

河川合流部を含む本・支川の流量ハイドログラフ, 貯留量の評価

—利根川・渡良瀬川の平成 13 年 9 月洪水を例として—

EVALUATION OF HYDROGRAPH OF FLOOD DISCHARGE AND FLOOD WATER STORAGE IN THE MAIN RIVER AND TRIBUTARY

- IN THE CASE OF THE TONE RIVER AND THE WATARASE RIVER -

福岡捷二¹・永井慎也²・佐藤宏明³

Shoji FUKUOKA, Shinya NAGAI and Hiroaki SATO

¹フェロー 工博 Ph.D 中央大学研究開発機構 教授 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

²学生会員 広島大学大学院 工学研究科 社会環境システム専攻 博士課程前期 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山 1-4-1)

³国土交通省関東地方整備局 利根川上流河川事務所所長 (〒349-1198 埼玉県北葛飾郡栗橋町北 2-19-1)

Rivers possess the function of storage and peak discharge attenuation of flood water. Author's recent studies have deepened basic understanding of these important characteristics of the flood flow. At the river confluence, downstream boundary conditions of a tributary change with time. The water flowing from the upstream and going against a stream is stored in the tributary.

Furthermore, at the river confluence, a water level changes with time and a reverse water surface slope occurs under the time change in the downstream boundary conditions. It is difficult to estimate accurate flow rate of the tributary in such hydraulic conditions. This study aims to estimate by new method discharge hydrograph and storage rate in the neighbourhood of the confluence of the Tone River and the Watarase River.

Key Words : *flood flow, water surface profile, river confluence, boundary condition,
flood discharge hydrograph, flood storage volume*

1. 序論

流量が時間的に変化する洪水流は、その流下過程において河道の平面形や横断面形によって貯留が生じ、ピーク流量の逓減などハイドログラフの変形が生じることが古くより知られている¹⁾。これまで、福岡ら²⁾は、河川において洪水流の流量ハイドログラフの変形とピーク流量の逓減を見積もることは重要な意義を持ち、貯留量を定量的に評価し、河川計画に役立てる方法について検討する必要があるとの立場で、一連の実験的検討によってこの貯留現象についての基本的な理解を得ている。さらに、江戸川と円山川において水位ハイドログラフと洪水流量ハイドログラフが細密に計測されているデータを用いて、水面形の時間変化を重視した二次元不定流解析を行うことで、流量ハイドログラフと河道内貯留量を高精度で見

積もっている。さらに、実用的な視点からどのような縦断間隔で水位ハイドログラフを計測すべきかについて検討し、3km~4km 間隔でも十分な精度のハイドログラフが得られることを明らかにした³⁾。

一般に行われている一次元不定流解析は、洪水流の非定常性に伴う貯留の影響を取り込むことは可能であるが、二次元的な挙動を十分捉えきれていない。つまり、河道の不規則な縦・横断形状の変化に起因する洪水流量ハイドログラフや貯留量を高い精度で評価することは難しい。そのため、平面が複雑な流路における洪水流の流量ハイドログラフと貯留量の変化を表すためには少なくとも二次元不定流解析が必要となる。

さらに、時間的に下流端境界条件が変化する 2 つの河川の合流部では、合流点水位が影響する支川域で流れが滞留し、支川上流から伝播してきた流れと本川から支川

に遡ってきた流れが重なり合い、全体として大きな河道内貯留となる。このような合流部では下流端境界条件の影響により支川水位が逆勾配になるなど、時間的に変動するため、支川の流量ハイドログラフを時空間的に高精度で見積もることは難しいとされてきた。そこで本研究では、2つの河川の合流域での洪水水位ハイドログラフが時空間的に細密に測定されている利根川と渡良瀬川の合流部に対し、水面形の時間変化を再現するように二次元不定流解析を行うことで、下流端境界条件が時間的に変化による本・支川合流部における流量ハイドログラフを高精度で見積もることを目的に検討する。

