

# 洪水ハイドログラフの形成過程に関する研究

石原 安雄・小葉竹重機

## A STUDY ON THE FORMATIVE PROCESS OF FLOOD HYDROGRAPH IN A RIVER BASIN

By *Yasuo* ISHIHARA and *Shigeki* KOBATAKE

### Synopsis

In the previous paper, we concluded that flood hydrographs from the whole river basin ( $4.4 \text{ km}^2$ ) can be calculated directly using hydrographs from the smaller sub-basin ( $0.18 \text{ km}^2$ ) included in it, under the following assumptions :

- 1) The flood hydrographs from sub-basins which are same order as the specified sub-basin, are equal in runoff duration and proportional to their drainage areas in runoff intensity.
- 2) The stream channels in the whole river basin are characterized by so-called linear channel.

This paper describes the application of these assumptions to the estimation of flood hydrographs in larger river basin of the River Chikugo being  $537 \text{ km}^2$  in area. It is shown that the flood hydrographs at any location in the river basin can be estimated accurately when the suitable specified sub-basin is selected, the proper propagation speed of flood flow is evaluated, and the movement of rainy area and the spacial distribution of amount of rain are taken account of.

### 1. ま え が き

一般に、洪水ハイドログラフは斜面系における変形過程と河道系における流下・合流過程を経て形成されるが、こうした洪水流出現象に関する従来の研究は主として斜面系における問題を取り扱っており、河道系における流下・合流過程をも考慮した研究、とくに河道系の役割についての研究は最近になって始まったといっても過言ではない<sup>1)</sup>。たとえば、試験流域を設定して行なった研究結果の代表性の問題、同一水系内で観測された多くのハイドログラフの相互関係の問題などを考察する際に、洪水流出過程における河道系の役割が未解決であったことが大きな障害となっていたことも明らかである。

われわれは約10年間、野州川水系内に荒川試験地を設定して観測研究を続け、斜面系における降雨の変形過程を、雨水の流下に追隨して検討し、洪水流出のような早い流出成分については多層モデルともいべきモデルによって解析することができることを示した<sup>2)</sup>。

さらに、この荒川試験地 ( $0.18 \text{ km}^2$ ) を含む荒川流域全体 ( $4.4 \text{ km}^2$ ) を対象として河道系の役割についても考察を進め、前報告<sup>3)</sup>では、荒川試験地からのハイドログラフと流域下流端でのハイドログラフとが、河道系の役割を線形合流流下過程と考えることによって、かなり正確に対応づけられることを示した。

このことは、大流域の中にある小流域を基準流域とし、そこからの流出ハイドログラフ（以下ではこれを基準ハイドログラフと呼ぶ）を何らかの方法で求めると、あとは基準流域の order と同じ order の小流域に流域全体を分割したのち河道系に従って基準ハイドログラフを合流・流下させていくことによって、下流端での、あるいは中間地点でのハイドログラフが求められる可能性を示唆している。しかしながら、前報告で対象とした流域は測定精度の点には問題がないが、面積が  $4.4 \text{ km}^2$  と小さく、数百  $\text{km}^2$  以上の大きな流域に対して、河

道系の役割をどのように表現すればよいか、また基準流域としてどの程度の面積をもつ小流域を選定すべきかなど多くの問題がある。本文は主としてこうした点について検討したものであるが、対象とした流域は筑後川水系小平流域であり、使用したデータはこの流域内にダムが築造される以前のものである。

## 2. 河道系における洪水の合成過程

### 2.1 単位流域群による流域の表現

Horton-Strahler 流の order を用い、ある order の河道をもつ小流域を単位流域と呼ぶことにすると、全体の流域はこのような単位流域群と残流域とに分けられる。さらに、残流域を単位流域の order より大きな order の河道の合流点およびそれらの河道と単位流域の主河道との合流点を通る分水界によって分割すると、分割された小流域はそれを単独の流域としてみると、上記の単位流域と同じ order の河道系をもつこととなる。すなわち、全流域がその中の河道系の order がすべて等しい小流域群に分けられるのである。

たとえば、Fig. 1 (a) に示した流域において、order 2 の河道をもつ小流域を単位流域とすると、5つの単位流域と斜線を施した残流域の部分に分けられ、残流域の部分はさらに①、②、③、④の4つの小流域に分けられる。単位流域は全体の河道系からみるとその末端に位置しており、それより上流には何もない。これ

に対して、残流域内の分割小流域にはそれより上流側に他の分割小流域または単位流域が付随して、主河道はその上流端でさらに上流からの流出水を受け入れるとともに、分割小流域内の流出水を集めるという役割をもっている。そこで、この2つの役割が分離できると仮定すると、すなわち、Fig. 1 (b) に示すように、分割小流域の主河道を order 2 の単位流域中の小規模の河道系の一部と上流端からの流入洪水をその下流端まで流下させる河道とに機能分離することができる。残流域の分割小流域は主河道とその下流端で合流する単位流域とから成り立っていると考えることができる。

