

中間流出現象とそれが流出過程におよぼす影響について*

石原 藤次郎**
高 棹 琢 馬***

要 旨 中間流出現象が山地の流出過程で重要な意義をもっていることは、かなり古くから注目されていたが、現象の複雑さのために、その本質的な意義は明確にとらえられていないようである。この研究は、中間流出の機構を雨水流出の過程との関連において検討し、中間流出の発生条件とそれともなる表面流発生領域の変動を示す指標 ξ が流出解析上 Horton の浸透能と同様な意義をもつことを明らかにするとともに、流量 Q と減部の水理学的な解析を通じて、観測のむずかしい中間流出の特性値を流量 Q と減特性から算定できるようにした。

1. まえがき

山地における雨水の流出現象は、きわめて複雑であって、現象を観測すること自体が困難である。雨水の流出現象は人間生活と直接結びついているので、古くからその解明が要望されていたが、今日でも十分満足すべき解決を得ていないのは、こうした理由によるものであり、またそのために流出機構に関する研究のほとんどが観測方法の整備と観測結果の経験的評価に終止し、いわば現象論的段階にとどまっていたのである。

降雨と流出の関係についての従来の水文学的研究は、いずれも貯留法的な概念にもとづいている。周知のように、この概念は貯留量と流量との間に1対1の対応が成立すると仮定するものであって、流域内部での雨水の流動機構には関心をもっていない。しかし、現象の解析あるいは予測の精密化が要求され、観測方法が整備されて可測量の範囲が増大してくるにつれて、こうした概念では現象を適確に把握しにくいようになってくる。

こうした事情を考えて、われわれは雨水の流出現象が本質的には雨水の伝播現象であるとする立場に立って、流出機構の解明に努めてきた。しかし、山地流域はきわめて複雑な流れの場を構成しているから、いまだちに全体にわたっての一般的な方法論を組み立てることはできない。そこで本研究では、山地流域、ことにわが国におけるような中小流域の流出現象は山腹斜面の特性によって規制されるという経験的、理論的な事実にもとづいて、山腹斜面における流れの現象を一次的に取り扱い、その一般的な法則を求めていくことにした。もちろん

こうして得られる結果は、山地流域全体の流出機構という立場からみれば、いわば局所的法則ともいえるのであって、局所的法則から全体的法則への一次的な方法の拡張は、当然残された問題となるはずである。しかし、こうした水理学的方法によれば、貯留法的な概念では把握できないような降雨や流域の諸特性の効果を普遍的な形で評価できるし、また実際のな面においても、山地流域は一次的な流れの場の集合体とも考えられ、ことに小流域では山腹斜面の効果が支配的であるから、実測資料を適当に考慮することによって、一次的取り扱って得られた結果を実際の流出現象の解析に適用することができ、この場合の経験的事実への依存度をかなり軽減できるものと考えられる。

以上のような観点から、この研究では山地流域の流出機構を水理学的に解明するとともに、実際のな流出解析との関連についても検討することにした。このために、まず流出現象で基礎的な意義をもつ流域表層近傍の水理を考察し、中間流出現象と中間流の発生ともなる表面流の発生域または集水面積の変化過程について、降雨および流域の諸特性との関係を明らかにするつもりである。

2. 従来の研究とその考察

1933年に Horton は、流域地表面での雨水の出入りが流出機構に重要な関連をもっており、種々の水理的な問題はいわば分離面とも考えられる地表面付近における機構から出発すべきことを指摘したが¹⁾、スイスの Burger やオランダの de Haan もこれとほとんど同時期に同様な概念に到達している。こうした考え方にもとづいて、Horton は浸透現象について適確な考察を行ない、雨水は地表と地下の機構の異なった二つの主要経路をたどるから、表面流と地下水流の流出分との分離問題は、浸透能というパラメーターを導入することによってはじめて明確になるとし、1939年に有名な浸透能方程式を提案した²⁾。

雨水の流出現象に関する Horton の認識は、水文学の出発点ともいべき重要なものであったが、1930年代の終りから1940年代の始めにかけて、多くの研究者によって表面流と地下水流との単純な分離だけでは説明できない事実が指摘されるようになり、Gross (1938)³⁾や Lowdermilk (1938)⁴⁾などが次第に中間流出現象を注目

* 第5回水理研究会(昭35.5.27)において一部を発表

** 正員 工博 京都大学教授 工学部土木工学教室

*** 正員 京都大学助教授 防災研究所

するようになった。Horton は 1937 年に浸透能の決定に際し中間流出現象の差異を留意すべきことを述べ⁹⁾、1940 年にいたって中間流を表面流と区別するために潜伏地表流 (Concealed surface runoff) なる名称を与えて⁹⁾、明らかに中間流出機構の重要性を認めていたものと思われるし、また Hoover (1943) も中間流出と地下水流出の機構が異なることを指摘している⁷⁾。

このような浸透能の概念が導入されてからわずか 10 年の間に、中間流に対し現象的ないしは機構的な関心が払われはじめ、流出過程におけるその重要性が意識されるようになったが、それは思惑的な段階にとどまって、普遍的な形で把握されるにはいたらなかったし、また個々の流域での流出解析に際してもほとんど考慮されることはなかった。その最大の理由は、まえがきにも述べたように、流出現象の全体的な把握が流れの内部機構を無視した貯留法的な経験的把握の段階にとどまっていたためといえよう。

