

## HFレーダーを用いた対馬海峡表層海流の観測：予備解析

山本, 秀幸  
九州大学大学院総合理工学府

増田, 章  
九州大学応用力学研究所

草場, 忠夫  
九州大学応用力学研究所

丸林, 賢次  
九州大学応用力学研究所

他

<https://doi.org/10.15017/6768581>

---

出版情報：九州大学応用力学研究所所報. 122, pp.9-23, 2002-02. 九州大学応用力学研究所  
バージョン：  
権利関係：

# HFレーダーを用いた対馬海峡表層海流の観測 —予備解析—

山本 秀幸\*<sup>1</sup> 増田 章\*<sup>2</sup> 草場 忠夫 \*<sup>2</sup>  
丸林 賢次 \*<sup>2</sup> 石橋 道芳 \*<sup>2</sup> 奥野 章 \*<sup>2</sup>  
藤井 智史\*<sup>3</sup> 佐藤 健治 \*<sup>3</sup>

(2001年11月30日受理)

Hideyuki YAMAMOTO, Akira MASUDA, Tadao KUSABA,  
Kenji MARUBAYASHI, Michiyoshi ISHIBASHI, Akira OKUNO,  
Satoshi FUJII and Kenji SATOU  
E-mail of corresponding author: *hideyuki@riam.kyushu-u.ac.jp*

## Abstract

The surface current of the Tsushima Strait was measured by two HF radars, which faced the western channel from August to October and the eastern channel from October to December 1999. Doppler spectra were smooth in the western channel. In the eastern channel, however, they often had a curious pattern of double peaks, which made it difficult to identify a single radial component of current velocity. This fact suggests complicated characteristics of the eastern channel, which is in the wake of the Tsushima Island against the northeastward Tsushima Current.

In order to examine the reliability of the data, we compared the surface current measured by the HF radars with nearby available current measurement with a ship-borne ADCP by Fukuoka Fisheries and Marine Technology Research Center. A complex regression was made to relate the former current data with the latter: on average, the current velocity measured by the ADCP (nominally at the depth of 5 m) was found to be about 1.1 times larger than and rotated 11 degrees clockwise from that by the HF radars (within the uppermost 0.5 m or so).

The tidal ellipses of eight main components were determined from the HF radar measurement and the  $M_2$  and  $O_1$  components were discussed rather in detail. Their major axes were oriented from southwest to northeast except at distant locations off the western coast of Tsushima. The tidal ellipses were compared favorably with a numerical experiment of fine resolution by Kawano (1999) at least within roughly 40 km from the radars in both the eastern and western channels. At locations watched by a single radar, only amplitudes of tidal oscillation in the radial direction were determined. Those tidal oscillations also agreed well with the radial projection of the tidal ellipses due to the numerical experiment, showing that even the sole radial component obtained by HF radars yields useful information.

The current field averaged over each two months of observation was plausible. In the western channel the Tsushima Current flowed northeastward. It was faster and more northward near the western coast of Tsushima. The current in the eastern channel also flowed northeastward, but it was slower than in the western channel including a weak southwestward counter current in the northern part. In contrast to the western channel, the current in the eastern channel was even slower and stagnant nearby the island, indicating again that the eastern channel is in the wake. Although the average field was a likely one, snapshots often showed curious and interesting flow patterns in both channels. An example against our intuition was almost westward flow emanating from Tsushima. Of hydromechanical interest was the generation and movement of an eddy in the eastern channel. Thus HF radars proved to be a useful means for monitoring the surface current in the Tsushima Strait.

**Key words :** *Tsushima Strait, HF radar, surface current, tidal current*

## 1. はじめに

\*1 九州大学大学院総合理工学府

\*2 九州大学応用力学研究所

\*3 独立行政法人通信総合研究所沖縄亜熱帯計測技術センター

九州大学応用力学研究所では力学シミュレーション研究センターを中心に大型事業研究「日本海表層海況の監視と

予測」を推進している。日本海は、太平洋や大西洋に比べると極く小さい。そのため大洋に比べて網羅的な観測が容易で、精密な数値模型が利用できる。その際、日本海の場合変動を駆動する境界条件が極めて重要になる。本事業研究の主要な目標の一つは日本海の場合変動に対する境界条件を明らかにすることにある。日本海は半閉鎖海域なので境界条件を押さえ易いという利点もある。海面条件は衛星で監視するとしても問題になるのは側壁条件である。日本海の入出口での水の流入・流出状況を正確に知る必要がある。中でも最上流にあたる対馬海峡での流入条件が特に重要になる。

そこで対馬を中心とする海洋レーダー監視網を配備し、日本海に流れ込む全表層流を対象としてその経年変動、季節変動、潮汐変動、短周期変動を明らかにすることを計画してきた（2001 年末までに対馬 5 基、壱岐 1 基、志賀島 1 基、計 7 基のレーダーを配備し 2002 年から東西両水道の観測事業を本格的に開始する予定である）。その準備として、1999 年 8 月から 12 月に、HF（短波）海洋レーダーを用いて対馬海峡の表層海流を観測した。これは（旧）郵政省通信総合研究所との共同研究である。その折に得た測定データは現在も解析を続けている。本論文ではこれまでに得た知見・問題点をまとめ、今後の研究の方向性を探る材料とする。なお日本海事業研究の意義・計画・企図については増田（1998, 2000）に詳細な記述がある。<sup>1, 2)</sup>

## 2. 観測の概要

### 2.1 海洋レーダーによる海流計測の原理

海洋レーダーによる海流の計測原理を簡単に述べる。詳細は藤井・徳田（2001）などの文献を参照されたい。<sup>3)</sup>

海洋レーダーは特定周波数帯の電波を発信し、海面波が散乱する電波を受信する。しかし、強い後方散乱を起こすのはブラッグの条件を満たす特定の海面波に限られる。それは、レーダー送信波の波数ベクトルの 2 倍の波数ベクトルをもつ海面波であり、レーダー視線方向に伝播する。そのためレーダーはドップラー効果を受けた散乱電波を受信する。レーダー受信波のドップラースペクトル（ドップラー効果による周波数の変化に対するスペクトル）をとると、上述のブラッグ散乱が鋭いスペクトルピークとして現れる。このスペクトルピークの位置（周波数変化）は、ブラッグ条件を満たす海面波の（静水における）位相速度  $c_p$  と海洋表層流速のレーダー視線方向成分  $V_r$  を加えた速度に対応している。ブラッグ条件を満たすということから  $c_p$  は既知である（深水波の分散関係を仮定）。したがって、ドップラースペクトルのピーク位置から  $V_r$  を推定することができる。

このような海洋レーダーを 2 基用いて 2 つの独立な  $V_r$  を得れば、海流ベクトルを構成することが可能となる。

以上が海洋レーダーによる海流計測の原理である。

### 2.2 HF レーダーシステム

本研究では、CRL (Communication Research Laboratory; 通信総合研究所) が開発した FMICW (Frequency Modulated Interrupted Continuous Wave) 方式の HF レーダー 2 基を用いた。その概要を Table 1 に示す。送信波は 24 MHz 帯の短波である。距離分解能 1.5 km, 方位分解能  $7.5^\circ$  の表面流速データセットを 2 時間毎に得ることができる。方位数は 12 で  $90^\circ$  の範囲を観測する。後にみるように、今回の観測における最大測定距離は 50 km 前後であった。

### 2.3 観測海域と期間

Fig. 1 に対馬海峡周辺の地理と HF レーダー設置地点を示す。1999 年 8 月 22 日から 10 月 10 日までの約 2 ヶ月、椎根 ( $129^\circ 11' 20'' E, 34^\circ 13' 33'' N$ ) と木坂 ( $129^\circ 16' 52'' E, 34^\circ 27' 40'' N$ ) にレーダーを設置し、西水道を観測した。その後、赤島 ( $129^\circ 24' 40'' E, 34^\circ 21' 06'' N$ ) と茂木 ( $129^\circ 28' 16'' E, 34^\circ 33' 58'' N$ ) にレーダーを移設し、1999 年 10 月 15 日から 12 月 12 日にかけて同じく約 2 ヶ月の間、東水道を観測した。

### 2.4 観測期間中の風と潮位 津屋崎沖のデータ

HF レーダーで計測する表層海流は海上風と強い相関をもつ場合が多い。そこで観測期間中の対馬海峡における風および潮汐を何う参考資料として、応用力学研究所の海洋観測塔で計測した風向・風速・潮位を載せておく。それが Fig. 2 および Fig. 3 である。観測塔は福岡県津屋崎沖 2 km ( $130^\circ 26' 56'' E, 33^\circ 46' 09'' N$ ) にあり、対馬東岸から 100 km 南東に離れていることを注意しておく。対馬海峡における海上風変動の目安としては使えるであろう。

## 3. 結 果

### 3.1 ドップラースペクトルの特徴

Fig. 4 に西水道（左図）と東水道（右図）の観測で得たドップラースペクトルの例を示す。それぞれ、ある特定のビーム方向のドップラースペクトルである。縦軸はレーダー設置点からの視線方向距離、横軸はドップラー効果による周波数シフトである。色の濃淡はスペクトル強度を表す（明るい部分が強）。上段は実際に観測したドップラースペクトル、下段はそのスペクトルピーク位置を模式化したものである。

視線方向に伝播する海面波にはレーダーに近づくものと遠ざかるものの 2 つがあるため、それぞれに対応して周波数シフトが正の側と負の側にスペクトルピークが現れている。海面波の位相速度  $c_p$  に対応する周波数シフトの位置を図中に破線で示した。この位置からのスペクトルピークの位置のずれが、その距離における海洋表層流速の視線方向成分  $V_r$  に対応する。図の右側へのずれ（正の周波数シ

Radar type	Frequency Modulated, Interrupted, Continuous Wave (FMICW) radar
Center frequency	24.515 MHz
Sweep rate	200 kHz/sec
Range resolution	1.5 km
Transmit power	100 W (peak), 50 W (average)
Antenna type	10-element phased array antenna
Beamwidth	15 degrees
Beam directions	$\pm 45$ degrees (13 directions)
Polarization	vertical

Table 1 Characteristics of the HF ocean radar of the CRL.

