



Title	地球流体力学の題材としてのオホーツク海
Author(s)	大島, 慶一郎; Ohshima, Kay I.
Citation	低温科学, 82, 1-15
Issue Date	2024-03-29
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.82.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/91854
Type	departmental bulletin paper
File Information	01_p001-015_LT82.pdf



地球流体力学の題材としてのオホーツク海

大島 慶一郎^{1), 2)}

2023年12月1日受付, 2024年1月10日受理

オホーツク海の海洋循環や特徴的な海洋現象が, この20年程で一挙に明らかになってきた. これらの現象は地球流体力学のよい題材となるものが多く, 本稿では地球流体力学を用いることで明快に解釈できる以下の現象に関して概説する. 1. 西岸境界流と解釈される東樺太海流の沖合分枝とスベルドラップバランス, 2. 岸沿い方向の風応力で駆動される沿岸捕捉流と解釈される東樺太海流の沿岸分枝, 3. 日周潮地形性ロスビー波の励起によって増幅される潮流, 4. 千島海盆に生ずるロスビー波による固有振動, 5. 宗谷暖流の順圧不安定, 6. 千島海峡周辺での強い混合に伴う傾圧不安定, 7. 海氷と沿岸海洋の力学的相互作用.

The Sea of Okhotsk as a subject of Geophysical Fluid Dynamics

Kay I. Ohshima^{1, 2}

The circulation and characteristic oceanic phenomena in the Sea of Okhotsk have been clarified for the past 20 years. These phenomena serve as good subjects of Geophysical Fluid Dynamics, which is applied to the following phenomena. 1. Offshore branch of the East Sakhalin Current interpreted as a western boundary current and the Sverdrup balance, 2. Coastal branch of the East Sakhalin Current interpreted as Arrested Topographic Waves by the alongshore wind stress, 3. Tidal currents amplified by diurnal Topographic Rossby Waves, 4. Rossby Normal Modes in the Kuril Basin, 5. Barotropic instability of the Soya Warm Current, 6. Baroclinic instability associated with strong mixing near the Kuril Straits, 7. Dynamical interaction between sea ice and coastal ocean.

キーワード: 地球流体力学, ロスビー波, 地形性 β , フロントの不安定, スベルドラップバランス
Geophysical Fluid Dynamics, Rossby waves, topographic- β , frontal instability, Sverdrup balance

1. はじめに

オホーツク海は, 以下にあげる特徴・設定によって, 地球流体力学 (Geophysical Fluid Dynamics) を応用する非常によい海域になっている. 第1には, 特徴的な海底地形があげられる. サハリン沖には比較的広い陸棚が南

北に長く一様に続いている. また, カシュバロババンクのような対称形に近い海山なども存在する. このような地形のもとでは, 地形性ロスビー波が効果的に誘起され, 理論解との比較も可能となる. さらに, 南部には千島海盆という深い孤立した海盆が存在し, ここではロスビー波による固有振動が生じうる.

連絡先

大島 慶一郎
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目
Tel: 011-706-5481
Email: ohshima@lowtem.hokudai.ac.jp

- 北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University,
Sapporo, Japan
- 北海道大学 低温科学研究所 環オホーツク観測研究センター
Pan-Okhotsk Research Center, Institute of Low Temperature
Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

第2点は、観測が稀少だったため1990年代までは海洋場の実態がよくわかっておらず、海洋循環も含めこの20年で明らかになったことが多く、それまで力学的な解釈がほとんどなされていない海であったことである。例えば、サハリン東岸沖には、東樺太海流が存在することは古くから知られていたものの、その流量や構造などはよくわかっておらず、1990年代までは、この海流の駆動メカニズムもよくわかっていなかった。そんななか、CRESTプロジェクト（代表：若土正暁）により1998-2001年に行われたロシア船による大規模航海観測等によって、オホーツク海の海洋場の実態は一気に明らかになり、多くの題材を提供することとなった。

第3点は、日本海からの海水流入や千島海峡周辺での強い潮流により、海水の性質や流れを異とする明瞭なフロントが存在する点が挙げられる。このようなフロントでは不安定現象が生じ、渦を生成する。第4点は、海水の存在である。通常の地球流体力学の種々の理論に海水が加わった場合どうなるか？このような点からの研究はまだ十分行われていない。海洋と海水が力学的にどうカップリングするかを観測と合わせて研究するのに、オホーツク海はよいテストサイトになっている。本稿では、私が研究に関わったトピックに絞って、地球流体力学で説明できる特徴的な現象を、数式は使わずに、できるだけ物理的イメージを添えて、解説していきたい。

2. 風成循環とスベルドラップバランス (Sverdrup balance)

オホーツク海においては、海水域であることに加え、領海の問題もあり、1990年代までは、海洋の流速場の実態は定量的にはほとんどわかっていなかった。サハリン東岸沖には東樺太海流という南下流があることは、水塊分布や船・海水のドリフトなどから知られていた。ただし、それまでの定性的な循環像のもとでは、力学的な議論はほとんどされていなかった。

オホーツク海の循環や流速場の実態が定量性をもって明らかになったのは、1998年から2001年までの4年間に行われたCRESTプロジェクトによるロシア船航海観測によってである。図1は、このプロジェクトによる表層ドリフターや係留系等の観測から得られたオホーツク海内の海流場を模式的に示したものである。新規にわかった最も興味深いことは、東樺太海流は沖合分枝と沿岸分枝の2

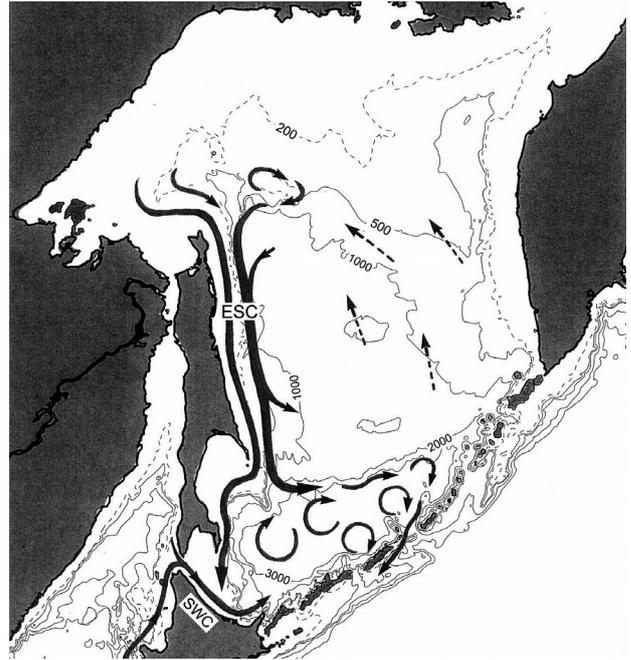


図1：オホーツク海の海洋循環・流速場の模式図。太い矢印はより強い海流を表す。東樺太海流(ESC)は沖合分枝と沿岸分枝の2分枝構造を持つ。SWCは宗谷暖流を示す。Ohshima et al. (2002)より加筆。

Figure 1: Schematic of near-surface circulation for the Sea of Okhotsk. Thicker arrows represent the stronger flow. The East Sakhalin Current (ESC) is composed of two (coastal and offshore) branches. SWC represents the Soya Warm Current. Modified from Ohshima et al. (2002).

分枝構造を持つということである (Ohshima et al., 2002)。沖合分枝は陸棚斜面にコアを持ち、通年存在する (Mizuta et al., 2003)。一方、沿岸分枝は沿岸・陸棚に捕捉され、北西部の陸棚から南は北海道沖の陸棚上まで続く構造を持ち、冬季に強く夏季には非常に弱いという季節変化をする。東樺太海流全体としての流量は年平均で約6.7 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)で、冬季に大きく夏季に小さいという顕著な季節変動をする (Mizuta et al., 2003)。図2は、過去の全海洋データから力学高度を求めたものであるが、中北部の海盆では反時計回り、南部の千島海盆では時計回りの循環が示される。このような情報も合わせて、オホーツク海の海洋循環に対する力学的な解釈を以下及び次章に示す。

まず、東樺太海流の2分枝は、それぞれ別のメカニズムで駆動されると考えられる。陸棚斜面にコアを持つ沖合分枝は、力学高度でも見られる反時計回りの循環の一部と考えられ、傾圧成分を持つ。この沖合分枝は、オホーツク海内の正の風応力カールで駆動される反時計回り循

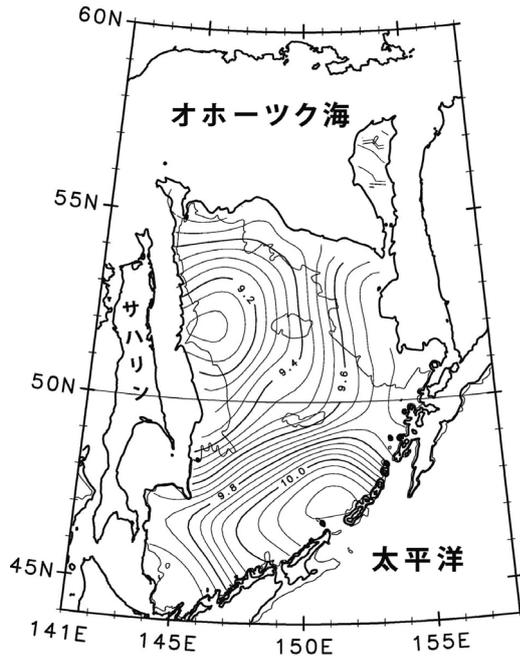


図2：オホーツク海における1000 db基準に対する100 db面での力学高度（単位はdynamic meter $\times 10$ ）。1000 dbar より浅い海域は深い方からの外挿を用いて計算している。太実線は500 m, 細実線は1000 mの等深線。Ohshima et al. (2004)より修正。

Figure 2: A chart of geopotential anomaly of 100-dbar surface relative to 1000-dbar surface in dynamic meters $\times 10$. For the value of geopotential anomaly in the area shallower than the reference level of 1000 dbar, an extrapolation is made. The 500- and 1000-m isobaths are superimposed. Modified from Ohshima et al. (2004).

