



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	Underwater frazil ice formation associated with supercooling in coastal polynyas : The role in high ice production and material cycle [an abstract of entire text]
Author(s)	伊藤, 優人
Description	この博士論文全文の閲覧方法については、以下のサイトをご参照ください。 https://www.lib.hokudai.ac.jp/dissertations/copy-guides/
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(環境科学)
Dissertation Number	甲第12665号
Issue Date	2017-03-23
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/65537
Type	doctoral thesis
File Information	Masato_Ito_summary.pdf



学位論文要約

**Underwater frazil ice formation associated with supercooling
in coastal polynyas
—The role in high ice production and material cycle—**

沿岸ポリニヤにおける過冷却海水中でのフラジルアイス生成
—高海氷生産と物質循環への役割—

Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University
北海道大学大学院環境科学院

Masato Ito

伊藤 優人

1. 緒言

海氷域内の薄氷域または疎氷域を沿岸ポリニヤと呼ぶ。冬季の極地方の沿岸域では沖向きの卓越風により海氷が沖へと輸送され、ポリニヤが形成される（沿岸ポリニヤ）。海氷は大気により海面が冷却され、生産される。海氷盤が海面を覆い尽くすと、海氷は大気―海洋間の温度差を弱め、海から大気への熱損失を阻害し、さらなる海氷生産を抑制する。厚い海氷のない沿岸ポリニヤでは、この断熱効果が働かないため、多量の海氷が生産される。海氷が生成・成長する際に海氷から海中へと放出される高塩分水（ブライン）が排出され、それらが海中深くに沈みこみ、高密度水が作られる。そのため、高海氷生産を誇る沿岸ポリニヤは海洋の熱塩収支や水塊形成に強く寄与する。

沿岸ポリニヤにおいて海氷生産が最大となるのは、開放水面が長期に渡り維持される場合である。海洋熱損失の大きなポリニヤでは、静穏環境下においては海面に素早く海氷が張り、ポリニヤは薄氷に覆い尽くされる。一方で強風擾乱環境下においては、海面で生成された過冷却水が海中へと沈み込み、そこで“フラジルアイス”と呼ばれる小さな氷の結晶が生成し、海中を漂い続け、開放水面を維持し続ける効率の良い海氷生産が生じると考えられている。しかし、この過程を実際に現場で観測するに当たっては、真冬の海氷域にアクセスし観測すること自体が困難な上に、さらに悪条件での擾乱環境下での観測が要求されるのに加え、観測機器の測定精度と同程度の過冷却を計測することや、海中の小さな物体（フラジルアイスなど）を検知する方法が確立されていないなどの技術的な問題があるため、この過程に関する知見は室内実験 (e.g. Ushio and Wakatsuchi, 1993) に依存している。

室内実験や海氷コアの分析から、過冷却水中でのフラジルアイス生成は海氷への海底堆積物の取り込みにおいても非常に重要と考えられている。海氷内に取り込まれた堆積物を起源とする物質は、海氷の漂流とともに輸送され、海氷の融解時に海中へと放出される。そのため、海氷は極域海洋の物質循環にも寄与する (e.g. Eicken et al., 2005)。海氷への堆積物の取り込み過程については、室内実験より、海中を漂うフラジルアイスと海底より上方輸送された堆積物粒子とが直接的に接触することや、それらが化学的に結合し、堆積粒子がフラジルアイスに捕獲され则认为られている (e.g. Reimnitz et al., 1983)。この過程に関しても、観測が難しく、フラジルアイスと堆積物粒子が海中で接触することを立証した観測は未だ存在しない。

近年、ADCP（超音波流速計）が流速と同時に計測する海中での音波の後方散乱強度の値が、フラジルアイスや海底堆積物粒子によって増加することが提唱されている。また、水温―塩分センサーの改良によって、わずかな大きさの海での過冷却が測定できるようになってきつつある。したがって、これらの音響測器と高精度水温―塩分センサーによる測定から、過冷却に伴う海中でのフラジルアイスの生成や海中での

