

蒸発過程の不飽和土中水分移動 2. 成層土および地下水の影響

斎藤広隆¹・取出伸夫²

Unsaturated water flow during evaporation from the soil surface: Effects of groundwater and layering,

Hiroataka SAITO¹ and Nobuo TORIDE²

1. はじめに

地表面からの水分蒸発は、気温、湿度、風速などの気象条件より決まる可能蒸発速度と土の水分供給能力に影響を受ける現象である。蒸発に対する土の水分供給能力は、土性、境界条件、初期条件などの土の状態に依存する。前報では、下端からの水分供給のない水分飽和した単層土の蒸発について、砂質ロームとシルトを対象に解説した(斎藤・取出, 2011, 以下, 第1報)。蒸発の数値実験は、液状水移動のリチャーズ式に対して、恒率乾燥段階には可能蒸発速度 E_p を一定フラックス条件で与え、減率乾燥段階には許容最小圧力 h_A を一定圧力条件として与える地表面の境界条件を適用した。そして、蒸発に伴う不飽和土中の上向き水分移動について、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 分布の変化を比較検討した。また、水分フラックス q_w 分布における上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。それにより、地表面からの E は、 E_p の大小よりも土層内部の水分供給可能量に依存することを示した。この水分供給能力は、土の不飽和水分移動特性としての水分保持曲線と不飽和透水係数によって決まる。そして飽和単層土層からの蒸発過程における不飽和水分移動の形態は、特に水分容量 C_w の影響を強く受けることを示した。

一方、成層土における水分移動は、成層土の境界において土の不飽和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。「土中への水の浸潤」の第4報(取出ら, 2010)では、異なる土性からなる成層土中の下向き水分移動である浸潤において、上層と下層の透水係数の大小によって水分流れを制限する層が変化することを示した。同様に、成層土からの蒸発過程の上向きの不飽和水分移動においても、上層と下層の水分移動特性の違いが水分流れを変化させ、地

表面における水分蒸発に影響を与える。乾燥地の農業においては、地表面を粗粒な砂や植物残渣などで薄く覆うマルチ(Hillel, 2001)や砂層を土層内部に設けて地下水からの毛管上昇を抑制する手法など、古くから蒸発抑制の節水技術として成層土が用いられてきた。しかし、成層土からの蒸発過程に関して、土層内部の不飽和水分移動形態に焦点を当てた研究や解説はこれまで十分でない。そこで、本報では、まず地表面マルチのように、上層に異なる土性の薄い層を設けた成層土を対象に、第1報と同様に土層下端からの水分供給のない条件の蒸発を取り上げる。そして、成層土境界の土の不飽和水分移動特性に焦点を当てた解説を行う。

蒸発に対する土の水分供給能力は、下端境界からの水分供給にも大きく依存する。そこで、水分供給のある境界条件として、下端に地下水面を与えた砂質ロームとシルトの単層土からの蒸発を検討する。地下水からの水分供給が維持される場合、最終的には地表面からの蒸発と地下水からの水分供給が一致して定常流れの蒸発となる(Gardner, 1958; 宮崎, 2000; Hillel, 2001)。この定常蒸発については、1950年代のGardner(1958)やGardner and Fireman(1958)による先駆的な解析が知られている。そこで、定常蒸発過程における地下水面の位置と E の関係を数値実験より求め、Gardnerの定常解析の結果と比較検討する。

2. 計算条件

不飽和水分移動式と計算条件は第1報と同じである。鉛直1次元のリチャーズ式は次式で与えられる(第1報, (2)式)。

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

第1報のTable 1に示すvan Genuchtenモデル(第1報, (6), (7)式)の砂質ローム、シルトの2種類の土を対象に計算を行った。Fig. 1に、それぞれの土の水分保持曲線 $\theta(h)$ と透水係数 $K(h)$ を再掲する。なお、Fig. 1に破線で示したGardnerモデルについては、後述する。

成層土からの蒸発では、第1報の単層土と同じく、下端を閉じた長さ L の水分飽和した土層からの蒸発とし

¹Tokyo University of Agriculture and Technology, Graduate School of Agriculture 3-5-8 Saiwai-cho, Fuchu, Tokyo, 183-8509, Japan. Corresponding author: 斎藤広隆,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

2012年6月20日受稿, 2012年7月19日受理
土壌の物理性 121号, 55-63 (2012)

て、次の初期条件と下端境界条件を与えた.

$$h(z, 0) = -(z+1) \quad (2)$$

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

上端境界も第1報と同じく、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.

$$\begin{cases} -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \Big|_{z=0} = E_p (h(0, t) > h_A) \\ h(0, t) = h_A \end{cases} \quad (4)$$

ここで、第1報と同様に恒率乾燥期間を t_0 (d) とし、計算には $h_A = -15000$ cm を用いた.

地下水からの水分供給のある単層土からの蒸発では、長さ L のカラム下端に地下水面を与えた. また、初期は水分平衡分布として、初期条件と下端境界条件はそれぞれ次式で与えた.

$$h(z, 0) = -(z+L) \quad (5)$$

$$h(-L, t) = 0 \quad (6)$$

異なる L に対して計算を行うことで、地下水面の位置の影響を調べた. 計算には、これまで同様 HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008) を用いた

3. 成層土からの蒸発

長さ $L = 50$ cm, 上層 2 cm, 下層 48 cm の成層土について、シルトと砂質ローム層の上下を逆転させた2種類の成層土を対象とした. Fig. 2 は、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ における蒸発速度 E と積算蒸発量の時間変化である. 図には、第1報の Fig. 3 に示した $L = 50$ cm のシルトおよび砂質ロームの単層土の結果も併記した. 上層が砂質ローム、下層がシルトの成層土の恒率乾燥期間 t_0 は 1.40 d であり、シルト単層 (図中破線) の 2.74 d や砂質ローム単層 (図中破線) の 3.93 d に比べて短い. その後の減率乾燥段階の E もシルト単層と比べて小さく、40 d の積算蒸発量は、シルト単層が 8.76 cm, 上層が砂質ロームの成層土は 5.76 cm である. このように、地表面の薄い砂質ローム層は、下層シルト層からの蒸発を大きく抑制する効果がある.

