



北太平洋亜寒帯循環

クリル海峡におけるオホーツク海水と北太平洋亜寒帯水の潮汐交換機構

中村 知裕 ¹⁾ なかむら ともひろ	淡路 敏之 ¹⁾ あわじ としゆき
滝沢 隆俊 ²⁾ たきざわ たかとし	畑山 隆紀 ²⁾ はたやま たかき
河野 時廣 ³⁾ こうの ときひろ	川崎 康寛 ⁴⁾ かわさき やすひろ
深澤 理郎 ⁵⁾ ふかさわ まさお	印 貞治 ¹⁾ いん ていじ
石川 洋一 ¹⁾ いしかわ よういち	小守 信正 ¹⁾ こもり のぶまさ

編集部

筆者:

- 1) 京都大学大学院理学研究科
- 2) 海洋科学技術センター海洋観測研究部
- 3) 北海道東海大学工学部
- 4) 北海道区水産研究所亜寒帯海洋環境部
- 5) 東海大学海洋学部

高分解能潮汐・潮流モデルを用いて、オホーツク海と北太平洋間の海水交換・混合過程を調べた。その結果、クリル列島域における卓越潮である K_1 潮によって $5Sv$ ($1Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$) をこえる海水交換が生じることから、長年論議を呼んできたクリル列島を通しての海水交換を引き起こす主たる要因の1つは潮汐交換であることがわかった。以下ではそのメカニズムを中心に述べる。

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結氷に伴うブライン排出によって形成された相対的に高密度・高酸素・高二氧化碳の海水が中層 ($\sim 27\sigma_\theta$) にまで沈み込む。また、流水の融解によって表層ではより低塩分の海水が形成される。これらのために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・高酸素によって特徴づけられる特有の水塊が形成される (大谷, 1989; タリーと永田, 1991)。このようなオホーツク海に固有の海水は、クリル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らしいという指摘がこれまで多くの研究者によってなされてきた (Talley, 1991; Kono, 1997)。この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とみなされている。

NPIWの形成域についてはこれまでのT/S解析などの結果から、NPIWとしての性質 (すなわち塩分極小構造) が実現されるのは北太平洋北西部の親潮水と黒潮水の混合水域であると報告されている (Talley *et al.*, 1995)。また、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給する源については、NPIWの密度を持つ海水は北太平洋ではoutcropしていないことから、大気と海洋の直接的相互作用では形成されないこ

と、またその塩分極小は外洋内部領域での鉛直混合では発生し得ないために、オホーツク海内での沈み込みによってその起原水が形成されると考えられている。とりわけYasuda (1997) は、NPIWの存在する密度面での低渦位水はオホーツク海内から北海道・本州沿岸を通り混合水域にかけて分布していることから、オホーツク海はNPIWの低塩分水供給域であるだけでなく、オホーツク海の低渦位水の密度によってNPIWの密度が決定され、流出したその低渦位水が親潮の亜熱帯域への南偏を引き起こして沿岸亜寒帯から亜熱帯への効果的な低塩分水の輸送が生じることを示唆している。

しかしながら、クリル海峡では非常に強い鉛直混合の存在が観測で確認されており(川崎と河野, 1994)、従って、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って、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低塩化すると示唆されている(Talley, 1991; Kono and Kawasaki, 1997)。また最近、オホーツク海を中心とする亜寒帯域での沈み込みにともなって、地球温暖化物質であるCO₂の海洋内への取り込みが効果的になされている可能性が極めて高いという指摘もある。Warner *et al.* (1996) はCFCの分布に基づき、オホーツク海内のsubduction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の形成機構については北太平洋の水塊構造とその中層循環並びにそれにともなう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。

この問題に関して、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という観測的指摘がある。川崎と河野(1994)によれば、クリル海峡における鉛直一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親潮は、陸棚斜面上(2000~3000m)を順圧的に流れ、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上に、多くの海峡で“bi-directionalな時間平均流”(流向が海峡内の両サイドで相反する流れ)となっていることがMoroshkin (1966)等によって報告されているが、これも風によって駆動された地衡流では説明できない。

