

タンク・モデルに付加された土壌水分構造の性質

著者	菅原 正己, 渡辺 一郎, 尾崎 睿子, 勝山 ヨシ子
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	27
ページ	193-206
発行年	1982-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000867

タンク・モデルに付加された土壌水分構造の性質

菅原正巳*・渡辺一郎**・尾崎睿子***・勝山ヨシ子***

国立防災科学技術センター

Behavior of Soil Moisture Structure in the Tank Model

By

M. Sugawara, I. Watanabe, E. Ozaki and Y. Katsuyama

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The model for soil moisture structure attached to the tank model is composed of two parts, primary and secondary soil moistures, as shown in Fig. 3. The primary soil moisture XP and the free water storage XF in the top tank make a storage XA in the top tank to which the precipitation is added and from which the evaporation is subtracted. When XA is smaller than S1, the saturation capacity of the primary soil moisture, XA is totally primary soil moisture and there is no free water in the top tank. When XA is larger than S1, the primary soil moisture is saturated and the excess part (XA - S1) is the free water in the top tank, as shown in Fig. 3. When the primary soil moisture is not saturated there is water supply from the free water in lower tanks given by

$$T1 = K1 * (1 - XP/S1),$$

if there is available free water in lower tanks. There is also water exchange between primary and secondary soil moistures given by

$$T2 = K2 * (XP/S1 - XS/S2),$$

where positive T2 means the water supply to the secondary soil moisture from the primary and vice versa, i.e. water transfers from wetter part to drier part, as shown in Fig. 4.

Under the dry condition where constant daily evaporation E is subtracted from the primary soil moisture and there is enough free water in lower tanks, there hold the following equations:

* 前所長, ** 第 4 研究部, *** 第 4 研究部計測研究室

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt} X_p &= -E + T_1 - T_2 \\ &= -((K_1 + K_2)/S_1) X_p + (K_2/S_2) X_s - E + K_1 \\ \frac{d}{dt} X_s &= T_2 = (K_2/S_1) X_p - (K_2/S_2) X_s\end{aligned}$$

These can be reduced to homogeneous form by putting $X_p = x_p + O_p$, $X_s = x_s + O_s$, where O_p and O_s are newly introduced origins shown in Fig. 5. The derived linear homogeneous equations

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt} x_p &= -((K_1 + K_2)/S_1) x_p + (K_2/S_2) x_s, \\ \frac{d}{dt} x_s &= (K_2/S_1) x_p - (K_2/S_2) x_s,\end{aligned}$$

have the following simple approximate solutions:

$$\begin{aligned}x_p &= \alpha \exp(-\lambda_1 t) + \beta S_1 \exp(-\lambda_2 t), \\ x_s &= -\alpha \exp(-\lambda_1 t) + \beta S_2 \exp(-\lambda_2 t),\end{aligned}$$

where $\lambda_1 > \lambda_2 > 0$, λ_1 and λ_2 being the characteristic values that satisfy the equation

$$\lambda^2 - ((K_1 + K_2)/S_1 + K_2/S_2) \lambda + K_1 K_2 / S_1 S_2 = 0.$$

Then the following relations can be easily derived:

$$\begin{aligned}(x_p + x_s)/(S_1 + S_2) &= \beta \exp(-\lambda_2 t), \\ x_p - S_1 \cdot (x_p + x_s)/(S_1 + S_2) &= S_2 \cdot (x_p + x_s)/(S_1 + S_2) - x_s \\ &= \alpha \exp(-\lambda_1 t),\end{aligned}$$

which have a simple and clear meaning that the total relative humidity of soil moisture $(x_p + x_s)/(S_1 + S_2)$ decreases exponentially with the long time constant $1/\lambda_2$, and the deviation of primary or secondary soil moisture storage from the total relative humidity decreases exponentially with the short time constant $1/\lambda_1$, i.e. both soil moisture will soon reach the equilibrium state.

The runoff analysis on the Cam River in England gives the following parameters:

$$S_1 = 80, S_2 = 350; K_1 = 1.5, K_2 = 20.$$

Then the corresponding characteristic values and time constants (τ_1, τ_2) are as follows:

$$\begin{aligned}\lambda_1 &= 0.3226, & \lambda_2 &= 0.003322, \\ \tau_1 &= 3.10 \text{ (day)}, & \tau_2 &= 301 \text{ (day)}.\end{aligned}$$

1. はじめに

ここに言う土壌水分構造とは、大地の表層を作る土壌が保有する水分の物理的、化学的構造のことではない。われわれは、表層土壌の一部分を採取し、乾燥させて減量を測り、その水分を測定することができるし、または土中に中性子土壌水分計をさし込んで、土壌水分を測ることができる。しかし、ここで言う土壌水分構造とは、このようにして測られる水分とある程度のある関係があることを期待するけれども、一応はこれを離れて想定されたものであって、流出解析に用いられるタンク・モデルに追加された一つの構造のことである。

