

降雨時のまさ土斜面における土中水分の変動と無効雨量

Thi Ha*・佐々木康**・加納誠二***

Moisture Changes and ineffective rainfall on Masado Slopes During Rainfall

Thi Ha, Yasushi SASAKI and Seiji KANO

To predict slope failures induced by rainfall infiltration and groundwater flow it is very important to know behaviors of rainfall infiltration on actual slopes. Authors introduced in another paper about field monitoring system to measure moisture changes and groundwater level which is being carried out on natural Masado slopes near by a debris flow site which occurred on June 29, 1999.

In this paper, behaviors of moisture changes during rainfall under consideration of different ground structure will be discussed. Then, in-situ water retention curve and unsaturated coefficient of permeability of Masado which observed from the monitoring results will be discussed. Then, ineffective rainfall, amount of rainfall which supplied to unsaturated layer before groundwater is generated at bottom layer, will be explained which leads to a very important conclusion about the mechanism of the formation water level in highly permeable materials like Masado.

Key words : Masado, rainfall infiltration, slope stability, water content, suction, groundwater level

1. はじめに

別報¹⁾に記述したように、著者らは広島大学構内で崩壊した履歴のあるまさ土斜面において、2001年4月から土中水分変動の観測を継続して実施してきた。観測地点は図-1に示すようにががら山(標高330m)の山頂からやや下がった北側山腹の標高300mあたりに位置し、測線A、測線Bの2測線上にそれぞれ3箇所の観測点を設けている。

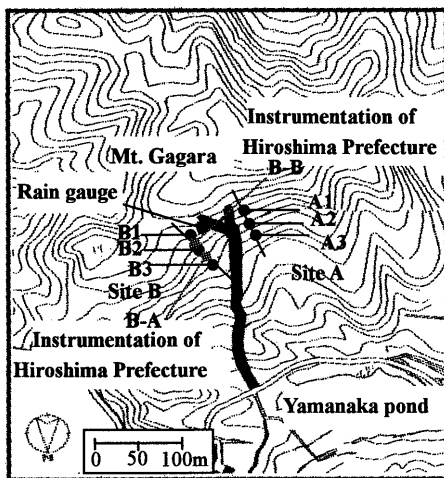


Fig-1 Points of instrumentation and topography

測線Aに沿う地形は、Bに比べて傾斜がやや急で、平坦な斜面であるのに対し、測線Bはわずかながら集水性のある斜面である。山腹斜面の表層は崖錐層、風化花崗岩層(D級)ならびに硬質花崗岩層(CL級以上)により構成され、電気探査の結果では、湿潤期と乾燥期での表層土内の水分変動は表面から深さ2m程度までの深さで生じている¹⁾。

この報告では2001年4月から2004年8月までの間の原位置観測により明かになったまさ土斜面における土中水分変動特性について吟味し、まさ土斜面における地下水面形成機構の解釈に欠かせない無効雨量について検討する。

2. 原位置観測による土中水分変動特性

2.1 降雨特性

図-2は戦後の広島県内における主な土砂災害の時の降雨状況である^{2), 3)}。図に示すようにほとんどの場合は最大時間雨量が50mm/hr、累積雨量は200mmを超えていることが分かる。

一方、図-3は原位置観測より得られた2001~2004年の月ごとの最大日雨量である。観測期間中の最大日雨量は2001年の6月に計測された130.5mmであり、崩壊をもたらすような大きな降雨は降っていない。

* 広島大学 大学院工学研究科 社会環境システム専攻 博士課程後期 学生

** 広島大学災害軽減プロジェクト研究センター 大学院工学研究科 社会環境システム専攻 教授

*** 広島大学災害軽減プロジェクト研究センター 大学院工学研究科 社会環境システム専攻 助手

Table-1 Rainfall, volumetric water content and measuring of positive pressure at point B3 form 2001 to 2003

Year	Rainfall in year *1 (mm)	Maximum daily rainfall		Maximum hourly rainfall		Maximum volumetric water content (%)**2				Minimum volumetric water content (%)**2				Times of observation of positive pressure**3
		amount (mm)	date	amount (mm)	date	50 cm	100 cm	155 cm	195 cm	50 cm	100 cm	155 cm	195 cm	
2001	1354.5 (1508.5)	130.5	June 19	47.5	August 10	48	44	40	46	27	36	35	27	4
2002	1112.0 (981.0)	82.5	May 15	28	Sept.16	47	46	41	—	13	28	33	—	1
2003	1521.0 (1405.5)	59.5	July 13	22	July 19	51	44	—	—	23	35	—	—	6
2004	1011.5	78.5	July 31	28	June 28									

※1) observed accumulation rainfall, the amount of rainfall wrote in () is the data from Hirodas. Observed data of 2001 is accumulative rainfall form April and data for 2004 is from January. to July. (Hirodas is meteorological observation system of Hiroshima University)

※2) observed results of TDR at point B3

※3) observed results of tensiometer which installed at depth of 172cm of point B3

また、図-4には観測期間中に計測した1ヶ月累積雨量ならびに理科年表⁴⁾に記されたこの期間の広島市の平均値を示す。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月から降雨量が減少し、台風時期である9月~10月に再び降雨量が増える傾向が見られる。観測期間中の最大1ヶ月累積雨量は2003年7月の372mmである。5月~7月では2001年、2003年、2004年の降雨量は広島市の平均値より多く、5月~7月以外の場合は観測期間中の降雨量は広島市の平均値と同じ程度である。

表-1に観測期間中の最大日雨量・最大時間雨量、B3地点の最大・最小体積含水率ならびに正圧の観測状況を示す。最大日雨量は上述した2001年の6月19日に降った130.5mmであり、最大時間雨量は同年8月10日に観測された47.5mmである。年間累積雨量の最大値は2003年の1521mmである。各設置深度ごとに示した体積含水率の最大値はテンシオメータが正圧を示し地下水面が形成されたと判断した時のB3地点における水面下に位置するTDRの計測値であるが、観測時期と観測深さによって3~4%程度違うことが分かる。これは、水位面が形成された状態において地下水面下の土層内に気泡が残留しているためと考えられる。また、水位の上昇の仕方(降雨パターン)によって地盤内に残留する気泡の状況が違う可能性があると考えられる。

次に、最小含水率については一番降雨の少ない2002年に一番小さく、深度が浅いほど最大値と最小値の差が大きい。これは、地表付近ほど、太陽の熱が伝わりやすく、蒸発しやすいことに起因すると考えられる。

正圧は平成2004年8月までに合計で14回計測しており、年間の平均回数は3~4回である。したがって、降雨時に表層土内に地下水面が形成される降雨は一年に数回しかないことが分かる。

