

大村湾における風成流に関する研究

中村 武弘*・ 富樫 宏由**・ 福本 正***・ 三厨 晋也****

1. ま え が き

大村湾は長崎県の中央部に位置し、水表面積約 330 km²、平均水深約 18m の非常に閉鎖性の強い内湾である。湾内における平均潮による潮差は約 50 cm であり、潮汐による流出入量は湾水量の約 1/36 にすぎない。そのため、湾内における潮汐流の影響は湾全域に及んではいるものの、湾口付近を除いてその影響は小さく、湾中央より湾奥にかけての潮流は潮汐流だけでは説明できない。湾内の流れの成因としては、潮汐以外には、風、密度差などが考えられる。本研究では、それらのうち、風に起因する流れについて、現地観測と3次元数値シミュレーション解析により、明らかにする。

2. 現 地 観 測

2.1 観測概要

1989年と1990年の冬季に大村湾内の8地点において計10回の15日間連続観測を行った。観測点の位置、データ名および観測期間を図-1および表-1に示す。観測計器はメモリー電磁流速計(ACM-4M、アレック電子社製)を用い、計測項目は流向、流速、水温および水圧である。データは10分間隔で求めることとし、1秒間隔で30データを収録し、その平均値を1データとした。流速計は水中ブイで海底より立ち上げて係留した。係留位置(係留水深)は水底上5mである。

観測記録の一例として、データ名 P. 1B₁ の記録を図-2中に実線で示す。図は、a) 流速の南北方向の成分、b) 流速の東西方向の成分および c) 潮位の変動成分(水圧の変動成分)を示している。観測の期間が冬季に限られていたため、水温には顕著な変動は観測されなかった。

2.2 潮 位

潮位変動の記録を最小二乗法による調和解析法を用いて解析し、主要4分潮(M_2 , S_2 , K_1 および O_1)の成分に分解した。一例として、得られた主要4分潮の潮汐

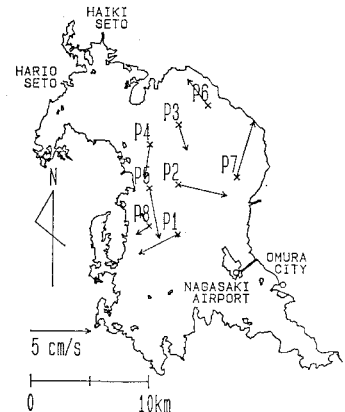


図-1 大村湾(観測地点と恒流)

表-1 観測概要

地点	北緯	東経	データ名	観測期間
P1	32°56.1'	129°52.0'	P.1 B ₁	'89 1/ 9 - 1/26
			P.1 B ₂	'90 1/11 - 1/28
P2	32°58.3'	129°52.0'	P.2 B	'89 1/26 - 2/14
P3	33°01.0'	129°52.0'	P.3 B	'89 2/14 - 3/ 2
P4	33°00.1'	129°50.4'	P.4 B	'89 3/ 2 - 3/18
P5	32°58.1'	129°50.4'	P.5 B	'89 3/18 - 4/ 5
P6	33°01.9'	129°53.6'	P.6 B	'89 4/ 5 - 4/20
P7	32°58.6'	129°55.2'	P.7 B	'89 4/20 - 5/ 9
P8	32°56.4'	129°50.4'	P.8 B ₁	'90 3/ 5 - 3/22
			P.8 B ₂	'90 3/22 - 4/ 9

常数を用いて潮位を合成し、図-2c)の中に点線で示した。合成された潮位曲線は観測値と良く一致していることが分かる。すなわち、潮位の変動は主要4分潮の成分だけで、ほぼ予測が可能であることが分かる。10回の観測より求められた主要4分潮の潮汐常数(振幅、遅角)の平均値は、 M_2 潮 (22.6 cm, 326°), S_2 潮 (10.9 cm, 355°), K_1 潮 (10.7 cm, 281°) および O_1 潮 (10.5 cm, 260°) である。これらの値は、中野 (1975) の値と良く一致している。

