

— 論文 —

開放型沿岸域における流れに及ぼす風の効果*

中野 政尚[†]・磯崎 久明[†]・磯崎 徳重[†]・
根本 正史[‡]・蓮沼 啓一^{**}・北村 尚士^{**}

要 旨

沿岸域での風と流れの関係を調べるため、2年間に及ぶ風と流れの連続観測を実施した。観測海域は外洋に直接面した茨城県東海村沖である。沿岸水域特有の強い密度躍層の存在を考慮し、躍層以浅に注目した観測を行った。

風と流れの変動は1日と数日以上の周期が卓越していた。風の長周期の変動には恒常的に北風成分が存在しており、これが沿岸部に南下流を作り出す一因となっている。また、風と0.5 m深の流れの間には高い相関(2年間を通じての相関係数0.64)が得られた。

1日周期の変動は、調和解析の結果、卓越する S_1 分潮として現れたが、これは海陸風とそれによる吹送流であった。海陸風には S_1 以外の太陽潮周期の成分も含まれており、これは対応する分潮流に吹送流成分を加える。その結果、太陽潮周期の分潮流にはあたかも潮流のように振舞う吹送流(擬似潮流)が含まれる。

キーワード：吹送流, 擬似潮流, 沿岸域, 気象日周潮, 流動観測

1. はじめに

独立行政法人日本原子力研究開発機構(JAEA)の東海再処理施設(茨城県那珂郡東海村)では、低レベル放射性液体廃棄物(再処理排水; 国の安全審査にて環境影響評価済み)を東海沿岸域にバッチ放出している。排水は深度24 mの排水口から放出されるが、周囲の海水よりも高温(施設出口水温約30℃)かつ淡水であるため、低密度水として海面付近を拡散してゆくことになる。このためJAEAは当海域の表層流動に強い関心を

払い、再処理施設の稼働以前から染料拡散実験などを含む様々な調査を実施してきた。特に、1991年以降は放出口付近に電磁流速計を深度3 mと14 mに設置し、10年間に及ぶ連続観測を行ってきた。

沿岸域の流れと言えば潮流に大きな関心が集まる。しかし、JAEAがこれまでに実施してきた観測結果では、当海域の表層流動が潮流よりも風の影響を強く受けていることを示唆していた。この海域は河川水の流入などもあって、強い密度成層が周年形成されている。安定な密度成層の上にある薄い表層(皮層)に対して風がどのような流れを作り出しているのかを観測によって明らかにすることが本研究の主目的である。

沿岸域の流れは、天体間の引力による潮流、風による吹送流、淡水流入による密度流(地衡流)だけでなく海流や陸棚波の伝播など、多種多様な要因によって作り出された流れの集合体である。風は海洋表層に波と

* 2008年4月10日受領; 2008年10月23日受理
著作権: 日本海洋学会, 2009

[†] 日本原子力研究開発機構 東海研究開発センター
核燃料サイクル工学研究所 放射線管理部;
〒319-1194 茨城県那珂郡東海村村松4-33

主著者 e-mail address: nakano.masanao@jaea.go.jp

[‡] 常陽産業株式会社; 〒319-1112 茨城県那珂郡東海村村松3115-6

^{**} 株式会社 海洋総合研究所;

〒103-0012 東京都中央区日本橋蛸留町1-3-17

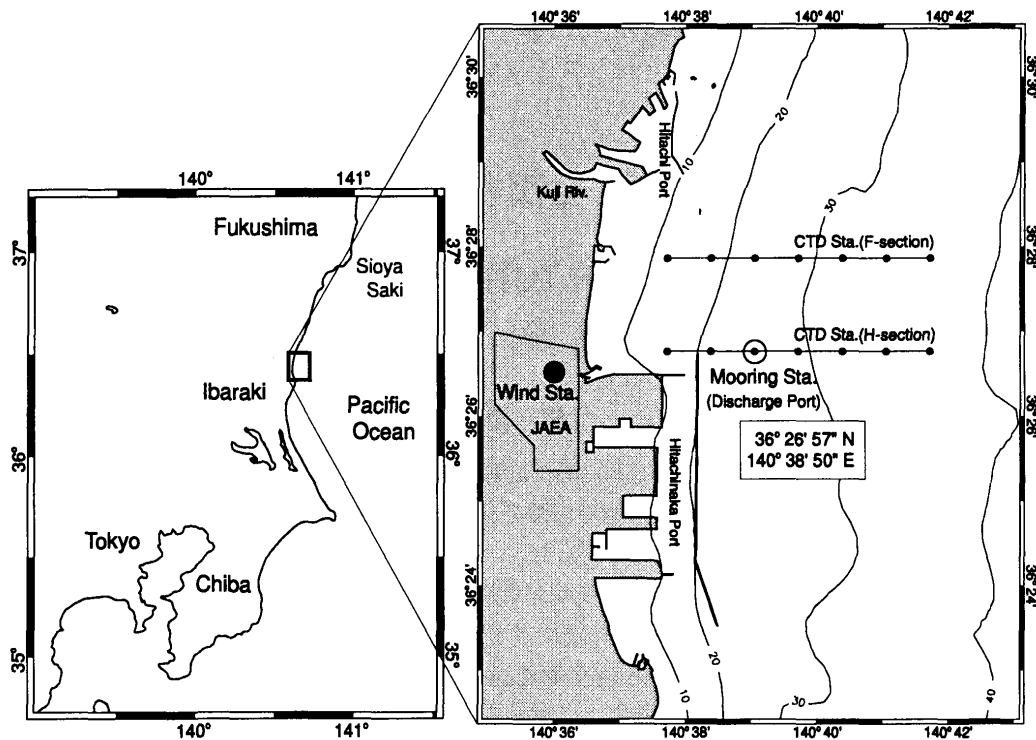


Fig. 1. Locations of current-meter mooring, wind and CTD observation.

流れの形でエネルギーを渡す。波と流れは明確に区分できるものではなく、ストークス波のように波自体が流れを内包している。また、これらの流れは陸岸や海底地形、密度成層などの存在によって複雑な変形を受けている。とりわけ陸岸の存在は沿岸湧昇など鉛直循環（ひいては水平循環）に大きな影響を及ぼしている。本研究ではこうした沿岸域の流れの複雑性を認識しながらも、風が表層流動に与える効果を観測から少しでも明らかにしたいと考えている。

観測をベースとして、風と流れの関係を明らかにしようとする研究はこれまでに多くなされている (Price *et al.*, 1986, Richman *et al.*, 1987, Chereskin, 1995, Yosikawa *et al.*, 2007) が、これらの多くは Ekman (1905) の吹送流理論およびそれに関連した事項を確かめることに主眼が置かれている。従って風場が相対的に安定していて、陸岸から十分に離れた、大水深の海域で観測がなされている。

内湾域では宇野木ら (1980) によって東京湾全域をカバーする多点同時観測が四季にわたって行われている。

この観測結果は風が湾内の水平、鉛直循環に重要な役割を果たしていることを示した。村上ら (1982) は大阪湾 (MT 局, 関西国際空港建設地点) での 4 年間にわたる 3 深度での流動観測から 28 分潮の潮流調和定数を決定している。佐藤 (1989), 小田巻ら (1991) は東京湾において冬季 (密度成層の弱い時期) と夏季 (密度成層の強い時期) の 40 日間 6 深度での流れの鉛直プロファイルを観測し、風と流れの相互相関係数を求めている。

陸岸の影響が無い外洋域、あるいは陸岸に囲まれた内湾域では風と流れに関する観測がなされているものの、外洋に面した沿岸域 (距岸 10 km 程度) の流れに関する研究は、温排水、浮遊ごみ、卵仔稚魚、等の分布に密接なかわりを持つ重要課題でありながら、研究の空白領域となっている。そのため、JAEA としては当海域において風と流れの関係に焦点を当てた表層流動の調査が必要と考えた。観測方法の変更も含めたいくつかの予備的調査を行った上で、2000 年 5 月から 2002 年 3 月までの約 2 年間にわたり、流動観測を実施した。

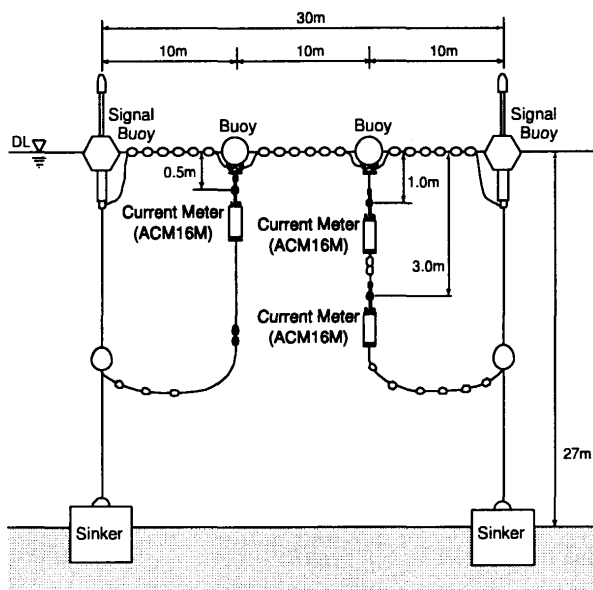


Fig. 2. General arrangement of current meters.