雨水の流出現象に対して、はじめて力学的な背景、さらにはもっと広い意味での科学的な背景を与えたのは、浸透能の概念であったが、それは縦方向だけへの一元的なものであった。流域表層近傍での雨水の主要な流下経路は、流域表面に沿う流れと縦方向への浸透とにわけられるが、両者は独立的なものではなく、密接に結びついているのであって、その関係は後に述べるように表層近傍の特性に支配される。一方、表面流出分 (今日では中間流出分をもふくめた直接流出分と呼ぶのが正しい) の時間的変化過程を知る目的で、現象自体の帰結からというよりは全く実際の立場から、論理的な裏付けのない貯留法が生まれてきて、その取り扱いと浸透能の概念とが形式的に結びつけられた形で、流出解析の方法が発展してきたのである。このように、現象の観察によって普遍的な根拠をもつ浸透能と、普遍的な意味をもたない貯留法とが結びつけられたのは奇妙なことであるが、その理由としては、第一に直接流出分の運動機構が非常に複雑で一般的な表現方法がなかったという方法論的な困難が考えられ、第二に二つの概念の対象である表面流と地下水流の間に密接な対応関係がなく、近似的には浸透能という表面流の運動状態に無関係な指標で、両者を区分できるという実際の立場にたったからであろう。

しかしながら、こうした方法では全体としての流出機構を説明できないという事実が数多く報告されるようになり、その代表的な実例として、スイスの二つの流域 Sperbelgraben および Rappengraben における流出機構の注目すべき矛盾があげられる^{8), 9)}。この両流域はほとんど同一地質であって、流域面積と分水界から谷までの平均山腹斜面長はともに前者の方が小さく、また前者はほとんど森林におおわれているのに対して、後者は流域の 1/3 だけがおおわれているにすぎない。ところで、

両者における最も顕著な流出機構の相違は、降雨条件の流出への反映、すなわち降雨曲線の流量曲線への移動の仕方が後者において非常に鋭敏なことである。流域面積ないしは平均山腹斜面長の大小という点から考えると、当然前者において鋭敏なはずであり、浸透能と貯留法との形式的な結合方法によっては、全く理解できないといっている。その説明として、Burger は表面流出量の差異をあげているが⁹⁾、Roessel によってその根拠が否定されているし、また Roessel は降雨条件の地下水位におよぼす効果によって説明しているが¹⁰⁾、これも現在の水文学的な見解からみれば疑問といわざるを得ないようである。

要するに、こうした見解が普遍的な意味をもたないのは、観測量を外部からながめるという立場からでている以上当然とも考えられるのであって、ここにも従来の流出解析のあり方の根本的な難点が見出されるのである。Sperbelgraben および Rappengraben の両流域における流出機構の差異については、中間流出機構を通じてでなければ説明できないようであるが、その詳細は別の機会に述べるつもりである。

3. 流域表層の土壌特性と中間流出現象

前節に述べたように、水文学の発展の経過をたどると、雨水流出の基本的な機構は表面流、中間流および地下水流の三つであって、これらの機構の性質と機構間の関係とを明らかにすることによって、はじめて流出機構が解明されることが理解できるし、また従来の考え方の最も大きい欠陥の一つは、中間流出機構が表面流と地下水流の二つの機構を結びつける重要な作用を果たしていると考えられるのに、はなはだあいまいな取り扱いをされていたことに求められよう。

中間流出現象は、流出表層近傍の土壌の構造ないしは特性に支配され、この関連についてはすでに 17 世紀の後半に注目されていたが、雨は朽葉からなる海綿状物質に吸収温存せられ、これが乾燥期に徐々に浸出するとする Grobe (1878)、Wollny (1879) などのいわゆる海綿理論がある。これは流出の長期的な規則性との関連において表層土壌の性格に注目していたため、こうした観点からの森林温存説は、その後多くの研究者、たとえば Ototzki, Toski, Henry, Pearson などによって否定されたが、ともかく流域表層の土壌特性と流出機構の関連に関心を払っていたのは、注目すべきものといえよう。

さて、表層土壌の構造は流域によって異なるし、また同じ流域でも場所的に不均一であるのが普通である。しかし雨水流との関連において考えると、表層土壌の特性としてとりあげる物理量は限られてくるし、またその流域内の分布も流出解析という実際の立場からは林草地と裸地とに大別することができよう。この林草地には、一

一般に団粒構造をした数 cm ないし数 10 cm の樹草の腐敗した表層があり、その間げき率および有効間げきがかなり大きいので、水は重力水となって流れやすい。この表層の下部には、上方からの溶脱物質や浸透水とともに沈降した土の微粒子が沈着して、ある程度緻密になっている漸移帯がある。上方からの浸透水はこの漸移帯に停滞し、その下層土壌の透水性の低さとあまって、表層土壌には浸透水が保留され、やがて重力水となって山腹表層に沿っての側方浸透流が発生することになる。

中間流出現象は、こうした透水性の大きい表層とそれより透水性の低い下層との境に一時滞留した水が側方へ移動し、山腹下部や低下した水みちなどに浸出して、樹枝状排水系統を発達させる現象として理解される。この排水系統は、表層土壌への浸出量の増加とともに、定常な一時的な水みちを形成するようになるが、こうした浸出現象、すなわち中間流出現象は、下流側ほど溶脱物質にもって透水性が低くなっているため、ますます助長されるものと考えられる。

以上は腐食土による表層土壌がある場合について考えたが、流れに対する土壌構造がこれと同様な性格であれば、中間流出現象があるはずである。たとえば逆川流域では、結晶片岩の風化した不透水性残積土の上に多孔質の関東ロームがのっているので、中間流出が生じやすく、最大 2 mm/h まで観測されている¹¹⁾。また空げきの大きい火山灰土でおおわれた火山岩層の山腹では中間流出が多く、その一例として Van'd Would は New Zealand で火山灰でおおわれた地域の表層付近でかなり多くの側方流れを観測している¹²⁾。