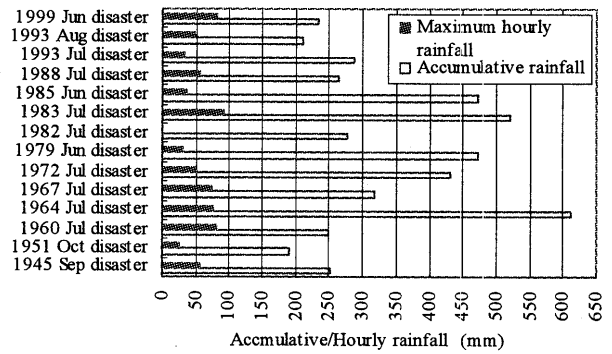


Fig-2 Rainfall data when disasters were occurred

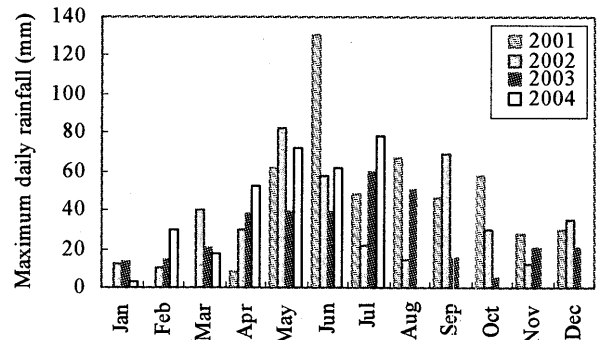


Fig-3 Maximum daily rainfall during 2001~2004

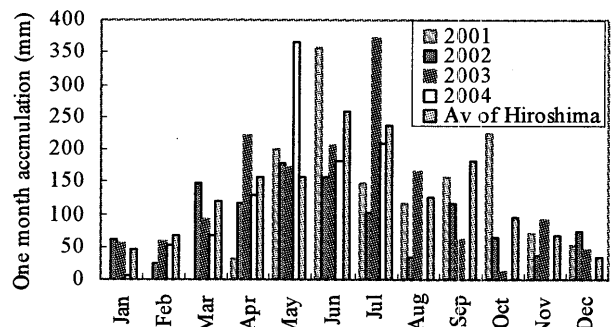


Fig-4 One month accumulative rainfall (2001~2004)

2.2 土中水分とサクシジョンの変動

図-5はA3とB3地点における2001年6月19～20日までのテンシオメータおよびTDRの計測結果ならびに雨量データである。2001年6月19日は観測開始以降、最大日雨量130.5mmの雨が降っており、観測期間中A3地点で正圧が計測されたのもこの雨の時だけであった。2001年6月19日の9時に降り始めたこの雨によって、A3地点では深度174cmならびに115cmでそれぞれ20日の1時および4時に、また、B3地点では深度172cm、159cm、60cmでそれぞれ19日の16時、17時、20時にテンシオメータによる計測値が負圧から正圧に転じている。また、この図に示すよ

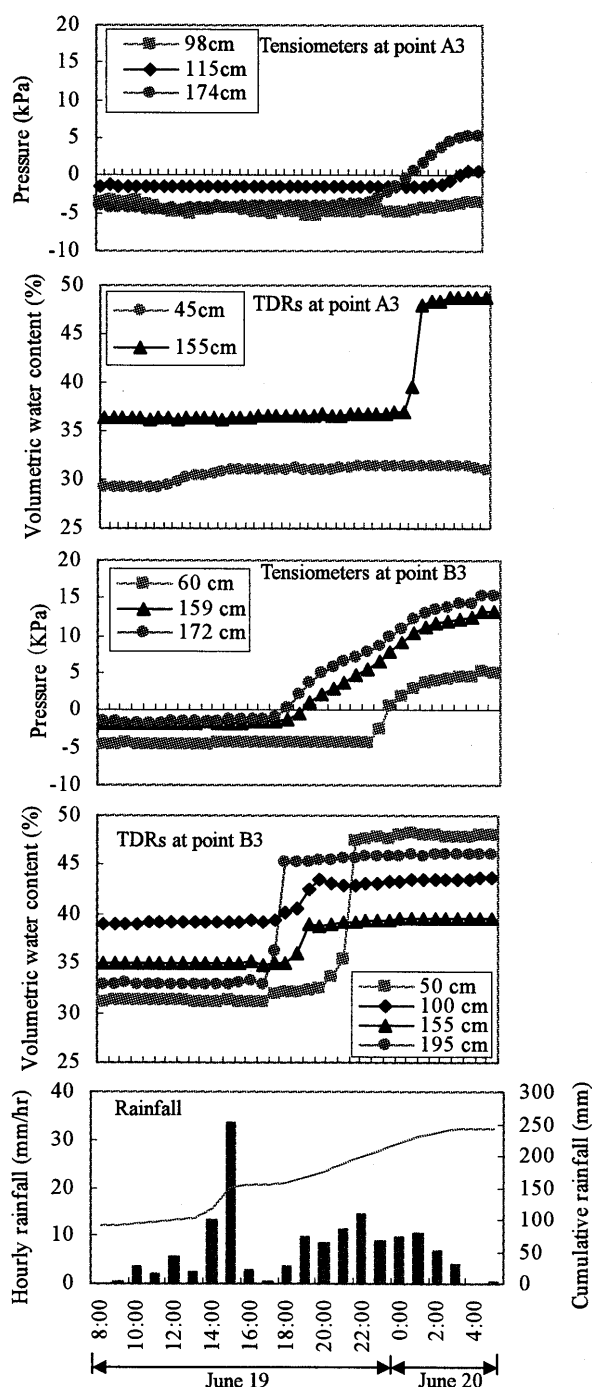


Fig-5 Variation of pore pressure and water content

うに、両地点のテンシオメータとも、設置深度の深いところから正圧に転じている。

TDRの計測結果は、降雨浸透によって水分量が急激に上昇した後は一定値になることを示しており、一定値になった時点で飽和したものと考えられる。TDRによる計測結果が最大値に至り飽和していくのは深いところからであることが分かる。なお、A3地点の浅いところではこれらの降雨のときにもテンシオメータは正圧に達しておらず、深度45cmの箇所のTDRの計測値は飽和に至っていないことを示している。

表-1に示す正圧が計測されている14回のうち、地下水位が上昇した後、消散する前に新たな降雨によって地下水位が再び上昇する場合には上述の傾向は確認できないが、それ以外の不飽和の状態から水面が形成される場合には、いずれの降雨のときにも同様の計測結果が得られている。

以上の計測結果から、降雨時に浸透した雨水は表層部分の不飽和帯の水分量を増しながら移動し、基盤まで到達した後、飽和した領域が地下水位として下から上へ上昇していくことを示し、まさ土斜面における地下水面の形成機構を表すものと考えられる。

図-5の深度195cmのTDRの計測結果が飽和を示した時、深度50cm、100cm、155cmでの体積含水率はそれぞれ32%、39%、36.4%であり、これらの平均値は約36%（飽和度で約80%）である。このことは基盤層付近で地下水面を形成した時に、上層部では体積含水率が約36%まで上昇することを意味し、2002年5月15日の降雨でも深度195cmの箇所で飽和した時にそれより上部の平均体積含水率は35.9%（飽和度約80%）であった⁵⁾。

