

自然斜面における雨水浸透・流出の原位置観測

FIELD MONITORING OF RAINWATER INFILTRATION ON NATURAL SLOPES

ティ ハ*・土田 孝**・佐々木康***
Thi Ha, Takashi TSUCHIDA and Yasushi SASAKI

To accurately predict the time and place of sediment-related disasters, an urgent ongoing problem is to clarify the behavior of rainfall infiltration in the top 1-2 m thickness of subsurface layers. Moreover, an important question is to what extent forest slopes can substitute for concrete dams in storing rainfall on slopes. To examine this question, it is necessary to know how much rainwater can be stored by forest slopes during rainfall and what happens to saturated throughflow in the subsoil layers.

Normally, rainwater infiltration on hillslopes is determined by unsaturated and saturated numerical analysis using FEM, FDM, or similar methods. But, insufficient verification studies means that it is unclear whether modeled results show good agreement with behaviors on in-situ slopes. Therefore, the authors established a monitoring system of rainfall infiltration on in-situ slopes which included measurement of soil water pressure in shallow (0-0.1 m) subsurface layers of a forest slope.

In this paper, moisture changes in the in-situ slope, the amount of rainwater supplied to the unsaturated zones during infiltration, and the formation of a saturated layer in the subsurface are discussed based on monitoring results. Finally, a simplified method to estimate the amount of rainwater that can be stored on forest slopes is proposed based on this improved understanding of rainfall infiltration.

Keywords : *Field monitoring, natural sandy slopes, surface failures, suction, soil moisture*

1. はじめに

豪雨時の土砂災害が毎年のように日本の至るところで発生している。斜面防災の分野では、そうした土砂災害による被害を軽減・回避することが重要となっている。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、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”とは異なって、表層崩壊や土石流に係る防災技術上の問題点は、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。そこでは、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。

一方、河川事業の分野では、近年環境問題に関する社会意識の向上に従って、治水を目的とするダム建設の必然性を問う議論が活発となっている。ここで着目されているのは森林斜面のもつ保水機能や流出の際の遅延機能を利用するいわゆる「緑のダム」論である。しかし、常時ある程度の飽和度をもっている土壌がさらにどの程度保水でき、治水機能を発揮できるかは不明である。また、植生の状況などによってごく表層付近において飽和流が発生する可能性も指摘されている¹⁾。豪雨時に表層付近の飽和流が発生した場合、河川への流出状況が大きく異なってくることが予測されるため極めて重要な現象である。それにも関わらず、飽和流がどのようなところで、どのように発生しているかは明確にされていない。

さらに言えば、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^{2),3),4)}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飽和度の予測精度は明らかでは

* 中央研究所 総合技術開発部
** 広島大学大学院 工学研究科
*** 財団法人 国土技術研究センター

ない。また、ごく表層付近における土中水の圧力の観測が困難であるため、そこで実際に飽和流が発生しているかどうかはいまだに明らかになっていない。

そこで、著者らは以前から原位置観測を継続している広島大学地盤工学研究室の観測システムに、ごく表層付近の観測地点を追加設置して、自然斜面における雨水の浸透現象を観測により追跡する試みを共同で行った。

本稿では、観測システムの紹介、観測結果に基づいた降雨時の表層地盤内水分挙動の態様、表層土内における地下水(飽和帯)の発生状況、地下水発生までに浸透した雨水の一部が不飽和帯へ供給される状況、また、ごく表層付近の雨水の浸透・流出特性などについて述べる。

2. 降雨浸透特性の原位置観測システム

(1) 観測位置

広島県を含め中国地方には白亜紀の広島花崗岩類が広く分布し(図-1)、このため、花崗岩類の風化生成物であるまさ土に覆われた斜面も広く分布して豪雨時にしばしば崖崩れや土石流の災害をもたらしてきた。

県内における最近の土砂災害としては、2005年9月5日の台風14号に伴う豪雨による被害や、1999年6月29日の梅雨前線の活動に伴う集中豪雨による被害が挙げられる。とくに後者は近年最も大規模の災害であり、広島市・呉市周辺で多くの表層崩壊や土石流が発生した。八幡川橋の雨量記録によると1999年6月23日から29日までの1週間累積雨量は389mm、6月29日の日雨量は231.5mm、同日の最大時間雨量は81mm(14～15時に観測)であった。この豪雨によって広島県では崖崩れが186箇所、土石流が139溪流で発生し、32名の犠牲者が出るとともに、4,785棟の家屋が被害を受けた⁶⁾。この時の豪雨により、広島大学東広島キャンパス内においても5箇所で斜面崩壊が発生し、そのうち、陣が平山の南斜面とががら山の北側斜面における崩壊の規模は大きかった(図-2、写真-1)。

原位置観測は、これら崩壊規模の大きかった2箇所の

内、「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、付近の山地の山頂標高は300～350mの定高性を有している。斜面の勾配は山頂部付近ではほぼ25°と緩いが、遷急線から下方では35～40°と急になり、さらに下方(標高265m辺り)の遷緩線からは10～18°程度となっている。この山腹斜面には小規模な崩壊地形や段差地形(高さ数0.1m～2m程度)が散見され、斜面表面を覆う植生は、