雨量から河川流量を算出しようとする時、いわゆる欠損雨量が出て来る。何日かの無降雨の後の小降雨は、流量に影響を与えないし、一般に降雨の後、目に見えて河川流量として現れるのは降雨量の一部分にすぎない。このことから欠損雨量の考えが出て来た。元来、非線型現象である流出を線型演算に押し込もうとすれば、このようなものがどうしても必要になる。スタンフォード・モデル (Crawford 他, 1966 ; NOAA 1972 ; 菅原, 1976), サクラメント・モデル (Barnash 他, 1973 ; 菅原, 1974) 等を見ると、欠損雨量に何とか整合的、合理的な形を与えようとする努力が中心となっているように思われる。

タンク・モデルでは、側面の流出孔が底面よりやや高い所についていることによって (図1)、初期欠損が自動的に表されている。ただし、タンク・モデルでは、タンク中の水はすべて流出または浸透する。土壌に密接に結びつき、浸透も流出もできない水、いわゆる土壌水分すなわち拘束水を考慮に入れる目的で、図2のようなモデルを作り試算してみたこともあったが、日本の河川の流出に関する限り、その必要性はほとんど無視できると思われた。日本では年間を通じて降水があり、土壌水分はつねに飽和に近い状態にあるということであろう。日本の土壌はつねに湿っていて、流出計算の際に土壌水分の影響を考えなくてもよいと

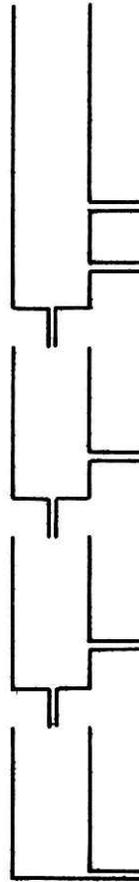


図 1 タンク・モデル
Fig.1 Tank model

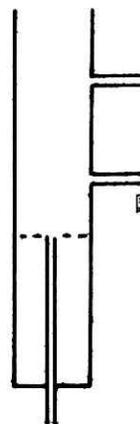


図 2 土壌水分のために底部に動かない貯留を設けたタンク・モデル

Fig.2 Tank model with dead storage at its bottom to represent soil moisture

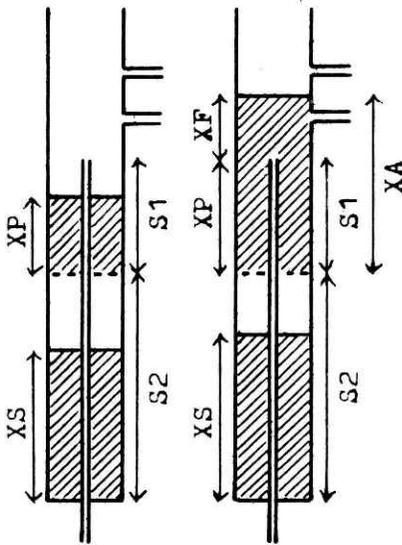


図 3 1次, 2次土壌水分
Fig. 3 Primary and secondary soil moisture

いうことであるらしい。

アメリカの西部, 中部のような乾燥地域では, 日本では想像もできないようなことが起こる。雨期の初期に, 日雨量30 mm, 50 mmという雨が降っても, 河川にほとんど水が出て来ない。10 mm, 20 mm程度の雨が何日おきかに降っていると, 合計200 mmをこえる雨がどこかに消えてしまって, 河には相変わらず水が出て来ない。流出解析に土壌水分構造がどうしても必要である。アメリカ中・西部の雨期は11月から4月までの半年であるが, ある程度の雨が降る地域では, 雨期も終りに近い2月頃になると, 流出の仕方が日本の河川とほぼ同様になる。

近頃, ヨーロッパの河を幾つか試算する機会に恵まれた。大陸と比較して, イギリスは雨が多い。景観もわが国にやや近く, 空気も湿り気を帯びている。そこで, イギリスの河の流出解析には土壌水分構造は不要かと考えたが, そうでなかった。土壌水分構造なしの自動化プログラム(菅原他, 1977, 1978)をイギリスの河に適用してみたら, 発散した。土壌水分構造なしのタンク・モデルが適用できるというのは, 日本という, きわめて湿潤な地域の特殊事情であるらしい。東南アジアについて, そう多くの経験がある訳ではないが, 世界的にみれば, かなり湿潤なこの地域においても, 流出解析には土壌水分構造が必要である。

2. タンク・モデルにつけ加えられた土壌水分構造

目下, タンク・モデルにつけ加えられている土壌水分構造は, 1次, 2次の2部分から成り, 最上段タンクの底部に置かれている(図3*)。1次土壌水分と, 1段目タンクの自由水とは合わせて, 1段目タンクの貯留量XAを作る。雨はXAに加えられ, 蒸発はXAから差し引かれる。XAが1次土壌水分の飽和量S1より小さいときは, XAすべて1次土壌水分XPである。XAがS1より大きいときは, $XP = S1$ で残りが1段目タンクの自由水 $XF = XA - S1$ である。1段目タンクからの浸透, 流出は自由水XFから生ずる。1次土壌水分へ, 2段目タンク以下の自由水(2段目以下のタンクには拘束水は考えない)からの補給がある。それは毛管現象による吸い上げで, 次式により与えられるとする。