フラジルアイスと堆積物粒子の接触を観測できる可能性がある。

チャクチ海バロー沖やオホーツク海サハリン沖、南極海ケープダンレー沖では ADCP や高精度水温－塩分センサーを用いた係留観測が実施され、冬季のデータの取得に成功している。本研究は、これらの係留データを用いて、フラジルアイスの生成や海底堆積物の海氷への取り込みの過程を明らかにすることを目的とする。

本要約では、特にチャクチ海バロー沖の係留観測とオホーツク海サハリン東岸沖の係留観測に基づく研究結果を示す。チャクチ海での係留海域に関して、ここを含むアラスカ沿岸沖では冬季の沖向きの卓越風によって、沿岸ポリニヤが形成される。そのなかでも、係留点が位置するバロー沖のポリニヤはチャクチ海において最大級の海氷生産量を誇る (Iwamoto et al., 2014)。また、このポリニヤ域で海氷内に取り込まれた海底堆積物はチャクチ海沖まで輸送され、この海の物質循環に深く関わると考えられている (Eicken et al, 2005)。

オホーツク海は冬季にのみ海に海氷が張る季節海氷域であり、北半球における海氷域の南限である。大陸からの冷たい卓越風により、北西陸棚域やサハリン東岸沖にポリニヤが形成され、多量の海氷が生産される。ポリニヤで生産された海氷は、南向きの卓越流である東樺太海流と北西風によって南部オホーツク海へと運ばれる。オホーツク海では海氷の融解とともに植物プランクトンの大增殖が生じる。近年の研究から、海氷内に含まれる海底堆積物を起源とする鉄が、この植物プランクトンの大增殖に重要であることが明らかとなってきた (Kanna et al., 2014)。しかし、オホーツク海における海氷の生成過程や海氷への堆積物の取り込み過程は未だよく分かっていない。

2. データと方法

2.1. 海水の過冷却

海水の結氷温度 T_f は、海水の圧力 P (Pa) と塩分 S を用いて、UNESCO アルゴリズム (Fofonoff and Millard, 1983) より、

$$T_f = aS + bS^{3/2} + cS^2 + dP \quad (1)$$

で求められる。 $a = -0.0575$, $b = 1.710523 \times 10^{-3}$, $c = -2.154996$, $d = -7.53 \times 10^{-8}$ である。水温 T について、 $T < T_f$ のとき、その海水は過冷却（現場過冷却）となっている。海水は圧力、すなわち水深の増加によって結氷温度が下がるので、海面で過冷却となった海水が海中深くに沈み込むと、周囲からの加熱もなしに過冷却が解消される。そこで、ポテンシャル水温 θ が海面での結氷温度 $T_f(S, 0)$ を下回っている場合をポテンシャル過冷却と定義する。ポテンシャル過冷却水は、現場水深では必ずしも過冷却とはなっていないが、その海水が断熱的に海面まで運ばれた場合、（現場）過冷却となる。

2.2 ADCP 後方散乱強度

ADCP が射出したパルス音波は海中のターゲットや海面、海氷底面などで散乱され、その後方散乱波が測器で検出される。後方散乱波の音響強度は測器により増幅やデジタル化などの処理がされ、最終的に echo amplitude (counts) として記録される。echo amplitude は音波の伝搬減衰や音響セルのサイズの違い（音響ビームのフットプリントに依る）、射出出力の違いなどの理由から、異なる水深および計測時刻において値の比較ができない。そこで本研究では、それらの影響を補正した体積後方散乱強度 SV (dB) を用いる。SV は Deines (1999) によるソナー方程式

$$SV = k_c(E - E_r) + 2\alpha R + 10\log_{10}(T_x R)^2 + 10\log_{10} L - 10\log_{10} W_t + C \quad (2)$$

より計算される。 E (counts) は echo amplitude、 E_r (counts) はノイズレベル、 k_c (dB/counts) は変換係数、 α (dB/m) は減衰係数、 T_x (K) はトランスドゥーサー温度、 R (m) はトランスドゥーサーターゲット間の距離、 L (m) はパルス長、 W_t (W) は射出出力、 C は定数である。本研究で用いる ADCP、RDI Workhorse Sentinel 300 kHz においては、 $k_c = 0.45$ (dB/counts)、 $\alpha = 0.069$ (dB/m)、 $C = -143.5$ (dB) である (Deines, 1999)。

