

水位データにより推定される名取川河口水深の季節変動について

渡辺一也*・朝山順一**・田中 仁***・山路弘人****

我が国の河口においては各種外力の影響により、ダイナミックな地形変動が見られることが多い。特に、河口断面が狭狹すると洪水時に河川流がスムーズに流下せず、予期せぬ程度の河口水位上昇が生じることが懸念される。そのため、河口管理において河口地形の把握が重要となってくる。しかし、地形把握の手段である地形測量は一級河川においても通常年一回程度であることが多く、上記の激しい地形変動をモニター出来るほどの時間間隔ではなされていない。そこで、本研究では水位変動と河口地形の関係に注目し、観測が容易である水位データを用い、2週間程度の短い間隔で河口水深の推定を行い、一年を通じた季節変動や外力による変化を定量的に評価した。

1. はじめに

河口部では、河川流、潮汐、波浪などの複雑な外力の影響を受けることにより、地形がダイナミックに変化する。ただし、その時間スケールは河川規模の大小・来襲する外力の多寡に応じて異なる。地形変化の中でも特に、河口部で断面が狭狹する場合には、通水断面積が減少するために、本来計画されている河川流量を流下させることが困難となることが懸念される。そのような観点から、それぞれの河川において、特有の地形変動時間スケールに対応した時間間隔でのその変動をモニターすることが望まれる。

現在、我が国のほぼすべての一級河川において1時間間隔で河口水位データが蓄積されている。これに対し、河口地形のデータはただだか1年に1度程度の頻度であり、そのデータ取得間隔には大きな差違が見られる。また、その河口変動特性は上述のように河川規模により大きく異なる(堺ら, 1994; 宇多ら, 1988; 清水ら, 1987)。ここで、データ蓄積の多い河口水位データに注目すると、河口内水位の変動は、河口最狭部幅やその水深などの地形特性の影響を受けて定まるものであり、逆に見れば、河口水理特性に河口地形の情報が包含されていると見なすことが出来る。ここでは、このような「逆問題的手法」を用いて、データ蓄積量の多い河口水位データから河口水深の推定を行う。本手法により、約2週間程度の間隔で水深変動を予測できることから、従来の年1回程度の水深情報に比べ、ダイナミックな河口水深変動を知ることが出来る。これにより、従来河口情報が不足している河川の管理など種々の方面での活用が期待できる。

2. 研究対象領域

今回の研究対象領域である一級河川・名取川の河口部の概要を写真-1示す。名取川の幹川流路長は55.0 kmであり、支川には仙台市中央を流れる広瀬川などの河川を有し、名取市閑上地区で太平洋へと流れ込んでおり、その流域面積は938.9 km²である。

名取川河口部の特徴としては、二基の導流堤を有していることが挙げられる。これにより、これまで比較的安定した河口地形が維持されてきた。

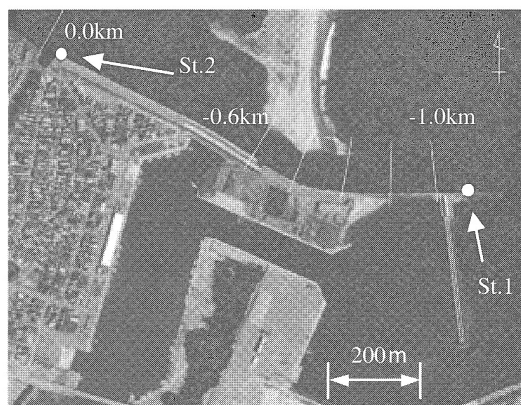


写真-1 名取川河口概要

3. 研究手法

(1) データセット

今回用いた河口水位データおよび潮位データは、著者らが、写真-1中にSt.1およびSt.2で示される地点に設置した自記式水位計によってインターバル2分で取得しているデータを使用した(渡辺ら, 2002)。また、データの欠損が見られる期間については、国土交通省閑上第二観測所で観測されている水位データおよび仙台南港において観測されている潮位データを、通常の観測インターバルである1時間から、ラグランジュ補間をもちいる

* 学 生 員 修(工) 東北大学大学院 工学研究科土木工学専攻
** 学 生 員 東北大学大学院 工学研究科土木工学専攻
*** フェロー 工博 東北大学大学院教授 工学研究科土木工学専攻
**** 正 会 員 東北大学助手 工学研究科土木工学専攻

