

蒸発法における不飽和水分移動特性推定の最適条件の検討

坂井 勝*・取出伸夫*

Optimum Conditions for Predicting Unsaturated Hydraulic Properties Using the Evaporation Method

Masaru SAKAI* and Nobuo TORIDE*

Abstract

Optimum conditions for predicting unsaturated hydraulic properties using the evaporation method were investigated. Numerical simulations for evaporation from a saturated silt soil column were carried out. Sensitivities and correlations for two selected parameters of the van Genuchten-Mualem model were evaluated with the response surface in terms of the pore-water pressure heads inside the soil column. The pore-connectivity coefficient, l , which describes the tortuosity factor for the unsaturated hydraulic conductivity, had a strong negative correlation with the shape factor, α , and a positive correlation with the saturated hydraulic conductivity, K_s . It is therefore necessary to carefully select initial values for these correlated parameters. Higher potential evaporation rate, longer column, and pressure heads measured closer to the soil surface were more valuable for the parameter estimation based on the response surface analysis. The hydraulic parameters were optimized for a Fujinomori silty soil. The optimized hydraulic parameters were more reliable for longer column and pressure heads measured closer to the soil surface. Furthermore, using pressure heads at two different depths in the objective function resulted in smaller standard deviations for K_s and l than those optimized with single depth data.

Key words: evaporation method, unsaturated hydraulic property, van Genuchten-Mualem model, response surface

1. はじめに

土の不飽和水分移動特性は、体積含水率 θ と土中水圧力 h の関係である水分保持曲線と θ や h の関数である不飽和透水係数で与えられる。この水分移動特性の把握は、土中の水分、溶質移動を予測する上で必要不可欠である。水分保持曲線については、吸引法や加圧板法（中野ら, 1995）、蒸気圧法（藤井・中野, 1984）等により、幅広い圧力範囲での直接測定が可能である。一方、不飽和透水係数の測定は、不飽和流れや土中水圧力の制御が難しく、多くの時間を要する。不飽和透水係数の直接測定法には、圧力制御法や流速制御法等の定常法（中野ら, 1995; Klute and Dirksen, 1986）が挙げられるが、飽和に比較的近い限られた圧力領域の測定に限られる。

一方、比較的低下圧力領域の不飽和透水係数の測定法

に、非定常な蒸発過程の水分分布（中野ら, 1995）や土中水圧力分布（Wind, 1968）から推定する方法がある。Wind (1968) は、試料中の土中水圧力分布と平均水分量の変化から、水分保持曲線と不飽和透水係数を同時に推定する方法を提案した。Wendroth *et al.* (1993) は、実験開始時は強い蒸発強度、その後は弱い蒸発強度を与える2段階の蒸発実験により Wind の方法を改良した。蒸発過程の水分や土中水圧力分布は、飽和から比較的乾燥した低下圧力水頭領域までの情報を持つため、対象とする水分量や土中水圧力に対する水分フラックスが適切に評価できれば、1回の実験から広い圧力水頭領域の不飽和透水係数を推定できる可能性がある。

近年、数値計算プログラムの高速化と汎用化に伴い、不飽和水分移動特性関数のパラメータを推定する逆解析法に注目が集まっている。逆解析法の1つに、土カラム

*三重大学大学院生物資源学研究所 〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

キーワード: 蒸発法, 不飽和水分移動特性, van Genuchten-Mualem モデル, 応答曲面

に対して、試料内の空気圧を段階的に増加させ、積算流出量や試料内部の土中水圧力の測定値を用いて不飽和水分移動特性パラメータを求めるマルチステップ流出法 (Eching and Hopmans, 1993; van Dam *et al.*, 1994) がある。マルチステップ流出法は、段階的な空気圧の調整を多くの試料に対して同時に適用して測定することが可能であるために広く用いられているが、正確なパラメータ推定には、試料下端に用いる多孔質フィルターの透水係数の評価が必要である (井上, 2004)。また、圧力制御装置に加えて、テンシオメーターによる土中水圧力測定部も含めた実験装置の耐圧性が必要である。

同様の逆解析法である蒸発法は、蒸発過程における土カラム中の土中水圧力変化の測定値から不飽和水分移動特性パラメータを求める方法である (Šimůnek *et al.*, 1998)。蒸発法は、マルチステップ流出法に比べて実験装置は単純であり、飽和近傍から -800 cm 程度の比較的低圧力水頭領域までの水分移動特性の推定が可能である。また、試料下端は水分フラックスが生じない条件であるため、下端のフィルターに関する評価が不要である。Hopmans *et al.* (2002) は、わずかなパラメータの値の変化が地表面付近の土中水圧力の計算値に大きな影響を与えることから、地表面付近の土中水圧力データが推定に有効であることを示す一方、その測定の高難度も指摘している。Šimůnek *et al.* (1998) は、Wendroth *et al.* (1993) の2段階の蒸発実験は、実験時間を短縮させるが、パラメータの推定に対しては利点がないことを示した。

逆解析には、飽和体積含水率 θ_s 、残留体積含水率 θ_r 、形状を決めるパラメータ α, n を含む van Genuchten (1980) 水分保持曲線モデルに対して、飽和透水係数 K_s と間隙結合係数 l (pore-connecting parameter) を含む Mualem (1976) の不飽和透水係数モデルを連結した van Genuchten-Mualem モデル (以下 VG モデル) が広く用いられている。Šimůnek *et al.* (1998) は、土カラムからの水分蒸発を想定した数値実験を用いて、VG モデルの各パラメータ ($\theta_r, \theta_s, \alpha, n, K_s$) の変化が土中水圧力に及ぼす影響である感度とパラメータ間の相関を、様々な組み合わせの2個のパラメータに対する応答曲面 (response surface) を用いて調べた。そして、 n, θ_s は土中水圧力変化に対する感度が高いこと、それに比べて θ_r, α, K_s の感度は相対的に低いこと、また、 θ_r と n の間には強い正の相関があること、また、蒸発法の測定圧力水頭範囲 ($0 \leq h \leq -800$ cm) を超えた範囲の水分保持曲線や不飽和透水係数は信頼性が低いことを示した。

一方、不飽和透水係数を表す Mualem モデルに含まれる間隙結合係数 l は、屈曲度の影響を示す土固有なパ

ラメータである (Rassam *et al.*, 2004)。しかし、多くの逆解析の報告では、Mualem (1976) が推奨した $l=0.5$ が用いられ、推定パラメータに含まれていない (Inoue *et al.*, 1998; Šimůnek *et al.*, 1998)。蒸発法は、アメリカ土壤学会の測定法を示した Methods of soil analysis Part 4 (Hopmans *et al.*, 2002) においてもマルチステップ流出法と並び紹介されている。しかし、蒸発法の適用事例や実験条件である蒸発速度、試料長、推定に用いる圧力の観測地点の位置と数などの研究例は、マルチステップ流出法に比べて少ないのが現状である。特に、不飽和透水係数に関する間隙結合係数 l の推定に焦点を当てて検討した研究例はない。

そこで本研究では、蒸発法において試料長、可能蒸発速度、観測地点の違いが水分移動特性関数の各種パラメータの推定に与える影響について、特に不飽和透水係数のパラメータである間隙結合係数 l を中心に検討を行った。まず、Šimůnek *et al.* (1998) と同様に、シルト質土カラムからの水分蒸発を想定した数値実験を行ない、間隙結合係数 l と他のパラメータの組み合わせによる土中水圧力変化に対する2次元応答曲面を示した。それにより、それぞれのパラメータの感度やパラメータ間の相関を評価した。そして、各実験条件がパラメータの推定の信頼性へ及ぼす影響について検討した。次に、藤森シルトを用いた蒸発実験を行ない、異なる条件でパラメータの推定を行った。そして、蒸発法における試料長、観測点の位置と数が推定パラメータの信頼性に与える影響について考察した。

2. 数値計算

水分飽和した長さ L の土カラムに対して、地表面からの水分蒸発過程の数値計算を行った。鉛直1次元で水蒸気移動を考慮しない不飽和土中の水分移動は、リチャーズ式で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1)$$

ここで、 θ は体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 h は土中水の圧力水頭 (L)、 K は不飽和透水係数 ($L T^{-1}$)、 t は時間 (T)、 z は上向き正の空間座標 (L) であり地表面で0である。

初期条件は、蒸発開始時の初期土中水圧力 $h_i(z)$ を与えた。

$$h(z, 0) = h_i(z) \quad (2)$$

カラム下端は水分フラックスが生じないように閉じているので、下端境界はゼロフラックス境界条件とした。

$$-K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=-L} = 0 \quad (3)$$

ここで、 L は試料長 (L) である。

地表面蒸発を表す上端境界条件には、次の2種類の境界条件を用いた (斎藤ら, 2006)。

$$-K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\Big|_{z=0}=q_{evap}(t) \quad (4)$$

$$\begin{cases} -K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)\Big|_{z=0}=E & (h(0,t)>h_A) \\ h(0,t)=h_A \end{cases} \quad (5)$$

