

# 山地小流域河川の低水解析 (2)

角 屋 睦・豊 国 永 次・丈 達 俊 夫

## ANALYSIS OF GROUNDWATER FLOW IN SMALL MOUNTAIN-STREAM (2)

By *Mutsumi KADOYA, Eiji TOYOKUNI and Toshio JYOTATSU*

### Synopsis

A theoretical method of estimation of the groundwater flow and the rainfall loss for direct runoff in the small mountain-stream has been discussed in this paper based on the following assumptions: (i) The relation between infiltration capacity and soil moisture content in the drainage basin is shown in Fig. 1(a). (ii) The equation for infiltration capacity may be used as the equation for recharge capacity, by which we mean the maximum recharge intensity of the groundwater and the soil moisture in the basin excluding the component of interflow in the infiltration capacity. (iii) The recharge of groundwater with the intensity  $f_c$ , which is the constant final rate of recharge, is not opened until the soil moisture content  $w$ , reaches the field capacity  $w_c$ , in the early stage of a rainfall, and is not closed until  $w < w_c$  even if the rain has stopped falling. (iv) The behavior of groundwater in the basin can be modeled as in Fig. 3. (v) The relation between evapotranspiration and soil moisture content in the basin can be simplified as in Fig. 1(b).

After some consideration, Eq. (1) has been derived for the recharge capacity, Eq. (8) for the increment of groundwater flow and Eq. (9) for the recovery of recharge capacity. Applying the method to Chama River with 1.08km<sup>2</sup> basin area at Kaikyo, north part of Awaji Island, Figs. 6 and 7 have been obtained.

### 1. ま え が き

河川の低水解析は、利水面に対してはもちろん、豪雨流出時の損失降雨問題に対しても有用な手掛りを与える。低水解析については、これまでにいくつかの興味ある研究があるが、これと損失降雨の問題を直接関連づけたものはあまり見られない。本報は前報<sup>1)</sup>で予察した線に沿って、Horton の浸透能の概念を補給能のそれにおきかえ、簡単な流域モデルを想定することによって、両者の推定を同時に行なう試みについて論述するものである。もっとも損失降雨については、損失能の概念を用いてほぼ類同の方法を提示した石原ら<sup>2)</sup>の注目すべき研究があるから、この点に関しては必ずしもユニークなものとはいえないが、低水流機構と関連づけて、より合理的な説明ができるよう、若干の工夫をしているつもりである。

### 2. 補 給 能

ある程度乾いた地表に降雨があれば、雨水の一部は土中に浸透して土壌水分を漸次飽和させ、降雨終了後晴天が続けば、土壌水分は蒸発散によって失われていく。一般にこうした浸透、蒸発の過程は、それぞれの初期条件、境界条件に応じて複雑な様相を示し、いわゆる履歴現象の存在することが知られている<sup>9)~12)</sup>。しかしこうした微視的かつ不明の点が多い現象を、地質・土質・地被条件など多くの複雑な要素を持ち、面的な拡がりをもつ流域よりの雨水流出現象の説明に持ち込むことは、いまのところ容易ではない。むしろ実用的には、もっと巨視的な取扱が必要である。こうした観点から、ここではまず第1段階として、平均的な取扱をするつもりである。

さて雨水の土中への浸透能 $f$ は、Neal<sup>9)</sup>の実験によると、土壌含水比と密接な関係があり、実用的には Fig. 1 (a) のように表わしてよいようである。同図において  $w_s$  は飽和含水比、 $w_h$  は吸着係数、 $f_u$  は上限浸透能、 $f_c$  は下限浸透能で最終浸透能とも呼ばれる。浸透能は表層のしかも比較的薄い層の含水比に

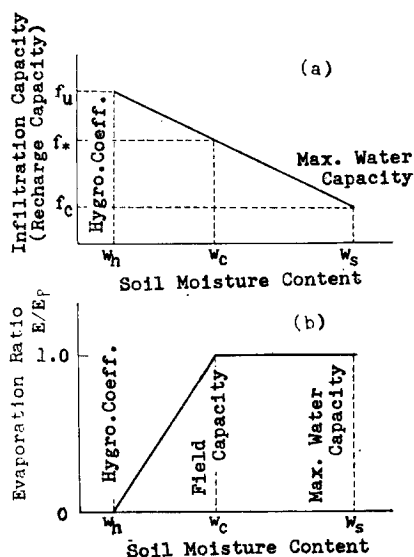


Fig. 1 Schematic diagrams of soil moisture content on (a) infiltration and/or recharge capacity and (b) evaporation.  $E_p$  means potential evapotranspiration.

