



|                  |                                                                                                 |
|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Title            | 氷河融解水を起源とする高濁度水ブルームの数値モデリング                                                                     |
| Author(s)        | 松村, 義正; 大橋, 良彦; 青木, 茂 他                                                                         |
| Citation         | 低温科学, 75, 77-84                                                                                 |
| Issue Date       | 2017-03-31                                                                                      |
| DOI              | <a href="https://doi.org/10.14943/lowtemsci.75.77">https://doi.org/10.14943/lowtemsci.75.77</a> |
| Doc URL          | <a href="https://hdl.handle.net/2115/65085">https://hdl.handle.net/2115/65085</a>               |
| Type             | departmental bulletin paper                                                                     |
| File Information | 9_77-84.pdf                                                                                     |



# 氷河融解水を起源とする高濁度水ブルームの 数値モデリング

松村 義正<sup>1)</sup>, 大橋 良彦<sup>2), 1)</sup>, 青木 茂<sup>1)</sup>, 杉山 慎<sup>1), 3)</sup>

2016 年 11 月 14 日受付 2017 年 1 月 11 日受理

グリーンランド氷床の表面融解水は、氷河を貫通するムーランを通過して岩盤に到達し、陸上の堆積物を懸濁物質として取り込みながら氷河末端で海洋に流出する。淡水である融解水は海水より軽い  
ため直ちに湧昇し、氷河末端で高濁度の融解水ブルームを形成してフィヨルド内の鉛直循環を駆動する。本研究では粒子追跡法を組み込んだ非静力学海洋モデルによる理想化シミュレーションによって  
この高濁度水ブルームを再現し、特にフィヨルド内の懸濁物質輸送過程について解析した。

## Modeling subglacial meltwater plumes and associated sediment transport

Yoshimasa Matsumura<sup>1\*</sup>, Yoshihiko Ohashi<sup>2, 1)</sup>, Shigeru Aoki<sup>1)</sup>, Shin Sugiyama<sup>1, 3)</sup>

The surface meltwater of the Greenland ice sheet is drained through englacial channels called moulins that reach the bedrock, and hence it contains substantial amounts of terrestrial sediments. The meltwater runoff from marine-terminating glaciers form an upwelling turbid plume at the glacier front and drives overturning circulation in the fjord. We perform idealized numerical experiments on the turbid meltwater plume and associated sediment transport by using a non-hydrostatic ocean model coupled with a Lagrangian particle tracking system that simulates the dynamics of suspended sediments.

キーワード：融解水ブルーム・懸濁物質輸送・粒子追跡法・非静力学海洋モデル

Meltwater plume, suspended sediment transport, Lagrangian particle tracking, non-hydrostatic ocean model

## 1. はじめに

温暖化に起因するとみられる南極大陸及びグリーンランド氷床の質量損失の加速が報告されており (Rignot et al., 2008; Pritchard et al., 2009), 海洋-氷床間相互作用の理解は近年の海洋学・気候学において最も重要な課題の一つとなっている。海洋-氷床間相互作用の海洋への影響に関しては、海水温の上昇が棚氷の底面融解を加速させ、結果として淡水化および海面水位上昇が進行すると

いう観点から議論されることが多い (Rignot et al., 2011) が、それらに加え氷床融解水の海洋への流入は海洋の物質循環や生物生産にも大きな影響力を持つ可能性がある。表面融解によって生じた融解水はムーラン (氷河内部を貫通する筒状の空洞) を通過して岩盤に到達し、氷河底面の岩盤上を河川のように流れて海洋に流出するが、この間に岩盤上の堆積物を懸濁物質として取り込み海洋に放出する (Chu, 2014)。このため融解期には氷河末端の沿岸域でしばしば高濁度水域が出現する (Ohashi

連絡先

松村 義正

北海道大学低温科学研究所

e-mail: ymatsu@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) 北海道大学大学院環境科学院

Graduate School of Environmental 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

et al., 2016). 特に末端が海洋中に流入しているカービング氷河の場合には融解水の出水口は海面より深くに位置するが, 流出する融解水は淡水であるため浮力を得て上昇し, 同時に懸濁物質を鉛直に輸送する. 実際に氷河末端で局所的に融解水が湧き上がる様子が濁度によって可視化され, ドローン等による現場直接観測からも捉えられている (杉山, 私信).