一方、上層がシルト層、下層が砂質ローム層の成層土の t_0 は 4.92 d であり、砂質ローム単層の 3.93 d に比べて長い. 減率乾燥段階では E が短時間で急減し、砂質ローム単層とほぼ同じ E を示す. そのため、減率乾燥段階の積算蒸発量は、砂質ローム単層と比べて恒率乾燥

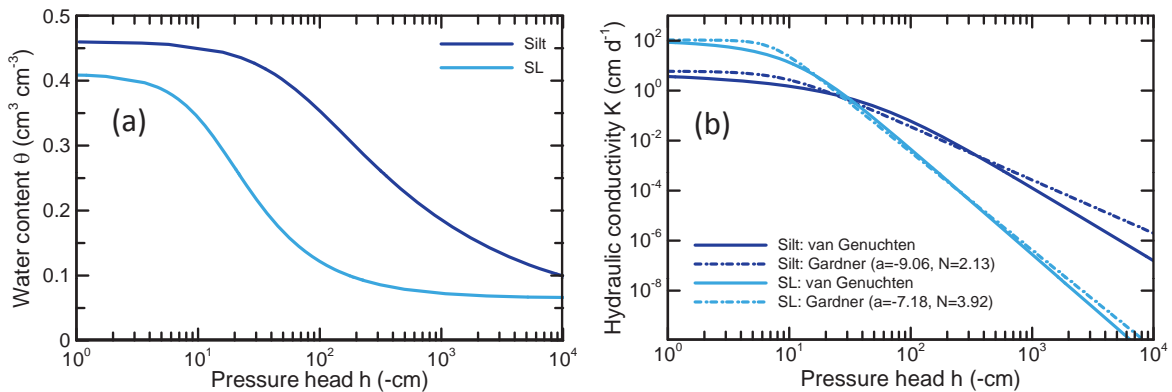


Fig. 1 シルト (Silt) と砂質ローム (SL) の (a) 水分保持曲線 $\theta(h)$ と (b) 不飽和透水係数 $K(h)$. 破線は Gardner モデルによる適合曲線.

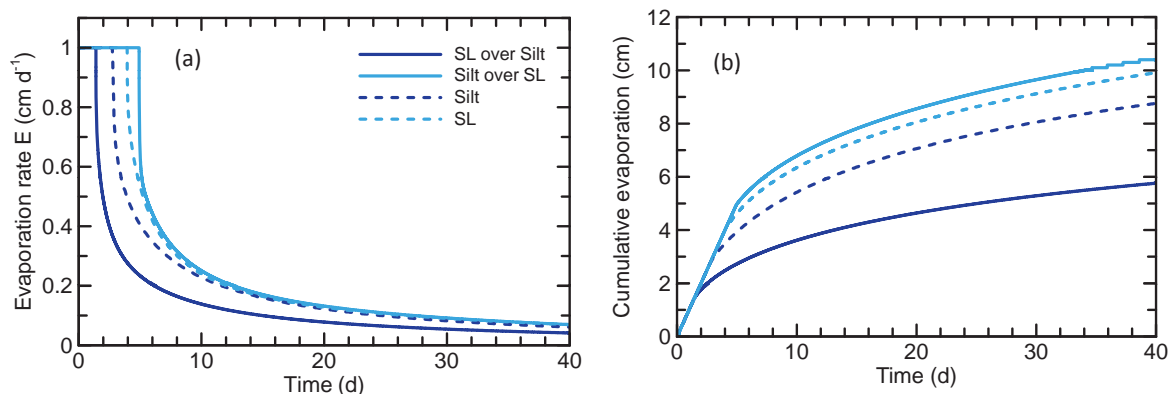


Fig. 2 砂質ロームとシルトの2成層土に、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ を与えたときの (a) 蒸発速度 E および (b) 積算蒸発量の時間変化. 破線は第1報 Fig. 3 に示したシルトおよび砂質ローム単層の変化.

段階で生じた約 0.4 cm の差をほぼ維持する (Fig. 2(b)).

このように、上層の薄い異なる土層は、 E を抑制する場合と促進する場合がある。第 1 報において、地表面からの蒸発速度が下層からの水分供給能力に依存することを、土層内部の水分量 (体積含水率) θ 、圧力 h 、透水係数 K 、水分容量 C_w の分布の変化に基づき示した (第 1 報 Fig. 5 と Fig. 8)。今回も同様に、Fig. 3 に上層が砂質ロームの成層土、また Fig. 4 に上層がシルトの成層土について θ 、 h 、 K 、 C_w の分布を示す。 h 分布は、地表面付近の急激な減少を示すため、-1500 cm までの範囲を示した。また、前報の Fig. 9 と同様に蒸発過程の成層土中における水分フラックス q_w 分布の時間変化を Fig. 5 に示す。いずれの分布も、層境界での変化に着目するため、表層 20 cm の範囲を示した。

初期状態は土層全体が飽和しているため、乾燥初期には上層が砂質ロームで下層がシルトの成層土 (Fig. 3) も、砂質ローム単層と同様に大気条件の E_p を満たすことができる。しかし、砂質ローム単層の場合 (第 1 報 Fig. 8) と比べて、成層土の場合は初期の段階で下層シルトの K と C_w が上層より小さい。Fig. 5 (a) の q_w 分布で、 $E=1.0 \text{ cm d}^{-1}$ が維持されている恒率乾燥段階 (0.4 d や 1 d) におけるシルト層上部の q_w が 0.4 cm d^{-1} から

0.7 cm d^{-1} 程度と小さく、上層砂質ロームへの水分供給が小さい。また、上層砂質ロームのフラックス勾配が下層シルトよりも大きい。すなわち、水の連続式 ($\partial \theta / \partial t = -\partial q_w / \partial z$) より上層での θ の減少割合が大きくなり、上層の乾燥がより進行していることがわかる。このように、少ない水分供給による上層の乾燥の進行により t_0 は短くなる。短期間で乾燥が進行した上層砂質ロームの K は急激に減少し、恒率乾燥段階で上層の K と下層の K の大小関係が逆転する (Fig. 3 (c), 1 d)。そして、減率乾燥段階では上層砂質ロームの K が下層シルトの K より数オーダー小さくなる (Fig. 3 (c), 10 d)。その結果、減率乾燥段階において E は短時間に大きく減少する。このとき q_w 分布は、成層土境界で勾配が変化せず (Fig. 5 (a), 4 d および 10 d)、上層と下層で θ の減少割合がほぼ同じになる。

この成層土をシルト単層と比較すると (第 1 報 Fig. 5)、成層土では上層砂質ロームの乾燥の進行により E が小さくなるため、シルト単層と比べて下層のシルトの θ の減少は小さい。また、シルト単層の場合と同様 (第 1 報 Fig. 5) に下層シルトは C_w が明瞭なピークを持たない分布を示すため (取出ら, 2010, Fig. 2)、 θ は全層がほぼ均一に減少する。このように、粘質な土層の上に薄い砂

