

河道構造の異なる江の川と北上川山間狭隘区間 における洪水流の伝播機構

PROPAGATION MECHANISM OF FLOOD FLOWS THOUGHT GORGE SECTION OF THE GO RIVER AND KITAKAMI RIVER

竹村 吉晴¹・福岡 捷二²・若公 崇敏³・大賀 祥一⁴

Yoshiharu TAKEMURA, Shoji FUKUOKA, Takatoshi WAKO and Yoshikazu OHGA

¹学生会員 中央大学理工学研究科 土木工学専攻 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

²フェロー会員 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)

³正会員 国土交通省東北河川整備局岩手河川国道事務所 (〒020-0066 岩手県盛岡市上田4丁目2-2)

⁴正会員 国土交通省中国地方整備局三次河川国道事務所 (〒728-0011 広島県三次市日市西6-2-1)

There are a lot of river with long gorge sections in Japan. Because considering the balance of upstream and downstream reaches is the base of the flood control management, river improvement in gorge sections is a fundamental issue. So, it is important to understand the flood propagation mechanism in gorge sections. But because of the lack of the observed data in gorge sections, enough studies have not been conducted.

In this study, we show the mechanism of flood propagation and the effect of the channel form on flood propagation in the gorge section of the Go River and Kitakami River from observed data and using the unsteady 2-D flow analysis.

Key Words : *flood flow, gorge, channel form, discharge hydrograph, flood propagation speed, river improvement,*

1. 序論

我が国の多くの河川は、長い山間狭隘区間を有している。洪水流が山間狭隘区間の上流区間でどのように波形を変形させ、長い山間狭隘区間をどのように流下するかを明らかにすることは、山間狭隘区間を有する河川の治水を考える上で重要なことである。

山田、高橋ら^{1,2)}は、山間狭隘区間上流での貯留量増大や支川流入の影響により、山間狭隘区間の上下流では洪水波形が不連続的に変化することを実測データから示している。玉井ら³⁾は、実験及び非定常次元解析による現地河川のシミュレーション結果から、山間狭隘区間が洪水波形の変形に及ぼす影響を検討している。しかし、観測データが少ないことから山間狭隘区間における洪水流の伝播機構は未だ十分な理解がされていない。

著者らは、山間狭隘区間上流で変形した洪水流が山間狭隘区間をどのように伝播していくのかについて、江の川と北上川を対象にそれぞれ検討を行ってきた^{4,5)}。しか

し、単一河川からの検討では、山間狭隘区間の河道構造が洪水流の伝播に及ぼす影響を理解する上で不十分であることから、河道構造の異なる河川での比較検討が必要である。また、江の川⁴⁾での検討は、実測水位のみから行っており、その結果については、数値解析を合わせたより定量的な議論をしていく必要がある。本研究では、江の川と北上川山間狭隘区間における近年の主要洪水時における実測データから、山間狭隘区間での洪水波形の変形を調べ、数値解析からその程度及び原因について考察する。さらに、江の川と北上川山間狭隘区間における洪水伝播速度について数値解析の結果から検討を行っている。

