

感潮域における水位応答を利用した河口水深の推定

渡 辺 一 也*・田 中 仁**

洪水時には河口砂州などの地形的な要因が洪水をスムーズに流す際の障害となって氾濫被害を拡大させる可能性があり、河口地形の状態を把握しておくことが治水上重要である。しかし、そのように河口地形情報が重要であるにもかかわらず、河口部における地形測量では多くの費用と労力を要するために、通常は一級河川においても年数回のデータ取得が行われる程度であり、二級河川に至ってはほとんどデータが存在しない場合が多い。そこで本研究では、他の計測に比べ容易でありさらに安価に取得できる河口水位情報に注目し、仮想水位データおよび一級河川名取川河口において取得された河口水位データから河口地形情報を取り出す方法について検討した。

1. はじめに

河口部においては、海からの波浪・潮流、さらには河川からの流れの影響を受けるために、その地形が変化している。特に河口部周辺に発達する砂州周辺においてはそれら外力の影響を大きく受け、その変化は著しいものとなる。また、河口部の砂州の存在は、航路維持に対して影響を与えるばかりではなく、洪水時には河口水位のせき上げをもたらしなど、治水上もしばしば問題となることがある。

以上のような問題点が示しているように、河口地形の情報を常時把握することは実務上も重要なことである。ただし、現状では一級河川においても年数回程度の地形測量、二級河川においてはほとんどデータが無いことが多い。これは地形測量には多くの時間と予算を要することが主な原因である。

そこで、著者らは現地河川において河口水位の詳細計測を行い、河口内水位と潮位との相関解析などを通じて、河口水位変動と河口地形との間に対応関係があることを示した(渡辺ら, 2002)。ただし、河口水深などに関する定量的な評価までには至らなかった。

そこで、本研究では著者らの先の研究をさらに推し進め、河口内水位データおよび潮位データから河口地形を推定する手法を提案し、その実用性の検討を試みた。水位データは現地測量などの他の手法に比して安価で取得でき、また、継続的なデータ取得が可能であるという利点がある。本研究では、まず河口地形情報の分かっている仮想水位データを用いることによって既知の河口情報の再現性について検討を行った。さらに一級河川・名取川を対象として、実河川での本モデルの有効性を検討した。

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いる。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事が挙げられる。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いる。また、左岸側においては河口砂州の発達が顕著になっている。左右両岸には広浦、井戸浦の二つの水域が広がっている。近年、洪水に対する対策として河口分離工事が行われ、写真-1 に見られる様に右岸の広浦は分離された。その後、河口の様子は以前と変わってきている。その詳細についてはすでに報告した(渡辺ら, 2002)。

3. 仮想水位データを用いた河口地形の推定

本研究では名取川河口部を対象として、推算潮位および仮想水位データを用いて、水位情報に内包されている地形情報(河口水深)の推定を試みた。本手法では水位データを利用するために、データ取得時の有効数字とそのデータの観測インターバル Δt が大きく影響してくる

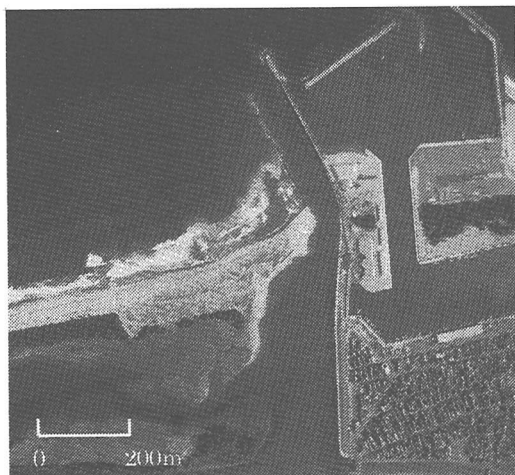


写真-1 名取川河口概要 (2002 年 3 月)

* 学生会員 修(工) 東北大学大学院 工学研究科土木工学専攻

** 正 会 員 工 博 東北大学教授 工学研究科土木工学専攻

ものと考えられる。そこで、実河川への適用を行う前に、まず仮想水位データを用いて、データの有効数字と水位データのインターバルに関する評価を行った。

(1) 基礎式及び計算条件

仮想データを作成するために、以下に示す基礎式(1)、(2)を用いた。本研究で使用した基礎式は tidal inlet の流れを表現するモデルである。

$$\eta_0 - \eta_R = \left(K_{en} + K_{ex} + \frac{2gn^2L}{R^{4/3}} \right) \frac{|U|U}{2g} \dots\dots\dots (1)$$

