

令和 4 年 6 月 21 日現在

機関番号：14301

研究種目：基盤研究(C)（一般）

研究期間：2019～2021

課題番号：19K03974

研究課題名（和文）水温の南北非対称分布と非線形状態方程式に注目した地球規模海洋循環の研究

研究課題名（英文）Global Ocean Circulation Controlled by Hemispherically Asymmetric Distribution of Seawater Temperature and Nonlinear Equation of State

研究代表者

秋友 和典（Akitomo, Kazunori）

京都大学・理学研究科・名誉教授

研究者番号：10222530

交付決定額（研究期間全体）：（直接経費） 3,400,000円

研究成果の概要（和文）：理想化した数値モデル実験により、大西洋の南北両極域の間に見られる表層水温（塩分）の違い（非対称性）が海水の状態方程式の非線形性を通して、南極大陸周辺での海水の沈み込みを強化している可能性を示した。北大西洋で深層に沈んだ北大西洋深層水が南極大陸周辺で表層に湧昇し、水温の異なる周囲の海水と混合すると、できた海水は状態方程式の非線形性によってもとの海水より重くなり南極底層水として海底に沈む。太平洋を含む二海盆モデルでの実験から、この過程が地球規模の海洋循環の構造と変動を決める要因の一つとなる可能性が示された。

研究成果の学術的意義や社会的意義

地球規模の海洋循環の形成と変動に大西洋における水温（塩分）の南北非対称性が重要な役割を果たしている可能性が本研究により初めて示された。この過程には大気圧下での真水が約4で最も重くなるのと同じ分子レベルでの性質（状態方程式の非線形性）が本質的な役割を果たしており、ミクロスケールから地球規模に至る海洋循環の新たな側面が明らかになった。得られた成果は現在の地球気候に限らず、地質データに見られる過去の気候の理解、地球温暖化に起因する将来の予測に大きく寄与することが期待される。

研究成果の概要（英文）：Numerical experiments with an idealized model ocean reveal that difference of water temperature (salinity) between both polar oceans can strengthen a sinking around Antarctica by the action of the nonlinear equation of state (EOS) for sea water such as cabbeling and thermobaricity. North Atlantic Deep Water (NADW) which is formed in the northern Atlantic travels southward in the deep layer and upwells to meet the surface water around Antarctica. Their mixture becomes denser than the parent waters by the action of nonlinear EOS since NADW is warmer (saltier) than the surface water around Antarctica. The denser water partly sinks to the sea bottom to constitute Antarctic Bottom Water (AABW). Additional experiments suggest that the process may be an important factor to control the general ocean circulation.

研究分野：海洋物理学

キーワード：地球規模海洋循環 非線形状態方程式 水温の南北非対称分布 南極周極流

様式 C - 19、F - 19 - 1、Z - 19 (共通)

1. 研究開始当初の背景

海水密度は水温、塩分、圧力によって決まり、状態方程式 (以降 EOS) は水温に関して強い非線形性を持つ。キャベリングは熱膨張率が水温とともに増加する性質で、同じ密度でも水温、塩分が異なる海水は混合すると重くなる。また、サーモバリシティは熱膨張率が圧力とともに増加する性質で、混合によって高密度化を招く場合がある。これらの性質が関係する海洋現象はこれまでも多数報告されているが (McDougall, 1987)、近年は大規模な海洋循環に関わっている可能性が注目されるようになった。なかでも、北大西洋深層水 (NADW) を起源として南極周極流 (ACC) 域に存在する下部周極深層水 (LCDW) の密度帯では、等密度面混合によって海水が高密度化し、無視できない量 ($\sim 10\text{Sv}$; $1\text{Sv}=10^6\text{ m}^3/\text{s}$) の南極底層水 (AABW) が形成されているとの指摘があり、全球的な海洋循環や水塊分布との関わりが注目されている (例えば、Klocker and McDougall, 2010, 以降 KM10; Urakawa and Hasumi, 2012, 以降 UH12; Groeskamp et al., 2016, 以降 GAK16)。