2.3 潮 流

潮流の記録は、観測期間中の平均流の成分(恒流)と変動成分に分けて取り扱う。さらに、変動成分を潮流の成分と残りの成分(ここでは残差流と呼ぶこととする)

* 正会員 博(工) 長崎大学助教授 工学部社会開発工学科

** 正会員 工 博 長崎大学教授 工学部社会開発工学科

*** 正会員 工 修 西松建設(株) 技術研究所

**** 正会員 工 修 三井建設(株) 技術研究所

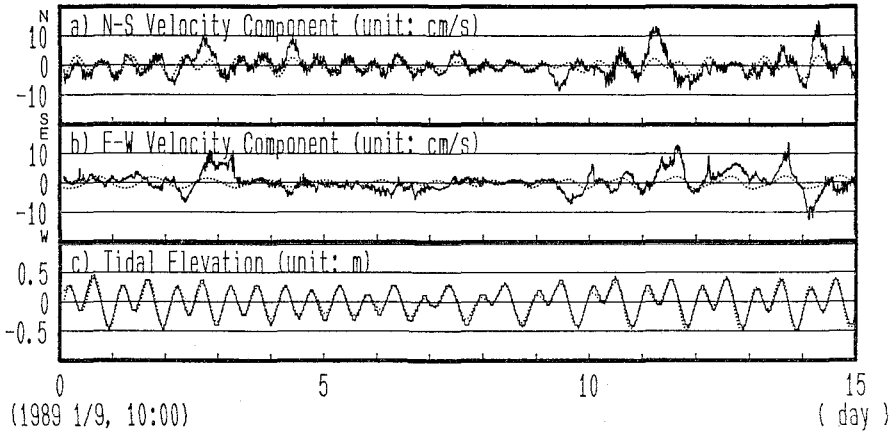


図-2 観測記録 (P. 1B1)

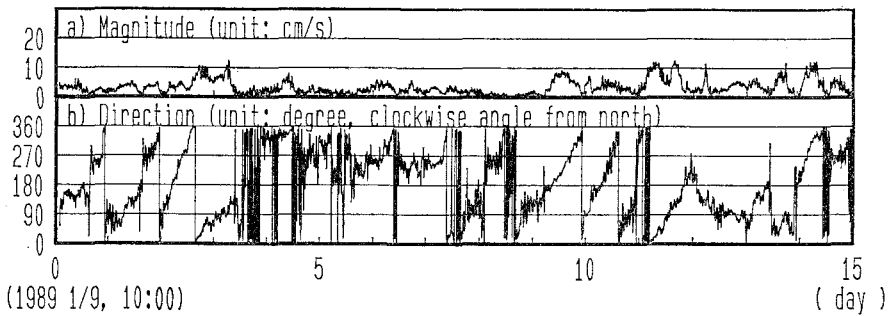


図-3 残差流成分 (P. 1B1)

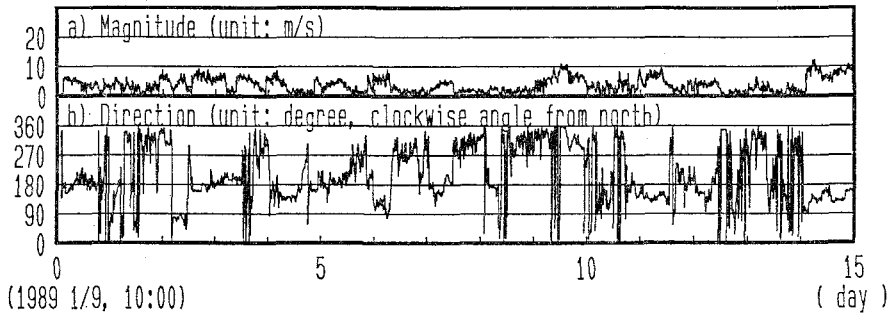


図-4 風の記録 (長崎海洋気象台長崎空港出張所)

