原位置計測に基づく熱帯性豪雨に対する 斜面浅層部の流出浸透特性に関する研究

2011年3月4日

京都大学大学院 工学研究科 都市社会工学専攻

米澤 裕之

要 旨

近年,日本各地において,気象変動の一つととらえられる短時間・局所的集中豪雨,い わゆるゲリラ豪雨の発生頻度が増加し,その集中豪雨に起因する斜面災害の発生が増加し つつある.現状において,日本では降雨に起因する斜面災害に対する防災対策としては様々 な方策が採用されているが,その一つの方策として,降雨に起因する斜面崩壊の早期警戒 体制の適用があげられる.これは,既往の降雨時の斜面崩壊事例に基づき,時間降雨量と 累積降雨量(あるいは連続降雨量)を組み合わせ,管理値となる限界降雨包絡線を設定す るものである.ただし,前述のようにゲリラ豪雨がこれまでに日本ではほとんど観測され ていなかったことから,既往の降雨記録の統計処理を基本とする手法を適用することは必 ずしも適切でないことが危惧される.したがって,ゲリラ豪雨のような集中豪雨到来時の, 斜面崩壊の誘因となる雨水の地盤内への浸透特性を検討することは喫急の課題となる.

そのような観点からゲリラ豪雨とスコールの類似性に着目し、タイにおいて原位置計測 を実施している.原位置計測では降雨にともなう降雨強度・体積含水率・表面流出量・間 隙圧・間隙空気圧の変動を測定し、計測結果を通して斜面浅層部の流出浸透特性の把握を 試みている.

また,浸透特性について詳細な検討を加えるため,タイ・ナコンナヨックで観測された 体積含水率,および間隙圧の変動に基づき,実際の斜面表層部の雨水浸透特性(体積含水 率・間隙圧)について考察を加えるとともに,従来の水分特性曲線との比較検討を試みた. また日本・阪和道における計測結果から得られた雨水浸透特性との比較を試みた.その結 果として,新たな水分特性曲線を構築する必要性があることを明らかにした.

目	次
目	次

X	k
1	

第	1	章	序		論1	-
1	.1		研究	の背	景1	-
1	.2		研究	の目	的2	-
1	.3		本研	究の	構成3	-
第	2	章	既	往の	9研究	-
2	.1		原位	置計	測 4	-
2	.2		浸透	能	4	-
2	.3		雨量	計測	結果の活用 5	-
2	.4		水分	特性	曲線5	-
2	.5		降雨	履歴	効果の検討 7	-
第	3	章	観	測サ	・イトの概要9.	-
3	.1		ゲリ	ラ豪i	雨とスコールの降雨特性の比較	-
3	.2		計測	サイ	トの地質状況 13	-
	3.2	2.1	計》	測サイ	′トの位置と露頭面状況13	-
	3.2	2.2	室	内試験	转果 16	-
3	.3		原位	置計	測システム 18	-
	3.3	3.1	計》	則の概	我要18	-
	3.3	3.2	±±	壤水分	計 20	-
	3.3	3.3	水	位計及	なび V ノ ッチ 21	-
	3.3	3.4	テ	ンシオ	-メータ及び間隙空気圧計22	-
	3.3	3.5	雨	量計	- 23	-
第	4	章	既	往雨	〕量計の計測精度に関する検討 - 25 ⋅	-
4	.1		既往	雨量	計の計測における課題25	-
4	.2		室内	試験	の概要26	-
	4.2	2.1	実	験装置	t 26	-
	4.2	2.2	実	験結果	<u>4</u> 26	-
4	.3		原位	置計	測結果におけるそれぞれの計測雨量の比較 28	-
	4.3	3.1	原	位置で	ぎの降雨量計測概要 28	-
	4.3	3.2	両	雨量計	トによる観測降雨量の比較28	-
4	.4		体積	含水	率及び間隙圧の変動特性と計測雨量との相関性 33	-
4	.5		観測	浸透	量と計測雨量との相関性 37	-
第	5	章	原	位置	計測結果 41	-

5.	.1	体積含水率及び間隙圧,間隙空気圧の変動	41 -
	5.1.1	体積含水率の変動	41 -
	5.1.2	間隙圧の変動	43 -
	5.1.3	間隙空気圧の変動	45 -
5.	.2	全水頭の変動	46 -
5.	.3	観測値による流出量,浸透量	49 -
5.	.4	体積含水率,間隙圧の1分間隔変動特性	52 -
第	6 章	🗆 原位置計測で得られた水分特性曲線に関する検討	60 -
6.	.1	タイ・ナコンナヨック観測結果より得られた水分特性曲線	60 -
	6.1.1	既往の水分特性曲線における課題	60 -
	6.1.2	原位置計測結果より得られた排水過程	60 -
	6.1.3	室内試験結果と原位置計測によって得られた水分特性曲線の比較	64 -
	6.1.4	原位置計測によって得られた水分特性曲線	65 -
6.	.2	日本・阪和道観測結果より得られた水分特性曲線	75 -
	6.2.2	計測結果から得られた各深度の水分特性曲線	78 -
6.	.3	それぞれの観測結果より得られた水分特性曲線に関する考察	83 -
第	7 章	□ 結論および今後の展望	89 -
7.	.1	研究のまとめ	89 -
	7.1.1	タイ・ナコンナヨックの原位置計測により得られた知見	89 -
	7.1.2	既往雨量計の計測精度に関する検討結果	90 -
	7.1.3	原位置で得られた水分特性曲線に関する検討結果	91 -
7.	.2	今後の課題	92 -

参考文	献	94 -
謝	辞	97–

第1章 序 論

1.1 研究の背景

近年,日本各地において,気象変動の一つととらえられる短時間・局所的集中豪雨, いわゆるゲリラ豪雨の発生頻度が増加し,その集中豪雨に起因する斜面災害の発生が増加 しつつある.特に深刻なものとして挙げられるのが,道路に隣接した斜面において発生す る斜面災害による被害である.それに加えて日本の地形的特色として国土の大部分が急峻 な地形からなり,道路が斜面に隣接しているケースが多く今後もこれらの被害が増加する 傾向にあるといえる.

ここで、ゲリラ豪雨の降雨特性の特徴は、図 1-1 (a)に示す 2010 年 07 月 05 日に東京都 練馬区で発生したゲリラ豪雨の降雨記録、および図 1-1 (b)に示す 2010 年 07 月 16 日に広 島県庄原市で発生したゲリラ豪雨の降雨記録に代表されるように、一雨の継続時間が約 1 時間程度と短く、最大時間降雨量が、それぞれ 67.0mm および 60.5mm という豪雨であり、 詳細には 10 分間雨量で 10mm を上回る集中豪雨が数 10 分間にわたり継続することである. このような降雨特性を有する集中豪雨は、これまでに日本においてはほとんど観測されて いなかったため、その発生要因は気象変動によるものではないかと解釈されている.

現状において、日本では降雨に起因する斜面災害に対する防災対策としては様々な方策 が採用されているが、その一つの方策として、図 1-2に示す降雨に起因する斜面崩壊の早 期警戒体制の適用があげられる. 同図に示す方法は, 既往の降雨時の斜面崩壊事例に基づ き、2つの降雨指標(時間降雨量と累積降雨量など)を組み合わせ、管理値となる限界降雨 包絡線¹⁾を設定するものである.ただし,前述のようにゲリラ豪雨がこれまでに日本では ほとんど観測されていなかったことから、既往の降雨記録の統計処理を基本とする手法を 適用することは必ずしも適切でないことが危惧される.具体的には,図1-1に示すように 短時間に10分間雨量で10mmを上回る集中豪雨が発生し、図 1-2に示す限界降雨包絡線にお いて、累積降雨量が少ない場合に斜面崩壊が発生する場合には、警戒態勢を発することが 不可能となる.また,図 1-2に示す限界降雨包絡線は、一雨を対象とするものであるが、 集中豪雨到来前の先行降雨の影響をも考慮しなければならない可能性がある.したがって, ゲリラ豪雨のような集中豪雨到来時の、斜面崩壊の誘因となる雨水の地盤内への浸透特性 を検討することは喫急の課題となる.この課題に対して、これまでにも地盤内への雨水浸 透特性についての室内実験²⁾、および原位置計測³⁾は数多く行われているが、これ等の研究 は必ずしもゲリラ豪雨のように短時間に降雨が集中する降雨特性を想定されたものではな いと推察される。特に、ゲリラ豪雨の局所性により日本国内でゲリラ豪雨を対象とした原 位置計測による十分なデータの蓄積は困難であると考えられる.



図 1-1 ゲリラ豪雨の降雨記録の一例



図 1-2 降雨に起因する斜面崩壊の早期警戒体制一例(文献1を加筆修正)

1.2 研究の目的

本研究の目的は,集中豪雨に起因する斜面崩壊の主要因となる斜面表層部の雨水浸透特 性を明らかにすることである.しかしながら前述したように,ゲリラ豪雨の局所性により 日本国内でゲリラ豪雨を対象とした原位置計測による十分なデータの蓄積は困難であると 考えられる.

そこで本研究ではゲリラ豪雨とスコールの降雨特性に着目し、タイにおいて原位置モニ タリングを実施し、スコールにともなう斜面内部への雨水浸透特性の把握を試みることと した.いうまでもなく、タイのような熱帯性気候の国では雨季に至る所でスコールが頻繁 に発生し、ゲリラ豪雨と同様に短期間に高い降雨強度の降雨が集中するという降雨特性を 有している.また大津ら⁴⁾が指摘してきたように熱帯性気候のタイ・ベトナム・マレーシ アにおいては降雨に起因して浅層崩壊が多発している.このような観点から、ゲリラ豪雨 に対する斜面内部への雨水浸透メカニズムの解明を目的としてタイ・ナコンナヨックにお いてスコールにともなう斜面内部への浸透特性の現地計測を実施している.

1.3 本研究の構成

本研究は7章によって構成されている.第1章において,本研究の背景及び目的について概説した.

第2章では、集中豪雨に対する原位置モニタリング、雨水の浸透能、雨量計観測精度、 水分特性曲線、また集中豪雨に対する地盤内部への雨水流出浸透特性の解明に関する既往 の研究を紹介する.

第3章においては,現地地盤状況及び当該斜面に設置している計器などを含めタイにおいて実施している原位置モニタリングの概要を説明する.

第4章では、当該モニタリングサイトで実施している2通りの雨量計測方法の比較など によって得られた既往雨量計側方法の計測精度に関する検討結果を示す.

第5章では、タイの原位置計測によって得られた結果を基に、集中豪雨に対する斜面浅 層領域における流出浸透特性について考察する.

第6章では、タイおよび日本の2箇所での原位置計測結果に基づき、実際の斜面表層部の 雨水浸透特性(体積含水率・間隙圧)について考察を加えるとともに、従来の水分特性曲 線との比較検討した結果を示す.

最後に第7章においては、本研究の結論と今後の展望について記す.

第 2 章 既往の研究

2.1 原位置計測

近年,集中豪雨に対する斜面の安定性を検討するために原位置計測が数多く実施されて いる.北村ら⁵⁾は鹿児島県に分布するしらす盛土を対象として間隙圧,降雨強度の原位置 計測を実施し,降雨特性及び降雨の地盤内部への浸透特性を定量的に評価することを試み た.杉尾ら⁶⁾はしらす地盤の不飽和浸透特性を求めるため,しらす地盤においてシリンダ を打ち込み,浸透流量の時間的変化を測定し,その流れの場の飽和不飽和浸透流について 数値解析を実施した.ティら⁷⁾は広島県の自然斜面において降雨強度,間隙圧,体積含水 率,地下水位の変動を10分間隔で計測し,それによって斜面表層部の雨水の浸透・流出メ カニズムの解明を試みた.また竹下ら⁸⁾は岡山県の自然斜面で土中水分量とサクションの 経時変化を中心に現場計測を実施した.これにより不飽和浸透挙動について検討すると共 に不飽和浸透時に発生した間隙空気の影響を室内試験により検討した.さらに酒匂ら⁹⁾は 京都府の重要文化財周辺斜面において降雨強度,間隙水圧,地中温度の原位置計測を実施 し,降雨強度及び累積降雨量と間隙水圧の挙動との関係を定量的に評価することを試みた.

これらの原位置計測によって室内試験で再現することのできない短期間集中豪雨時の地 盤内水分挙動の変動を把握することが可能となったと推定される.しかしながら,これら の計測間隔は10分間隔のものがほとんどである.前述したようにゲリラ豪雨の降雨特性と して,一雨の継続時間が約1時間程度であるのに加え,10分間雨量で10mmを上回る集中 豪雨が数10分間にわたり継続するゲリラ豪雨の降雨特性を考慮すると,地盤内における水 分挙動の急激な変動を捉えるためには,計測間隔をより短くした計測が必要になると推察 される.

2.2 浸透能

地表面上に到達した降雨は土壌中を鉛直に浸透する.このときの降雨に起因する浸透及 び流出は浸透能に依存するとされている.このとき雨量を浸透できる割合は地形や植被, 土性,土湿,地温といった様々な要因によって変化する.浸透能の割合は一般的には初期 で高い数値が表され(初期浸透能),時間がたつにつれ徐々に減少し,最終的にはほぼ一定 の値を示すようになる(最終浸透能).

Horton¹⁰は雨水が十分に供給される場合の最大の浸透能を表す式として,現地試験に基づき以下に示す浸透能式を提案した.

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt}$$
(2.1)



図 2-1 Horton 式による浸透能の時間変化

ここで f(t)は浸透開始時刻から時間 t経過したときの浸透能, f_0 は浸透開始時刻での浸透能, f_c は時刻が無限に経過したときの最終浸透能, kは浸透能の減衰を支配するモデル定数である. なお, この式は降雨継続にともない, 浸透能は減少し(流出に回る分が増加する), ある値に収束することを示唆している. **図 2-1** に浸透能の時間変化を模式的に表しているので参照されたい.

2.3 雨量計測結果の活用

斜面崩壊の危険度予測に際して,従来より,雨量計測には転倒ます型雨量計が適用され され,まず過去に斜面災害を引き起こした降雨条件を示し,斜面崩壊の直接的な原因とな る降雨量に着目した崩壊危険度予測が行われてきた³⁾.また大津ら¹¹⁾は過去の降雨記録を, Gumbel 分布に代表される極値分布を用いた統計的手法に基づき,降雨ハザードの再現期間 を考慮した確率年降雨量の検討に適用した.この確率年降雨量は,ダム,下水道などの土 木施設の計画・設計に広く採用されている.しかし,ゲリラ豪雨の発生頻度が激増ししつ つある中で,同雨量計の計測機構から,短期間に集中する豪雨を正確に捉えられるかにつ いては,新たな検討課題となる.

2.4 水分特性曲線

水分特性曲線(Soil Water Characteristic Curve) は体積含水率とサクションの関係から算 定される.不飽和土の保水特性は水分特性曲線によって評価することができる.水分特性 曲線は,土のコンシステンシーと密接な関係があり,試料によって異なる曲線となるとさ れている¹²⁾.また粒度分布から水分特性曲線を求める試みもなされており¹³⁾,土性を手が かりとした水分特性曲線の定量化が盛んに行われてきた.従来の水分特性曲線は,これま でに様々な方法により測定されているが,その多くは一次元カラムの供試体を用いた室内



図 2-2 水分特性曲線(概念図)

試験において、不飽和域での比較的緩やかな水分移動の条件下で算定されたものである. また、これらの試験によって得られた水分特性曲線は一般的に図 2-2に示すように、吸水 過程と排水過程で同じ体積含水率の値に対するサクションの値が異なるというヒステリシ スを描くとされている¹⁴⁾¹⁵⁾.

ここで飽和からの排水過程,残留体積含水率からの吸水過程で得られる曲線をそれぞれ 主排水曲線,主吸水曲線と呼び,任意の水分量から排水,もしくは吸水によって得られた 水分特性曲線を走査曲線と呼ばれる.集中豪雨による斜面崩壊は不飽和土の吸水過程に対 応するため,斜面の安定性を検討する際,吸水過程で精度の高い水分特性曲線を得る必要 がある.またvan Genuchten¹⁶は離散的な測定値を内挿して任意のサクションに対する体積 含水率,あるいは飽和度の値を算定するために,次式に示す水分特性曲線モデルを提案し た.

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left\{1 + \left(p \times S\right)^n\right\}^m}$$
(2.2)

$$m = 1 - \frac{1}{n} \tag{2.3}$$

ここで S_e は有効飽和度, θ は体積含水率, θ_s は飽和体積含水率, θ_r は残留体積含水率,またSはサクション,p,n,mはそれぞれ実験定数を表す.

また降雨浸透にともなう土の飽和度上昇により、土の自重が増加し、鉛直方向の応力が変 化することによってせん断や圧縮・膨張が起こり土の間隙比が変化するとされているが、



図 2-3 早期警戒体制比較

河合ら¹⁷⁾,杉井ら¹⁸⁾はこの間隙比の影響を考慮した水分特性曲線モデルの検討を行った.

2.5 降雨履歴効果の検討

日本における豪雨時の土砂災害早期警戒体制は、図 1-2の模式図に示すように、時間降 雨と累積降雨量(連続降雨量を用いた例もある)を組み合わせた、いわゆるスネークカー ブに基づき限界降雨曲線が管理値として設定されることが一般的である.この場合、一雨 を対象とするものであるが、後続する降雨がスコールのような短期間・高降雨強度の場合 には、後続降雨のみを対象とした限界降雨曲線よりも小さい雨量で斜面崩壊が発生する危 険性があることが示唆される.先行降雨の影響で、斜面内部の体積含水率が高まっている 場合、つまり地盤内の水分貯留量が多い場合には、豪雨発生直後、すなわち対象とする降 雨の累積降雨量が微小な場合にも、斜面崩壊が発生する危険性が指摘されている.近年、 砂防部局では実効雨量を用いた手法、気象庁では土壌雨量指数¹⁹⁾を用いた手法を採用して いる.

実効雨量は土砂災害の発生に及ぼす先行降雨の影響を考慮した累加雨量のことで、最新の雨量の影響を大きく、過去の雨量ほど小さく反映している.ここで、実効雨量は半減期 を用いて、式(2.4)および式(2.5)によって算出される.

$$R_{t} = r_{t} + \sum_{n=1}^{\infty} a_{n} \cdot r_{t-n}$$
(2.4)

$$a_n = 0.5^{n/T}$$
(2.5)

ここに、 R_t は時刻tの実効雨量、 r_t は時刻tの時間雨量、 a_n は減少係数、およびTは半減期を示す.

また Mairaing ら²⁰⁾は経験的に先行履歴降雨の影響を考慮するものとして, 横軸に 3 日間 累積降雨,4 日間累積降雨および 7 日累積降雨を適用した.

