

荒川流出試験地の流域特性について

石原 安雄・長尾 正志・小葉竹重機

ON THE BASIN CHARACTERISTICS OF THE EXPERIMENTAL AREA FOR RUNOFF IN THE RIVER ARA

By Yasuo ISHIHARA, Masashi NAGAO and Shigeki KOBATAKE

Synopsis

In order to observe the hydrological phenomena with respect to the runoff process and the water balance in a small mountainous watershed, an experimental area was arranged in 1966 in the River Ara, a tributary of the River Yasu which flows into Lake Biwa. This paper describes the characteristics of vegetation, geology, hydrogeology, geomorphology and so on of the basin, in relation to the runoff process of rain-water or the field of motion of rain-water. It was found by field observation, laboratory test and topographical analysis that (1) the basin is densely covered with needle- and broad-leaved trees, (2) the surface stratum is the well-graded sand, 0.2—0.4 mm in 10% grain size by weight and 1—2 mm in 50%, and its average depth is between 1 and 2 m, which results from weathering the bed rock, granite, (3) the topographical features follows very well to the laws of bifurcation of streams, length of streams of each and area of sub-basin of each order.

1. ま え が き

河川流域における雨水の流出現象や水収支問題を研究するためのいわゆる試験流域に関する研究は、森林水文学の分野においてかなり古くから実施されており、とくに森林の理水機能という課題については大きな成果を収めている¹⁾。これらの試験地における観測の多くのものは、ある期間の水文量の総量を測定することに重点がおかれていた。したがって、水収支的観点からすると、非常に多くのデータがえられ、こうした分野においては多大の貢献をしたわけである。

しかしながら、流域の中で起っている水文現象は時々刻々変化しており、たとえば雨水の流出過程についていえば、流域全体に降る雨水が森林などによって一部遮断されたのち地表に達し、地表や地中を斜面に沿って流れてやがて溪谷に流出し、さらに多くの溪谷からの流出水が互に合流しながらより大きな河谷を流下する。したがって、こうした流出過程を究明するためには、従来のように水文量のある期間内の総量という形でとらえるだけでは不十分であって、流域内で生起している時々刻々の水文諸量を的確に測定するとともに、とくに流域内の雨水の挙動を動力学的に観測測定することが極めて重要である。

荒川流出試験地は防災研究所の琵琶湖流域水文観測特別事業の一環として、雨水の流出過程を観測研究するために設置したものであって、その目的とするところは、雨水の挙動を動力学的にとらえるとともに試験地内で起っている他の水文事象をも観測して、雨水の流出過程を究明することである。したがって、観測方法についても従来の観測機器をそのまま使用するのでは十分でなく、いろいろの工夫や改良を加えなければ

ならない。こうした問題については現在試作中のものや、試作機器による観測を継続中のものなどがあってこれらについては次報で報告する予定である。

本文は、荒川雨水流出試験地の概要を述べるとともに、主として雨水の運動の場という観点からみた試験地の諸特性を調査し検討したものである。

2. 流域の概要

本試験地は、琵琶湖へ流入する野洲川中流部の左支川である荒川の最上流地域であって、北緯 $34^{\circ}59'$ 、東経 $136^{\circ}10'$ にある。現在対象としているのは Fig. 1 に示すように面積 0.84 km^2 の流域であって、その中にさらに面積 0.18 km^2 の流域を設定している。前者をA流域、後者をB流域と呼んでいる。図からわかるように、A流域は扇形流域であり、B流域は細長い形状をしておりこうした小溪谷内での雨水流出現象を詳細に観測するために設けたものである。

