

— 総 説 —

## 北太平洋乱流ホットスポットでの 鉛直混合強度の観測的知見\*

田中 雄大†

### 要 旨

アルゴフロート観測を含めた近年の広範囲の観測によって、鉛直混合強度の時空間分布に関する知見が飛躍的に蓄積されている。特に、海底地形の起伏が激しい海域の海底付近や、外力(潮汐・風)の大きな海域で、鉛直混合が強化される傾向がある事が分かってきた。本総説では、北太平洋の乱流ホットスポットとして、ハワイ海域、伊豆・小笠原海域、黒潮・黒潮続流域、東シナ海、ルソン海峡・南シナ海、千島海域、親潮・混合水域、アリューシャン海域、ストームトラック域、赤道域、インドネシア多島海域に注目し、各海域での鉛直混合強度や鉛直混合強化過程についての観測的知見を概説する。今後は、従来の乱流計観測に加えて、自動測器も含めた、より簡便で継続的な観測を行う事により、乱流ホットスポットでの鉛直混合強度の時空間変動や、混合強化過程の解明がさらに進展すると期待される。

キーワード：北太平洋、鉛直混合観測、乱流ホットスポット

### 1. はじめに

北太平洋は、北大西洋や南大洋での冷却によって深層に沈み込んだ水塊が、湧昇する海域である。北太平洋での等密度面を横切る鉛直循環は、潮汐や風によって励起

された内部波の碎波に伴う強い乱流鉛直混合によって維持されている、と考えられている。また、北太平洋での湧昇は、深層の豊富な栄養塩を鉛直方向に輸送するため、栄養塩の循環や生物生産にも大きな影響を与えうる(例えば, Sarmiento *et al.*, 2004)。Munk (1966) は、種々のトレーサーに対する鉛直1次元移流拡散バランスから、北太平洋深層(1000–4000 m 深)で観測されている循環・成層を維持するためには、鉛直拡散係数  $K_v = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  が必要であると見積った。この Munk (1966) が提唱した平均鉛直拡散係数の妥当性を証明するため、1970年代から多くの鉛直混合観測が行われてきた。

物理観測による鉛直拡散係数の見積もり手法は、主に以下の3種類に大別される。

(A) 深海乱流計を用いた鉛直微細構造の観測(以降、「乱流計観測」と呼ぶ(例えば, Lueck *et al.*, 2002))。

\* 2016年8月3日受領; 2017年5月20日受理  
著作権: 日本海洋学会, 2017

† 研究の行われた機関・所在地  
東京大学大気海洋研究所  
〒277-8564 千葉県柏市柏の葉5-1-5  
(現在の所属機関・所在地)  
国立研究開発法人 水産研究・教育機構 東北区水産研究所  
〒985-0001 宮城県塩釜市新浜町3-27-5  
TEL: 022-365-9928 FAX: 022-367-1250  
e-mail: takahiro@affrc.go.jp

(B) CTD (Conductivity-Temperature-Depth) や超音波式流速計 (ADCP) から得られた密度場 / 流速場から内部波のエネルギーを見積もる方法 (以降, 「ファインスケールパラメタリゼーション, もしくはファインスケール観測」と呼ぶ (例えば, Gregg, 1989))。

(C) CTD で得られた水塊密度の鉛直逆転構造から推定する方法 (以降, 「密度逆転観測」と呼ぶ (例えば, Thorpe, 1977))。

本総説では, これら 3つの手法によって求められた鉛直混合強度の観測的知見をレビューの対象とするが, 個々の観測手法の詳細な説明については割愛する。ただし, 本総説で多くの観測結果を紹介する (B) の手法については, 様々なバイアス・不確定性が指摘されており (例えば, Hibiya *et al.*, 2012; Ijichi and Hibiya, 2015), 第4章で言及する。また, 物理観測以外にも,

(D) SF<sub>6</sub> などを用いたトレーサー散布実験によって見積もる方法 (例えば, Ledwell *et al.*, 1998)。

(E) 放射性同位体濃度等, 種々の化学トレーサー濃度分布から見積もる方法 (例えば, Munk, 1966)。

など, 化学トレーサーを用いた鉛直拡散係数の見積もりも行われている。(D) については, 近年, 太平洋東部の海山周辺で散布実験が行われている (Jackson *et al.* 2009)。また, (E) は, 海盆スケールの平均的な構造を作る鉛直拡散係数を推定するのに有効な手法と考えられている。しかし, 本総説では, よりローカルな, 物理観測で蓄積された鉛直混合強度や混合過程についての知見に絞るため, (D) と (E) については, レビューの対象としない。

これまで, 乱流鉛直混合の観測的知見に関する様々なレビュー論文が出されている (例えば, Gregg, 1987; Gregg, 1998; Garrett and St. Laurent, 2002; Thorpe, 2004; MacKinnon *et al.*, 2013b)。しかし, それらの多くは, 乱流鉛直混合が強化される海域の一般的特徴やその物理過程を中心に述べており, 各海域別に個別の特性に焦点を当てたものではない。そこで, 本総説では, 北太平洋での乱流ホットスポットに焦点を当て, これまでに得られた乱流鉛直混合に関する観測的知見について, 海域毎にレビューし, 各海域での鉛直混合強度の時空間分布やその物理過程がどこまで定量的に明らかになっているか整理する事を主な目的とする。北太平洋に注目する

ため, 近年, 観測的知見が飛躍的に増大している南大洋での乱流過程 (例えば, Naveira-Garabato *et al.*, 2004; Sheen *et al.*, 2013; Waterman *et al.*, 2013) については, 本総説では取り上げない。また, 本総説でのレビューの対象を表層混合層以深の海洋内部とする。表層混合層内の乱流過程については, 吉川・遠藤 (2017) を参照されたい。

第2章では, 海盆規模で行われた鉛直混合観測の結果を基に, 北太平洋外洋域での乱流鉛直混合のホットスポット候補を挙げる。第3章では, 前章で挙げた北太平洋の各海域での鉛直混合観測に関するこれまでの知見を概観する。第4章では, 前章でレビューした知見を総括し, 今後の課題を提案する。

## 2. 海盆規模の鉛直混合観測から見た乱流ホットスポット

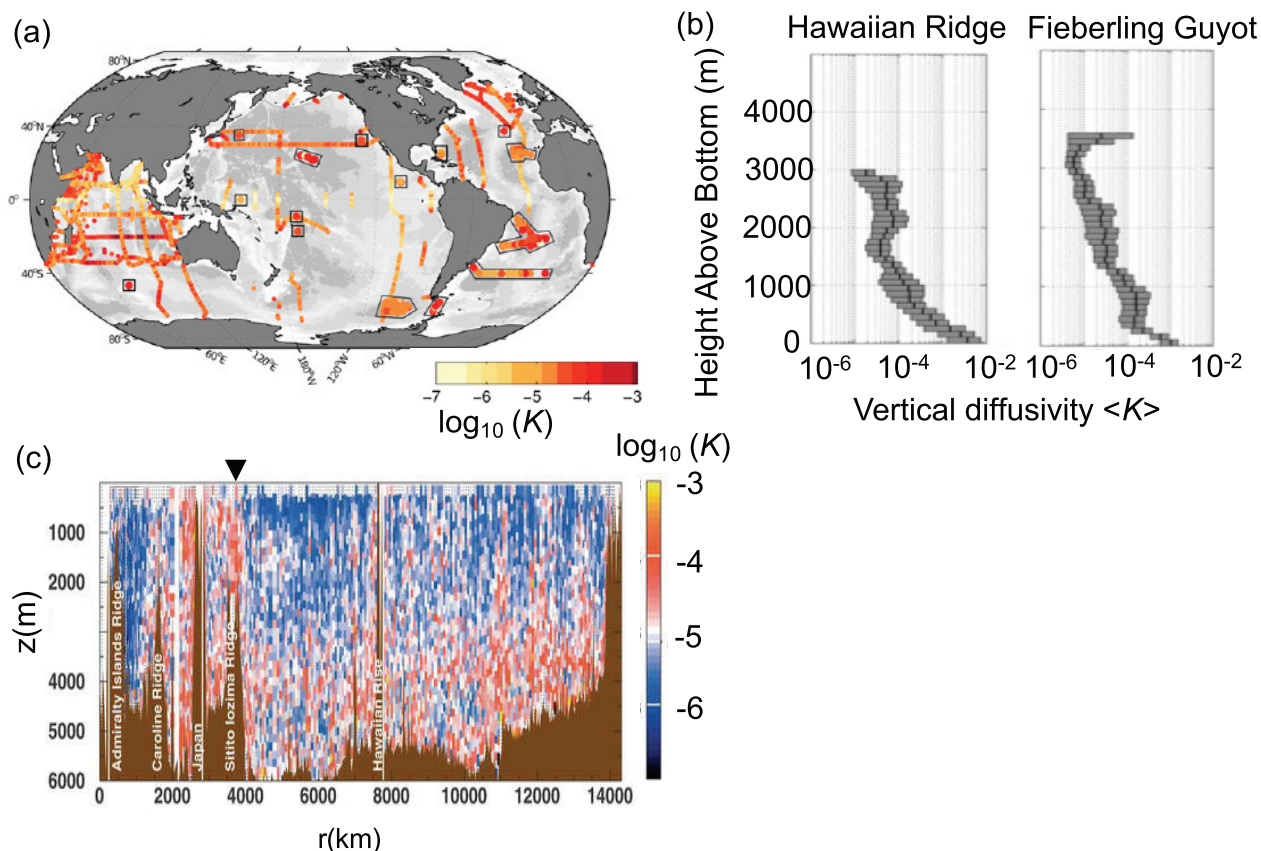
Gregg (1998) は, 当時の限られた海域での乱流計観測の知見を基に, 全球を外洋域背景場, 黒潮・中規模渦などの海洋中規模現象が重要となる海域, 赤道域, 海底地形の起伏が激しい海域の4つの海域に分けて, 各海域の鉛直混合強度や鉛直混合強化過程を比較・総括した。21世紀に入ると, WOCE など大規模で広範囲の観測 (例えば, Kunze *et al.*, 2006; Fernandez-Castro *et al.*, 2014) や, 各海域での内部波・鉛直混合過程に関する集中観測 (第3章を参照) の結果が報告されるようになり, 鉛直混合強度分布や乱流強化過程に関する観測的知見は飛躍的に増大した。特に, 2000年より始まったアルゴフロートによる全球観測網の構築は, 海洋内部の水塊変動だけでなく, 後述するように, 鉛直混合強度の時空間変動とその要因に対する重要な示唆を与えた (Whalen *et al.*, 2012; Whalen *et al.*, 2015)。本章では, 海盆規模で行われた鉛直混合観測の知見を概観し, 北太平洋での乱流鉛直混合ホットスポット海域を抽出する。なお, 一般的に, 鉛直混合強度の指標として, エネルギー散逸率 ( $\epsilon$ , 単位:  $\text{W kg}^{-1}$ ) と鉛直拡散係数 ( $K\rho$ , 単位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) の2つが用いられるが, この2つの物理量は, Osborn (1980) の関係式:

$$K\rho = \frac{\Gamma\epsilon}{N^2} \quad (1)$$

を用いて関係づけられるものとする。ここで、 $\Gamma$ は混合効率(=0.2)、 $N$ は浮力振動数(単位:  $\text{s}^{-1}$ )である。

Waterhouse *et al.* (2014) は、これまでに蓄積された乱流計観測と、主に WOCE ラインでの CTD・LADCP によるファインスケール観測 (Kunze *et al.*, 2006) から得られた鉛直拡散係数のプロファイルを集積し、海盆規模での Full-Depth の鉛直拡散係数の空間分布を提示した (Fig. 1 の (a))。Fig. 1 の (b) は、乱流計観測によるハワイ海嶺および、カリフォルニア沖フィバリング海山 (Fieberling Guyot) での鉛直拡散係数の鉛直プロファイル (鉛直座標は海底からの高度) である。これらの観測か

ら、乱流鉛直混合が海底付近で  $K_\rho = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  まで強化される事と、海底から離れるにつれて急激に弱くなる事が共通の特徴として得られている (例えば, DeCloedt and Luther, 2010)。このような海底地形の起伏が激しい海域深層での乱流強化は、CTD・LADCP による広域のファインスケール観測からも示されている (Kunze *et al.*, 2006; Li and Xu, 2014)。Fig. 1 の (c) に示す Kunze *et al.* (2006) の結果を見ると、急峻な海底地形を持つ日本南岸の伊豆小笠原海嶺 (Fig. 1 の (c) の黒三角形) などでは、海底から 1000 m 程度上層でも、 $K_\rho = O(10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に達する鉛直拡散係数が見積もられてい



**Fig. 1.** (a) Vertically-averaged vertical diffusivity ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) based on full-depth observations from Waterhouse *et al.* (2014). (©American Meteorological Society. Used with permission) (b) Vertical diffusivity profiles in  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$  at the Hawaiian Ridge and Fieberling Guyot from DeCloedt and Luther (2010). (c) Vertical diffusivity in  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$  estimated from fine-scale CTD/LADCP measurements along the WOCE line (P10 and P02 along  $30^\circ\text{N}$ ) from Kunze *et al.* (2006). The black triangle denotes the location of Izu-Ogasawara Ridge. (©American Meteorological Society. Used with permission)

る。一方、緩やかな海底地形上では、鉛直混合はほとんど強化されないが、起伏の激しい海域の海底近傍での強鉛直混合と合わせて平均すると、深層 1000 m 以深での平均鉛直拡散係数が、Munk (1966) の見積もりと同等の  $K_\rho = O(10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  になる事が確認された (Waterhouse *et al.*, 2014)。

また、アルゴフロートの CTD データから、ファインスケールパラメタリゼーションの手法によって、特に中層での鉛直拡散係数の広域分布と時間変動が見積もられるようになった (Wu *et al.*, 2011; Whalen *et al.*, 2012; Whalen *et al.*, 2015)。北太平洋中層 250-500 m 深での

鉛直拡散係数の空間分布 (Fig. 2 の (a)) を見ると、東側に比べて西側で大きな鉛直拡散が見積もられている。北太平洋で、 $K_\rho = O(10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に達しうる海域としては、伊豆・小笠原海域、南シナ海、東シナ海、黒潮・黒潮続流域、親潮・混合水域、ハワイ海嶺域、アリューシャン海峡域が挙げられるほか、赤道域やインドネシア多島海でも同等に強い鉛直混合が見積もられている (Fig. 2 の (a))。深層同様、中層 (250-1000 m 深) でも、海底地形の起伏が激しい海域で鉛直混合が強化されているが、半日周潮汐や風から注入されるエネルギー、渦運動エネルギーとの関係も示唆されている (Whalen *et al.*, 2012)。

