

鎮江市内江の流動計算のための 長江水理条件の導出

REASONABLE DERIVATION OF HYDRAULIC CONDITION FOR CFD IN Zhenjiang CITY

趙聯芳¹・吉田圭介²・石川忠晴³・二木敬右⁴

Lianfan ZHAO, Keisuke YOSHIDA, Tadaharu ISHIKAWA and Keisuke FUTAGI

¹非会員 修士(工) 東京工業大学大学院(〒226-8502 横浜市緑区長津田4259番地)

²正会員 博士(工) 東京工業大学大学院 産学官連携研究員(〒226-8502 横浜市緑区長津田4259番地)

³フェロー会員 工博 東京工業大学大学院 教授(〒226-8502 横浜市緑区長津田4259番地)

⁴学生会員 学士(工) 東京工業大学大学院 修士課程(〒226-8502 横浜市緑区長津田4259番地)

It is with much frequency that we can't get enough field data to define boundary conditions for hydraulic calculations especially in developing countries. The authors faced this kind of problem in a research on water exchange of the Neijiang, a tideland located in the lower reach of the Changjiang in China. This paper presents a process to estimate the boundary conditions for quasi-3D numerical simulation from limited available data: The water exchange of the Neijiang is controlled by the flow rate and the water stage of Changjiang which are highly changed in a day by tidal waves going up from the river mouth. In this study, 1-D unsteady flow model was constructed and calibrated by using the monthly flow rate at a far upstream station free from the tidal effect and the hourly data of tidal level at the river mouth, and the flow rate and the water level near the tideland necessary for the quasi-3D calculation were estimated. The results were checked by the water level data at one of the mouths of the Neijiang.

Key Words: *reasonable numerical method, making the hydraulic condition, combined numerical method*

1. はじめに

我が国の水理技術者・研究者が発展途上国の事業に携わる機会が増えてきている。その際に最も困難なことは現地データの入手である。国内では種々の現地データが豊富で且つ入手しやすく、このことを前提として手法が組み立てられる傾向にある。しかしデータの乏しい発展途上国では、何らかの工夫をしないとそれらの手法を活かせないことも多い。

例えば、詳細な水理シミュレーションを行う場合には、それなりに詳細な地形、流量、水位などの条件を設定する必要がある。また水質計算を行う場合には流入水の水質のほか底質状態などの条件を設定する必要がある。それらのデータが入手できない場合には、入手できるデータから計算に必要な変数の値を推測する必要がある。

筆者らは、中国の長江河口から約300km上流にある内江干潟の水交換特性に関する数値シミュレーションを行うために、その付近の長江の流量と水位の時間データを入手する必要があった。内江干潟は長江の感潮域にあるため、河口から遡上する潮汐波の影響により、流量と水

位が一日の中で大きく変動するからである。

しかし、中国では時間観測データが少なく、また有料で且つ高価なため、長期間の時間データの入手は困難な場合が多い。さらに政治・軍事上の理由などもあって、詳細な地形データの入手は容易でない。そこで本研究では、数値シミュレーションの境界条件として必要な流量と水位の時系列を、入手可能なデータを組み合わせて推定することとした。

このような作業は、対象とする現象の性質や現地データの入手状況に合わせて個別に工夫することになるから、普遍的な手法は存在しないといえる。しかし、それら個別の検討結果の集積によるノー・ハウの体系化が、今後の海外事業の展開を円滑にする上で特に重要であると考え報告するものである。

2. 対象フィールドの概要

鎮江市は長江河口から約300km上流の右岸にあり、三国志演義や白蛇伝説で有名な町である。長江の主流が北に移動したため、旧流路が内江として取り残された(図

表-1 入手できたデータ

種類	場所	時期	出所
流量	大通(河口から約600km)	2001年,2003年,2004年	大通水利基地, Internet
水位	河口	2003年	TIDE TABLES 2003 国家海洋信息中心編
	内江入口	2004年5月~2005年5月	鎮江市水利局
	内江内部	1998年~2004年	鎮江市水利局
地形	内江	2005年	鎮江市水利局
	対象領域	1998年	江蘇省水利局
	河口水位観測所	2003年	TIDE TABLES 2003 国家海洋信息中心編
	鎮江, 江陰	2005年	江蘇省水利局