したがって、上述したような流域分割を行なうことによって、河川流域は、洪水の合流・流下のみ機能をもつ一つの主河道系と、降雨の変換場の機能をもつ山腹斜面と小規模な河道からなる単位流域の集合とによって表現することができることとなる。

### 2.2 河道系における洪水の流下・合流

河道を流下する洪水については水理学的にかなり詳しく研究されている<sup>4)</sup>。しかしながら、本文の場合いわゆる山地流域を対象に考えており、沖積地河川を対象外としているので、このような場合、どの程度の近似が可能であるかを検討することも、実用的観点から

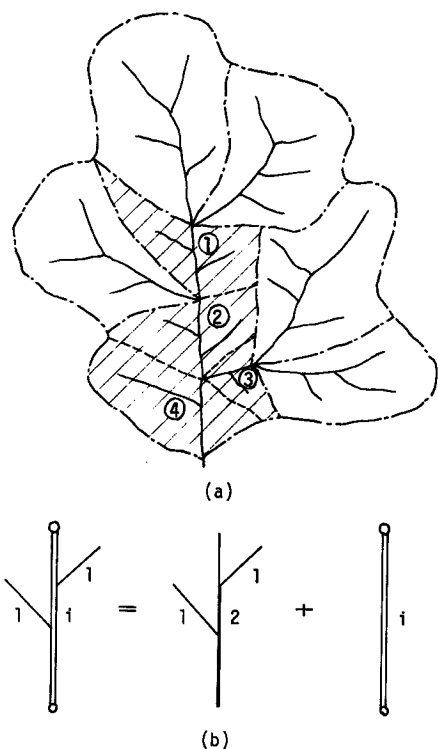


Fig. 1 The role of a interbasin obtained after dividing a whole basin into sub-basins which are same order.

有意義と考えられる。

一般に、山地河川では河道の断面形状はかなり複雑であり、しかも比較的勾配も急である。このような河道での洪水の流下現象は kinematic wave として特性づけられることは周知のとおりであるが、勾配が大きく

かつ粗度係数も大であるので、次式を表わしてよいと思われる。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots(1)$$

$$A = f(Q) \dots\dots\dots(2)$$

ここに、 $A$ ：流水断面積、 $Q$ ：流量、 $x$ ：距離、 $t$ ：時間。

(1)、(2)式より洪水の伝播に関する Kleitz-Seddon の法則が導かれることはよく知られている。すなわち、伝播速度を  $V_e$  で表わすと、次式で与えられる。

$$V_e = \frac{dQ}{dA} \dots\dots\dots(3)$$

上式の意味は、洪水の伝播速度  $V_e$  は(2)式で与えられる流積・流量曲線の勾配で与えられるということである。そこで、有堤部ではなく、できるだけ人工が加わっていないような河道における流積・流量曲線を調べたところ、ある程度以上の流量になるとほぼ直線で近似することができることが分った。この事実は非常に重要であって、(3)式より洪水時にはほぼ一定の伝播速度で流量が下流方向に伝播し、したがって波形がほとんど変化しないこととなる。

つぎに合流の問題であるが、(1)、(2)式を仮定する以上いわゆる背水の影響が極めて小さいことを前提としている。換言すると、(3)式と同じ程度の近似で、合流点で流量を単に算術的に加え合わせてよいこととなる。

### 2.3 洪水の合成過程

以上によって、洪水の合成過程における河道系の役割がほぼ明らかになったが、実際問題として、河道系をどこまで詳しくみなければならぬか、河道系と斜面系とのつながりをどのように表現すべきか、などが重要となる。

実際の流域において河道系を細かく調べてみると、何をもって末端の河道とすべきか非常に問題が多い<sup>5)</sup>。一方、後述する方法によって河道系における洪水ハイドログラフの合成を試算した結果によると、細かい河道までとって合成した洪水ハイドログラフと、流域末端の河道の order を  $n$  とした場合、 $n-2$  多くても  $n-3$  の order までの河道を主河道系とし、それに各単位流域からの流出ハイドログラフを平均したハイドログラフを流入させたときの合成ハイドログラフとがほぼ一致することが確かめられた。

このような事実から、主河道系としては  $n-2$  もしくは  $n-3$  から  $n$  までの order の河道を採用し、 $n-3$  もしくは  $n-4$  の order の小流域を単位流域と考えて流域分割を行えば十分であると考えられる。

以上によって、河川流域を多くの単位流域とそれからの流出ハイドログラフを合成していく主河道系で表現することができるが、こうした合成に際しての基本的仮定を記すると次のとおりである。

1)河道における洪水の伝播速度  $V_e$  は一定に保たれる。

2)単位流域からの流出ハイドログラフは波形が同じで流量はその流域面積に比例する。

1)の仮定によって、合流点では上流側の両支川の流量を単に加算することによって合流後の流量が与えられ、また、一つの河道の下流端でのハイドログラフは、上流端でのハイドログラフを河道長と一定の伝播速度でできる伝播時間だけ遅らせることによって与えられることとなる。なお、2)の仮定について、単位流域に分割した際に、面積が極端に大きいものや小さいものがある場合がある。このような場合には、大きいものはさらに分割するとか、小さいものは他の小流域に含ませる等の工夫が必要である。