そこで本稿では、非定常な潮流による輸送効果に着目する。Riser (1996) は米露共同観測結果の解析から、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ことを指摘した。実際、クリル列島周辺の卓越流は潮流であり(Thomson *et al.*, 1996)、しかもその流速は場所によっては数ノットにも達すること、そのような場合にはこれまでの潮流による海水交換の知見からすると(Awaji *et al.*, 1980)、たとえ海峡内にシルが存在したとしても効果的な潮汐交換が発生しうる。また、“bi-directionalな時間平均流”の説明も可能である。

2. 順圧潮汐による海水交換

1) モデル

使用した順圧潮汐・潮流モデルは、図1に示した海域(東経140°~160°, 北緯35°~63°)を対象とし、固体地球との相互作用を考慮した浅水波方程式を東西南北方向ともに格子間隔5kmで差分した領域モデルである。駆動力として、各点での起潮力に加え、太平洋側の開境界ではSchwiderski (1979)の全球潮汐計算結果による潮位振動を、宗谷・間宮両海峡では隣接した検潮所の観測結果などから与えた。海面の風応力は考えない。従って、本モデルでのオホーツク海の潮汐・潮流は起潮力と開境界での強制振動によって励起される。境界条件としては、陸岸境界では粘着条件を用い、外洋の開境界に対しては不自然な擾乱を避けるためにOrlanski (1976)の放射条件を用いた。初期条件は静止状態とし、約24周期間積分したところほぼ定常振動に達したので、最後の1周期のデータに

List of Straits and Islands Name

No.	Straits	No.	Islands
A:	Kunashiri St.	1:	Kunashiri Isl.
B:	Etrofu St.	2:	Etrofu Isl.
C:	Urup St.	3:	Urup Isl.
D:	Bussol' St.	4:	Simusir Isl.
E:	Kruzenshterna St.	5:	Shiashikotan Isl.
F:	Chetverty St.	6:	Onekotan Isl.
		7:	Paramusir Isl.

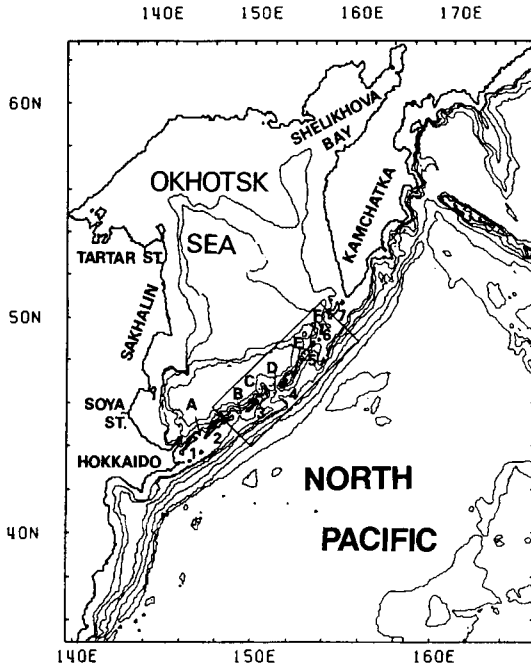


図1 オホーツク海とその周辺の地形(モデル地形).

ついて解析した. なお, 使用したパラメータ値を含め詳細は Nakamura *et al.* (1999a) を参照されたい.

2) モデル結果

モデル結果の定量的検証として, International Hydrographic Office 及び Japan Oceanographic Data Center 発行の沿岸潮位観測データに基づく潮汐調和定数との比較を行った. その結果, 卓越潮である K_1 潮の振幅と位相の相関係数は, それぞれ 0.976 及び 0.904 とかなり高い. さらに, 全観測点での潮位観測結果からの平均 RMS (Root Mean Square) 誤差を見積ると, 海域全体では 8.06cm, クリル列島周辺では 6.75cm であった. M_2 潮など他の主要分潮の結果もほぼ同様である. 従って, モデルで得られた潮位場と観測値との対応は良く, 同時に得られた潮流場についてもかなりの信

