

洪水追跡を対象とした奥河道のモデル化について

京都大学工学部	正員	岩佐 義朗
京都大学工学部	正員	常松 芳昭
建設省土木研究所	正員	○ 関 正和

1. はじめに

洪水追跡を行なう場合、複雑かつ不規則な奥河道を、本質を失わず、単純な形で把握する必要がある。これには、連続型モデル（河道に沿う各地点で流量や水位を知りたい場合、奥河道に忠実なモデルが必要）と集中型モデル（河道のある数地点でのみその変動を知りたい場合、その地点間の河道は単純な形で把握）の二つが考えられる。前者では、河道の特性パラメーター（粗度係数、水面幅、河床勾配）の奥測値を δx ごとに与え、不定流の計算を行なうわけであるが、この場合、i) 解の安定性が悪い、ii) 実際に死水域が生じているときには、不定流の数学的モデルの前提条件がみたされない、などの問題がある。

本文は、河道を後者、つまり、一様水路をいくつかつないだ連結体としてモデル化することを考え、その手法と適用例について述べたものである。

2. 奥河道の一様水路への変換

奥河道を一様水路によって表現しようとする場合、各水路の特性パラメーターをどのように選ぶかが問題である。これは、一様水路へ変換しようとする現実の河道区間を、その区間への流入流量を入力、流出流量を出力、貯留量を内部変数とした入出力システムと考えれば、これら三つの変数の間の関係から決定されねばならない。そのために、まず、一様水路における貯留方程式を誘導する。洪水流の基礎方程式は、

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$i - (1 - \frac{Q^2}{gH^3}) \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{1}{gH} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{2Q}{gH^3} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\pi Q^2}{g^2 H^{3/2}} \quad (2)$$

ここに、 H : 水深、 Q : 単位幅流量、 $\beta \approx (B/(B+2H))^{3/2}$ 、 H_m : 洪水時の平均水深である。上流端 $x=0$ において、図-1のようなハイ

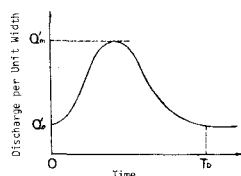


図-1 上流端ハイドログラフ

ドログラフが与えられたとき、高橋は適当な変数変換を用いて(1)、(2)式の無次元表示をしている。それによれば、 $\xi=0$ 点における水深と水面勾配は、入の一次の項まで考慮すれば、次式で表わされる。

$$(h)_{\xi=0} = \left(\frac{f}{F_1}\right)^{3/2} + \left(\frac{6f}{125} - \frac{27f}{250 F_1^{3/2} f^{1/2}}\right) \lambda \quad (3)$$

$$\left(\frac{\partial h}{\partial \xi}\right)_{\xi=0} = -\frac{qf}{25 F_1^{3/2} f^{1/2}} + \left\{ \frac{1}{F_1^{3/2} f^{1/2}} \left(-\frac{162}{3125} f^2 + \frac{81}{625} f f' \right) + \frac{1}{F_1^{3/2} f^{1/2}} \left(\frac{36}{3125} f^2 - \frac{36}{625} f f' \right) \right\} \lambda \quad (4)$$

さて、ここで一様水路における洪水時の水面形は上・下流端における水深と水面勾配の条件、 $H_{x=0}$ 、 $(\partial H/\partial x)_{x=0}$ 、 $H_{x=L}$ 、 $(\partial H/\partial x)_{x=L}$ 、をみたす三次曲線で表わせると仮定する。この

とき、上流端から下流端までの区間貯留量は

$$S = \int_0^L B \cdot H(x) dx$$

$$= \frac{B \cdot L}{2} (H_{x=0} + H_{x=L}) + \frac{B \cdot L^2}{12} \left\{ \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)_{x=0} - \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)_{x=L} \right\} \quad (5)$$

