

第 8 章

北極海の海洋変動と海水変動

島田浩二¹⁾

8.1 はじめに

近年の海水減少は著しく、その要因についてさまざまな説明がなされている。海水の形成量、融解量を決定付けるのは、温度ではなく熱量である。海水の比熱は大気の比熱と比べてかなり大きいので、温度変化に対する熱量変化は大気よりもはるかに大きい。海洋の熱量変化をもたらすものは、海面での熱フラックスと海流による側面移流に伴う熱フラックスである。加速度的に海水が減少し、増加に転じないという背景には、海水減少を促進する正のフィードバックメカニズムが介在していることが示唆される。ここでは、海水・海洋循環の強化と海洋の温暖化によってもたらされる正のフィードバック機構と近年の海水減少との関係を中心に紹介する。

8.2 北極海の海水面積減少

図 8.1 にマイクロ波放射計による人工衛星観測の開始以降の 9 月における北極海全体の海水面積 (Sea Ice Area: 密接度×ピクセル面積) を示す。データは 3 年の移動平均を施している。海水面積は振動的な変動というよりも階段状に変化しており、(1)

1980 年代後半から 1990 年代初頭、(2) 1990 年代後半、(3) 2005 年から 2008 年の 3 期間の減少が著しい。北極海の海水面積減少は全北極海面積で考え

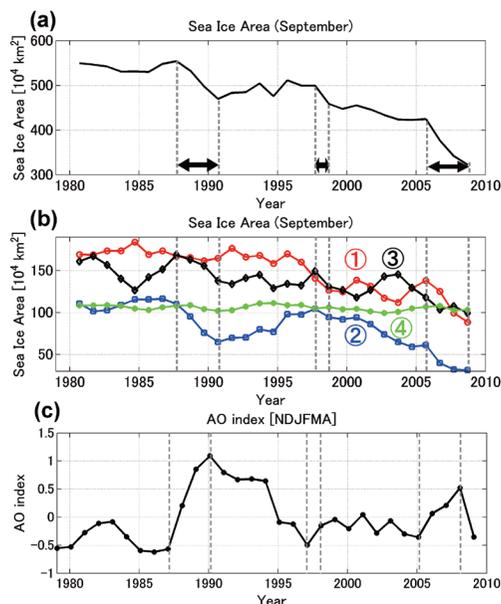


図 8.1 (a) 9 月の北極海全体の海水面積の変化。(b) 領域別海水面積の変化。[領域は図 8.2 に示される。] (c) 北極振動指数 (11 月～5 月)。いずれも 3 年の移動平均を施している。描画データポイントは、期間の中央の時間としている。島田 (2010) を改変。

1) 島田浩二 Koji Shimada 東京海洋大学海洋科学部

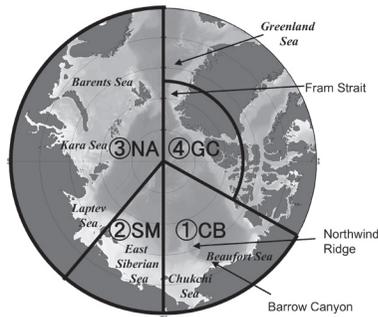


図8.2 図8.1で用いる領域の定義。島田 (2010) より引用。

られることが多いが、どの海域の変化が全体の変化を牽引しているのかを調べる。

8.2.1 第1の海氷面積急減期 [1980年代後半から1990年代初頭]

図 8.1b は図 8.2 で示される領域毎の海氷面積変化を示したものである。(1) 1980 年代後半から 1990 年代初頭は、②極横断海水漂流海域の上流側にあたるマカロフ海盆 (以後 SM 領域) と、③極横断漂流海域の下流にあたる、ユーラシア海盆 (ナンセン・アムンセン海盆) (以降 NA 領域) での減少が全体の減少を牽引しており、①のカナダ海盆海域での減少はみられない。SM 領域と NA 領域では、1990 年代後半の海氷減少が起こる以前から、海水運動と海上風速との相関が高く、且つ、大気運動量が効果的に海氷に伝達されやすい海域であった (Kimura and Wakatsuchi, 2000)。また、SM 領域と NA 領域の海氷の大部分は北極海内部で再循環することなく、フラム海水を通じてグリーンランド海に放出され、北半球の EOF 第 1 モードである北極振動指数や第 2 モードの変動に連動して、放出量は変化する (Rigor et al., 2000; Watanabe et al., 2006)。この期間には、他の領域では、海水変動がみられなかったため、大気変動に敏感に応答する SM 領域と NA 領域での減少が北極海全体の減少を決めたものと考えられる (図 8.1c)。