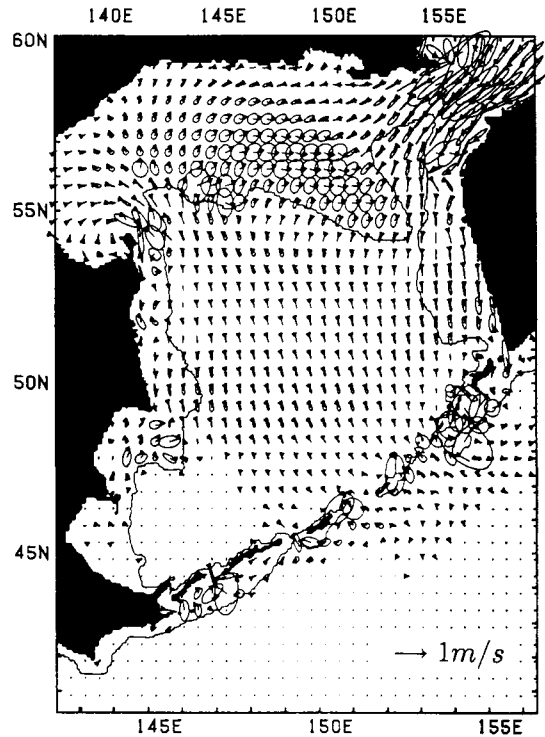


図2 潮流楕円 (K_1 潮).

頼性があると考えられる.

図2はその潮流場の特徴を表す潮流楕円の分布図である. クリル列島からオホーツク海にかけての潮流場は北太平洋から進行する潮汐波に対する順圧応答を反映したものとなっており, 流速は一般にクリル列島周辺の幅の狭い海峡部や陸棚域及びオホーツク海北部の浅海域で大きい. K_1 潮について見ると, クリル列島北東部のそれは最大 1.6ms^{-1} にも達している. クリル列島周辺の K_1 潮流場において注目されるもう1つの特徴は, シルが存在する海峡部や海堆上での潮流楕円が円状に近いことである. これは, クリル海峡では日周潮成分はその周期 (K_1 潮は 23.93 時間) が慣性周期 (15.7~17.0 時間) より長く subinertial であり, その場合, 島や海山等の地形に捕捉された subinertial な波を励起するためである. この波は forcing を受け続け, 粘性と釣り合うまで増幅される. このよ

うな増幅は地形の持つ固有周期がforcing（ここでは潮流）の周期と一致するかその整数倍であるとき（即ち、共鳴するとき）に最も効率よく行われるが、実際にはforcingの周期が慣性周期より長ければかなり広い範囲で増幅することが示されている（Haidovogel *et al.*, 1993）。地形性捕捉波の存在は、クリル列島周辺の等深線に平行な流速成分の時系列マップにおいて、正負のアノマリーが時計回りに進行していることから確認できる。この地形性捕捉波は陸棚波の特徴を持つために、等深線に平行な流速成分はほぼ地衡流バランスしている。

一方、M₂潮の流速は、潮位場の振幅はK₁潮とほぼ同じであるにもかかわらず、K₁潮のそれよりかなり小さい。実際、クリル周辺での最大流速は0.6ms⁻¹である。これはM₂潮の周期が慣性周期より短いsuperinertialであるため、波は自由進行慣性重力波として伝播し、地形性捕捉波はほとんど生じない（従って地衡流度は比較的低い）。そのため、流れは日周潮の場合のように増幅されないからである。

以上の結果は、K₁に潮によってクリル列島周辺で比較的大きな時間平均流が発生することを予想させるものであり、次節で議論する。

3) 潮流による海水交換と平均流の形成機構

潮流による長周期輸送の効果を簡便に調べる方法の1つに、オイラー的な時間平均流による評価がある。一般に、オイラー平均流の大きさは潮流の振幅の大きさに依存するので、長周期輸送という観点からは最も卓越するK₁潮のそれが重要である。そこで、モデルによって得られた各場所での流速を1周期平均した。紙数の都合で図は省略するが、オホーツク海-北太平洋間の海水交換に直接関わるクリル列島周辺のオイラー平均流は他の海域に比べてかなり大きく、南西部を除くと0.1ms⁻¹強であり、北東部の海峡では0.7ms⁻¹をこえる。

次に、オイラー平均流場から鉛直積分流量の流線関数を計算したところ、列島のほとんどの海峡においてbi-directionalな（つまり、双方向の）輸送となっており、それは幅が広くて深いブソル海峡やクルゼンシュテルナ海峡で特に顕著であっ

