

蒸発過程の土中水分移動 1. 土性の影響

齋藤広隆¹・取出伸夫²

Unsaturated water flow during evaporation from the soil surface: Effects of soil type

Hiroataka SAITO¹ and Nobuo TORIDE²

1. はじめに

これまで、土中の不飽和水分移動として土中への水の浸潤現象について解説した（取出ら，2009，2010a，2010b，2010c）。不飽和土中の水分フラックスは、バッキンガム-ダルシー則により、圧力勾配成分（以下、圧力成分）と重力成分の和で与えられる（後述（1）式）。下方への水の浸潤過程においては、圧力成分と重力成分のいずれも下方への水分移動の駆動力となる。そして、土性、境界条件、初期条件などの条件に加えて、位置と時間に依存して圧力成分と重力成分の相対的な大きさが変化し、浸潤の形態が決まることを示した。一方、地表面からの水分蒸発過程の土中水分移動は、表層の乾燥に伴い発達した圧力勾配による圧力成分が、下方への重力成分に逆らいながら生じる上方向の移動である（溝口ら，1988）。この蒸発過程の水分移動も浸潤過程の水分移動と同様に、土性、境界条件、初期条件などの条件の影響を受けるが、浸潤過程が古くから多くの研究が行われてきたのに対して、その詳細な検討事例は比較的少ない。この一つの要因は、浸潤過程に比べて蒸発過程については、リチャーズ式の解析解や近似解が少なく、水分移動の解析には数値解法が必要である点も影響していると思われる。

地表面からの水分蒸発を決定する主な要因は、気温、湿度、風速などの気象条件と土がもつ水分供給能力である。土の外部から与えられる気象条件により、大気蒸発能、すなわち、大気への自由水面からの蒸発速度である可能蒸発速度が決まる。十分に湿った土では、この可能蒸発速度で蒸発が進行する。一方、土の水分供給能力は、土性、土中の水分分布、給水の有無などの条件によって異なる。実際の地表面蒸発速度は、可能蒸発速度と土の水分供給能力のうち小さい方によって決まる。Fig. 1は、可能蒸発速度が一定のときの湿った土からの蒸発速度の時間変化の模式図である（Hillel, 2001）。十分に湿っ

た状態では、土の水分供給能力が大気蒸発能を満たし、可能蒸発速度で蒸発が進行する乾燥の第1段階（恒率乾燥段階）である。土の乾燥が進むと、水分供給能力が低下して大気蒸発能を満たすことができなくなり、蒸発速度は低下していく乾燥の第2段階（減率乾燥段階）となる。さらに乾燥が進むと、低い蒸発速度をほぼ維持する乾燥の第3段階となる。この段階では、土の水分量は低下し、土中の水蒸気移動が液状水移動に対して卓越していく。

このような地表面からの蒸発速度の評価は、土中の液状水・水蒸気・熱エネルギーの地表面までの移動と、地表面から大気への水蒸気の拡散移動を考慮した物理モデルが必要である（たとえば Saito et al., 2006）。一方、水蒸気移動を考慮せず、通常の液状水のリチャーズ式に対して、地表面境界条件として可能蒸発速度 E_p と許容最小圧力（以下、最小圧力） h_A を与える工学的な方法がある（Fayer, 2000; Šimůnek et al., 2008）。この境界条件は、恒率乾燥段階を可能蒸発速度の一定フラックス条件で与え、減率乾燥段階を最小圧力 h_A の一定圧力条件として与える。そして、気象条件が蒸発速度を制限する恒率乾燥段階と、土の水分供給能力が制限要因となる減率乾燥段階について、土中水分移動を液状水の移動式により評価することが可能である。

本解説ではこの工学的な境界条件を適用し、土中への水の浸潤過程と同様に、蒸発過程の土中水分移動について、土性、境界条件、初期条件の及ぼす影響について解

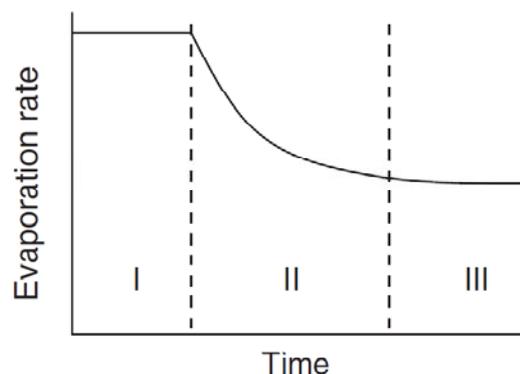


Fig. 1 蒸発速度の時間変化。図中ローマ数字は乾燥過程の3段階を示す（Hillel (2001)）。

¹Tokyo University of Agriculture and Technology, Graduate School of Agriculture 3-5-8 Saiwai-cho, Fuchu, Tokyo, 183-8509, Japan. Corresponding author: 齋藤広隆,¹東京農工大学大学院農学研究院
²Mie University, Graduate School of Bioresources 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu, Mie, 514-8507, Japan.

2011年11月9日受稿, 2011年11月28日受理
土壌の物理性 119号, 65-74 (2011)

説する。今回は、水分飽和したシルトおよび砂質ロームの単層土層を対象に、下端からの給排水がない条件の蒸発過程を取り上げる。同一の初期条件・境界条件に対しては、土の水分供給能力は土性に依存する。そこで、特にそれぞれの土の水分保持曲線と不飽和透水係数の観点から、蒸発過程における土中水分移動の形態を比較検討する。

2. 不飽和水分移動式と境界条件

等温条件下の土層内における鉛直1次元の水分フラックス q_w (cm d^{-1}) は、バッキンガム-ダルシー則（以降ダルシー則）で与えられる（取出ら, 2009, (1) 式）。

$$q_w = -K(h) \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \quad (1)$$

ここで、今までの解説と同様に、 $K(h)$ は不飽和透水係数 (cm d^{-1})、 h は土中水の圧力水頭 (cm)（以下、単に圧力と表記）、 z は土層上端の地表面を $z = 0$ とした上向き正の位置 (cm) である。ダルシー則の右辺第1項は圧力勾配 dh/dz に基づく圧力勾配成分（以下、圧力成分）であり、第2項は重力による重力成分である。なお、上層で圧力が低下する乾燥過程では、上向き正の z に対して dh/dz は負の値をとる。しかし、水分フラックスの駆動力の大きさは、 dh/dz の絶対値である。そのため、以降、駆動力としての圧力勾配の大小には絶対値を用い、混乱をさけるために $|dh/dz|$ と表記する。ダルシー則を水分の保存則に代入すると、鉛直1次元非定常水分流れの水分移動式としてのリチャーズ式が得られる。

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

ここで、 θ は体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 t は時間 (d) である。今回は、下端からの給排水のない長さ L (cm) の水分飽和した土カラムからの蒸発を検討した。すなわち、下端を閉じたバケツに均一に土を充填し、土全体を完全に飽和させて地表面に地下水が存在する状態を想定した。このときの初期条件と下端境界条件は次式で与えた。

$$h(z, 0) = -(z+1) \quad (3)$$

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

なお、土層全体が飽和となると計算が不安定となりやすいため、地表面 $z = 0$ cm をわずかに負圧の $h = -1$ cm とした静水圧分布を初期状態とした。

