

— 総 説 —

海洋深層の乱流混合過程に供給される内部波エネルギーのグローバル分布に関する研究の進展と課題*

丹羽 淑博[†]

要 旨

海洋中・深層の乱流混合は、深層大循環の強さやパターンをコントロールする重要な物理過程である。この乱流混合の基になるエネルギーは、潮汐流や地衡流が海底地形の上を通過したり、大気擾乱の移動に伴って風応力が変動したりすることによって励起される内部波のエネルギーが乱流スケールにまでカスケードすることによって供給される。本稿では特に内部波の励起過程に着目し、近年、理解が大きく進展した潮汐起源の内部潮汐波、大気擾乱起源の近慣性内部波、地衡流起源の風下内部波のグローバル分布に関する研を紹介する。さらに、中・深層の乱流混合のグローバル分布のパラメタリゼーションの実現に向け、残されている課題について議論する。

キーワード：内部波、内部潮汐、内部波励起、乱流混合

1. 海洋内部波の特徴と役割

内部波は、密度成層の浮力とコリオリ力を復元力とする波動であり、海洋中至る所に存在する普遍的な現象である。その周期は、力学的制約によって、浮力周期（密度成層の強さに依存し表層で約10分、深層で数時間）から慣性周期（緯度に依存し中緯度で約1日）の間に規定される。一方、海洋内部波の空間スケールは、水平波長が数m～数100km、鉛直波長が数m～数kmと、メソスケールから乱流スケールに至る非常に幅広いスペクト

ルレンジを占めている。

海洋内部波は様々な外力によって励起される。特に重要なのは、海底地形上を通過する潮汐流が密度成層を潮汐周期で上下に揺り動かすことによって励起される内部潮汐波である。また、地衡流が海底地形上を通過することによっても下流側に定常的な風下内部波（リー波）が励起される。さらに、大気擾乱も重要な励起源であり、大気擾乱の通過に伴う風応力の変動によって表層混合層に近慣性流が励起され、それが内部波として中・深層へと伝播する。

本総説では、この海洋内部波のエネルギー励起過程に関する研究について、その研究の背景を説明した後に、著者が関わった研究の成果を中心に過去の研究を紹介し、最後に今後の課題を議論する。なお、海洋内部波の力学とその役割については、Vlasenko *et al.* (2005), Thorpe (2005), Thorpe (2007) の教科書, Munk (1981), Olbers (1983), Müller *et al.* (1986), Garrett and St.

* 2016年8月3日受理; 2017年3月7日受理

著作権：日本海洋学会, 2017

[†] 東京大学海洋アライアンス

〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1

TEL/FAX : 03-5841-1988

e-mail : niwa@oa.u-tokyo.ac.jp

Laurent (2002), 丹羽 (2006), Garrett and Kunze (2007), 日比谷 (2010) の総説・解説論文に詳しい説明がある。

励起された内部波は海洋内部で大きな振幅を持ち、主密度躍層の等密度面の鉛直変位が 100 m を超えることもある。また、海洋内部波の存在は、cm オーダーの微弱な海面水位の変化としても現れる (海洋内部の鉛直変位の 1/1000 以下の変化で、理論的に扱う場合は通常 rigid-lid 近似として無視する)。Fig. 1 の実線は、人工衛星海面高度計 Topex/Poseidon によって観測された内部潮汐波の一例である。ハワイ海嶺を横切る衛星軌道に沿って半日潮汐のエイリアシング周期に対応する海面水位の変化をプロットしたもので、ハワイ海嶺から水平波長約

100-200 km の内部潮汐波が遠方へと伝播していく様子が見て取れる (Ray and Mitchum, 1996)。実際、Fig. 1 の破線は内部潮汐波の数値シミュレーションの結果であるが、観測とよく一致していることが確認できる (Niwa and Hibiya, 2001)。また、海面に現れる内部波の空間パターンは、人工衛星搭載の合成開口レーダー (SAR) によっても多く観察されている (例えば, Osborne, 1980)。ただし、SAR による観察では、表層混合層の下部境界を伝わる短波長の内部波が作る水平流速の収束帯に風波が集まることによって生じる海面反射強度の変化を見ていることになる。

Fig. 2 は、数値シミュレーションで得られた、フィリ

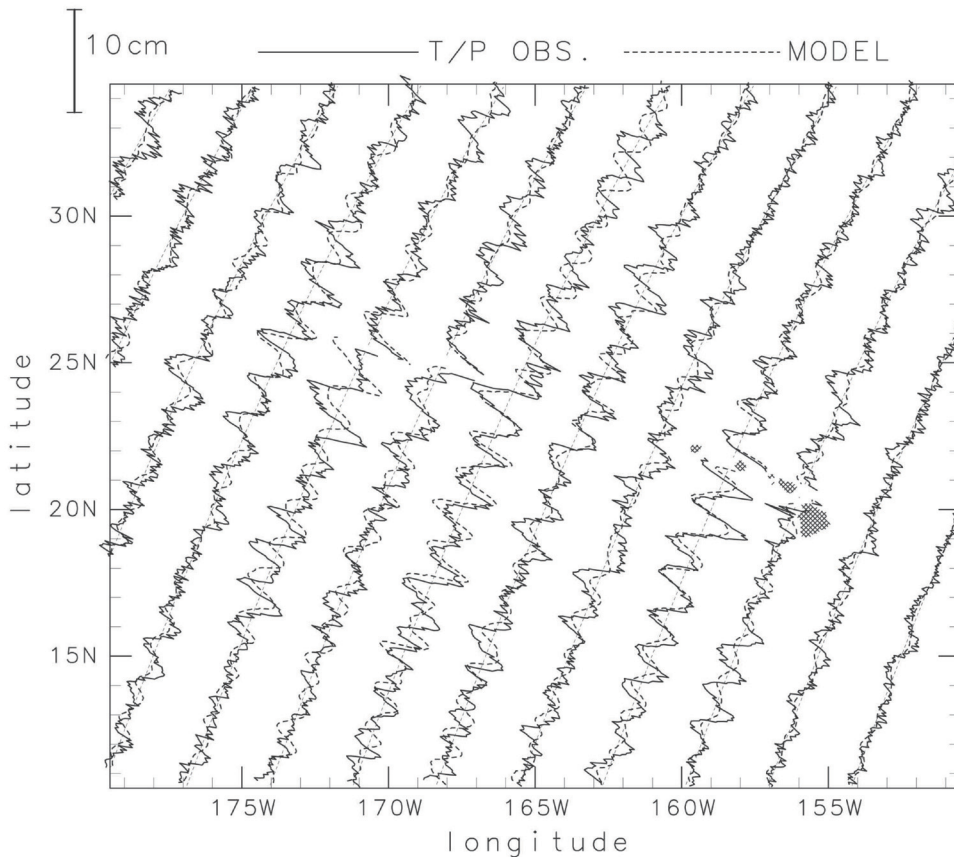


Fig. 1. High-pass-filtered amplitudes of surface elevation associated with M_2 internal tides along the TOPEX/Poseidon ground tracks over the Hawaiian Ridge. Solid and dashed lines indicate the values calculated respectively from the TOPEX/Poseidon altimetric observation and from the numerical simulation. After Niwa and Hibiya (2001).