中間流出現象は浸透現象とは不可分の関係にあって、浸透水の一部が中間流出の供給源となり、その残部のうち土湿不足を満たした以外のものが地下水の供給源となる。この両者の供給の割合は、表層土壌の構造に支配されるが、Horton の浸透能はその定義から明らかに地下水への供給として考えるべきであろう。中間流が発生しないような土壌構造をもつ流れの場（一般には裸地と考えてよい）では、雨滴衝撃などによる地表被膜の形成や土壌内空気の圧縮抵抗によって、浸透能が低下するのが普通であって、Horton 型の浸透能理論がよく適合する。しかし林草地のように上述の表層土壌をもった区域では、表層と下層とで機構のちがった 2 段階の浸透現象がおこることに留意すべきである。Lewis と Powers が述べているように¹³⁾、こうした区域の地表面での浸透能の低下は、地表被膜が形成されて表層が飽和されてくるからであって、Horton 型の浸透能方程式は下層への浸透、すなわち地下水への供給源としての浸透水について成立するものと考えられる。

上に述べたような土壌構造をもたない裸地では、一般に表層付近で表面に沿っての側方流れが生じにくいから、

中間流出成分はごくわずかである。一般の山地流域でも、林道・低水性の低い一時的な水みち・踏地・岩石の露出部分などのように、降雨発生後ただちに表面流を生じる地域もあるが、これらは流域全面積からみるとごく小さいのが普通である。例えば有林地面積と全面積との比は、木曾川上流部流域で 0.783、益田川流域で 0.792、蘭川流域で 0.959 ということであるから、これに有草地を加えるとその割合はさらに大きいはずである。したがってほとんどの山地流域では、中間流出現象をともなった流出過程をたどるものと考えてよいであろう。さらに中間流出量はかなり多量であるという観測事実¹⁴⁾をあわせ考えると、中間流と表面流をあわせて直接流出と定義し、雨流出分の機構の相違ないしは相互関係に留意していない従来の流出解析の立場は、疑問といわざるを得ないのである。

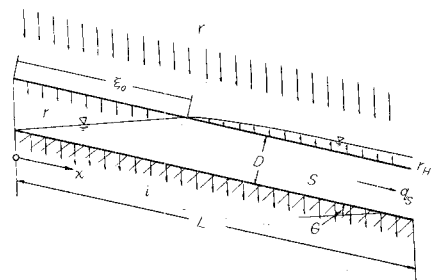
中間流出機構が流出過程で果たす役割を明確にしておくことが、ひいては流出過程全体を解明し、従来の解析法で生じたあいまいさや矛盾をなくすることができるであろうと考えられる。

4. 中間流の発生による表面流発生領域の変化過程

中間流が発生しているときは、側方流れがあると同時に表層から表面への浸出があるわけであるから、これと表層への降雨供給との割合に応じて、上流部の方に表層の不飽和域、すなわち表面流の不発生領域ができ、これが降雨条件に支配されて時間的に変化するはずである。表層の不飽和域を表面流の不発生領域とするのは、飽和されていない表層では、一般に浸透能が降雨強度よりかなり大きく、そこに降った雨はすべて浸透してしまうと考えてよいからである。こうした前提のもとに、表層近傍における雨水の挙動を水理学的に取り扱うこととし、図-1 は前節に述べたような表層をもつ流れの場の模型について、降雨開始後ある時刻の状態を示すものとする。図において、 L は山腹斜面長、 D は表層の厚さで斜面に沿って一定とし、 $\sin \theta$ は斜面勾配、 q_s は表層が飽和されているときの表層内の側方流量、 r は降雨強度、

図-1 表層近傍の水理機構

Fig. 1 Schematic representation of the flow state near surface layer.



r_H は表層内から表面への単位面積・単位時間当りの浸出量, すなわち中間流出の強度, i は表層から下層への浸透能, ξ_0 は斜面上流端から表層飽和域までの距離, すなわち表面流の不発生領域である。この場合, 表面流については, 運動方程式と連続の条件から, 次の関係が成立する¹⁵⁾。すなわち, 特性曲線

$$x = \frac{1}{\rho K} \int_{\tau}^t ds \left[\left\{ \int_{\tau}^s (r+r_H) \frac{dz}{K} \right\} + q(\xi, \tau) \right]^{1-p/p} + \xi \dots \dots \dots (1)$$

の上において,

$$q = \left[\left\{ \int_{\tau}^t (r+r_H) \frac{dt}{K} \right\} + q(\xi, \tau) \right]^{1/p}, \dots \dots \dots (2)$$

または, $q = \int_{\xi}^x (r+r_H) dx + q(\xi, \tau)$.

ここに, q は単位巾当りの表面流の流量, x は斜面上流端からの距離, t は時間, ξ, τ は特性曲線の出発する場所的, 時間的位置, $q(\xi, \tau)$ は ξ, τ における境界あるいは初期流量である。流れが Manning の抵抗則に従うとすると, その粗度係数 n を用いて,

$$K = (n/\sqrt{\sin \theta})^p, \quad p = 3/5$$

となる。ここで注意すべきことは, 特性曲線の出発する場所的位置 ξ であって, ξ を表面流発生域の上流端にとるとき, これは前述の表面流の不発生域を示す ξ_0 と同様の指標であり, 降雨変動に応じて刻々に変化するから, この ξ_0 を明らかにしなければ, 表面流の挙動が定まらないことになる。そこでつきに ξ_0 の時間的な変化過程について, 考察を進めよう。

不飽和域への降雨の供給と飽和域からの浸出とに関する連続の条件から, ξ_0 は次式を満足しなければならない。

$$\frac{d}{dt}(rS) = \int_0^{\xi_0} r dx - \int_{\xi_0}^L r_H dx - \int_0^{\xi_0} i dx - q_s \dots (3)$$