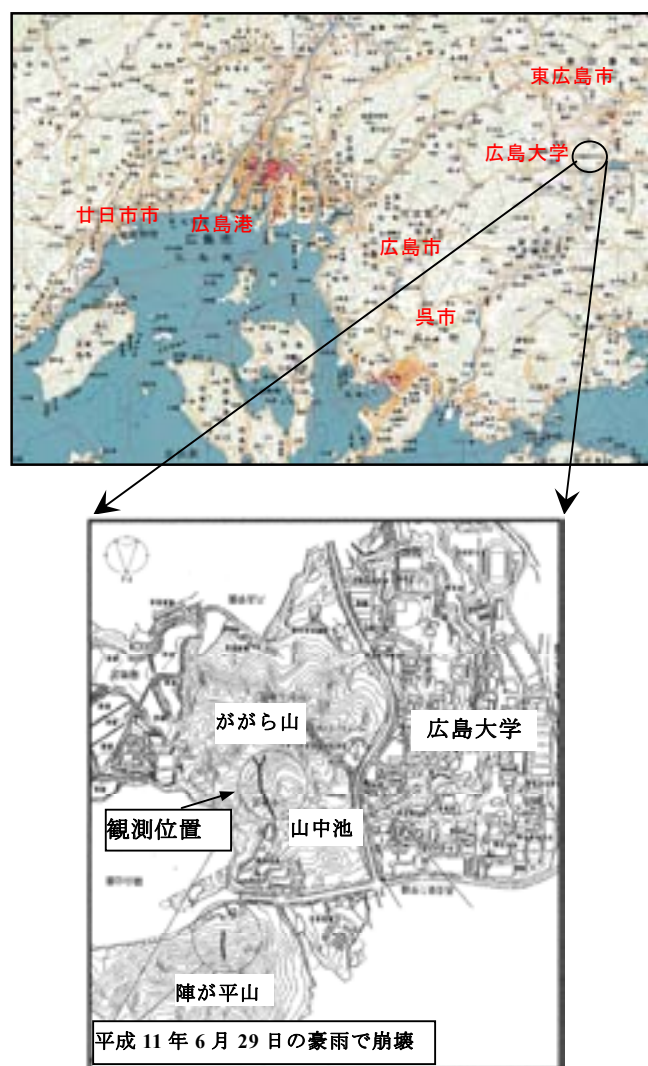


図-2 観測地点位置図

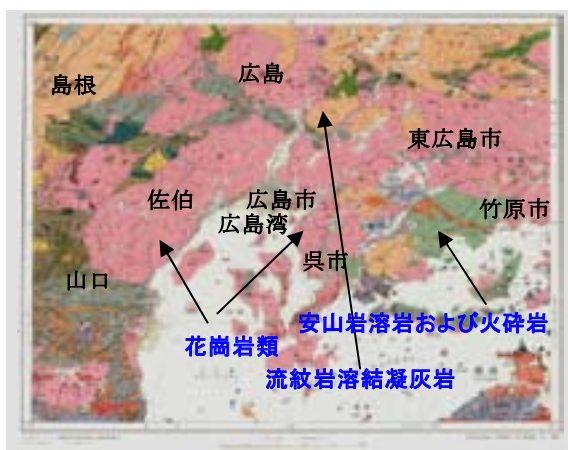


図-1 広島県の地質図⁵⁾



写真-1 ががら山の崩壊直後の現場の状況

コナラ、アラカシ、ツバキ、ヒサカキ、リョーブなどの松枯れ後の二次林である。

(2) 観測地域の降雨特性

図-3 は観測地点付近の降雨特性を示すものであり、広島・呉・東広島の約 30 年間(1976 年～2006 年、ただし東広島は 1979 年～2006 年の集計)のアメダス結果に基づく月平均雨量である。また図中には、最近 20 年余りの間にこの地域で土砂災害が発生した年の降雨量と、本稿で主に用いる観測データを得た 2006 年の月降雨量も併記した。

図-3 に示すように、降雨量は 4 月から増え始め、梅雨期である 6 月～7 月にピークを迎え、8 月にはいったん減少するものの、台風時期である 9 月に再び増えるという季節変動が見られる。また、2006 年の降雨量は 30 年間の平均降雨量より多い傾向が見られるが、災害発生年の降雨量と比べて少なく、観測期間中に土砂災害をもたらすような豪雨は降っていない。

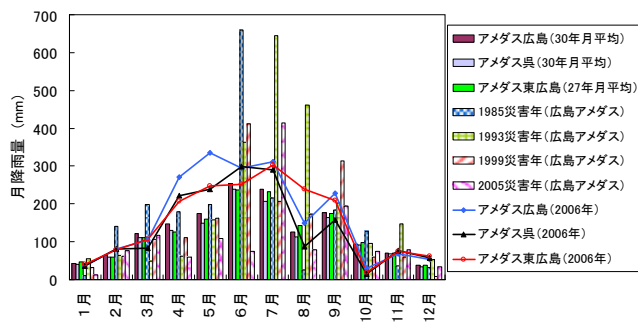


図-3 広島地域の降雨特性

(3) 観測斜面の表層土に関する調査

観測斜面の測線 B 上で掘削した土層観測用ピット(図-4)の観察結果より、斜面表層は花崗岩が強風化したまさ土により構成され、地表面から約 0.2～0.3m までは腐食土、0.3～0.5m まではシルト混じり状態で、0.5m から 2m まではレキを混入し、2m 以深は弱風化の花崗岩である。深度 0.1～0.8m で採取した不かく乱およびかく乱試料を用いて室内土質試験を行った結果、土粒子の比重は 2.57～2.60g/cm³、自然間隙比は 0.8～1.5、自然状態の飽和度は 32～65%、透水係数は 10⁻²～10⁻³cm/s のオーダー、内部摩擦角は 33～39°、粘着力は 5～13kPa であった。

次に、物理探査および簡易貫入試験の結果から推測される観測斜面の代表的 2 測線、II および III の表層土構成を図-5 に示す。図-5 に示すように B1 地点より上流側は風化花崗岩(D 級)と硬質花崗岩(CL 級以上)の二つの層に