支配されるが、いまこの層の浸透能が $f$ であるとき、降雨強度 $i \geq f$ の降雨による単位時間の土湿増加量が $f - f_c$ であるとする、Fig. 1 (a) の関係からいわゆる Horton<sup>9)</sup>の浸透能の式が導かれる。

$$f = f_c + (f_u - f_c)e^{-bt} \dots\dots\dots (1)$$

ここに $f$ は初期浸透能が $f_0(t=0)$ であるときの状態より $i \geq f$ の強度の雨が $t$ 時間続いたときの浸透能を表わし、また定数 $b$ は次のような意味を持っている<sup>1)</sup>。

$$b = \frac{f_u - f_c}{V_I} \left. \begin{array}{l} \\ V_I = W(w_s - w_h) \end{array} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

ここに $W$ は浸透能に關する土層の単位面積柱体重量で、 $V_I$ はその空隙量を表わす。

さて土中に浸入した雨水の大部分は横浸透の形で流去して、やがていわゆる中間流出成分を、他の一部は鉛直浸透の形で地下水をかん養して地下水流出の補給源となり、残部が土中にたくわえられ土湿増加量に充当される。これら3成分の量的な割合は地層の性質により異なり一概にはいえない。一般に Horton の式の有用性を示した多くの実測例<sup>10)</sup>によると、 $f$ の値として 100mm/hr のオーダーを示すものが多いようであるが、実験条件などの点でそれらの結果を直ちに本研究に利用できない。

そこでここでは、中間流出成分に充当されるものを一応除外し、表層土湿増加と地下水補給に充当される成分だけを考える。そしてその強度を補給能と呼び、これが(1)式の形で表わされるものとする。すなわち降雨強度 $i$ のうち $i - f(>0)$ が中間流出を含めた直接流出成分ということになる。

### 3. 地下水流出

補給能のうちでどれだけが地下水補給に充当されるかは明確ではないが、(1)式の成立過程よりすれば、地下水補給開始後の補給強度は $f_c$ (一定)と考えてよい。一方水が土中を重力水として移動する限界については明確な表現がむずかしいが、実用的には少なくともその層の土壌含水比 $w$ がいわゆる圃場容水量 $w_0$ 以上でなければならぬと考えてよい。同様に $w \geq w_0$ であれば、降雨が終了してもなお水の下降が続くと考えらるべきである。さらに Dreifelbis<sup>11)</sup>の観測結果などを参照すると、地表下数 10cm 以下の含水

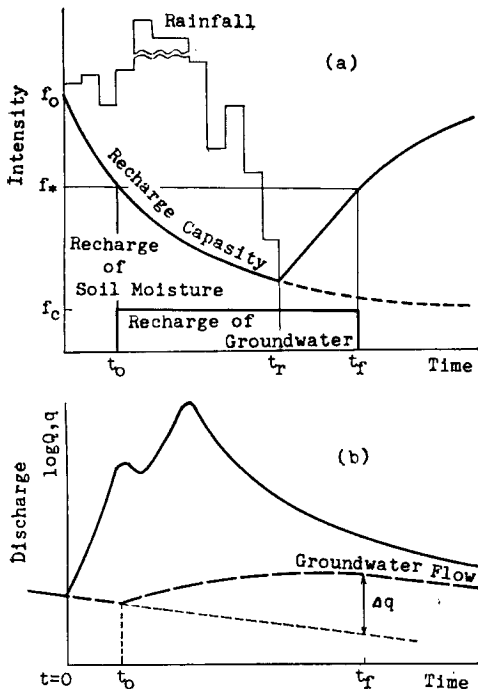


Fig. 2 (a) Distribution of recharge capacity.  
(b) Increment of groundwater flow.

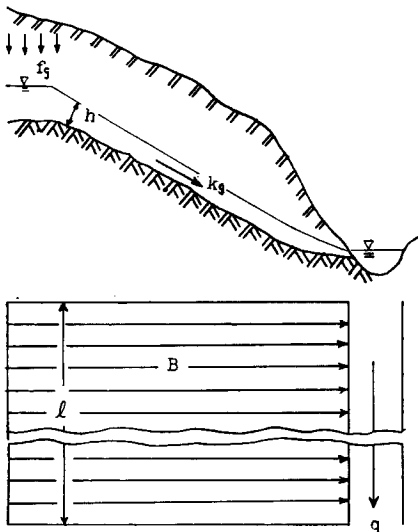


Fig. 3 Model of groundwater flow.