2.3 観測点近傍の集水性による土中水分変動の違い

図-6は2002年5月に測線AならびにBにおける深度約150cmの深さでのテンシオメータおよびTDRの計測結果である。雨が降ると水分量が上昇し、サクシジョンが低下する。また、無降雨期間では水分量が減少しサクシジョンが大きくなるのがこの図から分かる。

この図に示すように同じ山腹斜面でも観測する位置が異なると、降雨時の土中水分の変動状況が異なり、土中水分変動の予測に際し地盤条件の他に地形による集水性も考慮する必要のあることが分かる。

測線Aは測線Bと比べて水分量とサクシジョンの変動幅が小さく、15日の降雨によってB2とB3地点で正圧が発生した時も、A測線ではそのような変動が見られない。一方、B測線では一番下流側のB3地点で正圧の値が大きく、また、B2地点での水分量は大きく変化せず、飽和に近い状態が続いている。

これは、1章で触れたように測線Bでの地形はわずかながら集水性があること、表層の土層構成やその分布が一樣でないこと（別報¹⁾、物理探査結果参照）などが原因でA測線、B測線双方における浸透特性が異なる結果であると

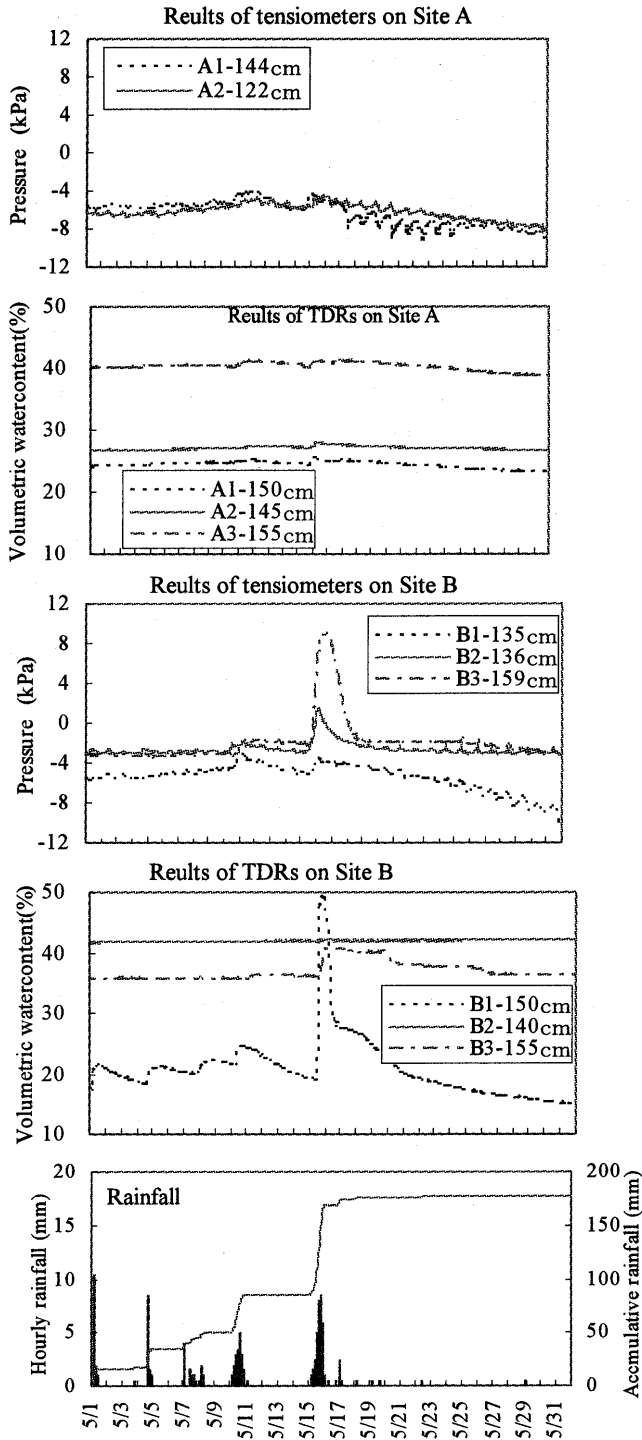


Fig-6 Comparison of changes of pressure and water content

思われる。

また、B1 地点はほかの地点と比較して水分量が急上昇し急低下する傾向を示すが、これも別報に述べたように、この地点付近にクラックが発達した強風化花崗岩層が存在することによるものと考えられる。

2.4 地下水面形成に寄与しない無効雨量

原位置で水位が形成された時とそうでない時の雨量と初期体積含水率の関係を図-7 に示す。ここで用いたデータは

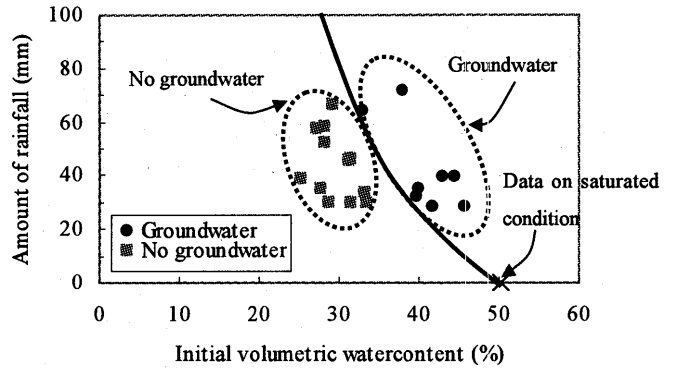


Fig-7 Amount of rainfall and water content which caused formation of groundwater

表-1 に示した 2001 年 4 月の計測開始以降に水面が形成された 14 回のうち、体積含水率のデータが欠損しているデータを除いたものである。連続雨量は降り始めから深度 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。

水面形成なしのデータは 2001~2004 年の降雨のうち、体積含水率が異なる時期の連続雨量 30mm 以上の降雨を対象にした。

図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水面が形成されず、初期体積含水率が高い時に少ない降雨量で水面が形成されることが分かる。したがって、地下水面の形成は連続雨量だけではなく、初期体積含水率すなわち先行雨量によっても影響されることが分かる。初期含水率の違いによって降雨の浸透状況が異なることについては 4 章でもう一度触れる。

2.5 地下水位の上昇および低下特性

図-8 は 2001 年 6 月 19 日の降雨による各地点での地下水位の上昇と低下状況である。この雨によって B 測線の全地点と A3 地点におけるテンシオメータが正圧を示し、水面が形成されたことを示した。

地点によって計器設置深度 (図中の凡例に示す) が違うため、地下水面の位置 (テンシオメータの正圧の値から換算) は地表面からの深度で示してある。また、図に示すように上昇時と低下時のそれぞれの速度を計算した結果を表-2 に示す。なお、B1 地点は形成された地下水位の継続時間が短く、上昇速度や下降速度が求められない。また、平均雨量強度は図-8 の累積雨量の上昇の勾配から求めた。

図に示すように地点によって形成された地下水の最高水位が異なり、B 測線では一番下流側の B3 地点で水位が一番高く、上昇速度も B2 より大きい。同様の結果が模型実験でも得られている¹⁾。また、B3 地点は A3 地点より上昇水位が高いのは、B 測線が A 測線に比べて集水性があるためと考えられる。

