

河川上流域における本川・支川流量ハイドロ グラフの合理的推定法

ESTIMATION OF DISCHARGE HYDROGRAPHS OF MAIN AND TRIBUTARY STREAMS IN UPPER RIVER BASIN

内田龍彦¹・福岡捷二²・工藤美紀男³

Tatsuhiko UCHIDA, Shoji FUKUOKA and Mikio KUDO

¹正会員 工(博) 中央大学研究開発機構准教授(〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

²フェロー会員 Ph.D 工博 中央大学研究開発機構准教授(同上)

³正会員 国土交通省関東地方整備局京浜河川事務所調査課長
(〒230-0051 神奈川県横浜市鶴見区鶴見中央2-18-1)

It is difficult to clarify runoff characteristics in upper river basin, because of insufficiency of river and flood data. This paper proposed a method for estimating total discharge hydrograph and its composition ratios of flood water from main and tributary streams in upper river basin, by reasonably-use of observed water level hydrographs in the main stream. First, we develop an automatic water level control method of a tributary boundary condition to adjust computed water level to observed one at distant point from the junction. The method is used and validated in the computation of the flood flow in Asa River in August 2009. And a flood water tracing method is proposed to estimate discharge hydrograph composition ratios of main and tributary streams. We present the generation mechanism of discharge hydrographs of the Asa River flood by the method.

Key Words : Upper river basin, observed water level, discharge hydrograph composition ratio, tributary boundary condition, flood water tracing

1. 序論

河川上流域は、一般に急勾配であるため、流速と河床変動が大きく、護岸崩落、堤防決壊などの大きな災害が生じやすい。今後予想されている、強度・頻度ともに増加する局所的な集中豪雨によって大規模な洪水が発生しやすくなる¹⁾。近年、上流域において局所集中豪雨による被害が頻発しており、洪水流の流出・流下特性の把握の重要性が高くなっている。しかし、このような箇所では、河道データがほとんどない支川の流入が多いこと、洪水到達時間及び洪水継続時間が短く、流量等の観測が困難であることなど、河道・洪水データの不足により現象の解明が困難となっている。

一方で、近年では多くの主要河川において、水位時系列データが取得できるようになってきている。福岡らは、水位時系列データと非常常平面二次元解析法を用いた洪水流量ハイドログラフの推定法を提案した²⁾。この手法では、計測精度の高い水位時系列データに着目し、上流端・下流端境界条件に観測水位が用いられる点に特徴が

ある。点計測される水位を直接数値解析の境界条件とすることはできないため、境界条件とする水位観測点の上下流に、実際の河道データを用いて計算区間を延長し、解析上の上下流端の水理条件を水位観測点と一致するように定めていく手法が用いられている²⁾。この手法は河川の横流入出量の境界条件としても応用でき、既に、支川からの合流量³⁾、派川への分流量⁴⁾、遊水地への流入量⁵⁾、破堤氾濫流量ハイドログラフ⁶⁾等が実用的な精度で推定できることが明らかとされている。支川のデータが十分でない河川上流域においても、主要な河川においては本川の水位観測は行われていることから、河川上流域の洪水流出特性の検討のために、この推定法の応用が期待される。

上述の水位観測点で解析値を観測値に一致させるように解析上の境界条件を定める方法については、これまであまり詳しく検討されてこなかったように思われる。これは、対象とした河川では水位観測点が十分あり、解析上の境界条件の位置と境界条件とする水位観測点の距離が近いことと、水位ハイドログラフの波形が緩やかなため、解析上の境界条件を定める方法があまり大きな問題

