水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 8, No. 3 (1995) pp. 322-334

ヒステリシスを考慮した土壌—植物—大気連続系の土壌水分動態モデル

Simulation model for soil water movement in soil-plant-atmosphere continuum considering hysteresis

粟生田忠雄* (新潟大学大学院自然科学研究科)

Tadao AODA

Graduate School of Science and Technology, Niigata University

吉田昭治** (新潟大学農学部)

Shoji YOSHIDA

Faculty of Agriculture, Niigata University

We investigated the transient soil water movement of a potato field in Scotland during the whole 1987 growing season. The numerical simulation of water movement, considering climatic change, water uptake by roots and evapotranspiration, were based on the soil-plant-atmosphere continuum (SPAC) model. We compared the results of two simulation cases and the observed soil water distribution to evaluate the hysteretic effect in $\theta(h)$ relations for the soil water movement, where h is the pressure head and θ is the water content. Case I is the drying simulation using the main drying functions of the $\theta(h)$, and case II is the hysteretic simulation based on the simplified hysteresis model of $\theta(h)$. We used the mixed form of continuous equation as the governing equation of the soil water flow to avoid the water balance error in the numerical solution.

Consequently, the results of the hysteretic simulation were found to have high accuracy in representing the observed soil water distribution. Hysteresis does not affect the prediction of actual transpiration rates from the plants, since the soil water in the root zone was used by the plants as the effective water for the plant growth. The water balance error for the two cases of simulation, that based on the mixed form of continuous equation, was less than 2% during the 142 days of growing season.

Key words: Soil water movement, Soil-plant-atmosphere continuum, Hysteresis, Numerical simulation

スコットランドのジャガイモの圃場における作付期間を通じた土壌水分動態を考究した。土壌水分動態を考究する数値シミュレーションは、気象変動、作物根の吸水および蒸発散を考慮して土壌—植物—大気連続系 (SPAC) に基づく。土壌水分分布の実測値の2つの方法で行ったシミュレーション結果を比較検討し、土壌水分動態に対する $\theta(h)$ 関係のヒステリシスの影響を評価した。ここに、 h は圧力水頭、 θ は土壌水分である。シミュレーションは、 $\theta(h)$ 関係の乾燥主曲線のパラメータを用いた乾燥解析および簡便なヒステリシスモデルを基にしたヒステリシス解析の2つである。また数値解析の水分収支誤差を小さく抑えるため、土壌水分移動の支配方程式として混合型の連続式を採用した。

その結果、ヒステリシス解析は土壌水分分布の実測値を高い精度で再現できることを示した。作物からの実質蒸散強度の予測には、根群域の土壌水分が生長有効水分として作物に利用されるため、ヒステリシスの影響は表れない。142日間の作付け期間を通じた土壌水分の収支誤差は、混合型の連続式を基にした乾燥解析、ヒステリシス解析いずれの方法も2%以下であった。

キーワード：土壌水分動態、土壌—植物—大気連続系、ヒステリシス、数値解析

1. はじめに

作物生長の各段階で土壌水分の最適条件を正確に把握することは灌漑水の有効利用や生産性の向上の

ために基本的かつ不可欠な課題である。また、環境問題への配慮が求められる状況下で、土壌水分の地下水涵養、肥料や農薬成分の地下水への拡散・移動などの機構を明らかにする上でも、圃場における土

*新潟大学大学院自然科学研究科 〒950-21 新潟市五十嵐2の町8050

Graduate School of Science and Technology, Niigata University, 8050 Ikarashi-2, Niigata 950-21 JAPAN.

**新潟大学農学部 〒950-21 新潟市五十嵐2の町8050

Faculty of Agriculture, Niigata University, 8050 Ikarashi-2, Niigata 950-21 JAPAN.

壤水分の動態を詳細に分析する必要がある。そのためには、作物根による吸水、蒸発散などを考慮した非定常の土壤水分移動モデルの確立が求められる。

有限深さに地下水面がある場合、作物の吸水のない条件での土壤水分移動のモデル化では、地下水涵養の開始時間や浸潤から定常状態に至る一連の土壤水分・圧力水頭の変動特性を現すため土壤水分ヒステリシスを考慮することが不可欠であることが示されている(栗生田ら, 1992)。

作物根のによる吸水を考慮した土壤中の非定常な土壤水分移動の研究は(Nimar and Hanks, 1973a; 1973b; Feddes *et al.*, 1975; Belmans *et al.*, 1979; 長谷川, 1981) いくつか行われているが、これらの研究ではヒステリシスが作付期間中の作物根の吸水強度や蒸散強度に、従って土壤水分分布にどのような影響を及ぼすかについては十分な検討がなされていない。

人工気象室における研究例として、石田(1985)は自然光の人工気象室で約3ヶ月間ポットにおける大豆の生長を克明に記録し、解析することで土壤-植物系の水分動態についての一定の成果を得た。しかし、圃場での実測がなく、根群域における土壤水分のヒステリシスの考察の必要性などについては問題提起に留まっている。また、野坂ら(1993a, 1993b)はルートボックスで大豆の生長と土壤水分を実測し、蒸散強度の推定について一定の成果を得たが、土壤水分が非定常的に変動する圃場における蒸発散の研究は行っていない。

一方、圃場スケールの土壤水分動態の研究として、Ragabら(1990a, 1990b)はからす麦の圃場において、4年にわたり土壤水分と生育を実測し、ヒステリシスを考慮せずに数値解析で実測値を現している。これは、彼らの圃場条件が単位面積当たりの土壤水分貯留量(考察の対象は深さ0-200cm)は、作付末期では初期に比べ約20cm減少するような全体として乾燥過程が支配的であったため、ヒステリシスの影響が表れなかったものと考えられる。

また、圃場スケールの研究は土壤の不均質性(バラツキ)を考慮する必要がある。この不均質性については、数値解析の際にヒステリシスよりも大きな影響を及ぼす(Hopman *et al.*, 1991)という報告に対して、土壤不均質性もヒステリシスを生じ、そのヒステリシスの強度は考察の対象となる浸透系のスケールに依存するとの報告もあり(Montoglou and Gelhar, 1987) 統一した知見となっていない。本研究では、土壤の不均質性については、試行錯誤で水分