-1). 鎮江市は内江を自然水辺公園として整備しようとしているが、閉鎖性が強く水質の悪化が予想される。そこで長江との水交換可能量の推定が検討課題となった。

鎮江市付近は長江の感潮域にあたり、後述するように1m程度の干満がある。内江は上流と下流の2箇所長江に接続しているため、上げ潮時には下流から、下げ潮時には上流からの流入が期待される。しかし、長江の水位情報が十分公開されていないために、水理計算ができない状態にあった。そこで、本研究では入手可能であった情報を基に、内江の水理計算に必要なデータを作成した。



図-1 長江下流域と鎮江市内江の概要

3. 入手できたデータ

一般に中国では2つの理由で水理データの入手が難しい。計測そのものが行われていない場合と、データが公開されていない場合である。非公開といっても機密というわけではない。中国では、データは取得した人もしくは組織のものであり、一般的には有料（それもかなり高額）である。ただし人のつながりにより無償ないし廉価になることもある。

本研究の過程で入手できたデータを表-1に示す。このうちの流量については、2004年は数値を入手できたが、2001年と2003年はinternet上にあるグラフから値を読み取った。水位については図-1に☆で示す地点での満潮・感潮の時間および水位の数値が入手できた。また△で示す地点では満潮・感潮の水位のみの数値が入手できた。

4. データ作成方針

内江干潟は、約20km離れた2箇所長江に接続しており、潮汐波の遡上に伴い上下流で水位が逆転することもある。しかし両地点の水位時系列が完備していないことから、内江のみを切り出して水位計算を行うことはできない。そこで本研究では、図-1に示す区間の長江を含めて準三次元計算を行うこととした。そのためには、計算の境界条件となる上流端流量と下流端水位が、潮汐波の遡上現象に合致するよう合理的に導出されなければならない。そこで本研究では、一次元不定流計算により、

長江河口からの潮汐波遡上特性を検討することにした。

しかし、不定流計算モデルを組み立てるための情報が極度に不足していた。図-1の区間の地形データについては、鎮江市の水環境整備projectに参加していた第一著者の所属機関が保有していたが、上流および下流の河道地形に関する情報はほとんどなかった。また表-1に示したように、流量と水位に関するデータは断片的であり整合性を欠いている。そこで本研究では、内江の流動を支配する最大の要因である「長江における潮汐波の遡上」を内江付近で経験的に再現できる「仮想的河道」を想定し、少ない観測情報を有効利用し、1次元不定流計算を行う。

この計算に必要な情報としては、① 河道断面形状、② 河床勾配 i 、③ 上流端の流量時系列 $Q(t)$ 、④ 下流端での潮位時系列 $H_o(t)$ 、⑤ 平均水深 h 、⑥ 粗度係数 n であるが、それらを以下のように段階的に求めた。その結果を1次元河道モデルの第一近似値として計算を行い、観測値と比較した後、観測値に近づくようにパラメータの調整を行った。

- ① 河道断面形状に関する情報は、図-1に緑の実線で示すように、内江と江陰で1断面のデータが得られている。そこで、本研究ではこの横断形状を基にして台形型の横断形状を計算で利用した。
- ② 河床勾配 i は内江と長江河口の水位差から、等流を仮定して推定した。また、この際、中国科学院地理研究所が1985年に発行した測量レポート¹⁾のデータを参考にした。

