

名古屋港の潮流観測について

樋口 明生, 中村 重久

ON OBSERVATION OF TIDAL CURRENTS AT NAGOYA HARBOR

by Dr. Sci. Haruo HIGUCHI and Shigehisa NAKAMURA

Synopsis

An observation of tidal currents is carried out at Nagoya Harbor on 23 and 24 July, 1963. Tidal currents, water temperature, chlorinity and bottom sediment are observed and sampled. The result of the observation gives that bottom topography and tidal range affect the tidal currents. The currents are not uniform at and near the sea surface, which is caused by not only wind stress on the sea surface but the inflow of river water. With the result of the observation, coefficient of vertical eddy viscosity and of bottom stress are estimated.

1. 緒 論

一般に海岸付近の潮流は複雑である。その主な原因としては複雑な海岸線や海底地形、海面上の風、海底摩擦、流入河川などの影響が考えられる。

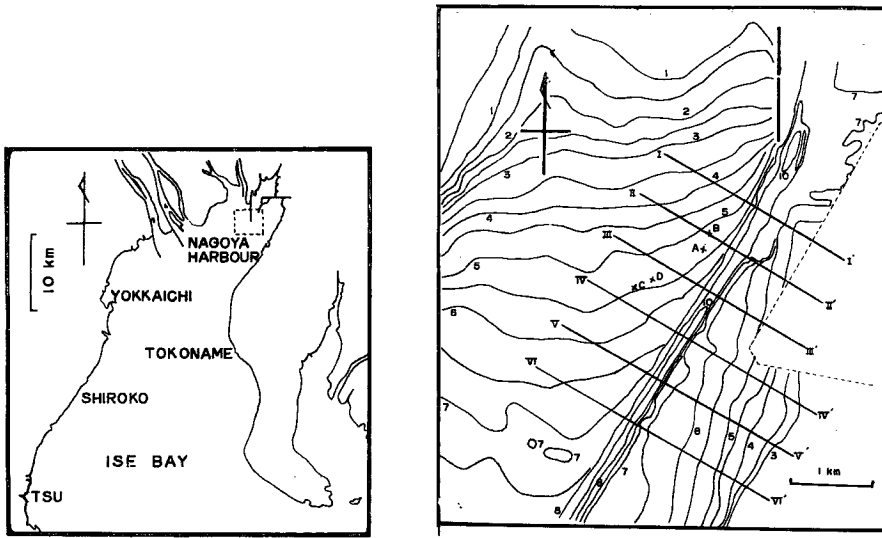
名古屋港付近の潮流についてもこのような考えはあてはまるであろう。築堤や埋立地の造成などにより海岸線や海底地形の人工的な変形が行なわれているので、その前後において潮流はかなり変化すると予想される。その推定のために模型実験が行なわれ、潮流の水平分布について詳細な資料が蓄積されている^{1), 2)}。また築堤や埋立地造成のすすむ前の潮流については水路部によって詳細な観測記録が与えられている³⁾。

ここでは上述の資料や記録に量としてはおよぶべくもないが、なお何らかの新知見を得るために潮流観測を行なった。とくに海湾の水理模型実験では現在のところ、潮流の水平面における様子を知ることができるが⁴⁾、垂直分布については知識を得ることができない。潮流観測水域として、ここでは名古屋港付近をえらび、潮流の垂直分布および潮汐現象に関連した現象を調査した。さらにその結果を分析し、垂直渦動粘性係数および海底摩擦係数をもとめてみた。

2. 観測水域の海底地形

観測水域は名古屋港西防波堤の先端から南約 1 km 付近である。観測点およびその付近の海底地形は **Fig. 1** に示す。ここで等深線は水路部発行の海図第95図 (1:30,000) によって描いたものである。観測点の近くに航路があるので、この航路に直交した垂直断面を **Fig. 2** に示す。垂直断面の位置は **Fig. 1 (b)** の線に対応し、断面 I—I' と断面 VI—VI' の水平距離は 3 km である。

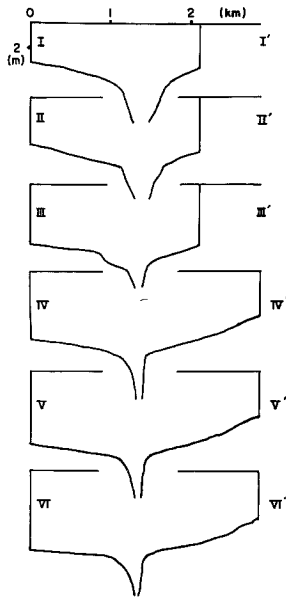
観測点は 4 点で、観測点相互の距離はいずれも 1 km 以下である。観測点の位置は **Fig. 1 (b)** に A, B, C および D であらわされているが、この位置決定にはセキスタントおよび分度器を用いた。観測点における水深は実測によれば各測点についてそれぞれ 6.5 m, 6.5 m, 7.5 m および 6.0 m であった。海図における水深の基準点は最低低潮位であるから、潮時および潮の伸びを考慮すれば水深の測得値は妥当である



(a) Northern part of the Ise Bay, in which enclosed area by broken line is the area of tidal observation.

