

II-16 山腹斜面域における不飽和-飽和浸透流の数値解析 (その2)

室蘭工業大学 学生員 熊谷 英範
同 上 正会員 藤間 聡

1. はじめに

雨量から流出量を推定する方法としてシャーマンの単位図法が広く用いられているが、これは浸透能が低い流域における流出量の時間分布算定法として作られ、線形現象における重ね合わせの原理を応用した方法である。わが国の山腹斜面域ではその多くが森林に覆われ、表層は落葉などが堆積した腐蝕質の浸透能の高い土壌であり、通常の降雨は全て浸透させてしまう。その結果、降雨が地下水面あるいは不浸透層まで到達して河川に流出されるまでに、大きな貯留作用を受けて非線形となるため、単位図法を適用するのは疑問である。また、単位図法は流域をひとつのシステムとしてマクロに捉えており、流域内部における雨水の挙動は考慮されていない。本研究の目的は、降雨流出モデルの確立のために、ブラックボックス的な取り扱いではなく、土壌水分の消長と地下水帯の挙動や地下水流出の様子を考慮し、その対象領域として理想的条件を持つ簡単な山腹斜面域を仮定して、差分法で解析することによる妥当性を調べることである。

2. 基本方程式^{1),2)}

一般に土壌水の動きは、飽和領域と不飽和領域とに分けることができるが、本研究に用いる方程式は両領域を同一の式で取り扱うことのできる、次の圧力水頭に関するリチャーズの式を差分化して用いた。

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X} \left\{ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial X} \right\} + \frac{\partial}{\partial Z} \left\{ K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial Z} + 1 \right) \right\} \quad \dots (1)$$

ここに、C：比水分容量、K：透水係数、X：水平座標、Z：鉛直座標。

3. 境界条件及び初期条件³⁾

解析領域を図1のようにとり、以下の境界条件を採用した。

不浸透層：CD、DE

対称軸：EF、FGでは、

$$q_n = 0 \quad \dots (2)$$

土壌表面：AGでは降雨時に土壌表面の状態により、

$$q_n = -R \text{ (不飽和時)} \quad \dots (3)$$

$$\phi_{sur} = 0 \text{ (飽和時)} \quad \dots (4)$$

ここに、R：降雨強度。

河床部：AB、BCでは、

$$\phi = H - Z \quad \dots (5)$$

ここに、H：河川水深。

土壌境界：BFを横切る土壌水の流出入における透水係数Kは、

$$K = (K_1 + K_2) / 2 \quad \dots (6)$$

ここに、K₁：上層土壌の透水係数、K₂：下層土壌の透水係数。

初期条件は、まず次式で与え、

$$\phi = H - Z \quad \dots (7)$$

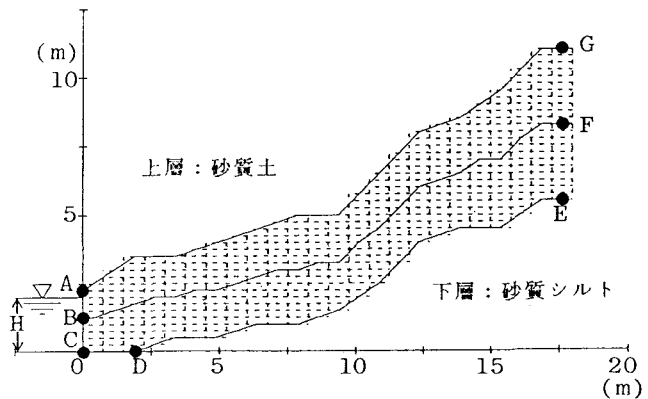


図1 解析領域図 (格子点数374)

さらに解析で用いた降雨と同じ条件の降雨を与え、降雨開始120時間後の状態とした。ただし、不飽和領域で $\phi < \phi_a$ となった場合には、 $\phi = \phi_a$ とした。ここに、 ϕ_a は適当に定められる定数である。

