

吉野川の出水特性について

長 尾 正 志

STUDY ON THE CHARACTERS OF FLOOD RUNOFF IN THE YOSHINO RIVER

By Masashi NAGAO

Synopsis

The purpose of this paper is to show a general approach to disclose the characteristics of flood runoff in the case where the areal distribution of storm rainfall and the physical properties of a drainage basin are considerably biased, by the use of an example of the Yoshino River basin which locates in the upstream area of the Kino River.

After examining the several characters of areal distribution of rainfalls and the slope and length of mountain slope in the basin by the observed data and the topographical map, the method to divide the basin into several sub-basins is presented. The divided sub-basin is called as a unit-basin, in which it might be assumed that various characters are similar in the viewpoint of runoff analysis during a flood.

The Yoshino River basin, 487 km² in area, is divided five unit-basins, and the characteristics of flood runoff in the basin is summarily clarified by synthesizing hydrographs from each unit-basin, calculated by the use of the equation of continuity of rainwater and the relationship between the stored water in the basin and the discharge from it.

1. 概 説

紀の川の上流吉野川は、その水源をわが国の最多雨地帯に属する大台ヶ原山（標高 1695 m）に発し、その途中で高見山より発する支川高見川を合して上市に至っており、その概況は **Fig. 1** のとおりである。流域の周辺部は東に「近畿の屋根」といわれる台高山脈をはじめ、南および北にそれぞれ紀伊および和泉山脈に囲まれ、太平洋からの湿潤な空気を背後から直接受ける環境にある。そのために流域内は非常に複雑な降雨特性をもち、水源上流部が非常に多雨地帯であるのに反して、下流の上市、吉野付近はかなりの寡雨地帯に属し、両者に数倍の違いが生じることも稀ではない。このことが他流域に見られない特異な出水特性を惹起する原因となっている。

本研究は、降雨の地域的分布が著しく偏重している場合の例として吉野川流域を採りあげ、その出水特性について考察したものである。このような流域における出水現象を取り扱う場合には、従来のように全流域に一律な降雨があるものとした考え方では合理的とはいえないはずである。そこでまず、降雨および流域の特性を考慮してそれらがほぼ一様と見なせるような幾つかの小流域に分割し、つぎにこれらの各々の小流域からの流出を合わせながら、下流への洪水追跡を進めていくという考えに沿って出水特性の検討を行なった。すなわち、**Fig. 2** に示した吉野川上市上流域を対象として、とくに流域の分割および分割された小流域からの出水特性について考究したのである。

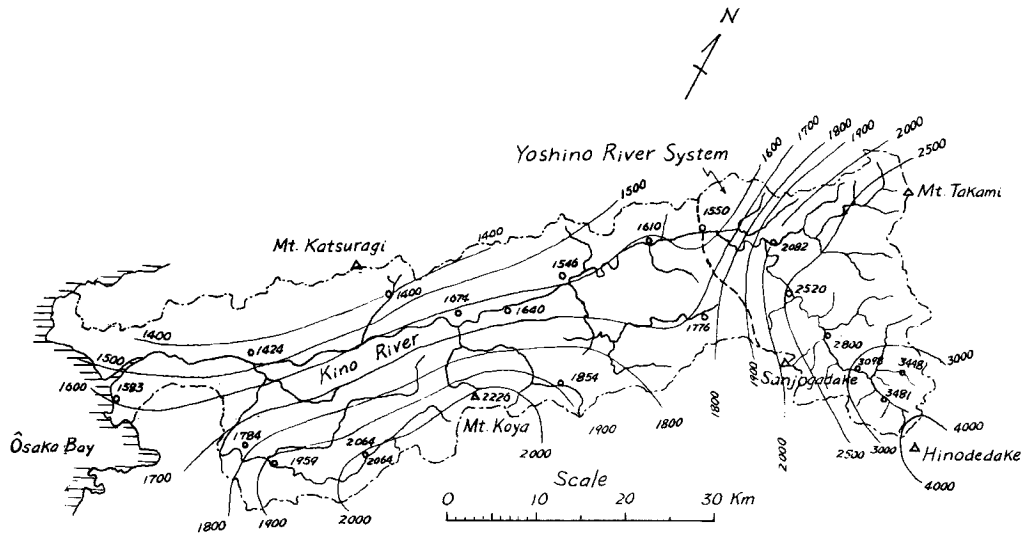


Fig. 1. Areal distribution of average annual precipitation in the Kino River basin (1953~1962).