2. 解析方法

解析における流速、水位等は、一般座標物理成分表示形における以下の運動方程式(1) (2) 及び連続式(3)から求める。計算方法は渡邊・福岡らの方法⁴⁾と同様である。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \tilde{U}}{\partial t} h + \tilde{U} h \left\{ \frac{\partial \tilde{U}}{\partial \xi} - \tilde{J} (\tilde{V} - \tilde{U} \cos \theta^{n\xi}) \frac{\partial \theta^{\xi}}{\partial \xi} \right\} \\ & + \tilde{V} h \left\{ \frac{\partial \tilde{U}}{\partial \eta} - \tilde{J} (\tilde{V} - \tilde{U} \cos \theta^{n\eta}) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \eta} \right\} \\ & = -gh \left\{ \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \cos \theta^{n\xi} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right\} - \tau_{z\xi} \\ & + \frac{1}{J} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{Jh}{d\xi} \tilde{\tau}_{\xi\xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{Jh}{d\eta} \tilde{\tau}_{\xi\eta} \right) \right] \\ & - \tilde{J} h \left(-\tilde{\tau}_{\xi\xi} \cos \theta^{n\xi} + \tilde{\tau}_{\xi\eta} \right) \frac{\partial \theta^{\xi}}{\partial \xi} \\ & - \tilde{J} h \left(-\tilde{\tau}_{\xi\eta} \cos \theta^{n\eta} + \tilde{\tau}_{\eta\eta} \right) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \eta} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \tilde{V}}{\partial t} h + \tilde{U} h \left\{ \frac{\partial \tilde{V}}{\partial \xi} + \tilde{J} (\tilde{U} - \tilde{V} \cos \theta^{n\xi}) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \xi} \right\} \\ & + \tilde{V} h \left\{ \frac{\partial \tilde{V}}{\partial \eta} + \tilde{J} (\tilde{U} - \tilde{V} \cos \theta^{n\eta}) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \eta} \right\} \\ & = -gh \left\{ \cos \theta^{n\xi} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right\} - \tau_{z\eta} \\ & + \frac{1}{J} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{Jh}{d\xi} \tilde{\tau}_{\eta\xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{Jh}{d\eta} \tilde{\tau}_{\eta\eta} \right) \right] \\ & - \tilde{J} \left(-\tilde{\tau}_{\xi\xi} + \tilde{\tau}_{\xi\eta} \cos \theta^{n\xi} \right) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \xi} \\ & - \tilde{J} \left(-\tilde{\tau}_{\xi\eta} + \tilde{\tau}_{\eta\eta} \cos \theta^{n\eta} \right) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \eta} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & J \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{J\tilde{U}h}{d\xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{J\tilde{V}h}{d\eta} \right) = 0 \\ & \frac{\partial}{\partial \xi} = \frac{\partial}{d\xi \partial \xi} \\ & \frac{\partial}{\partial \eta} = \frac{\partial}{d\eta \partial \eta} \end{aligned} \quad (3)$$

$$(\tau_{z\eta}, \tau_{z\xi}) = \left(\frac{gn^2}{h^{1/3}} + \frac{gh_a}{K^2} \right) \sqrt{u^2 + v^2} (\tilde{U}, \tilde{V}) \quad (4)$$

$$h_a = \min(h, h_{tree})$$

$$u^2 + v^2 = \tilde{J}^2 (\tilde{U}^2 - 2\tilde{U}\tilde{V} \cos \theta^{n\xi} + \tilde{V}^2)$$

ここに、 (ξ, η) : 一般曲線座標系, $(d\xi, d\eta)$: 反変距離, \sim : 物理成分, (\tilde{U}, \tilde{V}) : 反変流速物理成分, h : 水深, $J = x_\xi y_\eta - x_\eta y_\xi = 1/(\xi_\eta \eta_\xi - \xi_\xi \eta_\eta)$: ヤコビアン, $(\theta^\xi, \theta^\eta)$: 反変座標系の x 軸となす角度, $\theta^{n\xi}$: 反変座標系の交差角, $\sqrt{u^2 + v^2}$: 絶対流速を示す。せん断応力項 $\tau_{z\xi}, \tau_{z\eta}$ は、底面せん断応力と樹木群による流体抵抗を表しており、マンニングの粗度係数 n と樹木群透過係数 K 、樹木高 h_{tree} を用い式(4)で与えられる。移流項の離散化は風上差分とし、氾濫フロント部分を含むため一次精度で表している。全体の解析手順をフローチャートにして図-1に示す。