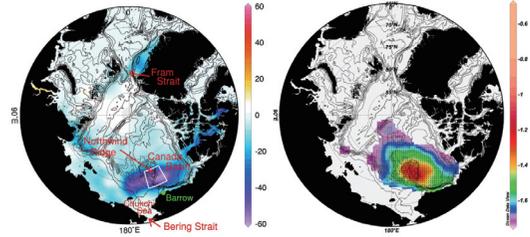


図8.3 (左) 9月の北極海海水密度偏差 (1979~1997年に対する1998~2003年の偏差)、(右) 塩分31.3PSU面上のポテンシャル水温分布。Shimada et al. (2006) より引用。

8.2.2 第2の海氷面積急減期 [1990年代後半]

1991 年以降 1997 年までの期間、北極振動指数は正偏差からニュートラルもしくはやや負に推移し (図 8.1c)、上記 2 海域の海水は増加した (図 8.1b)。しかし、1998 年に北極海全域の海氷面積は急減した。1998 年の急激な海氷減少は、それまで、あまり変化を呈さなかった領域での減少が重要になる。領域別に海氷海氷面積変動をみると、1990 年代後半はカナダ海盆での海氷減少が著しい。同期間に、北極振動指数等、大気循環場には大きな変化はみられない (図 8.1c)。大気側に大きな変化がみられないとすると、海洋の変化に注目してみる必要がある。

図 8.3 は 9 月の北極海海水密度偏差 (1979~1997 年に対する 1998~2003 年の偏差) と、1948~1993 年の冬季 (12 月から 5 月) の塩分 31.5PSU 面上のポテンシャル水温分布を示したものである。この塩分は、気候値データでの太平洋夏季水の中心塩分である。海水密度減少海域と温暖な太平洋が存在する海域はともにノースウインド海嶺を中心とする海域である。太平洋夏季水が 1998 年の海氷急減に影響しているとするならば、海水密度と太平洋夏季水との間に有意な関係が見出されなくてはならない。

図 8.4a,b はそれぞれ、図 8.3 左の白枠領域での 9 月の平均海水密度と塩分 31.3PSU 面の平均水温の時系列を示したものである。1990 年代後半の海水密度減少と水温の変化が連動している。カナダ海盆域では、塩分 31.3PSU と中心とする太平洋夏季水は表層混合層の直下の層を占めるため、日射に

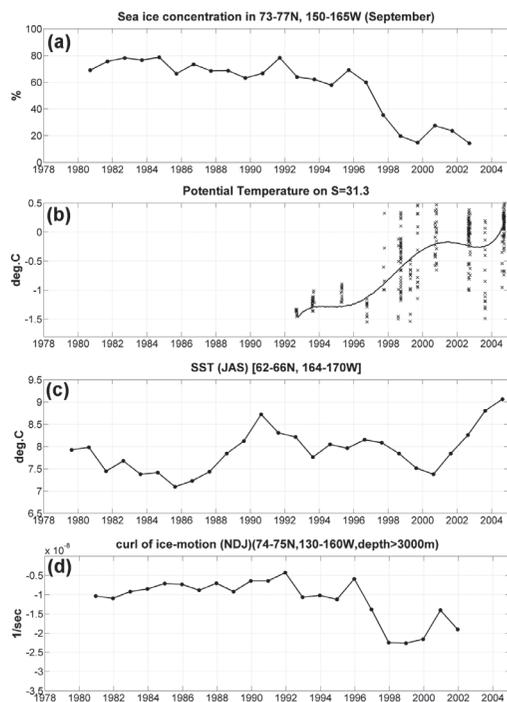


図8.4 北極海カナダ海盆西部海域 (73°~77° N, 150°~165° W) における (a) 9月の平均海水密度度, (b) 塩分31.3PSU面上の平均水温, (c) 北東部ベーリング海陸棚域 (62°~66° N, 164~170° W) の7月から9月の平均海面水温, (d) Northwind Ridge東部のカナダ海盆 (74°~75° N, 130°~160° W) における11月から1月の海水運動の回転成分 ($\nabla \times \mathbf{u}_{ice}$). Shimada et al. (2006) の図2を改変。