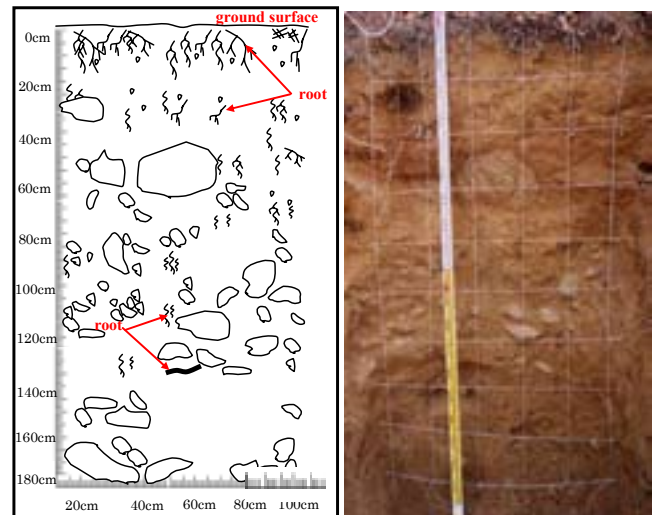


図-4 観測斜面測線 B におけるピットの側壁

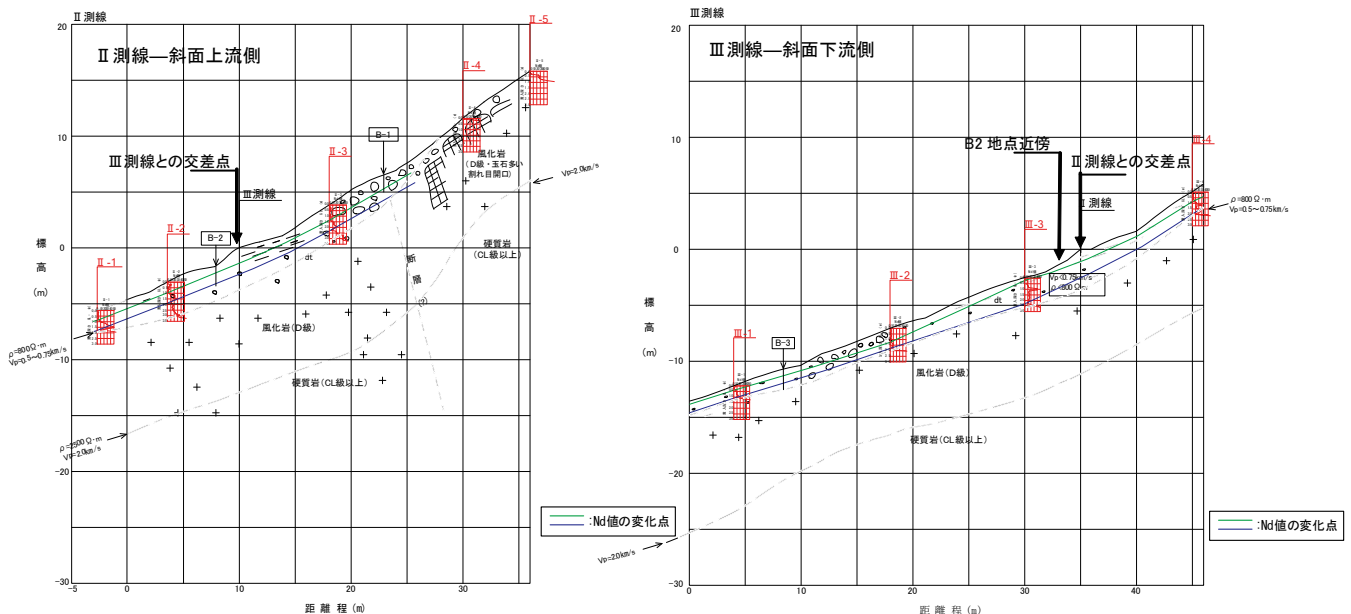
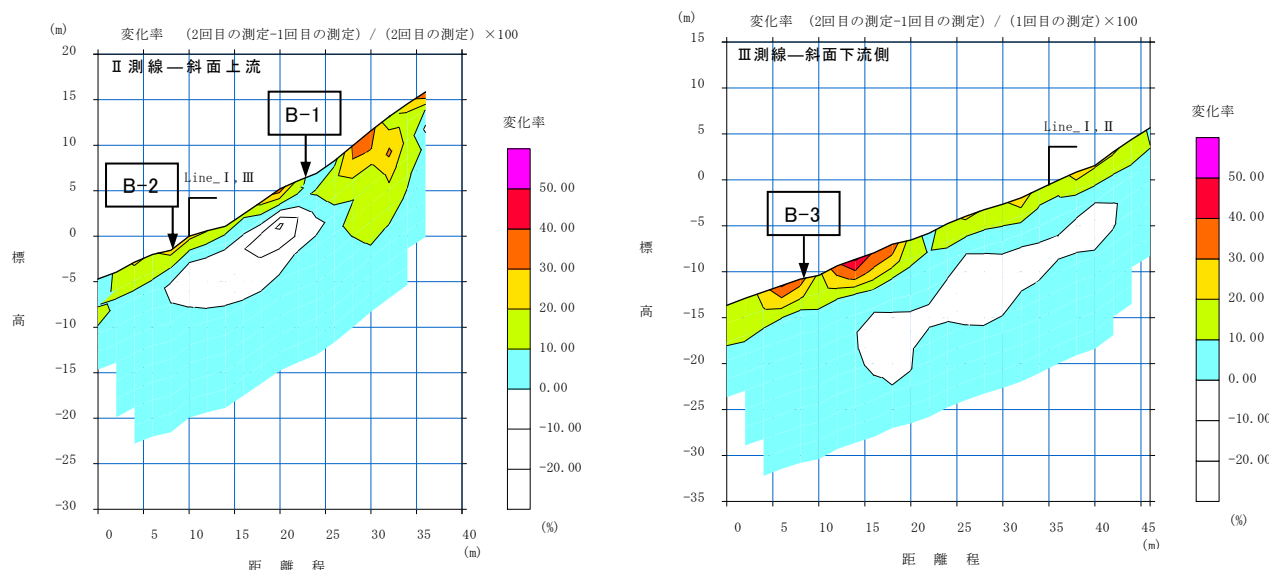


図-5 物理探査から推測した調査地の地盤構成図



図－6 電気探査による比抵抗変化率

より構成されている。この区間では露頭が見られるなど地表には礫が多く、浅いところでは温度変化や乾湿の繰り返し等の機械的風化により花崗岩に多数の亀裂が入っているものと考えられる。

B1 地点付近から下流側では表層に崖錐層が存在し、その下には風化花崗岩層(D 級)と硬質花崗岩層(CL 級以上)が分布する。B1 ～ B2 地点間の崖錐層の層厚は 2 ～ 2.5m 程度であり、楕形になっている。B2 地点の下端付近で層厚が最大となり、約 3m である。B2 地点より下流側に向かって崖錐層の層厚が薄くなり、測線 B の距離程 25m 付近から B3 地点間の崖錐層の層厚は約 2m である。さらに下流側に向かって崖錐層が薄くなり、B3 地点の下流側で約 1.5m である。

2 回の電気探査の比抵抗値の変動から乾燥時と湿潤時の水分量の変化率を求め、地盤内で水分量が大きく変化する範囲を検討した(図－6)。図－6 に示すように、B1 地点より上流側の風化花崗岩層のところでは約 10m の深度まで水分量の変化がみられ、クラックの多い層の存在により水が浸透しやすく、蒸発もしやすいものと考えられる。次に、B1 と B2 地点間の、崖錐層下面形状が楕形を示す範囲では水が抜けにくい、常に水分量が高い状態にあり、深度の深いところでは飽和している可能性も考えられる。B2 より下流側においては水分量の変化は崖錐層と花崗岩層の境界付近である深度 2m 程度までである。これらの結果から、本観測斜面において局所的に表層土の厚さや浸透特性が異なるところがあるものの、大局的には表層 2m 程度の部分が降雨による浸透や不安定化の鍵を握る層と見ることが出来る。

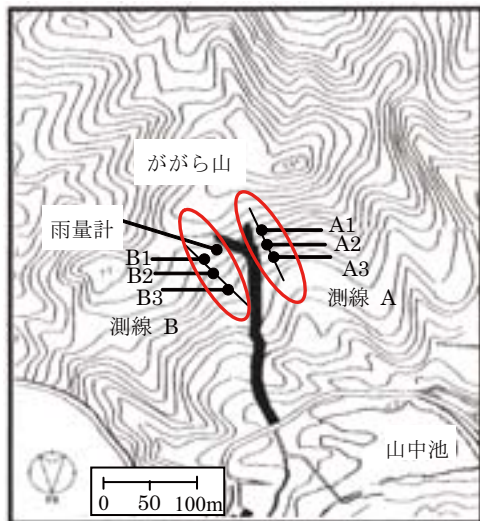
(4) 原位置観測システム

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、地下水位を計測する圧力式水位計、そしてそれらのデータを収録するデータロガー等から構成されている(一部を写真－2 に示す)。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。

