

峡谷部での洪水波の不連続現象について

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. 上流山地部における洪水の特質

近年、治水計画において貯水池による洪水調節計画の占める位置は益々増大しつつある。そして、その多くは上流山地部に築造された、比較的小流域面積の複数貯水池群によるものである。

この様な治水計画の立案に際して、上流部での洪水波が下流基準地点に到達するまで、どの様に流下するか、その流下速度は勿論、他の支川域からの洪水流入も含め、その過程が正確に捉えられねばならない。

一方、種々の流出解析法によって、空間的に平均化された降雨量と流出量との関係をかなり精度よく推定することは可能となつてはきたが、小流域からの洪水波の合成流下過程の詳細を解析的、数理的に解明することは、上流山地部での水文資料が特に少ないこともあって、極めて不十分といえる。

とりわけ、上流山地部での洪水の実態を見ると、洪水ピーク流量は上流から下流にゆくに従って増大し、伝播するという連続的平均的变化をしているとは限らず、むしろある特定の区間の河道で洪水ピーク流量は著しく減小し、停滞することがある。逆に、特定の支川の流入により、洪水ピーク流量は急激に増大し、時には、上流地点での最大流量あるいは最高水位出現時刻より、流域面積では相対的に小さい支川群が合流した下流地点での最大流量あるいは最高水位出現時刻の方が早く現れる現象も見られる。(筆者らは、この現象を上・下流洪水波の不連続現象と定義する。)

これは、日本の河川が急流で、洪水流量の時間的変化が大きく、たとえ流域面積の小さな小支川であってもその河道の配置によっては、短時間の強雨が有効に作用して、非常に大きなピーク流量を作り出し、これらの支川が合流した後の本川の洪水ピーク流量を左右してしまう可能性があるためである。いい換えれば、日本の河川における洪水の特質は、時間的にも空間的にも非常に小さいスケールで洪水流量が大きく変化していると云える。従って、洪水流量の変化の大きい云わば特異点、不連続点を個々の河川で明らかにし、その条件を考察することが、上流山地部より下流基準点に至る洪水波の挙動を解明する手がかりになるものと考えらる。

この様な観点から筆者らは、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・空間的変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。

とくに上流山地部では、河道に平行して高位の山地が迫り、河道を中心とした細長い流域に、流路長数Km～十数Km、勾配1/10程度の溪流状の支川が多数流入している流域が見られる。この様な流域では洪水波形成過程上の特異点を形成しており、筆者らはこれを「峡谷部」と呼ぶ。

本研究では、いくつかの河川における峡谷部での洪水時の水文資料をもとにその洪水波形成過程を検討した。

2. 峡谷部における洪水波形成過程

(1) 富士川 富士川は上流部甲府盆地の末端で、流域面積のほぼ等しい釜無川と笛吹川が合流し、これより太平洋に注ぐまで約50Kmの間は、小支川が多数流入する典型的な峡谷部を流下している。(図-1)

この間の洪水波形成過程を、清水端-北松野間の各量水標記録より検討する。

主な洪水時の各地点での最高水位、最大流量を表-1に示す。表によると、清水端-北松野間でほとんどの洪水の場合同時刻に最高水位が現れている。塩ノ沢、南部などの水位流量記録を合わせて考察するとこの間の洪水波形成過程をはっきりと捉えることができる。

例えば近年の大洪水であった昭和34年8月14日の各地点のハイドログラフを見ると(図-2), 上流部清水端ピークは, 14日1時に現れ20 Km下流の塩ノ沢では2時間後の12~13時に9500 m³/sの最大流量となった。しかし, 塩ノ沢より12 Km下流の南部水位は, 塩ノ沢流量が6000 m³/sをこえた頃の8時に最高水位となり以後急激に減水して った。南部より19 Km下流の北松野では, 南部ピークの1時間後に最大流量となった。

昭和36年6月洪水の場合も図-3に示す様に南部ピークは塩ノ沢ピークより3時間早く現れた。

塩ノ沢-南部間に流入する支川は, 流路長左支川8~10 Km, 右支川3~4 Kmと極めて短く, 1000~1700mの分水嶺から, 1/10以上の急勾配で本川に流入している典型的な「峡谷部」である。

