

潮汐混合と熱塩循環：千島列島の役割

北海道大学低温科学研究所 中村知裕

1 はじめに

潮汐は文字通り朝に夕にと潮が満ち引きする現象としてよく知られています。潮汐は様々な周期の成分に分解でき、振幅の大きな成分は約半日周期の半日周潮と約1日周期の日周潮に属しています。月や太陽の引力などによって大気・海洋・固体地球全般に引き起こされますが¹、世間で潮汐というと海洋潮汐を指すように、本稿も海洋潮汐に関する話です。

海洋の潮汐は、内部重力波や乱流の生成などを通してエネルギーを散逸します。散逸したエネルギーの一部は海水の鉛直混合を引き起こし、鉛直混合は全球規模の海洋鉛直循環（熱塩循環）に重要な役割を果たします。熱塩循環は、それに伴う熱の南北輸送および熱や温暖化ガスの海洋への取り込みを通して、気候の形成・維持あるいは温暖化の進行の遅延に影響します。逆に温暖化が進むと、氷が溶けて海洋表層が低塩分化し、沈み込む水が少なくなって熱塩循環が弱くなる可能性も指摘されています。

このように、潮汐は沿岸の人々の暮らしだけでなく、全球規模の気候とも関連しています。ここでは、潮汐と気候を結び、潮汐による鉛直混合（以下では潮汐混合と略）とそれが熱塩循環に果たす役割について簡単に述べた後、ちょっと変わった例として、千島列島域の潮汐混合とその役割について紹介したいと思います。ちなみに、先に触れた潮汐エネルギーの散逸は地球の自転や月の公転といった惑星系の運動を弱めていきます。結果として、最終的に気候に影響する可能性があります、非常に長い年月を要しますのでこれ以上触れません。

2 内部重力波生成とそれによる鉛直混合

ここでは潮汐による鉛直混合を引き起こす過程のうち、外洋で重要な、したがって全球規模の熱塩循環で重要となる、内部重力波の生成とそれによる鉛直混合に注目します。（ここで言う内部重力波は正確に言うと内部慣性重力波ですが、赤道直下を除きコリオリ係数が0になることはないので内部重力波と略します。）

まず、内部重力波の生成について見ておきます。十分に密度成層した潮流が海底地形の上を流れると、大気において風が山の上を吹くときのように内部重力波が生じます。密度面が持ち上げられたり押し下げられたりした結果、波が生じるわけです。海底地形の水平スケールが十分小さいときは、大気でよく見られるような山岳波あるいは風下波が生成されます。大気では、生成後に上方伝播するものを山岳波、背景場に

¹実際には、大気の潮汐はほとんどが太陽加熱によるもので、熱潮汐と呼ばれます。引力が潮汐を引き起こす仕事のうち、約93%は海洋潮汐のエネルギーとなり残りの約7%は（固体）地球潮汐のエネルギーになり、大気潮汐を引き起こすのはごく僅かです。