(4)式は変動フラックス境界条件であり、各時間の蒸発速度 $q_{evap}(t)$ ($L T^{-1}$) を上端境界に与えた。(5)式は土表面の乾燥状態に依存する系依存型境界条件であり、地表面圧力 $h(0, t)$ が許容最小圧力 h_A (L) より大きいときは可能蒸発速度 E ($L T^{-1}$) の一定フラックス境界条件を与え、また、地表面の乾燥が進行して $h(0, t)$ が h_A に達した段階で $h(0, t)=h_A$ の一定圧力境界条件を与える。蒸発法によるパラメータの推定においては、地表面の境界フラックスを、実験条件に忠実に再現することが重要である。そのため、本解析の蒸発実験の実測データに対するパラメータの推定には、(4)式の変動フラックス境界条件を用いた。また、数値実験に対しては(5)式の系依存型境界条件を用いた。

水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性関数には、van Genuchten (VG) モデル (van Genuchten, 1980) を用いた。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \quad (6)$$

$$K(h) = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (7)$$

ここで、 S_e は有効飽和度、 θ_r は残留体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 θ_s は飽和体積含水率 ($L^3 L^{-3}$)、 α (L^{-1})、 n (-)、 m ($= 1 - 1/n$) は水分移動特性の形状を与えるパラメータ、 K_s は飽和透水係数 ($L T^{-1}$) である。 l は間隙結合係数 (pore-connectivity coefficient) であり、水分保持曲線とは独立に不飽和透水係数の圧力依存性を与えるパラメータであり、Mualem (1976) の推奨値は $l=0.5$ である。本研究における水分移動の数値計算と後述のパラメータの推定は、不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2005) を用いた。

3. 応答曲面

試料長、可能蒸発速度、観測点の位置や数の違いが水分移動特性関数の推定に及ぼす影響を調べるために、土カラムからの水分蒸発を想定した数値実験を行なった。試料長は 10 cm と 20 cm の2種類とし、VG モデルのパラメータとして $\theta_r=0.034$ 、 $\theta_s=0.46$ 、 $\alpha=0.016 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n=1.4$ 、 $K_s=6 \text{ cm d}^{-1}$ 、 $l=0.5$ を持つシルト質土 (Carsel and

Parrish, 1988) を対象とした。初期条件として、試料下端の土中水圧力を 0 cm とし、鉛直方向の平衡圧力分布として $h(z, 0) = -L - z$ を与えた ((2)式)。上端境界条件には(5)式を用い、可能蒸発速度として、通常の実験条件において大きな値である $E=1 \text{ cm d}^{-1}$ を最大に、 $E=0.5$ 、 0.1 cm d^{-1} の3条件を与えた。なお、許容最小圧力は $h_A = -10^5 \text{ cm}$ とした (Rassam et al., 2004)。土中水圧力の観測位置は、技術的に測定可能な最も浅い深さとして深さ 0.5 cm、地表面に近い深さ 1 cm、表層の影響が小さい深さ 9 cm の3地点とし、計算は、深さ 0.5 cm の土中水圧力が -800 cm に達するまで行なった。

測定した土中水圧力変化に基づきパラメータ値を逆解析で推定する場合、与えたパラメータ値に対して計算を行なう順解析において、パラメータ値の変化が土中水圧力に及ぼす感度を把握しておくことが重要である (Šimůnek et al., 1998)。そこで、計算に用いたシルト質土の水分移動特性パラメータ値からそれぞれのパラメータの値を変化させ、土中水圧力変化の計算結果に及ぼす感度とパラメータ間の相関を調べた。まず、任意に選択した2個のパラメータ値のみを変化させた (それ以外のパラメータ値はシルト質土の値で固定) 仮想土を考える。そして、同じ初期、境界条件による計算を行ない、観測地点 j における仮想土とシルト質土の土中水圧力の平方残差 ϕ_j を求めた。

$$\phi_j = \sum_{i=1}^{n_j} [p_j^*(t_i) - p_j(t_i)]^2 \quad (8)$$

ここで、 n_j は観測地点 j における土中水圧力データの数、 $p_j^*(t_i)$ 、 $p_j(t_i)$ はそれぞれ観測地点 j の時刻 t_i における仮想土とシルト質土の土中水圧力を示す。そして、変化させた2個の水分移動特性パラメータに対し、平方残差 ϕ_j の等高線図、すなわち2次元の応答曲面 (Response Surface) を作成した。VG モデルは6個のパラメータがあるため、合計 15 種類の応答曲面が存在するが、本研究では、特に不飽和透水係数を決定する間隙結合係数 l の応答曲面 ($l-\alpha$ 、 $l-K_s$ 、 $l-n$ 、 $l-\theta_r$ 、 $l-\theta_s$) に注目した。

4. 蒸発法

4.1 蒸発実験

試料には藤森シルトを用いた。図-1は、吸引法、蒸気圧法で測定した水分保持曲線である。実線は、非線形最小2乗法で実測値に適合したVGモデル ($\theta_r=0.02$ 、 $\theta_s=0.574$ 、 $\alpha=0.00235 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n=1.4$) である (van Genuchten et al., 1991)。藤森シルトは、比較的明瞭で小さな空気侵入圧 (約 -100 cm) を持つのが特徴である。変水位透水試験による飽和透水係数は $K_s=5.9 \text{ cm d}^{-1}$ であった。

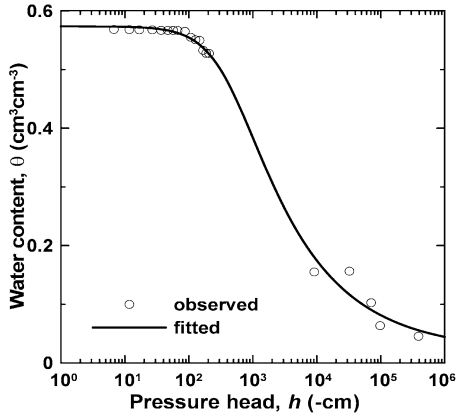


図-1 藤森シルトの水分保持曲線の実測値と VG モデルによる適合曲線

Fig. 1 Observed and fitted water retention curve for Fujinomori silty soil. Fitted line is the VG model.

内径 3.9 cm で高さ 8.3 cm, 16 cm の 2 種類のアクリルカラムに対して、含水比 0.041 kg kg⁻¹ の藤森シルトを乾燥密度 $\rho_b = 1.16 \text{ Mg m}^{-3}$ で充填した (以降、それぞれ 8.3 cm カラム, 16 cm カラム)。そして、マリOTT管を用いて地下水位を徐々に上げ、3 日間かけて毛管飽和した。毛管飽和後、マリOTT管を切り離して試料下端を閉鎖し、試料表面に小型ファンを用いて一定の風をあてながら蒸発を促進させた。8.3 cm カラムには深さ 0.7, 3.1, 5.2 cm, 16 cm カラムには深さ 1, 5, 13 cm の位置にテンシオメーターを水平方向に挿入し、圧力変換器を用いて土中水圧力を測定した。また、カラム全体を電子天秤の上に設置し、重量変化から積算蒸発量を求めた。圧力変換器、電子天秤は Campbell 社のデータロガー CR 1000 に接続し、試料内の土中水圧力、積算蒸発量を自動計測した。試料の上部が乾燥し、最上部のテンシオメーターが -700 ~ -800 cm 程度に達して測定不能になった段階で、実験を終了した。その後、カラムを解体し、炉乾法で試料の平均体積含水率 θ_{ave} を測定した。

4.2 パラメータの推定

蒸発実験の実測データに対して、(6), (7) 式の $\theta_r, \theta_s, \alpha, n, K_s, l$ の 6 個のパラメータを逆解析により推定した。本研究においては、不飽和透水係数の推定が主な目的であるため、間隙結合係数 l も推定パラメータに含めた。間隙結合係数 l が不飽和透水係数の圧力依存性に関わるのに対して、飽和透水係数 K_s は、不飽和透水係数の最大値を与えるパラメータである。藤森シルトの K_s は変水位透水試験により得られているが、 K_s は飽和土中の封入空気

量に依存して変化する。封入空気量は、試料長、飽和時間、飽和方法によって異なり、 K_s は実験条件により変動することが予測される。そのため、本解析では、飽和水分量 θ_s に加えて K_s の推定も行なった。また、残留体積含水率 θ_r も、5.3.1 節で述べるように不飽和透水係数の形状に影響を及ぼすパラメータであるため、推定パラメータとした。