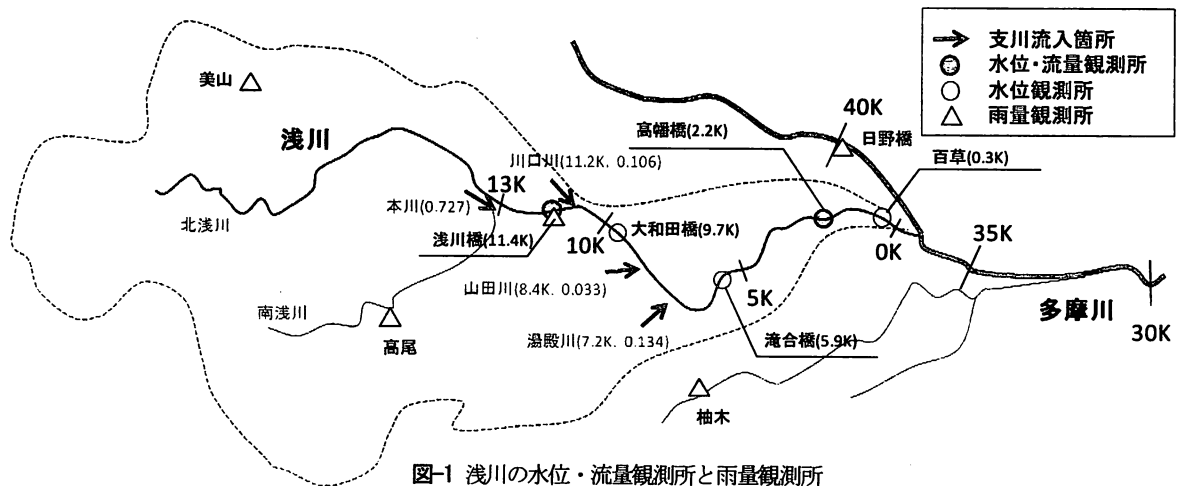


図-1 浅川の水・流量観測所と雨量観測所

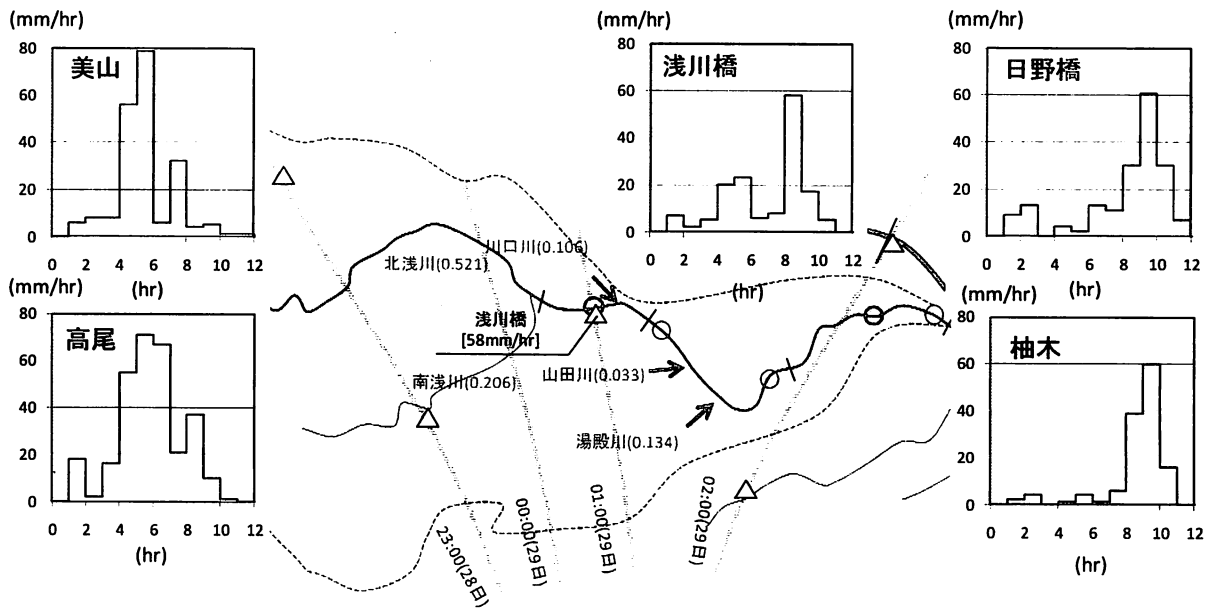


図-2 H20.8浅川洪水時の降雨強度とピーク時間雨量発生時刻

とならなかったためと考えられる。しかし、河川上流部においては、本川と複数の支川から流入する先鋭な波形の水位ハイドログラフを取り扱う必要がある。さらに、観測点数が十分でなく、支川合流点から水位観測点までの距離が離れていることが多い。例えば、図-1に示す本研究で対象とする浅川の場合では、山田川(8.4K)の流入の影響を受ける本川の水位観測点は、最も近いものでも滝合橋(5.9K)である。この区間では、縦断距離が2.5kmもある上、湯殿川(7.2K)が合流している。このため、河川上流域で本川水位データを用いて流量ハイドログラフを推定するためには、流入箇所から離れた観測点を利用して支川流入量を定める方法を検討する必要がある。