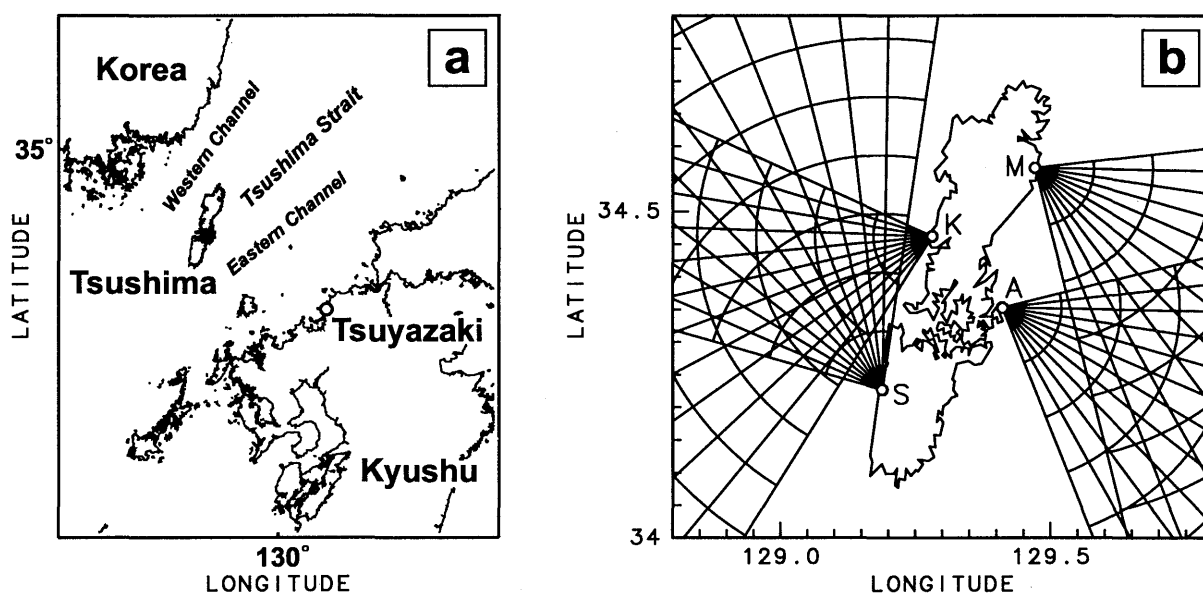


Fig. 1 Map of the HF radar observation: (a) map around the Tsushima Strait and (b) locations of the radar sites (Shiine, Kisaka, Akashima, Mogi).

フト)はレーダーに近づく向き(速度成分を、左側へのずれ(負の周波数シフト)はレーダーから遠ざかる向き(速度成分を意味する。以下、東西両水道のドップラースペクトルの特徴について記す。

まず、西水道のスペクトルをみると、スペクトルピーク位置は沖に向かって単調かつ滑らかに変化している。このことは、海洋表層の流れ場の変化が視線方向に単調かつ滑らかであったことを意味する。

一方、東水道のスペクトルをみると、岸から25 km付近でスペクトルピークが2つ現れている(カラーなら明らかだがこの図では見辛い。スペクトル強度の高い白いところが左右に膨らんだ部分のことである。以下の説明は下の模式図を見て頂く方が良いかもしれない)。これら2つのスペクトルピークのどちらが真の視線方向流速に対応するのかというのが問題である。ピーク位置の連続性を岸側からみた場合、左側のピークの方がもっともらしく思われる。

他方、ピーク位置の連続性を沖側からみると、先ほどとは逆に右側のピークがもっともらしい。すなわち、ピーク位置の岸沖方向の連続性からは、どちらのピークがより妥当であるとも言いがたい。ドップラースペクトルのピーク位置が明確に定まらなければ、海洋表層流速の視線方向成分 $V_r$ を特定できないことになる。

今回の観測ではこのようなダブルピーク・スペクトルが東水道でしばしばみられた。また、Fig. 5aに示すように、スペクトルピークが3つ現れるトリプルピーク・スペクトルも1例あった。このことは、東水道において複雑な海面流動がある程度の頻度で生じていることを示唆する。それがどのような現象であるかは現時点では定かではない。

西水道では、先に示したような流速の滑らかな岸沖方向変化を示すドップラースペクトルが得られることがほとんどであったが、スペクトルピークが2つ現れることもあった。Fig. 5bがその例であり、二次散乱のようにもみえる。

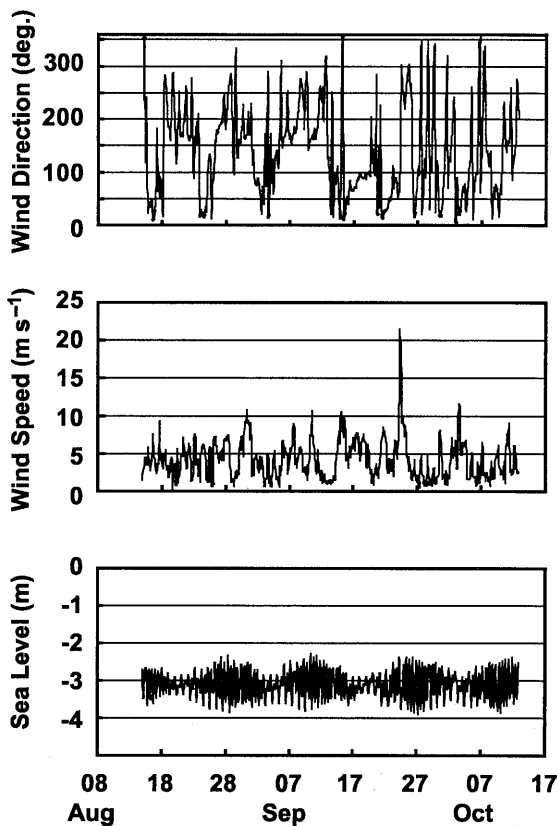


Fig. 2 Wind and sea level of the Tsushima Strait measured at the Tsuyazaki Station during the period when the HF radars were watching the western channel, August to October 1999.

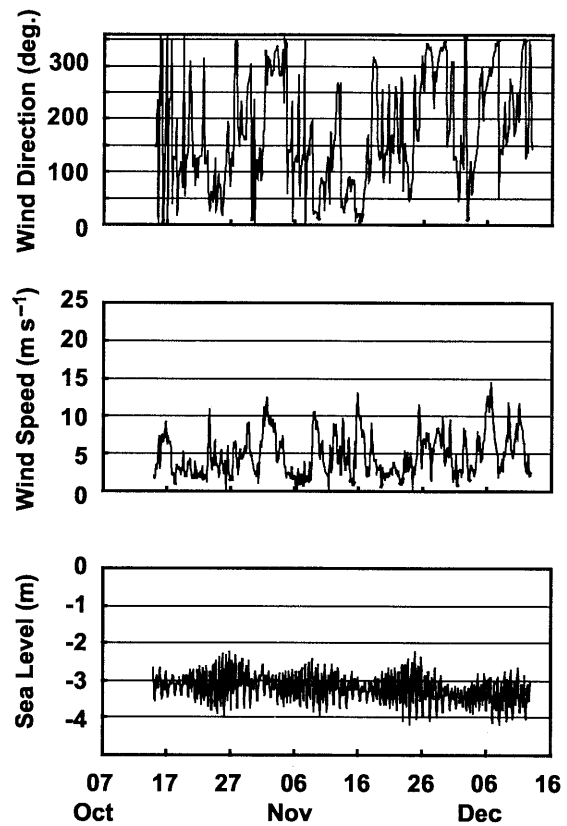


Fig. 3 The same as Fig. 2 except that the period is when the HF radars were watching the eastern channel, October to December 1999.

東水道のドップラースペクトルにみられたダブルピークは、周波数シフトの正の側・負の側双方の対応する位置に同様に現れていた。ドップラースペクトルのダブルピークが海洋表層流速場の変動を捉えたものであれば、そのように周波数シフトの正の側・負の側双方にダブルピークを見出すことができるはずである。それに対し、この西水道の例にみられるスペクトルのダブルピークは、負の周波数シフトの側では明瞭であるが、正の周波数シフトの側では判然としない。このことから、この西水道の例にみられるダブルピークは海洋表層流速の何らかの変動を捉えたものではなく、別種の雑音の混入、もしくは信号処理上の誤りによって生じたものであろうと考えられる。

なお、ダブルピークになっていたり強い雑音が入っていたりする場合、解析プログラムは、しばしば不自然なスペクトルピーク位置を選んでしまう。そのため、自然なスペクトルピーク位置を選定しなおすという「補正」が必要になる。人間のパターン認識能力に頼る手作業で補正するのである。東水道データの補正は完了したが、西水道データの補正はこれからである。この意味で西水道のデータは質が劣ることに注意されたい。

### 3.2 船舶搭載の ADCP による観測との比較

ドップラースペクトルから視線方向流速  $V_r$  が分かれば、2つのレーダーの  $V_r$  を基に流速ベクトルを合成できる。こうして求めた流速場の例を Fig. 6 に示す。太線の矢印は2つのレーダーの視野にある地点の流速ベクトルを示す。一方、細線の矢印は2つのレーダーからしか見えない海域の流速で、その視線方向とその方向の流速成分のみを表現する。この図には  $2 \text{ m s}^{-1}$  を超える大きな流速が遠方に多数見える。この異常に大きい流速ベクトルは決まって周方向（視線方向に直角な向き）を向いている。すなわち遠方のデータは信頼できない。

