山地小流域における有効雨量の推定

近嵐弘栄

Hiroei Chikaarashi : Estimation on Effective Rainfall on Small Mountainous Watershed

要旨:山地小流域の水文資料によって,浸透能曲線法による有効雨量の推定法の改善を検討した。 その結果,降雨期間中における浸透能減衰曲線の初期値は,降雨強度に等しいとおくことができ,浸 透能の減衰係数は,降雨強度と流域の土壤含水率によって変化することが明らかとなった。また,無 降雨期間における浸透能の回復は,土壌水分の減少と関係し、土壌含水率と浸透能との関係に一定の 関係式を設定すれば,無降雨期間における含水率の減衰係数は,ほぼ一定の値をとるとみてよいこと が明らかとなった。

とれらのことを考慮に入れて、山地小流域における有効雨量の時系列的な推定法を提案した。 水文資料として用いた試験流域は、足尾の煙害地の中にあり、森林の影響が、他に比べれば非常に 少ないという特徴がある。

提案した推定法により、足尾試験流域の実測の降雨資料から有効雨量を推定した結果、ほぼ良好な 適合性が認められた。

次

目

I	は	じ	୬	亿…	•••••	•••••	•••••	••••	••••	•••••	••••		••••	••••	•••••	•••••	• • • • • •		••••••	•••••		•••••	124	ŀ
п	足尾	試驗	灸 流域	の概	要と	:観測	資料	}	••••	••••	••••		••••	••••	• • • • •	••••	•••••	••••;•	•••••	••••	•••••	••••	124	
((1)	試緊	食 流域	ぬの位	置…	••••	•••••	•••••	••••	•••••	••••		••••			• • • • •	• • • • • •	•••••	•••••	•••••		•••••	124	ļ
((2)	地			形…	•••••	•••••	•••••	••••	• • • • •	••••	•••••	••••	••••	••••	•••••	•••••	••••	•••••	••••	•••••	•••••	125	5
((3)	地質	钉およ	:び土	壤··	•••••	•••••	• • • • •	••••	•••••	••••	•••••	••••	••••	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	••••		•••••	125	j
	(4)	植			生…	•••••	•••••		••••	• • • • •	· • · ·		••••		••••		•••••	•••••	•••••			•••••	125	j
1	(5)	気			温	•••••	•••••	••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••		••••	• • • • • •	•••••	•••••	••••		•••••	125	j
((6)	降	才	k	量…	•••••	•••••	•••••	••••		••••		••••	••••	•••••	•••••	• • • • • •		•••••	•••••	•••••	•••••	125	je :
	(7)	観	測	設	備…	•••••		••••	••••	• • • • •	••••			••••		•••••	•••••	•••••	•••••	•••••		•••••	125	j
	(8)	観	測	資	料…	•••••	•••••	••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••		•••••		•••••	•••••				.127	۲.
ш	山地	小汉	航域と	有効	雨量	上の意	、義…	•••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••		••••	• • • • • •		•••••			•••••	127	•
	(1)	小资	充域と	:大流	域…	•••••	•••••	••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••	• • • • •	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••		•••••	127	
	(2)	有效	动雨量	L の定	'義…	•••••	•••••	•••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••	••••	•••••	•••••	•••••	•••••	••••	••••	•••••	128	ŀ
IV	浸足	能由	自線に	つい	て	•••••	•••••	•••••	••••	• • • • •	••••	•••••	••••	••••	••••	••••	•••••	••••	•••••	•••••		•••••	129)
((1)	浸透	5能曲	線式	の妻	5 本的	性格		••••	•••••	••••	••••	••••	••••	••••	••••	•••••	•••••	•••••		••••••	•••••	129)
1	(2)	浸透	動能と	:土壤	水分	}	•••••	••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••	••••	••••	•••••	•••••	•••••		•••••	•••••	131	
((3)	浸油	透能	の回	復…	•••••	••••	•••••	••••	• • • • •	••••		••••	••••	• • • • •	••••	•••••	•••••	•••••	••••		•••••	132	;
((4)	f_{c} ,	f ₀ ,	kの	推定	<u>=</u>	•••••	••••	••••	••••	••••	•••••	••••	••••	•••••	••••	• • • • • •	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••	133	ł
v	足尾	試験	食流域	収にお	ける	5浸透	能渴	衰	曲線	·迂	••••	•••••	••••	••••	• • • • •	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••		•••••	134	ļ
vı	有效	動雨量	量の推	宦…		•••••	•••••	•••••	••••	••••	••••		••••	••••	••••	•••••	•••••	•••••	•••••	•••••		• • • • • •	139)
((1)	降雨	雨時の)浸透	能と	:有效	雨量		••••	•••••	• • • •		••••	••••	•••••	•••••	•••••	••••	•••••	•••••		•••••	139)

1981年12月26日受理 (1) 防 災 部 防 災-23 For. Influences-23

林業試験場研究報告 第320号

((2)	浸透能の回復と土壤水分	40
(3)	減衰係数 k と土壌水分	41
((4)	回復過程の係数 B について	43
((5)	計算開始時点の土壤含水率	46
((6)	有効雨量の計算手順と推定例 14	47
VII	考	察	48
VII	要	約	53
引	用	文 献	54
Su	mma	15 15	56

Iはじめに

わが国は、国土の70% が山地・丘陵によって占められ、河川流量の多くが山地・丘陵に源を有することから、山地流域における水文現象は、水資源、あるいは、洪水防止等の問題を考察するうえで、きわめて重要な意義を有する。

本研究は、それら水文現象のうち、降雨に際して、洪水として流出してくる、いわゆる有効雨量につい て、浸透能曲線法による推定法の研究成果をとりまとめたものである。

この有効雨量の推定は,流出解析にあたって,流域の雨水保留機能をモデルの中にとり入れているよう な場合を除けば,降雨量の時系列から,流出量の時系列を推定する過程で必ず必要とされることであっ て,流出解析の正確さを期す上ではきわめて重要である。

有効雨量の推定については,既往の研究で,各種のものが提案されているが,すべてに満足しうるよう なものはなく,なお研究課題として残されているとみて差し支えない。

特に、本研究でとりあげているような、山地小流域においては、降雨、流出量についての精度の高い測 定に基づく検証が可能であるから、大面積の流域の場合より一層高度な解析手法の展開が期待されてい る。

山地流域は、地形、地質、植生、土壌などで多くの異なった因子を包含しているが、一般に森林でおお われており、なかでも、植生、土壌については人為的な影響が大きく、問題を一層複雑にしている。

本研究で資料として用いた足尾試験流域は、かつての煙害により、森林植生と土壌が失われたことから、森林の影響が非常に少ないという特徴を有する流域であって、それだけ解析因子も単純であり、山地 流域の水文解析の基礎資料としての意味がある。また、このことは、同時に治山事業の計画、設計、ある いは保安林配備等においても重要な示唆を与えることになるものと考えられる。

なお、この足尾における流域試験は、「荒廃流域における治山事業の効果調査」として、前橋営林局と、 林業試験場が協力して、1975年から調査をすすめているものであり、治山事業が、山地流域の水収支、 水文循環等に及ぼす影響を把握し、治山事業のすすめ方を検討していくための資料とすることを目的とし ている。

Ⅱ 足尾試験流域の概要と観測資料

(1) 試験流域の位置

試験流域は,栃木県上都賀郡足尾町の渡良瀬川上流足尾堰堤(建設省所管)の上流約 2.3 km で,久蔵

- 124 --

沢右岸に位置し,前橋営林局大間々営林署管内の国有林 265 林班にあり,面積は 9.95 ha である。

この試験流域の周辺一帯は、いわゆる足尾銅山の煙害地である。

(2)地 形

試験流域の地形は急峻なことが特徴であるが、その諸元をとりまとめると、次のとおりである(Fig. 1 参照)。

面		積	(A)	9.95 (ha)
周	辺	長	(<i>C</i>)	1,346 (m)
主 流	の 長	さ	(<i>L</i>)	360 (m)
沢の	平 均	幅	(A/L)	276.4 (m)
形 お	代 係	数	(A/L^2)	0.768
密	集	度	$(2\sqrt{\pi A}/C)$	0.83
∓ ⊻	9 傾	斜		40°55′
平 均	海 抜	高		1,116.9 (m)
最 低	海 抜	高	(量水堰ノッチの底)	920 (m)
最 高	海 抜	髙		1,282 (m)
平 ⊭	1 方	位		S41°E

(3) 地質および土壌

風化のすすんだ粘板岩が主体で、それに石英斑岩が介在するが、全般的にみて、亀裂の多い透水性の大きい岩石によって占められている。

土壤は、かつての煙害で、植生がほとんど完全に失われたことから、大部分が流亡し、露岩状態に近い ところが多いが、尾根筋にはわずかに森林土壤が残っている。土壤の pH 値が低く、酸性が強いため、植 生の生育条件としてはあまりよくない。

(4)植生

煙害により、いったん喪失した後に、治山事業による播種が行われ、露岩状態であったところにも草本 類が進入していて、その上、条件のよいところには潅木類が繁茂しはじめている。尾根筋の一部には、広 葉樹類を主とした樹林状態のところもみられる。しかし、全体的にみて、植被状態は、前述の土壌条件と も相まって、きわめて悪く、瘠悪化の極に達した流域であり、土壌、植生の水文的役割の低いことが特徴 と考えられる。

(5) 気 温

標高が高いため、冷涼であり、試験流域から 500 m 下流 の 久蔵観測所(海抜高 790 m)の 1966~1975 年の記録では、年平均気温は 11.8℃、最高気温は 8 月に 34℃、最低気温は - 15.0℃ で年較差が大きい。

(6)降水

-

年平均降水量は、久蔵観測所で1966~1975年の10年間平均が、1,647mmで、年間の配分をみると、 6~9月の4か月間に多く、約1,000mmで、年間降水量の60%にあたる。

(7) 観測設備

1) 雨量観測

試験流域の 量水堰の 左岸尾根上に, 転倒升型の口径 200 mm の自記雨量計(1か月巻)1台, 隣接し

林業試験場研究報告 第 320 号





Topography of the experimental basin and arrangement of observation apparatus.