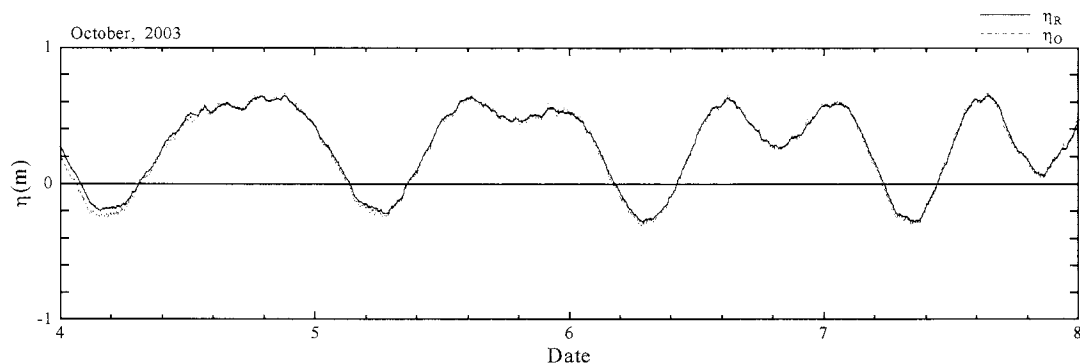


図-1 使用水位データ (2003年10月)

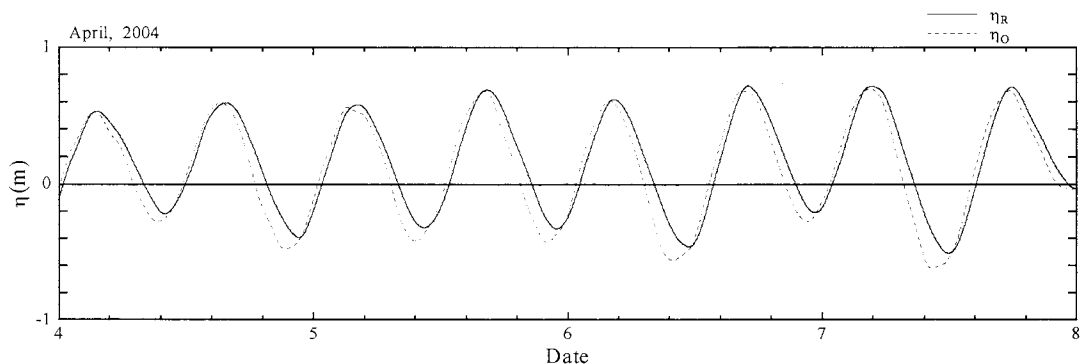


図-2 使用水位データ (2004年4月)

ことによって、先程と同じ2分間隔に補間することにより代用した。

ここで、実際に使用した水位データの一例を図-1、図-2に示す。データの特徴としては、図-1は水位と潮位の水位差があまりなく、なおかつ位相差もほとんど一致している。次に、図-2は、図-1とは逆に水位と潮位の差が顕著に見られ、特に低潮時に大きな位相差が確認できる。このように、河口水位・潮位との間には大きな差異を認められることがある。この大きな特徴が河口地形を反映することにより生じているものである。次節ではこの事実にもとづき、簡単なモデルにより水位変動と河口の関係について検討を行った。

また、地形データに関しては、写真-1中の0.0 kmの地点を基準として国土交通省により地形測量が行われている。今回の推定では-0.6～-1.0 kmまでを河口から外海へと繋がる狭水路として扱った。実際の検証では、この区間の平均値を実測水深 h として扱っている。

(2) 河口部のモデル化とその解の特性

今回の河口水深の推定には、tidal inletの流れを表す基礎式を用いた(Keulegan, 1967)。以下にその式を示す。ここで、式(1)は運動の式を表し、式(2)は連続の式を表している。

$$\eta_O - \eta_R = \left(K_{en} + K_{ex} + \frac{2gn^2L}{R^{4/3}} \right) \frac{|U|U}{2g} \dots\dots\dots (1)$$

$$U = \frac{A_R}{A_C} \frac{d\eta_R}{dt} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 η_O :潮位、 η_R :河口内水位、 K_{en} :入口損失係数、 K_{ex} :出口損失係数、 n :マンニングの粗度係数、 L :河口水路長、 R :径深、 U :流速、 A_R :感潮域面積、 A_C :河口部断面積である。このとき、式(1)、(2)より、 U を消去すると、式(3)となる。

$$\frac{A_R}{A_C} \frac{d\eta_R}{dt} = \sqrt{\frac{2g|\eta_O - \eta_R|}{\left(K_{en} + K_{ex} + \frac{2gn^2}{R^{4/3}} \right)}} \text{sgn}(\eta_O - \eta_R) \quad (3)$$