上端境界には、恒率乾燥段階から減率乾燥段階の地表面フラックスを再現する境界条件として、可能蒸発速度 E_p (cm d^{-1}) と許容最小圧力 h_A (cm)（以下、最小圧力）を与える条件を用いた (Fayer, 2000; 齋藤ら, 2006; Šimůnek et al., 2008)。

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

この境界条件では、地表面圧力 $h(0, t)$ が h_A より大きいときは ($h(0, t) > h_A$)、恒率乾燥段階の一定フラックス条件として E_p を与える。しかし、地表面蒸発が進行して $h(0, t)$ が h_A まで低下した段階で、境界圧力が h_A の一定圧力条件に切り替える。この一定圧力条件下の蒸発速度 E は、地表面における (1) 式のダルシー則により与えられる。そして、 E が減少する減率乾燥段階は、 $K(h_A)$ は一定であるため、下方への乾燥の進行に伴う地表面の $|dh/dz|$ の減少により表現する。

本解説では、蒸発開始から恒率乾燥が維持される恒率乾燥期間、すなわち一定フラックス条件から一定圧力条件へ切り替わる時間を t_0 (d) とする。なお、 h_A によって t_0 の長さはある程度変化する。水蒸気移動を考慮しない移動式における h_A の値の厳密な根拠と物理的意味を与えることは難しいが、ある程度以下の h_A では t_0 は一定値に収束する (Rassam et al., 2004)。そこで、今回の計算においては、 h_A が t_0 へ与える影響が十分に小さい $h_A = -15000$ cm を用いた。 t_0 は土の水分状態によって変化する地表面への水分供給フラックスに依存するため、(5) 式の境界条件は、圧力やフラックスを与える「独立型境界条件」に対して、「系依存型境界条件」と分類される (齋藤ら, 2006)。

計算には浸潤の解説同様、Table 1 に示すパラメータ値を持つ van Genuchten モデルのシルトおよび砂質ロームを用いた ((6), (7) 式)。

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

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

Table 1 砂質ロームとシルトの van Genuchten モデルのパラメータ値。

Soil type	θ_r ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	a (cm^{-1})	n (-)	K_s (cm d^{-1})
Sandy loam	0.065	0.41	0.075	1.89	106.1
Silt	0.034	0.46	0.016	1.37	6.0

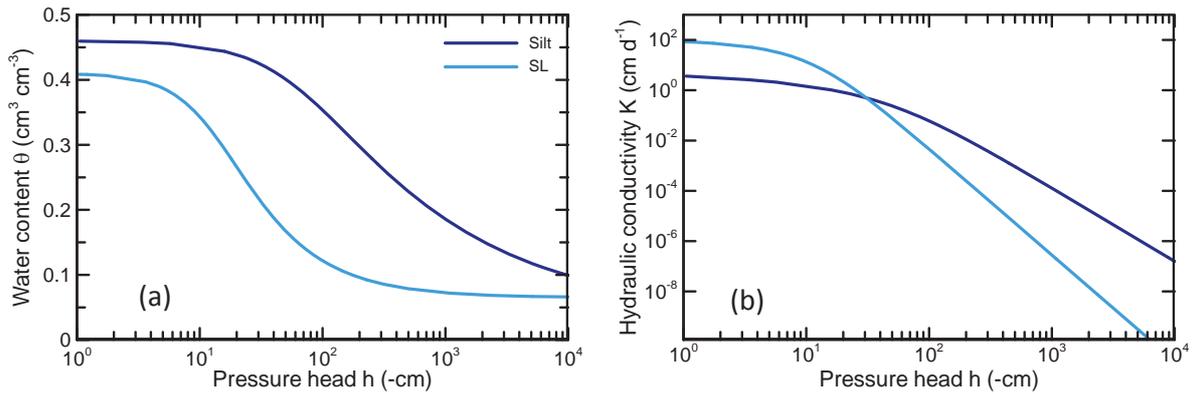


Fig. 2 シルトと砂質ローム (van Genuchten モデル) の (a) 水分保持曲線 $\theta(h)$ と (b) 不飽和透水係数 $K(h)$.

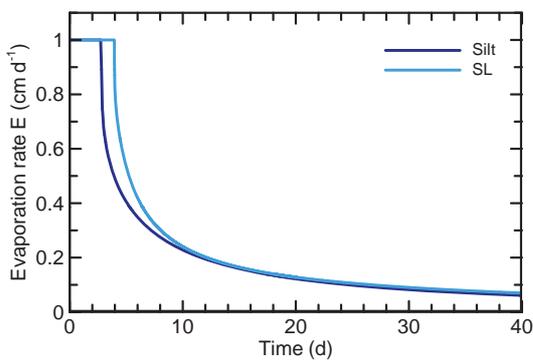


Fig. 3 シルト (Silt) と砂質ローム (SL) の、恒率乾燥段階から減率乾燥段階における蒸発速度 E の時間変化.

ここで、 θ_r は残留体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 θ_s は飽和体積含水率 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)、 S_e は有効飽和度 (-)、 a (cm^{-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 (cm d^{-1})、 ℓ は間隙結合係数 (-) である。透水係数モデルでの間隙結合係数 ℓ については、今までと同様に広く用いられる $\ell = 0.5$ とした。Fig. 2 は、それぞれの土の水分保持曲線 $\theta(h)$ と透水係数 $K(h)$ である。また、(6) 式の van Genuchten モデルの水分保持曲線を h で微分して得られる水分容量 C_w は、単位圧力変化に対する水分変化量を表し、次式で与えられる (Jury and Horton, 2006, (3.85) 式)。

$$C_w(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{a^n (\theta_s - \theta_r) (n-1) (-h)^{n-1}}{[1 + a (-h)^n]^{2-1/n}} \quad (8)$$

砂質ロームとシルトの $C_w(h)$ は、取出ら (2009) の Fig. 2 に示されている。

計算は、 $L = 50 \text{ cm}$ の土層、 E_p は 1.0 cm d^{-1} を基本条件とした。そして、リチャーズ式を有限要素法を用いて数値計算するために、長さ L の計算領域に対して節点間隔を 0.5 cm とし、分散化した。計算には、これまで同様 HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008) を用いた。蒸発過程では地表面付近の圧力が深さ方向に対して指数

関数的に急激に変化するため、蒸発速度を厳密に検討する場合には、節点間隔の慎重な検討が必要である。しかし本解説では、異なる条件の土中水分移動の比較検討を目的とするため、節点間距離を 0.5 cm で一定として計算を行った。

