

単木周辺部の不飽和表層土壌層での降雨直後の 水分量と浸透量の時間変化と空間分布

TEMPORAL CHANGE AND SPATIAL DISTRIBUTION OF WATER CONTENT AND
INFILTRATION RATE OF SURFACE UNSATURATED SOIL SURROUNDING A SINGLE TREE

坂本康¹・山上善久²・芳賀弘和³・藤田昌史⁴

Yasushi SAKAMOTO, Yoshihisa SANJO, Hirokazu HAGA and Masafumi FUJITA

1 正会員 工博 山梨大学教授 大学院医学工学総合研究部 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

2 山梨大学大学院 医学工学総合教育部修士課程 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

3 博 (農) 山梨大学 日本学術振興会特別研究員 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

4 正会員 博 (工) 山梨大学助手 大学院医学工学総合研究部 (〒400-8511 山梨県甲府市武田 4-3-11)

It is important to know the characteristics of temporal change and spatial distribution of water content and infiltration rate of surface soil layer for remote sensing and unsaturated flow analysis. In this paper, we examined the water content change caused by rainfall and infiltration at 24 points (depth= 0-10cm) surrounding a single tree by reflectometers. Results showed that the water content, θ at the points near the stem had bigger average and smaller standard deviation than that at distant points. The relationship between θ and its differential calculus immediately after rainfall differed in different water content. At lower content, $d\theta/dt$ was proportional to $(\theta-\theta_r)^n$ suggesting gradient of hydraulic head is 1. At higher content, the absolute value of $d\theta/dt$ was bigger than that estimated by $d\theta/dt=k(\theta-\theta_r)^n$. At the highest content, $d\theta/dt$ suggested that the water was supplied from tree to surface soil after rainfall or that the gradient of hydraulic head is smaller than 1 because of high water content below 10 cm layer. The surface supply water estimated by using $d\theta/dt=k(\theta-\theta_r)^n$ corresponded with rainfall intensity but there is a time lag between them.

Key Words: surface unsaturated soil, water content, infiltration rate, temporal change and spatial distribution

1. はじめに

土壌中への水の不飽和浸透では, 植物の影響のある根圏での浸透とそれ以深の浸透とを分けて考えることが有効である. 前者では根等の影響による浸透の不均一性及び蒸発散が土壌水分量に与える影響が無視できない. 後者は水分分布・水頭勾配が比較的定常・均一で, 水分移動は移流-拡散として扱うことができる. このような考え方では, 根圏での浸透を不均一性も含めて検討することが特に重要である. しかし, この部分の観測は現場・実験室内ともに困難である. そこで本研究では, 根圏の上部にあり観測が容易な表層土壌に注目し, 現場観測により得られた体積含水率の変化から浸透量を推定し, 体積含水率と浸透量の空間分布, 時間変化を求めることと

した. 表層土壌水分量はリモートセンシングでの重要な観測対象と考えられている¹⁾が, もし表層土壌水分量から浸透量を推定できるなら, リモートセンシングにより得られる地表部分の土壌水分分布を水収支の解析に有効に利用できることになる. また, Richards 式による飽和-不飽和流のシミュレーションでは地表面境界を水頭既知($=0$)境界とするかフラックス既知($=$ 降雨強度)境界とするかが問題となるが, 表層土壌層の水分変化特性が把握できれば, より精度の高い計算が可能になると思われる. 一方, 現実の観測例でも, たとえば辻村²⁾は通常の降雨で森林斜面の体積含水率が変化するのは20cm程度のところで, 60cm 以深では水頭勾配は1に保たれる例を示しており, 何ら³⁾も10mmの降雨では10cm未満の体積含水率の変化しか起きないことを示すなど, 表層土壌の重要性を指摘している研究は多い.

