とのラグ相関マップ。データには7年のローパスフィルターを施している。OY1の表層リン酸塩濃度の時系列に対して、(a) 6年、(b) 4年、(c) 2年、(d) 0年遡った結果を示す。白線は、相関係数が有意な海域を示す。ポテンシャル密度の年平均値を黒線で示す。Nakanowatari et al.(2021)のFig. 16より改変。

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。

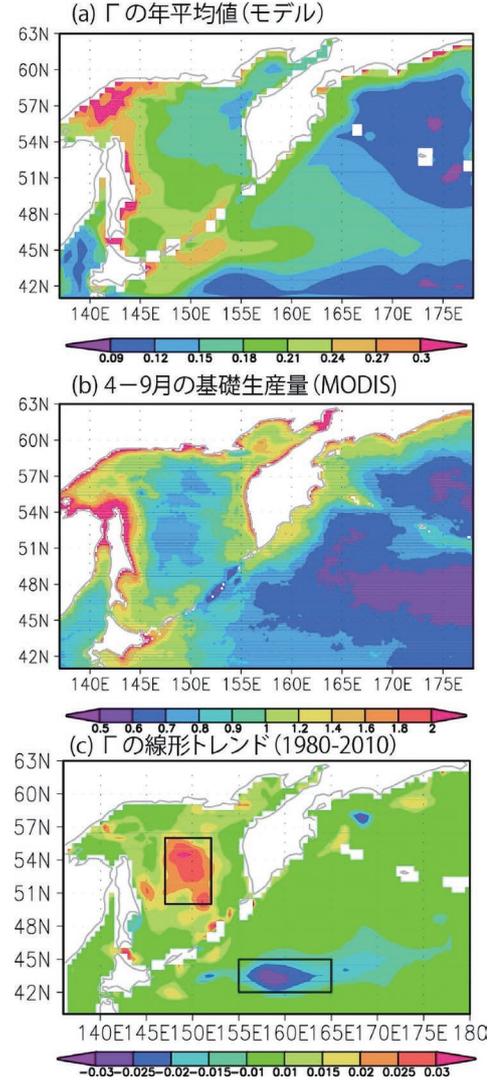


図12：(a) モデルの混合層内の PO_4 の取り込み速度 Γ ($\mu\text{M}/\text{month}$)の年平均気候値と (b) 2002–2016年のMODIS衛星データから見積もられた4–9月の基礎生産量の年平均分布 ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{day}$)。 (c) 1980–2010年のハインドキャスト実験で得られた年平均 Γ の線形トレンド ($\mu\text{M}/\text{month}/31\text{yr}$)。 Nakanowatari et al., 2017のFig. 7より改変

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

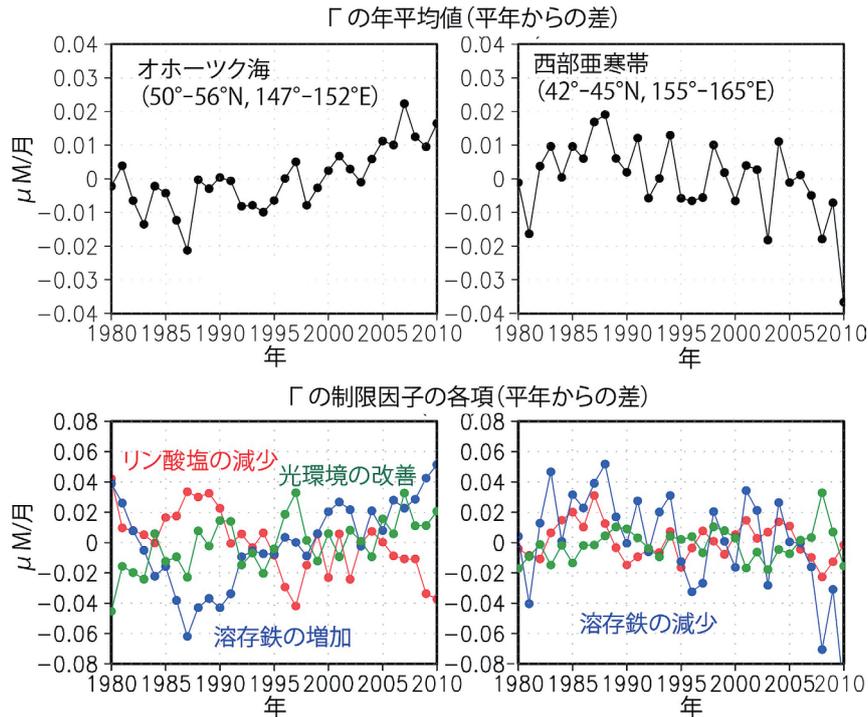


図13：(上段) 1980–2010年のハインドキャスト実験で得られた(左)オホーツク海と(右)西部亜寒帯で平均した Γ の年平均偏差の時系列(μM)。 (下段) リン酸塩濃度(赤色)、溶存鉄濃度(青色)、そして光環境(緑色)で説明される Γ の年平均偏差の時系列(μM)。

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。

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. Nihashi (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. Nihashi 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>.

オホーツク海の新古海洋研究

岡崎 裕典¹⁾, 関 宰^{2), 3)}, 高橋 孝三¹⁾

2023年10月26日受付, 2023年12月19日受理

海底堆積物試料を用いたオホーツク海の海洋環境変動の研究史をレビューする。特に水温・海水・中層水形成・生物生産の4トピックについて、現在とは大きく異なる最終氷期のオホーツク海の復元結果を中心に研究成果を解説する。また、オホーツク海の科学掘削を目指した試みODP/IODP proposal 477を紹介する。

Paleoceanography in the Sea of Okhotsk

Yusuke Okazaki¹, Osamu Seki^{2,3}, Kozo Takahashi¹

We review the paleoceanographic studies in the Sea of Okhotsk based on sedimentary records, mainly focusing on the following four topics: seawater temperature, sea ice, intermediate water formation, and productivity. The reconstructed environment of the glacial Sea of Okhotsk was significantly different from the modern one. Our attempts for scientific drilling in the Sea of Okhotsk ODP/IODP proposal 477 to obtain long-term sedimentary archives are also presented.

キーワード: オホーツク海, 古海洋学, 氷期-間氷期サイクル, 深海掘削
Sea of Okhotsk, Paleoceanography, Glacial-Interglacial Cycles, Deep-Sea Drilling

1. 更新世以降の古海洋研究小史

オホーツク海における海底堆積物を用いた古海洋環境に関する研究は1970年代から始まったが、1990年代前半までは表層堆積物試料中の珪質微化石の群集や分布に関するものが主であった (Jousé, 1971; Sancetta, 1979, 1981, 1982, 1992; Morley 1980; Morley and Hays, 1983)。コロンビア大学ラモント・ドハティ地質研究所のConstance SancettaとJoseph Morleyらは、氷期の北太平洋亜寒帯域

における珪藻や放散虫群集が、現在のオホーツク海の群集に類似していることを指摘し、塩分成層が発達し季節海水が被覆する海洋環境が氷期の北太平洋亜寒帯域に広がっていたことを示唆した。これらの研究によりオホーツク海は氷期海洋のアナログとして注目されるようになったが、オホーツク海で柱状堆積物試料(コア)を採取し、最終氷期最盛期(LGM, 約2万年前)の海洋環境を復元する研究はまだほとんど行われていなかった。わずかにMorley et al. (1991) が、オホーツク海南部で採取された2

連絡先

岡崎 裕典

九州大学 理学研究院 地球惑星科学部門

〒819-0395 福岡県福岡市西区元岡 744

Tel: 092-802-4242

Email: okazaki.yusuke.886@m.kyushu-u.ac.jp

- 九州大学 理学研究院 地球惑星科学部門
Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyushu University, Fukuoka, Japan
- 北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan
- 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

本のコア試料中の花粉と放散虫群集を調べ、最終氷期のオホーツク海周辺域の植生が樹木の無いツンドラであったこと、その後の完新世に樹木を含む寒帯の植生へ移行したことを報告している。

1990年代に入ると、ロシア科学アカデミー極東支部・太平洋海洋学研究所のSergey Gorbarenkoが米国ウッズホール海洋研究所のLloyd Keigwinの協力を得て、研究船Kallistoと研究船Vulkanologの航海中に採取されたオホーツク海堆積物の有孔虫酸素・炭素安定同位体比を含む地球化学分析を行った。Gorbarenko (1996) はオホーツク海に加えて、北太平洋広域の最終氷期以降の海底堆積物記録をまとめ、最終退氷期に2回の酸素同位体比の負のシフトが炭酸カルシウム含量のピークとともに出現することを示し、融氷水パルスと解釈した。Gorbarenko は、ロシアの排他的経済水域が大半を占めるオホーツク海において海底堆積物試料を採取するためのロシア側カウンターパートとして長年にわたり主要な役割を果たし、自身も現在に至るまでオホーツク海の高海洋研究を続けている (Gorbarenko et al., 2002a, 2002b, 2004, 2007a, 2007b, 2010a, 2010b, 2012, 2014, 2017, 2020)。Keigwin は、1993年に研究船Akademik Alexandr Nesmeyanovにより北西太平洋天皇海山列とオホーツク海クリル海盆北縁で採取された深度トランセクトコア堆積物を用い、海底表面に生息する底生有孔虫 (Epifauna) の炭素同位体比を栄養塩濃度の指標として、LGMにおける鉛直水塊構造を復元した (Keigwin, 1998)。その結果、水深2000 m付近を境として、上部は現在より栄養塩に乏しい水塊 (氷期北太平洋中層水)、下部は栄養塩に富む水塊の存在が示唆され、氷期には栄養塩鉛直勾配が現在よりも大きかったと結論づけている。その後Keigwin (2002) は、オホーツク海クリル海盆北縁コア試料を使ってLGMにおける中層水ベンチレーション年齢を推定したが、オホーツク海がベンチレーションの良い (年齢が若い) 氷期北太平洋中層水の起源域であったことを支持する結果は得られなかった。北海道大学の志賀健司と小泉格は、気象庁舞鶴海洋気象台の気象観測船・清風丸が1967年に採取した15点の表層堆積物と、1991年に海上保安庁の測量船・昭洋がオホーツク海中央部で採取した2点の堆積物コア、そしてSergey Gorbarenkoから提供された2点の堆積物コアに含まれる珪藻群集解析を行った。Shiga and Koizumi (1999) はLGM以降の海水被覆域の時空間変化を初めて復元し、21,000-17,000年前にかけてオホーツク海西部が多年氷に覆われていたことを示唆した。同じく北海道大学のYann Ternoisと河村公隆らは、Keigwin (1998) が使用したGGC-15堆積物コアのバイ

オマーカーを分析し、過去15,000年間の古水温復元を行うとともに (Ternois et al., 2000)、最終氷期と最終退氷期に陸起源バイオマーカーの含量が卓越することを明らかにした (Ternois et al., 2001)。

1990年代末から2000年代初頭に、日本とドイツでそれぞれオホーツク海の高海洋環境復元を含む大型研究プロジェクトが実施された。すなわち北海道大学の若土正暁を代表とする科学技術振興事業団 (現科学技術振興機構) の戦略的基礎研究「オホーツク海水の実態と気候システムにおける役割の解明」とKurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX) である。ロシア極東水文気象研究所 (FERHRI) をカウンターパートとした戦略的基礎研究では、研究船Professor Khromovによる1998年のXP98航海において6本のピストンコア試料を採取した。このうち試料の状態が良好なPC1, PC2, PC4の3本を用いて東西トランセクトの高海洋記録を構築した。戦略的基礎研究における高海洋研究では、北海道大学の中塚武と池原実が中心的な役割を果たした。主な成果としては、最終氷期以降の生物生産変化 (Narita et al., 2002; Sato et al., 2002; Seki et al., 2003, 2004a)、海水被覆状態変化 (Koizumi et al., 2003; Okazaki et al., 2003; Sakamoto et al., 2005)、水温変化 (Seki et al., 2004b) が挙げられる。一方で、KOMEXではドイツのGEOMARがロシア科学アカデミー・シルショフ海洋研究所およびロシア科学アカデミー極東支部・太平洋海洋学研究所をカウンターパートとし、研究船Akademik Lavrentyevの航海において海底堆積物を採取した。特筆すべき点として、2004年にドイツの研究船Sonneがロシアの排他的経済水域で採泥調査を含む観測を行ったことが挙げられる (SO-178航海)。主な成果としては、氷期 - 間氷期スケールの浮遊性および底生有孔虫群集と炭素酸素安定同位体比に関するもの (Barash et al., 2005, 2006; Khusid et al., 2005; Gorbarenko et al., 2007a; Bubenshchikova et al., 2008) や、放散虫の生層序と中層水ベンチレーション (Matul et al., 2002, 2016)、そしてIRDに基づく海水被覆分布変動 (Nürnberg et al., 2011) が挙げられ、それ以降もこの航海で採取された堆積物試料が多くの研究で使用されている (Max et al., 2012, 2014, 2020; Riethdorf et al., 2013; Lembke-Jene et al., 2017, 2018; Cao et al., 2023)。

上記の2つの大型研究プロジェクトと同時期に、北海道沖オホーツク海の堆積物が採取され、主に微化石の研究に使用された。1997年に北海道大学の練習船北星丸航海により採取された知床沖ピストンコアは、堆積速度が速く完新世 (過去11,700年間) の詳細な海洋環境復元に用い

られた(嶋田ら2000; Kawahata et al., 2003; Shimada et al., 2004). 2000年と2001年には深海底鉱物資源探査専用船第2白嶺丸海洋地質調査航海において, 産業技術総合研究所の池原研らによって網走沖と知床沖でグラビティコアが採取され, 放散虫群集解析 (Itaki and Ikehara, 2004; Itaki et al., 2008) や地磁気特性による続成作用評価 (Kawamura et al., 2007) が行われた.

2000年の海洋科学技術センター(現海洋研究開発機構)の海洋地球研究船みらいMR00-K03航海では, 原田尚美らがロシアの排他的経済水域で採泥調査を含む観測を行った (Harada et al., 2001). これは2023年時点で, 我が国の研究船がロシアの排他的経済水域で採泥観測を行った唯一の航海である. 採取された堆積物試料は主にバイオマーカーによる古水温復元研究に使用されている (Harada et al., 2004; Seki et al., 2014).

2001年にフランスの研究船Marion DefresneによるThe International Marine Past Global Change Study (IMAGES) プログラムのWestern Pacific Margin (WEPAMA) 航海が実施され, 日本周辺海域やオホーツク海, 北部天皇海山列でジャイアントピストンコアによる採泥が行われた. IMAGES日本代表を務めた産業技術総合研究所の川幡穂高が日本リクエストサイトのプロジェクトを主導した. 本航海において, 知床沖(MD01-2412)とオホーツク海中央部(MD01-2413, MD01-2414, MD01-2415)の4本のジャイアントピストンコア(コア長31 mから58 m)が採取された. オホーツク海中央部のサイトは, Peanut Holeと呼ばれる東経148-151度, 北緯51-56度に位置した細長い公海で採取された. なお, Peanut Holeは2014年にロシアの大陸棚延長申請が認められ消滅している. 日本のリクエストで採取したMD01-2412コアを使い最終間氷期以降の高解像度古海洋研究 (Okazaki et al., 2005; Ono et al., 2005; Harada et al., 2006, 2008; Sakamoto et al., 2006) が行われたほか, 堆積物中の微生物群集が解析された (Inagaki et al., 2003). Ono et al. (2005) は堆積物コアの全有機炭素含量と C_{org}/N 比がグリーンランド氷床コアに記録された100-1000年スケールのダンスガード・オシュガー振動 (Dansgaard-Oeschger oscillations) と対応することを指摘した. MD01-2414とMD01-2415は, それぞれ台湾とドイツのリクエストにより採取された. 基底部の年代が過去100万年間を超えるこれらのコア試料を用いて, 氷期-間氷期サイクルや中期更新世気候遷移期 (Mid-Pleistocene Transition, MPT) におけるオホーツク海の古海洋研究が行われた (Nürnberg and Tiedemann, 2004; Liu et al., 2006; Wang and Wang, 2008; Matul et al., 2009; Chou et

al., 2011, 2021; Bubenshchikova et al., 2015; Lattaud et al., 2018, 2019; Lo et al., 2018).

海洋研究開発機構の海洋地球研究船みらいMR06-04航海(首席研究者: 原田尚美), 深海潜水調査船支援母船よこすかYK07-12航海(首席研究者: 坂本竜彦)では, 知床沖とPeanut Holeで採泥観測を行った. これらの航海ではIMAGESサイトを再訪し, 同一サイトで複数コアを採取したり, ピストンコアと大口径グラビティコアを併用したりすることで有孔虫の産出が限られるオホーツク海で堆積物試料量を確保する試みがなされた. これらの航海の成果は2012年にDeep-Sea Research II誌に特集号が組まれた (Derkachev et al., 2012; Gorbarenko et al., 2012; Harada et al., 2012; Iwasaki et al., 2012; Khim et al., 2012) ほか, 古地磁気特性 (Shimono et al., 2014) とそれを応用した年代構築と海水被覆復元 (Inoue and Yamazaki, 2010; Yamazaki et al., 2013, 2016), 光ルミネッセンスによる堆積年代推定 (Sugisaki et al., 2012), オホーツク海中層循環復元 (Okazaki et al., 2014), バイオマーカー古水温復元 (Harada et al., 2014; Seki et al., 2014), 最終間氷期の生物生産と底層酸化還元状態の復元 (Jimenez-Espejo et al., 2018) などが公表されている. また, 試料の一部はロシア研究者に提供されている (Gorbarenko et al., 2010b; 2014; 2020; Chebykin et al., 2015; Artemova et al., 2017). 2023年現在, MR06-04航海とYK07-12航海が, 我が国の研究船がオホーツク海で実施した最後の大規模な採泥調査となっている.

2007年以降のオホーツク海における古海洋研究のための採泥調査は, 2014年にPeanut Holeが消滅した影響もあり, ロシア船を備船する航海が中心となった. ロシア船クロモフ号による2007年のXP07航海ではアムール川の河口に近い北西オホーツク海で採泥調査が行われた (Ijiri et al., 2010; Harada et al., 2012; Seki et al., 2012).

2010年代に入ると, オホーツク海古海洋研究における中国の存在感が高まった. 古くは砕氷船雪竜 (M/V Xuelong) による1999年の中国最初の北極調査航海の途中に通過したオホーツク海でグラビティコアOS3-1を採取しており, 2010年代になって主に砕屑物の分析が進められた (Zou et al., 2015; Wang et al., 2017). また, ロシア船を備船して採取した堆積物試料の分析も進められている (Wang et al., 2021a).

過去40年余りのオホーツク海古海洋研究を概観すると, 1990年代から2000年代に研究活動のピークがあった. オホーツク海では掘削船による科学掘削が行われておらず, これまでに回収された最も古い海底堆積物は, 2001年に

IMAGESプログラムで採取されたMD01-2414の150万年前のものに留まっている。

2. 古海洋復元研究の成果

2.1 水温・塩分

オホーツク海における更新世から完新世にかけての表層水温変動を推定する研究は、主に有機地球化学的手法、特に円石藻が生産するアルケノンを用いた古水温法によって進展してきた。最初の試みはオホーツク海の南部のクリル海盆北部で採取された海底コア (GGC-15) にアルケノン古水温法を適用して、過去15万年間の表層水温変化を報告したTernois et al. (2000) で、最終退氷期から完新世後半にかけて、表層水温が徐々に上昇する傾向が示された。その後、Seki et al. (2004b) はカムチャッカ沖の海底コア (XP98-PC2, PC4) に同じ手法を適用し、最終氷期から完新世にかけての連続的な表層水温変動を復元した。その結果、完新世に比べて氷期の水温が約4℃ほど低かったと推定した。一方で、LGMにおいて比較的高い水温を示した。海水や植生などの古気候記録はLGMのオホーツク海とその周辺域が極めて寒冷であったことを示すことから、この高いアルケノン水温の原因はLGMにおける円石藻の生産季節が夏季に制限されていたためと解釈された。その後、Harada et al. (2006) は知床沖で採取された堆積速度の速い堆積物コアMD01-2412を用いて、最終氷期の高時間解像度アルケノン水温変動記録を報告した (図1)。突然かつ急激な水温変動の繰り返しが最終氷期の層準から示され、その変動パターンがグリーンランド氷床コアの酸素同位体比記録に類似していることから、100-1000年スケールのダンスガード・オシュガー振動を反映したものと解釈された。

アルケノン古水温法を適用した過去のオホーツク海の水温復元と並行して、オホーツク海に係留した時系列セジメントトラップにより捕集した沈降粒子を用いたアルケノン古水温法の検証が行われた (Seki et al., 2007)。その結果、現在のオホーツク海におけるアルケノン生産は温度躍層が発達する秋季に限定されていることが示され、オホーツク海堆積物中のアルケノン水温記録を解釈する際に季節性について細心の注意が必要なが示唆された。加えて、アルケノンの組成から過去の表層塩分を復元する試みもなされている。Seki et al. (2005) は当時塩分指標として提案された4不飽和アルケノンの相対量から最終氷期の塩分を推定し、氷期の表層塩分が完新世よりも低かったことを示した。その後、Harada et al. (2008)

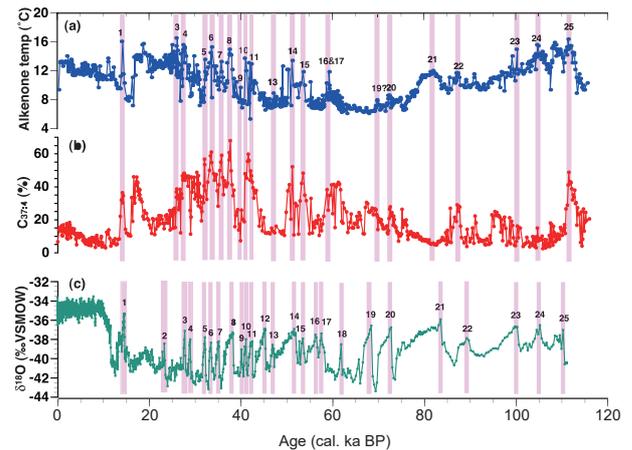


図1：オホーツク海知床沖MD01-2412コアの(a) アルケノン古水温、(b) 4不飽和アルケノン相対量、および(c) グリーンランドGISP2氷床コアの酸素同位体比 (Harada et al., 2008を改変)。最終氷期最盛期(23,000-18,000年前)に高いアルケノン水温を示す。ピンク帯と数字は、GISP2氷床コアの亜間氷期 (Interstadials) を示し、知床沖MD01-2412コアにおける短期間のアルケノン古水温上昇イベントと対応している。Reprinted by permission from Wiley.

Figure 1: (a) Alkenone-derived temperatures and (b) content of C37:4 alkenones relative to total C37 alkenone content (percent C37:4) in Core MD01-2412 in the Sea of Okhotsk Sea, and (c) $\delta^{18}\text{O}$ variation recorded in the Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2) ice core (Modified from Harada et al., 2008). Pink bars indicate interstadials, which are numbered in accordance with the GISP2 record. Reprinted by permission from Wiley.

は同手法を知床沖のIMAGES MD01-2412コアに適用し、最終氷期における千年スケールの表層塩分変動を復元した (図1)。その結果、ダンスガード・オシュガー振動に同調した顕著な表層塩分変動が示唆された。当初、塩分指標として利用されてきた4不飽和アルケノンは、近年の研究により海水との関連性が指摘されている (Wang et al., 2021b)。したがって、オホーツク海堆積物コアの4不飽和アルケノン増加は海水発達を反映するという解釈も可能である。4不飽和アルケノン記録が何を指標しているか、今後の研究の進展が待たれる。

アルケノン古水温法による水温復元の試みが一段落した後、海洋性古細菌細胞膜脂質を用いたTEX₈₆古水温計を適用した水温復元が試みられるようになった。Seki et al. (2009) はオホーツク中央部の堆積物コア (MR0604-PC7) を用いて、TEX₈₆古水温法により最終氷期を含む過去15万年間の水温変動を復元した。その結果、氷期-間氷期サイクルに対応した水温変動が確認されただけでなくLGMの水温が極小値を示すなど、他の古環境指標記録と整合的な結果が得られた。その後、オホーツク海を含む北太平洋の広域においてTEX₈₆古水温計の検証が行われ、この地域に最適化されたキャリブレーションが提案され、

TEX₈₆古水温計による水温推定が高精度化された (Seki et al., 2014). また, Lo et al. (2018)でもSeki et al. (2009)を支持する結果が得られた.

近年では新しい古水温計として注目されるジオール古水温法がオホーツク海堆積物に適用され (Lattaud et al., 2018), アルケノンやTEX₈₆水温記録と対比がなされた. 得られた水温変動パターンは指標によって異なり, 各水温指標が異なる季節の水温を反映していると解釈された. 続いてLattaud et al. (2019)は, 2023年現在でオホーツク海最長となる過去約150万年間水温変動を3つの水温指標を用いて復元した. 3つの古水温記録のうち氷期サイクルと最も対応が良いのはTEX₈₆水温であった. 水温復元記録が蓄積されてくると, 異なる手法による復元結果の比較研究が行われるようになり (例えばDavis et al., 2020), 特にLGMや最終退氷期の試料で手法間に大きな違いがあることが示された. これらの食い違いをどのように克服していくのかは今後の課題である.

なお, 主要な古水温計である有孔虫殻のMg/Ca比を用いたオホーツク海の水温復元研究は公表されていない. 実際にオホーツク海堆積物試料の浮遊性有孔虫Mg/Ca比分析を行った金沢大学の佐川拓也によると, LGMから最終退氷期に高水温を示し, 拾い出した有孔虫殻には変色や通常と異なる表面構造など堆積後の二次的な石灰化の強い影響が見られたとのことであった (佐川拓也, 私信). この点においてもオホーツク海の水温復元, 特にLGMの水温復元の困難さが伺える.

2.2 海水

海水や海水域に生息する珪藻種を用いて, オホーツク海における海水被覆の時空間変動を初めて復元したのはShiga and Koizumi (1999)であった. 彼らはLGMから最終退氷期初期にかけて, オホーツク海西部が多年氷に覆われていたことを示唆した. Okazaki et al. (2003)は, サハリン沖コア試料のLGM層準から数は少ないものの放射虫個体が連続産出することから, LGMのオホーツク海は西部を含め季節海水であったと指摘した. 後にKatsuki et al. (2010)は, 海水珪藻種の産出によるオホーツク海における海水被覆の時空間変動を改訂し, LGMに西部サハリン沖を主に被覆していた季節海水が, 最終退氷期に分布域を北部に拡げていたことを示唆した(図2).

海水珪藻種と並び, 海水が運搬した粗粒の碎屑物 (Ice-Rafted Debris, IRD) は, 代表的な海水指標である. Gorbarenko et al. (2002b)は, オホーツク海南部のV34-90コア試料中のIRDを計数し, LGMから最終退氷期初期に

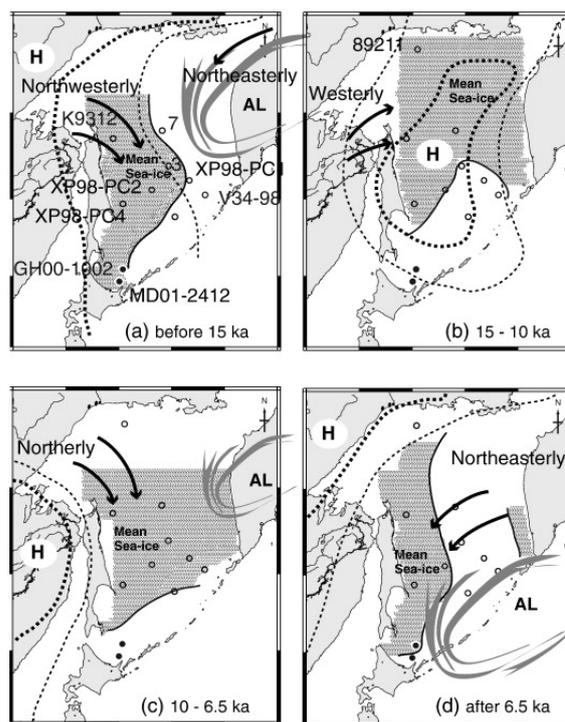


図2: 珪藻群集に基づくオホーツク海における最終氷期最盛期以降の海水被覆分布変化 (Katsuki et al., 2010). 地図中の白丸と黒丸は堆積物コア試料の採取海域, 灰色のハッチは海水被覆域, 点線は気圧配置を示す. Reprinted by permission from Elsevier.

Figure 2: Schematic illustration showing the sea-ice distribution and the atmospheric pressure patterns over the Sea of Okhotsk Sea the LGM: (a) before 15 ka, southern Aleutian Low, (b) 15-10 ka, strong Siberian High, (c) 10-6.5 ka, northern Aleutian Low, and (d) after 6.5 ka, southern Aleutian Low (Katsuki et al., 2010). Black and white circles denote sediment core locations. Gray hatches show areas covered with sea ice. Dot lines denote atmospheric pressure. Reprinted by permission from Elsevier.

多かったことを示した. Sakamoto et al. (2005, 2006)は, 合計4本のコア試料中のIRD変動を調べ過去10万年余りの海水被覆分布変化を復元した. その結果, 氷期に海水被覆域が拡大し間氷期に縮小すること, オホーツク海東部は酸素同位体ステージ (Marine Isotope Stage, MIS) 2のみ大規模に海水が拡大したこと, 氷期の中に100-1000年スケールのダンスガード・オシュガー振動に対応する振幅の大きなIRD変動があったこと, が示された. 同様な結果はVasilenko et al. (2017, 2019)によって報告されている. Nürnberg et al. (2011)は, 過去35万年間の長期的なIRD変動を3本の東西トランセクトコアから調べ, 1つ前の氷期のMIS 6にオホーツク海東部で顕著なIRD増加を報告した. その原因としてカムチャッカ半島の氷河発達を鉱物組成から示唆した. またNürnberg and Tiedemann (2004)は, 110万年間にわたる氷期 - 間氷期サイクルに対応し

た長期IRD変動を示した。

オホーツク海中部から南部の海水被覆は氷期においても季節海水であったと考えられているが、北部の海水被覆が氷期に多年氷だったとする説がYamazaki et al. (2013)により唱えられた。彼らは、オホーツク海中央部の北緯54度、53度、51度で採取された3本のコア試料中の磁性鉱物の環境磁気分析に基づき、北緯54度の結果が残り2本と異なることを示し、北緯54度のサイトでは多年氷によりIRDが氷期に存在しなかったためと解釈した。

Lo et al. (2018)は、過去13万年間の海水珪藻が合成するバイオマーカーIP25濃度変動が、北緯53度の秋における日射量変動に対応していることを示した。Zou et al. (2015)は碎屑物中の希土類を分析することで、碎屑物を火山性・海水・アムール川由来に分け、氷期にアムール川由来が減少し海水由来の粒子が増加したことを示唆した。

2.3 海洋中層水循環

現在の北太平洋中層水の起原水となっているオホーツク海中層水は、低温・低塩分・高溶存酸素濃度で特徴づけられる。この水塊に多産する放散虫種*Cycladophora davisiana*は、ベンチレーションの良い中層水の指標として用いられてきた。*C. davisiana*は、現在の海洋ではオホーツク海中層水においてのみ優占する。一方、LGMには、北太平洋亜寒帯域・北大西洋亜寒帯域・南大洋に*C. davisiana*が広く多産することから、最終氷期最寒期の高緯度外洋域に現在のオホーツク海のような低温・低塩分・高溶存酸素濃度の中層水が存在していたことが示唆されてきた(Morley and Hays, 1983)。氷期のオホーツク海では、オホーツク海中層水の形成がより活発になったと予想されていたが、最初にオホーツク海の堆積物試料から*C. davisiana*産出を調べたMorley et al. (1991)は、意外にも最終氷期で低い*C. davisiana*産出を報告した。この産出パターンはOkazaki et al. (2003)で確認されている。Morley et al. (1991)とOkazaki et al. (2003)は、目合い63 μm の篩を使って*C. davisiana*を含む放散虫個体を抽出している。一方、目合い40 μm ないし45 μm の篩を使って放散虫個体を抽出したOkazaki et al. (2005), Itaki et al. (2008), Matul et al. (2009, 2016)では、最終氷期の*C. davisiana*産出低下は、それほど顕著ではなかった。篩の目合いによる産出パターンの違いは、*C. davisiana*の個体サイズが氷期に小型化した可能性を示すが、定量的な検証は行われていない。また、Okazaki et al. (2006)は、*C. davisiana*産出が完新世中期にピークを示し完新世後期に顕著に減少し

たことに注目し、バイオマーカーや有機炭素含量データとの比較に基づき、中層水への有機物輸送との関係を議論した。このように、*C. davisiana*の産出がオホーツク海中層水の形成を単純に反映するかどうか今後の検討が必要である。MD01-2415コアの過去110万年間の*C. davisiana*産出記録(Matul et al., 2009, 2016)は、概ね氷期に減少し間氷期に増加するパターンを示すが、その対応は明瞭ではない。上記の*C. davisiana*産出パターンは相対産出頻度(全放散虫群集に占める*C. davisiana*の割合)である。一方で、*C. davisiana*フラックス(単位時間単位面積あたりに堆積した*C. davisiana*個体数)は、データのある過去12万年間の期間において、間氷期に高く氷期に低い明瞭なパターンを示した(Okazaki et al., 2003, 2005; Itaki et al., 2008; Yanchenko and Gorvarenko, 2015)。氷期のオホーツク海は放散虫産出が乏しいので、相対産出頻度を使用する際には注意が必要である。

最終氷期の*C. davisiana*産出が増加しないことは、底生-浮遊性放射性炭素年代差が示すオホーツク海の水深1000-2000 mのベンチレーション変化が、最終氷期に若くならないことと整合的である(Keigwin, 2002)。第1章で述べたように、Keigwin (1998)は、底生有孔虫炭素同位体比から最終氷期に北太平洋の水深2000 m以浅に栄養塩に乏しいベンチレーションの良い水塊(氷期北太平洋中層水)が存在していたことを示唆した。Keigwinは、オホーツク海が氷期北太平洋中層水の起原域であったことを証明するため、オホーツク海堆積物試料の底生-浮遊性放射性炭素年代差からLGMのベンチレーション速度を復元した(Keigwin, 2002)。しかし、予想に反して最終氷期のオホーツク海で若いベンチレーション年代は得られず、氷期北太平洋中層水の起原域がオホーツク海であった証拠は得られなかった。氷期北太平洋中層水の起原域としてベーリング海が有力視されているが、決定的な証拠はなく議論が続いている(Matsumoto et al., 2002; Ohkushi et al., 2003; Horikawa et al., 2010, 2021; Max et al., 2014)。オホーツク海における最終氷期から最終退氷期の1000年スケールのベンチレーション変化は、Max et al. (2014), Okazaki et al. (2014), そしてLembke-Jene et al. (2017)により示されている。いずれも、LGMから最終退氷期初期のハイน์リッヒ亜氷期1(Heinrich Stadial 1, 約18000-15000年前)にかけてベンチレーション年代が若くなり、オホーツク海で活発に中層水が形成されるようになったのはLGMではなく最終退氷期初期であったことを示唆した。ただし、オホーツク海における有孔虫の産出は、最終退氷期中の温暖期であるベーリングアレレード期(Bolling-Allerød,

BA, 14,700-12,900年前)とプレボレアル期 (Preboreal, PB, 10,300-9,000年前)を除き限定的で、しばしば保存の悪い変色した個体が産出するため、堆積後の続成作用による古い炭素の混入の影響が問題となる点に注意が必要である。

2.4 生物生産

現在のオホーツク海は、珪藻を中心とした基礎生産が高い海域である。堆積物試料中の生物源オパールや全有機炭素、炭酸カルシウム含量を始めとした生物生産指標記録は、最終氷期以降のオホーツク海生物生産が現在と大きく異なっていたことを示している。Gorbarenko (1996)は、生物源オパール含量が完新世に入ってから増加することを示し、最終退氷期に増加するベーリング海や西部北太平洋亜寒帯域とパターンが異なることを指摘した。Narita et al. (2002)は生物源オパール含量から氷期 (MIS 2-4)の生物生産が間氷期 (MIS 1, 5)より低かったことを示した。Sato et al. (2002)は生物源オパール含量と生物源バリウム濃度の変動パターンを比較し、最終退氷期に生物源オパールより生物源バリウムが先行して増加することを見つけ、円石藻が珪藻に先行して増加したことを示唆した。バイオマーカー記録もこのことを裏付けており、最終退氷期のアルケノン (円石藻バイオマーカー)濃度上昇が、完新世のブラシカステロール (珪藻バイオマーカー)濃度上昇に先行したことがわかっている (Ternois et al., 2001; Seki et al., 2004a, 図3)。全有機炭素含量は炭酸カルシウム含量と同様に、最終退氷期中のBA期とPB期にピークを示した (Gorbarenko, 1996; Ternois et al., 2001; Seki et al., 2003, 2004a; Ono et al., 2005)。この時、陸起源バイオマーカーの長鎖n-アルカン含量が同時にピークを示しており (Seki et al., 2003)、海水準が上昇した最終退氷期における陸上高等植物起源有機物の流入が増加したことが伺える。堆積物試料中の珪藻個体数は生物源オパール含量と同じく完新世に入ってから増加したのに対し、放散虫個体数は最終退氷期にピークを示した (Okazaki et al., 2005)。最終退氷期の放散虫ピークは主に中層に生息する*C. davisiana*によるものであった。

氷期 - 間氷期サイクルにおけるオホーツク海の生物生産は、間氷期に高く氷期に低いパターンを示した (Nürnberg and Tiedemann, 2004; Liu et al., 2006; Wang and Wang, 2008; Iwasaki et al., 2012; Bosin et al., 2015; Jimenez-Espejo et al., 2018; Lattaud et al., 2019)。MIS 1 (完新世)に匹敵する高い生物源オパールピークは、間氷期MIS 5, 9, 11で見ついているが、それ以前の間氷期では珪藻の生産はMIS 1ほど高くなかったようである。最

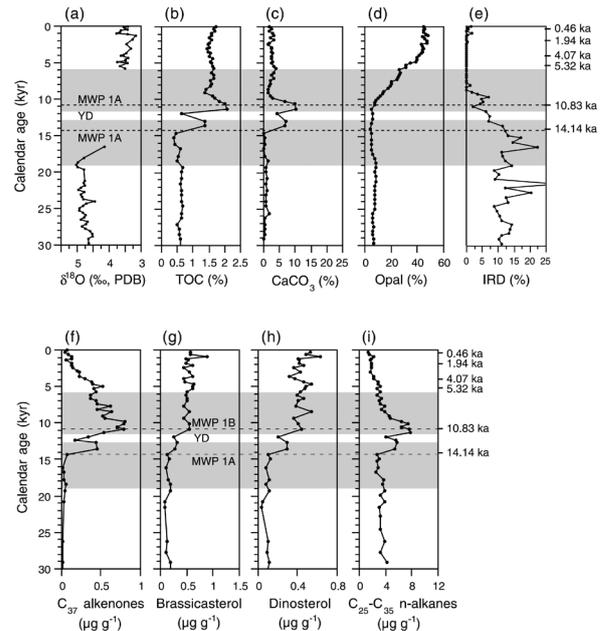


図3: オホーツク海南部XP98-PC2コアの各種古環境指標データ (Seki et al. 2004a)。最終退氷期に円石藻が珪藻に先行して増加した。灰色のハッチは最終退氷期を示す。Reprinted by permission from Wiley.

Figure 3: Multiproxy records in Core XP98-PC2 from the southern Sea of Okhotsk (Seki et al., 2004a). Coccolithophore bloom preceded the diatom bloom. Gray hatches show deglaciation. Reprinted by permission from Wiley.

終退氷期と同様、MIS 5, 9, 11においても炭酸カルシウム含量の増加が、生物源オパール含量に先行するパターンが報告されている (Iwasaki et al., 2012; Bosin et al., 2015; Jimenez-Espejo et al., 2018)。現在観測されている珪藻を中心とした高生物生産海域としてのオホーツク海は、長い氷期の間に周期的に訪れた短い間氷期の姿であると言えよう。

3. 科学掘削—長期古気候記録の取得を目指して

深海掘削科学は1960年代初頭のもホール計画 (Project Mohole) 以来、深海掘削計画 (Deep Sea Drilling Project: DSDP)、国際深海掘削計画 (Ocean Drilling Program: ODP)、統合国際深海掘削計画 (Integrated Ocean Drilling Program: IODP)、国際深海科学掘削計画 (International Ocean Discovery Program: IODP) へと受け継がれ60年以上の歴史を持つ。ソビエト連邦およびロシア連邦は1976年から1983年までDSDPの、そして1991年から1993年までODPの参加国であった。しかし、オホーツク海では、これまで一度も掘削船による科学掘削は実施されていない。本稿の著者である高橋孝三は、かつてオホーツク海と

| IODP Proposal Cover Sheet | |
|--|--|
| <input type="checkbox"/> New | <input type="checkbox"/> Revised |
| Please fill out information in all gray box <small>Above For Official Use Only</small> | |
| Title: The Okhotsk and Bering Seas: High resolution Plio-Pleistocene Evolution of the Glacial/Interglacial Changes in the Marginal Seas | |
| Proponents: ¹ Kozo Takahashi, ² Itaru Koizumi, ³ Sergei A. Gorbarenko, ⁴ Makoto Okada, ⁵ Ana Christina Ravelo, ⁶ Ralf Tiedemann, ⁷ Tatsuhiko Sakamoto, ⁸ Minoru Ikehara, ⁹ Hidekazu Tokuyama, ¹⁰ Alexander S. Svarichevsky, and ¹¹ David W. Scholl ¹ Dept. of Earth and Planetary Sci., Grad. School of Sci., Hokkaido Univ., Sapporo 060-0810, Japan ² Pacific Oceanological Inst., Far Eastern Branch, Russian Acad. of Sci., Vladivostok 690041, Russia ³ Dept. Environmental Sci., Faculty of Sci., Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan ⁴ Ocean Sci., Univ. of Calif., Santa Cruz, CA 95064 USA ⁵ GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Kiel, Germany ⁶ Institute for Frontier Research on Earth Evolution (IFREE), JAMSTEC, Yokosuka 237-0061, Japan ⁷ Marine Core Research Center, Kochi University, Kochi 783-8502, Japan ⁸ Ocean Research Inst., Tokyo Univ., Tokyo 164-8639, Japan ⁹ U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA 94025, USA | |
| Keywords: (5 or less) Climate change, glacial-interglacial, northern source water, sea-ice, gateway. | Area: The Okhotsk Sea The Bering Sea |
| Contact Information: Contact Person: K. Takahashi Department: Department of Earth & Planetary Sciences Organization: Faculty of Science, Kyushu University Address: Hakozaki 6-10-1, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan Tel.: 81-92-642-2656 Fax: 81-92-642-2686 E-mail: kozo@geo.kyushu-u.ac.jp | |
| Permission to post abstract on ISAS Web site: <input checked="" type="checkbox"/> Yes <input type="checkbox"/> No | |
| Abstract: (400 words or less) Over the last 5 Ma, global climate has evolved from being warm with only small Northern Hemisphere glaciers to being cold with major Northern Hemisphere glaciations occurring every 100 to 40 kyr. The reasons for this major transition are unknown. Over the last hundreds of thousands of years Milankovitch and millennial scale climate oscillations have occurred also due to mechanisms that are unknown. Possible mechanisms responsible for both the long term evolution of global climate as well as the generation of high frequency climate oscillations involve intermediate water ventilation of the North Pacific. However, the paucity of data in critical regions of the Pacific, specifically the Okhotsk and Bering Seas, has prevented an evaluation of the role of North Pacific processes in global climate change. The Okhotsk and Bering Sea are marginal seas in the North Pacific that have experienced major climate changes. Because Pacific intermediate water is formed in these basins, they are not just recorders of, but are potentially critically involved in, causing major climate changes. Thus, drilling in the Okhotsk and Bering Seas can help to answer questions not just about the global extent of climate trends and oscillations, but also about the mechanisms that produce them. We propose to drill sediments appropriate for a detailed study of the Plio-Pleistocene evolution of millennial to Milankovitch scale climatic oscillations in the Okhotsk and Bering Seas. Biological, chemical and physical oceanography as well as adjacent continental climate of the Okhotsk and Bering Seas are highly sensitive to global climate conditions, and are recorded by variations in the sedimentary composition of diatoms and other microfossil groups, as well as many other paleoclimatic indicators. Intermediate water formation in these regions can be tracked using paleoceanographic proxies of subsurface water that can be related to open Pacific records. Sediments can not only be used to produce records of climate and intermediate water ventilation in these critical marginal seas, but can also be applied to testing the effect of changes in the Bering Strait Gateway and its influence (via the Arctic) on heat and nutrient partitioning between the Atlantic and Pacific. The proposed drilling will provide continuous and high resolution paleoenvironmental records from these critical marginal seas for the first time. These new records can then be used to understand the processes that influence intermediate water ventilation and its role in global climate change over the last 5 Ma. | |

図4 : IODP Proposal 477Full4のカバーシート。

Figure 4: IODP Proposal 477Full4 cover sheet.

ベーリング海を対象とする掘削提案を行った (ODP/IODP proposal 477, 図4)。ベーリング海掘削はIODP Expedition 323 (Takahashi et al., 2009, 2011) として実現したが、審査の過程でオホーツク海の掘削提案は分離され実現されることはなかった。第3章では幻に終わったオホーツク海掘削提案について、概要と経緯を記す。

3.1 ODP/IODP Proposal 477によるオホーツク海掘削提案の概要

Proposal 477 掘削提案の主目的は、鮮新世以降 (533.3万年前) のオホーツク海とベーリング海における気候変動史の解明であった。鮮新世から更新世にかけての気候変動は、温暖で振幅の小さな気候から、北半球高緯度域の巨大氷床が消長を繰り返す振幅の大きな気候への遷移で特徴づけられる (Lisiecki and Raymo, 2005)。約270万年前の北半球大規模氷床発達時期を含む北太平洋高緯度域の気候変動を高解像度で復元すること、特に北太平洋中層水の起源域とベンチレーション・海水被覆・アムール川をはじめとした河川流入・生物生産などの長期記録を取得

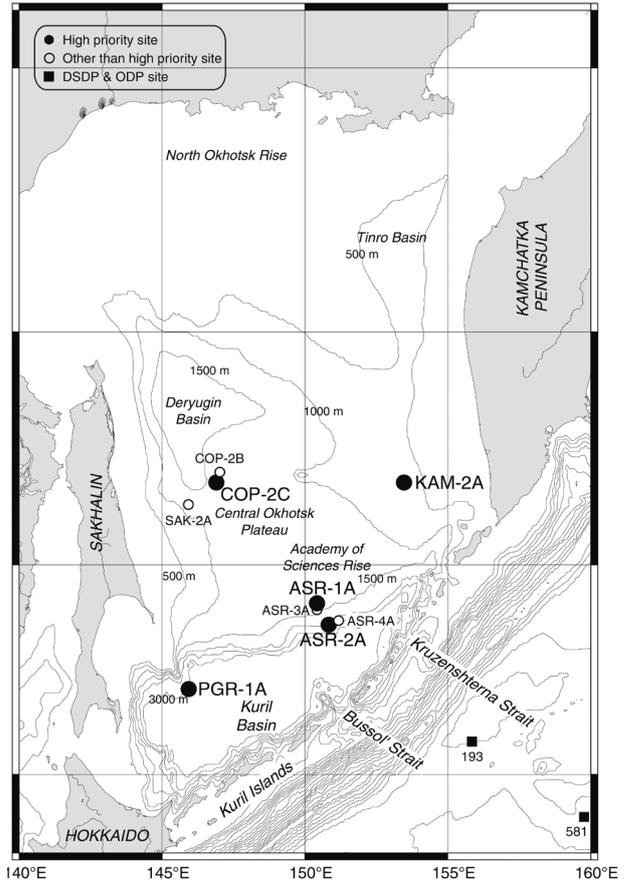


図5 : IODP Proposal 477Full4で提案されたオホーツク海掘削候補9サイトの地図。

Figure 5: Map showing nine drilling sites proposed by the IODP Proposal 477Full4

し、気候変動メカニズムの理解に貢献することを目指し、掘削点を設定した。

Proposal 477では、オホーツク海において優先掘削5サイトと代替掘削4サイトを提案した (図5, 表1)。掘削サイトは、海水や中層水の時空間変動を復元するために、東西トランセクトおよび深度トランセクトを意識した。また、高解像分析を目的とした高堆積速度サイトと、長期記録取得を目的とした低堆積速度サイトを設けた。オホーツク海南部の科学アカデミー海台 (Academy of Sciences Rise) に位置する優先掘削サイト ASR-1A (水深1250 m) と ASR-2A (水深2140 m) は、千島列島で最も深いブッソル海峡に近く、中層水形成とベンチレーション変化のモニターを主目的として提案した。水深が浅く堆積速度が速い ASR-1A は、中層水の高解像度復元に適している。水深の深い ASR-2A は、ASR-1A とのコンビネーションで中深層の水塊構造変化を復元するために選定された。サイト ASR-3A と ASR-4A は、ASR-1A と ASR-2A が掘削でき

表1: IODP Proposal 477Full4で提案されたオホーツク海掘削候補9サイト。

Table 1: Nine drilling sites in the Sea of Okhotsk proposed by the IODP Proposal 477Full4.

| No. | Drill Site | Latitude | Longitude | Water Depth (m) | Estimated Sed. Rate (cm/kyr) | Penetration (m) | Drilling Priority | Drilling Time (d) | Logging Time (d) |
|---|---------------|-----------|------------|-----------------|------------------------------|-----------------|-------------------|-------------------|------------------|
| OKHOTSK SEA - High Priority Sites | | | | | | | | | |
| <i>Academy of Sciences Rise</i> | | | | | | | | | |
| 1 | ASR-1A | 49°07.0'N | 150°25.0'E | 1250 | 38 | 200 | High | 2.2 | - |
| 2 | ASR-2A | 48°37.0'N | 150°50.0'E | 2140 | 18 | 700 | High | 4.3 | 0.8 |
| <i>Central Okhotsk Plateau</i> | | | | | | | | | |
| 3 | COP-2C | 51°50.1'N | 146°53.8'E | 1275 | 10 | 700 | High | 3.8 | 0.8 |
| <i>Kamchatka</i> | | | | | | | | | |
| 4 | KAM-2A | 51°50.0'N | 153°28.0'E | 675 | 6.6 | 200 | High | 1.9 | - |
| <i>Pegasus Rise</i> | | | | | | | | | |
| 5 | PGR-1A | 47°05.7'N | 145°56.0'E | 3000 | 15 | 200 | High | 3.5 | - |
| | | | | | | | | Total 17.3 days | |
| OKHOTSK SEA - Other than High Priority Sites | | | | | | | | | |
| <i>Academy of Sciences Rise</i> | | | | | | | | | |
| 6 | ASR-3A | 48°58.0'N | 150°25.0'E | 1425 | 14 | 700 | H-Alt | 3.8 | 0.8 |
| 7 | ASR-4A | 48°43.0'N | 151°11.0'E | 1725 | 14 | 700 | H-Alt | 4.0 | 0.8 |
| <i>Central Okhotsk Plateau</i> | | | | | | | | | |
| 8 | COP-2B | 52°03.7'N | 147°01.1'E | 1275 | 10 | 200 | H-Alt | 2.2 | - |
| <i>Sakhalin</i> | | | | | | | | | |
| 9 | SAK-2A | 51°21.0'N | 145°55.0'E | 937 | 10 | 200 | Inter. | 2.2 | - |
| | | | | | | | | Total 12.2 days | |

ない場合の代替サイトである。サハリン東方のオホーツク海中央域平坦部 (Central Okhotsk Plateau) に位置する優先掘削サイトCOP-2C (水深1275 m) は、アムール川河口域で形成される海水の下流域にあたり海水分布変化のモニターに重要である。堆積速度が比較的遅いため、鮮新世を通じた長期堆積物記録取得を主目的として提案した。サイトCOP-2BとSAK-2AはCOP-2Cの代替サイトである。オホーツク海東部カムチャッカ半島沖に設けたサイトKAM-2A (水深675 m) は、提案サイト中で最も浅く、太平洋から流入する表層水の影響を受ける。サイトPGR-1A (水深3000 m) は、オホーツク海南部クリル海盆の西縁ベガス海台に位置する最も深いサイトである。掘削時の安全を担保するとともにサイト選定の適切さを判断するため、海底下の地質構造を示す反射法地震探査断面図をサイトサーベイデータとして提出した。上記提案サイトの反射法地震探査は、ロシアの研究船Pegas・Poisk・Makapoba・Lavrentyevの各航海によって実施された。

3.2 Proposal 477の興亡

Proposal 477が辿った道のりを当事者である高橋孝三の視点から振り返る。高橋は1980年代から1992年までアメリカ合衆国のスクリップス海洋研究所およびウッズホール海洋研究所において海洋沈降粒子の研究に従事していた。これらの最先端研究所では、自身の給与や研究費を自己努力で獲得するセルフサポート体制が確立していた。

ウッズホール海洋研究所の場合、年12カ月のうち、1カ月分の給与は大学院講義で賄えたが、残り11カ月分は主に米国国立科学財団 (National Science Foundation) に提出するプロポーザルの採択に掛かっていた。アメリカの研究所は研究に没頭できる環境とは言え、自身の給与のほとんどがプロポーザルの採択次第という状況は、当時の国家予算縮小の影響もあって年ごとに厳しさが増していた。そんな中、国際深海掘削計画 (ODP, 1983-2003) には潤沢な研究費が配分され、年6回の掘削航海 (60日×6) を実施しており、次々と乗船者を募集していた。ODP航海に乗船すると3カ月分の給与と少額の研究費が支給されたので、研究費の獲得が思うようにいかないときに重宝した。このような背景があり、1987年のLeg 116ベンガル湾、1990年のLeg 130オントンジャワ海台、1991-1992年のLeg 141チリ沖の3回のODP掘削航海に古生物学者として乗船し、放散虫生層序から掘削試料の年代を決定した。

1992年に日本に帰国し北海道東海大に着任した高橋に対し、東京大学海洋研究所の平朝彦をはじめとした国内のODP掘削コミュニティからの要請があり、ODPのプロポーザル評価パネルの1つである海洋史パネル (Ocean History Panel: OHP) 委員を1993年から1997年まで務めることになった。年2回開催されるOHPパネル会議では数日間で30件ほどの掘削プロポーザルを審査する。各委員には専門性を踏まえて担当 (Watchdog) となるプロポーザルが割り当てられ、事前に航空便で配送された冊子を読み

こんで会議に臨む。このOHPでの活動を通じて、掘削プロポーザルの審査プロセスを理解するとともに、プロポーザルの書き方が自然と身に付いた。

1995年5月に高橋は、1週間でオホーツク海・ベーリング海掘削提案のアイデアをまとめ、プロポーザルをODPに提出した。これがProposal 477である。アイデアの一部はTakahashi (1998) で総説として発表した。提出したプロポーザルは、半年のパネル会議ごとに対応が求められる。掘削研究の意義づけや、掘削サイト選定の妥当性、掘削点の地下構造データの提出などプロポーザルの改訂と関連書類の提出が求められる。Proposal 477の場合は、2007年まで実に12年間に及んだ。この対応を怠り2年間アクションが無いと、「掘削努力の意思なし」とみなされ候補から削除されるので気を抜けない。大げさに言えば、深海掘削研究は「研究者人生を賭けた大事業」である。プロポーザルの改訂を進めるなかで、DSDP Leg 19で共同首席研究者 (Co-Chief Scientist) を務めるなどベーリング海の深海掘削に精通した米国地質調査所/スタンフォード大学のDavid Schollが提案メンバーに加わり大きな助けとなった。さらに、OHPアメリカ代表の一人で本掘削計画に興味を示したカリフォルニア大学サンタクルツ校のChristina Raveloが、1998年から提案メンバーに加わりチームが強化された。後に実現したベーリング海掘削航海では、高橋とRaveloが共同首席研究者として乗船研究者を率いることになる。

掘削プロポーザルを提出する際に大きな関門となるのが、サイトサーベイデータである。掘削時の安全担保とサイト選定の適切さを判断するための資料として、掘削提案点における海底下の地質構造を示す反射法地震探査断面図の提出が求められる。Proposal 477の場合、ベーリング海のアメリカ排他的経済水域内では、東京大学海洋研究所の平朝彦や徳山英一らの協力を得て1999年に学術研究船白鳳丸KH99-3航海中に反射法地震探査を実施した。一方、ロシアの排他的経済水域であるオホーツク海とベーリング海西部の掘削提案海域において日本の研究船が調査を行うことは極めて困難で大変苦勞した。ロシア側のキーパーソンとして、ロシア科学アカデミー極東支部太平洋海洋学研究所のSergey GorbarenkoとAlexander Svarichevskyの協力を得て、過去にロシアが取得した多数のサイトサーベイデータを提供してもらうため、1995年以降、札幌—ウラジオストク (高橋が九州大学に異動した1997年以降は福岡—ウラジオストク) 間を何度も往復した。またKOMEX (第1章)による1998年の研究船Akademik Lavrentyev航海において、サイトCOP-2Cお

よびCOP-2Bの反射法地震探査断面図を取得した。この反射法地震探査は、ドイツGEOMARの研究者と交渉を重ね、東京大学海洋研究所の平朝彦の協力を得て実現した。

2003年のプロポーザル改訂時の前後と記憶するが、オホーツク海・ベーリング海を一つの航海 (60日) で掘削するには大規模過ぎる/長期間過ぎるので、プロポーザルを二つに分離してはどうかとの打診があった。これに対して高橋とRaveloは、北太平洋中層水変動や北半球氷床発達史の解明という研究目的を達成するためにはオホーツク海とベーリング海両方の掘削が必要であり、航海期間の制約からプロポーザルを分割することは受け入れがたいという結論を出した。この方針を貫き、最終的に高評価を得たProposal 477は採択された。2002年から2003年はODPからIODPへの移行期にあたり、プロポーザル審査を含めた枠組みが大きく変わった。高橋は2001年から2003年まで掘削プロポーザルの科学評価パネルの共同議長を務め、また2004年のIODP Expedition 302北極点掘削航海に参加し、継続的に深海掘削科学と関わった。

2009年夏にProposal 477のベーリング海掘削航海がIODP Expedition 323として実現した。残念ながらオホーツク海部分は先延ばしとなり、やがて掘削候補からも消えた。この背景には、ロシア排他的経済水域内でアメリカの掘削船JOIDES Resolutionが科学掘削を行うためのアメリカ—ロシア間の交渉が難航したことがある。提案メンバーのSergey Gorbarenkoを通じ、モスクワのロシア政府に向けて最大限の活動を行ったが許可が得られなかった。ベーリング海の掘削予定点にも同様にロシア排他的経済水域内のサイトが含まれており、ぎりぎりまでロシア政府に掘削許可を求める努力が続けられた。Sergey Gorbarenkoが指名したロシア人研究者1名をExpedition 323のオブザーバーとして招待して待ったが、ついに出航地のカナダ・ビクトリアに現れなかった。出航後も2カ月間の航海のうち前半1カ月は、いつ許可が下りても対応できるように掘削計画を立てて実施した。IODPテキサス A&M大学の関係者によると、ロシア政府に宛てたアメリカ国務省経由のExpedition 323での掘削リクエストは、航海前の1年以上 (数回以上) と航海中 (毎週月曜日) に発信されたが一度も返答がなかったとのことである。

3.3 今後の展望

オホーツク海の基盤岩上には厚さ数キロメートルに達する厚い堆積物が存在し、新生代の長期的な環境変動を記録していることが期待される。これまでにオホーツク海で採取された堆積物は、長いものでも50 mほどに過ぎ

ない。海底下数百メートルの堆積物試料は、掘削によってのみ採取可能だが、2014年にオホーツク海中央部の Peanut Holeが消滅してからは、オホーツク海で科学掘削が可能な海域は極めて限られる。その限られた海域である網走沖と知床沖を掘削候補点とし、岡崎裕典と関宰は、地球深部探査船ちきゅうを用いた表層科学掘削プログラム (Chikyu Shallow Core Program: SCORE) に、最終間氷期以降の100-1000年スケールの中層水変動復元を主目的としたプロポーザルを提出し採択されている。プロポーザル提出時に関連研究者に声を掛けたところ、台湾・中国・アメリカ・ドイツ・イギリスの研究者が提案メンバーに加わることになり、科学掘削の未踏域であるオホーツク海に寄せられる強い科学的関心が伺えた。SCOREプログラムは、ちきゅう航海のトランジットを利用して掘削するものであり、残念ながらオホーツク海をトランジットする可能性は低いため、近い将来に実現できるかどうかは不透明である。

現行の国際深海科学掘削計画 (International Ocean Discovery Program: IODP) が2024年9月で終わり、深海掘削科学の枠組みが大きく変わろうとしている。長らく科学掘削を牽引したアメリカの掘削船JOIDES Resolutionが引退し、日本と欧州を中心に後継となる国際共同プログラムを立ち上げようとしている。次期プログラムでは、掘削海域に応じて備船したプラットフォームを用いて科学掘削を実施する計画である。また、中国も独自の掘削船を建造し運用を開始する。2023年現在、ロシアの政治情勢は極めて厳しいが、オホーツク海初の科学掘削実現を目指し、国際的な連携の努力を続けていく必要がある。

謝辞

ODP/IODP proposal 477のオホーツク海掘削提案に際しては、Sergey Gorbarenko博士、Alexander Svarichevsky博士、および平朝彦博士をはじめ多くの方々のご協力を得た。佐川拓也博士からはオホーツク海堆積物中の有孔虫Mg/Ca比分析についてご教示いただいた。この場をお借りして感謝申し上げます。

参考文献

Artemova, A. et al. (2017) Palaeoceanography changes in the Okhotsk Sea during Late Pleistocene and Holocene according to diatoms. *Quat. Int.*, **459**, 175-186.