レーダー設置点から遠くなるとデータの信頼度が落ちる理由は二つある。一つには伝播減衰のためドップラースペクトルピーク値が小さくなり、自動解析プログラムでは間違ったピーク周波数を検出しがちになるからである。つまり視線方向流速値自体に大きな誤差が入りやすい。もう一つの理由は2つのレーダーが見る視線方向の差  $\Delta\theta$  に関する。2つのレーダーの基線距離に比して遠くなればなるほど  $\Delta\theta$  は小さくなる。周方向速度の推定には  $\sin \Delta\theta$  で割る演算が入るので、視線方向速度の誤差を拡大した結果

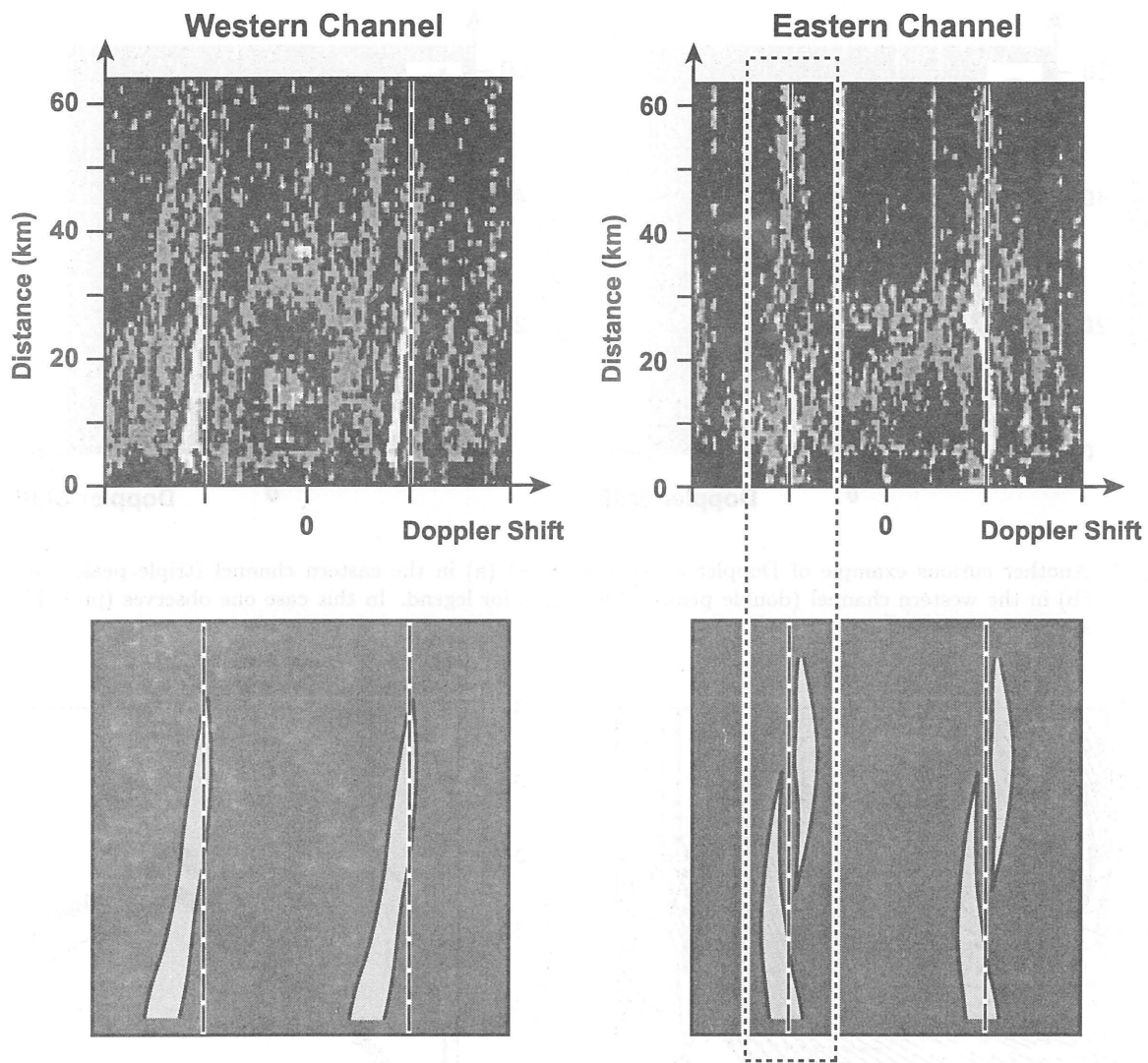


Fig. 4 Typical and curious examples of Doppler frequency spectra obtained in the western channel (left) and in the eastern channel (right), respectively: (top) observation and (bottom) its schematic illustration. The abscissa is the Doppler frequency, and the ordinate means the radial direction from the radar. The intensity of the Doppler spectra is denoted by color in the original figure; whitish tone corresponds to higher intensity. The bottom panels schematically indicate the variation of the Doppler peak frequency with the radial distance.

が周方向速度に現れることになるわけである。

一方、レーダーに近い所では妥当な大きさの流速値が得られる。空間分布も滑らかでもっともらしい。しかし海洋レーダーで求めた流速ベクトルはどの程度正しいのだろうか。他の測器による測流結果と海洋レーダーを比較した例はたとえば Nadai et al. (1997) や Chapman et al. (1997), 坂井ら (1998) などいくつかあり、概ね信頼できると報告されている。<sup>4, 5, 6)</sup> しかしデータの信頼性如何は極めて重要なので今回は別種の測器との比較を行った。

とはいつても当該海域で比較できる測流データは殆どなかった。唯一見出したのは福岡県水産海洋技術センターのデータである。同センターでは月に 1 度程度の割合で、調査船に取り付けた ADCP を用いて、移動しながら対馬海

峽東水道の流速を観測している。その 1999 年 12 月の観測で得た航跡に沿う流速を Fig. 7 に示す。各矢印は異なる時刻、異なる場所の流速を表す。図は 12 月 3 日午前 8 時から午前 10 時 40 分までの流速である。1 分毎の流速データがあるが間引いて 2 分毎のデータを描いている。計測深度は海面下 5 m である。

一方、HF レーダー観測では 2 時間毎のデータが得られる。しかし ADCP データと比較するには対応する同じ時刻・同じ場所の流速データを推定する必要がある。これには海洋レーダーの時空間格子データを線形補間する。こうして HF レーダー観測に基づいて、流速ベクトルの航跡に沿う時系列を得ることができる。ここでは、比較を容易にするため、HF レーダー観測を基に求めた航跡に沿う時系

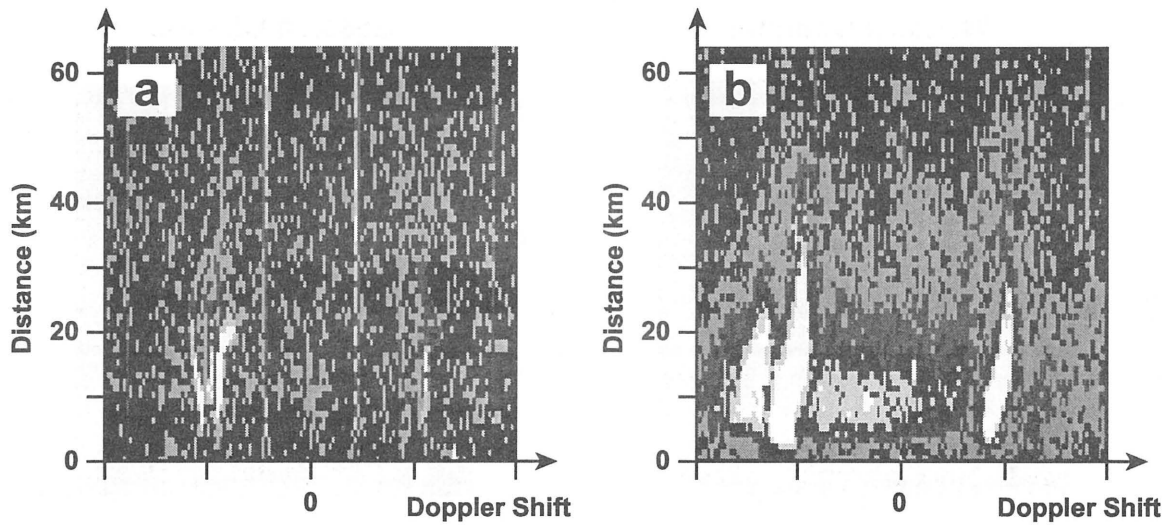


Fig. 5 Another curious example of Doppler spectra obtained (a) in the eastern channel (triple peaks), and (b) in the western channel (double peaks). See Fig. 4 for legend. In this case one observes (probably) spurious triple peaks.

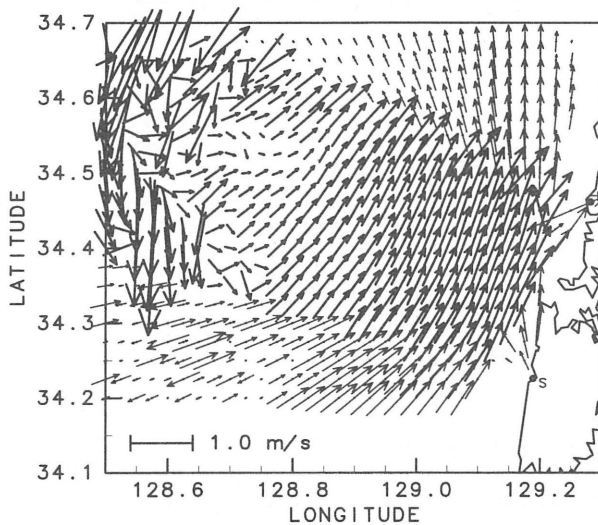


Fig. 6 Snapshot of the current field in the western channel of the Tsushima Strait at 0:00 on September 20 1999. The current vectors were synthesized from two radial components measured by HF radars. Arrows of thick lines denote the vector at the locations where the two radars were watching. Thin arrows are drawn where the current was watched by a single radar, indicating only the radial component of the current.