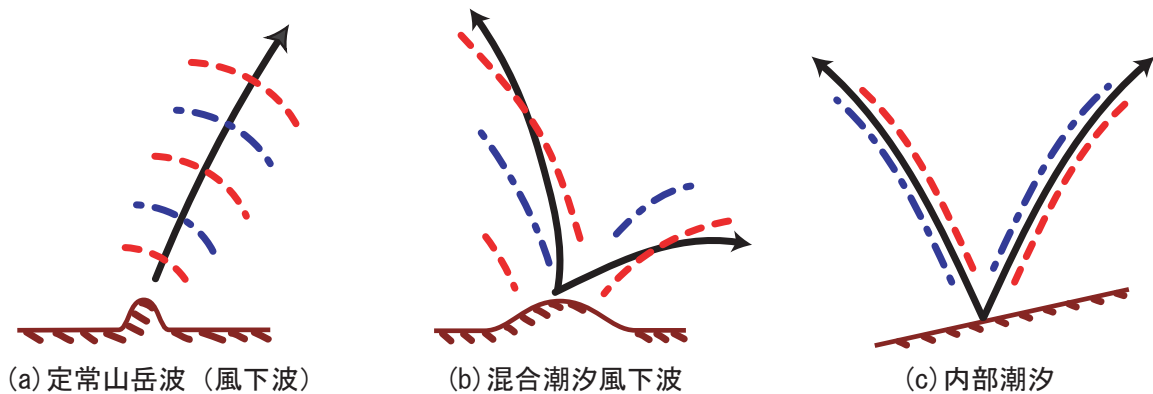


図1．海底地形上の流れによって生成される内部重力波の模式図。矢印は波のエネルギーの進行方向、点線と鎖線は等位相線を表す。(a) は右向きの定常流によるもの、(b) は右向きの流れが始まってから終わるまでの半周期間で生成されたもののみ示す。(c) は等位相線は1周期分示しているが、右向き流によるものと考えても良い。

よって地表付近に捕捉され風下に伝播するものを風下波と区別することも多いのですが、背景場による捕捉の有無以外はほぼ同様です。そこで、ここでは後で出てくる内部潮汐と対比しやすいように、両方まとめて風下波と呼ぶことにします。

風下波を生成する背景流が定常で海底地形があまり高くなければ、多くの気象力学の本に載っているように、風下波の周期は背景流が地形の山と谷を越えるのに要する時間で決まります。すなわち、背景流と同じ速度で流されていく座標系から見たときの振動数が $\omega = -kU$ となります。ここで k は地形の水平波数、 U は背景流の流速で、簡単のため鉛直2次元の場合を考えています。右辺のマイナス符号で表したように、風下波の位相速度は上流向きですが、群速度が背景流より遅いため波のエネルギーは風下に流されます。結果として、図1aに模式的に示したように分布します。こうした風下波を背景流が定常なので定常風下波と呼びます。

潮流の場合あるいは総観規模擾乱の通過などに伴う風の場合、背景流は時間変化します。ゆっくり時間変化するときは、各瞬間に生成される波は近似的に定常と見なせるので、その背景流に乗って見た振動数は $\omega = -kU(t_0)$ となります (Lott and Teitelbaum, 1993)。ここで t_0 は波が生成された時刻です。すなわち、時間とともに背景流が変わり、それに伴って生成される波の振動数が変わっていきます。これを準定常風下波あるいは非定常風下波と呼びます。

一方、潮流は振動しています。そのため、海底地形の水平スケールが十分大きいとき、例えば広い斜面上では、潮流と同じ周期の波が生成されます。すなわち、潮流の振動数を ω_{tide} とすると、 $\omega = \omega_{tide}$ です (例えば Baines, 1982)。潮流と同じ振動数の内部波なので内部潮汐と呼ばれます (潮流により励起された内部重力波全てをひっくるめて内部潮汐と呼ぶ人もいます)。内部潮汐は移流の影響をあまり受けず、内部重力波の波線に沿ってそのまま進みます。すぐ後で見るように振動数が潮流と同じという条件のためです。さらに、風下波とは異なり、内部潮汐は上流と下流の両方向に進

みます（正確には波線に沿って4方向に進む波が生成されうるのですが、比較的平らな地形の場合には下向きに進む波は海底に遮られ、上に向かって左右両方向へ伝播することになります）。その様子を模式的に示したのが図1cです。

このように、風下波と内部潮汐は異なる振動数を持ちます。どちらの波についても、駆動力（例えば海底付近の鉛直流）の時間変化で波の周期が決まる理想的状況を考えているのに、振動数が異なります。理由は駆動力の時間変化の原因の違いにあります。