2.3. 衛星および気象データ

係留点付近の氷況を評価するために、衛星搭載型マイクロ波放射計 AMSR-E および SSM/I による輝度温度データから推定される海氷密接度と海氷厚データを用いた。チャクチ海バロー沖については AMSR-E、オホーツク海では SSM/I によるデータが用いられる。各データの時間分解能は 1 日である。海氷密接度は Comiso et al. (1984) に従って算出され、データの空間解像度は AMSR-E で 12.5 km、SSM/I で 25 km である。海氷厚データは厚さ 0.2 m 以下の薄氷域を検出し、その領域の海氷厚を推定するものである。データの空間解像度は AMSR-E (Iwamoto et al., 2014) では 6.25 km、SSM/I (Kashiwase et al., 2014) では 12.5 km である。

気象データについては、ERA-Interim により提供されている 10 m 風向、10 m 風速、2 m 気温、2 m 露天温度、海面気圧の再解析データを用いた。データの空間解像度は $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ であり、時間解像度は 6 時間である。

3. 結果 I: チャクチ海バロー沖ポリニヤ

3.1. 係留観測

2009–2010 年に、チャクチ海バロー沖で係留観測が実施された。係留点は岸側 (71.32°N , 156.88°W : 水深 43 m) と沖側 (71.23°N , 157.65°W : 水深 55 m) の 2 地点である (図 1)。両係留系ともに Ice-Profiling Sonar (ALS IPS5、岸側: 26 m、沖側: 35 m)、水温–塩分計 (SeaBird SBE-37、岸側: 30 m、沖側: 41 m)、ADCP (RDI Workhorse

Sentinel 300 kHz、岸側: 35 m、沖側: 48 m) が取り付けられた。水温－塩分計による測定精度は水温が ± 2 mK、塩分が 4×10^{-3} であり、式 (1) を用いた場合の過冷却 ($T - T_f$) の測定精度は ± 5 mK である。水温と塩分は同時に計測され、両係留点とも取得間隔は 5 分である。ADCP データは 15 分毎に取得され、鉛直方向の分解能は 2 m である。最深音響セルの中心水深は岸側で 31 m、沖側で 44 m である。ADCP による echo intensity ($k_e E$) の測定精度は ± 1.5 dB、ダイナミックレンジは 80 dB であり、水平流速の測定精度は 0.01 m/s 以下である。