ピン海と南シナ海を結ぶソン海峽の中にある海嶺を励起源とする内部潮汐波の鉛直断面図である (Niwa and Hibiya, 2004)。海嶺の近傍には内部波に特有のビーム状の構造が存在する。さらに、海嶺から離れるにつれて水深 1500 m 付近 (主密度躍層深にほぼ対応) で鉛直変位が極大になる鉛直第 1 モード構造を持つ内部波が支配的になる様子が確認できる。

こうして励起された内部波エネルギーは、海洋内部領域で三波共鳴相互作用 (例えば, Müller *et al.*, 1986; Onuki and Hibiya, 2015) などの非線形かつ複雑な物理過程を通じて、様々な異なる波長・周期を持つ内部波へと受け渡されていく。これをエネルギーカスケード過程と言い、この過程を通じて海洋内部波場には第 0 次近似として Garrett-Munk (GM) スペクトルと呼ばれる普遍平衡スペクトルが形成されていることが知られている (Garrett and Munk, 1972, 1975; Munk, 1981)。海洋内部波エネルギーは、GM スペクトルの中を長波長域から短波長域に向けて、エネルギーが徐々にカスケードし、最終的に鉛直波長が数 10 m から数 m に到達したところで内部波がシア不安定を起こし砕波することによって消散す

る (Munk, 1981; Müller *et al.*, 1986; Gregg, 1989)。

海洋力学における内部波の重要な役割は、この内部波の砕波・消散によって乱流混合が引き起こされ、それに伴い等密度面を横切って鉛直方向に熱や物質が輸送されることである (Garrett and St. Laurent, 2002)。特に、海洋中・深層の乱流混合は、中・低緯度域の海面で加えられた熱を深層へと輸送し、極域で沈降した深層水に浮力を与え湧昇を引き起こす。そうすることで、長期の気候変動をコントロールする海洋深層大循環を維持・駆動していると考えられている。実際、海洋大循環モデルで再現される深層大循環の強さやパターンが、モデル内で仮定するサブグリッドスケールの鉛直乱流混合係数に強く依存してしまうことがよく知られている (例えば, Bryan *et al.*, 1987; Oka and Niwa, 2013)。

このことから、高精度な海洋大循環モデルを構築するための重要な課題として、海洋内部波に起因する乱流混合のパラメタリゼーションを確立し、中・深層の乱流混合係数のグローバルな時空間分布を明らかにすることが求められている。

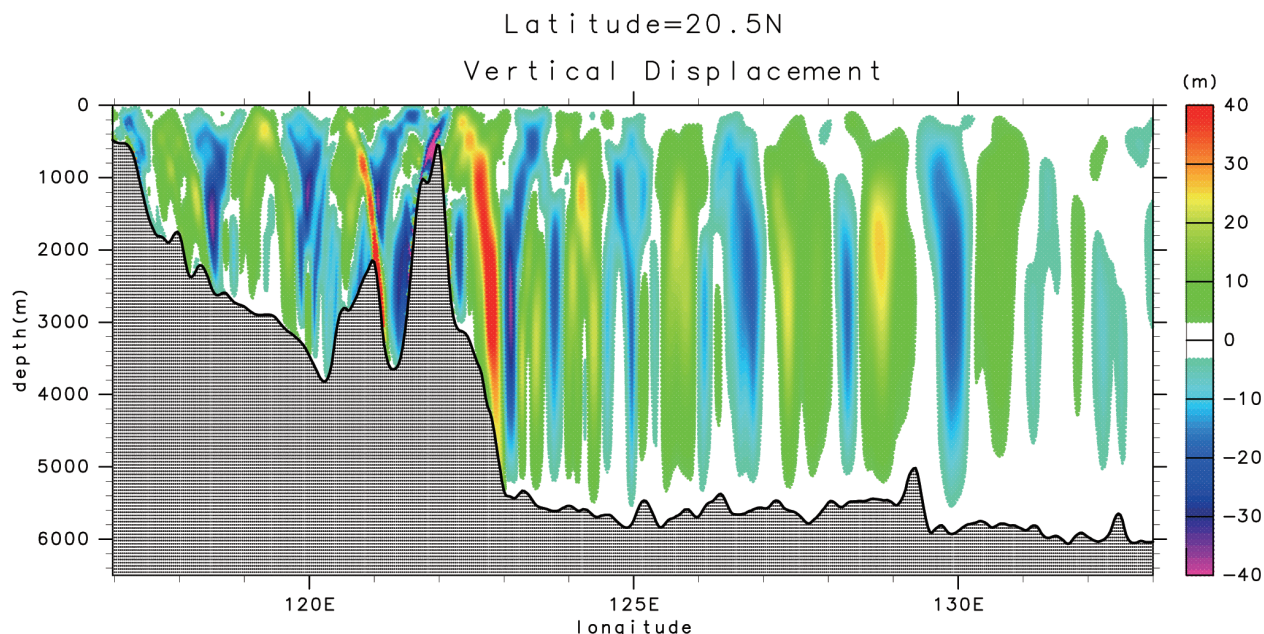


Fig. 2. Model-simulated vertical cross-sectional snapshot along 20.5°N of vertical displacement due to M_2 internal tides generated over the Luzon ridge. After Niwa and Hibiya (2004).

2. 研究の歴史的背景

海洋中・深層の内部波や乱流混合の研究のきっかけになったのは、現在では古典的と呼ばれる Munk (1966) による研究 *Abyssal Recipes* である。彼は観測された水温や炭素同位体の鉛直プロファイルから鉛直1次元移流拡散バランス式にフィットさせることによって、極域で沈降した深層水を全て湧昇させて深層大循環を維持させるのに必要な鉛直乱流混合係数 K_v の大きさを $K_v = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ と推定した。そして、この研究以後、1980年代前半までの長い間にわたり、中・深層の乱流混合係数は空間的にはほぼ一様に $K_v = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の大きさを持つものと考えられてきた。

ところが、測器の開発が進み1980年代後半から多くの観測が実施されるようになると、現実の中・深層の乱流混合係数の分布は一様ではなく、場所によって大きく変化することが明らかになった。例えば、中・深層の乱流を直接測定できるマイクロスケールプロファイラーを用いた観測では、内部波の励起源となる急峻な海底地形の直上で Munk (1966) の見積もり $K_v = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を2オーダー以上も超える非常に強い乱流混合係数が見いだされるようになった (例えば, Polzin *et al.*, 1997)。

そのような観測事実を受けて、Munk and Wunsch (1998) は改めて論文 *Abyssal Recipes II* を著し、その中で中・深層の乱流混合が内部波の励起源に対応する局在的なホットスポットで集中的に発生し、その影響を全海洋で平均すれば Munk (1966) が推定した $\langle K_v \rangle = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の乱流混合が実現されていると論じた。その論拠として、Munk and Wunsch (1998) は、エネルギー収支のダイアグラムを提示し、全深層水を湧昇させるのに必要な $\langle K_v \rangle = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の強さの乱流混合を中・深層で維持するために必要なエネルギーを $2100 \text{ GW} = 2.1 \times 10^{12} \text{ W}$ と見積もり、そのうち 900 GW が内部潮汐波、 1200 GW が風応力起源の内部波によって供給されると推定した。

それに対して、Toggweiler and Samuels (1998) は、南大洋において深層水の一部が、南極周極流を駆動する強い風応力によって形成される鉛直循環によって乱流混合の助けを借りず断熱的に湧昇されるという、新たな深

層大循環の駆動メカニズムを提案した。そして、このメカニズムに基づいて Webb and Sugimoto (2001) は、深層大循環の維持に必要となる中・深層の乱流混合のエネルギーは、Munk and Wunsch (1998) の見積もり 2100 GW よりずっと小さく、 600 GW 程度で十分であると論じた。

しかしながら、これらのエネルギー収支はあくまで概算的なものであり、特に内部波のエネルギーの見積もりには大きな不確実性が残されていた。そこで、乱流混合のホットスポットとなりうる内部波の励起源が具体的にどのように分布しているのか、さらに内部波から中・深層の乱流混合過程にどれだけのエネルギーが供給されているかを調べるために、内部潮汐波、大気擾乱および地衡流起源の内部波のグローバル分布を定量的に調べる研究が多く行われてきた。以下では、それらの研究の成果について著者が関わってきたものを中心に紹介する。

