

鮫川河口部の水理現象に関する現地観測

田 中 仁*・首 藤 伸 夫**

1. はじめに

河口における地形変動は、河川流・波浪・潮汐の三者のバランスのもとに定まるものであるが、その力学的な機構は複雑をきわめ、河口維持のための工学的技法も、未だ、確立されたと言い難い。

著者らは、以前より、河口における砂移動機構の解明を究極的な目的として、波・流れ共存時の底面摩擦について研究を重ね、主に、実験室規模の現象を扱ってきた¹⁾。また、著者のひとりには、河口幅予測の数値シミュレーションについて研究を行ない、ある程度の予測を成し得た²⁾。しかし、その理論的仮定は、かなり大胆なものであり、また、曖昧な点も少なくない。従って、実際に、河口における水の動き、砂の移動等について調べることは、極めて重要、かつ、不可欠な事柄である。

従来、河口における流速の測定例には、鷲見³⁾によるもの等があるが、基礎的資料は極めて少ない。更に、河口での砂移動について、定量的な検討を行なった例は、いっそう少なく、中村ら⁴⁾によるものがある程度である。

そこで、著者らは、以上の点を鑑み、河口部における水理現象について基礎的知見を得るために、福島県鮫川河口で、水位、及び流速の 25 時間観測を行なった。

鮫川河口の概要図を 図-1 に示した。鮫川は、現在の河口が形成される以前、北東に約 2 km の河口砂洲が発

達していたが、昭和 52 年秋の台風による異常出水時に、砂洲が切れ、現河口が出来た。その後、旧河口は閉塞し今日に至っている。

現河口より上流約 6 km の地点には、工業用水用ダムがあるために、土砂供給が低減し、また、河川流による砂の掃流能力は小さい。ただし、河口付近の発電所より、常時 10~20 m³/s の温排水が放出されており、これと、潮汐ブリズムが河口維持のために、大きな役割を担っていると考えられる。

以下に、観測の方法、及び得られた資料の解析結果について述べる。

2. 観測方法

観測は、昭和 55 年 10 月 27 日午後 4 時から、翌 28 日午後 6 時まで連続して行なわれ、途中、水位計のキャリブレーションのために、1 時間だけ観測を中断した。

計測機器の設置状況を 図-1 に示した。No. 1、及び No. 3 の位置には、容量式波高計を設置した。また、No. 2 地点には、波高計と、鉛直方向に 7 台の 2 方向電磁流速計が据えられている。これらの機器の設置には、Mehta ら⁵⁾と同様に、鉄パイプで組んだヤグラを用いているが、流速計が主流方向に回転する構造にはなっていない点で、彼らのものとは若干、異なる。流速計のセンサー部の高さは、最も下のものが、ヤグラ基部より 43.6 cm であり、それより上は、30 cm の等間隔である。これらを、順に、No. 1、No. 2、... と名付ける。

データは、0.1 秒間隔でサンプリングされ、A-D 変換した後、磁気テープに記録し、その後の解析には、東北大学大型計算機を用いた。

3. データの解析結果

(1) 平均流速、及び水位

流速については、図-1 に示した 2 成分が測定されている。ただし、図に示した方向は、概略の方向であり、また、流速計センサーの設置方向も、それぞれ、若干、ずれている。これは、センサー部が、かなり小さいために、正確に同方向に向けることが不可能なためである。座標系の設定については、この後、流向の考察の部分で

