

# 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 —

### STUDY ON PROPAGATION CHARACTERISTICS OF FLOOD IN THE GO RIVER VALLEY

福岡捷二<sup>1</sup>・大賀祥一<sup>2</sup>・竹村吉晴<sup>3</sup>

Shoji FUKUOKA, Yoshikazu OHGA and Yoshiharu TAKEMURA

<sup>1</sup>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)

<sup>2</sup>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)

<sup>3</sup>学生会員 中央大学大学院 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)

Flood control facilities are located in the upper reaches to improve the safety level of flood control for the lower reaches of rivers. Therefore, it is important to grasp the mechanism of flood propagation in valley for effective use of flood control facilities. But even mechanism of flood propagation in valley which has simple cross-section have not yet been well known. Furthermore, there are a lot of electric power dams in valley to make the best use of the difference of water elevation and volume of water. In spite of that, the effect of electric power dam operation on flood propagation has not been also studied. In this paper, we investigate the effect of valley characteristics on flood propagation based on observed data of the Go river valley.

*Key Words : valley, water-level hydrograph, flood flow, flood propagation  
flow cross section, electric power dam*

## 1. はじめに

我が国の河川の多くは上流域に河道溪谷部を有している。上流域にある洪水調節施設の効率的利用・運用を図るため、また溪谷部の河道改修にあたっては、溪谷部を流下する洪水流の伝播特性について理解を深めることは不可欠である。しかし、溪谷河道における洪水流の流量、水位の伝播機構に関する検討例は極めて少ない。勾配が急で水量が豊富な河川溪谷部には、小規模な発電ダムが数多く設置されている。洪水規模や流量ハイドログラフにより小規模発電ダムのゲート操作は変化するため、溪谷部を通過する洪水流の伝播特性は洪水毎に異なることになる。このため河川管理上、洪水の下流河道に伝播する機構を十分理解することが重要である。

河道狭窄部や大河川中下流部の複断面河道では、洪水波形が変形し下流へのピーク流量を減じることが知られている<sup>1),2)</sup>。本研究では単断面河道が縦断的に長く続く溪谷部において、河道特性が洪水流の伝播に与える影響を明らかにすることを目的とする。

検討対象は広島県阿佐山を源流に中国山地を貫流し、河口付近まで山間部が続く江の川の溪谷河道区間である。

## 2. 江の川溪谷河道における洪水流の波形特性

### (1) 検討対象区間・洪水概要

図-1に江の川の流域図と観測所位置を示す。検討区間とした尾関山観測所(113.5km)～川平観測所(9.2km)間には6か所の観測所が存在する。表-1に各観測所での流域面積を示す。検討区間の最上流の尾関山観測所は江の川、馬洗川、西城川の三川合流地点の下流に位置している。検討区間には主な支川として神野瀬川、出羽川と八戸川が合流しているが、これらの支川からの流入量は小さい。検討区間の中下流部には部分的に河岸段丘を高水敷とする複断面区間が見られるが大部分は単断面河道である。また、中流部60.0km地点には小規模な発電ダム(浜原ダム)がある。対象洪水は平成7年7月、平成11年6月洪水である。表-2に示すように平成7年洪水は平成11年洪水よりも規模の小さい洪水となっている。

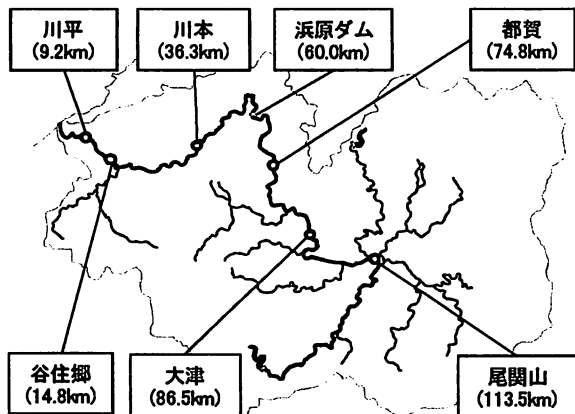


図-1 江の川流域図・観測所位置

表-1 観測所地点流域面積

観測地点	距離標(km)	流域面積(km <sup>2</sup> )
尾関山	113.5	1981
大津	86.5	2633
都賀	74.8	2890
川本	36.3	3229
谷住郷	14.8	3799
川平	9.2	3807