しかし、そのような過程がなぜそこで起こるのか、またそのことが大西洋子午面循環をはじめとする地球規模海洋循環の形成、維持、変動にどのような役割を果たすのかについては、極域観測の困難さ、現実的数値モデルの不完全さなどからいまだ十分にわかっていない。この問題を解決することは地球気候の過去、現在、未来にわたる変動・変遷を理解する上でも欠かせないものである (Rahmstorf, 2002; Buckley and Marshall, 2016)。

2. 研究の目的

本研究の目的は EOS の非線形性、北大西洋高緯度海域の表層水温・塩分が南極大陸周辺海域 (大西洋セクターに限らない) より高いことに注目して理想化モデル実験を行い、周極的な沈み込みの基本的メカニズムと沈み込みが全球的な海洋循環と水塊分布に果たす役割を明らかにすることである。

3. 研究の方法

(1) モデル海と方程式系

モデル海は赤道を挟んで南北 $12,000\text{km}$ (L_y)、東西 $6,000\text{km}$ (L_x)、水深 $4,000\text{m}$ (H) の矩形海とした (図 1a)。領域の南端付近には海盆を東西周期的につなぐ幅 $1,200\text{km}$ 、深さ $3,600\text{m}$ の海峡を設けた。支配方程式は、静水圧近似、リジッドリッド近似、ブシネスク近似、赤道ベータ平面近似のもとでのプリミティブ方程式系、温位、塩分の移流拡散方程式、状態方程式である。

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + f \mathbf{k} \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla_H p + \nu_H \nabla_H^2 \mathbf{u} + \nu_z \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho}{\rho_0} g \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \theta = \nabla \cdot ((\kappa_I \mathbf{K} - \kappa_T \mathbf{A}) \nabla \theta) + \kappa_z \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \gamma (\theta - \theta_{\text{surf}}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla S = \nabla \cdot ((\kappa_I \mathbf{K} - \kappa_T \mathbf{A}) \nabla S) + \kappa_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} - \gamma (S - S_{\text{surf}}) \quad (5)$$

$$\rho = \rho(\theta, S, p) \quad (6)$$

ここで、 $\mathbf{u} = (u, v)$ は水平流速ベクトル、 w, p, ρ は鉛直流速、圧力と海水密度偏差、 θ, S は温位、塩分である。また、 \mathbf{k} は鉛直上向きの単位ベクトルである。 f はコリオリパラメータ ($= \beta y$, $\beta = 1.8 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)、 ρ_0 は基準海水密度 ($1.03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$)、 g は重力加速度 (9.8 m/s^2)、 ν_H, ν_z は水平、鉛直方向の渦粘性係数である (それぞれ $3.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。拡散は等密度面拡散 κ_I ($10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) と鉛直拡散係数 κ_z ($10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) を用いた (Redi, 1982)。また、モデルで解像できない中規模渦の効果を表現するため層厚拡散 κ_T ($10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) を用いた (Gent and McWilliams, 1990)。

境界では粘着条件を課し、温位 θ 、塩分 S については no-flux 条件を課した。海面では再解析データをもとに理想化した東西風応力を東西一様に与えた (図 1a)。すなわち、

$$(\tau_x, \tau_y) = (\tau_x(y), 0) \quad (7)$$

である。また、(4)、(5) 式の右辺第 3 項 (緩和項) $-\gamma (\theta - \theta_{\text{surf}})$, $-\gamma (S - S_{\text{surf}})$ を時定数 $\gamma^{-1} = 30$ 日として第 1 層 ($z = -25\text{m}$) に加え、 (θ, S) に対する強制とした。水平格子幅を 200km とし、鉛直格子幅を第 1 層の 50m から最下層の 200m まで徐々に変化させた。初期条件は全域で $(\theta, S) = (0, 33\text{psu})$ の静止一様状態とした。4,000 年の積分を行い、定常状態を得た。

(2) 実験ケース

第 1 層の緩和項で用いる $\theta_{\text{surf}}(y)$, $S_{\text{surf}}(y)$ は東西一様とし、その南北分布が赤道を挟んで対称な場合と非対称な場合で実験を行った (図 1a)。まず、南北対称な分布はモデル海の南北端およ