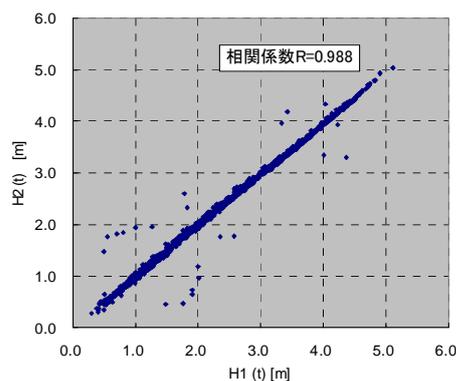


図-2 水位変動の相関

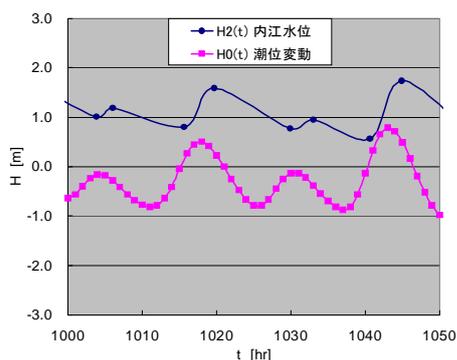


図-3 水位と潮位の変動の時系列

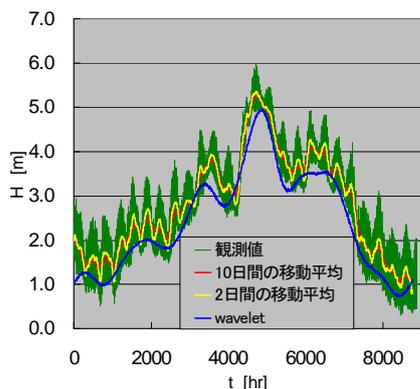


図-4 水位変動の時系列

- ③ 内江から300km上流の大通には流量観測所があり、ここでは月平均の流量値(2001年, 2003年および2004年の各々1年分)のデータがある。そこで、この観測所の月毎の流量データを基にして $H-Q$ 式から1次元不定流計算に利用する流量の時系列データを作成した。しかし、 $H-Q$ 式の作成にあたり、水位 H は大通で観測されていないため、代わりに内江での観測値を利用した。この際、大通から内江までの間で、長江に流入する大河が存在しないことを確認した。また、内江入口では2004年5月~2005年5月までしか水位 $H1(t)$ のデータが観測されていないため(表-1参照), その代わりに内江内部で観測された水位 $H2(t)$ のデータと内江入口の水位 $H1(t)$ の相関関係を確認して、 $H2(t)$ のデータを

$H-Q$ 式作成の上で利用した。さらに、 $H2(t)$ のデータは潮汐変動を含むため、以下で示すように、wavelet解析と移動平均により水位 $H2(t)$ の変動のうち、低周波成分のみを取り出し、 $H-Q$ 式作成の段階で利用した。

- ④ 下流端での潮位変動 $H0(t)$ は2003年の1年分のみ観測されている。他の年の変動は潮汐の調和解析により求めた。この際、2003年の1年分の観測潮位のデータから、調和解析に必要な数十個のパラメータを決定した。
- ⑤ 平均水深 h は以下のように求める。前述のように鎮江市内江は感潮域であり、長江河口の潮位変動が時間差をもって内江に到達する。2003年には河口の潮位変動 $H0(t)$ 、内江内部の水位変動 $H2(t)$ および大通での月平均流量 Q の各々の観測値が得られている。そこで、水面波を個別に追跡することにより、時間差を概算した。これを月ごとに平均し、水面波の波速が長波の波速と長江の流速の和に等しくなるように平均的な水深を求めた。
- ⑥ 粗度係数 n は上記で求めた流量、時間平均的な縦断水位勾配および河幅を利用して、Manning式から推定値を得た。

5. データの作成と解析

(1) 流量の時系列データ $Q(t)$ の作成

a) 内江の入口水位 $H1(t)$ と内部水位 $H2(t)$ の相関

内江の入口水位 $H1(t)$ の観測所は長江に面しているため、この水位変動は長江の流動形式に従うものと考えられるが、内江内部(図-1参照)の水位変動 $H2(t)$ の応答が $H1(t)$ と同様かどうかをここでは確認する。なお、両データの観測時間差は10分程度未満であり、両水位データはほぼ同時刻に観測されているものとする。図-2には両者の相関と相関係数を併示した。なお、水位は黄海基準面(青島)を基準としており、以後もこの基準を用いることにする。これより、内江内部の水位変動 $H2(t)$ はほぼ $H1(t)$ と同様であり、 $H2(t)$ を $H-Q$ 式作成時のデータとして利用できることがわかる。

b) 内江の水位 $H2(t)$ の時系列解析

図-3には2003年の水位変動 $H2(t)$ と潮位変動 $H0(t)$ の時系列の一例を示した。 $H2(t)$ の時間変動を観察すると、時間軸で波形がほぼ対称であった水面変動が上流への伝播時に歪み変形を生じていることがわかる。一般に、感潮域の水位変動は流量と潮位の両者の影響を受けるため、この $H2(t)$ の時系列データをそのまま利用して、 $H-Q$ 式を作成することはできない。そこで、本研究では感潮域を外れた内江からさらに300km上流域の大通で観測された流量 Q と、内江で観測された水位変動 $H2(t)$ の低周波成分との間で $H-Q$ の回帰式を作成することとした。