表-2 平成7年・平成11年洪水各観測所ピーク流量

観測地点	ピーク流量(m <sup>3</sup> /s)	
	平成7年洪水	平成11年洪水
尾関山	4557	5294
大津	5298	6002
都賀	5425	6160
川本	5796	6505
谷住郷	5878	6505
川平	6057	6223

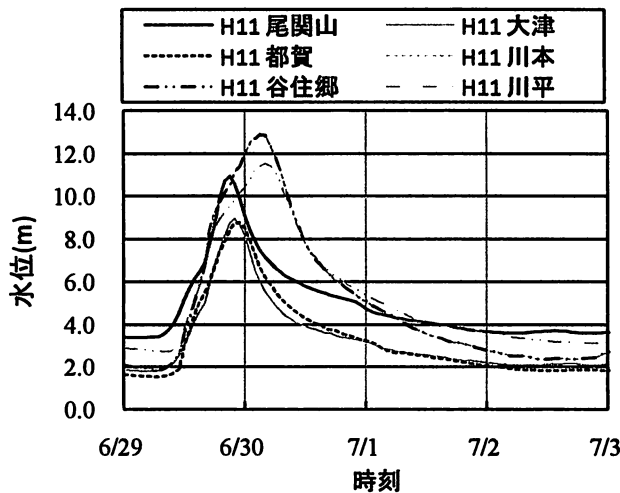
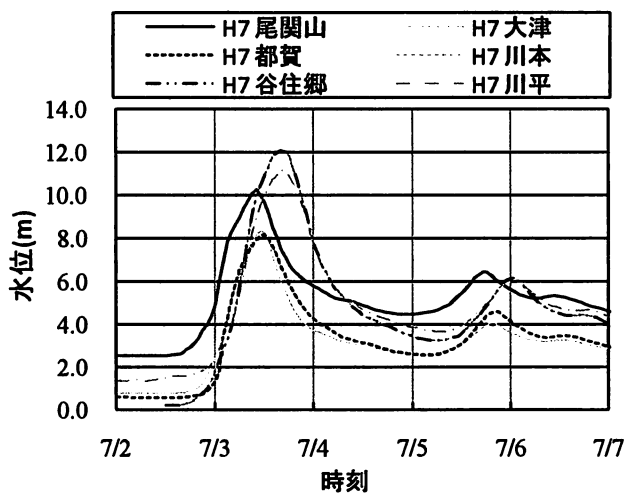


図-2 平成7年・平成11年洪水各観測所水位ハイドログラフ

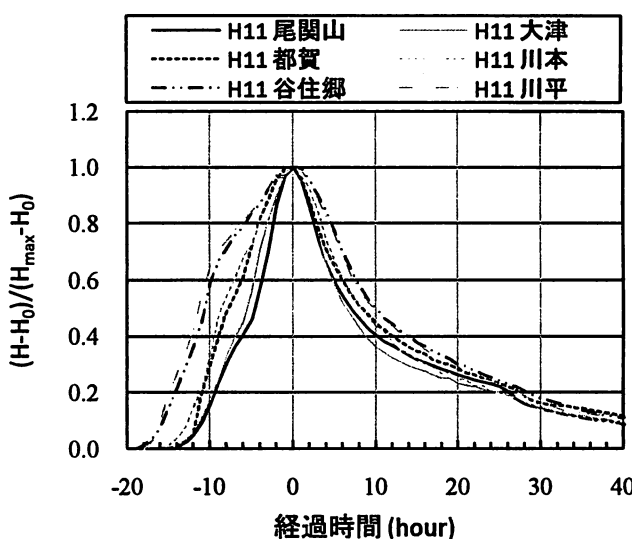
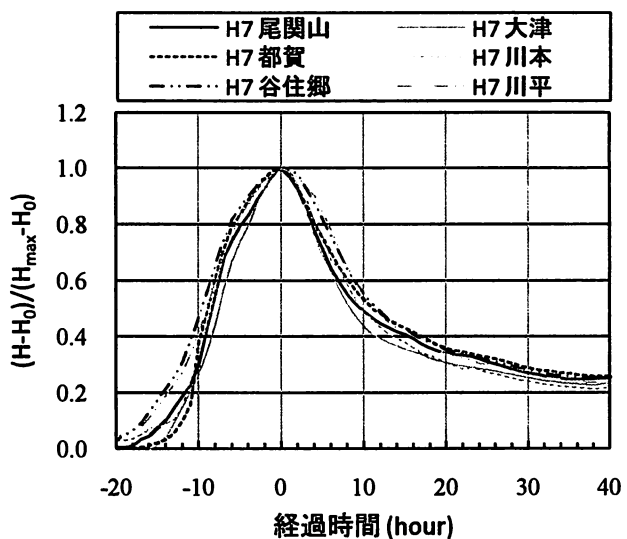


