

山地河川流域を対象とした長期間流出計算法の開発研究(その2)

The study on the long-perid runoff computation for mountain and river drainage basins (II)

新潟大学 正員 岡本芳美

I はじめに

講演者は、山地河川流域を対象とした洪水流出計算法の開発を研究テーマとし、本講演会における報告を重ねて来た。本研究は、講演者が洪水流出計算のために開発した数理モデルにさらにパラメータを加えて改良し、気象データを与えて、流出成分の事前分離を行うことなく、一貫して長期間にわたる山地河川流域からの流出流量を計算するための数理モデルの開発であり、昨年の第25回本講演会においてその第1回の報告を行った。

第1回の報告では、非積雪・非結水期間の洪水流出流量と低水流出流量を1つの数理モデルで一貫して計算することが十分可能であることを示した。しかし、そのためには、洪水流出計算から出発したその数理モデルのパラメータの数を増やし、さらに改良を加える必要があることを述べた。今回の発表は、流出現象について豊富な情報が得られている特定の流域を対象として、この数理モデルの改良を計った結果の報告である。

II 対象流域

対象流域として選んだのは、利根川支川赤谷川相俣ダム流域である。この流域を選定した第1の理由は、この中にかつて講演者が相俣試験地とよぶ小流出試験地を設け、そこで昭和35年より3ヶ年間にわたり水文観測を行っており、その流出現象が相俣ダム流域との関連で解析されているためである。そして、第2の理由は、次の列挙する事項である。

① 相俣ダムは、洪水調節、かんがい用水補給、発電を目的として造られた多目的ダムで、建設省が直轄管理している。このため、水文資料の管理がゆきとどいている。

② ダム流域からの流出流量は、一般に貯水池の水位変化とダムからの放流量により計算で出される。相俣ダムの貯水池面積は1.0㎢で、さほど大きくない。また、面積110.8㎢の流域からの流出流量は低水時においても相当豊富なので、計算された流出流量の精度には相当信頼がおける。

③ 面積が110.8㎢の流域内に、テレメータ雨量観測所が3ヶ所、自記雨量観測所が1ヶ所、計4ヶ所設置されている。ルーチンの観測網でこれだけ細密な雨量観測網を持っている山地河川流域は、そう多くない。また、これら雨量観測所から得られたデータの信頼性は、高い。

④ 流域内の土地利用形態は、総て山林で、水田その他はなく、土地利用面から見て単純である。

⑤ 流域における地形・土質・地質の構成と分布の状況は、図-1と表-1に示す通りであり、かなり複雑であるといえる。

この面から見たこの流域の最大の特徴は、国土庁(経済企画庁)発行の20万分の1土地分類図で、岩石地が流域の約24%、

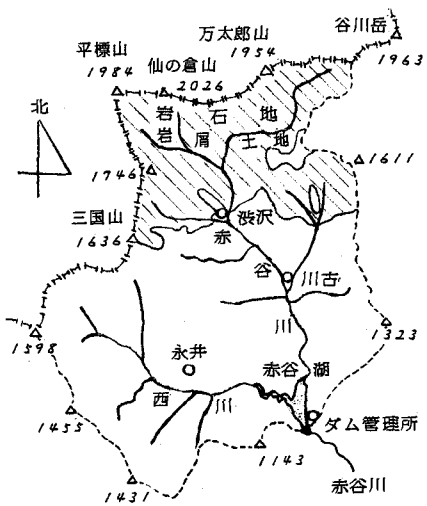


図-1 相俣ダム流域図 —○印は雨量観測所、斜線の部分は岩石地と岩屑土地。

岩屑土地が約5%、計約30%余を占めていることである。岩石地とは、『山林を構成する基岩が広く露出して、ほとんど岩石ばかりの感がする土地』である。また、岩屑土地は、『森林限界以上の急峻な山頂あるいは山腹斜面に分布する(A)C層断面を持つ土壌であって、(A)層の発達は弱く、かつ浅い。一般に全層石礫質のものが多く、固結岩の上に乗っているか、あるいは岩屑性堆積物に移行している。おおむね標高2000m以上の海拔高度に分布する』ものである。この様な土地においては表面流出や中間流出が卓越しているものと思われる。講演者の考えでは、日本の一般山地流域において表面流出や中間流出の発生する場所の占める割合は、高々5%程度である。したがって、これらに対して工学数理モデル上ではあまり厳密なとりあつかいは必要とされない。しかし、岩石地と岩屑土地の流域に占める割合が30%にも達すると、適当なとりあつかいでは済まされなくなり、したがって相俣ダム流域を対象流域としてとり上げる事により、表面流出や中間流出の工学数理モデル上での特性をつかむことが可能となる。

