

# 土中への水の浸潤 4. 成層土

取出伸夫<sup>1</sup>・渡辺晋生<sup>1</sup>・中川絢子<sup>1</sup>

Infiltration into a soil profile: 4. Layered soils.

Nobuo TORIDE<sup>1</sup>, Kunio WATANABE<sup>1</sup>, Ayako NAKAGAWA<sup>1</sup>

## 1. はじめに

ここまで、土中への水の浸潤について、均一な砂質ロームとシルトを対象に、一定フラックス条件と一定圧力条件（取出ら, 2009, 以下第1報）、初期水分量と Philip の浸潤モデル（取出ら, 2010, 以下第2報）、水平浸潤と鉛直浸潤における Green and Ampt モデル（取出ら, 2010, 以下第3報）について、鉛直次元リチャーズ式に基づく土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布の計算結果に焦点を当てて解説した。一方、成層土に水が浸潤して、表層とは異なる土性を持つ土中を浸潤前線が移動すると、浸潤速度や浸潤の形態は影響を受ける。とりわけ、成層土の境界では、土の性質としての水分移動特性が不連続に変化するため、境界部を境に土中水の流れの形態が変化する。

上層が細粒土、下層が粗粒土の乾燥している成層土への浸潤では、不安定流れ (unstable flow) が生じて、フィンガー流 (部分流) が生じやすいことが知られている (Jury and Horton, 2006)。そのため、成層土の浸潤は、フィンガー流の発生や浸潤前線の安定性に関する研究が多く行われてきた (たとえば長・井上, 2009)。土壌の物理性の「古典を読む」において、田淵 (2006) は、フィンガー流を最初に見つけた当時、欧米で発展したリチャーズ式に基づく解析の限界を議論したことを回想している。鉛直次元リチャーズ式は、部分的な流れのフィンガー流は表現できない。しかし、次元リチャーズ式の解として表現される成層土の浸潤現象の詳細を整理することは、これまでの浸潤前線の安定性に関する多くの研究を理解し、さらなる発展を行う上でも重要と考えた。

そこで今回は、砂質ロームとシルトの成層土を対象に、飽和浸潤と不飽和浸潤を取り上げた。それぞれの土の上下を逆転させた2種類の組み合わせの成層土に対して、境界条件として飽和湛水条件と一定負圧条件を与え、鉛直次元のリチャーズ式に基づく数値実験により浸潤過程を検討した。それぞれの浸潤条件に対する浸潤速度、すなわち地表面フラックスの変化を整理し、土中の圧力水頭分布、水分量分布、不飽和透水係数分布に基づき、

成層土の浸潤形態を考察した。また、水分移動特性が不連続に変化する成層土の境界に注目して、不安定流れの生じる要因について考察した。用いた基礎方程式や境界条件、その他記号などすべて第3報までと同じである。浸潤分布の領域は、第1報 Fig. 3 の用語を用いた。計算には、今まで同様 HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008) を用いた。

## 2. 計算条件

水分移動式は、均一な土への浸潤と同じく鉛直次元のリチャーズ式である (第1報 (2) 式)。

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

初期条件は、土中水の圧力水頭 (以下、単に圧力と表記) 一定 (第1報 (10) 式) である。

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

境界条件は、地表面境界は、圧力一定条件 (第1報 (9) 式)、下端境界は、自由排水条件 (第1報 (11) 式) である。

$$h(0, t) = h_0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=-L} = 0 \quad (4)$$

成層土は、第1報の Table 1 に示した van Genuchten モデルの砂質ロームとシルトを対象とした。Fig. 1 には、第1報で示した水分保持曲線  $\theta(h)$  と不飽和透水係数  $K(h)$  を再掲する。砂質ロームとシルトの不飽和透水係数は、 $h = -31$  cm において大小関係が逆転することが注目点である。

成層土は、Fig. 2 に示すそれぞれの土の上下を逆転させた2種類の組み合わせに対して、上層の厚さ  $L_1$  を変化させた条件を与えた。土層全体の長さ  $L (= L_1 + L_2)$  は 100 cm を基本としたが、下端境界の影響を受けない条件での比較を行うために、浸潤前線が短時間で下層まで到達する条件では、 $L$  を大きくして計算を行った。地表面境界圧力 (以下、地表面圧力) は、 $h_0 = -1$  cm と  $h_0 = -55$  cm の2種類である。飽和浸潤の  $h = 0$  cm は、飽和と不飽和の境界であるため、計算が不安定になりやすい (Rassam et al., 2004)。以下、計算を安定させ

<sup>1</sup>Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-Machiya, Tsu, Mie 514-8507, Japan. Corresponding author: 取出伸夫, 三重大学大学院生物資源学研究所  
2010年11月1日受稿 2010年11月8日受理  
土壌の物理性 116号, 27-35 (2010)

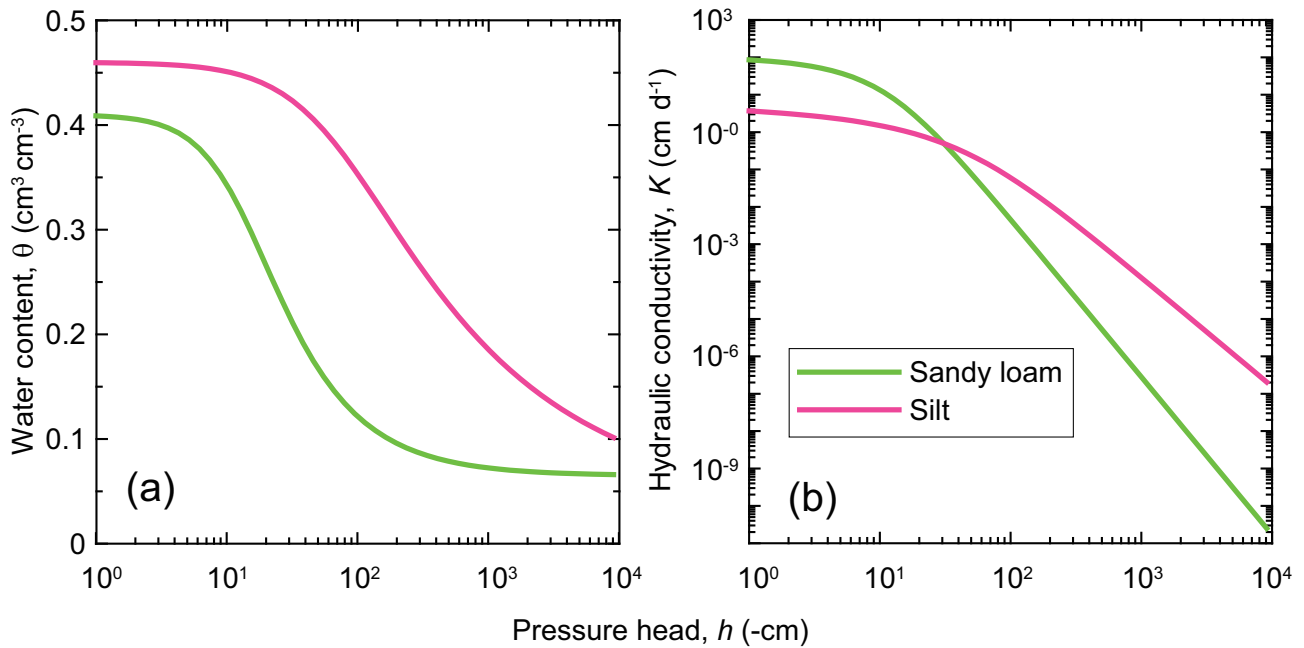


Fig. 1 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) の (a) 水分保持曲線  $\theta(h)$  と (b) 不飽和透水係数  $K(h)$  .