2. 観測方法及びデータ

対象となる東海沿岸域は太平洋に面する開放型沿岸域であり、ほぼ南北に伸びる比較的単純な構造の海岸線をもっている。Fig. 1に対象海域周辺の状況と、観測地点(流動, 気象, 水温塩分)の概略を示す。対象海域の流動, 密度場に影響を与えると考えられる久慈川が流動観測地点の北側約4 kmに、那珂川が南側約8 kmに存在する。

2.1. 流動観測

風と流れの関係を明らかにするため、流速計はFig. 2に示すように吊下げ方式で海洋表層(0.5 m, 1 m, 3 mの3深度)に集中的に分布させた。この海域では表層数mの部分に顕著な密度躍層が周年形成されており、エクマン層の厚さも同程度と見積もったからである。同一の流速計セットをもう一式準備し、1か月ごとに交換することにより、連続観測を実施した。観測地点は岸から約3.7 km, 水深27 mの地点である(Fig. 1参照)。海面に近接した深度の流速を測るため、波浪による海水運動や気泡の影響などを勘案し、使用する流速計には電磁式流速計(アレック電子製, ACM16M)を用いた。計測は波浪などの影響を軽減するためにバース

トモード(1秒間隔で30サンプリング)で10分ごとに行い、各バーストのベクトル平均値を観測値とした。流速計には傾斜計が組み込まれており、流速計の傾きを補正した流速値を求めている。なお、流速計の検定を適宜行い、データの補正を行った。

観測は2000年5月3日から2002年3月18日までの約2年間継続して実施した。得られたデータについては欠測処理, エラー値の除去などを行った。これら処理後の有効データ取得率は0.5 mで94%, 1 mが88%, 3 mが84%であった。データの取得状況をTable 1に示す。なお、設置した流速計には水温計と塩分計がついており、水温と塩分の連続データも得られている。

2.2. 気象観測

洋上での気象観測が困難であったため、JAEAが行っている海岸線近傍での気象観測結果を用いた。風は風車型風向風速計(光進電気工業製 MVS-350)で観測しており、観測位置は海岸から約500 m内陸に入った地点(Fig. 1)で、地上約10 m(海拔約20 m)の高さである。

解析に使用する風向風速データは流速の観測期間と同じ2年間(2000年4月1日~2002年3月31日)で、10分間隔のデータである。データの取得率は99.9%以上と、ほぼ完全なデータセットが得られた(Table 1参照)。

2.3. 水温塩分観測

風による海面付近の流れの鉛直構造は、その海域の密度成層の状態によって大きく変わる。そこで対象海域の密度構造を把握するために、JAEAが所有するモニタリング船「せいかい」による月例定線観測を実施した。観測はFig. 1に示すように岸沖方向の2測線(測線間の距離は2 km)で行い、1測線あたり7測点を持ち、測点間の距離は1 kmである。それぞれの測点では鉛直方向に1 m間隔で水温, 塩分データを取得した。なお、測点の一つは流速計設置点の直近に位置する。

解析に使用するデータ期間は流速の観測期間と同じく2000年5月から2002年3月までである(Table 1参照)。観測船がドック入りする夏季を除いて観測を基本的に月1回実施した。

Table 1. The periods of data obtained.

Year		2000												2001												2002												
Month		4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3													
Current	0.5m																																					
	1.0m																																					
	3.0m																																					
Wind																																						
T,S data			○	○							○	○	○																							○		

3. 観測結果

3.1. 流動観測及び気象観測

得られた約2年間の観測結果のうち2000年9月前半の風と流れの状況をFig. 3に例示する。ここでは10分ごとに得られた観測値のうち毎正時の値を図示した。全体的に風と流れの変動は良く似ている。数日周期で北東風と南西～南東風が交互に現れており、それとほぼ同時に風の吹き去る方向への流れが見られる。また3深度の流れもお互いに良く似たものとなっているが、深度とともに流速が小さくなっている。これらの事実から、風と流れの間に密接な関係があることを示唆している。

3.2. 水温塩分観測

定線観測結果のうち南側の断面(H断面)における夏季(2001年6月)と冬季(2001年12月)の水温、塩分、密度の鉛直断面図をFig. 4に例示する。夏季と冬季の断面分布には明らかな違いが存在している。夏季は水温、塩分ともに密度成層を強化し、深度5m～10m付近に密度躍層を作る。一方、冬季の水温は鉛直的にほぼ一様となっているが、海面付近にある低塩分水によってごく表層(深度1～2m)に密度躍層を形成している。この表層の低塩分水は河川起源(久慈川からの淡水流入)と考えられ、河川水の存在が冬季においても密度躍層を形成する原因となる。

ここで注目すべき点は、年間を通じてごく表層に密

度躍層が形成されていることである。この密度躍層の存在により、風のエネルギーは海面付近に集中し、流れはより強く風の影響を受けることになる。なお、流速計に取り付けられた水温塩分センサーのデータからも1年を通して密度躍層があることが確認されている(中野ら, 2005)。深度0.5～3mのごく薄い層の中でも密度差は春から秋にかけて(5月～11月)は0.5～1.5 kg m⁻³、冬(12月～4月)は0.2～0.5 kg m⁻³となっている。この密度差は沿岸域では通常見られるものである。しかし、黒潮の主密度躍層の密度傾度が高々0.005 kg m⁻³ m⁻¹程度しか無いことを考えれば、きわめて強固な密度躍層が沿岸域の薄い表層に形成されていることになり、今後注目すべき現象と考える。

4. 考察

4.1. スペクトル解析

風と流れの周期変動成分を調べるため、全観測期間についてMEM(Maximum Entropy Method)を用いて風速及び流速のパワースペクトルを求めた。欠測期間には線形補間値を入れて計算した。風のパワースペクトルをFig. 5に、流れのパワースペクトルをFig. 6に示す。流れについては0.5m深のみ示すが、3深度ともよく似たスペクトルパターンであった。Fig. 3に示した時系列図では日周期変動の存在ははっきりとしていない。しかし、スペクトル解析結果では風、流れともに1日と半日周期に明確なピークが存在する。

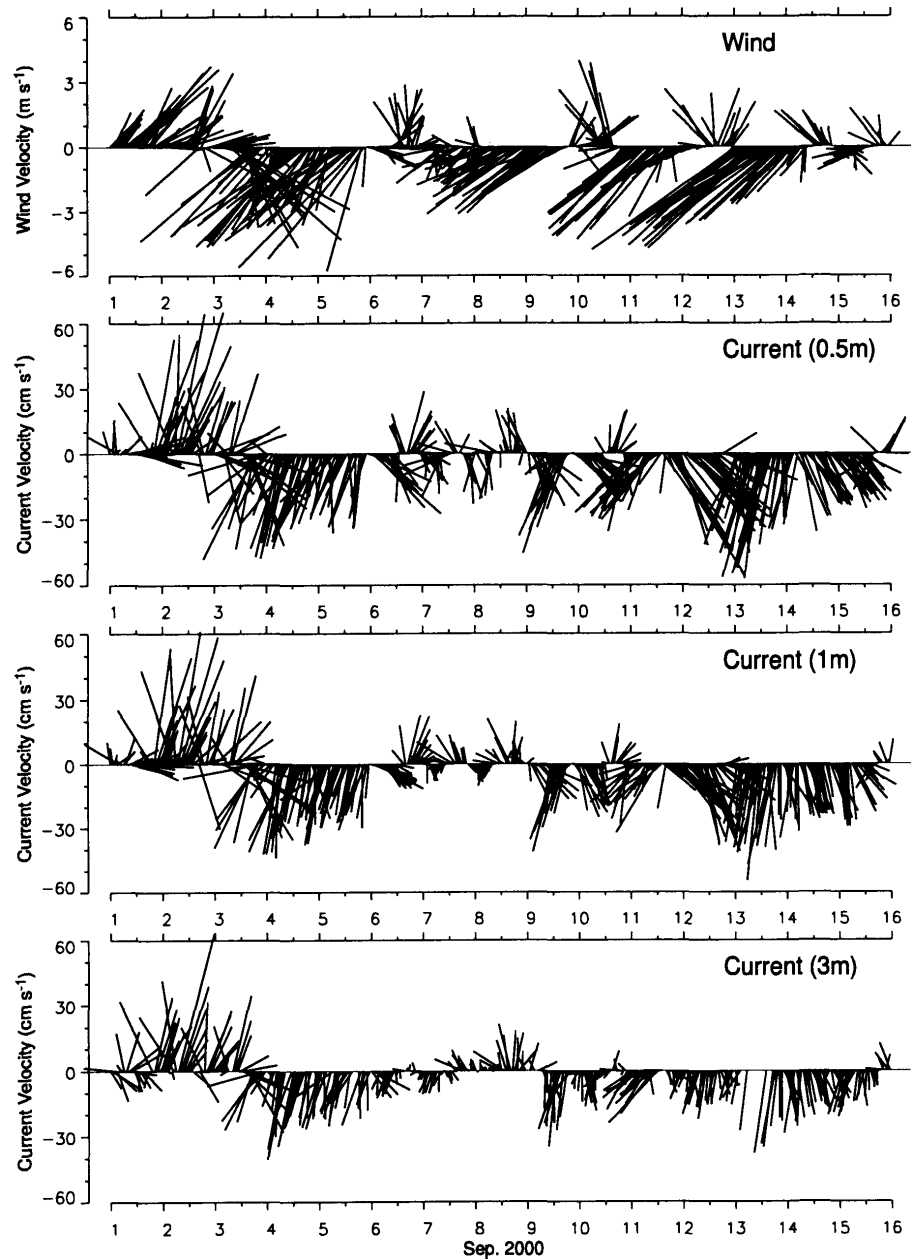


Fig. 3. Stick-diagrams of wind and currents from 1 to 15 September 2000. The data is shown every hour.