低下速度は A3 地点が一番早く、その次に B2 と B3 の順である。また、B2 と A3 地点では降雨停止後、水位が急低

降雨時のまさ土斜面における土中水分の変動と無効雨量

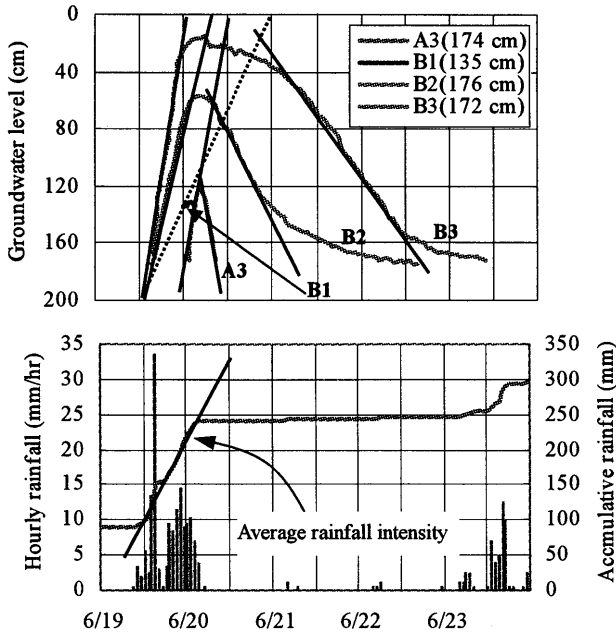


Fig-8 Behavior of groundwater on in-situ slopes

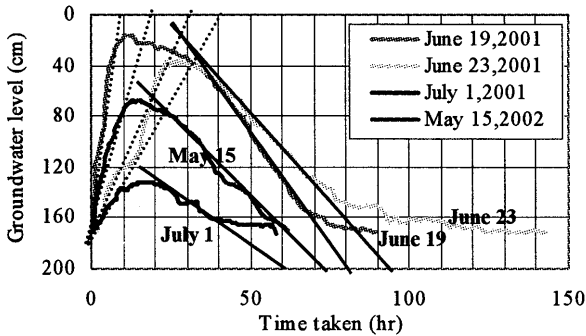


Fig-9 Rise up and draw down of groundwater at point B3

Table-2 Rate of rise up and draw down of groundwater

Point	Distance form ridge (m)	Groundwater level form surface (cm)	Rate of rise up (mm/hr)	Rate of draw down (mm/hr)
B1	50	131	—	—
B2	64	62	125.0	40.4
B3	87	16	160.0	36.4(June 19)
		38	55.6	30.1(June 23)
		132	39.7	16.7(July 1)
		68	116.7	27.5(May 15)
A3	100	123	160.0	133.3

Remark; data of B1, B2, A3 are in the case of rain on June 19

Daily rainfall 「mm」, () is average rainfall intensity 「mm/hr」

June 19, 2001→130.5 (9.58),

Continuous Rainfall from June 23 to June 24, 2001→87(4.36)

July 1, 2001→46.5 (7.75), May 15, 2002→82.5(7.28)

下し始めるが、B3 地点ではすぐに低下せず、約 24 時間後まで地下水が存在している様子が見られる。これは降雨停止後もしばらく上流側からの浸透流があるためと考えら

れる。

次に、図-9 に 2001 年と 2002 年中に計測された B3 地点における地下水位の上昇・低下状況を示す。それぞれの上昇および低下速度ならびに雨量状況を表-2 に示す。図に示すように、2001 年 6 月 23 日と 2002 年 5 月 15 日の場合を比べると、水位は前者のほうが高く上昇しているが、上昇速度は後者のほうが大きい。その理由としては、表-2 の備考欄にそれぞれの地下水位が発生した時の累積雨量と平均雨量強度を示すが、表に示すように 2002 年 5 月 15 日の平均雨量強度が 2001 年 6 月 23 日より大きいためと考えられる。同程度の雨量に対し、2001 年 6 月 23 日のほうが 2002 年 5 月 15 日より水位が高く上昇している理由は、降雨前の初期体積含水率の違いによるものと考えられる。4 深度の体積含水率 θ の平均値は前者で 38%、後方で 35% である。

一方、水位の低下過程においては、低下速度は水位が一番高く上昇した 2001 年 6 月 19 日の時が一番大きく、上昇した水位によって低下速度が変わってくるものと考えられる。また、図に示すように、一回上昇した地下水位は短時間では消散せず、数十時間かけて低下しており、降雨停止後も地下水位の高い状態が続く。

3. 不飽和透水係数と水分特性曲線

3.1 不飽和透水係数の検討

図-10 に降雨時の体積含水率の変動の計測結果より求めた原位置まさ土の透水係数と VG モデル (van Genuchten の数値モデル) より求めた飽和度と透水係数の関係を示す。

一般的に、水の流速 v は、式 (1) より求める。

$$v = \frac{Q}{A} \quad (1)$$

ここで、 Q は流量で A は断面積である。しかし、土中の水の流れを考える場合、この v は見かけ上の流速であり、不飽和土内の浸透雨水の流れは、間隙内の間隙水が占める部分を流れるため、真の流速 (実流速) v_s は以下のように計算できる。

