

土壌塩性化の非定常エクセルギー解析

Unsteady Exergy Analysis for a Soil Salinitization Process

関 平和*

Hirakazu SEKI*

ABSTRACT: A soil salinitization process was considered as an example of worsening of the soil environment. At first, a mathematical model for heat and mass transfer in the system was made, and its validity was confirmed by comparing the calculated results of moisture and temperature distributions with the experimental results. Next, regarding the worsening of the soil environment by salinitization as an exergy loss process (dissipation plus outflow), exergy change and dissipation in the system and its outflow from the system were estimated. There are five irreversible phenomena in this process; heat conduction, salt precipitation, water vapor diffusion, solute dispersion, and liquid water movement. Among these phenomena water vapor diffusion is the largest in exergy dissipation rate, and second largest is liquid water movement. Rate of exergy outflow and that of exergy dissipation were in the same order of magnitude.

KEYWORDS: Unsteady Exergy Analysis, Soil Salinitization, Dissipation, Environmental Worsening

1. はじめに

土壌環境悪化（土壌汚染、塩性化など）の修復対策として、従来、物理的、化学的、生物学的な各種の処理が、汚染物質の特性を考慮しつつなされてきている。しかし一般に、こうした対策に要するエネルギーおよびそれを反映するものとしての費用は莫大である。できれば、候補となるべきいくつかの修復技術による所要投入エネルギー量を、修復に寄与する実効的なエネルギー量との比較において検討することにより、両者を近づけるべくエネルギーの無駄すなわち散逸をできるだけ低く抑えうるような修復技術を選択・立案することが操作の効率化、ひいてはエネルギーの節約の観点から重要と考えられる。そのためにはまず、汚染等の悪化プロセスにおける悪化の程度をエネルギー論的視点から統一的に表す指標があれば好都合である。

そのための統一的指標として本研究では、エクセルギー概念の導入を試みた。まず、土壌塩性化（土中水の塩分濃度上昇と塩分析出）における熱、物質移動プロセスのモデル式を組み立て、既報の実験結果との比較によりモデル式の妥当性を検証した。次いで上記モデルを基に、塩性化の非定常エクセルギー解析を行い、エクセルギー散逸速度式を誘導した。最後にコンピューター・シミュレーションにより、土壌塩性化における支配的なエネルギー散逸機構が何であるかなどを検討した。

2. 理論的取り扱い

2. 1 塩性化における熱、物質移動プロセスの数学的モデル

ここでは、土壌環境悪化の一例として特に農耕土において問題となっている土壌の塩性化を取り上げる。そのエクセルギー解析を行う前に塩性化における熱、物質移動プロセスをシミュレートするためにここで用

*金沢大学工学部土木建設工学科 Department of Civil Engineering, Kanazawa University.

いた数学モデルについて述べる。まず、モデル化にあたり次のような仮定を設定した。

- 1) 土壌はプロセスの進行中に膨張も収縮もしない。
- 2) 熱、物質の流れは鉛直 1 次元方向のみとする。
- 3) 溶質は NaCl ただ一つである。
- 4) 溶質濃度は小さく液状水の密度は溶質濃度に関係なく一定とみなせる。
- 5) 初期の土壌水分、溶質濃度、温度は均一である。
- 6) 土粒子表面への平衡溶質吸着量は小さく、溶質移動の遅延係数は 0 とみなせる。
- 7) 液状水による対流的顕熱移動流束は熱伝導流束に比べて小さく無視できるものとする。
- 8) 土壌底面においては熱、物質の移動はない。
- 9) 外部からの放射熱の供給はない。

ただし、仮定 9) は一般的ではないが、3. 1 で述べる中野ら¹⁾の室内実験との対比の便宜上設定したものである。

以上の仮定のもとに、鉛直方向の高さ z から $z+dz$ の範囲にある微小厚さの土壌層内の水分、溶質および熱の収支は Fig. 1 のように示され、式で表すとそれぞれ次のようになる。

$$\rho_l \frac{\partial \theta_l}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(J_{mv} + J_{ml}) \quad \dots\dots\dots(1)$$

$$\rho_l \frac{\partial(\theta_l C)}{\partial t} = -\frac{\partial J_{mc}}{\partial z} - \rho_l \theta_l R_p \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$C_p \rho \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z} - L \frac{\partial J_{mv}}{\partial z} - \frac{2}{r} U(T - T_a) \quad \dots\dots\dots(3)$$