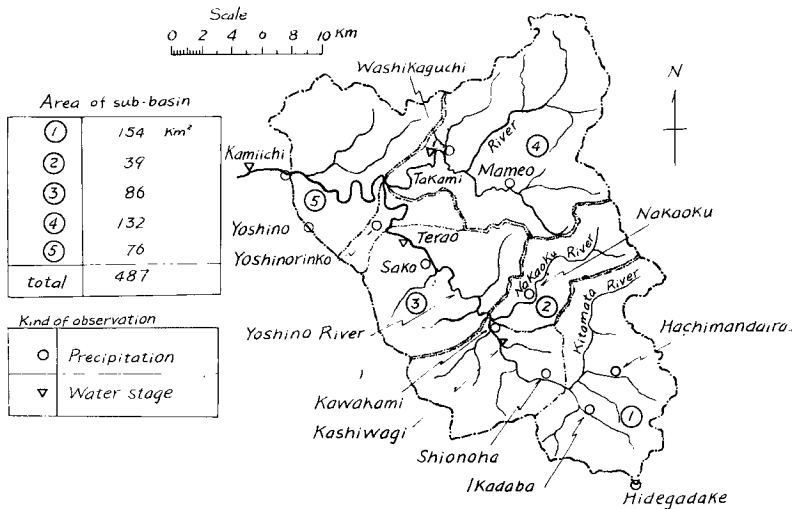


Fig. 2. Map of the Yoshino River and the hydrological gaging stations.

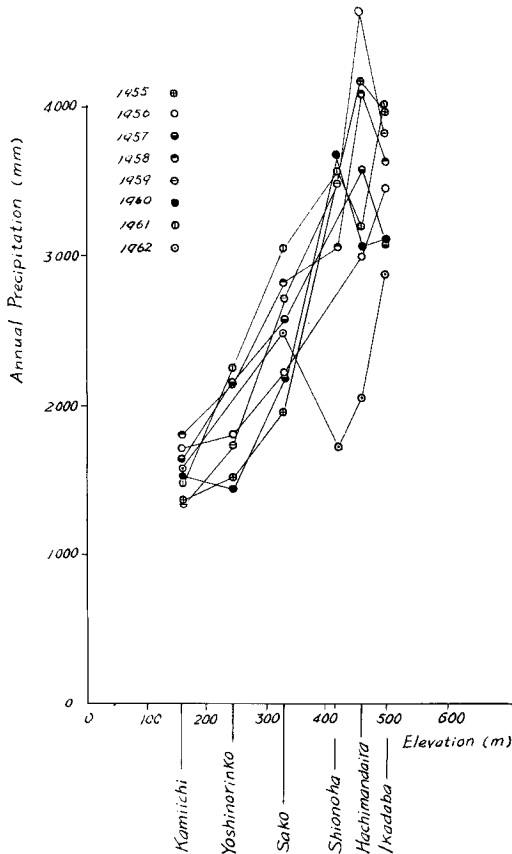


Fig. 3. Relation between annual precipitation and elevation of gaging station (1955 ~1962).

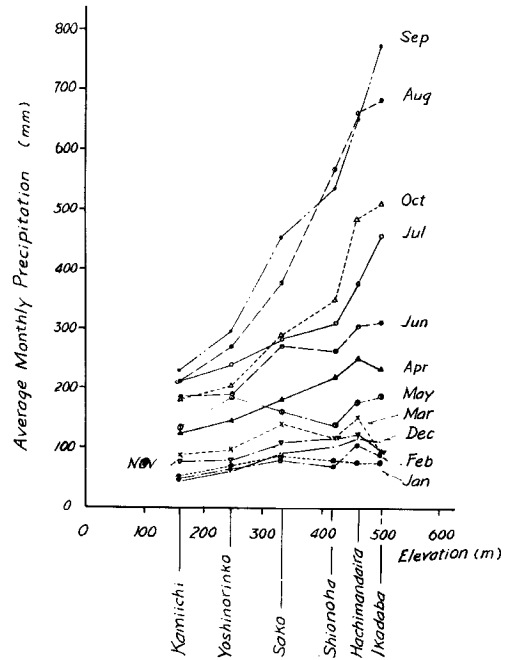


Fig. 4. Relation between average monthly precipitation and elevation (1955~1962).

つぎに、この流域の顕著な特徴であり、また流域分割の重要な指標となる降雨特性、とくにその地域的分布特性について述べよう。

2. 降雨特性

まず、概括的な性格として、全年雨量を調べると、Fig. 1 に示したようになり、紀の川水系全域に対する本流域の特異性がわかるが、これを標高との関係において示すと Fig. 3 のようである。すなわち、上流水源地帯である大台ヶ原付近で極端に多く 4~5 千 mm にも達するが、下流に行くに従って減少し上市では 1,500 mm 程度になっている。このように上市上流で 487 km² という流域面積をもつ流域内で、上下流域で非常に降雨分布が偏重し、極端な場合には大台ヶ原山頂付近にかなりの降雨があるのに西北方約 50 km 離れた上市では全く雨をみないという例もある。この現象はいわゆる「背降り」と呼ばれ、本流域の著しい特徴であり、洪水時の河川増水について他流域には見られない特殊な性格を与える要因でもある。

この年間降雨量を月別に分けて季節的な違いをみると、Fig. 4 に示されているように、降雨は 6、7 月の梅雨期および 8~10 月の台風期に集中しており、しかも量的な増加に伴って、標高の影響が強くなり地形性降雨の傾向が強くなっている。逆に冬期の 12~3 月頃では雨量も少ないし、また標高の影響もあまり

