飽和度を指標とした地下水深の簡易推定手法に関する実験的研究

平松晋也*・宮前　崇**・木下貴裕***・福山泰治郎*

*信州大学農学部　森林科学科　農山村環境学講座
**信州大学　大学院総合工学系研究科　山岳地域環境科学専攻
***高知大学　農学部

要　約　現地流域より採取した大型不攪乱供試体を用いた室内人工降雨実験（地下水上昇実験）を行い，土層の飽和度（Sr）と地下水深（H）との関係について考察した。さらに，将来的には「斜面安定解析モデル」と組み合わせることにより計算時間の短縮を目的とした「崩壊発生危険度予測モデル」の構築を前提とした「H～Sr 関係推定式」を提示し，同推定式の現地流域への適用の可能性について検討を加えた。

その結果，同推定式の再現性は良好であり，実用化は十分可能であることが確認された。降雨強度や土層厚があらかじめ与えられれば，本研究で得られた「H～Sr 関係推定式」を用いて土層内部で生じる地下水深の挙動を追跡することが可能となる。本研究で提示した「H～Sr 関係推定式」では，従来の手法と比較して格段に計算所要時間が短縮されることになるため，将来的には，迅速かつ正確に崩壊の予知・予測が可能となる「土砂災害警戒・避難システム」を構築する上での一助となることが確信された。

キーワード：飽和度，鉛直浸透実験，地下水深，斜面安定解析

1．はじめに

我が国は国土の約75％が山岳地によって占められており，毎年梅雨期や台風期になると土石流や地すべり及び山腹崩壊等による土砂災害が各地で頻発し，多くの人命や財産が失われている。このような被害を未然に防ぐためには，防災対策を行うことが必要不可欠となる。防災対策としては，砂防ダムを建設するなどのハード対策と，警戒避難対策や土地利用規制などによるソフト対策とが挙げられる。このうちハード対策については，全ての災害危険地域に構造物を建設しようとすると莫大な資金や時間を要することになり，現実的な方策とは言い難い。このため，表層崩壊に代表される土砂災害の発生場所や発生時期の予測を行い，これによって得られる情報を基に警戒避難を行おうとするソフト対策が重要となる。

山腹崩壊を予知・予測するための数値解析モデルは，「雨水の浸透流解析モデル」と「斜面の安定解析モデル」により構成される（例えば沖村ら，1985；平松ら，1990；執印ら,2009）。これらのモデルを現地流域に適用しようとした場合，斜面を構成する土層内部における雨水の挙動を追跡することが必要不可欠となる。雨水の挙動は，「雨水の浸透流解析（特に，不飽和浸透流解析）」を行うことにより追跡するのが一般的であるが，これを実行しようとした場合，計算時間が莫大なものとなってしまい，現時点での電子計算機による演算処理能力を勘案すると，大流域への適用を前提とした実用化は極めて困難である。このような現状を踏まえ，寺本ら（1995）は，計算所要時間の短縮化を目的とした「雨水流動モデル」を作成し，その現地への適応性の検討を行っている。さらに，前野ら（1997）は，この「雨水流動モデル」を「斜面の安定解析モデル」と組み合わせることにより既往崩壊の再現計算を行った。この「雨水流動モデル」は「土層全体の平均飽和度（Sr）の増加とともに地下水深（H）が上昇する」といった仮定に基づいて構築されたものであるが，「H～Sr」関係が地質や表土層厚等の異なったあらゆる地域に対して適用可能であるか否かについては疑問の生じるところである。さらに，「H～Sr」関係と降雨強度との関係についても議論しておく必要があろう。

本研究では，「H～Sr 関係を用いた雨水流動モデル」を一般化することを前提に，「H～Sr 関係に及ぼす降雨強度の影響」，「H～Sr 関係に及ぼす表土層厚の影響」を明らかにすることを目的として，現地流域内より大型不攪乱供試体（ϕ =20cm，ℓ =30 cm，60cm）を採取し，これに対して室内人工降雨

受理日　2011年10月14日
採択日　2012年１月26日

実験を実施した。そして，この実験結果を用いて現地流域への適用可能となる簡易モデルの作成を行うとともに，同モデルによる再現性の検討を行った。

2．実験用供試体の採取

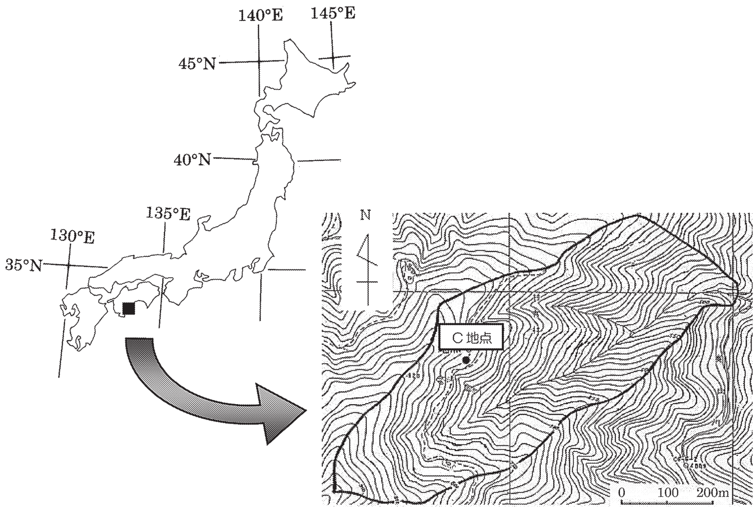
室内人工降雨実験用の大型不攪乱供試体は，図─1に示す高知県西部を流れる四万十川上流部の梼原川流域内に位置する小流域内（C地点）より採取した。流域周辺の年間降水量は2,500mm程度であり，月別平均気温は年間を通して25℃を超えることはなく，1～2月には積雪も見られる。流域の地質は砂岩であり，流域の中・下流域の右岸側はスギ林，中・下流域の左岸側はアカマツの点在する落葉広葉樹林，上流域はヒノキ林をなす植生となっている（平松・尾藤，2001）。供試体採取位置（C地点）周辺の植生は，コナラ林となっている。