これに対して、Soralump ら²¹⁾は、タイにおける過去の斜面崩壊事例の分析結果から、斜 面内部に体積含水率(本質的には飽和度と等価)が高まっている場合には、豪雨発生直後、 すなわち対象とするスコールの累積雨量が微小な場合にも、斜面崩壊が発生する危険性を 指摘している.このため、斜面崩壊には先行履歴降雨の影響を考慮するため、次式に示す 先行履歴降雨指標 API (Antecedent Precipitation Index)を用いた早期警戒体制を提案してい る.

$$API_{t} = \left(K_{t} * API_{t-1}\right) + P_{t}$$

$$(2.6)$$

ここで API_t および API_{t-1} は、それぞれある日 t、およびるその1日前時点 t-1での先行履 歴降雨指標を、 K_t は低減率、 P_t はその日の日雨量を表す.式(2.6)に示す関係において、あ る日 t における先行履歴降雨指標 API_t は、その日の日雨量 P_t に対して、1日前時点 t-1で の先行履歴降雨指標 API_{t-1} に低減率 K_t を掛けたものを加えることで算定される.この関係 式の持つ物理的な意味は、式(2.6)の右辺第1項が、斜面内部で先行履歴降雨により体積含 水率が高まっている影響を表現するものである.

具体的には、図 2-3 に示すように降雨の開始(図 2-3 (a)中の点 O)を原点としてスネーク曲線を描くことになる.しかし、降雨の先行履歴効果がある場合には、限界降雨曲線に 到達する前に崩壊(図 2-3 (a)中の点 F)が生じた例がある.この課題を解消するため、 Soralumpらは、先行降雨履歴指数 API という概念を導入して、図 2-3 (b)に示すように降雨の開始を点 O から点 S に移行させることを試みている.

第 3 章 観測サイトの概要

集中豪雨に対する斜面内部への雨水浸透のメカニズムの解明を目的とし、タイにおいて 降雨特性がゲリラ豪雨と等価と推定されるスコール時における斜面内部への降雨浸透特性 の現地計測をタイ・カセサート大学と共同プロジェクトとして 2007 年 9 月より実施してい る²²⁾²³⁾.本章ではタイのスコールと日本のゲリラ豪雨の降雨特性の比較、計測サイトであ るタイ・ナコンナヨックの地質状況、さらに設置している計器を含めモニタリングシステ ムの概要について言及する.

3.1 ゲリラ豪雨とスコールの降雨特性の比較

タイ・ナコンナヨックにおけるスコールの降雨記録の一例を図 3-1 (a)に示す.同図に示 す10分間隔で計測したスコールの降雨特性は、以下のように要約される.すなわち、一雨 の継続時間が約1時間半程度と短く、10分間雨量で10mmを上回る集中豪雨が40分間程度 継続している.

次に,比較のために,2010年07月05日に東京都練馬区で発生したゲリラ豪雨の降雨記録 を図 3-1 (b)に示す.同図に示す10分間隔で計測したゲリラ豪雨の降雨特性については,図 3-1 (a)に示すスコールと同様に,一雨の継続時間が約1時間程度と短く,一雨累積降雨量お よび最大時間降雨量も,それぞれ70.0mmおよび67.0mmとほぼ同レベルであり,さらに10 分降雨量についても10mmを上回る集中豪雨が40分間にわたり継続している.

以上のように、ゲリラ豪雨とスコールとの降雨特性は、いずれも一雨の継続時間が1時間 程度と短く、かつ10分間雨量で10mmを上回る集中豪雨が数10分間にわたり継続するとい う点においては共通している.





(a) タイ・ナコンナヨック, 2008 年 7 月 30 日

(b) 東京都練馬区, 2010 年 7 月 05 日

図 3-1 スコールおよびゲリラ豪雨の降雨記録の一例

この両者の降雨特性の類似性を検証するために,以下の3種類の降雨記録を対象として 考察を加える.

1) スコール (タイ・ナコンナヨックで2008年に観測された27回の降雨記録)

2) スコール (タイ・ナコンナヨックで2010年に観測された20回の降雨記録)

- 3) ゲリラ豪雨(日本で2009年~2010年において観測された以下の代表的なゲリラ豪雨のア メダスデータに基づく降雨記録)
 - ・山口県防府市(2009年7月21日)
 - 東京都練馬区(2010年07月05日)
 - ・岐阜県美濃加茂市(2010年07月15日)
 - 広島県庄原市(2010年07月16日)

まず,1)および2)のタイ・ナコンナヨックで2008年および2010年に観測された降雨の累 積降雨量および降雨継続時間の発生頻度を,図 3-2および図 3-3に示す.図 3-2および図 3-3においては,全降雨記録と,その中で10分に10mm以上の強度が計測された降雨を分離 した結果も併せて示した.この理由はどの程度の降雨強度を有する降雨を集中豪雨と判定 するかについて明確な基準がないためであり,本研究では以下に10分間降雨が10mmを上 回る降雨を便宜的に集中豪雨と判定して,以下に検討を加える.

図 3-2に示す累積降雨量の発生頻度において,全降雨記録(図 3-2(a)参照)では,累積降雨量は,20mmをピークとして主として10mm~60mmの範囲に分布しているが,10分間降雨が10mmを上回る降雨(図 3-2(b)参照)では,その発生頻度の主たる範囲が,20mm~60mmの範囲へと多少移行する傾向が認められる.

図 3-3に示す降雨の継続時間の発生頻度において,全降雨記録(図 3-3 (a)参照)では, 継続時間は,5時間を上回るものも数例あるが,主として1時間~4時間程度の範囲に分布し ているが,10分間降雨が10mmを上回る降雨(図 3-3 (b)参照)では,その発生頻度の主た る範囲が,1時間~3時間の範囲に集中する傾向となる.

また,上記の降雨特性と3)の2009年~2010年に日本で観測されたゲリラ豪雨の降雨特 性との比較を行う.表 3-1に1),2)の代表的なスコール及び,3)のゲリラ豪雨の降雨特性 を示す.同表のゲリラ豪雨においては,検討の対象とする4種類の内,防府市および美濃 加茂市で観測された降雨については,降雨継続時間が非常に長くその中には30分から1 時間程度の無降雨が続く時間帯も確認された.このことから便宜的に,それぞれ2つおよ び3つに分類した.また,前述のように,本研究では10分間降雨が10mmを上回る降雨 を集中豪雨と判定するため,10分間最大降雨,10分間降雨が10mmを上回る回数,およ び降雨集中度(累積降雨量に対する10分最大降雨量の占める割合)を降雨特性を判断する 指標として用いた.





図 3-2 累積降雨量と発生頻度の関係

図 3-3 降雨継続時間と発生頻度の関係

次に、スコールの降雨特性と、ゲリラ豪雨の降雨特性を比較するため、図3-4に時間最大降雨雨量と累積降雨量の関係を示す.同図に示す関係において、図中の点線は最大時間降雨量と累積降雨量が1:1の関係にあることを示すものであり、一雨継続時間が1時間以内であれば、降雨記録はこの点線上にプロットされることになる.図3-4に示す関係では、タイ・ナコンナヨックで観測されたスコールは、最大時間雨量において、概ね20mm~40mmの範囲に分布しているが、それを上回るものも数多く認められる.一方、日本において観測されたゲリラ豪雨もスコールと同様に、最大時間雨量において概ね30mm~60mmの範囲に分布する傾向となっている.この結果から観測されたスコールのうち、降雨強度の高いものは、ゲリラ豪雨とほぼ同じ領域にプロットされていると解釈される.加えて、個別のスコールとゲリラ豪雨との降雨特性の比較として、表3-1に示す5種類の降雨特性に着目し、

表 3-1 比較対象とするスコール及びゲリラ豪雨の降雨特性

	累積 降雨量 (mm)	時間最大 降雨量 (mm)	10 分最大 降雨強度 (mm)	継続時間 (分)	10 分降雨 が 10mm を 上回る回数	降雨 集中度 (%)
タイ1 (2008/7/30) 15:20~17:50	81.0	72.5	19.0	110	4	23.5
タイ 2 (2010/6/20) 21:40~23:50	91.0	62.0	17.5	130	4	19.2
防府1 (2009/7/21) 05:40~07:00	45.5	39.0	16.5	90	1	36.3
防府 2 (2009/7/21) 07:20~09:40	108.5	70.5	18.0	150	4	16.6
防府 3 (2009/7/21) 10:00~12:40	84.5	51.5	16.0	170	3	18.9
練馬(2010/7/5) 19:50~20:50	74.5	42.5	15.0	70	4	20.1
美濃加茂1 (2010/7/15) 16:00~16:50	27.0	27.0	12.5	60	1	46.3
美濃加茂 2 (2010/7/15) 19:10~20:30	33.5	31.5	12.0	90	1	35.8
美濃加茂3(2010/7/15) 21:00~23:10	46.5	40.0	14.5	140	1	31.2
庄原(2010/7/16) 16:50~17:50	70.5	59.5	20.0	70	3	28.4

注)降雨集中度は、累積降雨量に対する10分最大降雨量の占める割合を表す.



図 3-4 時間最大降雨量と累積降雨量の関係



(a) タイ降雨1と山口県防府市降雨2の比較 (b) タイ降雨2と広島県庄原市降雨の比較

図 3-5 個別事例による降雨特性の比較

比較を行った.

それぞれタイ・ナコンナヨック1降雨(2008年7月30日)と山口県防府市降雨(防府2降雨; 2009年7月21日07:20~09:40)の比較,およびタイ・ナコンナヨック2降雨(2010年6月20日) と庄原降雨(2010年7月16日)に関して降雨継続時間,時間最大降雨量,10分最大降雨量, 降雨集中度,10分間降雨が10mmを上回る回数の5項目で比較した結果を図 3-5に示す.同 図において,図 3-5 (a)に示す比較では,両者に,継続時間,時間最大降雨量,および10 分最大降雨量の観点から良好な類似性が認められる.また,図 3-5 (b)に示す比較では,降 雨集中度を除く4つの項目で良好な類似性が認められる.

3.2 計測サイトの地質状況

3.2.1 計測サイトの位置と露頭面状況

本研究おいて対象とする斜面は図 3-6に示すタイ・バンコクの北東約100kmの地点に位置するナコンナヨックの道路脇斜面で,当該斜面に関しては集中豪雨により04年8月に崩壊が発生し,これを埋め戻した斜面である.

図 3-7に示すように、崩壊露頭面にはラテライトが確認され、中生代ジュラ紀から白亜 紀流紋岩の風化帯からなっている.ラテライトとは赤色の風化土であり、鉄・アルミニウ ムの水酸化物からなり、乾季・雨季が規則的に交替する熱帯性気候地域に広く分布してい る.このように流紋岩の岩盤斜面が風化して粘土化した状況は、図 3-8の模式図に示すよ うに、節理を有する流紋岩質の岩盤が、熱帯特有の高温多湿環境に晒された上に、雨季・ 乾季での乾湿の繰り返し、および植生の影響を受け表層付近が風化して粘土化したものと 推察される.また、斜面表面の特徴としては、ほぼ全域が50~60 cmの雑草で覆われている.

また、タイにおいて斜面崩壊の発生率が最も高い地質はジュラ紀花崗岩となっているが、



図 3-6 タイ・ナコンナヨック計測サイト



(a) 流紋岩の強風化による粘土化

(b) ラテライト化作用による有色鉱物の 赤褐色変色

図 3-7 原位置モニタリングサイト(タイ・ナコンナヨック道路斜面)の露頭

斜面崩壊の発生の危険性が最も高い地質は、ジュラ紀-白亜紀花崗岩を含めて、中生代の 花崗岩と解釈される.それに続き斜面崩壊の危険性がある地質は、堆積岩(砂岩、頁岩、 泥岩等)、変成岩、火山岩(玄武岩、安山岩、流紋岩等)と解釈される²⁴⁾.



図 3-8 岩盤(流紋岩)斜面の風化過程(模式図)



図 3-9 広島県庄原市北部の土砂災害の地質図および凡例²⁵⁾

次に、2010年7月16日に発生した広島県庄原市北部の土砂災害の地質図および凡例で斜 面崩壊多発地域と表示された箇所を図 3-9に示す.同地域の地質条件は、白亜紀後期の流 紋岩類で構成されている.また黒ぼく主体の表土が広く分布していることが報告されてい る.流紋岩類は亀裂に富み、礫状~土砂状に強風化している部分も多く、崩壊は地山の強 風化帯や崖錐、表土で発生しており、いずれも表層崩壊が主体である.このような風化し た流紋岩類の斜面での崩壊事例は、風化花崗岩(まさ土)程は多くはないが、ある程度の 頻度で発生したことが報告されている.タイ・ナコンナヨックの当該原位置モニタリング サイトでの豪雨時の水収支計測は、広島県庄原市北部の土砂災害に代表される、火山岩系 岩盤が風化した斜面での浅層斜面崩壊の発生機構を検討する.

3.2.2 室内試験結果

不飽和領域における水分特性曲線及び強度定数を求めるために,当該サイトにおいて乱 さない供試体のサンプリングを行い,乾湿試験及び一面せん断試験を実施した.室内試験 によって得られた当該斜面の力学特性を表 3-2 に示す.また,透水特性については,表層 部の飽和透水係数は,10⁻⁵~10⁻⁶ cm/sec であった.

表 3-2 対象斜面の力学特性

斜面勾配[°]	27.65	間隙率	1.05
単位体積重量 [kN/m ³]	17.66	有効粘着力 [kPa]	14.5
土粒子密度 [g/cm ³]	2.71	有効内部摩擦角 [°]	33.9
乾燥密度 [g/cm ³]	1.33		



図 3-10 に斜面中腹部 GL-0.6m, GL-1.0m 及び法尻部 GL-0.6m, GL-1.0m における粒径加 積曲線を示す.なお,土の粒径にはふるい分けだけでは分析できない細粒分が多く含まれ ているため、ふるい分け分析及びストークスの法則にもとづく水沈降分析によって粒度分 析を行っている.粒度分布は斜面法尻部 GL-0.6m 以外、平均粒径 D₅₀が約 0.03mm 以下で あることから斜面を構成している地質は細粒分が卓越していると判断される.また、図 3-11 に三角座標による分類を示す.この結果から、中腹部 GL-0.6m は礫まじり砂質細粒土、 中腹部 GL-1.0m は砂質細粒土、法尻部 GL-0.6m は粘性土質砂質礫、法尻部 GL-1.0m は砂 礫まじり細粒土で構成されていると推定される.

また,降雨浸透に関わる不飽和部の特性を把握するために,原位置サンプリング試料を 用いた室内試験を実施した.図 3-12に試験結果より得られた水分特性曲線を示す.当該サ



(a) 日本の各種地盤での試験結果の比較¹²⁾ (b) 原位置サンプリング試料に対する結果



図 3-12 水分特性曲線の比較

図 3-13 斜面法尻部の各深度における土試料

イトにおいて,流紋岩の強風化帯に属する斜面中腹部,及び法尻部GL-0.6m~GL-1.0mの試 料から算定された水分特性曲線の回帰曲線を図 3-12 (b)を示す. 各々の水分特性曲線から, サクションの増加に従って体積含水率が減少している傾向が確認できる.また,前述した ように当該斜面の地質は粘性土によって構成され、それぞれの水分特性曲線は保水性が比 較的高いことを示している.日本における各種地盤での試験結果¹²⁾と比較すると、当該サ イトで得られた水分特性曲線は、図 3-12 (a)に示すように、日本における赤ぼくおよび黒 ぼくでの特性とほぼ同等であると判断される. また図 3-13に斜面法尻部GL-0.6m, GL-1.0mにおける土試料を示す. これらから深度が深くなるにともない,粘土化が進行し 団粒化が顕著になり透水性が低下すると推察できる.

以上の結果から,当該サイトの地盤特性は,力学的・水理学的な地盤定数の比較から, 日本における火山岩系の岩盤が風化して崩壊土塊が斜面表面に堆積した斜面とほぼ同等で あると推察される.

3.3 原位置計測システム

3.3.1 計測の概要

降雨の斜面内部への浸透は、斜面安定に関する力学的な観点からは、土中の間隙水圧の 上昇、特に不飽和領域においてはサクションマトリックスの破壊により、すべり抵抗とな る有効応力の減少につながるため、斜面崩壊の誘因となることは言うまでもない.ここで、 降雨に起因する斜面部における一般的な水循環モデルは、大津ら²⁶⁾が提案している、次式 に示すように表されると推察される.

$$Q_R = Q_E + Q_I + Q_S \tag{3.1}$$

ここに、*Q*_Rは降水量、*Q*_Eは蒸発量、*Q*_Iは斜面内部への浸透量、*Q*_Sは表面流出量を表す. また、本研究で対象とするゲリラ豪雨あるいはスコールのように、短時間に高強度の降雨 が集中して発生する降雨パターンにおいては、実際の降雨量 *Q*_Rが浸透量 *Q*_Iと表面流出量 *Q*_Sにどのように分離されるかについては、これまでには十分なデータが蓄積されていると はいえない.

このような観点から、本研究ではタイ・ナコンナヨックにおける原位置計測においては、 実際の降雨量 Q_R および表面流出量 Q_S を直接計測することとした.加えて、浸透量 Q_I につ いても定量的な検討を加えるため、斜面内部に土壌水分計を設置し、斜面表面部での降雨 時の水分変動(体積含水率)を計測すると共に、テンシオメータと間隙空気圧計を設置し 降雨時のサクション、間隙空気圧の変動を計測している.

図 3-10,図 3-11 に当該モニタリングサイトの断面図と平面図を示す.土壌水分計を斜面中腹部 (No.1 および No.3)・法尻部 (No.2)の計 3 機,テンシオメータを斜面中腹部 (No.1)・法尻部 (No.2),および間隙空気圧計を斜面中腹部,水位計を斜面中腹部 (No.11 および No.3)・法尻部 (No.2) に計 3 機設置した.なお,降雨量,表面流出量および土壌水分量,間隙圧,間隙空気圧をいずれも通常時は 10 分間隔で降雨時には 1 分間隔に切り替わるように設定している.



図 3-14 計測サイト断面図



図 3-15 計測サイト平面図

3.3.2 土壤水分計

斜面中腹部(No.1 および No.3)・法尻部(No.2)の3箇所に設置した土壌水分計の計測 原理は、図 3-16に示すようにいずれもGL-0.1m, 0.2m, 0.3m, 0.4m, 0.6m および1.0mの 計6深度において土中水分量の変動に対応する電圧(Voltage)を計測するものである.そ して、その土壌水分計での計測電圧を多項式で表される校正式に代入することで、体積含 水率のに換算した値が得られる.この多項式校正式について、当初は機器のマニュアル²⁷⁾ に参考値として示されている式を採用することを検討した.しかし、既往の研究²⁸⁾より、 このような多項式校正式は土質ごとに算定することが適切であるとされているため、その 後室内試験での電圧と体積含水率のの関係に基づくキャリブレーション結果(図 3-17 参 照)に基づき算定することとした.その結果として得られた校正式は、次式のように示さ れる.

$$\theta = 0.32 - 0.09 \times V + 0.72 \times V^2 - 0.34 \times V^3 \tag{3.2}$$

ここに、*θ*は体積含水率、*V*は土壌水分計の出力電圧値(Voltage)を表す.