より直接暖められることはない。したがって、カナダ海盆での海洋表層混合層直下の温暖化をもたらす要因は、海流による側面熱フラックス (水温×流量) の増大であると考えるのが妥当である。側面熱フラックスに関係する水温もしくは流量のうち、どちらが海の温暖化に寄与していたのかを検討する。まず、水温について考える。カナダ海盆の主密度躍層以浅を占める海水の起源はベーリング海を通過し北極海に流れる太平洋水である。太平洋水のうち、北極海上層の高温化に寄与する水は夏にベーリング海峡を通過する太平洋夏季水である。ベーリング海峡付近での太平洋夏季水の水温の長期変動を調べてみると (図 8.4c), 1990 年代後半は、1997 年を除いて低温化のトレンドにある。このことから、北極海

内部の上層海洋の温暖化は、上流の水温によるものではないことがわかる。他に変動にかかわる候補は流量である。流量で重要となるのは、ベーリング海峡を通過する太平洋夏季水の流量ではなく、カナダ海盆での時計回りの海洋上層循環の流量である。何故ならば、海面での応力が仮にない場合には、太平洋から流入した高温でかつ低塩分の太平洋夏季水は北米大陸沿岸に沿って東進するだけになり、北極海内部には影響を与えることはないからである。1990 年代後半、海水下の海洋循環を直接観測により求められるだけの海洋観測データは存在しないため、直接観測による流量を求めることはできない。しかし、上層海洋循環は海水運動に伴う海面応力により駆動されるため、海洋に対する過度供給量を定める海水運動の回転成分の変化を知ることで、どれだけの循環場強化が起こったのかを間接的に知ることができる。その時間変化を調べたものが、図 8.4d である。1997/1998 冬季にその振幅が 2 倍に増大している。ここで、負の値は高気圧性の渦度を意味する。つまり、海水が激減期に、海洋循環が 2 倍に強化されたことがわかる。カナダ海盆の高気圧性循環場の西側にあたる海域が、南からの高温な夏季太平洋水が北極海内部に送り込まれるノースウインド海嶺付近の海域にあたる。1997/1998 冬季の直後の 1998 年夏に起こった大規模な海水減少は、ノースウインド海嶺を中心とした海域で起こった。実際、1997/1998 冬季にノースウインド海嶺付近の上層海洋では、気候値場と比して 140MJ/m^2 程度の熱量増加が観測された。この熱量は 45cm の海水形成量の低下もしくは融解を引き起こす熱量と等価である。定性的にはあるが、冬の海水運動の強化、海洋循環の強化、海流による水平熱輸送の増大、夏の海水減少という一連の現象を説明しうるものになっている。

カナダ海盆では、1998 年の海水急減後、海水面積は 1997 年以前の状態に戻っていない。1990 年代以降の海水減少の背景には、海水減少を維持・促進する正のフィードバック機構が作用していると考えられる。上記の一連の現象の中で、鍵となるのは、海水運動が活発な状態に維持されることである。海

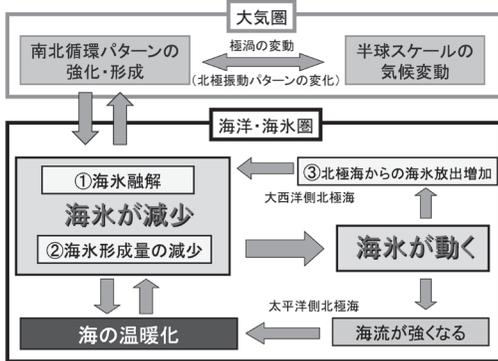


図8.5 北極海海水減少をもたらす新しい正のフィードバック。島田 (2010) より引用。

氷を駆動する駆動源は風応力であるが、これが強化されるのは冬である。冬に風応力が効率よく海水に伝達されるためには、陸岸もしくは沿岸定着氷と外洋の海水との間に働く摩擦力が低下すればよい。一旦、夏に沖まで海水が後退すれば、沿岸まで海水が張り詰めるまでにはより多くの時間がかかるようになる。つまり、初冬における、海水運動に働く摩擦力は低下し、海水運動は強化された状態が維持される。それに伴い、海水下の海洋循環が強化される状態も維持され、海洋の温暖化は持続する。これは、一連の連鎖が正のフィードバックシステムになっていることを示唆する。これをまとめたものが図 8.5