#### 4. 補給能の回復

降雨が終了すると、土壌水分は  $w \geq w_c$  の間は降下浸透と蒸発散により、 $w < w_c$  以後は蒸発散のみによ

比は大きな変化を示さず圃場含水量に近いと考えてよさそうであるから、表層土が  $w_c$  以上になれば直ちに地下水補給が始まると考えてよい。そこで地下水補給は、降雨開始時刻を時間原点として、降雨開始後表層土が  $w = w_c$  となる時刻  $t_0$  より、降雨が終了して  $w = w_c$  となる時刻  $t_f$  までの間と考えると、Fig. 2 に示されるように

$$\left. \begin{aligned} f_g &= 0; & t < t_0 \\ &= f_c; & t_0 \leq t \leq t_f \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

一方流域よりの地下水流出量  $q$  は、Fig. 3 に示すように簡単なモデルを想定すると、

$$q = k_0 h I \equiv MS \dots\dots\dots (4)$$

ここに  $k_0$  は地下水流動層の透水係数、 $h$  はその水深、 $I$  は流域長である。動水こう配  $I$  は必ずしも一定とはいえないが、これを実用上一定とすると、 $q$  は上式のように地下水貯留量  $S$  に比例する形となる。一方連続の式は、 $f$  を mm/hr,  $q$  を  $m^3/sec$ , 流域面積  $A$  を  $km^2$  の単位にとると、

$$\left. \begin{aligned} \frac{dS}{dt} &= f_g - q \\ f_g &= \frac{A f_c}{3.6} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

(4), (5) 式より地下水流出量の基礎式として次式が得られる。

$$\frac{1}{M} \frac{dq}{dt} + q = f_g \dots\dots\dots (6)$$

これより降雨開始時刻  $t=0$  の  $q$  を  $q_0$  として、地下水補給のあるときの  $q$  は次のようになる。

$$q = f_g [1 - e^{-M(t-t_0)}] + q_0 e^{-Mt} \dots\dots\dots (7)$$

上式第2項は  $f_g = 0$  のときの地下水流出量を示すから、一降雨による地下水流出増加量(最大値)  $\Delta q$  は次のように表わされる。

$$\Delta q = f_g [1 - e^{-M(t_f-t_0)}] \dots\dots\dots (8)$$

$t = t_f$  以後の地下水流出量  $q$  は、いうまでもなく  $q_{t=t_f} \equiv q_0$  として(7)式第2項の形をとるから、これにより地下水流出量の追跡が可能となる。なお  $t_0 \leq t \leq t_f$  の間の  $f_g$  を、たとえば前報<sup>1)</sup>のように、 $f_c$  (一定) としなくともその差は微小であって実用上(7)式の表現で十分である。

って減少し、補給能が回復に向かう。蒸発散と土壌水分の関係についても、微視的な挙動を問題にしなければ、実用上 Fig. 1 (b) のような関係が成立する<sup>12, 13)</sup> ようである。同図において  $E_p$  は蒸発散能を意味する。厳密には蒸発散に関与する層と補給能を支配するそれとは層厚が異なるかも知れないが、ここでは両者を等しいものとする、降雨終了時刻の補給能を  $f_e$ 、それよりの時間を  $t$ 、 $w=w_c$  のときの補給能を  $f=f_*$ 、それ以後の時間を  $T$  として、次式が得られる。

$$\left. \begin{aligned} w \geq w_c; \quad f_0 &= \frac{f_u - f_c}{W(w_s - w_h)}(E_p + f_c)t + f_c \\ w < w_c; \quad f_0 &= f_u - (f_u - f_*)e^{-cT} \\ c &= \frac{E_p}{V_E} \\ V_E &= W(w_c - w_h) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

ここに  $W$  は蒸発、補給能に関与する層の単位面積柱体重量、 $V_E$  はその  $w_c \sim w_h$  間の空隙量を表わす。なお厳密には降雨終了時刻が昼夜のいずれであるかにより表現を変えるべきかも知れないが、ここでは平均強度で考えた。

