

1. まえがき 自然丘陵地の土壌水流動を究明することは、雨水流出機構を明らかにするために重要である。ここでは京都市西部小畑川上流域の峰々堂試験流域で実施した土壌水分の一斉調査と二次元解析について述べる。

2. 土壌水分の一斉調査 (1) 調査領域 峰々堂試験流域の最大支流域(6.68ha)を調査領域とし、図1に示すように測定点を配置した。ここでは深さ30cmまでの表層土を対象とし、採土一野乾燥法により土壌水分量を測定した。(2) 調査結果 1981年5月27日には上流部、6月10日には下流部及び7月17日にはほぼ全域について調査・測定を行った。図1に7月17日の土壌水分(体積含水率)分布、図2に各測定で得た谷底部、尾根および測線A~Fにおける土壌水分の平均値を示す。図1・2より次の事項が明らかになる。(i) 谷底部の土壌水分量は多く、場所によっては飽和もしくはそれに近い値を示す。(ii) 河川より1測点(約10m)離れると、土壌水分量は急減し、斜面域の水分量と等しくなる。(iii) 斜面部の土壌水分量はあまり多くなく、標高によるちがいはほとんど認められない。(iv) 尾根部の土壌水分量は平均的に少ない。(v) 斜面A~Fの土壌水分量を比較すると、地形的に水が集りやすいと考えられる測線A,Bが多く、背もしくは均一斜面上の測線F,Dで少い。(vi) 表層土の孔隙率は大きく、土壌はかなりルーズである。

3. 土壌水流動の二次元解析 (1) 基礎式と境界条件 基礎式に、飽和・不飽和領域の土壌水流動が区別なく取扱える次の Richards の式を採用する。

$$\left\{ C(\psi) + S_s \right\} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K_x(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (1)$$

ここで $C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi}$: 比水分容量, S_s : 飽和領域の比貯留係数。なお圧力(ψ)による土壌と水の圧縮性が無視できるならば $S_s = 0.0$ である。

境界条件は次のとおりである。(i) 河川の底面: $\psi = \psi_0$: 既知 (2)

(ii) 地表面: $\partial_z = -R$ (3) R は正のとき降雨量, 負のとき蒸発量。

ただ、降雨時に地表面が飽和状態に達すると $\psi = 0.0$ (4)。また蒸発により地表面が気乾状態に達すると蒸発量は極端に減少する。この状態をうまく表すことはむづかしいが、ここでは (5) 式を適用する。

$\theta_{sur} = \theta_{air}$ (5), θ_{air} : 気乾状態の土壌水分量。(iii) 浸潤面:

$\psi = 0.0$ (6), (iv) その他の境界: $\partial_\eta = 0.0$ (7) η : 境界面の法線成分。また初期値は (8) 式を用いて推定しうる。

$$z \leq z_1: \psi(x, z) = H - z, \quad z > z_1: \psi(x, z) = H - z_1 \quad (8)$$

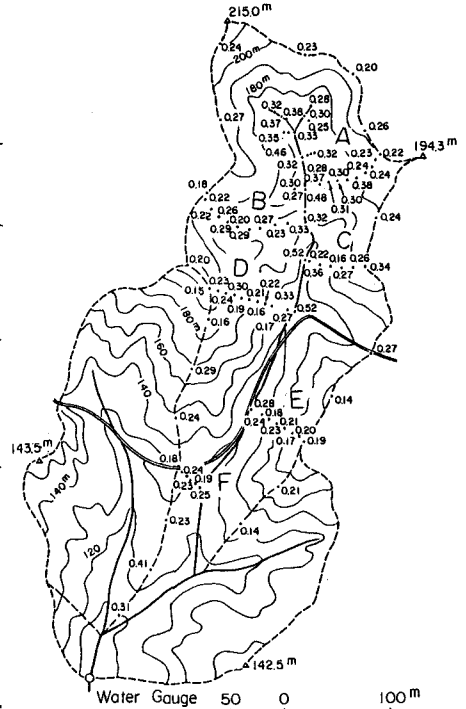


図1 峰々堂試験流域と土壌水分の測定値

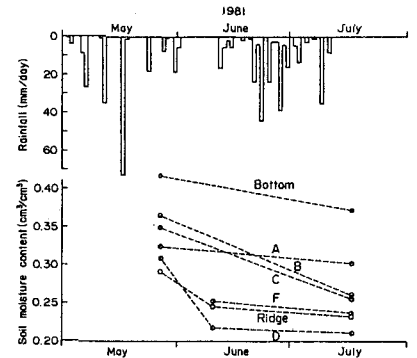


図2 土壌水分量変化

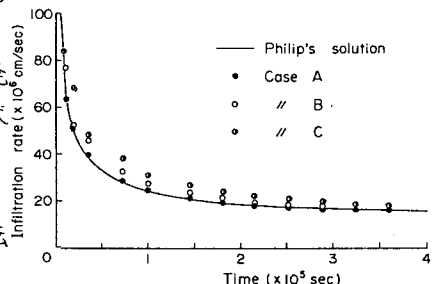


図3 地表面よりの浸透量

H: $t=0$ の河川水位, Z_i :
任意定数.