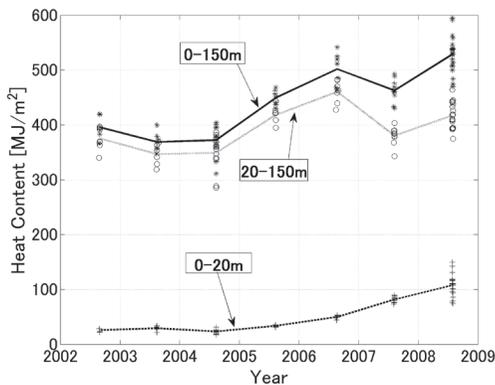


図8.6 カナダ海盆西部海域 (74°~76° N, 150°~160° W) における夏季 (7月27日~8月31日のデータを使用) の海洋熱量変化。島田 (2010) より引用。

の「海洋・海水圏」の部分である。

8.2.3 第3の海水面積急減期 [2005年から2008年]

北極海の夏の海水面積は2007年に急減した。この急減のメカニズムには諸説あるが、ここでは、海洋内部の変化に目を向ける。図 8.6 は、ノースウインド海嶺付近のカナダ海盆西部海域 (74°~76° N, 150°~160° W) における夏季 (7月27日~8月31日のデータを使用) の海洋熱量変化を示したものである。

使用したデータは8月に取得された融解期のデータで、結氷期のデータは含んでいない。海洋貯熱量の変化を日射や大気側からの加熱によるものと海流による熱輸送によるものを区別するため、表層混合層の5-20 mとその直下の太平洋水で占められる20-150 mの2つの層に分けて示している。2006年までは、20-150 mの層の貯熱量は増加していたが、2007年夏を迎える直前に急激に減少している。海水運動が強化され、海洋循環も強化され、海洋熱輸送が増大していたであろうと考えられるのにも関わらず、貯熱量が減少していたことは、海洋から失われる熱量が増加していたことが示唆される。つまり、海洋熱が海洋混合層に効果的に供給され、冬の海水形成遅延が起こったものと想像される。もし、海洋熱の影響が2007年夏季の海水分布に影響しているとするならば、混合層よりも深い深度の貯熱量分布と海水分布の間に有意な関係が見出されるはずである。変化が見られた2006年から2008年の20-150 m層の貯熱量の空間分布の変化を図 8.7 に示す。2007年は、北緯 74-77 度の緯度帯では、西経 150 度に沿って貯熱量のフロントがみられる。2007年の9月の海水密度分布 (図 8.8 右図) では、同海域の水縁は貯熱量フロントと一致している。この一致は、2007年の海洋熱の放出と海水分布との間に何らかの関係があったことを示唆している。さらに、2007年8月の表層5-20 mの塩分分布は、西経 150 度を境にして東側で低塩分、西側で高塩分となっており、貯熱量フロントと同じ位置に塩分フロントが