3. 内部潮汐波のグローバル分布の研究

潮汐流と海底地形の相互作用によって励起される内部潮汐波は、海洋内部波の最も主要なエネルギー供給源である。内部潮汐波のグローバル分布については数値シミュレーション (Niwa and Hibiya, 2001, 2011, 2014; Simmons *et al.*, 2004), 理論計算 (Sjöberg and Stigebrandt, 1992; Morozov, 1995; Jayne and St. Laurent, 2001; Nycander, 2005), 観測データ解析 (Kantha and Tierney, 1998; Egbert and Ray, 2000) など様々な方法によって研究が行われてきた。それらの結果、内部潮汐波のグローバル分布が著しい空間的非一様性を持つことが明らかになっている。

例えば、Fig. 3 は、著者らが行った3次元全球数値シミュレーションで得られた内部潮汐波の運動エネルギーの空間分布 (Niwa and Hibiya, 2011) である。Fig. 3 の (a) は半日周潮 (M_2 S_2 分潮) の内部潮汐波のエネルギー分布を示しているが、西部太平洋のソロモン多島海、インドネシア多島海、西部インド洋、大西洋中央海嶺などでエネルギーレベルが著しく高くなっていることがわかる。一方、Fig. 3 の (b) は日周潮 (K_1 O_1 分潮) の内部潮汐波のエネルギー分布である。緯度 30 度より高緯度側でエネルギーレベルが著しく小さくなっているのは、

この緯度帯では慣性周期が日周潮周期より短くなり、内部潮汐波が自由に伝播する波として存在できないためである。日周潮の内部潮汐波のエネルギーレベルが、インドネシア多島海や東シナ海沿岸で著しく高くなっていることがわかる。なお、大西洋中央海嶺や西部インド洋で半日周潮の内部潮汐波のエネルギーレベルが高いのに対

し、日周潮のエネルギーレベルが低いのは、そこでの日周潮の潮流が太平洋西部に比べて相対的に小さいためである (Kantha, 1995)。

この内部潮汐波エネルギーの分布は、第一に海底地形の分布を反映している。特に、最浅部がサーモクラインに到達しかつ潮流が地形に対してほぼ直角にぶつかる

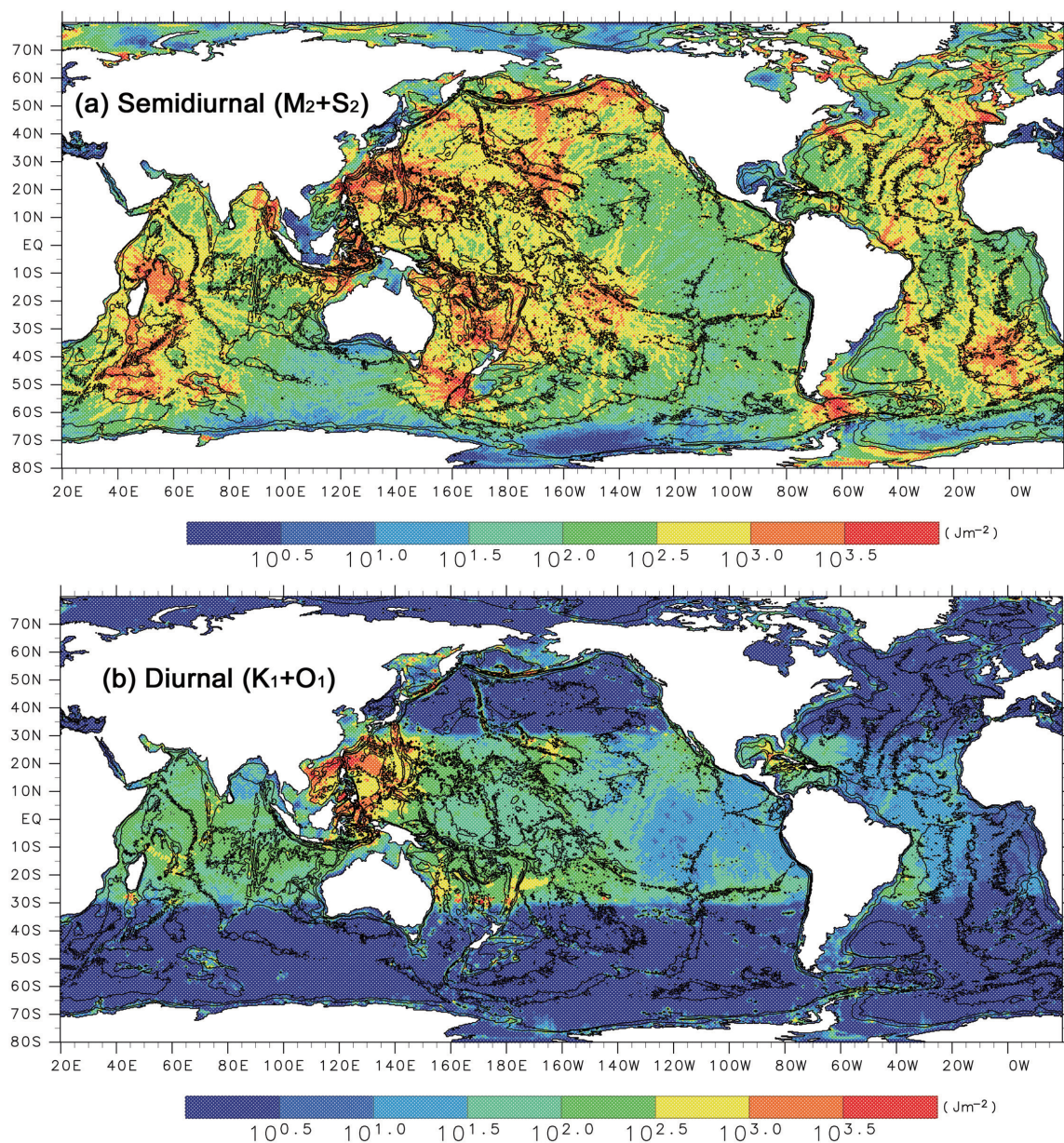


Fig. 3. (a) Model-simulated global distribution of depth-integrated kinetic energy of semidiurnal (M_2 and S_2) internal tides. (b) Same as (a) except of diurnal (K_1 and O_1) internal tides. After Niwa and Hibiya (2011).

ような急峻な海底地形が内部潮汐波の効率的な励起源となっている。Fig. 1やFig. 2に示したハワイ海嶺やルソン海峡はまさにそのような条件を満たす代表的な励起源であり、テストフィールドとして集中的な観測が多く行われてきた (Rudnick *et al.*, 2003)。また、これら顕著な海底地形を含む海域では、内部潮汐波の励起から消散過程までを同時に再現する高解像度の数値実験も多く行われている (例えば, Nagai and Hibiya, 2015)。

Fig. 4は数値シミュレーションの結果から推定した全海洋で積分した潮汐エネルギー収支のダイアグラムである (Niwa and Hibiya 2011)。大元になる月や太陽の起潮力によって主要四分潮 (M_2 S_2 K_1 O_1) のバロトロピック潮汐には3500 GWのエネルギーが供給される。この供給された潮汐エネルギーの約3分の2 (2400 GW) が沿岸の浅海域で底摩擦によって消散する。そして、残りの約3分の1 (1100 GW) が外洋の海底地形上でバロトロピックな潮汐流から内部潮汐波のエネルギーへと転嫁する。他の様々な方法による見積もりでも、初期の結果は大き

くばらついていたが、内部潮汐波への全エネルギー転嫁率は1000–1300 GWの範囲に落ち着いている (Egbert and Ray, 2000; Jayne and St. Laurent, 2001; Nycander, 2005)。この内部潮汐波へのエネルギー転嫁率が特に大きいのがソロモン多島海, インドネシア多島海, 西部インド洋, 大西洋中央海嶺で、それぞれの海域での転嫁率は、各々、約160 GW, 120 GW, 120 GW, 約110 GWとなっている (Niwa and Hibiya, 2014)。