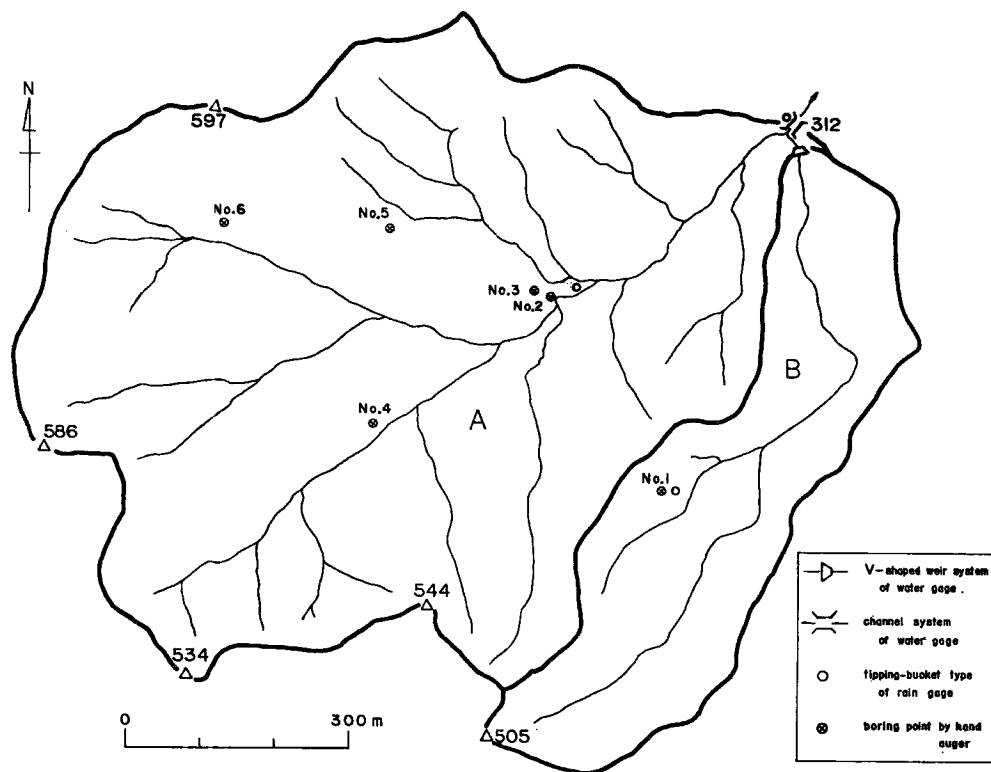
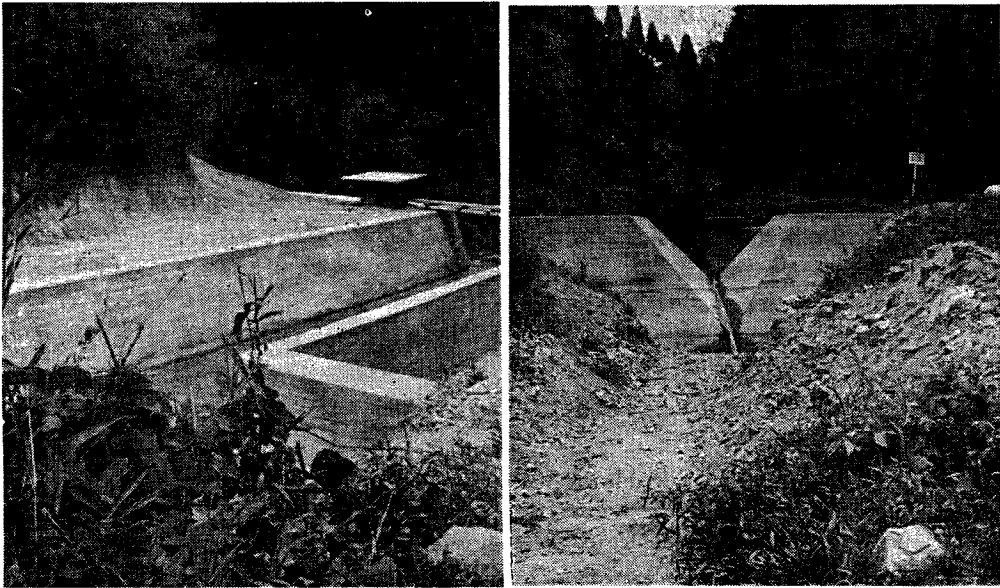


Fig. 1 Topographical outline of the basin, numbers are height above sea level.

それぞれの流域の出口には Photo. 1 のようにA流域に対しては水路式、B流域に対しては三角堰式の測水設備があり、また降水の観測は図示の3点で行なっている。これらによって基本量を観測しているわけであるが、他の特殊観測は随時これらに追加して行なうようにしている。

年間の降水量は $1,600 \text{ mm}$ 前後であって、琵琶湖流域としてはもっとも少ない地域に属し、また冬季には降雪もみられる。降水量の少ない地域に試験地を選んだのは、降雨時と無降雨時の水文現象の差異が顕著に現われることを期待したためである。



(a) Channel system

(b) V-shaped weir system

Photo. 1 Measuring facilities of discharge.