環の西岸境界流と解釈される (Ohshima et al., 2004)。この駆動機構は、北太平洋の時計回りの亜熱帯循環の西岸境界流である黒潮と同様な機構である。黒潮の場合は負のカールなので、循環が逆になっているだけである。風成循環理論では、西岸境界流の流量は風応力カールの東岸からの積分で計算されるスベルドラップ流量になるが、それを計算すると東樺太海流の場合は年平均で3.7 Svとなり、観測値6.7 Svよりは小さいが、オーダー的には合っている。現実の東樺太海流は、オホーツク海内部での風成循環成分に加え、北太平洋の亜寒帯循環の一部が侵入して流量を増しているのかもしれない (第9章を参照)。風成循環であるならば、西岸境界流より東の内部領域ではスベルドラップバランス (Sverdrup balance) しているはずなので、等密度面が西に行くほど上昇するという特徴を示すはずである。実際に北緯53度での等密度面の東西断面とみると (図3)、まさにそのような特徴を示している (Ohshima et al., 2004; Simizu and Ohshima, 2006)。

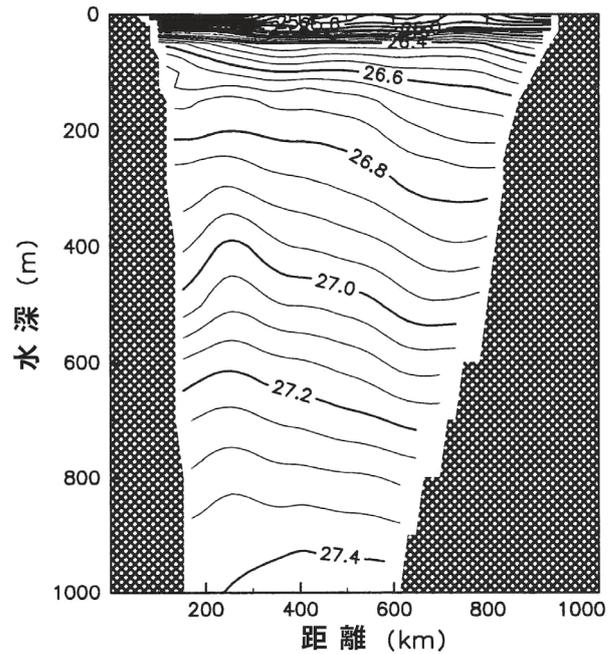


図3：北緯53度での等密度面の東西断面。全水温・塩分データからの気候値。Ohshima et al. (2004)より修正。

Figure 3: Zonal section of density (σ) across 53°N, derived from the historical hydrographic data. Modified from Ohshima et al. (2004).

3. 沿岸捕捉流 (Arrested Topographic Waves)

一方、東樺太海流の沿岸分枝は、図1の模式図に示すように、サハリン東岸の上流側の北西陸棚から南部の北海道沖の沿岸まで続く陸棚に捕捉された沿岸流で、岸沿い方向の風応力で駆動されるATW (Arrested Topographic Waves) と解釈される (Simizu and Ohshima, 2006)。図4(a)の模式図に示したように、ATWは岸沿い方向の風応力による岸方向のエクマン輸送が沿岸・陸棚に捕捉され、北半球では岸を右に見る方向にエクマン輸送分が流量として付加・積分される沿岸捕捉流である。地球流体の基本則である渦度バランスにおいて、地形性 β 項と時間変化項がバランスするのが次章で紹介される地形性ロスビー波であるのに対し、ある程度長い時間スケール (例えば月平均) でのバランスは、時間変化項に代わって摩擦項が地形性 β 項とバランスし定常場を作る。言い換えると、地形性 β 項が摩擦によって捉われる (Arrestされる) ような流速場を作るということでArrested Topographic Wavesという言い方をされる (Csanady, 1978)。地形性 β 効果は、北半球では情報を岸を右に見る方向にしか伝えないので、岸へのエクマン輸送量は岸を右に見る方向に積分され、それがATWの流量になる (図4 (a))。

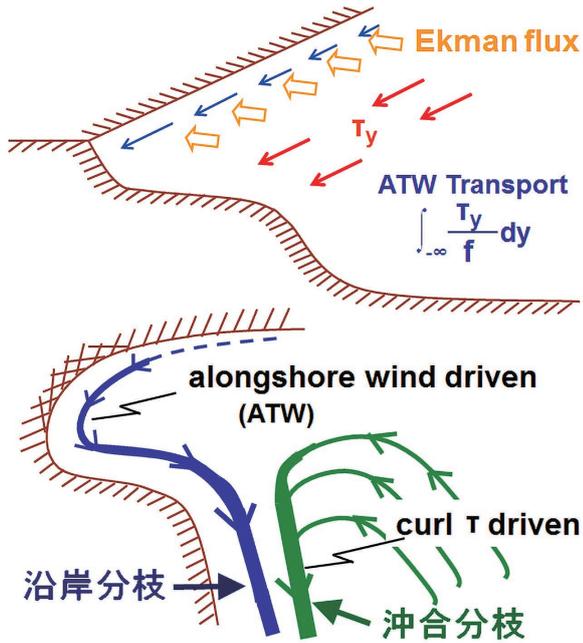


図4：(a) 岸沿い方向の風応力によるエクマン輸送の積分で流量が決まるATW (Arrested Topographic Waves). (b) 東樺太海流の2分枝構造. 沿岸分枝は岸沿いの風応力で駆動されるATWとして, 沖合分枝は正の風応力カールで駆動される風成循環の西岸境界流として, 解釈できる. 大島(2018)を加筆・修正. **Figure 4:** (a) Schematic of the Arrested Topographic Wave (ATW) and its transport, generated by the alongshore wind stress. (b) Schematic of the two branch mechanism of the East Sakhalin Current. The coastal branch is interpreted as the ATW, driven by the alongshore wind stress. The offshore branch is interpreted as the western boundary current of the cyclonic gyre, driven by the positive wind stress curl. Modified from Ohshima (2018).

ATWと解釈される東樺太海流の沿岸分枝は岸沿い方向の風応力で駆動されるので, 北西風が強化される冬季のみ顕著になり (Mizuta et al., 2003; Simizu and Ohshima, 2006), また, その流量は風応力の積分から見積もることが可能となる. 図5は, 沿岸分枝に関して, 観測による流速, モデルシミュレーションによる流速, ATW輸送量 (岸沿い方向に上流から積分した風応力によるエクマン輸送量: 図4 (a) 参照) の時系列を比較したものである (Ohshima and Simizu, 2008). 3者は非常によく合っており, 沿岸の流速変動をこのようにきれいに再現した例は他にあまりないかもしれない. これはサハリン沖が岸沿い方向に一樣な構造であることと高緯度なため順圧流が卓越していることによると考える. 以上から, 前章での解釈と合わせて, 図4 (b) に, ATWである沿岸分枝と西岸境界流である沖合分枝から成る東樺太海流の二分枝構造の概略を示す.

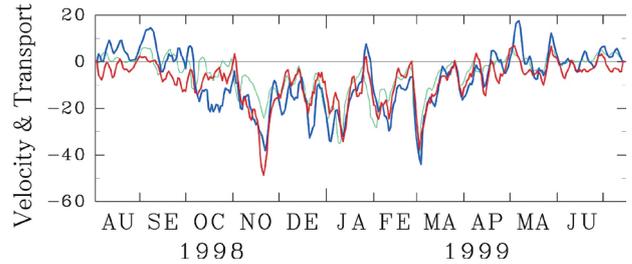


図5：サハリン陸棚上, 1998年8月～1999年7月での水面下50mでの南北流速の時系列 (北向きが正). 赤がADCP, 青が数値モデルによる流速 (cm/s). 緑はATW理論による流量 (10^2 Sv). Ohshima and Simizu (2008)を加筆・修正.

Figure 5: (a) Time series of velocity at 50 m depth over the east Sakhalin shelf from August 1998 to July 1999, measured with the bottom-mounted ADCP (red lines), and simulated in the model experiment (blue lines). Volume transport predicted by ATW theory is also superimposed as green lines (scale of left axis is reduced by 1/100 in Sv units). Modified from Ohshima and Simizu (2008).

