

浦白川流出試験地の洪水流出特性

岸井 徳雄*

国立防災科学技術センター

On Flood Runoff Characteristics of an Experimental Basin at the Urajiro River

By

T. Kishii

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The experimental basin was established in the tributary of the upper basin of the Yoro River which has a catchment area of 8.6 km². The annual precipitation amounts to 2,000 mm. The surface geology is, in the whole basin, Kokumoto formation of the Quaternary Pleistocene in the Kazusa Group which is of low permeability. This basin is at an altitude of from 55 m to 284 m. By geomorphological analyses using a topographical map on the scale of 1:10,000, a typical first-order valley, third-order valley and sixth-order valley were selected. The first-order valley is included in the third-order valley and the third-order valley in the sixth-order valley. Four rain gauges and six water level gauges were installed as shown in Fig. 1. Water levels and rainfalls were analyzed at intervals of ten minutes.

Among the cases in which the discharges were observed at the same time, both in the sixth-order valley and in the third-order valley since August 1976, the largest 9 cases in peak discharge were selected for study. In these 9 cases, there were cases which had discharges observed at the same time in the first-order valley. It was found that the runoff ratio satisfied the following inequality in all cases,

$$f_6 > f_3 > f_1$$

where f_6 is the runoff ratio of the sixth-order valley, f_3 that of the third-order valley and f_1 that of the first-order valley. That is, the larger the catchment area, the larger the runoff ratio becomes in the mountainous basin. Furthermore, there was found a tendency that the longer the rainfall lapse became, the larger was the runoff coefficient in the sixth-order valley.

1. はじめに

洪水流出の特性を表わす指標として流出率, 流出係数, ピーク流量などの水流量が使われる。これらは, 流出過程への入力である降雨の特性, すなわち, その強度, 継続時間, 総雨量などによって変化するが, これらの特性をもつ降雨量を流域下流端における流出量という出力に変換するのが流域の作用である。その流域の特性は地質, 地形および植生などによ

* 第1研究部風水害防災研究室

て形成される。そして地質は流域の河川地形を特徴づけ、また、その流域の植生へも影響を与えている。

筆者は、九州地方の諸河川の日流量解析を行ない、地質が低水流出高に大きな影響を及ぼすことを報告した(岸井, 1977)。

地質は、流域表層の土壌の生産源であり、土壌の浸透能や透水性は、降雨の損失機構にも影響を与えることが考えられ、国立防災科学技術センターは、昭和50年度以降、千葉県下養老川水系浦白川(うらじろがわ)流域に流出試験地を設立し、水文観測を継続してきた。

本流出試験地を設立した目的は、

- ① 流域内の地質が洪水流出の特性にいかに関与しているかを検討する。
- ② 大流域とそれに含まれる小流域との洪水流出の比較を行う。

ことであり、①、②について調査するため、首都圏内であって、降雨量が多く、洪水時の水文観測の機会が数多く得られ、かつ土地利用の変化が少なく自然流域である場所として本流出試験地を選定した。

本報告は前記の目的②について考察を加えたものである。考察の結果、山地流域における洪水の流出率については、流域面積が大きくなるに従い増大すること、ラショナル式の流出係数については、大流域において降雨開始から降雨ピークまでの時間の増大とともに大きい値をとることがわかった。

2. 流出試験地の概要

2.1 位置および降雨量

本流出試験地の位置は図1に示すように、千葉県の二級河川養老川(河口での流域面積246 km², 幹川流路延長75 km)上流にあってその左岸で合流する支川浦白川の流域である。

養老川上流域には、年平均2,000 mmの降雨量があり、関東地方では多雨地帯の一つである。本流出試験地の東、約1 kmの大久保地点(気象庁所管の観測所、観測開始1968年)の豪雨記録として、房総水害の際に、総雨量331.5 mm(1970年7月1日1時~7月2日9時)、時間雨量96.5 mm(同年7月1日9時~10時)がある(千葉県, 1971)。

2.2 地 形

本流出試験地の平面形状は、東西約1.5 km、南北約6 kmの細長い流域であり、標高は、下流端月崎地点で55 m、流域最上流端で284 mである。

縮尺1万分の1地形図を主とし、航空写真および現地調査を援用して次のような谷次数に関する地形解析を行なった。まず中央の流路とその両側斜面からなる最小単位流域を1次谷と規定し、Strahler方式(樞根, 1973)に従って次数を増加させて解析した。

その結果、本流出試験地の流路の最大次数は浦白川本川について6となり、以下これに含まれる各次谷の個数は、5次谷:3個、4次谷:8個、3次谷:35個、2次谷:138個、1