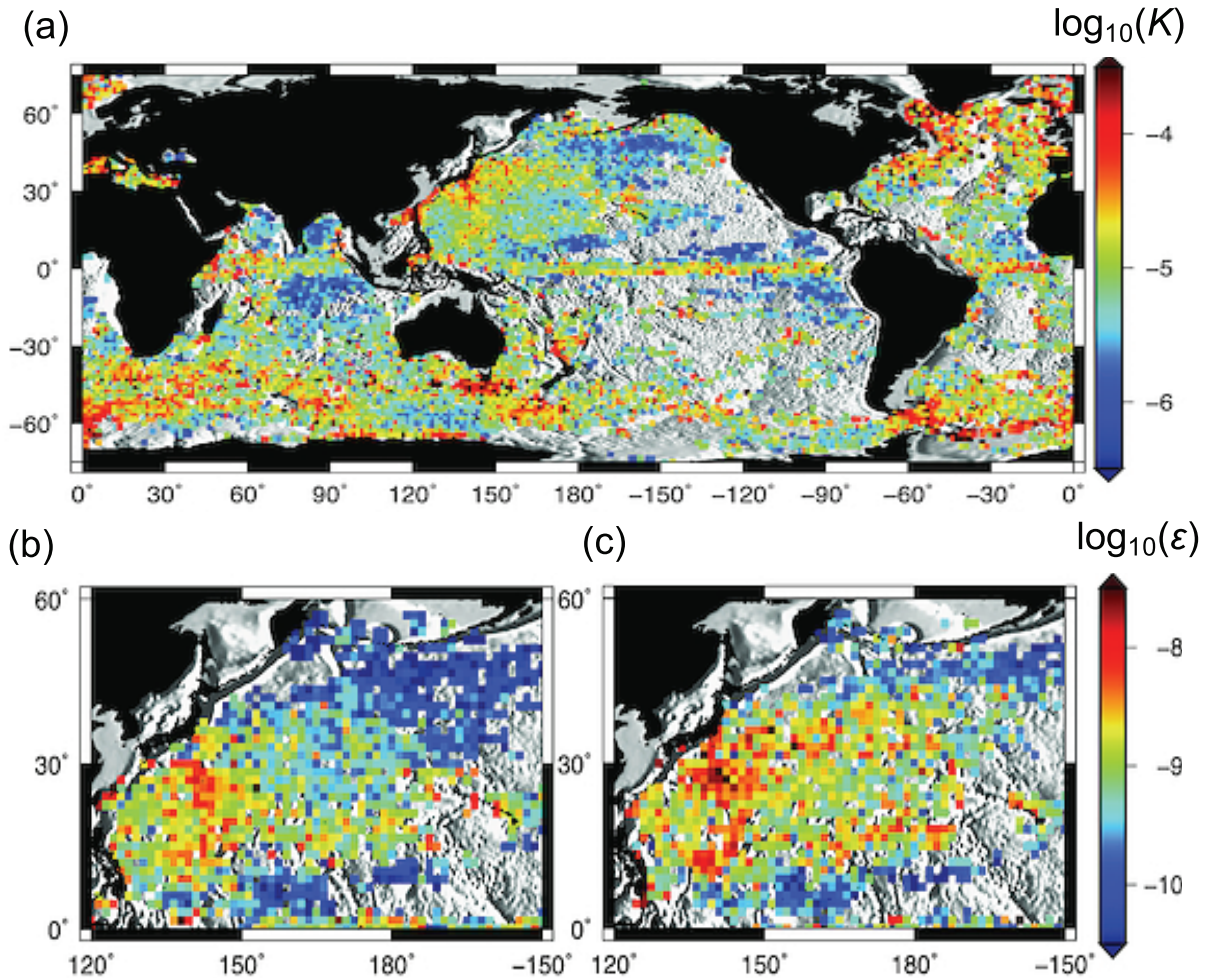


Fig. 2. (a) Vertical diffusivity ( $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) derived from Argo profiling floats at 250-500 m depth. Also shown are maps of energy dissipation rate ( $\text{W kg}^{-1}$ ) at 350-450 m depth in (b) summer (Jul.-Sep.) and (c) winter (Jan.-Mar.). From Whalen *et al.* (2012).

風から注入されるエネルギーは、特に中高緯度域冬季のストームトラック (3.9 節, 混合層内へ入る近慣性エネルギーの分布については, Chaigneau *et al.* (2008) 等を参照) と関連して, 鉛直混合強度の季節変動の要因となる事が指摘されている (Whalen *et al.*, 2012; Whalen *et al.*, 2015)。Fig. 2 の (b) および (c) は, 各々夏季と冬季における, 北太平洋中層 (350–450 m 深) でのエネルギー散逸率の空間分布を示しているが, 主に北緯 20° 以北で, 冬季の鉛直混合強化を示している。エネルギー散逸率が 1 オーダー程度大きくなる海域も見られ, 黒潮統流域で特に顕著である。

### 3. 北太平洋乱流ホットスポットでの鉛直混合観測

前章の知見を踏まえ, 本章では, 北太平洋外洋域での乱流ホットスポットの候補として, ハワイ海域, 伊豆・小笠原海域, 黒潮・黒潮統流域, 東シナ海・沖縄トラフ, ルソン海峡・南シナ海, 親潮・混合水域, アリューシャン海域, ストームトラック域に注目し, 各海域での鉛直混合強度の観測的知見について概観する。加えて, アルゴフロートデータの空白域であるが, 強い乱流鉛直混合の存在が確認されている千島海域 (例えば, Itoh *et al.*, 2010, Yagi and Yasuda, 2012) も, レビューに含める。なお, 北太平洋ではないが, 強い鉛直混合が観測されている赤道域, インドネシア多島海域での知見については, 補遺にて言及する。

#### 3.1. ハワイ海域

急峻なハワイ海嶺は, 半日周期内部潮汐波の顕著な発生源であり (例えば, Niwa and Hibiya, 2001; Niwa and Hibiya, 2011; 丹羽, 2017), Hawaiian Ocean Mixing Experiment (HOME) で, その発生, 伝播, 散逸過程に関する詳細な観測が行われた海域である (Rudnick *et al.* 2003)。ハワイ海嶺での鉛直混合に関わる物理過程は, 海嶺近傍での混合過程 (near-field mixing) と, 海嶺から離れた遠方での混合過程 (far-field mixing) の 2 つに大別される。

海嶺頂上近傍では, 海底付近で乱流鉛直混合が強化され, 繰り返し乱流計観測の平均値として,  $K_\rho = O(10^{-3})$

$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$  に達する (Fig. 1 の (b) を参照; Rudnick *et al.*, 2003; Carter *et al.*, 2006; Klymak *et al.*, 2006; Deledt and Luther, 2010)。海嶺から数 10 km 外洋に離れると, 鉛直混合強度は急激に弱まり, 一般的な外洋域での値  $K_\rho = O(10^{-5}) \text{m}^2 \text{s}^{-1}$  になる (Fig. 3 の (a)。例えば, Rudnick *et al.*, 2003; Klymak *et al.*, 2006; Nagasawa *et al.*, 2007)。ハワイ海嶺の中でも, オアフ島の Mamala Bay (Alford *et al.*, 2006) や, French Frigate Shoals, Kauai Channel (Klymak *et al.*, 2006) では, 鉛直混合が特に強く, 繰り返し乱流計観測の平均値として, 海底付近で  $K_\rho = 5 \times 10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$  に達する海域がある。主な物理過程としては, 半日周期内部潮汐波のエネルギー伝播角よりも急峻 (supercritical) な海底地形に, 半日周期の順圧潮汐流がぶつかる事によって, 大振幅の内部波が発生し, それが地形近傍で碎波して, 海嶺内の海底付近での鉛直混合が強化されるというシナリオが考えられている (Klymak *et al.*, 2008; Klymak *et al.*, 2012; Legg and Klymak, 2010; Alford *et al.*, 2014)。係留観測では, 200 m に及ぶ大振幅内部波の碎波が観測され, 密度逆転から,  $\varepsilon = O(>10^{-6}) \text{W kg}^{-1}$  が見積もられている (例えば, Klymak *et al.*, 2008; Alford *et al.*, 2014)。この海底付近での強い鉛直混合は, 外部潮汐流速の 3 乗に比例して大きくなり, 大潮小潮周期で大きく変動する (Klymak *et al.*, 2008; Klymak *et al.*, 2012)。一方, 海底から 500 m 程度以上離れると, 外洋域と同様に, 内部波同士の非線形相互作用による乱流強化が示唆され (例えば, Cater and Gregg, 2006; Klymak *et al.*, 2008), 大潮小潮周期などの潮汐周期に伴う鉛直混合強度変動は明瞭ではない事が報告されている (Klymak *et al.*, 2008)。

ハワイ海嶺から北に離れた北緯 28.8° 近傍では, 半日周期 ( $M_2$  潮) の内部波の周波数が, 慣性周波数の 2 倍になるため, Parametric Subharmonic Instability (PSI) と呼ばれる 3 波共鳴によって, 伝播してきた半日周期の内部潮汐波から近慣性周期の内部波へエネルギーが効率的にカスケードする事が可能である (McComas and Muller, 1981)。この PSI によって生成された鉛直スケールの小さな波動に伴って, 流速鉛直シアが強化され, 強烈的な乱流鉛直混合が発生する事が期待されてきた (例えば, MacKinnon and Winters, 2005)。しかし, ハワイ海嶺から発せられた内部潮汐波のエネルギー伝播経路に沿った

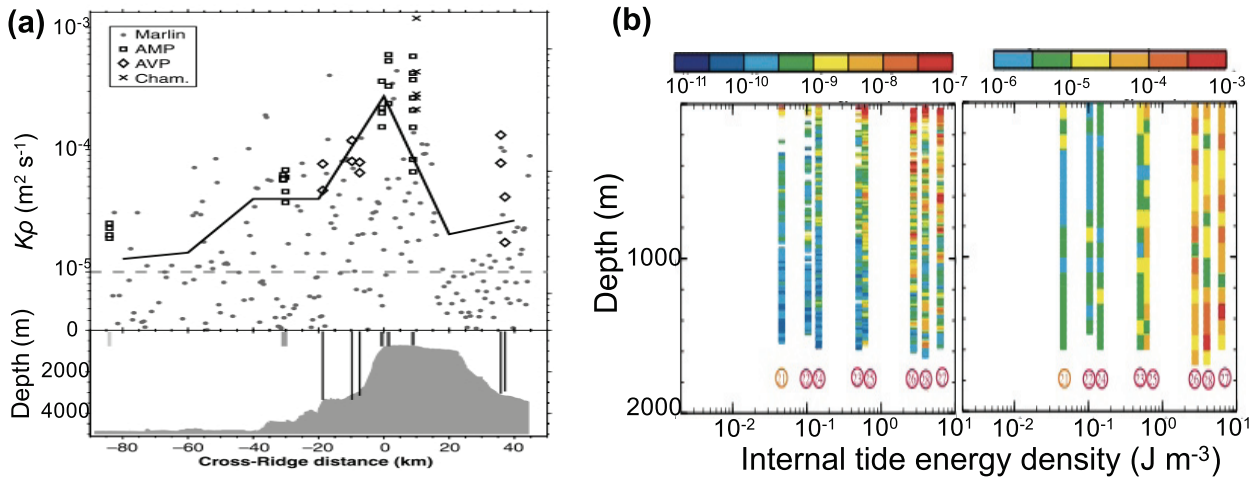


Fig. 3. (a) Cross-ridge distribution of vertical diffusivity in  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$  derived from different turbulence profilers (AMP, AVP, and Cham.) between 400 and 600 m depths across French Frigate Shoals (FFS). Solid line is the mean across 20-km bins. From Rudnick *et al.* (2003). (Reprinted with permission from AAAS). (b) Vertical profiles of energy dissipation rate in  $\text{W kg}^{-1}$  (left panel) and vertical diffusivity in  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$  (right panel) near the Izu-Ogasawara Ridge. The horizontal axis represents the internal tide energy density in  $\text{J m}^{-3}$  at sampling locations derived from Niwa and Hibiya's (2001) numerical simulation. From Nagasawa *et al.* (2007).

係留観測の結果からは、この緯度帯の1000 m以浅では、流速鉛直シアの強化が起きているものの、ファインスケール観測から見積もった鉛直拡散係数は2-4倍しか増加せず、 $K_\rho = 5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 程度にしかならない事が報告されている (Alford *et al.*, 2007; MacKinnon *et al.*, 2013a)。そして、半日周期の内部潮汐波のエネルギーは、PSIが働く緯度帯を通過しても10-20%程度しか減衰しないと見積もられている (Alford *et al.*, 2007)。このような緩やかな混合強化であっても、気候モデルの計算結果に重要な影響を与える可能性がある (Jochum, 2009) が、内部潮汐が持つエネルギーの重要なシンクになりうるかは疑問が持たれている (Alford *et al.*, 2007; MacKinnon *et al.*, 2013a)。

ハワイ海域では、上で述べたような潮汐変動に起因する鉛直混合強度変動のほか、季節変動や中規模渦に伴う変動なども報告されている。Gregg (1977) は、ハワイ海嶺北の北緯28°で、高速水温計を用いた乱流計観測を行い、1000 m以浅では、6月 ( $K_T = 1.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) に比べて、2-3月 ( $K_T = 6.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) の方が、鉛直混合が強化されている事を述べている。この冬季の強化傾向は、

ALOHA (北緯22°45', 西経158°) でのCTD長期観測データからも示唆されており、風起源の近慣性周期エネルギーとの関係が推測されている (Jing and Wu, 2013)。また、高気圧性渦が存在する事で、600 m以浅でのエネルギー散逸率が平均で約1.5倍になる事、渦の強度が増すと鉛直混合もより深くまで強化される事が、同じALOHAの長期データから報告されている (Jing and Wu, 2013)。高気圧性渦内で発生した近慣性周期内部波が、渦にトラップされて下方伝播し、碎波する過程 (例えば、Kunze, 1985; Lee and Niiler, 1998) が要因と考えられている。

### 3.2. 伊豆・小笠原海域

伊豆・小笠原海域は、顕著な半日周期内部潮汐の発生源である (Niwa and Hibiya, 2001; Niwa and Hibiya, 2011; 丹羽, 2017)。この海域 (北緯約30°) は、半日周 (特に  $M_2$ ) 潮の周波数が慣性周波数の2倍になるため、PSIによって、半日周期で鉛直低波数の内部波から、近慣性周期で鉛直高波数の内部波へと効率的にエネルギーがカスケードし、乱流が強化されると考えられている

(Nagasawa *et al.*, 2002; Hibiya and Nagasawa, 2004; Hibiya *et al.*, 2002; Hibiya *et al.*, 2007; Hibiya *et al.*, 2012)。鉛直混合強度は、伊豆・小笠原海域の中でも空間的に変動し、特に大きな鉛直混合は、内部潮汐のエネルギーが大きい伊豆・小笠原トラフで観測されている (Fig. 3 の (b); Nagasawa *et al.*, 2007)。ここでは、表層から中深層 (~1500 m 深) までの様々な深度帯において、海底から 1000 m 以上離れているのにも関わらず、 $\varepsilon = O(10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_p = O(10^{-4}-10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の強い鉛直混合が乱流計観測から得られている (Fig. 3 の (b) の右側 3 点, Nagasawa *et al.*, 2007)。投下式流速計 (XCP) を用いた流速時系列観測から、鉛直低波数の半日周潮流と鉛直高波数の近慣性流が卓越している事 (Nagasawa *et al.*, 2005) や、ファインスケール (10-100 m) の鉛直シア・ストレインスペクトルが低周波数 (近慣性周波数) 側に歪んでいる事 (Hibiya *et al.*, 2012) が報告されており、PSI による乱流強化を支持している。一方、伊豆・小笠原海域の中でも、内部潮汐のエネルギーが弱い伊豆・小笠原トレンチでは、パッチ上に  $\varepsilon = O(10^{-9}) \text{ W kg}^{-1}$

が得られたものの、多くの深度では  $\varepsilon = O(10^{-11}-10^{-10}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_p = O(10^{-6}-10^{-5}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  であった (Fig. 3 の (b) の左側 3 点, Nagasawa *et al.*, 2007)。

### 3.3. 黒潮・黒潮続流域

黒潮・黒潮続流は、熱や栄養塩等の溶存物質 (例えば, Guo *et al.*, 2012; Guo *et al.*, 2013), 仔稚魚などの生物 (例えば, Nishikawa *et al.*, 2011) を大量に極向きに輸送する強靱な西岸境界流である (Fig. 4 の (a))。このような水平方向の輸送に加えて、近年、黒潮のフロント域は、乱流鉛直混合のホットスポットとして認識されるようになった (Nagai *et al.*, 2009; Nagai *et al.*, 2012; D'Asaro *et al.*, 2011; Kaneko *et al.*, 2012; Kaneko *et al.*, 2013)。Nagai *et al.* (2009) は、黒潮流軸を横切る乱流断面観測を行い、黒潮フロント域の 200-250 m 深で、 $\varepsilon = O(10^{-8}-10^{-7}) \text{ W kg}^{-1}$  の強い乱流が生じる事を報告している。フロント域近傍での乱流強化は、フロント発生過程でのシア不安定 (例えば, Nagai *et al.*, 2009) や、(主に海面混合層内において) フロント域近傍で渦位が負と