計算は、蒸発実験を再現する条件を与えた。まず、試料長、観測地点を実験と等しく与え、(2) 式の初期土中水圧力には、各深さの測定値を線形補間して与えた。(4) 式の上端境界条件に対しては、実測した積算蒸発量の 5 時間毎の差に基づいた蒸発速度 $q_{evap}(t)$ を与えた。

逆解析には、土中水圧力の変化、実験終了時の平均体積含水率 (8.3 cm カラムは 56 時間後で $\theta_{ave} = 0.40 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 16 cm カラムは 82 時間後で $\theta_{ave} = 0.42 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) のデータを用いて目的関数 Φ を定義した。なお、最終平均体積含水率 θ_{ave} は、マスバランスにより水分保持曲線の θ の絶対値を決める情報であるため、必ず目的関数に入れる必要がある (Šimůnek *et al.*, 1998)。

$$\Phi = \sum_{j=1}^m v_j \sum_{i=1}^{n_j} [p_j^*(t_i) - p_j(t_i)]^2 + [\theta_{ave}^* - \theta_{ave}]^2 \quad (9)$$

ここで、上付*の有無はそれぞれ実測値と計算値を示し、 $p_j(t_i)$ は観測地点 j の時刻 t_i における土中水圧力、 m は観測地点の数、 n_j は観測地点 j におけるデータの数、 θ_{ave} は実験終了時の平均体積含水率である。 v_j は異なる深さにおける土中水圧力の絶対値の違いを正規化する重み係数であり、次式で定義した。

$$v_j = \frac{1}{n_j \sigma_j^2} \quad (10)$$

ここで、 σ_j^2 は観測地点 j における土中水圧力の測定値の標本分散である。そして、非線形最小 2 乗法に基づく Levenberg-Marquardt 法 (Marquardt, 1963) により、目的関数 Φ を最小とするパラメータの最適化を行なった。

逆解析によるパラメータの推定には、適切な初期値を与えることが不可欠である (Rassam *et al.*, 2004)。そこで、図-1 の水分保持曲線の実測値に VG モデルを適合して得られた $\theta_r, \theta_s, \alpha, n$ のパラメータ値 ($\theta_r = 0.02, \theta_s = 0.574, \alpha = 0.00235, n = 1.4$) を初期値として用いた。また、飽和透水係数 K_s には変水位透水試験で得られた $K_s = 5.9 \text{ cm d}^{-1}$ 、間隙結合係数 l には Mualem (1976) の推奨値 $l = 0.5$ を用いた。なお、初期値の組み合わせ次第で、目的関数が他の極小値 (local minimum) に収束することが非線形最小 2 乗法の問題点として知られている。そのため、推定値が適当でないと考えられる場合は、他の条件での収束値を初期値としてパラメータの再推定

を行ない、推定結果を比較検討した。

5. 結果と考察

5.1 蒸発速度と土中水圧力分布

図-2は、試料長 $L=10\text{ cm}$ のシルト質土に対して可能蒸発速度 $E=1, 0.5, 0.1\text{ cm d}^{-1}$ 、また $L=20\text{ cm}$ に対して $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ の条件を与えた実蒸発速度の時間変化である。 $L=10\text{ cm}, E=1\text{ cm d}^{-1}$ の条件では、蒸発速度が一定となる恒率蒸発期間は1.5日と短く、その後は蒸発速度が減少する減率蒸発期間となった。一方、可能蒸発

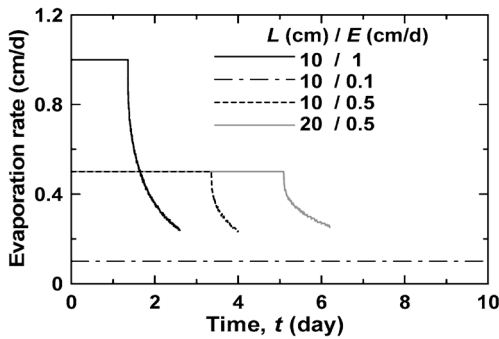


図-2 異なる試料長 L と可能蒸発速度 E におけるシルト質土の実蒸発速度

Fig. 2 Actual evaporation rates from a silty soil with different column length L and the potential evaporation rate E .

速度が非常に小さい $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$ のときは、深さ 0.5 cm の土中水圧力が -800 cm に達した段階 (22日) でも恒率蒸発が継続した。また、中間の $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ の場合、減率蒸発となるのは、 $L=10\text{ cm}$ では3.3日、 $L=20\text{ cm}$ では5日と、試料長が長いほど恒率蒸発期間は長いですが、試料長が2倍になっても、恒率蒸発期間は1.5倍程度の増加であった。

図-3 (a) は、図-2 に示した $L=10\text{ cm}, E=1, 0.1\text{ cm d}^{-1}$ の条件における土中水圧力分布を示す。図には、地表面の土中水圧力が -200 cm に達した時間と深さ 0.5 cm の土中水圧力が -800 cm に達した時間として、 $E=1\text{ cm d}^{-1}$ では1日と2.6日、 $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$ では14.5日と22日の分布を示した。恒率蒸発期間が1.5日と短い $E=1\text{ cm d}^{-1}$ の条件では、短期間に表面付近の土中水圧力が著しく低下して大きな圧力勾配が形成されるが、下層部は2.6日においても -200 cm 程度までしか低下しない。一方、22日においても恒率蒸発が継続する $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$ の条件では、蒸発初期から14.5日程度までカラム全体にほぼ様な上方への水分フラックスが生じ、深さ方向に様に土中水圧力が低下した。また、小さな蒸発速度では、長時間にわたり下層からの水分供給により蒸発が進行するため、22日において、試料下端の土中水圧力は -350 cm と、 $E=1\text{ cm d}^{-1}$ の場合に比べて低下が大きい。同様に図-3 (b) は、 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ を与えた $L=10\text{ cm}$ と 20 cm の土カラムの土中水圧力分布を示す。地表面の土中水圧力が -200 cm に達した時間と深さ 0.5 cm の土中水圧力が -800 cm に達した時間として、 $L=10$

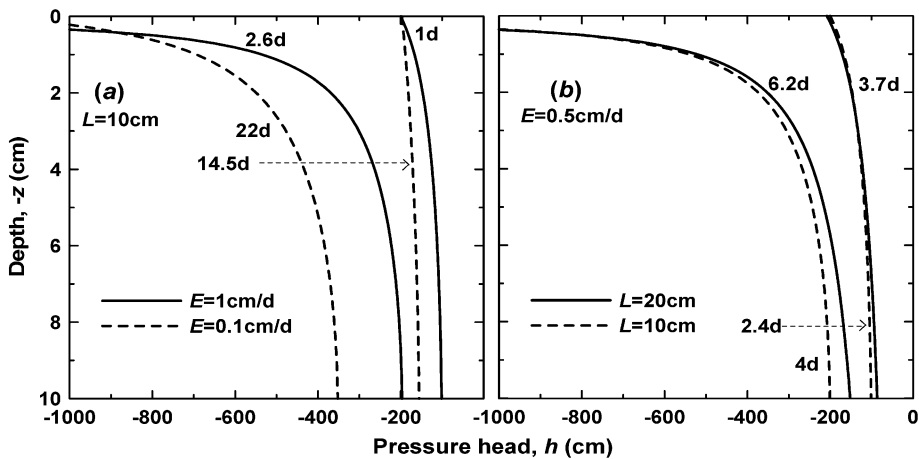


図-3 異なる試料長 L と可能蒸発速度 E におけるシルト質土の土中水圧力分布：(a) $L=10\text{ cm}$ における $E=1, 0.1\text{ cm d}^{-1}$ 、(b) $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ における $L=10, 20\text{ cm}$

Fig. 3 Pressure head profiles in a silty soil with different column length L and the potential evaporation rate E : (a) $E=1, 0.1\text{ cm d}^{-1}$ for $L=10\text{ cm}$, (b) $L=10, 20\text{ cm}$ for $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$.

cm では 2.4 日と 4 日, $L=20$ cm では 3.7 日と 6.2 日の分布を示した。なお, $L=20$ cm の分布は, 上層 10 cm の土中水圧力のみ表示である。 $L=10$ cm の 4 日における下端の土中水圧力は -200 cm であるのに対し, $L=20$ cm の 6.2 日における深さ 10 cm の土中水圧力は -50 cm であり低下が小さい。試料長が 2 倍になった時の恒率蒸発期間の増加が 1.5 倍であることから, これは, $L=20$ cm では相対的に下層部の乾燥の進行が抑えられた結果である。