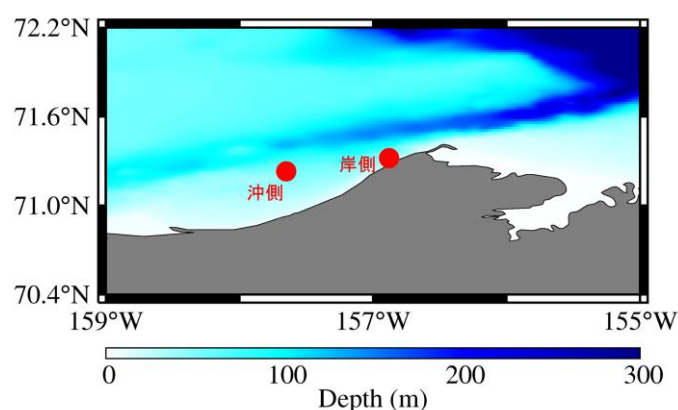


図 1. チャクチ海バロー沖周辺海域の水深のカラーマップ。水深データは GEBCO による。図中の赤丸は各々係留点を示す。

3.2. ポリニヤイベントに伴う海中でのフラジルアイス生成

2009 – 2010 年の冬季には、継続した沖向きの強風に伴う数回の沿岸ポリニヤの形成が AMSR-E 海氷厚データより確認された。これらポリニヤイベントの典型例として、2010 年 2 月中旬のイベントに着目する。図 2a と 2b は 2010 年 2 月 11 – 24 日における各々岸側及び沖側の ADCP より算出された SV の鉛直分布の時系列である。両点とも、海面付近の 2 層は水面または海氷底面での音波の散乱が影響し、常に SV が大きくなっているので、本研究では利用できない。ポリニヤ期間 (12 – 23 日) 中は両係留点、特に沖側において海面から水深 5 – 40 m にかけて強いシグナルが観測された。それらのシグナルが沖側 ADCP で水深 30 – 40 m まで観測された 2 月 18 日と 19 – 20 日には、同じく沖側の水温-塩分計 (水深 41 m) で 15 mK 程度のポテンシャル過冷却が観測された (図 2c)。ポリニヤ期間中は沖向き (西向き) に風速 15 – 18 m/s の強風が常に吹いており (図 2d)、AMSR-E 海氷厚データによると両係留点付近は開放水面となっていた (図 2g, 2h)。これらのデータは、海洋の状況が強い擾乱環境であったことを示唆する。さらに、2 月 20 日に取得された合成開口レーダー (ASAR) 画像では、係留点付近に強いマイクロ波の後方散乱が示されている (図 2f)。これは係留点付近が擾乱の激しい開放水面となっていたことを示す。沖側係留点よりも沖の海域では、海面のフラジルアイスの存在を示唆する筋状の構造も確認される。

以上の状況証拠より、ADCP による海中の音響シグナルの散乱源は海中のフラジルアイスとみられる。したがって、図 2a および 2b に示した音響データは、ポリニヤ期間中にフラジルアイス生成が続き、それらが水深 5–40 m 以浅を漂い続けることで 2 週間以上に渡り開放水面が維持され、効率の良い海氷生産が行われたことを示唆する。実際に、このポリニヤイベントの間、係留点付近における海洋から大気への熱損失は $450 - 650 \text{ W/m}^2$ の大きな値が維持された（図 2e）。観測されたフラジルアイスが海のどの水深で生成されたか、この観測のみからは特定できないが、強風擾乱環境下においてポテンシャル過冷却が観測されていることから、過冷却水の沈み込みに伴って、海面のみでなく海中でもフラジルアイスが生成されている可能性がある。

