

自然斜面におけるごく表層付近の土中水分変動の原位置観測

Thi Ha*・加納 誠二**・土田 孝**・菅 和暁***・木村 洋介**・土井豆 聡之**

Monitoring of Change of Soil Moistures in Shallow Part from the Surface of Natural Slopes

Thi Ha, Seiji KANO, Takashi TSUCHIDA, Kazuaki SUGA, Yosuke KIMURA, Takashi TSUCHIIZU

The rain-induced surface failure is a phenomenon under the action of the gravity force due to the interacting between geotechnical properties of the slope and the rainwater infiltration. For predicting accurately the time and places of rain induced slope failures, to make clear the behaviors of rainfall infiltration at 1-2 m thickness of in-situ slope is still the urgent problem. Therefore, a field monitoring of rainfall infiltration is being carried out at the natural Masado slopes where a debris flow was triggered during the event of June 29, 1999. The authors have already discussed in the past papers about field monitoring system and rain water infiltration processes on depths of 0.5m to 2.0m of those slopes.

In this paper, newly added monitoring system to measure the change of pressure of soil moisture and moisture content at shallow part from the surface such as 0.1m- 0.3m will be introduced. And then, soil moisture behaviors on these shallow parts will be elucidated.

Key words : field monitoring, shallow part from the surface, soil moisture, groundwater, water budget

1. はじめに

降雨時の土砂災害が毎年のように日本のいたるところで発生しており、その被害を軽減・回避することは地盤工学分野の重要課題の一つである。そのためにはハード的な対策だけではなく、崩壊を予測して通行止めや警戒避難を発動するなどのソフト的な対策も求められている。その努力がなされているものの、毎年のように表層崩壊や土石流により人命や財産が奪われる例は後を絶たず、崩壊予測精度を向上させる必要性が痛感させられる。

地下水（間隙水圧）の変化を主因とし、前兆としてゆっくりとしたすべり変位が見られる“地すべり”とは異なり、表層崩壊や土石流に係る防砂技術上の問題は、前兆現象がほとんどないまま、地盤内に浸透した雨水がある程度の量に達すると斜面が一気に崩壊し、土砂災害を引き起こすことである。そこで、表層地盤内の水分挙動、降雨時に表層土内に発生する飽和帯の位置（深度）や上昇高さ、地盤の強度特性などによって崩壊の発生時刻や規模などが異なる結果となる。すなわち、いつどの場所で崩壊するか、また、どの程度の崩壊規模になるかを予測することは非常に難し

い。被害を軽減するためには地盤構成や土質特性の調査のほかにも不飽和地盤内における雨水の浸透を精度良く予測する技術が不可欠である。

現在、降雨時の浸透現象を飽和・不飽和浸透流解析により追跡する試みが多く行われている^{1), 2), 3)}が、実際の観測データが十分得られていないこともあり、計算結果による表層土内の水分挙動の予測精度は明らかではない。

そのため著者らは実際に崩壊した自然斜面付近において雨水浸透の原位置観測を実施している。これまでに観測システムの紹介、観測結果より明らかになった自然斜面における雨水の浸透特性や地下水面形成メカニズムの説明、これらの知見に基づいた地下水水位上昇の予測モデルの提案などを行ってきた^{4), 5), 6)}。

しかし、雨水浸透の予測をする上ではごく表層付近における雨水の浸透・流出特性を知ることが重要であるにも関わらず、浅いところでの土中水の圧力を計測することが困難であるため明らかにすることはできていない。そのため、著者らは既存の観測システムにごく表層付近での観測地点を追加し、表層付近も含めた自然斜面全体における雨水の浸透・流出メカニズムの解明を試みた。

* 日本工営株式会社 中央研究所

** 広島大学 大学院工学研究科 社会環境システム専攻

*** 清水建設株式会社 土木技術本部

なぜ、表層付近の水分挙動の解明が重要であるかについては次節で説明する。

2. 表層付近における浸透機構解明の重要性

著者らは降雨浸透と斜面崩壊のメカニズムを明らかにするため、室内において小型模型斜面を作成し、人工降雨を降らして崩壊実験を実施した^{4), 7), 8)}。その際に、降雨条件や模型斜面の土質条件によって雨水の大部分が基盤面まで浸透せず、地下水位が上昇しなくなる現象が見られた。その理由としては、降雨強度が斜面の浸透能より大きくなった時に、表層付近において飽和帯（あるいは比較的飽和度の高い層）が形成され、そこに沿って水が斜面方向へ流下していることが考えられる。このような現象に着目している研究事例がいくつか報告されている^{9), 10), 11)}ものの、自然斜面において実際に発生しているかどうか、どのような地盤・降雨条件の時に発生するのかなどの発生メカニズムが明らかにされていないのが現状である。

仮に、表層より比較的浅い箇所では飽和帯が発生し、その箇所での土塊の滑動力がせん断抵抗力より大きくなって崩壊する可能性があるとするれば、それは基盤面付近まで浸透して崩壊するケースより早く崩壊する可能性を示唆する。実際、1999年6月29日の土砂災害時にも、同じ地域内にも関わらず、比較的早い時間帯で崩壊したケースも見られた¹²⁾。

したがって、斜面崩壊の危険度を評価する上では原位置斜面において基盤面より比較的浅い箇所では飽和流が実際に発生しているか、発生する場合にそれはどのような条件の下で発生するか、また、表層付近における飽和流発生は雨水の浸透にどのように影響を及ぼすかを検討することが重要である。

3. 原位置観測システム

原位置観測は1999年6月29日の豪雨により広島大学東広島キャンパス内において斜面崩壊が発生した5箇所内、崩壊規模が大きかった「ががら山」の崩壊地近傍にて実施している。崩壊現場は標高約330mの山頂からやや下がった北側の山腹斜面であり、崩壊斜面の源頭部は標高300m付近に位置し、下流側標高235m付近まで続いている。

観測は図-1に示すように崩壊した斜面の左右の2測線上で3ヶ所ずつ、計6ヶ所で行っている。2001年から深度0.5m~2.0mを対象に観測を実施してきたが、2006年6月にB1とB3地点で、2007年7月にB2地点で深度10cmと30cmを対象にした観測を追加した。降雨量は2つの測線のほぼ中間点の障害物がないところで計測している。測線Aは測線Bより傾斜が大きく、等高線が平行集水性の少ない地形であるのに対し、測線Bは小規模なガリ状の浸食地形を呈し、わずかながら集水性のある斜面である。

