

# 水源かん養林の機能理論と施業目標

遠 藤 泰 造<sup>(1)</sup>

Taizo ENDO : Functional Theory and Management Objectives  
of Headwater Conservation Forest

**要 旨** : この報告は山地小流域の貯水機能の定式化による水源かん養林の機能理論と施業目標を取り扱ったものである。一降雨ごとの流域水分不足量の補給に関する経験式をみちびき、出水曲線の解析の際の単位時間の損失雨量の計算に適用した。二つの小流域で観測された合計46の出水曲線について、2時間単位の損失雨量、有効雨量、流域貯水量およびその変化量、流出量を計算した。次に単位時間流出量 ( $q$ ) とその時の流域貯水量 ( $H(T)$ ) との関係式を流域別に求めた。解析資料によると、 $q(T) = fH(T) + g$  の関係が成立する。この式の  $f$  は流域貯水量の流出係数、 $g$  は定数で、洪水時の最大流出係数 ( $P$ ) と流出係数 ( $f$ ) および先行降雨の継続時間 ( $T$ ) との間には大略  $f \leq P \leq 1 - (1 - f)^{T+1}$  が成り立ち、流域因子である流出係数と降雨条件とから洪水時最大流出係数を決定することができる。単位時間の流域貯水変化量 ( $\Delta S$ ) は有効雨量 ( $r_e$ ) と流出量 ( $q$ ) との差に等しいという原則に基づいて、出水期間の小流域の貯水機能式  $\Delta S(T) = r_e(T) - fH(T) - g$  をみちびいた。この貯水機能式は単純であって、流域貯水機能を数量的に評価するのに有効である。貯水機能式によると、水源かん養林の施業目標は有効雨量または損失雨量の増減、流域貯水機能の現状維持または強化との二つに大別され、流域貯水機能の施業目標は流出係数の現状維持または改良と有効流域貯水量の維持または増大とに細別される。この研究により、山地小流域の貯水機能を定式化し、これによって水源かん養林の貯水機能を論拠づけ、その施業目標を明確にすることができた。

## 目 次

ま え が き	2
1. 流域の貯水機能	2
2. 損失および有効雨量の計算	3
2-1 一降雨量、損失雨量および流域水分不足量との間の関係	3
2-2 損失雨量の計算式	5
2-3 計算式中の定数 $L_0$ または $L_\infty$ と $k$ との値	8
2-4 計算式中の定数 $L_0$ または $L_\infty$ と $k$ との関係	9
2-5 有効雨量の計算	10
3. 出水曲線の解析方法と解析資料	11
4. 単位時間流出量 ( $q(T)$ ) と流域貯水量 ( $H(T)$ ) との関係	13
5. 単位時間流出量 ( $q(T)$ ) と先行単位時間の終わりの流域貯水量 ( $S(T-1)$ ) および単位時間有効雨量 ( $r_e(T)$ ) との間の関係	19
6. 流出係数 ( $f$ ) の意義	20
7. 最大流出係数値の限界式	24
8. 流出係数からの最大流出係数値の算定	26
9. 出水期間中の流域貯水量	27
10. 森林土壌の役割	28
11. 小流域の貯水機能の定式化	30
12. 貯水機能の限界	31

13. 機能評価と施業目標.....31  
 14. 摘 要.....32  
 あとがき.....33  
 引用文献.....34  
 Summary.....36

ま え が き

1980年現在、わが国の保安林の全面積はおよそ714万haで、その75%にあたる532万haは水源かん養林が占めている。この数値が示しているように、水源かん養林は保安林行政の重要な部分を占め、水災害の軽減や水質保全はもちろんのこと、河川の最上流から海岸に至る河海水域の環境保全にも大きな役割を果たしている。

水源かん養保安林に期待されている機能は河水調節あるいは貯水の機能であって、この機能は大別すると二つの方法で評価されてきた。その一つは洪水流量とこれに関与すると思われる諸要因との間の統計的解析<sup>1)8)4)21)22)23)24)25)26)28)~30)</sup>による評価である。もう一つは林床堆積物の役割<sup>11)12)</sup>、森林土壌の透水性、浸透能<sup>20)</sup>とか非毛管孔隙量<sup>19)</sup>あるいは貯水容量<sup>9)9)</sup>の大きさなどの個別要因による間接的な評価法である。

森林の定性的貯水機能はかなり究明されてきたが、貯水機能の理論は定式化されず、水源かん養林の施業目標はあいまいの状態におかれているように思われる。

森林の貯水機能とは、ある森林流域における流入としての降水—貯留—流出系<sup>5)7)12)13)</sup>での流出量の平滑化作用のことで、貯水池のような作用のことである。したがって、具体的かつ最小の要因で森林地の貯水機能の評価するには、流域上の降雨量、流域外に去る流出量、流域貯水量の変化量、これらの三つの要因の時間的変化の量的関係をあらかじめすることによって可能となるはずである。

以上のような考えに基づいて、二つの山地小流域で観測した46例の出水曲線を解析して、出水時の流域貯水量と流出量との関係を求め、この結果を用いて山地小流域の貯水機能を定式化し、水源かん養保安林の機能理論と施業目標を考察したので、その結果をここに報告する。

1. 流域の貯水機能

任意の時刻  $t$  とこれより単位時間  $\Delta t$  離れた  $t + \Delta t$  の時刻におけるある流域の貯水量を  $S$  および  $S + \Delta S$  とする。  $\pm \Delta S$  は  $\Delta t$  という単位時間の流域貯水量の正負の符号は増加または減少を意味する。ただし、 $S$  および  $\Delta S$  の値は mm 単位で表した値とする。

また、  $\Delta t$  という単位時間に流域内に降った雨量を  $r$  (mm)、このうちの損失雨量を  $l$  (mm)、河水分となる雨量すなわち有効雨量を  $r_e$  (mm)、  $r_e = r - l$  で表し、河川を流れて流域外に流去する水量を  $q$  (mm)、  $S$  と  $r_e$  の和を  $H$  で表し、この  $H$  を  $t$  と  $t + \Delta t$  の時間に対する流域貯水量と呼ぶことにする。そうすると、  $t$  と  $t + \Delta t$  という時刻および  $\Delta t$  という時間に対する  $r, l, r_e, q, S, \Delta S, S \pm \Delta S$  および  $H$  の諸量の間量的関係は Table 1 のようになる。そして、流域の貯水機能の基本式は (1) 式で表される。

$$\Delta S = r_e - q \dots\dots\dots(1)$$

計算の単位時間として1時間とか2時間を採用し、一降雨の始めから数えた時間系列を  $T = 1, 2, 3, \dots, N$  で表すと、一出水期間に対する (1) 式は (2) 式のような差分式に書き改めることができる。

Table 1. 計算要素の配列  
Arrangement of calculating factors

時刻 Time	単位時間 Unit time	雨量 Rainfall	損失雨量 Water losses	有効雨量 Effective rainfall	流出量 Flow	流域貯水 変化量 Change in water storage	T-1とT の単位時間 における流 域貯水量 Water storage at the time of T-1 and T	単位時間T における流 域貯水量 Water storage during the unit time of T
$t$	$T$	$r$	$l$	$r_e$	$q$	$\pm \Delta S$	$S$	$H = S + r_e$
$t + \Delta t$							$S \pm \Delta S$	

$$\Delta S(T) = r_e(T) - q(T), \quad T = 1, 2, 3, \dots, N \quad \dots\dots\dots(2)$$

$q(T)$  はそのときどきの  $H(T)$  の関数, すなわち  $q(T) = \Phi(H(T))$  で表すと, (2) 式は (2') 式のように書き改めることができる。

$$\Delta S(T) = r_e(T) - \Phi(H(T)) \quad \dots\dots\dots(2')$$

この報告では流域の貯水機能を (2') 式の差分式で表示することとする。

本文で取り扱う諸量のなかで,  $r$  と  $q$  とは観測値であり, その他の  $r_e, l, S$  および  $\Delta S$  の各値は推定値である。これらの推定値は何らかの方法で算出しなければならないが, この報告では  $l$  の値を推定し,  $r$  および  $q$  の観測値と  $l$  の推定値とを用いて  $r_e, H, S$  および  $\Delta S$  の各値を算出するという方法を採用した。そして, 任意の単位時間の  $H$  と  $q$  との量的関係を解析して  $q = \Phi(H)$  の関係式を求め, (2) 式に示した流域の貯水機能の基本式を得た。

## 2. 損失および有効雨量の計算

### 2-1 一降雨量, 損失雨量および流域水分不足量との間の関係

一降雨ごとの雨量の配分を考えると, 一般に初期および付加の損失雨量, 地表流出量, 地下水補給量の四つに区分されている。

これらの四つの成分のなかで, 初期損失雨量とは, 流域の与えられた条件下で, 河川の増水が起こる最小雨量をいう。この初期損失雨量には, 樹木や草本類の幹茎, 枝葉に付着して保留されるしゃ断雨水分とか地床の有機堆積物に付着・吸収して保留される雨水分が含まれており, 河水とは直接関係のない成分である。

初期損失雨量が満たされた上に, さらに降雨があれば, 降雨の一部分は通気帯内の土湿不足分を満たすのに消費される。この雨水分は付加損失雨量と呼ばれている。初期および付加の損失雨量は河川流出分とはならない成分で, これらの成分を一緒にしたものを単に損失雨量と呼ぶことにする。また, その時々々の流域の保留可能な最大の雨量を本文では流域水分不足量と呼ぶことにする。流域水分不足量は土壌の理学的性質や有効深度, 地被植生の種類および生育密度などの諸条件によって異なるが, 同じ流域でも先行の気象条件と季節によって異なり, その最大値は地被植生や地床堆積物などによる保留容量 (あるいは保

留能) と有効土壌水分量の最大値 (または有効土壌容水量) との和に等しいと考えることができる。

一降雨に対する損失雨量の大きさは、同じ流域でも先行の気象条件および季節によって異なり、経験上数 mm から百数十 mm の間を変化するとの報告がある。したがって、一降雨に基づく流出量はその時々  
の損失雨量または流域水分不足量の大小に著しく影響される。

普通の流域の表層部分をみると、全く土層のない岩盤のところもあれば、河水面もある。また、土層の深さは浅い場所もあれば深いところもあって、その厚さは一様ではない。植生の被覆状態にしても、その組成と種類、生育状態は種々雑多であって一様でない。このような複雑な地表状態を考えると、降雨直前の流域は水分不足量の異なる多数の区域から成り立っていると見なすことができる。このような条件を持った一つの流域を想定し、以下に一降雨期間中に流域水分不足量が補給されてゆくありさまを考察する。

いま、流域面積の大きさを  $A$  とし、 $A$  なる流域は一降雨直前に  $n$  個の水分不足量階級の区域から成り立つものとする。

水分不足量の階級区分を  $f_i$  で表し、 $i=1, 2, 3, \dots, n-1, n$  で、 $f_i < f_{i+1}$  とする。 $f_1$  は水分不足量階級の最小値、 $f_n$  はその最大値を表す。

次に、 $f_i$  という水分不足量の階級の占める面積を  $a_i$  で表し、流域面積に対する  $a_i$  の面積比率値を  $p_i = \frac{a_i}{A}$  で表すことにする。

また、一降雨量の階級区分を  $r_i$  で表し、考察の便宜上、 $r_i$  の階級区分は水分不足量の階級区分と同一とし、 $f_i = r_i$ 、 $i=1, 2, 3, \dots, n-1, n$  とする。

以上に説明したモデル条件にしたがって一降雨量  $r_i$  からの流出量を  $Q_i (L^3)$  で書き表すと、一般に  $Q_i$  は (3) 式で与えられる。

$$Q_i = r_i \sum_{i=1}^{i-1} a_i - \sum_{i=1}^{i-1} f_i a_i \quad \dots\dots\dots (3)$$

$Q_i$  を雨量と同様の水深単位で表すために、 $\frac{Q_i}{A}$  の値を  $q_i$  で表すと、

$$q_i = r_i \sum_{i=1}^{i-1} p_i - \sum_{i=1}^{i-1} f_i p_i \quad \dots\dots\dots (4)$$

(4) 式は (5) 式のように書き改めることができる。

$$q_i = r_i \sum_{i=1}^i p_i - \sum_{i=1}^i f_i p_i \quad \dots\dots\dots (5)$$

任意の一降雨量  $r_i$  に対する流域平均の損失雨量 (以下本文では流域損失雨量または単に損失雨量と呼ぶ) を  $L_i$  で表すと、 $L_i$  は (6) 式で与えられる。

$$L_i = r_i - q_i = r_i (1 - \sum_{i=1}^i p_i) + \sum_{i=1}^i f_i p_i \quad \dots\dots\dots (6)$$

ある降雨直前における流域内の水分不足量階級の最大値を  $f_n$ 、その占有面積を  $a_n$ 、占有面積比率値を  $p_n$  のように表すとき、一降雨量の大きさが  $r_n = f_n$  のときの流域の損失雨量 ( $L_n$ ) は (7) 式のように表される。

$$L_n = r_n (1 - \sum_{i=1}^n p_i) + \sum_{i=1}^n f_i p_i \quad \dots\dots\dots (7)$$

(7) 式で  $\sum_{i=1}^n p_i = 1$ 、したがって  $L_n = \sum_{i=1}^n f_i p_i$  となり、 $L_n$  は一定値となる。そして、一降雨量が  $r_n$  以上の大きな値となっても損失雨量は  $L_n$  という最大の一定値となり、それ以上に大きくはならない。他

方において、流域水分不足量を  $L_{\infty}$  で表す

と、 $L_{\infty} = \sum_{i=1}^n f_i p_i$  である。したがって、 $L_n$  はその時の流域の最大損失雨量であり、同時に流域水分不足量に等しい。

流域水分不足量は同じ流域でも一定値ではなくて、先行の気象条件とか季節によって異なる。そして、流域水分不足量が降雨ごとに常に補給されるとは限らず、降雨量が少ない場合には一部分しか補給されないし、大雨のときにはほぼ完全に補給されることもある。一降雨直前の流域水分不足量 ( $L_{\infty}$ ) と一降雨量に対する損失雨量 ( $L_i$ ) とは概念上明確に区別しなければならない。

次に、流域水分不足量の階級範囲は同じであるが、各階級の面積比率の異なるモデル条件を設定し、それぞれのモデル条件に対する雨量と損失雨量との関係曲線を計算して比較した。その結果を示したのが Fig. 1 である。

Fig. 1 の曲線群で、 $a$  は各水分不足量階級の面積比率値が一樣分布の場合、 $b$  は水分不足量階級値が大きくなるにしたがって面積比率値が小さくなる場合、 $c$  は水分不足量階級値の大きさに比例して面積比率値が大きくなる場合、 $d$  は水分不足量階級が一階級の場合、 $e$  は下限の数階級を欠く場合である。

以上のモデル条件について考察すると、 $e$  の条件の場合の関係曲線は折線となるが、その他の場合は、一降雨量が増すにしたがって、 $L_i = r_i$  で表される  $45^\circ$  の直線からしだいに離れ、ある最大の損失雨量に漸近するような性質の曲線である。

同じ流域でも水分不足量の階級範囲と各階級の面積比率値、流域水分不足量の大きさはその時々によって異なると考えると、一降雨量と損失雨量との数量的関係を一つの曲線で代表することはむずかしいが、その傾向曲線は一降雨量が大きくなるにしたがって、その時々々の流域水分不足量の値に漸近するような性質のものであることが予想される。

### 2-2 損失雨量の計算式

前節では一降雨量、損失雨量および流域水分不足量との間の一般的な関係を考察したが、同様のことを実際の資料について検討して三者の関係を表す適用式を選定した。

本文で説明する一降雨量と損失雨量との解析には、農林水産省林業試験場東北支場山形試験地の二つの試験流域<sup>(7)(16)(17)(22)</sup>、1号沢 (3.060 ha) と2号沢 (2.482 ha) で観測された資料を使用した。

解析に用いた出水資料は1939年から1953年までの期間の観測資料で、二つの流域を合計すると出水資料の数は1,066である。

一降雨量を  $R$  (mm)、この降雨からの流出量を  $Q$  (mm)、損失雨量を  $L$  (mm) で表すと、 $L = R - Q$  で与えられる。1号沢流域の一降雨量と損失雨量との関係を月別に示したのが Fig. 2 (a~g) である。2号沢流域の資料の図示は省略する。

図に表示して一降雨量と損失雨量との関係を検討すると、一降雨量と損失雨量で表される各点はかなり

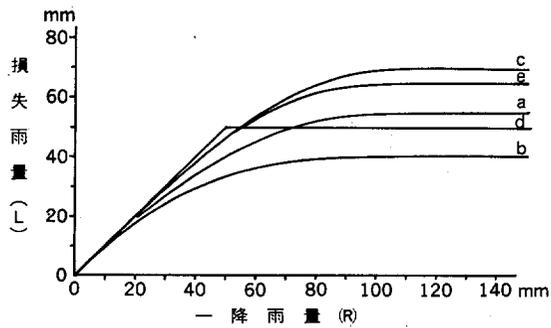


Fig. 1. 代表的な流域水分不足量の面積分布モデルに対する一降雨量一損失雨量曲線  
Rainfall-water losses curves for typical distribution models of the areas having basin water deficit.