5.2 応答曲面

VG モデルの 5 個のパラメータ x ($\alpha, K_s, n, \theta_r, \theta_s$) と間隙結合係数 l の組み合わせ (x, l) について, 蒸発過程の土中水圧力変化に対するパラメータの感度と, それぞれの組み合わせのパラメータ間の相関について応答曲面を用いて調べた。図-4 は, $L=10$ cm, $E=1$ cm d⁻¹ の条件の深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する 5 個の組み合わせ (x, l) についての平方残差 ϕ (8 式) の等高線図 (応答曲面) である。各パラメータは, それぞれ等間隔な 30 個の離散データとして与えた。そのため 1 つの応答曲

面は, 合計 900 個のパラメータ値の組み合わせである格子点から成る。パラメータがそれぞれシルト質土の値 x_0 ($\theta_r=0.034, \theta_s=0.46, \alpha=0.016$ cm⁻¹, $n=1.4, K_s=6$ cm d⁻¹), $l_0=0.5$ と等しいとき, (8) 式の平方残差 ϕ は 0 となり, 応答曲面上で極小値をとる。図-4 では, l の範囲を $0.2 < l < 0.8$ とし, (x_0, l_0) が中央に位置し, また異なるパラメータの平均残差を相対的に比較するために, x の範囲は, グラフ左端中央部の ($x_0 - \Delta x, l_0$) において $\phi=10^5$ 程度となる $x_0 - \Delta x < x < x_0 + \Delta x$ とした。

平方残差 ϕ は, 異なるパラメータを持つ仮想土とシルト質土の土中水圧力が異なるほど大きい。そして, いずれかのパラメータを固定した断面は, もう一方のパラメータの ϕ に対する感度を示す。たとえば, $l_0=0.5$ の縦軸中央の水平断面の ϕ の分布は, 他のパラメータ値をシルト質土の値に固定したときのパラメータ x の感度である。また, $x=x_0$ の横軸中央の垂直断面の ϕ の分布は l の感度である。 ϕ が急な勾配を持つほど, パラメータの小さな変化が土中水圧力の計算結果に大きな違いを与えること, つまりパラメータの感度が高いことを示す。

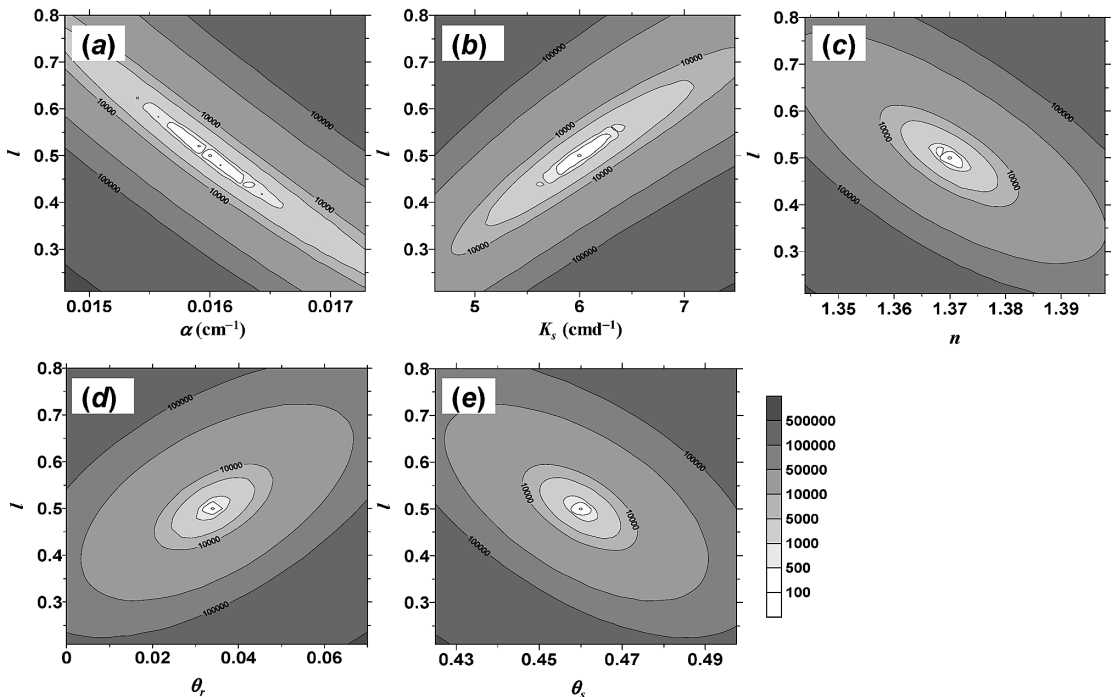


図-4 試料長 $L=10$ cm, 可能蒸発速度 $E=1$ cm d⁻¹ におけるシルト質土の深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する平方残差 ϕ の応答曲面: (a) $l-\alpha$, (b) $l-K_s$, (c) $l-n$, (d) $l-\theta_r$, (e) $l-\theta_s$

Fig. 4 Response surfaces of square residual ϕ for pressure heads at 0.5 cm depth for a silty soil with column length $L=10$ cm silt and the potential evaporation rate $E=1$ cm d⁻¹: (a) $l-\alpha$, (b) $l-K_s$, (c) $l-n$, (d) $l-\theta_r$, (e) $l-\theta_s$.

さらに、等高線の広がりや傾きはパラメータ間の相関を示す。 K_s , θ_r は l と正の相関を持ち (図-4 (b), (d)), また α , n , θ_s は l と負の相関を持つ (図-4 (a), (c), (e))。また、等高線の分布が細長くなるほど相関が強い。 ϕ の値の小さい白色の領域が細長い α と l の間には強い負の相関があり (図-4 (a)), K_s と l の間には強い正の相関がある (図-4 (b))。このような強い相関が存在するとき、 (x, l) の異なる組み合わせが等しい ϕ の値を与えるため、 ϕ が小さい図中の白色の領域において、パラメータ値の決定が難しい。さらに細かく応答曲面を見ると、図-4 (a) の $\alpha-l$ の応答曲面では複数の極小値が現れている。複数の極小値の存在は、非線形最小2乗法によるパラメータ推定の際に、収束値がパラメータの初期値に依存する可能性が高いことを示す。図-4 (a) では、 l の推定を行なう場合、 α の初期値に関して慎重な検討が必要であることを示している。

一方、 l と n , θ_r , θ_s の相関は弱く、等高線中心部の ϕ の値の小さい白色の領域は、ほぼシルト質土の値 (x_0, l_0) を中心にした小さな円状の分布となっている (図-4 (c), (d), (e))。このように感度が高く、また相関が弱い場合、それぞれのパラメータが独立して収束する可能性が高く、パラメータの決定が容易である。Šimůnek *et al.* (1998) は、 l を除く VG モデルのパラメータ ($\alpha, K_s, n, \theta_r, \theta_s$) 間の相関を応答曲面を用いて示し、 θ_s は他のパラメータとの相関が弱く、決定しやすいパラメータであること、また、 n と θ_r の間には強い正の相関があることを示した。また、 K_s を含む応答曲面は、 K_s 軸方向に長い等高線の分布となることを示し、 K_s の初期値の重要性を述べている。

5.2.1 観測位置

図-5 (a), (b) は、図-4 (e) と同じ $L=10$ cm, $E=1$ cm d⁻¹ の条件下で、観測位置 1, 9 cm における飽和体積含水率 θ_s と l の応答曲面である。比較のため、パラメータの範囲は図-4 と等しくした。土中水圧力変化が大きい深さ 0.5 cm では (図-4 (e)), 深い位置の 1 cm, 9 cm に比べて、 $l=0.5$, $\theta_s=0.46$ の極小値付近において ϕ の等高線が局所的に密な分布、すなわち ϕ が急な勾配を持つ。 $\theta_s=0.46$ における l の感度に注目すると、深さ 0.5 cm における $\phi < 1,000$ の範囲は $0.48 \leq l \leq 0.53$, であり、深さ 1 cm の場合は $0.45 \leq l \leq 0.58$ (図-5 (a)), 深さ 9 cm の場合はさらに大きくなり、等高線の中心部には複数の極小値が現れた (図-5 (b))。そのため、 ϕ が急な勾配を持つ表面に近い観測位置ほど l の感度が高く、収束しやすい条件である。

図-5 (c), (d) は、同じ条件の観測位置 9 cm における $\alpha-l$, K_s-l の応答曲面である。 θ_s-l の応答曲面と同様

に、観測位置が深い 9 cm では、 ϕ が小さい領域が広がり、複数の極小値が現れた。図-2 (a) に示したように、地表面に近い観測地点ほど乾燥が進行し、土中水圧力が大きく低下する。変化の大きい地表面に近い観測地点の土中水圧力を用いるほどパラメータの感度が増加するため、信頼度の高い推定に有効となる。しかし、現実に土中水圧力変化の非常に大きい地表面付近にテンシオメーターを設置して測定する場合、テンシオメーターの大きさ、設置位置の正確な確定等の実験上の制約から、0.5~1 cm 程度の深さが、最も地表面に近い観測地点となると考えられる。