Barash, M.S. et al. (2005) On the Quaternary Paleocology

of the southeastern part of the Sea of Okhotsk from lithology and planktonic foraminifera. *Oceanol.*, **45**, 257-268.

Barash, M.S. et al. (2006) Paleocology of the central Sea of Okhotsk during the middle Pleistocene (350–190 ka) as Inferred from micropaleontological data. *Oceanol.*, **46**, 501-512.

Bosin, A. et al. (2015) Regionalized primary paleoproduction variability in the sea of Okhotsk during late Pleistocene and Holocene. *J. Asian Earth Sci.*, **114**, 534-540.

Bubenshchikova, N. et al. (2008) Living benthic foraminifera of the Okhotsk Sea: Faunal composition, standing stocks and microhabitats. *Mar. Micropaleontol.*, **69**, 314-333.

Bubenshchikova, N. et al. (2015) Variations of Okhotsk Sea oxygen minimum zone: Comparison of foraminiferal and sedimentological records for latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1. *Mar. Micropaleontol.*, **121**, 52-69.

Cao, M. et al. (2023) Deglacial records of terrigenous organic matter accumulation off the Yukon and Amur rivers based on lignin phenols and long-chain n-alkanes. *Clim. Past*, **19**, 159-178.

Chebykin, E.P. et al. (2015) Geochemical multielement signatures of glacial and interglacial facies of the Okhotsk Sea deepwater sediments during the past 350 kyr: A response to global climate changes at the orbital and millennial scales. *Paleoceanography*, **30**, 303–316.

Chou, Y.-M. et al. (2011) Magnetostratigraphy of marine sediment core MD01-2414 from Okhotsk Sea and its paleoenvironmental implications. *Mar. Geol.*, **284**, 149-157.

Chou, Y.-M. et al. (2021) Controls on terrigenous detritus deposition and oceanography changes in the central Okhotsk Sea over the past 1550 ka. *Front. Earth Sci.*, **9**, doi: 10.3389/feart.2021.683984

Davis, C.V. et al. (2020) Sea surface temperature across the Subarctic North Pacific and marginal seas through the past 20,000 years: A paleoceanographic synthesis. *Quat. Sci. Rev.*, **246**, 106519.

Derkachev, A.N. et al. (2012) Characteristics and ages of tephra layers in the central Okhotsk Sea over the last 350 kyr. *Deep-Sea Res. II*, **61–64**, 179-192.

Gorbarenko, S.A. (1996) Stable isotope and lithologic evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal seas. *Quat. Res.*, **46**, 230-250.

Gorbarenko, S.A. et al. (2002a) Magnetostratigraphy and

- tephrochronology of the upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply. *Mar. Geol.*, **183**, 107-129.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2002b) Glacial Holocene environment of the southeastern Okhotsk Sea: evidence from geochemical and palaeontological data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **177**, 237-263.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2004) Late Pleistocene–Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **209**, 281-301.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2007a) Millennium scale environment changes of the Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes. *J. Oceanogr.*, **63**, 609–623.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2007b) Paleoenvironmental changes in the northern shelf of the Sea of Okhotsk during the Holocene. *Stratigr. Geol. Correl.*, **15**, 656–671.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2010a) Paleoenvironment changes in the NW Okhotsk Sea for the last 18kyr determined with micropaleontological, geochemical, and lithological data. *Deep-Sea Res. I*, **57**, 797-811.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2010b) Orbital and millennial-scale environmental and sedimentological changes in the Okhotsk Sea during the last 350 kyr. *Glob. Planet. Change*, **72**, 79-85.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2012) Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr. *Deep-Sea Res. II*, **61–64**, 73-84.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2014) The response of the Okhotsk Sea environment to the orbital-millennium global climate changes during the Last Glacial Maximum, deglaciation and Holocene. *Glob. Planet. Change*, **116**, 76-90.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2017) Glacial terminations and the Last Interglacial in the Okhotsk Sea; Their implication to global climatic changes. *Glob. Planet. Change*, **152**, 51-63.
- Gorbarenko, S.A. et al. (2020) Orbital and millennial-scale environmental and hydrological changes of the central Okhotsk Sea over the last 136 kyr inferred from micropaleontological (radiolarian and benthic foraminifera), geochemical and lithological proxies and the mechanisms responsible for them. *Quat. Sci. Rev.*, **247**, 106569.
- Harada, N. et al. (2001) General features of sediment cores collected in the Okhotsk Sea and the adjacent area during the MR00-K03 cruise. 海洋科学技術センター試験研究報告, **43**, 45-54.
- Harada, N. et al. (2004) Northward and southward migrations of frontal zones during the past 40 kyr in the Kuroshio-Oyashio transition area. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **5**, Q09004.
- Harada, N. et al. (2006) Rapid fluctuation of alkenone temperature in the southwestern Okhotsk Sea during the past 120 ky. *Glob. Planet. Change*, **53**, 29-46.
- Harada, N. et al. (2008) Freshwater impacts recorded in tetraunsaturated alkenones and alkenone sea surface temperatures from the Okhotsk Sea across millennial-scale cycles. *Paleoceanography*, **23**, PA3201.
- Harada, N. et al. (2012) Sea surface temperature changes in the Okhotsk Sea and adjacent North Pacific during the last glacial maximum and deglaciation. *Deep-Sea Res. II*, **61–64**, 93-105.
- Harada, N. et al. (2014) Holocene sea surface temperature and sea ice extent in the Okhotsk and Bering Seas. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 242-253.
- Horikawa, K. et al. (2010) Intermediate water formation in the Bering Sea during glacial periods: Evidence from neodymium isotope ratios. *Geology*, **38**, 435–438.
- Horikawa, K. et al. (2021) Neodymium isotope records from the Northwestern Pacific: Implication for deepwater ventilation at Heinrich Stadial 1. *Paleoceanogr. Paleoclimatology*, **36**, e2021PA004312.
- Ijiri, A. et al. (2010) Carbon isotope biogeochemistry of acetate in sub-seafloor sediments in the Sea of Okhotsk near Sakhalin Island, Russia. *Res. Org. Geochem.*, **26**, 95-105.
- Inagaki, F. et al. (2003) Microbial Communities Associated with Geological Horizons in Coastal Subseafloor Sediments from the Sea of Okhotsk. *Appl. Environ. Microbiol.*, **69**, 7224-7235.
- Inoue, S. and T. Yamazaki (2010) Geomagnetic relative paleointensity chronostratigraphy of sediment cores from the Okhotsk Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **291**, 253-266.
- Itaki, T. and K. Ikehara (2004) Middle to late Holocene changes of the Okhotsk Sea Intermediate Water and their relation to atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24309.
- Itaki, T. et al. (2008) Last glacial–Holocene water structure in the southwestern Okhotsk Sea inferred from radiolarian assemblages. *Mar. Micropaleontol.*, **67**, 191-215.
- Iwasaki, S. et al. (2012) Paleooceanography of the last 500 kyrs in the central Okhotsk Sea based on geochemistry. *Deep-Sea Res. II*, **61–64**, 50-62.

- Jimenez-Espejo, F.J. et al. (2018) Changes in detrital input, ventilation and productivity in the central Okhotsk Sea during the marine isotope stage 5e, penultimate interglacial period. *J. Asian Earth Sci.*, **156**, 189-200.
- Jousé, A.P. (1971) Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean. In: Riedel, W. R., and Funnell, B. M., Eds., *The Micropaleontology of Oceans*, Oxford: Cambridge University Press, 407-421.
- Katsuki, K. et al. (2010) Sea-ice distribution and atmospheric pressure patterns in southwestern Okhotsk Sea since the Last Glacial Maximum. *Glob. Planet. Change*, **72**, 99-107.
- Kawahata, H. et al. (2003) Terrestrial—oceanic environmental change in the southern Okhotsk sea during the Holocene. *Quat. Int.*, **108**, 67-76.
- Kawamura, N. et al. (2007) Diagenetic effect on magnetic properties of marine core sediments from the southern Okhotsk Sea. *Earth Planets Space*, **59**, 83-93.
- Keigwin, L.D. (1998) Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean. *Paleoceanography*, **13**, 323-339.
- Keigwin, L.D. (2002) Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *J. Oceanogr.*, **58**, 421-432.
- Khim, B.-K. et al. (2012) Reconstruction of surface water conditions in the central region of the Okhotsk Sea during the last 180 kyrs. *Deep-Sea Res. II*, **61-64**, 63-72.
- Khusid, T.A. et al. (2005) Late Quaternary environmental changes on the southeastern slope of the Sea of Okhotsk inferred from benthic foraminifera. *Oceanology*, **45**, 440-446.
- Koizumi, I. et al. (2003) Diatom record of the late Holocene in the Okhotsk Sea. *Mar. Micropaleontol.*, **49**, 139-156.
- Lattaud, J. et al. (2018) A comparison of late Quaternary organic proxy-based paleotemperature records of the central Sea of Okhotsk. *Paleoceanogr. Paleoclimatology*, **33**, 732-744.
- Lattaud, J. et al. (2019) A multiproxy study of past environmental changes in the Sea of Okhotsk during the last 1.5 Ma. *Org. Geochem.*, **132**, 50-61.
- Lembke-Jene, L. et al. (2017) Deglacial variability in Okhotsk Sea Intermediate Water ventilation and biogeochemistry: Implications for North Pacific nutrient supply and productivity. *Quat. Sci. Rev.*, **160**, 116-137.
- Lembke-Jene, L. et al. (2018) Rapid shift and millennial-scale variations in Holocene North Pacific Intermediate Water ventilation. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **115**, 5365-5370.
- Lisiecki, L.E., and M.E. Raymo (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003.
- Liu, Y.-J. et al. (2006) Mineralogical and geochemical changes in the sediments of the Okhotsk Sea during deglacial periods in the past 500 kyrs. *Glob. Planet. Change*, **53**, 47-57.
- Lo, L. et al. (2018) Precession and atmospheric CO_2 modulated variability of sea ice in the central Okhotsk Sea since 130,000 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **488**, 36-45.
- Matsumoto, K. et al. (2002) Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 1693-1704.
- Matul, A. et al. (2002) Late Quaternary polycystine radiolarian datum events in the Sea of Okhotsk. *Geo-Mar. Lett.*, **22**, 25-32.
- Matul, A. et al. (2009) Stratigraphy and major paleoenvironmental changes in the Sea of Okhotsk during the last million years inferred from radiolarian data. *Oceanology*, **49**, 93-100.
- Matul, A. et al. (2016) Late Quaternary changes of the oxygen conditions in the bottom and intermediate waters on the western Kamchatka continental slope, the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Res. II*, **125-126**, 184-190.
- Max, L. et al. (2012) Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic northwest Pacific during the past 15,000 years. *Paleoceanography*, **27**, PA3213.
- Max, L. et al. (2014) Pulses of enhanced North Pacific Intermediate Water ventilation from the Okhotsk Sea and Bering Sea during the last deglaciation. *Clim. Past*, **10**, 591-605.
- Max, L. et al. (2020) Evaluation of reconstructed sea surface temperatures based on Uk37' from sediment surface samples of the North Pacific. *Qua. Sci. Rev.*, **243**, 106496.
- Morley, J.J. (1980) Analysis of the abundance variations of the subspecies of *Cycladophora davisiana*. *Mar. Micropaleontol.*, **5**, 205-214.
- Morley, J.J. and J.D. Hays (1983) Oceanographic conditions associated with high abundances of the radiolarian *Cycladophora davisiana*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 63-72.
- Morley, J.J. et al. (1991) Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk. *Paleoceanography*, **6**, 121-131.
- Narita, H. et al. (2002) Biogenic opal indicating less productive northwestern North Pacific during the glacial ages. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014320.
- Nürnberg, D. and R. Tiedemann (2004) Environmental change

- in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years. *Paleoceanography*, **19**, PA4011.
- Nürnberg, D. et al. (2011) Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350 ka — Evidence from ice-rafted debris and planktonic $\delta^{18}\text{O}$. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **310**, 191-205.
- Ohkushi, K. et al. (2003) Last Glacial–Holocene change in intermediate-water ventilation in the Northwestern Pacific. *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1477-1484.
- Okazaki, Y. et al. (2003) Radiolarians under the seasonally sea-ice covered conditions in the Okhotsk Sea: flux and their implications for paleoceanography. *Mar. Micropaleontol.*, **49**, 195-230.
- Okazaki, Y. et al. (2005) Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: Evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 2332-2350.
- Okazaki, Y. et al. (2006) *Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea: A key for reconstructing glacial ocean conditions. *J. Oceanogr.*, **62**, 639–648.
- Okazaki, Y. et al. (2014) Glacial to deglacial ventilation and productivity changes in the southern Okhotsk Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **395**, 53-66.
- Ono, A. et al. (2005) The Dansgaard-Oeschger cycles discovered in the up stream source region of the North Pacific Intermediate Water formation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L11607.
- Riethdorf, J.-R. et al. (2013) Deglacial development of (sub) sea surface temperature and salinity in the subarctic northwest Pacific: Implications for upper-ocean stratification. *Paleoceanography*, **28**, 91–104.
- Sakamoto, T. et al. (2005) Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100kyrs in the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 2275-2301.
- Sakamoto, T. et al. (2006) Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during the past 120 kyr: Age model and ice-rafted debris in IMAGES Core MD01-2412. *Glob. Planet. Change*, **53**, 58-77.
- Sancetta, C. (1979) Oceanography of the North Pacific during the last 18,000 years: Evidence from fossil diatoms. *Mar. Micropaleontol.*, **4**, 103-123.
- Sancetta, C. (1981) Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas. *Deep Sea Res. A*, **28**, 789-817.
- Sancetta, C. (1982) Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk Seas. *Micropaleontol.*, **28**, 221–257.
- Sancetta, C. (1992) Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific oceans. *Nature*, **360**, 249–251.
- Sato, M.M. et al. (2002) Barium increasing prior to opal during the last termination of glacial ages in the Okhotsk Sea sediments. *J. Oceanogr.*, **58**, 461–467.
- Seki, O. et al. (2003) Sediment core profiles of long-chain n-alkanes in the Sea of Okhotsk: Enhanced transport of terrestrial organic matter from the last deglaciation to the early Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1001, doi:10.1029/2001GL014464.
- Seki, O. et al. (2004a) Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr. *Paleoceanography*, **19**, PA1016.
- Seki, O. et al. (2004b) Variation of alkenone sea surface temperature in the Sea of Okhotsk over the last 85 kyrs. *Org. Geochem.*, **35**, 347-354.
- Seki, O. et al. (2005) Decreased surface salinity in the Sea of Okhotsk during the last glacial period estimated from alkenones. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08710.
- Seki, O. et al. (2007) Time-series sediment trap record of alkenones from the western Sea of Okhotsk. *Mar. Chem.*, **104**, 253-265.
- Seki, O. et al. (2009) Large changes in seasonal sea ice distribution and productivity in the Sea of Okhotsk during the deglaciations. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **10**, Q10007.
- Seki, O. et al. (2012) Assessment for paleoclimatic utility of terrestrial biomarker records in the Okhotsk Sea sediments. *Deep-Sea Res. II*, **61–64**, 85-92.
- Seki, O. et al. (2014) Assessment and calibration of TEX₈₆ paleothermometry in the Sea of Okhotsk and sub-polar North Pacific region: Implications for paleoceanography. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 254-266.
- Shiga, K. and I. Koizumi (1999) Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records. *Mar. Micropaleontol.*, **38**, 91-117.
- 嶋田智恵子ほか (2000) 珪藻分析に基づく南西オホーツク海の完新世古海洋環境復元. 第四紀研究, **39**, 439-449.
- Shimada, C. et al. (2004) Millennial-scale variability of Holocene hydrography in the southwestern Okhotsk Sea: diatom evidence. *The Holocene*, **14**, 641-650.
- Shimono, T., Y et al. (2014) Influence of sampling on magnetic

- susceptibility anisotropy of soft sediments: comparison between gravity and piston cores. *Earth Planets Space*, **66**, doi: 10.1186/1880-5981-66-3.
- Sugisaki, S. et al. (2012) High resolution optically stimulated luminescence dating of a sediment core from the southwestern Sea of Okhotsk. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **13**, Q0AA22.
- Takahashi, K. (1998) The Bering and Okhotsk Seas: modern and past paleoceanographic changes and gateway impact. *J. Asian Earth Sci.*, **16**, 49-58.
- Takahashi, K. et al. (2009) Pliocene-Pleistocene paleoceanography and climate history of the Bering Sea, *IODP Scientific Prospectus*, 111 pp.
- Takahashi, K. et al. (2011) *Proc. Integrated Ocean Drill. Prog.*, 323.
- Ternois, Y. et al. (2000) Alkenone sea surface temperature in the Okhotsk Sea for the last 15 kyr. *Geochem. J.*, **34**, 283-293.
- Ternois, Y. et al. (2001) A biomarker approach for assessing marine and terrigenous inputs to the sediments of Sea of Okhotsk for the last 27,000 years. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 791-802.
- Vasilenko, Y.P. et al. (2017) Millennial mode of variability of sea ice conditions in the Okhotsk Sea during the last glaciation (MIS 4–MIS 2). *Quat. Int.*, **459**, 187-200.
- Vasilenko, Y.P. et al. (2019) Orbital-scale changes of sea ice conditions of Sea of Okhotsk during the last glaciation and the Holocene (MIS 4–MIS 1). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **533**, 109284.
- Wang, W.-L. and L.-C. Wang (2008) Reconstruction of oceanographic changes based on the diatom records of the central Okhotsk Sea over the last 500000 years. *Terr. Atmospheric Ocean. Sci.*, **19**, 403-411.
- Wang, K.-S. et al. (2017) Sediment provenance variations in the southern Okhotsk Sea over the last 180ka: Evidence from light and heavy minerals. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **479**, 61-70.
- Wang, K. et al. (2021a) Spatial distribution and provenance of detrital minerals of surface sediment in the Okhotsk Sea. *Front. Earth Sci.*, **9**, 636850.
- Wang, K.J. et al. (2021b) Group 2i Isochrysidales produce characteristic alkenones reflecting sea ice distribution. *Nat. Commun.*, **12**, doi: 10.1038/s41467-020-20187-z.
- Yamazaki, T. et al. (2013) Sea-ice conditions in the Okhotsk Sea during the last 550 kyr deduced from environmental magnetism. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **14**, 5026–5040.
- Yamazaki, T. et al. (2016) Paleomagnetic inclination variations during the last 200 kyr in the Okhotsk Sea and their relation to persistent non-axial-dipole field. *Earth Planets Space*, **68**, 174.
- Yanchenko, E. and S. Gorvarenko (2015) Radiolarian responses of the central Okhotsk Sea to the global orbital and millennial scale climate oscillations over last 90 kyr. *J. Asian Earth Sci.*, **114**, 601-610.
- Zou, J. et al. (2015) Evidence of sea ice-driven terrigenous detritus accumulation and deep ventilation changes in the southern Okhotsk Sea during the last 180 ka. *J. Asian Earth Sci.*, **114**, 541-548.

北太平洋の亜熱帯と亜寒帯をつなぐ海流と 移行領域の形成

三寺 史夫¹⁾, 西川 はつみ²⁾, 松田 拓朗^{1)*}

2023年11月29日受付, 2023年12月26日受理

北海道の東方の北緯40度付近には、北太平洋移行領域という海域がある。そこでは、黒潮と親潮の水が混ざり合い、中間の性質を持つ特徴的な水塊が形成される。この移行領域は海洋生態系にとって好環境であること、またその海面水温変動は北半球中緯度の気候変動に関わるなど、海洋科学にとって重要な海域である。2000年代に入って、この海域に黒潮水を運ぶ準定常な海流が発見された。この海流は表層流にもかかわらず、6000mもの深海底の500m程度の高さの海膨に沿って流れており、そのメカニズムは謎とされていた。本稿では、この海流が形成されるメカニズムを解説するとともに、その移行領域における役割を解明するためのドリフターや仮想粒子追跡によるラグランジュ的解析結果について紹介する。

Ocean currents that connect subtropical and subarctic gyres in the North Pacific Ocean, and the formation of the Transitional Domain

Humio Mitsudera¹, Hatsumi Nishikawa² and Takuro Matsuta^{1)*}

A boundary region between the subtropical gyre and subarctic gyre in the North Pacific exists around 40°N eastward from Hokkaido. The region is called the Transitional Domain. There, the Kuroshio origin water and Oyashio origin water are mixed and form a unique water. Recently, quasi-stationary surface currents that carry the Kuroshio water into the Transition Domain were discovered. The surface currents flow along ocean bottom rises of a height of ~500 m, despite the bottom depth there exceeds 6000 m. In this article, we explain the mechanism of the formation of the quasi-stationary currents and describe the results from Lagrangean analyses to elucidate roles of these currents for the formation of the Transitional Domain, including observations using in-situ drifters as well as the particle tracking using current information retrieved from satellite altimeters.

キーワード：北太平洋移行領域, 磯口ジェット, 海底地形
transition domain, Isoguchi jets, bottom topography

1. はじめに

北海道の東方の北緯40度付近には、帯状に広がる北太平

洋移行領域という海域がある(図1)。そこでは、黒潮と親潮の水が混ざり合い、中間の性質を持つ特徴的な水塊が形成される。この移行領域は、亜寒帯海域を流れる親潮

連絡先

三寺 史夫

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

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5478

Email: humiom@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 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

2) 東京大学 大気海洋研究所
Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of
Tokyo, Kashiwa, Japan

*現在は北海道大学環境科学院

* Now at Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University,
Sapporo, Japan

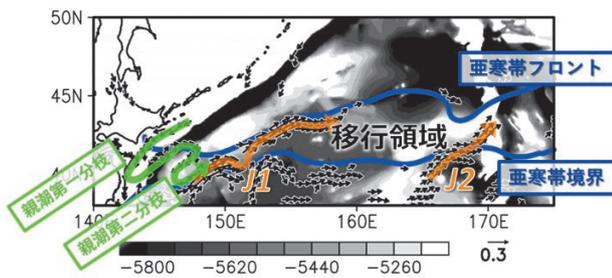


図1: 表層海流(ベクトル:流速0.1m/s以上のみを描画)と流れ・前線の位置の概略図。オレンジ矢印は磯口ジェットJ1・J2を, 緑色矢印で親潮を, 青線で亜寒帯フロントと亜寒帯境界を示す。J1・J2・亜寒帯フロント・亜寒帯境界に囲まれた海域が北太平洋移行領域である。背景の陰影は海底地形。Nishikawa et al. (2021)を改変

Figure 1: Surface currents (vectors are drawn for those that exceed 0.1m/s) and schematic plots of the front positions. Orange arrows denote the Isoguchi's J1 and J2, a green arrow denotes the Oyashio, and the blue lines denote the Subarctic Front and Subarctic Boundary. Background shade represents bottom topography. Modified from Nishikawa et al. (2021).

水を含むため栄養物質が豊富なこと, また黒潮の影響を受けて比較的暖かいことから, 海洋生態系にとって好環境であり漁場も形成される豊かな海であることが知られている。さらに, この海域での海面水温変動は, 北半球中緯度の気候循環に大きく影響することもわかってきた。このような海面水温変動や物質循環には, 暖かい黒潮水と冷たいが栄養塩豊富な親潮水の挙動が深くかかわっている。本稿では, Mitsudera et al. (2018), Nishikawa et al. (2021), Matsuta and Mitsudera (2023)に基づき, 亜熱帯(黒潮水)と亜寒帯(親潮水)をつなぐ海流と移行領域の形成について解説する。

移行領域の形成には, 亜熱帯の黒潮水を移行領域へと運ぶ海流が大きな役割を担っている。発見者にちなんで磯口ジェットと呼ばれており, 図1にJ1, J2と記載されている海流である(Isoguchi et al., 2006)。J1は図1の亜寒帯フロント, J2は亜寒帯境界に対応し, 移行領域はこれら2つの海洋前線に囲まれている。したがって, 移行領域や海洋前線の形成には, 磯口ジェットJ1, J2の形成過程や輸送過程の理解が必要不可欠である。

磯口ジェットは北海道から1000km以上も離れた北太平洋の中に形成されるにもかかわらず, なぜかほぼ決まった流路をとる。本稿では, まず, このような磯口ジェット形成要因について考察する(Mitsudera et al., 2018)。次に, 磯口ジェットを通して亜熱帯の黒潮水が, 移行領域へと侵入していくメカニズムについて述べる。磯口ジェットの上流域は親潮水と黒潮水が合流する場所なので, 両水塊が入り乱れて複雑な様相を示すことで有名である。

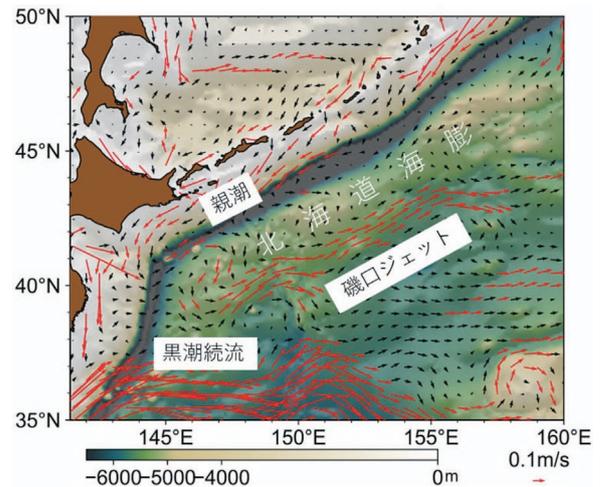


図2: 海表面流速(矢印)と海底地形(カラー陰影)。海底地形は深海底の起伏(5,000~6,000m)を強調表示。赤の矢印は流速0.1m/s以上を表す。

Figure 2: Surface currents (arrows) and bottom topography (color shade with emphasis of topography between 5000m and 6000m). Red arrows are drawn for currents that exceed 0.1m/s

その流動を解析するためにドリフターを観測船から放流するとともに, 衛星観測によって求めた海流の流速データを用い仮想粒子を流す研究を行った。その中で, 磯口ジェットを通り移行領域へと黒潮水が供給されるためには, 流れの時間変動成分(渦や年々変動)が重要な役割を果たしていること, そして, 移行領域に到達した黒潮水が, やがて亜寒帯循環へと侵入していく様相が明らかとなってきた(Nishikawa et al., 2021; Matsuta and Mitsudera, 2023)。

2. 北海道東方海域の亜熱帯・移行領域・亜寒帯をつなぐ海流—磯口ジェット—

磯口ジェットは黒潮を源流とする温かく塩分の高い海水を, 本州南岸・房総沖から北海道沖の緯度帯まで運ぶ。そのため, 親潮からの冷たい亜寒帯の海水との間に, 北太平洋で最も強い水温前線をつくる。近年, 磯口ジェットの強さの変動に伴ってこの水温前線が変動し, 海面水温が大きく変化すること, それが北半球規模の気候変動を引き起こすことがわかってきた。また, 水産資源への

* 1 仮想粒子追跡手法 … 任意の海域に仮想的に粒子を配置し, 流れの場から粒子の動きを推定し追跡する手法。この研究では, 衛星等により求めた流速データを用いて粒子の動きを計算している。時間を追う方法を前方粒子追跡, 時間をさかのぼる方法を後方粒子追跡と呼ぶ。

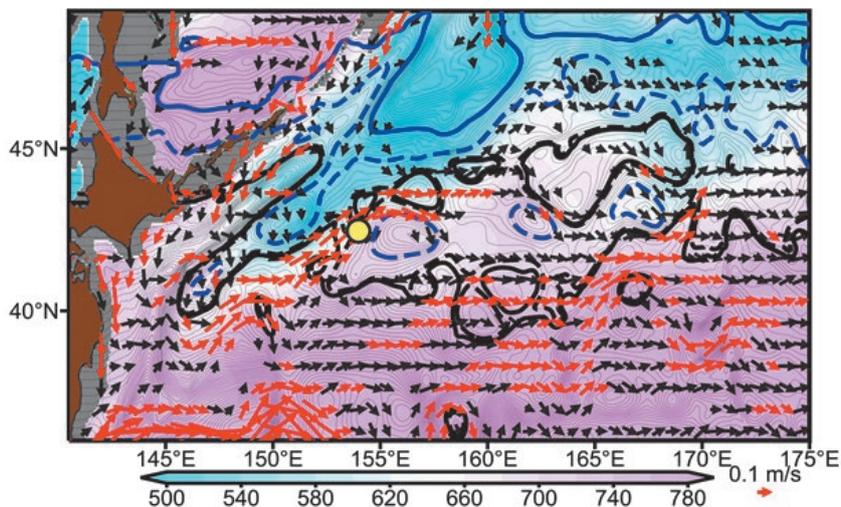


図3：表層海流(矢印)と海洋表層の厚さ(密度 1027.2 kg/m^3 の深さ：カラー陰影). 黒の実線・破線, 青い実線・破線, 細い線は, 傾圧ロスビー波の伝搬経路を表す. 黄色の点は, 高緯度から南下する薄い層(水色の部分)と北緯40度近傍を伝搬する中緯度の厚い層(ピンクの部分)が出会う海域. 磯口ジェットは黄色い点を中心に形成される. Mitsudera et al. (2018)を改変

Figure 3: Surface currents (arrows) and surface layer thickness between the surface and a depth of 1027.2 kg/m^3 isopycnal (color shade). Black contours and blue contours denote the propagation paths of the baroclinic Rossby waves. Yellow dot denotes a region where the baroclinic Rossby waves from high latitudes and those from mid latitude encounter. Isoguchi jet J1 forms around this region. Modified from Mitsudera et al. (2018).

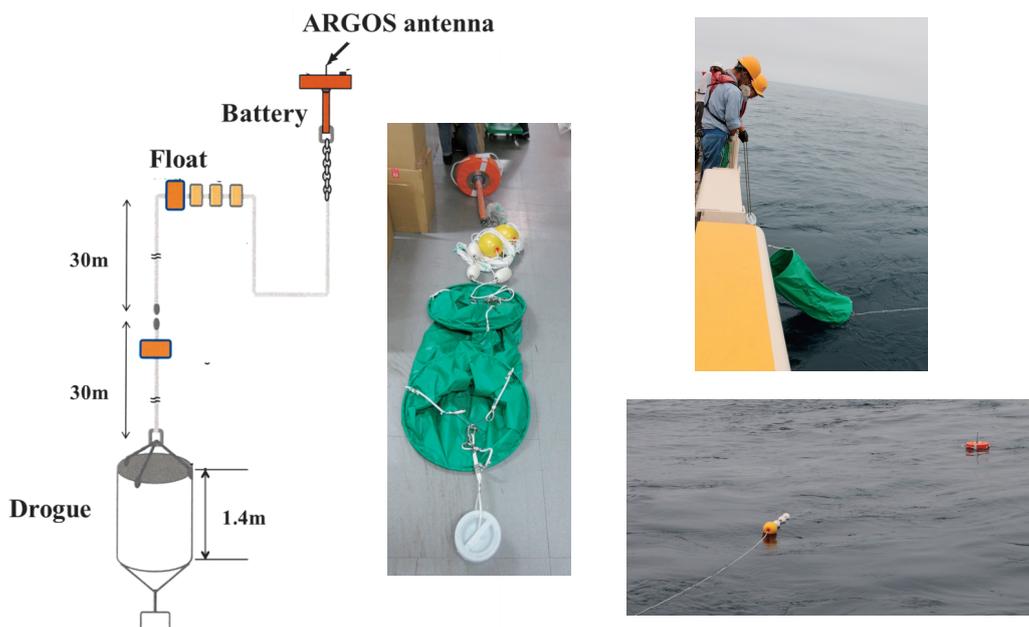


図4：漂流ブイ観測. (左)ブイの構成, (中央)ブイの概観, (右)観測の様子

Figure 4: Observation by surface drifter. (Left) Buoy arrangement, (center) buoy view, (right) observation snap shots.

影響も大きい. たとえば日本の太平洋沿岸で生まれたマイワシなどの稚幼魚は, 餌の多い亜寒帯へと回遊する際に磯口ジェットを利用する. さらに磯口ジェットが形成する海面水温前線は成魚にとっても好餌場となるため, 周辺海域に漁場を形成することが知られている.

このように磯口ジェットは気候変動や水産資源にとっ

て重要な海流であるが, なぜ岸から1000kmも離れた北太平洋の中の決まった海域に形成されるのか, その根本的なメカニズムは未解明であった.

我々は, 太平洋の深さ5500mの深海底にある, 背の低い緩やかな起伏(北海道海膨, 図2)に着目し, 磯口ジェット形成の謎を解いた. 従来この高さの海底地形は, 海洋

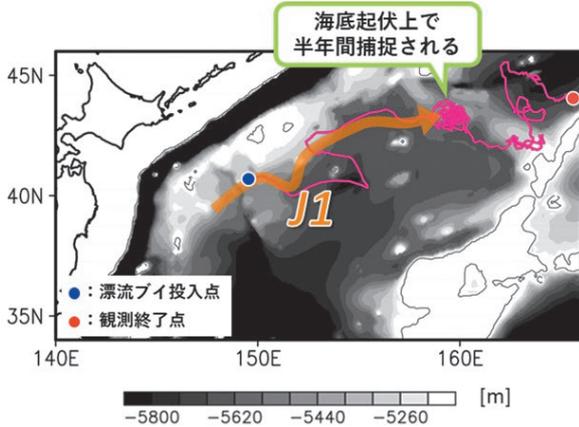


図5：移行領域の入口である磯口ジェットJ1で投入した漂流ブイの軌跡の一例。青丸が投入点、赤丸が観測終了位置を示す。オレンジの矢印ではJ1のおおよその位置を示す。背景の陰影は海底地形。Nishikawa et al. (2021)を改変

Figure 5: A trajectory of a buoy deployed from the J1. The buoy was deployed at the blue circle. Red circle denotes the end point of the buoy observation. Orange arrow represents a schematic path of J1. Background shade denotes bottom topography. Modified from Nishikawa et al. (2021).

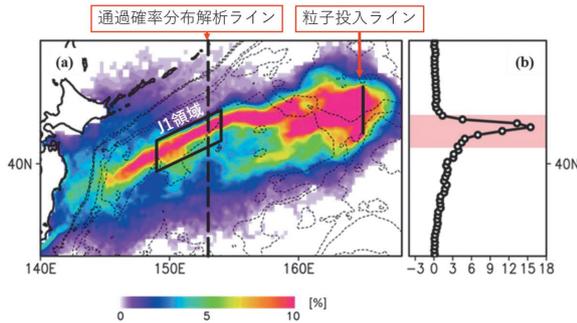


図6：仮想粒子の後方追跡の結果。(a) 移行領域 (42° N -45° N, 165° Eの黒線部分) から放出した粒子が通過する確率の分布 (0.25°毎のグリッドを通った粒子数/放出された全粒子数)。ここで「グリッドを通った粒子数」は、あるグリッドを複数回通っても、1回だけカウントしている。165° Eでは、毎月1日に0.25°毎のグリッドから1つの粒子が投入される。合計で毎月13粒子が放出されるので、165° E上のそれぞれのグリッドでの通過確率は1/13 (≒7.7%)である。(b) 153° E ((a)の破線) 上での通過確率分布。43° 近傍の陰影はJ1の緯度であり、そこでは高い通過確率を示す。すなわち、移行領域に到達する粒子の大部分はJ1を通ってくる事がわかる。Nishikawa et al. (2021)を改変

Figure 6: Result from a backtracking analysis. (a) Probability of passing particles in a grid of 0.25° evaluated by [number of particles passing a grid/total number of particles deployed from the black line along 42°N -45°N, 165°E in the transition domain]. The “number of particles passing a grid” here means that the passing of a particle is counted only once even though the particle passes the grid multiple times. On the black line along the 165°E, one particle is released from every 0.25° grid on the first day of a month, so that the probability of the passing of the each grid on the 165°E line is 1/13 (≒ 7.7%). (b) Probability of passing particles along 153°E denoted by a broken line in (a). Pinkish shade around 43°N denotes a region around J1. Modified from Nishikawa et al. (2021).

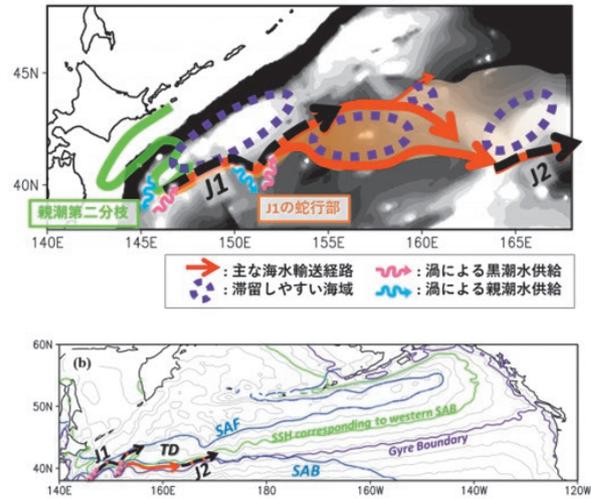


図7：(上) 移行領域周辺の海水の輸送・滞留プロセスの概略図。曲がった矢印は渦による輸送で、親潮第二分枝やJ1の蛇行部で生じることを表す。背景の陰影は海底地形。(下) 磯口ジェット (J1) から移行領域 (TD) を経由し亜寒帯循環につながる輸送経路。グレーの等値線は海面高度を表す。海洋表面の海流は海面高度に沿って流れる。このことから、亜熱帯の黒潮水が一度移行領域に入れば、亜寒帯へと輸送されることがわかる。Nishikawa et al. (2021)を改変

Figure 7: (Upper) A schematic view of the surface water transport. Wavy arrows denote that the water transport occurs because of the time dependent behavior of the front due to eddies. Background shade denotes bottom topography. (Lower) Water pathway from J1 to the subarctic gyre via the transition domain. Gray contours denote bottom topography. This diagram infers that once a Kuroshio particle was transported into the transition domain, the particle would be transported to the subarctic gyre. Modified from Nishikawa et al. (2021).

表層の流れに影響を及ぼすことはない、と考えられていた。しかし、図2を見ると、明らかに磯口ジェットは北海道海膨の東斜面に沿って流れていることがわかる。さらに、図3を見ると、亜寒帯の薄い表層(水色の部分)が北海道海膨に沿って北海道沖まで南下しており、そのすぐ東側の比較的厚い表層(ピンクの部分)との間で、層厚に200mもの大きな段差ができています。磯口ジェットは、この層厚差の厚い方を右に見ながら流れていることがわかる。

では、従来無視できると考えられてきた背の低い海膨が、いかにして磯口ジェット形成を担うだろうか。その要因は、海洋に数多く存在する半径数10kmの中規模渦と海底地形との相互作用によって生じる、海膨スケール(1000kmスケール)の順圧的な海洋循環にあった(Mitsudera et al, 2018; Miyama et al, 2018)。海洋表層の厚さという情報は、傾圧ロスビー波によって伝えられる。通常、傾圧ロスビー波は西向きに進むが、海膨上では、この海膨スケールの順圧循環によって波の伝搬経路が南西向きに曲げられてしまう。それに伴い、亜寒帯起源の薄い表層が北海道沖

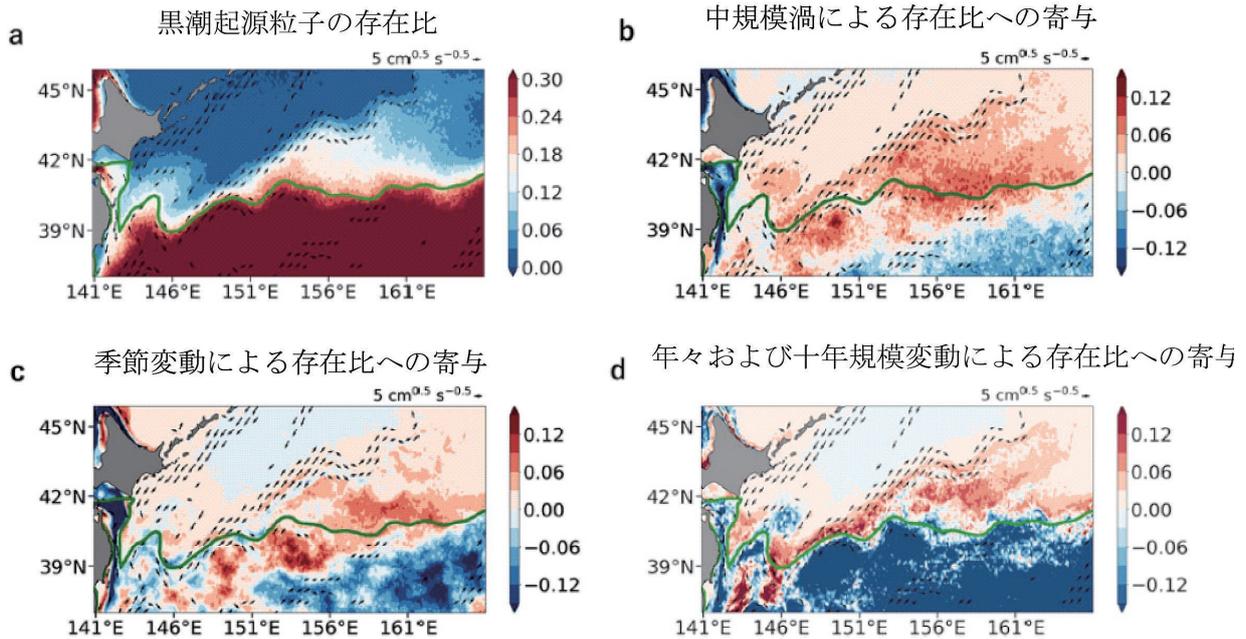


図8：(a)黒潮水に対応する粒子の存在比 R_{sr} ($=0.1^\circ$ 毎の各グリッドを通過する黒潮水粒子/各グリッドから放出される全粒子数)。黒潮水を識別するため、 34° N以南から放出した粒子に1、それ以外に0の値を付している。海流は全ての周期(中規模渦、季節変動、年々変動+10年規模変動)を含む。解析期間は1995年から2020年で、それぞれの粒子に対して360日間積分した結果を解析した。緑の線は海面高度0.4 mの等値線で、亜寒帯境界を表す。(b)「全周期を含む海流による R_{sr} 」と「91日の移動平均を掛けた海流による R_{sr} 」の差。中規模渦による R_{sr} への寄与を表す。(c)「91日の移動平均を掛けた海流による R_{sr} 」と「361日の移動平均を掛けた海流による R_{sr} 」との差。海流の季節変動による R_{sr} への寄与を表す。(d)「91日の移動平均を掛けた海流による R_{sr} 」と「月平均の海流による R_{sr} 」との差。年々変動+10年規模変動の寄与を表す。Matsuta and Mitsudera (2023)を改変

Figure 8: (a) Ratio of the Kuroshio particles' passing defined by (number of the Kuroshio particles passing each grid of 0.1°)/(total number of particles released from each grid). A Kuroshio particle is defined by that released southward of 34° N. In this panel, ocean currents include all frequencies of their variations such as those of mesoscale eddies, annual variations and interannual+interdecadal variations. Analysis is made from 1995 to 2020. Each particle is tracked for 360 days. Green line denotes a contour of 0.4 m of the sea surface height, which represents the Subarctic Boundary. (b) Ratio of the Kuroshio particles' passing caused by mesoscale eddies. (c) Ratio of the Kuroshio particles' passing caused by annual variations of the ocean currents. (d) Ratio of the Kuroshio particles' passing caused by interannual+interdecadal variations of the ocean currents. Modified from Matsuta and Mitsudera (2023)

まで南下することを我々は見出した。そして図3に見られるとおり、薄い層を北方から運ぶ傾圧ロスビー波と、北緯40度の近くを西向きに伝搬する比較的厚い層の傾圧ロスビー波が出会う海膨上に、磯口ジェットが形成されるのである。これは、背の低い海底地形による表層海流形成の、新たなメカニズムである。

3. 黒潮水の移行領域・亜寒帯循環への侵入

このような磯口ジェットは移行領域(図1)にどのような影響を及ぼすのだろうか。過去の研究では「磯口ジェットJ1が黒潮水を移行領域へ運ぶことにより、領域内で黒潮水と親潮水が混ざる」という漠然としたイメージはあったものの、そのプロセスは十分に調べられていなかった。そこで本研究では次に、J1を入口とした移行領域内の海水輸送過程について調査した。

磯口ジェットJ1から移行領域内への水の動きを調べる

ため、漂流ブイ(図4)をJ1周辺に投入し、その動きを解析した。その結果、まず、移行領域内の海水の動向が深さ5500 mの太平洋に存在するわずか数百mの海底起伏によって支配されていることを、漂流ブイによる観測事実として確認した。図5に示した漂流ブイの軌跡の一例を見ると、北海道海膨上のJ1に沿ってブイが動いている様子がわかる。この北上には、ブイ投入から1か月程度かかっている。さらに北上した漂流ブイは、北海道海膨から東に伸びた緩やかな海底起伏上の渦に捕えられ(図5)、約半年もの間、同じ場所に留まっていた。これは想定外の結果で、背の低い地形の重要性を改めて認識した。

次に、衛星観測やドリフター観測得られた情報を統合し求めた海面流速場データを用いて、J1に仮想的に配置した粒子を追跡し海の流れを可視化すること(前方粒子追跡)で、移行領域で海水が通りやすい経路や滞留しやすい場所をより詳細に調べた。また、時間をさかのぼって粒子を追跡すること(後方粒子追跡)で、黒潮水が移行領域

へと供給される過程を調べた。図6に後方粒子解析の解析例を示す。移行領域に到達する海水(粒子)の多くがJ1を通過してくることがわかる。さらに時間をさかのぼって粒子を追跡すると、フィリピン沖を源流とした黒潮水が移行領域に輸送される様相が明らかとなった。図7は漂流ブイ観測の結果と粒子追跡の解析結果を模式的に示したものである。強い流れのJ1・J2や前線に沿った場所は海水の通り道となっており、それは海底起伏の周辺に形成される傾向にあった。一方で移行領域内の緩やかな海底起伏上では海水が留まりやすいということが可視化された。

以上の解析でさらに驚いたのは、黒潮水が移行領域へと供給されるためには時間変動(数ヶ月スケールの中規模渦の活動やJ1の年々変動)が重要であること、また磯口ジェットに隣接する親潮第二分枝やJ1の蛇行域(図6上の水色とピンクの波矢印)といった細く狭い海域が、移行領域への黒潮水の主な供給経路となっている、ということであった。仮に海洋の流れが定常であれば、移行領域に黒潮水は流入せず、親潮水で満たされてしまうということもわかった。すなわち、磯口ジェットの時間変動が移行領域に黒潮水流入を促し、領域形成に本質的な役割を担うということである。

黒潮水がJ1にいったん供給されれば移行領域内へと速やかに輸送される。海面高度コンターをさらに下流側に追跡すると(図7下)、移行領域へと流入した黒潮水は亜寒帯循環へと輸送されることがわかる。すなわち、移行領域は「亜熱帯循環と亜寒帯循環間の海水交換の窓」の役割を果たしているのである。このように、磯口ジェットによる亜熱帯と亜寒帯を繋ぐ海水輸送プロセスの描像が明らかとなった(図7下)。

4. 磯口ジェットの時間変動と輸送過程

では、どのような時間変動が、黒潮水の移行領域への流入にとって大事なのだろうか。Matsuta and Mitsudera (2023)は、衛星から得た海流の変動を、渦による変動(91日の移動平均をかけたもの)、季節変動(月平均)、年々+10年規模変動(361日の移動平均)に分けて、黒潮水(34°N以南から放出した仮想粒子)の移行領域への流入を解析した。その結果が図8である。図8aはすべての周期の変動を含む海流のデータを用い、黒潮水の粒子を追跡してその存在比 R_{st} (=0.1°毎の各グリッドを通過する黒潮水粒子/各グリッドから放出される全粒子数)を示したものである。亜寒帯フロント(J1)と亜寒帯境界(図1参照)に挟まれた移行領域における R_{st} は、黒潮域と親潮域のもの中間

値となっており、観測からの知見と一致する。図8bは「全周期を含む海流による R_{st} 」と「91日の移動平均を掛けた海流による R_{st} 」の差で、中規模渦による R_{st} への寄与を表す。亜寒帯境界近傍とJ1を含む移行領域内へと流入する黒潮水にとって、中規模渦の影響が顕著である。逆に言うと、渦がなければ、J1を通過して移行領域へと流入する黒潮水輸送が減ることを示している。また、図8cは「91日の移動平均を掛けた海流による R_{st} 」と「361日の移動平均を掛けた海流による R_{st} 」との差で、海流の季節変動による R_{st} への寄与を表す。図8bと比較してみると、海流の季節変動は、中規模渦による変動に比べて黒潮水のJ1への流入に対してそれほど寄与していないことがわかる。一方、図8dは「91日の移動平均を掛けた海流による R_{st} 」と「月平均の海流による R_{st} 」との差で、年々+10年規模変動の寄与を表す(渦変動は取り除いていることに注意)。年々変動は、黒潮水のJ1への流入を効果的に担っていることがわかる。特に、年々変動の影響はJ1からさかのぼってみると、親潮第二分枝を通過してその上流まで見てとれ、146°E以西では黒潮統流の近くまで続いている。

以上のように、亜寒帯境界は黒潮水が移行領域へと輸送される際の障壁となっているものの、中規模渦による変動と年々変動によってこの障壁を乗り越え、J1を通じた輸送が生じていることが明らかとなった。また、流れ場のLagrangian Coherent Structure (Matsuta and Mitsudera, 2023)を解析することにより、黒潮統流が北辺に同期して、J1が黒潮統流へとつながるような流路をとること、それが黒潮水のJ1への流入を促すことも示された。

5. 今後の展望

北海道海膨に類するゆるやかな起伏は、世界の海のいたるところにある。したがって、本研究で見出した表層海流形成のメカニズムは、磯口ジェットに限らず様々な中高緯度海域で働いているに違いない。緩やかな海底地形というキーワードで、世界の海洋循環の特徴を調べてみたいと考えている。

また前述のように、北太平洋移行領域は海洋生態系にとって好環境であり漁場も形成されること、また気候変動に及ぼす影響が大きな海域であることがわかってきた。本稿では、磯口ジェットを通して黒潮水の輸送過程を明らかにすることにより、移行領域や海洋前線の形成プロセスを考察した。一方で、移行領域は、オホーツク海から流出する海水融解水(沿岸親潮水)や中層水の行先にもなっている。移行領域の高い生産性や水温変動がもたら

す気候変動についても、オホーツク海の視点を含めてぜひ解明していきたいと考えている。

謝辞

本研究を進めるにあたり、美山透博士、西垣肇博士、伊藤（進）博士、和川博士、中野渡拓也博士、中村知裕博士ら多くの研究者の協力を頂きました。感謝いたします。また、丁寧な査読をしてくださった白岩博士に感謝いたします。

参考文献

- Isoguchi, O., H. Kawamura and E. Oka (2006) Quasi-stationary jets transporting surface warm waters across the transition zone between the subtropical and the subarctic gyres in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **111**, C10003, doi:10.1029/2005JC003402.
- Matsuta, T. and H. Mitsudera (2023) Kuroshio water intrusion into the subarctic region in the western North Pacific Ocean and analyses of the Lagrangian coherent structure. *J. Oceanogr.* **79**, 629-636, <https://doi.org/10.1007/s10872-023-00696-3>.
- Mitsudera H., T., Miyama, H. Nishigaki, T. Nakanowatari, H. Nishikawa, T. Nakamura, T. Wagawa, R. Furue, Y. Fujii and S. Ito (2018) Low ocean-floor rises regulate subpolar sea surface temperature by forming baroclinic jets. *Nat. Commun.*, **9**, 1190, doi: 10.1038/s41467-018-03526-z.
- Miyama, T., H. Mitsudera, H. Nishigaki and R. Furue (2018) Dynamics of a Quasi-Stationary Jet along the Subarctic Front in the North Pacific Ocean (the Western Isoguchi Jet): An Ideal Two-layer Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**. 1175/JPO-D-17-0086.1.
- Nishikawa H., H. Mitsudera, T. Okunishi, S. Ito, T. Wagawa, D. Hasegawa, T. Miyama, H. Kaneko and Ren-Chieh Lien (2021) Surface water pathways in the subtropical-subarctic intergyre frontal zone of the western North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **199**, 102691, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102691>.

知床をはじめとする北海道オホーツク海沿岸海域における海水変動予測実験

三寺 史夫¹⁾, 佐伯 立¹⁾, 井上 知栄²⁾, 植田 宏昭²⁾,
中野渡 拓也³⁾, 黒田 寛³⁾

2023年12月1日受付, 2024年1月10日受理

北海道オホーツク海沿岸は季節海水が到達する北半球の最南端であり, 地球温暖化に敏感な海域と考えられている. 本研究では, 北海道東方海域での海水変動に着目し, 2050年に関する海水変動を評価した. 予測実験は, オホーツク海全体をカバーする解像度 $1/10^\circ$ の海水・海洋モデルに北海道周辺の海域をカバーする解像度 $1/50^\circ$ のモデルをネスティングし, 第6期結合モデル相互比較計画 (CMIP6) における2050年を中心とした20年間の平均値と2000年のその差分値を大気境界条件に利用することにより行った. その結果, 低位温暖化シナリオにおいてさえ, 北海道沖の海水面積は2050年に現在の約 $1/3$ に減少する, という予測結果を得た.

Experiments on predicting sea ice variations off the coast of Hokkaido in the southern Sea of Okhotsk

Humio Mitsudera¹⁾, Ryu Saiki¹⁾, Tomoshige Inoue²⁾, Hiroaki Ueda²⁾,
Takuya Nakanowatari³⁾, Hiroshi Kuroda³⁾

The southern Sea of Okhotsk off Hokkaido is the most southern region where sea ice can reach in the northern hemisphere. Therefore, it is considered that the sea ice in this region is sensitive to the global warming. In this article, we describe preliminary results of the numerical experiments evaluating the variations of the sea ice in 2050 off Hokkaido. A sea-ice and ocean coupled model, covering the sea surrounding the Hokkaido (with a grid of $1/50^\circ$), is nested to a parent model that covers the entire Sea of Okhotsk (with a grid of $1/10^\circ$), and is forced by an atmospheric data which is produced by utilizing the difference between the 2050 climate and the 2000 climate presented by the CMIP6 models, in order to project the sea ice variations of 2050. The sea-ice and ocean coupled model predicted that the sea ice area, would be reduced to $1/3$ in 2050 compared to the present sea ice area even in a low greenhouse gas emission scenario.

キーワード: 海水変動予測, 北海道オホーツク沿岸, 第6期結合モデル相互比較計画 (CMIP6)
sea ice prediction, Sea of Okhotsk off the coast of Hokkaido,
Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6)

連絡先

三寺 史夫

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

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5478

Email: humiom@lowtem.hokudai.ac.jp

- 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
- 筑波大学 生命環境系
Faculty of Life and Environmental Sciences, University of
Tsukuba, Tsukuba, Japan
- 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

1. はじめに

1.1 背景

オホーツク海南部は北半球における季節海水の南限である。海水(流水)は1月中旬に北海道オホーツク沿岸に到来し、3月から4月初旬に気温の上昇とともに融解・後退する。海水は鉄など栄養物質の輸送やアイスアルジーの保持を通して海水融解直後の植物プランクトンブルームに大きな影響を与えることが分かってきた。また、アザラシは海水を産卵や休憩に利用する。流水(海水)とそれに伴う海洋生態系・生物多様性は知床の世界自然遺産登録においてキーワードであり、水産資源管理、観光資源としても重要である。このため海水の消長は社会の大きな関心事である。

現在オホーツク海では海盆全体で見ると海水減少が著しく、海水域減少の割合は北半球で2番目に大きい(Cavaliere and Parkinson 2012)。特に2015年は、海水面積最大時でもほとんど海水がなく、海水面積の極小値をとった。しかしながら、サハリンから知床にかけての沿岸では、2015年であっても例外的に海水が張り、季節海水域は知床まで到達していた。このような海域による海水消長の相違は長期トレンドにおいても顕著であり、オホーツク海中央では上述のように減少傾向にあるものの、北海道沿岸からその東方にかけては海水面積に増減はほとんどないことが見出された(Toyota et al., 2022)。

以上の通り、海水の消長には海域特性が大きいことが特徴である。これは、地球温暖化による広域的な気温上昇に加え、オホーツク海に比して小さいスケールを持つ海流の寄与を示唆するものである。

冬季の北海道沿岸の特徴は、海水直下に非常に冷たい東樺太海流が流れていることである。これは風によって駆動され、オホーツク海北部(アムール川河口域)から知床にかけて大陸棚端を流れている(e.g., Ohshima et al., 2002)。海上保安庁砕氷巡視船「そうや」による2月の観測によると、東樺太沿岸流の冬季水温は -1.5°C 以下の結氷温度を保っている。少氷年においてさえ北海道沿岸まで海水が到達するのは、この冷たい東樺太海流が融解を抑制しつつ海水を輸送するためと考えられる。また、北海道沿岸における海水の年々変動には冬季季節風の影響が大きいことも分かってきた(Toyoda et al., 2022)。これも、東樺太海流が風駆動の海流であることと整合的である。

以上のとおり、オホーツク海海水変動は「オホーツク海全体のスケール」と「北海道沿岸スケール」(図1)を分けて考察すべきであろう。本稿では「北海道沿岸スケール」を

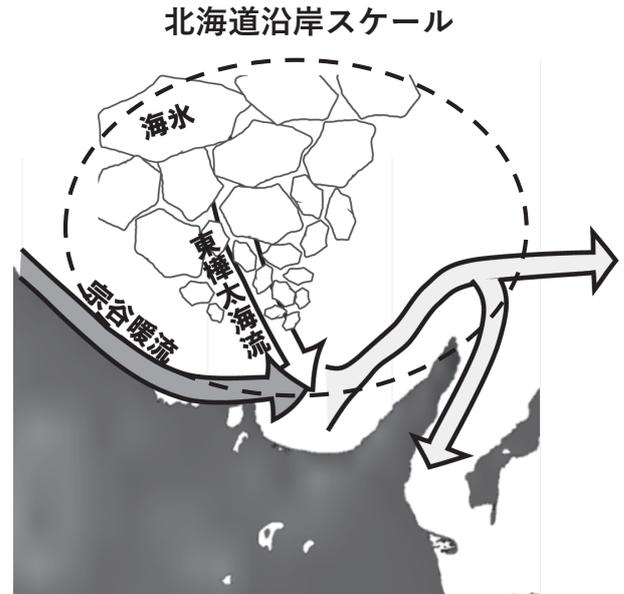


図1：海流の概念図および北海道沿岸海域のスケール

Figure 1: Schematic view of the current system off the Hokkaido coast of the Sea of Okhotsk. Dashed line circle indicates the scale associated with the Hokkaido coast.