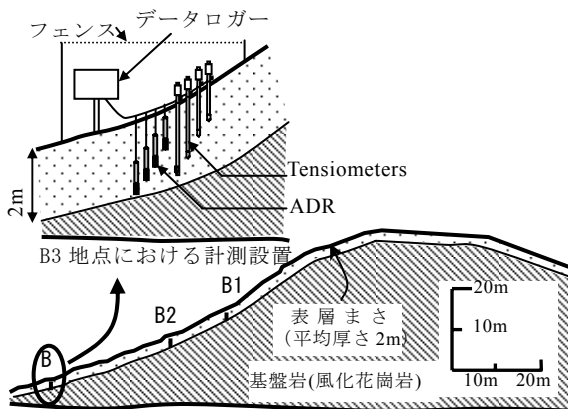
観測は図－7 に示すように崩壊し斜面の左右の 2 測線上で 3 ヶ所ずつ、計 6 ヶ所で行っている。ごく表層付近の土中水の圧力と水分量は B1 と B3 で、また雨量は 2 つの測線のほぼ中間点の障害物がないところで計測している。測線 A は測線 B より傾斜が大きく、等高線が平行であることからわかるように、凹凸の少ない地形であるのに対し、測線 B は小規模なガリ浸食状の地形を呈し、わずかながら集水性のある斜面である。観測地点 B3 での計測器の設



写真－2 設置した計測器(一部)の写真



図－7 観測地点位置図



図－8 測線 B における計測器設置状況

表－1 計測器の設置状況

地 点	設置深度 (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	59、88、136、176	50、140
B3	10、30、60、97、159、172	10、30、50、100、155、19
地下水位計	A2 の 200cm に設置	
雨量計	測線 A と B のほぼ中央地点に設置	
B1&B3 の深度 10cm、30cm の計器設置は 2006 年 6 月に実施		



写真－3 計測器設置後の風景

置例を図－8 に、また各地点での設置項目および設置深度を表－1(表層厚 2m の 0.1m ～ 2m 内で 4 ～ 6 深度)に示す。また、写真－3 に観測地点の標準的な計器設置状況を示す。

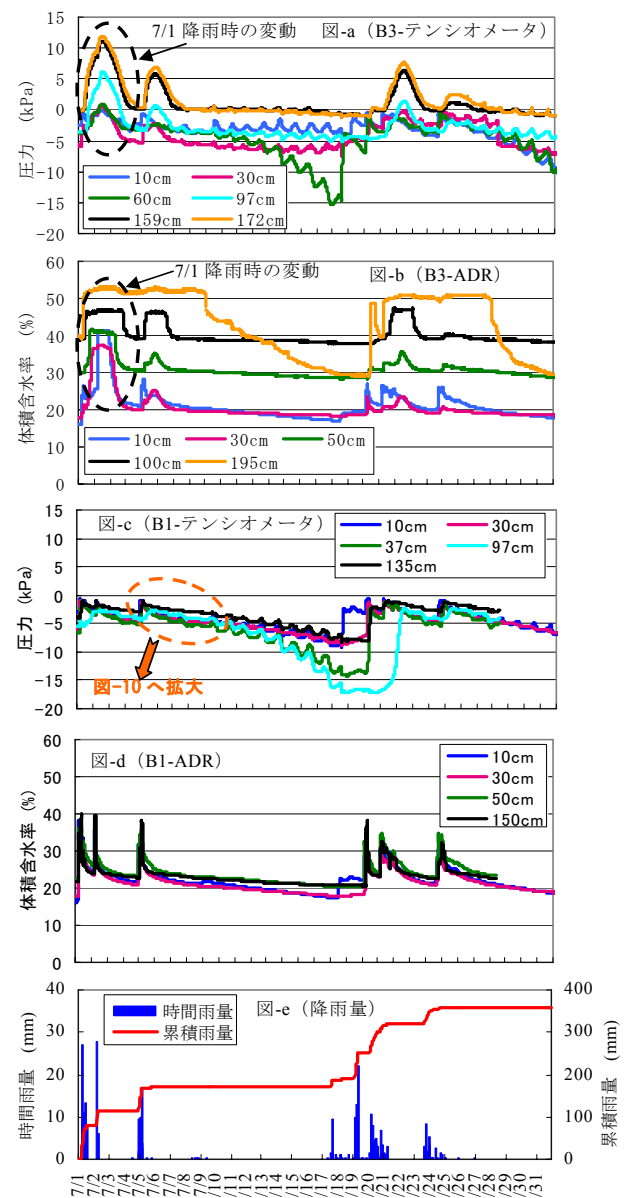
観測はすべて自動計測であり、データは各地点に設置したデータロガーに保存される。測定間隔は 1 秒から 1 時間まで任意に設定することが出来るが、ここでは、すべての計測器に対して 10 分間隔とした。

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。

3. 観測結果

(1) 観測斜面における土中水分の計測結果例

図－9 は B1 および B3 地点における 2006 年 7 月の観測結果である。図－9 に示すように、両地点で降雨時に水



図－9 B3 地点における 2006 年 7 月の計測結果

分量の上昇に伴う負圧(サクシオン)の低下、無降雨時には水分量の低下に伴う負圧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日間で約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(97cm、159cm、172cmの3深度)では7月1日に、またそれより浅い箇所(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わかる(図-9(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-9(b))。すなわち、この地点の表層地盤内に地下水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負圧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-9(c))。その理由として、先述したようにB1地点近傍に亀裂の多い強風化花崗岩が存在し、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。

次に、図-10は図-9(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地点における負圧の低下速度を検討したものである。B3地点についても同様な検討を行い、両地点における深度ごとの負圧の低下速度を表示したのが図-11である。図-11によれば、両地点ともに深度が浅いほど負圧が低下しやすいことがわかる。このことは、表層付近においては飽和度の上昇に伴う負圧の急激な低下により、見かけ上の粘着力も一気に低下する可能性のあることを示唆するものと考えられる。また、負圧の回復に関しても、深度の深い箇所より浅い箇所で回復が早いことがわかる(図-10)。また、B1とB3地点における負圧の低下速度を比較してみるとB1地点で負圧が低下しやすいことが確認できる。このように、土中水の圧力の変動は、土質や地盤条件、雨水の浸透や空気の移動経路などの諸条件によって異なってくると考えられる。

(2) 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が斜面の安定性を悪化させることはよく知られている^{7),8)}。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りに分かれおり⁹⁾、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ことが考えられ、地下水形成機構を正確に捉

