

海洋循環形成プロセスの高解像度シミュレーション

羽角博康, 草原和弥, 松村義正

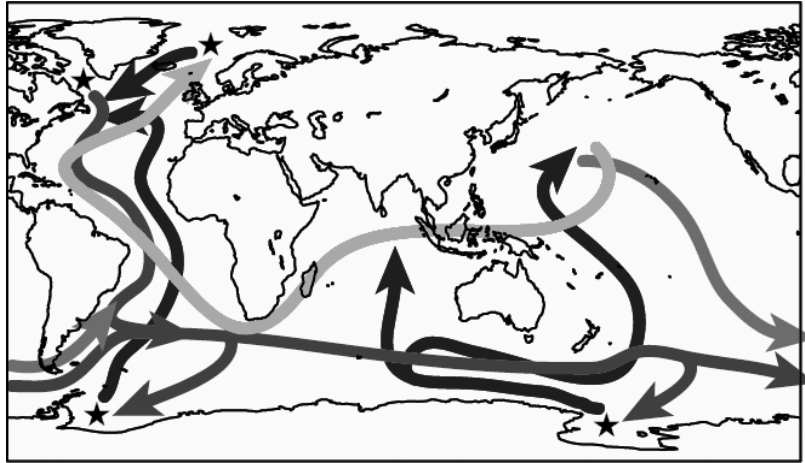
東京大学気候システム研究センター

1. はじめに

海に存在する流れは我々の生活環境に大きな影響を及ぼしている。日本の南岸の表層海洋に存在する黒潮を例にとると、これは全世界を代表する強い海流のひとつであるが、低緯度から運ぶ熱が日本の気候や気象に多大な影響を及ぼすと同時に、海洋生物の棲息環境や輸送の面から日本近海の水産資源にとっても極めて重要である。この黒潮は主に風によって駆動されるが、日本付近の風は直接的に重要ではなく、北太平洋全体の海上風分布が決める北太平洋全域の流れとの関係の中で形作られている。したがって、黒潮の性質や変動を解き明かそうとするならば、日本付近の流れとしてのみならず、大規模な海洋循環という視点から黒潮を捉える必要がある。また、沿岸付近には黒潮のような強い海流以外にも様々な流れが存在し、それらは時として黒潮以上に我々の生活と密接に関わる。そうした小規模な流れは、付近に存在する黒潮のような強い海流の影響を大きく受け、それを通して海洋大循環ともリンクしている。特に全地球的な気候変動のもとでは、沿岸の小規模な流れやその変動を考える場合においても、海洋大循環の変動との関わりを無視するわけにはいかない。

一方、海洋の深層にも流れは存在する。それは我々の生活環境からは非常に遠くに位置し、しかもその流れの速さは黒潮に比べれば何十分の一に過ぎないのであるが、実は根本的なところで我々の生活環境を大きく左右している。深層海洋の流れは深層だけに閉じておらず、表層海洋の流れとリンクしている。海水の密度は温度と塩分に依存し、海面付近で冷却されて低温化(もしくは蒸発等により高塩分化)した海水は、高密度のために深層へ沈む傾向が強くなる。現在の海洋の状態において、深さ数千 m の深海に存在する水はいたるところで 0°C 近くの低温であり、これは高緯度の海面付近にある低温水が沈降して深層を占めていることを示す。第 1 図はそうした海洋の深層と表層をつなぐ循環の概略を模式的に示したものであるが、その大きな特徴は、海面付近から深層海洋への沈降が北大西洋高緯度と南極周囲の極めて限られた場所でのみ生じていることである。深層水形成と呼ばれるこの沈降過程は水平 1 km 程度のスケールで生じる対流現象に端を発している。その意味では、極めて限られた領域における微小規模の現象が全海洋規模の循環をコントロールしている。そしてこの循環は、地球上の熱を大規模に再配分する。その働きがあればこそ、例えばヨーロッパ北部は 70 度を越えるような高緯度にも関わらず人が居住できる環境にある。氷期等の過去に生じた大規模な気候変動はこの海洋大循環の変動と大きな関わりがあることが知られており、今後起こり得る気候変動の中でも、特に大規模かつ長期に及ぶものに関しては、この循環の振舞がひとつの焦点になる。その振舞を知るということは、すなわち、水平 1 km 程度のスケールにおける沈降現象と水平 10 万 km スケールに及ぶ海洋大循環がどのように相互に関わっているかを解き明かすということである。

我々は今、地球温暖化という全地球規模の長期気候変動に直面している。その中で海洋がいかに変化し気候変動をどのようにコントロールするか、またその結果が沿岸海況や水産資源への影響を通してどのようなインパクトを人類社会に及ぼすのかを知ることは喫緊の課題である。



第 1 図：海洋大循環の概略図。

ただし、黒潮のような各大洋内での水平的な循環は無視しており、大洋間のつながりに特化している。矢印は色の淡い順からそれぞれ、表層(海面付近)、中層(深さ 1000 m 程度)、深層(深さ 3000 m 程度)、底層(深さ 5000 m 程度)の流れを、星印は主な海水の沈降(深層水形成)領域を示す。

そのためには、上述のように幅広いスケールに渡る現象の相互作用として存在する海洋大循環を理解し、その物理プロセスを適切に表現した数値モデルによる海洋大循環シミュレーションが必要とされる。本稿においては、そのようなシミュレーションとスーパーコンピューティングの関わりについて概観した後、T2K オープンスパコン HPC 特別プロジェクトにおいて実施したシミュレーションによって得られた成果について紹介する。

2. 海洋大循環シミュレーションとスーパーコンピューティング

海洋の循環を記述する方程式系はナビエ-ストークス方程式(線型粘性流体の運動方程式)と熱・溶存物質(塩分)の輸送・拡散方程式を基礎としている。しかし、当然のことながら分子粘性・拡散を直接表現する解像度を海洋という巨大系に対して適用できるわけではない。後述するように、現状で数値海洋モデルが解像可能な水平スケールは、海洋大循環全体を扱う場合ならば 10 km 程度、深層水形成のような特定の領域における重要プロセスのみを扱う場合でも 100 m 程度が限界である。特に前者の場合には、解像されない現象は乱流的と呼ぶには程遠く、その解像されないスケールの現象の物理的性質を解き明かした上で、解像されるスケールに与える影響をパラメータ化して表現する必要がある。

全海洋規模の循環を扱う数値モデルは海洋大循環モデルと呼ばれ、方程式系を構造格子上で差分して解くのが一般的である(具体的な方程式系や差分手法に関しては Hasumi (2006)などを参考にされたい)。海洋大循環の数十年以上に渡る変動を扱う場合、例えば地球シミュレータなどの現状で最高性能の部類に属するコンピュータを用いるならば、10 km という水平格子サイズは実現可能である。しかし、1 km となると現状では不可能であり、現在開発が進められている次世代スーパーコンピュータであっても非常に困難である。一方、深層水形成のような海洋大循環をコントロールする重要プロセスの一部や沿岸海況の適切な表現のためには、さらに 1 桁小さい水平格子サイズが必要とされ、それを全海洋に一律に適用することは次世代スーパーコンピュータでも実現不可能である。ただし、いま考えているような目的においては、特に高解像度が必要とされるのは沿岸や深層水形成領域など、固定された限定的な領域のみであ