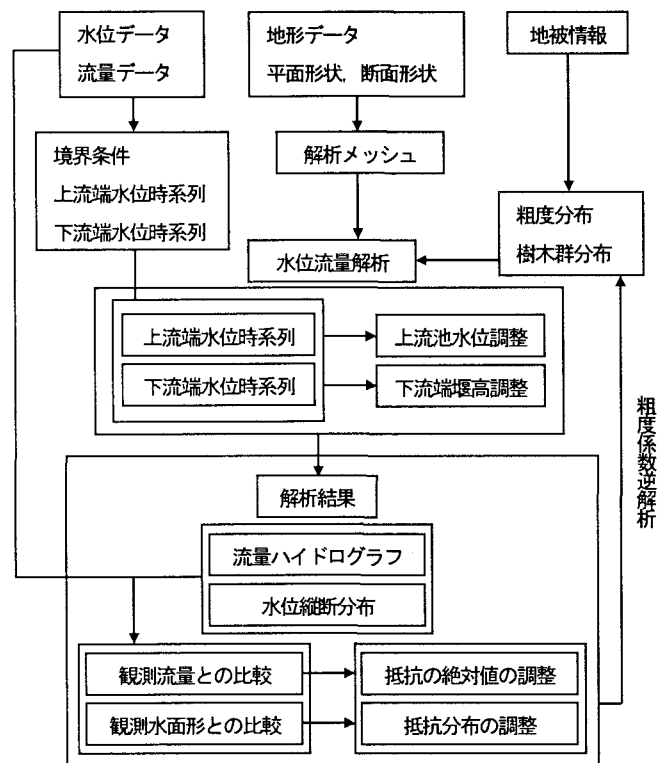


図-1 解析フローチャート

従来行われてきた一般的な非定常解析では、観測流量が正しいものとして上流端で観測流量を、下流端で水位を与え、水位、流量の時間変化を計算する⁵⁾。しかし、流量観測値と多点で同時に測られる水位観測から求まる縦断面水面形では、一般に流量観測の誤差が大きいと考えられる。ここでは、水面形の精度の方が流量観測精度よりも十分高いものとし、これまで福岡ら⁴⁾が行ってきた同様の方法で、得られた流量と水面形の時間変化が観測結果と全体的に一致するよう粗度係数分布を逆解析し、推定された粗度係数分布によって流量ハイドログラフを求めらる。

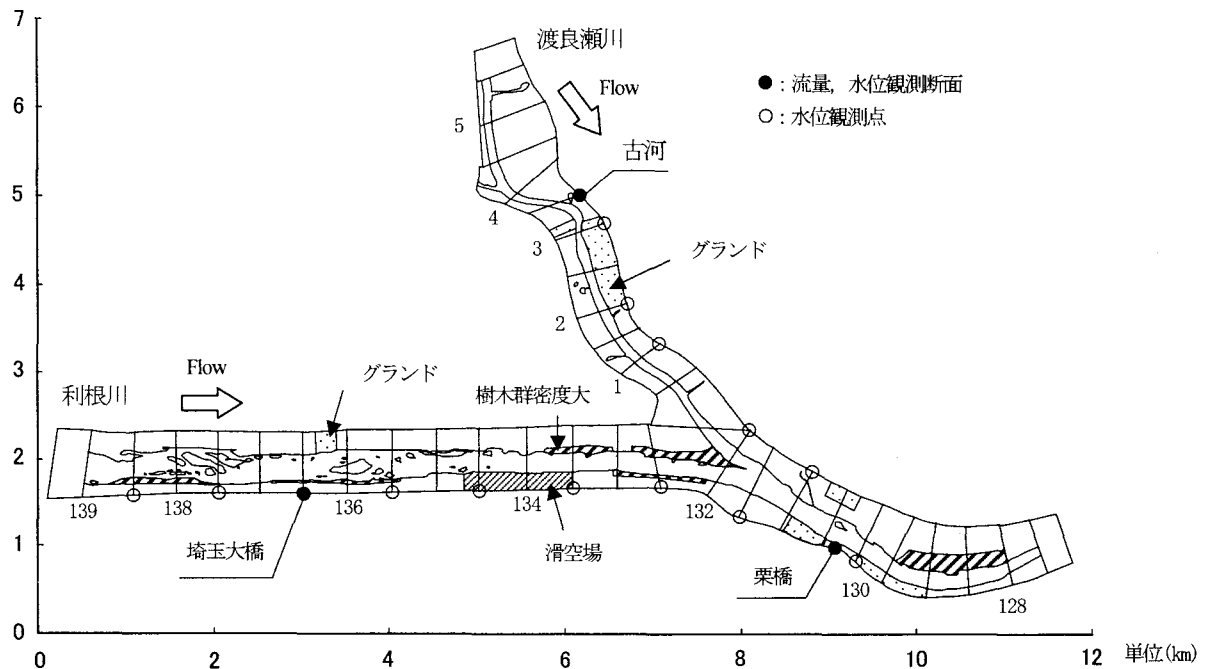


図-2 利根川・渡良瀬川対象区間平面形状及び河道状況

表-1 利根川・渡良瀬川粗度係数及び樹木群透過係数

利根川

場所	粗度係数
低水路全区間	0.029
高水敷グラウンド	0.034
128.0~129.0右岸	0.039
左岸	0.048
129.0~130.0右岸	0.042
左岸	0.052
130.0~131.0右岸	0.042
左岸	0.045
131.0~132.0右岸	0.048
左岸	0.046
132.0~133.5右岸	0.048
左岸	0.048
133.5~135.5右岸	0.038
左岸	0.040
135.5~136.5右岸	0.040
左岸	0.036
136.5~139.0右岸	0.040
左岸	0.038