るために用いた  $h_0 = -1$  cm は、湛水のない一定圧力の飽和浸潤の条件と見なす。すべての計算の初期条件は、 $h_i = -500$  cm である。Table 1 に砂質ロームとシルトの境界圧力  $h_0$  , 初期圧力  $h_i$  , および  $h = 0$  cm と  $h = -31$  cm における水分量と透水係数を示す。

砂質ロームとシルトの成層土は、長さ  $L$  の計算領域を 100 点から 200 点程度に離散化した節点に対して、それぞれの土の  $\theta(h)$  と  $K(h)$  の空間分布として与えた。バックingham-ダルシー則(第 1 報(1)式)に基づきリチャーズ式の解は、成層土の境界において圧力は連続するが、水分量  $\theta$  や不飽和透水係数  $K$  は不連続である。成層土の境界において計算が不安定になりやすいため、境界面近傍では節点の密度を高めて計算を行った。なお、本解説において境界は地表面境界、成層土の境界、下端境界の 3 カ所存在する。以下の議論においては、基本的にはそれぞれを区別した表記をするが、単に境界とよぶ場合には、成層土の境界を指す。

Table 1 砂質ロームとシルト (van Genuchten モデル) の体積含水率  $\theta(h)$  と不飽和透水係数  $K(h)$  .

Soil type	$h$ (cm)	$\theta(h)$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	$K(h)$ ( $\text{cm d}^{-1}$ )
Sandy loam	0	0.410	106.1
	-1	0.410	85.9
	-31	0.214	0.485
	-55	0.160	$5.27 \times 10^{-2}$
	-500	0.079	$5.25 \times 10^{-6}$
Silt	0	0.460	6.00
	-1	0.460	3.68
	-31	0.424	0.494
	-55	0.395	0.201
	-500	0.228	$9.23 \times 10^{-4}$

### 3. 飽和浸潤

#### 3.1 上層シルト-下層砂質ローム

はじめに、Fig. 2 左に示す厚さ  $L_1$  のシルトが上層の成層土に地表面圧力  $h_0 = -1$  cm を与えた浸潤を考える。この条件は、地表面圧力  $h_0$  での透水係数が上層のシルトの方が下層の砂質ロームに比べて小さい  $K_1(h_0) < K_2(h_0)$  であり、上層が水分移動の律速となる。Fig. 3 (a) は、シルト層の厚さ  $L_1$  が異なる条件における地表面フラックスの絶対値  $|q_0|$  の変化である。シルト層が存在しない  $L_1 = 0$  cm の均一な砂質ローム層と、下層の砂質ローム層が存在しない  $L_1 = \infty$  cm の均一なシルト層の  $|q_0|$  は点線で示した。成層土の  $|q_0|$  は、点線の砂質ロームとシルトの変化の間の領域を変化する。上層にシルト層が存在すると、均一な砂質ローム層の浸潤に比べて  $|q_0|$  は大きく低下する。シルト層の厚さが増すと、さらに大きくフラックスは低下する。シルト層の厚さが  $L_1 = 0.5$  cm と薄い場合でも、均一な砂質ロームに比べて地表面フラックス  $|q_0|$  が 50% 以上の低下を示す。そして、 $L_1 = 5.1$  cm で均一なシルト層にほぼ近い変化を示す。さらにシルト層が厚い次の Fig. 4 に示す  $L_1 = 10$  cm では、点線

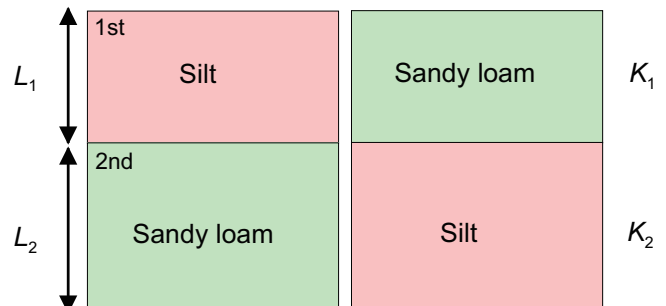


Fig. 2 砂質ロームとシルトの成層土 .