る。それ以外の場所についても、あらゆる場所で1 km という水平格子サイズが必要とされるわけではなく、数十 km という格子サイズですら足りる領域も存在する。ネスティング手法などを用いて必要な場所を重点的に高解像度化する連結階層化を行えば、例えば次世代スーパーコンピュータの許容範囲内で目的を達することは可能であると考えられる。ただしその場合には、特にサブメソスケールと呼ばれる水平1 km スケールの現象に関して、それを陽に解像する特定の領域以外では適切なパラメータ化が必要とされる。いま目的とする多スケール間の相互作用を扱う連結階層シミュレーションを実現するためには、陽に表現すべき現象(対象領域と解像度)を特定するためのプロセス研究,そして解像しない現象のパラメータ化に関する研究を行うことがまず必要とされる。我々は今まさにそのような研究に取り組んでおり、本プロジェクトにおいてはその一環として、南極周囲の海氷生成に伴う高密度水の形成を取り扱ったシミュレーションを実施した。その結果を § 3 で紹介する。

一方、特定の小規模プロセスの表現のために特別な高解像度を適用する場合、そこに対しては大規模現象を扱う海洋大循環モデルとは若干異なる定式化に基づく数値モデルを使用する必要がある。大規模スケールを対象にする場合には、運動方程式の鉛直方向成分に対して静水圧近似を適用する。これは、大規模スケールでは海洋が基本的に安定成層(上方ほど低密度)であるため、鉛直方向の運動が抑制されるという事実に基づき、ある点での圧力をそれより上方に存在する海水の重さだけで決めるという近似である。例えば高密度化した海水の沈降を扱う場合にはこの近似は不適切である。静水圧近似を適用しない場合、海水を圧縮性流体として定式化すると、音波が表現されることになる。海洋中の音波の代表的速度は $1,500 \text{ m s}^{-1}$ であり、本来のシミュレーション対象である流れが高々 1 m s^{-1} 程度であることに鑑みると、音波を陽に表現することは甚だ非効率的である。そのため、静水圧近似を適用しない数値海洋モデルでは海水を非圧縮性流体として定式化するのが通常であるが、この場合には3次元ポワソン方程式を解く必要があり、モデルのパフォーマンスはその計算効率に大きく依存する。海洋シミュレーションの場合には、海底地形という複雑な境界条件への対応や、対象とする領域および格子の縦横比が非常に大きいことなどについて、特別な配慮が必要となる。また、今後のスーパーコンピューティングの方向を念頭に置いた場合には、大規模並列において高スケラビリティを保証するようなアルゴリズム開発が必須である。我々はこの問題に対する解決策として、マルチグリッド法を前処理とする共役勾配法に基づく具体的手法を開発しており(Matsumura and Hasumi, 2008)、本プロジェクトにおいては先述の南極周囲における高密度水流出過程に関するシミュレーションに適用した。その結果を § 4 で紹介する。

3. 東南極における海氷と高密度水形成のシミュレーション

(1) はじめに

冬季の海氷域にみられる周囲を海岸線と厚い海氷で覆われた開水域ないし薄氷域は沿岸ポリニヤと呼ばれ、沿岸から数~100 kmの広がりをもって存在する。沿岸ポリニヤにおいては比較的暖かい海水面が寒冷な空気に晒されるため、大量の熱が海から奪われる。これにより、沿岸ポリニヤでは高い海氷生成がみられ、それと同時に起こるブライン¹排出のために、その直下の海水は高密度化する。こうして大陸棚上に形成された高塩分水は高密度陸棚水と呼ばれる。南

¹ 海水が凍結して海氷になる際、もとの海水に含まれていた塩分の大部分は海氷にとりこまれない。その結果として排出される高塩分海水をブラインと呼ぶ。

極大陸周囲には人工衛星観測によって多くの沿岸ポリニヤの存在が確認されている²。沿岸ポリニヤで生成される高密度陸棚水は南極底層水³の形成に重要な役割を果たし、それを通して海洋大循環とも深く結びついている。

地理的・気候的制約のため、南極大陸周囲に存在する沿岸ポリニヤの直接観測は、時間的にも空間的にも十分でない。そうした限られた海洋観測からではあるが、沿岸ポリニヤにおける高密度陸棚水の変動は南大洋の中層から底層の特性に大きく影響を及ぼすことが示唆されている。沿岸ポリニヤにおける様々なプロセスを陽に表現した数値シミュレーションは、南大洋の、そして全海洋の変動を理解する上で必要とされる。過去に行われてきた低解像度の海洋大循環モデルによるシミュレーションでは、沿岸ポリニヤが十分に表現できず、その海洋に対する影響を評価することができなかった。Marsland et al. (2004)は南極低層水の主要な起源領域のひとつと考えられるメルツ氷河ポリニヤに着目し、その周囲のみを特に高解像度で表現した海洋大循環シミュレーションを通して高密度陸棚水形成を論じた。

Tamura et al. (2008)は人工衛星データに基づく熱収支解析により、南極周囲の沿岸ポリニヤにおける海氷生成量の空間分布を初めて明らかにした。その結果からは、メルツ氷河ポリニヤだけでなく、多くの沿岸ポリニヤにおいて高密度陸棚水が生成されていることが示唆される。本研究の目的は、沿岸ポリニヤにおける海氷生成量を現実的にシミュレートし、高密度陸棚水形成を通じた海洋への影響を調べることである。ここでは特に、数多くの沿岸ポリニヤが存在する東南極⁴に着目する。その中で、高解像度シミュレーションで沿岸ポリニヤをいかに現実的に再現するか、および沿岸ポリニヤに伴ってどこでどれだけの高密度陸棚水が生成されているかを論ずる。

(2) 数値モデルの設定

シミュレーションに使用するのは、海洋大循環モデルCOCOである。海氷モデルにおいては、2カテゴリー厚さ表現⁵、0層熱力学、弾粘塑性レオロジーを採用する。海氷の塩分は5 psu⁶で固定する。海洋モデルでは鉛直方向に31層が存在し、格子間隔は最上層の5 mから最深層の500 mまで変化する。シミュレーション領域は全海洋である。着目する領域を特別に高解像度で表現するために、水平方向の曲線直交座標系⁷における2個の特異点を東南極上(東経70度・南緯70.5度、および東経143度・南緯68度)に置く。東南極の沿岸における水平格子サイズは3~15 kmである。モデルの地形は標準的な地形データセットであるGEBCOに基づくが、アデリー海嶺周囲については最近の航行データを用いて、海岸線については人工衛星観測データを用いて、それぞれ修正する。