$$v_s = \frac{Q}{A_w} \quad (2)$$

A_w は間隙内の間隙水が占める部分の断面積であり、 $A_w = Sr \cdot n \cdot A$ であるから上式は以下ようになる。

$$v_s = \frac{Q}{Sr \cdot n \cdot A} \quad (3)$$

ここで、 Sr : 飽和度、 n : 間隙率である。

したがって、不飽和透水係数 k_θ は次式より求めることができる。

$$k_\theta = \frac{v_s \theta}{i} \quad (4)$$

ここで、 i : 動水勾配、 θ : 体積含水率である。

v_s は降雨開始から TDR が反応するまでの時間を用いて、その深度までの浸透距離と浸透時間を求めることによって

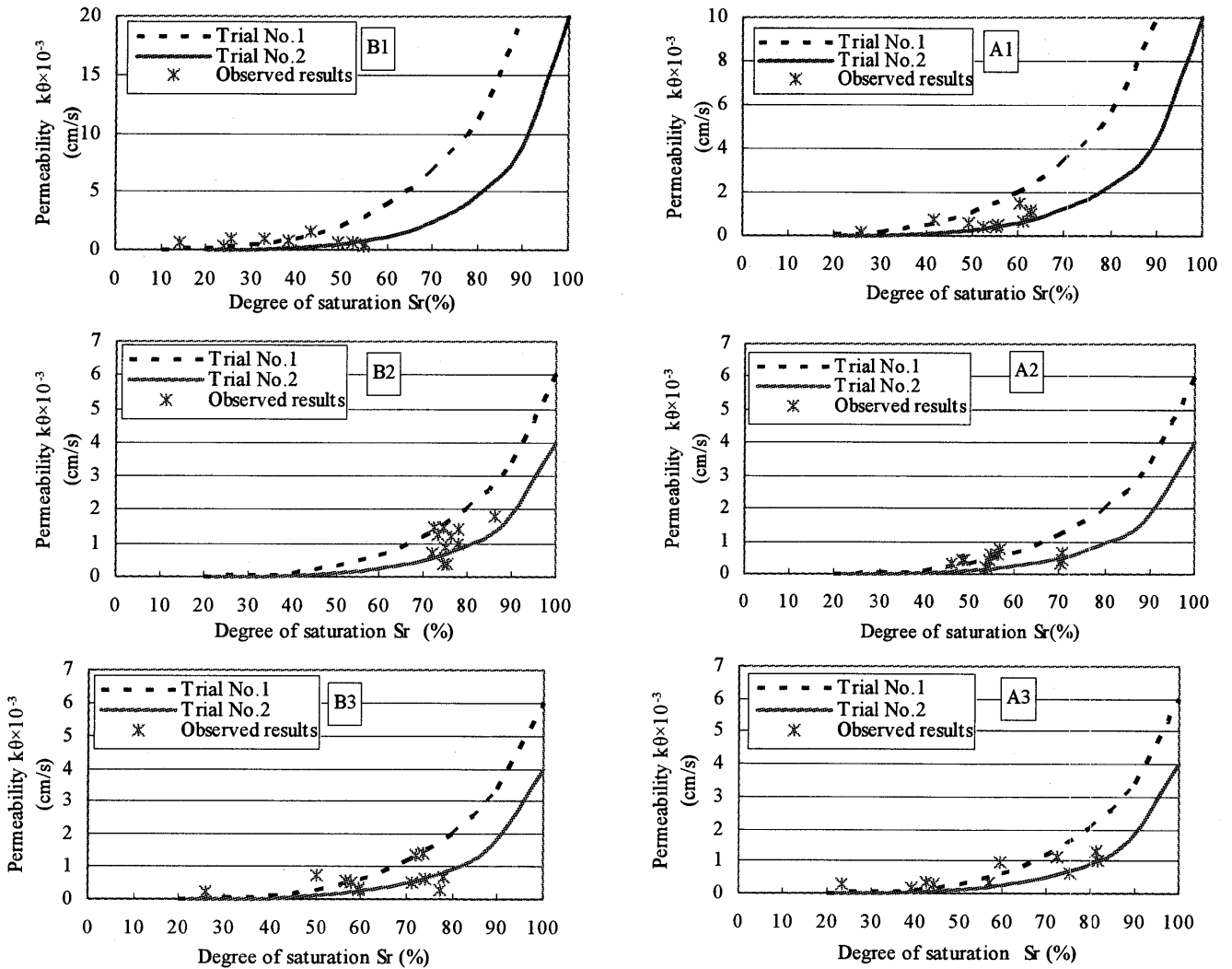


Fig-10 Relationship between permeability and degree of saturation on each monitoring point

計算できる。動水勾配 i は雨水が垂直に浸透すると仮定し、 $i=1$ として計算した。また、体積含水率 θ は降雨直前に計測された値を用いた。計算法の詳細な説明は文献 6 ならびに 7 に報告した。

計算の対象とした降雨は、2001 年と 2002 年の 5~10 月の間の日雨量が 30mm 以上の降雨である。

図に示すように飽和度が大きくなると透水係数が大きくなる。これは、図-11 の水分特性曲線（後述）に示すように飽和度が高い状態ではサクシオンが小さいため、水が浸透し易いためと考えられる。

本観測地点における自然まさ土斜面の不飽和透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{cm/s}$ のオーダーである。また、この結果を用いてイルマイの式 ($k_{\theta} = k_{\text{sat}}(\text{Sr})^3$) を用いて換算した飽和透水係数は A2, A3, B2 ならびに B3 地点では 10^{-3}cm/s のオーダー、A1 ならびに B1 地点では 10^{-2}cm/s のオーダーである。B1 地点の透水係数が 1 オーダー大きい理由は別報⁷⁾ で述べたように、この地点付近ではクラックの発達した強風化花崗岩が分布し、雨水が浸透し易い地盤構成であるためと考えられる。

Table-3 Input data in calculation of VG model

Item	A2,A3,B2,B3		A1,B1	
	No.1	No.2	No.1	No.2
Minimum volumetric water content θ_r	0.05	0.05	0	0.05
Saturated volumetric water content θ_s	0.5	0.45	0.45	0.5
Permeability in saturated state k_s	0.006	0.004	0.01(A1) 0.02(B1)	0.01(A1) 0.02(B1)
Constant number n	4.2	2.8	4.2	2.8
Void ratio e	1	1.22	1	1

また、原位置観測結果により求めた透水係数は室内試験より求めた値¹⁾ より若干大きくなった。その理由は室内では 2mm ふるいを通した試料を用いたことに対し、原位置斜面では礫や亀裂等が存在し、水が浸透し易いことが影響していると考えられる。

ここでは、原位置観測より得られた透水係数と浸透流解析で良く用いられている VG モデル^{8), 9), 10)} の式 (4) より

求めた結果を比較し、図-10 に示した。

$$\frac{k_{\theta}}{k_s} = Se^{1/2} \left[1 - (1 - Se^{1/m})^m \right] \quad (5)$$

ここで、 k_{θ} : 体積含水率 θ の時の透水係数、 k_s : 飽和透水係数であり、 Se と m は式 (5) と (6) より求めた。

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (6)$$

$$m = 1 - 1/n \quad (7)$$

ここで、 Se : 有効飽和度、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 最小含水量、 θ : 対象としている体積含水率、 n : 定数である。表-3 は計算で用いた入力条件である。ここで、 θ_r は既往の研究および室内で求めた水分特性曲線²⁾を参考にしたものであり、 θ_s は原位置観測の結果を用いたものである。 n は $n > 1$ で経験的に決定する定数であり、土質によってその値が異なり、1~9 である。なお、砂質土では 3~4 程度である^{8), 9), 10)}。また、 k_s は観測結果より求めた透水係数を参考にして決めたものである。

この図に示すように、原位置観測結果より求めた結果は表-3 の入力条件で VG モデルより求めた結果と整合していることが分かる。

3.2 原位置観測から求めた水分特性曲線

図-11 は B3 地点の深度 60cm で得られた 2001 年 6 月 19 日と 2002 年 5 月 15 日のテンシオメータと TDR の計測結果を用いて描いた水分特性曲線である。図に示すように体積含水率が約 45~48% (飽和度約 90~95%) でサクシオンが急低下し正圧となった。

既往の研究においてはレインドロップやインクボトル効果が働き、脱水時の曲線は吸水時の外側にあるとされている^{11), 12)}。しかし、現地で得られた計測結果はこれらとは逆の傾向を示している。一方、現地で使用しているものと同じタイプのテンシオメータと TDR を用いた室内における水分特性試験の結果では従来結果と同様の脱水時の曲線が外側にあった¹³⁾。この違いの原因は現時点では解明されていない。