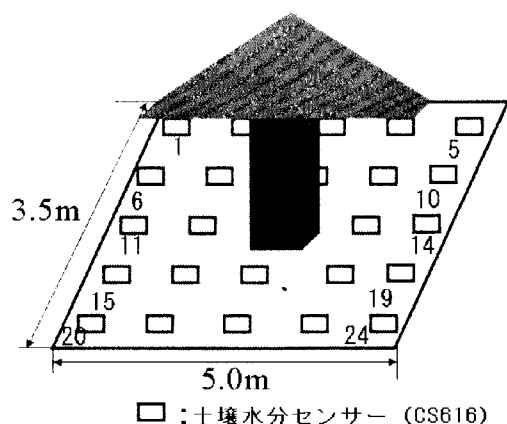


図-1 観測の概要

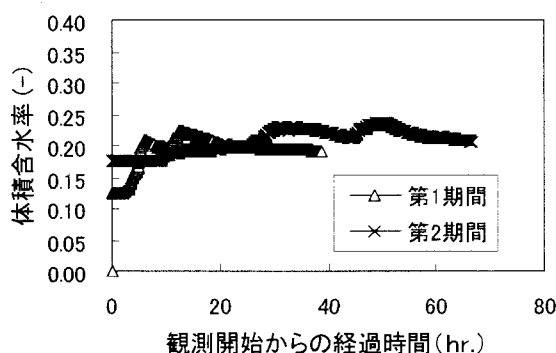


図-3 第1,2期間の体積含水率変化

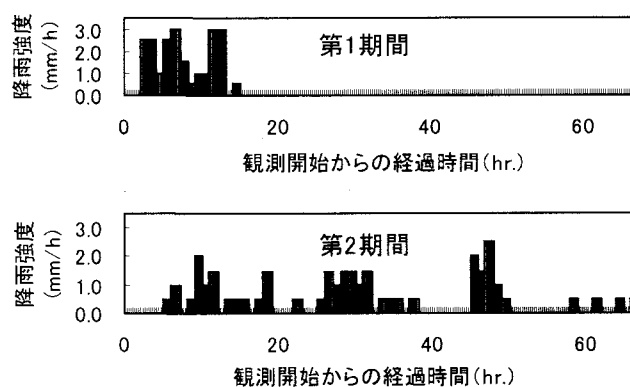


図-2 第1,2期間の降雨強度

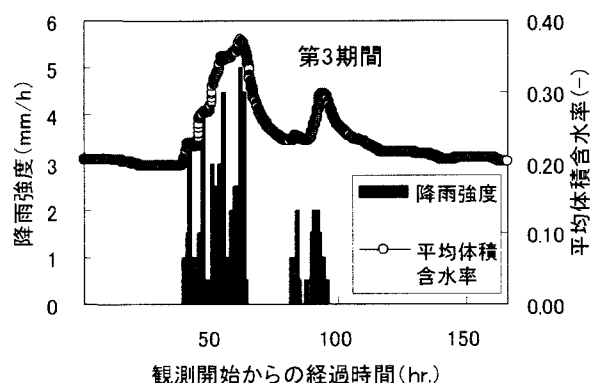


図-4 第3期間の降雨強度・体積含水率変化

2. 方法

(1) 観測場所・観測期間

本研究では、表層土壌水分量の分布に対する樹木の影響も想定して、単木を取り囲む形で体積含水率測定点を設定した。具体的には、山梨大学医学部構内の整地された場所に植えられたブナ科の常緑広葉樹（高さ約7m、樹冠の直径約4-5m）を中心とする5m×3.5mの長方形の範囲にある約1mの間隔の直交格子点、24点を観測点とした。長方形としたのは、方向により樹冠の幅が異なっていたためである。観測の模式図を図-1に示す。図には体積含水率測定点の番号も示してある。