び赤道での θ_{surf} (S_{surf}) の値をそれぞれ 0、30 (33psu, 35psu)とし、

$$\begin{cases} \theta_{\text{surf}} = 30 \sin \frac{\pi y}{L_y} \\ S_{\text{surf}} = 33 + 2 \sin \frac{\pi y}{L_y} \end{cases} \quad (8)$$

で与えた。従って、 $\theta_{\text{surf}}(y)$, $S_{\text{surf}}(y)$ から決まる海水密度 $\rho_{\text{surf}}(y)$ も南北対称である。一方、非対称な南北分布は、上の対称分布に北半球の $y \geq 9,000$ km の範囲で正の偏差を加えることで作成した(図1aの赤線)。偏差は北ほど大きく最北端での温位 θ_{surf}^N を2, 4, 6, 7.1, 8 と変えた。南北対称の場合も含め($\theta_{\text{surf}}^N = 0$)、全6ケースの実験を行った。なお、塩分の偏差は表層の海水密度 $\rho_{\text{surf}}(y) = \rho(\theta_{\text{surf}}(y), S_{\text{surf}}(y), z = -25\text{m})$ が全てのケースで同じになるように調整した。このような条件設定により、ケース間の結果の違いは温位(塩分)の違いに起因することになる。

実験では Jackett et al. (2006)による非線形状態方程式を用いた(NL 実験と呼ぶ)。ただし、EOS の非線形性(キャベリング、サーモバリシティ)の効果を明確にするため、線形状態方程式およびキャベリング効果のみを含む非線形状態方程式を用いた実験も行った(それぞれL 実験、C 実験と呼ぶ)。L 実験では海水密度 ρ のみを能動変数とし、($\theta_{\text{surf}}(y)$, $S_{\text{surf}}(y)$, $z = -25\text{m}$)から非線形 EOS によって決まる第1層での海水密度 $\rho_{\text{surf}}(y)$ を境界条件として ρ 自身を予報した。L 実験では温位、塩分も予報するが、これらは受動変数であり流れを駆動しない。一方、C 実験では、圧力を第1層目での値 $p = p_1(z = -25\text{m})$ に固定した EOS を用いることで、サーモバリシティを除去した。これら3実験では、EOS が異なる以外、密度で見た境界条件を含めてすべての条件が同じであることを強調しておく。

4. 研究成果

(1) 南北非対称分布の影響

図2aは $\theta_{\text{surf}}^N = 0.0$ (南北対称)で行ったNL 実験における南北子午面循環 ψ と東西平均した温位分布 θ を示している。主に風で駆動される表層循環の下には、北で沈み深層を南へ流れる深層循環と南で海底に沈んで北へ向かう底層循環が見られる。それぞれの循環に対応する水塊が、表層低緯度に見られる表層水(SW)、北と南で海面に露出し低緯度ではSWの下に分布する深層水(DW)と南でのみ海面に露出し海底に沿って北に広がる底層水(BW)である。図中の破線、実線はそれぞれSW-DW、DW-BWの境界(中立密度面)を示しているが、 $\theta_{\text{surf}}(y)$, $S_{\text{surf}}(y)$ が南北対称であっても ψ, θ に南北非対称性が見られ、DW

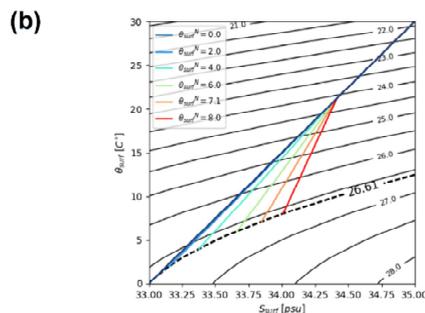
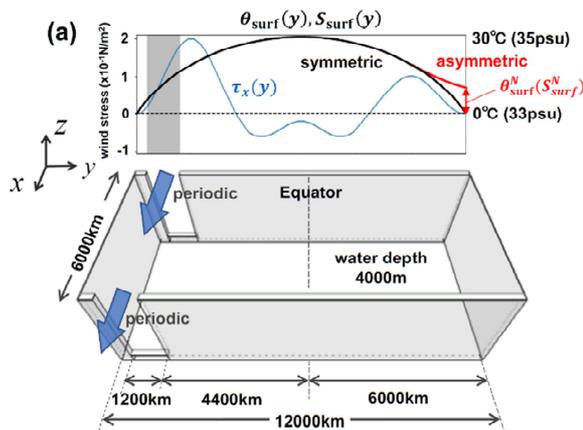