複数の深さの観測位置のデータを用いた場合の応答曲面は、(8)式に示すように、図-4 (e), 図-5 (a), (b) に示した観測地点 j の平方残差 ϕ_j を足し合わせた $\phi = \sum \phi_j$ で表される。そのため、 ϕ 分布の勾配は大きくなり、パラメータの感度が増加して収束のしやすい条件となる。これは、より多くの情報を与えると、逆解析の信頼度が向上することを意味する。そのため、一番浅い観測位置に加えて、複数の観測位置のデータを加えて逆解析を行なうことが望ましいと考えられる。

5.2.2 蒸発速度

図-6 (a), (b) は、 $L=10$ cm, $E=0.1$ cm d⁻¹ の条件の観測位置 0.5 cm における θ_s-l と K_s-l の応答曲面である。可能蒸発速度の大きい $E=1$ cm d⁻¹ に対応する応答曲面は、それぞれ図-4 (e), (b) である。可能蒸発速度の小さい $E=0.1$ cm d⁻¹ では、恒率蒸発期が継続し (図-2), カラム全体の土中水圧力が低下した (図-3 (a))。 θ_s-l の応答曲面は、 $E=1$ cm d⁻¹ の l に関して感度の高い等高線 (図-4 (e)) とは対照的に、 $E=0.1$ cm d⁻¹ では、平方残差 ϕ の小さい範囲が、 $\theta_s=0.46$ 付近において l 軸方向に長く広がり、 l に対して感度が非常に低いことを示した (図-6 (a))。 $E=1$ cm d⁻¹ の K_s-l の応答曲面は、強い正の相関を示すものの、 ϕ が小さい白色の領域は比較的小さい (図-4 (b))。一方、図-6 (b) の $E=0.1$ cm d⁻¹ では、 ϕ が小さい白色の領域が右斜め方向に大きく広がり、複数の極小値が現れた。このように K_s と l の間の正の相関が非常に強く、複数の極小値が存在するため、 K_s と l の推定は困難である。

応答曲面を使った検討から、可能蒸発速度 E が大きく、短期間で恒率蒸発から減率蒸発へ移行するときの土中水圧力変化は、パラメータが収束しやすい条件であるため、推定される不飽和透水係数の信頼度は高いと考えられる。蒸発実験において、ファン等を使って蒸発をある程度促進することは、実験時間を短縮するのみならず、より信頼性の高い不飽和透水係数、特にパラメータ l を推定するために必要である。ただし、あまり極端に

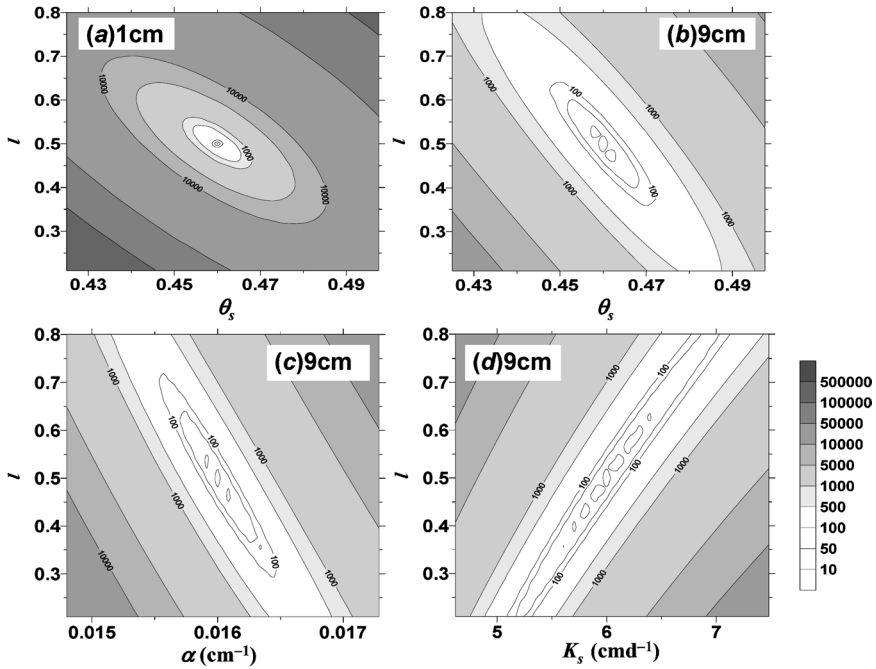


図-5 試料長 $L=10\text{ cm}$ 、可能蒸発速度 $E=1\text{ cm d}^{-1}$ におけるシルト質土の土中水圧力変化に対する平方残差 ϕ の応答曲面：(a) $l-\theta_s$ (深さ 1 cm)、(b) $l-\theta_s$ (深さ 9 cm)、(c) $l-\alpha$ (深さ 9 cm)、(d) $l-K_s$ (深さ 9 cm)

Fig. 5 Response surfaces of square residual ϕ for pressure heads for a silty soil with column length $L=10\text{ cm}$ silt and the potential evaporation rate $E=1\text{ cm d}^{-1}$: (a) $l-\theta_s$ at 1 cm depth, (b) $l-\theta_s$ at 9 cm depth, (c) $l-\alpha$ at 9 cm depth, (d) $l-K_s$ at 9 cm depth.

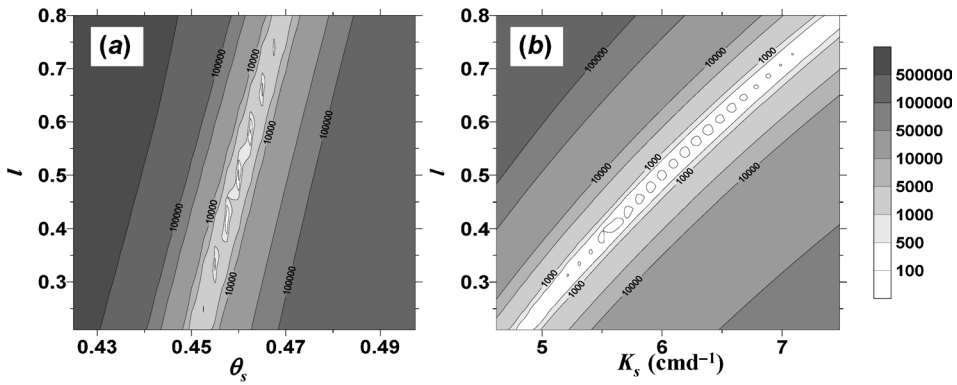


図-6 試料長 $L=10\text{ cm}$ 、可能蒸発速度 $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$ におけるシルト質土の深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する平方残差 ϕ の応答曲面：(a) $l-\theta_s$ 、(b) $l-K_s$

Fig. 6 Response surfaces of square residual ϕ for pressure heads at 0.5 cm depth for a silty soil with column length $L=10\text{ cm}$ silt and the potential evaporation rate $E=0.1\text{ cm d}^{-1}$: (a) $l-\theta_s$, (b) $l-K_s$.

蒸発速度が大きいと、測定期間の極端な減少や、また本研究では考慮していない表層における水蒸気移動の卓越など、推定精度を低下させる要因が生じることが予測される。

5.2.3 試料長

図-7は、 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ に対する $L=10\text{ cm}$, 20 cm の深さ 0.5 cm の土中水圧力に対する応答曲面である。 $L=10\text{ cm}$ の場合(図-7(a)), $\theta_s=0.46$ における平方残差 $\phi < 10,000$ の範囲は $0.38 \leq l \leq 0.62$ であるのに対し、 $L=20\text{ cm}$ の場合(図-7(b)), $0.42 \leq l \leq 0.60$ と狭くなり、応答曲面は比較的急な ϕ の勾配を示す分布となった。これは、試料長 L が長いほど、 l に関する感度が高いことを示す。 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ の場合、 $E=1\text{ cm d}^{-1}$ に比べて恒率蒸発期間が長く(図-2)、地表面付近の土中水圧力低下も遅い。しかし、試料長 L を長くすると、試料下層部の土中水圧力が高く保たれる分布となり、地表面と下層部の圧力差が大きくなる(図-3(b))。このような条件では、 l の感度が相対的に増加して収束が容易になると考えられる。しかし、前節の蒸発速度の影響に比べて応答曲面の変化が小さいことから、試料長を長くするよりは蒸発を促進する方が、不飽和透水係数の推定精度の向上には有効と考えられる。

