土中への水の浸潤　1. フラックス境界と圧力境界条件

取出伸夫[1]・渡辺晋生[1]・坂井　勝[2]

Infiltration into a soil profile: 1. Flux and pressure boundary conditions.

Nobuo TORIDE[1], Kunio WATANABE[1], Masaru SAKAI[2]

1. はじめに

土中への水の浸潤現象は，もっとも身近な土中の不飽和水分移動現象である．地表面から水が侵入すること自体は単純な現象ではあるが，土の内部の水分の動きは，土の性質である水分保持特性と不飽和透水係数のみならず，地表面や地下部の境界条件，土の初期条件などの影響を受ける複雑な現象である（中野, 1991；宮崎, 1984）．

土への浸潤水量の把握は，農地における灌漑水量の決定など，現実の問題と密接な関係を持つため，古くから研究が行われてきた．そのため，古典的な浸潤に関する研究は，Green-Ampt 式に代表される地表面からの浸潤フラックスを表す浸潤方程式に焦点が当てられている（宮崎，2000）．Green-Ampt 式は単純な式であるが，著者の卓越した物理的な直感力により導出されていることもあり，その後，多くの理論的，また実験による検証が行われている（Hillel, 2001; Jury and Horton, 2006）．Green and Ampt の原著については，「古典を読む」シリーズの 105 号において，長谷川（2007）によって解説が行われている．

一方，不飽和水分移動の基礎方程式であるリチャーズ式の数学的解法に基づく浸潤研究は，Philip（1957a–e）が代表的である．その後の一連の数学的解法に基づく研究については，Warrick（2003）に詳細が解説されている．Philip は，一連の研究に基づき，水平浸潤と垂直浸潤の浸潤フラックスや垂直浸潤の前線の進行速度など，広く用いられている関係式を導出している（Jury and Horton, 2006）．しかし，筆者自身も含めて，多くの土壌物理研究者にとって，非線形方程式であるリチャーズ式の解法は，あまりに難解であり，数学的な理解不足が，物理的な背景を理解しきれない要因となっていることは否定できないと思われる．

この「モデル特集」で主に用いている不飽和水分・溶質移動汎用プログラム HYDRUS-1D（Šimůnek et al., 2008）は，リチャーズ式の非線形性に対する長年の研究成果を取り込みながら改良されており，得られる数値解の安定性と信頼性が非常に高い．そうした汎用プログラムが利用できる現在，Philip らの研究や浸潤方程式を振り返りながら，土の浸潤現象の数値実験の結果に基づき，浸潤現象について改めて整理することの意義は大きいと考えた．

そこで，「モデル特集」の基礎編として，土への水の浸潤現象を今後数回にわたって取り上げる．まず，今回は，もっとも単純な境界条件として，一定フラックス境界条件と一定圧力境界条件を解説した．水の浸潤過程における土中の圧力水頭分布，不飽和透水係数分布，水分量分布の浸潤前線の変化に注目し，それぞれの条件の特徴を示した．また，浸潤前線の形状を決める要因として，浸潤過程の水分フラックスにおける圧力勾配成分と重力成分の果たす役割を論じた．次号以降では，さらに初期水分量の及ぼす影響，浸潤前線の進行速度，Green-Ampt モデルの検討，下端境界条件の影響，成層土への浸潤などを取り上げる予定である．

2. 不飽和水分移動式と境界条件

鉛直一次元の水分フラックス q_{w}（L T^{-1}）は，バッキンガム–ダルシー則で与えられる．

$$q_{\mathrm{w}} = -K(h)\frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \tag{1}$$

ここで，$K(h)$ は不飽和透水係数（L T^{-1}）であり，土中水の圧力水頭 h（L）（以下，単に圧力とも表記）の関数，z は上向き正の位置（L）である．ダルシー則の右辺第 1 項は圧力勾配に基づくフラックス成分であり，第 2 項は重力によるフラックス成分である．ダルシー則を水の保存則に代入すると，鉛直一次元非定常水分流れのリチャーズ式が得られる．

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}\right)\right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \tag{2}$$

ここで，θ は体積含水率（L^3 L^{-3}）（以下，単に水分量とも表記），t は時間（T）である．

このリチャーズ式の圧力水頭表記は，次式で与えられる．

$$C_{\mathrm{w}}(h)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z}\right)\right] + \frac{\partial K(h)}{\partial z} \tag{3}$$

[1]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科
[2]Utah State University, Dep. Plants, Soils, and Climate
2009 年 10 月 23 日受稿　2009 年 11 月 13 日受理
土壌の物理性 113 号, 31–41 (2009)

Table 1　砂質ロームとシルト（van Genuchten モデル）のパラメータ値と初期状態.

Soil type	θ_r ($cm^3\ cm^{-3}$)	θ_s ($cm^3\ cm^{-3}$)	α (cm^{-1})	n (–)	K_s ($cm\ d^{-1}$)	h_i (cm)	$\theta(h_i)$ ($cm^3\ cm^{-3}$)	$K(h_i)$ ($cm\ d^{-1}$)
Sandy loam	0.065	0.41	0.075	1.89	106.1	– 500	0.079	5.5×10^{-6}
Silt	0.034	0.46	0.016	1.37	6	– 500	0.228	9.5×10^{-4}

ここで,

$$C_w(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \tag{4}$$

であり，水分容量とよばれ，水分保持曲線 $\theta(h)$ の勾配で与えられる（Jury and Horton, 2006）．一方，（1）式の水分フラックスを θ の関数として表すと,

$$q_w = -K(\theta)\frac{\partial h}{\partial \theta}\frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) = -D_w(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \tag{5}$$

ここで,

$$D_w(\theta) = K(\theta)\frac{\partial h}{\partial \theta} = \frac{K(\theta)}{C_w(\theta)} \tag{6}$$

であり，水分拡散関数とよばれる．h は θ の関数であるため，$K(h)$ と $C_w(h)$ は θ の関数として表記できる．このとき，水分量表記のリチャーズ式は次式で表される（Jury and Horton, 2006）.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[D_w(\theta)\left(\frac{\partial \theta}{\partial z}\right)\right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{7}$$

圧力水頭表記の（3）式や水分量表記の（7）式は，h と θ を従属変数に持つリチャーズ式を，水分保持曲線の関係により，いずれかの従属変数を持つ形式に変形した表記である．そのため，あくまで数学的な表記法の違いであるが，本解説では，浸潤過程の圧力分布と水分分布を解析するために，圧力水頭表記や水分量表記のダルシー則やリチャーズ式を利用する.

浸潤過程の地表面境界条件として，（8）式の一定フラックス条件と（9）式の一定圧力条件を比較する.

$$-K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right)\bigg|_{z=0} = q_0 \tag{8}$$

$$h(0,t) = h_0 \tag{9}$$

ここで，q_0（$L\ T^{-1}$）は地表面水分フラックス，h_0 は地表面圧力である．また，計算には，（10）式の一定初期圧力 h_i，$z = -L$ における下端境界条件には（11）式の自由排水条件（斎藤ら，2006）を用いた.

$$h(z,0) = h_i \tag{10}$$

$$\frac{\partial h}{\partial z}\bigg|_{z=-L} = 0 \tag{11}$$

浸潤前線が下端に到達すると，土中の水分分布は下端境界の影響を受けて変化する．今回は地表面境界の影響に焦点を当てた議論を行うため，浸潤前線が下端に到達する以前の浸潤過程を対象とする．そのため，以下に示す計算例においては，（11）式の自由排水条件は浸潤前線に影響を及ぼしていない．下端境界の及ぼす影響については，続報で解説する.

3. 水分移動特性モデル

土の水分保持曲線と不飽和透水係数を表す水分移動特性モデルには，van Genuchten モデルを用いた（小杉，2007；坂井・取出，2009）.