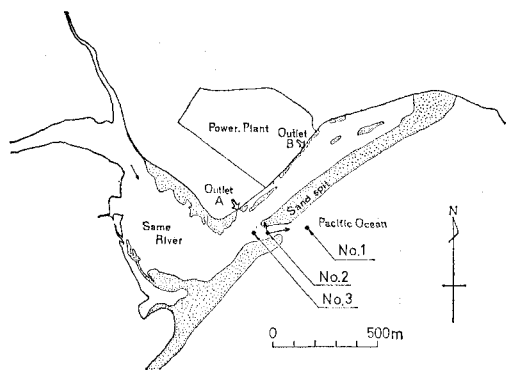


図-1 鮫川河口概要図

* 学生会員 工修 東北大学大学院工学研究科

** 正会員 工博 東北大学教授 土木工学科

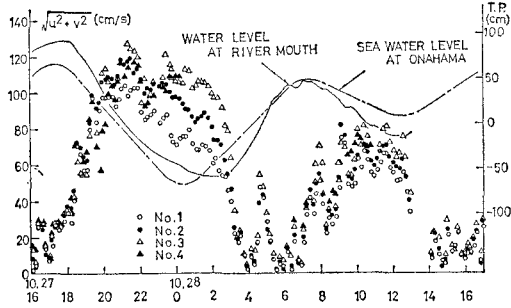


図-2 速度, 水位, 潮位の経時変化

述べる。

流速計の出力をベクトルの的に合成した時の、絶対値の経時変化を図-2に示した。一部、データが欠落しているのは、水位の下降に伴い、流速計が水面上に露出して、計測が行なわれていないことを示している。なお、図中には、10分40秒ごとの平均値が、ひとつの点としてプロットされている。図-2には、小名浜における潮位、及びNo. 2地点での水位も記されている。観測地点における河床の高さは、T.P. -170 cmである。小名浜の潮位は、実測値でなく、潮位表による推算潮位である。

流速の変動は、ほぼ、潮汐の変化に対応したものとなっているが、河川流・発電所放出水のために、全体的に海方向成分が卓越している。10月28日4時から6時付近には、小さなピークが認められるが、この時間帯の速度ベクトルの向きは、後に述べる様に、海側から河道内に向っており、そもそも負の値であったものが、正の側に折り返されたかたちになっている。水位と流速の間には、4時間程度の位相差が存在するが、これは、河口付近に重複波が発生したためと考えられる。

以上の様に、今回、鮫川河口部の流速の変化は、河川流の上に、潮汐に起因する波動が乗ったものであるということがよくとらえられた。

次に、流向について考える。

まず、基準となる座標系を定める。流速の最も大きくなる10月27日、21時台の速度ベクトルについて、偏角の平均を求め、この方向は各流速計で一致していると考え、この方向を図-3のX軸とする。これにより各流速計が感知する速度ベクトルの方向について、相対的關係をとらえることができる。なお θ は、図-3の矢印の方向に正をとる。

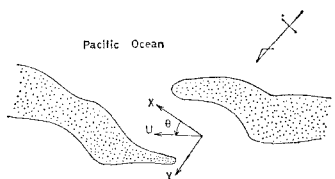


図-3 座標系の定義

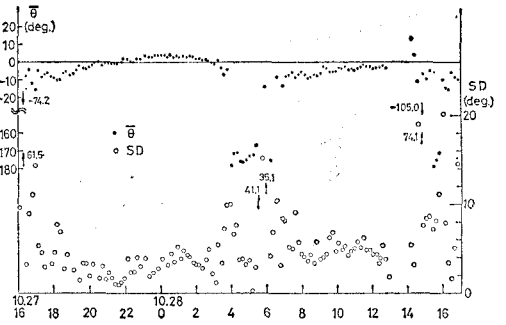


図-4 流向

鉛直方向のそれぞれの流速計について、 θ の10分40秒平均を求め、更に、その断面平均 $\bar{\theta}$ 、及び標準偏差SDを求めたのが図-4である。図-2で、流速の大きい時間帯では、 $\bar{\theta} \approx 0^\circ$ であり、SDも小さく、流向が安定している。また10月28日、4時~5時30分では、 $\bar{\theta} \approx -180^\circ$ となり、塩水の遡上が認められ、この時、SDもそれ程、大きくはなく、安定した流れとなっている。そして、順流・逆流の境界にあたる時間帯では、成層化のため、上層・下層で速度ベクトルが必ずしも、同方向に向いておらずSDが大きくなる。

さて、以上の、流向の考察は、約10分平均の速度ベクトルについて成された検討であるため、ミクロな現象を見落している可能性がある。そこで、 $\Delta t = 0.1$ secの生データ、1024個を用い、角度 θ の確率密度関数を求めてみる。結果を、図-5、図-6、図-7に示した。図中、カッコ内の数字は、1024個のデータより求めた、X軸

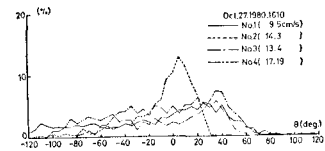


図-5 流向の確率密度分布 (その 1)

