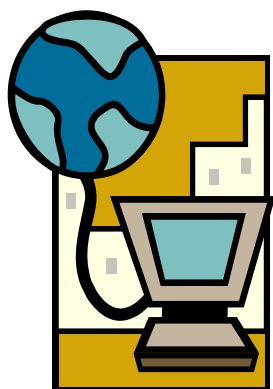


第46回土壌物理研究部会（農業農村工学会；旧農業土木学会）研究集会

不飽和土中の水分・溶質移動モデルの研究と普及

Research and application in water flow and solute transport modeling
in unsaturated soils



平成19年10月14日（日）

主催：農業農村工学会土壌物理研究部会

会場：九州大学西新プラザ

シンポジウム「不飽和土中の水分・溶質移動モデルの研究と普及」開催に当たって

農業農村工学会土壌物理研究部会長 取 出 伸 夫

土壌物理の対象の中心が実験室内の土カラムからフィールドへ移り、さらに農地の水管理問題からより広く土壌環境圏の物質移動問題へと発展していく中、土壌物理学の長年の研究の蓄積の成果として、土中の水分・溶質移動汎用予測プログラムの整備が進められています。こうした予測プログラムをさらに発展させながら、一方、様々な応用面で適用事例を増やしていくことは重要と考えています。そのため、土壌物理研究部会においても、数年前より HYDRUS グループとして、汎用水分・溶質移動予測プログラム HYDRUS の開発に参加し、モデルの開発と改良を行うと同時に、またプログラムの研究、教育、応用面での普及を検討してきました。

そこで本年度の研究集会においては、「不飽和土中の水分・溶質移動モデルの研究と普及」と題して、研究と応用の両面から議論を行うことにしました。午前中の研究編においては、水分・溶質移動モデルの開発に関する課題や研究面での応用について、現在進行形の研究について話題提供頂く予定です。また、新しい試みとしての午後の普及編では、まず、特に周辺分野の方々の関心の高い根の吸水モデルについて解説して頂いた上で、汎用プログラムの適用事例、あるいは適用したい事例の紹介を通して意見交換を行う予定です、そして、汎用プログラムの開発、普及における問題、今後の課題などを、様々な立場から自由に議論したいと考えています。

この研究集会が、不飽和土中の水分・溶質移動モデル開発の情報交換の場となり、また今後の共同研究のきっかけとなることを期待しています。また、ご意見、ご要望を HYDRUS グループ (hydrus-grp@bio.mie-u.ac.jp)にお寄せ頂ければ幸いです。

目 次

1. 限られた気象データを用いた裸地土中の水分・温度長期変動予測 齋藤 広隆 (東京農工大学)	1
2. 飽和・不飽和浸透計算の斜面水文過程への適用 — 二、三次元浸透計算による解析と水収支誤差に関する考察— 小杉 賢一郎 (京都大学)	5
3. メタン発酵消化液を投入した水田土中の窒素移動モデル 中村 公人 (京都大学)	9
4. 植物の生長モデルと灌漑スケジューリングへの応用 藤巻 晴行 (筑波大学)	13
5. 土の緩衝能モデルによる関東ローム中の石灰溶液の移動予測 陳 代文 (三重大学)	17
6. HYDRUS における根の吸水モデルと今後の課題 諸泉 利嗣 (岡山大学)	21
7. 汎用プログラムの適用 (予定) 事例の紹介	
部会の歴史	24
規約	26

第46回農業農村工学会土壌物理研究部会 研究集会

不飽和土中の水分・溶質移動モデルの研究と普及

2007年10月14日(日)

農業農村工学会土壌物理研究部会 事務局

〒514-8507 三重県津市粟真町屋町 1577

三重大学大学院生物資源学研究科内

TEL:059-231-9588 FAX:059-231-9604

部会長 取出 伸夫

事務局幹事 渡辺 晋生

井本 博美 (東京大学)

限られた気象データを用いた裸地土中の水分・温度長期変動予測

斎藤広隆*, Jiri ŠIMŮNEK**, 取出伸夫***

*東京農工大学共生科学技術研究院

**カリフォルニア大学リバーサイド校環境科学部

***三重大学大学院生物資源学研究科

要旨

乾燥地や半乾燥地で、土中の水分・温度の長期変動を予測のために、液状水・水蒸気・熱の同時移動計算が必要となる。そのさい、大気と土の境界面である地表面を境界の一つとするような場合について、限られた気象データから、地表面でのエネルギー収支式を解き、境界条件を導く方法について、実例を用いて示した。結果として、気温・湿度・風速の日データから、それぞれ連続的な値を近似し、得られた境界条件を用いて、かなりの精度で、地温の長期変動予測が行えた。地温や水分量を決定する様々な要素を、バランスよくある程度の精度で求めることが必要であることが示唆された。

キーワード: エネルギー収支・気象データ・水分熱同時移動・水蒸気

1. はじめに

乾燥地や半乾燥地での農業、とりわけ限られた水資源の有効利用を目指した精密な農法において、作物の育成に最適な灌漑を行うためには、地表面付近における水分量の数ヶ月から 1 年程度の長期間の変動の正しい把握が必要不可欠である。この表層付近の水分は、蒸発散や降雨のみならず、特に気温の日変化が激しい乾燥地や半乾燥地では、熱の移動やそれに伴う水蒸気移動にも強く影響される(Saito et al., 2006)。そのため、表層付近の水分量の長期変動予測には、液状水に加えて、水蒸気および熱の移動を同時に考慮する必要がある。

本研究では、地表面境界が裸地である場合について、数ヶ月から 1 年程度の長期の変動を液状水・水蒸気・熱同時移動計算で予測をする上で、限られた気象データから、エネルギー収支式を使って境界条件を設定することが、土中水分量および地温の変化予測に与える影響について調べた。具体的には、気温・湿度・風速の日データから、連続的な変化を簡単な式で補間し、エネルギー収支式の各エネルギー成分を求め、土中の水分・温度変化予測に用いた。計算は、地表面での境界の取り扱いを可能にした修正版不飽和水分移動汎用プログラム HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2005)を用いて、アメリカ合衆国テキサス州の低レベル放射性廃棄物処分場候補地に設置された、遮水工(カバー)内の水分および熱の長期変動予測を行った。

2. 液状水・水蒸気・熱同時移動

2.1. 非等温条件下の不飽和水分移動

非等温条件下では液状水に加えて、水蒸気密度勾配によって移動する水蒸気の移動も考慮する必要がある。非等温条件下で、土中の液状水フラックスおよび水蒸気フラックスは、それぞれ温度勾配と圧力勾配をみかけの駆動力とする 2 成分に分離できる。このとき、各フラックス成分を不飽和土中の水の保存則に代入し、吸い込み項を無視すると、鉛直 1 次元非定常液状水・水蒸気移動の基礎方程式が得られる。

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} [q_{Lh} + q_{LT} + q_{vh} + q_{vT}] \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K_{LT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + K_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right]\end{aligned}$$

ここで、 θ は全体積含水率 [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] で、液相率 θ_L と水蒸気相率 θ_v の和となり、 h は圧力水頭(以降圧力) [m]、 z は深さ [m]、 T は温度 [K]; q_{Lh} と q_{LT} はそれぞれ圧力勾配および温度勾配による液状水フラックス [ms^{-1}]、 K_{Lh} [ms^{-1}] と K_{LT} [$\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$] はそれぞれ圧力勾配および温度勾配に依存する不飽和透水係数である。また、 q_{vh} と q_{vT} はそれぞれ圧力勾配および温度勾配による水蒸気フラックス [ms^{-1}]、 K_{vh} [ms^{-1}] と K_{vT} [$\text{m}^2 \text{K}^{-1} \text{s}^{-1}$] はそれぞれ圧力勾配および温度勾配に依存する水蒸気拡散係数である。

2.2. 土中の熱移動基礎方程式

鉛直 1 次元熱移動の基礎方程式は、熱エネルギーの保存則より導かれる。不飽和土中の熱エネルギーの保存則は、吸い込み項を無視して、

熱エネルギーの流出入量の収支に基づき次式で与えられる。

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} = -\frac{\partial q_h}{\partial z}$$

ここで S_h は土中の熱量(熱エネルギー) [Jm^{-3}], q_h は熱フラックス [$\text{Jm}^{-3}\text{s}^{-1}$] である。土中の熱量 S_h は、一般に次式で与えられる。

$$S_h = (C_n\theta_n + C_w\theta_L + C_v\theta_v)T + L_0\theta_v = C_pT + L_0\theta_v$$

ここで、 T は土の温度 [K], θ_n は固相率 [m^3m^{-3}], C_n, C_w, C_v はそれぞれ固相, 液相, 水蒸気相の体積熱容量 [$\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$], L_0 は水の蒸発潜熱 [Jm^{-3}] である。各物質の体積熱容量は、各物質の密度と比熱(単位質量当たりの熱容量)の積で与えられる。水の蒸発潜熱 L_0 は、水の密度 ρ_w と単位質量当たりの蒸発潜熱 L の積である。

水蒸気移動を考慮した、熱フラックス q_h は、顕熱の伝導による移動、液状水および水蒸気による顕熱輸送、そして水蒸気移動による潜熱輸送の和で表されることを考慮して、土中の熱移動の基礎方程式が次式で与えられる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial C_p T}{\partial t} + L_0 \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] - C_w \frac{\partial q_L T}{\partial z} - C_v \frac{\partial q_v T}{\partial z} - L_0 \frac{\partial q_v}{\partial z} \end{aligned}$$

2.3. 地表面境界

液状水・水蒸気・熱同時移動計算での地表面境界条件は、水分移動と熱移動の基礎方程式のそれぞれに設定する必要がある。水分移動については、地表面を横切る全水分フラックス、すなわち液状水フラックスと水蒸気フラックスの和が境界条件となる。

一方熱移動基礎方程式に対しては、境界条件として熱フラックス、あるいは温度を与える。地表面境界においては、大気と土との間で熱エネルギー交換が行われ、次のエネルギー収支に基づき求まる地表熱フラックスが境界での熱フラックスとなる(van Bavel and Hillel など)。

$$R_n - H - LE - G = 0$$

ここで、 R_n は純放射 [Wm^{-2}], H は顕熱フラックス [Wm^{-2}], $L[\text{Jkg}^{-1}]$ は蒸発の潜熱, $E[\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}]$ は水蒸気フラックス, LE は地表面からの水分の蒸発に伴う潜熱フラックス [Wm^{-2}], G は地表面熱フラックス [Wm^{-2}] である。日中は、純放射により地表面に届いた熱エネルギーの一部が熱フラックス G として土を暖める。一方、夜間は G が上向きで、日中に暖められた土から熱エネルギーが大気へ放出され、土が冷却される。このエネルギー収支式は、時間刻みに関係なく成立するエネルギー保存則であり、1日あたりの平均熱フラックスや、連

続的な任意の時間での熱フラックスまで、目的に合わせて求めることができる。

3. 適用事例

適用事例として、アメリカ合衆国テキサス州西部のチフアア砂漠(Chihuahu Desert)の、低レベル放射性廃棄物処理候補地に設置された厚さ約 3m の遮水工内の 12 ヶ月間にわたる水分・地温の変動予測を鉛直 1 次元液状水・水蒸気・熱移動式を使って行う。

1997 年に設置されたこの遮水工は、地表から約 2m の深さに砂層のキャピラリーバリアを備えている。今回用いたデータが測定された時点では、遮水工表面は裸地状態で植生はなかったため、本研究では蒸散は解析の対象に含めない。厚さ 3.05m の遮水工は、6 層に分かれており、各層の厚さ、土性、物理性は、Table 1 にまとめた。地温および土中の水分量は、表層から 0.15, 0.3, 0.6, 0.9, 1.2, 1.5, 2.0 m の計 7 地点で 1997 年 10 月 1 日(DOY274)から 1 年間連続測定された。(Scanlon et al., 2002)。便宜上 1998 年に対しても 1997 年の通日(DOY)を適用した。初期体積含水率および地温分布は、測定データを線形補間して求めた。なお、現場の気象観測所では、降雨、風速、相対湿度、気温、太陽放射、純放射が 1 時間毎に測定されているが、土中水分と地温の長期変動の予測計算には、日データから近似した連続気象データを使用し、時間毎の測定データは、検証に用いた。

Table 1. 遮水工の各層の土性および水理学特性 (Scanlon, et al., 2002)

層	厚さ (m)	土性	K_s (cm/d)	θ_s	α	n
1	0.3	Sandy clay loam	41	0.45	0.027	1.276
2	1.7	Sandy clay loam	20	0.35	0.010	1.167
3	0.3	Sand loam	639	0.40	0.020	1.464
4	0.3	Muddy gravel	10	0.14	0.007	1.188
5	0.3	Gravel	159840	0.51	10.95	1.722
6	0.15	Sand	587	0.38	0.050	1.774

$\theta_s, \theta_r, \alpha, n$ は van Genuchten モデルパラメータ

3.1. 気象データ

地表面のエネルギー収支式における純放射や顕熱、潜熱の熱フラックスは、土中の水分や熱の状態だけでなく、大気的水分や熱、また風の状態に影響される。大気中の水分量(湿度)、温度、風

力および風向は、通常簡易気象測定装置を用いて測定するか、近くの気象観測所から入手する。連続的な気象データが必要であるが、1時間ごとのデータが入手できない場合は、1日ごとのデータから補間などをして、連続的な値を近似しなければならない。たとえば1日の最高・最低気温から、任意の時間 t の気温 T_a を求めるには、次式を用いて1日の気温の周期変化を近似することができる。

$$T_a = \bar{T} + A_t \cdot \cos \left[2\pi \left(\frac{t - t_{\max}}{24} \right) \right]$$

ここで、 \bar{T} は1日の平均気温 [°C]、 A_t は1日の最高気温と最低気温の差から求まる余弦関数の振幅 [°C]、 t_{\max} は最高気温の時刻 [h] を表す。Fig. 1 に対象現場の1時間ごとの気温変化の実測値と、上式に基づき日最高・最低気温データから求めた気温の変動を示す。長期的な変動予測を行う場合、最高・最低気温データのみが利用可能な場合であっても、このように近似した連続的な気温変動を用いて、エネルギー収支式における熱フラックスの連続的な値を求める。

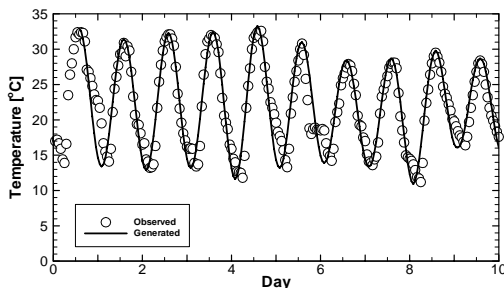


Fig. 1 : 日データから求められた気温変化 (実線) と時間毎実測値 (○)