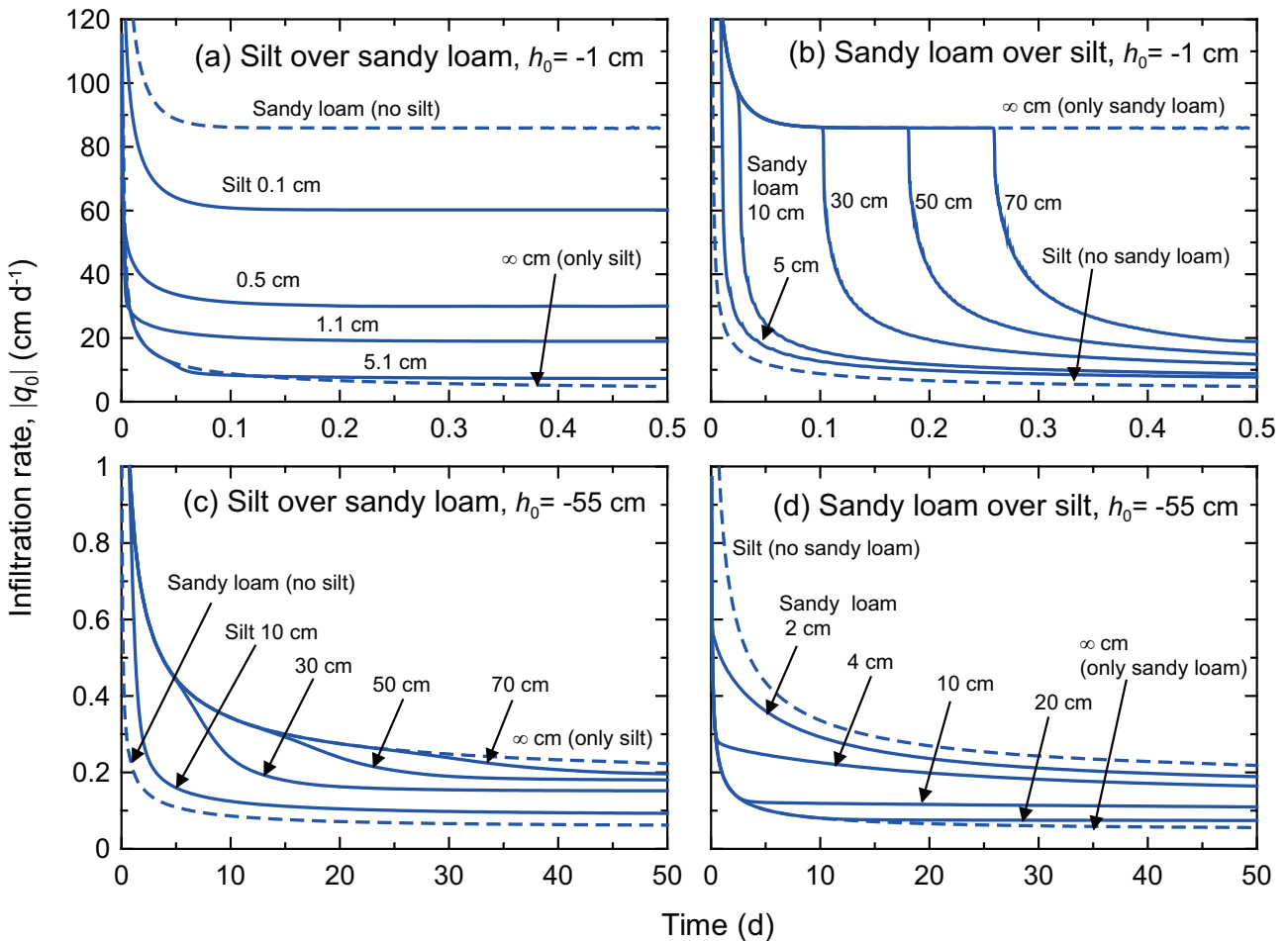


Fig. 3 上層土の厚さ  $L_1$  の砂質ロームとシルトの成層土（初期圧力  $h_i = -500$  cm）の飽和浸潤 ( $h_0 = -1$  cm) と不飽和浸潤 ( $h_0 = -55$  cm) における地表面フラックス  $|q_0|$  の変化． $L_1 = 0$  の下層土のみ， $L_1 = \infty$  の上層土のみの均一な土は点線で表示．(a) 上層シルト， $h_0 = -1$  cm，(b) 上層砂質ローム， $h_0 = -1$  cm，(c) 上層シルト， $h_0 = -55$  cm，(d) 上層砂質ローム， $h_0 = -55$  cm．

で示した均一なシルト層のフラックス変化と図では区別できない程に一致する．言い換えると，地表面フラックス  $|q_0|$  の変化に関しては，下層土の砂質ロームの影響は， $L_1 = 10$  cm 程度以上では小さい．

Fig. 4 は，シルト層の厚さが  $L_1 = 10$  cm のときの圧力  $h$ ，水分量  $\theta$ ，不飽和透水係数  $K$  について，表面から深さ 35 cm までの分布を示す．Fig. 4 (a) の圧力分布は，境界部の変化に注目するため， $-100$  cm  $\leq h \leq 0$  cm の分布を示した．土中水の圧力は成層土の境界において連続しているが，浸潤前線が砂質ローム層に到達して境界圧力が  $h > -31$  cm となる 0.2 d 以降では，境界で下方へ折れ曲がった分布となる． $K_1(h_0) < K_2(h_0)$  であるため，上層のシルト層が水分流れを制限し，下層の砂質ローム層には十分な水分が供給されない．そのため，成層土の境界へ向けて圧力が減少して水分が下層へと吸い込まれる「吸引型」の圧力分布を形成する（後述の Fig. 8 参照）．この点は，上層の飽和透水係数が下層に比べて小さい成層土の定常水分飽和流れにおいて，成層土の境界部に発生する負圧と同様である（Jury and Horton, 2006, 例題 3.6）．飽和の成層土においても，上層土内の圧力低下により下層土への水分フラックスを補っている．

地表面フラックスは，上層の圧力分布の変化がなくな

る段階で収束する．ここで示した条件では，Fig. 4 (a) の圧力分布が示すように，比較的短時間の 0.8 d で上層の圧力分布はほぼ定常となる．0.8 d では  $|q_0| = 5.06$  cm  $d^{-1}$  であり，さらに時間が経過すると，下端が自由排水条件では  $|q_0| = 5.0$  cm  $d^{-1}$  程度に収束する．シルト層の厚さ  $L_1$  がさらに厚くなると，下層土の存在はシルト層上部へ影響しなくなる．そして，地表面の圧力勾配はゼロに近づき，地表面付近では重力流れとなる．このとき，地表面フラックスの収束値は， $|q_0| = K_1(h_0) = 3.68$  cm  $d^{-1}$  である．

下層の砂質ロームに形成される圧力  $h$  分布は，成層土の境界である下層上端の  $h$  が浸潤前線の通過に伴い増加して，最終的には下層土上部においても重力流れとなる．このとき，成層土の境界圧力  $h$  は，上層土から供給される水分フラックスに対して  $|q_0| = K_2(h)$  を満たす値に収束する（Fig. 4 (a)）．浸潤前線が砂質ローム層に到達直後の 0.2 d の地表面フラックスは  $|q_0| = 5.6$  cm  $d^{-1}$  であり，以降の地表面フラックスの低下は緩やかである．そのため，下層土に形成される分布の形状は，第 1 報の Fig. 5 で示した水分フラックス一定条件の分布に近い．砂質ローム内の圧力分布は，浸潤が進行すると圧力勾配が減少して，0.8 d では下層土上部の圧力勾配がゼロに近

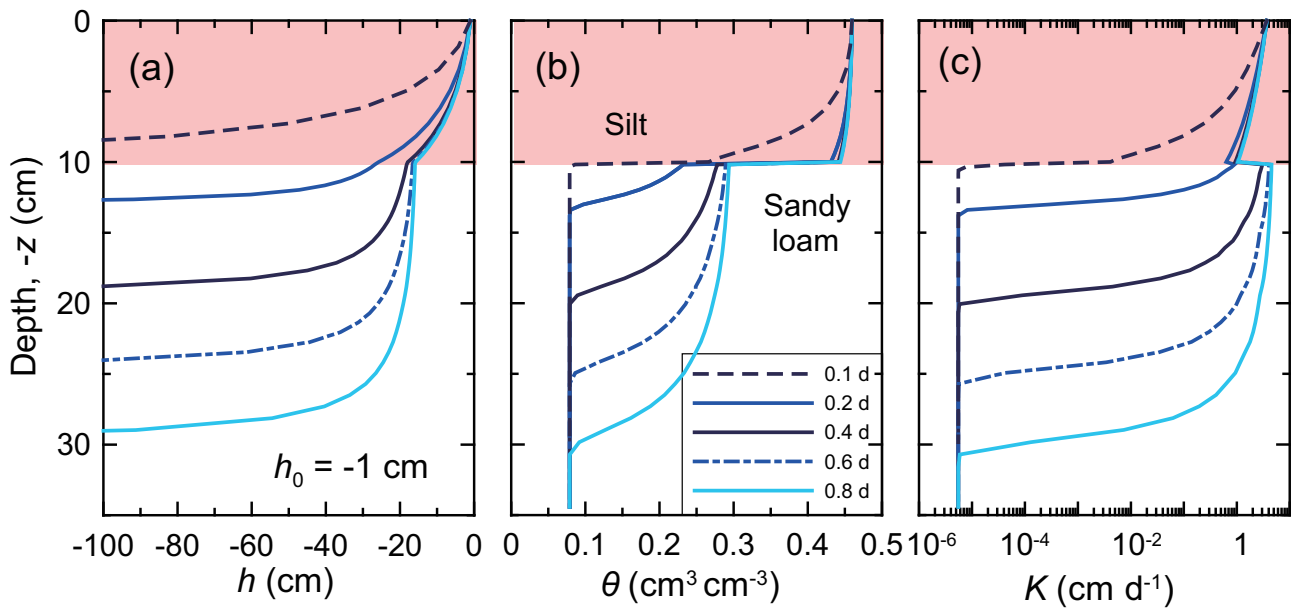


Fig. 4 上層シルト ( $L_1 = 10$  cm) – 下層砂質ロームの成層土 (初期圧力  $h_1 = -500$  cm) の飽和浸潤 ( $h_0 = -1$  cm) における (a) 圧力水頭分布  $h(z)$ , (b) 体積含水率分布  $\theta(z)$ , (c) 不飽和透水係数分布  $K(z)$ .

