

# 溪谷部を流下する洪水流の水位ハイドログラフの変形と伝播速度

中央大学理工学部                      学生会員                      ○竹村   吉晴  
 中央大学研究開発機構              フェロー会員                  福岡   捷二  
 国土交通省三次河川国道事務所      大賀   祥一

## 1. 序論

我が国の多くの河川は上流域に山間部を有している。溪谷部を流下する洪水流の挙動について理解を深めることは、下流での河川管理を考える上で重要なことである。しかし、河道溪谷部での洪水流の流量、水位の伝播機構に関する検討例は極めて少ない。本研究では、水位の観測データに基づき、江の川の尾関山から川平まで連続する溪谷河道において、実測水位データを基に洪水流の伝播特性について検討を行う。

## 2. 対象区間と洪水概要

図-1 に江の川の流域図と観測地点を示す。検討対象区間は川平水位流量観測所(9.2km)～尾関山水位流量観測所(113.5km)とした。対象区間の河道は、一部区間を除いて図-2 に示すような単断面河道となっている。また、60kmには小規模な発電ダム(浜原ダム)が存在している。対象洪水は、過去の主要洪水である平成11年洪水とした。表-1 に各観測所のピーク流量を示す。



図-1 江の川流域図と観測地点

表-1 観測地点ピーク流量

| 観測地点                      | 尾関山  | 大津   | 都賀   | 川本   | 谷住郷  | 川平   |
|---------------------------|------|------|------|------|------|------|
| ピーク流量 (m <sup>3</sup> /s) | 5294 | 6002 | 6160 | 6505 | 6505 | 6223 |

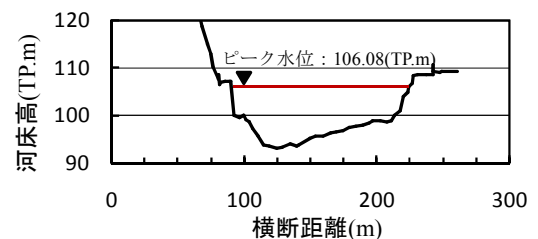


図-2 河道横断面形状(大津観測所)

## 3. 水位ハイドログラフの比較

各観測所での実測水位データを基に、江の川溪谷部における水位ハイドログラフの変形を検討する。図-3 に各観測地点での水位ハイドログラフを示す。水位は観測地点の河道状態、洪水流の河道流下に伴うピーク発生時間の遅れなどの影響を含むため、図-4 に示すように、各観測地点の無次元水位ハイドログラフにより検討を行った。縦軸は各観測地点での平水時の水位  $H_0$  を基準として無次元化した水位をとり、横軸は各観測地点のピーク水位発生時刻を一致させた経過時間とした。図-4 より尾関山～大津区間、都賀～川本区間、谷住郷～川平区間のそれぞれの区間では河道流下に伴う無次元水位ハイドログラフの形状は上昇期、下降期ともにほとんど変形は見られない。一方、大津～都賀区間、川本～谷住郷区間では無次元水位ハイドログラフが変形しているのが認められる。以下にその要因について検討する。

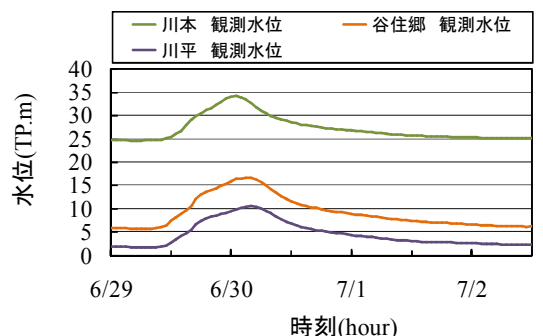
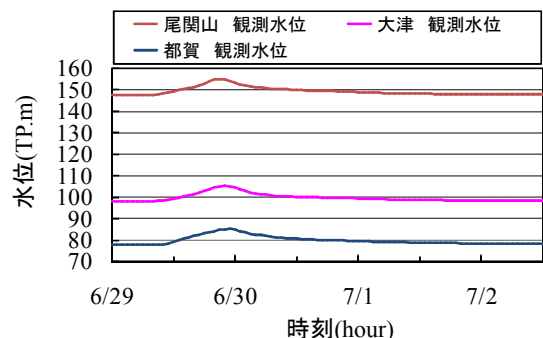