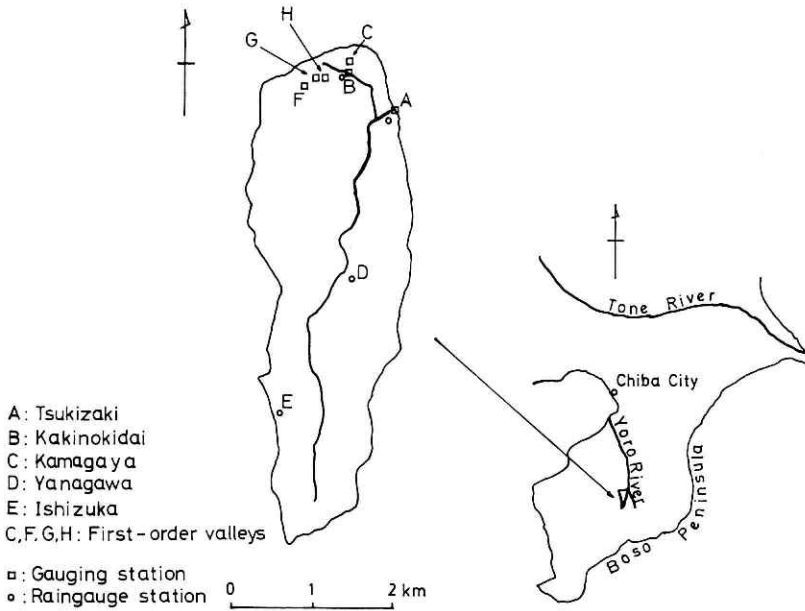


図 1 浦白川流出試験地および観測所位置

Fig. 1 Location of Urajiro River experimental basin and the observation system

次谷：614個となった。

これらの各次数別谷の個数の対数とその次数との間には直線関係が成立するという Horton の第1法則，すなわち

$$\ln N_U = a - BU$$

(N_U : U 次の谷の個数， a および B は流域固有の定数， U : 谷次数) にあてはめ，最小二乗法によって各定数を求めると， $a=7.535$ ，および $B=1.294$ が得られ，分岐比 (N_U/N_{U+1}) については $\exp(B)=3.65$ の値となる．地形地質の制約を受けずに谷が発達した流域では，分岐比は4に近い値をとるから，本流出試験地では，水流の浸食によりランダムに水系網が作られ，従って，一様に谷が分布していると考えてよいことになる (樫根，1973)。

2.3 地 質*

養老川河口から約 20 km の地点より下流域では，地表は下総層群に被われ，それより上流域では，下総層群より古い層厚 4,000 m に達する上総層群が階段をやや傾斜させたようなケスタ地形を呈して配列している．地層の固結度は下流から上流に行くに従って高くなり，透水性が小さいといわれている．

地層は砂・シルトからなる砂質泥岩で構成されており，そのため洪水ごとに流送され，河床に堆積せず，そのうえ，地盤の隆起量も日本アルプス地域と同程度の年間 2 mm 程度あ

* 本節の記述は千葉県公害研究所地盤沈下研究室長，理博・楡井久氏の示唆による所が大きい。

り(日本第四紀学会, 1977), 河道は流水の洗掘作用と地盤隆起の相乗作用で峡谷をなし, 河岸と河床の比高は5 m~10 m に達している(千葉県, 1971)。

本流出試験地の地質は, 上総層群のうち, 第四紀更新世古期の国本(こくもと)層であり, 従って前述のように養老川上流域においては, 地質的に, 洪水が流出しやすい流域であると推定される。

2.4 観測施設

流域の雨量, 流出量を観測するため図1, 表1に示すように, 水位観測所計6カ所, 雨量観測所4カ所を設置した。月崎および柿ノ木台両観測所は水位雨量計を使用しており, 水位と雨量の記録の相対的時間誤差はない。なお, 各観測所で得られた記録の整理については, 水位, 雨量記録とも, 洪水到達時間を考慮して10分単位とした。

なお, 本報告においては, 大流域の洪水流出がそれを含む小流域の洪水流出と如何なる関係があるかを検討することを目的としたので, 1次谷は4水位観測所のうち, 3次谷に含まれる釜ヶ谷(かまがや)水位観測所のみを対象とすることとした(以下, 「1次谷」とは釜ヶ谷水位観測所を指す)。

3. 洪水流出特性

山地流域において洪水流出が大流域と小流域でいかに異なるか, あるいは, どの程度類似しているかは洪水流出の相似の問題を議論する場合に重要な問題である。ほとんどの流出試験地においては, その目的や方法は異なっても, その流域内で雨量, 地形, 地質, 流出量等を精確に観測調査して, その流出試験地を含む大流域あるいは類似の他流域にその結果を外挿しようとすることが多い。この場合, 前もって流域スケールが変化した場合に洪水ハイドログラフがどのように変化するかについて調査しておく必要があり, またこのような調査を

表1 水位, 雨量観測所一覽
Table 1 List of the observatories: area of basins, conversion formulae of water level to discharge, equipments etc.

