



北太平洋亜寒帯循環と気候変動 (SAGE)
— 明らかになってきた北太平洋亜寒帯域の海洋循環 —

クリル列島域における 水塊形成 / 交換流の モデリング

中 村 知 裕
豊 田 隆 寛
石 川 洋 一
根 田 昌 典
淡 路 敏 之
滝 沢 隆 俊
印 貞 治

なかむら ともひろ : 京都大学大学院理学研究科
とよだ たかひろ : 京都大学大学院理学研究科
いしかわ よういち : 京都大学大学院理学研究科
こんだ まさのり : 京都大学大学院理学研究科
あわじ としゆき : 京都大学大学院理学研究科
たきざわ たかとし : 海洋科学技術センター
いん ていじ : 京都大学大学院理学研究科

クリル (千島) 列島域での卓越流である潮流による輸送・混合過程の高分解能 3 次元非静力学シミュレーション実験, ならびに潮汐起源の鉛直混合や輸送効果を取り入れた大循環シミュレーション実験を行い, オホーツク海から西部亜寒帯域における北太平洋中層水の起源水の形成・輸送過程を評価する。

1. はじめに

北太平洋最大の縁辺海であるオホーツク海では, 寒冷期に湾奥部域での結氷に伴うブライン排出に伴って形成された相対的に高密度・高酸素・高二酸化炭素の海水が, 中層 (約 2700 のポテンシャル密度層) にまで沈み込む。また, 春季以降の流水の融解および海面での淡水フラックス (降雨量と蒸発量の差) によって, 表層には低塩分の海水が形成される。これらのため, オホーツク海の中層と表層には, 同密度の北太平洋亜寒帯水に比べて低塩・低温・高酸素・低渦位によって特徴づけられる特有の水塊が形成される (Kitani, 1973; Talley and Nagata 1995; Watanabe and Wakatsuchi, 1998)。このようなオホーツク海に固有な海水は, クリル (千島) 列島を経て北太平洋へ流出するが, そのことが北太平洋中層水 (North Pacific Intermediate Water: NPIW) の形成に決定的な役割を果たしていると指摘されている (Wüst, 1930; Favorite *et al.*, 1976; Talley, 1991; Kono 1996; Yasuda, 1997)。NPIW は北太平洋中層に特有な水塊であり, それを特徴づける塩分極小層は亜熱帯域の大部分に, さらには熱帯のインドネシア多島海にまで分布していることから, NPIW の形成・輸送過程の理解は北太平洋中層循環の解明に極めて重要である。

これまでの T/S 解析等から, NPIW それ自身は混合水域と呼ばれる黒潮続流域周辺で親潮水と黒潮水との混合によって生成するとみなされているが, NPIW の形成に必要な低温でかつ NPIW と同密度の低塩分水をこの混合水域に供給する起源については, NPIW の密度を持つ海水が北太平洋の海面には露出していないため, オホーツク海内での

沈み込みによって起源水が形成されると考えられている。一方、オホーツク海と外洋とのアクセスを担うクリル海峡では非常に強い鉛直混合が観測で確認されている事実（川崎と河野, 1994）を考えると、オホーツク海水が必ずしもその性質を保ったまま北太平洋へ流出するわけではなく、クリル海峡で鉛直混合の影響を受ける可能性が高い。実際、この様な強い鉛直混合により、NPIWの形成に必要なだけの低塩分水が表層から供給されて中層の海水がより一層低塩化すると示唆されている（Talley, 1991）。また、Warner *et al.* (1996) はCFCの分布に基づき、オホーツク海内のsubduction（沈み込み）とクリル海峡での鉛直混合が北太平洋中層のventilationに重要な役割を果たしていると報告している。従って、NPIWの形成機構、ひいては北太平洋中層の「shallow overturn」（表層から中層にかけての子午面循環）に伴う水塊構造と海洋中での二酸化炭素循環を解明する上で、クリル列島での輸送・混合過程の解明は極めて重要である。

これに関する最近の観測的研究結果は、クリル列島を通してのオホーツク海と北太平洋間の海水交換を第一義的に支配するプロセスは定常的な地衡流ではないことを指摘している。川崎と河野（1992；1994）による精力的な観測研究によれば、クリル海峡における鉛直様な混合水の存在は等密度面混合では説明しにくく、また海面力学高度は全体的にオホーツク海の方が高い。さらに、成層が弱いために、北太平洋亜寒帯循環の西岸境界流である東カムチャッカ海流や親潮は、陸棚斜面上を流れ、クリル海峡のシルを越えてオホーツク海に直接流入するとは考えにくい。このことはTOPEX/Poseidon高度計データの解析や漂流ブイ解析からも指摘されている。その上、多くの海峡では潮流が卓越しており、時間平均流は“bi-directional”な構造（海峡内で流向が相反する流れ）となっていると報告されている（Moroshkin, 1966）。これらから、Riser（1996）はクリル列島の海水交換に非地衡的なプロセス、とりわけ潮流が重要な役割を果たしていると指摘した。従って、クリル列島から

のオホーツク海水の流出・変質過程の理解に、潮汐・潮流の役割を明らかにすることは重要である。このような短周期の潮汐・潮流が時空間スケールの大きな外洋の物理過程に深く関与しているという問題は、WOCE（World Ocean Circulation Experiment）等の実施に伴い、他の海域でも最近富みにクローズアップされるようになり、Boundary Mixingと一般に呼ばれている（Lukas *et al.*, 1996）。従って、本稿で述べる潮汐・潮流モデリング研究は大洋規模のモデリング研究の発展にも重要であろう。

2. 研究方法

NPIWの形成に関するクリル列島域での潮汐輸送・混合過程に関して、Nakamura *et al.* (2000a；2000b) は、まず潮流による輸送効果に着目した主要5分潮の潮汐シミュレーション実験を行い、クリル列島域での卓越流である順圧潮流場の詳細な構造を初めて明らかにするとともに、卓越成分のK1潮流による平均海水交換量は列島全域では約5Svに達すること、地形性捕捉波と潮流との相乗効果が平均流形成の本質的要因であること等を示した。次に、クリル列島域での鉛直混合に関して、理想化した鉛直2次元非静力学モデル実験を行い、さらに振動流による地形性内部波の励起理論を拡張することにより、NPIWの形成に重要な役割を果たす内部波は非定常風下波の可能性が高いことを示した。また、従来の内部潮汐波に加えて非定常風下波と混合潮汐風下波が励起されることや、この種の波の碎波による鉛直混合は極めて活発で、鉛直拡散係数に換算すると最大 $10^3\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ にも達し、かつNPIWの密度層の深さまで及ぶことが明らかにされた。

しかしながら、クリル列島域での現実的な輸送・混合過程を理解するにはなお一層の研究が必要である。例えば、潮汐フロントが形成される程強い鉛直混合が生じる領域では、傾圧不安定渦の形成と切離による輸送・混合を考慮する必要がある。実際、クリル列島域では多くの渦が観測されている。