塩ノ沢-南部間(流域面積145 Km²)において昭和34年や同36年などの大洪水時には2000 m³/sをこえる流量が, 本川河道に流入したことになり, その洪水比流量は, 14 m³/s/Km²と極めて大きな値である。

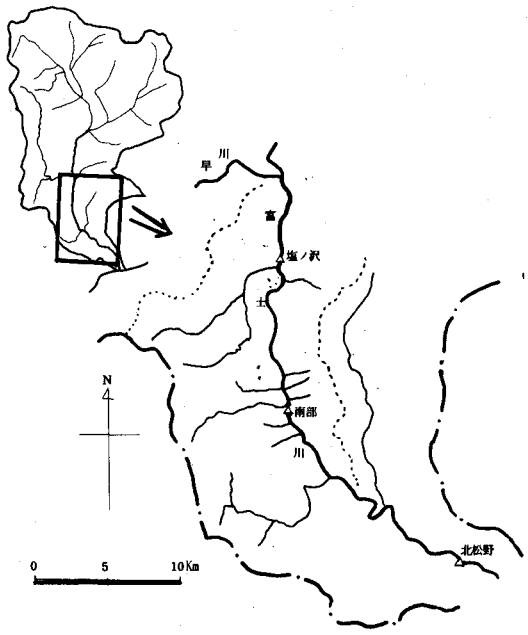


図-1 富士川流域図

表1 富士川洪水最高水位, 最大流量表

(2) 天竜川 次に天竜川上流域における洪水波形成過程を検討する。

図-4に示す下平-市田間約30 Kmの区間に注目しよう。各量水標間の流域面積は大支川小沢川(流域面積295 Km²)が流入する片桐-宮ヶ瀬間を除いてほぼ100 Km²前後で流路長5~15 Kmの急流小支川群が多数流入している。とくに日曾利-片桐間, 宮ヶ瀬-市田間には, 流路長4~5 Kmの小支川群が発達する「峡谷部」である。

各地点の主な洪水時の最高水位を表-2に示す。

これによると, 日曾利-市田に至る各地点で洪水波の不連続現象が見られる。

昭和28年洪水を見ると図-5の様に市田水位は, 宮ヶ瀬水位がようやく急上昇しはじめた7月20日12時に市田ではすでに最高水位に達し, 宮ヶ瀬地点で最高水位となった15時には, 市田水位はすでに減水していた。

	清水端	塩ノ沢	南部	北松野
流域面積(Km ²)	2179	2935	3098	3540
河口よりの距離(Km)	6.09	41.0	29.8	10.7
昭和10年9月	25日 19時 7.95 m 4382 m ³ /s			25日19~21時 7.8 m 7316 m ³ /s
昭和11年9月	26日 19時 5.96 m			26日 19時 7.0 m
昭和22年9月	15日 16時 6.4 m 2900 m ³ /s			15日17~18時 6.7 m 5780 m ³ /s
昭和23年9月	16日 15時 6.4 m			16日 18時 7.3 m
昭和25年8月	5日 9時 6.8 m 3261 m ³ /s			5日 11時 5.8 m 4668 m ³ /s
昭和33年9月	18日 11時 5.46 m	18日 8~12時 2700 m ³ /s		18日 11時 5.64 m 5229 m ³ /s
昭和34年8月	14日 10時 9.0 m 5600 m ³ /s	14日 12~13時 9500 m ³ /s	14日 8時 6.7 m	14日 9時 10.7 m 9800 m ³ /s
昭和36年6月	27日 8時 6.5 m 2990 m ³ /s	27日 9時 5300 m ³ /s	27日 6時 4.95 m	27日 8時 7.4 m 6200 m ³ /s
昭和41年9月	25日 5時30分 6.33 m 2850 m ³ /s	25日 4~9時 5500 m ³ /s		25日 3時 6.3 m