深度 155cm ならびに 195cm にはテンシオメータを設置していないものの、深度 195cm の TDR の計測値は図-5 に示すように約 32% から急上昇し、その後約 47% で一定値となった。この二つの体積含水率の状態の間のサクシオンの値は、深度 100cm と同程度かまたは、それ以下と仮定すれば、深度 195cm における水分特性曲線を描くことが出来る。図-12 はこのようにして描いた B3 地点の各深度における水分特性曲線である。

図-12 に示すように同じ地点で深度によって水分特性曲線が異なり、それぞれの深度での地盤条件 (粒度分布や間隙比など) の違いによって水分を保持する力が異なることを意味する。また、水分特性曲線にはヒステリシスが存在することが分かっており^{14), 15)}、複雑な性質があるため、

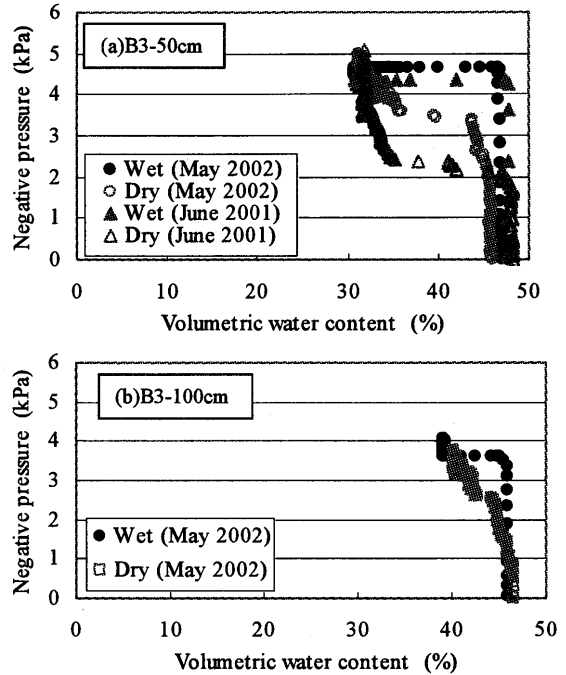


Fig-11 Water retention curve of in-situ Masado

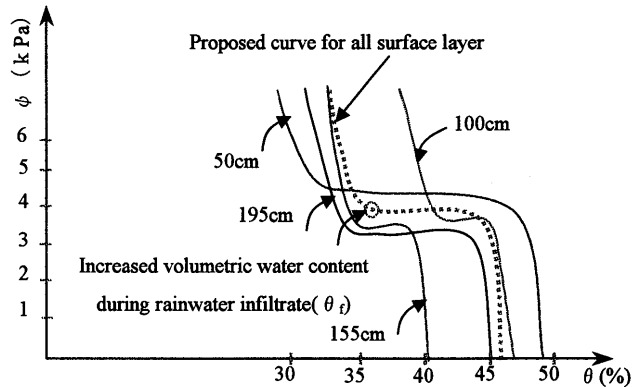


Fig-12 Water retention curves for each depth

これらの違いはヒステリシスの影響によるものであるかどうかは現段階では不明である。既往の研究では地質の違い^{16), 17)}、粒度分布¹⁸⁾や間隙比¹⁹⁾の違いによっても水分特性曲線が異なると考えられている。

しかし、これらの研究は室内試験結果に基づいたものであり、原位置で水分特性曲線を求めた事例はない。斜面の不安定化を判断するための浸透流解析に用いる水分特性曲線を、どのようにして求めるのがもっとも望ましいのかは、今後明らかにすべき問題の一つである。

4. 無効雨量の検討

4.1 降雨量と浸透深さの計測結果

前述の図-7 において、初期含水率によって地下水面が形成されるまでに降った連続雨量が異なることを示した。この図に示した観測事実をもう少し詳細に検討してみるために、降雨初期における降雨量と浸透深さの関係を図-13 に

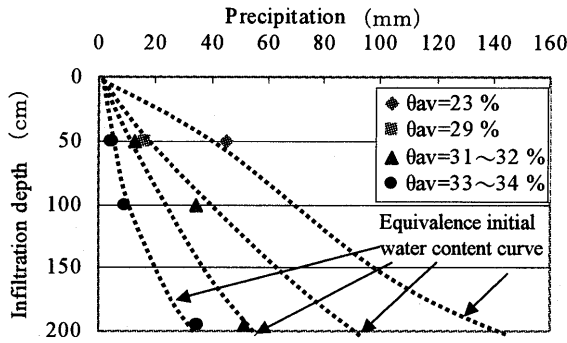


Fig-13 Relationship between amount of rainfall and infiltration depth (Observed results)

整理した。

図-13はB3地点における降雨量と浸透深さの関係である。この図を描くに当たって対象にした雨は2002年の5月～9月の降雨であり、この期間中の雨のうち、降雨量と初期体積含水率が異なるもの、水分量の上昇開始時間が明確であり、その上昇は特定の降雨によるものであると判断できるものを使用した。また、連続降雨のうち、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の必要な連続降雨量として用いた。図中の初期体積含水率(θ_{av})は降雨直前の深度50cm～200cmの4深度におけるTDRの計測結果の平均値である。

図に示すように同じ深度まで雨水が浸透するためには初期体積含水率によって必要な雨量が異なり、また、同じ雨量に対しても初期体積含水率によって浸透深さが異なることが分かる。

このように、降雨量によってある深さまでしか浸透しないことは、浸透雨水は不飽和帯へ供給されながら浸透することを意味する。

また、飽和度が高いところで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で、飽和度の上昇に伴うサクシオンの低下で浸透し易いことなどを反映したものと考えられる。

4.2 初期含水率の深さ方向分布と浸透深さの関係

上述のように、降雨時に最初に降った雨は不飽和帯へ供給されながら浸透し、基盤近くで地下水面が形成された時点の上部層の体積含水率は約36%（表層の深さ2mまでの層全体の平均値）である。この関係を用いて、降雨時に不飽和帯へ供給される雨量を求め、降雨量と雨水の浸透深さの関係を検討する。

地表に平行な基盤面を有する二次元斜面において浸透を考える場合、供給量Δq_rは

$$\Delta q_r = r \cdot \Delta t \cdot S \cdot \cos\beta \quad (8)$$

ここで、r：時間雨量、S：斜面長、β：斜面勾配

表層まき土の透水係数kが1×10⁻²～1×10⁻³cm/sであることから時間雨量36～360mm/hrを超えない限り(r ≤ k)式(8)が成立することになる。r > kの場合、地盤内へ供給

される雨量強度はr=kであり、kを超えた分は表面流出することになる。

次に、雨水が浸透する際に初期体積含水率θ_{oz}の不飽和帯で、含水率がθ_{tz}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。

$$\Delta z = \frac{\Delta q_r}{(\theta_{tz} - \theta_{oz}) \cdot S \cdot \cos\beta} \quad (9)$$

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

ここで、式(8)と(9)より、次式が得られる。

$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{r}{(\theta_{tz} - \theta_{oz})} \quad (10)$$