特性曲線と不飽和透水係数のパラメータを同定し圃場有効パラメータ(Feddes *et al.*, 1993)を求めた。

本研究では、土壤-植物-大気連続系の数値モデルであるSWACROP(Wesseling *et al.*, 1990)(後述)にヒステリシスを考慮し、圃場におけるジャガイモの作付け期間を通した土壤水分移動の数値解析を行い、その数値解析結果と実測値の比較検討から圃場スケールでの土壤水分動態へのヒステリシスの影響を考察する。

II. 数値解析

1. 基礎方程式

不均質な土壤-根系の土壤水分移動を解析する基礎式として、Celiaら(1990)による圧力水頭 h (cm)と土壤水分 θ (体積含水率 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)の両方を従属変数とする混合型の連続式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot K \nabla h + \frac{\partial h}{\partial z} - S \quad (1)$$

を用いる。ここに、圧力水頭 h は正值で飽和、負値で不飽和状態の水圧を示し、 t は時間(day)、 z は鉛直軸で土壤面を基準に上向きを正にとる(cm)、 K は不飽和透水係数(cm day^{-1})、 S は作物の根による吸水強度($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}\text{ day}^{-1}$)で根から土壤への水分の逆流はないものと仮定する。この混合型の式(1)によると降雨浸潤などによる急激な圧力水頭の変動のために生ずる数値解析誤差を小さく抑えることができる(詳細は後述)。

式(1)で h あるいは θ について数値解析を行うためには、土壤の不飽和特性である水分特性曲線 $\theta = \theta(h)$ と不飽和透水係数 $K = K(\theta)$ 、また作物の根による吸水強度 $S = S(h)$ をあらかじめ独立に求めておく必要がある。

まず、土壤の有効飽和度 S_e を

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2)$$

と表す。ここに、 θ_s は飽和土壤水分($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)、 θ_r は残留土壤水分($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)である。水分特性曲線と不飽和透水係数はvan Genuchten(1980)の式から

$$S_e \begin{cases} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < 0 \\ = 1 & h \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

$$K(S_e) = K_s \cdot S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (4)$$

(ただし、 $m = 1 - 1/n$)

で表す。ここに、 K_s は飽和透水係数(cm day^{-1})、 α 、 l 、 n はそれぞれ土壤に固有のパラメータである。な

お、乾燥過程では $\alpha = \alpha_d$ 、湿潤過程では $\alpha = \alpha_w$ とする
(詳細は後述)。

2. SWACROPモデル

本研究で用いた土壌水分—作物—大気系連統系のSWACROP (Soil Water Actual transpiration and CROP production) モデルについて概要を説明し、その特徴点を述べる。

このSWACROPモデルは、作付期間全体を通した積算蒸発散量が作物収量に比例するという関係を用いて、作物収量の予測を可能にしている。このモデルで土壌水分移動と作物生長を結び付けるのに重要な役割を果たす作物の実質蒸散強度 T_a は、根の吸水強度 S の関数として与えられる。なお、本報ではSWACROPモデルによって水分動態のみを考察するが、作物の収量予測には触れない。

1) 蒸散モデル

植物による可能蒸散強度 T_p (cm day^{-1}) は直接測定することが困難なので次の式(5)、(6)および式(7)から間接的に推定する。

$$T_p = E T_p - E_p \quad (5)$$

ここに、 $E T_p$ は蒸発散位 (cm day^{-1})、 E_p は土壌面からの可能蒸発強度 (cm day^{-1}) である。 $E T_p$ は、土壌水分が十分に供給された条件の下で、草丈の短い植物で完全に覆われた地表面からの蒸発散量と定義されている。蒸発散位 $E T_p$ の見積には、Penman式が国際的に広く用いられているが、ここでは風速の実測値がないためPenman式から大気の流れ項を無視して簡単化したPriestly and Taylor(1972)の式

$$E T_p = 86400 \cdot \eta \cdot R_n \frac{\delta}{L(\delta + \gamma)} \quad (6)$$

を用いている。ここに、 η は補正係数 ($=1.45$)、 R_n は純放射フラックス (W m^{-2})、 δ は飽和蒸気圧—温度曲線の勾配 (Pa K^{-1})、 γ は乾湿計定数 ($=66.7 \text{ Pa K}^{-1}$)、 L は水の蒸発潜熱 ($=2.45 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$)、 86400 は1日の秒数 ($=60 \times 60 \times 24$) である。なお補正係数 η の値は、広い自由水面で1.26とされている(大概, 1989)が、種々の作物や気象条件に対して24時間当たりの純放射フラックス R_n を用いるときは、作物の生長段階によらず 1.35 ± 0.10 の範囲にある(Tanner and Jury, 1976; Rosenthal *et al.*, 1977) ことから1.45を採った。また、 $1 \text{ Kg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ の蒸気フラックスは 1 cm day^{-1} の蒸発に等しい。このモデルでは風速の実測値がある場合は、Penman式を選択できる。

Fig. 1 Change of leaf area index, I , for the period 8 May–26 September 1987.

作物に覆われた土壌面からの可能蒸発強度 E_p はRitchie (1972) の式

$$E_p = 86400 R_n \frac{\delta}{L(\delta + \gamma)} \exp(-0.39I) \quad (7)$$

から求める。ここに、 I は葉面積指数 (単位耕地面積に対する葉の面積割合 ha ha^{-1}) である。Fig. 1にジャガイモの葉面積指数 I の経時変化を示した。なお、係数0.39の値はRitchie (1972) による。

このように $E T_p$ の値は式(6)により気象条件から決まり、 E_p は式(7)により気象条件と葉面積指数 I とで決まる。従って、式(5)の可能蒸散強度 T_p は土壌水分とは独立の量であり、気象条件と作物の生育指標によってのみ求められる。これに対して次に述べる吸水強度から求める実質蒸散強度 T_a は土壌水分状態と関係する。