図-3 平成7年・平成11年洪水各観測所無次元水位ハイドログラフ

(2) 水位ハイドログラフの比較

検討区間の各水位観測所での実測水位データに基づき、流下に伴う洪水波形の変形について検討を行う。図-2に平成7年、平成11年洪水時の各観測所での水位ハイドログラフを示す。各観測所での水位ハイドログラフを比較するため、以下のように水位の無次元化を行う。無次元

水位は各観測地点水位Hと平水時の水位H<sub>0</sub>の差をピークH<sub>max</sub>と平水位H<sub>0</sub>の差で除したものとする。横軸は各観測地点のピーク水位発生時刻からの時間とする。図-3より、各観測所の平成7年洪水の無次元水位ハイドログラフは上昇期、下降期ともにほとんど変形が見られない。一方、平成11年洪水は大津～都賀区間、川本～谷住郷区間で無次元水位ハイドログラフが変形しており、特に川本～谷

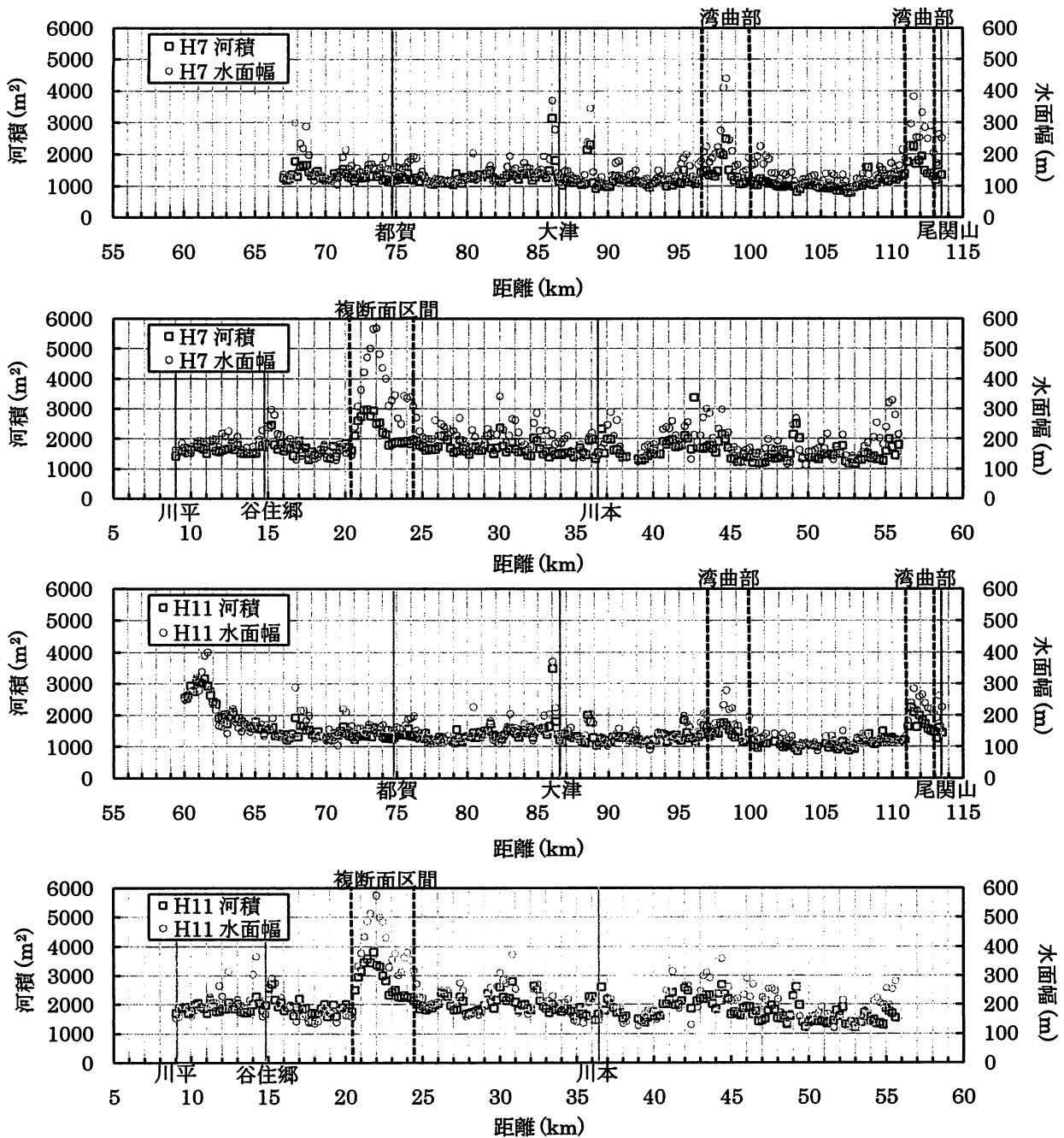


図-4 平成7年・平成11年洪水時ピーク水位発生時河積・水面幅縦断面図

住郷区間で変形が大きくなっているのが認められる。その要因について以下で検討を行う。

### (3) 河道縦横断面形状と洪水波形の関係

図-4はピーク水位発生時の河積と水面幅の縦断面分布である。平成7年、平成11年洪水ともに水位ハイドログラフの変形が小さかった尾関山～大津区間と谷住郷～川平区間(図-3)は、図-5に示すように単断面河道区間である。そのため、ピーク水位時においても湾曲部を除いては、水面幅は100m程度であり水深による横断面形状の変化は小さい。河積は湾曲部や急拡部のような断面において局所的に大きくなっているが、縦断的にその変化量が小さく、河道貯留量が小さいと考えられ、水位ハイド

