

農地における地温と土壤水分の観測と数値シミュレーション
Field Observation and Numerical Simulation of
Time-varying Soil Temperature and Moisture in Farmland

○泉 智揮*・竹内 潤一郎**・河地 利彦**
○Tomoki Izumi, Junichiro Takeuchi and Toshihiko Kawachi

1. はじめに

農地において地温や土壤水分は、農作物の根の成長や窒素吸収、有機物の分解等に影響を与えるため、農地内での熱や水分輸送、あるいは、それらの相互作用について考察することは重要である。

著者らは、これまで、農地の熱・水分輸送における熱と水分の相互関係について調べるために、浅層地下水の地温形成への影響について数値モデルをもとに考察してきた [1]。ここでは、実際の農地における地温、土壤水分の観測結果とそれに基づく数値シミュレーション結果について示す。

2. 熱・水分連成解析モデル

2.1 支配方程式

熱・水分同時移動に関する支配方程式は、Milly [2, 3] によって以下のように表わされる。

$$\begin{aligned} & \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l}\right) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \frac{\phi - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right] \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ & + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l}\right) \frac{\partial \theta}{\partial T} + \frac{\phi - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right] \frac{\partial T}{\partial t} \\ & = \nabla \cdot [(K + D_{\psi v}) \nabla \psi + D_{Tv} \nabla T] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1) \end{aligned}$$

ただし、

$$D_{\psi v} = \frac{D_{\text{atm}}}{\rho_l} \tau (\phi - \theta) \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \quad (2)$$

$$D_{Tv} = \frac{D_{\text{atm}}}{\rho_l} f \zeta \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \quad (3)$$

$$f = \begin{cases} \phi & (\theta \leq \theta_k) \\ (\phi - \theta) + \frac{(\phi - \theta)}{\phi - \theta_k} \theta & (\theta_k < \theta) \end{cases} \quad (4)$$

ここで、 ψ は圧力水頭 ($\psi \geq 0$) あるいは毛管水頭 ($\psi < 0$)、 T は地温、 t は時間、 ρ_v は水蒸気の密度、 ρ_l は水の密度、 θ は水の体積含水率、 ϕ は間隙率、 $D_{\psi v}$ は圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数、 D_{Tv} は温度勾配による水蒸気拡散係数、 K は透水係数、 z は鉛直座標 (上向きを正とする)、 D_{atm} は水蒸気の分子拡散係数、 τ は屈曲度、 θ_k は液状水の流れが無視できるとき含水率の境界値、 ζ は気相中の平均温度勾配と土壤全体の温度勾配の比である。

熱移動に関する式は以下ようになる。

$$\begin{aligned} & \left[C + H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial T} + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial T} \right] \frac{\partial T}{\partial t} \\ & + \left[H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right] \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ & = \nabla \cdot [\lambda \nabla T + \rho_l L D_{\psi v} \nabla \psi - c_l (T_0 - T) q_m] \quad (5) \end{aligned}$$

ただし、

$$C = C_d + c_l \rho_l \theta + c_v \rho_v (\phi - \theta) \quad (6)$$

$$H_1 = [L_0 + c_v (T - T_0)] (\phi - \theta) \quad (7)$$

$$H_2 = (c_l \rho_l - c_v \rho_v) (T - T_0) - \rho_v L_0 \quad (8)$$

ここで、 λ は熱伝導率、 C は体積熱容量、 C_d は土の体積熱容量、 L は水の蒸発潜熱、 T_0 は基準温度、 L_0 は温度 T_0 での水の蒸発潜熱、 c_l は液状水の比熱、 c_v は水蒸気の比熱、 q_m は全水分フラックスである。

2.2 土壌特性

・土壌水分特性

土壌水分特性曲線と不飽和透水係数は、Deru [4] をもとに、van Genuchten [5] のモデルに温度依存性による補正を加え以下のように定式化する。まず土壌水分特性曲線は、

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + |\alpha \psi|^n]^{-m}, \quad (9)$$

ここで、 S_e は有効飽和度、 θ_s は飽和体積含水率 (間隙率)、 θ_r は残留体積含水率、 α 、 n 、 m は形状パラメータであり、 $m = 1 - 1/n$ の関係にある。

圧力水頭の温度依存性による補正には以下の式を用いる。

$$\psi(T, \theta) = \psi(T_0, \theta) \frac{\sigma(T)}{\sigma(T_0)} \quad (10)$$

ここで、 σ は表面張力を表わす。

不飽和透水係数は、

$$K(\theta, T) = K_s K_r(\theta) K_T(T) \quad (11)$$

$$K_r(\theta) = \sqrt{S_e} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (12)$$

$$K_T(T) = \frac{\mu(T_0)}{\mu(T)} \quad (13)$$

* 京都大学大学院農学研究科, JSPS 特別研究員 DC, Graduate School of Agricultural Science, Kyoto University, JSPS Research Fellow DC.