利根川

場所	樹木群透過係数 (m/s)
128.0~129.0右岸	42.0
129.0~131.5右岸	48.0
131.5~133.5右岸	52.0
133.5~135.0右岸	50.0
135.0~139.0右岸	52.0
128.0~129.5左岸	33.5
129.5~130.5左岸	42.0
130.5~132.0左岸	38.0
132.0~134.0左岸	48.0
134.0~136.0左岸	46.0
136.0~137.0左岸	48.0
137.0~139.0左岸	44.0

渡良瀬川

場所	粗度係数
低水路全区間	0.029
高水敷グラウンド	0.034
0.0~2.0右岸	0.042
左岸	0.040
2.0~3.0右岸	0.038
左岸	0.036
3.0~4.0右岸	0.039
左岸	0.038
4.0~5.0右岸	0.038
左岸	0.036

渡良瀬川

場所	樹木群透過係数 (m/s)
0.0~2.0右岸	48.0
2.0~3.0右岸	52.0
3.0~4.0右岸	49.5
4.0~5.0右岸	53.0
0.0~2.0左岸	46.0
2.0~3.0左岸	54.0
3.0~5.0左岸	44.0

3. 利根川・渡良瀬川における解析条件

図-2 に利根川・渡良瀬川合流部解析区間の平面形状及び地味状況を示す。この区間の高水敷は主に草原等であり、疎に樹木が生えている。利根川 128.0km~129.5km 付近と、高水敷際において特に樹木が密生している。また、高水敷は所々グラウンドとしても利用されており、利根川 130.0km より下流の左岸側、渡良瀬川 3.5km~5.0km の左岸側はゴルフ場として利用されている。図中の○でプロットした箇所が水位測定点を示し、埼玉大橋・栗橋・古河の3断面で流量が測定されている。

解析に用いる低水路及び高水敷の粗度係数及び樹木群透過係数は試行錯誤で検討し、最終的に表-1 で与えられる。解析格子は、利根川は縦断方向に 372 分割、渡良瀬川は縦断方向に 180 分割、横断方向にはそれぞれ 20 分割されている。

出水は 2001 年 9 月 10 日から数日間にあわっている(図-3)。流量は上流端(古河、埼玉大橋)と下流端(栗橋)の3箇所です。9月10日20時~12日20時の48時間に約2時間毎に観測が行われている。水位は利根川では 130.0km~138.5km 区間で 1km 毎に右岸で、渡良瀬川では 0.0km~3.5km 区間で 1km 毎に左岸でそれぞれ約1時間毎に観測されている。なお、解析では、解析対象区間を渡良瀬川上

