

京大防災研究所 正員 ○ 角屋 睦

正員 豊國 永次

京大工学部 学生員 丈達 侯夫

低水解析は利水面にはもちろん、直接流出に対する降雨損失高の推定にも有用な役割を果たす。ここでは補給能の概念を定義し、補給能、蒸発散と流域表層含水比との間に簡単な一義的関係が存在するものとして、低水・雨水損失解析を行なう試みないしその拡張法などについて報告する。

1. 補給能 いわゆる浸透能には中間流出成分が含まれるが、いま降雨時表層土壌水分と地下水流出成分の補給に充当される最大強度を補給能 f と定義し、これと土壌水分 w との間に図1(a)の関係を仮定すると、浸透能と同形の次式を得る。

$$\left. \begin{aligned} f &= f_c + (f_u - f_c)e^{-bt} \\ b &= (f_u - f_c)/W(w_s - w_h) \end{aligned} \right\} (1)$$

ここに f_u , f_c , f_0 はそれぞれ上, 下限および初期補給能, W は補給に参与する土層の単位面積柱体重量(仮想), w_s , w_h は飽和含水比および吸着係数である。

2. 地下水流出 雨水の下層(地下水帯)への浸透は表層含水比が $w \geq w_c$ (毛管飽和含水比)のときのみ、(1)式の成立過程を考慮して、 f_c の強度で起こるとし、その時刻を図2のように t_0 , t_f とする。地下水流出量は下層の保水量に比例する(比例定数 M)ものとする、結局一降雨による地下水流出増加高 Δq は次式で表わされる(図2(b)参照)。

$$\Delta q = (f_c A / 3.6) [1 - e^{-M(t_f - t_0)}] \quad (2)$$

ここに A は流域面積(km^2)で、 q , f_c をそれぞれ m^3/s , mm/hr の単位としている。 t_f 以後の q はいうまでもなく

$$q = q_{t_f} e^{-M(t - t_f)} \quad (3)$$

3. 補給能の回復 降雨終了後土壌水分は、 $w \geq w_c$ の間は地下水補給と蒸発散、 $w < w_c$ では蒸発散 E により失われ、補給能は回復に向かう。一般に E と W の間に図1(b)の関係が成立するとし、水収支面より、蒸発散に参与する土層厚さと補給能のそれが等しいとすると、次式が得られる。

$$w \geq w_c; \quad f_0 = \frac{f_u - f_c}{W(w_s - w_h)} (E_p + f_c) t_s + f_c \quad (4)$$

$$\left. \begin{aligned} w < w_c; \quad f_0 &= f_u - (f_u - f_c)e^{-cT} \\ c &= E_p / W(w_c - w_h) \end{aligned} \right\} (5)$$

ここに f_u , f_c はそれぞれ降雨終了時($t_s = 0$)、および $w = w_c$ ($t_s = t_{sc}$, $T = 0$)に対応する補給能, E_p は蒸発散能である。

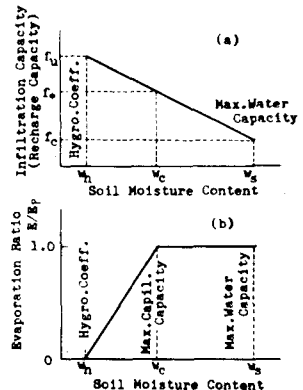


図1 (a)補給能(b)蒸発散と含水比の関係

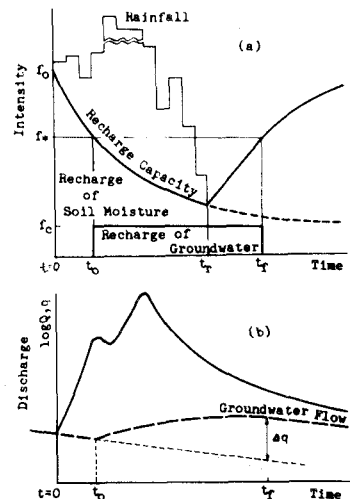


図2 補給能変化, 配分と地下水流出

4. 低水、雨水損失解析 上述理論を
 実際河川に適用するには(1)(2)(4)(5)式
 の定数を推定しなければならない。

まず実測ハイドログラフを半対数紙に
 写し、地下水流出成分のみと思われるて
 い減部に直線を挿入してMを推定する。
 当初 $t_0=0$, $t_1=t_1$ (降雨継続時間) と
 みなし、かつその間の地下水流出部分を
 直線で代用して直接流出量 Q' を、これよ
 り $F'=R-Q'$ (R は総雨量) を求め、図