で表わされる。したがって、(3)、(4)式をもとの次元になおし、(5)式に代入すれば、

$$S = \alpha \left(I^{3/2} + Q^{3/2} \right) + \beta \left(\frac{I}{I^{1/2}} + \frac{Q}{Q^{1/2}} \right) + \gamma (I + Q) - \frac{3}{25} \alpha^2 \left(\frac{I}{I^{1/2}} - \frac{Q}{Q^{1/2}} \right) + \frac{4}{25} \alpha \beta \left(\frac{I^2}{I^{1/2}} - \frac{Q^2}{Q^{1/2}} \right)$$

$$- \frac{2}{5} \alpha \beta \left(\frac{I}{I^{1/2}} - \frac{Q}{Q^{1/2}} \right) + \frac{2}{25} \alpha \gamma \left(\frac{I^2}{I^{1/2}} - \frac{Q^2}{Q^{1/2}} \right) - \frac{2}{5} \alpha \gamma \left(\frac{I}{I^{1/2}} - \frac{Q}{Q^{1/2}} \right) \quad (6)$$

となる。ここに、 I ：上流端からの流入流量、 Q ：下流端からの流出流量、 $\alpha = PLB^{3/2}/2$ 、 $\beta = -27P^3LB^{3/2}/500i$ 、 $\gamma = 3L/125gi$ 、 $p = \pi^{1/2}/i^{1/2}p^{1/2}$ 、 L ：河道区間長、 B ：水路幅である。これが一様水路における貯留方程式である。この各項を比較してみると、第一項がずばぬけて大きい(図-2)。したがって、

$$S \approx \alpha (I^{3/2} + Q^{3/2}) \approx KQ + Kx(I - Q) \quad (7)$$

ここに、 $K \approx 2\alpha/Q^{1/2}$ 、 $x = 0.5$ と近似化でき、Muskingum法の物理的意義が明らかになる。また、第3、7、8の各項は非常に小さいので、以下の議論においては無視する。

さて、奥河道の一様水路への変換は、まず河道区間両端における洪水時のハイドログラフ I 、 Q から、時刻 $t=t_1, \dots, t_n$ のそれぞれについて、(6)式の括弧内と、 $S(\frac{dS}{dt} = I - Q)$ を計算し、ついで最小二乗法により α 、 β を求め、これより等価な水路幅 B および粗度係数 n を決定して行なわれる。

3. 奥河道への適用

木津川の加茂～飯岡区間について以上の議論を適用した。

図-3は、この区間を一様水路に変換したときの特性パラメーターの値を洪水規模との関係で表示したものである。対象区間の平均水面幅は約340m、平均粗度係数は0.026であるから、等価な一様水路の幅は小さく、粗度係数は大きく評価されていることがわかる。図-4は等価一様水路における洪水流の計算結果の一例であるが、奥河道の貯留効果による洪水の減衰をよく表わしている。

4. 連結部の処理

各一様水路間の連結部を、上・下両水路の特性パラメーターが線形変化する漸変部として取り扱えば、数値計算に便利である。

1) Takahashi, T.; On the Flood Waves in a Prismatic Open Channel, Bull.

D.P.R.I., Kyoto Univ., Vol.19, 1970

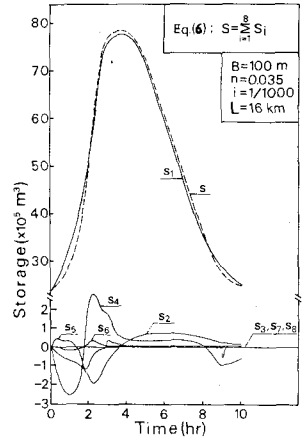


図-2 (6)式の各項の比較

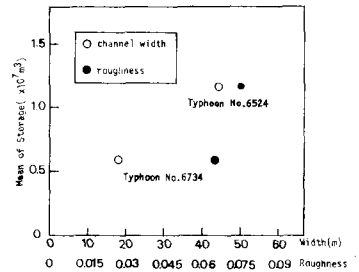


図-3 等価一様水路のパラメーター

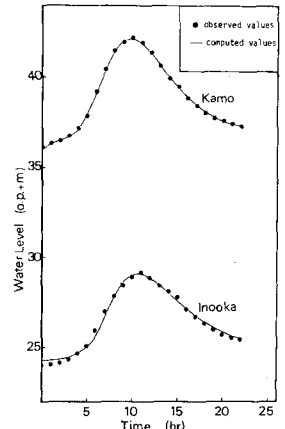


図-4 実測値と計算値の比較