

降雨流出におけるランピングスケールの効果に関する研究

Study on the Effect of Lumping Scale on Runoff

北海道大学工学部 嶋田啓一 Keiichi Shimada
 同 上 山田 正 Tadashi Yamada
 同 上 藤田睦博 Mutsuhiro Fujita

The present paper discusses the effect of the lumping scale on runoff. The procedure of this study is (1)to decide the first order stream in a small mountainous basin by using digital map statistically and theoretically. (2)to construct a basic equation expressing the contributing area concept. (3)to compare the runoff characteristics of small and large basins (4) to predict the runoff in large basins from runoff characteristics in small basins.

1. 序論

著者らは地形特性が降雨流出に与える影響について検討を続けており、流出寄与域等との関連性について論じてきた¹⁾²⁾。ここでは従来用いられてきた流域の形状係数等の代表値ではなく水文特性量流域内における分布特性に着目している。本研究の目的は以下の通りである。1)文献1), 2)で提案した河道網の発現過程の判定手法に対し理論的考察を行った。2)等価粗度係数と流域の表層土のパラメータである土層厚と飽和透水係数及び斜面勾配の関係を明らかにする。3)流出寄与域からの流出を表現する基礎方程式を提案し、検討する。4)Lumping scaleの効果について検討する。5)以上より得られた結果を実流域に適用する。

2. 地形特性の解析

2.1 河道網の判定手法

地形図を微少なメッシュに細分し格子点の座標毎に標高値を算出したものをデジタルマップと呼び、メッシュで区切られた各正方形をピクセルと呼ぶ。このときある点とまわりの8点との勾配の最小値の方向をたどることにより落水線図を得ることができる。また落水線の通過頻度をもってそのピクセルの集水面積と定義する。横軸に集水面積、縦軸にその存在の割合を両対数で描いたのが図-1 (宮ノ森小試験地)である。この図には明確な折曲点A点 (集水面積=27)が見られその近傍にB点 (集水面積=50)をとり、これらの集水面積の値をしきい値として、それ以上の集水面積をもつピクセルを河道と見なす。またそれらの全体に占める割合を図中に記している。この値は近似的に流出率に等しい値をとっており、河道および河道近傍の面積率を意味し、直接流出の寄与域であると考えられる。図-2(a)、(b)はそれらのしきい値を基に描いた水系網である。このようにしきい値の決定には任意性があるが、目視で折曲点を決定しても、図-2に示すように河道網にそれほど鋭敏には影響せず、かつそのときの河道近傍の面積割合の変動は実現象としては流出寄与域の拡大・縮小として解釈されよう。

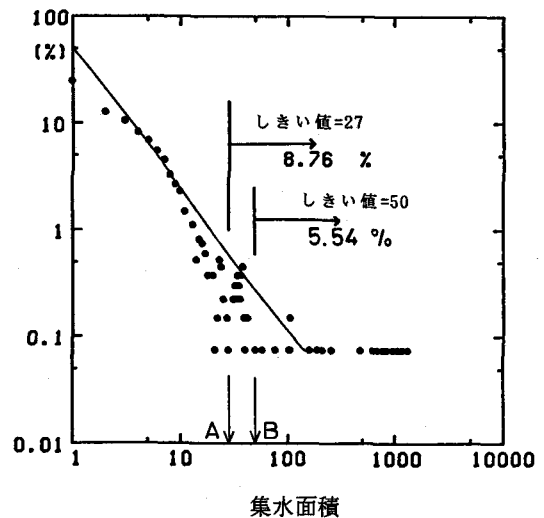


図-1 度数分布図

2.2 河道網に関する理論的解析

Link-magnitude方式に基づく河道網理論を適用し、上記の結果と比較検討する。本理論では流域内の地



(a)しきい値=27



(b)しきい値=50

図-2 折曲点をしきい値としたときの水系網図

形・地質等の均一性を仮定している。図-3は本理論の模式図である。流域のmagnitudeがNのとき、その部分流域のmagnitudeがiの流域数を $A(i, N)$ と表す。また、最下流の合流点で河道網を切断したとき、それぞれ2つの流域のmagnitudeがi, N-iになる河道網の生起確率を $P(i, N)$ とする。ここで $A(i, N)$ と $P(i, N)$ の間に(2.1)式が成立する。ここで、 $P(i, N)$ は(2.2)式により与えられる³⁾。本理論により求められた $A(i, N)$ を図-1に対応づけて描いたのが図-4($N=10 \sim 120$)である。ここでmagnitudeがNの流域のlink(D)は(2.3)式により与えられる。これは上述の落水線の通過頻度と等価と考えられる。なお図-1に記入している実線は本理論から求めた包絡線である。