(b) Nagoya harbor and location of four stations, A, B, C, and D, where tidal observation was carried out. (Depth is shown in m for contours.)

Fig. 1 Northern part of the Ise Bay and location of observation.



←Fig. 2 Vertical cross sections of bottom topography at Nagoya Harbor. Numerical indices of the sections correspond to the indices of the lines in Fig. 1 (b)

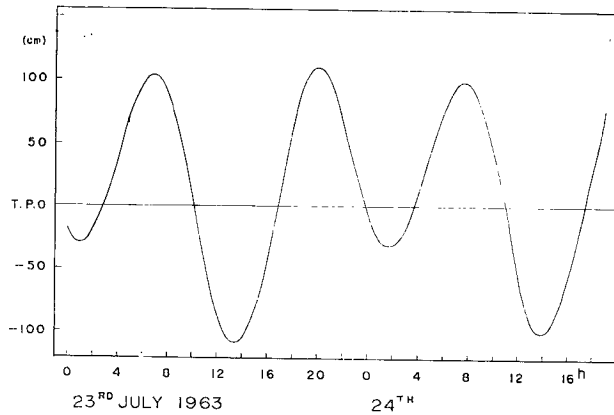


Fig. 3 Time variation of sea level at Nagoya Harbor (observed at the Meteorological Tower Station of the Ise Bay: $34^{\circ} 59' 50''$ N, $136^{\circ} 48' 47''$ E).

と思われる (Fig. 3 参照)。観測点 A において底質採取器によって得た底質は粘土とシルトであった。他の観測点においても底質は同様なものと考えられる。

3. 測 器

流速については CM-IS 型微流速計、エクマン・メルツ流速計および光電式微流速計⁵⁾を用いた。CM-IS 型微流速計および光電式微流速計は直径 5 mm のクレモナ・ロープでつるし、導線はたるんだ状態にして使用した。なお各流速計の流向特性を Table 1 に示す。

Table 1. Directional characteristics of the three current meters. (T/2A) means time constant for damping oscillation of current meter. c is a factor determining the oscillation, which is a measure of acting force on the vane. A is logarithmic ratio of damping oscillation of the vane. T is period of oscillation of the current meter.

	Current Meter CM-IS	Photoelectric Weak- current Meter Model-5	Ekman Current Meter
$(T/2A)u$	3.98	25.1	308.
c'/u^2	887.5	952.	978.
A	4.04	1.48	0.835
$T \cdot u$	32.2	74.2	514.

採水にはナンゼン式顛倒採水器 (1 l 用) を使い、测温には上記の採水器にとりつけた顛倒温度計を用いた。

塩素量の決定にはホイートストン・ブリッジ回路を用いて、電気伝導度を測定し⁶⁾、これから間接的に塩素量を決定した。

観測船には名古屋港管理組合所属の水鳥⁷⁾を用い、観測点ではこの観測船を三つのいかりで固定した。すなわち、船首から二つ、船尾から一つのいかりをおろして固定した。

なお観測によって得られた潮流の垂直分布を考察する場合の参考資料として名古屋港における風向、風速および潮位の観測記録を用いる (Fig. 3 & 4 参照)。

4. 潮 流

潮流観測は1963年7月23日および24日に4観測点について行なった。7月23日下げ潮時の観測点は Fig. 1

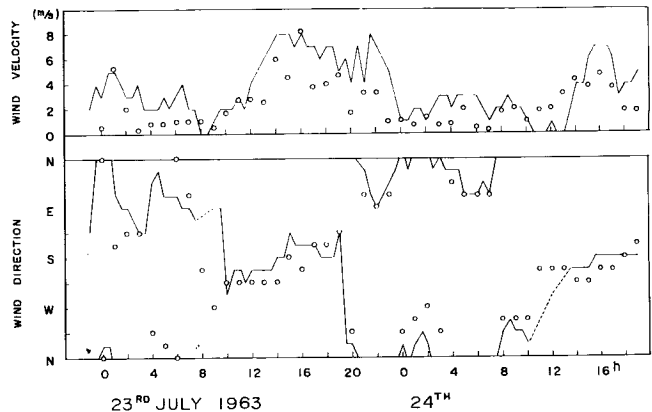


Fig. 4 Time variation of wind (velocity and direction) at Nagoya Harbor. Lines are from the data at the Meteorological Tower Station of the Ise Bay; and circles are from the records at the quay of Nagoya Harbor. The data of wind velocity in m/s and wind direction in degrees are obtained both at the height of 17 m above low water level.