このATWは, 水位にも特徴的な季節変動をもたらす. 冬季, 海水は冷却されて重くなるので水位は下がる, というのが通常の水位の季節変化である. しかし, サハリン及び北海道の沖では, 冬季に水位が高くなるという, 全く逆の季節変化を示す. この冬季の水位上昇をもたらしているのもATWである (Nakanowatari and Ohshima, 2014; Mensah et al., 2019). オホーツク海の冬季は特に北西から吹く季節風が強く, また, オホーツク海の北岸から西岸には比較的広く一樣な陸棚が長く続いているので, ATWの南方への積分流量も南に向かって大きくなり, 地衡流の関係から沿岸の水位も大きく上昇することになる. このATWによる水位上昇効果は日本海とオホーツク海の水位差を通じて, 対馬暖流系 (日本海通過流) にも大きな影響を与える. 冬季はオホーツク海の水位がATWにより上昇するので日本海との水位差が減少し, 宗谷暖流, さらに対馬暖流の流量を減じていると考えられる (Tsujino et al., 2008; Kida et al., 2016; Ohshima et al., 2017). さらに, 宗谷暖流や対馬暖流の経年変動も一部決めている可能性がある (Ohshima and Kuga, 2023).

4. 日周潮の地形性ロスビー波 (Diurnal Topographic Rossby Waves)

オホーツク海は潮汐・潮流が非常に大きな海域として知られている (e.g., Nakamura et al., 2000; 鈴木・金成, 1986). 日周潮に関しては, オホーツク海はその固有振動の周期が約26時間と日周潮に近いので, 共振を起こ

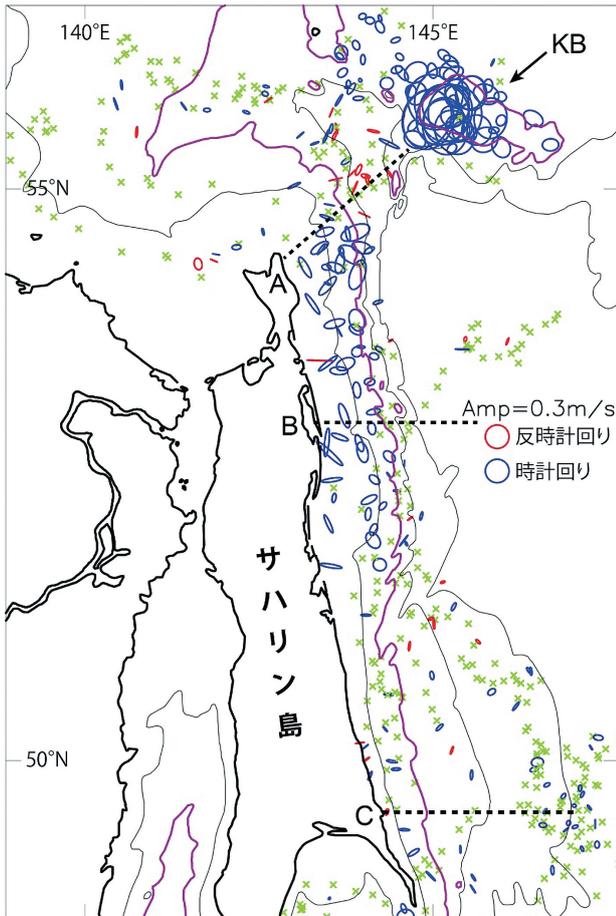


図6：表層ドリフターより得られた、サハリン沖での日周潮の潮流楕円のマッピング。赤紫線は200 m、黒線は100 m、500 m、1000 mの等深線。KBはカシェバロババンクを示す。Ohshima et al. (2002)より加筆。

Figure 6: Spatial plots of complex demodulation at diurnal (24 hour) period around the east Sakhalin shelf. Time series of each drifter velocities are segmented to 2 day intervals, and the complex demodulation is performed for each segment. Then the result is represented by the current ellipse with its center corresponding to the location at the intermediate time of the segment. No signal points are indicated by green crosses. The 200 m isobaths are indicated by red-purple lines. The 100-, 500-, and 1000-m isobaths are indicated by thin black lines. KB indicates Kashevarov Bank. Modified from Ohshima et al. (2002).

すことが潮流の強い理由として挙げられる (Kowalik and Polyakov, 1998)。さらに重要な要因は、オホーツク海は高緯度にあるため、日周潮の地形性ロスビー波が誘起されることにある (e.g., Ono and Ohshima, 2010)。

ここでは、まずCRESTプロジェクトでの表層ドリフター及び係留系による潮流の観測を紹介したうえで、潮流特性が地形性ロスビー波によって明瞭に説明できることを示す。オホーツク海は高緯度にあるため、アルゴス通信による表層ドリフターは一日に20–30回、位置の追跡が

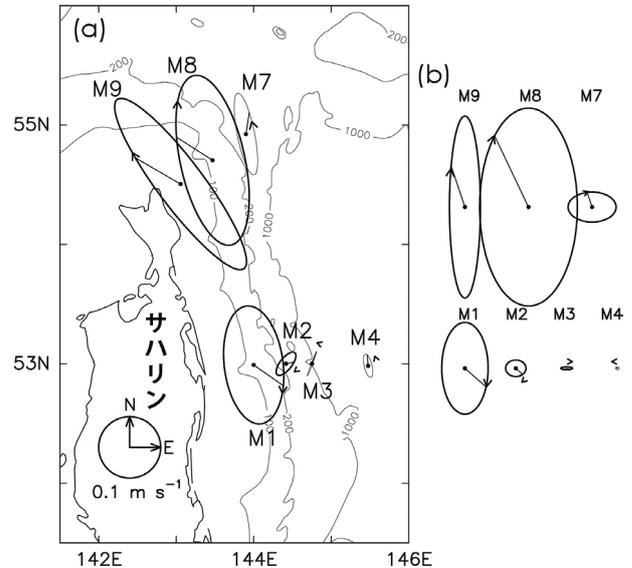


図7： K_1 潮の潮流楕円。(a) 係留系による測流データより。(b) 沿岸捕捉波解より。Ono et al. (2008)より加筆・修正。

Figure 7: Comparison of K_1 tidal current ellipses between (a) the observation and (b) the CTW solution along the lines A and B indicated in Fig. 6. Modified from Ono et al. (2008).

できる。潮流がある程度大きい海域では、ドリフターの軌跡から潮流を求めることが可能となる。ドリフターの軌跡から流速を計算し時系列で見ると、サハリン陸棚上などでは、東樺太海流に重なって、きれいに潮流のシグナルを見ることができる。ここでは、25時間平均して出る平均流成分を除いた残差（潮流成分）の時系列から以下のような手法で潮流成分のマッピングを行った結果を示す。残差成分時系列を2日ごとの区間に区切って、各区間ごとにある周期（ここでは日周潮）でdemodulationを行う（潮流楕円をfittingさせることに相当）。図6は、オホーツク海北西部において、demodulation (fitting) の結果が悪いもの（図では×で示す）を区別し、合うものを振幅の大きさに比例させた（潮流）楕円として、その区間でのドリフターの中心位置に合わせてマッピングしたものである (Ohshima et al., 2002)。サハリンの北東にある海堆カシェバロババンク（図6ではKBで示す）では、 1 m s^{-1} にも及ぶ潮流が存在し、等方的な時計回りの潮流楕円という特徴を持つ。これは後で述べるように海山捕捉波の特徴である。サハリン陸棚上（200 m深以浅）でも日周潮流が大きく、時計回りの潮流楕円となっている。但し、日周潮のシグナルが顕著なのは北緯51.5度以北で、それより南には有意なシグナルが見られない。これらの特徴は後で述べるように、51.5度以北でのみ沿岸捕捉波が存在することから説明される。

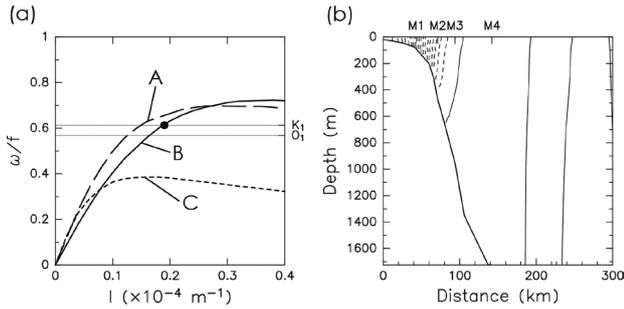


図8：(a) サハリン沖A, B, C線(図6参照)での沿岸捕捉波第一モードの分散関係。破線はA線, 実線はB線, 点線はC線を示す。水平線は K_1 及び O_1 の振動数を示す。(b) B線上における K_1 潮での第1モード沿岸捕捉波の構造(流速の岸沿い成分の振幅分布)。Ono et al. (2008)より修正。

Figure 8: (a) Dispersion curves for the first-mode CTW computed for the depth profiles along the lines A (dashed curves), B (solid curves), and C (dotted curves) indicated in Fig. 6. Horizontal thin lines indicate the frequencies of the K_1 and O_1 along the line A. (b) The cross-shelf modal structure of alongshore velocity of the first-mode CTW at K_1 period for the line B. Modified from Ono et al. (2008).