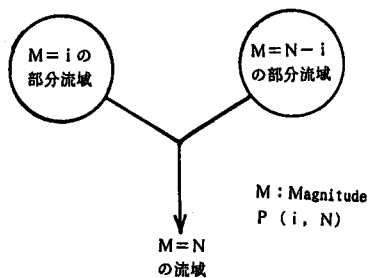


図-3 河道網パターンの模式図

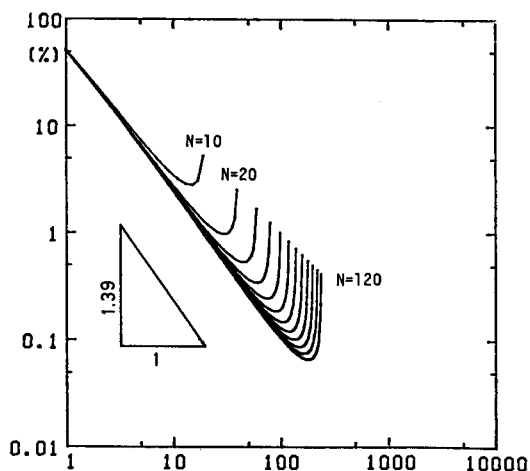
$$A(i, N) = \sum_K P(K, N) \{ A(i, K) + A(i, N-K) \} \quad \dots(2.1)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} P(1, N) = \frac{N}{2N-3} \\ P(i, N) = \frac{2(2i-3)! N! (N-2)! (2N-2i-2)!}{(i-2)! i! (N-i)! (2N-3)! (N-i-1)!} \\ \quad (2 \leq i \leq [N/2], N \neq 2m) \end{array} \right. \quad \dots(2.2)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} P(m, 2m) = \frac{8m}{(4m-2)!} \left\{ \frac{(2m-1)! (2m-3)!}{m! (m-2)!} \right\}^2 \\ D = 2N-1 \end{array} \right. \quad \dots(2.3)$$

る。理論と算出値は多少不一致がみられるが、全体的には良くあっている。不一致の原因については、集水面積の小さな部分では流域界近傍のピクセルであり、一時的な水みちの形成過程の均一性を満足していないものと考えられ、大きい部分についてはある程度以上の集水面積になると本理論を満たさなくなるものと考えられる。

図-4 理論度数分布



3. 短い斜面からの流出

3.1 雨水流出の基礎方程式

斜面流に対するkinematic wave法の基礎方程式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad \dots(3.1)$$

$$q = v h \quad \dots(3.2)$$

で与えられる。ここで流速式として以下の式を使用する

$$v = \frac{1}{n} i^p h^m \quad \dots(3.3)$$

(3.1)、(3.2)、(3.3)式より

$$\frac{\partial q}{\partial t} = (m+1) \alpha^{\frac{1}{m+1}} \frac{m}{q^{\frac{m}{m+1}}} (r(t) - \frac{\partial q}{\partial x}) \quad , \quad \alpha = \frac{1}{n} i^p \quad \dots(3.4)$$

また小河道近傍の湿潤領域からの浸透流として流出を捉えたと連続式は間隙率を λ として

$$\frac{\partial (\lambda h)}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad \dots(3.5)$$

不飽和土においては土層断面平均飽和度 S 、表層土層厚 d として以下の式の成立を仮定する。

$$\frac{\partial (\lambda S d)}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad \dots(3.6)$$

ここで(3.5)、(3.6)式が等価であることより

$$h = S d \quad \dots(3.7)$$

ここで透水係数に次の経験式を用いると

$$k = k_s S^N \quad \dots(3.8)$$

(3.3)式と(3.7)式から

$$v = \frac{1}{n} i^p (S d)^m = k_s S^N i \quad \dots(3.9)$$

各パラメータは独立であることより $m=N$ と(3.10)式が成立する。

$$n = \frac{d^m}{k_s} i^{p-1} \quad \dots(3.10)$$

ここで注目すべきことは、(3.10)式より従来実測に合うように決定されてきた等価粗度係数 n が流域の表層土層厚と飽和透水係数及び斜面勾配により決定されることが明らかとなったことである。