Fig. 5 に示す風のパワースペクトルでは、風の変動は全体的に南北成分に比べて東西成分のエネルギー密度が高くなっている。12 時間、24 時間周期に明瞭なピークが存在するものの、その他の周期にははっきりしたものは見られないことが特徴的な点である。特に日周期の東西成分が卓越しており、南北成分に比べてエネルギー密度は 10 倍ほど高い。一方、半日周期は南北成

分が強いが、日周期の東西成分に比べると 1/50 程度である。また、数日周期付近にもいくつかのピークが見られる。この周期帯では東西成分と南北成分のエネルギー密度は同程度である。1 か月以上の長周期では東西成分のエネルギー密度が卓越しており、東西方向の季節変化的な変動が大きいことを示している。

一方、Fig. 6 に示す流れのスペクトルは全体的に東

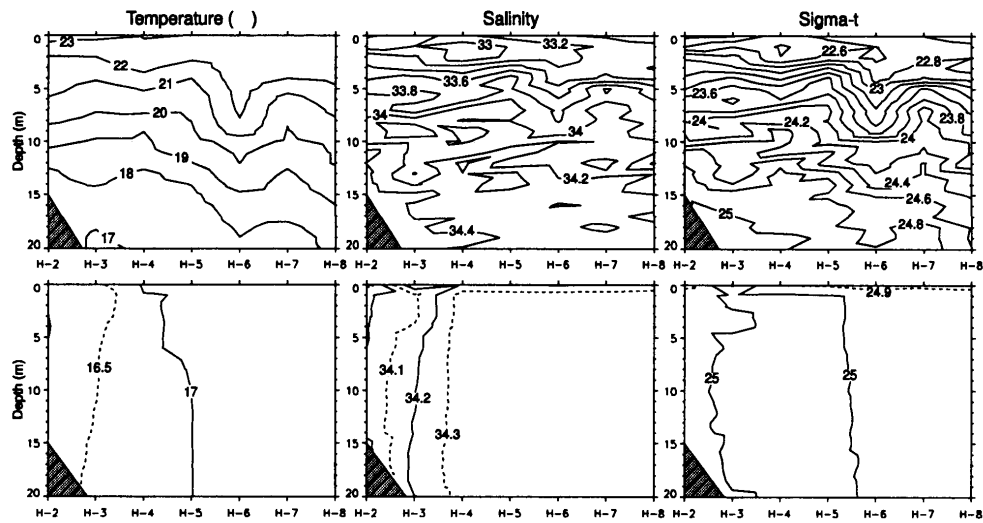


Fig. 4. Sectional distributions of temperature, salinity and sigma-t at H-section in the summer of 28 June 2001 (upper) and in the winter of 17 December 2001 (lower).

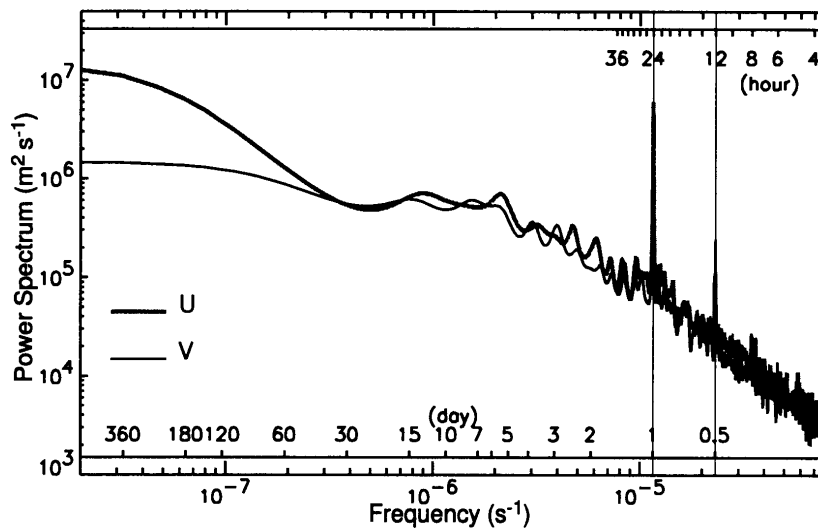


Fig. 5. Power spectra of wind speeds based on the two-year observation (1 April 2000 – 31 March 2002).

西成分に比べて南北成分のエネルギー密度が高く、この傾向は長周期側で明瞭である。これは流れが主に南北方向に変動していることを示しており、南北方向に伸びる海岸線の影響と考えられる。24時間及び12時間周期とその周辺には複数のピークが見られる。特に日周期の変動が強く、東西・南北成分とも半日周期に比べて10倍程度エネルギー密度が高い。これらは、潮汐の主要4分潮 (K_1 , O_1 , S_2 , M_2) に対応する。1日より長い周期をみると、数日周期付近にはいくつかの

ピークが見られる。また、はっきりとしたピークではないが、年周期あたりのエネルギー密度が最も高く、季節的な変動も大きいことを示している。

スペクトル解析の結果、風と流れには、明瞭な周期変動としての日周期及び半日周期変動と、特徴的なピークは持たないものの比較的エネルギー密度の高い数日周期以上の変動が見られた。そこで、以下では周期帯に分けて議論を行う。

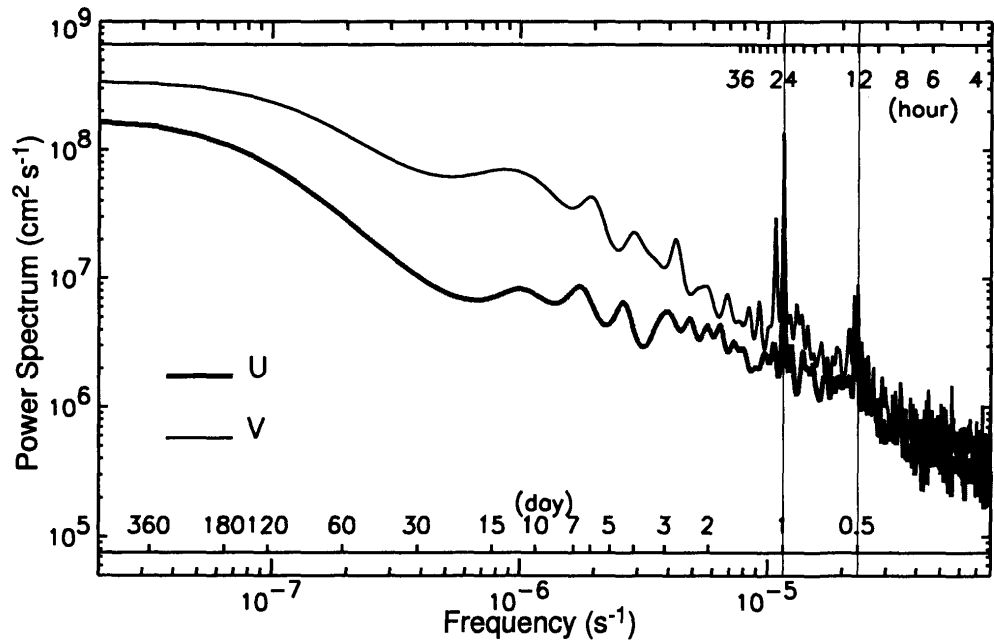


Fig. 6. Power spectra of current speeds at a depth of 0.5 m based on the two-year observation (3 May 2000 - 18 March 2002).

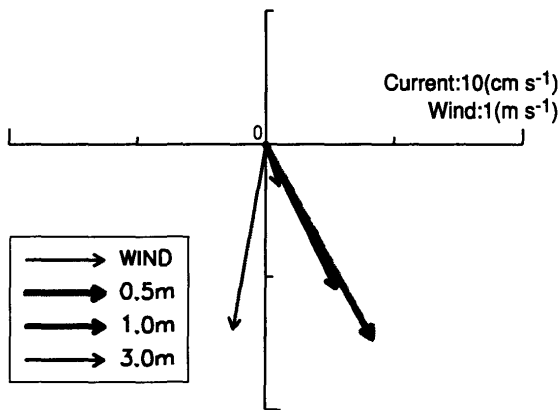


Fig. 7. Mean wind and current vectors averaged over the two-year period (3 May 2000 - 18 March 2002).

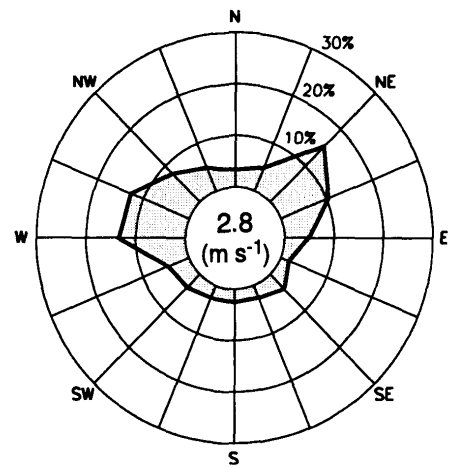


Fig. 8. Wind rose over the two-year observation (1 April 2000 - 31 March 2002). The numeral in the center circle shows scalar mean wind speed.

4.2. 長期変動

流れの長期的な変動は、様々な外的要因による影響を強く受けており、お互いに複雑に絡み合っているため、現場の風のみで個々の変化を説明することは難しい。しかしながら、ここでは対象海域における風と流

れの基本的特性を把握するために、通期平均場及び月平均場を求めた。

(1) 通期平均場

風と流れについて全観測期間でのベクトル平均値及びスカラー平均値を求めた。平均に当たっては、風と

Table 2. The mean speeds and directions of wind and currents based on the two-year observation (3 May 2000 – 18 March 2002).

	depth (m)	vector mean speed	vector mean direction(°)	scalar mean speed	period
current (cm s ⁻¹)	0.5	8.40	150.4	21.28	3 May 2000 – 18 March 2002
	1.0	6.08	153.1	17.96	
	3.0	1.60	162.3	13.18	
wind (m s ⁻¹)	—	0.71	190.0	2.69	1 April 2000 – 31 March 2002
	—	0.79	198.6	2.80	

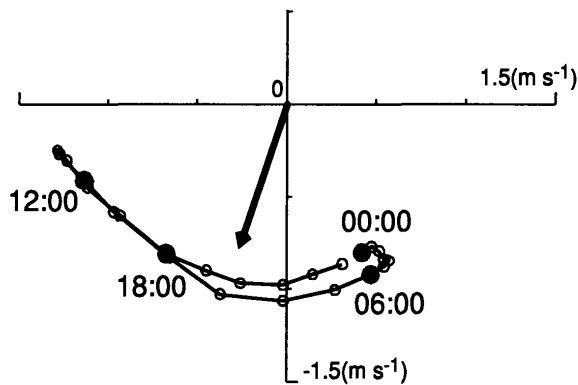


Fig. 9. Hourly hodograph of wind velocities and mean wind vector based on the two-year observation (1 April 2000 – 31 March 2002).