周りの海水と混合しながら湧昇した融解水は海面に達した後は河川水と同様に表層に広がりながら沖に向かって流出し, その補償流として下層では陸向きの流れが生じてフィヨルド内でエスチュアリ循環に類似した鉛直循環が駆動される (Carroll et al., 2015). カービング氷河の接地線は密度躍層下部に達しているため, この鉛直循環は高温高塩の中層水をフィヨルド内部に引き込んで海洋の熱を氷河末端まで輸送し, 氷河の融解を促進していることが指摘されている (Straneo et al., 2011). また躍層下部からの融解水ブルームの湧昇は中層の栄養塩を密度躍層を超えて表層に運ぶ役割も担っており, 加えて懸濁物質中にも鉄分等の陸起源微量元素が含まれる可能性もあるため, 物質輸送の観点からは融解水供給は近傍海域での生物生産に正の影響をもつと考えられる. 一方で海面付近での高濁度域の出現は日射を遮るため光環境に対しては負に作用している可能性がある.

このように氷河融解に伴う高濁度水の供給は力学的な海洋循環とそれに伴う生物地球化学過程まで含む複雑なシステムを構築し, フィヨルド内及び近傍海域での生態系においても本質的に重要な役割を担っている (Lydersen et al., 2014). しかしながら氷河融解水の海洋への流出に関する既往の研究の多くは主に熱収支に着目しており, 氷河融解と懸濁物質供給の定量的な関係や,

それが生態系に与える影響についてはほとんど解明されていない. 大橋 (2015) は氷床融解に伴って出現する高濁度水域を人工衛星データ (MODIS 画像) から検知し, その面積変動と気象要素や海面クロロフィル濃度との関係を議論したが, 人工衛星によって高濁度水域を検知できるのは懸濁物質がごく浅層に存在する場合に限られる. 本研究ではグリーンランドカービング氷河末端に接続するフィヨルドを模した理想化設定の数値モデルによって融解水を起源とする高濁度水の上昇ブルームを再現し, 融解水及びそれに含まれる懸濁物質がフィヨルド内をどのように輸送されるかを調査する.

## 2. 数値モデルと実験設定

実験には有限体積法に基づく非静力学海洋モデル kinaco (Matsumura and Hasumi, 2008) にオンライン粒子追跡を組み込み, 海水中に浮遊する多数の懸濁物質粒子をラグランジュ的に扱う Particle-in-Cell (PIC) 型の数値海洋モデル (Matsumura and Ohshima, 2015) を用いた. これにより上昇ブルームの挙動と, それに含まれる懸濁物質の輸送及び沈降過程をパラメータ化に頼ることなく陽に表現することができる. 図 1 に PIC 型モデルの概念図を示す.

海洋流速はブジネスク近似を適用した 3 次元非圧縮ナビエ-ストークス方程式によって予報する. 圧力は非圧縮の連続の式から導かれるポアソン方程式を, 多重格子法を前処理とする共役勾配法を用いて解くことにより求まる. 温位・塩分は格子平均量の移流拡散方程式を積分することにより予報され, 海水密度は各格子での温位・塩分の予報値及び水深の関数として多項式で表現された

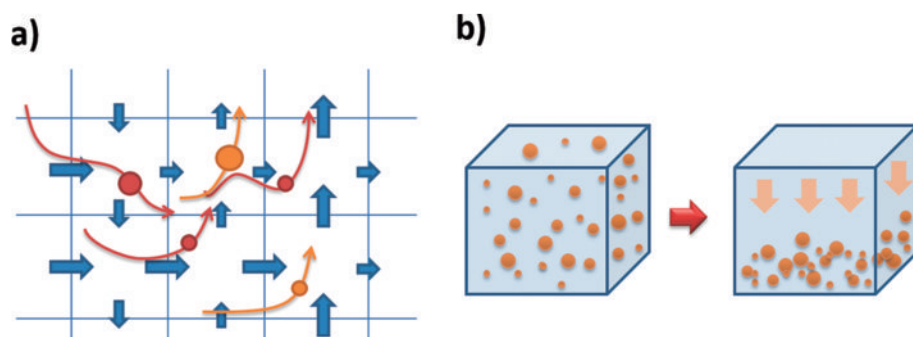


図 1 : PIC 型海洋モデルの概念図. a) 流速 (青矢印) は格子面でオイラー的に予報され, 個々の粒子 (赤・黄) はラグランジュ的に軌跡が計算される (赤・黄矢印). b) 格子内における懸濁粒子沈降の様子.

Figure 1 : Schematics of PIC-type ocean model. a) Velocity field (blue arrows) is predicted at the surfaces of each cell in the Eulerian form, while the trajectory of each individual particle (red and orange circles) is calculated in the Lagrangian form. b) Sub-grid scale settlement of the suspended sediment particles in a grid cell.

