

論文内容の要旨

論文題目 "Role of localized mixing around Kuril Straits in Pacific thermohaline circulation"

(千島列島周囲に局在化した鉛直混合が引き起こす太平洋熱塩循環)

氏名 川崎 高雄

1. 研究の背景と目的

海洋熱塩循環は、全球規模の数千年スケールの緩やかな循環であり、膨大な熱・物質輸送を伴うため、気候変動・維持に重要な役割を果たしている(e.g., Broecker, 1991; Manabe and Stouffer, 1999)。太平洋は深層水の上昇域として最も広大な面積を占める海域であり、熱塩循環の一翼を担う重要な海域である。太平洋での熱塩循環南大洋から流入した深層水が緩やかに上昇する海域であると考えられているが、特に表層から深層上部にかけての循環構造については空間構造や流量など十分に明らかにされていない。深層水上昇域である太平洋深層循環の維持に重要な役割を果たすメカニズムとして、鉛直乱流混合が挙げられる。太平洋で強い鉛直乱流混合が引き起こされている場所として、千島列島はもっともよく知られた海域である (Kirani, 1973; Talley, 1991; Nakamura et al, 2000)。

Nakamura et al.(2006)は、千島列島周囲での局所的な鉛直混合が北太平洋の循環に与える影響について海洋大循環モデルを用いて調べた。その結果、千島列島周囲に局在化した表層まで達する深層水上昇が引き起こされた。Nakamura et al.(2006)は千島列島周囲での強い鉛直混合として海面まで達する強い混合を与えているが、最近の千島列島周囲での乱流観測(八木, 2008)や潮汐モデル(Nakamura and Awaji, 2004)などから海面付近では強い鉛直混合がない可能性が指摘されている。熱塩循環において深層水が上昇するには、鉛直混合に加え、海面での熱(浮力)の獲得が必要である(Tsujino and Sugimoto, 1999)。海面まで強い鉛直混合が達しない場合は、海面で熱(浮力)が獲得しにくくなると考えられ、深層水が上昇するとは限らない。

本研究では、千島列島周囲での局所的な鉛直混合が海面まで達しない場合に引き起こされる太平洋熱塩循環の構造とその形成メカニズムについて海洋大循環モデルを用いて調べる。

2. 実験設定

本研究で用いたモデルは CCSR Ocean Component Model Version 4(COCO4)である(Hasumi, 2006)。地形は北極海なしの全球的な現実地形。解像度は水平 1×1 度、鉛直 45 層、層厚は表層 5m~深層 200m である。海面境界は、風応力として月平均気候値(Roske, 2001)を与え、熱・淡水フラックスは海面水温・海面塩分を月平均気候値(Levitus et al., 1998)に緩和する形で与えた。また、本研究は太平洋熱塩循環について調べるため、太平洋以外の全海域において水温・塩分を気候値(Levitus et al., 1998)に緩和する。また、千島列島周囲以外での鉛直拡散係数は、Hibiya et al.(2006)の全球水平分布を用いた。3000 年積分を行い定常に達した結果を解析する。

千島列島周辺(図 1a)での鉛直拡散係数は、乱流観測(八木, 2008)と潮汐モデルの結果を踏まえ $200 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{s}$ とする。本研究では、海面まで強い鉛直混合が達しているか否かによる太平洋熱塩循環の違いを調べるため、鉛直拡散係数の鉛直プロファイルとして、Nakamura et al.(2006)と同様に、すべての深さで一様に強い鉛直混合を与える場合(**CONST**)と、強い鉛直混合が海面まで達しない場合(**200M**, **300M**, **500M**)の実験を行った(図 1b)。また強い鉛直混合を与えない場合(**BG**)の実験を比較のために行った。