以上が、この流域を選定した理由であるが、しかし次の様な解析上の問題点、留意すべき点がある。

① 相俣ダム流域の最奥の部分の流域界は、上州と越後の国境となっている。そこには谷川岳・万太郎山・仙の

倉山・平標山・三国山といった標高が2000m級の山峰が連なっている。ここは雲の通り路になっており、夏期にはここで集中的な大雨が降ることがあるらしい。冬期はここは国境から雪が吹きこんで来る大積雪地である。すなわち、ここはあとでも述べる様に解析上の問題の地で、そこにルーチンの雨量観測所が配置されていないのは大きな問題点である。雨量観測所の数から見れば相当満足すべき流域であるが、果して現在の雨量観測網により得られた雨量が流域を代表しているかということに大きな不安感が残る。

② 融雪が終るのは、おおむね5月の下旬、遅ければ6月上旬となる。また、11月に入れば雪が降る。したがって、雪の影響をさけるため解析期間は、6月から11月までの半年間と短いものになってしまう。

③ 流域の約3分の1を占める岩石地や岩屑土地が、国境沿い流域最奥部分に集中して、解析上の問題の地を形成している。

④ 洪水のハイドログラフに、一般の山地河川流域のデータから見れば、はなはだ不可解ともいえる現象がしばしばあらわれる。そして、これをデータの誤りとして無視してしまいやすい。

Ⅱ 相俣ダム流域を対象とした長期的流出計算数理モデルの組み立て

1) 数理モデルの組み立ての手順について

相俣ダム流域を対象とする長期間流出計算数理モデルの組み立てにおいては、大きく分けて2段階の手順を踏んだ。まず第1段階においては、原数理モデル(第26回本講演会で発表した数理モデル)では、山腹の土層の厚さの分布を単純な形に仮定していたのを、確率密度関数を導入することによって実態に近付ける様に努め、その導入効果を見る。この結果を受けて、第2段階で本格的に数理モデルの改良を行う、とい

表-1 相俣ダム流域の地形・土質・地質分布

地 形	土 質	地 質	面積率(%)
大起伏山地			49.9
	普 通 土		21.2
		火 成 岩	12.2
		第3紀層	9.0
	岩 石 地		24.0
		火 成 岩	16.3
中起伏山地	普 通 土	第3紀層	7.7
			4.7
		火 成 岩	2.2
		第3紀層	2.5
	岩屑土地		4.7
		火 成 岩	2.2
台 地			6.2
	普 通 土		6.2
		火 成 岩	1.6
		第3紀層	0.2
		第4紀層	4.4
	岩屑土地		4.7

註) 面積率は流域全体に対する値。

うものであった。第2段階はさらに前段と後段に分かれ、前段では、流域の国境沿い最奥の部分占める岩石地と岩屑土地においては表面流出、中間流出、地下水流出の3流出形態が並列的に発生していることを確認し、後段では、その結果を受けて試行錯誤により本報告で述べられている数理モデルを最終的に導いた。なお、本項で以後述べる事柄は、結果論といって良いであろう。

2) 山腹土層厚さ分布効果の導入について

原数理モデルにおいては、山地河川流域の山林地帯を表面中間流出地帯、地下水流出地帯の薄い土層地帯と厚い土層地帯に分け、それぞれの地帯の土層の厚さは一様であると仮定した。この仮定の仕方は、明らかに実態からかけはなれた面があるが、設計洪水の様な大洪水を計算対象にしている限りそれほど問題にしないで済む。しかし、長期間流出計算においては、洪水としては小中洪水が主体であり、大洪水は稀な現象であるから、土層厚さの分布効果の数理モデルへの導入は、不可欠な事柄であるといえよう。