図1 : (a)モデル海盆と $\tau_x(y)$, $\theta_{\text{surf}}(y)$, $S_{\text{surf}}(y)$ の南北分布、(b) $(\theta_{\text{surf}}(y), S_{\text{surf}}(y))$ の $\theta - S$ ダイアグラム上での分布。南北水温差 $\theta_{\text{surf}}^N = 0$ (黒), 2 (青), 4 (薄青), 6 (緑), 7.1 (橙), 8 (赤)の場合

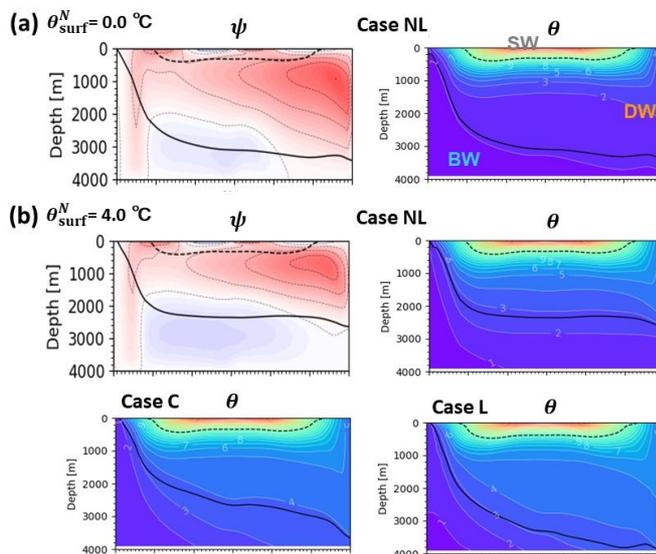


図2 : (a) $\theta_{\text{surf}}^N = 0$ の場合の子午面循環 ψ と東西平均した温位分布 θ 。(b) $\theta_{\text{surf}}^N = 4$ の場合の ψ と θ 。上段はNL 実験、下段はC, L 実験。等値線間隔はそれぞれ5 Sv ($1\text{Sv} = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$)と1。実線、破線はそれぞれ底層水と深層水の境界、深層水と表層水の境界を示す。

は BW に比較して高温・高塩である。周極的に繋がった南大洋を吹く強風により駆動される ACC が高密度海水を南極大陸周りに閉じ込めることで生じており、地形と風分布の非対称性が引き起こしたものである。

($\theta_{\text{surf}}(y), S_{\text{surf}}(y)$)の非対称性が加わった $\theta_{\text{surf}}^N = 4.0$ の実験では、BW が増加し、DW は減少した(図2b)。また、北からの深層循環は浅くなり、南から底層循環は厚くなった。EOS を変えた C, L 実験の結果を見ると、BW(DW)は NL 実験より減少(増加)し、南北対称の NL 実験に近いっており、南北非対称な($\theta_{\text{surf}}(y), S_{\text{surf}}(y)$)が EOS の非線形性を通して子午面循環や水塊分布に大きな影響を及ぼすことが理解される。

図3は各実験における SW, DW, BW の体積比を示している。($\theta_{\text{surf}}(y), S_{\text{surf}}(y)$)が南北対称である場合を比較すると、SW:DW:BW は NL 実験で 6:64:31、C 実験で 6:72:22、L 実験で 7:67:26 であった。風や地形による南北非対称な ψ, θ の分布は DW, BW の体積比の違い(DW が BW の 2~3 倍)にも現れていると言える。