中心に、海水・海洋シミュレーションとそれを用いた海水変動予測について述べる。

「北海道沿岸の海水は消失するのか」という問題は、大きな社会的関心事である。知床は2005年に世界自然遺産に登録されたが、それは「季節海水による影響を受けた生態系の顕著な見本である」ことが高く評価されたことによる。ユネスコ世界遺産委員会は2019年、2023年の決議においてオホーツク海での海水減少を懸念しており、気候変動に対するモニタリングと適応管理戦略の策定を勧告した。また、国内においても2018年に気候変動適応法が施行され、地域社会と連携した早急な研究開発が促されている。遺産管理、水産資源管理、観光など社会的影響の大きい沿岸域での海水変動予測は必要不可欠なものと考えられる。これまでの海水変動予測については、オホーツク海全体を対象とした2100年の予測(Yamanaka et al., 2021)や経験的な沿岸域予測(例えば、紋別の海水変動と地球温暖化の関係(青田ら, 1992))はあるものの、北海道沿岸域に着目した数値モデリングに基づく予測はなかった。以上を踏まえ、本研究の目的は北海道オホーツク沿岸に着目した海洋海水結合モデルによる海水変動予測を行うことである。

1.2 温暖化シナリオと沿岸スケールの海水変動予測実験

地球規模の気候変動予測は世界のさまざまな研究機関で行われており、それらの相互比較研究も行われてい

る。代表的なものは世界気候研究計画 (World Climate Research Programme: WCRP) が実施している結合モデル相互比較プロジェクト (Coupled Model Intercomparison Project: CMIP) であり、現在第6期 (CMIP6) のデータが公開されている。ただしCMIP6気候モデル群にはオホーツク海は存在するものの、解像度の制約のため、上で述べたような海域スケールに着目した解析には不適切である。

そこで我々は、CMIP6の大気データを境界条件として利用し、高解像度の海水・海洋モデルを駆動することで北海道沿岸スケールの海水変動予測を実施した。CMIP6ではCO₂排出シナリオに基づいていくつかの温暖化予測が提出されているが、我々はその中でSSP1-2.6 (低位温暖化シナリオ)、SSP2-4.5 (中位温暖化シナリオ)、SSP5-8.5 (高位温暖化シナリオ) を選び、2050年と2090年 (21世紀末) について予測を実施している。SSP1-2.6は産業革命以前の全球気温に比して21世紀末の昇温を2度以下に抑えようというシナリオで、国際社会が目指しているものである。21世紀末にはCO₂排出はほとんどゼロであることを想定している。実際、CMIP6気候モデル群の結果を集めた平均 (アンサンブル平均) は、21世紀末の全球平均気温で1.8℃の昇温と見積もられている。SSP5-8.5はCO₂排出に対して何も対策を講じない場合のシナリオである。CMIP6のアンサンブル平均では、21世紀末の全球平均気温が4.4℃の上昇と見積もられている。SSP2-4.5は両者の中間的なシナリオで、気温上昇のアンサンブル平均は2.7℃である。このように、21世紀末では、シナリオによって地球温暖化に大きな差異がある。気象研究所によるオホーツク海海水の変動予測 (Yamanaka et al., 2021) も、2100年を対象としていた。

2050年に関して言えば、現在までのCO₂排出の影響が残っており、気温におけるシナリオ間の違いはそれほど大きくはない (全球平均では、SSP1-2.6で1.8℃、SSP5-8.5で2.5℃程度の昇温)。しかしながら地球温暖化への適応策を策定する際の現実的な指標として、2050年の海水変動予測を行うことは有意義と考える。

以上を踏まえ、本稿では2050年の海水変動予測について主に述べる。2章で方法について概説し、3章で結果について述べる。最後に4章でまとめる。

2. 方法

2.1 海水・海洋モデル

1/10°格子でオホーツク海全域をカバーする「オホーツク海モデル」に、1/50°格子で北海道沿岸域を計算する「北海道モデル」をネスティングして、沿岸スケールの海水変

動を再現した。「オホーツク海モデル」は、水産研究・教育機構 (Japan Fisheries Research and Education Agency; FRA) がRegional Ocean Modeling System (ROMS) に基づき作成したモデルで (FRA-ROMS; Kuroda et al., 2017)、それに海水モデルを結合したものである (Headstrom, 2018)。モデルの鉛直座標、各種物理スキームやパラメータは、Kuroda et al. (2017) に準拠している。また、千島列島など潮汐の強い場所では、Tanaka et al. (2007) と同様にSt. Laurent et al. (2002) の潮汐パラメタリゼーションを導入している。海水モデルを結合しており、海水内部応力ではElastic-Viscous-Plastic パラメタリゼーション (Hunk and Dukowicz, 1997)、熱力学ではone-layer ice and snow dynamics (Mellor and Kantha, 1989) を採用している。過去再現実験の際は、大気外力として大気再解析データJRA55-do (Japanese 55-year atmospheric reanalysis (JRA55) for driving ocean-sea-ice models; Tsujino et al., 2018) の3時間平均値を使用した。また、北と西の境界は大陸であるが、南と東の側方は海洋であり、そこでの境界条件はFRA-ROMS再解析による各年の月平均値を用いた。初期値はWorld Ocean Atlas 2001 (WOA01) である。積分期間は大気境界条件に衛星プロダクトが反映された1993年1月1日から2018年12月31日までの26年間である。この期間には典型的な多氷年 (2001, 2003)、少氷年 (2015) などが含まれている。

また、1/50°格子の「北海道モデル」は高解像度版FRA-ROMS (Kuroda et al., 2021) の海洋物理モデルに海水モデルを結合したものである。計算領域は、サハリン島南端から北海道周辺海域をカバーしている。側方境界条件は、親モデルである「オホーツク海モデル」の3時間ごとのデータに基づき更新した (すなわち「オホーツク海モデル」から「北海道モデル」への一方方向のネスティング)。加えて境界で潮汐を陽に計算した (Kuroda et al., 2018)。海水部分は「オホーツク海モデル」と同様の設定である。過去再現実験では、大気境界条件はJRA55-doを用いた。また、積分期間は1993年1月1日から2018年7月31日である。

ここでは、まず過去再現実験を行い海水・海洋モデルのパフォーマンスを調べたのち、次節に述べる手順で温暖化実験を行い、海水の変動予測を実施した。

2.2 温暖化実験

CMIP6気候モデル群の中から、環オホーツク海地域における地表風の現在気候再現性評価した結果と、CMIP6におけるvery hot models (Shiogama et al., 2021) を考慮して、11モデルを選定した。そして、その大気データを

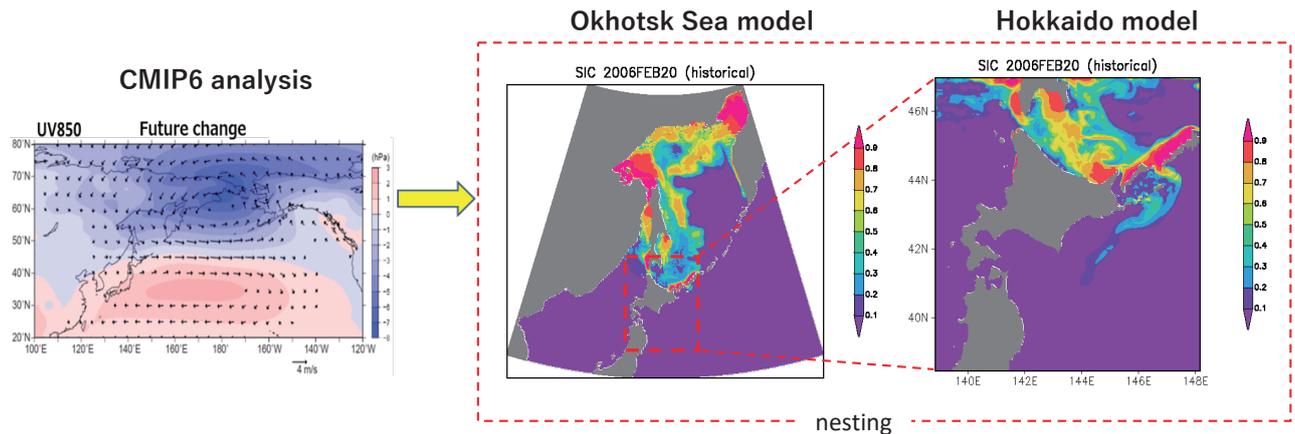


図2: 知床海域の海水変動予測システム。オホーツク海モデル(中央; 10km格子, 陰影は海水密接度)に北海道モデル(右; 2km格子, 陰影は海水密接度)をネスティングし, 海水・海洋モデルを開発した。これをCMIP6気候モデル群から得た「2050年」と「2000年」との差分値(左; 陰影は気圧の差分, ベクトルは風速の差分)を利用した大気境界条件を用いて駆動する。黄色の矢印は, 大気境界条件として強制することを意味する。

Figure 2: Prediction system of sea ice variations off the coast of Hokkaido. “Hokkaido model” with a resolution of 2 km (right panel where color shade denotes the ice concentration) is nested to the “Okhotsk Sea model” with a resolution of 10 km (central panel). The nesting model is forced by future atmospheric conditions derived from the difference between 2050 climate and 2000 climate in the CMIP6 (left panel, where the color shade denotes pressure difference and vectors denote the wind difference).

利用し, 2.1節で開発した海水・海洋モデルを用いて知床海域の海水変動予測実験を行った。具体的な手順は以下のとおりである(図2)。

- ① CMIP6の中から選定した11のモデルを用い, 現在と将来のアンサンブル平均(気候モデル群の平均)をそれぞれ作成し, それらから温暖化差分値を求めた。具体的には, 上記の3つの温暖化シナリオについて, 2040年-2059年の各月アンサンブル平均値(以下, 2050年気候値と記述)と1990年-2009年の各月アンサンブル平均値(以下2000年気候値と記述)との差分値である。大気変数の差分値として地表気温・地表比湿・地表風・海面気圧・降水量・下向き長波放射量・下向き短波放射量, 海洋変数の差分値として海面水温・海洋内部のポテンシャル水温について計算した。
- ② JRA55-do(1993年-2018年)に, ①で作成した大気変数の温暖化差分値を加え, 将来気候の大気境界条件とした。このように作成した「2050年」の大気境界条件は26年分あることに注意。一方, JRA55-do(1993年-2018年)のみの大気条件を, ここでは「現在気候」の大気条件と呼ぶ。
- ③ ②を大気境界条件とし, 2.1節で開発した海水・海洋モデルを駆動することにより, 「2050年」における知床海域の海水変動予測を行った。ここで「2050年」予測とは, 「JRA55-do+2050年気候値と2000年気候値の差」の, 26年分の大気データにより駆動された海洋・海水シミュレーションを意味する。具体的には,

各月の差分値を3時間毎に補間し, 1993年から2018年のJRA55-doに加えて作成した大気強制力を用い, 「オホーツク海モデル」(親モデル)と「北海道モデル」を駆動することにより海水変動予測実験を実施した。ただし, 気温差分に関しては, オホーツク海より西側の大陸上(128°E-137°E, 37°N-62°N)の値を用いた。オホーツク海上の気温差は, CMIP6気候モデル群における海水融解の海上気温への影響を強く受けるためである。

親モデルである「オホーツク海モデル」の初期値はWOA01, 側面境界条件はFRA-ROMS再解析による「現在気候」の各年の月平均値を用いた。このため, 本研究における温暖化実験は, 大気の温暖化により海表面から強制された海水温上昇に伴う, 海水・海洋変動を解析することになる。

- ④ 気候モデル間のばらつきが海水変動予測に及ぼす影響を評価する。海水変動に影響が大きい北海道周辺(42.5-47.5°N, 140.0-145.0°E)の西風偏差とユーラシア大陸・シベリア東部(42.5-58.75°N, 127.5-137.5°E)の気温をインデックスとして気候モデル群を4分類し, 分類したそれぞれのカテゴリーで上記①~③を実行することにより, マルチモデル間のばらつきによる影響を定量化する。

上記の①~④の手法は, 「個々の気候モデルで得られた将来気候」を用いて海水モデルを駆動するという, 通常

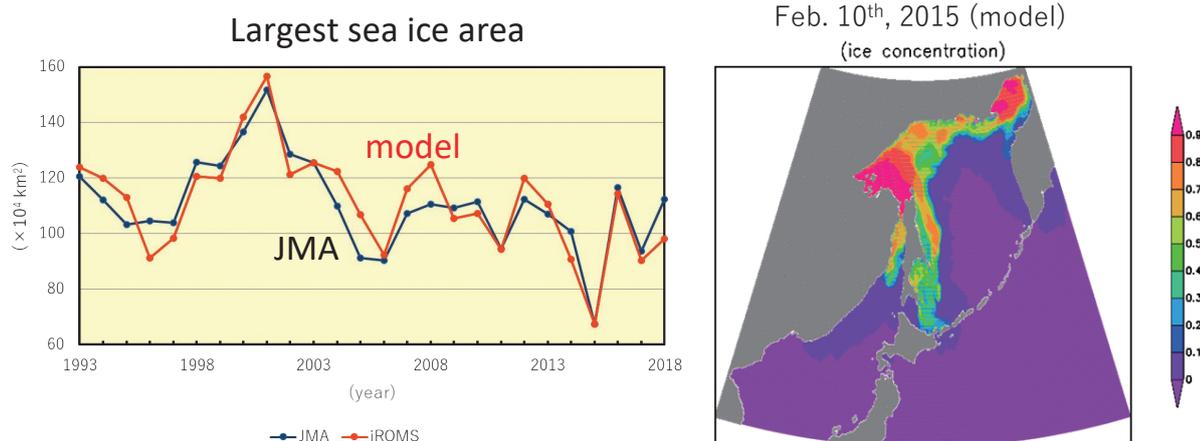


図3: 「オホーツク海モデル」による過去(「現在気候」)再現実験の結果。(左)は各年の最大海水域面積の、気象庁による解析(青の実線)と海水・海洋モデル(赤の実線)を比較したもの、(右)は海水域面積最少年である2015年2月の海水・海洋モデルによる再現(陰影は海水密接度)である。2015年は海水域面積最少年にも関わらず海水は北海道沿岸に到達しており、これは観測と整合的である。

Figure 3: Historical simulation of the “present climate” from 1993 to 2018. (Left panel) Time series of maximum sea ice extent analyzed by Japan Meteorological Agency (blue solid line) and simulated by the “Okhotsk Sea model” (red solid line). (Right panel) Sea ice concentration (shade) of February, 2015, when the sea ice extent is maximum in the 2015 winter, simulated by the model. Note that 2015 recorded the minimum sea ice extent in the period between 1993 and 2018; nevertheless, sea ice reached the Hokkaido coast, which is consistent with observation.

のダウンスケーリングとは異なるものである。気候モデルでは、現在気候を正しく再現している(バイアスがない)との保証はない。したがって、気候モデルの現在気候を用いてダウンスケーリングを行った場合、得られる現在の海水分布にバイアスがある可能性がある。一方、温暖化差分値に基づく温暖化予測では、「現在気候」としてJRA55-doを用いるので、そこにバイアスはない。したがって、差分値に基づく「2050年」における将来変化も、モデル群のアンサンブルから得られる大規模な温暖化パターンを、純粋に反映したものとなっている。「バイアスのない現在の気象条件」というのは優れた点であり、また3.1節で示すように、海水変動シミュレーションは現在の海水変動を非常に良く再現していることから、この手法は海水変動の将来予測についても有望な結果を与えるものと考えられる。弱点は、「高低気圧など総観規模擾乱についても現在の気象変動と同じ」と仮定することになるので、総観規模擾乱の温暖化による影響(強さや経路の変化)を取り入れることができないことである。その海水分布への影響に関しては改めて考察することとする。

3. 結果

3.1 海水・海洋モデルの開発と過去再現実験

まず親モデルである「オホーツク海モデル」を用い、大気再解析JRA55-doを大気境界条件として、1993年から2018年の過去再現実験を行った。図3(左)はオホーツク海の

各年の最大海水面積を示しており、オホーツク海全体の海水の再現性が非常に良いことがわかる。モデルの最大海水面積と気象庁の解析値との相関(r)は、 $r=0.90$ であった。例えば2015年は記録的な少氷年であったが、気象庁の解析(オホーツク海の海水分布(月概況): https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/seaice/archive/c_1/okhotsk_monthly/2015/02/okhotsk_monthly.html)と同様、モデルでも知床海域に海水が到達する状況が再現された(図3右)。

次に、オホーツク海モデル(10km格子)に北海道モデル(2km格子)をネスティングし、北海道沿岸に焦点をあてたモデルを開発した。両者を比較すると高解像度の北海道モデルをネスティングすることによる明らかな改善がみられる。例えば、オホーツク海モデル(10km格子)の北海道近傍を拡大し(図4左)、衛星観測(図4右)と比較すると、オホーツク海モデルではアニワ湾での海水生成がみられず北海道沿岸の海水分布の再現性が低いことがわかる。一方、高解像度の北海道モデルではアニワ湾の海水生成が再現され(図4中央)、北海道沿岸域の海水分布は著しく改善している。また、海水面積(46°N以南)の北海道モデルにおける年々変動は衛星観測(Special Sensor Microwave/Imager: SSM/I)と比較してよく再現されており、モデルと観測値の相関は、 $r=0.85$ であった。

3.2 CMIP6モデル群における環オホーツク地域の将来変化

CMIP6モデル群のうちデータが利用可能な19モデルについて解析し、環オホーツク海域における冬季気候の再

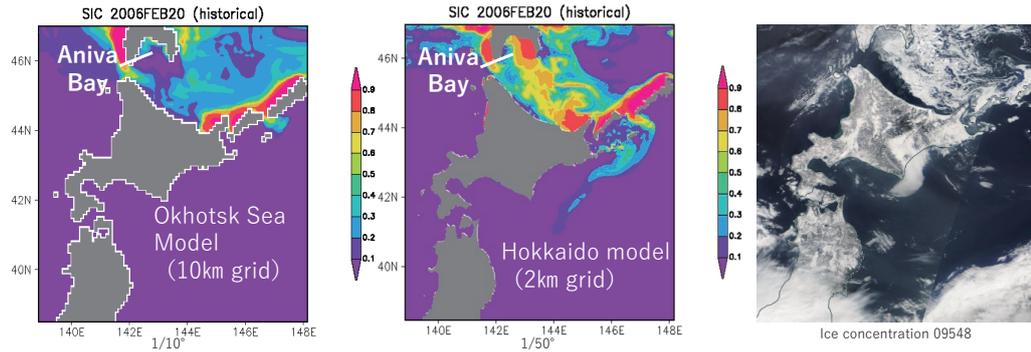


図4：(左)「オホーツク海モデル」による北海道近傍の海水分布の拡大図(2006年2月20日)。陰影は海水密度度。(中央)同日の「北海道モデル」における海水分布。陰影は海水密度度。(右)2006年2月20日のModerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)による衛星画像。

Figure 4: (Left panel) Sea ice concentration (color shade) off the coast of Hokkaido on February 20th, 2006, simulated by the “Okhotsk Sea model”. (Central panel) Same as the left panel except for the simulation by the “Hokkaido model”. (Right panel) Satellite observation by Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) of the same day.

現性を評価した。その中で、将来予測においてvery hot models (Shiogama et al., 2021) と評価されている4モデルをまず取り除いた。その他の15モデルについて環オホーツク地域(30° N ~ 70° N, 120° E ~ 180° Eの領域)における地表風の水平分布再現性について、大気再解析JRA55を基準とし、二乗平均平方根誤差およびTaylorのスキルスコアを用いて評価を行った。多くのモデルは日本周辺の北西季節風やアリューシャン低気圧などの循環場をよく再現していたが、やや再現性が低いモデルも4つ存在した。これら4モデルを除いた11モデルのアンサンブル平均を用いて、海水・海洋モデル実験の大気境界条件として

与えるための温暖化差分量を低位温暖化シナリオ (SSP1-2.6)・中位温暖化シナリオ (SSP2-4.5)・高位温暖化シナリオ (SSP5-8.5)について計算した。

地表風の将来変化は、オホーツク海南部における地表西風成分の強化とアリューシャン低気圧の北上という特徴を示した。環オホーツク地域で言えば、オホーツク海北部で北風偏差、北海道付近で西風偏差となっていた。たとえば、低位温暖化シナリオ (SSP1-2.6)において、「2050年」での北海道付近の西風偏差は 0.6ms^{-1} 程度と評価された(図5左)。また地表気温に関して言えば、現在気候との差は低位温暖化シナリオでさえ北海道の緯度で 1.8°C を越え

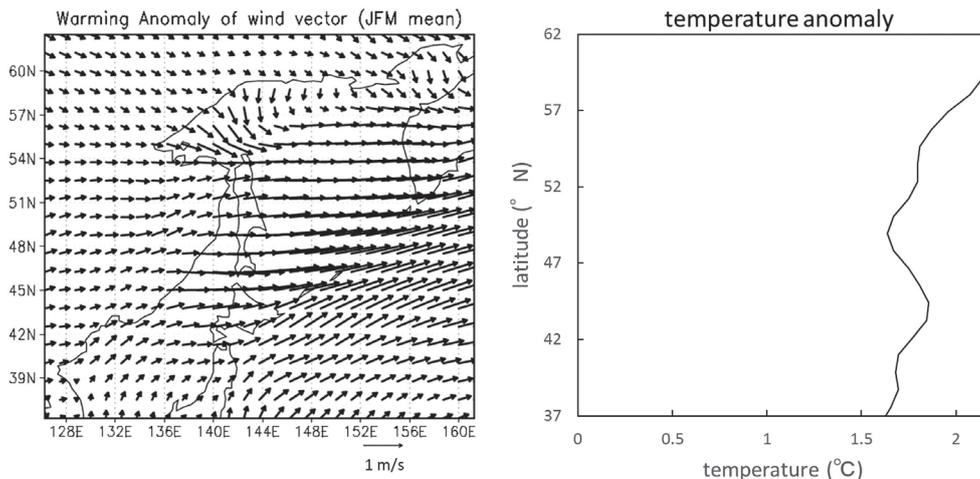


図5：(左) CMIP6による環オホーツク地域における「2050年」と「2000年」の地表風の偏差(低位温暖化シナリオ)。(右)オホーツク海・北海道の風上(128° E-137° E, 37° N-62° N)における地表気温偏差の東西平均

Figure 5: (Left panel) Difference of the surface wind (vectors) between “2050 climate” and “2000 climate” in the Pan-Okhotsk region derived from CMIP6 with low global warming scenario. (Right panel) Difference of the zonal mean surface temperature in the area 128°E-137°E, 37°N-62°N, between 2050 climate and 2000 climate estimated by CMIP6. The area is located westward of the Sea of Okhotsk and Hokkaido.

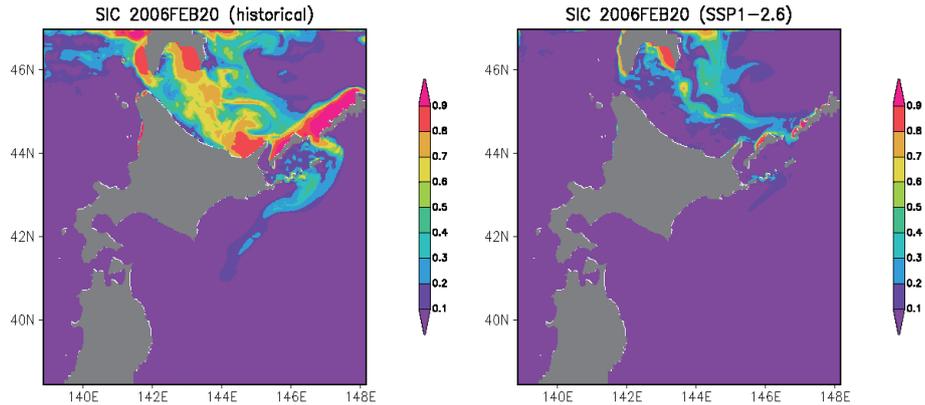


図6：(左) JRA55-doを用いて駆動した「現在気候」再現実験の、2006年2月20日の海水氷接度分布(陰影)。(右) CMIP6による将来気候(低位温暖化シナリオSSP1-2.6の「2050年」)に対応する温暖化実験から求めた海水氷接度分布(陰影)(2006年の大気データに温暖化差分値を足した実験)。

Figure 6: (Left panel) Simulation of sea ice concentration (color shade) on February 20th, 2006, in the “present climate” forced by JRA55-do. (Right panel) Same as the left panel, except for that of the “2050 climate” estimated by the low global warming scenario of CMIP6.

ており(図5右)、環オホーツク地域に対する温暖化の影響は大きいことがわかる。

3.3 温暖化実験

「2050年」における海水変動を評価するために、低位(SSP1-2.6)・中位(SSP2-4.5)・高位(SSP5-8.5)それぞれのシナリオについて、温暖化実験を行った。ここでは主に、高解像の北海道モデルを用いて行った解析結果について記述する。

図6に、例として2006年の大気データをもとにした、低位温暖化シナリオによる温暖化実験の結果を示す。気温上昇差分に関しては、オホーツク海より西側(128° E-137° E, 37° N-62° N)の値を用いた。オホーツク海風上での気

温上昇は、北海道の緯度で1.8℃を超えており、その結果、低位温暖化シナリオでさえも海水減少は顕著であることがわかった(図6)。2006年の再現シミュレーションでは海水は知床半島に到達し、そこで滞留して、高い氷接度を示している。一方、2006年の大気条件に基づく「2050年」の場合、図6の海水は北海道に到達していない。温暖化に伴う海水融解の増加および海水生産量の減少が、この海水減少をもたらすものと思われる。西風強化による海水の沖への輸送も、海水減少の一因かもしれない。

図7は各冬の北海道沿岸における積算海水面積の頻度分布である。0.5×10⁶ km²day毎に区分しており、「現在気候」では3.5×10⁶ km²dayを最頻値として、ほぼ左右対称に積算海水面積頻度が分布している。しかし温暖化すると、

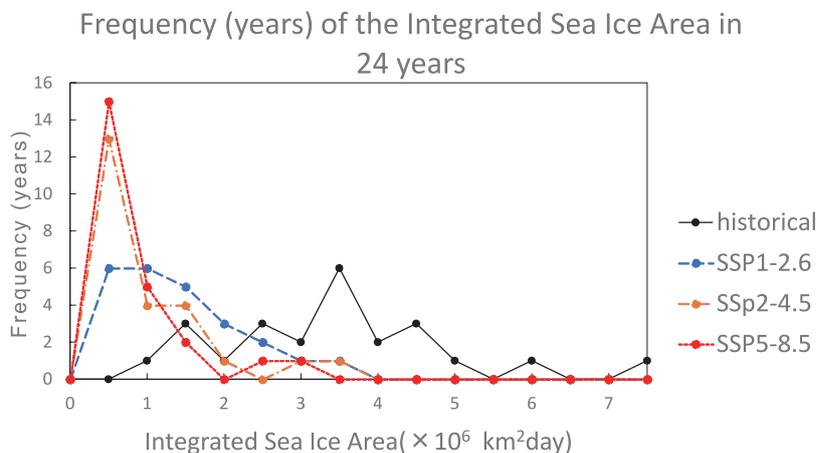


図7：北海道沿岸域(142° E-147° E, 43.9° N-46° N)における冬季積算海水面積の頻度分布。

Figure 7: Frequency distribution of the integrated sea ice area during each winter in the area 142°-147°E, 43.9°-46°N.

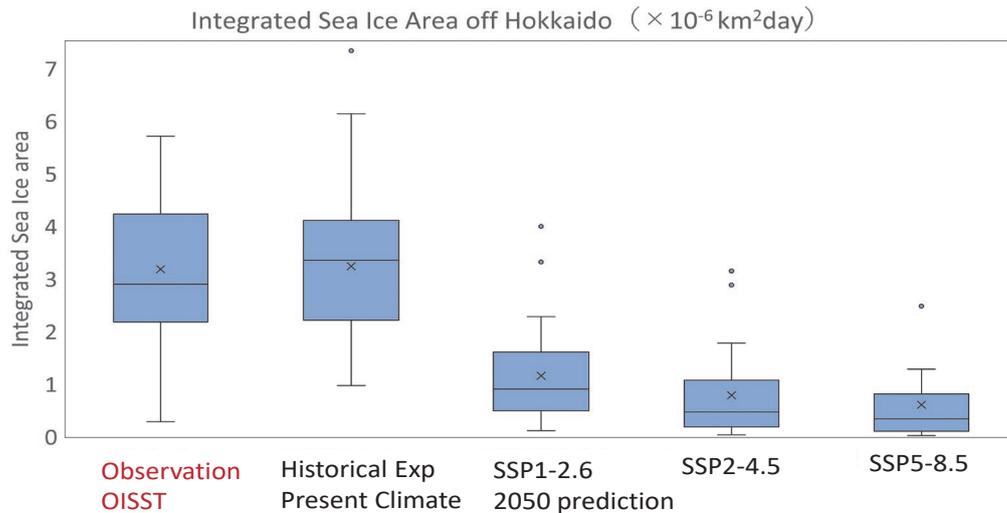


図8：北海道沿岸域(142° E-147° E, 43.9° N-46° N)における冬季積算海水面積の箱ひげ図。observationはOptimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST)による観測結果を表す。historicalは「現在気候」による実験結果, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP5-8.5はそれぞれ低位, 中位, 高位温暖化シナリオによる「2050年」の実験結果である。×は平均値を表す。

Figure 8: Box plots of the integrated sea ice area during each winter in the area 142°-147°E, 43.9°-46°N. “Observation” denotes that by Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST). “Historical” denotes the simulation by the atmospheric condition (JRA55-do) of the “present climate”. SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP5-8.5 denote global warming scenarios of “2050 climate” representing low, medium, and high global warming, respectively. × denotes the mean value.

海水面積の頻度は面積縮小へと大きくひずみ, 左右対称ではなくなる。低位温暖化シナリオでは最頻値は $0.5 \sim 1.0 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ で生じた。中位・高位温暖化シナリオでは最頻値が $0 \sim 0.5 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ の区分で生じており海水面積が大きく縮小するとの予測となった。

海水面積の頻度分布を箱ひげ図にしたのが図8である。箱ひげ図のひげの先端は最小値と最大値を表す。また、箱の部分には海水面積の25パーセントから75パーセントを示している(パーセントとは、小さい数字から大きい数字に並べ替え、パーセント表示すること)。箱の中の線は中央値(メジアン)、すなわち50パーセントを示している。×は平均値である。図8には、モデルの結果に加え、米国NOAAのOptimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST)による海水分布の箱ひげ図を「観測値」として載せた。

モデルによる「現在気候」の海水再現実験は、観測値をよく再現している。現在気候での中央値はモデルの方がやや大きい、平均値は観測とモデルともに $3.2 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ であった。このモデルの再現性を前提に、「2050年」の海水面積積算値を評価する。低位温暖化シナリオの平均値は $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ 、中央値は $0.90 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ であった。低位温暖化シナリオの場合でも、海水は現在気候に比して平均値で約1/3に激減するという結果を得た。さらに、中央値が平均値よりも小さいということは、温暖化

すると平均値に対して海水面積が小さな年の頻度が増えることを意味する。すなわち、海水面積が平均値を下回るような年はより多くなることもわかった。中位・高位温暖化シナリオでは平均値はそれぞれ $0.78 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ 、 $0.61 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ 、中央値が $0.46 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ 、 $0.33 \times 10^6 \text{ km}^2\text{day}$ である。平均値で見ると、海水面積は現在気候と比してそれぞれ1/4、1/5程度になることがわかる。中央値で見ると、海水減少はさらに顕著である。

この顕著な海水減少について考察するために、北海道沿岸域での1月上旬の海面水温(SST; 図9)を調べた。これは1/10°のオホーツク海モデルの結果であるが、大気強制力である温暖化差分値の分布は大スケールのものであり、海水到来前のSSTの解析には問題がないと考える。海水到来のプレコンディションとなる1月上旬の北海道沿岸SST(図9)では、「現在気候」から低位温暖化への差異が平均値で約 1.0°C と大きい。これは、「2050年」におけるシナリオ間での差異(低位温暖化シナリオと高位温暖化シナリオで約 0.5°C)よりも大きい値である。北海道沿岸域では海水生産は「現在気候」においてもほとんどなく、東樺太海流に乗って北方より到来する海水が融解されつつ最終的に北海道沖に到達することを考えると、現在から2050年までのSST上昇による海水融解の増加が、図8に見られるような温暖化時における急激な海水減少を引き起こすものと示唆される。サハリン島沿岸の海水生産量の低下も北海

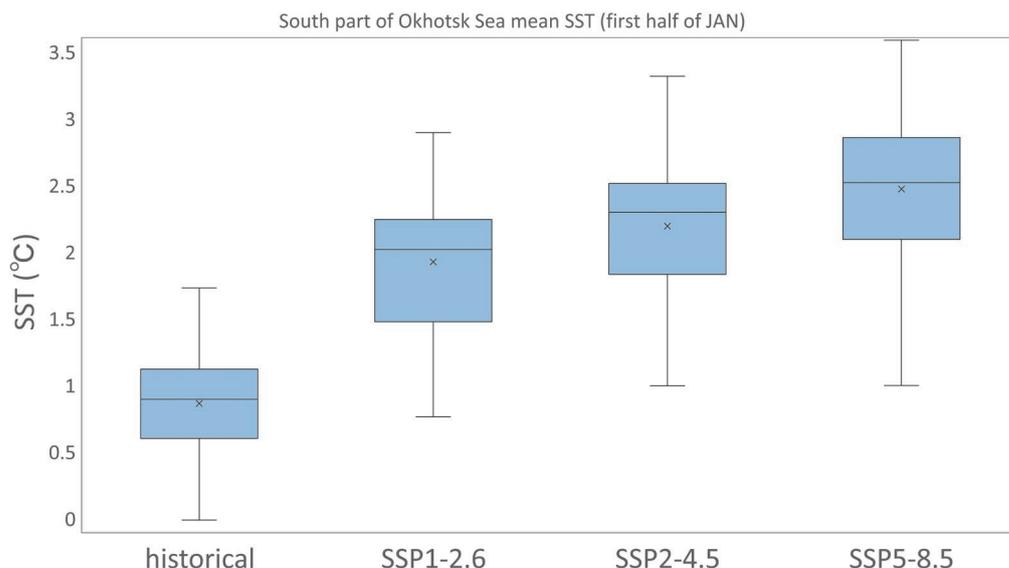


図9：1/10°モデルによる北海道沿岸域（142° E-147° E, 43.9° N-47° N）で領域平均した1月上旬の海表面水温（SST）の箱ひげ図。historicalは「現在気候」、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP5-8.5はそれぞれ低位、中位、高位温暖化シナリオによる「2050年」の実験結果である。
Figure 9: Box plots of the mean SST during each winter in the area 142°-147°E, 43.9°-46°N. “Historical” denotes the simulation by the atmospheric condition (JRA55-do) of the “present climate”. SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP5-8.5 denote global warming scenarios of “2050 climate” representing low, medium, and high global warming, respectively.

道沿岸の流氷減少に寄与していると思われるが、これは現在調査中である。

4. おわりに

本稿では、知床をはじめとする北海道沿岸における海水の変動予測について、その方法と初期的な結果を述べた。FRA-ROMSをベースとし、1/10°の「オホーツク海モデル」に1/50°の「北海道モデル」をネスティングするという、北海道沿岸に着目した海洋・海水モデルを構築した。大気解析データJRA55-doを大気強制とした過去（「現在気候」）再現実験を行ったところ、モデルは観測された海水面積を良く再現した。そして、それを基盤にCMIP6の「2050年気候値と2000年気候値との差分」を利用して温暖化実験を行った。その結果、低位温暖化シナリオであっても、「2050年」の北海道沿岸および東方の海水面積が現在に比して、平均値で約1/3に激減するという結果を得た。温暖化により北海道沿岸域における1月上旬の海表面水温が1.0°C程度上昇し、海水融解量が「2050年」までに大きく増加することが要因と思われる。このように、流氷に対する温暖化のインパクトは大きく、北海道沿岸に到達する海水は今後大きく減少する可能性が高い。

ここで用いた大気外力の温暖化差分値はCMIP6気候モデル群のアンサンブル平均を用いたものである。しかし

ながら、各々の気候モデルの将来予測にはばらつきがある。現在、オホーツク海風上の気温と北海道北部の西風偏差の値をインデックスに気候モデルを分類し、そのばらつきとその海洋・海水モデルへのインパクトを検討している。

将来海水が大きく減少したときの、その生態系への影響が社会的関心事である。微量栄養物質である鉄を運び、また海水下に植物プランクトンの春季ブルームの種となるアイスアルジーを保持するなど、海水の海洋基礎生産への影響は大きいと考えられる。また、海水はアザラシの出産や休憩のためのプラットフォームとなっていることなど、海水がなくなれば高次生態系にも大きなインパクトを与えられる。水産資源の管理計画にとっても重要な要素であろう。ただ、海水減少に対するこれらの影響の定量的評価は、未だデータの不足のため困難というのが現状である。生態系モデルなども活用しながら、生態系への温暖化のインパクトを定量的に評価することが今後の課題である。

謝辞

本研究は環境再生保全機構の環境研究総合推進費（JPMEERF20214002）により行われたものである。丁寧な査読をしてくださった中村氏に感謝します。

参考文献

- 青田昌秋, 石川正男, 村井克詞 (1992) オホーツク海・北海道沿岸の海水勢力と気温の統計的關係. 地学雑誌, **101**, 485-490.
- Cavalieri, D. J. and C. L. Parkinson (2012) Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *Cryosphere*, **6**, 881–889. <https://doi.org/10.5194/tc-6-881-2012>
- Haidvogel, D.B., W.P. Budgell, B.D. Cornuelle, E. Curchitser, E. Di Lorenzo, K. Fennel, W.R. Geyer, A.J. Hermann, L. Lanerolle, et al. (2008) Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *J. Comput. Phys.*, **227**, 3595–3624.
- Hedstrom, K. (2018) Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (Version 5). U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Ocean Energy Management, Alaska OCS Region. OCS Study BOEM 2016-037. 169 pp.
- Hunke, E. C. and J. K. Dukowicz (1997) An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1849–1867. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2)
- Kuroda, H., T. Setou, S. Kakehi, S. Ito, T. Taneda, T. Azumaya, D. Inagake, Y. Hiroe, K. Morinaga, M. Okazaki, et al. (2017) Recent advances in Japanese fisheries science in the Kuroshio-Oyashio region through development of the FRA-ROMS ocean forecast system: Overview of the reproducibility of reanalysis products. *Open J. Mar. Sci.*, **7**, 62–90.
- Kuroda, H., T. Tanaka, S. Ito and T. Setou (2021) Numerical study of diurnal tidal currents on the Pacific shelf off the southern coast of Hokkaido, Japan. *Cont. Shelf Res.*, **230**, 104568.
- Kuroda, H., Y. Taniuchi, H. Kasai, T. Nakanowatari and T. Setou (2021) Co-occurrence of marine extremes induced by tropical storms and an ocean eddy in summer 2016: Anomalous hydrographic conditions in the Pacific shelf waters off southeast Hokkaido, Japan. *Atmosphere* 2021.
- Mellor, G. L. and L. Kantha (1989) An ice-ocean coupled model, An ice-ocean coupled model. *J. Geophys. Res.:Oceans*, **94**, 10937-10954.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002) Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195. doi:10.1029/2001JC001005
- Shchepetkin, A.F. and J.C. McWilliams (2005) The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Model.*, **9**, 347–404.
- Shiogama, H., N. N. Ishizaki and 9 others (2021) Selecting CMIP6-based future climate scenarios for impact and adaptation studies. *SOLA*, **17**, 57-62.
- St. Laurent, L. C. and C. Garrett (2002) The role of internal tides in mixing the deep ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2882–2899.
- Tsujino, H. et al. (2018) JRA-55 based surface dataset for driving ocean–sea-ice models (JRA55-do). *Ocean Model.*, **130**, 79–139. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.07.002>
- Tanaka, Y., T. Hibiya and Y. Niwa (2007) Estimates of tidal energy dissipation and diapycnal diffusivity in the Kuril Straits using TOPEX/POSEIDON altimeter data. *J. Geophys. Res.*, **112**, C10021, doi:10.1029/2007JC004172, 2007.
- Toyoda, T., Y. Kitamura, R. Okada, K. Matsumura, K. Komatsu, K. Sakamoto, L. S. Urakawa and H. Nakano (2022) Sea ice variability along the Okhotsk coast of Hokkaido based on long-term JMA meteorological observatory data. *Okhotsk Sea and Polar Oceans Res.*, **6**, 27-35.
- Toyota, T., N. Kimura, J. Nishioka, M. Ito, D. Nomura and H. Mitsudera (2022) The Interannual variability of sea ice area, thickness, and volume in the southern Sea of Okhotsk and its likely factors. *J. Geophys. Res.: Oceans*, **127**, e2022JC019069. <https://doi.org/10.1029/2022JC019069>
- Yamanaka, G., H. Nakano, K. Sakamoto, T. Toyoda, L. S. Urakawa, S. Nishikawa, T. Wakamatsu, H. Tsujino and Y. Ishikawa (2021) Projected climate change in the western North Pacific at the end of the 21st century from ensemble simulations with a high-resolution regional ocean model. *J. Oceanogr.*, **77**, 539–560. <https://doi.org/10.1007/s10872-021-00593-7>

知床周辺海域の沿岸モニタリングおよび船舶観測と 係留系観測

中村 知裕¹⁾, 野別 貴博²⁾, 嶋田 宏³⁾, 美坂 正^{3)*}, 西岡 純¹⁾,
藤尾 伸三⁴⁾, 柳本 大吾⁴⁾, 三谷 曜子⁵⁾, 山村 織生⁶⁾, 三寺 史夫¹⁾

2023年12月22日受付, 2024年1月10日受理

世界遺産である知床とその周辺の海洋環境変動を明らかにするために、海洋環境の沿岸モニタリング網を構築し、現場観測のない時期・海域において船舶観測および係留系観測を実施した。実施中の沿岸モニタリングと実施された船舶観測および係留系観測について、物理観測を中心に実施内容の概要を紹介する。得られたデータは知床周辺海域の短期変動・季節変動・経年変動の解明に役立つと期待される。

Coastal Monitoring, Shipboard Observations, and Mooring Observations around the Shiretoko Area

Tomohiro Nakamura¹, Takahiro Nobetsu², Hiroshi Shimada³, Tadashi Misaka^{3*},
Jun Nishioka¹, Shinzou Fujio⁴, Daigo Yanagimoto⁴, Yoko Mitani⁵,
Orio Yamamura⁶, Humio Mitsudera¹

To reveal the oceanic environmental changes in and around Shiretoko, a UNESCO World Heritage Site, we established coastal monitoring networks for marine environments and conducted shipboard observations and mooring observations in seasons and areas where observations were limited. This overview focuses mainly on the observations of physical oceanography by the ongoing coastal monitoring, as well as shipboard and mooring observations. The obtained data is anticipated to enhance our understanding of the short-term, seasonal, and long-term variations in the Shiretoko region.

キーワード：知床周辺海域の短期長期変動, 東サハリン海流, 沿岸モニタリング, 船舶観測と係留系観測

Short- and long-term ocean variations around Shiretoko, East Sakhalin Current, Coastal monitoring, shipboard and mooring observations

連絡先

中村 知裕

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
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-7497

Email: nakamura@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 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

2) 公益財団法人 知床財団

Shiretoko Nature Foundation, Shari, Japan

3) 北海道立総合研究機構 釧路水産試験場

Kushiro Fisheries Research Institute, Fisheries Research
Department, Hokkaido Research Organization, Kushiro, Japan

4) 東京大学 大気海洋研究所

Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of
Tokyo, Kashiwa, Japan

5) 京都大学 野生動物研究センター

Wildlife Research Center, Kyoto University, Kyoto, Japan

6) 北海道大学 水産科学研究院

Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Hakodate,
Japan

* 現在は北海道立総合研究機構 中央水産試験場

* Now at Central Fisheries Research Institute, Fisheries Research Department,
Hokkaido Research Organization

1. はじめに

知床をはじめとする北海道オホーツク海沿岸（以下、知床周辺海域）は、季節海水の影響を受けた生態系と高い生物多様性で特徴づけられる。これが評価されて世界自然遺産に登録されている。実際、生物多様性の観点から重要度の高い「生物学的ホットスポット」で、海鳥や海棲哺乳類などの高次捕食者に加え、漁業も集中している。

しかし、地球温暖化に伴い、近年オホーツク海の海水が減少している。知床海域の海水は、そのほとんどが風や海流により北から漂流してくる。中でも、冬季に樺太東側から南下してくる東サハリン海流は、流れによる漂流と低温による海水融解の抑制を通して、知床周辺海域の海水の多寡に影響を及ぼすと考えられる。ところが、将来予測に用いられている全球気候モデルは、知床周辺海域の予測には解像度が不十分な上に、オホーツク海規模の空間スケールでも結果のバラつきが大きい。といった、海水そして生態系は将来どうなるのだろうか？この疑問に答えることを目指して、知床周辺海域における温暖化による海水・海洋変動を予測し、海洋生態系への影響を評価するためのプロジェクト（通称：知床プロジェクト）が2021年から開始された（環境研究総合推進費「世界自然遺産・知床をはじめとするオホーツク海南部海域の海水・海洋変動予測と海洋生態系への気候変動リスク評価」研究代表者：三寺史夫）。

知床周辺海域は、広い陸棚と3000 m深の海盆を併せ持ち（図1）、冬季と夏季で海流と水塊が入れ替わり、亜熱帯系や亜寒帯系など様々な起源をもつ水が流入する上に、同海域における海水の変質も起こり、複雑な水塊分布（水温・塩分・栄養物質の分布）となっている。冬季には、上述の東サハリン海流が樺太東側に沿って南に流れ、海水に先駆けて北海道に達し、東サハリン海流水が知床周辺海域の表層を覆う。植物プランクトン・ブルームの起こる春季には、表層に海水融解水、季節躍層の下には冬季混合層の名残であるオホーツク海中冷水が残り、沿岸には雪解けで増えた河川水が見られ、そこに日本海から宗谷暖流が流入し始める。夏季は、宗谷暖流が強くなり、その沖に冷水帯が分布する。東サハリン海流は、夏季には千島海盆に入る所で東に曲がり、知床周辺海域から東サハリン海流水は見られなくなる。また、これらの水塊のさらに下では、オホーツク海北部陸棚で形成された高密度陸棚水が陸棚斜面に沿って流れてくる。秋季には、宗谷暖流水が冷却され始め、東サハリン海流水も流入し始める。前者は冬季にさらに冷やされて宗谷暖流変質水とな

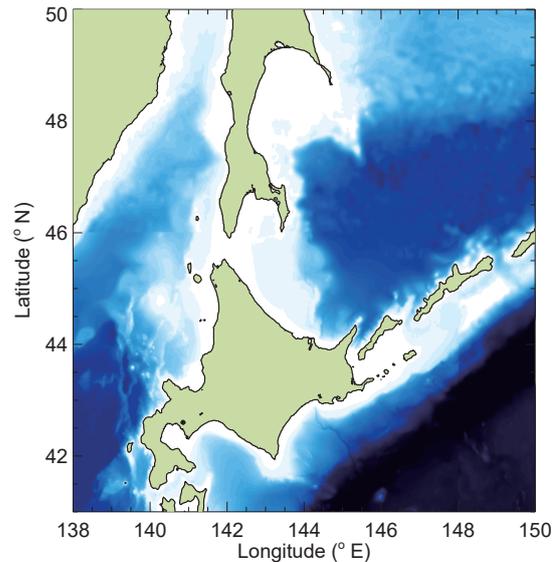


図1：知床とその周辺の海底地形。水深（色）の間隔は100 m。
Figure 1: Bottom topography around Shiretoko, Hokkaido. Color (depth) interval is 100 m.

る。そして冬になり再び海水が到来する。

こうした知床周辺海域の物理場は過去どのように変動し現在どうなっているのか？知床プロジェクトの一環として、将来予測の礎とするため、経年変動・季節変動の解明を目指した。しかし、それには知床周辺海域の現場観測データが足りなかった。例えば、知床海域の海水分布に影響する可能性がある東サハリン海流は、海水に覆われるため観測特に流れの観測がない。また、海水到来直前そして海水融解や春季ブルーム時期の観測がほとんどなく、根室海峡北部は季節変動すらよく分かっていない。こうした知床周辺の現場データ不足を改善するため、海水に覆われる時期を含めた係留系観測と沿岸モニタリング、および様々な季節の船舶観測を実施した。

本稿では、実施中の沿岸モニタリングと実施された船舶観測および係留系観測について、海洋物理観測を中心に概要を紹介する。なお観測の実施に当たっては、知床プロジェクトに加えて、科研費基盤B（研究代表者：三谷曜子）、基盤S（研究代表者：西岡純）、北海道大学低温科学研究所環オホーツク連携事業、東京大学大気海洋研究所学際連携研究（研究代表者：中村知裕）からも支援を戴いている。

2. 沿岸モニタリング

現在の知床周辺海域をモニタリングするため、知床半島で沿岸モニタリングを開始した。また、知床周辺海域の

表2: 船舶観測のリスト

Table 2: List of shipboard observations

| 船名 | 航海番号 | 期間 | 主席 | 係留系 |
|-------|-----------|-------------------|------|--------|
| 白鳳丸 | KH-20-1 | 2020年12月8日～12月25日 | 中村知裕 | 設置 |
| 新青丸 | KS-21-6 | 2021年4月11日～5月1日 | 西岡純 | |
| 新青丸 | KS-22-6 | 2022年4月26日～5月15日 | 中村知裕 | 回収・再設置 |
| 新青丸 | KS-23-15 | 2023年8月30日～9月12日 | 西岡純 | 回収 |
| おしよろ丸 | C073 Leg2 | 2019年6月25日～7月4日 | 三谷曜子 | |
| おしよろ丸 | C126 | 2022年6月19日～6月25日 | 山村織生 | |
| 北辰丸 | 202210K | 2022年9月下旬～10月上旬 | 釧路水試 | |
| 北辰丸 | 202310K | 2023年9月下旬～10月上旬 | 釧路水試 | |

2.2 これまで実施されてきた沿岸モニタリング

知床プロジェクト以前から実施されてきたモニタリングとして、羅臼ウニ種苗センターと旧採苗所、羅臼深層水取水施設、紋別オホーツクタワーの協力を得た。

羅臼ウニ種苗センターと旧採苗所により、合わせると現時点で約56年間のデータが蓄積されている。本来の目的は、栽培漁業(コンブ、ウニなど)の種苗生産のための日々の水質等管理であり、毎朝10時に、水温、比重、pH、および気温、天候、風向き、海況が記録されている。このうち、水温・比重・pHを電子化し、比重と水温から塩分を計算した。なお測定場所は、1968年～2000年は旧採苗所で、2001年からウニ種苗センターとなり、約8 km北東に移動した。測定した水深も、2000年までは海面(波打ち際)で、2001年からは約13 m深からの汲み上げ水に変わっている。ただし、1989年から2000年の約12年間は約10 m深からの汲み上げ水でも水温が測定されており、海面水温と10 m深水温を比較できる。これにより、水温はある程度補正できる。

羅臼深層水取水施設では、取水の開始された2007年7月から水温が記録されていて、現時点で約17年間のデータが蓄積されている。取水口は図1に記した水深約350 mの海底付近にあり、取水管の長さは約2.8 kmである。水温の記録間隔は、1～数日に一度(3本ある取水ポンプを交替するタイミング)である。この深層水取水施設は2.1節の知床プロジェクトで水温塩分計を設置した施設と同じだが、測定項目・間隔・期間が異なる。

紋別オホーツクタワーでは、タワーと突堤を繋ぐところから水温塩分圧力計(CTD)観測と採水が行われている。1996年10月から水温・塩分測定が約28年間、機器の故障による中断、荒天・海水が厚く覆うときを除き、ほぼ毎日実施されている。測器は、2010年6月以前は、水温塩分計(アレック電子社製ACT20-D)で、同年7月以降はCTD

(JFEアドバンテック社製ASTD102)である。採水は、海面付近のバケツ採水が数日から1週間に1回行われている。2002年9月からクロロフィルa、2006年9月から栄養塩(硝酸塩、リン酸塩、ケイ酸塩)が測定されている。詳細は葛西ほか(2017)を参照されたい。

これら長期モニタリングから、経年変動および平均的な季節変動(年毎の差はそれなりに大きい)が明らかになった。例えば、羅臼の表層水温には、年平均水温の上昇トレンド(冬季以外はより顕著)が見られる。羅臼表層塩分では、冬季の低塩水(おそらく海水融解水)が1987以降減少していて、北海道沿岸の海水減少と整合しているようにも見える。

3. 船舶観測

知床プロジェクトに関連して合計8回の観測航海が、コロナによる中断以外は毎冬行われている海上保安庁砕氷船「そうや」の航海に加えて、実施された。前者のリストを表2に示す。後者については豊田(2024)を参照されたい。船舶観測の海洋物理に関する目的は、知床周辺海域でデータが不足している時期・海域の現場観測、および東サハリン海流の通年観測のために係留系を設置・回収することである。なお、表2には知床プロジェクトに先立ち実施された2019年および2020年の航海も含めている。

3.1 新青丸, 白鳳丸, 北辰丸

3.1.1 測点(計画)

JAMSTEC(海洋研究開発機構)学術研究船「新青丸」と「白鳳丸」、および北海道立総合研究機構釧路水産試験場試験調査船「北辰丸」の観測航海における測点は、知床周辺海域の複雑な水塊構造とその変動を捉えるために計画した(図3a)。

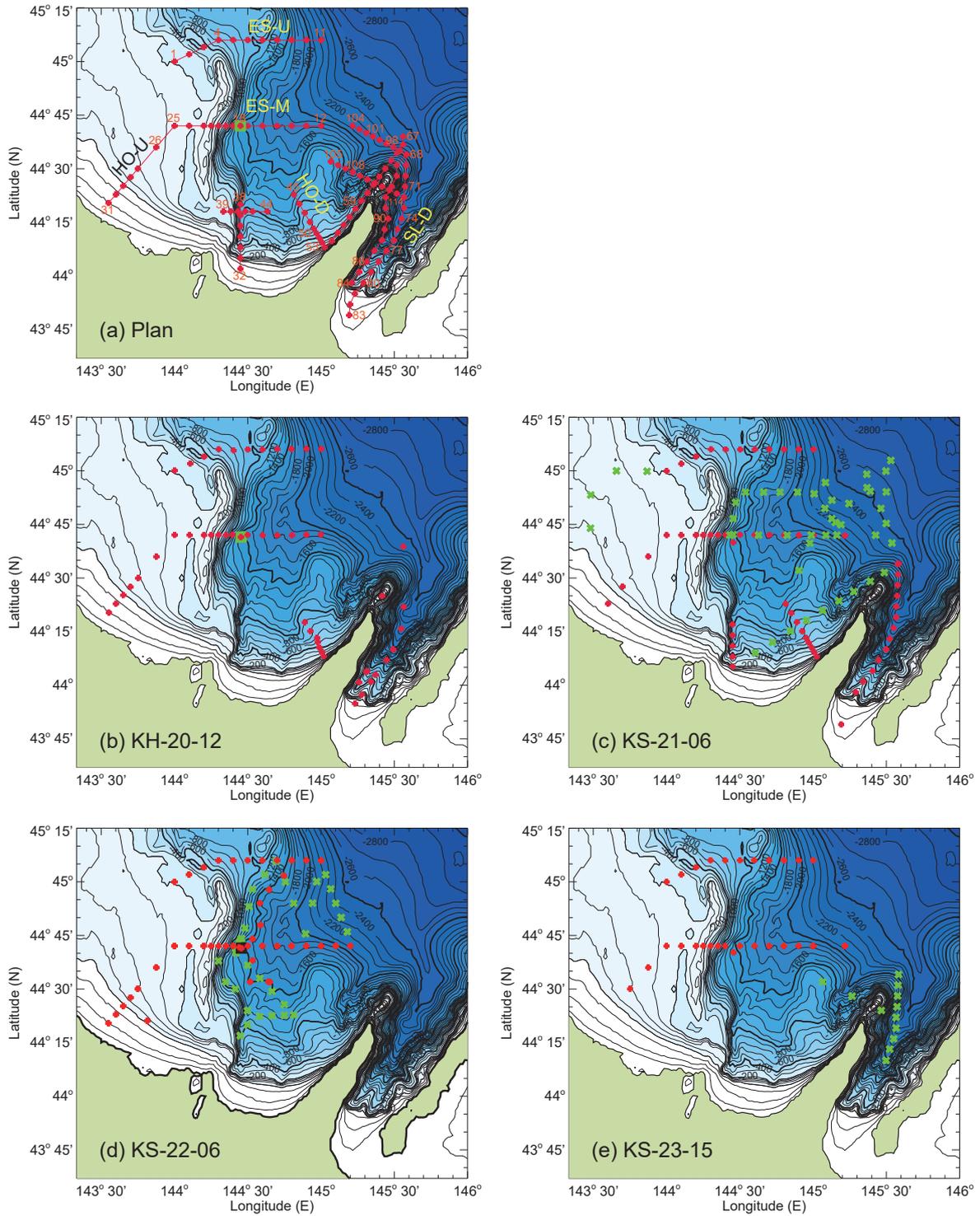


図3：白鳳丸と新青丸航海の測点。(a)最初の計画，(b)2020年白鳳丸KH-20-12航海，(c)2021年新青丸KS-21-06航海，(d)2022年新青丸KS-22-06航海，および(e)2023年新青丸KS-23-15航海。赤十字はCTD，緑×印はXCTD，緑四角は係留系。(a)の数字は測点番号，文字は測線名。色は水深でコンター間隔は，200 m以浅は25 m，200 m以深は100 m。

Figure 3: Observation sites of (a) the initial plan and (b) KH-20-12, (c) KS-21-06, (d) KS-22-06, and (e) KS-23-15 Cruises. Red crosses, green X marks, and the green square indicate CTD, XCTD, and the mooring sites, respectively. Site numbers and section names are denoted in (a). Contour intervals are 25 m for < 200 m and 100 m for > 200 m.