観測は降雨直前から降雨直後の期間とし、2003年の11月5日17時20分～7日8時15分（1回の降雨で総降雨量 $R=22.0\text{mm}$ 、体積含水率 $\theta=0.12\text{--}0.23$ ）、11月9日13時30分～12日8時10分（2回の降雨で $R=30.5\text{mm}$ 、 $\theta=0.18\text{--}0.24$ ）、11月27日18時00分～12月4日16時10分（2回の降雨で $R=62.0\text{mm}$ 、 $\theta=0.14\text{--}0.40$ ）の3期間で行った。ただし、第1,2期間は体積含水率の変化が少なく、かつ体積含水率の減少率は第3の期間の1/30以下であったので、第3期間の47.5mm（最大降雨強度5.0mm/h）と14.5mm（最大降雨強度2.0mm/h）の2つの降雨後17時間までのデータを主な解析対象とした。なお、降雨量のデ

ータは約5km離れたアメダス甲府のデータを用いた。

(2) 測定方法

体積含水率の測定には土壌水分センサー（CS616, Campbell Scientific, Inc.）とデータロガー（CR10X）を用いた。センサー部分は30cmあり、これを約10cmの深さまで傾けて挿入した。観測結果は電気信号の平均伝達時間として5分間隔で出力され、温度補正を行った後、キャリブレーションカーブにより体積含水率に変換する。キャリブレーションカーブは、観測点のうち観測期間中にもっとも大きな体積含水率を示した部分の土壌サンプルを採取し、飽和体積含水率、飽和時の土壌水分センサー出力値を測定して決定した。この資料の飽和体積含水率は0.43であった。

(3) 体積含水率変化率の算出

本研究では、体積含水率とその変化率の関係を明らかにするために、一定期間の体積含水率を時間の二次関数で近似し、この二次関数の微分値を変化率とした。近似に用いた一定期間は20分間と1時間とし、変化率を算出する時刻の前後で前者は5分間隔のデータ5個、後者は13個を用い、最小二乗法で二次関数の係数を決定し、微分値を算出した。なお、二次関数で近似して微分値を算出する方法の精度については、微分値を積分した値と実

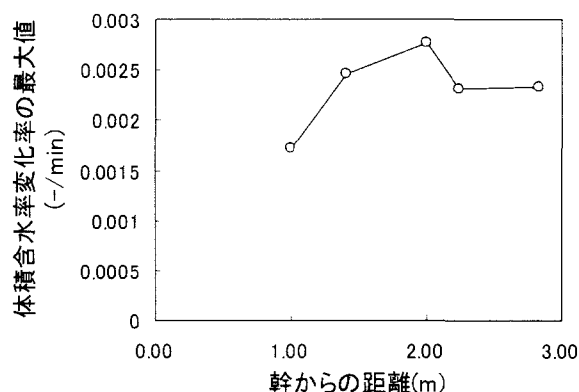


図-5 降雨による体積含水率の増加

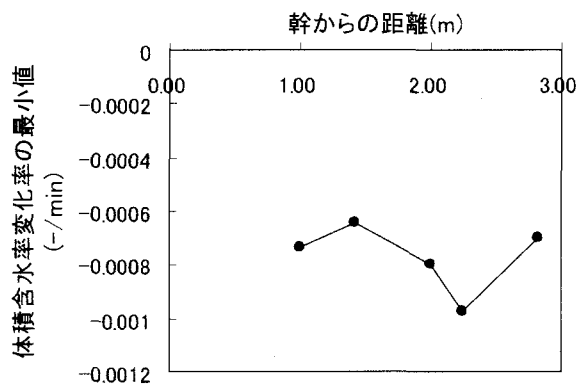


図-6 浸透による体積含水率の減少

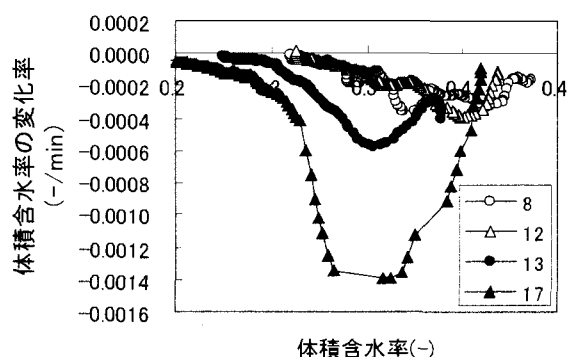


図-7 体積含水率とその変化率の関係
(凡例の番号は図-1 での位置)