そこで本稿では、まず、1) 潮流によるクリル海

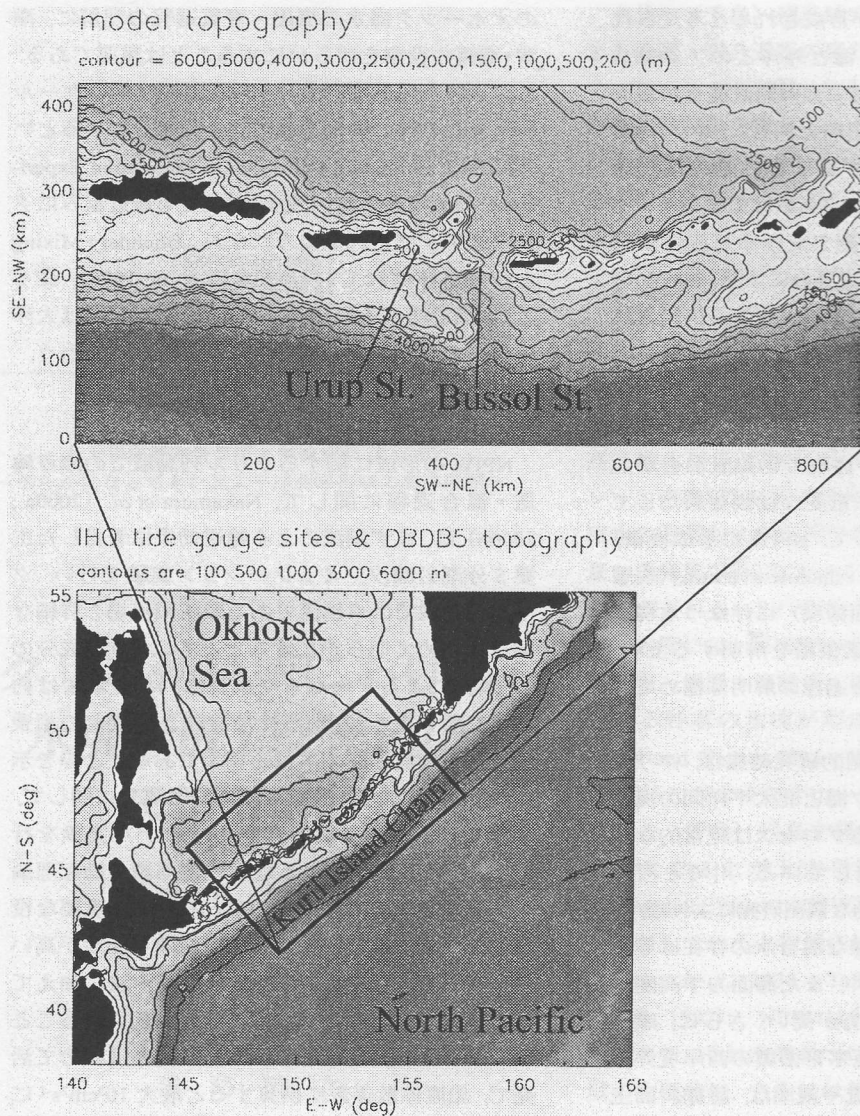


図1 潮流シミュレーションのモデル地形.

峡での3次元的海水輸送・混合システムを解明するために、内部波の3次元的发生・伝播過程とそれに伴う海水混合、さらにその後の潮汐フロントと渦の生成といった一連の過程を解析できる三次元非静力学モデル実験を行い、検討を加える。これに関するモデル地形は、三次元非静力学モデルの多大な計算負荷を勘案して、図1に示すような南北に隔たったブソル海峡とクルゼンシュテル

ナ海峡（オホーツク海の主要な流出・流入域）を含むクリル列島周辺海のみを対象とした。モデル方程式の定式化にあたっては、潮汐フロント起源の傾圧不安定渦の時間発展をより正確に再現するため、 β 面近似を用いた。順圧潮流（K1）は潮汐モデルを用いて別途計算した。初期の水温・塩分は水平一様で、オホーツク海側（クリル海盆）の夏季の気候学的鉛直プロファイルをNODCの

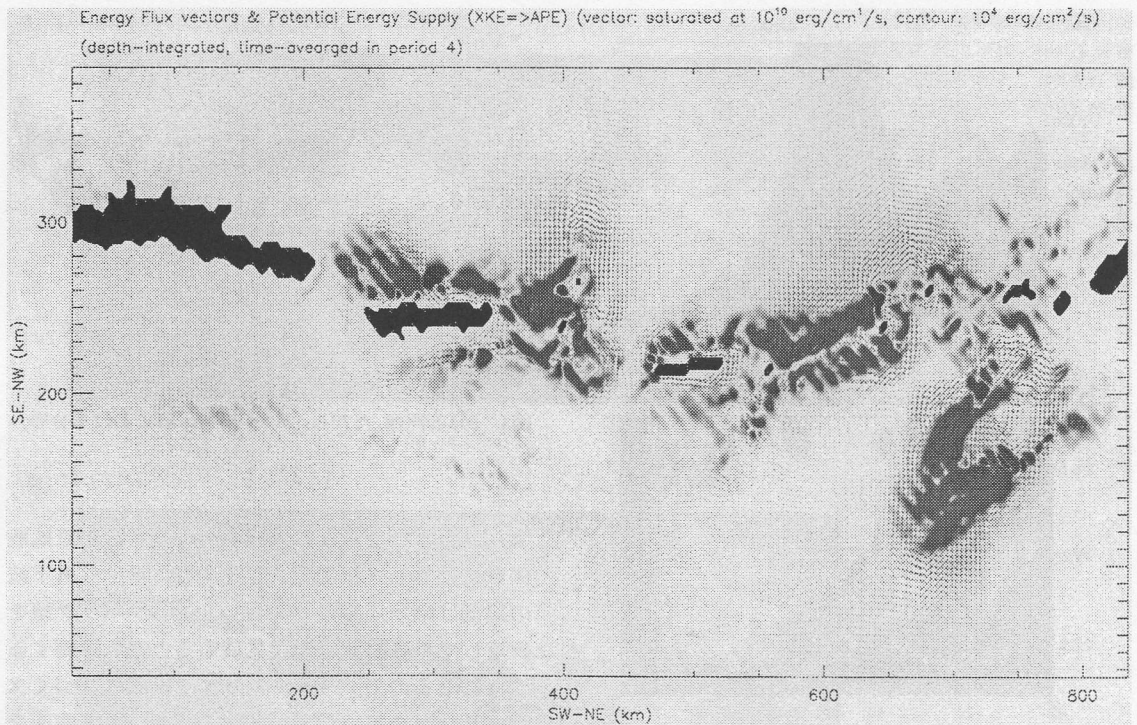


図2 4周期目における周期平均した鉛直積分エネルギー・フラックス・ベクトル(矢印)と順圧流からのエネルギー変換。

データセットより作成して与えた。

次に、2)以上のクリル海峡での Boundary Mixing が北太平洋の循環に与える影響を明らかにするために、混合層スキーム (Noh and Kim, 1999)・等密度面混合スキーム (Redi, 1982)・渦輸送スキーム (Gent and McWilliams, 1990)・海水スキーム (Ikeda, 1989)を一体化し、かつ上層は σ 座標系、下層は z 座標系のハイブリッド座標系を、地形の再現にあたってはパーシャルセル法を採用して subduction 再現性能を高めた京都大学海洋大循環モデル (水平には 1° 、鉛直には34層)を用いて、クリル海峡での潮汐混合に相当する鉛直拡散係数を与えた場合と与えない場合の対照実験を行うことにより、そのインパクトを調べた。なお、実験では WOA94 Monthly Data (Levitus and Boyer, 1994)をポテンシャル水温と塩分の初期値に与え、海面でのフォーシング (風応力、熱フラックス、水フ

ラックス)は OMIP から作成したものをを使用した。

3. 結果

1)三次元非静力学モデルによるクリル列島域での潮汐混合・輸送過程

まず、クリル列島における潮汐起源の地形性内部波の水平伝播を調べた結果、潮流の速いウルップ海峡のシルで生成された有限振幅の内部波が、深くて潮流の弱いプソル海峡へ伝播することがわかった。Nakamura *et al.* (2000b)の理論によれば、このような内部波は等深線を横切って伝播する成分とシルに沿って時計回りに伝播する成分の両方から成り、前者は内部慣性重力波、後者は内部地形性捕捉波である。これらの波によるエネルギー輸送を理解するために、フラックスベクトルを調べた結果、ウルップ海峡からプソル海峡への時計回り輸送とシル付近での時計回り輸送とが確認され