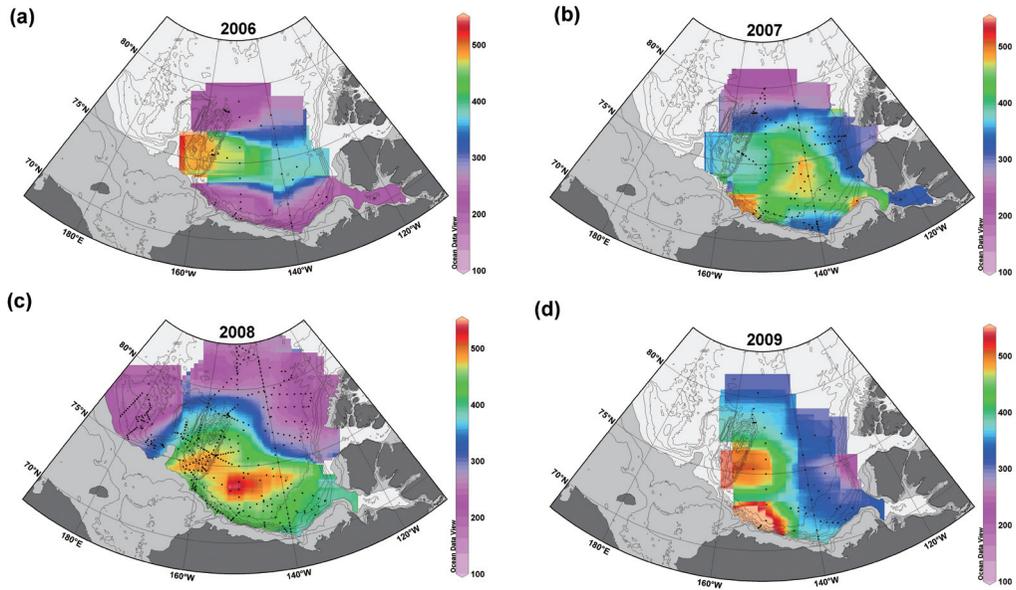


図8.7 カナダ海盆における海洋20～150m層の熱量分布 $[MJ/m^2]$ 。(a) 2006年, (b) 2007年, (c) 2008年, (d) 2009年。島田 (2010) より引用。

存在していた。海水が消滅した海域のほうが、海水が残存した海域よりも表層混合層の塩分が高いということは、海水消滅海域での海水融解量は残存海域の融解量よりも少なかったことを意味する。つまり、2007年の海水激減海域では、大量の融解により海水が消滅したのではなく、融解期開始時の海水が薄かったことが示唆される。西経150度以西の海水消滅海域の貯熱量の減少と併せて考えると、2007年を迎える直前の冬の海水生成量が低下していたこ

とが重要であると考えられる。

次に、西経150度に沿った水温の断面図を見てゆくことにする(図8.9)。データは8月の観測により得られたものであるが、表層20m以浅を除く深度では、冬季の痕跡が残されている。2006年の水温断面図では、水深50m付近に太平洋夏季水による水温極大がみられる。50m付近から表層に向かって、その太平洋夏季水の熱が供給されている様子がうかがえる。2007年には、15-20mの表層混合層内と60-70mの深度帯に2つの水温極大がみられる。ここで、注目すべきは、2つの水温極大の間に存在する水温極小層である。この水温極小層は、冬季の鉛直混合によって形成されたものと考えられる。2007年は2006年と比較し強い鉛直混合が生じ、太平洋夏季水の上半分の熱が効果的にリリースされ、冬季の海水形成が低下していたことが示唆される。海水厚が薄い状態で融解期を迎え、早期に海水が消失してしまったため、日射による表層混合層の加熱が起こり、この海域ではみられなかった浅い震度に存在する水温極大が形成されたと考えられ