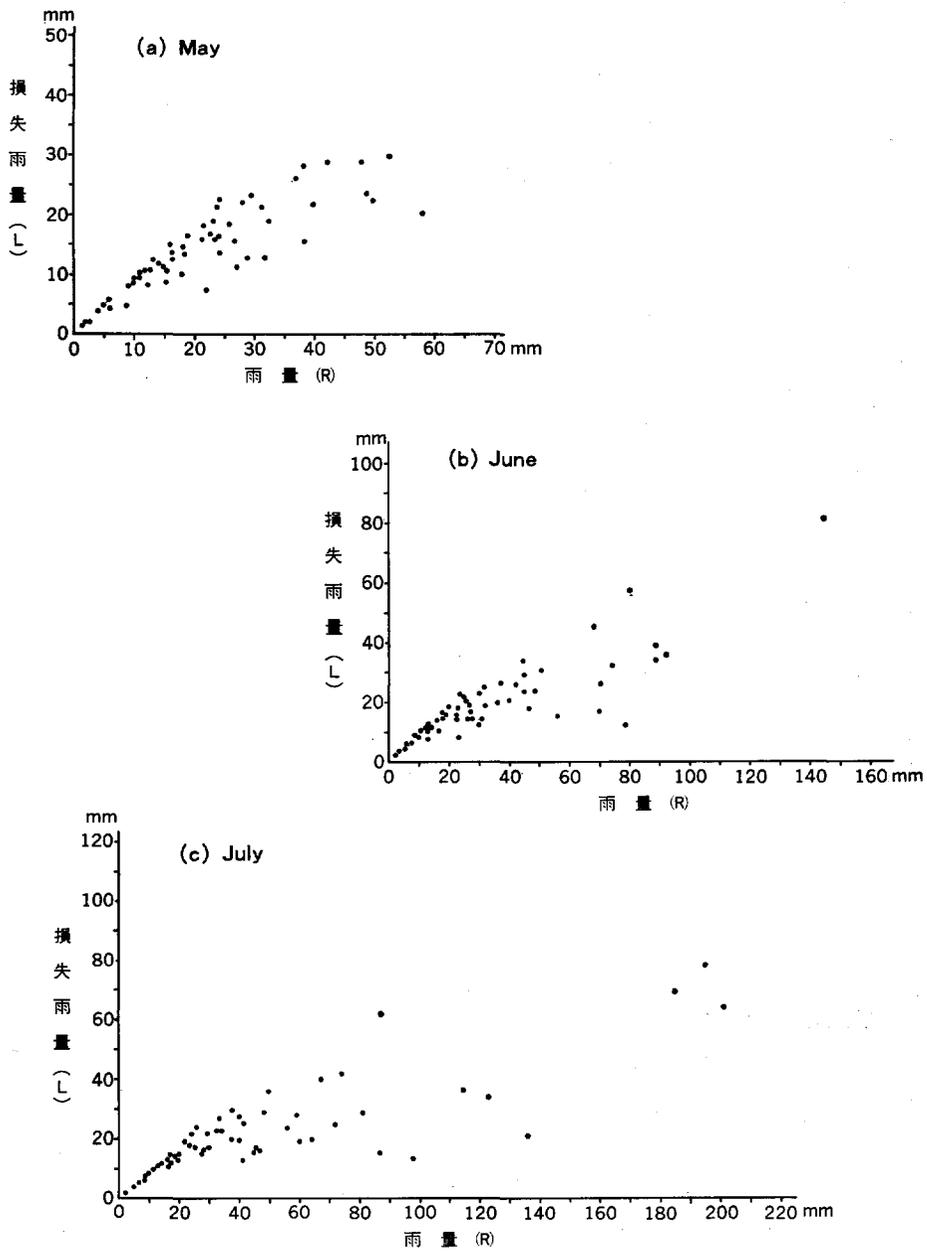
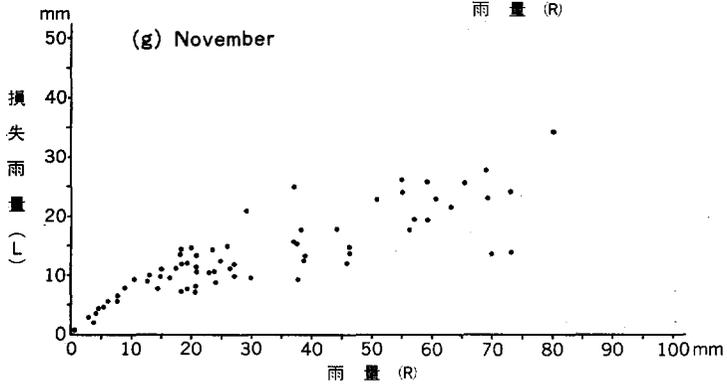
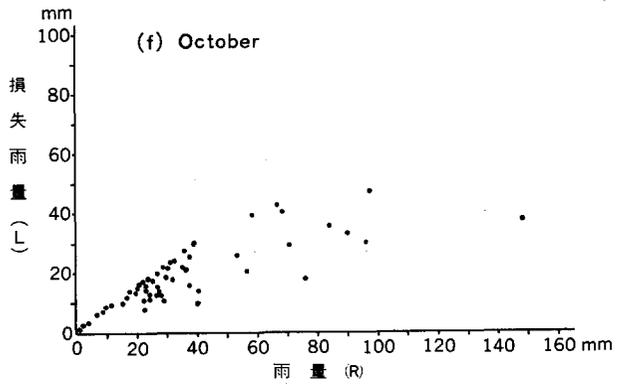
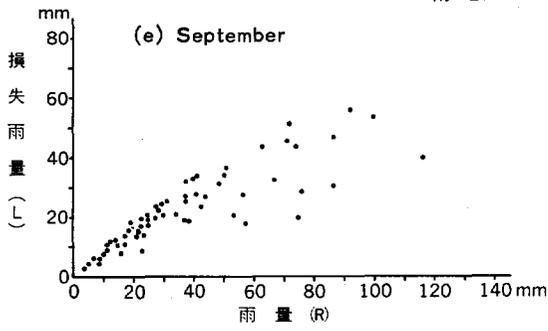
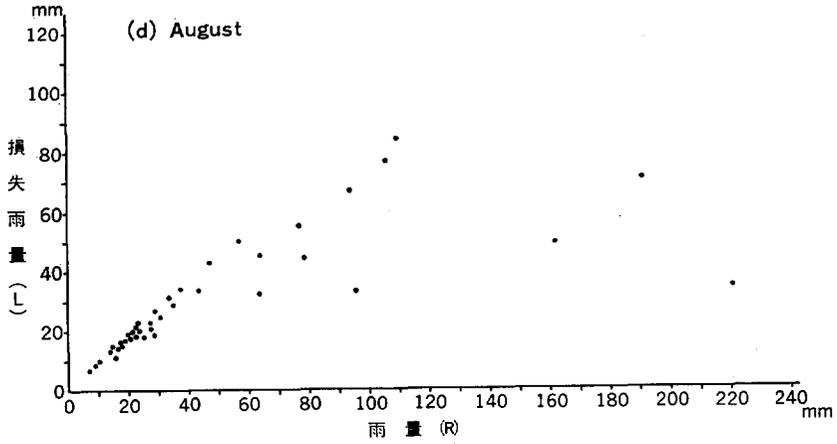


Fig. 2 (a~g). 一降雨量 (R) と損失雨量 (L) との関係  
Relation between rainfall amount (R) and water loss (L).



のちらばりをしているが、一定の傾向を表す曲線のまわりに帯状に分布しており、傾向曲線そのものは一降雨量が増加するにしたがって、最大の一定値に近づくような性質を示している。

先述したモデル思考と実際の資料とを検討した結果、一降雨量、損失雨量および流域水分不足量との間の関係を表す数式として次の(8)式を選定した。

$$\left. \begin{aligned} R \leq l_0, L = R \\ R > l_0, L = l_0 + L_0(1 - \exp(-k(R - l_0))) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(8)$$

(8)式で、 $L$ は一降雨量( $R$ )に対する損失雨量、 $l_0$ は流域平均の初期水分不足量、 $L_0$ は流域平均の付加水分不足量、 $L_\infty = l_0 + L_0$ は流域水分不足量を表し、 $L, l_0, L_0, R$ および $L_\infty$ の各値はmm単位とする。 $k$ は実験定数である。

損失雨量は一降雨量のうちで、流域の初期および付加の損失雨量に相当する雨水分と定義したが、流量曲線から算出した損失雨量のなかには無降雨期間に蒸発散作用によって失われる地下水の一部分を含む場合がある。問題の複雑化を避けるために、この報告では初期および付加の水分不足量の補給に消費された雨水分を損失雨量と定義しておく。

(8)式は一降雨量に対する損失雨量を求める計算式であるが、この式は一降雨量によって補給された流域水分不足量を求める計算式でもある。

2-3 計算式中の定数  $L_0$  または  $L_\infty$  と  $k$  との値

損失雨量( $L$ )と一降雨量( $R$ )との値で表される点の集合は Fig. 2 に示したような幅を持った帯状分布をする。初期水分不足量( $l_0$ )の値は一降雨ごとに違うので、出水資料から確定した値を決めることはむずかしいが、多数の出水資料から増水開始までの降雨量を集計し、月別の最頻値を求めて初期水分不足量とした。

各月の初期水分不足量としては Table 2 に示したような値を用い、そのときの  $L_0$  と  $k$  との値を算出した。そして Table 2 に示したような  $L_0$  と  $k$  との数値を得た。

次に  $l_0 = 0$  と仮定して帯状分布の中心曲線に対する  $L_0$  と  $k$  との値、この場合の  $L_0$  を  $L_\infty$  で表すと、 $L_\infty$  と  $k$  との値を流域および月別に計算すると、その結果は Table 3 に示したような値となる。

帯状分布の上限縁に分布する資料を用いて上限曲線に対する  $L_\infty$  と  $k$  との値を計算した。計算に用いた資料が少ないので、数値の信頼度には多少の疑問があるが、参考までに計算値を示すと Table 4 のような値となる。帯状分布の下限縁の輪郭は不明なので、下限曲線に対する  $L_\infty$  と  $k$

Table 2. 中心曲線に対する  $l_0, L_0$  および  $k$  の値  
Value of  $l_0, L_0$  and  $k$  for the monthly guide curves

流域		1 号 沢 流 域 No. 1 watershed		
		$l_0$ (mm)	$L_0$ (mm)	$k$
月				
5		2.0	29.1	0.03459
6		2.0	48.0	0.02012
7		2.5	68.6	0.01459
8		3.0	89.0	0.01128
9		2.0	43.0	0.02309
10		2.0	41.4	0.02022
11		2.0	22.4	0.04521

流域		2 号 沢 流 域 No. 2 watershed		
		$l_0$ (mm)	$L_0$ (mm)	$k$
月				
5		2.0	38.9	0.02552
6		2.5	35.0	0.02914
7		2.5	49.6	0.02027
8		2.5	77.1	0.01439
9		2.0	42.6	0.02330
10		2.0	34.1	0.02921
11		2.0	23.1	0.04387

Table 3. 中心曲線に対する  $L_{\infty}$  と  $k$  との値  
Values of  $L_{\infty}$  and  $k$  for the monthly  
guide curves

月	1 号 沢 流 域 No. 1 watershed	
	$L_{\infty}$ (mm)	$k$
5	30.4	0.03381
6	50.0	0.02027
7	71.3	0.01434
8	92.0	0.01096
9	45.0	0.02257
10	42.9	0.02356
11	24.4	0.04330

月	2 号 沢 流 域 No. 2 watershed	
	$L_{\infty}$ (mm)	$k$
5	40.9	0.02495
6	37.5	0.02712
7	52.1	0.01978
8	79.6	0.01269
9	44.6	0.02276
10	36.1	0.02890
11	25.1	0.04207

Table 4. 上限曲線の定数  $L_{\infty}$  および  $k$  の値  
Values of  $L_{\infty}$  and  $k$  for the monthly  
upper limit curves

月	1 号 沢 流 域 No. 1 watershed	
	$L_{\infty}$ (mm)	$k$
5	37.4	0.02738
6	108.2	0.00930
7	82.1	0.01231
8	168.9	0.00596
9	71.9	0.01410
10	51.3	0.01968
11	37.5	0.02705

月	2 号 沢 流 域 No. 2 watershed	
	$L_{\infty}$ (mm)	$k$
5	51.0	0.01994
6	117.4	0.08590
7	—	—
8	184.8	0.00544
9	70.0	0.01442
10	57.4	0.01773
11	37.2	0.02785

との値は算出しなかった。

次に中心曲線に対する  $L_{\infty}$  の値をみると、この値は月によって異なり、5月に対する  $L_{\infty}$  の値は1号沢が 30.4mm、2号沢では 40.9mm である。月別に比較すると、 $L_{\infty}$  の値は8月が最大で、1号沢は 92.0mm、2号沢では 79.6mm である。11月は最低値で、1号沢では 24.4mm、2号沢では 25.1mm で、両流域の間の差異はきわめて僅少である。 $l_0 \neq 0$  の場合も各月の  $L_0$  と  $k$  との数値に月別の差異がみられるが、その傾向は  $l_0 = 0$  の場合と類似しているので説明は省略する。

1号沢は森林地、2号沢は1939~1946年までは森林地、1947年以降は皆伐跡の野草地であるが、1号沢と2号沢とを比較すると、 $L_0$  と  $k$  との値にある程度の差異、特に盛夏にある程度の差異がみられる。

2.4 計算式中の定数  $L_0$  または  $L_{\infty}$  と  $k$  との関係

$l_0 = 0$  の場合の中心曲線と上限曲線とに対する  $L_{\infty} = L_0$  と  $k$  との値を直角座標紙上に図示したのが Fig. 3 である。この図の実線は  $L_{\infty} \cdot k = 1.0$  の双曲線を示したものであるが、 $L_{\infty}$  と  $k$  との間には反比例の関係が成り立つ。

$l_0 \neq 0$  の場合の  $L_0$  と  $k$  との関係を示したのが Fig. 4 で、この場合にも、両者の間には反比例の関係が認められる。

したがって、経験的な結論ではあるが、 $L_0$  または  $L_{\infty}$  と  $k$  との間には、次の関係式が成り立つ。

$$L_0 \cdot k = 1.0 \quad \dots\dots\dots(9)$$

$$L_{\infty} \cdot k = 1.0 \quad \dots\dots\dots(9')$$

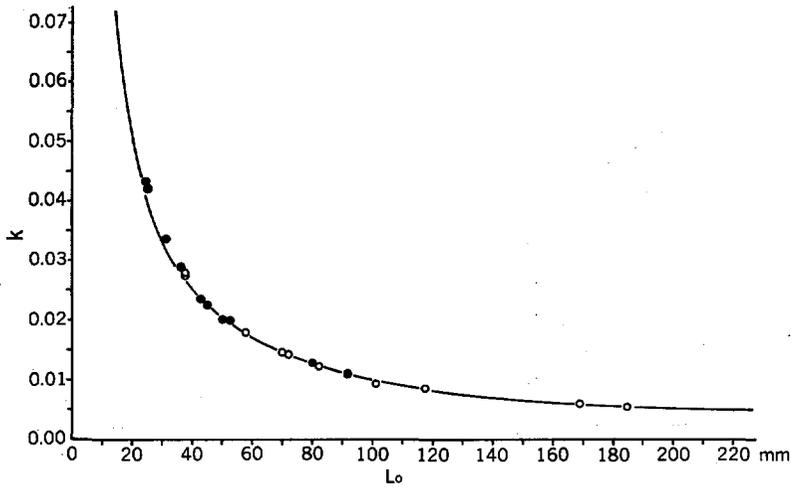


Fig. 3.  $L_0$  と  $k$  の 関 係  
Relation between  $L_0$  and  $k$ .