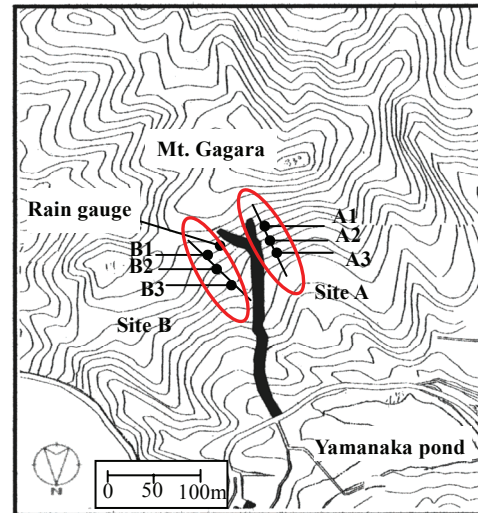
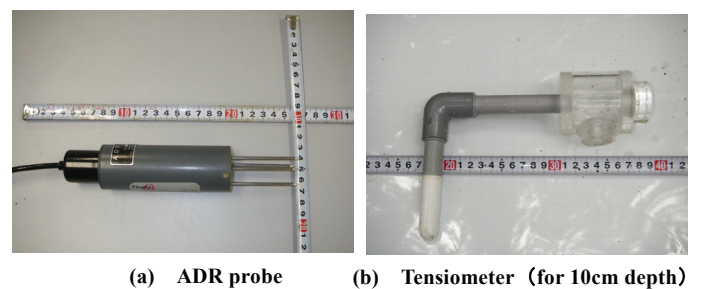


Fig-1 Position of monitoring sites

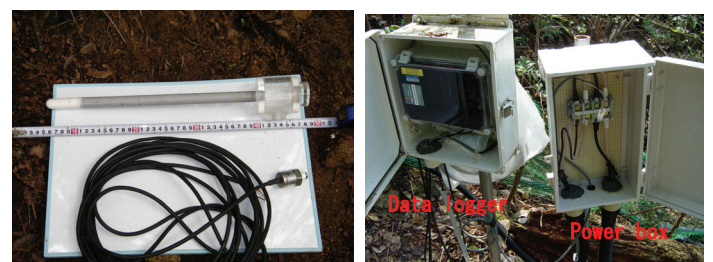
観測システムは土中水の圧力を計測するテンシオメータ、土中水分量を計測するTDRとADR、転倒マス式雨量計、圧力式水位計、データを収録するデータロガー等から構成されている(写真-1)。これらの計測器は室内にてキャリブレーションを行った後に原位置に設置した。キャリブレーション方法や深度50cm以上の設置方法の詳細は文献4にて示した。新たに設置した深度10cmと30cmの箇所での設置方法は次の通りである。

まず、深度10cmの場合、テンシオメータのパイプを表層地盤内に垂直方向に設置すると、センサー上部に付いている水タンクの重さにより計器が安定せず、これが原因でテンシオメータ先端のポーラスカップと周辺の土との密着性が悪くなり、サクション（負圧）を測定することはできなくなることが考えられる。したがって、写真-1(b)に示すようにパイプをL字型にし、水タンクの重力がテンシオメータの先端に直接かからないように工夫した。また、ADR



(a) ADR probe

(b) Tensiometer (for 10cm depth)



(c) Tensiometer (for 30cm depth)

(d) Data logger and power box

Photo-1 Photo of installed instruments

の設置も垂直方向に設置した場合、プローブの一部が地表に出て、そこを伝わって水が浸透する恐れがあるため水平方向に埋設した。

一方、30cm の場合は既存の観測システム同様にテンシオメータのパイプおよび ADR のプローブを垂直方向に設置しても問題なく観測できることが確認されたため、従来と同じ設置方法（すなわち鉛直方向に設置すること）を採用した。観測地点 B3 での計測器の設置例を図-2 に、また各地点での設置項目及び設置深度を表-1 に示す。また、写真-2 に観測地点の計器設置状況の一例を示す。

観測は全て自動計測であり、データは各地点に設置したデータロガーに保存される。測定間隔は 1 秒から 1 時間ま

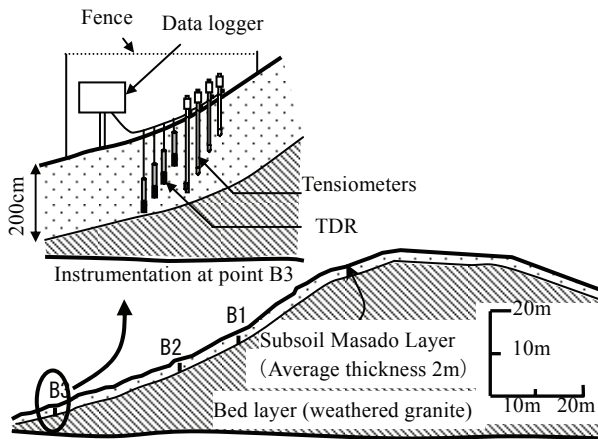


Fig-2 Instrumentation at site B

Table-1 Details of instrumentation

Point	Depth below ground level (cm)	
	テンシオメータ	ADR・TDR
A1	58, 96, 114, 185	100, 150
A2	56, 93, 122, 193	50, 90, 145, 200
A3	44, 98, 115, 174	45, 155
B1	10, 30, 37, 97, 135	10, 30, 50, 150
B2	10, 30, 59, 88, 136, 176	10, 30, 50, 140
B3	10, 30, 60, 97, 159, 172	10, 30, 50, 100, 155, 195
Piezometer	Installed at depth 200cm of point A2	
Rain gauge	Installed at mid point of site A and B	
Installation at depth 10cm, 30cm→B1・B3 (2006/6)、B2 (2007/7)		