図 3-16 土壤水分計



図 3-17 室内試験結果に基づくキャリブレーション結果



(a) V型ノッチ No.2

(b) 表面流出量計測概念図

図 3-18 Vノッチ及び表面流出量計測概念図

3.3.3 水位計及び V ノッチ

水位計は、以下に述べる手順により降雨時の表面流出量を計測することを目的として設置した. 図 3-15 の計測サイト平面図に示すように斜面表面に構築したコンクリート河道に沿う 3 箇所(No.11・No.3・No.2)に、それぞれ V型のノッチ(図 3-18(a)、V ノッチNo.2 参照)を設けている.スコールにともなって大量の表面流出量が発生し、V ノッチ部の流れの状態が乱流となるのを防ぐため、整流板を設置することで層流状態の越流水位を

計測することが可能となる.、図 3-18(b)に表面流出量の計測概念図を示す.水位は水位計 内の圧力変換器によって計測される絶対圧を変換することで算出される.ノッチからの越 流水位 H_wを水位計で得られる観測水位 H₀とノッチからセンサーまでの距離 H_sを用いて以 下の式により算出している.

$$H_w = H_0 - H_s \tag{3.3}$$

ここで H_w [cm]はノッチからの越流水位, H_0 [cm]は観測水位, H_s [cm]はノッチからセンサーまでの距離を表す. また得られたノッチからの越流水位 H_w から JIS B8302 のせき式流量公式に基づき,各計測箇所での流量 Q を次式により算定することとした.

$$Q = 0.00084 \times H_w^{2.5} \tag{3.4}$$

ここで $Q[m^3/min]$ は観測流量を表す.

3.3.4 テンシオメータ及び間隙空気圧計

図 3-19に斜面中腹部におけるテンシオメータ及び間隙空気圧計の設置状況を示す.図 3-20(a)に示すテンシオメータについては,斜面中腹部(No.1)および斜面法尻部(No.2) の2箇所に設置しており斜面中腹部(No.1)では,GL-0.2m,0.4m,0.6mの3深度,斜面法 尻部(No.2)では,GL-0.2m,0.4mの2深度で計測を実施しており,いずれも比較的斜面 表面から浅い位置に設置している.設置しているテンシオメータはセラミック製のポーラ スカップを土中に埋設し,これと塩ビパイプを介して圧力計につないだもので,あらかじ め脱気されたポーラスカップの内部は水で満たされている.不飽和土にテンシオメータを 挿入すると,ポーラスカップ内の水圧が,土中水の圧力よりも高いので水はテンシオメー タから飽和したポーラスカップを通過して,土中水と平衡に達するまで移動する.降雨後 の湿潤過程では,流れは逆になる.一般に,不飽和帯では,テンシオメータ内の水は負圧 になる.この圧力(大気圧との差)を圧力計で計測する.なお,本研究で用いているテン シオメータは埋設型感圧水分センサーであり,特徴としては圧力変換器をポーラスカップ の中に組み込んでいるため,気温の影響を受けにくい構造になっていることが挙げられる. また,圧力の測定範囲は-100 kPa~100 kPaとなっている.

図 3-20(b)に示す間隙空気圧計については,斜面中腹部 GL-0.2m, 0.4m, 0.6m の 3 深度 で降雨時の地盤内の間隙空気圧の変動を計測することを目的として設置している.



図 3-19 斜面中腹部計器設置状況





(a) テンシオメータ (GL-0.2m, -0.4m, -0.6m) (b)間隙空気圧計 (GL-0.2m, -0.4m, -0.6m)

図 3-20 テンシオメータ及び間隙空気圧計

3.3.5 雨量計

現地モニタリングサイトでは2種類の方法で降雨強度を計測している.従来型の転倒ま す型雨量計と,新たに導入したドップラーレーダー式雨量計の計測原理について解説する.

図 3-21(a)に転倒ます型雨量計²⁹⁾を示す.転倒ます型雨量計は気象庁をはじめ地方公共団体や運輸,電力などの事業者が使用している現在最も一般的であり,数多く使用されている.その測定方法としては、口径200mmの受水器と呼ばれる円筒に降った雨水が,ろ水器を通して2つの三角形型のますが組み合わさった形状でシーソーのような構造になっている転倒ますに注入され,0.5mmに相当する雨水が溜まった時点で転倒ますは水の重みで溜





(a) 転倒ます型雨量計

(b) ドップラーレーダー式雨量計

図 3-21 各雨量計の外観および構造

まったます側に転倒し、水を下の排水口に排出する.この転倒によってリードスイッチに パルス信号発生するとともに、ろ水器の注ぎ口下に水が溜まっていないますが移動する. これが繰り返されることによって発生する単位時間におけるパルス信号回数と1回分の転 倒に必要な雨量0.5mmから単位時間雨量を算定している.

図 3-21(b)に本研究で採用したドップラーレーダー式雨量計³⁰⁾を示す.ドップラーレー ダー式雨量計とは、ドップラーレーダーを利用したレーダー雨量計の一種である.頭頂部 から24GHzのレーダー波を上空に発射し、移動体である雨滴からの反射波を受信し、反射 波の周波数の変移から雨滴の降下速度を求めるものである.降雨量は、次式に示す雨滴の 降下速度(終端速度)と雨滴径の相関式³¹⁾を適用することで、雨滴の降下速度から雨滴径 を推定し算出している.

$$V(D) = [9.65 - 0.3 \cdot \exp(-0.6D)]$$
(3.5)

ここで, *V* [m/s]は落下速度, *D* [mm]は雨滴径を表す.

またドップラーレーダー式雨量計は、雨の降り始め、降り終わりが明確であり、転倒ま す型雨量計に比べてほとんどメンテナンスを必要としないという特徴を有している.

第4章 既往雨量計の計測精度に関する検討

4.1 既往雨量計の計測における課題

転倒ます型雨量計の降雨量の計測方法の課題としては,ますが転倒動作している間にも 導水管から雨水が供給されるので,この間にますに供給された雨水はカウントされないこ とからその分が記録からもれてしまうことがあることが挙げられる.このことから注ぎ口 からの流量が多いほど雨量の計測誤差が大きくなると推察される.降雨強度は常に変化す るものであり,時間雨量が大きくなくても瞬間的には非常に高強度の雨が降っている場合 がある.そのため,高強度降雨量が計測された時間帯だけでなく,時間雨量が小さくても 降雨量測定誤差が生じていることがあると推察される.

具体的には図 4-1(a)に示すように、0.5mmの雨水が溜まり、マスの転倒が開始する. 転 倒動作中は転倒前のますへ供給がなされることになる. その後、図 4-1(b)に示すように、 ろ水器の注ぎ口が左右マスの中心に来た段階で、他方のマスへの雨水供給が行われる. こ のとき 0.3~0.4 秒の間に供給された雨水はカウントされない. このことから注ぎ口からの 流量が多いほど雨量の計測誤差が大きくなると推察される. 降雨強度は常に変化するもの であり,時間雨量が大きくなくても瞬間的には非常に高強度の雨が降っている場合がある. そのため、高強度降雨量が計測された時間帯だけでなく、時間雨量が小さくても降雨量測 定誤差が生じていることがあると推察される. よって、本研究では実際に供給された流量 と転倒ます型雨量計による計測雨量の間にどの程度誤差があるのかを実験により求めるこ ととした.



(a) 転倒動作開始



(b) 他方のますへの供給開始

図 4-1 転倒ます型雨量計の計測誤差発生メカニズム

4.2 室内試験の概要

4.2.1 実験装置

実験方法としては、0.5mm/min~9mm/min程度の降雨強度に相当する流量を、雨量計に一 定供給できる装置を製作した.装置は外径200mm,板厚250mm,長さ250mmのアクリルパ イプを水槽用として、その下に縦450mm,横600mmのアクリル板を流出口径調整用として 設置した.

実験装置は、図 4-2に示すように水道からの供給水を一端貯める水槽と、雨量計への供 給水量を制御する調整板からなる.水槽側面には、3つの設置高さ(高さ50mm、75mm、 100mm)の異なる排水口を設けており、排出口の高さを変えることで、水槽底の排出口か らの雨量計への供給量を変更できる.一方、水槽底部に取り付けた調整板には、一定間隔 で流出口径0.6mm~2.2mmの9通りの穴を開けた.すなわち、3通りの水槽側面の排出口と9 通りの調整板の流出口径を組み合わせることで、流量の異なる27通りの水の供給が可能で ある.この装置を図 4-2(a)のように雨量計の上に設置した.なお実験は、雨量計に水を供 給した状態で放置し雨量計への供給流量が一定になったことを確認した後、雨量計の転倒 ますの転倒回数を開始した.測定時間は10分間とし、供給流量と転倒ますの転倒回数によ り測定された流量(以下計測流量と称す)の間にどの程度差が生じるのか調べた.転倒回 数に関しては10分間の計測を3回繰り返し、それらの平均値をとった.

なお、上記の手順に示したように、本実験で検討対象とした降雨は、実際に原位置で計 測される非定常的に降雨強度が変動する波形を有するものではなく、降雨強度がほぼ一定 とみなされるものであることに留意されたい.

4.2.2 実験結果

図 4-3に供給流量と転倒ます型雨量計による計測流量との比較を示す.転倒ます型雨量 計に誤差が生じなかった場合,供給流量と雨量計計測流量が一致するため,同図に示した 点線上に分布することになる.しかし,実験結果では,供給流量が大きくなるにつれて転 倒ます型雨量計による計測流量との差が大きくなっている.このことは供給流量が大きく なるにつれて雨量計の誤差が大きくなることを示唆している.

図 4-3に示す関係は、広範囲の供給流量に対して得られた関係であるので、実際に計測 される10分間降雨量に対応する供給流量0mm~30mm/10minの範囲に着目すると、供給流量 xと転倒ます型雨量計による計測流量yの相関として、回帰式が得られる.ここで、 0mm/10min $\leq x \leq 10$ mm/10min, 10mm/10min $\leq x \leq 30$ mm/10minのそれぞれの供給流量xに対する 計測流量yの分布から得られた回帰式を以下の式(4.1)、式(4.2)に示す.



(a) 実験装置模式図

(b) 実験の様子



図 4-2 実験概要

図 4-3 供給流量と転倒ます型雨量計の相関

表 4-1 観測降雨量の比較

	降雨 A(6 月 24 日)		降雨 B(6月25日)		降雨 C(9 月 2 日)	
	転倒ます	ドップラー	転倒ます	ドップラー	転倒ます	ドップラー
累積降雨量 (mm)	6.5	8.9	21	54.2	37.5	67.9
時間最大 降雨量(mm)	6.5	8.9	20	42.6	28	45.2
10 分最大 降雨強度(mm)	5.5	4.8	10.5	21.7	13	19.2
1 分最大 降雨強度(mm)	1	1.8	1.5	4.4	2	3.6

$$y = 0.910x + 0.1667$$
(4.1)
$$y = 0.726x + 2.786$$
(4.2)

式(4.1)および式(4.2)の回帰式に示すように,供給流量 x が 10mm/10min 以下の場合には, 多少の計測誤差を含むが,供給流量と転倒ます型雨量計による計測流量 y は,ほぼ同等の 値となることとなる.これに対して,供給流量 x が 10mm/10min を上回るにつれて,供給 流量 x と転倒ます型雨量計による計測流量 y の相違が大きくなりため,両者の勾配は 1:1 から 1:0.726 と変化し,計測流量 y が過小評価となる量が拡大していくこととなる.これ らの結果からも 10 分間の最大降雨強度が 10mm~30mm 程度となるスコールのような短時 間集中豪雨時に転倒ます型雨量計の計測誤差がより顕著に現れることを示している.

4.3 原位置計測結果におけるそれぞれの計測雨量の比較

4.3.1 原位置での降雨量計測概要

第3章において述べたように、本研究ではタイ・ナコンナヨックの現地サイトで転倒ま す型雨量計とドップラーレーダー式雨量計の2種類の雨量計を用いて降雨量を計測してい る.本項目では原位置計測において2種類の雨量計から得られた降雨量を比較すると共に、 地盤内に設置した土壌水分計、およびテンシオメータから得られる降雨時の体積含水率、 間隙圧の変動との相関について検討した結果を示す.なお、両雨量計の比較対象として表 4-1に示す3種類の降雨を用いた.

4.3.2 両雨量計による観測降雨量の比較

図 4-4に,比較的降雨強度の小さい降雨A(2010年6月24日)に対する計測結果を示す. 降雨Aの計測結果は,表 4-1に示すように,転倒ます型雨量計による10分最大降雨強度



図 4-4 2 種類の雨量計による計測雨量強度の比較(降雨 A: 2010 年 6 月 24 日)



図 4-5 2 種類の雨量計による計測雨量強度の比較(降雨 B: 2010 年 6 月 25 日)

5.5mm,累積降雨量6.5mm,ドップラーレーダー式雨量計による10分最大降雨強度4.8mm, 累積降雨量8.9mmである.図 4-4(a)に示すように、1分間隔の計測結果では、転倒ます型雨 量計は0.5mmの降雨量が溜まった時点でカウントが開始するため、ドップラーレーダー式 雨量計と比較して雨量の計測にある程度の時間遅れを生じているが、図 4-4(b)に示すよう に、10分間隔でみると時間遅れの影響が解消され、両者の計測結果に良好な一致が見られ



(a) 転倒ます型雨量計

(b) ドップラーレーダー式雨量計

図 4-6 2 種類の雨量計による計測雨量強度の比較(降雨 C: 2010 年 9 月 2 日)

る. また,累積降雨量についても,ある程度の一致が見られるものの,ドップラーレーダ 一式雨量計において1分間隔で0.5mm以下の降雨強度が計測されている区間(図 4-4(a)中の 赤枠で示した区間)では累積降雨量に差が生じている.これは,降雨強度が比較的小さい 場合には,転倒ますに転倒分量の雨量が蓄積されないため,転倒ます型雨量計では過小に 計測されたものと推察される.したがって,降雨Aに代表される,10分間雨量で10mmを上 回らないような比較的降雨強度の小さい降雨の場合には,2種類の雨量計による計測雨量の 差異は微小であると推察される.

一方,図4-5に,降雨強度の大きい降雨B(2010年6月25日)に対する1分間隔,および 10分間隔における計測結果を示す.降雨Bの計測結果は,表4-1に示すように,転倒ます 型雨量計による10分最大降雨強度10.5mm,累積降雨量21mmであるのに対して,ドップラ ーレーダー式雨量計による10分最大降雨強度21.7mm,累積降雨量54.2mmであり,10分最 大降雨強度,累積降雨量ともに,転倒ます型雨量計の約2倍程度の計測結果となっている. 特に図4-5(a)に示すように,1分間隔で見ると,高強度降雨継続時に転倒ます型雨量計と ドップラーレーダー式雨量計で計測結果に大幅な相違が見られ,もっとも大きいもので 3mm程度(図中で,3時30分頃)の差異となっている.この差異について詳細に検討する と,以下のような考察がなされる.すなわち,図4-5(a)に示す3時30分~3時40分の計測期 間において,ドップラーレーダー式雨量計では,最大量を4.4mmとして連続的に1分間雨量 で2mmを上回る高強度の雨量が集中して発生する状況が計測されているのに対して,転倒 ます型雨量計では,1分間雨量で転倒ますが2~3回転倒する量に相当する1.0mm~1.5mmの 雨量強度と,ドップラーレーダー式雨量計に比較して小さな雨量が連続的に計測されてい

- 30 -

る. このため,この計測期間に相当する10分間雨量では,大きな相違が発生している.な お,後続する3時40分~3時50分の計測期間においては,ドップラー雨量計で計測される雨 量が一時的に減少するとともに,降雨Aに関する比較において述べた転倒ます型雨量計で の雨量計測に関する時間遅れの影響により,3時30分~3時40分の計測期間の雨量がカウン トされ,2種類の雨量計による差異が減少したものと解釈される.このような理由により, 高い降雨強度特性を有する降雨Bについては,2種類の雨量計による累積雨量において,表 4-1に示すような大きな差異が生じることが明らかとなる.またドップラー式雨量計での1 分間雨量は,図4-4(a)および図4-5(a)に示したように,3mm~4mmの高強度の降雨強度が 数分間非定常的に変動する連続量して計測されている.一方,転倒ます型雨量での1分間雨 量は,図4-4(a)および図4-5(a)に示したように最大値を2mmとして概ね1.0mm~1.5mmの 離散量として計測されている.

さらに,図 4-6に示す降雨は2010年9月2日に発生した比較的強度の大きい降雨であり, 転倒ます型雨量計による10分最大降雨強度は13mm, 累積降雨量は37.5mm, ドップラーレ ーダー式雨量計による10分最大降雨強度は19.2mm,累積降雨量は67.9mmである.低強度 降雨区間と高強度降雨区間における区間累積降雨量に着目すると9月2日の20時20分から21 時00分頃までの40分間でそれぞれ5.5mm, 7.9mmであり差は2.4mmであるが, 21時00分か ら21時40分の高強度降雨区間においては26.5mm, 41.6mmと区間降雨量の差は15.1mmであ り、このことからも室内実験結果と同様に高強度の降雨が転倒ますに供給されたことによ って発生する計測誤差の影響を受けていると考えられる.また降雨終了時の最終的な累積 降雨量の差は30.4mmであり、先ほどの高強度区間における区間累積降雨量の差が約半分を 占めていることが確認される. 結果としてゲリラ豪雨のような短期間に集中する高強度の 降雨時には転倒ます型雨量計による実際の降雨量との計測誤差が生じ、そのことから降雨 量を正確に捉えられていない可能性があることを示唆していると捉えることができる.以 上の事項から、検討対象とするサンプル数が限定しているが、本研究で対象としたスコー ル,あるいは近年日本で発生頻度が増加しつつあるゲリラ豪雨のような短期間に非定常的 に高降雨強度が変動する集中豪雨に対しては、従来型の転倒ます型雨量計では降雨量を正 確に捕捉されない危険性があることが示唆される.加えて、スコールあるいはゲリラ豪雨 のような集中豪雨の降雨特性を検討するためには、短期間に非定常的に変動する降雨の変 動特性、すなわち降雨波形の特性について考慮することが必要となる可能性があることが 示唆される.