ログラフの変形がほとんど生じなかった。

一方、平成11年洪水において水位ハイドログラフの変形が顕著に見られた川本～谷住郷区間(図-3)は、特に20.0km～30.0km区間に図-6のような河岸段丘による複断面形状が多く見られる。また、高水敷には連続する水防林が存在する。この20.0km～25.0km区間において平成7年、平成11年洪水ともに、高水敷に水が乗ったため水面幅が大きくなっており、河積も上下流の河道に比べ大きくなっている。図-7は平成7年、平成11年洪水の20.0km～25.0kmでの右岸痕跡水位と河岸段丘高を示したものである。平成7年洪水に比べ、平成11年洪水では高水敷水深が大きく、痕跡水位が全体的に高いことが認められる。このことから、平成11年洪水時はこの区間でその上下流

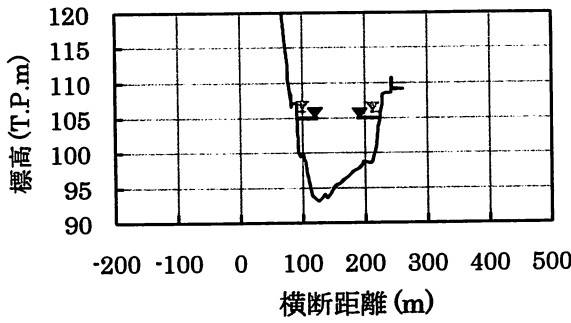


図-5 河道横断面形状図(86.5km)

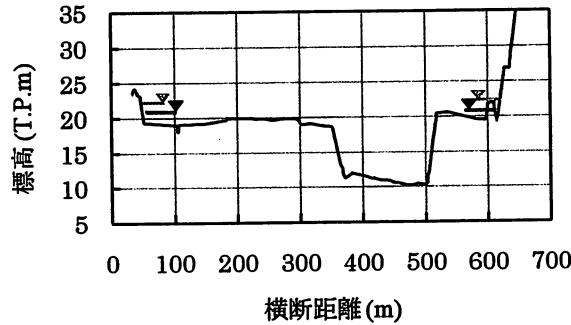


図-6 河道横断面形状図(22.0km)

に比べ河積の大きい複断面河道流れとなり、抵抗が増大し、河道貯留量が大きくなったため、水位ハイドログラフの変形は大きかったと考えられる。一方、平成7年洪水時は痕跡水位から見て高水敷水深が小さい。平成7年洪水時は、高水敷に水が乗っている時間が短いこと、高水敷水深が小さいこと、さらに高水敷上には水防林が連続的に存在していることから、低水路と高水敷での流れの干渉が小さく、図-3に示すように水位ハイドログラフの変形が小さかったものと考えられる。