ドリフターによる観測では, 広範囲における潮流特性の概要を見るにはよいが, 正確な潮流諸成分を見積もることはできない。これらの正確な見積もりのためには係留系による観測がもっとも適切な手法となる。CRESTプロジェクトでは, 図6に示すA, B, Cの測線で係留系によるADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)などによる長期(9ヶ月-2年)連続測流を行った。図7 (a)は, A, B線上の観測点での時系列データから調和解析を行い K_1 潮の潮流楕円を示したものである(Ono et al., 2008)。A, B線の陸棚上では潮流は大きく増幅され, 時計回りの潮流楕円という特徴を示す。C線上の結果は示していないが, 陸棚上でも潮流振幅はA, B線に比べずっと小さく, 潮流楕円も直線的になる。図7 (a)では, 観測最上層(水深28-203 m)の結果のみを示すが, 潮流はほぼ順圧的な特徴を示し, 海底近く10-30 m内では潮流によるエクマン層が形成されていた。

図8 (a)は, A, B, C線での, 地形と密度成層の両方を考慮して導出された沿岸捕捉波(Coastal Trapped Waves)の分散関係を示したものである(Ono et al., 2008)。A, B線では, 日周潮の沿岸捕捉波が存在するのに対し, C線の地形では斜面が緩いため沿岸捕捉波が存在できない。図6及び図7 (a)に見られるように, 51.5度以北のみで日周潮流が大きくなるのは, 日周潮流沿岸捕捉波が51.5度以北のみで存在しえるからと考えられる。図8 (b)はB線での K_1 潮の第1モード沿岸捕捉波の構造(流速の岸沿い成分の振幅分

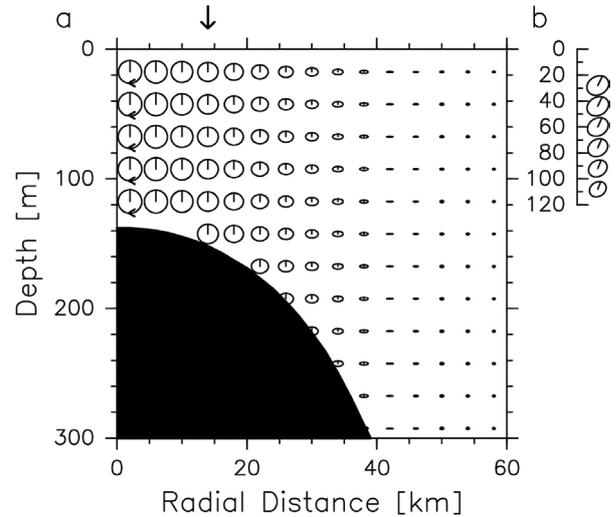


図9：(a)海山捕捉波(動径波数0, 方位波数1)の構造を潮流楕円で示したものの。(b) ADCP観測によるカシェバロババンク上での K_1 潮の潮流楕円。矢印はADCP観測点。Ono et al. (2006)より修正。

Figure 9: (a) The radial-vertical sections of tidal current ellipses for the gravest mode of the first azimuthal wavenumber from the seamount trapped wave for the topography of Kashevarov Bank. (b) The tidal current ellipses over Kashevarov Bank observed by the ADCP. (Location of the ADCP is indicated by the arrow). Modified from Ono et al. (2006).

布)を示したものである。順圧的な構造となっており, 観測とよく対応している。図7 (b)は各観測点での K_1 潮沿岸捕捉波から導かれる潮流楕円を示したもので, 観測(図7 (a))とよく合っていることがわかる。

図6からはカシェバロババンクで潮流が極めて大きくなることが示されたが, このバンク上でも9ヶ月のADCPによる係留測流が行われた。図9 (b)は測流データを調和解析した結果(K_1 潮の潮流楕円)を示す(Ono et al., 2006)。図6でも見られたように, 非常に振幅の大きな等方的時計回りの潮流楕円という特徴を示し, また順圧的であることもわかる。このバンクを同心円状の海山に近似し, 密度成層も考慮して海山捕捉波(seamount-trapped waves)の解を求めると, 動径波数0, 方位波数1の海山捕捉波は, 日周潮の周期に近いことが示される。図9 (a)は, この海山捕捉波の構造を潮流楕円で示したものである。矢印で示した所が観測点の位置に相当するが, 順圧的, 等方的な時計回りの潮流楕円といった特徴はよく合っていることがわかる。

ここでは, オホーツク海北西部の場合は紹介したが, 千島海峡域でも, 島の周りの斜面域や周辺の海山において,

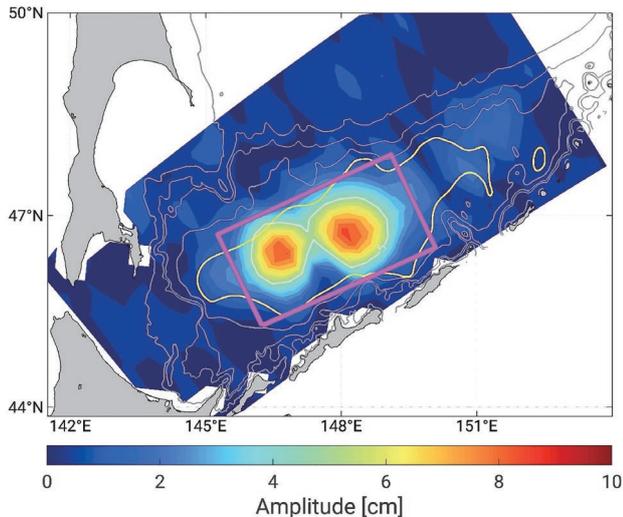


図10：オホーツク海の衛星海面高度計データから算出したCEOFの第3モードの振幅分布。黄色実線は3200 mの等深線。灰色線は200 m, 2000 m, 3000 mの等深線。ピンクの矩形はロスビーノーマルモードとの比較に用いた領域。Mensah and Ohshima (2020)より修正。

Figure 10: Spatial amplitude of the third mode of CEOF calculated from sea surface height anomaly (SSHa) derived from the satellite altimeters in the Sea of Okhotsk. The domain of the idealized basin used to model the Rossby normal modes is represented by the pink line box. The solid yellow line represents the 3200m isobath and the gray isolines represent the 200, 2000, and 3000 m isobaths. Modified from Mensah and Ohshima (2020).

日周潮の地形性ロスビー波が誘起され、極めて強い潮流が生じている (e.g., Nakamura and Awaji, 2004; Ohshima et al., 2005b; Tanaka et al., 2010)。最新の研究では、潮汐エネルギーがどのようなメカニズムで地形性ロスビー波に輸送されるかといった研究もされており (Tanaka, 2023)、オホーツク海は、潮汐の研究においても地球流体力学の観点から興味深いテーマを与えている。

なお、本号の西岡他 (2024) でも紹介されているように、オホーツク海の強い潮流は、北太平洋規模での中層(熱塩)循環、さらには物質循環・生物生産においても極めて重要な役割を果たしている。千島海峡周辺海域での強い潮流による鉛直混合は、表層起源の水を北太平洋中層 (200-1000 m深程度) へ送り込む (ventilation) 役割を果たしている (Nishioka et al., 2013)。一方、オホーツク海北西部の陸棚上での強い潮流は、陸棚上に堆積した物質 (特に鉄分) を巻き上げ、高密度陸棚水が中層に送り込まれる際に、鉄分等の生物の微量栄養分を中層へ送り込むという働きがある (Nakatsuka et al., 2004)。

表1：千島海盆での、1993年から2018年までの海面高度CEOF第3モードに見られる12例の伝搬イベントの平均波動特性と、ロスビー波及びロスビーノーマルモードの波動特性の比較。

Table 1: Averaged properties of the CEOF mode 3 events of SSHa from 1993 to 2018 and the properties of barotropic, first and second baroclinic Rossby waves, and barotropic Rossby normal modes (M_{11} and M_{21}) in the Kuril Basin. Modified from Mensah and Ohshima (2020).

	東西方向の 位相速度 (km day^{-1})	位相の 方向 ($^{\circ}$)	波長 (km)	周期 (日)
高度計からのCEOF 第3モード	-0.79	246	255	365
順圧ロスビー波	-2.25	249	255	121
傾圧ロスビー波 (第1モード)	-0.40	249	255	712
傾圧ロスビー波 (第2モード)	-0.08	249	255	3480
順圧ロスビー ノーマルモード M_{11}	-1.29	270	275	214
順圧ロスビー ノーマルモード M_{21}	-0.77	270	212	277

5. ロスビーノーマルモード (Rossby Normal Modes)

オホーツク海では、第3章や第4章で示したような地形性 β 効果による現象だけでなく、惑星 β 効果による特徴的な現象も見られる。Mensah and Ohshima (2020) では、25年間に及ぶオホーツク海の衛星海面高度計時系列データに対してCEOF (Complex Empirical Orthogonal Function) を中心とした解析を行い、いくつかの特徴的な現象を抽出している。CEOFの第1モードは第3章でも紹介したATWによるもので、オホーツク海を囲む全陸棚に捕捉されたモードで、全エネルギーの40%をも占める。一方、CEOFの第3モードの寄与は全体では7%であるが、深い千島海盆域 (水深 \sim 3200 m以深) にのみ大きな振幅を持つモードで、非常にきれいなダイポールのパターンを示す (図10)。位相は西向きで伝搬速度は小さい。この第3モードだけを取り出してホフメラー図 (縦軸時間、横軸水平距離) を描くと、西方へ伝搬するイベントが年1回程度発生していることがわかる。明瞭なイベント12例を平均した波動特性は、西向き位相速度 0.79 km day^{-1} 、周期365日となる (表1)。

世界の様々な海洋において海面高度計データから傾圧ロスビー波が観測されていたので、我々は最初この波動

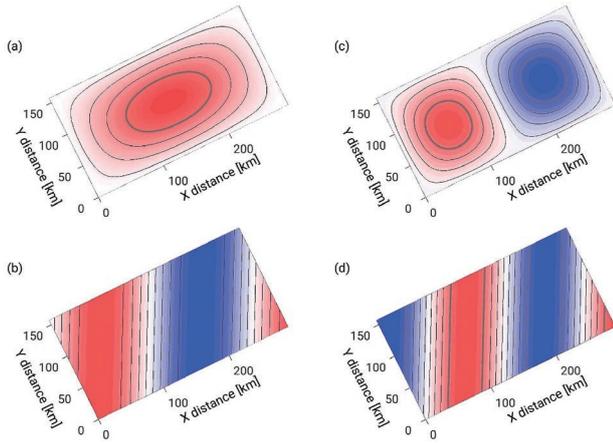


図11: ロスビーノーマルモードの構造. (a) M_{11} モードの包絡波, (b) M_{11} モードの搬送波, (c) M_{21} モードの包絡波, (d) M_{21} モードの搬送波. Mensah and Ohshima (2020)より修正.