また図 4-7に2010年6月24日から2010年11月20日の期間に観測された降雨の転倒ます型 雨量計によって得られた累積降雨量とドップラーレーダー式雨量計によって得られた累積 降雨量の関係を示す.なお、図中の点線は転倒ます型雨量計によって得られた累積降雨量 とドップラーレーダー式雨量計によって得られた累積降雨量が1:1の関係にあることを示 すものであり両者の観測値が同じであれば、この点線上にプロットされることになる.図



図 4-7 原位置で観測された降雨量の比較



図 4-8 ドップラー1 分最大降雨強度と一雨累積雨量差の相関
4-7に示すように、降雨量計測方法の相違により転倒ます型雨量計とドップラーレーダー式 雨量計で若干の誤差はあるものの、累積降雨量は概ね一致していることが認められるが、 ドップラーレーダー式雨量計によって観測される累積降雨量の方が比較的大きいものも確 認される.これらの中で両者の累積降雨量にある程度良好な一致が認められる降雨群(図 4-7中のパターン1で示された降雨群)とドップラーレーダー式雨量計の方がより多くの降 雨量を観測した降雨群(図 4-7中のパターン2で示された降雨群)に分類し、両者の違いを 検討することとした.各降雨のドップラーレーダー式雨量計によって観測された1分最大降 雨強度と一雨累積降雨量差の関係を図 4-8に示す. ここで一雨累積降雨量差とはドップラ ーレーダー累積雨量から転倒ます累積雨量を引くことで算出された値を用いている.図 4-8より、ドップラーレーダー式雨量計で1分最大降雨強度が2mm以上の比較的大きい短時 間集中豪雨に対しては、一雨累積降雨量差が増大することが認められる. このことは転倒 ます型雨量計の室内試験において得られた結果(供給流量が大きくなるにしたがって計測 誤差が増大する)と調和的であり、転倒ます型雨量計によってこのときの降雨を捕捉しき れなかったことが原因ではないかと推察される.以上のことからも転倒ます型雨量計の構 造上、降雨強度に関わらずますが転倒動作している間にも導水管から雨水が供給されるの で、その分が記録からもれてしまうことがあることが挙げられるが、これは高強度降雨量 が計測された時間帯により顕著であると推察される.

4.4 体積含水率及び間隙圧の変動特性と計測雨量との相関性

図 4-9および図 4-10に,降雨A(2010年6月24日)および降雨B(2010年6月25日)に対して,転倒ます型雨量計とドップラーレーダー式雨量計によって計測された1分間隔の降雨 強度と当該原位置モニタリングサイトおいて計測された豪雨時の体積含水率の変動特性との相関性について比較したものを示す.また,図 4-11および図 4-12には,降雨C(2010 年9月2日)に対して,それぞれの1分間隔の降雨強度と当該原位置モニタリングサイトおい て計測された豪雨時の体積含水率の変動特性,および間隙圧の変動特性との相関性につい て比較したものを示す.

ここで、体積含水率の計測値としては、斜面中腹部に設置した土壌水分計No.1の計測深 度GL-0.1mからGL-1.0mの計6深度の値を採用する、また、間隙圧の計測値としては、同じ く斜面中腹部に設置したテンシオメータNo.1の計測深度GL-0.2m, GL-0.4m, および GL-0.6mの計3深度の値を採用する.

図 4-9は、2010年6月24日における雨量計の降雨強度(降雨A)と体積含水率の関係を示 す.同図において、体積含水率の値の変化に着目すると、GL-0.1mでは降雨に起因して2% 程度の増加が見られるが、それ以外のGL-0.2m以深においてはほとんど変動が見られない. これは、降雨量が比較的少なかったため、浸透した雨水が斜面表層付近の比較的浅い領域



(a) 転倒ます型雨量計

(b) ドップラーレーダー式雨量計





(a) 転倒ます型雨量計

(b) ドップラーレーダー式雨量計

図 4-10 2 種類の雨量計による計測雨量強度と体積含水率の変動(降雨 B)

への供給に消費され,深部へは雨水が浸透しなかったことによるものと推察される.また, GL-0.1mにおける体積含水率の変動と,2種類の雨量計で計測された降雨強度との関係に着 目すると、体積含水率の増加が降雨終了後に時間遅れをともなって生じているため、いず れの雨量計の結果が適切かであるについては明確でない. なお、第3章で示したようにこ の地中への雨水の浸透に時間遅れが生じる理由は、以下のように考察される. すなわち、 一般に斜面における降雨は、降雨中の蒸発量を無視すると、その発生順に、斜面表面の植 生に吸収される欠損雨量、斜面内に浸透しない表面流、および地中への浸透量に分類され る. このため、降雨Aのように比較的降雨量が少ない場合には、地中への浸透が降雨終了 後に時間遅れをともない生じたものと解釈される.

次に, 図 4-10 は, 2010 年 6 月 25 日における雨量計の降雨強度(降雨 B)と体積含水率 の関係を示す. なお, 同図においては, 体積含水率は 2010 年 6 月 25 日午前 3 時 45 分頃に 発生した雷の影響により、その時刻から異常値を示したため、それ以前の値のみを示すこ ととした. 図 4-10 に示す結果では,前述の降雨 A (2010 年 6 月 24 日) に対する計測結果 とは異なり、GL-0.3m 以浅においては降雨に起因する体積含水率の変動が認められる.こ の変動に関しては、GL-0.1m、GL-0.2m および GL-0.3m の順に体積含水率の増加が確認さ れることから、斜面に対して降雨が表層部から浸透していること解釈される.ここで、変 動が最も顕著な GL-0.1m における体積含水率の変動特性と2種類の雨量計での計測結果の 相関に着目する.図 4-10(a)に示すように、転倒ます型雨量計では、体積含水率が急激に 増加する前後で、1分間雨量で1.5mmの雨量が継続して計測されているが、体積含水率の 急増特性と降雨の間に明確な相関性は認められない.これに対して, 図 4-10(b)に示すよ うに、ドップラーレーダー式雨量計では、体積含水率が急激に増加する前後で、1 分間雨 量が 2mm~3mm 程度と高降雨強度が計測され,最大値となる1分間降雨強度 4.4mm が計 測された時刻に,降雨に連動して体積含水率が 5%程度急増していることが確認される. この1分間降雨強度 4.4mm が計測された時刻で体積含水率が急増した理由は, それ以前に ドップラーレーダー式雨量計で計測された雨量が短期間に欠損雨量を上回ったため、この 高強度の降雨がほぼ同時刻に地中に浸透したと解釈される.

さらに、図 4-11および図 4-12は、2010年9月2日における1分間隔でのそれぞれ雨量計の 降雨強度(降雨C)と体積含水率および間隙圧の関係を示している.図 4-11に示す結果で は、前述の降雨B(2010年6月24日)に対する計測結果と同様、GL-0.3m以浅においては降 雨に起因する体積含水率の変動が認められるとともに、降雨が表層部から浸透するため GL-0.1m、GL-0.2mおよびGL-0.3mの順に体積含水率が増加する傾向が認められる.ここで、 変動が最も顕著なGL-0.1mにおける体積含水率の変動特性と2種類の雨量計での計測結果 の相関について検討するため、図 4-11に示す21時00分頃に大幅に体積含水率が増加した時 期に着目する.21時00分頃においては、既にそれまでの累積雨量が欠損雨量を上回ってい たと解釈されるため、2種類の雨量計で計測された雨量は、いずれも体積含水率の変動と調 和的な変動特性を示している.ただし、その詳細な変動特性に着目すると、図 4-10に示し た降雨Bの計測結果と同様に、ドップラーレーダー式雨量計の方が、転倒ます型雨量計と



(a) 転倒ます型雨量計

(b) ドップラーレーダー式雨量計





(a) 転倒ます型雨量計

(b) ドップラーレーダー式雨量計

図 4-12 2 種類の雨量計による計測雨量強度と間隙圧の変動(降雨 C)

比較して,降雨強度と体積含水率の変動に強い相関性が認められる.また,図 4-11におい て注目すべき点として,降雨が継続している期間にもかかわらず,下部への浸透に起因す ると解釈される体積含水率が減少する状況については,ドップラーレーダー式雨量計の方 が、転倒ます型雨量計に比較して、より明確な相関性が認められる.以上の事項から、高 強度降雨に起因する表層付近の体積含水率の変動特性を検討する上では、連続的に雨量を 観測することが可能となるドップラーレーダー式雨量計を適用する方がより適切であるこ とが示唆される.

次に、図 4-12に示す間隙圧の変動と降雨強度との関係に着目すると、GL-0.2mの間隙圧 の変動とドップラーレーダー式雨量計によって計測された降雨波形に非常に良好な相関性 が確認される.特に、前述した体積含水率の急激な増加が確認された時刻において、 GL-0.2mの間隙圧が正圧まで増加することが確認され、その後の変動に関しても、22時40 分以降の降雨強度の増加する区間において徐々に間隙圧が増加していくことが確認される. GL-0.4m、GL-0.6mの間隙圧の増加する時間帯においては、それぞれ GL-0.2mの間隙圧の 値の急激な減少が確認されてから約20分後、40分後であり、これらの深度における間隙圧 の変動は降雨強度によらず、降雨の浸透によるものであると解釈される.以上の事項から、 高強度降雨に起因する表層付近の間隙圧の変動特性の検討においても、離散的に雨量を観 測する転倒ます型雨量計に対して、連続的に雨量を観測することが可能となるドップラー レーダー式雨量計を適用する方がより適切であることが示唆される.

4.5 観測浸透量と計測雨量との相関性

降雨の斜面への流出浸透特性を検討する際,降雨の内どれだけの割合が浸透するのか把 握することが非常に重要であると思われる.このときの浸透量(以下,観測浸透量と称す) を本研究では斜面中腹部に設置した土壌水分計No.1によって観測される体積含水率の値を 用いて以下の手順で算出することとした.なお,得られた観測浸透量を転倒ます型雨量計, およびドップラーレーダー式雨量計によって観測された累積降雨量で除したものを観測浸 透率と称すこととする.

図 4-13の観測浸透量算定概念図に示すように、それぞれの計測深度における体積含水率の値と計測深度間の距離によって各地盤内領域における貯留量を算出し、降雨に起因した 貯留量の増加を観測浸透量とみなし、各深度間貯留量の増加を合計したものを表層からの 観測浸透量として扱っている.

具体的には, GL-0.2mからGL-0.3mの領域におけるある時刻tでの地盤内水分貯留量S_{3,t}は 以下の式によって算出される.

$$S_{3,t} = 100 \cdot \theta_{0,3,t} \tag{4.3}$$

ここで100 [mm]はGL-0.2mからGL-0.3mまでの計測深度間の距離, θ_{0.3,t}は時刻tにおける GL-0.3mの体積含水率の値を指す.



図 4-13 観測浸透量算定概念図

さらに式(4.3)によって得られる各深度間の領域における水分貯留量を基に,時刻t+1における貯留量を以下の式で定義する.

 $S_{1,t+1} = S_{1,t} + Q_{0,t} - Q_{1,t}$ (4.4a)

$$S_{2,t+1} = S_{2,t} + Q_{1,t} - Q_{2,t}$$
(4.4b)

$$S_{3,t+1} = S_{3,t} + Q_{2,t} - Q_{3,t}$$
(4.4c)

$$S_{4,t+1} = S_{4,t} + Q_{3,t} - Q_{4,t}$$
(4.4d)

$$S_{5,t+1} = S_{5,t} + Q_{4,t} - Q_{5,t}$$
(4.4e)

$$S_{6,t+1} = S_{6,t} + Q_{5,t} - Q_{6,t}$$
(4.4f)

ここで $Q_{0,t}$ はある時刻tにおける表層からの浸透量, $Q_{1,t} \sim Q_{6,t}$ はある時刻tにおける隣接する 計測深度間の浸透量を示す.

ここで土壌水分計の計測対象深度はGL-1.0m以浅であるため、 $Q_{6,t}$ に関しては計測の対象 外であることから $Q_{6,t}$ を0と仮定することによって、表層からの浸透量 $Q_{0,t}$ は、式(4.4a)から 式(4.4f)までを漸化的に計算することで以下のように定義できる.



図 4-14 累積降雨量と観測浸透量の相関



図 4-15 累積降雨量と観測浸透率の相関

$$Q_{0,t} = \sum_{i=1}^{6} \left(S_{i,t+1} - S_{i,t} \right)$$
(4.5)

この手法によって算出された観測浸透量とそれぞれの雨量計から得られた累積降雨量 との関係を図 4-14に示す.なお,降雨に関してはドップラーレーダー式雨量計導入以前に

観測された降雨も対象としているため、転倒ます型雨量計で観測された降雨数の方が若干 多いことに留意されたい.

それぞれの対象降雨数を以下に示す.

転倒ます型雨量計(2010年4月~7月,9月~:21降雨)

・ ドップラーレーダー式雨量計(2010年9月~:8降雨)

図 4-14より,全体的にドップラーレーダー式雨量計によって観測された降雨量を用いている方が,同じ累積降雨量の値に対する観測浸透量が小さいことが確認される.ここで観測浸透量は土壌水分計No.1によって観測された値を用いているため雨量計に関わらず一定である.このことから,ドップラーレーダー式雨量計によって観測された雨量の方が比較的大きいため,全体としての分布が右側へシフトしたものと推察される.

次に図 4-15にそれぞれの累積降雨量と観測浸透率の関係を示す.この図からも、ドップ ラーレーダー式雨量計によって降雨量を観測している方が、全体的に観測浸透率が低い領 域に分布していることが確認される.また図中の赤点線枠で囲まれた降雨(2010年9月28 日)の詳細として転倒ます型雨量計による10分最大降雨強度6mm,累積降雨量12mmであ るのに対して、ドップラーレーダー式雨量計による10分最大降雨強度10.7mm,累積降雨量 35.1mmである.観測浸透率は観測浸透量を累積降雨量で除することで算出されるが、転倒 ます型雨量計では0.888であるのに対して、ドップラーレーダー式雨量計では0.266である. このようにドップラーレーダー式雨量計を用いた方が観測浸透率は0.2~0.3に分布するこ ととなり、Hortonの知見¹⁰⁾と調和的であるといえる.

これらから転倒ます型雨量計を用いると、短時間集中豪雨に対する計測誤差の影響から 降雨の大部分が地中に浸透するとみなし、集中豪雨に対する斜面の安定性を適切に評価で きない可能性が示唆される.

第 5 章 原位置計測結果

本章では第3章において述べた計測システムによって得られた計測結果に基づき,スコ ール時における雨水の流出浸透特性について検討を加える.なお,これらの図に示す降雨 強度に関しては前章に述べたように,高強度降雨に起因する表層付近の体積含水率などの 変動特性を検討する際,離散的に雨量を観測する転倒ます型雨量計よりも連続的に雨量を 観測することのできるドップラーレーダー式雨量計を適用する方がより適切であると考え, こちらの値を採用していることに留意されたい.

5.1 体積含水率及び間隙圧,間隙空気圧の変動

5.1.1 体積含水率の変動

図 5-1(a), (b), (c)に 2010 年 9 月から 11 月末までの間に観測された斜面中腹部の土壌水 分計 No.1, No.3 及び斜面法尻部の土壌水分計 No.2 によって観測された体積含水率の 10 分間隔の変動を示す.タイでは雨季と乾季の 2 つの季節が存在し,一般的に雨季は 5 月か ら 10 月,乾季は 11 月から 4 月までの期間が該当しているとされている.そのため図中に 示されるように,観測された降雨量が 10 月末から 11 月にかけてほとんど観測されていな いのは,雨季から乾季へ移ったためであると推察される.また,第 3 章で述べたように当 該斜面の地質は細粒分が卓越した粘性土で構成されており,室内試験によって得られた水 分特性曲線の結果からも保水性が比較的高いという結果が得られている.このため図 5-1 に示される体積含水率も比較的高い値で推移していると推察される.

図 5-1(a)に示される斜面中腹部の土壌水分計 No.1 によって観測される体積含水率の値 に着目すると、GL-0.4mにおける値は他の深度の値と比べて低い値で推移している.この ことはGL-0.4mに他の深度よりも保水性の低い層が存在していることを示唆していると推 察される.また表層付近の体積含水率の変動に着目すると、それぞれの深度で降雨に起因 したと思われる体積含水率の増加が確認されるが、GL-0.1m、および GL-0.2mの比較的浅 い領域では降雨により 4~5%の変動が計測されているように体積含水率の増加が比較的顕 著であるのに対し、一方で、GL-0.3m以深の比較的深い領域では変動幅が 1~2%に留まっ ている.これはスコールのような高強度降雨が特に表層領域の体積含水率の変動に影響を 与えることを示唆しており、浸透雨水が斜面浅層部の不飽和帯へ供給され、不飽和領域の 地盤において土粒子周りの水膜を形成するために消費されたこと、累積降雨量が比較的少 なかったために表層からの新たな浸透雨水の供給がなされなかったことから斜面浅層部ま でしか浸透しなかったことによるものと推察される.

図 5-1(b)に示される斜面中腹部の土壌水分計 No.3 によって観測される体積含水率の値 に着目すると,表層付近の領域(GL-0.1m~GL-0.4m)で降雨に起因したと思われる体積含水

- 41 -



図 5-1(a) 斜面中腹部 No.1 における体積含水率の変動



図 5-1(b) 斜面中腹部 No.3 における体積含水率の変動

率の増加が確認される.これに対して GL-0.6 m,および GL-1.0 m の比較的深部の領域に 関しては降雨に起因した体積含水率の増加はほとんど確認されなかった.この理由として 体積含水率は,その定義から疑似的飽和領域ではほぼ一定値となることから,GL-0.6m~



図 5-1(c) 斜面法尻部 No.2 における体積含水率の変動

GL-1.0mの領域においては既に疑似的飽和状態に達していた可能性も指摘される.

図 5-1(c)に示される斜面法尻部の土壌水分計 No.2 によって観測される体積含水率の変 動に着目すると、それぞれの深度で降雨に起因したと思われる体積含水率の増加が確認さ れる.GL-0.4 m 以浅の領域では、斜面中腹部と同様に降雨の発生、終了にともない体積含 水率が増減していることが確認される.GL-0.3 m、および GL-0.4 m では降雨の発生にとも ない急激に体積含水率が上昇し 60 %程度まで達している.GL-0.2 m においても 9 月後半 から 10 月にかけて確認される.すなわち、斜面法尻部では降雨の発生にともない斜面のか なり表層に近い領域にまで飽和領域が拡大していると推察される.次に、深層部 (GL-0.6 m 以深)では、雨季の開始にともない一旦体積含水率が上昇した後は、ほぼ一定値を維持し ている.このことから、これらの領域で疑似的飽和状態に達していた可能性があると推察 される.

5.1.2 間隙圧の変動

図 5-2(a), (b)に 2010 年 9 月から 11 月末までの間に観測された斜面中腹部のテンシオメ ータ No.1,及び斜面法尻部のテンシオメータ No.2 によって観測された間隙圧の 10 分間隔 の変動を示す.

図 5-2(a)に示される斜面中腹部のテンシオメータ No.1 によって観測された間隙圧の変動に着目すると、全ての深度で降雨に起因して 0 kPa 付近まで急激に増加しているのが確認される.しかしながら増加した間隙圧はその後正圧に達することなく、GL-0.2 m、GL-0.4



図 5-2(a) 斜面中腹部 No.1 における間隙圧の変動



図 5-2(b) 斜面法尻部 No.2 における間隙圧の変動

m, GL-0.6mの順に間隙圧が減少していることが確認される.このことから浅層領域ほど サクションの回復が早いと推察される.