ここに, r は表層土壌の有効間げき率, S は飽和面積である。不飽和域で表層内水面形は, 降雨条件によって複雑に変動するが, 表層内の流れがきわめてゆるやかに Darcy の法則に従うとすれば, 水面形を近似的に直線と考えて,

$$S = D(2L - \xi_0)/2 \dots \dots \dots (4)$$

とすることができよう。いま, r を一定とし, r および r_H が x に無関係であるとする, (3) および (4) 式から,

$$\frac{d \xi_0}{dt} + 2 \left(\frac{1}{rD} \right) (r+r_H) \xi_0 = 2 \left(\frac{1}{rD} \right) \{L(r_H+i) + q_s\} \dots \dots \dots (5)$$

となり, その一般解として,

$$\xi_0 = \left[\int_0^t b \cdot e^{\int_0^s a ds} ds + C \right] e^{-\int_0^t a dt} \dots \dots \dots (6)$$

が得られる。ここに,

$$a = 2 \left(\frac{1}{rD} \right) (r+r_H),$$

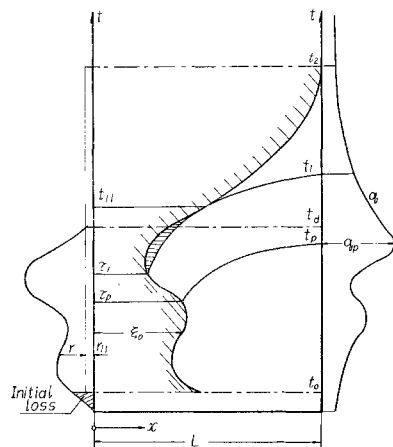
$$b = 2 \left(\frac{1}{rD} \right) \{L(r_H+i) + q_s\} - 2 \left(\frac{1}{rD} \right) L(r_H+i)$$

であり, C は初期条件によってきまる積分常数である。(6)式は表面流の不発生領域を示すものであるが, 同時に表面流の発生域をも表現するから, ξ_0 はこの二つの領域の境界の変動をあらわすものと考えられる。

図-2 は上述の機構を特性面上で説明したものである。すなわち, 降雨発生後 t_0 時刻までの降雨分は, 降雨遮断・凹地貯留・土壌保温, さらに表層飽和のために費されて流出しない, いわゆる初期損失分である。 t_0 時刻にいたって, 中間流と表面流とがほぼ同時に発生しはじめ, 境界域 ξ_0 は (6) 式に従って降雨条件とともに変動する。降雨が終了すると, 表面流発生域 $(L - \xi_0)$ は (6) 式で r を 0 とした関係, すなわち指数関数的な減少過程をたどる。容易にわかるように, 中間流および表面流は図-2 のハッチでかこまれた領域でのみ発生しており, また降雨終了後も表層表面へのみかけの降雨供給が $\xi_0 = L$ の時刻 t_2 まで続くものと考えらるべきである。ハッチでかこまれた部分がいわゆる直接流出分の発生領域であって, (1) および (2) 式の表面流の関係と (6) 式とをあわせて考えると, 表面流出分と中間流出分とを一緒にして一元的に扱う直接流出分としての取り扱いが可能となるが, その意味するところが表面流と中間流の二流出分を形式的に加算して直接流出としていた従来の立場とは, 本質的に異なることを注意すべきである。

表面流の発生領域の変化を考慮すべきことは, 最近高橋氏等が特性曲線法による流出計算によって実証的に指摘している¹⁶⁾, またわれわれも特性曲線法によって流量から有効降雨分を逆算した結果から, 表面流発生領域の変化をすでに予想していたが¹⁷⁾, その理由と変化過程

図-2 表面流発生領域の変化過程と雨水擾乱の傳播状態
Fig. 2 Schematic representation of the changing process of surface flow region and the propagation states of rainfall.



が本報告によって中間流の発生機構との関連において明確になったはずである。

このように降雨条件による表面流発生領域の変化を考えると、表面流と地下水流との分離の指標である浸透能とあわせて、中間流の流出過程におよぼす効果を示すもう一つの指標、すなわち境界域 ξ を流出解析に導入する必要があるし、また降雨の強度やその時間的変動の大きい場合の出水では、浸透能よりも ξ の方がより支配的な影響をおよぼすことが予期されるであろう。

5. 流量のてい減特性と中間流出特性との関係

降雨の変動にあまり影響されない流量のてい減特性は、流域特性を代表する重要な指標として、従来から注目されており、また表面流・中間流および地下水流の各流出成分の分離に際しては、基本的な役割を果たしている。ことに中間流出量は流量のてい減部において卓越するから、非常に観測のむずかしい中間流出現象の特性を把握するには、この流量てい減部の特性を解析するのが有効であろう。流量てい減部の曲線形として最も一般的なものには、減衰指数関数型のものがあり、その他 Horton の二重指数型、Langbein の双曲線型、Wight, C.L. の経験式などもあるが、いずれも物理的意義の不明確な定数をふくんでいて、一般性を保証することができない。

ここでは、流量のてい減部特性を水理学的立場から検討するが、前節の図-2 から考えると、このてい減部は中間流出が大部分を占める直接流出の終了時刻 t_2 までの部分と、地下水流出が主体となる t_2 時刻以後の部分とに大別される。 t_2 は中間流出現象が終了する時刻であるが、わが国では降雨終了後ほぼ 2~3 日といわれ、米国では 100 sq. mile 以下の流域では 2~3 日、1000 sq. mile 程度になると 1 週間くらいと報告されている。このように中間流出との関連において考えると、 t_2 時刻までのてい減特性が問題となるから、この区間について考察することにする。

さて降雨終了時刻 t_d から t_2 までの流量てい減部は、水理学的には $t_d \leq t < t_1$ と $t_1 \leq t < t_2$ との二つの区間に分離できる。この場合、 τ_1 から出発して t_1 に到達する特性曲線は、時刻 t_{11} において ξ_0 に接する。 ξ_0 曲線が下向きに凸、特性曲線が上向きに凸であることは、(1) および (6) 式からわかるから、 $(\tau_1 - t_{11})$ 区間の ξ_0 から出発する表面流および中間流、すなわち図-2 の斜線で示した部分の雨水は途中で表面に浸透して消滅してしまう。したがって時刻 t_1 以後の流量に対しては、 t_{11} 以後の ξ_0 から出発する雨水が関与するだけであって、時刻 t_1 から t_2 までの直接流出分は、すべて中間流出分となる。これに反して、降雨後時刻 t_1 までのてい減部に