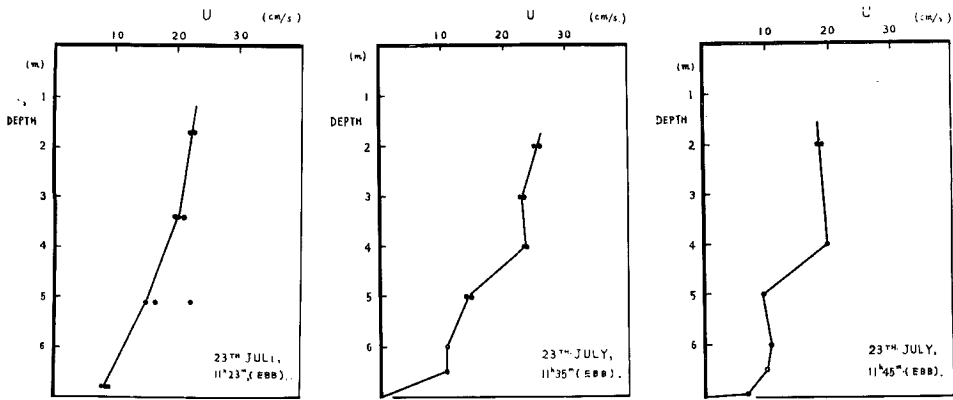


Fig. 5 Vertical distributions of tidal currents at the station A at ebb tide, where absolute values of tidal currents are plotted.: (a), (b) and (c) from left hand side.

の A 点, 上げ潮時は B 点, 24日下げ潮時は C 点, また上げ潮時は D 点に対応する。

潮流の観測記録をみると流速の垂直分布は複雑である。Fig. 5 & 6 は CM-IS 型微流速計による観測結果で, 流速は約30秒間の平均で表わす。流向の同時記録がないのでその点を考慮しなくてはならない。

Fig. 5 は下げ潮時の記録で, とくに Fig. 5 (b) は流速の対数分布を与えているように思われる。Fig. 6 は上げ潮時の記録で, 下げ潮時の流速分布と比較してみると流速分布は異なっており, 水深約 3 m を境にその上と下とで水質が異なっていることを予想させる。

Fig. 7 はエクマン流速計による観測記録を图示したもので, 流速の絶対値の垂直分布とともに, 流速ベクトルのホドグラフを示す。Fig. 7 を Fig. 5 & 6 に対比してみると流向に関する考察を与えることができる。Fig. 7 をみると, (a), (b) とともに水面の近くでは流向の変動が深さによって大きく異なっているが, 底に近いところで流向は大体同じである。水面の近く, とくに水面下約 1 m における流向は風向とよく一致していて表面流が風の海面におよぼす摩擦応力によって生じていることが推察される。

観測を通じて上げ潮時は風が強く (Fig. 3 & 4 参照), 風浪のため観測船の動揺がはげしかったが, 風の海面におよぼす応力および風浪の海水におよぼす影響が海面付近に限られると考え, 海底付近の流向流速の観測結果に誤差がないものと考えれば, Fig. 7 (a) では流速ベクトルのホドグラフはエクマンらせん⁷⁾

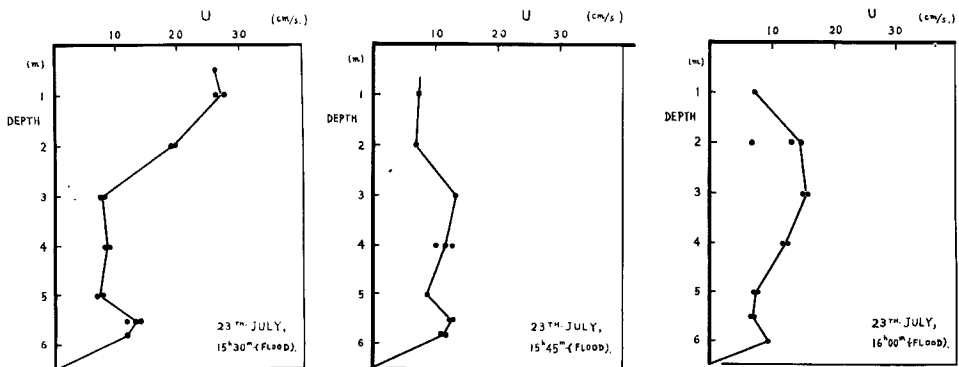


Fig. 6 Vertical distributions of tidal currents at the station B at flood tide, where absolute values of tidal currents are plotted: (a), (b) and (c) from left hand side.