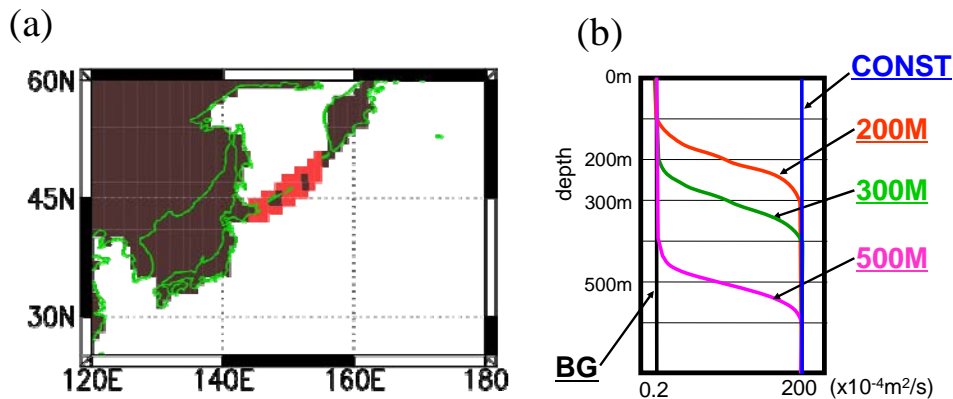


図 1 (a)千島列島周辺での強い鉛直混合を与える海域(赤)と(b)各ケースでの鉛直拡散係数の鉛直分布

3. 結果

東西積分した太平洋子午面流線関数を各ケースと**BG**との差で示す(図2)。千島列島周辺での強い鉛直混合が海面まで達している場合(**CONST**)は局所的な上昇流が深層から表層まで達し先行研究(Nakamura et al. 2006)と同様の結果となる(図2a)。一方、海面まで強い鉛直混合が達していない**200M**, **300M**, **500M**では局所的な表層水沈降と深層水上昇が引き起こされる(図2b-d)。すなわち、強い鉛直混合が海面まで達しているか否かで引き起こされる循環構造が大きく異なることが明らかになった。千島列島周囲の海面塩分と混合によってもたらされる浮力エネルギーの再現性から、強い鉛直混合が海面まで達していない方が現実的であることが明らかになった。

海面まで達しない強い鉛直混合に伴う表層水沈降は、代表的な深層水形成域である北大西洋や南大洋縁辺海での表層水沈降とは異なり、大気による海面冷却と深層対流を伴わない。鉛直混合によって周囲より重い海水が形成されその周囲には地衡流が形成された。その地衡流は表層では北上流となって境界域に達し、局所的な下降流を境界域に形成する。周囲より重い水塊およびその周囲を回る地衡流が形成されるといふ点において、鉛直混合によって引き起こされる表層水沈降と海面冷却によって引き起こされる表層水沈降は同様であるが、冷却源は両者で異なっており、海面冷却に伴うものは大気であるのに対し、鉛直混合に伴うものは深層である。すなわち、海面冷却とそれに伴う深層対流が、熱塩循環における表層水沈降の必要条件ではないことが明らかになった。

千島列島周囲で海面に向かって鉛直混合が弱くなる深さが200-500mの範囲では、表層水沈降および

深層水上昇が達する深さが約1000mでほぼ一定であることが明らかになった(図2b-d)。強い鉛直混合が引き起こす鉛直流速を、強い鉛直混合がある海域とその周囲との間に形成される密度差から見積もることができた。強い鉛直混合によって局所的な鉛直方向の密度交換のみが引き起こされると仮定すると、下降流と上昇流の境界の深さは、強い鉛直混合の上端の深さに依存する。しかし、強い鉛直混合の上端の深さが浅い場合、上記の仮定が成り立たず、上層に形成される周囲より重い水塊はより高密度になっている。上層のより高密度な水塊は、上層での局所的な下降流の南方西岸に存在する弱い上昇流によって形成される。西岸での上昇流によって、強い鉛直混合の上端の深さに対する鉛直流速が0となる深さの依存性が弱められる。