次に、大津～都賀区間を検討する。平成11年洪水で水位ハイドログラフの変形が認められる(図-3)。この区間は単断面河道であるため、河積の変化が小さくなっている(図-4)。図-8は平成11年洪水時の大津観測所と都賀観測所の流量ハイドログラフである。上昇期の矢印で示す時間帯で上流の大津観測所に比べ、下流の都賀観測所の流量が大きいことが分かる。図-9は江の川流域の雨量観測所地点と図-10は瑞穂雨量観測所の平成7年、平成11年洪水時のハイドログラフを示す。瑞穂地域では平成7年洪水時に比べ、平成11年洪水時において強い雨が集中的に降っていたことが分かる。図-3において、平成11年洪水時の大津観測所と都賀観測所での水位ハイドログラフは図-8の矢印の時間帯(図-3の5時間～11時間)で傾向が異なり、支川からの影響を受けていたと考えられる。ピーク付近から水位下降期にかけては、波形の減衰は小さい。溪谷部の単断面河道区間では、流量の小さい期間には支川からの流入の影響を受けるが、ピーク付近では洪水波形は大きく変わらないことを示している。

このように溪谷部の長い単断面河道区間では、ピーク付近の洪水波形がほとんど変形せずに伝播することから、溪谷部における水位・流量の観測データは上流域の洪水

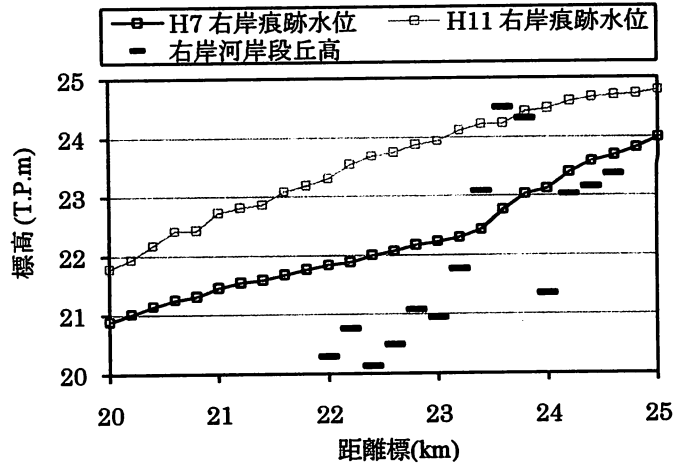


図-7 右岸痕跡縦断形状・河岸段丘高

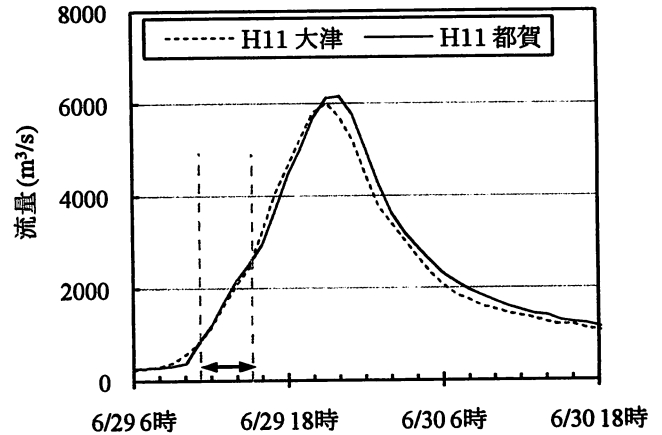


図-8 平成11年洪水大津・都賀流量ハイドログラフ

調節施設が流量・水位の低減に果たす役割を説明する上で、重要な意味を持つ。

#### (4) 小規模発電ダムが洪水波形に与える影響について

都賀～川本区間には浜原ダムが存在しており、図-3において、平成7年、平成11年洪水ともに、この区間での水位ハイドログラフの変形は小さかった。また、浜原ダムでは平成7年、平成11年洪水ともにダム付近の水位を常に一定に保つようにゲート操作が行われていた(水位一定操作)。水位一定操作時はダム貯水池の水位上昇が抑えられ、貯水池内での貯留量が大きくないため、浜原ダム貯水池内での洪水の変形が小さかったものと考えられる。

ダムのゲート操作が洪水流の伝播特性に与える影響についての研究は、実験水路や解析により検討されている<sup>34)</sup>が、実測データに基づいた検討例は少ない。今後発電ダムの治水上の活用の観点から、その効果や連携運用についても検討を行っていく必要があり、このためには、水理的な検討が重要になる。