流れとともに動く座標系における駆動力を調べる代わりに、簡単のため、駆動力 F のラグランジュ的時間微分 D/Dt が何に由来するかを見てみましょう (Nakamura et al., 2000)。海底付近を考えて鉛直移流を無視すると、

$$\frac{DF}{Dt} = \frac{\partial F}{\partial t} + U \frac{\partial F}{\partial x},$$

となります。すなわち、駆動力の時間変化は、駆動力の局所的時間変化（右辺第1項）および駆動力の空間変化の移流（右辺第2項）からなります。ここで空間変化の移流とは、背景流と共に動く座標系に変換する代わりにラグランジュ的微分をとったため移流として表されているものです。海底地形の山谷の上を背景流とともに動けば鉛直流が時間変化するよう感じるということです。上式から波の振動数は、定常で近似できる風下波の場合は第2項によって決まり、移流が無視できる内部潮汐の場合は第1項によって決まることが分かります。

実際には、第1項と第2項の両方の効果が効くときもあります。このときの背景流に乗って見た振動数は、上式を F で割って振動数のスケールにすると、両項の寄与の和で近似できることが分かります。簡単のため背景流は水平一様とし、風下波は上流へ向かい内部潮汐は上流下流両方へ進むことを併せて表すと、背景流に乗って見た振動数は $\omega \approx -kU \pm \omega_{tide}$ となります。すなわち、風下波の振動数と潮汐の振動数の和と差です。そのため図1bのように、この波は風下波と内部潮汐の両方の性質を併せ持ちます (Nakamura and Awaji, 2001)。そこで彼らはこの波を混合潮汐風下波と呼んでいます。要するに風下波と内部潮汐それぞれのパラメタ領域の間をつなぐものです。

確かに、風下波と潮汐の振動数の比 $|kU/\omega_{tide}|$ を見ると、無限大にすれば混合潮汐風下波は風下波になり、0にすれば内部潮汐になります。 U を潮流の振幅 U_0 で代表させると、この比は次のように書けます。

$$\frac{kU_0}{\omega_{tide}} = \frac{U_0/\omega_{tide}}{1/k}.$$

物理的には、「潮流に伴って流体粒子が1周期間に往復する距離」と「地形の水平スケール」の比が、1より十分大きいときは風下波、十分小さいときは内部潮汐、1程度のときはその中間の波（混合潮汐風下波）が生成されることが分かります。このことを模式的に表すと図2のようになります。

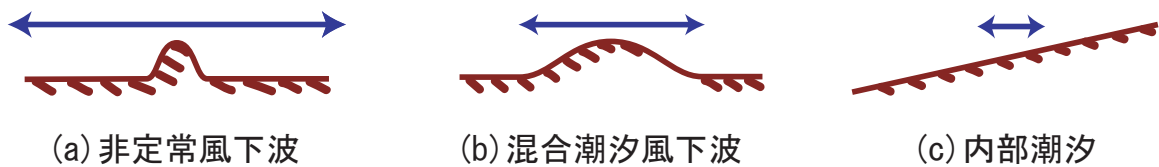


図 2 . (a) 非定常風下波、(b) 混合潮汐風下波、(c) 内部潮汐が生成されるとき潮流の速さと地形のスケールの模式図。矢印は、潮流に伴い流体粒子が 1 周期間に往復する距離を表す。

さて次に、潮流によって生成された内部重力波が鉛直混合を引き起こす過程のうち、海洋で重要と考えられているものをいくつか挙げてこの節を終わります。

混合が生じる場所を大きく分けると、波の生成域または海底付近と、外洋の内部領域とに分けられます。前者において強い混合を引き起こすのは砕波するほどの大振幅波の形成で、それには風下波の成長、臨界斜面上での生成・反射、海底での散乱などがあります。ここで臨界斜面 (critical slope) とは、傾きが内部重力波の波線と同じ斜面のことです。例えば、臨界斜面上で生成・反射された波は、斜面から離れていく一部のものを除くと、全てがその斜面に沿って進みます。そのため、斜面の近傍に波のエネルギーが集中し、かつ高鉛直波数となり、砕波が生じやすくなります (例えば Eriksen, 1982)。波線の傾きは波の振動数に依存するため、大気では臨界斜面が重要になることは少ないようですが、海洋では内部潮汐のような特定の振動数を持つ波が生成されるので臨界斜面が重要になります。散乱も、大気と異なり海洋では波が海面で反射されて海底に戻るため、重要な役割を担うと考えられています。