2) 吸水モデル

ここで用いる吸水モデルは根一本一本を考察の対象とするマイクロモデルではなく、根群域全体で水分収支を考察するマクロモデルである。

マイクロモデルは土壌—植物—大気連統系内のあらゆる点において水分移動はその圧力水頭勾配に起因するというオームの法則のアナロジーで説明される。このマイクロモデルは、一本の根を一定の半径と吸水性を有する円筒で表し、根への土壌水分の移動は放射状であり、また吸水強度 $S(h)$ は時間に対して変動しない定常値と仮定している。従って吸水強度 S ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ day}^{-1}$)は根の中心を原点とした円筒座標系で表され、ある深さでの根の周囲の水平方向の土壌水分状態を推定できるが、鉛直方向での土壌水分や吸水強度などの時間的変動が考慮されず根群域全

体の土壌水分移動を再現することは困難である(石田, 1982a)。

これに対し本研究で用いるマクロモデルの吸水強度 S は、最大吸水強度 $S_{\max}$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3} \text{day}^{-1}$) と吸水強度の制限因子となる圧力水頭の無次元の吸水関数 $\beta(h)$ の積として

$$S(h) = \beta(h) S_{\max} \quad (8)$$

のように単純化して表す。ここに、 $S_{\max}$ は気象条件のみで決まる可能蒸散強度 T_p の関数として

$$S_{\max} = \frac{T_p}{|Z_r|} \quad (9)$$

で与えられる(Feddes *et al.*, 1978)。ここに、 Z_r は根群域の深さ(cm)である。

吸水強度は土壌水分状態によって質的量的に規定される。この状態は土壌水分の移動性、作物利用性に対していくつかの変移点があり、次のように圧力水頭を用いて h_1 (=ほぼ飽和状態で土壌中の酸素が欠乏する)、 h_2 (=圃場含水量)、 h_3 (=毛管連絡切断含水量) および h_4 (=吸水が困難になるしおれ点) で表す。

吸水強度は、 $|h_2|$ から $|h_3|$ の範囲で土壌水分が生長有効水分であるため土壌水分の制約を受けない($\beta=1$, Fig.2参照)ので、気象条件のみから決まる可能蒸散強度 T_p によって規定され式(8)、(9)より

$$S = S_{\max} = \frac{T_p}{|Z_r|} \quad (10)$$

で得られる。

吸水関数はFig.2に示す如く、 $|h|$ が $|h_1|$ 以下および $|h_4|$ 以上では吸水がないものと考え $\beta=0$ 、 $|h_1|$ 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の間の値を直線近似する。本研究では山崎(1972)の報告を基に、 h_1 から h_4 までの変移点は圧力

Fig. 2 Schematic graph showing the sink function $\beta(h)$.

水頭の絶対値でそれぞれ $|h_1|=10\text{cm}$ 、 $|h_2|=25\text{cm}$ 、 $|h_3|=500\text{cm}$ および $|h_4|=8000\text{cm}$ とした。これらの値は厳密なものではなく、土壌によって多少異なる。

吸水モデルは、厳密には根群域の密度分布を考慮する必要があるが、簡単のため式(9)においてこの密度分布は地表面から根群域の下端($z=Z_r$)まで一様の分布と仮定している。この近似により、根密度分布の情報がない場合でも数値解析を可能となる利点がある(Feddes *et al.*, 1978)。さらに、土壌の透水性や保水性の不均質な土壌中であっても、活動的でない根があると活動的な根がこれを補完して吸水し(岡島, 1994)、また根群域全体の吸水は土壌水分分布を均質にするように働く(John L. Nieber, 未発表)ことなどから、この簡単な吸水モデルによって概ね妥当な結果(梶井ら, 1992)が得られるものと考えられる。

一方、梶井ら(1992)は根群域の吸水強度は時間とともに変化することが考えられると指摘しているが、本モデルでは根群域が生長段階に応じてTable 1のように増加するものとして近似した。

以上の蒸散モデルによって得られた作物の実蒸散強度 T_a (cm day^{-1}) は吸水モデルで仮定された式(8)の吸水強度 S を根群域で積分して

$$T_a = \int_{z=0}^{z=Z_r} S(h) dz = \int_{z=0}^{z=Z_r} \beta(h) \frac{T_p}{|Z_r|} dz \quad (11)$$

で与えられる。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。

3. 土壌水分 θ —圧力水頭 h 関係のヒステリシスモデルについて

本報では、土壌水分が上昇していく現象を湿潤、それを表す走査曲線を湿潤走査曲線と記す。反対に、土壌系内の土壌水分が低下する現象を乾燥、それによって表される走査曲線を乾燥走査曲線と記す。

土壌水分ヒステリシスは、領域理論(Mualem, 1974; 1984)と $\theta(h)$ の経験式で解析的に表す方法(Klute and Heerman, 1974; Scott *et al.*, 1983; Kool

Table 1 Change of root zone Z_r during the planting period.

Days after planting	0	28	43	142
$Z_r(\text{cm})$	0	15	35(max)	35

Fig. 3 Schematic graph showing the scanning curves and reversal points.

and Parker, 1987; 盛谷ら, 1990) で研究が行われてきた。領域理論は多くの土壌に対して適応でき一般性を有するが、精度を高めるためには多くの入力データを必要とする (Ibraham and Brutsaert, 1968; Jaynes, 1992) など実際の土壌水分移動の解析には困難な点を持つ。そこで本研究では、簡便で実態をよく表す Kool and Parker (1990) の解析的方法を改良することで走査曲線を求めた (Fig. 3 参照)。

$\theta(h)$ 関係は、初期条件とする乾燥主曲線上の点 $(\theta_0, |h_0|)$ から土壌水分が減少する時、乾燥主曲線上を θ_r に向かって変動する。土壌水分が θ_0 から増加する時は、 $(\theta_0, |h_0|)$ を出発点とする湿潤走査曲線を θ_s 方向に変動する。この湿潤走査曲線を規定するパラメータ $\theta_r(0)$ は式(2), (3)から

$$\theta_r(0) = \frac{\theta_0 - \theta_s S_e^w(h_0)}{1 - S_e^w(h_0)} \quad (12)$$

で与える。ここに、 $S_e^w(h_0)$ は式(3)に $\alpha = \alpha_w$ を代入して決まる $h = |h_0|$ の時の有効飽和度である。数値解析では、式(12)で求めた $\theta_r(0)$ を $\theta_r = \theta_r(0)$ として式(2)に代入することで式(3)の $\theta(h)$ 関係を求める。