* 図3において, 破線は1次, 2次の土壌水分の境界を示し, S1, S2がそれぞれの土壌水分の飽和量である。

$$T1 = K1 * (1 - XP / S1)$$

$XP / S1$ は、1次土壌水分の相対湿度ともいふべきものであり、 $(1 - XP / S1)$ は相対乾燥度である。地下水からの水補給は、相対乾燥度に比例すると仮定するのである(図4)。

1次と2次の土壌水分の間には水の交換があり、それは次式で与えられるとする。

$$T2 = K2 * (XP / S1 - XS / S2)$$

ここで $T2$ が正のときは1次から2次への水の移動、 $T2$ が負のときは2次から1次への水の移動と約束する。水の移動は、1次、2次の相対湿度の差に比例し、湿った方から乾いた方へ水が移動すると仮定するのである(図4)。

土壌水分に対して、2個の貯留量を想定することは、リンスレー、クロフォード(Linsley 他, 1959)に始まるものと思われる。筆者は1974年にWMOが主催した水文モデルの相互比較で、アメリカのバード・クリークの流出解析をしてみても、土壌水分のために2個の貯留が必要であることを知った(Sugawara 他, 1974)。雨期の初期に、日雨量30mmとか50mmとかのある限度をこえた雨が降ると、河川に水が現れる。ところが、その限度以下の雨が何日かを置いて何回か降った場合、それらの雨は消えて河川に出て来ない。このようにして200mmをこえる雨が消えてしまう。かかる現象は1個の貯留では説明できない。これは入口の所にあまり大きくないホールを持つ劇場のような構造で説明できる。ホールが満員になれば、人々は入場できない。しばらくするとホールの人々は観客席の方に移動し、ホールがすくから、人々は入場できるようになる。このようにして、複数の貯留が必要となる。

土壌水分に対して複数の貯留を想定するのは、タンク・モデルにおいて、短期流出成分に2個のタンクを想定した考え方と似ている。当初、筆者は短期流出成分に2個、地下水に1個、計3個のタンクで十分と考えたが、その後間もなく、長期流出成分に対しても2個のタンクを用いないとよい結果が得られないことになって現行の4段のタンク・モデルになった。土壌水分に対しても、2個の貯留では不足することになるかもしれないが、目下の所、2個で間に合っている。何分にも、乾燥地域河川の流出解

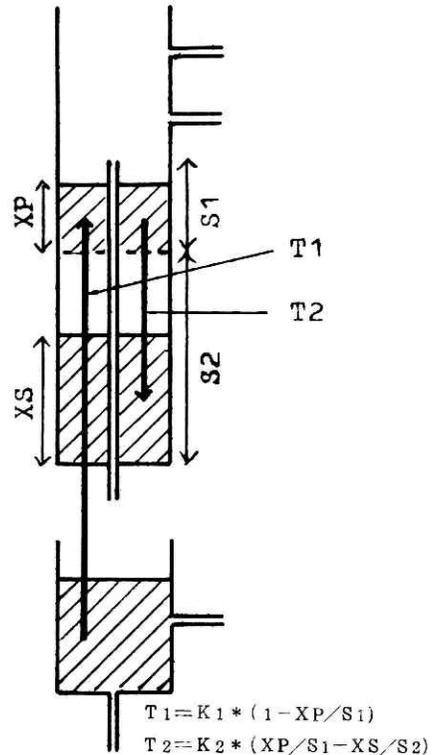


図4 土壌水分に関する水移動
Fig.4 Water transfer relating with soil moisture

析をした経験に乏しいから何とも言えない。

リンスレー、クロフォードは2個の土壌水分貯留に上層、下層の名を与えているが、彼等のモデルにおいてこれらの貯留量が浸透能等に及ぼすフィード・バック機能を考えると、上層、下層の名はやや不適當であるように感じられるし、またそれが表土の上層、下層に対応するものとも考えにくい。つまりは、雨水がまず入りやすい所に入り、ついで入りにくい所に移って行くということであろう。そこで1次、2次と名づけることにした。表土の浅い土層の一部にも2次土壌水分があり、深い土層にも1次土壌水分があるであろう。それらはいりまじって、複雑な分布をしているに違いない。

1次土壌水分から2次の方へ、水はどのような法則に従って移行するか。筆者ははじめ、タンク・モデルと同様に、1次土壌水分の貯留量に比例して水が2次側に供給されると仮定したが、それではうまく行かないようである。2次側が1次側の水を吸い取るような機能が必要であるらしい。結局、相对湿度の差に比例して水が移動するという仮定になった。一応、物理的に合理的で、線型だから数学的にも扱いやすいというのが利点である。そもそも、1次、2次土壌水分というものが想定された構造であるから、合理性を論ずることにあまり意味がないが、少くとも、物理的に無理な構造よりはましであろう。

地下水から1次土壌水分への水補給はどうしても必要であると最初から考えていた。それはわが国の河川の流出解析の経験から来ている。わが国の河川は、土壌水分構造なしのタンク・モデルにより流出解析できるが、その際、上のタンクに水が無くなれば2段目、3段目、4段目と順次下のタンクから水を吸い上げて、蒸発を差し引いている。表層に土壌水分構造を置き、それを仲介にして蒸発の差し引き計算をするのであれば、土壌水分への地下水からの補給はどうしても必要になる。結局、補給量を上述の式で与えることになったが、物理的、数学的に簡単な規則にしたということである。