Photo-2 Photo of monitoring site

で任意に設定することが出来るが、ここでは、全ての計測器に対して 10 分間隔とした。

また、両測線のほぼ中間点付近に太陽電池を設置し、各地点の観測に必要な電源を供給するようになっている。

4. 観測結果

4.1 観測斜面における土中水分の計測結果例

図-3 は B1 及び B3 地点における 2006 年 7 月の観測結果である。図に示すように、両地点で降雨時に水分量の上昇

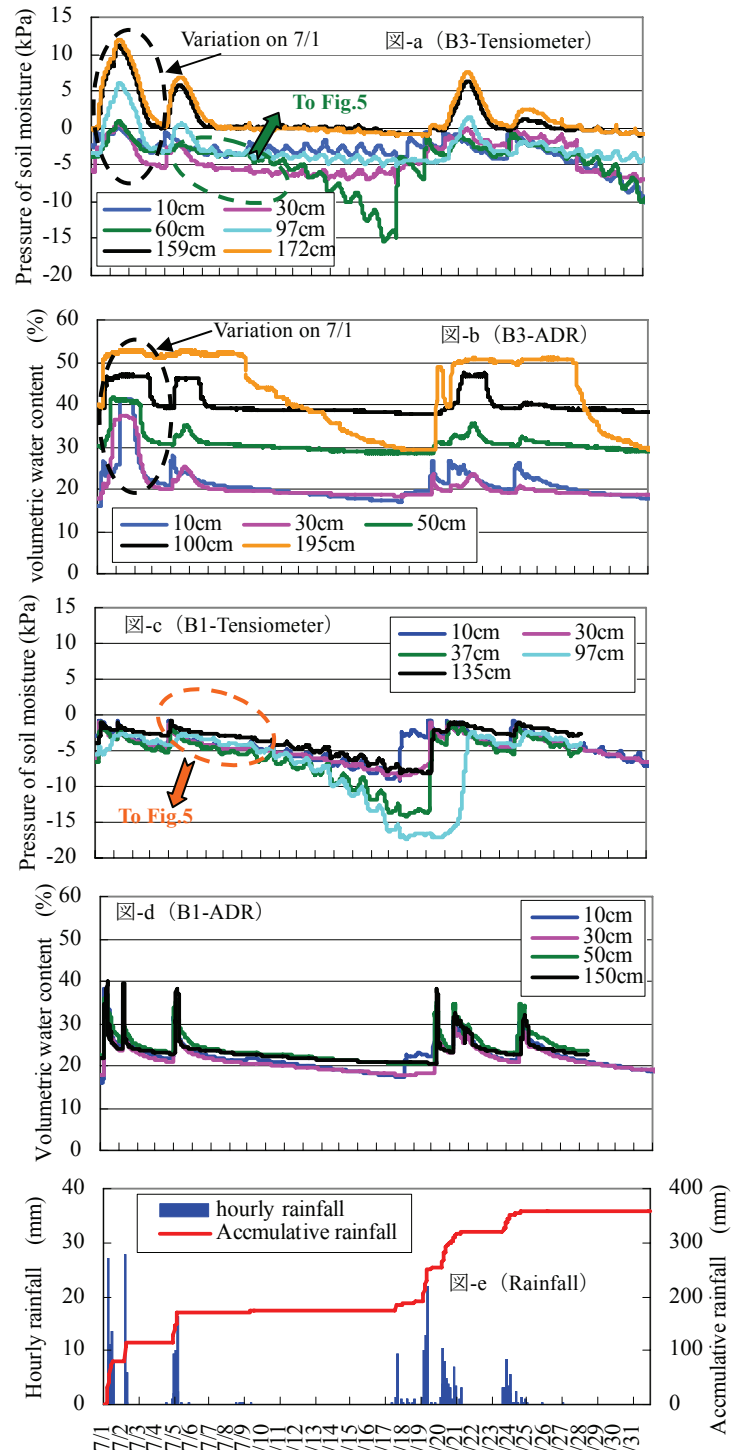


Fig-3 Monitoring results of June 2006 at point B3

に伴うサクシジョンの低下、無降雨時には水分量の低下に伴うサクシジョンの増加が確認できる。

7月1日から2日にかけて累積雨量 114.5mm の降雨があり、先行降雨も多かった（6月22日～30日まで約210mm）ため、斜面下流側に位置する B3 地点のテンシオメータの設置深度の深い箇所（深度 97cm、159cm、172cm の3深度）では7月1日に、またそれより浅い箇所（深度 60cm と 30cm）では7月2日に負圧が消失して正圧になったことが分かる（図-3(a)）。また、ADR の値もこの期間中ほぼ一定値で上昇しなくなり（つまり、体積含水率が変化しなくなり）、飽和したと考えられる（図-3(b)）。すなわち、この地点の表層地盤内に地下水面が形成されたことを指す。

一方、同じ降雨に対し、上流側に位置する B1 地点では水分量の変動に伴うサクシジョンの変動が確認できるものの、テンシオメータの観測結果が正圧値を示しておらず、この地点では地下水が形成されていない（図-3(c)）。その理由として、B1 地点近傍に亀裂の多い強風化した花崗岩の表層が存在し⁴⁾、浸透した水が流出しやすい状況にあるためと考えられる。また、B1 地点は上流側に位置するため、B3 地点と比べて集水効果が小さいことも理由の一つとして考えられる。

図-4 は 2006 年 7 月 1 日～7 月 2 日降雨時に観測された圧力と体積含水率の深度方向の分布である。ここで用いたデータは降雨前（7月1日の1時）、深度 195cm・100cm・30cm・50cm のそれぞれの箇所で飽和したと考えられる時

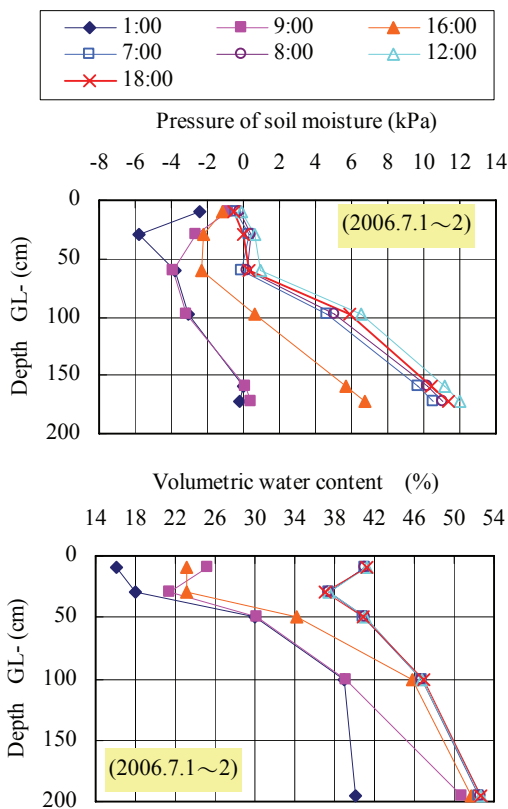


Fig-4 Distribution of pressure of soil moisture and volumetric water content during on 7/1 - 7/2