² 南極大陸周囲では、夏季にはほとんど海氷が存在しないのに対し、冬季の最盛期には南極大陸沿岸から南緯55~60度程度にかけた広い範囲が海氷に覆われる。

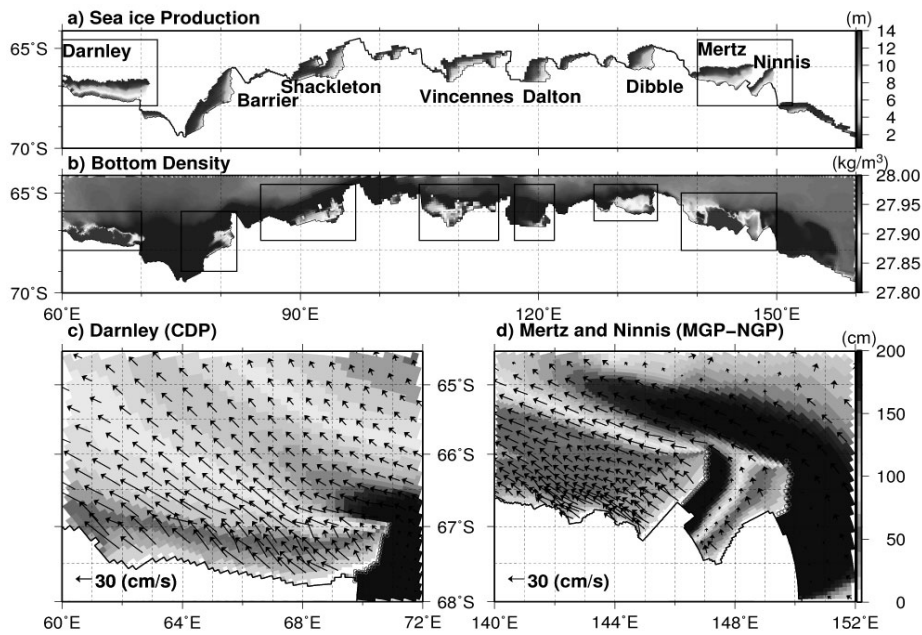
³ 第1図における底層流が運び、全海洋の最も深い部分を占める高密度水の名称。

⁴ 南極大陸のうち、経度が東経で表される領域。メルツ氷河ポリニヤもこの領域に存在する。

⁵ 1格子内の海氷の存在量について、格子の面積のうち海氷に覆われる部分の割合(密接度)と、海氷に覆われている部分における平均的な厚さを変数として予報する方法のこと。

⁶ 観測で実用的に用いられる塩分濃度の単位で、通常は千分率と同一視してよい。

⁷ 本モデルは水平2次元について一般曲線直交座標上で定式化されている。地球上の水平座標系としては経度-緯度座標が最も自然であるが、特異点を避ける目的や着目領域の解像度を選択的に高める目的等のため、経度-緯度座標系を等角写像によって変換するなどして得られる様々な曲線直交座標系が適用される。



第2図: 東南極の沿岸ポリニヤのシミュレーション結果.

a) 1年間の海氷生成量($m\ yr^{-1}$), b) 8月の海底における海水のポテンシャル密度, c) 1998年8月のダーンレー岬ポリニヤ周辺における海氷厚と海水流速, d) 1998年8月のメルツ氷河ポリニヤとニニス氷河ポリニヤ周辺における海氷厚と海水流速.

モデルに与えられる海面境界条件のうち、塩分に関するものについては、淡水フラックスを与えるのではなく月平均気候値に時定数10日で緩和する。熱フラックスについては、放射フラックスデータに基づく下向き短波・長波放射、および海上気象要素データからバルク式を用いて計算される顕熱・潜熱を与える。北半球においては、全領域・深さに渡って、水温と塩分を月平均気候値に緩和する。気候値水温・塩分を初期状態として、海面境界条件を日毎気候値データによって与えて20年のスピンアップ計算を行った後、1990～2000年の海面境界条件を適用したシミュレーションを行う。以下では1991～2000年の結果を解析する。

沿岸ポリニヤは海岸線や海上に流出した氷河⁸の近傍のみでなく、座礁した氷山の風下ないし下流にも形成されることが知られている。こうした座礁氷山による海氷堰き止め効果を表現するため、モデルにおいては座礁氷山が存在する地点をあらかじめ決めておき、その点における海氷流速を0にする。ここでは海氷は動かないが、その下に存在する海水は流れることができる。この効果をダーンレー岬ポリニヤ、メルツ氷河ポリニヤ、ニニス氷河ポリニヤについて考慮する(それぞれの位置については第2図を参照)。この海氷堰き止め効果を表現した実験をコントロール実験とし、CNTLと記述する。一方、この効果が海氷や海洋の場にどれだけの意味を持っているのかを調べるため、2種類の実験を追加的に行う。実験NO-GIBにおいては海氷堰き

⁸ 南極大陸上には大陸氷床と呼ばれる氷の塊が存在する。これは積雪が圧縮されて形成されるものであるが、長い時間をかけてゆっくりと流動する。この流動する氷塊を指して氷河と呼ぶ。南極においては氷河が海まで達する。大陸上の氷河からつながった状態で海上に浮いて存在するものは、氷河ないし棚氷と呼ばれる。一方、ある程度以上海上に突出した氷河や棚氷の先端は切り離されて海を漂流する。この状態になったものは冰山と呼ばれる。冰山も海氷も海を漂う氷塊という点では共通するが、前者は真水であって初期には100 m以上の厚さを持つのに対し、後者は若干の塩分を含み、厚さが数mを超えることは稀である。

Polynya name	Ice Production (km ³)	Total Volume of DSW (km ³)	Formation Rate of DSW (Sv)
Darnley	197.7 ± 24.13	5783 ± 704	0.72 ± 0.34
Barrier	46.5 ± 3.35	2709 ± 1062	0.24 ± 0.18
Shackleton	81.1 ± 11.84	6077 ± 3768	0.39 ± 0.42
Vincennes	76.7 ± 14.69	7177 ± 1553	0.47 ± 0.37
Dalton	44.0 ± 8.21	595 ± 285	0.03 ± 0.01
Dibble	55.2 ± 8.61	5672 ± 1535	0.37 ± 0.34
Mertz	103.3 ± 9.37		
Ninnis	30.7 ± 3.54	9510 ± 1784	0.84 ± 0.16

第1表：各沿岸ポリニヤにおける海氷生成量・高密度陸棚水存在量・高密度陸棚水生成率。
ポリニヤの名称については第2図を参照。

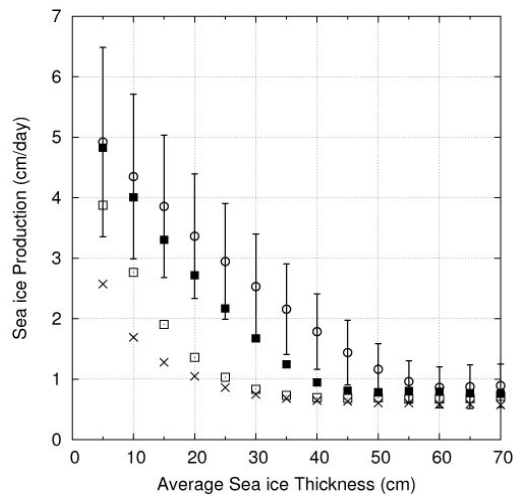
止め効果を導入せず、実験LANDにおいては座礁冰山を陸として扱って海水の流れも止める。

(3) シミュレーション結果

第2図に示されるシミュレーション結果によると、東南極の海岸線に沿っては、海氷生成が大きいバッチ状の領域が多数存在する。人工衛星観測にみられるのと同様に、突出した地形の主に西側(風下ないし下流側に相当)に沿ってポリニヤが存在する。それぞれの沿岸ポリニヤにおける海氷生成量(第1表)は、人工衛星観測に基づく見積もりと概ね一致する。シミュレーション結果において最も高い海氷生成を示すのはダーンレー岬ポリニヤであり、第2番目はメルツ氷河ポリニヤである。このことも人工衛星観測に基づく見積もりと整合する。