本数理モデルの組み立てにおいては、土層の厚さ分布に理論確率密度関数を用いることとした。山地河川流域の山林地帯を土層厚さの性質から前述の3つの地帯に分け、各地帯の土層の厚さ（ x ）の平均値（ μ ）を与えるまでは原数理モデルと全く同じであるが、さらに各地帯の土層厚さの下限値（ b ）、上限値（ g ）、変動係数（ $Cv = \sigma/\mu$ 、 σ は標準偏差）を追加設定し、土層厚さ分布曲線を上・下限値を持つ分布曲線として計算した。なお、表面中間流出地帯は対称分布とし、薄い土層と厚い土層の地帯は非対称分布とした。また、後2者の分布は、厚さが重複しないものとした。いま、 A を土層厚さが零から x までの地帯の累積面積率とすると、これは正規分布表を用いて、以下の関係より求める。表-2 参照。

$$A=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_0^xe^{-\frac{u^2}{2}}du$$

ここで、 z の値は、非対称分布の場合

$$z=PC\log ed\left(\frac{x+b}{g-x}\right),\quad d=\frac{g^2}{b^2}\sqrt{\frac{\sigma^2+b^2}{\sigma^2+g^2}}$$

$$\frac{1}{C}=\sqrt{\log e\frac{g^2}{b^2}\left(\frac{\sigma^2+b^2}{\sigma^2+g^2}\right)},\quad P=\sqrt{\frac{g-b}{g+b+2\sigma}}$$

対称分布の場合は

$$z=\frac{b}{2\sigma}\sqrt{\frac{b^2+\sigma^2}{b^2+\sigma b}}\log e\left(\frac{x+b}{b-x}\right)$$

この様にして数理モデルに土層厚さ分布を導入した結果、原数理モデルと比べはるかに良い再現結果が得られた。そして、これに加えて、月単位で設定していた蒸発散係数の値が、原数理モデルでは月毎にあまり変動しなかったのが、月毎に顕著に違った値を示す様になり、かつその値が月平均気温と密接な関係を持つ様になっていることがわかった。表-3において、第1項が試行錯誤により求めた蒸発散係数の値、第2項は相当日蒸発散量、第3項は前橋市の月平均気温で、第4項が第3項の値を用いて Hamon 式により計算した月平均日蒸発散能、第5項の値は第4項と第2項の値の比である。この比の値が、各月毎にはほぼ同じ位の値を示すという結果が得られた。すなわち、本数理モデルのパラメータの1つ蒸発散係数は、気象データ

		土層厚さ	面積率	摘 要
表面 中間 流出 地帯		2 0%	1 0%	$\mu=1$
		6 0	2 5	$b=1$
		1 0 0	2 9	$g=1$
		1 4 0	2 5	$Cv=25\%$
		1 8 0	1 1	
地下 水 流出 地帯	薄い 土層 地帯	3 0	2 2	$\mu=1$
		9 0	4 5	$b=1$
		1 5 0	2 6	$g=3$
		2 1 0	7	$Cv=25\%$
	厚い 土層 地帯	3 5	3 6	$\mu=1$
		1 0 5	3 9	$b=0.4$
		1 7 5	1 6	$g=2$
		2 4 5	6	$Cv=25\%$

註) 土層厚さは、地帯平均厚さに対する百分率値で示す。薄い土層地帯と厚い土層地帯の平均厚さの比率は、5である。

を与えることによって、理論的に設定し得るものであるという結果が得られた。なお、相当日蒸発散量（ E_e ：mm）は、土層の湿りが野外容水量の状態にある時の流域からの日蒸発散量で、次の関係式により求まる。

$$E_e = \frac{300}{E_v}$$

ここで、 E_v は蒸発散係数(day)、定数300（mm）は地下水流出地帯の厚い土層地帯の平均的な厚さの土層の毛管水として保持し得る最大水分量である。

月	試行錯誤による蒸発散係数	相当日蒸発散量	前橋市月平均気温	Hamon式による月平均日蒸発散能	Hamon式の値と相当量の比
	①	②	③	④	⑤=②÷④
5	200day	1.5mm	17.1℃	2.8mm	0.5
6	150	2.0	20.8	3.7	0.5
7	100	3.0	24.4	4.4	0.7
8	150	2.0	25.5	4.1	0.5
9	200	1.5	21.3	2.8	0.5
10	300	1.0	15.6	1.6	0.6
11	500	0.6	10.6	1.0	0.6