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = S_e = (1 + |\alpha h|^n)^{-m} \tag{12}$$

$$K(S_e) = K_s S_e^{\ell}\left[1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right]^2 \tag{13}$$

ここで，θ_r は残留体積含水率（$L^3\ L^{-3}$），θ_s は飽和体積含水率（$L^3\ L^{-3}$），S_e は有効飽和度（–），α（L^{-1}），n（–），m（$= 1 - 1/n$）は水分保持曲線の形状を与えるパラメータ，K_s は飽和透水係数（$L\ T^{-1}$），ℓ は間隙結合係数（–）である.

計算には，Table 1 に示す Carsel and Parrish（1988）による砂質ローム，シルトの 2 種類の土を用いた．不飽和透水係数のパラメータである間隙結合係数の適正な値については議論があるが，今回は広く用いられる $\ell = 0.5$ とした（坂井・取出，2009）．Fig. 1 に，砂質ロームとシルトの水分保持曲線 $\theta(h)$ と不飽和透水係数 $K(h)$ を示す．シルトは砂質ロームに比べて同じ圧力における水分量が大きく，保水性が高い．一方，不飽和透水係数は，圧力の高い飽和付近では砂質ロームの方がシルトに比べて大きい．しかし，$h = -31$ cm で逆転し，乾燥領域では砂質ロームの K は極端に小さい．そのため，砂質ロームとシルトの不飽和水分移動を比較する際には，$h = -31$ cm が注目すべき圧力である.

（12）式の van Genuchten モデルの水分保持曲線を h で微分すると，（4）式の水分容量 C_w が得られる（Jury and Horton, 2006）.

$$C_w(h) = \frac{\alpha^n(\theta_s - \theta_r)(n-1)(-h)^{n-1}}{[1 + \alpha(-h)^n]^{2-1/n}} \tag{14}$$

Fig. 2 に，砂質ロームとシルトの水分容量 $C_w(h)$ を示す．高水分の高圧力領域では砂質ロームの C_w はシルトに比べて大きく，$h = -7.4$ cm に鋭いピーク値を持つ．しかし，$h = -66$ cm 以下では，砂質ロームの C_w はシルトよ

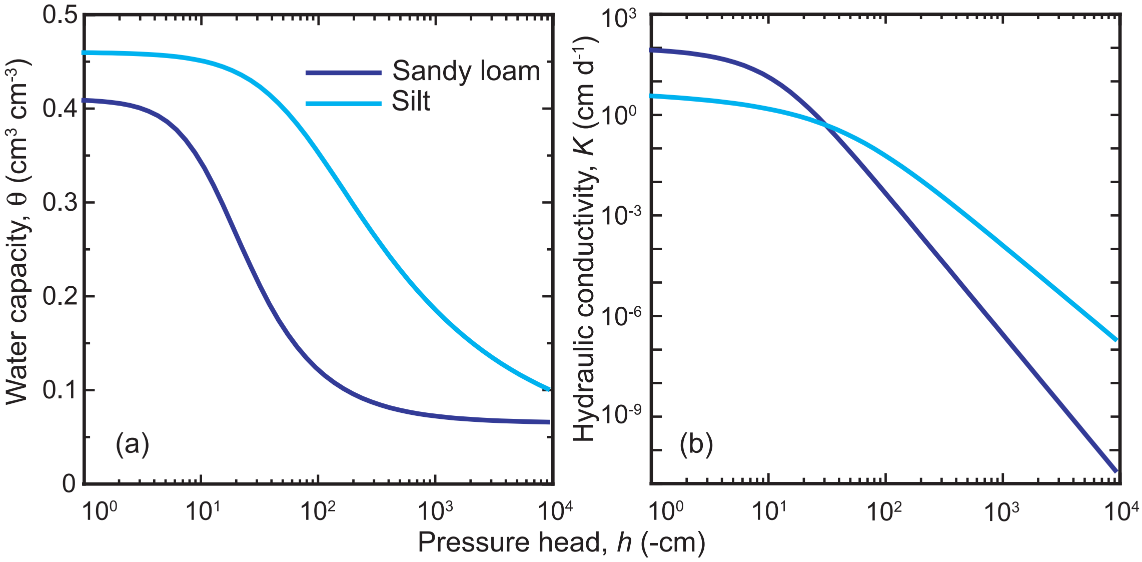

Fig. 1　砂質ロームとシルト（van Genuchten モデル）の（a）水分保持曲線 $\theta(h)$ と（b）不飽和透水係数 $K(h)$.

り小さく，低圧力領域では極端に小さい．そのため，砂質ロームの比較的乾いた領域では，圧力が大きく変化しても水分量の変化は小さい．一方，シルトの場合，C_w の大きなピーク値は見られないが，$h = -66$ cm より低圧力領域においても，砂質ロームに比べて緩やかな減少を示す．

4. 一定フラックスによる非湛水浸潤

降雨などによる地表面境界の水分フラックスが土の飽和透水係数 K_s よりも小さいとき，与えられた水分は土に浸潤し，地表面には湛水が生じない．このように地表面のフラックスが土の浸透能を超えない条件を，湛水条件に対して散水条件とよぶ（中野，1991; 宮崎，2000）．ここでは，土の浸透能を超えない一定フラックス q_0 を与える浸潤について考える．時間 t における積算浸潤水量は q_0t であり，土の種類や初期条件に依存しないため，供給支配（supply-controlled），あるいはフラックス支配（flux-controlled）の非湛水浸潤（nonponding infiltration）ともよばれる（Hillel, 2001）．なお，このモデル特集の斎藤ら（2006）は，湛水が生じる浸潤の境界条件を示している．

Hillel（2001）は，湛水による浸潤の水分分布について，表層の完全飽和領域，下方に広がるわずかに水分不飽和の一定水分量の伝達領域（transmission zone），その下部で水分量の増加が継続している湿潤領域（wetting zone），乾燥している直下の土と明瞭な境界を示す浸潤前線（wetting front）の 4 領域に区分している．湿潤領域の水分分布は，下方の浸潤前線に向けて水分量が小さくなり，水分分布の勾配は大きくなる．

本解説においても，土中水の圧力水頭，透水係数，水分量分布の形状の変化に注目するため，分布の領域に関する同様の区分を行う．しかし，不飽和浸潤を対象にしているため，Hillel（2001）の定義する明瞭な境界を持つ浸潤前線が現れないことも多い．また，封入空気が要因である表層と伝達領域の水分量の違いは，数値実験においては生じない．そこで本解説では，Fig. 3 の模式図に

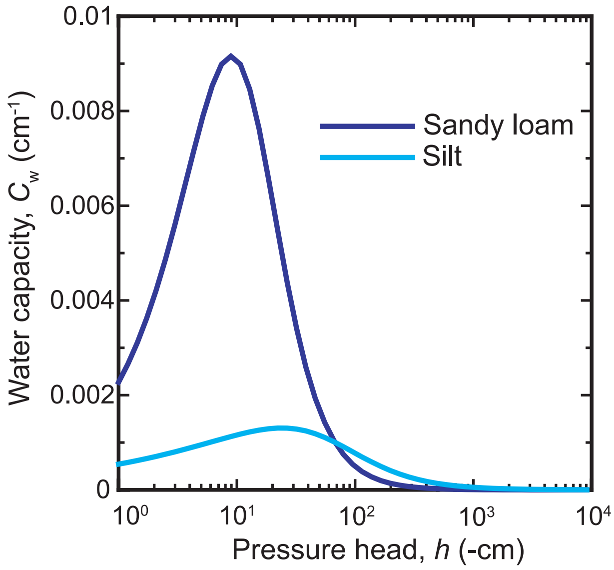

Fig. 2　砂質ロームとシルト（van Genuchten モデル）の水分容量 $C_w(h)$.