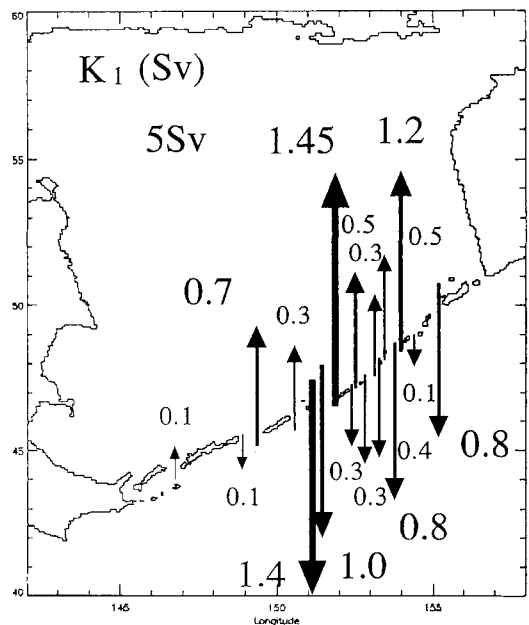


図3 K₁潮流による正味の海水輸送量, 単位はSv.

た。また、列島周辺の島や海堆上では地形性捕捉波に伴う along-isobath current が相対的に強く、そのために列島周辺では時計回りの循環が、列島に隣接したオホーツク海内のクリル海盆では反時計回りの循環が形成されるという特徴が見られた。

そこで、海峡内の bi-directional な流動構造を考慮しながら各海峡での海水輸送量を算出し、その結果を図3に示した。一見して分かるように、K₁潮によるオホーツク海と北太平洋との海水交換は、主にブソル海峡と北東部の海峡で生じている。すなわち、オホーツク海からの正味の流出量は約5.0Svであるが、そのうち2.4Svがブソル海峡から、0.8Svが北東部のクルゼンシュテルナ海峡から、また0.8Svがチャトベルチ海峡から流出している。オホーツク海への流入量はブソル海峡からの1.45Svが最大で、次いでクルゼンシュテルナ海峡からの1.2Svが大きい。従って、ブソル海峡では北太平洋への流出がまさり、反対にクルゼンシュテルナ海峡ではオホーツク海への流入が少しではあるがまさっている。これらは、Riser (1996) や Kono and Kawasaki (1997) の観測的知見と矛盾し

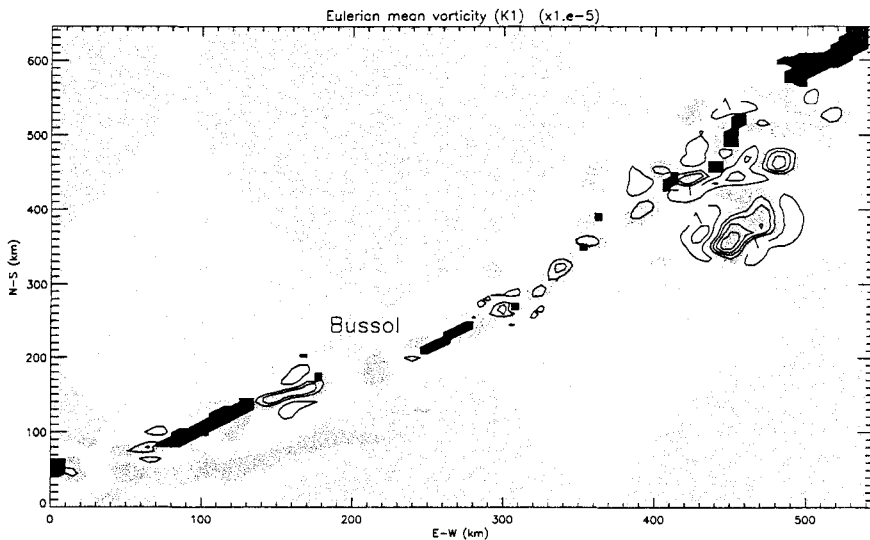


図4 クリル列島周辺における1周期平均した渦度分布 (K_1 潮). 単位は 10^{-5}s^{-1} . 白い部分は正, 濃い陰影のついた部分は負の値を示す.

