

科学研究費助成事業 研究成果報告書

平成 27 年 6 月 1 日現在

機関番号：14301

研究種目：基盤研究(B)

研究期間：2012～2014

課題番号：24340112

研究課題名(和文) 状態方程式の非線形性に注目した極域海洋混合層と深層対流の乱流特性に関する研究

研究課題名(英文) Study of properties of the mixed layer and deep convection in a polar ocean

研究代表者

秋友 和典 (Akitomo, Kazunori)

京都大学・理学(系)研究科(研究院)・教授

研究者番号：10222530

交付決定額(研究期間全体)：(直接経費) 5,200,000円

研究成果の概要(和文)：極海域における混合層の安定性と深層対流の特性を、乱流を解像するモデル実験を行うことで調べた。結氷下において、混合層内に発生する対流は地球自転と背景の粘性(拡散)係数によって抑制されるのに対し、混合層の不安定化(深層対流の発生)は逆に早められる。下層の高温・高塩な海水を取り込むことで結氷を抑制するというネガティブ・フィードバック機構が混合層内の対流弱化によって働きにくくなること、混合層底での海水混合の強化がキャベリングによる高密度化を促進することが原因である。粘性(拡散)係数の1桁の違いは深層対流の発生を1ヶ月以上遅らせる効果を持ち、地球規模の深層循環過程に大きな影響を与える可能性が示された。

研究成果の概要(英文)：Stability of the water column and properties of deep convection have been investigated by experiments with a model resolving turbulent motion. Under sea-ice cover, while convective motion is suppressed in the mixed layer by Earth rotation and larger background viscosity and diffusivity, destabilization of the water column is hastened. This is partly because the negative feedback mechanism which prevents the mixed layer from being densified becomes less active and partly because the enhanced mixing at the base of the mixed layer causes densification due to the cabelling effect. When viscosity and diffusivity increases by the order of one, overturning of the water column is hastened by more than one month, suggesting significant effects on the long-term global deep circulation.

研究分野：海洋物理学

キーワード：深層対流 非線形状態方程式 混合層

1. 研究開始当初の背景

海水の状態方程式は低温で強い非線形性を示す。Cabbeling は海水密度が水温に対して非線形な依存性を示す性質で(近似的には水温の2乗に比例)、同じ密度で異なる水温・塩分を持つ海水が混合すると、元のいずれの海水よりも重くなる(図1)。一方、海水の熱膨張率が圧力(深さ)とともに増加する性質(thermobaricity)により、深層では低温水の方が高温水より重くなる。

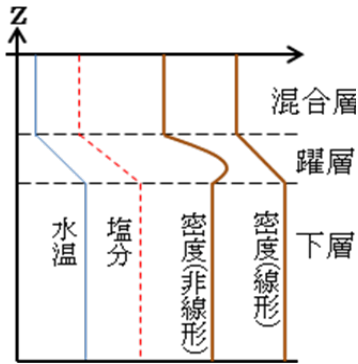


図1：非線形状態方程式の効果

混合層水と下層水が混合してできる躍層水は元の海水より重くなる(cabbeling) . 沈み込む躍層水は下層水より低温なため、より重くなる(thermobaricity) .

これら状態方程式の非線形性に起因して、極海域で生じる深層対流(deep convection)には、低温・低塩の混合層水がその底(躍層)から沈み込むことで現象が進行するという独特のものとなる(Akitomo et al., 1995)。これは中・低緯度海域での対流混合層とは大きく異なっている。

南極海域(ウェッデル海)で対流活動が顕著になった1974-76年には、深層から輸送された熱が海水を融かし、冬季であるにもかかわらず大規模なポリニア(海水域)が発生して深層水を大きく変質させた(Gordon, 1982)。一方、北大西洋(グリーンランド海)では、年によって深層の水温・塩分構造が異なることが報告されている(Ronski and Budeus, 2005a, b)。これらの経年変動は南半球環状モード(SAM)や北大西洋振動(NAO)に伴う風や降水量の変化と関係するとの指摘もあり(Gordon et al., 2007; Kase et al, 2009)、深層対流や底・深層水形成の気候変化に対する感度や影響が小さくないことを物語っている。

著者らはこれまで数値モデル実験を主な手段として、深層対流や底・深層水形成の問題に取り組んできた(Akitomo et al., 1995; Akitomo, 1999a, b, 2005)。状態方程式の非線形効果は、低温(~結氷温度)な混合層と高温な下層からなる2層海洋で効果的に働く。Cabbeling効果によって水柱はまず躍層内で不安定化し(図1)、そこから発生した対流はthermobaric効果によって加速され、急速に深くまで達する。