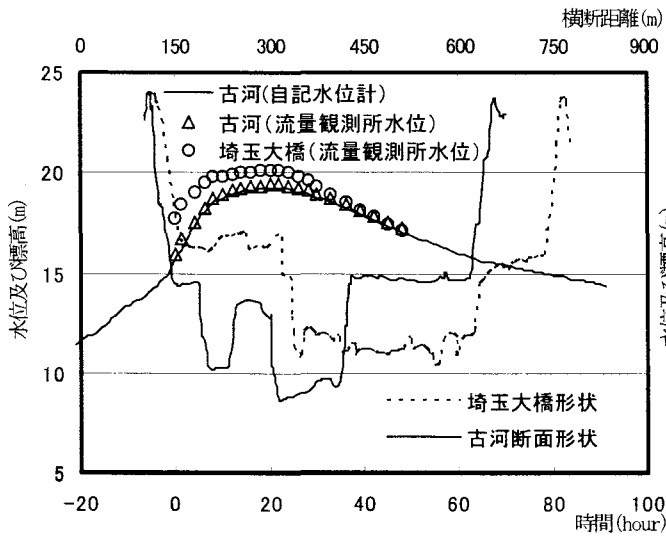


図-3(a) 観測水位の比較及び流量観測地点横断形状

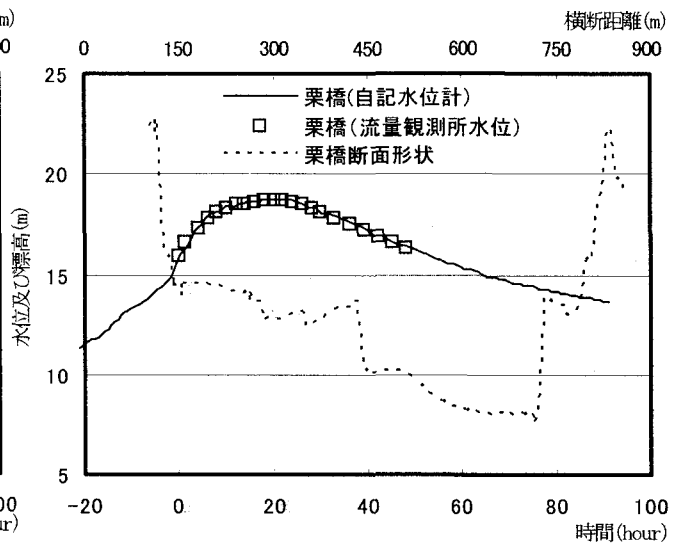


図-3(b) 観測水位の比較及び流量観測地点横断形状

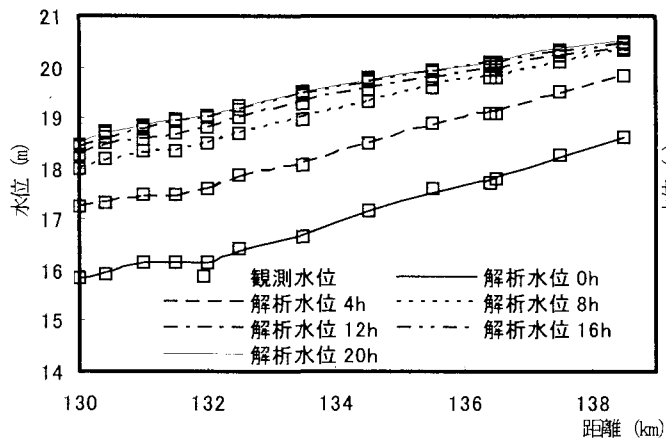


図-4(a) 観測水位と解析水位 (水位上昇期) (利根川)

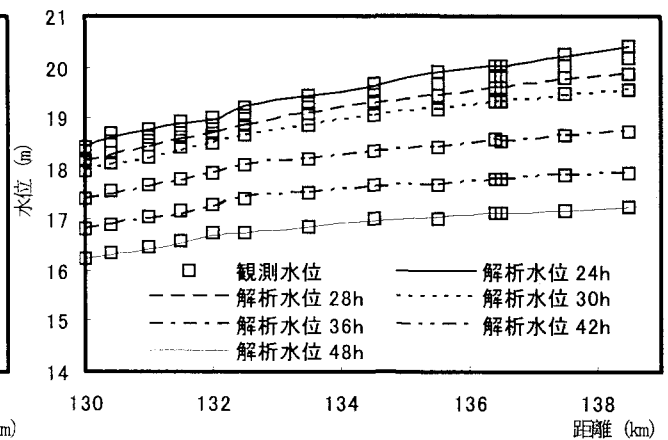


図-4(b) 観測水位と解析水位 (水位下降期) (利根川)

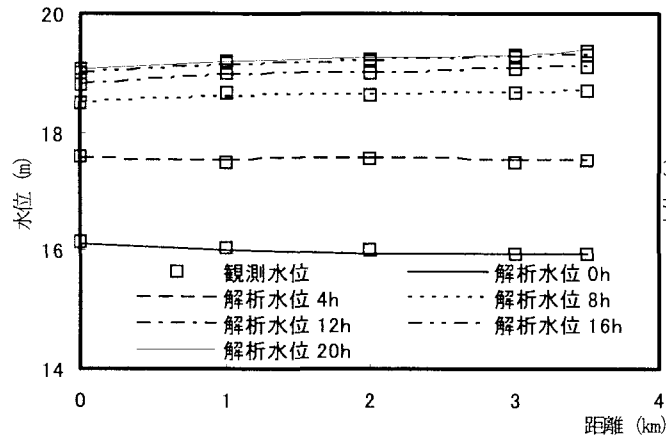


図-5(a) 観測水位と解析水位 (水位上昇期) (渡良瀬川)

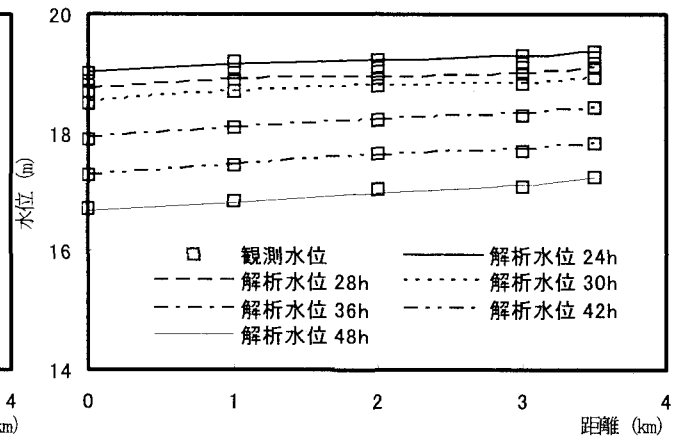


図-5(b) 観測水位と解析水位 (水位下降期) (渡良瀬川)