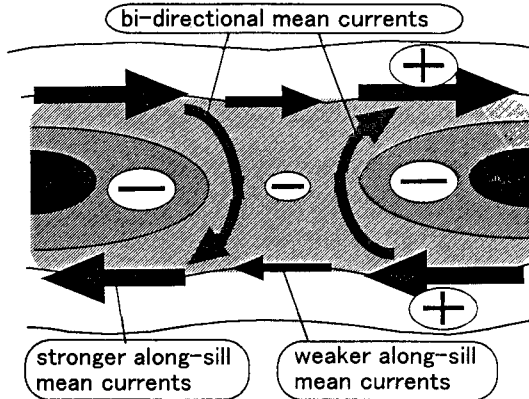
ない. なお, 海峡内での bi-directional な流動構造を考慮しなければ, オホーツク海から北太平洋への時間平均流による輸送量は約 2.6 Sv と半減する. このことは, クリル列島を通過する輸送量を評価するには, bi-directional な流動構造をとらえられる流速計の設置が必要であることを示している. 同様にして求めた他の分潮成分の交換量を求めた結果, O_1 潮は 3.5 Sv , P_1 潮は 1.0 Sv , M_2 潮は 0.3 Sv となった (S_2 潮は無視できる大きさのため省略). 従って, オホーツク海では日周潮による輸送量に比べて半日周潮によるそれはかなり小さく, また潮流場の特性を反映して日周潮の中でも K_1 潮による輸送が主であることが分かる. これらの結果は, クリル列島周辺での最大潮流速が K_1 潮では 160 cm s^{-1} , O_1 潮では 110 cm s^{-1} , P_1 潮では 85 cm s^{-1} , M_2 潮では 65 cm s^{-1} であること, また半日周潮成分は superinertial であるが, 日周潮成分は subinertial のため地形性捕捉波を生成・増幅することが原因である. 従って, オホーツク海と北太平洋との海水交換に半日周潮成分はそれほど貢献していなく, 主には日周潮, とりわけ K_1 潮の寄与が大きいと言える. そこで, 以下では K_1 潮に焦点を当て平均流の形成機構について考察する.

図4はクリル列島周辺における時間平均流の渦

度分布である. 潮流による平均流生成に関する代表的な理論である Tidal Rectification Theory (Huthnance, 1973; Robinson, 1981) によれば, シルなどの海底地形の変化による渦度の生成と底摩擦による減衰との相乗作用によって, 北半球では, シル頂上付近に負の渦度, その近傍では正の渦度となるような時間平均渦度場が発生し, 列島をはさんで時計回りの循環が生じる (海堆でも同様). このような渦度分布はブソル海峡西部のウルップ水道など背の高いシルが存在する比較的浅い海峡 ($200 \sim 600 \text{ m}$ 深) に見られる. 実際, Ridderinkhof (1989) と同様に渦度方程式の項のバランスを診断したところ, 浅い海峡での渦度生成の卓越項は Stretching/Squeezing 項であり, 減衰項では底摩擦項が卓越していた. このメカニズムによるシル頂上付近の負の渦度の生成はシルが高くなるにつれて大きくなるので, シル上での負の渦度は島に隣接する海域で相対的に大きくなる. そのため浅い海峡では, 図5aに示すように, 質量の保存の関係から島スケールの時計回りの循環が発生し, bi-directional な流動構造が形成されることがわかった.

一方, ブソル海峡などの深い海峡では (図5b), 浅い海峡と同様 bi-directional な流動構造が存在するにもかかわらず, その渦度分布は浅い海峡のそ

(a) in shallow straits



(b) in deep straits (e.g., Bussol Strait)

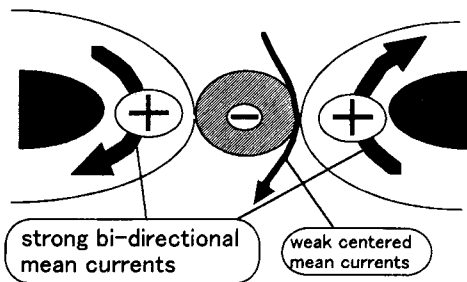


図5 平均渦度場とそれに伴う平均流の概念図。(a) 浅い海峡, (b) 深い海峡。

れとは大きく異なり、海峡端の島近くに正の渦度が存在する（海峡中央部の深いシル上に負の渦度が見受けられるがそれは小さい）。この事実は深い海峡での平均流（従ってbi-directionalな流動構造）の形成機構は従来の理論では説明不可能であることを意味している。そこで前述したsubinertialな場合における地形性捕捉波の発生とその列島沿いの伝播に注目し、代表的な深い海峡でありオホーツク海と北太平洋とのアクセスを担っているブソル海峡を例にとって、地形性捕捉波の平均流形成に果たす役割をも説明できる理論を検討した。ブソル海峡周辺の渦度分布には上記に加えて次のような特徴がある。1) ブソル海峡南西部のウリップ水道のシル上には大きな負の渦度が存在し、その南北の両側には比較的大きな正の渦度が