年 Year	降水量 Precipitation (mm)	流出量 Runoff (mm)	流出率 Runoff ratio (%)	備 考 Remark
1976	1,008.0	702.16	69.7	June, 13~Nov., 30
1977	1,618.9	1, 119. 31	69.1	Apr., 1~Nov., 30
1978	1,285.6	783, 49	60,9	"
1979	1,777.8	975, 99	54.9	"

Table 1. 足尾試験流域の降水量と流出量 Precipitation and runoff of Ashio experimental basin

て、口径 200 mm の普通雨量計1台、量水堰右岸側の比高で 125 m 上の稜線にも同じ普通雨量計を1台 設置した。

2) 水位観測

既設の治山ダムを嵩上げし,60°のバザンタイプの V ノッチを設置した。ダム左岸側に木造 4 m²の水 位計室を設け,水研 62 型自記水位計(3 か月巻)を設置した。

3) 水位流量曲線

V ノッチは, 高さ 70 cm であるが, キャリブレーションの結果求められた水位流量関係式は

 $Q = 6.188 \times 10^{-8} \cdot H^{2.552}$

.....(1)

Q:流量 1/s, H:水位 cm

となっている。

(8) 観測資料

観測は、1976年4月から開始されており、ここに資料として用いたものは1976~1979年にいたる4年 分の雨量、流量の資料である。しかし、実際に資料が得られたのは、おおむね4~11月までで、12月中 旬~3月中旬までの厳寒期は、水位計室の水面の凍結もあるので、観測が困難であった。

4年間の降水量と流出量の観測結果を Table 1 に示す。

増水曲線は、小さいものまで含めると144あり、そのうち、1回の出水にかかる降水量が50mm以上のものが30、20mm以上 50mm 未満のもの51、20mm 未満のもの63であった。また、単一のピークを有する増水は44で、そのうち、合風、梅雨前線等による集中豪雨型のものは9であった。

Ⅲ 山地小流域と有効雨量の意義

(1) 小流域と大流域

小流域と大流域と区分は概念的なものであって、例えば WISLER ら⁸⁸⁰は、大流域を特徴づけているもの は、流域内の降雨継続時間、降雨強度、土壤の浸透性などが場所により大きく異なっていることに対し て、小流域は、比較的均一な条件下にあるとみなしうることをあげ、10平方マイル(25.9 km²)を区分 の目途としている。

この区分によれば,森林水文関係の流域試験地の多くは小流域に含まれることになるが,森林水文の研究は,林況の変化と水循環,水収支との関係を追求することに重要な目標をおくため,森林伐採,造林,保育等の森林施業の面積単位や,治山,林道等における各種土木工作物の設計基準等との結びつきが必要

林業試験場研究報告 第 320 号

であることなどから,実際には,数 ha から数十 ha のオーダーの流域を対象にする場合が多い。

したがって、この研究でいう小流域は、山地において、降雨条件、流域の土壌の水文的な条件がほぼ均 一で、しかも森林施業の単位となる程度の流域の大きさという意味で、WISLER らの定義より小さく、数 ha から 20~30 ha 程度までの面積規模でとらえている。

(2) 有効雨量の定義

有効雨量には, 立場の違う二つの意味があり,

1) 流出解析の場合

降水量のうち,直接流出量となる部分をいう。

2) 土壌水を考える場合,降水量のうち,土壌中の有効水となる部分で,地表流や根系の範囲よりも下 方に浸みこむ水は含まれない。

雨水の流出という面からは、1)と2)は全く相反する側のものであるが、本研究では、1)の流出解析の 場合における有効雨量を意味している。

一般に, ハイドログラフは,

- 1) 河 道 流 出
- 2) 表 面 流 出
- 3) 中間流出
- 4) 地下水流出

の四つの流出成分に分けて考えられるが、ここでいう直接流出量は、河道流出、表面流出、中間流出のう ちの流出の速いものがほぼそれに該当する。

降雨量のうち,直接流出量になるものは,実際に観測されたハイドログラフの分離によってその量を推 定する場合と,降雨量から推定する場合とがある。

ハイドログラフから直接流出量を分離する方法としては、1)水平直線分離法、2) BARNES の法²⁾のほか、3)山地流域によく用いられる勾配急変点法などがあり、また、降雨量から推定する場合として¹⁾、

1) 一定比損失雨量法, 2) 一定量損失雨量法, 3) 総雨量~総損失雨量法, 4) 浸透能曲線法, 5) φ Index, 6) タンクモデル法など多くのものがある。

1932年の SHERMAN⁸¹⁾ による単位図法の提案以来,数多くの流出解析の手法が提案されているが, 菅原 のタンクモデル⁸²⁾ や,LINELEY らのスタンフォード (STANFORD) モデル⁴⁾ 等,そのモデルの中に,流域の 雨水保留機能をとり入れているものを除けば,いずれのモデルをとっても,降雨のうち,流出量に結びつ く有効雨量の推定が原則として必要であることに変りはない。

また、山地流域において、洪水時の増水曲線の形を追求する場合には、増水開始から、ピーク流量の表 れるまでの時間、いわゆる洪水到達時間がきわめて短かく、そのピークの形成に関与する降雨量とその時 間配分は、特に正確にとらえられる必要があり、それらのことが、流出解析の正確さを期す上で重要とな る。

したがって、本研究では、これらの諸点を考慮し、有効雨量の推定法を検討したが、手法としては、山 地小流域において、森林植生、土壌等の諸条件を、水文因子として計量化し、有効雨量の推定計算に組み 入れていくことの可能性が最も多いと考えられる浸透能曲線法によることにした。浸透能の試験は、プロ ット試験によるものは、従来から数多くの試験成績があるが、後述のごとく、その結果を直ちに流域を単 位とする有効雨量の推定計算に用いうることにはならない。しかしながら,浸透という水文現象に基づい た推定計算法であるから,プロット試験の成果との間に相関性があることは確かであって,既往の成果の 活用の可能性も十分ありうることになる。

Ⅳ 浸透能曲線について

(1) 浸透能曲線式の基本的性格

HORTON は⁹⁾,浸透曲線が、次の式で表わされるとした。

 $f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$ (2)

この式で、f:時刻tにおける浸透能

fe:最終浸透能

- fo:初期浸透能
- k:常 数
- t:時 間

式(2)で浸透能 f は, f_c, f₀, k の三つの要素により定まることになるが, この浸透能の理論を流 域の降雨・流出における損失量に結びつけ, 有効雨量の推定を行おうとするのが浸透能曲線法である。

HORTON の浸透論は Cook⁵ により詳しく論じられているが、 Cook は、 式 (2) は、(a) 雨の量と強 度、(b) 浸透特性、(c) 地表貯留の特性、の三つの因子が不変である区域にのみ適用できることを指摘 し、複合区からの流出は、整一な区域からの流出量を結び合わせたものとして計算できるとしている。

しかしながら,その場合も整一な区域の区分の基準等は示しておらず,実際的な山地での適用は,なお 問題として残されている。

また, Cook は, 降雨量が浸透能を下回る場合とか,降雨の中断等の場合について,いろいろな仮定に たって論じているが,詳しい検証はやはり将来の問題点として残している。

実際の降雨の時間配分をみると、例えば、Fig. 2 にみるごとく、降雨量は時間ごとに常に変化し、一つの増水曲線の中に降雨のごく少ない期間とか、中断等を含むのはごく普通で、たとえ、Cooxの掲げた(a)、(b)、(c)の3条件がそろっていても、増水期間全体を通じて、式(2)で示されるような一様

でなだらかな減衰曲線にそって,浸透能の変 化がおこるとは考えられず,そうした問題点 の検討が必要とされることになる。

浸透能曲線法の もつ 一つ の 大きな問題点 は、プロット試験の成果と流出量との関係で ある。

山地流域の山腹斜面でのプロットによる浸 透能試験には、佐藤ら³⁰⁾、村井ら¹⁷⁾、河野 ら¹⁴⁾によるほか、多くの例があるが、それら の結果によれば、初期浸透能は、毎時数百 mm の場合が多く、最終浸透能についても 50 mm 程度以上はあって、通常の降雨強度



降雨継続時間 Rainfall duration

Fig. 2. 時間別降雨量と浸透能曲線 Relation between rainfall intensity and infiltration capacity curve. で、山腹斜面に表面流出をみることは、ごくまれである。

HORTON⁹⁾ が引用している NEAL の実験においても,用いられた装置は,長さ 12 ft,幅 3.63 ft,深さ 26 in の槽に牧場の土を入れたもので,山腹のプロット試験と共通したものであり,測定された浸透能の 値も類似のオーダーとなっている。

山地小流域では、このような事実にもかかわらず、降雨開始とほぼ同時に増水が始まり、降雨量に応じ た流出量が生起することもまた事実であり、これらを結びつける合理的な理論展開が必要とされることに なる。

この山腹の 降雨と浸透, 流出の関係については, Horron 以降, 多くの理論や モデルが提出されてお り,例えば,山口²⁰⁾は,流域内を地帯区分し,各区分地帯内における表層を除いた層における浸透能の値 から有効雨量を推定した上で,流域の複合した有効雨量を推定する方法を提示しており,また,塚本²⁸⁾ は,流域内地帯分割と,分割地帯における土壌水帯,地下水帯等における水分移行から水収支を説明して いる。

米国でも、 BETSON の Partial Contributing Area Method⁸), Hewlet and Nutter の 河道拡大の理
 論⁸), Freeze の土層中における水分移行を大型コンピューターで解析したモデル⁶⁾⁷⁾など、その例は多い。

しかし,いずれの場合も,流出量を, HORTON が当初提示したような地表流下量として説明しているの ではなく,浸透を山腹の水循環機構の中の一要素として,流出現象の実態に即した説明がなされているよ うに思われる。

これらのモデルは、いずれも合理的な論拠にたつものであるとはいいながら、実用的な意味で山地小流 域に適用しようとする場合には複雑であって、流出解析に用いるのは容易でない場合が多い。