さらに、ここで、水位と潮位の変動と河口地形との関係を明らかにするために無次元化を導入する。 σ :潮位の角振動数、 a_O :潮位振幅を用いて、 t 、 η_O 、 η_R を無次元化すると、式(3)は、河口内水位は無次元数 K のみをパラメーターとして表された式として表現することができる(Dean・Dalrymple, 2002)。無次元パラメータは、式(4)のように表すことができる。

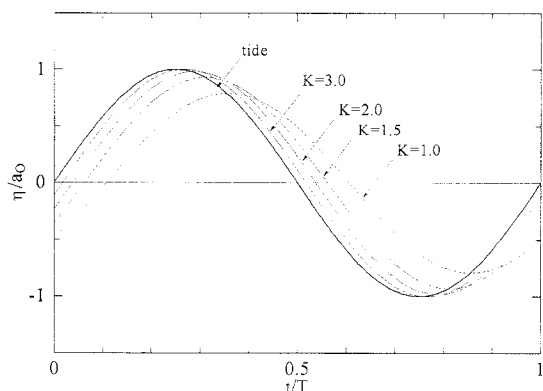


図-3 潮位変動とKによる水位変動の変化

$$K = \frac{A_c}{\sigma a_o A_R} \frac{\sqrt{2ga_o}}{\sqrt{K_{en} + K_{ex} + \frac{2gn^2L}{R^{1/3}}}} \quad (4)$$

ここでは、式(3)の潮位を正弦波として与え、 K の値を変化させ、河口内水位の計算値を図-3に示す。図-3からも明らかなように、無次元数 K の値によって、潮位変動と河口内水位の応答に位相および振幅の差が生じていることがわかる。つまり河口部での水位応答は、無次元数 K の関数であることが分かる。逆にいえば、この K を決定することによって、水位から河口内水深を推定することができる事を示唆している。ここで、さらにその変動を定量的に評価するために K の値を図-3よりさらに細かく変化させ、 K に対する位相差と振幅比の値を図-4に示す。

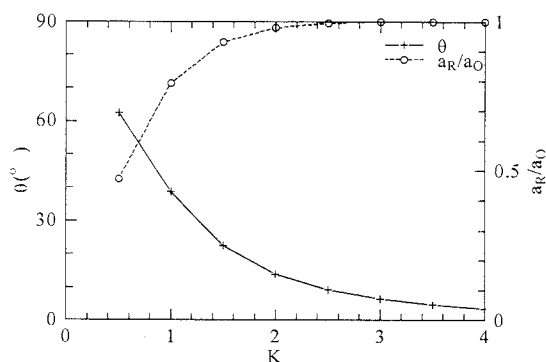


図-4 Kと位相差・振幅比の関係

図-4に示されるように K の値が小さいほど、位相差が大きくなり、また振幅比は小さくなる。さらに K の値が大きくなるにつれて、位相差が小さくなり、振幅比は位相差と逆に K の値が大きくなるほど大きな値を示し、潮位に対する河口内水位の応答は次第に一致したのになっていることを示している。ここで、ある一つの河川を考えれば、 K の変化は水深 h の変化によりもた

らされる。すなわち、河口水位の変動特性は河口水深の影響を受けて変化することがわかる。

このような河口水位の特性を利用し、以下では、逆問題的なアプローチから、河口水位応答を利用して河口水深の短期変動を推定することとする。

(3) 河口水位データを用いた河口水深の推定

次に、実河川に対する本モデルの適用を検討した。河口水深の推定には、式(1)、(2)を用いる。今回の名取川河口における各値は、 η_o : 潮位の実測値、 $K_{en}=0.3$ 、 $K_{ex}=1.0$ 、 $n=0.035$ 、 $L=522$ m、 $A_R=1,730,000$ m²、 $B=86$ mである。これらのうち、 K_{en} 、 K_{ex} 以外は、河口部での実測により得られた値を用いている。なお、本モデルでは、河口断面形状は矩形であると仮定している。