Fig. 4には全球数値シミュレーションから推定した内部潮汐波エネルギーの行方も示している。それによると、励起された約1000 GWの内部潮汐波エネルギーの約半分は沿岸域または表層で消散し、残りの500–600 GWが外洋域の中・深層 (深度1000 m以深) で消散すると見積もられている。この結果は、内部潮汐波から深層大循環の維持に必要な外洋域の中・深層の乱流混合過程に供給されうる全エネルギー量が500–600 GW程度であることを意味している。この値はMunk and Wunsch (1998) が推定した乱流混合エネルギー2100 GWの約4分の1に

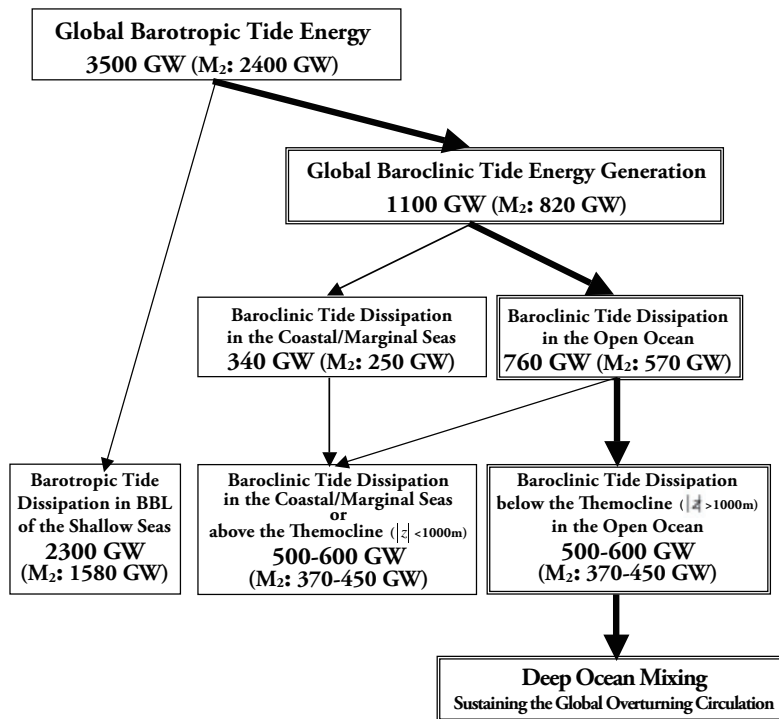


Fig. 4. Globally integrated tidal energy budget estimated using global numerical model simulations of barotropic (external) and baroclinic (internal) tides. After Niwa and Hibiya (2011).

過ぎず、むしろ Webb and Sugimoto (2001) の推定値 600 GW に近くなっている。

4. 大気擾乱起源の近慣性内部波のグローバル分布の研究

大気擾乱が海洋上を十分に速い速度 (内部波の伝播速度 $O(1) \text{ m s}^{-1}$ よりも速い速度) で移動すると風応力ベクトルが急に変動し、その結果、表層混合層内に慣性周期に近い周期で回転する近慣性流が励起される。この表層混合層内の近慣性流のグローバル分布について、Watanabe and Hibiya (2002) は、気象庁の全球客観解析データから得られた 6 時間間隔の風応力データを外力に与えてシンプルな混合層スラブモデル (Pollard and Millard, 1970) を駆動させる数値実験を行った。

Fig. 5 はその結果得られた近慣性流の運動エネルギー

の季節ごとの全球分布である。内部潮汐波と同じく、大気擾乱起源の近慣性流の励起域も空間的に大きく変化する。特に顕著な励起域が、南北半球の冬季の緯度 $35^{\circ} \sim 45^{\circ}$ のストームトラックに沿って分布する。さらに、台風の通過によって北太平洋の緯度 20° 付近の夏季と秋季にも大きなエネルギーの供給が行われている。

こうして励起された近慣性流は、表層混合層内での収束・発散を通じて混合層下部に鉛直流を引き起こし、近慣性内部波として中・深層へと伝播していく。この近慣性内部波の伝播過程については、井上 (2017a, 2017b) が詳しく解説している。Fig. 6 は Furuichi *et al.* (2008) が行った、3 次元数値シミュレーションの結果である。緯度 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ のストームトラック下の表層混合層から鉛直方向に近慣性内部波が伝播し、水平波長 $O(10^2) \text{ km}$ の鉛直低次モードの近慣性内部波としてストームトラックから離れて水平方向に伝わる様子が再現されている。さらに

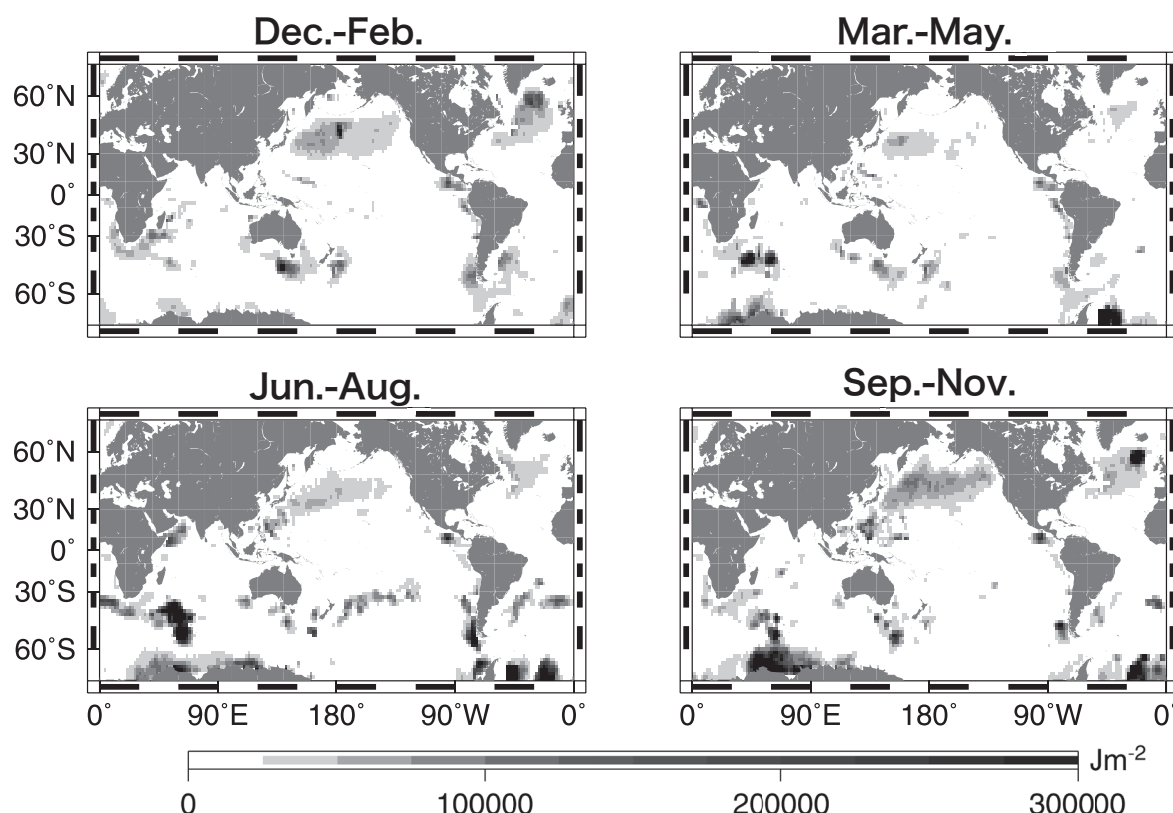


Fig. 5. Model-simulated global distribution of wind-induced inertial energy input per unit ocean surface by season (3-month interval) averaged over seven years from 1989 through 1995. After Watanabe and Hibiya (2002).