同様なことは、上流部における最大洪水であった昭和36年6月洪水にもあてはまる。図-6に示した様に、日曾利-片桐、片桐-宮ヶ瀬間において明瞭な洪水波の不連続現象が認められる。なお小渋川落合地点（流域面積約220km²）では700km²前後の流量が11時間も続く扁平な洪水波であったことからすると、片桐-宮ヶ瀬間の洪水波の不連続現象は、小渋川よりも他の小支川の出水に因るものと思われる。

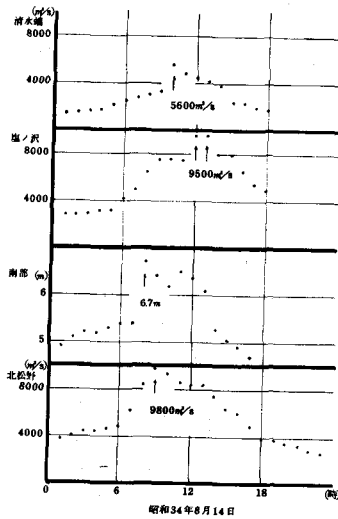


図-2 昭和34年洪水ハイドログラフ

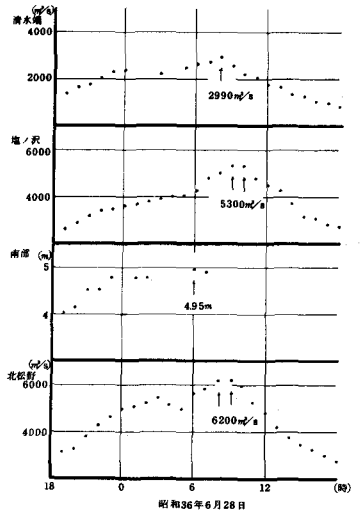


図-3 昭和36年洪水ハイドログラフ

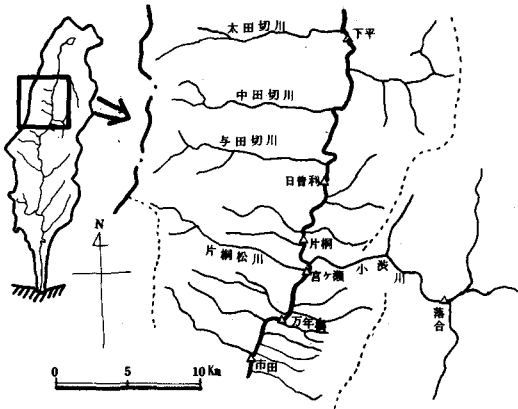


図-4 天竜川流域図

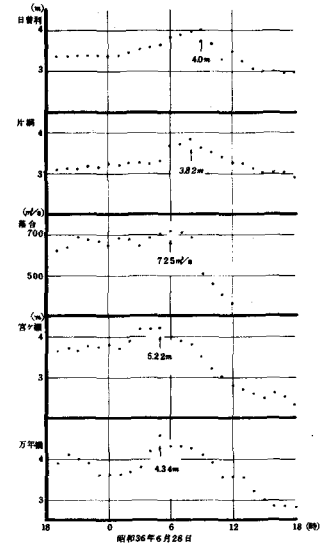


図-5 昭和28年洪水ハイドログラフ

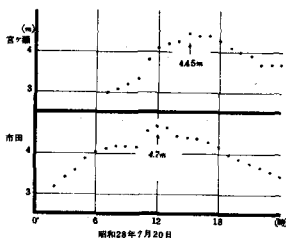


図-6 昭和36年洪水ハイドログラフ

表 2 天 竜 川 洪 水 最 高 水 位 表

	下 平	日 曾 利	片 桐	宮 ケ 瀬	万 年 橋	市 田
流 域 面 積 (K ²)	1 6 5 9	1 7 6 1	1 8 9 9	2 2 2 4		2 3 2 0
河 口 か ら の 距 離 (K ^m)	1 8 2.8	1 7 3.4	1 6 4.2	1 6 0.7	1 5 7.5	1 5 3.7
昭 和 2 8 年 7 月	20日 14時 2.18m	20日 15時 3.32m	3.3 m	20日 15時 4.45m	20日 14時 3.82m	20日 12時 4.7 m
昭 和 3 4 年 8 月	13日 11時 3.08m	13日 11時 3.2 m		13日 14時 4.35m	13日 14-17時 3.15m	13日 10時 4.4 m
昭 和 3 6 年 6 月		28日 9時 4.0 m	28日 8時 3.82m	28日 5時 5.22m	28日 5時 4.54m	28日 5時 4.35m
昭 和 4 0 年 9 月	18日 3-7時 2.76m			18日 4時 3.52m	19日 3-5時 2.5 m	
昭 和 4 4 年 8 月	5日 9-11時 2.23m		5日 7時 2.24m	5日 6時 3.41m	5日 6時 2.1 m	5日 6-10時 2.0 m
