J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 146, p.3 ～ 16 （2020）

論　文
Original Paper

群落熱収支モデルと HYDRUS-1D の連結プログラムを用いた畑地の土壌水分量・地温予測モデルの構築 — ダイズ栽培圃場における蒸発・蒸散の配分割合の検討 —

坂井 勝 [1]・高橋由奈 [1]・丸山篤志 [2]

Simulation of soil water & heat transport in a vegetated field using a coupled program of the canopy energy budget model and HYDRUS-1D — Investigation of partitioning evapotranspiration in a soybean field —

Masaru SAKAI[1], Yuna TAKAHASHI[1] and Atsushi MARUYAMA[2]

Abstract: Evapotranspiration plays an important role to investigate simultaneous movement of water and heat in a vegetated field. To simulate changes of soil water content and soil temperature using the Richards equation with root water uptake, partitioning potential evapotranspiration, E_p, into potential soil surface evaporation, E_{gp}, and crop transpiration, E_{cp}, is necessary. The double source model, one of the canopy energy budget models calculating energy balances at both canopy and soil surface, is a promising model to calculate evaporation rate, E_g, and transpiration rate E_c, separately. In this study, we developed a numerical model to simulate water movement and heat transport in the root zone by implementing the double source model in HYDRUS-1D. Field observation was also carried out in a soybean field to test the developed model. Simulated soil water contents and temperatures using various values of radiation transmissivity, τ, were compared with observed data during relatively wet condition. It was indicated that determining τ based on observed surface coverage, S_c (i.e., $\tau = 1 - S_c$) can be a reasonable method to partition E_p to E_{gp} and E_{cp} with considering crop growth. Simulation for a longer drying period was also carried out to show changes of E_g, E_c, and energy balance components at both canopy and soil surface. E_g decreased more rapidly than E_c, resulting in increase of soil temperature amplitude due to increased soil heat flux. Agreements between simulated soil water contents and temperatures and observed ones improved by accounting for the compensated root water uptake and larger unsaturated hydraulic conductivity for drier range, due to increasing root water uptakes and evaporation rates. For proper evaluation of the ratio of E_g and E_c in dry period, detail investigations for soil hydraulic property and root water uptake property are needed.

[1]Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurima-machiya, Tsu, 514-8507, Japan. Corresponding author: 坂井 勝，三重大学大学院生物資源学研究科.
[2]Institute for Agro-Environmental Sciences, NARO, 3-1-3 Kannondai, Tsukuba, 305-8604, Japan.
2020 年 7 月 20 日受稿　2020 年 9 月 7 日受理

Key Words： evapotranspiration, canopy energy budget model, HYDRUS-1D, radiation transmissivity, numerical simulation

1. はじめに

畑地の土壌水分量と地温は，種子の発芽や根の伸長，根の吸水や養分吸収，有機肥料の無機化など形態変化をもたらす微生物活性等，直接的にも間接的にも作物の生育に大きな影響を与える．畑地で生じる蒸発散は，根圏土壌中の消費水分量の大部分を占め，潜熱消費をともない地温にも影響するため，土壌水分・熱動態を明らかにする上で重要な要素である．また，適正な灌漑計画のためにも，蒸発散の定量的な評価が求められている．蒸発散の測定法には，重量ライシメータ法，熱収支ボーエン比法，渦相関法などが挙げられるが，測定機器の設置や維持管理にコストと労力がかかる．そのため，Penman 式を用いて気象データから蒸発散を求め，畑地の消費水分量を算出する方法が提案されている（農林水産省構造改善局, 1997）．さらに近年では，Penman 式等で求まる可能蒸発散速度を土壌水分移動式であるリチャーズ式に与えて数値計算を行い，土壌水分状態に依存する蒸発散速度の低下を考慮した上で灌漑計画を検討する手法も提案されている（例えば，弓削・阿南, 2016; 中村ら, 2016）．

Penman 式や Penman-Monteith 式は，入手が比較的容易な気象データから可能蒸発散速度を計算できるため，非常に有効な方法である．一方で，例えば HYDRUS-1D（Šimůnek et al., 2013）の様なシミュレーションプログラムに適用する場合，得られた可能蒸発散速度 E_p を，土壌面の境界条件に与える可能蒸発速度 E_{gp} と，根の吸水モデルに与える可能蒸散速度 E_{cp} に配分する必要がある．実用上は作物と土壌面の放射の配分比とし，ベールの法則により作物の葉面積指数 LAI の関数で与えることが多い（$E_{gp}/E_p = \exp(-k \times LAI)$; Ritchie, 1972）．この時，

放射の減衰に関わる係数 k の設定が必要である．既往の研究では文献値を用いた例が多いが（例えば，宮本ら, 2017 ; 亀山ら, 2018），本来は作物の種類や栽植密度を反映した値を用いる必要がある．放射の配分比を使わずに E_{gp} と E_{cp} の比を与える方法として，農林水産省構造改善局（1997）が示す一般値を用いた例（中村ら, 2016），FAO が提案する Dual crop coefficient を利用した例（弓削 · 阿南, 2016），地表面の被覆率で配分した例（弓削ら, 2018）があるが，土壌水分 · 地温の数値シミュレーション結果について十分に検討した例は少ない．

また，モデルの簡便化のために地温の日変化を考慮しない Penman 式や Penman-Monteith 式は，蒸発散速度 E_p の日変化を求めることはできず，土壌面温度の純放射量への影響による E_p の誤差が指摘されている（近藤, 2011）．そのため，畑地の土壌水分 · 熱動態を詳細に解析するには，地表面熱収支式を使用する必要がある（斎藤ら, 2007）．Saito et al.（2006）は，裸地条件下の地表面熱収支式と HYDRUS-1D を連結することで，蒸発と土壌水分 · 熱移動の相互作用を考慮したプログラムを構築した．作物が生育する畑地では，さらに植生の影響も考慮した群落熱収支モデルを適用する必要がある．Noborio et al.（2012）は，植被と土壌を合わせて一つの地表面として熱収支式を考える単層モデルを，牧草地の蒸発散の推定に用いている．しかし単層モデルでは，得られた蒸発散速度を蒸発と蒸散に配分する課題が残される．可能蒸発速度 E_{gp} と可能蒸散速度 E_{cp} の配分は，厳密には作物と土に供給されるエネルギーと輸送抵抗によって決まる（Campbell, 1987）．そこで，群落熱収支モデルの一つである 2 層モデル（Watanabe, 1994）に注目した．2 層モデルは群落の放射透過率 τ で土壌面と植被層に放射を配分し，各層の熱収支を考慮するため，蒸発と蒸散の日変化をそれぞれ個別に計算することが可能である．Maruyama and Kuwagata（2010）は 2 層モデルを水田に適用し，稲の生長にともなう蒸発速度や蒸散速度の変化や，群落温度や熱収支成分の変化などを土壌湿潤条件下において明らかにしている．一方畑地では，土壌乾燥時の不飽和透水係数の低下による蒸発速度の減少や，乾燥ストレスにともなう根の吸水速度の減少による蒸散速度の減少を考慮し，熱収支式を解く必要がある．また前述と同様に，放射透過率 τ は LAI の関数で与えられるが，畑地の土壌水分量や地温を再現し，かつ作物の生育状況を反映した簡易的な τ の設定方法の提案が必要である．

そこで本研究では，蒸発散をともなう畑地の土壌水分 · 熱動態を明らかにするために，群落熱収支モデル（2 層モデル）と HYDRUS-1D を連結したプログラムの構築を行った．モデルを検証するために，ダイズ栽培圃場で土壌水分 · 地温データ，気象データ，および作物生育データの観測を行った．気象データに基づき土壌水分量と地温を予測するためには，計算の境界条件となる可能蒸発速度 E_{gp}，土中熱フラックス G_s，および可能蒸散速度 E_{cp} を正しく評価することが重要である．そこで，まず土壌が湿潤な乾燥初期に焦点を当て，放射透過率 τ の感度解析を行い，可能蒸発散速度 E_p の E_{gp} と E_{cp} への配分割合と τ の関係を示した．そして，土壌水分量と地温の観測値を再現する τ について検討を行った．さらに，長期間の土壌乾燥過程について，蒸発速度と蒸散速度，および熱収支成分変化を示し，土の水分移動特性や根の吸水特性の影響について試算を行った．

2. 方法

2.1 モデルの構築

2.1.1 水分 · 熱移動式

非等温条件下での土中の水分移動は，水蒸気移動を含むリチャーズ式で定式化され，植物根の吸水を含む鉛直 1 次元方向の支配方程式は次式で表される（斎藤ら, 2007）．

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K\left(\frac{\partial h}{\partial z}+1\right)+K_{LT}\frac{\partial T}{\partial z}+K_{vh}\frac{\partial h}{\partial z}+K_{vT}\frac{\partial T}{\partial z}\right]-S(z) \quad (1)$$

ここで，θ は体積含水率（$m^3\ m^{-3}$），t は時間（s），z は上向き正の位置（m），h は土中水圧力（m），T は地温（°C），K（$m\ s^{-1}$）と K_{LT}（$m^2\ °C^{-1}\ s^{-1}$）は圧力勾配，温度勾配による液状水の透水係数，K_{vh}（$m\ s^{-1}$）と K_{vT}（$m^2\ °C^{-1}\ s^{-1}$）は圧力勾配，温度勾配による水蒸気の透過係数である．K_{LT}，K_{vh}，K_{vT} の定式化は，斎藤ら（2007）に詳しい．S は根の吸水速度（s^{-1}）で，Feddes et al.（1974）が提案するモデルを用いて，可能蒸散速度 E_{cp}（$m\ s^{-1}$）から求める．

$$E_c(t) = \int_{-L_R}^{0} S(z,t)\,dz = E_{cp}(t)\int_{-L_R}^{0}\alpha(h)\beta(z)dz \quad (2)$$

ここで，E_c は実蒸散速度（$m\ s^{-1}$），L_R は根群域の深さ（m），α は h に依存する水ストレス応答関数（–），β は吸水強度分布である（m^{-1}）．

水蒸気移動を含む土中の熱の保存則は次式で表される（斎藤ら, 2007）．

$$\frac{\partial C_p T}{\partial t}+L_0\frac{\partial\theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda\frac{\partial T}{\partial z}\right]-C_w\frac{\partial q_L T}{\partial z}-C_v\frac{\partial q_v T}{\partial z}-L_0\frac{\partial q_v}{\partial z} \quad (3)$$

ここで，C_p，C_w，C_v は土，液状水，水蒸気の体積熱容量（$J\ m^{-3}\ °C^{-1}$），θ_v は水蒸気相率（$m^3\ m^{-3}$），L_0 は水単位体積当たりの蒸発潜熱（$J\ m^{-3}$），λ は熱伝導率（$W\ m^{-1}\ °C^{-1}$），q_L と q_v は液状水と水蒸気フラックスである（$m\ s^{-1}$）．

2.1.2 群落熱収支モデル

植生条件下の地表面熱収支を計算する群落熱収支モデルとして，Maruyama and Kuwagata（2010）のモデルを

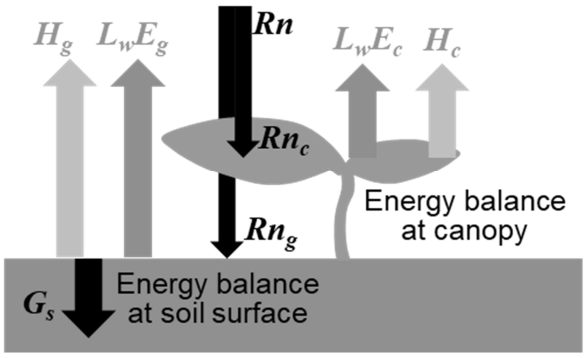


Fig. 1 2 層モデルの概略図.
Schematic illustration of the double source model.