4. 解析手順³⁾

- (1) 求める $\phi_{i,j}^*$ の第0次近似値に、 Δt 前の値 $\phi_{i,j}^{t-\Delta t}$ を与える。ただし、計算最初の $t = 0$ においては初期値を与える。
- (2) 近似した $\phi_{i,j}^*$ を用いて、図2. 1および図2. 2に示す所与の $K-\phi$ 曲線、 $C-\phi$ 曲線から係数 $K(\phi)$ 、 $C(\phi)$ を算出する。
- (3) $\phi_{i,j}^*$ 、得られた K 、 C を用いて、差分式から $\phi_{i,j}^*$ の高次近似値を加速緩和法を用いて計算する。
- (4) ここまでの手順を全格子点上で行った後、収束判定をする。残差の総和が、設定した許容残差より小さい場合には、収束したものとして次の手順を行う。大きい場合には、計算によって得られた $\phi_{i,j}^*$ を高次近似値として、先の(2)～(4)の手順を繰り返す。
- (5) 地下水流出量 Q_{gr} を、左側境界ACに接する格子点からの左側への流出量として、下式を用いて算出する。

$$Q_{gr} = \sum K(\psi_{i-\Delta X/2,j}^{t-\Delta t/2}) \left(\frac{\psi_{i,j}^{t+\psi_{i,j}} - \psi_{i-1,j}^{t-\Delta t} - \psi_{i-1,j}^{t-\psi_{i-1,j}}} {2\Delta X} \right) \Delta Z \quad \dots (8)$$

ここに、 Δt ：時間間隔、 ΔX ：水平方向間隔、 ΔZ ：鉛直方向間隔。

- (6) 最後に、収束した $\phi_{i,j}^*$ を用いて、全格子点の土壌水分量 $\theta(\phi)$ を $\theta-\phi$ 曲線から求める。さらに計算時間を Δt だけ進め、再び以上の手順を繰り返す。

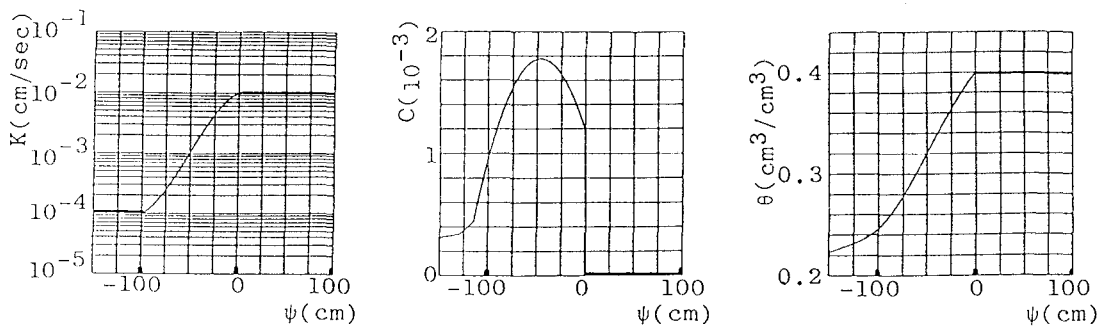


図2. 1 砂質土の土壌特性曲線図 (上層)

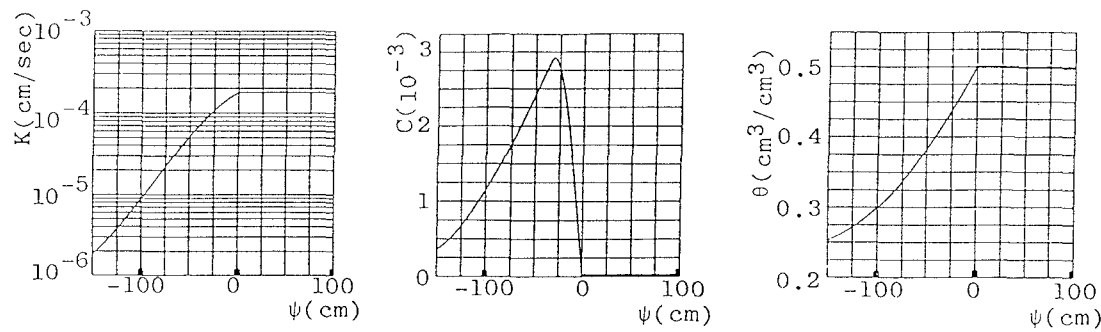


図2. 2 砂質シルトの土壌特性曲線図 (下層)