註) 前橋市の月平均気温は、理科年表昭和58年版による。

3) 相俣ダム流域を対象とした長期間流出計算数理モデル

(1) 岩石地、岩屑土地のとりあつかいについて 相俣ダム流域の最奥部分で、全体の約3分の1を占める岩石地、岩屑土地においては、雨量の内一定限度をこえた分は表面中間流出し、残余は地下水流出する。表面中間流出する分は、河道に流出する過程で限定的な貯留作用を受ける。地下水流出する分は、地下水流出地帯で有効雨水が受けると同じ作用を受ける、というとりあつかいをするを考えた。この様なとりあつかい方をした理由は、次の項で述べる。

(2) 河道の貯留作用のとりあつかいについて 山地の河道に工学数理モデルに組み込まなければならぬ程の貯留作用があるかないかということは、講演者をこれまでずいぶんなやまして来た問題である。今回の解析で、相俣ダム流域で発生した中小洪水のハイドログラフを詳細に検討した所、短時間降雨による洪水に関しては、降雨波形がほぼそっくりそのまま流出波形になっているというケースが多数あることが判明した。これは、大面積の岩石地や岩屑土地が存在しない山地河川流域では見られない現象で、この事から、岩石地や岩屑土地では表面流出、中間流出、地下水流出が並列的に発生し、かつ河道の貯留作用は無視できるものであると考えた。

(3) 地下の帯水層の基本構造について これまで講演者は、地下水流出には非常に流出速度の速いもの、速いもの、これらとは逆に遅いもの、非常に遅いものの4種類があり、この内の遅いものは、一旦河道に地下水流出した雨水が、河床下に形成されている河床堆積層中に伏流し、そこで貯留作用を受けて生ずる第2次的な地下水流出成分ではないか、という考え方をしていた。しかし、河道の貯留作用は小さいという前述の解析結果と、そうであってもこれら4つの地下水流出成分の存在しているという確度が、ハイドログラフの減退部分の解析から非常に高いことから、地下の帯水層の構造は、4重構造をしているのではないかという考え方に変わった。すなわち、1番下に流出速度が非常に遅い帯水層、その上に遅い帯水層、またその上に流出速度の速い帯水層、そして1番下に非常に速い帯水層が乗っているという重層構造である。そして、下3層の厚さは場所によって異り、遅い地下水流出の発生する地帯は、実質的に下2層で構成され、速い地下水流出が発生する地帯は、第3層と最上層が主体となる。このような考え方をすると、無理なく4つの地下水流出部分の存在を説明できる様になる。

(4) 本数理モデルの良悪の判定について ここで組み立てた数理モデルの良悪を判定するため、昭和44年より10ヶ年間の非積雪・非結氷期について長期間流出の再現計算を行った結果、比較的良好的な再現結果（図-3～8参照）と表-2・3、図-2の数理モデル図で示した、理論的にも十分に説明のつく各パラメータの値が得られ、本数理モデルは一応妥当なものであるという判定を下した。