い分布となっている．その後，下層土の下方へ向けて重力流れが卓越した領域が広がっていく．

一方，圧力分布に対応した Fig. 4 (b) の水分量  $\theta$  分布と Fig. 4 (c) の不飽和透水係数  $K$  分布は，成層土の境界において不連続となるのが特徴である．浸潤前線が下層土に到達した 0.2 d においては，境界の圧力は  $h = -25.8$  cm であり，不飽和透水係数の大小関係が逆転する  $h = -31$  cm よりも大きく (Fig. 1 (a))，砂質ローム層上部の  $K$  が上層のシルト層より大きくなり始める．その後，砂質ロームの  $K$  はさらに増加し，上層下部と下層上部の  $K$  の違いは大きくなり，境界の圧力が  $h = -15.8$  cm となる 0.8 d においては上層下部で  $K = 1.1$  cm d<sup>-1</sup>，下層上部で  $K = 4.5$  cm d<sup>-1</sup> となる (後述の Fig. 8 (c) の点線も参照)．

$L_1 = 10$  cm の条件では，地表面フラックスの変化は均一なシルト層の変化とほぼ一致する (Fig. 3 (a))．浸潤前線が性質の異なる砂質土を通過するにもかかわらず，地表面フラックスへの影響が小さい点は興味深い．この点は，5 節において考察する．

### 3.2 上層砂質ローム – 下層シルト

次に，上下関係を逆にした Fig. 2 右に示す厚さ  $L_1$  の砂質ロームが上層の成層土について，同じく地表面圧力  $h_0 = -1$  cm を与えた浸潤を考える．この条件は，地表面圧力  $h_0$  での透水係数が上層の砂質ロームに比べて下層のシルトが小さい  $K_1(h_0) > K_2(h_0)$  であり，下層が水分移動の律速となる．Fig. 3 (b) は，砂質ローム層の厚さ  $L_1$  が異なる条件における地表面フラックス  $|q_0|$  の変化である．Fig. 3 (a) と同じく， $L_1 = 0$  cm の均一なシルト層と，下層のシルト層が存在しない  $L_1 = \infty$  cm の均一な砂質ローム層の  $|q_0|$  を点線で示した．

上層に砂質ロームが存在すると，均一なシルト層の浸潤に比べて  $|q_0|$  は増加するが，シルト層の厚さが増すと，

さらに大きくフラックスは低下する．この上層がシルト層の条件では，地表面フラックス  $|q_0|$  が  $L_1 = 0.5$  cm の薄層で均一な砂質ロームに比べて 50 % 以上の低下を示し， $L_1 = 5.1$  cm で均一なシルト層にほぼ近い変化を示す．さらにシルト層が厚い次の Fig. 4 に示す  $L_1 = 10$  cm では，点線で示した均一なシルト層のフラックス変化と図では区別できない程に一致する．

上層が砂質ローム層の場合，浸潤開始からある期間は均一な砂質ロームと等しい地表面フラックスの減少を示すが，浸潤前線が下層のシルト層に到達した段階で大きく減少する．上層の厚さ  $L_1$  が小さいほど速やかにフラックスは減少する．Fig. 3 (b) に結果は示していないが， $L_1 = 1$  cm 程度の薄層の場合，均一なシルトのフラックス変化とほぼ等しく，Fig. 3 (a) の上層がシルトの場合ほど砂質ロームの影響は大きくない．一方， $L_1$  が大きい場合， $L_1$  の大きさにかかわらず，下層のシルト層に浸潤前線が到達した段階でフラックスが低下する．しかし， $L_1$  が大きいほど，フラックスの低下の割合が小さい．

Fig. 5 は，砂質ローム層の厚さが  $L_1 = 30$  cm のときの圧力  $h$ ，水分量  $\theta$ ，不飽和透水係数  $K$  の深さ 100 cm までの分布である．Fig. 5 (a) の圧力分布は，成層土の境界部の変化に注目するため， $-60$  cm  $\leq h \leq 40$  cm の範囲で示した．浸潤前線が下層のシルトに到達すると，境界の圧力は増加して正圧を示す． $K_1(h_0) > K_2(h_0)$  であるため，下層のシルトが水分流れを制限し，成層土の境界には水分が溜まっていく．そして，上層は完全に水分飽和して正圧が生じ，地表面圧力  $h_0 = -1$  cm から成層土の境界まで直線で増加する「湛水型」の圧力分布が形成される．この点も，上層の飽和透水係数が下層に比べて大きい成層土の定常飽和流れにおいて，上層中の圧力が下方に向けて直線で増加するのと等しい (Jury and Horton, 2006, 例題 3.5)．

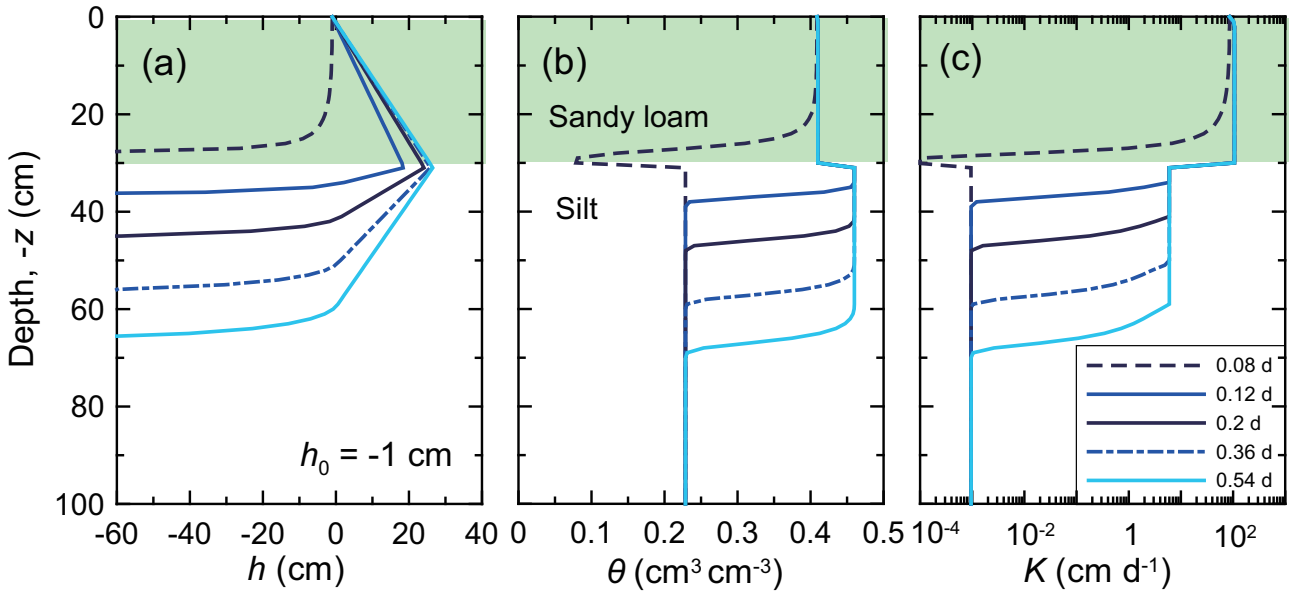


Fig. 5 上層砂質ローム ( $L_1=30$  cm) – 下層シルトの成層土 (初期圧力  $h_i = -500$  cm) の飽和浸潤 ( $h_0 = -1$  cm) における (a) 圧力水頭分布  $h(z)$ , (b) 体積含水率分布  $\theta(z)$ , (c) 不飽和透水係数分布  $K(z)$ .

