

自律型海洋観測装置 (AOV) により観測された鉛直断面における 流速データの解析[†]

堀之内龍一^{*1}, 土屋主税^{*2}, 長澤亮佑^{*1}, 伊能康平^{*3}, 塩澤舞香^{*3}, 中村優斗^{*3}

An analysis of vertical cross sectional current velocity
observed by Autonomous Ocean Vehicles[†]

Ryoichi HORINOUCI^{*1}, Chikara TSUCHIYA^{*2}, Ryosuke NAGASAWA^{*1}, Kouhei INOU^{*3},
Maika SHIOZAWA^{*3}, and Yuto NAKAMURA^{*3}

Abstract

In order to establish an analysis method for Autonomous Ocean Vehicle (AOV) based on wind-driven current, we attempted to analyze data obtained in the coastal waters of Miyakojima. At first, we analyzed the current velocity observed by AOV using the applicable method for short-time and mobile observational data. As a result, we indicated that the residual current velocity in some cross sections have a spiral structure. Furthermore, we analyzed the data based on the Ekman boundary equation and estimated a vertical profile for the vertical eddy viscosity coefficient, which is a significant parameter from a computational fluid dynamics perspective.

1 序論

自律型海洋観測装置 (AOV: Autonomous Ocean Vehicle) とは, 外部電源等を用いず, 波の上下動により自律的に移動し, 海象・気象の観測を行うことができる観測機器である (Photo 1). 海上保安庁では 2016 年度から運用を開始し, 現在では第七, 八, 九, 十及び十一管区海上保安本部において運用されている. これら AOV により取得した, 流速をはじめとしたデータの解析は, 伊能・他 (2021) にまとめられており, 例えば八管区では, 隠岐諸島付近の海域において, AOV 搭

載の多層音波流速計 (Acoustic Doppler Current Profiler: ADCP) で得られた水面下 3 m の流速データに対して調和分解を行い, 10 分潮の流速・遅角を算出してその海域における流速を評価した. 調和解析には通常, 検出したい分潮の周期の差に応じてある程度長期間, 同一点における観測が必要である (Parker, 2007). 従って伊能・他 (2021) で報告された解析においても, 調和解析は同一点での観測を仮定しており, 鉛直方向に関しては水面下の観測層 1 層のみ, 30 日以上に及ぶ期間の観測データを対象としている.

[†] Received September 12, 2022; Accepted October 26, 2022

* 1 大洋調査課 Offshore Surveys Division

* 2 企画課 Administration and Planning Division

* 3 沿岸調査課 Coastal Surveys Division



Photo 1. Autonomous Ocean Vehicle (AOV).
写真1. 自律型海洋観測装置 (AOV).

一方、AOVの長所として、海洋表層の海象・気象データに特化して、同一海域の時間的・空間的に高密度なデータ取得が可能である。そのため、大気海洋相互作用をはじめとした海洋表層の海洋物理学的データ解析において非常に有用であると考えられる。しかしながら、風による応力が海洋表面にはたらくことで駆動される吹送流に着目した報告は、これまで為されていない。

そこで本報告では、AOV搭載のADCPで得られた流速に対して、下記のような試行的解析を行った。まず、伊能・他(2021)で述べられた調和分解の拡張として、移動プラットフォームによる数日間程度の短期間観測データに適用可能な潮流分離の方法を用いて、鉛直方向の各観測層において水平方向の移動も加味した潮流分離を試みた。また、その結果得られた調和定数の鉛直プロファイルを用いて、代表的な吹送流であるエクマン境界層の理論に基づく方法を用いることで、数値計算において重要なパラメーターの1つである鉛直渦粘性係数の鉛直プロファイルを推定した。

2 観測データ

解析に使用したデータは、十一管区において運用されているAOV「ぐるくん」により、2020年2月14日から16日までの期間に、宮古島から東におよそ34 kmの海域で観測された東西流速及び南北流速データ及び風向風速データである。日

本海洋学会沿岸海洋研究会(2014)に記載されている通り、本海域では海陸風等の影響で、海洋表層付近の流れにおいては吹送流の卓越が想定される。本報告では観測データを潮流分離した後に吹送流等の表層流の構造に着目するべく、本海域を解析対象として選定し、また、期間にあつては、風向風速がある程度の時間一定となっている上記期間を対象とした。流速の取得についてはADCP(Teledyne社製Workhorse 600 kHz)を使用し、観測層について第1層が水深2.11 m、それ以深は1 m間隔で第50層まで、1秒間隔で観測された2分平均値を30分毎に取得した。風向風速の取得については気象計、Airmar社製P8200を使用し、海上約1 mの高さの風向風速について、毎秒間隔で観測された値を30分平均値として取得した。

Fig. 1に2月14日から16日までのAOV「ぐるくん」の軌跡を示す。緯度およそ $24^{\circ} 48'.12 N - 24^{\circ} 48'.72 N$ 、経度およそ $125^{\circ} 38'.40 E - 125^{\circ} 40'.80 E$ の範囲を8の字状に往復しながら観測していた。

取得した流速について、AOV本体から水深約8 mにはアンビリカルケーブルによって水中グライダーが係留されているため、取得されるデータの品質が悪いことが知られている(西村・他, 2017)。そのため、次章以降ではグライダー係留水深に相当する8.11 m水深のデータを除いて解析を行った。実際に水深8.11 mで取得した流速データについて確認してみると、ほとんど全期間に亘って、隣接する観測層から0.5 ktより大きい流速差があった。その例として、水深7.11 m, 8.11 m, 9.11 mで取得した東西流速データを時系列グラフとした描いたのがFig. 2である。これは先述の通り、海面下に係留されている水中グライダーに、ADCPからの発振音波が強く反射されているためと考えられる。同様の報告は西村・他(2017)でも述べられているところであるが、この際はグライダー係留水深の流速が弱くなる傾向にあったのに対し、本報告のデータでは隣接層よりも大きな絶対値を持つ流速として得られてい