3. 地表面蒸発過程の土中水分移動

3.1 地表面蒸発速度

Fig. 3 は、シルト (Silt) および砂質ローム (SL) に対して、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を与えたときの蒸発速度 E の時間変化である。恒率乾燥期間 t_0 は、シルトは $t_0 = 2.80 \text{ d}$ 、砂質ロームは $t_0 = 3.95 \text{ d}$ であり、シルトの方が短い。しかし減率乾燥段階における E の低下は、砂質ロームの方がシルトよりも大きく、約 10 d で蒸発速度はほぼ同じ値となる。Fig. 3 の 40 d では明らかではないが、さらに乾燥が進行して全層にわたり砂質ロームの透水係数 K がシルトより小さくなると、大小関係は逆転して砂質ロームの E がより小さくなる。

恒率乾燥期間 t_0 は、その土が持つ地表面への水分供給能力に依存するので、同じ条件の土層では、 E_p が大きいほど短い。そこで、 E_p を変化させて同様の計算を行った。Fig. 4 は、異なる E_p に対するシルトと砂質ロームの積算蒸発量の時間変化である。 $E_p = 2.0$ または 5.0 cm d^{-1} のとき、積算蒸発量が直線的に増加する t_0 は $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ に比べて短くなるが、積算蒸発量は時間が経過すると $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ にほぼ一致する。また、 $E_p = 0.5 \text{ cm d}^{-1}$ の場合も、積算蒸発量は $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ の値に近づいていく。これは、 E_p の違いは蒸発初期には影響を与えるが、時間の経過とともに E_p の影響は小さくなることを示す。

このように積算蒸発量が E_p に依存しないことは、地表面の環境が大きな蒸発を促す環境であっても、土層内部の乾燥の進行を大きくは促進しないことを示唆している。中野 (1979) は、 E_p の大小で土中の水分分布の変化を考察しているが、さらに地表面への水分供給能力に影響を及ぼす土性、水分量など土の状態に着目した議論が必要である (溝口ら, 1988)。そこで、次節以降、 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ としてここまで示した下端を閉じ給排水

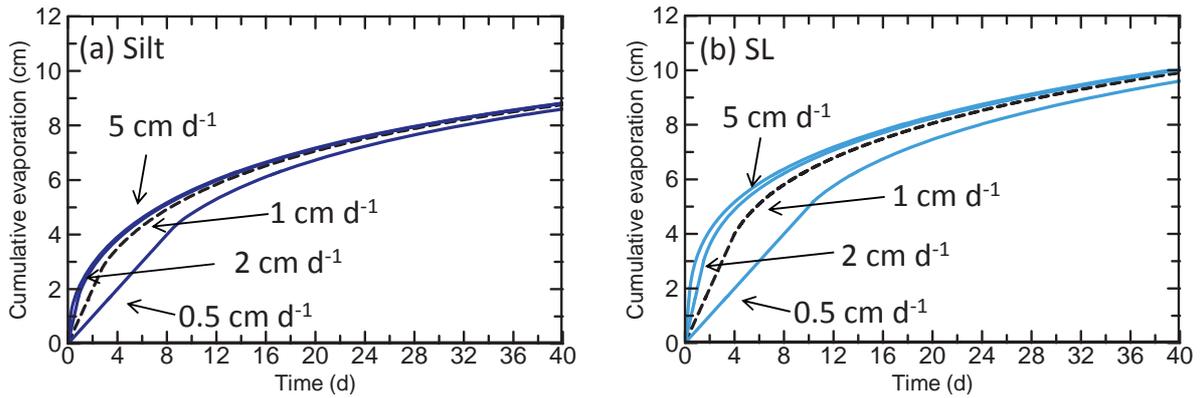


Fig. 4 (a) シルトおよび (b) 砂質ロームにおける可能蒸発速度 E_p が積算蒸発量に与える影響.

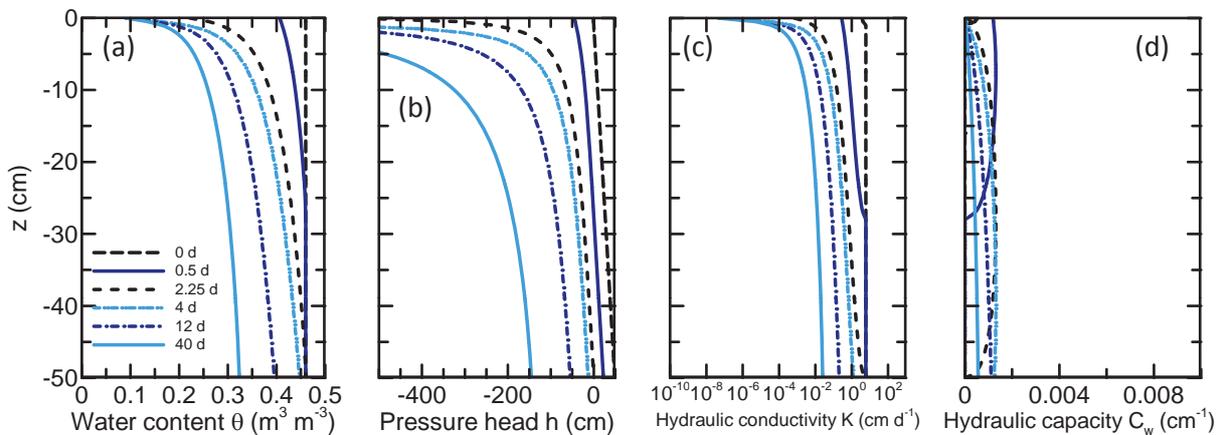


Fig. 5 シルトの蒸発過程における (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$, (d) 水分容量 $C_w(h)$. ここで水分容量の横軸は, Fig. 8 (d) の砂質ロームの横軸と範囲としている.

のない条件下で水分飽和したシルトと砂質ロームについて, 蒸発過程の土中水分移動について詳細な検討を行う.

3.2 シルト土層内の水分移動

Fig. 5 は, シルトにおける蒸発進行時の水分量 (体積含水率) θ , 圧力 h , 透水係数 K , 水分容量 C_w の地表面から土層下端までの分布の時間変化である. 圧力分布は, 地表面付近で急激な減少を示すため, -500 cm までの範囲の分布を示した.

初期の θ 分布は全層にわたって飽和体積含水率 θ_s で一定であるが, 蒸発に伴って乾燥が進行すると, 地表面から水分量が減少しながら, 飽和領域が減少していく. そのため, ここで扱う蒸発過程は, 乾燥の進行に伴い地下水面が下方に移動する過程である. そこで本解説では, $h = 0$ cm となる地点を地下水面として着目して議論を進める. また, 地表面フラックスである蒸発速度 E は, 地表面における K と圧力勾配 dh/dz によって決められるが, 地表面における h , dh/dz , K は, 最も変化が大きい. 計算では節点間隔を 0.5 cm として離散化しているので, 上端の2節点である地表面と深さ 0.5 cm について, Fig. 6 に蒸発開始後 20 d までの圧力および2点間の圧力勾配 $|\Delta h/\Delta z|$ の時間変化, Fig. 7 に同様に 20 d までの K の時間変化を示す. 厳密には2点間の $|\Delta h/\Delta z|$ は節点間距離に依存し, 実際の地表面の $|dh/dz|$ より小

きな値となるが, ここでは地表面の $|dh/dz|$ の近似値として示した.

