

自然丘陵地における土壤水流動

— 観測とその解析 —

岡 太 郎

SOIL MOISTURE MOVEMENT IN A HILLY WATERSHED

— Observations and Numerical Analyses —

By Taro OKA

Synopsis

A study was made of possibility of simulating the behavior of soil water in hilly watershed by solving the fundamental equation for soil water movement using a computer.

The soil moisture contents were measured at 90 points in the Minegado research basin located in the western suburbs of Kyoto. Using the results of the measurement, some basic characteristics of soil water flow in hillside were discussed.

Second, the soil water flow in an experimental slope was numerically simulated using the vertical two-dimensional finite element model. The results of the numerical simulation showed good coincidence with the observed characteristics of soil water flow and verified the usefulness of the model.

1. ま え が き

自然丘陵地斜面域における雨水流出現象は土壤水分の消長と密接に関連しているが、土壤水の挙動はきわめて複雑であり、その関連性はほとんどわかっていない。したがって土壤水分の消長を組み込んだ実用的流出モデルはまだ確立されておらず、流出解析上の難点の一つとなっている。

われわれはこれらの問題を基礎的に攻究するため、これまで傾斜ライシメータや自然丘陵地試験流域を整備し、水文観測、土壤・土被調査などを実施するとともに不飽和浸透流理論に基づく土壤水流動の一・二次元解析やその単純化手法の検討を行ってきた。

本報告では、はじめに土壤水分の実態を把握する目的で下狩川峰ヶ堂試験流域で実施した土壤水分の一斉調査の結果について述べる。次に有限要素法による土壤水流動の解析法について吟味した後、峰ヶ堂試験流域の一部の斜面にそれを適用し、土壤水の流動特性を考察した結果を述べる。

2. 峰ヶ堂試験流域の概要

調査対象流域は京都市西部小畑川支流下狩川の上流部に位置する峰ヶ堂試験流域 (0.13 km²) である (Fig. 1)。この試験流域下流端に三角一台形複合堰を設置し流量を高精度で観測しているほか、流域のごく近傍に雨量計を設置してある。また、Fig. 1 の F 地点では人工降雨形式による浸透能試験、ハンドオーガによる土層調査・土壤物理実験などを実施してきた。

峰ヶ堂試験流域の地被は、Fig. 1 に示すように、ほとんどが雑木林であり、下流域の一部に竹林が分布している。地質は古生層・丹波層群に属し、砂岩・頁岩の薄層を含んでいる¹⁾。なお古生層は崖錐性堆積物及び河床堆積物が被覆しており、基盤岩の位置はかなり深く未確認である。

3. 土壌水分の一斉調査

3.1 測定領域と測定法

峰ヶ堂試験流域は地形上 Fig. 1 に示すように4ブロックに分割できるが、このうちもっとも長大な流域(6.68 ha)を土壌水分の測定領域とした。測定点は、Fig. 1 に示すように、谷筋・尾根では50m 間隔、斜面では測線 A~F 上に10m 間隔に配置した。ここで測線 A, B はくぼ地に沿っており、測線 C と E は平らな斜面、測線 D と F はやや背の部分にある。なお上流部の谷底部では土壌水分分布を詳細にとらえる目的で測定点を増強してある。測定点の総数は90点である。

土壌水分の測定法には、もっとも簡便で確かな測定値が得られる採土一炉乾燥法を採用した。採土法としては、枯葉堆積層を除去したのち、深さ30cm 程度の表層土をスコップで掘り起こし土壌を採取するといった通常の方法を用いた。ただ間隙率を測定するときには、内径7.5cm, 高さ10.3cm の先端を尖らせた真ちゅう性パイプを地中に打ち込み一定容積の土壌を自然状態で採取した。また谷底部では水面より約20cm 上部より採取するように努めた。

3.2 測定結果と考察

土壌水分分布の一斉調査を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行った。

(1) 間隙率

28点について実施した間隙率の測定結果を Fig. 2 に示す。なお間隙率の算出には、比重試験結果より得られた比重2.59を用いた。

Fig. 2 に示されているように、調査領域表層土の間隙率は0.46~0.63≒0.53 とかなり大きい。このことより表層土はかなりポーラス・ルーズであることがわかる。

(2) 土壌水分分布

Fig. 3 に1981年7月17日の調査結果より得られた土壌水分量を体積含水率で表示する。また Fig. 4 に谷底部・尾根及び測線 A~F における土壌水分の平均値を日雨量とともに示す。なお、ここでは川を中心にはほぼ5m の範囲内にある低平地部を谷底部と呼ぶ。