注) 黒丸は中心曲線, 白丸は上限曲線に対する  $L_0$  と  $k$  との関係を示す。  
実線は  $L_0 \cdot k = 1.0$  の理論曲線をあらわす。

Remark) The solid line shows the curve of  $L_0 \cdot k = 1.0$ .

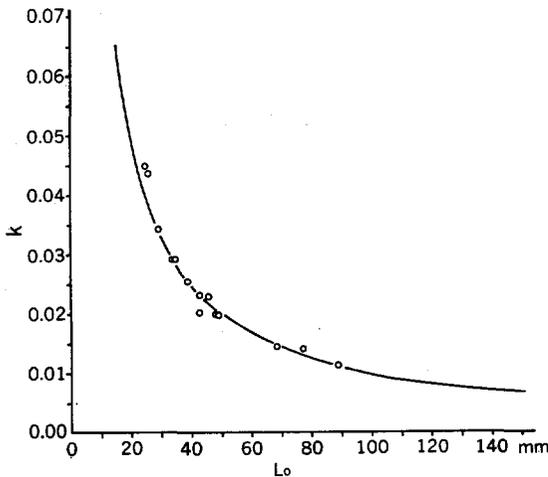


Fig. 4.  $L_0$  と  $k$  の 関 係

Relation between  $L_0$  and  $k$ .

注) 実線は  $L_0 \cdot k = 1.0$  の理論曲線を示す。

Remark) The solid line shows the curve of  $L_0 \cdot k = 1.0$ .

### 2-5 有効雨量の計算

一降雨期間中の任意の時間までの積算有効雨量, あるいは任意の単位時間の有効雨量を求めるには, 積算または単位時間の損失雨量を求めなければならないが, 損失雨量は次のべる方法で計算した。

前節までに説明したように, 一降雨による流域水分不足量の補給に関しては, 一降雨量を  $R$ , 流出量を  $Q$ , 損失雨量を  $L = R - Q$ , 初期損失雨量を  $l_0$  で表すと,  $R$  と  $L$  との間に次の式が成り立つ。

$$\left. \begin{aligned} L &= l_0 + L_0 (1 - \exp(-k(R - l_0))) \\ L_0 \cdot k &= 1.0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(10)$$

ただし (10) 式で  $R \leq l_0$  ならば,  $L = R$  とする。

この報告では (10) 式を用いて一降雨期間中の各単位時間の有効雨量を算出した。

はじめに、 $l_0$  の値としては水位が上昇し始めるまでに降った雨量を代入し、解析しようとする出水期間の  $R$ 、 $L = R - Q$  および  $l_0$  の観測値を (10) 式に代入して  $L_0$  と  $k$  との値を算出する。

次に、降雨初めから数えた時間が  $(T-1)$  までの積算降雨量に対する損失雨量を  $L(T-1)$  で表すと、 $L(T-1)$  は (11) 式で与えられる。

$$L(T-1) = l_0 + L_0 (1 - \exp(-k(\sum_{T-1}^{T-1} r(T) - l_0))) \dots\dots\dots(11)$$

ただし、(11) 式で  $\sum_{T-1}^{T-1} r(T) \leq l_0$  ならば、 $L(T-1) = \sum_{T-1}^{T-1} r(T)$  とする。

同様にして、 $T$  の単位時間までの積算降雨量に対する損失雨量を  $L(T)$  で表すと、 $L(T)$  は (12) 式で与えられる。

$$L(T) = l_0 + L_0 (1 - \exp(-k(\sum_{T-1}^T r(T) - l_0))) \dots\dots\dots(12)$$

ただし、(12) 式で  $\sum_{T-1}^T r(T) \leq l_0$  ならば、 $L(T) = \sum_{T-1}^T r(T)$  である。したがって、 $T$  という単位時間の損失雨量を  $l(T)$  で表すと、 $l(T) = L(T) - L(T-1)$  で与えられ、 $R > l_0$  のときの  $l(T)$  は (13) 式から求められる。ただし、(13) 式中の  $T_0$  は降雨始めよりの積算雨量が  $l_0$  と等値に達した時間を表す。

$$\left. \begin{aligned} T=1; l(T) &= r(1) \\ T_0 \leq T \leq 2; l(T) &= \sum_{T-1}^T r(T) - \sum_{T-1}^{T-1} r(T) \\ T > T_0; l(T) &= L_0 (\exp(-k(\sum_{T-1}^{T-1} r(T) - l_0))) \\ &\quad - \exp(-k(\sum_{T-1}^T r(T) - l_0)) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(13)$$

したがって、任意の単位時間の有効雨量  $r_e(T)$  は (14) 式から求められる。

$$r_e(T) = r(T) - l(T) \dots\dots\dots(14)$$

### 3. 出水曲線の解析方法と解析資料

流域の貯水機能を表す (1) 式には貯水変化量のほかに単位時間の有効雨量と流出量との 2 因子が含まれており、流出量はその時々々の流域貯水量のある関数として取り扱われている。前節では一降雨期間中のある単位時間の損失および有効雨量の算出方法について説明した。

この節では一出水期間中の任意の単位時間の有効雨量、流域貯水量およびその変化量などの諸量を算出するための出水解析の方法と解析資料について説明する。

出水資料は後述する二つの小試験流域で観測された資料を用いたが、出水解析の計算はすべて電算機を用いて行った。計算の順序ははじめに一降雨量 ( $R$ )、流出量 ( $Q$ ) および初期流域水分不足量 ( $l_0$ ) を入力して  $L_0$  と  $k$  との値を求める。 $l_0$  の値としては降雨始めから水位の上昇開始までの降雨量を採用するのが原則であるが、本文では  $l_0$  に比較して  $R$  の値が大きいため、計算の便宜上、 $l_0 = 0$  とした。

次に、流量曲線の増・退水部分を含む出水全期間の各単位時間の雨量と流出量とを入力し、以下に列記する諸項目を計算する。

入出力項目を列記すると次のとおりである。

- 1) 入力項目

- (1) 一降雨量 ( $R$ )
- (2) 総流出量 ( $Q$ )
- (3) 初期流域水分不足量 ( $l_0$ )
- (4) 一出水期間の単位時間雨量 ( $r(T)$ ) と単位時間流出量 ( $q(T)$ ),  $T$  は単位時間系列で  $T = 1, 2, 3, \dots, N$  である。

2) 出力項目

- (1) 初期流域水分不足量 ( $l_0$ )
- (2) 付加流域水分不足量 ( $L_0$ )
- (3) 流域水分不足量 ( $L_\infty = l_0 + L_0$ )
- (4) 損失係数 ( $k$ )
- (5) 時間雨量 ( $r(T)$ )
- (6) 積算雨量 ( $\sum_{T=1}^T r(T)$ )
- (7) 時間損失雨量 ( $l(T)$ )
- (8) 積算損失雨量 ( $\sum_{T=1}^T l(T)$ )
- (9) 時間有効雨量 ( $r_e(T) = r(T) - l(T)$ )
- (10) 積算有効雨量 ( $\sum_{T=1}^T r_e(T) = \sum_{T=1}^T r(T) - \sum_{T=1}^T l(T)$ )

Table 5. 解析流域の主なる地況因子  
Main topographic factors for the two watersheds analyzed

因 子 Factor	山形・2号沢流域 Yamagata, No. 2	竜の口山・北谷流域 Tatsunokuchiyama・Kitadani
面 積 (ha) Area	2.5	17.3
周 囲 長 (km) Boundary length	0.65	1.62
河道の長さ (km) Length of channel	0.20	0.42
流域の平均幅 (km) Average width	0.12	0.41
平均勾配 (°) Average gradient	36	31
高度範囲 (m) Height range	160~240	45~250
土 壌 Soil	埴質壤土 Clay loam A層の平均深: 15.0cm B層の平均深: 33.5cm 15~95 cm deep	埴質壤土 Clay loam 100~250 cm deep
地 質 Geology	主として凝灰岩・頁岩質凝灰岩, わずかに礫質凝灰岩・凝灰質頁岩をさむ Tuff, shale	秩父古生層, 花崗岩類ならびに石英斑岩類 Graywacke, granit, quartzporphyry

(11) 時間流出量 ( $q(T)$ )(12) 積算流出量 ( $\sum_{T=1}^T q(T)$ )(13) 単位時間の終わりにおける流域貯水量 ( $S(T) = \sum_{T=1}^T r_e(T) - \sum_{T=1}^T q(T)$ )(14) 単位時間の流域貯水量 ( $H(T) = r_e(T) + S(T-1)$ )(15) 流域貯水変化量 ( $\Delta S(T) = S(T) - S(T-1)$ )(16) 流域の飽和度 ( $W(T) = \Sigma l(T) \div (l_0 + L_0)$ )

解析に用いた出水曲線は林業試験場所属の二つの試験流域<sup>16)17)22)26)28)29)</sup>で観測したものである。両試験流域の地況因子を要約すると Table 5 のとおりである。

各出水曲線について、その期日、一降雨量、流出総量、初期および付加の流域水分不足量、損失係数、2時間最大雨量、2時間最大流出量、最大流域貯水量、最大流域貯水量の起時から計測した2時間最大流出量の起時のおくれなどの各値を流域別に要約して示したのが Table 6 と Table 7 である。

Table 6 と 7 で、最大流出量のおくれが 0 とは、最大流域貯水量と 2時間最大流出量の発生時間が同時であることを表し、最大流出量のおくれが 1 とは、2時間最大流出量の発生時間が最大流域貯水量の発生時間より 1 単位時間おくられていることを表す。2号沢流域では 20 例の出水曲線のなかの 17 例は同時に発生し、3 例は 1 単位時間のおくれがみられる。竜の口山・北谷流域では 26 例の出水曲線のなかで 11 例の出水曲線は 1 単位時間のおくれ、15 例の出水曲線では同時に発生している。ただし、最大流出量の起時のおくれは計算の単位時間として 2 時間を採用した場合であって、実際のおくれを表すものではない。

解析に用いた出水資料は一降雨量が 38 mm から 130 mm のもので、流域別にみると、2号沢流域の一降雨量の範囲は 38~108 mm、竜の口山・北谷流域の一降雨量の範囲は 39~130 mm のものである。

2時間最大の雨量と流出量とは Table 6 と 7 とに示されたような大きさのものである。2時間最大流出量をみると、2号沢流域では 22.132 mm/2-hrs、竜の口山・北谷流域では 18.019 mm/2-hrs である。また、最大貯水量 ( $H(T)$ ) をみると、2号沢流域では 52.284 mm、竜の口山・北谷流域では 54.805 mm である。

#### 4. 単位時間流出量 ( $q(T)$ ) と流域貯水量 ( $H(T)$ ) との関係

前節で説明したような方法で各出水曲線を解析し、計算単位の各時間に対する  $r_e(T)$ 、 $q(T)$ 、 $S(T)$ 、 $H(T)$  の諸量を求めた。そして、 $q(T)$  と  $H(T)$  との間の関係式および  $q(T)$  と  $S(T)$  および  $r_e(T)$  との間の関係式を求め、その結果はすでに報告<sup>7)</sup>した。しかし、先に報告した関係式は水位の上昇部と減水部とを含む一出水の全期間に対する関係式であった。理論上、流域貯水量と流出量との関係は一出水期間でも水位の上昇期間と減水期間とでは異なるし、一出水の全期間に対する上記の関係式を求めると、降雨期間の資料の数が比較的少なく、減水期間の資料の数が圧倒的に多いために、水位上昇期間の比重の低い関係式が求まるという結果となった。無降雨期間の流出特性<sup>9)17)</sup>は減水曲線の解析で把握できるので、ここでは水位の上昇期間の流域貯水量と単位時間流出量との関係に重点をおいて解析した。

降雨期間中の  $q(T)$  の資料は必ずしも水位上昇のものとは限らず、下降の場合も含まれ、単位時間の流域貯水変化量 ( $\Delta S$ ) がプラスのものもあれば、マイナスのものもある。試算の結果によると、両者の間の違いは僅少であったので、降雨期間の  $H(T)$  および  $q(T)$  の全資料を用い、両者の関係式を求め

Table 6. 出水解析の要約 (山形・2号沢試験流域)  
Summarization of flood analysis

出水番号 No.	出水期間 Flood flow period	一降雨総量 Total rainfall R (mm)	流出総量 Total runoff Q (mm)	初期流域 水分不足量 Initial water deficit $l_0$ (mm)	付加流域 水分不足量 Additional water deficit $L_0$ (mm)	損失係数 Coefficient $k$	2時間 最大雨量 2-hrs maximum rainfall $r$ (mm/2-hrs)	2時間 最大流出量 2-hrs maximum flow $q$ (mm/2-hrs)	最大流域 貯水量 Max. water storage $H(T)$ (mm)	最大流出量 のおくれ Time lag (2-hrs)
1	1940. 9. 11~14	84.7	64.187	0.0	20.87	0.047907	24.3	11.745	27.031	0
2	1941. 6. 30~7. 03	69.5	57.885	0.0	11.64	0.085874	13.4	6.902	22.449	0
3	1941. 7. 03~06	76.6	60.056	0.0	16.71	0.059827	21.5	12.332	37.697	0
4	1943. 6. 03~06	64.6	43.602	0.0	22.21	0.045026	14.2	6.791	21.905	0
5	1943. 6. 09~12	46.8	27.402	0.0	22.03	0.045390	13.1	6.770	18.784	0
6	1943. 9. 09~11	37.6	18.759	0.0	24.19	0.041340	33.3	10.568	16.248	0
7	1945. 7. 17~20	89.5	68.630	0.0	21.18	0.047216	19.3	12.285	31.291	0
8	1947. 6. 28~7. 01	78.0	64.495	0.0	13.55	0.073812	11.5	6.371	25.567	0
9	1948. 8. 12~15	108.2	95.052	0.0	13.15	0.076037	25.3	22.132	52.285	0
10	1948. 10. 25~28	77.5	58.371	0.0	19.50	0.051295	20.6	9.260	32.249	0
11	1949. 9. 01~04	74.6	39.185	0.0	43.00	0.023255	52.5	16.197	26.301	0
12	1950. 7. 12~15	46.5	31.023	0.0	16.45	0.060787	23.4	11.317	27.721	0
13	1952. 6. 11~14	45.1	26.523	0.0	21.05	0.047515	17.0	4.309	11.824	0
14	1952. 6. 30~7. 03	88.3	58.642	0.0	31.59	0.031658	13.0	8.251	27.881	0
15	1953. 9. 14~17	50.1	34.391	0.0	16.50	0.060601	14.5	7.543	22.860	1
16	1954. 10. 03~06	45.1	24.409	0.0	24.64	0.040578	14.2	4.941	15.962	0
17	1956. 6. 17~20	79.8	57.700	0.0	22.79	0.043885	22.7	12.399	36.957	0
18	1956. 8. 07~10	74.0	48.832	0.0	26.88	0.037200	14.4	6.414	24.181	0
19	1958. 9. 17~20	83.5	65.070	0.0	18.64	0.053644	29.0	16.217	44.172	1
20	1959. 9. 01~04	54.0	39.743	0.0	14.62	0.068395	11.5	5.876	17.151	1