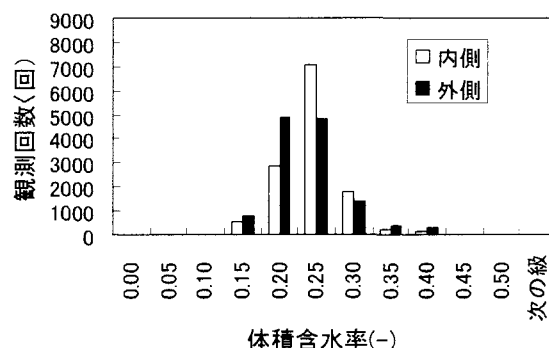


図-8 体積含水率の頻度分布 (無降雨期間)

測の体積含水率の変化を比較することで十分な精度であることを確認した。

3. 結果と考察

(1) 平均体積含水率の時間変化

図-2 に第 1, 2 期間の降雨強度, 図-3 に第 1, 2 期間の平均体積含水率, 図-4 に第 3 期間の降雨強度・平均体積含水率の時間変化を示す。図のように第 1, 2 期間は降雨前に乾燥した状態であったため平均体積含水率の変化が小さいと考えられる。以下では, 変化の大きな第 3 期間について主に検討する。

(2) 体積含水率の分布

樹木の影響を評価するために, 幹からの距離と体積含水率の変化率との関係を図-5, 6 に示す。変化率の最大値は降雨による増加の最大値, 最小値は浸透による減少の最大値に相当する。図-5 のように最大値では幹から 1m の値が小さい傾向は見られるが, 他にはそれほど差はない。これは樹冠の鉛直長さの大きい幹近くの地上到達水量が少なくなることが原因と考えられる。図-6 のように最小値では 2.24m で値の絶対値が幾分大きいようにも見

えるが, 有意な差かどうかは分からない。

図-7 に第 3 期間の第 2 降雨のときの体積含水率とその変化率の関係の例を示す。図のように, 地点ごとに, 体積含水率変化の大きさは異なっていた。センサー間に感度の差がないとしたとき, 測定値のばらつきの原因としては, 実際に体積含水率がばらついている場合と土壌特性のばらつきが反映している場合が考えられる。後者なら, 測定点ごとにキャリブレーションが必要となる。本研究では観測期間の最小体積含水率との差で比べてもばらつきが大きいこと, 変化の波形が異なることから, 前者の影響の方が大きいと仮定した。ただし, 後者の可能性も無視できないことから, 個々の値ではなく統計的な特性を検討することとした。

内側 (0.88 または 1.25m はなれた点), 外側 (1.75m または 2.5m はなれた点) のそれぞれ 8 点について, 全データの分布を比較した。具体的には, 無降雨時の全データ, それぞれ 12, 592 個のデータで体積含水率のヒストグラムを作成した。結果を図-8 に示す。図のように平均値は内側で大きく, ばらつきは外側で大きかった。また, 降雨期間も含めるとさらに外側の方がばらつきが大きくなった。内側の平均値と標準偏差はそれぞれ 0.22, 0.04 であり, 外側では 0.21, 0.05 であった。母平均の差の検定 (ウェルチの検定の理論) では, 差が無いという仮説は棄却され (1%未満), 内側と外側では内側の方が体積含水率の

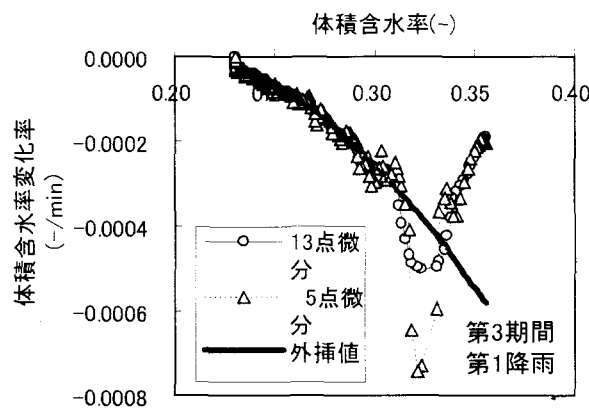


図-9 平均体積含水率とその変化率の関係(1)