流，利根川下流の流量観測所地点よりもそれぞれ上下流に長くとり，計算精度を高めている。

解析は9月10日20時～12日20時までの計48時間を対象とした。ここでは観測開始時刻である9月10日20時を解析における基準時刻にとっている。

図-3(a)に上流端(埼玉大橋，古河)，図-3(b)に下流端(栗橋)における自記水位計観測水位，流量観測水位，及び横断面形状を示す。古河と栗橋における流量観測所水位と自記水位計は一致しているため，自記水位計デー

タをそれぞれ上流端，下流端境界条件として与えた。埼玉大橋では自記水位計が設置されていないが，古河と栗橋の自記水位計と流量観測水位が一致していたことから観測誤差は小さいと考え，流量観測水位を利根川の上流端境界条件(水位)として与えた。集中観測開始時刻である10日20時では，栗橋地点における水位は15.5mであり，既に高水敷上に1m程度冠水している。観測区間の高水敷も同様に冠水状態にある。

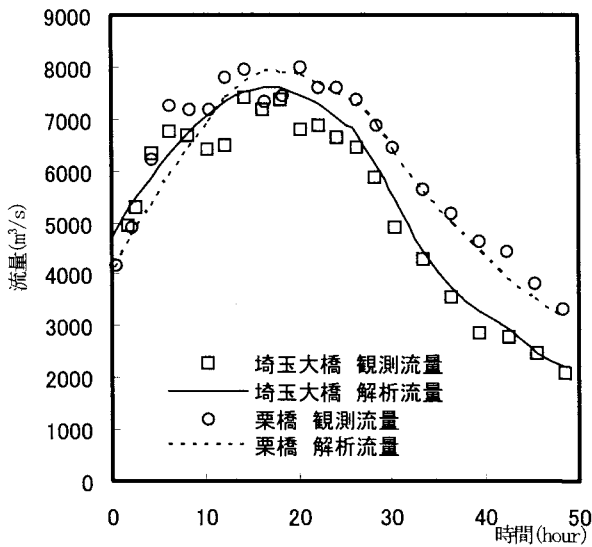


図-6 利根川における観測流量と解析流量

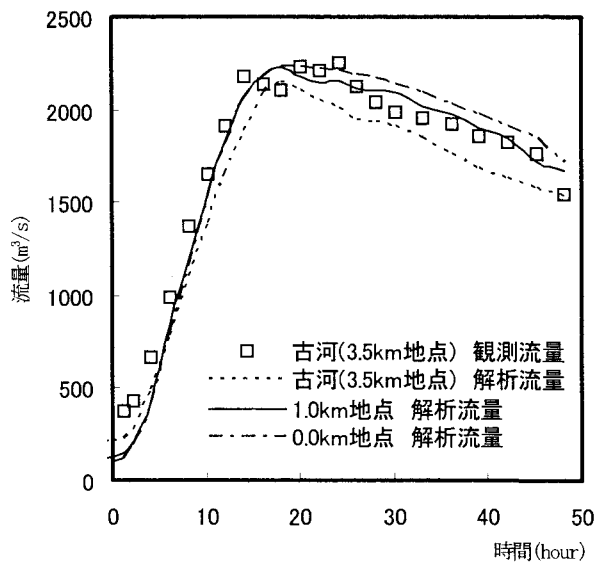


図-7 渡良瀬川における観測流量と解析流量

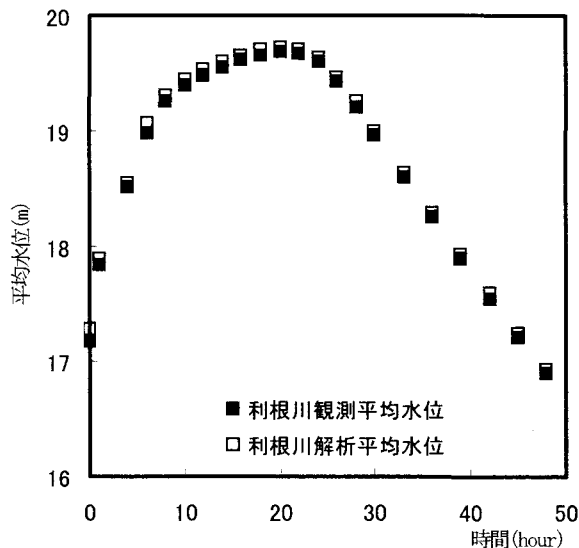


図-8 解析対象全区間の区間平均水位の時間変化

4. 解析結果と考察

(1) 縦断水位の分布

図-4(a), (b)に利根川, 図-5(a), (b)に渡良瀬川の観測水位と解析水位の縦断分布の時間変化を示す. 図-4(a), 5(a)は水位上昇期, 図-4(b), 5(b)は水位下降期である.