こうした過程は離散的な集中面積図（以下では単に集中図と呼ぶ）を用いて次式で表わすことができる。

$$Q(t) = \sum_i A(i \cdot \Delta t) \cdot q(t - i \cdot \Delta t), \quad i = 0, 1, 2, \dots, m \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 $Q(t)$ ：流域下流端での流出流量、 $q(t)$ ：単位流域末端での流出流量（比流量）、 $A(i \cdot \Delta t)$ ：集中図における  $i \cdot \Delta t$  点の縦距（面積）、 $m \cdot \Delta t$ ：集中図における最大集中時間。

この場合、 $q(t)$  は多くの単位流域の中からもっとも平均的な形態と大きさをもつものを選定してそれから

の流出ハイドログラフを求めることが必要で、このような単位流域を本文では基準流域と呼んでいる。

なお、前報<sup>2)</sup>では、流域面積  $0.18\text{km}^2$  の荒川試験地を基準流域とし、 $4.4\text{km}^2$  の荒川全流域の洪水ハイドログラフを上述の方法で合成して良好な結果を得ているのである。

### 3. 筑後川水系小平流域における洪水流出の解析

#### 3.1 流域の概要

小平は筑後川本川に沿って、日田市から約  $7\text{km}$  上流にある流量観測地点である。この小平地点より上流の流域をここでは小平流域と呼んでいるが、この流域は Fig. 2 に示したように、杖立流域、下笠流域および本川河道に付随する残流域に分けられ、流域面積はそれぞれ  $283\text{km}^2$ 、 $183\text{km}^2$  および  $71\text{km}^2$  である。杖立流域

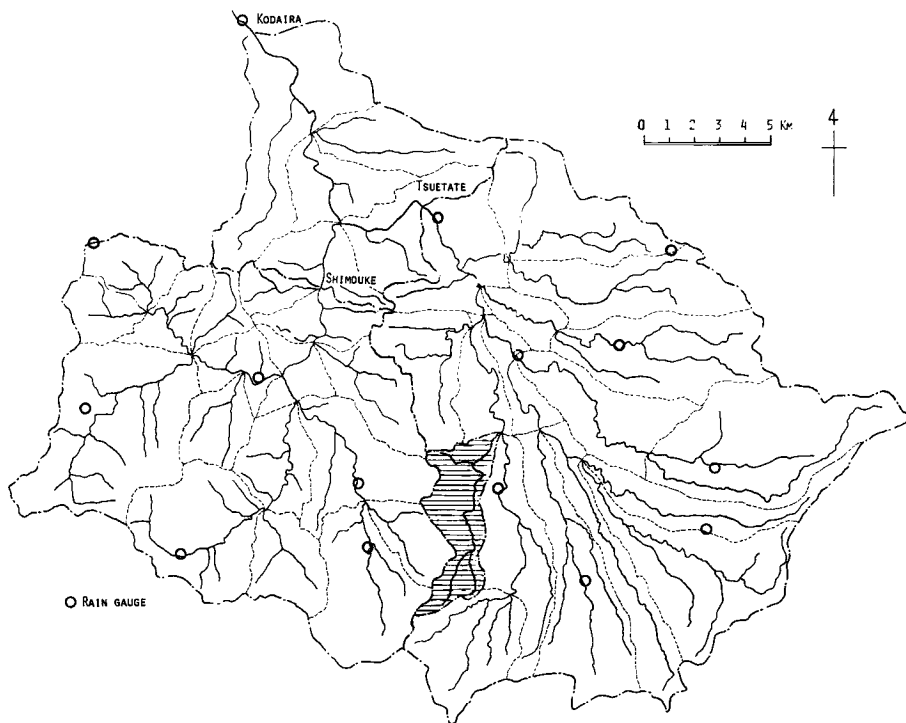


Fig. 2 The channel distribution of Kodaira basin in the River Chikugo.

は阿蘇の外輪山の外側斜面で、地質は熔結凝灰岩であり、下笠流域は安山岩であって、表面地形も両者でかなり異なっているようである。

解析に当って使用した資料は、地形図、杖立および小平地点における洪水時の流量ハイドログラフ、および杖立流域 8 地点、下笠流域 6 地点、残流域 1 地点における時間雨量である。杖立流域と下笠流域とで降雨波形に時差があるのが普通であり、また、降雨強度も異なり、多くの場合下笠流域の方がかなり雨量が多いという特性がある。

#### 3.2 仮想的基準ハイドログラフ

2. で述べた河道系における洪水の合成過程を直接に検証するためには、基準流域となりうるような適切な単位流域からの流出ハイドログラフが実測されていることが必要である。しかし、この流域の場合、このような適当な上流地点での流量観測がないために、次の方法で洪水流出の解析を行なった。