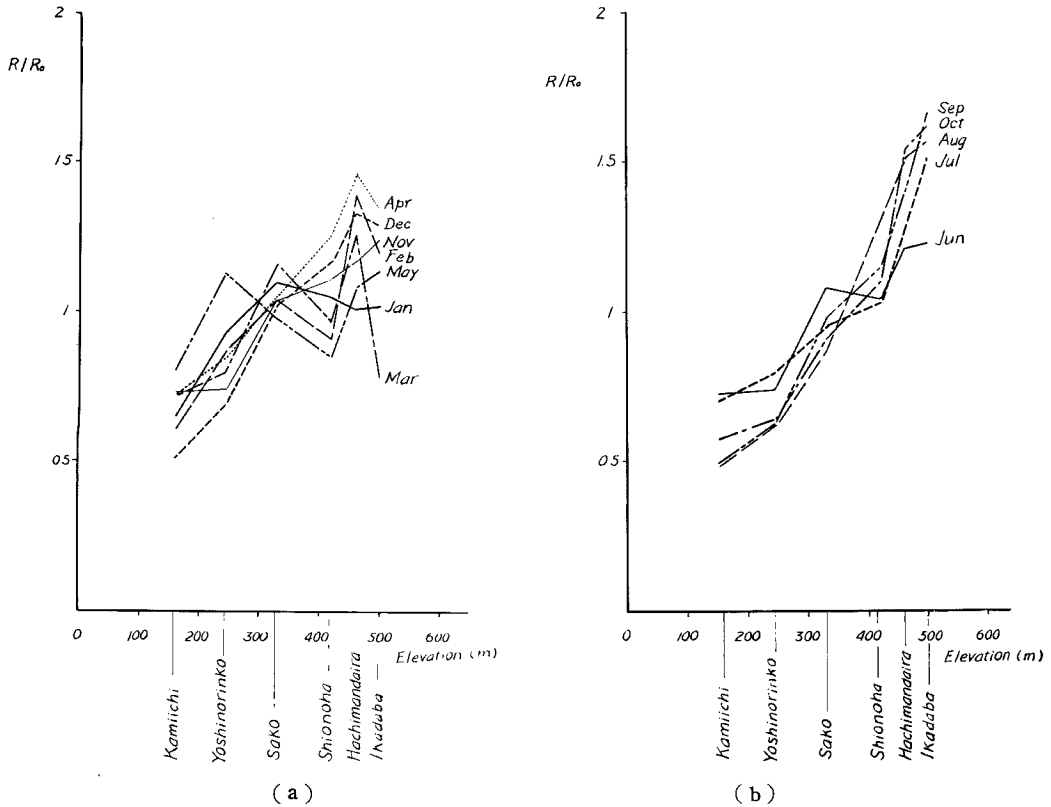


Fig. 5. Seasonal variation of R/R_0 , in which R_0 is the areal mean rainfall on the basin by Thiessen method (1955~1962).

Table 1. Monthly average precipitation R_0 over the basin by Thiessen method and correlation coefficient r between R/R_0 and elevation.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
R_0 (mm)	76	76	120	187	162	252	299	435	468	314	104	87	2580
(%)	(2.9)	(2.6)	(4.6)	(7.2)	(6.3)	(9.8)	(11.6)	(16.9)	(18.2)	(12.2)	(4.0)	(3.4)	(100.0)
r	0.76	0.85	0.44	0.97	0.46	0.94	0.93	0.98	0.98	0.95	0.97	0.98	

Table 2. Frequency of rainfalls heavier than 100 mm in the Kino River basin from 1920 through 1953.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Frequency	—	—	—	—	—	10	12	3	4	5	—	—	34
Percentage	—	—	—	—	—	29	35	9	12	15	—	—	100

大きくないことがうかがえる。

この季節による降水の地域分布の違いをさらに明らかにするために、各月毎に各地点雨量 R と流域全体の平均雨量 R_0 との比を示したものが Fig. 5 である。これによって、渇水期である12～3月では R/R_0 の範囲が0.7～1.3程度なのに反し、豊水期の8～10月では0.7～1.7と変動範囲がきわめて大きくなると同時に、標高と R/R_0 の間に直線的な相関が強くなっていくことがわかる。これらの関係は月別に求められた流域平均雨量 R_0 と、 R/R_0 と標高の相関係数を示した Table 1 をみればさらに明らかであろう。

つぎに出水に直接関係する豪雨時の一連降雨について考察しよう。流域内に豪雨をもたらす時期は初夏から秋にかけてである。吉野川上流域のみの統計ではないが、紀の川流域内に昭和28年以前の33年間に連続雨量 100 mm 以上の降雨の発生回数を整理すると、Table 2 のようである²⁾。これらを気象原因別にみると、6月から7月にかけては梅雨前線によるもの、9月から10月にかけては台風によるものが主で、他に10月下旬に前線によるものが若干含まれている。

さらに、資料の比較的整っている昭和30～37年の主な豪雨について、豪雨の主要原因を台風と前線に大別してその特徴を調べてみる。流域全体の傾向を理解するために、前と同様に Thiessen 法により流域平均雨量 R_0 を求め、これで地点雨量 R を割った比 R/R_0 を用いて標高との関係を調べたものが Fig. 6(a) である。これによれば、前線性降雨の場合には、標高が下がるに従って上流から下流へほぼ一方的な減少傾向を示すのに反し、台風では山頂大ヶ台原（標高約 1700 m）より、その西北方筏場、八幡平付近（標高 400～500 m）に最も雨の多い地域があり、また前線の方が台風より相関の程度がかなり強いことがわかる。