われわれの土壌水分構造は1次、2次の土壌水分の飽和容量 S_1 、 S_2 、および土壌水分の移動に関する係数 K_1 、 K_2 の合計4個のパラメータによって与えられることになる。

3. 土壌水分の挙動

雨が降らないで毎日一定の蒸発量 E があるとき、土壌水分が時間的にどのように変化するかを調べる。ただし、2段目以下のタンクのどれかに自由水があること及び1段目タンクの自由水はすでに無くなっていて、 $X_p \leq S_1$ であると仮定する。以下は普通の数式であるから、FORTRAN式の文字の使い方はやめ、土壌水分飽和容量を S_1 、 S_2 、水移動の係数を K_1 、 K_2 、1次、2次の土壌水分貯留量を X_p 、 X_s と書くことにする。

1次土壌水分貯留高 X_p の変化は、蒸発を引かれ、地下水より補給 T_1 を受け、2次側に T_2 を与えることによって起こり、2次土壌水分貯留高 X_s の変化は、1次側から T_2 を受けることによって起こるから、次式が成立する。

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} X_p &= -E + T_1 - T_2 \\ &= -E + K_1 \cdot (1 - X_p/S_1) - K_2 \cdot (X_p/S_1 - X_s/S_2) \\ \frac{d}{dt} X_s &= T_2 = K_2 \cdot (X_p/S_1 - X_s/S_2) \end{aligned}$$

これから次式が得られる。

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} X_p &= - \left((K_1 + K_2) / S_1 \right) \cdot X_p + (K_2 / S_2) \cdot X_s - E + K_1 \\ \frac{d}{dt} X_s &= (K_2 / S_1) \cdot X_p - (K_2 / S_2) \cdot X_s \end{aligned}$$

定数項 $-E + K_1$ を消して斉次にするため

$$X_p = x_p + O_p, \quad X_s = x_s + O_s$$

と置いて代入すれば、 O_p, O_s が次の関係を満足すればよいことが判る。ここに O_p, O_s は、斉次にするために設ける新たな基準点である。

$$- \left((K_1 + K_2) / S_1 \right) O_p + (K_2 / S_2) O_s = E - K_1$$

$$(K_2 / S_1) O_p = (K_2 / S_2) O_s$$

下の式から、 $O_p/S_1 = O_s/S_2$ 、したがって $O_p = O_s S_1, O_s = O_s S_2$ と置けば、上式に代入して

$$0 = (K_1 - E) / K_1 = 1 - E/K_1$$

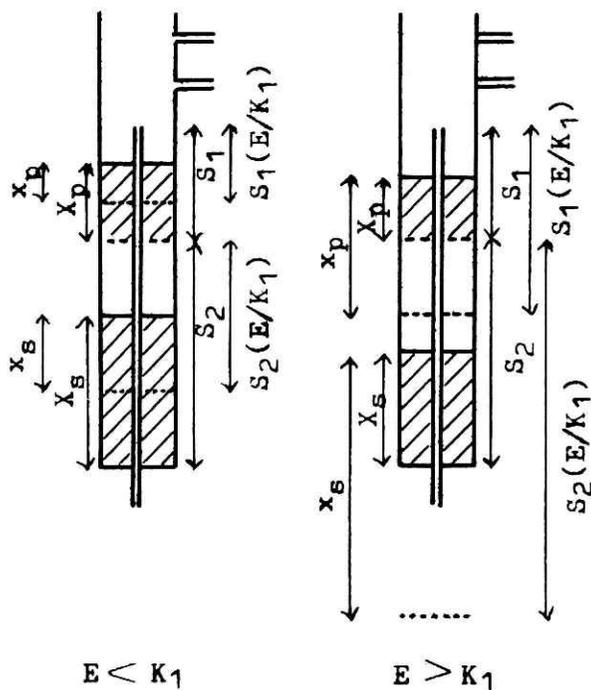


図 5 斉次化のための基準点の位置
Fig.5 Positions of original points that make the equations homogeneous

したがって

$$0_p = (1 - E/K_1) \cdot S_1 = S_1 - (E/K_1) \cdot S_1$$

$$0_s = (1 - E/K_1) \cdot S_2 = S_2 - (E/K_2) \cdot S_2$$

この結果は判りやすい意味を持っている。1次、2次の土壌水分ともに、上端から下方に測って、飽和容量の E/K_1 倍の所に基準点を設け、そこから貯留量を測ればよいということである(図5)。

かくて、解くべき齊次方程式は次のものとなる。

$$\frac{d}{dt} x_p = -((K_1 + K_2)/S_1) x_p + (K_2/S_2) x_s$$

$$\frac{d}{dt} x_s = (K_2/S_1) x_p - (K_2/S_2) x_s$$

これは $x_p = A \exp(-\lambda t)$, $x_s = B \exp(-\lambda t)$ の形の解を持つから、これを代入して

$$(\lambda - (K_1 + K_2)/S_1) \cdot A + (K_2/S_2) \cdot B = 0$$

$$(K_2/S_1) \cdot A + (\lambda - K_2/S_2) \cdot B = 0$$

これが $A = B = 0$ 以外の解を持つためには

$$\begin{vmatrix} \lambda - (K_1 + K_2)/S_1 & K_2/S_2 \\ K_2/S_1 & \lambda - K_2/S_2 \end{vmatrix} = 0$$