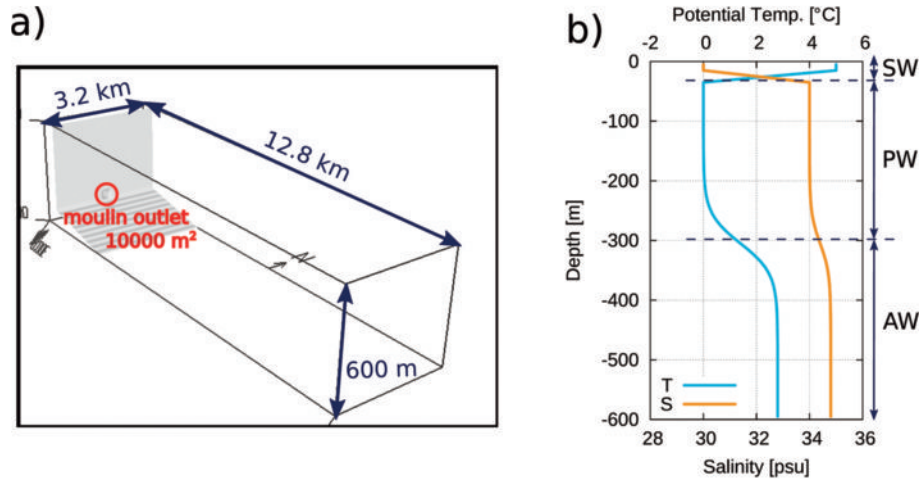


図 2 : a) 実験領域, および b) 温位・塩分の初期成層構造.

Figure 2 : a) Domain of the simulation and b) the initial stratification for potential temperature and salinity.

経験的な状態方程式により診断的に求める。浮遊する懸濁物質を表現する粒子の軌跡は海洋の予報流速の線形内挿値と粒子固有の沈降速度の和を用いて 4 次ルンゲクッタスキームによりラグランジュ的に計算される。

本研究では懸濁物質として微小な鉱物粒子を想定しており、個々の粒子がもつ慣性の影響はグリッドスケールの海水運動変動に比べ十分小さい。そこで全ての粒子について、海水に対する相対速度は重力と海水から受ける抵抗が平衡する終端速度にあると仮定した。海水中に浮遊する鉱物粒子の有効直径は高々数 100  $\mu\text{m}$  程度（それ以上のサイズの粒子は速やかに沈降して除去されてしまう）であり、このような微小粒子の運動方程式を陽に解いたとしても海洋流速に対する粒子の相対速度が収束するまでの時間スケールはモデルの時間刻み幅より十分小さいため、この仮定は妥当であると思われる。水中の鉱物粒子の沈降速度は Rubey の式 (Rubey, 1933) 等によって近似されるが、本研究で対象とする有効直径 10–100  $\mu\text{m}$  の範囲では終端沈降速度は概ね次の Stokes 則に従う：

$$W = \frac{d^2}{18\nu} \frac{\rho_0 - \rho_s}{\rho_0},$$

ここで  $d$  は粒子の有効直径、 $\nu$  は海水の分子粘性係数、 $g$  は重力加速度の大きさ、 $\rho_0$  は海水密度、 $\rho_s$  は懸濁物質を構成する鉱物の密度であり、それぞれの典型的な値を代入すると終端沈降速度はシルトに相当する直径 10  $\mu\text{m}$  の粒子で  $W \sim 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ 、細かい砂粒に相当する直径 100  $\mu\text{m}$  の粒子で  $W \sim 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$  と見積もることができる。実際の高濁度水中には様々な粒径の懸濁粒子が特徴的なサイズスペクトル分布に従って存在していると考えられるが、本研究では簡単のため全粒子の粒径（すなわち終

端沈降速度）を一定とし、 $W = 10^{-2}, 10^{-3}, 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$  の 3 ケースについて感度実験を実施した。実際に海水中に浮遊する懸濁粒子の個数は膨大であり、その全てを扱うことは現実的でないため、数値モデルの 1 粒子は同じ特性を持つ多数の粒子を代表しているとみなす。本研究では粒径に関わらず数値モデルでの 1 粒子が懸濁粒子 10 kg に相当するとしている。なお当モデルには浮遊する懸濁物質粒子自体の重さが海水の運動に影響を与える分散混相流としての力学的効果も含まれているが、本研究の実験設定ではブルームの浮力において塩分の寄与が支配的であり、この効果は無視できる。

実験領域としてグリーンランドのカービング氷河に接続する小規模なフィヨルドを想定した東西 12.8 km、南北 3.2 km、鉛直 600 m の矩形型海洋を設定し、領域西端に海底斜面に接する切り立った氷河末端（接地深度 500 m）を配置する。氷河末端接地面に氷河底面の水路を模した幅 200 m、高さ 50 m のトンネル様の融解水出水口を設け、ここから領域内に高濁度の融解水を供給する（図 2a）。なおこのトンネル構造は数値モデル上は海底地形と Losch (2008) に基づく棚氷モデルの組み合わせによって実現されているが、本研究の設定においては棚氷-海水間の熱力学的相互作用を無効化しているため、海洋の熱による氷河末端の融解は生じない。