とは逆向きのらせんを描いている。

なおここで観測誤差について考察してみよう。エクマン流速計を動揺する船上で用いた場合に生ずる流速観測の誤差が与えられている⁸⁾。すなわち、S. Tabata 等によれば水深 10 m で 5 cm/s 以上の流速に対して流速の誤差は 3 cm/s 以下、流向の誤差は流速が小さいほど大きく 15 cm/s の流速に対して約 10° である。また観測船は木造であるから船体磁気による流向の観測誤差⁹⁾は観測船の動揺による観測誤差より小さい。

また潮汐の地域的特性を区別するのに van der Stok (1897) は日周潮成分の振幅の和 K_1+O_1 と半日周潮成分の振幅の和 S_2+M_2 との比を用いている。これは記号 F であらわされるもので、Formzahl¹⁰⁾ とよばれる。 F が 0~0.25 では半日周潮成分が卓越し、 F が 0.25~1.5 では半日周潮成分が日周潮成分より大きく、そして F が 3.0 以上では日周成分が卓越していることを示す。名古屋港における潮位に関して F の値は

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} = 0.422$$

である。

ここで潮流の推算に Fleming (1938) がハナマ湾に対して適用した式

$$u = \frac{2\pi}{T} \cdot \zeta \cdot \frac{A}{h}$$

を用いて最大潮流流速をもとめてみる¹¹⁾。このとき観測点付近の海底勾配 A/h は Fig. 2 より大体 1/1000 である。潮汐の周期 T として、日周潮成分に対しては 8.6×10^4 sec, 半日周潮成分に対してはその $1/2$ をとる。潮位変動の振幅は観測時には $\zeta \sim 100$ cm であるが、上述の Formzahl¹⁰⁾ を考慮して、半日周潮、日周潮の各成分について流速を計算する。観測時は大潮の頃である。潮流流速を半日周潮成分および日周潮成分についてもとめると、それぞれ 14.5 cm/s および 3.1 cm/s が得られる。これからみて観測点付近では半日周潮流成分が主成分で、海面付近を除いた深さに対する平均流速を説明するものと思われる。

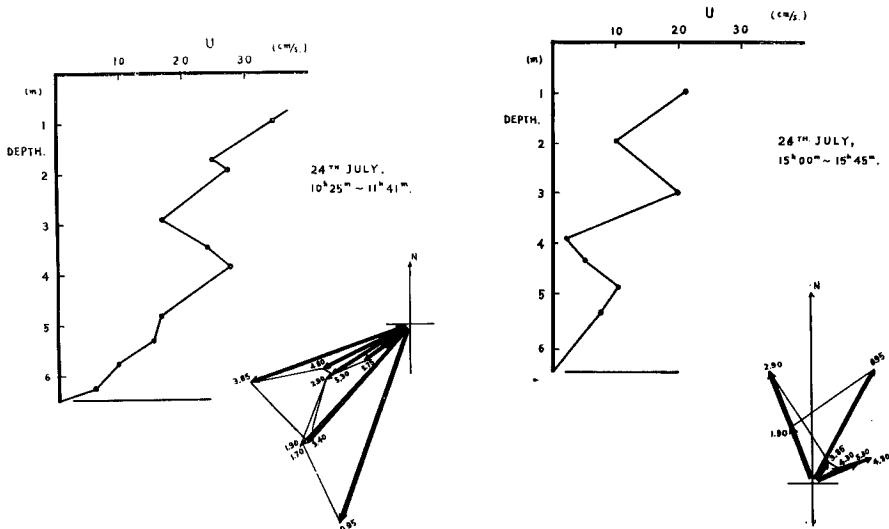


Fig. 7 Vertical distributions of tidal currents. Absolute values of tidal currents are plotted. And vector hodographs are shown with indices of depth in metre.