Table 7. 出水解析の要約 (竜の口山・北谷試験流域)  
Summarization of flood analysis

出水番号 No.	出水期間 Flood flow period	一降雨総量 Total rainfall $R$ (mm)	流出総量 Total runoff $Q$ (mm)	初期流域 水分不足量 Initial water deficit $I_0$ (mm)	付加流域 水分不足量 Additional water deficit $L_0$ (mm)	損失係数 Coefficient $k$	2時間 最大雨量 2-hrs maximum rainfall $r$ (mm/2-hrs)	2時間 最大流出量 2-hrs maximum flow $q$ (mm/2-hrs)	最大流域 貯水量 Max. water storage $H(T)$ (mm)	最大流出量 のおくれ Time lag (2-hrs)
1	1937, 9, 10~13	113.0	26.291	0.0	203.50	0.004914	31.6	6.991	19.242	0
2	1940, 8, 25~29	108.6	22.345	0.0	226.31	0.004419	24.9	5.018	17.356	0
3	1941, 6, 17~23	84.9	55.301	0.0	31.80	0.031444	16.7	7.522	30.923	0
4	1941, 8, 15~19	110.9	54.003	0.0	72.72	0.013751	64.0	14.552	38.865	0
5	1941, 8, 19~22	69.4	21.705	0.0	86.36	0.011580	50.5	3.128	14.421	0
6	1942, 9, 19~23	116.4	80.614	0.0	37.46	0.026694	24.1	14.057	36.310	0
7	1943, 6, 13~17	101.0	71.129	0.0	31.08	0.032179	35.2	18.019	54.805	0
8	1943, 9, 19~24	127.9	87.070	0.0	43.03	0.023238	38.7	9.712	24.673	0
9	1945, 6, 06~08	38.6	11.524	0.0	51.01	0.019604	20.8	1.300	10.419	0
10	1945, 7, 11~14	96.1	51.811	0.0	52.88	0.018911	18.2	7.889	30.781	0
11	1945, 7, 21~24	43.1	26.445	0.0	18.43	0.054247	25.3	5.698	24.955	1
12	1946, 7, 29~8, 01	130.1	40.840	0.0	161.10	0.006207	41.6	7.237	28.011	1
13	1947, 6, 24~27	41.6	11.440	0.0	61.02	0.016388	13.1	1.619	10.068	1
14	1947, 7, 09~12	86.6	50.753	0.0	40.69	0.024575	38.1	7.992	29.491	1
15	1947, 7, 19~22	40.5	19.017	0.0	28.18	0.035491	12.5	2.772	17.015	1
16	1948, 9, 12~15	47.5	22.968	0.0	31.51	0.031735	27.8	5.191	22.088	1
17	1948, 9, 26~29	60.1	28.053	0.0	42.21	0.023690	23.4	5.128	26.429	1
18	1948, 10, 05~08	77.8	67.134	0.0	10.67	0.093692	34.5	13.627	59.197	1
19	1949, 7, 05~08	62.6	35.411	0.0	31.51	0.031735	19.9	5.076	24.249	1
20	1949, 7, 30~8, 02	104.8	31.956	0.0	132.67	0.007537	51.2	8.452	31.432	1
21	1952, 6, 22~25	80.1	40.916	0.0	48.47	0.020632	11.2	6.058	26.727	0
22	1953, 9, 04~07	87.5	41.526	0.0	59.84	0.016711	30.4	12.376	33.123	0
23	1956, 9, 25~29	98.5	51.562	0.0	57.12	0.017506	14.8	4.932	21.956	0
24	1957, 6, 26~29	100.2	44.265	0.0	76.71	0.013035	30.5	5.185	21.955	0
25	1957, 7, 17~20	63.1	41.118	0.0	23.61	0.042348	31.3	9.145	33.859	0
26	1957, 8, 23~26	93.5	18.716	0.0	201.21	0.004970	52.2	4.888	16.529	1

た。ただし、 $H(T)$  の値は 1mm 単位の各階級に分け、各階級の  $H(T)$  および  $q(T)$  の平均値を用いて両者の関係式を求めた。Fig. 5 は北谷流域、Fig. 6 は 2号沢流域の  $H(T)$  と  $q(T)$  との関係を示す。

Fig. 5 および Fig. 6 に示した  $H(T)$  と  $q(T)$  との関係は近似的に一次式の (15) 式で表すことができる。

$$q(T) = fH(T) + g \quad \dots\dots\dots(15)$$

(15) 式で  $f$  と  $g$  とは定数で、 $f$  は流域貯水量に関する流出係数、 $g$  は先に貯留抵抗係数と名づけた定数で、理論上、0 または 0 に近い値である。計算から求めた  $f$  と  $g$  との値を Table 8 に示す。

なお、 $q(T)$  と  $H(T)$  との関係は  $q = mH^n$  の形式で表すこともできる。この場合、2号沢流域の経験式は  $q(T) = 0.0776 H(T)^{1.595}$ 、北谷流域のそれは  $q(T) = 0.0445 H(T)^{1.516}$  である。

次に、降雨期間中でも水位の上昇時、すなわち  $+ \Delta S$  の場合の  $q(T)$  と  $H(T)$  との関係を検討する

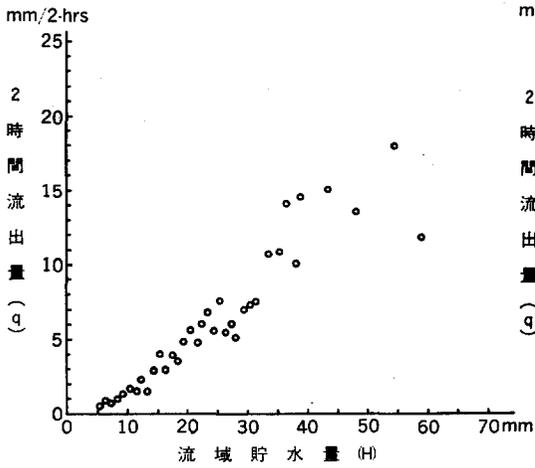


Fig. 5. 降雨期間の流域貯水量と 2 時間流出量との関係(竜の口山・北谷流域)  
Relation between  $q$  and  $H$  for the rainfall period.

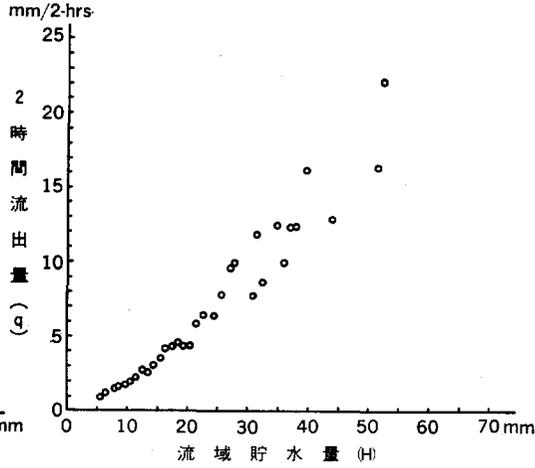


Fig. 6. 降雨期間の流域貯水量と 2 時間流出量との関係(山形・2号沢流域)  
Relation between  $q$  and  $H$  for the rainfall period.

Table 8. 降雨および減水期間の  $f$  と  $g$  との計算値  
The calculated values of  $f$  and  $g$  for each period of rainfall and recession

流域 Watershed	降雨または減水の期間別 Flood stage	実験式： $q(T) = fH(T) + g$	
		$f$	$g$ (mm)
2号沢流域 No. 2 watershed	降雨期間 Rainfall period	0.396	-2.37
	減水期間 Recession period	0.1848	-0.0511
北谷流域 Kitadani watershed	降雨期間 Rainfall period	0.326	-1.67
	減水期間 Recession period	0.1813	-0.0493

Table 9.  $+ \Delta S(T)$  のときの  $f$  と  $g$  の計算値  
The calculated values of  $f$  and  $g$  for the data of  $+ \Delta S(T)$

流域 Watershed	実験式： $q(T) = fH(T) + g$	
	$f$	$g$ (mm)
2号沢流域 No. 2 watershed	0.380	-0.34
北谷流域 Kitadani watershed	0.324	-1.33

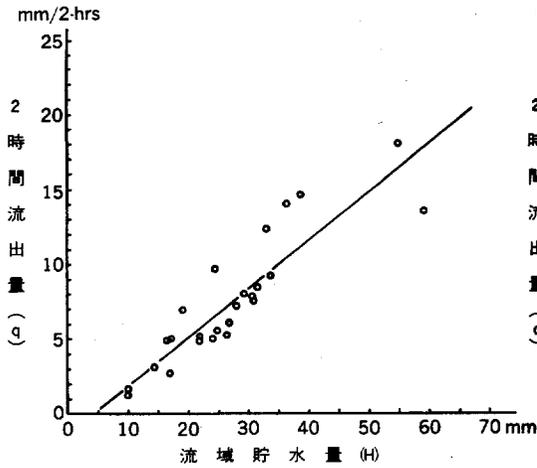


Fig. 7. 流域貯水量の増加時の流域貯水量と2時間流出量との関係 (竜の口山・北谷流域)

Relation between  $q$  and  $H$  for the increasing period of basin water storage.

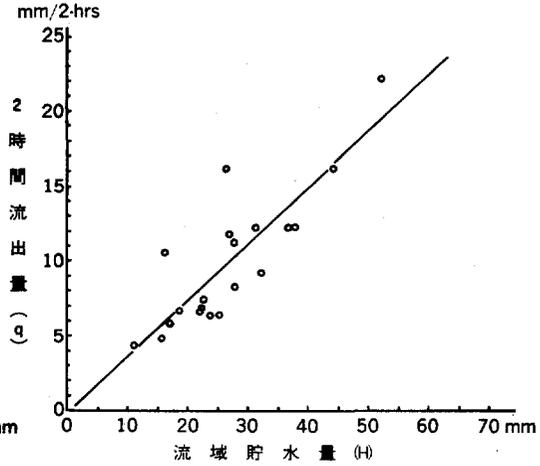


Fig. 8. 流域貯水量の増加時の流域貯水量と2時間流出量との関係 (山形・2号沢流域)

Relation between  $q$  and  $H$  for the increasing period of basin water storage.

Table 10. 単位時間最大の有効雨量が現れたときの  $r(T)$ ,  $r_e(T)$ ,  $q(T)$ ,  $S(T-1)$ ,  $H(T)$  および  $S(T)$  の値 (山形・2号沢流域)  
Values of  $r(T)$ ,  $r_e(T)$ ,  $q(T)$ ,  $S(T-1)$ ,  $H(T)$  and  $S(T)$  at the unit time of maximum effective rainfall

出水番号 Flood No.	2時間雨量 2-hrs rainfall $r(T)$ (mm/2 hrs)	2時間有効雨量 2-hrs effective rainfall $r_e(T)$ (mm/2 hrs)	2時間流出量 2-hrs flow $q(T)$ (mm/2 hrs)	単位時間の始めの流域貯水量 Water storage at the end of $T-1$ $S(T-1)$ (mm)	単位時間中の流域貯水量 Water storage during the time $T$ $H(T)$ (mm)	単位時間の終わりの流域貯水量 Water storage at the end of $T$ $S(T)$ (mm)
1	24.3	19.66	11.745	7.371	27.031	15.286
2	13.4	12.78	6.902	9.669	22.449	15.547
3	21.0	20.30	12.332	17.397	37.697	25.365
4	13.8	9.97	3.965	6.645	16.615	12.650
5	13.1	8.89	2.736	5.197	14.087	11.351
6	33.3	15.22	1.408	0.000	15.220	13.812
7	15.7	14.77	12.285	16.521	31.291	19.006
8	11.5	10.96	4.759	12.531	23.491	18.732
9	25.3	25.22	16.435	26.214	51.434	34.999
10	20.6	16.87	8.147	8.368	25.238	17.091
11	52.5	24.62	7.063	0.147	24.767	17.704
12	23.4	19.79	11.317	7.931	27.721	16.404
13	17.0	8.64	1.707	1.014	9.654	7.947
14	13.0	11.14	7.916	16.194	27.334	19.418
15	14.5	12.86	6.049	10.000	22.860	16.811
16	14.2	9.80	4.941	6.162	15.962	11.021
17	22.7	20.00	12.399	14.736	34.736	22.337
18	10.6	9.68	6.414	14.501	24.181	17.767
19	29.0	27.65	12.934	16.522	44.172	31.238
20	11.5	9.73	5.876	7.421	17.151	11.275

Table 11. 単位時間最大の有効雨量が現れたときの  $r(T)$ ,  $r_e(T)$ ,  $q(T)$ ,  $S(T-1)$ ,  $H(T)$  および  $S(T)$  の値 (竜の口山・北谷流域)  
Values of  $r(T)$ ,  $r_e(T)$ ,  $q(T)$ ,  $S(T-1)$ ,  $H(T)$  and  $S(T)$  at the unit time of maximum effective rainfall

出水番号 Flood No.	2時間雨量 2-hrs rainfall $r(T)$ (mm/2-hrs)	2時間有効雨量 2-hrs effective rainfall $r(T)$ (mm/2-hrs)	2時間流出量 2-hrs flow $r(T)$ (mm/2-hrs)	単位時間の始め の流域貯水量 Water storage at the end of $T-1$ $S(T-1)$ (mm)	単位時間中の 流域貯水量 Water storage during the time $T$ $H(T)$ (mm)	単位時間の終わ りの流域貯水量 Water storage at the end of $T$ $S(T)$ (mm)
1	31.2	11.46	6.991	7.778	19.238	12.247
2	24.9	8.02	5.018	9.338	17.358	12.340
3	16.7	13.12	5.986	14.480	27.600	21.614
4	64.0	34.68	14.552	4.185	38.865	24.313
5	50.5	14.33	3.128	0.090	14.420	11.292
6	24.1	22.47	14.057	13.836	36.306	22.249
7	35.2	31.81	18.019	22.991	54.801	36.782
8	16.3	14.18	6.927	12.181	26.361	19.434
9	20.8	7.09	0.151	1.027	8.117	7.966
10	18.2	12.05	3.012	12.744	24.794	21.782
11	25.3	19.65	2.520	5.309	24.959	22.439
12	41.6	13.10	2.546	4.548	17.648	15.102
13	8.4	3.83	1.114	6.238	10.068	8.954
14	38.1	24.18	6.004	5.310	29.490	23.486
15	9.0	6.39	2.057	10.625	17.015	14.958
16	27.8	17.60	4.519	4.491	22.091	17.572
17	19.1	13.23	3.828	13.201	26.431	22.603
18	32.2	31.94	11.748	27.260	59.200	47.452
19	16.0	12.09	4.662	12.164	24.254	19.592
20	51.2	22.82	7.537	8.614	31.434	23.897
21	9.4	7.06	4.883	18.382	25.442	20.559
22	30.4	18.72	4.807	8.733	27.453	22.646
23	11.7	7.45	3.009	10.889	18.339	15.330
24	30.5	12.61	1.571	3.782	16.392	14.821
25	31.3	23.77	1.981	2.732	26.502	24.521
26	52.2	13.83	2.817	2.698	16.528	13.711

Table 12. 2時間有効雨量の最大値が現れたときの  $f$  と  $g$  との計算値

The values of  $f$  and  $g$  in the experimental equation for the unit time of maximum effective rainfall

流域 Watershed	実験式： $q(T) = fH(T) + g$	
	$f$	$g$ (mm)
2号沢流域 No. 2 watershed	0.352	-0.90
北谷流域 Kitadani watershed	0.317	-2.43

ために, Table 6 および 7 に示した  $H(T)$  の値を横軸に,  $q(T)$  の値を縦軸に目盛り, 両者の関係を図に示すと Fig. 7 および 8 のようになり,  $q(T)$  は  $H(T)$  の一次式で近似的に表すことができる。この場合の  $f$  と  $g$  との定数は Table 9 に示したような値となる。

流域別の各出水について 2 時間有効雨量の最大値が現れた単位時間の  $r(T)$ ,  $r_e(T)$ ,  $q(T)$ ,  $S(T-1)$ ,  $H(T)$  および  $S(T)$  の各値を示すと Table 10 および 11 に示したような値とな

る。Table 10 と 11 とに示した  $q(T)$  と  $H(T)$  との資料を用いた流域別の関係式を求めると、 $q(T)$  は  $H(T)$  の一次式で表され、その場合の  $f$  と  $g$  との定数は Table 12 に示したような値となる。

この節では降雨期間中の  $q(T)$  と  $H(T)$  との関係、 $q(T)$  および  $H(T)$  の両最大値の間の関係および  $r_e(T)$  の最大値が出現したときの  $q(T)$  と  $H(T)$  との関係を解析した。そして、単位時間内の雨の降りかたと有効雨量の推定誤差、あるいは出水のおくれなどの原因に基づくものと思われる、ある程度の変動はあるが、 $q(T)$  は  $H(T)$  の一次式で近似的に表すことができるという結論を得た。

解析流域の面積は 2.5 および 17.3 ha、河道の長さは 2 号沢流域がおよそ 200 m、北谷流域のそれはおよそ 420 m、山腹斜面の勾配は比較的急で 2 号沢流域の平均傾斜度はおよそ  $36^\circ$ 、北谷流域のそれはおよそ  $31^\circ$  である。一言でいうならば、解析流域は山腹傾斜の急な小流域で、河谷次数からは 1 次谷である。出水曲線の解析から求めた流出係数  $f$  の値は、単位時間の長さによっても異なるが、2 時間単位で +4 S の場合の  $f$  の値は 2 号沢流域では 0.38、竜の口山・北谷流域に対しては 0.32 程度である。