Figure 11: Rossby normal mode decomposition. (a) Envelope and (b) snapshot of carrier wave of the M_{11} Rossby normal mode. (c) Envelope and (d) snapshot of carrier wave of the M_{21} Rossby normal mode. Modified from Mensah and Ohshima (2020).

現象を傾圧ロスビー波の性質と比較することから始めた. 表1に示すように, 観測された波の性質に最も近い鉛直第1モードの傾圧ロスビー波でも, 西向き位相速度 0.40 km day^{-1} , 周期 712日と, 観測値とは1/2もしくは2倍のずれがある. CEOFの第3モードの大きな特徴は, 中間に振幅の節を持つダイポール型の構造を持つことである. このような構造は, 固有振動を想起させるもので, 西方への位相伝搬も合わせて考えると, ロスビー波による固有振動と考える. 陸棚や湾・湖での固有振動は静振として知られているが, 重力波に代わってロスビー波が復元力に関わっている振動なので, ロスビー静振ともいう.

ロスビー静振は, Longuet-Higgins (1964) によって解析解が示され, Pedlosky (1987) による地球流体力学の教科書では, ロスビーノーマルモード (Rossby Normal Modes) という形で, 詳しく説明されている. 観測されたCEOF第3モードの結果 (図10) を見ると, 海底地形によって傾いた構造を持つことがわかる. そこで, 3200 mの等深線と第3モードの振幅分布を参考にして東西方向から27度傾けた矩形 (図10のピンク矩形) に対して, 従来の解析解を若干修正して, 順圧のロスビーノーマルモードの解析解を求めた. 図11は, 節を持たないモード (M_{11}) と, 長辺の方向に1つ節を持つモード (M_{21}) の構造を示したものである. このように近似した M_{11} モードと M_{21} モードの搬送波の西方への位相速度は, それぞれ 1.29 km day^{-1} , 0.77

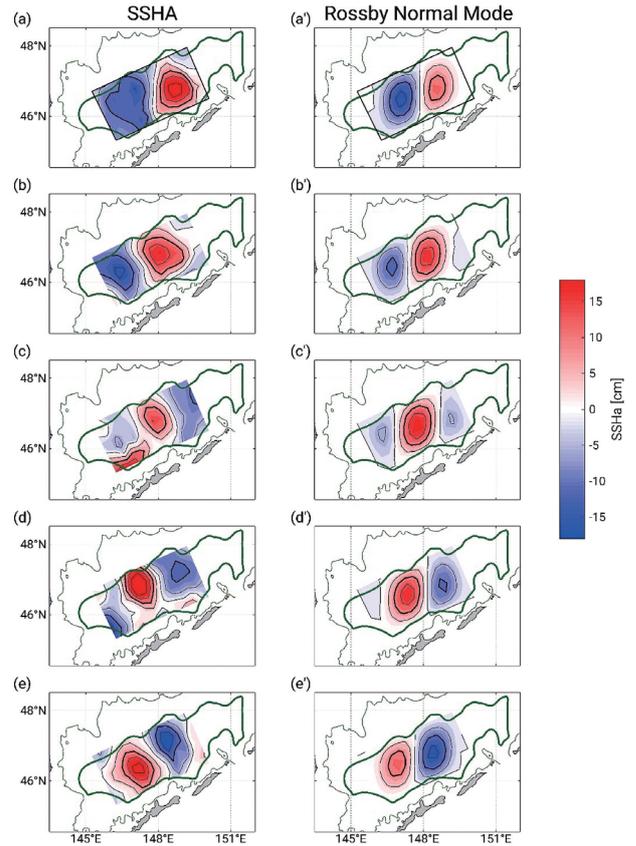


図12: 2010年11月から2011年7月における, [(a) - (e)] 観測された海面高度アノマリーデータ. [(a') - (e')] ロスビーノーマルモードの M_{11} と M_{21} の重ね合わせをfittingした結果. (a, a') 10日後. (b, b') 40日後. (c, c') 70日後. (d, d') 100日後. (e, e') 130日後. 黒細線, 黒太線は, 海面高度5 cm及び10 cm間隔を示す. 太緑線, 細緑線は3200 m, 1500 mの等深線を表す. ロスビーノーマルモードは (a) と (a') の黒矩形に対しての解を用いている. Mensah and Ohshima (2020)より修正.

Figure 12: Time series of observed sea surface height anomaly (SSHa) during 28 Nov 2010 – 5 Jul 2011 at (a) day 10, (b) day 40, (c) day 70, (d) day 100, and (e) day 130. [(a')-(e')] SSHa obtained on the same days via the best fitting of Rossby normal modes M_{11} and M_{21} onto the data. The thin and thick black contours interval for SSHa is 5 and 10 cm, respectively. The thick and thin dark green lines represent the 3200 and 1500m isobaths, respectively. The domain of the idealized basin used to model the Rossby normal modes is represented by the black line box in (a) and (a'). Modified from Mensah and Ohshima (2020).

km day^{-1} (観測は 0.79 km day^{-1}), 波長は275 km, 212 km (観測は255 km), 周期は214日, 277日 (観測は365日) と, かなり観測とよく合っている.

そこで, 第3モードでの各イベントに対して, M_{11} と M_{21} の重ね合わせでfittingを試みると, 決定係数 (相関係数の二乗) は平均して0.5程度になり, 十分に説明しえる結果となる. 図12は, 2010年から2011年にかけて出現した海面高度の伝搬イベント [(a) - (e)] と, それに対し M_{11} と M_{21} の

重ね合わせをfittingさせた結果 [(a') - (e')] を30日ごとの時系列で比較したものである。このケースは M_{11} モードがより卓越したケースであるが、擾乱（渦）が西方伝搬しながら成長・減衰する様子がよく一致しているのがわかる。以上から、海面高度の第3モードに表れた特徴的なシグナルは、順圧のロスビーノーマルモードの M_{11} 及び M_{21} モードが誘起されたものと考えられる。

なお、傾圧ロスビー波に対してもロスビーノーマルモードの特性を調べたが、西方への位相速度は 0.2 km day^{-1} 程度、波長は 100 km 程度と観測値とは異なっており、傾圧波によるものではなさそうである。千島海盆深海部はかなり一様な水深を持ち、周りを急峻な斜面で囲まれているために、順圧波は斜面を壁と感じ、海盆は孤立した矩形の海のように振る舞い、固有振動を生んだと考えられる。一方で、海盆の北側は水深 1500 m 程の海盆に連結しており、傾圧波の鉛直低次モードは上層 1000 m 以浅に大きな振幅を持つ構造なため、傾圧波は北側斜面を壁とは感ぜず伝搬してしまうため、固有振動は生じづらいと考えられる。ロスビーノーマルモード（ロスビー静振）は教科書にも一節を作る理論であるが、特に順圧波に関しては現実の海洋から明確に検出された例はほとんどない。地球流体力学から予見された現象をオホーツク海において確かめられたケースと言える。

6. 順圧不安定(Barotropic instability)

北海道オホーツク沿岸には、模式図(図1)でも示されるように、1年を通して宗谷暖流が存在する。宗谷暖流は、日本海とオホーツク海の水位差で駆動され、日本海から流入した対馬暖流系の高温・高塩の海水が沿岸に捕捉された海流である(Ohshima et al., 1994)。従って、沖の低温・低塩の海水との間にフロントをつくるとともに、顕著な流速の差(流速シア)を伴う流れである。赤外線画像には、このフロントが水平方向に波打ったり、砕波する様子が頻繁に見られる。このような海流のフロントに見られる波動は、海流の不安定現象に起因すると考えられ、具体的には、傾圧不安定、順圧不安定、あるいはその両方を合わせた不安定が考えられる。傾圧不安定は水平方向の密度差によるポテンシャルエネルギーをソースとし、順圧不安定は流速シアをソースとする不安定現象である。フロントに見られる波動は、宗谷暖流水と沖合の海水との密度差があまりない時期にも見られることから、まず順圧不安定が主要なメカニズムとして考えられる。

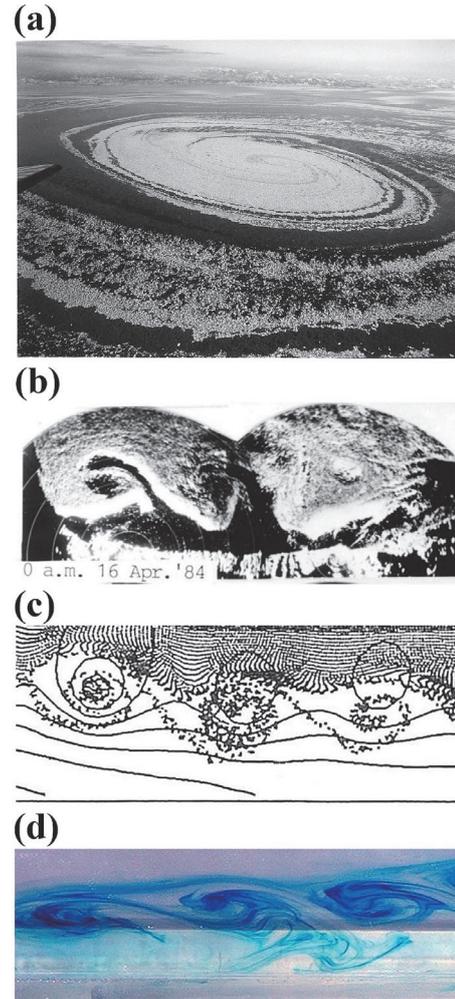


図13：オホーツク海北海道沖に出現する流水渦（Ice-ocean eddy）。(a) 航空機からの写真。(b) 流水レーダーによる画像。(c) 数値モデルで再現された流水渦列と水位（コンタ）。(d) 室内水槽実験により再現された渦列。大島（2018）及びWakatsuchi and Ohshima（1990）より修正。

Figure 13: Ice-ocean eddy (street) observed by (a) aerial photograph and (b) images of sea ice radar. (c) Simulated ice floe distribution and sea level contours by the numerical model experiment. (d) Eddy street reproduced by the rotating tank experiment. Modified from Ohshima (2018) and Wakatsuchi and Ohshima (1990).