すなわち、

$$(\lambda - (K_1 + K_2)/S_1) (\lambda - K_2/S_2) = K_2^2/S_1 S_2$$

$$\lambda^2 - ((K_1 + K_2)/S_1 + K_2/S_2) \lambda + K_1 K_2/S_1 S_2 = 0$$

この方程式の2根を λ_1 , λ_2 とすると、ともに実根であることは図6から明らかである。一般に S_2 は S_1 よりはるかに大きいから、 $(K_1 + K_2)/S_1 > K_2/S_2$ であり、 λ_1 は $(K_1 + K_2)/S_1$ より大きく、 λ_2 は K_2/S_2 より小さい。また根と係数との関係により、

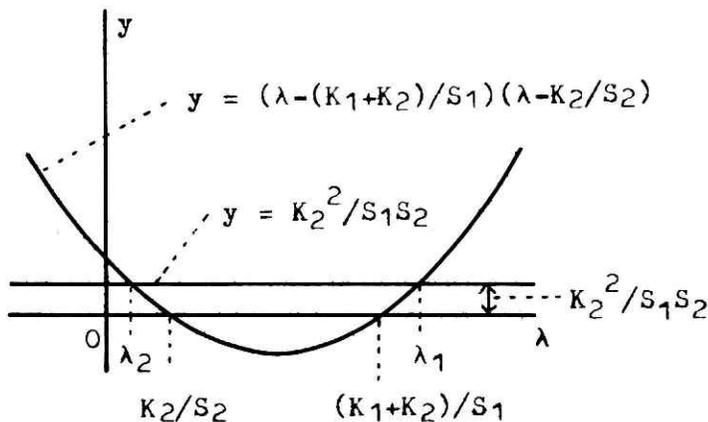


図 6 固有値 λ_1 , λ_2 を求めるある図式解法

Fig. 6 A graphical solution for characteristic roots λ_1 , λ_2

$$\lambda_1 + \lambda_2 = (K_1 + K_2) / S_1 + K_2 / S_2, \quad \lambda_1 \lambda_2 = K_1 K_2 / S_1 S_2$$

であるから、2根がともに正であることも判る。

λ_2 が λ_1 に比べて小さいことから、根の近似値として、

$$\lambda_1' = (K_1 + K_2) / S_1 + K_2 / S_2$$

$$\lambda_2' = (K_1 K_2 / S_1 S_2) / \lambda_1'$$

が得られる。

次に固有値 λ_1 , λ_2 に対応する固有ベクトル (A , B) を求める。まず λ_1 に対応する固有ベクトルを求めるため、

$$\lambda_1 = (K_1 + K_2) / S_1 + K_2 / S_2 - \lambda_2$$

を、 A , B の関係を示す条件式の上の式に代入すると、

$$(K_2 / S_2 - \lambda_2) A + (K_2 / S_2) B = 0$$

λ_2 は小さい値であるから、これを無視することにより、

$$A \doteq -B$$

次に λ_2 に対応する固有ベクトルを求めるため、 λ_2 を A , B の満たす条件式の下に式に代入すると、

$$(K_2 / S_1) A - (K_2 / S_2 - \lambda_2) B = 0$$

λ_2 は小さい値であるから、これを無視することにより、

$$A / S_1 \doteq B / S_2$$

このようにして、次の近似解が得られる。

$$x_p = \alpha \exp(-\lambda_1 t) + \beta S_1 \exp(-\lambda_2 t)$$

$$x_s = -\alpha \exp(-\lambda_1 t) + \beta S_2 \exp(-\lambda_2 t)$$

これから次式が得られる。

$$x_p + x_s = \beta (S_1 + S_2) \exp(-\lambda_2 t), \quad (x_p - x_s) / (S_1 + S_2) = \beta \exp(-\lambda_2 t)$$

$$x_p - \beta S_1 \exp(-\lambda_2 t) = x_p - S_1 (x_p + x_s) / (S_1 + S_2) = \alpha \exp(-\lambda_1 t)$$

$$x_s - \beta S_2 \exp(-\lambda_2 t) = x_s - S_2 (x_p + x_s) / (S_1 + S_2) = -\alpha \exp(-\lambda_1 t)$$

この意味は簡明である。固有値 λ_2 に対応する $(x_p + x_s) / (S_1 + S_2)$ は土壌水分全体としての相対湿度であって、それは長い時定数でゆるやかに減衰する。固有値 λ_1 に対応するのは、1次、2次の土壌水分の全体的相対湿度からのずれであって、それは短い時定数で減衰し、したがって1次、2次の土壌水分はまもなく均衡するのである。

雨期になって雨が降ると、1次土壌水分は雨を受けて増大するが、間もなく1次、2次土壌水分は均衡する。そういう短期間での全体的土壌相対湿度の減衰は無視し得るほどだから、雨を受けるごとに全体的な土壌相対湿度は増大し、このようにして土壌水分は増大して行くのである。なおここで注意すべきことは、 x_p , x_s が図5の基準点から測った値で、真の貯留量とは異なることである。蒸発量 E は季節的に変動するから、図5の基準点も季節的に