図-3 観測地点水位ハイドログラ

## 4. 江の川溪谷部の洪水伝播特性についての考察

図-5 は、ピーク水位発生時の河積と水面幅の縦断分布を示す。水位ハイドログラフが変形した川本～谷住郷区間では、20.0km～24.4km 区間に図-6 のような河岸段丘を高水敷とする複断面河道区間が見られ、高水敷には連続する水防林が存在する。この区間では、高水敷に水が

乗ったため、水面幅が大きくなっている。また、上下流の河道と比べて河積が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、この区間での水位ハイドログラフの変形は大きくなったと考えられる。次に、大津～都賀区間では 86.2km 地点の急拡部において水面幅、河積ともに大きくなっていることが水位ハイドログラフの変形が大きくなった原因として挙げられる。

一方、尾関山～大津区間と谷住郷～川平区間は単断面河道であるため、ピーク水位発生時においても水面幅は大きく変化しない。そのため、複断面河道とは異なり、水深による横断面形の変化は小さい。また、河積は湾曲部や急拡部で変化しているが縦断的に変化量は小さく河道貯留が生じにくいことから、水位ハイドログラフの変形がほとんど生じなかった。また、都賀～川本区間においては浜原ダムにおいて水位一定操作が行われていたことも波形の変化が小さい要因として考えられる。

表-2 は、対象区間で観測されたピーク水位の伝播速度と福岡らの理論式<sup>2)</sup>より算出した洪水伝播速度を区間平均流速とともに示す。渓谷部では洪水流の流速、波速が速いため、観測所間の距離が長い尾関山～大津区間と川本～谷住郷区間を対象に検討した。川本～谷住郷区間には複断面区間と単断面区間が存在するため、伝播速度はそれぞれの区間毎に計算し、各区間距離の重み付き平均で求めた。理論式中の水面勾配は痕跡水位縦断形を用い、断面量、水理量は区間平均値を用いている。実測値と理論値の伝播速度は両区間とも、近い値となっている。単断面区間では河床勾配が急で、水面勾配が大きいことなどから、洪水伝播速度、流速ともに非常に大きくなる。一方、複断面河道区間を含む川本～谷住郷区間では、複断面区間の影響から洪水伝播速度、流速ともに遅くなる。

5. 結論

江の川渓谷部において洪水水位観測データを基に河道渓谷部を流下する洪水流の水位ハイドログラフの変化を検討した。単断面的河道区間では水位ハイドログラフの変形は小さく、複断面区間では大きいこと、その差は河道貯留量の差であることを示した。また、洪水位の伝播速度は福岡らの理論式でほぼ説明できることを示した。

参考文献

- 1) 福岡捷二：洪水の水理と河道の設計法，森北出版．2005
- 2) 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， pp661-666，2007. 2