実用的には、適当な規模の面積を単位として、流域の水文的特性に基づいた、いくつかの因子により、 有効雨量の推定ができることが望ましいと考えられる。

Horrow の浸透方程式((2)式)は、山地流域の土壤の水文的な 特性に 結びついていることはもちろん、広い意味での減衰現象を表わす方程式でもあるから、基岩、山体を含めた山地流域全体の流出機構の もつ特性におきかえることもできるように考えられる。

こうした観点から,(2)式における f_c, f₀, k という因子を,山地小流域の水循環の仕組みと結びつけて詳しく分析すれば,山地流域における有効雨量を比較的容易に推定できる方法があるように考えられる。

浸透能曲線式について、 HORTON, COOK 以来の論議をふまえ、問題を整理してみると、

1) foのとり方

流域の湿潤状態との関係の扱い方。

2) kのとり方

k と,降雨強度,土壤の水分状態等との関係はどうなるか。

3) 降雨休止時,あるいは弱い雨が介在するときの fo, kの取扱い。

これは、浸透能回復過程にかかることで、1)、2)の特定条件下における取扱いである。

などに集約できると考えられる。

有効雨量の推定を行うことが、例えばユニットグラフ法等による増水曲線の推定のための前提である場合が多く、しかも流出解析の手法には、いずれにしても計算方式の一部にブラックボックス的な取扱いが

- 130 -

入ってくることから,有効雨量の推定法も,その過程が個々の水文現象と厳密に結びつけて説明できなく ても,各々の現象の物理的特性と矛盾がなければ,手法としては差し支えないものと考えられる。

ただ,はじめに述べたごとく,森林水文では林況変化との関係が重要であるから,推定手法の中に入っ てくる数値とか,それら数値の相関関係が,個々の林況や地況と関連づけて説明できなければならない。 このような視点において、本研究は浸透能曲線法による有効雨量の推定法を展開する。

(2) 浸透能と土壤水分

初期浸透能と土壤水分との関係は、NEAL¹⁰の実験によれば、初期浸透能が初期における土壌水分量に 大きく影響されること、ならびに、土壤水分量と初期浸透能がほぼ直線的な関係にあることを示してい る。

また、HORTON®)は、初期浸透能は、少なくとも地表面の水分条件によることを明らかにし、

ここで、 f_0 :初期浸透能

fw:当初地表が野外保湿容量のときの浸透能

fa:当初地表が気乾状態にあるときの浸透能

ma:当初地表が気乾状態にあるときの土湿

mw: 地表が野外保湿容量に達していたときの土湿

m₀:吸着水状態のときの土湿

km:指 数

とし,初期浸透能を最大限界値と最小値の間において,土壌水分状態に関係する指数をもつ Exp.型の値 で示されるとしている。

また,角屋ら¹³⁾は,NBALの実験による結果から,実用的な方式として,飽和含水比*W*。と,吸着係数 *W*_hの間において,下限浸透能*f*。と,上限浸透能*f*uとおき,土壤含水比と浸透能の間を直線式とみな して,茶間川の流出解析に用いている。

本研究では、有効雨量の推定を目的とするため、浸透現象を単に土壌表面における現象と限らず、山体 を含めた山地小流域に対する降雨の浸入現象ととらえるが、その場合、浸透がほぼ重力水の移動の範囲と する立場をとり、考察上の便宜から、含水比を体積含水率におきかえて、飽和含水率を W₃、 圃場含水率 を W_f とおき、それぞれに最終浸透能 f_e と浸透能の最大値を対応させて考える。

土壤の体積含水率 θrb は、含水比を θdw,土壤の容積比重を Db,水の比重を Dw とすれば、

 $\theta_{rb} = (D_b/D_w)\theta_{dw}$

となり、(*D*_b/*D*_w) は各土壌において定数であるから、*θ*_{rb} と *θ*_{dw} は線形関係においておきかえができる。 ある湿潤状態における 浸透能 f と土壌含水率との関係は、線形関係または Exp. 形等いろいろな 測定 結果が示されているが、前述のごとく、プロット浸透実験の結果が直ちに流域全体の浸透能に結びつかな いことから、実態に即した対応を考え、

ここで, *f*:浸透能

fo:初期浸透能

Wc: 土壤の体積含水率(式(4)における θrb)





Fig. 3. 土壤の含水率と浸透能の関係 Relation between soil water content by volume and infiltration capacity. W_f :土壌の圃場含水率(圃場容水 量の状態を意味する) a:流域土壌の特性による係数 n:流域土壌の特性による係数 とおく。飽和含水率を W_s で表し、 式(5)で、 $f_0 \ge f \ge f_c$ $W_s \ge W_c \ge W_f$ において、 $a = \operatorname{Exp.}(\ln(f_0 - f_c))$ $- n \cdot \ln(W_s - W_f)) \cdots (6)$

とおく。

式 (5), (6) で n=1 ならば, 角屋らの式と同形であり, n>1 の場合には上に凸, n<1 のときは 上に凹になる (Fig. 3)。

式(5)は,

$$f = f_0 - a \cdot e^{n \cdot \ln(w_c - w_f)} \tag{7}$$

とおけば、式(3)と類似の形とみることもできる。

式(5)における n は、線の形を規定する係数であり、土壌の含水率 We と浸透能 f との関係が n の値により変化することになり、後述のシミュレーションにより適値を推定する。

なお、この We と f との関係を示す式(5)、(6)は、浸透の回復過程においても、実用上は同様に 成り立つものと考える。

(3) 浸透能の回復

浸透能の回復過程については、減衰過程に比べ系統的な研究資料は少ないが、流出解析には、この両過 程を一体として解明することが必要であると考えられる。

初期浸透能の回復については、Coox⁵⁾ がとりあげていることは前述のとおりであるが、考え方を示しているだけであり、実際の資料による検証はなされていない。

石原ら¹¹は,由良川上流部における実測資料に基づいて,初期浸透能と無降雨日数の関係,すなわち, 初期浸透能の回復曲線として,次式を与えている。

 $f_0 = 4.30 + (0.27 - 4.30)e^{-0.0152t}$ (8)

 $f_0: mm/hr, t: hr$

また,式(8)で,指数-0.0152は,不飽和浸透における拡散係数に当たり,しかも乾燥状態に対応 するとしており,浸透能の減衰過程についても,同じ拡散理論の中で説明がなされ,減衰係数は,土壌水 分が,毛管飽和に近い場合に当たるとしている。

しかし、いずれにしても、係数 -0.0152 は定数とみなしている点に変りはない。

浸透能の回復過程は、土壌水分が、飽和含水率から圃場含水率に至る間において、高い方から低い方へ 移行していく現象で、保留水分の時間による減少であるから、減衰曲線の一般式の形として、

ここで, We: 土壌含水率

- 132 -

C:定数

とおくことができるものと考えられる。

となり、HORTON の浸透能曲線式と同形の土壤含水率の減衰曲線式が導かれる。

この曲線式の形は、WATSON²⁴⁾, ROGERS & KLUTE¹⁹⁾, 服部⁸⁾による砂を用いた不飽和開放浸透の実験結果とほぼ一致しているとみられることと、拡散理論による説明¹¹⁾とも符合する。

この β の値は、流域試験における雨量、流出量の観測資料から直接に計算で求めることができないの で、1 増水曲線にかかる降雨の期間中に無降雨の区間が含まれているような場合と、2 以上の連続して表 われる増水曲線にかかる全体の期間における降雨と流出の資料に基づいて、間接的に求めることとした。 すなわち、増水開始前の土壌の含水率を推定し、降雨開始後における浸透能の減衰過程に一定の計算方式 を設ければ、降雨が中断した場合とか、次の増水までの無降雨期間について、土壌の含水率の減衰係数値 の β は、降雨量の時系列を入力とし、直接流出量を出力としてシミュレーションにより求めることが可 能となる。

(4) f_c, f₀, k の推定

浸透能曲線式(2)で、f_c、f₀、k を与えることにより、降雨期間中における浸透能の時間的変化が算定でき、 直接流出量に結びつく有効雨量が推定できることになるが、 流域全体の f を実測することはできないので、これらの数値を求める方法として、各増水ごとに、その増水にかかる実測された累加雨量 R と、総直接流出量 Q とから、累加損失量 F は、

F = R - Q

.....(11)

とし、さらに、この F は別に式(2)の積分形として、

$$F' = \int_0^t f \, dt = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-kt}) \tag{12}$$

として求られることから、統計的に、fo、fo、kを推定することが行われる。

石原ら¹⁰,は,由良川における記録に基づいて,前期降雨終了後の無降雨日数によるグループに分類し, 浸透能曲線式として,

 $f = 0.27 + (f_0 - 0.27)e^{-0.15t}$ (13)

 $f, f_0: mm/hr, t:hr$

を与えている。

また、foは無降雨日数との関係から、式(8)をえている。

式(13)は f., k を定数とみており、f., は流域の湿潤度合いにより求められることになる。

小川¹⁸⁰は,竜の口山試験地のデータから,降雨継続時間と損失量との関係は,各増水における平均降雨 強度ごとに求まるとし,*f*。は降雨強度に関係する表層特性とみている。

この場合, 増水開始前の初期損失雨量は, 別に, API¹⁰⁾ など, 流域の土湿条件から推定することとし ている点など, 石原らと共通するような面もあるが, 時間 *t* と損失量 *F* の関係のグループ分けが平均降 雨強度による点が異なっている。

前述のごとく、NEAL¹⁶⁾, HORTON⁹⁾は、初期浸透能が地表面の土壤水分状態により大きく影響をうけるこ



降雨継続時間 Rainfall duration Fig. 4. 降雨強度別浸透能曲線 Infiltration capacity curves by different rainfall intensity. とを明らかにしており,また,佐藤ら²⁰⁾, 村井ら¹⁷⁾の実験で,浸透速度が降雨強度 によって変化することが確かめられてい るが,筆者は,これらの成果をふまえ て,有効雨量の推定のための実用的な意 味での考え方として,土壌の含水率が圃 場合水率 W_f にほぼ等しいような状態 のときの流域においては,初期浸透能 f_0 は,降雨強度 rに等しくなるとみなす。 すなわち,降雨強度は大きい場合から小 さい場合へといろいろ変化するが,少な くとも,流域の土壌の含水率が W_f と 等しい程度の乾いた状態では,直接流出