本研究では、平成20年8月の浅川洪水において、洪水流の流出・流下特性を明らかにすることを目的とし、本川水位データを用いた本川・支川流量ハイドログラフの合理的推定法を構築する。また、流量ハイドログラフに与える本川・支川からの流入洪水の影響を明らかにするために、各上流端境界からの流入洪水の追跡法を提案し、

それぞれの流入水のハイドログラフが本川流下に伴ってどのように変形し、流量ハイドログラフを構成するのかを検討する。最後に、本手法の応用について考察する。

2. 解析方法

(1) 解析対象(H20.8浅川洪水)と境界条件

平成20年8月28日から29日にかけて、浅川流域を中心に激しい降雨となり、氾濫危険水位を超えるなど大きな出水となったH20.8浅川洪水^{7,8)}を対象とする。図-1に浅川の水・流量観測所、雨量観測所、支川を示す。支川名には、流入箇所と流域面積構成比⁹⁾を付記している。解析対象は、浅川の直轄管理全区間(0~13K)である。この区間において、百草(0.3K)、高幡橋(2.2K)、滝合橋(5.9K)、大和田橋(9.7K)、浅川橋(11.4K)の計5か所で水位が計測されている。今回の出水では、浅川橋(11.4K)と高幡橋(2.2K)の流量観測所で流量観測は行われていないため、本研究ではH-Q流量換算値を用いる。支川合流

は、滝合橋(5.9K)～大和田橋(9.7K)の区間で湯殿川(7.2K)と山田川(8.4K)が、大和田橋(9.7K)～浅川橋(11.4K)の区間で川口川(11.2K)が合流している。3つの支川の流域面積構成比の合計は0.273であり、支川流入の影響は小さくないことが分かる。なお、直轄管理区間より上流では、北浅川と南浅川が合流するが、本研究では直轄区間上流端への流入を本川流入と呼ぶことにする。図-2にH20.8浅川洪水時の時間雨量とピーク時間雨量発生時刻を示す。時間は、28日18:00を0としている。数時間の間に強い降雨が集中しているおり、雨量の発生時刻は浅川本川の上流から下流方向に移動している。このような降雨特性によって、図-4、6に示すような波形の立ち上がりの時間の短い先鋭な水位・流量ハイドログラフが発生した。

本研究では、本川の上下流端境界条件をそれぞれ浅川橋(11.4K)、百草(0.3K)とし、大和田橋(9.7K)を川口川(11.2K)、滝合橋(5.9K)を山田川(8.4K)と湯殿川(7.2K)の流入量に関する境界条件とする。支川流入境界条件は以下の方法で与える。

(2) 支川流入境界条件の設定方法

前述のように、支川流入を有する河川上流部において本川水位データから本川・支川流量ハイドログラフを推定するためには、流入箇所から離れた観測点を利用して、非定常性の大きい支川からの流入量を定める方法を検討する必要がある。具体的には、支川の流入箇所と対応する水位観測点の距離が離れているため、支川流入境界における水理量の変化が水位観測点までに伝達する時間が大きくなる。さらに、本川・支川の水位・流量ハイドログラフが先鋭なために、この伝達時間における本川・支川の水位変化が無視できないため、水位観測点において解析値が実測値を追随するように支川流入境界を調整することが困難となる。本研究では、この問題を解決するために、支川流入箇所の直下流に仮想的な水位観測点を設けて、支川流入境界を調整する。この方法は観測点の近くに仮想的な基準点を設けて効率的に測量精度を上げる仮想基準点方式のRTK-GPS測量¹⁰⁾と同様の発想である。以下に、本研究の支川流入境界条件の設定方法を述べる。