変動し、これが土壌水分の動きに大きく影響する。

筆者が英国の水文学研究所の好意でもらったケム (cam) 河 (ケンブリッジ大学の構内を流れる河) の試験流域の資料を解析して得た結果は、次のものである。

$$S_1 = 80, \quad S_2 = 350, \quad K_1 = 1.5, \quad K_2 = 20$$

これによると固有値は、

$$\lambda_1 = 0.3226, \quad \lambda_2 = 0.003322$$

逆数をとれば、時定数は、

$$\tau_1 = 3.10 \text{ (日)}, \quad \tau_2 = 301 \text{ (日)}$$

となる。すなわち、1次、2次の土壌水分の不均衡は半減期約2日ですみやかに消滅するが、一方、全体的な相対湿度は半減期約7か月という安定さを持っている。

なお、先に与えた λ_1, λ_2 の近似式によると、

$$\lambda'_1 = 0.3259, \quad \lambda'_2 = 0.003287$$

であって、その逆数は、

$$\tau'_1 = 3.07 \text{ (日)}, \quad \tau'_2 = 304 \text{ (日)}$$

となる。すなわち、この近似値は水文学としては十分の精度を持っている。この近似値は $\lambda'_1 = (K_1 + K_2) / S_1 + K_2 / S_2$, $\lambda'_2 = (K_1 K_2 / S_1 S_2) / \lambda'_1$ により与えられているが、 K_2 が K_1 よりかなり大きく、 S_2 が S_1 よりかなり大きいことから、およその近似値として $\lambda_1 \doteq K_2 / S_1$ が得られ、したがって $\lambda_2 \doteq K_1 / S_2$ が出て来る。ケム河の場合、この近似は、

$$\lambda_1 \doteq 20 / 80 = 0.25, \quad \lambda_2 \doteq 1.5 / 350 = 0.00428$$

$$\tau_1 \doteq 4, \quad \tau_2 \doteq 233$$

を与える。これは誤差が大きく、近似値としては使いにくい、きわめて簡単だから、およその見当をつけるのに役に立つばかりでなく、 K_2 と S_1 , K_1 と S_2 の間に、対角線的に深い関係があることを示している。

つぎに固有ベクトルの近似解が、どの程度の精度を持つか調べる。固有値 λ_1 に対応する固有ベクトルの近似解は、

$$(K_2 / S_2 - \lambda_2) \cdot A + (K_2 / S_2) \cdot B = 0$$

で、 λ_2 を無視することによって得られたが、正確には、

$$(1 - (S_2 \lambda_2 / K_2)) \cdot A = -B$$

である。ケム河の場合は、 $S_2 \lambda_2 / K_2 = 0.0631$ で、 $A = -B$ という近似解は約6%の誤差を持っている。この誤差はあまり小さいとは言えないが、水文学では10%は許容誤差とみてよいから、その固有ベクトルの近似解も許されるとみてよい。 λ_2 に対応する固有ベクトルの近似解 $A / S_1 \doteq B / S_2$ の誤差も同様である。