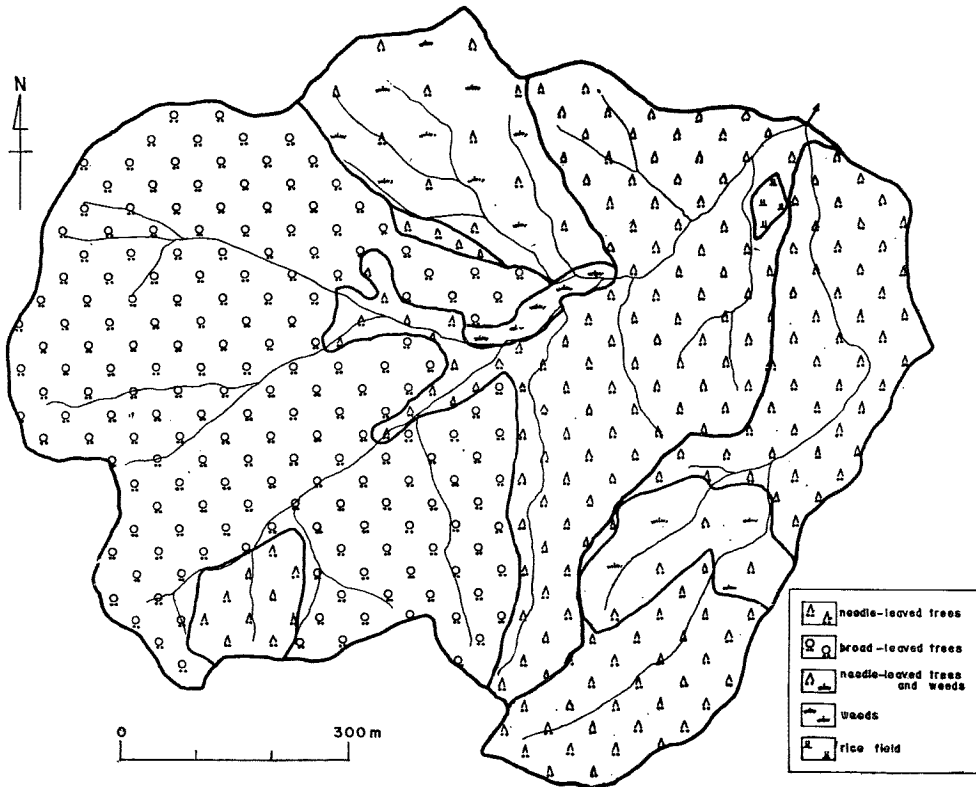


Fig. 2 Areal distribution of vegetation.

3. 植生および地被状況

流域に降る雨水はまず植生によって降雨遮断を受けるので、植生の状況を知る必要がある。Fig. 2 は流域内の植生の分布状況を示したものである。流域の西部の高地部では広葉樹を主体とした雑木が寄生し、下草は夏季 1~2 m 前後の高さに生長する。さらに一部には植林後 2~3 年を経て 1~2 m の樹高となっている杉林があるが、雑草がかなり密生しており夏季には 1 m 程度になる。つぎに流域の中央部には雑草の密生した草地地域がある。また、東部にかけて杉と松との混合林が広がっており、その内の北東部 B 流域出口付近一帯は樹高 10 m 前後の比較的手入れのゆきとどいた人工杉林が生育し、下草はほとんどない。またこの図には明示していないが、谷筋に沿っては杉の美林が細長く続いているところが多く、ところどころ岩盤の露出した地帯もみられる。

これらを針葉樹林、広葉樹林、草地に大別して面積比率を求めたものが Table 1 である。この表からして、本試験地は大部分森林で覆われていて、降雨時にはかなりの遮断量があると考えることができる。また、ほとんどの地域に雑草が生え、とくに夏季には雨水の表面流出にかなり遅滞効果を及ぼすことが考えられる。

Table 1 Ratio of vegetable-covered areas to the whole area of the basin

kind of vegetation	needle-leaved trees	broad-leaved trees	weeds
ratio	0.580	0.375	0.045

4. 地 質 特 性

流域の地質、とくに表土層の性質は、表面流や中間流の発生に、また雨水の浸透現象に対して重要な要綱である。また基岩の状態やその深さはいわゆる地下水流出に密接な関係があるはずである。そこで、昭和42年11月23日に Fig. 1 に示した6地点において人力によるオーガーボーリングを実施し、表土層の成層状況、粒度分布特性、含水比などの調査を行なった。この時の前期降雨は4日前から3日前にかけて 16 mm であり、流出量はB流域で 4.5 l/sec である。

(a) 試料の採取

各採取地点とも表面に非常に多孔質の枯葉層が広がっており、その下部に花崗岩の風化によってできたマサ土が存在していた。そこで、まず表面の枯葉層を取り除いた後、オーガーによって各深さごとに試料を採取したわけである。なお、人力によるオーガーボーリングであるので、途中に大きな礫があったり、あるいは基岩に達したりすると、それ以上は掘り進むことができなくなる。したがって、以下に示す資料中の表土層の深さは必ずしも基岩までの深さではない。

試料採取地点の平面的位置は Fig. 1 に示したとおりであるが、各地点付近の地形上の特徴はつぎのようである。No. 1 は B 流域の中流部の山腹斜面上にあって、尾根より標高差約 50 m 下ったところで、外見上それより上部の山腹斜面にあった表土層が崩壊したためにできたと考えられる棚状をなした比較的平坦な場所である。No. 2 は本試験流域のほぼ中央にある盆地状地形の比較的平坦な場所であって、こうした平坦部は周囲の河谷から流出した砂礫が堆積して形成されたものと推定される。No. 3 は No. 2 の近傍であるが、平坦部に接する山腹斜面の脚部から水が浸出していたので参考のために試料を採取したもので、浸出点直上の山腹斜面上の地点である。No. 4 は河谷の両側にすぐ山腹斜面が続いていて平坦部がない地形のところで、河谷直上の山腹斜面上である。以上の各地点は、それより上部の山腹斜面上で生産されたマサ土が浸食や崩壊によって移動運搬されたのち、それが多少とも堆積したと考えられるような地形の特徴をもっている。これらに対して、No. 5 および No. 6 はこうした堆積過程を受けないような地形の特徴をもつ位置にあって、前者は尾根線上の地点、後者は比較的一様に続いている山腹斜面のほぼ中央の地点である。

(b) 土質特性

Fig. 3 は各地点の粒径加積曲線を示したものである。これらの図を概観すると、粒径および粒度分布は各地点ともほぼ同じであることが知れるが、詳細にみると、堆積過程を受けたと考えられる No.1, No.2