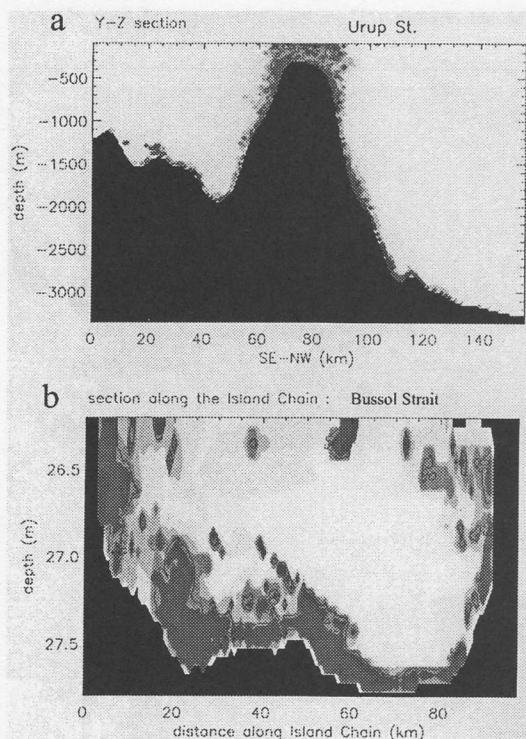


図3 4周期目における周期平均したdiapycnal mixing (等密度面を横切る方向の拡散係数)の分布 (cm^2s^{-1}). 赤は100以上, 白は0.1以下の領域を示す. (a)ウルップ海峡を横切るy-z断面図. (b)ブソル海峡をカバーする断面での分布.

た (図2). さらに海峡部におけるエネルギー収支を調べると, ブソル海峡でのエネルギーの時間変化は主にフラックス項によって決まっていた. このことは, ブソル海峡における鉛直混合は, そこで生成された内部波のエネルギーによる混合よりも, ウルップから伝播してくる内部波による混合のほうが卓越することを意味している. 一方, ウルップ海峡ではエネルギー生成が流出より大きく, 風下波の生成とその碎波に伴って高エネルギー化していた. 従って, 潮流によって生成された内部波が3次的に伝播することで, 深くて潮流の弱いブソル海峡においても相当な鉛直混合を引き起こす可能性が高い.

次に, 以上の内部波生成とエネルギー輸送に

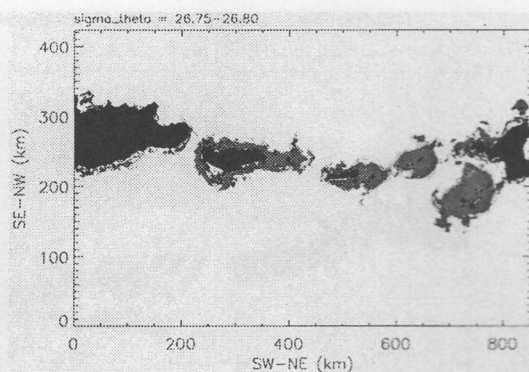
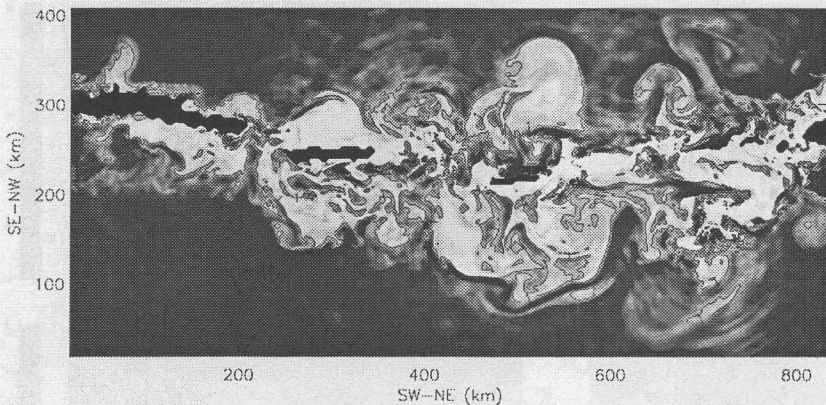


図4 図3と同様. ただし, $26.75\text{-}26.8\sigma_\theta$ 層における分布.

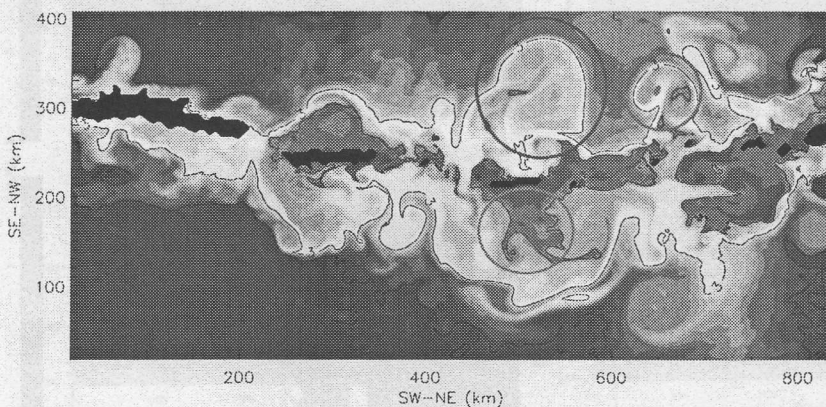
よって引き起こされる鉛直混合の強さを鉛直拡散係数に換算して評価した. その際, 非定常風下波の周期は潮汐周期よりも短いため, フィック型を仮定して鉛直拡散係数を見積もると過大評価することになるので, 内部波の力学や観測に基づくスケリングを用いた diapycnal mixing (等密度面を横切る方向の拡散) を1周期平均して求めた. 図3aに, 浅いシルの例として, ウルップ海峡を横切る断面での結果を示す. シル上の拡散係数は非常に大きく, 最大で $1000\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ を超える. 次に, オホーツク海水が流出する際に受ける潮汐混合の大きさを推定するために, 主要な流出口であるブソル海峡をカバーする断面での分布 (図3b) をみると, 深いブソル海峡においても, $100\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ のオーダーの diapycnal mixing が生じており, 上述の示唆を支持している. このような強い鉛直混合が海面からNPIWの中心の密度層 ($26.8\sigma_\theta$) にかけて分布していることから, オホーツク海水は海峡を通り抜ける際に潮汐混合により大きく変質されて低渦位化し, NPIWの起源水を形成すると考えられる.

次に, 鉛直混合の強さの水平分布を図4に示した. これはクリル列島周辺における上部NPIWに対応した密度層 ($26.75\text{-}26.8\sigma_\theta$) で1潮汐周期平均したもので, 浅く潮流の速い海峡部・島の周り・海礁の付近で鉛直混合が大きい. その結果, 沖

a Planetary Potential Vorticity ($-f/\rho_0 * d\sigma_\theta/dz * 10^{-3}$) (c.i.= $0.5 * 10^{-12} \text{ s}^{-1}$)



b model SST (°C)

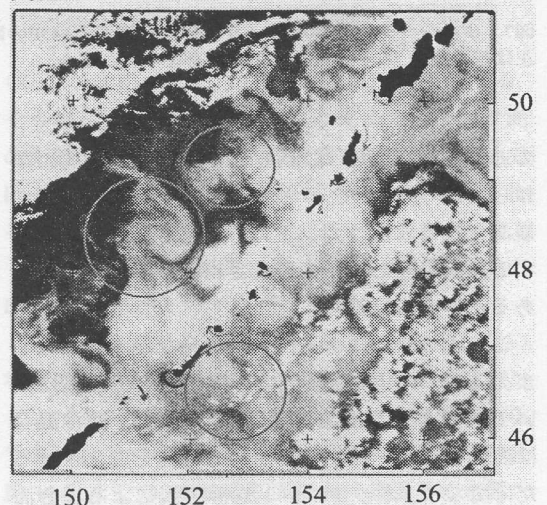


(上) 図5 25周期後の海面(モデルの最上層)における分布図。(a)惑星ポテンシャル渦度(白いほど低渦位),(b)水温(青が低温,赤が高温)。

(下) 図6 衛星赤外画像(白が低温,黒が高温)。北海道大学,齋藤誠一教授の提供による。

合の鉛直混合とのコントラストが大きくなり,列島沿いに潮汐フロントの形成が予想される。事実,25周期後の惑星ポテンシャル渦度の分布(図5a)を見ると,列島沿いに顕著な渦位フロントが存在しており,そのフロントに沿って列島の至る所で渦が形成され切離する様子が見うけられる。これらの渦は海峡部で形成された低渦位水を含んでおり,従って高気圧性のものが多い。このような低渦位水をコアに持つクリル起源の高気圧性渦は,ごく最近,北海道大学グループにより観測された。このことは,海峡部で発生する潮汐混合の影響が渦輸送を介して沖合にまで及ぶことを示している。図5bは同時刻におけるモデルの海面水温分布である。渦位の分布図に対応した,低温水を含むフロントや渦が明瞭に見られる。これらは衛星