図-3に距離が離れた観測点の水位データを用いた支川流入境界の与え方を示す。支川流入箇所の直下流に仮想的な水位観測所を設けるため、支川流入境界と仮想観測点の間の伝達時間は無視できる。本研究では、支川流入境界と仮想上流端境界の微小水位変化が線形関係にあるとし、式(1)を用いて、支川流入境界の水位変化量を計算する。

$$\delta H_s(t) = \delta H_v(t) / \beta \quad (1)$$

ここに、 $\delta H_s(t)$: t 時刻の支川流入境界の水位変化量、 δH_v : t 時刻の仮想観測点の解析水位の誤差、 β : 支川流入境界の水位変化に対する仮想上流端境界の水位変化の

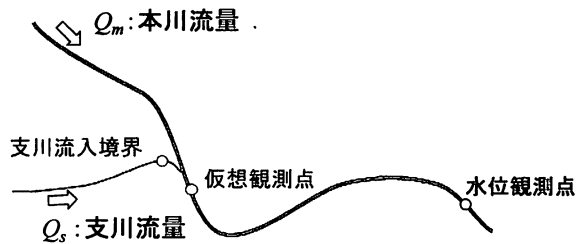


図-3 距離が離れた観測点の水位データを用いた支川流入境界の与え方

比に関する係数である。

仮想観測点の水位誤差 δH_v は、境界条件とする水位観測点で解析値と観測値を一致させるために必要な水位変化量である。式(1)の場合と異なり、水位観測点と仮想観測点の距離が離れているため、この区間の水位の伝達時間 t_0 を考慮に入れる必要がある。

$$\delta H_v(t) = \delta H(t + t_0) / \alpha \quad (2)$$

ここに、 α : 仮想観測所の水位変化に対する水位観測点の水位変化の比に関する係数、 $\delta H(t + t_0)$: $t + t_0$ 時刻の水位観測点における解析水位の誤差、 t_0 : 仮想観測点の水位変化が水位観測点に伝達する時間である。式(2)を計算するためには、水位観測点における t_0 時間後の解析水位 $H_{pre}(t + t_0)$ が必要となる。 $H_{pre}(t + t_0)$ は、 t 時刻の仮想観測点の水位変化速度 $H_v'(t)$ を用いて、式(3)で表わす。

$$H_{pre}(t + t_0) = H_{cal}(t) + \alpha_0 \cdot H_v'(t) \quad (3)$$

本研究では支川流入境界における水位振動の発生を防ぐために、式(1)～(3)の諸量には適当な時間の平均値を用い、支川流入境界における水位変化量を計算している。また、この平均化時間や式(1)～(3)の係数は、水位観測点での観測水位、計算水位及び式(3)の予測解析水位が一致するように定める。上流端、下流端においては、支川流入境界が本川にあるとすれば良く、支川流入境界と同様に取り扱う。伝達時間 t_0 は上流端境界、支川流入境界では、Kleitz-Seddon式、下流端境界では一定値を与えている。

(3) 流れの解析法と境界からの流入洪水の追跡法

洪水流の解析には、一般座標系の非定常平面二次元解析モデルを用いる。本研究では、本川、支川からの流入洪水ハイドログラフが本川流下に伴ってどのように変形し、流量ハイドログラフを構成するのかを明らかにするために、各上流端境界からの流入洪水を追跡する。各上流端境界からの流入水は鉛直方向には瞬時に拡散するとすれば、境界 p からの流入水量 h_p は、式(4)の連続式で計算できる。

$$\frac{\partial h_p}{\partial t} + \frac{\partial u h_p}{\partial x} + \frac{\partial v h_p}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