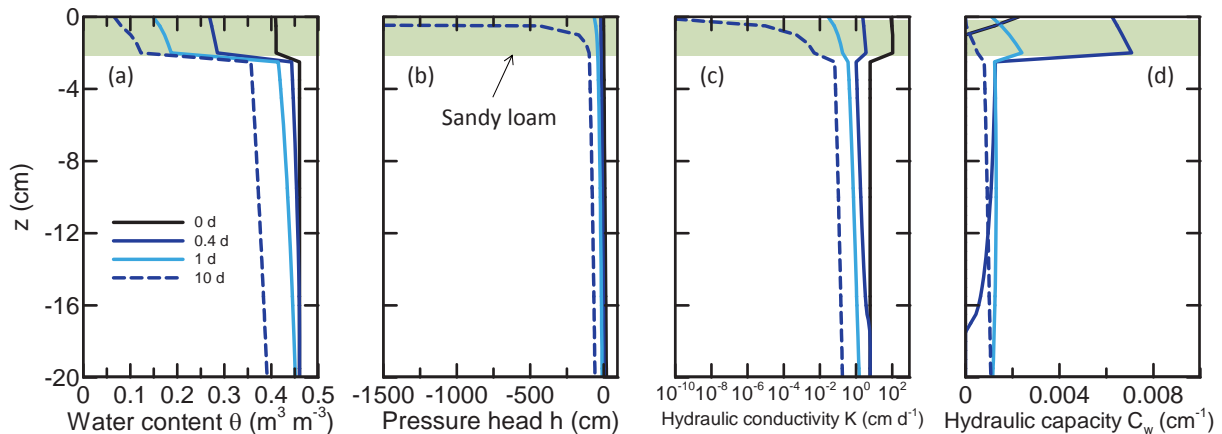


Fig. 3 上層が砂質ローム、下層がシルトの 2 成層土の蒸発過程における (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$, (d) 水分容量分布 $C_w(h)$.

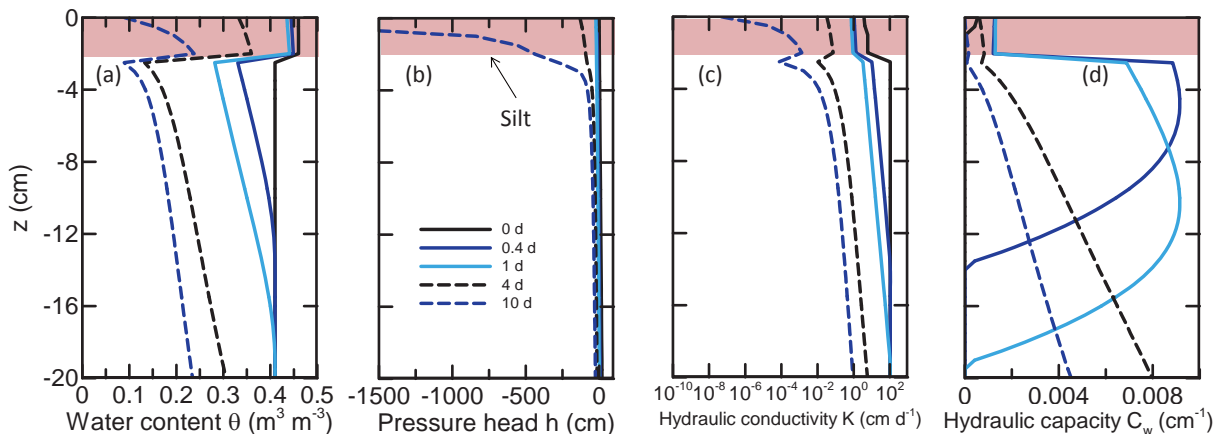


Fig. 4 上層がシルト、下層が砂質ロームの 2 成層土の蒸発過程における (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$, (d) 水分容量分布 $C_w(h)$.

層のマルチを敷くことは、上層の砂層が制限要因となって蒸発を抑制し、下層土の乾燥を抑制する効果大きい。

一方、上層がシルトの成層土では、シルト単層に比べて恒率乾燥期間に層境界直下の下層砂質ロームの K と C_w が大きい (Fig. 4, 0.4 d)。このとき Fig. 5 (b) の q_w 分布をみると、1 d でも層境界直下で $E = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ とほぼ等しい q_w が維持されており、下層からの水分供給が大きく、上層シルトの乾燥の進行が遅れる。そのため、シルト単層に比べて t_0 は長い。そして Fig. 5 (b) の q_w 分布において、0.4 d や 1 d の恒率乾燥段階では、下層砂質ロームのフラックス勾配が上層より大きく、 θ の減少割合が大きいことがわかる。しかし、恒率乾燥段階後半の 4 d では、層境界直下の q_w が約 0.8 cm d^{-1} まで減少し、上層と下層のフラックス勾配の大きさが逆転し、上層の θ の減少割合が大きくなる。これは、下層砂質ロームにおいて乾燥が進行し、上層への水分供給が減少したことによる。このように上層がシルトの成層土では、恒率乾燥段階において下層の砂質ロームの乾燥も進行するため、乾燥の進行に伴って層境界面において下層の K が上層の K よりも小さくなり、大小関係が逆転するの

が特徴である (Fig. 4 (c), 10 d)。

この成層土を砂質ローム単層と比較すると (第1報 Fig. 8)、成層土では上述のように恒率乾燥段階初期に上層シルトの乾燥が抑制されるため、砂質ローム単層と比べて t_0 が長くなる。減率蒸発段階では、下層土のさらなる K の減少により下層から上層への水分供給が減少して、下層砂質ロームが蒸発を制限する。そのため、上層がシルトの成層土の E は、減率乾燥段階で砂質ローム単層とほぼ等しくなる (Fig. 2 (a))。Fig 5 (b) の q_w 分布では、恒率乾燥段階においては層境界でフラックス勾配が変化するのに対して、減率乾燥段階ではフラックス勾配が層境界で変化せず、上層と下層での θ の減少割合が等しく乾燥が進行する。

ここでは、地表面に薄く敷かれたマルチ層を想定した計算を行ったが、上層の厚さが蒸発に及ぼす影響や、地下水からの水分上昇を抑制する土層内部の粗粒な砂層の効果も同様の計算で検討できる。その際、蒸発が進行する段階の K と C_w の分布および q_w の分布に注目して、どの層が蒸発を制限しているかを把握することが重要である。