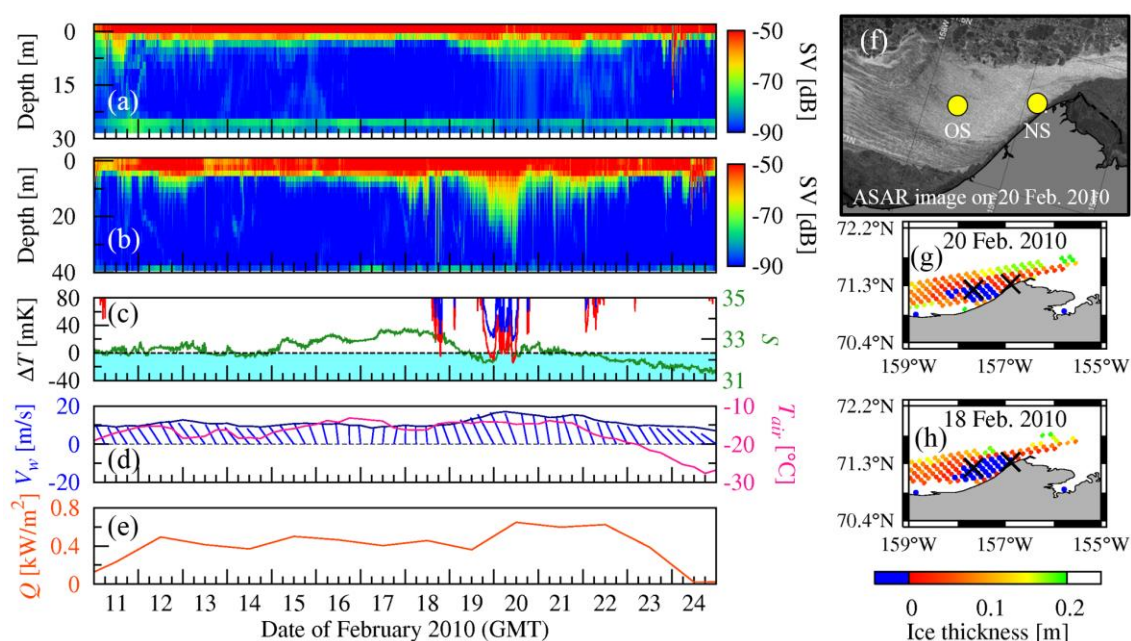


図 2. 2010 年 2 月中旬のポリニヤイベントに関する海洋・気象・衛星データ。(a) および (b) : 岸側および沖側 ADCP より得られた SV の鉛直分布の時系列。(c) : 沖側係留点における水温と結氷温度の差 (青)、ポテンシャル水温と海面結氷温度の差 (赤) および塩分 (緑)。(d) : 風向風速のスティックダイアグラム (青) と気温 (ピンク) の時系列。(e) : 沖側係留点における海洋から大気への熱損失の時系列。(f) : 2010 年 2 月 20 日の ASAR 画像。黄色の点は係留点を示す。(g) および (h) : 2010 年 2 月 18 日と 20 日における AMSR-E より算出された海氷厚データのマッピング。バツ印は係留点をしめす。青色の領域は開放水面、白の領域は厚氷 (厚さ $> 0.2 \text{ m}$) 域であり、灰色は陸域を示す。

3.3. 海底堆積物の上方輸送の観測

ポリニヤイベントの別な例として、図 3 に 1 月 29–31 日のポリニヤ形成に関する図を示す。1 月 28 日からの沖向きの強風 (図 3d) に伴い、バロー沿岸沖に広い開放水面

を持つポリニヤが3日間程度形成された(図3g, 3h)。図3bは岸側係留点における南西方向(卓越方向)の流速の鉛直分布の時系列、図3cは同サイトにおける水温と塩分の時系列である。ポリニヤが形成された1月29日において、南西向きの強い流れ(~ 1 m/s)と同時に水温と塩分が急上昇した。このとき、水温は結氷温度よりも2 K以上も大きくなった。これらの流速や水温・塩分の変動から、この期間のポリニヤ形成には大西洋水の流入や湧昇が深く寄与しているとみられる(Hirano et al., 2015)。ポリニヤ期間中、強い流速が計測されたときに ADCP によって海中全層で SV が増加した(図3a)。前節で示したフラジルアイスの例とは異なり、これらのシグナルは深いところほど SV が大きく、浅くなるにつれて徐々に SV が小さくなるため、シグナルの源は海底付近にあるものと考えられる。シグナルが流れの強い期間にのみ検知されたことを考えると、これら SV の散乱源は強い流れによって海底から巻き上げられ、上方輸送された海底堆積物と推定される。

1月29–30日においては堆積物とみられるシグナルは海面付近にまで達しており、海氷盤が風波などにさらされることで、堆積物が海氷へと供給される可能性がある。実際に、1月29日には厚さ数メートルの厚い氷があるときに、堆積物粒子が海面付近に存在している(図3a)。また、ポリニヤ期間中には海面熱損失が 1 kW/m^2 にも達するので、海面の極付近ではフラジルアイス等が生成され、堆積物をトラップする可能性もある。