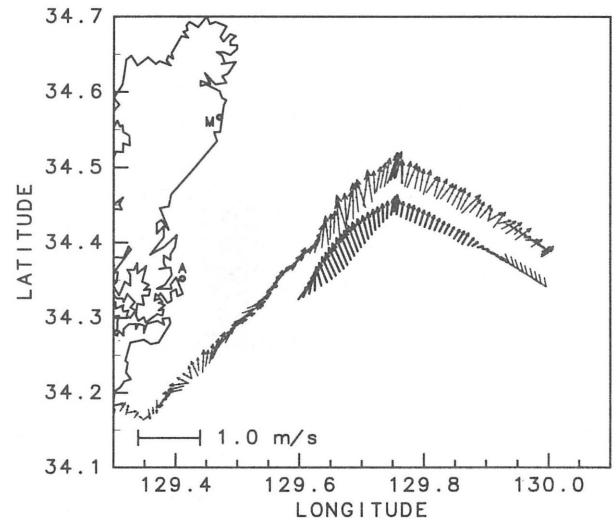


Fig. 7 Current vectors measured with a ship-borne ADCP along the track of the research vessel from 8:00 to 10:40 on December 3 1999, and the corresponding series of current vectors estimated with the HF radar measurement from 9:00 to 10:40 of the same day and along the same track. The latter series of vectors are shifted southward a little from the track for the convenience of comparison.

列を南側にずらして描いている。なお、HF レーダー観測の結果は午前 9 時から午前 10 時 40 分までのものである (それ以後の航跡に該当する場所はレーダーから遠く誤差が大きいのので解析対象から除いた)。ADCP と HF レーダーとの一致はまずまずである。

ただ個々のデータではばらつきがあるので、両者の関係を統計的に調べるために複素回帰解析を用いる。まず ADCP 計測の流速ベクトル ( $u^A, v^A$ ) と HF レーダーによる流速ベクトル ( $u^H, v^H$ ) とを

$$U^A = u^A + \sqrt{-1}v^A \quad (1)$$

$$U^H = u^H + \sqrt{-1}v^H \quad (2)$$

と複素数で表現する。ここで  $(u, v)$  は (東向き, 北向き) の流速成分を表す。回帰式による残差の平方和

$$Q \equiv \sum_j |U^A - CU^H|^2 \quad (3)$$

が最小となるように  ${}^3C \in C$  を決める。詳しくは付録を見て頂きたい。

流れが顕著な 9 時から 10 時までのデータにこの解析法を適用して

$$C = 1.1 \exp\{-0.19\sqrt{-1}\} \quad (4)$$

を得た。すなわち ADCP で観測した流れは HF レーダーで観測したものより 1.1 倍大きく、 $11^\circ$  ( $11 = 180 \times 0.19/\pi$ ) だけ時計回りに偏向している。目で見た印象とも合う。実際、相関係数は  $\sim 0.89$  であったので、この回帰式は両者の関係を良く表現する。

ところで Stewart and Joy (1974) によると、海洋レーダーは、海面から  $d \sim (2k_w)^{-1}$  ほどの深さまでの平均的な流速を測る。<sup>7)</sup> ここで  $k_w$  はレーダーの計測対象となる海面波の波数を表す。レーダー送信波の波長  $\lambda_R$  を用いれば、 $d \sim \lambda_R/8\pi$  となる。この HF レーダーの場合、 $\lambda_R \sim 12\text{m}$  であるから  $d \sim 0.48\text{m}$  となる。すなわち、レーダーは海面下約 0.5 m 付近までの流速を計測している。これに対し、ADCP 測流データは基準水深 5 m である。計測深度の異なるレーダーと ADCP では流速が多少異なるというのはいずれもあり得ることである。しかもレーダーの流速は各種の平滑化 (平均化) 処理を施している。にもかかわらず、ここで得た複素回帰係数が  $C = 1.1 \exp\{-0.19\sqrt{-1}\} \approx 1$  というのはかなり良い一致と言えよう。

第 1 近似として  $C \approx 1$  というのはいずれも望ましい結果である。ここでは更に歩を進めて 1 からの違いに力学上の意味があるかという問題を簡単に考察してみよう。 $C \neq 1$  の値が正しいとすれば、高々 5 m の深さで流速の差が 1 割あるということである。もしこれが本当ならば風による表層剪断流以外の原因は考えにくい (Ekman 層を含めて)。果たして風の影響と考えると良いであろうか。

解析した流れは大半が北北西向きから北北東向き、速いもので  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  程度であった。流速の違いに直せば  $0.5 \times 0.1 = 0.05 \text{ m s}^{-1}$  程度となる。 $\arg C < 0$  に表される向きの違いは Ekman 層の考え方に合うし  $|C| > 1$  に表される流速の違いは矛盾しているように見える (海面付近を除く本体部分の流れを無視した議論)。しかし、北東よりの風が作る南西向き表層剪断流が本体部分の北上流に加わるとすれば表層流は減速し向きも反時計回りにずれることになる。これならば定性的には矛盾しない。

100 km 南東に位置する津屋崎沖観測塔の測定によれば 12 月 3 日 9 時の風向は南東  $140^\circ$  で風速は  $0.4 \text{ m s}^{-1}$  と

弱い。それ以前の 8 時間では概ね北よりから南東よりに変化していた。とくに 4 時から 7 時は東よりの風である。この風も  $5 \text{ m s}^{-1}$  以下と弱かった。 $5 \text{ m s}^{-1}$  の風が作る表皮流は  $0.15 \text{ m s}^{-1}$  程度になる。しかしこれは極く薄い表層の話である。水深 0.5 m まで影響の及びそうな (水の) 摩擦速度は  $0.01 \text{ m s}^{-1}$  以下に過ぎない。従って風の直接の影響とは考えにくい。一方 HF レーダーで測る流速の絶対値は多くの平均操作を加えているため小さめに出る傾向があるようである。つまり風と無関係に  $|C| > 1$  となるかもしれない。風の影響による表層流の鉛直勾配は海洋レーダー計測法の特性として重要な問題であるが明快な結論は得られていない。更なる速流データと風速データを加えた今後の観測・解析に検証を待つ。ただし今回の計測に限っては風に原因を求めるのは無理であろう。

なお、Fig. 7 には海洋レーダーの視野になかった対馬南東沖における流れの断片が、ADCP で測定した流速に現れている。この時点の東水道の対馬沿岸には、流速が小さく水平規模も小さい渦が多数存在したようである。この小規模の渦はおそらく他の時期にも多く存在するであろう。この点も今後の検証が必要である。

### 3.3 調和解析結果の比較

HF レーダー観測で得た西水道・東水道の海洋表層流データ各々約 2ヶ月分を、最小二乗法を用いて調和解析し、主要 8 分潮 ( $M_2, S_2, K_1, O_1, N_2, K_2, P_1, Q_1$ ) の潮流成分を推定した。以下、とくに  $M_2$  潮と  $O_1$  潮の二つについてその性質を見ていく。

Fig. 8a は  $M_2$  潮の潮流楕円である。楕円上の矢尻は初期位相の位置と転流の向きを示す。片方のレーダーからのみ観測可能であった海域については、視線方向流速の潮汐周期振動の振幅 (両振幅) を表示した。これは潮流楕円をその視線方向に射影したものになっている筈である。なお、前に述べたとおり東水道のデータについてはドップラースペクトルのピーク選定補正作業を完了しているが、西水道のデータに関しては補正作業をおこなっていない。そのため、西水道と東水道ではデータの品質に差が生じており、そのことが潮流の推定結果にも影響を及ぼしている。

まず、東水道についてみると、楕円長軸の向き、長軸・短軸の長さ、位相といった特性が観測海域内でよく揃っておりもつともらしい。一方、西水道でも、レーダーからの距離  $\sim 40 \text{ km}$  の範囲内ならば、上に挙げた特性は概ね揃っている。しかし、レーダーからの距離が  $\sim 40 \text{ km}$  を超えると楕円長軸の向きや長軸・短軸の長さがばらついている。このばらつきの一因としては、先にふれたデータ品質の問題が考えられよう。

西水道の潮流楕円はレーダーからの距離  $\sim 40 \text{ km}$  の範囲内のもののみ信頼することになると、西水道・東水道双方の  $M_2$  潮流楕円について以下のような特徴があることが