外洋内部領域において鉛直混合を引き起こす過程のうち、最近注目されているのは、パラメトリック・サブハーモニック不安定 (PSI) とそれに伴う高鉛直波数の鉛直シアーの形成です (例えば Hibiya and Nagasawa, 2004)。PSI は波の非線形相互作用です。低鉛直波数の波が高鉛直波数の波の復元力を周期的に変えることで、高鉛直波数の波が増幅される過程です。その結果、高鉛直波数の内部重力波が強められ、強い鉛直シアーが形成されます。高波数の強い鉛直シアーは、シアー不安定を引き起こしたり海洋に満ちている小スケール内部重力波に対して臨界層を形成したりと様々な過程を通して乱流による混合を活発にします。

3 潮汐混合と熱塩循環

内部重力波生成と砕波により生じた鉛直混合 (正確には等密度面を横切る混合) は、全球熱塩循環および海洋深層の密度成層の維持・形成に重要な役割を果たします。熱塩循環は、熱フラックス・塩 (あるいは淡水) フラックスによって駆動される循環です。大雑把に言うと、熱塩フラックスにより重くなった極域の海水が沈み込み、全球に広がりつつ湧昇し、また極域に戻る全球規模の鉛直循環を形成します。大気にさらされた海水の沈み込みに伴って、様々な気体 (フロンや温暖化物質など) や熱などを海洋に貯留する効果があります。

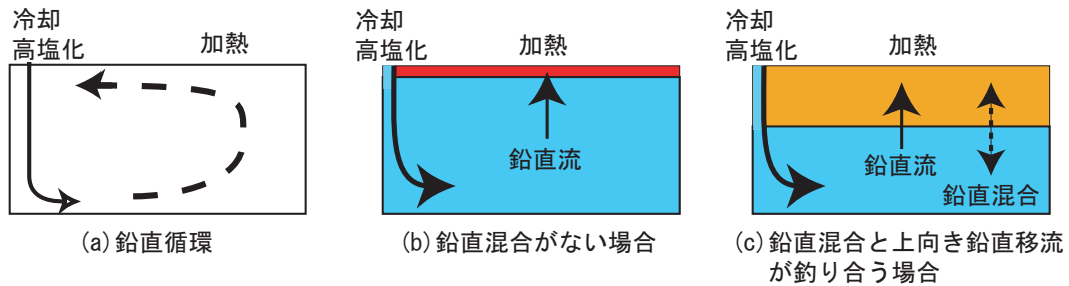


図 3 . 熱塩循環と鉛直混合の模式図。

沈み込んだ重い水（高密度の水）は深層に広がり、深層の密度成層の形成・維持に寄与します。ところが、鉛直混合が無ければ、重い水がどんどん溜まっていき（図 3a）、最終的には海面付近を除くほとんどが重い水に占められてしまいます（図 3b）。鉛直混合があると、重い水が溜まっていくことで生じる鉛直移流と拡散が釣り合い、深層でも密度成層を形成・維持することが可能になります（図 3c）。この鉛直移流（あるいは沈み込み）と鉛直混合の釣り合いから鉛直拡散係数を見積もると約 $1\text{cm}^2\text{ s}^{-1}$ となり、それだけの混合を引き起こすのに必要なエネルギーはおよそ 2TW と見積もられています（例えば Munk and Wunsch, 1998）。その内、およそ 3 分の 1 から半分強が潮汐起源の内部重力波によると考えられています（例えば Kantha, 1998）。