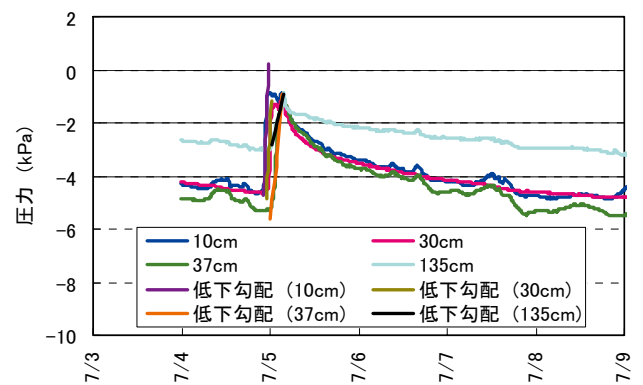


図-10 B1地点のサクシオンの変動と低下勾配

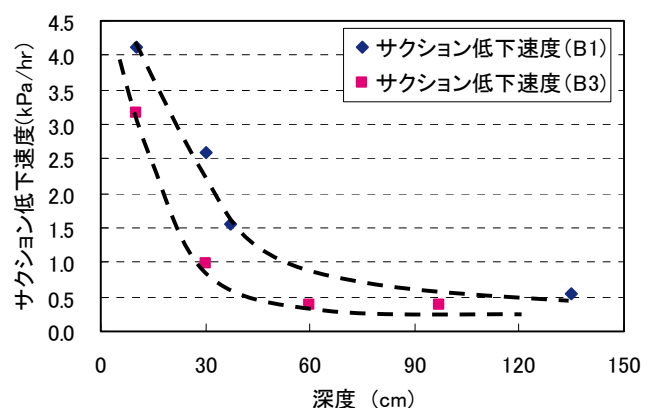


図-11 B1 & B3地点におけるサクシオンの低下速度

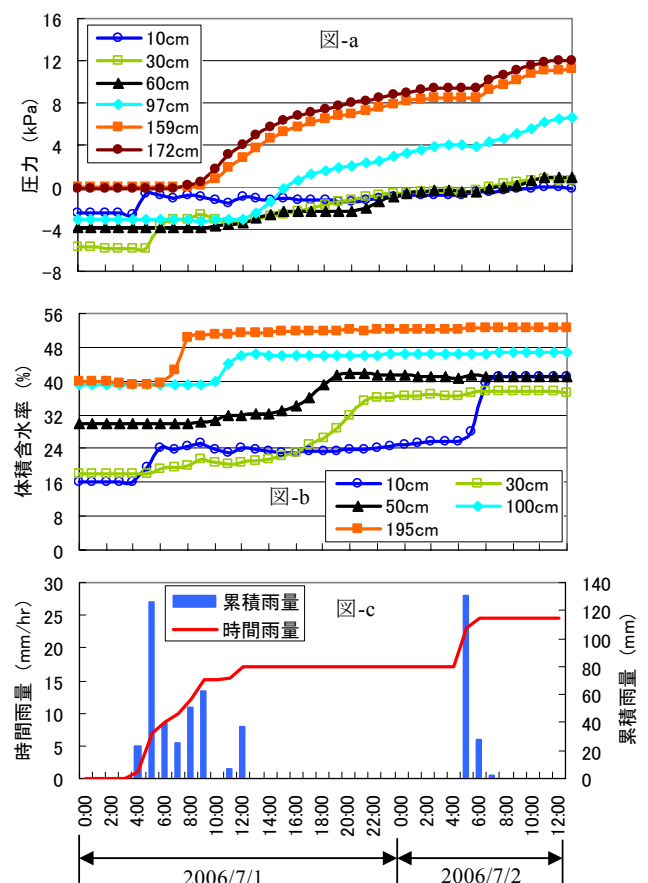


図-12 B3地点での7月1日～7月2日の観測結果

えることが重要になる。

図-12 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および体積含水率である。図-12(a)の圧力の変動を見ると、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わかる。その後は 60cm と 30cm ではほぼ同時に正圧を示している。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、体積含水率の測定結果を見ると、最初に 195cm の箇所では水分量が急上昇し、その後はおおむ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-13 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-13 に示すように深度 172cm と 60cm で計測された水面はほぼ一致し、両箇所は同じ飽和帯にあると解釈できる。一方、図-13 からは 30cm における水面は深いところとは別のものと捉えられ、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、深度 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-9 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。

これらの結果から、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。

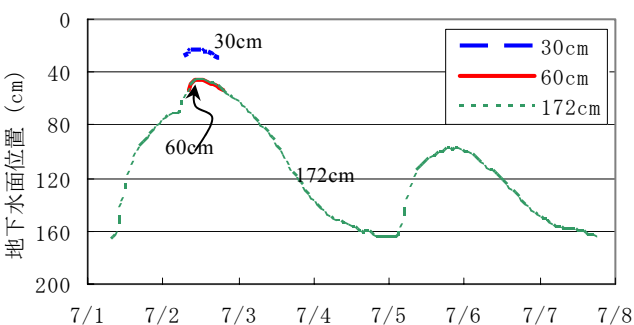


図-13 観測結果による深度別の水面形状

- ・ 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。
- ・ 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。

(3) 表層土内の地下水形成に寄与しない無効雨量と森林斜面の保水能力の簡易推定法

1) 降雨量と浸透深さ

これまででは、浸透した雨水が基盤層付近まで達した後、地下水が形成されることを説明した。しかし、すべての降雨イベントにおいて浸透した雨水が基盤層付近まで到達するわけではない。

図-14 は B3 地点の観測結果を用いて降雨量と浸透深さの関係を整理したものである。ここでの連続雨量は ADR・TDR が反応する時刻までの降雨をその深度まで浸透するために必要な降雨量として求めたものである。なお、浸透深さは反応した水分計の設置深度とした。

深度 10cm と 30cm の水分計設置以前のデータであるため、図-14 中の初期体積含水率(θ_{av})には 4 深度(50cm、100cm、155cm、195cm)における降雨直前の計測結果の平均値を用いた。また、図中の点線は θ_{av} が同じ値の時の降雨量と浸透深さの関係を概念的に描いたものである。

図-14 に示すように、深度が大きくなるほど、その深度まで浸透するために必要な降雨量が多くなることがわかる。また、初期体積含水率によって同じ深度まで雨水が浸透するために必要な雨量は異なり、また、同じ雨量に対しても初期体積含水率が大きいほど、深度の深いところまで浸透することがわかる。

このように、降雨量や地盤内の初期水分量(飽和度)によって浸透する深さが異なる現象は、斜面の保水機能によるものであり、浸透した雨水は一部不飽和帯へ供給されながら浸透しているためである。また、飽和度が高いほど浸透しやすいことは不飽和帯へ供給される量が少なくなること、飽和度が高くなると不飽和透水係数が大きくなることなどを反映したものと考えられる。