Observed SST (infra red image)
NOAA-12: Orbit 17429: 1994/0921 22:31-22:33



[145°E Section]

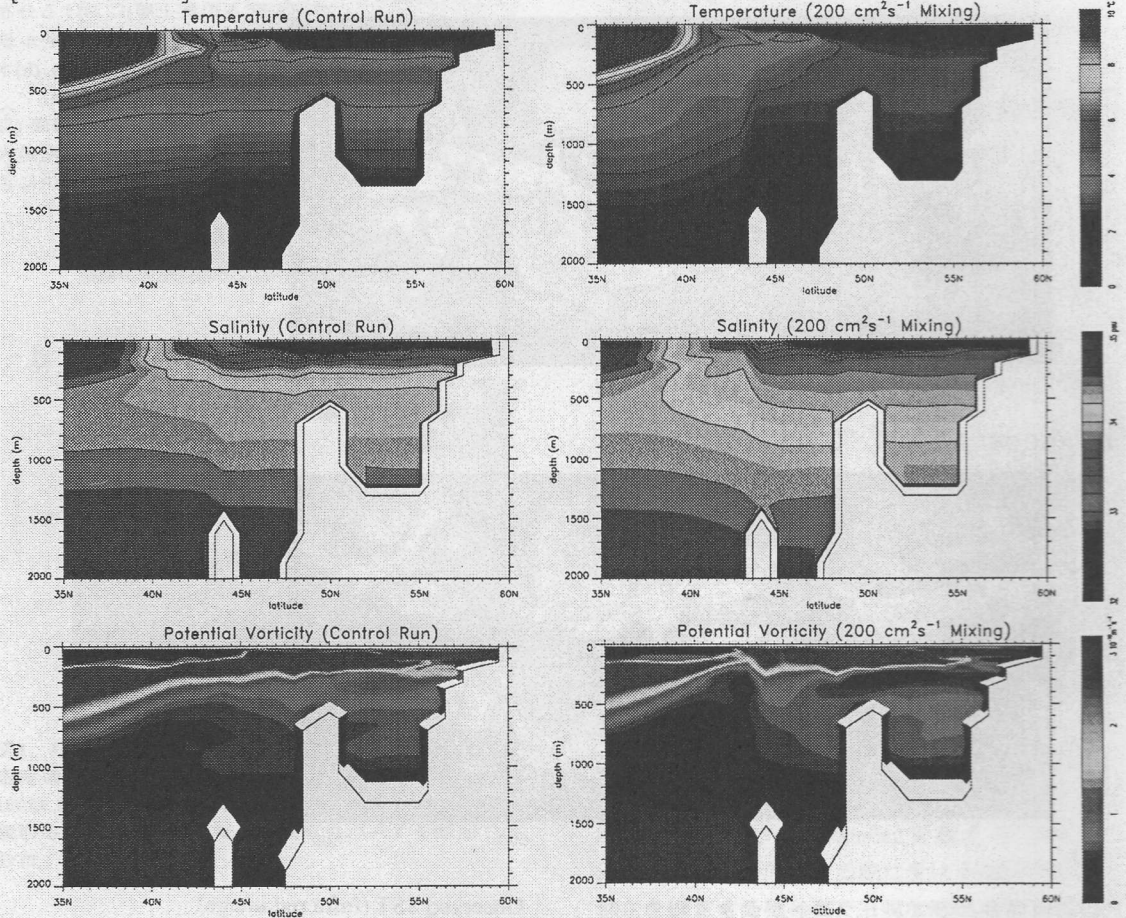


図7 オホーツク海奥部からクリル列島を横切る145Eの断面(夏季)。(上段)ポテンシャル水温,(中段)塩分,(下段)渦位。左は基本実験,右がクリルで鉛直混合を与えた場合。

の赤外画像(図6)に見られるものと定量的に類似しており,従って,クリル列島域でほぼ恒常的に観測される水温フロントは,非定常風下波に起因する鉛直混合によって形成された潮汐フロントであると考えられる。

このような渦による沖への活発な海水輸送をふまえると,クリル海峡部での潮汐混合の役割について次のような推論が導ける。一つは,潮汐混合は海峡を流入・流出する海水の特性を変化させるだけでなく,潮汐フロント起源の渦による混合海

水の輸送によっても,オホーツク海や北太平洋に影響を与える。このことはオホーツク海水の形成に関して,クリルでの潮汐混合が従来考えられていた以上に重要な役割を果たしている可能性を示唆している。実際,最近のトレーサ観測の解析から,オホーツク海モード水・中層水を形成する要因として,オホーツク海奥部での海水生成に伴って沈み込んだ海水(Dense Shelf Water; DSW)よりも,鉛直混合の方が重要であると指摘されている(Yamamoto *et al.*, 2002)。クリル列島域はオホーツ

[165°E Section]