- (a) At ebb tide at the station A (left)
 (b) At flood tide at the station B (right)

潮流の流速の垂直分布についてはつぎのように考えられる。すなわち、観測点付近の海水は上、下二層からなるとすると下の層には海面上の風および流入河川水の影響が小さいため、本来の海水の運動をしており、このことが Fig. 6 および Fig. 7 (b) にみられるような流速の極大をつくる一因をなしていると考えられる。さらに海底地形を考慮にいとると、内径の一様でない円管内での流れ¹²⁾に類似の現象も含まれているのではないと思われるが、その詳細についてはさらに研究の要がある。

海底から約 1 m の高さで潮流の時間変化を光電式微流速計によって観測した結果を Fig. 8 に示す。ここに潮流流速は数秒間の平均である。Fig. 6 と Fig. 8 からみて周期の短い流速の乱れまたは変動が推測されるが、Fig. 6 における約 30 秒間の平均流速または Fig. 7 における 10 分間の平均流速からはこのような乱れまたは変動を明確につかむことはできない。ここでは短周期の乱れまたは変動については考えない。

5. 水温および塩素量

潮流の観測と平行して、上げ潮時と下げ潮時における海水の温度および塩素量の観測を行なった。その結果を Fig. 9 に示す。この図から観測点の付近では風の影響と流入河川水の運動によって垂直混合の生じやすい層と伊勢湾固有の海水からなる層とがあって、表面の層は河川から流入した淡水 1 容に観測点付近あるいは伊勢湾固有の海水約 ¾ 容が混合していることがわかる。

さらにくわしくみれば、下げ潮時には Fig. 9 (a) のように水温、塩素量ともに海面下 2.5 m を境として上の層と下の層では値が異なっている。上の層の水温は下の層の水温より約 8 °C 高く、上の層の塩素量は下の層より約 2 % 小さい。これは流入河川の水が上の層を形成し、海水と混合することによってこのような塩素量をもつにいたったと考えられる。一方、上げ潮時には水温および塩素量の垂直分布は Fig. 9

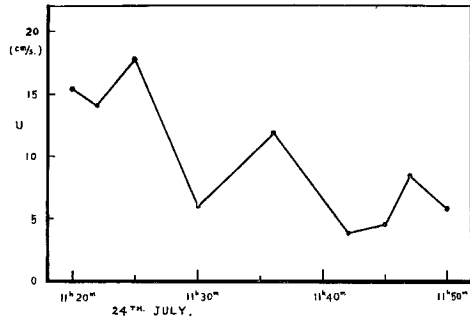


Fig. 8 Time variation of tidal currents 1 m above sea bottom at ebb tide at the station C.

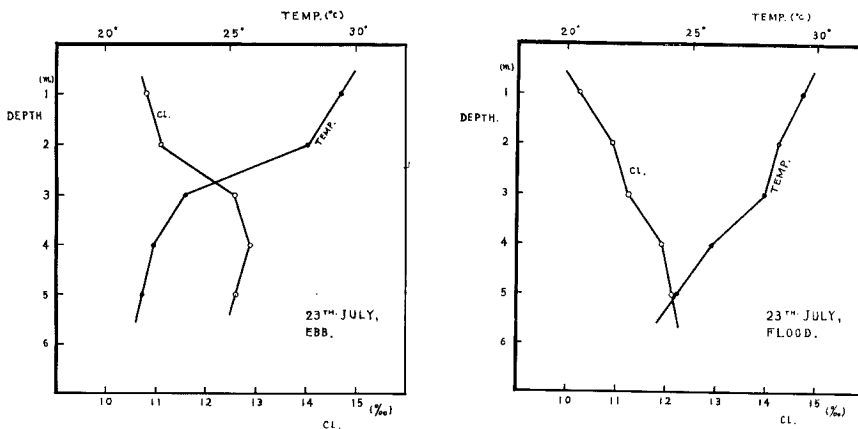


Fig. 9 Vertical distributions of chlorinity and water temperature.
 (a) At ebb tide at the station A (left)
 (b) At flood tide at the station B (right)

(b) のようになり、下げ潮時にくらべて上、下の層の境界が明確でなくなり、海水の垂直混合がすすんだことを示すものと考えられる。伊勢湾における塩素量の観測結果は水路部で与えられている資料から推定される値と大体同じ値を示している。

前に流速の観測記録について考察したが、海水の温度および塩素量の垂直分布をも考慮にいと、流速の垂直分布の複雑さは単に海上の風速の時間的変化のみによるのではなく、観測点付近の水域に流入する河川水の影響も考慮すべきであろう。すなわち、下げ潮時には河川水と海水の境界における剪断力は小さく、塩素量および水温の不連続面、したがって密度の不連続面があるにもかかわらず、流速の垂直分布は海面付近を除いて対数分布に近いとみなしてもよい(付録参照)。これに対して上げ潮時には河川水と海水の境界における剪断力が大きく、そのために密度不連続面における擾乱が大きくなって海水の垂直混合がすすむものと思われる。