は、中間流とともに $(t_p - \tau_1)$ 区間から出発する表面流が関与するから、この間の降雨条件が影響してくる。Barnes によるてい減の三つの分離は、前述の説明によって理解されるはずである。

つぎに、降雨後のてい減部が初期値 q_0 から指数的に減少するという従来の一般的慣習に従って、てい減曲線を $q = q_0 e^{-\lambda t}$ と表わし、指数 λ の意義を考察しよう。この関係を時間 t で微分すると、

$$\frac{dq}{dt} = -\left(\frac{d\lambda}{dt}t + \lambda\right)q \dots\dots\dots(7)$$

となるが、 λ の時間的変化は一般に小さいと考えられるから、近似的に次式で表わしておこう。

$$\frac{dq}{dt} \approx -\lambda q \dots\dots\dots(8)$$

(1) $t_d \leq t < t_1$ の区間 この区間では、特性曲線の出発する位置、すなわち境界域 ξ_0 における境界初期流量 $q(\xi_0, \tau)$ は、 ξ_0 が減少する場合には 0 であり、また ξ_0 が増加する場合でも、降雨中には ξ_0 の変動が緩慢であって、特性曲線が下流端に到達するまでの降雨および中間流出分の供給にくらべると、 $q(\xi_0, \tau)$ がいちじるしく小さいことから、それを無視して差し支えない。したがって、(2) 式の下式の $q(\xi_0, \tau)$ を 0 とおいて時間 t で微分した式と (8) 式とから、

$$\lambda = -\frac{d}{dt}(\log q) = -\frac{d}{dt}[\log \{r_m(L - \xi_0)\}] \dots\dots(9)$$

となる。ここに、 r_m は到達時間 $(t - \tau)$ の間に表面流に付加する降雨分の平均強度であって、

$$r_m = \int_{\tau}^t (r + r_H) dt / (t - \tau)$$

である。ところが ξ_0 の時間的変動は、一般に r_m に比して小さいから、近似的に次式で表わされる。

$$\lambda \approx -\frac{d}{dt}(\log r_m) \dots\dots\dots(10)$$

この関係は、この区間の λ が降雨条件に応じて変化することを示すが、これは λ の時間的変化が小さいとした仮定に反するし、また λ が降雨条件に応じて変化すれば、指数関係的表現そのものが意味をなさないことになる。したがって、この区間のてい減特性によって流域特性を表現することは、不適当といえよう。

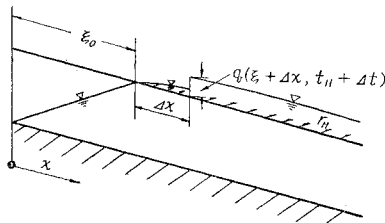
(2) $t_1 \leq t < t_2$ の区間 この区間では中間流出分が卓越し、特性曲線の出発する位置 ξ_0 は上述の区間とちがって単調な増加過程をたどるし、また特性曲線が下流端に到達するまでの中間流出分の供給量が境界初期流量 $q(\xi_0, \tau)$ に比していちじるしく大きいとはいえないから、 $q(\xi_0, \tau)$ を無視することができない。この場合、特性曲線の出発する時刻 τ が $\tau_1 \leq \tau < t_{11}$ の区間にあるものとすると、 τ_1 から出発した特性曲線が t_{11} で ξ_0 に接すること、降雨供給が場所的に一様であるときには特性曲線群が交わらないこと、および t_d 以後の ξ_0 が指数関数的に増加することを考慮すれば、この区間から出発した

雨水は下流端に到達するまでにある地点で表層に浸透してしまつて、一般に次の関係が成立する。

$$\left(\frac{dx}{d\tau}\right)_{x=\xi_0, t_0 \leq \tau < t_{11}} < \left(\frac{d\xi_0}{d\tau}\right)_{t_0 \leq \tau < t_{11}} \dots\dots\dots(11)$$

つぎに、 τ が $t_{11} \leq \tau < t_2$ の区間にあるものとする、 t_{11} 時刻における雨水の伝播速度と ξ_0 の増加速度とは等しいが、 t_{11} から出発した雨水の伝播速度は表層からの中間流出分の供給によって増加し、また ξ_0 の増加速度は t_{11} 時刻以後は減少するから、 t_{11} から微小時間 Δt たつた後には、 t_{11} 時刻にあった雨水は ξ_0 より下流方向に Δx だけ移行して、図-3 のようになる。ところが、 Δx

図-3 t_{11} 時刻より Δt だけたつた後の流れの状態
Fig. 3 Flow state at Δt after the time t_{11} .