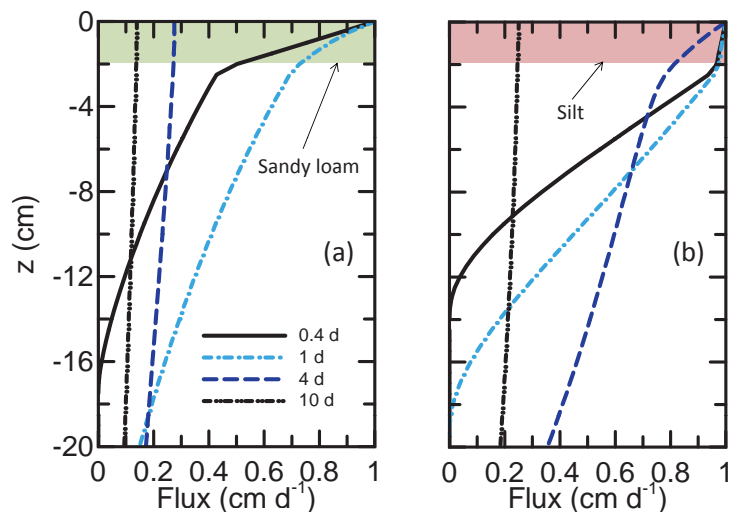


Fig. 5 (a) 上層が砂質ローム、下層がシルトの2成層土、(b) 上層がシルト、下層が砂質ロームの2成層土の、蒸発過程における水分フラックス分布の時間変化。

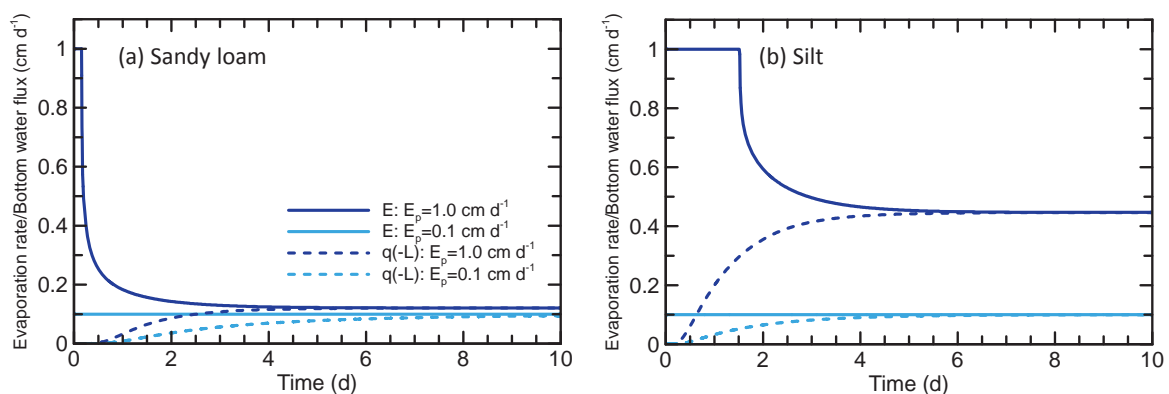


Fig. 6 地下水面が深さ $L = 50 \text{ cm}$ の (a) 砂質ロームと (b) シルトに、可能蒸発速度 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ または 0.1 cm d^{-1} を与えたときの、蒸発速度 E と下端水分フラックス $q(-L)$ の時間変化。

4. 地下水から水分供給のある蒸発

ここまで述べてきた下端から水分補給のない条件では、土層全体の乾燥が進行し、蒸発速度 E は減少して最終的にはゼロに近づく。しかし、下端に地下水面が存在して水分供給がある場合は、いかなる初期条件においても最終的には地表面からの E が下端からの水分供給速度 $q(-L)$ と等しくなり、 E が一定の定常流れとなる (Gardner, 1958; 宮崎, 2000; Hillel, 2001)。ここでは、地下水面の深さ L と定常蒸発速度 E_∞ との関係を中心に解説する。なお、初期条件には (5) 式の水分平衡分布を与えたため、水分飽和の初期条件に比べて恒率乾燥期間 t_0 は短くなるが、定常流れのフラックスや水分分布は初期条件に依存しない。

4.1 最大定常蒸発速度

Fig. 6 は、地下水面が深さ 50 cm に存在する砂質ロームとシルトの地表面の E と地下水面の $q(-L)$ の時間変化である。可能蒸発速度は、 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ と 0.1 cm d^{-1} の 2 条件である。 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ の砂質ロームでは、 $t_0 = 0.15 \text{ d}$ で地表面圧力 h_0 が最小圧力 $h_A = -15000 \text{ cm}$ に達し、その後の減率乾燥段階において E は急減して 6.4 d に一定値の $E_\infty = 0.121 \text{ cm d}^{-1}$ となる。また、 $q(-L)$ は 0.2 d から増加を始め、6.4 d で E_∞ と等しくなる。上端と下端の水分フラックスが等しくなった後は、全層の水分フラックスが E_∞ と等しい定常蒸発が継続する。 $E_p = 1.0 \text{ cm d}^{-1}$ のシルトの場合も同様の傾向を示し、 $t_0 = 1.51 \text{ d}$ で減率乾燥段階となり、また $q(-L)$ は 0.05 d 以降増加する。そして、約 6 d で E_∞ の 0.446 cm d^{-1} に収束する。この $L = 50 \text{ cm}$ の条件の E_∞ は、シルトの方が砂質ロームに比べて大きい。一方、 $E_p = 0.1 \text{ cm d}^{-1}$ では、砂質ロームとシルトともに $E = 0.1 \text{ cm d}^{-1}$ を維持して減率乾燥段階にはならない。 $q(-L)$ は、砂質ロームでは 0.4 d から、シルトでは 0.15 d から生じ、それぞれ 16 d および 7.6 d でほぼ E の 0.1 cm d^{-1} に収束する。

Fig. 6 で得られた E_∞ より大きな E_p を与えると、いずれの条件においても同じ E_∞ に収束して定常蒸発となる。このとき、地表面圧力は $h_0 = h_A$ である。一方、収束す

