

山地小流域河川の低水解析 (1)

角 屋 睦

ANALYSIS OF GROUNDWATER FLOW IN SMALL MOUNTAIN-STREAM (1)

by Mutsumi KADOYA

Synopsis

The method of estimation of the groundwater flow from rainfall in the mountain-stream has been discussed in this paper. The increment of the groundwater flow caused by rainfall, $\Delta q_0 = q_f - q_0$ in which q_f is the groundwater flow at the end of recharge and q_0 at the beginning of rainfall, has been discussed based on the model constructed by the following assumptions :

(1) The drainage basin is simplified into Fig. 2. (2) The recharge in the groundwater layer begins after the capillary void in subsurface layer has been saturated. (3) Its intensity is illustrated as a part of the infiltration capacity in Horton's formula as shown in Eq. (2)

According to the result, it is clear that Δq_0 has been affected by various factors related to the history of rainy and dry period. As the first approach to the mechanism, however, it has been examined that Δq_0 is practically estimated only by the total amount of rainfall, its duration time and q_0 , using the hydrologic data in three small mountain-streams where each basin is about 1 km² in area.

In order to more approach to the mechanism, the following characteristics have been theoretically considered ; (1) the deficiency of soil-moisture and the recovery of infiltration capacity in dry period, (2) the successive diminution of infiltration capacity in rainy period. Plenty of data has not been got yet, so it has been suspended to prove these considerations.

1. ま え が き

低水解析が洪水流出時の有効雨量あるいは水利用の問題に関連して重要なことはいうまでもない、これについてはこれまでもいくつかの研究があり、近年の石原・高木^{1), 2)}, 西原³⁾らの研究など注目すべきものもあるが、洪水流出解析の研究に比べるとなお十分な進展をみせているとはいえない。筆者はたまたま北淡路に所在する3小河川の流量資料を農林省より入手することができた。この地方は本来瀬戸内気候帯に属する寡雨地帯であるため、流域内各所に小溜池が群在し、とかく人為操作が加えられがちであるため、低水流出機構の解明に必ずしも好適のデータではないが、これに一応の検討を加えるとともに、雨水損失の推定方法に若干の予察を試みたので、ここにその概要を述べる。

2. 地下水流出の性状

雨水の土中への浸入についてはよく知られた Horton^{4) 5)}の式がある。

$$\left. \begin{aligned} f &= f_c + (f_o - f_c)e^{-bt} \\ &= f_c(1 - e^{-bt}) + f_o e^{-bt} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(1)$$

ここに f は $r \geq f$ の強度の降雨開始後時刻 t における浸透能, f_o, f_c はそれぞれ初期, 終期浸透能と呼ばれ, b は常数と考えられている。土中に浸入した雨水が, 時間的, 量的にどのような配分を経て地下水を関養するかについては不明であるが, f_c が存在する限りこれが地下水流出に関連する項と考えるべきであろう。一方水が土中を重力水として移動するためには, 少なくともその点での土壤含水比は毛管飽和含水比 w_c 以上でなければならない。また同様にして土壤水分が w_c 以上であれば降雨終了後もなお水の下降が続くはずである。いま降雨開始後帯水層上部の土壤水分が w_c まで回復するに要する時間を t_f とし, 降雨による地下水補給 f_g が Fig. 1 a e b c のような形で行なわれるものとする次式が得られる。

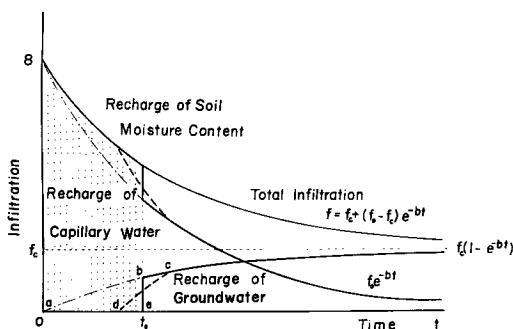


Fig. 1 Distribution of infiltration capacity.