には表層からの中間流出分 r_H があって、これを供給源とした新たな表面流が発生し、 ξ_0 は瞬間的には常にその表面流の出発点となる。換言すれば、 ξ_0 での伝播速度は 0 であるから、 ξ_0 の増加速度は ξ_0 点における雨水の伝播速度より常に大きく、雨水は ξ_0 の先端から浸透する。しかし、中間流出分の供給によって、 t_{11} より Δt だけ後の Δx 間の水深は下流に向つて増加し、従つて伝播速度が大きくなっており、また ξ_0 の増加速度は常に減少過程をたどるから、微小時間後には ξ_0 の増加速度は雨水の伝播速度と等しくなり、以後同様な過程をたどると考えてよい。かくして近似的には、 ξ_0 の増加速度と ξ_0 点から出発する雨水の伝播速度は等しいと考えると、次の関係が成立する。

$$\left(\frac{dx}{d\tau}\right)_{x=\xi_0, t_{11} \leq \tau < t_2} = \left(\frac{d\xi_0}{d\tau}\right)_{t_{11} \leq \tau < t_2} \dots\dots\dots(12)$$

この関係と (1) および (6) 式とから、 $t_{11} \leq \tau < t_2$ における $q(\xi_0, \tau)$ は、次のように表わされることになる。

$$q(\xi_0, \tau) = (pK)^{1/(1-p)} \left(\frac{d\xi_0}{d\tau}\right)^{1/(1-p)} \dots\dots\dots(13)$$

また、(8) および (2) 式から、てい減指数 λ は、

$$\lambda = -\frac{d}{dt}(\log q) = -\frac{d}{dt}[\log \{r_H(L - \xi_0) + q(\xi_0, \tau)\}]$$

$$= r_H \left\{ \frac{d\xi_0}{d\tau} - \frac{dq(\xi_0, \tau)}{d\tau} \right\} \frac{d\tau}{dt} / \{r_H(L - \xi_0) + q(\xi_0, \tau)\} \dots\dots\dots(14)$$

となる。(6) 式において $r=0$ とした関係と (13) 式とから、

$$\frac{d\xi_0}{d\tau} = a \left\{ (L - \xi_0) + \frac{i}{r_H} L \right\},$$

$$\frac{dq(\xi, \tau)}{d\tau} = -\frac{a}{1-p} q(\xi, \tau) \dots\dots\dots(15)$$

の関係が得られるから、これを (14) 式に代入して、

$$\lambda = \frac{a}{1-p} \left[1 + \frac{1}{q} \{ (1-p)iL - pr_H(L - \xi_0) \} \right] \frac{d\tau}{dt} \dots\dots\dots(16)$$

となる。ここに、 $d\tau/dt$ は (2) 式の上の式と (8) 式とから、

$$\frac{d\tau}{dt} = \left\{ 1 + \frac{p\lambda(t-\tau)q^p}{q^p - q(\xi_0, \tau)^p} \right\} / \left\{ 1 + \frac{pa(t-\tau)q(\xi_0, \tau)^p/(1-p)}{(1-p)(q^p - q(\xi_0, \tau)^p)} \right\} \dots\dots(17)$$

で表わされるが、わが国の河川では一般に $\lambda=0.01 \sim 0.08$ (1/hr), $(t-\tau)$ は数時間程度であり、また a の値も λ と同程度と考えられるから、上式中の分母および分子の第 2 項は 1 に比してかなり小さく、 $d\tau/dt$ は近似的に 1 と考えてよい。したがつて、(16) 式および (17) 式の関係と $0 < p < 1$ の関係から、 λ は近似的に

$$a < \lambda < \frac{a}{1-p} \dots\dots\dots(18)$$

と表わすことができる。この関係は、 λ と実測不可能な中間流出の強度 r_H およびみかけの表層厚 rD との関係を示すものであつて、実用上重要な意義をもつことになる。ただし、終期浸透能の大きな流域では (16) 式の第 2 項が t_0 時刻付近でかなり大きくなるから λ もまたその付近で急増するものと考えられる。このことは、火山灰でおおわれているような終期浸透能の大きな流域では中間流出が終了する時刻付近で流量が急減することからも推察できる。

これまでの考察によつて、流量てい減部は、(1) 表面流が関与する部分、(2) 中間流が卓越する部分、および (3) 地下水流出だけの部分の三つの区間に分類することができ、区間 (1) は主として降雨条件に左右され、区間 (2) は表層の特性に支配され、区間 (3) は地下水流出の機構によつてきまることが明らかとなつたが、短期間の急激な出水を対象とする場合には、特に (2) の中間流出分の卓越区間の特性が重要なことがわかるわけである。

流量てい減部を片対数紙上にプロットすると、一般に三つの折線となるが、中間流出が発生しないか、あるいはごくわずかな流域では、区間 (2) はあらわれないであろうし、かりにあらわれてもはなはだ不明確である。禿山が主体をなしている大戸川流域における出水記録をみると、区間 (2) があらわれずに、区間 (1) からただちに区間 (3) に移行する。ところが、中間流出が多いような流域、たとえば由良川流域では区間 (2) が明瞭に認められる。したがつて流量てい減部で占める区間 (2) の明瞭度によつて、中間流出量の大小のごく大まかな判断ができるであろう。しかし、中間流出現象が起こる条件をもつた流域では、降雨が少ないとき表面流は発生せず、直接流出の大部分が中間流出で占められることが多く、こ

の場合には区間(1)があらわれないことに注意する必要がある。こうした注意を払いながら、流量でい減部を片対数紙にプロットし、(18)式によって区間(2)のてい減指数 λ から中間流出の特性値 r_H/r_D を算出すればよい。この値が求められると、(6)式から表面流発生域の変化過程がわかるはずである。

6. むすび

この論文では、山地の流出機構に関する研究の一環として、表面流と地下水流の二つの機構を結びつけている中間流の機構を考察し、それが流出過程においてもつ役割が表面流発生領域の変化によって表現されることを明らかにした。このように、表面流の発生領域ないしは集水面積が変化するとすれば、流れの場の大きさが一定という前提にたっている従来の流出解析法を再検討する必要がでてくる。すなわち、変動場を基底においた流出解析法が要求されることになるが、そうした変動場の効果を流出解析に組み入れる方法、あるいはその効果と降雨および流域の諸条件との関係については、つぎの機会に改めて論ずるつもりである。

なお、この論文では流出解析との関連というかなり巨視的な見地から、流域表層近傍の水理機構を取り扱っているから、厳密にはさらに詳細な検討を要するであろう。この点については、現在実験的研究を行なっているので、いずれ機会をみて報告する予定である。

終りに、大学院学生としてこの研究に熱心に協力された梅田貞夫、岸本貞男の両君に対し謝意を表す。

参考文献

- 1) Horton, R.E.: "The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle", Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 14, 1933, pp. 446-460.
- 2) Horton, R.E.: "Analysis Runoff Plat Experiment with varying Infiltration Capacity", Trans. Amer.