流れの比較、及び深度の違いによる流れの比較のため、風と3深度の流れが同時に観測されている時刻のデータのみを使用した。その結果をTable 2に示す。またFig. 7にベクトル平均結果を重ねて示す。

Fig. 7を見ると通期平均の風は0.7 m s⁻¹の北風であるが、スペクトル図では東西成分が卓越していた。そこで、風向の特性を見るため2年間の風配図を作成した(Fig. 8)。なお、季節的な風向の偏りを除くため2000年4月1日から2002年3月31日の2年間のデータを使用している。風の2年間のベクトル平均は北北東の風0.8 m s⁻¹であるが(Table 2)、風配図を見ると北北

東の風の割合は5%と低く、北東～東北東及び北西～西の風が全体の半分以上を占めている。また、風速のスカラ平均は2.8 m s⁻¹とベクトル平均風速の約4倍である。これは風向が安定していないことを示している。

平均的な風の日変動状況を見るために、1日の各時刻で風速を平均しホドグラフを作成した。Fig. 9は、2年間を通してのホドグラフと平均風ベクトルを重ねて示した図である。この図から、風は0.8 m s⁻¹の北北東の一般風と、ほぼ東西方向に振動する日周期の風(振幅1 m s⁻¹程度)に分けられる。日変動成分を見ると、夜間は西風(陸風)、昼間は東風(海風)となっており、海陸風の特徴を良く示している。ベクトル平均した風は北北東の風であるが、この風が吹いているのは1日のうちで数時間程度であり、基本的には北西の風と東北東の風が大半を占めていることに注意が必要である。これは風配図(Fig. 8)で示された風向の頻度分布と一致している。

流れも風と同様にほぼ南向きとなっている(Fig. 7)。流れは上層ほど強く深度とともに急速に減衰しており、流速のベクトル平均で見ると深度0.5 mの8.4 cm s⁻¹から3 m深の1.6 cm s⁻¹と約1/5にまで減衰している。流向は3深度とも南南東でほぼ同じであるが深度と共にわずかに右へずれている。また、流速のスカラ平均でも、流速は0.5 mから3 mまでの間に4割近く減衰している(Table 2)。これらの結果は3 m以浅のごく薄い層に強い流れが集中していることを示してい

る。さらに深度とともに流速が減衰し、流向が右へずれる流れは海面における応力の存在を想起させる。その主な原因としては風や淡水の影響が考えられる。

なお、鉛直的に流速が変化する場合、海面からの距離が変化するような流速計の設置方法(例えば立上げ式の係留方法)では、海面変動によって流速が変化することになる。当海域で観測された流速の鉛直変化は大きいことから、今回採用した吊下げ式の係留方法が観測方法として妥当である。

(2) 月平均場

風と流れの季節的な変化を見るために、両者の月別平均ベクトルを求め Fig. 10 に示す。比較条件を同じにするため、平均化の際には通期平均の場合と同様に、それぞれのデータが同時に存在する時刻のデータのみを使用した。なお、ひと月のうち15日以上のデータが無い深度の流れについては除いた。

風については、明確な季節変化が見られる。夏季は風速 $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$ の北東～東風、冬季は風速 $1\sim 1.5\text{ m s}^{-1}$ の北西～西風となっており、年間を通して北風成分を持っていることが分かる。なお季節的な風向の分布も風配図と一致しており、風配図における二つの卓越風向は、季節的な風向の変化と海陸風による風向の変化の両方を示している (Fig. 8, Fig. 9)。

一方、流れは全体的に南流～南東流になることが多く、東西方向に比べて南北方向の変動が卓越している。これは陸岸の影響と考えられる。年平均場と同様に、深度と共に流速は減衰し流向はずれる傾向が見られ、風の影響を受けているように思われる。季節変化を見ると、秋から冬にかけては比較的安定した南下流となっているが、春から夏に掛けては東向きや北向きの成分も見られる。

ここまで見てきたように、東海沿岸の風は季節的に東西方向には変化するものの、基本的に北風成分を含む。Ekman (1905) や Madsen (1977) の理論は、北風によって直接駆動される吹送流は海面では南向きの成分をもつことを示している。この流れは深度とともに流向が変化し、流速は急速に減衰する。一方、北風によるエクマン輸送と南北に伸びる陸岸の存在とによって作られる海面勾配は、地衡流としての順圧的な南下流を作る。すなわち、岸に沿った北風によって表層ほ

ど強い全層での南下流が作られる (Csanady, 1982)。実際に観測された流れは2年間平均及び月平均を見ても基本的に南下流で、表層ほど流速が大きい結果となっていることから、現場の風がこの流れを作る一因であろう。

ただし、これらの月平均値からは必ずしもはっきりとした風と流れの関係は見られない。流れに対する風以外の影響も大きいためである。例えば、2001年5月は風の平均場は前年と同じ北東風であるにも関わらず、流れは北向きで、表層ほど弱い流れとなっている。同時期の海洋速報(海上保安庁, 2001)によると、黒潮が塩屋崎沖まで北上しており、東海沿岸域にも北上流が見られる。流動場全体が黒潮の影響を受けて北上流となっているところに、北東風や河川水によって作られる南下流(表層ほど強い)が重ね合わされた結果、表層ほど弱い北上流が作られたものと考えられる。また、データをベクトル平均することによる問題も存在する。2000年6年から8月、2001年7月などの場合、風と流れは逆向きである。観測値では南北成分が卓越しているものの(中野ら, 2005)、変動が同程度であるため月平均により南北成分が打ち消し合い、東西成分が残った結果である。

(3) 数日周期変動

数日周期の変動については、Fig. 3 で見たように風と流れの間には何らかの関係があるように思われる。しかしながら、数日周期付近には特徴的なピークは見られず、複数のピークが連続的に存在していることから、様々な周期の変動が重なり合っている(厳密な周期変動ではない)。数日周期を含む長期変動には様々な要因が影響しており、特に淡水の流入は吹送流と似たような効果を与えるため、観測結果から風の効果だけを抽出することは困難である。

そこで、風と流れについて相互相関を検討した。使用するデータは日周期以下の変動成分を除くため、風と流れの観測値に25時間移動平均を行った結果を用い、欠測期間には線形補間値を入れた。全期間で求めた風と流れの相互相関係数のうち、東西成分同士及び南北成分同士の結果を Fig. 11 に示す。風と流れの相関係数は東西成分同士よりも南北成分同士の方が高くなった。この南北成分の風に対する南北成分の流れの応答は6

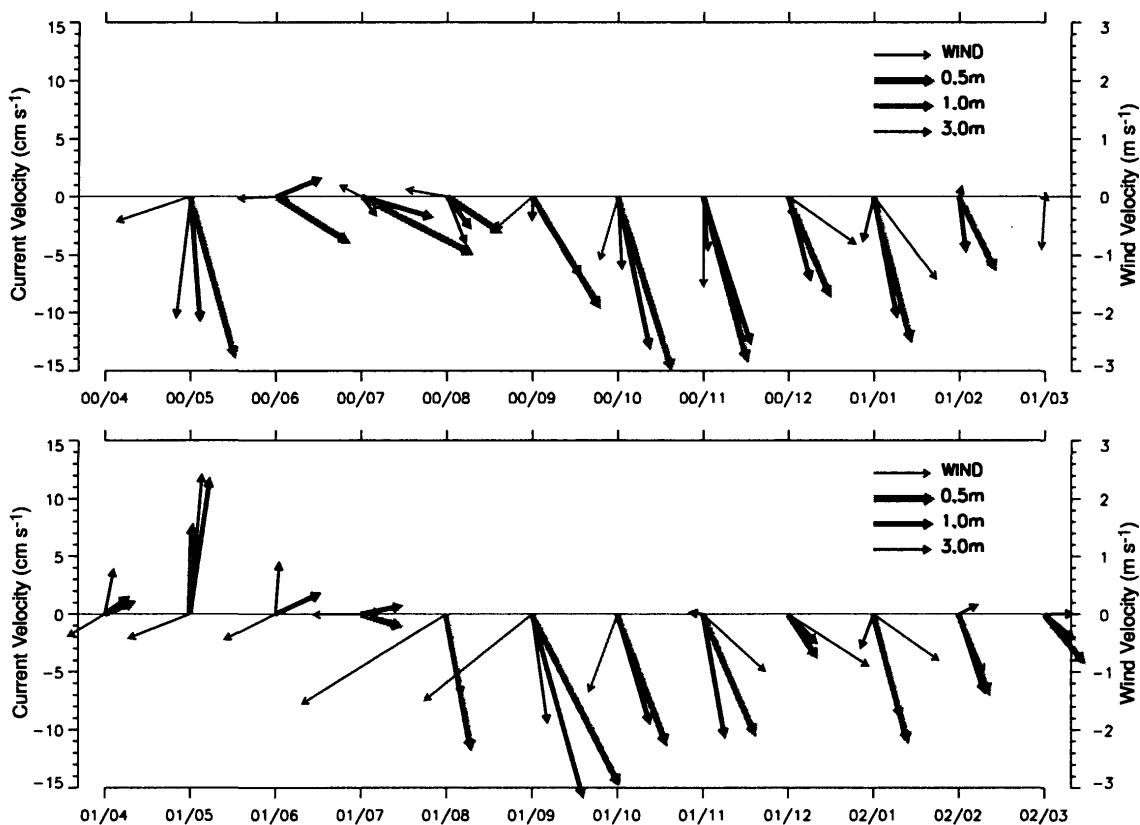


Fig. 10. Monthly mean wind and current velocities (upper: April 2000 – March 2001, lower: April 2001 – March 2002).