鉛直混合は成層を形成・維持するだけでなく、深層の流れ場にも影響します。鉛直混合により生じた等密度面を横切る体積フラックスが渦位のインプットとして働くためです。簡単のため深層のみが動く 1.5 層モデルで海底が平坦で等密度面も平らに保たれる理想的状況を考えて、相対渦度や粘性等が無視できる内部領域における渦位の式は

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{f}{h} \right) = \frac{\beta v}{h} = f w_*$$

となります。 h は層厚、 w_* は等密度面を横切る流れ、 f と β はコリオリ・パラメタとその南北勾配、 v は北向き流速です。すなわち、等密度面を横切る流れは渦管の伸縮を引き起こし、渦管の伸縮が惑星渦度の移流と釣り合うような南北流が生じます。先に考えたように、混合が鉛直移流と釣り合って成層を維持するように働いたら、重い水が軽くなるので w_* は上向きです。この場合、鉛直混合によって内部領域では極向きの流れが生じます。そして、この極向きの流れを補償するような流れが境界層で生じます。

4 千島列島の役割

千島列島域でも強い潮汐混合が生じていると考えられています。この潮汐混合は、生じる場所は局所的ですが、熱塩循環とりわけオホーツク海と北太平洋の中層に大きな影響を与えている可能性が指摘されています。

千島列島は島々間の海峡を通じてオホーツク海と北太平洋をつないでいます。オホーツク海では冬季に、北半球の寒極があるシベリアからの寒気の吹き出しに伴い多量の海氷が生成されます。海氷の生成時には塩が不純物として排出されます。排出された高塩分水はブラインと呼ばれます。冷却とブライン排出によって海水は重くなり中層へ沈み込みます。このような過程によりオホーツク海奥の陸棚上で沈み込んだ重い水は、北太平洋において海面での熱塩フラックスにより直接作られる水塊の中で最も高密度な水です。この高密度水は周囲の海水と混ざりながらオホーツク海そして北太平洋の中層へと広がり、インドネシア多島海へと流出します。その結果、海洋中層の水塊・循環の形成そして各種気体の海洋への取り込みに大きく影響すると考えられています。オホーツク海は北太平洋中層の熱塩循環の主な源なのです。千島列島はそのオホーツク海と北太平洋の間という重要な位置にあります。

千島列島は潮流が非常に強い海域です。潮流は最大 2ms^{-1} を越えます。渦潮で有名な鳴門の潮流が $3\sim 6\text{ms}^{-1}$ 程度なのですが、水深は数十 m と浅いのに対して、千島列島では数百～千 m 以上の水深で 2ms^{-1} だということから、如何に凄い潮流かが分かってもらえるかと思えます。ちなみに、千島列島の沖合から北海道へ流れている親潮はせいぜい 0.5ms^{-1} 程度、札幌市内を流れる豊平川の平均流速が 1ms^{-1} 程度です。

潮流の中でも千島列島で強いのは約 1 日周期の日周潮です。周期が 1 日という、この緯度では慣性周期より長くなります。内部重力波の周期は慣性周期以上にはなれないため、日周潮と同じ周期を持つ内部潮汐は内部重力波として存在できません。風下波や混合潮汐風下波は内部重力波になることも可能です。数値シミュレーションによると、島と島間の尾根の上で非定常風下波が生成され、大振幅に成長して碎波し、強い鉛直混合を引き起こしている可能性が高いようです (図 4)。