ただし、式(3)の右辺第 3 項は中野ら¹⁾の実験における試料容器側壁からの放熱速度を表す。

土壌表面における境界条件は

$$J_{mv} + J_{ml} = k_m(\rho_{vs} - \rho_{va}) \quad \text{at } z = l \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$q_h + LJ_{mv} = (h + 4\varepsilon_s \sigma T_a^3)(T - T_a) + k_m L(\rho_{vs} - \rho_{va}) \quad \text{at } z = l \quad \dots\dots\dots(5)$$

$$J_{mc} = 0 \quad \text{at } z = l \quad \dots\dots\dots(6)$$

土壌底面における境界条件は

$$J_{mv} + J_{ml} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$q_h + LJ_{mv} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad \dots\dots\dots(8)$$

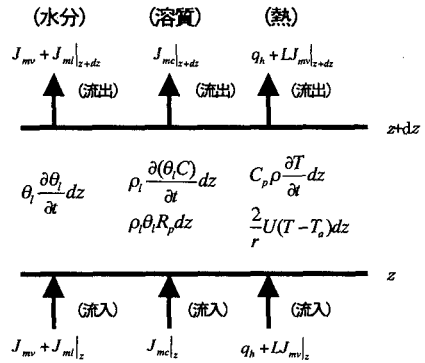


Fig. 1 微小厚さ内の水分、溶質、熱収支

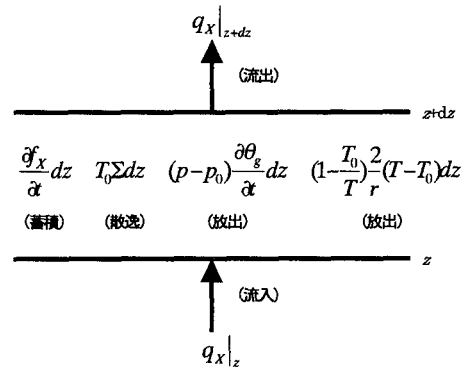


Fig. 2 微小厚さ内のエクセルギー収支

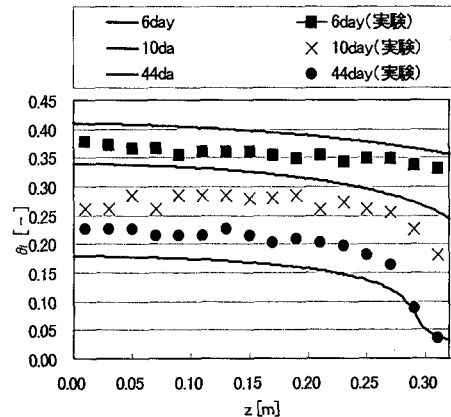


Fig. 3 体積含水率分布の実験結果と計算結果の比較

$$J_{mc} = 0 \quad \text{at } z = 0 \quad \dots\dots\dots(9)$$

初期条件は

$$T = T_i, \quad \theta_l = \theta_{li}, \quad C = C_0 \quad \text{at } t = 0 \quad \dots\dots\dots(10)$$

ただし、液状水流束、水蒸気流束、溶質流束、熱伝導流束は次のように与えられる。

$$J_{ml} = -\rho_l D_{\pi} \frac{\partial T}{\partial z} - \rho_l D_{ml} \frac{\partial \theta_l}{\partial z} - \rho_l k \quad \dots\dots\dots(11)$$

$$J_{mv} = -\rho_v D_{Tv} \frac{\partial T}{\partial z} - \rho_v D_{mv} \frac{\partial \theta_l}{\partial z} \quad \dots\dots\dots(12)$$

$$J_{mc} = J_{ml} C - \theta_l D \frac{\partial C}{\partial z} \quad \dots\dots\dots(13)$$

$$q_h = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad \dots\dots\dots(14)$$