人工降雨実験用供試体は，内径20cm，厚さ0.6cmの塩化ビニール製のパイプを用いて採取した。供試体の採取にあたっては，採取した土壌とサンプラーの内壁との間に隙間が生じないように注意し，サンプラー下端部の剪断による供試体の攪乱を抑えるため，高さ5cm，直径25cm程度の円柱状に土層を切り出してから，鉛直を保つようにサンプラーを徐々に差し込んで行った。供試体は，長さ30cm及び60cmの合計2供試体採取した。

3．地下水上昇実験

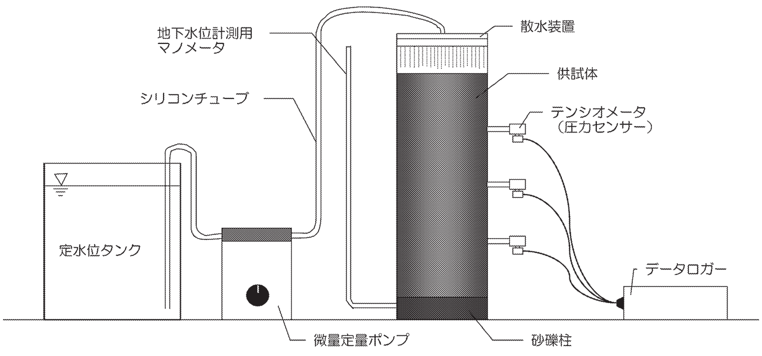
3.1 実験装置と実験ケース

地下水上昇実験装置は，図─2に示したように内径20cm，高さ30cm及び60cmの塩化ビニール製円筒カラムの供試体，給水用の微量定量ポンプ，散水装置並びにデータロガーにより構成されている。な



図─1　対象流域の位置と地形及び供試体採取地点

Fig.1　Location and topographic map of the study area and soil sampling point



図─2　実験装置の概要

Fig.2　Arrangement of apparatuses for the measurement of the ground-water level and the suction

お，供試体の下端部には，地下水面を形成させるため，内径20cm，高さ 8 cm（土層厚を30cm とした場合では 5 cm）の塩化ビニール製のパイプ内に小礫片と川砂を敷き詰めた砂礫柱を設置した。散水装置を通して供試体上端部に与えられた雨水の土層内部での挙動並びに地下水深の上昇過程は，土層上端部より15cm 間隔で設置された合計 3 本（土層厚を30cm とした場合，土層上端部より7.5cm と22.5 cm に設置された合計 2 本）のテンシオメータと砂礫柱に設置されたマノメータにより計測される。実験ケースは，土層厚30cm 及び60cm の供試体に対し，降雨強度を10，25，50mm/hr と種々変化させた場合の計 6 ケースである（表―１）。ここで，各実験開始時の初期水分状態を同一条件とするため，供試体側面に設置されたテンシオメータによる土壌水分吸引圧をモニタリングし，各実験ケースとも定常状態（供試体内部での水移動がない状態）にまで回復したのを確認した後に散水を開始した。また，各実験ケースともに地下水深が土層上端面に到達したことを確認した後に散水を終了した。

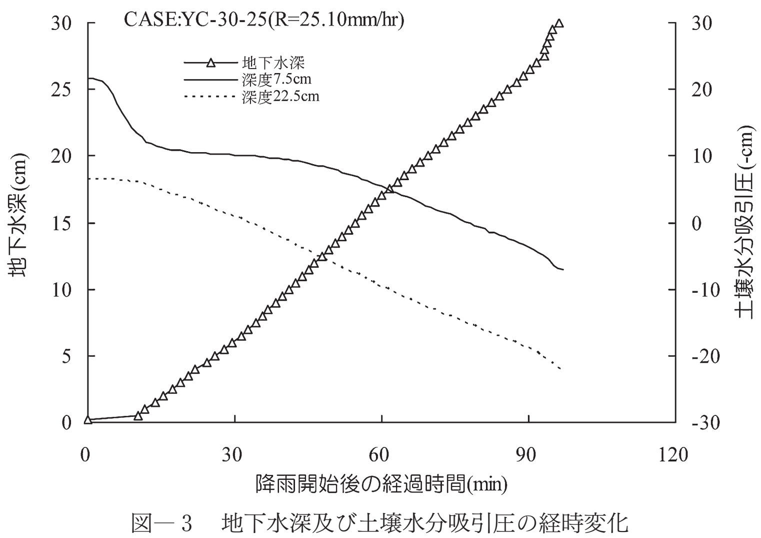
3.2 実験結果

30cm 供試体に25.10mm/hr の降雨を与えた場合である CASE：YC-30-25を例として，地下水深と土壌水分吸引圧の経時変化を図― 3 に示す。降雨開始10分10秒後に地下水深が発生し，降雨開始後96分12秒後に土層全体が飽和（地下水深30cm）に達している。土壌水分吸引圧の挙動より，土層上端部から供給された雨水は，7.5cm 深度部へは降雨開始 4 分後，22.5cm 深度部へは降雨開始 7 分後に到達し，土層上端部から下端部へと順に雨水が浸透していることがわかる。