5.3 蒸発法によるパラメータの推定

5.3.1 θ_r が不飽和透水係数に及ぼす影響

本研究で用いた藤森シルトは、図-1に示すように比較的明瞭な空気侵入圧を持ち、またその値が -100 cm と小さい特徴を持つ。VGモデルを図-1の水分保持曲線に適用すると、勾配がなだらかな形状を持つため、小さな

n の値(=1.4)が得られる。ところが、小さな n の値を持つVGモデルは、飽和近傍の不飽和透水係数が非現実的に大きく変化する問題が知られている(Rassam *et al.*, 2004)。一方、VGモデルの n は θ_r と正の相関を持つ(Šimůnek *et al.*, 1998)。このため、土中水圧力の測定範囲($-800 < h < 0\text{ cm}$)において、大きな n に対して θ_r を増加させることにより、異なるパラメータ値の組み合わせに対してはほぼ等しい水分保持曲線を表現することが可能である。

図-8(a)の破線は、図-1の実測値に適合させたVGモデル(実線)に対して、他のパラメータは変化させずに、 $n=2$ に対して $\theta_r=0.25$ と増加させたときの水分保持曲線である。点線の水分保持曲線が空気侵入圧付近でわずかに θ が大きい点を除き、両者はほぼ同一な水分保持曲線を示す。一方、図-8(b)に示す飽和付近の不飽和透水係数は、 $n=1.4$ では飽和付近での極端な低下が生じるのに対し、 $n=2$ ではこの問題が回避される。また、このように θ_r は不飽和透水係数の形状に影響を及ぼすパラメータであるため、低水分領域の水分移動に関わらない水分量としての物理的な意味よりも、推定パラメータとしての性格が強いことも指摘されている(小杉, 2007)。藤森シルトの蒸発実験の圧力測定範囲の $-800 < h < 0\text{ cm}$ においては、図-8(a)の実線と破線の水分保持曲線が十分に良く一致すること考慮して、本研究では θ_r を推定パラメータとして用いた。

5.3.2 試料長がパラメータの推定に与える影響

本研究の計算に用いたHYDRUSでは、逆解析の際に得られる推定パラメータの共分散行列中の対角成分であ

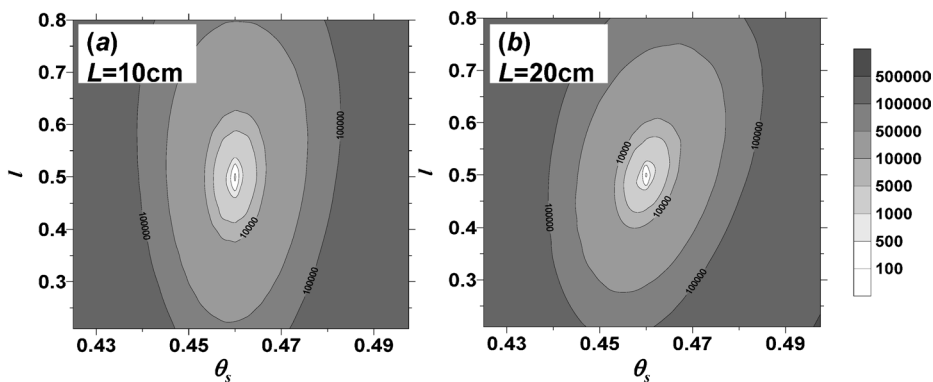


図-7 可能蒸発速度 $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$ を与えた異なる試料長 L のシルト質土における、深さ 0.5 cm の土中水圧力変化に対する平方残差 ϕ の l - θ_s 応答曲面：(a) $L=10\text{ cm}$, (b) $L=20\text{ cm}$

Fig. 7 Response surfaces of square residual ϕ for pressure heads at 0.5 cm depth for a silty soil with different column lengths L and the potential evaporation rate $E=0.5\text{ cm d}^{-1}$: (a) $L=10\text{ cm}$, (b) $L=20\text{ cm}$.

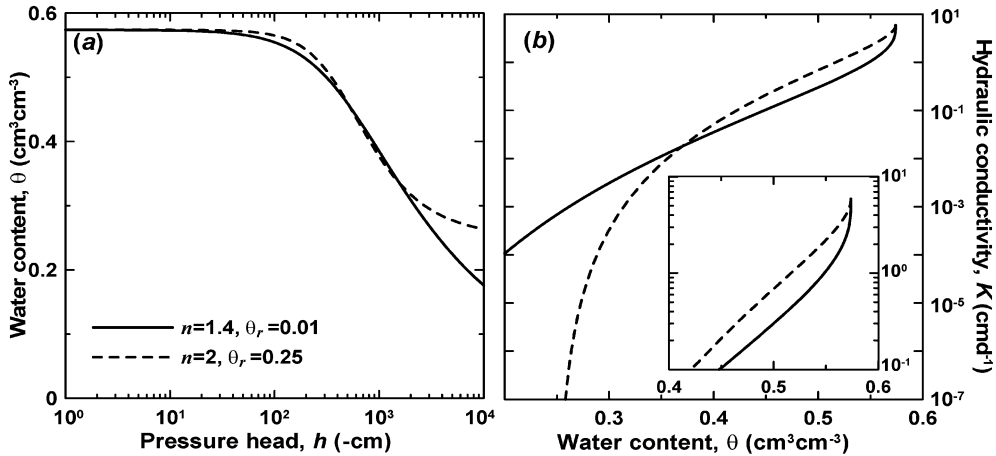


図-8 異なる θ_r と n の組み合わせによる VG モデル ($\theta_s=0.574, \alpha=0.00235 \text{ cm}^{-1}, K_s=5 \text{ cm d}^{-1}, l=0.5$) の (a) 水分保持曲線, (b) 不飽和透水係数と体積含水率の関係

Fig. 8 (a) Volumetric water content vs. pressure head and (b) unsaturated hydraulic conductivity vs. volumetric water content for different sets of parameter values of θ_r and n for the VG model ($\theta_s=0.574, \alpha=0.00235 \text{ cm}^{-1}, K_s=5 \text{ cm d}^{-1}, l=0.5$).

る自己相関成分に基づいた標準偏差 σ と, σ を用いた 95% の信頼区間が結果と併せて与えられる。この信頼区間は, パラメータの推定精度の指標であり, 5.2 節で示したパラメータの感度と相関のみならず, 目的関数に与えるデータの数が不十分な場合や, 誤差が大きく不適切である場合にも, 信頼区間は大きくなる。しかし, 応答曲面で示したような収束しやすい条件ほど信頼区間は小さく, また逆に収束が困難な条件ほど信頼区間は大きい傾向は維持されると考えられる。そのため, 以下, 蒸発法で得られたパラメータ値に関して, 得られた信頼区間と 5.2 節の応答曲面の解析結果を用いて考察する。

表-1 は, 2 種類の試料長の蒸発実験に対するパラメータの推定値と標準偏差である。8.3 cm カラム ($L=8.3 \text{ cm}$) では, 深さ 0.7, 3.1, 5.2 cm の 3 点で測定した土中水圧力を (9) 式の目的関数に用い, 16 cm カラム ($L=16 \text{ cm}$) では, 深さ 1, 5, 13 cm の 3 点の組み合わせを目的関数に用いた。

図-9 は, 推定したパラメータ値に基づく水分保持曲線である。どちらの試料長も, すべての深さの土中水圧力データを用いた場合の結果である。8.3 cm カラム, 16 cm カラムから推定される水分保持曲線は, $-200 < h < -800 \text{ cm}$ の範囲ではほぼ同一の形状を示した。図-1 の水分保持曲線に対しては $n=1.4$ と $\theta_r=0.02$ が適合値であったが, 蒸発法の推定では, 比較的大きな n と θ_r が得られた (8.3 cm カラムの場合で $n=1.90, \theta_r=0.222$, 16 cm カラムの場合で $n=3.33, \theta_r=0.367$)。これは, 5.3.1

節で述べたように, n が小さい場合, 飽和付近における非現実的な不飽和透水係数の低下が生じ, 測定データとの適合ができないためである。本解析では, θ_r を推定パラメータとして用いたため, いずれの試料長においても, 低圧力領域の水分保持曲線の実測値を大きく過大評価した結果となっている。そのため, 今回の推定は, あくまで蒸発法の適用領域 ($h > -800 \text{ cm}$) に対する結果であることに注意する必要がある (Šimůnek *et al.*, 1998)。

また, 試料長により飽和体積含水率 θ_s の推定値に違いが見られた (8.3 cm カラムで $\theta_s=0.588$, 16 cm カラムで $\theta_s=0.530$)。試料長が長い 16 cm カラムで θ_s が小さいのは, 試料が長いほど毛管飽和による水分飽和度が低いと考えられる。この飽和度の違いは, 飽和透水係数 K_s の推定値にも現れた (8.3 cm カラムで $K_s=1.73 \text{ cm d}^{-1}$, 16 cm カラムで $K_s=1.26 \text{ cm d}^{-1}$)。なお, 変水位透水試験による飽和透水係数は $K_s=5.9 \text{ cm d}^{-1}$ である。

通常, 水分保持曲線の測定データを目的関数に入れると, より信頼度の高い水分保持曲線を推定でき, また計算の収束も速くなることが期待できる (Šimůnek *et al.*, 1998)。しかし, 測定データの飽和度が異なる場合, K_s や飽和付近の水分保持曲線の実測データを目的関数に入れても推定の信頼度は向上しない点には注意が必要であると考えられる。今回の結果は, 別途測定した θ_s, K_s に関する実測データがある場合においても, 実測値と推定値との比較を行ない, 妥当な値について慎重に検討する必要があることを示している。

表-1 蒸発法による VG モデルのパラメータの推定値と標準偏差 (下段)

Table 1 Optimized parameter values and standard deviations (lower row) for the VG model based on the evaporation method.