### 3. 江の川溪谷河道における洪水伝播速度

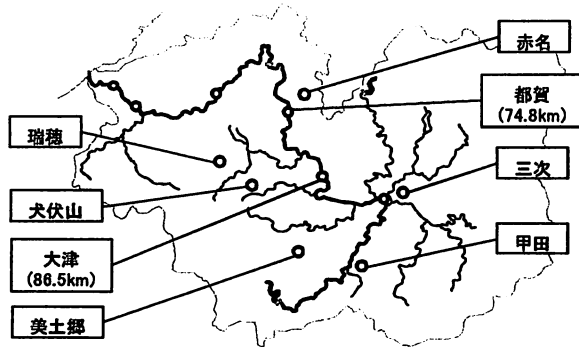


図-9 江の川の雨量観測所位置

(1) 洪水伝播速度の理論式

江の川の渓谷河道区間において、平成11年洪水を対象に福岡らにより導出された洪水伝播速度の理論式<sup>5)</sup>の適合性について検討を行う。理論式は、図-11に示すような任意の複断面河道を考える。連続式から、以下の式(1)、(2)のように最大水深の伝播速度に相当する  $dQ/dA$  が導かれている。基礎式を以下に示す。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{dQ}{dA} \frac{\partial}{\partial x}\right) A = 0 \quad (1)$$

$$C = \frac{dQ}{dA} = \left\{ \frac{5b_{mc}}{3B} - \frac{2(h_{fpr} + h_{fpl})}{3} \frac{R_{mc}}{B} \right\} \frac{n_{mc}}{N_c} \frac{1}{R_{mc}^{2/3}} \frac{I_e^{1/2}}{b} + \left\{ \frac{5b_{fpr}}{3B} \left(1 - \frac{h_{fpr}}{H}\right) - \frac{2}{3} \left(1 - \frac{h_{fpr}}{H}\right) \frac{R_{fpr}}{B} \right\} \frac{n_{fpr}}{N_c} \frac{1}{R_{fpr}^{2/3}} \frac{I_e^{1/2}}{a} + \left\{ \frac{5b_{fpl}}{3B} \left(1 - \frac{h_{fpl}}{H}\right) - \frac{2}{3} \left(1 - \frac{h_{fpl}}{H}\right) \frac{R_{fpl}}{B} \right\} \frac{n_{fpl}}{N_c} \frac{1}{R_{fpl}^{2/3}} \frac{I_e^{1/2}}{a} \quad (2)$$

$$\frac{n_i^2 u_i^2}{R_i^{1/3}} S_i + \frac{\sum(\tau'_j S'_{wj})}{\rho g} + \frac{\sum(\tau_j S_{wj})}{\rho g} = A I_e \quad (3)$$

$$\tau' = \rho f (\delta u)^2 \quad (4) \quad \tau = \rho f u^2 \quad (5)$$

$$Q = \sum(A_i u_i) \quad (6) \quad N_c = \frac{\sum(A_i)}{Q} \cdot R_c^{2/3} \cdot I_e^{1/2} \quad (7)$$

$$R_c = \left\{ \frac{\sum[A_i (A_i/S_{bi})^{2/3}]}{\sum(A_i)} \right\}^{3/2} \quad (8) \quad V = \frac{1}{N_c} \cdot R_c^{2/3} \cdot I_e^{1/2} \quad (9)$$

ここに、式中の記号は、 $Q$ ：流量、 $C$ ：伝播速度、 $I_e$ ：エネルギー勾配、 $\rho$ ：水の密度、 $f$ ：境界混合係数、 $N_c$ ：合成粗度係数、 $R_c$ ：合成径深、 $V$ ：断面平均流速、添字は  $mc$  は低水路を、 $fpr$  は右岸高水敷を、 $fpl$  は左岸高水敷を表す。

算出方法は、式(3)、(4)、(5)により従来の準二次元解析の方法<sup>6)</sup>と同様に各分割断面のつり合い式から各分割断面の平均流速を求める。樹木のある断面では、求められた流速をその断面で平均化し、代入することで伝播速度が求まる。断面分割法を用いることで、伝播速度に対する複断面形状や粗度、流れの混合、樹木群による影響を考慮することが可能である。式(2)は河道の線形変