観測所名	図1の記号	流域面積 (km ²)	水位—流量変換方式	観測機器諸元	
水位観測所	月崎(6次谷)	A	8.6	H-Q曲線	SR-1型, 紙送り速度18mm/時間, 1ヵ月巻
	柿ノ木台(3次谷)	B	0.15	越流堰の公式	" " "
	釜ヶ谷(1次谷)	C	0.019	"	リチャール式, 紙送り速度11mm/時間, 1週巻(日巻を7回転させて使用)
	H-2-22(1次谷)	F	0.0072	"	" " "
	H-2-29(1次谷)	G	0.0063	"	" " "
	H-2-30(1次谷)	H	0.0049	"	" " "
雨量観測所	月崎	A			月崎水位観測所と同じ
	柿ノ木台	B			柿ノ木台水位観測所と同じ
	柳川	D			長期自記型, 紙送り速度18mm/時間, 1ヵ月巻
	石塚	E			" " "
					" " "

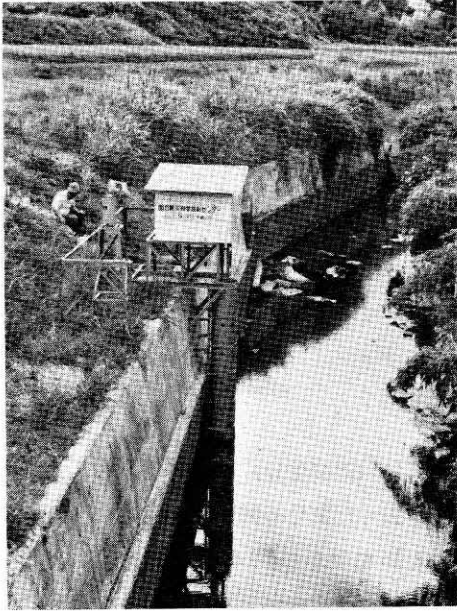


写真 1 月崎（6次谷）水位雨量観測所
Phot. 1 Rainfall and gauging station at Tsukizaki (the sixth-order valley) in Ichihara City, Chiba Pref.

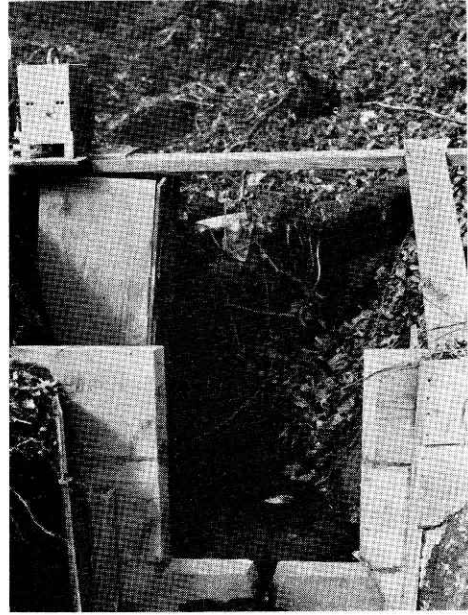


写真 3 釜ヶ谷（1次谷）水位観測所
Phot. 3 Gauging station at Kamagaya (the first-order valley) in Ichihara City, Chiba Pref.

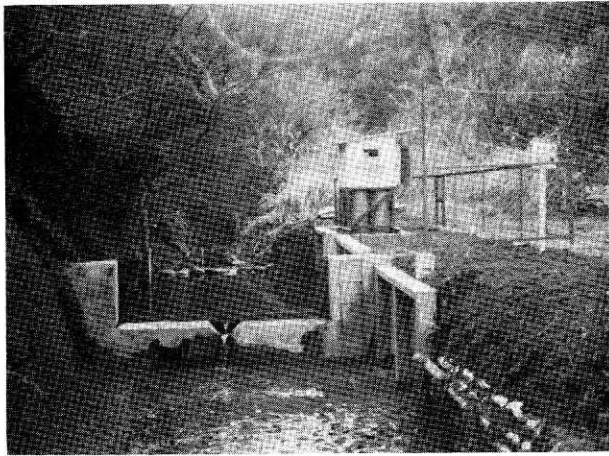


写真 2 柿ノ木台（3次谷）水位雨量観測所
Phot. 2 Rainfall and gauging station at Kakinokidai (the third-order valley) in Ichihara City, Chiba Pref.

行なうに当たっては、入力である雨量とその変換過程である地形、地質等の流域特性が均一である条件の下において出力である流出量またはそのハイドログラフの変化を解析することが必要である。

浦白川流域においては、上総層群の国本層というほぼ同一の地質で被われており、前述の地形解析によってランダムな谷の配置が認められ、さ

らに同一洪水時の雨量と流出量を解析することが可能であるから上記の条件は1次谷、3次谷、6次谷の洪水流出を相互比較することによってほぼ満足することができる。

本報告では、前述のように大流域とこれに含まれる小流域との洪水流出の相互関係を解析することを目的として1次谷、3次谷、6次谷相互間で洪水の流出率、ラショナル式の流出

係数，ピーク流量等を比較する。解析対象とした資料は，同一日に生じた洪水で，まず6次谷と3次谷において同時に記録が得られている洪水の中から6次谷のピーク流量が大きい，上位10例を選び，これに1次谷で同時に得られた記録を追加した。

3.1 各次谷の流出率の比較

洪水の流出率は(有効流出高)/(総雨量)の比率で定義される。ここで有効流出高の算定は図2に示すようにヒドログラフの立ち上り部からやや右上りの線を引き，ヒドログラフの流出高で Q_E の点

(6次谷では 0.05 mm/時間) と交わる直線の下部分(斜線部分)を基底流量として引き去り，その残余を有効流出高とした。基底流量の引き去った部分の時間間隔を洪水継続時間(T)とすると，前記10洪水では，6次谷においては15時間から78時間であった。3次谷と1次谷における流出率の算定時間は6次谷と同一の洪水継続時間とした。(3次谷および1次谷においては6次谷に比べてヒドログラフの高周波成分が卓越しており，減衰が早いので，同一洪水の3次谷，1次谷のヒドログラフのピークからある程度時間を経過した減水部分は，一般に，6次谷の減水部分より下側にある。)