## 5. 低水および損失降雨解析

2～4の論旨によって、降雨、無降雨の経過に応じて低水および損失降雨解析が可能となったわけであるが、これにはまず(1)、(8)および(9)式の各定数を推定する必要がある。これらの大半は実測ハイドログラフより試算的に求めざるを得ない。以下その手順を述べる。

i) 補給能曲線 実測のハイドログラフを半対数紙上に描き、てい減部の性状より  $M$  を推定する。次に第1近似として  $t_0=0$ 、 $t_r=t_r$  (降雨継続時間) と仮定して地下水流出成分を分離する。これより直接流出量  $Q_1$  を算定し、降雨量  $R$  より  $F_1' = R - Q_1$  を求める。この雨がその継続時間  $t_r$  の間、常に  $i \geq f$  の降雨強度のものであったとすれば、形式的に次の関係が成立するはずである。

$$\begin{aligned} F' &\equiv F = \int_0^{t_r} f dt \\ &= f_c t_r + \frac{f_0 - f_c}{b} (1 - e^{-bt_r}) \dots\dots\dots (10) \end{aligned}$$

したがって  $F_1'$  を種々の  $t_r$  の雨についてプロットすれば、これを前期無降雨日数  $T_1$  によって分類でき、各  $T_1$  に応じた曲線群が得られるから、(10)式の定数、したがって(1)式の第1近似が推定できる。た

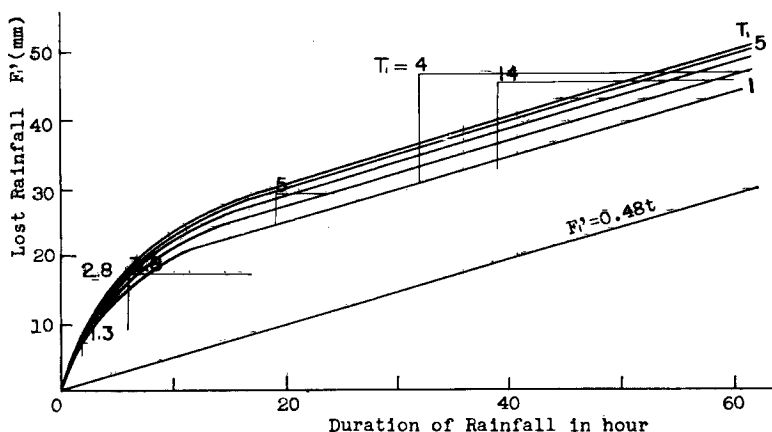


Fig. 4  $F' \sim t_r$  curves.

だ現実には一降雨が常に  $i \geq f$  の強度のものよりなっているとはいえず、また休止時間の存在するものも多い。 $i \geq f$  の判定はこの段階ではむづかしいが、第1近似としては、Fig. 4のように総継続時間に対して  $F_1'$ 、正味継続時間に対して  $F_1'$  および  $F_1' - E$  をプロットする。 $E$  は降雨休止時間内の蒸発量で、気象資料より推定する。実際の曲線はこの3点を考慮して描く。

ii) 補給能回復曲線 上記のようにして得られた  $f_{01}$  を  $T_1$  についてプロットし、補給能回復曲線の第1近似を推定する。この場合  $w_s$ ,  $w_o$ ,  $w_h$  などの実測値があれば、これらと矛盾しないよう上述第1近似値を修正する必要がある。また実際には  $T_1 = T + t_0$  であるから  $T_1$  が小さいところでは  $T_1 = T$  とみなし得ないことに注意を要する。 $T < 0$  の部分は計算で挿入する。

iii) 地下水流出量 追跡当初の  $f_0$  は仮定しなければならないが、前期無降雨日数のかなり長い雨から出発すれば大した誤差なく追跡を始めうる。補給能曲線および補給能回復曲線を用いて、 $f = f_*$  となる時刻  $t_0$ ,  $t_f$  が求まれば(8)式より  $4q$  を推定できる。無降雨期間はてい減係数  $M$  の直線(半対数紙上)に平行に直線を入れていけばよい。

$i \geq f$  の降雨に対しては補給能曲線より各時刻の  $f$  を容易に求めうるが、 $i < f$  の時間  $t_1 \sim t_2$  の降雨に対しては

$$\left. \begin{aligned} f > f_*; & \quad \int_{t_1}^{t_2} i dt = \int_{t_1}^{t_2'} f dt \\ f \leq f_*; & \quad \int_{t_1}^{t_2} i dt = \int_{t_1}^{t_2'} f dt + f_c(t_2 - t_2') \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