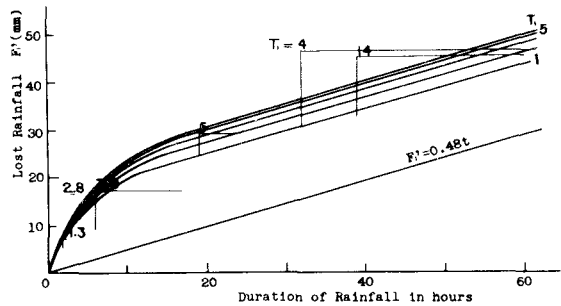


図3. $F' \sim t$ 曲線

ろのように、 $F' \sim t$ 曲線を前期無降雨日数 T_i で分類すると、それぞれ形式的に次式に相当する。

$$F' \equiv F = \int_0^{t_r} f dt = f_0 t_r + (f_0 - f_1)(1 - e^{-bt_r})/b \quad (6)$$

実際の雨は、その強度 f が降雨時間 t 中 $i \geq f$ であるとは限らず、またその間に休止時間 t_0 を含むものも多い。前者の補正はむづかしいが、後者には t_0 に対し F' , $t_r - t_0$ に F' , $F' - E'$ (休止時間内蒸発量) の点をプロットし、前述曲線をこの点内を通るようにすればよい。この図より(1)式の定数の α 1 近似が推定され、また t_0 を T_i に対してプロットすることにより図4(b)ないし(5)式の α 1 近似が得られる。厳密には $T_i = T + t_{sc}$ であるから、 T_i の小さいところでは $T_i \approx T$ とみなしがたいことに注意する。 w_s, w_c, w_0 が既知であれば、これと矛盾しないよう、前記定数の補正も必要である。 $T < 0$ の部分は適当に期節別に E_p を推定して定める。

追跡計算の当初では f_0 の仮定が必要であるが、かなり干天が続いた後の雨から始めれば f_0 の推定誤差は小さい。雨量自記紙を用いて、 $i \geq f$ の雨に対する f の変化は(1)式ないし図4(a)より求められる。 $i < f$ の雨 ($t_1 \sim t_2$) の雨量 ΔR に対する f の低下量 Δf は次式より推定できる。

$$\left. \begin{aligned} f > f_0 : \Delta f &= \frac{f_0 - f_c}{W(w_1 - w_0)} \Delta R \\ f < f_0 : \Delta f &= \frac{f_0 - f_c}{W(w_s - w_0)} \{\Delta R - f_c(t_2 - t_1)\} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

降雨開始後 $f = f_0$ となる時刻 t_0 は以上のようにして、降雨終了後 $f = f_c$ となる時刻 t_1 は図4(b)より得られるから、(2)式より Δf が得られる。 $t_0 \sim t_1$ 間の f の増減は(2)式の $f \rightarrow t$ として推定される。このようにして地下水流出量ハイドログラフの α 1 近似が得られれば、実測ハイドログラフと対比して、漸次適合度を高めるよう、図4を修正していけばよい。図4が最終的に得られれば、直接流出に対する有効降雨は $i - f$ (20)より推定できる。

本法を北沢路の茶岡川 ($A=1.08 \text{ km}^2$) に適用した。調査により $w_s=34\%$, $w_c=20\%$, $w_0=10\%$ を得、 M については次値を得た。

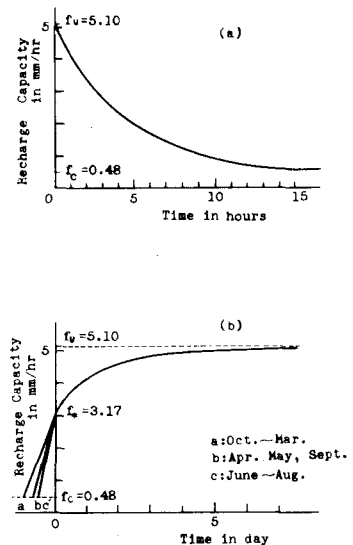


図4 (a)標準補給能力曲線 (b)標準回復曲線

$$M = 0.116 / \text{day} : \\ q \geq 0.006 \text{ m}^3/\text{km}^2$$

$$= 0.031 / \text{day} : \\ q \leq 0.006 \text{ m}^3/\text{km}^2$$

図3は才1近似値推定に用いたF- t_r 曲線、図4は最終的に得られた標準補給能およびその回復曲線であり、図5の細線が地下水流出追跡結果である。この流域には小溜池が群在し、また農業用水取入のためかんがい期の突測ハイドログラフにかなりの人為的変動がみられる。