これらの深層対流の特徴は、南極海域やグ

リーンランド海で観測された水温・塩分の鉛直分布と矛盾しない(Foster and Carmack, 1976)。

以上のように、極域海洋での深層対流の特性や底・深層水形成過程は状態方程式の非線形性や海洋の鉛直構造に支配される一方で、その海域や年による特性の違いは大規模な気候変化と密接に関連して生じている。このことは、乱流過程である深層対流が地球気候システムの重要な構成要素の1つであることを意味し、気候システムのメカニズムや安定性・変動性に対する深層対流の役割・働きを真に理解するためには、深層対流自身の特性やその積分効果を乱流レベルで解明することが不可欠と言える。また、乱流過程を解像できないGCMにとって、乱流混合パラメタリゼーションはその性能を左右する重大な問題の1つであり、乱流レベルでの現象の理解はそのパラメタリゼーションを改良・高精度化するためにも早急に解決されるべき課題である。

2. 研究の目的

本研究では超高解像度の3次元モデル実験によって高緯度海域での深層対流の発生・発達過程を乱流レベルで再現し、その特性とメカニズムを明らかにする。極海域で顕著になる海水の状態方程式の非線形性や水温・塩分の鉛直分布(低温・低塩な混合層と高温・高塩な下層の2層構造)に注目して幅広いパラメータ空間で実験を行い、乱流特性量と乱流フラックスの関係から中・低緯度海域での対流との相違を調べ定量化する。また、得られた結果をもとに、現状のGCMに組み込まれている鉛直混合スキーム(混合層モデル)の問題点を精査し、その改良・高精度化を提言する。

3. 研究の方法

図2に示すように、理想化された矩形モデル海を考え、混合層(100m深)と下層(深層)の2層からなる水平一様な水温・塩分鉛直分布(安定成層)を初期値として、3次元モデル実験を行う。混合層・躍層の不安定化や深層対流の発生・発達過程に焦点を当てるため、モデル海のスケールは水平、鉛直ともに1000mとし、海面冷却を駆動源(外力)として実験を行う。海水モデルを組み込むことで、海水の遮熱効果、結氷に伴うブライン排出、さらに融氷による海水の低塩化なども考慮する。混合層や下層の温位・塩分を種々に変えて実験を行ったが、以下では、図2aに示す温位・塩分分布を初期値として、地球自転の有無、背景の粘性(拡散)係数の大きさを変えた実験結果を中心として、混合層水の高密度化と深層対流の発生メカニズム、さらには実験パラメータに対する依存性を詳細に調べた。4つ実験ケースは、R400(粘性(拡散)係数: $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転あり($f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)), R100(粘性(拡散)係数: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転あり($f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)),

R025 (粘性 (拡散) 係数: $0.25 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転あり ($f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$)), NR100 (粘性 (拡散) 係数: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転なし ($f=0^{-4} \text{ s}^{-1}$)) である。海面冷却率は 50 W m^{-2} である。計算格子幅は 0.25 m とした。

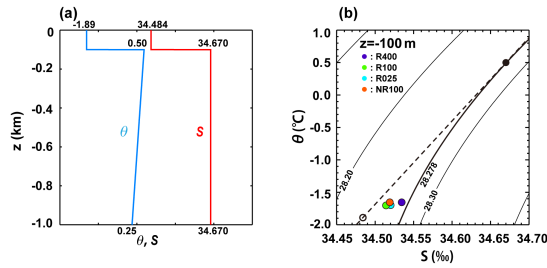


図 2 : モデルの概要

(a) モデル海および温度と塩分の初期鉛直分布、(b) 初期水温、塩分 (白丸: 混合層、黒丸: 下層) と実験開始後 10 日目の混合層水の水温・塩分 (紫: R400、青: R100、緑: R025、橙: NR100)。等値線は混合層底 (100m 深) での海水密度をあらわす。破線は下層水に対応する点から引かれた等密度曲線 (太実線) の接線。

4. 研究成果

実験では、海水の有無が現象の進行に大きな影響を持つことが明らかになった。従来から、海水下では冷却に伴う混合層内の対流が下層から高温で高塩分の海水を取り込むことで融水を促し、対流を弱めることが知られている (ネガティブ・フィードバック過程; Martinson, 1990)。この作用が地球自転や背景の混合強度 (渦粘性・拡散) の影響を受け、水柱の安定度が大きく変化するのである。