5. 解析条件

解析領域は、水平方向間隔75cm、鉛直方向間隔25cmで格子分割した。領域内における土壌は上層は砂質土、下層は砂質シルトとした。土壌の性質は等方性を仮定し、浸潤過程と排水過程でのヒステリシス現象については簡単のため考慮しなかった。採用した土壌特性曲線は図2に示す。また、 H は200cm、 ϕ_a は-150cm、許容残差は4.0cm(1格子点当たり0.011cm)とした。加速緩和係数は、降雨開始83.5時間後までは1.4、それ以後は1.0とした。また降雨条件は、継続時間24.5時間の三角形降雨で、最小強度0.5mm/hr、最大強度12.5mm/hr、総降雨量156.25mmとした。全計算時間は120時間、時間間隔を30分として計算した。

6. 解析結果と考察^{4),5)}

得られた土壌水分分布図を図5に示す。本計算は室蘭工業大学情報処理センターで行い、CPU-TIMEは約4分であった。前回の解析より大幅にCPU-TIMEが増加したのは、領域内部での土壌水の動きをより詳細に調べるために、前回の格子をさらに四分分割したことにより、格子点数が約4倍になったためと思われる。収束回数は降雨開始17時間後の21回が最多であり、以後は漸減傾向を示して低減部においては5回であった。表層は飽和することなく、地下水流出量のピークは降雨開始約19時間後であった。図3より、下層は地下水流出のピークにわずかに寄与するだけで、それ以外ではほとんど影響を与えていないことがわかる。また、砂質シルトのみの単層の場合に比べてピークが早く、流量が急激に減少するのは、上層の透水係数が大きいため、土壌中に入った降雨はすぐに降下していくこと、また図4より、下層の透水係数が上層に比べて小さいため、下層へはあまり浸透せず、土壌境界線に沿って河川へと流出していくことがわかる。したがって、下層を不浸透層として取り扱い、上層だけを解析してもよいのではないと思われる。一方、低減部の形成は図5より、51時間以降の上層の等土壌水分線が徐々にほぼ平行に降下していることから、上層全体によるものと思われる。土壌境界においては中間層を設定することも考えたが、この方法は土壌特性曲線を新に必要とし、実質三層となって複雑になること、中間層は上層と下層の遷移領域であり層厚はあまり厚くならないと

考えられるが、差分法では急斜面において層厚を薄くすると層が不連続となること、中間層との間に境界条件を導入するのであれば本手法と変わらないので、したがって解析手法の簡略化のうえでも中間層を設定する必要はないと思われる。差分法の適用については、格子を小さくすることにより緩和されているが、斜面では等土壌水分線が階段状になるなどの影響が見られること、斜面上の薄層には適用しにくいことから、実際の降雨現象に適用するには改良が必要と思われる。