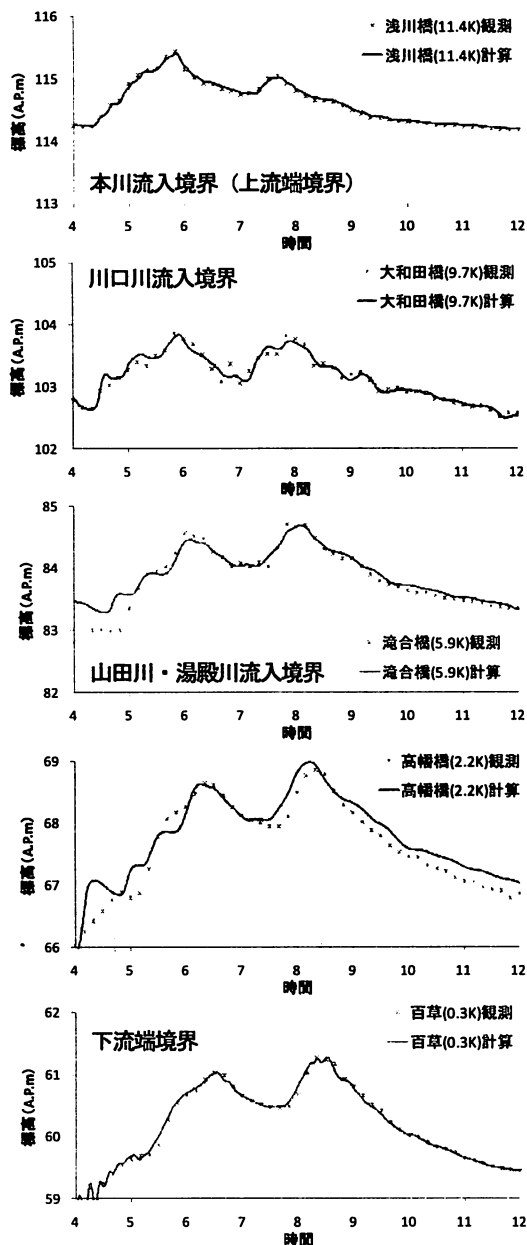


図-4 水位観測断面における水位ハイドログラフの比較

ここに、 $u, v : x, y$ 方向の水深平均流速である。境界条件として流入箇所では $h_p = h$ (h : 水深)を与え、水深平均流速に洪水解析モデルによる計算結果を用いて、式(4)を計算する。なお、計算においては式(4)は一般座標系に変換されて解かれる。これにより、各境界からの流入水の挙動と、各点における各境界からの流入水の構成比、及び各断面における流量ハイドログラフに占める支川流入量の割合等の計算が可能となる。

(4) 計算メッシュデータ

河床形状データは洪水前の測量データ(H20.02測量)を用いる。浅川では、各測量断面の河床形状が異なるため、航空写真を参考にしながら、河床形状データを作成し、計算格子を作成している。底面粗度係数は、水面形と観