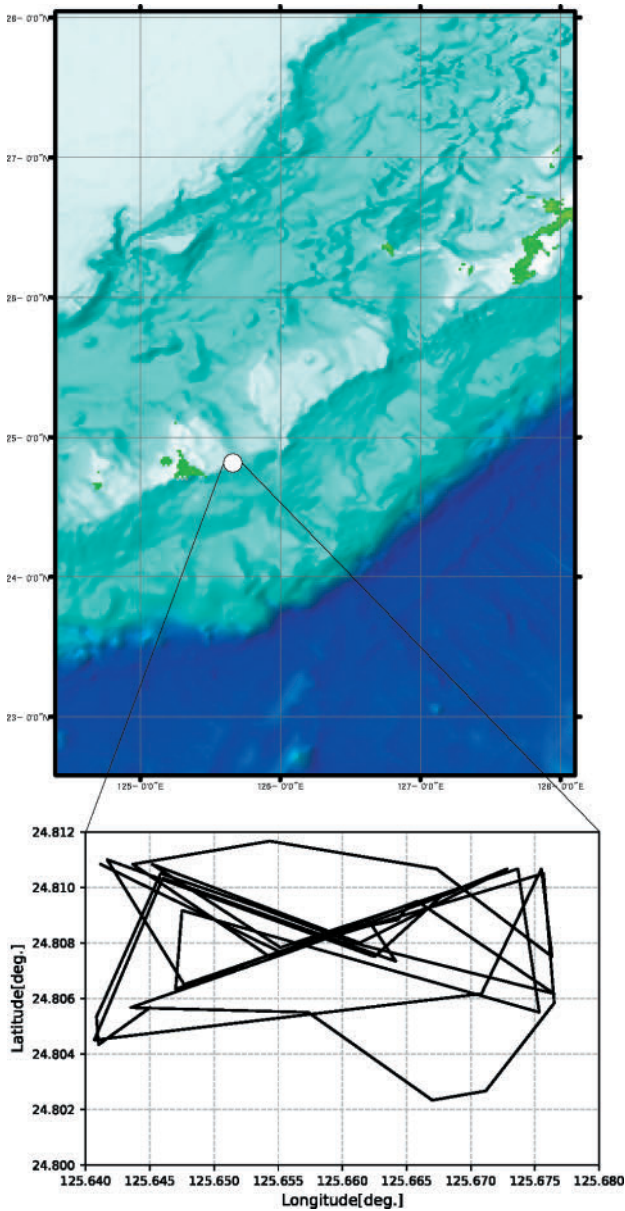


Fig. 1. Observation area (upper) and track of AOV *Gurukun* during the observation (lower).

図1. 観測海域（上図）及び観測期間中のAOV「ぐるくん」の軌跡（下図）。

た。

また、解析対象期間である2月14日から16日におけるAOV搭載の風向風速データをFig. 3に示す。Fig. 3の通り、この期間の風向風速は2月16日11時を境に、観測期間前半から半ばにかけては概ね南風で平均9.6 kt、風向きが変わった観測期間の終わりには概ね北風で平均21 ktとなっている。

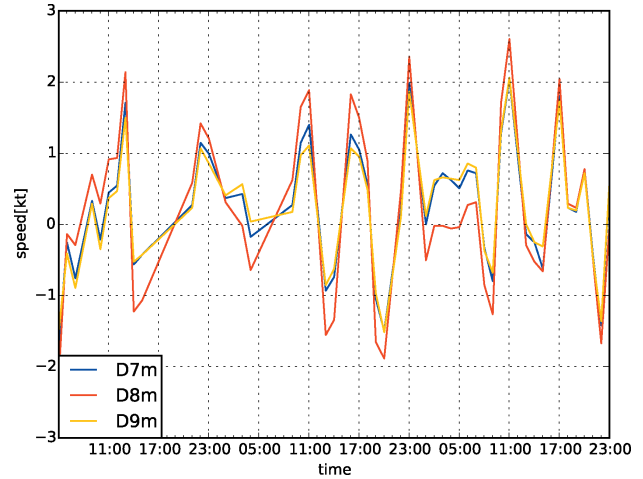


Fig. 2. Time series plot of eastward (positive values) and westward (negative values) current velocity observed by AOV *Gurukun*. Blue, red, and yellow solid line represent current velocity at the depth of 7, 8, and 9 m, respectively.

図2. AOV「ぐるくん」により観測された東方（正の値）及び西方（負の値）流速の時系列プロット。青、赤、黄色の実線は水深7、8、9 mにおける流速を示す。

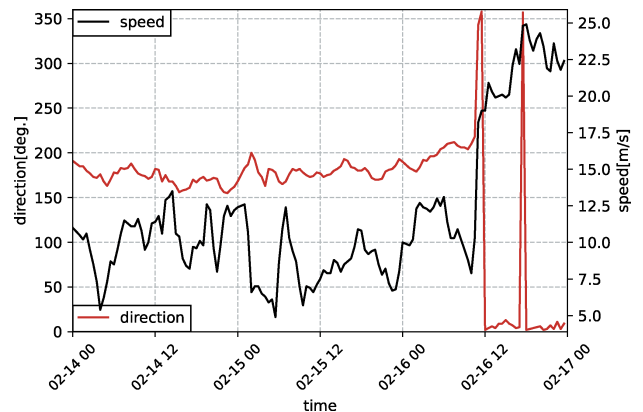


Fig. 3. Time series plot of wind speed (black solid line) and direction (brown solid line) observed by AOV *Gurukun*.