2. 江の川・北上川山間狭隘区間と対象洪水概要

図-1、図-2は、江の川と北上川山間狭隘区間の航空写真と観測所位置、低水路平均川幅と最大水面幅の縦断分布を示している。最大水面幅は対象区間における主要洪

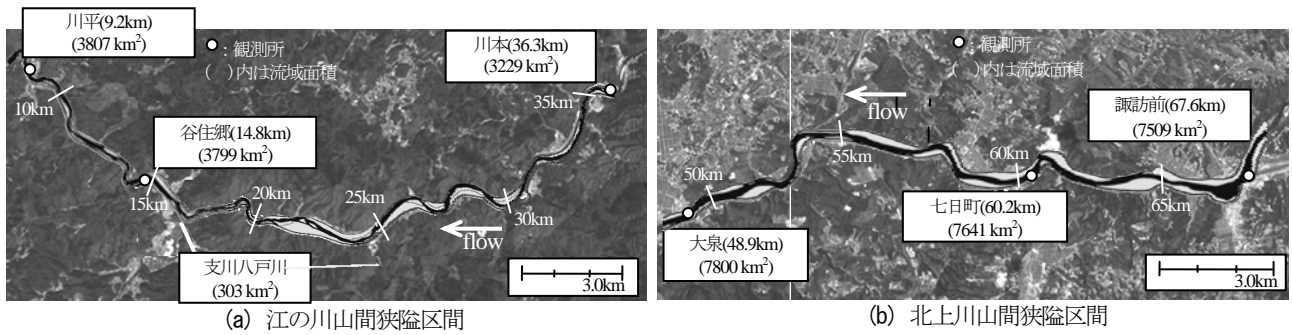


図-1 江の川と北上川山間狭隘区間の航空写真と観測所位置

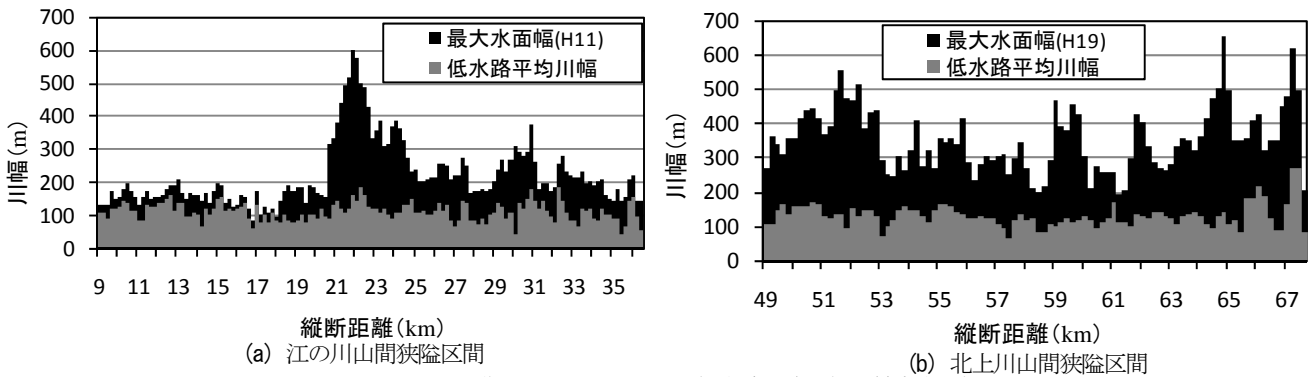


図-2 江の川と北上川山間狭隘区間の低水路平均川幅と最大水面幅

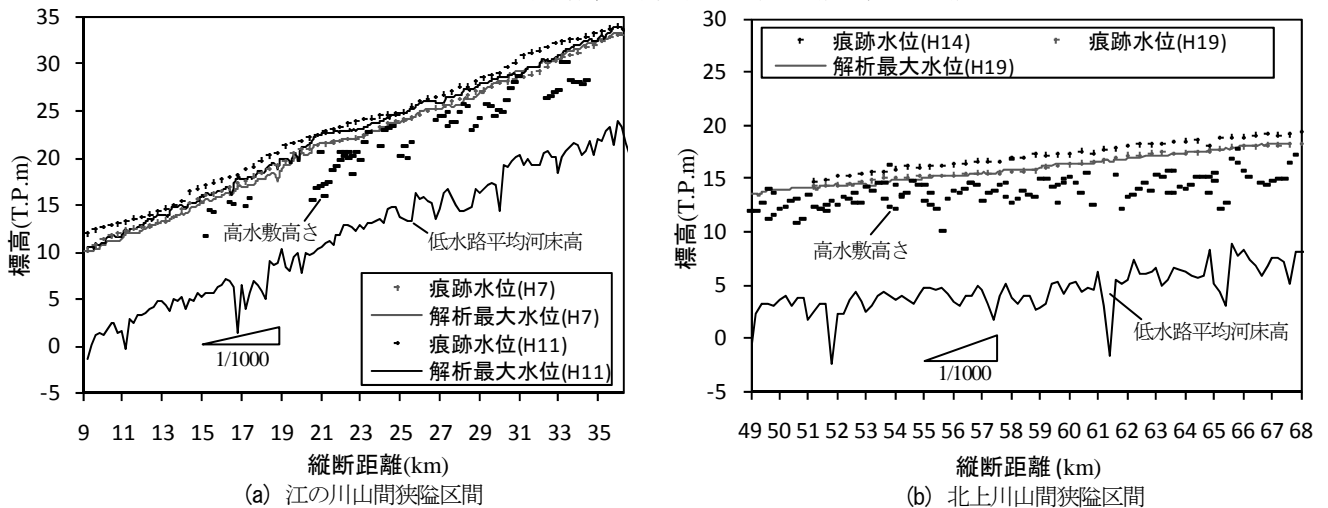


図-3 江の川と北上川山間狭隘区間の低水路平均河床高と痕跡水位の縦断形状

水時の痕跡水位と横断測量成果を基に求めている。江の川では、21.0～30.0 kmの区間に河岸段丘を有する比高差の大きい複断面河道が続いており、図-2(a)に示すようにその上下流区間と比べ水面幅が大きい。また、川本観測所(36.3km)～谷住郷観測所(14.8km)の間では、比較的大きな支川である八戸川が合流している(図-1(a))。一方、北上川では、図-2(b)に示すように縦断的に複断面河道が続いており、水面幅の変化量は江の川に比べ小さい。

