

# 竜ノ口山森林理水試験地における土壌水分動態のモデルによる推定

長岡技術科学大学 学生会員 ○ 小椋崇弘  
長岡技術科学大学 正会員 陸 旻旻  
東京電力ホールディングス株式会社 正会員 岡 滋晃  
東京電力ホールディングス株式会社 正会員 鬼束俊一  
東京電力ホールディングス株式会社 正会員 河村直明

## 1. はじめに

土壌水分は、気候システムを理解する上で重要な因子であることが知られており、気候変動への対策が世界的に喫緊の課題となっている昨今、水循環の面から土壌水分動態を理解することの重要性はますます高まっている<sup>1)</sup>。特に我が国は、国土面積の約7割が森林であるため、水文過程は必然的に森林を媒介して生じ、土壌水分動態に対しても森林の影響は無視できない可能性が高い。本研究では、実流域に土壌水分動態を推定するモデルを適用し、対象流域において、森林流域への降雨の多寡が土壌水分動態に与える影響について検討することを目的とする。

## 2. 対象流域・対象期間・気象データ<sup>2)3)4)</sup>

本研究では、森林総合研究所竜ノ口山森林理水試験地を対象とした。この試験地は、岡山県岡山市に所在し、東経133度58分、北緯34度42分に位置する標高256.8mの丘陵地で、南谷と北谷の二つの小流域からなり、それぞれ流域面積は22.611haと17.274haである。また、平均的な年降水量は約1200mmで、積雪はほとんどない。本流域では、降水量と流出高の観測を1937年に開始して以来、今日まで途切れることなく観測が行われている。また、流域内部の森林の状態や、そこに生じた様々な攪乱の内容と規模についても詳細に記録されている。近年生じた攪乱につ

いて抜粋すると、いずれも南谷で、1998年と2001年にヒノキ間伐が実施され、2004年に台風21号の影響で主流路沿いの約1.8haの範囲で風倒害が発生したのち、被害木が搬出され、2006年に同地0.48haで植林が行われた。2007年時点での流域の植生は、1980年頃のマツクイムシ被害以降に成立したコナラ優勢な二次林が広く分布し、一部がヒノキを主とする人工林である。図-1に本流域周辺の地形図を示す。

本研究では、本流域と同じ岡山市内に所在する岡山地方気象台のAMeDAS観測データ(日降水量、日平均気温、日合計日照時間)を用いた。解析対象期間は、直近30年間の降水量観測記録において、特筆して多雨年であった1993年(年間1646.5mm)と、特筆して寡雨年であった2007年(年間773.0mm)の前後1年間を含めた3年間とした。

## 3. モデルの概要

本研究では、小椋・陸の蒸散量推定モデル<sup>5)</sup>を用いた。本モデルは、土壌・植生・大気連続体モデルであり、土壌水分動態と植生による蒸散を一体的に解析することができる。モデル構成は、土壌水分状態サブモデル、水分供給量サブモデル、ならびに、水分要求量サブモデルの3要素からなる。図-2にモデルの概念図を示す。まず、土壌水分状態サブモデルには、式(1)の土壌水分欠損量SMD[mm]<sup>5)6)</sup>を用いる。

$$SMD = \int_{z_g}^0 (\theta_s - \theta) dz \quad (1)$$

ここで $z$ [mm]は上向きを正とする鉛直方向の座標、 $z_g$ [mm]は地表面を原点とする $z$ 上での地下水水面位置の座標、 $\theta_s[-]$ は飽和体積含水率、 $\theta[-]$ は体積含水率である。式(2)のBrooks-Coreyの式<sup>5)</sup>を用いて、式(1)の $\theta$ を毛管ポテンシャル $\psi$ [mm]と関連付ける。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} (\psi_b / \psi)^\lambda & (\psi < \psi_b) \\ 1 & (\psi \geq \psi_b) \end{cases} \quad (2)$$