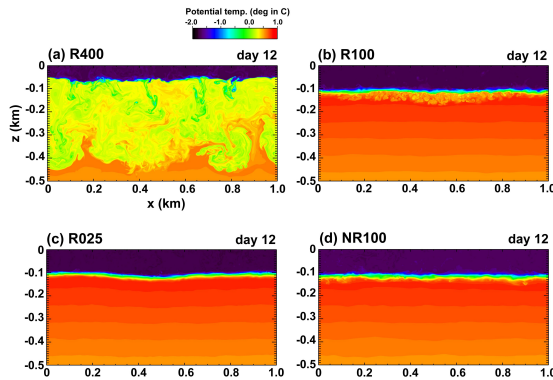


図 3 : 温度の鉛直断面分布 (12 日目)

(a) Case R400: 粘性 (拡散) 係数: $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転あり ($f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$)、(b) R100: 粘性 (拡散) 係数: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転あり ($f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$)、(c) R025: 粘性 (拡散) 係数: $0.25 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転あり ($f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$)、(d) NR100: 粘性 (拡散) 係数: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 地球の自転なし ($f=0^{-4} \text{ s}^{-1}$)

図 3 は粘性 (拡散) 係数と地球の自転速度を変えて行った実験を比較している ((a) Case R400, (b) R100, (c) R025, (d) NR100)。粘性 (拡散) 係数が大きいほど、深層に及ぶ対流がより早く発生していることがわかる (図 3 a, b, c)。また、地球自転の有無で

比較すると (図 3 b と d)、地球の自転が深層対流の発生・発達を促進していることが見て取れる。

これらの結果は以下のような過程によって生じる。まず、冷却に伴う海水生成で排出されるブラインは混合層上部の海水密度を上昇させ対流運動を励起する。対流は下層からの海水の取り込みを引き起こすが、これに伴って混合層内に取り込まれる熱は海水の生成を抑えるように働き、混合層の高密度化はゆるやかになる (ネガティブ・フィードバック過程)。

高温の下層水の取り込みは混合層内の対流強度に依存するが、粘性 (拡散) が大きい場合には対流が抑えられ、取り込みは弱まる。このためネガティブ・フィードバック過程の働きは弱まり、混合層の高密度化が促進される結果となる。地球自転も同様に対流運動を抑制する効果を持つため、やはり混合層の高密度化がより早く進行する結果となる。

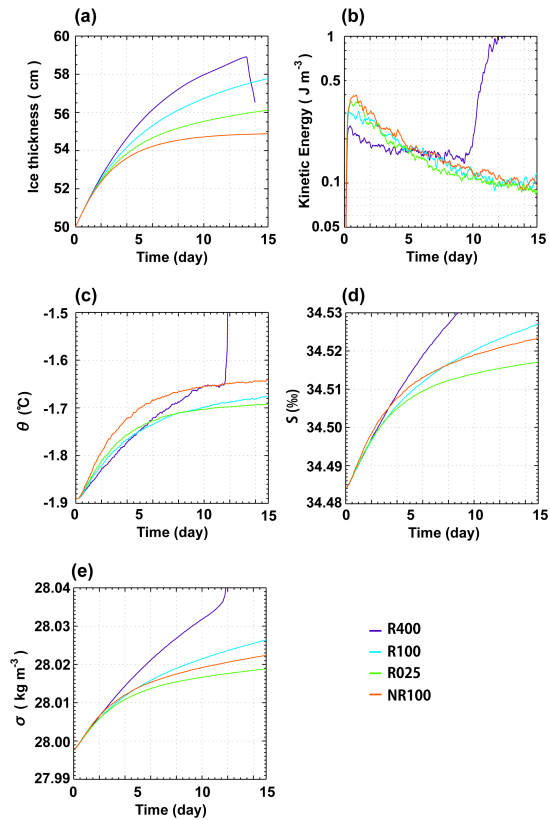


図 4 : 混合層内の物理量の時間変化

(a) 氷厚、(b) 運動エネルギー、(c) 水温、(d) 塩分、(e) 海水密度。紫: R400、青: R100、緑: R025、橙: NR100

図 4 に示すように、混合層内の対流は、実験開始直後に非回転の NR100 で最も強く、回転系では粘性 (拡散) 係数が小さいほど強い (図 4 b)。これらが混合層の温度の違いを生み (図 4 c)、その後の結氷量は NR100 で最も少なく NR400 で最も多くなる (図 4 a)。結氷量の多寡は主に混合層内の塩分の増減を通して (図 4 d)、混合層の海水密度を変