第2図には8月における海底の海水ポテンシャル密度⁹(σ_θ)分布も示されている。沿岸ポリニヤ直下のポテンシャル密度は27.88以上に達し、これは観測の分類による高密度陸棚水の範囲に含まれるものである(低塩分陸棚水: $27.88 < \sigma_\theta < 27.91$; 高塩分陸棚水: $27.91 < \sigma_\theta$)。このような海水は深海に到達するに十分な高密度を持っており、流出過程で周囲の海水と混合することで南極底層水を形成する。高密度水生成時期には高密度陸棚水形成領域(第2図の四角で示されるコントロール体積)の内と外の間で高密度陸棚水の交換が存在しないものと仮定した場合に、それぞれの沿岸ポリニヤにおける高密度陸棚水の存在量と生成率を第1表に示す。高密度陸棚水が存在するのは、秋から冬にかけての生成時期のみである。海氷生成量の大きさに対応して、ダーンレー岬ポリニヤ、メルツ氷河ポリニヤ、ニニス氷河ポリニヤでは大きな存在量と生成率がみられる。メルツ氷河ポリニヤにおける高密度陸棚水生成の過去の見積もりと比較して、この結果は妥当な範囲に収まっている。ダーンレー岬ポリニヤ、メルツ氷河ポリニヤ、

⁹ 海水には若干ではあるが圧縮性があり、同じ温度・塩分を持つ海水でも深海に行くほど高密度となる。それと同時に、圧縮(膨張)には温度上昇(低下)が伴う。このため、異なる深さに存在する海水の間で単純に密度や水温の高低を比較しても、あまり有用な情報をもたらさない。ある深さに存在する海水について、それを断熱的に海面まで移動させた場合に実現される水温(断熱膨張のために低下する)のことをポテンシャル温度と呼ぶ。また、海水の密度は水温・塩分・圧力(水深)の関数であるが、水温の代わりにポテンシャル水温を用い、圧力を海面として得られる密度をポテンシャル密度と呼ぶ。こうして海面に基準を置くことで、異なる深さにおける海水の間で密度や水温の大小を比較することに意味を持たせることができる。ポテンシャル密度は通常 σ_θ という記号で表され、その値は kg m^{-3} の単位で表された密度の値から1000を引いたものである。よほど特殊な状況(大河川の河口や外洋との交換が著しく少ない湾など)でなければ、22~28の範囲の値をとる。



第3図:平均海水厚と海水生成量の関係.

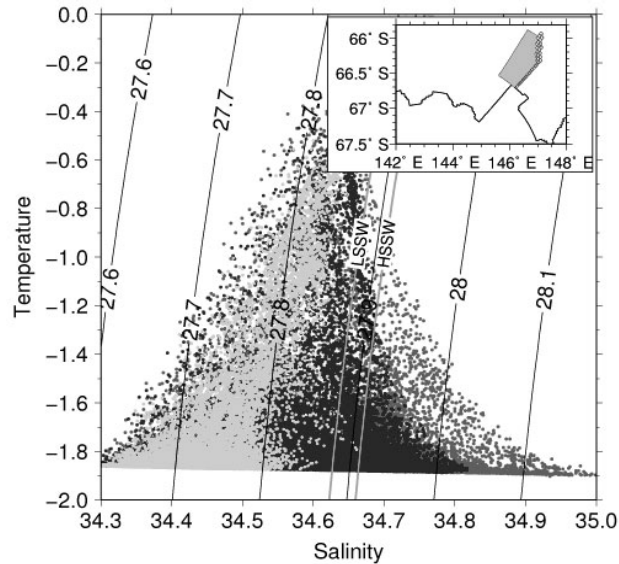
×, □, ■, ○はそれぞれ薄氷の閾値が1, 10, 30, 50 cmの場合に対応. 50 cmの場合についてののみ, データのばらつきの標準偏差をエラーバーで表示.

ニニス氷河ポリニヤ以外の数多くの沿岸ポリニヤにおいても, 決して少なくない量の高密度陸棚水が生成されていることもわかる. なお, 座礁氷山の西側に形成されるポリニヤ以外における高密度陸棚水の存在量や生成率には大きな経年変動が存在し, 沿岸ポリニヤが外力(海面熱フラックスや風)に大きく影響されることが示唆される.

第2図にはダーンレー岬ポリニヤ, メルツ氷河ポリニヤ, ニニス氷河ポリニヤ周囲における海水の厚さと流速も示されている. 前述の通り, これらの領域においては座礁氷山による海水堰き止め効果が考慮されている. 座礁氷山や海岸線の東側には, 厚さ2 mを越える海水が停滞している. 座礁氷山列の北側からは厚い海水が舌状に伸びて存在している. 座礁氷山や海岸線の西側では, 50 cmよりも薄い海水が発散的な流速場とともに存在している. メルツ氷河ポリニヤにおけるシミュレーション結果にみられる特徴は, 観測や過去のシミュレーション結果と整合的なものである.

2 カテゴリー厚さ表現の枠組みのもとでは, 開水域ないし薄氷域と厚氷域が1格子内に共存するのだが, 厚氷と薄氷を分ける閾値をモデルパラメータとして指定する必要がある. 第2図および第1表に示した結果は, この閾値を50 cmとした場合である. この閾値の選択はモデルにおいて薄氷をどのように表現するのかと密接に関係するものだが, 過去の低解像度シミュレーションにおいては経験的に決められており, 今回のような比較的高解像度のシミュレーションにおいてどのような値を適用すべきかは明らかでない.

海水密接度は薄氷の閾値に強く依存するため, 海水生成量のシミュレーションはこの閾値に大きく依存するものと考えられる. 実際, この閾値を1, 10, 30, 50 cmと変化させた場合の海水生成量の違いを調べてみた. 第3図に示すのは, それぞれの閾値のもとでの7月(海水生成が最も盛んな時期)における海水生成と海水厚の関係である. 閾値の値が大きいくほど, 薄氷域における大きな海水生成が得られる. どのケースにおいても, 海水厚が50 cmを越える場合には海水生成は非常に小さい. 現場海洋観測によると, メルツ氷河ポリニヤでは最盛期に 5.8 cm day^{-1} で海水が生成されている. これと比較すると, 沿岸ポリニヤで現実的な海水生成をシミュレー



第4図:メルツ氷河ポリニヤの座礁氷山西側における9月の水温-塩分ダイヤグラム。

最も薄い色がNO-GIB, 中間の濃さがLAND, 最も濃い色がCNTL. 背景にある等値線はポテンシャル密度を示し, 低塩分陸棚水(LSSW)と高塩分陸棚水(HSSW)の密度下限も示してある. 右上はデータサンプリング領域.

トするためには, 閾値として比較的大きな値を選ぶ必要があると言える. 沿岸ポリニヤ内部での海氷流動に関しては, その方向は閾値によらないものの, その大きさは依存し, 閾値が大きいくほど強い発散場が形成される.