シルトの場合, 0.5 d に地下水面が深さ 27.5 cm に到達し, 表層に向かって θ が減少する分布となる (Fig. 5 (a)). その後, 表層では乾燥に伴い θ が減少する一方, 地下水面は下層へと低下を続け, 2.25 d で下端 (深さ 50 cm) に達する. その時点で全層が不飽和 (負圧) となり, θ 分布は上向きに凸で地表面に向かって急激に減少する形状を示す. なお, 地表面圧力 $h(0)$ が最小圧力 h_A の -15000 cm に達するのは 2.80 d である (Fig. 6 (a)). その後の減率乾燥期間では, 乾燥の進行に伴って全層の θ がほぼ均等に減少し, 地表面への水分供給が全層において生じる (Fig. 5 (a)).

一方, h 分布も θ 分布と同様に, 表層から深さ数 cm までは大きく低下し, さらに下端までの下層では緩やかな勾配の分布全体がゆっくりと減少する (Fig. 5 (b)). 地表面圧力 $h(0)$ は, 約 2 d までは緩やかに減少し, その後 2.80 d までの短期間で最小圧力 h_A の -15000 cm まで急減する (Fig. 6 (a)). 2.80 d 以降の減率乾燥段階では, (5) 式の境界条件により $h(0) = -15000$ cm で一定になる. 深さ 0.5 cm の $h(0.5)$ は, $h(0)$ 同様に約 2 d までは緩やかに減少するが, $h(0)$ よりわずかに大きな値を維持する. 恒率乾燥段階に $h(0.5)$ は約 -1300 cm

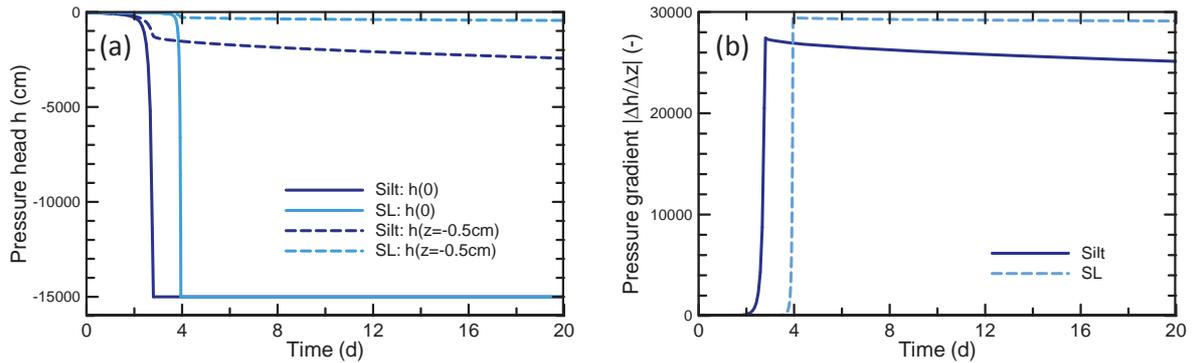


Fig. 6 シルトおよび砂質ロームの、蒸発開始後 20 d までの地表面および深さ 0.5 cm での (a) 圧力および (b) 2 点間の圧力勾配 $|\Delta h/\Delta z|$ の変化。

まで減少するが、 $h(0)$ に比べると低下の割合は小さい。減率乾燥段階では、表層の圧力が一定値となるため、深さ 0.5 cm において圧力低下は急激に抑制され、減少割合は緩やかになる。恒率乾燥段階の 2 点間の $|\Delta h/\Delta z|$ は、 $h(0)$ の変化とほぼ等しい傾向で初期の緩やかな増加とその後の急激な増加を示す (Fig. 6 (b))。その後、減率乾燥段階で $h(0)$ は変化せずに $h(0.5)$ のみ低下するため、 $|\Delta h/d\Delta z|$ は緩やかに減少する。

Fig. 5 (c) の K 分布は、 h 分と布同様に地表面の浅い位置から表層に向かって急激に小さくなる形状を示す。そして、乾燥の進行に伴い全層の K が減少していく。地表面の K は、恒率乾燥段階に初期値と比較して 9 オーダーほど減少する (Fig. 7)。とりわけ、前述の圧力が急激に低下する 2 d 以降の短期間で減少が著しい。このような K の急減は、Fig. 2 (b) のシルトの K が圧力 -100 cm 付近から圧力の減少に対して大きく低下することに対応する。2.80 d 以降の減率乾燥段階では、 h_A に対応する $K = 4.8 \times 10^{-8} \text{ cm d}^{-1}$ で一定である。

恒率乾燥段階では、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を維持するために、地表面での K の低下 (Fig. 7) を $|dh/dz|$ の増加で補う (Fig. 6)。とりわけ、2 d 以降の K の急激な減少は、 $h(0)$ の急激な低下による $|dh/dz|$ の増加で補われる。しかし、この K の減少を $|dh/dz|$ で補填する作用は、 $h(0)$ が速やかに h_A に到達するため長くは続かない。一方、減率乾燥段階では、地表面において $K = 4.80 \times 10^{-8} \text{ cm d}^{-1}$ で一定となり、また $|dh/dz|$ が緩やかに減少するため、 E は減少していく。

一方、水分容量 C_w は、たとえば 0.5 d では深さ 10 cm 付近、2.25 d では深さ 25 cm 付近に最大値を持つが、全体に深さ方向に広がり、明瞭なピーク値を持たない分布を示す (Fig. 5 (d))。水分保持曲線 $\theta(h)$ の傾きであるシルトの C_w は、 $h = -24 \text{ cm}$ で最大となり、このとき $\theta = 0.43$ 、 $K = 0.68 \text{ cm d}^{-1}$ である (取出ら, 2009, Fig. 2)。すなわち、Fig. 5 の分布の C_w のピーク位置では、これらの θ 、 h 、 K の値を持つ。このピーク位置より下方では h の増加に伴い C_w は減少し、地下水面位置でゼロとなる。乾燥に伴ってピーク位置は下方に移動し、その位置が下端に到達後は、 C_w の値は全体的に小さくなる (Fig. 5 (d))。土層全体に広がった C_w の分布となるシルトの