### 5. 単位時間流出量 ( $q(T)$ ) と先行単位時間の終わりの流域貯水量 ( $S(T-1)$ ) および単位時間有効雨量 ( $r_e(T)$ ) との間の関係

(15) 式中の  $H(T)$  は  $S(T-1)$  と  $r_e(T)$  との和に等しい。したがって、(15) 式は (16) 式のように書き改めることができる。

$$q(T) = f\{r_e(T) + S(T-1)\} + g \quad \dots\dots\dots(16)$$

Table 10 と 11 とに示した  $q(T)$ 、 $r_e(T)$  および  $S(T-1)$  の資料を用いて計算した結果、(17) 式に示したような三元一次の重回帰式を得た。

$$q(T) = ar_e(T) + bS(T-1) + c \quad \dots\dots\dots(17)$$

(17) 式の  $a$ 、 $b$  および  $c$  の各定数は Table 13 に示したような数値である。

2 号沢流域の  $a$  と  $b$  の定数値はほとんど同値で、同流域の  $f$  の値である 0.35 と一致し、 $c$  と  $g$  との定数値も一致している。北谷流域の  $a$  と  $b$  の両定数値の間には多少の相違があるが、同流域の  $f$  の値である 0.32 に近似しており、 $c$  と  $g$  との定数値はよく一致している。

(17) 式の  $a$  は雨量に対する流出係数、 $b$  は貯水量に対する流出係数、 $c$  は貯留抵抗係数である。

Table 13.  $q(T) = ar_e(T) + bS(T-1) + c$  の式中の  $a$ 、 $b$  および  $c$  の計算値

The values of  $a$ ,  $b$  and  $c$  in the experimental equation of  $q(T) = ar_e(T) + bS(T-1) + c$

流 域 Watershed	$q(T) = ar_e(T) + bS(T-1) + c$		
	$a$	$b$	$c$
2 号 沢 流 域 No. 2 watershed	0.354	0.351	-0.91
北 谷 流 域 Kitadani watershed	0.339	0.287	-2.53

## 6. 流出係数 ( $f$ ) の意義

前節では流域貯水量と流出量との間に (15) 式の関係が成り立つことを説明したが、式中の  $f$  はそのときどきの流域貯水量に対する流出割合を表し、 $(1-f)$  は流域貯水量の残留割合を表す。

したがって、(15) 式の関係が成立する範囲では、 $f$  の値が大きいかほど雨水の流出は集中して最大流出量は増大し、流域貯水量は小さくなるというような一連の傾向が強まり、流域の貯水機能は小さくなる。反対に、 $f$  の値が小さいほど最大流出量は減少して雨水の流出は平滑化し、流域貯水量は増加するような傾向となり、流域の貯水機能は高まるといえる。しかし、重力水貯水容量の極端に小さな流域とか異常強雨の場合には流域貯水容量を超えることも予想されるので、 $f$  の値の大小だけで流域貯水機能を評価することは無意味である場合も考えられる。

Table 14 と 15 とは流域別の各出水についての時間最大流出量、流域貯水量の最大値および時間最大流出量の現れた時間までの先行降雨量の分布状況を示す。これらの表で  $H(T)$ 、 $R(T)$  の  $T$  は最大流出量の起きた時間から過去に向かって計測した時間系列の任意の時間を表し、 $T=0, 1, 2, 3, \dots$ 、である。 $T=0$  は最大流出量の現れた時間、 $T=1, 2, \dots$ 、はその 1 単位および 2 単位時間前、以下同様、を表している。 $f$  の値が 0.32 以上の流域では、最大流出量に及ぼす先行降雨の影響はおおよそ 15 単位時間までで、それ以前の降雨の影響は僅少で無視できるので、 $H(0)$  および  $q(0)$  の計算では  $T=15$  で打ち切った。

Table 14 と 15 で、 $H(0) > H(1)$  であれば、最大流出量は流域貯水量の最大値と同時に現れたことを意味し、 $H(0) < H(1)$  であれば、最大流出量は流域貯水量の最大値の出現時間より 1 単位時間おくれて起きていることを意味している。

解析した出水資料について検討すると、最大流出量と流域貯水量の最大値または最大有効雨量との間の出現時間の対応関係は Table 14 と 15 とに示したとおりで、時間的対応関係を整理すると次のようになる。

- ㉑ 単位時間の最大有効雨量と流域貯水量の最大値または最大流出量とが同時に出現している。北谷流域では 6 例、2 号沢流域では 8 例。
- ㉒ 流域貯水量の最大値または最大流出量が最大有効雨量の出現時間より 1 単位時間おくれている。北谷流域では 16 例、2 号沢流域では 11 例。
- ㉓ 同じく 3 単位時間おくれている。北谷流域では 3 例、2 号沢流域では 1 例。
- ㉔ 同じく 6 単位時間おくれている。北谷流域の 1 例。

この報告での単位時間は 2 時間を採用し、流出量および雨量の時間的区切りは標準時刻を採用している。単位時間内の降雨は均一に降る場合もあるだろうし、前後あるいは中央のいずれかに片寄って降る場合もある。もし、単位時間の後半に降雨が集中するときには、これに起因する最大流出量の時間的おくれも考えられる。この報告では 2 時間という単位時間内の雨量分布は一切不問にしているが、北谷流域では 26 例の出水資料のうちの 22 例、2 号沢流域では 20 例の出水資料のうちの 19 例は同時または 1 単位時間おくれて出現している。解析に用いた出水資料に関する限りでは、最大流出量の出現時間が有効雨量のそれと同時または 1 単位時間おくれているものが非常に多い。しかし、雨の降りかたによっては最大流出量が有効雨量の出現時間より 3 とか 6 単位時間おくれている出水がある。

Table 14. 単位時間最大流出量の起時およびそれ以前の有効雨量の分布 (山形・2号沢流域)

Distribution of effective rainfall antecedent to the unit time of maximum flow

出水番号 No.	時間最大 流出量 Max. flow max. $q$ (0) mm:2-hrs	流域貯水量 Water storage $H$ (T), mm : 2-hrs		2 時間有効雨量 Effective rainfall $r_e$ (T), mm : 2-hrs															
		0	1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	11.745	27.031	0.9445	19.66	9.07	0.40													
2	6.902	22.449	11.489	12.78	5.13	1.21	6.86	0.69	0.07	0.27	0.00	1.49	3.34	0.01					
3	12.332	37.697	27.649	20.30	18.95	12.13	0.64	0.04	0.00										
4	6.791	21.905	16.615	9.26	9.97	6.78	1.19												
5	6.770	18.784	14.087	7.43	8.89	4.77	0.82	0.14	0.23	0.10	0.09	0.00							
6	10.568	16.248	13.808	2.44	15.22														
7	12.285	31.291	25.61	14.77	11.74	14.33	4.18	2.66	0.05	0.05									
8	6.371	25.567	26.64	4.96	8.37	5.46	10.96	3.49	6.57	7.41	4.02	1.03	0.84	0.04					
9	22.132	52.285	51.434	17.29	25.22	11.95	13.53	4.12	5.95	12.80	2.34	0.66							
10	9.260	32.249	30.789	9.25	11.46	9.39	16.87	8.11	1.71	0.31	0.01								
11	16.197	26.301	24.767	8.60	24.62	0.15	0.00												
12	11.317	27.721	7.931	19.79	8.71														
13	4.309	11.824	9.374	3.88	8.64	1.05													
14	8.251	27.881	27.334	8.46	11.14	6.34	6.60	4.68	0.44	0.43	0.85	0.94	3.33	3.80	1.52	0.15	0.04		
15	7.543	20.937	22.860	4.13	12.86	7.66	2.71	2.56	0.65	1.25	0.24	0.45							
16	4.941	15.962	7.441	9.80	6.11	1.39	0.01												
17	12.399	36.957	34.736	14.62	20.00	14.89	2.47	1.98	0.26										
18	6.414	24.181	18.056	9.68	5.99	4.09	7.27	3.17	2.93	2.09	0.65	1.01	0.61	3.09	5.18	0.42	0.03		
19	16.217	39.607	44.172	8.37	27.65	7.51	12.00	3.09	1.08	0.00	3.59	0.21	0.04	0.03	0.02	0.01			
20	5.876	17.151	10.192	9.73	7.36	3.27													

Table 15. 単位時間最大流出量の起時およびそれ以前の有効雨量の分布 (竜の口山・北谷流域)  
Distribution of effective rainfall antecedent to the unit time of maximum flow

出水番号 No.	時間最大 流出量 Max. $q$ (0) mm/2-hrs	流域貯水量 Water storage $H$ (T), mm/2-hrs		2 時間有効雨量 Effective rainfall $r_e$ (T), mm/2-hrs																
		0	1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
1	6.991	19.242	9.317	11.46	3.37	2.36	1.96	0.09	0.50	1.15	0.23	0.15	3.24	0.07	0.02	0.01				
2	5.018	17.356	10.754	8.02	5.91	3.36	1.40	0.45	0.20											
3	7.522	30.923	27.601	9.31	13.12	7.32	1.84	6.27	1.95	0.55	0.03									
4	14.552	38.865	4.185	34.68	4.02	0.40	0.06													
5	3.128	14.421	0.093	14.33	0.00	0.00	0.12	0.01												
6	14.057	36.310	20.778	22.47	2.71	8.25	8.46	9.51	7.96	4.42	3.83	2.92	2.14	1.50	0.53	1.26	0.58	0.41	0.21	
7	18.019	54.805	27.740	31.81	13.72	14.12	2.82	0.62	0.00	0.01	0.02									
8	9.712	24.673	13.741	11.49	13.76	0.01														
9	1.300	10.419	8.113	2.46	7.09	1.04	0.10													
10	7.889	30.781	30.664	6.75	7.13	8.96	12.05	2.45	2.68	1.63	1.63	1.89	0.17	0.16	2.79	2.84	0.43	0.01	0.06	
11	5.698	23.695	24.955	1.26	19.65	5.31	0.23	0.00												
12	7.237	22.620	28.011	1.10	5.79	11.00	13.10	4.31	0.11	0.22	0.06	0.00								
13	1.619	9.004	10.068	0.05	3.83	1.55	3.26	0.36	0.10	2.09	0.14									
14	7.992	29.491	29.149	5.66	24.18	5.58	0.03													
15	2.772	17.015	11.567	0.00	6.39	4.42	5.62	1.66	0.10	0.05	0.02									
16	5.191	18.344	22.088	0.77	17.60	4.41	0.16	0.03	0.00	0.00										
17	5.128	22.904	26.429	0.30	13.23	11.45	2.92	0.15	0.00	0.00										
18	13.627	47.949	59.197	0.50	31.94	27.77	0.83	0.00												
19	5.076	24.056	24.249	4.47	12.09	3.88	9.46	0.77	0.77	0.14										
20	8.452	23.950	31.432	0.05	22.82	7.91	1.56	0.01												
21	6.058	26.727	25.438	6.17	7.06	5.28	5.28	2.42	3.21	5.12	3.95	1.57	0.68	0.00						
22	12.376	33.123	27.456	10.47	18.72	8.49	0.60	0.06	2.22	0.81	0.00									
23	4.932	21.956	19.616	5.81	7.18	3.37	2.14	2.10	2.32	7.45	2.68	4.61	0.34	0.43	4.82	2.64	2.34	0.00	0.03	
24	5.185	21.955	20.719	5.59	3.05	7.23	12.61	0.98	1.09	0.18	0.76	0.88	0.03	0.08	0.00	0.00				
25	9.145	33.859	26.503	9.34	23.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.39	5.88	0.01	0.00	0.00					
26	4.888	14.177	16.529	0.47	13.83	1.43	0.12	0.11	1.11	0.32	0.02									

一般的な場合を考えると、降雨水の到達時間が計算の単位時間以内であるような小流域でも、最大有効雨量の起時以降の降雨量が流出量を超える間は流域貯水量は増加をつづけるので、したがって流出量も増加をつづけるので、単位時間最大有効雨量の起時に流域貯水量が最大値に達し、最大流出量が出現するとは限らない。

流域貯水量および最大流出量が最大有効雨量の起時に現れるか、あるいはその後起きるかは、各流域の  $f$  の値と時間最大有効雨量の起時以後の時間雨量の大きさによって決まってくる。

以上のことを一降雨モデルを用いて示したのが Fig. 9 である。北海道の大雨資料に記載されている日雨量 80

mm 以上の一降雨資料<sup>14)</sup> 1,776 例について、 $f = 0.1 \sim 0.5$ , 0.1 単位、の各条件のもとでの流域貯水量の最大値と時間最大流出量を試算した。その結果、流域貯水量の最大値および時間最大流出量が出現したのは Fig. 9 に示した一降雨であった。

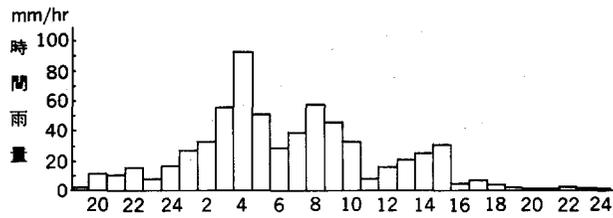
この一降雨は 1972 年 9 月 16~18 日、北海道では強雨地域で著名な登別近くの幌別鉦山で観測されたもので、時間最大雨量は 92 mm/hr と記載されており、時間雨量の分布は Fig. 9 に示したようなものである。

この一降雨をモデル降雨に採用し、0.1 から 0.5 までの  $f$  の各値に対する流域貯水量の最大値と時間最大流出量、両者の起時とその時の時間雨量、一降雨期間の時間最大雨量とその時の流域貯水量と時間流出量の各値を試算した。その結果の試算値を示したのが Fig. 9 の下欄表に示した数値である。

この表からわかるように、 $f$  の値が大きくなるにしたがって、流域貯水量の最大値は 310.80 mm から 132.33 mm まで減少し、反対に、時間最大流出量は 31.08 mm から 66.17 mm まで増加している。そして、時間最大雨量の生起時刻と流域貯水量の最大または時間最大流出量の生起時刻とは、 $f$  の値が 0.4 と 0.5 の場合は一致し、 $f$  の値が 0.1, 0.2 および 0.3 の場合は一致せず、 $f$  の値が小さくなるにしたがって、流域貯水量の最大値および最大流出量の起時はおくれる傾向を示している。

以上に説明したことを要約すると、流出係数は二つの重要な意味を持っている。その一つは流出係数は一降雨期間中の流域貯水量と最大流出量の大きさを支配する因子である。

同一降雨のもとで、流出係数が大きいほど時間最大流出量は大きく、流域貯水量は小さい。流出係数が小さいほど、流域貯水量は大きく、時間最大流出量は小さい。 $f$  の値に関して、流域貯水量の大きさと時間最大流出量とは二律相反の関係にある。それ故に、流域貯水量の上限値を超えるような大雨が降るとき



$f$	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
流域貯水量の最大値 Max. $H(T)$ mm	310.80	210.94	164.39	145.94	132.33
時間最大流出量 Max. $q(T)$ mm	31.08	42.19	49.32	58.38	66.17
同上の出現日時 Day : hr	17:10	17:09	17:05	17:04	17:04
同上の時間雨量 mm/hr	32	45	50	50	92
最大時間雨量に対する 流域貯水量 mm	219.27	186.86	163.42	145.94	132.33
最大時間雨量に対する 時間流出量 mm	21.93	37.37	49.03	58.38	66.17

Fig. 9. 強雨モデルによる流出係数値と流域貯水量または流出量の最大値の起時との関係

Relation between different values of runoff coefficient and the time of maximum water storage or runoff.