湿潤走査曲線上の点 $(\theta_1, |h_1|)$ から土壌水分が減少する時、 $\theta(h)$ 関係は $(\theta_1, |h_1|)$ を折り返し点とする乾燥走査曲線を θ_r に向かって変動するものとする。この乾燥走査曲線のパラメータ $\theta_s(1)$ は式(2), (3)より

$$\theta_s(1) = \frac{\theta_1 - \theta_r}{S_e^d(h_1)} \quad (13)$$

で与える。ここに、 $S_e^d(h_1)$ は式(3)に $\alpha = \alpha_d$ を代入して決まる $h = |h_1|$ の有効飽和度である。湿潤過程と同様に数値解析では、式(13)で求めた $\theta_s(1)$ を $\theta_s = \theta_s(1)$ として式(2)に代入して式(3)の $\theta(h)$ 関係を求める。

なお、走査曲線の折り返しが起こるのは、圧力水頭の単位時間当たりの変動量が 0.1 cm 以上の場合とし、解析誤差による不要な折り返しが起こらないようにした。

4. 差分法

Celia ら (1990) によれば、 $\partial \theta / \partial t$ と $C (\partial h / \partial t)$ は連続的な偏微分方程式では数学的に等価であるが、比水分容量 $C (= d\theta/dh)$ (cm⁻¹) の高位の非線形性のため差分近似では等価でなくなる。比水分容量 C は次の

$$C = \frac{\alpha n m (\theta_s - \theta_r) |\alpha h|^{n-1}}{(1 + |\alpha h|^n)^{m+1}} \quad (14)$$

で与える。この C の特性によって浸潤など急激な土壌水分の変動を表す時に生ずる数値解析誤差を小さくするため、Celia ら (1990) に基づいて Picard のイタレーション法を用いる。式(1)をオイラーの後退法で差分化すると

$$\frac{\theta^{j+1,k+1} - \theta^j}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K^{j+1,k} \frac{\partial h^{j+1,k+1}}{\partial z} \right) + \frac{\partial K^{j+1,k}}{\partial z} - S^j \quad (15)$$

を得る。ここに、添え字の j と k はそれぞれ時間とイタレーション水準を示す。イタレーション水準に関して式(15)の左辺第 1 項をテーラー展開すると

$$\theta^{j+1,k+1} = \theta^{j+1,k} + \frac{d\theta}{dh} \Big|^{j+1,k} (h^{j+1,k+1} - h^{j+1,k}) + O(\delta^2) \quad (16)$$

を得る。式(16)の 2 階以上の高次の微小量 $O(\delta^2)$ を無視して式(16)を式(15)に代入して整理すると

$$\begin{aligned} & C_i^{j+1,k} (h_i^{j+1,k+1} - h_i^{j+1,k}) + (\theta_i^{j+1,k} - \theta_i^j) \\ &= \frac{\Delta t^j}{\Delta z_i} \left[K_{i-1/2}^{j+1,k} \left(\frac{h_{i-1}^{j+1,k+1} - h_{i-1}^{j+1,k}}{\Delta z_u} + 1 \right) \right] \\ & - \frac{\Delta t^j}{\Delta z_i} \left[K_{i+1/2}^{j+1,k} \left(\frac{h_{i+1}^{j+1,k+1} - h_{i+1}^{j+1,k}}{\Delta z_l} + 1 \right) \right] \\ & - \Delta t^j S_i^j \end{aligned} \quad (17)$$

を得る。ここに、添え字の i は節点を示す。 Δz_u は接点 i のある土壌格子間隔、 Δz_u は節点 i とその上の節点 $i-1$ の節点間隔、同様に Δz_l は節点 i とその下の節

点 $i+1$ の節点間隔である。式(17)で示すPicardのイタレーション法は、比水分容量 C を時間ステップ Δt 内ではなく、イタレーションステップ内でのみ有効とするため、 C の非線形性による数値解析誤差を小さく抑えることができ、Newton-Raphson法に比べ収束は若干遅いが、繰り返し回数が少なく非線形問題を解く際に有効である(Zienkiwicz and Taylor, 1991)。式(17)中の不飽和透水係数はそれぞれ次のように幾何平均

$$\left. \begin{aligned} K_{i+1/2}^{j+1,k} &= \sqrt{K_{i+1}^{j+1,k} \cdot K_i^{j+1,k}} \\ K_{i+1/2}^{j+1,k} &= \sqrt{K_i^{j+1,k} \cdot K_{i+1}^{j+1,k}} \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

で近似した(Haverkamp and Vauclin, 1979)。

この方法を数値解析に適用する際、イタレーション1回目の解 $h^{j+1,1}$ は特に、式(1)の左辺を $\partial \theta / \partial t = C(\partial h / \partial t)$ のように変数変換して圧力水頭を従属変数とした連続式

$$\begin{aligned} C_i^j (h_i^{j+1,1} - h_i^j) &= \frac{\Delta t^j}{\Delta z_i} \left[K_{i-1/2}^{j+1,1} \left(\frac{h_{i-1}^{j+1,1} - h_i^{j+1,1}}{\Delta z_u} + 1 \right) \right] \\ &\quad - \frac{\Delta t^j}{\Delta z_i} \left[K_{i+1/2}^{j+1,1} \left(\frac{h_i^{j+1,1} - h_{i+1}^{j+1,1}}{\Delta z_l} + 1 \right) \right] \\ &\quad - \Delta t^j S_i^j \end{aligned} \quad (19)$$

から求める。この $h^{j+1,1}$ に対する $\theta^{j+1,1}$ 、 $C^{j+1,1}$ および $K^{j+1,1}$ の値を求め式(17)に代入する。イタレーション2回目以降は式(17)を順次利用。式(19)の不飽和透水係数も式(18)と同様に幾何平均で近似した。

なお、差分法の時間刻みは0.001(day)(=86.4sec)である。土壌の格子、接点間隔および土層条件をFig. 4に示す。土壌格子間隔は基本的に10cmであり、格子番号1は土壌水分の実測条件を表すため、格子番号6, 7は数値解析精度を高めるために例外とした。