図-3は、対象洪水である江の川平成7年7月、平成11年6月洪水と北上川平成14年7月、平成19年9月洪水時の痕跡水位と低水路平均河床高の縦断形状及び高水敷高さを示している。江の川の平均河床勾配は1/1000程度であるのに対し、北上川の平均河床勾配は1/3000～1/5000程度と緩勾配である。また、両河川ともに低水路水深が深く、

川幅水深比が10を下回る区間も見られる。比較的規模の大きい江の川平成11年洪水と北上川平成14年洪水では、図-2、図-3で示すように、相対水深(高水敷水深/低水路水深)の大きい区間が見られる。一方、江の川平成7年、北上川平成19年洪水は、高水敷水深の小さい洪水であった。

図-4、図-5は、図-1に示す江の川と北上川の各観測所における対象洪水時の水位ハイドログラフである。図-6、図-7は、各観測所の水位ハイドログラフを無次元化し形状を比較したものである。洪水は降雨によって増大した水量が河道を流下する現象であることから、洪水波形の変形は、流量を基に検討する必要がある。しかし、洪水中の流量を正確に測ることは難しく、データ数も少ないことから、ここでは各観測所での観測水位を基に洪水波形の変形を検討する。

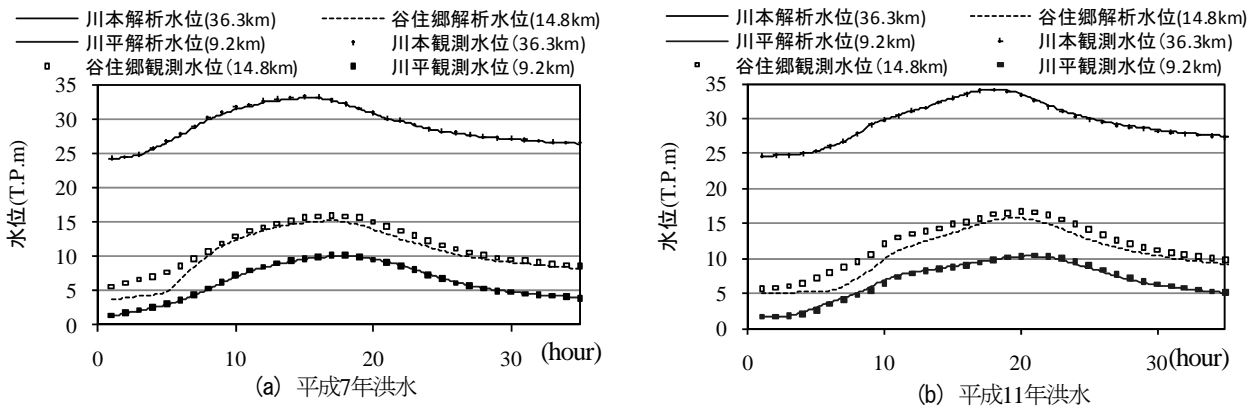


図-4 江の川山間狭隘区間における観測水位ハイドログラフと解析水位ハイドログラフ

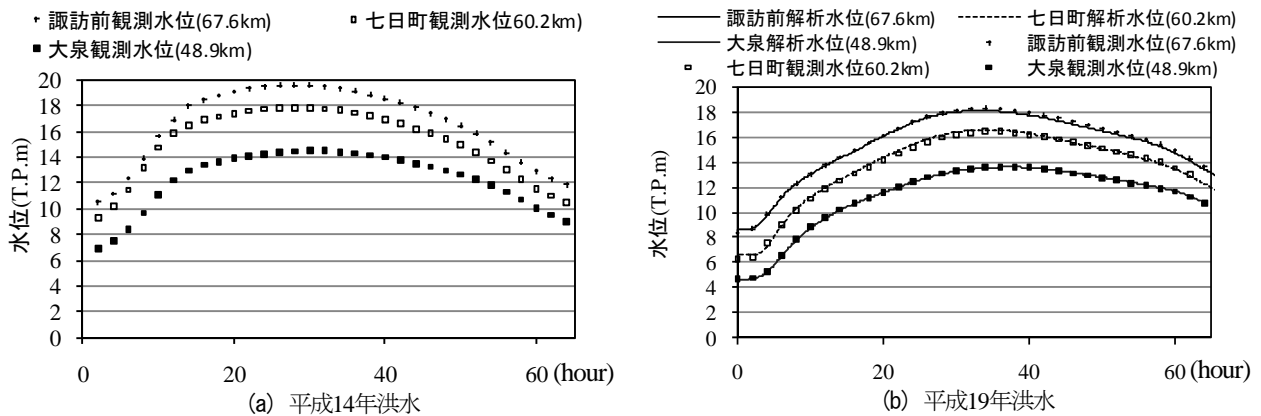


図-5 北上川山間狭隘区間における観測水位ハイドログラフと解析水位ハイドログラフ

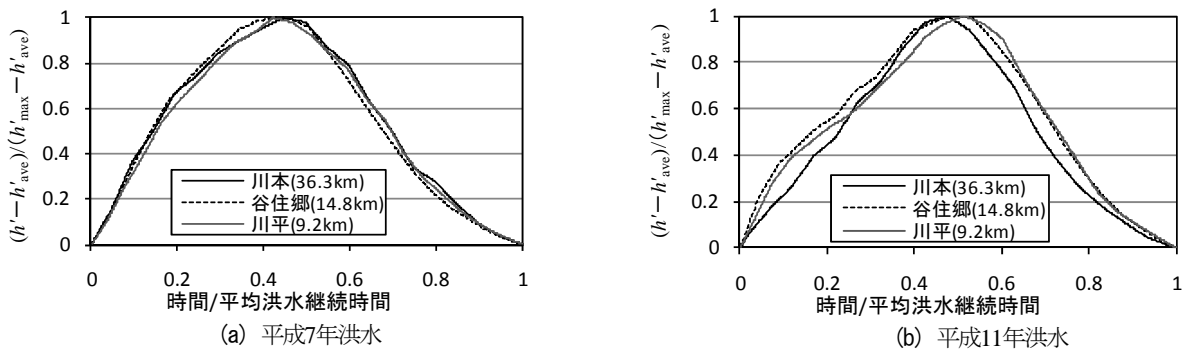


図-6 江の川山間狭隘区間における無次元水位ハイドログラフ (実測)

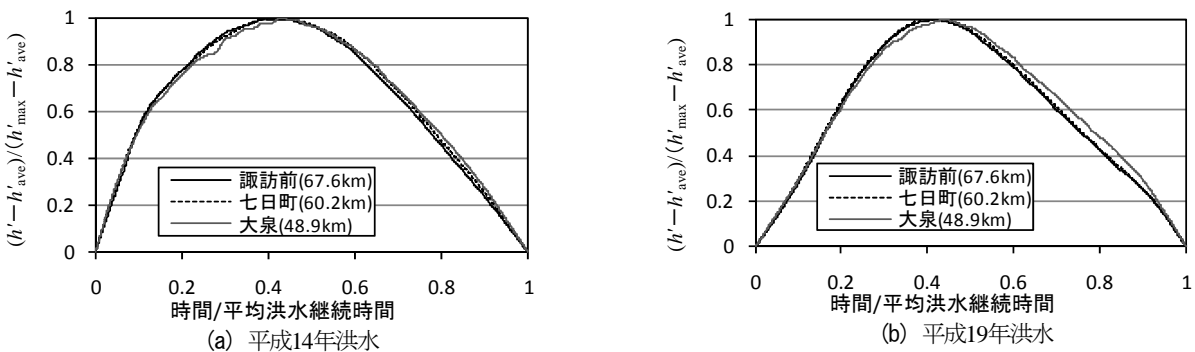


図-7 北上川山間狭隘区間における無次元水位ハイドログラフ (実測)