- Geophys. Union, Vol. 20, 1939, pp. 693-711.
- 3) Gross, J.W.: "Forest and Range Hydrology in relation to Water Supply", Trans. Amer. Geophys. Union, pt. 2, 1938, pp. 619-629.
- 4) Lowdermilk, W.C.: "Land Use and Flood Flows", Trans. Amer. Geophys. Union, 1938, pp. 508-516.
- 5) Horton, R.E.: "Determination of Infiltration Capacity for Large Basins", Trans. Amer. Geophys. Union, pt. 2, 1937, pp. 371-385.
- 6) Horton, R.E.: "Remarks on Hydrologic Terminology", Trans. Amer. Geophys. Union, pt. 2, 1942, pp. 479-482.
- 7) Hoover, M.D. and Hursh, C.R.: "Influence of Topology and Soil Depth on Runoff from Forest Land", Trans. Amer. Geophys. Union, pt. 2, 1943, pp. 693-697.
- 8) Engler, A.: "Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer", 1919, Mitt. Schweiz. Centralanst. Forestl. Versuchswesen, 1919.
- 9) Burger, H.: "Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer", Mitt. Schweiz. Centralanst. Forest I. Versuchswesen II, 1943, 4, 1945.
- 10) Roessel, B.W.P.: "Hydrologic Problems Concerning the Runoff in Head Water Regions", Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 31, 1950, pp. 431-438.
- 11) 金子 良: 農業水文学, 昭 32. 12
- 12) B.D. Van'd Woudt: "On Factors governing Subsurface Storm Flow in Volcanic Ash Soils New Zealand", Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 35, 1954, pp. 136-144.
- 13) Lewis, M.R. and Powers, W.L.: Soc. Amer. Proc, 1938, pp. 334-339.
- 14) 速水頌一郎: 降雨の流出解析について, 京大防災研究所創立5周年記念論文集, 昭 31. 11 pp. 175-180
- 15) 石原藤次郎・高棟琢馬: 単位図法とその適用に関する基礎的研究, 土木学会論文集・第60号別冊(3-3), 昭 34. 3.
- 16) 高橋 裕・山口高志: 流出解析に関する一提案, 第15回年次学術講演会, 昭 35. 5.
- 17) 高棟琢馬: 山地流出の損失機構について, 第13回年次学術講演会, 昭 33. 5.

(原稿受付: 1961. 7. 31)

A STUDY ON THE SUBSURFACE RUNOFF AND ITS EFFECTS ON RUNOFF PROCESS

By *Dr. Eng., Tojiro Ishihara, C.E. Member,*
Takuma Takasao, C.E. Member

1. Relation between Structure of Surface Soil and Subsurface Flow

In a general river basin, a considerable portion of rain-water, which infiltrates from basin surface, moves laterally through the surface soil layer covering a river basin until it returns again to the surface at some points downward from its point of infiltration. Since this phenomenon is designated as the subsurface flow phenomenon, it depends materially on the structure of surface soil layer. Though the characteristics of structure of surface soil layer differs in each basin they may be classified into two regions, vegetable covered and barren, for practical hydrologic problems. The former is normally characterized by the surface soil layer which is several tens centimeters in depth and consists of organic matters. Water in such a layer has a tendency to flow laterally as gravity water, for the porosity of soils in the layer is high. Beneath the surface-soil layer exists a relatively impermeable layer of thin thickness, which consists of fine soil deposits setting with infiltrated water. Accordingly, water infiltrated from the surface is temporally stored in the surface-soil layer and, thereafter, the lateral gravity flow along its bottom occurs. Such a lateral flow returns again to the surface at downward locations on the slope temporary streams on the slope surface is formed, and the surface drainage net-system, finally, develops as the rainfall continues. This process will show the hydraulic behavior of the subsurface flow. In the barren soil region, the subsurface runoff phenomena scarcely appear, since the lateral flow immediately under the surface does not occur.

In the normal headwater area, however, the subsurface flow phenomena become quite important in relation to the runoff process, because the basin surface is almost covered by the dense vegetation and the portion of barren area is very

small.

2. Variation Process of Surface Flow Area

Fig. 1 is one-dimensional schematic diagram which shows a flow state near surface layer at any time after rainfall beginning. In this diagram, L is the length of slope; D the depth of surface layer, being assumed constant; $\sin \theta$ the slope, r the rainfall intensity; r_H the return rate of water from the subsurface layer to the surface per unit area; q_S the maximum discharge in the surface layer; i the infiltration capacity through the surface layer into the lower layer. The behavior of surface flow can be represented by the principles of dynamics and continuity as follows; that is, on the characteristic curve

$$X = \frac{1}{pK} \int_{\tau}^t ds \left[\int_{\tau}^s (r+r_H) \frac{dz}{K} + g(\xi, \tau)^p \right]^{(1-p)/p} + \xi \dots\dots\dots(1)$$

the discharge is

$$q = \left[\int_{\tau}^t (r+r_H) \frac{dt}{K} + q(\xi, \tau)^p \right]^{1/p} \dots\dots(2)$$

or

$$q = \int_{\xi}^x (r+r_H) dx + q(\xi, \tau)$$

where q is the discharge per unit width; x the distance; t the time; ξ and τ the point and the time, respectively, from which the characteristic curve starts, $q(\xi, \tau)$ the discharge at ξ and τ .

Assuming that the surface flow holds the Manning's formul, $K = (n/\sqrt{\sin \theta})^p$, $p=3/5$, where n is the roughness coefficient.