～9時間後であり、相関係数は0.5 m深で0.64にもなる。さらに月単位での相互相関では相関係数が0.8を超える場合もあり、流れは風の影響を強く受けていることを示している。東西成分に比べて南北成分の相関係数が高いのは、直接風によって駆動される流れ(吹送流)に加えて、エクマン輸送と陸岸の存在によって生じた海面勾配による地衡流が、風と同じ方向への流れを更に強化したためと考えられる。

4.3. 日周期変動

スペクトル解析の結果、風と流れには1日と半日周期に顕著なピークが見られた。そこで両者について全観測期間を通じての調和解析を行い60分潮の調和定数を求めた。Table 3に各分潮の長軸方向の振幅を示す。

(1) 風の変動

風の変動は起潮力とは無関係であるため、通常、調

和解析を行うことはないが、ここでは潮流との関連を調べるため、あえて潮汐周期での分解を行った。求めた調和定数を用いて、主な分潮について風の楕円を作成した(Fig. 12)。

振幅の大きな変動成分は S_a (太陽年周潮)や S_{sa} (太陽半年周潮)などの長周期成分であり、東西方向に扁平している。特に S_a は長軸方向の振幅が 1.3 m s^{-1} と、分解した全ての成分の中で最大であった。これは季節風のような変動成分であり、卓越した S_a 周期成分は季節的に東風と西風成分が交代することを示している。日周期以下では S_1 (気象日周潮)周期成分が卓越しており、 S_a に次いで大きな振幅(1.0 m s^{-1})を持つ。この S_1 成分の東西方向に大きく扁平した楕円は1日周期で東風と西風が変化することを示している。その他では K_1 、 P_1 の日周期成分と S_2 の半日周期成分が同程度の振幅($0.2 \sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$)を持っている。次いで π_1 、 ψ_1

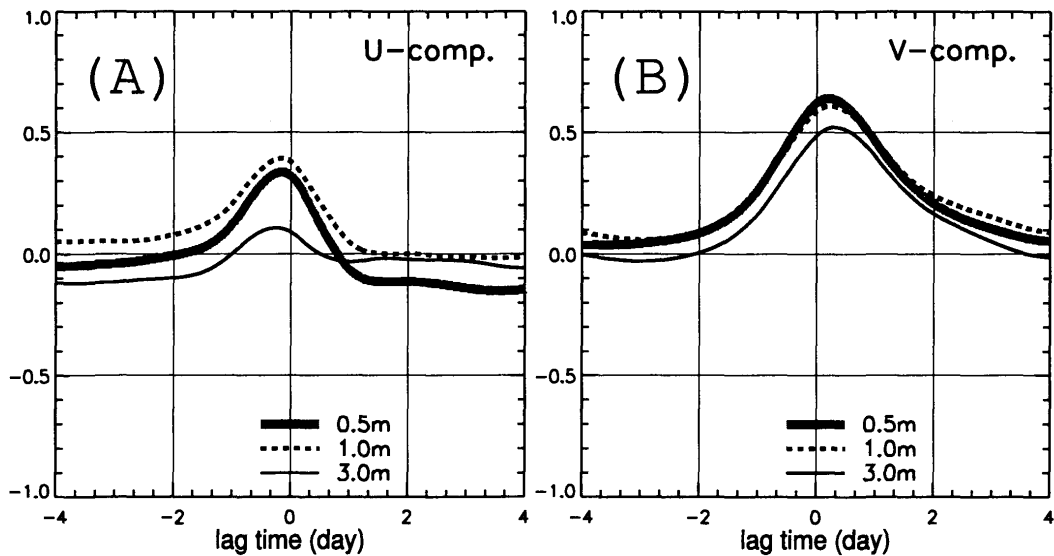


Fig. 11. Lag - correlation coefficient between low-passed wind and current speeds based on the two-year observation (3 May 2000 - 18 March 2002). (A) Wind (U comp.) - Current (U comp.), (B) Wind (V comp.) - Current (V comp.).

の日周期成分と T_2 , R_2 の半日周期成分が $0.1 \sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ の振幅を持つ (Table 3)。これらは全て太陽潮周期の成分である。これら以外の分潮周期成分は非常に小さく、一般に主要4分潮と呼ばれる中の O_1 , M_2 周期成分は風には実質的に存在していない。すなわち、風の潮汐周期の変動成分には太陰潮成分は見られない。

2年間の風のホドグラフ (Fig. 9) で見られる1日変動は、前述したように、海陸風を表している。このホドグラフと2年間の風の楕円の S_1 (Fig. 12) を比較すると、ホドグラフの変動成分とその大きさ、傾きはほぼ同じである。お互いに24時間周期の変動であることから、この S_1 成分は海陸風を表している可能性が高い。そこで、 S_1 と海陸風について月別に見ていく。

Fig. 13 に平均風成分を除いた月別のホドグラフを示す。また、風の月別調和定数から求めた S_1 及び S_2 成分の合成変動 (各月15日における24時間の変動) についても重ねて示す。なお、調和解析を行うに当たっては1年以上のデータがないと S_1 と K_1 , P_1 は分離できないため、月別に求めた S_1 にはこれらの成分も含まれてしまう。そこで、2年間のデータから求めた調和定数と区別するため、月別に求めた分潮にはプライム (') をつけ

て表す ($S_1' = S_1 + K_1 + P_1 + \text{他}$)。風のホドグラフを見ると、昼間は海風、夜間は陸風であり、またその振幅は夏季に大きく、冬季は小さいという海陸風の特徴を明確に表している。一方、 S_1' と S_2' 周期の合成風の日変化は各月でホドグラフとほぼ一致している。すなわち、2年間の調和解析で現れた風の S_1 (及び K_1 , P_1)、 S_2 周期成分は海陸風そのものであることを示している (主には S_1 成分)。言い換えると、風の1日周期変動 (海陸風) は、調和解析をすると S_1 , S_2 分潮として現れることになる。

海陸風は太陽放射によって駆動される気象現象であり、天文潮のように厳密な周期変動ではない。そのため、海陸風のもつ周期の揺らぎは S_1 に近い周期を持つ分潮にも影響するであろう。しかし、重要な点は海陸風が季節変動することである。今、1年周期変動する振幅 $A(t)$ をもつ日周期変動 $F(t)$ を以下の式で表す。

$$F(t) = A(t) \sin(\omega_1 t + \delta_1) \\ = \{B + C \sin(\omega_2 t + \delta_2)\} \sin(\omega_1 t + \delta_1) \quad (1)$$

ここで、 B , C は振幅でそれぞれ年平均及び年変化成分を表し、 ω_1, ω_2 はそれぞれ日周期 (24.0 時間) 及び年周期 (365.24219 日) に対応する角速度である。(1) 式

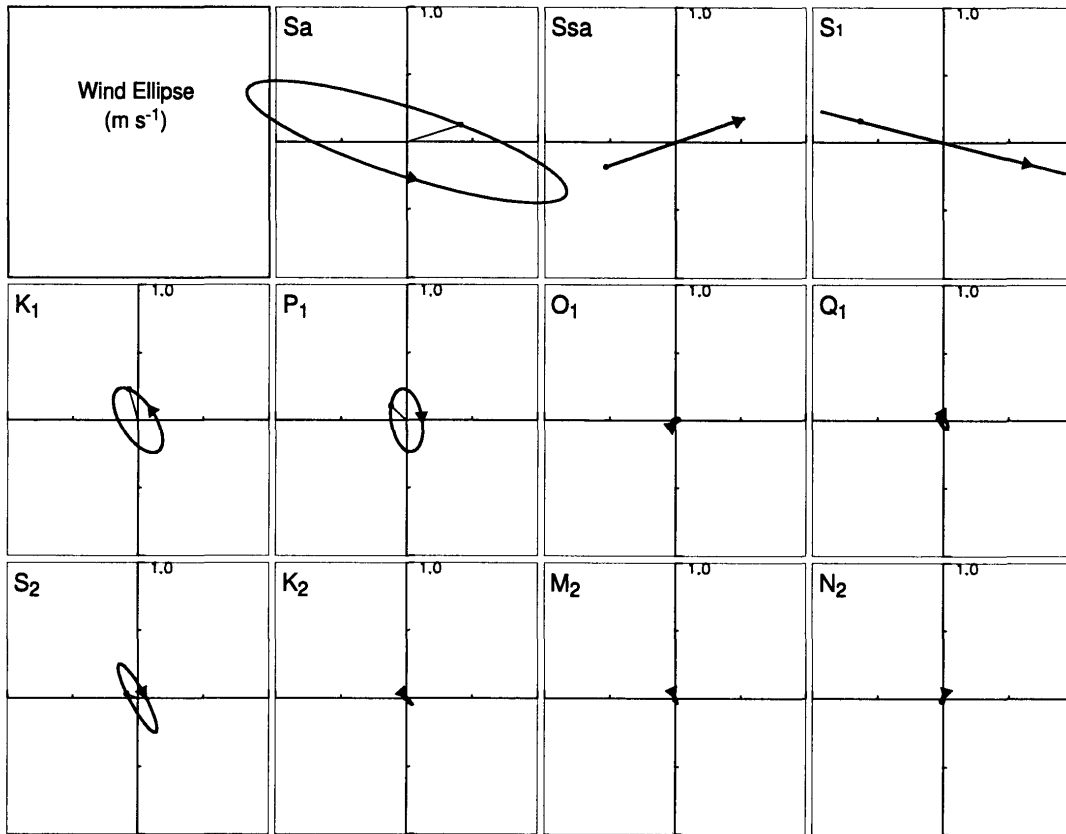


Fig. 12. Ellipses of wind with tidal periods based on the two-year observation (1 April 2000 – 31 March 2002).