まず、適当な基準流域を仮想してそこからの流出ハイドログラフ、すなわち基準ハイドログラフを仮定し、2.で述べた方法によって杖立および小平の2地点での洪水ハイドログラフを合成してそれらが実測のものともっともよく一致するようにする。ついで、本流域中に平均的な形態と大きさを有する単位流域を選定し、上で決定した仮想的基準ハイドログラフと降雨との関係を荒川試験地を対象とした流出モデルを通して解析して、多くの仮想的基準ハイドログラフが妥当なモデルパラメータで算定できるかどうかを検討する。最後に、決定された基準流域に対する流出モデルと主河道系の合成過程を表わした集中図を用いて、観測降雨から杖立および小平地点での洪水ハイドログラフを計算して実測値と比較するという方法をとったのである。

つきに、仮想的基準ハイドログラフについて、解析の手順に従って述べる。

1)流域を Fig. 2 に示すように order 2 (1/100,000の地形図)の小流域を単位流域として流域分割を行なう。なお本流域の出口付近の河道の order は5である。

2)河道における洪水の伝播速度を仮定して各単位流域と主河道との合流点から小平地点までの伝播時間を求め、伝播時間を横軸に、単位流域の面積を縦軸にとって集中図を作成する。いまの場合、主河道系は3, 4, 5の order の河道から構成されているので、伝播速度が各河道区間ごとにそんなには変化しないと考えられることから、主河道系全体を通じて伝播速度を一定と考えた。これと同時に杖立地点に対する集中図も同様に作成する。

3)つきに仮想的基準ハイドログラフを仮定し、上で求めた集中図によって小平および杖立地点での洪水ハイドログラフを計算し、両地点で同時に実測値と合致するまで試算を繰り返して仮想的基準ハイドログラフを決定する。この場合、降雨の地域分布や時差がある場合にはそれらを考慮して計算を行なわねばならないことはいうまでもない。

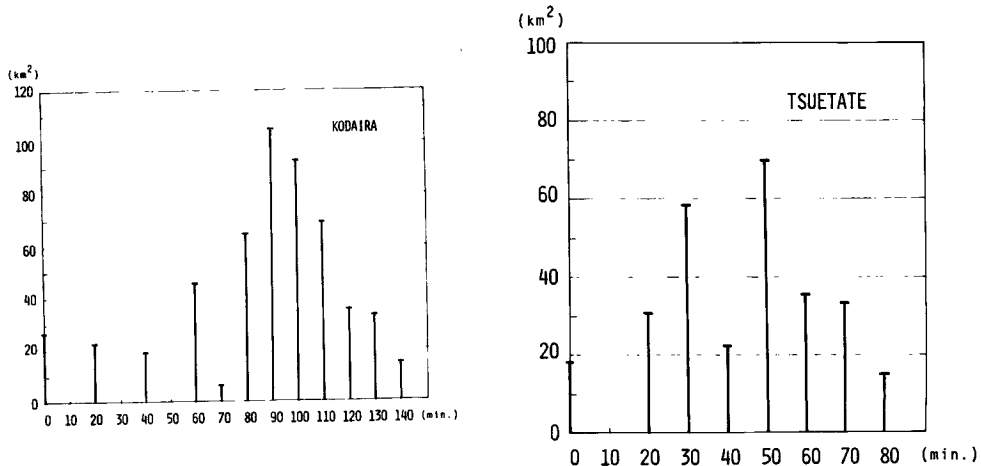


Fig. 3 Modified time-area-concentration diagrams at Kodaira, and Tsuetate which locates in the middle part of the Kodaira basin.

Fig. 3 (a), (b) は小平および杖立地点を対象とした集中図であり、これらの図を作るときに採用した洪水の伝播速度  $V_c$  は杖立地点と小平地点でのピークの生起時刻の差から求めた  $3.78 \text{ m/sec}$  である。また決定された仮想的基準ハイドログラフは各洪水ごとに求められるが、その結果は後述の Fig. 6 中に示されている。

### 3.3 基準流域における流出解析

前項のはじめに説明したように、これらの仮想的基準ハイドログラフを参照しながら基準流域に対する流出モデルのパラメータが妥当な範囲で決定されるかどうかは次の問題である。

流域分割によって作られた単位流域の数は、Fig. 2 に示されているように39コである。したがって、流域面積がその平均値  $537 / 39 \text{ km}^2$  に近く、しかもトポロジー的に平均的な形をした単位流域を探した結果、Fig. 2 中の斜線を施した単位流域をいわゆる基準流域と考えるのがよいとしたが、その流域面積は  $15.6 \text{ km}^2$  である。