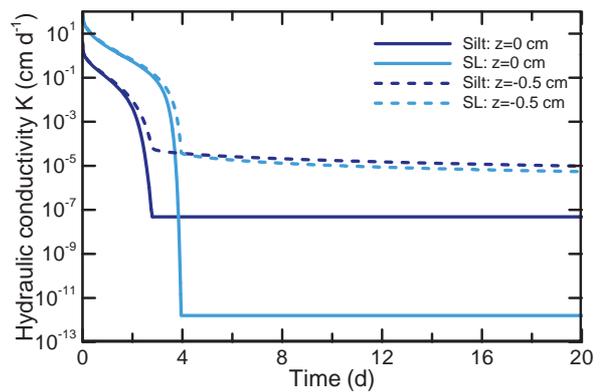


Fig. 7 シルトおよび砂質ロームの、蒸発開始後 20 d までの地表面 (実線) と深さ 0.5 cm (破線) の透水系数 $K(h)$ の変化。

場合、それぞれの位置の単位圧力低下に対する水分放出量、すなわち水分供給可能量の大きさが小さく、結果として土層全体の水分供給により地表面からの蒸発要求量に対応する。

3.3 砂質ローム土層内の水分移動

Fig. 8 は、砂質ロームの蒸発進行時の水分量 θ 、圧力 h 、透水系数 K 、水分容量 C_w の分布の時間変化である。 h 分布は、シルトと同じ -500 cm までの範囲の分布を示した。また、Fig. 6 に地表面と深さ 0.5 cm の圧力および 2 点間の圧力勾配 $|\Delta h/\Delta z|$ の変化、Fig. 7 に K の変化をシルトの結果と併せて示す。以下、主にシルトの蒸発過程との違いに着目して議論する。

Fig. 8 (a) の砂質ロームの θ 分布は、地表面付近の乾燥が進行し、シルトが層全体で均等に θ が減少する分布を示すのに対して、地表面から地下水面に向かって θ が増加する形状を維持する。0.5 d では、地表面の $\theta = 0.31$ から深さ約 10 cm の地下水面の $\theta_s = 0.41$ まではほぼ直線的に増加する。3.95 d 以降の減率乾燥段階では、地表面は $\theta_s = 0.065$ で一定になり、地下水面は下方へ移動していく。2.25 d で地下水面が下端に到達したシルトに比べて地下水面の低下は遅く、地下水面が下端に到達するのは 19 d である。Fig. 5 (a) のシルトの θ 分布は上向きに凸の形状で全層に渡って均等に θ が減少するが、地表面から地下水面に向かって θ が大きくなる分布を維持する

のが砂質ロームの特徴である。

圧力 h は、地表面で 3.95 d に最小圧力 h_d に達するが (Fig. 6 (a)), 大きな圧力低下は表層数 cm に限定される (Fig. 8 (b)). 土層全体での圧力低下はシルトと比べると小さく、40 d に深さ 5 cm の位置で -80 cm, 下端で -8.7 cm までしか低下しない。地表面圧力 $h(0)$ は、約 3.5 d までは緩やかに低下する (Fig. 6 (a)). それ以降約 0.5 日で -15000 cm まで急激に低下する。この圧力が急激に低下する期間は、シルトよりもさらに短い。また、深さ 0.5 cm では表層からわずかに遅れて圧力低下が始まるが、2 点間の圧力差はシルトよりさらに大きい。これは、 h の低下に対する K の低下が砂質ロームの方が大きいため (Fig. 2 (b)), より大きな $|dh/dz|$ を地表面に形成するためである。そして、圧力低下に伴う K の低下 (Fig. 7) を大きな $|dh/dz|$ が補うことにより $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を維持している。減率乾燥段階では、表層の K は $1.6 \times 10^{-12} \text{ cm d}^{-1}$ とシルトよりも小さい。また、深さ 0.5 cm の地点の h は、恒率乾燥段階に引き続きシルトの深さ 0.5 cm の h よりも大きな値を維持し、地表

面にシルトよりも大きな $|\Delta h/\Delta z|$ を保つ (Fig 6 (b)).

透水係数 K 分布は、乾燥の進行に伴って上層から小さくなっていくが、 θ 分布と同様に地下水面の位置の飽和透水係数 K_s から表層に向かって減少する分布となる (Fig. 8 (c)). 地表面の K は、恒率乾燥段階に初期値の 86 cm d^{-1} から 13 オーダー以上小さい $1.6 \times 10^{-12} \text{ cm d}^{-1}$ まで低下するが、シルトと比較して著しく大きな低下である (Fig. 7).

一方、 C_w 分布は、シルトの場合と大きく異なり、地下水面の位置から約 10 cm 上部に明瞭なピークを持つ (Fig. 8 (d)). 砂質ロームの C_w は、 $h = -9 \text{ cm}$ のとき最大になり、このとき $\theta = 0.36, K = 16.3 \text{ cm d}^{-1}$ である (取ら, 2009, Fig. 2). 砂質ロームのピーク値は、シルトのピーク値の 0.0013 cm^{-1} と比べて約 7 倍の 0.0091 cm^{-1} であり、地表面からの蒸発に対する水分供給可能量が格段に大きいことを示している。ピーク位置より下方では、 h の増加に伴い C_w は急激に減少し、地下水面位置でゼロとなる。このような C_w の急激な減少は、Fig. 2 (a) の水分保持曲線 $\theta(h)$ に明瞭な空気侵入値を持つ砂質土

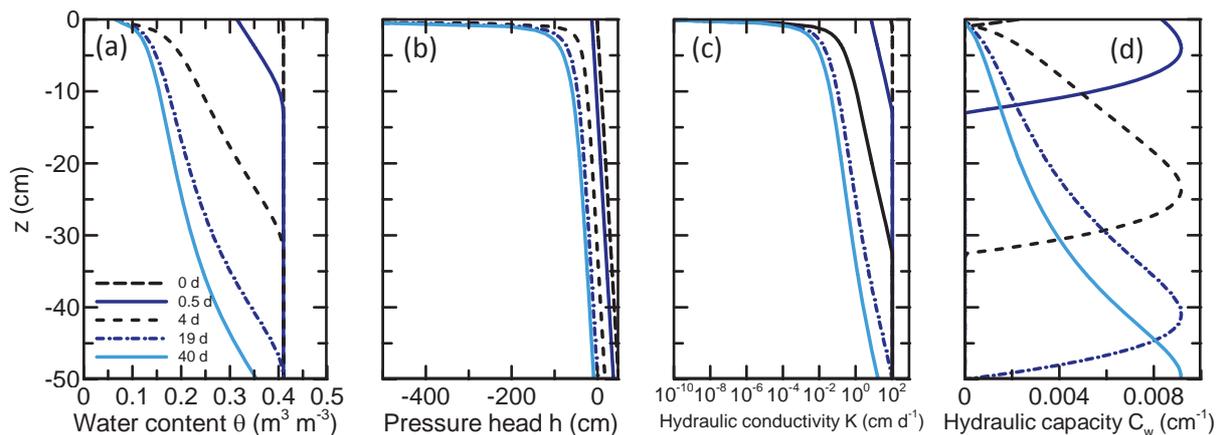


Fig. 8 砂質シルトの蒸発過程における (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$, (d) 水分容量 $C_w(h)$.