まず、北から来る東サハリン海流水(と陸棚高密度水)を捉えるため、上流側の測線 (ES-U; 最も北側45° N付近; 測点1-11), 中央の測線 (ES-M; 45° 45' N付近; 測点12-25),

および東サハリン海流水が接岸して東に向かうところ(網走沖の十字の測線; 測点32-44)を設定した。そのうち、中央の測線ES-M上の陸棚斜面上(測点18近傍)に係留系を設

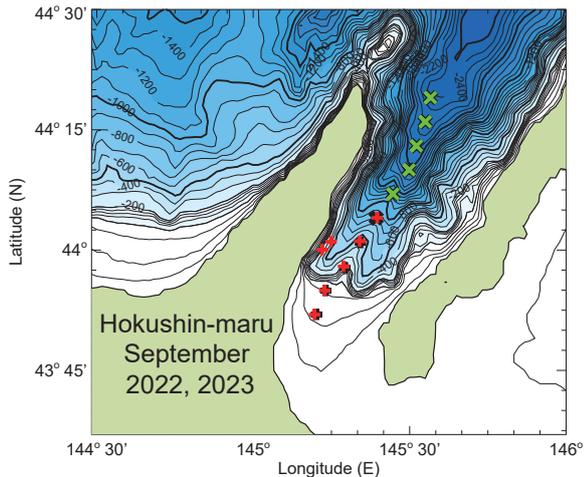


図4：北辰丸航海の測点。赤十字はCTD，緑×印はXCTD，黒×印は2022年のCTD測点(赤十字と重なっている)。色は水深でコンター間隔は、200 m以浅は25 m，200 m以深は100 m。

Figure 4: Observation sites of Hokushin-maru Cruises. Red crosses and green X marks indicate CTD and XCTD sites, respectively. Black X marks indicate CTD sites in 2022 (overlapped by red crosses). Contour intervals are 25 m for < 200 m and 100 m for > 200 m.

置した。

宗谷海峡から北海道沿岸を流れてくる宗谷暖流水を捉えるため、陸棚を横切る上流側の測線 (HO-U; 紋別沖; 測点25-31)、陸棚が狭まる場所 (網走沖の十字の測線; 上述)、下流側の知床沖の測線 (HO-D; ウトロ沖, 測点45-53) を設定した。最後の測線は、衛星海面高度計の軌道下とおおむね一致するように設定されている。

根室海峡北部(知床半島東側)を調べるため、水深の大きい中央付近を縦断する測線 (SL-D; 測点68-83) を設定した。加えて、知床沿いの変化を調べるために知床半島沿いの沿岸測線を西側(測点53-67)と東側(測点84-97)に設けた。知床を横切る方向の測線も2つ(測点97-104と105-114)設け、宗谷暖流・東サハリン海流など知床沿いの流れおよび知床岬とその沖の海碓間の流れの観測を試みようとした。

3.1.2 新青丸と白鳳丸

3.1.1の計画測線のうち、最重点測線とした45° N付近 (ES-U)、44° 45' N付近 (ES-M)、陸棚を横切る測線 (HO-D) は、新青丸・白鳳丸を利用した全ての航海で実施できた(図3b-e)。次の重点測線である、根室海峡北部縦断測線 (SL-D) は3航海で、ウトロ沖測線 (HO-D) は2航海で実施できた。ただ、知床沿岸東側は漁具が多く困難なため、知床沿岸西側と横切る測線2つはシップタイム(荒天等)や海況のため実施できなかった。

観測時期は、白鳳丸KH-20-12航海(2020年)は海水到来

直前、新青丸KS-21-06航海(2021年)とKS-22-06航海(2022年)は海水融解直後・春季ブルームの時期であり、海水到来の前後の違いを観測により捉えられた。新青丸KS-23-15航海(2023年)はそれまでに時系列観測できていない夏季(9月)に実施された。なおKH-20-12航海は、主席として当初三寺教授が申請し採択されたが後に変更され、2020年4月に新青丸で実施される予定だったがコロナのため延期され白鳳丸で同年12月に代替実施された。

測定項目は、全4航海に共通するのが、CTDとL-ADCP(垂下式音響流速計)およびCMS(多層採水システム)による採水(クロロフィルa, 栄養塩類, 水酸素同位体, 塩分分析, 溶存酸素, 植物プランクトン群集構造と基礎生産力), 船底設置式ADCP, 表層モニタリング(水温, 塩分, CDOM(有色溶存有機物), クロロフィルa), および海棲哺乳類目視観測である。加えて、2021年以降の3航海すべてでXCTD(投棄式水温塩分計), 表層光学観測, 有色溶存有機物・蛍光性溶存有機物等, 大気エアロゾルサンプリング, 計量魚群探知機, ノルパックネット観測を行った。計量魚群探知機との干渉を防ぐため、2021年以降、船底ADCPは原則として測線上、夜間、および停船中のみ実施した。さらに、2022年以降の2航海では乱流計と蛍光性溶存有機物センサが、2021年と2023年の2航海では、CTDクリーン採水と曳航体クリーン採水(鉄分等)が、2020年と2022年にはマルチビーム音響測深が、実施された。採泥(表層堆積物採取)は、年により異なる目的のため、2020年(マルチプルコア)および、2021年と2023年(オケアンまたはスミス・マッキンタイア式採泥器)に実施された。

3.1.3 北辰丸

これらの白鳳丸・新青丸航海に加えて、北辰丸により根室海峡北部の夏季(9月末)観測も、定期海洋観測に追加する形で2022年と2023年に実施された(図4)。目的は2つで、1つは根室海峡の季節変動を調べるためデータの少ない夏季に観測することで、そのために根室海峡北部の縦断測線(3.1.1の測点73-82)を追加した。観測には、浅海域はCTD、1000 mより深い所ではXCTDを使用した。

もう一つの目的は羅臼深層水取水施設における水温モニタリングの検証のため、モニタリング結果と羅臼深層水取水口付近の現場観測を比較することである。深層水汲み上げの際、海水が取水管中を通過する間に周囲の海水により加熱・冷却され、深層水取水施設で測定した水温が、350 m深の取水口における水温から変わっている可能性がある。この懸念を検証するため、表層と350 m深の水温差が最も大きく、取水管中での水温変化が最も懸念

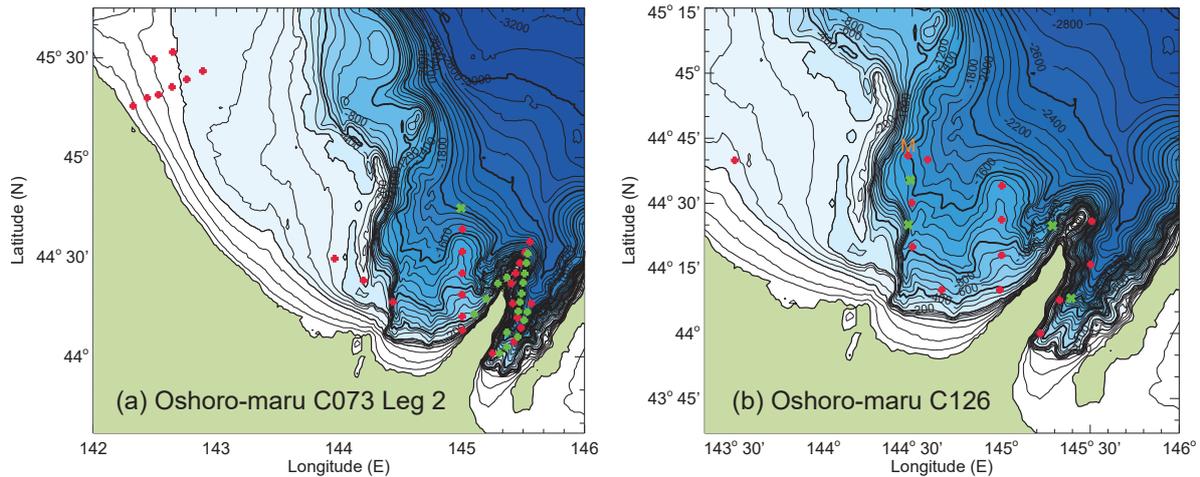


図5：おしよろ丸航海の測点。(a) 2019年 C073 Leg2, (b) 2022年 C126. 赤十字はCTD, 緑×印はXCTDまたはXBT. (b) のMは係留系近傍の測点. 色は水深でコンター間隔は, 200 m以浅は25 m, 200 m以深は100 m.

Figure 5: Observation sites of Oshoro-maru Cruises: (a) C073 Leg2 and (b) C126. Red crosses and green X marks indicate CTD and XCTD (or XBT) sites, respectively. The M mark in (b) indicate the CTD site near the mooring site. Contour intervals are 25 m for < 200 m and 100 m for > 200 m.

される時期である9月に現場観測を計画し、2023年に実施できた。

3.2 おしよろ丸

知床周辺海域の海棲哺乳類・海鳥から動物・植物プランクトンといった高次栄養段階を含む生態系とその餌環境および栄養塩・物理環境を調べるため、北海道大学水産学部附属練習船「おしよろ丸」による観測航海も2019年と2022年に実施された。両航海は根室海峡北部の観測空白時期である6月に行われた。

測点の位置を図5に示す。2019年は、宗谷暖流と冷水帯を捉えるための45°～45.5°Nの測点、北見大和堆周辺の鯨類が多くみられる場所として144°E付近の測点、知床西側沿いに流れる宗谷暖流を捉えるための145°E沿いの南北測線、北部根室海峡の季節変動を調べるための縦断測線、知床岬との先の海礁における水塊変質と根室海峡北部への流入を調べるための測線、および知床東西岸沿いの測線で観測が実施された。2022年は、宗谷暖流と冷水帯を捉えるための143.5°E付近の測点、係留系との比較のための測点M、陸棚斜面沿いの水塊分布を調べるための144.5°E沿い測線、知床沿いに流れる宗谷暖流を捉えるための145°E沿いの測線、および根室海峡北部で観測が行われた。

測定項目は、海洋物理に関してはCTDとLADCP、表層水モニタリング、XCTD、および2019年はXBT（投棄式水温計）である。主目的である海洋生物については、海棲哺乳類と海鳥目視、餌環境（魚類等）、動物プランクトン、環境DNAなどの観測が行われた。

3.3 速報的概要

海水の到達直前と融解直後の船舶観測により、春季ブルームとその時の海洋環境、冬季から春季の水塊の入れ替わりと中冷水の発達、海水融解に由来すると思われる海面付近の低塩分水を捉えることに成功した。8航海および知床プロジェクトで収集した未公開データ（本稿では触れない）を合わせ、知床東側の根室海峡北部における季節変動を初めて観測的に明らかにできた。その結果、表層と亜表層で季節進行にずれがあること、知床西側に比べて季節進行が遅れていることなどが分かった。

なお、羅臼深層水取水中の水温変化検証のための観測だが、取水口の近傍には漁具のため北辰丸2023年航海以外は入れなかった。理想的には夏季以外の季節についても比較検証が望ましく、これは今後の課題として残っている。

4. 係留系観測

東サハリン海流の通年、特に冬季の観測を行い、海水との関連を探るために、係留系観測が行われた。係留系の位置を図2および図3aに示す。東サハリン海流の沿岸分枝は、陸棚端付近を流れ深い混合層を形成する。これを捉えるため、係留系を陸棚端付近に設置することを試みたが、活発な漁場であるため漁協との調整の結果、陸棚斜面上（測点18）に設置した。設置期間は、約2年9カ月で、2020年12月13日～2022年5月1日および2022年5月9日～2023年9月2日の2期間である。第1期は2020年の白鳳丸航海で設置し2022年の新青丸航海で回収した。3点測量か

表3: 係留系に設置された測器と設置水深(m). (a) 第1期, (b) 第2期.

Table 3: Instruments installed on mooring systems and their nominal depths (m): (a) Phase 1 and (b) Phase 2.

| 測器 | 製造者と機種 | 設置水深 |
|------------|----------------|------|
| CTD | SBE MicroCAT | 66 |
| ADCP | RDI WH300 | 110 |
| 流速計 | Aanderaa RCM11 | 217 |
| CTD | SBE MicroCAT | 218 |
| セジメントトラップ | McLane | 577 |
| 流速計 (圧力計付) | Aanderaa RCM11 | 531 |
| 流速計 | Aanderaa RCM11 | 1350 |

| 測器 | 製造者と機種 | 設置水深 |
|------------|----------------|-------|
| 圧力計 | (投入時の確認用) | 37 |
| 水温塩分計 | JFE ACTW-USB | 38 |
| ADCP | RDI WH300 | 約80 |
| 圧力計 | JFE DEF12-D50 | 76 |
| 流速計 (圧力計付) | Aanderaa RCM11 | 193 |
| 水温塩分計 | SBE MicroCAT | 約195 |
| 水温塩分計 | JFE A7CT-USB | 約290 |
| セジメントトラップ | McLane | 約503 |
| 蛍光光度計 | RBR virtuoso | 約504 |
| 溶存酸素計 | JFE ARO-USB | 約505 |
| 水温塩分計 | SBE MicroCAT | 約506 |
| 圧力計 | JFE ATD-HR | 507 |
| 流速計 | Aanderaa RCM11 | 約513 |
| 水温塩分計 | JFE A7CT-USB | 約1358 |
| 流速計 (圧力計付) | Aanderaa RCM11 | 1360 |

から見積もられた設置位置は44° 41.43' N, 144° 27.31' Eで、設置水深は約1386 m (切り離し装置)であった。第2期は2022年新青丸航海で回収後に再設置し、2023年新青丸航海で回収した。3点測量から見積もられた再設置後の位置は44° 41.45' N, 144° 27.40' Eで、水深は1405 m (切り離し装置)であった。なお、第2期の切り離し装置は海底(アンカー)からおおよそ27 m上に設置され、その切り離し装置の約1.5 m上に設置された流速計の最小圧力は1376 dbarであった。

係留系に設置した測器と水深を、それぞれの期間について表3a,bに示す。第1期と2期ともに、表層の流速と海水を測定するため水深100 m前後にADCPを上向きに設置し、表層の水温・塩分を測るため水深50 m前後と200 m前後にCTDが取り付けられた。加えて、水深おおよそ200 m, 500 m, および海底直上に流速計を、水深おおよそ500 mにセジメントトラップを設置し、流速の鉛直構造と沈降粒子の測定を試みた。第2期はさらに、水温塩分変動の鉛直構造を捉えるために水温塩分計をおおよそ300 m深と海底直上に増設

するとともに、物質循環に関する測定のためセジメントトラップの直下に蛍光光度計や溶存酸素計も設置された。

係留系の設置と回収は全てうまくいき、海水下を含めた季節変動の観測に成功した。冬季の東サハリン海流に伴う南下流と水温0°C以下の冷たい水塊も捉えられた。

5. おわりに

沿岸モニタリング、船舶観測、係留系観測により、知床周辺海域の季節変動・経年変動の理解に役立つ貴重なデータが得られた。各データの解析結果は、各担当者が発表する見込みである。興味のある方は各航海の主席を通じて各担当者に問い合わせ戴きたい。知床プロジェクトは2023年度で終了するが、構築した沿岸モニタリング網は、各漁協、自治体、水産試験場ならびに知床財団などとの協力が続けられれば、低温科学研究所環オホーツク連携事業等からの支援があれば、継続できるだろう。そして変わりゆく知床の海をモニターし続けられるだろう。

謝辞

本稿で紹介した観測は、共著には各航海の主席・関連プロジェクトの研究代表者、および沿岸モニタリング・係留系担当者しか挙げていませんが、漁協、水産試験場、知床財団、船の運航等にかかわるJAMSTEC・東京大学大気海洋研究所の方々、船長・乗組員、乗船研究者・観測補助者、そのほか様々な方々の協力のおかげで実施することができました。北海道大学低温科学研究所研究集会(22S010, 23S015)では多くの方に参加・議論して戴きました。また、実施にあたり、環境総合推進費JPMEERF20214002(「知床プロジェクト」)、科研費基盤B, S(JP20H03054, JP21H05056)、東京大学大気海洋研究所学際連携研究、北海道大学低温科学研究所環オホーツク連携事業の支援を戴きました。記して感謝いたします。

参考文献

- 葛西広海, 永田隆一, 村井克詞, 片倉靖次, 館山一孝, 濱岡莊司 (2017) 北海道オホーツク海沿岸域の海洋環境の季節変化と海水後退時期の経年変動がクロロフィルa量に及ぼす影響. 沿岸海洋研究, **54**, 181-192.
- 豊田威信 (2024) 巡視船「そうや」を用いたオホーツク海における海水観測のあゆみ. 低温科学, **82**, 25-44.

北部北太平洋地域における山岳アイスコア研究

的場 澄人¹⁾

2023年11月27日受付, 2023年12月7日受理

山岳氷河は南極やグリーンランドの氷床と比べて年間の涵養量が著しく高いため、山岳アイスコアで掘削されたアイスコアは高い時間分解能で環境を復元することができる。低温科学研究所では、北部北太平洋地域の環境復元を目的にカムチャツカ半島で2ヶ所、アラスカで2ヶ所の山岳氷河から計5本のアイスコアを採取した。これらのアイスコアから、カムチャツカとアラスカにおける数百年間の年間涵養量が復元され、北部北太平洋域への大気由来鉄の沈着量が復元されるなどの成果が得られた。この一連の研究から、精密な年代決定がなされたアイスコアを用いれば、気象再解析データ、気候モデルと比較できる降水量やエアロゾル沈着量のデータを復元できることが示された。

Alpine ice core research in the northern North Pacific

Sumito Matoba¹

Alpine glaciers have significantly higher annual accumulation rates than the Antarctic and Greenland Ice Sheets, allowing for environmental reconstruction with high temporal resolution. The Institute of Low Temperature Science has collected a total of five alpine glacier ice cores from two mountain glaciers in the Kamchatka Peninsula and two in Alaska to reconstruct the environmental changes in the northern North Pacific region. As a result of these researches, hundreds of years of annual accumulation rates in Kamchatka and Alaska have been reconstructed, as well as the deposition of air-borne iron to the northern North Pacific region. This series of researches showed that precisely dated ice cores can recover precipitation and aerosol deposition data that can be compared to meteorological reanalysis data and climate models.

キーワード：山岳氷河, 古環境復元, 北部北太平洋, アイスコア掘削

Ice core, Alpine glacier, Reconstruction of paleo-environment, northern North Pacific, Ice-core drilling

1. はじめに

氷床や氷河を掘削して採取されるアイスコアは、過去から現在までの地球の環境変化を復元できるアーカイブの一つとして知られている。アイスコアの掘削は1950年代にグリーンランドで開始された。当初、アイスコアを

用いた古環境研究の目的は、氷期・間氷期スケールの気候変動を復元することであり、年間の降水量が少なく氷が厚い場所で長いアイスコアを採取することが求められた。グリーンランドでは、1966年には北西部のCamp Century基地にて岩盤まで到達する1367 mのアイスコアが掘削された (Hansen and Langway, 1966)。さらに1992年

連絡先

的場 澄人

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

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5485

Email: matoba@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 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

にはデンマーク、フランス、スイスなどの西ヨーロッパ諸国がグリーンランド氷床の頂上部のSummit / GRIP基地で、1993年にはアメリカがGISP2基地において岩盤まで到達するアイスコアの採取に成功した (Dansgaard et al., 1993; Mayewski et al., 1994)。これらのアイスコアは、現代から一つ前の氷期の氷を完全に含み、氷期には寒冷化と温暖化が何度も繰り返されること (Dansgaard-Oeschger サイクル) や (Johnsen, et al., 1992)、気温の変化と二酸化炭素濃度の関連性などが明らかにされた (Ankin et al., 1997)。南極では1968年にByrd基地にて岩盤まで到達する2191mのアイスコアが掘削され (Gow et al., 1967)、その後Vostok基地 (Lipenkov et al., 1989)、Dome Concordia基地 (Augustin et al., 2007)、Dome Fuji基地 (Motoyama et al., 2021) において岩盤まで到達するアイスコアが採取された。これらの南極氷床のアイスコアは50～80万年間の環境変動情報を含み、氷期-間氷期サイクルの繰り返しが復元された。

山岳氷河や極域の比較的小さな氷河、氷帽でのアイスコア掘削は1970年代から本格的に実施された。代表的な研究は、1983年にペルーのQuelccaya氷帽にて行われた164 mのアイスコア掘削で、このアイスコアから約1800年間の環境変化が復元された (Thompson et al., 2013)。日本の研究機関が中心となった山岳アイスコア掘削は、本稿で取り上げる北部北太平洋地域以外に、ネパールヒマラヤ (Tsushima et al., 2021; 對馬, 2024)、中央アジア (Takeuchi et al., 2019)、チリ・アンデス山脈 (Shiraiwa et al., 2002)、スバルバル諸島 (Matoba et al., 2002)、北極カナダ (Okuyama et al., 2003) などで行われてきた。

山岳アイスコアの特徴は、掘削地点が山岳地域の高所であり、そのような場所は年間の降水量が大きい、氷河の氷厚が100-200 m程度、最も多くて1000 m程度と極域氷床に比べて薄いことである。そのような場所で採取されたアイスコアから復元される過去の環境情報は、遡ることができる時間スケールが短い、時間分解能が高くなる。山岳氷河には氷期まで遡ることができるようなアイスコアもあるが、殆どのアイスコアが対象とするのは100年から1000年程度の環境変動である。そのほかの特徴は、掘削地点が人間の活動域に近く、人間の活動に関連する環境変動が復元できることである。産業革命以降、人間の産業活動や農業活動によって放出された汚染物質の変遷や、人間の生活史に影響を与える降水量の変化などの水循環環境の変化が復元できる。また、様々な地上観測、人口衛星を使った観測などによって詳細な環境モニタリングがされている最近50年程度の環境復元におい

ては、山岳アイスコアからは、地上観測データが少ない高所の気象情報や降水量、観測ステーションが少ないエアロゾルの化学組成など、近年の温暖化による環境変化を解明するために必要な情報が得られる。

本稿では、北海道大学低温科学研究所が中心となり北部北太平洋地域において行われたアイスコア研究をレビューし、現在、低温科学研究所が進めているグリーンランド南東ドームアイスコアプロジェクトと、南極ドームふじ深層掘削機の開発について紹介したい。

2. 低温科学研究所が中心となって行われた北部北太平洋地域のアイスコア研究

北部北太平洋地域には、西部にはカムチャツカ半島、東部にはアメリカのアラスカ州、ワシントン州、カナダのユーコン準州、ブリティッシュコロンビア州の山岳地域に氷河がある。この地域のアイスコア研究は1980年代にアラスカ州のランゲル山山頂での掘削に始まる (Benson, 1982)。2000年代以降、東部ではアラスカ州のボナ・チャール山 (Sierra-Hernández et al., 2002)、エクリプス氷原 (Yalcin and Wake, 2001)、ユーコン準州のローガン山 (Goto-Azuma et al., 2023) などにおいてアメリカやカナダの研究機関が中心になってアイスコア観測が実施された。

北海道大学低温科学研究所では、白岩孝行を中心に1998年にロシア、カムチャツカ半島東山脈のウシュコフスキー山山頂氷河において212 mのアイスコアを掘削したのを始めに (白岩ら, 1999)、2003、2004、2005年にアラスカ州ランゲル山 (e.g. Yasunari et al., 2007)、2006年にカムチャツカ中央山脈のイチンスキー山 (Matoba et al., 2007)、2008年にアラスカ州オーロラピーク近傍氷原にてアイスコア掘削が実施された (Tsushima et al., 2015) (図1)。これらのアイスコアによる研究によって得られた代表的な成果を以下に紹介する。

2.1 カムチャツカ・ウシュコフスキーアイスコア研究による、200年間にわたる降水量の復元と北太平洋10年規模気候変動との関連

ウシュコフスキー山はカムチャツカ半島の東山脈にあり、カムチャツカ中央部のクリチェフスカヤ火山群の第三の高峰である。山頂部は直径4 kmの氷河に覆われたカルデラである。このカルデラの外輪の一角には直径800 mゴルシュコフ・クレーターがあり、氷河で埋積されている。1998年7月に、この氷河上において深度212 mに到達するアイスコアが掘削された (白岩 ほか, 1999)。アイスコア掘

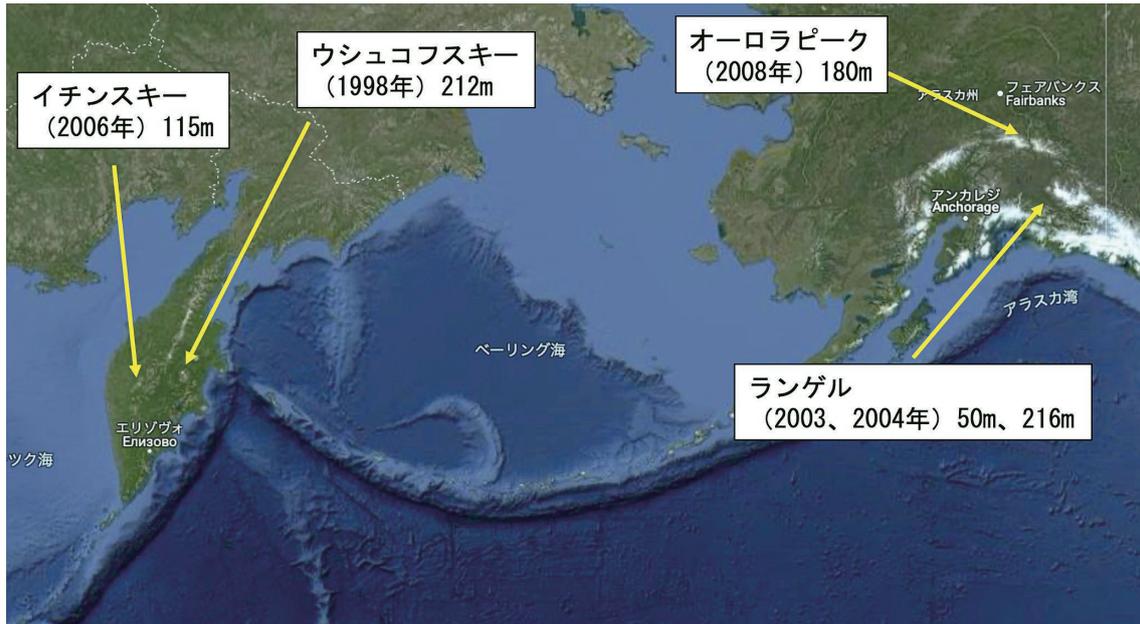


図1：低温科学研究所が中心となって行われた北部北太平洋地域のアイスコア掘削サイト。図はGoogle Earthより作製したものに加筆（Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, Landsat/Copernicus, IBCAO, U.S. Geological Survey, INEGIに帰属するデータを使用）

Figure 1: Ice core drilling sites in the northern North Pacific region conducted by ILTS. The map was produced by Google Earth with some additions. (using data belonging to Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO, Landsat/Copernicus, IBCAO, U.S. Geological Survey, INEGI)

削の前には、自動気象観測装置による通年の気象観測や積雪断面観測などが実施され、積雪中の水同位体比と硝酸イオン濃度が季節変動をすることなどが見出された (Shiraiwa et al., 2001a)。また、氷河の表面形状、表面質量収支、岩盤地形探査、掘削温度測定が実施され (Shiraiwa et al., 1997; 松岡ほか, 1997; Shiraiwa et al., 2001b)、2次元の氷河の動力学—熱力学結合モデルが考案され、氷河流動が復元された (Salamatin et al., 2000)。一般的に、極域氷床に比べて山岳氷河は流動場が複雑であり、鉛直方向のひずみ量を考慮して求められる年間涵養量の復元には誤差が少なくないことが指摘されている。しかし、ウシュコフスキーアイスコアの研究においては、様々な観測の成果を基に構築された流動モデルにより、流動が複雑な深部においても涵養量が精度よく復元された。

ウシュコフスキーアイスコアから復元された1900年から現在にかけての年間の涵養量は、北太平洋十年規模振動 (PDO) 指数の時間変化に対応し、PDO指数が高いときにカムチャツカの降水量が低くなる傾向が見てとれる。白岩と山口 (2002) では、この変動傾向は、PDO指数が高い時期に、東側の北米沿岸で海面水温が高く西側のカムチャツカ側で低く、北太平洋からカムチャツカに進入する低気圧が少なくなり降水量が減少したと推定した。ま

た、Solomina et al. (2007) では、地上観測によって記録された気象データ、カムチャツカで採取された樹木の年輪幅の変化、このアイスコア中の融解層分布、氷河の質量収支変動を用いてカムチャツカにおける400年間の気候変化を復元した。高精度に年代が推定された山岳アイスコアを用いれば、アイスコアはマルチプロキシによる環境変動復元研究に十分対応が出来ることが示され、その後の山岳アイスコアや高涵養域のアイスコア研究に重要な筋道を示した先駆的な観測と研究として位置づけられる。

2.2 カムチャツカ半島イチンスキーアイスコアによるオホーツク海の海水変動復元

1998年にアイスコアを採取したウシュコフスキー山は活火山であり、アイスコアに含まれる化学成分は火山噴出物の影響を大きく受けていた。そのため、長距離輸送される大気中のエアロゾル組成の変化は、火山噴出物の影響に隠れてしまい、抽出することができなかった。このウシュコフスキーアイスコアの欠点をふまえ、カムチャツカ地域の化学成分が示す長期的な環境変動を復元するため、火山の影響が少ないオホーツク海側のカムチャツカ・スレドニー山脈の最高峰であるイチンスキー山の山頂の氷河で掘削を行った。イチンスキー山の標高は3,607

mで、3 m×5 mの山頂カルデラに覆われ、頂上部全体が氷冠に覆われている。アイスコアの掘削は2006年8月に行われた(Matoba, 2007)。1回の掘削ランで採取されるアイスコアが50 cmと短い小型の浅層メカニカルドリルで掘削を行い、6日間、総掘削時間42.5時間、236ランで岩盤まで到達し、全長114.99 mのアイスコアが採取された(Matoba et al., 2007)。観測地点の平均気温の目安となる10 mの掘削孔温度は-13°C、掘削孔の最深部(114.99 m)での温度は-3.4°Cであり、掘削地点の氷体は十分に寒冷であったが、融解の度合いを示すアイスコア1 mあたりの融解再凍結層の厚さ(MFP: Melt Feature Percentage)は0から100%まで大きく変動していた。観測期間中、掘削地点は8月11～13日、18～19日に激しい暴風雨に見舞われた(的場ほか, 2007)。このような夏期の降雨が生じたことも考慮するとアイスコア中の化学成分は、表面融解や降雨による流出や再配分の影響を受けていることが考えられた。

アイスコア中の水同位体比と主要イオン種の濃度の分析の結果、水同位体比や化学成分プロファイルからは年層を判別できるような季節変動は確認できず、融解水や降水によってプロファイルが乱されている可能性がみられた。MFPが高い層と低い層に含まれる化学成分の濃度を比較した結果、融解水によって流出しやすい硫酸イオンや硝酸イオンの濃度の平均値と変動の標準偏差に違いが見られなかったことから、季節変動レベルのプロファイルは融解層によって乱されているが、流出による化学成分の損失は確認されず、長期間にわたる環境変化の情報は保存されている可能性が高いと判断された(Matoba et al., 2011)。アイスコアの年代は、硫酸イオンピークを火山噴火のシグナルとし、1956年のBezymianny火山の噴火などカムチャツカで観測された5つの火山噴火を同定して推定した。この年代推定の精度と融解水による再配分を考慮すると、イチンスキーアイスコアから復元できる環境変化は、10年規模程度の長期間にわたる変化といえる。

Matoba et al. (2011)は、水蒸気輸送のプロセスにおいて海水に覆われたオホーツク海が大陸として振る舞い、降水や水蒸気の同位体分別に影響を与え、水素同位体比の急激な負のピークはオホーツク海の海水面積の指標になるという仮説をたて、水素同位体比とMFPの時間変化からカムチャツカには1950-60年代と1990-2000年代に温暖期があり1990-2000年代はオホーツク海の海水面積が小さくなっていること、それらの変動は太平洋十年規模振動と北極振動が影響している可能性があることを示した。

アイスコア掘削地点は当初の想像以上に融解水と降雨の影響を受けていたため、当初期待されていた黄砂の沈

着量など大気エアロゾルに関する環境情報をアイスコアから得られることが出来なかった。しかし、アイスコアから復元されることが殆どなかった海水面積変動の情報を水同位体比から推定した成果はユニークであり、北西グリーンランドのアイスコアの水同位体比の変化からバフィン湾の海水面積を定量的に推定する研究へと発展する切っ掛けになった(Kurosaki et al., 2020)。

2.3 アラスカ・ランゲル山アイスコアから推定した北部北大西洋域に沈着する大気由来鉄と海洋環境への影響

アラスカ州の南部、Wrangell-St. Elias山脈のランゲル山、標高4000 m地点において、2003年～2006年にアイスコア掘削を含む雪氷観測が行われた。2003年に50.29 m、2004年に215.88 m長のアイスコアが採取された(Shiraiwa et al., 2004)。2005年には積雪観測のためのタワーを建て、2005～6年の積雪深の時間変化が観測され、降雪の季節配分と周辺の都市の降雪量との関係から降雪が生じるときの気象メカニズムが明らかになった(Kanamori et al., 2008)。

アラスカや北アメリカ大陸西海岸は、北部北太平洋を横断する偏西風の下流域にあたり、それらの地域で採取されるアイスコアに含まれる化学成分プロファイルは、北部北太平洋海域に沈着する大気由来物質の変化を反映していることが期待される。北部北太平洋海域は表層に主要な栄養塩が高濃度で存在するにもかかわらず植物プランクトンの生産量が低い状態で維持されるHNLC (High Nutrient Low Chlorophyll) 海域であり、表層海水に溶存する鉄が不足した状態であることが知られている。北部北太平洋海域への鉄の供給源の一つがアジア大陸乾燥域から大気へ放出され輸送される鉄粒子である。Sasaki et al. (2016)は、2003年と2004年にランゲル山で掘削されたアイスコア中に含まれる鉄濃度を分析し、1981～2003年の大気由来鉄の沈着フラックスを求め、北部北太平洋海域に与える影響を推定した。図2はアイスコアから復元された鉄の年間堆積フラックス、中国内陸部で観測されたダストストームの頻度、日本で観測された黄砂日の累積日数、アラスカ南部のCordovaで観測された年間降水量の経年変化を示す。鉄の堆積フラックスは、中国内陸部において鉄粒子エアロゾルの発生量に指標となるダストストームの頻度、鉄粒子の輸送経路にあたる日本での黄砂の累積観測日と高い相関を示したが、沈着プロセスと関連するCordovaの降水量とは相関を示さなかった。アイスコアから推定された鉄の年間沈着フラックスは3.2～27.0 mg m⁻² yr⁻¹であった。この沈着量を東部北太平洋海域の冬季の最大混合層深度80mに(Nishioka et al., 2001)、

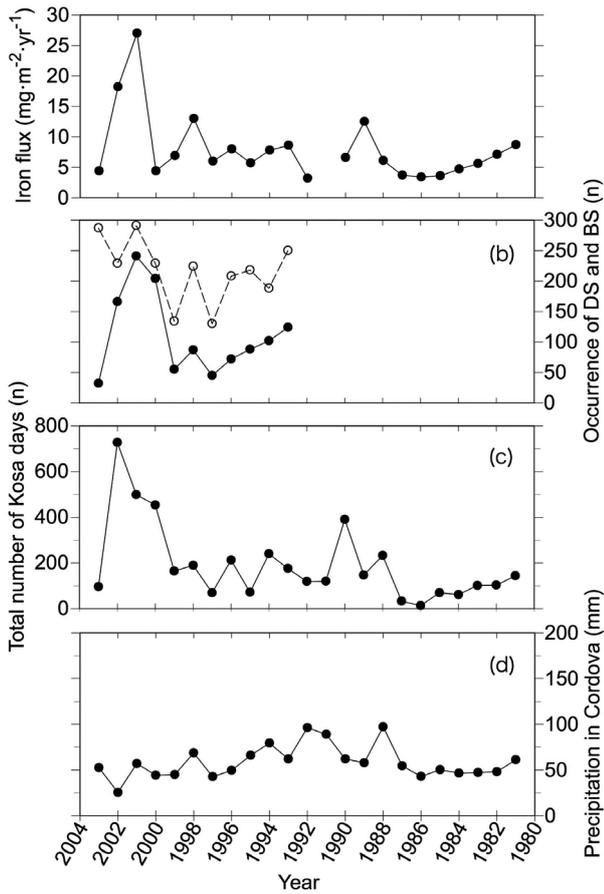


図2：(a)アラスカ・ランゲルアイスコアから復元した鉄の年間堆積フラックス、(b)アジア大陸で観測された砂嵐イベント (DS ●) と風塵イベント (BS○) の頻度、(c)日本の気象官署で観測された黄砂日の積算値、(d)アラスカCordovaの年間降水量(Sasaki et al., 2016)

Figure 2: Temporal variations in (a) annual flux of iron in the ice core, (b) frequency of occurrence of Dust Storm (DS; solid circle) and Blowing sand (BS; open circle), (c) total number of Kosa days, and (d) precipitation amount (Sasaki et al., 2016)

海水に対する大気由来鉄の溶解度1.1 ~ 2.2 % (Ooki et al., 2009) で溶解させた場合、大気由来鉄から溶出した溶存鉄の濃度は0.009-0.075nMであると見積もられた。この濃度は、東部北太平洋海域の冬の混合層内の溶存鉄濃度の8.2 ~ 68%に相当する。この見積もりには鉱物粒子の海水への溶解度、海水中での滞留時間などの多くの不確定な要素があり、以前、精緻な研究が必要とされている分野の一つである。

この研究は、これまでコンタミネーションの問題のために、報告例が殆どないアイスコア中の微量金属、特に鉄の濃度を測定したことに加え、推定された鉄の年間堆積フラックスとダストストームの発生頻度などの気象観測要素との相関を議論したことが成果の一つといえる。これまでアイスコアから復元されたエアロゾル濃度や組成

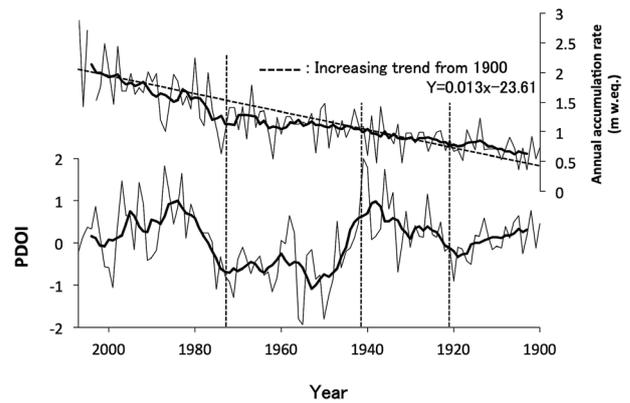


図3：(上) アラスカ・オーロラピークアイスコアから復元した1900年以降の年間涵養量の変化、(下) 北太平洋10年規模振動 (PDO) 指数の変化 (Tsushima et al., 2015)

Figure 3: Temporal variations in (top) annual accumulation rate of the Aurora Peak ice core and (bottom) the Pacific Decadal Oscillation (PDO) index (Tsushima et al., 2015).

は、相対的な濃度変化を表すことに留まり、他のプロキシや気象要素と定量的な比較が不可能であった。その原因の一つは、アイスコアが一年間の環境変動をすべからず記録していない可能性があるからである。年間の降雪量が少ない場所では、降雪が生じない期間の環境情報は保存されず、また風速が大きな場所では一旦積もった雪が削剥されて消失することも生じる。しかし、ランゲルアイスコアから得られた年間の鉄の沈着フラックスは、黄砂を取り扱った大気輸送モデルで推定されたランゲル山上空の黄砂の濃度ともよい相関を示した (佐々木, 2017)。つまり、ランゲル山のように一年中積雪が生じ、かつ降水量が大きく保存性が高い場所で得られたアイスコアを用いれば、エアロゾル沈着量の経年変化を定量的に評価できることが示され、後述するグリーンランドの高涵養地域のアイスコアによるエアロゾルの経年変化の研究へと発展するきっかけの一つとなった。

2.4アラスカ中央部、オーロラピークアイスコアからみられる降水量の急激な増加

太平洋に面し、海洋からの水蒸気供給の影響を大きく受けるWrangell-St Elias山脈に位置するランゲル山のアイスコアと比較し、アラスカ内陸部の気候・環境変化の変遷を明らかにすることを目的に、アラスカ中央部に位置するアラスカ山脈の最高峰Hayes山の南東15km地点にあるAurora Peak近傍の水原の標高2900 m地点において、2008年に180.17 mのアイスコアを掘削した (Matoba et al., 2014)。掘削地点の年平均気温を示す10 m深の雪温

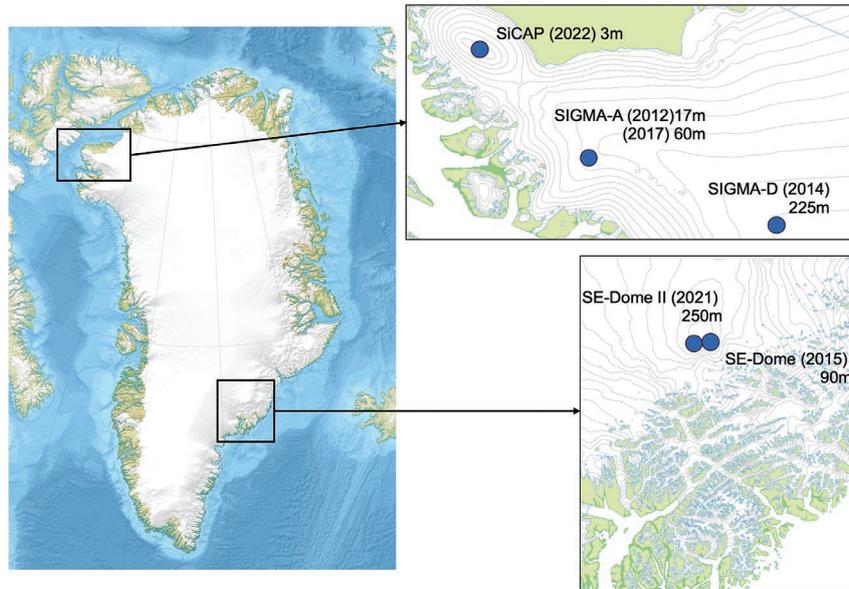


図4：グリーンランド氷床にて低温科学研究所が中心となって行ったアイスコア掘削地点地図はNuna-GISにより作製。

Figure 4: Ice core drilling site on the Greenland Ice Sheet led by ILTS. The map was produced by Nuna-GIS.

は -2.2°C と高かったが、これは融解水の再凍結時に放出される潜熱によって積雪が加熱されたことが原因と考えられた。アイスコア中の水素同位体比、ナトリウムイオン濃度、MFPは明瞭な季節変動を示し、アイスコアに含まれる化学シグナルが融解水によって乱されていないことが示された。上記3要素の季節変動を用いて復元された年間降水量は、1900年以降、年間 8 mm yr^{-1} の増加量で増加し、1970年代以降は、さらに著しく増加していることが示された (Tsushima et al., 2015) (図3)。この著しい降水量の増加は、地上の気象観測、人工衛星観測、気象再解析データには検出されていない現象であり、熱帯域の海面水温上昇との同期やアリューシャン低気圧の強化などの要因が推測された (對馬, 2015; Winski et al., 2017)。この研究成果からは、様々な観測データセットが揃っている近過去の環境復元においても、再解析データの精度が不十分な降水量や高標高地域の気象要素など、アイスコアから復元される環境情報の有用性が再認識された。

3. 低温科学研究所における現在のアイスコア研究、掘削機の開発と今後の展望

低温科学研究所におけるアイスコア研究は、2011年からグリーンランド氷床涵養域を中心に行われている。科研費による研究プロジェクトであるSIGMAプロジェクトI & II (代表：青木輝夫・国立極地研/気象研)、SE-

Dome プロジェクトI & II (代表：飯塚芳徳・北大低温研)と文部科学省補助事業である北極域研究加速プロジェクトArCSII (サブ課題代表：的場澄人・北大低温研)のもとに実施されたグリーンランド氷床涵養域における雪氷研究において、4地点から6本のアイスコアを掘削した (図4) (Aoki et al., 2014; Iizuka et al., 2016, 2021; 的場, 2017; Matoba et al., 2015, 2018; Nagatsuka et al., 2021)。2015年と2021年にグリーンランド氷床で最も年間降水量が大きい南東部(SE-Dome)において採取されたアイスコアは、掘削地点の高い降水量を反映し、降水中的水同位体比と沈着したエアロゾルの保存性が極めて高かった。Furukawa et al. (2017)は2015年に掘削された90 mのアイスコア中の酸素同位体比の変化が、水同位体分別を加味した領域気候モデルで推定される降水中的酸素同位体比の変化とほぼ同期していることを示し、1ヶ月の精度でアイスコアの深さに対応する日付を割り振ることを可能とした。この精度の高い年代決定により、アイスコアから復元される降水量やエアロゾルの組成、沈着量の変化は、地上気象データ、気象領域モデルを用いた大気輸送モデル、人口衛星データとの比較が可能になった (e.g. Iizuka et al., 2018)。Kurosaki et al. (2022)は、このアイスコア中の硫黄化合物の沈着量を月単位で復元し、2002年以降、グリーンランド東岸において夏期に植物プラントンの増殖が増加していることを示した。2021年に掘削された250 mのアイスコアは、1799年以降の年代を半年の精度で決定し、産業革

命から現在にかけての大気エアロゾル組成やグリーンランド氷床の融解の変遷が明らかにした (Kawakami et al., 2023). 次期は, 中世温暖期化から小氷期への移行期に重点をおき, SE-Dome地点で1000 mの掘削をすることを計画している. SE-Domeは, 年間の積雪深が3–5 mあり, 掘削のための施設は1シーズンしか維持することができない. また, 1000 mの掘削を行うためには, 掘削孔が氷床の圧力で収縮することを防ぐために掘削孔に液をいれた状態で掘削する液封掘削が必要とされる. つまり, SE-Domeで1000 mのアイスコアを掘削するためには, 1シーズンで1000 m掘れる超高速液封掘削機が必要であり, その開発も併せて計画している.

日本のアイスコア掘削機は, 1970年代に低温科学研究所の鈴木義男と新堀邦夫によって開発と製作がなされ, 南極氷床における日本のアイスコア掘削を先導してきた (Suzuki, 1976; Suzuki and Shimbori, 1984). 鈴木 (1978) で考案された, サイドカッター式アンチトルクシステムは, 掘削孔に細い溝を掘り, その溝にドリル上部に取り付けられた細長い金属プレートを差し入れドリルの回転を防止するという非常にユニークなシステムとして知られる. その後, 民間企業である地球工学研究所 (株) の高橋昭好が後を継ぎ, 南極氷床みずほ基地のアイスコア掘削で使用されたサーマルドリルや南極ドームふじ基地の深層アイスコア掘削で使用された深層液封掘削機の開発と製作を行った (Suzuki and Shimbori, 1986; Takahashi et al., 2002). 地球工学研究所がアイスコア掘削機の開発と製作の中心を担うようになった後も, 低温科学研究所は, 新堀を中心に, 深層液封掘削機の送液プースターの開発と改良やコアキャッチャー, カッターの開発など, 深層掘削機の開発に貢献した (高橋ほか, 1996). さらに, 低温科学研究所が中心となって行われた氷河観測において, その掘削サイトの条件に特化した山岳用軽量型掘削機やチタン製手動フィルンコアドリルなど開発と製作が行われた (Kohshima et al., 2002; Shiraiwa et al., 2004).

現在, 低温科学研究所では技術部を中心に, 上述した1000 mのアイスコアが採取できる超高速液封掘削機の開発, 小口径軽量ハンドオーガの製作など (的場ほか, 2022; 佐藤ほか, 2022) を行っている. また, 国立極地研究所が中心となって進めている第三期ドームふじ深層掘削計画に使用する掘削機の開発においては, 電送システムの重要な部分の開発を担っている.

謝辞

本稿は, 日本学術振興会科研費 (18H05292) と北極域研究加速プロジェクト (JPMXD1420318865) の協力を受けた. カムチャツカにおける山岳氷河掘削はロシア科学アカデミー極東支部火山地震研究所 (代表: Yaloslav D. Muravyev博士) との共同研究で実施した. アラスカ州ランゲル山の掘削はアラスカ大学フェアバンクス校 Geophysical Institute (代表: Carl S. Benson教授), オーロラピークアイスコアの掘削は, アラスカ大学フェアバンクス校 Water and Environmental Research Center (代表: Kenji Yoshikawa教授) との共同研究で実施した.

参考文献

- Ankin, M., J. Schwander, B. Stauffer, J. Tschumi, A. Fucks, J. M. Bornola and D. Raynaud (1997) CO₂ record between 40 and 8 kyr B.P. from the Greenland Ice Core Project ice core. *J. Geophys. Res.*, **102(C12)**, 26539-26546.
- Aoki, T., S. Matoba, J. Uetake, N. Takeuchi and H. Motoyama (2014) Field activities of the “Snow Impurity and Glacial Microbe effects on abrupt warming in the Arctic” (SIGMA) project in Greenland in 2011-2013. *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 3-20.
- Augustin, L., S. Panichi and F. Frascati (2007) EPICA Dome C 2 drilling operations: performances, difficulties, results. *Ann. Glaciol.*, **47**, 68-72. <https://doi.org/10.3189/172756407786857767>
- Benson, C. (1984) Ice core drilling on Mt. Wrangell, Alaska, 1982. *CRREL Spec. Rep.*, **83-84**, 61-68.
- Dansgaard, W., S. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel and B. Bond (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- Furukawa, R., R. Uemura, K. Fujita, S. Sjolte, K. Yoshimura, S. Matoba and Y. Iizuka (2017) Seasonal-scale dating of a shallow ice core from Greenland using oxygen isotope matching between data and simulation. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **122**, 10873-10887. <https://doi.org/10.1002/2017JD026716>
- Goto-Azuma, K., T. Shiraiwa, S. Matoba, T. Segawa, S. Kanamori, U. Fujii and T. Yamasaki (2003) An overview of the Japanese glaciological studies on Mt. Logan, Yukon

- Territory, Canada in 2002. *Bull. Glaciol. Res.*, **20**, 65-72.
- Gow, A. J., H. T. Ueda and D. E. Garfield. (1968) Antarctic ice sheet: preliminary results of first core hole to bedrock. *Science*, **161**, 1011-1013.
- Iizuka, Y., S. Matoba, T. Yamasaki, I. Oyabu, M. Kadota and T. Aoki, (2016) Glaciological and meteorological observations at the SE-Dome site, southeastern Greenland Ice Sheet. *Bull. Glaciol. Res.*, **34**, 1-10. <https://doi.org/10.5331/bgr.15R03>
- Iizuka, Y., R. Uemura, K. Fujita, S. Hattori, O. Seki, C. Miyamoto, T. Suzuki, N. Yoshida and H. Motoyama (2018) A 60 year record of atmospheric aerosol depositions preserved in a high-accumulation dome ice core, Southeast Greenland. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **123**, 2017JD026733. <https://doi.org/10.1002/2017JD026733>
- Iizuka, T., S. Matoba, M. Minowa, T. Yamasaki, K. Kawakami, A. Kakugo, M. Miyahara, A. Hashimoto, M. Niwano, T. Tanikawa, K. Fujita and T. Aoki (2021) Ice core drilling and the related observations at SE-Dome site, southeastern Greenland Ice Sheet. *Bull. Glaciol. Res.*, **39**, 1-12. <https://doi.org/10.5331/bgr.21R01>
- Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. Gleditsch, C. U. Hammer, P. Iversen, J. Jouzel, B. Stauffer and J. P. Steffensen (1992) Irregular glacial interstadial record in a new Greenland ice core, *Nature*, **359**, 311-313.
- Kanamori, S., C. S. Benson, M. Truffer, S. Matoba, D. J. Solie and T. Shiraiwa (2008) Seasonality of snow accumulation at Mount Wrangell, Alaska, USA. *J. Glaciol.*, **54**, 273-278.
- Kawakami, K., Y. Iizuka, M. Sasage, M. Matsumoto, T. Saito, A. Hori, S. Ishino, S. Fujita, K. Fujita, K. Takasugi, T. Hatakeyama, A. Watari, N. Esashi, M. Otsuka, R. Uemura, K. Horiuchi, M. Minowa, S. Hattori, T. Aoki, M. Hirabayashi, K. Kawamura and S. Matoba (2023) SE-Dome II ice core dating with half-year precision: increasing melting event from 1799 to 2020 in southeastern Greenland. *J. Geophys. Res.:Atmos.*, **128**, e2023JD038874. <https://doi.org/10.1029/2023JD038874>
- Kohshima S., T. Shiraiwa, M. A. Godoi, K. Kubota, N. Takeuchi and K. Shinbori (2002) Ice core drilling on Southern Patagonia Icefield – Development of a new portable drill and the field expedition in 1999 –. *Mem. Natl., Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **56**, 49-58.
- Kurosaki, Y., S. Matoba, Y. Iizuka, M. Niwano, T. Tanikawa, T. Ando, A. Hori, A. Miyamoto, S. Fujita and T. Aoki (2020) Reconstruction of sea ice concentration in northern Baffin Bay using deuterium excess in a coastal ice core from the northwestern Greenland Ice Sheet. *J. Geophys. Res.:Atmos.*, **125**, e2019JD031668. <https://doi.org/10.1029/2019JD031668>
- Kurosaki, Y., S. Matoba, Y. Iizuka, K. Fujita and R. Shimada (2022) Increased oceanic dimethyl sulfide emissions in areas of sea ice retreat inferred from a Greenland ice core. *Comm. Earth Environ.*, **3**, 327. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00661-w>
- Lipenkov, V. Ya., N. I. Barkov, P. Duval and P. Pimienta (1989) Crystalline texture of the 2083m ice core at Vostok Station, Antarctica. *J. Glaciol.*, **35**, 392-398. <https://doi.org/10.3189/S0022143000009321>
- Matoba, S., H. Narita, H. Motoyama, K. Kamiyama and O. Watanabe (2002) Ice core chemistry of Vestfonna Ice Cap in Svalbard, Norway. *J. Geophys. Res.*, **107(D23)**, ACH19-1-19-7. <https://doi.org/10.1029/2002JD002205>
- Matoba, S. (2007) Ice core drilling at Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia. In: Shiraiwa (ed) *Report on Amur-Okhotsk Project*, **4**, Amur-Okhotsk Project, 191-200.
- Matoba, S., S. V. Ushakov, K. Shimobri, H. Sasaki, T. Yamasaki, A. A. Ovshannikov, A. G. Manevich, T. M. Zhidoleeva, S. Kutuzov, Y. D. Muravyev and T. Shiraiwa (2007) The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia. *Bullet. Glaciol. Res.*, **24**, 79-85.
- の場澄人, 中村一樹, 樋口和生 (2007) 氷河観測における日本から送られる気象情報の取得方法. 北海道の雪氷, **26**, 87-90.
- Matoba, S., T. Shiraiwa, A. Tsushima, S. Sasaki and Y. D. Muravyev (2011) Records of sea-ice extent and air temperature at the Sea of Okhotsk from an ice core of Mount Ichinsky, Kamchatka. *Ann. Glaciol.*, **52**, 44-50.
- Matoba, S., K. Shimbori and T. Shiraiwa (2014) Alpine ice-core drilling in the North Pacific region. *Ann. Glaciol.*, **55**, 83-87. <http://doi.org/10.3189/2014AoG68A020>
- の場澄人, 山口悟, 對馬あかね, 青木輝夫, 杉山慎 (2017) グリーンランド氷床北西部沿岸部における表面質量収支の変動. 低温科学, **75**, 37-44.
- Matoba, S., M. Niwano, T. Tanikawa, Y. Iizuka, T. Yamasaki, Y. Kurosaki, T. Aoki, A. Hashimoto, M. Hosaka and S. Sugiyama (2018) Field activities at the SIGMA - A site, northwestern Greenland Ice Sheet, 2017. *Bull. Glaciol. Res.* **36**, 15-22. <https://doi.org/10.5331/bgr.18r01>
- の場澄人, 森章一, 佐藤陽亮, 斎藤史明, 箕輪昌紘 (2022) 小口径ハンドオーガの製作～新しい掘削コンセプト～. 北海道大学低温科学研究所技術部技術報告, **28**,

- 28-30.
- Mayewski, P. A., M. Wumkes, J. Klinck, M. S. Twickler, J. S. Putscher, K. C. Taylor, A. J. Gow, E. D. Waddington, R. B. Alley, J. E. Gibb, P. M. Grootes, D. A. Meese, M. Ram, M. Whalen and A. T. Wilson (1994) Record drilling depth struck in Greenland. *Eos Trans. AGU*, **75**, 113-124. <https://doi.org/10.1029/94EO00814>
- Motoyama, H., A. Takahashi, Y. Tanaka, K. Shinbori, M. Miyahara, T. Yoshimoto, Y. Fujii, A. Furusaki, N. Azuma, Y. Ozawa, A. Kobayashi and Y. Yoshise (2021) Deep ice core drilling to a depth of 3035.22 m at Dome Fuji, Antarctica in 2001-07. *Ann. Glaciol.*, **62**, 212-222. <https://doi.org/10.1017/aog.2020.84>
- Nagatsuka, N. K. Goto-Azuma, A. Tsushima, K. Fujita, S. Matoba, Y. Onuma, R. Dallmayr, M. Kadota, M. Hirabayashi, J. Ogata, Y. Ogawa-Tsukagawa, K. Kitamura, M. Minowa, Y. Komuro, H. Motoyama and T. Aoki (2021) Variations in mineralogy of dust in an ice core obtained from northwestern Greenland over the past 100 years. *Clim. Past*, **17**, 1341-1362
- Nishioka, J., S. Takeda, C. S. Wong, and W. K. Johnson (2001) Size fractionated iron concentrations in the northeast Pacific Ocean: Distribution of soluble and small colloidal iron. *Mar. Chem.*, **74**, 157-179.
- Okuyama, J., H. Narita, T. Hondoh and R. M. Koerner (2003) Physical properties of the P96 ice core from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada and derived climatic records. *J. Geophys. Res.*, **108(B2)**, 2090, <http://doi.org/10.1029/2001JB001707>
- Ooki, A., J. Nishioka, T. Ono and S. Noriki (2009) Size dependence of iron solubility of Asian mineral dust particles. *J. Geophys. Res.*, **114**, D03292, doi:10.1029/2008JD010804.
- Sasaki, H., S. Matoba, T. Shiraiwa and C. S. Benson (2016) Temporal variations in iron flux deposition onto the northern North Pacific reconstructed from an ice core drilled at Mount Wrangell, Alaska. *SOLA*, **12**, 287-290.
- 佐々木央岳 (2017) アラスカランゲル山から復元した北部北太平洋域への陸域起源物質沈着に関する研究. 北海道大学環境科学院地球圏科学専攻博士論文.
- 佐藤陽亮, 森章一, 斎藤史明, 的場澄人, 箕輪昌紘 (2022) 小口径ハンドオーガの製作～加工編～. 北海道大学低温科学研究所技術部技術報告, **28**, 31-34.
- Sierra-Hernández, M. R., E. Beaudon, S. E. Porter, E. Mosley-Thompson and L. G. Thompson (2022) Increased fire activity in Alaska since the 1980s: Evidence from an ice core-derived black carbon record. *J. Geophys. Res.*, **127**, e2021JD035668. <https://doi.org/10.1029/2021JD035668>
- 白岩孝行, 山口悟 (2002) カムチャツカ半島の近年の氷河質量収支変動と気候変動復元. 地学雑誌, **111**, 476-485.
- 白岩孝行, 西尾文彦, 亀田貴雄, 高橋昭好, 戸山陽子, Y. D. Muravyev, A. A. Ovsyannikov (1999) カムチャツカ半島ウシュコフスキー氷冠における雪氷コア掘削. 雪氷, **61**, 25-40. <https://doi.org/10.5331/seppyo.61.25>
- Shiraiwa, T., T. Fujikawa, N. Tanaka, S. Matoba, Y. Toyama, F. Nishio and Y. D. Muravyev, (2001a) A 170-years proxy climate record derived from co-isotopic and chemical analyses of ice core recovered from Ushkovsky ice cap, Kamchatka. In: Wakatsuchi, M. and Hara, T. (eds.) *Proc. The Int. Symp. Atmosphere-Ocean- Cryosphere Interaction in the Sea of Okhotsk and the Surrounding Environment. Inst. Low Temp. Sci.*, 142-143. Hokkaido Univ., Sapporo,
- Shiraiwa, T., Y. D. Muravyev, T. Kameda, F. Nishio, Y. Toyama, A. Takahashi, A. A. Ovsyannikov, A. A. Salamatin and K. Yamagata (2001b) Characteristics of a crater glacier at Ushkovsky volcano, Kamchatka, Russia, as revealed by the physical properties of ice cores and borehole themometry. *J. Glaciol.*, **47**, 423-432.
- Shiraiwa, T., S. Kohshima, R. Uemura, N. Yoshida, S. Matoba, J. Uetake and M. A. Godoi (2002) High net accumulation rate at Campo deHielo Patagónico Sur, South America, revealed by analysis of a 45.97m long ice core. *Ann. Glaciol.*, **35**, 84-90. <https://doi.org/10.3189/172756402781816942>
- Shiraiwa, T., S. Kanamori, C. S. Benson, D. Solie and Y. D. Muravyev (2004) Shallow ice-core drilling at Mount Wrangell, Alaska. *Bull. Glaciol. Res.*, **21**, 71-78.
- Solomina, O., G. Wiles, T. Shiraiwa and R. D'Arrig (2007) Multiproxy records of climate variability for Kamchatka for the past 400 years. *Clim. Past*, **3**, 119-128.
- Suzuki Y. (1976) Deep core drilling by Japanese Antarctic Research Expedition. *Ice core drilling; proceedings of a Symposium, University of Nebraska, Lincoln, 28-30 August*, ed. By J. F. Splettstoesser. Lincoln, University of Nebraska Press, 155-166.
- 鈴木義男 (1978) エレクトロ・メカニカルドリルの新アンチ・トルク方式. 低温科学, 物理篇, **37**, 163-166.
- Suzuki, Y. and K. Shmbori (1984) Mechanical drilling systems for the 25th Japanese Antarctic Research Expedition. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **34**, 188-196.
- Suzuki, Y. and K. Shimobori (1986) Development of an ice core drill for liquid-filled holes. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec.*

- Issue*, **45**, 86-92.
- 高橋昭好, 藤井理行, 成田英器, 田中洋一, 本山秀明, 新堀邦夫, 宮原盛厚, 東信彦, 中山芳樹, 渡辺興亜 (1996) 氷床深層掘削ドリルの開発 (III). *南極資料*, **40**, 25-42.
- Takahashi, A., Y. Fujii, N. Azuma, H. Motoyama, K. Shinbori, Y. Tanaka, H. Narita, Y. Nakayama, T. Kameda, S. Fujita, T. Furukawa, M. Takata, M. Miyahara and O. Watanabe (2002) Improvements to the JARE deep ice core drilling. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **56**, 117-125.
- Takeuchi, N., S. Sera, K. Fujita, V. B. Aizen and J. Kubota (2019) Annual layer counting using pollen grains of the Grigoriev ice core from Thin Shan Mountains, central Asia. *Arctic, Antarc. Alpine Res.*, **51**, 299-312. <https://doi.org/10.1080/15230430.2019.1638202>
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, V. S. Zagorodnov, I. M. Howat, V. N. Mikhalevko and P. -N. Lin (2013) Annually resolved ice core records of tropical climate variability over the past ~1800 years. *Science*, **340**, 945-950. <https://doi.org/10.1126/science.1234210>
- 對馬あかね (2015) 山岳アイスコアを用いた北部北太平洋の古環境復元に関する研究. 北海道大学環境科学院地球圏科学専攻博士論文.
- Tshushima, A., S. Matoba, T. Shiraiwa, S. Okamoto, H. Sasaki, D. J. Solie and K. Yoshikawa (2015) Reconstruction of recent climate change in Alaska from the Aurora Peak ice core, central Alaska. *Clim. Past*, **11**, 217-226. <https://doi.org/10.5194/cp-11-217-2015>.
- Tsushima, A., M. Miyahara, T. Yamasaki, N. Esashi, Y. Sato, R. B. Kayastha, A. J. B. Lama Sherpa, M. Sano and K. Fujita (2021) Ice core drilling on high-elevation accumulation zone of Trambau Glacier in the Nepal Himalaya. *Ann. Glaciol.*, **62**, 353-359. <https://doi.org/10.1017/aog.2021.15>
- 對馬あかね (2024) ネパールヒマラヤ・トランバウ氷河でのアイスコア掘削, *低温科学*, **82**, 167-177, <https://doi.org/10.14943/lowtemsci.82.167>
- Winski, D., E. Osterberg, D. Ferris, K. Kreutz, C. Wake, S. Campbell, R. Hawley, S. Roy, S. Birkel, D. Introne and M. Handley (2017) Industrial-age doubling of snow accumulation in the Alaska Range linked to tropical ocean warming. *Sci. Rep.*, **7**, 17869. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18022-5>
- Yalcin, K. and C. P. Wake (2001) Anthropogenic signals recorded in an ice core from Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4487-4490. <https://doi.org/10.1029/2001GL013037>
- Yasunari, T. J., T. Shiraiwa, S. Kanamori, Y. Fujii, M. Igarashi, K. Yamazaki, C. S. Benson and T. Hondoh (2007) Intra-annual variations in atmospheric dust and tritium in the North Pacific region detected from an ice core from Mount Wrangell, Alaska. *J. Geophys. Res.*, **112(D10)**, D10208. <https://doi.org/10.1029/2006JD008121>

ネパールヒマラヤ, トランバウ氷河での アイスコア掘削

對馬 あかね¹⁾

2023年12月5日受付, 2024年1月3日受理

2019年の10月から11月にかけて, ネパールヒマラヤ, ロールワリン地域に位置する, トランバウ氷河の涵養域にて全長81.2mのアイスコアを掘削した. 掘削地点は海拔5860 mの高地であり, かつ, ネパール政府が定める飛行制限区域のため, 通常ではヘリコプターの使用が困難な地域であるが, 政府からの許可を得てヘリコプターにてアイスコアと掘削機器の輸送を行うことができた. またインドからドライアイスを入力して同梱し, 掘削されたアイスコアは融解することなく, 北海道大学低温科学研究所まで輸送することに成功した. 現場での初期解析の結果, アイスコアの88%が密度 830 kg m^{-3} 以上の再凍結氷であることがわかった.