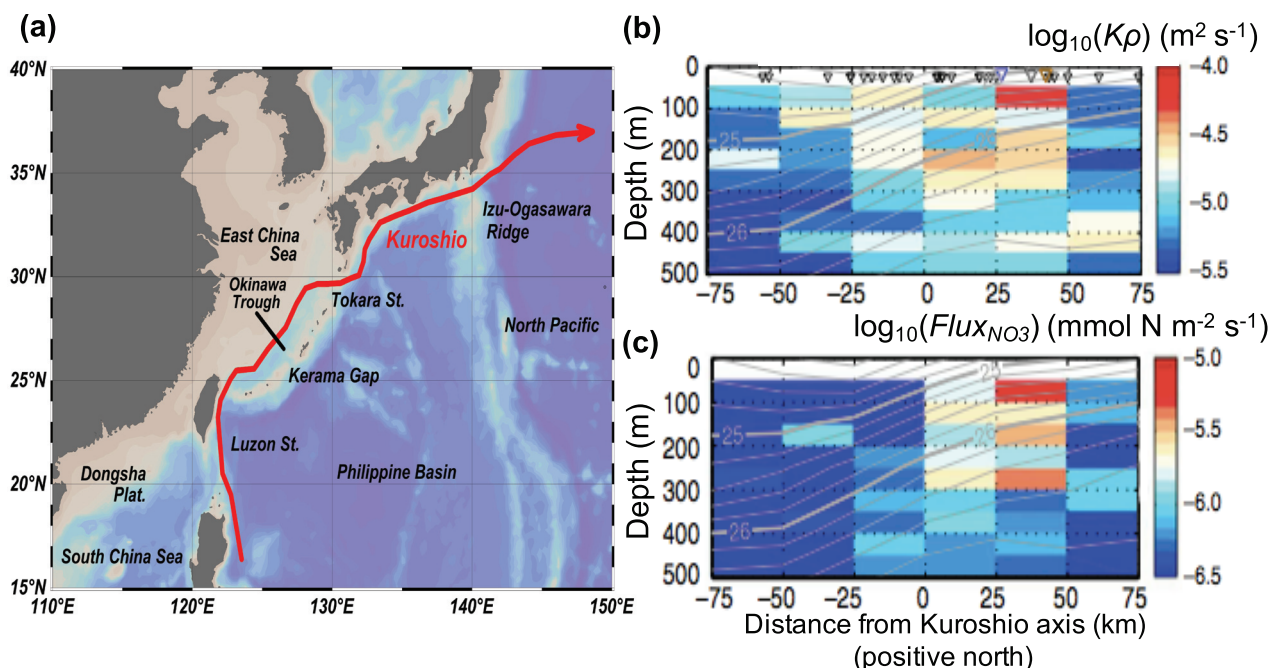


Fig. 4. (a) Schematic map of the Kuroshio path with names of some key locations. (b) Vertical diffusivity and (c) vertical turbulent nitrate flux across the Kuroshio with respect to the distance from the Kuroshio axis from Kaneko *et al.* (2013).

なる対称不安定 (例えば, D'Asaro *et al.*, 2011) に起因する事が示唆されている。Kaneko *et al.* (2012) は, 黒潮流軸を横切る複数の乱流断面観測結果をコンポジット平均し, 流軸周辺垂表層 (100-200 m 深周辺) での平均鉛直混合強度が, 周辺の海域よりも 5-10 倍程度大きい事を示している (Fig. 4 の (b))。そして, 黒潮流軸北側では, 有光層下部での硝酸塩濃度鉛直勾配が大きい事から, 大きな硝酸塩鉛直輸送が生じ, 流軸北側での高クロロフィル帯の形成に大きく寄与している事を示唆している (Fig. 4 の (c), Kaneko *et al.*, 2013)。一方, 黒潮統流のフロント下部 (150-400 m 深,  $26-26.5\sigma_\theta$ ) では, フロント近傍での中規模擾乱によるサブダクションや近慣性波によって, 等密度面に沿って舌状に低温低塩の水塊が広がり, 二重拡散を促進する事が見出されている (Nagai *et al.*, 2015a)。150 m 以深での二重拡散による鉛直混合は, 黒潮統流のフロントに沿って,  $K_T = O(10^{-4}-10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に達すると報告されている (Nagai *et al.*, 2015a)。黒潮フロント近傍での近慣性シアは, 黒潮統流域 (Nagai *et al.*, 2015a) だけでなく, 東シナ海陸棚縁辺周辺等の上流域でも見られる (Rainville and Pinkel, 2004)。この発生には, 風による近慣性波が寄与している可能性があるほか, フロントの不安定によって黒潮が大きく蛇行した時に, 自動的に近慣性内部波が発せられる事が数値計算から示唆されている (Nagai *et al.*, 2015b) が, そのプロセスを示す観測データは不十分である。また, フロント域での鉛直混合観測は, 春季から夏季に集中し (ただし, Nagai *et al.* (2012) は秋季の観測), 季節変動を議論できるデータに乏しい。

上述の観測は, 黒潮フロント域が重要な乱流ホットスポットである事を示している。その他にも, 黒潮が島嶼や急峻な海底地形を通過する際に, 乱流鉛直混合が強化される事例が報告されている。島嶼によって黒潮の流れが遮られる際に, その流下側に強い乱流鉛直混合や湧昇, そして大きな栄養塩輸送が生じる現象は, 「島効果」と呼ばれている。Hasegawa *et al.* (2004) は, 伊豆海嶺上の青ヶ島で乱流計観測を行い, 島の流下側の表層 200 m 深以浅の全層で  $\varepsilon = O(10^{-7}) \text{ W kg}^{-1}$  以上, 100 m 深前後では  $\varepsilon = O(10^{-5}-10^{-4}) \text{ W kg}^{-1}$  に及ぶ強烈的な乱流を観測した。台湾東の Green 島の流下側でも,  $\varepsilon = O(10^{-7}-10^{-5}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_\rho = O(10^{-3}-10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に及ぶ強

い鉛直混合が, 密度逆転から見積もられている (Chang *et al.*, 2013)。また, 黒潮と海底地形の相互作用の事例として, Chang *et al.* (2016) は, 台湾東にある海山上を黒潮が通過する際に, 大きな Kelvin-Helmholtz 渦が発生している事を観測し, 渦内で生じる密度逆転から  $\varepsilon = O(10^{-6}-10^{-3}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_\rho = O(10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の強烈的な鉛直混合が生じていると見積もっている。また, 黒潮が東シナ海から太平洋に通過するトカラ海峡で行われた乱流計観測では, 海峡内にある海山下流の水深 200 m 深前後において, シア不安定に伴う  $\varepsilon = O(10^{-7}-10^{-6}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_\rho = O(10^{-3}-10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に及ぶ強い鉛直混合が検知されており, 海底近傍では, さらに強い鉛直混合が生じている可能性が指摘されている (Tsutsumi *et al.*, 2017)。今後, 伊豆海嶺など他の海域においても, 黒潮と海底地形の相互作用による乱流強化過程の研究の進展が望まれる。

その他の黒潮・黒潮統流周辺域では, Moum and Osborn (1986) が, 東経 152°線上で乱流計観測を行い, 黒潮南の冷水渦の水温躍層 (400-1000 m 深) において, パッチ上に  $\varepsilon = O(10^{-9}) \text{ W kg}^{-1}$  の乱流を観測している。また, Mori *et al.* (2008) は, 黒潮・黒潮統流南の亜熱帯モード水内での乱流計観測を行っている。彼らが観測した鉛直混合強度は外洋域背景場と同程度で, 夏は  $\varepsilon = O(10^{-10}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_\rho = O(10^{-6}-10^{-5}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , 冬は  $\varepsilon = O(10^{-10}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_\rho = O(10^{-7}-10^{-5}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  であった。

### 3.4. 東シナ海・沖縄トラフ・琉球列島

黒潮は, 台湾東の海峡を北上して東シナ海に流入し, 沖縄トラフ北側の斜面に沿うように北東方向へ進んだ後, トカラ海峡から太平洋側へ流出する (Fig. 4 の (a))。中層水 ( $26.8\sigma_\theta$  付近) は, 台湾東の海峡の他, ケラマ海裂からも流入する。東シナ海の中層には, 北太平洋中層水の影響を受けた塩分極小 (Sverdup *et al.*, 1942; Reid, 1965) が存在し, 沖縄トラフ内での混合によって高塩化し, 流出する描像が示されている (Nakamura *et al.* (2013) の Fig. 4 を参照)。Nakamura *et al.* (2013) は, 水平移流—鉛直拡散によるボックスモデルを用いて, 沖縄トラフ内中層での平均鉛直拡散係数を  $K_\rho = O(10^{-4}-10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  と見積ったが, この値を検証するファインスケール観測及び乱流計観測データはともに不足しており, 中層のどこで, どのような物理過程によって, このような



大きな鉛直混合が維持されているかは明らかになっていない。

深層水は、浅い台湾東の海峡を越える事ができず、琉球諸島にあるケラマ海裂(水深1100 m程度)を越えて沖縄トラフに流入し、南部沖縄トラフでの鉛直混合によって中層へ湧昇すると考えられている(Nakamura *et al.*, 2013)。ケラマ海裂では、シル近傍の海底付近(約27.4  $\sigma_\theta$ )で流速が強化されて東シナ海側へ流入しており、跳水(hydraulic jump)による非常に強い乱流( $K_p = O(10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )が密度逆転したプロファイルから推定されている(Nishina *et al.*, 2016)。また、海底から少し離れた層(27.2-27.3  $\sigma_\theta$ )でも、強い鉛直混合( $K_p = O(10^{-3}-10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )が密度逆転から見積もられており、内部波の碎波が要因と推測されている(Nishina *et al.*, 2016)。

一方、表層・亜表層(250 m深以浅)については、Matsuno *et al.* (2005)が、黒潮が流れる沖縄トラフ北縁の大陸斜面で乱流断面観測を行っている。彼らによると、 $\varepsilon = O(10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_p = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ が陸棚縁辺近傍の水温躍層周辺でパッチ状に観測され、内部潮汐波の関与が示唆される流速鉛直シアの極大層と対応していた。陸棚から大陸斜面の海底付近でも、同程度の鉛直混合が観測され、潮汐流の海底摩擦が要因と考えられている(Matsuno *et al.*, 2005; Matsuno *et al.*, 2006)。こうした陸棚縁辺近傍での潮汐混合に伴う成層構造の変化は、非地衡流による陸棚-黒潮間の物質・水塊交換を促進し、黒潮の水塊にも影響を及ぼす可能性がある(Matsuno *et al.*, 2009)。また、同じ海域の陸棚縁辺(黒潮流軸の陸棚側)で乱流計観測を行ったLiu *et al.* (2013)は、栄養塩躍層(約60 m深)で $\varepsilon = O(10^{-8}-10^{-7}) \text{ W kg}^{-1}$ の強い乱流があること、および鉛直混合( $K_p = O(10^{-5}-10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )に伴う硝酸塩供給が、ローカルな生物生産を支える上で重要となる事を報告している。彼らは、琉球列島の太平洋側斜面においても、栄養塩躍層(約120 m深)や200 m深周辺で、同程度の強い鉛直混合がパッチ状に分布していることを観測している。東シナ海陸棚縁辺や琉球列島は、半日周潮汐流による伝播性の内部潮汐波の主要な励起源であることが、数値計算(Niwa and Hibiya, 2004; 丹羽, 2017)や衛星観測(Tian *et al.*, 2003; Tian *et al.*, 2006b)から示されている。このことから、観測さ

れたパッチ上の強い乱流鉛直混合は、これらの励起源から射出された内部潮汐波が外洋側へ伝播する過程で、碎波して生じたものであると推測されている(Liu *et al.*, 2013)。

### 3.5. Luzon (ルソン) 海峡, 南シナ海

黒潮源流域にあたるルソン海峡域周辺では、黒潮が北上する過程(Fig. 4の(a))で、北太平洋中層水の塩分極小(500 m深, 26.8  $\sigma_\theta$ 近傍)や北太平洋回帰線水の塩分極大(200 m深, 24.0  $\sigma_\theta$ 近傍)が、混合によって高塩化もしくは低塩化する(Rudnick *et al.*, 2011)。水平-鉛直の移流拡散ボックスモデルからは、黒潮が通過するルソン海峡南部(北部)において、 $K_p = 7(4) \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ に達する鉛直混合が塩分極大層で生じていると見積もられている(Mensah *et al.*, 2014)。また、水塊分布や流速観測、数値モデルからは、中深層では、ルソン海峡深層(1500 m以深)で太平洋から南シナ海へ流入した北太平洋深層水が、南シナ海内での鉛直混合と湧昇によって、暖められて軽くなり、中層(500-1500 m深)に持ち上げられてルソン海峡から流出する、という描像が得られている(Tian *et al.*, 2006a; Qu *et al.*, 2006; Zhao *et al.*, 2014)。ボックスモデルから、この循環を維持するのに必要な南シナ海深層での平均鉛直拡散係数は、 $K_p = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ に達すると見積もられている(Qu *et al.*, 2006; Tian *et al.*, 2009)。広域でのファインスケール観測から、鉛直拡散係数 $K_p$ が1000 m以深の深層で大きくなる事、海盆平均した $K_p$ は1400 m(3300 m)以深で $10^{-3}(10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を越える事、そして、 $K_p = O(10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ に達する乱流ホットスポット(ルソン海峡および北部大陸斜面域、中沙諸島)の存在が報告されている(Fig. 5の(a), Tian *et al.* 2009; Yang *et al.*, 2016)。ハワイ海域と同様、本海域の混合過程は、強い潮汐流に伴うnear-field mixing(ルソン海峡内)とfar-field mixing(北部大陸斜面域)の2つに大別される。ハワイ海域との違いは、大きく変動する黒潮流路が、本海域での成層構造や混合過程に大きく影響する可能性がある事であるが、この内部潮汐流と黒潮との相互作用については不明な点が多いのが現状である(Alford *et al.*, 2015)。

ルソン海峡内では、強い潮汐流と急峻な海底地形の相互作用によって、鉛直変位500 m以上の大きな振幅を

持った内部波が生成され、急な斜面の海底付近で 200 m 以上の大きな密度逆転が生じる (Alford *et al.*, 2011; Alford *et al.*, 2015; Klymak *et al.*, 2012; Pinkel *et al.*, 2012)。密度逆転から見積もった深層での乱流強度は、 $\varepsilon = O(10^{-7}-10^{-6}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_\rho = O(10^{-2}-10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に達する (Alford *et al.*, 2011)。海峡内には、南北に平行に伸びる 2 つの海嶺があり、各々の海嶺で発生する半日周内部潮汐波が海嶺間で共鳴することにより、海嶺間では、日周期に比べて半日周期の内部潮汐のエネルギーが卓越し、大振幅内部波の発生や、乱流強度の時間変動に大きく影響する (Klymak *et al.*, 2012; Buijsman *et al.*, 2012; Alford *et al.*, 2015)。また、海面や海底境界層から離れた表中層 (600 m 以浅) でも、 $\varepsilon = O(10^{-7}-10^{-6}) \text{ W kg}^{-1}$  におよぶ強い鉛直混合が、乱流計観測により観測されており、潮汐流との対応が示唆されているが (St. Laurent *et al.*, 2011)、黒潮の影響など、混合過程に関するさらなる観測データの蓄積が必要である。

ルソン海峡は、世界で最も大きな内部潮汐波の発生源の一つであり (Niwa and Hibiya, 2004; Alford *et al.*, 2011)、南シナ海海盆側へ伝播した内部潮汐波動が、特に北部大陸斜面域での鉛直混合強化に大きく寄与する