このようにして基準流域を設定したのであるが、この中にも斜面系と河道系が存在することはいうまでもない。一方、荒川試験地で開発した流出モデルは、斜面系における雨水の変形過程と河道系における洪水の合成過程から構成されている。そこで、できるだけ実際の山腹斜面が表現されるよう細かい河道を含む微小流域を最小単位の流域と考え、これを前述した単位流域と考え、この単位流域からの流出ハイドログラフを河道系に従って合成するようにした。具体的には、Fig. 4 に示したように49の微小流域に分割したので、その平均の面積は約  $0.32 \text{ km}^2$  である。なお、分割された微小流域は1本の河道とその両側についている2つの斜面で構成される長方形流域にモデル化するが、その斜面長の平均は  $197 \text{ m}$  である。

荒川試験地の斜面系に対する流出モデルは多層モデルである。すなわち Fig. 5 (a) に示されているように、地面近傍を流れる表層流、上部の多孔質層を流れる早い中間流、その下層を流れる遅い中間流、さらに地下の深いところを流れる地下水流の4つの成分を考え、それぞれの層への有効な降雨の供給のされ方が示されている。すなわち、SMD1, SMD2, SMD3 はそれ

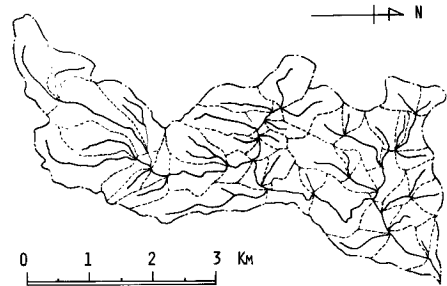


Fig. 4 The specified sub-basin, shown in Fig. 2 by hatching, for which flood runoff calculation is done.

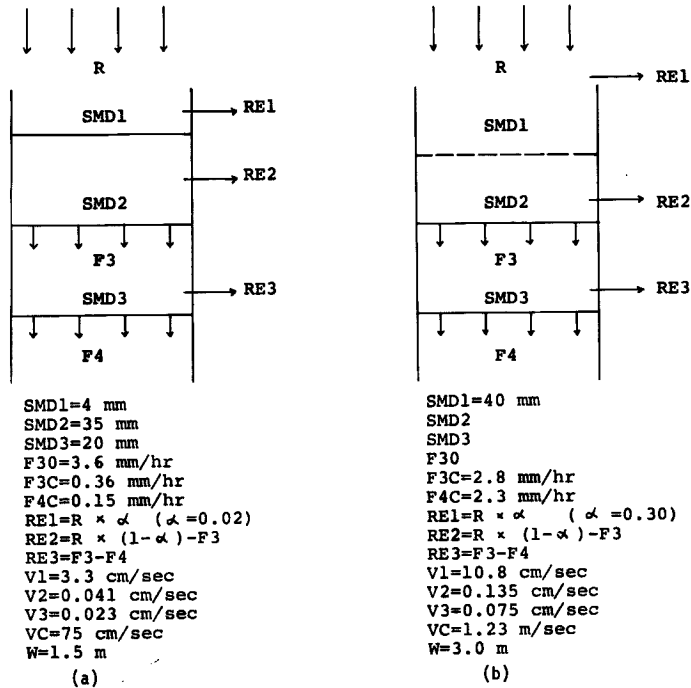


Fig. 5 The runoff model of slope process used in the flood runoff calculation. (a): the model of slope obtained in Ara experimental basin, (b): the model of slope in the calculation.

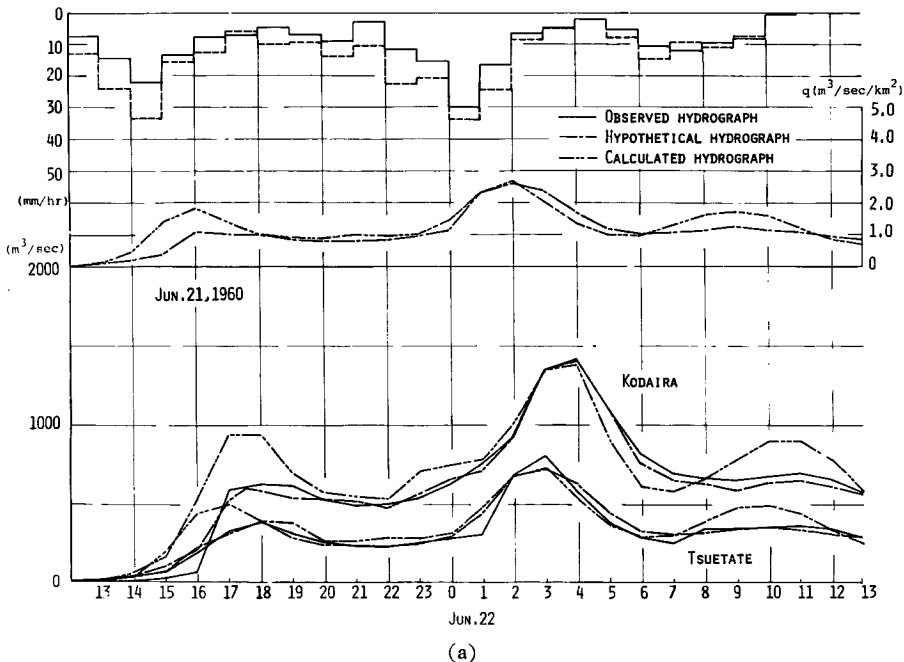
それ表層流，早い中間流および遅い中間流の発生層の最大土湿不足量，RE 1, RE 2, RE 3 はそれぞれ表層流，早い中間流，遅い中間流への有効降雨， $V_1, V_2, V_3$  はそれぞれの層における流れの伝播速度，F30, F3C は遅い中間流発生層への最大および最小浸透強度，F4C は地下水層への浸透強度， $V_c$  は河道内での伝播速度， $W$  は河道の河幅である。なお，この場合洪水流出を対象としているので，地下水流出を無視しているが，河道降雨は考慮している。