The Ice core drilling at Trambau Glacier, Nepal Himalaya

Akane Tsushima¹

An 80.12-m-long ice core was retrieved from the accumulation area (5862 m above sea level (a.s.l.)) of Trambau Glacier in the Rolwalig region during October–November 2019. The drilling site is located at a high elevation area and is in a restricted flying area, normally making it difficult to operate a helicopter. However, we could transport the ice core and drilling equipment by helicopters with permission from the government of Nepal. Dry ice imported from India was included in the insulation boxes with ice cores, and the ice cores were successfully transported to a cold laboratory in ILTS without melting. The primary analysis showed that 88% of the ice core was refrozen with a density of $> 830 \text{ kg m}^{-3}$.

キーワード: アイスコア, ネパールヒマラヤ, 古環境変動, アジア高山域
Ice core, Nepal Himalaya, Paleoenvironmental change, High Mountain Asia

1. はじめに

将来の気候変動予測のためには, 樹木年輪, アイスコア, 海底堆積物などの様々な古気候プロキシ (代替指標: 過去の気候や環境変動の記録媒体) から復元される古気候情報が必要不可欠であり (Alexander et al., 2013), 気候変動の将来予測の信頼性を高めるためには古気候プロキシ

データの空間的な拡充と得られる古気候情報の高精度化は重要な課題である. 気候変動はごく狭い地域でも空間的に一様ではなく, 特に, 数年から数十年程度で生じる比較的短期間の気候変動は, 地域によってその変動期間や変動規模が大きく異なる (PAGES 2K Consortium, 2013; Tsushima et al., 2015). 近年の急激な温暖化の実態把握に必要な古気候プロキシデータは, 全球の広い範囲で

連絡先
對馬 あかね
千葉大学 大学院理学研究院
〒263-8522 千葉県千葉市稲毛区弥生町 1-33

Tel: 043-290-2844
Email: atsushima@chiba-u.jp
1) 千葉大学 大学院理学研究院
Graduate School of Science, Chiba University, Chiba, Japan

面的に拡充されてきた (PAGES 2K Consortium, 2013). 一方で、高標高域は低標高域に比べて温暖化が顕著であることが報告されているものの (Wang et al., 2016), 気候変動の標高依存性が議論できるような古気候プロキシデータはほとんどない。

ネパールヒマラヤのような夏季モンスーン期に一年間の大半の降水が集中する夏季涵養型氷河は、気温が上昇した場合、降水型が雪から水に変わるために、降水が夏期の氷河の質量増加に寄与しなくなる、氷河表面が新雪で覆われなくなることで表面アルベドの低下が引き起こされる、などの作用の効果が強まり、温暖化に対して敏感に応答する (Fujita 2008a, b). 温暖化など気候変動に伴う山岳氷河の縮小は一時的な河川流量の増加をもたらす一方で、長期的には氷河の消滅による河川水の枯渇などを引き起こし、人間社会に直接的に甚大な影響を与える可能性がある (Immerzeel et al., 2010). さらに、アジア地域は近年の急激な人口増加や経済発展のために、人為起源大気汚染物質の主要な発生源の一つとなっている (Ohara et al., 2007; Alexander et al., 2013). したがって、この地域で、過去数百年程度の環境変動や人為起源大気汚染物質の変遷が復元可能な、長いアイスコアを掘削し、社会や経済の発展と気候・環境変動の関係性を理解することは重要である。

ヒマラヤ山脈でのアイスコア掘削は、地理的なアクセスの困難さなどから、歴史的にもそれほど多くはないが、これまでに中央ヒマラヤのDasuopu氷河 (Thompson et al., 2000) とチベットヒマラヤのEast Rongbuk (ER) 氷河 (Qin et al., 2002) から、いくつかのアイスコアが掘削され、アジアモンスーンや偏西風などの大規模な大気循環の変動とアイスコアに含まれる不溶性ダストや地殻成分との関係性などが報告されている (e.g. Thompson et al., 2000; Kang et al., 2002; Qin et al., 2002). また、Qin et al. (2002) は、ERアイスコアの硫酸イオン濃度がDasuopuアイスコアの硫酸イオン濃度に比べて2倍程度高く、これがエベレストの登山客らによるローカルな影響を反映した結果であると述べるとともに、北半球の人為起源大気汚染物質の影響についても議論している。一方、Kaspari et al. (2008) は、125km離れたこれらの2つのアイスコアの涵養量変動の違いを明らかにした。ERアイスコアの涵養量は1800年代に最も低い値を示すが、同時期のDasuopuアイスコアの涵養量は最も高い値を示している。この比較的近い場所で掘削されたアイスコアの涵養量の非同期性については、ヒマラヤの複雑な地形によるものか、モンスーン循環などによる局所的な違いによるものか、はたまた、アイスコアの年代推定に伴う誤差による

可能性も考えられるが、その原因は定かではない。この地域で掘削されたアイスコアや気象データが少ないために検証が不十分だからである。特に、ヒマラヤ山脈の南側はアクセスが困難なために掘削されたアイスコアはほとんどない (Fujita et al., 2002). したがって、この地域で新たなアイスコアを掘削する必要がある。

本掘削は2017年4月に早稲田大学と名古屋大学を中心に始動した、科研費プロジェクト「樹木年輪とアイスコアの統合解析によるアジア山岳域の標高別古気候復元 (代表・佐野雅規)」の一環として実施した。降水量の指標として用いられている樹木年輪酸素同位体比 (Sano et al., 2013, 2019) とアイスコアの2つの古気候プロキシを用いて、森林限界以下の標高では樹木年輪による降水量復元を行い、森林限界以上の標高ではアイスコアによる降水量復元を行うことで、ヒマラヤ地域の過去数百年間の気候変動の高度依存性を評価することを目的としたプロジェクトである。山岳氷河は近年の急激な温暖化に伴い消滅の危機にさらされており、世界的にも、一刻も早く貴重な情報を取り出す必要があるとの認識が共有されている (Ice Memory project; <https://en.unesco.org/events/international-launch-ice-memory-project>).

本稿では、2019年にネパール東部のロールワリン地域で実施した81.2mの浅層アイスコア掘削と、掘削現場で行われたアイスコアの初期解析の結果について、既に国際雪水学会 (International Glaciological Society) の学術誌 *Annals of Glaciology* に掲載されている論文 (Tsushima et al., 2021) の内容をもとに、一部加筆し、詳しく報告する。

2. 掘削地点と観測日程

2.1 掘削地点の概要

トラカルディーン・トランバウ氷河はネパール東部のロールワリン地域に位置する (図1a)。氷河は標高 4600 – 6850 m a.s.l., 面積76.5km²で、末端には1960年代から拡大し続けるネパール最大の氷河湖ツォ・ロールパが形成されている (Sakai et al., 2000)。トラカルディーン・トランバウ氷河は標高5000 m a.s.l. 地点を境に岩壁で分断され、デブリ (岩屑) 被覆域である下流のトラカルディーン氷河と、裸氷が露出する上流のトランバウ氷河に分けられる (図1a)。2019年11月に、トランバウ氷河上流、標高 5862 m a.s.l. 地点 (27, 919° N, 86, 545° E) の傾斜のなだらかな雪原にて (図1b)、アイスコアの掘削が実施された。2016年から2018年までに行われた氷河全域に張り巡らされたステータク (氷河の表面質量収支を測定するために氷河上に設置す

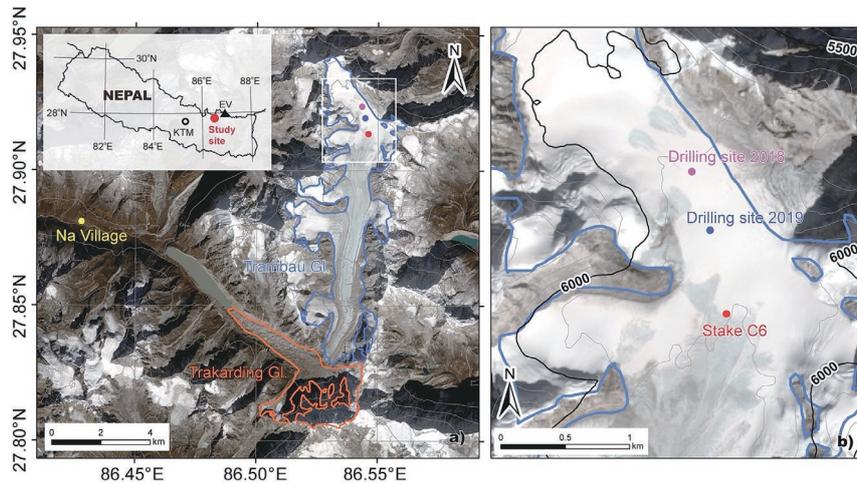


図1：(a)ネパール・ヒマラヤ、ロールワリン地域にあるトラカルディーントランバウ氷河の概要。左上にはロールワリン地域(赤丸)、カトマンズ(KTM)、およびエベレスト(EV)の位置関係を示した。黄色の丸で示したNa村は、標高4,100mに位置し、氷河にアクセスする前に通る最後の村である。(b)掘削地点の拡大図を示した。氷河の境界は、GAMDAM氷河インベントリ(Nuimura et al., 2015; Sakai, 2019)で補正した。背景の氷河の画像は、2017年11月24日に撮影されたセンチネル2の衛星画像である。Tsushima et al. (2021)より引用。

Figure 1: (a) Overview of the Trakarding–Trambau glaciers in the Rolwaling region, Nepalese Himalaya, and (b) a close-up view of the drill site. The inset in (a) shows the Rolwaling region (red circle), Kathmandu (KTM), and Mount Everest (EV). Na Village (yellow circle in (a)) is the highest (4100 m a.s.l.) and final village before the field site. Open white box in (a) denotes the area of (b). Glacier boundaries were modified from the GAMDAM Glacier Inventory (Nuimura et al., 2015; Sakai, 2019). The background image is a Sentinel-2 image taken on 24 November 2017. Cited from Tsushima et al. (2021).

る棒。雪尺とも呼ばれる。) 網で年間の質量収支が測量され、掘削地点は平衡線高度(氷河の年間の正味質量収支がゼロになる高度)に位置することがわかっている(Sunako et al., 2019)。また、GPR (Ground Penetrating Radar) 測量により、掘削地点の氷厚は300m程度であると推定されている(personal communication from Sunako et al.)。

2.2 観測メンバー

観測隊は、観測メンバー8人、シェルパ7人およびポーター38人の計53人で構成された。そして、アイスコア掘削はシェルパ3人、メンバー4人の計7人で遂行された。厳密に言えば、職業としての「シェルパ」のカテゴリには諸説あるが、本稿では、「シェルパ」は主にトレッキングガイドや生活・観測のサポート、「ポーター」は荷物運搬のみを行う方々の総称として記載している。

2.3 観測スケジュール

今回の調査では、氷河上流の雪原でのアイスコア掘削の他に、氷河下流から氷河上流の広い範囲で、ドローンによる氷河の空撮(図2a)、氷河表面を覆うデブリの温度の測定(図2b)、GPSによる氷河の表面形状の測量、自動気象測器のデータ回収およびメンテナンス、自動気象測器の新設置(図2c)、ステークによる表面質量収支測量とステークの再設置(図2d)、気温計のデータ回収と再設置、



図2：氷河観測の様子

(a) Na村でのドローン調査(撮影者：著者)。(b) キャンプ1付近、デブリ温度測定(撮影者：佐藤洋太氏)。(c) キャンプ3付近、自動気象測器の新設作業(撮影者：佐藤洋太氏)。(d) キャンプ4付近、裸氷域でのステークの設置作業(撮影者：藤田耕史氏)。(e) 掘削現場にて、鉛直方向に切断されたアイスコア(撮影者：著者)。(f) 悪天候中のキャンプ4の設営作業(撮影者：藤田耕史氏)。

Figure 2: Glacier observation

(a) An unmanned aerial vehicle operation at Na village (Photo by Akane Tsushima). (b) Temperature measurements of debris layers at near the Camp 1 (Photo by Yota Sato). (c) Installation of new AWSs at near the Camp 3 (Photo by Yota Sato). (d) Measurement and re-installation of mass-balance stakes near the Camp 4 (Photo by Koji Fujita). (e) An ice core cut vertically at the drilling site (Photo by Akane Tsushima). (f) Setting up the Camp 4 under the strong wind (Photo by Koji Fujita).

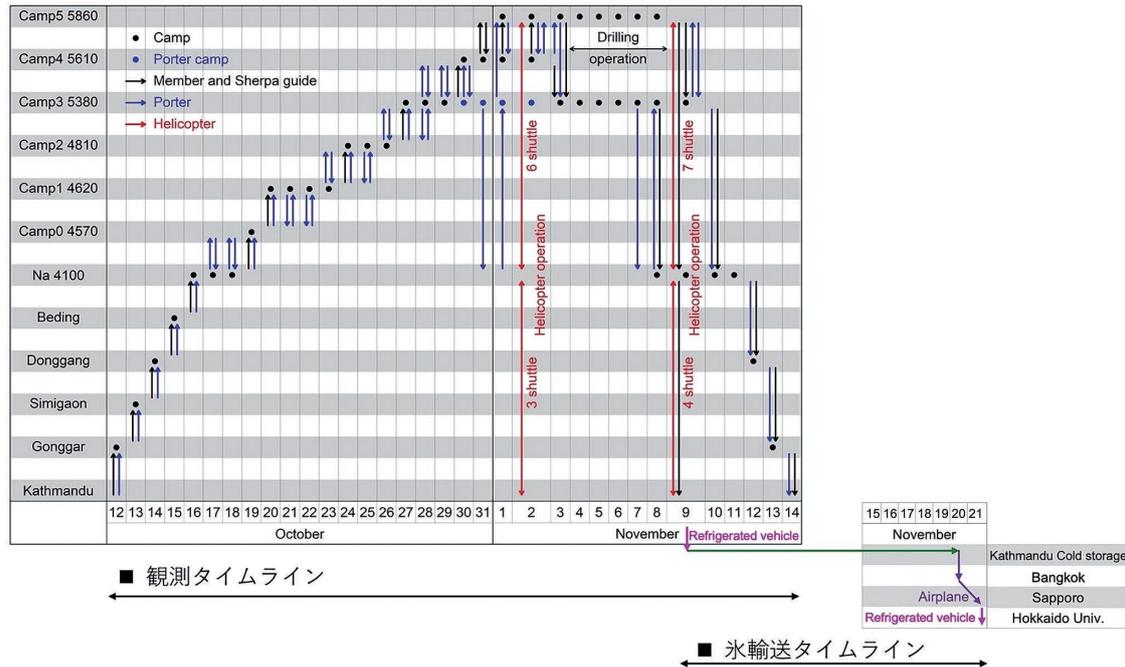


図3: アイスコア掘削を含むヒマラヤ氷河観測のタイムラインと氷輸送のタイムラインを示した。キャンプの標高(海拔表記)を併せて示した。Tsushima et al. (2021)に加筆。

Figure 3: Timeline of the 2019 ice core drilling expedition and ice core transport. Elevations (m a.s.l.) of the camps are also listed. Modified from Tsushima et al. (2021).

などの氷河観測を実施した。図2に観測中の作業の様子を写真で示した。今回の観測中の人の動き、ポーターやヘリコプターによる荷物の動きおよび掘削されたアイスコアの動きを図3に示した。アイスコア掘削を含む氷河観測は、10月12日にカトマンズを出発してから、11月14日にカトマンズに戻るまでの計34日間で実施された。

3. ヘリコプターオペレーション

ヘリコプターのオペレーションには大きく2つの問題点があった。飛行自体の不確実性と、荷物の重量制限である。掘削関係の主要な荷物の一覧を図4aに示した。一般的に数千メートルを超える高高度へのヘリコプターの飛行・物資の輸送は困難である。今回の掘削地点は5860 m a.s.l.地点に位置し、かつ、ロールワリン地域が飛行制限区域であるため、ヘリコプターによる掘削機材とアイスコアの輸送の可否が当日まで不確実であった。ヘリコプターが使用できた場合でも、6000m a.s.l.への飛行と荷上げは厳しく、ヘリコプターが掘削地点より低い標高に着陸した場合には、そこから掘削地点へは人力での荷上げを想定していた。この場合、復路ではアイスコアも掘削地点から低い標高まで人力で下ろすことになり、運搬には数日

を要することが予想され、アイスコアが融解する恐れがあった。アイスコアが融解した場合には、アイスコアの掘削時に付着した表面の汚れが融解水とともにアイスコア内部に侵入し、化学分析の結果に支障をきたす。それを防ぐために掘削地点にてアイスコア表面の汚染除去作業を行う必要があり、当初の掘削スケジュールには2日の猶予を持たせた。また、人力での荷物輸送を想定するため、1個の荷物の重量はポーターが担ぐ最大重量の40kg未満になるように梱包する必要がある。例えば、通常はドリルウインチに巻いてある180mのウインチケーブルを外し、それぞれを40kg以下にし、ケーブルとウインチを別々に運搬した。その他の機材もできる限り解体し40kg以下になるように再梱包した(図4 a)。また、運搬中のポーターの安全のために、運搬しやすく、バランスの取れた形状・サイズに梱包することも重要であった(図4 b, c)。

もう一つの問題は、使用するヘリコプターの機体サイズである。1998年にネパール西部のヒドゥン・バレーで行われた過去の観測では、荷物の輸送に、5000 m a.s.l.で2トンを超える荷物が積載可能なロシア製の大型ヘリコプター (Mi-8) をチャーターしている (Fujita et al., 2002)。しかしながら、近年このようなヘリコプターはネパール軍に徴用され、民間用途に利用できなくなっている。本

| a) 掘削関係荷物 | 梱包方法 | 重量(kg) | 輸送方法 |
|--|------------------|--------|--------|
| ドリル操作盤 | 青ダン | 10 | ヘリコプター |
| ウインチドラム | 毛布 | 34 | ヘリコプター |
| ウインチケーブル | 毛布 | 17 | ヘリコプター |
| ウインチベース, モーター | 毛布 | 17 | ヘリコプター |
| ドリルヘッド | 毛布 | 8 | ヘリコプター |
| ドリルマスト | 2つのパーツに分解, 毛布 | 2×2 | ヘリコプター |
| ドリルバレル, ジャ ケット | 毛布 | 16 | ヘリコプター |
| 掘削ドリル用工具 | 青ダン, 計2個 | 35, 30 | ヘリコプター |
| 発電機 | 木箱 | 38 | ヘリコプター |
| 発電機 | 段ボール箱 | 32 | ヘリコプター |
| ガソリン | ガソリタンク | 20×4 | ポーター |
| 発電機用オイル, 不 凍液 | - | 1, 1 | ポーター |
| シャベル | 気泡緩衝材 | 9 | ヘリコプター |
| アイスコア切断用電 気のご/バッテリー, セラミックナイフ, 夜間掘削用電気/ バッテリー など | 青ダン, 計4個 | 20×4 | ヘリコプター |



図4：(a) 掘削関係の主要な荷物の一覧を示した。全ての荷物はポーターによる輸送を想定し、1個が40kg未満になるように準備した。発電機用のガソリンはヘリコプターへの搭載が不可のためポーターによる輸送をおこなった。(b) 重量・容量制限のために、ケースから取り出され、現地で調達した毛布などで再梱包された掘削機材（撮影者：江刺和音氏）。(c) ポーターによる物資運搬（撮影者：藤田耕史氏）。(d) ヘリコプターに積まれた掘削機材（撮影者：佐藤洋太氏）。Tsushima et al. (2021) に加筆。

Figure 4: (a) List of equipment. One box was prepared to be <40 kg for each porter load. Gasoline used for a generator could not be loaded onto a helicopter, and therefore it was transported by porters. (b) Drilling equipment repackaged due to weight and capacity limits (Photo by Nao Esashi). (c) Transport of supplies by porters (Photo by Koji Fujita). (d) Drilling equipment loaded onto a helicopter (Photo by Yota Sato). Modified from Tsushima et al. (2021).

観測にて我々がチャーターしたヘリコプターはエアバス AS350-B3e で、最大積載容量は0.68m³程度である。ヘリコプターはカトマンズのトリブバン国際空港からトランバウ氷河へ往復するが、標高が高く、風の影響が強くなる氷河上を飛行する際には積載重量を大幅に減らす必要がある。そのため、カトマンズから来たヘリコプターは一度、氷河最近傍のNa村（図1a）に着陸し、荷物を積み直して積載重量を大幅に減らしてから氷河上を往復した。カトマンズとNa村間の最大積載重量は240kgで、Na村から氷河上掘削地点（6000 m a.s.l.）間の最大積載重量は50-

100kg程度とされた。氷河上での最大積載重量に幅があるのは、風の強さなど天気によって左右されるためである。つまり、荷物の輸送にヘリコプターを利用する場合にも、全ての荷物のサイズ・重量を厳密に調整する必要があった（図4 a, b, d）。

2019年11月2日に往路のヘリコプターオペレーションを実施した。3機のヘリコプターで、約330kgの掘削機材をトリブバン国際空港からNa村まで輸送した。Na村と掘削地点間の輸送には3機で計6往復を要した。復路は、11月9日に掘削機材とアイスコアで合計約550kgと2人の観測メンバーを輸送した。計2機のヘリコプターで掘削地点とNa村間を計7往復し、トリブバン国際空港とNa村を計4往復した。

4. 氷輸送オペレーション

アイスコアは、トリブバン国際空港から冷凍車（-18℃）でカトマンズの冷凍倉庫（-13℃）に運ばれ、日本に輸送されるまで保管された（図3）。アイスコア保管中と輸送中の温度管理のためアイスコアボックスからランダムに二つ選び、小型防水温度データロガー（TR-52i; T&D Co.）を同梱した。図5には、アイスコアボックス内の温度変化に加えて、アイスコアボックスの保管の様子を示した。アイスコアボックス内の温度は、2019年11月9日にNa村からカトマンズへのヘリコプターでの輸送中にプラスの値を示した。これは、氷河からNa村に輸送されたアイスコアが、ヘリコプターの故障により、2-3時間Na村に放置されたためである（図5b）。2019年11月9日以降は、アイスコアボックス内の温度はマイナスの値を示した。北海道大学低温科学研究所に到着後にアイスコアの状態を確認したが、アイスコアボックス内の温度が一時プラスの値を示したものの、アイスコアが融解した痕跡は見当たらなかった。

ネパールから日本までの氷の輸送も困難を極めた。まず、ネパールと日本の間では冷凍コンテナを備えた航空便がなかった。そのため、ドライアイスアイスコアと同梱して輸送することとした。ところが、ネパール国内ではドライアイスが購入できないことが分かったため、日本へ輸送する前々日の2019年11月19日にインドからネパールに200kgのドライアイス輸入した。そのドライアイスを、1箱15kg程度のアイスコアに対して、約10kg程度になるように同梱した。翌日の2019年11月20日にアイスコアは通常定期便の普通貨物にてトリブバン国際空港からバンコク経由で北海道新千歳空港に空輸された。2019

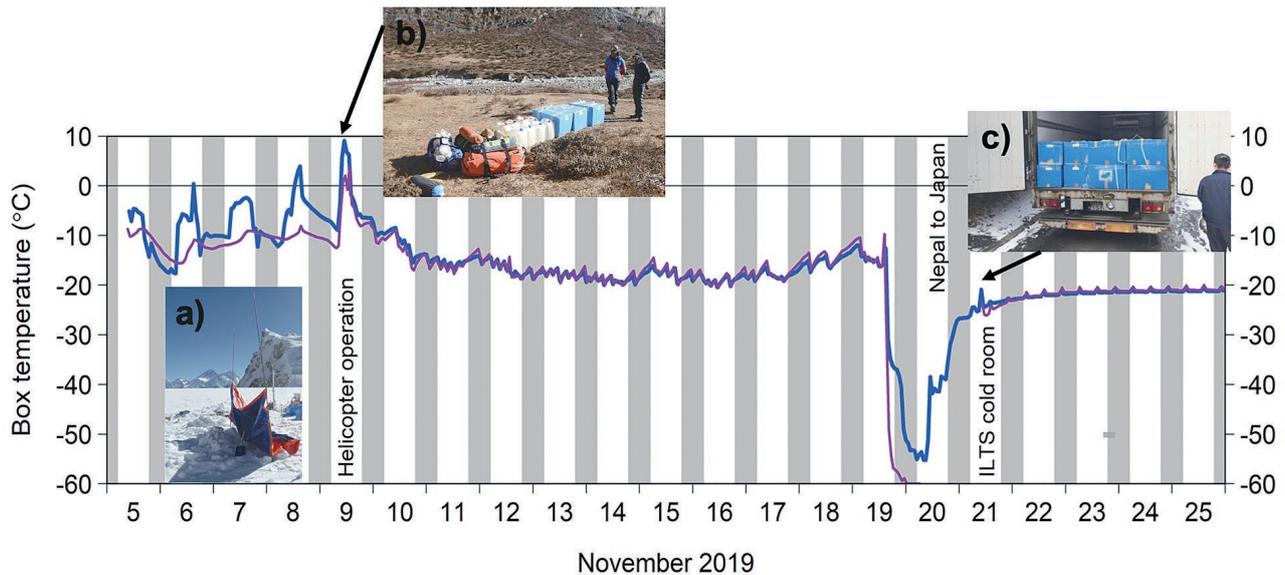


図5：アイスコアボックスの中に入れた小型防水温度データロガー（TR-52i; T&D Co.）の時間変化を示した。データロガーはランダムに選んだ二つのアイスコアボックスに1台ずつ入れた。灰色は夜間帯を示す。11月19日の夜間から21日までの期間は、データロガー1台（紫色）が作動していない。これはドライアイスによる過剰な冷却が原因であると考えられた。(a) 氷河上でのアイスコアボックスの保管の様子。強い日射を避けるため、雪の中に埋めて、その上に日除けを立てた（撮影者：著者）。(b) 2019年11月9日、ヘリコプタートラブルでNa村足止めされたアイスコアボックスの様子。ヘリコプターの故障により2-3時間この状態で留まることになった（撮影者：佐藤洋太氏）。(c) 冷凍輸送車にて北海道大学低温科学研究所に到着したアイスコアの様子（撮影者：的場澄人氏）。Tsushima et al. (2021)に加筆。

Figure 5: Temporal changes in temperatures inside two ice core storage boxes. One temperature logger (purple) did not work during the transportation between Nepal and Japan, due probably to overcooling by dry ice. Shading indicates night periods.

(a) Storage of ice core boxes on the glacier. To avoid strong sunlight, we buried them under the snow with sunshade (Photo by Akane Tsushima). (b) Ice core boxes left behind in Na Village for 2-3 hours due to a trouble of helicopter (November 9, 2019) (Photo by Yota Sato). (c) Ice core boxes delivered to the ILTS by a refrigerated vehicle (Photo by Sumito Matoba). Modified from Tsushima et al. (2021).

年11月20日に新千歳空港に着いたアイスコアはすぐさま冷凍車に積み替えられ、北海道大学低温化学研究所の低温室(-20℃)に到着・保管された(図3, 5c)。輸送中の約20時間程度は室温下に置かれたアイスコアボックスであったが、融解することなく氷を輸送することができた。

5. アイスコア掘削

5.1 掘削ドリル

本プロジェクトでは、2017年と2018年の試掘削を経て、2019年に本掘削を行った。試掘削には、九州オリンピック工業(株)が製造したコア直径73mmの軽量化されたハンドオーガを用いた。2019年の本掘削は輸送時のコスト削減と、高山域での取り扱いやすさを考慮して、小型で軽量化された(株)地球工学研究所が製造した浅層用掘削装置を用いた(高橋, 1996, 2005)。このドリルは2004年以降、主に高山域での掘削に使用されている(e.g. Takeuchi et al., 2004, 2014; Matoba et al., 2007; Tsushima et al., 2015)。

浅層用掘削装置では1回の掘削動作でコア径95mm、長さ0.50mのアイスコアが掘削できる。ウインチモーターは最大750W、ドリルモーターはDC100Vで350Wをそれぞれ要する。詳細な仕様はTakeuchi et al. (2004)に記載されている。図6に、掘削現場で実際にセットアップされた掘削システム全体を示した。ドリルはアーマドケーブルで吊り下げられ、ケーブルはマストの頂上に取り付けられた滑車を通してウインチに導かれる。ウインチの巻き上げ巻き下ろし操作によってドリルが上下方向に動く仕組みになっており、操作板で、ウインチモーターやドリルモーターの操作を行った(高橋, 1996, 2005)。高標高域で電動掘削装置を使用するにあたり、発電機が規定の出力で電力を供給できるかが、大きな不安材料であった。本掘削で使用した発電機は、寒冷地での使用に適したガソリンエンジン発電機(EF2500i, ヤマハ発動機(株))で、総重量は29kg、規定出力は海拔0mで2.5kVAである。高標高では気圧が低く酸素濃度が低くなるので不完全燃焼を防ぐため、キャブレター内のジェットノズルの径を小さくし(部品番号: 1HX-1423E-31, ヤマハ発動機(株))、



図6: 2019年の観測にて実際に設置された掘削システムの様子。撮影されたのはドリルがスタックした11月5日で、氷から引き出したドリルのジャケットを木槌で叩き、チップを取り出す様子。著者による撮影。

Figure 6: Drilling system set up during observation in 2019.

The photograph was taken after drill stack (November 5th), showing that we hit the drill jacket with a wooden hammer for removing ice chips immediately after pulling out the drill from the ice (Photo by Akane Tsushima).

燃料の噴射量が少なくなるように調整した。さらに、酸素不足による不完全燃焼でかぶりやすくなるプラグ (NGK, BPR4ES), 黒く汚れやすくなるオイルの交換を頻繁に行なった。発電機自体は常時野外に設置したが、交換するオイルは、低温環境下に放置しないように注意した。以上の対策により、発電機は標高 6000 m a.s.l.での掘削時に十分な電力を供給することができた。

5.2 アイスコア掘削

掘削は全6日間で行い、掘削時間は合計約41時間、計177ランで、ケーブル長での換算で78.4mのアイスコアが掘削された。掘削中はマスト上部に小型防水温度データロガーを日除け無しで取り付け、気温の測定を行った。掘削期間中の気温は常に0℃度を下回ったが (図7a), 日中の強い日射によりドリルが温められた。氷体温度が0度付近の温暖氷河や山岳氷河のアイスコア掘削においては、気温が高く日射が強いため、掘削には様々な問題が発生しやすい (Kamiyama et al., 2001; Fujii et al., 2002; Kohshima et al., 2002; Takeuchi et al., 2004; 高橋, 2005)。先行研究によると、ジャケット下部の入口付近でチップの詰まりが発生することによるドリルの空回りや、カッターマウントの裏側、カッターとヒール間の凹凸や、ヒールを固定するボルトの穴などに圧密されたチップが付着し、カッターの刃先が浮き上がることでドリルが空回りする、

などの問題が挙げられる (Takeuchi et al., 2004; 高橋, 2005)。トランバウ氷河にて2017年, 2018年に実施したハンドオーガ掘削, 2019年に実施した本掘削においても大きな問題となったのは、ドリルのスタックである。トランバウ氷河は、気温は低いものの、日中の数時間は日射が強く、強い日射によりドリルが暖まってしまう。そのため、ドリルが暖まったまま掘削した場合に、融解再凍結氷から作られたチップが湿り気をおびてスパイラルを上がってくる過程でコアバレルとの間で詰まって圧密されることがスタックの主な原因と考えられた。2018年の掘削時にスタックしたドリルを後に取り出して確認したところ、チップはジャケットの上方へ輸送されず、下端からスパイラルに沿ってびっしりと詰まって固まっていた。

2019年に実施したアイスコア掘削期間中の気温と掘削速度を図7に示した。掘削初日 (実際にはドリルを設置した前日に、確認のために数コア掘り下げている。2019年11月4日) は気温が低かったため、日中も含めて1日中掘削を続けることができた。しかし、2日目 (2019年11月5日) の日中は気温が高く (図7a), 日射が強かったため、日中の掘削時にドリルがスタックした。氷から引き抜いたドリルのジャケット表面には水滴がついており、コアバレルはジャケットから引き出せなかった。数分間、ジャケットを木槌で叩きつけてパレルとジャケットの間に圧縮されたチップを落としてコアバレルを引き出すと (図6) パレル上のスパイラルの間には圧密されたチップがびっしりと詰まっていた。このトラブルのために、深度20mあたりでは掘削速度が一時的に減速した (図7b)。そこで、ドリルのスタックを避けるため、3日目, 4日目 (2019年11月6日, 7日) は正午前から日射が弱まる午後2時過ぎまでは掘削を中断することにした。最終日 (2019年11月8日) は曇りで比較的日射が弱かったため、午前6時から12時頃まで掘削を続けることができた。

5.3 現場観測

気温は、ステークC6 サイト (1時間間隔, 図1b) と掘削地点 (10分間隔, 図1b) にて小型防水温度データロガーで計測された。温度センサーはステークC6サイトではPVCパイプで日射を遮って設置されたが、掘削サイトではドリルマストの上部に日射を遮らずに設置した。2019年11月8日の掘削終了後、14時から16時にかけて掘削孔を使った氷体温度の測定を行った。パンタグラフ型のアンチトルクにデータロガーを取り付けて、掘削孔に降ろし、氷壁にサーミスターセンサーを接触させながら降下させて氷温の測定を行なった。データロガー取り付けの際には

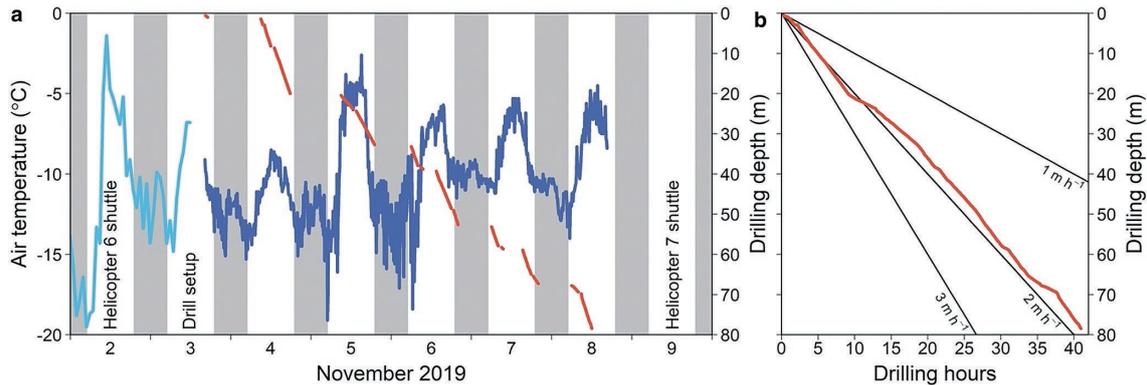


図7：(a) トランbau氷河の観測期間中の気温(左軸)と掘削深度(右軸)を示した。水色の線はステーク網のC6サイト(1時間間隔)、青色の線は掘削地点(10分間隔)にて、それぞれ測定された気温変化(左軸)を示す。(b) 掘削時間と掘削深度の関係を示した。a, bの両グラフの赤線は実測値の掘削深度を示す(どちらも右軸)。Tsushima et al. (2021)より引用。

Figure 7: (a) Air temperature (left axis) and drilling progress (right axis) on the Trambau Glacier in the Rolwaling region, Nepalese Himalaya, and (b) drilling progress vs time. Light blue and blue lines denote air temperatures (left axis) at Stake C6 (1 h intervals) and at the drill site (10 min intervals), respectively. The red lines in both panels denote the drilling depth (right axes). Cited from Tsushima et al. (2021).

アンチトルクが温度測定に干渉しないように、センサーの取り付け位置に注意した。温度は10秒間隔で記録され、深さ5, 10, 20, 30, 40, 60, 70, 77.55 m地点で各10分間停止させて測定した。各深度における後半の5分間の平均を掘削孔温度として採用した(図8f)。

掘削されたアイスコアについては掘削現場にて、アイスコア密度の算出のために長さ重量を測定し、目視にて層位(フィルン層、氷板層、気泡層および不溶性不純物を含む層(以下ダスト層)の区別)とコア情報(掘削時やアイスコア切断時のひび割れなど)を観察・記録した(図8)。輸送費を削減するため、アイスコアは体積を6割程度に減らす必要があったため、長さ重量の測定および目視観察を行った後に、鉛直方向に切断した。アイスコアの切断は手引きノコギリと電動ノコギリ(JR101DW; (株)マキタ)を併用して、手作業で行なった。はじめにアイスコア表面を鉛直方向に手引きノコギリで数回引いて溝をつけ、次にその溝に沿って電動ノコギリを使用することで、アイスコアは比較的簡単に切断することができた(図2e)。アイスコアの4割は捨てて、残りの6割はビニール袋に入れて、シーラーで密封した後、緩衝材と共に、厚さ3cmの断熱材を入れたプラスチック製の段ボール箱(通称青ダン。0.39 m × 0.65 m × 0.45 m)に詰めて、ヘリコプターでカトマンズに輸送するまで雪の下に埋めて保管した。日中は強い日射による融解を避けるため、アイスコアが保管されている場所に、竹に結んだビニールシートを日除けとして設置した(図5a)。

6. 掘削孔温度および気温の測定結果

掘削孔温度は、深さ5m地点で -0.21°C 、深さ77.55m地点で -1.33°C と、深さとともに徐々に低下した(図8f)。掘削孔温度を測定中の外気温は -6.7°C であった。一般的に、年間平均気温に相当すると考えられている深さ10 mの温度(Loewe, 1970)は、 -0.82°C であった。ステークC6サイトで測定された年平均気温(2018年10月31日から1年間の平均値として算出)は -8.7°C で、掘削地点で測定された深さ10 mの水体温度は、年間平均気温よりも著しく高い値を示した。先行研究では、ER氷河(6450 m a.s.l.)の10m深の温度は -9.6°C (Kang et al., 2003)、Dasuopu氷河(7200 m a.s.l.)の10m深の温度は -16.0°C (Thompson et al., 2000)と報告されており、それらと比較してもトランbau氷河の10m深の水体温度は著しく高い値を示した。図8cに示したように、掘削地点は融解再凍結が生じている。先行研究では、融解水の再凍結による潜熱放出が水体温度を上昇させる可能性を示している(Bingham et al., 2008)。以上から、トランbau氷河では融解水の再凍結が水体温度を上昇させたことが示唆される。これが、水体温度の変化だけでなく、アイスコアに保存された古気候情報にも影響を与えた可能性がある。したがって、アイスコアについては、古環境記録の復元を行う前に、融解、浸透、再凍結による化学成分への影響を詳細に検証する必要がある。

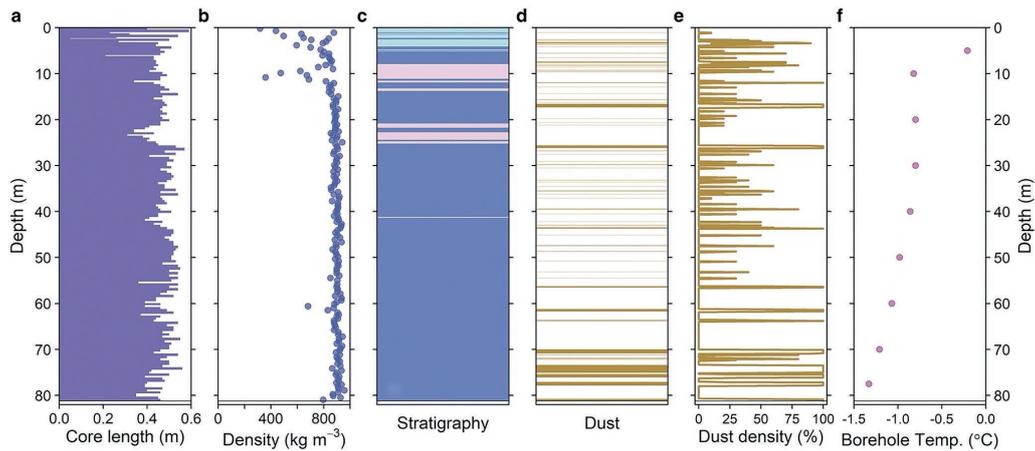


図8：2019年にネパール・ヒマラヤ、トランバウ氷河で掘削された81.2mアイスコアの、(a) コアの長さ、(b) コアの密度、(c) 層位、(d) ダスト層、(e) ダスト密度、(f) 掘削孔温度のプロファイルを示した。(c)の水色、ピンク色、青色で示した領域は、それぞれ、フィルム、気泡を多く含んだ氷、再凍結氷を示す。(e)のダスト密度は、アイスコア 0.1 m毎に 0.01 m 精度で計測されたダスト層の割合として定義した。Tsushima et al. (2021)より引用。

Figure 8: Profiles of (a) core length, (b) density, (c) stratigraphy, (d) dust layers, (e) dust density and (f) borehole temperature in the ice core from Trambau Glacier, Nepalese Himalaya, drilled in 2019. The light blue, pink, and blue shaded areas in (c) denote firm, bubble-rich ice, and refrozen ice, respectively. Dust density is defined as the percentage of dust layers counted at 0.01 m intervals in every 0.1 m of core. Cited from Tsushima et al. (2021).

7. アイスコアの初期解析結果

現場で測定されたアイスコアの長さ、長さ重量から算出されたアイスコアの密度および目視観察により判定した層位のプロファイルを図8に示した。アイスコアの全長は実測値で81.2mであった。一回の掘削で採取されたアイスコアの長さの平均値は0.46 mで、57個のアイスコアがドリルの掘削性能 (0.50 m) よりも長い (図8a)。アイスコアの平均密度は 866 kg m^{-3} (図8b) で、アイスコア全体の約88%が密度 830 kg m^{-3} 以上の再凍結氷で形成されていることから、掘削地点は浸透帯に分類されると考えられた (Cuffey and Paterson, 2010)。ダスト層はアイスコア全体に分布し、アイスコア全体の約12%にダスト層が存在することが分かった (図8d)。図8eに、0.1m毎に算出したダスト密度を示した。ダスト密度は深度により大きく変化した。先行研究では、ヒマラヤの氷河へのエアロゾルの沈着量は夏季モンスーンの強弱など大気循環の変化にตอบสนองすると述べられている (e.g. Thompson et al., 2000)。トランバウアイスコアのダスト密度の変化も今後、大規模大気循環の変化との比較研究を進め、関連性を評価する必要があるだろう。

Sunako et al. (2019) は、観測データで検証された質量収支モデルを用いてトランバウ氷河の年間涵養量を算出しており、1980年から2018年の期間において、水当量 (雪を水に換算した場合の量) で $0.73 \pm 0.11 \text{ m}$ と推定された。

したがって、長さ約80メートルのトランバウアイスコアは100～130年程度 of 古環境記録を保持していることが期待される。

8. おわりに

はじめてトランバウ氷河での掘削を試みたのは2010年のことである。それから10年の時を経て、ようやく長期間の古気候情報が復元可能なアイスコアの掘削に成功した。最終的には成功したものの、飛行制限区域で、かつ、6000 m a.s.l.の高標高でのヘリコプターオペレーション、ポーターによる氷河上への物資の人力輸送、悪天候 (図2f) など、全てが挑戦的な観測であった。

前述したように、近年、東南アジアは急速な経済発展により人為起源の汚染物質の大気中への排出量が劇的に増加し、大規模発生源の一つとして知られる (Ohara et al., 2007; Alexander et al., 2013)。現在、著者らは鉛の安定同位体比など、人間活動による大気汚染のトレーサーとなる化学種成分の分析を積極的に進めており、今後は、アイスコアから復元した環境変動情報と東南アジアを中心とした社会・経済活動の変遷を比較し、両者の関わりを明らかにしていきたい。さらに、ロールワリン地域の低標高域で採取された樹木年輪の酸素安定同位体比データの取得・解析も進めており、アイスコアから復元した涵養量と樹木年輪酸素同位体比から復元した降水量の比

較から、この地域の気候変動の高度依存性についても検証していく予定である。

謝辞

観測のメンバーと観測をサポートいただいた全ての方々に改めて深く感謝申し上げます。また、今回執筆の機会をいただいた、西岡純教授と的場澄人助教に感謝申し上げます。本研究はJSPS科研費17H01621, 16K16184, 18KK0098およびJSPS-SNSF国際共同プログラムJRP20191503の助成を受けたものです。

参考文献

- Alexander, L., S. Allen, N. L. Bindoff, F.-M. Breon, J. A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J. M. Gregory, D. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. K. Kanikicharla, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G. A. Meehl, I. I. Mokhov, S. Piao, G.-K. Plattner, D. Qin, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, T. Stocker, L. D. Talley, D. G. Vaughan and S.-P. Xie (2013) Summary for policymakers, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the IPCC 5th Assessment Report*, Stockholm, Sweden.
- Bingham, R. G., A. L. Hubbard, P. W. Nienow and M. J. Sharp (2008) An investigation into the mechanisms controlling seasonal speedup events at a High Arctic glacier. *J. Geophys. Res.: Earth Surface* **113**(F2), F02006. doi: 10.1029/2007JF000832
- Cuffey, K. M. and W. S. B. Paterson (2010) *The Physics of Glaciers, 4th Edn. Oxford: Butterworth-Heinemann.*
- Fujii, Y., T. Kameda, F. Nishio, K. Suzuki, M. Kohno, F. Nakazawa, J. Uetake, L. M. Savatyugin, S. M. Arkhipov, I. A. Ponomarev and N. N. Mikhailov (2002) Outline of Japan–Russia joint glaciological research on Sofiyskiy Glacier, Russian Altai Mountains in 2000 and 2001. *Bull. Glaciol. Res.*, **19**, 53–58.
- Fujita, K., F. Nakazawa, N. Takeuchi, M. Nakawo, B. Rana, N. Azuma and Y. Fujii (2002) Ice core drilling on the southern slope of Nepal Himalayas. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **56**, 59–66.
- Fujita, K. (2008a) Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **276**(1–2), 14–19.
- Fujita, K. (2008b) Influence of precipitation seasonality on glacier mass balance and its sensitivity to climate change. *Ann. Glaciol.*, **48**, 88–92.
- Immerzeel, W. W., L. P. H. Van Beek and M. F. P. Bierkens (2010) Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, **328**, 1382–1385. doi: 10.1126/science.1183188
- Kamiyama, K., H. Motoyama and O. Watanabe (2001) Field observations of the Japanese Arctic glaciological expeditions in Svalbard from 1993 to 1995. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **54**, 243–251.
- Kang, S., P. A. Mayewski, D. Qin, Y. Yan, S. Hou, D. Zhang, J. Ren and K. Kruetz (2002) Glaciochemical records from a Mt. Everest ice core: relationship to atmospheric circulation over Asia. *Atmos. Environ.*, **36**, 3351–3361. doi: 10.1016/S1352-2310(02)00325-4
- Kang, S., P. A. Mayewski, Y. Yan, D. Qin, T. Yao and J. Ren (2003) Dust records from three ice cores: relationship to spring atmospheric circulation over the northern hemisphere. *Atmos. Environ.*, **37**, 4823–4835. doi: 10.1016/j.atmosenv.2003.08.010
- Kaspari, S., R. LeB. Hooke, P. A. Mayewski, S. Kang, S. Hou and D. Qin (2008) Snow accumulation rate on Qomolangma (Mount Everest), Himalaya: synchronicity with sites across the Tibetan plateau on 50–100 year timescales. *J. Glaciol.*, **54**, 343–352. doi: 10.3189/002214308784886126.
- Kohshima, S., T. Shiraiwa, M. A. GodoP, K. Kubota, N. Takeuchi and K. Shinbori (2002) Ice core drilling on Southern Patagonia Icefield – development of a new portable drill and the field expedition in 1999. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **56**, 49–58.
- Loewe, F. (1970) Screen temperatures and 10m temperatures. *J. Glaciol.*, **9**, 263–268. doi: 10.3189/S0022143000023571
- Matoba, S., S. V. Ushakov, K. Shimbori, H. Sasaki, T. Yamasaki, A. A. Ovshannikov, A. G. Manevich, T. M. Zhidaleeva, S. Kutuzov, Y. D. Muravyev and T. Shiraiwa (2007) The glaciological expedition to Mount Ichinsky, Kamchatka, Russia. *Bull. Glaciol. Res.*, **24**, 79–85.
- Nuimura, T., A. Sakai, K. Taniguchi, H. Nagai, D. Lamsal, S. Tsutaki, A. Kozawa, Y. Hoshina, S. Takenaka, S. Omiya, K. Tsunematsu, P. Tshering and K. Fujita (2015) The GAMDAM glacier inventory: a quality controlled inventory of Asian glaciers. *Cryosphere*, **9**, 849–864. doi: 10.5194/tc-9-849-2015
- Ohara, T., H. Akimoto, J. Kurokawa, N. Horii, K. Yamaji, X. Yan and T. Hayasaka (2007) An Asian emission inventory of

- anthropogenic emission sources for the period 1980–2020. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 4419–4444. doi: 10.5194/acp-7-4419-2007
- PAGES 2K Consortium (2013) Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nat. Geosci.*, **6**, 339–346. doi: 10.1038/ngeo1834
- Qin, D., S. Hou, D. Zhang, J. Ren, S. Kang, P. A. Mayewski and C. P. Wake (2002) Preliminary results from the chemical records of an 80.4 m ice core recovered from East Rongbuk Glacier, Qomolangma (Mount Everest), Himalaya. *Ann. Glaciol.*, **35**, 278–284. doi: 10.3189/172756402781816799
- Sakai, A., K. Chikita and T. Yamada (2000) Expansion of a moraine-dammed glacier lake, Tsho Rolpa, in Rolwaling Himal, Nepal Himalaya. *Limnol. Oceanogr.*, **45**, 1401–1408. doi: 10.4319/lo.2000.45.6.1401
- Sakai, A. (2019) Updated GAMDAM glacier inventory over the high mountain Asia. *Cryosphere*, **13**, 2043–2049. doi: 10.5194/tc-13-2043-2019
- Sano, M., P. Tshering, J. Komori, K. Fujita, C. Xu and T. Nakatsuka (2013) May–September precipitation in the Bhutan Himalaya since 1743 as reconstructed from tree ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 8399–8410. doi: 10.1002/jgrd.50664
- Sano, M., C. Xu, A. P. Dimri and R. Ramesh (2019) Summer monsoon variability in the Himalaya over recent centuries. In Dimri, A.P., B. Bookhagen, M. Stoffel and T. Yasunari (eds). *Himalayan Weather and Climate and Their Impact on the Environment*. Cham: Springer, pp.261–280. doi: 10.1007/978-3-030-29684-1_14.
- Sunako, S., K. Fujita, A. Sakai and R.B. Kayastha (2019) Mass balance of Trambau Glacier, Rolwaling region, Nepal Himalaya: in-situ observations, long-term reconstruction and mass-balance sensitivity. *J. Glaciol.*, **65**, 605–616. doi: 10.1017/jog.2019.37
- 高橋昭好 (1996) 新型雪氷浅層コアドリルの開発. 雪氷, **58**, 29-37. doi: 10.5331/seppyo.58.29.
- 高橋昭好 (2005) 温暖氷コア掘削ドリルの開発. 雪氷, **67**, 245-250. doi: 10.5331/seppyo.67.245.
- Takeuchi, N., A. Takahashi, J. Uetake, T. Yamazaki, V. B. Aizen, D. Joswiak, A. Surazakov and S. Nikitin (2004) A report on ice core drilling on the warm plateau of Mt. Belukha in the Russian Altai mountains in 2003. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **18**, 121–133.
- Takeuchi, N., K. Fujita, V. B. Aizen, C. Narama, Y. Yokoyama, S. Okamoto, K. Naoki and J. Kubota (2014) The disappearance of glaciers in the Tien Shan Mountains in Central Asia at the end of Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, **103**, 26–33. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.09.006
- Thompson, L. G., T. Yao, E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, K. A. Henderson and P.-N. Lin (2000) A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, **289**, 1916–1919. doi: 10.1126/science.289.5486.1916
- Tsushima, A., S. Matoba, T. Shiraiwa, S. Okamoto, H. Sasaki, D. J. Solie and K. Yoshikawa (2015) Reconstruction of recent climate change in Alaska from the aurora peak ice core, central Alaska. *Clim. Past*, **11**, 217–226. doi: 10.5194/cp-11-217-2015
- Tsushima, A., M. Miyahara, T. Yamasaki, N. Esashi, Y. Sato, R. B. Kayastha, A. J. B. Lama Sherpa, M. Sano and K. Fujita (2021) Ice core drilling on a high-elevation accumulation zone of Trambau Glacier in the Nepal Himalaya, *Ann. Glaciol.*, **62**(85-86), 353 – 359. doi: 10.1017/aog.2021.15
- Wang, Q., X. Fan and M. Wang (2016) Evidence of high-elevation amplification versus Arctic amplification. *Sci. Rep.*, **6**, 19219. doi: 10.1038/srep19219

日本海北東部の筋状降雪雲の半日周期振動

川島 正行^{1),2)}, 織田 将太^{3)*}, 下山 宏¹⁾, 渡辺 力¹⁾

2023年11月30日受付, 2023年12月15日受理

衛星やレーダーの画像を調べると、シベリアからの寒気吹き出し時に発生する日本海北東部の筋状降雪雲は、寒気吹き出しに対し直交方向に半日周期で振動することが確認できる。一方、日本海の北西部では、降雪雲の半日周期の振動は不明瞭で、1日周期の振動が卓越する。本研究では、筋状降雪雲の半日周期振動のメカニズムを、領域大気モデルを用いた寒気吹き出し事例の数値シミュレーションと、境界層大気の変動を表現する線形浅水波モデルによる数値実験により調べた。降雪雲の振動をもたらす海上の風速擾乱の励起には、大陸上の境界層乱流の日変動に伴う加熱と摩擦両方の変動が重要であることがわかった。また、沿海州のシホテアリニ山脈は、大きな1日周期気温変動を伴う内陸の寒気の流出を妨げることで、筋雲の半日振動を際立たせる働きを持つと考えられる。

Semidiurnal Oscillations of Sea-effect Snowbands over the Northeastern Part of the Sea of Japan

Masayuki Kawashima^{1,2}, Shota Oda^{3)*}, Kou Shimoyama¹ and Tsutomu Watanabe¹

During wintertime cold-air outbreaks from Siberia, the sea-effect wind-parallel snowbands over the northeastern part of the Sea of Japan often exhibit pronounced semidiurnal oscillations in the direction normal to the prevailing wind. On the other hand, in the northwestern part of the Sea of Japan, semidiurnal oscillations are less noticeable and diurnal oscillations are predominant. In this study, the mechanisms for the semidiurnal oscillation of snowbands are investigated through the analysis of realistic numerical simulations of cold-air outbreaks using a regional atmospheric model and idealized numerical experiments using a linear reduced-gravity shallow water model that models the inversion-capped boundary layer flow. It is shown that the diurnal variations of both the boundary-layer heating and friction due to the boundary-layer turbulence over the windward coastal region are important in generating the wind perturbations responsible for the oscillations of snowbands. It is argued that the Sikhote-Alin mountain region acts to highlight the semidiurnal oscillations of snowbands by blocking the outbreak of inland cold air, which is accompanied by a large amplitude of diurnal temperature variation.