(Tian *et al.*, 2009; St Laurent *et al.*, 2011; Alford *et al.*, 2015)。南シナ海海盆を伝播してきた内部波が大陸斜面に近づくと、減速して水平スケールが小さくなり、鉛直振幅が大きくなって斜面に入射し、シア不安定によって強烈な乱流鉛直混合を引き起こす (St. Laurent *et al.*, 2011; Lien *et al.*, 2012; Lien *et al.*, 2014; Klymak *et al.*, 2011; Alford *et al.*, 2015)。東沙海台 (Dongsha Plateau, 水深約 1000 m) では、大振幅内部 (ソリトン) 波通過後の約 50–200 m 深で、 $\varepsilon = O(10^{-5}-10^{-4}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_\rho = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の強い乱流混合が観測されている (St. Laurent *et al.*, 2011)。この大振幅内部波が斜面上をさらに伝播して行く過程で、複数の波列に分裂し、陸棚縁辺から大陸棚にかけて、 $\varepsilon = O(10^{-5}) \text{ W kg}^{-1}$  という強い乱流混合を引き起こしながら、散逸していく (Fig. 5 の (b), St. Laurent, 2008; St. Laurent *et al.*, 2011)。上に述べた内部潮汐波の伝播経路は、黒潮によって大きく回折し、鉛直混合強度の時空間分布に大きな影響を与える可能性があるが、その観測的知見は十分ではない (Park and Farmer, 2011; Alford *et al.*, 2015)。また、太平洋側へ伝播する内部潮汐波 (例えば, Rainville *et al.*, 2013) の散逸・混合過程についても今後観測及びモデル計算による

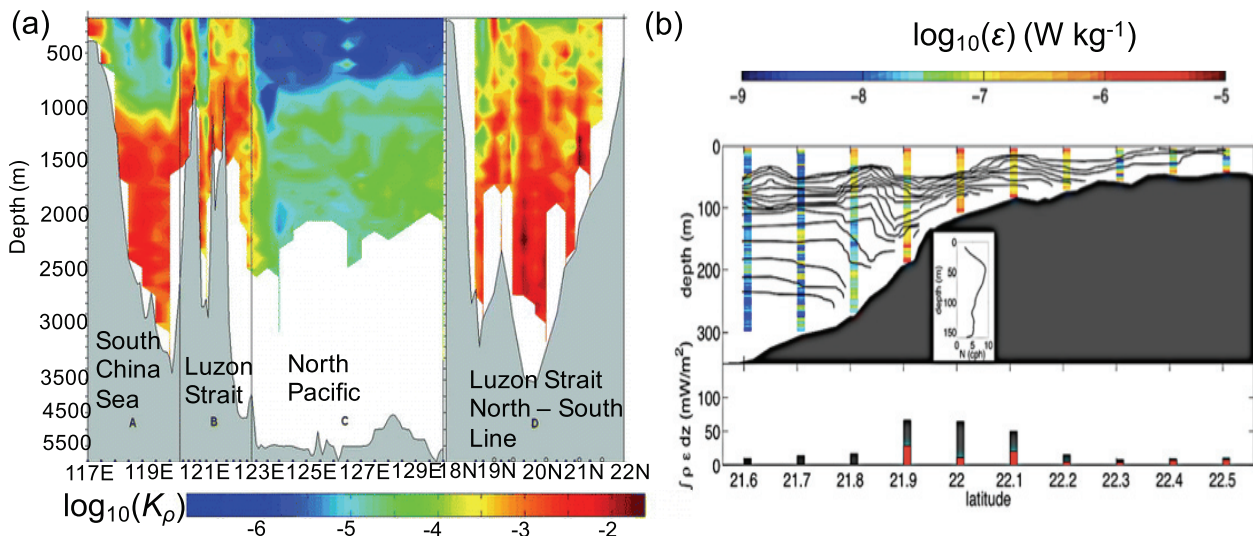


Fig. 5. (a) Cross-sectional distribution of vertical diffusivity based on fine-scale parameterization along (A–C) 21°N and (D) 20.5°N from Tian *et al.* (2009). (©American Meteorological Society. Used with permission) (b) Cross-shelf distribution of energy dissipation rate in the northern South China Sea with temperature contours at 1°C interval (top). Depth-integrated dissipation rate (bottom). From St. Laurent (2008).

検証が必要である。

また、南シナ海内ではないが、黒潮源流域の観測としては、Yang *et al.* (2014) が、北赤道海流から分岐し、ルソン島東を北上する黒潮域において、広域のファインスケール観測を実施している。彼らは、西岸沿いに、 $K_p = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  におよぶ大きな鉛直混合があることを見積もっているが、この乱流強化の物理過程については、明らかになっていない (Yang *et al.*, 2014)。

### 3.6. 親潮・混合水域

この海域は、南を流れる暖かい黒潮水と、北から輸送される塩分が低くて栄養塩に富んだ親潮水、そして津軽海峡から流入する津軽暖流水などの異なる水塊が隣接することで、Fig. 6 の (a) に示すような複雑なフロント構造を形成している (例えば、Yasuda, 2003)。また、本海域は、北太平洋亜熱帯域に広く分布する北太平洋中層水の形成海域としても知られている (例えば、Talley, 1993; Yasuda, 1996) が、本海域での鉛直混合に関する観測的知見は限られている。この海域での最も古い乱流計観測は、Moum and Osborn (1986) による東経 152° 上の観測である。彼らは、親潮フロント北の 1 点において、400 m 以浅の平均散逸率が  $\varepsilon = 1.2 \times 10^{-9} \text{ W kg}^{-1}$  であったと報告している。しかし、測器のトラブルにより、黒潮続流北側の表層から中層における乱流鉛直混合強度分布は明らかにされていなかった。また、この海域の塩分極小層は、二重拡散に好適な水塊構造となっているが、彼らの観測では、二重拡散の重要性を指摘するのに十分な観測データを得ることはできなかった。Inoue *et al.* (2007) は、北海道沖の親潮・黒潮・津軽暖流が入り交じる混合水域で乱流計観測を行い、親潮・津軽暖流間のフロント近傍の表層・亜表層 ( $26.0\text{--}26.5 \sigma_\theta$ ) で、乱流による鉛直混合 ( $\varepsilon = O(10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ ) が生じている事、津軽暖流水や親潮-黒潮混合水内の中層 ( $26.5\text{--}27.0 \sigma_\theta$ ) では二重拡散による鉛直混合が重要であることを示唆している。また、Itoh *et al.* (2016) は、三陸沖で乱流計観測を行い、親潮・津軽暖流フロントに沿って、鉛直混合の強化帯が形成される事を報告している ( $\varepsilon = O(10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_p = O(10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )。この鉛直混合強化帯は、親潮にともなう大きな地衡流鉛直シア帯に対応しており、低周波の内部潮汐波がこのシア帯にトラップされ、エネルギーが散逸してい

る可能性が示唆されている (Itoh *et al.*, 2016)。Li and Xu (2014) は、より広域な海域を対象として、本州南方から東方の CTD 観測データを収集し、中層から深層にわたる平均鉛直混合強度の空間分布を作成している。このファインスケール観測データの解析によると、中層 (300-900 m 深平均) では、 $\varepsilon = O(10^{-9}\text{--}10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ 、中深層 (900-1800 m 深平均) では、 $\varepsilon = O(10^{-10}\text{--}10^{-9}) \text{ W kg}^{-1}$ 、深層 (1800-6000 m 深) では、 $\varepsilon = O(10^{-11}\text{--}10^{-10}) \text{ W kg}^{-1}$  と見積もられており、中深層における鉛直混合強度の季節変動の存在を示唆している (Li and Xu, 2014)。

### 3.7. 千島海域

北太平洋中層水はオホーツク海に起源を持ち (例えば、Yasuda, 1997)、千島海峡域での強い鉛直混合がその形成に重要である事が指摘されてきた (Nakamura *et al.*, 2006)。千島海峡での鉛直混合は、東カムチャッカ海流がオホーツク海へ流入する千島海域北部と、オホーツク海で形成された中層水 (例えば、Itoh *et al.*, 2003) が太平洋へ流出する千島海域南部で主に生じる (Fig. 6 の (a))。太平洋に流出したオホーツク起源の中層水は、千島列島太平洋側を南下してきた東カムチャッカ海流と混合することで、親潮水を形成する (Yasuda, 1997; Yasuda *et al.*, 2002)。また、本海域での深層から中層への等密度面を横切る湧昇は、親潮水の南下や亜熱帯循環へ入る中層水の輸送量を強化し (Tatebe and Yasuda, 2004)、北太平洋中層水の形成に寄与する。本海域での鉛直混合やその長期変動は、物質循環 (例えば、Nishioka *et al.*, 2013) や熱塩循環 (Kawasaki and Hasumi, 2010)、気候 (Tanaka *et al.*, 2012a) にも影響する。

本海峡域の大きな特徴は、日周期の潮汐流が卓越する事であり、海底付近で  $1 \text{ m s}^{-1}$  を越える大きな振幅を持つ流速変動がある (Katsumata *et al.*, 2004)。これは、日周期の周波数が慣性周波数よりも小さいため、発生する内部波が自由伝播できず地形に捕捉される事に起因する (Tanaka *et al.*, 2010) と考えられており、鉛直混合強化過程に大きく影響する。千島海峡最大の Bussol 海峡 (Fig. 6 の (a)) では、海底付近で強化された日周潮流によって、1000 m 以深 (約  $27 \sigma_\theta$  以上) の深層において、局所的に  $\varepsilon = O(10^{-6}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_p = O(10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  におよぶ大きな乱流鉛直混合の存在が、乱流計観測 (Yagi and

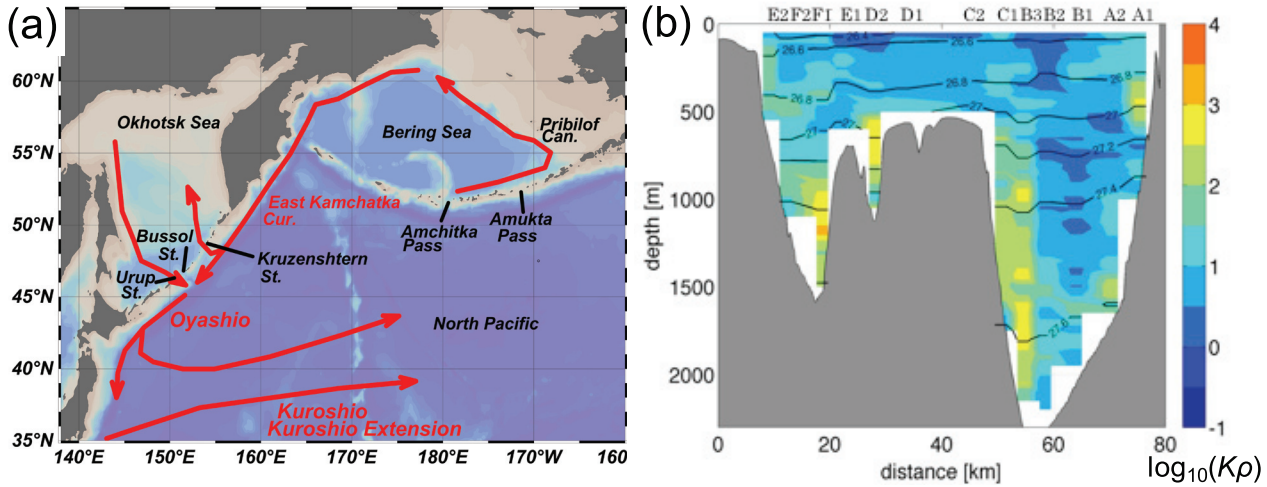


Fig. 6. (a) Schematic map showing routes of the Kuroshio, Oyashio, and East Kamchatka currents, with some key locations. (b) Vertical eddy diffusivity ( $\log_{10}(K\rho)$ ) ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ ) within the Bussol Strait based on the density inversion method. Potential density contours are superimposed. From Yagi *et al.* (2014).

Yasuda, 2012; Tanaka *et al.*, 2014) や密度逆転観測 (Fig. 6 の (b), Ono *et al.*, 2013; Yagi *et al.* 2014) によって確認されている。また、海峡全体の平均値としても、 $\varepsilon = O(10^{-7}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K\rho = O(10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  という大きな鉛直混合強度が密度逆転から見積もられている (Yagi *et al.*, 2014)。一方、より浅い Urup 海峡 (シル頂上が約 200 m 深, Fig. 6 の (a)) で行われた乱流計観測によると、強い日周潮流がシルを下降する時に発生する大振幅内部波が砕波する事で、 $\varepsilon = O(10^{-6} - 10^{-5}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K\rho = O(10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  におよぶ強い乱流が、 $26.6 - 26.8 \sigma_\theta$  近傍で生じる (Itoh *et al.*, 2010; Itoh *et al.*, 2011; Itoh *et al.*, 2014)。

その他、太平洋側からオホーツク海側へ流入する主要な流路と考えられている北部の Kruzenshtern 海峡 (Fig. 6 の (a)) でも、大振幅の内部波が観測されている。このことは、強い鉛直混合の発生を示唆している (Nakamura *et al.*, 2010) が、乱流計観測によって確かめられてはいない。なお、海峡外では、Bussol 海峡周辺の太平洋側に海台があり、鉛直混合の強化が数値計算により示唆されている (Tanaka *et al.*, 2010) が、この海域も乱流計観測は行われていない。

### 3.8. アリューシャン海峡域・ベーリング海域

親潮源流域であるベーリング海域およびアリューシャ

ン海峡域における鉛直混合強度に関する観測的知見は非常に限られている。アリューシャン海峡域では強い潮流が観測される (Stabeno *et al.*, 2005) が、その中の 1 つである Amchitka 海峡内 (Fig. 6 の (a)) のシル頂上近辺 (深度約 400 m) では、強い日周潮流による大振幅の内部波が観測され、密度逆転したプロファイルから鉛直混合強度は、 $\varepsilon = O(10^{-5}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K\rho = O(1) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に達すると推定されている (Nakamura *et al.*, 2010)。また、東部の浅い海峡内では、よく混合されて鉛直一様になった水塊が観測されており、強い鉛直混合の存在が示唆されている (Ladd *et al.*, 2005)。ただし、乱流計観測等による鉛直混合強度の定量化はなされていない。

本海域は、半日周潮流による内部潮汐波の励起源である事が、Niwa and Hibiya (2001, 2011) による数値計算結果から示唆されている。特に、西経  $172^\circ$  に位置する Amukta 海峡 (Fig. 6 の (a)) が主な励起源となり、ベーリング海および太平洋側への長距離伝播する内部波の存在が衛星海面高度データでも確認されている (Ray and Cartwright, 2001; Cummins *et al.*, 2001; Zhao and Alford, 2009; Zhao *et al.*, 2016)。しかし、アリューシャン海峡域内から離れた海域での鉛直混合は弱い。内部潮汐波の伝播経路上で行われた乱流計観測からは、 $\varepsilon = O(10^{-9}) \text{ W kg}^{-1}$  がパッチ上に観測されるものの、0-2000 m 深の

大半において、 $\varepsilon = O(10^{-11} - 10^{-10}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_p = O(10^{-6} - 10^{-5}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  程度にしかならない事が報告されている (Nagasaki *et al.*, 2007)。

海峡域以外の海域では、ベーリング海南東部大陸斜面域に位置する Pribilof 峡谷 (Fig. 6 の (a)) で行われた陸棚縁辺近傍での乱流計観測によって、陸棚縁辺沖の表層 (50-100 m 深) で、パッチ状に  $\varepsilon = O(10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_p = O(10^{-4} - 10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の強い乱流鉛直混合が観測されている。この強い乱流鉛直混合が、大陸斜面域有光層内での栄養塩・鉄の輸送や生物生産に大きく寄与する事が示唆されている (Tanaka *et al.*, 2012b; Tanaka *et al.*, 2015; Tanaka *et al.*, 2017)。また、陸棚上の海底付近でも、 $\varepsilon = O(10^{-8}) \text{ W kg}^{-1}$ ,  $K_p = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の強い鉛直混合が観測されている (Tanaka *et al.*, 2012b; Tanaka *et al.*, 2015)。この強い鉛直混合は、大陸斜面での強い潮流に伴う内部潮汐波の発生と鉛直シア強化によると考えられている (Tanaka *et al.*, 2013; Tanaka *et al.*, 2015) が、大陸斜面の他の場所でも同様に強い鉛直混合が生じていることを検証するには、観測データが不足している。