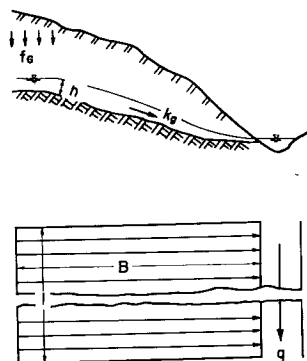


Fig. 2 Schematic model of groundwater flow.

$$\left. \begin{aligned} f_g &= 0 & ; t < t_0 \\ &= f_c(1 - e^{-bt}) & ; t_0 \leq t \leq t_f \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(2)$$

実際の補給形式はたとえば Fig. 1 の a d c の形をとるかも知れないが, いずれにせよ流域全体よりみた場合 (1) 式は平均的な意味しかもたないし, またこの形を若干変形しても後示 (7) 式の形はほとんど同形である。

一方流域帯水層より河川への地下水流出量 q は, Fig. 2 のような model を想定すると

$$\begin{aligned} q &= k_g h l I \\ &\equiv MS \end{aligned} \dots\dots\dots(3)$$

ここに k_g は地下水流動部の透水係数, h はその水深, l は流域長さである。動水こう配 I は h の変化に応じて変化するが, 実用上一定に近いとすると, 結局 q は流域内地下水保溜量 S にほぼ比例する形となる, 帯水層への雨水の補給強度を i とすると

$$\frac{dS}{dt} = i - q \dots\dots\dots(4)$$

(3), (4) 式および (2) 式より, q を m^3/s , f を mm/hr の単位に, また流域面積を A km^2 とすると次式が得られる。

$$\frac{1}{M} \frac{dq}{dt} + q = i = f_c(1 - e^{-bt}) \dots\dots\dots(5)$$

$$f_g \equiv \frac{A}{3.6} f_c$$

$i=0$ ならば, $t=0$ のときの q を q_0 として

$$q=q_0 e^{-Mt} \dots\dots\dots (6)$$

$i \neq 0$ ならば $t=t_0$ において $q=q_0 e^{-Mt}$ なる条件を用いて

$$q=f_G \left\{ 1 - e^{-M(t-t_0)} - \frac{M}{b-M} e^{-bt_0} [e^{-M(t-t_0)} - e^{-b(t-t_0)}] \right\} + q_0 e^{-Mt} \dots\dots\dots (7)$$

一降雨による地下水流出増加量は

$$\begin{aligned} \Delta q_0 &= q_f - q_0 \\ &= f_G \left\{ 1 - e^{-M(t_f-t_0)} - \frac{M}{b-M} e^{-bt_0} [e^{-M(t_f-t_0)} - e^{-b(t_f-t_0)}] \right\} - q_0 (1 - e^{-Mt_f}) \dots\dots\dots (8) \end{aligned}$$

いずれにせよ q は f_G より大となり得ずこれに漸近していくこと, またいまの場合 t_0 , t_f は直接的には不明であるが, t_0 と q_0 の依存関係などを考慮すると, Δq_0 は q_0 のある範囲では q_0 が大きくなるほど大きく, その範囲以上では漸減する傾向のあることが考察される。

3. 北淡路3小河川流出量の検討

検討しようとする茶開川 ($A=1.08\text{km}^2$), 常盤川 ($A=1.23\text{km}^2$) および平林川 ($A=0.91\text{km}^2$) はいずれも北淡路に存在する小河川で, 前述のように地区内に多くの小溜池が群在するので, まず人為条件が含まれないよう, 雨が比較的多く連続し, 全池が満水状態にあることの確認できた本年6月末日以降のものを主用した。

(a) 低減曲線 流量記録を半対数方眼紙にプロットして低水流量の直線性から(6)式の M を求めると, 3川ともほとんどその値は変わらず, とくに本年5月以前のそれをも考慮して次の値が得られた。