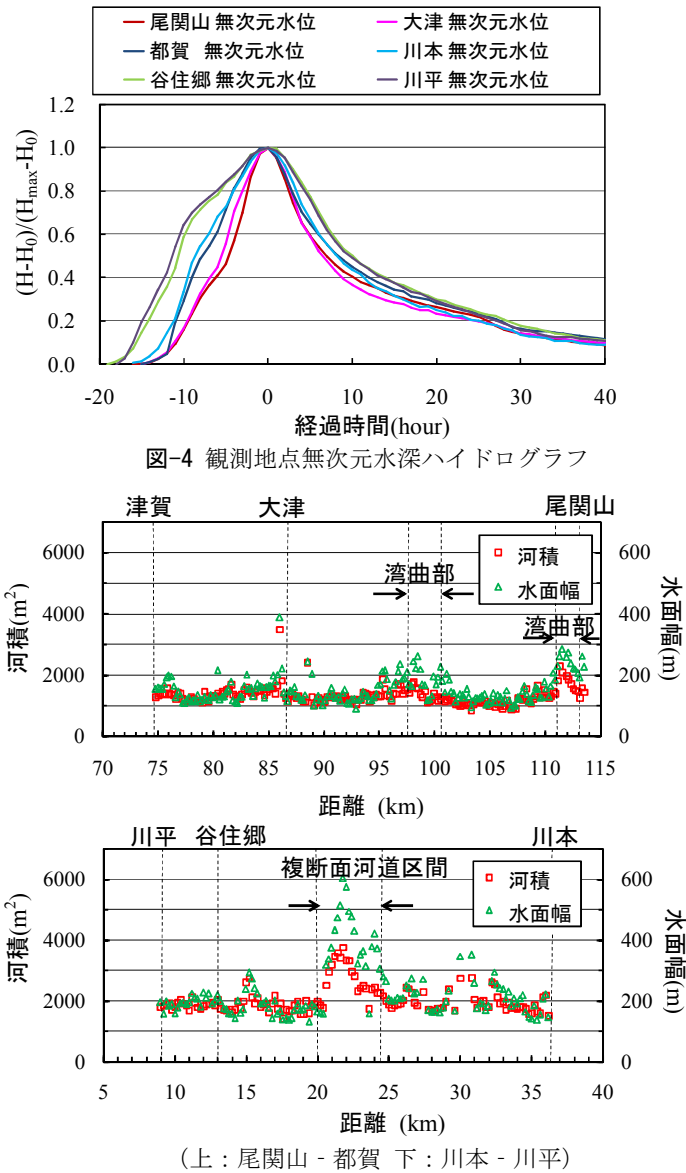
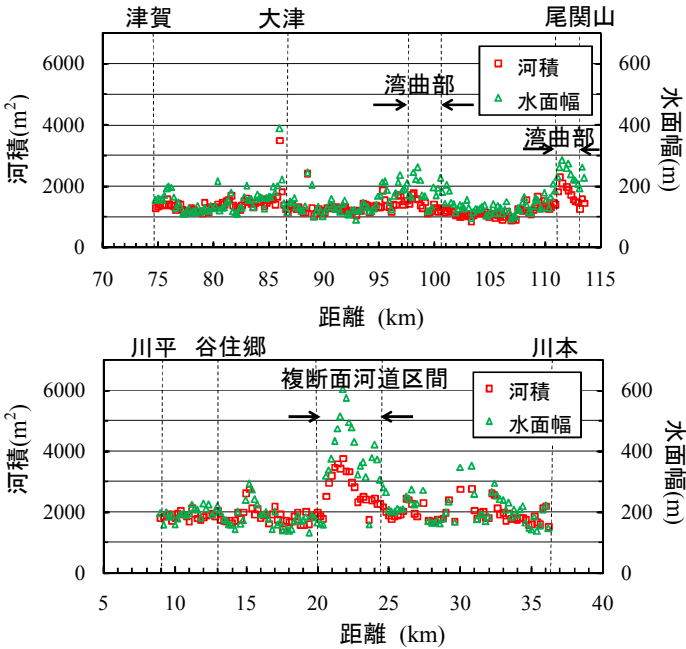


図-4 観測地点無次元水深ハイドログラフ



(上：尾関山 - 都賀 下：川本 - 川平)

図-5 ピーク流量発生時河積・水面幅縦断図

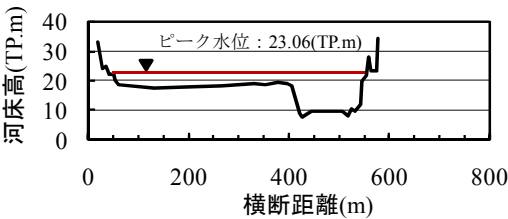


図-6 河道横断面形状 (21.6km)

表-2 実測伝播速度・計算伝播速度・断面平均流速

|              | 尾関山～大津 | 川本～谷住郷 |
|--------------|--------|--------|
| 実測伝播速度 (m/s) | 7.50   | 3.03   |
| 計算伝播速度 (m/s) | 6.94   | 3.57   |
| 区間平均流速 (m/s) | 4.36   | 3.14   |