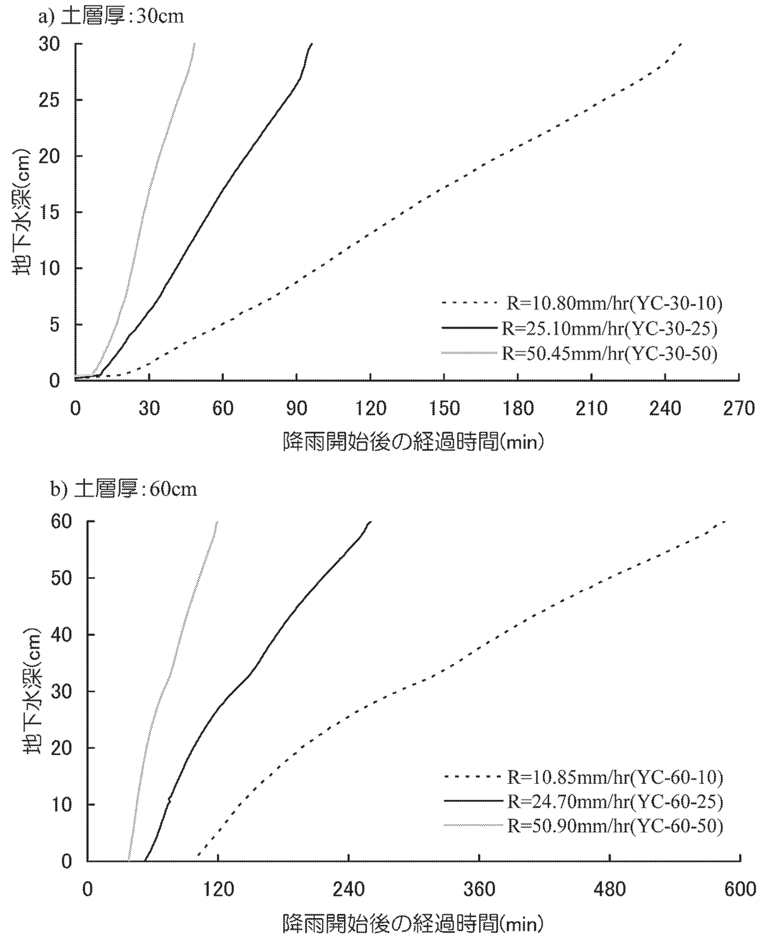
各地下水上昇実験ケースにおける降雨開始後の地下水深の経時変化を図― 4 に，降雨強度と地下水深の発生開始時間及び土層全体が飽和に達するまでに要する時間との関係を図― 5 に示す。降雨強度の増加とともに地下水深の発生時刻や，土層全体が飽和

表―１　地下水上昇実験ケース
Table 1　Experimental cases

実験ケース	供試体の土層厚(cm)	降雨強度(mm/hr)	散水時間(min)	初期水分状態
YC-30-10	30	10	246.53	定常状態
YC-30-25	30	25	96.20	
YC-30-50	30	50	48.52	
YC-60-10	60	10	586.20	
YC-60-25	60	25	260.70	
YC-60-50	60	50	120.03	

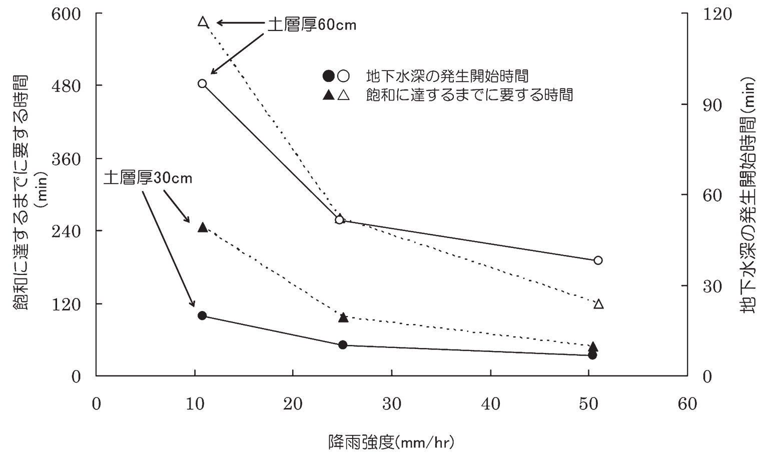


図― 3　地下水深及び土壌水分吸引圧の経時変化
Fig.3　Changes in observed ground-water level and suction for different rainfall intensity over time



図—4　降雨強度の相違に伴う地下水深の挙動

Fig.4　Changes in observed ground-water level for different rainfall intensity over time



