

土壌水分特性の現地計測と室内試験の比較

応用地質（株）	○関 英理香、 北原 哲郎、瀬戸 秀治
高知大学教育研究部	笹原 克夫
中電技術コンサルタント（株）	岩田 直樹
（株）荒谷建設コンサルタント	丸岡 雄一郎
復建調査設計（株）	渡邊 聡
（株）建設技術研究所	山部 哲
（株）ヒロコン	森本 耕司

1. はじめに

降雨による斜面崩壊は、地形や透水係数など、様々な要素からの検討や予測がなされている。多々ある要素のうち、降雨の土壌浸透過程は、タンクモデルをはじめブラックボックスとして扱われることが少なくない。しかしながら土壌水分は圧力水頭の変動履歴の影響を受け（ヒステリシス）、ヒステリシスが土壌水分分布に影響を及ぼすとも言われている¹⁾。そのため、土壌水の変動を詳しく解明することが精度の高い崩壊発生予測につながることを考え、本研究（斜面動態モニタリングに基づく斜面崩壊発生予知手法に関する研究）では精度の高いパラメータを得ることを目的に現地観測を行っている。

本稿は研究成果のうち、現地観測から求めた土壌水分特性曲線と、室内試験から求めたそれとの違いについて検討したものである。

2. 方法

2.1. 現地観測

観測地は、広島県廿日市市にある溪流沿いの、北東向き傾斜約 40° の山腹斜面である。1999 年の広島豪雨災害時には周辺地域で土石流が発生している。現場の地質は花崗岩起源のまさ土であり、GL- 0～5 cm は A0 層、GL- 5～40 cm は A 層、GL- 40～120 cm は B 層、GL- 120 cm 以深が C 層である。

測器は、GL- 3～140 cm まで、鉛直方向に 10～20 cm 間隔でテンシオメーター（大起理化 DIK-3024 型）と土壌水分計（Decagon 社 10HS 型）を設置深度を合わせて埋設し、30 分間隔で自動観測を行った。観測期間は 2011 年 4 月 26 日から同年 8 月 7 日までであり、後述する室内試験のサンプルを取った深度に合わせ、本稿では GL-25 cm での観測値を用いた。当現場での降雨浸透速度には初期含水条件が影響を及ぼすと指摘されている²⁾。そのため、降雨終了後の体積含水率が 0.15～0.25、吸引水頭が 0～50 cmH₂O の範囲内にある土壌水分変化イベントを絞り込み、室内試験結果と比較した。

表 1 試験に用いた土壌の物性値

項目	平均値
試料長 (cm)	17.17
サンプル径 (cm)	7.50
質量 (g)	894.23
湿潤密度 (g/cm ³)	1.19
含水比 (%)	21.87
乾燥密度 (g/cm ³)	0.98

2.2. 室内試験

現場の表層土壌を直径約 7.5 cm、長さ約 30 cm のサンプラーを用いて採取した。採取試料は非常にもろかったため（表 1）、攪乱試料を用いた再構成供試体を作成し、連続載荷法（供試体に空気圧を連続的に加え、①試験器内の空気圧②供試体の圧力③供試体からの排水量を観測することで、吸引水頭と体積含水率の変化を測定する方法³⁾）を用いて、土壌水分特性曲線を求めた。

3. 結果

現地観測と室内試験から得られた土壌水分特性曲線を図 1 に載せる。現地観測結果について、体積含水率が減少し、なおかつ吸引水頭が増加している状態を「排水」、その逆を「吸水」と呼ぶ。特に排水過程で、曲線の形状に大きな違いが見られた。同じ吸引水頭の値でも、現地観測と室内試験結果では、体積含水率に 0.1 ほどの開きがあった。また、吸引水頭約 20 cmH₂O 以下で、土壌水分特性曲線の傾きに差異が見られた。本稿では、曲線の差異が大きかった排水過程について検討するものとした。

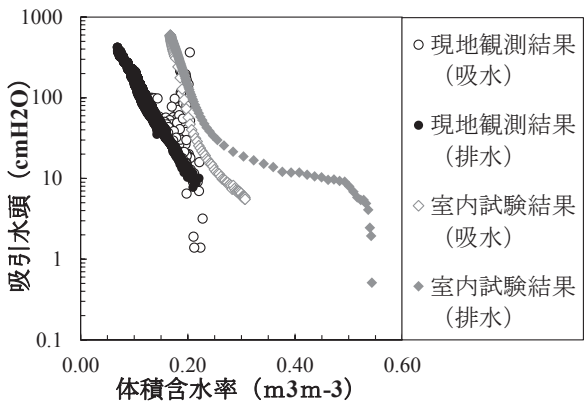


図 1 土壌水分特性曲線

排水過程の吸引水頭と体積含水率変位速度について求めた（図 2）。現地観測結果は、降雨後の体積含水率が減少に転じる時間を経過時間 0 分とした。各降雨イベントを見ると、土壌水分特性曲線の傾きや各イベントの変位速度等に大きな違いが無かったことから、図 2 には平均値を載せる。

図 1 の室内試験の排水過程にみられるように、曲線の傾きが緩やかになるためには、吸引水頭の変化に比べ、体積

含水率が大きく変化する必要がある。体積含水率の変化速度と吸水水頭の変化速度の比を取ると（図 2 C）、室内試験では乱れがあるものの経過時間 100～200 分ほどで比較的低い値が見られた。現地試験でも、経過時間 0～1000 分ほどで相対的に低い値が見られたが、その値は室内実験の値と比較するととても小さいものであった。