用いた．このモデルでは，土壌面と植被層の熱収支を個別に計算する 2 層モデルに基づき定式化している（Fig. 1）．

$$\begin{aligned} Rn_g &= H_g + L_wE_g + G_s \\ Rn_c &= H_c + L_wE_c \end{aligned} \tag{4}$$

ここで，Rn_g と Rn_c は土壌面と植被層に対する純放射量（W m^{-2}），H_g と H_c は土壌面－大気間と植被面－大気間の顕熱フラックス（W m^{-2}），E_g と E_c は土壌面蒸発速度と蒸散速度（kg m^{-2} s^{-1}），L_w は水単位質量当たりの蒸発潜熱（J kg^{-1}），G_s は土中熱フラックスである（W m^{-2}）．各層の純放射成分は次式で表される．

$$\begin{aligned} Rn_g &= \left(1-\alpha_g\right)\tau R_S + \tau R_L + (1-\tau)\sigma T_c^4 - \sigma T_g^4 \\ Rn_c &= (1-\alpha)R_S - \left(1-\alpha_g\right)\tau R_S \\ &\quad + (1-\tau)\left(R_L + \sigma T_g^4\right) - 2(1-\tau)\sigma T_c^4 \end{aligned} \tag{5}$$

ここで，R_S と R_L は群落上の日射と長波放射（W m^{-2}），τ は放射に対する群落の透過率（–），α_g と α は土壌面と群落上のアルベド（–），T_g と T_c は土壌面と群落温度（°C），σ はステファン－ボルツマン定数（5.67×10^{-8} W m^{-2} °C^{-4}）である．τ については，日射と長波放射で異なる値や関数で与えられるが，ここではモデルを簡略化するため，同じ値を用いることとした（近藤, 2011）．

各層の顕熱・潜熱フラックス成分は次式で表される．

$$\begin{aligned} H_g &= c_a C_{Hg} U\left(T_g - T_a\right) \\ H_c &= c_a C_{Hc} U\left(T_c - T_a\right) \\ L_wE_g &= L_w C_{Eg} U\left(\rho_g(T_g, h_g) - \rho_a\right) \\ L_wE_c &= L_w C_{Ec} U\left(\rho_{sat}(T_c) - \rho_a\right) \end{aligned} \tag{6}$$

ここで，c_a は空気の体積熱容量（J m^{-3} °C^{-1}），U は風速（m s^{-1}），T_a は気温（°C），ρ_g と ρ_a は土壌面と大気の水蒸気密度（kg m^{-3}），ρ_{sat} は飽和水蒸気密度である（kg m^{-3}）．C_{Hg}，C_{Eg} はそれぞれ土壌面－大気間の顕熱交換と潜熱交換に対するバルク輸送係数（–），C_{Hc}，C_{Ec} はそれぞれ植被面－大気間の顕熱交換と潜熱交換に対するバルク輸送係数（–）である．湿潤土壌や田面水からの蒸発潜熱 L_wE_g を計算する場合，土壌面の水蒸気密度 ρ_g に土壌面温度 T_g で決まる飽和水蒸気密度 ρ_{sat} (T_g) を与える（Watanabe, 1994）．本研究では，土壌の乾燥にともなう蒸発速度の低下を考慮するため，T_g と土壌面の土中水圧力 h_g から決まる水蒸気密度 ρ_g（$=\rho_{sat}\times H_r$，H_r：相対湿度）を計算に用いた．各層の顕熱・潜熱フラックス成分の和が地表面と大気間の顕熱・潜熱フラックスとなる（$H = H_g + H_c$，$L_wE = L_wE_g + L_wE_c$）．

4 つのバルク輸送係数（C_{Hg}，C_{Eg}，C_{Hc}，C_{Ec}）は，Maruyama et al.（2017）に従って求めた．計算に必要なパラメータを Table 1 に示す．土壌面－大気間のバルク輸送係数 C_{Hg} と C_{Eg}，および土壌面と植被面を合わせた地表面－大気間の顕熱交換と潜熱交換に対するバルク輸送係数 C_H と C_E が，主に幾何学的な粗度長 h_{0s} から計算され，得られた C_{Hg}，C_{Eg}，C_H，C_E から植被面－大気間のバルク輸送係数 C_{Hc}，C_{Ec} が計算される．この時，バルク輸送係数は，群落高 h_c（m）と葉面積指数 LAI（–）の関数として表され，植生が小さい時は C_{Hg} と C_{Eg} が大きく，C_{Hc} と C_{Ec} は小さい．また，植生の生長にともない C_{Hg} と C_{Eg} が減少し，C_{Hc} と C_{Ec} が増加する．このように h_c と LAI により，裸地条件を含め，植生の生長を考慮して蒸発速度と蒸散速度の変化を表すことができる．特に C_E は気孔コンダクタンス g_S（m s^{-1}）にも依存し，気孔の開閉による蒸散速度の変化を表す．ここでは，Maruyama and Kuwagata（2008）が提案した，日射量の制限がない場合の g_S の最大値 g_{Smax}（m s^{-1}）を入力値とし，日射量の日変化に基づいて g_S の日変化を計算するモデルを用いた．

2 層モデルの計算に必要な主な気象観測データは日射量 R_S，下向き長波放射 R_L，気温 T_a，相対湿度 RH，風速 U であり，植生データは草高 h_c，葉面積指数 LAI，群落透過率 τ，気孔コンダクタンスの最大値 g_{Smax} である．

2.1.3 HYDRUS-1D と 2 層モデルの連結

Saito et al.（2006）は，裸地条件下の地表面熱収支式と HYDRUS-1D を連結し，気象データを用いて，土壌中の水分・熱移動を計算するプログラムを作成した．このプログラムでは，各計算時間ステップで純放射 Rn_g，顕熱フラックス H_g，潜熱フラックス L_wE_g を計算し，蒸発フラックス E_g，および熱収支式から求まる土中熱フラックス G_s を，それぞれ水移動式（(1) 式）と熱移動式（(3) 式）の土壌面境界条件として与える．この時，Rn_g，H_g，L_wE_g の計算には，土壌面の温度 T_g と土中水圧力 h_g が必要である．そのため各計算時間ステップで，土壌水分量と地温の計算結果を更新しながら，熱収支式，水分・熱移動式の計算を 2 反復行っている．

本研究では，Saito et al.（2006）のプログラムを拡張することで，蒸散にともなう植物根の吸水を考慮した 2 層モデルのプログラム（Maruyama et al., 2017）と HYDRUS-1D ver 4.16（Šimůnek et al., 2013）を連結したプログラムを構築した．Fig. 2 に計算の流れを示す．ある計算時

Table 1 バルク輸送係数の計算に必要なパラメータ．
Parameters for calculating bulk transfer coefficients.

Bulk transfer coefficient

$C_E = f_{CE}(h_c, LAI, z_a, h_{0s}, c_d, c_h, g_S)$　$C_{Eg} = f_{CEg}(h_c, LAI, z_a, h_{0s}, c_d, c_h)$　$C_{Ec} = f_{CEc}(C_E, C_{Eg})$

$C_H = f_{CH}(h_c, LAI, z_a, h_{0s}, c_d, c_h)$　$C_{Hg} = f_{CHg}(h_c, LAI, z_a, h_{0s}, c_d, c_h)$　$C_{Hc} = f_{CHc}(C_H, C_{Hg})$

roughness length of soil surface

$h_{0s} = f_{h0s}(h_{geo}, u^*_{geo}, k_v)$

bulk stomatal conductance

$g_S = g_{Smax}/(1 + S_{absH}/S_{abs})$

mean absorbed solar radiation per unit leaf area

$S_{abs} = [(1-\alpha)R_s - (1-\alpha_g)\tau R_s]/LAI$

Input parameters

symbol	description	value	
h_c	canopy height		
LAI	leaf area index		
z_a	reference height	2 m	height of field observation
c_d	leaf transfer coefficient for momentum	0.20	
c_h	leaf transfer coefficient for sensible heat	0.06	
h_{geo}	geometric roughness of bare soil surface	0.025 m	
u^*_{geo}	friction velocity for the ground	0.03 m s^{-1}	
k_v	kinematic viscosity of the air at 20 °C	1.53×10^{-5} m^2 s^{-1}	
α	albedo of the entire surface	0.2	observed in this study
α_g	albedo of the soil surface	0.2	observed in this study
g_{Smax}	maximum bulk stomatal conductance	0.02 m s^{-1}	observed in this study
S_{absH}	absorbed solar radiation when $g_S = g_{Smax}/2$	66 W m^{-2}	
τ	radiation transmissivity		
R_s	solar radiation		

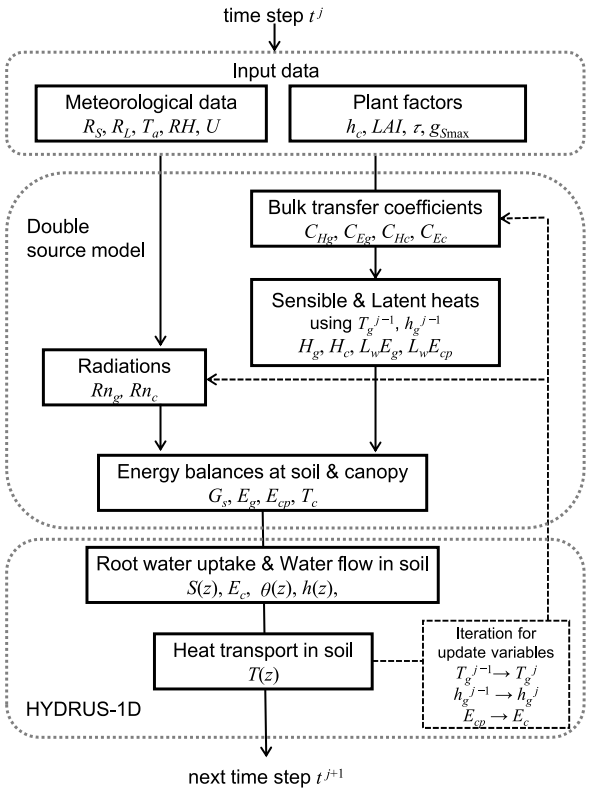


Fig. 2 2 層モデルと HYDRUS-1D の計算の流れ図．
A flow chart for simulation of the double source model and HYDRUS-1D.