対象とする土壌系の時間 t における土壌水分貯留量の水分収支誤差は次の式

$$\Delta \epsilon^t = \frac{(ST^0 + \sum_{j=0}^t R^j - \sum_{j=0}^t Q^j - \sum_{j=0}^t ET^j) - ST^t}{ST^t} \quad (20)$$

で表す。ここに、 $\Delta \epsilon^t$ は時間 t における数値解析の水分収支誤差(%), ST^0 は土壌系内の初期土壌水分貯留量(cm), ST^t は時間 t における土壌水分貯留量(cm), $\sum_{j=0}^t R^j$ は時間0から t までの降雨と灌漑水の積算値(cm), $\sum_{j=0}^t Q^j$ は時間0から t までの土壌系から流出した水分の積算値(cm), $\sum_{j=0}^t ET^j$ は時間0から

Fig. 4 The graph showing the nodal spacing and the soil layers.

ら t までの蒸発散量の積算値(cm)である。ここで考察する $\Delta \epsilon^t$ は、数値解析終了時(t =収穫時)のものである。

III. 圃場における実測と解析条件

1. 圃場実測

本研究で用いる圃場の実測データ(気象、土壌水分の経時変動)は、オランダ・スターリングセンターのvan den Broek研究員ら(未発表)によって収集されたものを用いる。圃場はスコットランド作物研究所に付属し、その位置は北緯56度27分、西経3度4分である。この圃場の土壌は3層構造をなし、第1層は地表から深さ40cmまでであり、土性はUSDA分類で砂壤ローム、第2層は深さ40-60cmでローム砂、そして第3層は深さ60-100cmで砂である。

土壌水分は1987年の5月8日から9月26日までの142日間の作付期間を通して、中性子水分探査計によって圃場の4地点で、地表から深さ105cmまでほぼ10cm刻みで17回実測された。本研究では、これら4地点の土壌水分の算術平均を圃場の代表値とした。

実測の気象データは、日総雨量 (cm)、日平均気温 (K)、日平均湿度 (%) と24時間当たり純放射フラックス ($W m^{-2}$) からなる。なお、根群域の深さとその密度の実測は行われていない。

$\theta(h)$, $K(\theta)$ それぞれの関係は、圃場の各土層毎に2点の不攪乱試料を採取し、室内実験により乾燥過程のパラメータを求めた (Table 1参照)。

2. 数値解析条件

数値解析の初期条件は乾燥過程にあると仮定し、ほぼ圃場容水量に相当する土壌水分を各節点に与えた。圃場スケールの土壌水分動態を考察する際、 $\theta(h)$, $K(\theta)$ 関係の空間的不均質性 (バラツキ) により、室内実験から求めた $\theta(h)$, $K(\theta)$ 関係のパラメータをそのまま圃場の代表値とみなすことはできない。この代表値である圃場有効パラメータ (Feddes *et al.*, 1993) を規定するには、試料が多い場合はスケーリング法 (Hopman, 1987) や統計法 (Montoglou and Gelhar, 1987) などの解析の方が用いられる。本研究では試料が少ないため、圃場有効パラメータはシミュレーション結果で圃場の実測値をよく表せるように l と α_d の値を試行錯誤で同定した (Table 2参照)。この同定の際、湿潤過程のパラメータ α_w と乾燥過程のパラメータ α_d の比は、種々の不攪乱土壌に対して $\alpha_w/\alpha_d = 1.88 \pm 0.40$ の範囲にあるという報告 (Kool and Parker, 1987) に基づき $\alpha_w/\alpha_d = 2.2$ とした。

対象とする土壌の上端 (地表面) の境界条件は気象の実測値、下端の境界条件は深さ100cmの土壌水分 θ の実測値から $\theta(h)$ 関係より求めた圧力水頭を与えた。なお、この下端ではヒステリシスは考慮していない。

ジャガイモの根群域深さの実測値はないので、他の圃場で求めた値をTable 3のように与えた。なお、これらのデータ間では Z_r を時間 (植え付け以降の日数) に対して直線近似した。

IV. 結果と考察

数値解析では、ヒステリシスによる走査曲線を考慮したもの (以下ヒステリシス解析と記す)、ヒステリシスを無視して乾燥主曲線のパラメータのみを用い

Table 2 Soil hydraulic parameters (calibrated by laboratory experiment)

	θ_r	θ_s	K_s	l	n	α_d
1st layer	0.001	0.40	100.0	0.26	1.34	0.018
2nd layer	0.001	0.40	95.0	0.24	1.44	0.071
3rd layer	0.001	0.38	80.0	0.56	1.84	0.047

θ_r, θ_s : $cm^3 cm^{-3}$; K_s : $cm day^{-1}$; α_d : cm^{-1} ; l, n : non-dimension

Table 3 Soil hydraulic parameters (estimated by trial and error)

	θ_r	θ_s	K_s	l	n	α_d	α_w
1st layer	0.001	0.40	100.0	0.15	1.34	0.012	0.0264
2nd layer	0.001	0.40	95.0	0.80	1.44	0.026	0.0572
3rd layer	0.001	0.38	80.0	0.72	1.84	0.028	0.0616

θ_r, θ_s : $cm^3 cm^{-3}$; K_s : $cm day^{-1}$; α_d, α_w : cm^{-1} ; l, n : non-dimension

たもの (以下乾燥解析と記す) と実測値との比較検証を行った。

1. 深さ20cmにおける圧力水頭と土壌水分

Fig. 5に根群域の中心部に位置する深さ20cmにおける圧力水頭(a)と土壌水分(b)の経時変動を示した。

1) 深さ20cmの圧力水頭の経時変動

Fig. 5(a)に示す如く、ヒステリシス解析の方は乾燥解析に比べ、湿潤時には圧力水頭 h がより大きく、乾燥時には h がより小さくなり、変動の幅が大きくなる。

2) 深さ20cmの土壌水分の経時変動

Fig. 5(b)に見るように、作付期間を通して土壌水分の実測値は $0.30 \leq \theta \leq 0.35$ で変動している。

乾燥解析では、土壌水分は $0.33 \leq \theta \leq 0.35$ で変動するものとなり、 $0.33 cm^3 cm^{-3}$ を 0.03 だけ下回る土壌水分は再現できていない。ヒステリシス解析は θ が $0.32 cm^3 cm^{-3}$ を上回る実測値に対して再現性が低い。植え付けから60日を経過し土壌水分の少ない7月に入ってから、ヒステリシス解析は実測値を相対誤差約7%の精度で再現している。

土壌の水分特性 $\theta(h)$ や不飽和透水係数 $K(\theta)$ の不均質性、および実測値そのものの誤差などを考慮すれば、ヒステリシス解析は高い精度で実測値を再現

Fig. 5 Simulated pressure head (a), simulated and observed water content at 20 cm depth for the period 8 May-26 September 1987.