Figs. 3, 4 より丘陵地域における土壌水流動特性をまとめると次のようである。

- (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て、斜面域の値に近くなる。
- (iii) 斜面部の土壌水分量はあまり多くなく、また標高によるちがいはほとんど認められない。
- (iv) 測線 A~F の土壌水分量を比較すると、地形的に水が集まりやすいと考えられる測線 A, B で多く、他の測線では少ない。
- (v) 概して尾根部の土壌水分量は少ない。なかにはかなり多いところもあるが、それが地形的要因によるものか、地被条件によるものか現在のところ判然としなない。

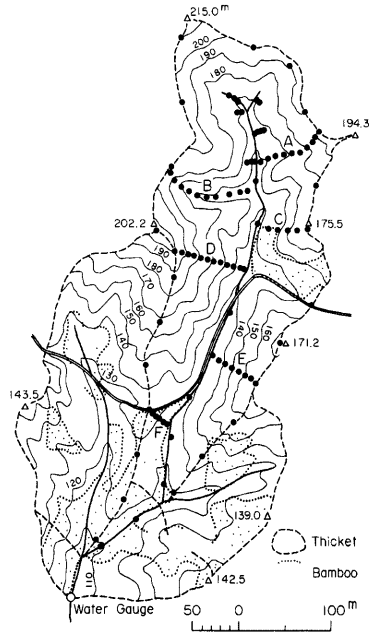


Fig. 1 The Minegado research basin and measuring points of soil moisture.

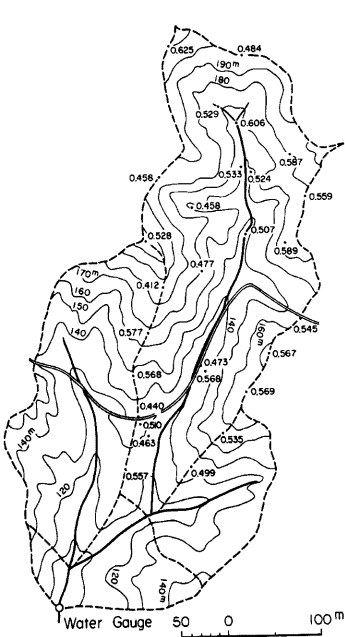


Fig. 2 Measured values of porosity.

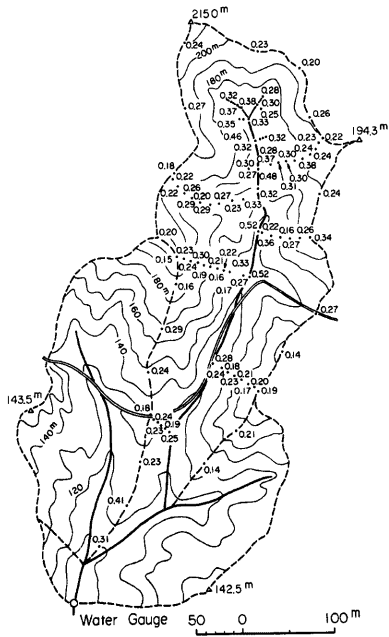


Fig. 3 Soil moisture contents measured on July 17, 1981.

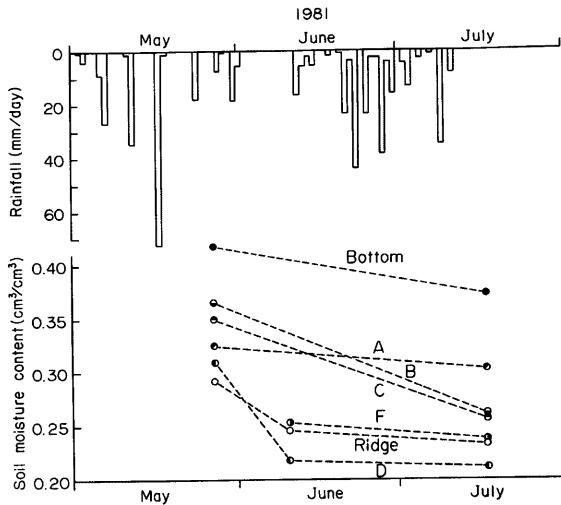


Fig. 4 Rainfall and average soil moisture contents observed at the ridge, bottom and on the lines A-F.