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

ここで、 η_0 ：沖側潮位、 η_R ：河口内水位、 R ：径深、 U ：河口部流速、 A_c ：河口部断面積である。また、その他の値としては、 A_R ：感潮面積(=1,730,000 m²)、 L ：河口水路長(=522 m)、 B ：水路幅(=86 m)、 h ：河口水深(=3.1 m)、 K_{en} ：入り口損失係数(=0.3)、 K_{ex} ：出口損失係数(=1.0)、 n ：マンニングの粗度係数(=0.035)を使用している。これらの値は名取川河口部での実際の値をもとにしたものであり、今回はこれらの条件により仮想水位データを作成した。沖側潮位としては鮎川港における推算潮位を使用した。その経時変化は図-1 最上段に η_0 として示されている。仮想水位データの計算に際しては Runge-Kutter 法を用いた。また、断面は矩形として仮定している。

(2) 推定方法

上記において説明した方法により、潮位、河口内水位の時間変化が計算で与えられている。断面推定のプロセスにおいては、この水位データを所与のものとして、水深 h のみを未知数として、式(1)、式(2)から繰り返し計算によりこれを逆算する。水位は時々刻々の値として与えられ、また、式(2)右辺の水位の時間変化率を中央差分で求めることとすれば、各時間毎に河口水深推定値を得ることが出来る。

推定計算では、異なるデータ時間間隔(60秒、5分、1時間)と、異なる有効数字(丸めなし、mm、cm)について、それぞれ3ケースずつ計算を行った。

(3) 推定結果に対する有効数字の影響

潮位データ及び水位データが推定結果に与える影響について、仮想水位データを用いて検討を行う。図-1の最上段には使用した仮想水位を示す。第二段には二つの水位の差を示す。第三段以下には計算結果を示す。図の上段に示されるものが今回使用した潮位および水位波形である。

図-1より、水位データを用いた計算は有効数字の低いものでその誤差が大きくなっていることが確認できる。特に cm のオーダーで有効数字を丸めたものではその差が大きくなってしまっている。しかし、有効数字が

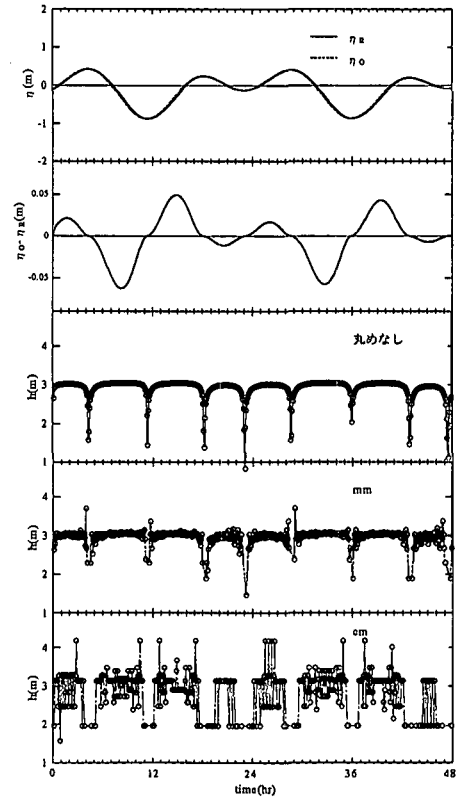


図-1 有効数字に関する検討

mm のオーダーのものは、真値に対して小さな誤差は認められるものの、推定結果は良好な結果を示している。図-1の最上段に見られるように、潮位と河口内水位にわずかながらも差が見られる。式(1)から明らかにこの差をもとに水深の推定が行われる。そのため、いずれの計算においても、 $\eta_0 - \eta_R$ がほぼゼロになる位相での推定誤差が大きくなってしまっている。

(4) 推定結果に対するデータ時間間隔の影響

続いてデータ取得のインターバルを変えた際の影響を検討する。推定結果を図-2に示す。

ここで示している推定計算結果の有効数字は mm とし、インターバルを 60 秒、5 分、1 時間と変化させて計算している。また、使用した仮想水位データは有効数字に対する検討の時と同じものを使用し、図-2の上段にそれを示した。図-2から、どのケースに対する検討においても、潮位と河口内の水位差がゼロとなる時刻においては、河口水深の推定結果の誤差が大きくなっている。これは、式(1)から明らかにように、本研究で使用したモデルが水位差から河口地形を推定するために、水位差が無いところでは計算が出来ないためである。しかし、この仮想水位データのように水位差が小さいものであっても、データインターバルが5分のもものではほぼ良好に