量は生じないものと解する。これは、実際の山腹における浸透実験の結果とも一致する。

この考え方では、土壌の含水率が W_fの状態にはじまり、同じ強度の降雨が継続すれば浸透能曲線は、 降雨強度に等しい初期浸透能 f₀ から、最終浸透能 f₀ に近づいていくことになる。したがって、降雨強 度が異なるごとに、それぞれ別の減衰曲線が引かれることになり、減衰曲線はほとんど無数に存在すると いってもよいことになる。

Fig. 4 に示すように、 例えば時間 t_1 における $r_1 - f_1$ は、 強度が r_1 の降雨が継続する場合の時間 t_1 における降雨余剰であり、同じく、 $r_2 - f_2$ は、 降雨強度 r_2 の降雨が t_1 時間続いた場合の降雨余剰となり、 これがそれぞれ有効雨量となる。

この f_1 , f_2 などの浸透能は、流域の土壌含水率 W_c とある一定の関係があり、式(5)で土壌含水率 W_c との関係が推定できる。

W_cがわかれば,式(5)でf₀を降雨強度とおきかえてfが推定でき,Fig.4 でみるように,降雨 強度別にtが求めうることになり,浸透能曲線上においてt時間経過した状態の浸透能に相当するという 解釈が成り立つ。

降雨強度が途中で変化する場合,実際の降雨はほとんどそうであるが,浸透能曲線式は新しい降雨強度の式に移ることになるが,その場合も f から W e を推定し,その W e において,式(5)で fo を新し い降雨強度におきかえて計算することにより,任意時間における f を推定できる。

f。は、土壌の水分保留状態が、降雨が長時間継続した場合に一定値に近づくということが厳密にはいい いえないまでも、実用的には流域のもつ水文条件による定数とみて差し支えないものと考える。

kは、山地小流域としてみた場合、降雨強度とか、降雨の継続時間により変化するということが考えられるので、実測の降雨データに基づいて検討することにした。

V 足尾試験流域における浸透能減衰曲線式

式(11)で,累加損失量 F が累加雨量と直接流出量の差として与えられることから,実測資料に基づいて各増水ごとの F を推定し,降雨の継続時間との関係を示したものが Fig. 5-(1),(2)である。





— 135 —

林業試験場研究報告 第1320号

ここで,式(11)における Q は,実測のハイドログラフから,減衰曲線の勾配急変点を求め増水開始 点とを結び分離した直接流出量である。

この分離法を用いることは、降雨の終了時刻と、降雨終了後のハイドログラフの形から変換点を求める ので、作業は比較的簡単であるが、降雨強度の変化の少ない、連続した降雨による増水以外の増水で、複 数のピークを有する、いわゆる複合形の増水の場合には、基底流出量の分離が理論的に難しいという欠点 がある。

この複合形の増水における分離法は、 BARNES³⁾ 以降いろいろな 解析的方法が提案されているが、 実際 の作業が困難である場合が多いことと、基底流出量の時間的変化は比較的小さいことなどから、複合形の ハイドログラフの場合は、最後の増水ピーク以後の減水曲線の形から、急変点を求め、増水開始点と直線 で結ぶ方式を採用した。

Fig. 5-(1), (2) に示す各増水ごとの平均降雨強度は、増水開始から降雨の終了までを継続時間とするが、降雨の中断する時間がある場合の取扱いが問題となる。

そこで、降雨の中断があっても、短い中断であって、中断によりその後に別のピークが形成されないような場合には、その中断時間を含めて降雨継続時間とみなし、中断により別のピークを形成する場合とか、長い中断であって、一連続降雨とみなしにくいような場合には、その中断時間は、増水曲線の降雨継続時間から差し引いている。

この方式は、降雨の中断時間があり、そのことにより、増水曲線に新しくピークが形成される場合に は、その中断の前後の降雨群ごとに形成されたハイドログラフが重複して複合形のハイドログラフを形成 するとみなすことであって、一つの増水曲線の中で、降雨の群ごとに対応する増水ハイドログラフを分離 することは不可能であることから実用上とった方法である。





Calculating method of average rainfall intensity.

降兩継続時間 Rainfall duration $t = t_1 + t_2 + t_3 + t_4$ 降 雨 量 Rainfall amount $\sum r_4 = \sum r_1 + \sum r_2 + \sum r_3 + \sum r_4$ 平均降雨強度 Average rainfall intensity $r = \sum r_4/t$ これらの関係を, Fig. 6 に示す。

Fig. 5-(1), (2) では,各増水に関する累加雨量をその降雨継続時間で除した平均降雨強度ごとにグル ープ化して示してあるが、各グループ別に t と F について明らかな相関性がよみとられる。

以上によって、流域の浸透能曲線式は、平均降雨強度の近い増水グループごとに求めうることが実証さ れたことになり、この資料から f., f., k を統計的に求めていけばよいと考えられる。

式(12)でfeは、各平均降雨強度グループとも一定とみられることから、最小の平均降雨強度階層の グループの $t \ge F$ の直線回帰係数を求め、その値を仮の f_c とおく。

式(12)で faは各降雨階層ごとの平均降雨強度におき,最少自乗法により t~F 曲線を設定する。 すなわち,式(11)のFと,式(12)のF'とから,各降雨階層グループごとに,

F の平均値	$M = \frac{\sum F}{N}$ N:資料数	
標準偏差	$\sigma_y = \sqrt{\frac{(F_1 - M)^2 + (F_2 - M)^2 + \dots + M}{N}}$	$(F_N-M)^2$
	$=\sqrt{\frac{\Sigma(F-M)^{2}}{N}}=\sqrt{\frac{\Sigma(d^{2})}{N}}$	(14)
標準誤差	$S_y = \sqrt{\frac{(F_1 - F_1')^2 + (F_2 - F_3')^2 + \dots}{N}}$	$+(F_N-F_N')$
	$=\sqrt{\frac{\Sigma(F-F')^2}{N}}=\sqrt{\frac{\Sigma(e^2)}{N}}$	(15)
相関比	$\eta = \sqrt{1 - \frac{S_{\boldsymbol{y}^2}}{\sigma_{\boldsymbol{y}^2}}}$	(16)

ただし、 $1 > \eta > 0$

としてηの最大値をさがすことになる。

 $k = \gamma \cdot (r - f_c)^Z$

f. の値を調整し、全体的なバランスをみながら、各降雨強度階層のグループごとに f. と k を決定す る。

20分間降雨強度を用いて求めた k と、平均降雨強度 r との関係を Fig. 7 に示す。

平均降雨強度 r の増加により、 減衰係数 k も増加する傾向がよみとられる。 この r と k の関係を検 討すると、指数式とみると相関がよく、 $r = f_c$ で k = 0 とみなしうるから、

r:降雨強度 mm/20 min 平均路雨強度 r (mm/20min) 7, Z:定 数 Rainfall intensity Fig. 7 から ß 2 3 4 5 67 В icient 9 10 $k = 0.0148(r - 0.8)^{0.36}$ n 条数 coeffic 0.01(18) 0.02 ession 0.03 これは,係数 k が降雨強度により変 $k = 0.0148 (r - 0.8)^{0.38}$ 0.04 0.05

> Fig. 7. 平均降雨強度と減衰係数の関係 Relation between average rainfall intensity and depression coefficient.

.....(17)

という結果をえた。

化するということで、 従来の 研究で k を定数とみなした場合とは異なることを 意味する。

これについては、あとで検討する。

				除高继续時間
降雨継続時間 Duration of rainfall (20 min)	γ_t	Zt	Corr.	Prevention Rainfall duration 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100
$t \ge 1.0$	0.0150	0.950	0.9996	•
$2.0 \ge t > 1.0$	0.0130	0,800	0.9990	
$3.0 \ge t > 2.0$	0.0190	0.750	0.9997	N 0.5
5.0 $\geq t >$ 3.0	0,0125	0.600	0.9967	$z_t = 0.717$ e
6,0 $\geq t >$ 5,0	0.0190	0, 450	0.9945	•
$10.0 \ge t > 6.0$	0.0150	0,500	0.9868	1.0
$18.0 \ge t > 10.0$	0.0110	0.450	0.9853	1
$27.0 \ge t > 18.0$	0.0150	0,400	0,9961	Fig. 8. 降雨継続時間と Zt との関係
40.0 $\geq t > 27.0$	0.0160	0.350	0.9888	Relation between rainfall duration
$60.0 \ge t > 40.0$	0,0140	0.050	0.9857	and Z_t .
<i>t</i> > 60.0	0,0120	0.100	0.9976	
		1	1	

Table 2. 降雨継続時間別の γ_t , Z_t γ_t , Z_t of each rainfall duration zone

式(18)は、平均降雨強度の階層別に k を検討した結果であるが、降雨の継続時間と k との関係は明 らかでないので、 Fig. 5-(1),(2) に示した同じ資料を用いて、 Table 2 に示すように降雨継続時間階 層別の増水のグループごとに k と増水時間との関係を検討してみた。

k と降雨強度との関係で式(17)の形をとることは、同じであるとみられるので、この場合も同様に、

$$k = \gamma_t (r - f_c)^{Z_t} \tag{19}$$

γ_t, *Z_t*:定数

とおいて,降雨継続時間のグループごとに ? と Z の最適値を求めた。結果を Table 2 に示す。

Table 2 から、 7₁ については降雨継続時間にかかわらずほぼ定数で、 Z₁ の方が降雨継続時間により変 化することがわかる。

Table 2 の指数 Z_t と 降雨継続時間 t との 関係は Fig. 8 にみられるごとく,時間 t の増加とともに Z_t が 0 に収束する形の分布となり, Exp. 形での相関とみてよいので,相関式として

 $Z_t = 0.717e^{-0.0814t}$ (20)

が求められた。

Table 2 から 7t はほぼ一定値となるとみられるので平均値として扱えばよいと考えられるが,平均値 は式(17)の 7 とほぼ同じ値となるので,式(19)は,