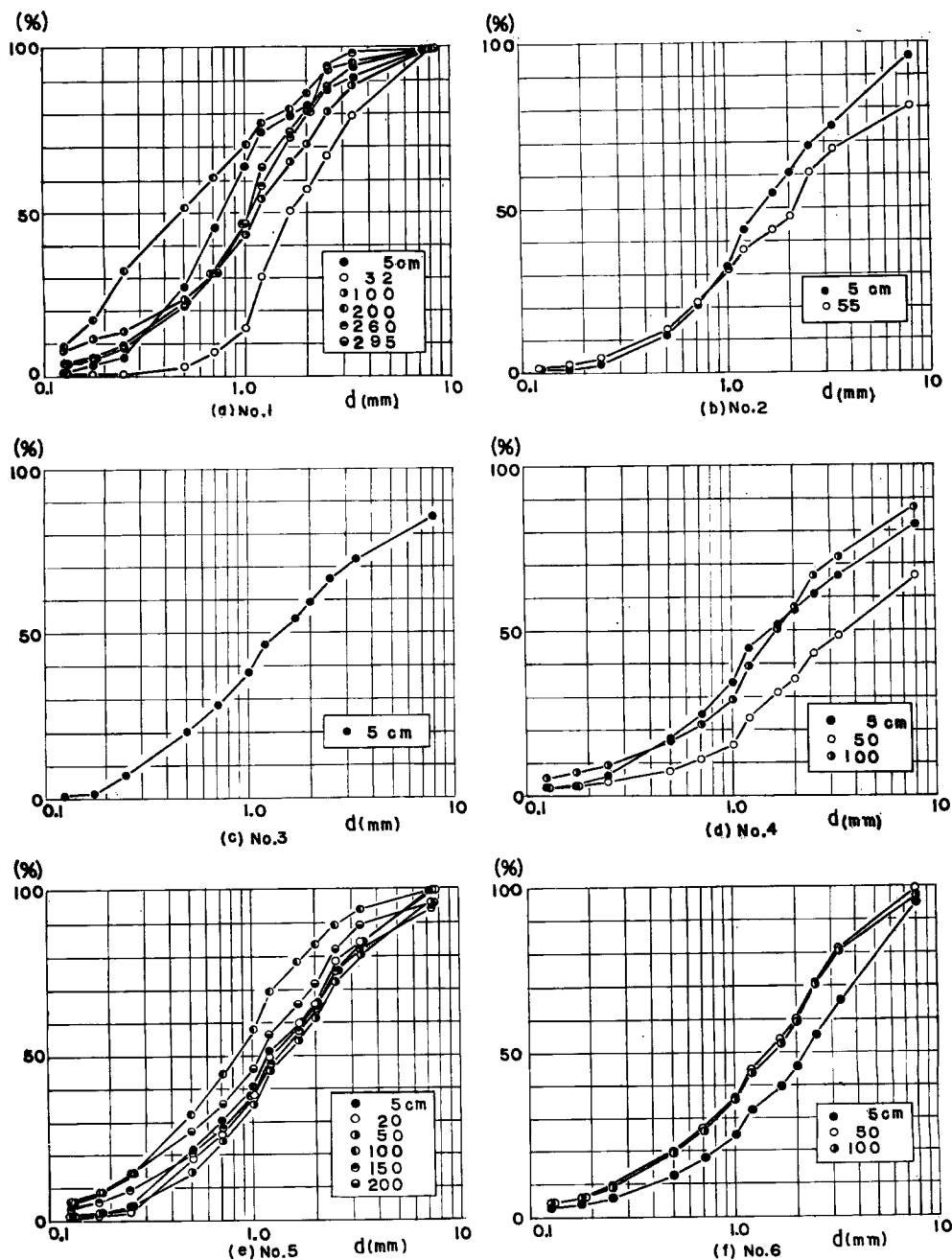


Fig. 3 Grain-size distribution by weight.

および No. 4 には、他とは異なった粒径および粒度分布をもつ砂層がはさまれていることが見出される。すなわち、No. 1 の地点では、32 cm の深さに細かい粒径のものがほとんどない比較的粗い砂層と、200 cm の深さに逆になりに細かい粒径のものを多く含む透水性の悪い砂層の存在が特徴的である。No. 2 は堆積砂礫層と考えられ、下方ほど粗い砂層となっているが、55 cm 以下のボーリングができなくてその下層の状態は不明である。しかし周囲の地形的特徴からして、礫層が存在していると考えてよいだろう。No. 4 では、50 cm の深さに粒径が大きく、かつ透水性の比較的良好な砂層が存在している。No. 5 および No. 6 は上部ほど若干粗くなっている傾向があるが、ほぼ同ような砂層である。

したがって、堆積過程によって形成されたと考えられる砂層を除いて考えると、10%粒径が 0.2~0.4 mm、50%粒径が 1~2 mm の粒度分布のよい砂がほぼ流域全体を覆っており、その深さは 1~2 m 程度と考えてよいだろう。

つぎに、Fig. 4 は試料採取時の含水比と Fig. 3 の 10%粒径を用いて Hazen の公式によって計算した透水係数とを示したものである。オーガーボーリングであるために現地における実際の空隙率が不明であり、また公式によって計算したので、ここに記した透水係数は必ずしも正しいものではないが、少なくとも大略の order と、深さ方向の変化の傾向とは示していると考えてよいだろう。