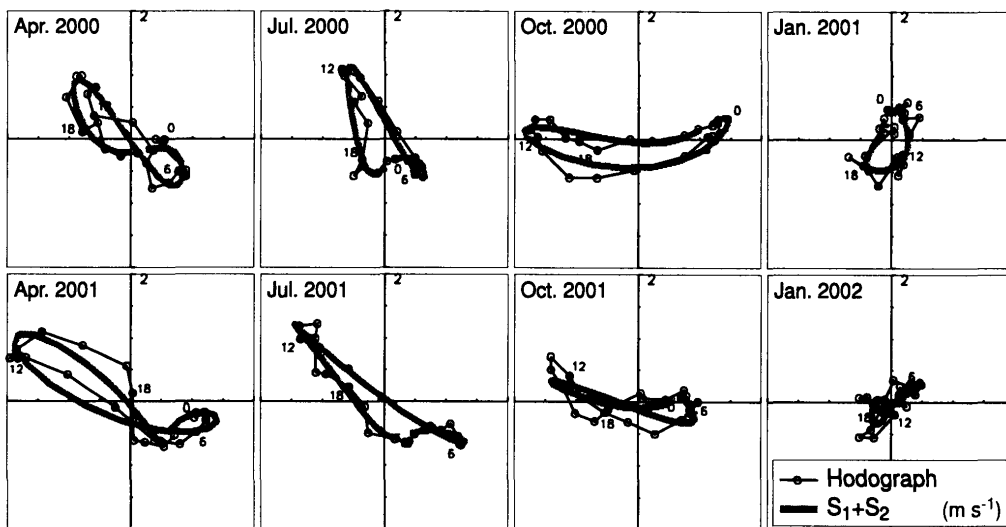


Fig. 13. A comparison of two diurnal winds, based on the data (black line) and reproduced on the analyzed components of S_1' and S_2' (gray line), in the form of hourly hodograph.

Table 3. The amplitude of ellipses (major axis component) of the wind and currents for 60 tidal components.

Symbol	Freq. (cph)	Wind (m s ⁻¹)	Current (cm s ⁻¹)			Symbol	Freq. (cph)	Wind (m s ⁻¹)	Current (cm s ⁻¹)		
			0.5 m	1 m	3 m				0.5 m	1 m	3 m
S _a	0.000114	1.28	4.60	5.27	3.06	M ₂	0.080511	0.04	0.78	0.89	1.19
S _{sa}	0.000228	0.56	1.98	2.81	1.81	MKS ₂	0.080740	0.04	0.50	0.53	0.49
M _m	0.001512	0.08	0.51	0.77	0.91	λ ₂	0.081821	0.04	0.49	0.65	0.31
MS _f	0.002822	0.22	0.97	1.40	0.58	L ₂	0.082024	0.01	0.11	0.29	0.23
M _f	0.003050	0.10	0.49	0.48	0.49	T ₂	0.083219	0.07	0.78	0.43	0.29
2Q ₁	0.035706	0.06	0.29	0.38	0.35	S ₂	0.083333	0.29	1.45	1.18	0.78
σ ₁	0.035909	0.08	0.35	0.32	0.27	R ₂	0.083447	0.10	1.11	1.01	0.48
Q ₁	0.037219	0.06	0.97	0.90	0.96	K ₂	0.083561	0.07	0.23	0.30	0.20
ρ ₁	0.037421	0.04	0.64	0.60	0.61	MSN ₂	0.084845	0.03	0.22	0.26	0.28
O ₁	0.038731	0.03	2.71	2.86	3.02	KJ ₂	0.085074	0.03	0.47	0.46	0.24
MP ₁	0.038959	0.06	1.12	0.97	0.57	2SM ₂	0.086155	0.02	0.38	0.31	0.16
M ₁	0.040256	0.04	0.25	0.16	0.25	MO ₃	0.119242	0.03	0.23	0.22	0.11
χ ₁	0.040471	0.01	0.57	0.51	0.56	M ₃	0.120767	0.02	0.16	0.21	0.08
π ₁	0.041439	0.13	0.78	0.66	0.54	SO ₃	0.122064	0.04	0.12	0.15	0.14
P ₁	0.041553	0.24	1.45	1.84	1.23	MK ₃	0.122292	0.03	0.04	0.11	0.10
S ₁	0.041667	0.97	5.85	4.92	1.98	SK ₃	0.125114	0.05	0.34	0.16	0.09
K ₁	0.041781	0.28	2.44	2.82	2.92	MN ₄	0.159511	0.03	0.10	0.16	0.09
ψ ₁	0.041895	0.18	2.93	2.66	1.75	M ₄	0.161023	0.02	0.08	0.09	0.10
φ ₁	0.042009	0.06	0.89	0.89	0.71	SN ₄	0.162333	0.03	0.13	0.12	0.11
θ ₁	0.043091	0.05	0.67	0.65	0.50	MS ₄	0.163845	0.02	0.20	0.22	0.18
J ₁	0.043293	0.07	0.60	0.47	0.17	MK ₄	0.164073	0.02	0.21	0.22	0.13
SO ₁	0.044603	0.02	0.37	0.14	0.16	S ₄	0.166667	0.03	0.14	0.06	0.10
OO ₁	0.044831	0.11	0.53	0.64	0.40	SK ₄	0.166895	0.02	0.16	0.13	0.13
OQ ₂	0.075949	0.04	0.30	0.22	0.14	2MN ₆	0.240022	0.01	0.11	0.07	0.13
MNS ₂	0.076177	0.04	0.46	0.18	0.14	M ₆	0.241534	0.02	0.09	0.14	0.07
2N ₂	0.077487	0.03	0.49	0.49	0.30	MSN ₆	0.242844	0.01	0.09	0.08	0.10
μ ₂	0.077689	0.02	0.14	0.35	0.06	2MS ₆	0.244356	0.01	0.09	0.05	0.07
N ₂	0.078999	0.03	0.56	0.43	0.40	2MK ₆	0.244584	0.01	0.13	0.10	0.04
ν ₂	0.079202	0.06	0.34	0.46	0.48	2SM ₆	0.247178	0.01	0.10	0.07	0.07
OP ₂	0.080283	0.04	0.31	0.64	0.37	MSK ₆	0.247406	0.01	0.16	0.08	0.10

の右辺を変形すると、

$$F(t) = B \sin(\omega_1 t + \delta_1) - \frac{C}{2} \cos\{(\omega_1 + \omega_2)t + \delta_1 + \delta_2\} + \frac{C}{2} \cos\{(\omega_1 - \omega_2)t + \delta_1 - \delta_2\}$$

が得られ、 $F(t)$ は三つの波に分解される。この三つの波の角速度はそれぞれ、 ω_1 が S₁ 分潮、 $\omega_1 + \omega_2$ は K₁ 分潮、 $\omega_1 - \omega_2$ は P₁ 分潮の角速度に一致する。すなわち、振幅が1年周期で変化する(季節変化する)1日周

(2) ち、振幅が1年周期で変化する(季節変化する)1日周

期の変動は、調和解析により、 S_1 、 K_1 、 P_1 に分解されることになる。言い換えると、海陸風は三つの太陽潮周期成分の合成で説明される。海陸風の平均的な振幅が S_1 成分として、季節変化部分が K_1 、 P_1 成分として現れる。季節変化が大きいほど K_1 、 P_1 も大きくなる。

周期変動する風は、その周期で変動する吹送流を作りうる。従って、潮汐周期で変動する風は、潮汐周期の流れを作るであろう。

(2) 流れの変動

流れについても風と同じ分潮について潮流楕円を作成した。3 深度の結果を重ねた図を Fig. 14 に示す。全体的に南北方向に扁平した楕円となっているが、陸岸の影響と考えられる。Fig. 14 及び Table 3 より、流れについても S_a や S_{sa} 分潮などの長周期成分が大きいことがわかる。これは海流などの大規模な場の変化を表しているものであるが、潮流楕円の大きさが深さ方向に変化していることから、風や河川流量の季節変化などの影響も大きいと考えられる。

最も特徴的な振る舞いを見せるのは日周潮の S_1 分潮である。特に 0.5 m 深の S_1 分潮流は他の日周潮流の 2 倍以上の振幅をもち、 S_a などの季節変動成分よりも大きい。さらに、この S_1 分潮流は深度とともに急速に減衰するという特徴ももち、0.5 m 深で 5.8 cm s^{-1} の振幅は 3 m 深では 2.0 cm s^{-1} と約 1/3 になる。また、深度とともに楕円の軸が右へずれる様子が見られる。その他の日周潮としては S_1 に近い周期の K_1 、 ψ_1 、 P_1 などの太陽潮と、太陰潮の O_1 が数 cm s^{-1} 程度の振幅を持っている。 S_1 ほどではないが K_1 、 ψ_1 、 P_1 も深さ方向に楕円の大きさが変化している。一方、 O_1 は深度とともに軸の向きがわずかに右へずれているものの、楕円の形状には変化が見られない。その他の日周潮流は 1 cm s^{-1} 以下と小さい。

半日周潮流はそのほとんどの振幅が 1 cm s^{-1} 以下と日周潮流に比べて小さい。比較的大きな振幅をもつ分潮は S_2 とその周囲の T_2 、 R_2 の太陽潮と太陰潮の M_2 である。0.5 m 深では S_2 分潮が最も大きく 1.4 cm s^{-1} の振幅を持つが、深度とともに減衰し 3 m 深では半分程度となる。なお、 M_2 分潮は 3 深度とも 1 cm s^{-1} 前後の振幅と小さい。

風と流れの調和定数に見られる共通点は、太陽周期

成分の振幅が大きいことである。この太陽周期成分は、 S_1 及びその周辺 (π_1 、 P_1 、 K_1 、 ψ_1) の日周潮群と、 S_2 及びその周辺 (T_2 、 R_2) の半日周潮群である。相違点は、太陰周期成分の O_1 、 M_2 が風には当然のことながら見られず、流れのみに現れることである。