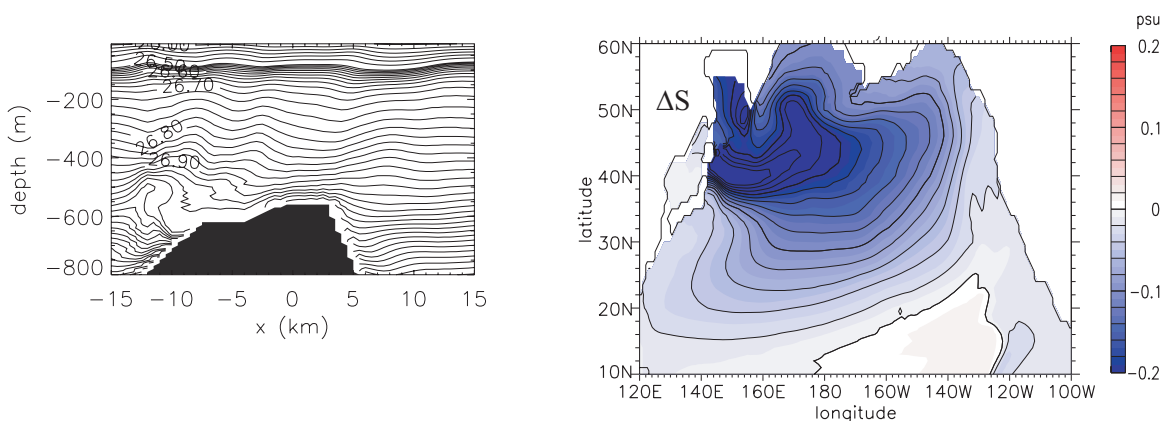


図 4 (左) 左向きの潮流により生成された非定常風下波の碎波。千島列島北東部のシル頂上付近の鉛直断面図。コンターはポテンシャル密度、黒い領域はシル (海低山脈) を表す。

(Nakamura et al., 2000)

図 5 (右) 千島列島の潮汐混合がある場合とない場合の塩分差。北太平洋中層の等密度面上 ($27.1\sigma_\theta$) の分布。千島列島の潮汐混合によって北太平洋中層の塩分が減少しているのが分かる。なお、 $27.1\sigma_\theta$ の深さは、亜寒帯や赤道域では $200\sim 600\text{m}$ 、亜熱帯で $600\text{m}\sim 900\text{m}$ 程度。

(Nakamura et al., 2006)

鉛直混合が生じると、この海域の塩分の深度分布が深い程塩分が大きいことと中層で少し凸気味なこともあり、中層の海水は低塩分化し表層近くの海水は高塩分化します。こうして変質した海水は、オホーツク海では反時計回り循環に乗って広がり、北太平洋では親潮から亜寒帯循環へ、さらに風成循環の境界を越えて亜熱帯循環へと中層のほぼ全域に広がっていく様子が数値シミュレーションで見られています(図5)。

面白いことに、表層近くの高塩分化した海水はオホーツク海奥へも運ばれ、冬季の冷却とブライン排出により出来る高密度水の密度をさらに高める効果があります。千島列島の潮汐混合によってオホーツク海奥での中層への沈み込みが強化されている可能性があるわけです。また、中層が低塩分化し表層が高塩分化すると、中層に向かう等密度面を横切る体積フラックスが生じます。この海域では密度成層が主に塩分で決まっているためです。これは中層への沈み込みと似た効果を持ちます。

上述のシミュレーションによると、これらの効果が合わさることで、千島列島の潮汐混合は北太平洋中層への沈み込みを強め、表層から中層の浅い鉛直循環を強める働きを持ちます(図6)。(これに伴い中層の水平循環も影響を受けますが詳細は省略します。)加えて、中層の低塩分化は深層から中層へ向かい等密度面を横切る体積フラックスも伴うため、深層から中層への湧昇に伴う深い鉛直循環を強める効果もあります(図6)。こうして千島列島の潮汐混合は、北太平洋から他海盆へと伸びる熱塩循環に影響している可能性があります。