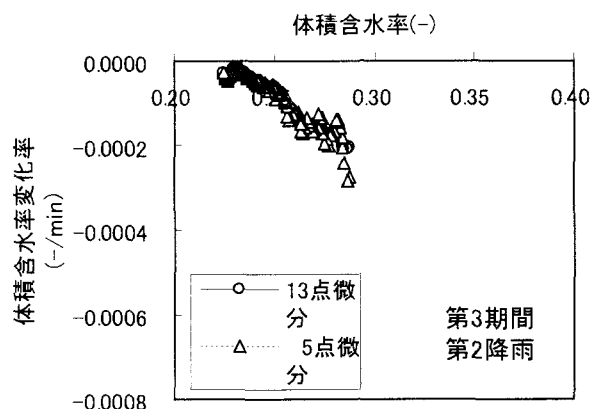


図-10 平均体積含水率とその変化率の関係(2)

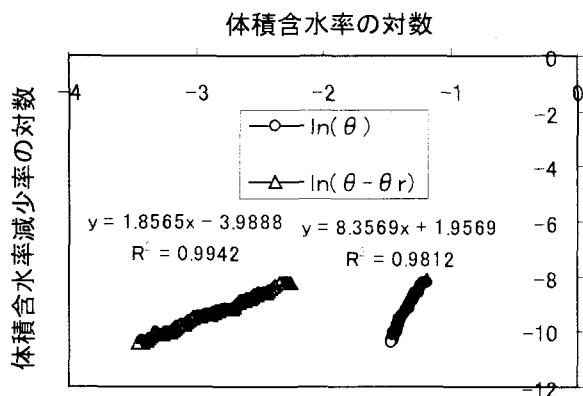


図-11 平均体積含水率とその変化率の対数の関係(1)

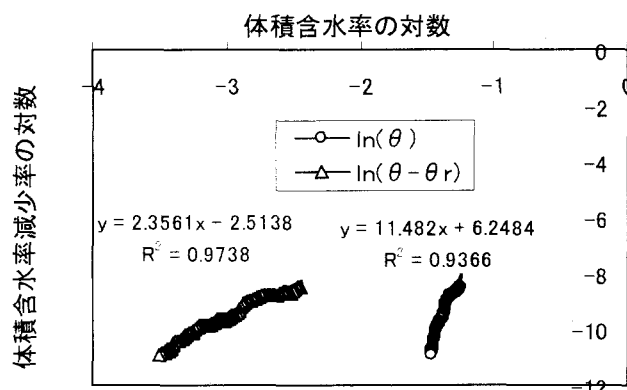


図-12 平均体積含水率とその変化率の対数の関係(2)

平均値が大きく、標準偏差は小さいと考えられる。これは、根圏で水分が保持されていることを示唆しているとも考えられる。

なお、体積含水率が最大の時刻と最小の時刻で、24地点の標本から区間推定(95%信頼区間)した体積含水率の母平均の範囲はそれぞれ0.35-0.40, 0.18-0.21であった。つまり、3.5m×5mの範囲で24地点観測しても、もし1点によるキャリブレーションカーブを使ったときには、体積含水率の平均の推定には0.03-0.05の幅があることを覚悟しなくてはならない。