とに分解し、残差流については風との関連で論ずる。

a) 恒流成分

ここでは、観測期間中の流速変動の平均値による流れを恒流 (M_0) と考える。観測より得られた各観測点の恒流をまとめて図-1に示す。これより、湾北部には反時計廻りの恒流が存在していることがわかる。これは、過去に行われた現地観測結果とよく一致している (中村ら, 1978)。

b) 潮汐流成分

潮汐流の解析には、潮位変動の場合と同様の最小二乗法による調和解析法を適用し、主要4分潮の成分を求め

た。解析は、流速の南北および東西方向の成分の各々について、恒流成分を除いた残りの変動成分に対して行った。解析結果の一例として P. 1B1 の潮汐流の主要4分潮の成分と恒流成分を合成して得られる潮汐流の値を図-2 a), b) に点線で示した。合成値 (潮汐流) は観測値と良い一致は得られず、潮汐流だけでは観測値を説明できないことがわかる。このことは、潮位変動が主要4分潮でほぼ表現できたことと対照的である。

c) 残差流成分

前節で、流速の観測値は潮汐流だけでは説明できないことが明かとなった。いま、観測値から潮汐流の成分

(恒流成分と主要4分潮の成分の合成値)を差し引いた残りの成分を「残差流」と呼ぶことにする。データ P. 1B₁ の残差流は 図-2a), b) の各々に対して, 実線から点線の値を差し引いて得られる。その結果を, 絶対値および方向(北からの時計廻りの角度)に変換して, それぞれ図-3a), b) に示す。残差流で特徴的なことは, 流向の変動が右上がり, すなわち流向が時計廻りに回転している様子が多く見られることである。これは, コリオリ力の影響によるものと思われる。

残差流の成因はいろいろと考えられるが, ここでは風との関係で調べることにする。データ P. 1B₁ と同じ観測期間に長崎海洋気象台長崎空港出張所で観測された風の記録を 図-4 に示す。それぞれ, a) 風速の絶対値および b) 風の方角(風の進む方向を北からの時計廻りの角度で表す)を示している。風速は10分間平均値を用いている。いま, 図-4 において, 残差流の絶対値が大きいとき(例えば3日目, 9~10日目, 11~12日目, 14~15日目など)に対応する風速の記録を見ると, 風速の絶対値も大きく, また風の方角も一定となっており, 両者には相関が見られる。そこでまず, 風速と流速の絶対値について両者の相互相関関数を計算し, 応答の遅れ時間を求めた。P. 1B₁ の相互相関関数を 図-5 に示す。これより, 流速は風速に対して, 遅れ時間0.3時間で強い相関を持つことがわかる。つぎに, 風の方角と流向の方角の相関を次のようにして求めた。風の方角の記録(図-4b)を遅れ時間だけずらしたものと, 流向の記録(図-3b)とが最もよく一致するための「角度のずれ」を, 角度の差の二乗の和が最小となるときの値として求めた。この「角度のずれ」は風の方角に対する流れの向きを示している。一例として, P. 1B₁ の方向の相関を 図

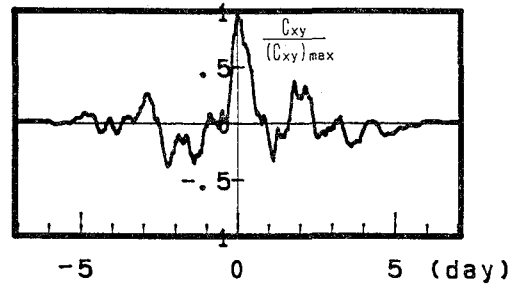


図-5 風速と流速の絶対値の相関 (P. 1B₁)