間ステップ t^j において，まず気象データと植生データを 2 層モデルに入力し，純放射 · 顕熱 · 潜熱の各熱収支成分の計算を行う（(5) 式，(6) 式）．この時，計算に必要な土壌面の温度 T_g と土中水圧力 h_g は，HYDRUS-1D で計算された 1 つ前の時間ステップの結果を用い（T_g^{j-1}, h_g^{j-1}），土壌面と植被層の熱収支式が成り立つ群落温度 T_c の数値解を二分法で求める．ここで計算された蒸散潜熱 L_wE_{cp} は，可能蒸散速度 E_{cp} を反映したものである．得られた蒸発フラックス E_g と土中熱フラックス G_s を土壌面の水分 · 熱境界条件に，また E_{cp} を根の吸水モデル（(2) 式）に与え，根の吸水を含む土壌中の水分 · 熱移動の数値計算を HYDRUS-1D で行う．T_g，h_g，および実蒸散速度 E_c の計算結果を用いて再度 2 層モデルの計算を行い，熱収支成分，および熱収支式が成り立つ T_c を求める．この時，蒸散潜熱 L_wE_c は，実蒸散速度 E_c を反映した値で固定する．この反復計算を行うことで，土壌乾燥によって蒸散速度が低下し潜熱項が低下した場合でも，熱収支式が成立する．そして，再度水分 · 熱移動の計算を行うことで，計算時間ステップ t^j の結果を得る．構築した本プログラムでは，通常版の HYDRUS-1D の出力値に加え，植被層と土壌面の各熱収支成分（(4) 式）と群落温度 T_c が出力される．また，通常版では入力値であった可能蒸散速度 E_{cp} も，計算過程で求められる．一

方，通常版では可能蒸発速度 E_{gp} を入力し，系依存型境界条件で実蒸発速度 E_g が計算されるが（斎藤ら, 2006），ここでは計算過程で E_g が直接計算されるため（(6) 式），E_{gp} は出力されない．

2.2 現場観測

三重大学附属農場内のダイズ栽培圃場で現場観測を行った．圃場の土性は，表層の作土層が砂質ロームで，およそ 25 cm 以深の下層はロームである．特に下層は，シルト質の土塊を含み，乾燥密度 ρ_b が 1.60 ～ 1.65 Mg m^{-3} と非常に高く，排水性が悪いという特徴がある．

2018 年 6 月 6 日に各種土壌センサーとウェザーステーションを設置した．土壌水分センサー（CS655, Campbell Scientific，ロッド長 12 cm）を深さ 0, 10，20 cm 深から鉛直下向きに設置し，それぞれ 0 − 10, 10 − 20，20 − 30 cm 深の平均体積含水率とした．水ポテンシャルセンサー（MPS-6，Decagon Devices（現 TEROS-21，METER group））を 5, 15 cm 深に，熱電対を 1，2，4，8, 10，20，30 cm 深に設置した．気象センサーとして，雨量計（TE525，Campbell Scientific），温湿度計（HMP-155D，クリマテック株式会社）と風向風速計（Met One 034B，Campbell Scientific）を高さ 2 m に，四成分放射収支計（NR01, Campbell Scientific）を高さ 1.5 m に設置した．センサーはデータロガー（CR1000，Campbell Scientific）に接続し，30 分間隔でデータを保存した．

ダイズ（フクユタカ）の播種を，2018 年 6 月 12 日に行った．その際，畝立ては行わず，株間 20 cm，条間 70 cm とし, 1 箇所に 3 粒播種した．ダイズの生育期間中，生育データとして草高，*LAI*，地表面被覆率を定期的に測定した．地表面被覆率については，まず地上約 5.5 m の高さから，畑の 3 m × 3 m の領域をデジタルカメラで撮影した（有効画素数 1600 万画素）．得られた写真について画像解析を行い，色相に 50 ～ 125（緑の領域），彩度と明度に 0 ～ 255（全領域）を規定し，選択される面積を被覆面積とした．そして，対象領域の面積（9 m^2）に対する被覆面積の割合を地表面被覆率とした．

土壌水分センサーの体積含水率 θ と比誘電率 ε_r の関係式は，一般的には撹乱土壌を用いた室内実験で求める（例えば三石 · 溝口, 2015）．一方，室内実験で求めた検量式を現場観測に適用した場合，圃場の土壌構造や不均一性，またセンサーと土壌の接触具合から，必ずしも土壌水分量を正しく測定することができない．そこで，武藤ら（2015）が提案する原位置キャリブレーション法を用いて，Topp 式の補正を行った．100 cm^3 の採土円筒を用いて，土壌水分センサーの設置深度から不撹乱土壌を採土し（2.5 − 7.5, 12.5 − 17.5，22.5 − 27.5 cm 深から各深度 3 試料），採土時の θ_{obs} を炉乾法で求めた．採土時の ε_r と Topp 式で求まる体積含水率 θ_{Topp} との比（$\theta_{obs}/\theta_{Topp}$）を求め，Topp 式に乗じることで補正した検量線とした．本実験では，$\theta_{obs}/\theta_{Topp}$ は深さによる違いは小さく，3 本の水分センサーに対して 0.90 であった．

2.3 数値計算

2.3.1 水分 · 熱特性と根の吸水特性

土の水分特性曲線は，吸引法や加圧板法等の室内実験で測定することが多い．一方，圃場では土の不均一性や，乾燥密度や土の構造の変化，また乾湿のヒステリシス等の影響を受け，室内実験で得られた水分特性曲線とは異なる可能性がある．そこで，特に変化の大きい表層土については，圃場に設置した土壌水分センサーと水ポテンシャルセンサーの測定値の関係から，水分特性曲線を求めた．また土中水圧力 $h < -5{,}000$ cm の乾燥領域の水分特性曲線については，鏡面冷却式湿度計 WP4-T（Decagon devices）を使って室内実験で別途測定した．圃場で採取した撹乱土壌を用い，任意の水分状態において WP4-T で h を測定し，その時の含水比 ω を炉乾法で測定した．そして，対象土層の乾燥密度 ρ_b と水の密度 ρ_w を使って，$\theta = \rho_b/\rho_w \times \omega$ の関係により体積含水率 θ に変換することで，h と θ の関係を得た．30 cm 以深の下層土の水分特性曲線は，吸引法，加圧板法，WP4-T で測定した．水分特性曲線と不飽和透水係数を表す不飽和水分移動特性関数には，Durner モデルを用いた（Durner, 1994）．

$$\begin{aligned}\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} &= S_e \\ &= w_1\left[1+(\alpha_1 h)^{n_1}\right]^{-m_1} + w_2\left[1+(\alpha_2 h)^{n_2}\right]^{-m_2}\end{aligned} \tag{7}$$

$$K(S_e) = K_s \frac{\left(w_1 S_{e1} + w_2 S_{e2}\right)^l \left(w_1 \alpha_1 \left[1-\left(1-S_{e1}^{1/m_1}\right)^{m_1}\right] + w_2 \alpha_2 \left[1-\left(1-S_{e2}^{1/m_2}\right)^{m_2}\right]\right)^2}{\left(w_1\alpha_1 + w_2\alpha_2\right)^2} \tag{8}$$

ここで，θ_s は飽和体積含水率（m^3 m^{-3}），θ_r は残留体積含水率（m^3 m^{-3}），S_e は有効飽和度（–），w_i（$i = 1, 2$）は重み係数（–）で $w_1 + w_2 = 1$ である．α_i（m^{-1}），n_i，m_i（$= 1 - 1/n_i$）は曲線の形状を与えるパラメータ，K_s は飽和透水係数（m s^{-1}），l は間隙結合係数である（–）．飽和透水係数 K_s には, 100 cm^3 採土缶で採取した不撹乱試料により，変水位透水試験で測定した値を用いた．間隙結合係数 l は水分特性曲線とは独立して不飽和透水係数関数の形状を与えるパラメータであるが，ここでは Mualem（1976）が提案する 0.5 とした．

土壌の熱特性は，熱特性計（KD2Pro, Decagon devices）を使って測定した．撹乱土壌を任意の体積含水率に調整し, 100 cm^3 採土缶に充填後，3 cm デュアルニードルセンサー（SH-1，Decagon devices）を用いて，熱伝導率および体積熱容量を測定した．得られた熱伝導率と体積含水率の関係に，Chung and Horton（1987）のモデルを適合した．

$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5} \tag{9}$$

ここで，b_1，b_2，b_3 は実験定数であり，実験値に適合して得られた値はそれぞれ 0.183，3.646，0.146 W m^{-1} °C^{-1} であった．本研究では，土層全体に対して同じ熱特性を与えた．