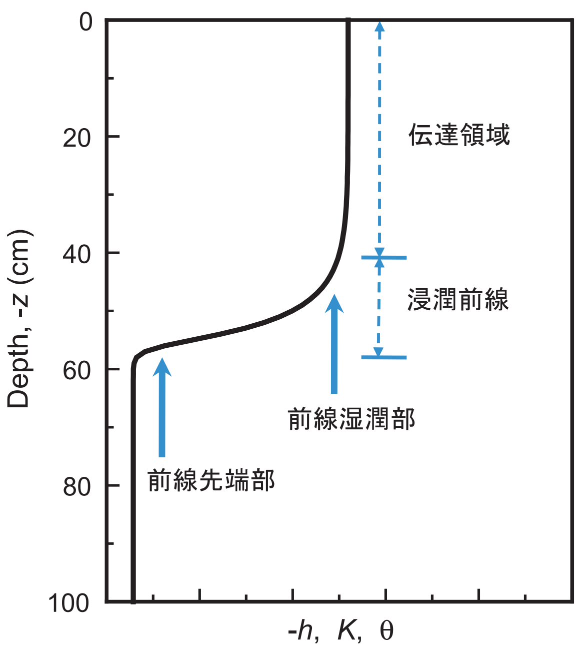

Fig. 3　浸潤過程の分布の模式図.

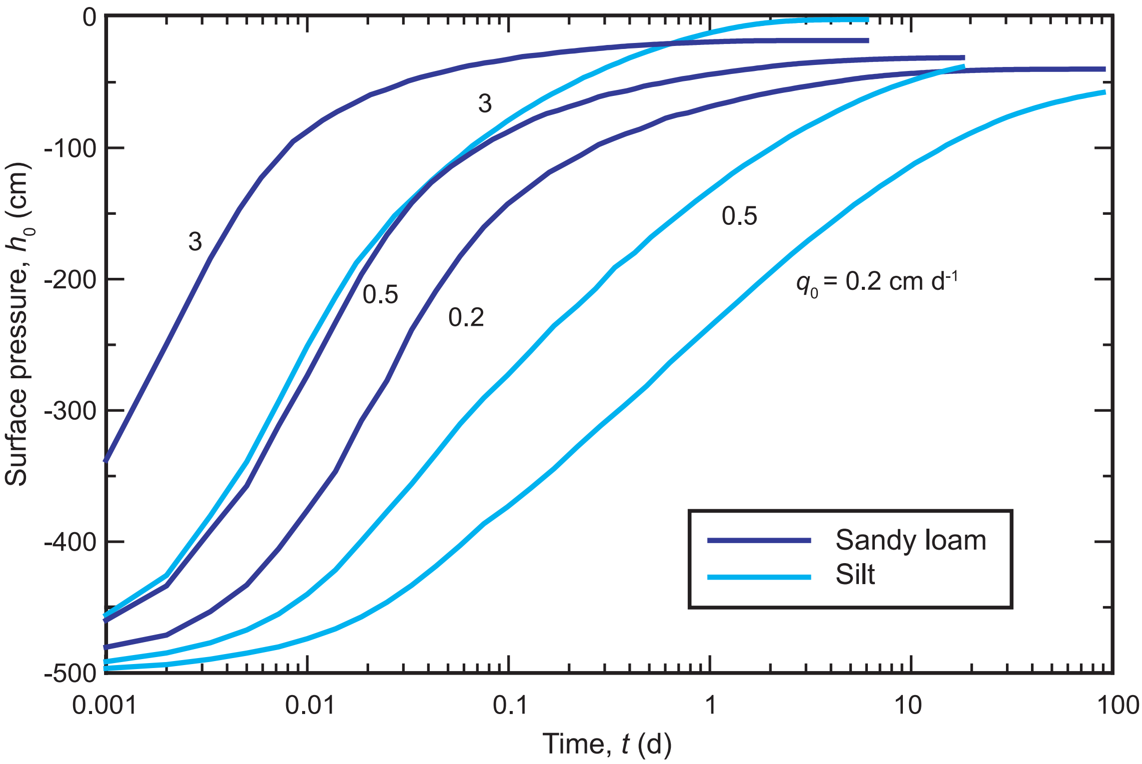

Fig. 4 3 種類の強度の一定フラックス条件（$q_0 = 3$，0.5，0.2 cm d^{-1}）における地表面圧力 h_0 の時間変化.

Table 2 一定フラックス条件における砂質ロームとシルトの収束圧力水頭 h_∞ と体積含水率 $\theta(h_\infty)$.

Soil type	q_0 (cm d^{-1})	h_∞ (cm)	$\theta(h_\infty)$ (cm^3 cm^{-3})
Sandy loam	3	−18.2	0.278
	0.5	−30.7	0.215
	0.2	−39.2	0.188
Silt	3	−2.3	0.458
	0.5	−30.7	0.425
	0.2	−55.1	0.395

示すように，地表面から一定の水分量（圧力，透水係数）の領域を伝達領域，そして下方へ水分量（圧力，透水係数）が減少する領域全体を浸潤前線とする．そして，さらに浸潤前線を，下方の初期水分量の土との境界部分を前線先端部（以下，単に先端部とも表記），上方の勾配が緩やかな湿潤領域を前線湿潤部（以下，単に湿潤部とも表記）とよぶ.

これから示す浸潤はすべて，長さ 100 cm，初期圧力 $h_\mathrm{i} = -500$ cm の砂質ロームおよびシルト層を対象とする．Table 1 には，初期状態の $h_\mathrm{i} = -500$ cm における $\theta(h_\mathrm{i})$ と $K(h_\mathrm{i})$ も併記した．Fig. 4 は，地表面に対して，3 種類の強度の一定フラックス（$|q_0| = 3$，0.5，0.2 cm d^{-1}）を与えたときの地表面圧力 h_0 の対数軸上の時間変化である．Fig. 5 は，それぞれの浸潤過程の圧力，透水係数，水分分布の時間変化である．飽和透水係数は，砂質ロームが $K_\mathrm{s} = 106.1$ cm d^{-1}，シルトが $K_\mathrm{s} = 6$ cm d^{-1} であり（Table 1），3 cm d^{-1} 以下のいずれのフラックス条件においても湛水は生じない．分布の表示時間は，同じ浸潤水量における分布を比較するため，積算浸潤水量が 3，6，9 cm となる時間を示した．また，座標は上向きを正としているため，下方へのフラックス q は負の値を持つ．しかし，ここでは，すべて下方への浸潤を対象としているので，本文と図中において，フラックス強度 $|q_0|$ の絶対値は省いて表記する.

一定フラックス q_0 を地表面に与えると，初期には乾いていた地表面が濡れていき，地表面圧力 h_0 は増加し，一定圧力 h_∞ に漸近する（Fig. 4）.（1）式においてフラックス一定の条件を満たすため，地表面圧力 h_0 の増加により $K(h_0)$ が増加すると，圧力勾配 dh/dz が減少する．この h_0 の増加は，q_0 が大きいほど早く，またシルトに比べて砂質ロームの方が速やかに増加する．十分に時間が経過すると，表面圧力は一定値 h_∞ に収束して地表面の圧力勾配はゼロ（$dh/dz = 0$）になり，（1）式のフラックスは $q_0 = K(h_\infty)$ の重力流れとなる．それぞれの条件における収束圧力 h_∞ と対応する水分量 $\theta(h_\infty)$ を Table 2 に示す.

砂質ロームの地表面圧力はほぼ収束しているのに対し，シルトの地表面圧力はここで示した計算時間内には収束していない（Fig. 4）．特に低フラックス条件では，収束にはさらに多くの時間を要するため，浸潤前線が下端に到達する前に表面圧力が h_∞ に収束するには，より長い土層に対する計算が必要である．この h_0 の増加速度と収束に要する時間は，浸潤前線の水分分布の形状と密接な関係を持つ．この点は，以下に示す 6 節のフラックス成分において考察する.