### 3.9. ストームトラック域

第2章で述べたように、アルゴフロートで得た全球の海水密度データから見積もられた鉛直拡散係数は、北西太平洋の 250-500 m 深において、夏季 (7-9 月) に比べて冬季 (1-3 月) に鉛直混合が強化されている事を示しており、特に、北緯 30-40° のストームトラック域や黒潮続流域で顕著な差が見られる (Fig. 2 の (b) および (c), Whalen *et al.*, 2012; Whalen *et al.*, 2015)。また、東経 137° での長期 CTD 観測による密度逆転データからは、300-1500 m 深において、春季・夏季に比べて冬季に  $K_p$  が 3-7 倍に増加する事が得られている (Jing and Wu, 2010)。こうした冬季の乱流強化は、風から混合層に入る近慣性周期のエネルギーとの関係性があり (Whalen *et al.*, 2012), 風によるエネルギー注入量と、鉛直混合強度 ( $\varepsilon$ ,  $K_p$ ) の間には、様々な深度、時空間スケールで相関が見られる (例えば, Jing and Wu, 2010; Qiu *et al.*, 2012; Li and Xu, 2014)。海面から入った風起源のエネルギーは、主に近慣性内部波として海洋内部を下方伝播し、散逸して鉛直混合を引き起こすと考えられている (Alford *et al.*, 2016; 近慣性内部波の発生・伝播の理論

については、井上 (2017a, 2017b) を参照)。このことは、近慣性内部波が中層まで伝播するのに要する日数と整合的なラグを持って、中層での鉛直混合が強化される事からも示唆される (Whalen *et al.*, 2012; Li and Xu, 2014)。

しかし、北太平洋において、風起源の内部波のエネルギーが、中層を越えて深層にまで、どの程度供給されるかについての観測結果は、様々であり、まとまった見解は得られていない (Alford *et al.*, 2012; Jing *et al.*, 2011; Jing and Wu, 2010; Jing and Wu, 2013; Li and Xu, 2014)。主に本州南から三陸・北海道沖の CTD データを用いた研究では、1500-1800 m 深においても、鉛直混合強度の季節変動が見られるが (Jing and Wu, 2010; Li and Xu, 2014), アメリカ西岸沖の Station Papa での観測結果からは、風起源の近慣性エネルギーのうち 800 m 深を越えて深層に到達するのは、12-33% にすぎないと見積もられている (Alford *et al.*, 2012)。このような風起源の近慣性エネルギーの到達深度の差異には、各海域での渦活動度が関係していると推測されている (Jing *et al.*, 2011)。特に高気圧性渦の存在によって、近慣性内部波が捕捉され下方へ伝播する過程 (Kunze, 1985; Lee and Niiler, 1998) が想定されており、渦活動が特に強い黒潮続流域周辺では、高気圧性渦内において、1000 m 以深での鉛直混合が強化される事、風起源の近慣性エネルギーのうち約半分が 1000 m 以深へ到達する事が見積もられている (Jing and Wu, 2014)。このような渦と近慣性内部波との相互作用による鉛直混合強化は、主にファインスケール観測による見積もりの結果であり、乱流計観測による定量的な評価を行う必要がある (第4章)。

また、風によって駆動された海洋表層混合層内での近慣性周期の運動は、混合層と直下の成層領域の境での流速鉛直シアを強化し、鉛直混合強化や混合層の深化を引き起こす (例えば, Johnston and Rudnick, 2009)。混合層内に励起された近慣性流によって、混合層下部でシア不安定と乱流鉛直混合が起き、下層から混合層内へ栄養塩が供給され、生物生産にも寄与しうる (例えば, Palter, 2015; Rumyantseva *et al.*, 2015)。このような海洋表層混合層内での風起源の乱流混合については、吉川・遠藤 (2017) を参照されたい。

#### 4. まとめと今後の課題

前章において、北太平洋の乱流ホットスポットでの鉛直混合に関する観測的知見を概観した。Table 1a と Table 1b はそれらをまとめたものである。この表に示されているように、鉛直混合強度分布の観測的知見については、海域間での偏りが激しい。組織的な観測が行われたハワイ海嶺、ルソン海峡・南シナ海では、内部波の発生・伝播・散逸過程やそのエネルギー収支、鉛直混合強度の時間変動など、(完全ではないにしても)多くの知見が得られている。一方、北太平洋中層水の形成海域である親潮・混合水域や、親潮流流域であるベーリング海・アリューシャン海峡域では、乱流計観測・ファインスケール観測が共に乏しい。今後、船舶による乱流計観測・ファインスケール観測や係留観測を中心にさらなる観測を行う事で、鉛直混合強度の時空間変動や鉛直混合強化過程を明らかにしていく必要がある。

ストームトラック域での鉛直混合強化に寄与する近慣性内部波は、内部潮汐波と比べて、間欠的にしか発生せず、一般に鉛直スケールの小さな高次モードの波動となるため、観測が難しいとされてきた (Alford *et al.*, 2016)。北極域 (Fer, 2014; Kawaguchi *et al.*, 2016) やインドネシア多島海 (Alford and Gregg, 2001) などでは、乱流計観測によって、近慣性内部波に伴う鉛直混合強化が示されている。しかし、冬季ストームトラック域では、アルゴフロートを含めたCTDによるファインスケール観測が主体である。この観測手法の前提として、外洋域の背景内部波場 (GM スペクトル (Garrett and Munk, 1972; Munk, 1981)) 内での内部波同士の非線形相互作用によって、空間スケールの小さな内部波にエネルギーがカスケードし、鉛直スケールが十分小さくなると、シア不安定によって碎波・散逸するという過程が想定されている (Gregg, 1989)。そのため、GM スペクトルの形を保った内部波の存在が仮定されている。しかし、本海域のように、近慣性周波数側に著しく歪んでいる内部波が関与する場合、その歪みを修正できないCTDデータのみでは、鉛直混合強度を過小評価してしまう危険性がある (Hibiya *et al.*, 2012; Ijichi and Hibiya, 2015)。加えて、この観測手法には、定数倍のバイアスが存在する問

題も指摘されている (Hibiya *et al.*, 2012)。このため、鉛直混合強度の定量評価には、乱流計観測が必要である。嵐の中での船舶観測が困難な事から、このような海域では、既存の船舶観測や係留観測に加えて、乱流センサーを搭載した自律型のフロート (Nagai *et al.*, 2015a) や水中グライダー (Fer *et al.*, 2014) による長期時系列観測が、近慣性内部波に伴う鉛直混合強化過程を明らかにする上で有効であると考えられる。また、北太平洋でのストームトラックの位置や強弱は、アリューシャン低気圧の強弱や位置の変動に影響を受け、海面混合層内での近慣性エネルギーの空間パターンに経年変動が見られる事が示唆されている (Inoue *et al.*, 2017)。こうした長期の変動パターンが、中深層の鉛直混合の経年変動に与える影響についても、上に述べた時系列観測による観測データの蓄積が重要であると考えられる。

一方、海域によらず、深層乱流についての観測データは限られている。Munk (1966) が見積もった北太平洋深層 (1000-4000 m 深) での平均鉛直拡散係数を確かめるため、1970年代から多くの乱流計観測がなされてきたが、それらは主に主水温躍層内、もしくはその上層 (約1000 m 深以浅) で行われたものであり、3000 m 以深での深層乱流の実態が明らかになり始めたのは、1990年代に入ってからであった (Toole *et al.*, 1994)。現在、急峻な海底地形を持つ海域での強い鉛直混合を含めると、Munk (1966) の見積もりと同等の  $K_p = O(10^{-4}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  に達する事が、Waterhouse *et al.* (2014) が収集した観測データによって示されている (第2章)。しかし、Full-Depthの乱流計観測は、未だ限られた海域でしか行われていない。深層乱流の水平・鉛直分布を明らかにするためには、更なる観測を要する (Ferrari, 2014)。近年、乱流スケールの変動を直接解像し、かつ、余分なシンプタイムを必要としない等、より簡便な乱流測定手法として、高速水温計 (FP07) をCTDフレームに取り付けて観測する方法が行われている (例えば、Holmes *et al.*, 2016)。実際に、赤道域では、この方法によって深層での強化された乱流鉛直混合を観測しており (補遺 A, Holmes *et al.*, 2016)、広域の深層乱流解明に有用となる事が期待される。

**Table 1a.** Vertical mixing intensity at mixing hotspots in the North Pacific for the Hawaiian Ridge, Izu-Ogasawara Ridge, Kuroshio/Kuroshio Extention, East China Sea, the Luzon Strait/South China Sea.

Region	$\varepsilon$ (W/kg)	$K\rho$ (m <sup>2</sup> /s)	Pressure / $\sigma_\theta$ (dbar, $\sigma$ )	Comment	Reference & additional info.	Method
Hawaiian Ridge	-	$O(10^{-5} - 10^{-4})$	400 - 600	French Frigate Shoals	Rudnick <i>et al.</i> (2003)	T
	-	$O(10^{-4})$	<~500	Top of French Frigate Shoals	Klymak <i>et al.</i> (2006)	T
	-	$O(10^{-3})$	>700, NB			T
	-	$O(10^{-4})$	<~700	Top of Kauai Channel		T
	-	$O(10^{-3})$	>900, NB			T
	$O(>10^{-6})$	-	>500, NB (LAIW)	Supercritical slope	Klymak <i>et al.</i> (2008) @ Kaena Ridge	D
	-	$6 \times 10^{-5}$	Full-depth average	PSI	Alford <i>et al.</i> (2007)	F
Izu-Ogasawara (I-O) Ridge	$O(10^{-10} - 10^{-7})$	$O(10^{-6} - 10^{-3})$	0 - 1600	I-O Trough, PSI	Nagasawa <i>et al.</i> (2007)	T
	$O(10^{-11} - 10^{-10})$	$O(10^{-6} - 10^{-5})$	0 - 1600	I-O Trench, PSI		T
	$Max O(10^{-9})$					
Kuroshio / Kuroshio Extention	$O(10^{-8} - 10^{-7})$	-	200 - 250	Kuroshio Front	Nagai <i>et al.</i> (2009)	T
	$0.6 - 1.1 \times 10^{-8}$	$2 - 4 \times 10^{-5}$	50-150	Kuroshio Front	Kaneko <i>et al.</i> (2012)	T
	$0.6 - 0.8 \times 10^{-8}$	$2 - 3 \times 10^{-5}$	150-250	(within 50km from axis)	25km bin-averaged	T
	-	$O(10^{-4} - 10^{-3})$ ( $K_T$ )	150 - 400 26-26.5 $\sigma$	Kuroshio Front, DD	Nagai <i>et al.</i> (2015b)	T
	$O(10^{-7} - 10^{-4})$	-	<200	Aogashima, Izu Ridge	Hasegawa <i>et al.</i> (2004)	T
	$O(10^{-7} - 10^{-5})$	$O(10^{-3} - 10^{-1})$	<200	Green Is., east of Taiwan	Chang <i>et al.</i> (2013)	D
	$O(10^{-6} - 10^{-3})$	$Max O(10^{-1})$	100 - 200, NB	Seamount east of Taiwan	Chang <i>et al.</i> (2016)	D
	$O(10^{-10} - 10^{-9})$	-	400 - 1400	Kuroshio Ext. south (cold ring)	Moum and Osborn (1986) @152°E	T
	$O(10^{-10})$	$O(10^{-6} - 10^{-5})$	<500	Sum.	Mori <i>et al.</i> (2008)	T
	$O(<10^{-10})$	$O(10^{-7} - 10^{-5})$	<500	Win.	within STMW	
East China Sea	-	$O(10^{-1})$	>1200 ~27.4 $\sigma$	Kerama gap HJ	Nishina <i>et al.</i> (2016)	D
	-	$O(10^{-3} - 10^{-2})$	~1000 27.2-27.3 $\sigma$	Kerama gap		D
	$O(10^{-10} - 10^{-7})$	$O(10^{-7} - 10^{-3})$	<200	Northern continental slope	Matsuno <i>et al.</i> (2005)	T
	$O(10^{-8})$	$O(10^{-4} - 10^{-3})$	< 300, NB			T
	$O(10^{-8} - 10^{-7})$	$O(10^{-5} - 10^{-4})$	50 - 100		Liu <i>et al.</i> (2013)	T
	$O(10^{-8} - 10^{-7})$	$O(10^{-5} - 10^{-4})$	100 - 200	Ryukyu Islands		T
Luzon Strait /	-	$O(10^{-3})$	>1400	Averaged over whole basin	Yang <i>et al.</i> (2016)	F
	-	$O(10^{-2})$	>3300			F
South China Sea	-	$O(10^{-5} - 10^{-2})$	0-3000	Luzon Strait	Tian <i>et al.</i> (2009)	F
	$O(10^{-7} - 10^{-6})$	$O(10^{-2} - 10^{-1})$	>1000, NB	Luzon Strait (LAIW)	Alford <i>et al.</i> (2011)	D
	$O(10^{-7} - 10^{-6})$	-	<600	Luzon Strait	St. Laurent <i>et al.</i> (2011)	T
	$O(10^{-5} - 10^{-4})$	$O(10^{-3})$	50 - 200	Dongsha Plateau (wake of LAIW)		T
	$O(10^{-5})$	-	>1000, NB	Dongsha Plateau (LAIW)	Klymak <i>et al.</i> (2011)	D

Abbreviations: T: Turbulence measurement. F: Fine-scale parameterization. D: Density inversion. NB: Near sea bottom. PSI: Parametric Subharmonic Instability. DD: Double diffusion.  $K_T$ : Diffusivity derived from fast thermistors. STMW: Subtropical Mode Water. LAIW: Large amplitude internal wave. HJ: Hydraulic jump. > : deeper than. < : shallower than.

**Table 1b.** Same as Table 1a except for the Oyashio/Mixed Water region, Kuril Straits, Aleutian Passes/Bering Sea, Storm track, Equator, and Indonesian Archipelago.

Region	$\varepsilon$ (W/kg)	$K\rho$ (m <sup>2</sup> /s)	Pressure / $\sigma_\theta$ (dbar, $\sigma$ )	Comment	Reference & additional info.	Method	
Oyashio/ Mixed Water	$1.2 \times 10^{-9}$	-	<400	Oyashio front north (41°N)	Moum and Osborn (1986) @152°E	T	
	$O(10^{-9})$ Max: $O(10^{-8})$	-	Ave. in 26.0-26.5 $\sigma$	Oyashio-Tsugaru Current Front	Inoue <i>et al.</i> (2007) @ off Hokkaido	T	
	$O(10^{-8})$	$O(10^{-4})$	<200		Itoh <i>et al.</i> (2016) @ off Sanriku	T	
Kuril Straits	$O(10^{-6})$	$O(10^{-1})$	600 – 1300 27.0-27.5 $\sigma$	Bussol Strait (F1 station)	Yagi and Yasuda (2012)	T	
	$O(10^{-9} - 10^{-6})$	$O(10^{-4} - 10^{-1})$	0 - 2000	Bussol Strait (Whole)	Yagi <i>et al.</i> (2014)	D	
	$O(10^{-6} - 10^{-5})$	$O(10^{-1})$	100 - 400 26.6-26.8 $\sigma$	Urup Strait (LAIW)	Itoh <i>et al.</i> (2010)	T	
Aleutian Passes/ Bering Sea	$O(10^{-5})$	$O(1)$	<300	Amchitka Pass (LAIW)	Nakamura <i>et al.</i> (2010)	D	
	$O(10^{-11}-10^{-10})$ Max: $O(10^{-9})$	$O(10^{-6}-10^{-5})$	0 - 2000	Outside Passes	Nagasawa <i>et al.</i> (2007)	T	
	$O(10^{-8})$ $O(10^{-8})$	$O(10^{-4}-10^{-3})$ $O(10^{-3})$	50 - 100 >100	Off shelf break On shelf	Tanaka <i>et al.</i> (2015) @Pribilof Canyon	T T	
Storm track	$O(10^{-9} - 10^{-8})$ $O(10^{-10})$	- -	350-450 350-450	Sum. (30-40°N) Win. (30-40°N)	Whalen <i>et al.</i> (2012) Mean@150°E-170°W	F F	
	-	$10^{-5.5} - 10^{-5}$	300-1500	Sum. (30-33°N)	Jing and Wu (2010)	D	
	-	$10^{-4.5}$	300-1500	Win. (30-33°N)	Mean @137°E	D	
	$10^{-8.8} - 10^{-8.4}$ $10^{-9.2} - 10^{-8.8}$	- -	450 - 750 900-1350	Sum. (Jun., Jul. & Aug.)	Jing and Wu (2014) Mean @Kuroshio Ex.	F F	
	$10^{-8.3} - 10^{-8.1}$ $10^{-8.6} - 10^{-8.4}$	- -	450 - 750 900-1350	Win. (Dec. & Jan.)	South (~32.5°N, ~144°E)	F F	
	Equator	- -	$4 - 5 \times 10^{-4}$ $1 \times 10^{-4}$		Above EUC core Within EUC core	Gregg (1998) @Central Pacific	T T
		$O(10^{-6})$ $O(10^{-8} - 10^{-6})$	$O(10^{-3} - 10^{-2})$ $O(10^{-5} - 10^{-2})$	<100, N-S phase of TIW <100, N phase of TIW		Inoue <i>et al.</i> (2012) @Central Pacific	T T
-		$O(10^{-7} - 10^{-6})$	400 - 1000	-	Gregg <i>et al.</i> (2003)	T	
$O(10^{-9})$		$O(10^{-3})$ ( $K_T$ )	>3000, NB	smooth topography	Holmes <i>et al.</i> (2016)	T	
Indonesian Archipelago		$O(10^{-9})$ $O(10^{-9} - 10^{-5})$ $O(10^{-8} - 10^{-7})$	$O(10^{-5})$ $O(10^{-4} - 1)$ $O(10^{-4} - 10^{-1})$	<300 <1000 <1000	Banda sea Ombai sea Halmahera sea	Alford <i>et al.</i> (1999) Koch-Larrouy <i>et al.</i> (2015)	T T T

Abbreviations: T: Turbulence measurement. F: Fine-scale parameterization. D: Density inversion. NB: Near sea bottom. DD: Double diffusion.  $K_T$ : Diffusivity derived from fast thermistors. STMW: Subtropical Mode Water. LAIW: Large amplitude internal wave. HJ: Hydraulic jump. > : deeper than. < : shallower than.