座礁氷山による海氷堰き止め効果について, 実験NO-GIBでは座礁氷山の西側における沿岸ポリニヤは消滅し, 海氷生成も著しく減少する(ダーンレー岬ポリニヤ: $165.8 \pm 24.74 \text{ km}^3$, メルツ氷河ポリニヤ: $68.9 \pm 6.74 \text{ km}^3$, ニニス氷河ポリニヤ: $24.7 \pm 2.38 \text{ km}^3$). 実験LANDにおいては, 海氷生成に関しては実験CNTLと同様である(ダーンレー岬ポリニヤ: $195.4 \pm 22.99 \text{ km}^3$, メルツ氷河ポリニヤ: $102.7 \pm 9.43 \text{ km}^3$, ニニス氷河ポリニヤ: $30.4 \pm 3.38 \text{ km}^3$). 実験間で水塊¹⁰特性を比較するために, メルツ氷河ポリニヤにおける座礁氷山の西側における水温-塩分ダイヤグラム¹¹を第4図に示す. 実験NO-GIBにおいては, 沿岸ポリニヤの消滅に対応して, $\sigma_\theta > 27.88$ で定義される高密度陸棚水は存在しない. 実験CNTL, LANDでは高密度陸棚水が存在し, その量と生成率は互いに同じ程度である. しかしながら, 実験LANDにおける高密度陸棚水は実験CNTLに比べてかなり塩分が高く, したがって密度も高い. 実験CNTLの結果における最大塩分はメルツ氷河ポリニヤの冬季の観測値に近い. 実験LANDでは, 座礁氷山の地点において高塩分のブラインが周囲の水と混合することが抑制されてしまう. ダーンレー岬ポリニヤとニニス氷河ポリ

¹⁰ 海洋物理学においては, ある特徴的な水温・塩分(もしくは溶存物質濃度)を持って比較的広い領域に分布する海水の総体を指して, 水塊と呼ぶ. 水温・塩分は海面においては大気との相互作用によって変化するが, 海洋内部では保存される量である. したがって, 同じ水温・塩分特性を持った海水が海洋中に広く分布することは, 特定の領域の海面付近でその特性を獲得した海水がその分布に沿って流れていることを意味する. 海洋観測においては, 水温・塩分にくらべて他の溶存物質の観測は容易ではなく, 流速の観測はさらに困難である(とくに深層において). 観測される量から海洋内部の流れの状態を知ることは海洋物理学の根源的な命題のひとつであり, 水塊の特性と分布を調べることはその古典的手法のひとつである.

¹¹ ある範囲からサンプリングされた海水の水温と塩分について, それらを座標軸として2次元プロットを行ったもの. 水塊の形成や混合のプロセスを見るために用いられる.

ニヤについても同様のことが生じている。座礁氷山の下流に形成される沿岸ポリニヤにおける高密度水陸棚水を現実的にシミュレートするためには、座礁氷山による海氷堰き止め効果を表現することはもちろんのこと、その下では流れが堰き止められることなく存在することが表現されることも必要である。

(4) 議論

海氷のシミュレーションにおいて、沿岸ポリニヤにおける海氷生成は厚氷と薄氷を分ける閾値というパラメータに強く依存する。本研究の結果が示すところは、沿岸ポリニヤにおいて現実的な海氷生成と海氷流速発散場を再現するためには、比較的大きな閾値を選択しなければならないということである。現実においては、沿岸ポリニヤはできたての氷で満たされている¹²。このできたての氷は力学的強度をほとんど持たない。沿岸ポリニヤを維持するのに必要な大きな海氷流速発散は、この力学的強度の小ささに起因する。通常海氷モデルにおいては海氷の力学的強度は開水域の割合に対して指数関数的に減少するように扱われるため、モデルにおいては沿岸ポリニヤを低密接度領域として表現する必要があり、そのためには比較的大きな閾値が求められる。こうした取り扱いは、観測事実と対照しても妥当なものである。観測によると、できたての氷は10 cm程度になるまでは開水域で成長し、その後40 cm程度までは主に乗り上げ¹³によって厚くなる。したがって、たとえ多カテゴリーの海氷厚表現を用いたとしても、こうした過程がモデルで妥当に表現されるのでなければ、今回と同様な考慮なくして沿岸ポリニヤを現実的にシミュレートすることはできない。

第1表に挙げた全ての高密度陸棚水が半年のうちに南極底層水へと変換されると仮定すると、これによる南極底層水の生成率は $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ と見積もられる。この大きさはウェッデル海¹⁴に対して見積もられているものと同程度であり、東南極の沿岸ポリニヤにおける高密度陸棚水生成の重要性を示すものと言える。

4. ウェッデル海での棚氷水の沈降に関するシミュレーション

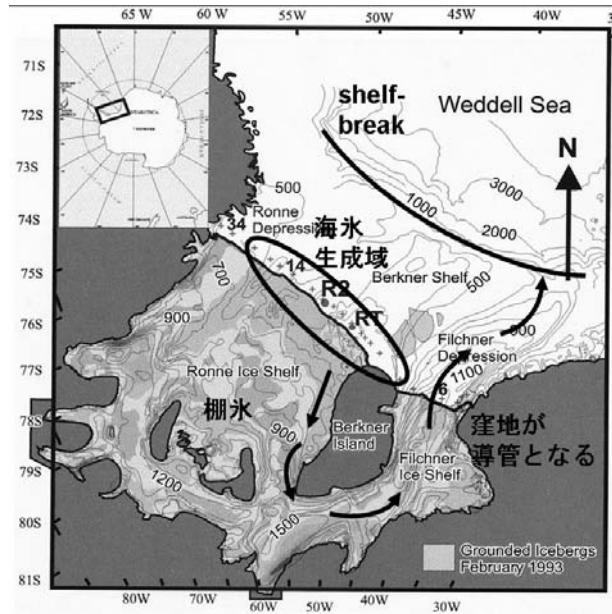
(1) はじめに

南極沿岸では活発な海氷生成によるブライン排出を起源とする高密度水が深層に沈み込んでおり、これが南極底層水の起源になっている。このような深層水形成は海洋大循環を駆動する要因でもあり、その定量的な理解は地球の気候を論ずる上でも重要である。

¹² 海水が凍結して海氷ができるとき、いきなり板状の氷が作られるわけではない。最初はフラジルと呼ばれる針状の結晶が析出し、融けかけのシャーベットのような状態にある。このような状態でも海氷の存在量を厚さに換算してしまえば数cm以上になってしまい得るが、実際には氷の塊として存在するわけではないので、水のように自由に流動する。その次の段階として、フラジルの凝集により、蓮葉氷と呼ばれる、文字通り蓮の葉状の薄い板状の氷が形成される。

¹³ 板状の海氷の塊同士が衝突するとき、蓮葉氷のように海氷があまり厚くない状態のうち、一方が他方に乗り上げるという現象が起こる。これは、海氷が力学的強度をほとんど持たないことに相当する。十分に厚い海氷同士がぶつかる場合には、衝突箇所において破壊が起こりつつ圧縮されて厚さが増加する。

¹⁴ §4で取り扱われる海域。大西洋から南に進んだ突き当りに相当する部分で、南極半島と呼ばれる南極大陸の突き出した部分の東側に存在する、南極大陸が高緯度側に窪んだ場所。南極底層水の主要な形成箇所として古くから着目されてきた海域である。これに対して、ここで扱っている東南極は、これまではそれほど重要視されてこなかった。