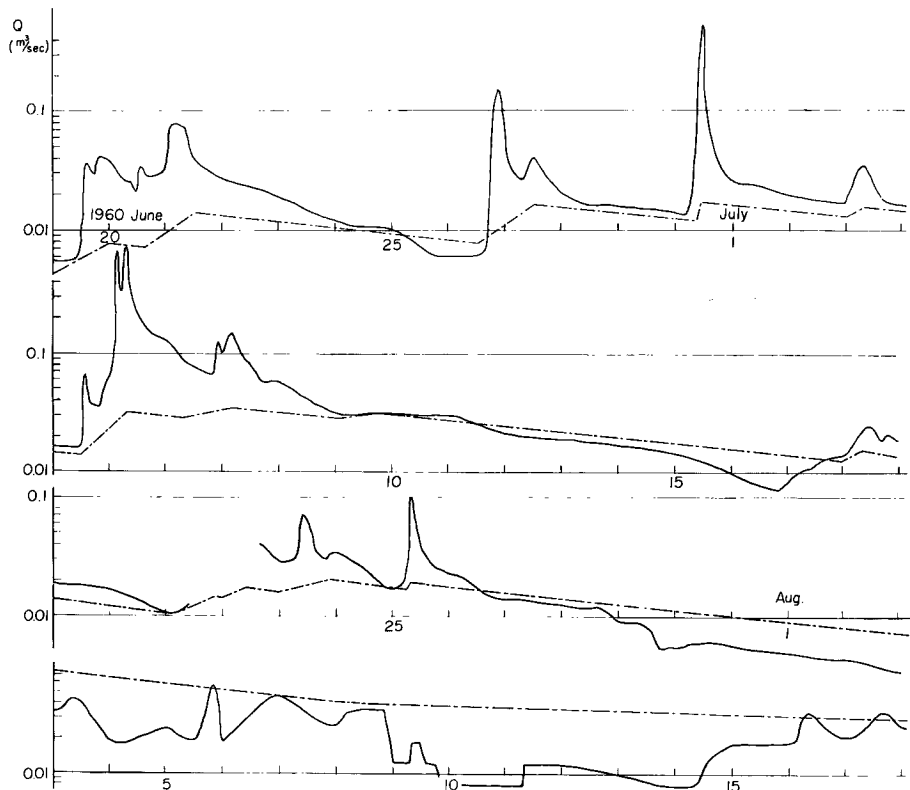


Fig. 3 Hydrograph in Chama River. Real line shows the observed hydrograph and dotted line the estimated ground water flow

$$\begin{aligned}
 M &= 0.116/\text{day}; & q &\geq 0.004\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2 \\
 &= 0.031/\text{day}; & q &\leq 0.004\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2
 \end{aligned}$$

(b) Δq_0 降雨による地下水流出増加量 Δq_0 は、前節の考察より推察されるように t_0 , t_f , q_0 に依存し、当該降雨以前の降雨、無降雨の history に密接な関係をもつ。また断続した降雨群による Δq_0 は容易に分離できないが、今回はまず第一段階として、地下水流出は i) 降雨開始と同時に増加する(定量的には現段階では影響はない)、ii) 降雨終了時に最大となる、iii) 降雨時間1日以内はこれを1日、それ以上は時間に応じた増加量を示す、iv) 一降雨が継続降雨群よりなるときは、低減を考慮して単独降雨に修正できる、等の仮定をおき、若干の試算の上、 Δq_0 を雨量 R , 降雨日数 t_e , 降雨開始時の地下水流出量 q_0 の関数として扱い Fig. 4 を得た、この結果を用いて地下水流出量を推定した一例(茶間川)が Fig. 3 に一点鎖線として表わ

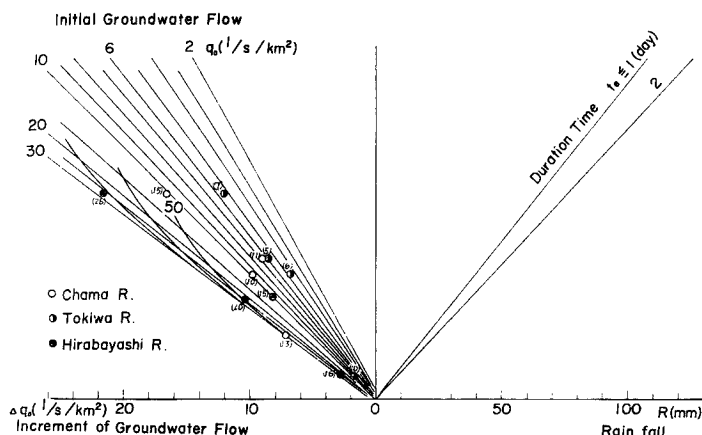


Fig. 4 Relation between increment of groundwater flow, rainfall and its duration time and initial groundwater flow.

してある。たとえば同図で極度にハイドログラフの変化している7月下旬、以降は水田用水のための操作が行なわれている。

(c) 雨水損失 直接流出の解析では有効雨量の推定が問題となる。いま地下水流出を前記の方法で分離し、それ以上の流出量を直接流出量 Q とすると、直接流出に対する雨水損失 $F = R - \Sigma Q$ は降雨継続時間、初期含水比の関数として表わされるはずであるが、いまの場合十分なデータがなく定量的にうまく表現できないので、簡単に雨量、初期流量の関数として表わすと Fig. 5 のようになった。これについては次節の予察に関連して再度検討の予定である。

4. 雨水損失に関する予察

前述の考察では雨水損失と地下水流出の現象を十分説明できていない。これにいま少し物理的な説明のできるよう、若干の予察を述べる。

(a) 蒸発量 土壌含水比 w が毛管飽和含水比 w_c 以下であれば土中内の水の重力移動は考えられないから、 $w_c - w > 0$ はすべて蒸発散によって消費されたものである。これよりもまず無降雨期間の蒸発量が問題になる。