Ohshima (1987a; 1987b) では、「斜面上を流れる沿岸流の順圧不安定」という設定で、線形安定論解析から、この海流のフロントの波動は順圧不安定によることを示唆した。私が最初に地球流体力学の研究に取り組んだ研究でもある。ちょうど、この研究を行っている最中に、冬季の海水期に、宗谷暖流域に見事な流水渦が航空機によって撮影され、新聞の一面に掲載された(図13 (a))。この流水渦は、当時の低温科学研究所紋別流水研究施設に設置されていた流水レーダーにも捉えられていた。さらに、過去の流水レーダー画像をもれなく調べると、宗谷暖流

フロント域に沿って、砕波パターンを伴う渦列が流水によってきれいに可視化されている例がいくつも見出され、渦列は下流(南東)方向へ伝搬していることもわかった(図13 (b)).

Ohshima and Wakatsuchi (1990) では、数値モデルにより、宗谷暖流を水位差で駆動し、サハリン南端のクリリオン岬から流れが剥離する際に生ずる強い流速シアをソースとして不安定波(渦列)が発達する状況を再現した。さらに、海水盤(sea ice floe)にみたてたトレーサーを投下して、航空写真や流水レーダーで見られる流水渦や砕波パターンを再現することに成功した(図13 (c)). このように、海水の存在は流れを見事に可視化するという側面も持っている。以上の研究は、結局、私の博士論文の一部となった。

これらの研究は、30年以上前に行った研究であるが、10年ほど前の2014年に、この研究が、「流水”大回転」というタイトルのもとで、NHKスペシャルで取り上げられることになった。この番組では、航空機から直接流水渦を映像に収める、というのがメインイベントであったが、ディレクターから、「流水渦を室内水槽実験で再現してもらえないか」、というリクエストをもらった。視聴者から見ると、数値シミュレーションはCGと同様な印象にしかないので、とのことであった。それまで、水槽実験は行ったことはなかったが、原理的に再現できるはずなので、挑戦することにした。北大環境科学院の久保川厚氏が演習で回転水槽実験を行っていたので、まずその回転水槽を使用させて頂いた。宗谷暖流を再現する水槽とポンプシステムを北大低温研技術部に作成して頂き、回転水槽実験を行った。久保川氏のアドバイスのもと、何とか渦列を再現することに成功し(図13 (d)), 番組でも無事使用されることとなった。

7. 傾圧不安定(Baroclinic instability)

オホーツク海の流速場の模式図(図1)にも示されているように、南部の千島海盆域はメソスケール渦に満ちているという特徴を持つ。表層ドリフターや熱赤外画像の観測から、渦のスケールは100 km程度で、時計回り(高気圧性)の渦が卓越することが示される(e.g., Ohshima et al., 2002). 多数の熱赤外画像の解析からは、これらの渦は千島海峡付近から発生して、ゆっくりと0.5-1.0 km day⁻¹程度で西方へ伝搬していることも示されている(Bulatov et

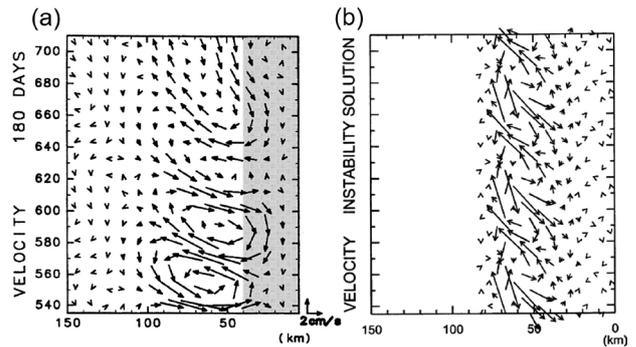


図14 : (a) 東岸に鉛直粘性と鉛直拡散を強化した領域(シェード域)を与える数値モデル実験による流速アノマリーと。(b) 線形不安定波解析から導出された最大不安定波による流速分布。Ohshima et al. (2005a)より修正。

Figure 14: Velocity anomaly near the surface (a) for the numerical model experiment in which strong tidal mixing is simply parameterized by increasing coefficients of vertical eddy viscosity and diffusivity along the eastern boundary (shading area), and (b) for the most unstable inviscid wave derived from the linearized instability analysis. Modified from Ohshima et al. (2005a).

al., 1999). 第4章でも述べたように、千島海峡周辺は非常に強い潮流が生じる海域であり、それによって海水の鉛直混合が活発に生じている海域でもある(e.g., Nakamura and Awaji, 2004; Ono et al., 2007; 2013). そのために鉛直的に様な水塊が作られ(Itoh et al., 2003), 沖合の海水との間に顕著な密度フロントを作ることになる(Gladyshev, 1995). このような顕著な密度フロントは有効位置エネルギーを生むことになり、傾圧不安定を生じうる場を与える。千島海盆に充滿している渦は、この密度フロントに伴う傾圧不安定に起因している可能性がある。ここでは、その可能性を確かめるための数値モデルと線形不安定波解析を行った研究を紹介する(Ohshima et al., 2005a).

オホーツク海千島海盆の東部、千島海峡域と接している海域の平均的な海洋構造を水平一様に初期値とした矩形数値モデルに対し、東岸付近に鉛直粘性と鉛直拡散を強化した領域(図14 (a)のシェード域)を与える実験を行うと、東岸付近の混合強化域と沖合の間に密度フロントが生じ、そこに渦列が発生する(図14 (a)). この密度フロント域での平均海洋場を基本場として、Fukamachi et al. (1995)の手法で線形不安定波解析を行うと、確かに傾圧不安定による不安定波の解が得られる。図15が得られた不安定波の分散関係で、縦軸は、振動数の虚部で不安定波の成長率を表す。長波長側で成長率がピークとなる波長(l_1)は約60kmで、e-foldingスケールで示される成長率は15日、位相速度は南方へ1.6 cm s⁻¹となる。この最大不

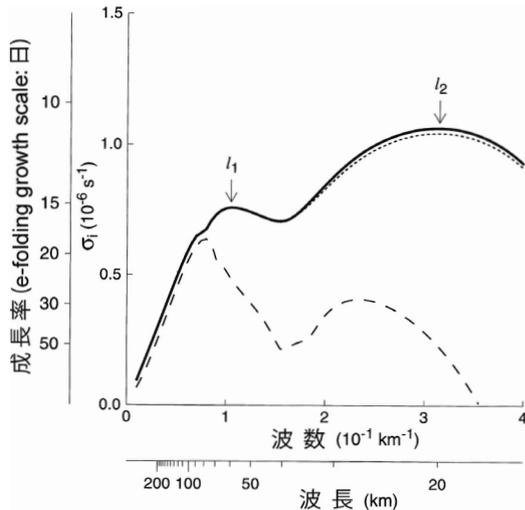


図15：図14に示す数値モデルでの密度フロント域での基本場における不安定波の分散関係。縦軸は振動数の虚部で不安定波の成長率を示す。実線は非粘性の場合、点線は鉛直粘性を入れた場合、破線は水平粘性を入れた場合を示す。Ohshima et al. (2005a)より修正。

Figure 15: Imaginary part of the dispersion relation $\sigma_i(l)$, when the background state is specified to be the fields of the mean state in the numerical model experiment shown in Fig. 14. The solid curve indicates the inviscid case, the dotted curve denotes the case with vertical mixing included, and the dashed curve marks the case with both vertical and Laplacian horizontal mixing included. Modified from Ohshima et al. (2005a).