図—5　降雨強度の相違が地下水深の発生開始時間及び土層全体が飽和に達すまでに要する時間に及ぼす影響

Fig.5　Relationship between rainfall intensity, occurrence times of ground-water level and necessary times to a saturated state

状態へと達するのに要する時間すなわち表面流の発生が認められるまでに要する時間は短縮され，地下水深発生後の地下水深の増加度合いも大となることがわかる。また，降雨強度が同一の場合，地下水深の発生に要する時間や土層全体が飽和に達するのに要する時間は，土層厚の増加とともに遅くなるものの，その差は降雨強度の増加とともに小さくなる。

3.3 地下水深（H）と飽和度（Sr）との関係

実験結果として得られるのは，地下水深の経時変化と各土層深度（土層厚30cm：深度7.5cm，22.5cm の計 2 深度，土層厚60cm：深度15cm，30cm，45cm の計 3 深度）における土壌水分吸引圧の挙動である。実験継続時間内に土層上端部へと与えられる降雨強度が既知であるため，土層全体の平均飽和度の経時変化は(1)式より求められる。

$$S_r^t = S_r^o + \Sigma R^t/(D \cdot n) \quad \cdots\cdots(1)$$

ここに，S_r^t：t 時における飽和度，S_r^o：実験開始直前の初期飽和度，ΣR^t：t 時における累加雨量（cm），D：供試体の土層厚（cm），n：土層全体の平均間隙率（cm³/cm³）である。実験開始直前の初期水分状態すなわち初期飽和度：S_r^oは，地下水上昇実験時に土層全体が飽和に達するまでに与えた累加雨量（cm）：ΣR を用いて(2)式により求めた。

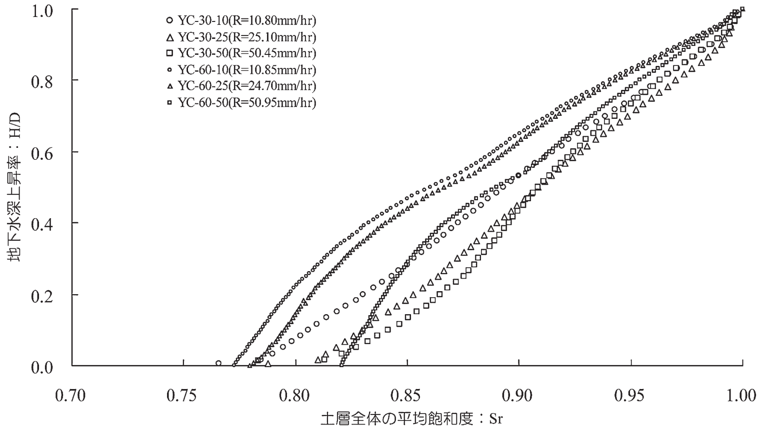
$$S_r^o = (n - \Sigma R/D)/n \quad \cdots\cdots(2)$$

ここで，土層全体の平均間隙率：n は，供試体採取地点（図―1中のC地点）の深度10cm，20cm，30cm，40cm，50cm，60cm の計 6 深度部より不攪乱状態で採取した土壌に対して得られた間隙率を加重平均することにより求めた。以上の結果得られた各実験ケースにおける初期条件を表― 2 に示す。

地下水深（H）と飽和度（Sr）との関係（以下 H～Sr 関係と呼ぶ）を図― 6 に示す。図中の地下水深上昇率：H/D は，地下水深をそれぞれの土層厚で除することにより無次元化した値である。図― 6 より，地下水深の発生限界飽和度（Scr）は 0.77～0.82の範囲内にあり，土層全体の平均飽和度が少なくとも0.77を上回らない限り地下水深の発生は見られず，それまでに供給された雨水は，土湿不

表― 2　初期条件
Table 2　Initial conditions in each experiment

CASE	供試体の土層厚 (cm)	降雨強度 (mm/hr)	降雨開始直前の体積含水率：θ_{in}	土層全体の平均間隙率：n	土層全体の平均初期飽和度：Sr
YC-30-10	30	10.80	0.487	0.636	0.766
YC-30-25	30	25.10	0.501	0.636	0.788
YC-30-50	30	50.45	0.498	0.636	0.783
YC-60-10	60	10.85	0.470	0.640	0.734
YC-60-25	60	24.70	0.460	0.640	0.719
YC-60-50	60	50.95	0.470	0.640	0.734



図― 6　地下水深と土層全体の飽和度との関係
Fig.6　Relationship between the observed ground-water level and the saturation ratio

足を補うべく土壌中に保水されていることがわかる。表土層厚を同一とした場合の地下水深発生限界飽和度と降雨強度との関係に着目すると，降雨強度の増加とともに地下水深の発生限界飽和度（Scr）も増加することがわかる。また，地下水深の上昇速度は，降雨強度の増加とともに速くなる。土層厚を30cmとした場合には，地下水深発生後の地下水深の上昇速度にはほとんど変化が見られないのに対し，土層厚を60cmとした場合には，地下水深発生開始直後は一定割合で地下水深が上昇するものの，地下水深上昇率が0.4（地下水深24cm）付近を境に地下水深上昇率の増加度合いは低下する傾向が顕著に認められる。この傾向は既往研究（寺本ら，1995）においても指摘されており，土層下端部ほど土層は緊密であるのに対して，上端部ほど小動物の活動や腐植層の存在により孔隙に富み，水分を余分に含み得る空間すなわち有効間隙率が大となっていることによるものと考えられる。