If ξ is considered as the point showing the upper end of surface flow area, ξ in Equations (1) and (2) is identical with ξ_0 , which is the index representing the occurrence area of surface flow as shown in Fig. 1. Moreover, if ξ_0 is not found, the behavior of surface flow cannot be determined.

ξ_0 must be satisfied by the following relation which is derived from the continuity condition of flow in the saturated region:

$$\frac{d}{dt}(rS) = \int_0^{\xi_0} r dx - \int_{\xi_0}^L r_H dx - \int_0^L i dx - q_S \quad (3)$$

where τ is the effective porosity; S the saturated cross-sectional area. The water profile in the surface layer from the upper end of slope to ξ_0 may be assumed by a straight line, although it varies with the changes of rainfall intensities. Under this assumption,

$$S = \frac{1}{2} D(2L - \xi_0) \dots\dots\dots (4)$$

Inserting Eq. (4) into Eq. (3), the differential equation of ξ_0 can be obtained as follows:

$$\frac{d\xi_0}{dt} + 2\left(\frac{1}{rD}\right)(r+r_H)\xi_0 = 2\left(\frac{1}{rD}\right)\{L(r_H+i)+q_S\} \dots\dots\dots (5)$$

and the solution of Eq. (5) is

$$\xi_0 = \left(\int_0^t b \cdot e^{\int_0^t a \tau d\tau} d\tau + c\right) e^{-\int_0^t a \tau d\tau} \dots\dots\dots (6)$$

where,

$$a = 2\left(\frac{1}{rD}\right)(r+r_H), \quad b = 2\left(\frac{1}{rD}\right)\{L(r_H+i) + q_S\} \div 2\left(\frac{1}{rD}\right)L(r_H+i),$$

and c is the integral constant.

Fig. 2 illustrates the runoff process as mentioned above in the $x-t$ plane. The amount of rainfall up to t_0 is the initial loss and may not run off, at t_0 , and the subsurface flow and the surface flow begin from this time approximately. ξ_0 changes with the rainfall variance due to Eq. (6), and after the rainfall ceases, the surface flow area ($L - \xi_0$) deduces exponentially from the relation of Eq. (6) in which $r=0$. It is apparent that the subsurface and surface flows occur only over the area which is represented by the portion shown by hatching in Fig. 2. Also r_H continues up to the time t_2 at which $\xi_0=L$.

3. Relation between Discharge Recession Characteristics and Subsurface Runoff

The discharge recession curve is known to reduce exponentially and commonly represented as follows:

$$q = q_0 e^{-\lambda t} \dots\dots\dots (7)$$

where q_0 is the initial discharge and λ the nearly constant which is affected by the basin characteristics. Differentiating Eq. (7) with respect to time t , and assuming the derivative of λ , $d\lambda/dt$, is usually small compared with λ , so Eq. (8) becomes approximately

$$\frac{dq}{dt} = -\lambda q \dots\dots\dots (8)$$

The discharge recession curve after the end of rainfall, as shown in Fig. 2, is divided into two regions, $t_d \leq t < t_1$ and $t_1 \leq t < t_2$. t_d is the time of rainfall end and t_1 the time at which the characteristic curve from τ_1 , contacting to ξ_0 -curve at time t_{11} , reaches to the downward end of slope.

(1) $t_d \leq t < t_1$: Since the initial discharge $q(\xi_0, \tau)$ is approximately zero in this region, λ can be expressed as follows, by Eq. (2), in which $q(\xi_0, \tau)$ is zero, and Eq. (9),

$$\lambda = -\frac{d}{dt} \{\log r_m(L - \xi_0)\} \dots\dots\dots (9)$$

where, $r_m = \int_{\tau}^t (r+r_H) dt / (t-\tau)$

From this equation, it may be recognized that λ in this region is influenced by the rainfall variance, and the assumption that the derivative of λ is small no longer holds good.

(2) $t_1 \leq t < t_2$: The approximation, $q(\xi_0, \tau) = 0$, cannot be allowed in this region. The following relation can be obtained approximately,

$$\left(\frac{dx}{dt}\right)_{\substack{t_{11} \leq \tau < t_2 \\ x = \xi_0}} = \left(\frac{d\xi_0}{dt}\right)_{t_{11} \leq \tau < t_2} \dots\dots\dots (10)$$

Applying Eq. (10) to Eq. (2),

$$q(\xi_0, \tau) = \left(\frac{1}{pK}\right)^{\frac{1}{1-p}} \left(\frac{d\xi_0}{d\tau}\right)^{\frac{1}{1-p}} \dots\dots\dots (11)$$

Thus, from Eqs. (2), (5), (8) and (11), the following equation is obtained,

$$\lambda = \frac{a}{1-p} \left[1 + \frac{1}{q} \{(1-p)iL - pr_H(L - \xi_0)\} \right] \frac{d\tau}{dt} \dots\dots\dots (12)$$

and $d\tau/dt$ is given by Eq. (2) and (8) as follows;

$$\frac{d\tau}{dt} = \frac{1+p\lambda(t-\tau)q^p / \{q^p - q(\xi_0, \tau)^p\}}{1+pa(t-\tau)q(\xi_0, \tau)^p / (1-p)\{q^p - q(\xi_0, \tau)^p\}} \dots\dots\dots (13)$$

Since the second terms in numerator and denominator of Eq. (13) are very small in comparison with unity, $d\tau/dt$ can be assumed to be one approximately.

Consequently, from these facts mentioned above, λ becomes approximately as follows:

$$v \ll \lambda \ll \frac{a}{1-p} \dots\dots\dots (14)$$

Eq. (14) is the important formula with respect to runoff analysis, which represents the relation between r_H , rD , which are considered very difficult to measure in field, and λ , which is possible to estimate by using the hydrograph.