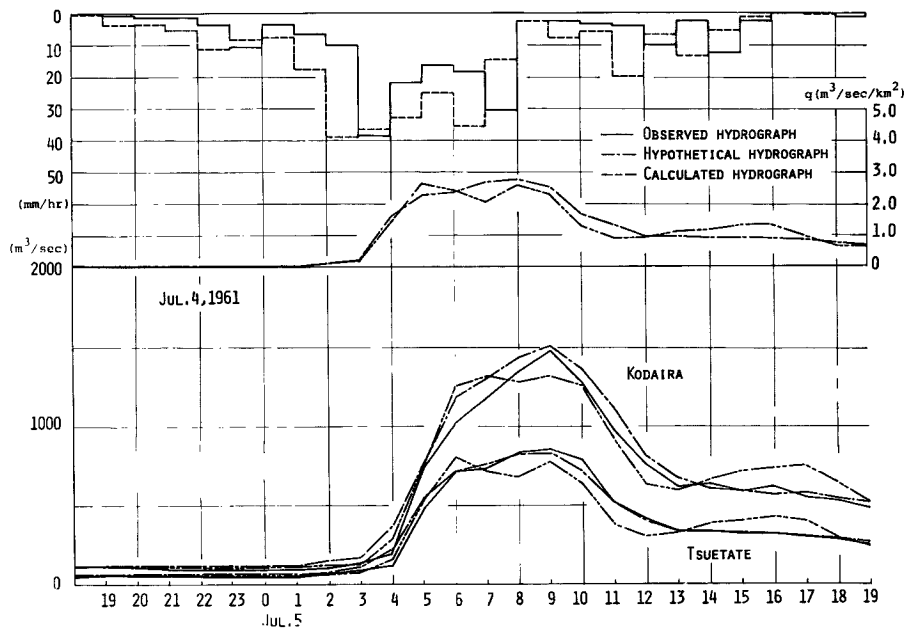
この流出モデルを上記の基準流域内の単位流域の斜面に適用したわけであるが，その際のモデルパラメータは当然試算によって決定した。その結果が Fig. 5 (b) に示されており，荒川試験地の (a) のモデルと比較して，降雨量が 40mm になるまでは表層流が発生せず，その降雨はそのまま早い中間流発生層へ供給されるということを除いては，構造は同じものである。解析に用いた洪水例はいずれも対象降雨の前に相当の降雨がある場合であったので，いわゆる初期損失はないものと考えた。なお，流出モデルの構造の変更，すなわち 40mm の降雨分をそのまま早い中間流発生層へ浸透させることは，荒川試験地が花崗岩風化地帯であるのに対して，小平流域が熔結凝灰岩と安山岩の地帯であることから，ある程度の説明がつくように思われる。

### 3. 4 計算結果とその考察

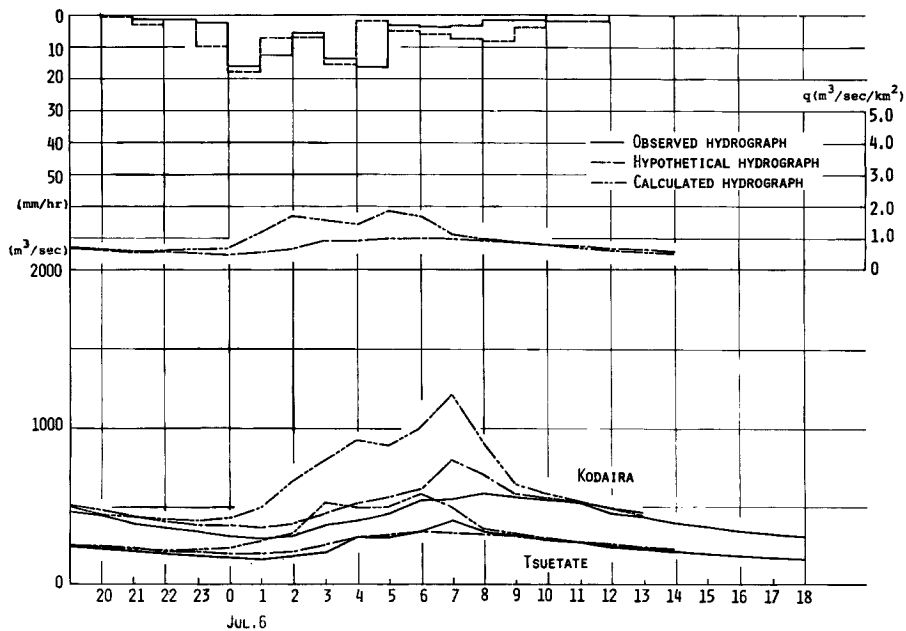
前 2 項によって，本文で目的とする小平流域に対する洪水流出モデルが構成されたことになる。すなわち，Fig. 5 (b) の斜面系のモデルと図中の  $V_c$  によって求められる基準流域における河道系に対する集中図，ならびに Fig. 3 の主河道系に対する集中図である。このモデルを用いて計算された杖立および小平地点における洪水ハイドログラフとそれに関連した各種のグラフを同時に示したものが Fig. 6 であり，(c) 図は (b) 図に，また (f) 図は (e) 図に連続しているものである。