存在する。2) 北東部のシムシル島周辺にもウリップ水道ほど顕著ではないが、同様の渦度分布が存在する。なお、岬の背後によく発生するheadland eddyと呼ばれる2対渦は存在しない。このような渦度分布に対応してブソル海峡内の時間平均流はbi-directionalな構造になっている。

そこで、以下の順圧の渦度方程式を用い、

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \omega = -f \nabla \cdot \mathbf{u} + \text{damping} \quad (1)$$

渦度バランスに対する海面水位変動の影響は無視できるなど仮定して上式を変形すると、最終的に以下の方程式が得られる。

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial}{\partial t} + (\mathbf{V} + \mathbf{c}) \cdot \nabla \right) \omega_{\text{wave}} + \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) (\omega - \omega_{\text{wave}}) \\ & = \frac{f}{H} \nabla H \cdot (\mathbf{V}^{\text{irr}} + \mathbf{V}_{\text{REC}}^{\phi}) + \text{damping} \end{aligned} \quad (2)$$

導出等の詳細はNakamura *et al.* (1999a) に譲るとして、 \mathbf{V} は外洋から海峡へ入射する潮汐波の潮流ベクトル、 \mathbf{V}^{irr} 及び $\mathbf{V}_{\text{REC}}^{\phi}$ はその発散成分及びシル地形によってrectifiedされた潮流の回転成分、 ω は潮流場の全相対渦度、 ω_{wave} は地形性捕捉波に関する相対渦度、 $\mathbf{c} = (c_x, c_y)$ は地形性捕捉波の位相速度ベクトルで次式のようになる。

$$c_x = \frac{H_y}{k^2 + l^2} \frac{f}{H}, \quad c_y = \frac{H_x}{k^2 + l^2} \frac{f}{H} \quad (3)$$

興味深いことに、いまの場合、線形非発散の地形性ロスビー波の位相速度と同形になる。(2)式から、右辺第1項の海底地形と潮流との相互作用は、地球回転効果を介してそれぞれ異なった力学に支配される2つの渦度成分を発生することがわかる。すなわち左辺第2項の $\omega - \omega_{\text{wave}}$ は移流(\mathbf{V})のみによって輸送され、これまでによく知られたTidal Rectificationを引き起こす。一方、左辺第1項の渦度成分 ω_{wave} は潮流(\mathbf{V})だけでなく地形性捕捉波(\mathbf{c})によっても運ばれる。後者の事実は従来の理論では指摘されていなかったもので、以下に示すようにsubinertialの潮流による平均流の形成に極めて重要である。まず、海底地形と潮流との相互作用によって発生する渦度の絶対値は、一般に潮流が速くシルの傾斜のきつい浅い海峡は

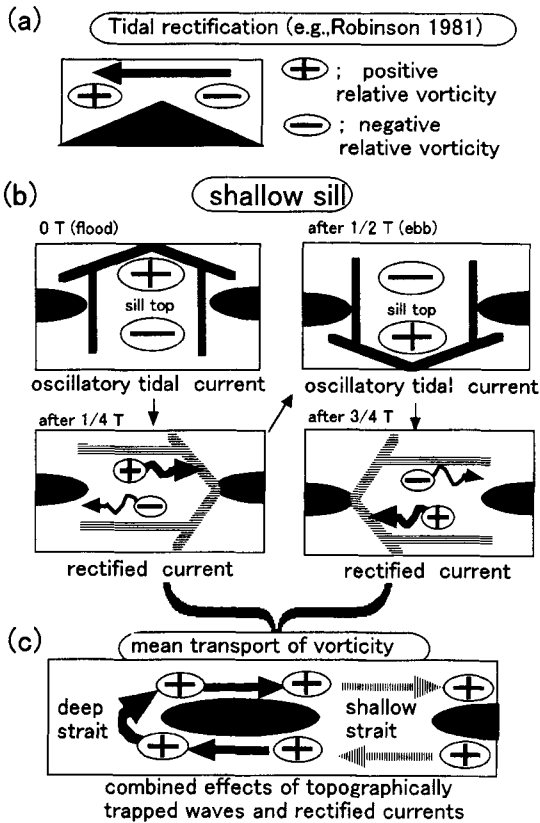


図6 地形性捕捉波と潮流の相乗効果による平均渦度形成機構の概念図。(a) 伸縮効果により渦度が生成され、(b) 移流と地形性捕捉波の相乗効果によって正味の正の渦度フラックスが生じる。(c) 浅い海峡で生成された渦度フラックスは地形性捕捉波により深い海峡へ輸送されそこで平均流を形成する。