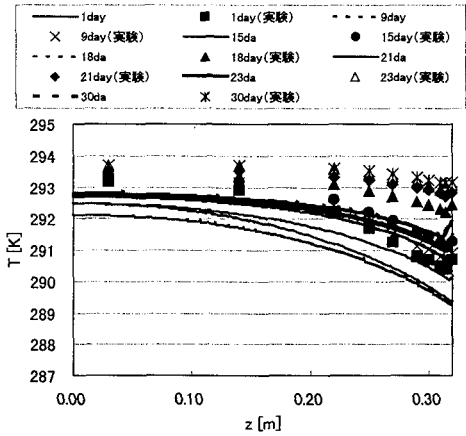


Fig. 4 温度分布の実験値と計算値の比較

2. 2 塩性化の非定常エクセルギー解析

土壌層は非定常開放系であるから²⁾、土壌要素単位容積当たりのエクセルギー f_x は、要素内各相各成分の寄与の総和から、圧力 p の気相の存在により環境になされる排除仕事 $\theta_g(p-p_0)$ を差し引いたものとして与えられる。³⁾すなわち、

$$f_x = \theta_l(\rho_{xc}e_{xc} + \rho_{xw}e_{xw}) + \theta_s(\rho_{sc}e_{sc} + \rho_s e_s) + \theta_g(\rho_a e_a + \rho_v e_v) - \theta_g(p - p_0) \quad \dots\dots\dots(15)$$

ただし、ここで問題としている土壌表面から 1 ないし 2 m の深さまでの領域はほとんど 1 気圧の等圧系と考えられるため、式(15)の右辺第 4 項は実質的に無視できる。微小厚さ dz の土壌層に流入するエクセルギー流束を q_x 、エントロピー生成速度を Σ とすると、微小厚さ内のエクセルギー収支は Fig.2 のように示され、式で表すと次のようになる。

$$\frac{\partial f_x}{\partial t} = -\frac{\partial q_x}{\partial z} - T_0 \Sigma - (p - p_0) \frac{\partial \theta_g}{\partial t} - \left(1 - \frac{T_0}{T}\right) \frac{2}{r} U(T - T_a) \quad \dots\dots\dots(16)$$

ただし、気相による排除仕事を表す右辺第 3 項は、ほとんど等圧系とみなせる本プロセスでは無視できる。また、右辺第 2 項の q_x は

$$q_x = \left(1 - \frac{T_0}{T}\right) q_h + e_v J_{mv} + e_a J_{ma} + e_{xc} J_{mc} + e_{xw} J_{ml} \quad \dots\dots\dots(17)$$

ここで、右辺第 1 項は熱伝導、第 2 項以降は物質移動によるエクセルギー流束を表す。

式 (16) に物質収支式 (1), (2), 熱収支式 (3) を代入すると、エクセルギー散逸速度 $T_0 \Sigma$ は次のように導かれる。

$$T_0 \Sigma = E_{d1} + E_{d2} + E_{d3} + E_{d4} + E_{d5} \quad \dots\dots\dots(18)$$

ただし、 $E_{d1}, E_{d2}, E_{d3}, E_{d4}, E_{d5}$ はそれぞれ、熱伝導、沈殿、蒸気拡散、溶質分散、液状水移動によるエクセルギー散逸速度を表し、次式のごとくである。

$$E_{d1} = K \frac{T_0}{T^2} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \dots\dots\dots(19)$$

$$E_{d2} = (e_{xc}^0 - e_{sc}) \rho_l R_p \theta_l \dots\dots\dots(20)$$

$$E_{d3} = \rho_v D_{Tv} L \frac{T_0}{T^2} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{gT}{L} \frac{\partial \Phi_p}{\partial \theta_l} \frac{\partial \theta_l}{\partial z} \right)^2 \dots\dots(21)$$

$$E_{d4} = 2RT_0 \rho_l \theta_l \frac{D}{M_w X_c} \left(\frac{\partial X_c}{\partial z} \right)^2 \dots\dots\dots(22)$$

$$E_{d5} = -\frac{T_0}{T} g J_{ml} \frac{\partial \Phi_p}{\partial \theta_l} \frac{\partial \theta_l}{\partial z} \dots\dots\dots(23)$$