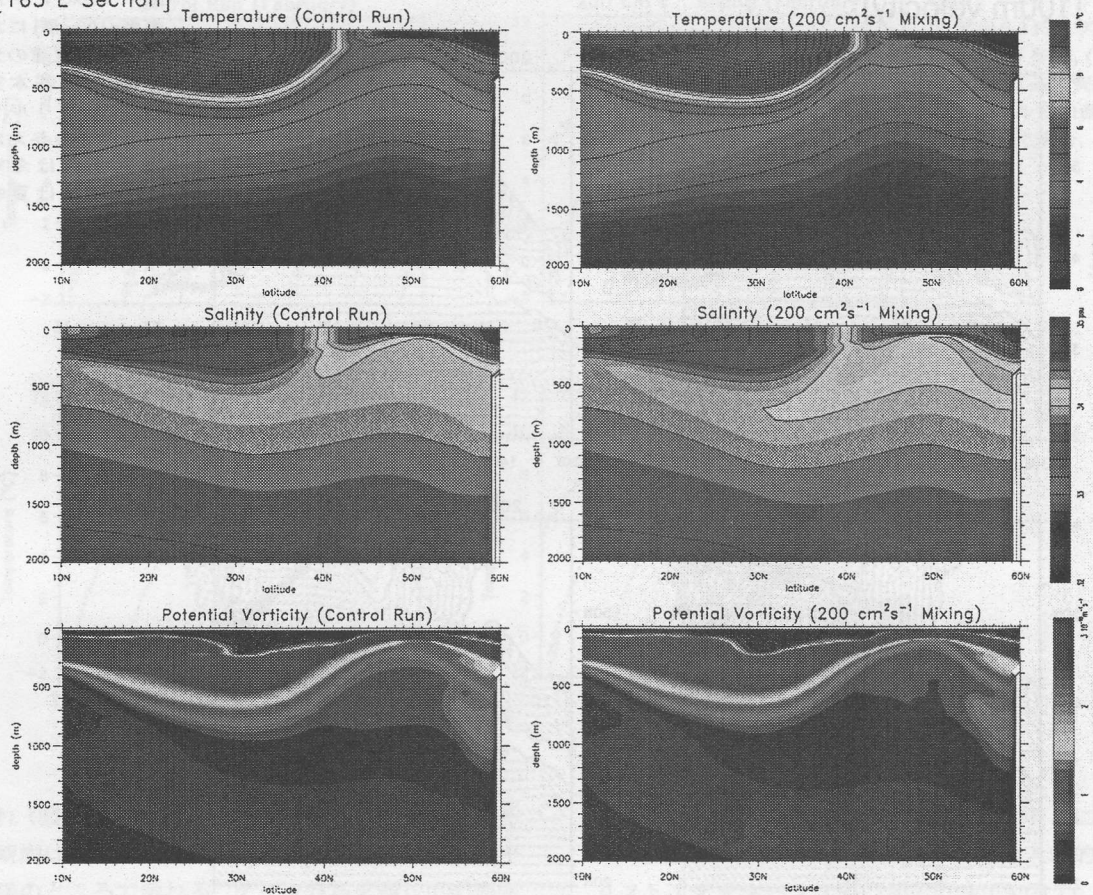


図8 図7と同様。ただし、亜寒帯から亜熱帯を横切る165Eの断面。

ク海でも潮汐混合が最も大きい場所の一つであり、しかもそれは中層にまで及び、かつ広く分布している。これらを考え合わせると、オホーツク中層水の形成に重要な鉛直混合のうち、クリル列島部での潮汐混合がかなりの割合を占めていると推測される。もう一つは、海峡を通過する潮流による直接的な輸送は、その大部分が地形に捕捉されて島を循環するために、北太平洋への正味の流出に関して、列島沿いの潮汐フロントからの渦輸送量のほうが大きいと推測されることである。このように考えれば、純粋なオホーツク海水が北太平洋側ではめったに存在しないという観測結果

(Kono and Kawasaki, 1997) の説明が容易になる。そうだとすれば、北太平洋に与えるオホーツク海の影響を評価するには、海峡部を観測するだけでは不十分であるという注目すべき示唆が得られる。

2) 北太平洋の循環に与えるクリル海峡での Boundary Mixing のインパクト実験

クリル海峡での Boundary Mixing を考慮しない場合のモデル実験（以下、基本実験）と考慮したインパクト実験で得られたオホーツク海奥部から千島列島を横切る 145E 線及び西部亜寒帯から北緯 10 度までの 165E 線断面における夏季の水温・

[100m velocity]

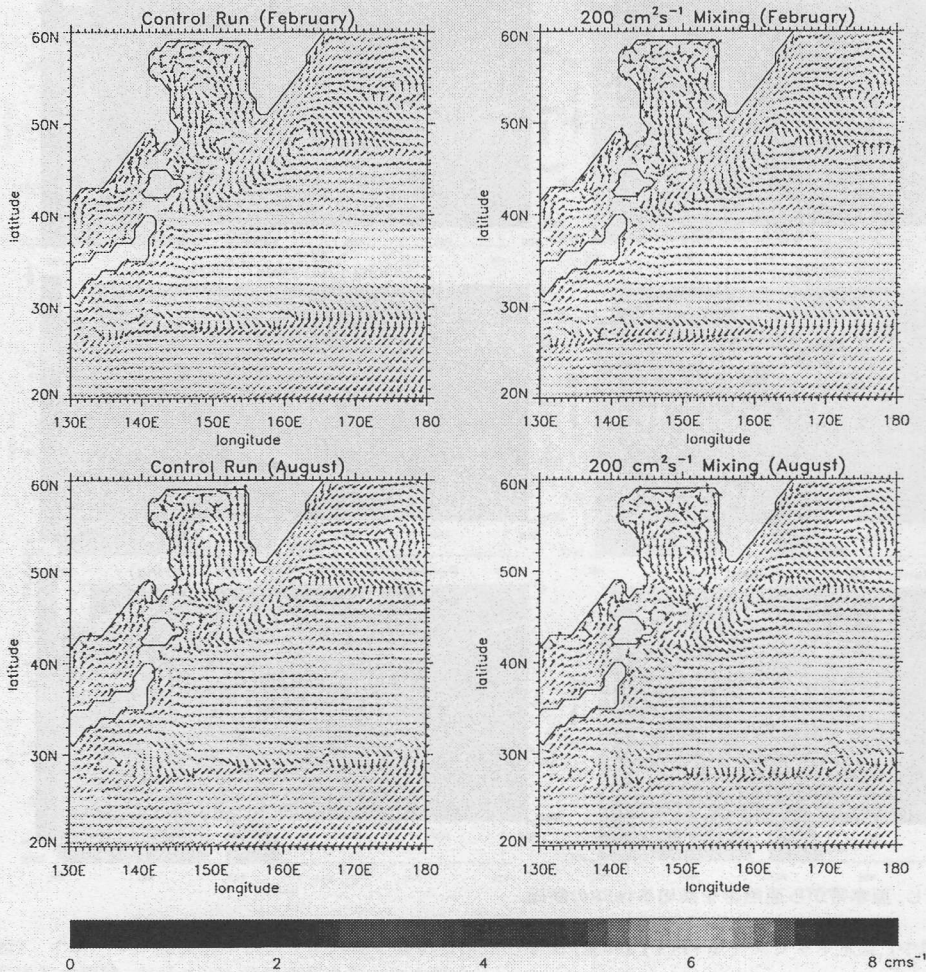


図9 北太平洋亜表層(100m深)における水平流速の分布図. 左は基本実験, 右がクリルで鉛直混合を与えた場合. 上段は冬季(2月), 下段は夏季(8月).

塩分・渦位の南北分布をそれぞれ図7及び図8に示す. 基本実験結果はこれまでの観測的知見の特徴を定性的には再現しているが, 亜寒帯域の水塊構造を特徴づける中冷・中暖構造の再現性に関して, 現実よりも強い中暖構造が見られる等, いくつかの問題が存在する. 解析の結果, 基本実験の中暖水は黒潮統流を通じて主に中東部で亜寒帯に入り, その後西方へ移流されつつ鉛直拡散により弱まっていた. これは最近の観測結果 (Ueno and Yasuda, 2000) と定性的には同じであるが, 中暖水の起源である統流域での黒潮水と親潮水の混合が

不十分なため (親潮水の混合量が少ない), 現実よりも強い中暖構造となったものと考えられる. 一方, インパクト実験の結果は上記の点も含め観測結果に近くなっている. 以下では, クリル列島, オホーツク海, そして北太平洋の順に比較結果をまとめる.

クリル列島域:

潮汐混合を与えるとクリル列島沿いに水温・塩分フロントが形成され, 亜表層は低温・低塩・低渦位化する (図7). その結果, 西部亜寒帯循環との間に中層にまで及ぶ密度フロントが発達・強化さ