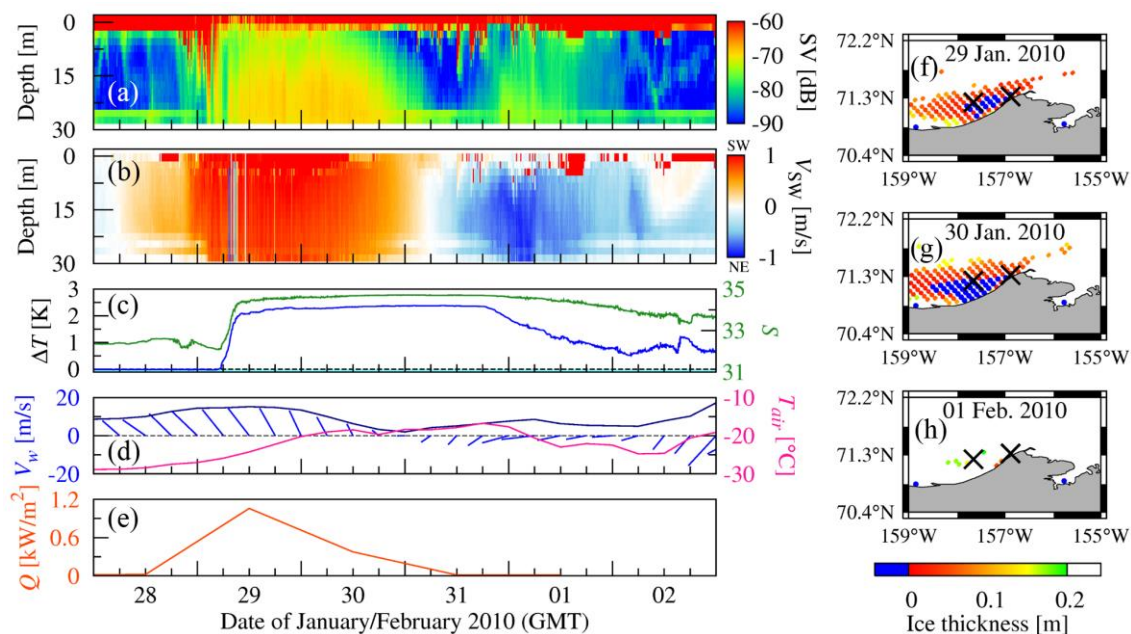


図3. 2010年1月下旬のポリニヤイベントに関する海洋・気象・衛星データ。(a)および(b): 岸側 ADCP より得られた SV と南西方向の流速の鉛直分布の時系列。(c), (d), (e): 図2c, d, eと同様。ただし岸側係留点のデータを示す。(f), (g)および(h): 2010年1月29日、30日および2月1日の AMSR-E 海氷厚データのマッピング。

4. 結果 II：オホーツク海サハリン東北沿岸沖海氷域

4.1. ADCP 観測

1999–2000 年の冬季、サハリン東北沿岸沖において、海底設置型の ADCP による観測が実施された。観測点は水深 110 m の M8 (54.7°N, 143.5°E) および M9 (54.5°N, 143.0°E) の 2 点である (図 4)。両係留点とも ADCP (RDI Workhorse Sentinel 300 kHz) の音響セルサイズは 4 m、であり各物理量の測定精度は 3.1. に示した値と同様である。データの取得間隔は M8 が 30 分、M9 が 15 分である。最深音響セルの中心水深は M8 と M9 で各々 102 m、82 m である。M8 の ADCP は設置時に海底方向を向いたため、海面方向に向き直す 1999 年 12 月 12 日までは音響データが取得されていない。

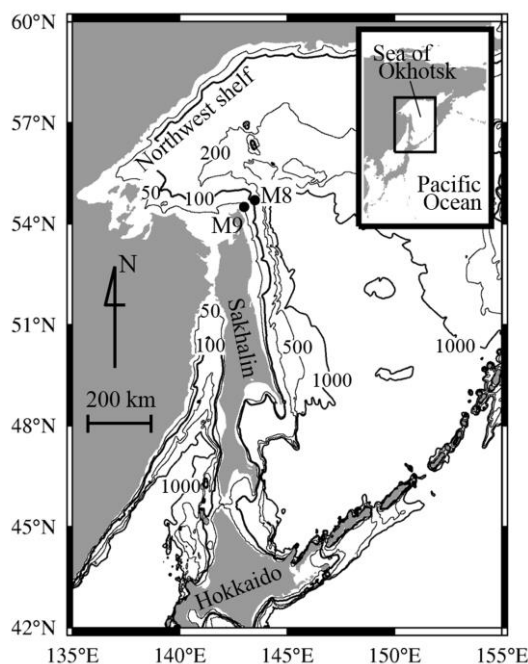


図 4. オホーツク海サハリン周辺海域の水深の図 (データは GEBCO による)。図中の黒丸が各々観測点を示す。右上の挿入図はオホーツク海の位置を示したもので、矩形領域が拡大図の範囲である。