温位・塩分の初期値は水平一様とし、Chauché et al. (2014) 等を参考に夏季のグリーンランドフィヨルド域の典型的な成層構造を与えた（図 2b）。すなわち 300 m 以浅に北極海を起源とする低温低塩の Polar Water (PW : 0 °C, 34 psu) が存在し、それより深くを大西洋からもたらされる相対的に高温高塩の Atlantic Water (AW : 2.8 °C, 34.8 psu) が占める。PW と AW の間は

双曲正接関数により滑らかに接続した。また日射による加熱と海水・氷山融解水の影響による極めて低密度の Surface Water (SW: 5 °C, 30 psu) が表層 20 m 深までを覆っている。領域西端境界からトンネルを通過するように結氷温度の淡水 (0 °C, 0 psu) を流入させ、同時にトンネル内で底面から堆積物粒子を継続的に投入することで出水口から高濁度氷河融解水を供給する。流出量として  $Q=100, 300, 1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  の3通りの実験を実施し、すべての実験において1個あたり 10 kg の懸濁物質に相当する堆積物粒子を毎秒 100 個投入した ( $10^3 \text{ kg s}^{-1}$  の懸濁物質供給に相当)。格子解像度は水平 50 m × 鉛直 10 m, 水平境界は壁面とし、東端では温位・塩分を初期成層に緩和する。海面での熱フラックスや風応力は与えていない。静止状態から実験を開始し、積分期間は融解水プルームの沖方向への輸送が最も速い  $Q=1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ,  $W=10^{-4} \text{ m s}^{-1}$  のケース (実験 A1) において高濁度域が領域東端に達するまでの8時間とした。各実験における融解水供給量  $Q$  と懸濁物質沈降速度  $W$  の値を表1にまとめた。

なお流入する氷河融解水中に実際にどの程度の濃度で陸起源懸濁物質が含まれているかは定量的には明らかでなく、本研究で与えた  $10^3 \text{ kg s}^{-1}$  という値に特に根拠はない。また河川における出水イベントでは懸濁物質濃度が流出量に対し指数関数的に増加することが知られており、融解水流出量にかかわらず同量の堆積物粒子を投入するという設定も妥当性を欠く。したがって本稿で以後議論される懸濁物質含有量の定量値は、各実験において投入された堆積物総量に対する割合としての意味しか持

表1: 各実験における淡水流出フラックス  $Q$  および懸濁物質沈降速度  $W$ 。

Table 1: Values of the meltwater discharge flux  $Q$  and the sinking velocity of suspended sediments  $W$  for each experiment.

|    | $Q[\text{m}^3 \text{ s}^{-1}]$ | $W[\text{m s}^{-1}]$ |
|----|--------------------------------|----------------------|
| A1 | 1000                           | $10^{-4}$            |
| A2 | 1000                           | $10^{-3}$            |
| A3 | 1000                           | $10^{-2}$            |
| B1 | 300                            | $10^{-4}$            |
| B2 | 300                            | $10^{-3}$            |
| B3 | 300                            | $10^{-2}$            |
| C1 | 100                            | $10^{-4}$            |
| C2 | 100                            | $10^{-3}$            |
| C3 | 100                            | $10^{-2}$            |

たないことに注意されたい。

### 3. 結果

はじめに最も流入量が大きく粒子沈降速度の遅い実験 A1 の結果を示す。図3は海水濁度に対応する懸濁粒子含有量の時間発展である。トンネル状出水口から流出した融解水の実験開始後直ちに氷河末端に沿って湧昇し、海面に到達する。海面に到達後は融解水は河川水と同様のバルジを形成して表層を広がり、1時間後にはフィヨルド全幅を満たす。その後は融解水投入による浮力のコントラストが駆動する鉛直循環により表層で沖向きの流れが形成され、高濁度域が移流されていく。ただし高濁度水塊が海面に露出しているのは氷河末端近傍のみであ

