

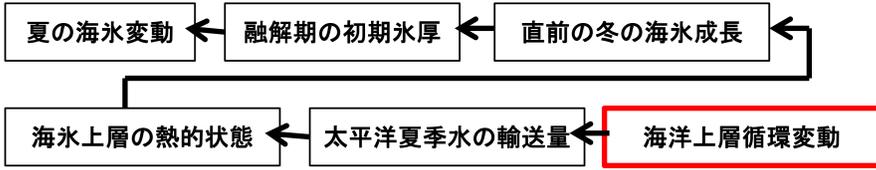
海水分布予測のための基本要素(1)

海洋の緩慢な応答の定量化と海水分布予測への利用

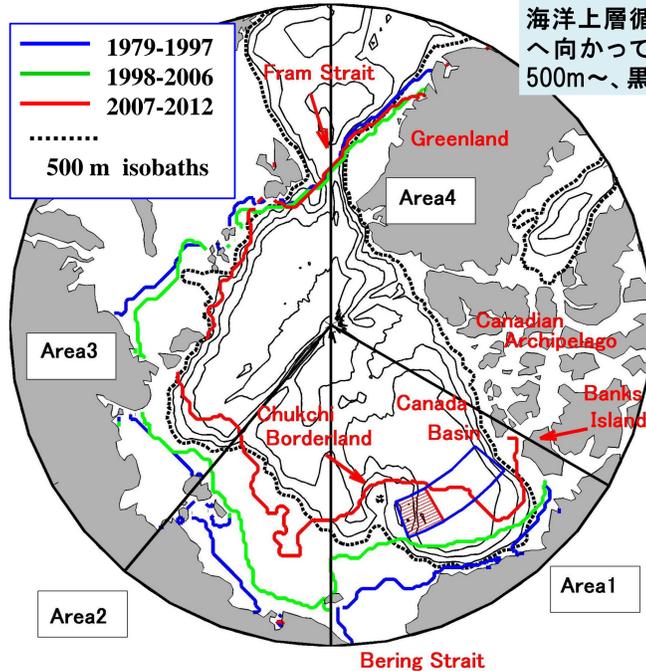
吉澤枝里, 島田浩二 (東京海洋大学)

1 研究の背景・目的

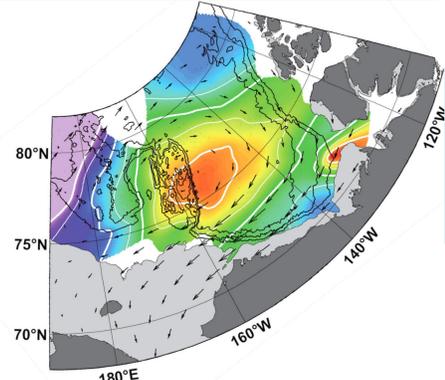
融解期開始時の海水厚は融解期に海水が残存するか否かを左右する重要な要素である。近年の急激な海水減少に伴い、主要な海水タイプが多年氷から一年氷へと変化した北極海では、融解期の初期海水厚は「直前の冬に一年氷がどれだけ成長したか」によって決定される。海水温が結氷水温まで低下しなければ海水は生成されないため、冬の海水成長量を知るにはまず、海洋の熱的状態を把握することが不可欠である。



特に、海水後退が著しい太平洋側北極海では(図1, 赤線)、海洋上層循環が北極海中央部へ向かって温暖な太平洋夏季水を輸送するため、その循環量の推定は同海域での海洋の熱的状態、さらには海水変動を理解する上で鍵となる。カナダ海盆の海洋上層循環の空間パターンは駆動源である海水運動の空間パターンと一致しない(図2)。両者の空間パターンのずれは、表面応力に対して海洋上層循環の応答がタイム・ラグを持つことを示唆する。本研究では、表面応力に対する海洋上層循環の応答時間スケールを同定し、その結果を利用して循環量の推定を試みた。



海洋上層循環が温暖な太平洋夏季水を北極海中央部へ向かって輸送する主流路付近で、深海盆地(水深500m~、黒点線)まで及ぶ海水後退が観測されている。



(左)図1. 9月の平均氷縁分布(海水密度15%で定義)
(上)図2. 2012年夏(7-9月)の100db等圧面における海洋循環場(color)(力学高度偏差分布)と直前の冬(11-6月)の海水運動分布(vector).