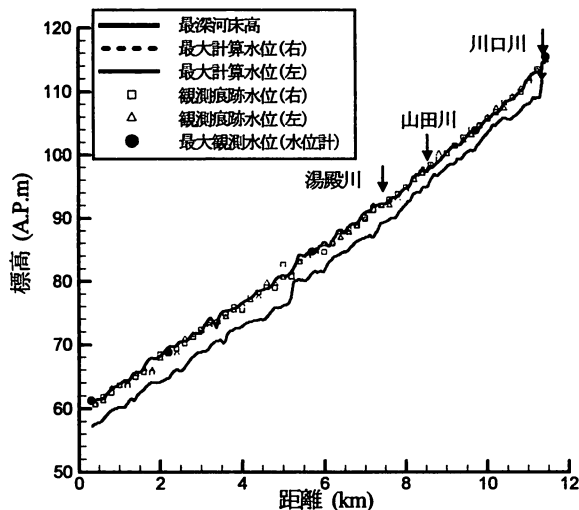


図-5 痕跡水位の比較

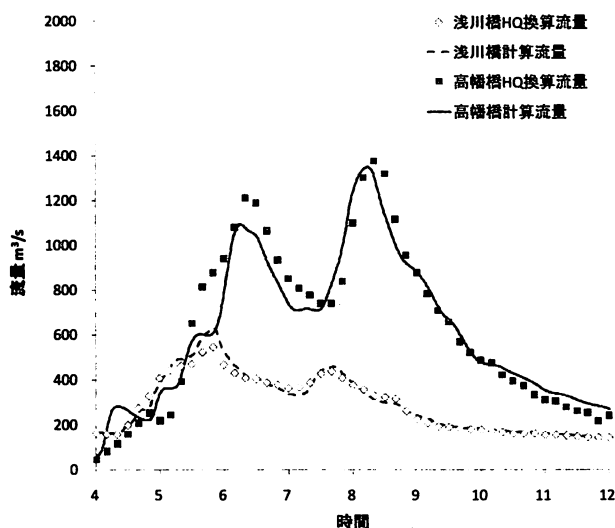


図-6 流量ハイドログラフの比較

測流量ハイドログラフを全体的に再現できるように、高水敷と低水路でそれぞれ0.035, 0.020を与える。

3. 解析結果と考察

(1) 洪水解析結果

図-4に水位観測点における観測水位と解析水位の比較を示す。解析時間は28日18:00を0としている。浅川橋(11.4K)、大和田橋(9.7K)、滝合橋(5.9K)の観測水位は、それぞれ本川、川口川、山田川・湯殿川の流入境界条件として用いている。滝合橋(5.9K)の4~5時間では解析水位が観測水位よりも大きくなっている。これは、山田川・湯殿川から流入量しないとしても、その上流の境界条件である大和田橋の水位に合わせて計算される流量が多いためである。このように、本解析では、解析データ等の不具合によって境界条件の水位の整合性が良くない場合、上流側の水位観測結果の方が優先される。しかし、それ以外では、境界条件となる水位観測値は概ね再現さ

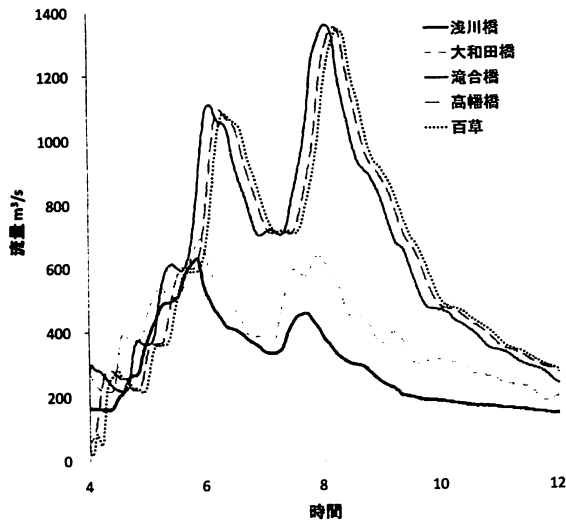


図-7 解析区間における流量ハイドログラフの変形

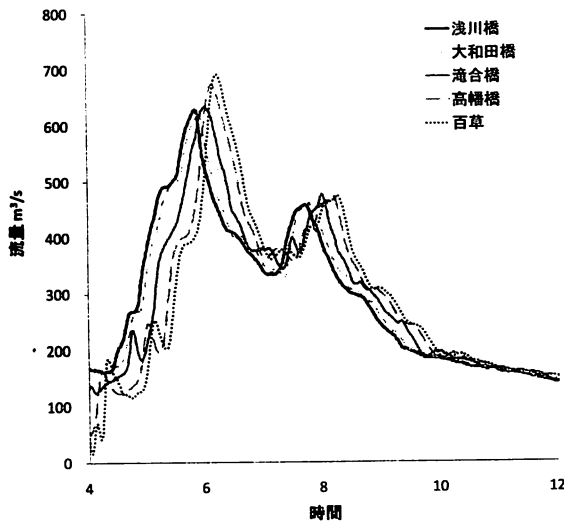
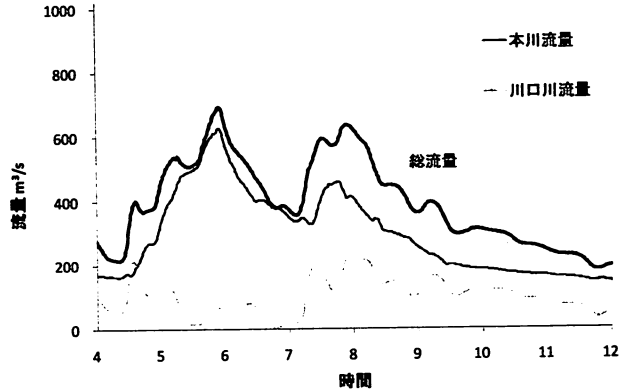