次に総雨量については，6次谷では流域4カ所の雨量を Thiessen 法によりウェイトを乗じ，流域平均総雨量とした。そのウェイトは月崎地点0.124，柿ノ木台地点0.190，柳川地点0.405，石塚地点0.281である。3次谷および1次谷の各洪水の総雨量については，最寄りの柿ノ木台地点(3次谷)の記録を共通して用いた。なお，1977年11月18日洪水は，本流出試験地開設以後，ピーク流量では最高値であったが，ピーク流量後90分後に水位計が故障したため欠測となった。

以上のようにして各次谷の流出率を算定した結果が表2である。全体的な傾向として，総雨量が大きくなる程流出率が增大している。6次谷では流出率は0.28~0.46の範囲で，9洪水の平均値は，0.369であり，3次谷では，0.19~0.41の範囲にあり，1977年11月18日洪水を除く9洪水の平均値は0.297である。(10洪水平均値は0.306)これらの値は建設省土木研究所所管の裏筑波試験地(茨城県真壁郡真壁町)での8洪水(総雨量30mm以上)の平均値0.050(青木，1972)に比べて大きく，本流出試験地では土壌層が薄く，保水容量が小さいため，中間流出や表面流出などの洪水流出の主体を占める早い流出成分が多いためと推定される。

6次谷の流出率は3次谷に比べて9洪水すべてについても，

$$f_6 > f_3 \quad (1)$$

(f_6 : 6次谷の流出率, f_3 : 3次谷の流出率)

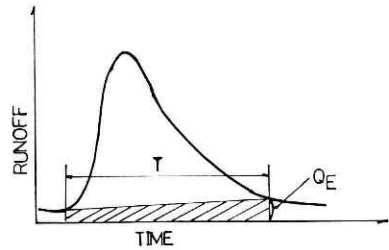


図1 有効流出高の算定
Fig. 2 Definition of the effective runoff (shaded area is the base runoff subtracted from observed runoff)

表 2 谷次数別の流出率
Table 2 Runoff ratios of the first-, third- and sixth-order valleys

洪水発生年月日 年 月 日	洪水継続 時間 (hrs)	6 次 谷			3 次 谷			1 次 谷	
		総雨量 (mm)	有効流出 高 (mm)	流出率	総雨量 (mm)	有効流出 高 (mm)	流出率	有効流出 高 (mm)	流出率
1976. 9. 8	35	48.94	13.85	0.283	60.5	11.42	0.189		
" 9.14	15	23.19	7.47	0.322	23.5	6.20	0.267		
" 10. 9	22	55.06	18.29	0.332	57.5	14.39	0.261	13.51	0.235
" 10.20	27	51.42	19.48	0.379	45.5	14.45	0.281	11.57	0.254
" 11.18	24	32.70	11.51	0.352	38.0	11.06	0.291		
1977. 3.24	32	54.16	22.61	0.418	48.5	16.66	0.344		
" 6.25	78	93.97	42.59	0.457	101.5	36.33	0.358		
" 8.14	36	69.09	22.93	0.332	86.5	23.96	0.277		
" 9. 8	72	93.73	41.72	0.445	97.5	39.70	0.407	35.60	0.365
" 11.18	46	140.85			144.5	54.96	0.380		

が成立している。(1)式は総雨量にかかわらず成り立っており、6次谷と3次谷の流出機構について、総雨量の多小にかかわらず有意な差があると考えられ、それは、6次谷は3次谷と比べて中間流出が多く、降雨開始後、時間の経過とともに表面流出の発生面積率も大きいためであろう。

次に、6次谷、3次谷および1次谷で同時に洪水の記録が得られている例、すなわち、1976年10月9日洪水、同年10月20日洪水および1977年9月8日洪水についての流出率の平均を求めると、3次谷：0.316、1次谷：0.284であり、3洪水すべてについて、

$$f_3 > f_1 \quad (2)$$

(f_3 : 3次谷の流出率, f_1 : 1次谷の流出率)

が成立している。(2)式の関係は、6次谷と3次谷の比較である(1)式ほどには顕著ではない。それは、6次谷と3次谷の流出率の平均値の差0.07と3次谷と1次谷の流出率平均値の差0.03を比べればよい。その原因は、6次谷と3次谷の面積比60:1に比し、3次谷と1次谷の面積比は10:1であり、3次谷と1次谷の流域面積のスケールが隔っていないことも一因として考えられる。特に1次谷と3次谷の同時記録例が少なく、流出率の差異を論ずるには、さらに多くの洪水例が必要であろうが、これまでに観測された洪水については、(1)、(2)式より、明らかに山地小流域において

$$f_6 > f_3 > f_1 \quad (3)$$

の関係が成立していることが言える。すなわち、流出率は谷次数の増加と共に大きくなる。

流出率が流域面積の増加とともに大きくなることは、他の流出試験地の例からも確かめられ他の試験地での参考として年流出率で比較する。

まず、農林省林業試験場所管の宝川試験地(群馬県利根郡水上町)では、1938年~1958年の21年間の平均で、年降水量：2,107.5 mm、年流出率：本流試験区(流域面積：19.06