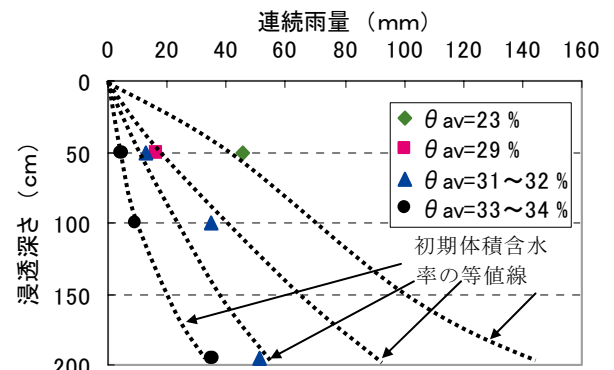


図-14 降雨量～浸透深さ関係 (B3 地点の実測結果)

2) 初期の体積含水率と地下水面形成の関係

先述したように、雨水の浸透深さが降雨前の土中の水分量によって支配されるということから、浸透した水が基盤付近まで到達し、そこで地下水が形成される現象には累積雨量だけではなく、初期の体積含水率の影響も大きいことが予測できる。それを検討するために地下水が形成された時と、そうでない時の降雨量と初期体積含水率の関係を整理した(図-15)。ここで用いた連続雨量は降り始めからB3地点の深度172cmのテンシオメータの計測結果が正圧を示す時刻までの降雨量である。また、体積含水率は図-14と同様に深度50cm～195cmの4深度における降雨直前の計測結果の平均値である。なお、水面形成なしのデータは体積含水率が異なる時期の連続雨量が20mm以上の降雨を対象にした。

図-15に示すように降雨量が多くても初期体積含水率が小さい時は地下水が形成されないのに対して、初期体積含水率が高い時は少ない降雨量でも地下水が形成されている。このことから、地下水形成は当日雨量だけではなく、初期体積含水率すなわち先行降雨によっても影響されることがわかる。先行降雨が多い場合、新たに降ってきた雨水のうち、不飽和層に滞留(供給)する量が少なくなり、地下水位が形成されやすく、危険性をもたらすと考えられる。

すなわち、不飽和層に滞留する降雨は直接地下水位形成に関与しない無効雨量であり、この量を超えた降雨が地下水形成をもたらすと考えられる。また、この無効雨量は斜面の保水能力を示す指標とも考えられる。例えば、図-15で見ると、初期の水分量が少ない時は約70mmの降雨でも表層土内に地下水面が形成されないため、飽和側方流としての流出がなく、保水能力が高いことに対し、初期の水分量が多い時は約30mmの降雨時にも地下水面が形成され、新たに保水できる能力が低いことになる。したがって、森林斜面の保水能力は、通常その斜面がどの程度の水分量を保持し、また、地下水面が形成されて飽和側方流として流出するまでに水分量がどの程度上昇しているかを把

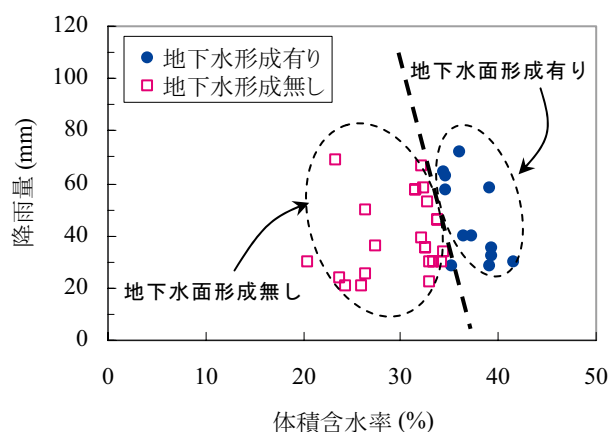


図-15 地下水形成時の降雨量と体積含水率の関係

握することで定量的に評価することが可能になると考えられる。

3) 森林斜面が保持する水分量の簡易推定法

既述した無効雨量の概念を用いて、降雨前の水分量と地下水面が形成されて飽和側方流として流出するまでに上昇する水分量から森林斜面が保持できる水の量を簡易的に推定する試みを行う。

最初に、観測している地盤において地下水面が形成されるまでにどの程度の水分量を保持できるかを検討する。図-16は2006年7月1日～7月2日の降雨時に観測された土中水の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1時)、深度195cm・100cm・30cm・50cmのそれぞれの箇所まで飽和したと考えられる時刻(7月1日9時・16時と7月2日7時・8時)、降雨停止直前(7月2日12時)、降雨停止して6時間後(7月2日18時)のデータである。図-12ですでに説明したように、ここでも7月1日9時に一番深い箇所が飽和し、その後飽和した領域が地表に向かって上昇している様子がわかる。表層付近については7月2日7時に深度30cmの箇所ですでに飽和し、直後に50cmの箇所でも飽和している。また、1.95mの箇所まで飽和した時の上層部の平均体積含水率は約29%(0.1m-約26%、0.3m-約22%、0.5m-約30%、1.0m-約39%)であり、飽和度で約70%である。降雨前の平均体積含水率は約26%(飽和度で約63%)であり、飽和側方流として流出するまでにこの斜面において新たに

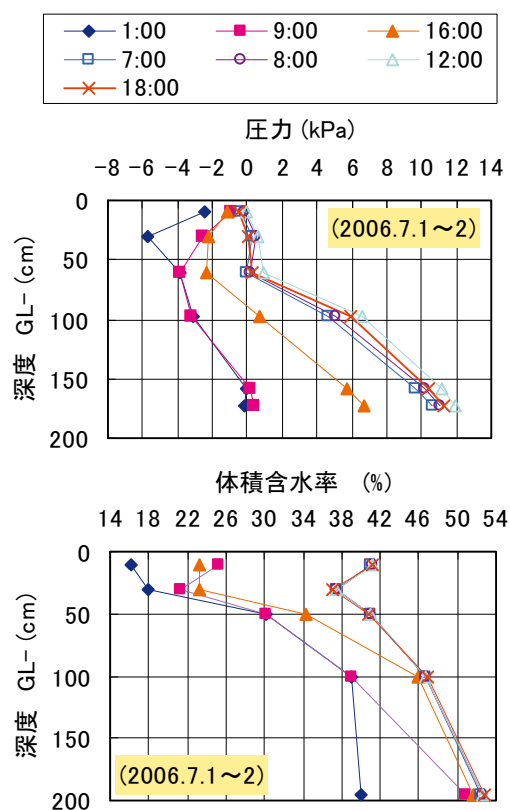


図-16 7月1日～7月2日降雨時の圧力および体積含水率の分布

保持した水の量は体積含水率で約 3%(飽和度で約 7%)である。

地下水面形成の関与からみれば、7 月 1 日の降雨イベントにおける無効雨量は、降雨前の地盤内の水分量が体積含水率で約 29%、飽和度で約 70% まで上昇する降雨量である。以下では、この概念を用いて降雨が浸透する際に保持される水の量を簡易的に推定してみる。