3.2 近似式の導入

2.1で述べたように流出が河道及び河道近傍の湿潤領域、いわゆる流出寄与域からの斜面流出と考えると、斜面長は十分短いものと考えられ、その場合には次の近似式の成立を仮定できる。

$$q(x, t) = X q_*(t) \quad \dots(3.11)$$

このとき(3.4)式は斜面長を L として次式で与えられる。

$$\frac{dq_*}{dt} = (m+1) \beta^{\frac{1}{m+1}} \frac{m}{q_*^{\frac{m}{m+1}}} (r(t) - q_*) \quad , \quad \beta = \frac{i^p}{n L} \quad \dots(3.12)$$

(3.12)式は既に山田らにより導かれており⁴⁾、木村の貯留関数法と同じ形式をしている。従来比較的漠然としていた流域の貯留-流出関係が短い斜面からの流出に対し適用可能であることがわかる。このことより本研究ではこの近似方程式を基本式とする。

3.3 流域のランピングと流域スケールの効果

本研究では図-5に示すような長方形のモデル流域を設定した。斜面の流速式は(3.3)式において $p=1/2$ (マニング則)とおいたものを使用し、河道については各流域のハイドログラフの線形和の仮定が近似的に成立することが小葉竹によって報告されており⁵⁾、その値についても1~5(m/sec)程度であることが述べられている。そこで本研究では河道流速を $v(=const)$ として与えた。分割の効果を調べるため斜面長 L_1 、河道長 L_2 とし、分割数 N だけを変化させた計算を $L_2=1, 10, 100(\text{Km})$ について行った。各分割流域の斜面から河道への流入は同じであり、流出口までの距離に応じた時間遅れを考慮している。流出口から n 番目の分割流域の時間遅れは次式により与えた。

$$t_{lag} = \frac{n-1}{N} \frac{L_2}{v} \quad \dots(3.13)$$

図-6は以上の計算結果を整理してプロットしたものである。横軸は河道の到達時間 $T_2(=L_2/v)$ と斜面の到達時間 T_1 (斜面のハイドログラフの雨量と流出のピークのずれ t_0 の2倍)の比を取り、縦軸には河道と斜面のピーク流出高(各 q_1, q_2)の比を取ったものである。ただし q_2/q_1 は T_2/T_1 だけでは決まらないため図中には $T_1=30, 150(\text{min})$ の2通りの場合について記入している。図より分割しない場合がピーク比1であることを考慮すれば、分割の影響は明確であるが分割数 N の効果は明瞭には表れていない。この図は小流域の到達時間 T_1 と大流域の到達時間 T_2 が既知のとき両流域のピーク流出高の比を示しており、その実用性は極めて高いと考えられる。

3.4 ランピングに関する理論的考察

kinematic wave法の基礎方程式(3.1)(3.2)に特性曲線法を適用すれば理論的に洪水到達時間 t_c やピーク流量 q_0 が得られることが示されている。特に降雨波形が理想的な二等辺三角形でかつ線形流出を仮定すると洪水到達時間 t_0 とピーク流量 q_0 は