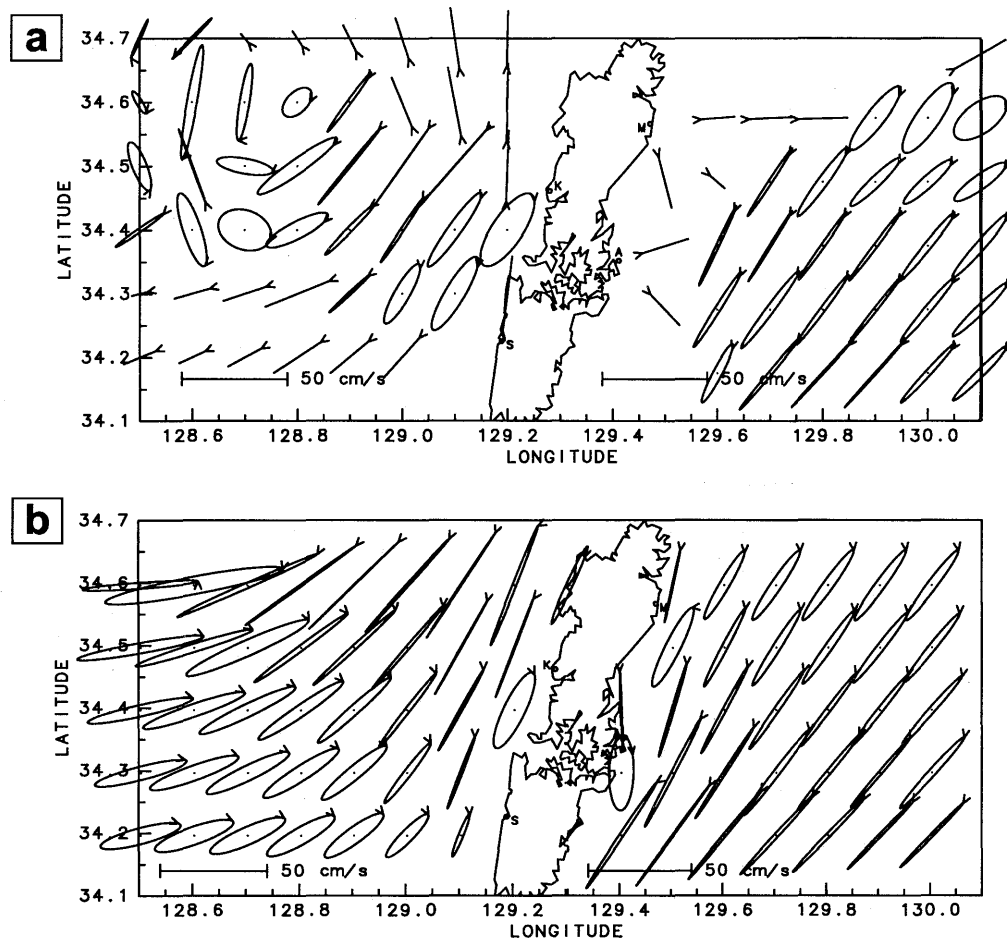


Fig. 8 Tidal current ellipses of  $M_2$ : (a) estimation from the present measurement using the HF radars and (b) calculation due to the numerical experiment by Kawano (1999). The arrowhead on each ellipse indicates the phase and the direction of rotation of the current vector. Where the current is within a scope of a single radar, a segment of line indicates the radial direction and twice the amplitude.

わかる。第一に、楕円長軸は基本的に南西から北東向きである（または対馬に沿う）。第二に、 $M_2$  潮の最大流速は典型的には  $20\text{--}25\text{ cm s}^{-1}$  程度である。これらの特徴は、滝川ら (1999) や Teague et al. (2001) による対馬海峡における観測結果に基づく潮流推定結果と矛盾しない。<sup>8, 9)</sup> ただし、観測海域が大きく異なるので、それらの結果と今回の観測に基づく結果を直接比較することはできない。

われわれの観測結果と直接比較可能な実測潮流データを入力することができなかったため、代替措置として、ここでは Fig. 8b に示した河野 (1999) による高精度数値計算の結果との比較を試みた。<sup>10)</sup> 河野の数値計算は、水平渦粘性を無視した非線形 2 次元 (順圧) 浅水波方程式を支配方程式とし、主要 8 分潮を独立に計算することにより対馬海峡の潮流を再現したものである。解像度は緯度・経度ともに  $(1/120)^\circ$  で、非常に精細なものになっている。河野の数値計算の結果は、 $M_2$  潮についていえば、滝川らや Teague et al. の観測結果に基づく潮流推定結果にみられる特徴をよく再現している。

今回の HF レーダーによる観測に基づく  $M_2$  潮推定結果と河野の数値計算の結果を、潮流楕円長軸の向き、長軸・短軸の長さ、位相といった特性に着目して比較すると、両者が良く合っていることがわかる。片方のレーダーからのみ観測可能であった海域についても、視線方向流速の潮汐周期振動の振幅は、河野の計算結果から示唆されるレーダー視線方向の振動の振幅と同等のものになっている。

同様の比較を  $O_1$  潮についておこなった結果を Fig. 9 に示す。まず、 $O_1$  潮流楕円の短軸長の長軸長に対する比が  $M_2$  潮流楕円のそれに比べて大きくなっていることに気づく。この傾向は今回のレーダー観測と河野の数値計算の双方に共通である。レーダー観測に基づく潮流楕円についてみると、 $M_2$  潮と同様、西水道遠方では潮流の推定結果に空間的なばらつきが顕著で信頼性に欠ける。レーダーからの距離  $\sim 40\text{ km}$  の範囲内に着目すれば、楕円長軸は基本的に南西から北東に向いており、 $O_1$  潮の最大流速は典型的には  $10\text{--}15\text{ cm s}^{-1}$  程度である。ただし、長軸は  $M_2$  潮に比べて東西寄りになっている。これらの特徴は、先に挙

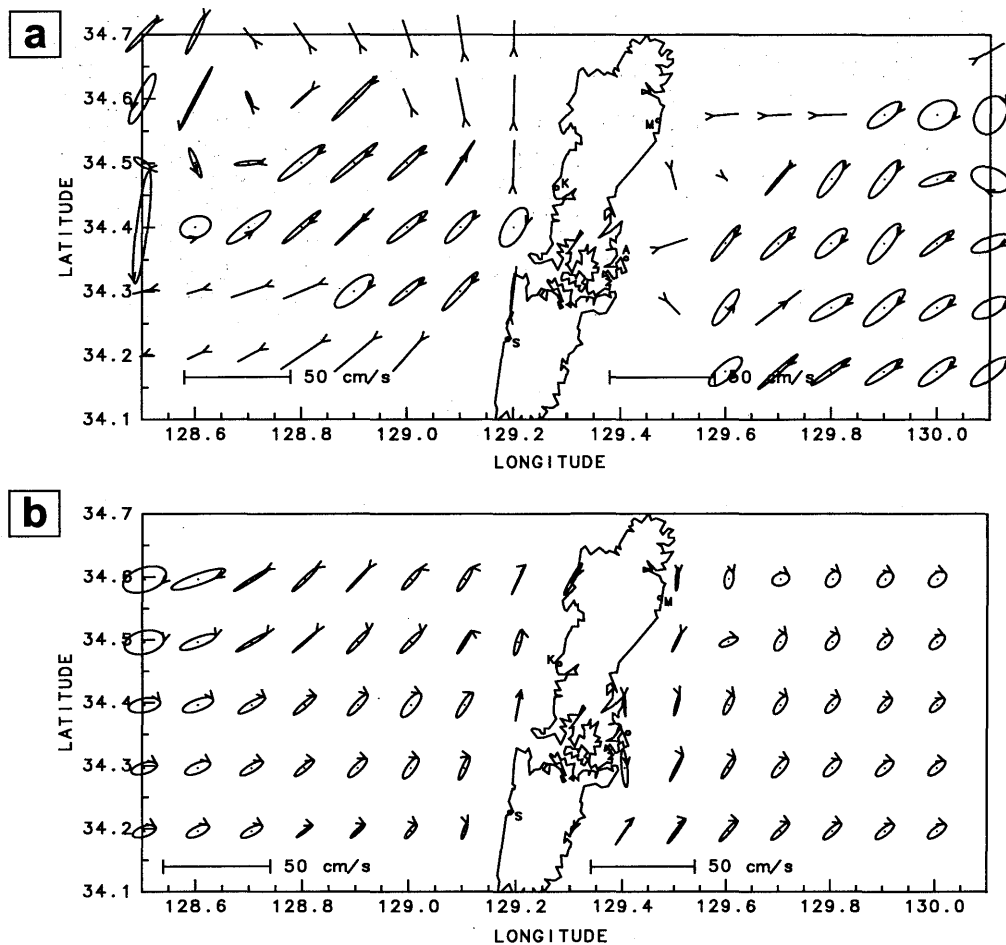


Fig. 9 The same as Fig. 8 except that the tidal constituent is  $O_1$ .

げた滝川ら (1999) や Teague et al. (2001) による観測結果に基づく潮流推定結果と矛盾しない。一方、河野の計算結果に目を転ずると、観測 (本観測、滝川ら、Teague et al.) に基づく推定に比べて潮流振幅が過小なようである。また潮流楕円長軸が観測に基づくものに比べてより南北を向いており、位相が遅れ気味になっている。以上にみたように、 $O_1$  潮についていえば、観測に基づく潮流の推定結果と高精度数値計算の結果の一致は  $M_2$  潮の場合ほど良くない。観測に基づく結果は、河野の数値模型では表現されない何らかの様相を捉えているものと考えられる。

### 3.4 平均流

Fig. 10 に対馬海峡の西水道と東水道の2ヶ月間 (西水道は8-10月、東水道は10-12月) の平均流速場を示す。なお、同じ長さの矢印でも東水道と西水道では流速が4倍異なることに注意されたい。これは、流速の小さい東水道の流れを見やすくするためである。

図の太線の矢印は、2つのレーダーの視野に入っておりしかも2つのレーダーからそう遠くない地点の流速ベクトルを示す。この図の中で最も信頼性のある流速である。細

線の矢印は前と同じで、1つのレーダーのみの視野にある地点の視線方向流速の大きさと視線方向を表現する。一方、流れの向きだけを示す矢尻記号は、2つのレーダーの視野に入っているものの2つのレーダーから遠い地点の流れを表す。Fig. 6 で見たように、遠方で異常に大きく出る傾向のある流速が信用できないからである。従って参考程度の意味しかない。

西水道には北東向きの平均流がある。流れは対馬西岸に近いほど強くなり  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  程度に達する。また岸に近づくと対馬に沿うように北北東向きとなる。沖合いでは逆に弱くなり、向きも時計回りにずれていく。更に遠方では南西向きの反流すら見られる。この反流はありそうもなく計測上の誤りであろう。遠方で効いてくる「手補正」作業が済んでいないので西水道遠方のデータの質が落ちることは先に述べたとおりである。