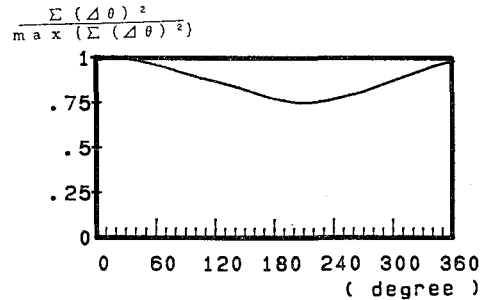


図-6 風の方角と流向の相関 (P. 1B₁)

表-2 遅れ時間と角度のずれ

データ名	a) 遅れ時間 (分)	b) 角度のずれ (°)
P.1 B ₁	20	210
P.1 B ₂	40	320
P.2 B	60	270
P.3 B	340	280
P.4 B	320	255
P.5 B	240	230
P.6 B	0	200
P.7 B	140	260
P.8 B ₁	100	210
P.8 B ₂	340	250

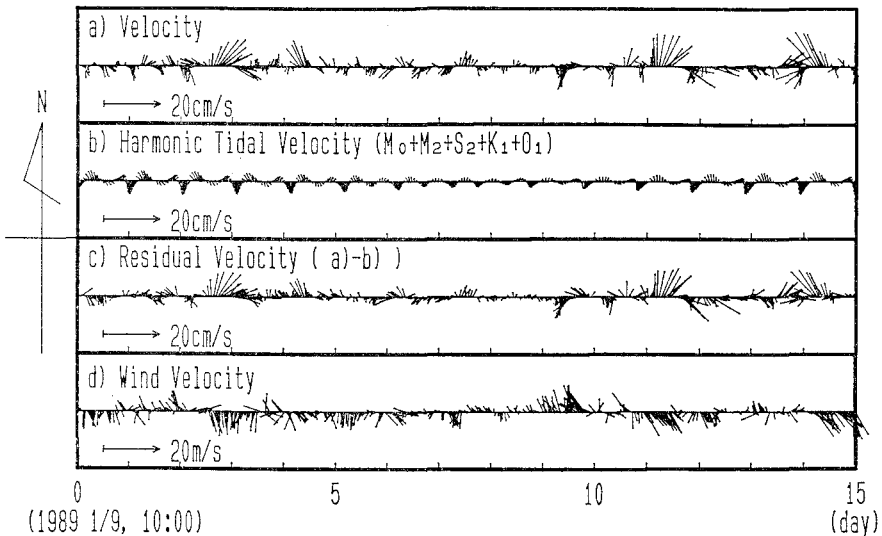


図-7 流速と風速のベクトル表示 (P. 1B₁)

—6 に示す。これより、「角度のずれ」は 210° となり、流向は風の方角に対して、時計廻りに 210° の方向を向いていることがわかる。同様の解析を全ての観測値に適用した結果をまとめて表—2 に示す。a) は遅れ時間、b) は風の方角に対する流向の時計廻りの角度を示している。遅れ時間は、値がばらついているが、平均で3時間程度となっている。風の方角に対する流向のなす角は、 180° を越える角度となっており、これは前述の流向の時計廻りの回転と同様に、コリオリ力の影響によるものと思われる。この角度は、地形の影響を受け場所毎に異なるため、一括して議論をすることには問題もあるが、いま $P. 1B_2$ を除く9つの値の平均値を求めると約 240° となる。すなわち、大村湾の下層部では、風が吹き始めると遅れ時間約3時間で風の方角に対して時計廻りに約 240° の方向の流れが起きることがわかる。

ここで、 $P. 1B_1$ の流速および風速の記録を時間軸を始点としたベクトルで表示すると図—7 のようになる。ただし、データ間隔は1時間である。それぞれ、a) は流速の観測値、b) は恒流成分と主要4分潮を合成して得られた潮汐流、c) はaからbを差し引いて得られる残差流およびd) は風速を示している。c) とd) を比較すると、風が一定の方向に永く吹いているときの残差流の向きは、風の方角に対して時計廻りに約 240° の方向を向いている様子がよく分かる。