図 5-2(b)に示される斜面法尻部のテンシオメータ No.2 によって観測された間隙圧の変動に着目すると、図 5-2(a)において確認されたのと同様に、降雨に起因して間隙圧が急激に増加しているのが確認される.しかしながら斜面中腹部の変動と異なる点として、図



図 5-3 斜面中腹部における間隙空気圧の変動

5-2(a)の中腹部の変動では,間隙圧が0kPaを超えないのに対して図 5-2(b)の斜面法尻部の 変動においては,どちらの深度でも10mm/10minを超えるような比較的降雨強度の大きい 降雨に対して0kPaを超えた正圧が確認されたことが挙げられる.特にGL-0.4mにおいて は,降雨に起因して1~2kPaの正圧が頻繁に確認された.このことは斜面中腹部と斜面法 尻部では,雨水の浸透挙動が異なることを示唆している.

また斜面中腹部,法尻部の同深度における変化特性に着目すると,GL-0.2 m,GL-0.4 m のどちらの深度においても変動特性がほぼ同程度であることが確認される.また降雨後の 間隙圧の減衰に関しては法尻部の方が若干遅れることが確認される.これは法尻部におい て深部への雨水の浸透速度が小さく,地盤内で雨水の滞留現象が生じたことが原因である と推察される.

5.1.3 間隙空気圧の変動

本研究では集中豪雨時の間隙圧の挙動を検討する際テンシオメータを用いており,テン シオメータから得られる式は以下のように表される.

$$u'_w = u_w + u_a \tag{5.1}$$

ここで u'_w は間隙圧(テンシオメータの値)、 u_w は間隙水圧、 u_a は間隙空気圧を表している.



図 5-4 鉛直一次元浸透の模式図

一般的に間隙空気圧の値を0 kPa と仮定しているため,間隙空気圧の変動は考慮されて いない.しかしながら,不飽和地盤における水分の挙動を検討する際,間隙内の空気の影響を無視できないとされていることから,本研究では間隙空気圧の雨水浸透に与える影響 を検討するために間隙空気圧の計測を行っている.

図 5-3 に 2010 年 9 月から 11 月末までの間に観測された斜面中腹部において観測された 間隙空気圧の 10 分間隔の変動を示す.それぞれの深度における変動に着目すると,間隙圧 の変動と比較して変動幅は非常に小さく,降雨に起因した間隙空気圧の増加はほとんど確 認できなかった.このことから,斜面中腹部における降雨の浸透挙動に対して間隙空気圧 の影響はほとんどないものと推察される.

5.2 全水頭の変動

実際の土中を流れる水は、土粒子の間隙を縫って複雑な経路を伝って流れることになる. その際に、水の流れは大きな抵抗を受けることになる.粘土のように小さな土粒子で構成 される地盤材料は透水性が小さく、砂のような大きな土粒子で構成される地盤材料は透水 性が大きい.また、地盤内の水の流れを検討する際、全水頭を考慮することは非常に重要 である.図 5-4 に鉛直一次元浸透の模式図を示す.一般的に地盤内水の流れの運動則には 以下の式に示されるダルシー則が成立する.



図 5-5(a) 斜面中腹部における全水頭の変動



図 5-5(b) 斜面法尻部における全水頭の変動

$$v_{z} = -k_{wu}(h_{T}) \cdot \frac{\partial h_{T}}{\partial z} = -k_{wu}(h_{p}) \cdot \frac{\partial}{\partial z}(h_{p} + z)$$
(5.2)

ここで v_z は鉛直下方向の流速, k_{wu} は不飽和透水係数, h_T は全水頭, h_p は圧力水頭, z は 位置水頭を表している.また全水頭に関しては以下の式によって表される.



図 5-6 表面流出量と累積雨量との関係

$$h_T = h_p + z \tag{5.3}$$

ここで h_r は全水頭, h_n は圧力水頭,zは位置水頭を表している.

図 5-5(a), (b)に 2010 年 9 月から 11 月末までの間に観測された斜面中腹部,及び斜面法 尻部の全水頭の10分間隔の変動を示す.斜面中腹部においては,圧力水頭にテンシオメー タ No.1 で観測された間隙圧の値を用いており,斜面法尻部においてはテンシオメータ No.2 で観測された間隙圧の値を用いていることに留意されたい.図 5-5(a)の斜面中腹部におけ る全水頭の変動に着目すると、無降雨区間において全水頭の大きさは GL-0.6m が最も大き く, GL-0.4m, GL-0.2m の順に小さくなることから, 無降雨中は蒸発散作用により上向き 流れが卓越していると推察される. その後降雨にともなって全水頭の大きさは GL-0.2m が 最も大きく、GL-0.4m、GL-0.6mの順に小さくなり、無降雨中とは逆に下向き流れが卓越 すると推察される. また,図 5-5(b)の斜面法尻部における全水頭の変動に着目すると,斜 面中腹部における全水頭の変動と同様に無降雨区間において全水頭の大きさは深部である GL-0.4mの方が大きくなり、中腹部と同様に無降雨中は蒸発散作用により上向き流れが卓 越していると推察される.また,降雨にともなって GL-0.2m における全水頭の方が GL-0.4m における全水頭よりも大きくなり、下向き流れが卓越すると推察される.しかしながら、 GL-0.2m と GL-0.4m の降雨直後における全水頭差に着目すると、斜面中腹部よりも斜面法 尻部の方が小さいことが確認できる.このことから降雨時において,斜面中腹部の方が鉛 直下向きの浸透が卓越していると推察される.



図 5-7 表面流出量計測対象領域および概念図

5.3 観測値による流出量,浸透量

図 5-6に、図 3-18に示したVノッチNo.2を用いて計測した表面流出量と累積雨量との関係を示す.計測された表面流出量は、図 5-6(a)に示すように、累積雨量が増加するにつれ 増加する傾向が確認される.なお、同図において、それぞれ2008年と2010年に計測された 値を区別して示したが、計測年による相違はほとんど認められない.次に、図 5-6(b)は、 図 5-6(a)に示す計測表面流出量を、その際の累積雨量で除した値を表面流出率として定義 し、その割合と累積雨量との関係を示したものである.同図に示すように、表面流出量比 は、累積雨量が増加するに連れて増加するが、ほぼ0.8程度の値に収束する傾向となる.言 うまでもなく、斜面に降った降雨は、降雨期間中での蒸発はないものと仮定すれば、表面 流と地中に浸透する水分量に分離される.したがって、この結果より、降雨量が増加する にしたがって表面流が卓越することになり、その最大値が0.8程度になることになる.

ここで、図 5-6に示した降雨は、熱帯性豪雨(スコール)を対象としたものであり、その 降雨継続時間はほぼ1時間から1時間半程度である.したがって、図 5-6に示す累積雨量 70-90mmの雨は、比較的短時間に集中したものである.この降雨特性を考慮した場合には、 豪雨時に表面流が卓越することが、タイを始めとする東南アジア諸国の斜面で多発してい るガリ浸食に代表される斜面表面の浸食(Erosion)の発生要因となるものと推察される.

次に,降雨に対する地中に浸透する水分量について,以下の簡便な2つの方法に基づき 検討を加える.

1) 手法1

4.5に示すように斜面中腹に設置した土壌水分計No.1により観測された体積含水率の値



図 5-8 降雨量と表面流出量の関係

を用いて,各計測深度間貯留量を以下の式で定義している.

$$S_{i,t+1} = S_{i,t} + Q_{i-1,t} - Q_{i,t}$$
(5.4)

その後,算出された各計測深度間貯留量から以下の式によって表層からの観測浸透量 $Q_{0,t}$ を求める方法である.

$$Q_{0,t} = \sum_{i=1}^{6} \left(S_{i,t+1} - S_{i,t} \right)$$
(5.5)

 $Q_{0,t}$ は時刻tにおける表面からの浸透量を示す. 但し, $Q_{6,t}$ は計測が行われていないため0と 仮定する.

2) 手法2

以下に示す式(5.5)に基づき,累積降雨から図 5-7(a)に示すように計測表面流出量及び当 該斜面における欠損雨量を差し引き,その値を集水面積で除した値を,単位面積当たりの 地中への浸透量と定義する方法である.

$$q_{IN} = (P - Q_s - Q_c) / A \tag{5.6}$$



図 5-9 地中への浸透量および浸透率

ここに、*q*_{IN}は表面流出量を用いて算定される単位面積当たりの地中に浸透する水分量、*P* は降雨量、*Q*_oはVノッチNo.2によって計測された表面流出量、*Q*_cは欠損雨量を表しており、 Aは図 5-7(b)に示す集水面積の総和(赤実線で囲まれた領域)を表す.ここで欠損雨量と は表面流出が観測されるまでに計測された累積降雨量を指し、図 5-8に示す計測結果より いずれの表面流出量の計測箇所においても、累積降雨が5mmを超えるまで表面流出量が発 生していないことから、当該斜面における欠損雨量*Q*_cを5mmとすることとした.なお、図 5-8に示すように、いずれの計測箇所においても、累積雨量が欠損雨量を越えた後は、表面 流出量は同図の回帰線で示したようにほぼ線形的に増加する傾向を示すと共に、表面流出 量の大小関係は、それぞれの表面流出量計測箇所の集水領域の大きさを反映したものとな っている.

ここで,手法1は土壌水分計No.1という斜面の中で1点に対応する量を与えるのに対して, 一方手法2は斜面表面全体での平均量を与えるものであることに留意されたい.

上記の留意事項を踏まえて、上記の2つの手法による地中への浸透量の算定結果を図 5-9(a)に示す.同図に示すように、2つの手法による地中への浸透量の算定結果はばらつい た分布となるが、いずれの結果もほぼ同様に累積雨量が増加するにつれて浸透量が増加す る傾向を示す.また、分布の傾向として手法1の土壌水分計No.1から算出された浸透量より も手法2のVノッチから算出された浸透量の方が若干大きいことが確認される.これは前述 したように土壌水分計はGL-0.1m以深の計測結果を対象としているのに対して、Vノッチか ら算出された浸透量は表層から直接浸透する量を対象としていることに起因していると推 察される.そして、その量を累積雨量で除した値を地中への浸透率と定義すると、地中へ の浸透率は累積雨量が増加するにつれて減少しほぼ0.2-0.3に収束する傾向となる.この結



図 5-10 2010年9月7日における体積含水率の1分間隔変動





(b) 斜面法尻部 No.2

図 5-11 2010年9月7日における体積含水率の1分間隔変動

果は、図 5-6(b)に示した表面流出量比の関係と調和的な結果となる.また、図 5-9(b)に示 す地中への浸透率の傾向は、Horton¹⁰⁾により示された結果とも一致するものである.さら に、2つの手法による算定結果はばらつきを有するが、ほぼ同程度の範囲に分布しているこ とから、当該斜面での体積含水率および表面流出量の測定に関しては、ある程度の計測精 度があることが裏付けられると推察される.

5.4 体積含水率,間隙圧の1分間隔変動特性

第3章において述べたように、当該斜面に設置している計器は通常時に10分間隔の測定,降雨時に1分間隔の測定となるように自動的に制御している.本節では体積含水率,



図 5-12 2010 年 9 月 7 日における間隙圧の 1 分間隔変動





及び間隙圧の1分間隔における変動結果を基に,集中豪雨時の詳細な土中水分挙動につい て検討することとした.

まず、図 5-10(a)、(b)に、2010年9月7日の斜面中腹部、及び法尻部における体積含水率の1分間隔変動を示す.図 5-10(a)の斜面中腹部における土壌水分計 No.1 によって観測された体積含水率の変動に着目すると、降雨にともなって表層付近の領域(GL-0.3m 以浅)において降雨に起因する体積含水率の変動が認められるとともに、降雨の浸透に起因してGL-0.1m、GL-0.2m および GL-0.3m の順に体積含水率が増加する傾向が認められる.一方で図 5-10(b)の斜面法尻部における土壌水分計 No.2 によって観測された体積含水率の変動に着目すると、高強度の降雨に起因して GL-0.4m 以浅の領域で体積含水率の増加が確認できる.その後 GL-0.2m、-0.3m、-0.4m において体積含水率は比較的高い値で一定値をとり、この時点でそれぞれの深度において擬似的飽和状態に達したと判断される.以降 0.2m、

0.3mと浅層部から順に飽和状態が解消され、雨水が深部へと浸透したと推察される.

また,図 5-11(a),(b)に,2010年9月7日の斜面中腹部,及び法尻部における体積含水 率の深度方向分布を示す。同図において降雨期間中のそれぞれの深度における体積含水率 の分布及び,降雨終了から3時間経過時,6時間経過時,9時間経過時,12時間経過時の 値の分布を示していることに留意されたい.図 5-11(a)の斜面中腹部における体積含水率の 変動に着目すると、前述したように GL-0.1m, GL-0.2m および GL-0.3m の順に体積含水率 の変動が確認できるが、GL-0.4m 以深に関してはほとんど変動が見られない. この原因と して浸透雨水が斜面浅層部の不飽和帯へ供給され、不飽和領域の地盤において土粒子周り に水膜を形成するために消費されたこと、当該斜面の地質の特徴として細粒分が卓越し、 透水性が低いことから斜面浅層部までしか浸透しなかったことが挙げられる.あるいは体 積含水率は、その定義から疑似的飽和領域ではほぼ一定値となることから、GL-0.4m~ GL-1.0m の領域においては既に疑似的飽和状態に達していた可能性も指摘される.また GL-0.1m, GL-0.2mの変動に着目すると、雨水の浸透によって0時40分から0時50分ま での 10 分間に急激な体積含水率の増加(GL-0.1m で約 5%, GL-0.2m で約 3%)が確認さ れ、その後降雨継続中はほぼ一定値をとり、降雨終了から徐々に減少していることが確認 される. そして降雨終了後 12 時間経過時(14 時 40 分)における GL-0.1m, GL-0.2mの体 積含水率の値は降雨初期(0 時 40 分)の値よりも大きく、このことは 12 時間経過後も降 雨履歴の影響が残っていいることを示唆している.図 5-11(b)の斜面法尻部における体積 含水率の変動に着目すると、斜面中腹部の変動と異なり GL-0.6m まで降雨によるものと推 察される変動が確認される.またそれぞれの深度ごとの変動に着目すると、GL-0.1m~ GL-0.4mの領域では0時40分から0時50分までの10分間で高強度の降雨に起因して急激 な増加が確認され、その後一定値をとることから擬似的飽和状態に達したと推察される. 一方で GL-0.6m に関しては、降雨終了後も上昇し続け降雨終了から 12 時間経過時に最大 値をとることが確認される.

また図 5-12(a),(b)に,2010年9月7日の斜面中腹部,及び法尻部における間隙圧の1 分間隔変動を示す.図 5-12(a)の斜面中腹部におけるテンシオメータ No.1 によって観測さ れた間隙圧の経時変化に着目すると、GL-0.2m、GL-0.4m、GL-0.6mの順に間隙圧が増加す る傾向が認められ、降雨が表層から深部へ浸透したことに起因していると推察される.特 にGL-0.2mにおいては0時40分頃,0.5mm/min以上の降雨強度が観測されてから5分程 度で急激に上昇し始め、正圧近くまで達することが確認される.同様に図 5-12(b)の斜面 法尻部におけるテンシオメータ No.2 によって観測された間隙圧の変動に着目すると、 GL-0.2m、GL-0.4m 共に1時頃から急激に上昇し、上昇開始から2分程度で負圧から正圧 となり、前述したように体積含水率も上昇後一定の値をとっていることを踏まえると、こ の時点で飽和に至ったものと推定される.

次に、図 5-13(a), (b)に 2010 年 9 月 7 日の斜面中腹部,及び法尻部における間隙圧の深



図 5-14 2010年9月26日における体積含水率の1分間隔変動





(b) 斜面法尻部 No.2

図 5-15 2010年9月26日における間隙圧の1分間隔変動

度方向分布を示す.図 5-13(a)の斜面中腹部における間隙圧の変動に着目すると、GL-0.2m において高強度降雨に対する間隙圧が急激に増加するが、その後1時20分頃をピークに降 雨継続中にも関わらず減少していることが確認される.深部の領域(GL-0.4m,GL-0.6m) においては表層付近に比べて間隙圧の減少が遅く、特にGL-0.4mにおいては降雨終了から 12時間経過時もほとんど間隙圧が変化していないことが確認される.また図 5-13(b)の斜 面法尻部における間隙圧の変動に着目すると、GL-0.2m、GL-0.4m 共に0時50分から1時 00分までの10分間に負圧から正圧に至るまで急激に増加していることが確認される.そ の後、降雨終了から12時間経過時もGL-0.2m、GL-0.4m 共に体積含水率の値は減少して いるにも関わらず、間隙圧が正圧の状態であることが確認される.

次に図 5-14(a), (b)に, 2010 年 9 月 26 日の斜面中腹部, 及び法尻部における体積含水



(b) 斜面法尻部 No.2

図 5-16 2010 年 10 月 12 日における体積含水率の1分間隔変動





率の1分間隔変動を示す.図 5-14(a)の斜面中腹部における土壌水分計 No.1 によって観測 された体積含水率の変動に着目すると、降雨にともなって表層部(GL-0.2m以浅)におい て降雨に起因する体積含水率の変動が認められるが,GL-0.3m以深に関してはほとんど変 動が確認できない.一方で図 5-14(b)の斜面法尻部における土壌水分計 No.2 によって観測 された体積含水率の変動に着目すると、高強度の降雨に起因して GL-0.4m 以浅の領域で体 積含水率の増加が確認できる. また図 5-15(a), (b)に, 2010 年 9 月 26 日の斜面中腹部, 及び法尻部における間隙圧の1分間隔変動を示す. 図 5-15(a)から GL-0.2m において降雨 初期に間隙圧が急激に上昇している. その後降雨終了まで約0 kPaの状態が継続している が高強度降雨が観測される時間帯においても正圧には移行しないことが確認される.一方 で図 5-15(b)の斜面法尻部におけるテンシオメータ No.2 によって観測された間隙圧の変動







図 5-19 2010年9月7日における全水頭の深度方向分布

に着目すると、GL-0.2m、GL-0.4mの順に急激な増加が確認でき、GL-0.4mにおいては12 時40分頃から正圧へ移行していることが顕著に現れている.図5-16(a)、(b)に、2010年 10月12日の1分間最大降雨強度が0.2mmと非常に規模の小さい降雨に対する斜面中腹部、 及び法尻部における体積含水率の1分間隔変動を示す.図5-16(a)に示す斜面中腹部の変 動に着目すると、GL-0.1mにおいては体積含水率の増加が確認されるが、GL-0.2m以深に 関してはほとんど変動が確認されない.これは累積降雨量が比較的少なかったために表層 からの新たな浸透雨水の供給がなされなかったことから斜面浅層部までしか浸透しなかっ たためであると推察される.図5-17(a)、(b)に、2010年10月12日の斜面中腹部、及び法 尻部における間隙圧の1分間隔変動を示す.図5-17(a)に示すGL-0.2mの間隙圧の変動に 着目すると、図5-15(a)に示したように高強度降雨に対して3分程度で20kPa以上の急激 な増加が確認されたのに対して、約1時間かけて徐々に正圧付近まで増加していることが









(b) 斜面法尻部 No.2



わかる. 斜面中腹部, 法尻部それぞれの間隙圧の変動に着目すると, 降雨に起因して表層 付近 (GL-0.2m, GL-0.4m)の間隙圧が正圧付近まで増加することが確認されるが, 斜面中 腹部では 0 kPaを超える正圧が確認されないのに対し, 斜面法尻部では高強度降雨が継続 する時間帯において 0 kPaを超える正圧が確認された. GL-0.4m, GL-0.6m のサクションの 減少する時間帯においては, それぞれ GL-0.2m のサクションの値の急激な減少が確認され てからある程度時間が経過した後であり, これらの深度における間隙圧の変動は降雨の浸 透速度に依存していると解釈される.