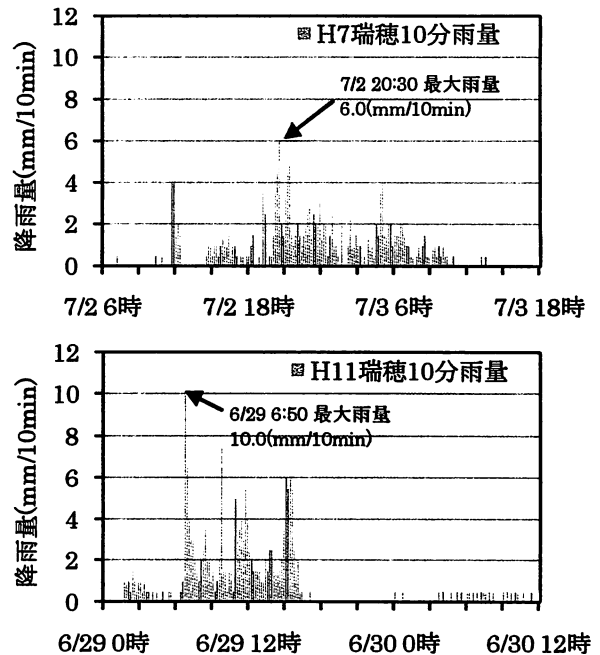
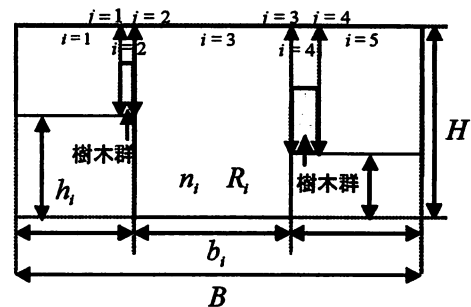


図-10 平成7年・平成11年洪水瑞穂観測所へイェトグラフ



記号の説明 ( $A$ ：河積、 $u$ ：断面平均流速、 $B$ ：全幅、 $b$ ：低水路幅、 $n$ ：粗度係数、 $S$ ：壁面せん断力が働く潤辺、 $S'_{wj}$ ： $\tau'_j$  が働く潤辺、 $S_{wj}$ ： $\tau_j$  が働く潤辺、 $h$ ：高水敷高、 $H$ ：低水路底からの水深、添字  $i$  は各分割断面を、 $j$  は各境界面を表わす。)

図-11 任意の複断面河道の横断面形

化については直接的には考慮できないが、蛇行や樹木群等の平面形状の変化や混合による抵抗増の伝播速度に及ぼす影響は各区間のエネルギー勾配、最大水深と合成粗度係数等を用いることで間接的に考慮し求めることが可能である。

(2) 理論と実測洪水伝播速度の比較

渓谷部では洪水流の流速、波速が大きいため、検討区間は観測所間の距離が長い尾関山(113.5km)～大津区間(86.5km)と川本(36.3km)～谷住郷(14.8km)区間とし、実測と理論の洪水伝播速度の比較を行った。

洪水伝播速度は断面形状、河床勾配が大きく変わらない区間毎に計算を行った。理論式中の断面量は表-3、表-4に示す区間平均値を用いている。川本～谷住郷区間は断面形の特徴から以下の3つの計算断面を設ける。14.8km～20.0km区間は単断面形状である。20.0km～

24.4km区間は複断面形状であり、右岸高水敷に樹木群を考慮している。24.4km～36.3km区間は複断面区間と単断面区間が混在するため、平均化した断面を与える。尾関山～大津区間は全区間単断面とした。理論式中のエネルギー勾配、粗度係数は、痕跡水位とピーク流量がおおむね一致するように定めた(表-5、表-6)。表-7に実測の洪水伝播速度と各区間で平均化した理論伝播速度と断面平均流速を示す。川本～谷住郷区間の理論伝播速度と区間平均流速は、各計算断面間の距離で重み付き平均し求めている。また、実測値は各観測所で一時間毎に測られている観測水位を基に流下距離を流下時間で除して求めた。両区間とも実測値と理論値は近い値となっており、理論式は実測値をほぼ説明できている。図-3において水位ハイドログラフの変形が小さかった尾関山～大津の単断面区間では、河床勾配が急で洪水伝播速度、流速ともに非常に大きい。水位ハイドログラフの変形が顕著に見られた川本～谷住郷区間では、複断面河道区間での河道貯留量の増大により、洪水伝播速度、流速ともに小さい値となっている。表-7に示す洪水伝播速度Cを区間平均流速Vで除したC/Vは、単断面と複断面で大きく異なり、単断面の場合は流速よりも洪水伝播速度が大きく、複断面の場合、洪水伝播速度が流速より小さくなる場合がある<sup>9)</sup>。溪谷部は複断面と単断面での流速差が大きく、さらに断面形状の影響から洪水伝播速度は単断面と複断面で大きく異なることになる。