地表面付近の風は、熱の輸送や大気と地表面の境界層を効果的に攪拌すること、また不規則な気流の乱れにより、風速や風向は時間とともに大きく変動することが知られている。しかし連続的な風速データが必要にも関わらず1日の平均風速のデータのみが利用可能な場合、気温と同様に1日の平均風速 U [ms⁻¹] から三角関数を用いて連続的な風速の変化を近似する。Fig. 2 から、風速が日中に最大となり、夜間に最小となる傾向を表すことはできるが、風速特有のランダムな変化は再現できないことが分かる。

相対湿度についても、気温や風速と同様に1日で周期的な変化するので、三角関数を使って任意の時間 t における相対湿度 H_r が得られる。一般に相対湿度は、気温と風速が最大となる昼間にもっとも低くなる。Fig. 3 は、対象現場にお

ける1時間毎の大気相対湿度の実測値と日平均から求めた湿度である。

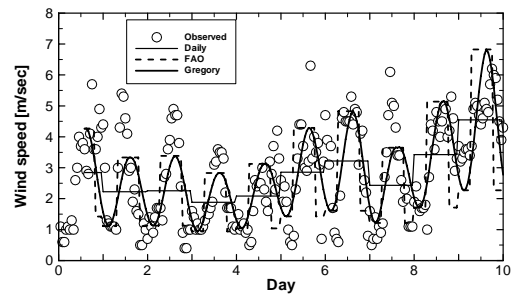


Fig. 2 : 日データから求められた風速変化 (実線) と時間毎実測値 (○)

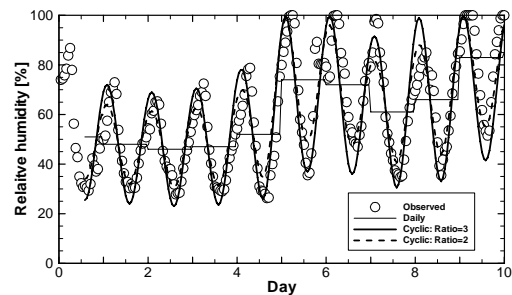


Fig. 3 : 日データから求められた相対湿度変化 (実線) と時間毎実測値 (○)

3.2. 純放射

エネルギー収支式の純放射 R_n は、一般に大気を通過した太陽放射 (短波放射) の地上到達分から、地表面で反射された成分を除いたものと、大気からの熱放射 (長波放射) の和から、大気へ放出される熱放射 (長波放射) を差し引いたものとして与えられる (Jury and Horton, 2006 など)。

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1-a)S_t + (\epsilon_s R_{ld\downarrow} - R_{lu\uparrow})$$

ここで、 R_{ns} は純短波放射 [Wm⁻²]、 R_{nl} は純長波放射 [Wm⁻²]、 a は短波放射の地表面での反射率を表すアルベド [-] で通常地表面の体積含水率の関数として与えられ、 S_t は全天放射 [Wm⁻²]、 ϵ_s は長波放射の地表面での反射を考慮した射出率 (同時に吸収率でもある) [-]、 $R_{ld\downarrow}$ は地表面での大気や雲からの下向きの熱放射 (長波放射) [Wm⁻²]、 $R_{lu\uparrow}$ は地表面 (植物や土) から大気へ放出される熱放射 (長波放射) の合計 [Wm⁻²] を表す。

純長波放射 R_{nl} はステファン・ボルツマンの法則に基づき次式で与えられる。

$$R_{nl}(t) = \epsilon_s \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4$$

ここで、下付き文字 s と a は土と大気をそれぞれ表している。地表面の土の射出率 ϵ_s は、地表面の植生や土の含水率に依存する (van Bavel and Hillel, 1976 など)。

大気からの長波放射は単に大気放射ともよばれ、主に大気中の水蒸気と二酸化炭素からの熱放射である。大気の射出率 ϵ_a は、容易に入手可能な地表面付近の大気温度と湿度から、水蒸気圧 ϵ_a [kPa]や水蒸気密度 ρ_{va} [kgm⁻³]を求め、推定する(Brutsaerts, 1975 など)。

3.3. 顕熱・潜熱フラックス

エネルギー収支式の顕熱 H と潜熱 LE フラックスは、空気の乱流によって空気の塊が上下と交換することで運ばれる熱エネルギーである。それぞれバルク式とよばれる以下の式より求めることができる(van Bavel and Hillel, 1976)。

$$H = C_a \frac{T_s - T_a}{r_H}, \quad LE = \frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v + r_s}$$

ここで、 C_a は空気の単位体積あたりの熱容量[Jm⁻³K⁻¹], T_s および T_a はそれぞれ地表面および大気温度[K], r_H は顕熱輸送の空力学的抵抗[s m⁻¹], ρ_{vs} は地表での水蒸気密度[kgm⁻³], ρ_{va} は大気の水蒸気密度[kgm⁻³], r_v および r_s はそれぞれ水蒸気移動に対する空力学的抵抗と地表面抵抗[sm⁻¹]である。なお、一般に顕熱輸送の空力学的抵抗 r_H と潜熱輸送の空力学的抵抗 r_v はほぼ等しいとされている。空力学的抵抗は地表面付近の風速や大気の渦状態や地表面の形状から求められる。地表面抵抗は土の土性と構造に大きく依存する。

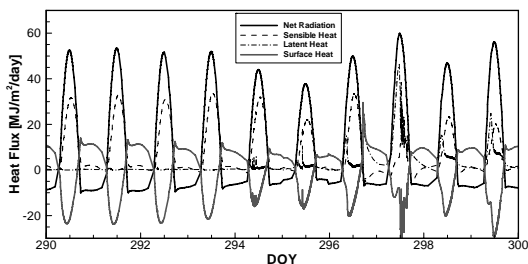


Fig. 4 : エネルギー収支式各エネルギーフラックス成分計算値

3.4. 地温・水分長期変動予測

計算では純放射 R_n , 顕熱フラックス H , および潜熱フラックス LE を、近似した気象データから求め、地表面フラックス G はエネルギー収支式を解いて、境界条件とした。Fig. 4 に、DOY280 から DOY300 までのエネルギー収支式の各成分の計算値を示す。

地表面から 0.15, 0.6, および 1.2m における、365 日間(1 年間)の地温の計算値および実測値を Fig. 5 に示す。気温の日変化の影響がほとんど観察されない、深さ 0.6m と 1.2m において、地温の計算値は実測値の年変化をよく再現してい

る。さらに、深さ 0.6m で所々実測値に見られる細かな変動についても、計算値で再現できている。一方、地表面に近い深さ 0.15m においては、気温と同様に地温の 1 日の変化が大きいがある程度の精度で再現できた。この事例では、土の水分移動特性や熱特性に関してキャリブレーションを行わずに、365 日後の誤差が両深さとも最大で 2°C 程度に収まった。

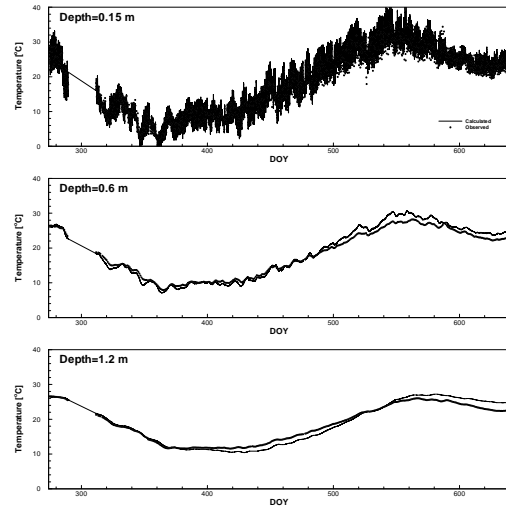


Fig. 5 : 地温の実測値と計算値

本研究で用いたような、限られた気象データを簡単な関数で補間し、近似的に得られた気象データから熱収支式などから境界条件を導き出す計算手法が、地温の長期変動予測において、十分妥当な方法であるといえる。よく知られているように、土中の水分量や地温を決定する要素は数多く、またそれぞれが互いに依存しあっている。したがって、土中の水分量や地温の長期変動予測のためには、どれか限られた要素を正確に求めることよりも、すべての要素をある程度の精度で求めることの方がより重要であるといえる。

REFERENCES

- [1] Brutsaert, W. (1975) *Water Resour. Res.* 11: 742-744.
- [2] 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), 築地書店, 東京.
- [3] Saito, H., Šimůnek, J., and Mohanty, B.P. (2006) *Vadose Zone J.*, 5: 784-800.
- [4] Scanlon, B.R., Christman, M., Reedy, R.C., Porro, I., Šimůnek, J., and Flerchinger, G.N. (2002) *Water Resour. Res.* 38(12), 1323.
- [5] Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Sejna M. (2005) *The HYDRUS-1D software package*. Version 3.0.
- [6] van Bavel, C.H.M, and Hillel, D.I. (1976) *Agri. Meteo.*, 17: 453-476.

飽和・不飽和浸透計算の斜面水文過程への適用

- 二、三次元浸透計算による解析と水収支誤差に関する考察 -

京都大学農学研究科森林科学専攻 小杉賢一郎

1. はじめに

不飽和土壌中の浸透流の挙動を表現する Richards 式は、圧力水頭を変数として解かれる場合が多い。これは、体積含水率を変数にすると、対象領域が不均質であったり飽和帯を含んでいたりした場合に、計算が困難になる為である。ただし、圧力水頭を変数とした場合には、水収支上の誤差が発生する。本報告の前半では、水収支誤差を軽減するための手法に関して検討を加える。

一方、飽和・不飽和浸透計算は、筆者の専門領域である砂防学・森林水文学分野においても非常に有力な解析手法となっている。本報告の後半では、この手法を斜面水文過程の解析に応用した例(小杉, 2007)を紹介する。

2. 水収支誤差に関する検討

2.1 水収支の取扱

不飽和土壌中の鉛直次元浸透流に関する水収支式は次の様に表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

ただし、 t : 時間、 z : 上方を正とする鉛直距離、 θ : 体積含水率、 q : 水分フラックスである。(1)式を一次の差分式で近似すると

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \approx \frac{\theta_{t+\Delta t} - \theta_t}{\Delta t} \quad (2)$$

となる。Richards 式を圧力水頭 (ψ) ベースで解く場合には、通常、(2)式の右辺を次式で表現する。

$$\frac{\theta_{t+\Delta t} - \theta_t}{\Delta t} \approx C \frac{\psi_{t+\Delta t} - \psi_t}{\Delta t} \quad (3)$$

つまり、 θ の変化量を、 ψ の変化量と水分特性曲線 ($\theta-\psi$ 曲線) の傾き (比水分容量 C) の積で表現するのであるが、水分特性曲線が直線でない限り左辺と右辺は一致せず、これが水収支誤差の原因となる。

Celia and Bouloutas (1990) は、Richards 式を圧力水頭ベースで解きながらも、水収支誤差を大幅に減らすことのできる以下の方法を提

示した。一般に Richards 式の数値解析では、未知数である $\psi_{t+\Delta t}$ の予測値を立て、これを用いて時刻 $t+\Delta t$ の比水分容量 ($C_{t+\Delta t}$) や透水係数 ($K_{t+\Delta t}$) を計算した上で $\psi_{t+\Delta t}$ の解を求め、その結果が予測値と一致すれば真の解が得られたと判断するが、一致しなければ新たに得られた $\psi_{t+\Delta t}$ を予測値として計算を繰り返す (Picard 法)。Celia and Bouloutas (1990) は、この繰り返し計算に着目して、(3)式の代わりに次式を用いることを提案した。

$$\begin{aligned} \frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} &= \frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_{t+\Delta t}^m}{\Delta t} + \frac{\theta_{t+\Delta t}^m - \theta_t}{\Delta t} \\ &\approx C_{t+\Delta t}^m \frac{\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m}{\Delta t} + \frac{\theta_{t+\Delta t}^m - \theta_t}{\Delta t} \end{aligned} \quad (4)$$

ただし m は繰り返し計算回数を表す。「繰り返し計算によって圧力水頭の収束値が得られる」ということは、「 $\psi_{t+\Delta t}^m$ と $\psi_{t+\Delta t}^{m+1}$ が一致し、 $\theta_{t+\Delta t}^m$ と $\theta_{t+\Delta t}^{m+1}$ が一致する」ことであるから、解の収束に伴って(4)式右辺は左辺に近づき、水収支誤差がゼロに収束すると考えたのである。

一方 Rathfelder and Abriola (1994) は、わざわざ(4)式を導入しなくても、(3)式の水分容量 C の評価方法を以下の様に変更するだけで、水収支誤差が理論的にゼロになることを示した。

$$\frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} \approx \frac{\theta_{t+\Delta t}^m - \theta_t}{\Delta t} \frac{\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_t}{\psi_{t+\Delta t}^m - \psi_t} \quad (5)$$

(5)式の場合も、解が収束した ($\psi_{t+\Delta t}^m$ と $\psi_{t+\Delta t}^{m+1}$ が一致し、 $\theta_{t+\Delta t}^m$ と $\theta_{t+\Delta t}^{m+1}$ が一致した) 状況下では、右辺と左辺が等しくなり、水収支誤差が無くなるのである。

2.2 数値計算による検証

土を均一に充填した高さ 20 cm のカラムに、1.0 mm/h の一定強度で給水続ける状況を想定し、Richards 式の数値解を求めた。初期条件としてカラム全体に $\psi = -1000$ cm を与え、カラム下端の境界条件は $\psi = -1000$ cm とした。また、土の保水性・透水性は van Genuchten 式で表現し、そのパラメータは $\theta_s = 0.368$ 、 $\theta_r = 0.102$ 、 $\alpha = 0.0335 \text{ cm}^{-1}$ 、 $n = 2$ 、 $K_s = 0.00922 \text{ cm s}^{-1}$ とした。 Δt と Δz は、それぞれ 120 sec、1 cm に固定した。