刻（7月1日の9時・16時と7/2の7時・8時）、降雨停止直前（7月2日の12時）、降雨停止して6時間後（7月2日の18時）のデータである。まず、体積含水率の変動を見ると、7月1日の9時に深度 10cm、30cm と 195cm の箇所水分量の上昇が見られ、土中水の圧力も 10cm、30cm と 172cm の箇所負圧の値が低下し、172cm の箇所では正圧となっている。したがって、この箇所で地下水面が形成されたと思われる。

同日の16時には深度 100cm の箇所で水分量が大きく上昇し、この深度における圧力も正圧を示しており、地下水面が 100cm まで上昇してきたことが伺える。翌日2日の7時になると 30cm の箇所で正圧となり、若干遅れて同日の8時に 50cm の箇所で正圧となった。また、同日の8時～12時までは 50cm 以深の正圧の分布は平行移動を示し、これらの深度において飽和帯が帯として上昇していることが考えられる。しかし、深度 30cm の箇所では同様の傾向は認められない。降雨停止後の7月2日18時には地下水位の低下に伴い、正圧の値が低下しているものの、まだ飽和状態に近いため明確な水分量の減少が見られない。

4.2 各深度における土中水分挙動の比較

図-5 は図-3(a)と(c)の結果のうち7月4日～7月9日までのデータを拡大して B1 及び B3 地点におけるサクシジョンの低下勾配（つまり平均的な低下速度）を検討したものである。なお、B3 地点の深度 159cm と 172cm の箇所は既

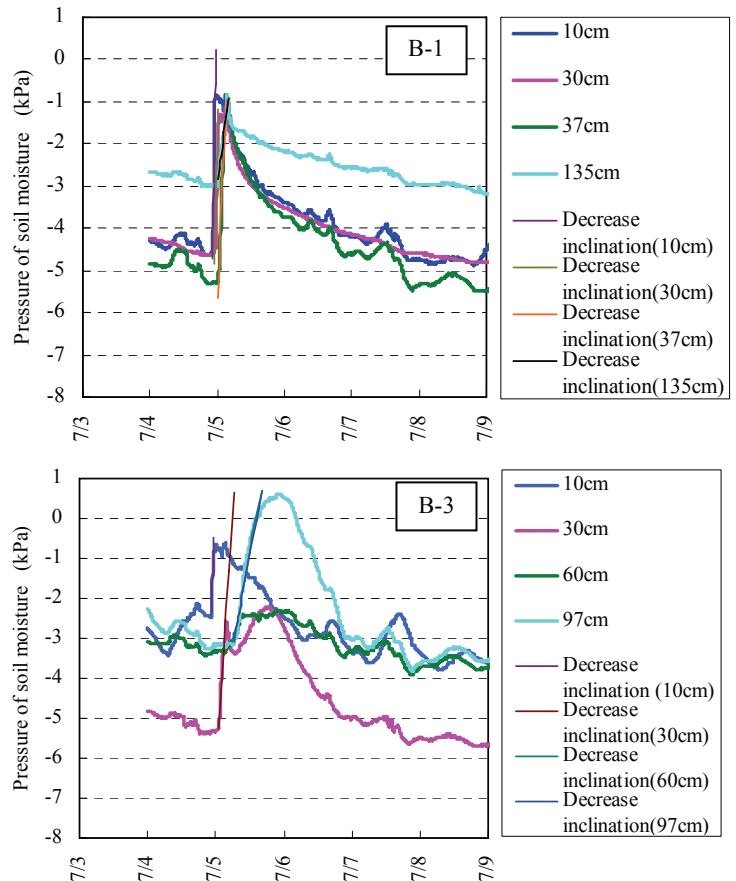


Fig-5 Variation of suction and decrease inclination of suction

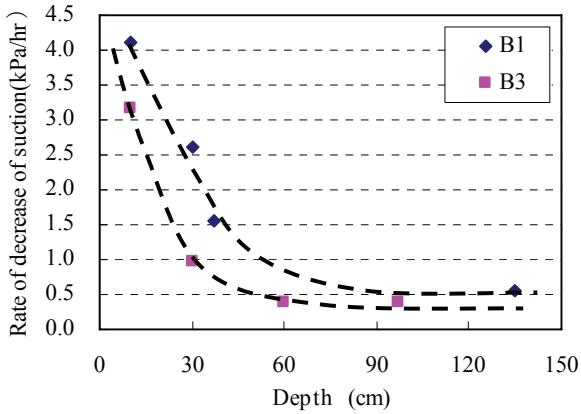


Fig-6 Rate of decrease of suction on points B1 & B3

に正圧になっているため検討の対象から外した。

図-5 のサクシジョンの低下勾配より求めた両地点の各深度におけるサクシジョンの低下速度を整理したが図-6 である。図によれば、両地点ともに深度が浅いほどサクシジョンが低下しやすいことが分かる。このことは、表層付近においては飽和度の上昇に伴うサクシジョンの急激な低下により、

見かけ上の粘着力も急激に低下する可能性を示唆するものとする。

図-7 は B1 と B3 の同じ深度における土中水の圧力及び体積含水率の変動を比較したものである。まず、図(b)の水分量を見ると、水分量の上昇速さは B3 地点より B1 地点で大きく、後方で水分量が上昇しやすことが分かる。また、図(a)のサクシジョンの変動も同様の傾向が見られ、B3 地点より B1 地点でサクシジョンが低下しやすいことが確認できる。これは先述したように亀裂の多い B1 地点で水が浸透しやすいことを示しており、当然の結果ではあるが土質や地盤条件、水の浸透や空気の移動経路などの諸条件によって土中水の挙動が異なってくることを裏付けている。