式(10)は以下のように表すことができ、式(11)が得られる。

$$\frac{dz}{dt} = \frac{r}{(\theta_{tz} - \theta_{oz})}$$

$$\int_0^T r dt = \int_0^z (\theta_{tz} - \theta_{oz}) dz \quad (11)$$

したがって、r、T、θ_{oz}、θ_{tz}が与えられたとき、逐次計算によってzを算定できる。ただし、z < Hである。また、逆にzとθ_{oz}、θ_{tz}が与えられたとき無効雨量は式(11)の右辺の値となる。

図-14(a)は図-13で用いた平均体積含水率を求めた時の含水率分布である。この体積含水率の分布の時、式(11)を用いて求めた降雨量と浸透深さの関係は図-14(b)に示した曲線に沿う分布を示すことになる。ここで、50cm、100cm、150cmと200cmの深度においては降雨浸透時に上昇する体

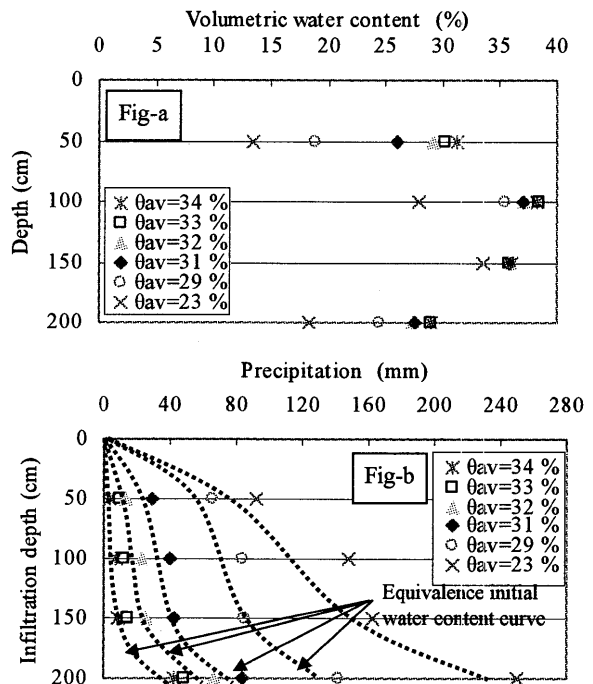


Fig-14 Amount of rainfall and infiltration depth (with observed moisture distributions)

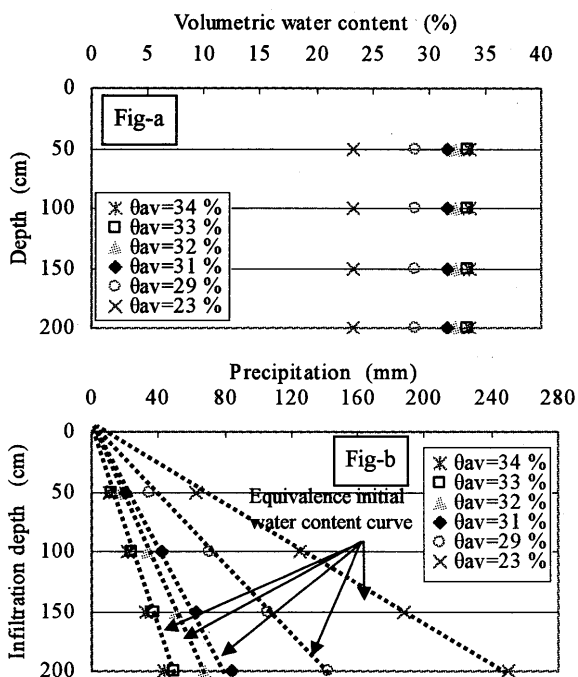


Fig-15 Amount of rainfall and infiltration depth (With uniform moisture distribution)

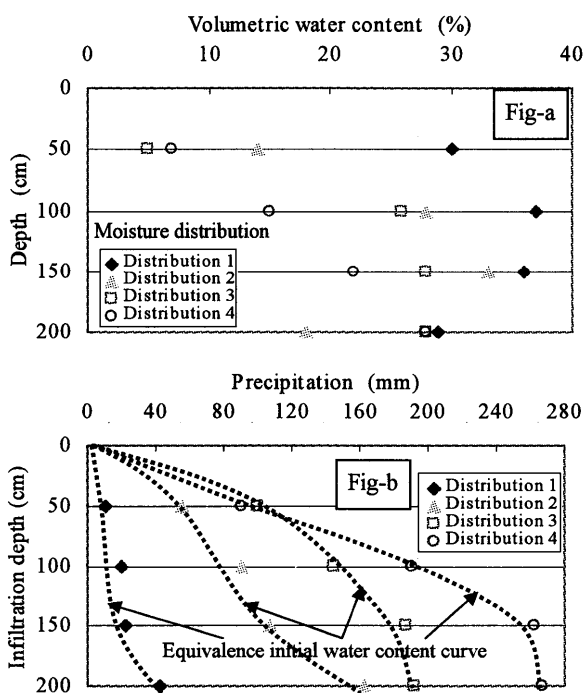


Fig-16 Amount of rainfall and infiltration depth (With different moisture distributions)

積含水率 θ_{z} の値はそれぞれ 32%, 39%, 36.4% と 35.8% (平均で 36%) である。 θ_{oz} はそれぞれの深度での含水率を用いた。図に示すように降雨量と浸透深さの関係は曲線の分布を示している。

図-15 は地盤が均一な性質を有し図-14(a)の平均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の関係である。この計算では θ_{oz} は深さ全体に平

均値 (図-15(a)中の θ_{av} の値) を用い、 θ_{z} は層全体の平均値である 36% を用いた。図-15(b) は計算結果を示し、図に示すように降雨量と浸透深さは直線関係を示した。

さらに、含水率の分布と降雨量～浸透深さの関係を検討するために図-16(a)示す体積含水率分布を用いて計算を行った (図-16(b))。ここで、分布 1 および分布 2 は B3 地点における実際の含水率分布の形態であり、分布 1 はこの地点で 1 年に最も見られる分布であり、分布 2 は一番乾燥する時期の分布である。分布 3 は水分特性曲線のように一番浅いところで体積含水率が小さく、深度方向に含水率が上昇するが、ある深度から同じ体積含水率を有する時である。また、分布 4 は一番浅いところで体積含水率が一番小さく、深さ方向に直線的に増加していく時を想定したものである。この計算における θ_{z} は図-14 で用いた値と同じ値である。

これらの計算結果を見ると、地盤内の含水率の分布に応じて、浸透深さと降雨量の関係が異なる。含水率が一樣な場合、その関係は直線分布を示したことに對し、含水率が分布を有している場合は曲線の分布を示す。図に示すように初期の体積含水率 θ_{av} が高い時は、少ない降雨量で 200cm まで浸透することに対し、 θ_{av} が 30% 以下の時は 200cm まで浸透するために要する降雨量は 140mm を超え、この観測斜面においては θ_{av} が 30% を超えない限り地下水面が形成されにくいことを示す。すなわち、 θ_{av} が 30% 以下の時は 140mm 以下の累積雨量しかない降雨は、地下水面形成に関して無効雨量と扱うことができ、表層土内に地下水面が形成されるためには初期含水率に応じた十分な先行雨量が必要なが分かる。