していると言えよう。

2. 作物からの実質蒸散強度の経時変動(解析値)

このSWACROPモデルは式(1)の説明で触れた通り、土壤水分の非定常な状態にある圃場において根の吸水強度 S を根群域全体で積分することで実質蒸散強度 T_a を求めることができる。

Fig. 6には作付期間を通じた実質蒸散強度 T_a の解析値の経時変動を示した。実測値がないため実測値との比較はできないが、乾燥とヒステリシス両解析で T_a は等しくなり、 T_a に対してヒステリシスの影響は全く現れない。

両解析でヒステリシスの影響がみられない理由は、解析に用いた根群域における圧力水頭は作付け期間を通じてFig. 2に示す $|h_2|$ から $|h_3|$ の間で変動する即ち、土壤水分は常に生長有効水分の範囲にあるため、 $\beta=1$ となり、吸水強度 S が土壤水分とは独立で気象条件のみで決まる $S=S_{\max}$ (最大値)を示すことによる。

式(5), (6), (7)と式(1)が示すように、蒸散強度 T_a の変動は葉面積指数 I に依存する (Fig. 1参照)。Fig. 6において植え付け後50日までの作付初期では、 I が小さく作物の活動が盛んでないため強度の大きな降雨があっても蒸散強度の応答は鈍いが、対照的に植え付け後60~100日までの作付中期では作物の活動が最盛期であるため I が大きく、小さな降雨のある気象条件でも T_a は鋭敏に減少する。なお、降雨のある気象条件では T_a は減少するが、植え付け後62日(7

月8日)と90日(8月5日)のそれぞれ16mmと14mmの水分供給は降雨ではなく灌水によるものなので気象条件は乾燥的であり、実質蒸散強度 T_a が大きく見積もられている。

実質蒸散強度の平均値の大きな変動傾向は、植え付けから約60日で $I \geq 3$ となり、それに対応して T_a の解析は植え付け60日以降で 0.25 cm day^{-1} 前後で変動しながら作付期間でのピークを示している。同じ畑作物として大豆の場合、実質蒸散強度 T_a は、作物の生長に応じて葉面積指数 I とともに増加し、 I が3~4でほぼピークに達すると報告されている(高瀬・佐藤, 1989)。

以上から、ここで示したジャガイモの実質蒸散強度 T_a についての数値解析は、畑作物の性質をよく反映した妥当な結果と言えよう。

3. 土壤水分の鉛直方向分布

根の吸水のある圃場における土壤水分 θ の動態を作付期間を通して分析するには、根群域を含んだ θ の鉛直分布を把握する必要がある。

Fig. 7の(a)と(b)は作付中期、(c)は作付末期の土壤水分分布の代表例を示している。地表から深さ40cmまでを第1層、深さ40~60cmを第2層、深さ60~100cmを第3層とし、各土層の境界を一点鎖線で表す。なお、土層の平均粒径は1層<2層<3層の順に大きい。

また、7月8日(a)で第1層と第2層においては、

Fig. 6 Simulated actual transpiration rate and the water supply from the surface for the period 8 May-26 September 1987.

Fig. 7 Simulated and observed water content distribution at 8 July (a), 12 August (b) and 16 September (c) 1987.

実線で示す乾燥解析も点線で示すヒステリシス解析も土壌水分を若干多めに見積もっているが、第3層では後者が高い精度で実測値を再現している。8月12日の(b)および9月16日の(c)において、解析値はいずれの実測値をも良く再現し、特にヒステリシス解析の再現精度は高い。

4. 圧力水頭の鉛直方向分布

Fig. 8に示す圧力水頭の鉛直方向分布については、実測値がないので解析の精度について言及はできない。

土壌水分 θ の分布には土層の境界において量的な急変が見られたが、圧力水頭 h は上層から第1層から第3層まで連続的な分布を示す。土壌水分の移動

Fig. 8 Simulated pressure head distribution and the hydrostatic gradient at 8 July (a), 12 August (b) and 16 September (c) 1987.

方向は、Fig. 7に示した水分分布からは把握しにくい、静水圧勾配と圧力水頭分布を比較することでつかむことができる。

Fig. 8 (a)に示す7月8日では、前日からの降雨と灌水による25mmの水分供給により、点線のヒステリシス解析は実線の乾燥解析に比べより湿潤傾向を示す。圧力水頭の分布と2点鎖線の静水圧勾配を比べると、第3層まで浸透水が及んでいることが分かる。

Fig. 8 (b)に示す8月12日では、前日からの降雨により湿潤過程にあり、圧力水頭勾配から土壤水分は下方に移動していることが分かる。

Fig. 8 (c)に示す9月16日では、圧力水頭勾配から判断して土壤水分は上方移動し、第1層の根群域では下層からの水分の供給が行われていると考えられる。

80cmより深部では(a), (b)および(c)でほぼ静水圧分布を示すのは、この部分の土壤水分が比較的多いので不飽和透水係数が大きいのにに対して、作付期間の降雨強度が不飽和透水係数に比べ5%にも満たないので微小な動水勾配でもこの程度の土壤水分を十分流しうることによると考えられる。

5. 土壤水分貯留量の経時変動

Fig. 9には、1987年のジャガイモの圃場において、5月8日(植え付け日)から9月26日(収穫日)までの作付期間を通して、地表から深さ105cmまでの土壤系内に貯留される単位面積当たりの土壤水分(cm)の変動を示した。