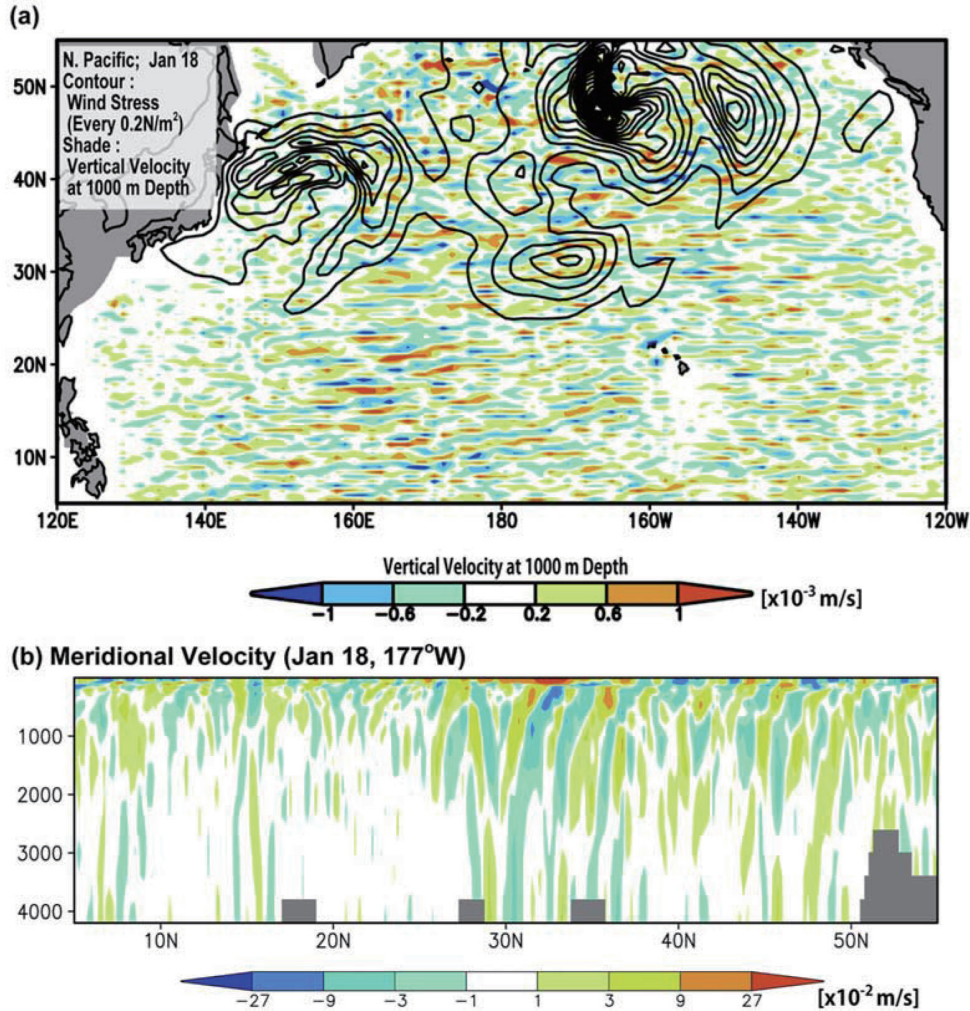


Fig. 6. (a) Model-simulated horizontal cross-sectional snapshot at 1000 m depth of vertical velocity perturbations due to wind-induced near-inertial internal waves in the North Pacific. Wind stress magnitude contours are superimposed. (b) Vertical-sectional snapshot along 177°W of the simulated horizontal velocity perturbations. After Furuichi and Hibiya (2008).

静止図からはわかりにくいですが、近慣性内部波はベータ効果の影響により主に低緯度方向に向かって伝播していく。

大気擾乱から近慣性内部波にどれだけの量のエネルギーが供給されるのか。Watanabe and Hibiya (2002) のスラブモデルの数値実験は、風応力から混合層内の近慣性流に供給されるエネルギー量を年平均で 700 GW と見積もった。しかし、このエネルギー供給量には大きな不確実性が残されており、Alford (2003a) や Jiang *et al.* (2005) による同様の数値実験ではそれぞれ 500 GW、

1400 GW の結果が得られている。これは研究によって、使用する風応力データの時間・空間解像度、表層混合層の表現などが異なるためである。

さらに加えて注意すべきことは、励起された近慣性流エネルギーの大部分が中・深層に伝わる前に、表層混合層内で強い乱流粘性を受け消散してしまうことである。実際、Furuichi *et al.* (2008) や Zhai *et al.* (2009) は 3 次元数値シミュレーションの結果を解析することで、風応力によって供給された近慣性流のエネルギーの 8 割以上が

表層混合層内で消散してしまい、近慣性内部波として中・深層に伝わるエネルギーは 100 GW 程度に過ぎないと見積もっている。この中・深層の近慣性内部波へのエネルギー供給量も、その見積もりにはまだ不確定性は残るものの、現在では、Munk and Wunsch (1988) が推定した乱流混合エネルギー 2100 GW より非常に小さいと考えられている。

5. 地衡流起源の風下内部波のグローバル分布の研究

地衡流が海底地形を乗り越えると下流方向に準定常的な風下内部波（リー波）が形成される。このとき励起される風下内部波の水平波長 L の範囲は、力学的に、 $T_N U_g < L < T_f U_g$ (U_g : 地衡流速, T_N : 浮力周期, T_f : 慣性周期) の範囲に制約される。ここに深海での典型的な値 $U_g = O(10^{-1}) \text{ m s}^{-1}$, $T_N = O(10^3)$ 秒, $T_f = O(10^5)$ 秒を代入すると、水平波長は $O(10^{-1}) \text{ km} < L < O(10) \text{ km}$ となる。これは Fig. 1 や Fig. 6 に見られる内部潮汐波や大気擾乱起源の近慣性内部波の水平波長 $O(10^2) \text{ km}$ に比べ著しく短くなっている。そのため地衡流起源の内部波は、海底地形の近傍で効率的に乱流混合を引き起こすと考えられている。

Fig. 7 は、Nikurashin and Ferrari (2011) が線形理論に基づいて推定した、地衡流から風下内部波へのエネルギー転嫁率のグローバル分布である。ここで計算に必要な地衡流の情報は渦解像海洋大循環モデルから、海底地

形の情報は船舶ソナーの高解像度の測深データから得ている。ここでも地衡流起源の内部波のグローバル分布が著しい空間的非一様性を持っていることが確認できる。特に南大洋が非常に活発な内部波の励起源となっているが、これは南大洋には、南極周極流に伴う強い流れと粗い海底地形が存在するためである。この南大洋海域で地衡流起源の内部波エネルギーの約半分が励起されている。さらに、東太平洋の赤道域も活発な励起源になっているが、これは活発な中規模渦の存在に加え、赤道域では慣性周期が長くなり内部波が存在できる波長レンジが広がるためである。

Nikurashin and Ferrari (2011) の計算では、全海洋で地衡流から内部波に供給されるエネルギー量を 200 GW と見積もられている。これは内部潮汐波へのエネルギー転嫁率約 1000 GW の約 2 割に過ぎない。ただし、南大洋や東部太平洋赤道域では内部潮汐波エネルギーが著しく小さくなっており (Fig. 3), そこでは地衡流起源の内部波が海底地形近傍の乱流混合の発生に支配的な役割を担っていると考えられる。

6. 今後の課題；乱流混合のグローバル分布の解明に向けて

本稿で説明したように、数値シミュレーションや理論計算によって、内部潮汐波、大気擾乱起源の内部波、地衡流の風下内部波のグローバル分布が詳しく調べられ、その結果その分布が著しい時空間的な非一様性を持つこ

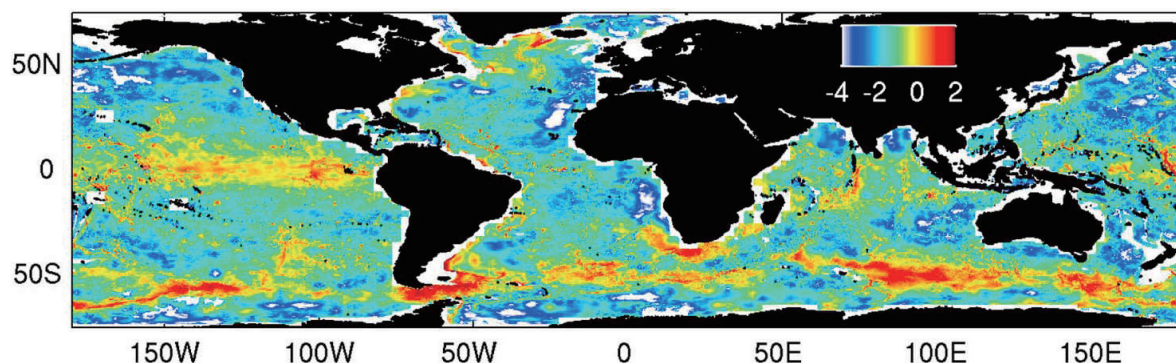


Fig. 7. Global distribution of energy conversion rate to internal lee waves from geostrophic flows calculated from linear theory. After Nikurashin and Ferrari (2011).