4．H〜Sr関係のモデル化

地下水上昇実験により得られたH〜Sr関係（図—6）を基にH〜Sr関係のモデル化を行った。ここで，土層厚を30cmとした場合と60cmとした場合のH〜Sr関係を比較したところ，両者に若干ながら相違が認められたため（土層厚60cmのH/D〜Sr関係には，H/D≒0.4付近で変曲点が認められた：図—6），土層厚30cm以下の土壌に対する場合と土層厚30cmを超える土壌に対する場合の2ケースに区分して，H〜Sr関係をモデル化した。

4.1　土層厚30cm以下の場合

降雨強度：R(mm/hr)と地下水深発生限界飽和度：Scr及び各実験ケース毎に(3)式で求められる図—6中のH/D〜Sr曲線（直線とみなした）の傾き：Lrとの関係を図—7に示す。

地下水深発生限界飽和度：ScrとH/D〜Sr曲線の傾き：Lrは，降雨強度の増加とともに増加し，降雨強度：R（mm/hr）を用いてそれぞれ(4)，(5)式により直線近似可能となることがわかる。

$$Lr = 1.0/(1.0 - Scr) \quad \cdots\cdots(3)$$

$$Scr = 0.001 \cdot R + 0.7689 \quad \cdots\cdots(4)$$

$$Lr = 0.0236 \cdot R + 4.2705 \quad \cdots\cdots(5)$$

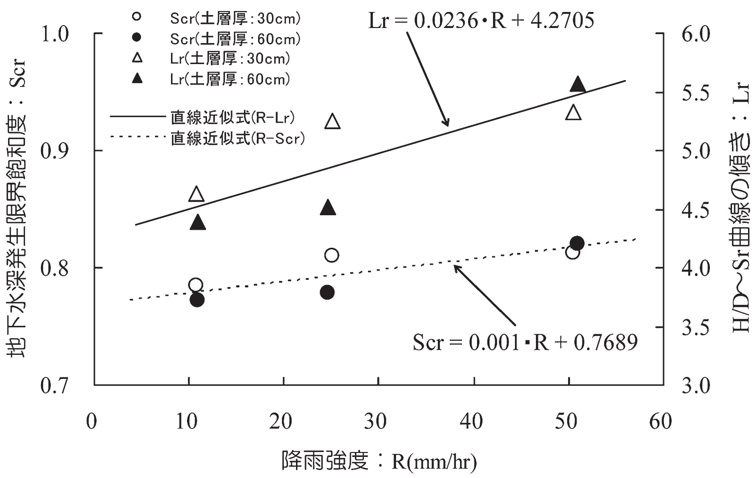
ここに，Lr：地下水深が発生し始めてから飽和に達するまでの飽和度の増加分に対する地下水深上昇率（H/D）の割合，Scr：地下水深発生限界飽和度である。

また，H/D〜Sr曲線の傾き：Lrと土層厚：D（cm）との間には，顕著な関係は認められないことがわかる。

以上の結果得られた(4)〜(5)式を(6)式に代入することにより，土層厚が30cm以下の土壌に対するH/D〜Sr関係が求められることになる。

$$H/D = Lr \cdot (Sr - Scr) \quad \cdots\cdots(6)$$

ここに，H/D：地下水深上昇率（地下水深(cm)/土層厚(cm)），Lr：H/D〜Sr曲線の傾き，Sr：土層全体の平均飽和度，Scr：地下水深発生限界飽和度である。



図—7　降雨強度（R）と地下水深発生限界飽和度（Scr）及びH/D〜Sr曲線の傾き（Lr）との関係

Fig.7　Relationship between rainfall intensity, critical saturation ratio for ground-water level occurrence and inclination of H/D-Sr curve

4.2 土層厚30cm 以上の場合

地下水深発生限界飽和度：Scr には土層厚の相違による影響が認められなかったため，土層厚が30 cm 以上の土壌に対する地下水深発生限界飽和度：Scr は，土層厚30cm 以下の土壌と同様に降雨強度：R(mm/hr) を用いて(4)式により求められる。また，H/D〜Sr 曲線の傾き：Lr には地下水深上昇率：H/D≒0.4付近で変曲点が認められた（図－6）ため，H/D〜Sr 曲線の傾き：Lr は，0.0≦H/D≦0.4の場合：Lr1と0.4＜H/D≦1.0の場合：Lr2に対する２領域に区分してモデル化した。

1） 0.0≦H/D≦0.4の時：Lr1

0.0≦H/D≦0.4の領域に対する H/D〜Sr 曲線の傾き：Lr1と降雨強度：R との関係を示す図－８より，Lr1は降雨強度：R(mm/hr) を用いて(7)式により直線近似可能となる。

$$Lr1=0.0554\cdot R+5.7824 \quad \cdots\cdots(7)$$

2） 0.4＜H/D≦1.0の時：Lr2

0.4＜H/D≦1.0の領域に対する H/D〜Sr 曲線の傾き：Lr2と降雨強度：R との関係を示す図－８より，Lr2は降雨強度：R(mm/hr) を用いて(8)式により直線近似可能となる。

