

京都大学工学部 学生員 ○今井 伸太郎
 京都大学大学院工学研究科 正員 萬 和明
 京都大学大学院工学研究科 正員 立川 康人

1 はじめに 蒸発散は、水循環において重要な要素だが、長期間の流出浸透計算の中で蒸発散を物理的かつ流域を統合的に考慮した計算が行われた例は、今まで少なかった。本研究では、飽和・不飽和流の物理的挙動を説明できるリチャーズ式を蒸発散を考慮した形で定式化し、蒸発散を考慮した鉛直1次元の飽和・不飽和流モデルを構築した。それを、滋賀県甲賀市信楽流域試験地へと適用し、実在の地形における飽和・不飽和流れに対する蒸発散の効果について考察を行った。

2 モデルの構築

2.1 蒸発散を考慮したリチャーズ式の離散化 リチャーズ式の離散化を行う。微小空間に関して連続式を用いると

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} dxdydz = qdxdy - (q + \frac{\partial q}{\partial z} dz)dxdy - Edxdy \quad (1)$$

となる。ここで、 θ :体積含水率、 q :上向きを正とした単位面積当たりの流量、 E :上向きを正とした単位面積あたりの蒸発散量である。(1)式に対して、有限体積法、後退オイラー法、修正Picard法を用いて離散化を行うと、

$$\begin{aligned} & C_i^{n+1,m} \frac{\delta_i^m}{\Delta t} + \frac{\theta_i^{n+1,m} - \theta_i^n}{\Delta t} \\ &= \frac{1}{\Delta z^2} K_{i+1/2}^{n+1,m} (\delta_{i+1}^m + \psi_{i+1}^{n+1,m} - \delta_i^m - \psi_i^{n+1,m}) \\ &- \frac{1}{\Delta z^2} K_{i-1/2}^{n+1,m} (\delta_i^m + \psi_i^{n+1,m} - \delta_{i-1}^m - \psi_{i-1}^{n+1,m}) \\ &+ \frac{1}{\Delta z} (K_{i+1/2}^{n+1,m} - K_{i-1/2}^{n+1,m}) - \frac{1}{\Delta z} E_i^{n+1,m} \end{aligned} \quad (2)$$

となる。なお、ここで C :比水分容量、 ψ :圧力水頭、 K :透水係数、 δ :繰り返し計算実施前後の圧力水頭の差、 Δz :格子幅である。なお、実施前後の、地点 i 、時刻 $n+1$ での反復 m 回目での圧力水頭を $\psi_i^{n+1,m}$ のように書いている。また、式中の θ 、 K 、 C に関しては、谷¹⁾の考案した式を用いて推定した。

2.2 蒸発散の推定式 蒸発および蒸散の推定に関しては、陸面過程モデル SiB²⁾ で用いられている式を用いた。蒸発を E_{soil} として、

$$E_{\text{soil}} = \frac{1}{\lambda} \frac{1}{r_{\text{soil}}} \frac{\rho C_p}{\gamma} (f_n e_*(T_g) - e_a) \quad (3)$$

とした。また、蒸散を E_{dc} として

$$E_{\text{dc}} = \frac{1}{\lambda} \frac{1}{r_c + 2r_b} \frac{\rho C_p}{\gamma} (e_*(T_c) - e_a) \quad (4)$$

とした。なお、実際の計算においては、蒸発は最上層のみから発生するとし、蒸散は、各層から推定値 $E_{\text{dc},1}$ 、 $E_{\text{dc},2} \cdots E_{\text{dc},N}$ が得られるのでその合計を層の数 N で除した値を与えた。すなわち、(2)式において

$$E_i^{n+1,m} = E_{\text{soil}}^{n+1,m} + \frac{1}{N} E_{\text{dc},i}^{n+1,m} \quad (5)$$

とした。

3 蒸発散を考慮した飽和・不飽和流モデルの適用

3.1 対象地域および観測データ モデルの対象地域は、滋賀県甲賀市信楽町とし、現地の観測塔で観測された気象データを計算に用いた。対象期間は、2012年4月～2013年10月とした。計算の際には、降雨量、気温、地表面温度、湿度、日射量を用いた。なお、体積含水率も観測されており観測深さは-10 cm、-30 cm、-50 cm、-80 cm である。なお、地表面温度に関しては、気温との差が大きく、観測が正しく行えていないと考えられたため補正を行った。

3.2 モデルの計算条件および計算時のパラメータ

本研究では、最下端格子の底面を基準点とし、10個の格子を設定をした。上端の格子の上面は地表面である。格子幅は20 cmとし、計算の結果得られた圧力水頭から算出した体積含水率を、実際に観測された体積含水率と比較する。また、土壌の組成については、砂層、ローム層、粘土層の3つのパターンを考慮し、それぞれ計算を行った。また、最下層の境界条件は、透水条件で計算を行った。

3.3 実行結果 本研究の計算結果のうち蒸発散を考慮した場合と考慮しない場合、すなわち(2)式において、 $E_i^{n+1,m} = 0$ とした場合のローム層の最上層の計算結果の10日平均の比較を図1に示し、その2012年8月から11月の1日平均を図2に示す。また、観測された降雨量を図3に示す。蒸発散を考慮した場合には含水率は全体として小さくなり、降雨時にも体積含水