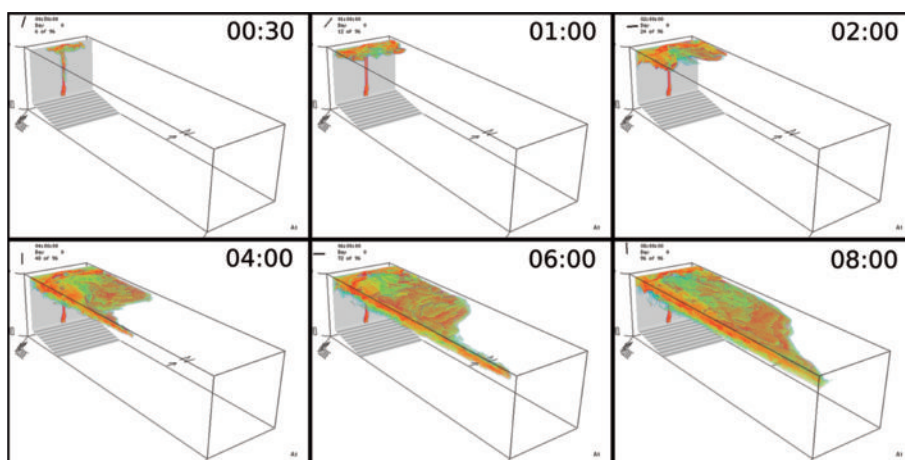


図3: 単位体積あたりの懸濁粒子含有量 (濁度に相当) の3次元ボリュームレンダリング画像。赤い色ほど多量の懸濁粒子を含む。左上から順に実験開始から0.5, 1, 2, 4, 6, 8時間後。

Figure 3: Three-dimensional volume-rendering images of suspended sediment concentration at 0.5, 1, 2, 4, 6, 8 hours. The red-colored regions contain a greater amount of suspended sediments.

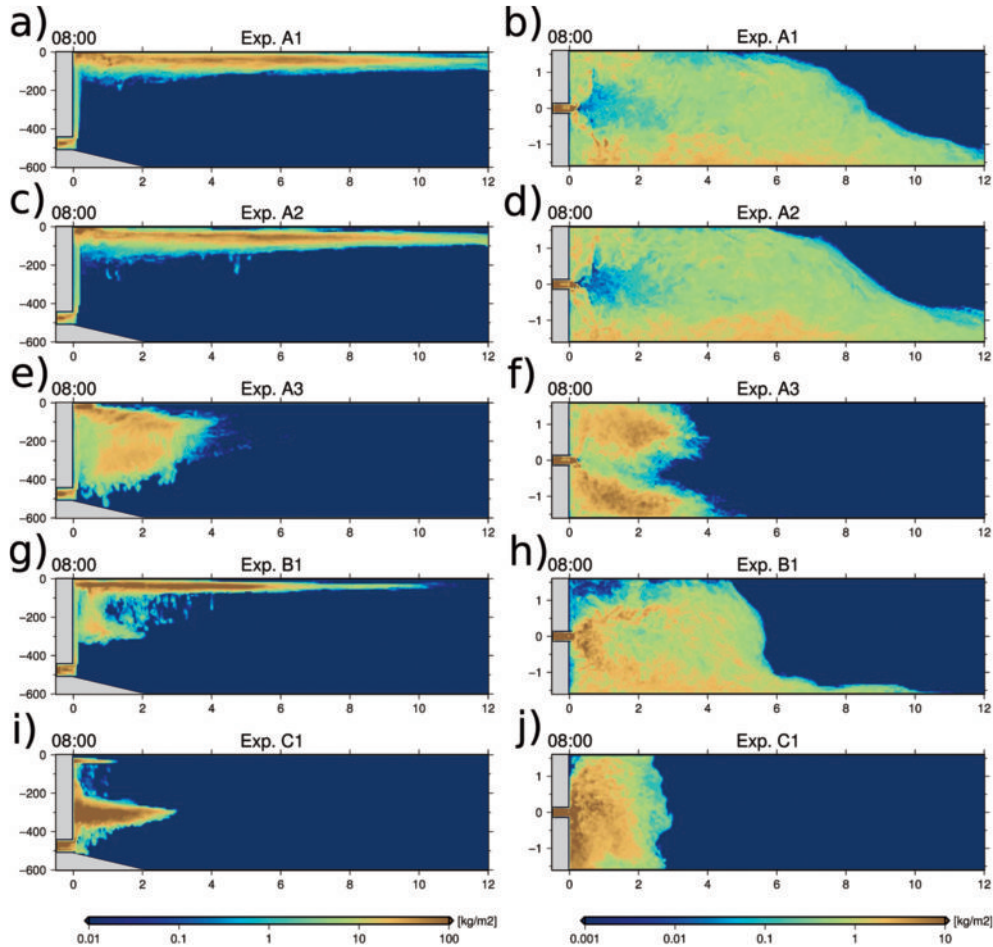


図4：フィヨルド横断方向（左列）及び鉛直方向（右列）に積算した懸濁物質量. 上からそれぞれ実験 A1, A2, A3, B1, C1 の実験開始 8 時間後のスナップショット値.

Figure 4 : Snapshots of cross-fjord integrated (left column) and vertically integrated (right column) suspended sediment content at hour 8 for cases A1, A2, A3, B1 and C1.