は、 $f$  の値が過大であっても過少であっても、洪水時の最大流量は等しくなる。

もう一つは流域貯水量の最大したがって時間最大流出量の起時を支配する因子としての役割である。

$f$  の値の小さな流域ほど、流域貯水量の最大および時間最大流出量の起時は時間最大雨量の起時よりおくれる傾向がある。また、 $f$  の値の大きな流域ほど、流域貯水量の最大の起時したがって時間最大流出量の起時は時間最大雨量の起時と一致してくる。

### 7. 最大流出係数値の限界式

一降雨期間で時間最大雨量とそれに対する最大洪水流量をはさむ時間流出量との比率は、時間最大の流出係数または洪水流出係数<sup>(21)(27)</sup>と呼ばれ、この係数は洪水流量の算定に用いられてきた。

時間最大雨量に追従して流域貯水量が最大となり、時間流出量の最大値が出現するとは限らないことは前節で説明したとおりであるが、 $f$  の値の大きな流域とか集中強雨の場合などは両者は一致する場合が多いので、この節では最大流出係数値と  $f$  の値および先行降雨の継続時間との間の関係を説明する。

いま、単位時間最大の有効雨量が降った時刻が  $T=0$  であるとし、この時刻から過去にさかのぼった単位時間系列  $T$  を  $T=0, 1, 2, 3, \dots$  で表し、有効雨量の時間系列を  $r_0, r_1, r_2, r_3, \dots$  のように書き表す。 $r_0$  は一降雨中の単位時間最大の有効雨量を表す。

$T=0$  のときの流域貯水量を  $H(0)$  で表し、(15) 式の定数  $g$  の値は小さいので省略すると、 $H(0)$  は (18) 式のように書き表すことができる。

$$H(0) = r_0 + (1-f)r_1 + (1-f)^2 r_2 + (1-f)^3 r_3, \dots, + (1-f)^T r_T \quad \dots\dots\dots(18)$$

$\frac{r_1}{r_0} = p_1, \frac{r_2}{r_0} = p_2, \dots$  のように表すと、(18) 式は次のように書き改められる。

$$H(0) = r_0 \left( 1 + \sum_{T=1}^T (1-f)^T p_T \right) \quad \dots\dots\dots(19)$$

$H(0)$  に対応する流出量を  $q(0)$  で表すと、

$$q(0) = fH(0) = fr_0 \left( 1 + \sum_{T=1}^T (1-f)^T p_T \right) \quad \dots\dots\dots(20)$$

(20) 式は流出係数値の小さい流域ほど  $q(0)$  に占める先行降雨のウェイトが大きくなり、反対に、流出係数値が大きくなるにしたがって、先行降雨のウェイトが小さくなることを示している。

最大流出係数を  $P$  で表すと、 $P$  は (21) 式のように定義される。

$$P = \frac{q(0)}{r_0} = f \left( 1 + \sum_{T=1}^T (1-f)^T p_T \right) \quad \dots\dots\dots(21)$$

(21) 式は最大流出係数、流域の流出係数および先行の降雨条件との間の関係式である。この式で、 $\sum (1-f)^T p_T$  は先行降雨に基づく最大流出係数の増加分で、 $r_0$  の単独降雨の場合は  $P=f$  となり、 $P$  の値は先行降雨の条件によって  $f$  と  $f \left( 1 + \sum_{T=1}^T (1-f)^T p_T \right)$  との範囲を変動する。

もし先行降雨が  $T$  時間降り、各時間有効雨量は  $r_0$  と等しいとすれば、 $p_1 = p_2 = p_3, \dots, = p_T = 1.0$ 、したがって、(19)、(20) および (21) 式は (22)、(23) および (24) 式のように書き表される。

$$H(0) = \frac{r_0}{f} (1 - (1-f)^{T+1}) \quad \dots\dots\dots(22)$$

$$q(0) = r_0(1 - (1 - f)^{T+1}) \dots\dots\dots(23)$$

$$P = 1 - (1 - f)^{T+1} \dots\dots\dots(24)$$

また、単位時間の系列において  $T=0$  の終わりにおける流域貯水量を  $S(0)$  で表すと、 $S(0)$  は (25) 式のように書き表される。

$$S(0) = \frac{r_0}{f}(1 - f)(1 - (1 - f)^{T+1}) \dots\dots\dots(25)$$

(25) 式は流出係数が  $f$  である流域に最大時間有効雨量  $r_0$  と等しい先行降雨が  $T$  時間降りつづいた場合の  $H(0)$  の値であって、 $r_0=10\text{mm}$  と仮定し、 $f=0.1\sim 0.6$ 、 $0.1$  単位および  $T=0, 1, 2, \dots, 15$  に対する  $H(0)$  の値を計算すると、 $H(0)$  と  $f$  および  $T$  との関係は Fig. 10 に示すような曲線群で表される。

(25) 式で、 $0 < (1 - f) < 1.0$  であるから、 $T \rightarrow \infty$  において、 $S(0) \rightarrow C = \frac{r_0}{f}(1 - f)$  となる。この  $C$  の値は  $r_0$  と  $f$  との値で決まる  $S(0)$  の最終貯水量を意味する。 $r_0$  の値が同じならば、 $C$  の値は  $(1 - f)$  に比例し、 $f$  の大きさに反比例する。 $r_0=10\text{mm}$  と仮定すると、 $f=0.1$  のとき  $C=90\text{mm}$ 、 $f=0.5$  ならば  $C=10\text{mm}$  となる。Fig. 11 は一定の降雨量  $r_0=10\text{mm}$  が降りつづくときの流域貯水量が最終貯水量に漸近するありさまを  $f$  の値別に示したものである。最終貯水量への漸近のしかたは  $f$  の値が大きくなるにしたがって急速となり、 $f$  が  $0.5$  以上ではいっそう急速となる。

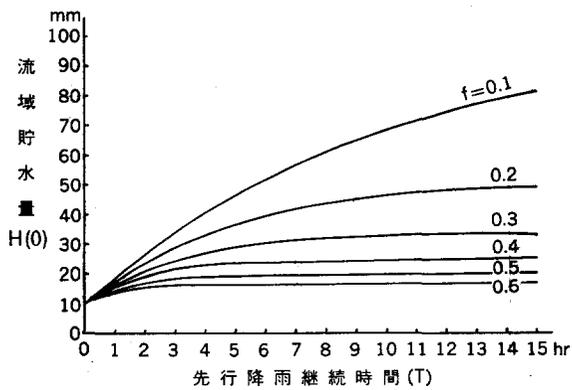


Fig. 10. 時間雨量 10 mm が降りつづくときの  $f$  の値別の流域貯水量—時間曲線  
Basin water storage-time curves for different values of  $f$  under a rainfall rate of 10 mm per hour.

(24) 式は流出係数が  $f$  である流域に時間最大有効雨量と等しい先行降雨量が  $T$  時間降りつづいた場合の最大流出係数値を求める式である。(24) 式で与えられる  $P$  の値は先行降雨の継続時間  $T$  に対する最大流出係数の最大値を表す。 $P$  と  $f$  と  $T$  との間の量的関係を (24) 式から計算し、これを示したのが Fig. 12 の曲線群である。

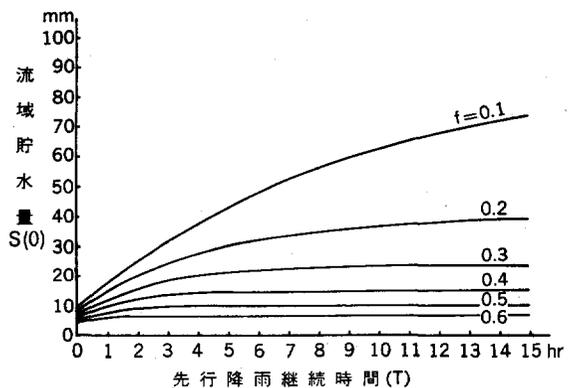


Fig. 11. 時間雨量 10 mm が降りつづくときの  $f$  の値別の流域貯水量—時間曲線  
Basin water storage-time curves for different values of  $f$  under a rainfall rate of 10 mm per hour.

先行の有効雨量および継続時間が同じであるならば、 $f$  の値が小さいほど  $P$  の値は小さく、 $f$  の値が大きくなるにしたがって  $P$  の値は急速に増大する。流

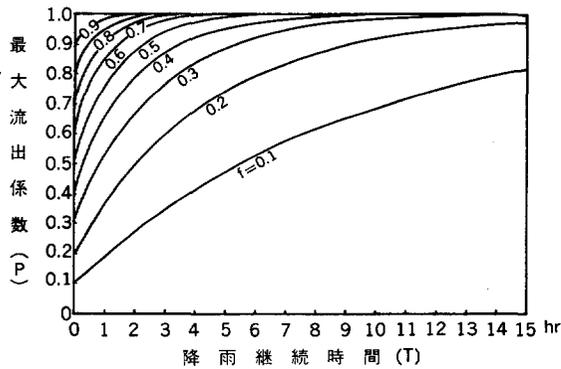


Fig. 12.  $f$  の値別の最大流出係数—降雨時間曲線  
Maximum runoff coefficient—rainfall duration curves for different values of  $f$ .

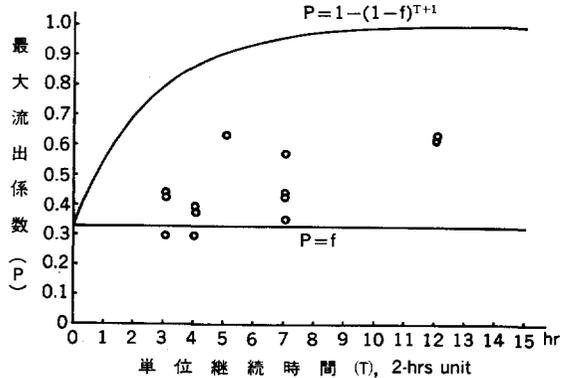


Fig. 13. 計算から求めた  $P$  の値の分布 (北谷流域)  
Distribution of the calculated values of  $P$  within the area bounded by  $f \leq P \leq 1 - (1 - f)^{T+1}$ .

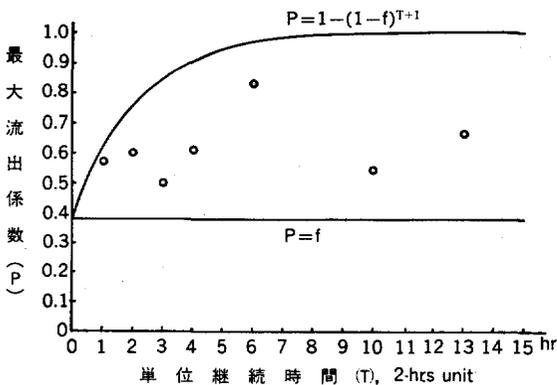


Fig. 14. 計算から求めた  $P$  の値の分布 (2号沢流域)  
Distribution of the calculated values of  $P$  within the area bounded by  $f \leq P \leq 1 - (1 - f)^{T+1}$ .

出係数が  $f$  である流域の最大流出係数の値は (26) 式で示された範囲の値をとる。

$$f \leq P \leq 1 - (1 - f)^{T+1} \dots\dots\dots (26)$$

(26) 式は流出係数と降雨条件によって決まる最大流出係数の範囲を示す条件式であるが、実測資料から算出した前記 2 流域の  $P$  の値を示すと Fig. 13 および Fig. 14 のようになる。

図に示した  $P$  の値は Table 12 と 13 とに示した資料から算出したもので、最大流出量の発生時間が最大有効雨量のそれと同時の資料と最大有効雨量より 1 単位時間おくれているが、有効雨量が 1 mm 以下の弱雨の資料とから算出した  $P$  の値を図示したものである。

Fig. 13 は北谷流域に対するもので、この流域に対しては  $f = 0.32$  を用いて  $P$  の値の範囲をえがいた。実測値から求めた  $P$  の値は  $P = f$  の線分以下にはずれるものもあるが、15 例のうち 12 例は  $f$  と  $1 - (1 - f)^{T+1}$  の間におさまり、 $P$  の最大値は 0.63 である。Fig. 14 は 2 号沢流域に対するもので、 $P$  の値の範囲は  $f = 0.38$  を用いてえがいたが、この流域の  $P$  の実測値は  $f$  と  $1 - (1 - f)^{T+1}$  との範囲内におさまっており、その最大値は 0.83 である。

### 8. 流出係数から最大流出係数の算定

最大流出係数は超過確率その他の方法で推定した時間最大雨量から計画洪水流量を推定するのに用いられている。物部<sup>2)15)</sup>によると、急峻なる山地に対する最大流出係数の値は 0.75~0.90、三紀

層山岳に対しては0.70~0.80, 山地河川に対しては0.70~0.80である。

最大流出係数値の決定には各河川流域の降雨の強さ, 地質の浸透性, 地面傾斜の緩急, 森林とか耕草地の被覆面積率などの諸条件が経験的に考慮されており, このほかに, 河川計画上の安全係数に類するものも含んでいると考えられている。

LAUTERBURG<sup>15)</sup>の示した密林地と草地との流出係数値を比較すると, 地質および地形によって異なるが, 草地の係数値は密林地の1.31~1.80倍となっている。

このように, 最大流出係数には森林とか耕・草地の地目別の洪水時の貯水機能も具体的に評価されていると見なすことができる。およそ50年前, 物部が最大流出係数を決定する際に使用した資料とか決定方法についての詳細は不明であるが, 最大流出係数に加味されている森林の貯水機能を再評価し, 必要に応じてより適正な評価を与える必要があるように思われる。

本文での流出係数とは, 流域貯水量の流出係数であって, 最大流出係数とは異なり, また, 対象流域の大きさとか出水解析の際に採用する単位時間によって異なるものであるが, 流出係数( $f$ )から最大流出係数( $P$ )を決定することは可能であり, その手順だけを以下に記述する。

この報告では急峻山地の2小流域の出水曲線を解析し, 増水期間における流出係数値として0.326および0.396という値を得た。この係数値は2時間単位の係数値であるが, 1時間単位の出水解析を行えば, 時間単位の $f$ の値を求めることができる。2時間単位の $f$ の値におよそ0.8倍すると1時間単位の $f$ の値に換算できるという一つの研究結果<sup>16)</sup>があるので, この換算係数を用いると, 1時間単位の $f$ の値は0.26および0.317となる。

次に大洪水を起した過去の降雨資料とか集中強雨の資料を参考にして対象流域の降雨モデルを決定し, (21)式または(24)式を用いて $P$ の値を計算する。

例えば, 先行降雨の継続時間として2時間を採用すれば,  $f=0.261$ では $P=0.60$ ,  $f=0.317$ では $P=0.68$ となる。このような手順によると流出係数から最大流出係数を算定することが可能である。

## 9. 出水期間中の流域貯水量

先に説明したように, この報告での解析に用いた出水曲線は2流域を合計すると46例で, 一降雨量は38mmから130mmのものである。出水資料別に単位時間最大の有効雨量が出現したときの $r(T)$ ,  $r_e(T)$ ,  $q(T)$ ,  $S(T-1)$ ,  $H(T)$ および $S(T)$ の各値を示すとTable 10と11のとおりである。この資料について $S(T)$ の最大値を検討すると, 北谷流域では26例の出水のうち24例は25mm以下であり, その大半は10~25mmの間に分布している。残りの2例の $S(T)$ の最大値は36.5mmと47.5mmである。

2号沢流域では20例の出水のうち18例は30mm以下で, その大部分は10~20mmに集中している。 $S(T)$ の最大値は35.0mmで, これは一降雨量が108.2mmの降雨のときに発生している。

$S(T)$ の最大値が30mmを越すような降雨条件を検討すると, そのいずれもが2時間最大有効雨量が降る直前かなりの強い先行降雨があったときである。一降雨量の大きさからみた出水規模は中程度以下の出水であるが, この程度の出水時における $S(T)$ の最大値は50mm以下で, 大半は10~25mm程度である。ここでの流域貯水量とはある時点で流域内に滞留している雨水量の平均水深値である。浅い地下水の貯留状態は地形や斜面の長さや傾斜度, 表層土の透水性と孔隙率などによって著しく異なるので, こ

れに関しては別途に研究する必要がある。

### 10. 森林土壌の役割

地面に降った雨水は地表面上を流れ、あるいは地中を通して河道に流入する。地表面から地中に浸透した雨水は地層の排水性の良・不良に応じてその内部に滞留し、その結果として河道への流入量が調節されることになる。土壌層やその下部に存在する基岩層の重力水貯水容量が小さければ、降雨時に容易に満杯となって地表流が発生する。

地面は雨水の受け皿の役割を果たしており、地層の最上部に位置する土壌層は雨水の容器としてきわめて重要な役割を持っている。雨水の流出過程からみた森林土壌の特徴は浸透能、土湿の効果、重力水貯水容量および透水性の四つに要約できる。

たいていの森林では新鮮な落枝葉層 (L 層) があり、その下には腐葉層 (F 層) と腐植層 (H 層) とがある。L, F および H の 3 層を土壌学の分野では A<sub>0</sub> 層と呼んでいるが、この A<sub>0</sub> 層の下方には通常 3 層の土壌層が存在し、上から順に表層土 (A 層)、下層土 (B 層) および基層土 (C 層) と命名されている。

表層土は黒褐色を呈し、鉍物質の容積割合は 20~30% で、有機物を多量に含んでおり、団粒構造が発達している。この団粒構造は孔隙の多いやわらかな土をつくるので空気が通りやすく、透水性が非常によい。

下層土は褐、赤、黄色で、表層土で溶解した物質が沈澱または集積する層である。鉍物質が多くて有機物に乏しい。下層土でも団粒組織が発達したもの、あるいは割れ目のあるものは良好な透水性を示すが、一般には透水性はよくない。

基層土は岩石の風化物または岩塊であって土と母岩との中間物である。この層の透水性はずっと低下する。

基層土の下方は基岩層である。基岩層にも割れ目や断層などがあって、これらの空隙や割れ目には水を含むことができる。また、砂岩や礫岩層には多量の水を含み、渇水時の地下水流出源となっている。

森林土壌の浸透能<sup>19)20)</sup>はきわめて高く、村井の測定資料<sup>20)</sup>によると、森林地では広葉天然林が最も高く

272 mm/hr, 人工林は 261 mm/hr, 針葉樹林では 211 mm/hr, 伐採跡地でも軽度のかく乱状態のところでは 212 mm/hr に達している。自然草地では 143 mm/hr, 人工草地では 107 mm/hr, 畑地では 99 mm/hr, 歩道では 13 mm/hr である。

真下の資料<sup>19)</sup>によると、土壌型および層位別の透水量は Fig. 15 のようである。この図が示すように、たいていの森林土壌では表層土の透水性が最も高く、次いで下層土、基層土の順に透水性が低下している。このような透水性の配列は土壌層および地層の貯水能力の活用にきわめて好都合である。

土壌水は結合水、吸着 (吸湿) 水、膨潤 (被膜) 水、毛管水、重力水に分類されているが、このうちの重力水とは土壌に保持されず、土塊とか土粒子の間の空隙を重力の作用で自由に移動する水分を指す。この重力水は植物の生活用水とし

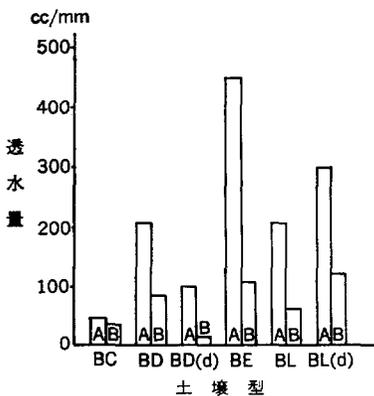


Fig. 15. 土壌型、層位別の透水量 (真下の資料による)  
Percolation rate of A- and B-horizon by soil types By MASHIMO's data.