$$Lr2=0.0239\cdot R+3.2633 \quad \cdots\cdots(8)$$

(4)式と(7)〜(8)式を(9)〜(10)式に代入することにより，土層厚が30cm 以上の土壌に対する H/D〜Sr 関係が求められる。

0.0≦H/D≦0.4の時

$$H/D=Lr1\cdot(Sr-Scr) \quad \cdots\cdots(9)$$

0.4＜H/D≦1.0の時

$$H/D=Lr2\cdot(Sr-Sr^{0.4})+0.4 \quad \cdots\cdots(10)$$

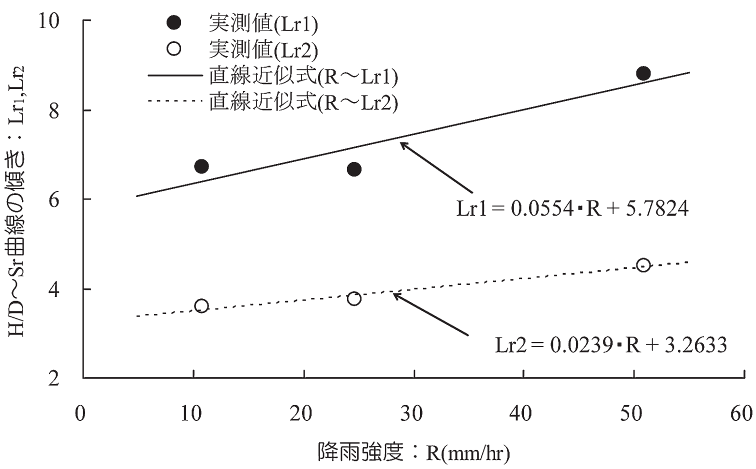
ここに，H/D：地下水深上昇率（＝地下水深上昇高（cm）/土層厚（cm）)，Lr1：0.0≦H/D≦0.4の時の H/D〜Sr 曲線の傾き，Lr2：0.4＜H/D≦1.0の時の H/D〜Sr 曲線の傾き，Sr：土層全体の平均飽和度，Scr：地下水深発生限界飽和度，$Sr^{0.4}$：地下水深上昇率（H/D）が0.4の時の飽和度である。

以上の結果得られた(4)，(7)〜(10)式を用いることにより，任意の降雨強度に対する地下水深の挙動を推定することが可能となる。

5．H〜Sr 関係式の現地流域への適用の可能性

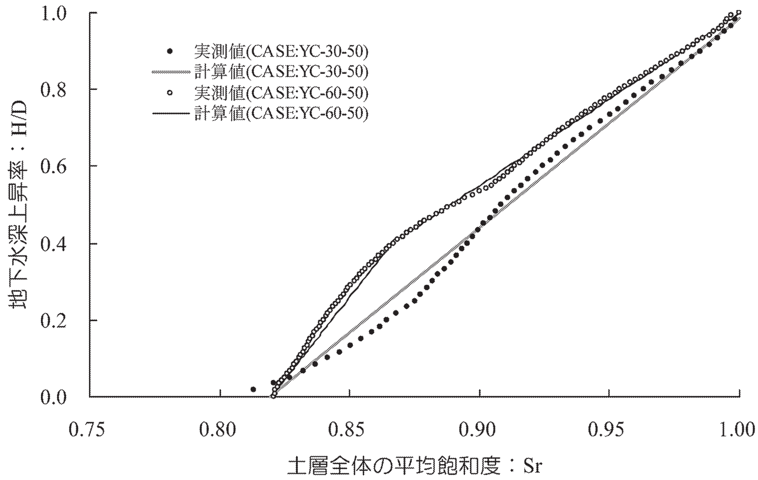
5.1 地下水上昇実験結果の再現

土層厚が30cm の供試体に50.45mm/hr の降雨を与えた場合である CASE：YC-30-50と60cm の供試体に50.95mm/hr の降雨を与えた場合である CASE：YC-60-50の２ケースを例として，H〜Sr 関係式による再現計算結果をとりまとめたものを図－９に示す。同図中には，地下水上昇実験により得られた実測値を併記した。計算値と実測値とを比較すると，土層厚が60cm 以上の場合 H/D =0.4を境に２分割して H〜Sr 関係式を設定したこともあり，高い再現性を示していることがわかる。これに対して，土層厚を30cm とした場合には，地下水深発生限界飽和度：Scr に最大0.02の差異が認められ，同一の飽和度に対する地下水深上昇率：H/D にも若干ながら相違が見られるものの，H〜Sr 関係式の再現性は概ね良好であることがわかる。以上の結果は，降雨強度の値如何にかかわらず全ての実験ケー