図3. AOV「ぐるくん」により観測された風速（黒い実線）及び風向（茶色の実線）。

3 短期間移動観測で得られたデータに対する潮流分離

移動観測プラットフォームで得られた短期間のデータに対する潮流分離としてCandela et al. (1992)の方法を用いた。手法について以下に概要を述べる。本報告で解析対象としたデータは約15時間と非常に短く、主要4分潮 (M_2 , S_2 , K_1 ,

O_1) への分解は不可能であるため、東シナ海における観測結果 (Yoshikawa et al., 2010) から、支配的である O_1 , M_2 の潮流成分を分離することを考える。はじめに、観測された流速場 $u = (u, v)$ を (u は東西流速, v は南北流速), 東シナ海で卓越する日周期 (O_1), 半日周期 (M_2) の成分及び平均流の和と仮定する。例えば東西流速 u について (1) 式のように置く;

$$u(t, x, z) = a_0 + a_1 \cos \sigma_1 t + a_2 \sin \sigma_1 t + a_3 \cos \sigma_2 t + a_4 \sin \sigma_2 t. \quad (1)$$

ここで, t は時間, x は経度方向の水平距離, z は水深, a_0 は平均流, a_1, a_2 は日周期潮流の調和定数, a_3, a_4 は半日周期潮流の調和定数, σ_1, σ_2 はそれぞれ日周期 (O_1), 半日周期 (M_2) の角速度である。さらに a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 を経度方向の水平距離 x と水深 z の多項式と考え, 例えば平均流について (2) 式のように仮定する;

$$a_0 = \sum_{j=0}^N \sum_{k=0}^j \alpha_{j-k, k} x^{j-k} z^k. \quad (2)$$

ここで, $\alpha_{j-k, k}$ は未定係数である。仮定する多項式の表式は, 万田・他 (2000) に倣い, (x, z) の関数で $N=2$ の 2 次式とし, 緯度方向への依存性は考えない。 $N=2$ の場合, 未知数の数は a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 それぞれについて 6 個必要なため, 計 30 個であり, 求解のためには最低 30 本の式が必要となるが, 観測された流速場を $u(t, x, z)$ と置くことで, 観測された全ての点における流速データを, 未知数を求めるための最小二乗法に使用することができる。

前述の潮流分離の方法を, 「ぐるくん」による観測データに適用した結果の一例を Figs. 4, 5 に示す。これらはともに水深 10.11 m で取得したデータであり, Fig. 4 は東西流速, Fig. 5 は南北流速を示している。ともに上図は観測値と平均流, 日周期流, 半日周期流を合計した値の時系列グラフで, 下図は観測値と平均流, 日周期流, 半日周期流の時系列グラフである。本報告では, AOV による移動観測のため, ここで示した時系列データにあっても, その観測位置は時々刻々と変化していることに注意されたい。東西流速, 南北流速について, 決定係数はそれぞれ 0.95, 0.84

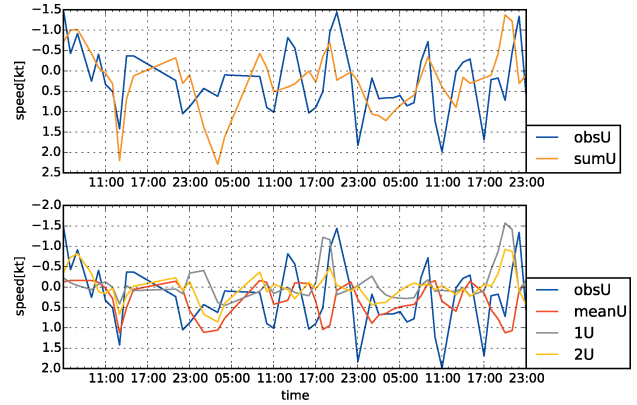


Fig. 4. Time series plot of eastward (positive values) and westward (negative values) current velocity at the depth of 10 m. The upper figure represents observational (blue solid line) and total (orange solid line) current velocity; total current velocity is sum of mean, diurnal and semidiurnal current velocity. The lower figure represents observational (blue solid line), mean (red solid line), diurnal (gray solid line) and semidiurnal (yellow solid line) current velocity.

図 4. 水深 10 m における東方 (正の値) 及び西方 (負の値) 流速の時系列プロット。上図は観測された流速 (青い実線), 平均流速, 日周期流速, 半日流速の合計 (オレンジの実線) を示し, 下図は観測された流速 (青い実線), 平均流速 (赤い実線), 日周期流速 (灰色の実線), 半日周期流速 (黄色の実線) を示す。

であった。一般に, 決定係数は解析したデータが元のデータをどの程度説明し得るかということを確認するのに有用な数値で, 1 に近いほど回帰式の当てはまりが良いとされる (杉山・他, 2014)。先行研究である磯部 (1992), 万田・他 (2000) においても, 決定係数はそれぞれ 0.6, 0.7 程度のデータセットについても棄却せず, Candela et al. (1992) の方法による潮流分離が機能しているとして考察を行っていることから, 本解析においても潮流分離は一定以上の効果があるものとして, 以降の解析を進める。しかしながら, 流速誤差に関して述べれば, Fig. 4 上図及び Fig. 5 上図からもわかる通り, 東西流速及び南北流速ともに, 絶対値の大きな流速が観測された際に, 観測値を完全に再現しているとは言えない。特に東西流速では短期間に大きく流速が正負に振れること

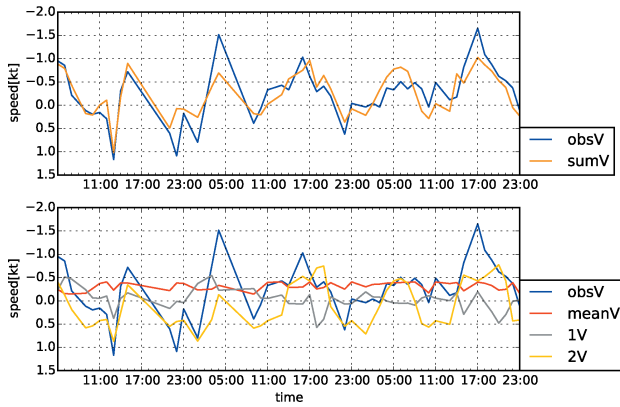


Fig. 5. Time series plot of northward (positive values) and southward (negative values) current velocity at the depth of 10 m. The upper figure represents observational (blue solid line) and total (orange solid line) current velocity; total current velocity is sum of mean, diurnal and semidiurnal current velocity. The lower figure represents observational (blue solid line), mean (red solid line), diurnal (gray solid line) and semidiurnal (yellow solid line) current velocity.