(3) 体積含水率とその変化率との関係

不飽和浸透フラックスは、一般には全水頭の勾配と不飽和透水係数の積で表現できると考えられている。一方、体積含水率 θ のときの不飽和透水係数 $k_{(\theta)}$ はたとえば次式のように表現できる。

$$k_{(\theta)} = k_s (\theta - \theta_r)^n / (\theta_s - \theta_r)^n \quad (1)$$

ここに、 k_s : 飽和透水係数、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 残留土壌水分の体積含水率、 n : 定数である。したがって、全水頭 ϕ (=高度水頭+圧力水頭)の勾配 $d\phi/dz$ (z は鉛直下向きの座標)が一定なら、観測した10cmまでの土壌層の体積含水率とその変化率の間にはたとえば次式のような関係がある。

$$d\theta/dt \propto (\theta - \theta_r)^n \quad (2)$$

ところで、不飽和層の全水頭の勾配では圧力水頭の差は小さく、高度水頭の差の影響が大きいため、数値計算などでは $d\phi/dz=1$ を仮定する場合が多い。本研究でもこの仮定が適当かどうかの検討のために、第3期間の2つの降雨後のデータで平均体積含水率 θ とその変化率 $d\theta/dt$ との関係を図化した。結果を図-9, 10に示す。図では右ほど体積含水率は大きく、下ほど浸透フラックスは大きい。図-7のように、個々の点では変動が大きく体積含水率とその変化率の関係が一定しないが、平均値の図で見るとかなり明瞭な関係が見られ、両者の関係は3つの領域に分けられる。最初の領域は、含水率が0.31よりも低い領域で、この領域は第1, 2降雨とも現れ、 θ と $d\theta/dt$ の関係は式(2)で表現できそうである。実際に $\ln \theta$ あるいは $\ln(\theta - \theta_r)$ と $\ln(d\theta/dt)$ とを両対数上にプロットしたものを図-11, 12に示す。 θ_r としては0または観測期間での最小の体積含水率を用いた。図のようにこの期間では両者の関係は式(2)で表現でき、 $d\phi/dz=1$ の仮定は不都合ではないことが分かる。また θ_r については $\theta_r=0$ としない方が幾分式への適合性がよい。表層土壌の飽和透水係数 10^{-3} から 10^{-2} cm/secのとき、 $d\phi/dz=1$ での飽和での浸透速度は36-360 mm/hに相当する。つまり、表層では水頭勾配が1以上に大きくなるとも水は十分浸透できる。このことから、式(2)の関係が成り立ったもの

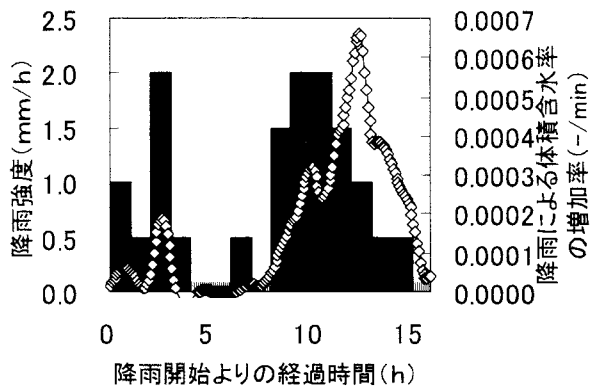


図-13 降雨による体積含水率の増加率の推定量
(式(2)の関係による)