安定波の流速分布を示したのが図14 (b) である。数値モデルで発生した渦列は、波長が約70 km、南方への位相速度は約1.0 cm s⁻¹で、北西から南東に傾いている構造を持ち、最大不安定波と比較するとよく対応していることがわかる。図15の分散関係には、鉛直粘性（点線）や水平粘性（破線）を入れた場合も示すが、水平粘性の効果は短波長により効くので、2つある成長率のピーク (l_1 と l_2) のうち、長波長 (l_1) の不安定波が選択されることを説明する。

なお、数値モデル実験では、渦列はどんどん成長していき、100km程度のスケールの渦として、沖合に切り離されて0.6 km day⁻¹程度の速度で西方へ伝搬する。これらの特徴は熱赤外画像からの解析結果 (Bulatov et al., 1999) とよく一致する。以上の解析は、現象のエッセンスを取り出して簡略化した数値モデル実験とその線形安定論による解釈であるが、現実的な地形や潮汐混合を取り入れた数値シミュレーションでも同様な渦が傾圧不安定によって発生することが示されている (Nakamura and Awaji, 2004)。

海水漂流 → 海へ応力 → 沿岸捕捉波による流れ

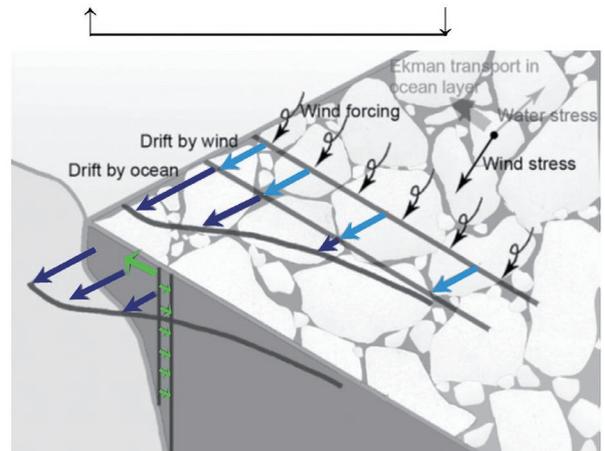


図16：海水と沿岸海洋の相互作用による海水ドリフトの増幅機構の模式図。岸沿い方向の風応力は、直接海水をドリフトさせるだけでなく、沿岸捕捉波 (Coastal Trapped Waves) も駆動することで海流を生み、それによって海水のドリフトを増幅させる。Nakayama et al. (2012)を加筆・修正。

Figure 16: A schematic diagram showing the enhancement mechanism of sea ice drift through the interaction between sea ice and a coastal ocean. Coastal Trapped Waves (CTWs) driven by the stress from the drifting ice floes enhances the ice drift in turn. Modified from Nakayama et al. (2012).

8. 海水も入れた地球流体力学

地球流体力学の対象となりうる海洋・大気現象の多くは、1990年代までには、その基礎的な枠組みはかなり研究され尽くされていた。しかし、大気と海洋の間に海水が存在するという設定での地球流体力学的な研究は、ほとんどなされていなかった。海水は、非均一性が大きい。うえ、バルクで扱う場合でも、弾性、粘性、塑性すべてを持ち合わせており、まともに取り扱うのは非常に難しい。そこで我々が行った研究は、海水を可能な限り簡略化させたもとの、海洋の全面に海水がある場合の風に対する応答問題である。沿岸海洋域を対象に簡略化して求めた解析解を、オホーツク海のサハリン東岸で観測された係留系による海洋・海水データを用いて実証した。

この問題設定は、古く100年以上前のナンセンのフラム号漂流観測から続く問題にも強く関係する。ナンセンはフラム号での観測から、海水は概ね風速の2-3%程度の速度（この比を風力係数という）で右に30度ほど偏向して漂流することを示し、この観測結果を契機としてエクマン層の理論が確立された。現在では、衛星データから広範囲で海水の漂流を推定できるようになったが、風力係数を導出すると、沿岸域ではその値が大きくなる傾向がある

ことに気づく（例えば、Kimura and Wakatsuchi, 2000）。つまり、沿岸域では海水の漂流を強化する何らかのメカニズムがあることを意味する。

そこで、海水の内部応力を無視して、自由漂流する海水を一面に置いたときの、振動風に対する沿岸陸棚海洋の応答解を導き、図16に示すような、海水漂流が強化するメカニズムを示した(Nakayama et al., 2012)。まず、風応力により海水の漂流が生じる。次に、海水が流動することでその下の海洋へ応力が伝わり、その応力によって沿岸捕捉波 (CTW) が励起される。沿岸付近では沿岸捕捉波の流れによる漂流は風による漂流と同方向なので海水漂流が増幅される、というのがそのメカニズムである。サハリン東岸は、一様な陸棚が続いているので、この解・メカニズムを実証するにはもってこいの場であり、CRESTプロジェクトで取得された係留系による海洋・海水データによって、上記のメカニズムは明快に実証された。

この研究では、自由漂流する海水を扱っているが、海水には岸から固着して動かない定着氷もある。オホーツク海では、定着氷はほとんど発達しないが、南極海や北極海の沿岸域ではしばしば発達する。このような場合は、定着氷下に風応力が伝わらず、定着氷の縁に非常に大きな渦度の注入が生じる。このような設定において、定常風及び振動風に対する沿岸陸棚海洋の応答解を導く研究を行い (Ohshima, 2000)、実際に昭和基地のある南極リュツォホルム湾で観測された流速変動をよく説明できることを示した(Ohshima et al., 2000)。

9. おわりに

オホーツク海の海洋場の実態は、1990年代までは、実測が非常に限られていたため、よくわかっていなかった。しかし、オホーツク海は北太平洋で最も重い水が作られ、北太平洋の中層循環はオホーツク海を起点とすることが示唆され (Talley, 1991; Yasuda, 1997)、未知の海オホーツク海を実測することの重要性が国際的にも強く認識されることとなった。CREST「オホーツク海水」プロジェクトは、まさにその要請に答えるもので、この日露米による国際共同プロジェクトによってオホーツク海の海洋場の実態が一気に明らかになった。1998年から2001年の4回にわたる大規模ロシア船観測を中心に、多数の係留系観測の他、Argoプロジェクトに先んじてプロファイリングフロート観測等も行われ、東樺太海流や潮流増幅の実態などが

初めて定量性をもって明らかになった。これらの観測に加えて、衛星海面高度計データなども合わせた解析によって、オホーツク海に生じている様々な特徴的な現象が次々に明らかになった。それらの現象の多くは地球流体力学をもって説明できることを紹介したのが本総説である。

私は大学院の授業では海洋力学を長年担当していたが、授業項目の半分以上は、本稿で紹介したトピックと強く関係するものである。深層水が作られている日本海は、しばしば「ミニチュアOcean」と称されるが、オホーツク海は「地球流体力学の題材の宝庫」とも言える海である。

本稿では紹介しなかったが、オホーツク海には、他にも興味深い地球流体力学の題材がいくつかある。オホーツク海は北太平洋の西岸に位置し、いくつかの海峡により繋がっている縁海である。このような設定では、北太平洋の風成循環（亜寒帯循環・東カムチャッカ海流）の影響を受け、Island rule (Godfrey, 1989) に従って、海峡からの流入・流出が生ずる。Island ruleを最も単純に水深一定・順圧で適用すると、オホーツク海的位置では、北の海峡で流入、南の海峡で流出し、流入出は冬に最大、夏に最小の大きな季節変動をする、となる。定性的には、このような流入出になっていることは、表層ドリフター・プロファイリングフロート・海面高度計データ等から示唆されている (Ohshima et al., 2010)。第2章で、実測による東樺太海流の年平均流量が6.7 Svに対して、オホーツク海内での風応力カールから計算されるスベルドラップ流量が3.7 Svとやや小さいのは、東樺太海流及び中北部の低気圧性循環には、千島海峡からの流入出が含まれている可能性がある。成層・海底地形・強い潮流が存在する場合に、Island ruleがどうオホーツク海に適用されるかは興味深いテーマであり、いくつかの研究も行われており (Kida and Qiu, 2013; Shu et al., 2021)、さらなる研究が期待される。

オホーツク海北西陸棚域は北半球最大の海水生産域であり (Ohshima et al., 2016; Nakata and Ohshima, 2022)、海水生成によるブライン排出により、北太平洋表層では最も重い水が生成され潜り込んで (Shcherbina et al., 2003)、北太平洋の全中層に拡がっていく。前述のIsland ruleは、北太平洋とオホーツク海の間での水平的な循環を記述するものであるが、このようにオホーツク海は、鉛直的にも熱塩（中層）循環の起点として北太平洋とつながっていて、単なる一縁海以上の意味を持っている。このような熱塩循環に関しては、数値モデルによる研究 (Matsuda et al.,

2015)がある一方、観測データから、この熱塩（鉛直）循環は冬季に強くなるという季節性を持つことやこの40–50年で弱化していることが示唆されている（Mensah and Ohshima, 2021）。北太平洋の熱塩循環という視点で見ると、潮流による鉛直拡散が非常に大きい千島海峡域でのバルクとしての鉛直拡散係数の鉛直分布が、熱塩循環の構造を決める重要な要素となりえ（Kawasaki and Hasumi, 2010）、今後さらなる研究が期待される。

私に関わってきた研究は、特徴的な現象に関して、既存の地球流体力学の理論を（場合によっては修正して）適用しただけのものであるが、上記に挙げたテーマは新たな理論を必要とするものであり、次世代の研究に期待するものである。

謝辞

ここに紹介した研究は、参考文献にも名前が記された、多くの共同研究者や学生と協力しながら行ってきたものであり、ここに深く感謝いたします。本稿に用いた図の作成・修正に協力頂いた北川暁子さんとVigan Mensah氏、査読頂いた三寺史夫氏に感謝の意を表します。