根の吸水モデル（(2) 式）の水ストレス応答関数 $\alpha(h)$ には線形型モデルを用いた（Feddes et al., 1974）．別途，ポットを用いたダイズ栽培実験を行い，土壌乾燥にともなう蒸散速度の低下から $\alpha(h)$ を求めた（坂井ら, 2018）．飽和近傍の吸水制限は考慮せず，土中水圧力 $h_3 = -1{,}700$ cm と $h_4 = -15{,}000$ cm（永久しおれ点）の間で，乾燥にともない α が 1 から 0 まで直線的に減少する関数とした．吸水強度分布 $\beta(z)$ は，可能蒸散速度 E_{cp} を各深さの吸水速度に割り振るための，正規化された吸水分布（m^{-1}）である（根群域の積分値が 1）．実際の吸水分布は，根量分布と必ずしも一致するとは限らない．そのため $\beta(z)$ の決定は難しく，既往の研究では，根量分布に基づいて $\beta(z)$ を与えるケース（加藤 · 西村, 2015; 中村ら, 2016），根の伸長深さに対して均一な $\beta(z)$ を与えるケース（亀山ら, 2018），根圏の上部 20 % は一定で根圏下端に向けて直線的に減少する様な $\beta(z)$ 関数型を用いるケース（Hoffman and van Genuchten, 1983 ; 弓削 · 阿南, 2016），土壌水分量の測定値に対して数値計算の逆解析で求めるケース（Hupet et al., 2003; Schelle et al., 2012）等，様々な方法がとられている．本実験では，計算対象期間において根量分布の測定は行っていない．そこで，過去に同一圃場で測定したダイズ根の伸長深さが，発芽後 1 か月程度で乾燥密度が高く硬い下層土の上まで達していたこと，また本実験の 20 − 30 cm の体積含水率の低下具合から判断して，表層から 30 cm 深まで均一な $\beta(z)$ を与えた．

2.3.2 計算条件

本研究では蒸発散による土壌乾燥過程を計算するために，降雨イベント間の無降雨期間に焦点を当てた．ダイズの生育期間における（6 月 19 日発芽），植物体の大きさが異なる期間① 7 月 9 日 ～ 26 日（草高 40 ～ 45 cm，*LAI* 1 ～ 2，被覆率 30 ～ 40 %）と期間② 7 月 31 日 ～ 8 月 12 日（草高 50 ～ 70 cm，*LAI* 2.5 ～ 4，被覆率 60 ～ 80 %）の 2 回の無降雨期間を計算対象とした（後述 3.1 参照）．

計算対象領域は，水分 · 熱移動の下端境界条件の影響を避けるため，十分な長さとして地表面から深さ 100 cm までの 1 次元鉛直土層とした．また，水分特性曲線の違いに基づいて（後述 3. 2 参照），0 − 10, 10 − 30，30 cm 以下の 3 層の成層土層とした．計算メッシュは，変化の大きい表層 20 cm は 0.5 cm 間隔とし，20 cm 以深は 1 cm 間隔とした．HYDRUS では計算の収束状況に応じて，適切な計算時間ステップが選択される（Rassam et al., 2004）．ところが，熱移動や水蒸気移動を含む計算においては，大きな時間ステップが選択されて計算が収束しないことがある．そこで，初期時間ステップを 0.001 d，最小時間ステップを 0.00001 d，最大時間ステップを 0.001 d とし，比較的小さな時間ステップが選択される設定とした．

水分移動および熱移動の上端境界条件には，2 層モデルから計算される土壌面蒸発速度 E_g，土中熱フラックス G_s をそれぞれフラックス境界条件として与え，下端境界条件にはそれぞれ自由排水条件（$dh/dz = 0$），温度勾配ゼロ条件を与えた（$dT/dz = 0$）．また，2 層モデルで計算される可能蒸散速度 E_{cp} を根の吸水モデル（式 (2)）に与えた．初期条件は体積含水率と地温の観測値を与え，観測値のない 30 cm 以深の下層については，20 − 30 cm 深の体積含水率と 30 cm 深の地温で一定値を与えた．

まず，期間①と期間②について土壌が十分に湿潤で，可能蒸発速度 E_{gp} および可能蒸散速度 E_{cp} で蒸発散が生じる乾燥初期に注目した．気象データには，30 分毎の日射量 R_S，下向き長波放射 R_L，気温 T_a，相対湿度 RH，風速 U の観測値を用いた．2 層モデルの計算に必要な気孔コンダクタンスの最大値 g_{Smax} には，気孔コンダクタンス測定装置（SC-1，Decagon devices）を用いて圃場のダイズについて測定を行い，両期間とも 0.02 m s^{-1} とした．植生データには，期間①（被覆率およそ 30 %）は草高 $h_c = 40$ cm，葉面積指数 $LAI = 1.0$ の一定値を，期間②（被覆率およそ 60 %）は $h_c = 50$ cm，葉面積指数 $LAI = 2.5$ の一定値を与えた．それぞれの期間に対して放射透過率 $\tau = 0.0$，0.1，0.2，0.3，0.4，0.5，0.6，0.7，0.8，0.9, 1.0 の一定値を与えた（2 期間で計 22 通りの計算）．

次に，期間②についてより長期の乾燥過程の計算を行った．この時，ダイズの生長を考慮するために，h_c と *LAI* については観測値を与え，測定値間には内挿値を用いた．土壌乾燥にともなう土壌面蒸発と蒸散の減少，熱収支成分の変化を示し，体積含水率と地温の観測値の再現性について検討した．

3. 結果と考察

3.1 ダイズの生育データと気象データ

Fig. 3 に生育期間中のダイズの草高，葉面積指数 *LAI*，地表面被覆率の変化を示す．ダイズは 6 月 12 日の播種後，6 月 19 日に発芽し，8 月末には草高 90 cm，*LAI* 5，地表面被覆率 100 % となった．7 月 20 日頃に草高と *LAI* の増加に停滞が見られたが，無降雨期間が続いたことによる土壌乾燥が原因だと考えられる．Fig. 4 に 2018 年 7 月上旬から 8 月中旬の日降水量，気温，相対湿度，純放射量，風速の観測値を示す．7 月 8 日に 50 mm，7 月 27 日 ～ 30 日に 57 mm，8 月 13 日に 21 mm の降雨があり，その間は概ね晴天であり土壌乾燥が進行した．また，7 月 29 日の強い風速は台風 12 号による．本研究では，期間①（7 月 9 日 ～ 26 日）と期間②（7 月 31 日 ～ 8 月 12 日）の 2 回の無降雨期間に注目する．

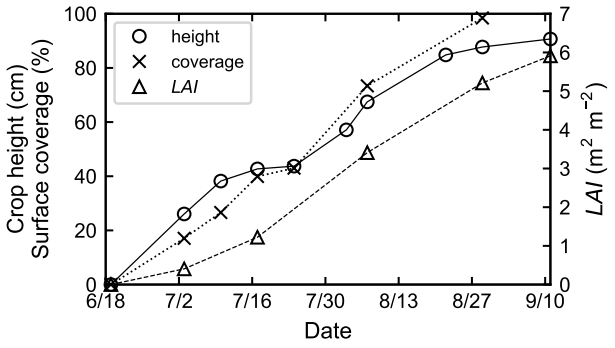


Fig. 3 ダイズの生長にともなう草高，*LAI*，地表面被覆率の変化．
Seasonal variations for crop height, *LAI*, and surface coverage of soybean.

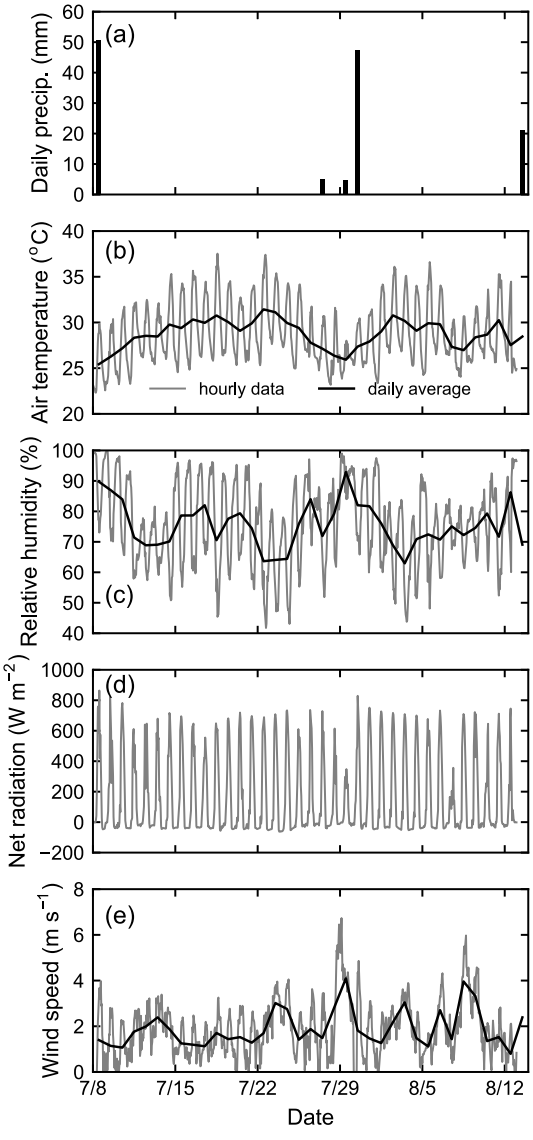


Fig. 4 （a）日降水量，（b）気温，（c）相対湿度，（d）純放射量，（e）風速の観測値．
Observed data of (a) daily precipitation, (b) air temperature, (c) relative humidity, (d) net radiation, and (e) wind speed.

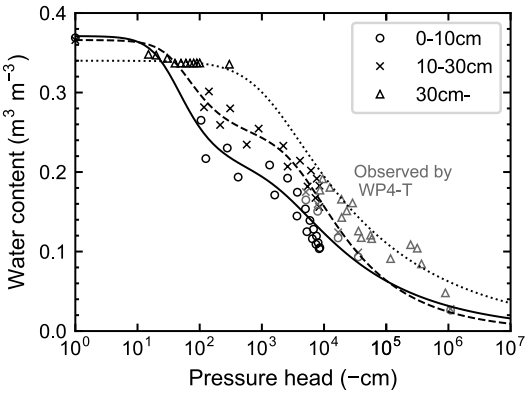


Fig. 5 現場観測と室内実験で測定した水分特性曲線と Durner モデルによる適合曲線．灰色プロットは WP4-T による測定値．
Soil water retention curves obtained from experimental data and fitted by the Durner model. Gray plots indicate observed data with WP4-T.