図 5. 水深 10 m における北方 (正の値) 及び南方 (負の値) 流速の時系列プロット. 上図は観測された流速 (青い実線), 平均流速, 日周期流速, 半日流速の合計 (オレンジの実線) を示し, 下図は観測された流速 (青い実線), 平均流速 (赤い実線), 日周期流速 (灰色の実線), 半日周期流速 (黄色の実線) を示す.

があり, その際の再現度は高くない. また, Fig. 4 下図から東西流速の分解された各成分について, 観測された値に対し, 平均流は局所的に凸となるピーク値の正負が一致することが多いが, 日周期流及び半日周期流は局所的に凸となるピーク値を持つ流速に対して, 正負逆の値を持つことがある. 他方, Fig. 5 下図から南北流速の分解された各流速について, 流速の局所的なピークは半日周期流によって比較的良く表現されており, 平均流は観測期間を通してマイナスの値を示している. また, 日周期流は観測された値に対して, 2月15日4時を境に, 観測期間前半は観測値の局所的に凸なピーク値と正負同じ傾向を示すことが多く, 観測期間後半は正負逆の傾向を持つことが多い.

移動観測による流速データに対して Candela et

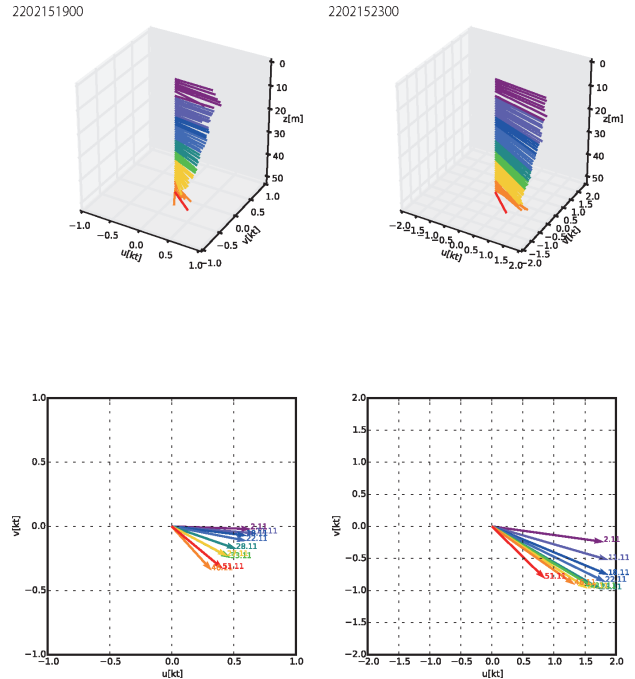


Fig. 6. Three-dimensional and 2-dimensional hodograph of residual current on the cross section at 19:00, 15 February 2020 (left) and at 23:00, 15 February 2020 (right). Values indicate depth.

図 6. 2020年2月15日19時 (左図), 2020年2月15日23時 (右図) における残差流の3次元及び2次元ホドグラフ. 数値は水深を示す.

al. (1992) の方法による潮流分離を行った磯辺 (1992) と同様, 潮流分離した日周期流と半日周期流を観測値から差し引くことで, 残差流を求めた. Fig. 6 はその内, 2月15日19時時点と2月15日23時時点の2次元及び3次元のホドグラフである. これらはいずれも表層に近い観測層ではほぼ東向きの流れを持っており, 深度方向に深くなるにつれて流向は時計回りに回転し, 観測の下層では流速はやや小さくなる. このときの風向風速は Fig. 3 で示した通り, 2月15日19時時点では風向 179° , 平均風速 9.2 kt, 2月15日23時時点では風向 186° 平均風速 6.8 kt で, ほぼ南風であることも勘案すると, これらの構造は Ekman (1905) で提唱されたいわゆるエクマン境界層に基づく流速分布 (基礎方程式は後述の (5) 式. 付録も参照のこと) を想起させるものである. Fig. 6 で示した時刻以外にも, 残差流の鉛直プロフィールの中には, これらのような螺旋様の流速

プロファイルを持つものがいくつか存在した。

4 渦粘性係数の推定

本章では、前章で算出した各観測層における調和定数から、Yoshikawa and Endoh (2015) で示された方法の内、scheme1 と紹介されているエクマン境界層方程式に基づく手法を用いて、鉛直渦粘性係数の鉛直プロファイルを推定する。下記に推定手法の概要を述べる。

まず、ある角速度 ω の潮流の調和定数が各深度で推定できているとすると、

$$w(z) = u(z) + iv(z) = W(z)e^{i\omega t} \quad (3)$$

と書ける。ここで、 $w(z)$ は水平流速を複素数で表記したもので、 $W(z)$ はその複素振幅である。一般に、調和分解によって求められた流速成分は時計回り成分と反時計回り成分に分離することができるので、東西流及び南北流の潮流振幅 U 、 V と遅角 λ を用いると、複素数で表現した調和定数は、

$$W(z) = \frac{U\cos\lambda \pm V\sin\lambda}{2} + i \frac{V\cos\lambda \mp U\sin\lambda}{2} \quad \text{for } \omega \leq 0 \quad (4)$$

と表せる（本報告では遅角 λ は気象庁ホームページ潮位表掲載地点一覧表より、平良の値を参照した）。

潮流成分の内、エクマン境界層方程式

$$\frac{\partial w}{\partial t} + i f \omega = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu(z) \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (5)$$