Fig. 5 (b) の水分分布は、浸潤前線が下層にすでに到達している 0.12 d 以降は、上層の砂質ロームは飽和水分量で一定である。また、下層のシルト層でも、境界から正の圧力が生じている浸潤前線上部までの伝達領域は水分飽和である (第 1 報 Fig. 3)。同様に、Fig. 5 (c) の透水係数は、上層の砂質ロームでは飽和透水係数  $K_s = 106.1$  cm d<sup>-1</sup> で一定、下層のシルトも正圧が生じる伝達領域は  $K_s = 6.0$  cm d<sup>-1</sup> で一定である。

Fig. 3 (b) の地表面フラックス  $|q_0|$  は、 $L_1$  の大きさにかかわらず、浸潤前線が下層土を進行するにつれて緩やかに減少する。フラックスの減少は、Fig. 5 (a) の上層、あるいは下層の圧力の直線分布における圧力勾配の変化に対応しているが、 $K_s$  の大きい上層の砂質ロームでの圧力勾配の変化は下層のシルトの変化に比べて小さい。下層のシルトの直線部の圧力勾配は減少していくが、成層土の境界の圧力は、上層の厚さ  $L_1$  が大きいほど大きい。すなわち、下層のシルト層に与えられる境界圧力が大きいため、 $L_1$  が大きいほど浸潤前線が下層のシルト層に到達した後の地表面フラックス  $|q_0|$  の低下割合は小さい (Fig. 3 (b))。

なお、下層のシルト層内の圧力勾配は浸潤の進行に伴い減少するので、十分な時間が経過した後の最終的な  $|q_0|$  の収束値は下端境界の条件に依存する。たとえば、シルト層の厚さ  $L_2$  が無限大であれば下層の圧力勾配はゼロに近づき、 $L_1$  の大きさにかかわらず、 $|q_0|$  はシルトの飽和透水係数  $K_s = 6.0$  cm d<sup>-1</sup> に近づく。あるいは、ある深さに地下水が存在する場合、成層土の境界圧力と地下水位置の下端境界  $h = 0$  cm の直線分布をもつ成層土の飽和定常流れになり、そのときの圧力勾配に応じたフラックスが収束値である。この場合、等しい地下水深さ  $L$  に対しては、上層厚さ  $L_1$  が大きいほど境界圧力が高く、また圧力勾配が大きいため、収束するフラックスは大きい。

#### 4. 不飽和浸潤

砂質ロームとシルトの不飽和透水係数は、 $h = -31$  cm において大小関係が逆転する (Fig. 1)。地表面圧力に  $h_0 < -31$  cm の条件を与えると、飽和透水係数  $K(h_0)$  はシルトの方が砂質ロームより大きくなり、透水係数の相対的な関係は飽和湛水の場合とは逆転する。そこで、飽和湛水と同じ成層土 (Fig. 2) に対して、 $h_0 = -55$  cm の負圧条件を与えた。飽和浸潤の場合と同様に、上層の厚さ  $L_1$  が異なる条件の地表面フラックス  $|q_0|$  と浸潤過程の圧力、水分量、不飽和透水係数分布を示す。

##### 4.1 上層シルト – 下層砂質ローム

上層シルトの成層土 (Fig. 2 左) に負の地表面圧力  $h_0 = -55$  cm を与えると、 $K_1(h_0) > K_2(h_0)$  であり、上層のシルトは下層の砂質ロームに比べて不飽和透水係数  $K$  が大きい。Fig. 3 (c) は、シルト層の厚さ  $L_1$  が異なる条件における地表面フラックス  $|q_0|$  の変化である。シルト層が存在しない  $L_1 = 0$  cm の均一な砂質ローム層と、下層の砂質ローム層が存在しない  $L_1 = \infty$  cm の均一なシルト層の  $|q_0|$  を点線で示した。飽和浸潤の場合とは逆に、均一なシルト層の  $|q_0|$  が最も大きく、均一な砂質ローム層が最も小さい。上層がシルト層の場合、浸潤開始から一定期間は均一なシルトと等しい地表面フラックスの減少を示すが、浸潤前線が下層の砂質ローム層に到達した段階でフラックスが減少し始める。そのため、 $L_1$  が大きいほど、フラックスが低下し始める時間が遅い。これらの関係は、フラックスが小さい点を除き、砂質ロームが上層の飽和浸潤の場合 (Fig. 3 (b)) と等しい。

Fig. 6 は、シルト層の厚さが  $L_1 = 30$  cm のときの圧力  $h$ 、水分量  $\theta$ 、不飽和透水係数  $K$  の深さ 100 cm までの分布である。Fig. 6 (a) の圧力分布は、 $-200$  cm  $\leq h \leq 0$  cm の範囲で示した。浸潤前線が下層の砂質ロームに到達すると、成層土の境界の圧力は増加し、地表面圧力

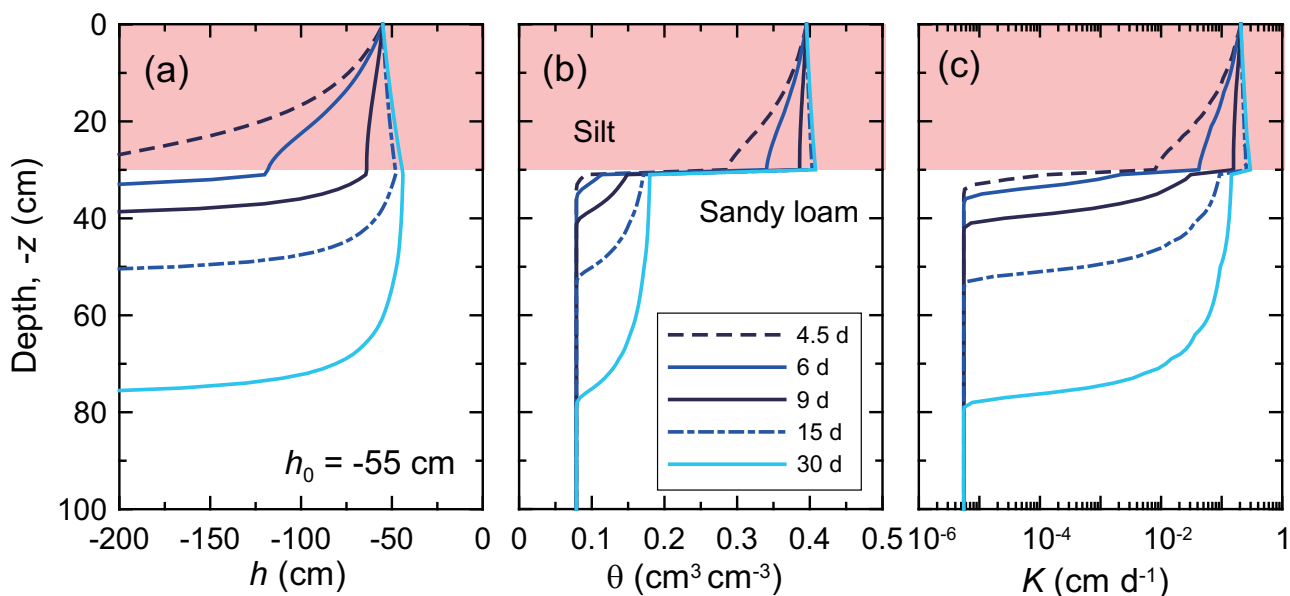


Fig. 6 上層シルト ( $L_1 = 30$  cm) - 下層砂質ロームの成層土 (初期圧力  $h_i = -500$  cm) の不飽和浸潤 ( $h_0 = -55$  cm) における (a) 圧力水頭分布  $h(z)$ , (b) 体積含水率分布  $\theta(z)$ , (c) 不飽和透水係数分布  $K(z)$ .