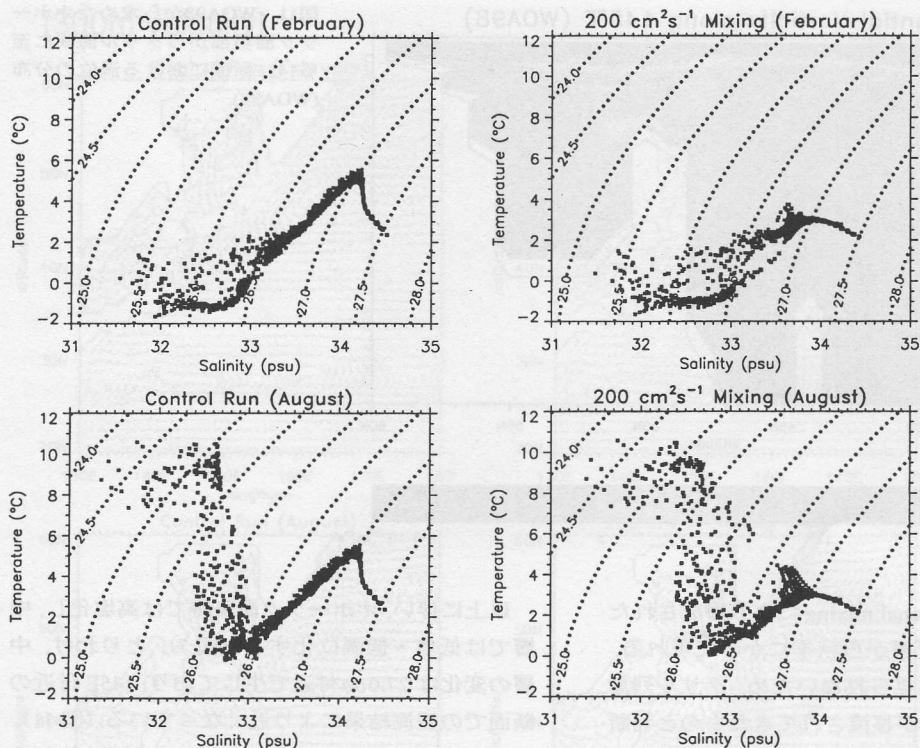


図10 オホーツク海北部の θ - S ダイアグラム。(上)冬季、(下)夏季。左は基本実験、右がクリルで鉛直混合を与えた場合。

れ(図7の44N付近)、クリル列島に沿って流れる親潮は強まる(図9)。これについては後の北太平洋のところで触れる。クリル列島を通しての海水交換は、両実験共に、表層から亜表層においては主に北側のクルゼンシュテルナ海峡で入り、ブソル海峡で出ているようであるが、季節変動や強さが若干変化している。

オホーツク海の水塊構造:

図7の145E線の断面図を比較すると、クリル列島で鉛直混合を強めた結果、観測から指摘されているようなオホーツク海での中暖構造の弱화가再現される。年平均のT-S図を作成して調べた結果(図10)、観測結果(大谷, 1989)に比べて、基本実験では東カムチャッカ海流水の影響が強すぎるために、オホーツク海北部の海水が $27.0\sigma_\theta$ 付近でかなり高温になっている。一方、クリルの潮汐混合を与えると、 $27.0\sigma_\theta$ 付近を中心に $1^\circ\text{C}\sim 3^\circ\text{C}$ 低温化してオホーツク海特有の平らなT-S曲線に近づ

く。現モデルでは海水モデルを組み込むことにより、通常のモデル実験でなされるような人為的なリストアをオホーツク海内部で行っていない。このような場合には、オホーツク海奥部で冬季の海水生成によるブライン排出が生じていても、クリルでの潮汐混合がなければ、この中暖構造の弱화는再現できない(図7)。海水の生成量と分布は主に海面での熱・運動量フラックスで決定されており、両実験で大きな相違はないことを考えると、中層水の特徴づける密度とその形成量の支配要因は、海水の生成量に加えて鉛直混合もその一つであることを示しており、Yamamoto *et al.* (2002)の指摘と一致する。

次に、オホーツク海北部での水塊の季節変化を調べた(図10)。基本実験ではT-S曲線の季節変化はおよそ $26.5\sigma_\theta$ 以浅にとどまり、結氷の影響を示す 0°C 以下の海水も $26.5\sigma_\theta$ 付近までしか形成されない。一方、潮汐混合を加えると、 $25.5\sim 27.2\sigma_\theta$ 付

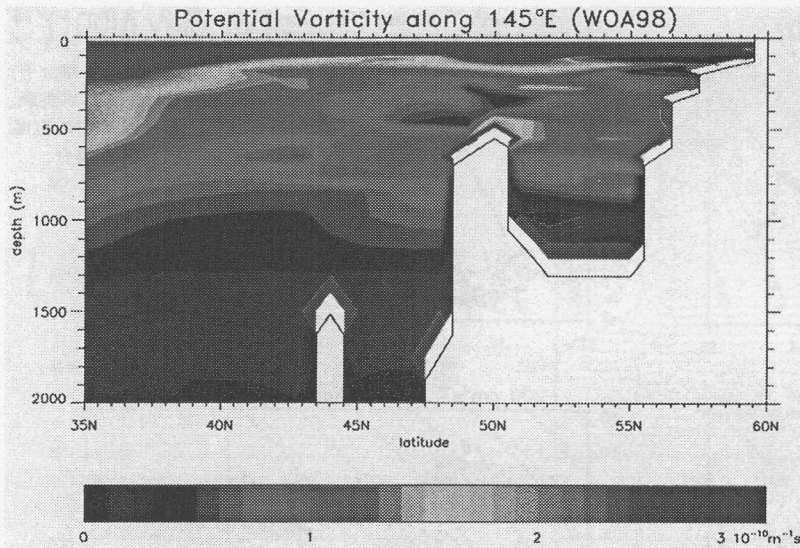


図11 WOA98から求めたオホーツク海奥部からクリル海峡に至る145E断面における渦位の分布 (WOA98).

近の密度層に、diapycnal mixing により形成されたと思われる海水が夏季から秋季にかけて現れる。これは基本実験では見られないため、クリル列島域で混合された海水が移流されてきたものと判断できる。こうして高塩化した $26.5 \sim 26.7\sigma_\theta$ 以浅における表層の海水は、冬季に冷却されることで高密度になり、 0°C 以下の海水が $26.8\sigma_\theta$ 付近の密度層にまで達する。 $26.8 \sim 27.0\sigma_\theta$ 付近の海水はオホーツク海南部では海面に露出していない。従って、この密度層の海水は、先ほどの冷却により沈降した海水との等密度面混合や鉛直混合で冷やされ、その結果、オホーツク海特有の滑らかな T-S 曲線が実現すると思われる。

これらから、クリル列島起源の潮汐混合の効果は2段階で生じていると考えられる。一つは間接的なプロセスで、潮汐混合による中層から表層への塩分供給が、冬季の結氷に伴う沈み込みを強化して中層 ($27.0\sigma_\theta$ 付近) にまで達せしめる効果である。後一つは直接的なプロセスで、潮汐混合による diapycnal mixing の結果として水塊が変質されるものである。前者はオホーツク海内部での中層水の形成に重要であり (沈み込みを加速する)、後者はオホーツク海中深層水のクリルでの変質やクリルでの水塊形成に支配的である。

以上に伴い、オホーツク海表層では高塩化し、中層では低塩・低渦位化する (図7)。とりわけ、中層の変化は $27.0\sigma_\theta$ 付近で生じており、145E 付近の断面での観測結果により近くなっている (図11)。このことも、クリルでの潮汐混合と冬季の冷却との相乗効果がオホーツク海モード水および中層水の形成に重要であることを示唆している。オホーツク海モード水は $26.8\sigma_\theta$ 付近の低渦位水で特徴づけられる水塊で、北太平洋中層水の起源水とみなされている (Yasuda, 1997)。従って、クリル海峡での潮汐混合は、オホーツク海から流出する水塊の形成に関与することによっても北太平洋に影響を与えうる。

オホーツク海北部の循環場：

まず基本実験の結果についてみてみる。オホーツク海北部でのエクマン流の影響の少ない 100m 深の流速ベクトル図 (図9右) から、一年を通じて反時計回りの循環が存在し、それに伴い西岸では東樺太海流が南流している。最近の直接観測で、東樺太海流は冬季に強く夏季に弱まるものの一年を通じて存在することが確認されており (Ohshima *et al.*, 2001)、モデル結果はこのような特徴をよく反映している。これによって、オホーツク海内部で結氷に伴い沈み込んだ低温・低塩な海

[300m velocity]