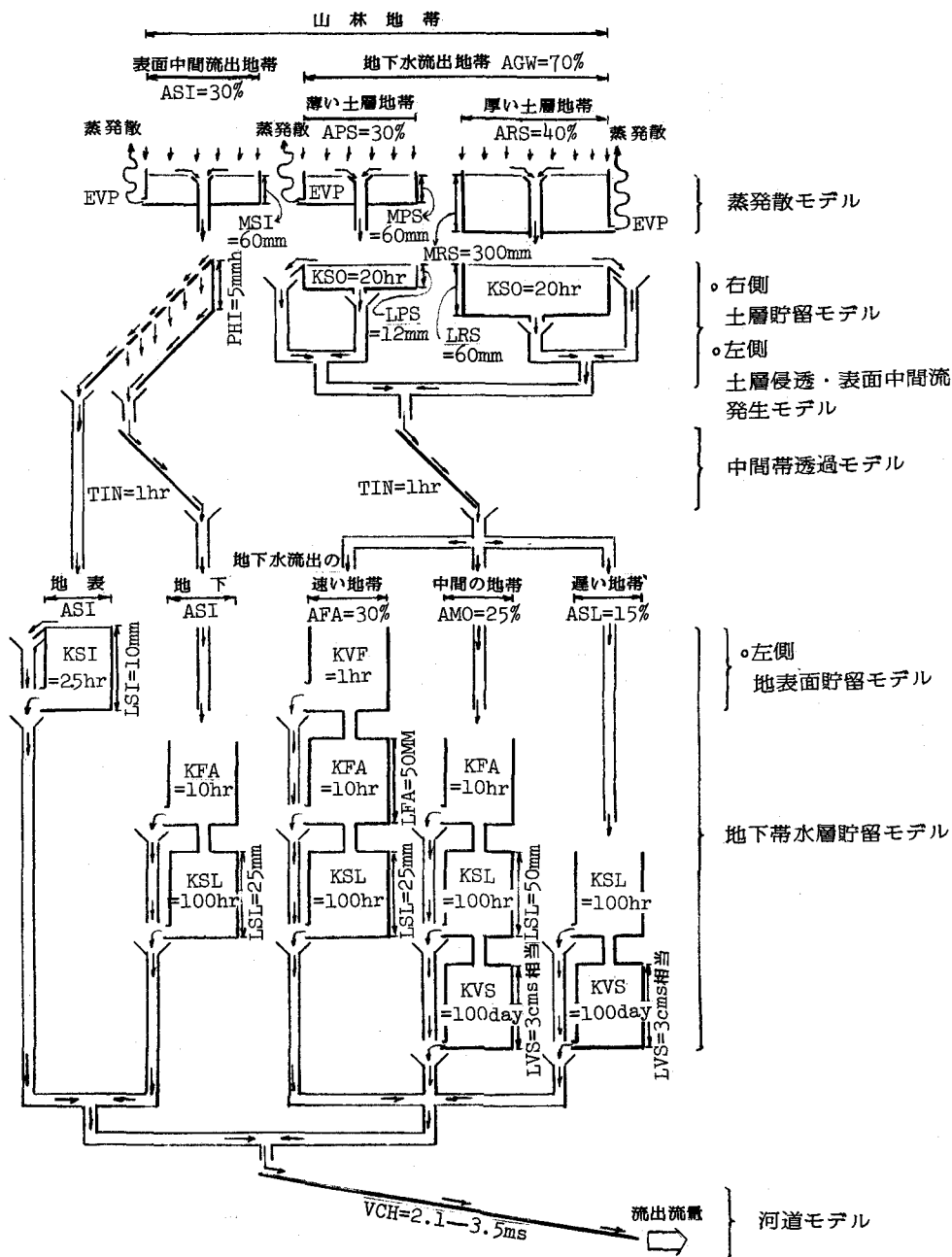


図-2 相俣ダム流域の長期間流出計算数値モデル——受け口のついた管は、時間遅れなしで上段の部分モデルの出力を下段へ伝える役割をする。複数の管が1本にまとまっている場合は、上段の部分の占める面積比率で下段の出力が構成されたことを意味する。管が複数に分かれている場合は、上段の部分モデルからの流出強度がそのまま下段の部分モデルの流入強度になる。タンク同志をつないでいる管は、下段のタンクに空気が生じた時、上段のタンクに貯水量がある場合、あるいは流入量がある場合、ただちにそれらで下段の空気が発生したタンクを補給する役割を果すものとする。