さて、卓越している S_1 分潮流であるが、そもそも S_1 分潮は本来的な潮汐 (天文潮) ではなく気象潮である。潮流楕円が深度とともに小さくなり、軸の向きも変化する様子は駆動力が海面にあることを示唆している。また、お互いに 24 時間の周期変動であることと、位相差が小さい (本論文では個々の値は示さないが、2 年間の調和解析より位相差は 20~30 分程度) ことから、流れの S_1 は、風の S_1 周期変動によって駆動された吹送流である可能性が高い。更に詳しく見るため、月別に S_1 分潮流の調和定数を求めた (データが 15 日以上ある月を対象とした)。1 月間のデータによる調和解析では S_1 、 K_1 、 P_1 は分離できないため、風の場合と同様に、 S_1' ($= S_1 + K_1 + P_1 + \text{他}$) で表す。得られた調和定数から各深度の月別潮流楕円を作成し、3 か月ごとに例示した (Fig. 15)。楕円は南北方向に扁平した形状となっている。この図で最も注目すべき点は、月によって楕円の大きさ、傾きが大きく変化しているところにある。村上 (1981) は解析期間や時期によって調和定数が変化すること、特に潮流については様々な変動要因によって解析期間が短くなると精度が低下しやすいことを指摘している。さらに、深度方向にもわずか 2.5 m の間で楕円形状は明らかに異なっており、楕円は深度とともに小さくなり、軸の向きも変化する。これは本来的な潮流以外の影響が大きいと考えられる。なお、水深 27 m に対し観測深度は 3 m 以浅のごく表層であるため、海底による摩擦の影響は考えにくい。以上の結果から、ここで見られる S_1' 分潮流は S_1' 周期の吹送流の影響を強く受けていると考えられる。

ここで、起潮力以外の外力によって駆動される周期変動流で、調和分解によってあたかも潮流として現れる流れを擬似潮流と呼ぶことにする。すなわち、 S_1 周期の流れは潮流ではなく風による擬似潮流である。同様に、風が持つ K_1 、 P_1 、 S_2 周期成分も流れに影響し擬似潮流を作る。すなわち 2 年間の調和解析で求めた K_1 、 P_1 、 S_2 分潮流にも擬似潮流が含まれている。この

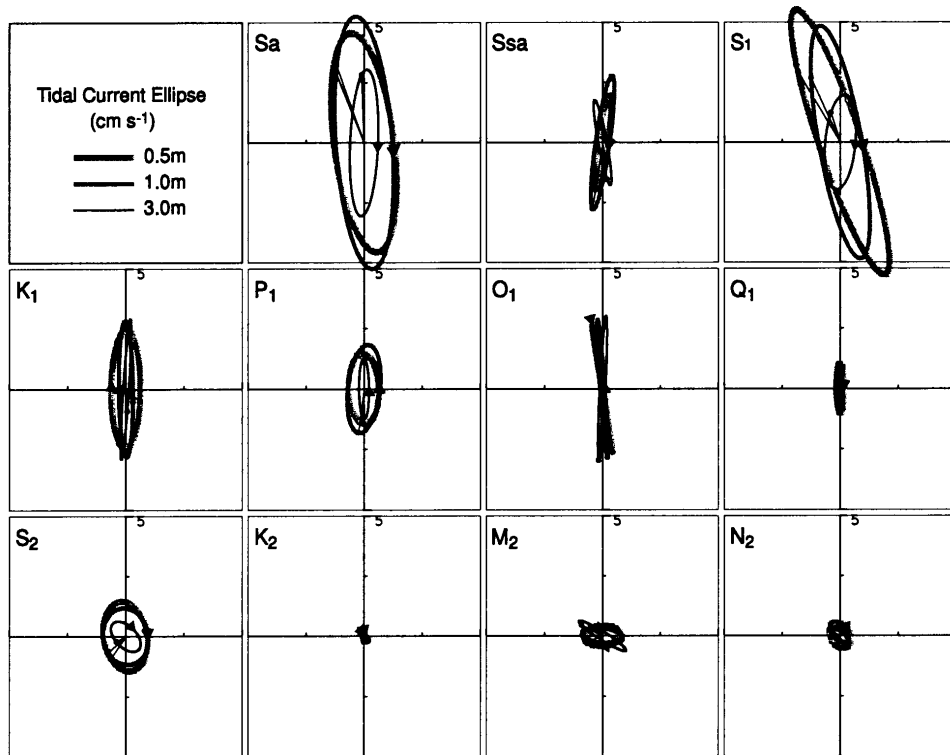


Fig. 14. Tidal current ellipses at three depths (0.5 m, 1 m and 3 m), based on the two-year observation (3 May 2000 – 18 March 2002).

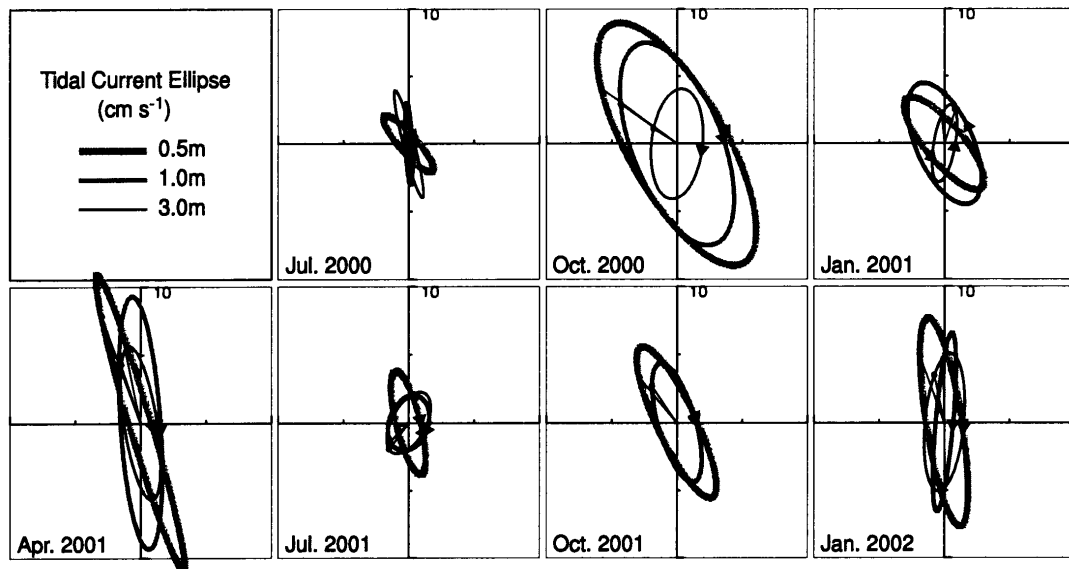


Fig. 15. Monthly change of tidal current ellipse (S₁' component) at three depths (0.5 m, 1 m and 3 m).

ことは、季節変化する海陸風が存在する海域では S_1 を分解できるだけの長期間のデータを用いた調和解析によっても本来的な潮流成分を正確に見積もることは困難であることを示している。特に解析期間が短くなるほど擬似潮流成分の影響が大きくなるため、潮流の扱い及びその解釈には注意が必要となる。一方、 O_1 、 M_2 分潮を代表とする太陰潮周期は風には存在しない変動成分であるため、これらの周期をもつ分潮流は風の影響をほとんど受けない。

風が日周潮流に与える影響については、これまでもその可能性は示唆されている(村上ら, 1982; 宇野木, 1993; 柳, 2001)。柳(2001)は大阪湾 MT 局のデータを用いて海陸風と K_1 分潮の関係を示している。ただし、この流れは海底からの距離が固定された深度による観測結果であるため、海陸風のみならず、流れの鉛直シアと潮位変化による見かけ上の潮汐周期の流れが含まれている可能性もある。本研究では流速計を海面から吊下げるといった観測方法を採用することにより、このような影響を排除している。さらに、2年間の連続観測を行うことによって、海陸風が S_1 分潮流を作り出し、それが日周潮流に影響していることを示した。同時に、主要分潮である K_1 や P_1 などにも擬似潮流成分が紛れ込むことを示した。

観測結果を調和解析することによって得られた潮流には、本来的な潮流成分と擬似潮流が含まれる。本来的な潮流が強い、もしくは擬似潮流が弱い海域では、観測によって得られた潮流は相対的に本来の潮流に近くなる。しかし逆の場合に得られる潮流は擬似潮流が大部分を占めることになる。前者は内湾域や水道部など一般的に潮流の大きな海域であり、後者は本調査海域を含む開放型沿岸である。月別で見た潮流楕円 (Fig. 15) と風の日変動 (Fig. 13) の大きさの変化が月によって必ずしも一致しないのは、 S_1 分潮流が風による擬似潮流だけではなく、風とは位相の異なる本来的な潮流も含んでいるためと考えられる。

なお、東海近傍にある潮位観測所(気象庁所管の小名浜及び銚子漁港)の潮位データを用いて、流動観測と同じ2年間について求めた調和定数では、 M_2 分潮の振幅が最も大きく、 K_1 、 O_1 分潮は M_2 分潮の $2/3$ 程度であった(中野ら, 2005)。これらの値は潮汐調和定

数表(海上保安庁, 1992)の値ともほぼ一致する。しかしながら観測された潮流は主要4分潮の中で M_2 分潮が最も小さい。このことは、開放型沿岸域では潮流の大きさは必ずしも潮位変動の大きさを反映するとは限らないことを示している。

5. まとめ

茨城県東海村沖合(開放型沿岸域)の表層流動に与える風の効果を調べるため、風と表層流動に焦点を絞った観測を2年間にわたって実施した。当海域の表層付近には河川水の流入により年間を通じて強い密度躍層が形成されており、この躍層以浅の流動を計るため、流速計を0.5 m, 1 m, 3 mの3深度に設置した。流速計は海面から一定の深度に保たれるように海面ブイから吊り下げられた。