る E_∞ より小さな E_p を与えると、 h_0 は h_A まで低下しない。Fig. 6 に示した $E_p = 0.1 \text{ cm d}^{-1}$ の条件の地表面圧力は、砂質ロームは $h_0 = -97.7 \text{ cm}$ 、シルトは $h_0 = -60.7 \text{ cm}$ に収束し、大気条件である E_p の蒸発が継続した定常流れとなる。したがって、大きな E_p を与えて減率乾燥段階において収束する E_∞ は、それぞれの条件の最大定常蒸発速度 E_{\max} である。

Fig. 7 は、 $L = 50 \text{ cm}$ の土層に対して恒率乾燥段階を維持する $E_p \leq E_{\max}$ の条件を与えたときの $E (=E_p)$ と h_0 の絶対値の関係である。ここでは、後述の Gardner (1958) の論文中的の図と比較できるように、縦軸を E 、横軸を $|h_0|$ とした。図中の右端のプロットは、 $E_p = E_{\max}$ の条件 (砂質ロームは $E_{\max} = 0.121 \text{ cm d}^{-1}$ 、シルトは $E_{\max} = 0.446 \text{ cm d}^{-1}$) であり、 $h_0 = h_A = -15000 \text{ cm}$ である。 E_p が E_{\max} に比べてわずかに小さい条件で h_0 は大きく増加し、砂質ロームは $E = 0.11 \text{ cm d}^{-1}$ のとき $h_0 = -150 \text{ cm}$ 、シルトは $E_p = 0.4 \text{ cm d}^{-1}$ のとき $h_0 = -246 \text{ cm}$ となる。しかし、 E_p をさらに低下させても h_0 の変化は小さく、蒸発の生じない $E_p \rightarrow 0$ では平衡水分分布に近づくため、 $h_0 = -50 \text{ cm}$ に収束する。本解説では、恒率乾燥期間 t_0 へ与える影響が十分に小さい計算条件として $h_A = -15000 \text{ cm}$ を用いた (Rassam et al., 2004)。この図は、同様に、 $h_A = -15000 \text{ cm}$ をさらに小さくしても E_{\max} へ与える影響は小さいことを示している。

地下水からの水分供給により決まる最大定常蒸発速度の E_{\max} は、土性に加えて地下水面の深さ L にも依存する。Fig. 8 の実線は、 E_p が十分に大きな条件に対する $L = 10, 25, 50, 75, 100 \text{ cm}$ のときの E_{\max} である。地下水面が浅い $L = 10 \text{ cm}$ のときは、砂質ロームは $E_{\max} = 19 \text{ cm d}^{-1}$ であり、シルトの $E_{\max} = 4.8 \text{ cm d}^{-1}$ よりも大きい。 L の増加に対しては、 E_{\max} は指数関数的に減少するが、砂質ロームはシルトに比べて減少が大きく、 E_{\max} の大小関係が逆転する。砂質ロームの $L = 100 \text{ cm}$ は、 $L = 10 \text{ cm}$ と比較して 4 オーダー小さい $E_{\max} = 7.0 \times 10^{-3} \text{ cm d}^{-1}$ である。一方、シルトの減少割合は小さく、 $L = 10 \text{ cm}$ の $E_{\max} = 4.8 \text{ cm d}^{-1}$ から $L = 100 \text{ cm}$ の $E_{\max} = 0.1 \text{ cm d}^{-1}$ への減少である。

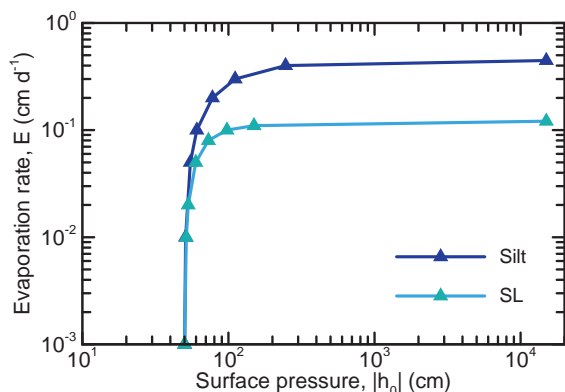


Fig. 7 地下水面が深さ $L = 50 \text{ cm}$ の砂質ロームおよびシルトにおける蒸発速度 E と地表面圧力 h_0 の関係。

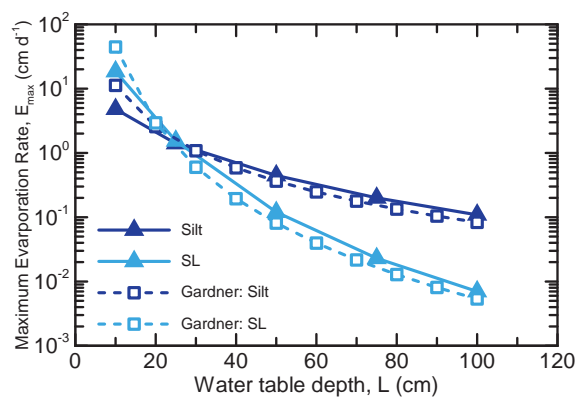


Fig. 8 最大定常蒸発速度 E_{\max} と地下水面深さ L の関係。破線は Gardner (1958) の (10) 式の結果。

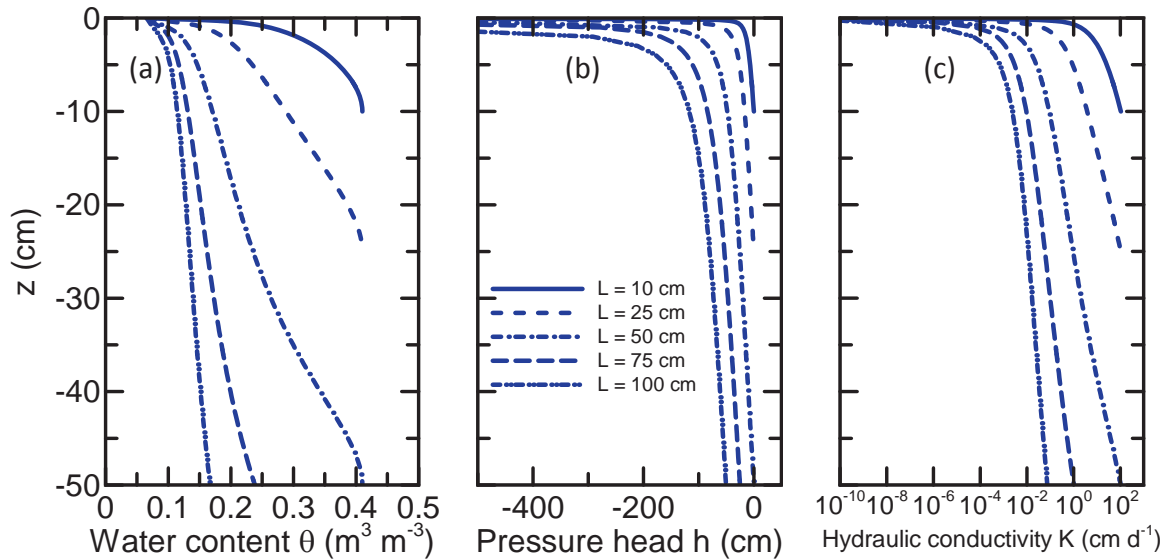


Fig. 9 地下水面が深さ $L=10, 25, 50, 75, 100$ cm の砂質ロームにおいて定常蒸発に収束したときの (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$.