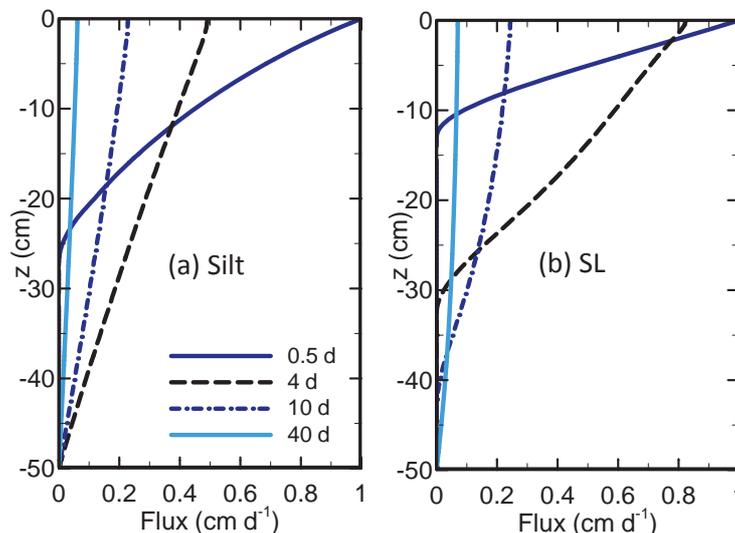


Fig. 9 (a) シルトと (b) 砂質ロームの、蒸発過程における水分フラックス分布の時間変化。

の特徴である。また、ピーク位置の K は、シルトに比べて 20 倍以上大きい。そのため、 C_w が小さなシルトに比べて、小さい圧力低下でより多くの水分を地表面に供給することができ、また、より小さな $|dh/dz|$ により水分要求を満たすことができる。そして、 C_w ピーク地点周辺が圧力低下の緩衝帯となり、それより下層での圧力低下を抑制する。さらに、3.95 d 以降の減率乾燥段階では、蒸発速度 E の減少により地表面からの水分要求量が小さくなり、地下水面付近での圧力低下は一層小さくなる。これが、砂質ロームの地下水面の移動速度がシルトに比べて小さく、 θ 分布が地表面から地下水面まで増加する形状を維持する原因である。一方、シルトでは、前述したように C_w が明瞭なピークをもたない分布となり、土層全体から水分供給を行うため、砂質ロームに比べて地下水面が速やかに下方に移動し、また全層にわたり θ がほぼ均等に減少する。

3.4 土中水分フラックス分布による比較

ここでは、シルトと砂質ロームの土層内の水分移動の違いについて、水分フラックス q_w の土層内の分布を用いて考察する。 q_w は (1) 式のバッキンガム-ダルシー則で与えられ、右辺第 1 項の圧力勾配による成分 q_h と第 2 項の下向きに働く重力成分 q_g の和である。

Fig. 9 は、シルトと砂質ロームの q_w の時間変化である。 q_w 分布は、地表面の値は蒸発速度 E に等しく、下方へむけて減少する。水分の連続式より $\partial\theta/\partial t = -\partial q_w/\partial z$ となるが、右辺のフラックス勾配は乾燥過程のように上層に向かってフラックスが増加する場合は正の値をとる。したがって、フラックス勾配の大きい領域では水分量 θ の減少割合が大きく、また逆にフラックス勾配の小さな領域では減少割合が小さい。

恒率乾燥段階である 0.5 d では、 E は可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ であり、地下水面付近のフラックスゼロの位置に向かって q_w が減少する。このときの q_w 分布は、緩い上に凸な形状であり、上層の方で q_w の勾配が大き

い。また、シルトと砂質ロームでは、砂質ロームの方が土中のフラックス勾配が大きい。蒸発が進行し、ともに減率乾燥段階となる 4 d では、シルトは地下水面が下端に到達し、地表面から下端へほぼ直線で減少する分布となる。このとき砂質ロームは、地表面から q_w がゼロとなる地下水面に向かって緩やかにやや下に凸な分布となる。シルトのように深さ方向に q_w の勾配が一定な分布は、深さ方向で均等に水分量が減少していることを示す。一方、下に凸な砂質ロームの場合は、勾配が急になる地下水面より約 10 cm 上部の地点でより大きな水分量変化が生じる。これは、Fig. 8 (d) の水分容量 C_w のピーク位置における大きな水分供給量に対応する。乾燥が進んだ 40 d において、シルトと砂質ロームともに E は小さくなるが、シルトではほぼ直線分布、砂質ロームでは緩やかな下に凸な分布を維持している。

次に、 q_w 分布に対するダルシー則の重力成分の絶対値 $|q_g|$ と圧力成分 q_h について、シルトを Fig. 10、砂質ロームを Fig. 11 に示す。ここで示した $|q_g|$ の分布は、下向き重力成分フラックスの大きさを表し、Fig. 5 (c) と Fig. 8 (c) に示した K 分布に等しい。この $|q_g|$ は、砂質ロームの飽和に近い領域において q_w より 2 オーダー大きくなるため、横軸のフラックスは対数軸で表示した。蒸発過程では上向きの q_w が生じているため、下向きの $|q_g|$ を上回る上向きの q_h が生じる。そのため、(1) 式より上向きの水分移動が生じている領域の圧力勾配は $|\partial h/\partial z| > 1$ である。また、 q_h と $|q_g|$ の差、すなわち、Fig. 10 と Fig. 11 における q_h の線と $|q_g|$ の線に囲まれた領域が全フラックスとしての q_w と等しい。

透水係数 K 分布に等しい $|q_g|$ の分布は、乾燥が進行している地表面から水分飽和している地下水面に向けて増加する。そして、 $|q_g|$ の大きさが q_w と等しく $q_w = |q_g| = K(h)$ となる地点では、(1) 式より $|\partial h/\partial z| = 2$ である。Fig. 5(b) と Fig. 8(b) の蒸発過程の h 分布は、地表面では $|dh/dz|$ が著しく大きく (Fig. 6、