4.3 表層地盤内の飽和流発生機構について

豪雨時に表層地盤内に形成される地下水は斜面の安定性を悪化させることは知られている^{13), 14)}。しかし、表層土内の地下水形成機構としては、飽和した領域が上から下へ進行するという考え方と難透水層まで水が浸透し、そこで地下水となり上昇していくという考え方で、大きく二通

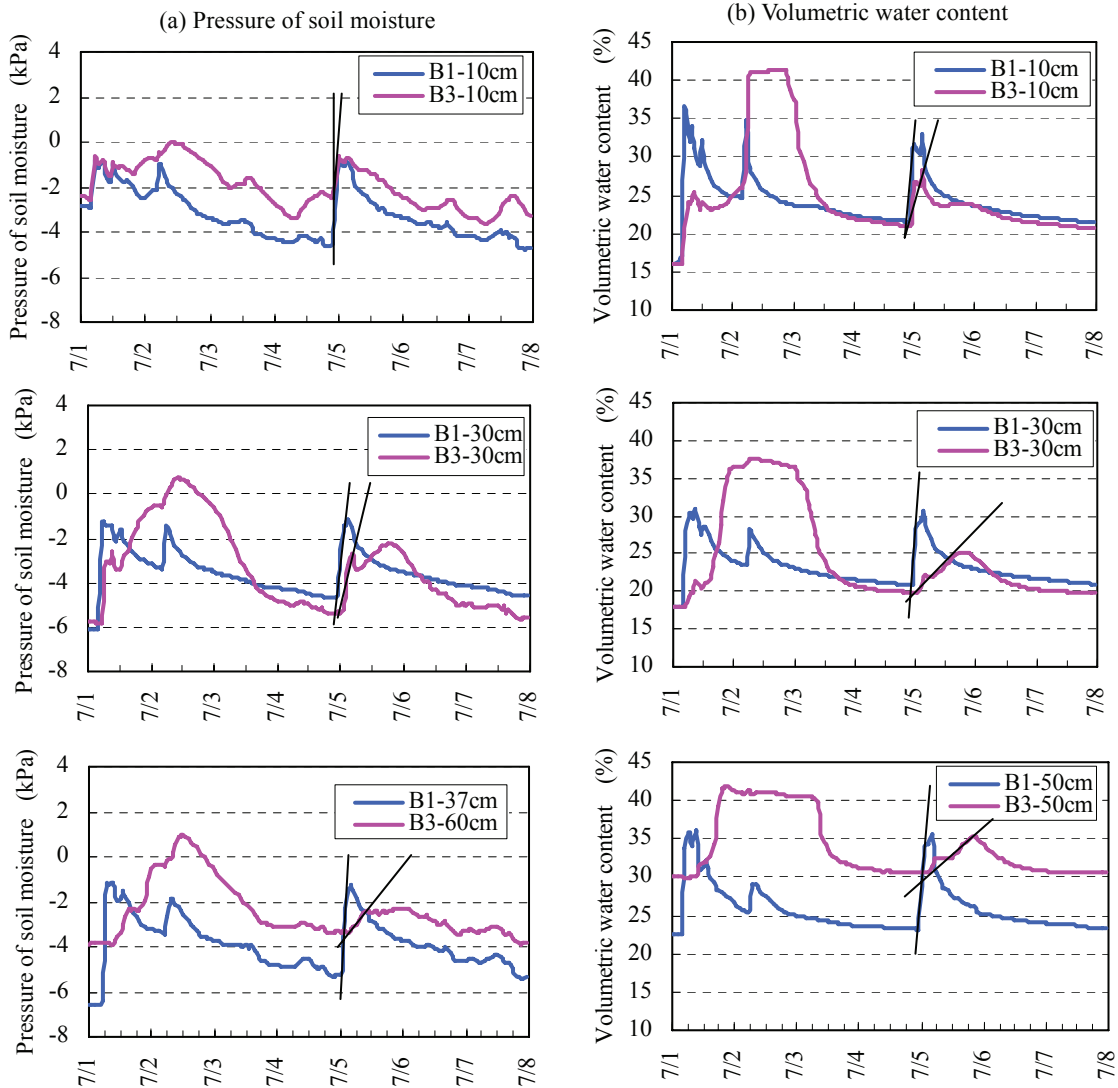


Fig-7 Variation of pressure of soil moisture and volumetric water content on each point

りに分かれおり¹⁵⁾、自然斜面における実現象は明らかになっていない。このように薄い表層土内における地下水の形成機構の違いによって不安定化を評価する際に結果が大きく異なってくるのが考えられ、地下水形成機構を正確捉えることが重要である。

図-8は2006年7月1日～同年7月2日にB3地点で観測された土中水の圧力及び体積含水率である。まず図-8(a)の圧力の変動を見ると、図-4で説明した同様に最初に深度172cmで負圧から正圧となり、この箇所において地下水が形成されたことになる。次に159cmと97cmの順で圧力が正の値を示し、水位が上昇している様子が分かる。その後は深度30cmで正圧となり、若干遅れて60cmで正圧を示している。一方、10cmの箇所は正圧付近まで変動しているものの、負圧のままである。

次に、図-8(b)の体積含水率の測定結果を見ると最初に深度195cmの箇所で水分量が急上昇し、その後は概ね一定値を示しており、この深度で飽和したと考えられる。その時に浅い深度においては水分量が上昇しているものの、飽和には至っていない。したがって、体積含水率の測定結果からも地下水は深部(深度195cmの箇所)で形成され、その後は地表面に向かって上昇していくと考えられる。