図 5-18(a), (b)に,2010年9月7日の斜面中腹部,及び法尻部における全水頭の1分間 隔変動を示す.ここで前述したように,位置水頭の基準をGL-0.6mにとり,全水頭は位置 水頭と圧力水頭の和によって算定されることに留意されたい.また図 5-19(a),(b)に2010 年9月7日の斜面中腹部,及び法尻部における全水頭の深度方向の分布を示す.図 5-19(a) に示す斜面中腹部の全水頭の深度方向分布に着目すると,降雨初期(0時40分頃)の表層 付近(GL-0.2m,GL-0.4m)の全水頭の分布は,GL-0.4mの方がGL-0.2mの全水頭の値より も大きく,蒸発散の影響によって地盤内に上向きの水の流れが生じていたことを示唆して いる.その後高強度降雨が観測された後の1時頃においてGL-0.2mの方がGL-0.4mの値よ りも大きくなり,降雨浸透によって下向きの水の流れが卓越していることを示している. また時間の経過にともなってGL-0.2mとGL-0.4mの全水頭差が小さくなっていくことが確 認され,表層からの雨水の供給がなくなったことから浸透による下向きの水の流れが減少 したためであると推察される.一方で図5-18(b)に示す斜面法尻部の全水頭の深度方向分 布に着目すると,中腹部における分布とは全く異なり,高強度降雨が継続する区間におい てGL-0.2mとGL-0.4mの全水頭差が小さくなっていくことが確認される.これは斜面法尻 部において表層から雨水が供給されるにも関わらず,深部の透水性の低さから表層付近で 水分の滞留が生じ,水の流れが減少したことが原因であると推察される.

図 5-20(a), (b)に, 2010 年 9 月 26 日の斜面中腹部,及び法尻部における全水頭の 1 分 間隔変動を示す. また図 5-21 (a), (b)に 2010 年 9 月 7 日の斜面中腹部, 及び法尻部にお ける全水頭の深度方向の分布を示す.図 5-21(a)に示す斜面中腹部の全水頭の深度方向分 布では,降雨初期における GL-0.2m と GL-0.4m の値に着目すると GL-0.4m の方が GL-0.2m の全水頭の値よりも大きく、蒸発散の影響によって地盤内に上向きの水の流れが生じてい たことを示唆している. また GL-0.4m と GL-0.6m の全水頭の値を比較すると全水頭差は GL-0.2m と GL-0.4m の全水頭差に比べて小さいが, GL-0.6m の方が GL-0.4m の全水頭の値 よりも大きく深部においても上向きの水の流れが卓越していることを示唆している.その 後降雨開始から約 20 分後(12 時 30 分頃)において GL-0.2m の方が GL-0.4m の全水頭の 値よりも大きくなり,降雨開始から約1時間10分後(13時20分頃)においてGL-0.4mの 方が GL-0.6m の全水頭の値よりも大きくなることが確認される. このことからこれらの時 間帯に表層から浸透した雨水がそれぞれの領域に到達したものと推定される. また一方で 図 5-21(b)に示す斜面法尻部の全水頭の深度方向分布に着目すると、降雨前は GL-0.4m の 方が GL-0.2m の全水頭の値よりも大きいが,降雨開始から約 40 分後(12 時 50 分頃) にお いて GL-0.2m の方が GL-0.4m の全水頭の値よりも大きくなり, その後降雨終了まで全水頭 差が非常に小さい状態が続くことが確認される.

第 6 章 原位置計測で得られた水分特性曲線に関する検討

本章では集中豪雨時における雨水の浸透特性について詳細な検討を加えるため,タイ・ ナコンナヨックで観測された体積含水率,および間隙圧の変動に基づき,実際の斜面表層 部の雨水浸透特性(体積含水率・間隙圧)について考察を加えるとともに,従来の水分特 性曲線との比較検討を試みた.また日本・阪和道における計測結果から得られた雨水浸透 特性との比較を試みた.その結果として,新たな水分特性曲線を構築する必要性があるこ とを明らかにした.

6.1 タイ・ナコンナヨック観測結果より得られた水分特性曲線

6.1.1 既往の水分特性曲線における課題

地下水位よりも上の地表面に近い不飽和土中の間隙水圧は間隙空気圧よりも低い状態 にある.また不飽和土にはサクション(負の間隙圧)が発生しており、サクションは常に 正の値をとる.したがってサクションが大きくなるということは負の間隙水圧が小さくな ることに対応している.非線形な関係となる不飽和領域の物性値については, van Genuchtenモデルに代表される体積含水率とサクションの関係を表す水分特性曲線(Soil Water Characteristic Curve)を用いて設定されることが多い.ただし,従来の水分特性曲線 は、これまでに様々な方法により測定されているが、その多くは一次元カラムの供試体を 用いた室内試験において、不飽和領域での比較的緩やかな水分移動の条件下で算定された ものである.これに対しては、本研究では第5章に示すタイ・ナコンナヨックの道路斜面に おける原位置計測結果より、熱帯性豪雨により斜面表層部のサクションが急激に減少する などの結果を得ている.また多くの場合、サクションが0kPaとなることによって浅層崩壊 が引き起こされるわけではなく、サクションが消滅し、正圧に移行することで浅層崩壊を もたらすという報告がなされている³²⁾.この結果より、従来の比較的緩やかな水分移動の 条件下の室内試験により算定された水分特性曲線は、実際の斜面での豪雨時の雨水浸透特 性を反映したものではない危険性があることが指摘される.また、降雨による斜面崩壊は 不飽和土の吸水過程に対応する.したがって集中豪雨による斜面崩壊を検討するには吸水 過程で精度の高い水分特性曲線を得ることが必要であると推察される.

このような観点から、本章では、タイおよび日本の2箇所での原位置計測結果に基づき、 実際の斜面表層部の雨水浸透特性(体積含水率・間隙圧)について考察を加えるとともに、 従来の水分特性曲線との比較検討を試みるものとする.

6.1.2 原位置計測結果より得られた排水過程

図 6-1に、一般的に用いられている水分特性曲線の模式図を示す. 同図に示すように、





不飽和領域における体積含水率とサクションの関係は,同じサクションの値に対する体積 含水率の値が吸水過程と排水過程で違うということから,排水過程と吸水過程でヒステリ シスを描くことが知られている.

すなわち,飽和状態からの排水過程では,図 6-1中の①に示すように,サクションは, 飽和体積含水率 θ_s が一定状態のまましきい値 φ_{crit} に達するまで増加する.次いで,体積含 水率とサクションは,体積含水率が残留体積含水率 θ_r に達するまで,図 6-1中の② の経路に示すように変動し,その後は体積含水率一定状態(残留体積含水率 θ_r)の下で, サクションのみが増加する.

一方,体積含水率が残留体積含水率θ,に達した後の吸水過程では,体積含水率が一 定状態(残留体積含水率θ,)で,図 6-1中の③の経路に示すように,サクションのみ が減少する.その後,体積含水率とサクションは,体積含水率が飽和体積含水率θ。 に達するまで,図 6-1中の④の経路に示すように変動し,体積含水率が飽和体積含水率 θ。に達した後,図 6-1中の⑦の経路をたどるとされる.これは間隙圧の増加にともなっ て有効応力が減少し,間隙率が増加したことによるものと解釈される.また,飽和体積含 水率θ。からの排水過程は図 6-1中の①から②の経路をたどるとされている.図 6-1に示 す吸水過程,排水過程の途中における,再排水過程および再吸水過程では,体積含水率と サクションはそれぞれ図 6-1中の⑤および⑥の経路をたどって変動するとされている.

これに対して図 6-2に斜面中腹部GL-0.2 m, GL-0.4 m, GL-0.6mの3深度,図 6-3に斜面法尻部GL-0.2 m, GL-0.4 mの2深度において2010年9月2日~2010年11月20日の間に原位置







(a) 法尻部 GL-0.2m

(b) 法尻部 GL-0.4m

図 6-3 斜面法尻部水分特性曲線における排水過程



N:外力による粒子間垂直力

T: 外力による粒子間せん断力

図 6-4 コラプス挙動にともなう体積圧縮過程模式図

計測によって得られた15パターンの排水過程を示す.これらの原位置で得られた排水過程 に着目すると、それぞれの水分特性曲線にやや差異が認められるが、いずれも保水性が高 く、排水による体積含水率の低下にともなうサクションの上昇傾向はほぼ同様となってい ることが確認される.

また全ての水分特性曲線の排水過程で図 6-1中の①の経路に示すような体積含水率が飽 和体積含水率θ_sの値で一定のままサクションが回復する経路が確認されない.このことの 理由として、図 6-1中の①に示すように、飽和体積含水率θ_sが一定状態のままで間隙圧が しきい値φ_{crit}に達する排水過程は、一般的には一次元カラムの供試体を用いた室内試験に おいて飽和状態から脱水する過程、すなわち堤体あるいはダムの水位急低下にともなう飽 和領域の地下水位低下による排水状態に相当していると解釈される.これに対し斜面表層 部での雨水浸透に適用する場合には、斜面表層部は過去の降雨および蒸発の履歴を受けて いることから、原位置で計測される体積含水率とサクションの関係については、図 6-1に 示す再排水過程および再吸水過程(図 6-1中の⑤および⑥)に相当する経路が観測される 可能性が高いと推察される.

また、それぞれの水分特性曲線の排水過程に着目すると、時系列で後になるほど体積含 水率の減少に対するサクションの回復量が大きくなることが、図 6-2の斜面中腹部におい て顕著に確認される.これは図 6-3に示す斜面法尻部においても確認され、コラプス挙動 にともなう間隙比の減少に起因しているのではないかと推察される.コラプス挙動とは浸 水にともなう体積圧縮現象を指し、コラプス挙動の生じる要因としては以下の3つの点が 挙げられる³³⁾.

- ① 土が潜在的に不安定な構造を持っている
- ② 浸水によって壊される一時的な剛性を持った構造を保持するのに必要十分なサクション圧が作用している



図 6-5 水分特性曲線の模式図

③ 潜在的に不安定構造を発現するのに必要な高い外力が作用している

原位置における地盤は①,②の特徴を有していると仮定し、スコールの高い降雨強度が結 果的に③の条件を満たすこととなったと判断される.図 6-4 に示すように、雨水浸透にと もなって、地盤内でコラプス挙動が生じ、粒子間に作用する力が消失したことから粒子同 士の摩擦力がなくなり、土塊同士のすべりが発生し最終的に土塊全体の体積圧縮につなが ったと推察される.本研究では、原位置結果により推定される新たな水分特性曲線の構築 について検討を加えたが、間隙比の減少の及ぼす影響に関しては行っていない.今後、新 規プロジェクトを実施するに当たり、より多くのデータを蓄積することで、間隙比に関す る検討がより必要になるものと推察される.

6.1.3 室内試験結果と原位置計測によって得られた水分特性曲線の比較

図 6-5 に第 3 章において示した室内試験で得られた水分特性曲線と原位置 計測で得られた水分特性曲線を比較したものを示す.第3章でも示したよう に室内試験結果から得られたそれぞれの水分特性曲線の特徴として,保水性 が比較的高い領域に分布し,体積含水率の減少にともなうサクションの増加



図 6-6 斜面中腹部 GL-0.2 m の水分特性曲線

が確認できる.これに対して原位置結果から得られた水分特性曲線には斜面中腹部 GL-0.2 m, GL-0.4 m, GL-0.6m および斜面法尻部 GL-0.2 m, GL-0.4 m の各深度で観測された1日間隔の体積含水率と間隙圧の値を採用している.それぞれの水分特性曲線結果を比較すると, 原位置斜面中腹部 GL-0.4 m における結果を除くほぼ全ての原位置計測結果が室内試験結果と類似性を有していることが確認できる.

6.1.4 原位置計測によって得られた水分特性曲線

図 6-6に, 2010年9月3日,および2010年9月7日に観測された斜面中腹部のGL-0.2mでの 体積含水率と間隙圧の相関を示す.ここで土壌水分計,およびテンシオメータは通常時は 10分間隔の測定,降雨時には1分間隔に切り替わるように制御しているため,排水過程は10 分間隔のプロットであり,吸水過程は1分間隔のプロットであることに留意されたい.図 6-6(a)に示す2010年9月3日の水分特性曲線における吸水過程に着目すると,図 6-1に示す結 果と異なり,排水過程の経路から右側に移行することが確認される.このことから,吸水 過程の経路は間隙圧一定の状態で体積含水率が増加し,その後体積含水率の減少をともな いながら間隙圧が増加していると認められる.一方で図 6-6(b)に示す2010年9月7日の水分 特性曲線における吸水過程に着目すると,図 6-6(a)に示す2010年9月3日の水分特性曲線の 経路と異なり,排水過程の経路から下側に移行し,ある程度間隙圧が増加した後に体積含 水率が増加する結果となっている.

また図 6-7に降雨が観測されず間隙圧の顕著な減少(サクションの増加)が生じた後, 降雨の到来により間隙圧の急激な増加(サクションの減少)が生じた期間(期間1:2010 年9月19日14:20~9月26日13:50,期間2:2010年10月4日0:40~10月12日8:30,期間3:2010 年10月19日14:40~11月12日8:30)での,斜面中腹部のGL-0.2mで計測された体積含水率と 間隙圧の相関を示す.図 6-7(a)に示す期間1の水分特性曲線に着目すると,排水過程での



図 6-7 斜面中腹部 GL-0.2 m の水分特性曲線

変動は、開始時点(2010年9月19日14:20)において飽和状態ではなかったため、図 6-1中 の①に対応する経路ではなく、図 6-1中の⑤に相当する経路をたどったものと推察される. その後の吸水過程においては、図 6-1中の③の経路に相当する、体積含水率一定状態で間 隙圧の急激に増加(サクションの減少)する経路をたどっている.この結果より、同計測 位置では、体積含水率が残留体積含水率θ_rに達したものと推察される.なお、この吸 水過程での変動特性において注目すべきことは、降雨時の吸水過程ではわずか2~3分間で 間隙圧が0kPaになるまで急激に上昇していることに加えて、その後間隙圧が正圧とならず 0kPaの状態が維持され体積含水率のみが上昇していることである.この内、わずか2~3 分間で間隙圧が0kPaになるまで急激に上昇したのは、前述の灼熱状態での蒸発により斜面 表層部では毛管水がほぼ消滅していたことによるものと推察される.また、その後間隙圧 が0kPaの状態が維持され体積含水率のみが上昇したのは、間隙内の空気が間隙水に溶解し たこと、浸透した雨水が土粒子の周辺に水膜を形成するために消費されたことによるもの



(a) 期間 1(9/19 14:20~9/26 13:50)

(b) 期間 2(10/4 0:40~10/12 8:30)



(c) 期間 3(10/19 14:40~11/20 16:10)

図 6-8 斜面中腹部 GL-0.4 m の水分特性曲線

と推察される.図 6-7(b)に示す期間2の水分特性曲線に着目すると,排水過程から体積含 水率が一定の状態で間隙圧が正圧付近まで増加しているのが確認される.この水分特性曲 線の吸水過程は、開始時点(2010年9月19日14:20)において飽和状態ではなかったため, 図 6-1中の①に対応する経路ではなく、図 6-1中の⑤に相当する経路をたどったものと推 察される.線の吸水過程は図 5-14に示すように低降雨強度(0.1mm/min程度)で降雨継続 時間が約5時間の本研究で対象とする熱帯性豪雨とは異なる降雨に対するものである.吸水 過程に着目すると図 6-7(a)に示す降雨時の吸水過程ではわずか2~3分間で間隙圧が0 kPa になるまで急激に上昇しているのに対して、図 6-7(b)に示す降雨時の吸水過程では時間の 経過とともに体積含水率がほぼ一定のまま間隙圧が徐々に増加し、約5時間で間隙圧が0 kPa付近まで達していることがわかる.図 6-7(c)に示す期間3の水分特性曲線に着目すると、 ほぼ乾季に属していることから他の期間と比べて降雨が観測されない期間が長く、非常に 小さい値(-80 kPa程度)まで間隙圧が減少した状態から吸水過程へ移行しているのが確認



(c) 期間 3(10/19 14:40~11/20 16:10)

図 6-9 斜面中腹部 GL-0.6 m の水分特性曲線

される.吸水過程に着目すると前述した図 6-7(a),(b)に示す水分特性曲線の吸水過程で確認された傾向と同様に体積含水率が一定値の状態で間隙圧が0kPaになるまで急激に上昇し,その後間隙圧が0kPaの状態が維持され体積含水率のみが上昇しているのが確認できる.

また図 6-8に図 6-7と同様の期間(期間1:2010年9月19日14:20~9月26日13:50,期間2: 2010年10月4日0:40~10月12日8:30,期間3:2010年10月19日14:40~11月12日16:10)での, 斜面中腹部のGL-0.4mで計測された体積含水率と間隙圧の相関を示す.それぞれの水分特 性曲線に着目すると,斜面中腹部のGL-0.2mにおいて顕著に確認されたヒステリシス(吸 水過程と排水過程における経路の相違)があまり確認されない.この理由として,斜面中 腹部GL-0.4mの体積含水率の値に着目すると他の深度における体積含水率の値と比較して 小さく,他の深度よりも透水性が高いためであると推察される.またそれぞれの吸水過程 に着目すると,斜面中腹部GL-0.2mにおける吸水過程ほど顕著には表れていないが,吸水 開始から体積含水率がほとんど変動せず間隙圧が正圧付近まで徐々に増加していることが


図 6-10 斜面法尻部 GL-0.2 m の水分特性曲線

確認される.

また図 6-9 に図 6-7 と同様の期間(期間 1:2010 年 9 月 19 日 14:20~9 月 26 日 13:50, 期間 2:2010 年 10 月 4 日 0:40~10 月 12 日 8:30,期間 3:2010 年 10 月 19 日 14:40~11 月 12 日 16:10) での,斜面中腹部の GL-0.6m で計測された体積含水率と間隙圧の相関を示す. 吸水過程に着目すると,他の深度における水分特性曲線と同様に吸水開始から体積含水率 がほとんど変動せず間隙圧のみが徐々に増加していることが確認される.