まず地表に平行な基盤面を有する二次元斜面における雨水浸透を考える場合、降雨による供給量 Δq_r は

$$\Delta q_r = r \cdot \Delta t \cdot S \cdot \cos \beta \quad (1)$$

ここで、 r : 時間雨量、 S : 斜面長、 β : 斜面勾配

次に、雨水が浸透する際に初期体積含水率 θ_{0z} の不飽和帯で、含水率が θ_{fz} まで増加する層厚の増分 Δz は、雨水が浸透する時に上昇する水分量から次式より計算することができる。

$$\Delta z = \frac{\Delta q_r}{(\theta_{fz} - \theta_{0z}) S \cdot \cos \beta} \quad (2)$$

ここで、 θ_{0z} : 深度 z における初期体積含水率、 θ_{fz} : 雨水が浸透した時に深度 z における体積含水率

式(1)と(2)より、次式が得られる。

$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{r}{(\theta_{fz} - \theta_{0z})} \quad (3)$$

式(3)は以下のように表すことができる。

$$\frac{dz}{dt} = \frac{r}{(\theta_{fz} - \theta_{0z})} \quad (4)$$

$$\int_0^T r dt = \int_0^z (\theta_{fz} - \theta_{0z}) dz \quad (5)$$

したがって、 r 、 T 、 θ_{0z} 、 θ_{fz} が与えられたとき、逐次計算によって浸透する深度 z を算定できる。あるいは、 θ_{0z} 、 θ_{fz} 、 z が分かっている時は地下水が形成されるまでに表層土内に保持される降雨量を推定することが可能である。ただし、 $z < H$ (層厚) である。

図-17 は地盤が均一な性質を有し、体積含水率が地盤内に一様に分布していると仮定した時の降雨量と浸透深さ

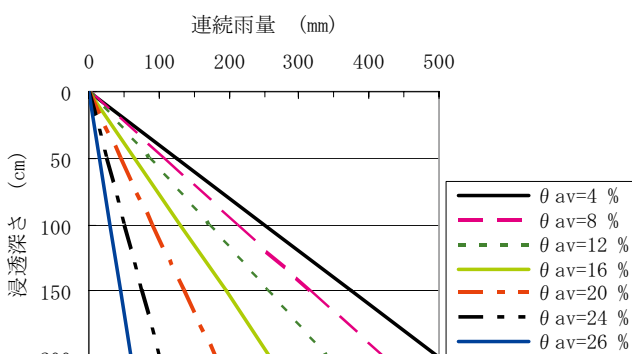


図-17 初期の体積含水率と保持される水の量との関係

の関係である。 θ_{fz} は先述した地下水形成時の層全体の体積含水率の平均値である 29% を用いた。図-17 に示すように降雨量と浸透深さは直線的関係を示し、初期の体積含水率 θ_{av} が小さい時は新たに保持する水の量は多いが、降雨前の地盤内の水分量が多い時は新たに保持できる水の量は少ない。7 月 1 日の降雨の場合、初期の体積含水率が 26% であり、この場合に層厚 2m の地盤内に保持される降雨量は 60mm である。実際地下水面が形成される(7 月 1 日 8 時)までの降雨量は約 57mm (図-12) であり、簡易推定結果(図-17)とおおむね一致する。

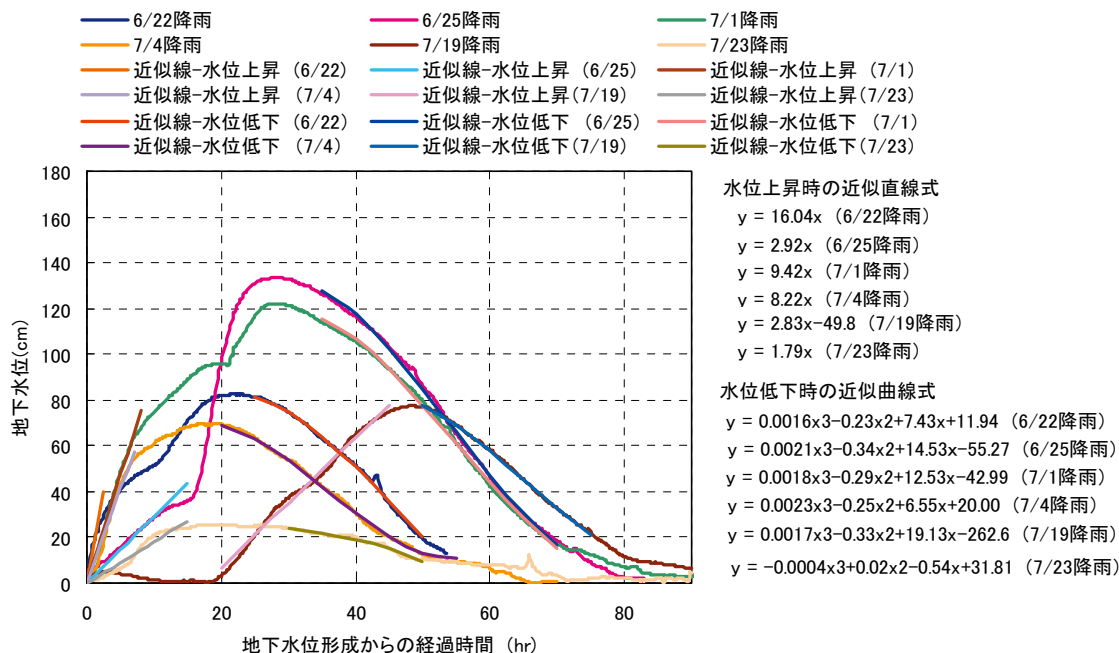
したがって、対象とする森林斜面の常時の飽和度分布を調査し、飽和側方流として流出するまでにその森林土壌が保持できる水の量を把握することによって、斜面が新たに保持できる水の量を簡易的に推定することが可能であると考えられる。

また、斜面防災の観点から考えると、この無効雨量の概念を利用することで、降った雨が地下水を形成して表層崩壊や土石流を引き起こす危険性をもたらすものであるか否かを簡易的に推定できるほか、地盤の飽和度の分布を調査することによって表層崩壊が発生しやすい箇所かどうかを簡易的に推測することが可能である。例えば図-17 で、 θ_{av} が 20% 以下だとすると、層厚 2.0m まで浸透するために要する降雨量は 180mm を超え、連続雨量 180mm を超えない限り、表層土内に地下水の形成はなく、崩壊の危険性は低いことがわかる。