4. 土壌水流動の解析法

4.1 基礎方程式と境界・初期条件

土壌水分の測定は表層部に限られ、深層部の実態把握は技術的にも経済的にもかなり難しい。このような調査・測定の不備を補い、かつ土壌水分の消長を定量的に把握するためには、土壌水流動についての二・三次元解析が有効であるが数値計算上いくつかの問題も残されている。

ここでは、有限要素法によって土壌水の流動を解析することとし、まずその解析法と計算精度について考察する。

(1) 基礎方程式

基礎方程式として(1)式の Richards の式を用いる。

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

ここで、 ψ : 圧力、飽和領域では $\psi \geq 0$ 、不飽和領域では $\psi < 0$ 、 K_x, K_z : それぞれ x, z 方向の透水係数、 x : 水平座標、 z : 上向き正の鉛直座標、 t : 時間、 $C(\psi)$: 比水分容量であり次式で定義される。

$$C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad (2)$$

θ : 土壌水分量、 S_s : 飽和領域の比貯留係数、 α : 係数、飽和領域では 1、不飽和領域では 0。なお飽和領域において圧力変化による土壌と水の圧縮性が無視できるならば $S_s = 0$ である。

(2) 境界条件

(i) 河川・湖沼の底面: これらの境界では圧力が既知であるので(3)式が成立する。

$$\psi = \psi_0; \text{ 既知} \quad (3)$$

(ii) 地表面: 地表面では降雨・蒸発量が与えられるので(4)式が成立する。

$$q_z = -R \quad (4)$$

ここで q_z : 地表面よりの流入量、 R : 正のとき降雨量、負のとき蒸発量。しかし、降雨時に地表面が飽和状態に達すると(4)式は不成立となり、(5)式となる。

$$\psi = 0 \quad (5)$$

また蒸発時に地表面が気乾状態に達すると地表面からの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、ここでは地表面の土壌水分が気乾状態に保持されるものと仮定して(6)式を適用する。

$$\theta = \theta_{air} \quad (6)$$

ここで θ_{air} : 気乾状態の土壌水分量。

(iii) 浸潤面: 浸潤面上では圧力は 0 であるので(7)式が成立する。

$$\psi = 0 \quad (7)$$

(iv) その他の境界: 不透面や対称面などでは、それらを横切る流れは存在しないので(8)式が成立する。

$$q_n = 0 \quad (8)$$

ここで η : 境界面の法線成分。

(2) 初期条件

初期条件としては全解析領域に既知量を与える。

4.2 有限要素法による解析

(1) ガラーキン法による離散化

基礎方程式は(9)式のように書ける。

$$L(\psi) = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K_x(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} - S \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (9)$$

ここで $S = \{C(\psi) + \alpha S_s\}$

(9)式を重みつき残差法のうちガラーキン法を用いて離散化し、Green-Gauss の定理を用いると(10)式

を得る。

$$[T]\{\phi\} + [P]\left\{\frac{d\phi}{dt}\right\} + \{F\} = 0 \dots\dots\dots(10)$$

ここで $[T]$, $[P]$ 及び $\{F\}$ の各成分は(11)~(15)式で表される。

$$T_{ij} = \iint_D \left(K_x \frac{\partial V_i}{\partial x} \frac{\partial V_j}{\partial x} + K_z \frac{\partial V_i}{\partial z} \frac{\partial V_j}{\partial z} \right) dx dz \dots\dots\dots(11)$$

$$P_{ij} = \iint_D S V_i V_j dx dz \dots\dots\dots(12)$$

$$F_i = Q_i + B_i \dots\dots\dots(13)$$

$$Q_i = - \oint_L q V_i dl \dots\dots\dots(14)$$

$$B_i = K_z \int_D \frac{\partial V_i}{\partial z} dx dz \dots\dots\dots(15)$$

ここで V_i : 形状函数, D : i 番目の形状関数が定義されるすべての要素からなる領域。本解析では三角形要素を用いることにするが, (11)~(15)式の積分は多くの成書²⁾に紹介されているので省略する。ただ(12)式については, 直接積分した形ではうまく解が得られなかったので Neuman³⁾が提案したものと同形の(16)式を用いることにする。

$$\left. \begin{aligned} i=j: P_{ij} &= \frac{A}{3} [S] \\ i \neq j: P_{ij} &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(16)$$

ここで A : 三角形要素の面積。

(2) 時間項の処理

(10)式の時間項を(17)式で差分近似し, これを(10)式に代入すると(18)式を得る。

$$\frac{\{\phi\}_i - \{\phi\}_{i-\Delta t}}{\Delta t} = \frac{1}{2} \left\{ \left(\frac{d\phi}{dt} \right)_{i-\Delta t} + \left(\frac{d\phi}{dt} \right)_i \right\} \dots\dots\dots(17)$$

$$\left\{ [T] + \frac{2}{\Delta t} [P] \right\} \{\phi\}_i = [P] \left[\left(\frac{d\phi}{dt} \right)_{i-\Delta t} + \frac{2}{\Delta t} (\phi)_{i-\Delta t} \right] - \{F\}_i \dots\dots\dots(18)$$