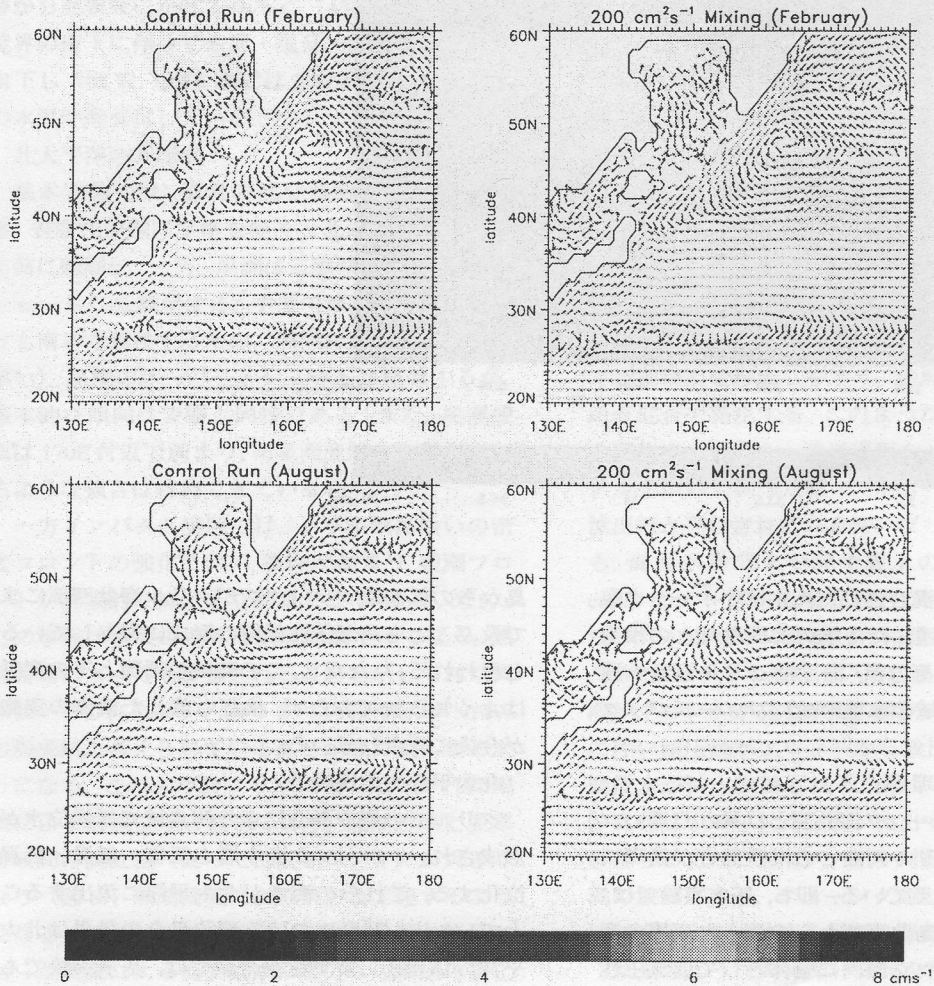


図12 図9と同じ。
ただし、300m深。

水が、冬季から春季にかけて南下する様子も再現されている。オホーツク海中央部から東部にかけては観測が少なく、未だ平均的循環構造すらよく判っていないが、モデルで見られる北部の反時計回り循環や、その一部であるカムチャッカ半島西方の北上流も、多くの研究で存在が示唆されている (Talley and Nagata, 1995)。このような循環の特徴はオホーツク海風成循環シミュレーション結果と似ており、オホーツク海北部の循環場は少なくとも定性的には風成循環で理解できると思われる。

一方、インパクト実験の結果をみると、カムチャッカ半島西方の北上流は強まり (図9)、さらに風の弱まる夏季から秋季にかけて東部の反時計回り循環も強化されている。前者はクリル列島での潮汐混合による密度フロントの形成の結果、列島北部からの流入が表層から亜表層にかけて強められたためである。後者はカムチャッカ半島西の北上流の強化により、潮汐混合に由来する低渦位水が供給された影響がロスビー波を通じてオホーツク海内部へ伝播したためだと思われる。このようにして強化された反時計回り循環によって、ク

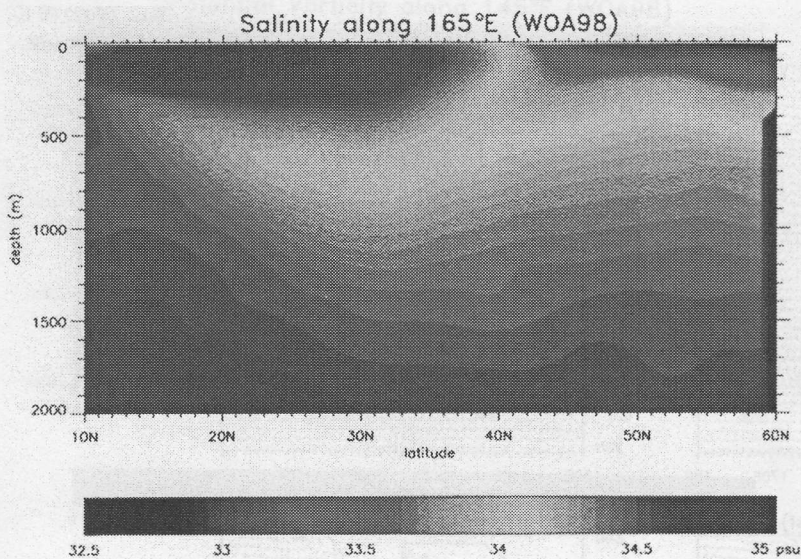


図13 WOA98から求めた165E断面における塩分の分布。

リル列島で鉛直に混合された海水はオホーツク海北部に運ばれ、前述した冬季の海面冷却との相乗効果が発生する。その後、海水はクリル海盆へ運ばれ、クリル列島域の水塊形成にフィードバックする。

クリル海盆の循環場：

比較的浅いオホーツク海北部とは異なり深いクリル海盆では、クリル列島での潮汐混合が循環に支配的な影響を与えている。即ち、基本実験では、上述のように、列島北東部からの流入と東樺太海流により、オホーツク海内に全体として低気圧性の循環が形成されるが、その季節変化は観測で指摘されているほどには大きくない。顕著な季節変動はクリルでの潮汐混合を与えてはじめて現れる。とりわけクリル海盆西部の300m深付近には、春季から秋季にかけて高気圧性の循環が形成され、夏季の亜表層で最も発達する(図12)。これはWakatsuchi and Martin (1991)の観測結果と定性的に一致している。解析の結果、前述したクリルでの潮汐混合と冬季の冷却との相乗効果による中層への沈み込みの強化の再現が、クリル海盆西部の高気圧性循環とその顕著な季節変動の再現に成功した要因であると示唆された。(加えて、クリル列

島からの低渦位フラックスがクリル海盆西部にまで及ぶことも高気圧性循環の形成に寄与していると思われる。)ただし、この海域の循環とその変動はよく知られておらず、検証も兼ねた観測の実施が今後には託されている。

北太平洋の水塊構造：

クリルでの潮汐混合により列島域で低渦位水が形成され、オホーツク海中層も低塩・低温・低渦位化する。これらの海水が北太平洋に流出することで、クリル列島における潮汐混合の効果は北太平洋へ広がる。まず亜寒帯域では、基本実験でも中冷・中暖構造が定性的には再現されるが、潮汐混合を加えると、東カムチャッカ海流水がクリル列島沿いを南下しつつオリジンの特性が弱まり、親潮に変質する現象(Ueno and Yasuda, 2000)がより再現されるようになる。亜熱帯域ではNPIWが基本実験よりも低塩化する(図8)。特に27.0 σ_{θ} 以深の下部NPIWでは、0.1から0.2psu程度も低塩化している。その結果、165E断面でのモデル結果(図8)と観測(図13)との比較から明らかなように、インパクト実験のNPIWは値・分布ともかなり現実的になる。低塩化した層では渦位も低下しており、このことは北太平洋中層水の形成に横からの

ventilation が重要であることを意味している。表層から亜表層にかけてみると、145E 線では循環の境界の南下に伴って水温・塩分・密度フロントが南下し（図 7）、165E 線では 30N 付近のモード水の水温が高温化している。