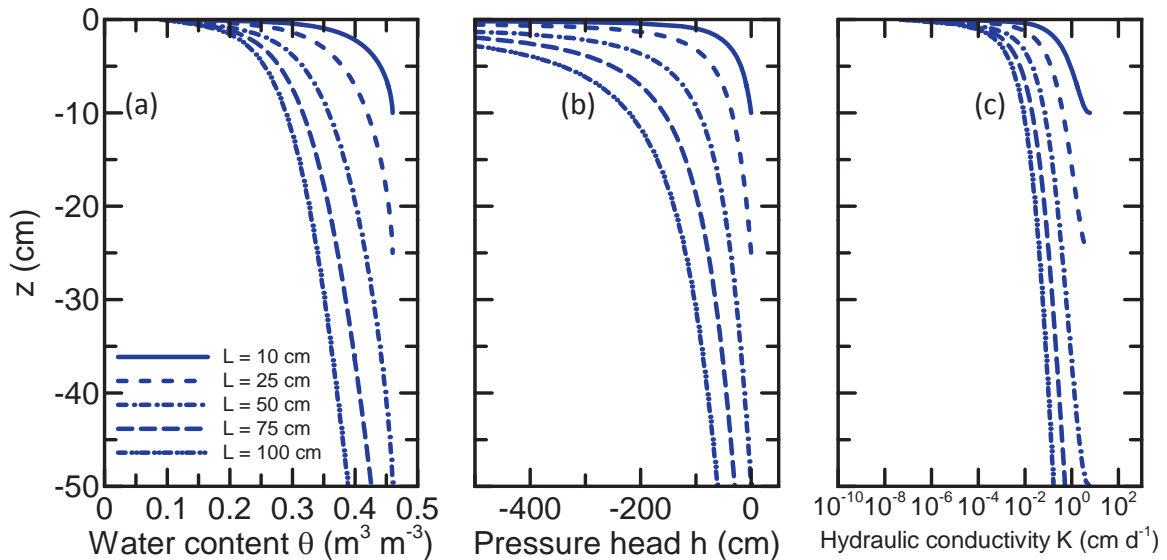


Fig. 10 地下水面が深さ $L=10, 25, 50, 75, 100$ cm のシルトにおいて定常蒸発に収束したときの (a) 体積含水率分布 $\theta(z)$, (b) 圧力水頭分布 $h(z)$, (c) 不飽和透水係数分布 $K(h)$.

Fig. 9 と Fig. 10 は、それぞれ $L=10, 25, 50, 75, 100$ cm を持つ砂質ロームとシルトが E_{\max} の定常蒸発に達したときの θ, h, K 分布である。図は、地表面から深さ 50 cm までの分布を示した。いずれの L の場合も、圧力は地表面で $h_0=h_A$ 、下端で $h(-L)=0$ であり、透水係数は地表面で $K(h_A)$ 、下端で飽和透水係数 K_s である。すなわち、砂質ロームは表面で $K(h_A)=3.0 \times 10^{-12}$ cm d⁻¹、下端で $K_s=106.1$ cm d⁻¹、シルトは $K(h_A)=4.8 \times 10^{-8}$ cm d⁻¹、下端で $K_s=6.0$ cm d⁻¹ である。両端の透水係数は変化せず等しいが、 L の増加は土層全体の透水抵抗を増加させる。さらに、乾燥領域の拡大 (Fig. 9, Fig. 10) は、表層から下方に向けて K の小さな領域を拡大させる。そのため、 L の増加に対して E_{\max} は減少する。

定常蒸発では、すべての位置での水分フラックス q は

E_{\max} に等しい。このとき、ダルシー則は次式で与えられる。

$$q = E_{\max} = -K(h) \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (7)$$

ここで、 h は z のみに依存するため、常微分が用いられる。このとき、地下水面の深さ L で決まる E_{\max} を実現するために、下端から地表面へ向けての K の減少を $|dh/dz|$ の増加で補う h 分布が形成される。土の $K(h)$ は、 h の減少に対して指数関数的に減少する (Fig. 1 (b))。そのため、 K の小さい地表面付近が上方への水分移動を制限し、地表面に向かって大きな $|dh/dz|$ が形成される。

砂質ロームとシルトの h 分布 (Fig. 9 (b), Fig. 10 (b)) を比較すると、砂質ロームは地表面付近の大きな $|dh/dz|$ と下層の小さな $|dh/dz|$ の 2 領域がより明瞭に形成

される。また、下端の透水係数は $K_s=106.1 \text{ cm d}^{-1}$ と大きいため、下層部の小さな定常フラックスを実現するために $|dh/dz| \approx 1$ の分布が形成される。一方、シルトの分布は、下層から上層に向けて $|dh/dz|$ が緩やかに増加する。また下端の透水係数は $K_s=6 \text{ cm d}^{-1}$ と砂質ロームより小さいため、下層部の $|dh/dz|$ は砂質ロームよりも大きい分布である。