の関係より  $t_2'$  を求め、 $f(t_2')$  を時刻  $t_2$  に対する等価補給能とみなせばよい。

このようにして追跡した地下水流出量を前記の実測ハイドログラフ(半対数紙)と対比して適合性を調べ、各定数を漸次補正していく。このようにして補給能および補給能回復曲線が最終的に求まれば、各降雨時の直接流出成分は  $i - f (> 0)$  として求められる。

## 6. 適用例

前述の方法を淡路島北部に所在する茶間川 ( $A = 1.08 \text{ km}^2$ ) (Fig. 5) に適用した例を述べる。この地域一帯は花崗岩の風化地帯で表層は数 10cm、地盤はおおむね雑木林となっている。一般にこの地方は瀬戸内気候帯に属し、年雨量 1,200mm 前後の寡雨地帯であって、流域内各所に小溜池が群在し、水田用水取入も随時行なわれているので、流量資料には人為条件が含まれがちであり、検討例としては決して好適とはいえないが、農林省によって昭和40年6月以来三角せきによる流量測定が行なわれ、また昭和38年以来流域の詳細な土質調査が行なわれているので、これを利用した。

実測ハイドログラフを半対数紙上に描き (Fig. 7)、地下水流出成分と思われる部分のてい減性状より  $M$  を求め、次の値を採用した。

$$\begin{aligned} M &= 0.166/\text{day}; & q &\geq 0.006 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2 \\ &= 0.031/\text{day}; & q &\leq 0.006 \text{ m}^3/\text{sec}/\text{km}^2 \end{aligned}$$

このように  $M$  の値が変わる理由についてはなお不明であって、流量による分類よりむしろ蒸発散効果を含めた季節的区分の方が説明できるように思われたが、ここでは地下水流動部の透水係数の変化が大きいと考え、上記の値を採用した。

表層土の諸定数は農林省の調査資料および一部われわれの調査結果をも勘案して、流域平均値として  $w_s = 34\%$ ,  $w_o = 20\%$ , および  $w_h = 10\%$  を採用した。 $E_p$  については計算精度をも勘考の上直接蒸発計蒸発量を季節的に分類して採用した。

補給能の第1次推定に用いた  $F_1' \sim t_0$  曲線を Fig. 4に示すが、そのほとんどのデータは6～8月のものであった。また数次の試算の後、最終的に採用した補給能および補給能回復曲線を Fig. 6に示す。Fig. 6(b)において  $f \leq f_*$  の部分は季節的に区別したが、 $f > f_*$  の部分は区別しなかった。(9)式によれば

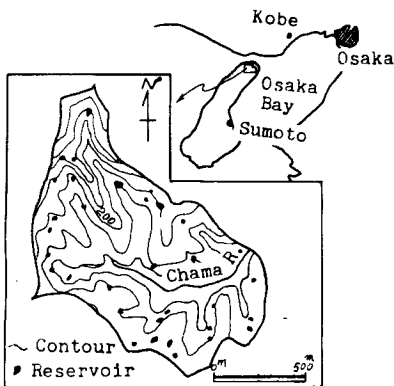


Fig. 5 General view of Chama River basin

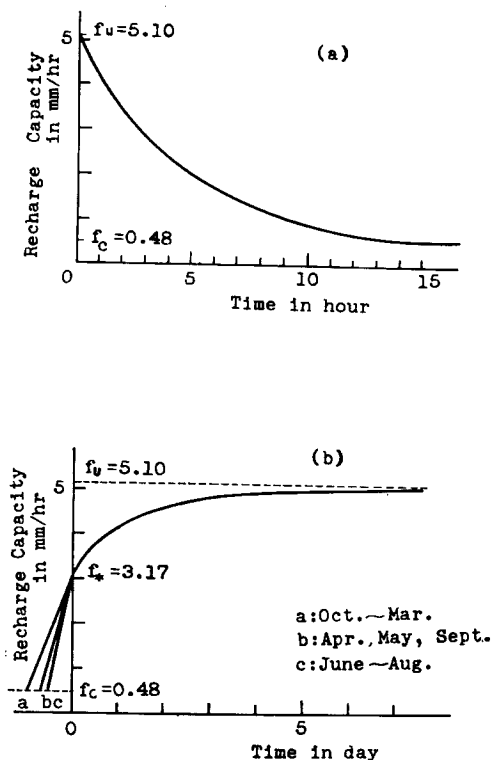


Fig. 6 Standard curves of (a) recharge capacity and (b) its recovery.