各観測所における観測水位を直接比較することは困難であり、断面形状等の影響を考慮する必要がある。各観測所断面における流速を等流の抵抗則から仮定すると断面を通過する流量は(1)式のように表せる。

$$Q = \int_{Bn} \frac{1}{n} h^{5/3} i_0^{1/2} dy \quad (1)$$

ここに、 Q ：流量、 n ：マンニングの粗度係数、 i_0 ：河床勾配、 h ：水深、 B ：水面幅、 y ：横断方向の空間座標であ

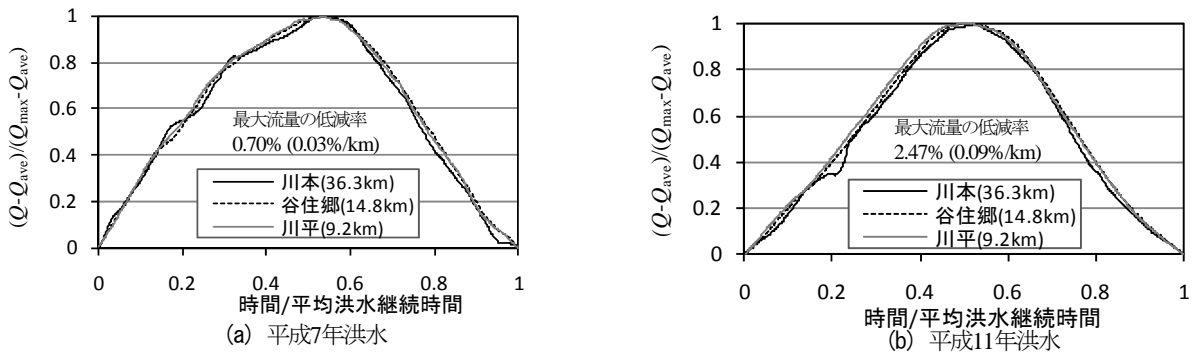


図-8 江の川山間狭隘区間における無次元流量ハイドログラフ（解析）

る。(1)式において、マンニングの粗度係数 n と河床勾配 i_0 を断面で一定とすると(1)式は水深 h のみの関数となり、流量ハイドログラフの形状は(2)式に従うことになる。

$$h' = \int_B h^{5/3} dy \quad (2)$$

本研究では、各観測所における観測水位の時系列データと横断測量データを基に(2)式で示す h' の時間変化を求め、これを無次元化することで洪水波形の変形を検討する。各観測所における h' の無次元化には、洪水継続時間を定義する必要がある。観測水位には、支川流入等の影響が含まれ、洪水継続時間の定義は難しい。本研究では、以下のように平均的な洪水継続時間を定義し、その期間において(2)式に示す h' を無次元化している。まず、各観測所の観測水位が平水時の水位より高くなった時刻から最大水位発生時刻までの間で、 h' の平均値 h'_{ave} を求める。洪水の増水期から減水期において h' が h'_{ave} より大きい時間帯を平均的な洪水継続時間と定義している。

図-6から、江の川では平成7年洪水に比べ規模の大きい平成11年洪水において、増水期に川本(36.3km)～谷住郷(14.8km)の区間で無次元水位ハイドログラフの変形が大きいことが分かる。一方、図-7に示すように、北上川では無次元水位ハイドログラフの変形が小さいことが分かる。以下では、対象区間での河道構造の違いが図-6、図-7に示す洪水波形の変形に及ぼす影響について数値解析から考察を加える。

3. 解析方法・解析条件

対象区間における数値解析には、一般座標系の非定常平面二次元の運動方程式と連続式を用いる。江の川、北上川ともに高水敷には、樹木が縦断的に繁茂していることから抵抗項は(3)式で与え、樹木群の抵抗は樹木群透過係数 K を用いて評価している⁹⁾。

$$\begin{pmatrix} \tau_x \\ \tau_y \end{pmatrix} = \left(\left(\frac{\rho g n^2}{h^{1/3}} + \frac{\rho g h_a}{K^2} \right) \sqrt{u^2 + v^2} \right) \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \quad (3)$$

ここに、 ρ : 水の密度、 τ_x, τ_y : x 方向と y 方向のせん断力、 u, v : x 方向と y 方向の流速、 n : マンニングの粗度

係数、 K : 樹木群透過係数である。江の川では、平成7年洪水と平成11年洪水ともに解析を行っている。境界条件には、図-1(a)の川本観測所(36.3 km)と川平観測所(9.2 km)における観測水位の時系列データを与え、粗度係数及び樹木群透過係数は、解析が対象区間における観測流量と痕跡水位の縦断形状を概ね説明出来るように決定した。