河口水深の再現が出来ている。しかし、インターバルが長いものではその差が大きくなっている。丸めなしのものは水位差がゼロとなる付近で誤差が大きいものの、それ以外の時間帯では真値の再現ができています。

以上の結果から、実測データを取得する際のインターバルが河口水深の推定結果に大きな影響を与えることが確認された。

4. 実河川への適用

以上の仮想水位データによる結果を受けて、実河川での推定を行う。今回は名取川河口における河口地形を対象とする。データセットに関しては渡辺ら(2002)に詳しい。観測は2002年1月から3月にかけて行われ、1月末に発生した洪水をはさんで、洪水前、洪水直後、洪水後約3週間の水位データが得られている。以下では、渡辺ら(2002)と同様に、これら3つのケースを順にNo.1, No.2, No.3のデータと呼ぶこととする。

ここで、河口水深の推定にあたっては、2種類の方法を試みた。一つは、前述した時々刻々の水位データから逐次河口水深を求めていく方法である(以下、Method1と呼ぶ)。もう一つは、時々刻々のデータにより推定を行うのではなく、数日程度の期間にわたるデータを用いて、その期間の平均的な特性から河口水深を推定する方法である(同、Method2)。

(1) Method1による推定

先ほどの推算潮位と仮想水位データを用いた計算手法

を、名取川に対して適用する。ここでは上述の3つのデータのうち、No.1を用いた。その推定結果を図-3に示す。

なお、名取川河口で観測された水位データにはノイズが含まれており、特に潮位データにそれが著しい。この実測データをそのまま用いて河口水深の計算を行ったところ、推定された水深は振動してしまった。そこで、測定された水位データにスムージングをかけてノイズを取り除いた。図-3上段の水位波形はこの様にして得られた平滑化したものを示している。この波形より、水位差 $\eta_0 - \eta_R$ と河口水位の変化速度 $d\eta_R/dt$ が、図-3の第二段、第三段のように求められる。

図-3下段は水深の推定結果を示す。先の仮想データによる計算と同様に、水位差が小さい時刻の計算結果は不自然な値を示している。ただし、それ以外の時間で有意な水面差が認められる時間においてはほぼ一定値に近い結果が得られている。本研究で用いた河口水深の推定は沖側と河口の水面勾配に依存しているために水位差が微小な場合は推定精度が悪くなってしまう。そこで、 $\eta_0 - \eta_R$ の水位差が大きな時間帯で得られた推定値の平均の値を求めれば2.53mを得る。一方、地形測量から得られた平均水深は3.1mであるが、特に、導流堤区間において測定された最も浅い水深は2.77mである。この結果は推定値と比較的近いものとなっている。