一方、東水道をみると、南東沖合いに東北東向きの流れが見られる。これが最も速い。但し高々  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  に過ぎず西水道の平均流最大値の半分程度に止まる。南東から南西にかけて走る線 (合流帯のように見える) を境にしてその北西部に、南西向きないし南・南東向きの反流が見られ

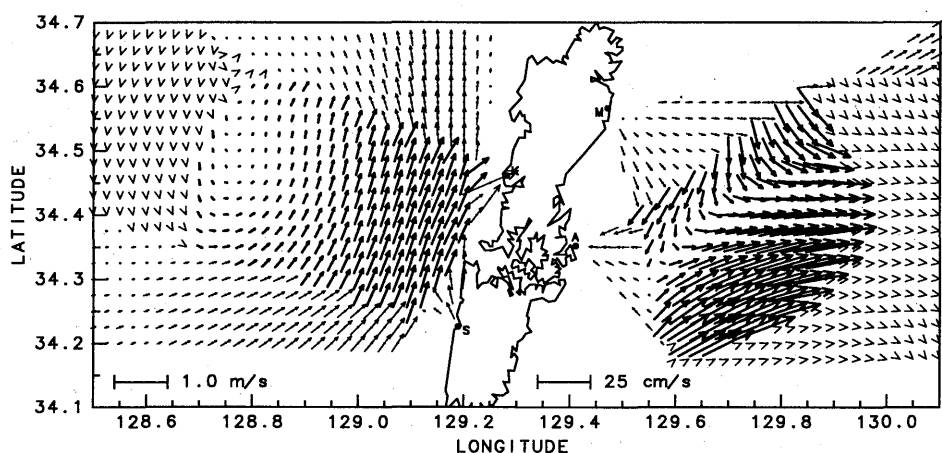


Fig. 10 Surface current of the Tsushima strait averaged over each two months of HF radar observation. The meanings of the arrows are almost the same as in Fig. 6, except that (1) the thick arrows are for current vectors at locations within a moderate distances from the radars (and therefore fairly reliable) and (2) the symbol of an arrowhead denotes only the direction of the current vector at far offshore locations. Attention must be paid to it that different scales of arrows are used for each channel.

る。これも強くはない。注目すべきは、沿岸近くの平均流が極めて弱く西水道の傾向と逆になっていることである。これは、北東向きの対馬暖流に対し東水道が対馬の背後にあるため流れが淀んでいることを示す。平均流が弱いため Fig. 7 で見たような規模の小さい渦も、見えやすくなっているのであろう。

東西両水道とも平均流は直感的に考えやすいもので概ね妥当なものと考えられる。一方、西水道の沖合に見られる南向きの平均流はおそらく誤りであろう。

ただしここで見た平均流は高々 2ヶ月の平均に過ぎない。季節変動、経年変動といった要素は全く入っていない。今後実施される長期観測では平均流の緩やかな変動も調べていく必要がある。

### 3.5 流速場の変動パターン

前述のとおり、西水道・東水道ともに、HF レーダー観測によって得られた海洋表層流の平均場は、海洋学的知見に照らして概ね妥当なものであった。その一方で、海洋表層流の瞬間場については興味深い時間的・空間的変動パターンが認められた。

西水道で観測した表層流瞬間場（潮流を含む）に見られる興味深い流動パターンを 4 例選んで Fig. 11 に示す。4 つの図が時間的な推移を表すものではない点には注意されたい。

まず、Fig. 11a (8月25日 0:00) には、先に示した西水道平均流と基本的に同様の流れが現れている。すなわち、流れは全体に北東向きで、沖合に比べ対馬西岸近くで流速が大きい。ただし、平均流場と比較すると全体的に流速が大きい。平均流のパターンが大きな振幅で出現しているということであり、平均流場は単なる平均でなく出現頻度の

高いモードでもあることを示唆する。一方、Fig. 11b (8月26日 18:00) では、流れが全体に南西を向いており、岸近くに比べ沖合で流速が大きい。また、平均流場に比べて全体的に流速が大きい。

西水道の観測において最も奇異であったのは、Fig. 11c に示す表層流場 (8月23日 16:00) である。一見してわかるように、対馬西岸を発した西向流がレーダーの視界全体に一樣に分布している。片方のレーダーのみで観測した海域では矢印はレーダー視線方向に向いており、流速ベクトルの向きを表さない。またデータの信頼性に欠ける遠方での流れの向きは信用できない。この二つに注意すると、この図の西向流場の一様性がよりはっきりする。Fig. 11c の時刻を中心にその前後の西水道表層流瞬間場の変化を順に見ていくと、北東向きの流れが徐々に西向きの流れに変化し、その後再び北東向きに戻る様子がわかる（ここでは図示しない）。このことから、Fig. 11c に示したパターンは物理的に意味をもつ何らかの表層流動が捉えられたものと推測される。

ここで、このような流れパターンの成因として海上風の影響を検討してみよう。Fig. 12 は Fig. 11c と同じ日に津屋崎海洋観測塔で観測した風向・風速・潮位の時間変化の様子である。Fig. 11c の代表時刻 16:00 に対し、10:00 から 16:00 の間、風向  $150\text{--}180^\circ$ 、風速  $\sim 4\text{ m s}^{-1}$  の南よりの微風が持続している。これに対し、問題の流れは西向きで、流速は  $\sim 50\text{ cm s}^{-1}$  にも達する。従って海上風がこの特異な西向きの流れを駆動したとは考えにくい。現時点では、Fig. 11c に示した西向流の詳細は不明である。

Fig. 11d (8月23日 2:00) では、対馬西岸へ向かう強い東向流が現れている。これを Fig. 11b と比較すると、流れの強さはともかく、互いに流れの向きを反転したものに

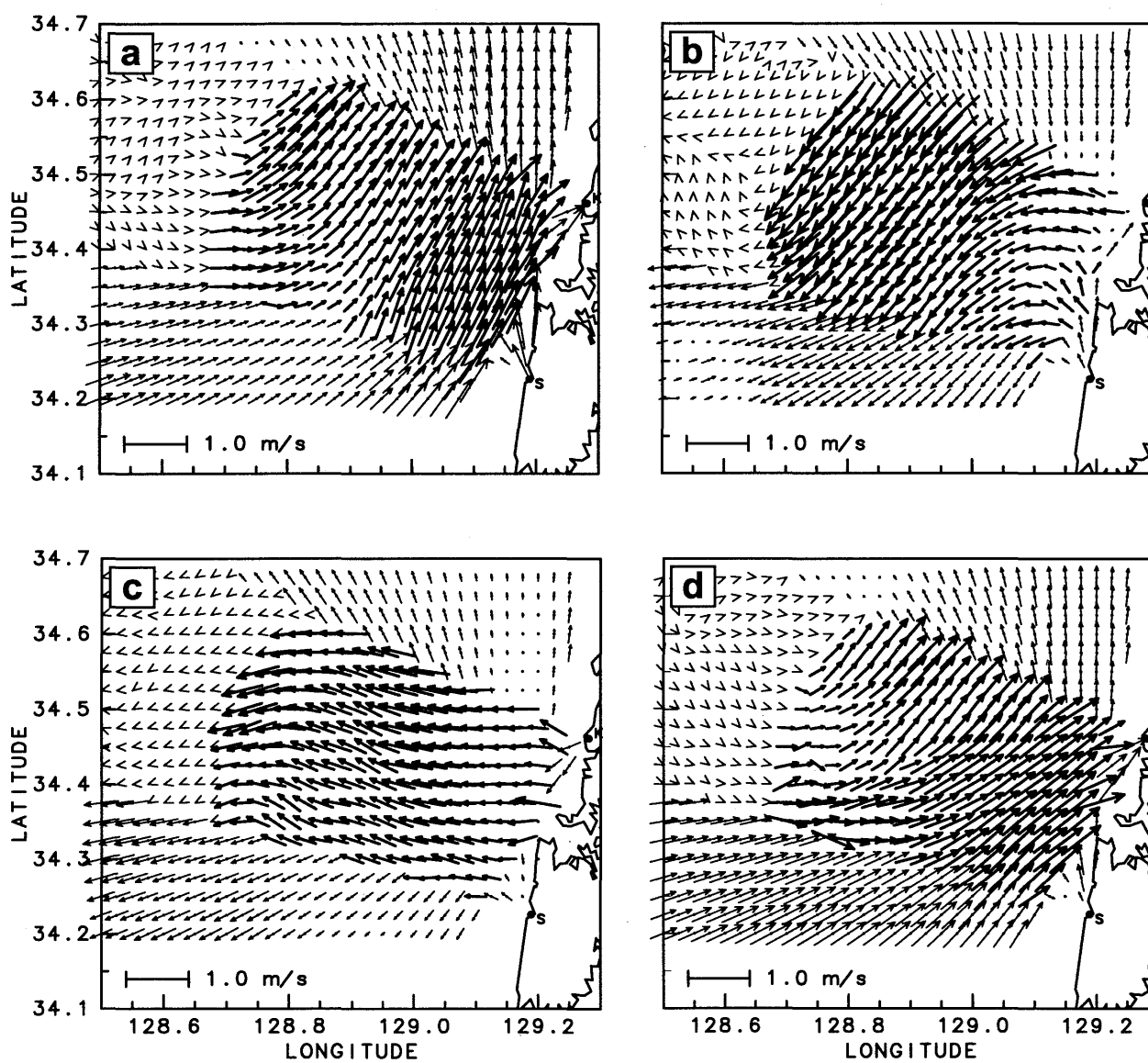


Fig. 11 Four snapshots observed in the western channel, showing curious and interesting patterns of the current field: (a) 0:00 August 25 1999, (b) 18:00 August 26 1999, (c) 16:00 August 23 1999 and (d) 2:00 August 23 1999. See Fig. 10 for legend.