2 データ

本研究では、下記のデータを使用した。

- 【海水運動データ】
 - AMSR-Eマイクロ波放射計輝度温度画像に面相関法を適用して計算された海水運動データセット(詳細は本セミナー鴨志田氏ポスター発表)
- 【海水密度データ】
 - SSM/Iマイクロ波放射計輝度温度データから計算された海水密度データ
- 【海洋観測データ】
 - 下記クルーズでのCTD・XCTD観測により取得された水温・塩分データ(LSSL CCGS Luis St. Laurent 2002-2012, Mirai 2002, 2004, 2008, 2012, ARAON 2011, 2012)

3 表面応力(海上風・海水運動)・海洋上層循環・海水面積の変動

海洋上層循環を駆動する表面応力、海洋上層循環、海水面積の時間変動を比較する。ここでは、海洋上層循環形成に影響を与える表面応力、海洋上層循環の循環量の指標として、図2青色ボックス領域での $\nabla \times \bar{u}_w$ 、 $\nabla \times \bar{u}_i$ 平均値(11-6月)・図2赤色ボックス領域での力学高度偏差平均値(@ 100db, 7-9月)をそれぞれ使用した。

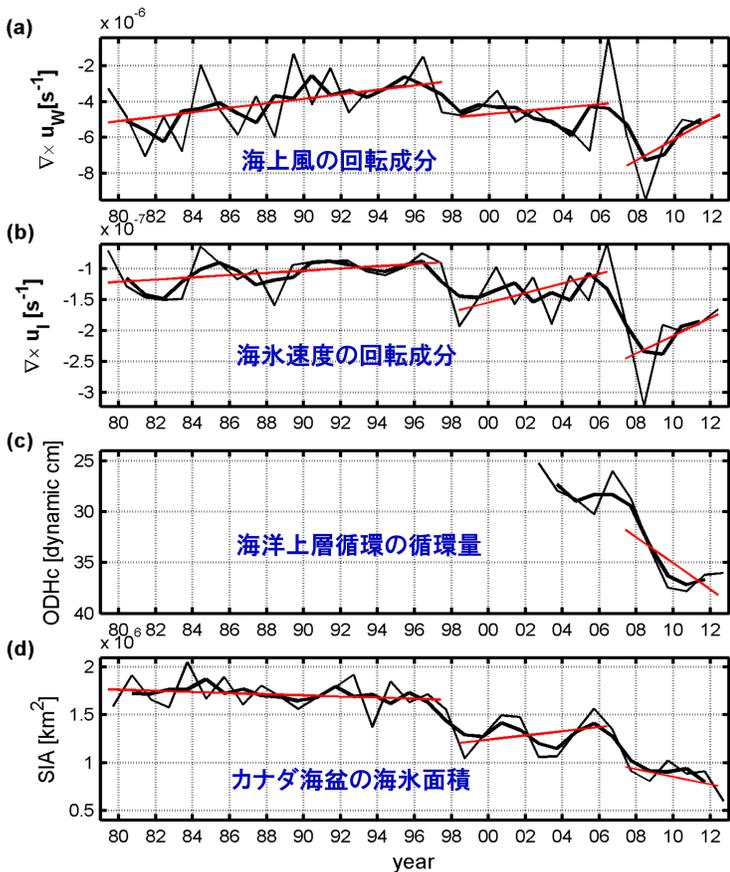


図3. (a) $\nabla \times \bar{u}_w$ 、(b) $\nabla \times \bar{u}_i$ 、(c) 海洋上層循環の循環量、(d) カナダ海盆の海水面積

- ◆ $\nabla \times \bar{u}_w$ 、 $\nabla \times \bar{u}_i$ (負の最大値): 2007-2008年(図4a, b)
循環量(最大値): 2010-2011年(図4c)
つまり、両者の変動の間には2-3年のタイム・ラグが存在する。

→ 海洋上層循環が過去の表面応力の履歴を保持する (海洋の“慣性効果”)

- ◆ 2009年以降 $\nabla \times \bar{u}_w$ 、 $\nabla \times \bar{u}_i$: とともにリバウンド、循環量、カナダ海盆の海水面積: ほとんどリバウンドしていない。

→ 海洋上層循環の遅延応答が近年の海水変動を理解する鍵

4 表面応力データを使用した循環量推定

海洋上層循環が過去何年分の表面応力の影響で決定されているのかを調べるために2006-2012年の循環量を推定する重回帰モデルを導入した。

$$y_j = A_0 x_{j-0} + A_1 x_{j-1} + A_2 x_{j-2} + \dots + A_i x_{j-i} + B$$

$$i = 0, 1, 2, \dots, \infty, j = 2006, 2007, \dots, 2012$$

$$y_j: \text{循環量}, x_{j-i}: \nabla \times \bar{u}_w \text{ あるいは } \nabla \times \bar{u}_i, i: j \text{ 年に対するタイム・ラグ}$$

A_i : 海洋上層循環形成に対する過去の表面応力の寄与を示す

(Ex. $i = 0, 1, 2$ を選択した場合、2006年の循環量は2004-2006年の表面応力データから求められる。)