図-3(a)に、江の川の痕跡水位と解析最大水位の縦断形状の比較を示す。江の川では、図-3(a)に示すように平成7年洪水において、解析最大水位は痕跡水位の傾向を概ね捉えている。規模の大きい平成11年洪水では、解析最大水位が痕跡水位とづれる区間が見られる。対象区間における平成7年、平成11年洪水前後での断面形状の変化は小さく、粗度係数及び樹木群透過係数は平成7年洪水と同様のものを与えている。樹木群の繁茂状況の変化等が原因として考えられるが、痕跡水位にも誤差が含まれることから、解析結果を基に議論を進めることにする。

北上川での検討には、平成19年洪水を対象に、諏訪前観測所(67.6 km)～大泉観測所(48.9 km)区間において著者らが行った非定常平面二次元解析の結果を用いる⁸⁾。

4. 江の川・北上川山間狭隘区間の河道構造の違いが洪水波形の変形に及ぼす影響

図-8は、図-1(a)に示す江の川の各観測所における解析流量ハイドログラフを無次元化し、形状を比較したものである。図中に、対象区間でのピーク流量の低減率を示す。解析流量 Q の無次元化方法は、解析流量 Q が解析初期の定常流量より大きくなった時刻から最大流量発生時刻の間での、解析流量 Q の平均値 Q_{ave} を求め、洪水の増水期から減水期において、解析流量 Q が Q_{ave} より大きい時間帯を平均的な洪水継続時間と定義し、この期間で解析流量 Q を無次元化している。図-8に示すように、両洪水ともに無次元流量ハイドログラフは大きく変形していないのが分かる。平成7年洪水では図-6で示した実測の無次元水位ハイドログラフと同様の傾向にあるが、平成11年洪水では傾向が異なる。以下に考察を示

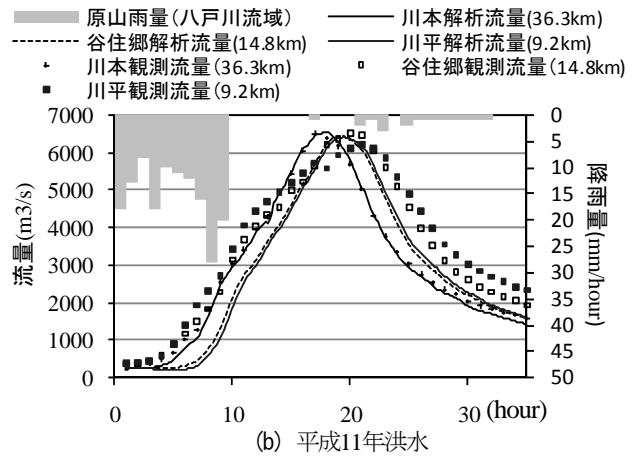
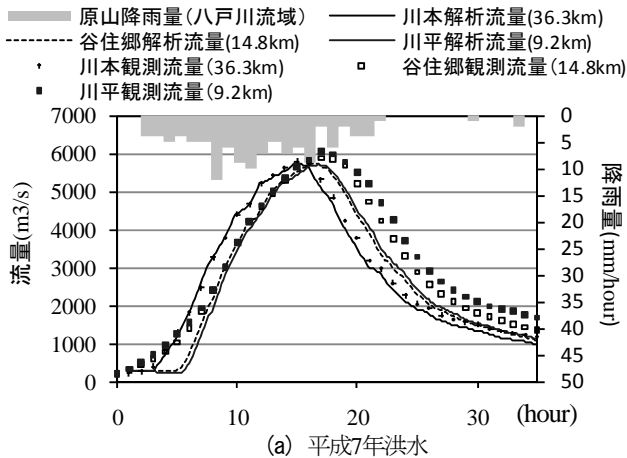


