

分布型水文モデルへ導入が可能な簡略化した土壌浸透モデルの開発

長岡技術科学大学 金子真郷

指導教員 陸旻皎

1. 研究背景

流出解析モデルを使用した解析において、より正確な再現性を得るためには流域における流出特性を正確に把握する必要があると考えられる。しかし流出解析における不飽和土中の水分移動計算では、正確な流出特性を求める計算手法が用いられることはまれである。この理由の一つとして、土中の水分移動計算では非線形性の強い式を用いる必要があり、式を解くために多くの繰り返し計算が必要となり、計算時間が膨大になってしまうためである。この計算時間の問題を解決することで、流出解析モデルにおいても不飽和土中の水分移動を再現することができるようになり、再現性の高い正確な流出解析モデルを作ることができると考えられる。

2. 研究目的

本研究は、分布型水文モデルに導入が可能な土壌浸透モデルの開発が目的である。不飽和土中の水分移動を表現することができる浸透モデルを開発することで、土壌表面における流出特性を正確に把握することができると考えられる。そのため、不飽和土中の水分移動を表現する方程式であるリチャーズ式を数値計算で解くことにより、不飽和土中の水分移動を求める浸透モデルを開発し、作成した土壌浸透モデルを用いて浸透過程の検証を行い、パラメータごとの浸透過程の比較を行うことで、最終的に流出解析モデルの導入することが可能な浸透計算の手法を構築していく。

3. 浸透モデル概要

本研究では、リチャーズ式を数値計算で解くことで、土壌内の浸透過程を求めている。以下の式(2-1)がリチャーズ式であり、式(2-2)がそれを差分化した式である。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (2-1)$$

$$\frac{\Delta \theta_j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_j} \left[K_{j+\frac{1}{2}} \left(\frac{h_{j+1} - h_j}{\Delta z_{j+\frac{1}{2}}} + 1 \right) - K_{j-\frac{1}{2}} \left(\frac{h_j - h_{j-1}}{\Delta z_{j-\frac{1}{2}}} + 1 \right) \right] \quad (2-2)$$

ここで、 θ は体積含水率、 z [L]は設定した土壌を分割した際の土壌幅、 K [LT⁻¹]は土壌中の不飽和透水係数、 h [L]はマトリックポテンシャル水頭である。ここで、式(2-2)にある $K_{j+\frac{1}{2}}$ は土壌の層と層の間である境界部分の不飽和透水係数であり、以下の手法によって決定している。

$$K_{j+\frac{1}{2}} = \begin{cases} K_j & K_j \geq K_{j+1} \\ K_{j+1} & K_j < K_{j+1} \end{cases} \quad (2-3)$$

リチャーズ式にある不飽和透水係数 K の値は、以下に示す van Genuchten (1980)の式に、Mualem (1976)の理論的モデルを用いることで導かれた式によって求めることができる。その式が式(2-4)、(2-5)、(2-6)である。

$$K(\theta) = K_s \Theta^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{M}} \right)^M \right]^N \quad (2-4)$$

$$\Theta(h) = \left[1 + (\alpha(-h))^N \right]^M \quad (2-5)$$

$$\Theta = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad M = 1 - \frac{1}{N} \quad (2-6)$$

K_s [LT⁻¹]は飽和透水係数、 Θ は飽和体積含水率と残留体積含水率で基準化した水分量、 θ_r は残留体積含水率、 θ_s は飽和体積含水率である。また、 N と α は van Genuchten 式に用いられる土壌の特性によって決定されるパラメータである。

4. 開発した浸透モデルの検証

開発した土壌浸透モデルを、HYDRUS-1D と比較し浸透過程の検証を行った。この HYDRUS-1D は、U.S. Salinity Laboratory(米国農務省塩類研究所)において開発された、リチャーズ式の数値解を導く不飽和水分移動汎用プログラムである。また HYDRUS-1D は斎藤ら(2006)によって実測値との比較が行われており、良好な精度が得られることが実証されている。そのため開発した浸透モ