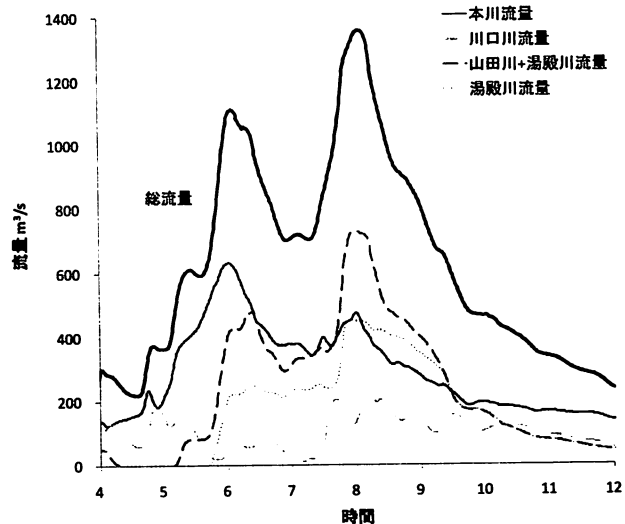
図-8 支川流入を有する区間における本川流入水の流量ハイドログラフの変形

れており、本川、川口川、山田川・湯殿川の流入境界条件が適切に与えられていることが確認できる。高幡橋(2.2K)では第2ピーク以降、解析結果は観測水位よりも高くなっている。本出水では河床形状が大きく変形したことが報告されており⁸⁾、これを考慮していないためと考えられる。図-5は痕跡水位との比較である。解析による最大計算水位は痕跡水位と概ね一致している。図-6は流量ハイドログラフの比較である。観測結果はH-Q換算値である。水位の境界条件となっている浅川橋では全体的に解析結果とH-Q換算流量はよく一致しているが、第1ピークは解析結果の方が大きくなっている。高幡橋では浅川橋よりも解析結果とH-Q換算流量の差が大きいが、全体的にはH-Q換算流量のハイドログラフの波形を説明できている。

以上のように、本解析法により、河道データのない支川流入を有する河道上流部において、本川水位データを



(a) 大和田橋(9.7K)



(b) 滝合橋(5.9K)

図-9 流量ハイドログラフにおける本川・支川流入洪水の構成比

を用いて本川流量ハイドログラフが合理的に推定される。ただし、本解析結果による流量推定値は、河床形状の変化⁸⁾を考慮に入れていないことと、今回の出水では洪水流量観測が行われていないため、流量の絶対値に関しては評価することが困難である。しかし、本川水位観測値を用いて推定された流量ハイドログラフの波形についてはある程度信頼できると考えられるため、解析結果を用いて、平成20年8月の浅川洪水において、洪水流の流下特性を検討する。

(2) 流量ハイドログラフの変形特性と構成比

図-7に解析区間における流量ハイドログラフの変形特性を示す。浅川橋から、滝合橋までは支川流入によって流下に伴って流量が増加しており、本出水では支川流入の影響が強かったことが分かる。一方、支川流入のない滝合橋から百草までは流下に伴って流量ハイドログラフの波形が減衰し、ピーク流量が逡減している。本解析結果では、この区間(5.6K)において、第1ピークは2.8%、第2ピークは0.8%逡減している。第1ピークの流量逡減が大きくなったのは、図-7から分かるように、滝合橋の第

1ピーク付近で流量ハイドログラフが先鋭となっており、これが減衰したためである。図-8は、式(4)を用いて本川の流入水を追跡し、流下に伴う本川流入水の流量ハイドログラフの変形を計算したものである。図-7に示した支川流入のない区間の総流量ハイドログラフの場合と比較すると、本川流入水の流量ハイドログラフの波形は支川流入水の影響を受けて大きく変形することが分かる。図-9は大和田橋(9.7K)と滝合橋(5.9K)における流量ハイドログラフに占める各支川流入水の割合を示している。なお、本解析においては山田川、湯殿川の流入量を個別に解いているが、対応する境界条件は同一のため、それぞれの分担比はあまり意味を持たない。このため、図-9には山田川と湯殿川の流入水を合わせて表示し、参考のために湯殿川の流入水を示している。大和田橋(9.7K)の第1ピークはほとんどが本川からの流入水で構成されている。一方、第2ピークは本川からの流入水ではあまり大きくないが、川口川からの流入によって発達している。滝合橋(5.9K)では、第1ピーク、第2ピークともに支川の影響を強く受けていることが分かる。特に、第2ピークについては、本川、川口川及び山田川・湯殿川からの流入によるハイドログラフのピークがほぼ一致したために、大きなピーク流量となったことが分かる。これは前述したように、ピーク雨量の発生が上流から下流方向に移動した降雨特性による。河川上流域においては、集中豪雨によって発生する流量ハイドログラフの波形が先鋭となるため、本川、支川からの流量ハイドログラフの波形の重なり方によって、ピーク流量が大きく異なるため、雨量の時空間的分布が特に重要となる。本解析法によって、任意の断面の流量ハイドログラフにおける本川・支川流入の構成比を明らかにできる。

