

洪水波の不連続現象とその発生機構について

Discontinuity on flood flow in channels of upper stream

岐阜大学 工学部 正員 山田 啓一

東京大学 工学部 正員 高橋 裕

1. はじめに

貯水池群による洪水調節計画の策定に際しては、上流各貯水池地点と下流基準地点との洪水流出現象における関係を解明することが極めて重要である。

種々の流出解析法により、空間的に平均化された降雨量から流出量を精度よく推定できるようになってきた。

しかし、実際の洪水調節計画における上流貯水池地点と下流基準点に対応する様な、いくつかの小流域からの洪水波の合成、河道内における洪水波の変形、伝播などの詳細な実態及びその機構についての解明は極めて不十分といえ、今後の重要な研究課題の1つである。

なお、流出現象の細部機構、とりわけ小流域とそれを含む大流域の流出現象の相互関係について、地形量の統計則などに基づいた研究がすすめられている。¹⁾

一方、著者らは、日本の河川の洪水の実態について検討した結果、上流山地部より下流基準点に至る間のある特定の区間において、洪水ピーク流量の変化が極めて大きかったり、上流洪水ピークより下流洪水ピークの方が早い時刻に現れる（これを洪水波の不連続現象と呼ぶ）など洪水波形は局所的、不連続的变化を伴っていることを示した。^{2), 3)} すなわち、日本の河川の洪水の特質として、時間的・空間的に小さいスケールで洪水ピーク流量は大きく変化しているといえる。

大流域における流出現象を、小流域からの洪水波の流下・合成過程として捉える場合、上述した「特定の区間」の有する条件、局所的な不連続的变化の内容を考察することは極めて重要であると考えられる。

この様な観点から著者らは、下流平野部に達するまでの上流域各地点での洪水流量や水位の時間的・空間的变化の過程を洪水波形成過程と定義し、各河川におけるこの過程の特質とその形成要因を考察してきた。

本研究は、洪水波形成過程の中でとくに洪水波の不連続現象に着目し、この現象がしばしば発生している「狭窄部」、「峡谷部」の区間の有する条件と発生機構を考察する。

2. 上流部河道における洪水ピーク伝播速度

一樣河道における洪水流の挙動については理論的にも解明され、ほぼ一樣河道と考えられる下流平野部の沖積地河道の洪水流の実態ともよく適合することが知られている。

一方、横断形や縦断形の変化が著しく土砂礫の混入の多い上流部河道における洪水流の挙動については限られた河川における実態が明らかにされたにとどまっている。

ここでは、洪水波形成過程の基本事項である洪水ピーク伝播速度について、上流部河道と下流部河道のそれらを対比し、上流部河道の洪水流の特質を明らかにする。

なお、下流部河道とは、河口に連なる沖積地を流れる河道区間をいう。

図-1は、洪水ピーク伝播速度 V を縦軸に、横軸に $\sqrt{HI}$ をとったものである。

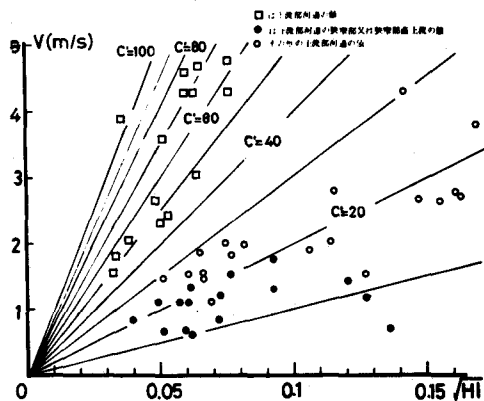


図-1 上流部河道と下流部河道の洪水ピーク伝播速度測値より求めたものである。

ここに、 C' は次式に示す様に、同図における勾配である。

$$V = C' \sqrt{HI} \quad (1)$$

H ; 2地点間の平均水深 (m)