一方、こうした豪雨の供給源は海洋からの湿潤な空気の前線によるものであり、この意味から降雨観測点と海岸線を結ぶ最短距離を指標にとり地点雨量との関係を調べたものが Fig. 6(b) である。この場合でも、前線性降雨では海岸より内陸へほぼ一方的な減少を示すのに対し、台風では山脈の峰線より少し内陸側に最多雨地点が存在し、しかも前線の方が相関が強いという特性を示している。

このような気象条件による豪雨の地域分布の相違は、前線ではほとんど停滞した気象状態で降雨があり、地形的要素が直接卓越するのに対して、台風では、本流域が東南部を台高・紀伊の両山脈で囲まれているため、太平洋とくに熊野灘・伊勢湾から直接吹き付ける南ないし東の風を遮り、背梁山脈によるいわゆる over-run の降雨が支配的であることに起因すると考えられる。

3. 単位流域への分割

(a) 降雨特性よりの分割

前述したように、流域内では降雨の場所的な変動がみられるから、これを単位流域内では変動の大きさが無視でき、しかもその許容誤差がどの単位流域をとっても、如何なる気象原因の降雨に対してもほぼ同じであるように分割しなければならない³⁾。しかしこれは実際には完全に実施することは困難である。すなわち、たとえば雷雨などでは雨域の広さが数 km^2 ぐらいのものがあり、単位流域をこの程度に小さくしなければならぬのに反し、台風や低気圧に伴う雨はかなり広範囲に降り、その強さも広い範囲であまり変わらないような場合もあるから数百 km^2 にとって差しつかえがない。また、この他に地形的要素と降雨原因とが重なり合い雨量分布は一層複雑になるのが普通である。したがって、厳密には気象学的、地形的考察より降雨現象の機構そのものから決定されるべきであるが、これは現在未解決の点が多く、ほとんどの場合統計的手法によらざるをえない。

さて、このような降雨特性による流域の分割に関する研究は面積雨量の算定に関連して、雨量観測所の密度、流域内の代表点の選定問題として数多く行なわれている。それらに共通した考えを大別するとつぎのようである。(1) 降雨は気流の強制上昇によって生ずるので、降雨分布の地域性が標高や谷の方向などの地形的要素のみによって決定されるとして、分割する方法があるが^{4,5)}、実際の降雨では地形要素のみでは解決できない場合が非常に多く、実際の降雨に対して検討が必要となる。(2) 地点雨量と平均面積雨量との

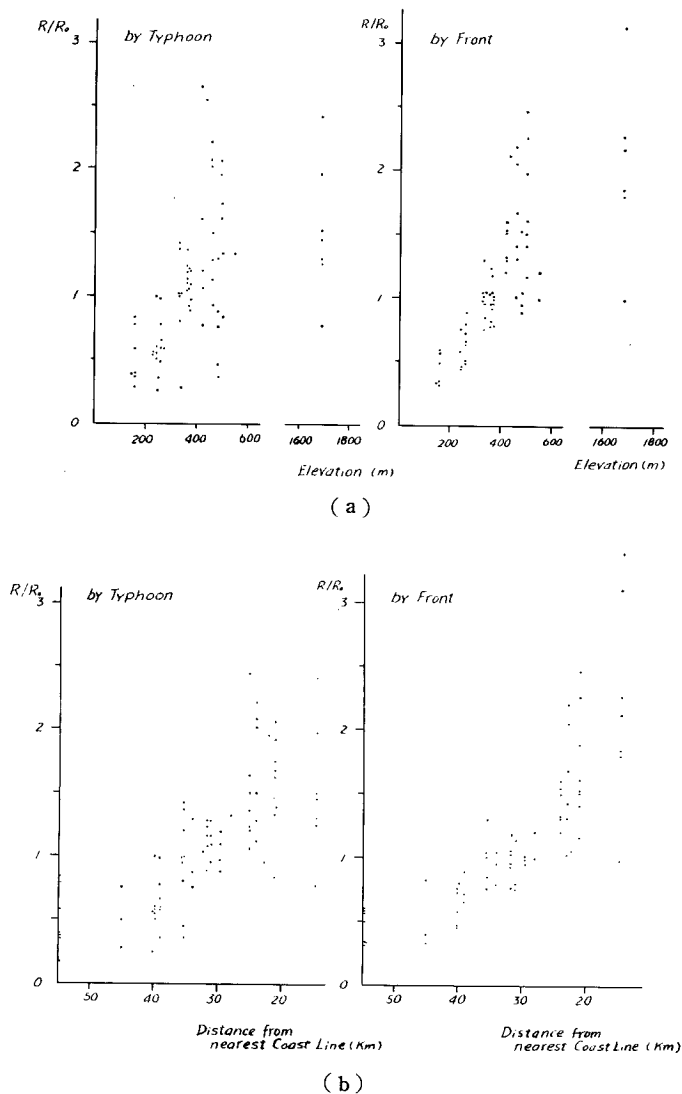


Fig. 6. Relation between total amount of storm rainfall and elevation (a), and distance from the nearest coast-line (b) classified by Typhoon and Front.