白丸で示す実測値は、圃場の4地点の実測値の平

均であり、灌水や降雨の水分供給による湿潤過程、無降雨時の乾燥過程を通してほぼ33~28cmの間を変動している。

これに対し実線で示す乾燥解析では、32cm前後を変動しているため実測値の再現性が低く、特に植え付け70日(7月16日)以降での差が大きい。点線のヒステリシス解析は、植え付け34日(6月10日)以外は実測値との差はほぼ1cmの幅に納まっており、相対誤差約3%の高い精度で実測値を再現している。乾燥解析とは対照的に植え付け70日(7月16日)以降での再現性が特に高い。

土壤水分貯留量は作付け後半で減少する傾向にある。この傾向はヒステリシスを無視した乾燥解析では表すことができないことから、圃場スケールでの水分移動の究明にはヒステリシスを無視することはできないと言える。

実際の圃場においては作付け期間を通じての土壤水分の実測の誤差や土壤の $\theta(h)$, $K(\theta)$ 関係の不均質性(バラツキ)など不確定要素があることを考慮すれば、ヒステリシス解析は極めて高い精度で実測値を再現していると言えよう。

式(20)で示す土壤水分貯留量の収支誤差は乾燥解析で0.7%、ヒステリシス解析で1.7%であることから、 θ と h を変数とした混合型の連続式(1)とその解析方法は物質収支の観点で優れていると判断できる。

V. まとめ

ジャガイモの圃場における作付期間を通じた土壤水分移動の機構を解明するため土壤-植物-大気連続系(SPAC)の数値解析モデルSWACROPに、土

Fig. 9 Simulated and observed water storage in the soil system for the period 8 May–26 September 1987.

壤水分ヒステリシスを考慮して数値解析を行い、その結果を土壤水分の実測値と比較検討した。

作付期間を通した土壤水分分布や土壤水分貯留量の経時変動の数値解析は極めて高い精度で実測値を再現していることから、圃場スケールでも水分動態の究明にはヒステリシスを考慮することが必要であることを明らかにした。

土壤水分移動の支配方程式として、土壤水分 θ と圧力水頭の両方を変数とする混合型の連続式を採用しCeliaら（1990）のイタレーション手法を用いて差分法で数値解析した。この数値解析方法は、142日に及ぶ作付け期間を通した圃場での解析でも土壤水分の収支誤差を2%以内に抑えることが可能であり、実用的にも優れたものであることが示された。

経時的に複雑に変動する気象条件においても土壤水分が生長有効水分である時、作物からの実質蒸散強度 T_a に対するヒステリシスの影響は現れず、吸水強度 S は気象条件のみに依存し、土壤水分とは独立な関係になることを示した。 T_a の平均的な大きな変動傾向は、作物の生長中期で最大、生長末期で減少するという合理的な結果を得ることができた。

一方、土壤–植物–大気連統系SPACの問題点は、植物体内の水移動について情報が不足している（石田, 1982b）ことや、植物体内の水分の生理的意義に

についての未解明であること（鴨田, 1982）が指摘されている。最近では植物の生理作用を考慮したSPACモデルも開発されている（Johnson *et al.*, 1991; Lafolie *et al.*, 1991）。本研究では、作物の生長段階を簡単な形で考慮して蒸散や吸水をモデル化することで、植物の生理作用を詳しく考慮しなくても土壤水分の実測値を精度よく再現できることを示した。本研究で用いた数値解析モデル（SWACROP）は実測値の再現精度、簡便性などから判断して実用的にも優れたものと言える。

なお、本研究の数値解析に用いた言語はCONVEX FORTRANで、142日間の作付け期間を通した1回の解析に要するCPU時間はCONVEX C3440を用いて7秒であることを付記する。

謝辞：本研究を遂行するにあたり、オランダ・Wageningen農科大学のReinder A. Feddes教授、Jos C. van Dam講師に長期にわたり懇切な指導を賜った。スターリングセンターのBarend van den Broek研究員からは貴重なデータの提供を受けた。また、本研究の一部はオランダ政府高等教育機関（NUFFIC）の資金援助によった。ここに記して感謝の意を表す。