一方、($\theta_{\text{surf}}(y), S_{\text{surf}}(y)$)に南北非対称性があると、NL, C 実験のいずれでも BW が増し DW が減少した。現実に近い $\theta_{\text{surf}}^N = 7.1$ では南北対称実験と比較して BW が 2 倍に増加し、DW が半減するという大きな変化が生じ、DW, BW の体積比は対称実験とは逆のおよそ 1:2 となった。この結果をそのまま現実に当てはめることはできないが、表層水温、塩分の南北差が子午面循環に大きな影響を与え得ることを示す重要な結果である。

この結果は、北半球で深層に沈んで南下した海水が ACC 域で湧昇し、低温、低塩の周囲の海水と混合すると、EOS の非線形性によって高密度化し底層に沈むという過程が生じていることを示唆する。そこで、等密度面混合による高密度化がどこでどれだけ生じているかを KM10 に就いて評価した。すなわち、

$$\begin{cases} e^{cab} = -\frac{g}{N^2} \kappa_1 C_b (\nabla_n \theta \cdot \nabla_n \theta) \\ e^{th} = -\frac{g}{N^2} \kappa_1 T_b (\nabla_n \theta \cdot \nabla_n p) \end{cases} \quad (9)$$

$$\text{ただし、 } N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad C_b = \frac{\partial \alpha}{\partial \theta} - \frac{\alpha^2}{\beta^2} \frac{\partial \beta}{\partial S}, \quad T_b = \frac{\partial \alpha}{\partial p} - \frac{\alpha}{\beta} \frac{\partial \beta}{\partial p}, \quad \alpha = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \theta}, \quad \beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$$

である。 e^{cab}, e^{th} はそれぞれキャベリングとサーモバリシティによる高密度化率を流速に換算したものであり、負値が高密度化に対応する。また、 ∇_n は等密度面に沿う勾配演算子である。

図4は DW-BW 境界面(等密度面)上での e^{cab} と e^{th} の分布を $\theta_{\text{surf}}^N = 7.1, 0$ の場合について示している。前者では $0(-10^{-5} \text{ cm/s})$ の e^{cab} と e^{th} が南極大陸周りで見られるのに対し、後者では全域でほぼゼロであった。図4の右欄に示す通り、両者の違いは等密度面と等温面の交差の有無による。この交差を生むという点で、両極域間の水温(塩分)の違いが本質的な役割を果たしている。 $\theta_{\text{surf}}^N = 7.1$ の場合、南極大陸周りで積分した総鉛直流量は、 e^{cab} と e^{th} それぞれ

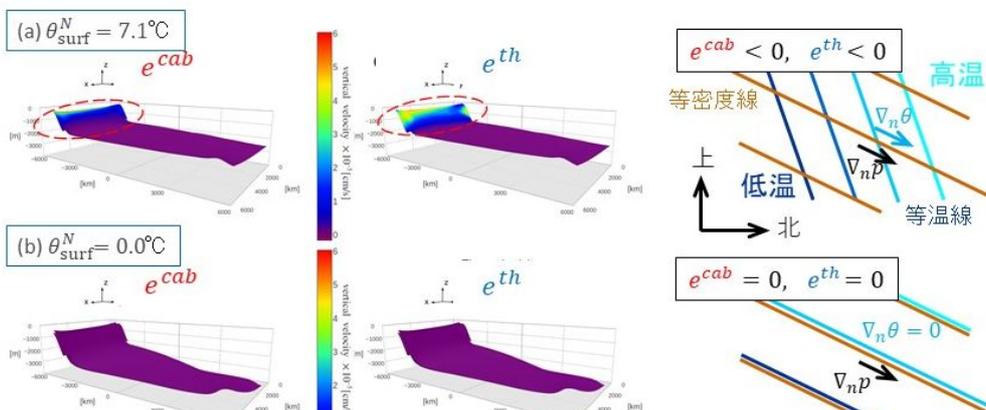


図4：DW-BW 境界面における e^{cab} と e^{th} とその生成メカニズム (a) $\theta_{\text{surf}}^N = 7.1$ 、(b) $\theta_{\text{surf}}^N = 0$