I ; 2地点間の水面勾配

一樣河道においては、洪水ピーク伝播速度は平均流速に比例する値である。

従って、式(1)は、Chezy の平均流速公式に類似し、 C' は一種の流水の抵抗を表わすパラメータと考えられる。

図-1より上流部河道における洪水ピーク伝播速度を下流平野部のそれと対比すると以下の様である。

下流部河道においては、 V は1.5~5m/sで、 C' の値は50~90の間に集中している。

一方、上流部河道においては、 V は0.5~4.0m/sで C' は10~30の間に集中している。

下流部河道では、従来から指摘されている様に、平均流速と洪水ピーク伝播速度は、ほぼ、Kleitz - Seddon の法則に従っていると考えられる。上流部河道では、 $\sqrt{HI}$ の値は下流部河道に比べかなり大きいにもかかわらず、洪水ピーク伝播速度は極めて小さい。この様に上流部河道と下流部河道の洪水流の特質には、かなり明瞭な差異が伺える。とくに狭窄部区間では、 V は0.5~1.8m/sと小さく、 C' も10~20の間にある。狭窄部区間以外の上流部河道は、河道の縦断形状や横断形状の変化が著しく、土砂の混入もあり、洪水ピーク伝播速度は小さくなると考えられる。

3. 狭窄部における洪水波の停滞、ピーク流量の通減を洪水波の不連続現象

一般の河川においては、河道巾は上流から下流に流下するに従って次第に拡大するが、上流山地部を流下

表-1 主要狭窄部の諸元と狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク伝播速度

河川名	狭窄部名	W (m)	L (km)	I	W _u (m)	I _u	C	A地点名 (狭窄部上流)	B地点名 (狭窄部下流)	L _{ab} (km)	T _p (hr)	V (m/s)
米代川	早口	100	6	1/900	300	1/500	0.30	下川沿	綴子	6	1.5	1.1
米代川	七座	80	9	1/2100	400	1/1600	0.20	鷹ノ巣	七座	10	4	0.7
雄物川	強首	150	26	1/4000	400	1/4000	0.38	刈和野	椿川	49	16	0.9
最上川	河合山	100	1.5	1/4000	400	1/2400	0.25	夏刈	西大塚	11	4.6	0.7
最上川	荒砥	70	31	1/450	500	1/600	0.14	小出	長崎	53	11	1.3
最上川	大淀	100	19	1/1200	450	1/1600	0.22	下野	大石田	28	7	1.1
阿武隈川	小和滝	110	6	1/1000	300	1/1100	0.37	阿久津	本宮	16	3	1.5
阿武隈川	蓬来	100	32	1/250	250	1/1100	0.40	本宮	蓬来	23	4	1.6
信濃川	立ヶ花	100	12	1/1100	500	1/1000	0.20	立ヶ花	飯山	19	4	1.3
信濃川	県境	80	32	1/270	800	1/1400	0.10	照岡	宮中	48	6	2.2
利根川	棚下	30	0.5	1/400	100	1/190	0.30	岩本	綾戸	9	1	2.5
天竜川	大久保	40	0.9	1/100	250	1/220	0.16	沢渡	下平	6	1	1.6
天竜川	日曽利	40	20	1/200	250	1/210	0.16	吉瀬	片桐	13	2	1.8
淀川	岩倉	40	5	1/230	250	1/500	0.16	岩倉	島ヶ原	6	1	1.7
淀川	保津峡	30	9	1/200	300	1/700	0.16	亀倉	保津峡	9	2	1.3
吉野川	辻	100	0.5	1/600	800	1/600	0.13	池田	江口	13	2.5	1.4
吉野川	江口	200	0.4	1/600	700	1/600	0.29					
川内川	栗野	40	1.2	1/57	250	1/2000	0.10	吉松	栗野	8	3	0.7
川内川	轟	30	0.3	1/1000	100	1/3000	0.16	栗野	葵刈	12	4	0.8
川内川	中流	80	22	1/200	200	1/1500	0.40					
大淀川	大淀川	90	10	1/640	300	1/1400	0.30	王子橋	大淀第一	11	5	0.6

$C (=W/W_u)$

W ; 狭窄部最小河巾 L ; 狭窄部長 I ; 狭窄部河床勾配 W_u ; 狭窄部の上流の河巾 I_u ; 狭窄部の上流の河床勾配

L_{ab} ; A, B地点間の距離, T_p ; A, B地点間の洪水ピーク伝播時間,

する河川においては、河道巾が局部的に縮小された区間が存在し、このような区間は「縮流部」、「狭窄部」などと呼ばれている。この様な狭窄部を含む上・下流2地点間においては、しばしば洪水波の不連続現象や、洪水ピーク流量の通減現象などが生起し、通常の河道とは異なって洪水波形成過程上特別の役割を果している。