キーワード：筋状降雪雲, 日周期変動, 領域大気モデル
snowbands, diurnal variation, regional atmospheric model

連絡先

川島 正行

北海道大学 低温科学研究所

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5491

Email: kawasima@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University,

Sapporo, 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

3) 北海道大学 大学院環境科学院

Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

*現在は NEC ソリューションイノベータ

* Now at NEC Solution Innovators, Ltd.

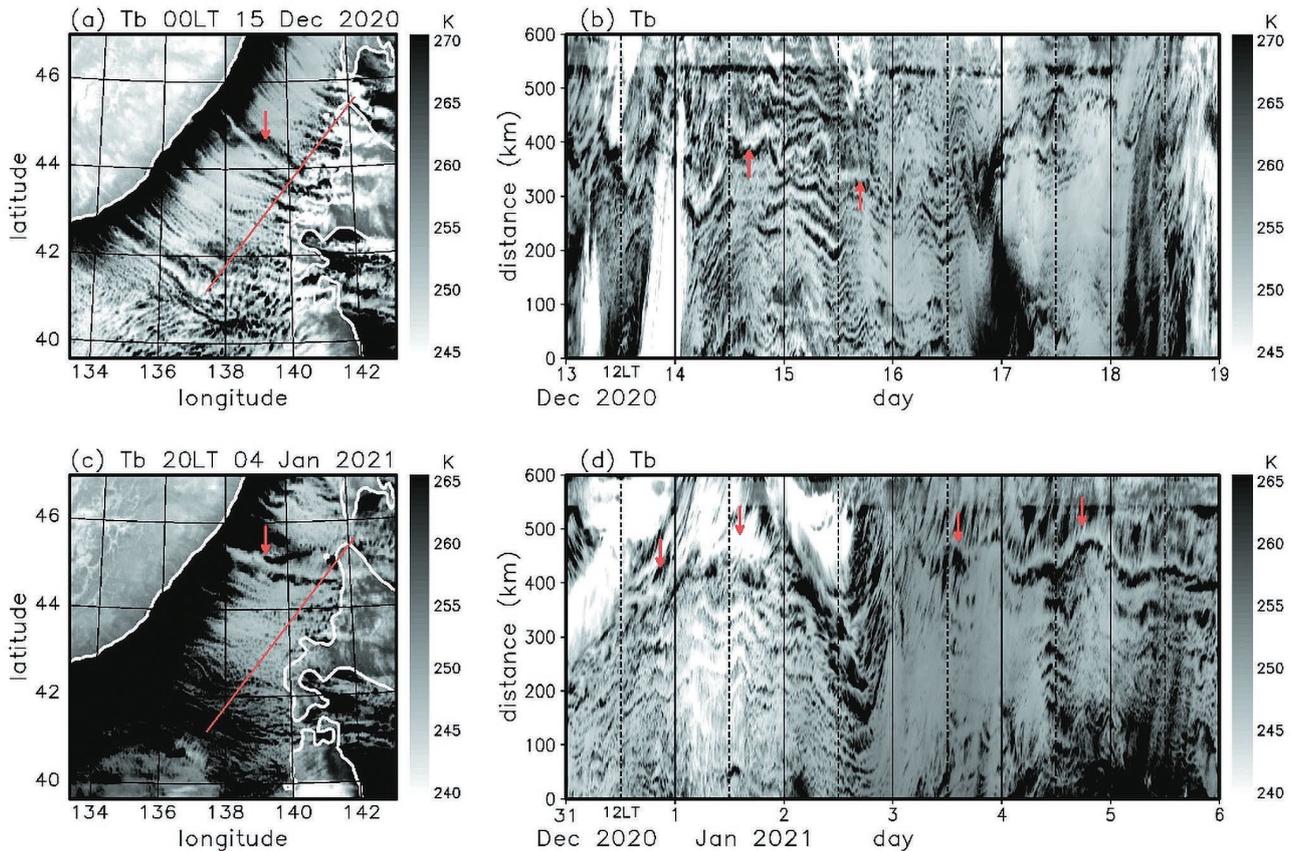


図1：気象衛星ひまわり8号で観測された、寒気吹き出し時の日本海北東部の赤外輝度温度 (band 13, 波長 $10.4\mu\text{m}$)。 (a) 2020年12月15日00時 (日本時間), (b) (a)の線上における時間-距離断面, (c) 2021年1月4日20時, (d) (c)の線上における時間-距離断面。シホテアリニ山脈中の山岳により生じる太い筋雲の位置を矢印で示す。

Figure 1: Infrared satellite brightness temperature (K) of Himawari-8 band 13 ($10.4\mu\text{m}$) over the northeastern part of the Sea of Japan. (a) Snapshot at 0000 LT 15 December 2020. (b) time-distance section along the red line in (a). (c) snapshot at 2000LT 4 January 2021, and (d) time-distance section along the red line in (c). The red arrows indicate the location of the thick cloud band induced by a mountain in the Sikhote-Alin Mountains.

1. はじめに

冬季モンスーン時、大陸から吹き出した寒気は日本海上で大量の顕熱と潜熱を受け、多数の筋状降雪雲が発生することが良く知られている。筋状降雪雲は海上における大気境界層 (対流混合層) 内で発達し、多くの場合境界層内の風に平行な走向を持つ。気象衛星や日本海沿岸に設置されたレーダーの画像データを調べると、日本海北東部の筋状降雪雲が、寒気吹き出しに対し直交する方向に半日周期で振動することが確認できる。図1に、比較的長期間持続した最近の寒気吹き出し事例について、気象衛星ひまわり8号で観測された赤外輝度温度を示す。2020年12月中旬の事例では、14日から18日、2020年12月末から2021年1月上旬の事例では1日および3日から5日にかけて、約12時間周期の降雪雲振動が確認できる。また、各筋雲は同期して振動していることがわかる。矢印で示した降雪雲はロシア沿海州の地形効果で強められた降雪雲として

知られており (Muramatsu, 1979; Ohtake et al., 2009), 北海道西岸に大雪をもたらすことが知られている。

図2は、日本海北西部について同期間の雲の変動を示したものである。幅の広い太い雲域は、豪雪をもたらす擾乱として知られる日本海寒帯気団収束帯 (Japan Sea Polar Airmass Convergence Zone; JPCZ) に伴うものである。半日周期の振動は局所的に確認できるが、図1と比較し不明瞭である。2020年12月末から2021年1月上旬の寒気吹き出し時には、1日周期の雲の振動が顕著である。

太陽放射加熱に起因する、海陸風や山谷風などの局地循環や雲・降水の日変動は、気象・気候における重要な構成要素である (Wallace, 1975; Dai et al., 1999など)。特に熱帯域では日周期変動が顕著で、海陸温度コントラストの日変動に起因した、風速や気温、降水などの日変動シグナルが沖向きに伝播することが多くの研究で報告されている (Yang and Slingo, 2001; Mapes et al., 2003; Gille et al., 2005など)。太陽放射加熱の変動

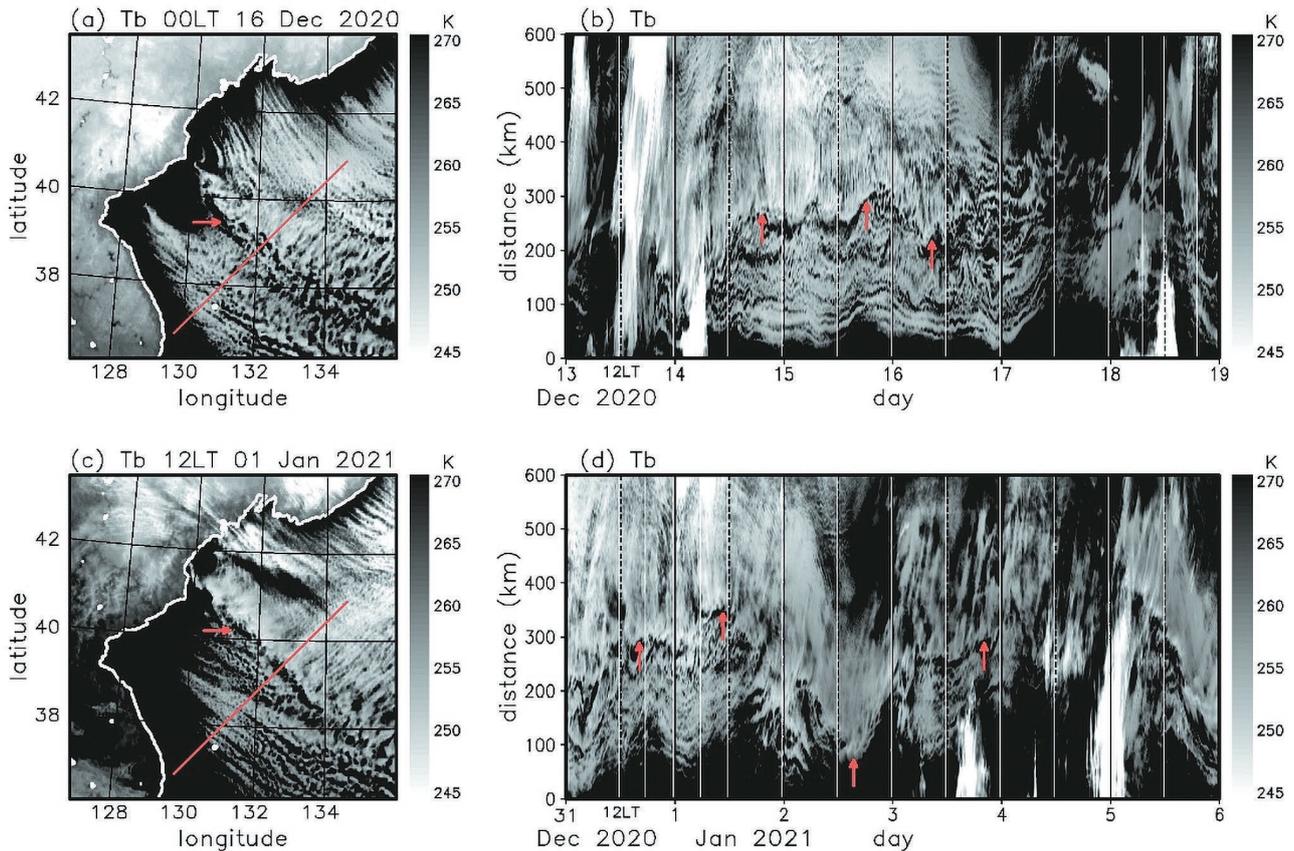


図2：気象衛星ひまわり8号で観測された寒気吹き出し時の日本海北西部の赤外輝度温度 (band 13, 波長 $10.4\mu\text{m}$)。 (a) 2020年12月16日00時 (日本時間), (b) (a)の線上における時間-距離断面, (c) 2021年1月1日12時, (d) (c)の線上における時間-距離断面。日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に伴う雲域の南西側の境界の位置を矢印で示す。

Figure 2: Infrared satellite brightness temperature (K) of Himawari-8 band 13 ($10.4\mu\text{m}$) over the northwestern part of the Sea of Japan. (a) Snapshot at 0000 LT 16 December 2020. (b) time-distance section along the red line in (a). (c) snapshot at 1200 LT 1 January 2021, and (d) time-distance section along the red line in (c). The red arrows indicate the southwestern boundary of clouds associated with the Japan Sea polar airmass convergence zone (JPCZ).

は昼夜非対称で高調波成分を持つため、陸上や沿岸域の地上付近の風速をスペクトル解析すると、基本となる1日周期成分のほかに、高調波成分、特に半日周期成分にエネルギー密度のピークが現れることが知られている (Orlic et al., 1988; Cokelet, 1992; Sakazaki and Fujiwara, 2008など)。

図1, 2に示した降雪雲の振動も、日射の変動に伴い励起される大陸上の風速変動が伝播することで生じると予想されるが、このような現象に着目した研究はなく、そのメカニズムも不明である。また、地上付近の物理量の半日変動の振幅は、通常1日変動の振幅よりもかなり小さくなるため、なぜ日本海北東部で顕著な半日振動がみられるのか、という疑問も起こる。これらの点を解明するため、本研究では領域大気モデルを用いて寒気吹き出し事例を再現し、そのデータを解析した。さらに、簡便な線形浅水波方程式モデルを用いた数値実験を行い、降雪雲の振動のメカニズムについて調べた。

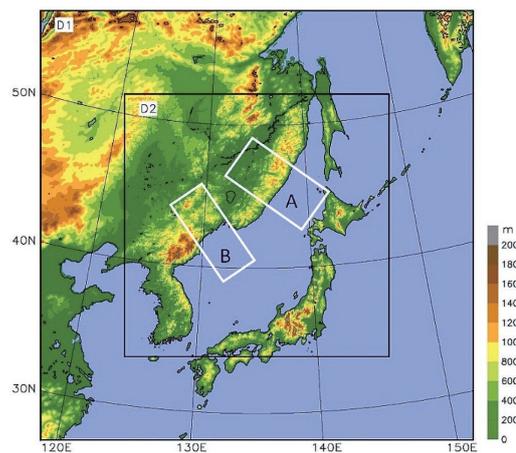


図3：領域大気モデルの計算領域と標高。長方形A, Bは距離-時間断面図の作成に使用した領域を表す。

Figure 3: The model domain and topography. The boxes A and B represent the areas to construct distance-time diagrams.

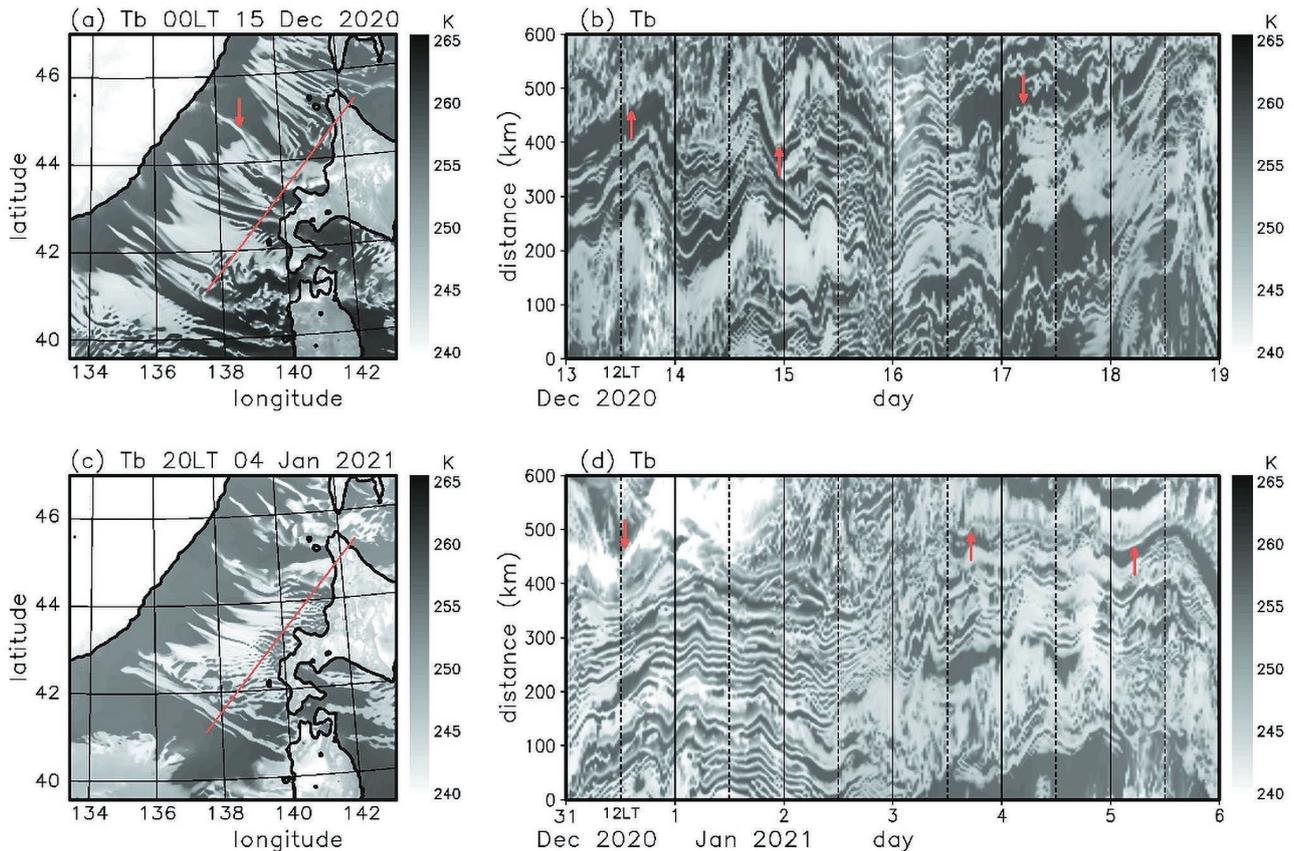


図4：領域大気モデルで得られた外向き長波放射から計算した、日本海北東部における赤外輝度温度。スナップショットの時刻および時間-距離断面図の位置と期間は図1と同じである。

Figure 4: Infrared brightness temperature (K) derived from the model output of the outgoing longwave radiation for the northeastern part of the Sea of Japan. The times of snapshots and the location and period for the time-distance sections are the same as in Fig. 1.

2. 領域大気モデルによる再現実験

2.1 モデルの設定

領域大気モデル Weather Research and Forecasting - Advanced Research (WRF-ARW) Version 3.9.1 (Skamarock et al., 2008) を用いて、複数の寒気吹き出し事例の再現実験を行った。計算領域を図3に示す。計算は水平9 km格子の領域 (D1) に3 km格子の領域 (D2) を双方向ネストして行った。モデル上端は50 hPaとし、鉛直方向に64層を取った。

主要な物理過程のパラメタリゼーションとして、Thompsonの雲微物理過程スキーム (Thompson et al., 2008), Yonsei University 境界層スキーム (Noh et al., 2003; Hong et al., 2006), Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) 放射スキーム (Iacono et al., 2008), を用いた。また、9 km格子の領域でのみKain-Fritschの積雲パラメタリゼーション (Kain, 2004) を用いた。初期値・境界値にはNCEP/NCAR GDAS Final Analysisを用いた。

双方向ネストの設定で、図1, 2に示した寒気吹き出し事例のシミュレーション (積分期間は12月11日00UTCから12月19日00UTCおよび12月29日00UTCから1月7日00UTC) を行った。また、日本海上の風の日変動特性を把握するため、粗い格子 (D1) のみを用いて2020年12月上旬から2021年1月上旬までの1ヶ月間のシミュレーションも行った。

2.2 結果

図1, 2に示した寒気吹き出し事例を再現した結果を図4, 5に示す。衛星画像との比較のため、モデルで計算された大気上端での外向き長波放射を用いて、雲の射出率を1.0と仮定して赤外輝度温度を求めた。細かな点は異なるが、期間を通した全体的な雲の時間変化はよく再現されている。日本海北東部 (図4) については、図1と同様に筋状降雪雲の位置に顕著な12時間周期の振動が確認できる。日本海北西部 (図5) においては、半日振動は不明瞭で、12月末から1月上旬の寒気吹き出しでは、図2と同様の1日周期振動が卓越している。以上から、筋状降雪雲の振動を

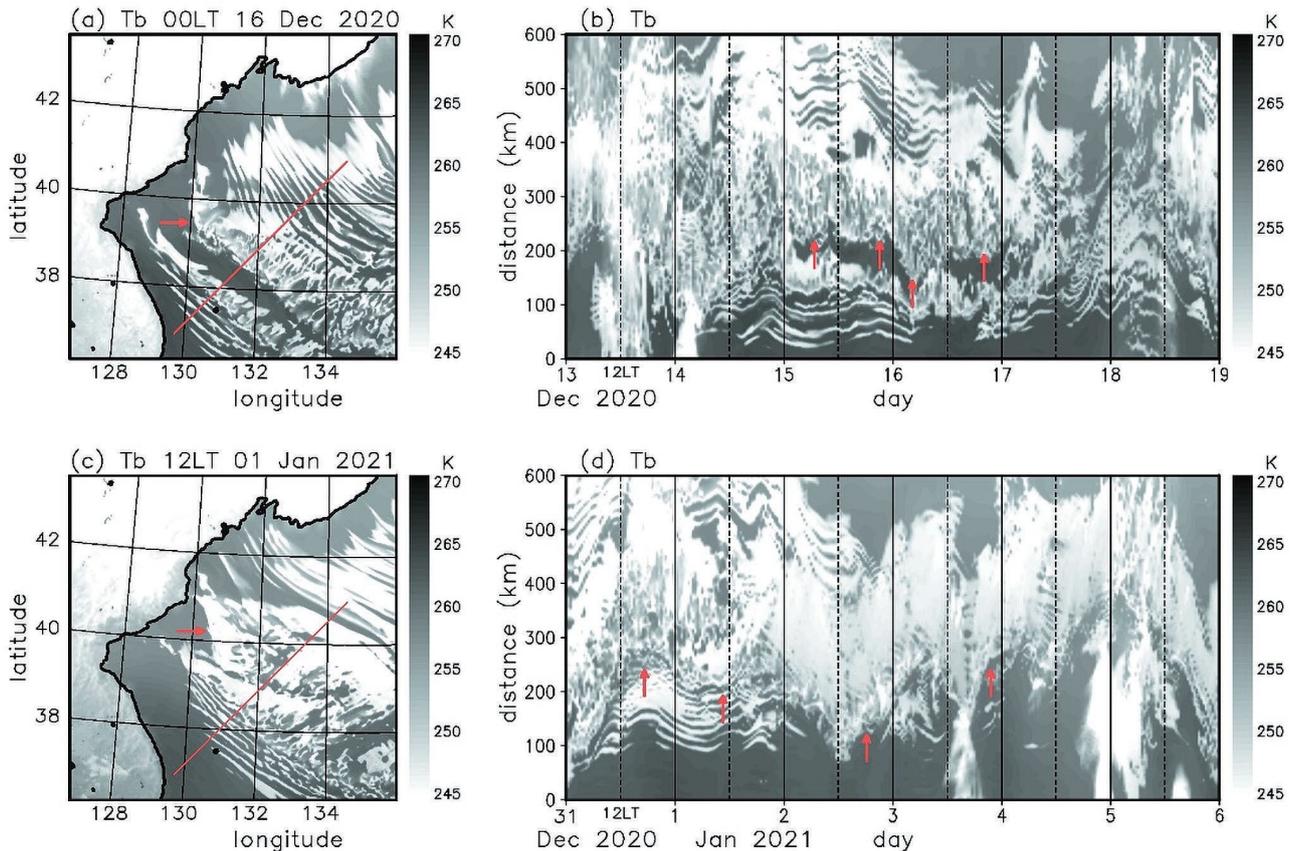


図5：領域大気モデルで得られた外向き長波放射から計算した、日本海北西部における赤外輝度温度。スナップショットの時刻および時間-距離断面図の位置と期間は図2と同じである。

Figure 5: Infrared brightness temperature (K) derived from the model output of the outgoing longwave radiation for the northwestern part of the Sea of Japan. The times of snapshots and the location and period for the time-distance sections are the same as in Fig. 2.

もたらず大気場の変動は、モデル中でも再現されていると考えられる。

1ヶ月間のシミュレーションで得た下層風速データを用いてスペクトル解析を行ったところ、過去の研究で報告されているように、陸上では周期1日・半日に明瞭なエネルギーのピークが見られた。海上の殆どの領域ではそれらのピークは不明瞭になるが、日本海北東部では周期1日・半日に明瞭なピークが見られ、その強さは同程度になることが分かった(図は省略)。

顕著な筋雲の半日振動が見られた2020年12月14～17日、2021年1月1日および1月3～5日の計8日間のデータを用いて、物理量の平均日変動データを作成した。このデータに対し調和解析を行うことで、1日・半日周期の物理量の変動を抽出した。各筋雲の同期した振動から予想されるように、沿海州風下の風速変動の位相は、海岸に沿う南西-北東方向にほぼ一様で、風上にあたるシホテアリニ山脈の中央部でもその方向に一様であった。そこで、以降は図3の長方形Aの南西-北東方向(幅360 km)に平均した

場について見ていく。

図6に、地上からの高度300 mにおける、海岸線に直交する風速成分 u (北西風成分)、海岸線に平行な風速成分 v (南西風成分)、温位の1日および半日変動成分の距離-時間断面図を示す。なお、海上 ($x > 0$ km) の深さ1km程度の対流混合層内では、強い鉛直混合の効果により、各物理量は高度方向にほぼ一様である。筋雲の走向は基本的には風向と一致するので、その振動は v の変動により生じる。各物理量の1日周期変動(図6a-c)は、内陸の標高の低い場所 ($-300 < x < -200$ km) で顕著である。陸上における下層風速の変動は、主として、境界層乱流の摩擦効果(乱流運動量フラックス収束)の変動によるものである。日中は活発な乱流により境界層の北西風は減速し、乱流混合が弱まる夜間に北西風は増加する(図6a)。温位の1日変動の振幅はシホテアリニ山脈上部と風下斜面 ($-120 < x < 0$ km) で小さく、内陸部よりも変動の位相が4～5時間早いことが分かる。海上における温位偏差の位相は、背景風(約 10 m s^{-1}) の速度で風下伝播する。一方、風速成分 u , v に

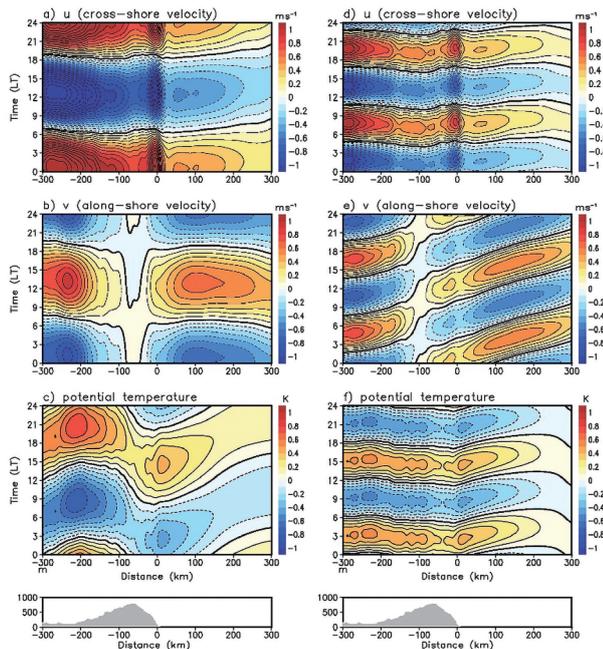


図6：図3の長方形Aの南西-北東向（幅360 km）について平均した，地表面からの高度300 mにおける物理量の（左）1日変動成分と（右）半日変動成分の距離-時刻断面図。(a), (d) 海岸線に直交する風速成分（北東風成分， 0.1 m s^{-1} 間隔），(b), (e) 海岸線に平行な風速成分（南西風成分， 0.1 m s^{-1} 間隔），(c), (f) 温位（ 0.1 K 間隔）。距離0は平均した海岸線的位置に対応する。図の下に平均した標高を示す。

Figure 6: Distance-time sections of (left) diurnal and (right) semidiurnal harmonics of variables at 300 m AGL averaged over the 360-km wide SW-NE span of the rectangular area A in Fig. 3. (a), (d) cross-shore wind, (b), (e) along-shore wind, and (c), (f) potential temperature. Contour intervals are 0.1 m s^{-1} for wind speeds and 0.1 K for potential temperature. Distance equals 0 is the coast with positive (negative) distance values indicating locations over land (sea). The bottom panels show the averaged terrain elevation.

については，位相の伝播は明瞭でない。なお，運動方程式の解析から，海上における v の振幅の半分程度は，温位傾度により生じる水平気圧傾度力の変動と地衡風バランスしたものと説明できる（図は省略）。

半日周期変動成分（図6d-f）について見ると，風速の変動は，内陸の低地で顕著であるが，1日周期成分と比べその振幅は小さい。1日変動成分と同様，海岸線に直交する風速成分 u は，沿岸部で大きな値をとっている。海上において u と v の位相はともに風下に伝播するが， v の位相速度の方が明らかに小さい。このような風速変動の伝播は，背景風による移流もしくは単色の波の伝播それぞれ単独では説明できない。

ここで，内陸部と沿岸部の温位の1日周期変動の違いについて，図7（平均北西風速と温位の鉛直断面図），図8（顕熱フラックスと地表付近の温位の時系列）を用いて説明す

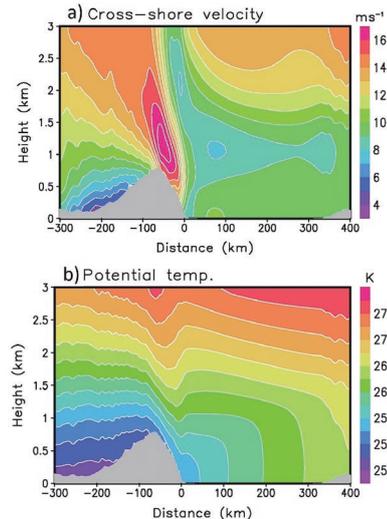


図7：図2の長方形Aの南西-北東方向（幅360 km）について平均した (a) 海岸線に直交する平均風速（北西風速， 1 m s^{-1} 間隔），(b) 温位（ 2 K 間隔）。灰色は平均地形を表す。

Figure 7: Vertical cross sections of temporally and spatially averaged (a) cross-shore wind speed (northwesterly wind speed, contoured and shaded every 1 m s^{-1}) and (b) potential temperature (contoured and shaded every 2 K) for the area A in Fig. 2.

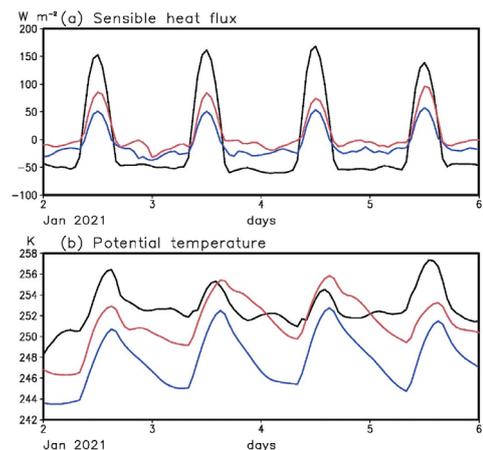


図8：領域大気モデルで計算された (a) 地表面顕熱フラックスと (b) モデル最下層（高度約40 m）の陸上における温位の変動。黒線は沿海州の沿岸部（図6の $-40 < x < 0 \text{ km}$ ），青線は内陸の低地（図6の $-300 < x < -250 \text{ km}$ ），赤線は図3に示した領域Bの沿岸部（図9の $-40 < x < 0 \text{ km}$ ）における値。

Figure 8: Simulated diurnal variations of (a) surface sensible heat flux and (b) potential temperature at the lowest model level (about 40 m above ground level) for the coastal area of the Sikhote-Alin Mountains ($-40 < x < -10 \text{ km}$ in Fig. 6c, black line), the inland area ($-300 < x < -250 \text{ km}$ in Fig. 6, blue line), and the coastal region of the box B in Fig. 3 ($-40 < x < -10 \text{ km}$ in Fig. 9, red line).

る。山脈風上で平均北西風が弱いことからわかるように，内陸部の下層寒気（図7bの低温位の空気）は山脈によりブロックされ，高度0.6 km以上の高温位の空気塊が海上に流出する（Ohtake et al., 2009；Watanabe et al., 2017）。山脈を超えて日本海上へ流出する下層大気は自由大気に由来

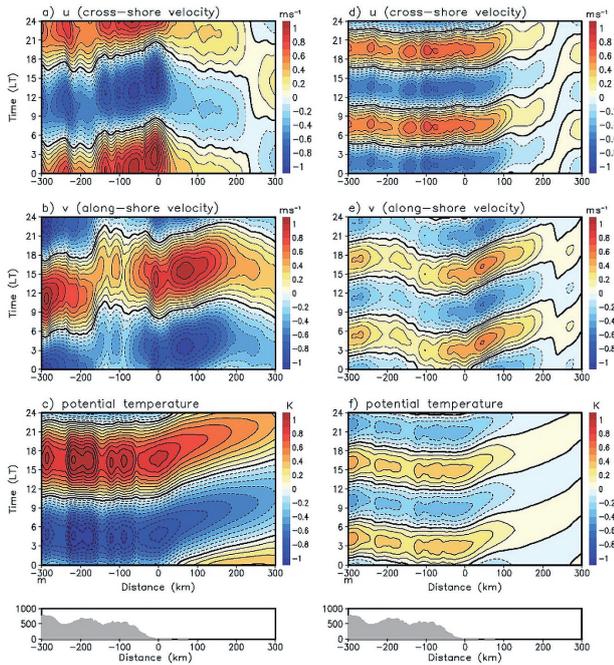


図9：図6に同じ，ただし図3の長方形Bの南西-北東方向（幅300 km）についての平均。

Figure 9: As in Fig 6 but for the variables averaged over the 300-km wide SW-NE span of the rectangular area B in Fig. 3.

し，陸面からの熱フラックスを受けるのは，ごく短時間になる．このため，山脈風下斜面から沿岸域の温位変動（図8bの黒線）の振幅は小さく，顕熱フラックス（図8aの黒線）とほぼ時間差のない変動を示す．これに対し，空気塊が地表面の影響を長期間受けると考えられる内陸（図8bの青線）では，気温の変動は顕熱フラックスを時間積分したものとなるため，振幅が大きくなり，1日変動成分に対する高周波成分の相対的な振幅はより小さくなる．この変動を調和解析すると，図6cに示したように，1日変動成分の最大は夕刻に，最低は午前中に現れることになる．図6a, dで，北西風成分 u の変動が山脈上で小さいのも，空気塊が陸面からの影響を受ける時間が短いためと考えられる．ただし，北西風速変動は沿岸部で局所的に大きくなっている．これは，山脈風下斜面では一日を通して強風（おろし風）が存在することで，図8aの黒線で示した顕熱フラックス同様，運動量フラックスとその変動の振幅も大きくなるためである．シホテアリニ山脈で堰き止められた内陸の寒気はウラジオストクの北の低地（Khanka lowlands）を抜け日本海に流出する（Scotti, 2005； West and Steenburgh 2019）．この場所における気温の変動（図8bの赤線）は，内陸部における変動（図8bの青線）と似たものとなる．

図9に地峡とその風下を含む，図3の長方形Bについて平

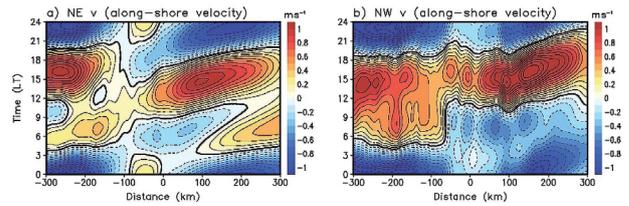


図10：海岸線に平行な風速（南西風成分， 0.1 m s^{-1} 間隔）の1日周期成分と半日周期成分の和．(a) 日本海北東部 (b) 日本海北西部．

Figure 10: Distance-time sections of the sum of the diurnal and semidiurnal harmonics of the along-shore wind for (a) the northeastern and (b) northwestern parts of the Sea of Japan.

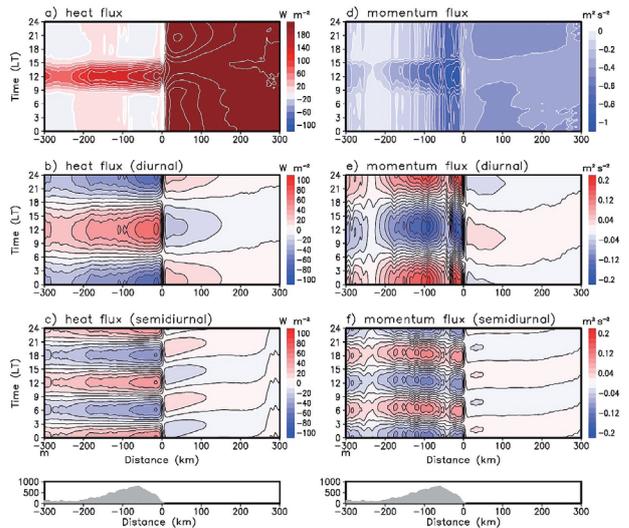


図11：図3の長方形Aの南西-北東向（幅360 km）について平均した，(左)地表面顕熱フラックスとその1日，半日変動成分，(右)地表面運動量フラックス（海岸線に直交する成分）とその1日，半日変動成分の距離-時刻断面図．距離0は平均した海岸線的位置に対応する．図の下に平均した標高を示す．

Figure 11: Distance-time sections of (left) the surface sensible heat flux and its diurnal and semidiurnal harmonics (right) the surface momentum flux in the direction normal to the coastline and its diurnal and semidiurnal harmonics averaged over the 360-km wide SW-NE span of the rectangular area A in Fig. 3. Distance equals 0 is the coast. The bottom panels show the averaged terrain elevation.

均した場について，図6と同様の図を示す．海上の温位の1日変動（図9c）は日本海北東部（図6c）と比較して大きく，位相は3時間程度遅れている．これにより，海上における南西風の1日変動の振幅（図9b）は日本海北東部（図6b）と比較して大きくなり，変動の位相は遅れる．これに対し，各物理量の半日変動（図9d-f）の振幅は日本海北東部と大きな違いはない．

図10に，筋状降雪雲の振動に寄与する南西風変動の1日・半日周期成分の和を日本海北東部と北西部で比較したものを示す．日本海北東部では，1日・半日周期成分の振幅が同程度であるため，明瞭な二つの正負のピークが見ら

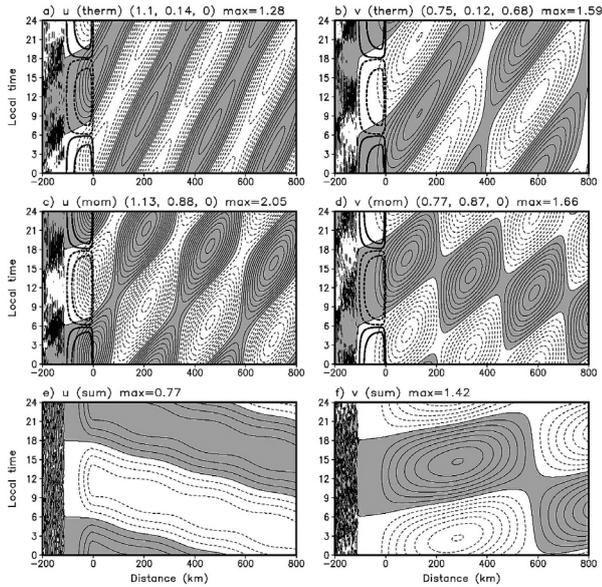


図12: 1日周期の強制により生じる(左)海岸線に直交する風速変動(u), (右)海岸線に平行な風速変動(v)の距離-時刻断面図。(a), (b)熱強制(層厚強制)に対する応答, (c), (d)運動量強制に対する応答, (e), (f)応答の和。等値線の間隔は 0.2 m s^{-1} で正の領域に陰影を施している。(a), (b)の太い等値線は層厚強制の等値線($\pm 10, \pm 100 \text{ m h}^{-1}$, 点線は負), (c), (d)の太い等値線は運動量強制の等値線($\pm 0.05, \pm 0.25 \text{ m s}^{-1} \text{ h}^{-1}$, 点線は負)を示す。(a) - (d)の上の括弧内の数値は, 左から順に, 短波長の慣性重力波, 長波長の慣性重力波, 地衡風バランスした擾乱に伴う変動の振幅(m s^{-1})を表す。

Figure 12: Distance-time diagrams of (left) cross-shore and (right) along-shore wind perturbations. (a), (b) Response to the diurnal thermal forcing. (c), (d) response to the diurnal momentum forcing, and (e), (f) sum of the response. Distance equals 0 is the coast with positive (negative) distance values indicating locations over sea (land). Contour interval is 0.2 m s^{-1} with positive values shaded and negative values dashed. Thick black contours in panels (a) and (b) represent the diurnal height forcing at ± 10 and $\pm 100 \text{ m h}^{-1}$ with negative values dashed. Thick black contours in panels (c) and (d) represent the diurnal momentum forcing at ± 0.05 and $\pm 0.25 \text{ m s}^{-1} \text{ h}^{-1}$ with negative values dashed. The numbers in the parentheses at the top of the panels (a)-(d) indicate, from left to right, the amplitudes of the short inertia-gravity wave, the long inertia-gravity wave, and the geostrophically balanced mode.

れる。これにより明瞭な筋雲の南西-北東方向の半日周期の振動が確認されると考えられる。一方, 地峡の風下では, 1日周期変動の振幅が大きく, 南西風速の正負のピークは一つずつしか現れない。これにより, 日本海北西部では1日周期の降雪雲の振動が顕著になると考えられる。

3. 線形浅水波モデルによる数値実験

3.1 モデルの設定

領域大気モデルのデータを解析することで, 筋雲の振動をもたらす変動について示してきたが, 変動の物理的

実態と励起メカニズムをデータ解析のみで理解するのは困難である。そこで, 簡便な線形浅水波モデル (reduced gravityモデル/ 1.5層モデル) を用いて数値実験を行い, それらの点について考察を行った。

日本海上の対流混合層は, 鉛直方向に一樣な水平風速と中立に近い成層で特徴づけられ, 境界層上端の温度逆転層によりその上の自由大気と明確に区別できる。波長の長い境界層内の物理量の変動は, 簡便な浅水波方程式系で良く表現できる。様々なスケールの時空間変動の重ね合わせである観測データや, 多様な物理過程を含む領域大気モデルの結果を解釈する際のリファレンスとして, 浅水波モデルの結果は極めて有用である。

自由大気は境界層流の変動に対し受動的で, 境界層流に影響を与えないと仮定する。海岸に直交方向 (寒気吹き出しの方向) に x 軸, 海岸に沿う方向 (南西-北東方向) に y 軸をとり, y 軸方向に物理量は一樣であると仮定すると, 方程式系は以下のように書ける。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + U \frac{\partial u}{\partial x} - fv = -g' \frac{\partial h}{\partial x} + F_n(x) \cos(n\omega t + \alpha_n) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + U \frac{\partial v}{\partial x} - fu = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + U \frac{\partial h}{\partial x} + H \frac{\partial u}{\partial x} = Q_n(x) \cos(n\omega t + \beta_n) \quad (3)$$

ここで, u, v はそれぞれ風速の x, y 成分, U は背景場の北東風, h は層厚の変動成分, H は基本場の層厚, f はコリオリパラメータ, g' は低減重力加速度 (reduced gravity) で, 基本場の温位を θ_0 , 逆転層における温位ギャップを $\Delta\theta$ として, $g' = g\Delta\theta/\theta_0$ で表される。実際の大気では, 陸上の境界層の深さは昼と夜で大きく異なり, 海上の大気境界層の厚さも風下に向かって増加するなど, 基本場は一樣ではないが, 簡単のため基本場は水平一樣であるとする。パラメータの値は領域大気モデルの結果を参考に, $U = 10 \text{ m s}^{-1}$, $g' = 0.004g$, $f = 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (北緯 43.4°) としている。陸上の境界層の厚さは最大で 500 m 程度であるが, ここでは海上における風速変動を考えるため, H は日本海北東部における平均的な値 (1000 m) を用いる。背景風速と, 回転の効果を受けない内部重力波の位相速度の比 $Fr = U/\sqrt{g'H}$ (フルード数) は 1.6 となる。比較的強い寒気吹き出し時には, 通常 $Fr > 1$ となるが, この条件下では, 内部重力波のエネルギーは地面に対し風上に伝播しないので, 風下の陸地 (北海道や本州) の効果は考慮しない。(1), (3) 式の右辺はモデルを駆動するための周期的な強制で, $\omega = 2\pi/\text{day}$, $n = 1$ は1日周期の強制, $n = 2$ は半日周期

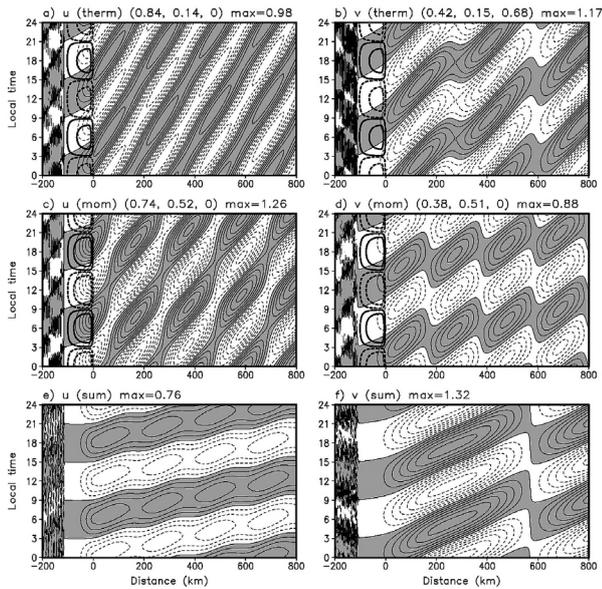


図13：図12に同じただし半日周期強制に対する応答。

Figure 13: As in Fig. 12 but for the responses to the semidiurnal forcing.

の強制を表す。

日射の変動に伴い下層風が変動する基本的なメカニズムは、以下に述べる力学的メカニズムと熱的メカニズムの二つに大別できる。力学的メカニズムは、先述した境界層乱流の日変動に伴う摩擦（乱流運動量フラックス収束）の変動によるものである。背景風がある場合、乱流が活発になる昼間は大気境界層の平均風速は減少し、夜間は大気下層の風速は増大する（ごく地表近くのみに限れば、これと逆の変動となる）。この効果は運動量強制として(1)式の右辺第2項で与える。乱流運動量フラックス収束による水平風の変動は、地表面運動量フラックスの主風向成分 $F_M(x,t)$ 、境界層流の厚さ H を用いて、

$$\frac{\partial u}{\partial t} = F_M/H \quad (4)$$

と表現できる。(1)式の運動量強制は、(4)式をもとに、領域大気モデルで計算された、シホテアリニ山脈上部から風下斜面における地表面運動量フラックスを調和解析し、単純化したものを与える。

熱的メカニズムは水平非一様な加熱に起因した水平気圧傾度力によるもので、海陸風や山谷風のメカニズムとして良く知られている。浅水波モデルでは、上層と下層の流体密度は一定としているため、Matsuno (1966)、Gill (1980) などにならない、加熱の効果は(3)式右辺の層厚 h

に対する強制によって表現する。具体的には、加熱による地上気圧の低下は、 h の減少、すなわち高密度の境界層流の深さを減少させ、低密度の自由大気の深さを増加させることで表現する。実際の大気では、境界層深さが加熱による温度上昇（密度低下）とともに増加するのに対し、このモデルの層厚は加熱がある場合には減少することになる。

領域大気モデルにおける大気下層の加熱の日変動は、殆どが乱流熱フラックス収束の変動によるもので、放射フラックス収束による変動は一桁小さい。導出は省略するが、層厚の変化率 $\partial h/\partial t$ は地表面顕熱フラックス $F_H(x,t)$ (W m^{-2})を用いると以下で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\theta_0}{c_p T_0 \Delta \theta} F_H \quad (5)$$

ここで c_p は定圧比熱、 T_0 は基本場の気温である。(3)式の熱強制は、(5)式をもとに、シホテアリニ山脈上部から風下斜面の顕熱フラックスを調和解析し、単純化したものを与える。

図11に領域大気モデルで得られた顕熱フラックス、運動量フラックスの主風向成分とそれぞれの1日、半日変動成分の距離-時刻断面を示す。半日周期成分の振幅は、1日周期成分の振幅の70%程度である。先述したように、日本海上に流出する寒気の大部分は自由大気に由来し、陸面の効果を受けるのは山脈上部から風下斜面に限られた領域（幅120 km程度）のみであると考えられる。この浅水波モデルでは地形は陽に扱わないが、強制項の空間分布は上述の山脈の影響を反映したものとなる。

方程式系は2 km間隔の格子で差分化し、4次のRunge-Kuttaスキームで時間積分することで各強制に対する解を求めた。

背景流がない場合、慣性周期が1日より短くなる北緯30°以北では、1日周期の強制により伝播性の波動は生じない(Rotunno, 1983)。しかし、背景流がある場合はドップラーシフトの効果により、地面に対し1日周期の波動の固有振動数は f を超えることができるため、伝播性の慣性重力波（重力とコリオリ力を復元力とした波動）が励起される(Crook, 1988; Jiang, 2012)。詳細は省略するが、(1)～(3)を解くと、熱強制によって、波長・伝播速度の異なる二種類の慣性重力波と、地衡流バランスした擾乱（形を保ったまま背景流で流される収束・発散を伴わない擾乱、 $f = g \partial h / \partial x$ を満たす）が生じる。後者は、図6と9に示した、風下に移流する温位偏差により生じる気圧傾度力と地衡風バランスする南西風擾乱に対応する。また、x方向

の運動量強制により, 二種類の慣性重力波が生じる.

3.2 1日周期強制に対する応答

図12に1日周期の熱強制, 運動量強制それぞれに対して生じる風速の変動パターンと, その和を示す. なお, 位相の伝播を見やすくするため, 図6に示した領域大気モデルの解析領域より広い領域を図示している. また, 二種類の慣性重力波の位相速度は解析的に得られ, 地衡流バランスした擾乱の位相速度は背景流と一致するため, フーリエ解析により変動を各擾乱に分離することができる. ここでは各擾乱の振幅のみを図の上に数値で示す. 現実大気では, 境界層流の擾乱のエネルギーの一部は自由大気中に伝播し, 海洋上の境界層の厚さは距離とともに増大するため, 擾乱の振幅は強制からの距離とともに減少する.

熱強制に対する風速のx成分の応答(図12a)を見ると, 時間の経過とともに位相が風下に伝播する波長300 km程度の擾乱が目立つが, 風上に位相が伝播する波長の長い擾乱も確認できる. それぞれ, 波長の短い慣性重力波, 波長の長い慣性重力波に伴うものである. これらの波の位相は, 背景風に対して風上に伝播する. 波長の長い慣性重力波の位相が風上に伝播するのは, 強制の周期が慣性周期(約17時間)より長いことによる. 風速のy成分(図12b)には, 慣性重力波によるものに加え, 地衡流バランスした擾乱も寄与するため, 応答パターンはより複雑になる. また, 地衡流バランスした成分の振幅は, 波長の長い慣性重力波の振幅よりもかなり大きい.

運動量強制に対する応答(図12c, d)を見ると, 熱強制により生じるものと同じ波長・位相速度の慣性重力波が確認できるが, 波長の長い慣性重力波の振幅がより大きくなる. また, 慣性重力波の位相は, 熱強制により生じるものと逆位相になっている.

図12の日本海上に対応した範囲(距離0~300 km)について, 領域大気モデルの解析結果(図6a, b)と比較を行うと, 各強制に対する風速の変動パターンは大きく異なることが分かる. しかし, 応答の和(図12e, f)を見ると, x成分, y成分ともに, 領域大気モデルの解析結果と整合的であることが分かる. 両強制により生じる波長の短い慣性重力波の振幅は同程度で, ほぼ打ち消しあうのに対し, 波長の長い慣性重力波の振幅は, 運動量強制により生じるものの方が十分に大きい. このため, 応答の和は, 風速のx成分については, 運動量強制により生じる波長の長い慣性重力波によるもの, 風速のy成分については, 熱強制により生じる地衡流バランスした擾乱と, 運動量強制

により生じる波長の長い慣性重力波との和として表現できる.

3.3 半日周期強制に対する応答

図13に半日周期の熱強制, 運動量強制それぞれに対して生じる風速の変動パターンと, その和を示す. この場合, 二種類の慣性重力波の位相は地面に対し風下に伝播する. 波長の短い慣性重力波の位相は背景流に対し風上に, 波長の長い慣性重力波の位相は背景風に対し風下に伝播する. また, 各強制により生じる慣性重力波の位相は, 波長の短いものについては逆位相であるが, 波長の長いものについては同位相となる.

1日周期強制に対する応答の場合と同様, それぞれの強制に対する風速の変動パターンは, 領域大気モデルの解析で得られたパターン(図6d, e)と大きく異なるが, 応答の和は領域大気モデルの解析結果と整合的であることが分かる. この場合も, 応答の和は大まかには, 風速のx成分については, 運動量強制により生じる波長の長い慣性重力波によるもの, 風速のy成分については, 熱強制により生じる地衡流バランスした擾乱と運動量強制により生じる波長の長い慣性重力波との和として表現できる. このため, 岸から数百kmの範囲について見れば, 図6の結果と同様, 風速のy成分の変動はx成分よりも小さな位相速度で風下に伝播しているように見える.

非常に単純な設定にもかかわらず, 周期的な熱と運動量の強制によって強制された浅水波モデルは, 領域大気モデルで得られた海上の風の1日および半日周期の風速変動を定性的に良く再現した. 過去の沿岸域における日変動の理論的研究では, 熱的效果が着目されてきた(Rotunno, 1983; Qian et al., 2009; Jiang, 2012など)が, 寒気吹き出し時のように背景風が強い場合, 境界層乱流による摩擦の変動の効果も, 海上における風速変動を説明する上で重要であると言える.

図8, 9で示したように, 日本海北西部では, 大きな1日周期気温変動を伴う内陸の寒気が地峡を抜けて海上に流出する. これにより, 寒気吹き出し方向の温位傾度と水平気圧傾度力の日変動が大きくなり, 地衡風バランスする南西風の1日周期変動の振幅も大きくなると考えられる. 一方, 日本海北東部では, シホテアリニ山脈の効果により内陸の寒気の流出が抑制され, 温度場・気圧場の1日変動および地衡流バランスする南西風の1日変動は相対的に小さくなる. これにより, 日本海北東部で筋雲の半日振動が顕著になると考えられる.

4. まとめ

本研究では、筋状降雪雲の振動のメカニズムを、領域大気モデルを用いた寒気吹き出し事例の数値シミュレーションと、境界層大気の変動を表現する線形浅水波モデルによる数値実験により調べた。その結果、降雪雲の振動をもたらす日本海上の風速擾乱の励起には、風上の沿岸域の境界層乱流による加熱の変動と、摩擦の変動（運動量の鉛直混合の変動）の両方の効果が重要であることがわかった。また、沿海州のシホテアリニ山脈は、大きな1日周期気温変動を伴う内陸の寒気の流出を妨げることで、筋雲の半日振動を際立たせる働きを持つと考えられる。

豪雨や豪雪の予測精度を向上させるには、現象のメカニズムを理解することが重要である。本研究で対象としたのは海上における降雪雲の振動であるが、現象の励起源は大陸の沿岸にあり、陸上における境界層過程のパラメタリゼーションの高精度化が、降雪雲の数時間～1日スケール変動の再現性の向上において重要であることを示唆する。また、本研究では冬季の降雪雲を対象としたが、降雪雲の振動をもたらす擾乱自体は、海岸線を横切る背景風が強ければ季節によらず励起されると予想される。本研究で提示したメカニズムが、他の海域の降雪雲や、暖候期の線状降水帯などの降水系の変動にも適用できるか、今後検討を行う必要があると考えている。

謝辞

本研究遂行にあたっては、日本学術振興会科学研究費補助金(基盤研究(C)23K03485)からの助成を受けました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

Cokelet, E. (1992) Axial and cross-axial winter winds over Puget Sound. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 826–834.
 Crook, N. A. (1988) Trapping of low-level internal gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1533–1541.
 Dai, A., F. Giorgi and K. E. Trenberth (1999) Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous united state. *J. Geophys. Res.*, **104** (D6), 6377–6402.
 Hong, S. Y., Y. Noh and J. Dudhia (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.

Gill, A. E. (1980) Some simple solutions for the heat-induced tropical circulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447–462.
 Gille, S. T., S. G. L. Smith, and N. M. Statom (2005) Global observations of the land breeze. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05605.
 Hong, S. Y., Y. Noh and J. Dudhia (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
 Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough and W. D. Collins (2008) Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103.
 Jiang, Q. (2012) On offshore propagating diurnal waves. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1562–1581.
 Kain, J. S. (2004) The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.
 Mapes, B. E., T. T. Warner, M. Xu and A. J. Negri (2003) Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part I: Observations and context. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 799–812.
 Matsuno, T. (1966) Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
 Muramatsu, T. (1979) The cloud line enhanced by upwind orographic features in winter monsoon situations. *Geophys. Mag.*, **38**, 1–15.
 Noh, Y., W. G. Cheon, S. Y. Hong and S. Raasch (2003) Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Bound.-Layer Meteorol.*, **107**, 421–427.
 Ohtake, H., M. Kawashima and Y. Fujiyoshi (2009) The formation mechanism of a thick cloud band over the northern part of the Sea of Japan during cold air outbreaks. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 289–306.
 Orlic, M., B. Penzar and I. Penzar (1988) Adriatic sea and land breezes: Clockwise versus anticlockwise rotation. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 675–679.
 Qian, T., C. C. Epifanio and F. Zhang (2009) Linear theory calculations for sea breeze in a background wind: The equatorial case. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1749–1763.
 Rotunno, R. (1983) On the linear theory of the land and sea breeze. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1999–2009.
 Sakazaki, T. and M. Fujiwara (2008) Diurnal variations in summertime surface wind upon Japanese plains: Hodograph

- rotation and its dynamics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 787–803.
- Scotti, A. D. (2005) Orographic effects during winter cold-air outbreaks over the Sea of Japan (East Sea): Results from a shallow-layer model. *Deep-Sea Res.*, II, **52**, 1705–1725.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. Barker, W. Wang and J. G. Powers (2008) A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-475+STR, 113 pp.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen and W. D. Hall (2008) Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095–5115.
- Wallace, J. M. (1975) Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 406–419.
- Watanabe, S. I., H. Niino and W. Yanase (2017) Structure and environment of polar mesocyclones over the northeastern part of the Sea of Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 2217–2233.
- West, T. K. and W. J. Steenburgh (2022) Formation, thermodynamic structure, and airflow of a Japan Sea Polar Airmass Convergence Zone. *Mon. Wea. Rev.*, **150**, 157–174.
- Yang, G. and J. Slingo (2001) The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 784–801.