 $k = 0.0148 (r - f_c)^{0.717 \cdot e^{-0.0814t}}$

となる。

これは、減衰係数 k が、平均降雨強度、降雨継続時間により変化することを意味し、重要である。

式(21) で求められる k の値を用いて,式(12)の F'を計算したものが Fig. 5-(1),(2) に相関を示す線として記入してある。

式(21)の k を,式(2)に入れれば、これが、足尾試験流域における浸透能の減衰曲線式となる。

式(21)の k は, 流域の土壌含水率の変化によっても影響をうけることになるが, これについては, 次の有効雨量の推定の項で述べる。

なお、これらの推論は、平均降雨強度に基づいているが、本研究の目的からみて、同じ強度の均一降雨

-138-

VI 有効雨量の推定

降雨量,流出量の観測資料から得られた f_e, f_o, k と,流域の土壌の水文特性,基準時点における流 域の土壌含水率,浸透能の回復過程の土壌含水率の変化等から,流域の有効雨量を推定する計算手順を示 す。

(1) 降雨時の浸透能と有効雨量

流域の土壤含水率を W_{c1} とおけば、Fig. 9-(a) に示すごとく、 W_{c1} に相当する浸透能は、降雨強度別に異なり、式(5)で、 f_0 を降雨強度 rにおきかえて、例えば、 $r_1 = f_{01}$ とすれば、

$$f_1 = r_1 - a(W_{c1} - W_f)^n$$

$$a = \text{Exp.} (\ln(r_1 - f_c) - n \cdot \ln(W_g - W_f))$$
(22)

として表される。





この f_1 は、 Fig. 9-(b) でみるごとく、初期浸透能 f_{01} の減衰曲線の上では、降雨継続時間 t_1 の浸透能に相当する。

この f_1 は,式(2)から, $f = f_1$, $f_0 = f_{01}$ として,

 $t_1 = \frac{\ln(f_{01} - f_c) - \ln(f_1 - f_c)}{k}$ (24)

で表される。

 r_1 の降雨強度が継続すれば、浸透能 f は、 f_{01} の浸透能曲線にそって、右の方向へ移動し、時間 t' を経過し、 t_2 にいたったときの浸透能を f_2 とおけば、

$$f_2 = f_c + (f_{01} - f_c)e^{-k(t_1 + t')}$$
 (25)

となる。

この f_2 を, Fig. 9-(a) にもどして考えれば, f_{01} の線上では W_{c2} の土壌含水率に相当することになり,式 (22) で f_1 を f_2 におきかえ $W_{c1} = W_{c2}$ として,

 $W_{c2} = \operatorname{Exp.}\left(\left(\ln(r_1 - f_2) - \ln(a)\right)/n\right) + W_f$ (26)

このことは、 W_{e1} の土壌含水率に対して、平均降雨強度 r_1 の降雨がt'時間続いたとき、流域の土壌 含水率が W_{e1} になったことを意味する。

Fig. 9-(a), (b) にみるように, $W_e \geq f$, $t \geq f$ の関係で,降雨強度ごとに相関が求められるから, 流域の土壌含水率と浸透能との換算は,各降雨強度ごとに行うことが可能であるとともに, f_2 の場合の 土壌の含水率 W_{es} では,初期浸透能 f_{es} の場合における浸透能は f_8 に当ることになり,その時点から 降雨強度 r_8 が継続すれば,浸透能は f_8 から減衰し, t''時間経過した t_4 において f_4 となる。 f_4 は土 壌含水率では W_{es} に相当する。

このようにして,浸透能の減衰過程では,最初の土壌含水率と降雨強度ならびにその継続時間が与えられれば,浸透能曲線式を用いて, f の値を任意に求めうることになり,有効雨量 re は降雨強度 r と f の差

 $\boldsymbol{r}_{\boldsymbol{e}} = \boldsymbol{r} - \boldsymbol{f} \tag{27}$

として,求めることができる。

(2) 浸透能の回復と土壌水分

降雨強度別の浸透能に対する土壤含水率は式 (26) で求められるが、Fig. 9-(c) で、降雨強度 $r_1 = f_{01}$ における浸透能 f_1 に対して、土壤含水率を W_{c1} とする。

Fig. 9-(d) で Wet が,式(10) による含水率の減衰曲線における時間 ti に当たるとすれば,

として表される。

11 から時間 t' を経過した時刻 ta における土壌含水率を Wes とすれば、式(10)に基づいて、

$$W_{c2} = W_f + (W_s - W_f)e^{-\beta(t+t')}$$
(29)

となる。

この W_{c2} は, Fig. 9-(c) でみるとおり, 浸透能は f_2 にあたり, したがって, 降雨強度 $r_1 = f_{01}$ の降雨に対しては, 浸透能が f_1 から f_2 へ回復したことになる。降雨強度が $r_2 = f_{03}$, $r_8 = f_{03}$ 等と異なれば, 同一の含水率においても浸透能 f が異なるのは当然である。

- 140 -

ここで,降雨が中断または終了すれば,浸透能は回復過程に入ることは容易に理解できるが,ごく小さ い降雨強度の場合,減衰と回復との境界がどこにあるかを決めることはなかなか困難である。

したがって、ここでは、降雨強度が最終浸透能 f_e より大きい場合、すなわち $r > f_e$ の場合は浸透能 は減衰過程に入り、 $f_e \ge r > 0$ のときは浸透能は変化せず、土壌水分変化も起こらないものと仮定して計 算をすすめた。

(3) 減衰係数 k と土壌水分

式 (24), (25) の k は式 (21) で計算されるが、この k と土壌水分との関係について検討してみる。 式 (2), (5) の f を等しいとして、

 $f_0 - a(W_c - W_f)^n = f_c + (f_0 - f_c)e^{-k \cdot t}$ (30) 式 (30) から,

$$t = -\frac{\ln\left(1 - \frac{a(W_c - W_f)^n}{f_0 - f_c}\right)}{k}$$
 (31)

とおくことができる。

この式 (31) で,

$$\ln\left(1 - \frac{a(W_c - W_f)^n}{f_0 - f_c}\right) = W_l$$
 (32)

とおき, tを式(21)へ代入すると,

$$k = 0.0148 (r - f_c)^{0.717} e^{0.0814} \frac{W_l}{k}$$
 (33)

となり、 W_s , W_f , W_c , f_0 , f_c , r, $n \ge k \ge 0$ 関係が導かれる。

これらのうち、 W_s , W_f , f_c , n は流域の特性による定数で、 f_0 はr とおきかえられるから、k は W_e とrを変数として表されることになる。

式(33)で、W。を与えれば、たから k を求めうることになるが、その場合直接解を得られないので、

とおき、非線形方程式の近似解法を用いる。

近似解法としてはいろいろのものがあるが、この場合 NEWTON-RAPHSON 法¹⁶⁾を用いることにした。

NEWTON-RAPHSON 法は、条件づきで収束する解法であるが、収束がきわめて速い点が特徴とされる。次にその手順をのべる。

方程式 f(x) = 0 の実根の近似値を x_i とする。 $x = x_i$ における f(x) の接線の方程式は、1次までの TAILOR 展開によって、

$$f(x) = f(x_i) + f'(x_i)(x - x_i)$$
(35)

で表される。

この接線と x 軸との交点を ($x_{i+1,0}$) とすれば,この点は f(x) = 0 とおいて求められる。すなわち,

$$0 = f(x_i) + f'(x_i)(x_{i+1} - x_i)$$
 (36)

式 (36) から,

$$x_{i+1} = x_i - \frac{f(x_i)}{f'(x_i)}$$

.....(37)

これらの関係を Fig. 10 に示す。









式 (34) で,

$$0.717e^{0.0814} \cdot \frac{W_l}{k} = Z_t \tag{38}$$

とおき,式(37)において, x を k とおきかえたとき,

$$f(k_{i}) = 0.0148(r - f_{c})^{Z_{l}} - k_{i}$$

$$f'(k_{i}) = 0.0148(r - f_{c})^{Z_{l}} Z_{i} \cdot \ln(r - f_{c}) \cdot 0.0314 \cdot \frac{W_{l}}{k_{i}^{3}} - 1 \dots (40)$$

$$k_{i+1} = k_{i} - \frac{f(k_{i})}{f'(k_{i})}$$

$$\dots \dots (41)$$

この場合,近似解の精度は, $k_{i+1} - k_i \leq 10^{-6}$ とおいた。

計算手順は,式(41)で, ki に適当な初期値を与え, ki+1を求め,その ki+1を,さらに最初の ki と みなして再計算し, ki+2を求め,以下その反復を行う。その結果,求められた近似値の差が逐次小さく なり許容精度をこえたところが求める ki の値となる。

最初に与える ki の値は,式(36)の曲線の形と式(37)の収束性を検討した上で決定する必要がある。

(4) 回復過程の係数 β について

式(10)の β は、IV-(3) で述べたごとく実測資料から直接求めることはできないので、数個の増水を 含む期間を区切り、 浸透能の減衰過程とともに回復過程の土壌水分、 浸透能等を β の仮定値に基づいて 計算し、実測された直接流出量と、計算された有効雨量の比較結果から、最適の β を推算する。

計算の過程を,フローチャートに示せば, Fig. 11 のようになる。

図中,初期土壌含水率は,計算の開始時点の値になるが,理論上は増水開始後でも,増水終了から次の 増水開始までの中間でもよいことになる。しかし,増水開始後は,土壌含水率の変化が激しく,推定する ことが困難であるから,増水開始前で,降雨の始まる直前にとる方が,誤差が少なくてすむと考えられ る。

また、この有効雨量の推定期間は、ハイドログラフとの関係で期間を区切る必要がないので、降雨の観 測資料があれば、どのように長くとも差し支えないことになる。ただ、その推定結果が正しいかどうかを 検証するためには、やはり実測されたハイドログラフから直接流出量を求め、増水期間における推定有効 雨量と比較しなければならないことになる。

具体的な β の計算例を Table 3-(1)~(4) に示す。これらの計算例では、計算期間は 6~16 日程度 で、3~5 個の増水を含んでいる。計算開始時点における土壌の含水率を 20.0~23.0% まで変化させ、 計算期間における有効雨量の推定値の合計が、直接流出量の実測値に ほぼ一致するような場合の β を求 めたものである。