引用文献

- 栗生田忠雄・吉田昭治・中野俊郎・山田秋夫
(1992): ヒステリシスを考慮した砂質土への降雨
浸潤の基礎的研究—下方境界に地下水面がある
場合—, 農土論集, **157**, pp. 35-44.
- Belmans, C., Feyrer, J. and Hillel, D. (1979):
An attempt at experimental variation of
macroscopic-scale models of soil moisture ex-
traction by roots. *Soil Sci.*, **127** (3), pp. 174-
186.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba, R.L.
(1990): A general mass-conservative numerical
solution for the unsaturated flow equation.
Water Resour. Res., **26** (7), pp. 1483-1496.
- Feddes, R.A., Neuman, S.P. and Bresler, E.
(1975): Finite element analysis of two-dimen-
sional flow in soils considering water uptake
by roots: II. Field applications, *Soil Sci. Soc.
Am. Proc.*, **39**, pp. 231-237.
- Feddes, R.A., Kowalic, P.J. and Zarandy, H.
(1978): Simulation of field water use and crop
yield, *Simulation monographs*, pp. 17-20,
PUDOC, Wageningen, The Netherlands.
- Feddes, R.A., de Rooij, G.H., van Dam, J.C.
Kabat, P., Droogers, P. and Stricker,
J.N.M. (1993): Estimation of regional effec-
tive soil hydraulic parameters by inverse
modeling, in Russo, D. and Dagan, G. (eds.),
Water flow and solute transport in soils, Ad-
vanced Series in Agric. Sci., **20**, pp. 211-231,
Springer-Verlag, Germany.
- Haverkamp, P.R. and Vaucline, M. (1979): A
node on estimating finite difference interblock
hydraulic conductivity values for transient un-
saturated flow problems, *Water Res. Res.*, **15**
(1), pp. 181-187.
- 長谷川周一(1981): 陸稲の土壌水分吸収モデル, 土
壌の物理性, **44**, pp. 14-22.
- Hopmans, J.W. (1987): A comparison of various
methods to scale soil hydraulic properties, *J.
Hydrol.*, **93**, pp. 241-256.
- Hopmans, J.W., Roy, K.C. and Walender,
W.W. (1991): Irrigation water management
and soil water hysteresis -A computer model-
ing study with stochastic soil hydraulic proper-
ties, *Trans. of the ASAE*, **34** (2) pp. 449-458.
- Ibrahim, H.A. and Brutsaert, W. (1968): Inter-
mittent infiltration into soils with hysteresis,
J. Hydraul. Div. Proc. ASCE, **94** (HY1), pp.
113-137.
- 石田朋靖(1982a): 根群域における水の移動, 土壌
の物理性, **45**, pp. 2-13.
- 石田朋靖(1982b): 総合討論での発言, 土壌の物理
性, **45**, pp. 36-38.
- 石田朋靖(1985): 土壌-植物系における水分移動に
関する研究, 山形大学紀要別冊, **9**, pp. 573-707.
- Jayens, D.B. (1992): Estimating hysteresis in the
soil water retention function, in van
Genuchten, M.Th., Leij, F.J. and Lund,
L.J. (eds.), *Proceedings of international
workshop on indirect methods for estimating
the hydraulic properties of unsaturated soils*,
pp. 219-231, Univ. of California, Riverside,
USA.
- Johnson, I.R., Melkonian, J.J., Thornley,
J.H.M. and Riha, S.J. (1991): A model of wa-
ter flow through plants incorporating shoot/
root 'message' control of stomatal conductance,
Plant, Cell and Environment, **14**, pp. 531-544.
- 鴨田福也(1982): 総合討論での発言, 土壌の物理性,
45, pp. 36-38.
- Klute, A. and Heerman, D.F. (1974): Soil water
profile development under a periodic boundary
condition, *Soil Sci.*, **117**, pp. 265-271.
- Kool, J.B. and Parker, J.C. (1987): Develop-
ment and evaluation of closed-form expres-
sions for hysteretic soil hydraulic properties.
Water Resour. Res., **23** (1), pp. 105-114.
- Kool, J.B. and Parker, J.C. (1990): Computer
simulation model of evaluation of soil hydrau-
lic properties from one-dimensional unsat-
urated flow by non-linear least-squares
parameter estimation: SFIT, ver.2.2, Soil and
Environmental Science, Virginia Polytechnic
Institute and State University, VA, USA.
- Lafolie, F., Bruckler, L. and Tardieu, F.
(1991): Modeling root water potential and soil-
root water transport: I. Model presentation,
Soil Sci. Soc. Am. J., **55**, pp. 1203-1212.

- 梶井和郎・野坂治郎・矢野友久(1992): 植物根による吸水モデルに関する比較検討, 水文・水資源学会誌, 5 (3), pp. 13-21.
- Montoglou, A. and Gelhar, L.W. (1987): Effective hydraulic conductivities of transient unsaturated flow in stratified soils, Water Res. Res., 23 (1), pp. 57-67.
- 盛谷明弘・安藤義久・高橋裕(1990): ヒステリシスを考慮した雨水の不飽和浸透による地下水涵養機構に関する研究, 水文・水資源学会誌, 3(1), pp. 37-42.
- Muallem, Y. (1974): A conceptual model of hysteresis, Water Res. Res., 10 (3), pp. 514-520.
- Muallem, Y. (1984): A modified dependent-domain theory of hysteresis, Soil Sci., 137, pp. 283-291.
- Nimah, M.N. and Hanks, R.J. (1973a): Model for estimating soil water, and atmosphere interrelations: I. description and sensitivity, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, pp. 522-527.
- Nimah, M.N. and Hanks, R.J. (1973b): Model for estimating soil water, and atmosphere interrelations: II. Field test of model, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 37, pp. 528-532.
- 野坂治郎・梶井和朗・矢野友久(1993a): 塩水灌漑下での蒸散量の推定, 農土論集, 164, pp. 47-54.
- 野坂治郎・梶井和朗・矢野友久(1993b): 土壌-植物根系における塩分集積, 農土論集, 164, pp. 55-62.
- 岡島秀夫(1994): 総合討論での発言, 土壌の物理性, 69, pp. 83-89.
- 大槻恭一(1989): 講座蒸発散(その8)-蒸発散量の推定法一, 農土誌, 57 (11), pp. 1065-1071.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Month. Weather Rev., 100 (2), pp. 81-92.
- Ragab, R., Beese, F. and Ehlers, W. (1990a): A soil water balance and dry matter production: I. soil water balance of Oat, Agronomy J., 82, pp. 152-156.
- Ragab, R., Beese, F. and Ehlers, W. (1990b): A soil water balance and dry matter production: II. dry matter production of Oat, Agronomy J., 82, pp. 157-161.
- Ritchie, J.T. (1972): Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, Water Resour. Res., 8 (5), pp. 1204-1213.
- Rosenthal, W.D., Kanemasu, E.T., Raney, R.J. and Stone, L.R. (1977): Evaluation of an evapotranspiration model for corn, J. Agronomy, 69, pp. 461-464.
- Scott, P.S., Farquhar, G.J. and Kouwen, N. (1983): Hysteretic effects on net infiltration, pp. 1163-170, Advances in infiltration, Publ. 11-83, Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, Mich., USA.
- 高瀬恵次・佐藤晃一(1989): 蒸発散(その6)-耕地の蒸発散一, 農業土木学会誌, 57, pp. 827-832.
- Tanner, C.B. and Jury, W.A. (1976): Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover, Agronomy J., 68, pp. 239-243.
- 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.
- Wesseling, J.G., Elbers, J.A., Kabat, P., van den Broek, B.J. and Feddes, R.A., (1990): Computer simulation model of water balance of a cropped soil: SWACROP, The Winard Staring center for integrated land soil and water research, Wageningen, The Netherlands.
- 山崎不二夫(1972): 農地工学(下), pp. 399, 東京大学出版会.
- Zienkiewicz, C.C. and Taylor, R.L. (1991): The finite element method, fourth ed., vol.2, solid and fluid mechanics, Dynamics and non-linearity, pp. 219, McGraw-Hill, UK.

(1994年12月16日受付, 1995年2月17日受理)