Fig. 5 (a) – (c) は，浸潤過程の土中の圧力分布である．砂質ロームでは初期圧力 $h_\mathrm{i} = -500$ cm から $h = -100$ cm 程度までの前線先端部に極端に大きな圧力勾配が形成される．そして，分布を示した全ての時間において，表面圧力は h_∞ に収束しており，前線の形状は変化して

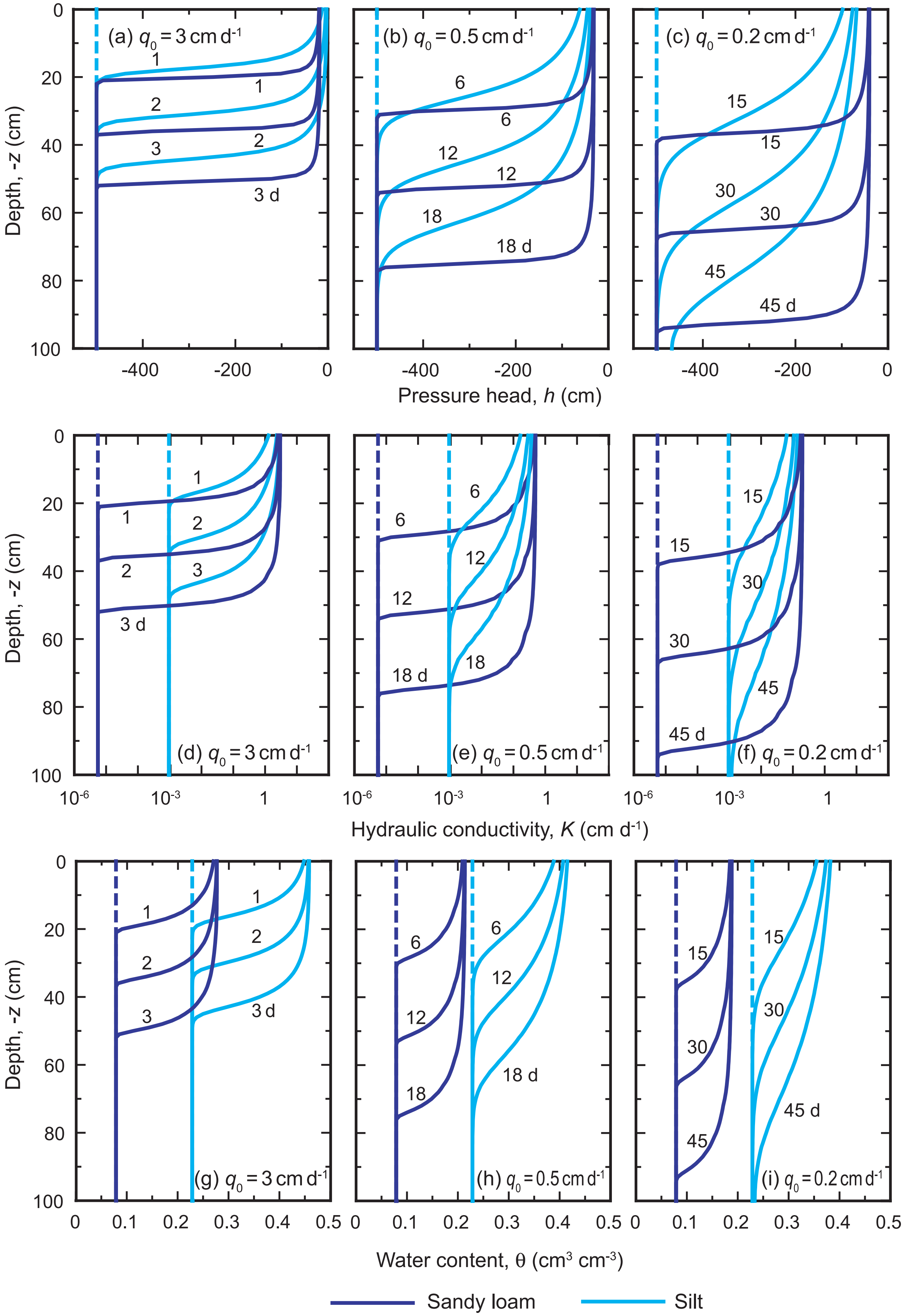

Fig. 5　3 種類の強度の一定フラックス条件（$q_0 = 3$，0.5，0.2 cm d^{-1}）における (a) (b) (c) 圧力水頭分布 $h(z)$，(d) (e) (f) 不飽和透水係数分布 $K(z)$，(g) (h) (i) 体積含水率分布 $\theta(z)$.

いない（Jury and Horton, 2006）．q_0 が小さいほど前線の圧力勾配は小さくなる傾向は見られるが，$q_0 = 0.2$ cm d^{-1} においても，前線の急勾配は維持されている．一方，シルトの圧力分布は，砂質ロームに比べて前線の勾配が緩やかである．とりわけ，$q_0 = 0.2$ cm d^{-1} の場合，浸潤前線の圧力勾配の減少は継続していて，伝達領域はまだ形成されていない段階であり，分布全体が浸潤前線の性格を持っている．そして，前線先端部は砂質ロームに比べてより深い位置に到達している．

透水係数分布（Fig. 5（d）–（f））は，表面圧力が h_∞ に収束した後は，地表面付近の $K(h_\infty) = q_0$ と前線先端部の初期 K_i の幅を持つ分布となる．横軸には対数軸を用いている．初期圧力 $h_\mathrm{i} = -500$ cm に対しては，砂質ロームが $K_\mathrm{i} = 5.5 \times 10^{-6}$ cm d^{-1}，シルトが $K_\mathrm{i} = 9.5 \times 10^{-4}$ cm d^{-1} であり（Table 1），前線先端部における砂質ロームの K は，シルトに比べて 2 オーダー小さい．透水係数分布は，K_i の小さい砂質ロームにおいて，前線先端部から 10 cm 程度での幅に 5～6 オーダー増加する著しく大きな勾配が形成される．前線先端部における K が大きく，地表面が $K(h_\infty)$ に収束していないシルトは，分布内の K の差が小さく，勾配は砂質ロームに比べて緩やかである．

Fig. 5（g）–（i）の水分分布は，Fig. 5（a）–（c）の圧力を Fig. 1（a）の水分保持曲線 $\theta(h)$ に代入して得られる．供給支配の浸潤では，土の条件によらず侵入水量は等しい．そのため，いずれの条件においても，同じ経過時間に対しては，積算浸潤水量 q_0t の水分量が増加した水分分布である．Table 1 に前線先端部の初期水分量 $\theta(h_\mathrm{i})$，Table 2 に地表面の収束水分量 $\theta(h_\infty)$ を示す．同じ浸潤水量を異なる表面フラックス q_0 で与えたとき，q_0 が小さいほど収束水分量 $\theta(h_\infty)$ は小さく，深い位置まで前線先端部が進行した細長い分布となる．

前線先端部の水分分布の形状を比較すると，砂質ロームでは，シルトに比べて急勾配の水分前線が形成される．しかし，Fig. 5（a）–（c）の圧力分布に比べると，浸潤前線の領域は広く，緩やかな分布である．（4）式の水分容量 $C_\mathrm{w}(h)$ は，圧力水頭の単位増加量に対する水分増加量を表す（Jury and Horton, 2006）．砂質ロームの前線先端部の圧力領域の C_w は非常に小さいため（Fig. 2），大きく圧力が変化しても水分量変化は小さい．逆に前線湿潤部の圧力領域の C_w は大きく（Fig. 2），小さな圧力変化でも大きな水分量変化が生じる．そのため，水分分布は圧力分布ほどには急勾配の矩形型の分布にはならない．また，砂質ロームの浸潤は，短時間で地表面の水分量が $\theta(h_\infty)$ に収束している．そして，一定の水分量の伝達領域が下方へ広がり，前線の形状は変化しない．一方，シルトの場合，地表面の水分量の収束が遅い．特に $q_0 = 0.2$ cm d^{-1} は，伝達領域が形成されていない段階であり，前線の形状はまだ一定ではなく，勾配の減少が継続している．