昭 和 4 5 年 6 月	16日 7時 2.56m		16日 8-10時 3.95m	16日 5時 4.0 m	16日 8時 3.9 m	

(3)・筑後川 筑後川も富士川同様比較的流路の長い2大川，大山川，玖珠川（流路面積約550K²，流路長56Kmとほぼ等しい）が日田盆地で合流し，夜明峡谷部（河巾100~200m，長さ6Km）を経て筑紫平野に流出する。（図-7） 2大川合流後の限地点と峡谷部を経た池田地点での洪水波形成過程に注目する。両地点間では，英彦山系より流出する右支川花月川（流域面積137K²，流路長22Km）大肥川（同87K²，19Km）が流入している。

限，池田間約16Kmにおける主要洪水時の最高水位とその出現時刻を表-3によって比較すると，池田地点で6mをこえる大洪水時には，両地点で同時刻，あるいは下流池田地点の方が30分~2時間早く現れている。例えば，大正10年6月における両地点及びその中間にある林田地点のハイドログラフを見ると図-8の様である。限と林田地点の水位を比較すると，林田地点では，17日10時頃より水位は急上昇し，限

地点でようやく3mをこえた13時に5.46mの最高水位に達し，限地点で最高水位となった15時には，すでに減水しはじめている。池田地点では林田ピークの2時間後，結果的には限ピークと同時刻に最高水位となった。

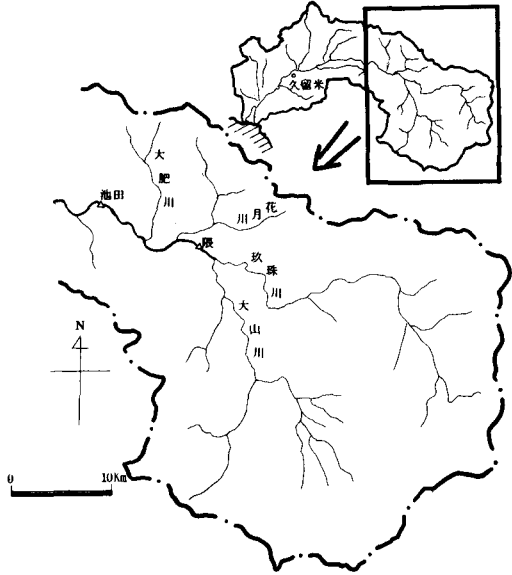


図 - 7 筑 後 川 流 域 図

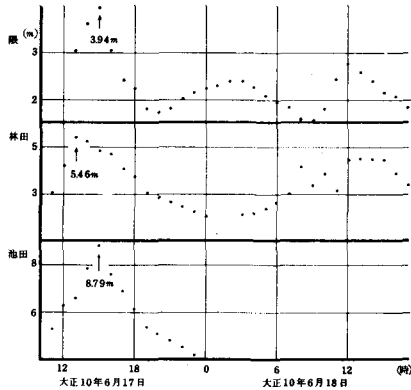


図- 8 大 正 10 年 洪 水 ハ イ ド ロ グ ラ フ

表 3 筑後川洪水最高水位表

観測所	流域面積(k ²)	河口よりの距離(km)	大正10年6月	昭和 3年6月	昭和10年6月	昭和16年6月	昭和26年6月	昭和28年6月
限	1180	75.5	18日 15時 3.94m	27日 1時 2.37m	30日 1時 2.35m	27日 16時 1.9 m	14日 21時 2.12m	26日 14時 3.85m
池田	1455	59.7	18日 15時 8.79m	26日 23時 6.30m	30日 1時 6.2 m	27日 17時 4.42m	14日 22時 5.4 m	26日13時30分 8.6 m