ここでは、狭窄部を含む河道区間における洪水波形成過程の実態からその特質と形成要因について述べる。なお、狭窄部を含む河道区間とは、狭窄部とその上流で狭窄部による水理学的影響を洪水時に顕著にうける区間をいう。

①狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク伝播速度 一般に狭窄部を含む河道においては、一樣河道と比較して、狭窄部上流では水位が上昇し、流速は減小する。また狭窄部においては流速が増大することが知られている。矢野らは⁴⁾、狭窄部における不定流実験を行い、水位ピークの伝播速度は堰き上げ領域で後れ、狭窄部で早くなることを指摘した。しかし、実際河川の狭窄部を含む河段区間における大洪水時の洪水ピーク伝播速度については、未解明な点が多い。

表-1に、主要な狭窄部の諸元と狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク伝播速度を示す。同表によると、洪水ピーク伝播速度 V が 1.0 m/s 以下のとくに小さい値を示すのは、狭窄部区間の河床勾配 I 及び狭窄部の上流側河道の河床勾配 I_u が小さく、とくに I_u がすべて $1/1400$ 以下の狭窄部に限られている。狭窄部の諸形態と洪水ピーク伝播速度との関係を解明するには水理学的な検討が必要であるが、さきの考察から、 V は I 及び I_u と関係が強く、とくに I_u と V は強い関係にあるといえる。

すなわち、洪水ピーク伝播速度を減小させる狭窄部の作用は、狭窄部上流に緩勾配な河道（平坦な盆地部）を有するときに極めて顕著なものとなる。

②狭窄部を含む河道区間におけるピーク流量の減小

狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク流量の減少量を次の様に求める。

$$Q' = Q_a - Q_b \tag{2}$$

- Q' ; 狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク減少量(m^3/s)
- Q_a ; A地点(狭窄部上流)洪水ピーク流量(m^3/s)
- Q_b ; B地点(狭窄部下流)洪水ピーク流量(m^3/s)

Q_a と Q_b 、 Q' の関係を図-2、3に示す。これらの観測値は極めて少なく、狭窄部諸形態と Q' の関係を明らかにすることはできないが、次の諸点が指摘される。

- ㊦ピーク流量減少量 Q' は、狭窄部上流地点流量 Q_a の20~50%にも達している。
 - ㊦ Q' の値は、 Q_a が一定値をこえると急激に増加する。例えば阿武隅川蓬来峽狭窄部では、 $1500\text{ m}^3/\text{s}$ 、雄物川強首狭窄部では、 $3000\text{ m}^3/\text{s}$ をそれぞれ越えると Q' は急激に増大する。
- この様に狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク流量減少量は、小洪水と大洪水では、その現れ方が異なり、極めて非線型性の強い現象であるといえる。