** 京都大学大学院農学研究科, Graduate School of Agricultural Science, Kyoto University.

キーワード: 水分-熱連成解析, 有限要素法, 地下水浸透流

ここで、 K_s は飽和透水係数、 K_r は相対透水係数、 K_T は水の粘性 (μ) の温度依存性による補正係数である。

・土壌熱特性
熱伝導率は、体積含水率に大きく依存することから以下のように与える [6]。

$$\lambda = \lambda_0 + 0.5\theta^{1/3} \quad (14)$$

ここで、 λ_0 は基準熱伝導率である。

3. 適用例

3.1 対象地

上述のモデルを滋賀県高島市今津町の水田に適用する (図 1)。当該地域は滋賀県の北西部に位置し、山地・扇状地・低平地といった地形が複合する地域である。対象とする水田はその中の低平地に位置し、扇状地からの伏流水の影響で比較的地下水位が高いという特徴がある。

3.2 地温観測

この対象水田において作付けの終了した非灌漑期 (10月) に地温を観測した。図 2 に示すように地下 3 点 (-10cm, -20cm, -30cm) で地温を測定し、土壌水理特性を同定するために同じ深度 (-20cm) で圧力水頭と土壌水分を測定した。水田の地温観測にくわえて、観測井戸 W5 で地下水位と水温を観測し、観測地点 M2 で気象データを収集した。

3.3 数値シミュレーション

深度が深くなるほど地温変化が小さくなること、また推定される地下水面の位置から、地表面から深さ 1m までの鉛直 1 次元領域に対して上述モデルを適用する。支配方程式は空間的には Galerkin 有限要素法を用い、時間的には Crank-Nicolson 法を用いて離散化する。地表面境界では M2 の気象データから得られる降雨・蒸発散フラックス、地表面での熱収支フラックスを与え、地下下端境界では観測される地下水温と水位を与える。計算に使用する土壌に関するパラメータは表 1 のとおりである。観測結果と計算結果の比較を図 3 に示す。

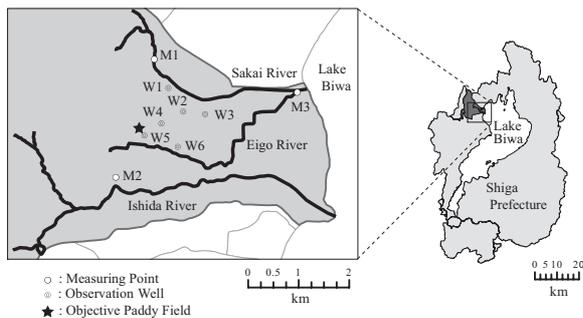


図 1: 対象地
Fig.1: Study area

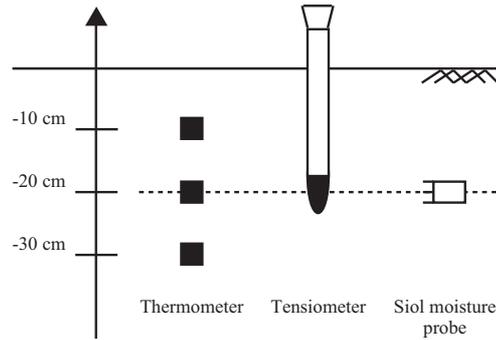


図 2: 観測システムの概要
Fig.2: Observation system

表 1: 土壌パラメータ

Table 1: Soil parameters

K_s [m/s]	5.96×10^{-5}
α [m]	2.95
n [-]	3.15
θ_s [m^3/m^3]	0.60
θ_r [m^3/m^3]	0.56
C_d [$J/m^3 \cdot K$]	1.26×10^6
c_1 [$J/kg \cdot K$]	4189.9
c_v [$J/kg \cdot K$]	1007.0

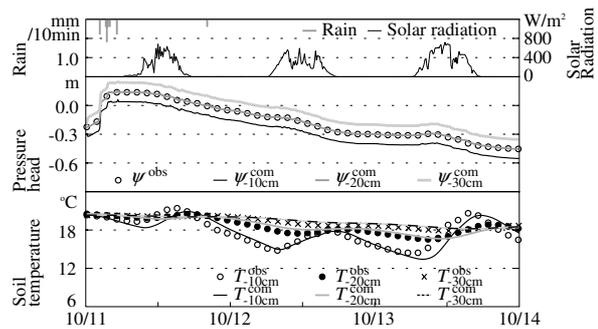


図 3: 計算結果
Fig.3: Simulation result

4. まとめ

農地の熱・水分移動における熱と水の相互関係について考察するために、熱・水分連成解析モデルを定式化し、非灌漑期の水田土壌に適用した。その結果、適用地における熱・水分の同時移動を表現できることが示された。

参考文献

- [1] 泉 智揮・竹内潤一郎・河地利彦 (2008) : 浅層地下水が湛水水田の地温に与える影響の水理学的解析, 日本雨水資源化システム学会研究発表会講演要旨集, pp. 5-8.
- [2] Milly, P. C. D. (1982) : Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matrix head-based formulation and a numerical model, *Water Resour. Res.*, **18**(3), pp. 489-498.
- [3] Milly, P. C. D. (1984) : A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil, *Water Resour. Res.*, **20**(8), pp. 1087-1098.
- [4] Deru, M. (2003) : A model for ground-coupled heat and moisture transfer from buildings, Natl. Renewable Energy Lab. Tech. Rep. NREL/TP-550-33954.
- [5] van Genuchten, M.Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, pp. 892-898.
- [6] Kondo, J. and N. Saigusa (1994) : Modeling the evaporation from bare soil with a formula for vaporization in the soil pores, *Journal of Meteorological Society of Japan*, **72**, pp. 413-421.