基準時点の土壌の含水率が大きいと、回復係数は大きく、含水率が小さいと、回復係数も小さいという 関係になるが、どの組み合わせが適当であるかは、推定期間の初めに近い増水から、終りに近い増水に至 る各増水の有効雨量と流出量の比較により判断することができる。すなわち、Table 3-(1)~(4) でみら れるように、直接流出量と有効雨量とが、全期間としてはほぼ一致していても、各増水ごとに比較すると 最もよくバランスのとれている基準点の土壌含水率の値があり、その場合における β が回復係数とみな しうることになる。

なお、 Table 3 で計算諸元として用いた f_e 、 W_f 、 W_s 、 n 等については(6) 有効雨量の計算手順と

Table 3-(1). 浸透能回復過程の β の計算例

An example of calculation during the recovering period of infiltration capacity

推定期間 Estimated period 1976. Nov. 14. 0 h~Nov. 20. 24 h (7 days)

増水 No. Flood No.		降雨量 Amount of rainfall	増水期間	実測直接	増水開始前の土壤含水率別に計算した有効雨量 Effective rainfall estimated for each soil water content before flood									
	降雨期間		(時間)	Direct runoff	23.0	23.0 (%)		22.0 (%)		21.0 (%)		(%)		
	Duration of rainfall		Period of flood (hour)		有効雨量 Effective rainfall	r_1/Q	有効雨量 Effective rainfall	r_2/Q	有効雨量 Effective rainfall	r ₈ Q	有効雨量 Effective rainfall	r_ Q		
		7 (mm)		Q(mm)	$r_1(mm)$	(%)	$r_{s}(mm)$	(%)	r ₈ (mm)	(%)	r ₄ (mm)	(%)		
F1 00	1976	21.0	1976	2 47	2 20	120.26	2.04	102.00	2.0	105 15	2.04	02.40		
51-22	11.14. $0 n \sim 11.14.12 n$	31.0	$11.14.3 \text{ n} \sim 11.15.7 \text{ n}$	2,47	3.20	129,00	3.04	120,22	2,00	105,15	2.04	82.49		
51—23	11.17.20 $h \sim 11.18.4 h$	14.0	11.17.21 $h \sim 11.18.14 h$	0,53	0,13	25,11	0.22	42,13	0.38	71.42	0,58	109.11		
51—24	11. 20. 10 h~11. 20. 14 h	11.0	11. 20. 10 h ~11. 20. 24 h	0.47	0.14	30.06	0.24	50.58	0,46	98.78	0.90	191.73		
全 期	間 Total	56.0		3.47	3.47	99, 99	3, 50	100.99	3.44	99.13	3.52	101.35		
βの推	定值 Estimated ß				0.0	240	0.0	096	0.00)48	0.0	016		

Table 3-(1)~(4). 計算諸元 Remark: fc=0.8, Wf=20.0 (%), Ws=50.0 (%), n=1.0.

Table 3-(2). 浸透能回復過程の βの計算例

An example of calculation during the recovering period of infiltration capacity

推定期間 Estimated period 1977. Sep. 3. 19 h~Sep. 20. 18 h (16 days 23 hours)

i⇔.No		降雨量	増水 期間	実測直接	Effecti	增 ve rainfa	水開始前の all estimat	土壤含水和 ed for ea	率別に計算 ach soil wa	した有効す ater cont	司量 ent before	flood
增水 NO.	降雨期間	Amount	(時間)		23.0	(%)	22.0	(%)	21.0	(%)	20.0	(%)
Flood No.	Duration of rainfall	of rainfall	Period of flood (hour)	Direct runoff	有効雨量 Effective	r_1/Q	有効雨量 Effective	r_2/Q	有効雨量 Effective	r ₈ /Q	有効雨量 Effective	r4/Q
		<i>r</i> (mm)		Q(mm)	$r_1(mm)$	(%)	$r_{3}(mm)$	(%)	$r_{\rm s}(\rm mm)$	(%)	$r_4(\text{mm})$	(%)
52.20	1977	25.0	1977	1 10	2.24	106 60	1.00	164 71	1 57	121 02	1 10	100.00
52-20	9. 3. 19 n~9. 4. o n	25.9	9. 3. 19 n 23 \sim 9. 5. 2 n	1.19	2, 34	190.03	1.90	104.71	1, 57	131,93	1.19	100,00
52-27	9. 8.15h∼9.14.10h	141.7	9. 8.15 h 45′ ∼9.18.24 h	37.34	35.20	94.27	35.01	93.76	34.81	93.22	34.62	92.72
52—28	9.19.7h~9.19.23h	85.1	9.19.7h45'~9.20.18h	15,18	15.84	104.35	15.83	104.28	15.83	104.28	15.83	104.28
全 期	間 Total	252.7		53,71	53,38	99.38	52.80	98.31	52, 21	97,21	51,64	96.15
βの推定値 Estimated β					0,096 0,0080				0.064		0.0048	

Table 3-(3). 浸透能回復過程のβの計算例

An example of calculation during the recovering period of infiltration capacity 推定期間 Estimated period 1978. July 8. 12 h~July 21. 9 h (12 days 21 hours)

増水 No.	w - + + + + = =	降雨量 Amount of rainfall	増 水 期 間	実測直接	増水開始前の土壤含水率別に計算した有効雨量 測直接 Effective rainfall estimated for each soil water content before flood									
	降雨期間		(時間)	D	23.0	23.0 (%)		(%)	21.0 (%)		20.0	(%)		
No.	Duration of rainfall		Period of flood (hour)	runoff	有効雨量 Effective	r_1/Q	有効雨量 Effective	r_2/Q	有効雨量 Effective	r ₈ /Q	有効雨量 Effective	r 4/Q		
		r (mm)		Q(mm)	$r_1(mm)$	(%)	$r_{3}(mm)$	(%)	$r_{3}(mm)$	(%)	$r_4(\text{mm})$	(%)		
53-13	1978 7 8 12h \sim 7 8 17h	25.2	1978 7 8 13h 35'~7 9 12h 25'	1 55	2.81	181 30	2 44	157.37	2.01	129 84	1.52	97 99		
53-14	7. 10. 17 h \sim 7. 12. 9 h	135.8	7 11 5 h $25' \sim 7$ 12 12 h	47 46	45 65	96 18	46 47	97 91	47.36	99 79	47 02	99.08		
53—15	7. 18. 12 h \sim 7. 18. 17 h	7.1	7. 18. 12 h 40' \sim 7. 18. 24 h	0,11	0,20	178, 11	0, 22	195.48	0, 25	227,69	0, 25	227.56		
53—16	7. 20. 12 h ~7. 20. 22 h	6.9	7.20.12h45'~7.21.9h	0.24	0,17	69.30	0,18	74.48	0.20	81,76	0.20	81.75		
全期	間 Total	175.0		49.36	48.82	98.90	49.30	99.88	49.82	100.93	48.99	99.25		
βの推;	定值 Estimated ß				0.0	112	0.0	096	0.0	080	0.0	080		

Table 3-(4). 浸透能回復過程の βの計算例

An example of calculation during the recovering period of infiltration capacity 推定期間 Estimated period 1978. July 23. 0 h~July 29. 7 h (6 days 7 hours)

増水 No.	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	降雨量	増水期間	実 測 直接 流 出 量 Direct runoff Q(mm)	増水開始前の土壌含水率別に計算した有効雨量 回直接 Effective rainfall estimated for each soil water content before flood										
	降雨期間	Amount of rainfall r (mm)	(時間)		23.0	(%)	22.0	(%)	21.0	(%)	20.0	(%)			
Flood No.	Duration of rainfall		Period of flood (hour)		有効雨量 Effective rainfall	r ₁ /Q (%)	有効雨量 Effective rainfall	r ₂ /Q (%)	有効雨量 Effective rainfall	r _s /Q (%)	有効雨量 Effective rainfall	r₄/Q (%)			
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1978		1978		$r_1(\text{mm})$		$r_{g}(mm)$		$r_{8}(\text{mm})$		$r_4(\text{mm})$				
53—17	7.23. 0h~7.23. 3h	19.8	7.23. 1 h 45' \sim 7.23.18 h	1.39	2, 29	164.88	1.96	140.78	1.56	111.98	1.13	81.21			
53—18	7.25.14 h ∼7.25.16 h	2.2	7.25.14 h 40'~7.26.9 h	0.20	0.00	1.89	0.00	2.09	0.01	2.74	0.01	3,54			
53—19	7.26.14 h~7.26.16 h	38.9	7.26.14h ~7.27.12h	4.25	3.86	90.78	3.90	91.83	3,96	93.11	4.01	94.44			
53—20	7.27.12h~7.27.14h	20.5	7.27.12h40'~7.28.8h	1.23	1.37	111.31	1.64	133.07	1.94	157.49	2.17	176.56			
53—21	7.28.13 h~7.28.16 h	8.7	7, 28, 13 h 30'~7, 29, 7 h	0.61	0,15	25.28	0.20	32.92	0.27	44,30	0.34	54.95			
全期	間 Total	90, 1		7.68	7.68	99.96	7.70	100,28	7.73	100.61	7.66	99.69			
βの推済	定值 Estimated β			0.0	140	0.0	088	0.0	064	0.0	052				

- 145 -



推定例のところで説明する。

このようにして選んだ回復係数を,計算期間との関係で示したものが Fig. 12 である。 β の範囲は 0.003~0.015 に集中しており,ほぼこの程度のオーダーとみることができる。 また,季節別にみると,夏季間における値が大きい傾向がうかがえる。

(5) 計算開始時点の土壤含水率

従来の流出解析では、APIとか、無降雨日数などから流域の湿潤状態を推定し、初期損失に結びつけ

る方法がとられているが、本研究においては、初期損失を別計算で求めることはせず、有効雨量計算はど の時点においても同じ計算法によるから、計算開始時点の土壤の含水率を決めて、そこから出発しなけれ ばならないことになる。