3.2 圃場の水分特性曲線

Fig. 5 に，現場観測，および室内実験から得られた水分特性曲線を示す．期間①と期間②の 2 回の無降雨期間（乾燥期間）について，0 − 10 cm 深の平均 θ と 5 cm 深の h, 10 − 20 cm 深の平均 θ と 15 cm 深の h の観測値の関係から，圃場の水分特性曲線を求めた．この時，MPS-6 の測定可能領域（$-100\ \mathrm{cm} > h > -10{,}000\ \mathrm{cm}$）に対して，$\theta$ と h の関係を示した．MPS-6 の測定範囲の下限値は $-2{,}000$ kPa（約 $-20{,}000$ cm）とされているが（METER Group, 2019），今回の観測では乾燥が進行しても $h = -10{,}000$ cm 程度で停滞した．これは，MPS-6 の多孔質板，または周囲の土壌の不飽和透水係数が低く，多孔質板と土壌の水分状態が十分に平衡していないためだと考えられる．そのため，ここでは $h = -10{,}000$ cm を下限値とした．また MPS-6 の測定値は，地温の日変化に合わせて大きな温度依存性を示した．そこで，日々の温度変化が小さく，極端に高温にならない午前 7 時の測定データのみを使用した．Fig. 5 の灰色プロットは，鏡面冷却式湿度計 WP4-T を使った室内実験の測定値である．水分飽和時（Fig. 5 の $h = -1$ cm）の θ は，降雨直後に観測された θ の最大値とした．Fig. 5 に水分特性曲線の測定値に適合した Durner モデルを示し，Table 2 にそのパラメータを示す．ここで，30 cm 以深の 3 層目の水分特性曲線については，他層の様な階段状の形状が確認できなかったため，$w_2 = 0$ としてパラメータの少ない van Genuchten モデル（van Genuchten, 1980）で適合した．

3.3 乾燥初期の数値計算結果

3.3.1 可能蒸発と可能蒸散の配分と放射透過率 τ の関係

7 月 8 日，および 7 月 30 日の降雨終了直後は，体積含水率の観測値に短時間で急激な低下が見られた．これ

Table 2 計算に用いた Durner モデルの水分移動特性パラメータ．
Soil water hydraulic parameters of the Durner model used for simulations.

depth	θ_r	θ_s	α_1	n_1	w_2	α_2	n_2	K_s (cm d^{-1})	l
0 − 10 cm	0	0.371	0.030	2.00	0.55	0.0005	1.30	54.1	0.5（−0.5*）
10 − 30 cm	0	0.366	0.021	1.98	0.67	0.00025	1.42	23.0	0.5（−0.5*）
30 − 100 cm	0	0.340	0.00088	1.25	0	–	–	0.04	0.5

*$l = 0.5$ より大きな不飽和透水係数を与える計算に用いた値．

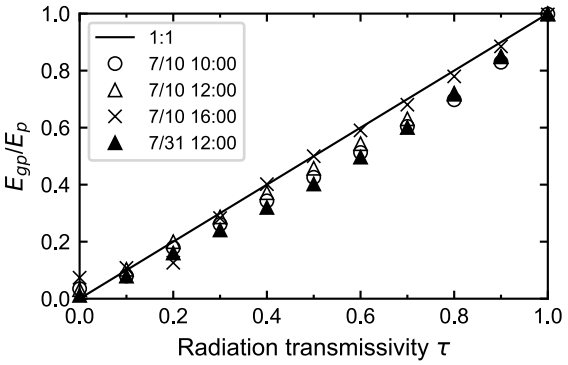


Fig. 6 計算に用いた放射透過率 τ と E_{gp}/E_p の関係．
Relationship between radiation transmissivity τ used for simulations and E_{gp}/E_p.

は，マクロポアを通る排水や圃場側方への排水と考えられ，再現するには飽和近傍の水分移動特性の詳細な検討等（例えば Durner, 1994）が必要である．ここでは期間①と期間②について，それぞれ急激な排水以降である 7 月 10 日 0 時 ～ 7 月 12 日 0 時と 7 月 31 日 0 時 ～ 8 月 2 日 0 時を計算期間とした．期間①の計算初日である 7 月 10 日，および期間②の計算初日である 7 月 31 日は，30 cm 深以上の根圏土層の体積含水率が十分に高く（計算値で，$\theta > 0.22$ m^3 m^{-3}，$h > -140$ cm），計算された蒸発速度 E_g および蒸散速度 E_c は土壌乾燥により制限されなかった．そこで，この期間の E_g と E_c の計算結果を，可能蒸発速度 E_{gp} と可能蒸散速度 E_{cp} とし，可能蒸発散速度 E_p（$= E_{gp} + E_{cp}$）を求めた．Fig. 6 に，任意の時間における可能蒸発散速度 E_p に対する E_{gp} の割合（E_{gp}/E_p）と，計算に用いた放射透過率 τ の関係を示す．全体的に，E_{gp}/E_p と τ はおよそ一致した．これは，Penman 式等で求めた E_p を，ベールの法則に基づいて，放射の透過率で近似的に E_{gp} と E_{cp} に配分する方法（Ritchie, 1972）の妥当性を示している．特に，放射が植被層のみに配分される $\tau = 0$ の極端な条件では，E_{gp} がほぼ 0 であるため，$E_{gp}/E_p = 0$ となる．放射が土壌面のみに配分される $\tau = 1$ でも同様に，E_{cp} がほぼ 0 であるため，$E_{gp}/E_p = 1$ となる．一方 0.4 ～ 0.8 の中程度の τ で，E_{gp}/E_p は τ よりやや小さい割合を示した．これは，蒸発と蒸散の割合は放射の配分割合だけでなく，潜熱交換に関わるバルク輸送係数にも依存するためである（Campbell, 1987）．

3.3.2 土壌水分・地温変化に基づく放射透過率 τ の検討

ダイズが比較的小さい期間①（7 月 10 日 ～ 7 月 12 日），および比較的大きい期間②（7 月 31 日 ～ 8 月 1 日）の，体積含水率 θ および地温の観測値（灰色線）と計算値（$\tau = 0.1$，0.3，0.5，0.7，0.9）の比較を，それぞれ Fig. 7 と Fig. 8 に示す．θ の計算値は，観測値に合わせて 0 − 10, 10 − 20，20 − 30 cm 深に含まれる各計算メッシュの平均値である．両期間とも，θ の観測値は蒸発散により各深さでやや減少した．地温の観測値は日振幅を示し，その幅は深い位置ほど小さい（期間①の 4 cm 深で約 10 °C，20 cm 深で約 3 °C の振幅）．また，ダイズの生長による日射の遮断により，期間②の地温の振幅は，期間①に比べ小さかった（4 cm 深で期間①の約 10 °C に対し，期間②は約 6 °C の振幅）．期間①の θ について異なる τ による計算値を比較すると（Fig. 7），小さい τ ほど，土壌面蒸発が小さくなるため 0 − 10 cm 深の θ が日中やや大きな値を示した．しかし，その差は 0.01 m^3 m^{-3} 以下であり，いずれの τ を用いた場合でも観測値の減少をよく再現した．これは，根圏の深さが 30 cm とやや浅いため，土壌面蒸発による水分減少と，根の吸水による水分減少によって生じる水分分布の差が小さいためである．地温について異なる τ による計算値を比較すると，τ が大きいほど土壌面に到達する日射が大きいため，日中の地温上昇が大きかった．一方で，夜間は τ の影響は小さかった．期間①では，$\tau = 0.5 \sim 0.7$ で地温の観測値の振幅を良く再現した．期間②の θ の計算値も，期間①と同様に τ の違いによる差は小さく，いずれの τ を用いた場合も観測値を良く再現した（Fig. 8）．また，$\tau = 0.3 \sim 0.5$ で地温の観測値の振幅を良く再現した．なお，$\tau = 0.7$ や 0.9 といった大きな τ で，8 月 1 日の地温の計算値に急激な上昇が見られた．これは，期間②は期間①に比べ初期水分量が低く，土壌面の乾燥により土壌面蒸発が低下し，潜熱消費が低下したためである．

測定した地表面被覆率 S_c に注目すると（Fig. 3），7 月 10 日頃は約 30 %，7 月 31 日頃は約 60 % である．放射が遮断される割合が被覆率で表されると仮定すると（$\tau = 1 - S_c$），放射透過率はそれぞれの期間で $\tau = 0.7$，0.4 であり，土壌水分量と地温の再現性から評価した τ とおよそ一致する．これは，S_c の観測値に基づいて簡易的に τ を与えることで，土壌水分・地温変化の予測に適

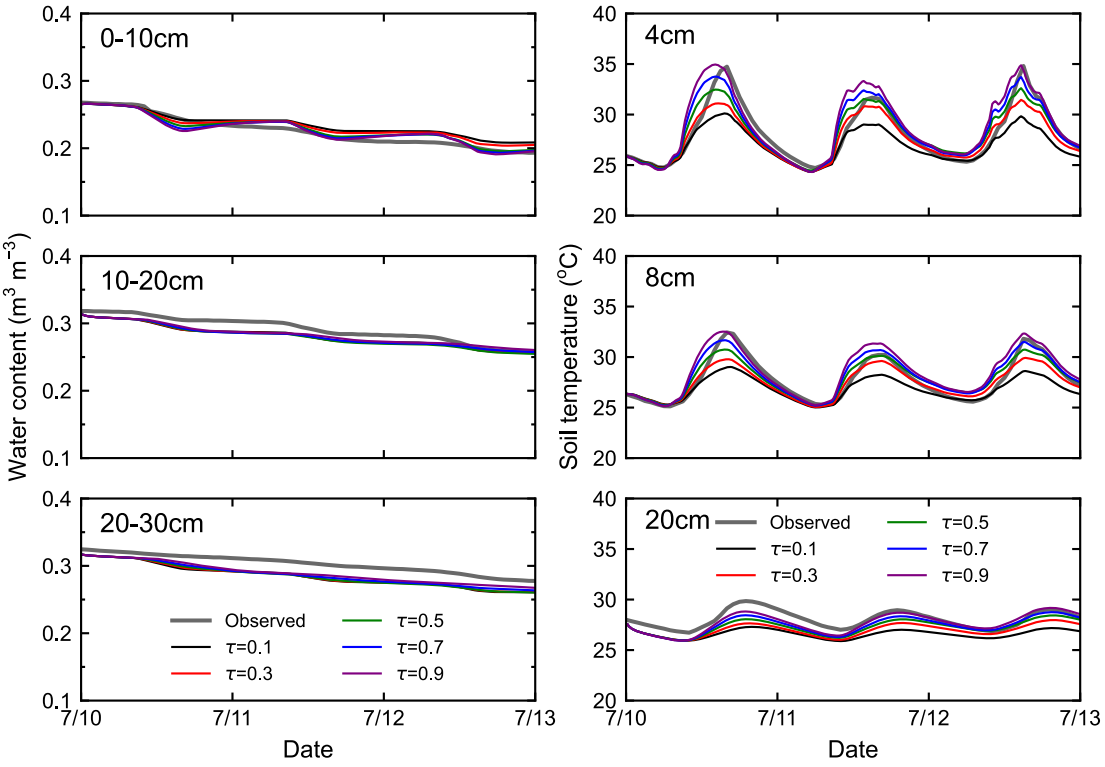


Fig. 7 7/10～7/12 における体積含水率と地温の観測値と $\tau = 0.1$，0.3，0.5，0.7，0.9 を用いた計算値の比較.
Observed soil water contents and soil temperatures, and simulated results using $\tau = 0.1$, 0.3, 0.5, 0.7, and 0.9 from July 10th to July 12th.