次に、千島列島周囲での局所的に強い鉛直混合が引き起こす、太平洋深層循環について調べた。本研究では千島列島周囲での強い鉛直混合の下端の深さを3000mとしたため、太平洋深層下部(3500m以深)では、水平循環の千島での混合の有無による違いはほとんど見られなかった(図3)。一方、深層上部(深さ1960-3500m)では、鉛直混合がある場合、深層水上昇が千島列島付近で引き起こされ、西岸に北上流が形成される(図4)。この西岸北上流は、観測(Kawabe et al., 2003)によって見積もられた北太平洋低緯度での北上西岸流と定性的に一致するものである。太平洋中層下部(深さ940-1960m)では深層水の上昇に伴う南下流が、西岸境界だけでなく内部領域にも形成される(図5)。千島での混合の有無による内部領域での流れの違いは、千島列島で形成された周囲より重い水塊が、風成循環によって東方伝播した結果もたらされたものである。東方伝播は、ロスビー波の伝播速度と風成循環の東方移流速度が同程度となる経度まで達することが明らかになった。

4. まとめ

本研究では千島列島周囲での強い鉛直混合が太平洋熱塩循環に与える影響について海洋大循環モデルを用いて調べた。海面までは達しない強い鉛直混合によって、千島列島周囲では局所的な深層水上昇と表層水沈降が引き起こされる(図 2b-d)。局所的な鉛直流に伴い、太平洋の中深層では南北流が引き起こされる(図 4、図 5)。低緯度域で海面を通じ海洋が得た熱が、表層での北上流と千島列島周囲での局所的な沈降流(図 2b-d の上部子午面循環)、局所的に強い鉛直混合によって深層へ輸送されることで、局所的な深層水上昇を維持する浮力がもたらされる。

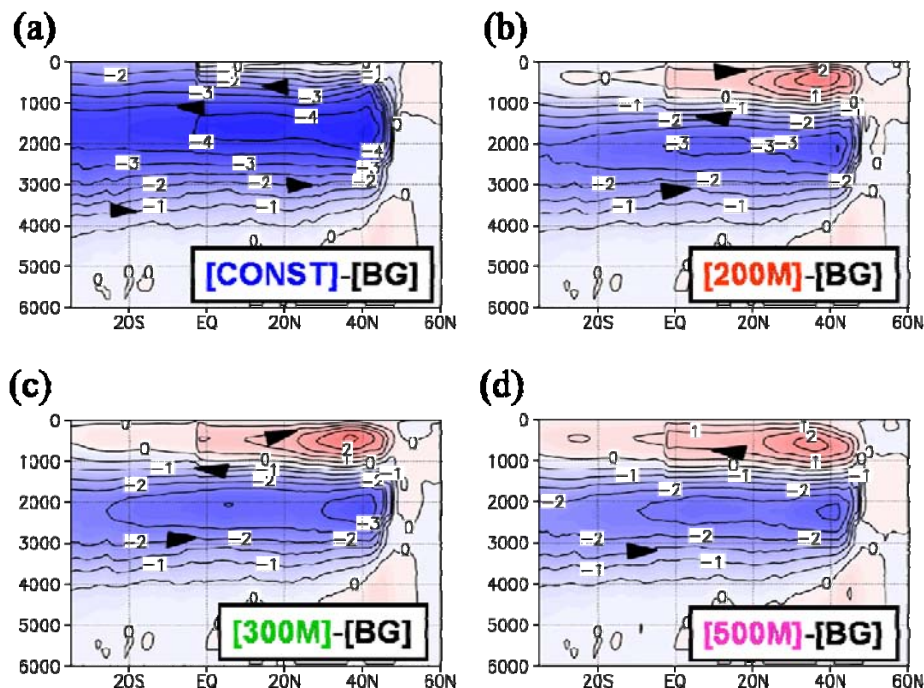


図 2 千島列島周囲での局所的な鉛直混合による太平洋子午面循環アノマリ。(a)は CONST ケース、(b)は 200M ケース、(c)は 300M ケース、(d)は 500M ケース。