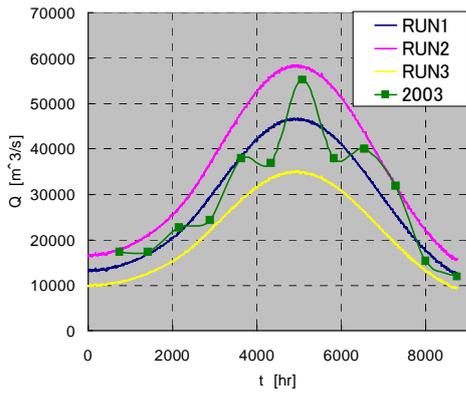


図-5 流量の時系列

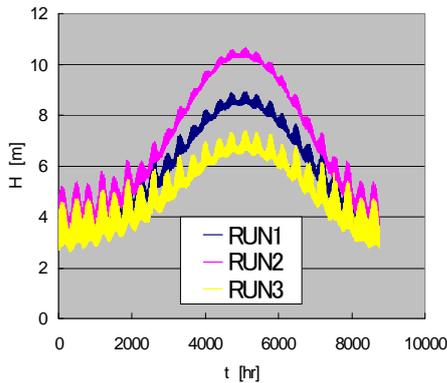


図-6 水位の時系列

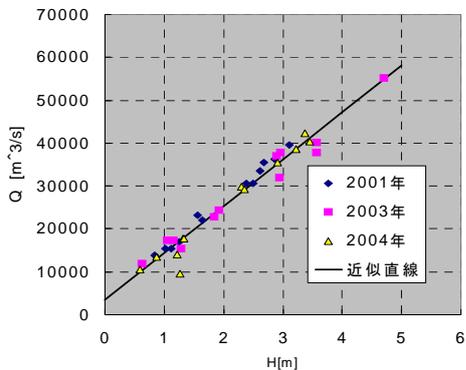


図-7 水位Hと流量Qの相関

本研究では水位変動における潮位と流量の影響を分離するために、i) Wavelet解析による周波数分離、およびii) 移動平均による高周波数変動の除去の2通りの方法を試みた。Wavelet解析はフーリエ解析と異なり、同一周波数帯の変動の時間的な変化を捉えることができる点で優れている。本研究ではwavelet解析に利用した関数として、Daubechieの正規直交マザーウェーブレット²⁾を用いた。図-4には、オリジナルの水位変動 $H_2(t)$ に対して、2日間および10日間の移動平均を施した際の変動 $H_{2_{2days}}(t)$ 、 $H_{2_{10days}}(t)$ と、Wavelet解析により大潮・小潮を含んだ20日周期以下の水位変動を除去した変動成分 $H_{2_{wave}}(t)$ を併示した。これより、Wavelet解析では移動平均に比べて生データの滑らかな変動値を合理的に得ることが出来ると考えられる。

さらに、もう一つの試みとして、移動平均により潮汐波の影響を除去する方法では、3通りの数値実験を行い、それぞれから $H-Q$ 関係を推定してみた。すなわち、図-4に示したグラフから、単純な移動平均の他に、満潮位を結ぶ線と干潮位を結ぶ線の活用も考えられる。ここでの $H-Q$ 関係の検討は、特に干潮位の線は比較の変動が小さいことから、流量の季節変化に対応していることが期待される。そこで、観測潮位を与えた場合に流量の系統的な変化に対して同様の議論が可能なのかを検討するために、3通りの数値実験を行った。この数値実験では仮想的な矩形断面水路における1次元不定流計算を行った。なお、流量 Q を与える断面は潮位 $H_o(t)$ を与える河口から600km上流とし、議論の対象とする水位変動は河口から300km上流の断面とした。図-5にはこの数値実験(Run1~Run3)で利用した流量の時系列と2003年の大通での月平均流量を併示した。図中、流量波形及び流量値の最小値 Q_{min} と最大値 Q_{max} は長江での観測流量の最小値、最大値と同程度の値に設定した。潮位は各Runで同一とし、波形及び値は2003年の観測値をそのまま利用した。図-6には各Runでの水位の計算結果を示した。いずれの場合も、先ほどの予想に合致するように、干潮位のみを結んだ包絡線は滑らかであることがわかる。Wavelet解析と比較して、この方法は特別な知識が必要でなく、誰でも可能であるため本研究では以下の $H-Q$ 式作成時には、このようにして得られた水位 $H_{2_{Low}}(t)$ を利用した。

c) $H-Q$ 式の作成

図-7には上に述べた方法で得られた $H_{2_{Low}}(t)$ を月平均した水位 H_m に対して、各月の平均流量 Q_m との相関を示した。図中には2001年、2003年および2004年の結果を併示した。これから、各年間でデータのばらつき度合いは少なく、ひとつの回帰式でほぼ合理的に $H-Q$ 式を作成できることがわかる。