第5図：ウェッデル海奥における高密度水の形成場所と経路。

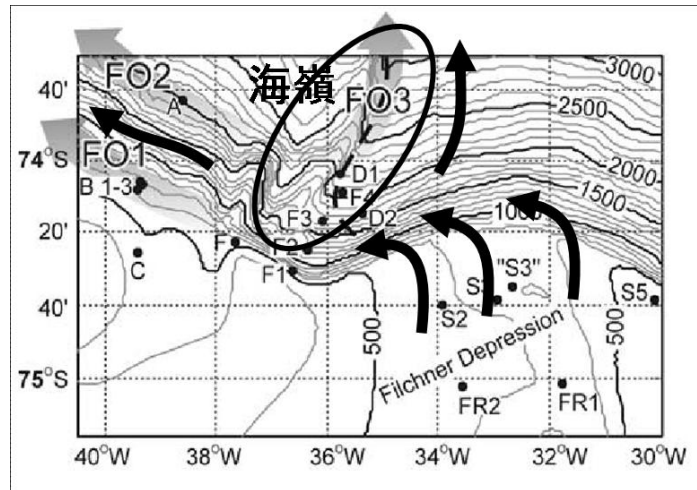
沿岸で形成された高密度水は、まず沿岸付近の大陸棚上の海底付近に溜まる。これが全世界の海洋の深層を占める高密度水になるまでには、大陸棚上から大陸斜面上へと流出し、大陸斜面上を深層まで下降しなければならない。このような高密度水が重力の作用によって斜面を下る流れのことを重力流と呼ぶが、地球という回転系においてはコリオリ力が作用するため、高密度水は重力流となって斜面を下るといっても、重力とコリオリ力の斜面に沿う方向の成分がバランスすることによって斜面上の等深度を流れる傾向がある。したがって、ただ大陸棚上で高密度水が生成されるというだけでは、深層水が形成されるとは言えない¹⁵。重力流の沈降のためには、コリオリ力と重力の間のバランスを崩す何らかの作用が必要となる。

そのバランスを崩す要因としては、海底摩擦の効果、傾圧不安定¹⁶に伴う渦による輸送効果、斜面上の地形起伏の影響など、様々なものがこれまでに指摘されている。しかし、これまでの研究ではそれらの個々の要素が理論的あるいは理想化設定の数値シミュレーションとして扱われるばかりであり、実際の海洋においてどのプロセスがどの程度働くのかについてはほとんど調べられていない。

本研究では、ウェッデル海における深層水形成の主要な起源となっているフィルヒナー流出を対象に、現実的設定のもとで高解像度数値シミュレーションを実施する。ウェッデル海の奥部は棚氷によって覆われており、その棚氷の端には冬季に沿岸ポリニヤが形成される。ここでは活発な海水生成に伴って高密度水が生成されるが、直下の大陸棚上に落ちた高密度水は即座に外洋に向かうのではなく、逆に棚氷の下にもぐりこみ、そこを反時計回りに循環して再び棚氷の外に出る(第5図参照)。棚氷の下面は結氷温度に保たれているが、海面よりも100 m以上

¹⁵ 大陸棚から遠い場所で高密度水が形成される場合には、このような過程を経ずとも深層水に直結することができる。例えば、カナダとグリーンランドの間にあるラブラドル海では、そのような深層水形成が生じている。

¹⁶ 海洋や大気のような回転成層(密度が鉛直方向に変化して層を成すこと)流体に特徴的な力学的不安定。密度フロント(密度が水平的に急激に変化する領域)に伴うシア流の存在を原因として、密度フロントが持つ位置エネルギーを解放して渦運動エネルギーを生じる。



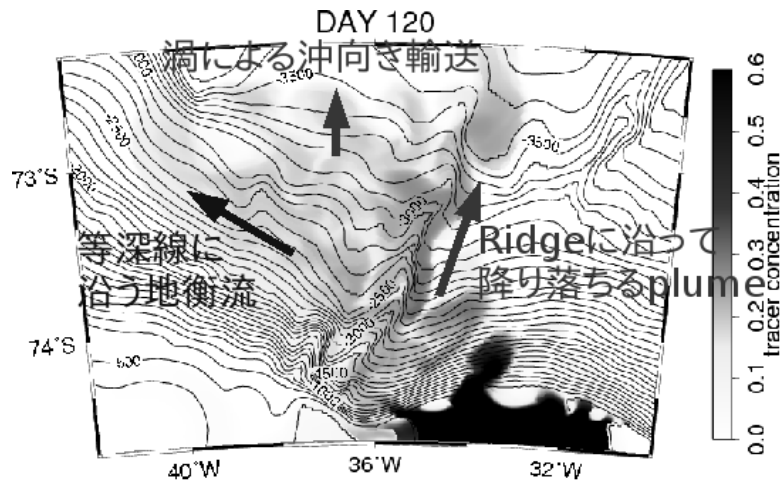
第6図：フィルヒナー流出の経路。

深くに存在するため、圧力の影響によってそれは海面で実現される結氷温度よりも低くなる¹⁷。その影響を受けるために、棚氷下から再び外に出た海水は非常に低温であるという特徴を持つ。こうして生成される低温の高密度水は棚氷水と呼ばれる。この棚氷水はフィルヒナー陥没と呼ばれる海底地形のくぼみに沿って大陸棚の端へと達し、大陸斜面上へと流出する。フィルヒナー陥没の出口においては、このようにして局所的に継続的な高密度水供給が存在する。流出した棚氷水はコリオリ力の作用のために大陸斜面上をほぼ等深度線に沿って流れるが、西経 36 度付近に存在する小規模な海嶺に当たって進路を北向き（沖向き）に曲げられ、等深度線を横切って沈降することが観測に基づいて知られている（第6図参照）。また、この高密度水の沈降においては、サーモバリック効果の働きが重要であることが指摘されてきているが、実際にどの程度の大きさをもってこの効果が沈降に寄与しているのかは明らかでない。本研究では海底地形起伏の影響が他の要素に比べてどの程度重要かについて、またサーモバリック効果が高密度水沈降にとってどの程度重要かについて、定量的に明らかにすることを目的とする。

（2）シミュレーションの設定と結果

用いる数値モデルは、§ 2 で述べた非静水圧海洋モデルである。シミュレーションの対象領域は、ウェッデル海内の西経 30-42 度、南緯 71-75 度の領域である（第5図および第7図等を参照）。水平解像度はおよそ 900 m、鉛直解像度は 50 m である。初期状態は、観測に基づく水温・塩分の鉛直分布を水平一様に与える。フィルヒナー陥没の中では深度 500 m より下を水温 -2°C・塩分 34.7 psu に緩和し、継続的な棚氷水供給を表現する。また、沈降する棚氷水の流路および流量を追跡するために、この緩和領域において値を常に 1 とし、それ以外の場所では初期値を 0 とする仮想トレーサーを導入する。この仮想トレーサーは水温や塩分と同じ輸送・拡散方程式を用いて値が予報される。初期状態から 180 日の計算を行い、解析に用いる。

¹⁷ 海水の結氷温度は塩分と圧力に依存する。典型的な海水塩分である 34~35 psu のもとでは、1 気圧における結氷温度は -1.8°C 程度であり、海面付近の水温はこれより下がることは無い。海洋中には少なくとも冷却源は存在しないため、これよりも低い水温は通常は実現されない。ここで説明している棚氷下面との接触部は例外であり、-2°C を下回る水温が実現される。