5. 一定負圧による不飽和浸潤

湛水深が一定の場合や，負圧ディスク浸潤計からの浸潤の場合，一定圧力境界条件を用いる（Rassam et al., 2004; 斎藤ら，2006）．地表面が水分飽和して湛水が生じている場合は，湛水深が境界圧力となるので 0 cm 以上の正の圧力水頭を与える．一方，負圧ディスクなどで負圧を与える場合には，地表面は水分不飽和になる．一定負圧条件は，水分保持曲線にヒステリシスがない条件では，Philip（1957a）など，多くの古典的な研究で用いられている一定水分量境界条件に等しい．

一定圧力条件による浸潤は，供給支配の一定フラックス条件とは異なり，浸潤水量は土の条件によって大きく異なる．すなわち，土の浸透能に応じた地表面フラックスにより水が浸潤する．そのため，土壌支配（profile-controlled）の浸潤とよばれる（Hillel, 2001）．ここでは，前述の非湛水の一定フラックス条件と同じく，地表面に湛水が生じない圧力水頭が 0 cm 以下の一定負圧条件について検討する．そして，境界圧力の大小，砂質ロームとシルト層の違いを検討することにより，フラックス条件と圧力条件の違いを示す．

浸潤は，一定フラックス条件と同じく，長さ 100 cm，初期圧力 $h_\mathrm{i} = -500$ cm の砂質ロームおよびシルト層を対象とする（Table 1）．Fig. 6 は，3 種類の一定負圧（$h_0 = -1$，-31，-55 cm）を与えたときの，地表面フラックス q_0 の時間変化である．条件によりフラックスが大きく異なるため，縦軸のフラックスと横軸の時間を共に対数軸で表示した．そのため，フラックスの指数関数的な減少は，直線的な減少として表示される．また Fig. 7 は，浸潤過程の圧力，透水係数，水分分布の時間変化である．一定フラックス条件では，浸潤水量が等しい時間の分布を示したが（Fig. 5），一定負圧条件では，それぞれの条件において，20 cm 程度まで先端部が到達している時間の分布と，等しい時間間隔の 2 番目，3 番目の分布を示した．q_0 が一定でないため，それぞれの時間の浸潤水量は異なる．Table 3 には，境界負圧 h_0 に対応する境界水分量 $\theta(h_0)$ と透水係数 $K(h_0)$ を示した．$h_0 =$ 0 cm の条件は，飽和と不飽和の境界であるため，計算結果が数値的に不安定になりやすい．ここでは $h_0 = -1$ cm の条件を用いたが，計算結果は．$h = 0$ cm の飽和浸潤の条件とほぼ等しい（Rassam et al., 2004）．

Table 3　一定負圧条件における砂質ロームとシルトの地表面の体積含水率 $\theta(h_0)$ と不飽和透水係数 $K(h_0)$.

Soil type	h_0 (cm)	$\theta(h_0)$ (cm^3 cm^{-3})	$K(h_0)$ (cm d^{-1})
Sandy loam	− 1	0.410	85.9
	−31	0.215	0.51
	−55	0.161	0.06
Silt	− 1	0.460	3.69
	−31	0.424	0.50
	−55	0.396	0.21

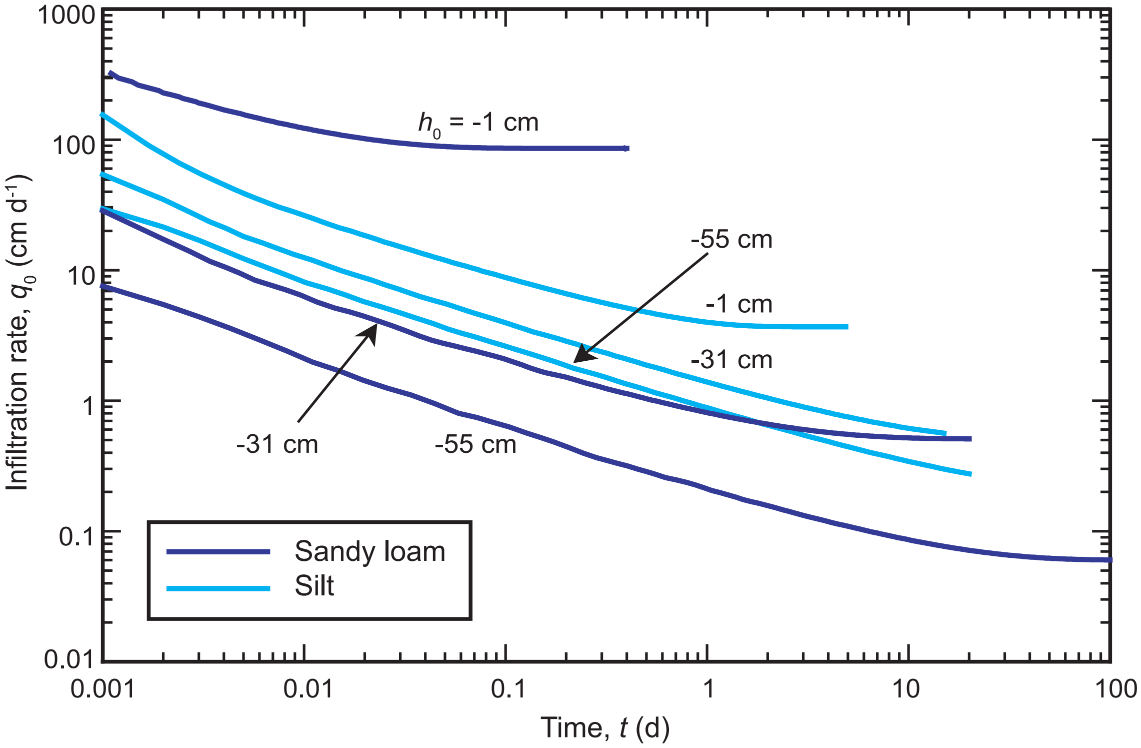

Fig. 6　3 種類の一定負圧条件（$h_0 = -1$，-31，-55 cm）における地表面境界フラックス q_0 の時間変化．

一定フラックス条件では，地表面圧力 h_0 が増加して，一定圧力 h_∞ に収束するのに対し（Fig. 4），地表面圧力 h_0 が指定される一定負圧条件では，地表面フラックス q_0 が変化する（Fig. 6）．一定負圧のいずれの条件においても，浸潤開始直後の q_0 は大きな値を示すが，その後，指数関数的に減少する．浸潤初期の砂質ロームの q_0 は，$h_0 = -1$ cm では他の条件に比べて極端に大きいが，$h_0 = -31$ cm では大きく減少し，$h_0 = -55$ cm ではさらに減少する．一方，シルトの $h_0 = -1$cm のフラックスは，砂質ロームの $h_0 = -1$ cm に比べて，時間によっては 1 オーダー以上小さいが，境界圧力の減少によるフラックスの減少は小さく，$h_0 = -31$ cm では砂質ロームのフラックスより大きい．

指数関数的に減少する q_0 は，最終的に地表面の圧力勾配がゼロ（$dh/dz = 0$）になり，（1）式より $q_\infty = K(h_0)$ の重力流れに収束する（斎藤ら，2006，Fig. 4 参照）．これは，前述の一定フラックス条件の場合と同じである．そのため，十分に時間が経過した後は，一定負圧条件は，$q_\infty = K(h_0)$ の一定フラックス条件に収束する（Table 3）．Fig. 1（b）に示したように，砂質ロームとシルトの不飽和透水係数は $h = -31$ cm でほぼ等しく，湿潤側では砂質ローム，乾燥側ではシルトの K の方が大きい．砂質ローム，シルトともに，一定負圧 $h_0 = -31$ cm は，一定フラックス $q_0 = 0.5$ cm d^{-1} の表面の収束圧力 h_∞ に近く，またシルトの一定負圧 $h_0 = -55$ cm は，$q_0 = 0.2$ cm d^{-1} の h_∞ に近い（Table 2，Table 3）．これら 3 種類の条件については，収束する流れが等しい条件として，一定フラックス条件と一定負圧条件の比較が可能である．