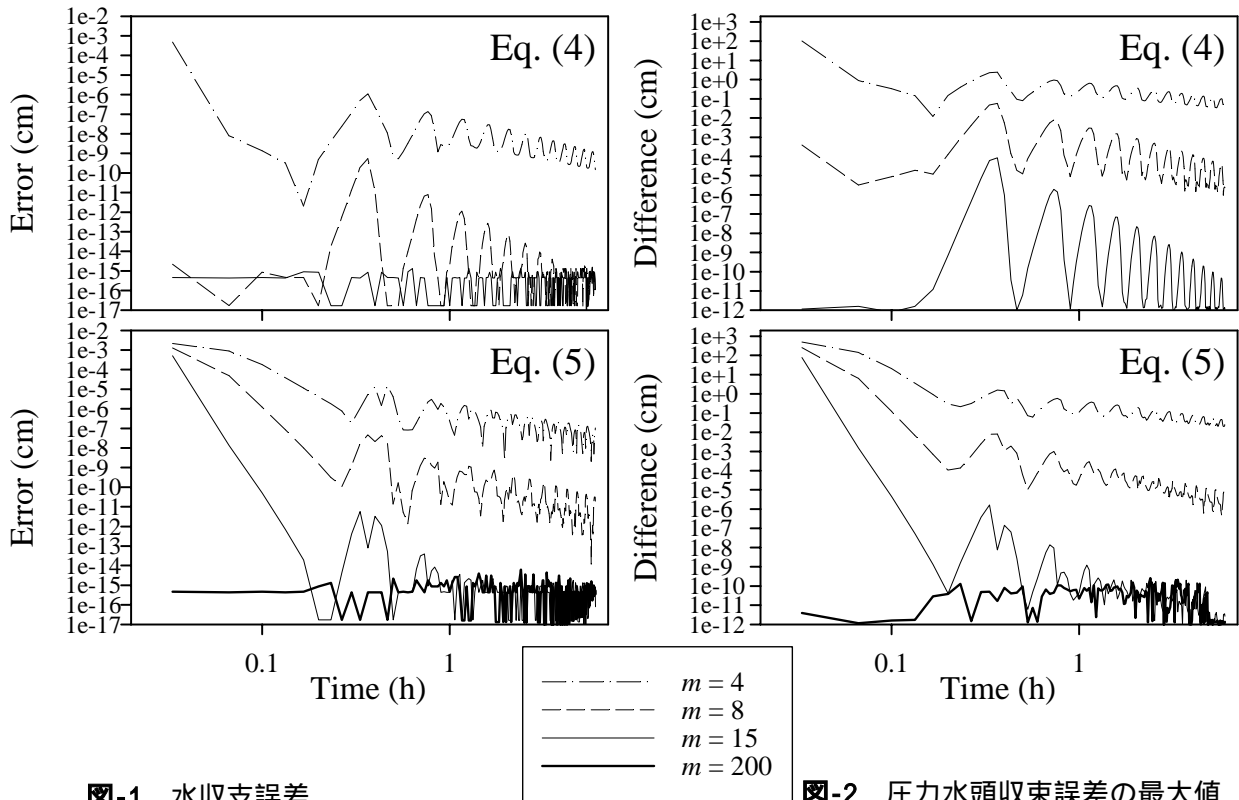


図-1 水収支誤差

Celia and Bouloutas (1990) による(4)式と Rathfelder and Abriola (1994) による(5)式を用いた場合の比較。 m は Picard 法の繰り返し計算回数を表す。

図-2 圧力水頭収束誤差の最大値

Celia and Bouloutas (1990) による(4)式と Rathfelder and Abriola (1994) による(5)式を用いた場合の比較。 m は Picard 法の繰り返し計算回数を表す。

図-1 には、各時間ステップの水収支誤差（「フラックスから求めたカラムへの流入量」と「含水率から求めたカラムの貯留量変化」の差の絶対値）が、Picard 法の繰り返し計算回数 m によって変化する様子を示した。(4)式と(5)式の何れを用いた場合でも m の増加に伴って誤差は減少し、 m が十分に大きくなるとゼロになることがわかる。ただし、(4)式を用いた方がより少ない繰り返し計算数で誤差がゼロに収束している。この様に、水収支に関して Celia and Bouloutas (1990) の方法が Rathfelder and Abriola (1994) よりも高精度である理由を考察するために、 $\psi_{t+\Delta t}^m$ と $\psi_{t+\Delta t}^{m-1}$ の差の絶対値の、全接点における最大値を図-2 に示した。計算初期において、(4)式を用いた方がよりよい収束を与えていることがわかる。ただし、 $t > 0.2$ h については、(4)式を用いた場合の収束性は(5)式を用いた場合と比べて同程か、むしろ悪くなっており、図-1 に示した水収支の良さを必ずしも説明できていない。

2.3 水収支精度に差が生じる理由

(4) ,(5)式はそれぞれ次式の様に変形できる。

$$\frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} \approx \frac{C_{t+\Delta t}^m (\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m) - (\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_{t+\Delta t}^m)}{\Delta t} + \frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} \quad (6)$$

$$\frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} \approx \frac{\theta_{t+\Delta t}^m - \theta_t}{\Delta t} \frac{(\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m) - (\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_{t+\Delta t}^m)}{\psi_{t+\Delta t}^m - \psi_t} + \frac{\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_t}{\Delta t} \quad (7)$$

(6) (7)式の比較より、Celia and Bouloutas (1990) と Rathfelder and Abriola (1994) の方法は極めて類似しており、単に右辺第一項の $(\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m)$ に掛ける比水分容量の取扱が異なるだけであることがわかる。両式とも、右辺第一項が水収支誤差そのものを表しており、 $\psi_{t+\Delta t}^m$ と $\psi_{t+\Delta t}^{m+1}$ が一致し、 $\theta_{t+\Delta t}^m$ と $\theta_{t+\Delta t}^{m+1}$ が一致すればこの項がゼロとなることは、(6) ,(7)式

で共通している。ただしこの項をより詳しく見ると、実際の水収支誤差が、 $(\theta_{t+\Delta t}^{m+1} - \theta_{t+\Delta t}^m)$ を $(\psi_{t+\Delta t}^{m+1} - \psi_{t+\Delta t}^m)$ と比水分容量の積で近似したときに生じる差で決まっていることがわかる。そして大抵の場合、(6)式の方が(7)式よりもこの近似において優れていることは明らかである。水収支精度において Celia and Bouloutas (1990)の方法が Rathfelder and Abriola(1994)の方法に優るのは、以上の理由による。

3. 林地斜面の降雨流出に土層が果たす役割

3.1 背景

「緑のダム」という言葉に象徴されるように、洪水を緩和し水資源を貯留する森林の水源涵養機能が社会的に大いに注目される中、その役割を科学的に解明することが重要な課題となっている。一般に森林の水源涵養機能は、透水性ならびに保水性に富む森林土壌によって発揮されるといわれている。この前提の下で、森林土壌の有効孔隙量に着目して水源涵養機能の定量化を試みる研究が盛んに行われてきた。ところがその一方で、山地河川の流出特性は基本的に基岩地質によって決まっていることが、日本各地のダムにおける流量データの解析により確かめられている。このことから、不透水性の基盤面を仮定し土層のみに着目した飽和・不飽和浸透流解析では、森林の水源涵養機能を必ずしも適切に評価できていないと考えられる。そこで、透水性基岩を有する斜面における雨水の浸透・流出プロセスを、数値シミュレーションによって検討し、森林の水源涵養機能に関して土層と基岩が果たしている役割の解明を試みた。

3.2 方法

土層と基岩の役割を解明する事を意図したライシメータ試験を想定し、計算領域を図-3のように設定した。厚さ3mの基岩層は、上・下流面は水の出入りが無いが、底面は大気に開放されていて自由排水が起きる。排水された水は山体の深層地下水となって、いずれ河川の基底流を涵養すると考えられる。基岩層の上には厚さ0(土層無し), 1, 2mの土層を想定し、土層の効果を調べた。土層の上流面は不透水とし、下流面は大気に開放されていて、基岩直上で発生した飽和側方流の流出部位となる。土層と基岩層の飽和・不飽和水分特性は、風化花崗岩を地質とする森林流域で計測された値に設定した。図-3には、与えた

飽和透水係数の値を示している。入力降雨には、2000年9月11~12日の東海豪雨の際のアメダス時間雨量データ(名古屋)を用いた。二日間の総雨量は566.5 mm, 最大時間雨量は93 mmである。降雨規模の影響を調べるために、降雨のタイミングはそのまま各時間雨量を1/4倍した場合についても検討した。数値計算では、有限要素法により二次元のRichards式を解いた。三角形要素を用い、節点の間隔は水平方向に10 cm, 鉛直方向に1~20 cmとした。時間軸に関しては完全陰解法による差分法を行った。

3.3 結果と考察

シミュレーションで得られたハイドログラフを、基岩底面流、飽和側方流、地表面流の三成分に分離して示したものが図-4である。「1倍降雨, 土層厚1m」のケースをみると、降雨の前半には雨水が全て不飽和土層内に蓄えられるため、流出成分は降雨前から継続していた基岩底面流のみであった。降雨ピーク時に飽和側方流が発生し、さらにその直後に地表面流が発生することで、ハイドログラフは急増した。地表面流が降雨強度に対応して発生・消滅を繰り返す一方で、飽和側方流は継続的に発生した。ただし、降雨終了直後のおよそ42時には消滅した。基岩底面流は、飽和帯の一部が基岩底面に到達した31時20分頃から顕著な増加を示し、降雨終了後も安定的に継続した。降雨後の基底流出は、その全てが基岩底面流により涵養されている。

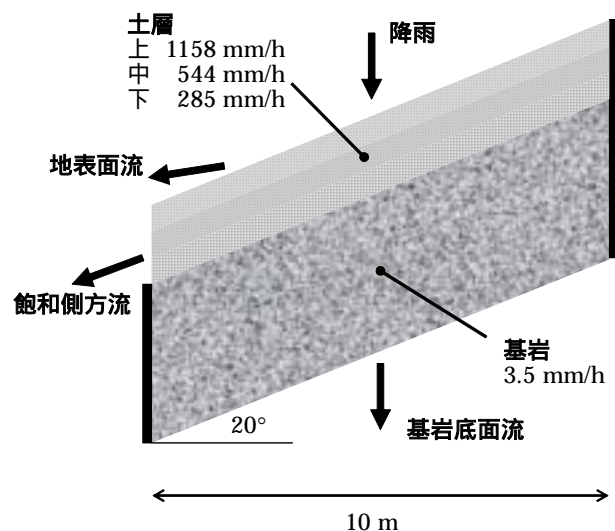


図-3 数値計算領域の模式図

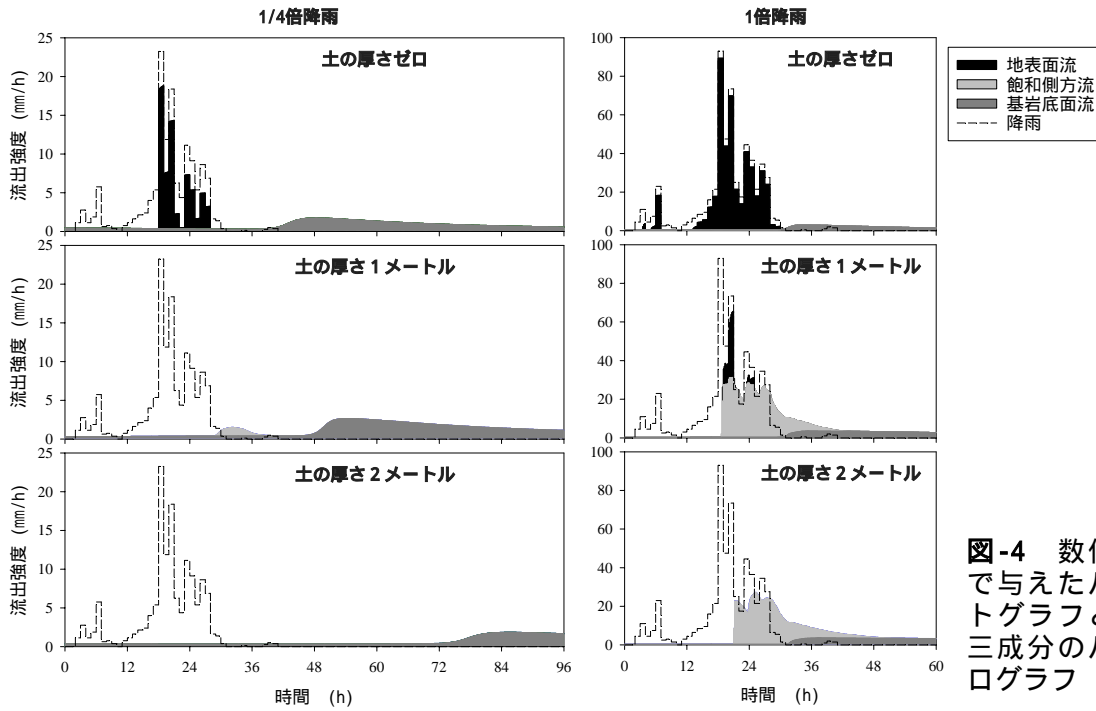


図-4 数値計算で与えたハイエトグラフと流出三成分のハイドログラフ

次に「1倍降雨，土層厚2m」のケースをみると，地表面流は発生せず，飽和側方流も土層厚1mの場合に比べて波形が緩やかになった。さらに飽和側方流の総量も，土層厚1mの場合に比べて減少した。地表面流出と飽和側方流出の総量を直接流出量とみなし，これを総雨量から差し引いて求めた基底流涵養量は，土層厚が1mから2mに増えることによって約1.4倍に増加した。一方，「1倍降雨，土層厚0m」のケースでは，飽和側方流は存在しないが，土層厚1mの場合に比べて地表面流がより早く大量に発生するために，直接流出量はより多くなり，基底流涵養量は少なくなった。

図-4の左列は，降雨規模を1/4倍にして行ったシミュレーションの結果である。土層が存在しない場合の地表面流は，降雨規模1倍の場合に比べて発生が遅れ，各時間の降雨に対する比率も減少した。この結果，総雨量に対する基底流涵養量の比率は増大した。土層厚1mの場合には，飽和側方流が僅かに発生するのみで，残りの降雨は全て基岩底面流となった。さらに土層厚が2mになると，飽和側方流までもが消滅した。

図-4に示した結果をまとめると，土層厚が大きい場合，降雨規模が小さければ飽和側方流や地表面流は発生せず，降雨の全てが基岩底面流となり基底流を涵養することになる。同規模の降雨でも，土層厚が小さくなるにつれて，飽和側方流，さらには地表面流が発生し，総雨量に対する直接流出量の比率が増大する。また降雨規模が増大すると，同じ土層

厚でも飽和側方流や地表面流が発生するようになるが，やはり土層厚が小さいほど，飽和側方流や地表面流の比率は増大し，基岩底面流は減少する。このように，基岩の浸透能が全く同じであっても，土層厚が変化することによって，雨水が基岩底面流，飽和側方流，地表面流に配分される比率が大きく変化することがわかった。これは土層が，降雨を一時的に貯留して波形を緩やかに変換した上で系外に放出する「バッファ」の役割を果たしているためと考えられる。降雨強度に対して土層が厚く貯水能力が大きい場合には，降雨波形が十分に緩やかなものに変換され，土層から放出された雨水の全てが基岩に浸透し，基底流を涵養することになる。一方，土層が薄かったり降雨規模が大きかったりして変換能力が不十分な場合には，放出された雨水の一部が飽和側方流となって直接流出成分を形成する。変換能力がさらに不足する場合には，地表面流が発生し，直接流出量がさらに増大することになる。このようなことから，森林の水源涵養機能を，単に土層内の「貯水に有効な孔隙の総量」として評価するだけでは不十分であり，土層と基岩のインタラクションを考慮した検討が重要になるといえる。

引用文献

小杉賢一郎 水文水資源学会誌 2007 20 201-213 .
 Celia, M.A. and Bouloutas, E.T., Water Resour. Res., 26, 1483-1496, 1990.
 Rathfelder, K. and Abriola, L.M. Water Resour. Res., 30, 2579-2586, 1994.