## 謝 辞

本総説の作成は科研費 (MEXT KAKENHI H05818) の助成を受けて行われました。東京大学大気海洋研究所の安田一郎教授、海洋研究開発機構の井上龍一郎博士、査読者の方々、市川洋編集委員長には、本総説を執筆・改訂するにあたり貴重なコメントを頂きました。感謝致します。

## 補遺 赤道域・インドネシア多島海での鉛直混合の観測的知見

本総説では、対象海域を北太平洋とした。そのため、古くから多くの乱流計観測が行われてきた赤道域や、鉛直混合による水塊形成 (Field and Gordon, 1992) および気候 (Sprintall *et al.*, 2014) への影響が近年注目されているインドネシア多島海での鉛直混合観測については、触れなかった。以下では、この2海域で、これまでに報告された観測結果を概観する。

## A. 赤道域

赤道域中央太平洋での乱流熱フラックスの変動は、赤道域表層で舌状に伸びる冷水帯とその海面水温の季節変動に大きな影響を与え (Moum *et al.*, 2013; Xie, 2013), 大気海洋相互作用を通じて気候へも大きな影響を与える事から、この海域では、これまでに多くの乱流計観測が行われてきた (例えば, Gregg *et al.*, 1985; Gregg *et al.*, 2003; Moum and Caldwell, 1985; Lien *et al.*, 1995; Gregg, 1998; Moum *et al.*, 2009; Richards *et al.*, 2012; Richards *et al.*, 2015)。1970年代から始まった赤道域での初期の乱流計観測では、主に、100–150 m 深周辺で東向きに流れる赤道潜流が、その直上・直下での流速鉛直シアを強化し (Fig. A の (a)), 乱流鉛直混合が強化されるという過程に焦点が当てられてきた (例えば, Gregg *et al.*, 1985)。赤道潜流コアの直上では、 $K_p = 4\text{--}5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , コア内では、 $K_p = 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  程度が平均的な鉛直拡散係数としてされている (Fig. A の (b), Gregg, 1998)。しかし、“deep diurnal cycle” と呼ばれる顕著な日周変動があり、夜間になると日中に比べて鉛直混合強度 ( $\varepsilon$ ,  $K_p$ ) が 10–100 倍にもなることが報告され

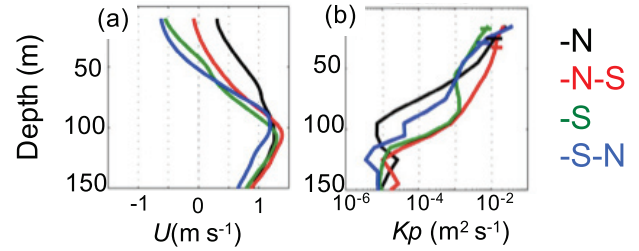


Fig. A. Vertical profiles of (a) zonal velocity and (b) vertical diffusivity at  $0^\circ\text{N}$   $140^\circ\text{W}$  averaged during different TIW (Tropical Instability Wave) phases. Phases are categorized as (1) northward (N, black); (2) northward-to-southward transition (N-S, red); (3) southward (S, green); and (4) southward-to-northward transition (S-N, blue). From Inoue *et al.* (2012).

ている (例えば, Gregg *et al.*, 1985; Moum and Caldwell, 1985; Lien *et al.*, 1995)。この変動は、海面での擾乱が直接作用する表層混合層よりも  $O(10)$  m ほど深い深度にまで及んでおり、その要因として、赤道潜流上部でのシア不安定 (例えば, Smyth *et al.*, 2013), 夜間の対流に起因する内部波 (例えば, Gregg *et al.*, 1985) などが考えられているが、未だに完全な理解は得られていない。また、この日周変動が関与する乱流強化は、西進する赤道不安定波 (Tropical Instability Waves) によって変調する事が報告されている (例えば, Lien *et al.*, 2008; Moum *et al.*, 2009; Inoue *et al.*, 2012)。赤道不安定波の通過に伴う流速鉛直シア (特に南北流に伴うシア) が、赤道潜流による流速鉛直シアを強化する事で、シア不安定を引き起こし、 $\varepsilon$  や  $K_p$  が 10 倍以上にもなる (Fig. A の (b), Moum *et al.*, 2009; Inoue *et al.*, 2012) ほか、赤道不安定波によって赤道潜流コアの下部にまでシア不安定領域が広がらう事が示唆されている (Liu *et al.*, 2016)。この赤道不安定波の振幅は、赤道周辺の表層水温 (SST) に影響され、La Nina 時に乱流鉛直混合が活発になる (例えば, Richards *et al.*, 2012)。この要因として、赤道域北部での SST の緯度勾配が強くなり、傾圧不安定の発生が増加する事で、赤道不安定波の活動が活発になる可能性が考えられている (Liu *et al.*, 2016)。

また、上に述べたような赤道潜流に起因する乱流強化

だけでなく、西部赤道域の100 m以深では、二重拡散による鉛直混合強化の重要性も指摘されている (Lee *et al.*, 2014)。赤道域深層においても、近年、強い鉛直混合が観測されている。Holmes *et al.* (2016) は、水温微細構造を観測する乱流センサーをCTDフレームに取り付け、3000 m以深の深層で、 $\varepsilon = O(10^{-9}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_T = O(10^{-3}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  におよぶ強い乱流鉛直混合を観測した。これまでの知見とは異なり、彼らが深層での強い鉛直混合を観測した海域は、海底地形の起伏が緩やかな場所であり、コリオリ力の水平成分が内部波を海底近傍に捕捉する事が影響していると考えられた。一方、赤道潜流による平均流速シアの弱い中層(数100–1000 m深)では、乱流鉛直混合は弱く、 $K_\rho = O(10^{-7} - 10^{-6}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 程度にしかならない事が報告されている (Gregg *et al.*, 2003)。

## B. インドネシア多島海域

インドネシア多島海は、低緯度で太平洋とインド洋を結ぶ唯一の水路であり、インドネシア通過流 (Indonesian Throughflow) が太平洋からインド洋を流れる間に水塊が大きく変質する (Ffield and Gordon, 1992; Ffield and Gordon, 1996)。特に、太平洋から流入する水塊の100–150 m深付近に存在する塩分極大は、インドネシア多島海を通過してインド洋に流入する時には完全に消失している。この水塊変質には、インドネシア通過流に沿って、平均で $K_\rho = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を越える強い鉛直混合が必要であると言われ (Ffield and Gordon, 1992)、強い潮汐流による内部潮汐波の発生の重要性が示唆されてきた (Kida and Wijffels, 2012; Nagai and Hibiya, 2015)。

Alford *et al.* (1999) は、本海域のBanda海で計519キャストの乱流計観測を初めて行った。しかし、上層300 mにおいて観測されたのは $\varepsilon = O(10^{-9}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $K_\rho = O(10^{-5}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 程度であり、強い鉛直混合を確認する事はできなかった。しかし、Banda海は、内部潮汐波の発生源から遠く、彼らが観測した鉛直混合の時間変動は、むしろモンスーンによる風起源の近慣性波に関連すると考えられた (Alford and Gregg, 2001)。そこで、Koch-Larrouy *et al.* (2015) は、潮汐混合が強いと予測される内部潮汐発生域のうち、インド洋への流出経路に位置するOmbai海峡とインドネシア通過流の東ルートに位置するHalmahera海で、約1000 m深までの乱流計観測

およびファインスケール観測を、各点約10キャスト行った。その結果、Ombai海峡およびHalmahera海での平均エネルギー散逸率は、各々、 $\varepsilon = O(10^{-8} - 10^{-5}) \text{ W kg}^{-1}$ 、 $O(10^{-8} - 10^{-7}) \text{ W kg}^{-1}$ 、平均鉛直拡散係数は、各々、 $K_\rho = O(10^{-4} - 1) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、 $K_\rho = O(10^{-4} - 10^{-1}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ であったことより、強い乱流鉛直混合ホットスポットの存在が実証された。ホットスポットでの鉛直混合は、主に海底地形の起伏の激しい場所で強化されており、内部潮汐発生源近傍での碎波 (near-field mixing) の重要性が示唆されている (Koch-Larrouy *et al.*, 2015)。ただし、その詳細な乱流発生過程については明らかにされていない。

## References

- Alford, M. H., M. F. Cronin, and J. M. Klymak (2012): Annual cycle and depth penetration of wind-generated near-inertial internal waves at ocean Station Papa in the Northeast Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 889–909.
- Alford, M. H., and M. C. Gregg (2001): Near-inertial mixing: modulation of shear, strain and microstructure at low latitude. *J. Geophys. Res.*, **106**, 16947–16968.
- Alford, M. H., M. C. Gregg, and M. Ilyas (1999): Diapycnal mixing in the Banda Sea: Results of the first microstructure measurements in the Indonesian Throughflow. *Geophys. Res. Lett.*, **26** (17), 2741–2744.
- Alford, M. H., M. C. Gregg, and M. A. Merrifield (2006): Structure, propagation, and mixing of energetic baroclinic tides in Mamala Bay, Oahu, Hawaii. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 997–1018.
- Alford, M. H., J. M. Klymak, and G. S. Carter (2014): Breaking internal lee waves at Kaena Ridge, Hawaii. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, doi:10.1002/2013GL059070.
- Alford, M. H., J. A. MacKinnon, J. D. Nash, H. Simmons, A. Pickering, J. M. Klymak, R. Pinkel, O. Sun, L. Rainville, R. Musgrave, T. Beitzel, K.-H. Fu, and C.-W. Lu (2011): Energy flux and dissipation in Luzon Strait: Two tales of two ridges. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 2211–2222.
- Alford, M. H., J. A. MacKinnon, H. L. Simmons, and J. D. Nash (2016): Near-inertial internal gravity waves in the ocean. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **8**, 95–123.
- Alford, M. H., J. A. MacKinnon, Z. Zhao, R. Pinkel, J. Klymak, and T. Peacock (2007): Internal waves across the Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L24601, doi:10.1029/2007GL031566.
- Alford, M. H., T. Peacock, J. A. MacKinnon, J. D. Nash, M. C. Buijsman, L. R. Centurioni, S.-Y. Chao, M.-H. Chang, D. M. Farmer, O. B. Fringer, K.-H. Fu, P. C. Gallacher, H. C. Graber, K. R. Helfrich, S. M. Jachec, C. R. Jackson, J. M. Klymak, D. S. Ko, S. Jan, T. M. S. Johnston, S. Legg, I.-H. Lee, R.-C. Lien, M. J. Mercier, J. N. Moum, R. Musgrave, J.-H. Park, A. I. Pickering, R. Pinkel, L. Rainville, S. R. Ramp, D. L. Rudnick, S. Sarkar, A. Scotti, H. L. Simmons, L. C. St. Laurent, S. K. Venayagamoorthy, Y.-H. Wang, J. Wang, Y. J. Yang, T. Paluszkiwicz, and T.Y. (D.) Tang (2015): The formation and fate of internal waves in the South China Sea. *Nature*, **521**, 65–73.