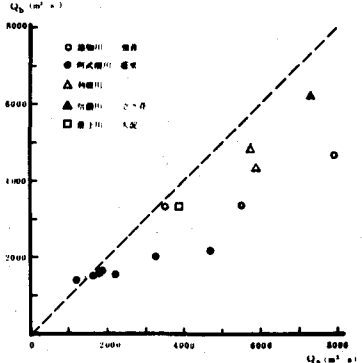


図 - 2

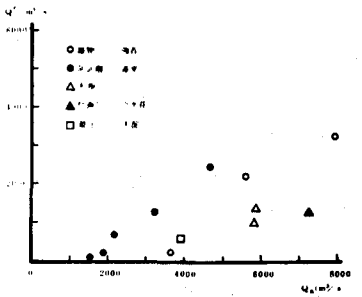


図 - 3

③狭窄部における洪水波の不連続現象 狭窄部を含む河道区間における洪水ピーク伝播速度及び洪水ピーク減少量については、上述の様に明らかにされた。

次に狭窄部によるこの様な上流洪水波の変形を前提に、狭窄部の下流で流入する支川洪水ピークにより、

狭窄部上流と、これら支川が合流した下流の2地点における洪水波の不連続現象について考察する。

まず、洪水波の不連続現象を量的に評価する指標について考える。

洪水波の不連続現象は、上流洪水ピーク到達時刻と支川洪水ピーク到達時刻の相対的關係、上流洪水ピーク流量及びその減少量、と支川洪水ピーク流量の量的關係など、水文学的諸量などにより決定される量である。しかし、これら諸量の実測値は極めて少いので、比較的多く存在する時間水位資料などを利用して、洪水波の不連続現象を評価する1つの指標として不連続時間 T' を次の様に設定する。(図-4、5)

$$T' = T_p - T_{pr} \quad (3)$$

T' ; 不連続時間 (h)

T_p ; 上流地点 (A地点) 洪水ピークが下流地点 (B地点) に到達するに要する時間 (hr)

T_{pr} ; 下流地点洪水ピーク出現時刻から上流地点洪水ピーク出現時刻を引いた値 (hr)

T_p の値は実測値又は図-1を参考にして求めた。 T_{pr} は、図-5の様に求めた。

洪水期間が一定値をとり、洪水が一山型の波形を示すと仮定すると、不連続時間が長いほど、下流地点ピーク流量に到達する上流地点流量の上流地点ピーク流量に対する比は小さくなり、 T' は、量的関係を間接的に示す1つの指標と考えられる。

各狭窄部を含む河道区間における T' の値を図-6に示す。

ここで、流域面積比を次の様に定義する。

$$\lambda = A_{ab} / A_b \quad (4)$$

A_{ab} ; A, B地点間の流域面積

A_b ; B地点上流域の流域面積

同図によると、 $\lambda = 0.03 \sim 0.4$ 程度の小流域からの支川洪水ピーク流入により、不連続時間8~10時間程度の不連続現象が生起している。

こうした二地点間の不連続現象は、緩勾配河道 (盆地部) + 狭窄部による洪水波の停滞、洪水ピーク流量の減少及び狭窄部下流の急流小支川の急激な洪水ピーク流量の流入という、水文学的な一連の現象の合成された結果と考えられる。

4. 峡谷部における洪水波の不連続現象

上流山間部を流れる河川においては、高度の高い分水嶺が河道に沿って平行に走り、これらの分水嶺から流路の短い急流支川が多数流入する特異な流域構成を有する流域が存在する。これを「峡谷部」と定義する。

ここでは主要河川の峡谷部における洪水波形成過程の実態に基づき、その特質について考察する。

①峡谷部の流域構成

表-2に、主要な峡谷部の諸元などを示す。

峡谷部の流域構成上の特徴は次の様である。

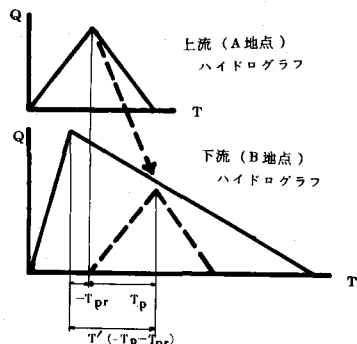


図-4 不連続時間の概念図

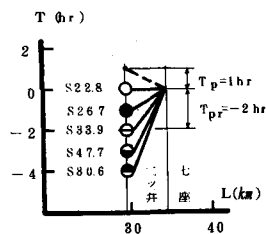


図-5 T' の算定例

(木代川、七座・二ツ井地点)
横軸に各地点の河口からの距離L、
縦軸に主要洪水時の洪水ピーク生
起時刻Tをとったもの。
各洪水時の平均値として
 $T' = T_p - T_{pr} = 8$ 時間を得る。

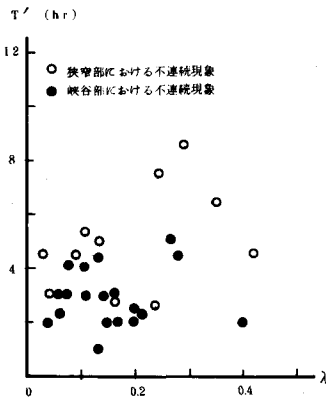


図-6 不連続時間 T' と流域面積比

峡谷部の支川流路長

は、5～20km、勾配は1/5～1/20と急流である。また、洪水到達時間 T_t を中安の方法により次式で求めると

$$T_t = a L_t^{0.7} \quad (5)$$

T_t : 洪水到達時間 (hr)