メタン発酵消化液を投入した水田土中の窒素移動モデル

京都大学農学研究科 中村公人

1. はじめに

窒素成分が農地に投入される場合、その形態は有機態と無機態に大別される。有機態窒素は無機化によって、作物が容易に吸収できる無機態窒素に変化する。無機態窒素は硝化、脱窒の作用によってその形態を変化させる。土中の窒素成分は、このような窒素の形態変化に加えて、土粒子への吸着や作物への吸収を伴いながら、土中の水分とともに移動する。本報告では、有機態窒素とアンモニア態窒素を含むメタン発酵消化液を水田に投入した場合に土中の窒素移動モデルを適用した例を紹介する。メタン発酵消化液は、メタン発酵によって家畜糞尿や食品廃棄物を処理する場合に発酵過程の副産物として排出されるが、これの高度処理にかかるコストを削減させるためには、消化液の農地への投入が不可欠であると考えられている。特に、水田への投入の可能性を見出すことは、広大な畑地を有しない地域にとって有効である。消化液の投入量や投入時期の決定には、消化液中に含まれる窒素成分が土中でどのように形態変化および移動するかという知見が必要となり、窒素移動モデルの適用が有効である。

2. 現地調査の概要

京都府南丹市八木町のメタン発酵処理施設から排出される消化液（以下、液肥）を用いて現地調査を行った。八木町内に液肥区（3,122m²）と化学肥料区（2,809m²）を1圃場ずつ設定した。用水量、排水量、地下水位（畦畔沿いにストレーナ位置深さ1.7~2.0mのパイプを設置）、湛水深を経時計測した。各圃場で用水、

田面水、地下水、土を採取した。田面水と土（深さ0~10, 10~20, 20~30cm）は、各圃場2地点で採取した。分析は、窒素項目（懸濁態（PON）、溶存態有機態（DON）、アンモニア態（NH₄-N）、硝酸態（NO₃-N）、亜硝酸態（NO₂-N））を中心に行った。土は、水抽出試料に加え、KCl溶液抽出試料の吸着態を含む全窒素、NH₄-Nも求めた。2006年度の栽培管理状況を **Table 1** に示す。液肥区では基肥のみが施用され、窒素量は NH₄-N 6.5, PON 9.1, DON 2.8kg 10a⁻¹であった。化学肥料区では基肥と穂肥が施用され、NH₄-N がそれぞれ 3.8, 1.7kg 10a⁻¹ 与えられた。NH₄-N の施用量合計が近い値となっている。収量は液肥区で低下した。

3. 窒素移動モデル

3.1 モデル式

土中の窒素は無機化、硝化、脱窒、揮発といった形態変化 (**Fig.1**) を伴いなが

Table 1 2006 年度栽培管理状況

	Manure liquid	Chemical Fertilizer
Cultivar	Kinuhikari	Kinuhikari
Basal fertilizer	Manure liquid 12t (3-Jun)	Compost 6t P-K-NH ₄ 60kg (25-May)
Rice transplanting	10-Jun	25-May
Additional fertilizer	-	-
Top-dressing at panicle formation stage	-	N-K 30kg (16-Jul)
Harvesting	21-Sep	19, 21-Sep
Crop yield	541kg 10a ⁻¹	699kg 10a ⁻¹

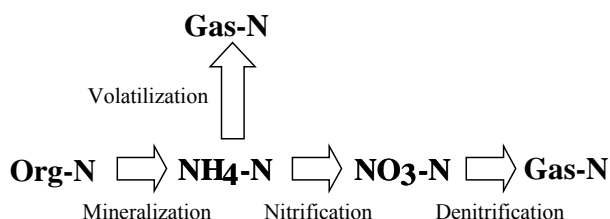


Fig.1 単純化した窒素形態変化モデル

ら移流分散方程式に従って移動すると考えられる．土中に存在する主要な窒素成分は有機態 (Org-N) , NH₄-N, NO₃-N であり, 主な形態変化は無機化, 硝化, 脱窒である．水田の場合, NH₄-N の揮発は田面水から生じると考え, 土中からの揮発は無視した．また, NH₄-N と NO₃-N はイネによって吸収される．用いた窒素移動モデル式は,

$$\frac{\partial \theta c_1}{\partial t} + \frac{\partial \rho_d s_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_1 \frac{\partial c_1}{\partial z} \right) - \frac{\partial q c_1}{\partial z} - k_{\min} \theta c_1 - k_{\min} \rho_d s_1 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta c_2}{\partial t} + \frac{\partial \rho_d s_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_2 \frac{\partial c_2}{\partial z} \right) - \frac{\partial q c_2}{\partial z} + k_{\min} \theta c_1 + k_{\min} \rho_d s_1 - k_{\text{nit}} \theta c_2 - k_{\text{nit}} \rho_d s_1 - S c_2 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta c_3}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_3 \frac{\partial c_3}{\partial z} \right) - \frac{\partial q c_3}{\partial z} + k_{\text{nit}} \theta c_2 + k_{\text{nit}} \rho_d s_1 - k_{\text{den}} \theta c_3 - S c_3 \quad (3)$$

ここで, z は鉛直座標 (cm) , t は時間 (h) , c は水溶態濃度 (mgN cm⁻³) , s は吸着態 (mgN g⁻¹) , θ は体積含水率 (cm³cm⁻³) , ρ_d は乾燥密度 (g cm⁻³) , q は水分フラックス (cm h⁻¹) , D は分散係数 (cm²h⁻¹) , S は吸水項 (cm³cm⁻³h⁻¹) である．添字 1 は Org-N, 2 は NH₄-N, 3 は NO₃-N である． k は窒素形態変化の 1 次反応速度定数 (h⁻¹) で, 添字 min, nit, den は順に無機化, 硝化, 脱窒を示す．吸着態と水溶態の k_{\min} と k_{nit} はそれぞれ同じとした． q は以下の吸水を考慮した Richards 式から計算される．

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) - S \quad (4)$$

ここで, h はマトリックポテンシャル (cm) , K は不飽和透水係数 (cm h⁻¹) である．計算には HYDRUS-1D¹⁾を用いた．

3.2 吸着特性

Org-N と NH₄-N の一部は土粒子に吸着し, 一部は土中溶液に溶解する．液肥区水田土の分析結果からこれらの吸着態濃度 s と水溶態濃度 c の関係を求めた (Fig.2)．ここでは, 瞬時に吸着態濃度と水溶態濃度が平衡状態になると仮定して, 線形吸着等温線で補間した．

3.3 1 次反応速度定数の推定

窒素形態変化の反応速度定数は土が酸化状態にあるか, 還元状態にあるかによって異なる．以下のバッチ試験から速度定数を推定した．

(1) 酸化状態土壌実験 容量 225mL のガラス瓶に風乾土 50g を入れ, 水分飽和度が 80% になるように, 液肥の希釈液を加えた．希釈率は試験圃場での投入時の希釈率を参考に 21 倍とした．また, 化学肥料を想定して硫酸アンモニウム溶液を 200mgN kg⁻¹ 添加した場合についても行った．これを約 25℃ の恒温暗所に静置して, 0, 2, 7, 14,

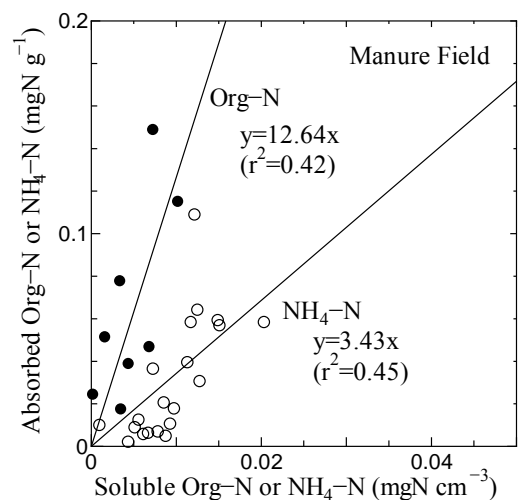


Fig.2 Org-N と NH₄-N の線形吸着等温線

21, 28 日後に土壌窒素成分を分析した。

(2)還元状態土壌実験 風乾土 55g を同様のガラス瓶に入れ,水分飽和度 100%になるように,21 倍希釈した液肥を添加した. さらに, 湛水状態とするため 70mL の蒸留水を加えて, 攪拌した後, 約 25°C の恒温暗所に静置した. また, 硝酸カリウム溶液を 200mgN kg⁻¹ 添加した場合についても行った. 静置後 0, 2, 7, 11, 19, 30 日後同様に分析した.

(3)液肥培養実験 上記のバッチ試験期間中の NH₄-N の揮発速度を求めるために, 液肥を 1L の採水瓶に入れ, パラフィルムで口を覆い, 数カ所に小孔を開け, 通気性を保ちながら蒸発を抑制した状態で, 室温約 20°C の暗所に静置した. 約 2 週間毎に静かに攪拌した後ピペットにより採取し, 窒素成分を測定した.

これらの室内実験から得られた各態窒素濃度の経時変化と以下の 1 次反応速度式から推定された 1 次反応速度定数を **Table 2** に示す.

$$\frac{d[\text{NH}_4 - \text{N}]}{dt} = k_{\min} [\text{Org} - \text{N}] - k_{\text{nit}} [\text{NH}_4 - \text{N}] - k_{\text{vol}} [\text{NH}_4 - \text{N}] \quad (5)$$

$$\frac{d[\text{NO}_3 - \text{N}]}{dt} = k_{\text{nit}} [\text{NH}_4 - \text{N}] - k_{\text{den}} [\text{NO}_3 - \text{N}] \quad (6)$$

3.4 田面からのアンモニア揮発速度の推定

液肥投入直後には田面水からアンモニアが揮発する. 先の液肥培養実験の結果は現地圃場の揮発速度を過小評価していると考えられるため, 別途, 内径 24cm, 高さ 45cm のアクリル製円筒形カラムを用いた室内実験を行った (**Fig.3**). カラム底には数 cm のレキ層を設け, その上に表層約 20cm の 2cm 篩通過風乾土を充填した(土壌高さは 30cm). カラム下端には排水口を設けた. 下端から蒸留水を注入して試料を飽和させ, 飽和状態を保ったまま 1 週間静置した. 実験開始時に, ほぼ 2006 年度の液肥投入直後の田面水の NH₄-N 濃度になるように希釈した液肥 (NH₄-N 濃度 107mg L⁻¹) を湛水深が 5cm になるように土壌表面に投入した. 対照実験として, 化学肥料を想定した硫酸アンモニウム溶液 (NH₄-N 濃度 88mg L⁻¹) を加えた場合についても別の土壌カラムを用いて行った. 浸透によって, 湛水が消失した場合には, 5cm の湛水深になるように蒸留水を与えた. 実験期間は約 140 時間で, カラム下端からの定常排水フラックスは, 液肥カラムで 0.025cm h⁻¹, 化学肥料カラムで 0.043cm h⁻¹であった. 実験期間中, **Fig.3** のように湛水から揮発した NH₃ を硫酸溶液にトラップさせ, これの NH₄-N を分析することによって揮発量を推定した. 実験は約 25°C の恒温室で行った.

その結果, 液肥による NH₄-N 投入量は 5.5kg 10a⁻¹であったのに対して, 1.5kg 10a⁻¹ の NH₄-N の揮発が生じた. つまり, 投入された NH₄-N に対して 28%の揮発が生じた. 一方, 化学肥料カラムの場合は, 投入された NH₄-N に対する揮発量は 0.1%未満であった.

	(h ⁻¹)	Oxidized soil	Reduced soil
Mineralization	k_{\min}	0.0022	0
Nitrification	k_{nit}	0.0013	0
Denitrification	k_{den}	0.00026	0.0051
Volatilization	k_{vol}	0.00026	

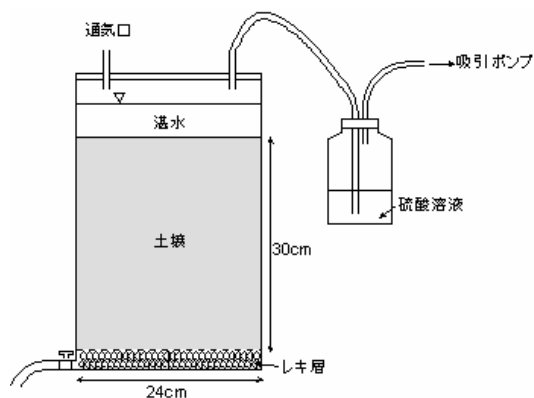


Fig.3 揮発量測定のためのカラム実験

4. モデルの適用例

液肥投入後の無機化過程の把握は液肥投入量や投入時期を決定する上で重要である。ここでは、イネによる吸収の影響が小さい液肥投入から33日間(6/3~7/6)の湛水期において飽和定常流 (0.1cm h^{-1}) が生じているとしたときの計算を行って、無機化量の推定を行った。解析対象土層は粘土層50cmで、表層0.5cmが酸化層、下層が還元層とした。窒素濃度の初期条件は実測値、上端境界条件は、 $\text{NH}_4\text{-N}$ については浸透量と揮発量(投入量の28%が揮発するとした)が投入量になるように濃度を設定した。田面水中 $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度はFig.4に示すようにほぼ再現された。

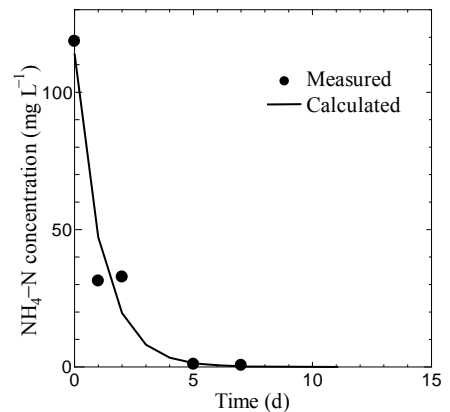


Fig.4 液肥投入直後からの田面水中 $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度変化の実測値と計算値