Fig. 3 および Fig. 4 を比較してみると、粒径の細かい砂層ほど含水比が大となっており、また、透水係数の大きい層は地表から 1 m 以内に存在していることがわかる。また、流域の表土層の平均的状态を表わすと思われる No. 5 および No. 6 の含水比をみると、ほぼ 0.1 である。そこで、たとえばこの砂層の乾燥時の比重を 1.6、真比重を 2.6 とすると、空隙率は 38.5% となる。いまこの空隙を全部水で満たしたとすると、含水比は 0.24 となる。こうした関係と砂空隙を雨水が完全に満たすことがないことを考慮して移動可能な水を含水比で 0.1 と仮定し、それを貯溜する砂層の厚さを 1 m 程度と考えると、結局 160 mm の降雨分に相当する水が流出することになる。

今年の 8 月にかかりの渇水が続いたが、その期間の降雨および B 流域からの流出状況を示したものが Fig. 5 である。この図において、無降雨時の流出量のてい減状態を、

$$Q = Q_0 \exp(-\alpha t) \dots \dots \dots (1)$$

と仮定して、 α を求めると、 $\alpha = 3.3 \times 10^{-7} \text{ sec}^{-1}$ がえられる。そこで、いま図示のように初期値を $Q_0 = 10 \text{ l/sec}$ と仮定して、流出量の総量を計算すると、167 mm の降雨分となる。この値とさきに計算した 160 mm と比較するとほぼ同程度の値となる。

以上のことから、計算に用いた数値があまり正

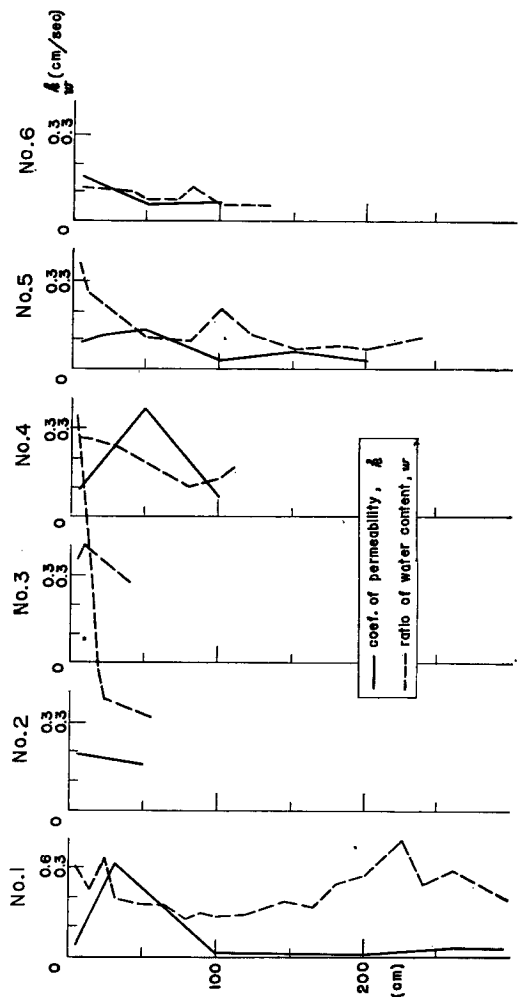


Fig. 4 Vertical distribution of the ratio of water content and the coefficient of permeability.

確ではないとはいえ、表土層を調査した結果に基づいていることを考えると、こうした調査によって流域の保水量を推算する可能性があることを示唆するものである。また、7月7日～12日の総雨量が133 mmあり、かなりの出水後であるので、本流域の流出可能の地下保水量の上限が単位面積当たり大略170 mm程度であることが見出され、またその水が平均的には表面から深さ1 m程度までの砂層内に貯溜されていることも明らかにされたわけである。

5. 地 形 特 性

流域の地形は雨水流出、とくに表面流出の道筋を決定する第1の要素である。また後述するように、本流域はほぼ均一な花崗岩地帯であると考えられるので、低水の流出に対しても流出水の運動を決定する大きな要素と考えられる。

一般に、雨水の流出過程からみて、流域地形の特性は山腹斜面と河谷に分けて示すことができる³⁾。そこで、1/20 000の航空写真とそれを図化した1/3 000の地形図を用いて地形解析を行なった。地形解析についてはR. E. Horton³⁾の研究以来、Strahler⁴⁾などによって進められ、最近は大槌・瀬能⁵⁾が研究しているので、これらの成果を利用した。また、解析はA流域全体を対象とした。

(a) 斜面特性

斜面特性として問題となる要素は雨水の流下経路に沿う斜面長とそのこう配である。従来こうした特性値を求める方法が2, 3提案されているが、航空写真を立体視しながら地形図によって解析した結果の一例がTable 2に示されている。

Table 2 Characteristics of the slope of the basin

sub-basin	area	channel length	strict method		usual method
			max. length of slope	mean length of slope	mean length of slope
			average value of sine of it's inclination angle	mean value of sine of it's inclination angle	average value of sine of it's inclination angle
(a)	$\times 10^4 \text{m}^2$ 7.65	m 546	161 m	71 m	79 m
			0.410	0.473	0.483
(b)	$\times 10^4 \text{m}^2$ 2.78	m 60	225 m	127 m	280 m
			0.557	0.590	0.620
(c)	$\times 10^4 \text{m}^2$ 1.79	m 189	110 m	74 m	58 m
			0.496	0.598	0.610