り、それより遠方では高温低塩の SW 層の直下に潜り込むように拡がっていく。初期には高濁度域はフィヨルド全幅を一樣に占めているが、4 時間を経過すると地球自転の影響により、ブルーム先端部分は沖に向かって右側の壁面に捕捉されている。右側壁面に沿ったブルーム先端は 8 時間後に領域東端に到達する。図 4 は各実験の 8 時間後における、フィヨルド横断方向及び鉛直方向に積算した懸濁物質含有量である。また図 5 は実験領域を氷河末端からの距離に応じて 4 つの区分に分割し、それぞれの区分について 8 時間経過後の懸濁物質存在量の鉛直プロファイルプロットしたものである。図 4-a, b および図 5-a から実験 A1 においては概ねフィヨルド末端より 2 km 以遠では懸濁物質含有量のピークが 50 m 深に位置し、また投入された懸濁物質の大部分が領域南側（氷河末端から沖を見て右側）に存在していることがわかる。

次に融解水流出量は A1 と同じで、粒子沈降速度を変化させた感度実験の結果を紹介する。実験 A2 は粒径が

30  $\mu\text{m}$ （粗めのシルト）、A3 は粒径が 100  $\mu\text{m}$ （細かい砂粒）にそれぞれ対応している。実験 A2（図 4-c, d および図 5-b）では定量的にも A1 とほぼ同様の結果が得られたのに対し、A3（図 4-e, f および図 5-c）はそれらとは全く異なる。A3 においても氷河末端での湧昇流は沈降速度の速い懸濁粒子を海面まで上昇させることはできているが、湧昇域の外側では懸濁粒子は沖向き流の形成されている亜表層に留まることができず、結果として 8 時間後においても 4 km より遠方には到達できていない。4 km 以内の海域では水深 100-400 m の層に広く懸濁物質が分布している。

続いて粒子沈降速度は A1 と同じとし、融解水流出量を変化させた実験の結果を紹介する。流出量を A1 の 30% とした B1（図 4-g, h および図 5-d）においては、供給される浮力が全ての懸濁粒子を海面まで湧昇させるには十分でなく、一部の懸濁粒子は PW と AW の間に存在する成層を突破できずに 200-300 m 深に留まっている。表層まで到達した懸濁粒子は定性的には A1 と同様