$h_0 = -55$  cm から下方の境界へと圧力が増加する「湛水型」の圧力分布が形成される。これは、 $K_1(h_0) > K_2(h_0)$  であるため、下層の砂質ロームが水分流れを制限し、境界には水分が溜まるためである。上層土で圧力が増加する傾向は砂質ロームが上層の飽和湛水の場合 (Fig. 5 (a)) と等しいが、 $h_0 = -55$  cm では水分不飽和の負圧であり、上層内では水分量が下方へと増加し、圧力分布は直線ではない。また、下層の砂質ローム層も水分不飽和であるため、Fig. 5 (a) に見られた正圧の直線分布は下層内では形成されない。そして浸潤前線が進行していくと、圧力勾配ゼロに近い重力流れが卓越した領域が下方へと広がっていく。上層のシルト層内の圧力が下方へむけて増加するため、水分量 (Fig. 6 (b)) と透水係数 (Fig. 6 (c)) も境界部にむけて増加する。そして、境界部で水分量と透水係数が不連続に減少した分布となる。

#### 4.2 上層砂質ローム - 下層シルト

一方、上層砂質ロームの成層土 (Fig. 2 右) における地表面圧力  $h_0 = -55$  cm の条件では、 $K_1(h_0) < K_2(h_0)$  であり、上層の砂質ロームは下層のシルトに比べて不飽和透水係数が小さい。Fig. 3 (d) は、砂質ローム層の厚さ  $L_1$  が異なる条件における地表面フラックス  $|q_0|$  の変化である。この場合も、点線で示した均一なシルト層 ( $L_1 = 0$  cm) と砂質ローム層 ( $L_1 = \infty$  cm) の変化の間の領域で  $|q_0|$  が変化する。上層に砂質ローム層が存在すると、均一なシルト層の浸潤に比べて  $|q_0|$  は低下する。この関係は、Fig. 3 (a) の上層がシルト層の飽和浸潤と類似であるが、上層の厚さ  $L_1$  の増加によるフラックス低下割合は、 $h_0 = -55$  cm における砂質ローム層の方が小さい。 $L_1 = 20$  cm におけるフラックス変化は、均一な砂質ローム層の変化にほぼ近づき、地表面フラックス  $|q_0|$  の変化に関しては、下層土のシルトの影響は小さい。

Fig. 7 は、砂質ローム層の厚さが  $L_1 = 20$  cm のときの圧力  $h$ , 水分量  $\theta$ , 不飽和透水係数  $K$  の深さ 100 cm

までの分布である。浸潤前線が下層のシルトに到達すると、成層土の境界部で透水係数は不連続に増加する (Fig. 7 (c))。砂質ロームの  $K$  が低いいため、上層が水分流れを制限し、下層のシルト層には十分な水分が供給されない。そして、上層の砂質ローム層は、成層土の境界へ向けた大きな圧力低下を維持したほぼ一定の形状の「吸引型」の圧力分布を示し、下層のシルト層では境界の圧力の増加に伴い圧力勾配を減少させる。(Fig. 7 (a))。浸潤前線がシルト層に到達した 8 d の以降の地表面フラックスは、 $|q_0| \approx 0.08$  cm d<sup>-1</sup> 程度で一定であるため (Fig. 3 (d))、下層のシルト層に形成される分布は、水分フラックス一定条件の分布にほぼ等しい。この点も砂質ロームがシルトが上層の飽和浸潤の場合 (Fig. 4) と同様である。しかし、 $h_0 = -55$  cm の負圧浸潤では、下層のシルト層の圧力勾配の減少が小さく、飽和浸潤で見られた境界下部の圧力勾配がゼロに近い重力流れが卓越した領域 (Fig. 4 (a)) は、ここで示した時間内には形成されていない。この点は、第 1 報の Fig. 5 (c) に示した小さな水分フラックス一定条件のシルトにおいて、圧力勾配の減少に時間を要した点と等しい。

## 5. 不安定流れ

ここまで、成層土の浸潤について、鉛直一次元のリチャーズ式に基づく計算結果を検討した。示した結果は、あくまで与えた水分移動特性と初期・境界条件に対する数学的な解であり、現実の土への浸潤で起こり得る他の要因を考慮したものではない。上層が細粒土、下層が粗粒土の乾燥している成層土への浸潤においては、不安定流れが生じる可能性がある (Jury and Horton, 2006)。乾燥している粗粒土への浸潤では、層の境界において下層土の大きな間隙を水で満たすのに十分な水侵入圧まで圧力水頭が上昇しないと、水は粗粒土層へ浸入できない。もしこの圧力の上昇が何らかの要因で水平方向の位置に

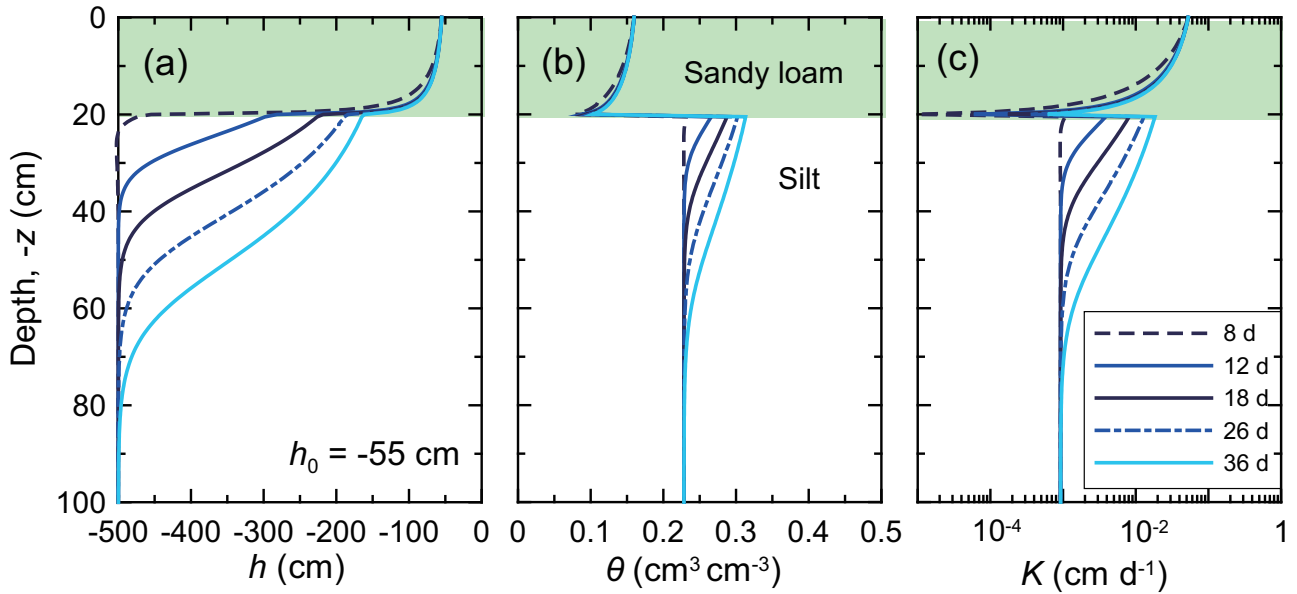


Fig. 7 上層砂質ローム ( $L_1=20$  cm) – 下層シルトの成層土 (初期圧力  $h_i = -500$  cm) の不飽和浸潤 ( $h_0 = -55$  cm) における (a) 圧力水頭分布  $h(z)$ , (b) 体積含水率分布  $\theta(z)$ , (c) 不飽和透水係数分布  $K(z)$ .