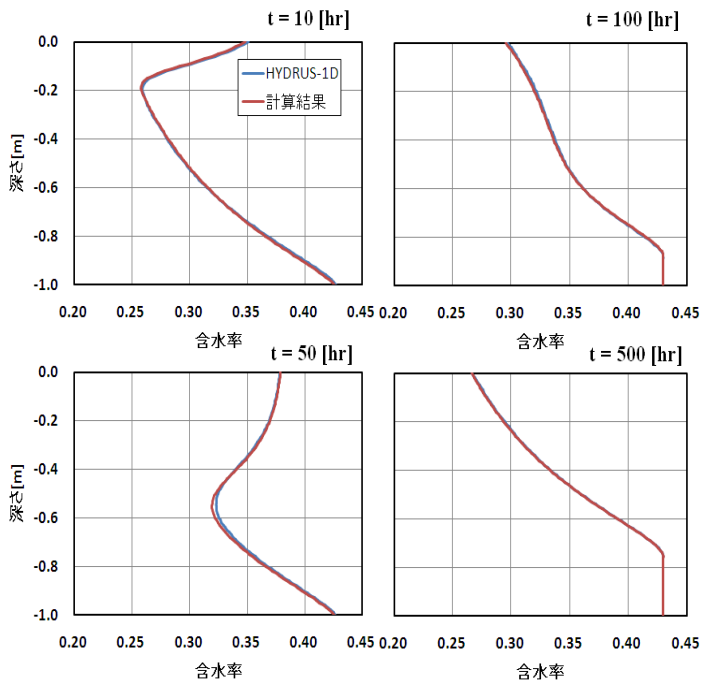


図 4-1 HYDRUS-1D と浸透モデルの比較結果

デルが HYDRUS と同様の結果が得られれば正確であると言える。HYDRUS と比較検討を行うため、土壌のパラメータ値は、HYDRUS-1D に使用されているパラメータを使い同様の浸透計算を行っている。表面フラックス 1 [mm/hour] を 50 時間まで与え、その後のフラックスをゼロにして浸透過程を比較している。

図 4-1 が比較結果であり、HYDRUS-1D で求めた値と作成した土壌浸透モデルで求めた値は、同様の計算結果が出ていることがわかる。曲線部に多少の誤差があるが、計算結果は非現実的な振動もなく計算ができたことや、比較した誤差も小さいことから、精度は問題ないと考えられる。

5. 簡略化のための検討

土壌がどの程度乾燥しているのか求めるため、以下の式(5-1)で表わされる土壌水分欠損量(Soil Moisture Deficit、以下 SMD[L]とする)という指標を用いている。

$$SMD = \sum \{(\theta_s - \theta(i)) \times dz(i)\} \quad (5-1)$$

ここで、i は地上から数えた層の番号である。土壌表面から底面までを足し合わせることで、土壌の中がどの程度乾燥しているのかを求め

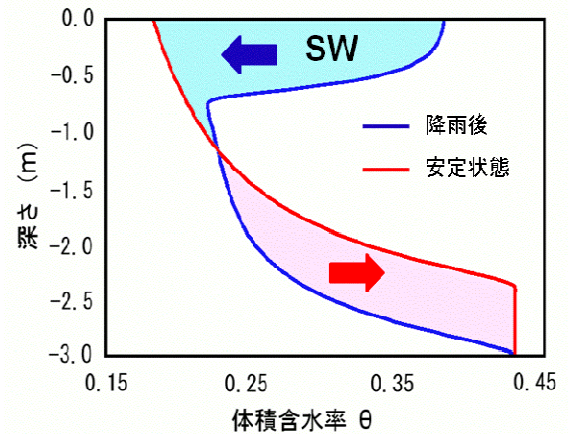


図 5-1 SW の概念図

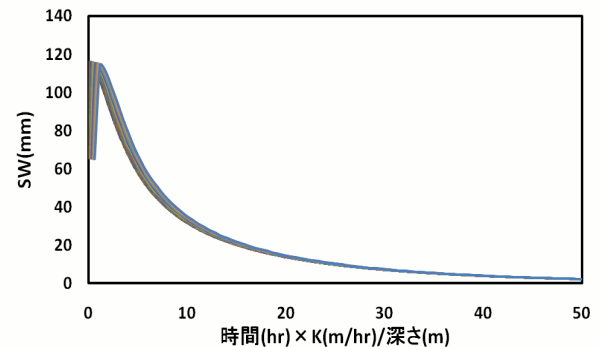
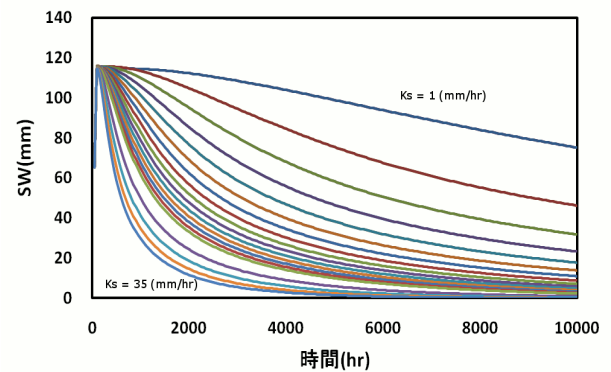