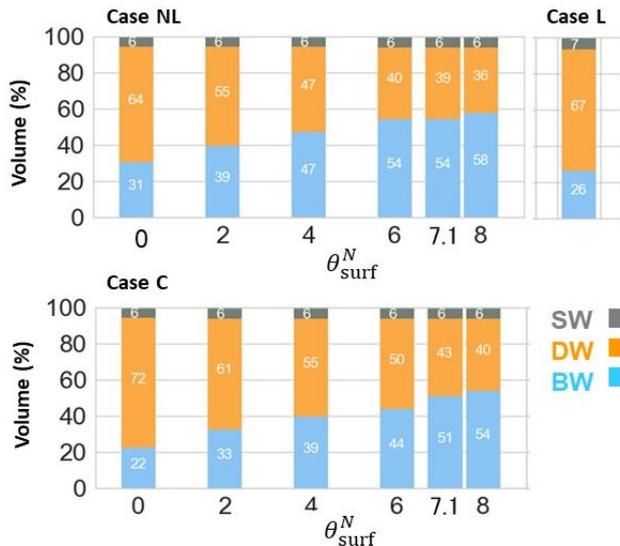


図3：水塊の体積比(%)の θ_{surf}^N に対する依存性。上段左：NL 実験、上段右：L 実験、下段：C 実験

で -1.6Sv 、 -1.0Sv であった。これらを単純に東西一周 2 万 km の南大洋に当てはめると全球沈降流量は約 8.7Sv となり、先行研究と矛盾しない量となった (e.g. KM10; UH12; GAK16)。

(2) 太平洋の影響、南極周極流

太平洋を模した海盆を大西洋海盆に繋いだ二海盆モデルによる実験も行った。太平洋海盆では $\theta_{\text{surf}}(y)$ を南北対称とし、 $S_{\text{surf}}(y)$ を北半球で低い ($\rho_{\text{surf}}(y)$ も低い) 設定とした。二海盆実験で見られた特徴は大きく二つある。まず、それぞれの単海盆実験に比べ、北大西洋で沈み込む深層循環が強化され、太平洋では南極大陸周辺から沈む底層循環が強化された。これは二海盆化がもたらす効果である。また、大西洋の単海盆実験で見られた θ_{surf}^N の増加に伴う BW の増加 (DW の減少) は二海盆実験の大西洋でも見られた。すなわち、 θ_{surf}^N の増加とともに底層循環は強化され、深層循環は弱化した。一方で太平洋の底層循環は弱まった。この結果は θ_{surf}^N の増加が上記の二海盆化とは逆の効果を持つことを意味し、地球規模での海水循環と底・深層水形成に複雑な要素を付加し得る性質である。

大西洋における水温の南北非対称分布が全球的な海水循環に影響を及ぼすことには南極周極流 ACC の存在が不可欠である。その流量、傾圧性 (中規模渦活動) が海水混合 (沈み込み) の強度を決める重要な要因となるからである。この点について、ACC に特化したモデル実験を行い、流量や傾圧性が海底地形の空間スケール、内部変形半径、定在ロスビー波の波長の大小関係に依存して大きく変化することが分かった。今後、詳細を詰めるべき重要な結果である。

(3) まとめと考察

EOS の非線形性に起因した南大洋での沈み込みと地球規模循環に関して、大西洋の両極海域間に見られる水温 (塩分) の違い (南北非対称性) に注目し、理想化した条件の下で数値実験を行った。北大西洋で沈み込んだ海水 (NADW) は赤道を越えて南下したのち、南極大陸周辺のエクマン発散域で湧昇し、水温、塩分が異なる南極大陸周辺の海水と混合する。EOS の非線形性 (キャベリングとサーモバリシティ) によって混合水が高密度化すると底層水 (AABW) として海底に沈む。このメカニズムが働くことで AABW は増加し NADW は減少する (底層循環が強まり、深層循環が弱まる)。この傾向は南北水温差とともに強くなる。地形や風に加えて、大西洋における水温、塩分の南北非対称分布が EOS の非線形性を通して海水の高密度化を引き起こし、太平洋を含めた全球的な子午面循環の特性を決定し得ることが本研究で初めて明らかになった。