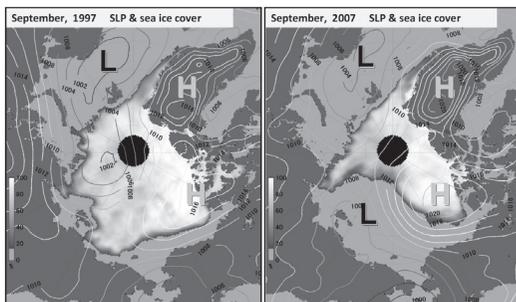


図8.8 9月の月平均海水氷接度分布と月平均海面気圧。(左) 1997年, (右) 2007年。島田 (2010) より引用。

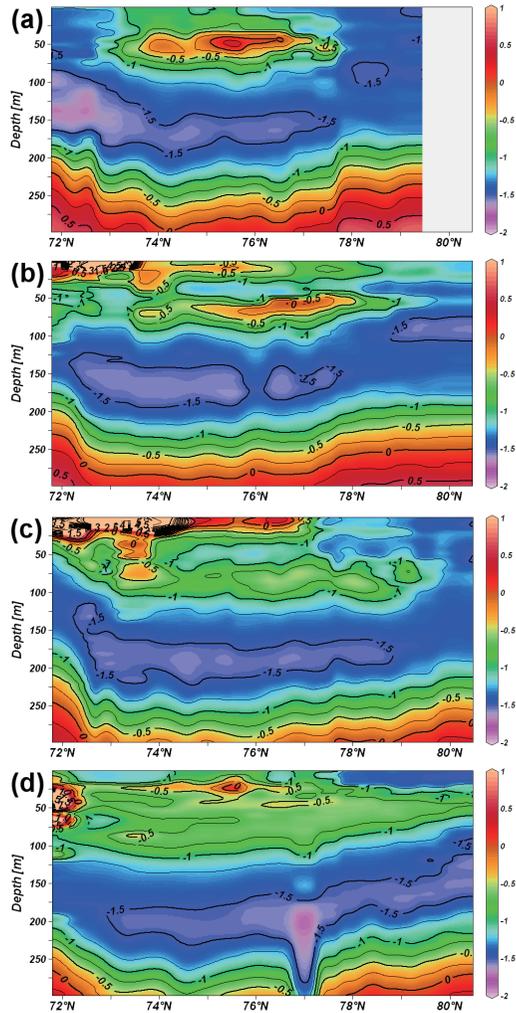


図8.9 西経150°Wに沿った海洋水温断面図。(a) 2006年, (b) 2007年, (c) 2008年, (d) 2009年。データは夏季のカナダ砕氷船ルイサンローランによる観測により得られたものである。島田 (2010) より引用。

る。2008年も、2007年と同じく、2つの水温極大がみられ、その間に存在する水温極小層の下限深度は2007年と比べて増加している。2008年も2007年と同じように、海洋熱の表層混合層への開放が顕著であった。2009年は、2つの水温極大が明瞭に分離しておらず、2007-2008年と比べて、鉛直混合は弱くなり、海洋熱の開放が低下し海洋内部に蓄えられる割合が多くなったものと考えられる。

図8.6のカナダ海盆西部海域における夏季表層混合層の貯熱量の時系列をふたたび眺めると、2007年以降増加に転じており、古典的なアイス・アルベド・フィードバックによる海水減少が顕著になってきたことが示唆される。変化の順序を整理すると、2006年までは、1990年代後半以降の海水および海洋循環の強化にともない、持続的に太平洋水層(20-150 m)の熱量が増大した。そして、2007年夏を迎える前に、海洋熱の影響を受けてそのほとんどが一年氷で占められる西経150度以西の太平洋側北極海では海洋熱が急激に表層混合層に開放され、冬季の海水形成低下が生じた。非常に薄い状態で夏を迎えた一年氷は早期に融解しきってしまい、さらに、表層海洋は日射により加熱され、これまでの太平洋側北極海とは異なる状態に移ったと考えられる。

2007年夏の北極海で、さらに注目すべきは、夏季の海面気圧のパターン (Ogi et al, 2008; Overland et al, 2008; Wang et al, 2009) である (図8.8)。太平洋側北極海では、東側に海水が残り、西側では消滅したため、地球表面状態の東西コントラストが顕著となった (詳細は、本気象研究ノートの小木 (2010) を参照されたい)。それに呼応するように、海水が残る海域では高気圧場に、海面が露出した海域は低気圧場というダイポール・パターンになり、南風が卓越する場になった。このようなパターンは、東西に海水分布のコントラストが無い場合にはみられない (例えば1997年。図8.8左)。一方、大西洋側ではグリーンランド氷床と海水の無いグリーンランド海~ノルウェー海~バレンツ海の表面状態のコントラストが存在する領域ではダイポール・パターンは常にみられる。但し、こちらは、西高東低の気圧配置になるため、北風が卓越する。大気-海水-海洋が強く結合し、これまでに見られなかったダイナミックな変化が起こり始めたのではと思われる。これまでの議論を振り返ると、ダイナミックな変化を引き起こしたものは、海水そのものにあるといえる。特に、海水運動の変化は、大気と海洋間の運動量伝達の変化を考える上で極めて重要である。2006年から2009年までの冬季(11月から5月)