に従う境界層成分が既知であるとする（ f はコリオリパラメータ、 μ は鉛直渦粘性係数）。ここで、(5) 式が成り立つ範囲を境界層、境界層の厚さを δ 、それ以深の領域を内部領域とすると、境界層成分は、

$$w(z) = \hat{w}(z) - \hat{w}(\delta + \varepsilon) \quad (7)$$

と記述できる（ハットは観測値であることを示す）。ここで、 ε は境界層と内部領域の境界での流速をゼロにしないためのもので、本報告では $\varepsilon = 1 \text{ m}$ として計算している。(3) 式を (5) 式に代入することで、(8) 式を得る：

$$i(f + \omega) W(z) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu(z) \frac{\partial}{\partial z} W(z) \right). \quad (8)$$

流速が Δz の間隔で観測されたとすると、(8) 式の差分形式は、

$$i(f + \omega) W_{k+\frac{1}{2},n} \Delta z = \mu_{k+1} \frac{W_{k+\frac{3}{2},n} - W_{k+\frac{1}{2},n}}{\Delta z} - \mu_k \frac{W_{k+\frac{1}{2},n} - W_{k-\frac{1}{2},n}}{\Delta z}. \quad (9)$$

となる。ここで $k=1, \dots, K$ は深度方向を示し、 $n=1, \dots, N/2$ は方程式の個数を示す。方程式は、東西流速と南北流速についてそれぞれ実部と虚部が存在し、かつ、1つの分潮に対して時計回り及び反時計回り成分についてそれぞれ ω の正負が存在するため、平均流も合わせると合計で $N=10$ 個となる。

各観測水深 z_k において、10 個の方程式から 10 個の μ_k を求めてそれらの平均を取ることで μ_k の鉛直プロファイルを推定する。(9) 式における左辺を加速度項 $a_{k,n}$ 、右辺をそれぞれ鉛直シア項 $s_{k+1,n}$ 、 $s_{k,n}$ とし、鉛直積分すると、(10) 式となる；

$$\sum_{k'=k}^{K-1} a_{k',n} = \mu_K s_{K,n} - \mu_k s_{k,n}. \quad (10)$$

ただし、内部領域における風応力は、境界層における風応力よりもはるかに小さいものと考え、 $\mu_K=0$ とした。また、本推定にどの分潮を採用するかによって渦粘性推定の精度が異なるため、ある程度の試行が必要である (Yoshikawa and Endoh, 2015)。本報告では、半日周期成分を用いて算出した各観測層における渦粘性係数を平均することで、渦粘性係数の鉛直プロファイルを推定した。これは算出した渦粘性係数からエクマン境界層の流速を求めた際に、半日周期成分を用いた場合が最も残差流の境界層成分を精度良く再現していたためである。

2月15日19時時点における流速プロファイルを使用して推定した渦粘性係数の鉛直プロファイルを Fig. 7 に示す。一般に深度 100 m までの海洋表層では鉛直渦粘性係数はおおよそ $10^{-3} - 10^{-2}$

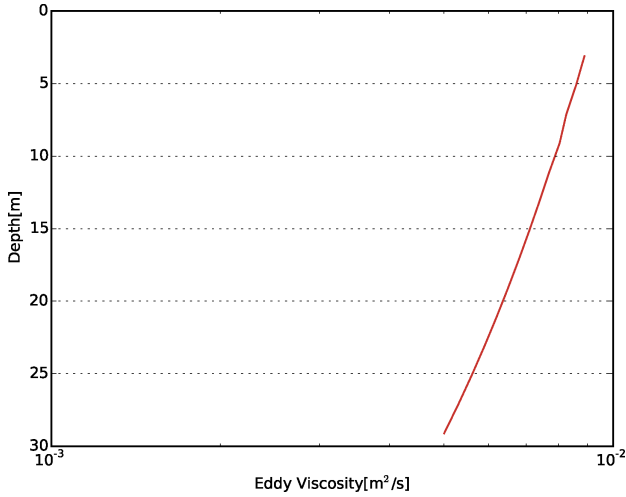


Fig. 7. Vertical profile of vertical eddy viscosity coefficient estimated from the vertical profile of harmonic constant at 19:00, 15 February 2020.

図7. 2020年2月15日19時における調和定数の鉛直分布から推定された鉛直渦粘性係数の鉛直分布.

のオーダーであることが知られている (淵・他, 1970). 推定した渦粘性係数はちょうどその範囲に存在し, 表層から深度が大きくなるにつれてその値は小さくなる. 吉川・青山 (2014) では, 推定した渦粘性係数は水深5 mほどで最大値を取り, その後は減少するような形をしており, 風応力を受ける境界である境界面, 即ち海面から離れるにつれて渦粘性係数が減少するというトレンドは本推定と概ね一致する.

推定した渦粘性係数がどの程度尤もらしいか確かめるために, 推定した渦粘性係数の鉛直プロファイルを用いて, エクマン境界層の流速を算出し, 東西及び南北それぞれについて残差流の境界層成分と比較した (Fig. 8). なお, 風応力の推定には Yelland and Taylor (1996) より

$$1000C_{D10n} = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10Dn}} + \frac{7.7}{U_{10Dn}} \quad (3 \leq U_{10n} \leq 6 \text{ m/s})$$

$$1000C_{D10n} = 0.60 + 0.070U_{10Dn} \quad (6 \leq U_{10n} \leq 26 \text{ m/s})$$
(11)

及び, 花輪 (2017) より, 海面における下記のバルク式

$$\tau_x = C_{D10n} \rho_a U_{10n} |U_{10Dn}^2|, \tau_y = C_{D10n} \rho_a V_{10n} |U_{10Dn}^2|$$
(12)