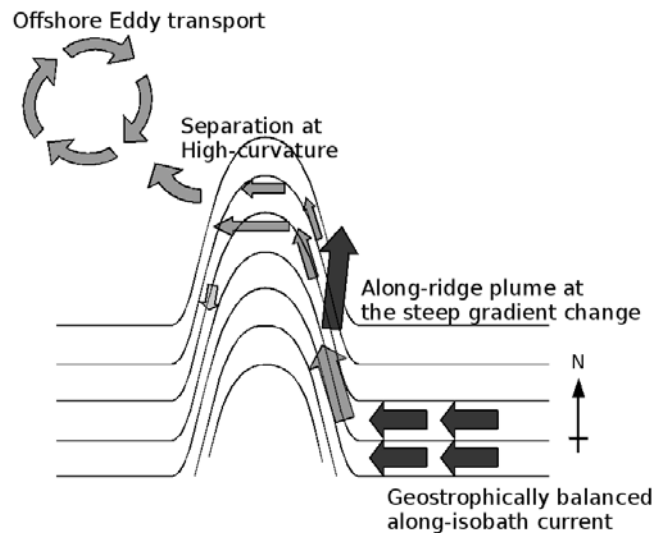
第7図：120日目の海底付近の仮想トレーサー濃度。

実験120日目における海底の仮想トレーサー濃度を第7図に示す。フィルヒナー陥没の出口で供給された高密度水は、大陸斜面上をまず西向きに流れ、海嶺にぶつかる場所で手前にある谷線に沿って下降している。こうした全体的な様相に加え、直接観測が存在する場所での水温・塩分分布や流速は、観測とよく整合している(Foldvik et al., 2004)。仮想トレーサー分布からわかる通り、高密度水の主要な流路は海嶺の手前を下降するものだが、海嶺の先端を回り込んで等深度線に沿ってさらに西向きに流れる成分も存在する。また、海嶺の先端からは渦が切り離され、これもまた高密度水を沈降させる働きを持つことがわかる。

(3) 海底地形の起伏の効果

斜面上において重力とコリオリ力とのバランスだけを考慮する場合、コリオリパラメータ f 、等深度線に沿う流速 U 、斜面の勾配 α 、重力加速度 g 、高密度水の密度 ρ 、高密度水と周囲水の密度差 $\Delta\rho$ に対して $fU = -g\alpha\Delta\rho/\rho$ が成り立つ。この場合、任意の f 、 α 、 ρ 、 $\Delta\rho$ に対して、バランスを満たす U が存在する。ただし、等深度線が曲率を持っている場合には、等深度線に沿う流れのバランスの中に遠心力の項が加わる。曲率半径を R とするとき(等深度線が沖に向かって凸の場合を正とする)、バランスの式は $fU + U^2/R = -g\alpha\Delta\rho/\rho$ となる。このバランスを満たす U が存在するためには、 R に下限値 $R_c = 4g\alpha\Delta\rho/\rho f$ が存在する。これよりも小さい正の曲率半径を持つ場合、等深度線に沿う流れは斜面に沿うことができず、剥離して外洋側へと向かう。外洋に向かう過程では高密度水層が上下に引き伸ばされることになるため、ポテンシャル渦度¹⁸保存より高密度水層は f と同じ符号の渦度を獲得する。フィルヒナー流出における典型的な条件で R_c を見積もるとおよそ 4 km となり、海嶺先端の曲率半径 3-5 km とよく対応する。したがって、第7図に見られた海嶺先端から切離する渦は、このような理由によってできたものだと考えられる。

¹⁸ 地球の回転による渦度である f と回転系上で考えた渦度(相対渦度)の和を流体層の厚さで割ったもの。回転流体においてはこれが保存量となる。



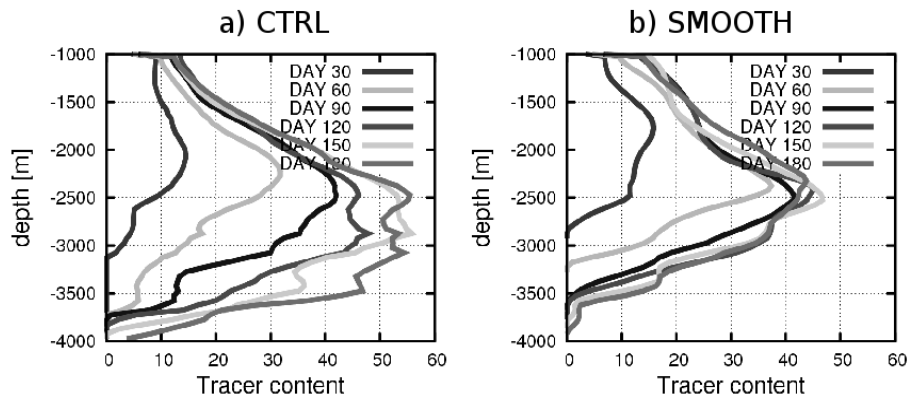
第 8 図：高密度水が等深度線を横切るメカニズムの概念図。

一方、海嶺の手前の部分は曲率が負であり、遠心力は流れを斜面に押し付ける方向に働くため、高密度水の沈降を阻害する要因として働く。その一方で、この部分では等深度線に沿って進むにつれて斜面の勾配が急になっていく。この場合には、バランスの式において、斜面勾配が空間的に変化する影響を表す項が新たに追加されることになる。ここでは具体的な式は割愛するが、その結果として、曲率・コリオリパラメータ・斜面勾配それぞれについて等深度線に沿って考えた微分が問題となり、それらの兼ね合いによって沈降が生じるかどうかが決まる。これについてもやはりフィルヒナー流出における典型的な条件で評価したところ、海嶺の手前は確かに高密度水の沈降が生じるべき場所にあっていた。フィルヒナー流出の沈降について、地形起伏の力学的影響を概念的にまとめたものを第 8 図に示す。

仮想トレーサーの量を各深度で水平積分することにより、フィルヒナー流出で与えられた高密度水がどの深度に供給されるかを調べた結果を第 9a 図に示す。分布は 2500-3500 m にわたって幅広いピークを持ち、高密度水の一部は 4000 m の深さまで輸送されていることがわかる。海嶺を平滑化した行った実験の結果では、高密度水は深度 2500 m を中心に分布し、3000 m より下にはほとんど輸送されていない(第 9b 図)。海嶺が存在しない場合に高密度水の沈降を担うものは、海底摩擦と傾圧不安定の影響によるものと考えられる。今回の対象領域においては、高密度水が深層に沈降する要因として、海底起伏の効果が海底摩擦や傾圧不安定の効果を大きく上回ることが示された。

(4) サーマバリック効果

海水の密度は水温・塩分・圧力の関数として決まるが、その状態方程式が持つ非線型性に起因したいくつかの特徴的な現象が知られている。サーモバリック効果はそのひとつで、海水の圧縮率が水温に依存することによって現れる効果である。例えば一様な水温(正確にはポテンシャル温度)の海水の中をそれよりも低温の水が沈降する場合、深くなるにつれて低温水の方が強く圧縮されるため、周囲の水との間の密度差は大きくなっていき、沈降が促進されることになる。