すなわち，ハイトグラフ，基準ハイドログラフ，杖立および小平地点の洪水ハイドログラフが示されているが，ハイトグラフで実線は杖立流域の平均降雨強度，破線は下釜流域のそれを，基準ハイドログラフについては比流量で示してあるが，一点鎖線は仮想的なもの，二点鎖線は降雨から流出モデルを通して計算したハイドログラフであり，洪水ハイドログラフについては，実線が実測のもの，一点鎖線は仮想的基準ハイドログラフを集中図で合成した結果，二点鎖線は降雨から上で決定した流出モデルによって計算したものである。





(b)



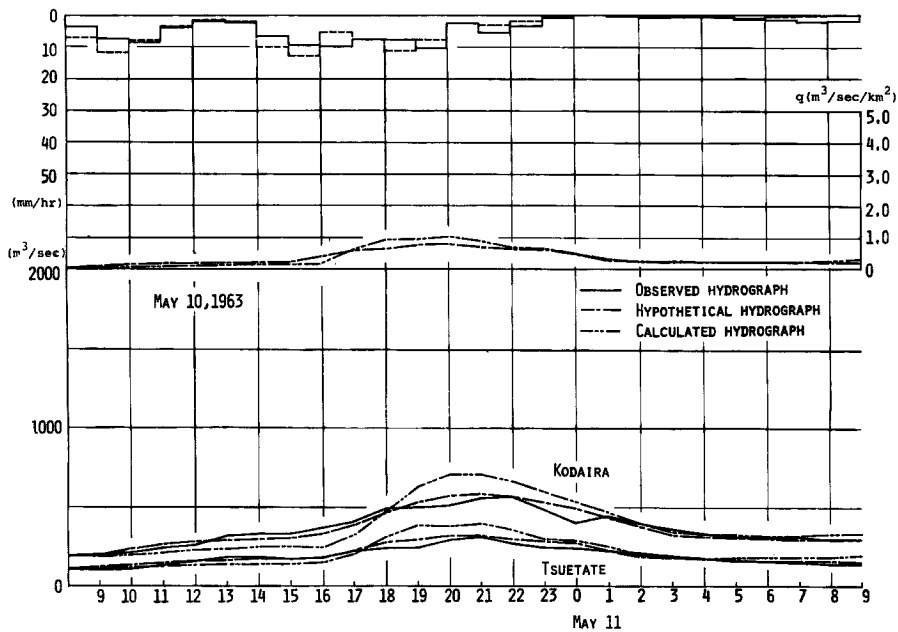
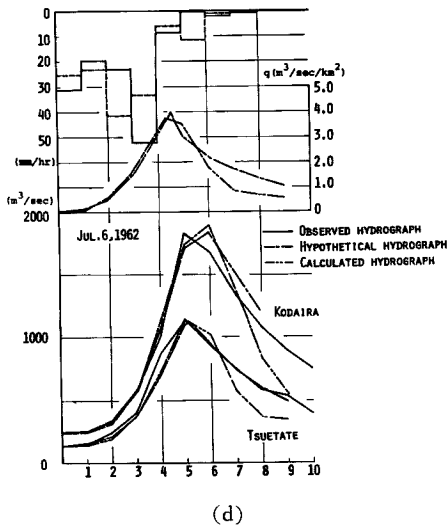
(c)