(1) 式を重みつき残差法
(Galerkin 法) にもと
づく有限要素法と適用し
て数値的に解く。なお具
体的な解析法はいくつか
の論文¹⁾に紹介されている
ので省略する。

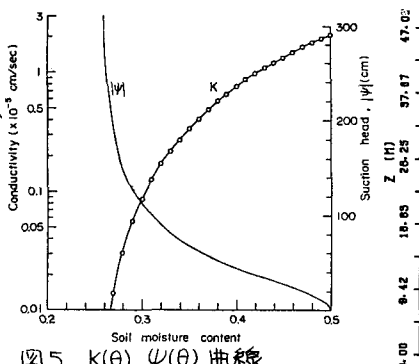


図5 K(θ), $\psi(\theta)$ 曲線

(2) 計算精度の吟味 不飽和鉛直浸透流と要素分割の精粗と
変えて再現し, Philip の級数解との対比により, 計算精度を吟味
する。実際には, 解析領域 $E \Delta X = \Delta Z = 2 \text{ cm}$ (Case A), 5 cm (Case
B), 10 cm (Case C) の直角三角形で分割し, 解析を行った。

図3に計算結果より得た地表面よりの浸透量を示す。ここで, Case A の浸透
量は Philip の解と良く一致しているが, Case C では実用にならないことが明ら
かである。なお, 土壌水分分布については Case C においてもかなり良い再現性
が認められた。

(3) 斜面域における解析 図1のE斜面について解析を行った。図4に解
析領域の概要を示す。さてこの種の解析では地表面での水収支を満足する必要
があるが, 前述のように要素分割を細くすると節点数が膨大になり, 解を得る
ことはきわめて困難になる。ここでは次のように段階に分けて解析し, 実用
的な計算結果を得た。(i) 降雨量・蒸発量と地表面での境界条件として用い,
図4に併示する要素分割のもとで二次元解析を行う。(ii) (i) で得た深さ3.5
mの土壌水分量を境界値に用い, 表層部の土壌水流動を鉛直一次元的に高精度
で解析する。加えて, 降雨を地表流入成分と浸透成分に分離するとともに, 乾
燥時の蒸発量を求める。(iii) (ii) で求めた浸透成分と蒸発量を境界条件に用い
再度二次元解析を行う。

図5のK(θ), $\psi(\theta)$ 曲線及び降雨量に近傍の観測値, 蒸発量に京都気象台の
観測結果に基づく推定値などを用いて解析を行った。この
ようにして得た計算結果を図6・7に示す。計算結果より
斜面域の土壌水流動特性をまとめると次のようである。

(i) 土壌水分の消長は地表面から3mの範囲で顕著である
が, 深部ではほとんど変化せず, 流動速度もきわめて小さい。
(ii) 斜面部では, 鉛直方向の土壌水流動が卓越しており,
標高による土壌水分量のちがいは認められない。(iii) 河川
より5m離れると土壌水分量は急激し, 斜面部の値に近づ
く。これは前述の一番調査の結果と一致している。

1) 例えば, Neuman, S.P.: Saturated-Unsaturated Seepage by Finite
Elements, A.S.C.E. vol. 99, HY12, pp. 2233-2250, 1973.

2) Philip, J.R.: The Theory of Infiltration: 1-2, Soil Science, vol. 83, pp. 343-357, pp. 435-443, 1957.

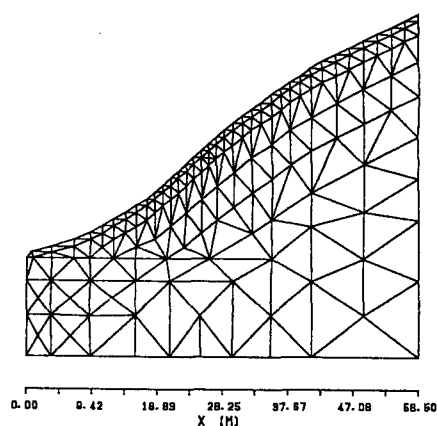


図4 解析領域と要素分割

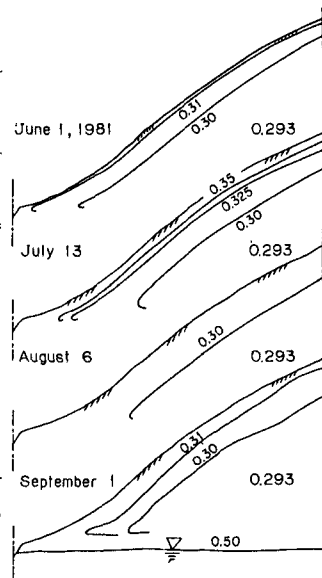


図6 土壌水分分布

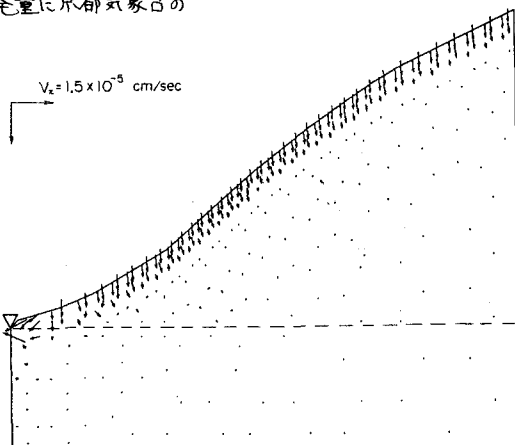


図7 流速分布(1981年7月6日 0時)