と考えられる。図-11の傾きより n を求め、式(2)により計算した $\theta \sim d\theta/dt$ 関係を図-9に曲線で示す。

2番目, 3番目の領域は, 第1降雨でのみ現れている。2番目の領域, $0.31 < \theta < 0.33$ では, 図-11と式(2)の関係より求めた体積含水率の変化よりも大きな減少, つまり大きな浸透フラックスとなっている。この領域で図-11の関係からずれる原因として, この領域の測定誤差が他の領域よりも大きい可能性, 数値計算誤差, 平均化による見かけの変化の可能性も考えた。しかし, 温度については補正してあること, 塩分濃度の差の影響は降雨が何時間も続いた後では考えられないこと, 図-9のように5点を用いた微分でも13点を用いた微分でも同じように見られること, 積分値と実測値の誤差はこの区間でも小さく微分の誤差はほとんどないこと, 図-7のように平均値ではなく個々の点でもこの変化は見られたことから, 実際にこのような体積含水率の変化が起こったと推定した。また, この領域では9時40分に $\theta = 0.354$, 11時40分に 0.311 であったことから, その後の $\theta < 0.31$ の時期より蒸発散量が大きかったことは考えにくく, 浸透により体積含水率が減少したと考えられる。このとき, 浸透フラックスが式(2)の関係よりも大きくなる原因としては1) $d\phi/dz$ が1より大きい, 2) $\theta > 0.31$ で透水係数が極端に大きくなるが考えられる。しかし, θ が大きい期間は降雨が続いた直後で, 降雨開始時よりも $d\phi/dz$ が小さくなっている期間と考えられるため1)の可能性は低い。したがって, $\theta > 0.31$ では式(2)の関係よりも大きな透水係数となることが考えられる。みかけの透水係数が大きくなる原因としては, $\theta < 0.31$ の区間ではマトリックス部の移動ばかりであるのに対し, $\theta > 0.31$ の区間ではより大きな空隙から順次水が抜けていくことによる浸透が起こっていることが考えられる。

最後の第3領域は, $\theta > 0.33$ で図-11と式(2)の関係よりも小さな浸透しか起こらない領域といえる。この場合は体積含水率が大きいため透水係数が小さいことは考えられないので, $d\phi/dz$ が1よりも小さくなっていたことが一つの可能性として考えられる。観測範囲の土層では,

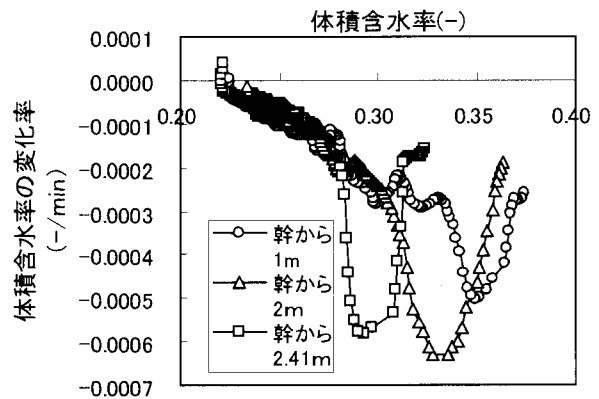


図-14 幹からの距離ごとの体積含水率とその変化率の関係

10cm以深はセンサーの挿入が困難であったこと, 根圏の根の近傍で体積含水率が大きくなることが考えられることから, 表層よりも体積含水率がそれほど小さくないか逆に大きい部分が10cm以深にあり, 水頭勾配が1より小さくなったことが考えられる。また, 他の可能性として, 降雨後も樹木から表層土に水が供給される可能性も考えられる。この点は次項で検討する。

(4) 地上到達水量時間変化の推定

前述の式(2)の関係が適用できる体積含水率の範囲では, 体積含水率を用いて, 浸透による体積含水率の変化率を計算できることになる。そして, この式を降雨期間中にも適用することで, 浸透を原因とする体積含水率の変化と実際の変化との差から, 降雨期間中に表層土壌に供給された水量を推定できる。つまり (地上到達水による体積含水率の変化率) = (実際の体積含水率の変化率) - (浸透を原因とする体積含水率の変化率) により地上到達水量の影響を推定できることになる。この考え方にしたがって, 第3期間の第2降雨 (12月1日2時30分~18時00分) について, 地上到達水による体積含水率の増加を推定した。その推定値の時間変化を降雨強度の変化とともに図-13に示す。図-13を見ると, 降雨開始後4時間後まで, 総降雨量4mmまででは, 0.5mm/hの降雨は地上に達していないことになる。4時間後以後降雨終了時 (16時間後) までの9.5mmでは, 降雨強度のピークよりも地上到達水量のピークは2時間程度遅れている。この遅れの原因として, 降雨観測点と樹木観測点が約5km離れていることも考えられるが, 実際に樹木から表層土壌への水の移動に時間がかかることも考えられる。もしそうなら, 3.(3)で示した第3領域は降雨後に樹木からの水の供給があった期間とも考えられる。そして, 幹からの距離が近いほど降雨後の樹木から表層への供給量が多いと仮定すると, 第3領域の区間の変化は幹に近いほど大きい可能性がある。図-14に, 幹からの距離ごとに平均体積含水率とその変化率との関係を示す。図のように, 第3の領域はどの距離でも同じように見られ, 幹から遠いとこ