(2) Method2による推定

次に、先の方法とは異なり、あるまとまった期間のデータを用いて河口水深を決定する手法であるMethod2に

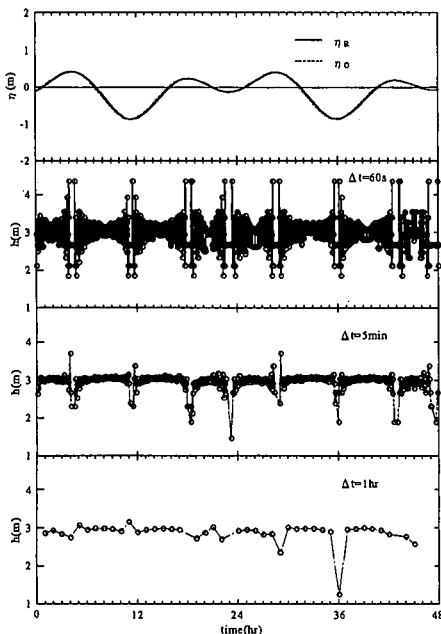


図-2 データ間隔に対する検討

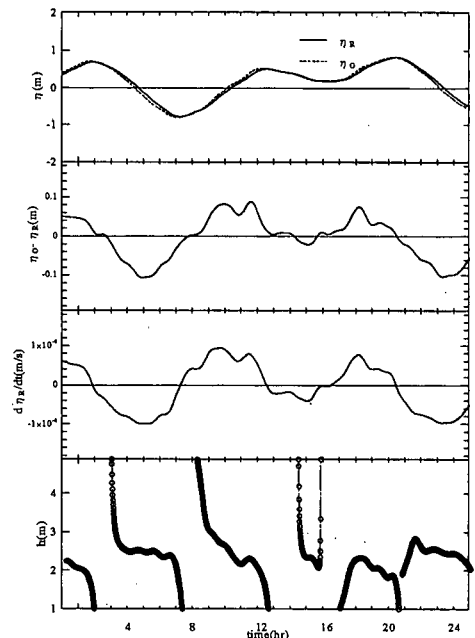


図-3 河口地形推定結果(洪水前)

ついて説明する。

上述の式(1), 式(2)式から U を消去すれば, 式(3)を得ることが出来る。

$$\eta_0 - \eta_R = \alpha \frac{d\eta_R}{dt} \left| \frac{d\eta_R}{dt} \right| \dots\dots\dots (3)$$

ここで,

$$\alpha = \left(K_{en} + K_{ex} + \frac{2gn^2L}{R^{4/3}} \right) \frac{1}{2g} \frac{A_R^2}{A_c^2} \dots\dots\dots (4)$$

である。式(3)によれば, 実測値を用いて $\eta_0 - \eta_R$ と $d\eta_R/dt | d\eta_R/dt |$ の関係をプロットすれば係数 α が得られ, 式(4)右辺の水深を含む諸量以外がすべて既知であれば, これを解いて水深が得られる。

以下に洪水前(No.1), 洪水直後(No.2), 洪水後(No.3)の3つのケースについて注目して係数 α の推定を行った結果を示す。なお, 先述のNo.1のデータセットと同様に, No.2, No.3においてもスムージングによりノイズを取り除く処理を行っている。

図-4, 5, 6に示した図は, α を決定するために用いたものである。図上に近似式を当てはめ, 図中に示した係数 α を得た。さらに, その結果, 推定された河口水深を表-1に示す。

表-1に示されるように洪水前に2.58mと浅かったのに対して, 洪水直後には2.93mと深くなっており, 洪水によって河床が洗掘された傾向を示している。また, 洪水後3週間には洪水直後の2.93mと比べて, 2.52mまで変化した値を得る。これは, 洪水によって掘れた河床が時間経過と共に埋め戻される様子を捉えていると考えられる。さらに, No.7を対象とした計算値と実測値との比較を図-7に示す。導流堤区間に注目すると計算値が2.58mであるのに対して実測値の最低値は2.77mでありMethod1と同じく, 比較的近い値となっている。

このように, α を用いた推定方法では洪水という外力に対しての河口地形の変化とその後の回復過程を, 水位データから取り出せることが示された。

本研究で用いた推定法は沖側と河口の水位差を利用して

表-1 河口水深計算結果

データセット	計算結果(m)
No. 1 (洪水前)	2.58
No. 2 (洪水直後)	2.93
No. 3 (洪水後3週間)	2.52

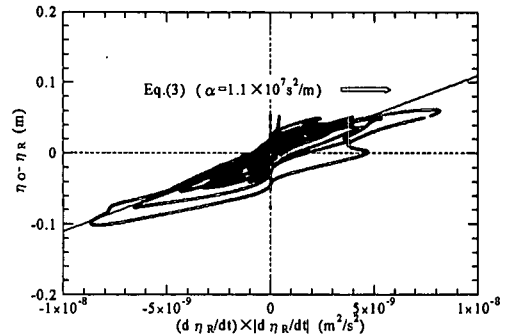


図-5 係数 α の決定 (No.2, 洪水直後)

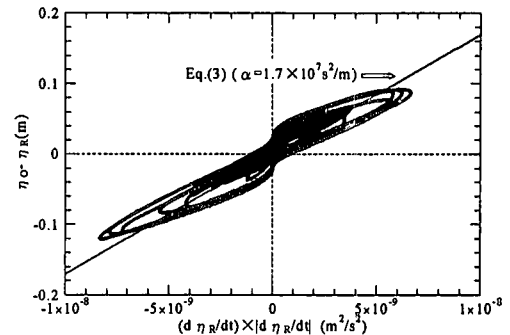


図-6 係数 α の決定 (No.3, 洪水後3週間)