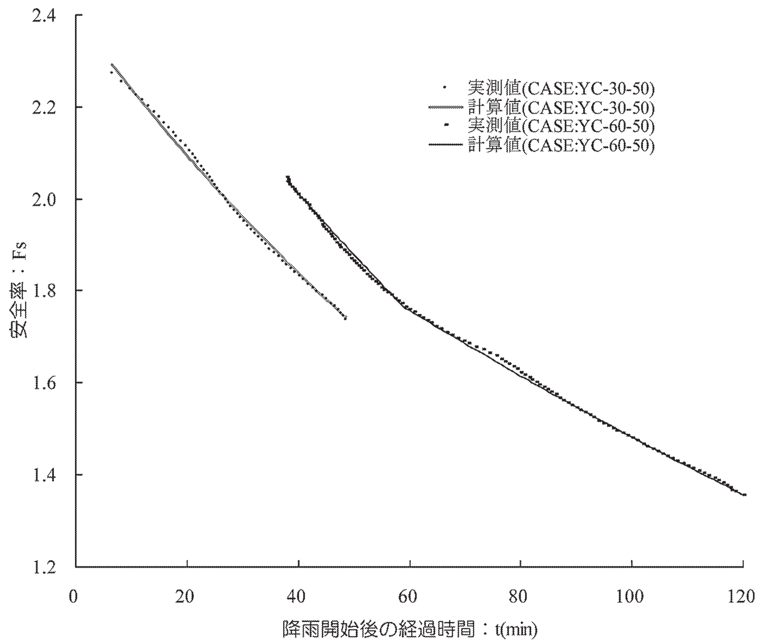
図－８ 降雨強度（R）と H/D〜Sr 曲線の傾き（Lr1，Lr2）との関係（H≧30cm）

Fig.8 Relationship between rainfall intensity and the inclination of H/D-Sr curve（H≧30cm）



図－９　H～Sr 関係式による実験結果の再現

Fig.9　Comparison of the observed and calculated H-Sr



図―10　安全率の経時変化

Fig.10　Changes in safety factor over time

スに対して確認された。

5.2　H～Sr 関係式の妥当性

本研究は，地下水上昇実験結果を基に特定されたH～Sr 関係式（(4)～(10)式）を斜面安定解析モデルと組み合わせることにより実際の斜面の安定性を効率よくかつ迅速に把握し，将来的には崩壊の予知・予測システムの構築へと展開することを前提として実施したものである。このため，計算値と実測値の間で地下水深の発生限界飽和度：Scr や地下水深の値に見られた差異が，実際に斜面の安定性を議論しようとした場合の解析結果に及ぼす影響を把握しておく必要がある。

土層厚が30cm の供試体に50.45mm/hr の降雨を与えた場合である CASE：YC-30-50と60cm の供試体に50.95mm/hr の降雨を与えた場合である CASE：YC-60-50の２ケースを例として，本研究において提示したH～Sr 関係式より得られる地下水深と地下水上昇実験により得られた実測値をそれぞれ(11)式に示す無限長斜面の安定解析式に代入することにより得られる斜面の安全率を比較したものを図―10に示す。ここでは，土層厚や土層構造が均一な無限長斜面を仮定しているため，斜面長方向の雨水の流れに関しては，流出量と流入量のバランスが取れた平衡状態を想定している。

$$\mathrm{Fs}=\frac{C+(\sigma_0-H\cdot\gamma_w)\cdot\cos^2\beta\cdot\tan\phi}{\sigma_0\cdot\sin\beta\cdot\cos\beta}\quad\cdots\cdots\cdots(11)$$

表―3　計算入力諸元
Table 3　Values of parameters for slope stability analysis

CASE	土層厚：D (m)	降雨強度：R (mm/hr)	降雨継続時間 (min)	乾燥密度：ρ_d (t/m^3)	間隙率：n (m^3/m^3)	内部摩擦角：ϕ (°)	粘着力：C (tf/m^2)
YC-30-10	0.3	10.80	246.53	1.00	0.636	31.41	0.48
YC-30-25	0.3	25.10	96.20	1.00	0.636		
YC-30-50	0.3	50.45	48.52	1.00	0.636		
YC-60-10	0.6	10.85	586.20	0.98	0.640		
YC-60-25	0.6	24.70	260.70	0.98	0.640		
YC-60-50	0.6	50.95	120.03	0.98	0.640		

ここに，C：土の粘着力（tf/m^2），σ_0：鉛直応力（tf/m^2），H：地下水深（m），γ_w：水の単位体積重量（t/m^3），β：斜面勾配（°），ϕ：土の内部摩擦角（°）である。なお，斜面勾配：β（°）は，供試体採取地点（図―1中のC地点）周辺の地形形状を勘案し，40°と設定した。鉛直応力：σ_0は，⑿式により求められる。

$$\sigma_0 = (n \cdot Sr + (1-n) \cdot \rho_d) \cdot D \quad \cdots\cdots(12)$$

ここに，n：間隙率（m^3/m^3），Sr：飽和度（m^3/m^3），ρ_d：土の乾燥密度（t/m^3），D：土層厚（m）である。安定解析で用いた計算入力諸元を表―3に示す。表―3中，土の粘着力：C(tf/m^2) と土の内部摩擦角：ϕ（°）は，C地点より不攪乱状態で採取した供試体に対して実施された一面せん断試験結果を参考に設定した。その他の条件は，C地点の深度10cmから60cmまでの10cm間隔で採取された計6供試体に対する土質試験結果を加重平均して求めた。

図―10より，CASE：YC-30-50，CASE：YC-60-50ともに，H～Sr関係式による計算値を用いて得られた安全率と地下水上昇実験による実測値を用いて得られた安全率との相違はほとんど認められないことがわかる。この傾向は，全ての実験ケースに対しても同様に認められる。

以上の結果は，限られた地形や地質（砂岩地域）を有する特定の斜面内の土壌に対して得られたものであり，現地流域への適用の可能性やその汎用性については，さらに数多くの事例を蓄積する必要があるものの，本研究で提示したH～Sr関係式は，斜面安定解析とリンクすることにより，迅速に崩壊予測を行おうとする上で有効な手段となり得ることが示唆されよう。