6. 海底摩擦力および垂直渦動粘性係数

海底摩擦力は海底付近の乱流境界層の規模を決定する。海底付近の流速の観測結果を用いて海底摩擦力を推算する際に、流速の垂直分布が対数分布であるとして多くの研究がなされている^{13)~16)}。これについては樋口¹⁷⁾が簡潔にまとめている。すなわち潮流についての海底摩擦係数は場所および研究者によって少しづつ異なるが、 $1 \sim 28 \times 10^{-3}$ の範囲の値となり、平均値として 2×10^{-3} をとることができる。すでに述べたように潮流流速の垂直分布が定常流における分布に同じであるとはいえないが、ここでは、潮流に対する流速の対数分布則として流れが準定常であると考え、定常流における分布則が適用できるものとして、下げ潮時について海底摩擦係数をもとめてみる。

海底面の状態を考慮にいれるとき¹⁸⁾、粗面における乱流に対する Prandtl の式は海水の密度が一定とみなせるならば

$$u = \frac{u'}{k_0} \log_e \left(\frac{z+z_0}{z_0} \right),$$

ここに $u' = \sqrt{\tau/\rho}$ は摩擦速度、 τ は海底摩擦力、 ρ は海水の密度、 z_0 は粗度径数、 $k_0 = 0.4$ は von Kármán の定数、また u は底から z の高さにおける流速である。また次式を用いて粗度径数 z_0 が決定される。

$$\log_e z_0 = \frac{u_1 \log_e z_2 - u_2 \log_e z_1}{u_1 - u_2},$$

u_1 および u_2 は高さ z_1 および z_2 における流速である。

von Kármán の式は滑面における乱流に対して与えられている

$$\frac{u}{u'} = 5.5 + \frac{1}{k_0} \log_e \frac{u' z}{\nu}$$

である。ここに ν は海水の動粘性係数、その他の記号は前の Prandtl の式の場合に同じである。

A. Fortier¹⁸⁾ は円管内の流れについてレイノルズ数 Re をふくむ補正項を加えた式を導いているが、観測点付近の海域では Re が 10^6 程度であるから補正項は無視しても差支えない。また係数も Prandtl および von Kármán の式とは異なっているのでそのまま用いるわけにはいかないようである。

ここでは海底面が粗面であると仮定した場合と、滑面であると仮定した場合について、それぞれ Prandtl の式と von Kármán の式を用いて摩擦速度、海底摩擦力および海底摩擦係数をもとめた。その結果を

Table 2 に示す。

これまでの研究で与えられているように海底摩擦係数が 2×10^{-3} で与えられるとすれば、名古屋港付近、とくに観測点 A の付近では海底は滑面とみるべきであろう¹²⁾。しかし海底面に凹凸があるときは底質が粒径 0.01 mm 程度の粘土およびシルトからなっていると滑面とみなせない場合があるかもしれな

Table 2 Coefficient of friction at sea bottom.

Calculation is carried out for smooth surface and rough surface, with assumption that vertical current profile holds logarithmic law, i. e., Prantle's formula for rough surface, and von Karman' formula for smooth surface.

Date	Time	z_0 (cm)	Height Above Sea Floor (m)		Friction Velocity (cm/s)		Bottom Stress (g/cm sec)		Coefficient of Friction	
			\bar{u} (cm/s)		u'_R	u'_S	τ_R	τ_S	k_R	k_S
23. JULY	11. 23	2. 76	17. 9	1. 9	1. 59	0. 31	2. 60	0. 099	0. 0158	0. 0006
	11. 35	0. 742	10. 6	1. 0	1. 0	0. 35	1. 027	0. 126	0. 0178	0. 00218
	11. 45	1.95×10^{-4}	10. 4	1. 0	0. 247	0. 27	0. 067	0. 053	0. 0011	0. 00095
		0. 155	10. 4	1. 0	0. 644	—	0. 426	—	0. 0077	—
24. JULY	10. 25	$0. 211 \times 10^{-4}$	5. 8	1. 25	0. 45	0. 205	0. 203	0. 043	0. 0117	0. 00249

いが、与えられている資料だけでは明確に面の状態を決定することはできない。

一方、海岸付近の浅水域における海底摩擦係数は波の変形の解析からも求まる。参考までにこの方法から求めた結果をうねりの場合について例をとれば、海底摩擦係数は 0.03~0.06 が得られている¹⁵⁾。これは海の状態、波の周期などに関係する。このため流速の対数分布則から得た値と異ったものと思われる。

ある時刻における海面の勾配、いろいろの深さでの水の運動の加速度がわかっているならば、特定の水域では運動方程式

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \text{grad} \mathbf{u} = -g \text{grad} \zeta + \nabla (\eta \nabla \mathbf{u})$$