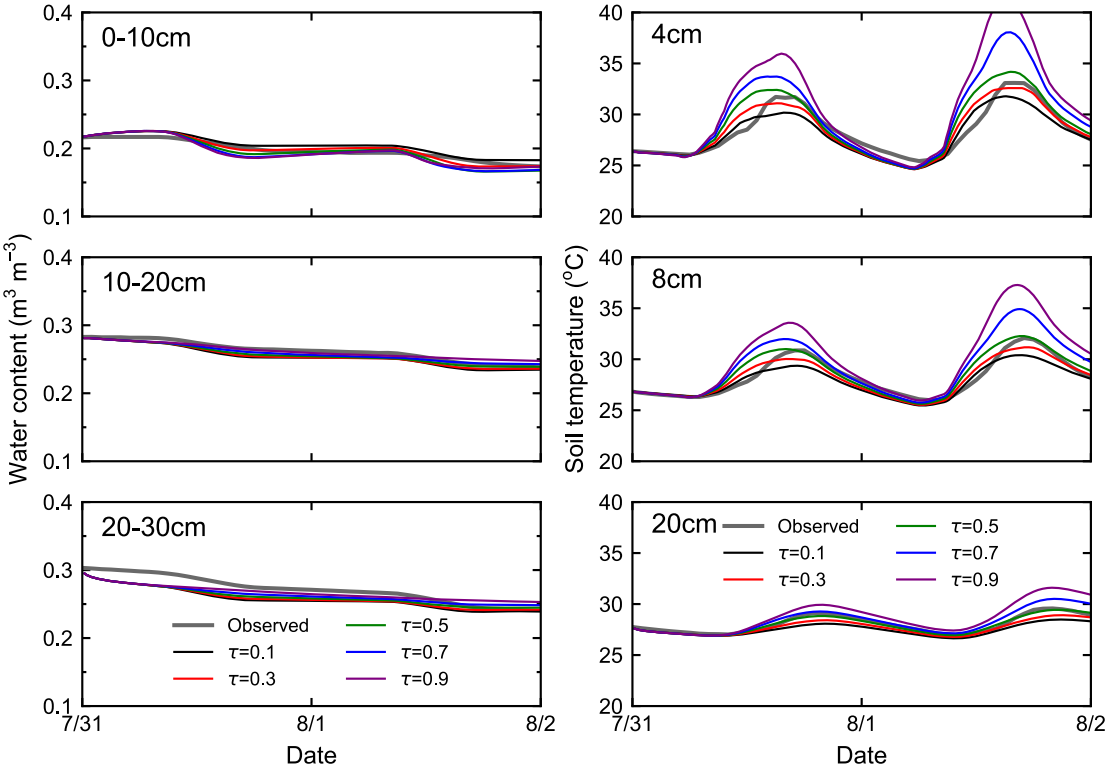


Fig. 8 7/31～8/1 における体積含水率と地温の観測値と $\tau = 0.1$，0.3，0.5，0.7，0.9 を用いた計算値の比較.
Observed soil water contents and soil temperatures, and simulated results using $\tau = 0.1$, 0.3, 0.5, 0.7, and 0.9 from July 31th to August 1st.

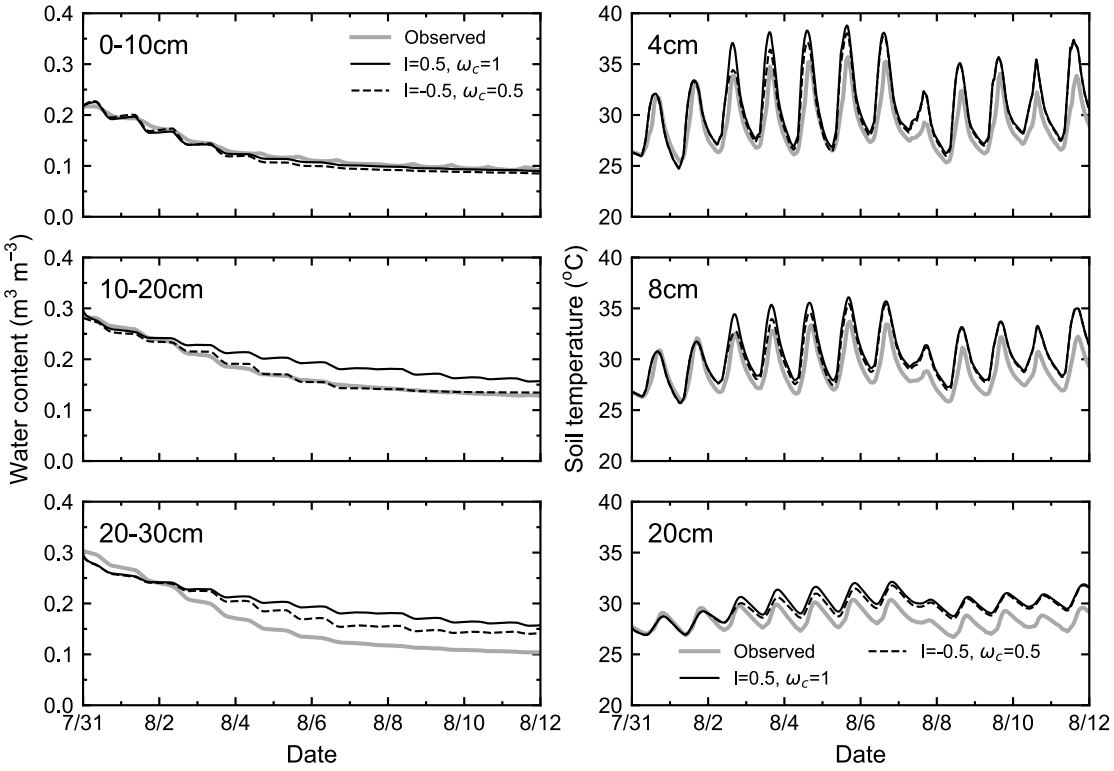


Fig. 9 7/31 ～ 8/11 の体積含水率および地温の観測値と計算値の比較．灰色は観測値，黒実線は $l = 0.5$ で補填吸水を考慮しない（$\omega_c = 1$）場合，黒点線は $l = -0.5$ で補填吸水を考慮する（$\omega_c = 0.5$）場合の計算値．
Observed and simulated soil water contents and soil temperatures from Jury 31th to August 11th. Gray lines indicate observed data. Black solid and dashed lines indicate simulated results with $l = 0.5$ and uncompensated root water uptake ($\omega_c = 1$), and with $l = -0.5$ and compensated root water uptake ($\omega_c = 0.5$), respectively.

切な E_{gp} と E_{cp}，および土中熱フラックス G_s を計算できることを示している．近年では無人航空機（UAV）等を使用して，より容易に地表面被覆率の測定が可能であることから，植生の生長にともなう τ の変化を簡便に与える方法となり得る．また同様に，可能蒸発速度と可能蒸散速度の配分率としても有用な方法となる可能性がある．

3.4 長期間の乾燥過程の数値計算結果

3.4.1 土壌水分量 · 地温および蒸発散速度

より長期間の土壌乾燥過程について，ダイズの生育を考慮した計算を行った．期間②について，7 月 31 日 0 時 ～ 8 月 12 日 0 時を計算期間とし，被覆率 S_c の測定値（Fig. 3）を用いて放射透過率 τ を $\tau = 1 - S_c$ で与え，計算期間中の τ の減少を考慮した．草高 h_c と葉面積指数 LAI の増加も同様に観測値を与え，生育データの測定値間は内挿値を用いた．Fig. 9 に，体積含水率 θ と地温の観測値（灰色線）と計算値（黒色実線）の比較を示す．7 月 31 日 ～ 8 月 1 日の土壌乾燥初期については，Fig. 8 と同様に計算は θ の低下および地温の日変化を良く再現した．一方，8 月 2 日以降の乾燥が進行した期間については，計算値は観測値の変化を良く再現したが，10 − 20，20 − 30 cm 深の θ をやや過大評価し，地温も各深さで約 3 °C 過大評価した．

Fig. 10 に，蒸散速度 E_c と蒸発速度 E_g の日変化の計算値（黒色実線）を，可能蒸散速度 E_{cp} と可能蒸発速度 E_{gp}（灰色線）とともに示す．ここで E_{cp} と E_{gp} は，30 cm 深の根圏が十分に湿潤な条件で別途計算した E_c と E_g の結果である．具体的には，初期土中水圧力 h に土壌表面 $h = -30$ cm で下端 $h = 70$ cm の水理学的平衡条件を与え，下端水分境界条件を一定圧力境界条件とし，30 cm 以深の 3 層目の飽和透水係数 K_s を 10 cm d^{-1} と大きな値に変更することで，地下水面が 30 cm 深と浅い位置に留まる計算を行った．ダイズの生長による τ の低下にともない，E_{cp} は徐々に増加し，逆に E_{gp} は減少した．E_c は 8 月 2 日までは E_{cp} と一致した．8 月 3 日以降は乾燥ストレスにより低下し，8 月 11 日の日中では E_{cp} がおよそ 0.08 cm h^{-1} であるのに対し，E_c は 0.02 cm h^{-1} であった．E_g は 8 月 2 日 11 時頃までは E_{gp} と一致したが，その後は減少し，8 月 5 日以降は 0.002 cm h^{-1} 以下と非常に小さい値を示した．表層の不飽和透水係数の低下により土壌面への水分供給が制限され（Jury and Horton, 2006），土壌面の土中水圧力 h_g の低下にともない，土壌面の水蒸気密度 ρ_g が低下したためである（式（6））．土壌乾燥による低下は，土壌面の乾燥に依存する E_g で顕著であり，E_c の低下は湿潤な下層からの吸水も含むため比較的緩やかであった．土壌が湿潤な条件