km²) : 1.387 (年流出量 2,922.4 mm), 初沢 (同 1.18 km²) : 0.838 (同 1,765.3 mm) となっている。本流試験区の流出率が1より大きいのは、積雪によると推定されている。また、前述の裏筑波試験地の1970年の1年間では、年降水量 : 1,068 mm, 年流出率 : 山口川 (流域面積 : 3.12 km²) : 0.619 (年流出量 661.2 mm) 祖父ヶ峰 (同 0.153 km²) : 0.463 (同 494.4 mm) となっている (青木, 1972)。これら両試験地のうち、宝川試験地の初沢試験区は本流試験区の流域に含まれてはいないが隣りあっており、それ程部分流域と全流域の関係からはずれていないと思われる。

以上の2試験地の例は山地小流域において流域面積の増大とともに流出率が大きくなるということをとともに裏付けているものといえる。

このようなことが一般的に言えるとなるとその理由は次のように考えることができる。一般に高次谷ほど、流域の平均勾配が小さくて、低い地域が多いことおよび流域斜面の降雨は、斜面の地下へ浸透し、低次谷の観測所の河道に浸出しないで、さらに高次の河道に流入するため、高次谷程流出率が大きくなるものと推定される。このことは、次節に述べる高次谷の流出係数の傾向からもうかがうことができる。

3.2 各次谷の流出係数

3章の初めに述べた同一の洪水例を対象にラショナル式の流出係数およびピーク流出高を各次谷について算定した結果が表3である。洪水到達時間は次のようにして求めた。まず降雨ピークと流量ピークの時間差は6次谷 : 60分 (10洪水の平均), 3次谷 : 30分 (10洪水の平均), 1次谷 : 15分 (3洪水の平均) となっている。これらの時間差を2倍したものを洪水到達時間とし、ラショナル式の流出係数 ((ピーク流出高)/(洪水到達時間内雨量強度))

表3 谷次数別のピーク流出高, 流出係数
Table 3 Peak runoff depths and runoff coefficients of rational formula of the first-, third- and sixth- order valleys

洪水発生 年月日	6 次 谷				3 次 谷				1 次 谷			
	ピーク 時分	洪水到達 時間内 雨量強度 (mm/10分)	ピーク 流出高 (mm/10分)	流出 係数	ピーク 時分	洪水到達 時間内 雨量強度 (mm/10分)	ピーク 流出高 (mm/10分)	流出 係数	ピーク 時分	洪水到達 時間内 雨量強度 (mm/10分)	ピーク 流出高 (mm/10分)	流出 係数
1976. 9. 8	0:20	2.34	0.452	0.193	前日 23:50	2.58	0.771	0.299				
" 9. 14	12:50	1.30	0.360	0.277	12:00	1.75	0.413	0.236				
" 10. 9	16:00	1.62	0.563	0.348	15:30	1.92	0.581	0.303	15:30	2.00	0.833	0.417
" 10. 20	16:40	1.02	0.427	0.419	16:10	1.83	0.581	0.317	15:40	2.50	1.078	0.431
" 11. 18	9:20	1.42	0.745	0.525	8:50	2.50	1.450	0.580				
1977. 3. 24	9:40	0.92	0.534	0.580	9:00	1.58	0.627	0.397				
" 6. 25	7:10	0.92	0.534	0.580	7:00	1.50	0.672	0.448				
" 8. 14	8:20	1.20	0.592	0.493	8:00	1.75	0.928	0.530				
" 9. 8	22:00	2.63	0.622	0.237	21:40	2.75	1.266	0.460	21:30	6.17	1.347	0.218
" 11. 18	5:30	5.78	3.556	0.615	5:20	9.42	4.556	0.484				

を求めると6次谷：0.427 (10
 洪水平均), 3次谷：0.405 (10
 洪水平均), 1次谷：(0.355)
 と高次谷ほど, 流出係数は大き
 くなっている.

次に, 降雨開始から降雨ピー
 クまでの経過時間と流出係数の
 関係をプロットしたのが図3.1
 (6次谷)~図3.2(3次谷)であ
 る. これらの図から6次谷, 3
 次谷ともに降雨開始から降雨ピ
 ークまでの経過時間が増加する
 と流出係数も大きくなる傾向が
 あることが分かる. 今, 流出係
 数を f_{pi} (i は谷次数), T_i を降
 雨開始から降雨ピークまでの経
 過時間 (hr) とし, 試みに最小
 二乗法によって係数を求めると
 6次谷では (図3.1の直線),
 観測された T_i の範囲において

$$f_{p6} = 0.323 + 0.0114 T_i \quad (4)$$

となり, 3次谷では (図3.2の
 直線) 同様に

$$f_{p3} = 0.399 + 0.00425 T_i \quad (5)$$

と表示できる. このとき T_i の

係数は6次谷 (0.0114) が3次谷 (0.00425) より大きい. これは T_i が単位時間増加した場合, 6次谷の方が3次谷より流出係数が顕著に増大することを意味する. このことを流出現象の面で表現すると, 降雨開始後の損失雨量の減少の割合または中間流出の増加の割合が, 6次谷の方が3次谷より大きいということである. そして前述した流出係数の平均値は6次谷が3次谷より大きいことと併わせ考えれば, 3.1の流出率についての結論 (高次谷ほど流出率は大きい) をさらに裏付けるものとなる.