Org-Nは $\text{NH}_4\text{-N}$ の浸透期間で均等に浸透するとした。下端境界条件は濃度勾配ゼロとした。 $\text{NH}_4\text{-N}$ の3深度の濃度変化の実測値と計算値をFig.5に示す。液肥投入と同時に代かきを行った影響を考慮できおらず、再現性に改良の余地はあるが、表層10cmでの濃度の上昇とそれに続く低下の傾向は再現されている。

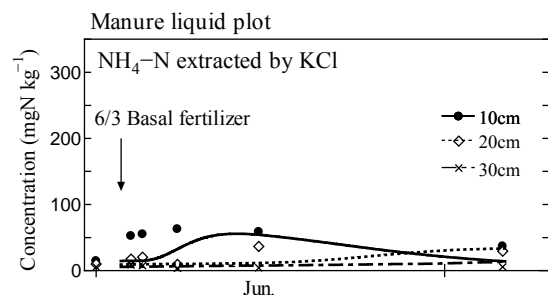


Fig.5 液肥投入直後からの土中の $\text{NH}_4\text{-N}$ 濃度変化の実測値と計算値

計算によって得られた無機化量、硝化量、脱窒量、揮発量、Org-Nと $\text{NH}_4\text{-N}$ の浸透量の積算値の経時変化をFig.6に示す。液肥を投入した場合、硝化、脱窒量は無機化量や揮発量、浸透量に比較して小さいことがわかる。また、揮発量や浸透量に比べて無機化量はゆっくりと増加する傾向にある。したがって、たとえば従来の基肥時期よりも早く液肥を投入して耕起することで揮発を抑制し、無機化を促進させることができると推測できる。

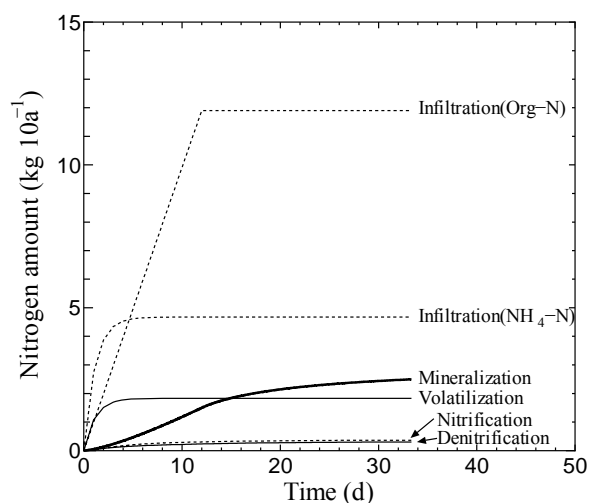


Fig.6 液肥投入直後からの窒素形態変化量および浸透量の積算値

5. おわりに

降雨、蒸発散、植物吸収と酸化・還元層分布の変化を考慮した解析結果についても示す予定である。このような土中の窒素移動モデルはメタン発酵消化液のみならず、有機肥料の投入計画にも有効であろう。資源循環型社会における農地の窒素管理にこうしたモデルが活用されることを期待したい。

謝辞：本研究は、農林水産省先端技術を活用した農林水産研究高度化事業「メタン消化液の液肥化による有機資源の循環利用」(代表：梅田幹雄)の共同研究として行った。調査においては、八木町調査協力農家、南丹市、八木町の関係諸氏ならびに高度化事業の共同研究者に多大な協力を頂いた。ここに記して深謝する次第である。

引用文献

1) Šimůnek, J. et al. (2005): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Ver.3.0.HYDRUS Software Series 1, UC Riverside, CA.

植物の生長モデルと灌漑スケジュールリングへの応用

筑波大学大学院生命環境科学研究科 藤巻晴行

1. はじめに

灌漑水量の決定は、今なお殆どの地域で農家の勘と経験に頼っている。必要な時に過不足なく水を与えるために、各種センサーを用いた自動灌漑システムの開発と普及も進められているが、自動灌漑システムには高い設置費用に加え、天気予報を考慮した調整を行いにくい、という短所がある。例えば次の日に降雨が予想されるときに、多量の灌水を行なうのは明らかに浪費である。数日後までの数値天気予報が高い精度で可能になってきたのに伴い、天気予報を数値解析の入力データとして、純収入が最大となるような、灌水量の決定を可能とする技術的インフラが整いつつある。高速で大容量のパソコンが安価に入手できるようになった結果、各農場がパソコンを所有する、あるいは企業が各農場に対し灌水量の助言サービスを提供する、といったことが途上国でも絵空事でなくなってきた。ここでは、筆者が開発を進めている土壌物理シミュレーションモデル WASH_1D に最近追加した灌水量の決定アルゴリズムと植物の生長モデルを紹介する。

2. WASH_1D の概要

基礎式は、水分移動が水蒸気移動を含む Richards 式、熱移動および溶質移動は移流分散方程式(CDE)で、いずれも 1 次元である。成層土壌にも対応でき、温度勾配による水蒸気移動、アルベドの水分依存性、ヒステリシスなども考慮している。Richards 式の数値解析には修正 Picard 型差分法を用いており、時間増分は水収支の精度が低くならないよう配慮しながらなるべく長くなるように自動調節される。CDE の数値解析にも差分法を用いている。

3. 植物の生長モデルと蒸発散速度の予測

根による吸水を考慮しながら長期間にわたる数値予測を行う場合、その間の生長を何らかの形でモデル化する必要がある。最も簡単なモデルは、根群分布や葉面積を以下のように積算蒸散量の関数として与えるものであろう。

根群活性係数（根群分布） $\beta(\text{cm}^{-1})$ は次式で与えた。

$$\beta = (b-1)d_{rt}^{-b-1}(d_{rt}-z)^b \quad (1)$$

ここで、 b : 植物固有のパラメータ、 d_{rt} : 根群下端の深さ(cm)である。Fig.1 は分布の例を示している。 d_{rt} を次のように積算蒸散量の関数とした。

$$d_{rt} = a_{drt} [1 - \exp(b_{drt} \Sigma T)] + c_{drt} \quad (2)$$

ここで、 a_{drt} , b_{drt} , c_{drt} : 植物固有のパラメータ、 ΣT : 積算蒸散量(cm)である。その一例を Fig.2 に示す。また、葉面積指数 I も積算蒸散量の関数とした。

$$I = a_{LAI} [1 - \exp(b_{LAI} \Sigma T)] \quad (3)$$

可能蒸散速度 $T_p(\text{cm/s})$ は、次式のように Penman 式による蒸発散位 E_p に（蒸散に関する）

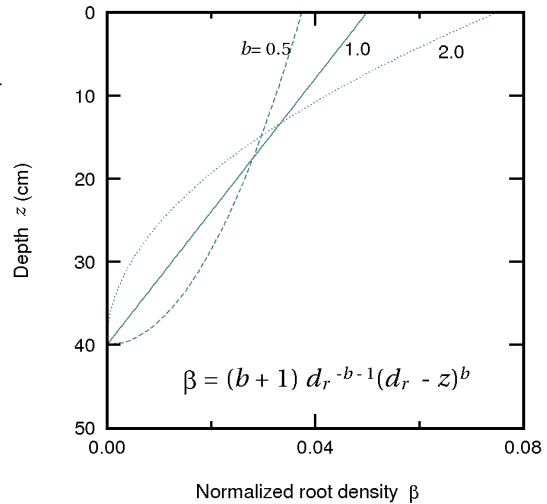


Fig.1 Examples of normalized root density profile

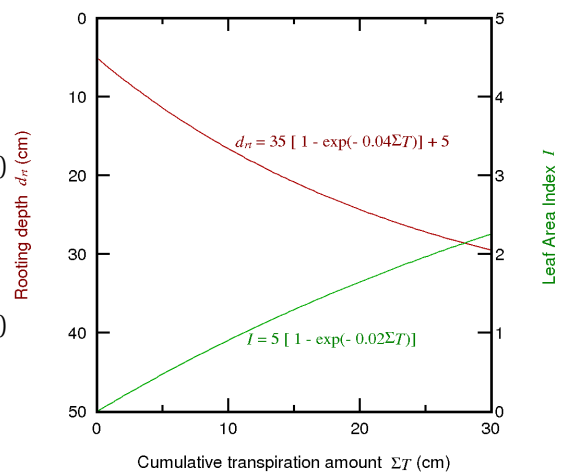


Fig.2 Examples of rooting depth and leaf area index as functions of cumulative transpiration amount

作物係数 K_c を乗じることで与えた。

$$T_p = E_p K_c \quad (4)$$

その上で、 K_c を次のように積算蒸散量の関数とした (Fig.3)。

$$K_c = a_{kc} [1 - \exp(b_{kc} \Sigma T)] + c_{kc} \quad (5)$$

任意の深さにおける吸水速度 S (s^{-1}) は次式で与えられる。

$$S = T_p \beta \alpha_w \alpha_s \quad (6)$$

ここで、 α_w と α_s はそれぞれ水ストレスと塩ストレスに関する減少係数である。実蒸散量は S を深さ方向に積分して与えられる。

$$T = \int_0^{d_r} S dz \quad (7)$$

ここで、 z : 深さ (cm) である。

一方、蒸発速度 E はバルク輸送式で計算した。

$$E = \frac{\rho_{vs}^* h_{rs} - \rho_{va}^* h_{ra}}{r_a + r_{sc}} \quad (8)$$

ここで、 ρ_{vs}^* : 土壌面における飽和水蒸気濃度 (g/cm^3)、 ρ_{va}^* : 基準高度における飽和水蒸気濃度 (g/cm^3)、 h_{rs} : 土壌面における相対湿度、 h_{ra} : 基準高度における相対湿度、 r_a : 空気力学的抵抗 (s/cm)、 r_{sc} : 塩クラスト抵抗 (s/cm) である。 ρ_{vs}^* は土壌面温度の関数であるため、熱移動の数値解析も必要となる。その際重要となる土壌面に届く短波放射フラックス R_s は植被により減衰するが、これを I の関数とした。

$$R_s = R_{s0} \exp(-a_{rs} I) \quad (9)$$

ここで、 R_{s0} : キャノピー上における R_s (W/m^2)、 a_{ra} : 植物固有のパラメータである。

また、植被による r_a の減衰も I の関数とした。

$$r_a = r_{a0} (1 + a_{ra} I) \quad (10)$$

ここで、 r_{a0} : 基準高度における r_a 、 a_{ra} : 植物固有のパラメータである。式(9)、(10)の形状を Fig.4 に示す。

4. 灌水量の最適化

他の農作業や資材投入と同様、灌漑の目的は収量の最大化でも「収量と灌水量の比」の最大化でもなく、純収入の最大化である。灌漑スケジュールリングはタイミングと灌水量を決定することであるが、タイミングについては、社会的に決定される配水スケジュールや農家の都合により任意に決定されるものとすべきであろう。一方、灌水量は次の予定灌水までの純収入が最大となるように決定すればよいものと思われる。ある期間内の純収入 N_r ($\$ a^{-1}$) は次式で与えられる。

$$N_r = P_c \epsilon \int T dt - P_w \int q_i dt - C_{ot} \quad (11)$$

ここで、 P_c : 作物価格 ($\$ kg^{-1} DM$)、 ϵ : 水利用効率、 T : 蒸散速度 ($cm s^{-1} = 10^3 kg a^{-1} s^{-1}$)、 P_w : 水価格 ($\$ kg^{-1}$)、灌水フラックス ($cm s^{-1}$)、 C_{ot} : その他の費用 ($\$ a^{-1}$) である。本来、収入が得られるのは収穫後であり、ある灌水から次の灌水までの期間内に収入は発生しないが、その期間内に実現した乾物生産量の増分に比例して収入が得られたと仮想して最適化を行えばよいものと思われる。また、実際には作物価格は販売部位の数量に対して与えられるが、その量が乾物生産量に比例すると仮定している。最適化のアルゴリズムには黄金分割法を用いた。

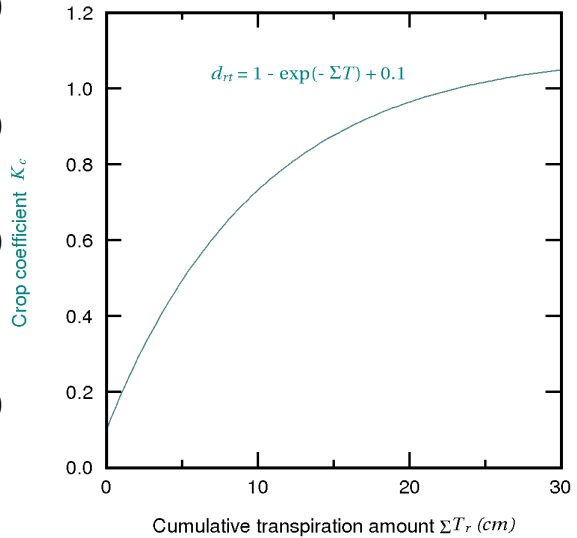


Fig.3 An example of crop coefficient as a function of

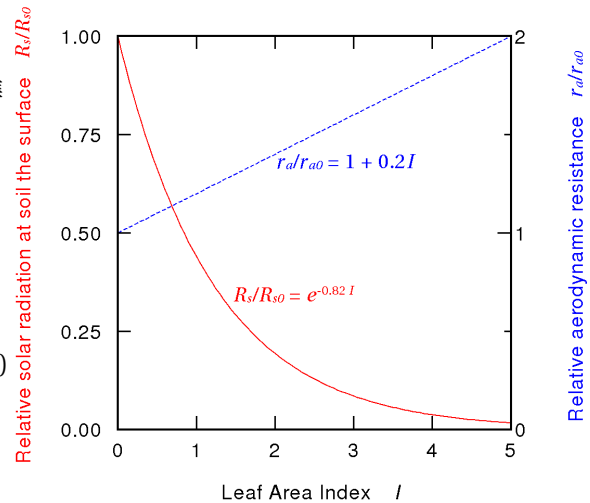


Fig.4 Assumed effects of leaf area on solar radiation and aerodynamic resistance at soil the surface

5. 例題

灌水量の最適化の例題として、数値実験を行った。想定されるシナリオは以下の通りである。7/29に塩分濃度が 1.0 mg cm^{-3} の灌漑水で大量の灌漑を行った。8日後(8/6の朝)、過去1週間分の気象条件をダウンロードして数値解析を行い、現在の状態すなわち今後1週間分の最適化のための数値予測の初期条件を得る。次に今後1週間分の数値予測をダウンロードして最適化計算を行う、というものである。