5. まとめ

広島大学構内で観測してきた 2001 年から 2004 年までに得られた原位置観測データを基に、降雨時のまさ土斜面における土中水分の変動特性と無効雨量について検討した。この検討から得られた結果を要約すると以下の通りである。

1. 観測期間内の最大年間雨量、最大日雨量と最大時間雨量はそれぞれ 1521mm, 130.5mm と 47.5mm である。降雨量は 5 月～7 月にかけて多くなり、その後は減少するものの、台風の時節である 9 月～10 月に再び増加する。また、地下水面形成をもたらす降雨は 1 年に 3～4 回しか降っておらず、斜面崩壊の危険性がある降雨の回数はそう多くはない。
2. 不飽和状態にある自然斜面に雨水が浸透する際、一部が不飽和帯へ供給されながら浸透し、基盤付近で地下水面が形成された時の表層部分の平均体積含水率は約 36% (飽和度約 80%) である。
3. テンシオメータと TDR の計測結果の両方とも負圧から正圧に転じるのは深いところから浅いところの順である。また、深いところで正圧に転じた時に浅いところではテンシオメータ、TDR 両者とも計測結果は

飽和を示していない。

4. 同じ山腹斜面でも測線が違うと、また、同じ測線でも斜面の上部と下部側でサクシオンや水分量の変動の仕方が異なる。
5. 測線 A と測線 B での地下水位の発生状況が異なり、局所的に集水性のある測線 B で水位が発生し易く、斜面の下流部ほど水位が高く上昇する。また、上昇時間より低下に要する時間が長い。
6. TDR の観測結果を用いて原位置まさ土の不飽和透水係数を求めた。飽和度と透水係数の関係は VG モデルより求めた結果と良い相関性が見られた。
7. 原位置まさ土の水分特性曲線が得られ、同じ地点でも深度によって異なる挙動を示した。
8. 均一な地盤条件と仮定できる斜面で体積含水率がどの深さでも同一の値となる時には、降雨量と浸透深さの関係は直線を示すが、体積含水率が深さ方向の分布をもっている時は、その関係は曲線となる。
9. 斜面内の地下水位は、初期体積含水率によって左右される無効雨量を超える大きさの降雨の時に形成される。

原位置で得られた以上の観測事実とその解釈結果は、降雨時に斜面内に形成される地下水の高さやその時間的な変化を計算するモデルの構築の貴重な資料となるものである。

謝辞

本研究は大学院重点特別経費、財団法人砂防・地すべり技術センターによる研究助成金、地域貢献特別支援事業の援助を受けました。ここに、謝意を表します。また、計測器設置、太陽電池の設置の際に協力頂き、崩壊現場のボーリングデータ等を提供して頂いた広島大学施設部にも深く感謝致します。

参考文献

- 1) Thi Ha, 佐々木康, 森脇武夫, 加納誠二, 山本真由美, 佐藤崇史, 上熊秀保 (2004) : 広島大学構内における降雨時土中水分変動の原位置観測システム, 広島大学大学院工学研究科研究報告, 第 53 巻第 1 号, 投稿中.
- 2) Thi Ha (2002) : まさ土斜面におけるサクシオンおよび土壌水分量の降雨時変動に関する研究, 広島大学大学院工学研究科修士論文, pp.30~70.
- 3) 佐々木康, Thi Ha (2003) : まさ土斜面内の土中水分・地下水位形成の原位置観測, 財団法人砂防・地すべり技術センター 研究成果報告会講演論文集, pp.73~93.
- 4) 国立天文台 : 理科年表平成 15 年 机上版 第 76 冊, 丸善出版, pp.182-184, 2003.
- 5) Thi Ha, 佐々木康, 加納誠二 (2004) : まさ土斜面における地下水位の挙動と降雨時の地下水位の簡易算定法の検討, 第 49 回地盤工学会シンポジウム論文集, 登載決定.
- 6) Thi Ha, 佐々木康, 森脇武夫, 加納誠二 (2003) : 降雨時の斜面崩壊危険度予測を目的とした土中水分及びサクシオンの現地観測 : 豪雨時の斜面崩壊のメカニズムおよび危険度予測に関するシンポジウム論文集, pp.13~22.
- 7) Thi Ha, T.Moriwaki, Y.Sasaki, A.K.Dissanayake, S.Kano (2003) : The Change in Suction and Water Content in Natural MASADO Slopes During Rainfall, Proceedings of IS (Okayama 2003), International Symposium on Groundwater Problems Related to Geo-Environment, pp.181-187.
- 8) 西垣 誠 (1983) : 飽和・不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する 2,3 の考察, 土木学会論文報告集, Vol.23, No.23, pp.165~177.
- 9) 若井明彦, 蔡 飛, 鶴飼恵三 (2000) : 飽和-不飽和浸透流解析による地下水位の予測と斜面の安定性評価, 地すべり, Vol.36, No.4, pp.8~13.
- 10) 朱 偉, 山村和也, 石田哲郎 (1996) : 降雨浸透が盛土の斜面崩壊に及ぼす影響, 土木学会論文集 No.541/III-35, 99-108.
- 11) 箭内寛治・飯竹重夫 : pF の工学的応用 (その 1), 土と基礎, Vol.35, No.2, pp.99~105, 1987.
- 12) Jacob Bear : Hydraulics of Groundwater, Mc Graw-Hill Inc., pp.191~201, 1979.
- 13) Thi Ha, 佐々木康, 森脇武夫, 加納誠二 (2003) : 自然まさ土斜面における土中水分およびサクシオンの現地観測, 土と基礎, Vol.51, No.11, pp.38~40.
- 14) 青木一男, 福田護, 藤田仁 (1999) : ヒステリシスを考慮した水分特性曲線の推定手法に関する研究, 第 34 回地盤工学会発表会概要集, pp.1355~1356.
- 15) 河野伊一郎, 西垣 誠 (1981) : 不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究, 土木学会論文報告書, 第 307 号, pp.59~69.
- 16) 西垣 誠, 竹下祐二, 河野一郎 (1992) : 室内試験による不飽和浸透特性の非定常算定方法, 土木学会論文集, No.454/III-20, pp.103~112.
- 17) 谷中仁志, 石田哲郎 (1998) : 砂質土における比透水係数曲線 ($\theta-k_r$) の検討, 第 33 回地盤工学研究発表会概要集, pp.1817~1818.
- 18) Bouwer, H. (1978) : Groundwater Hydrology, Mc Graw-Hill, New York, p.480.
- 19) 河井克之, 軽部大蔵, 芦田 渉, 嘉戸善胤 (2000) : 間隙比の影響を考慮した水分特性曲線モデル, 土木学会論文集, No.666/III-53, pp.291-302.

平成 16 年 9 月 30 日 受理