図 5-2 SW の時間変化(上)

図 5-3 横軸を無次元化した場合の変化(下)

ることができる。また、乾燥している部分の他に、表面付近における水分量の変化も指標として用いている。水分の鉛直分布は時間を無限にとった場合、毛管力と重力の釣り合い水の移動がなくなる。この水の移動がなくなる過程に着目し検討を行っている。これをどのように用いたかという、降雨後の土壌内の水分分布は、図 5-1 の青い線であらわされる。その後、土壌表面および土壌底面からの水の出入りがない場合で、降雨後の経過時間を無限大にとっていくと、水分の鉛直分布は青

い線から、安定状態である赤線になる。この安定した状態は、土壌内の水分が重力と毛管力で釣り合っている状態であり、土壌内の水分の鉛直方向への移動が全くない状態でもある。青線が赤線に近づく場合、図中の青く塗られている部分が減少していく。この水分量が減少していく部分を SW[L] と定義し、この SW の時間変化や SW と土壌内への浸透可能な量の関係を検証した。

図 5-2 飽和透水係数ごとの SW の時間変化であり、図 5-3 横軸を無次元化した図である。SW は飽和透水係数を変化させた場合でも、飽和透水係数を使い無次元化することで同様の変化をすることがわかる。

次に、表層の含水率(今回は表面から 5cm までの層)、SW、SMD の 3 つの指標が、降雨の浸透可能な量への影響を検討した。その結果が図 5-4 から図 5-7 ある。ここではケースごとに土壌内の水分分布を変え、一定時間経過後に降雨を与え、土壌に浸透した量を Flux[mm/hr] として、3 つの指標との関係を見ている。図 5-4 らは、地表面から 5cm までの深さにある水分が多いと浸透可能な量が少なくなっている。逆に水分が少ない場合では飽和透水係数を超える浸透フラックスも存在している。SW と Flux の関係からは、表面の含水率ほどではないが SW の減少に対応して浸透フラックス大きくなっている。SMD とフラックスの関係では、SMD の大きさに対応して Flux が大きくなっている。Flux の時間変化では 1000[hr] を超えるあたりから、浸透可能な量は一定な値に収束していることがわかる。収束する値の大きさは初期値によって決まる SMD の大きさが大きく乾燥している面積が大きい場合の方が土壌内に浸透可能な量の大きさも大きくなる傾向がある。また、ケースごとに浸透可能な量の大きさに違いはあるが、フラックスの時間変化による挙動は、どのケースにおいても同様の変化をしていることがわかる。表面の含水率や SW の大きさ、SMD の大きさ、この 3 つが浸透可能な量に強く影響していることから、このいずれかによって浸透可能な量を決定することができると考えられる。