(18)式より, 時間 $t - \Delta t$ における $\{\phi\}$ と $\{d\phi/dt\}$ の値がわかれば, 連立方程式を解いて $\{\phi\}_i$ を求めることができる。なお(1)式は非線形方程式であるので, 反復計算を行い十分収束した解を得たのち時間ステップを進める必要がある。

(3) 境界条件の導入

地表面の降雨・蒸発条件を次のようにして導入しうる。

まず, 各要素の流速を(19)式を用いて求める⁴⁾。

$$\left\{ \begin{matrix} V_x \\ V_z \end{matrix} \right\} = - \begin{bmatrix} K_x & 0 \\ 0 & K_z \end{bmatrix} \frac{1}{2A} \begin{bmatrix} b_i & b_j & b_m \\ c_i & c_j & c_m \end{bmatrix} \left\{ \begin{matrix} \phi_i \\ \phi_j \\ \phi_m \end{matrix} \right\} \dots\dots\dots(19)$$

ここで $\phi = \psi + z$, $b_i = y_j - y_m$, $c_i = x_m - x_j$

なお ϕ : 全ポテンシャル, x_{i-m} , y_{i-m} : 節点座標。

次に, $\psi_m^{k-1} = 0$ (飽和) ならば, (20)式を用いて降下浸透量と降雨量との大小を比較する。(Fig. 5 参照)

$$- \frac{(V_{1z} l_1 + V_{2z} l_2)}{(l_1 + l_2)} > -R \dots\dots\dots(20)$$

ここで, (20)式が成立しておれば $\psi_m^k = 0.0$, 不成立のとき

は $q_z = -R$ とする。なお, l_1, l_2 : 要素 e_1, e_2 の地表面の水平距離, V_{1z}, V_{2z} : z 方向の流速。

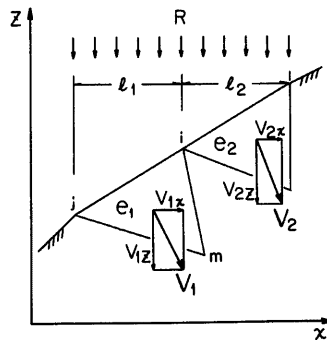


Fig. 5 Boundary elements of the domain.

他の境界条件の導入法は Neuman の方法³⁾ と同等である。

(4) 計算手順

計算条件として降雨・蒸発量及び河川水位などの境界条件の他に $C(\psi)$, $K(\psi)$ 曲線が与えられるものとする。第0近似値に Δt 前の値を用いることにすると、計算手順は次のようになる。

(i) $\psi^{k+1/2}$ と (21), (22) を用いて全要素の K, S の平均値 \bar{K}, \bar{S} を求める。

$$\bar{K} = \frac{K_p + K_q + K_r}{3} \dots\dots\dots (21)$$

$$\bar{S} = \frac{2S_p + S_q + S_r}{4} \dots\dots\dots (22)$$

ここで k : 反復計算回数, p, q, r : 三角形要素の節点番号。

(ii) 境界条件を考慮して連立方程式を解き、各節点の ψ^{k+1} を求める。

(iii) (23)式を用いて収束の判定を行う。

$$|\psi^{k+1} - \psi^k| < \epsilon \dots\dots\dots (23)$$

ここで ϵ : 収束判定用の微小値であり、計算を始める前に与えておく。

さて各節点で (23)式が成立しておれば、反復計算を止め、時間ステップを Δt 進める。もし (23)式が成立していなければ (24)式を用いて $\psi^{k+1/2}$ を求め (i)~(iii) の計算を繰返す。

$$\psi^{k+1/2} = \frac{1}{2}(\psi^{k+1} + \psi^k) \dots\dots\dots (24)$$

4.3 計算精度の吟味

ここでは Philip⁵⁾ により級数解が得られている不飽和鉛直浸透流を数値的に解き、計算法の妥当性と計算精度を吟味する。

(1) 解析領域と要素分割

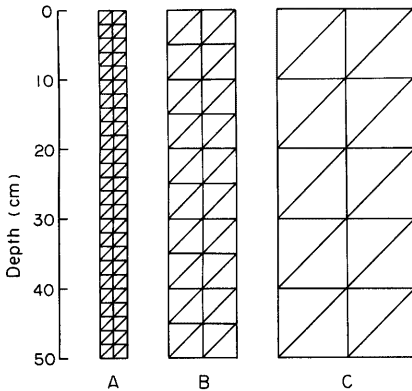


Fig. 6 The finite element grids.