- Buijsman, M. C., S. Legg, and J. Klymak (2012): Double ridge internal tide interference and its effect on dissipation in Luzon Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 1337–1356.
- Carter, G. S., and M. C. Gregg (2006): Persistent near-diurnal internal waves observed above a site of  $M_2$  barotropic-to-baroclinic conversion. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 1136–1147.
- Carter, G. S., M. C. Gregg, and M. A. Merrifield (2006): Flow and mixing around a small seamount on Kaena Ridge, Hawaii. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 1036–1052.
- Chang, M.-H., S.-Y. Jheng, and R.-C. Lien (2016): Trains of large Kelvin-Helmholtz billows observed in the Kuroshio above a seamount. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 8654–8661, doi:10.1002/2016GL069462.
- Chang, M.-H., T. Y. Tang, C.-R. Ho, and S.-Y. Chao (2013): Kuroshio-induced wake in the lee of Green Island off Taiwan. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 1508–1519, doi:10.1002/jgrc.20151.
- Cummins, P. F., J. Y. Cherniawsky, and M. G. G. Foreman (2001): North Pacific internal tides from the Aleutian Ridge: Altimeter observations and modeling. *J. Mar. Res.*, **59**, 167–191.
- D’Asaro, E., C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt, and L. Thomas (2011): Enhanced turbulence and energy dissipation at ocean fronts. *Science*, **332**, 318–322, doi:10.1126/science.1201515.
- Decloedt, T., and D. S. Luther (2010): On a Simple Empirical Parameterization of Topography-Catalyzed Diapycnal Mixing in the Abyssal Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 487–508.
- Farmer, D., Q. Li, and J.-H. Park (2009): Internal wave observations in the South China Sea: the role of rotation and non-linearity. *Atmosphere–Ocean*, **47** (4), 267–280.
- Fer, I. (2014): Near-inertial mixing in the central Arctic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **44**, 2031–2049.
- Fer, I., A. K. Peterson, and J. E. Ullgren (2014): Microstructure measurements from an underwater glider in the turbulent Faroe Bank Channel overflow. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **31**, 1128–1150.
- Fernandez-Castro, B., B. Mourino-Carballido, V. M. Benitez-Barrios, P. Choucino, E. Fraile-Nuez, R. Grana, M. Piedeleu, and A. Rodriguez-Santana (2014): Microstructure turbulence and diffusivity parameterization in the tropical and subtropical Atlantic, Pacific and Indian Oceans during the MALASPINA 2010 Expedition. *Deep Sea Res. Part I*, **94**, 15–30.
- Ferrari, R. (2014): Oceanography: What goes down must come up. *Nature*, **513** (7517), 179–180, doi:10.1038/513179a.
- Ffield, A., and A. L. Gordon (1992): Vertical mixing in the Indonesian thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 184–195.
- Ffield, A., and A. L. Gordon (1996): Tidal mixing signatures in the Indonesian Seas. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1924–1937.
- Garrett C., and L. St. Laurent (2002): Aspects of deep ocean mixing. *J. Oceanogr.*, **58**, 11–24.
- Garrett C. J. R., and W. H. Munk (1972): Space-time scales of internal waves. *Geophys. Fluid Dyn.*, **2**, 225–264.
- Gregg, M. C. (1977): Variations in the intensity of small-scale mixing in the main thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 436–454.
- Gregg, M. C. (1987): Diapycnal mixing in a thermocline: a review. *J. Geophys. Res.*, **92**, 5249–5286.
- Gregg, M. C. (1989): Scaling turbulent dissipation in the thermocline. *J. Geophys. Res.*, **94**, 9686–698, doi:10.1029/JC094iC07p09686.
- Gregg, M.C. (1998): Estimation and Geography of Diapycnal Mixing in the Stratified Ocean Coastal Estuarine Studies, p. 305–338. In *Physical Processes in Lakes and Oceans, Coastal and Estuarine Studies*, vol. 54, edited by J. Imberger, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Gregg, M. C., H. Peters, J. C. Wesson, N. S. Oakey, and T. J. Shay (1985): Intensive measurements of mixing of turbulence and shear in the equatorial undercurrent. *Nature*, **318**, 140–144.
- Gregg, M. C., T. B. Sanford, and D. P. Winkel (2003): Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters. *Nature*, **422**, 513–515, doi:10.1038/nature01507.
- Guo, X. Y., X.-H. Zhu, Y. Long, and D. J. Huang (2013): Spatial variations in the Kuroshio nutrient transport from the East China Sea to south of Japan. *Biogeosci.*, **10**, 6403–6417, doi:10.5194/bg-10-6403-2013.
- Guo, X., X.-H. Zhu, Q.-S. Wu, and D. Huang (2012): The Kuroshio nutrient stream and its temporal variation in the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **117**, C01026, doi:10.1029/2011JC007292.
- Hasegawa, D., H. Yamazaki, R. G. Lueck, and L. Seuront (2004): How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16303, doi:10.1029/2004GL020143.
- Hibiya, T., N. Furuichi, and R. Robertson (2012): Assessment of fine-scale parameterizations of turbulent dissipation rates near mixing hotspots in the deep ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L24601, doi:10.1029/2012GL054068.
- 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.
- Hibiya, T., M. Nagasawa, and Y. Niwa (2007): Latitudinal dependence of diapycnal diffusivity in the thermocline observed using a microstructure profiler. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L24602, doi:10.1029/2007GL032323.
- Holmes, R. M., J. N. Moum, and L. N. Thomas (2016): Evidence for seafloor-intensified mixing by surface-generated equatorial waves. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, L202–1210, doi:10.1002/2015GL066472.
- Ijichi, T., and T. Hibiya (2015): Frequency-Based Correction of Finescale Parameterization of Turbulent Dissipation in the Deep Ocean. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **32**, 1526–1535, doi:10.1175/JTECH-D-15-0031.1.
- 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, **26**, 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, **26**, 227–237.
- Inoue, R., R.-C. Lien, and J. N. Moum (2012): Modulation of equatorial turbulence by a tropical instability wave. *J. Geophys. Res.*, **117**, C10009, doi:10.1029/2011JC007767.
- Inoue, R., H. Yamazaki, F. Wolk, T. Kono, and J. Yoshida (2007): An estimation of buoyancy flux for a mixture of turbulence and double diffusion. *J. Phys. Oceanogr.*, **37** (3), 611–624, doi:10.1175/jpo2996.1.
- Itoh, M., K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2003): Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatological data. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3258, doi:10.1029/2002JC001590.
- Itoh, S., H. Kaneko, M. Ishizu, D. Yanagimoto, T. Okunishi, H. Nishigaki, and K. Tanaka (2016): Fine-scale structure and mixing across the front between the Tsugaru Warm and Oyashio Currents in summer along the Sanriku Coast, east of Japan. *J. Oceanogr.*, **72**, 23–37, doi:10.1007/s10872-015-0320-6.
- Itoh, S., Y. Tanaka, S. Osafune, I. Yasuda, M. Yagi, H. Kaneko, S. Konda, J. Nishioka, and Y. N. Volkov, (2014): Direct breaking of large-ampli-

- tude internal waves in the Urup Strait. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 109–120, doi:10.1016/J.Pocean.2014.04.014.
- Itoh, S., I. Yasuda, T. Nakatsuka, J. Nishioka, and Y. N. Volkov (2010): Fine- and microstructure observations in the Urup Strait, Kuril Islands, during August of 2006. *J. Geophys. Res.*, **115**, C08004, doi:10.1029/2009JC005629.
- Itoh, S., I. Yasuda, M. Yagi, S. Osafune, H. Kaneko, J. Nishioka, T. Nakatsuka, and Y. Volkov (2011): Strong vertical mixing in the Urup Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L16607, doi:10.1029/2011GL048507.
- Jackson, P. R., J. R. Ledwell, and A. M. Thurnherr (2010): Dispersion of a tracer on the East Pacific Rise (9°N to 10°N), including the influence of hydrothermal plumes. *Deep-Sea Res. Part I*, **57**, 37–52.
- Jing, Z., and L. Wu (2010): Seasonal variation of turbulent diapycnal mixing in the northwestern Pacific stirred by wind stress. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L23604, doi:10.1029/2010GL045418.
- Jing, Z., and L. X. Wu (2013): Low-frequency modulation of turbulent diapycnal mixing by anticyclonic eddies inferred from the HOT time series. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 824–835, doi:10.1175/JPO-D-11-0150.1.
- Jing, Z., and L. Wu (2014): Intensified diapycnal mixing in the midlatitude western boundary currents. *Sci. Rep.*, **4**, 7412.
- Jing, Z., L. X. Wu, L. Li, C. Y. Liu, X. Liang, Z. H. Chen, D. X. Hu, and Q. Y. Liu (2011): Turbulent diapycnal mixing in the subtropical northwestern Pacific: Spatial-seasonal variations and role of eddies. *J. Geophys. Res.*, **116**, C10028, doi:10.1029/2011JC007142.
- Jochum, M. (2009): Impact of latitudinal variations in vertical diffusivity on climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **114**, C01010, doi:10.1029/2008JC005030.
- Johnston, T. M. S., and D. L. Rudnick (2009): Observations of the transition layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 780–97.
- Kaneko, H., I. Yasuda, K. Komatsu, and S. Itoh (2012): Observations of the structure of turbulent mixing across the Kuroshio. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L15602, http://dx.doi.org/10.1029/2012gl052419.
- Kaneko, H., I. Yasuda, K. Komatsu, and S. Itoh (2013): Observations of vertical turbulent nitrate flux across the Kuroshio. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 3123–3127, http://dx.doi.org/10.1002/grl.50613.
- Katsumata, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, I. Yasuda, Y. N. Volkov, and M. Wakatsuchi (2004): Water exchange and tidal currents through the Bussol' Strait revealed by direct current measurements. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09S06, doi:10.1029/2003JC001864.
- Kawaguchi, Y., S. Nishino, J. Inoue, K. Maeno, H. Takeda, and K. Oshima (2016): Enhanced Diapycnal Mixing due to Near-Inertial Internal Waves Propagating through an Anticyclonic Eddy in the Ice-Free Chukchi Plateau. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 2457–2481, doi: 10.1175/JPO-D-15-0150.1.
- 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 S. Wijffels (2012): The impact of the Indonesian Throughflow and tidal mixing on the summertime sea surface temperature in the western Indonesian Seas. *J. Geophys. Res.*, **117**, C09007, doi:10.1029/2012JC008162.
- Klymak, J. M., M. H. Alford, R. Pinkel, R. C. Lien, and Y. J. Yang (2011): The breaking and scattering of the internal tide on a continental slope. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 926–945.
- Klymak, J. M., J. N. Moum, J. D. Nash, E. Kunze, J. B. Girton, G. S. Carter, C. M. Lee, T. B. Sanford, and M. C. Gregg (2006): An estimate of energy lost to turbulence at the Hawaiian Ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 1148–1164.
- Klymak, J. M., S. Legg, M. H. Alford, M. Buijsman, R. Pinkel, and J. D. Nash (2012): The direct breaking of internal waves at steep topography. *Oceanography*, **25** (2), 150–159, http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2012.50.
- Klymak, J. M., R. Pinkel, and L. Rainville (2008): Direct breaking of the internal tide near topography: Kaena Ridge, Hawaii. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 380–399.
- Koch-Larrouy, A., A. Atmadipoera, P. van Beek, G. Madec, J. Aucan, F. Lyard, J. Grelet, and M. Souhaut (2015): Estimates of tidal mixing in the Indonesian archipelago from multidisciplinary INDOMIX in-situ data. *Deep-Sea Res.*, **106**, 136–153.
- Kunze, E. (1985): Near-inertial propagation in geostrophic shear. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 544–565.
- Kunze, E., E. Firing, J. M. Hummon, T. K. Chereskin, and A. M. Thurnherr (2006): Global abyssal mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 1553–1576, doi:10.1175/JPO2926.1.
- Ladd, C., G. L. Jr. Hunt, C. W. Mordy, S. Salo, and P. J. Stabeno (2005): Marine environment of the central and eastern Aleutian Islands. *Fish. Oceanogr.*, **14** (Suppl. 1), 22–38.
- Ledwell, J. R., A. J. Watson, and C. S. Laws (1998): Mixing of a tracer in the pycnocline. *J. Geophys. Res.*, **103**, 21499–21529.
- Lee, D., and P. Niiler (1998): The inertial chimney: the near-inertial energy drainage from the ocean surface to the deep layer. *J. Geophys. Res.*, **103**, 7579–7591.
- Lee, C., K.-I. Chang, J. H. Lee, and K. J. Richards (2014): Vertical mixing due to double diffusion in the tropical western Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 7964–7970, doi:10.1002/2014GL061698.
- Legg, S., and J. M. Klymak (2008): Internal hydraulic jumps and overturning generated by tidal flow over a tall steep ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **38** (9), 1949–1964.
- Li, Y., and Y. Xu (2014): Penetration depth of diapycnal mixing generated by wind stress and flow over topography in the northwestern Pacific. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**, 5501–5514, doi:10.1002/2013JC009681.
- Lien, R.-C., D. R. Caldwell, M. C. Gregg, and J. N. Moum (1995): Turbulence variability at the equator in the central Pacific at the beginning of the 1991-1993 El Niño. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6881–6898.
- Lien, R.-C., E. A. D'Asaro, F. Henyey, M.-H. Chang, T. Y. Tang, and Y. J. Yang (2012): Trapped core formation within a shoaling nonlinear internal wave. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 511–525.
- Lien, R.-C., E. A. D'Asaro, and C. E. Menkes (2008): Modulation of equatorial turbulence by tropical instability waves. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24607, doi:10.1029/2008GL035860.
- Lien, R.-C., F. Henyey, B. Ma, and Y. J. Yang (2013): Large-amplitude internal solitary waves observed in the northern South China Sea: properties and energetics. *J. Phys. Oceanogr.*, **44**, 1095–1115, doi:10.1175/JPO-D-13-088.1.
- Liu, X., K. Furuya, T. Shiozaki, T. Masuda, T. Kodama, M. Sato, H. Kaneko, M. Nagasawa, and I. Yasuda (2013): Variability in nitrogen sources for new production in the vicinity of the shelf edge of the East China Sea in summer. *Cont. Shelf Res.*, **61–62**, 23–30.

- Liu, C., A. Kohl, Z. Liu, F. Wang, and D. Stammer (2016): Deep-reaching thermocline mixing in the equatorial Pacific cold tongue. *Nature Comm.*, **7**, 11576, doi:10.1038/ncomms11576.
- Lueck, R. G., F. Wolk, and H. Yamazaki (2002): Oceanic Velocity Microstructure Measurements in the 20th Century. *J. Oceanogr.*, **58**, 153–174.
- 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.
- MacKinnon, J. A., M. H. Alford, R. Pinkel, J. Klymak, and Z. Zhao (2013a): The latitudinal dependence of shear and mixing in the Pacific transiting the critical latitude for PSI. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 3–16.
- MacKinnon, J. A., L. St. Laurent, and A. Naveira Garabato (2013b): Chapter 7, Diapycnal mixing processes in the ocean interior, p. 159–177 In *Ocean Circulation and Climate*, vol. 103, edited by G. Siedler, J. Church, J. Gould, and S. Griffies, Academic Press, International Geophys.
- Matsuno, T., J.-S. Lee, M. Shimizu, S.-H. Kim, and I.-C. Pang (2006): Measurements of the turbulent energy dissipation rate  $\epsilon$  and an evaluation of the dispersion process of the Changjiang Diluted Water in the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **111**, C11S09, doi:10.1029/2005JC003196.
- Matsuno, T., J.-S. Lee, and S. Yano (2009): The Kuroshio exchange with the South and East China Seas. *Ocean Sci.*, **5**, 303–312.
- Matsuno, T., M. Shimizu, Y. Morii, H. Nishida, and Y. Takaki (2005): Measurements of the turbulent energy dissipation rate around the shelf break in the East China Sea. *J. Oceanogr.*, **61**, 1029–1037.
- McComas, C. H., and P. Mfiller (1981): The dynamic balance of internal waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 970–986.
- Mensah, V., S. Jan, M.-D. Chiou, T.-H. Kuo, and R.-C. Lien (2014): Evolution of the Kuroshio tropical water from the Luzon Strait to the east of Taiwan. *Deep Sea Res. Part I*, **86**, 68–81, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.005>.
- Mori, K., K. Uehara, T. Kameda, and S. Kakehi (2008): Direct measurements of dissipation rate of turbulent kinetic energy of North Pacific subtropical mode water. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L05601, doi:10.1029/2007GL032867.
- Moum, J. N., and D. R. Caldwell (1985): Local influences on the shear-flow turbulence in the equatorial ocean. *Science*, **230**, 315–316.
- Moum, J. N., R. C. Lien, A. Perlin, J. D. Nash, M. C. Gregg, and P. J. Wiles (2009): Sea surface cooling at the equator by subsurface mixing in tropical instability waves. *Nat. Geosci.*, **2**, 761–765, doi:10.1038/ngeo657.
- Moum, J. N., and T. R. Osborn (1986): Mixing in the main thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 1250–1259, doi:10.1175/1520-0485(1986)016<1250:MITMT>2.0.CO;2.
- Moum, J. N., A. Perlin, J. D. Nash, and M. J. McPhaden (2013): Seasonal sea surface cooling in the equatorial Pacific cold tongue controlled by ocean mixing. *Nature*, **500**, 64–67.
- Munk, W. H. (1966): Abyssal recipes. *Deep-Sea Res. Part I*, **13**, 207–230.
- Munk, W. H. (1981): Internal waves and small-scale processes, p. 264–291. In *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B. S. Warren and C. Wunsch, MIT Press, Cambridge, Mass.
- Nagai, T., R. Inoue, A. Tandon, and H. Yamazaki (2015a): Evidence of enhanced double-diffusive convection below the main stream of the Kuroshio Extension. *J. Geophys. Res. Oceans*, **120**, 8402–8421, doi:10.1002/2015JC011288.
- Nagai, T., and T. Hibiya (2015): Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago. *J. Geophys. Res. Oceans*, **120**, 3373–3390, doi:10.1002/2014JC010592.
- Nagai, T., A. Tandon, E. Kunze, and A. Mahadevan (2015b): Spontaneous generation of near-inertial waves from the Kuroshio Front. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 2381–2406.
- Nagai, T., A. Tandon, H. Yamazaki, and M. J. Doubell (2009): Evidence of enhanced turbulent dissipation in the frontogenetic Kuroshio Front thermocline. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L12609, doi:10.1029/2009GL038832.
- Nagai, T., A. Tandon, H. Yamazaki, M. J. Doubell, and S. Gallager (2012): Direct observations of microscale turbulence and thermohaline structure in the Kuroshio Front. *J. Geophys. Res.*, **117**, C08013, doi:10.1029/2011JC007228.
- Nagasawa, M., T. Hibiya, N. Furuichi, and S. Takagi (2005): Temporal Variability of High Vertical Wavenumber Shear over the Izu-Ogasawara Ridge. *J. Oceanogr.*, **61**, 1101–1105.
- Nagasawa, M., T. Hibiya, Y. Niwa, W. Watanabe, Y. Isoda, S. Takagi, and Y. Kamei (2002): Distribution of fine-scale shear in the deep waters of the North Pacific obtained using expendable current profilers. *J. Geophys. Res.*, **107** (C2), 3221, doi:10.1029/2002JC001376.
- Nagasawa, M., T. Hibiya, K. Yokota, Y. Tanaka, and S. Takagi, 2007: Microstructure measurements in the mid-depth waters of the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L05608, doi:10.1029/2006GL028695.
- Nakamura, H., A. Nishina, Z. Liu, F. Tanaka, M. Wimbush, and J.-H. Park (2013): Intermediate and deep water formation in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 6881–6893, doi:10.1002/2013JC009326.
- Nakamura, T., Y. Isoda, H. Mitsudera, S. Takagi, and M. Nagasawa (2010): Breaking of unsteady lee waves generated by diurnal tides. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L04602, doi:10.1029/2009GL041456.
- Nakamura, T., Y. Kawasaki, T. Kono, T. Awaji (2010): Large-amplitude internal waves observed in the Kruzenshtern Strait of the Kuril Island Chain and possible water transport and mixing. *Cont. Shelf Res.*, **30**, 598–607.
- Nakamura, T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2006): Effects of tidal mixing at the Kuril Straits on North Pacific ventilation: Adjustment of the intermediate layer revealed from numerical experiments. *J. Geophys. Res.*, **111**, C04003.
- Naveira Garabato, A. C., K. L. Polzin, B. A. King, K. J. Heywood, and M. Visbeck (2004): Widespread intense turbulent mixing in the Southern Ocean. *Science*, **303**, 210–213.
- Nishikawa, H., I. Yasuda, and S. Itoh (2011): Impact of winter-to-spring environmental variability along the Kuroshio jet on the recruitment of Japanese sardine (*Sardinops melanostictus*). *Fish. Oceanogr.*, **20**, 570–582.
- Nishina, A., H. Nakamura, J.-H. Park, D. Hasegawa, Y. Tanaka, S. Seo, and T. Hibiya (2016): Deep ventilation in the Okinawa Trough induced by Kerama Gap overflow. *J. Geophys. Res. Oceans*, **121**, 6092–6102, doi:10.1002/2016JC011822.
- Nishioka, J., T. Nakatsuka, Y. W. Watanabe, I. Yasuda, K. Kuma, H. Ogasawara, N. Ebuchi, A. Scherbinin, Y. N. Volkov, T. Shiraiwa, and M. Wakatsuchi (2013): Intensive mixing along an island chain controls oceanic biogeochemical cycles. *Global Biogeochem. Cycles*, **27**, 920–929, doi:10.1002/gbc.20088.