(2) 潮位の時系列データ $H_o(t)$ の作成 — 調和解析結果

潮汐の調和解析には昔からDarwinの方法、TI法など様々な方法が用いられている。ここでは気象庁などで標準的に実施されている潮汐の天文潮位予測法に倣い、調和定数に60個の分潮を用いた調和解析を行って、潮位の時系列データの作成を行う。本研究では調和解析には次式を用いた³⁾。

$$\eta = \sum_{i=1}^N f_i H_i \cos(V_{oi} + u_i + \omega_i t - k_i) + Z_0 \quad (1)$$

ここで、 N は分潮の個数(本研究では60)、 f_i は太陽の昇交点の黄径によって変化する係数、 H_i は分潮の振幅、 V_{oi} は分潮の引数で時間と共に変化する量で、添字の0はグリニッジ天文台の値を示す。 u_i は分潮の引数で時間に依存する量、 ω_i は分潮の角速度、 t は現地標準時、 k_i は分潮の遅角であり、 Z_0 は基本水準面(黄海基準面)である。

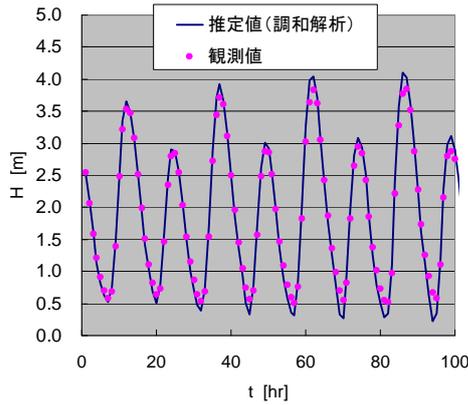


図-8 調和解析結果

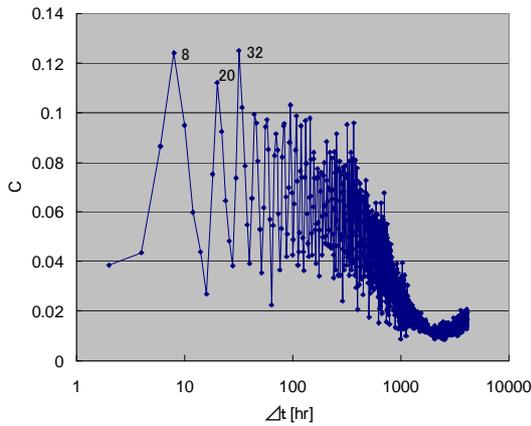


図-9 遅れ時間 Δt [hr] と相互相関係数 C_{HoH2}
(図中、係数は C で表示した。)

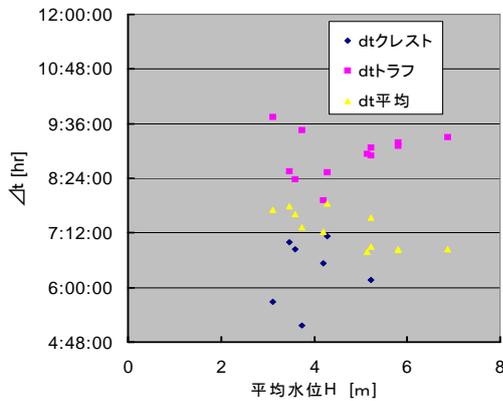


図-10 平均水位 H と遅れ時間 Δt [hr] との関係

本研究では60個の分潮に対するパラメータ（調和定数）の情報が現地データから得られなかったため、2003年に1時間毎に観測された1年分の潮位変動を用いて、調和定数を求めた。本研究ではこれら定数の決定に際して最小自乗法を用い、行列解法にはガウスの消去法を用いた。図-8には2003年の観測結果と調和解析の結果を併示した。これより、観測結果と解析結果を比較すると、潮汐の位相および振幅がほぼ一致する様子がわかる。そこで、本研究ではこの結果で得られた調和定数を用いて、他の年度の潮位変動値を求めることとした。