とが明らかになった。さらに、中・深層の乱流混合過程に供給されうる内部波エネルギーも計算され、不確定性はいくらか残るものの内部潮汐波から約 500 GW、大気擾乱起源の近慣性内部波から約 100 GW、地衡流起源の内部波から約 200 GW、合計で約 800 GW と見積もられた。

もちろん、海洋内部波の励起源は海底地形や風応力だけでない。例えば、最近では、Nagai *et al.* (2015) が黒潮前線の不安定に伴って励起される近慣性内部波の存在を報告している。また、Tanaka *et al.* (2015) は、海洋大循環モデルの結果を解析し、東部太平洋の赤道不安定波の西進に付随して内部波が活発に励起される様子を示している。その他の海洋内部波の励起メカニズムとして、海表面の風波同士の非線形相互作用、中規模渦の地衡流調節、表層混合層内のラングミュア循環や対流運動なども考えられる (Thorpe, 1975)。これらの様々な励起メカニズムに起因する内部波エネルギーのグローバル分布はまだ調べられておらず、今後の研究課題である。

ただし、これら様々な内部波の励起メカニズムは潮汐及び大気擾乱フォーシングに比べてその影響は小さく、それらを全て考慮しても中・深層の乱流混合過程に供給されうるトータルの内部波エネルギーはせいぜい 1000 GW 程度と考えられる。これは Munk and Wunsch (1998) が推定した全ての深層水を湧昇させるのに必要な全球平均 $\langle K_v \rangle = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の強さの乱流混合を維持するのに必要なエネルギー量 2100 GW の半分程度にすぎない。このことから、現在では深層水の一部が南大洋の風応力によって湧昇されるという Toggweiler and Samuels (1998), Webb and Suginohara (2001) の主張が一般に受け入れられている。実際、水温・塩分・化学トレーサーの観測データのインバージョン解析から深層大循環の子午面循環が上部と下部の二つのセルに分かれることが示されており、上部セルが南大洋の風応力、下部セルが乱流混合によって駆動されていると考えられている (Marshall and Speer, 2012)。

Munk (1996), Munk and Wunsch (1998) の Abyssal Recipes の描像が一部否定されたとはいえ、内部波起源の乱流混合が深層循環の重要な駆動源であることには変わらない。海洋内部波の励起源のグローバル分布がほぼ解明された現在、次に残された大きな課題は、励起され

た内部波エネルギーがどこでどのように消散するかを明らかにし、そこから乱流混合のグローバル分布を求めることである。例えば、その先駆的な試みの一つとして Hibiya *et al.* (2006) は、投下式流速プロファイラー (XCP) 観測で得られた複数の観測点での乱流混合係数と全球数値シミュレーションで得られた内部潮汐波エネルギー (Fig. 3) を比較することにより、乱流混合係数のグローバル分布を求めている。しかし、これはあくまで経験的に推定した乱流混合係数の分布であり力学的に得られたものではない。

一般に、励起された海洋内部波エネルギーのうち、Fig. 2 の海嶺近くに見られるビーム状構造を形成し空間波長が小さく伝播速度も小さい鉛直高次モード成分は励起源の近傍で消散し、その場で乱流混合を引き起こすと考えられる。これを近接混合 (Near-field mixing) と呼ぶ。それに対して、鉛直低次モード成分の内部波は Fig. 1, Fig. 2 や Fig. 7 に示されるように遠方に伝播し、励起源から離れたところで乱流混合を引き起こす。これを遠隔混合 (Far-field mixing) と呼ぶ。

現在、多くの海洋大循環モデルに組み入れられている St Laurent *et al.* (2002) のパラメタリゼーションは、海底地形の直上の内部潮汐波による“近接混合”の効果を定式化したものである。このパラメタリゼーションでは、大西洋中央海嶺の乱流観測の結果 (Polzin *et al.*, 1997) に基づいて、近接混合の効果を海底から一定のスケールハイト ($\zeta = 500 \text{ m}$) で減衰する乱流混合係数で表現している。しかし、現実の近接混合の分布はより複雑で、例えば、Iwamae and Hibiya (2012) や Decloedt and Luther (2010) は数値実験や乱流観測データの解析から、近接混合のスケールハイト ζ が海底地形の卓越波長に依存して大きく変化することを指摘している。現実の海底地形近傍の近接混合の効果をどのようにパラメタライズするかは、まだ統一的な見解が得られていない。今後はより広範囲に様々な海域で海底地形の直上から表層までの乱流観測を行い、その観測結果を整理し理論的に定式化することが求められている。

一方、内部波の励起源から遠く離れた場所で起きる“遠隔混合”については、観測事例が少なく、まだ断片的な情報しか得られていない。例えば、Waterhouse *et al.* (2014) は、過去に実施された乱流観測のデータベー

スを整理し、その中に内部波の励起源から離れた場所でも強い乱流混合が観測される例があることを指摘している。また、Alford (2003b) は長期係留データを解析し、遠隔混合を起こしうる鉛直低次モード内部波が海嶺やストームトラックなどの励起源から大洋を横断して 1000 km 以上も伝播しうることを示している。

Oka and Niwa (2013) は、内部潮汐波の全球数値シミュレーション (Fig. 3) で得られたエネルギー消散率の情報から遠隔混合のグローバル分布を推定し、それを海洋大循環モデルに組み入れることによって観測結果と酷似した太平洋深層水の水塊年齢分布を再現することに初めて成功した。このことは、遠隔混合が深層大循環のパターンの形成に重要な役割を担っている可能性を示唆している。

しかしながら、Oka and Niwa (2013) が遠隔混合の推定に用いた内部潮汐波の全球数値シミュレーション (Niwa and Hibiya, 2011, 2014) は、グリッド解像度が粗く、また背景の内部波場や中規模渦場も含んでいないため、鉛直低次モードの内部波のエネルギーカスケード過程や消散過程を正確に再現できないことに注意すべきである。現実の海洋における鉛直低次モードの内部波エネルギーのカスケード・消散過程としては、内部波の三波共鳴相互作用の一種である Parametric Subharmonic Instability (PSI) (MacKinnon and Winters, 2005; Onuki and Hibiya, 2015) をはじめ、中規模渦との非線形相互作用 (Kunze, 1985)、不規則な海底地形や大陸棚斜面における散乱 (Rubenstein, 1988; Kelly *et al.*, 2013) など様々なメカニズムが考えられる。遠隔混合のグローバル分布は、長距離伝播する鉛直低次モード内部波と上記の様々なエネルギーカスケード・消散過程とのバランスによって規定されている。今後は、現実の海洋において遠隔混合が具体的にどこでどのように起きているのか、そのグローバル分布を明らかにする必要がある。

さらに、遠隔混合の発生メカニズムは、海洋内部波の普遍平衡スペクトルである GM スペクトルの維持・形成過程とも密接に関わっていると考えられる。本稿で説明したように、海洋内部波の励起源は時空間的に大きく偏在している。それにも関わらず、励起源から離れた海域では、海洋内部波スペクトルの第 0 次近似として場所や時間によらず形状がほぼ同じでかつ同オーダーのエネル