以上の計算を通じて注意すべきことは、土壌水分 X_p, X_s が許される変域の中に含まれ

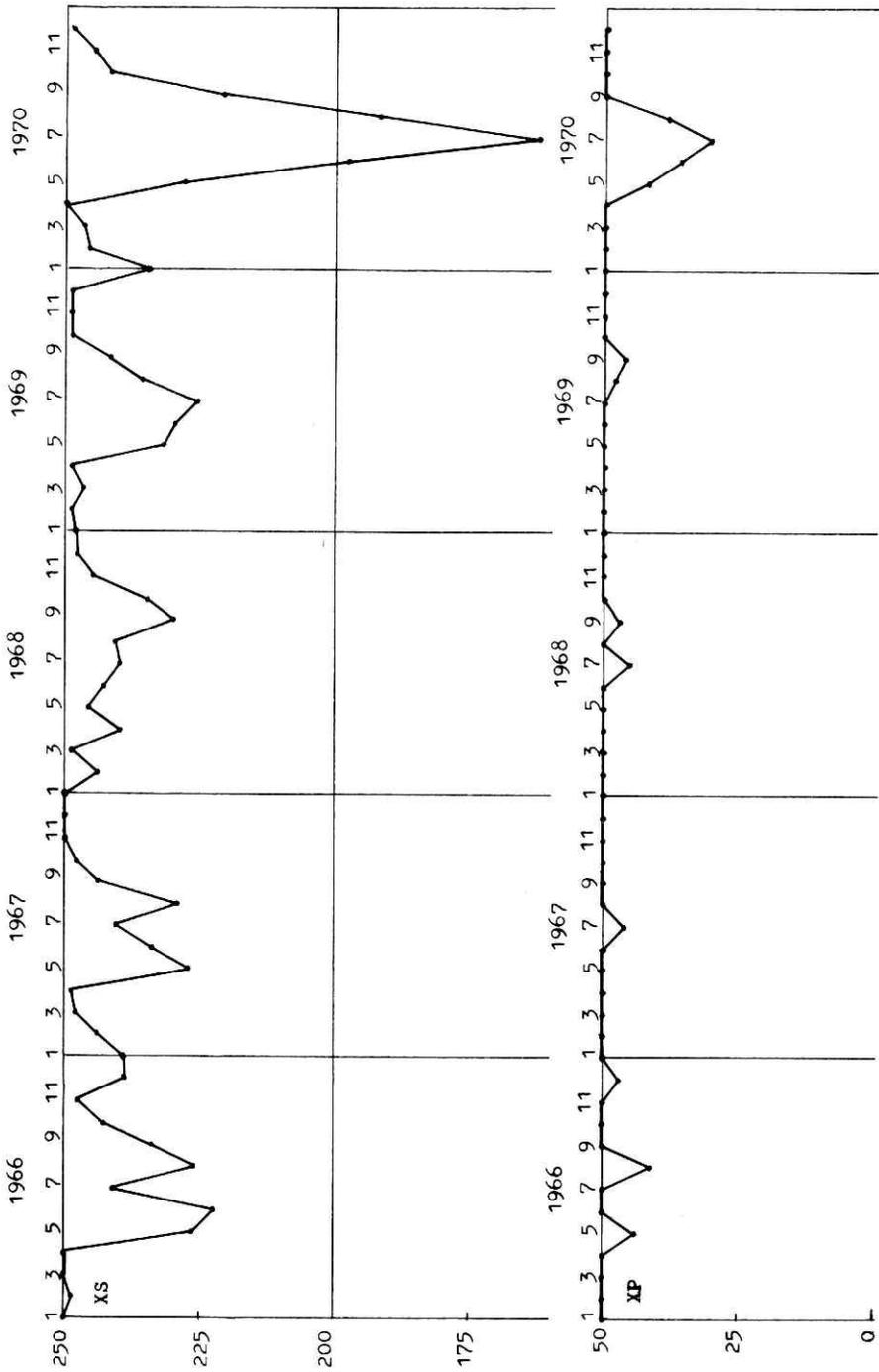


図 7 北上川水系猿ヶ石川田瀬流域について試算した, 1次, 2次土壌水分の月末貯留高
 Fig. 7 Values of primary and secondary soil moisture storage at the end of months in the basin of Sarugaishi River at Taze, Japan

ていなければならないことである。乾期の気温が高いときは、蒸発量 E が大きくなり、 $E > K_1$ となる。このとき、図5の基準点は土壌水分より下にある。したがって x_p が、 $X_p = 0$ に相当する値まで減った時点で、1次土壌水分は消失し、われわれの計算の条件は成立しなくなる。以後は2段目以下のタンクの自由水が、毎日 K_1 だけ差し引かれる。

いま仮りに、先のケム河の値を用いると、高温の乾期に $E = 7.5$ (mm/日)の日が続いたとする(ケム河流域ではそのようなことは起こらない)。いま1次、2次の土壌水分が飽和の状態から出発したとする。 $E / K_1 = 5$ であるから、 $x_p = 5 S_1$ が飽和で、80%まで減り、 $4 S_1$ になれば $x_p = 0$ となる。時定数301日として、80%まで減るのは67日後、すなわち約2か月後には、1次、2次土壌水分は同時に消滅するのである。

乾期が寒冷であれば、 $E < K_1$ となり、図5の基準点はそれぞれの土壌水分の中間にあり、均衡した土壌水分は、それにゆるやかに近づく。この場合、土壌水分はある安定値を持っている。ここに示したように、土壌水分の変化は、 E によって定まる基準点の高さに大きく支配される。このようにして、蒸発量 E の季節的変化が、土壌水分の変化に大きく影響するのである。

雨が降ると、1次土壌水分は雨水を受けて増大し、まもなく1次、2次土壌水分は均衡する。このようにして、1次、2次土壌水分は増大して行く。固有値 λ_1 に支配されて速に変化する成分すなわち全体の相対湿度からのずれは、水の貯留高で測られているから、それを飽和容量で割って相対湿度で考えると、1次土壌水分に比べ、2次土壌水分では、その相対湿度と、全体的相対湿度とのずれは小さい。すなわち、2次土壌水分は比較的安定している。雨期になると、2次土壌水分はあまり細かい変動を示さず、ゆるやかに増大して行く。

ある時期に、1次土壌水分が飽和値よりどのくらい小さいかは、降雨、蒸発による日々の変動を無視して考えれば、すなわち固有値 λ_1 に支配される短期変動成分を除いて考えれば、全体的相対湿度に支配されると考えてよい。2次土壌水分の相対湿度は、全体的相対湿度に似ているのだから、ある時期に欠損雨量がどのくらい生ずるかは、およその傾向で見れば、2次土壌水分の乾き方で近似的に支配される。リンスレー、クロフォードのモデルで見られる奇妙な規則すなわち地表の浸透能が下層土壌水分に支配されるというものは、われわれのモデルで近似的に成立する。