ては利用度の少ない水分ではあるが、水資源としてはきわめて重要な水分である。

真下は pF 2.5 を重力水とその他の水分との区分点とし、pF 2.5 以上の水分を含む孔隙を細孔隙量、pF 0~2.5 の水を含む孔隙を粗孔隙<sup>18)19)</sup>と名づけて、粗孔隙量=最大容水量-細孔隙量と定義している。

土壌の粗孔隙量を容積の百分率で表したものが粗孔隙率(%)である。

真下は本州の各地域から収集した土壌資料について、土壌の孔隙量を地域と母材別に要約している。その資料<sup>19)</sup>によると、母材別の全国平均の粗孔隙率(pF 0~2.5)は第三紀層の堆積岩では14.2%、中・古生層堆積岩では17.1%、変成岩では19.3%、花崗岩では20.3%、火成岩では16.8%、火山灰では20.9%である。

なお、上記の土壌資料の採取の深さは上中下の3層で、上は地表面から10cm、中は30cm、下は50cm前後の深さである。

上記の資料によると、土壌の構造とか堆積様式および母材の違いなどによってかなりの変差はあるが、森林土壌の深さが50cmまでの粗孔隙率は18%前後で、これを水深で表すと90mm程度となる。

短時間内の重力水の移動は粗大な孔隙に規制され、例えば、1分間に4cmの土層を透過する水量はpF 0~1.7の孔隙量と関係が深いといわれている。米国では60cm—テンション(およそpF 1.8)での測定値が土壌の透水性を表す水分恒数となっている。

真下の分析資料<sup>18)</sup>によると、容積百分率で表した土壌型別のA・B層の非毛管空隙量とpF 0~1.7水分量とはFig. 16のようである。pF 0~1.7水分量は各土壌型ともA層がB層より大きく、A層の水分量は9.7~16.2%でその平均値は12.5%、B層のそれは6.4~13.5%でその平均値は9.7%である。非毛管孔隙量に対するpF 0~1.7水分量の比率はA層がおよそ54%、B層のそれはおよそ61%である。

土壌層の重力水貯水容量の測定方法としては、pFメータによる計測方法があるが、人工降雨による測定方法<sup>6)</sup>でも測定できる。この方法は円筒で採取した自然土壌柱体に浸透能に等しいかまたはこれを幾分超える程度の降雨レートで人工降雨を行い、円筒下底からの排水量が降雨レートと同一に達したのちに降雨を中止し、それ以後の排水総量を重力水貯水容量とする方法である。

この方法で森林土壌、自然草原および草地土壌の重力水貯水容量を測定した。採取円筒の直径は30cmと16cmの2種類、高さは30cmで、土壌供試体に含まれる層位はA<sub>0</sub>、A層とB層の一部である。

最大貯水容量を容積百分率で表すと、天然針葉樹林では9.3%以上、自然草原では3.7%、再生広葉樹林では12.0%、カラマツ林では6.7%、牧草地では4.3%という測定値<sup>6)</sup>を得ている。この測定値によると、天然林の表層土は重力水貯水容量が大きく、自然草原および牧草地の表層土の貯水容量は小さく、天然林の $\frac{1}{2}$ から $\frac{1}{3}$ である。そして、森林土壌の重力水貯水容量は、pF 0~2.5水分量よりも、pF 0~1.7水分量に近似している。

土壌層の深さは場所によって著しく異なるが、北海道の森林土壌に関する調査資料から表土層(A層

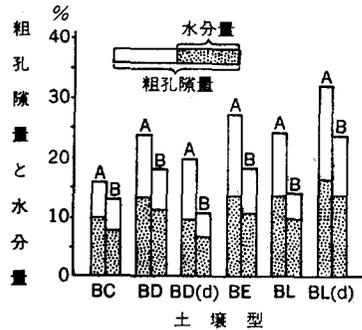


Fig. 16. 土壌型、層位別の粗孔隙量と pF 0~1.7 水分量(真下の資料による)

Large pores in soil and water content in soil holding by less than pF 0~1.7. By MASHIMO's data.

+B 層)の深さを計算し、表土層と採取斜面の傾斜度との関係を検討した。その結果によると、45 度以上の急斜面を除くと、表土層の深さと傾斜度の間には明白な関係は認められず、表土層の深さは場所による変動が非常に大きくて、20 cm から 117 cm までの間に広く分散しており、その平均値は 50 cm 程度である。

森林土壌の表土層の深さを 50 cm と仮定し、重力水貯水容量は pF 0~1.7 水分量と同等量の容積百分率ではおよそ 10% と考えると、森林土壌の表土層の重力水貯水容量は 50 mm 程度と推定され、pF 2.5 水分量と同等と考えると 90 mm 程度と推定される。実際はこれに C 層およびそれ以下の深部の地層の貯水容量が加わる。

前節では出水資料の解析結果から得た洪水時の最大貯水量を説明し、北谷流域の最大貯水量は 47.5 mm で、その大半は 10~25 mm であり、2 号沢流域の最大貯水量は 35.0 mm で、大部分は 10~20 mm に集中していることを説明した。2 号沢流域の表土層の平均深さは 48.5 cm であるから、重力水貯水容量はおよそ 50~90 mm と推定される。

森林土壌層は一般に粗孔隙量に富み、透水係数値は比較的大きい。換言すると、雨水の貯水容量は大きく、同時に排水性も良好である。このことが、限度はあるが、有限の貯水容量を持つ森林土壌が洪水時の流量調節に効果的な貯水機能を発揮できる大きな理由のように思われる。

2 流域の解析結果から考えると、流出係数値は 0.3~0.4 の中程度で、100 mm 程度の一降雨に対して森林流域の貯水機能にはまだ十分な余裕があるように思われる。

### 11. 小流域の貯水機能の定式化

1 で述べたように、この報告では小流域の貯水機能を (2) 式の差分式で表そうと試み、出水期間の  $q(T)$  と  $H(T)$  との関係解析した。その結果、両者の間に (15) 式のような関係式の成り立つことが実証された。したがって、(2) 式は次のように書き改めることができる。

以下の各式で  $\Delta S$  の正負の符号は単位時間の流域貯水量の増加または減少を意味する。

$$\Delta S(T) = r_e(T) - fH(T) - g \quad \dots\dots\dots(27)$$

また、 $H(T) = S(T-1) + r_e(T)$  の関係を用いると、(27) 式は (28) 式または (29) 式のように表される。

$$\Delta S(T) = r_e(T) - f(r_e(T) + S(T-1)) - g \quad \dots\dots\dots(28)$$

$$\Delta S(T) = r_e(T) - ar_e(T) - bS(T-1) - c \quad \dots\dots\dots(29)$$

(29) 式は (30) 式のように書き改めることができる。

$$\Delta S(T) = r_e(T)(1 - a) - bS(T-1) - c \quad \dots\dots\dots(30)$$

(28), (29) および (30) 式は出水期間の流域の貯水機能を表す式である。これらの式に含まれる各定数は流域および単位時間の長さによって異なる性質のものであるが、本文に報告した 2 流域の出水資料によると、単位時間として 2 時間を採用したときの降雨期間の  $f$  と  $g$  の値は Table 8 に示したような数値である。降雨期間でも増水時だけの  $f$  と  $g$  との値を示したのが Table 9 である。なお、2 時間有効雨量の最大値が現れたときの  $f$  と  $g$  との定数値は Table 12 に示したような値である。

## 12. 貯水機能の限界

(28), (29) または (30) 式で、単位時間の有効雨量と流出量とが等しいとき  $\Delta S = 0$ 、有効雨量が流出量より小さいときは  $\Delta S < 0$ 、すなわち  $-\Delta S$  となる。

増水期間  $\Delta S = 0$  となる場合は二つの場合が考えられる。その一つはある一定の有効雨量が長時間にわたって降りつづいて最大流出率  $P$  が 1.0 に到達した場合である。この状態の出現条件は流出率、単位時間有効雨量および先行降雨の継続時間によって定まる。これについては先述したとおりである。

もう一つの場合は単位時間流出量と流域貯水量との関係式の成立する限界以上に流域貯水量が達した場合である。単位時間流出量と流域貯水量との関係式が成立する上限値の流域貯水量を流域貯水容量と定義すると、異常に大きな集中強雨が降るとか流出率が極端に小さいときは、流域貯水容量以上に雨水が流域内に滞留して溢水現象が起きる場合も予想される。この状態は流域の貯水機能の限界を超えた場合であって、貯水機能は損失したわけではないが、洪水流出量に関しては貯水機能が破局状態に到達したことになる。

山地流域で貯水機能が破局状態になるかどうかは実際に確認していないが、部分的な破局状態は出現する。例えば、表土層の下に難透水性の地層が存在するおよそ  $5^\circ$  以下の緩斜面下部では、土層が完全に飽水していわゆる浸透能 0 地帯が出現しやすい。集水地形の凹地下部も融雪時や豪雨時には飽水状態となって浸透能 0 地帯が出現し、この浸透能 0 地帯は降雨とともに拡大する。このような雨水流出の現象を考えると、降雨条件によっては部分的な溢水現象が起きるものと思われる。

## 13. 機能評価と施業目標

水源かん養林の新規造成あるいは現存林分の改良施業を実施する場合には、対象林地を含む流域の貯水機能を評価し、機能強化の必要性和その程度を判定して施業目標を設定し、その目標を達成するための最適の施業法を選定して実行するという経過をたどるのが普通のやりかたであろう。これに加えて、事業実行後の機能改良の効果を実測して確認することも必要である。

流域の貯水機能の評価法としては有効土壌深度、浸透能、粗孔隙量などの土壌学的要因による間接的方法もあるが、本文では水文学的方法による直接的評価法を採用した。両方法には一長一短があるが、土壌学的要因による方法では貯水機能を具体的に評価することはきわめてむずかしい。

本文に示した小流域の貯水機能式によると、個々の小流域の貯水機能の程度と限界とは、流出係数と流域貯水容量との 2 因子で評価することができる。

貯水機能式のなかの  $f$  とか  $a$  と  $b$  の各流出係数は、その流域の雨水流出に関与するすべての要因の作用度の総合効果を代表した係数であるので、各要因の作用度を個別に評価することはできない。しかし、林地の転用とか、森林の伐採あるいは新規造成、林道作設などの諸影響は、その程度に応じて流出係数と流域貯水容量との変化となって表れるはずであるから、林地に加えられた改変の効果は計量・評価することができる。

貯水機能式には成立範囲が存在するはずであるが、資料不足のために流域貯水容量を明示することはできなかった。

流域貯水容量を超えるような強雨が降るときは、流域の貯水機能の限界を超えるので、洪水流出量から

みれば貯水機能が破局に到達したことになる。

水源かん養林<sup>11)12)23)24)</sup>の機能としては水質保全、水資源の生産および貯水機能の三つに要約できる。森林流域を流れる河水は非常に清澄であり、水質保全に関する森林の機能は自明のこととして是認されている。本文では主として貯水機能の問題を取り扱ったので、貯水機能とこれに関連した水資源の生産とに関する施策目標を以下に論述する。

水源かん養林の機能は、結局のところ、地面に達した降水がもよりの河道に流出する際の水質、水量および流出の状態で評価されなければならない。貯水機能式によると、水量および流出の状態は有効雨量または損失雨量、流出係数および流域貯水容量で代表される。したがって、水源かん養林の施策目標は量的なものとして流出機構に係るものとの二つに大別できる。

#### (1) 有効雨量または損失雨量の増減

夏期間の水生産量<sup>5)10)22)28)</sup>の増加を目的とするときは、有効雨量の増加または損失雨量の減少が施策目標となる。洪水流量の低下を目的とするときは、有効雨量の減少または損失雨量の増加が施策目標となる。

損失雨量の大部分は地表面からの蒸発および植物の蒸散作用によって消費された土湿不足分を補給するのに消費される。したがって、土湿不足分は先行の気象条件、特に降雨条件に著しく左右されるし、そのほかに、林況とか蒸発散作用の盛衰に関係ある季節などによっても著しく異なるので、一降雨直前の土湿不足分はその変化の幅が大きい。また、大洪水の場合とか梅雨期の洪水を考えると、降雨最盛期に到達する以前に多量の先行雨量で土湿不足分が解消されていると思われる。したがって、有効雨量の減少あるいは損失雨量の増加による洪水流量の軽減効果はあまり期待できない場合もある。

#### (2) 流域貯水機能の現状維持または強化

狭義の流域貯水機能は流出係数と流域貯水容量の二つで代表される。これを容器に例えると、下端に排水孔を持つ一様断面の水槽の貯水機能と全く類似している。流出係数は排水孔の大きさ、流域貯水容量は水槽の有効水深を意味する。流域貯水容量と流域貯水量との差が有効流域貯水量である。

##### 1) 流出係数

流域貯水容量が非常に大きくて、どんな集中強雨にも決して溢水現象が起きない場合には、流出係数が小さいほど、その流域の貯水機能は大きいといえる。

しかしながら、流域貯水容量が比較的小さくて、降雨条件によっては溢水現象が起きる程度のものであれば、流出係数の適値を決定することはむずかしい。有限の流域貯水容量で貯水機能を十分に発揮するには、流出係数が大・小どちらに片寄っても不都合となり、中程度の係数値がよいともいえる。これは個々の流域の流域貯水容量と降雨条件から判断すべき問題である。

##### 2) 流域貯水容量

降雨時における流域内の貯水場所は、河道および湖沼による貯水を除くと、地表面と地中である。貯水場所は地表面または土壌内部のどちらでもよいが、流域貯水容量を高めることは流域の貯水機能の強化に最も有効な方法である。

## 14. 摘 要

わが国には 532 万 ha という広大な面積の水源かん養保安林が全国に存在し、水質保全、水資源のかん養、水災害の軽減に重要な役割を果たしている。

水源かん養林の機能については多数の研究業績が発表され、樹冠しゃ断雨量、 $A_0$ 層の保水量、土壌水分量、森林土壌の浸透能とか粗孔隙量、などの個々の要因の量的評価と定性的機能についてはかなり詳しく研究されてきた。

しかし、雨水流出というトータルシステムからみた個別的要因の機能評価はあまり行われず、このために、施業目標はかなり抽象的であいまいにされてきたように思われる。

この報告は山地小流域の貯水機能を定式化し、これによって水源かん養保安林の機能を論拠づけ、施業目標を明確にすることを目的とした研究をとりまとめたもので、本文の内容を以下に要約する。