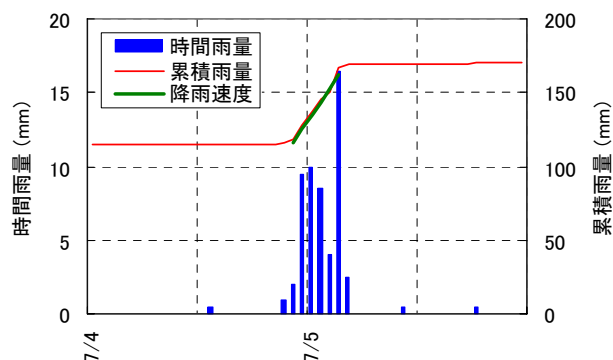
(4) 原位置斜面の表層土内における地下水挙動

表層崩壊が発生した場所は累積雨量だけではなく降雨強度が大きいところに分布するという調査結果が得られている^{6),10)}。このことから、表層崩壊を予測する上では降雨強度と地下水位上昇速度との関係を把握しておく必要があることがわかる。また、通行止めや避難勧告の発動ならびにそれらの解除にあたっての統一的な基準がない現状を考えると、表層土内の地下水位の変動特性を把握することが一つの有効な手段とも考えられる。したがって、ここでは観測結果を用いて表層土内の地下水位の上昇・低下特性の検討を試みた。

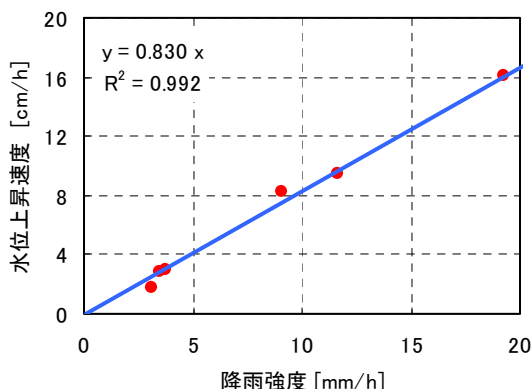
図-18 は B3 地点で 2006 年の観測期間中の各降雨イベントで形成された地下水位の上昇・低下状況を整理したものである。ここでの地下水位はテンシオメータより計測された圧力水頭を全水頭に換算したものである。図-18 に示すように地下水位上昇過程の近似直線からそれぞれの降雨イベントにおける地下水位の上昇速度を求めることができる。また、平均降雨強度は図-19 に示すように、累積雨量曲線に示される平均降雨速度から求めた。図-18 と図-19 より求めた地下水位上昇速度と降雨強度の関係を示したのが図-20 である。図-20 に示すように地下水位



図－18 2006 年観測期間中の地下水挙動



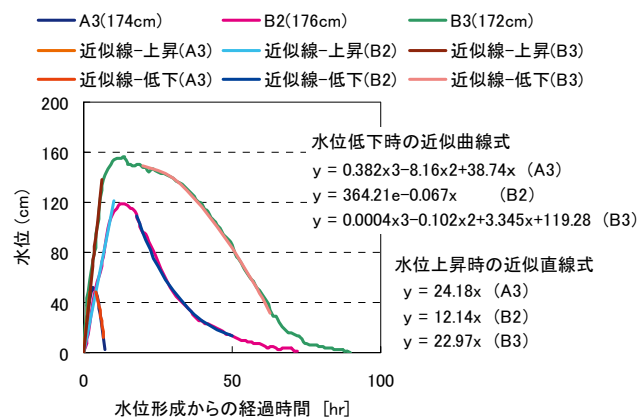
図－19 平均降雨強度の算定例



図－20 降雨強度と地下水位上昇速度との関係

の上昇速度は降雨強度に比例して変動し、この例では地下水位は降雨強度の8.3倍の速度で上昇することがわかる。

図－21は2001年6月19日の降雨時に観測されたB2、B3、A3の箇所における地下水挙動である。なお、既述のように測線Aは等高線が平行で凹凸の少ない斜面にあり、集水効果が小さいほか、常時の飽和度が低いため地下水形成はほとんどなかったが、この降雨時のみA3地点で地下水形成が確認されている¹¹⁾。



図－21 各観測地点における地下水の挙動

図－21の水位上昇過程においては、斜面の下流側に位置するB3とA3の箇所での上昇速度はほぼ同じであるが、測線Bの中間付近に位置するB2地点での上昇速度は小さいことがわかる。その理由の一つとして、斜面の下流側ほど集水効果があるためと考えられる。次に、低下過程においては斜面の上流側のB2地点で指数関数の形態で低下していることに対し、A3とB3地点では3次曲線の形態で低下している。この理由として、下流側では降雨が停止した後も、上流側で浸透した水の流入があり、すぐには水位低下のしにくい状況にあることが考えられる。

既往の研究¹²⁾によれば、降雨停止後にその雨の影響が低減する過程を予測する手法として半減期の概念が提案され、この手法での降雨の影響低減は指数関数的である。しかし、B3地点のように、降雨停止後すぐに地下水が低下しない場合もあり、通行止め等の解除基準の検討の際には、地下水位低下特性について今後さらに検討していく必要がある。

4. おわりに

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、下記のことが明らかになった。

- 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て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おおむ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およ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) 自然斜面の不安定化の直接的要因となる地下水面形成のメカニズムが明らかになり、これに関する無効降雨の概念を提示するとともに、その評価の重要性も示した。また、無効雨量の概念を用いて森林斜面の保水機能を簡易的に評価する方法を提案した。
- 4) 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)付近まで浸透して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。
- 5) 原位置斜面における降雨強度と地下水位上昇速度との関係や地下水位低下特性を明らかにすることができた。ただし、降雨時に形成される地下水位の上昇・下降特性は地点ごとに複雑な挙動を示すため、斜面防災対策に関連して、通行止めや避難勧告の発動ならびにそれらの解除に係る統一的な基準の策定には今後一層の検討が必要である。

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は計測器の設置、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) 蔵治光一郎、保屋野初子編：緑のダムー森林・河川・水循環・防災、築地書館、pp.1-55、2004.
- 2) 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.
- 3) 赤井浩一、大西有三、西垣誠：有限要素法による飽和ー不飽和浸透流解析、土木学会論文集、第 264 号、pp.87-96、1977.
- 4) 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.

- 5) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター：20 万分の 1 地質図幅集(画像)、CD Rom 版、2002.
- 6) 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.
- 7) 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.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 福岡捷二、渡辺明英：6 月 29 日集中豪雨による広島県土砂災害、土木学会誌、Vol.84 Oct、pp.54-58、1999.
- 11) Thi Ha、佐々木康：まさ土斜面における土中水分の原位置観測ーその 1ー、国土交通省中国地方整備局委託「中国地方における土砂災害特性に関する研究」報告書、pp.29-53、2005.
- 12) 矢野勝太郎：前期降雨の改良による土石流に警戒・避難基準雨量設定手法の研究、新砂防、Vol.43 No.4、pp.3-13、1990.