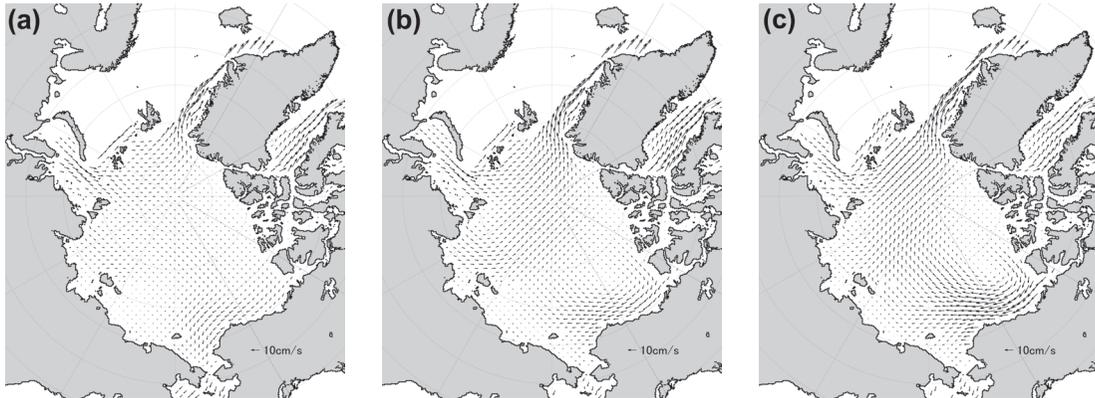


図8.10 冬（11月～翌年5月まで）の平均海水運動ベクトル。(a) 2005年11月～2006年5月, (b) 2006年11月～2007年5月, (c) 2007年11月～2008年5月。島田 (2010) より引用。

の平均海水速度分布をみると（図8.10），大きな変化が起こっていることがわかる。海水運動は，マイクロ波放射計の輝度温度データの面相関からかなり正確に求められるようになった。数値モデルの検証やデータ同化を行う際には，密接度のみならず，海水運動データの利用が重要になると考えられる。

8.3 近年の海洋循環と構造の変化

最後に，海水運動がさらに著しく強化した2008年の海洋の変化を紹介する。図8.11に，冬季11月～5月の海水運動と8月～9月の800dbar基準の100dbar面における海洋力学高度分布を示す。図8.11左では1987年から2007年の海水速度，1948-

1993年の海洋データを用いている。一方，図8.10右では2008年のデータのみを用いている。海水運動のパターンにはあまり変化はみられないが，その強度は倍以上に増大している。それにともない，海洋の力学高度は著しく増加し，上層海洋循環流量は他の海洋ではみられないような変化が起こった。もし，黒潮の流量が2倍に増加したら，日本の気候はどうか変わってしまうのであろうか？ そんなことが北極海では今進行しているのである。さらに，海水運動の強化に伴う循環場の変化だけでなく，局所的に融解が増加しているカナダ海盆南東部海域では，低密度水の断続的供給に伴う循環場の形成も為されている。図8.12に，図8.11左右と同じ期間のデータを用い，北極海の平均塩分である塩分34.8PSU

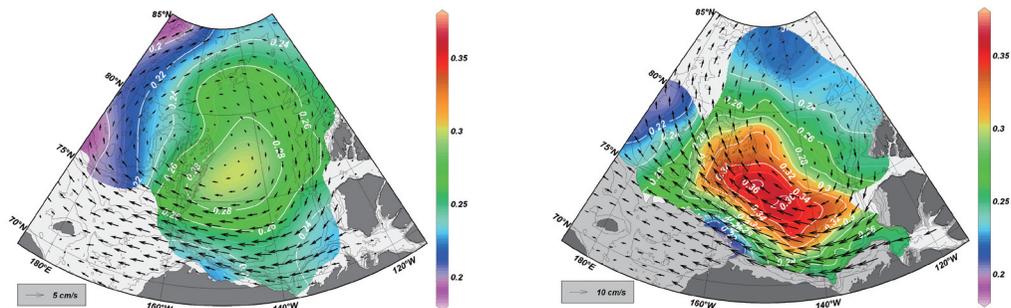


図8.11 冬季11月～5月の海水運動と8月～9月の800dbar基準の100dbar面における海洋力学高度分布。左図では，1987-2007年の海水データ，PHC（Polar Hydrographic Climatology データを用いている）。右図では海水，海洋ともに，2008年のデータのみを使用している。