において不均一であったり、水侵入圧に局所的なばらつきがあったりすると、粗粒土層に新しい水の経路ができ、上層からの浸入水に対する水みちの役割を果たすフィンガー流が形成される (安中, 2010, Fig. 1). この水平方向に不均一な局所的な流れは、少なくとも本解析で用いている鉛直一次元のリチャーズ式で表現することはできない。しかしここでは、今まで示した鉛直一次元の浸潤の計算結果から、不安定流れの生じる要因についての考察を試みる。

本解析で示した 4 条件の浸潤において、 $K_1(h_0) < K_2(h_0)$  となるのは、Fig. 4 の上層シルトの飽和浸潤 ( $h_0 = -1$  cm) と Fig. 7 の上層砂質ロームの不飽和浸潤 ( $h_0 = -55$  cm) である。どちらの条件においても、地表面から成層土の境界へ向けて圧力が低下して、下層に水分が吸い込まれる「吸引型」の圧力分布が形成される (Fig. 4 (a), Fig. 7 (a)). そして、下層土中を浸潤前線が下方に移動するにつれて、下層土上部の圧力勾配は減少し、圧力勾配がゼロに近い重力流れが卓越した領域が下方へ向けて広がる。この圧力勾配の減少は境界圧力  $h_0$  が大きいほど早く、Fig. 4 (a) の飽和浸潤の下層土では、前線が通過後、速やかに重力流れに近づく。Raats (1973) は、理論的に浸潤前線の伝達領域の圧力勾配が負である、すなわち、土中水圧力が表面方向に向かって減少することが浸潤前線における不安定化の条件であることを示した (Jury and Horton, 2006)。この条件によれば、飽和浸潤の吸引型の圧力分布で形成される下層土の圧力勾配がゼロに近い重力流れが卓越した領域では (Fig. 4 (a)), 成層土の境界においてわずかな圧力低下が生じると、負の圧力勾配が生ずるため、安定な流れの極限と考えることができる。

上層シルトの飽和浸潤に対して、第 1 報の Fig. 8 と同様に、水分フラックス分布に対するダルシー則の圧力勾配成分 (以下、圧力成分) と重力成分の寄与を Fig. 8

に示す。図では、今まで同様に下向きを正としたフラックスを示す。この重力成分の分布は、不飽和透水係数  $K$  の分布である。Fig. 8 には、比較のため均一なシルト層の分布も併記した。このシルト層の水分フラックス分布は、第 2 報の Fig. 5 (a) と等しい条件である。

$L_1 = 10$  cm の成層土の表面フラックス  $|q_0|$  は、均一なシルト層とほぼ等しい (Fig. 3 (a)). そのため、それぞれの時間における水分フラックスの分布もほぼ等しい。しかし、圧力成分と重力成分の寄与は、成層土の境界近傍において大きく異なる。均一なシルト層では、圧力勾配は浸潤前線部で支配的で、上部に向けて緩やかに減少する。そして、重力成分は地表面から前線先端部に向けて減少する。

一方、成層土の場合、浸潤前線が下層の砂質ロームに到達した直後の 0.2 d の成層土の境界において、圧力成分の不連続な減少と、重力成分の増加が見られる。その後、成層土の境界の圧力が増加すると、境界における砂質ローム層とシルト層の不飽和透水係数  $K$  の違いは大きくなるが、水分フラックスは境界において連続する。この成層土の境界の水分フラックスの連続条件が、上層土と下層土のフラックスの成分に大きな違いを生じさせる。すなわち、上層土では、小さな重力成分を補って下層土の要求に応えるために、上層下部の圧力成分は Fig. 8 (f) の均一なシルトのように時間の経過に伴い減少せず、ほぼ一定な値を保つ (Fig. 8 (c)). 一方、下層土では、重力成分の増加を上層からの水分供給が満たせないため、圧力成分が減少していく (Fig. 8 (b), (c)). そして、ここでは示していないが、十分な時間が経過して下層土の上部の圧力勾配がゼロとなって圧力成分がゼロになると、上層土は定常流れとなり、下層土は重力成分のみの重力流れとなる。さらに浸潤が進むと、下層土の重力流れの領域は下方へと拡大していく。

鉛直一次元のリチャーズ式から求まる成層土の水分移

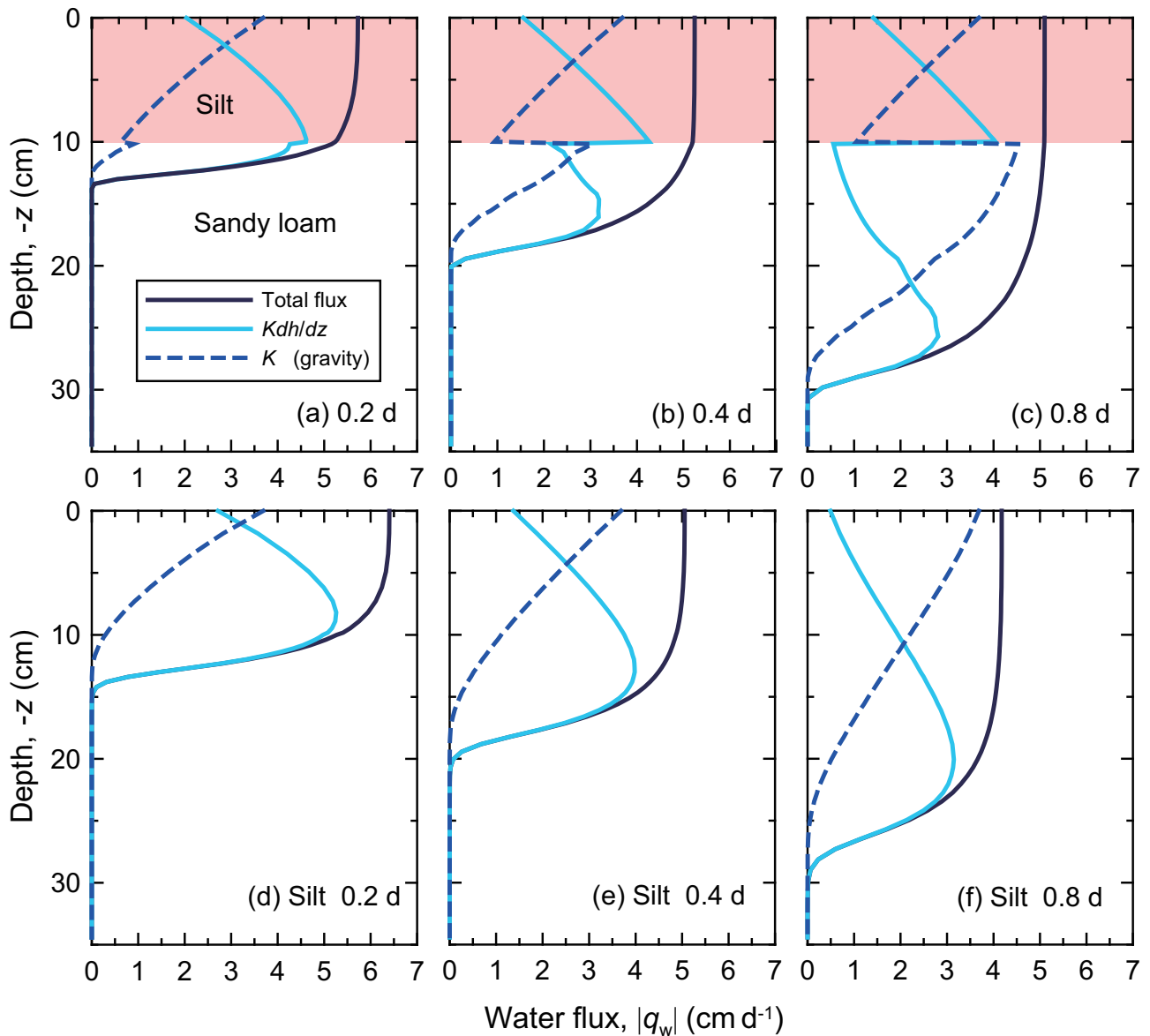


Fig. 8 (a)(b)(c) 上層シルト ( $L_1 = 10$  cm) - 下層砂質ロームの成層土と (d)(e)(f) 均一なシルト (初期圧力  $h_i = -500$  cm) の飽和浸潤 ( $h_0 = -1$  cm) における水分フラックス分布  $q_w(z)$  と圧力成分と重力成分の寄与.