Length	tensiometers	θ_r	θ_s	α (cm ⁻¹)	n	K_s (cm d ⁻¹)	l
L=16 cm	1, 5, 13 cm	0.367	0.530	0.00232	3.33	1.26	8.12×10^{-5}
		0.006	0.008	2.39×10^{-5}	0.07	0.13	1.34×10^{-4}
	1 cm	0.389	0.528	0.00236	3.82	15.9	0.002
		0.005	0.008	2.14×10^{-5}	0.08	2.47	0.013
	5 cm	0.398	0.532	0.00251	4.13	2.68	0.0098
		0.003	0.004	1.87×10^{-5}	0.10	0.62	0.027
	13 cm	0.409	0.539	0.0026	4.31	14.00	0.0089
		0.008	0.011	3.09×10^{-5}	0.14	6.38	0.037
	1, 5 cm	0.372	0.530	0.00234	3.58	1.69	3.56×10^{-4}
		0.005	0.007	2.10×10^{-5}	0.07	0.26	3.47×10^{-3}
	1, 13 cm	0.349	0.532	0.0022	3.03	0.84	1.31×10^{-6}
		0.010	0.010	3.58×10^{-5}	0.08	0.09	1.75×10^{-4}
	5, 13 cm	0.401	0.533	0.00255	4.17	3.33	3.32×10^{-4}
		0.020	0.003	1.67×10^{-5}	0.09	0.36	2.80×10^{-4}
L=8.3 cm	0.7, 3.1, 5.2 cm	0.222	0.588	0.00302	1.90	1.73	0.050
		0.019	0.008	8.04×10^{-5}	0.05	1.01	0.960

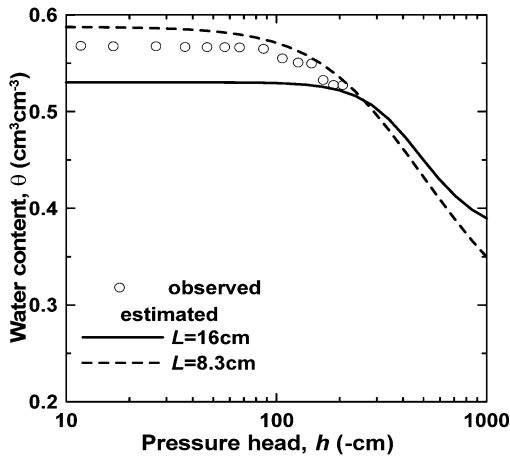


図-9 蒸発法で推定した藤森シルトの水分保持曲線：プロットは実測値、実線は16 cm カラムによる推定値、点線は8.3 cm カラムによる推定値

Fig. 9 Water retention curves for a Fujinori silty soil estimated with the evaporation method: plots are observed data, the solid line is for L=16 cm, and dashed line is for L=8.3 cm.

8.3 cm カラム, 16 cm カラムによる推定において, 水分保持曲線を決めるパラメータ θ_r , θ_s , α , n の標準偏差は十分に小さく (表-1), 試料長 L の影響は小さい (Hopmans *et al.*, 2002)。一方で, 不飽和透水係数を決めるパラメータ K_s と l の標準偏差は, 8.3 cm カラムではそれぞれ 1.01, 0.960 と大きな値を持つのにに対し, 16 cm カラムではそれぞれ 0.13, 1.34×10^{-4} と小さな値となった。推定値 l_e に対して $l_e - 2\sigma \leq l \leq l_e + 2\sigma$ と定義される 95% の信頼区間は, 8.3 cm カラムでは $-1.87 \leq l \leq 1.97$, 16 cm カラムでは $-1.86 \times 10^{-4} \leq l \leq 3.49 \times 10^{-4}$ であった。図-10 には, 推定した不飽和透水係数に加えて, l の 95% の信頼区間として与えられる最大値と最小値を用いた計算値を示す。8.3 cm カラムの不飽和透水係数の 95% 信頼区間に対応する範囲は, たとえば $h = -800$ cm において, $2 \times 10^{-3} \leq K \leq 5 \times 10^{-2}$ cm d⁻¹ と広い。一方, 16 cm カラムでは図上で確認できないほどこの信頼区間の幅が非常に狭い。これらの結果は, 試料長 L が長いと不飽和透水係数, 特にパラメータ l の推定精度を向上させることを示しており, 数値実験による応答曲面 (5.2.3 節) で得られた結果とも一致する。

5.3.3 観測位置がパラメータの推定に与える影響

数値実験による感度解析により, パラメータの推定で

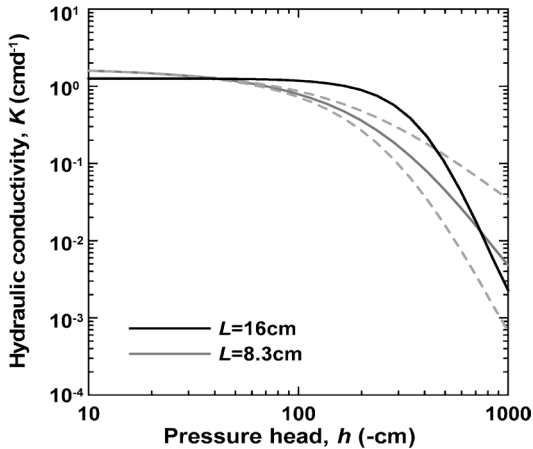


図-10 蒸発法で推定した藤森シルトの不飽和透水係数と土中水圧力の関係：実線は推定値，点線は間隙結合係数 l の95%信頼区間に対応した信頼範囲

Fig. 10 Unsaturated hydraulic conductivity as a function of soil water pressure head for a Fujinomori silty soil estimated with the evaporation method: solid lines are optimized conductivity functions and dashed lines represent the confidence ranges based on the 95% confidence limits for the pore-connectivity coefficient l .

は、表層に近い複数の深さの土中水圧力の測定値を用いることが望ましいことを示した。そこで、蒸発実験の土中水圧力測定データを用いて、異なる深さのデータを組み合わせ、パラメータの推定について、表-1の推定結果と標準偏差 σ に基づき検討した。

深さ1cmのみ、5cmのみ、13cmのみの場合、 θ_r , θ_s , α の推定値は良く一致し、また、それぞれの σ も十分に小さい値が得られた。一方 n , l については、地表面に近い観測点ほど σ が小さくなり、信頼度が高い。これは、前述の5.2.1節の応答曲面で得られた収束条件の考察と一致する。

2地点の土中水圧力を組み合わせてパラメータを推定した場合、 l の標準偏差は $\sigma=10^{-4}\sim 10^{-3}$ と極めて小さくなった。深さ1cmのみでは $\sigma=0.013$ であったことから、2地点の土中水圧力を用いることは、 l の推定の信頼度を大きく向上させている。また、 K_s の標準偏差も $\sigma=0.09\sim 0.36$ であり、深さ1cmのみ($\sigma=2.47$)と比較しても十分に小さくなった。しかし、3地点の土中水圧力を用いた場合、 l と K_s の標準偏差はそれぞれ $\sigma=1.34\times$

10^{-4} , 0.13であり、2地点の場合に比べての改善は見られなかった。以上より、地表面付近を含めた2地点の土中水圧力データを用いると、不飽和透水係数の推定における信頼度を向上できると考えられる。