多数の出水資料に基づき、一降雨直前における流域水分不足量、一降雨量およびその損失雨量との間の関係を表す経験式をみちびき、この式を用いて出水曲線の解析の際の単位時間の損失雨量と有効雨量とを求めた。

二つの小流域で観測された合計46の出水曲線について、2時間単位の損失雨量、有効雨量、流域貯水量およびその変化量、流出量などを計算した。以上の各値はすべてmm単位とする。

一出水期間の始めより数えた時間系列を $T=1, 2, 3, \dots, N$ で表し、 $T$ なる単位時間の流域貯水量と有効雨量をそれぞれ $H(T)$ および $r_e(T)$ で表し、一単位時間前の終わりにおける流域貯水量を $S(T-1)$ で表すと、 $H(T)=S(T-1)+r_e(T)$ である。

単位時間流出量を $q(T)$ で表すとき、 $q(T)$ と $H(T)$ または $q(T)$ と $r_e(T)$ および $S(T-1)$ の間には、 $q(T)=fH(T)+g$ または $q(T)=ar_e(T)+bS(T-1)+c$ の関係式が成立する。

両式で、 $f$ と $b$ とは流域貯水量に関する流出係数、 $a$ は有効雨量に関する流出係数である。 $g$ と $c$ とは貯留抵抗係数と名づけた定数であるが、両値は理論上0またはそれに近い値である。

関係式の成立する $H(T)$ もしくは $S(T)$ の上限値を流域貯水容量と名づけたが、いかなる強雨の時でも降雨量が流域貯水容量を超えないような流域では、流出係数値が小さいほど流域の貯水機能が大きいともいえる。しかし、貯水容量が満杯となるような大雨または長雨のとき、洪水流量は流域の貯水機能の限界を超えたものとなる。

洪水時の最大流出係数を $P$ 、先行降雨の継続時間数を $T$ で表すとき、 $f$ 、 $P$ および $T$ の間には大略 $f \leq P \leq 1 - (1-f)^{T-1}$ が成り立つので、流域因子である流出係数を考慮した洪水時最大流出係数を決定することが可能である。

単位時間の流域貯水変化量は有効雨量と流出量との差に等しいという原則に基づいて、出水期間の小流域の貯水機能を表す式をみちびいたが、この貯水機能式は単純であって、流域貯水量を数量的に評価するのに有効である。

貯水機能式によると、水源かん養林の施業目標は有効雨量または損失雨量の増減、流域貯水機能の現状維持または強化との二つに大別され、流域貯水機能の施業目標は、流出係数の現状維持または改良と流域貯水容量の維持または増大とに細別される。

解析出水資料は一降雨量が38~130mmのときの出水曲線で、両流域を通じての $S(T)$ の最大値は47.5mm、その大部分は10~25mmに集中している。

## あ と が き

水問題は人間社会の高度発展に伴ってますます重要な問題になることは必定であり、河水源である降水

の受け皿であり容器としての森林の役割と水資源確保および水質保全のための森林植生の適正管理とは、一層重視されるものと思われる。

この報告では林業試験場所属の2試験流域の観測資料を使用して、水源かん養林の貯水機能の定式化と施業目標の明確化に関する問題を取り扱った、本文の結論は少数流域の資料に基づいたものであるが、水源かん養林の貯水機能を単純な式で表現し、施業目標を明確にした。

水問題の重点は地方によって異なるので、各地域の水源かん養林の機能強化と維持に具体的に対応するためには、本文の内容をさらに発展、充実させる必要がある。このためには地文・気象条件の異なる山地流域で観測された水文資料は不可欠のものである。また、施業目標を実現するための施業法の実証的研究も、従来の研究に追加して進めなければならないし、林地の貯水機能を破壊するような人為的各種インパクトの損失効果もあわせて研究する必要があるように思われる。

最後に、この研究の基礎資料は林業試験場所属の山形および竜の口山両試験地で観測された資料である。ここに両試験地で量水試験に従事された各位にお礼を申し上げます。また、出水資料を提供された林業試験場防災部主任研究官 竹内信治氏と本報告を校閲された林業試験場防災部長 石川政幸博士、信州大学農学部教授（前防災部長）中野秀章博士に謝意を表します。

#### 引用文献

- 1) ANDERSON, H. W. and H. K. TROBITZ: Influence of some watershed variables on a major floods. *Journal of Forestry*, 47, 347~356, (1949)
- 2) 土木学会編: 水理学公式集. 土木学会, 121, (1971)
- 3) 遠藤泰造・勝見精一・鶴田武雄: 出水におよぼす森林伐採の影響について. 林業試験場北海道支場年報 (1960), 150~165, (1961)
- 4) 遠藤泰造・勝見精一・舟木敏夫: 夏期間の流出におよぼす伐採の影響について. 林業試験場北海道支場年報 (1960), 181~214, (1961)
- 5) 遠藤泰造: 無降雨期間の雨水流出に関する研究. 林業試験場北海道支場年報 (1971), 44~61, (1972)
- 6) 遠藤泰造: 水資源かん養機能, パイロット・フォレスト造成に伴う環境の変遷. 帯広営林局, 65~73, (1975)
- 7) 遠藤泰造: 流域貯水機能の計量・評価. 林業試験場北海道支場年報 (1977), 55~64, (1978)
- 8) 遠藤泰造: 昭和 53 年度試験実行概要. 林業試験場北海道支場研究資料, 115, 45~47, (1978)
- 9) 遠藤泰造・工藤哲也: 北海道における森林の水保全機能の解明. 農林漁業における環境保全的技術に関する研究 (第 3 集), 農水技会事務局, 198~200, (1979)
- 10) 遠藤泰造: 森林施業に伴う夏期間の水収支の動態の予測法. 林試研報, 316, 125~161, (1981)
- 11) 平田徳太郎: 水資源と森林. 林業普及シリーズ, 11, 166 pp., (1950)
- 12) 平田徳太郎: 出水. 林業普及シリーズ, 34, 152 pp., (1952)
- 13) 平田徳太郎: 水源地の流出機構. 林業普及シリーズ, 49, 157 pp., (1957)
- 14) 北海道土木協会: 北海道の大雨資料, 第 6 編の I (記録編). 北海道土木協会, 436 pp., (1978)
- 15) 物部長穂: 水理学. 岩波書店, 350~351, (1933)
- 16) 丸山岩三・猪瀬寅三: 釜淵森林理水試験第 1 回報告. 林試研報, 53, 1~41, (1952)
- 17) 丸山岩三・根田和男: 釜淵森林理水試験第 2 回報告, 地下水によると認められる減水について. 林試研報, 68, 123~132, (1954)
- 18) 真下育久: 森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキの成長に関する研究. 林野土壌調査報告, 11,

- 182 pp., (1960)
- 19) 真下育久：森林土壌の孔隙量—水資源確保機能の基礎資料として。森林の公益的機能について，林試，33～49，(1972)
  - 20) 村井 宏・岩崎勇作：林地の水および土壌保全機能に関する研究 (I)，森林状態の差異が地表流下，浸透および侵食に及ぼす影響。林試研報，274，23～84，(1975)
  - 21) 中野秀章・森沢万佐男・平 和敬・菊谷昭雄：洪水比流量と流域条件との関係。第75回日本林学会大会講演集，486～488，(1965)
  - 22) 中野秀章：森林伐採および伐採跡の地被変化が溪川流出に及ぼす影響。林試研報，240，251 pp.，(1971)
  - 23) 中野秀章：森林水文学。共立出版，228 pp.，(1977)
  - 24) 中野秀章：森林と洪水。日本治山治水協会，46 pp.，(1977)
  - 25) 野口陽一：森林の流量調節作用表示式に対する統計的検討。東大演習林報告，39，135～141，(1951)
  - 26) 荻原貞夫・山本勝市：竜の口山水源涵養試験第2回報告。森林治水試験集報，20，1～8，(1944)
  - 27) 斎藤美代司：水理と水源。成美堂，516 pp.，(1939)
  - 28) 白井純郎・近藤松一・大原忠一：伐採前後における流量変化。林業試験場京都支場業務報告，1，276～335，(1952)
  - 29) 白井純郎・近藤松一・大原忠一：竜の口山水源涵養試験第4回報告，伐採による流量変化の総合的考察。林試研報，68，95～117，(1954)
  - 30) 白井純郎・星川吉之助：竜の口山水源涵養試験第5回報告，主として最大流量の林相別比較について。林試研報，124，105～154，(1960)

**Functional Theory and Management Objectives of  
Headwater Conservation Forest**

Taizo ENDO<sup>(1)</sup>

So-called protection forests established to satisfy the various administrative purposes include seventeen kinds of forest in Japan. The total area of them reaches to about seven million, one hundred and forty thousand hectare in 1980. But seventy-five percent of the total area of the protection forests or about five million, one hundred forty thousand hectares are occupied by only a kind of the protection forest designated headwater conservation forest which is widely distributed on the headwater areas all over the country. As is this statistic figure, headwater conservation forest is regarded as a major importance among the seventeen kinds of protection forests.

On the effect of forest upon water problems which include three aspects such as water quality, water yield and flood flow control, numerous reports written by many people have been published and discussed individually or synthetically. So scientific knowledge on the qualitative function of forest upon the water problems have been considerably accumulated, but few reports have dealt with mathematical expression of the function of headwater conservation forest.

This report describes a functional theory and management objectives of headwater conservation forest by mathematical expression based on the analytical results of hydrographs which were observed at two small experimental watersheds for forest hydrology.

Every watershed has a function of water control or a reservoir-like effect in regard to rain or thawing water. Let  $S$ ,  $r_e$  and  $q$  denote the change in basin water storage, effective rainfall and flow for a unit time. This function may be expressed as equation (1)

$$\pm \Delta S = r_e - q \dots\dots\dots(1)$$

Equation (1) simply states the change in water storage is equal to the difference in effective rainfall and flow for a unit time in a given watershed.

Taking one or two hours as the time unit of calculation, equation (1) for the whole period of a flood can be rewritten in the term of difference equation (2), in which the symbol of  $T$  represents the time series which was obtained by dividing a flood period into any unit time.

$$\pm \Delta S(T) = r_e(T) - q(T), \quad T = 1, 2, 3, \dots, N \dots\dots\dots(2)$$

To determine equation (2) empirically, many flood hydrographs observed at the two experimental watersheds No. 2 watershed of 2.48 ha and Kitadani watershed of 17.3 ha, were analysed every two hours over the whole period of a flood flow with respect to necessary factors such as rainfall ( $r(T)$ ), lossed rainfall ( $l(T)$ ), effective reinfall ( $r_e(T) = r(T) - l(T)$ ), flow ( $q$ ), change in basin water storage ( $S(T) = r_e(T) - q(T)$ ), basin water storage ( $S(T) = S(T - 1) + r_e(T) - q(T)$ ) at the end of any unit time and basin water storage ( $H(T) = S(T - 1) + r_e(T)$ ) during any unit time of calculation. The total amount of a rainfall and a flood flow are represented with the symbols of  $R$  (mm) and  $Q$  (mm) respectively. The remainder which  $R$  minus  $Q$  denotes basin water loss ( $L$ , mm) for a rainfall of  $R$ .

At the beginning of a rainfall, every watershed has a certain amount of water deficit ( $L$ , mm) and some or the whole of it should be supplied with a rainfall ( $R$ , mm). As for the

Received May 6, 1982  
(1) Kansai Branch Station

$L$  value, it is possible to consider that it is composed of both initial water loss ( $l_0$ , mm) and additional water loss ( $L_0$ , mm).

In the calculation, the values of  $r(T)$  and  $q(T)$  were used as the observed values and the values of  $l(T)$  was computed from equation (6) as described later.

An experimental equation on the relation among  $R$ ,  $L$  and  $L_\infty = l_0 + L_0$  was derived as equation (3)

$$\left. \begin{aligned} l_0 \geq R; L = R \\ l_0 < R; L = l_0 + L_0(1 - e^{-k(R-l_0)}) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3)$$

Where  $k$  is an experimental constant that seems to depends on the total amount of basin water deficit at the beginning of a rainfall. The relation between  $L$  and  $k$  is represented by equation (4) empirically

$$L_0 \cdot k = 1.0 \dots\dots\dots(4)$$

In this report the values of  $l(T)$  for every unit time was calculated by equation (5) under the condition that the value of  $l_0$  equals zero because of the smallness compared with the amount of a rainfall. The value of  $L_0 = L_\infty$  and  $k$  for every flood was estimated by substituting the measured values of  $R$ ,  $Q$  and  $L = R - Q$  into equation (3) and (4)

$$\left. \begin{aligned} l(T=1) &= L_\infty(-\exp(kr(1))) \\ l(T \geq 2) &= L_\infty(\exp - k \sum_1^{T-1} r(T) - \exp(-k \sum_1^T r(T))) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(5)$$

The regression analysis between  $q(T)$  and  $H(T)$  in mm per two hours showed that this relation can be written as equation (6)

$$q(T) = fH(T) + g \dots\dots\dots(6)$$

Where  $f$  is a runoff coefficient,  $g$  is a resistance coefficient to runoff.  $f$  and  $g$  depend not only on the watershed but also on the length of the unit time employed. The following table shows the values of  $f$  and  $g$  for each of the two watersheds.

Watershad	Flood stage	Equation : $q(T) = fH(T) + g$	
		$f$	$g$ (mm)
No. 2	Rainfall period	0.396	-2.37
	Recession period	0.1848	-0.0511
Kitadani	Rainfall period	0.326	-1.67
	Recession period	0.1813	-0.0493

The values of  $f$  and  $g$  obtained from the data of  $q(T)$  and  $H(T)$  when  $r_e(T)$  value had a maximum one in a rainfall period are as follows.

Watershed	Equation : $q(T) = fH(T) + g$	
	$f$	$g$ (mm)
No. 2	0.352	-0.90
Kitadani	0.317	-2.43

As equation (6) can be rewritten in the from of  $q(T) = f(S(T-1) + r_e(T)) + g$ , another regression analysis was made among the values of  $g(T)$ ,  $S(T-1)$  and  $r_e(T)$ . As the result, equation (7) was obtained as the best regression one within the data used.

$$q(T) = ar_e(T) + bS(T-1) + c \dots\dots\dots(7)$$

Where  $a$  and  $b$  represent runoff coefficients related on effective rainfall and basin water storage at the beginning of any unit time of calculation and  $c$  is a resistance coefficient to runoff. The values of  $a$ ,  $b$  and  $c$  depend on both the watershed and the length of analysed unit time and those values obtained from the data of  $q(T)$ ,  $r_e(T)$  and  $S(T-1)$  when  $r_e(T)$  value had a maximum one during a rainfall period are as follows.

Watershed	Equation : $q(T) = ar_e(T) + bS(T-1) + c$		
	$a$	$b$	$c$
No. 2	0.354	0.351	-0.91
Kitadani	0.339	0.287	-2.53

Let  $P$  denote the ratio of the maximum value of the  $r_e(T)$  to the corresponding value of  $q(T)$  during a rainfall period. The relation among  $f$ ,  $P$  and  $T$ , which is the duration hours of antecedent heavy rainfall, is shown roughly by the following inequality (8)

$$f \leq P \leq 1 - (1-f)^{T+1} \dots\dots\dots(8)$$

Putting equation (6) and (7) into equation (1), the water control function of a small watershed could be formulated experimentally as shown in equation (9) and (10)

$$\pm \Delta S = r_e(T) - (fH(T) + g) \dots\dots\dots(9)$$

$$\left. \begin{aligned} \pm \Delta S &= r_e(T) - (ar_e(T) + bS(t-1) + c) \\ &= a'r_e(T) - bS(t-1) - c, \quad a' = (1-a) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(10)$$

For the recession period after the rainfall ends, equation (9) and (10) can be united into equation (11)

$$-\Delta S = fS(T-1) + g \dots\dots\dots(11)$$

From the study described above, it may be concluded that equation (9) as a more simplified one and equation (10) would be applicable to represent the water control function of any small watershed and the runoff coefficients showed by the symbols,  $f$ ,  $a$  and  $b$  in those equations are very useful in the evaluation of the effect of change in various land usage and vegetation cover on the water control function of watershed.

It is considered that the function theory of headwater conservation forest may be expressed by equation (9) or (10) without hesitation. These equations show clearly that management objectives of the forest classify into two groups. One is closely connected with increase or decrease in effective rainfall. The other is related to the problem of water control and it may be subdivided into two aspects, one is to keep the values of  $f$  or  $a$  and  $b$  reasonably low and the other is to heighten the water storage capacity of watershed or to maintain the present situation of it.