6．おわりに

本研究で提示した【H～Sr関係式（モデル）】は，現地流域より不攪乱状態で採取した大型土壌に対する地下水上昇実験結果を基に直接的に得られたものであり，現地で実際に降雨期間内に生じる地下水の挙動を忠実に反映していると言えよう。

地下水上昇実験結果に対するH～Sr関係式（モデル）の再現性の検討を行うとともに，これによって得られた結果を安定解析式に適用し，現地流域への適用の可能性ひいては崩壊予測手法への展開について検討を加えたところ，その再現性は良好であり，実用化は十分可能であることが示唆された。

また，本研究で提示したH～Sr関係式（モデル）では，降雨強度や土層厚があらかじめ与えられれば，土層内部で生じる地下水深の挙動を追跡することが可能となり，さらに，飽和・不飽和浸透流解析を組み合わせた従来の手法（例えば平松ら，1990；三森，1995）と比較して格段に計算所要時間が短縮されることになるため，将来的には，迅速かつ正確に崩壊の予知・予測が可能となる「土砂災害警戒・避難システム」を構築する上での一助となることが確信される。

今後は，さらに地形・地質条件の異なった地域に対して同様の調査を行うことにより，ここで得られたH～Sr関係式（モデル）の汎用性について検討を加えるとともに，このモデルを導入した豪雨時における「土砂災害警戒・避難システム」の構築を目指したい。

引用文献

平松晋也・水山高久・石川芳治（1990）：雨水の浸透・流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究，新砂防 Vol.43，No.1，p.5-15

平松晋也・尾藤顕哉（2001）：斜面調査用簡易貫入試験を用いた崩壊予測モデルへの入力諸元簡易設定手法に関する一考察，新砂防 Vol.54，No.4，p.12-21

前野宏司・田山聡・松山裕幸（1997）：飽和度変化に伴う地下水深の消長を考慮した表層崩壊発生予測モデルの現地流域への適用について，新砂防 Vol.50，No.2，p.45-49
沖村孝・市川龍平・藤井郁也（1985）：表土層内浸透水の集水モデルを用いた花崗岩表層崩壊発生位置の予知のための手法，新砂防 Vol.37，No.5，p.4-13
三森利昭（1995）：軸対称座標系を用いた準3次元崩壊解析法の研究,砂防学会誌　Vol.48，No.2，p.4-11
執印康裕・鈴木雅一・堀田紀文・田坂聡明・小川紀一朗（2009）：降雨特性及び土質強度特性が表層崩壊発生場に与える影響について～三重県宮川上流域を事例対象として～，砂防学会誌，Vol.62，No.3，p.39-46
寺本和子・鈴木立実・成瀬隆弘・松山裕幸・平松晋也（1995）：飽和度変化に伴う地下水深の消長を考慮した雨水流動モデルの現地流域への適用について，新砂防 Vol.47，No.6，p.15-23

Experimental Study on Simple Set up Method of Ground-Water Level Using Saturation Ratio in Soil Layer as an Index

Shinya HIRAMATSU*, Takashi MIYAMAE**,
Takahiro KINOSHITA*** and Taijiro FUKUYAMA*

*Rural Engineering Course, Forest Science, Faculty of Agriculture, Shinshu University
**Department of Mountain and Environmental Science, Interdisciplinary Graduate School of Science and Technology, Shinshu University
***Faculty of Agriculture, Kochi University

Summary

Hillside landslides are triggered by infiltration of the storm water into the surface soil layer. It is necessary for disaster prevention, to evaluate suitably the storm water hydrologic process on a hillslope and predict the occurrence of slope failure. Recently, numerical simulation model composed with saturated-unsaturated infiltration analysis and slope stability analysis, is used frequently to predict slope failure. However, much time become necessary in order to calculate unsaturated infiltration process of storm water, and setting input data to these models need much labor.

In order to understand the process of rainfall infiltration, ascent of the ground-water level and changes of mean saturation ratio on the soil layer, in this study the vertical infiltration experiments were executed using the large scale undisturbed soil sample collected in the study basin where is located in the western site of KOCHI Prefecture. The relationship between the ground-water level and the mean saturation ratio on the soil layer was grasped based on results of these experiments. This relation can be expressed by the following equations;

$H/D = Lr \cdot (Sr - Scr)$

$Sr = 0.001 \cdot R + 0.7689$

$Lr = 0.0236 \cdot R + 4.2705$; $D \leqq 30cm$

$Lr1 = 0.0554 \cdot R + 5.7824$; $D > 30cm$, $0.0 \leqq H/D \leqq 0.4$

$Lr2 = 0.0239 \cdot R + 3.2633$; $D > 30cm$, $0.4 < H/D \leqq 1.0$

Where H and D is the ground-water level and the depth of soil layer. Sr and Scr is the saturation ratio on the soil layer and the critical saturation ratio for ground-water level occurrence, respectively. R is the rainfall intensity. Lr is the inclination of H/D-Sr curve. The effectiveness of these equations (H-Sr model) was confirmed by applying these to reappearance calculation of the vertical infiltration experiments and slope stability analysis.

Key word : Saturation ratio, Vertical infiltration experiment, Ground-water level, Slope stability analysis