次に、このようにして推定された地下水流出量が正しいものとして、

突測ハイドログラフより直接流出量 Q_d を分離し、 $F' = R - Q_d$ を各降雨ごとに求め、これを前述の方法による $\int_0^t (R - Q_d) dt$ (9) $= Q_d$ を用いたFとを比較し図6を得た。この場合、溜池群による流域減が考えられた期間は推定地下水流出量が正しいものとして修正をした。図6では、昭和40年9月度雨時のハイドログラフに一部欠測があったため、大雨時の検証ができていないが、一応図5、6より、ここに提案した方法の有用性を認めることができるであろう。

5. 日雨量記録よりの推定法の検討 現実には日雨量記録より地下水流出量を推定せざるを得ないことが多い。その第一歩として、短期間の資料から図4が推定できたものとして、それを日雨量記録より得られていない期間へ拡張する方法を検討してみたい。

この場合 f_0 の評価が問題である。若干の試算的考察の結果図7が得られた。これは次式

$$f_0 = f_1 + (f_0 - f_1)e^{-KR} \quad (8)$$

の成立を意味する。すなわち、かなりの変動はあるが、概略降雨時間が長ければ雨量 R も大きくなることを示唆している。この程度の精度で論議するならば、補給能回復式として次式を考えよう。

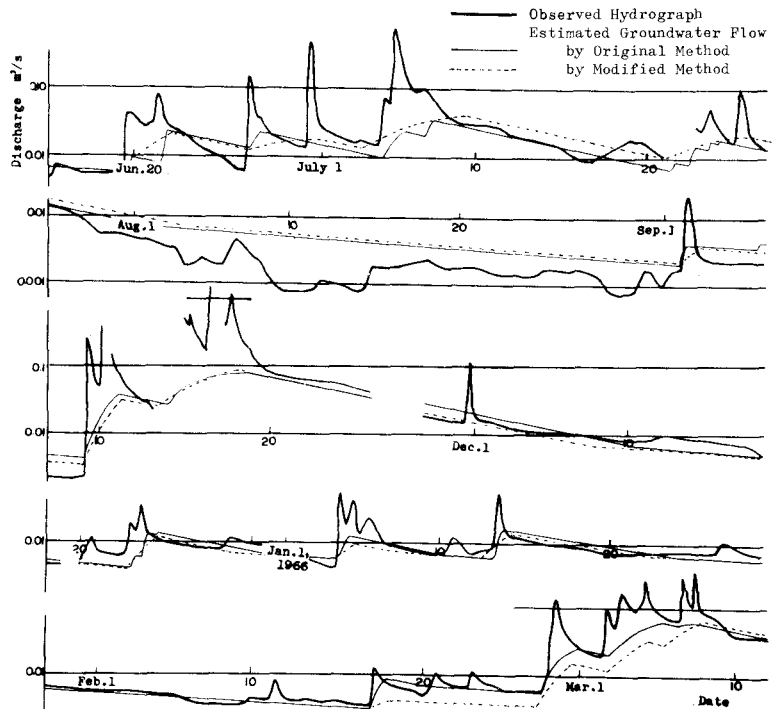


図5. 茶同川ハイドログラフと推定地下水流出量

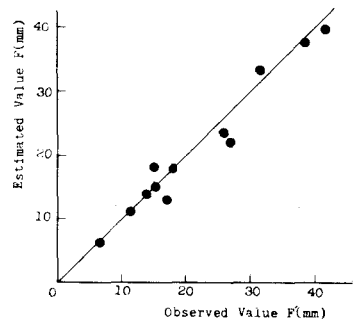


図6. 損失雨量推定値・観測値の対比

$$f_0 = f_u - (f_u - f_e)e^{-CT} \quad (9)$$

図8のように晴雨の繰返し過程を考えると、いま考えている降雨開始時の t_0 はそれ以前の $T_1, f_{e1}, f_1, T_2, \dots$ の影響を受けているから、いま $e^{-KR_i} = X_i$, $e^{-CT_i} = Y_i$ とおくと、近似的に次式が成立する。

$$f_o = f_c + (f_u - f_c)\alpha \quad (10)$$

$$f_{eo} = f_c + (f_u - f_c) \alpha X_o \quad (11)$$

$$\alpha \equiv 1 - Y_i + \sum_{i=1}^n (1 - Y_i) \prod_{j=1}^{i-1} X_j Y_j + \prod_{j=1}^n X_j Y_j \quad (12)$$