気象条件は今年の7/30から8/13までのつくば市(館野高層気象台)での観測値を用いた(Fig.5)。土壌特性にはマサ土の実測値を用いた。植物の特性については前述の図中に示した架空の値を用いた。根群分布の形状パラメータ b は1とした。ストレス応答関数は、水ストレス、塩ストレスともに $-4,000\text{cm}$ で吸水速度が半減するものとした。初期(7/30 0:00)の積算蒸散量は 10cm とした。水分と溶質に関する初期条件はそれぞれ、 -100cm と 1.0 mg cm^{-3} で均一とした。純収入式については、 P_c は $2 \text{ \$ kg}^{-1}$ 、 ε は 0.001 、 P_w は $0.0001 \text{ \$ kg}^{-1}$ 、 C_{of} はゼロとした。灌漑開始は8/6の9:00、灌漑強度は 1.0 cm h^{-1} 、灌漑水の塩濃度は 1.0 mg cm^{-3} とした。

数値解析の結果、8/6の0:00には積算蒸散量は 0.93 増えて 10.93cm となった。一方、その1週間の積算蒸発量は 1.7cm であった。8/6 0:00の水分および塩分分布をFig.6に示す。表層の塩分が集積していることがわかる。この時点で表層では厳しい塩分ストレスと軽い水分ストレスが生じている。もし灌水量を、圃場容水量と現在の水分の差の(根群域中の)積分で与えるのであれば、 2.8cm となる。

灌水量と純収入および積算蒸散量の関係をFig.7に示す。灌水量の増加に伴い純収入、積算蒸散量とも急増するが、単位灌水量あたりの増分は漸減し、純収入は積算蒸散量が最大となる灌水量以下である 2.1cm で最大となり、灌水量では減少に転じた。このケースでは、期間中に 4.2cm の降雨があるために、灌水量がゼロでも最適値の73%の純収入が得られる。仮に降雨がなかったと仮定して解析すると、最適値は 3.3cm に増加し、灌水量がゼロの時の純収入は最適値のわずか24%となった。

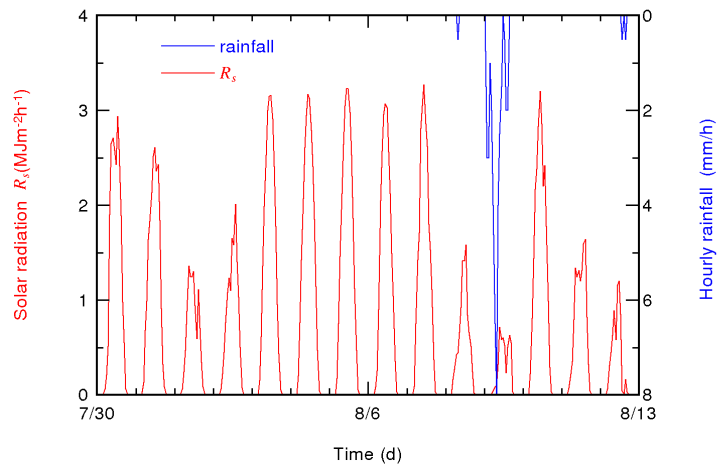


Fig.5 Solar radiation and rainfall during the numerical experiment (Tsukuba, 2006)

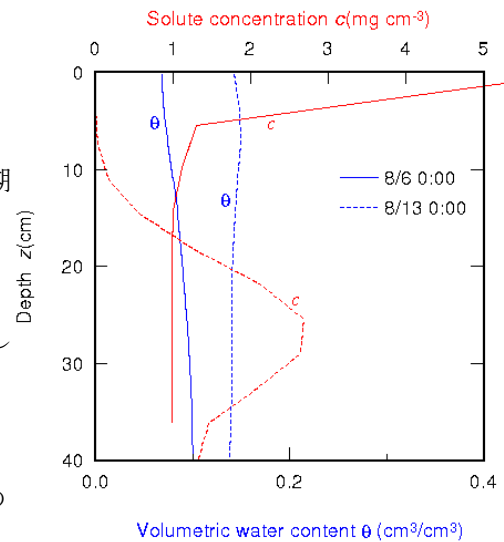


Fig.6 Profiles of water content and solute concentration

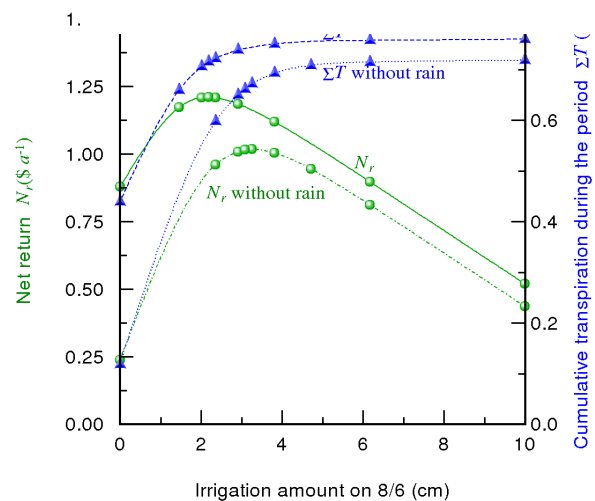


Fig.7 Net return and transpiration amount as functions of irrigation amount

Fig.6には最適灌水量における8/13 0:00の塩分分布も示されている。8/9の降雨により、根群域の塩分はほぼ除去されているが、それより下方には、その前に表層に集積した塩の移動により濃度の高い領域ができており、毛管上昇による下方からの水供給を期待すべきでない状況にある。

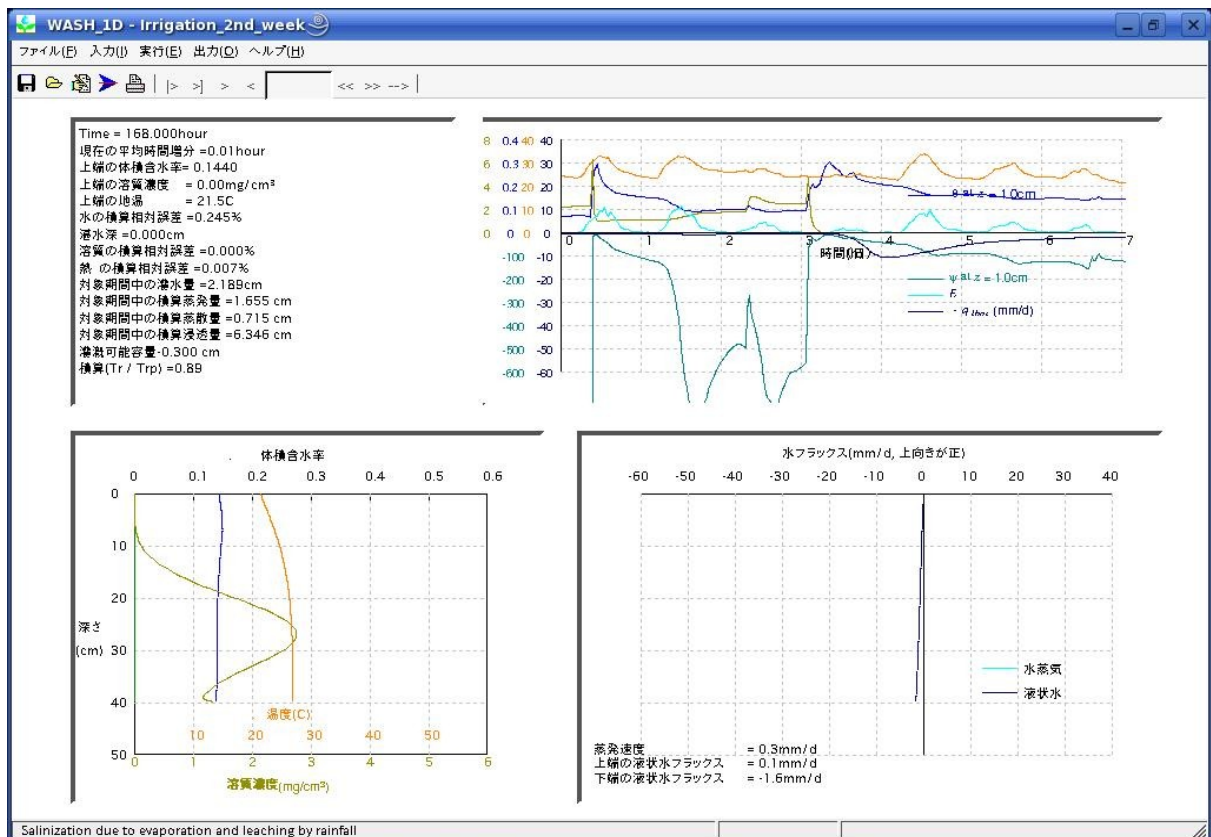
6.まとめと今後の課題

WASH_1Dに追加した植物の生長モデルと灌水量の最適化機能およびその適用例を紹介した。植物のパラメータ値はいずれも架空の値であり、今後、それらの測定を行い、実際の灌漑スケジュールにおける成績を検証したい。今回、追加した植物の生長モデルはおそらく最も単純なものであり、例えば根の成長は実際にはサクシオン分布等に動的に応答するが、単に積算蒸散量の関数とした。また、実際には収量は蒸散量のみならず、吸収された肥料分の量にも大きく依存するが、その影響は無視している。このような影響を順次組み入れ、精度を向上させていきたい。

WASH_1DにはWindows版とLinux版があり、いずれも筆者のサイト:

<http://www.agbi.tsukuba.ac.jp/~fujimaki/download/>

から無料でダウンロードできる。また、ソースコードを公開し、自由に改変できるため、気軽にご活用頂きたい。



WASH_1Dのスクリーンショット

土の緩衝能モデルによる関東ローム中の石灰溶液の移動予測

三重大学大学院生物資源学研究科 陳代文, 取出伸夫

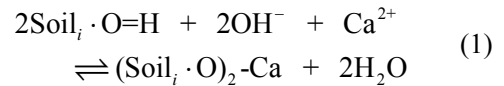
1. **はじめに** 高含水率の建設汚泥は石灰系固化材により脱水処理し、埋設に再利用される。処理土は強アルカリ性であるため、周辺地域への影響を小さくするため、埋設現場に分布する緩衝能の大きな関東ロームを敷土にした埋設方法が提案されている。関東ロームに代表される黒ボク土は、アロフェンなどの非晶質粘土鉱物を主成分とし、pHによって荷電量の変化する変異荷電を多く持つのが特徴である。この変異荷電の存在が、土中溶液のpH変化を抑制する緩衝能の高さの原因である。石灰溶液のような高アルカリ溶液の土中における移動を予測する場合、pHの変化に伴う変異荷電による緩衝能をモデル化した上で、溶質移動式の適用が必要である。

そこで本研究は、地球化学反応データベース PHREEQC(Parkhurst and Appelo, 1999)を用いて、粘土鉱物端面における表面官能基の解離反応を定義し、変異荷電による土の緩衝能モデルを提案した。その上で、PHREEQCと土中の水分・溶質移動プログラム HYDRUS を結びつけた多成分化学物質移動予測プログラム HP1 (Jacques and Šimůnek, 2005)を用いて、関東ローム中の石灰溶液の浸透移動の予測を試みた。

2. **緩衝能モデル** 粘土鉱物端面に存在する水酸基や腐植のカルボキシル基やフェノール基などは、OH⁻の増加に対しては、末端のH⁺が解離してH₂Oを形成し、負荷電が発生する。一方、H⁺の増加に対しては、アルミニウムに結合した水酸基がH⁺を取り込んで、正荷電が発生する。

2.1 **アルカリ性溶液との反応** 具体例として土にCa(OH)₂を添加した場合を考える。簡単のため、陽イオンはCa²⁺、陰イオンはCl⁻のみが存在するとする。OH⁻が添加されると、表面官能基Soil·O=HのH⁺が解離してH₂Oを形成し、表面にはSoil·O⁻

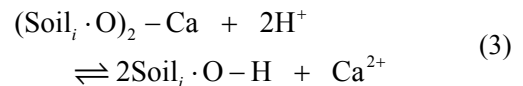
が発生する。このとき、発生した負荷電に対しては、土中溶液中のCa²⁺が交換吸着し、表面の電気的中性条件を持たすと仮定した。



$$K_{va-i} = \frac{[(\text{Soil}_i \cdot \text{O})_2 - \text{Ca}]}{[\text{Soil}_i \cdot \text{O} = \text{H}]^2 [\text{OH}^-]^2 [\text{Ca}^{2+}]} \quad (2)$$

ここで、 K_{va} は負の変異荷電に関わる平衡定数、 $[\]$ はモル濃度、 i は表面官能基の種類である。2価のCa²⁺に対しては、2個の負荷電Soil·O⁻が対応する。(1)式において、左辺のO=HはOH⁻とのみ反応して解離する基であり、イオン交換が生じる(Soil·O)₂-Caにおける結合様式の違いを2本線と1本線で区別した。

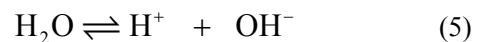
表面に吸着したCa²⁺は、他の陽イオンとイオン交換する。ここでは、H⁺との交換を示すと、



$$K_{Ca-H} = \frac{[\text{Soil}_i \cdot \text{O} - \text{H}]^2 [\text{Ca}^{2+}]}{[(\text{Soil}_i \cdot \text{O})_2 - \text{Ca}] [\text{H}^+]^2} \quad (4)$$

ここで、 K_{Ca-H} はCa²⁺とH⁺のイオン交換反応定数である。他の陽イオンが存在する場合は、それぞれの組み合わせに対して、同様なイオン交換反応が定義できる。

また、水の解離とイオン積は、



$$[\text{H}^+][\text{OH}^-] = 10^{-14} \quad (6)$$

溶液中における電気的中性条件より、

$$2[\text{Ca}^{2+}] + [\text{H}^+] = [\text{Cl}^-] + [\text{OH}^-] \quad (7)$$

さらに、表面官能基の総和は変化しないので、

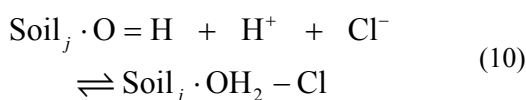
$$\begin{aligned} & [\text{Soil}_i \cdot \text{O} = \text{H}] + [\text{Soil}_i \cdot \text{O} - \text{H}] \\ & + 2[(\text{Soil}_i \cdot \text{O})_2 - \text{Ca}] = C_{va-i} \end{aligned} \quad (8)$$