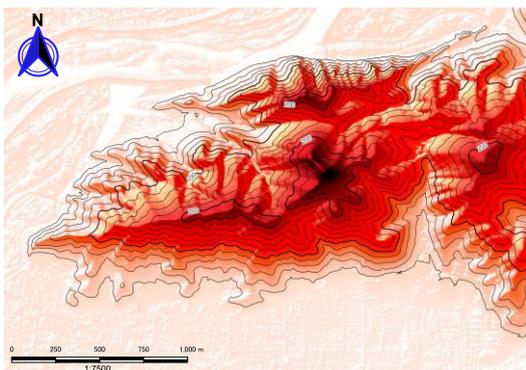


図-1 竜ノ口山周辺の地形図

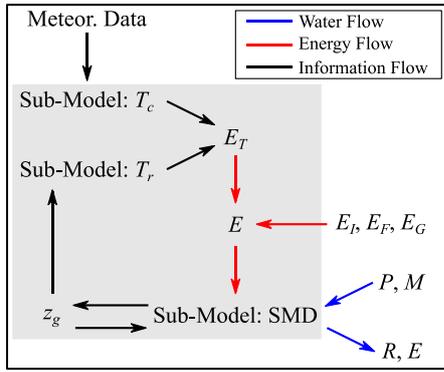


図-2 モデルの概念図

ここで  $S_e[-]$  は有効飽和度,  $\theta_r[-]$  は残留体積含水率,  $\psi_b[\text{mm}]$  は空気侵入値,  $\lambda[-]$  は土壌の種類によって定まるパラメータである. 式(1)において, 地表面から  $z_g$  までの領域が静水圧平衡状態 ( $\psi + z = z_g$ ) であるときを考え, その状態に至るまでのダイナミクスを無視すると, 式(1)と式(2)から式(3)が得られる.

$$\text{SMD} = \begin{cases} C_s \left[ 1 + \frac{1}{1-\lambda} \{ \zeta^{1-\lambda} - 1 \} - \zeta \right] (z_g < \psi_b) \\ 0 & (z_g \geq \psi_b) \end{cases} \quad (3)$$

ここで  $C_s = \psi_b(\theta_s - \theta_r)$ . また,  $\zeta = z_g/\psi_b$  である. SMDは  $z_g$  のみを変数とする関数であり, 図-3 における土層厚さ  $D[\text{mm}]$  や不透水層表面からの距離  $h[\text{mm}]$  によらず定義できる. SMDの時間微分は, すなわち土層への水の出入りであるから, 式(4)となる. また, 流出高  $R[\text{mm}]$  は, 超蓄流出として式(5)となる.

$$\frac{d}{dt} \text{SMD} = -P - M + R + E \quad (4)$$

$$R = \max(P - \text{SMD}, 0) \quad (5)$$

ここで  $P[\text{mm}]$  は降水量,  $M[\text{mm}]$  は融雪量,  $E[\text{mm}]$  は蒸発散量である. SMDを介した水収支によって変動した後の  $z_g$  を式(3)から求めることはできないが, 代わりに, 式(1)において  $z_g$  を  $dz_g$  だけ変化させた量と式(1)

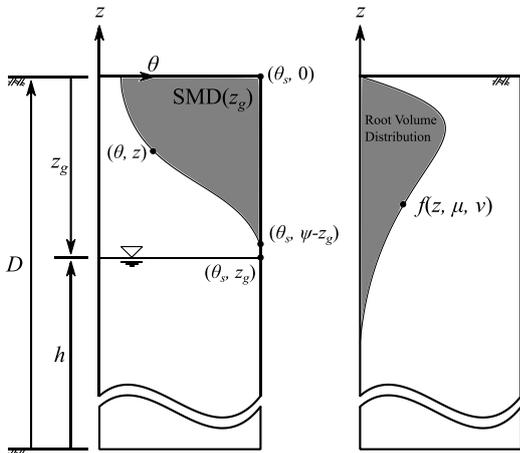


図-3 SMDと  $f(z)$  の概念図

との差分を用いることで, 式(6)が得られる.

$$\frac{d}{dt} z_g = \frac{P + M - R - E}{\theta_s - \theta_0} \quad (6)$$

式(6)を解析的に解くことは困難であるので, 本研究では式(7)のように差分化して数値的に解いている. ここで  $\theta_0[-]$  は地表面における  $\theta$  であり, 静水圧平衡状態を仮定することで式(2)から求められる.

$$z_g^{t+1} = \begin{cases} z_g^t + \frac{P + M - R - E}{\theta_s - \theta_0} \Delta t & (z_g^t < \psi_b) \\ \psi_b & (z_g^t \geq \psi_b) \end{cases} \quad (7)$$

ここで,  $\Delta t[\text{day}]$  は計算の時間刻み幅である. 式(4)における  $E$  は, 式(8)のように考えられる.

$$E = \begin{cases} \frac{A_f}{A_w} (L_e E_T + E_F) + \left( 1 - \frac{A_f}{A_w} \right) E_G & (P = 0) \\ \frac{A_f}{A_w} E_I & (P > 0) \end{cases} \quad (8)$$