推定計算に際しては、上記のパラメーターを与え、式(1)、(2)中の A_c 、 R 中に含まれる h の値のみを0.1 mから5.0 mまで変化させ、 η_R を計算する。また、これとは別に、現地観測によって η_R が既知となっているので、式(5)より各水深での、 η_R の実測値と推定値の誤差を計算する。

$$\varepsilon = \frac{\sum_{i=1}^N |\eta_{R(cal)} - \eta_{O(meas)}|}{N} \quad (5)$$

ここで、 $\eta_{R(cal)}$: 河口内水位の計算値、 $\eta_{R(meas)}$: 河口内水位の実測値、 N : データ数である。各水深について計算された誤差が最小となる水深を最終的な河口水深の推定値とした。

(4) モデルの検証

本モデルの精度を検証するために、地形測量によって得られた実際の断面データの存在する2002年10月における河口水深の推定を行った。図-5は、各水深における η_R の計算値と実測値との誤差を図上プロットしたものである。

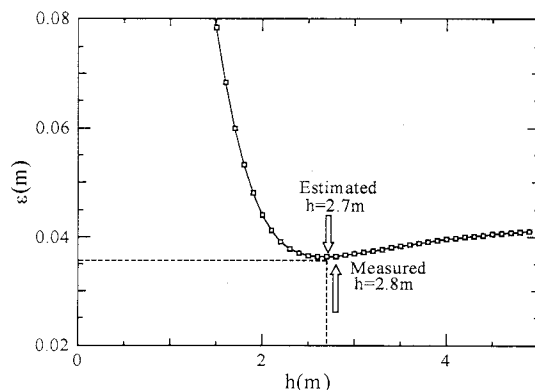


図-5 hの推定値と実測値の比較

図-5より、両者の誤差が最小となる h は2.7 mであ

ることがわかる。これにより、このときの値が、今回推定された水深となる。また、この時期に行われた地形測量から求められる河口水深の実測値の平均は2.8 mであり、河口水深の推定値が実測値に近い値を示していることがわかる。

4. 推定結果

前節の検討により、推定の精度は高いものであることが確認された。そこで、本手法を用いて、2002年、2003年、2004年における3年分の短期的な河口水深の推定を行った。そこで、それぞれの推定された河口水深に対して河川流量・波浪データの関係を検討した。この際、河川流量は、国土交通省設置の名取橋・広瀬橋観測所により観測された流量を足し合わせることで河口部の河川流量として扱っている。また、波浪は仙台新港でNOWPHASにより観測されたデータを使用している。

図-6に2002年における推定結果を、図-7に2003年における推定結果を、図-8に2004年における推定結果をそれぞれ、外力と合わせて図示した。ここで、上段が流量 Q 、中段が沖波波高 H_0 、下段が水深 h の推定結果を示している。

図-6, 7, 8より、流量が多くなる夏季に水深が深くなっていき、逆に少ない冬季には水深が浅くなっていく

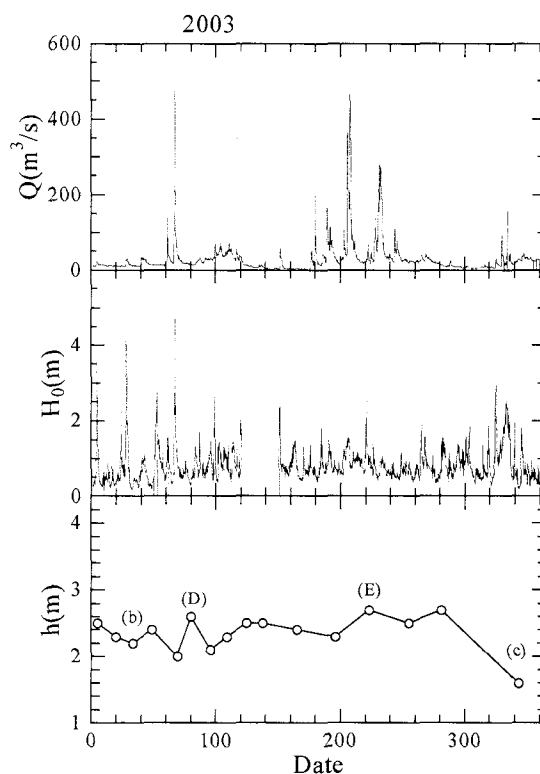


図-7 推定結果と外力の関係 (2003年)