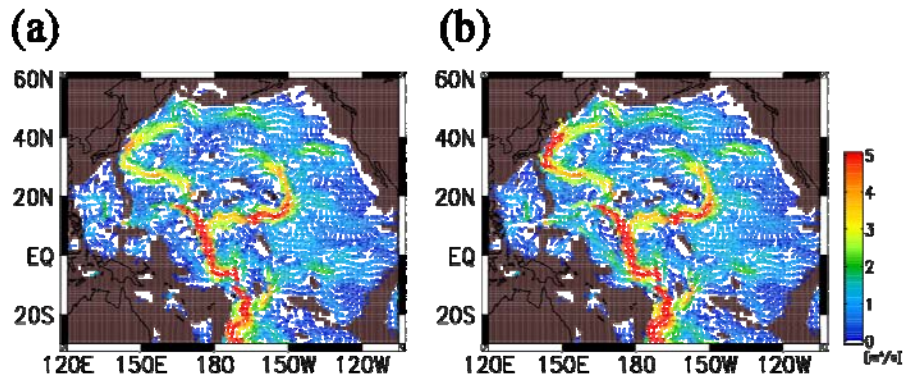


図 3 太平洋深層下部(3500m 以深)で鉛直積分した水平流速。(a)はBG ケース、(b)は200M ケース。

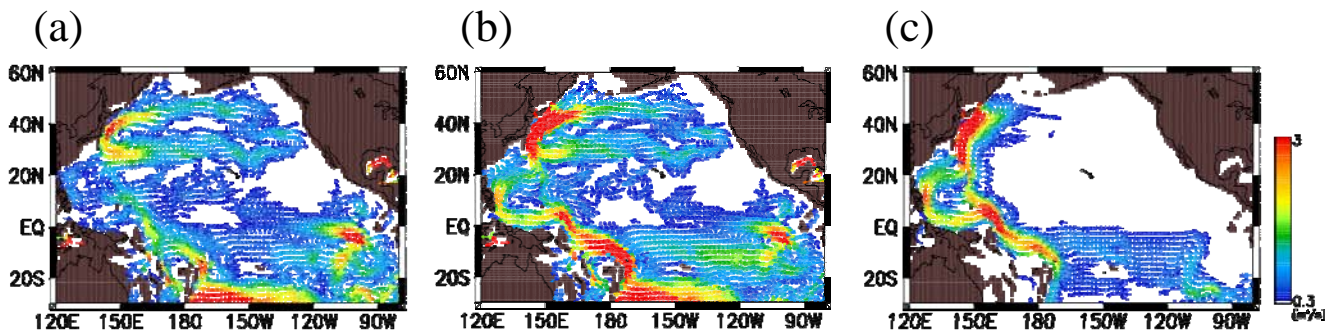


図 4 太平洋深層上部(1960-3500m)で鉛直積分した水平流速。(a)はBG ケース、(b)は200M ケース、(c)はそれらの差(200M-BG)。

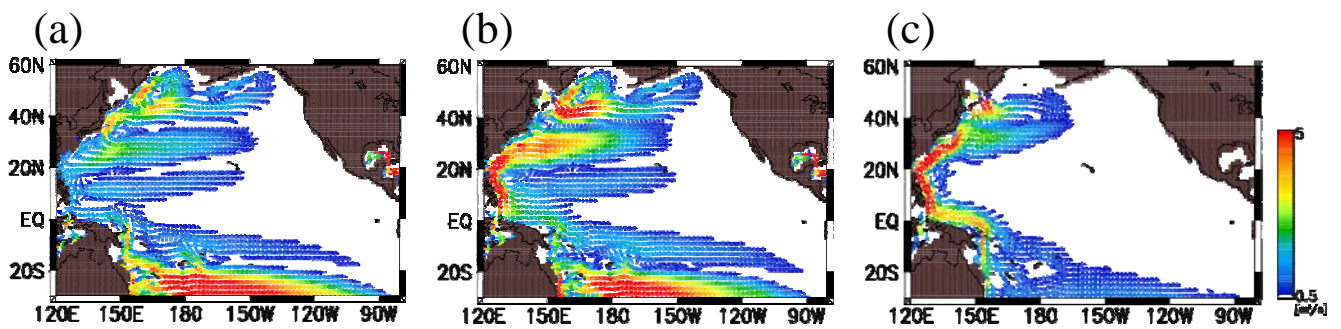


図 5 太平洋中層下部(940-1960m)で鉛直積分した水平流速。(a)はBG ケース、(b)は200M ケース、(c)はそれらの差(200M-BG)。