比に基づいて雨量分布の標準偏差を算出して分割を行なう方法^{6,7,8)}がある。この方法は流域内の各地点雨量にあまり差がない場合には有効である。しかし、たとえ標準偏差が同じで同じ分割域に含まれていても基準としての面積雨量が異なれば降雨量がかなり異なってくる。

ところで本流域のように降雨の地域分布が非常に相違する場合には、とくに出水特性を調べるという観点からすると、単位流域内の降雨の一樣性は単に傾向に関してばかりでなく量的に検討することが必要である。すなわち、洪水時の出水解析を問題の対象とすれば、単位流域内の降雨量の一樣性が確保されねばならない。それには相隣二つの観測点の降雨量をそれぞれ R_i , R_j とすると、差 $R_i - R_j$ が検討の対象となる。ところで、豪雨時の一連雨量の観測値自身にはいろいろの変動を含んでいるが、それを観測値の大きさ

に比例するもの、すなわち相対誤差のように取り扱うことができると考えれば、 R_i または R_j に対する $R_i - R_j$ の比を一様性の判定の基準にとるのが妥当であろう。

いいかえれば、Fig. 7 のように R_i および R_j を両軸にとった座標上において、直線 $R_i = R_j$ からの点 (R_i, R_j) のちらばりを検定の目安にすればよいわけである。すなわち、 R_i, R_j 軸を右へ45°回転した軸を x, y とすると、点 (R_i, R_j) は次のように変換される。

$$x = \frac{1}{\sqrt{2}}(R_i - R_j), \quad y = \frac{1}{\sqrt{2}}(R_i + R_j) \dots\dots(1)$$

また、一方このように変換された x, y 座標からみれば、全標本点は、たとえば、 $y = (R_i + R_j)/\sqrt{2}$ に対して、 x は線分 AB の間、すなわち $-(R_i + R_j)/\sqrt{2} \leq x \leq (R_i + R_j)/\sqrt{2}$ 、つまり、 $-1 \leq x/y \leq 1$ の範囲にしか存在しない。そこで、さらに

$$\xi = \log \frac{1+z}{1-z}, \quad z = \frac{x}{y} \dots\dots(2)$$

により ξ に変換すれば、 ξ は $-\infty < \xi < +\infty$ に存在することになる。

さて、 ξ は経験的にほぼ正規分布をすることが知られている¹⁰⁾ので、これを標本数 n 、母平均 m 、母分散 σ^2 の正規分布であると仮定すれば、2観測所間の雨量の差異を検定することができる。すなわち、いまの場合には、単に標準偏差ばかりでなく平均値をも含めた変動の範囲が問題であるから、その意味で管理図などで利用されている管理帯を使用して限界を定めることにした。

それには、平均値および標準偏差に対してそれぞれ信頼限界 α, β を与えれば、Student の t 分布および χ^2 分布を用いて、

$$\left. \begin{aligned} & \left\{ \bar{\xi} - t_{\alpha} \frac{s}{\sqrt{n-1}} < m < \bar{\xi} + t_{\alpha} \frac{s}{\sqrt{n-1}} \right\} \dots(3) \\ \text{および} & \left\{ \frac{s}{\chi^2_2(\beta)} < \sigma < \frac{s}{\chi^2_1(\beta)} \right\} \end{aligned} \right\}$$

によりその限界が定められる。よってその上限 $|m|_{\alpha} + \sigma_{\beta}$ を $R_i = R_j$ からのへだたりを表現する指標と考え、これを(1)および(2)式によって変数変換し、許容すべき雨量範囲にあるかどうかを調べればよい。

さて、この雨量の許容範囲、信頼限界は必要とする目的や用途によって全く異なるが、吉野川では資料が乏しく、あまり厳しい限界を用いるわけにはいかないので、許容限界の雨量比 $R_i/R_j = 0.5$ ($\xi_a = 0.477$)、信頼区間 $\alpha = \beta = 70\%$ を適用し、

$$|\xi|_{\alpha} = |m|_{0.7} + \sigma_{0.7} = \left(|\bar{\xi}| + t_{0.7} \frac{s}{\sqrt{n-1}} \right) + \frac{s}{\chi^2_1(0.7)} \dots\dots(5)$$

を検定に使用した。すなわち、Fig. 7 のように2観測所間で一連豪雨をプロットし、これを(1)および

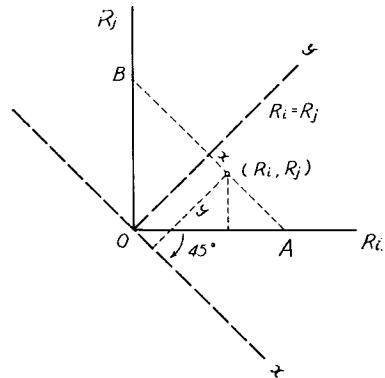


Fig. 7. Illustrating diagram for dividing into sub-basins owing to the rainfall amounts.