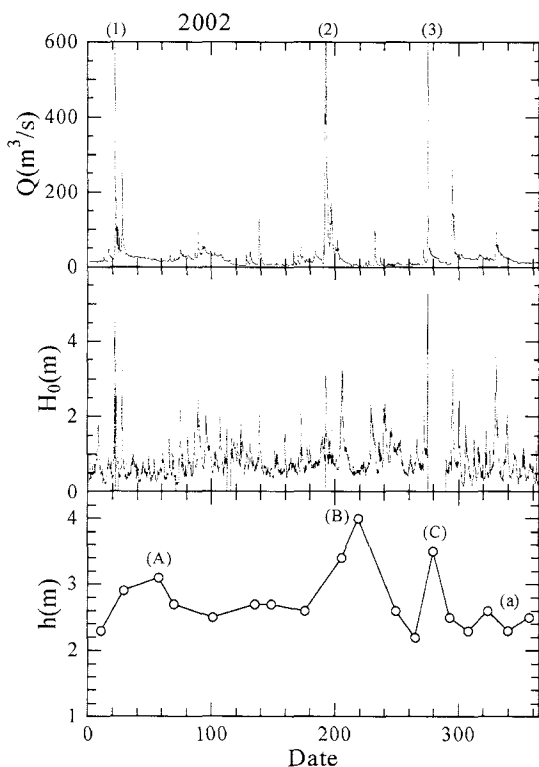


図-6 推定結果と外力の関係 (2002年)

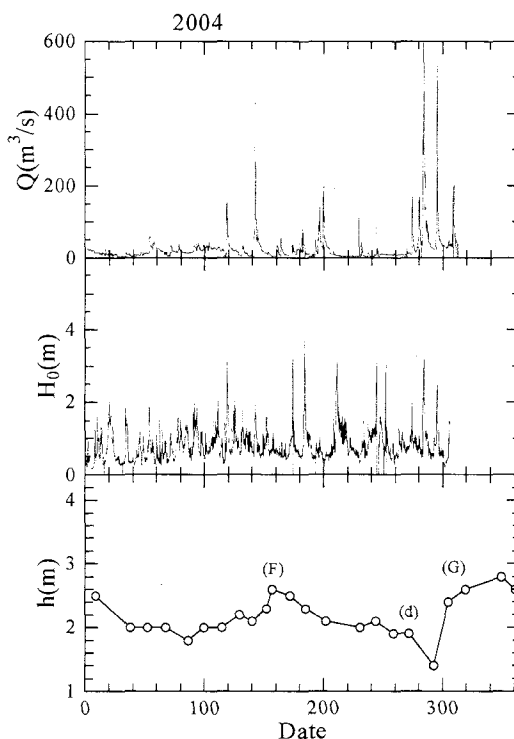


図-8 推定結果と外力の関係 (2004年)

という季節的な変動が見られた。さらに、局所的な変化を見ると、急激に水深が深くなる時期が図中の(A)から(G)で確認できる。ここで、その直前の流量をみると大規模な出水が発生している。したがって、その出水による影響により河口部河床が洗掘されることによって水深が深くなったと考えられる。特に、2002年の出水は平均年最大流量約 $800 \text{ m}^3/\text{s}$ に対し、(1) $690 \text{ m}^3/\text{s}$, (2) $3500 \text{ m}^3/\text{s}$, (3) $940 \text{ m}^3/\text{s}$ と平年あるいはそれ以上の流量が発生しており、著しく水深が深くなっていることがわかる。また、それとは逆に、波浪が卓越する期間(a)から(d)で示される時期には、水深が浅くなっていることがわかる。

それぞれの年を比較すると、2004年では、2002年、2003年より出水が小規模で、激しい水深変動は見られないことがわかる。

このことを定量的に評価するために、推定水深と河川流量との関係を図-9に示す。これによると河川流量が多いときほど河口水深が深くなるといった流量に応じた水深の変化が確認される。そのため、大規模な出水が多く発生した2002年は他の年に比べて、激しい河口水深の