表中、小流域(a), (b), (c)は後述のHortonに従うdrainage netの分割法によって、えられたものであり、最大斜面長とは尾根線と河谷線との間で最急こう配線のうち最も長いものを意味し、その下欄の平均こう配はこの最長斜面に沿う各点のこう配の平均値であり、また、平均斜面長は尾根線に沿って等間隔に点を取り、それらの点を通る最急こう配線長の平均値、その下欄は各最急こう配線に沿う平均こう配の平均値を示す。また、(a)の流域はFig. 6に示すように1st orderの河谷に属するもので、その最上流部にすり鉢状の斜面をもち、かつ平面的には細長い形状をなしたものの、(b)は1st orderであるが河道長が短かく全体として扇形のものの、(c)は2nd orderの河谷に属しているので、河谷が流域を貫いて存在し、平面的形状は河谷の片側に三角形、他の側に台形の斜面を配した形である。

ところが、斜面こう配は重力の分値の大きさを決定し、斜面長は地面流の流下距離を示すものであるから、地面流を主成分とする表面流出の状況を決定する重要な要素である。従来こうした要素を算出する便法として、流域面積の半分を河道長で割った値を計算し、別に地形図に適当な格子を描き、各格子点のこう配

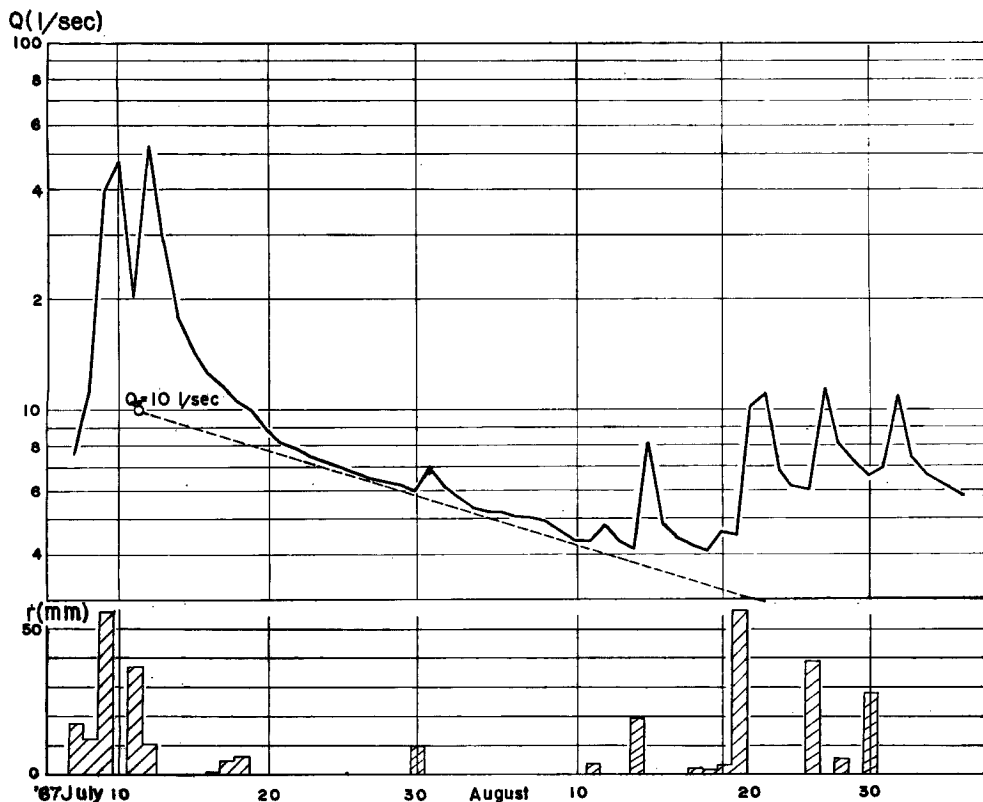


Fig. 5 Hydrograph observed in the B basin.

を求めその平均値をもって平均斜面こう配とし、さきの計算値とこの平均こう配とから平均斜面長を計算するといったような方法がとられていた。この方法を用い、格子間隔を 60 m (図上で 2 cm) として計算した結果を Table 2 の最後の欄に示した。

この表で2つの方法で求められた平均斜面長および平均こう配を比較するとつぎの事実が認められる。斜面長については、(a) 形の流域ではほぼ両者が一致し問題がないが、(b) 形では厳密法によるものが短かく、(c) 形では逆に長くなっている。また、(c) 形で両側に三角形の斜面をもつ場合には、両者の差がますます大きくなることは容易にわかる。すなわち、通常の簡易法のときは地面流の流下距離が実際とは異なることになり、したがって従来の方法で地面流を計算する場合にはその物理的な意味がないこととなる。一方、平均斜面こう配については、両者ともほとんど一致するので、問題がないわけである。

(b) 河道特性

河道特性で流出問題に対して重要な要素は、分岐比、河道長および河道こう配である。試験流域を Horton に従って order analysis を行なった結果が Fig. 6 である。この図によって各次数ごとの河谷の数、長さ、こう配、および流域面積を求めると Table 3 のようになる。