ここで  $A_f[\text{m}^2]$  は流域内部の森林面積,  $A_w[\text{m}^2]$  は流域面積,  $L_e[-]$  は葉面積の影響を考慮した係数(本研究では便宜的に  $L_e$  が葉面積指数LAI[-]に等しいとしている),  $E_T[\text{mm}]$  は蒸散量,  $E_F[\text{mm}]$  は林床面蒸発量,  $E_G[\text{mm}]$  は流域の非森林領域からの蒸発量,  $E_I[\text{mm}]$  は遮断蒸発量である. 本研究では, 流域全体が森林に覆われているとみなし  $E_G$  を考慮していない. また,  $E_F$  は玉井・服部<sup>7)</sup>を参考に蒸発能力  $E_p[\text{mm}]$  の 0.18 倍とした. 本研究では  $E_p$  の計算に Makink の式<sup>8)</sup>を用いた.  $E_I$  は一般的な値として, 一律に  $P$  の 0.30 倍とした. 水分供給量サブモデル  $T_r[\text{mm}]$  は, Herkelrath *et al.* や神田・日野のモデル<sup>9)10)</sup>を発展的に継承したものを用いる<sup>5)</sup>. これを式(9)に示す.

$$T_r = \xi L_0 \int_{-\infty}^0 S_e^{\frac{3}{4}}(z_g - z - \psi_r) f(z) dz \quad (9)$$

ここで,  $\xi[\text{mm/day}]$  は, 根系外部から根系内部への水分の透過係数,  $L_0[\text{mm}^2]$  は根系の体積分布を単位体積土壤に含まれる根の長さに変換する係数,  $\psi_r[\text{mm}]$  は根系内部の水ポテンシャル,  $f(z)$  は  $z$  において根系の体積割合の分布を与える関数である. 本研究では,  $f(z)$  を式(10)のガンマ分布で与える.

$$f(z) = \frac{1}{\mu \Gamma(\nu)} \left( -\frac{z}{\mu} \right)^{\nu-1} \exp\left(\frac{z}{\mu}\right) \quad (10)$$

ここで,  $\Gamma$  はガンマ関数,  $\mu$  はガンマ分布の尺度パラメータ,  $\nu$  はガンマ分布の形状パラメータである. 本研究では,  $\xi$  と  $L_0$  の積について, これをモデルのスケ

ーリングパラメータとみなし、それぞれの物理的な意味は無視している。水分要求量サブモデル $T_c$ [mm]は、林冠における蒸散能力を意味するが、これは水分供給が理想的に行われている状態において蒸発能力に一致すると考え、 $T_c = E_p$ とする。水分供給と水分要求を司るサブモデルは、式(11)のように統合される。

$$E_T = \min(T_r, T_c) \quad (11)$$

これは、両者の需要と供給との関係を考慮したもので、蒸散はどちらか少ない方に律速される。

#### 4. 解析方法

米国 MathWorks 社製の数値解析ソフトウェアである MATLAB (R2020b)を用いてモデルを実装し、表-1に示すパラメータを与えて計算を行った。式(9)の数値積分には大域適応求積法を用いた。本研究では、北谷と南谷を区別せず単一流域として扱っている。土壌の水分特性値は、農研機構による日本土壌インベントリーのデータと、これをもとに一般化簡約勾配法で式(2)へのカーブフィッティングを行って推定したものをを用いた。LAIは、国土地理院による2012年の正規化植生指数 (NDVI) の衛星プロダクトを流域内で平均し、これに石井らの式<sup>11)</sup>を適用して月ごとのものを求めた。Makkinkの式は永井の方法<sup>8)</sup>を参考に計算した。LAI以外の植生パラメータは、年降水量が平年並みであった1991年のデータを用いて試行錯誤的に決定した。本研究で設定した $f(z)$ を図-4に示す。さらに、 $z_g$ の初期値を設定する際の参考として、水文水質データベースから国土交通省岡山河川事務所の観測井(北緯34度40分39秒、東経133度57分23秒)の地下水位観測データを参照した。モデル適用の対象とした3年間のうち、最初の1年間は助走計算に用い、残りの2年間について考察を行った。

表-1 パラメータ設定

土壌		植生	
$\theta_s$	0.5365	$\mu$	12.0
$\theta_r$	0.0001	$\nu$	4.0
$\psi_b$	-1.7676951	$\xi L_0$	0.2
$\lambda$	0.1916344	$\psi_r$	-100