(3) 河道の平均水深 h の推定

平均水深の決定には次式を用いる。

$$\frac{L}{\Delta t} = C \cong -\frac{Q}{B \cdot h} + \sqrt{gh} \quad (2)$$

ここで、 L ($=300$ [km]) は内江～長江河口の縦断距離、 Δt は水面波の到達時間、 C は水面波の波速、 Q は観測流量、 B は平均的な長江の川幅、 g は重力加速度である。上式では長波の波速を仮定している。

このとき、潮位変動が河口から長江河道を上流方向に遡上していき、内江に到達するのに必要な時間 Δt を求める必要がある。この時間を以下では遅れ時間と呼ぶ。この遅れ時間 Δt が長波の波速の逆数にほぼ比例すると考えると、年間を通じて長江の水深が変化するのに応じて Δt が応答することが予測される。そこで、まず1年間の河口の潮位変動 $H_o(t)$ と内江の水位変動 $H_2(t)$ との間での平均的な Δt を概算し、その後、その値を参考にして各月毎の平均的な Δt を目視により調べることにした。

図-9には2003年の観測潮位 $H_o(t)$ と内江水位 $H_2(t)$ 、両者の変動間での相互相関係数 C_{HoH2} をFFTで解析した結果を示した。遅れ時間 $\Delta t = 8$ [hr] 周辺で相互相関係数 C_{HoH2} は最大値を示すことがわかる。

一方、図-10には2003年の1年間の水面波形に対して、各月毎の平均的な遅れ時間 Δt を目視により読み取った結果を、波のクレスト、トラフおよびそれらの平均値に分けて併示した。この結果より、 Δt は各月の平均水位の逆数に比例して、6時間～9時間程度の値を有することがわかり、先ほどのフーリエ解析の結果を支持するものとなった。そこで、式(1)に各月の Δt を与え、反復計算から各月の平均水深 h を求めた。この結果を図-11に示す。図から、平均水深の平方根は遅れ時間の逆数に比例することがわかる。そのため、時間軸で局所的に考察すると、水面波の到達時間は長波の波速によりほぼ記述できることがわかる。また、式(2)の右辺において第1項と第2項のオーダーを比較すると、第2項は大きく卓越しており、以下では内江の水位変動を支配する量として水深の年間の平均値 ($=15$ [m]) を第一次近似値として利用することとした。なお、この結果は後で示す横断面の測量値(図-12)から得られる平均的な河道の水深とほぼ一致する。

(4) 1次元不定流計算によるデータの作成

本研究で用いた1次元不定流計算の基礎方程式は以下である。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial UQ}{\partial x} = -gA \frac{\partial H}{\partial x} - gA \frac{\tau}{\rho g R} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa \frac{\partial U}{\partial x} A \right) \quad (4)$$

ここで、 A は断面積 [m^2]、 Q は流量 [m^3/s]、 $U=Q/A$ は断面平均流速 [m/s]、 H は水位 [m]、 ρ は水の密度 [kg/m^3]、 τ

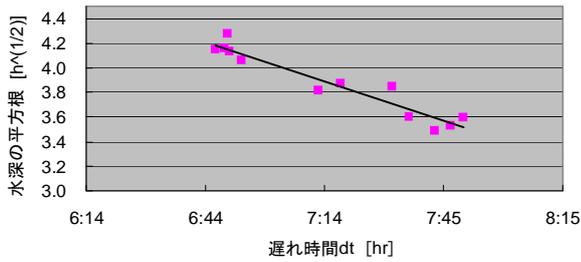


図-11 遅れ時間と水深の平方根

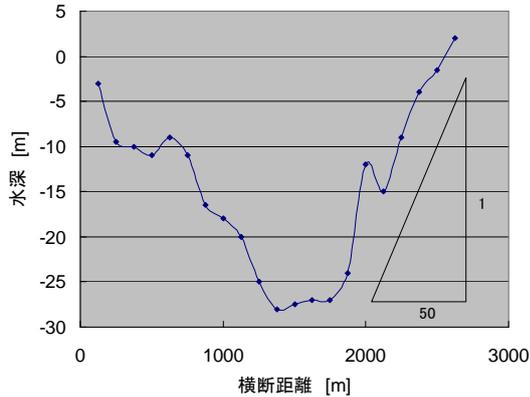


図-12 横断地形 (測量データ)

は河床のせん断応力 $[\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s}^2)]$, g は重力加速度 $[\text{m}/\text{s}^2]$, R は径深, κ は渦粘性係数 $[\text{m}^2/\text{s}]$ である. ここで, 式(4)の右辺第3項はReynolds応力を示し, n はManning式 ($\tau=fU/U$, 摩擦係数 $f=gn^2/h^{1/3}$ であり, n はManning係数) で算定した.