4.2. フラジルアイスの生成と海底堆積物の上方輸送の観測

1999–2000 年の冬季、両観測点の ADCP 後方散乱強度が同時に海中全層において数日間にわたり増加するイベントが 12 月中旬と 1 月下旬の 2 回、観測された。両イベントとも音響散乱強度、流速場、海氷状況、気象状況が類似しているため、イベントの典型例として以下では 12 月中旬のイベントに着目する。

図 5a と 5b は、1999 年 12 月 10 日から 20 日における、各々 M9 と M8 の ADCP による SV の鉛直分布の時系列である。12 月 12–17 日にかけて、両観測点において海中全層で強い散乱が計測された。これらの音響シグナルに関して、水深の浅いところほど強いものと、その逆のものとが確認できる。前者は 12 月 12 日に M9 および M8 に同時に検知され、M9 においては海面から水深 30 m 付近にまで検知された。このとき観測点付近には風速 18 m/s 程度の強風が吹いており (図 5d)、また SSM/I 海氷厚データによると観測点付近は氷縁域に位置していた (図 5e)。海氷厚データからは、観測点

付近に開放水面または薄い新生氷のシグナルも検知された。これらの気象・衛星データから、12月12日に ADCP で観測されたシグナルの散乱源は擾乱環境下で生成されたフラジルアイスとみられる。海面付近の音響散乱データは本観測においても利用できないが、衛星データは12月12日以降17日まで同様の氷況を示しているので、この間は海面付近にフラジルアイスが存在した可能性が高い。

一方で、12月12–17日にかけて、ADCP では水深が深いほど SV が大きいシグナルも検知された（図 5a,5b）。これらは前述のフラジルアイスとみられるシグナルとは振舞が明らかに異なる。両観測点の ADCP では動物プランクトンの日周鉛直移動とみられるシグナル（12月10–11日、19–20日）も検知されたが、12月12–17日のシグナルは昼夜問わず検知されており、それとは異なる。シグナルは、水深が浅くなるにつれ SV の値が徐々に減衰することから、散乱源は海底付近から供給されている可能性が高い。図 5c は M9 における北西方向（卓越方向）の流速の鉛直分布の時系列である（M8 におけるデータも、これとほぼ同様である）。流速と音響散乱強度データとを比較すると、流速が 1.0–1.5 m/s に達する強流時にのみ強い SV が観測された。したがって、音響シグナルの散乱源は、強い流れによって海底から巻き上げられた海底堆積物と推定される。

堆積物とみられるシグナルは海面まで達している（図 5a, 5b）。堆積物を巻き上げる強い流れは全層でほぼ一様であり、この流れによっては、堆積物を 100 m 程度にわたって鉛直輸送し得る海中擾乱は生じない。Ohshima et al. (2005) では、本観測域を含むサハリン北東–東陸棚域では冬場、冬季混合によって混合層の深さが 100 m 以上に達することを示している。サハリン沖の冬季混合は主に強風によって生じるものであり、本研究で見いだされた堆積物の上方輸送も強風時に起きていることから、冬季混合によって堆積物粒子が上方輸送されている可能性がある。そこで、ADCP より観測された鉛直流速データから冬季混合の活動を評価したところ、確かに高後方散乱イベント時には冬季混合が海底近くまで達していることが示唆された。したがって、サハリン沖では、強い流れで巻き上げられた海底堆積物が冬季混合によって海面まで輸送される。

図 5a において、12月12日には海中 30 m 以浅において、フラジルアイスと堆積物粒子とが接触が示唆される。また、図 5a と図 5b に示すように、12月12–17日にかけて、海面にフラジルアイスが存在する可能性が高い状況下において、海底堆積物が海面まで輸送された。これらはフラジルアイスと海底堆積物とが海中で接触し、フラジルアイスが海底堆積物を捉える過程を示唆する。堆積物を捉えたフラジルアイスは、やがて氷盤へと固化し、同時に海氷内に堆積物が取り込まれるだろう。本研究は、海氷への堆積物の取り込み過程を現場データによって初めて観測した。