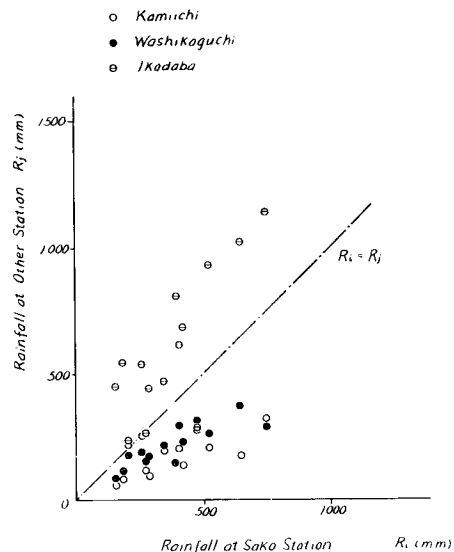


Fig. 8. Relations between total amounts of storm rainfalls at each station.

(2)式により変量 ξ に変換し、その標本平均値 $\bar{\xi}$ 、標本分散 s^2 を求める。つぎに(5)式により上限値 ξ_u を求め、これが許容値 $\xi_a=0.477$ より小さければ、雨量の一様性が認められたものとして同一の単位流域に含め、大きければ別々に分割するわけである。

その一例として、迫観測所に対する周辺観測所の関係を示したものが Fig. 8 である。一方計算によると、迫と図示の上市、鷺家口、筏場に対してそれぞれ、 $|\xi|_u=0.689, 0.479, 0.596$ となり、それらのどれとも別の単位流域に分割しなければならないことが分かる。このような判定を各観測所間について検討した結果、吉野川流域は Fig. 2 に一点鎖線に示したように降雨特性により5つの単位流域に分割された。

(b) 流域特性よりの分割

流域特性について考えるときには、どのような方法で解析するかによって若干結果が異なってくるであろうが、以下では単位流域の出水に関する解析のもっとも基本と考えられる要素のうち斜面長および斜面勾配からの検討を行なった。もっとも基本と考えられる要素のうち斜面長および斜面の粗度や地被状態も重要であることはいうまでもないが、これらは詳細な出水記録がなければ解析できないので、本文では全流域について一様であると仮定した。

すなわち、流域を河道と、それに両側より流入する山腹斜面とから構成されると考えると、この流域の斜面長 B_i は平均的に次式で与えられる。

$$B_i = A_i / 2L_i \dots\dots\dots(6)$$

ここに、 A_i, L_i はそれぞれ流域面積、および支川の総延長である。

また、山腹斜面に一定間隔の格子点を描き、この点を通り等高線に垂直に流域界の山背線より河道にまで測った距離を l_i 、標高差を h_i 、格子点総数を N_i とすれば、斜面勾配 $\tan \theta_i$ は平均的に次式で得られる。

$$\tan \theta_i = \frac{1}{N_i} \sum_{i=1}^{N_i} \frac{h_i}{l_i} \dots\dots\dots(7)$$

以上の(6)および(7)式を用いて、5 km 毎の河道区間と 40 m 間隔の格子点を用いて5万分の1の地形図から斜面長および斜面勾配を算出した結果が Fig. 9 に示されている。これによると流域特性が高見川合流点より上流の本川支川、高見川、合流後の本川のほぼ3つに大別でき、さらに本川上流支川では北股

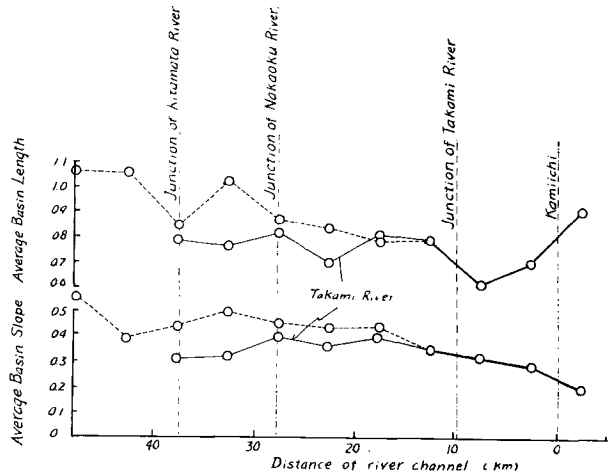


Fig. 9. Relation between distance of river channel and characteristic elements of mountain slope.

・本沢川合流点，中興川合流点を境に3つに大別できることがわかる。

こうした結果から，降雨特性からも，また流域特性からも矛盾を生じないように流域を分割した結果が Fig. 2 に二点鎖線で記入してある。すなわち，本流域を①～⑤の5つの単位流域に分割すればよいことになる。

4. 単位流域からの流出

(a) 基礎理論

単位とした流域の内部においても，小河道や支川が実際には存在するが，いまの場合，単位流域内での諸要素を一様と考えるから，実用的には地形的にも地質的にも一様な場と考え，均一の斜面により構成された流域として取り扱っていくことにした。

なお，こうした取り扱いが許されるのは，斜面における雨水の遅滞に比べて河道における遅滞が無視できる場合である。この判定の基準として，特性曲線法において提案されている斜面と河道の遅滞時間の比 S_t で与えられている¹⁰⁾。

$$\left. \begin{aligned} S_t &= \frac{K_c L_c^p c}{K_s L_s} \\ K_c &= (n_c / k_c \sqrt{\sin \theta_c})^p c, \quad K_s = (n_s / \sqrt{\sin \theta_s})^p \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(8)$$

