

(Ⅱ-1) 数値解析による不飽和帯水分挙動の再現性

— 水分保持特性に基づく透水係数を用いた場合 —

東京大学生産技術研究所 正員 虫明功臣

東京大学生産技術研究所 正員 ○ 岡 泰道

東京大学生産技術研究所 正員 小池雅洋

1. はじめに : 不飽和帯水分の挙動を追跡するうえで、ポテンシャル理論に基づく数値シミュレーションは一つの有効な方法である。本研究では、数値解析の前提となるパラメータを土壌の水分保持特性(ψ - θ 曲線)から決定し、さらに現地のテンシオメータによる観測値から推定した初期・境界条件を用いて数値シミュレーションを行い、無降雨期の水分挙動の再現性について検討した。

2. 計算方法 : ポテンシャル理論に基づくRichardsの浸透方程式を用い、有限要素法による離散化を行った(参考文献1))。初期条件はテンシオメータの実測記録を用い、地表面の境界条件は、深度5cmのテンシオメータの無降雨期の変化から求めた次式を用いた。 $\log(\psi/\psi_0) = a \cdot t^{1/2}$ ———(1)

ここに、 ψ_0 は降雨終了後の吸引圧値、 t は降雨終了時からの経過時間(hr)、 a は定数である。

3. パラメータの決定方法 : 1) K - ψ 関係は、 ψ - θ 曲線上で、対象とする水分域の水分量を等分割し、間隙として円形断面を仮想することにより得られるJacksonの式によった(参考文献2))。

2) 飽和透水係数 K_0 を間隙率と粒径分布で表現する式としてKozeny-Donat式がある。

$$K_0 = (C_k \cdot n^3) / (\mu \cdot (1-n)^2) \cdot D_w^2 \quad \text{—————(2)}$$

ここに μ は動粘性係数、 C_k は土壌によって変わる補正係数、 n は間隙率で、 D_w は $D_w = 1 / \{\sum (P_i / D_i)\}$ で定義され、 D_i は粒径、 P_i はその粒径が全粒径に占める割合、 D_w はその土壌の平均的な粒径を表している。

ここで r_i を粒径 D_i に対応する間隙半径と考え、両者が比例関係にあると仮定する。さらに P_i が間隙半径 r_i の分布を表していることから、 ψ - θ 曲線上の $\Delta \theta_i / \theta_0$ で置き換えると(2)式の D_w は ψ - θ 曲線の情報から求めることができる。しかし、この式を用いて平均的な r_w を求めると関東ロームのように残留含水率(θ_r)が高い土壌では分母に対して残留含水率の部分の寄与が卓越し、有効含水率($\theta_0 - \theta_r$)の相違が反映されない。したがってここでは平均的な間隙半径 r_w として ψ - θ 曲線上の $\Delta \theta_i$ に関する加重平均を用いて、(2)式を次のように変形した。

$$K_0 = (C \cdot n^3) / (\mu \cdot (1-n)^2) \cdot r_w^2, \quad r_w = \sum r_i \cdot (\Delta \theta_i / \theta_0) \quad \text{—————(3)}$$

r_i あるいは θ_i の区分点としてはpF試験の実験値を用いる。上式を適用して求めた K_0 と変水位透水試験による結果とを比較したのが図1である。ややばらつきはあるものの両者はよく対応しており、(3)式における係数 C はほぼ1と考えられる。この結果に基づき、テンシオメータ設置地点の ψ - θ 曲線を用いて(3)式により推定した K_0 の深度方向の分布を図2に点線で示す。推定結果は深度ごとにばらついているため、ここでは深度0~35cm, 35~120cm, 120~200cm, 200cm以深の四層に区分してばらつきを平準化し、その間は片対数紙上で直線近似した。しかし地表面に近い深度35cm以浅についてみると、深度5cmで 1×10^{-1} cm/sec、深度15cmで 7×10^{-2} cm/secとかなり大きい。数値計算結果でも明らかとなるが、地表面付近の K_0 をこの値に基づいて計算すると透水係数が大き過ぎるために再現性がかなり悪くなるようである。地表面付近はサンプリングも困難であり、現地の K_0 の評価が難しいため、ここでは深度35~120cmの推定曲線を外挿し、地表面まで適用するという方法で計算した。この場合地表の K_0 は 7×10^{-3} cm/secとなる。

4. 数値シミュレーション結果 : 前節までで決定した諸条件を用いて再現した水理ポテンシャル・プロファイルの長期変化を図3に示す。図は降雨終了後5日目からの2日ごとの変化を表し、実線が観測値、破線が計算値である。両者は全体的によく符合しているが、深度100cm付近では差が大きくなっている。この原因としてはテンシオメータの測定値、設定したパラメータ値に問題があると考えられる。ただし、他の観測期

間の例においても図3と同様なプロファイルが見られることも多く、定性的な傾向としては特異な観測値ではない。したがって次に深度100cm付近のパラメータの設定値について検討する。