から海底摩擦力とともにあらゆる深さにおける内部摩擦力の成分がわかるはずである。ここに \mathbf{u} は流速、 ζ は水位の昇降値、 g は重力加速度、そして η は渦動粘性係数である。ところが名古屋港の潮流観測では観測点付近における水面勾配は与えられていないので、水の運動に伴う内部摩擦力の定量的考察を与えるわけにはいかない。

Fig. 5 & 6 にみるように流速の観測記録に流向の記録を欠いているので、流速の資料を用いて解析をするのに一般的な取り扱いをすることはできない。しかし **Fig. 7** から平均流向は海底の近くで一定であるとみなすならば、流れの方向を x 軸にとって考察することができよう。上げ潮時と下げ潮時では流向は大体においてたがいに逆向きである。運動方程式の右辺第 2 項に着目し、流れの方向に x 軸、垂直方向に z 軸をえらぶ。内部摩擦力はここでは主として流速の乱れの成分の慣性項によって支配され、その方が垂直渦動粘性力をつくりだす原因になっていると考える。ここに流速の乱れは δu だけへだたったところでの二つの流速の差 δu である。ここでは一つの試みとして

$$f = -\frac{1}{2} \rho (\delta u)^2 = \eta \left(\frac{du}{dz} \right)$$

なる式を用いて η をもとめてみた。ここに η は垂直渦動粘性係数である。上式によってもとめた結果を **Table 3** に示す。 η は大体 $10 \sim 10^3$ の値をとり海面および海面下約 5 m の付近で極大値をとる。また η の値は計算法は異なっているが、Rossby 等¹⁶⁾が約 17 m の水深における潮流に対してもとめたものと大体同程度の値である。

Table 3 Coefficient of vertical eddy viscosity calculated with assumption that energy source of eddy viscosity is supplied by turbulent energy of current, i.e., $f = -\frac{1}{2} \rho (\delta u)^2$ equals to $\eta \frac{\partial u}{\partial z}$ where δu is turbulent component of current, ρ is density of water, $\frac{\partial u}{\partial z}$ is vertical gradient of velocity, and η is coefficient of vertical eddy viscosity.

23 rd. JULY					
11 ^h 23 ^m		11 ^h 35 ^m		11 ^h 45 ^m	
Depth(m)	η	Depth(m)	η	Depth(m)	η
1.70	151.5	2.0	140.	2.0	120.
3.40	229.5	3.0	40.	4.0	515.
5.10	809.	4.0	470.	5.0	55.5
6.80	(68.)	5.0	175.	6.0	15.
		6.0	0.	6.5	77.7
		6.5	(187.)		

8. 結 論

名古屋港付近で潮流の観測を行なって、その資料を整理、解析した。

名古屋港付近の潮流は推算によれば最も大きい場合、約 14.5 cm/s である。これは観測値のなかで潮流成分を与えるものと考えることができる。しかし厳密に言えば海面付近の流速は海底付近の流速にくらべて一定していない。これは海面上の風による影響のみではなく、流入河川水の影響もあるものと考えられる。それは水温および塩素量の垂直分布を潮流流速の垂直分布と対比させてみるとよくわかる。

海底は粘土およびシルトからなっているから、海底を滑面とみなせば海底摩擦係数は大体 2×10^{-3} とみてよい。また垂直渦動粘性係数は $10 \sim 10^3$ の値をとり、海面および海面下約 5 m の付近で極大になる。

さらに観測資料を得て詳細の知見を得たいと思っている。

終りに、観測船を貸していただいた運輸省伊勢湾港湾建設部および風向、風速、潮位などの資料を提供していただいた名古屋地方気象台に心から感謝の意を表す。また観測にあたって助力していただいた人見哲夫、北川吉男および多河英雄の各氏にもあわせて感謝の意を表したい。

附 録 流速の垂直分布におよぼす密度の影響

本文においては密度が一定の場合の理論を適当な条件の下に、名古屋港の潮流観測資料に適用して得た結果を示した。しかし、観測資料をみると水温および塩素量は一樣ではなく、したがって密度も海面から海底まで一樣ではない。ここでは密度の垂直分布が流速の垂直分布にどのように影響するかを考察する。