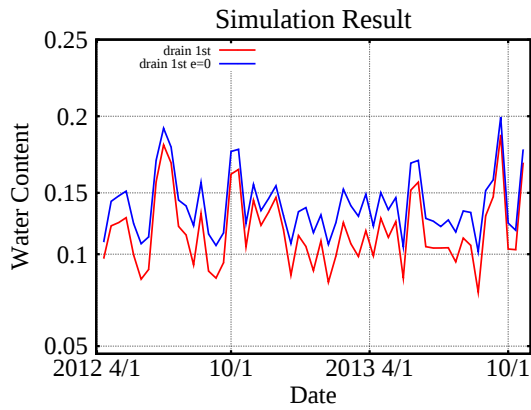


図1 蒸発散を考慮した場合(赤線)と蒸発散を考慮しない場合(青線)のローム層最上層での含水率の計算結果(10日平均)。

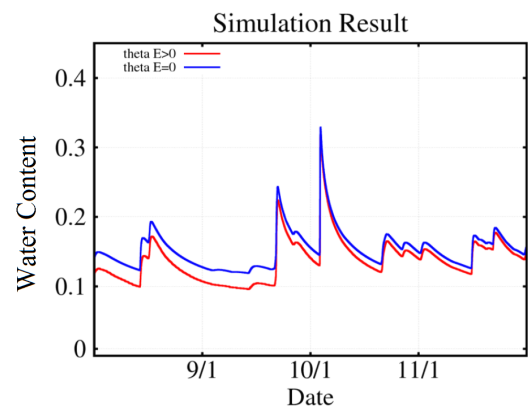


図2 蒸発散を考慮した場合(赤線)と蒸発散を考慮しない場合(青線)のローム層最上層での含水率の計算結果(1日平均)。

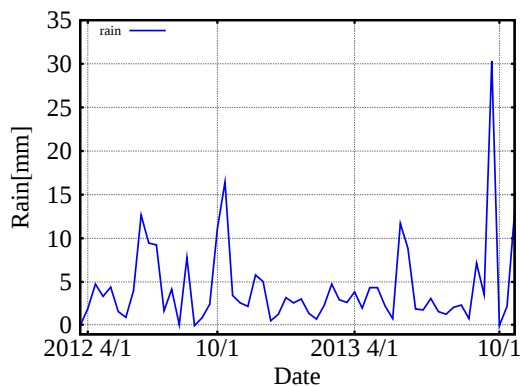


図3 観測された降雨量の10日平均。

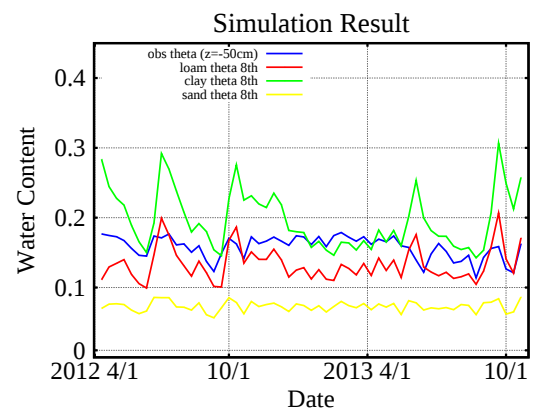


図4 計算結果と観測値の比較。緑線が粘土層、赤線がローム層、黄色線が砂層、青線が観測値である。

率の上昇が抑えられていることがわかる。

また、-50cm地点での観測値との比較を図4に示す。ローム層の実行結果が最も観測値と近くなったが、乖離が大きい時期も見られる結果となった。これは、ローム層の場合のパラメータが、信楽流域試験地の土壌特性を正確に表現しているわけではないためと考えられる。今後、土壌サンプリングを実施して適切なパラメータを得る必要がある。なお、水収支についても計算を行ったが、これに関しては全期間で合計値が0となることが確認できた。

4 まとめ 本研究では、蒸発散を考慮した飽和・不飽和流モデルを作成し、信楽流域試験地に適用し、土壌中の飽和・不飽和流の流れをシミュレーションした。

蒸発散に関しては、ローム層を想定した場合、蒸発散を考慮した場合には含水率が小さくなった。また、降雨の際の体積含水率の上昇が抑えられた。観測値と

の比較に関しては、ローム層がもっとも近い値となったが、乖離が大きい時期も見られパラメータ等の調整が必要である。

今後の課題としては、飽和・不飽和流モデルへの統合を行い、地中の斜め流水や、斜面状の地形へのモデルの適応が挙げられる。また、信楽流域試験地では、集水域からの流量なども観測がされており、実際の蒸発散について計算を行い、本研究の結果と比較することや、実際に土壌のサンプリングを行い、飽和含水率等のパラメータを同定することが必要である。

参考文献

- 1) 谷 誠：一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性，日林誌，64(11)，pp.409-418，1982.
- 2) Sellers, P.J., Mintz Y., Sud Y.C. and Dalcher A.: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *Journal of the Atmosphere Science*, Vol.43, No.6, pp.505-531, 1986.