図-9 江の川山間狭隘区間における観測流量ハイドログラフと解析流量ハイドログラフ

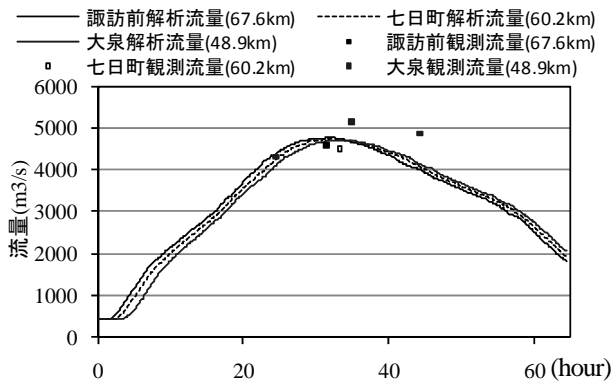


図-10 北上川山間狭隘区間における平成19年洪水時の観測流量ハイドログラフと解析流量ハイドログラフ

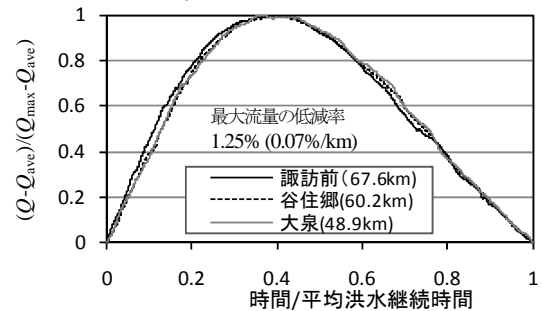


図-11 江の川山間狭隘区間における平成19年洪水時の無次元流量ハイドログラフ (解析)

す。

図-9に示すハイドログラフは、図-1(a)の支川八戸川流域における降雨量を表している。図-9に示すように無次元水位ハイドログラフの変形が見られた平成11年洪水では、変形の見られなかった平成7年洪水に比べ、洪水の増水期における支川八戸川流域での降雨量が大きく、時間雨量は最大で28mm/hourに達する。図-4、図-9に江の川の各観測所における水位及び流量の解析値と観測値の比較を示す(流量は $H-Q$ 概算値)。図-4(a)、図-9(a)に示すように、平成7年洪水では、洪水の立ち上がりを除き、水位・流量ともに解析値は観測値を概ね説明できている。一方、平成11年洪水では、図-4(b)に示すように解析水位は谷住郷観測所(14.8km)において観測水位との差が大きくなっている。解析流量は、図-9(b)に示すように最上流の川本観測所(36.3km)において観測値とほぼ一致するが、支川八戸川合流点の下流に位置する谷住郷観測所(14.8km)及び川平観測所(9.2km)では、増水期において平成7年洪水に比べ解析流量は観測流量より小さい。解析では支川からの流入流量を考慮しおらず、この差は、支川八戸川からの流入流量の影響を受けたものと考えられる。このことから、図-6(b)で見られた江の川平成11年洪水での洪水波形の変形要因として支川からの流入流量の影響が考えられる。影響の程度については

今後検討を行う予定である。

図-5(b)、図-10は北上川平成19年洪水時の各観測所における水位・流量の解析値と観測値の比較を示す。北上川の対象区間に大きな支川はなく、平成19年洪水では支川流域における降雨量も小さい。図-5(b)、図-10に示すように、解析値は水位・流量ともに観測値をほぼ説明できている。図-11は、北上川における各観測所での解析流量を江の川と同様に無次元化し形状を比較したものである。北上川平成19年洪水において、無次元流量ハイドログラフの形状に大きな変形は見られず、図-7の実測の無次元水位ハイドログラフと同様の傾向が確認できる。

これらのことから、江の川と北上川山間狭隘区間の河道構造の違いが流量ハイドログラフ全体の変形に及ぼす影響は小さいものと考えられる。

解析結果から、対象区間におけるピーク流量の低減率について検討する。本研究において、ピーク流量の低減率は、解析区間最上流観測所における解析最大流量からの各観測所の解析最大流量の低減率と定義している。高水敷水深の小さかった江の川平成7年洪水と北上川平成19年洪水でのピーク流量の低減率は、図-8(a)、図-11に示すように江の川で0.7%程度に対し、北上川では1.25%程度となっている。この差は、図-3に示すように江の川と北上川での河床勾配の違いが主な要因として考えられる。それに対して、江の川においても、図-8(b)に示す平成11年洪水ではピーク流量の低減率は2.47%程度となっている。江の川平成11年洪水において、ピーク流量

の低減のほとんどは川本観測所(36.3km)～谷住郷(14.8km)の間で生じている。これは、図-3(a)に示すように平成7年洪水時に比べ平成11年洪水時では、特に21.0～23.0kmや25.0～27.0km区間での貯留量増大により水面形が緩やかになっていることが主な要因である。このように、江の川と北上川山間狭隘区間における、縦断的な水面幅の変化や高水敷の平面分布の違いは、ピーク流量の低減率に影響を与えることが分かる。