3.3 ピーク流出高

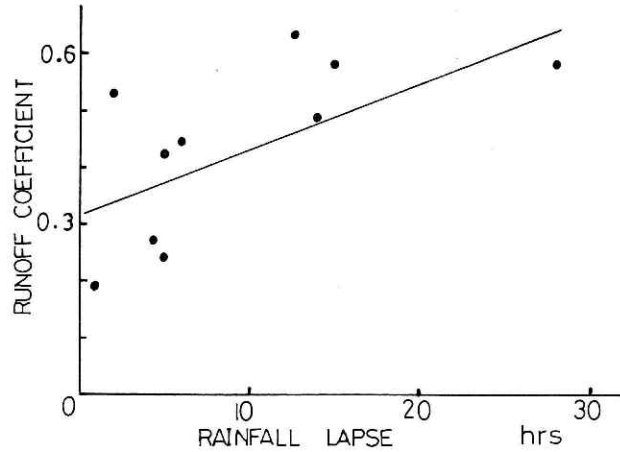


図 3.1 流出係数と降雨ピークまでの時間の関係 (6次谷)
 Fig. 3.1 Relation between runoff coefficients of rational formula and rainfall lapses until their peak time in the sixth-order valley

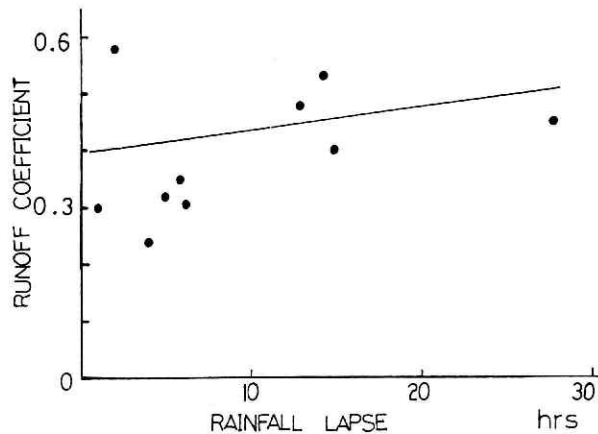


図 3.2 流出係数と降雨ピークまでの時間の関係 (3次谷)
 Fig. 3.2 Relation between runoff coefficients of rational formula and rainfall lapses until their peak time in the third-order valley

ピーク流出高について、谷次数別一覧を表3に載せてある。これまでに観測されたピーク流出高の最大は、1977年11月18日洪水で、6次谷：3.556 mm/10分、3次谷：4.556 mm/10分であった。

谷次数別にピーク流出高を比較すると10洪水のすべてについて

$$q_{p6} < q_{p3} \quad (6)$$

(q_{p6} ：6次谷のピーク流出高， q_{p3} ：3次谷のピーク流出高)が成立しており、10洪水の平均値は6次谷：0.839 mm/10分、3次谷：1.185 mm/10分である。

同様に3次谷と1次谷について同時記録の得られている3洪水のすべてについても同様に

$$q_{p3} < q_{p1} \quad (7)$$

(q_{p1} ：1次谷のピーク流出高)が成立しており、3洪水のピーク流出高の平均値は、3次谷：0.809 mm/10分、1次谷：1.086 mm/10分である。

(6)，(7)式より、

$$q_{p6} < q_{p3} < q_{p1} \quad (8)$$

が成立する。すなわち、ピーク流出高は谷次数の増加とともに小さくなる。

このことは従来から言われていることであるが、以下のように考えられる。

雨量は時間的に大きく変動する時系列をもつが、一方、ピーク流出高はおおむね到達時間内の変動成分を平滑化した平均雨量強度に支配される(ラショナル式では比例すると仮定している)。すなわち、到達時間が長くなると平均雨量強度は短時間の降雨に鈍感になって小さくなるから(10洪水平均で6次谷：1.92 mm/10分、3次谷：2.76 mm/10分、3洪水平均で3次谷：2.17 mm/10分、1次谷：3.56 mm/10分)、必然的にピーク流出高は谷次数の増加とともに小さくなる。

4. 1次谷の合成ハイドログラフと3次谷のハイドログラフの比較

小流域の洪水流出の観測結果から大流域の洪水流出を推定しようとする場合、小流域のハイドログラフを何らかの方法で外挿することとなる。そのためには、まず第一に、これを大流域のハイドログラフと比較して、両者のハイドログラフの相関性を検討しておくことが必要である。

本章では、3次谷(柿ノ木台)とそれに含まれる1次谷を対象として、3次谷のハイドログラフは、1次谷のハイドログラフが合成されたものと仮定し、以下のような考え方に従って、1次谷(釜ヶ谷)を単位流域として、その実測ハイドログラフを合成し、それと3次谷の実測ハイドログラフと比較した1例を示す(岸井, 1977)。