利根川対象区間の解析結果は観測結果とほぼ一致している. 図-4(a)の水位上昇初期では, 132.0km付近で水位がほぼ一定となっているが, 132.0km付近は渡良瀬川との合流点であり, 渡良瀬川からの流出が影響していると考えられる.

渡良瀬川対象区間も, 解析結果は観測結果とほぼ一致している. 渡良瀬川は利根川の水位変化の影響を受けて水面形が変化するが, 図-5(a)より水位上昇期の逆勾配からゆるやかな順勾配への変化を再現できている. また, 図-4, 5より, 利根川132.0km地点, 渡良瀬川0.0km地点の合流点での水位を比較すると, ほぼ一致しており合流点で接続も良いことがわかる.

(2) 流量ハイドログラフの比較

図-6に利根川の上流端流量観測地点(埼玉大橋)および下流端流量観測地点(栗橋)における観測流量と解析流量を示す. 流量ハイドログラフは水位上昇期を除いてよく一致している. 水位上昇期の浮子を用いた流量観測値は, 下降期に比して精度が悪いことはこれまでの江戸川, 円山川でも明らかにされており⁴⁾, 利根川でも同様なことはいえる. これは, 洪水流の上昇期には, 高水敷上の樹木や草本類が浮子の流下の抵抗となって流下速度が一様でなくなり, このため流量精度が悪くなるが, ピーク流量付近及びピークを過ぎ下降期になると, 樹木等が倒伏したり変形水没したりすることによって, 浮子の流下は一様となる傾向にあり, このため流量観測精度が向上する. したがって, 洪水上昇期のピーク付近から下降期の実測流量を重視し, これを再現するように流量ハイドログラフを解析時に求めている⁴⁾.

図-7に渡良瀬川の3.5km地点(上流端流量観測地点)の観測流量と解析流量および0.0km地点(下流端)及び1.0km地点における解析流量を示す. 渡良瀬川は水位上昇期において, 利根川の影響を強く受け水面形が逆勾配になっているにもかかわらず, 順流が生じていることがわかる. これは水面勾配に流速が起因する運動エネルギー勾配を加えたエネルギー勾配が順勾配であることを意味している. 0hr付近では0.0km地点の流量は小さく, 流れがほぼ滞留している. このため, 利根川の影響により, ピークから水位下降期での流量の低減率は小さく, 洪水継続時間が長くなっていることがわかる.