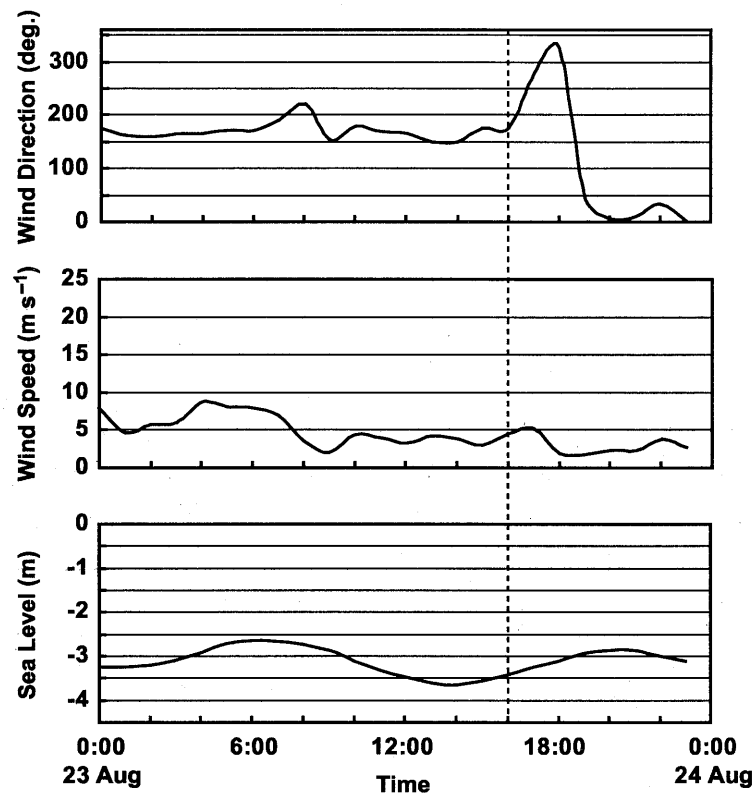


Fig. 12 Wind and sea level off Tsuyazaki on August 23, when a curious pattern of uniform westward current was observed in the western channel as shown in Fig. 11c. The dashed line indicates the corresponding time to Fig. 11c.

なっているように見える。これらが振動的な流れの逆位相の対を表しているのかどうかは、今のところわからない。

次に、東水道に目を転ずる。Fig. 13 に東水道における表層流場から 3 例を選んで示す。

Fig. 13a (10 月 26 日 10:00) では、全体に北東向きの流れが現れている。平均流場ではレーダー視界の北側にみられた反流域が、ここでは見られない。また、平均流場に比べて流速が全般的に大きい。とくに、対馬東岸近くで強い流れが現れている点が平均流場とは大きく異なる。他方、Fig. 13b (11 月 1 日 12:00) では、全体に南西向きの流れになっている。やはり、流速は平均流場に比べて全体に大きい。この場合、流れの最も強い場所はレーダーからの距離  $\sim 30$  km に位置しているようである。

Fig. 13c (10 月 29 日 10:00) は、これまでに見た全体的な変動とは異なり、レーダー視界内に明確な渦を捉えた例である。渦流成分のみ抽出するような解析はしていないため粗い見積もりではあるが、直径が 20–30 km、周回流速が  $10 \text{ cm s}^{-1}$  程度とみてよかろう。ただし、このような渦がどの深度まで達しているかといった鉛直構造については、HF レーダーによる観測結果からは知ることができない。東水道の観測においては、Fig. 13c に示したのと同様の渦がレーダー視界内を南西から北東に向かって移動していく様子をおよそ 3 日間にわたって追跡できた例もある

(ここでは図示しない)。なお、ここでは東水道での渦の観測例のみを示したが、西水道の観測でもこの程度の大きさの渦がレーダーで見えた例がある。

本節で示した表層流速瞬間場は、全て潮流を含んだものである。したがって、ここでみたような流れの変動パターンは、少なくとも部分的には潮流によって説明できるであろう。しかし、例えば Fig. 11c に示した流れ場を、潮流によって説明することは困難であると思われる(調和分解による推定潮流に関する議論を併せて参照されたい)。また、既に述べたように、海上風が原因とも考えにくい。この例のように原因のよくわからない変動パターンに物理的・力学的解釈を与えるためには、観測で得られた表層流速場のデータおよび関連する海象・気象データに対して EOF (経験的直交関数) 解析(あるいは主成分分析)の手法を用い、出現頻度の高いパターンを抽出することが有用であるかもしれない。実際に、例えば Kaihatu et al. (1998) など、海洋レーダーによる観測結果に対して EOF 解析の応用を試みた例もある。<sup>11)</sup> そのような解析手法の確立と適用も今後研究の視野に入れるべき課題であろう。

#### 4. おわりに

HF レーダーを用いた対馬海峡における海洋表層流の観測を西水道・東水道のそれぞれについて 2ヶ月ずつ実施し

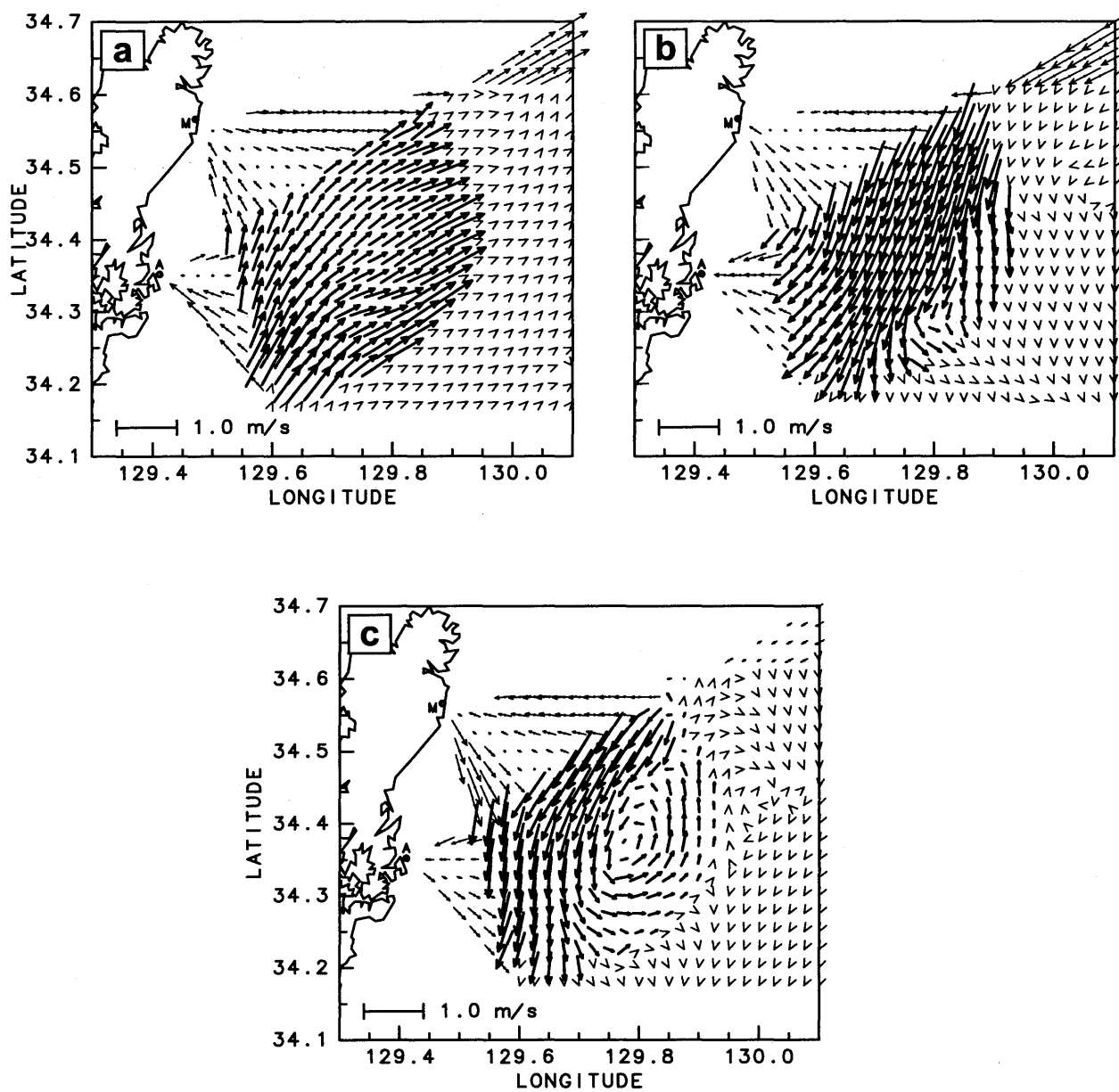


Fig. 13 The same as Fig. 11 except that the figures are for the eastern channel: (a) 10:00 October 26 1999, (b) 12:00 November 1 1999 and (c) 10:00 October 29 1999.