参考文献

- Bulatov, N. V., L. A. Kurennaya, L. S. Muktepavel, M. G. Aleksanina and E. E. Gerbek (1999) Eddy water structure in the southern Okhotsk Sea and its seasonal variability (results of satellite monitoring). *Oceanology*, **39**, 29–37.
- Csanady, G.T. (1978) The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.* **8**, 47–62.
- Fukamachi, Y., J. P. McCreary and J. A. Proehl (1995) Instability of density fronts in layer and continuously stratified models. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2559–2577.
- Godfrey, J. S. (1989) A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **45**, 89–112.
- Gladyshev, S. V. (1995) Fronts in the Kuril Island region. *Oceanology*, English translation, **34**, 452–459.
- Itoh, M., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatology data. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3258, doi:10.1029/2002JC001590.
- Kawasaki, T. and H. Hasumi (2010) Role of localized mixing around the Kuril Straits in the Pacific thermohaline circulation. *J. Geophys. Res.*, **115**, C11002, doi:10.1029/2010JC006130.
- Kida, S. and B. Qiu (2013) An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current. *J. Geophys. Res.*, **118**, doi:10.1002/2013JC009464.
- Kida, S., B. Qiu, J. Yang and X. Lin (2016) The annual cycle of the Japan Sea Throughflow. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 23–39, doi:10.1175/JPO-D-15-0075.1.
- Kimura, N. and M. Wakatsuchi (2000) Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3735–3738.
- Kowalik, Z. and I. Polyakov (1998) Tides in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1389–1409.
- Longuet-Higgins, M. S. (1964) Planetary waves on a rotating sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **279A**, 446–473.
- Matsuda, J., H. Mitsudera, T. Nakamura, Y. Sasajima, H. Hasumi and M. Wakatsuchi (2015) Overturning circulation that ventilates the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific: The role of salinity advection. *J. Geophys. Res.* **120**, 1462–1489; doi:10.1002/2014JC009995.
- Mensah, V., K. I. Ohshima, T. Nakanowatari and S. Riser (2019) Seasonal changes of water mass, circulation and dynamic response in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Res. I*, **144**, 115–131, doi:10.1016/j.dsr.2019.01.012.
- Mensah, V. and K. I. Ohshima (2020) Variabilities of the sea surface height in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk: Coherent shelf-trapped mode and Rossby Normal Modes. *J. Phys. Oceanogr.*, **50**, 2289–2313, doi:10.1175/JPO-D-19-0216.1.
- Mensah, V. and K. I. Ohshima (2021) Weakened overturning and tide control the properties of Oyashio Intermediate Water, a key water mass in the North Pacific. *Sci Rep.*, **11**, 14526, doi:10.1038/s41598-021-93901-6.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430–2445.
- Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, K. Akitomo and T. Takizawa (2000) Tidal exchange through the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1622–1644.
- Nakamura, T. and T. Awaji (2004) Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional nonhydrostatic model experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S07,

- doi:10.1029/2003JC001850.
- Nakanowatari, T. and K. I. Ohshima (2014) Coherent sea level variation in and around the Sea of Okhotsk. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 58-70, doi:10.1016/j.pocean.2014.05.009.
- Nakata K. and K. I. Ohshima (2022) Mapping of active frazil and sea ice production in the Northern Hemisphere, with comparison to the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **127**, e2022JC018553, doi:10.1029/2022JC018553.
- Nakatsuka, T., M. Toda, K. Kawamura and M. Wakatsuchi (2004) Dissolved and particulate organic carbon in the Sea of Okhotsk : their transport from continental shelf to ocean interior. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S14, doi:10.1029/2003JC001909.
- Nakayama, Y., K. I. Ohshima and Y. Fukamachi (2012) Enhancement of sea-ice drift due to the dynamical interaction between sea ice and a coastal ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 179-192.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogawa, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shiraiwa and M. Wakatsuchi (2013) Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **27**, 1-10, doi:10.1002/gbc.20088.
- Ohshima, K. I. (1987a): Stability of a barotropic jet on a sloping bottom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 49-60.
- Ohshima, K. I. (1987b): On the stability of the Soya Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 61-67.
- Ohshima, K. I. and M. Wakatsuchi (1990) A numerical study of barotropic instability associated with the Soya Warm Current in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 570-584.
- Ohshima, K. I. (1994) The flow system in the Japan Sea caused by a sea-level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9925-9940.
- Ohshima, K. I., T. Kawamura, T. Takizawa, S. Ushio and T. Miyakawa (2000) Current variability under landfast sea ice in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17121-17132.
- Ohshima, K. I. (2000) Effect of landfast sea ice on coastal currents driven by the wind. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17133-17141.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002) Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- Ohshima, K. I., D. Simizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2004) Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 513-525.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, T. Mutoh and M. Wakatsuchi (2005a) A generation mechanism for mesoscale eddies in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea: baroclinic instability caused by enhanced tidal mixing. *J. Oceanogr.*, **61**, 247-260
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi and S. Saitoh (2005b) Velocity field of the Oyashio region observed with satellite-tracked surface drifters during 1999-2000. *J. Oceanogr.*, **61**, 845-855.
- Ohshima, K. I. and D. Simizu (2008) Particle tracking experiments on a model of the Okhotsk Sea: toward oil spill simulation. *J. Oceanogr.*, **64**, 103-114.
- Ohshima, K. I., T. Nakanowatari, S. Riser and M. Wakatsuchi (2010) Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **57**, doi:10.1016/j.dsr2.2009.12.012, 1247-1256.
- Ohshima, K. I., S. Nihashi and K. Iwamoto (2016) Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geoscience Letters*, **3:13**, doi:10.1186/s40562-016-0045-4.
- Ohshima, K. I., D. Simizu, N. Ebuchi, S. Morishima and H. Kashiwase (2017) Volume, heat, and salt transports through the Soya Strait and their seasonal and interannual variations. *J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 999-1019, doi:10.1175/JPO-D-16-0210.1.
- 大島慶一郎 (2018) 2015年度日本海洋学会賞受賞記念論文「海水域の変動とその海洋循環に与える影響に関する研究」, *海の研究*, **27(2)**, 75-96, doi:10.5928/kaiyou.27.2_75.
- Ohshima, K. I. and M. Kuga (2023) 50-year volume transport of the Soya Warm Current estimated from the sea-level difference and its relationship with the Tsushima and Tsugaru Warm Currents. *J. Oceanogr.*, **79**, 499-515, doi:10.1007/s10872-023-00693-6.
- Ono, J., K. I. Ohshima, G. Mizuta, Y. Fukamachi and M. Wakatsuchi (2006) Amplification of diurnal tides over Kashevarov Bank in the Sea of Okhotsk and its impact on water mixing and sea ice. *Deep-Sea Res.*, **53**, 409-424.
- Ono, J., K. I. Ohshima, G. Mizuta, Y. Fukamachi and M. Wakatsuchi (2008) Diurnal coastal-trapped waves on the eastern shelf of Sakhalin in the Sea of Okhotsk and their modification by sea ice. *Cont. Shelf Res.*, **28**, 697-709.
- Ono, J. and K. I. Ohshima (2010) Numerical model studies on the generation and dissipation of the diurnal coastal-trapped

- waves over the Sakhalin shelf in the Sea of Okhotsk. *Cont. Shelf Res.*, **30**, 588-597.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, K. Katsumata, Y. N. Volkov and M. Wakatsuchi (2007) Water mass exchange and diapycnal mixing at Bussol' Strait revealed by water mass properties. *J. Oceanogr.*, **63**, 281-291.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, K. Katsumata, I. Yasuda and M. Wakatsuchi (2013) Distribution of vertical diffusivity in the Bussol' Strait: a mixing hot spot in the North Pacific. *Deep-Sea Res. I*, **79**, 62-73, doi:10.1016/j.dsr.2013.05.010.
- Pedlosky, J. (1987) *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, 710 pp.
- Shcherbina, A. Y., L. D. Talley and D. L. Rudnick (2003) Direct observations of North Pacific ventilation: Brine rejection in the Okhotsk Sea. *Science*, **302**, 1952-1955.
- Shu, H. W., H. Mitsudera, K. Yamazaki et al. (2021) Tidally modified western boundary current drives interbasin exchange between the Sea of Okhotsk and the North Pacific. *Sci Rep.*, **11**, 12037, doi:10.1038/s41598-021-91412-y.
- Simizu, D. and K. I. Ohshima (2006) A model simulation on the circulation in the Sea of Okhotsk and the East Sakhalin Current. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05016, doi:10.1029/2005JC002980.
- 鈴木香緒里・金成誠一 (1986) オホーツク海の潮汐シミュレーション. *海洋科学*, **18**, 455-463.
- Talley, L. D. (1991) An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Res. A*, **38**, Suppl. 1, S171-S190.
- Tanaka, Y., T. Hibiya, Y. Niwa and N. Iwamae (2010) Numerical study of K1 internal tides in the Kuril straits. *J. Geophys. Res.*, **115**, C09016, doi:10.1029/2009JC005903.
- Tanaka, Y. (2023) Energy conversion rate from subinertial surface tides to internal tides. *J. Phys. Oceanogr.*, **53**, 1355-1374, doi:10.1175/JPO-D-22-0201.1.
- Tsujino, H., H. Nakano and T. Motoi (2008) Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation. *J. Oceanogr.*, **64**, 141-161. 10.
- Wakatsuchi, M. and K. I. Ohshima (1990) Observations of ice-ocean eddy streets in the Sea of Okhotsk off the Hokkaido coast using radar images. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 585-594.
- Yasuda, I. (1997) The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **102**, 893-909, doi:10.1029/96JC02938.