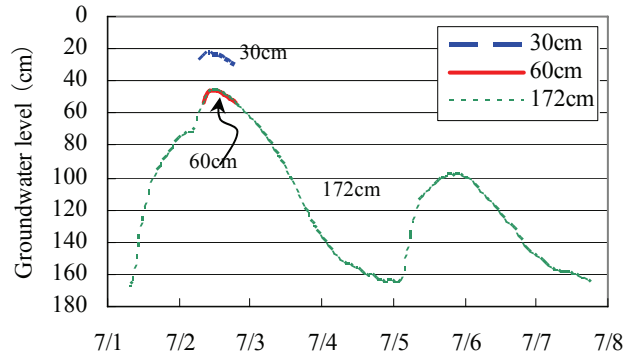


図-9 Monitoring results of groundwater level on point B3

図-9はB3地点の複数深度での土中水の圧力の観測結果から求めた全水頭値(地下水面の位置にほぼ相当)である。図に示すように深度172cmと60cmの水面はほぼ一致し、両箇所は同じ飽和帯にあると解釈できる。一方、この図からは30cmにおける水面は深いところとは別のものであると捉えられ、ごく表層付近において一時的に飽和流が発生していることが考えられる。この理由としては、30cmの箇所は間隙比の大きい腐植土層からシルト混じりの土砂層へ変わる深度付近であり、前者で透水係数が大きく($1.41 \times 10^{-2} \text{cm/s}$)、後方で小さく($2.60 \times 10^{-3} \text{cm/s}$)なったため、その深度付近で飽和流が発生しやすい状況にあると考えられる。一方、図-3に示したようにB1地点の浅部においては正圧が観測されていないことを勘案すると、地表付近の飽和流の形成は降雨強度や土の透水係数の変化などの地盤条件によって発生する場合としない場合があると考えられる。なお、正圧が観測されなかったB1地点の表層付近の透水係数はGL-10cmで $3.31 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 、GL-30cmで $2.72 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ である。

以上の結果から、自然砂質土斜面における地下水形成機構は次のように要約できる。

- ・ 降雨は基盤層(比較的透水性の小さい層)付近まで浸透しそこで地下水が形成され、降雨の継続と共に水位面が上昇していく。
- ・ 一方、表層付近においては降雨条件や地盤条件によって、一時的に飽和流が発生する場所がある。

5. 地下水面形成時の水収支の検討

表層土内に地下水面が形成された時の水の流入・流出特性を詳細に検討するため、地下水面が形成された時の水収支を簡易的に求めてみた。対象とした雨は観測期間中に最大日雨量があった2001年6月19の雨であり、上流側のB1地点で観測期間中に、この降雨の時のみ地下水が形成されている。この雨によってB2とB3地点で観測期間中、最大の正圧値が観測されている。

水収支の検討に当たり、下記の仮定を設けた。

- ① 植物に降った雨水は全て樹幹流として地盤内に浸透し、遮断損失量はないものとする。

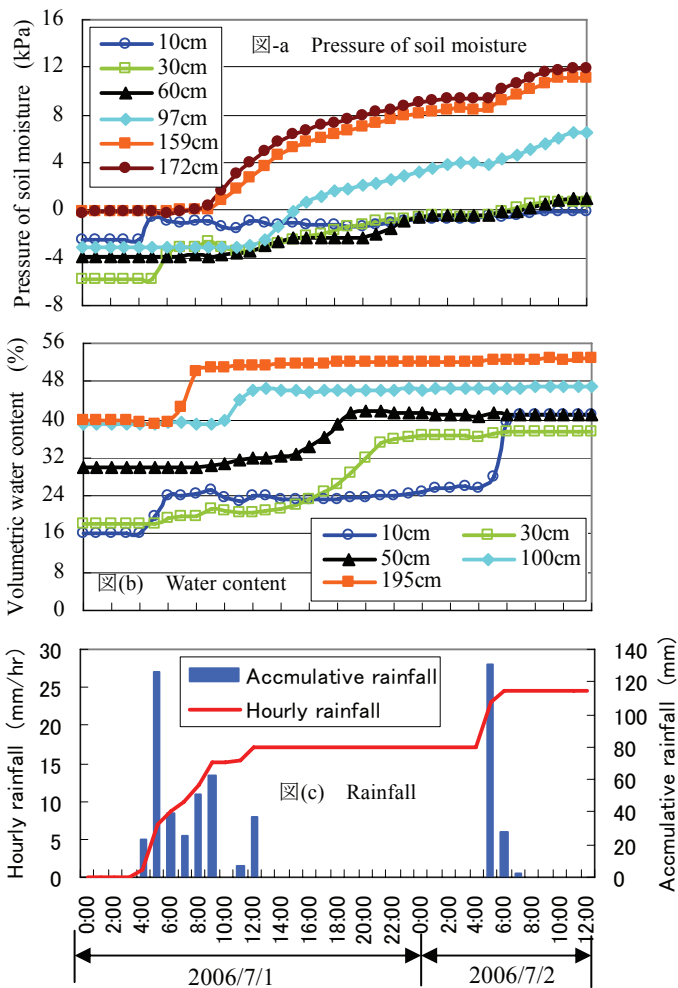


Fig-8 Variation of pressure of soil moisture and volumetric water content on point B3

- ② ソーンスウェイト法¹⁶⁾による蒸発散量の推定の結果、平均的な可能蒸発散量は1~2mm/day程度であり、対象にしている降雨期間も短いため、降雨量に比して蒸発散量は少なく無視できる。
- ③ 降雨時の地表流は、降雨強度が表層地盤の透水係数を上回る時のみ発生する。
- ④ 現地の斜面は図-10に示すように単勾配の斜面として近似し、下流方向に線形的に地下水位が増加すると仮定する。

この仮定により、各流入・流出・貯留量は下記のように計算できる。

降雨による浸透流入量

観測斜面において他の流域から表面流入量がなく、表面貯留域もないため、外部から浸透流入する水の量は降雨量と等しく、式(1)より求められる。

$$W_R = R \cdot S \cdot \cos \beta \quad (1)$$

ここで、R：連続雨量（時間雨量 r で表す場合は $R = \sum r$ ）、S：斜面長、 β ：斜面勾配

不飽和帯への供給量

浸透した雨水が基盤面まで浸透する過程において不飽和帯に留まる水の量 W_{us} は降雨前の初期体積含水率と地下水面の形成までに上昇した体積含水率を用いて(2)式より求められる。

$$W_{us} = S \cdot \cos \beta \cdot H_L \cdot (\theta_f - \theta_0) \quad (2)$$

ここで、 H_L ：表層厚、 θ_0 ：初期体積含水率、 θ_f ：地下水位形成開始時刻における体積含水率

ここで、地下水形成時における不飽和層の体積含水率が約36%（深度50cm~200cmの観測結果を使用）⁵⁾であるため、式(2)の $\theta_f = 0.36$ である。