一定負圧の浸潤により生じる土中の圧力分布を Fig. 7（a）–（c）に示す．地表面の圧力が一定値として与えられるため，どちらの土の圧力分布も，地表面付近は境界圧力 h_0，下層部では初期圧力 $h_i = -500$ cm の幅を持つ．境界圧力が与えられた直後の地表面においては，$\Delta h = h_0 - h_i$ の圧力差による大きな地表面フラックスが生じる（Fig. 6）．そして，下方への水の浸潤により圧力勾配 dh/dz が減少し，地表面フラックス q_0 が減少していく．一定負圧条件では，地表面の $K(h_0)$ は一定であるため，（1）式より dh/dz の減少が q_0 の減少の要因である．すなわち，土が濡れていくことによる状態の変化が，地表面の吸水能力を決定している．この点が，供給支配の一定フラックス条件との違いである．

砂質ロームの場合，一定負圧条件の圧力分布は，Fig. 5（a）–（c）の一定フラックスの分布と同じく，浸潤前線の圧力勾配は極端に大きく，前線の形状を保ちながら下方へ移動する．図に示した時間において，両者の前線の形状が等しいのは，一定負圧条件の境界フラックスが $q_\infty = K(h_0)$ に収束して，一定フラックス条件と等しいためである．一方，シルトの圧力分布は，Fig. 5（a）–（c）の一定フラックス条件では境界圧力 h_0 に収束していないため，一定負圧条件とは異なる．また，一定負圧条件の浸潤前線の移動速度は，土の種類と境界圧力に依存する点も一定フラックス条件と大きく異なる．境界圧力 $h_0 = -1$ cm のときは砂質ロームの浸潤は極端に速く，逆に $h_0 = -55$ cm では砂質ロームの浸潤はシルトに比べて遅い．しかし，砂質ロームに比べて前線先端部の勾配が緩やかであること，h_0 が小さいほど，先端部の圧力勾配は砂質ロームに比べて緩やかになる傾向は，両境界条件に共通である．

透水係数は，境界圧力に対応した $K(h_0)$ と浸潤前の初期 K_i の幅を持つ分布となる（Fig. 7（d）–（f））．この $K(h_0)$ は，Fig. 6 における地表面フラックスの収束値 q_∞ に等しい（Table 3）．砂質ロームの $h_0 = -1$ cm では，

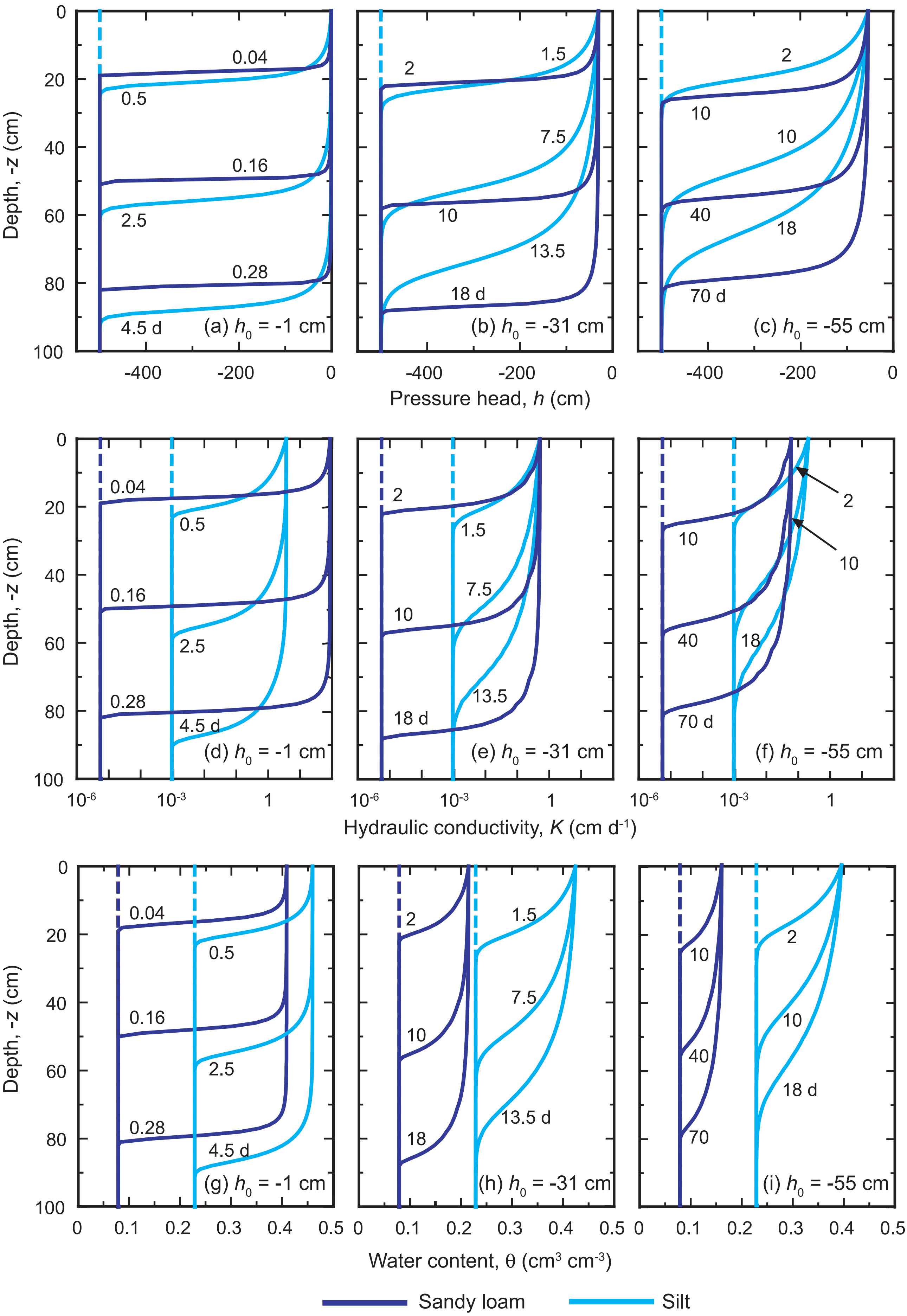

Fig. 7　3 種類の一定負圧条件（$h_0 = -1$, -31, -55 cm）における (a) (b) (c) 圧力水頭分布 $h(z)$, (d) (e) (f) 不飽和透水係数分布 $K(z)$, (g) (h) (i) 体積含水率分布 $\theta(z)$.