解析領域を地表面より深さ 50 cm とし、この領域を Fig. 6 に示すように一辺が 2, 5, 10 cm の二等辺三角形を用いて分割して解析を行うことにした。

(2) 解析条件

初期条件として全領域に $\psi = -707$ cm ($\theta = 0.232$)

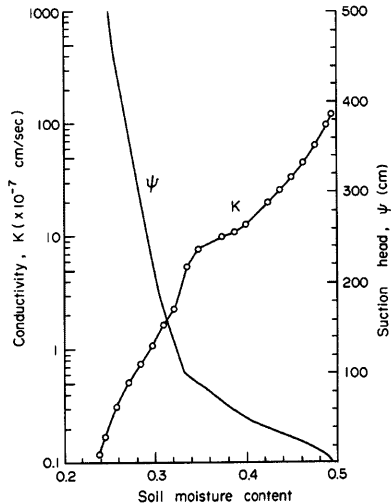


Fig. 7 Relationships between unsaturated hydraulic conductivity, soil suction head and soil moisture content for Yolo light clay. (After Philip, 1957)

を与えた。また境界条件として、地表面を $t=0$ で飽和させるため、500mm/hr の降雨を与えた。

解析対象である Yolo light clay の土壌特性を Fig. 7 に示す。なお、打ち切り誤差 ε を 0.001 cm, 時間増分 Δt を Case A で 60sec, B で 120sec, C で 360sec とした。

(3) 計算結果と計算精度の吟味

計算結果より得られた土壌水分分布と浸透能を Philip の解と対比して Figs. 8, 9 に示す。

Fig. 8 の土壌水分分布についてみると、Case A の計算結果は Philip の解ときわめて良く一致している。また Case B, C についてもかなり良い一致を示し、要素分割による差はほとんど見当たらない。

Fig. 9 の浸透量についてみると、Case A の計算結果は Philip の解ときわめて良く一致しているが、要素分割が粗くなるにつれ誤差が大きくなり、Case C では実用にならないようである。

以上のことから、ここで提示した計算法の適応性は十分であるが、地表面での水収支をうまく表すためには、5cm 程度の細い要素分割が必要であることがわかる (Fig. 9)。

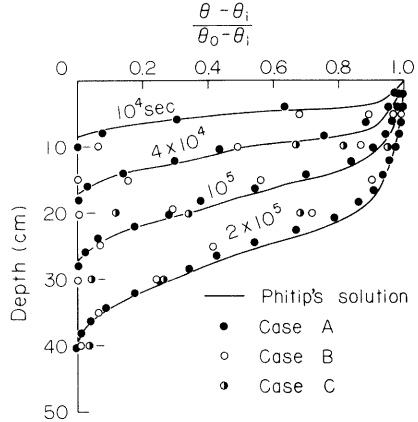


Fig. 8 Comparison of calculated soil moisture contents with Philip's solutions.

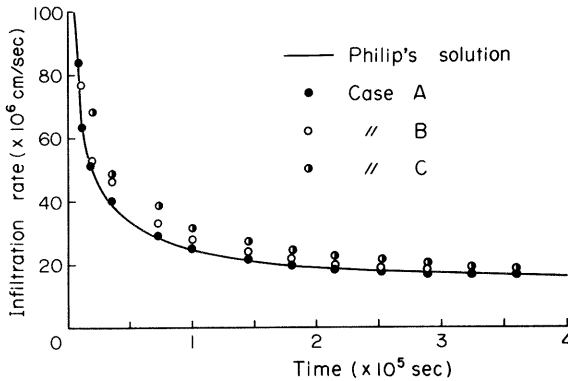


Fig. 9 Comparison of calculated infiltration rates with Philip's solution.

5. 丘陵地斜面域における解析

5.1 解析領域と解析条件

地形より判断して土壌水流動が二次元的とみなせる峰ヶ堂試験流域の E 斜面について解析を行った。E 斜面の地層分布や不透層の位置は未知であるが、ここでは土層を一様とみなし、かつ不透層の位置を Fig. 10 のように仮定した。なお解析領域の面積は 1787 m², 斜面長は 67.3 m である。また解析期間は 1981 年 5 月 1 日から 8 月 31 日までの 123 日間とした。

この解析では境界条件として、降雨・蒸発量及び河川水位を与える必要がある。降雨量には峰ヶ堂観測点

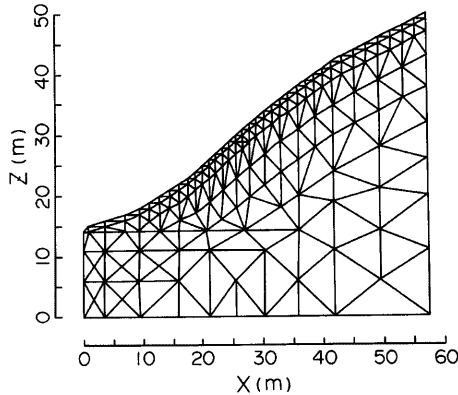


Fig. 10 Cross section of the slope E and finite element meshes.