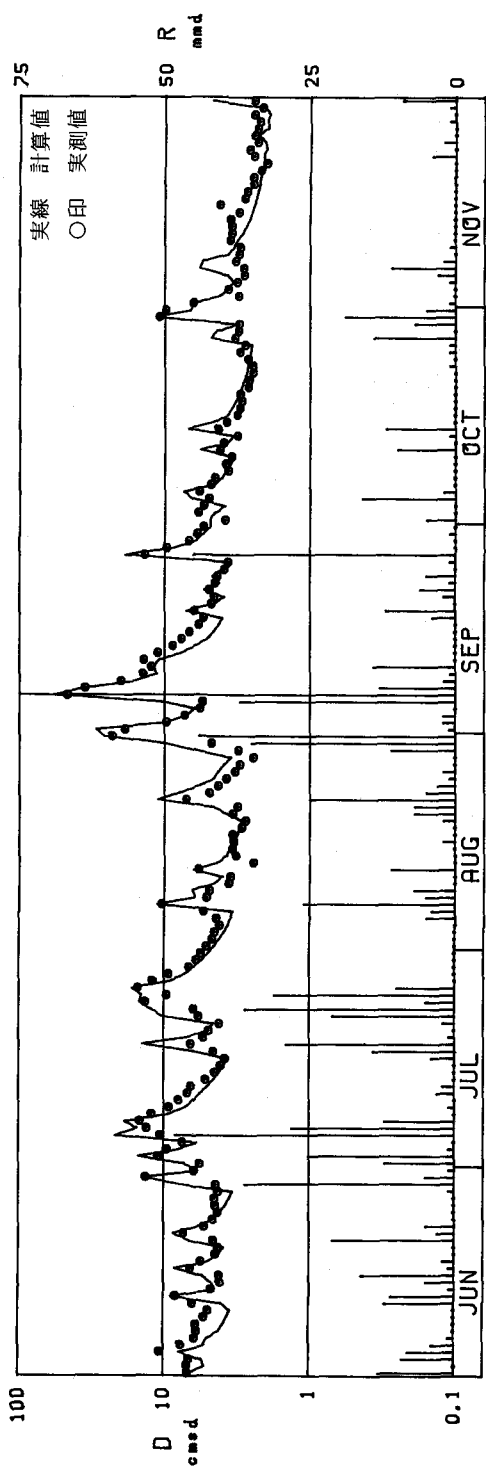


図-3 昭和46年6~11月

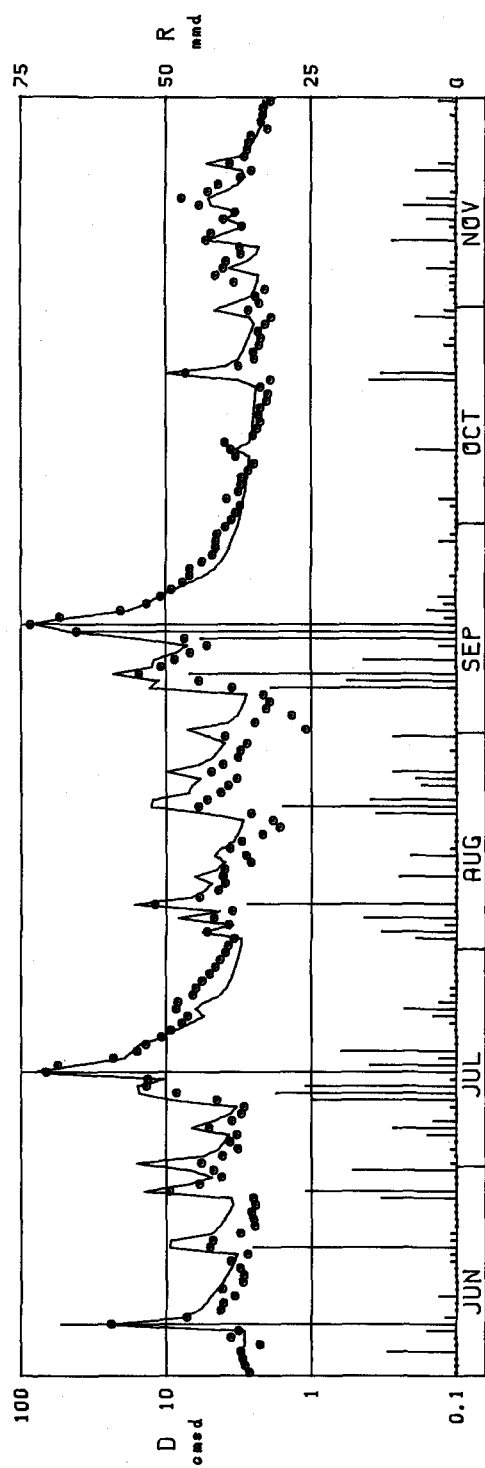
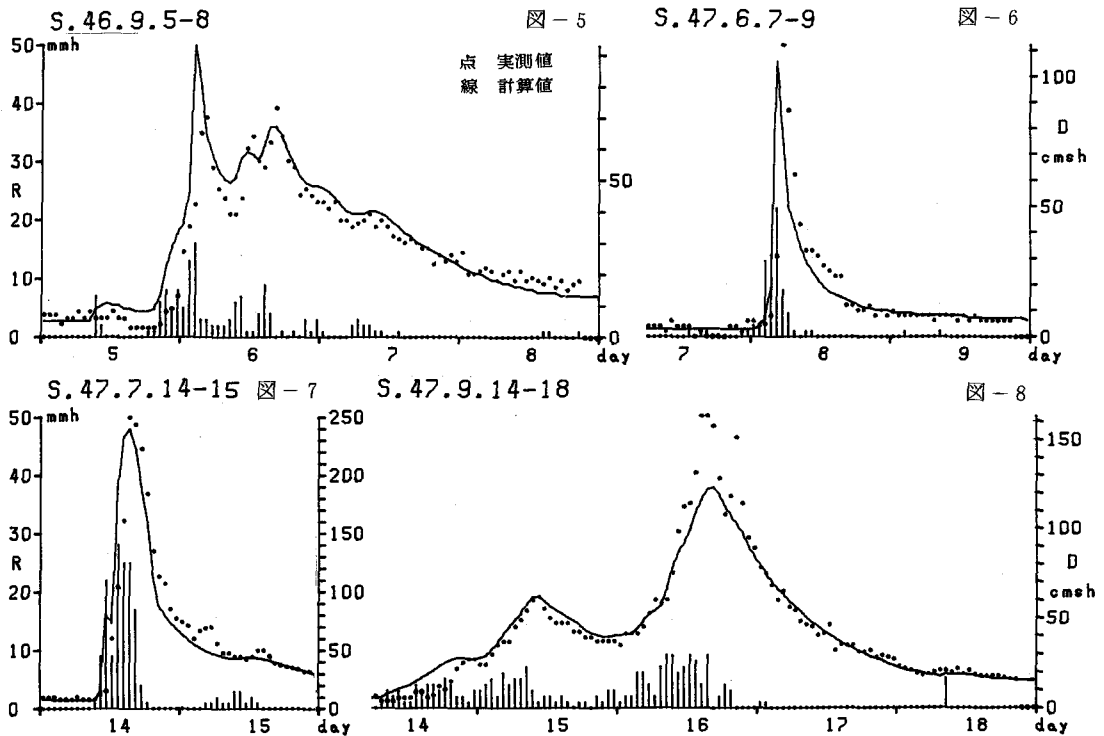