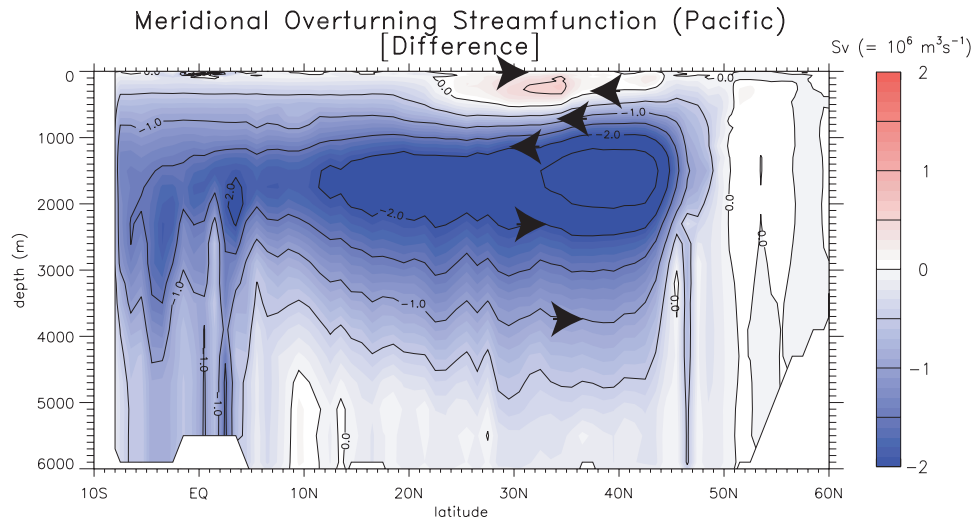


図6．千島列島の潮汐混合がある場合とない場合の北太平洋の子午面循環流量流線関数の差。千島列島の潮汐混合により浅い時計回り循環および深い反時計回り循環が引き起こされている。(Nakamura et al., 2004)

5 終わりに

気象または気候に関連する話題ということで、潮汐による内部重力波生成および内部重力波による鉛直混合と熱塩循環について基本的なことを解説し、最近提案された

千島列島の潮汐混合とその役割について紹介しました。実際の潮汐過程はここで述べた事柄以外にもまだまだ多くの複雑で興味深い現象に満ちています。そうした潮汐過程の奥深さの一端を垣間見て戴くことができたなら、そして海岸へ行ったとき何かの折りに思い浮かべて戴けたなら望外の喜びです。

最後になりましたが、この機会を与えて戴いた藤原正智さん、藤吉康志さん、川島正行さん（藤原正智さんには初稿のチェックもして戴きました）並びに細氷編集委員の方々にお礼を記して本稿を終わりたいと思います。

参考文献

- Baines, P. G., 1982: On internal tide generation models. *Deep-Sea Res.*, **29**, 307-338.
- Eriksen, C. C., 1982: Observation of internal wave reflection from sloping bottoms. *J. Geophys. Res.*, **87**, 525-538.
- Hibiya, T. and M. Nagasawa, 2004: Latitudinal dependence of diapycnal diffusivity in the thermocline estimated using a finescale parameterization. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L01301, doi: 10.1029/2003GL017998.
- Kantha, L.H., 1998: Tides – A modern perspective. *Mar. Geodesy*, **21**, 275-297.
- Lott, F. and H. Teitelbaum, 1993: Topographic waves generated by a transient wind. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2607-2624.
- Munk, W.H., and Wunsch C., 1998: Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep-Sea Res.*, **45**, 1977-2010.
- 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 K_1 tidal flow: a possible vertical mixing mechanism in the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1601-1621.
- Nakamura, T. and T. Awaji, 2001: A growth mechanism for topographic internal waves generated by an oscillatory flow. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 2511-2524.
- Nakamura T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji, 2004: Tidal mixing in the Kuril Straits and its impact on ventilation in the North Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, **60**, 411-423.
- Nakamura T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji, 2006: Effects of tidal mixing at the Kuril Straits on the North Pacific ventilation: Adjustment of intermediate layers revealed from numerical experiments. *J. Geophys. Res.*, **111**, C04003, doi: 10.1029/2005JC003142.