で得られている時間雨量、蒸発量については京都気象台における観測値を次のようにして時間蒸発量に換算して用いた。まず1951年～1965年の観測記録より無降雨日の日蒸発量を取り出し、月ごとの平均日蒸発量を求めた。次に1日の蒸発は7時より17時の10時間に均等に生ずるものと仮定して、時間蒸発量を求めた。なお、この解析では降雨日には蒸発しないものとした。このようにして得られた解析期間中の降雨量・蒸発量を Table 1 に示す。

Table 1 Rainfall, evaporation and calculated runoff depth.

	May	June	July	August	Total	
Rainfall (mm)	193.5	196.0	65.5	128.5	583.5	
Evaporation (mm)	77.4	54.6	122.5	124.8	379.3	
Calculated (mm)	Surface runoff	53.5	43.1	25.4	48.2	170.2
	Infiltration	140.2	152.7	40.1	80.3	413.3
	Evaporation	53.8	22.5	43.5	66.0	185.8
	Storage (Include groundwater runoff)	86.4	130.2	-3.4	14.3	227.5

河川水位については、峰ヶ堂試験流域で得られている観測流量を該当地点の水位に換算して用いた。結果的には解析期間中の水位変動は小さく、計算結果に大きな影響を及ぼさなかった。

この解析では、透水係数 $K(\theta)$ 、吸引圧力と土壌水分量との関係 $\psi(\theta)$ を既知とする必要があるが、E 斜面ではこれらの曲線は得られていないので、室内実験結果⁹⁾より土質の似かよった試料のデータを利用することにした。Fig. 11 に解析に用いた $K(\theta)$, $\psi(\theta)$ 曲線を示す。なお $C(\theta)$ は $\psi(\theta)$ 曲線を数値微分して求めることができる。

初期条件として解析領域中の ψ を既知とする必要があるが、ここでは (25) 式を用いて推定した。

$$\left. \begin{array}{l} z \leq z_1: \psi(x, z) = H - z \\ z > z_1: \psi(x, z) = H - z_1 \end{array} \right\} \dots\dots\dots (25)$$

ここで、 H : $t=0$ の河川水位、 z_1 : 任意定数。実際の計算では、 $H=14.51$ m, $z_1=17.51$ m した。

5.2 解析手順

この種の解析では水収支を再現することが先決であるが、このためには地表面付近の要素分割を前述の

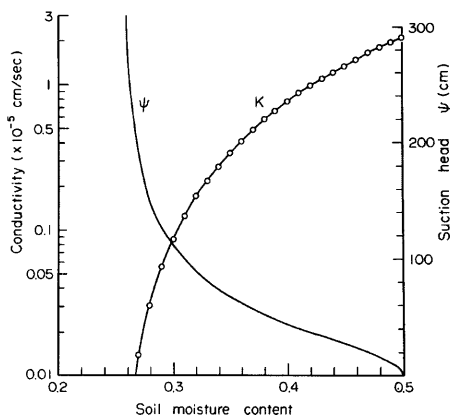


Fig. 11 Relationships between hydraulic conductivity, soil suction head and soil moisture content.

Case A, B のように細くとる必要がある。しかし、Fig. 10 の解析領域をそのように分割した場合、要素・節点数が膨大になり、解析結果を得ることはきわめて困難である。ここでは次のように3段階に分けて解析を行い実用的な計算結果を得ることにした。

(i) 二次元流動特性を損なわず予定期間の解析が無理なく行えるように要素分割を行い、前述の降雨・蒸発量を境界条件に用い二次元解析を行う。

(ii) 前段で得たかなり深い地点の土壌水分量もしくは圧力を下端の境界条件に用い、表層部の土壌水流動を鉛直一次的に解析する。なお、この解析では地表面付近の要素分割を十分細くとり、降雨を表面流出