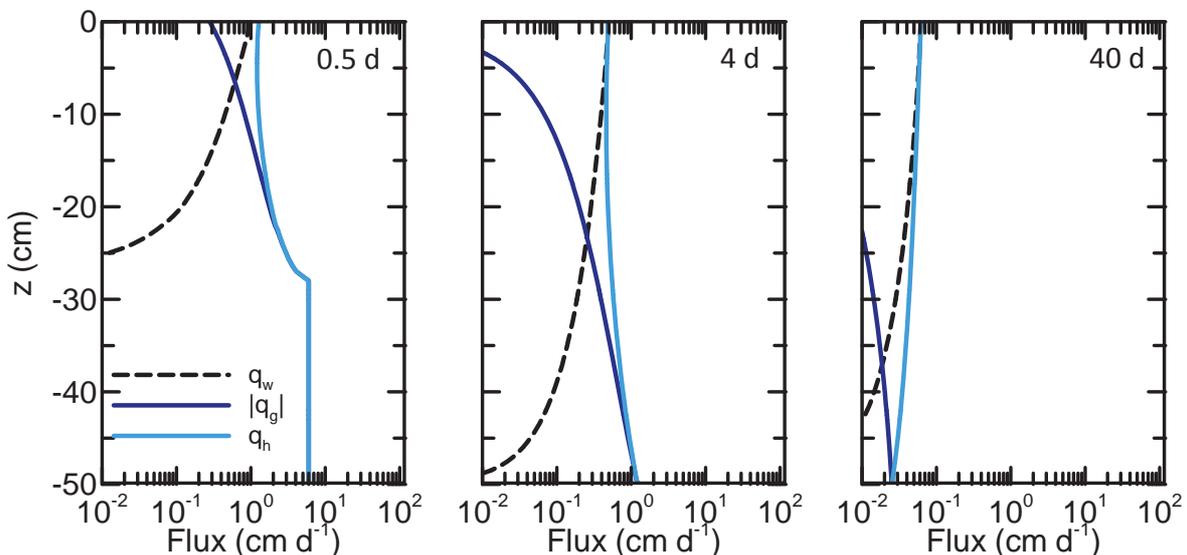


Fig. 10 シルトの蒸発過程における水分フラックス分布 q_w と重力成分 $|q_g|$ と圧力成分 q_h の寄与。

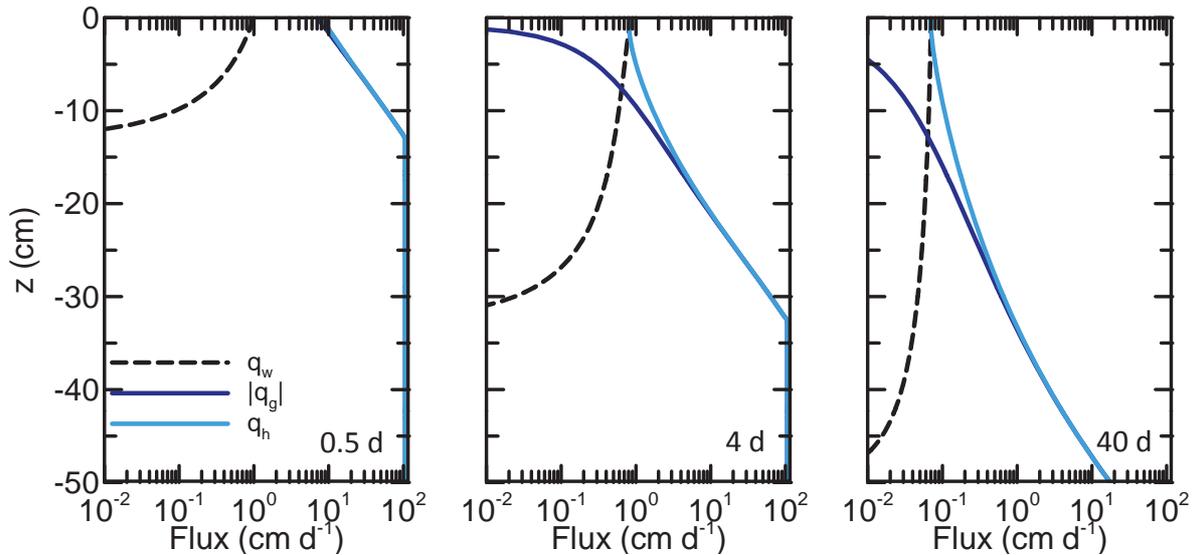


Fig. 11 砂質ロームの蒸発過程における水分フラックス分布 q_w と重力成分 $|q_g|$ と圧力成分 q_h の寄与.

$|\partial h/\partial z| \gg 2$), また下層においては $|dh/dz|$ が1に近づく ($|\partial h/\partial z| \approx 1$). すなわち, $|\partial h/\partial z| \gg 2$ である上層部においては, q_h が $|q_g|$ より卓越した領域である. そして, 前節で述べたように, q_h おける地表面に向けての K の急激な減少は, $|dh/dz|$ の急激な増加で補われる. 一方, $1 < |\partial h/\partial z| < 2$ の下層部では, $|q_g|$ は q_w 以上の大きさを持つ. q_w が上向きのため, q_h は $|q_g|$ よりわずかに大きくなるが, 地下水面上で $q_h \approx |q_g|$, すなわち $q_w \approx 0$ となる. また, 本解説では下端を閉じ給排水のない土層を対象としているため, 地下水面以下では平衡静水圧分布が維持されて q_w はゼロとなる.

恒率乾燥段階である 0.5 d のシルトでは, 地下水面の位置する深さ 27.5 cm から表層に向かって q_h は鉛直な分布となり値が大きく変わらないのに対して, $|q_g|$ は表層に向かって小さくなる (Fig. 10). このとき, 地表面において $h(0) = -45$ cm, $K = 0.28$ cm d⁻¹ であり, $q_w = E_p = 1.0$ cm d⁻¹, $|q_g| = 0.28$ cm d⁻¹ であるため, (1) 式より $q_h = 1.28$ cm d⁻¹, また地表面の圧力勾配は $|dh/dz| = 4.57$ となる. 一方, 同じく恒率乾燥段階の砂質ロームの 0.5 d の場合, 地表面から地下水面までの q_h および $|q_g|$ の値は, q_w より 1~2 オーダー大きく, q_w と $|q_g|$ は交点を持たない (Fig. 11). 地表面においては, $h(0) = -13.3$ cm, $K = 6.4$ cm d⁻¹ であり, E_p の 6.4 倍である. $|q_g| = 6.4$ cm d⁻¹ であるため, (1) 式より $q_h = 7.4$ cm d⁻¹ であり, 地表面の圧力勾配は $|dh/dz| = 1.16$ となる. これは, 静水圧分布の勾配 $|dh/dz| = 1$ よりわずかに大きな勾配である.

乾燥が進行した 4 d では, いずれの土も減率乾燥段階であり, 地表面圧力は最小圧力 $h_A = -15000$ cm である. このときシルトの地表面では $q_w = E = 0.4$ cm d⁻¹ に対して, $|q_g| = K = 4.8 \times 10^{-8}$ cm d⁻¹ であり, 重力成分の寄与は無視できるほど小さい. また, 地下水面は既に下端に到達しているため, 地下水面は存在しない. 下端に向かって $|q_g|$ は増加し, 下端における q_h との差は 0.002

cm d⁻¹ と非常に小さい. 一方, 砂質ロームの 4 d では $q_w = E = 0.82$ cm d⁻¹ であり, 地下水面は深さ 32.5 cm に存在する. このとき, 地表面において $|q_g| = K = 1.6 \times 10^{-12}$ cm d⁻¹ であり, 地表面水分フラックス $q_w (= E)$ より 10 オーダー以上も小さく, シルト以上に $|q_g|$ の寄与は小さい. そのため, $q_h \approx E = 0.82$ cm d⁻¹ となるが, このとき Fig. 6 の $|\Delta h/\Delta z| = 5.1 \times 10^{11}$ であり, 極端に大きな圧力勾配が地表面に形成される. また, q_w と $|q_g| (= K)$ が等しくなる地点は, シルトでは深さ 23 cm 付近であるのに対して, 砂質ロームでは深さ 8 cm 付近であり, 砂質ロームの方がこの地点の下方への移動が遅い.

