

1. まえがき 山腹斜面域における浸透流の二次元解析を行い、土壌水分の消長と地下水流動について検討したのでその結果を報告する。

2. 不飽和-飽和浸透流の二次元解析 図1に例示するように山腹斜面には土壌水の飽和と不飽和領域が存在するが、これらを区別せず土壌水分と地下水流動をRichardsの式(1)を適用して解析しうる。

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

図1 境界条件

ここで、 ψ : 不飽和領域では土壌水分吸水水頭($\psi < 0$), 飽和領域では地下水頭($\psi \geq 0$), $K_x(\psi)$, $K_z(\psi)$: それぞれx, z方向の透水係数, $C(\psi)$: specific moisture capacity, 木および土粒子の圧縮性と無視すると $C(\psi) = \partial \theta / \partial \psi$, θ : 体積含水率表示の土壌水分量, x, z: それぞれ水平, 縦座標, t: 時間。ここでは(1)式を中央差分近似式に展開し, R. A. Freeze と同様な手法により数値計算を行った。

この場合の境界条件は図1に示すように、(i) 不透層および対称軸ではそれぞれを横切る流れは存在しない、 $q_n = 0$

(ii) 土壌表面では、蒸発時には条件として与えられる蒸発量はすべて蒸発し、 $q_{surf} = -R$, 降雨時には表層土が飽和されない限り全降雨量が浸透し、 $q_{surf} = +R$, 飽和状態に達した場合には $\psi = 0$ であり、(iii) 河床部では $\psi = z$, (iv) 浸出部では $\psi = 0$ である。初期条件としては実測値より適当な値を代入すれば良いが、ここでは $\psi \geq 0$ では $\psi = z$, $\psi < 0$ では $\psi = -z$, ただし $\psi = -z < \psi_a$ では $\psi = \psi_a$ とした。

3. 計算条件 図2には解析領域と格子分割、図3にはこの解析で用いた土壌水分特性を示す。全計算時間と240時間、数値計算上の時間増分 $\Delta t = 1800 \text{ sec}$, 打ち切り誤差を1格子点につき0.0006, 及び谷川の水位を常に一定(200cm), $\psi_a = -150 \text{ cm}$ として計算を行った。なおここでは図2に示すように谷の底部で地下水帯の存在する部分を谷底部、他の部分を斜面部と呼称することにする。解析に用いた降雨条件を図4に示してある。

4. 計算結果と考察 図4に計算結果より得られた土壌水分

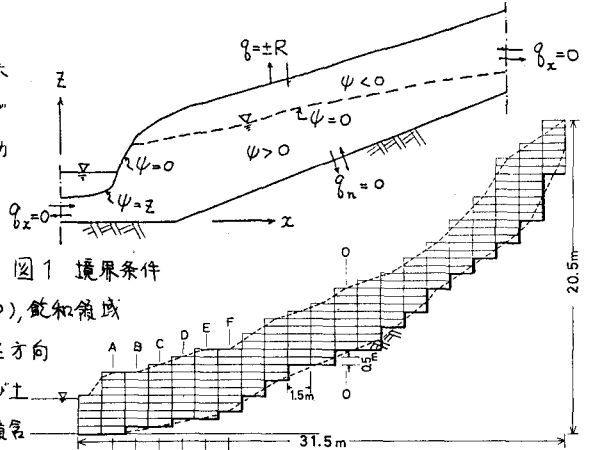
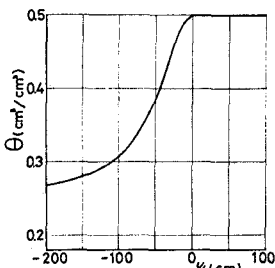
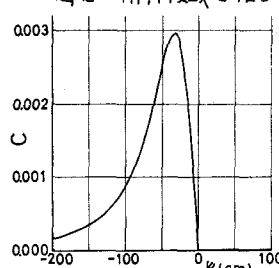


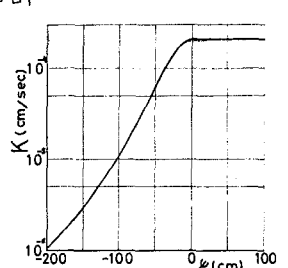
図2 解析領域と格子分割



(a) θ と ψ の関係



(b) C と ψ の関係



(c) K と ψ の関係

図3 土壌水分特性

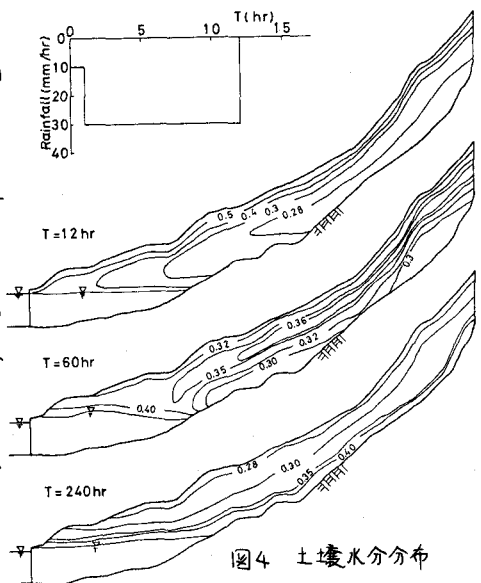


図4 土壌水分分布

分布、図5には図2に示すO-O断面の土壌水分の消長過程を示してある。

他の斜面部の土壌水分の消長は、土壌厚が大きく異なる限り、図5に示されているものとはほぼ同じであった。この計算では降雨開始8時間後に深さ50cmの表層土が飽和し、wetting frontは12時間後にはほぼ深さ1m、60時間後には2.5mの位置にあり、100時間後には不透層上に達している。この間、土壌水分の最大値はwetting frontの降下にともない減少しているが、不透層に達した後は急激に増大し、不透層上に含水率のかなり高い領域が形成されている。このように斜面部の土壌水分流動は鉛直成分が卓越しており、水平方向の成分はそれほど大きくないため、不透層付近に達した雨水は不透層上に一度蓄積されるかのようにさえ見える。また