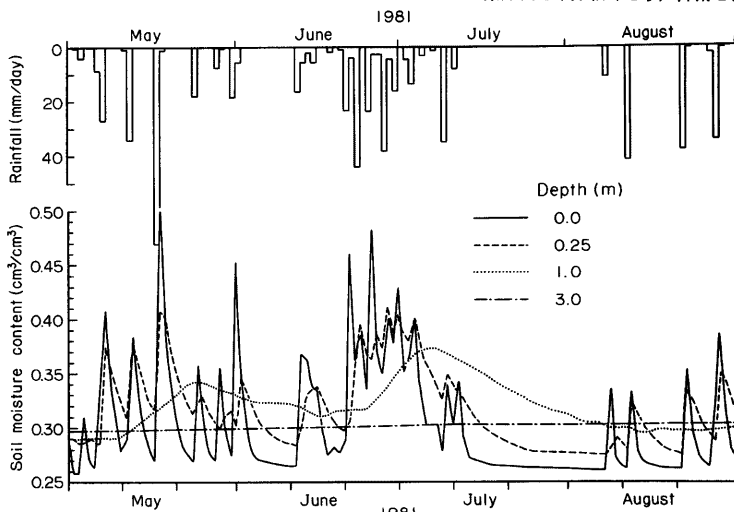


Fig. 12 Changes of calculated soil moisture contents and hyetograph.

成分と浸透成分に分離するとともに、気乾状態での蒸発量を高精度で算出する。

(iii) 前段で得た浸透量と蒸発量を地表面の境界条件として用い、再度二次元解析を実施する。ここで地表面での水収支を満足した実用的計算結果が得られる。

5.3 解析結果と考察

第1・3段階の二次元解析で用いた要素分割を Fig. 10 に併示してある。

第2段階の解析では、まず地表面より深さ 3.5m を解析領域とし、そのうち深さ 0.5m までの区間を 2cm, それ以深を 5cm の二等辺三角形要素で分割した。次に下端の境界値に斜面中央の地表面下 3.5m 地点で得られている土壤水分量を用い、時間増分を 60sec, 打ち切り誤差を 0.0001m, θ_{ar} を 0.26 とし解析を行った。

このようにして得た土壤水分変化を Fig. 12 に示す。この計算では、11回の表面流が認められたが、このうち 1981年5月17日の降雨量、浸透量を Fig. 13 に例示する。また Table 1 に計算結果より得られた月単位の表面流出量、浸透量、蒸発量及び貯留量を示す。なお貯留量は浸透量から蒸発量を減じたものであり、解析期間中の地下水流出量が含まれる。

第3段階の解析では、時間増分を1時間、打ち切り誤差を 0.001m とした。Fig. 14 に1981年6月1日、7月13日、8月6日及び9月1日0時の土壤水分分布、及び Fig. 15 に1981年7月6日0時の流速分布を示す。

まず第2段階の計算結果に着目すると、Fig. 12 の土壤水分分布については、これまでの検討結果⁷⁾と定性的に一致している。また Fig. 13 の浸透量についてはこれ

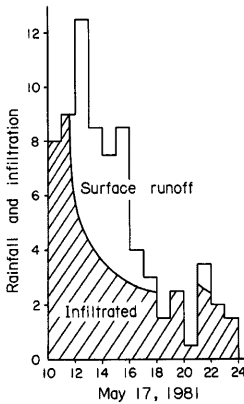


Fig. 13 Rainfall and calculated infiltration.

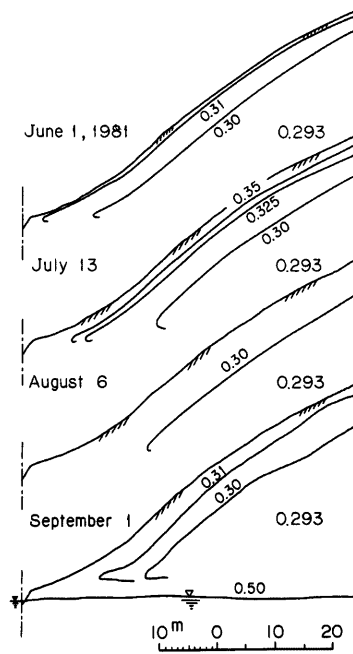


Fig. 14 Calculated soil moisture distributions.

までの流出解析で得られているもの⁸⁾に比較して若干大きいとその差はとくに問題にならない。一方 Table 1 より、解析期間中の降雨量は 583.5mm であり、そのうち表面流出が 170.2mm, 浸透成分が 413.3mm であることがわかる。この浸透成分のうち 185.8mm が地表面より蒸発し、残部の 227.5mm が貯留量と地下水流出量に相当する。いまこの貯留量と地下水流出量を不飽和領域 (990m³) の土壤水分増加量に換算すると 0.013cm³/cm³ となる。実際には地下水流出が伴うので、この増加量はさらに減少する。このことより深層部の土壤水分の変化は微小であることが予想される。