このように、水位の伝播速度は、ピーク時の水面形の変化を知れば求めることが可能であるが、式(2)は伝播速度に及ぼす断面量、水理量の効果を理解することが出来、また波速を簡単に求めることが出来る利点を有する。

#### 4. まとめ

江の川溪谷河道区間において実測の洪水水位データに基づいて検討を行った結果を示す。

(1) 溪谷河道における水位ハイドログラフの変形について検討を行い、単断面河道区間では支川の影響を受けない長い区間において水位ハイドログラフがほとんど変形しないこと、また、複断面河道区間では高水敷に十分水が乗ることで水位ハイドログラフの変形が大きくなることを実測のデータから示した。

(2) 浜原ダムで水位一定操作が行われており、浜原ダム上下流の観測所における水位ハイドログラフから洪水波形の変形は小さいことが分かった。

表-3 低水路幅・左右岸高水敷幅・樹木群幅

検討区間	計算区間(km)	$b_{rpl}(m)$	$b_{ms}(m)$	$b_{rpr}(m)$	樹木群幅
川本～谷住郷	14.8～20.0	0	132	0	0
	20.0～24.4	110	150	153	25
	24.4～36.3	0	120	92	0
尾関山～大津	86.5～113.5	0	138	0	0

表-4 低水路水深・左右岸高水敷水深・樹木群高さ

検討区間	計算区間(km)	$h_{rpl}(m)$	$h_{ms}(m)$	$h_{rpr}(m)$	樹木群高さ
川本～谷住郷	14.8～20.0	0	13.8	0	0
	20.0～24.4	3.08	12.18	4.55	15
	24.4～36.3	0	14.23	4.1	0
尾関山～大津	86.5～113.5	0	10.02	0	0

表-5 低水路粗度係数・左右岸高水敷粗度

検討区間	計算区間(km)	$n_{rpl}$	$n_{ms}$	$n_{rpr}$
川本～谷住郷	14.8～20.0	0	0.04	0
	20.0～24.4	0.05	0.04	0.05
	24.4～36.3	0	0.04	0.05
尾関山～大津	86.5～113.5	0	0.042	0

表-6 痕跡水位縦断形状・エネルギー勾配・区間平均流量

検討区間	計算区間(km)	痕跡水位縦断勾配	エネルギー勾配	区間平均流量( $m^3/s$ )
川本～谷住郷	14.8～20.0	1/950～1/1400	1/1300	6495
	20.0～24.4	1/1250～1/2000	1/1550	6444
	24.4～36.3	1/1000～1/1300	1/1200	6663
尾関山～大津	86.5～113.5	1/500～1/700	1/550	6057

表-7 実測と理論の洪水伝播速度の比較

検討区間	川本～谷住郷			尾関山～大津	
計算区間(km)	14.8～20.0	20.0～24.4	24.4～36.3	14.8～20.0	20.0～24.4
断面形状	単断面	複断面	複断面	単断面	単断面+複断面
実測伝播速度(m/s)				7.50	3.03
理論伝播速度(m/s)	5.6	1.85	3.22	6.94	3.51
区間平均流速(m/s)	3.58	2.3	3.21	4.36	3.11
C/V	1.56	0.80	1.00	1.59	1.13

(3) 福岡らの洪水水位伝播速度の理論式は単断面区間、複断面区間を問わず、実測ピーク水位の伝播速度をほぼ説明できることを示した。

#### 参考文献

- 福岡捷二：洪水の水理と河道の設計法，森北出版，2005。
- 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，pp.239～244，1978。
- 秋元保，丸岡計：貯水池内における洪水伝播解析とダム放流操作に関する考察，水理講演会講演集，第12巻，pp.43～48，1968。
- 芦田和男，高橋保：境界条件による洪水流の変形に関する研究(第2報)，京都大学防災技術研究所年報第9号，pp.579～591，1966。
- 福岡捷二，佐藤宏明，出口桂輔：複断面河道における洪水流の伝播機構，水工学論文集，第51巻，pp.661-666，2007。
- 福岡捷二，藤田光一，新井田浩：樹木群を有する河道の洪水水位予測，土木学会論文集，No.447/II-19，pp.17-24，1992。(2008.4.3受付)