吸水水頭に対する現地観測（FDR 測定値）と室内試験（重量法での測定値）との体積含水率を対比すると、①水分率 $0.2\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 以下では比率が 1:1 に近づいてくる② $0.2\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 以上 $0.4\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 以下で FDR 測定値が過小評価される③飽和水分率近くで FDR 測定値が過大評価される、という特徴が見られた（図 3）。

4. 考察

図 1 において吸水水頭の値の

範囲は、現地試験と室内試験で大差が無いこと、図 1 と図 2 において体積含水率は、値も変化速度も室内試験より現地観測結果の方が小さくなることから、土壌水分特性曲線の形状の違いは、主に体積含水率の測定値の違いによるものと考えられる。

体積含水率は、現地では土壌水分計（FDR）を用いて、土壌中に電磁波を伝達させることで求めている。一方室内試験では、試験過程で排出される水の量を電子天秤で測り、重量の差分から体積含水率を求めている（重量法）。土壌水分計では、有機物を多く含む土壌や火山灰を母材とする土壌など、表面積の大きな土壌では水分率が過小評価される傾向があると指摘されており⁴⁾、これは土壌粒子表面での水の拘束により生じることが示唆されている⁵⁾。本研究で見られた土壌水分特性の差異も、主な原因は FDR 測定値の過小評価によるものと考えられる。

5. おわりに

現地試験と室内試験との土壌水分特性に差異が出たのは①土壌水分計が電磁波を用いるという特性上、土壌中の水分が過渡的不飽和の状態にあるとき含水率を過小評価し易いこと②現場土壌は粗粒分が比較的多く過渡的不飽和の状態になりやすいと推測されることから、土壌水分計の体積含水率の過小評価によるものと考えられる。

今回は表層土壌を用いた結果を比較したが、厳密なキャリブレーションを行うならば土層毎の特性を踏まえなければならない。しかし、各現場、各土層でサンプルを採取し試験をすることは困難であるため、実験などで土壌水分計自体の特性を把握していく必要がある。

参考文献

- 1) Lehard, R.J (1992) : Mesurment and modeling of three-phase saturation-pressure hysteresis, J.contam.Hydrol., 9, 243~269.
- 2) 渡邊ら (2012) : 広島まさ土斜面における鉛直降雨浸透の高密度観測および人工降雨実験, 平成 24 年度砂防学会研究発表会概要集, 312~313.
- 3) 京野ら (2013) : 連続加圧法による広島まさ土の保水性試験結果, 平成 25 年度砂防学会研究発表会.
- 4) Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P (1980) : Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in Coaxial transmission lines, Water Resour. Res., 16, 574~582
- 5) 波多野隆介, 長谷川 周一, 佐久間 敏雄 (1995) : TDR 土壌水分計のキャリブレーション, 日本土壌肥料学雑誌, 66 (6) , 678~680.

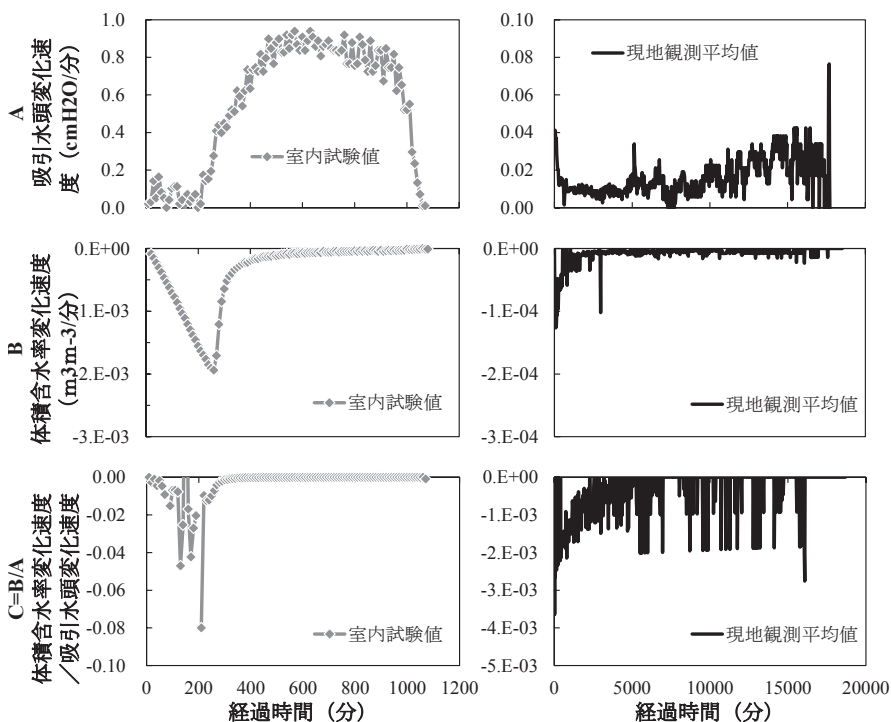


図 2 吸水水頭と体積含水率の変化速度

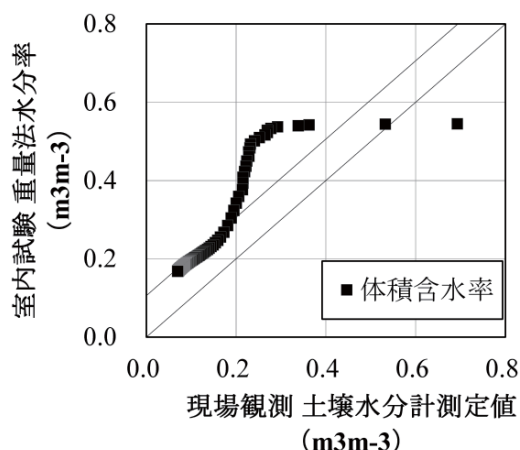


図 3 現地観測と室内試験の体積含水率