ギーレベルが維持されていることが知られている (Garrett and Munk, 1972, 1975; Munk, 1981; Wunsch and Webb, 1979)。最近では、海域・季節によって GM スペクトルのエネルギーレベルとスペクトル形状が系統的に変化することも指摘されている (Polzin and Lvov, 2011)。しかし、実際の海洋において GM スペクトルがどのように形成され、維持されているのか、その物理機構は未だ完全に理解されていない。特に、GM スペクトルのエネルギーレベルの形成・維持機構についての研究はほとんど行われていない。海洋中・深層の乱流混合係数は、この GM スペクトルのエネルギーレベルの 2 乗に比例して大きくなるのが理論・観測的に示されている (例えば、Muller *et al.*, 1986; Gregg, 1989)。従って、GM スペクトルのエネルギーレベルの形成・維持機構の解明は、遠隔混合のパラメタリゼーションに直結する重要な問題と言える。特に、鉛直低次モード成分の内部波は、励起源から遠く離れて伝播し、広く大洋全体にエネルギーを供給することから GM スペクトルのエネルギーレベルの維持に重要な役割を担っていると考えられる。今後は、鉛直低次モード内部波が、長距離伝播しながら GM スペクトルのエネルギーレベルひいては遠隔混合の強度をどのようにコントロールするのかを力学的に解明していく必要がある。

最終的な目標は、内部波の励起、伝播、エネルギーカスケード、消散、乱流混合の各過程を統合し、任意の海域で近接混合と遠隔混合の双方の強さを定量的に予測する海洋内部波・乱流混合の予報モデルを確立することである。最近では、Olbers and Eden (2013) など、簡略化した力学モデルを構築して内部波の励起源の情報から乱流混合係数のグローバル分布を推定する試みも始められている。今後はこのような方向の研究のさらなる発展が見込まれ、そこから得られる中・深層の乱流混合係数のグローバルな時空間分布の情報は、深層大循環モデルの不確定要素を取り除き、気候変動予測の高度化に大きく貢献することが期待される。

References

- Alford, M. H. (2003a): Improved global maps and 54-year history of wind-work on ocean inertial motions. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1424, doi:

- 10.1029/2002GL016614.
- Alford, M. H. (2003b): Redistribution of energy available for ocean mixing by long-range propagation of internal waves. *Nature*, **423**, 159–162, doi:10.1038/nature01628.
- Bryan, F. (1987): Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 970–985, doi:10.1175/1520-0485(1987)017<0970:PSOPEO>2.0.CO;2.
- Declodt, T. and D. S. Luther (2010): On a simple empirical parameterization of topography-catalyzed mixing in the Abyssal Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 487–508, doi: 10.1175/2009JPO4275.1.
- Egbert, G. D. and R. D. Ray (2000): Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature*, **405**, 775–778, doi:10.1038/35015531.
- Furuichi, N., T. Hibiya, and Y. Niwa (2008): Model-predicted distribution of wind-induced internal wave energy in the world's oceans. *J. Geophys. Res.*, **113**, C09034, doi:10.1029/2008JC004768.
- Garrett, C. J. R. and E. Kunze (2007): Internal tide generation in the deep ocean. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **39**, 57–87, doi:10.1146/annurev.fluid.39.050905.110227.
- Garrett, C. J. R. and W. H. Munk (1972): Space-time scales of internal waves. *Geophys. Fluid Dyn.*, **2**, 225–264.
- Garrett, C. J. R. and W. H. Munk (1975): Space-time scales of internal waves: A progress report. *J. Geophys. Res.*, **80**, 291–297, doi:10.1029/JC080i003p00291.
- Garrett, C. J. R. and L. St. Laurent (2002): Aspects of deep ocean mixing. *J. Oceanogr.*, **58**, 11–24, doi: 10.1023/A:1015816515476.
- Gregg, M. C. (1989): Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *J. Geophys. Res.*, **94**, 9686–9698, doi: 10.1029/JC094iC07p09686.
- 日比谷紀之 (2009): 海洋の中・深層における鉛直拡散強度の全球分布に関する理論的・観測的研究. *海の研究*, **18**, 115–134.
- Hibiya, T., M. Nagasawa, and Y. Niwa (2006): Global mapping of diapycnal diffusivity in the deep ocean based on the results of expendable current profiler (XCP) surveys. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03611, doi:10.1029/2005GL025218.
- 井上龍一郎 (2017a): 海上風による慣性振動の励起と近慣性内部重力波の海洋中への伝播に関する理論研究. *海の研究*, **36**, 217–225.
- 井上龍一郎 (2017b): 海上風により励起された近慣性内部重力波の背景流が存在する海洋中への伝播に関する理論研究. *海の研究*, **36**, 227–237.
- Iwamae, N. and T. Hibiya (2012): Numerical study of tide-induced mixing over rough bathymetry in the abyssal ocean. *J. Oceanogr.*, **68**, 195–203, doi:10.1007/s10872-011-0088-2.
- Jayne, S. R. and L. C. S. Laurent (2001): Parameterizing tidal dissipation over rough topography. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 811–814, doi:10.1029/2000GL012044.
- Jiang, J., Y. Lu, and W. Perrie (2005): Estimating the energy flux from the wind to ocean inertial motions: the sensitivity to surface wind fields. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15610, doi:10.1029/2005GL023289.
- Kantha, L. H. (1995): Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides, I, Model description and results. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25283–25308, doi:10.1029/95JC02578.
- Kantha, L. H. and C. C. Tierney (1997): Global baroclinic tides. *Prog. Oceanogr.*, **40**, 163–178, doi: 10.1016/S0079-6611(97)00028-1.
- Kelly, S. M., N. L. Jones, J.D. Nash, and A.F. Waterhouse (2013): The geography of semidiurnal mode-1 internal-tide energy loss. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 4689–4693, doi:10.1002/grl50872.
- Kunze, E. (1985): Near-inertial wave propagation in geostrophic shear. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 544–565, doi: 10.1175/1520-0485(1985)015<0544:NIWPIG>2.0.CO;2.
- MacKinnon, J. A. and K. B. Winters (2005): Subtropical catastrophe: Significant loss of low-mode tidal energy at 28.9. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15605, doi:10.1029/2005GL023376.
- Marshall, J. and K. Speer (2012): Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geoscience*, **5**, 171–180, doi:10.1038/ngeo1391.
- Morozov, E. G. (1995): Semidiurnal internal wave global field. *Deep Sea Res., Part I*, **42**, 135–148, doi:10.1016/0967-0637(95)92886-C.
- Munk, W. H. (1966): Abyssal recipes. *Deep Sea Res.*, **13**, 707–730.
- Munk, W. H. (1981): Internal waves and small-scale processes, pp. 264–291. In *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B. S. Warren and C. Wunsch, MIT Press, Cambridge, Mass..
- Munk, W. H. and C. Wunsch (1998): Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Res.*, **45**, 1977–2010, doi:10.1016/S0967-0637(98)00070-3.
- Müller, P., G. Holloway, F. Henyey, and N. Pomphrey (1986): Nonlinear interactions among internal gravity waves. *Rev. Geophysics*, **24**, 493–536, doi: 10.1029/RG024i003p00493.
- Nagai, T. and T. Hibiya (2015): Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3373–3390, doi: 10.1002/2014JC010592.
- Nagai, T., A. Tandon, E. Kunze, and A. Mahadevan (2015): Spontaneous generation of near-inertial waves by the Kuroshio Front. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 2381–2406, doi: 10.1175/JPO-D-14-0086.1.
- Nikurashin, M. and R. Ferrari (2011): Global energy conversion rate from geostrophic flows into internal lee waves in the deep ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L08610, doi:10.1029/2011GL046576.
- 丹羽淑博 (2006): 深層乱流に供給される内部波エネルギーの空間分布に関する数値的研究. *海の研究*, **15**, 395–417.
- Niwa, Y. and T. Hibiya (2001): Numerical study of the spatial distribution of the M2 internal tide in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22441–22449, doi:10.1029/2000JC000770.
- Niwa, Y. and T. Hibiya (2004): Three-dimensional numerical simulation of M2 internal tides in the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **109**, C04027, doi:10.1029/2003JC001923.
- Niwa, Y. and T. Hibiya (2011): Estimation of baroclinic tide energy available for deep ocean mixing based on three-dimensional global numerical simulations. *J. Oceanogr.*, **67**, 493–502, doi: 10.1007/s10872-011-0052-1.
- Niwa, Y. and T. Hibiya (2014): Generation of baroclinic tide energy in a global three-dimensional numerical model with different spatial grid resolutions. *Ocean Modelling*, **80**, 59–73, doi:10.1016/j.ocemod.2014.05.003.
- Nycander, J. (2005): Generation of internal waves in the deep ocean by tides. *J. Geophys. Res.*, **106**, C10028, doi:10.1029/2004JC002487.
- Oka, A. and Y. Niwa (2013): Pacific deep circulation and ventilation controlled by tidal mixing away from the sea bottom. *Nature Communications*, **4**, 2419, doi:10.1038/ncomms3419.
- Olbers, D. J. (1983): Models of the oceanic internal wave field. *Rev. Geophysics*, **21**, 1567–1601, doi:10.1029/RG021i007p01567.
- Olbers, D. and C. Eden (2013): A global model for the diapycnal diffusivity induced by internal gravity waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 1759–1779, doi:10.1175/JPO-D-12-0207.1.