4. 土壌水分構造つきタンク・モデルを日本の河川に適用した結果

土壌水分構造つきのタンク・モデルを、日本の河川に適用してみた結果を次に示す。対象は北上川水系猿ヶ石川田瀬の1966年～1970年の5年間の資料で、これは先に自動化プログラムの第1報(菅原他,1977)で資料として用いたものである。土壌水分モデルのパラメータとして、次のものを用いた。

$$S_1 = 50, \quad S_2 = 250, \quad K_1 = 2, \quad K_2 = 20$$

図7は計算の結果得られた、1次、2次土壌水分の貯留高の月末値を示す。この流域の計算では、田瀬、遠野、付馬牛、3地点の雨量が与えられ、各地点の雨量をそれぞれ雪のモデル、タンク・モデルによって流出高に変換した上、等ウェイトで合成して推定流量を求めている。したがって、1次、2次土壌水分の月末貯留高は各地点ごとに出て来るが、図7に示したのは田瀬雨量から出したもので、付馬牛のものはこれよりやや大きい値を、遠野のものはやや小さい値を示す傾向がある。

図7を見て判るように、1次、2次土壌水分は、夏期にやや小さくなるが、1年中、大部分は飽和に近い。1970年を除けば、夏期でも、2次土壌水分の相対湿度は90%程度であって、欠損雨量に影響する1次土壌水分の雨量受け入れ余地はたかだか5mm程度にすぎない。5mmは雨量の地点による変動の大きさに比べて無視してもよい程度のもので、日本では土壌はつねに湿っているから、土壌水分のことを考えなくてもよいという判断は、大過ないものであったと言えよう。

1970年は渇水年で、7月には2次土壌水分の相対湿度は75%程度まで下っている。それは2次土壌水分の上部に25%の隙間ができたということであり、したがって1次土壌水分が降雨を受け入れる余地も約25%、すなわち12.5mm程度あることになる。図7では、7月末の1次土壌水分の欠損高は20mmで、この程度の大きさであれば、推定流量にその影響が現れることが期待される。しかし、実際の計算結果では、その影響はほとんど現れて来なかった。夏期には、いわゆる夕立、熱上昇気流による局地的シャワーが降っているらしく、雨量の偶然的変動の大きさに隠れて、土壌水分構造の効果はほとんど現れない。パラメータを4個もつけ加えたのだから、それを調節することにより、いくらか結果がよくなるのは当然であるけれども、現実には、ほんの少しよくなっただけに過ぎない。実質的には土壌水分構造は不要であると思われる。

S1, S2, K1, K2の値を変えて計算をくり返し、最適のものを発見することは、多分徒勞であろうと思われる。5年間の資料のうち、土壌水分の影響が現れそうなのは、1970年の夏だけで、しかもその時期に夕立が降っているからである。

なお、猿ヶ石川は日本の中では雨が少い地域で、どちらかと言えば、土壌水分の影響が現れやすい地域と思われる。日本の他の多くの流域では、土壌水分はさらに飽和に近いのが普通であろう。瀬戸内のように、雨が少く、しかも夏期高温になる地域では、さらにはっきりと土壌水分の影響が現れる可能性があるが、そういう地域の河川では、渇水時の流量が人為的影響を大きく受ける場合が多いであろうから、かかる河川の流出解析により、土壌水分の影響を検出するのは、かなり難しいのではないと思われる。

参 考 文 献

- 1) Barnash, R. J. C. , Ferral, R. L. , and McGuire, R. A. (1973) : A generalized streamflow simulation system—Conceptual modeling for digital computer . (これがサクラメント・モデルで、翻訳は6)) .
- 2) Crawford, N. H. , and Linsley, R. K. (1966) : Digital simulation in hydrology—Stanford watershed model N, Department of Civil Engineering Technical Report No. 39, Stanford Univ.
- 3) Linsley, R. K. and Crawford, N. H. , (1959) : Computation of a synthetic streamflow record on a digital computer , Publication No. 51, I. A. S. H. Commission of Surface Water.
- 4) NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-14 (1972) : National Weather Service, River Forecasting System, Forecasting Procedure, (原理的には2)と同じ、翻訳は7)) .
- 5) Sugawara, M. , Ozaki, E. , Watanabe, I. and Katuyama, Y. , (1974) : Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune. Research Notes of the National Research Center for Disaster Prevention, No. 11.
- 6) 菅原正巳 (訳) (1974) : 流量をシミュレートする一つの一般方式 : 計算機用の概念モデル. 国立防災科学技術センター技術情報第1号, (1) の翻訳) .
- 7) 菅原正巳 (訳) (1976) : NOAA技術要録 NWS HYDRO14, 合衆国気象庁, 河川予報システム, 予報方式. 土木研究所資料第1164号, (4) の翻訳) .
- 8) 菅原正巳・尾崎睿子・渡辺一郎・勝山ヨシ子 (1977) : タンク・モデルの構造を自動的に定める計算機プログラムの開発 (第1報) . 国立防災科学技術センター研究報告, No. 17, 41-86.
- 9) 菅原正巳・渡辺一郎・尾崎睿子・勝山ヨシ子 (1978) : タンク・モデルの構造を自動的に定める計算機プログラムの開発 (第2報) . 国立防災科学技術センター研究報告, No. 20, 157-216.

(1981年10月31日 原稿受理)