土壌面蒸発量 E は、吉良その他の研究⁶⁾によると土壌含水比と密接な関係があり、それは実用上 Fig. 6(a) のように表わされるようである。図中 E_0 は普通蒸発計蒸発量である。流域全体の蒸発量はこれ他に樹木よりの通蒸もあり、これらの合成量とみなされるが、流域全体としてみた場合はこれらの平均的な取扱をせざる

用的にはほぼ Fig. 6 (b) のように表わしてよいようである。同図において f_u , f_c はそれぞれ土壌の飽和含水比 w_s および吸着水の含水比 w_l に対応する 上限浸透能および最終浸透能である。浸透能は表層の、しかも比較的薄い上層部の含水比に支配されるが、この層の浸透能が f であるとき、降雨による dt 時間当りの土湿増加量が $f - f_c$ であるとする、 f_u の状態から idt 時刻後の浸透能 f_i は

$$\frac{f_i - f_c}{f_u - f_c} = \frac{w_i - w_l}{w_s - w_l} \dots\dots\dots (12)$$

$$= \left(1 - \frac{f_u - f_c}{V_s'}\right)^i \dots\dots\dots (13)$$

$$V_s' = W_s' (w_s - w_l)$$

ここに W_s' は浸透能に関与する土層の単位柱体重量で、 V_s' はその全孔隙量を表わす。上式は結局 f が f_u であるときより $r > f$ の降雨が始まり、それより時刻 t' 後の浸透能 f_i' 、あるいは初期浸透能が f_0 であるときより時刻 t 後の浸透量 f が次式で表わされることを意味する。

$$f_i' = f_c + (f_u - f_c) \exp\left(-\frac{f_u - f_c}{V_s'} t'\right) \dots\dots\dots (14)$$

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \exp\left(-\frac{f_u - f_c}{V_s'} t\right) \dots\dots\dots (15)$$

Horton の式の低減係数 b の意義はこれより明らかである。ただ留意すべきは表層の、しかも薄い上層の雨水保留能が $f - f_c$ とするときに得られるものであって、式中の V_s' は (9), (10) 式の V とはかなり異ったものになること、あるいはその層の雨水保留能の値に問題がありそうなことである。

(c) 浸透能の回復 前項では降雨による f の減少を考えたが、無降雨によるこの回復を考えるため、(12) 式の w に

$$w = w_l + (w_c - w_l) \exp\left\{-\frac{E_0}{V} (t - t_c)\right\}$$

を用いこの場合の f を f_0 と書くと

$$f_0 = f_u - (f_u - f_c) \frac{w_c - w_l}{w_s - w_l} \exp\left\{-\frac{E_0}{V} (t - t_c)\right\} \dots\dots\dots (16)$$

降雨終了後 $t = t_c$ のときの f を f_{ec} 、それより T 時間後の f を f_T と書くと

$$\left. \begin{aligned} f_0 &= f_u - (f_u - f_c) \exp\left\{-\frac{E_0}{V} (t - t_c)\right\} \\ f_0 &= f_u - (f_u - f_T) \exp\left(-\frac{E_0}{V} T\right) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (17)$$

などが得られる。

以上得られた (10)~(17) 式の関係を用いれば、降雨、無降雨の history に応じた雨水の損失、地下水流出現象の定量的な説明あるいは前期降雨指数 API などの説明ができるものと思われる。

5. む す び

本文で扱った内容は表題に対しては序報的なものであって、十分なものではない、しかしこうした簡単な考察によって、雨水の損失、地下水流出の問題をかなり意味のある、しかも比較的単純にとり扱いうる方法の手掛かりが得られたように考える。それらの詳細な吟味については次報でまとめる予定である。なおデータ整理に際し特定研究費の一部の補助を受けたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 石原安雄, 高木不折; 地下水流出に関する一考察. 昭37年度土木学会関西支部年次学術講演概要 (昭37.11) 81~82
- 2) 石原藤次郎, 高木不折; 木津川における低水解析, 第19回土木学会年次学術講演会講演概要

- (昭39.5) 33
- 3) 西原巧；雨量よりの低水流量推定法について，第9回水理講演会講演集（昭40.2）79
 - 4) Horton, R. E. ; The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. A. G. U. 14 (1933) 446~460
 - 5) 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 41—3（昭31.3）18~23
 - 6) 武田京一；土地環境に係る気象的諸問題，昭40年度日本農学大会シンポジウム発表要旨（昭40.4）2~10
 - 7) Linsley, R. K. 他；Applied Hydrology, Mc Graw-Hill (1949) 313