$$t_c = \frac{n}{i^p} L \quad \dots(3.14)$$

$$q_p = r_p L \left(1 - \frac{t_c}{2t_0}\right) \quad \dots(3.15)$$

で表される⁶⁾。ここで降雨に対する流出波形を

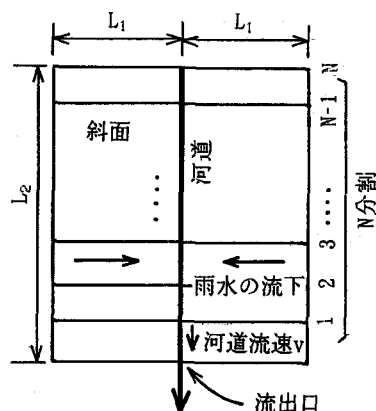


図-5 モデル流域

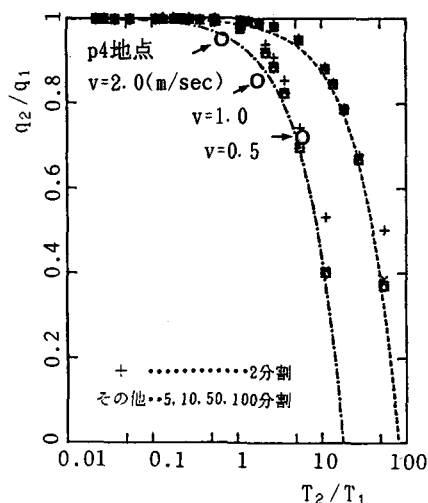


図-6 斜面と河道の到達時間比とピーク流出高比の図

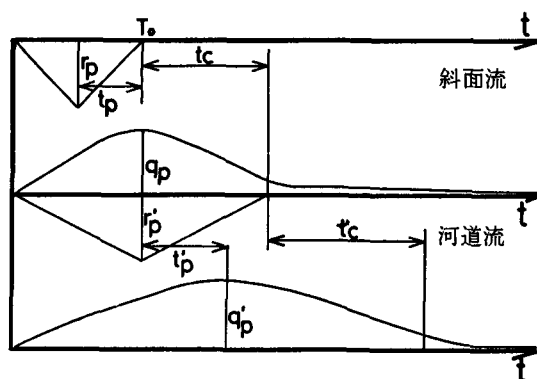


図-7 斜面・河道の2段階流出計算の模式図

近似的に二等辺三角形で表されるとすると、斜面下流端での流出量を河道に対する降雨と見なして斜面流と同様に計算することができる。図-7は本理論の模式図である。図-6の曲線は本理論より求まる計算値を示している。図より理論曲線とシミュレーションの結果はよく一致している。

4. 実流域への適用

4.1 流域の概要

本研究で採用した流域を図-8に示す。流域面積は270km²で約70%が不透水性地盤の流域である。図-9は流域内の7ヶ所の雨量観測所で得られた雨量分布図である。図より同一流域内の数km程度の範囲の中でも降雨の分布形や強度、総降雨量は大きく異なっており、降雨データの入力の方からも流域分割の必要性が示される。

4.2 小流域から大流域の洪水を推定するシミュレーション

1/25000の地形図を基に地形図上に記入されている河道毎に小流域に分割し、133個の分割流域を得た。全流域の洪水計算の際に使用する各パラメータを決定するために、p4地点の実測データを使用した。p4地点の集水面