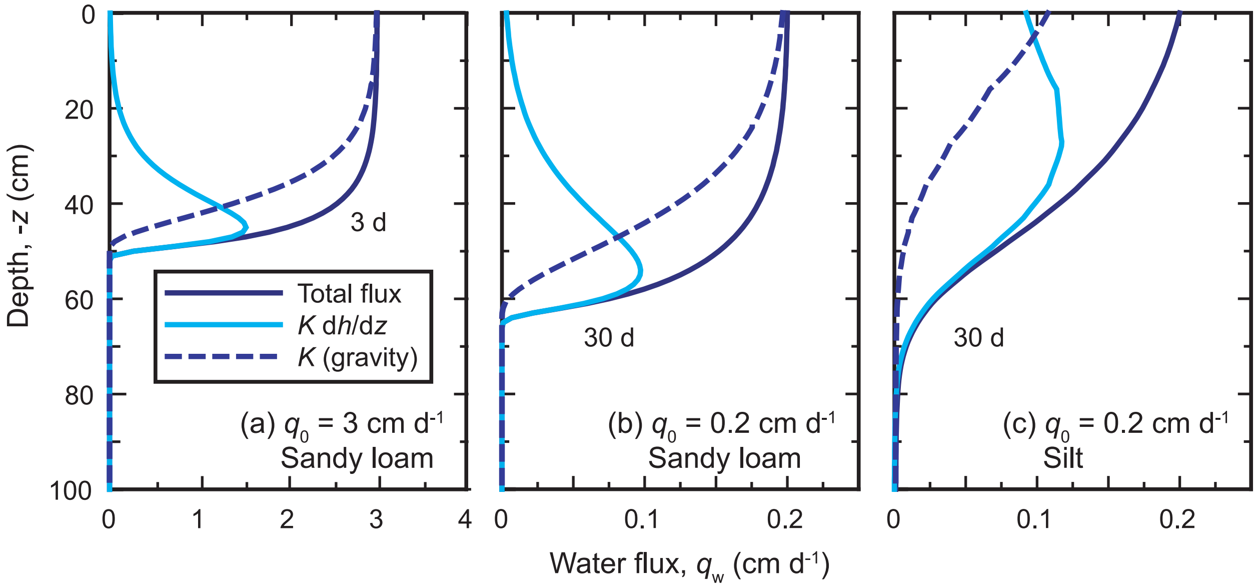

Fig. 8　一定フラックス条件の浸潤における全水分フラックス分布 $q_w(z)$ と圧力成分と重力成分の寄与（a）$q_0 = 3$ cm d^{-1} の砂質ローム，（b）$q_0 = 0.2$ cm d^{-1} の砂質ローム，（c）$q_0 = 0.2$ cm d^{-1} のシルト．

前線先端部の $K_i = 5.5 \times 10^{-6}$ cm d^{-1} から $K(h_0) = 85.9$ cm d^{-1} までの最も大きな範囲の分布となる．一方，砂質ロームの $h_0 = -55$ cm では，ほぼすべての深さにおいて，シルトに比べて K の小さな分布である．

Fig. 7（g）–（i）は，一定負圧条件における水分分布である．初期水分量 $\theta(h_i)$ は Fig. 5 の一定フラックス条件と等しく（Table 1），地表面の圧力が一定であるため，地表面の水分量 $\theta(h_0)$ は一定である（Table 3）．いずれの条件においても，$\theta(h_i)$ と $\theta(h_0)$ の水分量の範囲に，浸潤水量に対応した水分分布が形成される．そのため，地表面フラックスの大きい砂質ロームの $h_0 = -1$ cm では，浸潤速度は極端に速い．一方，同じ砂質ロームであっても，$h_0 = -55$ cm の浸潤速度はシルトに比べてはるかに遅い．また，地表面フラックスの収束の遅い $h_0 = -55$ cm では，地表面フラックスの低下により（Fig. 6），前線の進行速度が遅くなっていることが水分分布から読み取れる．

このような一定負圧条件の水分分布に対して，Fig. 5 (g) – (i) の一定フラックス条件の水分分布を比較してみると，一定フラックス条件では，土の種類によらず，同じ経過時間に同じ水分量が増加するため，土の特性の影響が小さいことがわかる．この点が，供給支配のフラックス条件と土壌支配の圧力条件の大きな違いである．収束する地表面境界の流れが等しいシルトの $q_0 = 0.5$ cm d^{-1}（Fig. 5（h））と $h_0 = -31$ cm（Fig. 7（h）），$q_0 = 0.2$ cm d^{-1}（Fig. 5（i））と $h_0 = -55$ cm（Fig. 7（i））を比較すると，地表面圧力がまだ h_∞ に収束していない一定フラックス条件の方が，同程度の深さに到達した浸潤前線の勾配は緩やかである．

前線先端部の水分分布は，砂質ロームの $h_0 = -1$ cm において最も急勾配の水分前線が形成されている．これは，乾燥した砂質土への飽和浸潤では，明瞭な浸潤前線が観察されることに対応する（Hillel, 2001）．しかし，h_0 の低下により，砂質ロームの水分前線も緩やかになる．同様に，シルトの水分前線も，h_0 の低下により前線勾配が緩やかになる．また，地表面フラックスの減少が継続していると，前線の進行が遅くなりながら，勾配も緩やかになる．言い換えると，地表面フラックスが収束して一定になると，水分量が一定の伝達領域が形成され，前線の形状が一定となる．この段階においては，一定フラックス条件と一定負圧条件の違いはなくなる．

6. 浸潤フラックスの圧力勾配成分と重力成分

鉛直下方に水が浸潤するとき，土中の各位置における水分フラックスは，(1) 式のダルシー則により与えられ，右辺第 1 項の圧力勾配成分（以下，圧力成分）と第 2 項の重力成分の 2 成分を持つ．水分量が増加していく浸潤過程においては，大きな圧力勾配が存在する浸潤初期の地表面付近や浸潤前線付近においては圧力成分が卓越し，時間の経過に伴い重力成分が支配的になる（Hillel, 2001）．ここでは，一定フラックス条件の浸潤前線における水分フラックスの圧力成分と重力成分の役割を考える．

Fig. 8（a）は，Fig. 4 に示した一定フラックス条件 $q_0 = 3$ cm d^{-1} における砂質ロームの 3d の水分フラックス分布である．圧力成分と重力成分の和が全水分フラックスである．重力成分の分布は，Fig. 5（d）の不飽和透水係数 K 分布と同一であるが，Fig. 5（d）を対数軸で示したのに対し，Fig. 8 のフラックスは実軸で示してある．全水分フラックス分布は，地表面から 40 cm 近くまで境界フラックス 3 cm d^{-1} にほぼ等しく，前線は急勾配を持つ．全フラックスの分布からは，それぞれの位置の水分量の変化を知ることができる．全フラックスが一定の領域は，流入と流出のフラックスが等しく，水分量は一定である．一方，全フラックスが減少する前線領域は，流入フラックスが流出フラックスより大きいため，水分量は増加過程にある．

地表面付近では $dh/dz = 0$ であるため重力成分で占められるが，深さ 20 cm 程度から浸潤前線に向けて重力成分は減少する．一方，圧力成分は，浸潤前線の先端部から 5 cm 程度においては主成分であり，深さ 45 cm に 1.54 cm d^{-1} のピーク値を持ち，先端部の急勾配な分布とは対照的に，上方へ向けては緩やかに減少する．

拡散と数学的に同一の形式である（1）式のフラックスの圧力成分は，前線部分の圧力勾配を緩やかにして，前線先端部を下方へ広げる効果を持つ．ただし，前線先端部の $K(h)$ が極めて小さいため，拡散係数が一定の通常の拡散に比べて，浸潤前線先端部の広がりが相対的に小さいのが特徴である（Warrick, 2003）．一方，重力成分は，前線湿潤部の K が先端部に比べて大きいため，湿潤部の重力成分は先端部に比べて大きい．そのため，湿潤部が先端部に追いつくように進行して，浸潤前線の広がりを圧縮して，圧力分布を急勾配にする効果を持つ（塩沢ら，1988）．最終的には前線を広げる圧力成分と圧縮する重力成分の効果が釣り合って，浸潤前線の形状が一定になって下方へと移動する（Jury and Horton, 2006）．

$q_0 = 3$ cm d^{-1} における砂質ロームでは，2 d 以降，浸潤前線の圧力分布は，極端に急勾配の形状を保って変化しない（Fig. 5（d））．前線湿潤部の K は 3 cm d^{-1} に近い値であるが，前線先端部は初期の $K_i = 5.5 \times 10^{-6}$ cm d^{-1} であり，著しく小さい．そのため，K と dh/dz の積である圧力成分は，先端部の大きな圧力勾配にもかかわらず前線を広げる効果が小さい．さらに，湿潤部と先端部の K の差が非常に大きいため，重力成分による浸潤前線の圧縮の効果が強い．