5. パラメータの影響の検討 : 数値計算におけるパラメータは $\psi-\theta$ 曲線に基づいて決定している。 $\psi-\theta$ 曲線は現地の小サンプルを用いて求めるが、試験方法の困難さに加えてサンプル間のばらつきもかなりある。こうした誤差により $\psi-\theta$ 曲線が変化した場合、計算結果に最も大きい影響を及ぼすのは K_{θ} である。そこで $\psi-\theta$ 曲線の誤差による K_{θ} および計算結果の相違について検討した。深度80,100cmを例に採り、 $\psi-\theta$ 曲線を作成する際の吸引圧の各段階(pF 0, 0.5, 1.0, ..., 3.0)における含水率変化にそれぞれ20%の誤差を仮定する。前節の計算結果から判断して K_{θ} が過大評価された可能性があるため、ここではこの誤差により K_{θ} が最も小さく評価される側に偏った場合を考える。この場合、(3)式に基づく計算では脱水・吸水曲線はそれぞれ図4の点線のようになり、 K_{θ} を求めるとそれぞれもとの値の65%,50%となる。そこで深度 80~120cmの層の K_{θ} を半分にした試算を行った。結果を図5に示す。深度100cm付近は実測値にやや近付いている傾向にある。また図6にはもとの K_{θ} および0.5 K_{θ} を用いた場合の地表面からのフラックス(蒸発強度)を示しているが、両者にほとんど差は見られない。

参考文献: 1) 虫明,岡,小池(1985):第29回水講, 131-136. 2) 虫明,岡,小池(1986):第41回年講, 165-166.

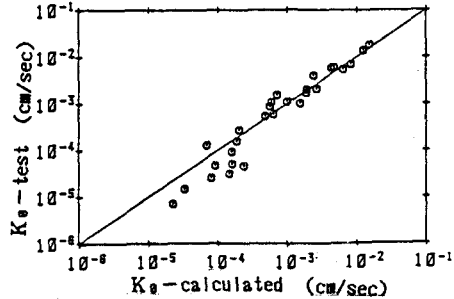


図1 飽和透水係数の試験値と計算値

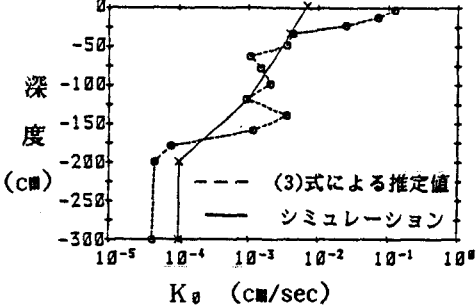


図2 深度方向のKθの分布

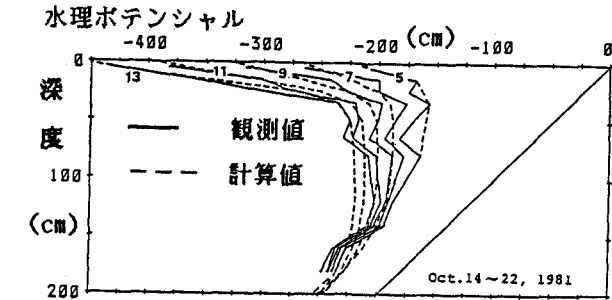


図3 無降雨期の水理ポテンシャル・プロファイルの変化

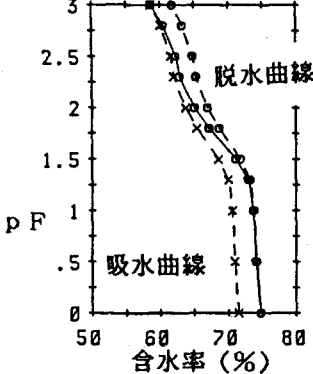


図4 $\psi-\theta$ 曲線の例(深度80cm)

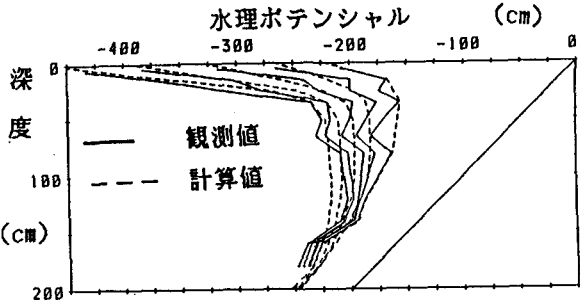


図5 K_{θ} を変化させた場合のプロファイルの変化

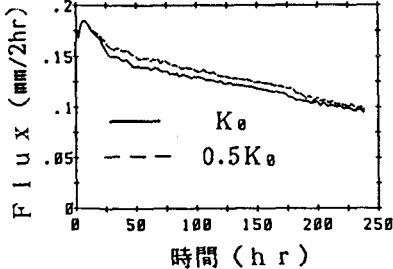


図6 地表面からのフラックスの計算値