ど大きい。従って、浅い海峡で発生した渦度の一部 ω_{wave} が地形性捕捉波によって相対的に渦度生成が弱い深い海峡へ運ばれ、そこでの平均流形成に影響を及ぼす可能性が高い。そこで、図5の渦度場の時系列マップを調べたところ、ブソル海峡南西部を岸を右に見て時計回りに迂回する渦度アノマリは隣接する浅いウルップ水道起源であり、かつその移動速度は(3)式の地形性捕捉波の位相速度から見積もられる値 (0.3ms^{-1}) とほぼ一致した。また、渦度アノマリの大きさを調べたところ、正のアノマリのほうが負のアノマリより絶対値が

大きく、そのためにブソル海峡南西部の深いシル上での1周期平均した渦度は正となることが明らかとなった。

図6はこのような地形性捕捉波によるブソル海峡への正味の渦度輸送が正になる理由を模式的に示している。まず、海峡内の潮流がシルを越え北太平洋からオホーツク海へ流れる状況を考えよう。シルスロープを駆け上がる上流側ではコリオリの効果によって負の渦度が、シルスロープを下る下流側では正の渦度が発生する。その際、シル地形によって発生する潮流のrectified成分 (V_{REC}) は進行方向の右側に向かうので、シルの上流側で発生した負の渦度を列島沿いの等深線方向に輸送する地形性捕捉波の c と V_{REC} は向きは互いに異なる。一方、下流側では発生した正の渦度を列島沿いに輸送する c と V_{REC} は同じ向きである。従って、列島沿いの渦度輸送は正の渦度輸送が負のそれを上回る。この事情は潮流がオホーツク海から北太平洋へ向かう状況下でも同じなので、1周期平均した地形性捕捉波によるブソル海峡への(または列島沿いの)正味の渦度輸送は正になり、海峡端の島の付近周辺の渦度が正になるbi-directionalな流動構造が実現すると考えられる。浅い海峡では、海峡内の背の高いシルを地形性捕捉波は越えられないため、このような地形性捕捉波の平均流形成に果たす効果は小さい。換言すれば、浅い海峡での平均流形成は従来のTidal Rectification Theoryによって説明可能なのである。

さて、以上のオイラー的時間平均流に基づく輸送過程の解析は、海水交換機構の理解に有益であることに違いないが、海峡を通過する個々の海水粒子の“顔”(例えば、オホーツク海起原の海水)を識別している訳ではないので、必ずしもオホーツク海水及び北太平洋水そのものの交換量を表しているとは限らない。そこで、オホーツク海水と北太平洋水の交換過程の理解を深めるために、図7aのように粒子を配置して10周期間追跡した。図7bはその結果得られた粒子分布である。このような粒子追跡によって、初期にオホーツク海にあった海水粒子の北太平洋への流出量は、1周期

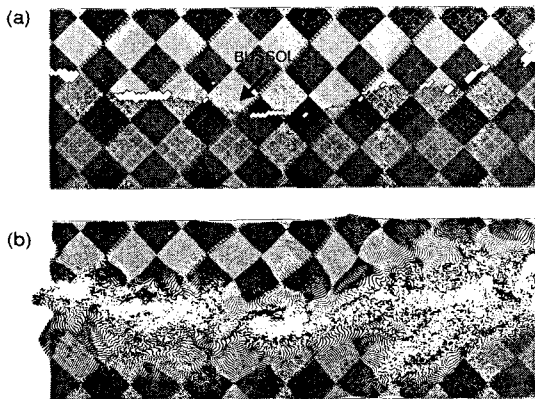


図7 K₁潮流によるクリル列島周辺の海水粒子の移動。
(a) 初期, (b) 10周期後。

後では約10Sv, 10周期後では約5.0Svとなった。流出量の周期による相違はラグランジュ量の独立変数が初期位置と時間であることによるが、もし一旦外洋へ出たオホーツク海粒子が親潮のような海流によって効果的に運び去られるならば、前述したオイラー的な流出量の見積りよりも多くのオホーツク海水が北太平洋へ輸送されることになる。それには大循環モデルとの結合が必要であり、今後の課題である。