#### 5. 結果と考察

土壌水分動態の指標として、SMDの計算結果を図-5に示す。また、推定した $z_g$ と $E_T$ を図-6、図-7に示

す。加えて、 $z_g$ の変化に対する無次元化した $T_r$ (以下、 $T_r^*$ )と地表面の $S_e$ (以下、 $S_0$ )の変化を図-8に示す。図-5では、夏季に明らかな差が認められる。夏季は蒸発能力が大きいため、SMDは全層飽和から数日で回復する。このため、寡雨年では超蓄流出の生じる余地がほとんどなく、涵養された土壌水分の大部分が蒸発散によって失われると考えられる。これを踏まえて図-6と図-7を比較すると、夏季における蒸散量の波形は概ね同様だが、寡雨年で $z_g$ の低い状態が長期間継続していることがわかる。また、図-8からは $S_0$ が低下する傾向と比べて、 $T_r^*$ の低下する傾向が特に $z_g$ が表層付近に存在するとき緩やかであることがわかる。これは図-4と対応しており、地表面からの蒸発段階が遷移する位置よりも深くに存在する土壌水分を植生が吸い上げて大気中に放出することで、特に寡雨年において流域で水資源が減少することを本モデルによって再現することができたと考えられる。計算結果の水収支を調べると、1993年~1994年で+133 mm、2007年~2008年で+55 mmであった。複数の水文過程を取り込んだモデルにおいて、水収支が閉じることは結果の尤もらしさを示すために重要であるが、本研究の計算結果はこれを満足していない。この理由として、 $E_I$ と $E_F$ を一般的な値で仮定したこと、 $E_C$ を考慮していないこと、水平方向の土壌水分移動を考慮していないこと等が考えられる。また、蒸発散による潜熱の移動を含むエネルギー収支についての検討が不十分であることも考えられる。

#### 6. おわりに

本研究では、森林流域への降雨の多寡が土壌水分動態に与える影響について検討することを目的として、モデルを用いた土壌水分動態推定を試みた。その結果、多雨年と寡雨年における不飽和帯での土壌水

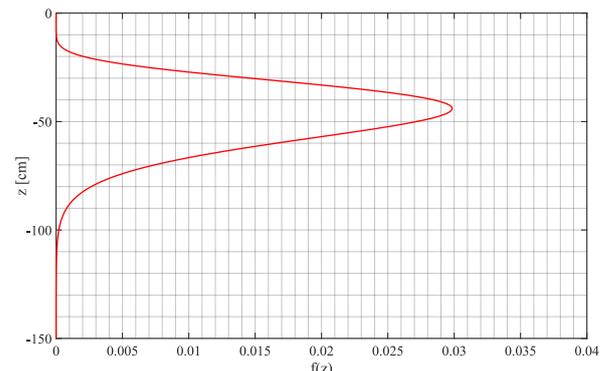


図-4 本研究で設定した $f(z)$

分動態が定量的に示された。しかし、水収支が閉じておらず、エネルギー収支についても検討が不十分であるなど、モデルの持つ課題も明らかになった。今後は、水収支とエネルギー収支に着目してモデルを改良するとともに、水平方向の土壤水分移動をモデルに反映することを検討していく予定である。