流出現象に関してはこれらの河谷は山腹斜面から流出してくる水を集めながら次第に合流していくという役割をもつはずである。水の流れという点からは長さ、こう配、横断形状、および河状(粗度係数)が重要である。前2者は表のとおりであるが、横断形状はほぼV字形をなしており、また河底には自然状態で粒径数十 cm の石が散在し、その間に 50% 粒径が 1~2 mm の砂が存在しており、常時流水が存在していない部分は雑草が繁茂している。したがって粗度係数はかなり大きいと考えられる。

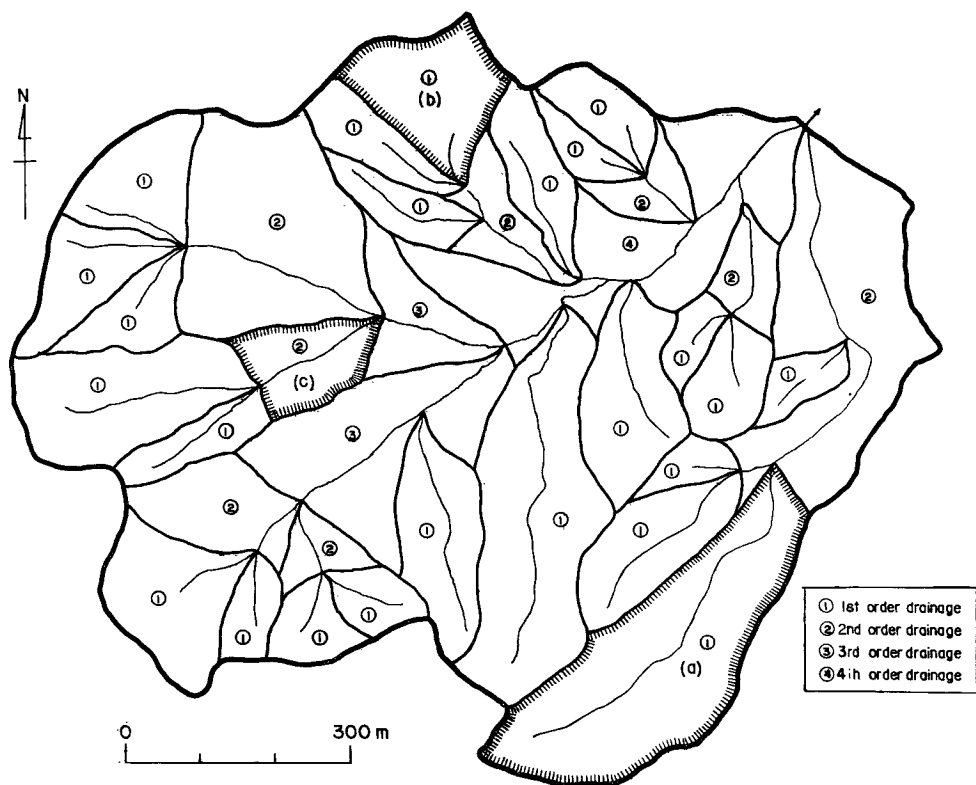


Fig. 6 Drainage net of the basin.

Table 3 Geomorphological feature of the basin.

brder of drainage net	n mbur of channel	channel length		shope of channel in sine		drainage area	
		min. ~max.	total	min. ~max	mean	min. ~max.	total
1 st	24	60~546 m	4230 m	0.231~0.616	0.379	$\times 10^4 \text{ m}^2$ 0.99~7.650	$\times 10^4 \text{ m}^2$ 49.4
2 nd	8	90~282	1630	0.131~0.302	0.229	0.778~6.846	20.8
3 rd	2	165, 354	519	0.236, 0.269	0.225	1,850, 4,594	6.4
4 th	1	546	—	0.093	—	6.274	—

つぎに、水を集めるという点から考えると、分岐比や各小流域からの流出水の大きさ、などが重要である。こうした要素は流域の地形法則といわれるものによって総合的に表現されると考えられる。Table 3 を図示したものが Fig. 7 であるが、これから従来からいわれている地形法則が成立していることがわかる。なお、図中 4th order のものが示されていないのは、本試験地の出口が 4th order に属する河道の途中にあるので上述の法則性が成立しないと考えたためである。

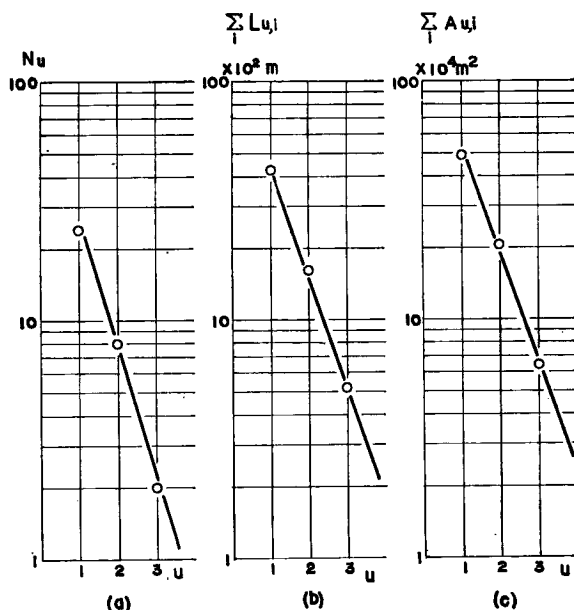


Fig. 7 Several features of geomorphology.