3. 風成流の3次元数値シミュレーション解析

3.1 基礎方程式

数値解析に用いる運動方程式および連続方程式を次に示す。座標軸は、原点を静水面上に置き、水平方向に x, y 軸を、鉛直上向きに z 軸を取る。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f_c v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \varepsilon_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \varepsilon_y \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \varepsilon_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \dots (1)$$

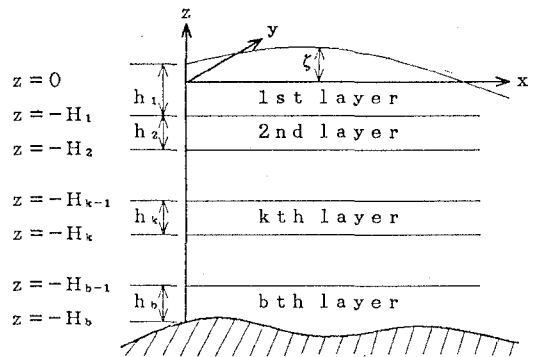
$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f_c u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \varepsilon_x \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \varepsilon_y \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \varepsilon_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \dots (2)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \dots (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots (4)$$

ここに、 t : 時間、 u, v, w : それぞれ x, y, z 方向の流速成分、 p : 圧力、 ρ : 海水の密度、 $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$: それぞれ x, y, z 方向の渦動粘性係数、 f_c : コリオリの係数、 g : 重力加速度である。

これらの方程式を数値解析するに当たり、図—8 に示すように、鉛直方向に b 層に分割した多層モデルを用いることとし、各層ではこれらの方程式を鉛直方向に積分



図—8 3次元数値シミュレーションモデルの模式図

した基礎方程式を用いた(中村ら, 1991)。数値解析法は差分法の Leap-frog 法を用いた。水平格子は格子幅 1 km の正方形格子を用い、鉛直方向の格子は $2 \text{ m} \cdot 10$ 層とした。風成流を解析するため、外力は風応力のみとし、湾口を閉じ大村湾を湖として取り扱った。海表面と海底での摩擦応力はそれぞれ次式で与えた。

$$\tau_s = \rho_a \gamma_a^2 |W| W \dots (5)$$

$$\tau_b = \rho \gamma_b^2 |V| V \dots (6)$$

ここに、 W : 風速、 ρ_a : 空気密度、 V : 第 b 層の平均流速、 γ_a^2 : 海表面の摩擦損失係数、 γ_b^2 : 海底面の摩擦損失係数である。計算時間間隔は20秒とし、計算に用いた係数の値は、 $f_c = 7.943 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $\rho = 1.02 \text{ g/cm}^3$ 、 $\rho_s = 1.293 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ 、 $\gamma_a^2 = \gamma_b^2 = 2.6 \times 10^{-8}$ 、 $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 1.0 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、 $\varepsilon_z = 20 \text{ cm}^2/\text{s}$ である。

3.2 計算結果

一例として、風速 5 m/s の北西の風が大村湾全域に吹いている時、第1層と第7層の流速の水平分布を図—9 に示す。なお、流速の値は風が吹き始めて48時間後から72時間後までの1時間毎の24時間平均値である。湾中央部付近では、流速ベクトルは第1層目では風の方角に対して右約 45° の方向を向き、水深が深くなるにしたがって流向が右偏し、下層部における流向は風の方角に対して時計廻りに約 225° の方向を向いていることがわかる。風向を変えた計算も行ったが、この角度は、風向にはほとんど関係しなかった。また、風速を大きくすると流速は大きくなるが、流向の変化は僅かであった。

つぎに、風が吹き始めて流れが発達し、風が止んで流れが減衰して行く様子を調べた。風向は南風とし、風速 5 m/s の風を48時間連続して吹かせ、その後風を止めた。計算は風を止めてから48時間後までの98時間について行った。他の条件は同一とした。一例として、 $P1$ 地点における第1層と第9層の流速ベクトルが時間的に変化する様子を、ベクトルの始点を原点に置き、終点を結んだ包絡線で図—10 に示す。図中の数字は風が吹き始めてからの経過時間である。第1層目では、風が吹き