を用いた (C_{D10n} は摩擦係数, U_{10Dn} , V_{10Dn} はそ

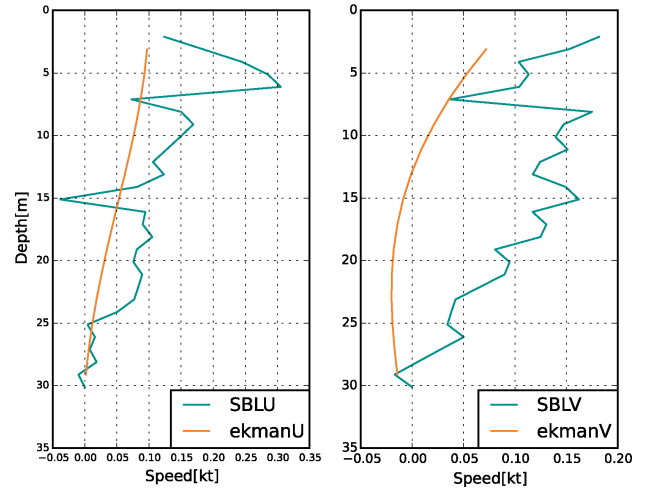


Fig. 8. Vertical profile of eastward (positive values) and westward (negative values) current velocity (right) and vertical profile of northward (positive values) and southward (negative values) current velocity (left). Blue solid line represents boundary layer component of residual current and yellow solid line calculated by Ekman layer equation using estimated vertical eddy viscosity coefficient.

図8. 東方 (正の値) 及び西方 (負の値) 流速の鉛直分布 (右図) 並びに北方 (正の値) 及び南方 (負の値) 流速の鉛直分布 (左図). 青緑の実線は残差流の境界層成分で, 黄色の実線は推定した鉛直渦粘性係数を用いてエクマン層方程式から算出した流速を示す.

れぞれ 10 m 高度で観測された東西風速及び南北風速, ρ_a は大気密度, $|U_{10Dn}^2|$ は水平風速). ただし, 1章で述べた通り, AOVで観測される風速は高度約1 mを対象としているため, 花輪 (2017) 及び近藤 (2000) より, 海面近傍の風速分布は対数層の風速分布,

$$U = 2.3026 \frac{u^*}{\kappa} \log_{10} \frac{z}{z_0} \quad (13)$$

に従うものとし, 10 m 高度の水平風速値を算出して用いた. ここで, z_0 は海面上の粗度, u^* は摩擦速度, κ はカルマン定数である.

Fig. 8より, 推定した渦粘性係数の鉛直プロファイルを用いて算出したエクマン境界層の流速と残差流の境界層成分を比較すると, 東西及び南北方向ともやや過小な流速ではあるものの, 深度方向に流速が減少する傾向は一致している. しか

しながら、東西方向及び南北方向ともに最大0.2 kt程度の流速誤差を持つ結果となった。

5 考察

前章で各観測層において算出された調和定数の鉛直プロファイルより鉛直渦粘性係数の鉛直プロファイルを求めたところ、海洋表層で代表的に見られるような値が得られた。一般に、渦粘性係数は乱流シュミット数を通じて渦拡散係数とは比例の関係にあり（稲毛, 2021; 淵・他, 1970）、渦粘性係数を推定することで、物質の輸送・拡散に大きく影響を及ぼす渦拡散係数の推定にも活用できると考えられる。海洋情報部においては、海難や油流出等の事案が発生した場合、漂流者や漂流物がどのように流れるかあるいは拡散するかといった漂流予測を行っている。漂流予測の計算には、浅原・他（2015）で概説されている通り、拡散項を含んでいるため、本報告における解析に改善を重ね、精度良く海洋表層における渦拡散係数の3次元分布を推定することができれば、漂流予測の精度向上に資する可能性がある。

しかしながら、本報告で述べた解析方法は試行的であり、得られた潮流分離及び渦粘性係数推定の結果についても、オーダーや大まかな傾向は合うが、十分な精度があるとは言えない。より精度良く潮流分離及び渦粘性係数推定を行うためには、与えるデータセットをより良質なものとするか、あるいは3章及び4章で行った両手法に改善を施す必要がある。まず、入力するデータセットの改善について言及する。今回のデータセットは、渦粘性係数の推定を念頭に、風向風速がある程度一定であった3日間を選定したが、例えば10日間等、より長期間のデータを解析に用いれば、潮流分離及び渦粘性係数推定の精度が改善される可能性がある。ただし、渦粘性係数推定の手法は吹送流の概念に基づいているため、風速風向はある程度の期間、周期的あるいは一定であることが望ましいだろう。また、計測誤差の大きなデータのフィルタリングにも注意を要する。本報告においては考察に含めることができなかった

が、各ビームの反射強度値等を参照して統計的考察を加えることで、誤差の大きな流速値を除外することも有用であると思料する。

続いて、解析手法の改善に関して述べる。短期間の移動観測に対する潮流分離手法については、仮定する多項式の次数を2以上に増やす、あるいは仮定する多項式を3次元に拡張するといった改善案が考えられる。前者の多項式の次数については、吉・佐藤（1996）によると、水平2次元の多項式について次数を3次から7次まで変化させて試行したところ、次数を上げるほど流速誤差が大きくなり、10 kt以上の流速として推定してしまふ結果となっており、改善案として適当でないだろう。一方、後者の多項式の次元については、鈴木・他（2005a, 2005b）では3次元の多項式に拡張しており、さらにベイズ型赤池情報量基準（ABIC）を取り入れて残差流を推定し、黒潮水系暖水の流入等を再現することに成功している。本報告では取り入れることができなかったが、鈴木・他（2005a, 2005b）と同様の手法を用いることでより精度良く潮流分離を行うことが出来る可能性がある。また、本手法では推定式を多項式で与えていることから、流速への時間及び位置座標の依存性は完全に分離できていないと想像されるため、物理的解釈等を含んだ別の形式で与えるなどの改善方法も考えられる。

また、渦粘性係数推定手法についてはYoshikawa and Endoh（2015）に示されている通り、今回推定手法として用いたscheme1は、原理的には、推定した渦粘性係数に誤差があるとした場合の最小二乗法に対応するものであり、実観測データに適用したところ、その推定精度が悪いことが述べられている。本報告では取り入れられなかったが、Yoshikawa and Endoh（2015）で紹介されていた他の手法、流速の鉛直シアをうまく説明し得るscheme2や風応力ベクトルをシアベクトル方向に射影する手法であるscheme3を用いた解析を行うことで、より精度良く渦粘性係数を推定できると考えられる。上記に述べた解析手法の改善点は今後の課題とした

い.