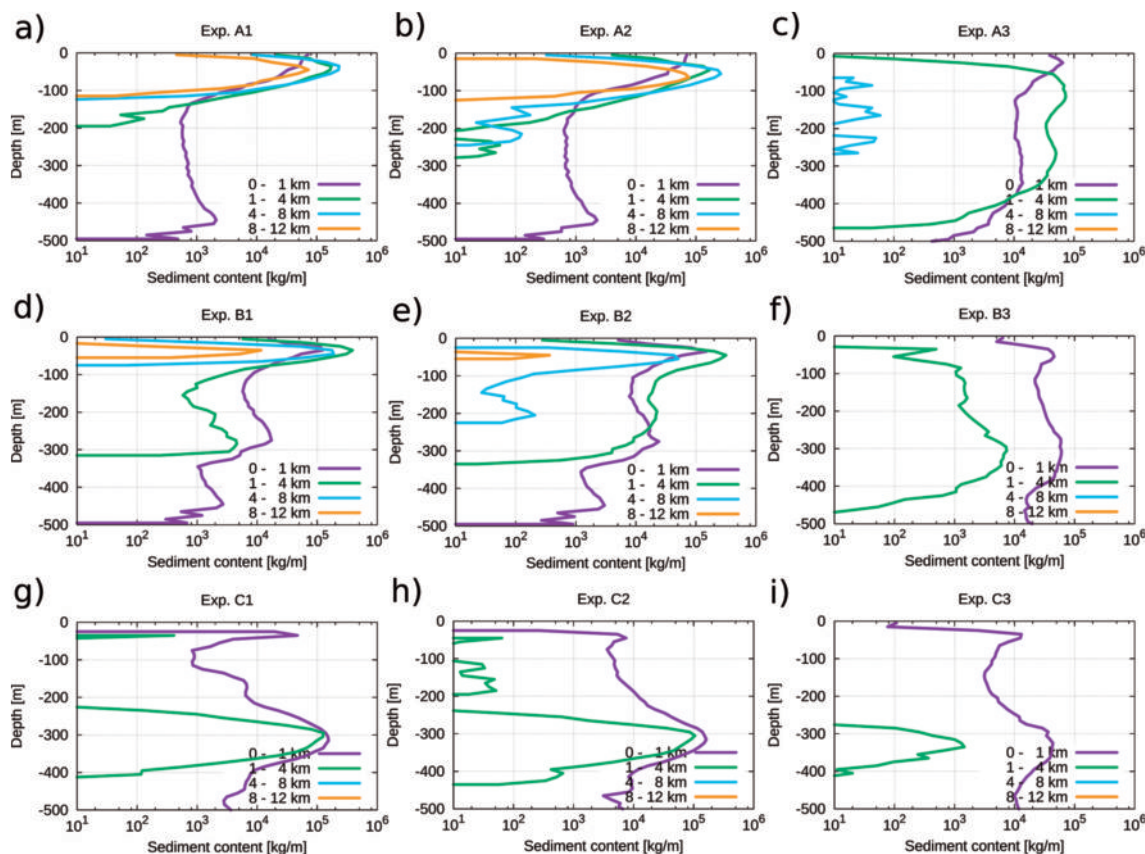


図5：各実験における実験開始8時間後の懸濁物質分布の鉛直プロファイル。氷河末端からの距離に応じて4つの区分を設け、それぞれについての水平積分値の鉛直分布を対数スケールでプロットした。

Figure 5: Vertical profiles of suspended sediment content at hour 8 for all cases. The domain is divided into four regions by the distance from the glacier front, and the vertical profile of horizontally integrated sediment content is plotted on a logarithmic scale for each region.

の高濁度域ブルームを形成するが、浮力供給の減少に伴い鉛直循環も A1 より弱化しているため、8 時間後においても壁面に沿ったブルーム先端が 10 km までしか到達しておらず、大半の懸濁物質は 5 km より近くに存在している。実験 C1 (図 4-i, j および図 5-g) では融解水供給量は A1 の 10% しかなく、ごくわずかの懸濁物質粒子しか AW-PW 間の成層を突破できない。したがってほぼ全ての懸濁物質粒子が 200-400 m 深、氷河末端から 2 km 以内に留まるという結果となった。

#### 4. まとめと今後の発展

海水中の懸濁物質をラグランジュ的に表現する粒子追跡を組み込んだ非静力学海洋モデルを用いて、グリーンランドカービング氷河末端から流出する融解水が形成する湧昇ブルームと、それによってもたらされる陸起源懸濁物質の輸送過程を対象とした理想化数値シミュレーションを実施した。融解水流出量が大い場合には湧昇ブルームは海面まで到達し、氷河末端近傍で高濁度水域

が形成される。その後融解水は SW 層の下にもぐりこみながらフィヨルド内を広がり、それに伴って懸濁物質も亜表層を冲向きに輸送される。このような鉛直構造はフィヨルド内における海水濁度の現場観測ともよく整合する。実験開始直後には融解水ブルームは扇状に等方的に広がるが、実験開始後 6 時間を超えると徐々にコリオリ力の影響でブルーム先端が沖を見て右側の壁面に補足され、懸濁物質も壁面近くにより多く存在する。一方流出量が少ない場合は湧昇ブルームが海面まで到達することができず、融解水とそこに含まれる懸濁物質は PW と AW の中間層 (～300 m 深) に留まる。これらの結果は海面のみを対象とする衛星画像による見積もりでは氷河融解水に起因する陸起源懸濁物質の海洋への供給を正しく評価できないことを意味し、採水等による現場直接観測の重要性を再確認するに至った。また懸濁物質の沈降速度を変化させた感度実験においては、シルトサイズ (直径 30  $\mu\text{m}$  以下) に相当する粒子は 10 km 以上遠方まで輸送されるのに対し、砂粒として分類される直径 100  $\mu\text{m}$  の粒子の大半は氷河末端から 4 km 以内で沈降し、

それ以上遠方に輸送されることは稀であった。本研究では積分期間が8時間と短く、また領域も狭いため終端沈降速度  $10^{-3} \text{ m s}^{-1}$  と  $10^{-4} \text{ m s}^{-1}$  (それぞれ粒径約  $30 \mu\text{m}$  と  $10 \mu\text{m}$  に対応) の実験間には顕著な違いは見られなかった。今後はフィヨルド外との接続を含む、より広範囲・長い積分期間の実験を実施し、懸濁物質の輸送および沈降による除去・堆積過程を詳細に調査したい。本研究実施時点では筆者に具体的な懸濁物質濃度に関する知識が無かったため、恣意的かつ一定の堆積物粒子投入を与えるのみであったが、より現実的な懸濁物質濃度及び粒径分布を適用することが望まれる。特に濁度と実際の懸濁物質濃度との定量的な対応関係は数値モデルと衛星観測等を比較するためにも重要であり、現場観測研究と連携してこれらの課題に取り組みたい。本研究は海洋に流出する氷河末端での高濁度融解水を対象としているため、運動を駆動する密度差において塩分偏差の寄与が支配的であり、浮遊する懸濁粒子はほぼパッシブトレーサーとして振舞う。他方、淡水湖に流出する氷河においては浮遊する懸濁粒子の濃度自体が循環や成層構造の維持に大きく影響している (Sugiyama et al., 2016)。本研究で開発した数値モデルはこのような浮遊粒子が流体の運動に直接影響する状況を陽に扱うことが可能であり、今後は対象を淡水湖まで広げた発展的研究が期待できる。