化させ(図4 e)水柱全体の安定度(深層対流の発生)に違いを生じている。下層水の混合層への取り込みは混合層の塩分を増加させることでその高密度化に寄与するが、本実験の範囲ではその効果は2次的であった。(結氷のない場合には高密度化の主要因となる。後述)

注目すべきもう一つの点は、混合層水が下層の海水より重くなる前に深層対流が発生していることである(Harcourt, 2005; Akitomo, 2011)。図2 bは実験開始後10日目における混合層水の温位・塩分を示しているが(紫、青、緑、橙の丸)いずれのケースでも下層水(黒丸)より密度が低い状態にある。しかし、R400ではこのときまでに深層対流が発生している。これは、混合層水そのものが下層へ沈降しているのではなく、その底を通して下層水と混合した海水がキャベリング効果によって重くなり、深層対流を引き起こしていることを示している。実際、図2 bに引いた破線よりも低温・高塩側の海水は、下層水との混合することで下層水より重い海水を生じ得ることは容易に理解できる。

さらに指摘しておかなければならないのは、結氷下でのネガティブ・フィードバック過程は、地球自転や背景の粘性(拡散)係数に対する混合層の不安定化(深層対流の発生)の依存性を、海水がない場合と逆にしてしまうことである。すなわち、地球自転や粘性(拡散)係数は対流運動を抑制するため、海水の存在しない場合には高温・高塩の下層水の取り込みが弱まる。これは混合層の高密度化を阻害する。追加的に行った海水のない場合の実験では、混合層内の対流運動が活発な地球自転がない場合や粘性(拡散)係数の小さい場合のほうが深層対流の発生は早くなった。

同じ初期条件から開始した4ケースの実験では、深層対流が発生し、混合層が消滅するまでの時間に大きな差が生じた。最も速く現象が進行するのはR400であり、深層対流発生までに9日、混合層の消滅までに14日しかかからない。これに対して、最も長い時間を要するのがR025であり、それぞれ26日、66日であった。背景の粘性(拡散)係数の違いが(前者は後者の1.6倍)このような大きな違い生じた原因である。大きな粘性係数が混合層内での対流運動を抑制するとともに、大きな拡散係数が混合層底での下層水との混合を促進することにより、現象の進行を速めたと言える。

本研究では非常に単純化した理想モデルでの実験を行ったため、その結果を現実の海洋での定量的な議論にそのまま当てはめることはできない。しかし、粘性(拡散)係数の違いが深層対流の発生と終焉に1ヶ月を越える違いを生じうるという実験事実は、長期的な地球規模の気候変動への影響が示唆され、現象の更なる研究とそれらに基づく気候モデルのパラメタリゼーションの高度化

が望まれるところである。

[文献]

- ・ Akitomo et al. (1995), DSR-I, 42, 53-73
- ・ Akitomo (1999a), JGR, 104, 5225-5234
- ・ Akitomo (1999b), JGR, 104, 5235-5249
- ・ Akitomo (2005), DSR-I, 52, 937-957
- ・ Akitomo (2006), JGR, 111, doi:10.1029/2005JC003284
- ・ Akitomo (2011), JGR, 116, doi:10.1029/2010JC006635
- ・ Foster and Carmack (1976), JPO, 6, 36-44
- ・ Gordon et al. (2007), JC, 20, 2558-2571
- ・ Harcourt (2005), Progr. Oceanogr., 67, 186-244.
- ・ Kase et al. (2009), JGR, 114, doi:10.1029/2008JC004916
- ・ Martinson (1990), JGR, 95, 11641-11654.
- ・ Ronski and Budeus (2005a), JGR, 110, doi:10.1029/2004JC002318
- ・ Ronski and Budeus (2005b), JGR, doi:10.1029/2003 JC002156.

5. 主な発表論文等

(研究代表者、研究分担者及び連携研究者には下線)

[学会発表](計1件)

秋友和典(2013): 冬季の極域混合層の安定性に関する数値モデル実験. 日本海洋学会秋季大会, 2013年9月19日, 北海道大学(北海道・札幌市).

6. 研究組織

(1) 研究代表者

秋友 和典 (AKITOMO KAZUNORI)
京都大学・大学院理学研究科・教授
研究者番号: 10222530

(2) 研究分担者

なし

(3) 連携研究者

なし