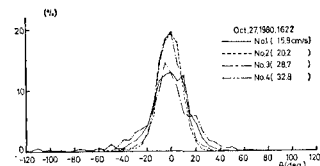


図-6 流向の確率密度分布 (その 2)

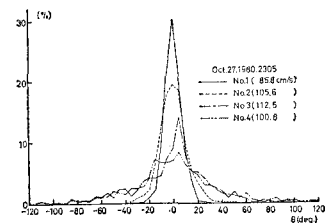
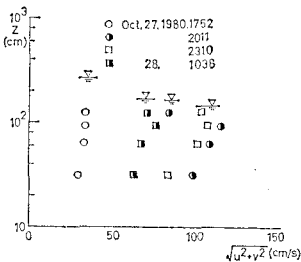


図-7 流向の確率密度分布 (その 3)

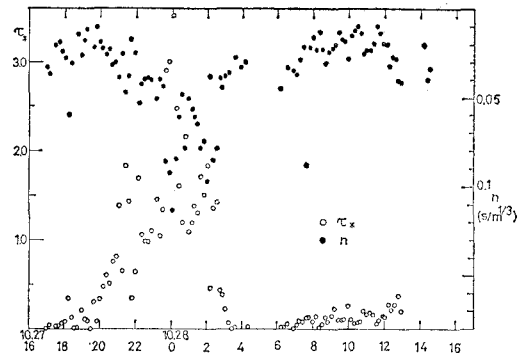
方向の平均流速である。図—5 では、この時刻が、逆流から、順流への境に当たるため、No. 2 の流速計を除いて他は、きわだったピークを持たず、流速ベクトルは、かなり、ランダムな振舞いをしめすことがわかる。ただ、図は、0 をはさんで対称ではないことより、流向はランダムとは言え、河口地形により、幾分拘束されたものである。一方、図—6 は、図—5 から、約 10 分しかたっていないにもかかわらず、全く異なった様相を呈す。流速がある程度大きくなったために、流れ方向が安定し、分散の小さな分布を示している。そこで、流速が更に大きくなれば、更に分散の小さな分布形が得られるであろうことが予想されるが、結果は図—7 となった。即ち、底面付近の流速については、予想された様に、鋭いピークの分布関数となるが、上方に向かうにつれ、ピークが落ち、すそ野の広がる形となる。この原因としては、次のことが考えられる。即ち、鯉川河口部では、図—1 のように南西の方向から河川流量、及びこの部分の潮汐プリズムが流れ、北東の入江部分からは、発電所温排水とこの部分の潮汐プリズムとが流れて、観測地点付近で合流して流れることとなる。流量としては、通常、発電所流量の方が大きい。従って、流下流速の小さい段階では、これが支配的で安定した流向を示すが、潮位が下がるにつれ、両者が共存する様になる。この時、表層近くでは、水平方向に大きなシアをもつ流れができ、そこから発生する渦の存在のために、水表面近くの速度ベクトルは、激しい変動を示していると考えられる。

(2) 剪断力、粗度長さ

本節では、前節に述べた、10 分 40 秒平均の流速に、対数則をあてはめ、剪断力等を求める。この際、問題になることが 2 つある。ひとつは、 z 軸の仮想原点をどこにとるか、という点である。今回は、ヤグラ基部の砂中へのもぐり込みも考慮し、ヤグラ底面より 10 cm 上を原点とした。もう一つの問題は、流れが必ずしも二次元的なものではないという点である。ただし前節に記したように、塩水の遡上する時間帯、及び高流速時の表面付近を除けば、ほぼ二次元と見なせるので、それらのデータのみを解析の対象とする。なお 図—1 中の No. 1、及び No. 3 の波高計については、正常な出力を得られず水面勾配から底面剪断力を求めることは出来なかった。