海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用による アイスバンドパターン形成

佐伯 立¹⁾, 三寺 史夫¹⁾, 馬目 歩美²⁾, 木村 詞明³⁾, 浮田 甚郎³⁾,
豊田 威信^{1), 4)}, 中村 知裕¹⁾

2023年11月30日受付, 2024年1月3日受理

氷縁域は海水の融解・再凍結を通して地球規模の気候変動に敏感であるといえる。アイスバンドのパターン形成は氷縁における現象の一つであり、帯状のバンドパターンの短軸方向に10km程度の規則的間隔で数100km以上連なり、バンドパターンの長軸は風向きに対して反時計回りに傾くという特徴を持つ。これまでその理由については未解明であったが本研究では簡単な1.5層の理論モデルを使って海面を動く海水と慣性内部重力波の共鳴相互作用の観点からこれを説明し、連続成層モデルの数値実験、衛星観測結果に対しても整合的な結果を得ることができた。ただし、連続成層下では共鳴可能な内部波のモードは風速に応じて別のモードの内部波との共鳴にシフトする場合のあることも分かっている。

Ice-Band Pattern Formation caused by Resonant Interaction between Sea-Ice Drift and Internal-Wave Propagation

Ryu Saiki¹⁾, Humio Mitsudera¹⁾, Ayumi Fujisaki-Manome²⁾, Noriaki Kimura³⁾, Jinro Ukita³⁾,
Takenobu Toyota^{1), 4)}, Tomohiro Nakamura¹⁾

Signals of the global climate change may be easy to appear around the ice-edge area, because melting and re-freezing are often occurred in such field. Ice-band pattern formation is a phenomenon in the ice-edge area. Ice-band patterns have two basic features, one is the regular size (about 10km) band-spacing to the short axis direction of ice-band pattern, another is suitable wind direction which is slightly turn to the counterclockwise with respect to the perpendicular to the long axis of ice-band pattern. However, there have been no certain explanation about two basic characters. Thus, we try to examine from a point of view of the resonant-interaction between sea-ice drift and internal-wave propagation using 1.5-layer simple theoretical model. In consequence, we confirm that our theoretical results associated with two basic features correspond with the results of numerical experiments and satellite observation data. Further, we found that the resonance mode is necessary to be shifted with respect to the wind speed change in a continuously stratification case.

キーワード：アイスバンド, 海水, 内部波, 共鳴相互作用, 連続成層

ice band, sea ice, internal wave, resonant interaction, continuously stratification

連絡先

佐伯 立

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
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel: 011-706-5497

Email: saiki@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 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

2) ミシガン大学

Cooperative Institute for Great Lake Research (CIGLR),
University of Michigan, Climate and Space Science and
Engineering, Ann Arbor, MI, United States

3) 東京大学 大気海洋研究所

Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of
Tokyo, Kashiwa, Japan

4) 北海道大学 低温科学研究所

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

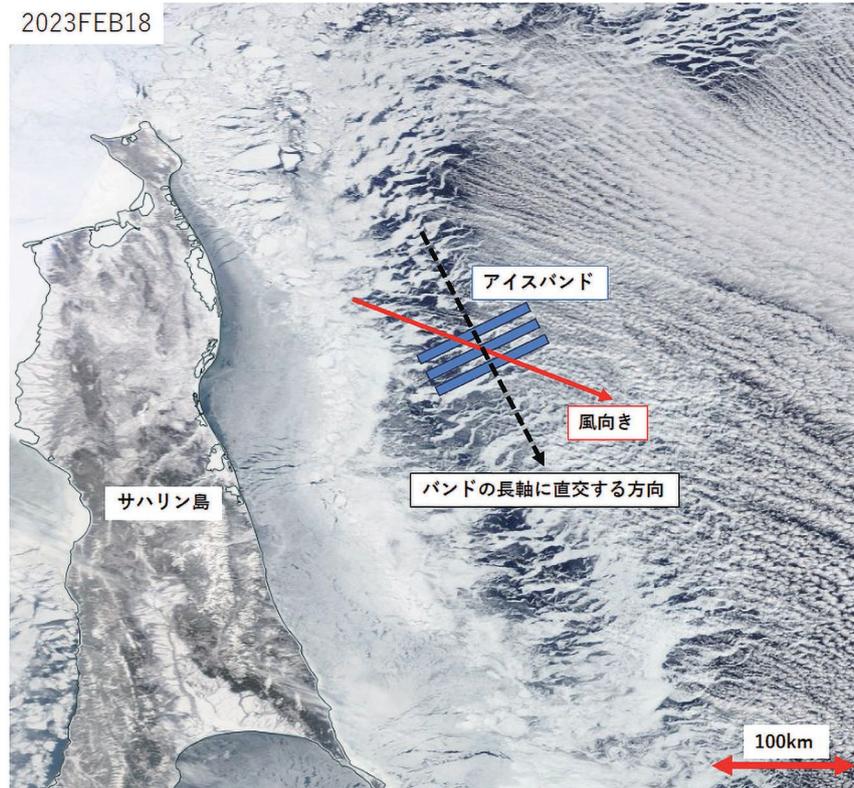


図1：MODISの衛星可視画像に現れる典型的なアイスバンド（2023年2月18日）

<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

Figure 1: Typical ice-band patterns in MODIS visible satellite image (02/18/23)

1. 背景

極域海洋における氷縁付近は常に結氷・融解が繰り返している場所であり、温暖化の影響が反映され易い場であるといえる。そのため氷縁域で起こる基本的な現象を正しく捉えることは気候変動による氷縁の消長プロセスを理解していく上で非常に重要である(Martin et al. 1983)。例えば、氷縁域ではアイスバンドと呼ばれる海水が作るパターンが頻繁に現れることが知られている。特に、季節海水域であるオホーツク海水縁でも冬季に低気圧が通過した後すぐに海水が作る波打った帯状のパターンがサハリンの沖に沿って南北に連なって現れることがModerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 等の衛星可視画像(図1)からも確認することができる。

ここで分かり易くするために、図1の青い四角の帯状の部分の部分が連なったものを典型的なアイスバンドパターンとすると、その上の赤矢印の方向(筋雲の向き)に風が吹いており、衛星画像によるパターンマッチングの結果おおよそ黒破線の方向にバンドパターンが移動していくことも分かっている(Saiki and Mitsudera, 2016)。

図1の例からも分かる通りアイスバンドに覆われる海域の規模は数100km以上になることもあり、北極海やグリーンランド海、南大洋等、極域海洋氷縁域を中心に至るところに現れることを確認している。

また、Muench and Charnell (1977), Wadhams (1983, 2000), Ishida and Ohshima (2009) 等によると、アイスバンドパターンは以下の2つの基本的な特徴を持って現れることが明らかになっている。

- 1) 帯状のパターン構造はある決まった規則的なスケール(10km程度)で連なっている。
- 2) 卓越風向は帯状のパターンに対して直交する方向にやや反時計回りに傾いている。

ただし、長年これらアイスバンドの基本的な2つの特徴を持つ理由に明確な説明はなされていなかった。海水がバンド状の構造を形成することに関する研究は'80年代に集中的におこなわれた経緯があり、例えば(数100m程度までの)小規模なバンド幅を持つものに関しては海水が漂流する過程で氷縁の先端が海水に触れることで融解して浮力を獲得して剥離することで形成される可能性(McPhee 1979, 1982, 1983)や、海水が生産され、風によって沖に

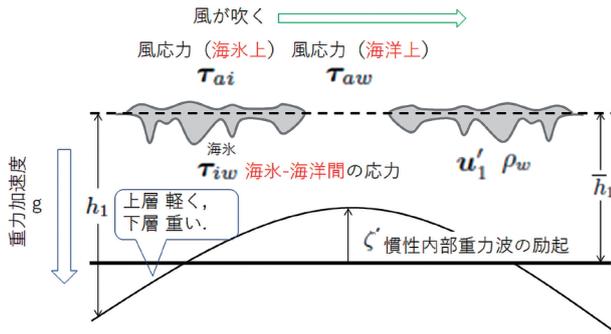


図2：海水が浮かぶ1.5層の海洋モデルの概念図
 Figure 2: Schematic figure of 1.5-layer ocean model under sea-ice floes

運ばれる過程でできる不均一な開放水面に働く波の放射応力の大きさの違いが海水を集積する部分を作った結果である (Wadhams 1983) という説明がなされてきた。しかしながら、これらの説明では衛星の可視画像によく現れるような10km規模の規則的な間隔で連なるアイスバンド形成を説明するには不十分である。一方で海水域直下の内部波を可視化した結果であるという考え方は存在したがあくまで水縁で励起された内部波そのものを説明するのに留まっていた (Muench et al. 1983; Sjørberg and Mork 1985; Hakkinen, 1986)。また、近年では水縁に沿って吹く風による沖向きエクマン輸送の風下波が海水域に入って収束・発散することでバンド構造を形成する可能性 (Fujisaki and Oey 2011) にも言及されているがこれは本研究で取り扱うアイスバンドの発達に好ましい風向きと考えられるバンドの伝播方向に対してやや左に傾いて吹くケースとは異なる特殊なケースを扱っている。

そこで本件研究では、海水漂流と内部波の伝播の共鳴相互作用の可能性に焦点をあて、まず静水圧近似下で海水が浮かぶ (2層目が停止した) 単純な1.5層の理論モデルを構築した。その結果、自由漂流可能な水縁域に一定の風が吹くことでアイスバンドが形成され直下の内部波と共に不安定モードで発達する可能性を見出した。その過程で上記に挙げたアイスバンドパターンの2つの基本的な特徴を説明することができた。(Saiki and Mitsudera 2016)。1) に関しては海水の漂流速度と内部波の位相速度が一致する共鳴点においてバンドの幅が選ばれる。2) に関してはコリオリ力の影響を受けて北 (南) 半球ではバンドの伝播方向に対して反時計 (時計) 回りに傾く時、内部波と海水密度の変動が最大の成長率を持つことがその理由であることが分かった。ただし、1.5層の理論では直上の風速の大きさに対応してアイスバンドの幅は広がる

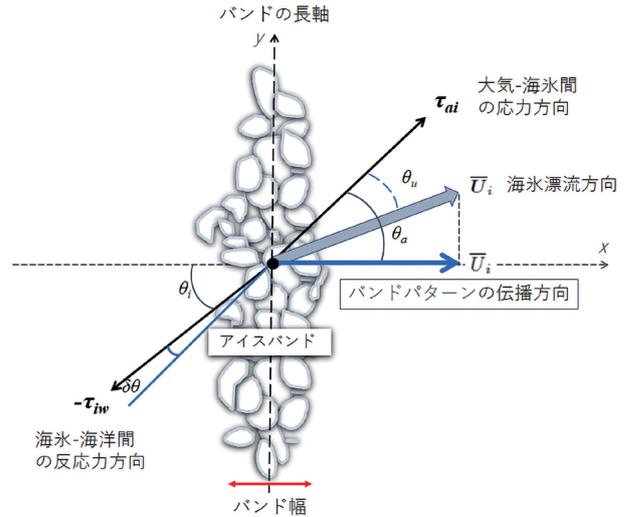


図3：理論構築上定義する各軸の方向と海水上での応力のつり合いの概念図
 Figure 3: Schematic figure of several coordinate directions and stress balance over ocean for theory

ことになり、基本的に連続成層の数値モデルの計算もこの結果に従うが、例外的に風速が大きく (小さく) なったとしてもバンド幅は小さく (大きく) なることがある。これに関しては理論モデルを1.5層から連続成層に拡張することで海水域に吹き付ける風速が速く (遅く) なって、内部波の共鳴モードが高次 (低次) モードから低次 (高次) モードへシフトする前後で起きることであることが説明できるようになった (Saiki et al. 2021)。

そのことを踏まえて、これら理論モデルで得た知見を検証するための数値実験をおこない風速・風向に対するアイスバンドの応答を詳細に調べて整合的な結果を得た。さらに、オホーツク海のサハリン島の沖やグリーンランド海沖を想定し、理論上海岸線に対してアイスバンドの成長率が低い北東風が卓越したとしても初期の海水密度にホワイトノイズを与えることで海岸線に直交するような現実的なバンドパターンを形成して成長する様子を再現し、その場合に最適な初期平均海水密度と適切な風向きを詳細に調べた。

加えて、MODISの可視画像から得たアイスバンドパターン間の平均的な幅とEuropean Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) の1日前の風速・風向のデータが理論とよく一致することも確認している。それらの結果を踏まえて本稿では上記の内容を含むSaiki and Mitsudera (2016) とSaiki et al. (2021) をまとめてレビューする形で話を展開していくことにする。

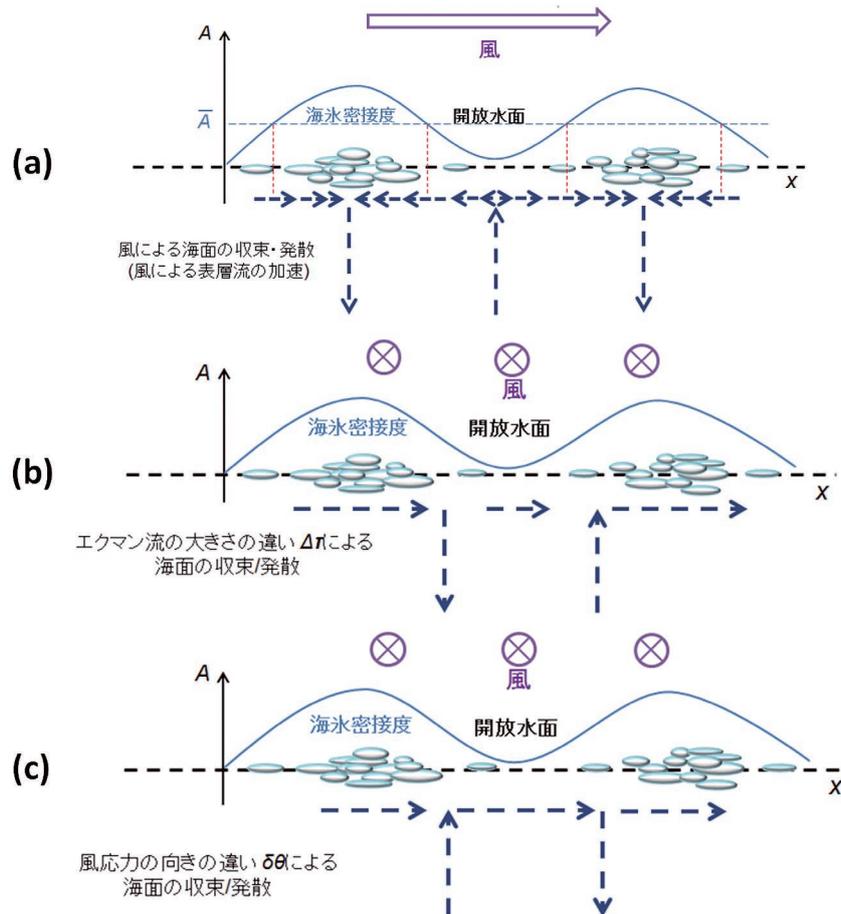


図4：海水域直下に内部波を励起する強制力の詳細
 Figure 4: Detail of forcings for internal waves under sea-ice area

2. 理論

2.1 1.5層モデル

海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によるアイスバンドのパターン形成が起こる最も単純な系としてまず、静水圧近似下を仮定し海水が浮かぶ（簡単のため2層目は静止しており、境界面で内部波が励起される）1.5層の海洋モデル（図2）を設定する。

この時、図3のようにアイスバンド上の各応力等の向きを定義する。まず、（衛星画像とそのパターンマッチングで得られた漂流方向の関係からも分かっているように）海水の漂流方向とバンドのパターンが伝播していく方向には若干のズレがあることに注意しておく必要がある。ここではバンドパターンの長軸に対して直交するバンドパターンの伝播方向を x 軸の正の方向と定義して理論を展開する。従って、大気-海洋間の応力の向きとバンドパターンの伝播方向のなす角を θ_a 、海水-海洋間の応力の向きとバンドパターンの伝播方向のなす角を θ_i と定義し、

これらのズレをターニングアングル $\delta\theta = \theta_a - \theta_i$ として取り扱うことで x 軸方向に対する風向を反映したパラメータとして導入する。（ただし、数値実験の結果等からこの値は非常に小さくなることを確認している。）またこのあと基本的に、アイスバンドパターンの短軸方向の距離をバンド幅として扱うことに注意する。

このように設定した1.5層モデルに対して卓越風向を想定した一定の方角から風を吹かせ定常状態となった場合の海水漂流の運動方程式を考え自由漂流を仮定すると、結果的に風速と海水漂流のつり合いが支配的になる。（Leppäranta, 2005）

一方、海洋側から海水の運動を考えると海水域における風応力は平均海水密接度 \bar{A} を使って開放水面上の大気-海水間の風応力 τ_{aw} と海水上の海水-海洋間の風応力 τ_{iw} の足し合わせ $\tau = (1-\bar{A})\tau_{aw} + \bar{A}\tau_{iw}$ で表現できる。これに風速と海水漂流の関係を代入し τ に関して応力係数を使ってまとめることができる。従って、海水域の変動とその直下の海洋の変動はこれらの応力を介して結合することにな

る。ただし、この後時間変化を定式化していく都合上海水密度は $A = \bar{A} + A'$ として平均成分 \bar{A} と変動成分 A' に分けて考える。

ここで風応力を受ける海洋に関して x 方向, y 方向のそれぞれの運動方程式と境界面での内部波の励起を考慮した内部波としての境界面の鉛直方向の変動 ζ' を使って連続の式を表現し、これらを偏微分の演算子を用いて ζ' と海水密度の変動 A' に関してまとめると以下のように記述できる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \zeta' - g' h_1 \frac{\partial^2 \zeta'}{\partial x^2} \right] \\ &= \frac{1}{\rho_w} \left[\frac{\partial^2 A'}{\partial t \partial x} (\Delta \tau \cos \theta_a + \sin \delta \theta \tau_{ai}^y) \right. \\ & \left. + f \frac{\partial A'}{\partial x} (\Delta \tau \sin \theta_a - \sin \delta \theta \tau_{ai}^x) \right] \quad (1) \end{aligned}$$

ここでは基本的にプライム (') は変動成分を表している。 t は時間であり, g は重力加速度, h_1 は一層目の厚さである。また ρ_w は海水密度であり, f はコリオリパラメータである。 $\Delta \tau = |\tau_{ai} \cos \delta \theta - |\tau_{aw}| |$ である。大気-海洋間の風応力の各成分に関しては τ_{ai} の右肩に記述する形をとった。

この時、式 (1) は図4に示すように風応力が海水域直下に鉛直流を励起する3つの強制力を含んでいることを表現している。

すなわち、式 (1) の左辺第一項は慣性内部重力波の時空間発展を示しており、それが右辺第一項である表層流の加速度項による海面の収束・発散による鉛直流の励起 (図4 (a)) と右辺第二項に含まれる海水の有無のコントラストによる応力差 $\Delta \tau$ による鉛直流の励起 (図4 (b)), ターニングアングル $\delta \theta$ の存在によってバンドパターンが移動していく方向のエクマン輸送成分の大きさが違うことで鉛直流 (バンドの前方で上昇流, バンドの後方で下降流) を励起する (図4 (c)) という3つの要因が内部波の変動 ζ' を引き起こすことを示している。

次に励起された内部波直上の海水密度の変動 A' の時間発展を考えていく。ただし、基本的に x 方向をアイスバンドの伝播方向と決めたため y 方向の変化を考慮する必要はない。簡単のため線形化し x 方向に対して A' と ζ' を使って下記のように記述できる。

$$\frac{\partial A'}{\partial t} + \bar{U}_i \frac{\partial A'}{\partial x} + \frac{\bar{A}}{h_1} \frac{\partial \zeta'}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

ここで \bar{U}_i はアイスバンドの平均伝播速度である。すなわち、左辺第一項の海水密度の時間発展は左辺第三項

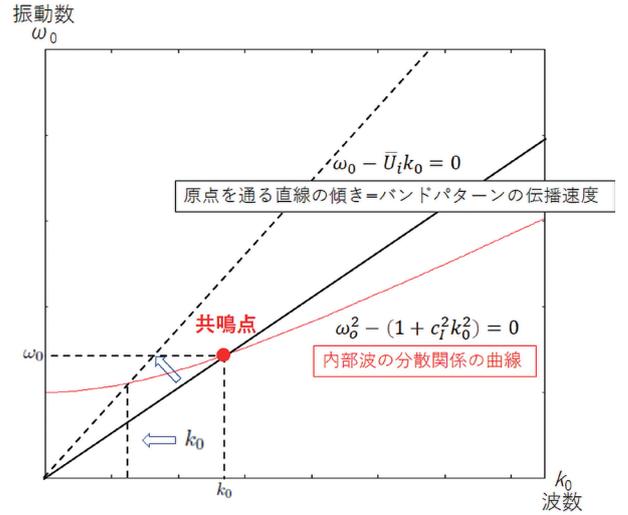


図5: k_0 - ω_0 平面上における内部波の分散関係とバンドパターンの伝播速度が作る共振点

Figure 5: Resonance point as cross point of internal-wave dispersion relationship and ice-band pattern propagation speed formula in k_0 - ω_0 plane

の励起された内部波の時間発展が寄与していることが分かる。

2.2 平面波の解

ここからはアイスバンドが2つの基本的特徴を持つ理由について理論的に考察することにする。上記で導出した内部波の励起に関する方程式 (1) と海水密度の変動の時間発展方程式 (2) に対してアイスバンドパターンと内部波の x 軸方向の形状に対応するような下記の平面波の解を代入することを考える。

$$\begin{pmatrix} \zeta' \\ A' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \zeta' \\ A' \end{pmatrix} e^{i(kx - \omega t)} \quad (3)$$

ここでチルダ (ˆ) は平面波の振幅を表しており定数である。 ω と k はそれぞれ平面波の波数と振動数であり, $i = \sqrt{-1}$ である。加えて、それぞれの変数を下記のように定義し無次元化する。

$$\begin{aligned} t &= f^{-1} t^*, & x &= L x^*, & \zeta' &= Z \zeta'^*, & \tau_a &= T \tau_a^*, & g' h_1 &= c_i^2 = f L c_i^{*2} \\ f^3 Z &= \frac{f T}{\rho_w L} \leftrightarrow Z &= \frac{T}{f^2 \rho_w L} \end{aligned}$$

ここで c_i は励起された内部波の位相速度を示している。

その結果、以下無次元化した量を示すアスタリスク (*) は簡単のため省略して2つの方程式をまとめると ω と k に関して以下のように書き下せる。

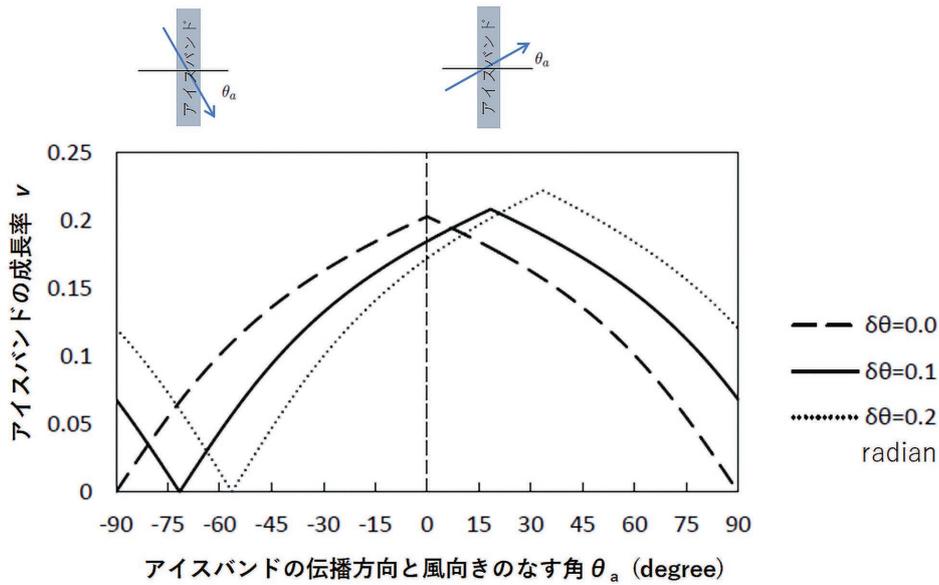


図6：風向きに対するアイスバンドの成長率の変化
Figure 6: Variation of ice-band growth rate with respect to wind direction

$$[\omega^2 - (1 + c_i^2 k^2)](\omega - \bar{U}_i k) - \epsilon [ik\omega(\delta_a \tau_a^x + \sin\delta\theta \tau_a^y) - k(\delta_a \tau_a^y - \sin\delta\theta \tau_a^x)] = 0 \quad (4)$$

ここで, $\epsilon = \frac{\Delta z}{h_1}$, $\delta_a = \frac{\Delta \tau}{|\tau_{ai}|}$ である. また風応力の成分に関しては τ_a の右肩に記述する形をとる. この方程式は右辺第一項が静水圧近似下の内部波の分散関係と海水の漂流速度の積であり左辺第二項以下が結合係数 ϵ 以下で続いていることが分かる.

2.3 摂動展開 - $o(\epsilon^0)$ の解 -

そこで, この系における支配的な関係をより分かり易く取り出すために ϵ は一層深さに対する境界面変動の代表値に海水密接度をかけたものなので十分小さいと考えて,

$$\omega = \omega_0 + \epsilon^{\frac{1}{2}} \omega_1 + \dots, \quad k = k_0 + \epsilon^{\frac{1}{2}} k_1 + \dots$$

として ω と k に関して摂動展開をおこなう.

その結果, 第一オーダーの解は以下ようになる.

$o(\epsilon^0)$ の解

$$\omega_0^2 - (1 + c_i^2 k_0^2) = 0 \quad (5)$$

$$\omega_0 - \bar{U}_i k_0 = 0 \quad (6)$$

ここで未知数は ω_0 と k_0 の2つであり, 式 (5) と式 (6) を連立させて解けば共鳴時の波数 (波長の逆数) を求めること

ができる. すなわち, k_0 - ω_0 平面上で第一オーダーの解である2つの方程式が示す内部波の分散関係を表す曲線とバンドパターンの伝播速度を表す原点を通る直線の傾き交点を持ち内部波の位相速度 c_i とバンドパターンの伝播速度 \bar{U}_i が一致するような共鳴点 (図5) においてただ一つ決まる波長 ($\lambda_0 = 2\pi k_0^{-1}$) がバンド幅と等価になることが分かる. 従って, 次元量に直すとアイスバンドの幅 λ_0^* を以下のように求めることができる. なおここでは実際のアイスバンド幅を議論するため次元量に戻した変数にはアスタリスク (*) を付けて記述する.

$$k_0^* = \left(\frac{f}{\bar{U}_i^2 - c_i^2} \right)^{\frac{1}{2}} \leftrightarrow \lambda_0^* = 2\pi \left(\frac{\bar{U}_i^2 - c_i^2}{f} \right) \quad (7)$$

また図5からも分かる通り, この時 k_0 - ω_0 平面上で原点を通る直線の傾きが青い矢印の向きに大きくなってバンドパターンの伝播速度が速くなれば, 共鳴点は左へシフトし, 対応する波数も小さくなることが分かる. 従って, 海水域に吹く風が強くなればバンドパターンの伝播速度も速くなり選ばれるバンド幅は大きくなることが推測される. ただし, 直線と曲線の接線付近においてバンド幅は一意に定まりにくくなる. さらに, この場合は直線の傾きが緩くなり曲線と交点を持たない可能性が存在するがそのような状況では連続成層の考え方が必要になってくるためそれについては後ほど解説することにする.

アイスバンドの発達(カップリング)

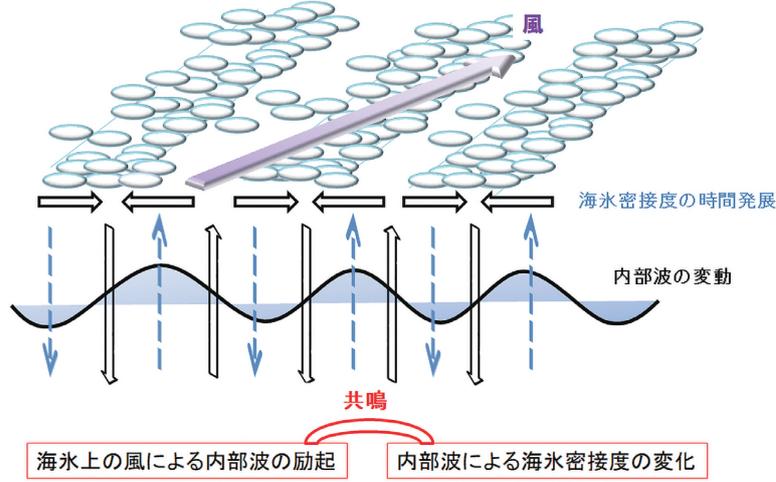


図7：海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によるアイスバンド形成の概念図
Figure 7: Schematic figure of ice-band pattern caused by resonant interaction between sea-ice drift and internal-wave propagation

2.4 摂動展開 - $\mathcal{O}(\epsilon^{\frac{1}{2}})$ の解 -

続いて、第二オーダーの解は以下のようになることが分かる。

$$\begin{aligned} & \mathcal{O}(\epsilon^{\frac{1}{2}}) \text{ の解} \\ & 2\omega_0(\omega_1 - c_1 k_1)^2 \\ & = \{i\omega_0 k_0 (\delta_a \tau_{ai}^x + \tau_{ai}^y \sin \delta \theta) - k_0 (\delta_a \tau_{ai}^x - \tau_{ai}^y \sin \delta \theta)\} \end{aligned} \quad (8)$$

ここで ω_1 について絶対値 $\sqrt{(k_0 G)/2}$ と偏角 $\phi/2$ を使ってまとめると以下のように書ける。

$$\omega_1 = \pm \sqrt{\frac{k_0 G}{2}} \left(\cos \frac{\phi}{2} + i \sin \frac{\phi}{2} \right) + c_1 k_1 \quad (9)$$

ただし、 $G = \left\{ \frac{1}{\omega_0^2} (\delta_a \tau_{ai}^y - \sin \delta \tau_{ai}^x)^2 + k_0^2 (\delta_a \tau_{ai}^x + \sin \delta \tau_{ai}^y)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$ とする。

従って、 $\tan \phi = \frac{\delta_a \tau_{ai}^x + \sin \delta \tau_{ai}^y}{\sin \delta \tau_{ai}^x - \delta_a \tau_{ai}^y} \omega_0$
 $= \frac{\delta_a + \sin \delta \tan \theta_a}{\sin \delta \theta - \delta_a \tan \theta_a} \omega_0$ となる。

この時、 ω_1 の右辺第一項の実数部分は内部波の位相速度の修正分を示しており、虚数部分が内部波と相互作用しているアイスバンドの成長率 ν を意味しているので下記のように書ける。

$$\nu = \text{Im}(\omega_1) = \begin{cases} \sqrt{\frac{k_0 G}{2}} \sin \frac{\phi(\theta_a)}{2}, & \phi \geq 0 \\ -\sqrt{\frac{k_0 G}{2}} \sin \frac{\phi(\theta_a)}{2}, & \phi < 0 \end{cases} \quad (10)$$

この時、アイスバンドの成長率 ν (ω_1 の虚数部分) は偏角 ϕ の関数であり $\tan \phi$ は $\tan \theta_a$ の関数である。そのため、アイスバンドの発達程度 ν は風向き θ_a によって決まることが分かる。

ここで、風が吹いていく先を考えてバンドの伝播方向に平行な角度を 0° とすると伝播方向に対して風が 0° から 90° までの範囲で吹けば $\tan \theta_a > 0$ となり、 0° から 90° までの範囲で吹けば $\tan \theta_a < 0$ となる。例えば、 $(\text{Im}(\omega_1))^2$ が最大値をとるとき $\tan \theta_a = \delta \theta / \delta_a$ となり、 $\delta \theta > 0$ 、 $\delta_a > 0$ なので正の値をとることが分かる。これはアイスバンドが発達するときはそれに対する風向きがバンドパターンの伝播方向に対して反時計回りに傾いていることを意味している。

一方で $(\text{Im}(\omega_1))^2$ は 0 になる時、 $\tan \theta_a = -\delta_a / \delta \theta$ となり負の値をとる。つまり風向きがバンドの伝播方向に対して時計回りに傾いていることに相当する。

具体的に、式(10)を風向き θ_a の関数として横軸を θ_a 縦軸 ν をプロットすると、図6のように描ける。ここで、ターニング角度 $\delta \theta$ はコリオリ力に起因する大気-海水間の応力の向きと海水-海洋間の応力向きのわずかなズレであり、その違いがアイスバンドの最大成長率を変化させていることが分かる。すなわち、もしコリオリ力が働かな

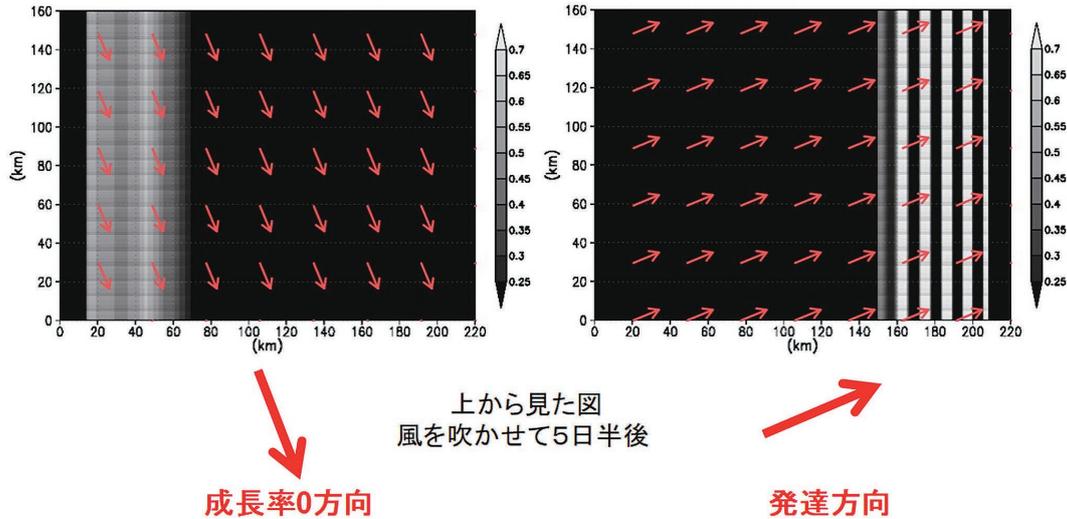


図8：氷縁に直交する方向をバンドパターンの伝播方向に想定した数値実験結果
Figure 8: Result of numerical experiment in case of ice-band propagation direction perpendicular to ice-edge

い場合のアイスバンドが最も発達しやすい風向きはアイスバンドパターンの伝播方向に直交する方向であることが分かる。ただし、実際は実線の変化に対応するターニング角度が存在するためアイスバンドの発達に最適な風向きはアイスバンドパターンの伝播方向に対してやや反時計回り傾く必要があることになる。

結論としてアイスバンドが基本的な2つの特徴を持つ理由を以下のようにまとめることができる。

- (1) アイスバンドのスケールは $o(\epsilon^0)$ の解から分かるようにアイスバンドパターンの伝播速度と海水直下の慣性内部重力波の位相速度が一致する共鳴条件において選択される。
- (2) アイスバンドの発達に最適な風向きがあるかどうかは $o(\epsilon^{\frac{1}{2}})$ の解から分かるようにバンドパターンの伝播方向に対して直行する方向に風が吹く時はアイスバンドが発達しやすい傾向にあることが分かった。ただし、回転系においてコリオリ力の影響で北(南)半球ではバンドパターンの伝播方向に対して風向きが反時計(時計)回りに傾く時最大の成長率を持つことになる。

以上、ここまでで海水漂流と内部波の伝播の共鳴相互作用によるアイスバンドパターン形成メカニズムについてまとめると、①まず卓越風による一定のフォーシングが海水域にかかることで内部波が励起し、②内部波による海面の収束・発散によってアイスバンドパターンが形成され始める。③バンドパターンを作ることで直下の鉛直流が強化され内部波の強化につながる。④さらに強化された内部波により海面に収束・発散が起り、バンドパターンが発達す

る。すなわち、一定の風強制の下で②、③、④の過程を繰り返し正のフィードバックがかかることで内部波の変動と海水密接度の時間発展がカップリングして共鳴相互作用し、指数関数的に鉛直流の強化がおこる不安定モードの状態にあると考えられる(図7)。ただし、海水のリッジング、ラフティング等を考えない場合は海水密接度の時間発展は $A=1$ となれば完了し、鉛直流の発達も頭打ちになる。なお、共鳴時は図7にあるようにアイスバンドパターンに対して直下に発達する内部波の位相にズレがあることが重要になる。位相が同じ場合は同時に浮き沈みするだけになり、一方で位相が π ずれてしまうと上下で打ち消し合うことになり共鳴はおこり得ない。

3. 連続成層モデルの数値実験と理論の拡張

3.1 アイスエッジ型の初期海水場を使った数値実験

3.1.1 海水漂流と内部波の伝播の相互作用に伴う不安定モードの検証

続いて、1.5層の理論で示した結果を連続成層モデルの数値実験を通して検証していくことにする。数値実験に用いるモデルは3次元静水圧モデルPrinceton Ocean Model (POM) にElastic-Viscous-Plastic (EVP) レオロジーの海水モデルを結合したものである(Fujisaki and Oey, 2011)。基本設定は計算領域 $2^\circ \times 2^\circ$ とし、東西南北は周期境界条件を採用し水平解像度を約250m、深さ150m、鉛直31層である。なお、簡単のため海底は平坦に設定している。

まず、単純に開放水面に面し一様な海水密接度を持つ

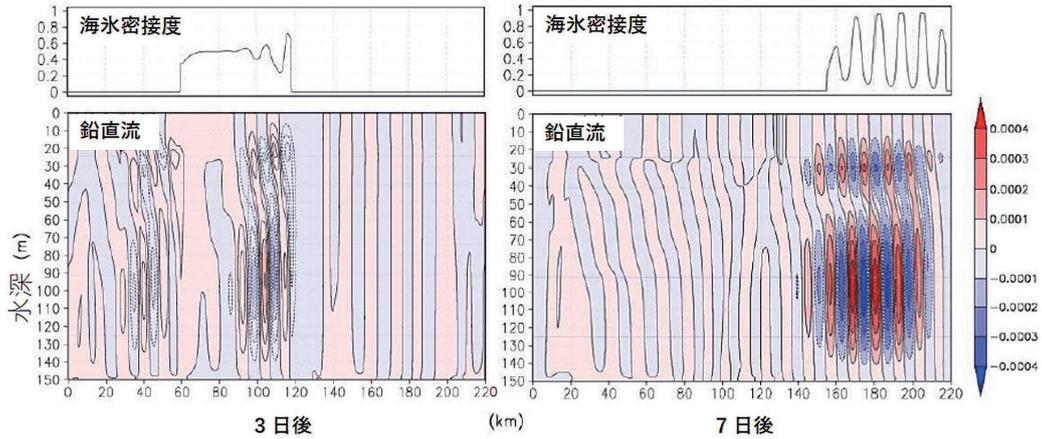


図9：アイスバンドの時間発展と直下の鉛直流の不安定成長
 Figure 9: Time development of ice band pattern and instability growth of vertical flows under ice band

た海水域に風が吹くことを想定して実験をおこなう。そこで初期海水場としてOhshima et al. (2001) を参考に冬季オホーツク海を想定し領域の北側1/4を密接度0.5、氷厚0.5mの海水で覆った。また、表面から底面(150m深)にかけて滑らかに塩分を32.0 ~ 33.5 psu、水温を-1.0 ~ 0.0 °Cに設定して初期成層を与える。この場合、北側には一様な海水密接度を持つ氷縁が存在していることになる。そこでまず、この氷縁から等間隔にアイスバンドが生成されていくことを仮定して理論で導き出されたアイスバンド発達に好ましい(氷縁に直交する方向に対して反時計回りに傾いた)方向と成長率がゼロに近くなる風(氷縁に直交する方向に対して時計回りに傾いた)方向から風吹かせる実験をそれぞれ行った。理想的な卓越風を想定して与える風速の絶対値はどちらも 10ms^{-1} に設定した。

図8に示す通りそれぞれのケースの赤ベクトルの方向に風を吹かせた。図8は上からの視点で海洋を眺めたものであり、ここではグレースケールが黒に近いほど海水密接度が低く、白いほど海水密接度が高い海水域が存在することを表している。すなわち、中間の灰色に近いところは初期海水密接度0.5に相当する。

図8の各結果は風を吹かせてから約5日半後の様子であり、風速の絶対値は同じであるが氷縁に直交する方向の成分の小さくなる左図は右図に比べて氷縁位置の移動する距離が短いことに注意する。氷縁に直交する方向をバンドパターンの伝播方向とすると、左図に示されるようにバンド成長率がゼロに近くなる方向から風が吹いているため海水域はほぼ初期海水密接度0.5のまま移動しているのが分かる。一方で、アイスバンドが発達する方向から風が吹いているとき先頭は氷縁が作る下降流の影響で

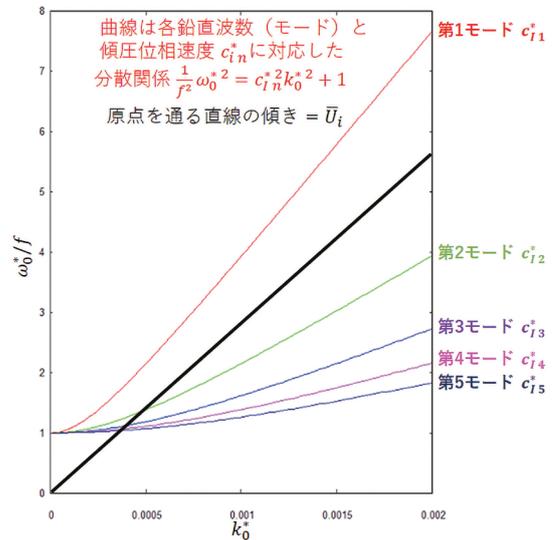


図10：連続成層下における k_0^* (ω_0^*/f) 平面上の鉛直モード毎の分散関係
 Figure 10: Dispersion relationship per several mode in k_0^* (ω_0^*/f) plane under continuously stratified ocean condition

狭くなっているもののその後方は海水の集積によって密接度が高くなりながら等間隔にパターン構造が連なっていることが分かる。

ここで、海水域直下の海洋も含め風吹かせ始めて3日後と7日後の鉛直断面をとると図9のようになる。

その結果、領域全体に一定の風を吹かせて3日目には氷縁先頭の収束による下降流と氷縁後方の発散による上昇流がトリガーになって励起された海水域直下の内部波に連動して氷縁先頭からアイスバンドが形成され始めているのが分かる。さらに7日目にはフォーシングが一定であるにも関わらず規則的な幅を持ったアイスバンドパターンが急速に発達し海水密接度がほぼ1に近い領域が現れ、

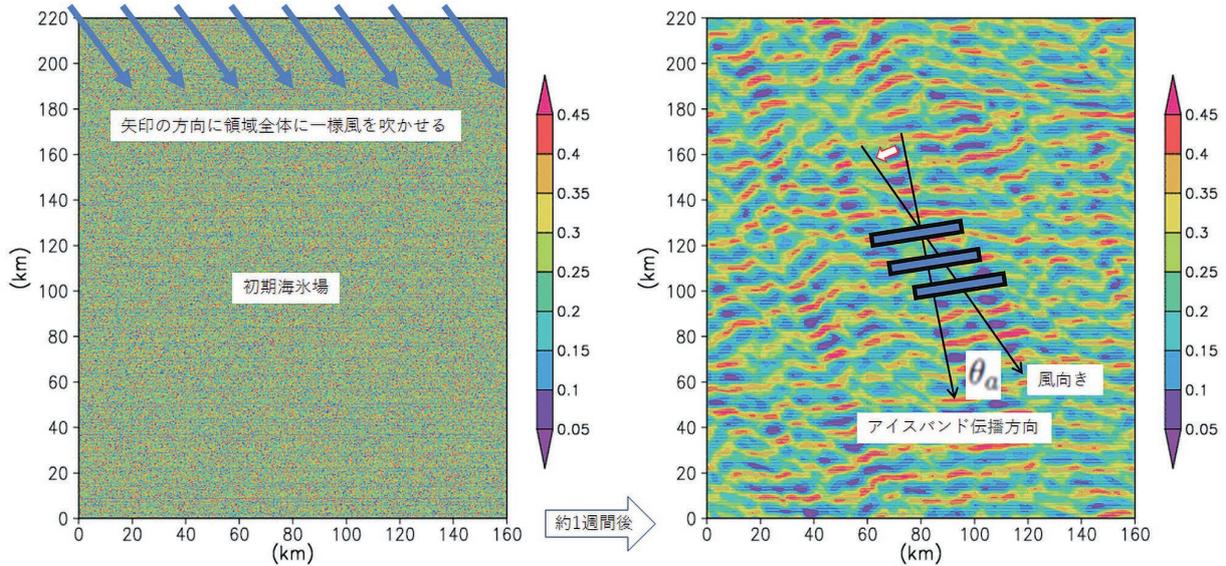


図11：初期条件としてランダムな海水氷接度を与えて一様な風を吹かせる数値実験の結果

Figure 11: Result of numerical experiment in case of blowing homogeneous wind with respect to initial random sea-ice concentration field

その直下には鉛直第二モードの内部波が発達している様子がはっきりと確認できる。すなわち、卓越風による一定の外部強制下の海水域直下に励起する内部波によって海面の海水が収束・発散し鉛直流を強化しカップリングすることを繰り返す不安定モードの状態にあることが分かる。ただし、内部波による鉛直流はここまでは指数関数的に発達できるものの直上のバンドパターンの海水氷接度が1に到達すると同じ外部強制力の元では頭打ちになるとも確認している。

3.1.2 1.5層の理論上導かれる結果の確認と連続成層モデルへの理論の拡張

次に $O(\epsilon^0)$ の解から導かれた風速が速くなることでアイスバンドパターンの幅は広くなるという関係について卓越風速を変えながら実験をおこなった。その結果、モデル上でも与える風速が大きく(小さく)なればそれに対応してアイスバンドの幅も広く(狭く)なることを確認できた。

しかしながら、風速を徐々に小さくしていく段階で、風速を小さくしたにも関わらず、バンド幅が広がる事例が存在した。これを理解するためには1.5層の理論を連続成層に拡張する必要がある。1.5層の理論では基本的に層数に対応する傾圧第二モードまでの内部波とその位相速度を表現することは可能である。ただし、実際の海洋は連続成層であり、数値実験もそれに対応していることになる。従って、連続成層下では内部波が励起される時、複数の鉛直モードの波動が同時に存在している。各波動

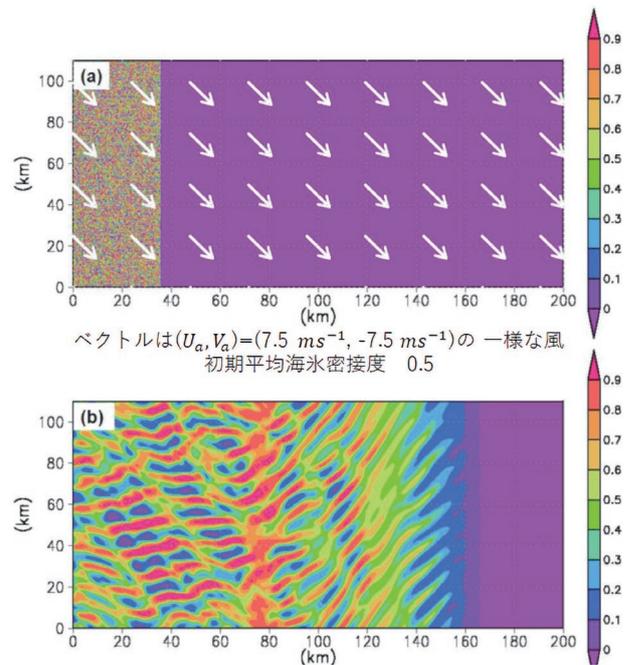


図12：(a)アイスエッジ型+ランダムノイズ型の初期海水氷場、白ベクトルは $(U_a, V_a) = (7.5 \text{ ms}^{-1}, -7.5 \text{ ms}^{-1})$ の一様な風を示す。初期平均海水氷接度は0.5に設定した。(b) (a)に風を吹かせて約1週間後のアイスバンドパターン

Figure 12: (a) Initial sea-ice concentration field in case of ice-edge and random noise hybrid type, where white vectors denote homogeneous wind of $(U_a, V_a) = (7.5 \text{ ms}^{-1}, -7.5 \text{ ms}^{-1})$. Initial mean sea-ice concentration is configured 0.5. (b) Ice-band patterns after a week from blowing wind with respect to initial field of (a)

は各鉛直位相速度を持ち、低次のモードの波ほど位相速度が速いという特徴がある。すなわち、アイスバンドがその直下でどのモードの波動と共鳴できるかのかがこの

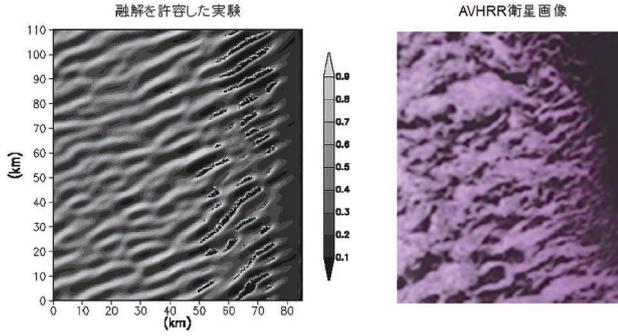


図13：融解過程を考慮したアイスバンドパターンの形成とAVHRRの衛星画像(北見工大提供)の比較
Figure 13: Comparison with ice-band patterns with melting process and AVHRR visible satellite image

問題の鍵になる。

ここで連続成層を考慮して鉛直モード展開するとアイスバンドの幅を決める無次元化した $O(\epsilon^0)$ の解の式 (5) を以下のように書き換えることができる。

$$\omega_0^2 - (1 + c_{1n}^2 k_0^2) = 0 \quad n = 1, 2, 3 \dots \quad (11)$$

ここで、 c_{1n} は n 次モードの内部波の位相速度に対応する。この時、 $\omega_0 = \omega_{0n}$ 、 $k_0 = k_{0n}$ となることに注意する。従って、あるモードの内部波の位相速度に対してバンドパターンの伝播速度が一致し、 $c_{1n} = \bar{U}_i = \frac{\omega_{0n}}{k_{0n}}$ となれば共鳴条件を満たすことになる。そのため連続成層下におけるアイスバンドの幅は共鳴条件下で式 (11) と式 (6) を連立することで得られる。

例えば、図9のような条件でアイスバンドが発達している時直下では鉛直第二モード内部波が同時に発達していることになり、アイスバンドの伝播速度が鉛直第二モード内部波の位相速度に一致した $\bar{U}_i = c_{12}$ の状態にある。しかしながら、風速を徐々に小さくしていく段階でアイスバンドの伝播速度 \bar{U}_i が直下の第二モードの内部波の位相速度 c_{12} に追いつけなくなり、第二モードの内部波との間では共鳴条件を満たせなくなりアイスバンドが発達できない状況も想定できる。1.5層の理論の場合はこれで共鳴は完結した状態となる。しかしながら、連続成層で考えた場合は海水域直下ではより高次モードの内部波も同時に存在可能となる。その時内部波の位相速度は $c_{11} > c_{12} > c_{13} \dots$ となり、高次モードほど遅くなるのが分かっているのでたとえ c_{12} に追いつけなくなったとしても次の第三モードの内部波の位相速度 c_{13} との間で共鳴条件を満たすことが可能であると推測できる。

そこで、図10に示すような $k_0^* - (\omega_0^*/f)$ 平面を考えると、連続成層下においては鉛直モード毎に内部波の分散関係を示す曲線がそれぞれ描かれることになる。ここで y 軸を ω_0^* ではなく ω_0^*/f にとったのは $y=1$ で慣性周期になることを分かり易く提示し、内部波分散関係を表す曲線はどのモードであっても $(k_0^*, \omega_0^*/f) = (0, 1)$ に向かって収束することを明示するのが目的である。また図中の k_0^* 、 ω_0^* 、 c_{1n}^* は次元量を表していることに注意する。図5同様に図中の原点を通る直線の傾きの強さがバンドパターン伝播速度の大きさに対応する。これと内部波の分散関係を表す曲線との交点が共鳴点となるためこの状態の場合、直線の傾きの都合上第一モードの内部波の分散関係は共鳴点を持たない。一方で図9のような第二モードの内部波の分散関係と共鳴点を持つことは可能である。理論上、共鳴時の波数がバンド幅を決めることになるがここでもし原点を通る直線の傾きが緩くなって第二モード内部波の分散関係とは交点を持てなくなったとしても、第三モード以下の内部波の分散関係との間に交点を持っていることが分かる。また、共鳴時は共鳴可能なモードの内部波の中で最も高次モードの内部波から共鳴対象として選ばれることも分かっている。これは風向きに対するアイスバンドの最大成長率 v_{max} を考えた時その大きさが各モードの風応力に比例することに起因すると考えられる。つまり、2.4節で風向きに対してアイスバンドが最大成長率をとるとき $\tan \theta_a = \delta \theta / \delta_d$ となることを既に記述したがこれを鉛直モード展開した式 (10) に代入することで以下のように書くことができる。

$$v_{max} = \frac{k_0 |\tau_{ai n}|^{\frac{1}{2}} (\delta_d^2 + \sin^2 \delta \theta)^{\frac{1}{4}}}{2} \quad n = 1, 2, 3 \dots \quad (12)$$

ここで、アイスバンドの最大成長率は n 次モードの風応力 $\tau_{ai n}$ の絶対値に比例して大きくなるのが分かる。従って、(低次モードほど小さい) n 次モードの内部波の波数 ($k_0 = k_{0n}$) と (低次モードほど速い) n 次モードの位相速度 ($c_{1n} = \frac{\omega_{0n}}{k_{0n}}$) は (低次モードほど強い) n 次モードの風応力 $\tau_{ai n}$ に対応し、位相速度が速いより低次モードの共鳴の場合にアイスバンドの最大成長率が大きくなると分かる。結果として、静水圧近似が成り立つような海洋において共鳴可能なモードの内部波の中でより低次モードの内部波の共鳴が選択されると考えられる。(ここで静水圧近似を許容するスケールであることを念押ししているのは、鉛直流の時間発展が効いてくるような非静水圧モデルにおいては式 (11) の内部波の分散関係が変化するため同じモードの内部波の分散関係に対してもより高波数の (波長の短

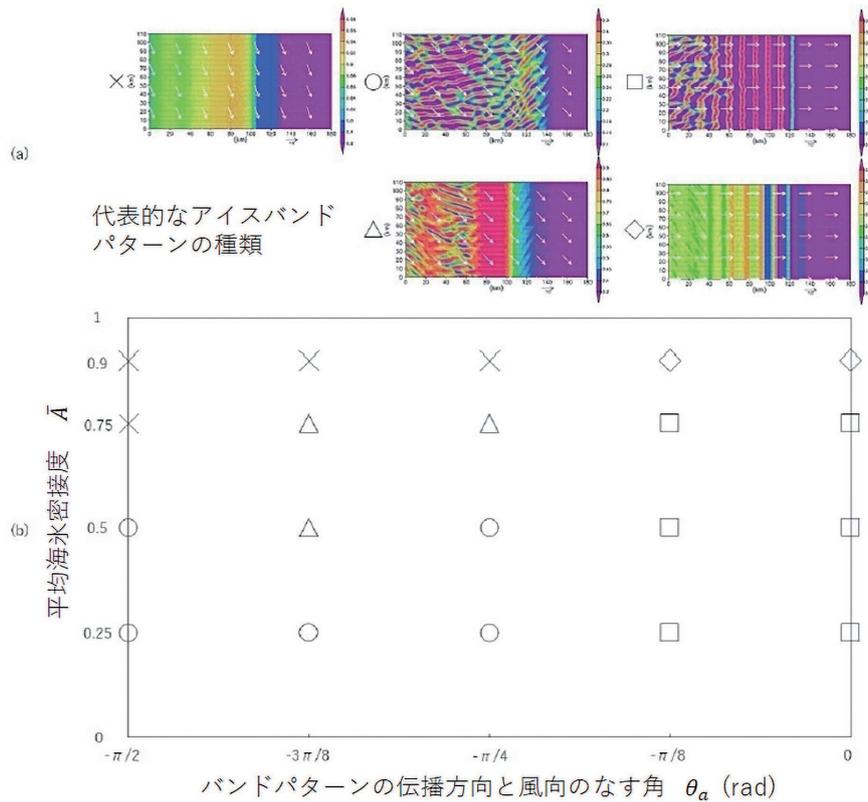


図14 : (a)アイスバンドパターンの代表例, (b)風向き θ_a と平均海氷濃度 \bar{A} によって変化するアイスバンドパターン

Figure 14: (a) Examples for typical ice-band patterns (b) Variations of ice-band pattern by wind direction θ_a and mean sea-ice concentration \bar{A}

い) 領域においても共鳴点を持てるようになるためである。つまり静水圧条件下では内部波の分散関係は波数の増加とともに単調増加を続けることになるが非静水圧条件下では高波数領域に向けて変曲点を持ち緩やかに増加する形に修正される。従って、場合によってはより高波数の領域で共鳴点を持てる可能性もある。ただし、その時のアイスバンドの幅は非常に狭くなるためMODISの衛星画像に現れるような10kmスケールのアイスバンドとは別のものであると考えられる。)

従って、図9のような共鳴状態に対して風速を徐々に遅くしていけば第二モードの内部波との共鳴から第三モードの内部波との共鳴にシフトすることになる。図10で考えると、直線の傾きが緩くなり風が弱まっていく段階で第二モードの曲線の接点を通るまでの段階では第二モードの共鳴点に対応する波数が大きく、バンド幅はより狭くなる傾向にあるのに対して、第三モードの曲線と原点を通る直線の交点に対応する波数は小さくなること分かる。すなわち、原点を通る直線の傾きが緩くなって第二モードの曲線との接点を離れた瞬間に第三モードの曲

線との交点が共鳴点として選択されることになり、それに対応する(直前の第二モードの共鳴時の波数よりも)小さい波数にシフトし(直前の第二モードの共鳴時のバンド幅よりも)広いバンド幅が選択されることが分かる。この経緯が風速を弱めたにも関わらずバンド幅が広がった理由である。ただし、接点付近で共鳴している場合は内部波の伝播速度は若干のばらつきがあるため共鳴点が移動し易い状態でありバンド幅が一意に決まりにくいことも確認している。加えて、例えば第二モードの共鳴で規則的な幅を持つアイスバンドが形成された場に対して第三モードの共鳴相当の様な弱風を吹かせ続けると既存のバンド幅のレンジが変化していく様子も数値実験を通して確認することができる。

3.2 ランダムノイズ型の初期海氷場を使った数値実験

ここまでの数値実験における初期条件として採用したバンドパターンの伝播方向に1次元的な氷縁の存在は内部波のトリガーという意味で大きな強制力となっており、アイスバンドパターンを形成する時は多少風向きが成長率最大

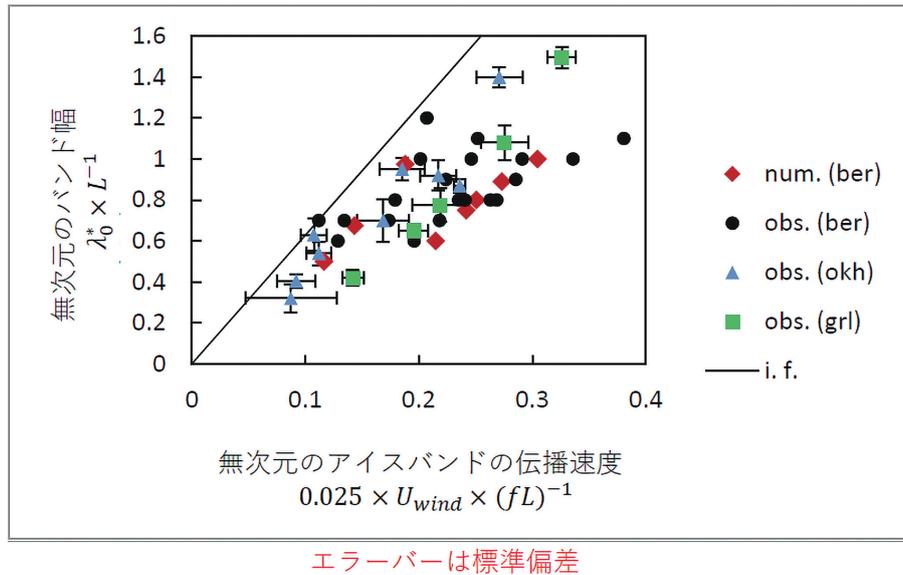


図15：数値実験結果と衛星観測結果の比較
 Figure 15: Comparison with results of numerical experiment and results of satellite observation data