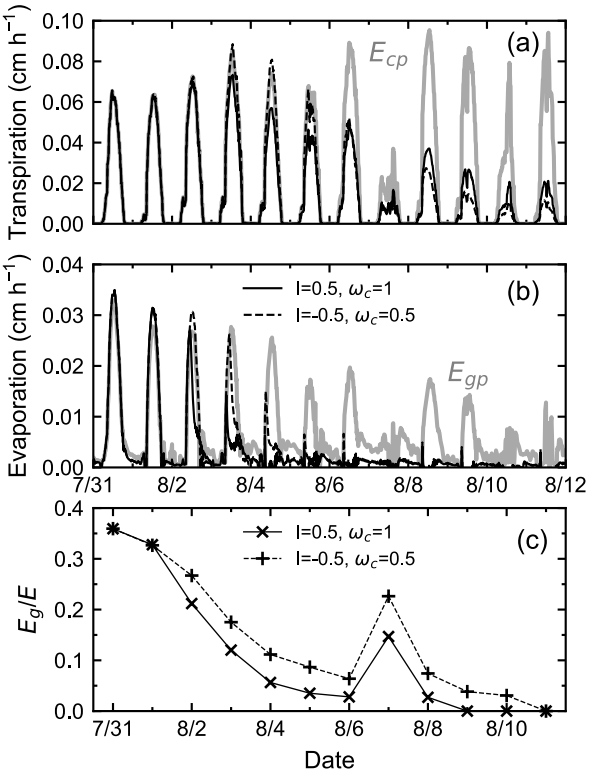


Fig. 10 7/31～8/11 の（a）蒸散速度，（b）蒸発速度の計算値，および（c）日蒸発量への配分割合 E_g/E．灰色は可能蒸散 E_{cp}・蒸発速度 E_{gp}，黒実線は $l = 0.5$ で補填吸水を考慮しない（$\omega_c = 1$）場合，黒点線は $l = -0.5$ で補填吸水を考慮する（$\omega_c = 0.5$）場合．
Simulated (a) transpiration rates, (b) evaporation rates, and (c) partition ratio of daily evaporation amount E_g/E from Jury 31th to August 11th. Gray lines indicate potential transpiration E_{cp} and evaporation rate E_{gp}. Black solid and dashed lines indicate simulated results with $l = 0.5$ and uncompensated root water uptake ($\omega_c = 1$), and with $l = -0.5$ and compensated root water uptake ($\omega_c = 0.5$), respectively.

下では，可能蒸発速度 E_{gp} と可能蒸散速度 E_{cp} の配分割合の違いが土壌水分量の計算値に与える影響は小さい（Fig.7，8）．一方，土壌乾燥の進行にともなう E_g と E_c の低下は E_{gp} と E_{cp} に依存するため，E_{gp} と E_{cp} の配分割合は土壌乾燥時の土壌水分量の予測に重要であると言える．

Fig. 10（c）に，日蒸発散量（$E = E_g + E_c$）に対する日蒸発量の割合 E_g/E を示す（黒色実線）．ここでは，Fig. 10（a），（b）に示す蒸散・蒸発速度の日変化の日積算量（cm）を用いて，割合を計算した．可能蒸発散で蒸発・蒸散が生じる 7 月 31 日（$E_g = 0.26$ cm，$E = 0.72$ cm，$E_g/E = 0.36$）と 8 月 1 日（$E_g = 0.22$ cm，$E = 0.66$ cm，$E_g/E = 0.33$）では，E_g/E は与えた放射透過率 τ とほぼ一致する．その後は，E_c に比べ E_g が大きく低下するため，E_g/E は急激に減少し，8 月 6 日では $E_g/E = 0.03$（$E_g = 0.01$ cm，$E = 0.38$ cm），8 月 9 日以降は $E_g/E = 0$ を示した．なお，8 月 7 日に一時的な E_g/E の増加が見られたが，曇天のため日射量が小さく（Fig. 4d），E_c が低下したためである（Fig. 10a）．

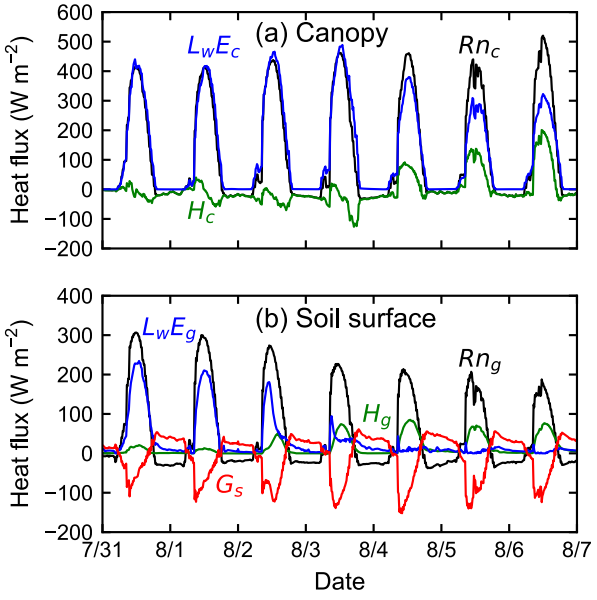


Fig. 11 7/31～8/6 の（a）植被層と（b）土壌面における熱収支成分の計算値．
Simulated energy balance components (a) at the canopy and (b) at the soil surface from Jury 31th to August 6th.

3.4.2 植被面と土壌面の熱収支成分

Fig. 11 に 7 月 31 日～8 月 6 日における，植被層と土壌面の熱収支成分の計算値を示す．図中で，純放射は下向きを正，顕熱，潜熱，土中熱フラックス項は上向きを正で示している．この期間において，τ が 0.4（被覆率 60 %）から 0.3（被覆率 70 %）に減少するため，植被層の純放射 Rn_c は時間とともに増加し，土壌面の純放射 Rn_g は減少した．可能蒸散速度 E_{cp} と可能蒸発速度 E_{gp} で蒸発散が進行する 7 月 31 日～8 月 1 日では（Fig. 10），潜熱輸送量（L_wE_c，L_wE_g）が大きく，特に蒸散による潜熱交換 L_wE_c は Rn_c とほぼ一致した．一方で顕熱輸送量（H_c，H_g）は両層で小さい．顕熱輸送量は気温 T_a との温度差から計算されるため（式（6））．土壌が十分に湿潤な期間では，群落温度 T_c および土壌面温度 T_g と，気温 T_a の差が比較的小さいことを示している．土壌乾燥が進行し E_c と E_g が低下すると，潜熱輸送量が低下し，顕熱輸送量が増加した．特に 8 月 4 日以降は E_g が極端に小さいため（Fig. 10），L_wE_g は終日ほぼ 0 W m^{-2} を示した．土中熱フラックス G_s は，Rn_g と L_wE_g，H_g の収支から求められる．土壌を熱するために使われる熱量（G_s の負値，$-G_s$）は，L_wE_g の低下とともに一度増加し（日最大値は，7 月 31 日で 100 W m^{-2}，8 月 4 日で 150 W m^{-2}），それにともない地温の計算値も上昇した（Fig. 9）．乾燥が進行し L_wE_g がほぼ 0 W m^{-2} となる期間では，τ の低下にともなう Rn_g の低下により，$-G_s$ はやや減少した．地温の変動は，群落を透過して土壌面に達する放射量と土壌面蒸発速度の両方に影響を受けることを示している．

3.4.3 植物根の吸水特性と土壌水分移動特性の検討

8 月 2 日以降に，体積含水率の計算値が観測値を過大評価する（Fig. 9）原因の一つとして，乾燥ストレスに対する根の吸水特性の変化が考えられる．特に，乾燥進行時に 10 − 30 cm 深の根圏下部で観測値の低下が計算値より大きいことから，根圏上部の乾燥による根の吸水速度低下を湿潤な下部で補う補填吸水が生じた可能性がある．そこで，HYDRUS-1D に実装されている補填吸水モデル（Jarvis, 1989）を適用した計算を行った．これは，可能蒸散速度 E_{cp} と補填吸水を考慮しない場合の実蒸散速度 E_c の比で表される水ストレス指数 ω（$=E_c/E_{cp}$）を用いて，（2）式の E_{cp} を増大させるモデルである．水ストレス応答関数 α が小さい乾燥部に比べ，α が大きい湿潤部の方が根の吸水速度 S が増大する．

$$S(z,t)=\frac{E_{cp}(t)}{\max(\omega,\omega_c)}\alpha(h)\beta(z) \tag{10}$$

ここで，ω_c は根の適応係数と呼ばれる ω の閾値であり（$0\le\omega_c\le1$），ω_c =1 の場合は補填吸水を考慮しないモデル，$\omega_c=0$ の場合は常に E_{cp} で蒸散が生じる完全補填吸水モデルとなる．ここでは $\omega_c=0.5$ として計算を行った．また，8 月 2 日以降に地温の計算値が観測値を過大評価する原因の一つに，蒸発潜熱 L_wE_g の低下にともなう土中熱フラックス $-G_s$ の増加が考えられる（Fig. 11）．そこで，土壌面への土中水分フラックスを増加し，土壌面蒸発速度 E_g の減少を抑制するために，乾燥領域の不飽和透水係数 K を大きくした計算を行った．不飽和透水係数モデル（式（8））に含まれる間隙結合係数 l は，水分特性曲線とは独立して，土中水圧力 h の低下に対する K の低下の傾きを与えるパラメータである（Sakai et al., 2009）．そこで 30 cm 深以上の表層に対して $l=-0.5$ を与えることで（Table 2），乾燥時に $l=0.5$ の場合に比べて大きな K を示す不飽和透水係数を用いた計算を行った（例えば $h=-10{,}000$ cm において，$l=0.5$ の時 $K=8.90\times10^{-6}$ cm d^{-1}，$l=-0.5$ の時 $K=2.68\times10^{-5}$ cm d^{-1}）．