図—8 速度分布



図—9 シールズ数とマンニングの粗度係数

流速分布の一例を 図—8 に示す。速度勾配より剪断力を求めた結果は、図—9 である。図中で、 τ_* はシールズ数であり、また、Manning の n は次式より求めた。

$$n = \frac{u_*}{\bar{u}} \frac{R^{1/6}}{\sqrt{g}}$$

ここに、 u_* : 摩擦速度、 $\bar{u}$: 断面平均流速、 R : 径深、 g : 重力加速度である。

さて、ここで、図—9 について考察する前に、河口部の流れを、波・流れ共存時の現象とみなし、著者らの理論¹⁾により、剪断力を求めてみる。まず、水理現象の諸元を次式で与える。

$$T = 14 \text{ hrs.} = 50\,400 \text{ sec}, \quad \hat{U}_W = 70 \text{ cm/s},$$

$$\bar{u}_0 = 50 \text{ cm/s}, \quad h = 170 \text{ cm}$$

ここに、 T : 周期、 $\hat{U}_W$: 波動流速成分の境界層外縁での振幅、 $\bar{u}_0$: 定常流速成分の断面平均値である。ここで粗度長さ z_0 をどの程度にとるか、という点に問題があるが、ここでは一方向流における砂れんの高さをもとにして定める。まず一方向流で砂れんの高さ、波形勾配は平均的に次式で表わされる⁶⁾。

$$\lambda = 1\,000 d_{50} \dots \dots \dots (1)$$

$$d/\lambda = 1/10 \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 λ : 砂れんの波長、 d : 同じく波高、 d_{50} : 底質の 50% 粒径 (=0.050 cm) である。相当粗度は、 $4d$ になるとすれば、 $z_0 = 0.67 \text{ cm}$ を得る。計算結果によれば、底面剪断力の最大値は、シールズ数に書き換えて、0.27 となった。この値に比べ、図—9 の結果はかなり大きな値を示しており、 n も、最大で 0.1 程度になっている。この点に関しては、次節で、スペクトルとの関連から考察を施す。なお、 n については、ピーク付近を除いて、0.02~0.04 程度となり、妥当と思われる値を得た。

次に、対数則より求まる粗度長さの変化を、図—10 に示す。図中には、先に砂れん波高より定めた粗度長さを点線で示した。仮想原点のとり方に、幾分、問題があるものの、少なくとも、粗度長さの経時変化の定性的傾向は、とらえられているものと思われる。粗度長さについても、やはり、10 月 28 日 0 時の付近にピークがあり、

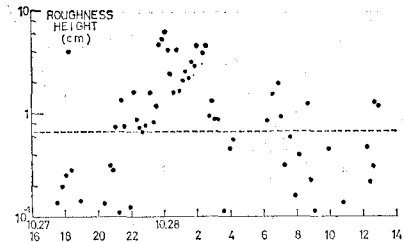


図-10 粗度長さ

τ_* や n と同様の傾向を示す。この点については、次節でふれることにする。

(3) 流速のスペクトル解析

スペクトル解析に供した流速データは、 $\Delta t=0.1$ sec, 総数 1 024 個であり、FFT を用いている。

先に述べた様に、流れの向きは、時々刻々変化しているので、ここでは驚見³⁾ にない乱れ成分を次の様に定義する。

まず、図-4 の $X-Y$ 座標において、それぞれの成分 $u_i, v_i (i=1, 1\,024)$ が測定される。平均成分 $\bar{u}, \bar{v}$ は

$$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i, \quad \bar{v} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i \quad (N=1\,024)$$

.....(3)

主流の流速 U と流向 φ は

$$U = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \quad \text{.....(4)}$$

$$\varphi = \tan^{-1}(\bar{u}/\bar{v}) \quad \text{.....(5)}$$

となる。従って、流速変動の主流成分 u_i' 及び横方向成分 v_i' は次式で求まる。

$$u_i' = u_i \cos \theta + v_i \sin \theta - U \quad \text{.....(6)}$$

$$v_i' = -u_i \sin \theta + v_i \cos \theta \quad \text{.....(7)}$$

以下、解析には、主流成分 u_i' を用いる。

スペクトル解析の一例を 図-11 に示す。図中で、2 Hz, 及び 4 Hz のピークは、流速計設置架台の振動によるものと思われる。流速の増加に伴い高周波数側のパワ