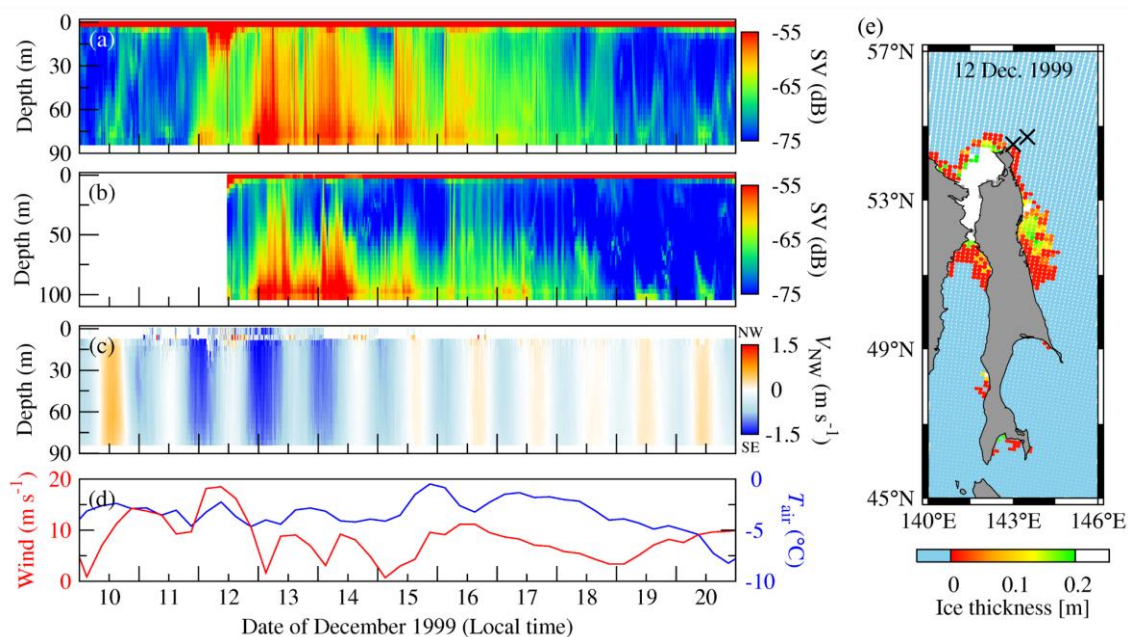


図 5. サハリン沖で観測された高散乱イベントに関するデータの図。(a)および(b) : M9 および M8 における ADCP によって得られた SV の鉛直分布の時系列。(c) : M8 における北西方向（卓越方向）の流速の鉛直分布の時系列。(d) : M9 における風速（赤）と気温（青）の時系列。(e) : 1999 年 12 月 12 日における SSM/I によるサハリン周辺の海水厚データのマッピング。青色の領域は開放水面、白の領域は厚氷（厚さ > 0.2 m）域であり、灰色は陸域を示す。

5. 本研究のまとめ

本研究は、チャクチ海バロー沖、オホーツク海サハリン沖、南極海ケープダンレー沖で実施された現場観測データ（ADCP や水温－塩分計など）を用いて、ポリニヤおよび薄氷域での海水生成過程と、海水による堆積物粒子の取り込み過程を調べた。強風擾乱環境下では、過冷却水の生成および沈降に伴いフラジルアイスが水深数十メートル程度まで生成される可能性が明らかとなった。この海水生成過程では、開放水面が数日から数週間にわたり維持され続け、効率の良い海水生産が行われる。また、強い流れ（典型的には 1 m/s 以上）によって海底堆積物が巻き上げられ、それらは、強い流れや冬季混合による擾乱によって海面まで運ばれることも明らかとなった。それと同時に、本研究は上方輸送された海底堆積物は海中でフラジルアイスとの接触や、海水盤が波をかぶる効果などで、海水へ捉えられ、取り込まれる過程を現場観測から初めて明らかにした。