次に Δg を推定するため $t_1 - t_0 =$

$$(t_f - t_r) + (t_r - t_o) \equiv t_{sc} + t_{rc} \quad \text{を考へる。}$$

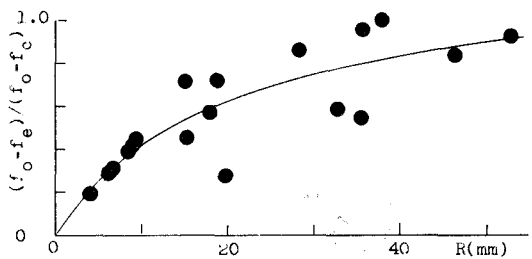
本は図4(b)を用いるとしても t_{rc} はわからない。そこで f が、 f_0 から f_{e0} まで、 R_0 の期間 a 時間の間に、指数関数的に減少するとして得られる $t_{rc} = a t_0 / t_e$ と、 R_0 全量が $f_0 \rightarrow f_{e0}$ となるに要する時間 t_e の間に、 $i \geq f$ の強度で降り終ったとしたとき $f_{\#} \rightarrow f_{e0}$ となるのに要する時間 $t_{\#}$ の両極端を考え、その平均値 $(t_{rc} + t_{\#})/2$ を以て t_{rc} の推定値とすることにする。実際の計算では f_0 、 f_{e0} をパラメーターとする図を準備しておけば、計算は簡単である。

以上によつて t_0 , t_{00} , Δq が漸次追跡される。この方法を前出茶岡川に適用した結果を図5に点線で示した。かなり良好である。この場合 (12) 式は $n=3$ として実用上十分であつた。

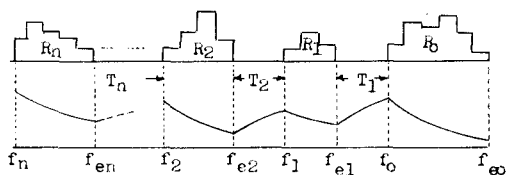
6. API について 降雨前土湿状態の

示標として API の概念がよく利用される。本来これは初期浸透能ないし初期補給能の一示標ともみられる。いま (12) 式の α をそれに代るものと考えてみた。図 9 に前述例について行なった $API = \sum_{i=1}^{20} R_i/\alpha$ および α を、4. で得た α と対比した結果を示すが、API の対応はあまりよくない。 α も必ずしもよくないが、API よりはかなりよい。ただ 4. で得た α を基準にしたのは問題の一つである。若干の雨流量資料が得られれば、 α の概略計算は可能であるから、実用に供しうる。

以上の研究には残された問題も少なくないが、今後さらに検討を進めたい。なお本研究は特定研究費による研究成果の一部であることを付記。



四 7. 雨量とそれによる補給能変化量の関係



四 8. 晴雨の繰返しと補給能変化説明図

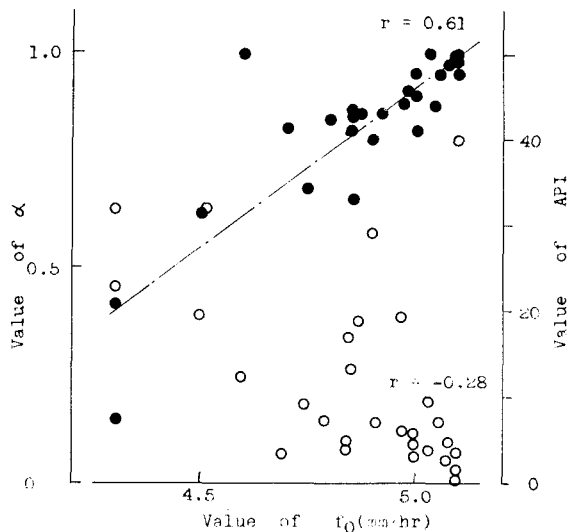


図9. API, α と f_0 (4.の結果) との対比