Prandtl の方法にしたがえば、海底における摩擦力を τ 、流速を u とするとき、密度 ρ が高さ z の関数であれば

$$u = \int_{z_0}^z \frac{1}{k_0 z} \sqrt{\frac{\tau}{\rho(z)}} dz + C,$$

ここに z_0 は粗度径数、また C は積分定数である。いま密度を $\rho(z)$ とし

$$\rho(z) = 1 + \sigma_t \times 10^{-3}$$

で定義される σ_t を導入すれば上式は近似的につきつぎのようにあらわされる。

$$u = \frac{\sqrt{\tau}}{k_0} \log_e \frac{z}{z_0} - \frac{\sqrt{\tau} \times 10^{-3}}{2k_0} \int_{z_0}^z \frac{1}{z} \sigma_t(z) dz + \epsilon,$$

境界条件として $z=0$ において $u=0$ なる場合を考えれば、 σ_t の第2次以上の項を無視できるとすると、 $\bar{c} \sim 0$ とみることができる。この式の右辺第1項は密度が一様なときの流速分布を与える項で、第2項は密度成層の状態によって定まる補正項である。あるいは、 $z=z_1, z_2$ における流速を $u=u_1, u_2$ として

$$u_1 - u_2 = \frac{\sqrt{\tau}}{k_0} \log_e \frac{z_1}{z_2} - \frac{\sqrt{\tau} \times 10^{-3}}{2k_0} \int_{z_2}^{z_1} \frac{1}{z} \sigma_t(z) dz$$

と書きかえることができる。これは密度の垂直分布の存在するところでの流速の垂直分布はいわゆる対数分布よりも分布曲線の勾配が急であることを示している。ただし乱流の状態を前提としているにもかかわらず、垂直混合によって時間とともに σ_t の垂直分布が変化することに対する考慮はここではしていない。

参 考 文 献

- 1) 樋口明生, 吉田幸三: 名古屋港付近の潮流に関する水理模型実験 (I), 第8回海岸工学講演会講演集, 1961, pp. 114-118.
- 2) 樋口明生, 吉田幸三: 名古屋港付近の潮流に関する水理模型実験 (II), 京大防災研究所年報, 港 No.6, 1963, pp. 346-364.
- 3) 名古屋港管理組合: 名古屋港外潮流観測概報, 1960, pp. 1-18.
- 4) 岩垣雄一: 海岸および港湾の模型実験について, 海岸工学の最近の進歩, 土木学会関西支部, 1961, pp. 21-41.
- 5) 中村重久: 潮流流用微流速計の基礎的研究, 第8回水理講演会講演集, 1963, pp. 31-36.
- 6) Thomas, B.D., Thompson, T. G. and C.L. Utterback: The electrical conductivity of sea water, Jour. du Conseil, Vol. 9, No. 1, 1934, pp. 28-35.
- 7) Ekman, W. V.: Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmungen, Arkiv. f. Astro. o fys., Vol. 17, No. 26, 1926, pp. 1-74.
- 8) Tabata, S. and A. W. Groll: Effect of ship's roll on the Ekman current meter, Trans. A. G. U., Vol. 37, No. 4, 1956, pp. 425-428.
- 9) 安井善一: エクマン・メルツ型流速計による三米層の測流における春風丸の船体磁気の影響及びこれが補正について, 海と空, Vol. 17, No. 5, 1937, pp. 1-7.
- 10) Defant, A.: Physical oceanography, Pergamon, 1961, p. 306.
- 11) Fleming, R.H.: Tides and tidal currents in the Gulf of Panama, Jour. Mar. Res., Vol.1, 1938, pp. 192-206.
- 12) Schlichting, H.: Boundary layer theory (translated by J. Kestine), McGraw Hill, 1955, p. 427 and p. 449.
- 13) Bowden, K. F.: Some observations of turbulence near the sea bed in a tidal current, Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 81, No. 350, 1955, pp. 640-642.
- 14) Bowden, K. F. and L. A. Fairbairn: A determination of the frictional force in a tidal current, Proc. Roy. Soc. (A), Vol. 214, No. 1118, 1952, pp. 371-391.
- 15) Lesser, R. M.: Some observations of the velocity profile near the sea floor, Trans. A. G. U., Vol. 32, No. 2, 1951, pp. 207-211.
- 16) Rossby, C.G. and R. B. Montgomery: The layer of frictional influence in wind and ocean currents, Pap. Phys. Met., Vol. 3, No. 3, 1935, p. 89.
- 17) Higuchi, H.: Hydraulic model experiment involving tidal motion, Pts. 1-4, Dis. Prev. Res. Inst. Bulletin, No. 59, 1963, p. 23.
- 18) Fortier, A.: Sur les propriétés des écoulements turbulents définis par des conditions aux frontières stationnaires, La Houille Blanche, No. 3, 1963, pp. 241-254.
- 19) 土木学会: 水理公式集, 昭和38年増補改訂版, 1963, p. 466.