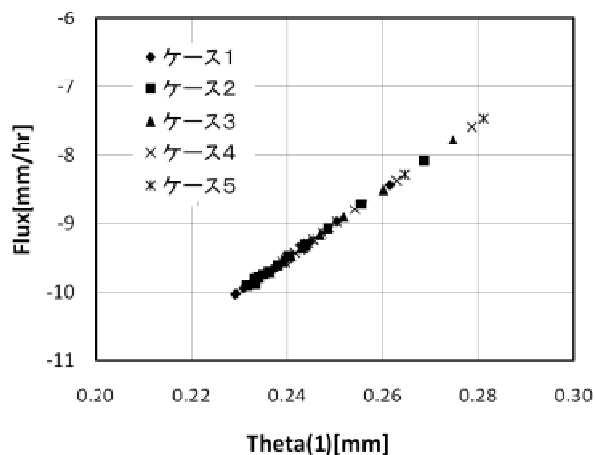


図 5-4 含水率と浸透フラックスの関係

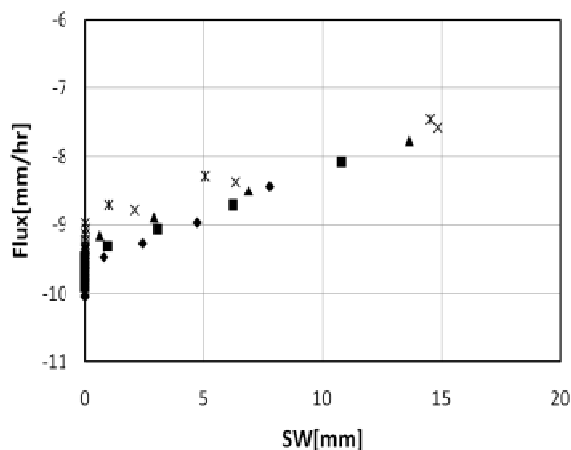


図 5-5 SW と表面フラックスの関係

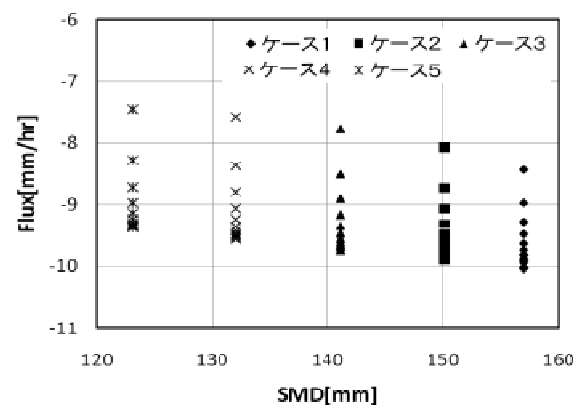


図 5-6 SMD と表面フラックスの関係

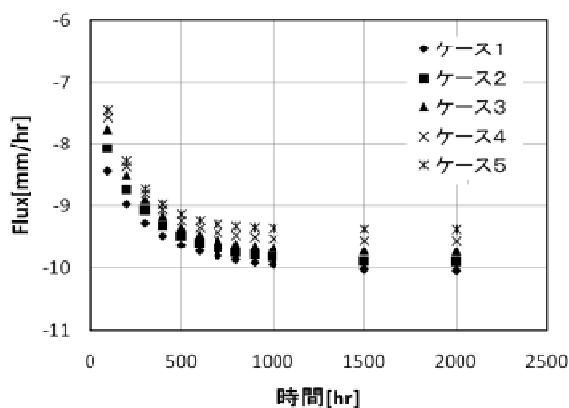


図 5-7 表面フラックスの時間変化

6. まとめ

本研究では、リチャーズ式を解くことにより不飽和土壌中における鉛直方向の水分移動の計算をおこなえる土壌浸透モデルを構築した。この浸透モデルは水分移動解析ソフトウェアであるHYDRUS-1D (Simunek et al., 2005) を用いた計算結果との比較を行うことで、正確な水分移動計算が行えることを確認している。

開発した土壌浸透モデルを用いて浸透過程の検証を行い、流出解析モデルに導入するためにはどのような簡略化が必要か検証を行った。それらの結果から以下のようなことがいえる。

- 土壌表面付近の水分量の移動速度は、土壌のパラメータである飽和透水係数が大きく影響することがわかった。また、飽和透水係数の値を用いて無次元化した式を用いることで、飽和透水係数の大きさにかかわらず一定の変化になることがわかった。無次元化を行うことで、飽和透水係数の影響を考慮せずに計算を行えることが確認できると考えられる。
- 降雨が土壌内に浸透可能な量は、表面の含水率の大きさや表面付近の水分量の多さを表わすSWの大きさ、土壌がどの程度乾燥しているかを表わすSMDの大きさによって決定されることがわかった。これらの値を求めることによって、降雨がどの程度表面流出となるのかや土壌内に浸透することが可能な量ほどの程度であるかを決定することができる。

地表面付近の水分量やSW、SMDを考慮することで、降雨の土壌内への浸透可能な量を表現することが可能であり、土壌内へ浸透可能な量を求めることで、土壌表面における流出過程の計算を短時間で行うことができる。

参考文献

- (1) Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-522.
- (2) van Genuchten, M. Th. 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- (3) Simunek, J., M. Th. van Genuchten, and M. Sejna, 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 1, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA, 270 pp., 2005.
- (4) Hirotsuka Saito, Jiri Simunek, and Binayak P. Mohanty (2006) : Numerical Analysis of Coupled Water, Vapor, and Heat Transport in the Vadose Zone, Published in *Vadose Zone Journal* 5, p. 784 - 80
- (5) 白木克繁 (2007) : 粗い空間刻みでの浸透数値計算におけるグリッド境界透水係数計算法相違の影響、*水文・水資源学会誌*、Vol.20、pp.85-92
- (6) 斎藤隆広・坂井勝・Jiri Simunek・取出伸夫 (2006) : 不飽和土中の水分移動における境界条件、土壌の物理性、No. 104, p. 63 - 73
- (7) ウィリアム・ジュリー+ロバート・ホートン = 著、取出伸夫 = 監修、井上光弘+長裕幸+西村拓+諸泉利嗣+渡辺晋生 = 訳 : 土壌物理学 土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用、築地書館、2006