式(10)で,浸透能回復過程のW。の時間変化がわかるので,回復係数ごとに無降雨日数と土壌の含 水率との関係をみると,Fig.13に示すようになる。

Fig. 13 で,前降雨終了時点の土壤の含水率がわかれば,無降雨日数から,増水開始前の含水率が推定 できるわけであるが,これもやはり,その以前の状態がわからないという同じ問題が生ずる。そこで,実 用的な方法として,平均法を用いることにした。すなわち,無降雨の日数がわかれば,その場合考えられ る最大の土壤の含水率は,W_sからその日数経過したあとのW_eであるから,そのW_eと,もう一つ考 えられる土壌含水率の最低值W_fとの平均値をもってこれにかえる。

Fig. 13 でみるように、 β が 0.01 または 0.005 の場合で、 7 日または 13 日で土壌含水率はほぼ W_f に 近い状態になることから、比較的短い無降雨日数の場合についてだけ、推定誤差が現れることになる。し たがって、長い無降雨日数のあとで計算開始点をおけば、あまり問題はおこらないことになる。

(6) 有効雨量の計算手順と推定例

この推定法は,降雨流出量の観測資料の解析により,浸透能の減衰過程と回復過程,流域の土壌含水率 などについて,見出された法則性に基づいて,計算をすすめるのであるが,解析の結果得られた諸数値は, 足尾試験流域の資料に基づいたものであるから,足尾試験流域と類似の水文特性を有する山地小流域にお いてのみ,適用が可能である。

Fig. 11 で、 β を仮定値として、観測雨量の時系列 $r_1 \sim r_n$ から、有効雨量の時系列として、 $r_{e1} \sim r_{en}$ を計算する手順を示しているが、この β を、Fig. 12 にみられるような結果から、適切に決めれば、Fig. 11 が有効雨量の計算手順を示すことになる。

このフローチャートにそって、計算手順を説明する。

計算に必要な諸数値のうち,流域条件によって,あらかじめ決めておくことができるものには,次のものがある。

1) 流域土壌の圃場含水率(W_f)と飽和含水率(W_s)

流域土壤の理学性に基づいて決めるもので,一般に, W_f と W_aの差が大きいと,有効雨量が小さく 算出される。

足尾試験流域は、亀裂の多い透水性の大きい基岩からなり、土壌は流亡しているところが多いので、こうした流域の W_f , W_s をどのようにみなすかは難かしい問題であるが、既往の試験流域で、地質に類似性がある場合の土壌層のC層の理学性の調査資料に基づくこととし、竜の口山試験地、宝川試験地などの調査結果から、この計算では $W_f = 20\%$, $W_s = 50\%$ とおいた。

2) 常数 n

流域土壌の含水率と浸透能の関係を規定する因子として,式(5)で用いられているが,通常は,1とおいている。

3) 最終浸透能 fe

計算の単位となる降雨時間によって異なることはもちろんであるが、20分単位とした場合は、Fig. 5 の r ≤1 の点の分布から求められる勾配であって、0.8 mm/20 min としている。

4) 減衰係数

- 148 -

式 (21) から導かれ, 土壌水分状態を 考慮したものは, 式 (33) によって得られるが, 算定因子として, W_f, W_s, W_o, f_o, f_o, r, n が用いられる。

Weは、後述するごとく、計算の開始時点で、初期土壤含水率として与えられる。同時に、 r は降雨強度であって、入力として与えられる。foは、r と等しいことになるので、r が決まれば fo も定まる。

5) 回復係数 B

Fig. 12 に示すような結果が得られており、0.003~0.015 程度の範囲で、季節別に多少の幅をもたせる。

次に,有効雨量推定の対象となる降雨に関して必要な数値は,

1) 降雨量の時系列 r₁~r_n

20分間雨量の値であって、観測に用いる雨量計の種類によっても 後妙な ちがいを生ずることがある。 したがって、解析に用いた雨量の観測法と、有効雨量の推定に用いる資料の観測法とは同じことが望まれ る。

2) 初期の土壤含水率 We

Fig. 13 に、無降雨日数と土填含水率との関係を示しているが、無降雨日数が短いと、推定誤差が生じ やすいので、なるべく無降雨日数が長く続いたあとのところを計算開始時点に選べばよいことになる。

以上の諸因子を与えれば、Fig. 11 に示す手順により、単位時間の降雨ごとに、有効雨量が推定できる ことになる。

降雨が継続する場合は,浸透能の減衰過程が適用され,有効雨量が推定され,同時に土壌含水率の変化 が算定される。降雨のない期間については,浸透能は回復過程に入り,有効雨量はないが,土壌の含水率 は減少し,次の降雨までに浸透能がそれだけ増加する。

Fig. 11 の右端の $f_{o} \ge r > 0$ のときは、土壌含水率は変化しないとみなしていることを意味している。 有効雨量の推定例を、Fig. 14-(1)~(6) に示す。

最上段に観測雨量,次に実測のハイドログラフから分離した直接流出量のハイドログラフと,その水高 が示されている。

単位時間ごとに推定された有効雨量が、第3段目に示してある。その合計値は、例えば、Fig. 14-(1) では、2.50 mm で、これは直接流出量の2.47 と一致すればよいことになる。

最下段の土壌含水率は、この有効雨量推定計算の過程における推定値を、参考のために示したもので、 降雨の継続により漸増し、降雨の終了後は、なだらかな減衰を示す。

この有効雨量の推定法は,降雨の時系列から,増水曲線を推定する場合などの一段階として用いられる ものであるが,流域降雨量の把握における誤差,流量観測における誤差,あるいは直接流出量分離法にお ける問題点などを勘案すれば,どうしてもある程度の誤差はさけられないことから,ここで得られた推算 結果は,実測値との一致度合が高く,ほぼ良好なものと判断される。

1) 足尾試験流域は、土壌が流亡し、植生も劣悪で、ほとんど露岩状態に近いような山地流域であり、 その降雨、流出量の解析結果に基づく有効雨量は、通常の森林と土壌を有する山地流域とは異なり、特殊





林業試験場研究報告 第 320 号

150 —





性を有することが考えられる。しかし、ここで得られた諸数値は、今後、有林地における同様の解析結果 と比較することによって、森林と土壌のもつ水文的な効果をとらえるために有益であると考えられる。

2) 浸透能と土壌含水率との関係は、実用的には、直線関係とみてもあまり問題のないことがわかった が、長時間の降雨により、流域の含水率が大きくなったような場合の浸透能は、この線の形により影響さ れることになり、より正確な有効雨量の推定のためには、この関係をなお検討する必要がある。

3) 降雨終了後における土壌含水率の減衰については、指数関数とみなして解析をすすめたが、この曲線の形についても、なお検討する余地がある。

なお, この解析結果により求められた 0.003~0.015 について考えてみる。 式 (10) から、

 $\beta = -\frac{\ln(W_c - W_f) - \ln(W_s - W_f)}{t} \qquad (42)$

......(43)

浸透能の回復過程を,式(8)に基づいて,

 $f = f_u - (f_u - f_c)e^{-ct}$

f:時間 t における浸透能

fu:回復限界の浸透能

fc:最終浸透能

c:回復係数

とおくと,

 $c = -\frac{\ln(f_u - f) - \ln(f_u - f_c)}{t}$ (44)

式 (42) と,式 (44) は同形であり、土壤水分 W_c と浸透能 f との関係が仮に線形である場合、すなわち、式 (5) において n=1 であれば、式 (42) と式 (44) の右側の分子項は同値となる。

前述の 0.003~0.015 は, n=1 として求めたものであるから,式(8)の回復係数と同じ意味をもった数値とみることができるが,オーダーがほぼ一致する点は興味深い。

4) 浸透能曲線式で, fo を降雨強度に等しいとおくことは, 流域の土壤含水率が圃場含水率に近い状態では, 浸透能が降雨強度を上回ることが多いという考え方によるが, 流域の条件によっては, この前提は適用できないので, その場合には, 別に検討する必要があるものと考えられる。

5) 浸透能の減衰係数 k が,降雨強度により変化するということは、浸透能曲線式の初期値 f_0 のとり 方とも関係するが、 f_0 が降雨強度により影響されず、一定値であると仮定すれば、異なった結果になる かも知れない。

また, k が降雨継続時間に影響され,長時間の降雨の場合には,より小さくなるということは,ユニットグラフ法などによるハイドログラフの推定の場合に意味が大きいと考えられる。

6) 河道降水については、実測のハイドログラフの中に含まれていることと、河道とみられる面積が少ないので、別途計算はしていないが、河道面積が大きい場合には、河道面積率による一定比損失雨量法などを用いた計算を加えた方がよいと考えられる。

7) 山地流域では,降雨量の面的なばらつきが大きいので,面積雨量のとり方には注意を要するが,足 尾試験流域では,流域内の地点の雨量は,あまり差がなかった。また,試験流域上流端の尾根筋を,南々 西に向って約900mの位置で,試験流域の平均海抜高とほぼ同じ高さにある草木ダムのロボット式雨量 計の観測結果に比べると,やや少ないことがわかったが,これらの結果から,量水堰左岸の雨量計の観測 値を用いることで問題は生じないと判断された。

8) 直接流出量の推定に用いた資料は、4~11月のものを同列に扱っており、季節別に資料を分けて 分析していないが、厳密にいえば、蒸発散等による影響があるものと考えられる。

しかし,試験流域の状況からして,その影響は,ごく少ないものとみられることから,あえて分けなかった。今後,植生が回復してくれば,当然そうした点を考慮する必要がある。

WI 要約

浸透能曲線法により、山地小流域における有効雨量の推定法を検討した。解析に用いた資料は、足尾の 小流域の水文観測によって得られたものである。

1) 試験流域は、栃木県足尾町の国有林にあり、面積は9.95haで、平均傾斜40°55′、平均海抜高 1,116.9m、平均方位S41°Eである。地質は、風化の進んだ粘板岩が主体で、石英斑岩が介在し、亀裂 の多い透水性の大きい岩石が主体である。土壌は、かつての煙害で、植生がほとんど失われたため、土壌 も流亡し、劣悪な条件下にある。

植生は、治山事業等により、草木が入りはじめ、条件のよいとこには潅木が、また、尾根筋にはわずか に樹木がみられる。

気温は、年平均 11.8℃、また、年平均降水量は 1,600 mm 程度である。

2) 雨量観測は、自記雨量計と普通雨量計を併用した。水位観測には、60°のパザン型の V ノッチを 用い、自記水位計により記録をとった。水位流量関係式は、実測により、