さて、Fig. 7 の縦軸は (a) 図では u th order に属する河道数 N_u , (b) 図では u th order に属する河道長の総和、 $\sum_i L_{u,i}$, (c) 図では u th order に属する集水面積の総和 $\sum_i A_{u,i}$ である。図からわかるように、これらはすべて半対数紙上で直線上に並んでいる。したがって、本流域における地形法則はつぎのように計算される。

$$\text{河道分岐比} ; R_b = \frac{N_{u-1}}{N_u} = 3.5 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\text{河道長比} ; R_l = \frac{\frac{\sum_i L_{u,i}}{N_u}}{\frac{\sum_i L_{u-1,i}}{N_{u-1}}} = \frac{\bar{L}_u}{\bar{L}_{u-1}} = 1.2 \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{集水面積比} ; R_a = \frac{\frac{\sum_i A_{u,i}}{N_u}}{\frac{\sum_i A_{u-1,i}}{N_{u-1}}} = \frac{\bar{A}_u}{\bar{A}_{u-1}} = 1.3 \quad \dots\dots\dots (4)$$

すなわち、通常地形法則がかなりよく適合するわけであるが、一般にこうした地形法則が成立する流域は浸食作用が流域全体にほぼ一様に働いた結果であるといわれているので、本流域もほぼ一様な浸食作用の結果形成されたものと考えられる。参考のために、横軸に相対面積 a/A , 縦軸に相対高度 h/H をとった hypsometric curve を求めた結果が Fig. 8 である。ここに A は流域面積, H は流域の出口の標高と最高標高との高度差, h は流域出口の高度より計った高度, a は h より高い地域の面積である。一般的分類によれば、この曲線は壮年期を示すので、結局、本流域は、ほぼ一様な浸食作用を受けつつある壮年期の流域といえよう。

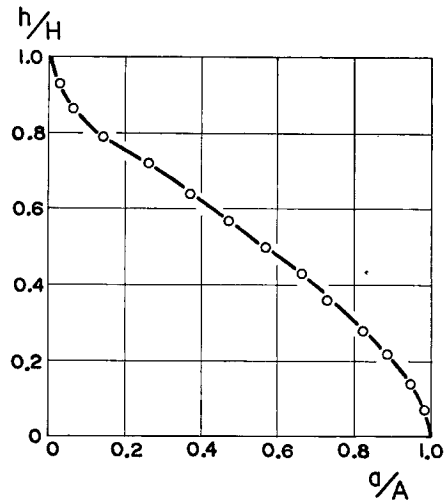


Fig. 8 Hypsometric curve of the basin.

6. む す び

荒川流出試験地の雨水流出現象に関連する流域特性，換言すると雨水の運動の場としての性質を調べた結果について論述したのであるが，えられた成果を要約するとつぎのとおりである。

(1) 植生は広葉樹および針葉樹であって，かなり密生しており，しかもほとんどの地域に密生した下草が繁茂している。したがって，降雨時にはかなりの雨水が遮断されるとともに，地面流が発生した場合の粗度係数はかなり大きな値となる。

(2) 流域はほぼ全域にわたって 5～10 cm の厚さの枯葉層で覆われていて，中間流が発生すると考えてよい。

(3) 表土層は花崗岩の風化によって生じたいわゆるマサ土で，平均的には 1～2 m の厚さである。またその粒度特性は堆積過程によってできたと考えられる層を除いてほぼ同じであって，10%粒径が 0.2～0.4 mm，50%粒径が 1～2 mm の粒度分布のよい砂である。

(4) 流出可能な地下保水量の上限は単位面積当たり 170 mm，あるいはそれより若干大きい量と考えてよい。

(5) 従来水理学的方法で流出計算を行なう場合の平均斜面長の算出方法で求められたものは，比較的細長い平面形状の小流域に対しては意味があるが，他の場合には物理的に無意味であって，さらに厳密な計算法によらなければならない。

(6) この流域は河道数，河道長，および流域面積に関する地形法則がよく適合し，したがって，流域全体にわたってほぼ均一な浸食作用によって形成された壮年期の流域と考えられる。

最後に，本試験地の設置と観測の仕事に対して，絶大な御支援と御協力を賜った滋賀県庁の関係者，並びに地元の甲西町の方々に深甚なる謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) たとえば，Representative and Experimental Area, Symposium of Budapest, Pub. No. 66, IASH, 1965.
- 2) 石原安雄：洪水流出の解析，水工学シリーズ 64—04，土木学会水理委員会，昭39.7.
- 3) Horton, R. E.: Erosional Development of Streams and their Drainage Basins, Hydrophy-

- sical Approach to Quantitative Morphology, Bul. Geol. Soc. Amer., Vol. 56, 1945, pp. 275~370.
- 4) Strahler, A. N. : Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Trans. AGU, Vol. 38, 1957, pp. 913~920.
- 5) 高棹琢馬・瀬能邦雄：河域地形の統計，土木学会第 22 回年次学術講演会，講演概要，II，昭42. 5. pp. 5—1~5—2.