次に, 本計算では単断面一様水路を用いた. 河道のモデルを決めるための情報として, 本研究では鎮江上流および江陰の断面に関する資料が入手できた (図-1参照). 江陰については7年分の断面形状が記述されている. このうち2005年3月について断面形状を目視で読んだところ図-12のようになった. このことから, 計算に用いる横断面形を台形とし, 台形内の横断勾配は図-12より1/50とした. 次に, 1次元河道モデルを作成するために, 内江で観測された水位観測値と仮想河道モデルで計算された水位値を比較して, モデル作成に必要なパラメータ (水深, 河床勾配, 粗度係数, 拡散係数) の調節を行う.

データの比較はまず2003年について行い, パラメータの初期値は前節で求めた推定値を利用した. 図-13には初期値を利用した場合の結果と各パラメータを変更した場合の一例を示す. ここで, 初期値の場合には計算値と観測値の水位の振幅は同程度であるが, 両者の位相がずれていることがわかる. そこで, 各パラメータを系統的に僅かに変化させて, 両者がほぼ合致するように調節を行った. 振幅と位相が全体的にほぼ合致しているため, この結果から河道モデルのパラメータを決定した.

次に2001年と2004年の水位に対して再現計算を行ったところ, 2003年の場合と同じパラメータでも, 図-13と同程度に一致することがわかった. ここでは紙面の制約のために, 2004年についての結果の一部を図-14に示す. 以

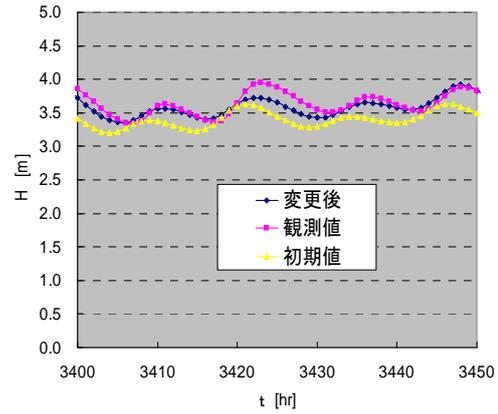


図-13 内江の水位 (2003年の観測値と計算値)

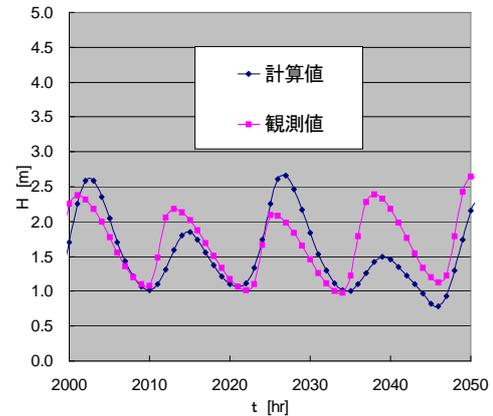


図-14 内江の水位 (2004年の観測値と計算値)

上から, 潮汐波の遡上に伴う内江付近の流量と水位の変動が, 本モデルにより概ね再現できているものと考えられ, 内江の水交換に関する準三次元計算の境界条件の推定に用いることとした.

6. おわりに

本報では中国鎮江市内江における準3次元計算を行なうために, 少ない現地観測データから計算に必要な境界条件の導出を試みた. その結果, 合理的に境界条件を導出することが出来た. 頁の都合により結果は提示できなかったが, 導出した条件を用いて準3次元計算を行った結果, 内江での流動状況が潮汐の影響により大きい変化をすることを確認した.

参考文献

- 1) 中国科学院地理研究所: 長江中下流河道特性及其演变, 1985.
- 2) 榊原進: ウェーブレットビギナーズガイド, 東京電機大学出版局, 1995.
- 3) 水理公式集・例題プログラム集, 例題5-5, 土木学会, 2001.