北太平洋の循環場：

基本実験では、通常の低分解能の OGCM と同様、表層の親潮は冬季を除くと北海道沖に到達する前に離岸し、一方、黒潮は三陸沖までオーバー・シュートして離岸する。中層では、親潮は表層よりも南まで到達するため（黒潮に比べて密度層が厚い）、黒潮のオーバー・シュートは軽減するが、基本的な傾向は表層と同様である。また、黒潮続流は 170E 付近で弱まり、衛星高度計から観測されるような強さは維持できていない。

一方インパクト実験では、クリル列島沿いの密度フロントの強化に伴い、親潮が強まり、親潮フロントが現実的な緯度まで南偏する（例えば、図 9）。この事実は循環の境界は風成循環だけでなく、熱塩循環によっても影響されることを示しており興味深い。これに伴い、より多くの親潮水が NPIW の形成域と考えられている混合水域に流入するようになる。このようなクリル列島で強化された親潮による低渦位水の輸送により、亜熱帯域と亜寒帯域間の渦位差（従って密度フロント）が大きくなり（図 8）、黒潮続流はより東方まで達するようになる（図 9）。亜寒帯循環と亜熱帯循環の境界に沿った続流による低渦位水の東方への輸送の強化は、北太平洋の ventilation 過程に影響を与え、両循環の内部領域へ波及する。その結果、亜熱帯域では続流南側の再循環が強まる（図 9）。亜寒帯循環はより深くまで強化され、東カムチャッカ海流も若干強くなる。中層では、NPIW 下部の密度帯に低渦位水の舌が形成され、これが亜熱帯と亜寒帯の双方に伸びている。これらの変化は、クリルでの潮汐混合が北太平洋 shallow overturn の形成・維持に重要な役割を果たしていることを示唆している。

4. まとめと考察

クリル列島域では外洋から入射した K1 潮汐波は地形性捕捉波を生成する。この波は捕捉されて島を巡る間に増幅され、海峡域に強い潮流を形成する。この強められた順圧潮流は海峡内のシルを越える際に大振幅の非定常風下波を生成する。非定常風下波は、その振動数が潮汐振動数より大きいため、潮汐の critical latitude より極側でも内部慣性重力波として存在できる上に、位相速度が背景流と逆向きであるために効果的に重ね合わせられて大振幅波を形成しやすく、砕波によって激しい鉛直混合を発生する。このようなクリル列島部での潮汐による混合・輸送過程を 3 次元非静力学モデルを用いて調べた結果、オホーツク海水の主な流出域とみなされている深いブソル海峡においても、海面から北太平洋中層水の密度層まで $100 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ のオーダーの鉛直混合が引き起こされる。浅いシル上では一層激しい鉛直混合が発生する。そのため、クリル列島沿いに低渦位水が形成され、潮汐フロントが発生する。潮汐フロントの不安定に伴い傾圧渦がフロントから放出され、低塩な低渦位水が沖へ供給される。従って、クリルでの潮汐混合はオホーツク海水が流出する際に特性を変質させるだけでなく、クリル列島全域からの傾圧渦の放出により、オホーツク海と北太平洋の双方に低渦位水を供給する役割を果たしている。

以上のような興味深い知見を得たが、上記の非静力学モデルは潮汐・潮流過程と風成・熱塩循環の直接的な相互作用を分解できるものの、計算負荷が余りに大きいため、北太平洋全域には適用できない。そこで、クリルの潮汐混合効果を静力学系準拠の改良大循環モデルに組み入れてインパクト実験を行った結果、クリル列島域での潮流起源の内部波による鉛直混合は、diapycnal mixing による直接的な効果だけでなく、中層から表層への塩分供給と冬季の結氷に伴う沈み込みとの相乗効果を通じて、オホーツク海中層および北太平洋へ流出する海水を低塩・低温・低渦位化し、さらに列島沿いの低渦位フロントを形成してクリル列島

沿いの親潮の強化と南偏を引き起こす。これにより発生する北太平洋亜寒帯・亜熱帯循環の境界からの渦位フラックスが循環内部の流速場を変化させ、北太平洋 shallow overturn に影響することが明らかになった。

以上の結果、クリルでの低塩・低渦位作用が北太平洋の亜表層から中層にかけての水塊形成と循環に重要な役割を果たしていることが明らかとなったが、北太平洋亜寒帯域における水塊構造の決定や循環（特に overturn）の力学に及ぼす外洋域での諸過程との相対的重要性や力学的連鎖に関する定量的理解は未だ不十分である。例えば中層水の塩分決定に関して言えば、SAGE プロジェクトにより明らかになった冬季のベーリング海でのサブダクション効果との相対的重要性（水塊形成度）、循環に関してはクリルでの渦位供給と外洋域での風による複合循環システムの理解等について一層の研究が必要である。これらの研究を進めるには、SAGE 観測によって明らかにされた黒潮続流域を横切る亜寒帯水のパッチ状輸送やサイドからの ventilation 効果を記述できるモデル実験とアルゴ観測や船舶等による集中精密観測とを一体化した総力戦が必要であろう。

最後になりましたが、貴重な資料をご提供いただきました北海道大学の齋藤誠一教授、ならびに数々の助言をいただきました北海道東海大学の河野時廣助教授、北海道区水産研究所の川崎康寛室長に、記して感謝の意を表します。

参考文献

[1] Ikeda, M. (1989) : A coupled ice-ocean mixed layer model of the marginal sea zone to wind forcing, *J. Geophys. Res.*, **94**, 9699-9709.
 [2] Gent, P. R., and J. C. McWilliams (1990) : Isopycnal mixing in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
 [3] Gradyshev, S. V. (1995) : Fronts in the Kuril Islands region, *Oceanology*, **34**, 452-459.
 [4] Kono, T. and Y. Kawasaki (1997) : Modification of the western subarctic water by water exchange with the Okhotsk Sea. *Deep-Sea Res.*, **44**, 689-711.
 [5] Levitus, S., and T. P. Boyer (1994) : World Ocean Atlas

1994, vol. 4, Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4, 117pp., U. S. Govt. Print. Off., Washington, D. C..
 [6] Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, and T. Takizawa (2000) : Tidal exchange through the Kuril Straits, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1622-1644.
 [7] Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, T. Takizawa, T. Kono, Y. Kawasaki, and M. Fukasawa (2000) : The generation of large-amplitude unsteady lee waves by subinertial K1 tidal flow : a possible vertical mixing mechanism in the Kuril Straits, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1601-1621.
 [8] Noh, Y., and H. Kim (1999) : Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process, *J. Geophys. Res.*, **104**, 15621-15634.
 [9] Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, and G. Mizuta (2001) : Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with the satellite-tracked drifters, Proc. of the International symposium on atmosphere-ocean-cryosphere interaction in the Sea of Okhotsk and the surrounding environment, 20-21, Wakatsuchi, M. and Hara, T. (eds.), Hokkaido University, Sapporo, Japan.
 [10] 大谷清隆 (1989) : 親潮水形成に関わるオホーツク海の役割. *海と空*, **65**, 63-83.
 [11] Redi, M. H. (1982) : Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1154-1158.
 [12] Talley, L. D. and Y. Nagata (1995) : The Okhotsk Sea and Oyashio region, PICES scientific report No.2, Sidney, B. C., Canada., 227pp.
 [13] Ueno, H. and I. Yasuda (2000) : Distribution and formation of the mesothermal structure (temperature inversions) in the North Pacific subarctic region, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16,885-16,897.
 [14] Yamamoto, M., S. Tsunogai, S. Watanabe, and M. Wakatsuchi (2002) : Effects of dense shelf water and diapycnal mixing on the Okhotsk Sea Intermediate Water, *Eos. Trans. AGU*, **83**(4), Ocean Sciences Meet. Suppl., Abstract OS11C-56.
 [15] Yasuda, I. (1997) : The origin of the North Pacific intermediate water, *J. Geophys. Res.*, **102**, 893-910.
 [16] Wakatsuchi, M. and S. Martin (1991) : Water circulation in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea and its relation to eddy formation, *J. Oceanogr.*, **47**, 152-168.