一方、6月18日のピークは、17日より1m以上低いが、限では18日12時に、林田では同日13～15時に現れ、不連続現象は見られなかった。

以上総括すると、池田地点においては、限上流域（流域面積1180k²）からの洪水ピークが到達する2～3時間前に、限－池田間（275k²）に流入する支川出水によって洪水ピークが作られている。

この現象は池田地点で6mをこす大洪水時にとくに顕著である。

(4) 利根川上流域 利根川最上流部の洪水波形成過程を見よう。

藤原ダム（流域面積410k²）より4km下流の幸知地点とさらに4km下流の湯原地点における両地点の最高水位を表－4に示す。

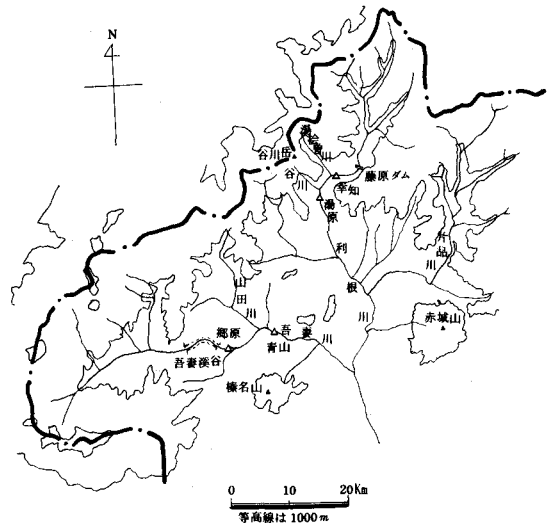
昭和22年9月洪水のハイドログラフ（図－10）を見ると、幸知地点の水位は15日10～11時に1m上昇し、15時まで5時間にわたって5.5m近いピークが続いている。一方湯原水位は同日7時には3mこえ、13時をすぎると急激に減水した。

結果的に両地点で15日11時の同時刻に最高水位に達したが、両者の洪水波型には著しい差異が認められる。

昭和24年9月洪水においては、幸知水位がようやく4mをこえた時すでに湯原では最高水位に達していた。

しかし、昭和23年洪水時には、湯原ピークは幸知ピークの40分後に現れた。

利根川最上流部の流域を概観すると、幸知上流域は流路長約40kmで、1500mをこす高位山岳地帯に四囲を囲まれているのに対し、幸知－湯原間には、谷川岳から流出する湯松曾川、谷川など流路



図－9 利根川流域図

表 4 利根川洪水最高水位表

	幸 知	湯 原	郷 原	青 山
流 域 距 離(k ²)	450	526	800	1150
河口よりの距離(km)	258	254	235	15.5
昭和10年9月		25日 14時 6.0 m	26日 3時 6.96m	26日 2-3時 3.25m
昭和22年9月	15日 11時 5.5 m	15日 11時 3.15m	15日 18時 3.0 m	15日 16時 3.5 m
昭和23年9月	16日 18時 6.0 m	16日18時40分 2.95m	16日 16時 3.8 m	16日 15時 4.2 m
昭和24年9月	1日 3時 5.0 m	1日 11時 2.0 m		1日 1時 4.0 m
昭和25年8月		5日 11時 2.0 m	5日 10時 7.5 m	5日 10時 3.6 m

注) 郷原、青山は合流点までの距離

長10km以下の急流小支川が流入している。しかも、この流域は利根川本川河谷に沿って流入してくる暖湿流と日本側からの寒気が相互に流入しあう地形的位置にあり、幸知上流域より多雨であることが多い。