湧昇ブルームの形成は表層に栄養塩を供給する一方、懸濁物質の供給によって生じる高濁度域が日射を遮ることで光環境を悪化させるなど、氷河融解水の供給はグリーンランド周辺海域の生物地球化学環境において重要な役割を担っている。特に近年の氷床質量損失の加速による氷河融解水供給量の増大と、それに伴う環境変化が海洋生物資源に与える影響の解明は喫緊の課題である。筆者らが開発する非静力学海洋数値モデル kinaco には鉄分による制限項を含む低次生態系モデル (Shigemitsu et al., 2012) が組み込まれており、また現実的な懸濁物質濃度を与えることで格子内粒子集積度に基づく光制限要素を導入することも可能である。氷河融解水の供給が駆動する様々な物理及び生物地球化学過程を陽に表現するフィヨルド内海洋生態系シミュレーションの実現に向けて準備が整いつつあり、本研究をその端緒としたい。

## 謝辞

本研究は JSPS 科研費 16K12575, 26247080 および文部科学省北極域研究推進プロジェクト (ArCS) の助成を受けた。北海道大学北極域研究センターの漢那博士には最新の現場直接観測からの知見並びに生物地球化学的見

地から高濁度融解水の重要性に関する示唆を頂いた。東京大学大気海洋研究所の川崎博士からは高解像度海洋大循環モデルの出力に基づいたグリーンランド北西沿岸域の成層構造に関する助言を頂いた。また本研究成果の一部は、低温科学研究所共同利用研究集会における発表と議論に基づくものである。記してここに謝意を表する。

## 参考文献

- Carroll, D., D. Sutherland, E. Shroyer, J. Nash, Ginny Catania and L. Stearns (2015) Modeling Turbulent Subglacial Meltwater Plumes: Implications for Fjord-Scale Buoyancy-Driven Circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 2169–2185.
- Chauché, N., A. Hubbard, J. Gascard, J. Box, R. Bates, M. Koppes, A. Sole, P. Christoffersen and H. Patton (2014) Ice-ocean interaction and calving front morphology at two west Greenland tidewater outlet glaciers. *The Cryosphere*, **8**, 1457–1468.
- Chu, V. (2014) Greenland ice sheet hydrology: A review. *Prog. in Phys. Geogr.*, **38**, 19–54.
- Losch, M. (2008) Modeling ice shelf cavities in a z coordinate ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **113**, C08043
- Lydersen, C., P. Assmy, S. Falk-Petersen, J. Kohler, K. M. Kovacs, M. Reigstad, H. Steen, H. Strøm, A. Sundfjord, Ø. Varpe, W. Walczowski, J. M. Weslawski and M. Zajaczkowski (2014) The importance of tidewater glaciers for marine mammals and seabirds in Svalbard, Norway. *J. Marine Sys.*, **129**, 452–471.
- Matsumura, Y. and H. Hasumi (2008) A non-hydrostatic ocean model with a scalable multigrid Poisson solver. *Ocean Model.* **24**, 15–28.
- Matsumura, Y. and K. Ohshima (2015) Lagrangian modelling of frazil ice in the ocean. *Ann. Glaciol.*, **56** (69), 373–382.
- Ohashi, Y., T. Iida, S. Sugiyama and S. Aoki (2016) Spatial and temporal variations in high turbidity surface water off the Thule region, northwestern Greenland. *Polar Science*, **10**, 270–277.
- Pritchard, H., R. Arthern, D. Vaughan and L. Edwards (2009) Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, **461**, 971–975.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nat. Geosci.*, **1**, 106–110.
- Rignot, E. I. Velicogna, M. R. Van den Broeke, A. Monaghan, J. T. M. Lenaerts (2011) Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L05503.
- Rubey, W. W. (1933) Settling velocities of gravel, sand, and silt particles. *Am. J. Sci.*, **25**, 325–338.

- Shigemitsu, M., T. 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.
- Sugiyama, S., M. Minowa, D. Sakakibara, P. Skvarca, T. Sawagaki, Y. Ohashi, N. Naito and K. Chikita (2016) Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, doi:10.1002/2016JF004084.
- Straneo, F., R. G. Curry, D. D. Sutherland, G. S. Hamilton, C. Cenedese, K. Vage and L. A. Stearns (2011), Impact of fjord dynamics and glacial runoff on the circulation near Helheim Glacier. *Nat. Geosci.*, **4**, 322-327.
- 大橋良彦 (2015) グリーンランド氷床北西部における高濁度海水域の変動. 北海道大学大学院環境科学院地球圏専攻修士論文