次に第3段階の計算結果である Figs. 14, 15 に着目すると次の事項が明らかになる。

(i) 谷底部の土壌水分量は斜面部に比較して多く、その変化も大きい。しかし河川より 5m 程度離れると土壌水分量は急減して、斜面部の値に近づく。

(ii) 斜面部における地表面の土壌水分量は標高が異なってもほとんど変わらず、深さ方向に同じ分布形を示している。

(iii) 斜面部での土壌水分の消長は、深さ 3m の範囲で顕著であるが、深部ではほとんど変化しない。このことは前述の水収支からも予想されたことである。

(iv) 土壌水の流動速度は、地表面付近では大きい、3m 以深ではきわめて小さい。

(v) 斜面部では鉛直流動が卓越しており、水平流動はほとんど無視できる。河川近傍では水平流動が若干認められるが、その範囲は狭く、せいぜい河川より 5m 程度である。

以上のように、二次元解析結果より得られた土壌水流動特性は、前述の一斉調査結果より得られたものと一致しており、ここで提示した実用的計算法の有用性が認められたことにもなる。したがって、今後現地調査を重ね土質・地質状態を明確にしたのち、この手法を適用して解析を進めることにより、土壌水流動特性の定量的議論が可能になるものと考えられる。

6. あとがき

自然丘陵地における土壌水分の消長と雨水流出現象との関係を明らかにすることを目的として土壌水分の一斉調査及び土壌水流動の二次元解析を行った。

ここで明らかになった自然丘陵地の土壌水流動特性をまとめると次のようである。

(i) 谷底部の土壌水分量は多く、飽和に近い値を示すところもある。しかし川より 5~10m 離れると急減し、斜面部の値に近くなる。

(ii) 斜面部の土壌水分量は谷底部よりかなり少ないが、高低による差はほとんど認められない。

(iii) 斜面部の土壌水分の消長は、深さ 3m の範囲で顕著であるが、深部ではほとんど変化しない。

(iv) 斜面部の土壌水分流動は鉛直方向が卓越しており、水平方向は無視できる。

(v) 尾根部の土壌水分量は斜面部に比較して少ない。

上述の自然丘陵地の土壌水分流動特性は、3回の一斉調査と多くの仮定に基づく二次元解析結果より得られたものであり、今後検討すべき点を多く残しているが、雨水流出機構を物理的に究明するための基礎資料を提示するものと考えられる。

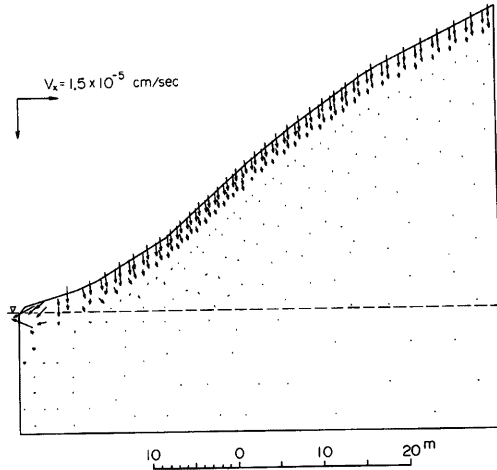


Fig. 15 Calculated velocity distribution on July 6, 1981.

最後に、土壌水分調査に積極的に協力して下さった内水研究室永井明博助手・角田吉弘技官及び研究室の

方々に謝意を表する。

観測資料の整理と解析に、京都大学大型計算機センタの FACOM M382, 化学研究所の FACOM M180 II/AD を使用したことを付記する。

参 考 文 献

- 1) 西武都市開発株式会社・サンコーコンサルタント株式会社：洛西グリーンハイツ弾性波探査・地質調査報告書，1980.
- 2) 例えば，Pinder G.F. and W.G. Gray: Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology, Academic Press, 1977.
- 3) Neuman, S. P.: Saturated Unsaturated Seepage by Finite Elements, Proc., A. S. C. E., Vol. 99, HY-12, 1973, pp. 2233-2250.
- 4) Zienkiewicz, O. C. and Y. K. Cheung: 吉識雅夫監訳：マトリックス有限要素法，培風館，1970，p. 170.
- 5) Philip, J. R.: The Theory of Infiltration: 1・2, Soil Science, Vol. 83, 1957, pp. 345-357 and pp. 435-448.
- 6) 岡 太郎・野口美具：不飽和浸透流の拡散係数と透水係数の測定，第24回水理講演会論文集，1980，pp. 363-368.
- 7) 岡 太郎・角屋 睦：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(2)——流出モデルへのアプローチ——京都大学防災研究所年報，第17号 B, 1974, pp. 523-533.
- 8) 岡 太郎・角屋 睦：丘陵地斜面域における雨水の浸入・流出過程，京都大学防災研究所年報，第18号 B, pp. 469-482, 1975 及び第19号 B, pp. 153-165, 1976.