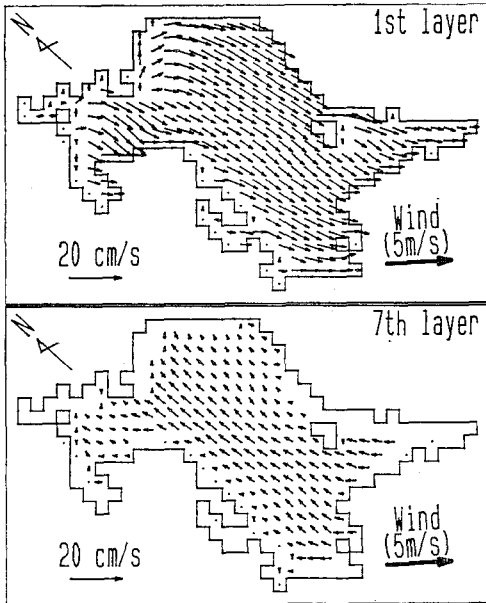


図-9 風成流の水平分布 (計算結果)

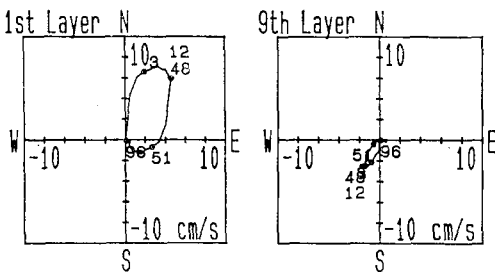


図-10 風成流の発達と減衰 (P. 1 地点, 南風 5 m/s)

始めるとまず同じ方向に流れ始め、速度を増すとも右偏し、約12時間後にほぼ定常状態となり、風の止む48時間後までその状態が続いた。風が止むと、時計廻りに回転しながら、速さは急速に小さくなりほぼ12時間後に元

の状態に戻った。他の層においても、最初に動き出す方向が異なっている以外は、同様の動きをしていることがわかる。

3.3 現地観測結果との比較

現地観測では、風成流の下層部における流向は、風の方向に対して時計廻りに約 240° であった。数値計算の結果は湾中央部では風向によらず約 225° であり、現地観測の結果とよく符合している。数値計算では、風が吹き始めて風成流が一定状態になるまでには約12時間かかる。しかし、流速の絶対値は急速に増大し、約3時間で一定状態の時の絶対値と同程度に達する。これは、現地観測結果で風速に対する流速の遅れ時間が平均で約3時間であることとよく一致している。

4. 結 論

現地観測と3次元数値シミュレーション解析により、大村湾における風成流を解析した。

大村湾中央部付近の下層部の流れは、風が一定の方向に永く吹き続けるとき、風の方向に対して時計廻りに約 $225^\circ \sim 240^\circ$ の方向に流れ、この角度は風向、風速にはほとんど関係しないことが明らかになった。

これまでに実施した10回の現地観測は、下層部の流れの計測であり、また観測期間が冬季に限られていた。今後は、中、上層部の観測、さらに夏季における観測も行い、大村湾の潮流の全体像を明らかにしていきたい。

参 考 文 献

- 中野猿人 (1975): 潮汐学, 生産技術センター, p. 482.
- 中村武弘・富樫宏由・田中清裕 (1978): 大村湾の潮汐水理模型実験による水質汚濁予測に関する研究 (第2報), 第25回海岸工学講演会論文集, pp. 552-555.
- 中村武弘・富樫宏由・飯塚昭二・小田秀人・三厨晋也 (1991): 大村湾の潮流に関する研究 (3), 長崎大学工学部研究報告, 第21巻, 第37号, pp. 179-187.