3. 結果と考察

3. 1 シミュレーション・モデルの検証

中野ら³⁾は、土壌水分の蒸発と水分、塩分、温度分布の変化との関係を理解するために、蒸発条件が比較的単純な、放射熱を与えないときの蒸発実験（底部断熱遮断，上部室内開放）を，アクリル樹脂製円筒容器内に砂壤土を投入して行い，土柱長さ，初期体積含水率，環境（室内）条件を色々に変えて，実験中の水分，温度，塩分濃度分布を測定した。なお，その論文には初期の塩分濃度は明示されていないので，計算に当たっては便宜上我が国の上部浅層地下水中の平均的な NaCl 濃度である $2.0 \times 10^{-5} [\text{kg/kg}]$ を土壌中の初期塩分濃度とした。⁴⁾土壌表面における水分物質移動係数 k_m ，顕熱伝達係数 h は関ら⁵⁾の推算式から求めた。また，土壌の水分特性曲線を次のような sigmoid curve⁶⁾で表した。

$$\log_{10}(-\Phi_p) = a + b \ln \left[\left(\frac{\theta_l}{\theta_{ls}} \right)^{-c} - 1 \right] \dots\dots\dots(24)$$

ただし，式中のパラメーターは砂壤土であることに留意して， $a=0.6173$ ， $b=0.847$ ， $c=1.41$ とした。透水係数 k は次の Campbel の式⁷⁾を用いた。

$$k = k_s \left(\frac{\theta_l}{\theta_{ls}} \right)^m \dots\dots\dots(25)$$

ただし，飽和透水係数 $k_s=5.4 \times 10^{-4} \text{m/h}$ （298K において），指数 $m=8$ とした。土壌の有効熱伝導率 K は θ_l

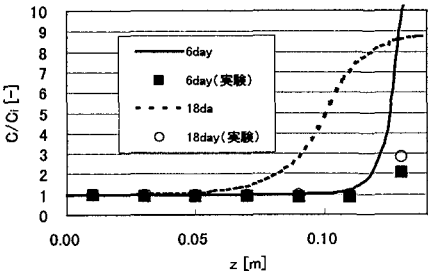


Fig. 5 塩分濃度分布の実験値と計算値の比較

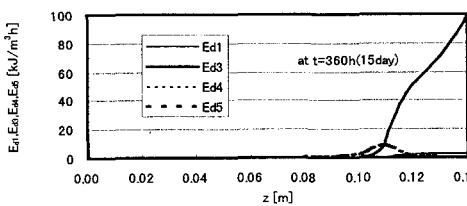
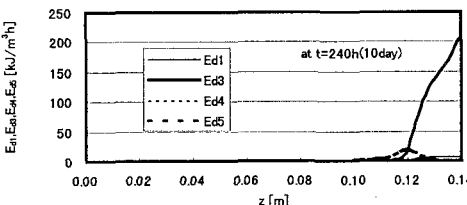
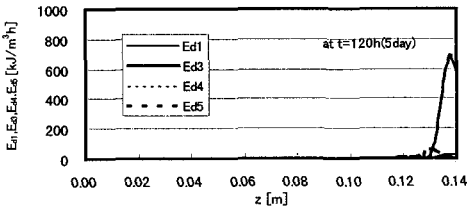
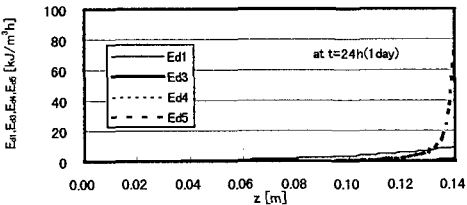


Fig. 6 E_{d1} , E_{d3} , E_{d4} , E_{d5} の高さ方向分布

との線形関係式⁸⁾、水蒸気伝導係数 $\rho_v D_{Tv}$ 、 $\rho_v D_{mv}$ 、水分拡散係数 D_{m1} は Philip and deVries モデル⁹⁾にしたがって求めた。

体積含水率分布の実験結果と計算結果の比較の一例を Fig.3 に示す。全体的に計算結果と実験結果はほぼ一致している。とくに、初期含水率が大きいとき ($\theta_{i0}=0.51$ のとき) 恒率乾燥期間が長く続くが、初期含水率が小さいとき ($\theta_{i0}=0.13$ のとき) はすぐに減率乾燥期間に入り表面の乾きあがり早く起こることなど計算結果は実験結果を良好に再現している。

温度分布の実験結果と計算結果の比較の一例を Fig.4 に示す。全体的に計算値は実験値よりも 1 ~ 2 K 低い。しかし、液状水移動の支配的な初期から中期にかけては表面温度が外気よりも低下するが、蒸気態移動が支配的になり減率乾燥期にはいと温度が徐々に外気温に近づくように上昇していくこと、減率乾燥期の各時間において地表下約 1 cm の位置の温度が最低値を示すことなど、計算結果は実験結果の傾向を良好に再現している。