## 7. 結 び

以上山地小流域河川を対象として、低水解析と損失降雨解析を同時に行なう方法を提示し、その有用性を示した。その基本的な考えに、近年における土壌物理学の研究成果を必ずしも十分とり入れず平均的な扱いをしたが、これについては目下基礎的実験を実施中であるので、その成果をも含めて再検討する予定であ

この部分も当然季節別に分類されるべきであるが、実際には同式に示される程の差異が見られなかったのでこのようにしたが、蒸発散の評価を今後の問題として残している。

$i < f$  の時間  $t_1 \sim t_2$  の終期の等価補給能の評価には、(11) 式を次のように書き直して使用した。

$$\left. \begin{aligned} f &\geq f_*; & \Delta f &= \frac{f_u - f_c}{V_I} \Delta R \\ f &\leq f_*; & \Delta f &= \frac{f_u - f_c}{V_I} [\Delta R - f_c(t_2 - t_1)] \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (12)$$

ここに  $\Delta R$  は  $t_1 \sim t_2$  間の雨量、 $\Delta f$  はその間の  $f$  の減少量を示す。

さてこれら Fig. 6 と (8) 式を用いて地下水流量を昭和40年6月下旬より41年3月上旬まで追跡した結果を Fig. 7 に細線で示す。同図で太線が実測ハイドログラフであるが、6～9月は溜池群や水田用水取入によるかなりの変動がみられる。しかし全般的にみてここに提案した方法の有用性が認められる。なおこの計算によって得られた各降雨の  $t_0 = 2 \sim 20$  hr,  $t_f - t_r = 1 \sim 16$  hrであった。

次にこのようにして得られた地下水流出力推定値が正しいものとして、実測ハイドログラフより直接流出成分を算定し、降雨期間中の損失雨量を  $F' = R - Q$  より求め、これと前述の提案による理論値と対比すると Fig. 8 を得る。この際無降雨期間が長く、溜池による流域面積の cut が大きいと思われた期間では、降雨終了後の推定地下水流出力が正しいものとして有効流域面積を評価し、実測の  $Q$  の修正に用いた。Fig. 7 では、たとえば40年9月の秋雨前線豪雨のような大雨のハイドログラフが得られていないため、大雨の場合までの検証ができていないが、少なくとも中程度以下の降雨に対しては、本法の有用性を十分認めるように思われる。