図-4 昭和47年6~11月



IV おわりに

講演者が山地河川流域を対象として組み立てている長期間流出計算の数理モデルは、長期間流出という非常に非線形性の強い現象を、各部分を線形現象に近似できるまで細かく分割して行くことを基本としているもので、これを行うためには現象の適切な概念化が非常に重要である。これまでの講演者の経験では、どうも年間降水量の多い流域はど数理モデルが簡単で済む様である。相模ダム流域の年間降水量は、ダムサイトで1325mm(昭和56年までの19年間平均)である。これに対して同じ関東地方にある下久保ダムは、989mm(昭和56年までの11年間)である。この様に著しく雨量の少ない流域では、それよりもはるかに雨量の多い流域ではとらえ得ぬ現象が発生しているはずである。すなわち、長期間流出計算の数理モデルの組み立ては、年間降水量の多い流域から少ない流域へ向って段階的に、特定の流域を対象としながら実施して行くのが、良いのではないかと考えており、この方向で、さらに研究を押し進めて見たいと思う。

V 参考文献

- 1) 岡本芳美 山地河川流域における降雨による洪水流出現象の研究 東京都立大学学位論文 昭和56年3月
- 2) 岡本芳美 山地河川流域を対称とした長期間流出計算法の開発について 第26回水理講演会論文集 昭和57年
- 3) 岡本芳美著 技術水文学 日刊工業新聞社 昭和57年 第10章7節
- 4) J.J.Slade,Jr.,Esq.:An symmetric probability function, Trans.Am.Soc.Civil Engrs.,vol 101,pp.36-61,1936
- 5) W.R.Hamon,:Estimating potential evapotranspiration, ASCE,HY3,paper 2817,1961