- ◆ $i = 18$ までの表面応力データを使用した場合の係数の振幅を調べた結果、 $i = 0, 1, 2$ で振幅が大きい。(図4黒線)。

→ 主に過去3年分の表面応力が海洋上層循環の形成に寄与している。
(海洋上層循環の遅延応答の時間スケールは約3年)

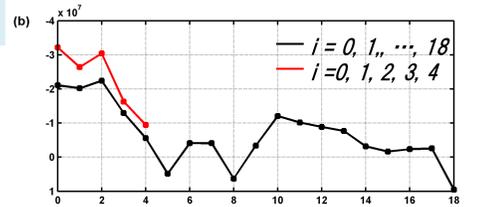
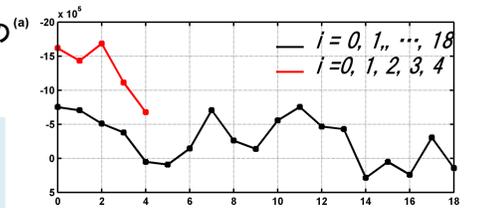
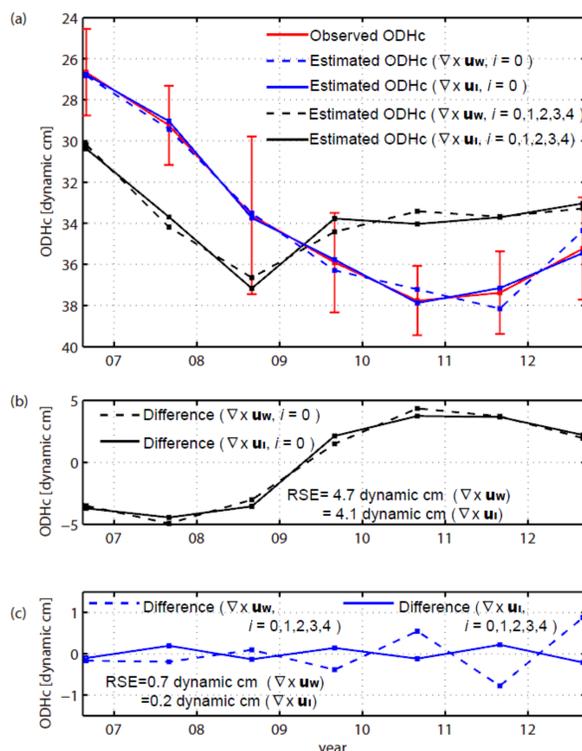


図4 重回帰モデルの係数 A_i (説明変数として(a) $\nabla \times \bar{u}_w$ 、(b) $\nabla \times \bar{u}_i$ を使用した場合)

- ◆ A_i の振幅が $i = 4$ で0近傍へ近づいていたことは、表面応力の影響が約5年でゼロになることを示唆する。

→ 遅延応答の時間スケールを考慮して構築した重回帰モデルは、観測値の変動幅の1/10以下の精度で(図5c)、循環量変動を再現する(図5a)。

図5 (a) 循環量の推定結果(青線: $i=4$ までの表面応力データを使用した場合、黒線: 直近の表面応力データ($i=0$ のみ)を使用した場合、赤線: 観測値)、(b) 観測値と推定値の差($i=0$ の場合)、(c) 観測値と推定値の差($i=4$ の場合)。

6 海洋の緩慢な応答と海水変動

- ◆ 表面応力、循環量の最大値がそれぞれ、2007-2008年(図3a, b)、2010-2011年(図3c)に観測されたのに対して、ノースウインド海嶺付近の垂層水温は2012年頃観測されており(図6)、海洋上層循環変動に対して約1年のタイム・ラグを示す(太平洋夏季水の移流時間)。

2009年以降の表面応力のリバウンド
→ 海洋上層循環: 2012年以降
→ 海水面積: 2013年以降にリバウンド

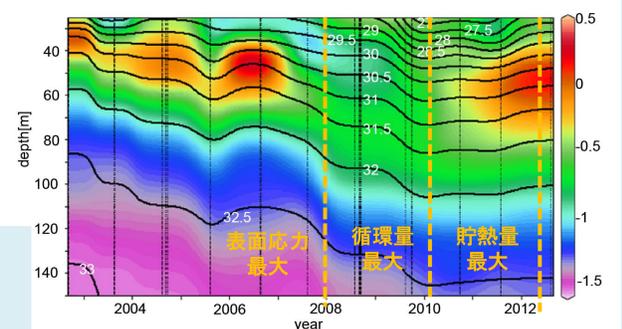


図6 ノースウインド海嶺付近でのポテンシャル水温、塩分の時系列(図2赤色ボックス領域での平均値を使用)。