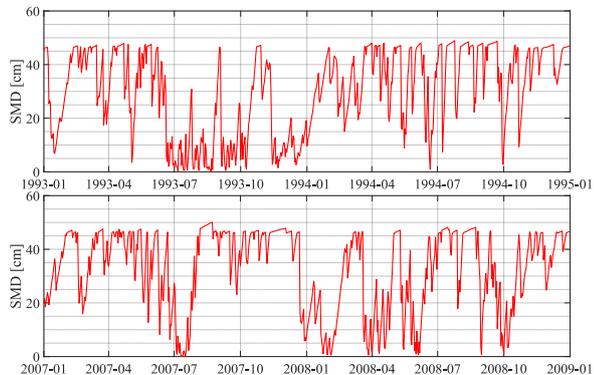


図-5 1993年～1994年と2007年～2008年のSMD

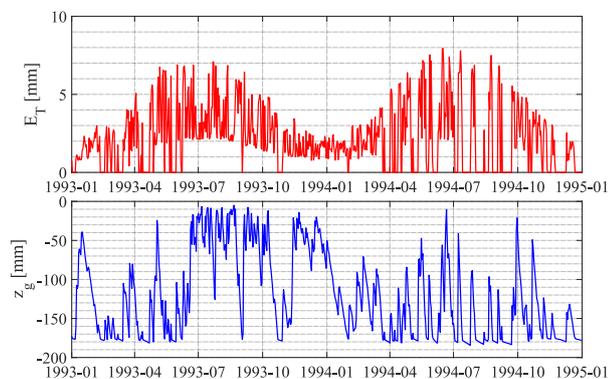


図-6 1993年～1994年の $z_g$ と $E_T$

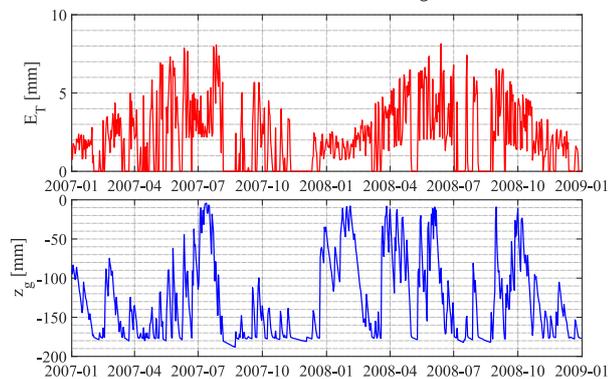


図-7 2007年～2008年の $z_g$ と $E_T$

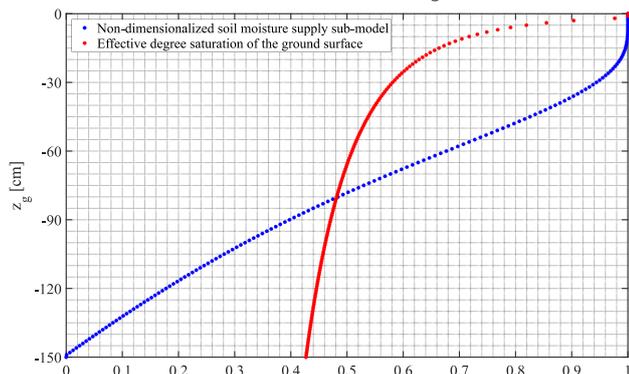


図-8  $z_g$ の変化に伴う $T_r^*$ と $S_0$ の変化の比較

謝辞：森林理水試験地の資料等は、国立研究開発法人森林研究・整備機構森林総合研究所から提供を受けたものです。ここに記して感謝申し上げます。

## 参考文献

- 1) 鼎信次郎, 沖 大幹, 虫明功臣: 気候システムにおける土壤水分, 水文・水資源学会誌, Vol.11, No.5, pp.508-514, 1998.
- 2) 後藤義明, 玉井幸治, 小南裕志, 深山貴文: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告 (1981年1月～2000年12月), 森林総合研究所研究報告, Vol.4, No.1 (No.394), pp.83-133, 2005.
- 3) 玉井幸治, 後藤義明, 小南裕志, 深山貴文, 細田育広: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告 (2001年1月～2005年12月), 森林総合研究所研究報告, Vol.7, No.3 (No.408), pp.125-138, 2008.
- 4) 細田育広, 小南裕志, 深山貴文, 岡野通明, 後藤義明: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告 (2006年1月～2010年12月), 森林総合研究所研究報告, Vol.18, No.1 (No.449), pp.111-128, 2019.
- 5) 小椋崇弘: 土壤水分欠損量に基づく森林の蒸散量推定に関する研究. 長岡技術科学大学修士論文, 2021.
- 6) 金子真郷, 陸 旻皎: 土壤水分が流出に与える影響について, 土木学会関東支部新潟会調査研究発表会論文集, 2008.
- 7) 玉井幸治, 服部重昭: 落葉広葉樹林における林床面蒸発のモデル化と流域への適用, 日本森林学会誌, Vol.76, No.3, 233-241, 1994.
- 8) 永井明博: Makkink 式による計器蒸発量の推定と考察, 水文・水資源学会誌, Vol.6, No.3, pp.238-243, 1993.
- 9) Herkelrath, W. N., Miller, E. E., and Gardner, W. R.: Water Uptake by Plants: II. The Root Contact Model, Soil Science Society of America Journal, Vol.41, 1039-1043.
- 10) 神田 学, 日野幹雄: 大気-植生-土壤系モデル (NEO SPAM)による数値シミュレーション. 水文・水資源学会誌, Vol.3, No.3. pp.37-46, 1990.
- 11) 石井 孝, 梨本 真, 下垣 久: 衛星データによる葉面積指数LAIの推定, 水文・水資源学会誌, Vol.12, No.3, pp.210-220, 1999.