地下水流出量

対象とした降雨時に、ごく表層付近における観測を実施していないため、表層付近において飽和帯が形成されて流出したか否かについては明らかではない。したがって、ここでの地下水流出量の計算は、基盤面付近において形成・上昇した地下水位を対象にした。また、地下水の一部は基盤

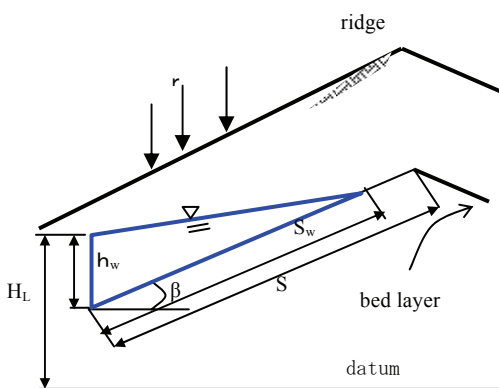


Fig-10 Schematic view of groundwater flow in slope for water budget calculation

から鉛直浸透する可能性（完全に不透水層ではないため）も考えられるが、ここでは簡易化のために、その量が少量であり無視できるとする。

上記の条件の基、地下水流出量 Gw_{out} はダルシーの法則を用いて下記のように求めることができる。

$$Gw_{out} = \int_0^t k \cdot i \cdot h_w \cdot \cos \beta dt \quad (3)$$

ここで、k：透水係数、i：動水勾配、 $h_w \cdot \cos \beta$ ：流出断面積である。

$$\text{ここで、} \quad i = \frac{dh}{ds} = \sin \beta \quad , \quad \int_0^t h_w dt = h_w \cdot t \quad \text{と近似すれば式}$$

(3) は、次のようになる。

$$Gw_{out} = k \cdot h_w \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta \cdot t \quad (4)$$

地下水貯留量

地盤内に地下水として貯留される量 Gw_{stor} は式(5)より求めることができる。

$$Gw_{stor} = n_e \cdot V \quad (5)$$

ここで、 n_e ：有効間隙率、V：地下水が貯留される体積である。区間 S_w に貯留されている地下水の分布を線形と仮定すれば $V = 1/2 h_w \cdot \cos \beta \cdot S_w$ となり、式(5)は次のようになる。

$$Gw_{stor} = \frac{1}{2} n_e \cdot h_w \cdot \cos \beta \cdot S_w \quad (6)$$

ここで、 S_w は地下水が形成する斜面の長さであり、 h_w は区間 S_w の下流端における地下水位である。上述した通り、観測期間中に上流側の B1 地点で地下水面が形成されたのはこの降雨時のみであり、地下水は斜面上流側まで上昇しにくいことを意味する。そのため、本計算での S_w については、尾根からの距離 (S) ではなく、B1 地点近傍からそれぞれの地点までの長さとした。

計算は表-2に示す入力条件の下に行った。ここでの飽和透水係数は原位置で観測された降雨開始時刻と水分量の反応時刻より求めた結果である⁵⁾。また、初期体積含水率 θ_0 は、降雨開始前の観測結果の平均値を用いた。

式(1)、(2)、(4)、(6)を用いて水収支を検討した結果を図-11に示す。まず、図-11(a)のB2地点の場合、不飽和帯への供給量・地下水流出量・地下水貯留量の合計（つまり斜面内の水の合計量）と降雨による浸透流入量との間に大きな差異は見られず、これらの計算項目により、この地点における雨水の浸透・流出を表現することが可能である

Table-2 Input data for water budget calculation

Point	Slope length (m)		Slope angle β	Void ratio e	Permeability k (cm/s)	θ_0	H_L (cm)
	S	S_w					
B2	64	37	25	0.95	0.0085	0.33	176
B3	87	60	25	0.95	0.0059	0.33	172