次に同じく利根川支川吾妻川の洪水波形成過程を見る。

吾妻川は、吾妻溪谷（長さ5Km、河巾30m）をはさんで上流と下流に分けられるが、吾妻溪谷の約2Km下流にある郷原地点と、同地点より8Km下流の青山地点の水位記録を検討する。

表-4に示す様に両地点間で洪水波の不連続現象がしばしば認められる。

青山地点で既往最高水位となった昭和23年9月洪水は、図-11の様である。青山水位は16日13時～14時に1.5mも上昇し、15時に4.2mの最高水位となり以後急激に減水している。郷原地点では青山地点より1時間後れて最高水位となった。

また表-4によれば、昭和10年以後の両地点の第1位、第2位の出水は、それぞれ郷原では昭和25年、同10年、青山では昭和23年、同24年であり、両地点の洪水規模は著しく異なっている。

吾妻川の場合、上流からの洪水流は、吾妻溪谷によってかなり疎通が妨げられる一方、山田川などの支川出水によって青山地点の洪水ピークが作られていると考えられる。

また図-9に示す様に吾妻川の南部に榛名山があり、南東系の暖湿気流の比較的流入し易い下流部に対し、上流域は、やゝ南寄りの暖湿流が、榛名-浅間山の鞍部から流入し易い地形条件にあることも、両者の洪水規模に差異を生ぜしめる一因と考えられる。

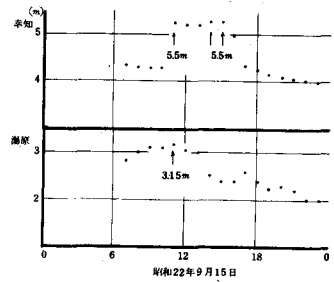


図-10 昭和22年洪水ハイドログラフ

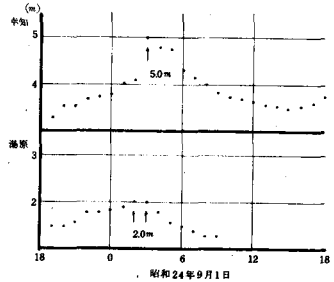


図-11 昭和24年洪水ハイドログラフ

3. 峡谷部での洪水波の不連続現象

洪水波形成過程の特異な形態をいくつかの河川について述べ、その要因を考察してきた。従来、水文資料が不十分ため「残流域」として大流域に比べほとんど無視されがちであった小流域においても、一定の条件が備えられると流域全体の洪水の動向を決定づけてしまう様な大きな変化が生起していることを示した。

以下に、「峡谷部」における洪水波形成過程の特質を整理する。

- ①「峡谷部」とは、高位の分水嶺が河道に迫り平行して走り、そこから流路の短い急流小支川群が流入している流域を云う。
- ②「峡谷部」の下流端では、最大流量（あるいは最高水位）が、上流端より早い時刻に現れることがある。
- ③「峡谷部」では他の流域に比べて、洪水到達時間が著しく短かく、洪水比流量は大きい。
- ④「峡谷部」は大雨の空間的分布特性に与える影響は大きくこれらも洪水波の不連続現象の一因となる。
- ⑤洪水波の不連続現象は一般に、中小洪水より大洪水時に顕著である。

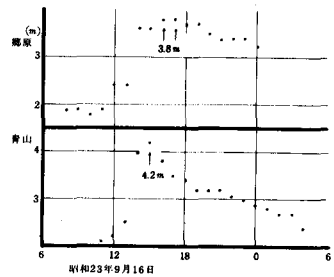


図-12 昭和23年洪水ハイドログラフ

これらの結論はごく常識的なものであるが、「峡谷部」的性格を有する特異な流域が日本の多くの河川に存在しているということが重要であると思われる。富士川や天竜川もその例であるが、複雑な地質構造運動に強く支配されて河道が形成される場合には、典型的な「峡谷部」を形成することが多い。

本研究は、実態把握の端緒的段階にとどまっているが、その対象の性格から考えて、個々の事実をできる限り多く積み上げてゆくことが重要であると考ええる。

なお、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。