第 9 図：各深度で水平積分した仮想トレーサー量。

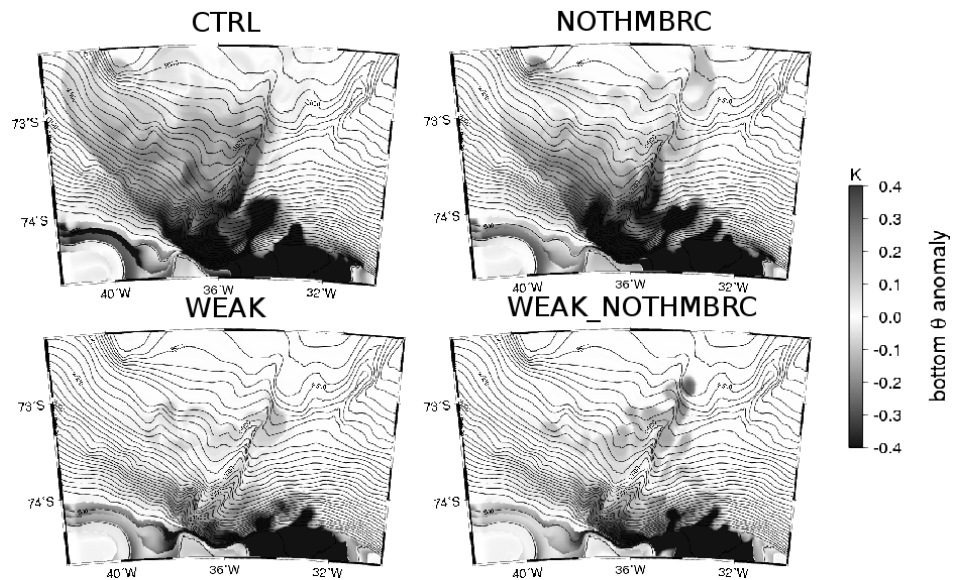
a) 標準のシミュレーション結果, b) 海嶺を取り除いたシミュレーション結果。

フィルヒナー流出についてこの効果を定量的に評価するために、サーモバリック効果を取り除いたシミュレーションを行った。これは、モデルで用いている状態方程式において、水温と圧力の積の項については水温を一定の参照温度にすることで行っている。その結果、高密度水の最大到達深度は 3400 m 程度となり、確かにサーモバリック効果が高密度水沈降において量的に無視できない寄与をしていることが示された。ただし、他に様々な感度実験を行う中で、サーモバリック効果が必ずしも高密度水の沈降を促進するばかりではないことも明らかとなった。例えば、フィルヒナー流出の大陸棚上からの供給量を減らした実験を行ったところ、サーモバリック効果を取り除いた方が逆に深くまで高密度水が沈降するという結果が得られた。

前述の通り、サーモバリック効果が沈降を促進するのは、高密度水が周囲の海水よりも低温の場合である。いま対象にしているウェッデル海では、沈降する高密度水の周囲にある海水の密度(正確にはポテンシャル密度)は鉛直方向にほぼ一定であるが、水温と塩分は鉛直方向に変化している。すなわち、上方では比較的高温・高塩分、下方では比較的低温・低塩分になっている。この中を低温の高密度水が通過するとき、上方で強い混合を受けてしまうと、高密度水があまり深くまで達しない段階で、沈降する高密度水の水温が周囲の水温よりも高くなってしま(密度はあくまでも沈降する側の方が高くても)。このような場合にはサーモバリック効果は高密度水の沈降を阻害する。実際、上述の供給量が少ない実験においては、そのような状況が確認された(第 10 図)。

(5) 議論

サーモバリック効果がどのように働くかについては、上述の通り、高密度水と周囲の水との混合がどこでどの程度生じるかが重要な要素となる。この混合の重要性は、サーモバリック効果の現れ方に限られたものではない。大陸棚上などで局所的に生成された高密度水が深層に達するまでの間には、様々な場所で様々な要因によって周囲の海水と混合する。これによって深層水は起源となる水より低密度化していく一方、その体積を増やしていく。この混合過程はエントレインメントと呼ばれる。第 1 図に表した海洋大循環では、 $10^7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ を越える流量の海水が常に表層海洋と深層海洋をつないで巡っているのだが、それだけの量の実現されるのはエントレインメントが起こればこそである。エントレインメントがなければ、こうした海洋大循環の流量は 1 桁程度少ないものになるであろう。



第 10 図：周囲の海水を基準とした、高密度水の水溫偏差.

CTRL は標準実験，NOTHMBRC は CTRL からサーモバリック効果を取り除いた実験，WEAK は高密度水供給量を少なくした実験，WEAK_NOTHMBRC は WEAK からサーモバリック効果を取り除いた実験.

このように，シミュレーションにおいてエントレインメント過程を適切に表現することはとても重要であるが，この点に関しては未だ多くの課題を抱えている．エントレインメントをもたらす混合過程を陽にシミュレートしようとするならば，格子間隔を水平方向には 100 m より十分小さく，鉛直方向には 10 m より十分小さくしなければならない．そのようなシミュレーションを実行してエントレインメント過程を定量化することには大きな重要性があり，多くの計算機資源を投入して実施する価値がある．しかしその一方で，あらゆる目的に対してエントレインメント過程を陽に表現したシミュレーションを行うというのは，甚だ非現実的である．LES やパラメータ化などを通して，限られた計算機資源の中でもその効果を適切に表現していくようなモデル開発もまた，今後の重要な方向性である．

5. おわりに

全地球規模の環境変動予測のために，それに対する防止策や適応策の模索のために，スーパーコンピューティングが果たすべき役割は実に大きい．地球温暖化に代表される大規模な長期気候変動において海洋がどのような役割を果たすのか，そして結果として生じる海洋変動が人の生活環境にどのような影響を与えるのか．これらを明らかにすることができる連結階層型海洋シミュレーションシステムの開発を目指し，筆者らは研究・開発に取り組んでいる．その構築に必要な海洋大循環のコントロールプロセスの抽出・定量化とパラメータ化等について，現在も着々と成果が得られているところであるが，より広い領域を対象とするより高解像度のシミュレーションがなおも必要であり，次世代スーパーコンピュータをはじめとする高性能計算機への期待は高い．ただし同時に，筆者らが開発している数値モデルが，未だ見ぬ超高並列のもとで十分な性能を発揮しうるのかについての不安も大きい．

本プロジェクトを通して少なからぬ HA8000 のリソースを使わせていただいた上で抱いた感想は，事前に覚えた不安に比べれば「意外と何とかかなりそう」というものである．とはいえ，

今回経験した並列度は1,000のオーダーに過ぎず、また、入出力等の意味でヘビーな使い方をしたとも決して言えない。今後さらなる開発やチューニングを行い、今後の計算機資源を有効に活用できるよう、努力していきたい。

参 考 文 献

- Foldvik, A., et al. (2004): Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea, *J. Geophys. Res.*, **109**, C02015.
- Hasumi, H. (2006): CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 4.0, CCSR Report No. 25, 103pp. (<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hasumi/COCO/coco4.pdf>)
- Marsland, S. J., N. L. Bindoff, G. D. Williams and W. F. Budd (2004): Modeling water mass formation in the Mertz Glacier Polynya and Adelie Depression, East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, **109**, C11003.
- Matsumura, Y., and H. Hasumi (2008): A non-hydrostatic ocean model with a scalable multigrid Poisson solver, *Ocean Modelling*, **24**, 15-28.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, S. Nihashi (2008): Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07066.