次に図 6-10に降雨が観測されず間隙圧の顕著な減少(サクションの増加)が生じた後, 降雨の到来により間隙圧の急激な増加(サクションの減少)が生じた期間(期間1: 2010 年9月19日14:20~9月26日13:50,期間2:2010年10月4日0:40~10月12日8:30,期間3:2010 年10月19日14:40~11月12日16:10)での,斜面法尻部のGL-0.2mで計測された体積含水率と 間隙圧の相関を示す.図 6-10(a)に示す期間1の水分特性曲線に着目すると,排水過程での





(c) 期間 3(10/19 14:40~11/20 16:10)

図 6-11 斜面法尻部 GL-0.4 m の水分特性曲線

変動は、開始時点(2010年9月19日14:20)において飽和状態ではなかったため、図 6-1中 の⑤に相当する経路をたどったものと推察される.その後の吸水過程においては、雨水浸 透時に間隙圧がほぼ一定の下で、体積含水率のみが上昇する経路をたどり、図 6-7に示し た斜面中腹部(GL-0.2m)での吸水過程とは全く異なるものとなる.この吸水過程におい て、間隙圧がほぼ一定の下で体積含水率のみが上昇するのは、浸透した雨水が土粒子の周 辺に水膜を形成することに消費されたことによるものと推察される.また、土粒子周辺に 水膜が形成された後に不飽和浸透が発生するため、ほぼ体積含水率が一定状態で間隙圧が 上昇するものと解釈される.また図 6-10(b)に示す期間2の水分特性曲線に着目すると、吸 水過程において間隙圧がほぼ一定の下で、体積含水率のみが上昇する経路をたどり、その 後体積含水率の減少をともないながら間隙圧が増加している.図 6-10(c)に示す期間3の水 分特性曲線も同様に吸水過程において間隙圧がほぼ一定の下で、体積含水率のみが上昇す



図 6-12 斜面法尻部 GL-0.2m の水分特性曲線(吸水過程)

る経路をたどり、その後体積含水率の減少(最大値から約4%程度)をともない、間隙圧が 0kPaになるまで上昇しているのが確認される.また図 6-7に示した斜面中腹部(GL-0.2m) での吸水過程と同様に、間隙圧が0kPaまで上昇しても正の領域(飽和領域)まで移動しな いことが確認される.このことからも、講和状態への移行は、体積含水率が図 6-1に示す 飽和体積含水率θ_sに達するまでは生じないものと解釈される.

次に図 6-11に同様の期間での,斜面法尻部のGL-0.4mで計測された体積含水率と間隙圧 の相関を示す.図 6-11(a)に示す期間1の水分特性曲線に着目すると,他の深度における計 測結果と同様に排水過程での変動は,開始時点で飽和状態ではなかったため,図 6-1中の ①の体積含水率一定の状態で間隙圧が減少する経路ではなく,⑤に相当する経路をたどっ たものと推察される.また吸水過程では図 6-10に示した斜面法尻部(GL-0.2m)での吸水 過程と同様に,雨水浸透時に間隙圧がほぼ一定の下で,体積含水率のみが上昇する経路を たどることが確認される.その後体積含水率一定状態で正圧に至るまで間隙圧の急激に増 加(サクションの減少)する経路をたどっている.図 6-11(b)に示す期間2の水分特性曲線 に着目すると,排水過程から吸水過程に移行する段階で間隙圧がほぼ一定の状態で体積含 水率が増加しているのが確認できる.その後体積含水率の減少をともないながら,間隙圧 が増加している.また図 6-11(c)に示す期間3の水分特性曲線も同様に吸水過程に移行する 際,間隙圧がほぼ一定の下で,体積含水率のみが上昇する経路をたどることが確認される. その後体積含水率一定状態で正圧に至るまで間隙圧の急激に増加(サクションの減少)す る経路をたどることが確認される.

斜面法尻部の水分特性曲線で着目すべき点は,斜面法尻部GL-0.2mの吸水過程での間隙 圧が正(飽和状態)まで移行しないのに対して,GL-0.4mでは間隙圧が正(飽和状態)ま で移行していることである.この相違については,まず図 6-11(a),図 6-11(c)に示すよう

- 71 -



(a) 水膜形成時

(b) 水膜形成後

図 6-13 土粒子周りの水膜形成模式図

に, GL-0.4mでは飽和体積含水率 θ。(約62.5%) に達したため, 間隙圧が正(飽和状態) まで移行したものと推察される.加えて,GL-0.2mについては飽和体積含水率θ。に達する 前に深部に雨水が浸透することで排水過程に移行したと推察される.また,図 6-7に示す 斜面中腹部GL-0.2mでは雨水浸透にともなう吸水過程初期に体積含水率が一定の状態で間 隙圧が減少する経路をとるのに対し,図 6-10,図 6-11に示す斜面法尻部GL-0.2m, GL-0.4m では間隙圧一定の状態で体積含水率が上昇する経路をたどる点が挙げられる.ここで、中 腹部のGL-0.2mは、雨水浸透がより深部へと通過する状況(以下通過型挙動と称する)で あり、これに対して法尻部は、深部の飽和領域に近接しているため、雨水浸透が停留する 状況(以下滞留型挙動と称す)であると解釈される. それぞれの吸水過程の相違において 前者に関しては、インクビン効果(土壌中の孔隙に膨らみと絞り部分が存在することに起 因する吸水時、排水時の圧力差)や土粒子と水との接触角は水が入ってくるときと水が出 て行くときで若干異なることが原因であると推察される.ここで図 6-12(b)に斜面法尻部 GL-0.2mの期間1(2010年9月19日14:20~9月26日13:50)における水分特性曲線を示すと共 に,図 6-12(a)にその吸水初期(図 6-12(b)中の赤点線で囲まれた部分)における水分特性 曲線を示す.図 6-12(a)に着目すると、-21.7kPaから-21.4kPaまで体積含水率がほぼ一定の 状態で間隙圧が増加していることが確認される.このことから滞留型挙動をとる領域にお いても通過型挙動をとる領域と比較して非常に小さい範囲であるが、排水過程から吸水過 程へ移行した時点で体積含水率が一定の状態で間隙圧が減少する経路をとると推察される.

また斜面法尻部に代表される滞留型挙動をとる領域における降雨の浸透挙動に関して 図 6-13に土粒子周りの水膜形成の模式図を示す.斜面法尻部(GL-0.2m,GL-0.4m)の吸 水過程に間隙圧の微小な増加後,間隙圧がほぼ一定の下で体積含水率のみが上昇するのは, 雨水が図 6-13(a)に示すように,土粒子の周辺に水膜を形成されることに消費され



図 6-14 通過型挙動の水分特性曲線模式図

たことによるものと推察される.その後図 6-13(b)に示すように,土粒子周辺に水膜が形成された後に不飽和浸透が発生するため,ほぼ体積含水率が一定状態で間隙圧が上昇するものと解釈される.

図 6-14に通過型挙動の斜面中腹部GL-0.2mで観測された水分特性曲線の排水過程,およ び吸水過程においてたどる経路の模式図を示す.まず観測された排水過程(図 6-14中の赤 点線で示す経路)は図 6-1中の①の経路ではなく図 6-1中の⑤に相当する経路をたどった ものと推察される.その後排水過程のから吸水過程へ移行する際,観測された吸水過程(図 6-14中の青点線で示す経路)は図 6-1中の⑥に相当する経路をたどったものと推察される. また図 6-7(a),(b),(c)において確認された体積含水率がほぼ一定のまま間隙圧が増加し (図 6-14中の青実線①で示す経路),その後間隙圧が0kPaの状態が維持され体積含水率の みが上昇する経路(図 6-14中の青実線②で示す経路)は排水過程において体積含水率が残 留体積含水率の,に達し,インクビン効果や水の接触角の影響で体積含水率一定 の状態で間隙圧が増加することで,図 6-1中の③から④に相当する経路をたどった ものと推察される.その後体積含水率が増加する経路をたどるのは,間隙空気が間隙水に 溶解したためであると推察される.なお間隙圧が0kPaまで上昇しても正の領域(飽和領域) まで移動しないのは吸水過程において体積含水率が飽和体積含水率の。 く排水過程へと移行したことが原因であると推察される.

図 6-15 に滞留型挙動の斜面法尻部で観測された水分特性曲線の排水過程,および吸水 過程においてたどる経路の模式図を示す. 観測された排水過程(図 6-15 中の赤点線で示

- 73 -



図 6-15 滞留型挙動の水分特性曲線模式図

す経路)は通過型の排水過程と同様に,排水初期に飽和体積含水率の状態でサクションが 回復する図 6-1中の①の経路ではなく図 6-1中の⑤に相当する経路をたどったものと推察 される.まず図 6-15 で確認されたように体積含水率がほぼ一定のまま間隙圧が増加して いる.(図 6-15 中の青実線①で示す経路)これは,インクビン効果や水の接触角の 影響であると推察される.その後間隙圧一定の状態で体積含水率が増加して いること(図 6-15 中の青実線②で示す経路)に関して,地盤に浸透した雨水が,土 粒子の周辺に水膜を形成することに消費されたことによるものと推察される.その後空隙 において土中水が連続した状態である擬似的飽和状態となった段階で不飽和浸透流が発生 し,体積含水率一定の状態で間隙圧が増加する経路(図 6-15 中の青実線③で示す 経路)をたどる.なお体積含水率が飽和体積含水率*θ*。に達していれば間隙圧上 昇後,正圧に達すると推察される.

以上のことから斜面中腹部 GL-0.2m, GL-0.4m, GL-0.6m は通過型挙動, 斜面法尻 部 GL-0.2m, GL-0.4m は滞留型挙動に分類され, それぞれの領域によって雨水の浸透 挙動は異なり, その結果水分特性曲線における吸水過程の経路にも相違が生 じると解釈される.また原位置での計測は斜面表層部が対象であるため,降 雨にともなう地下水位の上昇による影響はほとんど受けていないと推察され る.このため完全飽和の状態とならず,室内試験などで得られる従来の水分 特性とは異なる結果が得られたものと推察される.



図 6-16 名草池所在地

6.2 日本・阪和道観測結果より得られた水分特性曲線

本節ではタイ・ナコンナヨックにおける原位置計測によって得られた水分特性曲線の比 較対象として日本・阪和道における計測の概要,計測によって得られた水分特性曲線を示 す.

6.2.1 計測位置と計測システムの概要

日本における原位置計測事例としては、図 6-16に示す阪和道 KP83.7地点の高盛土を対 象とする.同盛土斜面の概要および計測器配置を図 6-17に示す.図 6-17(a)に示されるよ うに、計器類はこの高盛土内の2箇所に設置され、堤体近くをNo.1地点,のり面の中段を No.2地点としている.また、図 6-17(b)の平面図に示されるように、No.1地点では地下水 位、および地中温度、No.2地点では地下水位、地中温度、サクション、体積含水率の計測 を実施している.なお、土質調査の結果、堤体部は直径0.5~2cm程度の風化砂岩礫が多く 混入したシルト質砂で構成され、盛土部は直径5~10mm程度の角礫が多く混入した粘土混 じり砂礫と直径5~10cm程度の角礫が多く混入した粘土質砂礫で構成されていることがわ かった.また、透水係数は盛土上部で3.2×10⁻³cm/s、盛土底部で1.3×10⁻²cm/sと確認された ことから、タイ・ナコンナヨックの斜面と比較して保水性は低く透水性は高いものと推察 される.

同盛土斜面の概要および計測器配置および各計測器の設置深度を図 6-18に示す. 図 6-18に示すように、当該盛土斜面での計測項目は、地中部では地下水位、地中温度、サクション(間隙圧)および体積含水率であり、地上部では温度・湿度および量である. この内、本研究において検討対象とするサクションおよび体積含水率については、それぞれ図 6-18に示すように、深度0.5m・1.0m・1.5mに設置されたサクション計および土中水分計を

- 75 -



(a) 断面図

(b) 平面図



図 6-17 計器設置概要

図 6-18 水分特性曲線の模式図

用いて計測しており、その計測間隔は30分である.

なお、サクションは、 30分間隔で土中の電圧を測定し、その電圧を以下の校正式により変換して算定している.

$$S = -(4.9993V_1 + 3.7989) \times 0.00980665 \tag{6.1}$$

ここに、*S*はサクション(kPa)、*V*₁は測定電圧(mV)を表す.また体積含水率も同様に30分間 隔で土中の電圧を測定し、その電圧を以下の校正式により変換して算定している.



図 6-19 阪和道盛土斜面法尻部における体積含水率の変動



図 6-20 阪和道盛土斜面法尻部における間隙圧の変動

$$\theta = \left(1.07 + 6.4V_2 \times 10^{-3} - 6.4V_2^2 \times 10^{-6} + 4.7V_2^3 \times 10^{-9} - 1.6\right)/8.4$$
(6.2)

ここに、 θ は体積含水率、 V_2 は測定電圧(mV)を表す.



図 6-21 阪和道盛土斜面法尻部における全水頭の変動

6.2.2 計測結果から得られた各深度の水分特性曲線

日本の道路盛土斜面における原位置計測により得られた結果の内,図 6-19,図 6-20 に 2004年9月1日から10月31日までの間に No.2 地点で得られた体積含水率および間隙圧 の30分間隔の経時変化を示す.また阪和道における原位置計測では数多くの降雨イベント が観測されたが,そのうち代表的な2ケースを挙げ,降雨が観測されず間隙圧の顕著な減 少(サクションの増加)が生じた期間,および降雨イベント時のサクションと体積含水率 の観測結果をケースごとに示すとともに,タイ・ナコンナヨックで得られた計測結果との 比較検討を行う.

図 6-19に示す体積含水率の経時変化に着目すると、当該盛土斜面は前述のように粘土混 じり砂礫で構成されており透水性が高いため、GL-0.5m、GL-1.0mおよびGL-1.5mのいずれ の設置深度でも、降雨に対して敏感な反応を示す. 同図に示す結果において注目すべきこ とは、GL-1.0mおよびGL-1.5mでの体積含水率が降雨にともない上昇して一定値となる. 特 にGL-1.5mでの体積含水率の変動に着目すると、降雨終了後も体積含水率は減少せず一定 値を維持した状態が続くことが確認される.

また図 6-20に示す間隙圧の経時変化に着目すると、それぞれの深度で降雨に起因した急激な増加が確認できる.深度別の間隙圧の変動に着目すると浅い領域(GL-0.5m)ほど降雨が観測されない期間におけるサクションの回復が早く、GL-1.0mおよびGL-1.5mでは降雨にともなう間隙圧の増加によって正圧に達しているのが顕著である.これらの深度における体積含水率の変動を考慮すると、降雨により飽和状態の挙動を示していると推察される.



図 6-22 ケース1 (2004年9月7日 19:30~9月24日 4:30)

また図 6-21にGL-1.5mを位置水頭の基準として、観測された圧力水頭と位置水頭の和に よって算出される全水頭の経時変化を示す.それぞれの深度別の全水頭の変動からタイ・ ナコンナヨックとは異なり、通常浅層領域の全水頭の値が大きいことが確認される.この ことから対象としている斜面は蒸発散による影響をあまり受けず、下向き流れが卓越して いると推察される.

ここで、図 6-1に示した水分特性曲線および6.1.4に示したタイにおける計測結果との相 関性について検討するため、降雨が観測されず間隙圧の顕著な減少(サクションの増加) が生じた後、降雨の到来により間隙圧の急激に増加(サクションの減少)が生じた期間(ケ ース1:2004年9月7日19:30~9月24日4:30)での、体積含水率と間隙圧との変動の相関につ いて検討した.

図 6-22に期間1における各深度での体積含水率と間隙圧の相関を示す.図 6-22(a)に示す



(c) GL-1.5m

図 6-23 ケース2 (2004年10月8日14:00~10月19日18:00)

GL-0.5mの水分特性曲線に着目すると,排水過程での変動は,期間中にたびたび生じた小 規模の降雨により間隙圧の増減を繰り返しながら体積含水率が減少し,その後体積含水率 ほぼ一定状態(約25%)で間隙圧が減少していることが確認される.吸水過程での変動と しては体積含水率,間隙圧ともに増加する傾向が確認され,排水過程の経路から右側に移 行する結果となっている.ここで,吸水過程の経路が,間隙圧一定でなく体積含水率が増 加するのは,GL-0.5mでは体積含水率が24%~37%となり,透水性が高いものと推察される. このことから,吸水過程において,排水過程の経路から右下側に移行する経路をたどるも のと解釈される.一方で図 6-22(b)に示すGL-1.0mの水分特性曲線における吸水過程に着目 すると,GL-0.5mと同様に排水過程の経路から右側に移行する結果となっている.しかし ながら図 6-22(a)に示すGL-0.5mの吸水過程の経路と異なる点として,GL-0.5mでは排水過 程の経路から右下側に移行する経路をたどるのに対して,GL-1.0mでは排水過程の経路か



図 6-24 遷移型挙動の水分特性曲線模式図

ら右側に移行する(間隙圧がほぼ一定のまま体積含水率が上昇する)経路をたどることが 挙げられる.これは GL-1.0mにおいてタイの斜面法尻部において確認された滞留型の挙動 をとったためであると解釈される.またその後の間隙圧増加の過程で0kPaを超える正圧が 確認されなかったことは,体積含水率上昇の過程で飽和体積含水率のよに達しなかったた めであると推察される.これと対照的に図 6-22(c)に示すGL-1.5mの水分特性曲線に おける吸水過程に着目すると,排水過程の経路から右側に移行する(間隙圧がほぼ一定の まま体積含水率が上昇する)経路をたどった後に,体積含水率一定の状態で間隙圧が正圧 まで増加しているのが確認される.これは体積含水率増加の過程で飽和体積含水率の (48%~50%)に達したためであると推察される.