ここに， L, n, θ はそれぞれ平均距離，粗度，勾配， k, p は $AR^{2/3} = k_c A^p c$ (A : 流水断面積， R : 径深) を満足する定数，また添字 c, s は河道，斜面を表す。すなわち， S_t が1にくらべて十分小さければ河道の効果が無視できる。そこで，由良川，大山川の例を参照して斜面粗度を $n_s = 1.5$ と仮定し，各単位流域について実測により決定した諸定数を用いて S_t を試算してみると，本川筋では約 $1/4 \sim 1/2$ ，高見川筋で約 $1/2$ となる。したがって，高見川筋は若干の問題はあるが，少なくとも他の単位流域では均一斜面としての計算がほぼ許されることがわかる。

さて，降雨より流出への変換過程については，いろいろの物理的なモデル化が提案されているが，本流域は非常に林相が良く植生が発達しているから，由良川流域において考えられている表層被覆の流域モデル¹¹⁾ を用いて考えていくことにした。

すなわち，面積 A の流域に，強度 r_e の過剰降雨があり，これが $\delta \cdot A$ の表面積をもつ水みちに，浸出強度 r_h で浸出面積 F にわたって流れ込み，最後に河道へ流量 Q_e で流れ出すものとする。

よって，表層内貯留量を S とすると，表層内での雨水の連続式は

$$\frac{dS}{dt} = -r_h \cdot F + (1 - \delta) \cdot r_e \cdot A \dots\dots\dots(9)$$

となり，また，表層内水位の一樣な変化を仮定すると，浸出を考えた運動方程式は，

$$F = \beta S, \quad \beta: \text{定数} \dots\dots\dots(10)$$

となる。一方，流域全体では，全貯留量を S_e とすれば，連続式は次式で与えられる。

$$\frac{dS_e}{dt} = -Q_e + r_e \cdot A \dots\dots\dots(11)$$

この全貯留量を表層内と水みち内に分けて考えると，水みち内貯留量を S_c として，

$$S_e = S + S_c \dots\dots\dots(12)$$

である。以上の諸式より河道への流出量は，

$$Q_e = \beta \cdot r_h \cdot S_e + \left\{ r_e \cdot \delta \cdot A - \beta \cdot r_h \cdot S_c - \frac{dS_c}{dt} \right\} \dots\dots\dots(13)$$

でえられ，これは河道内での連続式に相当している。

ところで，流域全体に対する流出量と貯留量の比を考えると，

$$\frac{Q_e}{S_e} = \frac{r_h \cdot F + \Delta Q}{S + S_c} = \frac{\beta \cdot r_h \cdot S}{S} \frac{1 + \frac{\Delta Q}{r_h \cdot F}}{1 + \frac{S_c}{S}} \dots\dots\dots(14)$$

となるが、考えている単位流域内では、水みちや小河道における流出過程に及ぼす効果は表層内のそれに比べて小さいとしている。すなわち、

$$\frac{\Delta Q}{r_h \cdot F} \ll 1, \frac{S_c}{S} \ll 1 \dots\dots\dots(15)$$

と仮定すれば、(13)式は

$$Q_e = \lambda_2 \cdot S_e, \lambda_2 = \beta \cdot r_h \dots\dots\dots(16)$$

と変形され、これを(11)式に代入すると、

$$\frac{dS_e}{dt} = -\lambda_2 \cdot S_e + r_e \cdot A \dots\dots\dots(17)$$

となり、いわゆる貯留型の方程式で降雨から河道への流出が計算できることになる。上式中の係数 λ_2 は過剰降雨のない時の流量のてい減係数であるが、洪水のてい減期においては表層より下層への透過能はきわめて低いことが知られているから、これを降雨のない場合の流量のてい減係数として求めることができる。

ところで以上の関係式はいずれも中間流出の場合であるが、表面流が発生した後も(9)式以下の関係が成立し(16)、(17)式と同様な貯留型になるものと仮定し、これを中間流出の場合とは異なった係数 λ_1 で表わすことにした。

(b) 適用例

さて、以上の考えを適用して実測の流量記録があれば各単位流域における特性値 λ を求めればよいが、洪水の長時間にわたる観測記録が乏しいので、流域上流部に近い柏木観測所の記録を用いて λ を求め、これが全流域にわたって適用できるものとして使用した。

すなわち、ある出水に対して日流量の定時観測により Barnes の分離方法を用いて地下水成分を除去し、残りの直接流出分について時間流量の観測より単位面積当りの貯留量 s と流出量 q の関係を求めた結果が Fig. 10 に示されている。この図で本流域では中間流出より表面流出の卓越する境界を示す見掛けの表層厚が約 80 mm となり、由良川の場合の 120 mm¹¹⁾ に比べてかなり小さく、表面流が発生しやすい性格を示していることが注目される。これは本流域の基盤が粘板岩、砂岩などの岩石で主として構成されており、いわゆる表層部が由良川域に比べてうすいことを示すものであろう。

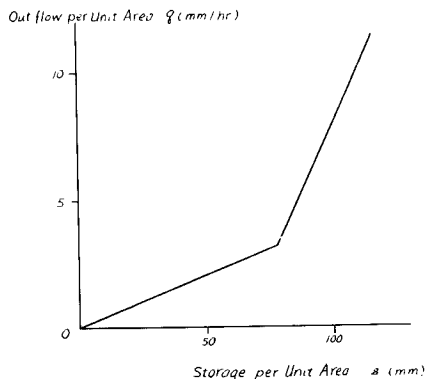


Fig. 10. Relation between storage and discharge per unit area for Kashiwagi station.