シルトの 40 d では, 各フラックス成分の大きさが小さくなっている以外は, q_h と $|q_g|$ の値が下端でほぼ等しくなる分布がそのまま維持され, 土層全体で均等に乾燥が進行していることがわかる. しかし, 4 d の時点で下端の K が E を上回っていたのに対し, 土層全体で乾燥が進行した結果, 40 d では下端の $|q_g| = K$ が E を下回り, q_h 分布が上層に向かって増加している. 一方, 砂質ロームの 40 d では, 地下水面が下端に到達し, $q_h = |q_g| (= K)$ の位置が下端まで移動している. しかし, シルトと比べて土層全体の乾燥の進行が遅いため, 下端の $|q_g| = K$ が E よりも数オーダー大きく, q_h , $|q_g|$ ともに上層に向かって大きく減少する分布である.

4. おわりに

地表面からの水分蒸発過程の土中水分移動は, 下方への重力に逆らいながら表層の乾燥に伴い発達する圧力勾配により生じる上方向の移動である. 本解説では, 水分飽和して下端を閉じて給排水のない土層長さ $L = 50$ cm のシルトおよび砂質ローム層を対象に, 地表面からの蒸発過程における土中水分移動形態について比較検討した. 恒率乾燥段階から減率乾燥段階の地表面フラックスを再現する境界条件として, 可能蒸発速度 E_p と最小圧力 h_A を地表面の上端境界条件として与え, リチャーズ

式に基づく数値実験を行った。この計算方法は、水蒸気移動を考慮しない工学的な手法であるが、水蒸気移動が卓越する乾燥が進行した状態を除く蒸発過程について、地表面からの蒸発フラックスが与えられたときの土中水分移動の検討には有用である。

はじめに、 E_p の影響について、 E_p の違いは蒸発初期の恒率乾燥段階の長さには影響を与えるが、積算蒸発量の時間変化には影響が小さいことを示した。これは、地表面の環境が大きな蒸発を促す環境であっても、土層内部の乾燥の進行をあまり促進しないことを意味する。また、土中の水分分布の変化に対しては、 E_p の大小よりも、地表面への水分供給能力の重要性を示している。

次に、 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ のときのシルト層と砂質ローム層について、土中の水分量 θ 、圧力水頭 h 、不飽和透水係数 K 、水分容量 C_w 、水分フラックス q_w 分布の変化に基づき比較した。水分容量 C_w の小さいシルトでは、単位圧力低下に対する土が放出可能な水分量が土層全体に小さい。そのため、砂質ロームに比べて地下水面が速やかに下方に移動し、 θ 分布は全層にわたりほぼ均等に水分量が減少した。一方、 $h = -9 \text{ cm}$ に C_w の大きなピーク値を持つ砂質ロームでは、地下水面の上部での地表面からの圧力低下に対する水分供給可能量が大きい。そのため、砂質ロームの地下水面の移動速度はシルトに比べて小さく、 θ 分布は地表面から地下水面に向かって増加する形状を維持した。さらに、 q_w 分布における圧力勾配成分 q_h と重力成分 $|q_g|$ について検討したところ、恒率乾燥段階の砂質ロームでは、地表面から地下水面までの $|q_g|$ の値は q_w より $1 \sim 2$ オーダー大きく、ほぼ静水圧分布を維持した状態の蒸発であった。減率乾燥期間においては、地表面付近では q_w に対する $|q_g|$ の寄与はほとんどなく、逆に地下水面付近で q_w より $|q_g|$ が卓越した分布を示した。この傾向は、砂質ロームの方が著しい。

本解説では土層下端からの水分の給排水がない条件について、蒸発過程の土中水分移動を検討した。しかし、地下水が存在し土層への水分供給がある場合には、蒸発過程の土中水分移動形態は大きく異なる。また、単層土と成層土層においても、水分移動形態は大きく異なる(取出ら, 2010c)。そこで次報では、下端境界の水分蒸発に及ぼす影響として、地下水位置について検討する。また、成層土における蒸発過程の水分移動についても解説する予定である。今後の課題としては、今回用いた E_p と h_A を与える液状水移動の地表面境界条件の適用条件について、より現実的な地表面の熱収支を考慮した境界条件と水蒸気移動を考慮した水分移動式を用いて詳細な検証も必要である。

引用文献

- Fayer, M.J. (2000) : UNSAT-H version 3.0: Unsaturated soil water and heat flow model. Theory, user manual, and examples. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA.
- Hillel, D. (2001) : 環境土壌物理学 III 環境問題への土壌物理学の応用—耕地生産力の向上と地球環境の保全 (岩田進午・内嶋善兵衛監訳), 第22章, pp159-176, 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), pp154-157, 築地書店, 東京.
- 溝口勝, 藤井克己, 宮崎毅, 中野政詩 (1988) : 土の中の物質移動 (その3) —土中水の蒸発, 消費および凍結 (上方移動のメカニズム) —, 農土誌, 56 (9) :75-81.
- 中野政詩 (1979) : 土の物理学, pp.260-265, 土壌物理研究会編, 森北出版, 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.
- Saito, H., Šimůnek, J. and Mohanty, B.P. (2006) : Numerical analysis of coupled water, vapor and heat transport in the vadose zone, Vadose Zone J., 5: 784-800.
- 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., Sejna, 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.
- 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 (2010a) : 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 (2010b) : 土中への水の浸潤 3. Green and Ampt モデル, 土壌の物理性, 115: 51-60.
- 取出伸夫, 渡辺晋生, 中川絢子 (2010c) : 土中への水の浸潤 4. 成層土, 土壌の物理性, 116: 27-35.

要 旨

下端からの水分補給のない水分飽和したシルト層と砂質ローム層を対象に、地表面蒸発過程の土中水分移動の形態について、土中の水分量、圧力水頭、不飽和透水係数、水分容量、水分フラックス分布の変化に基づき検討した。また、恒率乾燥段階と減率乾燥段階の水分フラックス分布において、上向きと下向きの圧力勾配成分と下向きの重力成分の役割を定量的に評価した。地表面からの蒸発速度は、地表面の可能蒸発速度以上に土層内部の水分供給可能量に依存する。水分容量の小さいシルトでは、圧力低下に対する水分供給可能量が小さいため、砂質ロームに比べて地下水面が速やかに下方に移動し、水分量は全層にわたりほぼ均等に減少した。一方、飽和近傍に水分容量の大きなピーク値を持つ砂質ロームでは、地下水面上部の水分供給可能量が大きいため、地下水面の移動速度は小さく、水分量分布は地表面から地下水面まで直線的な形状を維持した。

キーワード：地表面蒸発、可能蒸発速度、恒率乾燥段階、減率乾燥段階、水分容量