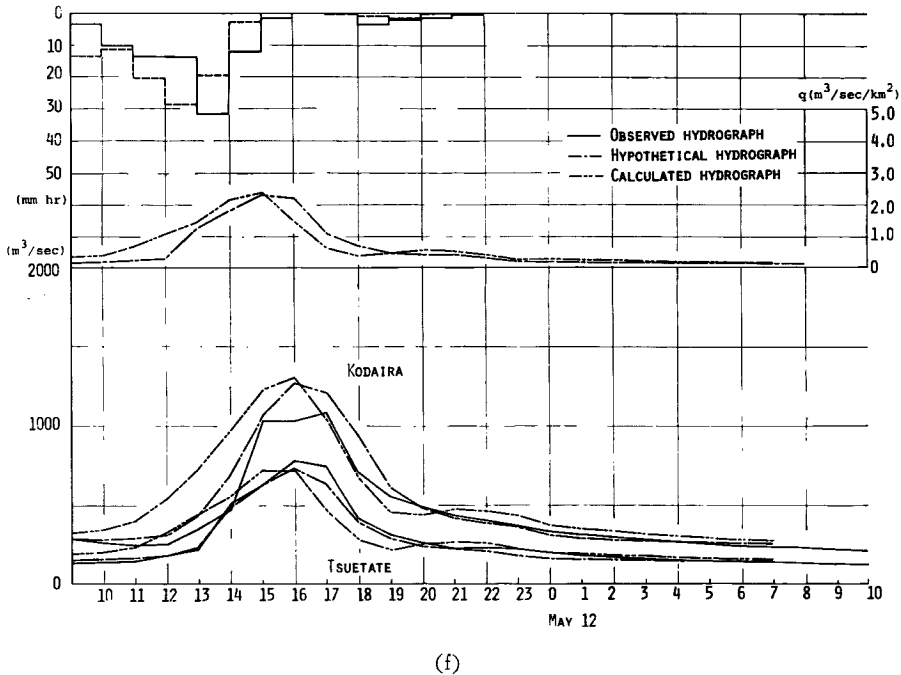


ここで用いた流出モデルのモデルパラメータを決定する際と Fig. 6 で示した計算値と実測値との比較の場合とで、同じ洪水資料を用いているので、Fig. 6 のように計算と実測のハイドログラフがよく一致しているのは当然であるかもしれない。しかしながら、この計算では降雨の地域分布と生起時刻の差異が考慮されてお

り、また、杖立および小平の両地点で同時に計算結果がかなりよい精度で実測結果と一致していることを考えると、ここで決定された洪水に対する流出モデルの合理性を裏づけるものといえる。

さらに、こうしたことから、河川流域における洪水の合成過程はほぼ 2. で述べた 2 つの基本的仮定によって表わされ、また荒川試験地で開発した斜面系に対する多層モデルが構造的にほぼ妥当なものであることも明らかである。また、上述したことから、洪水流出過程は基本的に斜面系における降雨の変形過程と河道系における洪水の合成過程によって表わされることが明確になったので、試験地等における洪水流出の観測研究とそれがもつ意味ないしは代表性の問題も明らかになったものと思う。





(f)  
 Fig. 6 The comparison between observed and calculated hydrographs.  $q$  : the runoff intensity from the unit basin,  $Q$  : the runoff intensity at Kodaira and Tsuetate.

#### 4. む す び

河川流域における洪水ハイドログラフの形成過程が斜面系における変形と河道系における合流・流下とに分けて表現されるという立場から、われわれが実施してきた荒川試験地における観測研究の成果をふまえて、筑後川水系小平流域の洪水時の流出解析を試みたのであるが、得られた成果を列挙するとつぎのようである。

1) 河川流域 Horton-Strahler 流の order 解析によって多くの単位流域に分割することは、洪水流出問題を理解するうえで極めて有効である。

2) この場合、order  $n$  の河川流域に対しては、 $n-2$  あるいは  $n-3$  の order までの河道系を考えれば十分である。

3) 荒川試験地および小平流域についての例からして、洪水ハイドログラフの波形は、主として斜面系における変形過程と河道系のトポロジー的特性によってきまる。

4) 小平流域に対して、洪水流出を対象とした流出モデルを提示したが、このモデルによって流域内の任意の地点の洪水ハイドログラフを算定することができる。

5) この流出モデルにおいて、河道を線形河道と仮定したが、この仮定は計算の範囲ではほぼ成立している。本文で対象とした流出成分はいわゆる直接流出分であって、間接流出分については無視している。河川の流出問題ではこの間接流出分も非常に重要である。しかし、この成分の流出場は地中深いところまで達しており、直接流出分のように、必ずしも地表の地形に従って流出するというわけではない。したがって、間接流出成分の流出過程、とくに河道に出てくるまでの過程をどのようにとらえるべきか、われわれの重大関心事であり、目標である。

最後に本研究に当り、貴重な資料を提供して頂いた建設省九州地方建設局の方々に対して深く感謝の意を表するものである。

参 考 文 献

- 1) 高掉琢馬：出水系とその機構，水工水理学，丸善，1972，pp.400-408.
- 2) 石原安雄・小葉竹重機：荒川流出試験地における水収支について(2)，京都大学防災研究所年報，第15号 B，1972，pp.321-331.
- 3) 石原安雄・小葉竹重機：小流域と大流域からの流出の相互関係，京都大学防災研究所年報，第17号 B，1974，pp.471-478.
- 4) 土木学会編：水理公式集，1971，pp.180-197.
- 5) 村野義郎：山地における砂石の生産と流出に関する研究，学位論文，1961.