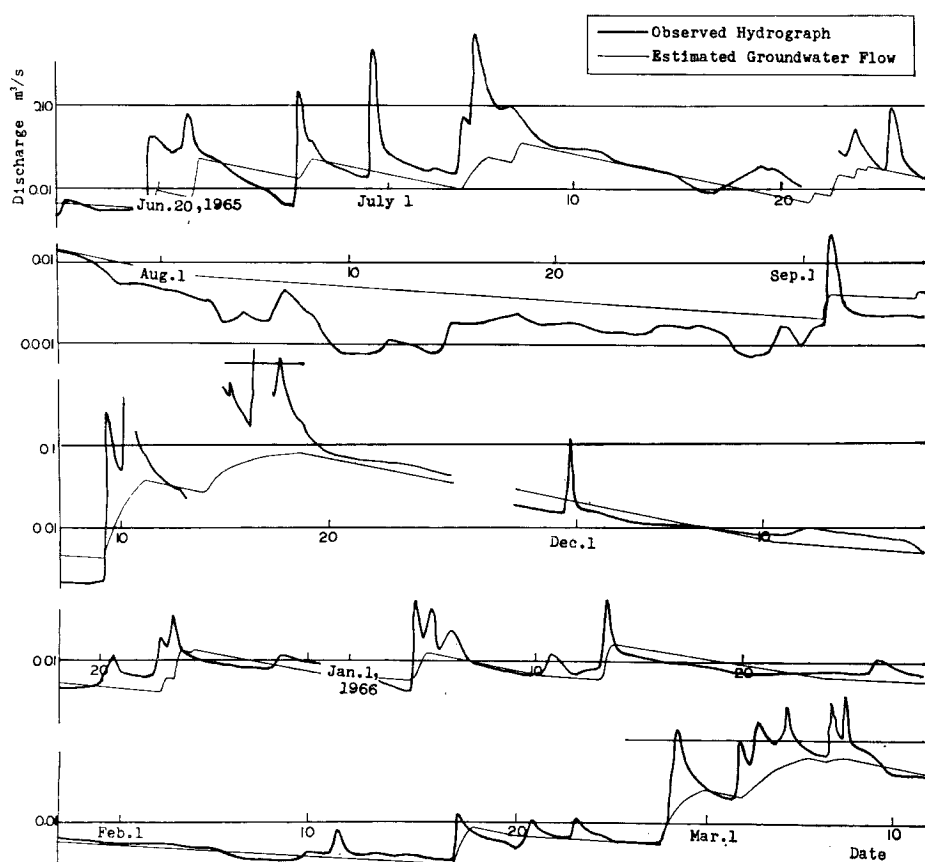


Fig. 7 Hydrograph for Chama River at Kaikyo, Awaji Island.

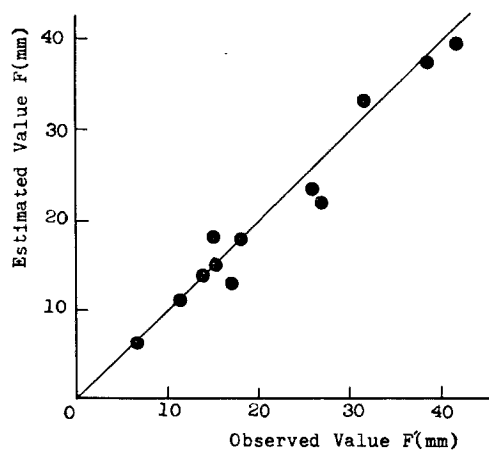


Fig. 8 Comparison between estimated and observed value of lost rainfall (June, 1965~March, 1966)

る。

ここに提案した方法では、単純な流域モデルを想定したが、計算には自記雨量計記録を必要とし、また数次の試算を含むのでかなり面倒である。今後大流域の低水解析をも含めて計算の簡易化について考察を進めていくつもりである。大方の御批判、御教示を願えれば幸である。

本研究に際し、本研究所石原安雄教授に有益な討議を受けたこと、近畿農政局杉山英郎技術課長、長崎弥八技官、渡辺時男技官、香山清技官より貴重な資料の提供、現地説明その他有益な便宜を受けたこと、また水資源公団川北晃久技師（当時学生）に基礎資料の検討や基礎実験の手伝をしていただいたことを記し各氏に謝意を表するものである。さらに本研究は昭和41年度特定研究費による成果の一部であることを付記する。

#### 参 考 文 献

- 1) 角屋 睦：山地小流域河川の低水解析（1），京大防災研年報第9号（昭41. 3），593—599.
- 2) 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.
- 3) J. Rubin and R. Steinhardt: Soil water relation during rain infiltration. I, Soil Sci. Soc. of Amer. Proc. 27 (1963) 246—251.
- 4) J. Rubin, R. Steinhardt and P. Reiniger: 同上II, S.S.S. Proc. 28 (1964) 1—5.
- 5) R.P. Gupta and W.J. Stape: Infiltration into vertical columns of soil under a small positive head. S.S.S. Proc. 28 (1964) 729—732.
- 6) R.J. Hanks and H.R. Gardner: Infiltration of difference diffusivity-water content relation on evaporation of water from soil. S.S.S. Proc. 29 (1965) 495—498.
- 7) W.R. Gardner and D.I. Hillel: The relation of external evaporative conditions to the drying of soils. Jour. Geophys. Res. 67 (1962) 4319—4325.
- 8) R.K. Linsley 他：Applied Hydrology; McGraw-Hill (1949) 313.
- 9) R.E. Horton: The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. A.G.U. 14 (1933) 446—460.
- 10) 例えば吉良芳夫・水之江政輝・豊田久承：畑地灌漑の研究第3報，農業技術研究所資料F第4号（昭31. 6）27—149.
- 11) F.R. Dreibelbis: Some aspects of watershed hydrology as determined from soil moisture data. Jour. Geophys. Res. 67 (1962) 3425—3435.
- 12) 武田京一：土地環境に係る気象的諸問題，昭40日本農学会シンポジウム要旨（昭40. 4）2—10.
- 13) A.I. Budagovsky：耕地の蒸発散，畑地農業研究会刊（昭40. 12）