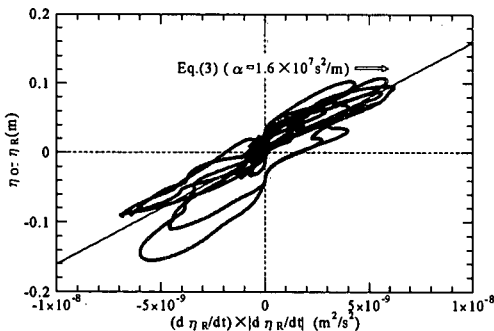


図-4 係数 α の決定 (No.1, 洪水前)

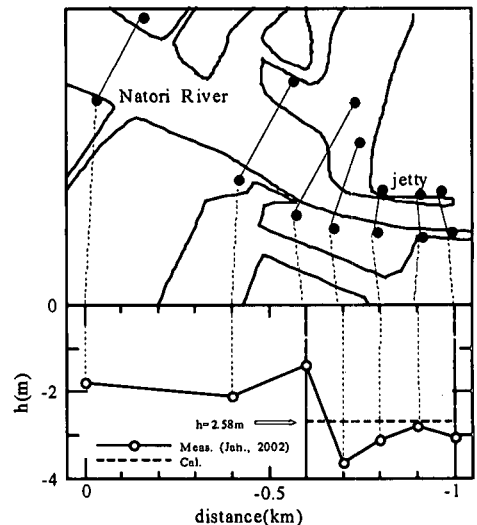


図-7 推定値と実測値の比較

いる。このような水位差が見られる河川は名取川に限らず他にも見られる。例えば、岩木川(十三湖) (佐々木ら, 1989), 七北田川 (田中, 1995), 鳴瀬川 (川村・田中, 2003), 長瀬川 (成田ら, 2002) などにおいて報告例がある。また、河川ではないものの、感潮狭水路により海域とつながるサロマ湖(近藤, 1972), 鳥の海(清水ら, 1988)においても同様な現象が見られる。これらにおいても同様な手法により、河口あるいは感潮狭水路における水深の推定が可能であると考えられる。

5. おわりに

本研究では仮想水位データ、名取川河口において取得された実測水位に対して、河口水深推定の可能性を検討した。その結果、仮想水位データを用いたケースにおける Method 1, 名取川を対象とするケースでの Method 1, Method 2 の全てにおいて、水位情報から河口水深を定量的に評価できることが示された。

本研究で用いた推定法の精度は沖側と河口の水面勾配に依存している。そのため、用いる水位データの有効数字とデータ間隔の重要性が明らかとなった。今回、名取川のケースには mm 単位、インターバル 1 分で取得された水位データを用いて良好な推定結果を得た。今後は、他の河川においても同様な検討により、最適なデータ取

得の精度・時間間隔について検討を行う必要がある。

謝辞: 現地調査を行うに当たり東北大学大学院・山路弘人技官の多大な助力を得た。また、現地調査を行うに際して、国土交通省東北地方整備局仙台河川国道事務所には様々な便宜を図って頂いた。ここに記して深く感謝いたします。最後に、本研究に対して科学研究費の補助を受けたことを付記する。

参 考 文 献

- 川村育夫・田中 仁 (2003): 鳴瀬川河口における河口砂州地形の変化, 東北地域災害科学研究, 第 39 巻, pp. 105-110.
- 近藤俊郎 (1972): 感潮狭水路の流速, 内水域潮位および最大流速水深の一解法, 土木学会論文集, 第 206 号, pp. 49-57.
- 佐々木幹夫・沼尾康男・田中 仁・首藤伸夫 (1989): 岩木川水戸口の水理特性, 昭和 63 年度土木学会東北支部技術研究発表会講演集, pp. 62-63.
- 清水琢三・近藤浩右・木村祝啓・池田 正・坂井 淳 (1988): 感潮狭水路を有する漁港の航路水深維持, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 377-381.
- 田中 仁 (1995): 七北田川において観測された中小河川特有の河口現象, 土木学会論文集, 第 509 号/II-30, pp. 169-181.
- 成田 舞・石川忠晴・高橋 淳 (2002): 青森県高瀬川の河口部変動特性について, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 526-530.
- 渡辺一也・田中 仁・槻山敏昭 (2002): 名取川における河口処理と地形変化, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 1361-1365.
- 渡辺一也・山路弘人・田中 仁 (2002): 名取川河口水位変動の詳細計測, 河川技術論文集, No. 8, pp. 401-406.