5. 江の川・北上川山間狭隘区間の河道構造の違いが洪水流の伝播に及ぼす影響

支川の影響の小さい、江の川平成7年洪水と北上川平成19年洪水の解析結果を基に対象区間における洪水伝播速度について検討する。表-1は、図-1(a)に示す江の川の川本観測所(36.3km)～川平観測所(9.2km)と図-1(b)に示す北上川の諏訪前観測所(67.6km)～大泉観測所(48.9km)の区間における洪水伝播速度 C と断面平均流速 V 、横断方向の流速分布を考慮した断面平均流速 $V' = \beta V$ (β : 運動量補正係数)、運動量補正係数 β 及び C/V の値を示す。本研究では、洪水伝播速度 C は、観測所における流量ハイドログラフの図心を求め、図心の移動速度として定義している。断面平均流速 V 及び V' は、対象区間において(各解析断面間の距離)/(各解析断面の断面平均流速)で重みを付けて平均したものである。表-1に示すように、江の川、北上川ともに洪水伝播速度 C は V' に近い値となっていることが分かる。

洪水流は波長が長く、その水理量の時間的変化は緩やかなことから、支川の影響を受けない江の川と北上川山間狭隘区間では、図-6、図-7で見られたように洪水波形はほとんど変形せず流下する。そして、洪水のピーク付近においては、定常流としての性格が強く、洪水流の伝播速度は運動量補正係数を考慮した断面平均流速程度となるものと考えられる。

6. 結論

江の川と北上川山間狭隘区間の河道構造の違いが洪水流の伝播に及ぼす影響について、実測及び数値解析から検討を行った結果を以下に示す。

実測データ及び解析結果から、江の川と北上川山間狭隘区間の河道構造の違いが、流量ハイドログラフ全体の変形に及ぼす影響は小さいものと考えられる。

表-1 江の川と北上川山間狭隘区間における洪水伝播速度
(a) 江の川平成7年洪水:川本(36.3km)から川平(9.2km)

洪水伝播速度 C	断面平均流速 V	$V' = \beta V$	β	C/V'
4.27 (m/s)	3.39 (m/s)	3.78 (m/s)	1.12	1.13

(b) 北上川平成19年洪水:諏訪前(67.6km)から大泉(48.9km)

洪水伝播速度 C	断面平均流速 V	$V' = \beta V$	β	C/V'
2.53 (m/s)	1.98 (m/s)	2.45 (m/s)	1.23	1.03

高水敷水深の小さい江の川平成7年7月洪水と北上川平成19年9月洪水でのピーク流量の低減率は、それぞれ、0.7%と1.25%程度であったのに比べ、高水敷水深の大きい江の川平成11年6月洪水では、ピーク流量の低減率は2.47%程度となることを解析結果から示した。

支川の影響の小さい江の川平成7年7月洪水と北上川平成19年9月洪水時の洪水伝播速度は、運動量補正係数を考慮した断面平均流速程度となることを解析結果から示した。

河道構造の異なる江の川と北上川山間狭隘区間における洪水流の伝播機構についての検討から、山間狭隘区間上流で波形を変形させた洪水流は、山間狭隘区間においては、支川の影響を受けない長い区間においてほとんど波形を変形させず、運動量補正係数を考慮した断面平均流速程度で伝播するものと考えられる。このことは、山間狭隘区間における洪水流の伝播を考える場合には、山間狭隘区間上流における洪水波形の変形の程度及び、各支川からの流入流量が洪水波形に与える影響についての検討が重要となることを示している。

参考文献

- 1) 山田啓一, 高橋 裕: 峡谷部での洪水波の不連続現象について, 水理講演会論文集, 第22巻, 1978, pp. 227-232
- 2) 山田啓一, 高橋 裕: 洪水波の不連続現象とその発生機構について, 水理講演会論文集, 第24巻, 1980, pp. 375-380.
- 3) 玉井信行, 河西 基: 河道狭窄部が洪水波形に及ぼす影響について, 水理講演会論文集, 第22巻, 1978, pp. 239-244.
- 4) 福岡捷二, 大賀祥一, 竹村吉晴: 溪谷河道域における洪水流の伝播特性について—江の川を例に検討—, 河川技術論文集, 14巻, pp. 59-64, 2008.
- 5) 竹村吉晴, 福岡捷二, 若公崇敏: 北上川山間狭隘区間における洪水流の伝播に関する研究, 土木学会関東支部第37回技術研究発表会概要集, II-38, 2010.
- 6) 福岡捷二: 洪水の水理と河道の設計法, 森北出版, 2005.

(2010. 4. 8受付)