塩分濃度分布の実験結果と計算結果の比較の一例を Fig.5 に示す。ただし、実験では採取試料の

振とう液の電気伝導度の測定がなされたものの塩分濃度の絶対値は不明であること、また計算で与えた初期値も仮定した値なので、比較に当たり実験値は電気伝導度の初期値との比をとった相対値を、計算値も初期値との比をとった相対値を取り、プロットした。表面付近の塩分濃度(相対値)の計算結果は実験結果に比べて過大であり、定量的には良好に一致したとはいえない。しかし、初期含水率が大きいとき ($\theta_{i0}=0.29$ のとき) は表面近傍の水分蒸発速度が大きくそれに伴って塩分濃度の顕著な増加がみられること、初期含水率が小さいとき ($\theta_{i0}=0.13$ のとき) は、蒸発速度が小さいため塩分濃度は初期値から大きく変化しないこと、などの定性的な特徴を計算結果はよく再現している。

以上のように、本モデルによる計算結果は含水率と温度分布についてはほぼ実験値と一致した。また、塩分濃度分布の計算値は実験値と定量的に十分一致したとはいえないが定性的には類似の結果を示した。したがって、2. 1 の数学的モデルは土壌内熱・物質移動のシミュレーションに概ね有効であるものと考えられる。

3. 2 エクセルギー散逸速度

Fig.6 に、中野らの実験を対象に、式(19)~(23)から計算した実験開始後 1 日(24h)、5 日(120h)、10 日(240h)、15 日(360h)におけるエクセルギー散逸速度の各項 (E_{d1} : 熱伝導, E_{d3} : 蒸気拡散, E_{d4} : 溶質分散, E_{d5} : 液状水移動) の高さ方向分布を示した。いずれも $z=0.1\sim 0.14\text{m}$ すなわち土壌表面から 4cm の領域に散逸が集中していることが分かる。エクセルギー散逸速度の大きい現象は蒸気拡散 E_{d3} と液状水移動 E_{d5} で、特に E_{d3} が支配的であることが分かる。熱伝導による散逸速度 E_{d1} は水分蒸発に伴う系内の温度低下が若干みられたものの実験が等温条件に近い状態で行われたため 24h 以降は小さい。また、この実験では析出が起こるほどには蒸発による土壌溶液の濃縮がなされなかったので E_{d2} は 0 であり、溶質濃度が低いため溶質分散による散逸は無視できるほど小さかった。

Fig.7 に個々の現象のエクセルギー散逸速度の高さ方向平均値 $E_{djav}(j=1,3,4,5)$ と、全散逸速度の高さ方向平均値 E_{dav} の経時の変化を示す。Fig.6 から分かるように E_{dav} はほとんど E_{d3av} で占められる。 E_{dav} は約 40h でピークを迎えるが、70h までに急速に低下し、その後は徐々に緩やかに変化する傾向を示す。70h で現象が擬定常的に進行する状態に達するといえる。

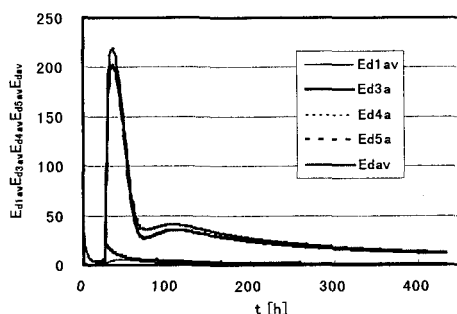


Fig. 7 E_{djav} , E_{dav} の経時の変化

期間中の $T_0\Sigma$ の時間的場所的積分値、すなわち、総括散逸量は単位断面積当たり 2000kJ/m^2 、側壁および表面からのエクセルギー流出量は 2000kJ/m^2 、期間中のシステム内のエクセルギー低下量は 4000kJ/m^3 であった。低下量は修復に最低限必要な投入エクセルギー量を与えるが、そのうちの約半分が散逸量で占められることが分かる。システム内のエクセルギーの低下は土壤環境の悪化の程度に対応するが、濃度上昇による悪化の程度がそれほどなくても、この悪化が起こるに当たっては蒸発、液状水移動という、溶質の移動とは直接関係のない現象による多量の散逸を伴うということが分かる。