- Onuki, Y. and T. Hibiya (2015): Excitation mechanism of near-inertial waves in baroclinic tidal flow caused by parametric subharmonic instability. *Ocean Dyn.*, **65**, 107–113, doi: 10.1007/s10236-014-0789-3.
- Osborne, A. R. and T. L. Burch (1980): Internal solitons in the Andaman sea. *Science*, **208**, 451–460, doi: 10.1126/science.208.4443.451.
- Pollard, R. T. and R. C. Millard Jr. (1970): Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. *Deep Sea Res.*, **17**, 813–821, doi:10.1016/0011-7471(70)90043-4.
- Polzin, K. L. and Y. Lvov (2011): Toward regional characterizations of oceanic internal wavefield. *Rev. Geophysics*, **49**, doi: 10.1029/2010RG000329.
- Polzin, K. L., J. M. Toole, G. R. Ledwell, and R. W. Schmitt (1997): Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. *Science*, **276**, 93–96, doi: 10.1126/science.276.5309.93.
- Ray, R. D. and G. T. Mitchum (1996): Surface manifestation of internal tides generated near Hawaii. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2101–2104, doi:10.1029/96GL02050.
- Rubenstein, D. (1988): Scattering of inertial waves by rough bathymetry. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 5–18, doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<0005:SOIWRB>2.0.CO;2.
- Rudnick, D. L., T. J. Boyd, R. E. Brainard, G. S. Carter, G. D. Egbert, M. C. Gregg, P. E. Holloway, J. M. Klymak, E. Kunze, C. M. Lee, M. D. Levine, D. S. Luther, J. P. Martin, M. A. Merrifield, J. N. Moum, J. D. Nash, R. Pinkel, L. Rainville, and T. B. Sanford (2003): From tides to mixing along the Hawaiian Ridge. *Science*, **301**, 355–357, doi:10.1126/science.1085837.
- Simmons, H. L., R. W. Hallberg, and B. K. Arbic (2004): Internal wave generation in a global baroclinic tide model. *Deep Sea Res., Part II*, **51**, 3043–3068, doi:10.1016/j.dsr2.2004.09.015.
- Sjöberg, B. and A. Stigebrandt (1992): Computations of the geographical distribution of the energy flux to mixing processes via internal tides and the associated vertical circulation in the ocean. *Deep Sea Res., Part A*, **39**, 269–291, doi:10.1016/0198-0149(92)90109-7.
- St. Laurent, L. C., H. L. Simmons, and S. R. Jayne (2002): Estimating tidally driven mixing in the deep ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2106, doi:10.1029/2002GL015633.
- Tanaka, Y., T. Hibiya, and H. Sasaki (2015): Downward lee wave radiation from tropical instability waves in the central equatorial Pacific Ocean: a possible energy pathway to turbulent mixing. *J. Geophys. Res.*, **120**, 7137–7149, doi:10.1002/2015JC011017.
- Thorpe, S. A. (1975): The excitation, dissipation, and interaction of internal waves in the deep ocean. *J. Geophys. Res.*, **80**, 328–338, doi:10.1029/JC080i003p00328.
- Thorpe, S. A. (2005): *The turbulent ocean*. Cambridge University Press, 484 pp.
- Thorpe, S.A. (2007): *An introduction to ocean turbulence*. Cambridge University Press, 240 pp.
- Toggweiler, J. R. and B. Samuels (1998): On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1832–1852, doi: 10.1175/1520-0485(1998)028<1832:OTOSLS>2.0.CO;2.
- Vlasenko V., N. Stashchuk, and K. Hutter (2005): *Baroclinic tides: theoretical modeling and observational evidence*. Cambridge University Press, 327pp.
- Watanabe, M. and T. Hibiya (2002): Global estimates of the wind-induced energy flux to inertial motions in the surface mixed layer. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014422.
- Waterhouse, A. F., J. A. MacKinnon, J. D. Nash, M. H. Alford, E. Kunze, H. L. Simmons, K. L. Polzin, L. C. St Laurent, O. M. Sun, R. Pinkel, L. D. Talley, C. B. Whalen, T. N. Huussen, G. S. Carter, I. Fer, S. Waterman, A. C. Naveira Garabato, T. B. Sanford, and C. M. Lee (2014): Global patterns of diapycnal mixing from measurements of the turbulent dissipation rate. *J. Phys. Oceanogr.*, **44**, 1854–1872, doi:10.1175/JPO-D-13-0104.1.
- Webb, D. J. and N. Sugimotohara (2001): Oceanography-vertical mixing in the ocean. *Nature*, **409**, 37–37, doi: 10.1038/35051171.
- Wunsch, C. and S. Webb (1979): Climatology of deep ocean internal waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 235–243, doi: 10.1175/1520-0485(1979)009<0235:TCODOI>2.0.CO;2.
- Zhai, X., R. J. Greatbatch, C. Eden, and T. Hibiya (2009): On the loss of wind-induced near-inertial energy to turbulent mixing in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 3040–3045, doi:10.1175/2009JPO4259.1.

Recent progress and problems in the studies of the global distribution of internal wave energy available for turbulent mixing in the deep ocean

Yoshihiro Niwa*

Abstract

Turbulent mixing in the deep ocean plays a crucial role in controlling the strength and pattern of the global thermohaline circulation. The energy available for turbulent mixing is initially supplied by internal tides and internal lee waves generated, respectively, by tidal and geostrophic flows over rough topography, and by near-inertial internal waves generated by wind stress forcing of atmospheric disturbances. The large-scale internal wave energy thus generated is cascaded across the internal wave spectrum down to small dissipation scales through nonlinear wave-wave interactions causing turbulent mixing in the deep ocean. This article focuses on the generation processes of oceanic internal waves and reviews the recent progress in studies of the global distributions of topographic- and wind-generated internal waves. Outstanding problems for clarifying the global distribution of turbulent mixing in the deep ocean are also discussed.

Key words : internal waves, internal tides, internal wave generation, turbulent mixing

(Corresponding author's e-mail address : niwa@oa.u-tokyo.ac.jp)

(Received 3 August 2016 ; accepted 7 March 2017)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2017)

* The University of Tokyo Ocean Alliance, The University of Tokyo,
7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan
Corresponding author : Yoshihiro Niwa
TEL/FAX: +81358411988
e-mail: niwa@oa.u-tokyo.ac.jp