ここで、 C_{va-i} は表面官能基*i*の総モル濃度であり、官能基*i*のすべてが解離したときの最大負荷電量を与える。このとき、変異負荷電量、すなわち交換性陽イオン容量 CEC_v (mmol_c/100gsoil) は、全官能基における陽イオン吸着量の総和として定義できる。

$$\begin{aligned} \text{CEC}_v = \frac{100}{\rho_s} \sum & [\text{Soil}_i \cdot \text{O} - \text{H}] \\ & + 2[(\text{Soil}_i \cdot \text{O})_2 - \text{Ca}] \end{aligned} \quad (9)$$

ここで、 ρ_s は土粒子密度である。

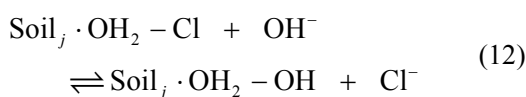
2.2 酸性溶液との反応 酸性溶液を添加した場合も同様の反応を定義できる。ここでは、HClを添加したとき、同じく陽イオンは Ca^{2+} 、陰イオンは Cl^- のみが存在すると仮定する。 H^+ が添加されると、表面官能基 $\text{Soil} \cdot \text{O} = \text{H}$ が H^+ を取り込み、表面には $\text{Soil} \cdot \text{OH}_2^+$ が形成される。このとき、発生した正荷電に対しては、土中溶液中の Cl^- が交換吸着する。



$$K_{vc-j} = \frac{[\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{Cl}]}{[\text{Soil}_j \cdot \text{O} = \text{H}][\text{H}^+][\text{Cl}^-]} \quad (11)$$

ここで、 K_{vc} は正の変異荷電に関わる平衡定数、*j*は正荷電の生じる表面官能基の種類である。

表面に吸着した Cl^- は、他の陰イオンとイオン交換する。ここでは、 OH^- との交換を示すと、



$$K_{Cl-OH} = \frac{[\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{OH}][\text{Cl}^-]}{[\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{Cl}][\text{OH}^-]} \quad (13)$$

負荷電の場合と同様に、表面官能基*j*の総モル数 C_{vc-j} は変化しないので、

$$\begin{aligned} & [\text{Soil}_j \cdot \text{O} = \text{H}] + [\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{Cl}] \\ & + [\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{OH}] = C_{vc-i} \end{aligned} \quad (14)$$

そして、変異正荷電量、すなわち交換性陰イオン容量 AEC_v は、全官能基における陰イオン吸着量の総和として定義できる。

$$\begin{aligned} \text{AEC}_v = \frac{100}{\rho_s} \sum & [\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{Cl}] \\ & + [\text{Soil}_j \cdot \text{OH}_2 - \text{OH}] \end{aligned} \quad (15)$$

以上の平衡反応式を PHREEQC において定義し、異なる溶液条件の各成分の濃度を計算した。

3. 計算結果と考察

3.1 CEC_v と AEC_v のpH依存性 まず、負荷電と正荷電の官能基が1種類のみ存在する場合について、 K_{va-1} 、 C_{va-1} 、 K_{vc-1} 、 C_{vc-1} の異なる4種類の異なる仮想的な土について、pHと CEC_v と AEC_v の関係を調べた(Fig.1)。 $\text{CaCl}_2 = 2.5$ mmol/lとし、それぞれ土のパラメータ値はTable 1に示した。いずれの土も、アルカリ性でpHが増加すると CEC_v が増加し、酸性でpHが減少すると AEC_v が増加する。 K_{va-1} が減少すると CEC_v が増加しはじめるpHが大きくなり、また高pHではすべての官能基が解離して C_{va-1} に近づく。同様に、 K_{vc-1} が減少すると AEC_v が増加しはじめるpHが小さくなり、また低pHではすべての官能基が解離して C_{vc-1} に近づく。

Fig.2は、黒ボク土の文献値(和田, 1984)に対して、本モデルを適用した結果である。ここでは、1種類の官能基の K_{va-1} 、 C_{va-1} 、 K_{vc-1} 、 C_{vc-1} では実測値の傾向を再現できないため、正負荷電ともに2種類の官能基を仮定し、それぞれのパラメータ値は試行錯誤によって決定した(Table 1)。また、実測値のCECとAECはゼロに漸近しないため、それぞれ定数項を加えて、 $\text{CEC} = \text{CEC}_v + 1$ 、 $\text{AEC} = \text{AEC}_v + 4$ とした。この定数項は、永久荷電が対応すると考えられる。またアルカ

り溶液は、測定条件に合わせて KOH とした。この計算例は、現実の土では複数の官能基が存在すること、また 2 種類の官能基を考慮することで、多くの測定値への近似が可能であることを示している。

3.2 pH 緩衝曲線 Fig.3 は、Table 1 に示した 5 種類の土と蒸留水に対して、アルカリ溶液と酸溶液を加えたときの、添加量と pH の関係である。Fig.1 で出現する荷電量が大きいほど、アルカリや酸の添加に対する緩衝能が大きく、pH の変化は小さい。

3.3 関東ローム中の石灰溶液移動の試算 現在は対象とする関東ロームの変異荷電量に関する十分な情報が得られていない。そこで、ここでは Fig.1 の Soil1 の特性を持つと仮定し、別途行って

いる関東ロームの石灰溶液の浸透実験の条件を想定して試算を行った。乾燥密度 $\rho_b=0.53\text{g/cm}^3$ で充填して水分飽和した内径 4.5cm、長さ 20cm の土カラムに対する 4.3 mmol/l の石灰溶液の一定フラックスでの浸透を対象に、PHREEQC で変異荷電の緩衝能モデルを設定し、溶質移動を HP1 で計算した。Fig.4 はカラム内の Ca^{2+} 濃度分布、Fig.5 は変異正荷電量 CEC_v 分布、Fig.6 はカラム内 Ca^{2+} 吸着濃度、Fig.7 は pH 分布の変化である。石灰溶液の浸透に伴い、 Ca^{2+} 濃度の前線が下方に移動し、 CEC_v が増加しながら pH が増加する過程を再現できた。今後は、対象とする関東ロームに対する平衡定数を検討し、浸透実験の実測値との比較検討を行う予定である。

表 .1 土のパラメータ値

	Soil1	Soil2	Soil3	Soil4	kuroboku
$\log K_{va-1}$	13	15	13	15	10
$\log K_{vc-1}$	7	8	7	8	7.9
$\log K_{va-2}$	-	-	-	-	7.4
$\log K_{vc-2}$	-	-	-	-	5
$C_{va-1}(\text{mol/l})$	1.325	1.325	2.65	2.65	7.56
$C_{va-2}(\text{mol/l})$	-	-	-	-	26.42
$C_{vc-1}(\text{mol/l})$	1.325	1.325	2.65	2.65	0.2
$C_{vc-2}(\text{mol/l})$	-	-	-	-	0.7

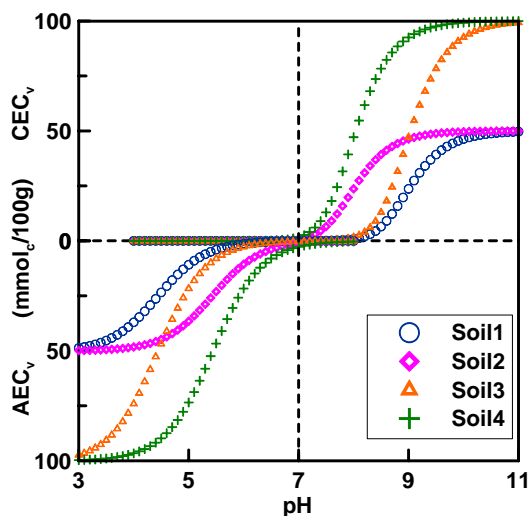


Fig.1 仮想的な土の変異荷電の pH 依存性

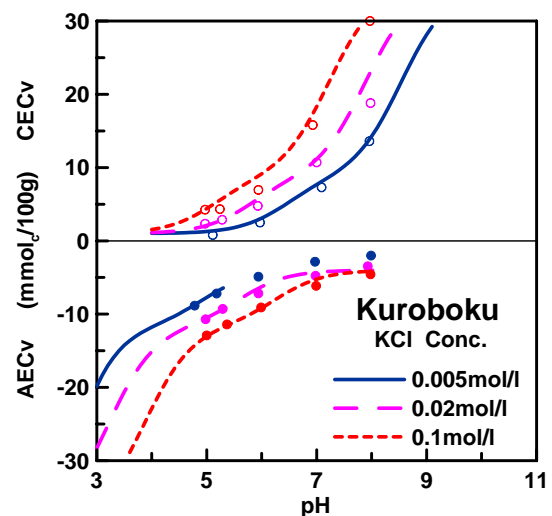


Fig.2 黒ボク土の変異荷電特性の測定値と計算値

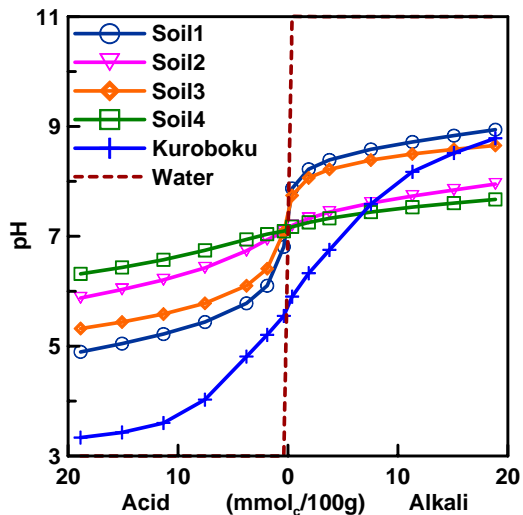


Fig.3 アルカリ溶液と酸溶液の滴定による pH 緩衝曲線

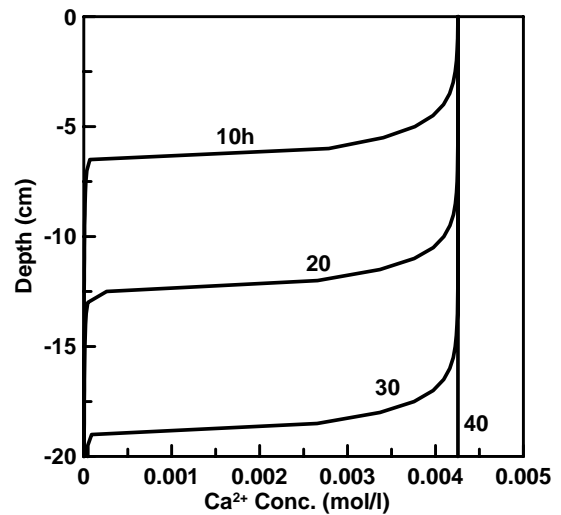


Fig.4 石灰溶液浸透中の Ca^{2+} 濃度分布

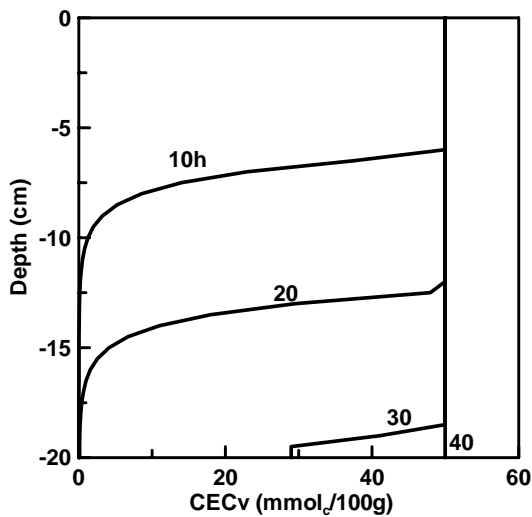


Fig.5 石灰溶液浸透中の CEC_v の変化

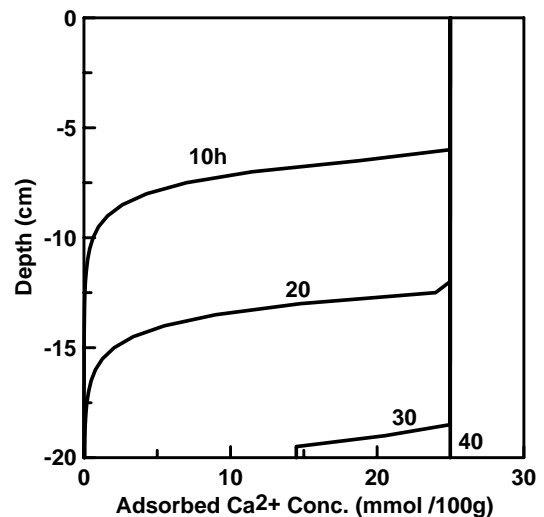


Fig.6 石灰溶液浸透中の Ca^{2+} 吸着濃度の変化

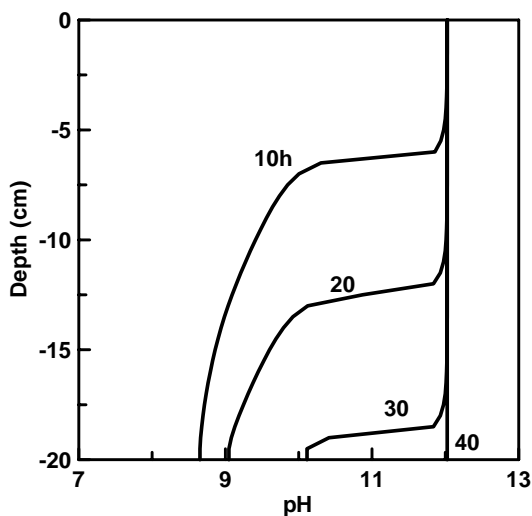


Fig.7 石灰溶液浸透中の pH の変化

文献

- 和田光史: 土壌粘土によるイオンの交換・吸着反応, 土壌の吸着現象 - 基礎と応用, 日本土壌肥料科学会編, p.5 ~ 57, 博友社(1981)
- Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J. (1999): The PHREEQC Software Package for Simulating Chemical Reactions and Transport Processes in Natural or Polluted water, Version 2.0. U.S. Department of the Interior Bruce Babbitt, Secretary.
- Jacques, D. and Šimůnek, J. (2005): The HP1 Code Incorporates Modules Simulating Transient Water Flow in Variably-saturated Media, Transport of Multiple Components, and Mixed Equilibrium/ Kinetic Geochemical Reactions, Version 1.0. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA.