(3) 本手法の応用

本手法は、解析対象区間の上流端、もしくは下流端付近に水位観測点が無い場合でも、解析対象区間にある観測水位を境界条件として用いることが出来るため、上流端洪水観測データの取得が困難である河川上流部等の洪水の流下特性の検討に有効である。推定された流量ハイドログラフは、本研究で議論したように洪水流の流下特性を明らかにするのみでなく、例えば流出解析の基礎データにも成り得る。前述のように、先鋭なハイドログラフを発生させる河川上流部においては、雨量の時空間的分布が重要となる。支川の流量ハイドログラフの観測は困難であることから、本川水位データから合理的に推定された支川流量ハイドログラフは分布型定数系の流出モデル¹¹⁾の構築等に有効と考えられる。

4. 結論

本論文では、流量ハイドログラフが先鋭で支川からの

合流を複数有する平成20年8月の浅川洪水を対象として、本川水位データを用いて流量ハイドログラフを合理的に推定し、洪水の流下特性を検討した。以下に、主要な結論を示す。

- 1) 流入箇所と水位観測点までの距離が離れている場合にも適用できる支川流入境界条件の与え方を提案した。本手法を用いて支川合流による本川の水位変化を適切に評価でき、本川・支川の流量ハイドログラフを合理的に推定できる。
- 2) 各断面における流量ハイドログラフに占める本川・支川流入量の割合を検討するために、各境界からの流入洪水の追跡法を提案した。本手法により、平成20年8月の浅川洪水のピーク流量の発生は、本川、川口川及び山田川・湯殿川からの流入水の流量ハイドログラフのピークがほぼ一致したことを明らかにした。

参考文献

- 1) 社会資本整備審議会：水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について、国土交通省，2008。
- 2) 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，第761号/II-67，pp.45-56，2004。
- 3) 福岡捷二，永井慎也，佐藤宏明：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—，水工学論文集，第49巻(1)，pp.625-630，2005。
- 4) 福岡捷二，渡邊明英，田端幸輔，風間 聡，牛脇 宏：利根川・江戸川分派点を含む区間における流量ハイドログラフと相度係数・樹木群透過係数の評価，水工学論文集，第50巻，pp.1165-1171，2006。
- 5) 福岡捷二，昆 敏之，岡村誠司：鶴見川多目的遊水地の洪水調節効果の評価—河道の水面形の時間変化を考慮した非定常二次元解析法の適用—，土木学会論文集，pp. 238-248，2007。
- 6) 福岡捷二，山崎憲人，黒田勇一，井内拓馬，渡邊明英：急流河川の河床変動機構と破堤による氾濫流量算定法の調査研究，河川技術論文集，第12巻，pp.89-94，2006。
- 7) 国土交通省関東地方整備局京浜河川事務所：平成20年8月末豪雨に伴う出水，出水概要—多摩川・鶴見川・相模川，2008。
- 8) 松本将能，工藤美紀男，福岡捷二：平成20年8月浅川洪水(多摩川水系)による土丹河床の大規模洗掘と河道管理方策，河川技術論文集，第15巻，2009。
- 9) 新多摩川誌編集委員会：新多摩川誌，山海堂，2001。
- 10) 佐田達典：GPS測量技術，オーム社，2003。
- 11) 池淵周一，椎葉充晴，宝馨，立川康人：水文学，朝倉書店，2006。

(2009. 4. 9受付)