実験は陸岸・海底地形、境界条件、一定の渦拡散係数などの単純化に加えて、底層水の形成に不可欠とされる海水過程を含んでおらず、ここでの結果を現実に適用するにはさらなる検討が必要である。一方で、より現実的なモデル実験 (UH12) や渦係数の空間変化を考慮した観測に基づく見積もり (GAK16) と矛盾しない結果が得られたことは、本実験が現象の本質を捉えていることを示すものと言える。

本研究はあくまで定常な境界条件のもとでの平衡状態を見ただけだが、水温の南北非対称性と EOS の非線形性に起因する一連の過程は NADW と AABW の連動性を生む新たなメカニズムを示唆する点で興味深い。NADW を特徴づける水温が高いほど AABW が増加し、そのことが逆に NADW を減少させる方向に働くという「負のフィードバック機構」を暗示している点は気候変動との関わりから注目される。Dansgaard-Oeschger and Antarctic Isotope Maxima events (Crowley 1992) をはじめとする大西洋の南北両極間の結合変動に、本研究で示唆される底・深層水形成の連動性が関わり得るのかという観点からの研究が期待されることである (e.g. Buizert et al., 2015; Pedro et al., 2018)。

【引用文献】 Buckley and Marshall (2016), Observations, inferences, and mechanisms of Atlantic Meridional Overturning Circulation variability: A review, *Rev. Geophys.*, 54, 5-63. Buizert and Schmittner (2015), Southern Ocean control of glacial AMOC stability and Dansgaard-Oeschger interstadial duration *Paleoceanography*, 30, 1595-1612. Crowley (1992), North Atlantic Deep Water cools the Southern Hemisphere. *Paleoceanography*, 7(4), 489-497. Gent and McWilliams (1990), Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J Phys. Oceanogr.*, 20(1), 150-155. Groeskamp et al. (2016), Water mass transformation by cabbeling and thermobaricity. *Geophys. Res. Lett.*, 43(20), 10835-10845. Jackett et al. (2006), Algorithms for density, potential temperature, conservative temperature, and the freezing temperature of seawater. *J Atmos. and Oceanic Tech.*, 23(12), 1709-1728. Klocker and McDougall (2010), Influence of the Nonlinear Equation of State on Global Estimates of Dianeutral Advection and Diffusion. *J Phys. Oceanogr.*, 40(8), 1690-1709. McDougall (1987), Thermobaricity, cabbeling, and water-mass conversion. *J Geophys. Res.*, 92(C5), 5448-5464. Pedro et al. (2018), Beyond the bipolar seesaw: Toward a process understanding of interhemispheric coupling. *Quatern. Sci. Rev.*, 192, 27-46. Rahmstorf (2002), Ocean circulation and climate during the past 120,000 years, *Nature*, 419, 207-214. Redi (1982), Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J Phys. Oceanogr.*, 12(10), 1154-1158. Urakawa and Hasumi (2012), Eddy-resolving model estimate of the cabbeling effect on the water mass transformation in the Southern Ocean. *J Phys. Oceanogr.*, 42(8), 1288-1302.

5. 主な発表論文等

〔雑誌論文〕 計0件

〔学会発表〕 計1件（うち招待講演 0件 / うち国際学会 0件）

1. 発表者名 高橋武志・秋友和典
2. 発表標題 水温の南北非対称性が底・深層水の形成と分布に与える影響
3. 学会等名 日本海洋学会秋季大会
4. 発表年 2019年

〔図書〕 計0件

〔産業財産権〕

〔その他〕

-

6. 研究組織

氏名 (ローマ字氏名) (研究者番号)	所属研究機関・部局・職 (機関番号)	備考
---------------------------	-----------------------	----

7. 科研費を使用して開催した国際研究集会

〔国際研究集会〕 計0件

8. 本研究に関連して実施した国際共同研究の実施状況

共同研究相手国	相手方研究機関
---------	---------