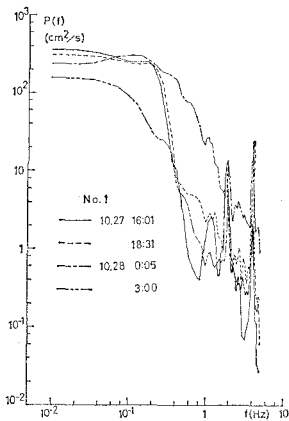


図-11 流速のスペクトル

ーが増加している。この点を空間的・時間的な広がりの中で確かめるために、まず、次式で A なるパラメータを定義する。

$$A = \int_{0.5}^{5.0} P(f) df \quad \text{.....(8)}$$

式 (8) は、乱れ強度を表わすパラメータである。本来、乱れの強さは、Root Mean Square で表わすべきものであるが、今回の実測では観測地点に外洋の波浪 (周期は 5~15 秒) が浸入してきている時間帯があるため、式 (8) をもって乱れの強弱を表わすものとする。結果は、図-12 である。図より、下げ潮時の表層付近に、極めて強

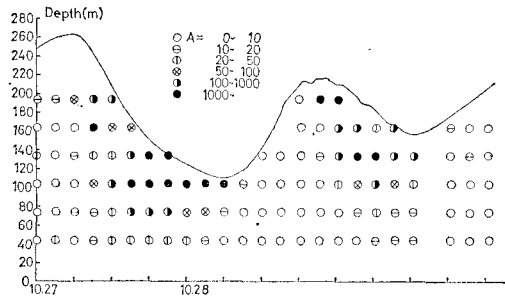


図-12 乱れ強度分布

い乱れが発生している。これは、3. (1) で記した様に、表層付近での水平方向の剪断力により発生した渦に起因する。この渦の影響はある程度の深さまで及んでいる様である。従って、これに伴い運動量が輸送され、中央付近の流速が増す。底の影響のみをうける下方の流速値と底および表面の影響で流速が決まっている流速値を用いて、底面剪断力を求めると、かなり過大な値を得、粗度長さについても同様に過大評価をしてしまったようである。この事を強く裏付けているのが 図-8 の 10 月 27 日 20 時 11 分と 23 時 10 分のデータである。図-8 の速度勾配と、図-12 の表層付近の乱れ強度がよく対応している。このように、表層で発生する乱れが強い流れでは、一見対数則があてはまる様に見えるが、実際は、従来の混合距離理論でモデル化できる様な流れとは異なっている。速度分布から底面剪断力を求めるためには、底面近傍に、より密に、流速計を配置する必要がある。また、ある時には、表層の乱れが、底面にまで達することも考えられ、今後、砂移動を考えて行く際に、この点に注意する必要がある。

4. 結 語

今回の観測は、計器のトラブルにより、必ずしも、満足の行くものではなかったが、時間的に流速が変動する場での砂れんの変化、粗度係数の変化などの傾向を知ることが出来た。また、河口部における乱れについても、

興味深い結果が得られた。特に、この例の様に、向きの異なる流れが河口部付近で合流する場合には、乱れの発生発達は、底面境界のみとは限らないことがわかった。今後は、さらに観測を重ね、流速等の水理量と砂移動との関連など、河口処理に必要な知見を積み重ねていく必要がある。

謝 辞： 現地観測にあたり、海岸環境工学研究センターより、流速計、水位計、データ車等を借用した。また、観測の際、東北大学工学部、後藤智明助手を始め、当時の院生、学部生諸君の助力を得た。ここに記して、謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 田中 仁・首藤伸夫：波・流れ共存時の底面摩擦に関する実験，第 27 回海岸工学講演会論文集，pp. 163～167, 1980.
- 2) 青田茂雄・首藤伸夫：河口断面積変化過程の数値モデル，第 24 回水理講演会論文集，pp. 203～208, 1980.
- 3) 鷺見栄一：二層型超音波流速計の測定結果について，公害資源研究所彙報，Vol. 4, No. 1, pp. 21～31, 1974.
- 4) 中村 充・佐々木泰雄：河口滞砂における掃流砂関数の検討（現地観測とその解析），第 14 回水理講演会論文集，pp. 7～12, 1970.
- 5) Mehta, A. J., R. J. Byrne and J. T. DeAlteris: Measurement of bed friction in tidal inlets, Proc. 15th Conf. on Coastal Eng., pp. 1701～1720, 1976.
- 6) 芦田和男：移動床流れの河床形態，1972 年度水工学に関する夏期研修会講義集，pp. A-10-1～A-10-24, 1972.