Fig. 11 は、Fig. 9 (c) の砂質ロームと Fig. 10 (c) のシルトの K 分布を比較のため重ね合わせた図である。上層部では砂質ロームの K が小さく、下層部では砂質ロームの K が大きい。 $L=75 \text{ cm}$ と 100 cm において砂質ロームとシルトの K が等しい地点をプロットで示した。 $L=50 \text{ cm}$ 以下では、 K の大小が逆転する点は深さ 1 cm 以内であるため図にプロットを示すことはできないが、 $L=10 \text{ cm}$ では $z=-0.1 \text{ cm}$ 以下、 $L=25 \text{ cm}$ では $z=-0.25 \text{ cm}$ 、 $L=50 \text{ cm}$ では $z=-1 \text{ cm}$ で逆転する。 Fig. 8 の L の増加に対する E_{\max} の減少が砂質ロームの方がシルトに比べて大きく、 $L=25 \text{ cm}$ 程度で E_{\max} の大小が逆転するのは、砂質ロームの K がシルトより小さい領域が地表面から下方に向けて拡大していくのが原因である。地下水深さが $L=10 \text{ cm}$ から $L=50 \text{ cm}$ に変化するときの地表面から 1 cm 程度の乾燥領域の拡大は、砂質ロームの E_{\max} を $1/100$ 程度に減少させる。これは、Fig. 3 (c) に示した上層が砂質ロームの成層土の蒸発過程の K 分布において、表層近傍の K の著しい低下が水分移動を制限して E を低下させた性質と同じである。 $L \geq 75 \text{ cm}$ では、どちらの土も地下水面付近では $|dh/dz|=1$ の平衡水分分布にほぼ近くなるため、砂質ロームの K がシルトより大きい領域は、 $K(h)$ の値が逆転する $h=-31 \text{ cm}$ (Fig. 1 (b)) に相当する地下水面の上部 30 cm 程度である。そのため、 $L \geq 75 \text{ cm}$ においては、 L の増加に伴い砂質ロームの K がシルトより小さい領域が地表面から下方に向けて大きく拡大していく。

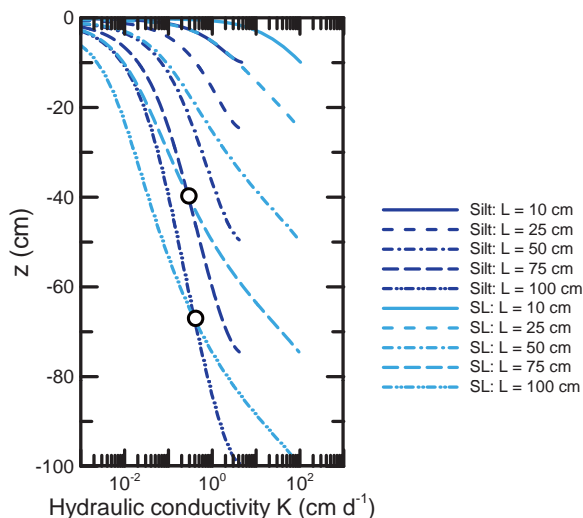


Fig. 11 Fig. 9 (c) と Fig. 10 (c) に示す砂質ロームとシルトの不飽和透水係数 $K(h)$ の比較。白丸は、 $L=75 \text{ cm}$ と 100 cm のときの砂質ロームとシルトの $K(h)$ が等しい深さを示す。

4. 2 Gardner の定常解析との比較

地下水面の $z=-L \text{ cm}$ から地表面 $z=0 \text{ cm}$ における(7)式の E_{\max} は、常微分方程式である (7) 式を h と z に変数分離して積分して得られる積分型ダルシー則により評価できる (Jury and Horton, 2006, (3.43) 式)。

$$-\int_0^{h_A=-15000} \frac{dh}{1+E_{\max}/K(h)} = \int_{-L}^0 dz = L \quad (8)$$

(8) 式は、 E_{\max} が $K(h)$ に加えて地下水位 L の関数であることを示す。左辺の積分範囲は L にかかわらず $h=0$ から $h=h_A$ で等しく、また右辺の値は L である。地下水面が低下して L が増加すると、左辺の被積分関数は E_{\max} の減少により増加する。 $K(h)$ の関数が与えられ、左辺の積分が可能な場合は、 E_{\max} を L の関数として解析的に与えることができる。

Gardner (1958) は、次式で $K(h)$ が表される土の地下水面からの定常蒸発を解析した。

$$K(h) = \frac{K_s}{1+(h/a)^N} \quad (9)$$

ここで、 K_s は飽和透水係数、 $N>0$ 、 $a<0$ は形状を決める定数である。本解析と同様に $z=-L$ の位置に地下水面が存在するとき、上端、下端として (8) 式を評価して E_{\max} を求めた (Jury and Horton, 2006, (3.49) 式)。

$$E_{\max} = K_s \left(\frac{-a\pi}{LN\sin(\pi/N)} \right)^N \quad (10)$$

ここで、 h_0 が $h_A=-\infty \text{ cm}$ であるため、(8) 式の積分の評価が可能となる。しかし、 h_0 の低下は地表面の透水係数 $K(h_A)$ の減少を伴うため、水蒸気移動を考慮しない移動式においては、ある程度以下の h_A では E_{\max} への影響は小さい。これは、本解析の数値実験より求めた Fig. 7 の関係である。 Fig. 7 では、本解析で用いた $h_A=-15000 \text{ cm}$ が、 E_{\max} へ与える影響が十分に小さな最小圧力であることを確認した。Gardner (1958) も、 Fig. 7 と等しい E と h_0 の関係を $N=3$ の場合に対して解析的に求めている (Gardner, 1958, Fig. 1)。そして、 $h(0)=-\infty \text{ cm}$ として液状水移動のダルシー則を用いる定常蒸発の解析の妥当性を確認している。そのため、ここまで示した計算結果に用いた $h_A=-15000 \text{ cm}$ と (10) 式で用いた $h_A=-\infty \text{ cm}$ の条件の違いが E_{\max} に及ぼす影響は小さいと考えられる。

そこで、 Fig. 8 の結果を (10) 式と比較するために、まず Fig. 1 に示す van Genuchten モデルによる砂質ロームとシルトの $K(h)$ に (9) 式を適合した。適合範囲は、ここまで示した圧力分布における地表面近くを除く位置の圧力範囲である $h<-1000 \text{ cm}$ とした。 Fig. 1 (b) の破線は、適合した砂質ローム ($a=-7.18$, $N=3.92$) とシルト ($a=-9.06$, $N=2.13$) の $K(h)$ である。圧力の低下に伴う $K(h)$ の低下が大きい砂質ロームは、シルト

に比べて N の値が大きいのが特徴である。そして、適合した a と N の値を用いた (10) 式による E_{\max} と L の関係を Fig. 8 の破線に示す。(10) 式において、 N の大きな土ほど L の増加による E_{\max} の低下は大きい。そのため、 N が大きな砂質ロームでは、シルトよりも地下水面の低下の影響を強く受けて E_{\max} が減少する。Gardner の定常解析による E_{\max} は、数値解析による E_{\max} とよく一致しており、砂質ロームとシルトの大小関係の逆転も再現している。