の方角からずれているとしても、初期氷縁と直交する方向にバンドパターンを伝播させることを強いることになる。

そこで、ある一定の強制力に応答した場が自己組織化してパターンを形成するという観点から次の数値実験をおこなう。具体的には図11の左図にあるように初期条件としてこれまで一様に与えてきた海水密接度を領域全体でランダムにばらつかせることを考える。実際の海洋でも海水密接度が領域一様ということは考えにくいのでその意味でより現実的な設定であるといえる。ただし、自由漂流可能でアイスバンドの発達し易い平均場を考慮して初期海水密接度の振幅は0～0.5としていることに注意する。図11の左図は初期条件としての北半球を想定した領域全体に0～0.5のランダムな海水密接度を持つ初期海水場でありカラーバーが海水密接度を表している。実験ではこの場に対して青い矢印の方向に領域全体で一様な風を吹かせる。なお、領域の境界には周期境界条件を適用する。結果的に約1週間後には領域全体に規則的な幅を持った帯状アイスバンドが連なるように浮き上がってくるのが図11の右図から確認できる。この時領域に浮かび上がったおおよそのアイスバンドを図11の右図中の青いボックスだと考えるとアイスバンドの伝播方向に対して風向き θ_0 は反時計回りに傾いていることも確認できる。加えて、この期間の海洋側の鉛直断面をとると規則的なバンド構造の直下では内部波に伴う鉛直流が指数関数的に発達していたことも分かっている。従って、領域全体で自由漂流を許容するような海水場に一定の風強

制が与えられ続けると海水と直下の内部波の相互作用によってバンド状のパターン形成が起こることになる。

3.3 アイスエッジ+ランダムノイズ混合型の初期海水場の実験

続いて、例えば図1のような実際のオホーツク海におけるサハリン島の北西から風が吹いてくる場合やグリーンランド海沖のようなより現実的な状況を考える。ただし、図1におけるサハリン島の南北方向に氷縁があると考えると卓越風である北西から南東へ吹く風は成長率が低くアイスバンド発達には適していないことになる。すなわち、より現実的な初期海水場は氷縁を持つことに加え、その内部領域はランダムな海水密接度を持つ場であると考えることができる。そこで、最初の実験で提示したアイスエッジ型の初期海水場からのアイスバンドパターン形成(図8と次に提示したランダムノイズ型の初期海水場(図11)からのアイスバンドのパターン形成を考える。

はじめに、図12(a)のように南北に氷縁を持ったアイスエッジ型場の内部領域にランダムノイズ型の平均海水密接度が0.5の初期海水場を設定する。この南北の長方形の領域をサハリン島沖やグリーンランド海沖の海水域と対応させて考えると卓越風は図12(a)のベクトル方向に吹くことが一般的であるためこの場に対して領域一様な $(U_a, V_a) = (7.5 \text{ ms}^{-1}, -7.5 \text{ ms}^{-1})$ の風を与える実験をおこなった。

その結果、初期氷縁に対してアイスバンドの成長率はほとんどないため東西方向にバンド伝播方向を作ること

はできないものの、内部領域は初期のランダムノイズの影響で氷縁とほぼ直交する方向にバンドパターンが浮かびあがるようになる。この時内部領域で形成される規則的な間隔のアイスバンドパターンの伝播方向に対して風向きは反時計回りに傾いており、 $o(\epsilon^3)$ の解を満たしていることが分かる。一方で氷縁付近は風を吹かせて一週間後の図10の右図に示されるように氷縁に直交する規則的なバンドパターンが現れた内部領域から氷縁にかけてやや傾いていくような構造のバンドパターンが現れていることが分かる。この部分は初期海水場に氷縁を持つ影響の一つであると考えられる。ただし、現状熱力学は考えていないため実際は図12 (b) の氷縁付近の海水密接度の低い部分は結氷点以上の暖かい海水に向かって進入することになるのである程度融解することが考えられる。

そこで、海水温が -1.8°C 以上になった時点で融解し、短波放射の影響を受ける設定を加えて図12と同様の実験をおこなって海水密接度の分布を描くと図13左のような結果を得ることができた。単純に融解する設定を加えただけなので外洋から海水域に向かって入ってくるような擾乱等の影響は考慮できていないものの図13右の北見工大が作成したAdvanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) のアイスバンドの衛星画像と比較してもアイスバンドパターンが開放水面に面した先端から融解していくことでその形状がより現実的に再現できるようになる可能性があることが分かる。

次に、図12におけるアイスバンドのパターン形成がどのような条件の組み合わせで成立するのかを明らかにするために図12と同じ初期海水場の配置に対して横軸に風が吹いてく先を考えてバンドパターンの伝播方向と風向のなす角 θ_a (rad)、縦軸に初期平均海水密接度 \bar{a} をとってそれぞれの条件によってどのように海水域が変化するかを調べる。図14 (a) は上記の2つの条件を変えながら出てきたアイスバンドパターンの代表例であり、初期海水場に風を吹かせて約10日後に条件の違いによってそれぞれのシンボル (×, ○, □, △, ◇) に対応した海水場を形成する。すなわち、ここで×の時はアイスバンドの形成はほぼ起きないと考えられる。

その結果をまとめたのが図14 (b) であり、○の場合が図1のMODISの衛星画像にあるような10kmスケールのアイスバンドパターン形成によく対応していることが分かる。具体的には、風向き $-\pi/2 \leq \theta_a \leq -\pi/4$ の範囲で平均海水密接度0.5以下の時、○に対応するより現実的なアイスバンドパターンが出現することになる。これは、サハリン島や東グリーンランドのような場の北西方向から南

東に向かって卓越風が吹くことでその沖側に直交するようにアイスバンドパターンが現れるということに対して整合的である。

4. 衛星観測結果

最後に、 $o(\epsilon^0)$ の解から分かる卓越風速が大きくなればバンド幅が広くなるという関係がMODIS衛星可視画像等で捉えた10km規模のアイスバンドの幅とECMWFの風速データ等との間にも現れているかどうかを調べていく。横軸に無次元のバンドパターンの伝播速度 $0.025 \times U_{wind} \times (fL)^{-1}$ 、縦軸に無次元のバンド幅 $\lambda_0^* \times L^{-1}$ とってプロットすることで図15が描ける。ここでは卓越風速を U_{wind} 、水平方向の代表的なスケール $L=10$ kmとする。また、Kimura and Wakatsuchi (2000) を参考にバンドパターンの伝播速度は風速の2.5%として変換していることに注意する。num. (ber) の結果は図8のような氷縁がある場合にアイスバンドが発達する方向から与える卓越風速を変えながらおこなった数値実験の結果であり、傾圧位相速度を見積もる際必要な成層はベーリング海をを代表するものを使った。obs. (ber) の結果はMuench and Charnell (1977) の衛星観測結果をプロットしたものである。obs. (okh) と obs. (grl) はそれぞれMODISの衛星可視画像を使ってアイスバンドの幅を調べてそれと直上のECMWFの風速データとの関係をプロットしたもので前者がオホーツク海、後者が東グリーンランドに対応している。また、i.f. の直線は理論上内部波が存在可能なのは慣性周期までとなることから見積もった無次元のバンド幅の最大値 $2\pi \times 0.025 \times U_{wind} \times f^{-1}$ とそれに対応するアイスバンドの伝播速度との関係をプロットしたものである。従って、各事例はこの直線より左の領域で起きていることになりその意味で各結果が内部波の理論に整合的であることが分かる。図15の結果は概ね衛星観測結果も数値実験結果から得られていた風速が大きい(小さく)なるとバンド幅が広くなる(狭く)なるという関係をよく表現しており、おおよそのスケールも一致しているといえる。ただし、より厳密に共鳴モードのシフトまで捉えたいのであればより高解像で確実なバンド幅とその時の正確な成層状態、卓越風速に対応する正しい伝播速度ベクトルの情報が必要となってくる。

5. まとめ

本研究では極域海洋海水域において至るところに現れる帯状の海水パターンが連なる現象であるアイスバンド

の形成メカニズムについて理論を構築し、数値実験で検証し、衛星観測結果を使って整合的であることを確かめてきた。アイスバンドの形成は特に氷縁域のように自由漂流を許容する適度な海水密接度で海水が分布する場が存在する海域に適切な方向から一定の風が吹き続ければ自動的に組織化（パターン化）する自然システムだと捉えることができる。同時にその直下では慣性内部重力波が不安定成長可能であることも分かってきた。従って海面付近は見かけ上比較的穏やかに映る海水域であってもアイスバンド形成中の海洋内部はダイナミックに変動している可能性がある。特に氷縁付近の結氷点にない海洋との間にアイスバンドが存在することで融解・結氷に対して影響を与える可能性もある。その意味で氷縁域における一般的な現象であるアイスバンドのパターン形成メカニズムを理解しておくことは非常に有意義であると考えている。

本稿ではまず、2章でアイスバンド形成が起こると考えられる最も単純な系である海水が浮かぶ1.5層のモデルから理論を構築し、海水漂流と内部波伝播の共鳴相互作用によってアイスバンドを形成し鉛直流が発達するような不安定モードにある時、海水直下の鉛直流が直上の密接度が1になるまで指数関数的に成長する可能性を提示した。また、アイスバンドが持つ2つの基本的な特徴の一つで規則的な幅を持つ理由に対して共鳴時に海水の漂流速度とバンドパターン伝播速度が一致して決まることが分かった。この時、伝播速度が速くなればバンド幅が広がることも分かった。また、もう一つの特徴である風向きがバンドパターン伝播方向に対して反時計回りに傾く理由についてそれがアイスバンドの成長率が最も高くなる角度であることを示すことができた。

次に3章では、この結果を連続成層の数値モデルを使って検証した。その結果、規則的なアイスバンド形成に伴って直下に内部波が発達することを確認し、基本的に実験で与える風速の大きさに応じて変化する伝播速度が大きくなる時バンド幅も広がることも示すこともできた。ただし、連続成層下では1.5層の場合と違い複数の傾圧モードの内部波が存在するため無限の共鳴点を持つことが可能になる。従って、その中で共鳴可能な最も成長率の高いより低次のモードの内部波との共鳴が優先して現れることが分かった。このことにより数値実験では一部風速が大きくなってもバンド幅が狭くなるケースがあったことを説明することができるようになった。すなわち、このような場合連続成層下では高次モードから低次モードへ共鳴モードのシフトが起きることが原因であることが

分かった。また、風向きによる成長率の違いに関する感度実験をおこない理論に整合的な結果を得ることもできた。

しかしながら、ここまでは実験をおこなううえで一様な密接度を持つ初期氷縁を設定していることでバンドの伝播方向に一次的な変化しか表現できないものであった。そこでパターン形成を念頭に初期海水場として領域全体で自由漂流を許容するような平均海水密接度を持ち領域内ではランダムに海水密接度が分布しているような場を設定し、一定方向から風を与え続ける実験をおこなった。その結果、アイスバンドの特徴を維持しつつも2次的に分布するアイスバンドパターンを再現できるようになった。

また実際の場合は上記2つの初期海水場を合わせたような状況にあるため氷縁が存在しつつも内部領域にランダムに海水密接度が分布しているような初期海水場に対して、風向と平均海水密接場を変化させながら感度実験をおこなった。その結果オホーツク海サハリン島沖や東グリーンランド海流に沿って現れるアイスバンド構造に近いものを再現することができた。

さらに4章では、これら数値実験で得られた値を使って風速に起因するバンドの伝播速度を横軸にとり、縦軸にそれに対応するバンド幅をとって、衛星観測から得られた結果を比較した。その結果、おおよそ理論から予測される範囲に与えられる卓越風速が大きくなるとバンド幅広がるようにプロットできることが分かった。従って、アイスバンド形成メカニズムに関して理論、数値実験、衛星観測が概ね一致する結果を得ることができた。

ところで、アイスバンド形成にかかる時間スケールに注目すると数値実験では図11左図のような1グリッド当たり 250m×250m の範囲で各グリッドに小規模な擾乱を与えた初期の海水場から明瞭なバンドパターンの形成を確認できるまでは約1週間程度の時間を要するのにに対して実際の海洋では衛星画像などを通して低気圧通過前後の1両日中にアイスバンドパターンが形成された様子を確認することができる。この時、実海洋におけるバンドパターン形成前の場の衛星画像からは海水密接度の高い場所や開放水面の広がり方（擾乱の規模）にも分布があることは明らかである。そのため実海洋におけるバンド形成前の場は数値実験における初期海水場よりもある程度時間が経過した後の場であったと捉えるとよいのかもしれない。その意味で今後は初期海水場の与え方とアイスバンド形成までの時間スケールの関係に着目する必要がある。また、図13では融解までの厳密な時間スケールや現実的な水温場や短波放射の時間変化を考慮したわけでは

ない。従って、実海洋における融解プロセスの詳細を踏まえてアイスバンド形成過程を再現していく必要もある。その上で、温暖化等によってアイスバンドパターン形成が起こる場がどのように変化し得るのかにも注目していきたいと考えている。そして、氷縁における基本的な物理プロセスとしてアイスバンドを形成することは自然システムの中でどのような意味を持っているのかという部分にまで迫っていければと思う。

謝辞

本研究は、科研費番号 22106001, 26247076, 26247080, 15H05825, そして17H011656 からの助成のもとおこなったものになります。ここに記して感謝致します。また、本稿執筆の貴重な機会を設けて下さった環境オホーツク観測研究センターのスタッフの皆様、査読をおこなって下さった的場澄人助教に感謝を申し上げます。なお、作図の際は環オホーツク観測研究センターの計算機システムを使用し、衛星画像は北見工業大学とアメリカ航空宇宙局(NASA)の解析データを使用しています。

参考文献

- Fujisaki A. and L. Y. Oey (2011) Formation of ice bands by winds. *J. Geophys. Res.*, **116**, C10015, doi:10.1029/2010JC006655.
- Hakkinen, S. (1986) Ice banding as a response of the coupled ice-ocean system to temporally varying winds. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5047–5053, doi:10.1029/JC091iC04p05047.
- Ishida, K. and K. I. Ohshima (2009) Ice-band characteristics of the Antarctic seasonal ice zone observed using MOS MESSR images. *Atmos.–Ocean*, **47**, 169–183, doi:10.3137/OC300.2009.
- Kimura N. and M. Wakatsuchi (2000) Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res. Lett.*, **27**, pp. 3735–3738
- Leppäranta, M. (2005) *The Drift of Sea Ice*. Springer, 350 pp.
- Martin, S., P. Kauffman and C. Parkinson (1983) The movement and decay of ice edge bands in the winter Bering Sea. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2803–2812, doi:10.1029/JC088iC05p02803.
- McPhee, M. G. (1979) The effect of the oceanic boundary layer on the mean drift of pack ice: Application of a simple model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 388–400, doi:10.1175/1520-0485(1979)009<0388:TEOTOB>2.0.CO;2.
- McPhee, M. G. (1982) Sea ice drag laws and simple boundary layer concepts, including application to rapid melting. U.S. Army Corps of Engineers CRREL Rep. 82-4, 17 pp.
- McPhee, M. G. (1983) Turbulent heat and momentum transfer in the oceanic boundary layer under melting pack ice. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2827–2835, doi:10.1029/JC088iC05p02827.
- Muench, R. D. and R. L. Charnell (1977) Notes and correspondence observations of medium-scale features along the seasonal ice edge in Bering Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 602–606, doi:10.1175/1520-0485(1977)007<0602:OOMSFA>2.0.CO;2.
- Muench, R. D., P. H. LeBlond and L. E. Hachmeister (1983) On some possible interactions between internal waves and sea ice in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2819–2826, doi:10.1029/JC088iC05p02819.
- Ohshima, K.I., G. Mizuta, M. Itoh, Y. Fukamachi, T. Watanabe, Y. Nabaie, 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, doi:10.1023/A:1021225303621.
- Saiki R. and H. Mitsudera (2016) A Mechanism of Ice-Band Pattern Formation Caused by Resonant Interaction between Sea Ice and Internal Waves: A Theory, *J. Phys. Oceanogr.*, **46** (2) (2016), pp. 583–600
- Saiki R., H. Mitsudera, A. Fujisaki-Manome, N. Kimura, J. Ukita, T. Toyota and T. Nakamura (2021) 637 Mechanism of ice-band pattern formation caused by resonant interaction between sea ice and internal 638 waves in a continuously stratified ocean. *J. Progr. Oceanogr.*, **190**, 102474. page range. doi: 10.1016/j.pocean.2020.102474
- Sjørberg, B. and M. Mork (1985) Wind-induced stratified ocean response in the ice edge region: An analytical approach. *J. Geophys. Res.*, **90**, 7273–7285, doi:10.1029/JC090iC04p07273.
- Wadhams, P. (1983) A mechanism for the formation of ice edge bands. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2813–2818, doi:10.1029/JC088iC05p02813.
- Wadhams, P. (2000) *Ice in the Ocean*. Gordon and Breach, 351 pp.

海底下 CO₂ 地中貯留における 海洋潜在的環境影響評価と海水 CO₂ 濃度監視

内本 圭亮^{1), 2)}, 渡辺 雄二^{1), 2)}, 三角 和弘³⁾, 坪野 考樹³⁾,
津旨 大輔^{3)*}, 末国 次朗^{1), 2)}, 薛 自求^{1), 2)}

2023年10月30日受付, 2023年12月5日受理

海底下の地層にCO₂を貯留する場合に法令で求められているCO₂漏出を仮定した潜在的環境影響評価と貯留サイト海域での海水の化学的性状の監視について、海洋シミュレーション結果を基に考察した。漏出率が同じであればCO₂漏出による海水のCO₂濃度増加は夏季に最大となる。また、漏出したCO₂はすぐに希釈されるため、漏出継続期間は海水のCO₂濃度増加にほとんど影響を及ぼさない。したがって、潜在的環境影響評価のための海洋シミュレーションは夏季条件で1か月程度行えばよく、化学的性状の監視は夏季に行うべきである。

Marine potential environmental impact assessment and monitoring of CO₂ concentration in seawater for sub-seabed CO₂ storage

Keisuke Uchimoto^{1,2}, Yuji Watanabe^{1,2}, Kazuhiro Misumi³, Takaki Tsubono³,
Daisuke Tsumune^{3)*}, Jiro Suekuni^{1,2}, Ziqiu Xue^{1,2}

In the present paper, potential environmental impact assessment assuming CO₂ leakage and monitoring of chemical property in seawater, both of which are mandatory when CO₂ is stored in Japan, were discussed based on an ocean simulation. The increase of CO₂ concentration in seawater due to CO₂ leakage is largest in summer if CO₂ leak rate is the same, and the duration of the leakage has little influence on the increase of CO₂ concentration owing to quick dispersion. These suggest that the ocean simulation for the potential environmental impact assessment should be performed for a month of the summer season and that the monitoring of chemical property in seawater should be conducted in summer.

キーワード: CCS, 二酸化炭素回収・貯留, 潜在的環境影響評価, CO₂漏出, 海底下CO₂貯留

CCS, Carbon dioxide Capture and Storage, potential environmental impact assessment, CO₂ leakage, sub-seabed CO₂ storage

1. はじめに

地球温暖化緩和のためにCO₂の排出削減が急務となっているが (IPCC, 2021), CCSはCO₂排出削減において重

要な役割を果たすことが期待されている。CCSとはCO₂ Capture and Storageの頭字語であり、火力発電所など大量にCO₂を排出する施設でCO₂を分離回収し、地中深くの地層に貯留する技術のことである。

連絡先

内本 圭亮
公益財団法人 地球環境産業技術研究機構
〒619-0292 京都府木津川市木津川台9丁目2番地
Tel: 0774-75-2309
Email: uchimoto@rite.or.jp

1) 二酸化炭素地中貯留技術研究組合
Geological Carbon dioxide Storage Technology Research
Association, Kizugawa, Japan

2) 公益財団法人 地球環境産業技術研究機構
Research Institute of Innovative Technology for the Earth,
Kizugawa, Japan
3) 一般財団法人 電力中央研究所
Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko,
Japan

* 現在は筑波大学 放射線・アイソトープ地球システム研究センター
* Now at Center for research in radiation, isotopes, and earth system sciences,
Tsukuba University, Tsukuba, Japan

貯留層が適切に選定され管理された場合, 地中に貯留されたCO₂が漏出するおそれは小さいと考えられているが, CO₂の漏出はCCSに対する一般市民の懸念の一つと言われている (Johnsson et al., 2010). 海底下にCO₂を貯留した場合は, 万が一漏出が起きると海にCO₂が出てくる可能性が高い. 社会受容性を得るためには, 貯留したCO₂が漏出するおそれが極めて小さいことを示すだけでなく, CO₂の漏出による海洋の環境影響評価を行うこと, すなわち, 万が一CO₂が漏出すると, 海水のCO₂濃度指標 (pCO₂, pH など) がどの程度の範囲でどの程度変化し, その結果, 生物が影響を受けるのかどうかを示すことが重要となる. 日本では海底下地層にCO₂を圧入する場合にはこのような環境影響評価を行うことが海洋汚染防止法により法的にも義務付けられている. この環境影響評価は, 他の多くの事業で行われる環境影響評価とは異なっていることに注意が必要である. 通常, 環境影響評価は, 事業そのものを行うことや事業のための施設の建設などによる環境影響を評価する. それに対し, 海洋汚染防止法で定められている海洋の環境影響評価は, CO₂貯留や施設の建設による環境影響ではない. 万が一CO₂漏出が起きたら, という仮定の下での環境影響評価である. そのため, 潜在的環境影響評価と言われる (中村, 2019).

CO₂漏出による海水のCO₂濃度指標の変化は, 漏出を仮定した海洋シミュレーションを行って計算するしかない. しかし, このシミュレーションは実際にCO₂の漏出が起きたときに行うことになるであろうシミュレーションとは異なるはずである. 実際に漏出が起きた場合には, ある程度具体的な情報 (例えば, 漏出点, 漏出域やその広さ, 漏出率, 海洋の物理場, 季節) があり, それを基にシミュレーションが行われ, 可能な限り具体的に正確な結果 (例えば, いつ, どこで, どの程度の海水CO₂濃度上昇が生じるか, さらにそれにより生物影響が生じるのか, 生じるならどんな影響か, など) が期待される. それに対し, 潜在的環境影響評価のシミュレーションは全ての条件を仮定して行うことになる. 漏れるおそれがないと考えられるところが貯留層として選ばれるため, 漏出点 (漏出範囲) や漏出率も仮定するしかない. そのため, 特別な条件を仮定して計算した, 過度に詳しい, あるいは過度に具体的な結果が必ずしも有用とは言えない.

海洋汚染防止法では, 潜在的環境影響評価だけでなく, CO₂圧入開始後に海水の化学的性状 (すなわち海水のCO₂濃度指標) を1年に1回の頻度で監視することも求められている.

本稿では, CO₂海底下貯留の実証試験 (経済産業省ほか,

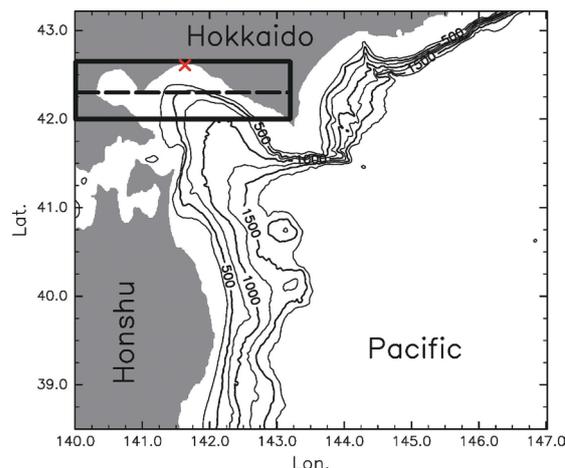


図1: モデル領域. コンターは水深, 赤×はトレーサー放出点.
Figure 1: Model region. Contour lines represent depth, and the red cross denotes the tracer release point.

2020) が行われた苫小牧沖をモデル海域として, 漏出CO₂とみなしたパッシブトレーサーの拡散シミュレーションを行い, 法令で定められている潜在的環境影響評価と海水の化学的性状の監視について考察したUchimoto et al. (2023) の研究を紹介し, 潜在的環境影響評価のためのシミュレーションや海水の化学的性状の監視の時期に関する提案を行う.

2. Uchimoto et al. (2023) のシミュレーション

2.1 海洋モデル

電力中央研究所 (CRIEPI) で開発された海洋モデルが用いられた. このモデルはRegional Ocean Modeling System (Shchepetkin and McWilliams, 2005) をベースとした静水圧プリミティブモデルであり, モデル領域は東西が東経140°~147°, 南北が北緯38.5°~43.2°である (図1). 解像度は東西南北とも1/120° (東西が約700 m, 南北が約900 mに相当) で, 鉛直45レベルである. 領域以外は, 福島第一原発事故の評価に用いられた福島沖のモデル (Tsumune et al., 2013) とほぼ同じモデル設定である. 海面にはNuWFAS (橋本ほか, 2011) による風応力, 熱・淡水フラックスが与えられている. また開境界にはTPXO7 (Egbert and Erofeeva, 2002) の潮汐データ8成分 (M₂, S₂, N₂, K₂, K₁, O₁, P₁, Q₁) が与えられ, モデル内に潮汐が再現されている. 河川流量はHYDREEMS (豊田・平口, 2009) のデータが用いられ, 河口格子に与えられている. また現実的な物理場を再現するために, 漏出CO₂とみなしたパッシブトレーサーを放出する日高湾 (図1の矩形

内)を除くモデル全域で、JCOPE2再解析データ(Miyazawa et al., 2009)に水温、塩分がNudgingされている。日高湾では、北緯42°から42.3°(図1の矩形内破線以南)にかけてNudgingが弱められ、北緯42.3°以北(図1の矩形内破線以北)ではNudgingが行われていない。計算期間は1年間で、2011年3月1日のJCOPE2の水温、塩分分布、静止状態から計算が開始されている。

2.2 パッシブトレーサー

苫小牧実証試験の貯留層直上にあたる東経141.63°、北緯42.61°(図1の×)の最下格子から4つのパッシブトレーサー(以下ではdye01, dye02, dye03, dye04と呼ぶ)が放出された。4つのトレーサーは放出開始時期のみが異なっている。5月1日(dye01)、8月1日(dye02)、11月1日(dye03)、2月1日(dye04)の0時にそれぞれ放出が始まり、放出開始後は一定の放出率で放出し続けられた。

このトレーサーを海底下の貯留層から漏出したCO₂による溶存無機炭素(dissolved inorganic carbon: DIC)の増分(ΔDIC)とみなし、炭酸系計算モジュールmocsy(Orr and Epitalon, 2015)を使って二酸化炭素分圧(pCO₂)の増分(ΔpCO₂)が計算されている。ΔpCO₂に変換する理由は、pCO₂が生物影響因子であり影響指標に用いられることに加え、海洋での漏出検知の指標として使われ得るということによる(Uchimoto et al., 2018; Totland et al., 2020)。変換に用いる背景場のDICは観測値(https://www.env.go.jp/water/31_1autumn_appendix.pdf)を参照し、季節によらず2,093 μmol/m³としている。水温、塩分(S)はモデルの出力値が用いられ、全アルカリ度(TA [mol/L])は、田口ほか(2009)の経験式(TA=46.29S+747)で塩分から求めた値を用いている。ΔpCO₂への変換ではCO₂漏出率も仮定する必要がある。CCSでは漏出が起き得ないと考えられる地層がCO₂貯留層として選ばれるうえ、これまでにCO₂漏出が起きたことがないため、起き得る漏出率を科学的に見積もることは困難である。Uchimoto et al. (2023)は、海底下の貯留層からCO₂が漏れ出て海底から漏出するシミュレーション結果(Nakajima et al, 2014; Kang et al., 2015)やこれまでに行われた海洋での漏出CO₂シミュレーション(例えば、Blackford et al., 2008; Kano et al., 2010)で用いられた漏出率を考慮した上で、1,000トン/年と10,000トン/年の2つの漏出率を仮定している。

2.3 生物影響閾値

生物影響閾値としてΔpCO₂=500 μatmを用いている研究もある(例えばKano et al., 2010; Jeong et al., 2020)。し

かし生物影響はΔpCO₂だけでなく曝露時間も関係する(Watanabe et al., 2006)。そのため、Uchimoto et al. (2023)は生物影響データを新たにコンパイルし、次の4つの生物影響閾値を設定した。

閾値①: ΔpCO₂=13,000 μatm、時間には依存しない

閾値②: 60時間平均したΔpCO₂=2,500 μatm

閾値③: 28日平均したΔpCO₂=1,200 μatm

閾値④: 160日平均したΔpCO₂=200 μatm

2.4 シミュレーション結果

トレーサーは、おおまかには、8月までは西に、その後は東に広がる。これはRosa et al. (2007, 2009)が示した日高湾の流れの季節変動とおおよそ整合する。しかし、トレーサー濃度は放出点格子で最大であり、放出点を離れると急速に低下するため、Uchimoto et al. (2023)では放出点の濃度にも着目している。

放出点のトレーサーの鉛直分布や濃度は特徴的な季節変動をする(図2)。夏は底近くの濃度が高く表層の濃度は低い。一方、冬は底付近の濃度が比較的低く、表層は夏に比べて高い。これは成層の有無による。すなわち、夏は上層に密度の小さい水、下層に密度の大きい水がある成層構造を成しており、水が鉛直に混合されないため最下格子に与えられたトレーサーは下層(底付近)にたまることになる。一方、冬は鉛直によく混合されているためトレーサーは上層にまで運ばれやすい。しかし、冬は最下層格子の濃度が低くなるだけでなく、鉛直積分した濃度も低くなるため(図3)、鉛直にかき混ぜられるだけでなく水平移流も大きいことが示唆される。

4つのトレーサーの濃度の時系列を比較すると、放出期間がトレーサー濃度にほとんど影響していないことがわかる(図2)。dye02, dye03, dye04の放出開始時には、dye01はそれぞれ3か月間、6か月間、9か月間放出され続けているが、dye02, dye03, dye04の放出点の濃度は1週間以内にdye01の濃度とほぼ同じになる(図4)。トレーサー濃度は放出点で最大であるが、異なるトレーサーの濃度差が最大になるのは放出点ではない。しかし、dye01とdye02, dye03, dye04の濃度差の最大値もdye02, dye03, dye04の放出開始後急速に小さくなる。モデル領域内のトレーサー量は時間の経過とともに増えていくが、急速に拡散され希釈されるため、放出期間はトレーサーの濃度にほとんど影響を与えないということである。万が一CO₂が海に漏出した場合、直感的には漏出期間の増加とともにCO₂濃度の上昇幅やその影響範囲が大きくなりそうであるが、実際には漏出率と物理場でほぼ決まるといふこと

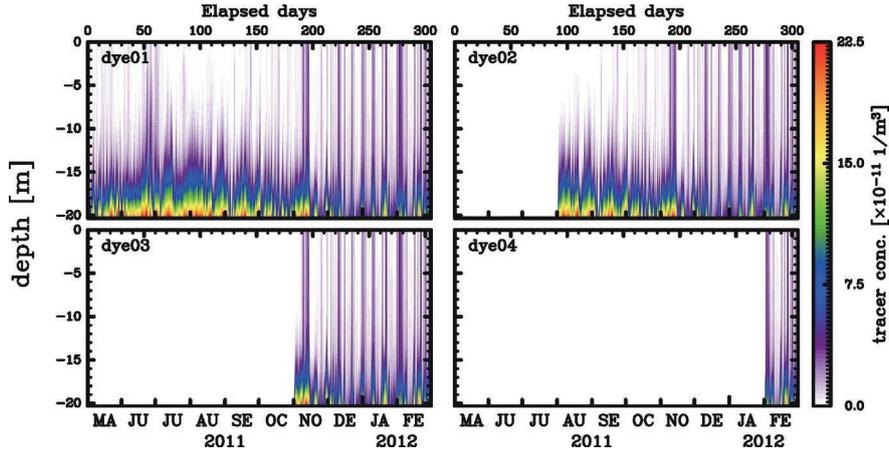


図2：トレーサー放出点におけるトレーサー濃度の時系列。Uchimoto et al. (2023) より引用。

Figure 2: Times series of the concentration of the tracers at the release point (from Uchimoto et al., 2023).

が示唆される。これはCO₂漏出による生物影響を評価するうえで、また漏出監視をするうえでも重要な点である。

$\Delta p\text{CO}_2$ の時系列を見ると(図5)、10,000トン/年の場合でも $\Delta p\text{CO}_2$ の最大値は400 μatm 以下で、4つの生物影響閾値のうち、図5のグラフ縦軸の範囲に閾値の $\Delta p\text{CO}_2$ が入るのは、閾値④(160日平均した $\Delta p\text{CO}_2=200 \mu\text{atm}$)だけである。しかし、160日移動平均は200 μatm を超えないため、漏出率10,000トン/年では閾値①~④のいずれも超過せず、生物に致死影響は生じないということが示唆される。

なお、水温以外の条件が同じであれば、水温が高いほど $p\text{CO}_2$ が高くなるため、夏と冬の水温の違いも $\Delta p\text{CO}_2$ の値に影響するが、成層/鉛直混合の効果に比べると小さい。

3. 潜在的環境影響評価と海水の化学的性状の監視への示唆

3.1 シミュレーション結果の過大評価、過小評価

前節に「生物に致死影響は生じない」と書いたが、これはあくまでもこのモデルの解像度(約700m×900m)における $\Delta p\text{CO}_2$ の推定に基づいている。モデルの解像度がもっと高ければ、漏出格子付近では図5よりも高い値になり得る。実際、英国で行われた人為的に海底下にCO₂を放出する実験(QICS)では、放出率は210kg/日(すなわち約77トン/年)以下であったが、CO₂漏出点付近で、1,000 μatm 程度の $p\text{CO}_2$ の上昇が観測された(Atamanchuk et al., 2015)。

しかし、粗いモデルで $\Delta p\text{CO}_2$ が過小評価されていることが、必ずしも生物影響の過小評価を意味するわけではないことに注意が必要である。閾値①のように $\Delta p\text{CO}_2$ だけで影響の有無を判定する場合には、 $\Delta p\text{CO}_2$ の過小評価は生物影響の過小評価になる。例えば、Uchimoto et

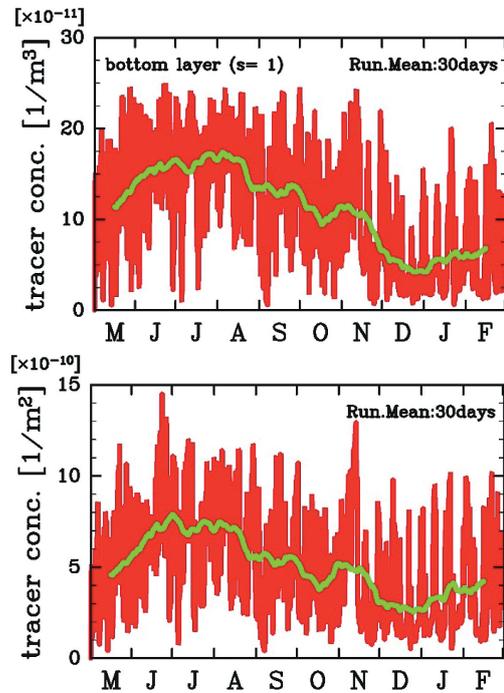


図3：トレーサー放出格子におけるトレーサー(dye01)濃度の時系列とトレーサー放出点で鉛直積分したトレーサー(dye01)濃度の時系列、およびその30日移動平均(緑)。Uchimoto et al. (2023) より引用。

Figure 3: Time series of the concentration at the release grid cell and its vertical integral of dye01 (red) and their 30 day running mean (green) (from Uchimoto et al., 2023).

al. (2023) と同じ条件の計算を高解像モデルで計算して13,000 μatm (閾値①)を超える格子があるとすれば、その格子では閾値①の対象生物に影響が生じることになるためUchimoto et al. (2023) は生物影響を過小評価していることになる。しかし、閾値②, ③, ④のように曝露時間を考慮している場合にはそう単純ではない。高解像モデ

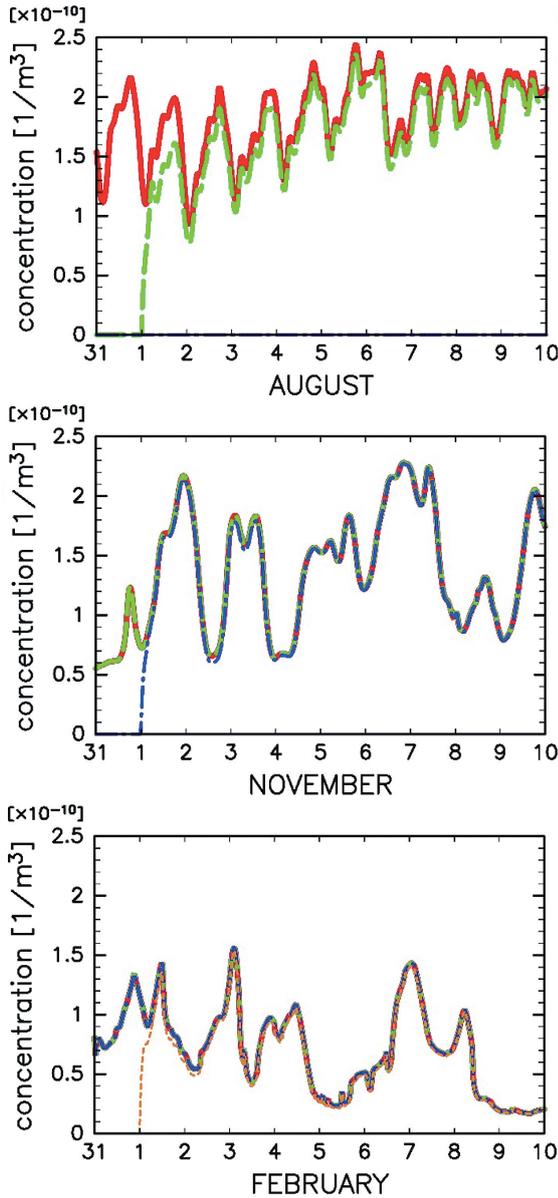


図4: トレーサー放出格子におけるdye01 (赤実線), dye02 (緑破線), dye03 (青点鎖線), dye04 (橙点鎖線)の時系列。ほぼ完全に重なって見えない線もあるが全ての図に4本の線が描かれている。Uchimoto et al. (2023) より引用。

Figure 4: Time series of the concentration of dye01 (red solid), dye02 (green broken), dye03 (blue long dashed dotted), and dye04 (orange dashed) at the release grid cell. Note that all the 4 lines are plotted in every panel although some lines are almost completely overlapped (from Uchimoto et al., 2023).

ルでこのような曝露時間を考慮した閾値を超える格子があったとしても、その曝露時間の間、その影響を受け得る生物がずっとその格子に留まっているのかどうか問題になる。たとえある格子で ΔpCO_2 が60時間以上 $2,500 \mu atm$ 以上になっていたとしても (閾値②を超えていたとしても)、閾値②の対象生物が60時間以内にその格子から出

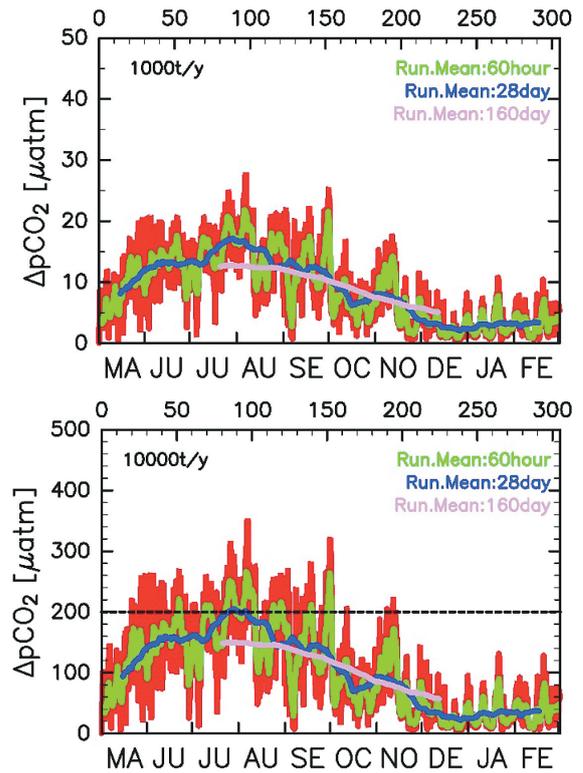


図5: 漏出率を1000トン/年 (左) とした場合と10000トン/年とした場合のトレーサー放出格子における ΔpCO_2 時系列 (赤) とその60時間移動平均 (緑), 28日移動平均 (青), 160日移動平均 (ピンク)。Uchimoto et al. (2023) より引用。

Figure 5: Time series of ΔpCO_2 (red) and its 60 hour (green), 28 day (blue), and 160 day (pink) running mean at the release grid cell when the leak rate is 1,000 tonnes/y and 10,000 tonnes/y (from Uchimoto et al., 2023).

ていけるのであれば、閾値②の生物影響は生じないことになるからである。また、閾値①の場合も、たとえ閾値①を超える範囲が粗い格子の一部に生じ得るはずだとしても、その範囲は一般には生物個体群の地理的分布範囲のごく一部に過ぎないため、個体群の維持という観点からみれば生物影響は生じないとみなしてよいとも考えられる。逆に、その海域のごく狭い範囲にしか存在しない貴重な生物や個体群がいるのであれば、その生物をターゲットにした考察をすべきであろう。

トレーサー濃度や ΔpCO_2 の過小評価、過大評価は気泡の扱いによっても生じ得る。漏出 CO_2 は海底から気泡で出てくると考えられるが、Uchimoto et al. (2023) では気泡は考えずに漏出点の最下格子にトレーサーを与え、漏出 CO_2 による ΔDIC とみなしている。これは、最下格子 (格子高さ2.4m) で気泡が全て溶け切るという仮定を置いていることになる。海底から出て来た気泡が溶け切るまでに何m上昇するかは、海底から出てくる際の気泡サイズや

単位時間, 単位面積当たりの漏出率などCO₂気泡に関する条件と, 水温やpCO₂など海水の条件に依存する。少量のCO₂気泡を海底から放出した実験ではCO₂気泡が2~3m程度で溶け切っており (Uchimoto et al., 2020), 海底から2.4m以内で溶け切るという仮定自体は必ずしも非現実的なものではない。しかし, 大量のCO₂気泡が海底から出た場合には, 気泡の上昇が作る鉛直流に気泡が移流されたり, 気泡の溶解で周囲の海水のpCO₂が高くなるために気泡が溶けにくくなったりすることで, より高くまで気泡が上昇し得る。気泡モデルを結合した海洋モデルを用いた Jeong et al. (2020) のシミュレーションでは, CO₂気泡は溶け切るまでに海底から数十~100m程度上昇している。気泡が高くまで上がれば, 漏出CO₂による最下層のΔDICやΔpCO₂は小さくなるため, Uchimoto et al. (2023) のシミュレーションは最もCO₂気泡が溶けにくいconservativeなシナリオ (極めて微小な気泡が広範囲から漏出) に基づいているとみなすこともできるが, ΔpCO₂が過大評価されているとも考えられる。Jeong et al. (2020) が用いたモデルは, Uchimoto et al. (2023) のモデルよりも遥かに高解像な20m×10mという格子サイズであるが, Uchimoto et al. (2023) が仮定した漏出率の10倍の10万トン/年でもΔpCO₂が500 μatmに満たないという結果である。両者のモデルは解像度だけでなく, 計算スキームも海域も大きく異なるため, 単純には言えないが, CO₂気泡が海底からの高さで溶け切ると仮定するかによりΔpCO₂の値が非常に大きな影響を受けることが示唆される。気泡モデルを用いていないモデルでのシミュレーションの場合には, CO₂気泡の溶解がどのように仮定されているのかを考慮して結果を解釈する必要がある。

3.2 潜在的環境影響評価のためのシミュレーションと海洋モニタリング

特定二酸化炭素ガスの海底下廃棄の許可の申請に係る指針 (以下, 指針: 環境省, 2021) には, 潜在的環境影響評価のためのシミュレーションに関しては, 「予測時期については, 影響の持続する期間を踏まえ, 影響が最大となる時期を想定して行うなど適切な時期とする必要がある」と書かれており, 海水の化学的性状 (二酸化炭素濃度指標) の監視に関しては, 「観測の頻度に関しては, 海底下廃棄をする海域の特性, 季節的な二酸化炭素濃度の変化を勘案し, 必要に応じた適切な頻度で (1年に1回以上) 実施することとする」と書かれている。どちらもどの時期にすべきかを考える必要がある。

Uchimoto et al. (2023) のシミュレーションでは,

- 漏出率が同じであればΔpCO₂は夏季に大きくなること
- 漏出継続期間は漏出によるトレーサー濃度 (ひいてはΔDICやΔpCO₂) にほとんど影響を与えないこと

が示された。これらのことから, たとえ漏出が長期にわたって続くとしても, 海洋のシミュレーションの期間を長期にする必要はなく, 最もΔpCO₂が高くなる夏季に1か月程度の期間の計算をすればよいということになる。ただし, 閾値④のように計算期間 (1か月) より長い期間の平均値が必要な閾値に関しては, 計算期間中の平均値が閾値のΔpCO₂を超えていた場合には, 閾値を超える, 超えないがはっきりするまでシミュレーション期間を延長する必要がある。また, 閉鎖性の内湾など水交換が小さい海域の場合には, 漏出継続期間がΔDICに影響することも考えられるため, 計算期間の検討が必要になる。監視に関しても夏季に実施するのがよいということになる。

ただし, 夏季と冬季のΔpCO₂の違いに最も大きな影響を与えるのは成層の違いである。このため, 潮汐混合等により一年を通して成層が弱い海域の場合には, 必ずしも夏季が適しているとは限らない。またUchimoto et al. (2023) は背景場のDIC値として, 季節によらず一定値を用いているが, 背景場のDIC値もΔpCO₂に影響することにも注意が必要である。

経済環境省ほか (2020) の観測結果からは, 苫小牧沖ではpCO₂を溶存酸素の関数として見た場合でもpCO₂の自然変動幅は少なくとも100 μatmはあることが示唆されるため, Uchimoto et al. (2023) のシミュレーション結果からは, 漏出率10,000トン/年以上の規模でないとpCO₂の観測で漏出を検知するのは困難であることが示唆される (図5)。Jeong et al. (2020) のシミュレーションでは漏出率を10万トン/年としても最大のΔpCO₂が500 μatmに満たないことや, 沿岸域の場合には, pCO₂の変動幅が100 μatmより大きくなることもあること (例えば Uchimoto et al., 2021) を考えると, 海水の化学的性状の監視でCO₂漏出が見つかるのはかなり大規模な漏出に限られるかもしれない。そう考えると, 海水の化学的性状の監視の目的は, CO₂漏出の検知ではなく, 海底下にCO₂を貯留しても海に影響が生じていないことを示すことと考えるべきかもしれない。

謝辞

この成果は, 国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) の委託業務 (JPNP18006) の結果得られたものである。図1の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

- Atamanchuk, D., A. Tengberg, D. Aleynik, P. Fietzek, K. Shitashima, A. Lichtschlag, P. O. J. Hall and H. Stahl (2015) Detection of CO₂ leakage from a simulated sub-seabed storage site using three different types of pCO₂ sensors. *Int. J. Greenh. Gas Control*, **38**, 121-134. doi:10.1016/j.ijggc.2014.10.021.
- Blackford J.C., N. Jones, R. Proctor and J. Holt (2008) Regional scale impacts of distinct CO₂ additions in the North Sea. *Mar. Pollut. Bull.*, **56**(8), 1461-1468. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2008.04.048.
- Egbert G. D. and S. Y. Erofeeva (2002) Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**(2), 183-204. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2.
- 橋本篤, 平口博丸, 豊田康嗣, 中屋耕 (2011) 温暖化に伴う日本の気候変化予測 (その1) - 気象予測・解析システム NuWFASの長期気候予測への適用性評価 - . 電力中央研究所報告, N10044.
- IPCC (2021) Summary for policymakers. in: Climate change 2021: *The physical science basis*. contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- Jeong S. M., S. Ko and W. Y. Sean (2020) Numerical prediction of the behavior of CO₂ bubbles leaked from seafloor and their convection and diffusion near southeastern coast of Korea. *Appl. Sci.*, **10**(12), 4237. https://doi.org/10.3390/app10124237.
- Johnsson F., D. Reiner, K. Itaoka and H. Herzog (2010) Stakeholder attitudes on carbon capture and storage—an international comparison. *Int. J. Greenh. Gas Control*, **4**(2), 410-418. https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2009.09.006.
- Kang K., C. Huh and S. G. Kang (2015) A numerical study on the CO₂ leakage through the fault during offshore carbon sequestration. *Journal of the Korean Society for Marine Environment and Energy*, **18**(2), 94-101. [in Korean with English abstract] doi:https://doi.org/10.7846/JKOSMEE.2015.18.2.94.
- 環境省 (2021) 特定二酸化炭素ガスの海底下廃棄の許可の申請に係る指針 (改訂版), 令和3年 (2021年) 9月 環境省 水・大気環境局 水環境課 海洋環境室.
- Kano Y., T. Sato, J. Kita, S. Hirabayashi and S. Tabeta (2010) Multi-scale modeling of CO₂ dispersion leaked from seafloor off the Japanese coast. *Mar. Pollut. Bull.*, **60**(2), 215-224. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2009.09.024.
- 経済産業省, 国立研究開発法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, 日本CCS調査株式会社 (2020) 苫小牧におけるCCS大規模実証試験 30万トン圧入時点報告書 (「総括報告書」) .
- Miyazawa Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J. S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou and K. Komatsu (2009) Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis. *J. Oceanogr.*, **65**(6), 737-756. https://doi.org/10.1007/s10872-009-0063-3.
- Nakajima T., Z. Xue, S. Chiyonobu and H. Azuma (2014) Numerical simulation of CO₂ leakage along fault system for the assessment of environmental impacts at CCS site. *Energy Procedia*, **63**, 3234-3241. https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.11.350.
- 中村健太郎 (2019) CCS の環境影響評価に係る法的課題. 法学研究論集, **50**, 63-79.
- Orr J. C. and J. M. Epitalon (2015) Improved routines to model the ocean carbonate system: mocsy 2.0. *Geosci. Model Dev.*, **8**(3). https://doi.org/10.5194/gmd-8-485-2015.
- Rosa A. L., Y. Isoda, K. Uehara and T. Aiki (2007) Seasonal variations of water system distribution and flow patterns in the southern sea area of Hokkaido, Japan. *J. Oceanogr.*, **63**(4), 573-588. doi:10.1007/s10872-007-0051-4.
- Rosa A. L., Y. Isoda and N. Kobayashi (2009) Seasonal variations of shelf circulation in Hidaka Bay, Hokkaido, Japan, with an interpretation of the migration route of juvenile walleye pollock. *J. Oceanogr.*, **65**(5), 615-626. doi:10.1007/s10872-009-0052-6.
- Shchepetkin A. F. and J. C. McWilliams (2005) The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Model.*, **9**(4), 347-404. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002.
- 田口二三生, 藤原建紀, 山田佳昭, 藤田弘一, 杉山雅人 (2009) 沿岸海域のアルカリ度. 沿岸海洋研究, **47**(1), 71-75. https://doi.org/10.32142/engankaiyo.47.1_71.
- Totland C., E. Eek, A. E. Blomberg, I. K. Waarum, P. Fietzek and A. Walta (2020) The correlation between pO₂ and pCO₂ as a chemical marker for detection of offshore CO₂ leakage. *Int. J. Greenh. Gas Control*, **99**, 103085. https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2020.103085.
- 豊田康嗣, 平口博丸 (2009) 気象予測モデルと連携した出水予測手法の開発 - 九州地方に襲来する台風事例 - .

電力中央研究所報告書, N08058.

- Tsumune, D., Tsubono, T., Aoyama, M., Uematsu, M., Misumi, K., Maeda, Y., Yoshida, Y. and Hayami, H. (2013) One-year, regional-scale simulation of ^{137}Cs radioactivity in the ocean following the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant accident. *Biogeosciences*, **10**, 5601–5617. <https://doi.org/10.5194/bg-10-5601-2013>.
- Uchimoto, K., Nishimura, M., Kita, J. and Xue, Z. (2018) Detecting CO_2 leakage at offshore storage sites using the covariance between the partial pressure of CO_2 and the saturation of dissolved oxygen in seawater. *Int. J. Greenh. Gas Control*, **72**, 130-137. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2018.03.020>.
- Uchimoto, K., Nishimura, M., Watanabe, Y. and Xue, Z. (2020) An experiment revealing the ability of a side-scan sonar to detect CO_2 bubbles in shallow seas. *Greenh. Gases Sci. Technol.*, **10(3)**, 591-603. <https://doi.org/10.1002/ghg.1991>.
- Uchimoto, K., Watanabe, Y. and Xue, Z. (2021) Seasonal dependence of false-positives in detection of anomalous pCO_2 using the covariance method with dissolved oxygen in monitoring offshore CO_2 storage sites. *Mar. Pollut. Bull.*, **166**, 112238. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112238>.
- Uchimoto, K., Watanabe, Y., Misumi, K., Tsubono, T., Tsumune, D., Suekuni, J. and Xue, Z. (2023) Implications of Simulation of CO_2 Dispersion on Marine Potential Environmental Impact Assessment and Monitoring at CO_2 Storage Sites. *J. Water Environ. Technol.*, **21(5)**, 258-272. <https://doi.org/10.2965/jwet.23-041>.
- Watanabe, Y., Yamaguchi, A., Ishida, H., Harimoto, T., Suzuki, S., Sekido, Y., Ikeda, T., Shirayama, Y., Takahashi, M. M., Ohsumi, T. and Ishizaka, J. (2006) Lethality of increasing CO_2 levels on deep-sea copepods in the western North Pacific. *J. Oceanogr.*, **62**, 185–196. <https://doi.org/10.1007/s10872-006-0043-9>.

■ 紀要「低温科学」の変遷

- ・ 低温科学, 第1輯 (1944年) – 第10輯 (1953年)
- ・ 低温科学, 生物篇, 第11輯 (1954年) – 第35輯 (1978年)
- ・ 低温科学, 物理篇, 第11輯 (1953年) – 第53輯 (1995年)
- ・ 低温科学, 物理篇, 資料集, 第27輯 (1970年) – 第63輯 (2005年)
(このうち, 第1輯 (1944年12月) – 第3輯 (1950年12月) は岩波書店発行, 第4輯 (1948年10月) は北方出版社発行, 第5輯 (1950年12月) 以降は低温科学研究所発行)
- ・ 低温科学, 第64巻 (2005年) –
 ※第68巻 (2009年) Supplement Issue (英文増刊号発行)

■ 著作権

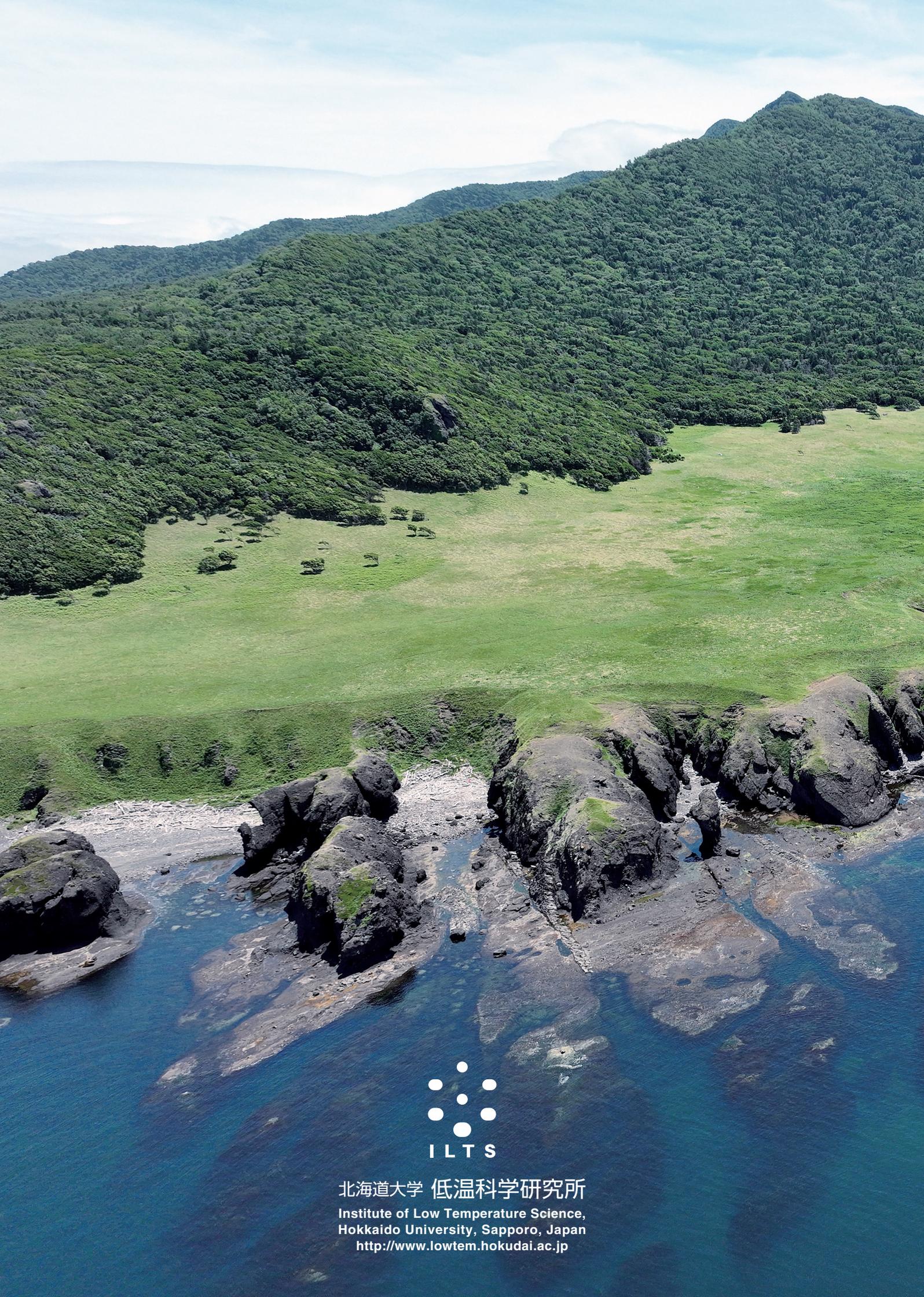
- ・ 本紀要に掲載された論文の著作権は, 北海道大学低温科学研究所に属する.
- ・ ただし, 原著者が出典を明示して再利用することは妨げない.
- ・ また, 掲載論文の一部または全部を電子的に蓄積し, 北海道大学低温科学研究所が行う情報提供サービスにより公開することがある.

2024年3月29日

発行者 北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目
URL: <http://www.lowtem.hokudai.ac.jp>

編集者 西岡 純

印刷・製本 柏楊印刷株式会社



ILTS

北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science,
Hokkaido University, Sapporo, Japan
<http://www.lowtem.hokudai.ac.jp>