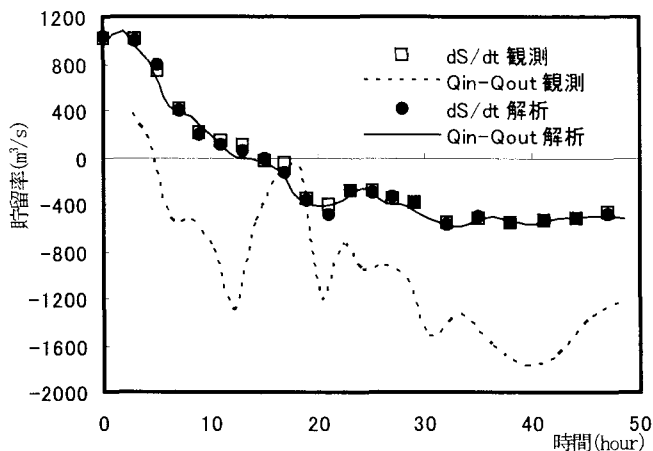


図-9 利根川観測区間貯留率の時間変化

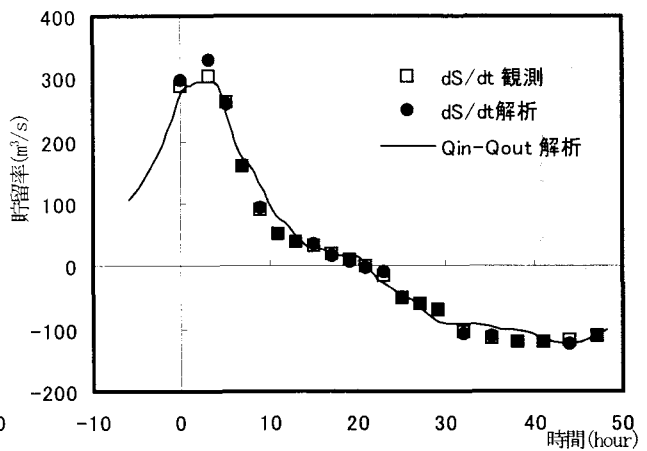


図-10 渡良瀬川観測区間貯留率の時間変化

(3) 貯留量の比較

利根川区間 (130.0~138.5km) における貯留量について示す。まず、区間における観測水位、解析水位をそれぞれ区間平均して区間平均水位とみなし、これを図-8に示す。データは2時間ごとに整理してある。図-8の水位変化量に区間内の水表面積をかけると各時間の貯留量 S が得られ、これを時間微分すると単位時間当たりの貯留量 (dS/dt) が得られる。図-8の平均水位より、解析結果は観測区間内における貯留現象を再現できている。図-8から得られる区間内における2時間ごとの平均貯留率の時間変化を、観測値および解析値における上流部流量と下流部流量の差とともに図-9に示す。図-9より、観測水面形及び解析水面形から求められる貯留率 (dS/dt) と流量差 ($Q_{in}-Q_{out}$) から求められる貯留率はほぼ等しくなっている。観測流量差 ($Q_{in}-Q_{out}$) から求められる貯留率は、観測流量に誤差を伴うため、両者の差が含む誤差は大きく、水面形から求められる貯留率 (dS/dt) と大きくずれている。これより、ピーク流量の過減量を正確に把握するためには、上・下流端の流量観測値から求めるよりは、水面形の時間変化を追跡する方法から求めるほうが精度は高い。また、渡良瀬川の合流部分を含む利根川 8.5km の河道区間において dS/dt の解析値はピーク時には約 $1030\text{m}^3/\text{s}$ あり、同時刻にこの区間に流入する流量の約20%を貯留していたことになる。

図-7の $Q_{in}-Q_{out}$ から求められる渡良瀬川の貯留率と観測水面形及び解析水面形から求められる貯留率を図-10に示す。図-10より、観測水面形及び解析水面形から求められる dS/dt と、解析で得られる $Q_{in}-Q_{out}$ から求められる貯留率はほぼ等しく、水面形が逆勾配となる河川の合流部においても貯留現象を適切に再現できている。また、渡良瀬川 3.5km の河道区間において dS/dt の解析値はピーク時には約 $330\text{m}^3/\text{s}$ あり、同時刻にこの区間に流入する流量のおよそ51%に相当する量が貯留している。

平成13年9月洪水は、このような貯留特性を示したが、利根川・渡良瀬川で起こったほかの洪水についても同様に検討する必要がある。

5. 結論

本研究では、利根川と渡良瀬川の合流点を対象として、現地データを用いた解析を行い、流量ハイドログラフと河道内貯留量を高精度で求めた。

得られた主要な結論を以下に述べる。

- 1) 水面形が逆勾配となる河川の合流部において、細密な水面形観測により、観測水面形を満たすように非定常二次元流解析を行うことで、流量ハイドログラフを高精度に推定することができる。また、流量ハイドログラフが求まることにより河道内における貯留量の変化を見積もることができる。さらに、今回の洪水では渡良瀬川の水面形は渡良瀬川の洪水流量が大きかったため上昇期に水面勾配は逆勾配となるが、流れは順流となっている。
- 2) 直線区間でかつ渡良瀬川を合流する利根川区間では、貯留量のピークは同時刻の流入流量に対して20%程度の大きさであった。一方、利根川の影響を受ける渡良瀬川は貯留量が大きくなることが明らかとなった。

参考文献

- 1) 野満隆治：新河川学，地人書館，1964。
- 2) 福岡捷二，渡邊明英，關浩太郎，栗栖大輔，時岡利和：河道における洪水流の貯留機能とその評価：土木学会論文集 No. 740/II-64, pp. 31-44, 2003。
- 3) 福岡捷二，渡邊明英，永井慎也：河道内貯留量推算のための水位観測法と粗度係数に与える流れの非定常性の影響，河川技術論文集，第10巻，pp. 71-76, 2004。
- 4) 福岡捷二，渡邊明英，原俊彦，秋山正人：水面形の時間変化と非定常二次元解析を用いた洪水流量ハイドログラフと貯留量の高精度推算，土木学会論文集 No. 761/II-67, pp. 45-56, 2004。
- 5) 建設省河川局監修：改訂新版 建設省河川河防技術基準（案）同解説，日本河川協会編，1997。

(2004.9.30 受付)