5. ま と め

最後に、以上の結果を総括して、昭和37年7月27~28日の台風7号による出水を対象として流出計算を行なった例を示そう。すなわち、Fig. 2 のように分割された各単位流域に Fig. 10 で示された斜面特性を用いて流出量のハイドログラフを求めたものが Fig. 11 である。この図からも各単位流域からの出水が全体からみてどのような役割を果しているかがうかがえる。すなわち、

(1) 本川の最上流域①からの出水が洪水のピークのおよび時間に最後まで主要な役割をもつことが予想され、これに反し最下流域⑤からの出水はほとんど重要でない。

(2) 中流域②, ③, ④からの出水はそれ自体は量的にあまり重要でないが, 最上流域①からの出水と合成された場合に下流洪水のピークを左右する上で影響が大きい。

(3) そのうち, とくに高見川流域④は出水のピーク時刻が本川筋とかなり相違することがある。これはもちろん降雨の時間分布とくに最強時刻の相違に基づくものであるが, 普通上市での出水ハイドログラフが二山となるのはこの相違に起因するのであろう。

なお, さらに詳細な検討を行なうには洪水追跡によって河道における洪水変形の程度を評価しなければならぬが, それについては別の機会に発表したいと考えている。

最後に, この研究を遂行するに当って終始適切な御指導を賜った防災研究所の石原安雄教授, 計算および図面の作成に御協力頂いた大学院学生川口毅君, さらに資料収集に御助力頂いた近畿地建大滝ダム調査事務所の皆様に厚く謝意を表する次第であります。

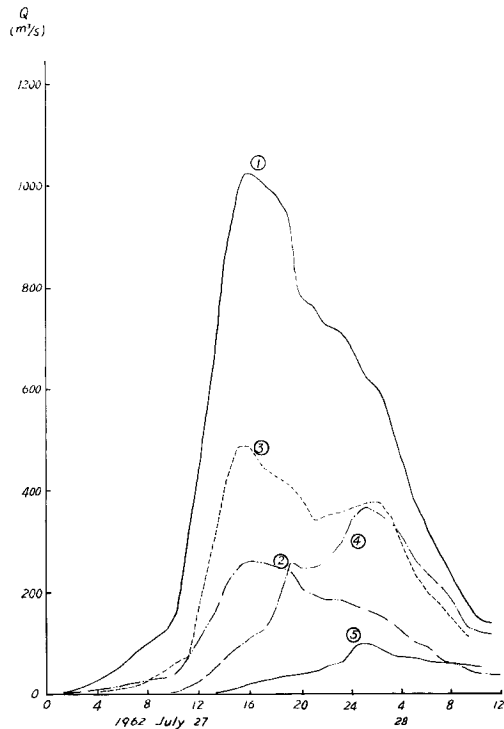


Fig. 11. Hydrograph from each sub-basin, June, 27~28, 1962.

参 考 文 献

- 1) 更屋米蔵：大台ヶ原の「背降り」について, 日本気象学会関西支部月例会, 昭32.6.
- 2) 近畿地建：紀の川計画高水流量の検討, 昭37.3. pp. 7.
- 3) 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.
- 4) 菅谷重二：流域内の総降雨量の算定法と雨量計配置密度について, 水害の総合的研究第二輯, 農業物理研究, 昭23.3.
- 5) 瀬下慶長：地域分割による雨量観測点の選定 (第1報), 電力気象連絡会彙報, 第2輯, 第9巻, 第1号, 昭33.3. pp. 1~6.
- 6) 内田正昭：群馬県における流域別代表点の選定 (第1報), 電力気象連絡会彙報, 第2輯, 第7巻, 第3号, 昭32.3. pp. 164~167.
- 7) 東北電力株式会社, 仙台管区気象台：夏期只見川上流域水文気象調査総合報告, 昭35. pp. 19~21.
- 8) 関西電力株式会社, 高山測候所：庄川上流域水気象調査報告 (第1報) 概要, 電力と気象, 電力気象連絡会彙報, 第12巻, 第2号, 昭35.4. pp. 117~128.
- 9) たとえば, 菅原正己：降雨量に関する統計的研究, 中央気象台洪水予報研究論文集, 昭27.
- 10) 石原藤次郎・高棹琢馬：単位図法とその適用に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 第60号, 別冊(3-3), 昭34.3. pp. 9.
- 11) 石原藤次郎・石原安雄・高棹琢馬・頼千元：由良川の出水特性に関する研究, 京防災研究所年報別刷, 第5号A, 昭37.3. pp. 153.