6 結論

本報告では、AOV「ぐるくん」で得られたデータについて、短期間移動観測にも適用可能な手法を用いて、鉛直方向の各観測層に対して潮流分離を行った。その結果、平均流、日周期潮流、半日周期潮流に分解することができた。南北流速については概ね観測された流速を再現し、潮流分離することができたものの、東西流速については、特に大きな流速値が観測された際にその再現が不十分であった。次に分解した日周期潮流及び半日周期潮流を観測値より差し引くことで残差流を算出した。各時刻の残差流ホドグラフを確認すると、鉛直方向に流向流速が変わる螺旋様の構造がいくつか見受けられた。螺旋様構造として着目した流速の鉛直プロファイルについて、各観測層で得られた潮流分離の結果から、エクマン境界層方程式に基づく手法を用いて、鉛直渦粘性係数の鉛直プロファイルを推定した。結果として、海洋表層に特徴的なオーダーと一致する鉛直渦粘性係数の鉛直プロファイルが得られた。得られた渦粘性係数を用いてエクマン流速を算出したところ、残差流の境界層成分と大まかな傾向は合うものの、0.2 kt 程度の流速誤差が見られた。

潮流分離及び渦粘性係数推定の両手法に改善の余地はあるが、AOVによる流速の移動観測により、海洋表層における3次元の渦粘性係数分布が得られれば、漂流予測等の数値計算に活用できる可能性がある。

付録 エクマン境界層方程式

本付録では、(5)式に掲載したエクマン境界層方程式の定常解析解を求め、その特徴を簡単に述べる。

まず、(5)式を再掲する；

$$\frac{\partial w}{\partial t} + if\omega = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu(z) \frac{\partial w}{\partial z} \right). \quad (5)$$

ここでは、無限に広い海洋で、簡単のため、定常かつ一様、風向が θ である風応力 $\tau = (\tau_x, \tau_y)$

が海面に作用している場を考える。(5)式について、定常で鉛直渦粘性係数は水深に依らないとし、東西及び南北の成分に分けて記述すると、

$$-fv = \mu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad fu = \mu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}. \quad (14)$$

海面及び境界層から十分離れた水深における境界条件は、

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_x}{\rho}, \quad \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_y}{\rho} \quad \text{at } z=0, \quad (15)$$

$$u=0, \quad v=0 \quad \text{at } z=\infty. \quad (16)$$

(15)式、(16)式の条件の下、(14)式を解くと、解は、

$$u = \frac{1}{\rho\sqrt{f\mu}} \left\{ \tau_x \cos\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \cos\frac{z}{\delta} - \tau_y \sin\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \cos\frac{z}{\delta} - \tau_x \sin\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \sin\frac{z}{\delta} - \tau_y \cos\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \sin\frac{z}{\delta} \right\}, \quad (17)$$

$$v = \frac{1}{\rho\sqrt{f\mu}} \left\{ \tau_x \cos\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \sin\frac{z}{\delta} + \tau_x \sin\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \cos\frac{z}{\delta} + \tau_y \cos\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \cos\frac{z}{\delta} - \tau_y \sin\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) \exp\frac{z}{\delta} \sin\frac{z}{\delta} \right\}. \quad (18)$$

となる。ここで、 δ は $\delta = \sqrt{2\mu/f}$ で境界層の厚さである。Fig. 9に(17)式、(18)式のホドグラフを示す。海面では、風応力の向きに対して右手45°に回転した流速を持ち、水深が深くなるにつれて時計回りに流向が変化しつつ、流速は指数関数的に小さくなる。このような流向流速の螺旋構造を持つ境界層は一般にエクマン境界層、流向流速の螺旋構造はエクマン螺旋と呼ばれる。海洋においては海面及び海底付近に、大気においては地表面付近に見られる。

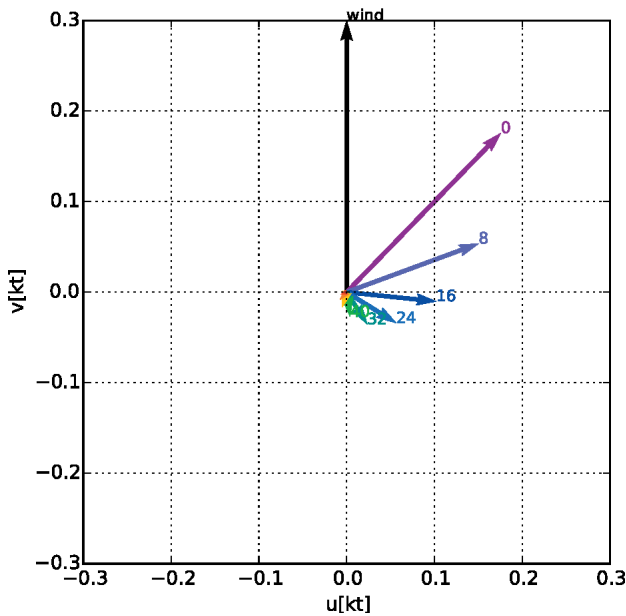
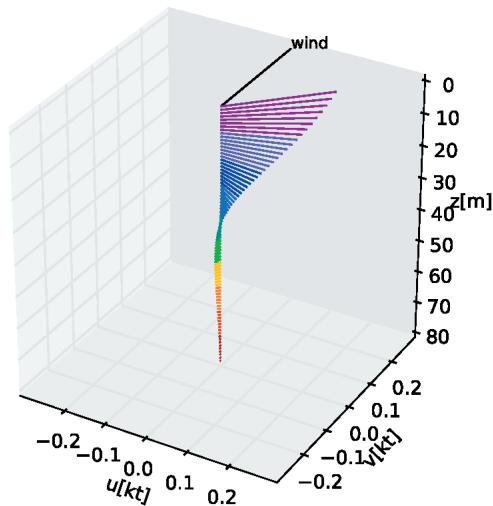