3. 最後に

高分解能潮汐・潮流モデルを用いて、クリル（千島）列島を通しての海水交換過程における潮流の役割を調べた。その結果、オホーツク海と北太平洋間の海水交換に潮流が極めて重要な役割を果たしていることを明らかにすることができた。また、紙数の都合から、ここでは触れなかったが、クリル海峡ではシルと潮流との相互作用によって、振幅100mにも達する非定常風下波が発生・碎波して $10^2\text{cm}^2/\text{s}$ のオーダーの強い沿直混合が生じ、北太平洋中層水の形成に極めて重要な役割を果たしていることがわかった。詳しくはNakamura *et al.* (1999b)を参照されたい。なお、クリル列島全域での潮流による水平・鉛直混合過程の全貌を明らかにするためには、3次元非静水圧モデルを用い

た数値シミュレーションを行う必要がある。この3次元的取り扱いにはBoundary Mixingの強さを決定するための内部波成長理論についても同じことが言える。また、オホーツク海から北太平洋にかけてのNPIWや海洋中でのCO₂循環の一連の解析を行うには、風成循環・熱塩循環と潮流との相互作用を直接取り扱えるモデル（例えば診断モデルと潮流モデルとの結合）を開発することが重要である。これらの問題は次の課題としたい。

参考文献

- [1] Awaji, T., N. Imasato and K. Kunishi : *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1499-1508 (1980).
- [2] Haidvogel, D. B., A. Beckmann, D. C. Chapman and RQ. Lin : *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2373-2391 (1993).
- [3] Huthnance, J. M. : *Estuarine and Coastal Marine Science*, **1**, 89-99 (1973).
- [4] 川崎康寛, 河野時廣 : 海と空, **70**, 71-84 (1994).
- [5] Kono, T. : *Deep-Sea Res.*, **44**, 669-688 (1997).
- [6] Kono, T. and Y. Kawasaki : *Deep-Sea Res.*, **44**, 689-711 (1997).
- [7] Moroshkin, K. V. : Joint Publication Research Service, **43**, 942. 98pp (1966).
- [8] Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo and T. Takizawa : *J. Phys. Oceanogr.* (in press) (1999a).
- [9] Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo, T. Takizawa, T. Kono, Y. Kawasaki and M. Fukasawa : *J. Phys. Oceanogr.* (in press) (1999b).
- [10] 大谷清隆 : 海と空, **65**, 63-83 (1989).
- [11] Orlansky, I. : *J. Compt. Phys.*, **21**, 251-269 (1976).
- [12] Ridderinkhof, H. : *Neth. J. Sea Res.*, **24**, 9-16 (1989).
- [13] Riser, S. C. : *Proceedings of international workshop on the Okhotsk Sea and Arctic*, 46-53 (1996).
- [14] Robinson, I. S. : *Deep-Sea Res.*, **28a**, 195-212 (1981).
- [15] Schwiderski, E. W. : *Atlas of Tidal Charts and Maps, Naval Surface Weapons Center NSWC-TR* (1979).
- [16] Talley, L. D. : *Deep-Sea Res.*, **38**, s171-190 (1991).
- [17] Talley, L. D., Y. Nagata, M. Fujimura, T. Kono, D. Inagake, M. Hirai and K. Okuda : *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 475-501 (1995).
- [18] リン, D. タリー, 永田豊 : 北太平洋中層水の分布特性と親潮域, 海と空, **67**, 65-73, 1991.
- [19] Thomson, R. E., P. H. LeBlond and A. B. Rabinovich : *J. Oceanogr.*, **53**, 81-87 (1997).
- [20] Warner, M. J., J. L. Bullister, D. P. Wisegraver, R. H. Gammon and R. F. Weiss : *J. Geophys. Res.*, **101**, 20525-20542 (1996).
- [21] Yasuda, I. : *J. Geophys. Res.*, **102**, 893-910 (1997).