Fig. 9 の黒色点線に体積含水率と地温の計算値を，Fig. 10 の黒色点線に蒸散速度 E_c と蒸発速度 E_g の計算値，および日蒸発散量に対する日蒸発量の割合 E_g/E の変化を示す．補填吸水を考慮することで 8 月 3 日から 8 月 5 日までの E_c が増加し，補填吸水を考慮しない場合に比べ，根圏からより多くの水が吸水・蒸散によって消費された．この時，10 − 20 cm 深の体積含水率の計算値は観測値とよく一致し，20 − 30 cm 深については依然過大評価したものの，観測値の再現性は向上した．なお補填吸水を考慮することで，土壌乾燥の進行が促進されるため，8 月 8 日以降では E_c が低下した．また，乾燥領域の K を大きくすることで（$l=-0.5$），土壌面の水蒸気密度の低下が抑制され（式（6）），8 月 2 日 ～ 4 日で E_g の計算値が増加した．それにともない，8 月 2 日 ～ 4 日の地温の再現性が向上した．一方，8 月 5 日以降では $l=0.5$ と同様に E_g が極端に低下するため，再び地温の観測値を過大評価した．乾燥が進行した際の地温の再現性の向上のためには，乾燥領域の K や熱特性等について，今後より詳細な検討が必要だと言える．E_g/E は，土壌が湿潤な 7 月 31 日と 8 月 1 日は変化しない．土壌乾燥が進行した 8 月 2 日以降で大きな値を示し，8 月 6 日では $E_g/E=0.06$ となった（日積算値 $E_g=0.03$ cm，$E=0.41$ cm）．土壌乾燥時の畑地の蒸発・蒸散の配分割合を明らかにするためには，土壌の水分移動特性や根の吸水特性の把握が重要であることを示している．

4. おわりに

本研究では，気象データに基づき蒸発散をともなう畑地の土壌水分・熱動態を予測するプログラムを構築するために，群落の放射透過率 τ で土壌面と植被層に放射を配分し各層の熱収支を考慮する 2 層モデルと HYDRUS-1D の連結を行った．そして，ダイズ栽培圃場で観測した気象データ，生育データ，土壌水分量・地温データに適用し，無降雨期間の土壌乾燥過程において構築したプログラムの検証を行った．

まず蒸発散が気象条件および植生条件にのみ依存する，土壌が湿潤な乾燥初期に注目し，τ の感度解析を行った．可能蒸発散速度 E_p の可能蒸発速度 E_{gp} と可能蒸散速度 E_{cp} への配分割合と τ の関係を検討したところ，配分割合 E_{gp}/E_p と τ はほぼ一致した．これは，Penman 式等で計算される E_p を，ベールの法則で E_{gp} と E_{cp} に配分する方法の妥当性を示している．続いて，ダイズの大きさが異なる 2 期間について，体積含水率の低下と地温の日変化の現場観測値と計算値の比較を行った．乾燥初期においては，τ の違いによる体積含水率の計算値の違いは小さく，地温の日振幅に大きな影響を与えた．また現場観測値の再現性から，地表面被覆率 S_c の観測値に基づいて簡易的に τ を与えることで（$\tau=1-S_c$），土壌水分・地温変化の予測に適切な E_{gp} と E_{cp}，および土中熱フラックス G_s を計算できることが示された．

さらに，被覆率の観測値に基づいて τ の変化を与え，より長期間の乾燥過程の計算を行った．土壌乾燥による蒸発速度 E_g の低下は，蒸散速度 E_c の低下に比べ急激であり，蒸発散 E（$=E_g+E_c$）に対する割合 E_g/E も時間とともに低下した．また，E_g の低下にともない土壌面の蒸発潜熱 L_wE_g が小さくなるため，地温が上昇した．土壌乾燥の進行にともなう E_g と E_c の低下は，E_{gp} と E_{cp} に依存するため，E_{gp} と E_{cp} の配分割合は土壌乾燥時の土壌水分量・地温の予測に重要であると言える．表層土壌の低土中水圧力領域の不飽和透水係数を大きくすることで E_g の低下を抑制し，また根の吸水モデルに補填吸水を考慮して根圏下層の吸水量を増加させることで，体

積含水率と地温の観測値の再現性が向上した．今後，根圏土壌の水分移動特性や根の吸水特性をより詳細に検討し，プログラムに反映することで，土壌乾燥時においても E_g と E_c の配分割合を正しく評価できると考えられる．

謝辞

本研究は JSPS 科研費 17K08002 の助成を受けたものです．また，モデルの構築に有益なご助言を頂いた農研機構の桑形恒男上席研究員，および栽培管理等でご尽力頂きました三重大学大学院生物資源学研究科の長菅輝義教授に心より感謝申し上げます．

引用文献

Campbell, G.S.（中野政詩, 東山勇監訳）(1987): パソコンで学ぶ土壌物理学, p. 131. 鹿島出版会, 東京.

Chung, S.O. and Horton, R. (1987): Soil heat and water flow with a partial surface mulch. Water Resour. Res., 23: 2175–2186.

Durner, W. (1994): Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resour. Res., 30: 211–223.

Feddes, R.A., Bresler, E. and Neuman, S.P. (1974): Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. Water Resour. Res., 10: 1199–1206.

Hoffman, G.J. and van Genuchten, M.Th. (1983): Soil properties and effect water use: Water management for salinity control, In Taylor, H.M., Jordan, W.R. and Sinclair, T.R. (eds.) Limitation and efficient water use in crop production, pp. 73–85. Am. Soc. of Agron., Madison, WI.

Hupet, F., Lambot, S., Feddes, R.A., Van Dam, J.C. and Vanclooster, M. (2003): Estimation of root water uptake parameters by inverse modeling with soil water content data. Water Resour. Res., 39: doi.org/10.1029/2003WR002046.

Jarvis, N.J. (1989): A simple empirical model of root water uptake. J. Hydrol., 107: 57–72.

Jury, W.A. and Horton, R.（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）(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 —, pp. 154–157. 築地書店, 東京.

亀山幸司, 岩田幸良, 宮本輝仁, 佐々木康一 (2018): HYDRUS-1D を用いた砂丘未熟土畑における灌水操作方法の検討. 土壌の物理性, 139: 3–12.

加藤千尋, 西村 拓 (2015): 農地土壌水分状態予測に向けた GCM 予測値の時間ダウンスケーリング手法の検討. 農業農村工学会論文集, 295: 11–19.

近藤純正 (2011): 水環境の気象学, pp. 222–234. 朝倉書店, 東京.

Maruyama, A. and Kuwagata, T. (2008): Diurnal and seasonal variation in bulk stomatal conductance of the rice canopy and its dependence on developmental stage. Agric. Forest Meteorol., 148: 1161–1173.

Maruyama, A. and Kuwagata, T. (2010): Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance and water use of rice paddies. Agric. Forest Meteorol., 150: 919–930.

Maruyama, A., Nemoto, M., Hamasaki, T., Ishida, S. and Kuwagata, T. (2017): A water temperature simulation model for rice paddies with variable water depths. Water Resour. Res., 53: doi.org/10.1002/2017WR021019.

METER Group (2019): TEROS21 operator's manual.

三石正一, 溝口 勝 (2015): 一次補正式を用いた静電容量型 GS3 土壌水分センサーが測定した体積含水率の補正. 土壌の物理性, 130: 19–25.

宮本輝仁, 岩田幸良. 亀山幸司 (2017): HYDRUS を用いた湿潤地域におけるマルチ栽培下の土壌水分動態解明. 土壌の物理性, 136: 3–14.

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

武藤由子, 渡辺晋生, 山本清仁, 倉島栄一 (2015): 5TE センサーで測定した土壌水分量の簡易補正と電気伝導率の検証. 農業農村工学会論文集, 296: I_9–I_17.

中村公人, 大串祥子, 池浦康広, 田中宣多 (2016): 畑地用水計画のための HYDRUS-1D を用いた土壌水分移動解析における土壌水分特性パラメータの推定例. 土壌の物理性, 134: 25–40.

Noborio, K., Ono, K., Mano, J., Miura, T., Satta, N., Koga, K., and Mukaida, Y. (2012): Evaluation of energy-balance-based evapotranspiration in a grass field. J. Jpn. Soc. Soil Phys., 122: 15–21.

農林水産省構造改善局 (1997): 土地改良事業計画設計基準計画「農業用水（畑）」基準書　技術書.（社）農業土木学会.

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

Ritchie, J.T. (1972): Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resour. Res., 8: 1204–1213.

斎藤広隆, 坂井 勝, Šimůnek, J., 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.

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, Šimůnek, J., 取出伸夫 (2007): 裸地土壌の水分・温度長期変動予測 — 近似した気象データによる表面境界条件の設定 —. 土壌の物理性, 107: 79–96.

坂井 勝, 大西一平, 取出伸夫 (2018): ポット栽培実験における蒸散速度の日変化に基づく水ストレス応答関数の推定. 農業農村工学会全国大会講演要旨集, pp. 330–331.

Sakai, M., Toride, N. and Šimůnek, J. (2009): Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. Soil Sci. Soc. of Am. J., 73: 707–717.

Schelle, H., Iden, S.C., Fank, J. and Durner, W. (2012): Inverse estimation of soil hydraulic and root distribution parameters from lysimeter data. Vadose Zone J., 11: doi.org/10.2136/vzj2011.0169.

Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M. and van Genuchten, M.Th. (2013): The Hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 4.17, HYDRUS software series 3, p. 342. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA.

van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44: 892–898

Watanabe, T. (1994): Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. Boundary-Layer Meteorol., 70: 13–35.

弓削こずえ, 阿南光政 (2016): 畑地における作物根の分布と土壌面蒸発の変動を考慮した土壌水分動態解析と消費水分量の定量化. 土壌の物理性, 134: 17–24.

弓削こずえ, 濵田耕佑, 阿南光政, 濱上邦彦, van Dam, J.C., Kroes, J.G. (2018): 干拓農地における水分ストレスの評価と灌漑スケジューリングの最適化. 農業農村工学会論文集, 306: I_55–I_62.

要　　旨

蒸発散は，畑地の土壌水分 · 熱動態を明らかにする上で重要な要素である．本研究では，群落熱収支モデルの 1 つである土壌面と植被層の熱収支式を表す 2 層モデルと HYDRUS-1D を連結し，蒸発と蒸散をともなう土壌水分量 · 地温変化の予測プログラムを構築した．ダイズ栽培圃場の観測値に対し，モデルの検証，放射透過率 τ の検討を行った．可能蒸発 E_{gp}· 蒸散 E_{cp} が生じる乾燥初期の土壌水分量と地温の再現性から，地表面被覆率に基づいて簡易的に τ を与えることで，適切な E_{gp} と E_{cp} の配分割合を計算できることが示された．また，より長期間の乾燥過程の数値計算を行い，土壌乾燥による蒸発 · 蒸散速度の低下，熱収支成分の変化を示した．土壌水分量と地温の再現性から，補填吸水の考慮による根圏下層の吸水促進の必要性や，大きな不飽和透水係数を与え蒸発速度低下を抑制する必要性が示された．

キーワード：蒸発散，群落熱収支モデル，HYDRUS-1D，放射透過率，数値計算