圧力成分が上方に向けては緩やかに減少するのは，先端部とは逆に湿潤部の K の値が大きく，dh/dz の減少を補うためである．そのため，前線湿潤部では圧力成分が重力成分の減少を補い，全フラックスは $q_0 = 3$ cm d^{-1} に近い値を深さ 40 cm 程度まで保っている．これが，Fig. 5（a）の圧力分布や Fig. 5（g）の水分分布が，3 d において深さ 40 cm 程度まで圧力と水分量が一定の伝達領域を持ち，浸潤前線が急勾配を保つ原因である．多くの教科書では，圧力成分は前線の勾配を緩やかにする効果のみが指摘されているが，湿潤部と先端部の K の差が非常に大きいときは，圧力成分も湿潤部の下方への進行を促進し，浸潤前線を急勾配に保つ圧縮効果に貢献することを Fig. 8（a）は示している．

Fig. 8（b）は，フラックスの小さい $q_0 = 0.2$ cm d^{-1} における砂質ロームの 30 d の水分フラックス分布である．全フラックス分布の前線は，$q_0 = 3$ cm d^{-1} に比べて勾配が緩やかである．初期条件が等しいため，先端部における圧力成分の効果は等しい．しかし，q_0 が小さいために湿潤部の K が小さく，重力成分による前線の圧縮の効果は，$q_0 = 3$ cm d^{-1} に比べて $q_0 = 0.2$ cm d^{-1} の方が相対的に小さいため，勾配は緩やかになる．Fig. 8（c）は，同じく $q_0 = 0.2$ cm d^{-1} におけるシルトの 30 d の水分フラックス分布である．シルトの初期の不飽和透水係数は $K_i = 9.5 \times 10^{-4}$ cm d^{-1} であり，砂質ロームの $K_i = 5.5 \times 10^{-6}$ cm d^{-1} に比べて大きい（Table 1）．そのため同じ境界フラックス条件の砂質ロームに比べて，圧力成分による前線先端部を広げる効果は大きく，また重力成分による前線の圧縮効果も弱い．そのため，緩やかな全フラックス分布が形成されている．これが，Fig. 5（c）の圧力分布や Fig. 5（i）の水分分布が，緩やかな勾配の末広がりの分布を示す原因である．また，地表面から先端部まで重力成分の寄与は小さく，反対に圧力成分の寄与は大きい．地表面では，30d において圧力成分と重力成分の大きさはほぼ等しい．

ここまで，フラックス一定条件の浸潤のフラックス分布に対して．圧力成分と重力成分の役割を考察したが，同様な議論は，圧力一定条件に対しても行うことができる．HYDRUS-1D では，圧力，水分量，透水係数，水分容量に加えて，水分フラックス分布も出力されるので，Fig. 8 に示した水分フラックスの分布図は容易に作成することができる．

7. おわりに

本報では，砂質ロームとシルトを対象に，地表面の境界条件として非湛水の一定フラックス条件と，不飽和流れの一定負圧力条件の浸潤現象を取り上げた．一定強度のフラックスが地表面に与えられると，土が濡れていき，最終的には一定の地表面圧力に収束して，水分量が一定になる．浸潤現象を地上部で観察すると，単純に地表面が濡れていく現象に過ぎない，しかし，「どのように土が濡れていくか，またいつ地表面の圧力水頭は一定になるか」という素朴な疑問を考え始めると，様々な要因が影響していることに気がつかされる．一方，一定負圧が地表面に与えられると，浸潤初期は大きな地表面フラックスが生じるが．最終的には一定値に収束する．一定フラックス条件の場合と同様に，「どのように地表面フラックスが減少していくか，また地表面のフラックスはいつ，どのような値に収束するか」，こうした疑問が出発点である．

はじめに，浸潤過程の圧力水頭分布，不飽和透水係数分布，水分量分布により，地上部の圧力や水分量の変化が，土中の浸潤前線の形状や進行速度と密接に関わっていることを示した．そして，一定フラックス条件と一定負圧条件の違いを整理した上で，土の内部の浸潤前線の形態を詳細に検討した．さらに，浸潤過程の水分フラックス分布を圧力勾配による成分と重力による成分とに分離し，浸潤前線の形状は，それぞれの成分の大きさの釣り合いにより決まることを示した．

浸潤前線の動態を決めているのは，土の水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性である．そのため，同じ土であっても，土中水分の圧力水頭に大きく依存して浸潤の動態が変化することが，不飽和水分移動の難しさである．とりわけ，飽和では透水係数の高い砂質ロームが，境界圧力の低下に伴い，もっとも透水係数の小さな土に変化することを，浸潤過程の違いを通して理解することが重要である．本解

説で示した HYDRUS-1D の計算例の入出力ファイルは，下記サイトで利用可能である（http://www.bio.mie-u.ac.jp/junkan/sec1/lab5/model/index.html）．読者は，土性，境界フラックス，境界圧力などの異なる計算を行って，さらに理解を深めて欲しい．

次報では，Philip（1957e）が議論した初期水分量の浸潤におよぼす影響について，特に水分分布の動態や浸潤前線の形状に注目して解説する．そして，Philip (1957e) の示した浸潤前線の進行速度について，数値実験の結果に基づき議論する．

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.

長谷川周一（2007）：古典を読む: W. H. Green and G. A. Ampt 著「土壌物理に関する研究 第 1 部 土壌中の空気と水の流れ」，土壌の物理性，105: 111–115.

Hillel, D. (2001)：環境土壌物理学 II 耕地の土壌物理—耕地生産力の向上と地球環境の保全—（岩田進午，内嶋善兵井衛監訳），第 10 章，pp. 1–51，農林統計協会，東京.

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.36–159，築地書店，東京.

小杉賢一朗（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: 105–112.

中野政詩（1991）：土の物質移動学，第 2 章，pp. 15–44，東京大学出版，東京.

宮崎毅（1984）：浸潤方程式，土壌の物理性，50: 56–62.

宮崎毅（2000）：環境地水学，第 2 章，pp. 22–38，東京大学出版，東京.

Philip, J. R. (1957a): The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Sci., 83: 345–357.

Philip, J. R. (1957b): The theory of infiltration: 2. The profile at infinity. Soil Sci., 83: 435–448.

Philip, J. R. (1957c): The theory of infiltration: 3. Moisture profiles and relation to experiment. Soil Sci., 84: 163–178.

Philip, J. R. (1957d): The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Sci., 84: 257–264.

Philip, J. R. (1957e): The theory of infiltration: 5. Influence of initial moisture content. Soil Sci., 84: 329–339.

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.

塩沢昌, 宮崎毅, 中野政詩（1988）：土の中の物質移動（その 2）—土の中の水の浸潤と貯留—，農土誌，56: 61–67.

斎藤広隆，坂井勝，J. 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.

坂井勝, 取出伸夫（2009）：水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデル，土壌の物理性，111: 61–73.

Warrick, A. W. (2003): Soil water dynamics, pp. 167–184, Oxford university press, New York.

要　　旨

土中への水の浸潤現象における 2 種類の地表面の境界条件として，砂質ロームとシルトを対象に，一定フラックス条件の非湛水浸潤と，一定圧力条件による不飽和浸潤について解説した．一定強度のフラックスが地表面に与えられると，水分量の増加に伴い地表面の圧力水頭は増加し，最終的には一定の圧力に収束して，水分量が一定になる．一方，一定の負圧が地表面に与えられると，浸潤初期は大きな地表面フラックスが生じるが．最終的には一定値に収束する．この境界条件の性質の違いを，土中の圧力水頭分布，不飽和透水係数分布，水分量分布から論じた．地上部の圧力水頭や水分量の変化は，土中の浸潤前線の形状，進行速度と密接に関わる．そして，その浸潤前線の動態は，土の水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性により決まることを示した．

キーワード：浸潤，フラックス境界条件，圧力境界条件，水分保持曲線，不飽和透水係数