L_t : 流域最遠点からの距離 (km)

a : 定数、ここでは0.3を用いる。

T_t は1～3時間である。

一方、峡谷部上流の本川河道長、平均勾配は表-2に示したが、式(5)と同様な方法で洪水到達時間 T_m を求めると、峡谷部流域の洪水到達時間は、峡谷部上流域のそのの

1/3～1/10であり、極めて短い。

このような流域構成を有する峡谷部は、他流域に比べて洪水到達時間が極めて短いことから、短時間の強雨により、非常に大きな洪水ピーク流量を出現させ得ることが想像される。

次に峡谷部における洪水ピーク流量の変化について考察する。

②峡谷部における洪水ピーク流量の増加

ピーク流量比 q を次式で定義すると、

$$q = (Q_b - Q_a) / Q_b \quad (6)$$

Q_b : 峡谷部下流地点の洪水ピーク流量 (m^3/s)

Q_a : 峡谷部上流地点の洪水ピーク流量 (m^3/s)

ピーク流量比 q を縦軸に、流域面積比 λ を横軸にとったものが図-7である。

流域面積比 $\lambda = 0.04 \sim 0.3$ の峡谷部流域において、ピーク流量比 $q = 0.25 \sim 0.7$ と極めて大きな値を示している。

また、峡谷部を含む上・下流二地点の洪水比流量(洪水流量をその地点の流域面積で割った値)と、流域

表-2 主な峡谷部の諸元

河川名	峡谷部名	L_t (km)	I_t	T_t (hr)	L_m (km)	I_m	T_m (hr)	T_t/T_m
阿賀野川	只見川	5	1/10	0.9	60	1/36	5.3	0.17
信濃川	千曲川上流	26	1/18	2.9	46	1/26	4.4	0.67
信濃川	十日町	12	1/20	1.7	216	1/100	13.0	0.13
利根川	奥利根	10	1/5	1.5	35	1/25	3.6	0.42
利根川	赤城・榛名	10	1/10	1.5	75	1/43	6.2	0.24
富士川	富士川	5	1/5	0.9	80	1/45	6.4	0.14
天竜川		12	1/7	1.7	69	1/290	5.8	0.29
天竜川		13	1/15	1.8	90	1/270	7.0	0.26
木曾川	伊那川	7	1/10	1.2	60	1/30	5.3	0.26
揖斐川	根尾川	9	1/10	1.4	20	1/20	2.4	0.57
九頭竜川	中流	10	1/7	1.5	47	1/70	4.4	0.34
淀川(桂川)	亀岡	10	1/30	1.5	39	1/40	3.9	0.38
吉野川	大歩危	7	1/8	1.2	70	1/39	5.9	0.20
筑後川	夜明	13	1/15	1.8	54	1/30	5.1	0.35
球磨川	球磨川	6	1/10	1.1	70	1/39	5.9	0.19
球磨川	川辺川	5	1/5	0.9	47	1/28	4.4	0.20
大淀川	大淀川	19	1/15	2.4	52	1/65	4.8	0.50
大淀川	綾北	5	1/5	0.9	22	1/26	2.6	0.34
江の川	中流	15	1/20	2.0	83	1/103	6.6	0.30

L_t : 峡谷部流域の支川流路長

I_t : 峡谷部流域の支川河床勾配

$T_t (=0.3 L_t^{0.7})$: 峡谷部流域の支川の洪水到達時間

L_m : 峡谷部上流の本川流路長

I_m : 峡谷部上流の本川河床勾配

$T_m (=0.3 L_m^{0.7})$: 峡谷部上流の本川の洪水到達時間

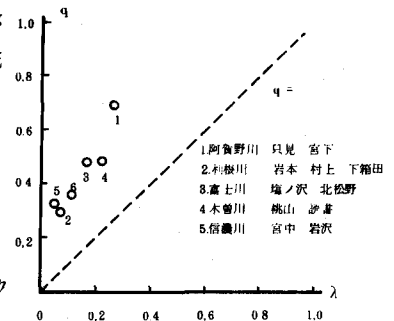


図-7 峡谷部における q と λ の関係

面積を両対数紙上にプロットしたのが図-8である。

$Creager^{5)}$ などによると一般に最大洪水比流量は、流域面積が増加するとともに減少し、これらの値は一定の地域ごとに、それらを包む包絡線内にあるとされている。