$\Delta z = 50\text{cm}$ であり、この向の詳細な議論はできないが、この計算では斜面部の不透層上に飽和帯の形成は認められなかった。図6に谷底部の水頭分布を示してある。図6より谷底部の不圧地下水において降雨終了向際ではDupuit-Forchheimerの仮定が成立せず、地下水面が局部的に益上っているのが認められる。これは地下水面上の土壌厚が場所毎に異なり、雨水の地下水面への到達時間に差があるために生じたものと考えられる。なお降雨終了後かなり時間が経過すると斜面部に浸透した雨水が谷底部に到達し、地下水帯は斜面部の方に発達し、地下水位もかなり高くなっている。この

時にはDupuit-Forchheimerの仮定が近似的に成立しているといえよう。図7には図2に示されているA-F断面における地下水位変動が示されているが、谷川に近い場所ほど地下水位の上昇高は小さく、地下水面上の土壌厚が小さいほど雨水の到達が早く地下水面の上昇・降下も早い。一方斜面部に接するF断面では斜面部からの雨水流下の影響を受け、計算終了時点でもなお水位上昇を示している。図8には(2)式で求めた地下水流出量 Q を示してある。ここで $I_{a, \text{surf}}$ = 土壌表面からの浸入量

$$Q = \sum_j \sum_k (\theta_{k,j}^* - \theta_{k,j}^{*-\Delta t}) \times \Delta x \times \Delta z / \Delta t - \sum_k (I_{a, \text{surf}}^{*+\Delta t/2} \times \Delta x) \dots (2)$$

図8によると地下水流出は降雨終了18~28時間後にピークに達しているが、谷底部の地下水位はA, B断面以外で上昇過程にあり、谷底部でさえも雨水はまだ十分には地下水面に到達していない。このことからピーク付近の地下水流出は主として谷川に近い領域からの流出成分から成っており、斜面部の雨水は主として低減部の流出に属していることがわかる。この計算には京大化学研究所中央計算機室のFACOM 230-48を使用した、計算所要時間は約45分であった。

- 1) J. Rubin: Theoretical Analysis of Two-Dimensional, Transient Flow of Water in Unsaturated and Part Unsaturated Soils, S.S. S. A., P. vol. 32, No. 5, pp. 607-615, 1967.
- 2) R. A. Freeze: Three-Dimensional, Transient, Saturated-Unsaturated Flow in a Groundwater Basin, W. R. R., vol. 7, No. 2, pp. 347-366, 1971.

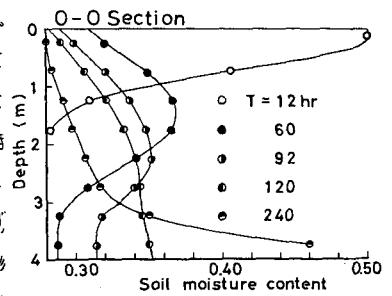


図5 O-O断面の土壌水分分布

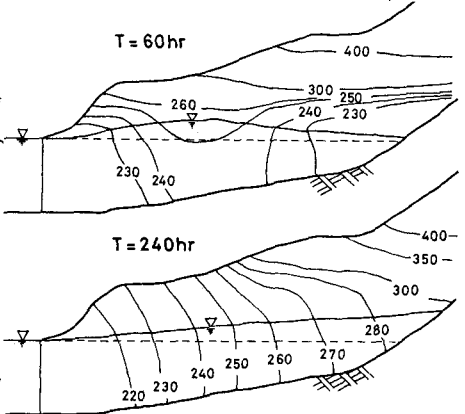


図6 谷底部の水頭分布

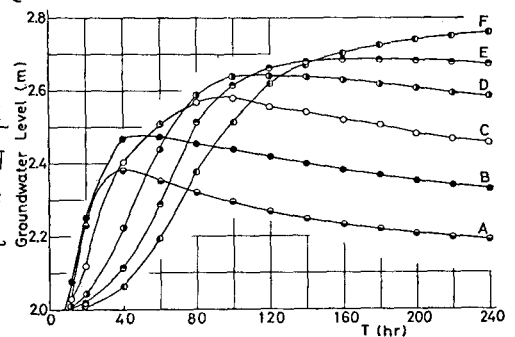


図7 水位変化

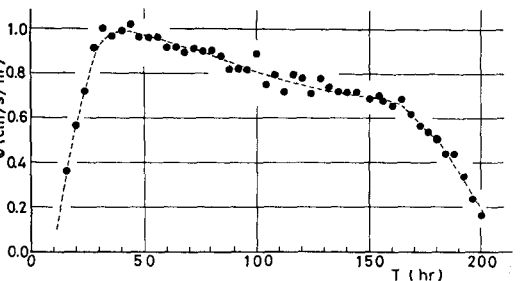


図8 地下水流出量