同一次数谷の間では、中間流出や表面流出を主として考えると、洪水流出は斜面流下過程と河道での合流・流下過程から成り立っていると考えられる。1次谷および残流域のような小流域では斜面流下過程が主体であると考えられる。ところで、斜面流下過程はそれぞれの

1次谷および残流域の斜面長、勾配、粗度等が同一であれば同じであると考えられる。すなわち、同次数谷および残流域では平均的には斜面流下過程は等しいと考えて差支えない。2.1、2.2で述べたように本流出試験地においては、地形、地質はほぼ一様であり、地形は斜面長、勾配を表わし地質は粗度や浸透に関係するものであるから、ハ

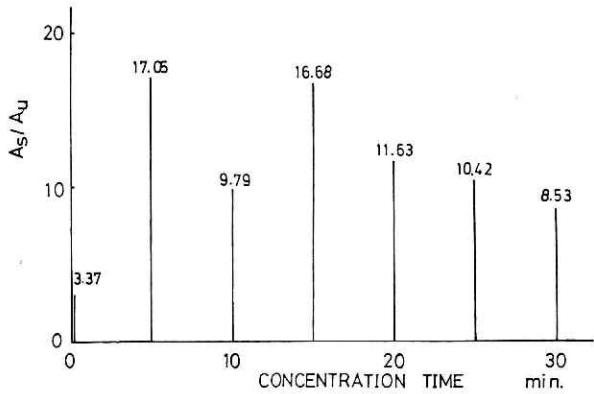


図4 面積集中図
Fig. 4 Time-area-concentration diagram

イドログラフの合成については仮定に基づいて検討を進めることが可能である。

そこで、それぞれの1次谷および残流域のハイドログラフは、単位流域（ここでは釜ヶ谷1次谷流域）の実測ハイドログラフを面積比で相似したものとする。式で表わすと、

$$h_i = h_0 \cdot (a_i/a_0) \quad (9)$$

(h_i, a_i : 3次谷に含まれる任意の1次谷および残流域のハイドログラフおよび流域面積, h_0, a_0 : 単位流域の実測ハイドログラフおよびその流域面積, なお base length は, h_0, h_i とも共通とした)。

次に、河道の合流、流下過程については、大胆に、これが線型であると仮定し、それぞれの1次谷および残流域から3次谷（柿ノ木台）までの河道流下時間は河道距離に比例するものとする、

$$t_n = \frac{l_n}{v} \quad (10)$$

(t_n : 任意の1次谷および残流域から3次谷までの流下時間, l_n : 任意の1次谷出口から3次谷下流端までの河道距離, v : 河道での伝播速度) がそれぞれの1次谷および残流域について算定できる。河道での伝播速度は柿ノ木台観測所上流での洪水時の木片による流速観測の結果を平均して約0.3 m/sec. であったのでこれを用いた。

(10)式でそれぞれの1次谷および残流域について3次谷までの河道流下時間を求め、それを0分から30分まで5分間毎に階級区分をし、次にそれぞれの階級に属する1次谷および残流域の流域面積の総和と単位流域との比を図4に示す。図4は一種の面積集中図である。(同図において A_u : 単位流域(1次谷釜ヶ谷)面積, A_s : 他の1次谷および残流域のある階級に属する面積和である。)面積集中図を A_n で表わし単位流域のハイドログラフを q_i とする (i : 5分ごとの時刻番号) と、3次谷での合成ハイドログラフ Q_i は、

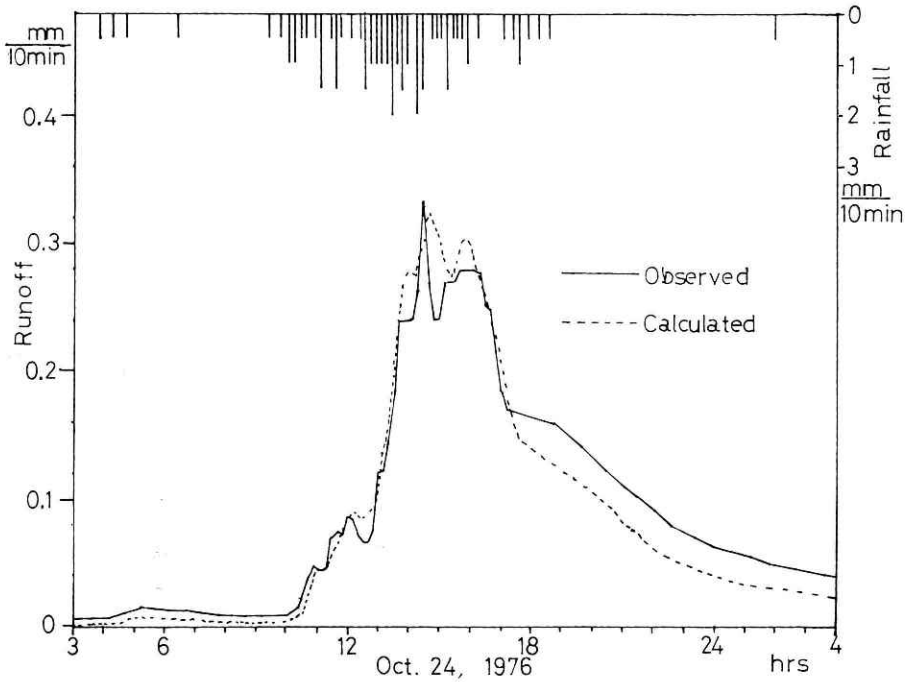


図5 3次谷の実測ハイドログラフと1次谷の合成ハイドログラフの比較
 Fig. 5 Comparison between the observed hydrograph of the third-order valley and calculated one from the first-order valley

$$Q_i = \sum_{n=1}^T A_n \cdot q_{i-n} \quad (11)$$

(T : 面積集中図において1次谷又は3次谷の中で到達時間が最大となる時間)