なお、前述の通り、パラメータの推定には、原則として図-1の適合値と $K_s=5.9\text{ cm d}^{-1}$, $l=0.5$ を初期値に用いたが、深さ1cmのみの場合、推定結果は $\theta_r=0.001$, $\theta_s=0.515$, $\alpha=0.00199\text{ cm}^{-1}$, $n=2.15$, $K_s=0.004\text{ cm d}^{-1}$, $l=0.001$ となり、他の推定と極端に異なる値、特に K_s は非現実的に小さな値を示した。このとき、得られた n と K_s の相関係数は -0.8132 であり、強い負の相関を示した。図-4(a), (b)に示したように、パラメータ間の相関が強い場合、真の値とは異なるパラメータの組み合わせが推定される可能性がある。そこで、深さ1cmのみの推定は、表-1に示すすべての深さを用いた(1, 5, 13cm)推定結果を初期値として、再度推定を行なった。推定結果が他の深さと大きく異なるときや非現実的なときには、異なる初期値を用いた検討が必要である。

6. おわりに

本研究では、蒸発法による水分移動特性の推定における適切な実験条件や推定方法について、不飽和透水係数の推定に焦点を当てて検討した。まず、水分飽和したシルト質土カラムからの蒸発過程を対象とした数値実験を行ない、水分移動特性モデルのvan Genuchten-Mualem (VG)モデルのパラメータについて、不飽和透水係数を決める間隙結合係数 l と他のパラメータの組み合わせによる土中水圧力に関する2次元応答曲面を示した。そして、それぞれのパラメータの感度やパラメータ間の相関に基づき、蒸発法の最適条件について検討した。その上で藤森シルトを用いた蒸発実験を行ない、測定した土中水圧力を用いた逆解析により水分移動特性パラメータの推定を行なった。そして、実験条件の違いが蒸発法による水分移動特性パラメータ、特に l の推定に与える影響についての検討を行なった。

土中水圧力変化に対する2次元の応答曲面は、 l と α の強い負の相関、また l と K_s の強い正の相関を示した。また応答曲面上で複数の極小値を示すことから、異なるパラメータ値の組み合わせに収束する可能性が示された。そのため、 l , α , K_s の推定に関しては、複数の初期値の組み合わせについての推定結果の比較が必要である。一方、 n , θ_r , θ_s と l との間の相関は弱く、パラメータの決定が α , K_s に比べて容易であることが示された。

シルト質土からの水分蒸発の数値実験において、間隙結合係数 l と飽和体積含水率 θ_s が異なる観測位置における土中水圧力変化に及ぼす感度について応答曲面をも

ちいて検討したところ、 l の感度は地表面に近い位置の土中水圧力に対してほど高かった。これは、土中水圧力の時間変化が大きい表層のデータほど収束しやすく、信頼度の高い推定が可能であることを意味する。さらに、複数の観測位置のデータを加えて逆解析を行なうことは、収束の条件が改善されるので望ましいと考えられた。

同様に、蒸発速度と試料長についても検討した。蒸発速度を促進して恒率蒸発期間を短くすると、大きな圧力勾配が試料内に生じた。また、試料長を長くすると、下層土の土中水圧力が高く保たれ、試料内の土中水圧力差が増加した。地表面付近で土中水圧力が低下する分布が形成されると、応答曲面における不飽和水分移動特性パラメータの感度が高くなり、パラメータの収束が容易になる。特に蒸発をある程度促進することは、実験時間の短縮のみならず、推定した不飽和透水係数の信頼性を高めるために望ましいと考えられた。

藤森シルトを用いた蒸発法では、異なる試料長と観測点の位置と数について検討した。異なる試料長の推定したパラメータの標準偏差 σ を比較したところ、特に K_s と l についての違いが大きく、試料長が長いカラムの σ は小さかった。また、1地点の観測点の土中水圧力を用いて推定を行なった場合、 θ_s , θ_s , α の結果に違いは見られなかったが、 n , l については表面に近い観測点ほど、 σ が小さくなった。こうした σ の結果は、応答曲面による収束条件の検討結果と一致している。また、異なる2地点の土中水圧力データを組み合わせてパラメータを推定した場合、1地点のみの場合に比べて、 K_s と l の推定の信頼度が大きく向上した。以上より、感度の高い地表面付近を含めた2地点の土中水圧力データを用いることは、不飽和透水係数の推定において望ましいと考えられた。

実験的に土試料を完全に飽和させることは難しく、水分飽和度は水分飽和の条件によっても異なるため、本解析では、飽和体積含水率 θ_s と飽和透水係数 K_s も推定パラメータとした。試料長が長い場合、毛管飽和による水分飽和度が低いことを反映し、 θ_s と K_s は小さな値となった。 θ_s , K_s に関する実測データがある場合においても、実測値と推定値との比較を行ない、水分飽和度に基づく慎重な検討が必要である。今後、VGモデル以外の水分移動特性モデルに関しても、蒸発法の検討を行なうことが必要であると考えられる。

引用文献

Carsel, R.F. and Parrish, R.S. (1988) : Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*, **24** : 755-769.

Eching, S.O. and Hopmans, J.W. (1993) : Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 1167-1175.

藤井克己・中野政詩 (1984) : ベントナイト吸着水の化学ポテンシャルについて, *農業土木学会論文集*, **112** : 43-53.

Hopmans, J.W., Šimůnek, J., Romano, N. and Durner, W. (2002) : Inverse method-Evaporation method, *Methods of soil analysis Part 4*. pp. 978-981, ASA and SSSA., Madison.

井上光弘 (2004) : 不飽和地盤の挙動と評価. pp. 202-204, 地盤工学会, 東京.

Inoue, M., Šimůnek, J., Hopmans, J.W. and Clausnitzer, V. (1998) : In situ estimation of soil hydraulic functions using a multistep soil-water extraction technique. *Water Resour. Res.*, **34** : 1035-1050.

Klute, A. and Dirksen, C. (1986) : Hydraulic conductivity and diffusivity-Laboratory methods, *Methods of soil analysis Part 1*. pp. 687-734, ASA and SSSA., Madison.

小杉賢一郎 (2007) : 古典を読む Y. Mualem 著「不飽和多孔質体の透水係数を推定する新たなモデルについて」ならびに M. Th. van Genuchten 著「不飽和土壌の透水係数を推定する閉形式解について」, *土壌の物理性*, **106** : 47-60.

Marquardt, D.W. (1963) : An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, **11** : 431-441.

Mualem, Y. (1976) : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, **12** : 513-522.

中野政詩・宮崎 毅・塩沢 昌・西村 拓 (1995) : 土壌物理環境測定法. pp. 115-136, 東京大学出版会, 東京.

Rassam, D., Šimůnek, J. and van Genuchten, M.Th. (2004) HYDRUS-2D による土中の不飽和流れ計算 (取出伸夫・井上光弘 監訳), *農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ*, 東京.

斎藤広隆・坂井 勝・Jiri Šimůnek・取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動モデルにおける境界条件, *土壌の物理性*, **104** : 63-73.

Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna, M. (2005) The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and

- multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Series 1, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA.
- Šimůnek, J., Wendroth, O. and van Genuchten, M.Th. (1998) : Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62** : 894-905.
- van Dam, J.C., Stricker, J.N.M. and Droogers, P. (1994) : Inverse method for determining soil hydraulic functions from multi-step outflow experiments. *Soil Soc. Am. J.*, **58** : 647-652.
- van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Soc. Am. J.*, **44** : 892-898.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F. and Yates, S. (1991) : The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Technical Report EPA/600/2-91/065, US Environmental Protection Agency.
- Wendroth, O., Ehlers, W., Hopmans, J.W., Kage, H., Halbertsma, J. and Wosten, J.H.M. (1993) : Re-evaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57** : 1436-1443.
- Wind, G.P. (1968) : Capillary conductivity data estimated by a simple method., *Water in the unsaturated zone*. pp, 181-191, IASAH, Gentbrugge.

要 旨

蒸発法による水分移動特性の推定における適切な実験条件や推定方法について、不飽和透水係数に焦点を当てて検討した。まず、シルト質土からの蒸発過程の数値実験を行ない、van Genuchten-Mualemモデルのパラメータの土中水圧力変化に関する2次元応答曲面を用いて、パラメータの感度とパラメータ間の相関を示した。間隙結合係数 l は、パラメータ α と強い負の相関、また飽和透水係数 K_s と強い正の相関を持つため、初期値により収束する値が異なる可能性が示された。また、可能蒸発速度を大きくすること、試料長を長くすること、表面付近の土中水圧力を用いることは、収束条件を改善する上で有効であることが示された。次に、藤森シルトに対する蒸発実験の土中水圧力データより、水分移動特性の推定を行なった。推定の信頼性は、試料長が長いほど、また圧力測定が表面に近いほど高くなった。また、2地点の土中水圧力を用いることで、推定値の信頼度が高まることを示した。

受稿年月日 : 2007年5月11日

受理年月日 : 2007年6月11日