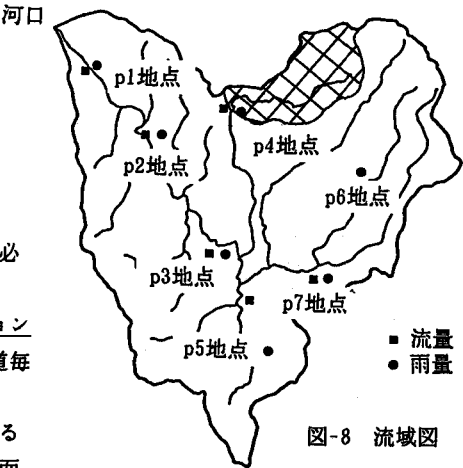


図-8 流域図

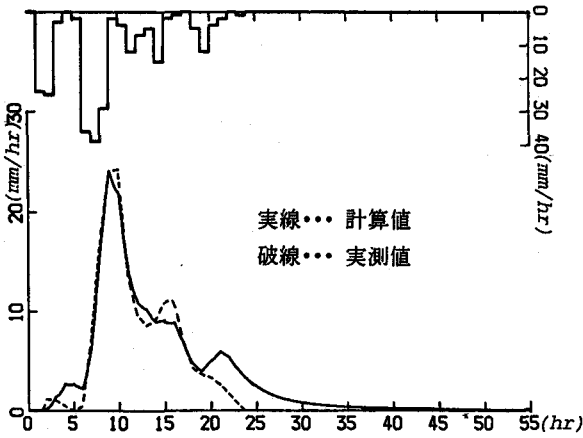


図-10 部分流域における実測及び計算ハイドログラフ

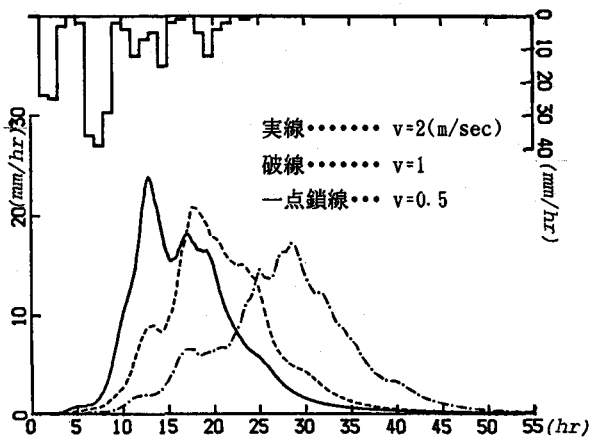


図-11 流域全体の計算ハイドログラフ

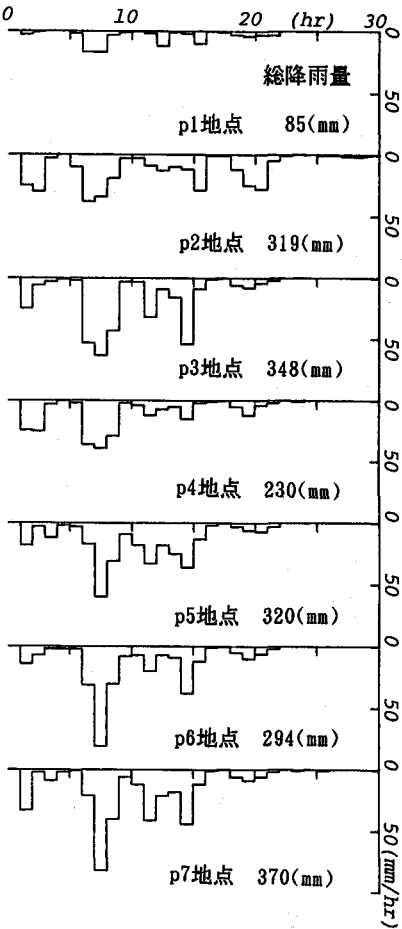


図-9 各地点における降雨分布図

積は約16.7km²であり、分割流域は5個である。有効降雨に関しては山田らが提案している総降雨量と総損失雨量の関係を曲線近似して算定する保水能分布の手法を採用している。図-9はp4地点における実測と計算値のハイドログラフである。ここで得られた(3.12)式中の β の値を流域全体に適用したものが図-10である。図-6にp4地点の実測データと全流域のハイドログラフの推定値をプロットしている。非常によい一致を示しており、過去のハイドログラフともあわせて $v=0.5\sim 2(\text{m/sec})$ の範囲にあるものと思われる。

5. 結論

- 1) 集水面積の分布には明確な折曲点が存在し、この値をしきい値とすることにより実際の河道網を再現できる。
- 2) 河道及び河道近傍の面積率は近似的に流出率に等しい。
- 3) 2)より流出過程に関与しているのは流域の河道及びその両側のわずかな斜面に限定されているものと考えられる。
- 4) 0次谷を決定する手法としてのしきい値の決定にはある程度の任意性があり、河道部分の面積率は降雨毎に変動していることが見いだされた。これは実現象としては、いわゆる変動寄与域として解釈される。
- 5) Link-magnitude方式による河道網理論により集水面積の分布を求めた。著者らが現地観測を行っている宮ノ森小試験地の分布と良く一致していることがわかる。
- 6) モデル流域におけるシミュレーションより、流域の分割数の影響は明瞭に表れないが、流域全体と部分流域のピーク流出高の比が各洪水到達時間のパラメータとして表現することができた。
- 7) 実流域における洪水再現計算においては、斜面でのハイドログラフの精度のよい決定の他に河道の洪水到達時間すなわち河道流速 v の決定が非常に重要であることがわかった。

謝辞 本研究の一部は、文部省科学研究費重点領域研究(1)及び一般研究 C(代表 山田正)の補助を受けている。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 嶋田・山田・藤田・洪：流域の地形特性が降雨流出に及ぼす影響について、第32回水理講演会論文集、1988。
- 2) 嶋田・山田・藤田・浅野：山地小流域における地形特性の解析、土木学会第43回年次学術講演会概要集第2部、1988。
- 3) 藤田：河道網における支流の分布特性に関する研究、土木学会論文報告集、Vol. 246、1976。
- 4) 山田・石井・山崎・岩谷：小流域における保水能の分布と流出特性の関係について、第29回水理講演会論文集、1985。
- 5) 小葉竹・石原：タンクモデルおよび集中面積図を利用した洪水流出モデルの総合化、土木学会論文報告集、Vol. 337、1983。
- 6) 例えば神田・前田：非定常降雨による斜面流の伝播時間、第30回水理講演会論文集、1986。