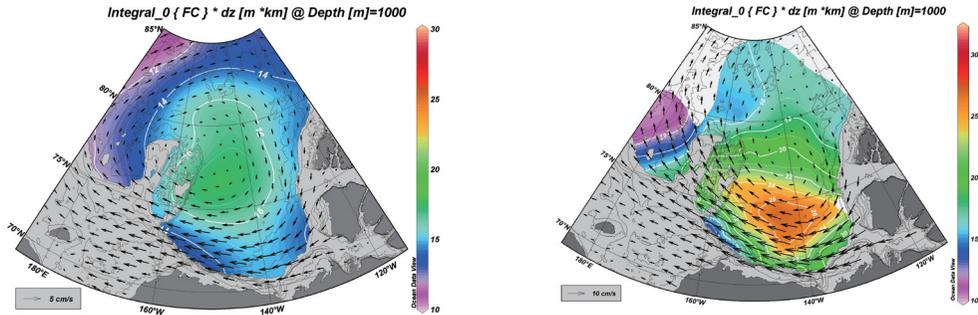


図8.12 冬季11月～5月の海水運動と8月～9月の海面から1000mまでの塩分34.SPSUを基準としたときの貯淡水量。左図では、1987-2007年の海水データ、PHC (Polar Hydrographic Climatology データを用いている)。右図では海水、海洋ともに、2008年のデータのみを使用している。

を基準としたときの貯淡水量分布の変化を示す。

1948-1993年の気候値場における貯淡水量分布は海洋学高度の空間パターンと酷似している。一方2008年は気候値と比べて、北緯75度以南、西経145度付近を中心に貯淡水量が著しく増加している(Yamamoto-Kawai et al., 2009a; Yamamoto-Kawai et al., 2009b)。2008年の海洋学高度が大きな領域は北西-南東方向に広がった分布をしているが、南東海域での力学高度の増加には、淡水量の局所的増加に伴う増加も関与している。このように、力学に加えて、水の相変化が北極海の気候環境を大きく変えており、大気、海洋、海水の分野を問わず、垣根を越えた研究を推し進めるべき時代に来たといえるだろう。

参考文献

- Kimura, N., and M. Wakatsuchi, 2000: Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3735-3738.
- Ogi, M., I.G. Rigor, M.G. McPhee and J. M. Wallace, 2008: Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L23701, doi:10.1029/2008GL035672.
- 小木雅世 (2010), 本気象研究ノート, 第9章.
- Overland, J. E., M. Wang, and S. Salo, 2008: The recent Arctic warm period. *Tellus*, 60A, 589-597.
- Rigor, I.G., J.M. Wallace, and R.L. Colony, 2002: Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation. *J. Climate*, 15, 2648-2663.
- Shimada, K., T. Kamoshida, M. Itoh, S. Nishino, E. Carmack, F. McLaughlin, S. Zimmermann, and A. Proshutinsky, 2006: Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- 島田浩二, 2010: 北極海における海水激減メカニズムについての考察, *地学雑誌*, 119, 451-465.
- Wang, J., J. Zhang, E. Watanabe, M. Ikeda, K. Mizobata, J. E. Walsh, X. Bai, and B. Wu, 2009: Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L05706, doi:10.1029/2008GL036706.
- Watanabe, E., J. Wang, A. Sumi, and H. Hasumi 2006: Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23703, doi:10.1029/2006GL028112.
- Yamamoto-Kawai M., F. A. McLaughlin, E. C. Carmack, S. Nishino, K. Shimada, and N. Kurita, 2009a, Surface freshening of the Canada Basin, 2003-2007: river runoff vs. sea ice meltwater, *J. Geophys. Res.*, 114, C00A05, doi:10.1029/2008JC005000.

Yamamoto-Kawai, M., F. A. McLaughlin, E. C. Carmack,
S. Nishino, and K. Shimada, 2009b, Aragonite
undersaturation in the Arctic Ocean: effects of ocean
acidification and sea ice melt, *Science*, Vol. 326, No.
5956, 1098-1100.