HYDRUS における根の吸水モデルと今後の課題

岡山大学保健環境センター 諸泉利嗣

1. はじめに

植物根による吸水と蒸散量正確な予測は、水消費という観点から最適な灌漑計画を立案する非常に重要な要素となる。また、植生を考慮した水循環機構の解明する場合、土壌-植物-大気連続系 (Soil-Plant-Atmosphere-Continuum) を取り扱うことになるが、植物の根による土壌水分の吸収を考慮する必要がある。本稿では、HYDRUS で用いられている根の吸水モデルについて基本的なことを解説するとともに、使用する場合の課題について言及した。

2. 根の吸水モデル

根の吸水を考慮した不飽和土壌中の 1 次元水分移動式は、次式で与えられる。

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

ここに、 h : 圧力水頭[L], θ : 体積含水率 [L^3L^{-3}], t : 時間[T], z : 鉛直座標[L], K : 飽和透水係数[LT^{-1}], S : 植物根からの吸水速度[$L^3L^{-3}T^{-1}$]である。根の吸水速度 S は、植物の根による単位時間、単位体積あたりの吸水量と定義される。

HYDRUS では、土がある気象条件下で植物の要求水量を供給できなくなると、可能蒸散速度に対して蒸散速度が減少する過程を表現する、吸水量減少モデルが用いられている。

Feddes ら (1978) は、吸水速度 S を可能吸水速度 S_p [$L^3L^{-3}T^{-1}$]と吸水速度の制限因子となる圧力水頭の水ストレス応答関数 $\alpha(h)$ の積として、次式で表した。

$$S = \alpha(h)S_p \quad (2)$$

S_p は気象条件のみで決まる可能蒸散速度 T_p [LT^{-1}] の関数として、次式で与えられる。

$$S_p = b(z)T_p \quad (3)$$

ここで、 $b(z)$ [L^{-1}] は正規化された根密度分布であり、根群域を深さ方向に積分すると 1 になる。

以上の蒸散モデルによって得られた作物の実蒸散速度 T_a は、吸水モデルで仮定された式(2)の吸水速度 S を根群域 (深さ L_r [L]) で積分すると、次式を得る。

$$T_a = \int_{L_r} S dz = T_p \int_{L_r} \alpha(h)b(z) dz \quad (4)$$

ここでは、作物体内における水分の貯留量は T_a に対して無視できるものと仮定している。式(4)から明らかなように、HYDRUS における実蒸散速度とは、計算値であり、測定値ではないことに注意してほしい。

HYDRUS では、水ストレス応答関数 α として、Feddes モデルと S 型関数モデルが利用できる。

2.1 Feddes モデル

Feddes モデルでは、吸水速度は土壌水分状態によって量的に規定される。この状態は土壌

水分の移動性、作物利用性に対してのいくつかの変移点があり、水ストレス応答関数を図 1(a)に示すように、圧力水頭を用いて表す。圧力水頭 h が h_4 以下および h_1 以上では吸水がないものと考え $\alpha = 0$, h_1 から h_2 の間および h_3 から h_4 の間ではそれぞれ 0 から 1 の間を、図のように直線近似する。 h_2 から h_3 の間では水ストレスは生じないと考え、 $\alpha = 1$ とする。この場合、最大の吸水が可能となる。

HYDRUS では、異なる植物に対するこれらのパラメータの値が、データベースとして与えられている。

2.2 S 型関数モデル

van Genuchten (1987) は、Feddes モデルを拡張し、水ストレスだけでなく、塩ストレスに対しても適用できるストレス応答関数として、S 型関数を提案した (図 1(b))。

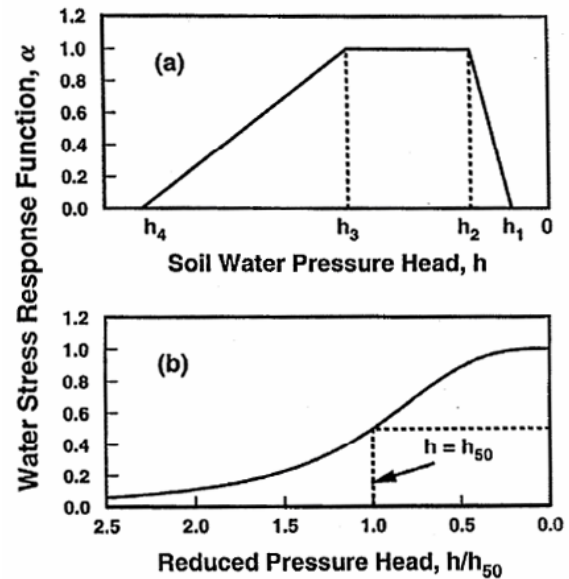


図 1 水ストレス応答関数, α
(a) Feddes モデル, (b) S 型関数モデル
(HYDRUS テクニカルマニュアル p.14 より引用)

$$\alpha(h, h_\phi) = \frac{1}{1 + \left(\frac{h + h_\phi}{h_{50}} \right)^p} \quad (5)$$

h_ϕ : 浸透ポテンシャル[L], p : 実験定数, h_{50} : 吸水速度が可能吸水速度の半分になる圧力水頭である。Feddes モデルと異なり、飽和付近での吸水速度の減少が考慮されないが、その期間は比較的短いので問題ないとしている。

3. 使用上の課題

3.1 蒸発散の配分

根の吸水項を考慮した式(1)を解くにあたり、土壌面からの可能蒸発速度および植物からの可能蒸散速度を境界条件として指定する必要がある。圃場において可能蒸発速度と可能蒸散速度が個別に測定されることは稀で、通常は、微気象観測や最寄りの気象観測所の気象データから Penman 式等を用いて可能蒸発散速度を推定することが多い。したがって、可能蒸発散をどのように可能蒸発と可能蒸散に配分するかが問題となる。よく用いられる比較的簡単な方法としては、葉面積指数(Leaf Area Index)を利用する方法がある(Rithctie, 1972; Campbell, 1987)。葉面積指数は、単位土地面積あたりに存在する葉の総面積[L²L⁻²]で、植物群落の特性を規定するのによく使用される。

例えば、Campbell (1987) は次式を与えている。

$$T_p = ET_p \{1 - \exp(-0.82LAI)\} \quad (6)$$

$$E_p = ET_p \{\exp(-0.82LAI)\} \quad (7)$$

ET_p : 可能蒸発散速度[LT^{-1}], E_p : 土壌面からの可能蒸発速度[LT^{-1}], LAI : 葉面積指数である。

可能蒸発散速度を可能蒸発速度と可能蒸散速度に配分する場合, 少なくとも, 新たなパラメータとして葉面積指数が必要となる。

3.2 根の分布

根の吸水モデルを利用する上で, 根密度分布をどのように与えるかが問題となる。

HYDRUS (-1D) では, 次の4種類の根密度分布を設定できる。

- (1) 深さによらず一定で与える
- (2) 深さとともに直線的に変化するように与える
- (3) 計算期間中根密度分布が一定の場合は, 任意形状の分布を与える
- (4) 根が生長する場合は指数関数モデルで与える

(1)と(2)は, 根密度分布の入手が困難な場合の植生を考慮した解析に便利であると考えられるが, 現象をどこまで正しく表しているか不明瞭さが残る。また, 長期的な解析の場合, 根密度分布の形状が変化しないという仮定には無理がある。このことは(3)にも言える。(4)は現象をかなり正確に表現できると考えるが, 必要なパラメータが多くなり, 現象に忠実であろうとした場合, パラメータの決定に困難さが残る。いずれの分布も一長一短ではあるが, 最終的には, 利用できる根密度分布情報の有無によって, どの根密度分布を利用するかが決まる。

4. おわりに

本稿では, Feddes モデルと S 型関数モデルに必要なパラメータの決定については言及しなかった。Feddes モデルについては, HYDRUS に組み込まれているデータベースの値をできる限り利用するのが良いと考える。S 型関数モデルに関しては, パラメータの決定が必要かもしれない。解析モデル全般に言えることだが, モデルが精密になればなるほど, 必要なパラメータが多くなり, パラメータの決定や調整に多くの労力を要するようになる。これは, エンドユーザーの立場からは, 使いにくい解析ツールになってしまうかもしれない。解析の目的, 要求される精度, 利用できる植生情報の有無を考慮して HYDRUS を利用することが, エンドユーザーの心得としては大事である。

引用文献

- Feddes, R.A., P. J. Kowalic, and H. Zarandy, 1978. Simulation of field water use and crop yield, Simulation Monograph, Pudoc, Wageningen, The Netherlands.
- Campbell, G. S., 1985. Soil physics with basic, Elsevier Science Publishers.
- Ramssam, D., Simunek, J., and van Genuchten, M.Th. (取出仲夫・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.
- Ritchie, J. T., 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, Water Resour. Res., 8(5), 1204-1212.
- Simunek, J., van Genuchten, M.Th., and Sejna, M., 2005. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media, Version 3.0, HYDRUS Software Series, Department of Environmental Sciences, University of California, Riverside.
- van Genuchten, M.Th., 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone, Unpublished Research Report, U.S. Salinity Laboratory, USDA-ARS, Riverside, CA.

部会の歴史

1. 1987年 第26回 (昭和62年10月13,14日:岐阜)
土壌物理における新しい手法とその展開
2. 1988年, 第27回 (昭和63年10月17日:京大会館)
粘土・水系の分散凝集と流動特性
3. 1989年, 第28回 (昭和64年、平成元年9月27日:共済会館びわこ)
土壌・植物中の物質異動
4. 1990年, 第29回 (平成2年11月19,20日)
水田土壌および湿地土壌の特徴
若手研究者からの話題
5. 1991年, 第30回 (平成3年12月4日:福岡リーセントホテル)
海外における最近の土壌物理研究
6. 1992年, 第31回 (平成4年)
世界の水田の現状と発展方向
7. 1993年, 第32回 (平成5年11月26日:茨城大学)
タイトルなし
8. 1994年, 第33回 (平成6年)
関連分野からみた土壌物理的諸問題
9. 1995年, 第34回 (平成7年)
土壌物理の新しい波
10. 1996年, 第35回 (平成8年)
土壌物理に何を求めるか
— 環境保全型農業あるいは持続型農業を視野に入れて —
11. 1997年, 第36回 (平成9年)
土中生物, 土壌化学性と土壌の物理性
12. 1998年, 第37回 (平成10年)
土壌物理と水文学
13. 1999年, 第38回 (平成11年)
土壌の温度環境をめぐる諸問題
14. 2000年, 第39回 (平成12年)
乾燥地の土壌劣化をめぐる諸問題
15. 2001年, 第40回 (平成13年12月5日:鳥取大学乾燥地研究センター)
乾燥地の土壌劣化をめぐる諸問題
— フィールドワークを中心にして —
16. 2002年, 第41回 (平成14年)
間隙レベルの土壌物理現象
—新たな展開に向けて—
17. 2003年, 第42回 (平成15年)
マクロレベルの土壌物理現象
18. 2005年, 第43回 (平成16年1月8日:東京大学)
新しい人の土壌物理
19. 2005年, 第44回 (平成17年10月14日:北海道大学)
環境の修復・保全と土壌物理
20. 2006年, 第45回 (平成18年10月15日:北海道大学)
期待される土壌物理学
21. 2007年, 第46回 (平成19年10月14日:九州大学)
不飽和土中の水分・溶質移動モデルの研究と普及

農業農村工学会（旧農業土木学会）土壤物理研究部会規約

（名称）

第1条 この部会は、農業農村工学会（旧農業土木学会）土壤物理研究部会と称する。

（目的）

第2条 この部会は、土壤物理学に関する学術研究の発展及び部会員間の学術交流に寄与することを目的とする。

（事業）

第3条 この部会は、その目的の達成のために次の事業を行う。

- (1) 研究発表会，討論会の開催
- (2) 共同研究の実施
- (3) 研究資料の収集，配布
- (4) その他必要な事項

（部会員）

第4条 この部会は、農業農村工学会（旧農業土木学会）会員の中で、とくに土壤物理について研究しようとする者であつて、この部会の趣旨に賛同し入会を希望する者を構成員とする。但し、農業農村工学会（旧農業土木学会）員以外で入会を希望するものについては、これを妨げない。

（役員）

第5条 この部会に次の役員を置く。

- (1) 部会長（任期は2年） 1名
- (2) 幹事 全国大学および研究機関より選出（若干名）
- (3) 会計監査 2名

（幹事会）

第6条 この事業の円滑な運営を図るため、部会には幹事会を設ける。また、必要に応じて各種委員会を置くことができる。

（経費）

第7条 この部会の経費は、農業農村工学会（旧農業土木学会）研究部会交付金，会員の負担及び寄付金等による。

（事務局）

第8条 この部会の事務局は、部会長の所属機関内に置く。

付則

この規約は平成15年7月9日より発効する。

改訂：平成19年10月14日

平成19年度 土壤物理研究部会(農業農村工学会;旧農業土木学会)研究集会

「不飽和土中の水分・溶質移動モデルの研究と普及」

とき : 2007年10月14日(日) 9:00~16:00

ところ: 九州大学西新プラザ(福岡市早良区西新2-16-23)

TEL:092-831-8104

<http://www.kyushu-u.ac.jp/university/institution-use/nishijin/index.htm>

開会挨拶

取出伸夫部会長(三重大学)

9:00-9:05

午前の部 研究編

1. 限られた気象データを用いた裸地土中の水分・温度長期変動予測 9:05-9:45

齋藤 広隆 (東京農工大学)

2. 飽和・不飽和浸透計算の斜面水文過程への適用 9:45-10:25

—2, 3次元浸透計算による解析と水収支誤差に関する考察—

小杉 賢一郎 (京都大学)

休憩

10:25-10:35

3. メタン発酵消化液を投入した水田土中の窒素移動モデル 10:35-11:15

中村 公人 (京都大学)

4. 植物の生長モデルと灌漑スケジューリングへの応用 11:15-11:55

藤巻 晴行 (筑波大学)

5. 土の緩衝能モデルによる関東ローム中の石灰溶液の移動予測 11:55-12:35

陳 代文 (三重大学)

午後の部 普及編

昼 休 み

12:35-13:30

6. HYDRUSにおける根の吸水モデルと今後の課題 13:30-14:00

諸泉 利嗣 (岡山大学)

7. 汎用プログラムの適用(予定)事例の紹介 14:00-15:00

休憩

15:00-15:10

8. 自由討論 西村拓(東京大学), 取出伸夫(三重大学) 15:10-15:55

HYDRUSを中心とした汎用水分・溶質移動プログラムをより広く研究、
応用面で用いるための意見交換、質問に時間を設ける予定

閉会挨拶

取出伸夫 (三重大学)

参加費 無料

(前日10月13日(土), 同所にて土壤物理学会シンポジウム「電磁波を利用した最新の土壤物理計測」
が開催されます。<http://www.soc.nii.ac.jp/jssp3/> 情報交換会は17:30-19:30土壤物理学会と共同開催)

連絡先: 三重大学大学院生物資源学研究科 取出 伸夫
〒514-8507 三重県津市粟真町屋町1577
TEL: 059-231-9588 FAX:059-231-9604
E-mail : ntoride@bio.mie-u.ac.jp