(11)式をたたみこみ積分で表わすと

$$Q(t) = \int_0^T A(\tau) \cdot q(t-\tau) d\tau \quad (12)$$

として計算できる。

(11)式を1976年10月24日洪水(総雨量36mm)を対象にして適用を試みたのが図5である。

図5の結果からみると計算ハイドログラフと実測ハイドログラフは当然ながら全体的な形においては似ている。しかし、細部にわたって検討すると、まず立ち上がり以前の10月24日9時頃で3次谷実測流出高0.09mm/10分に対して計算流出高0.02mm/10分と実測流出高の方が大きい。ハイドログラフの上昇部はほぼ計算と実測は合っている。ピーク付近の差異は、流量が大きい程、斜面流下や河道流下の非線型性が強くなるので、それぞれの1次谷の斜面長や河道長の差異がハイドログラフを(11)式で計算する際に出てくるものと推定される。

さらに、流出特性を端的に表わす減水部は一定の差 (0.02~0.03 mm/10分) を示している。このことは1次谷の減水部と3次谷の減水部に明らかに流出特性の上で差異があることを示す。この差異は3次谷の減水部の方が1次谷の減水部より中間流出が大きく、そしてこのことが3章でも述べたように高次谷ほど流出率が大きくなることと一致している、と考えて差支えないものと思われる。

6. ま と め

本報告では、浦白川流出試験地の地形、地質および洪水流出特性に検討を加えた。

まず、地形解析の結果、1万分の1地形図を基準とすれば本試験地はその末端においては6次谷であり、Hortonの方法で決定した分岐比が、3.65となり、谷の分布が一様であることが得られた。

地質は、砂質泥岩からなる上総層群で全流域が被われ、かつ、透水性が小さく、他の地質の流域に比べて洪水流出がしやすい流域であることが推定された。

そして、さらに、3次谷(柿ノ木台)水位観測所が設置された1976年8月以後の雨量・流量資料をもとに、6次谷とそれに含まれる3次谷、さらにそれに含まれる1次谷を対象にして、同一洪水で同時記録の得られている例について洪水流出率を比較調査した。

その結果、6次谷と3次谷の同時記録が得られているピーク流出高で上位9例の洪水すべてについて、6次谷の流出率は、3次谷より大きく、また3次谷と1次谷の同時記録が得られている洪水3例についても、3次谷の流出率は1次谷の流出率は大い。すなわち、高次谷になるに従い流出率は増大することになる。換言すれば、山地小流域においては流域面積が大きくなれば、それに従い、流出率が増大することが確められた。

ラショナル式の流出係数については、6次谷は3次谷に比べ、降雨継続時間の増加するに従い流出係数が増大する割合が大きく、高次谷ほど、中間流出や部分的な表面流出が発生し易くなることが推定された。

最後に1次谷のハイドログラフを合成して3次谷のハイドログラフと比較した結果、全体的な形は似ているが上昇期以前の低水部とピーク後の減水部に一定の差異がみられ、このことも高次谷が低次谷より流出率が大い一つの例証となった。

7. 謝 辞

本流出試験地の設置、観測、調査および解析にあたっては、前第1研究部長高村博氏、前同研究部風水害防災研究室長橋本明氏および前同研究室研究員西口哲夫氏の多大な協力に感謝し、また、流量観測、測量および諸工事の面で五十嵐工務店(千葉県市原市月崎)の皆様にお世話になったお礼をここに記すとともに、養老川流域の地質について教示いただいた千葉県公害研究所榎井久氏並びに有益な助言をいただいた木下武雄第1研究部長および青木佑

久風水害防災研究室長にも合わせてここに感謝する次第である。

参 考 文 献

- 1) 青木佑久 (1972) : 山地流域における洪水流出の追跡. 建設省土木研究所報告, 第 143 号, 27-35.
- 2) 千葉県 (1971) : 昭和 45 年 7 月 1 日関東地方南部の大雨による千葉県水害報告書, 8-24.
- 3) 榎根勇 (1973) : 水の循環. 共立出版, 120-125.
- 4) 岸井徳雄 (1976) : 九州地方の火山灰地帯・非火山灰地帯における諸河川の流出特性. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 17, 1-16.
- 5) 岸井徳雄 (1977) : 小流域と大流域の洪水ハイドログラフの比較. 土木学会第 32 回年次学術講演会講演概要集第 2 部, 社団法人土木学会編, 133.
- 6) 日本第四紀学会 (1977) : 日本の第四紀研究—その発展と現状—. 東京大学出版会, 396.
(1978 年 6 月 5 日原稿受理)