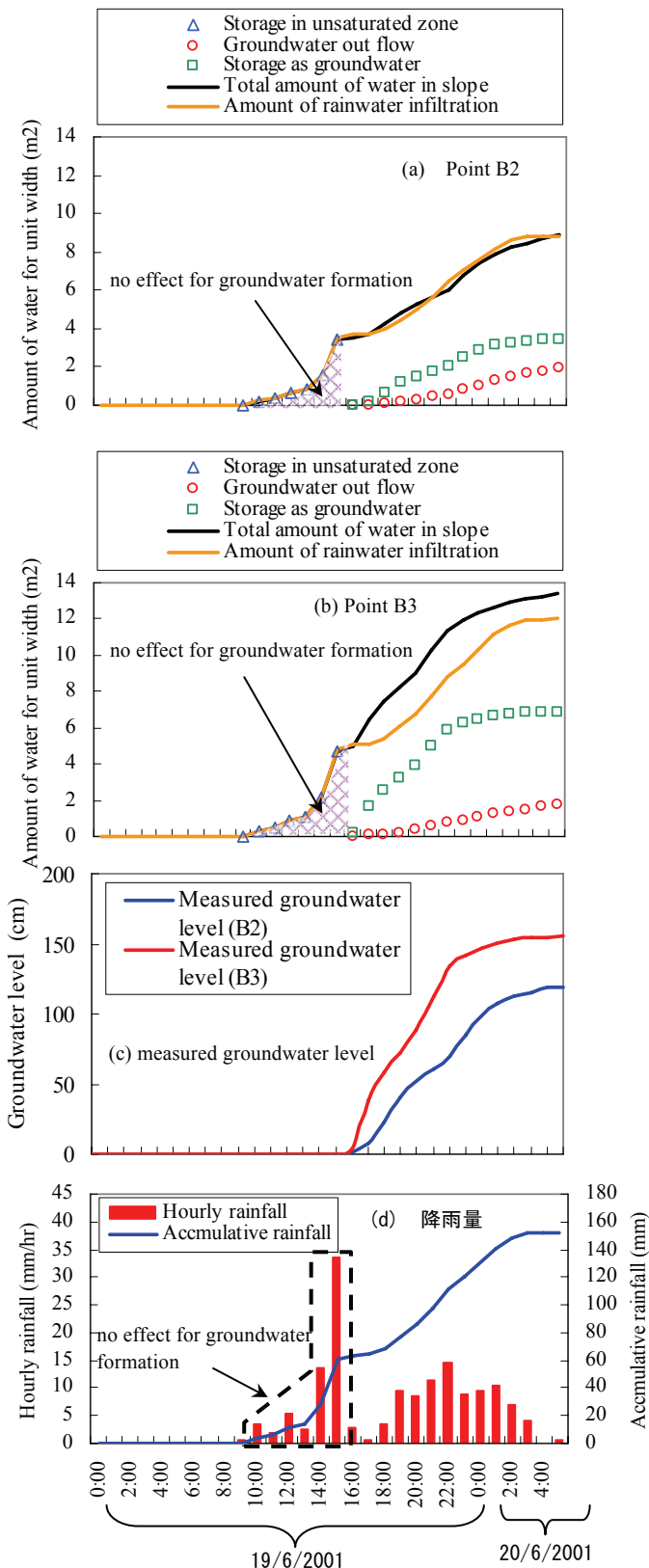


Fig-11 Calculation results for water budget

と思われる。

一方、B3 地点の場合、表-2 の計算条件下では、雨水による浸透流入量より斜面内に貯留する量や地下水として流出する水の量が多くなっている結果となった。この理由の

一つとしては、該地点に流入する水はこの斜面上に直接降った雨水だけではなく、局所的な集水地形の影響が横流入として、この地点に現れている可能性が考えられる。

また、図に示すように浸透雨水が不飽和帯へ供給されている間に水位形成はなく、この時間に降った雨（今回の場合は降雨開始から約7時間の降雨）は表層土内の地下水面形成に直接寄与しない無効雨量である。すなわち、地下水面が形成されるまでに不飽和帯の体積含水率が約36%（飽和度70%~80%）まで上昇するために必要な雨水の量と等しい。

6. あとがき

ごく表層付近も含む自然砂質土斜面における雨水の浸透・流出特性の把握を目的として原位置観測を実施した結果、下記のことになった。

- 1) 雨水の浸透・流出特性は地形・地盤・降雨の諸条件によって異なるが、土中水の圧力と水分量を詳細かつ連続的に観測し精緻な分析を行った結果、複雑な挙動を支配するパラメーターを概ね捉えることができた。
- 2) このことから、ごく表層付近の土中水の圧力及び水分量の計測技術が信頼性の高いものであることが確認できた。
- 3) 研究対象の自然砂質土斜面では、降雨は基盤層（比較的透水性の小さい層）付近まで浸透しそこで地下水が形成され、降雨の継続と共に地下水面が上昇していくことを確認した。ただし、降雨条件や地盤条件によっては、ごく表層付近において一時的に飽和流が発生する場所があると考えられる。
- 4) 水収支を簡易的に計算する方法を提案し、表層土内の雨水の浸透・流出状況を検討した。その結果、降雨の一部が不飽和帯へ供給されている現象が確認できたほか、集水性のある斜面においては横流入の多少の影響を示唆する結果が得られた。

謝辞：

本原位置観測の実施に際し、広島大学施設部に多くのご協力を頂いた。また、広島大学大学院工学研究科地盤工学研究室の皆様にご計測器の設置、維持管理やデータ回収などに関して多くのご支援、ご協力を頂いた。以上の皆様に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 大西有三・西垣誠・西野賢治：地盤浸透の新しい準三

- 次元解析手法に関する基礎的研究、土木学会論文集、No.424/Ⅲ-14、pp.85～94、1990.
- 2) 赤井浩一・大西有三・西垣誠：有限要素法による飽和—不飽和浸透流解析、土木学会論文集、第 264 号、pp.87～96、1977.
 - 3) 西垣誠・中屋眞司・河野伊一郎：前処理付き共役勾配 (SSOR-PCG) 法を用いた飽和・不飽和多孔質媒体中の三次元浸透解析法、土木学会論文集、No.448/Ⅲ-19、pp.101-110、1992.
 - 4) Thi Ha, 佐々木康, 森脇武夫, 山本真由美, 佐藤崇史, 上熊秀保 (2004)：まさ土斜面における降雨時土中水分変動の原位置観測システム (浸透特性の原位置観測システムおよび地盤構成の原位置観測調査), 広島大学大学院工学研究科研究報告, 第 53 巻第 1 号, pp.23～32.
 - 5) Thi Ha, 佐々木康, 加納誠二 (2004)：降雨時のまさ土斜面における土中水分量の変動と無効雨量, 広島大学大学院工学研究科研究報告, 第 53 巻第 1 号, pp.33～42.
 - 6) Thi Ha, 佐々木康, 宇根川裕一 (2004)：降雨時の山腹斜面内地下水水位の簡易算定法の検討, 広島大学大学院工学研究科研究報告, 第 53 巻第 1 号, pp.43～51.
 - 7) Thi Ha (2005)：豪雨時の風化花崗岩斜面の不安定化機構に関する研究、広島大学大学院工学研究科学位論文、pp.41～60.
 - 8) 木村洋介 (2005)：基盤面形状が降雨時の地下水位形成と斜面安定に及ぼす影響、広島大学工学部 土木教室 学士論文、pp.19-20.
 - 9) 吉野文雄 (1983)：現地実験による表面流出の研究、土木学会論文報告集、pp.59～68.
 - 10) 谷 誠、小杉賢一郎、坪山良夫、窪田順平 (1998)：森林土壌が多様な不均質性をもつ流域の流出特性に及ぼす影響の解明に向けて、日本林学会誌、pp.44～57.
 - 11) 藤枝基久 (2001)：森林の水源かん養機能とその評価、林業技術、pp.12～17.
 - 12) 盤工学会緊急調査団：平成 11 年の広島県豪雨災害調査報告書、pp.9～51、1999.
 - 13) 榎明潔：降雨時の斜面表層崩壊の発生機構の検討、豪雨時の斜面崩壊のメカニズムと予測に関する論文集、地盤工学会四国支部、pp.99-110、2001.
 - 14) 池田俊雄：斜面崩壊の原因とそのメカニズム、基礎工、2月号、pp.2-8、1987.
 - 15) 榎明潔・池田勇司・A.A.Kokubu・吉川太洋：崩壊メカニズムの推定、地盤工学会緊急調査団 平成 11 年の広島県豪雨災害調査報告書、pp.167-171、2000.
 - 16) 榎根 勇 (1994)：水文学、大明堂、pp.94-125.

平成 19 年10月31日 受理