Fig. 9. Three-dimensional and 2-dimensional hodograph of Ekman spiral. Values indicate depth.
 図9. エクマン螺旋の3次元及び2次元ホドグラフ。数値は水深を示す。

謝 辞

本報告の執筆にあたって、本庁沿岸調査課 AOV 担当及び AOV に関わる皆様に、何度も観測の手法やデータ品質に関して聞き取りを行い、その度に非常に丁寧かつ確かな情報共有をして頂いた。また、AOV の様な新技術の導入及び現在の安定的な実運用に至るまでには、これまでに様々な課題を解決しなければならなかったと想像されるが、そういった困難を乗り越え、綿密な観測計

画を進めて下さった各管区 AOV 担当の皆様、並びに AOV 投入・回収の際に安全かつ適切に作業できるように、工夫を凝らし取り組んで頂いた中型測量船の乗組員の皆様をはじめ、当庁の AOV 運用に携わってきた皆様に、深く感謝の意を表す。

文 献

浅原悠里, 東 吉一, 森岡裕詞, 入澤沙弥, 増山 昭博 (2015) 漂流予測プログラム Ver 6.0 の紹介, 海洋情報部研究報告, 52, 107-113.

Candela, J., R. C. Beardsley, and R. Limeburner (1992) Separation of tidal and subtidal currents in the Ship-mounted Acoustic Current Profiler observations, J. Geophys. Res., 97, [C1], 769-788.

Ekman, V. W. (1905) On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents, Ark. Mat. Astron. Fys., 2, 1-53.

淵 秀隆・西村 実・菱田耕造・岩下光男・相馬 正樹・鳥羽良明・大久保明 (1970) 海洋物理 I, 海洋科学基礎講座 1, 389pp., 東海大学出版会, 東京.

花輪公雄 (2017) 海洋の物理学, 現代地球科学入門シリーズ 4 巻, 210pp., 共立出版, 東京.

稲毛真一 (2021) 基礎コース流体力学, 227pp., 晃洋書房, 京都.

伊能康平・杉山伸二・金 敬洋・土屋主税・野澤 理香・小河原秀水・吉 宜好・中山浩一郎・永蔵克己・内村 忍 (2021) 自律型海洋観測装置 (AOV) の運用と観測の現状, 海洋情報部研究報告, 59, 126-142.

磯辺篤彦 (1992) ADCP 観測資料からの潮流成分の除去について, 水産大学校研究報告, 40, [2], 59-68.

気象庁, 潮位表, <http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/suisan/station.php>.

近藤純正 (2000) 地表面に近い大気科学, 324pp., 東京大学出版会, 東京.

万田敦昌・磯辺篤彦・松野 健・柳 哲雄・韓

- 仁盛・神尾光一郎・西田英明・久野俊行・森井康宏・山脇信博・吉村 浩・兼原壽生・青島 隆 (2000) 東シナ海黒潮前線における ADCP 連続観測結果とそれに適用した潮流分離手法について, 九州大学総合理工学研究科報告, 21, [4], 343-348.
- 日本海洋学会沿岸海洋研究会 (2014) 詳論沿岸海洋学: 沿岸海洋研究会 50 周年記念, 261pp., 恒星社厚生閣, 東京.
- 西村一星・増田貴仁・糸井洋人・土屋主税・加藤弘紀・松坂真衣・佐藤勝彦・田中友規・野坂琢磨・石田雄三 (2017), 自律型海洋観測装置 (AOV) の運用に向けて, 海洋情報部研究報告, 54, 74-83.
- 杉山高一・藤越康祝・小掠 透 (2014) 多変量データ解析, 多変量データの統計科学 1, 230pp., 朝倉書店, 東京.
- Parker, B. B. (2007) Tidal Analysis and Prediction, NOAA Special Publication NOS CO-OPS 3, 378pp., NOAA, NOS CO-OPS, Silver Spring, Md.
- 鈴木高二郎・竹田 晃・下司弘之・亀山 豊・清水勝義 (2005a) 東京湾口のフェリー観測データからの潮汐成分と残差流成分の推定, 海岸工学論文集, 52, 331-335.
- 鈴木高二郎・竹田 晃・橋本典明 (2005b) 非固定航路で不連続的に観測された流況データからの潮汐成分と残差流の分離手法について, 港湾空港技術研究所報告, 44, [2], 39-56.
- Yelland, M. and P. K. Taylor (1996) Wind Stress Measurements from the open ocean, J. Phys Oceanogr., 26, 541-558.
- 吉 宜好・佐藤 敏 (1996) ADCP データの潮流解析について, 水路部技報, 14, 27-35.
- 吉川 裕・青山皓介 (2014) エクマン境界層方程式に基づく渦粘性係数の推定手法の検討, 九州大学応用力学研究所所報, 61, 99-107.
- Yoshikawa, Y. and T. Endoh (2015) Estimating the eddy viscosity profile from velocity spirals in the Ekman boundary layer, J. Atmos. Oceanic Technol., 32, 793-804.
- Yoshikawa, Y., T. Endoh, T. Matsuno, T. Wagawa, E. Tsutsumi, H. Yoshimura, and Y. Morii (2010) Turbulent bottom Ekman boundary layer measured over a continental shelf, Geophys. Res. Lett., 37, L15605.

要 旨

本報告では, 吹送流に着目した自律型海洋観測装置 (AOV) データ解析手法の確立を目指し, 宮古島沖のデータセットを用いた試行的な解析を行った. まず, AOV で取得した多層音波流速計 (ADCP) データに対し, 短期間の移動観測に適用可能な潮流分離の手法を用いることで, いくつかの残差流の鉛直断面において螺旋様の構造が見られることを示した. また, 潮流分離の結果から, エクマン境界層方程式に基づく推定手法を適用して, 数値計算において重要なパラメーターである渦粘性係数の鉛直分布を推定した.