動は、数学的には安定した解であり、不安定流れを表現するものではない。しかし、上層から下層への水分流れの収支を保つために生じる境界部における重力成分と圧力成分のそれぞれの不連続は、上層からの水の供給と下層からの水の要求の競合を反映していると考えられる。そして、下層土における圧力勾配ゼロの重力流れは、上層土と下層土の水の競合の釣り合いにより収束する流れである。しかし、実際の土においては、水平方向の微細な間隙分布は完全には均一ではない。たとえば、下層土の水侵入圧のばらつきが水平方向の重力成分の増加にばらつきをもたらすと、先に重力成分が増加した場所において上層からの水分の供給が追いつかず、成層土の境界下部で水分フラックスの圧力成分が上向きになる、すなわち土中水圧力が表面方向に向かって減少することが予測される。このとき、境界における圧力成分は、上層からは下向きのフラックス、下層からは上向きのフラックスが生じる。Raats (1973) の示した浸潤前線における

不安定化の条件の理論的な背景は、残念ながら筆者らには完全に理解することはできない。しかし、この成層土の境界における異なる方向の圧力成分フラックスの発生は、成層土の浸潤における不安定化の条件のもたらす現象であると考えられる。このとき、境界下部での水平方向の圧力が均一でなくなり、圧力の減少が生じた位置への水分の集積が始まる (Jury and Horton, 2006, Fig. 4.17)。また、Fig. 8 の成分の分布は、成層土における流れの不安定化は、浸潤前線が下層土に到達した直後ではなく、下層土の上部が重力流れに近づいた段階で起こり得ることを示唆している。

## 6. おわりに

砂質ロームとシルトのいずれかを上層と下層を持つ2種類の成層土を対象に、飽和浸潤と不飽和浸潤について、鉛直一次元のリチャーズ式に基づく数値実験により検討した。地表面の境界圧力条件として  $h_0 = -1$  cm を与え



た飽和浸潤では、砂質ロームの方がシルトに比べて透水係数  $K(h_0)$  は大きい。一方、 $h_0 = -55$  cm の負圧境界条件の不飽和浸潤の  $K(h_0)$  は、シルトの方が砂質ロームに比べて大きい。

上層がシルトの飽和浸潤では、上層のシルト層が水分流れを制限し、下層の砂質ローム層には十分な水分が供給されない。シルトの厚さが 0.5 cm の薄層では、均一な砂質ロームの地表面フラックスより 50 % 以上小さく、5 ~ 10 cm 程度で均一なシルト層の浸潤とほぼ等しい地表面フラックスの変化を示す。圧力分布は、成層土の境界へ向けて圧力が減少して水分が下層へと吸い込まれる「吸引型」の圧力分布を形成し、下層土では圧力勾配ゼロの重力流れとなる。一方、砂質ロームが上層の不飽和浸潤においても、「吸引型」の圧力分布を形成するが、下層土の圧力勾配の減少には飽和浸潤に比べて時間を要する。

上層が砂質ロームの飽和浸潤では、下層のシルト層が水分流れを制限し、成層土の境界には水が貯まっていく。上層は水分飽和し、地表面圧力  $h_0 = -1$  cm から成層土の境界まで直線的に増加する「湛水型」の圧力分布となる。地表面フラックスは、浸潤開始から一定期間は均一な砂質ロームと等しい減少を示すが、浸潤前線が下層のシルト層に到達した段階で大きく減少する。砂質ロームが上層の不飽和浸潤においても成層土の境界にむけて圧力の増加する「湛水型」の圧力分布を形成するが、水分量の変化を伴う。

上層が砂質ロームの飽和浸潤における水分フラックス分布では、成層土の境界において重力成分と圧力勾配成分がそれぞれ大きく不連続に分布する。鉛直一次元のリチャーズ式から求まる成層土の水分移動は、数学的には安定した解であり、不安定流れを表現するものではない。しかし、上層から下層への水分流れの収支を保つために生じるフラックス成分の不連続は、境界での上層からの水の供給と下層からの要求の競合を反映している。この緊張関係が何らかの要因で崩れると、流れが不安定化すると考えられる。

本報では 2 成層土を対象に水の浸潤を示したが、現

実の土層では、通常、複数の層で構成されている。そうした土層における浸潤現象は極めて複雑であるが、数値計算において土層の数や厚さを変化させることは容易である。様々な浸潤条件において、本報で示した地表面フラックス、土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布、フラックス分布などにより、成層土の浸潤形態の詳細を観察することは重要と考える。

## 引用文献

- 安中武幸 (2010): 古典を読む: J.-Y. Parlange and D.E. Hill 著「土壌における浸潤前線不安定性の理論的解析」。土壌の物理性, 114: 81-86.
- Jury, W.A. and Horton, R. (2006): 土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用— (取出伸夫 監訳: 井上光弘・長裕幸・西村拓・諸泉利嗣・渡辺晋生訳)。pp. 73-159, 築地書店, 東京.
- Raats, P.A.C. (1973): Unstable wetting fronts in uniform and nonuniform soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37: 681-685.
- 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)。pp. 1.1-1.52, 農業土木学会土壌物理研究部会 HYDRUS グループ, 東京.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and van Genuchten, M. Th. (2008): The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 4.0. HYDRUS Software Series 3, Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California Riverside, Riverside, CA, USA.
- 田淵俊雄 (2006): 古典を読む (我が国の研究): 部分流 (フィンガー流) の発見とその背景。土壌の物理性, 103: 113-118.
- 長裕幸, 井上光弘 (2009): 乾燥土壌への散水に伴う浸潤の不安定化に関する研究。土壌の物理性, 111: 53-60.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 坂井勝 (2009): 土中への水の浸潤 1. フラックス境界と圧力境界条件。土壌の物理性, 113: 31-41.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 森崎大樹 (2010): 土中への水の浸潤 2. 初期水分量の及ぼす影響。土壌の物理性, 114: 71-79.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 久行雄大, 坂井勝 (2010): 土中への水の浸潤 3. Green and Ampt モデル。土壌の物理性, 115: 51-60.

## 要 旨

砂質ロームとシルトからなる成層土の飽和浸潤と不飽和浸潤について、鉛直一次元のリチャーズ式により求めた地表面フラックス、土中の圧力水頭分布、不飽和透水係数分布、水分量分布、フラックス分布の変化に基づき、浸潤形態を考察した。上層土の透水係数が下層土に比べて低い場合には、上層土が水分流れを制限し、下層土への水分フラックスを補うために成層土の境界の圧力が低下する。逆に上層土の透水係数が高い場合には、下層土が水分流れを制限し、成層土の境界に水分が溜まって圧力が増加する。上層が砂質ローム、下層がシルトの飽和浸潤では、成層土の境界において水分フラックスの重力成分と圧力勾配成分がそれぞれ不連続に分布して、上層から下層への水分流れの収支を保っている。この不連続な分布が、流れが不安定化する要因であると考えられる。

キーワード：浸潤, 成層土, 飽和, 不飽和, 不安定流れ