峡谷部をはさむ上・下流2地点間では、上述の観点からいってかなり特異な存在である。

図-8に示す様に、同区間では流域面積の増加とともに、洪水比流量も増加している。

③峡谷部における洪水波の不連続現象

峡谷部を含む2地点間の洪水波の不連続現象を整理したのが図-6である。

峡谷部の多くは、流域面積比0.05~0.2の非常に小さな流域にすぎないが、かなり顕著な洪水波の不連続現象を示している。

その原因は、①、②の考察より次の様に結論づけられる。

峡谷部においては、峡谷部上流域に比べ、洪水到達時間が短く、洪水比流量は大きく、洪水ピーク出現時刻は早く現れるため、峡谷部上・下流地点において洪水波の不連続現象が生起する。

なお、これを「峡谷部における洪水波の不連続現象」と定義する。また、その特質をさきに述べた狭窄部における不連続現象と比較すると以下の様である。(図-6)

①狭窄部における洪水波の不連続現象において見られた上流洪水波の停滞や洪水ピーク流量の減小などを前提とはしない。

②洪水波の不連続時間は、狭窄部におけるそれよりやや短い。

③峡谷部流域からのピーク流量は極めて大きい。

④流域面積比 $\lambda=0.05\sim0.2$ 程度の小流域においても、一定の条件が整えば、不連続現象が生起する。

これらのことは、「峡谷部における洪水波の不連続現象」が、「狭窄部における洪水波の不連続現象」と比較して時間的にも空間的にも極めて小さいスケールで生起していることを示している。

5. まとめ

本研究で得られた結論は以下の諸点である。

①上流部河道における洪水ピーク伝播速度は、上流部河道のそれに比べて極めて小さい。

②狭窄部を含む河道区間においては、洪水ピーク伝播速度はとくに小さく、同区間で洪水ピーク流量は20~50%減小する。このような狭窄部を含む河道区間における洪水流の変形を前提に、狭窄部下流で合流する支川洪水ピークにより、この間において洪水波の不連続現象が生起する。また、洪水波の不連続現象は、狭窄部の上流に緩勾配河道を有する時に顕著に現れる。

③峡谷部流域の支川では、短時間の強雨により、大きな洪水ピーク流量が、本川の峡谷部上流地点より早く発生するため、峡谷部の上・下流2地点間において洪水波の不連続現象が生起する。

④峡谷部における洪水波の不連続現象は、狭窄部のそれと比べ、時間的・空間的に小さいスケールで生起している。

なお、狭窄部、峡谷部などを考慮した流出モデルについては、現在検討中である。

本研究にあたって、建設省河川局、各工事事務所の諸氏に多大な協力を得た。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 石原安雄・小葉竹重機；洪水流出計算の総合化に関する一考察，京大防災研年報21号B-2，P. 153~171，1978。
- 2) 山田啓一・高橋 裕，峡谷部における洪水波の不連続現象について，第22回水理講演会論文集，P. 227~232，1978。
- 3) 山田啓一・高橋 裕，流域構成と洪水特性—東北地方諸河川の場合(4)，土木学会第34回年講Ⅱ，1979。
- 4) 矢野勝正・芦田和男・高橋保；狭窄部が洪水に与える影響に関する実験的研究，土木学会第20回年講，1965。

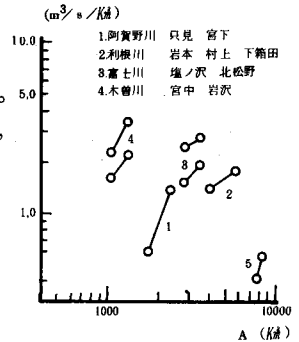


図-8 峡谷部上・下流地点の洪水比流量