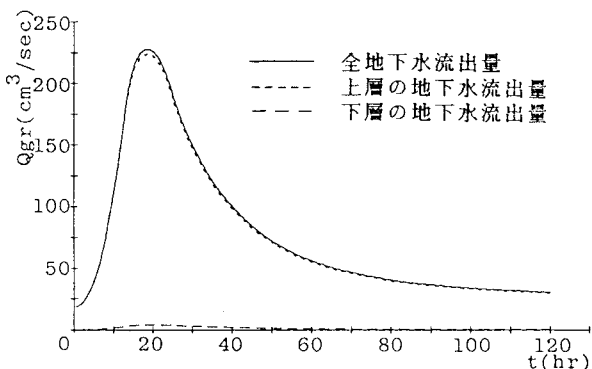


図3 地下水流出量図

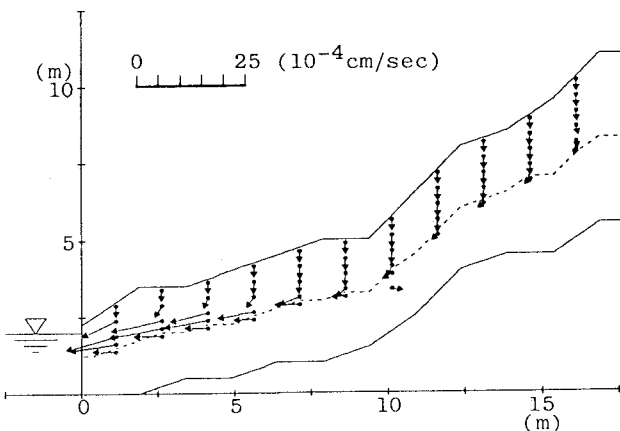


図4 降雨開始19時間後の流出速度ベクトル

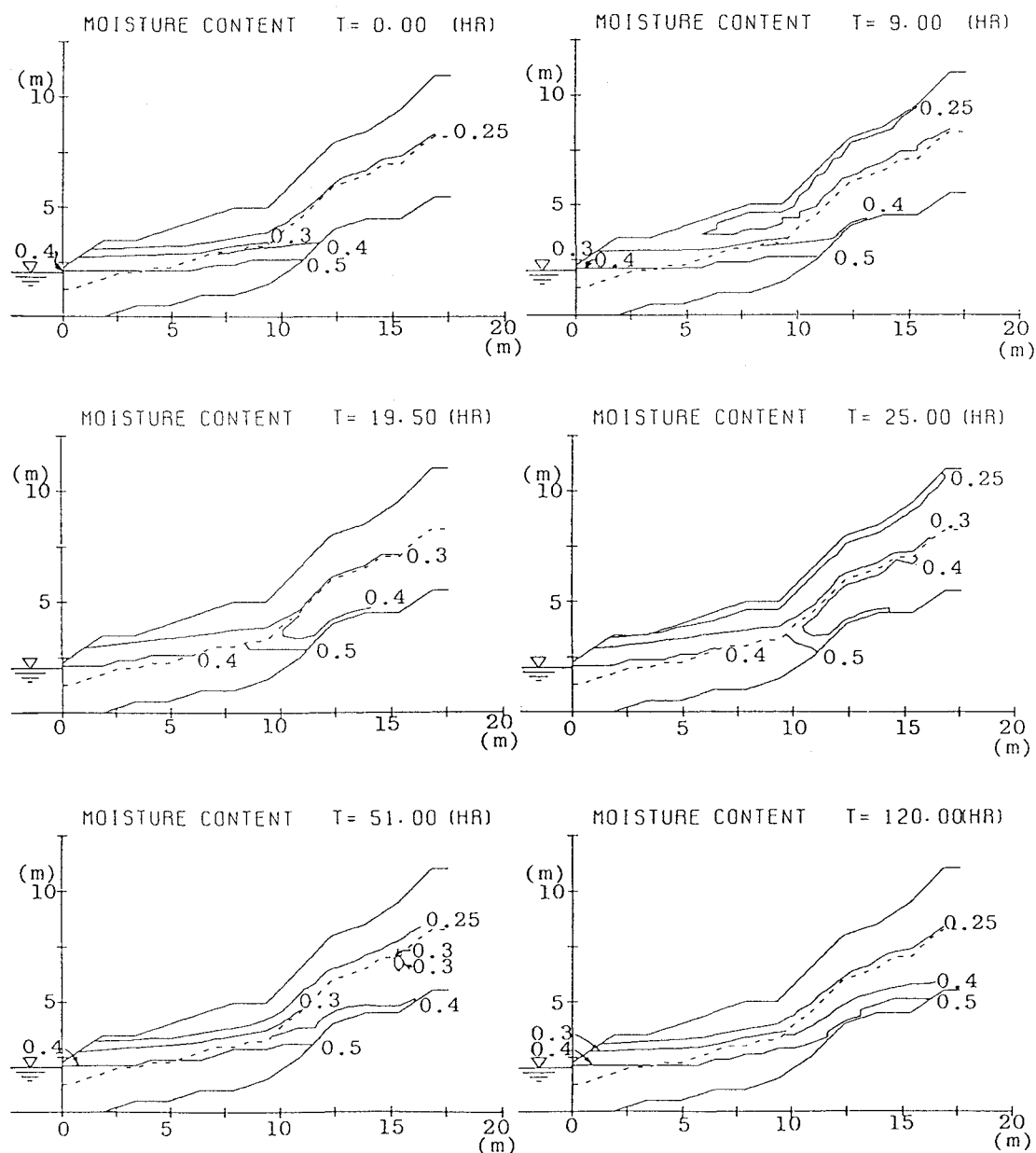


図5 土壤水分分布図

【参考文献】

- 1) 岡太郎：裸地斜面域における土壤水の流動解析、京都大学防災研究所年報第21号B-2、1978
- 2) カークビー：新しい水文学、朝倉書店、1983
- 3) 嵯峨浩：二次元不飽和浸透流の数値解析について、土木学会北海道支部論文報告集、1985
- 4) 藤間聡、熊谷英範：山腹斜面域における不飽和一飽和浸透流の数値解析、土木学会北海道支部論文報告集、1987
- 5) 藤間聡、熊谷英範：山腹斜面モデルにおける雨水流出の数値解析、土木学会第42回年次学術講演会講演概要集、1987