5. おわりに

本報では、蒸発過程の不飽和土中の水分移動について、成層土の与える影響および地下水からの水分供給がある場合について検討を行った。数値実験には、前報と同様に可能蒸発速度 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るリチャーズ式を用いた。はじめに、地表面のマルチを想定した上層を 2 cm、下層を 48 cm とした砂質ロームとシルトの成層土を対象に、下端を閉じて水分飽和した条件について、蒸発速度 E 、土層内部の水分量 θ 、圧力 h 、透水係数 K 、水分容量 C_w の分布の変化を調べた。 $E_p=1.0 \text{ cm d}^{-1}$ のとき、上層が砂質ロームで下層がシルトの場合、砂質ロームまたはシルトの単層土と比較して恒率乾燥期間 t_0 は短くなり、積算蒸発量も減少した。一方、上層がシルトで下層が砂質ロームの場合、単層土と比較して t_0 は長くなり、減率乾燥段階の蒸発速度 E は砂質ローム単層とほぼ等しくなった。このように、上層に土性の異なる薄い層を設けると、蒸発を抑制する場合と促進する場合とがある。

上層が砂質ロームの場合、下層のシルトの水分供給能力が低い場合、上層の砂質ロームの乾燥が速やかに進行して地表面近傍の K が大きく低下する。そのため、上層の砂質ロームが E を低下させる制限要因となる。一方、下層が砂質ロームの場合、蒸発開始直後の飽和した砂質ロームの水分供給能力は高く、上層のシルトにおける乾燥の進行を抑制して t_0 を長くする。しかし、減率乾燥段階において下層の砂質ロームの乾燥が進行すると、層境界面において下層の砂質ロームの K が上層のシルトより小さくなる。そして、下層の砂質ロームが E を決定する制限要因となるため、砂質ローム単層とほぼ等しい E となる。このように、成層土における E の評価には、水分移動を制限する層を把握することが重要である。

次に、下端の地下水からの水分供給があるときの蒸発について、砂質ロームとシルトを対象に検討した。水分供給がある場合、初期条件によらず地表面からの E と地下水からの供給速度が一致して定常蒸発となる。大気条件である E_p が大きい場合、減率乾燥段階で最大定常蒸発速度 E_{\max} に収束する。この E_{\max} は、地下水面の深さ L や土性に依存する土の水分供給能力により決まる。一方、蒸発能が小さく $E_p < E_{\max}$ のときは、大気条件である E_p の蒸発が継続して定常流れとなる。

地下水面の深さ L が大きくなると、蒸発に対する通

水抵抗が増加して E_{\max} は指数関数的に減少する。この L の増加に対する E_{\max} の減少は、砂質ロームの方がシルトに比べて大きく、 $L=25 \text{ cm}$ 程度で E_{\max} の大小関係が逆転する。これは、砂質ロームの K がシルトより小さい領域が地表面から下方に向けて拡大していくのが原因であるが、砂質ロームの表層から 1 cm 程度の乾燥の進行が E_{\max} を逆転させる原因であることを示した。さらに、この L と E_{\max} の関係について、定常水分流れの積分型ダルシー則に基づく Gardner (1958) の解析と比較を行った。本解析で用いた砂質ロームとシルトの $K(h)$ について、Gardner が用いた $K(h)$ の関数を適合させて E_{\max} を評価したところ、本解説の数値解析による E_{\max} とよく一致し、砂質ロームとシルトの大小関係の逆転も再現した。

ここまでの数値実験は、液状水移動のリチャーズ式に対して、(4) 式の E_p と h_A を用いた境界条件により、恒率乾燥段階から減率乾燥段階の蒸発速度の変化を与えた。Gardner (1958) は、本解析の Fig. 7 の地表面圧力 h_0 と E の関係とほぼ等しい関係を解析的に示している。液状水移動のリチャーズ式に基づく蒸発解析の原典は明確ではないが、Gardner (1958) がそのひとつであったことは間違いないであろう。今から半世紀以上前の数値解法が今のように一般的でなかった時代において、与えた仮定の妥当性を検証しながら蒸発速度と地下水深さの関係性を正確に導出していたことは驚きであり、あらためて Gardner の土壌物理学者としての偉大さを認識させられる。本解析とは直接には関係ないが、Gardner 一族の土壌物理への貢献に触れている宮本 (2012) の「古典を読む」も参照されたい。

引用文献

- Gardner, W.R. (1958) : Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85:228-232.
- Gardner, W.R. and Fireman, M. (1958) : Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of a water table. *Soil Science*, 85:244-249.
- Hillel, D. (2001) : 環境土壌物理学 III 耕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, 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.154-157, 築地書店, 東京.
- 宮本輝仁 (2012) : W. Gardner, O. W. Israelsen, N. E. Edlefsen, and H. Clyde 著「毛管ポテンシャル関数と灌漑操作への応用. 土壌の物理性, 120: 61-65.
- 宮崎毅 (2000) : 環境地水学. 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, 取出伸夫 (2011) : 蒸発過程の土中水分移動 1. 土性の影響. 土壌の物理性, 119:65-74.
- 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, 中川絢子 (2010): 土中への水の浸潤 4. 成層土. 土壌の物理性, 116: 27-35.

要 旨

地表面蒸発に伴う土中水分移動について, 成層土の場合と地下水からの水分供給がある場合を検討した. 下端を閉じて水分飽和した上層 2 cm, 下層 48 cm の成層土は, 上層が砂質ローム, 下層がシルトの場合, 急速な上層の乾燥と下層の低い水分供給能力により, 単層土と比較して恒率乾燥段階が短くなり蒸発が抑制される. 上層がシルト, 下層が砂質ロームの場合, 飽和した下層からの水分供給能力が高く, 恒率乾燥段階が長くなり蒸発が促進されるが, 減率乾燥段階において下層の砂質ロームの乾燥による透水係数の低下により蒸発速度が減少する. 一方, 地下水からの水分供給があるときは, 大気の蒸発能が大きい場合, 最大定常蒸発速度に収束する. 最大定常蒸発速度は地下水深さに対して指数関数的に減少するが, 砂質ロームはシルトに比べて減少が大きく, Gardner (1958) の定常解析の関係と良く一致した.

キーワード: 蒸発速度, 成層土, 地下水, 定常流れ, 積分型ダルシー則

119号の訂正とお詫び

第1報「蒸発過程の不飽和土中水分移動 1. 土性の影響」において下記のような誤りがありました. お詫びいたしますとともに訂正をお願いいたします.

Fig. 8 (誤) 砂質シルト (正) 砂質ローム