観測された風と流れのスペクトル解析結果は相互に良く似ていた。数日より長周期側では高いエネルギー密度が高原状に分布しており、1年周期あたりには一つの高まりがある。短周期部分では日周期と半日周期に周辺より際立ったピークが存在していた。こうしたスペクトルの分布形状は風や流れの場が非常に乱れたもので、日周期と半日周期の信号だけが相対的に卓越したものであることを示している。

流れは陸岸の影響により南北変動が卓越しており、観測期間を通じてのベクトル平均流の流向は3深度とも、ほぼ等深線に沿った南南東向きの流れであった。流速は深度とともに急減し、深度0.5 mから3 mまでの間で約 $1/5$ となっている。一方、風は季節的に東西方向へ大きく変化するものの、基本風場として常に北風成分を持っている。この北風成分によって直接駆動される南向きの吹送流と、エクマン輸送と陸岸が作り出す海面傾斜は、当海域における南下流形成の要因となる。河川からの低密度水の流入も、南下流を作り出す上で風と同様の効果を持つが、本論文での議論の対象とはしなかった。なぜなら、北風成分は河川水を沿岸域に閉じ込め、それが南下流を強化する作用も持っており、風と河川水の関係は本論考の範囲を超えるからである。とは言え、夏季を中心に、淡水流入量の増加と北東風(やませ)が相まって、東北沿岸域の南下流を強化する

ことは確かであろう。そこで、日周期より長周期側の変動成分に対して、全観測期間を通じての風と流れの相互相関を求めた。その結果、相互相関係数は0.64と高い値を示しており、風と表層流動との間に密接な関係があることが示された。

風と流れの全観測期間のデータについて60分潮に分解した結果、風は S_a (1年周期)と S_1 (日周期)の振幅が卓越しており、 S_{aa} (半年周期)、 K_1 、 P_1 (日周期)、 S_2 (半日周期)が次いで大きなものであった。これらはみな太陽周期の変動であって、太陰周期の変動は見られなかった。一方、流れも振幅の大きさでは風と良く似た結果が得られた。すなわち、 S_a と S_1 の振幅が最も大きく、 S_{aa} 、 K_1 、 P_1 、 O_1 、 S_2 、 M_2 が次いで大きな振幅を示した。潮流の場合は、風と同じ太陽周期の変動に、太陰周期を代表する O_1 、 M_2 が加わっている。ただし、大きな振幅が予期された M_2 では S_2 をやや下回る小さな振幅しか得られなかった。楕円の向きは風が東西に扁平しているのに対して、流れは陸岸の影響によって南北に変化することを示している。風の S_1 、 K_1 、 P_1 、 S_2 は海陸風を示すことが明らかとなった。また、潮汐周期の流れも風から大きな影響を受けていることが示された。風(あるいはその他の原因)によって生ずる潮汐周期の流れ(吹送流など)を擬似潮流と呼ぶこととし、本来の潮流とは区分して議論する必要があることを示した。

海陸風の振幅は明らかに季節変化をする。このような振幅が1年周期で変化する日周変動は、実は振幅が一定な三つの周期(S_1 、 K_1 、 P_1)の波によって構成されている。言い換えると、海陸風には S_1 周期だけでは無く K_1 及び P_1 周期の風も含まれており、これらが同周期の分潮流に擬似潮流を紛れ込ませている。良く知られているように、わずかに周期が異なる半日周潮、 M_2 と S_2 が共振を起こして15日周期の大潮小潮を作り出す。同様に、わずかに周期の異なる日周期風群(S_1 、 K_1 、 P_1)が1年周期と言う長期変動をつくり出しているともいえる。 S_1 分潮流は沿岸域で卓越する流れでありながら、従来の研究ではほとんど考慮されてこなかった。その一つの原因として、従来の流れの観測期間が15日から30日程度と短かったことが上げられる。 S_1 と K_1 (あるいは P_1)を調和解析によって分解するには1年

以上の連続データが必要である。そのため短期データを用いた場合、 S_1 成分などが含まれてしまうため季節変化する K_1 '分潮流が生じることになる。

風と流れをより密接に関連付けているものが、河川からの淡水流入によって年間を通じて形成される表層の密度躍層と考えられる。この躍層の存在が流れに対する風の効果をより強め、風のエネルギーは躍層以浅のごく表層(皮層)に集中する。海面勾配も躍層の存在により顕著になり、地衡流も強化されることになる。また、躍層と陸岸の存在により、皮層内に閉じた鉛直循環系が形成されている可能性がある。この調査では測器資源の制約からこうした点の観測ができていないが、沿岸域の皮層の流動と風の役割に関する研究は今後の大きな課題と考える。さらに、風自体についての課題も存在する。本研究で用いた風は海岸線に極めて近いところで観測されたものとはいえ、陸上での観測結果である。一旦陸上に上がった風は風速が大きく減衰することが広く認識されており、解析に使用した風速も風向によっては海上風に比べ減衰している可能性がある。陸上で観測された風と海上風との関係を明らかにする試みも必要であろう。

本研究を通じて、沿岸域の密度躍層以浅(皮層)の流動が風の影響を大きく受けていることを示した。ここで得られた結果は、東海沿岸域のみの現象ではなく、風の場合が同様であれば、太平洋側の東北地方沿岸一帯の流動も同様な性質を持ちうることを示している。なお、開放型沿岸域に限らず沿岸域における潮流については、疑似潮流の問題や潮位と潮流の関係なども含めて再検討の必要がある。また、沿岸域の流動は様々な要因が複雑に絡み合っており、観測結果のデータ解析のみによって風との関係を解き明かすことには限界がある。今後の更なる理解には数値シミュレーションによるアプローチが必要であろう。

References

- Chereskin, R. K. (1995): Direct evidence for an Ekman balance in the California Current. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18,261-18,269.
- Csanady, G. T. (1982): *Circulation in the coastal ocean*. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland, 279 pp.

- Ekman, V. W. (1905): On the influence of earth's rotation on ocean currents. *Arch. Mach. Astron. Phys.*, **2**, 1-53.
- 海上保安庁 (1992): 日本沿岸潮汐調和定数表. 日本水路協会, 267 pp.
- 海上保安庁 (2001): 海洋速報, 平成 13 年 第 11 号~18 号.
- Madsen, O. S. (1977): A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 248-255.
- 村上 和男 (1981): 最小自乗法による潮汐・潮流の調和分解とその精度. 港湾技研資料, **369**, 1-38.
- 村上 和男, 森川 雅行, 坂口 達也 (1982): 恒流に及ぼす風と淡水流入量の影響. 港湾技研報告, **21**, 3-39.
- 中野 政尚, 磯崎 久明, 磯崎 徳重, 阿尾 英俊, 根本 正史 (2005): 東海沖における表層流動と風場との関係 (研究報告). 核燃料サイクル開発機構, JNC TN8400 2005-030, 183 pp.
- 小田 巻 実, 佐藤 敏, 松島 弘, 西田 浩志, 下平 保直 (1991): 夏季の東京湾の流動の観測. 水路部技報, **9**, 67-76.
- Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkel (1986): Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8,411-8,427.
- Richman, J. G., R. A. Szoek, and R. E. Davis (1987): Measurements of near-surface shear in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **92**, 2,851-2,858.
- 佐藤 敏 (1989): 冬季東京湾の風による流動の観測. 水路部技報, **8**, 1-14.
- 宇野木 早苗, 岡崎 守良, 長島 秀樹 (1980): 東京湾の循環流と海況. *Tech. Rep. Phys. Oceanogr. Lab.*, I.P.C.R., No.4, 262 pp.
- 宇野木 早苗 (1993): 沿岸の海洋物理学. 東海大学出版会, 672 pp.
- 柳 哲雄 (2001): 沿岸海洋学 (第 2 版). 恒星社厚生閣, 153 pp.
- Yoshikawa, Y., T. Matsuno, K. Marubayashi, and K. Fukudome (2007): A surface velocity spiral observed with ADCP and HF radar in the Tsushima Strait. *J. Geophys. Res.*, **112**, C06022.

Wind Effect on Currents in a Thin Surface Layer of Coastal Waters faced Open-Sea

Masanao Nakano *, Hisaaki Isozaki *, Tokuju Isozaki *,
Masashi Nemoto †, Keiichi Hasunuma ‡, and Takashi Kitamura ‡

Abstract

Two-years of continuous observation of wind and current were carried out to investigate the relationship between them in the coastal waters off Tokai-mura, Ibaraki prefecture. Three instruments to measure the current were set in a thin surface layer of 3 m above the strong pycnocline, which is a common feature in coastal waters.

Both of the power spectra of wind and currents showed very similar features, an outstanding high peak at 24-hour period and a range of high peaks longer than several-days period. The long term variation of the wind field always contained north-wind component, which contributed to forming the southward current along the shore throughout the year. A high correlation coefficient (0.64) was obtained between the wind and the current at a depth of 0.5 m on the basis of the two-year observation.

Harmonic analysis revealed that an outstanding current with 24-hour period was the S_1 component (meteorological tide), and was driven by land and sea breezes. These breezes also contained solar tidal components such as K_1 , P_1 and S_2 . These wind components added their own wind driven currents on the original tidal currents. This meant that land and sea breezes generated wind driven currents with solar tidal periods which behaved like astronomical tidal currents. As a result, coastal currents contained pseudo tidal currents which behaved like astronomical tidal currents.

Key words: wind driven current, pseudo tidal current, coastal sea,
meteorological tidal current, current observation

(Corresponding author's e-mail address: nakano.masanao@jaea.go.jp)

(Received 10 April 2008; accepted 23 October 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

* Radiation Protection Department, Nuclear Fuel Cycle Engineering Laboratories,
Tokai Research and Development Center, Japan Atomic Energy Agency;
4-33 Muramatsu Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken, 319-1194 Japan

† Joyo Industry Co.,Ltd. 3115-6 Muramatsu Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken, 319-1112 Japan

‡ OSTIs Co.,Ltd.; 1-3-17 Nihombashi-Horidomecho, Chuo-ku, Tokyo 103-0012, Japan