 $Q = 6.188 \times 10^{-8} \cdot H^{2.552}$

Q:流量 l/sec, H:水位 cm

となった。

3) 観測期間は、1976年4月から開始し、解析に用いた資料は1979年までの4年間の分である。な お、解析結果の検証に1980年の資料を一部使用している。

4) 各増水ごとの有効雨量は、勾配急変点法により基底流出量を分離して得た直接流出量により推定した。損失量は、各増水ごとに、損失量 F,直接流出量 Q,降雨量 R として、

$$F = R - Q$$

とし、さらに、この F が、HORTON の浸透能曲線式の積分により求められた式、

$$F' = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-kt})$$

で、F'と等しくなることから、統計的に f_c 、 f_0 、kを推定した。

その結果、foは,降雨強度ごとに異なり,実用的には,降雨強度と等しいとみなしうることがわかった。 kは,検討の結果,降雨強度,降雨の継続時間により変化すること,ならびに,土壌の含水率と浸透能 曲線式との関係から,

$$k = 0.0148(r - f_c)^{0.717e^{0.814} \frac{W_l}{k}}$$

 $\sub{C}, \quad W_l = \ln\left(1 - \frac{a(W_c - W_f)}{f_0 - f_c}\right)$

--- 154 ---

林業試験場研究報告 第 320 号

1.1.1

- r:降雨強度
 - a:降雨強度と土壤の理学性による係数
 - W:: 圃場含水率
 - W_c:推定含水率
- という関係が導かれることが明らかとなった。
 - また, foは, 一定とみなしうることがわかった。
 - 5) 無降雨期間等における浸透能の回復は、土壌の含水率の減衰から推定した。含水率は、

 $W_c = W_f + (W_s - W_f)e^{-\beta t}$

β:含水率の減衰係数

という形をとるものとした。

含水率 Wc のときの浸透能は,

$$f = f_0 - a(W_c - W_f)^n$$

n:流域の特性による係数

a:降雨強度と土壌の理学性による係数

βの値は、数個の増水を含む期間における降雨と直接流出の資料を用い、浸透能の回復過程における土 壌含水率の減衰係数を仮定することにより、全体の流出量を推定し、実測流出量と比較することにより、 適値を推定した。足尾試験地の例では、0.003~0.015という値が適当と認められた。

6) 有効雨量の推定計算期間の最初の土壌の含水率は、無降雨日における土壌の含水率の減衰との関係 から推定した。

7) 提案した有効雨量の推定法を,足尾試験流域に適用した結果,ほぼ良好な適合性が認められた。

引用文献

- 1) 荒木正夫·椿 東一郎:水理学演習, 159~161, (1962)
- BARNES, B. S. : Structure of discharge recession curves. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 20, 721~725, (1939)
- 3) CHORLEY, R. J.: Hillslope Hydrology. John Wiley & Sons, 25~31, (1978)
- 4) CHOW, V. T.: Handbook of Applied Hydrology. Section-14 Runoff. 14~3, (1964)
- Cook, H. L.: The infiltration approach to the calculation of surface runoff. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 27, 726~747, (1946)
- 6) FREEZE, R. A.: Role of surface flow in generating surface runoff. 1. Base flow contribution to channel flow. Water Res. Res., 8(3), 609~623, (1972)
- 7) FREEZE, R. A.: Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. Water Res. Res., 8(5), 1272~1283, (1972)
- 8) 服部重昭:流出過程における不飽和水分流動の研究(Ⅱ).日林誌, 60, 290~297, (1978)
- 9) HORTON, R. E.: Analysis of runoff-plat experiments with various infiltration capacity. Trans. Am. Geophs. Union, Vol. 20, 693~711, (1939)
- 10) 石原藤次郎・田中要三・金丸昭治:わが国における単位図の特性について、土木学会誌, Vol. 41, No. 3, 102~107, (1956)
- 11) 石原藤次郎・石原安雄:出水解析に関する最近の進歩. 京大防災研報, 5B, 33~58, (1962)
- 12) 岩井重久·石黒政儀:応用水文統計学.森北出版, 370 pp., (1975)

- 13) 角屋 睦・豊国永次・大達俊夫:山地小流域河川の低水解析(2). 京大防災研報, 10B, 147~154, (1967)
- 14) 河野良治・菊谷昭雄・志水俊夫・近嵐弘栄・竹内信治・平 和敬・服部重昭:南部温帯林の水保全 機能の解明.「農林漁業における環境保全的技術に関する総合研究」試験成績書(第3集),農林水産 技術会議事務局,(1979)
- 15) LINSLEY, R. K. Jr., KOHLER and M. A., PAULHUS, J. L. H. : Applied Hydrology. 312~314, McGraw-Hill, (1949)
- McCALLA, T. R.: Introduction to Numerical Method and Fortran Programing. 64~71, (1972)
- 17) 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(第1報). 林試研報, 274, 43~ 55, (1975)
- 18) 小川 滋:山地小流域における流出解析の基礎的研究. 九大演報, 50, 20~26, (1977)
- ROGERS, J. S., KLUTE, A.: The hydraulic conductivity-water content relationship during nonsteady flow through a sand column. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35, 695~700, (1971)
- 20) 佐藤 正・村上与助・村井 宏・関川慶一郎:新しい型の山地滲透計による測定成績(第2報).
 林試研報,99,25~57,(1957)
- 21) SHERMAN, L. K.: Streamflow from Rainfall by Unit-Graph Method. Engineering News-Record, 108, 501~505, (1932)
- 22) 菅原正己:流出解析法. 共立出版, 257 pp., (1972)
- 23) 塚本良則:山地流域内に起る水文現象の解析,東京農工大演報, 6, 1~79, (1966)
- 24) WATSON, K. K.: An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Res. Res., 2, 709~715, (1966)
- 25) WISLER, C. O., Brater, E. F. : Hydrology. John Wiley & Sons, 273~323, (1949)
- 26) 山口伊佐夫:流域内各種因子を複合した増水曲線の推定.日林講, 75, 479~485, (1964)

Estimation of Effective Rainfall on Small Mountainous Watershed

Hiroei Chikaarashi⁽¹⁾

Summary

An estimate process by hydrological analysis of effective rainfall in a small mountainous watershed by the infiltration capacity curve method was studied.

The data for analysis were obtained from hydrological observation in a small watershed in the Ashio region.

1) The experimental basin was located in a National Forest near Ashio-town in Tochigi prefecture. The area of the basin covers 9.95 ha, $40^{\circ}55'$ in slope, 1,116.9 m in altitude, and S 41° E in bearing on the average.

The geology of the basin is composed of strongly weathered clayslate and quartz porphyry and as a whole crackey and permeable rocks.

Air pollution from a nearby copper mine destroyed most of the forest cover years ago. Consequently, the forest soil was washed away and presently the soil can only support simple vegetation.

Weeds began to grow and fortunately some shrubs and trees are also growing on ridges as a result of a forest conservation project.

Annual mean air temperature in the basin is 11.8° and precipitation is about 1,600 mm.

2) One recording rain gauge and two totalizer rain gauges were applied to observe precipitation. The 60° Bazin type V notch and water level recorder were applied to observe water levels.

The equation of stage-discharge relation is obtained as follows according to actual survey and calibration.

> $Q = 6.188 \times 10^{-8} \cdot H^{2.552}$ where Q : Runoff (l/s)

> > H: Water level (cm)

3) Hydrological observations have taken place since April 1976, and 4 years data up to 1979 were used for analysis.

Furthermore, some of the data in 1980 were also used for verifications.

4) Effective rainfall for each flood was estimated by direct runoff, separating from storm hydrograph through deducting base runoff by the semilogarithmic separating method.

Infiltration loss for each flood was estimated by the following equation.

F = R - Q

where F means infiltration loss (mm), Q means direct runoff (mm), R means rainfall (mm), and as F is equivalent to F' in the integral calculus equation of HORTON'S equation of the infiltration capacity curve,

$$F' = f_c \cdot t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-k \cdot t})$$

 f_0, f_c and k were statistically estimated.

Received December 26, 1981

⁽¹⁾ Forest Influences Division

As a result, f_0 is considered to vary with each rainfall intensity and can be regarded as practically equal to rainfall intensity.

After the examination it was found that the coefficient k varies with rainfall intensity and duration and that k is expressed by the following equation according to the relation of soil water content to the equation of the infiltration capacity curve.

$$k = 0.0148(r - f_c)^{0.717e^{-0.0314} \frac{W_l}{k}}$$

where $W_l = \ln\left(1 - \frac{a(w_c - w_f)}{f_0 - f_c}\right)$

r : Rainfall intensity (mm/20 min)

a : Coefficient due to the rainfall intensity and soil property.

 w_f : Soil water content at field capacity (%)

 w_c : Estimated soil water content by volume (%)

 f_0 : Initial infiltration capacity (mm/20 min)

Further, the value of f_c revealed to constant.

5) Recovery in infiltration capacity during drought was estimated by the depression of soil water content.

Estimated soil water content by volume is considered in the following equation.

 $w_c = w_f + (w_s - w_f)e^{-\beta \cdot t}$

where β : Depression coefficient of soil water content.

Infiltration capacity (f), corresponding to soil water content w_c , was estimated by the following equation.

 $f = f_0 - a(w_c - w_f)^n$

where n: Coefficient due to the hydrological characteristics of the basin.

a: Coefficient due to the rainfall intensity and physical properties of soil. The equitable value of coefficient β is estimated with the data of rainfall and direct runoff during some floods, assuming the depression coefficient of soil water content of the recovering process of infiltration capacity, and estimating and comparing both total runoff and actual runoff.

The estimated value of β in Ashio experimental basin was about 0.015~0.003.

6) The initial soil water content by volume during the estimated calculation period of effective rainfall was estimated by a depression curve of soil water content at the time of drought.

7) By applying the proposed estimate process of hydrological analysis concerning the effective rainfall in the Ashio experimental basin, the process demonstrated almost perfect results.