以上の結果は中野らの室内実験の結果についてのもので、そこでは固形塩分の集積による散逸がなかった。しかし現実には地下水から連続的に土壤層へ濃度の薄い地下水が供給されつづけると何年か後には表層近傍で塩類の析出が起こる場合もありうる。その場合には析出による散逸の影響が大きくなっていくものと予想される。

4. おわりに

土壤の塩性化を対象に、その原因となる系内の熱・物質移動プロセスの数学的モデルを作成し、実験結果との比較によりその妥当性を確かめた。さらに塩性化による土壤環境の悪化を系内のエクセルギーの低下ととらえ、非定常エクセルギー解析により系からのエクセルギーの流出速度、散逸速度を理論的に計算した。本計算例では流出速度と散逸速度はほぼ同一オーダーであった。エクセルギー散逸速度はここに示した $E_{d1}, E_{d2}, E_{d3}, E_{d4}, E_{d5}$ の式に温度、濃度の測定値を代入すれば実験的にも求めうる。したがって今後、エクセルギーの散逸速度、流出速度を、理論的側面のみならず、測定データを基に具体的な実測値として論じていくこともできる。

<使用記号>

C : 溶質濃度, C_p : 土壌層の比熱, D : 溶質分散係数, D_T : 温度勾配による液状水拡散係数, D_{TV} : 温度勾配による水蒸気拡散係数, D_m : 含水率勾配による液状水拡散係数, D_{mv} : 含水率勾配による水蒸気拡散係数, E_d : エクセルギー散逸速度, e_g : 水蒸気の部分エクセルギー, e_x : 溶質の部分エクセルギー, e_s : 固相の部分エクセルギー, e_a : 空気の部分エクセルギー, f_x : 土壌要素単位容積当たりのエクセルギー, g : 重力加速度, h : 顕熱伝達係数, J_m : 水蒸気流束, J_{m1} : 液状水流束, J_{m2} : 溶質移動流束, K : 土壌の有効熱伝導率, k : 不飽和透水係数, k_s : 物質移動係数, k_s : 飽和透水係数, L : 蒸発潜熱, l : 土壌層厚さ, M_w : 水のモル質量, p : 気相圧力, p_0 : 基準圧力, q_h : 熱伝導流束, q_x : エクセルギー流束, R_p : 溶質析出速度, r : 土壌容器半径, T : 温度, T_a : 外気温, T_0 : 基準温度, t : 時間, U : 放熱係数, X_x : 溶質モル分率, z : 鉛直上向き方向距離, α : 土壌層見かけ密度, ρ_l : 液状水密度, ρ_v : 水蒸気密度, ρ_x : 溶質濃度, ρ_s : 固相密度, ρ_a : 空気密度, θ_l : 液相率, θ_s : 固相率, θ_g : 気相率, θ_{sl} : 飽和液相率, ϵ_s : 土壌表面の放射率, Σ : エントロピー生成率, σ : Stefan-Boltzmann 定数, Φ_p : 土中水のマトリックポテンシャル

<参考文献>

- 1) 中野政詩, 宮崎毅, 前田志伸: 蒸発に伴う土壌の水分, 塩分, 熱の移動, 土壌の物理性, 58, pp30-39, 1988.
- 2) 中野政詩: 土の物質移動学, 東京大学出版会, pp.173-181, 1991.
- 3) Kotas, T.J.: Exergy concepts for thermal plant, Int.J. Heat Fluid Flow, 2, pp105-114, 1980.
- 4) 岩田進午, 喜田大三監修: 土の環境圈, フジテクノシステム, pp366-380, 1997.
- 5) 関 平和, 小森友明: 下方から加温された土壌表面からの熱・水分損失, 日本農業気象学会北陸支部会誌, 10, 67-72, 1985.
- 6) Miyazaki, T.: Water flow in soils, Marcel Dekker Inc., pp1-13, 1993.
- 7) Campbell, G.S.: A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci., 117, pp311-314, 1974.
- 8) Hammel, J.E., R.I. Papendick, and G.S. Campbell: Fallow Tillage Effects on Evaporation and Seedzone Water Content in a Dry Summer Climate, Soil.Sci.Soc.Am.J., 45, pp1016-1022, 1981.
- 9) Philip, J.R., and D.A. de Vries: Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients, Trans.Am.Geophys.Un., 38, pp222-232, 1957.