た。なお、西水道における観測データについては、HF レーダーによる海洋表層流速の推定時に必要となるレーダーエコー・ドップラースペクトルのピーク選定補正作業が完了していない。そのため、西水道側の観測データの質には問題が残っており、本報で示した結果はあくまで予備解析によるものに過ぎないことを、ここであらためて注意しておきたい。

東水道で得たレーダー受信波のドップラースペクトルには雑音とは言い切れない奇妙なダブルピークが時々現れる。東水道においては複雑な表層流が生じている可能性が高いと思われる。

HF レーダーで観測した表層流速の信頼性を検討するため、船底設置 ADCP による測流（深度 5 m）との比較をおこなった。複素回帰分析により求めた回帰係数は  $C = 1.1 \exp\{-0.19\sqrt{-1}\} \approx 1$  となった。HF レーダーで推定した流速の方が 1 割程度小さく反時計回りに 11 度ほど偏向していたが、想定される誤差の範囲内ではよい一致をみたといえよう。

HF レーダー観測によって得た海洋表層流場から潮流楕円を推定したところ、他の観測に基づく推定潮流と矛盾しない結果を得た。高精度数値計算による潮流との比較では、 $M_2$  潮については良い一致をみたが、 $O_1$  潮については  $M_2$  潮ほどよい一致はみられなかった。観測に基づく推定  $O_1$  潮には、数値模型では表現されない何らかの様相が捉えられているものと考えられる。

HF レーダーによる観測結果から求めた西水道・東水道双方の平均表層流場は、海洋学的知見に照らして妥当なものであった。その一方で、表層流瞬間場には潮汐や海上風の影響では説明が困難な変動パターンがみられた。また、対馬海峡を通過する渦をレーダー視界内で追跡できた例もあった。

今後の観測データ解析の方針として、海洋表層流速場の変動を短周期変動・潮流周期変動・長周期変動のような周期帯に分離してそれぞれの性質を調べることを考えている。また、対馬は、東行する対馬暖流に立ちはだかるように、いわば「水中翼」のように存在している。そのため、前面の西水道と後流域に当たる東水道とでは、流速場の変動特性にも種々の差異があると考えられる。この点についても、今後の解析で吟味していく。さらに、流速場の変動にみられた特異な変動パターンに対して EOF 解析を応用すること、および、そのための手法確率も今後の研究の視野に入る。

本報に示した結果に関してはデータの品質に問題を残すため、確定的なことはいえないものの、レーダーからの距離 ~ 40 km の範囲ならば、HF レーダーによる表層流場には信頼性があると思われる。今回の予備観測により、空間的に広域かつ高密度の流速場データを短い時間間隔で取得できる海洋レーダーが、現在進行中の対馬海峡監視計画

において極めて有用・強力な計測手段となりうることを確認することができた。

2001 年末には、力学シミュレーション研究センターで進行中の大型プロジェクト研究「日本海表層海況の監視と予測」の一環として、計 7 基の海洋レーダーを新たに対馬海峡沿いに設置し、対馬海峡東西両水道における表層流観測を開始する。少なくとも 3 年にわたる長期観測を予定しているため、本報で述べた予備観測では検出できなかった流速場の季節変動特性などについても今後の観測結果から得られるであろう。

なお表層流の面的分布を監視する HF レーダーを補完するためにも流れの鉛直分布を観測する意義はきわめて大きい。海洋レーダーの観測海域数点に底置型 ADCP を設置すればそれがあがる程度可能になる。そのための観測計画も現在準備中である。

## 謝 辞

福岡県水産海洋技術センターより、比較検討をおこなうための貴重な測流データをご提供いただきました。また、九州大学応用力学研究所力学シミュレーション研究センターの尹 宗煥 教授からは、対馬海峡における潮流に関し、数値計算に基づく詳細なデータをご提供いただきました。対馬の現地観測では井 忠義 氏、田村 健二 氏のお二方に計画段階から実施まで終始、一方ならぬお世話になりました。記して感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- 1) 増田 章: 日本海における大気海洋相互作用と海洋変動・気象変動の解明に向けて, 月刊海洋, **30**, 1998, 447-455.
- 2) 増田 章: 日本海の海洋変動・気象変動の解明に向けて. 第 49 回応用力学講演会講演論文集, 2000, 285-288.
- 3) 藤井 智史, 徳田 正幸: HF レーダーによる観測, 陸上設置型レーダーによる沿岸海洋観測, 土木学会, 2001, 68-89.
- 4) Akitsugu Nadai., Hiroshi Kuroiwa, Masafumi Mizutori and Shin'ichi Sakai: Measurement of Ocean Surface Currents by CRL HF Ocean Surface Radar of the FMCW Type. Part 1. Radial Current Velocity, *J. Oceanography.*, **53**, 1997, 325-342.
- 5) R. D. Chapman., L. K. Shay, H. C. Graber, J. B. Edson, A. Karachintsev, C. L. Trump and D. B. Ross: On the accuracy of HF radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors, *J. Geophys. Res.*, **102**, 1997, 18737-18748.
- 6) 坂井 伸一, 水鳥 雅文, 服部 孝之, 杉山 陽一: VHF レーダによる伊勢湾湾奥の表層流動観測, 海岸工学論文集, **45**, 1998, 1266-1270.

- 7) Stewart, R. H. and J. W. Joy: HF radio measurements of surface currents, *Deep-Sea Res.*, **21**, 1974, 1039–1049.
- 8) 滝川 哲太郎, 尹 宗煥, CHO Kyu-Dae: 長期 ADCP データによる潮流成分調和分解と対馬海峡における潮流, 九州大学大学院総合理工学研究科報告, **21**, 1999, 307–311.
- 9) Teague, W. J., H. T. Perkins, G. A. Jacobs and J. W. Book: Tide observation in the Korea-Tsushima Strait, *Cont. Shelf Res.*, **21**, 2001, 545–561.
- 10) 河野 史郎: 対馬海峡における高精度潮汐モデルの研究, 九州大学総合理工学研究科大気海洋環境システム学専攻修士論文, 1999, 九州大学.
- 11) Kaihatu, J. M., R. A. Handler, G. O. Marmorino and L. K. Shay: Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **15**, 1998, 927–941.

## 付 録

HF レーダーで測定した流速ベクトルのデータ  $u_j^H = (u_j^H, v_j^H)'$  と ADCP で測定した流速ベクトルのデータ  $u_j^A = (u_j^A, v_j^A)'$  があるとする。ただし添え字  $j$  はデータ番号 ( $1 \leq j \leq J$ ) を, ' は転置操作を表すものとする。

両者の関係を推定するために回帰問題を考えよう。まず流速ベクトルを

$$U_j^A \equiv u_j^A + \sqrt{-1}v_j^A \quad (\text{A1})$$

$$U_j^H \equiv u_j^H + \sqrt{-1}v_j^H \quad (\text{A2})$$

と複素数で表現する。また実  $2J$  次元縦ベクトルを

$$U^A \equiv (u_1^A, \dots, u_J^A) \quad (\text{A3})$$

$$U^H \equiv (u_1^H, \dots, u_J^H) \quad (\text{A4})$$

で, 複素  $J$  次元縦ベクトルを

$$\hat{U}^A \equiv (U_1^A, \dots, U_J^A) \quad (\text{A5})$$

$$\hat{U}^H \equiv (U_1^H, \dots, U_J^H) \quad (\text{A6})$$

で表す。更に内積ほかを

$$U^A \cdot U^H \equiv \sum_j (u_j^A u_j^H + v_j^A v_j^H) \quad (\text{A7})$$

$$U^A \times U^H \equiv \sum_j (u_j^A v_j^H - v_j^A u_j^H) \quad (\text{A8})$$

$$|U^H|^2 \equiv \sum_j (|u_j^H|^2 + |v_j^H|^2) \quad (\text{A9})$$

$$\hat{U}^A \cdot \hat{U}^H \equiv \sum_j U_j^A \cdot U_j^H \quad (\text{A10})$$

と定義する。

さてここで

$$U_j^A = {}^3C \cdot U_j^H, \quad C \in \mathbb{C} \quad (\text{A11})$$

という複素回帰式の当てはめを考える。求めたい複素数  $C$  の絶対値  $|C|$  が流速ベクトルの大きさ同士の比, 偏角  $\arg C$  が流速ベクトル間の偏向を表す。

$$Q \equiv \sum_j |U_j^A - C \cdot U_j^H|^2 \quad (\text{A12})$$

を最小化するために変分をとれば

$$\delta C^* \sum_j U_j^{H*} (U_j^A - C U_j^H) + \text{複素共役} = 0 \quad (\text{A13})$$

となる。\* は複素共役を表す。  $\delta C$  が任意だから

$$\begin{aligned} C &\equiv \frac{\sum_j U_j^A \cdot U_j^{H*}}{\sum_j |U_j^H|^2} = \frac{\hat{U}^A \cdot \hat{U}^{H*}}{|\hat{U}^H|^2} \\ &= \frac{U^A \cdot U^H - \sqrt{-1}U^A \times U^H}{|U^H|^2} \end{aligned} \quad (\text{A14})$$

でなければならない。回帰式の当てはめの良さを表す寄与率  $R^2$  は

$$\begin{aligned} R^2 &\equiv \frac{|U^A|^2 - Q}{|U^A|^2} = \frac{CC^* \sum_j |U_j^H|^2}{\sum_j |U_j^A|^2} \\ &= \frac{|U^A \cdot U^H|^2}{|U^A|^2 |U^H|^2} \end{aligned} \quad (\text{A15})$$

から求まる。当然ではあるが Schwarz の不等式を用いて

$$0 \leq R = \frac{|U^A \cdot U^H|}{|U^A| |U^H|} \leq 1 \quad (\text{A16})$$

となる。

ちなみに逆の回帰式も考えられる。添え字  $A \rightarrow H$  あるいは  $R \rightarrow A$  をつけて区別をはっきりさせて書けば

$$U^H = C_{A \rightarrow H} U^A \quad (\text{A17})$$

という回帰式のことである。このとき

$$C_{A \rightarrow H} |U^A|^2 = \hat{U}^{A*} \cdot \hat{U}^H = C_{H \rightarrow A}^* |U^H|^2 \quad (\text{A18})$$

$$R_{A \rightarrow H} = R_{H \rightarrow A} \quad (\text{A19})$$

という相反関係が成り立つ。

なお上の方法は, 風ないし応力ベクトルを表層流速ベクトルと結びつける回帰式を求める場合にも使うことができる。その場合は

$$U_j^A = C \cdot U_j^H + D, \quad C, D \in \mathbb{C} \quad (\text{A20})$$

といった常数項を含む回帰式を使う方が適切かもしれない。