ろでは見られないという傾向はなかった。したがって、降雨停止直後の土壌水分減少が少ない原因を降雨後の樹木から表層への供給と考える根拠は得られなかった。

4. まとめ

降雨時と降雨直後での表層土壌の体積含水率、およびその変化率の空間分布特性を知るために、単木周辺 3.5m × 5.0m の範囲の 24 点で表層約 10cm までの水分量の観測を行った。得られた主な知見は下記である。

- 1) 降雨期間中も含めた全期間の表層土壌の体積含水率には場所による差が大きかったが、平均値で見ると降雨による体積含水率の増加は、幹に近い方が小さい傾向が見られた。また、幹に近い方が体積含水率の平均値が大きく、標準偏差は小さい傾向が見られた。
- 2) 降雨直後の体積含水率の減少は不飽和浸透のみによると考え、浸透フラックスに比例すると考えられる体積含水率変化率と体積含水率との関係を検討した。その結果、47.5mm の降雨では両者の関係は 3 領域に区分できた。
- 3) 体積含水率が比較的小さい領域での体積含水率とその変化率の間の関係は、水頭勾配=1、不飽和透水係数 $\propto (\theta - \theta_r)^n$ というモデルで表現できた。これはマトリックス部での浸透に対応すると考えられた。
- 4) 体積含水率が比較的大きいときの体積含水率とその変化率の間の関係は、3) のモデルでは表現できず、マトリックス部より大きな空隙による浸透と考えられた。
- 5) 降雨直後の体積含水率が一番大きい時には、体積含水率が大いにもかかわらず浸透による体積含水率の変化は比較的小さかった。原因としては、10cm 以深での

水の貯留により水頭勾配が 1 以下になる可能性、降雨停止後も樹木から表層土層に水が供給される可能性が考えられた。

- 6) 3) のモデルを使って、降雨時の地上到達水量の推定を試みた。その結果、降雨強度の変化に対応した地上到達水量の変化が推定されたが、両者に時間的ズレがある可能性も見出された。

表層土壌での不飽和浸透速度の変化については、種々のモデルが提案されているが⁴⁾、モデルが物理的な現象を適切に表現できているかどうかには疑問がある。そのため、表層から地中への汚染物質の移動速度の解析に使えるほどの信頼は置かれていない。本研究で示した検討方法を、より多くの実際の観測例に適用することで、物理的にも正しく、かつ実際の比較的単純な不飽和浸透モデルを作成することが著者らの今後の目標である。

参考文献

- 1) Pan, F., Peters-Lidard, C. D. and Sale, M. J. : An analytical method for predicting surface soil moisture from rainfall observations. *Water Resour. Res.*, Vol. 39(11), SWC3, 2003.
- 2) 辻村真貴：厚い土層からなる急峻な森林斜面における土壌水の挙動について，ハイドロロジー（日本水文学会誌），第 23 巻，第 1 号，pp. 3-18, 1993.
- 3) 何超，福原輝幸，高野保英：散水後の Sandy soil の乾燥と蒸発—アラブ首長国連邦における現地蒸発・乾燥実験—，水工学論文集，第 44 巻，pp. 187-192, 2000.
- 4) Mishra, S. K., Tyagi, J. V. and Singh, V. P. : Comparison of infiltration models", *Hydrol. Process.* Vol. 17, pp. 2629- 2652, 2003.

(2004. 9. 30 受付)