- 丹羽淑博 (2017): 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. *海の研究*, **26**, 175–188.
- Niwa, Y., and T. Hibiya (2001): Numerical study of the spatial distribution of the  $M_2$  internal tide in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **106**, 22441–22449. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JC000770>.
- Niwa, Y., and T. Hibiya (2004): Three-dimensional numerical simulation of  $M_2$  internal tides in the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **109**, C04027. <http://dx.doi.org/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. <http://dx.doi.org/10.1007/s10872-011-0052-1>.
- Ono, K., K. I. Ohshima, T. Kono, K. Katsumata, I. Yasuda, M. Wakatsuchi (2013): Distribution of vertical diffusivity in the Bussol' Strait: a mixing hot spot in the North Pacific. *Deep-Sea Res. Part I*, **79**, 62–73.
- Osborn, T. R. (1980): Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 83–89.
- Palter, J. (2015): Storms bring ocean nutrients to light. *Nature*, **525**, 460–461.
- Park, J.-H., and D. M. Farmer (2013): Effects of Kuroshio intrusions on nonlinear internal waves in the South China Sea during winter. *J. Geophys. Res.*, **118**, 7081–7094.
- Pinkel, R., M. Buijsman, and J.M. Klymak (2012): Breaking topographic lee waves in a tidal channel in Luzon Strait. *Oceanography*, **25** (2), 160–165. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2012.51>.
- Polzin, K. L., A. C. N. Garabato, T. N. Huussen, B. M. Sloyan, and S. Waterman (2014): Finescale parameterizations of turbulent dissipation. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**, 1383–1419. doi:10.1002/2013JC008979.
- Polzin, K. L., J. M. Toole, and R. W. Schmitt (1995): Finescale parameterizations of turbulent dissipation. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 306–328.
- Qiu, B., S. Chen, and G. S. Carter (2012): Time-varying parametric subharmonic instability from repeat CTD surveys in the northwestern Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **117**, C09012. doi:10.1029/2012JC007882.
- Qu, T., J. B. Girtton, and J. A. Whitehead (2006): Deepwater overflow through Luzon Strait. *J. Geophys. Res.*, **111**, C01002. doi:10.1029/2005JC003139.
- Rainville, L., C. M. Lee, D. L. Rudnick, and K.-C. Yang (2013): Propagation of internal tides generated near Luzon Strait: Observations from autonomous gliders. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 4125–4138. doi:10.1002/jgrc.20293.
- Rainville, L., and R. Pinkel (2004): Observations of energetic high-wavenumber internal waves in the Kuroshio. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1495–1505.
- Ray, R. D., and D. E. Cartwright (2001): Estimates of internal tide energy fluxes from Topex/Poseidon altimetry: Central North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1259–1262.
- Reid, J. L. (1965): *Intermediate Waters of the Pacific Ocean*. The Johns Hopkins Oceanographic Studies Series, No. 2, The Johns Hopkins Press, 85 pp.
- Richards, K. J., Y. Kashino, A. Natarov, and E. Firing (2012): Mixing in the western equatorial Pacific and its modulation by ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L02604. doi:10.1029/2011GL050439.
- Richards, K. J., A. Natarov, E. Firing, Y. Kashino, S. M. Soares, M. Ishizu, G. S. Carter, J. H. Lee, and K. I. Chang (2015): Shear-generated turbulence in the equatorial Pacific produced by small vertical scale flow features. *J. Geophys. Res. Oceans*, **120**, 3777–3791. doi:10.1002/2014JC010673.
- 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.
- Rudnick, D.L., S. Jan, L. Centurioni, C.M. Lee, R.-C. Lien, J. Wang, D.-K. Lee, R.-S. Tseng, Y.Y. Kim, and C.-S. Chern (2011): Seasonal and mesoscale variability of the Kuroshio near its origin. *Oceanography*, **24** (4), 52–63. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.94>.
- Rumyantseva, A., N. Lucas, T. Rippeth, A. Martin, S. C. Painter, T. J. Boyd, and S. Henson (2015): Ocean nutrient pathways associated with the passage of a storm. *Global Biogeochem. Cycles*, **29**, 1179–1189. doi:10.1002/2015GB005097.
- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, and J. P. Dunne (2004): High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*, **427**, 56–60. doi:10.1038/nature02127.
- Sheen, K. L., J. A. Brearley, A. C. Naveira Garabato, D. A. Smeed, S. Waterman, J. R. Ledwell, M. P. Meredith, L. St. Laurent, A. M. Thurnherr, J. M. Toole, and A. J. Watson (2013): Rates and mechanisms of turbulent dissipation and mixing in the Southern Ocean: Results from the Diapycnal and Isopycnal Mixing Experiment in the Southern Ocean (DIMES). *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 2774–2792. doi:10.1002/jgrc.20217.
- Smyth, W. D., J. N. Moum, L. Li, and S. A. Thorpe (2013): Diurnal shear instability, the descent of the surface shear layer, and the deep cycle of equatorial turbulence. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 2432–2455.
- Sprintall, J., A. L. Gordon, A. Koch-Larrouy, T. Lee, J. T. Potemra, K. Puji-ana, and S. Wijffels (2014): The Indonesian seas and their role in the coupled ocean-climate system. *Nature Geosci.*, **7**, 487–492.
- Stabeno, P. J., D. G. Kachel, N. B. Kachel, and M. E. Sullivan (2005): Observations from moorings in the Aleutian Passes: temperature, salinity and transport. *Fish. Oceanogr.*, **14** (Suppl. 1), 39–54.
- St. Laurent, L. (2008): Turbulent dissipation on the margins of the South China Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L23615. doi:10.1029/2008GL035520.
- St. Laurent, L., H. Simmons, T.Y. Tang, and Y.H. Wang (2011): Turbulent properties of internal waves in the South China Sea. *Oceanography*, **24** (4), 78–87. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.96>.
- Sverdrup, H. M., W. Johnson, and R. H. Fleming (1942): *The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice Hall, 1,087 pp.
- Tally, L. D. (1993): Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517–537.
- Tanaka, Y., T. Hibiya, Y. Niwa, and N. Iwamae (2010): Numerical study of  $K_1$  internal tides in the Kuril Straits. *J. Geophys. Res.*, **115**, C09016. doi:10.1029/2009JC005903.
- Tanaka, Y., I. Yasuda, H. Hasumi, H. Tatebe, and S. Osafune (2012a): Effects of the 186-year modulation of tidal mixing on the North Pacific bidecadal climate variability in a coupled climate model. *J. Clim.*, **25**, 7625–7642.
- Tanaka, T., I. Yasuda, K. Kuma, and J. Nishioka (2012b): Vertical turbulent iron flux sustains the Green Belt along the shelf break in the southeastern Bering Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L08603. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051164>.

- Tanaka, T., I. Yasuda, K. Kuma, and J. Nishioka (2017): Evaluation of the biogeochemical impact of iron-rich shelf water to the Green Belt in the southeastern Bering Sea. *Cont. Shelf Res.*, **143**, 130–138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2016.11.008>.
- Tanaka, Y., I. Yasuda, S. Osafune, T. Tanaka, J. Nishioka, and Y. N. Volkov (2014): Internal tides and turbulent mixing observed in the Bussol Strait. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 98–108.
- Tanaka, T., I. Yasuda, H. Onishi, H. Ueno, and M. Masujima (2015): Observations of current and mixing around the shelf break in Pribilof Canyon in the Bering Sea. *J. Oceanogr.*, **71**, 1–17. <http://dx.doi.org/10.1007/s10872-014-0256-2>.
- Tanaka, T., I. Yasuda, Y. Tanaka, and G. S. Carter (2013): Numerical study on tidal mixing along the shelf break in the Green Belt in the southeastern Bering Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 6525–6543. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JC009113>.
- Tatebe, H., and I. Yasuda (2004): Oyashio southward intrusion and cross-gyre transport related to diapycnal upwelling in the Okhotsk Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 2327–2341.
- Thorpe, S. A. (1977): Turbulence and mixing in a Scottish Loch. *Philos. Trans. Royal Soc. Lond. A*, **286** (1334), 125–181.
- Thorpe, S. A. (2004): Recent developments in the study of ocean turbulence. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20** (32), 91–109. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.32.071603.152635>.
- Tian, J., Q. Yang, X. Liang, L. Xie, D. Hu, F. Wang, and T. Qu (2006a): Observation of Luzon Strait transport. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19607, doi:10.1029/2006GL026272.
- Tian, J., Q. Yang, and W. Zhao (2009): Enhanced diapycnal mixing in the South China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 3191–3203, doi:10.1175/2009JPO3899.1.
- Tian, J., L. Zhou, and X. Zhang (2006b): Latitudinal distribution of mixing rate caused by the  $M_2$  internal tide. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 35–42.
- Tian, J. W., L. Zhou, X. Q. Zhang, X. F. Liang, Q. A. Zheng, and W. Zhao (2003): Estimates of  $M_2$  internal tide energy fluxes along the margin of Northwestern Pacific using TOPEX/Poseidon altimeter data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1889, doi:10.1029/2003GL018008.
- Toole, J. M., K. L. Polzin, and R. W. Schmitt (1994): Estimates of diapycnal mixing in the abyssal ocean. *Science*, **264** (5164), 1120–23.
- Tsutsumi, E., T. Matsuno, R.-C. Lien, H. Nakamura, T. Senju, and X. Guo (2017): Turbulent mixing within the Kuroshio in the Tokara Strait. *J. Geophys. Res. Accepted on 10 Aug. 2017*.
- Waterhouse, A. F., and 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.
- Waterman, S., K. L. Polzin, and A. C. Naveira-Garabato (2013): Internal waves and turbulence in the Antarctic Circumpolar Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 259–282.
- Whalen, C. B., J. A. MacKinnon, L. D. Talley, and A. F. Waterhouse (2015): Estimating the mean diapycnal mixing using a finescale parameterization. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 1174–1188.
- Whalen, C. B., L. D. Talley, and J. A. MacKinnon (2012): Spatial and temporal variability of global ocean mixing inferred from Argo profiles. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L18612, doi:10.1029/2012GL053196.
- Wijesekera, H., L. Padman, T. Dillon, M. Levine, C. Paulson, and R. Pinkel (1993): The application of internal-wave dissipation models to a region of strong mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 269–286, doi:10.1175/15200485(1993)023<0269:TAOIWD>2.0.CO;2.
- Wu, L. X., Z. Jing, S. Riser, and M. Visbeck (2011): Seasonal and spatial variations of Southern Ocean diapycnal mixing from Argo profiling floats. *Nat. Geosci.*, **4**, 363–366.
- Xie, S. P. (2013): Climate science unequal equinoxes. *Nature*, **500**, 33–34.
- Yagi, M., and I. Yasuda (2012): Deep intense vertical mixing in the Bussol' Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L01602, doi:10.1029/2011GL050349.
- Yagi, M., I. Yasuda, T. Tanaka, Y. Tanaka, K. Ono, K. I. Ohshima, and K. Katsumata (2014): Re-evaluation of turbulent mixing vertical structure in the Bussol strait and its impact on water-masses in the Okhotsk Sea and the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **126**, 121–134.
- Yang, Q., W. Zhao, M. Li, and J. Tian (2014): Spatial Structure of Turbulent Mixing in the Northwestern Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **44**, 2235–2247, doi: 10.1175/JPO-D-13-0148.1.
- Yang, Q., W. Zhao, X. Liang, and J. Tian (2016): Three-Dimensional Distribution of Turbulent Mixing in the South China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 769–788.
- Yasuda, I. (1997): The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **102**, 893–909.
- Yasuda, I. (2003): Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area. *J. Oceanogr.*, **59**, 389–402.
- Yasuda, I., S. Kouketsu, K. Katsumata, M. Ohiwa, Y. Kawasaki, and A. Kusaka (2002): Influence of Okhotsk Sea Intermediate Water on the Oyashio and North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3237, doi:10.1029/2001JC001037.
- Yasuda, I., K. Okuda, and Y. Shimizu (1996): Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio interfrontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 448–465.
- 吉川裕・遠藤貴洋 (2017): 海洋表層混合層における乱流混合に関する研究. *海の研究*, **26**, 239–250.
- Zhao, Z., and M. H. Alford (2009): New altimetric estimates of mode-1  $M_2$  internal tides in the central North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 1669–1684.
- Zhao, W., C. Zhou, J. Tian, Q. Yang, B. Wang, L. Xie, and T. Qu (2014): Deep water circulation in the Luzon Strait. *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**, 790–804, doi:10.1002/2013JC009587.

## A brief review of vertical mixing observations at mixing hotspots in the North Pacific

Takahiro Tanaka\*

### Abstract

A recent compilation of global observational data, including from the Argo floats array, has promoted understanding of the spatiotemporal variability of vertical mixing intensity. Vertical mixing is found to be enhanced near the seafloor, where the bottom topography is rough and/or where the external force such as tide and wind is strong. This article reviews observational data on the vertical mixing intensity at mixing hotspots in the North Pacific: the Hawaiian ridge, the Izu-Ogasawara ridge, the Kuroshio/Kuroshio Extension, the East China Sea, the Luzon Strait and the South China Sea, the Kuril Straits, the Oyashio and the Mixed Water region, the Aleutian Passes, the storm track region, the Equatorial area, and the Indonesian Archipelago. In future research, more efficient methods of measuring turbulence by autonomous platforms, in addition to conventional shipboard observation, would facilitate quantification of vertical mixing intensity and elucidation of mixing processes in North Pacific mixing hotspots.

**Key words** : North Pacific, turbulence observation, mixing hotspots

(Corresponding author's e-mail address : takahiro@affrc.go.jp)

(Received 3 August 2016 ; accepted 20 May 2017)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2017)

---

\* Tohoku National Fisheries Research Institute,  
Japan Fisheries Research and Education Agency  
3-27-5, Shinhama-cho, Shiogama-city, Miyagi, Japan 985-0001  
Tel: +81223659928 FAX: +81223671250  
e-mail: takahiro@affrc.go.jp