図 6-23に期間2における各深度での体積含水率と間隙圧の相関を示す.図 6-23(a)に示す GL-0.5mの水分特性曲線に着目すると、体積含水率と間隙圧との相関は、図 6-7に示した タイ・ナコンナヨックでの斜面中腹部GL-0.2mの挙動とほぼ同様の結果となっている. 唯 ーの相違点は、吸水過程での経路が、図 6-7に示した結果と異なり、排水過程の経路から まっすぐ下に移動した後、間隙圧が0kPaに達する前に右に曲がる経路をたどることである. この要因は、両者の全水頭の経時変化からもわかるように、タイでの計測結果が灼熱状態 での蒸発により斜面表層部では毛管水がほぼ消滅していたのに対して、当該盛土斜面での 蒸発量が小さかったことによるものと推察される. この図 6-23(a)に示す盛土斜面法尻部 GL-0.5mと図 6-7に示したタイ・ナコンナヨックでの斜面中腹部GL-0.2mでの計測結果の類 似性から、斜面表面付近では、斜面法尻部あるいは斜面中腹部という位置にかかわらず、 雨水浸透がより深部へと通過する通過型挙動を示すものと解釈される. なお、図 6-7に示

したタイ・ナコンナヨックでの斜面法尻部GL-0.2mでの計測結果が,図 6-23(a)と異なる挙 動となっているのは, タイ・ナコンナヨックでの斜面法尻部GL-0.2mに比べて, 盛土斜面 法尻部GL-0.5mでの透水性が高いことに起因するものと推察される. 図 6-23(b)に示す GL-0.5mの水分特性曲線に着目すると、排水過程の経路から右側へ移行する経路をたどる ことが確認される. これはタイ・ナコンナヨックでの斜面法尻部GL-0.2mおよびGL-0.4mの 挙動とほぼ同様の結果となっている.つまり,図 6-1の模式図に示した排水過程の経路か ら,間隙圧がほぼ一定で右側に移行する経路をたどる滞留型挙動を示している.一方,図 6-23(c)に示す盛土斜面法尻部GL-1.5mでの体積含水率と間隙圧との相関は、吸水過程にお いて図 6-1の模式図に示した排水過程の経路から,間隙圧がほぼ一定で右側に移行する経 路をたどる滞留型挙動を示しているが、排水過程はこれまでに示したいずれの結果とも異 なる挙動となる.ここで,図 6-23(c)に示す排水過程の初期段階の体積含水率が一定で間隙 圧のみが減少(サクションが増加)する挙動を図 6-1に示した水分特性曲線と比較すると, これは**図 6-1**中の①に示す飽和体積含水率 θ_s が一定状態のまま,しきい値 φ_{crit} に達するま で間隙圧が減少する経路と類似している.このことから、盛土斜面法尻部GL-1.5mは、排 水状態が開始する前に地下水面以下の飽和状態になっていたものと推察される.また,排 水過程の経路で、間隙圧がしきい値 $arphi_{
m crit}$ に達した後、左に移動する挙動は、図 6-1中の② に示す経路に相当するものと解釈される.このように日本・阪和道の盛土斜面法尻部の GL-1.5mは、タイ・ナコンナヨックの斜面中腹部に代表される雨水浸透がより深部へと通 過する状況(通過型挙動),斜面法尻部に代表される,深部の飽和領域に近接しているため, 雨水浸透が停留する状況(滞留型挙動)とは異なり,吸水状態のときは滞留型挙動と同様 に雨水浸透が停留する状況であると解釈され、排水状態が開始する前に地下水面以下の飽 和状態になっていた(以下遷移型挙動と称す)と解釈される.

図 6-24 に遷移型挙動をとる日本・阪和道の盛土斜面法尻部 GL-1.5m で観測された水分 特性曲線の排水過程,および吸水過程においてたどる経路の模式図を示す.観測された排 水過程(図 6-24 中の赤実線で示す経路)は通過型挙動,滞留型の排水過程と異なり,排 水初期に飽和体積含水率の状態でサクションが回復する図 6-1 中の①の経路に相当する経 路をたどったものと推察される.また,排水過程から吸水過程へ移行する際,観測された 吸水過程は図 6-15 に示した滞留型挙動の吸水過程と同様に体積含水率がほぼ一定のまま 間隙圧が増加すると推察される.(図 6-24 中の青実線①で示す経路)これは,インクビ ン効果や土粒子に対する水の接触角の影響であると推察される.その後間隙 圧一定の状態で体積含水率が増加していること(図 6-24 中の青実線②で示す経 路)に関して,地盤に浸透した雨水が,土粒子の周辺に水膜を形成されることに消費 されたことによるものと推察される.その後,滞留型挙動では空隙において土中水が連続 した状態である擬似的飽和状態となった段階で不飽和浸透流が発生し,体積含水率一定 の状態で間隙圧が増加する経路(図 6-15 中の青実線③で示す経路)をたどるのに



図 6-25 水分特性曲線の模式図

対して, 遷移型挙動では地下水位の上昇にともない完全飽和状態となり, 飽 和体積含水率 θ_s に達した段階で間隙圧が増加し, 正圧に達した(図 6-24 中の 青実線③で示す経路)と推察される.

以上の結果より、日本・阪和道の盛土斜面での雨水の浸透過程および排水過程は、 GL-0.5m・1.0m・1.5mの3深度でそれぞれ異なった挙動をとり、それぞれの深度において得 られる水分特性曲線に関してもそれにともなって変わると解釈される.また、タイ・ナコ ンナヨック、および日本・阪和道の原位置で得られた水分特性曲線は室内試験で不飽和域 での緩やかな水分移動の条件下で算定されるものとは異なり、また領域によっても異なる 挙動をとると推察される.このことから計測によって得られた結果より、新たな水分特性 曲線を構築する必要性があると推察される.

6.3 それぞれの観測結果より得られた水分特性曲線に関する考察

タイ・ナコンナヨックおよび日本・阪和道での計測から得られた結果より,図 6-1に示 すような一般的に用いられている水分特性曲線とは異なる新たな水分特性曲線を構築する 必要性があると推察される.図 6-25にタイと日本における斜面表層部での雨水の浸透過程 および排水過程に関して得られた知見を基にして,新たに構築した水分特性曲線の模式図 を示す.まず,排水過程の経路は,日本・阪和道の盛土斜面法尻部GL-1.5mのみ,排水



図 6-26 領域の分類

が開始する前に地下水面以下の飽和状態になっていたことから,排水過程の経路で,間隙 圧がしきい値 φ_{crit} に達した後,左に移動する挙動をとっていることが確認される.これは **図 6-1**中の②に示す経路に相当するものと解釈される.それ以外に関しては,過去の降雨 および蒸発の履歴を受けていることから,計測された体積含水率とサクションの関係につ いては,**図 6-1**に示す再排水過程および再吸水過程(**図 6-1**中の⑤および⑥)に相当する 経路が観測される可能性が高いと推察される.これに対して,雨水浸透にともなう吸水過 程は,まずインクビン効果,および接触角の影響によって排水過程から下へ移行する(体 積含水率一定の状態で間隙圧が増加する)経路をたどると推察される.その後,排水過程 で体積含水率が飽和体積含水率 θ_s に到達した場合を除いて,従来の水分特性曲線の基 本概念と全く異なり,排水過程からの移行段階で雨水浸透が土粒子周辺の水膜に消費され るため,排水過程から右側に移行する経路となる.すなわち,雨水の浸透にともなう吸水 過程の経路は,**図 6-25**中の吸水経路①および吸水経路②に示すように,排水過程の経路か ら右側に移行する経路をたどる.そして,排水過程で体積含水率が残留体積含水率 θ_r に達 した場合のみ,吸水過程の経路は,**図 6-25**中の吸水経路③および吸水経路④に示すよ うに,下側に移行する経路をたどる.

なお,図 6-7(c)と図 6-11(c)に示す結果において,最小の間隙圧(最大のサクション)が, -70~-80 kPaと同程度の値であるにもかかわらず,図 6-7(c)に示す斜面中腹部GL-0.2mの吸

- 84 -



図 6-27 タイ、日本の地盤内水分挙動模式図(斜面表層部)

水過程の経路は排水過程の経路から真下に移動するのに対し、斜面法尻部GL-0.2mの吸水 過程の経路は排水過程の経路から右側に移動していることが確認される.これは**図 6-25** に示す模式図を用いて、以下のように解釈される. すなわち、図 6-25に示すように、吸水 過程でその経路が吸水③をたどるのは,排水過程で体積含水率が残留体積含水率θ_rに到 達した場合のみである.ここで,図 6-25に示すように残留体積含水率の,に至る場 合のしきい値となる間隙圧を φ_r と表示すると、言うまでもなく、この間隙圧 φ_r の値は、 Keenの毛管上昇高の理論³⁴⁾により示されているように、対象とする地盤の透水性に依存す ると推察される. すなわち, Keenの毛管上昇高の理論に準じた場合, 透水性が高い場合に は間隙圧 φ_r の値は小さく,一方透水性が低い場合には間隙圧 φ_r の値は大きくなると解釈さ れる.このことから、斜面中腹部のGL-0.2mに対応する間隙圧 φ_r の値は、斜面法尻部 (GL-0.2mおよびGL-0.4m)に対応する間隙圧 ρ_r の値と比較して小さいため、同程度の負の 間隙圧(サクション)の値であるにかかわらず,斜面中腹部のGL-0.2mの領域のみが残留 体積含水率θ,に達したものと解釈される.また日本・阪和道においても図 6-22, 図 6-23に示すように盛土斜面法尻部GL-0.5mの吸水過程は排水過程の経路から真下に移 動するのに対し、GL-1.0m、GL-1.5mの吸水過程の経路は排水過程の経路から右側に移行し ている.この理由として,深部ほど透水性が低くなることを考慮するとGL-0.5mにおいて 残留体積含水率 θ_r に至る場合のしきい値となる間隙圧 ρ_r に達したのに対し,



図 6-28 吸水過程比較模式図(通過型挙動)

GL-1.0m, GL-1.5mでは間隙圧 *φ*rに達していないことによるものと推察される. 以上の結果より,斜面表層部での雨水の浸透過程および排水過程は,**図**6-25の模式図に 示す経路に加えて,過去に地下水位以下になった領域の排水過程として,**図**6-1中の①お よび②の経路により表現可能であると結論付けられる.この知見については,**図**6-26のよ うに模式的に表現される.すなわち,斜面表層部での雨水の浸透過程および排水過程は, 領域Aに対応する通過型挙動,領域Bに対応する滞留型挙動,および領域Cに対する地下水 位近傍でその変動の影響を受ける遷移型挙動の3種類に分類することが可能となるものと 推察される.また,タイと日本におけるそれぞれの領域で得られた結果からタイの斜面中 腹部GL-0.2m,GL-0.4m,GL-0.6m,および日本の盛土斜面法尻部GL-0.5mは領域Aに対応す る通過型挙動,タイの斜面法尻部GL-0.2m,GL-0.4m,および日本の盛土斜面法尻部GL-1.0m は領域Bに対応する滞留型挙動,日本の盛土斜面法尻部GL-1.5mは領域Cに対応する地下水 位近傍でその変動の影響を受ける遷移型挙動に分類されると推定される.

次に、図 6-27に本研究で取り上げたタイ、日本の2つの事例の地盤内部における水分挙 動の模式図を示す.前述した図 5-5(a)に示す全水頭の経時変化から解釈されるようにタ イ・ナコンナヨックにおいては蒸発散作用より上向き流れが卓越している.それに加えて 第3章で示したように地質は細粒土で構成され、透水性は低く、深部への鉛直浸透は卓越し ていないと推察される.これに対して日本・阪和道においては、図 6-21に示す全水頭の変 動から蒸発散作用による上向き流れはほとんど生じないことがわかる.またタイと比較し て地盤の透水性は高いため鉛直浸透が卓越していると判断される.このことから図 6-27 に示すように、タイ・ナコンナヨックの地盤は日本・阪和道の地盤より蒸発散作用が卓越



図 6-29 崩壊進行過程の模式図

しており,鉛直浸透に関しては日本・阪和道の地盤の方が卓越している.このことから両 計測サイトはそれぞれ上向き流れ,下向き流れが卓越する対照的な挙動をとると解釈され る.図 6-28に示す両計測地の通過型挙動に分類される領域での吸水過程に着目すると,図 6-7に示すタイ・ナコンナヨックにおける水分特性曲線の吸水過程は間隙圧が0kPaに至る まで体積含水率一定の状態で減少するのに対し,図 6-6に示す水分特性曲線および日本・ 阪和道における水分特性曲線の吸水過程は間隙圧が0kPaに至る前に体積含水率が増加す る経路をたどることが確認される.これは図 6-28にも示したように,タイも属する熱帯性 気候特有の灼熱状態での蒸発散作用により毛管水がほぼ消滅していることや無降雨期間の 長さに依存していると推察される.

最後に、本研究において示した斜面表層部での雨水の流出および浸透過程に関する知見 に基づき、熱帯性豪雨(スコール)に起因する斜面崩壊の進行過程について考察を加える. タイおよび日本での体積含水率と間隙圧の相関に関する計測結果より、間隙圧が正の領域 に移行するのは、体積含水率が飽和体積含水率のに達した場合のみである.また、その状 況は、図 6-26の模式図に示す領域B(滞留型挙動)および領域C(遷移型挙動)で顕著と なる.この事実から、集中豪雨により最も早期に安定性が損なわれる領域は、法尻部分で あると推察される.さらに、第5章において示した斜面表層部での雨水の流出傾向において、 降雨量の増加にともない流出率が増加することにより発生する浸食が、斜面崩壊を加速す るものと推察される.ここで侵食は雨滴が地面にぶつかる力や地表面を流れる水の量や速 度によって左右されるとされ、ゲリラ豪雨やスコールのような短期間集中豪雨に対する侵 食の影響は顕著であると推察される.また斜面表層部の多くは不飽和土によって構成され、 間隙水の表面張力に起因するサクションが不飽和土の変形に影響するとされている¹⁵⁾.こ



図 6-30 タイにおける対策工の事例

れらを踏まえて、図 6-29に具体的な集中豪雨にともなう崩壊進行過程の模式図を示す.ま ず前述したように集中豪雨により斜面法尻部に浸透した雨水が蓄積され、早期に安定性が 損なわれることから崩壊が発生する.豪雨が発生すると崩壊面に沿って雨水はそこを流下 することとなる.流下にともなって風化層を削り込むガリ侵食が形成され、降雨の繰り返 しによって浸食は進行することとなる.この結果集中豪雨により早期に安定性が損なわれ る領域である仮想的な法尻部が形成され、さらなる浅層崩壊発生の引き金になると想定さ れる.したがって、今後集中豪雨に対する斜面安定を検討する上では、図 6-30に示すタイ で一般的に用いられている法尻部に排水性を高めるために用いられているふとんカゴを用 いた対策工は、極めて理にかなった方法であるとも解釈される.

第 7 章 結論および今後の展望

本章では,前章までに示した既往雨量計の計測精度に関する検討,原位置計測結果,お よび原位置計測より得られた水分特性曲線に関するまとめを行う.最後に検討課題につい て言及し,今後の研究に繋げるものとする.

7.1 研究のまとめ

7.1.1 タイ・ナコンナヨックの原位置計測により得られた知見

本節では、タイ・ナコンナヨックの原位置計測を通して得られた知見を以下に挙げる.

- ▶ ゲリラ豪雨とスコールとの降雨特性としては、いずれも一雨の継続時間が1時間程度 と短く、かつ10分間雨量で10mmを上回る集中豪雨が数10分間にわたり継続すると いう点においては共通している.
- 現地調査,および室内試験の結果から当該サイトの地盤特性は、力学的・水理学的な 地盤定数の比較から、日本における火山岩系の岩盤が風化して崩壊土塊が斜面表面に 堆積した斜面とほぼ同等であると推察される.また粒度分布から斜面を構成している 地質は細粒分が卓越していると判断され、流紋岩の強風化帯に属する斜面中腹部、及 び法尻部 GL-0.6m~GL-1.0m の試料から算定された水分特性曲線の回帰曲線から、当 該斜面の地質は粘性土によって構成され、それぞれの水分特性曲線は保水性が比較的 高いことを示している.
- ▶ 斜面中腹部における体積含水率の経時変化から得られた知見として、GL-0.1 m、およびGL-0.2 mの比較的浅い領域では降雨による増加が比較的顕著であるのに対し、一方で、GL-0.3 m以深の領域では変動幅が非常に小さい.これはスコールのような高強度降雨が特に表層領域の体積含水率の変動に影響を与えることを示唆しており、浸透雨水が斜面浅層部の不飽和帯へ供給され、不飽和領域の地盤において水膜を形成するために消費されたこと、累積降雨量が比較的少なかったために表層からの新たな浸透雨水の供給がなされなかったことから斜面浅層部までしか浸透しなかったものと推察される.
- ▶ 斜面中腹部で観測された間隙圧の変動に着目すると、全ての深度で降雨に起因して 0 kPa 付近まで急激に増加しているのが確認される.しかしながら増加した間隙圧はその後正圧に達することなく、GL-0.2 m、GL-0.4 m、GL-0.6mの順に間隙圧が減少していることが確認される.このことから浅層領域ほどサクションの回復が早いと推察される.また、斜面法尻部においても同様の傾向が確認されたが、中腹部での観測結果と異なり降雨に起因して 1~2kPa の正圧が頻繁に確認された.このことから斜面中腹

部と斜面法尻部では、雨水の浸透挙動が異なることを示唆していると推察される

- 間隙圧の変動と比較して間隙空気圧の変動幅は非常に小さく、降雨に起因した増加は ほとんど確認できなかった.このことは、斜面中腹部において飽和領域は深部に存在 するため、降雨の鉛直浸透の際、間隙内の空気が流出することから間隙内空気の圧縮 がなされず、降雨時に間隙空気圧がほとんど変動しなかったと推察される.このこと から降雨の鉛直浸透に対する間隙空気圧の影響を考察するため、計測精度向上の必要 性があると推察される.
- 地中への浸透率は累積雨量が増加するに連れて減少しほぼ0.2-0.3に収束する傾向となる.この結果は、観測された表面流出量比の関係と調和的な結果となる.また、地中への浸透率の傾向は、Hortonにより示された結果とも一致するものである.さらに、2つの手法(体積含水率の変動量から算出する手法、および観測された流出量から算出する手法)による算定結果はばらつきを有するが、ほぼ同程度の範囲に分布していることから、当該斜面での体積含水率および表面流出量の測定に関しては、ある程度の計測精度があることが裏付けられると推察される.

7.1.2 既往雨量計の計測精度に関する検討結果

本節では,既往雨量計の計測精度に関して室内試験,および原位置計測を通して得られた知見を以下に挙げる.

- 室内試験の結果,供給流量が10mm/10min以下の場合には,多少の計測誤差を含むが, 供給流量と転倒ます型雨量計による計測流量は,ほぼ同等の値となることとなる.こ れに対して,供給流量が10mm/10min を上回るにつれて,供給流と転倒ます型雨量計 による計測流量の相違が大きくなるため,10分間の最大降雨強度が10mm~30mm程 度となるスコールのような短時間集中豪雨時に転倒ます型雨量計の計測誤差がより顕 著に現れることを示している.
- 原位置計測の結果、本研究で対象としたスコール、あるいは近年日本で発生頻度が増加しつつあるゲリラ豪雨のような短期間に非定常的に高降雨強度が変動する集中豪雨に対しては、従来型の転倒ます型雨量計では降雨量を正確に捕捉されない危険性があることが示唆される.加えて、スコールあるいはゲリラ豪雨のような集中豪雨の降雨特性を検討するためには、短期間に非定常的に変動する降雨の変動特性、すなわち降雨波形の特性について考慮することが必要となる可能性があることが示唆される.
- > 高強度降雨に対して2種類の雨量計により計測された雨量と、原位置で観測された体積含水率および間隙圧の計測結果との相関について検討を加えた.この結果として、高強度降雨に起因する表層付近の体積含水率およびサクションの変動特性の検討においては、離散的に雨量を観測する転倒ます型雨量計に対して連続的に雨量を観測する

ことが可能となるドップラーレーダー式雨量計を適用する方がより適切であることを 明らかにした.

7.1.3 原位置で得られた水分特性曲線に関する検討結果

本節では、タイ・ナコンナヨックと日本・阪和道における原位置計測を通して得られた 水分特性曲線に関する知見を以下に挙げる.

- ~ 従来の水分特性曲線における飽和体積含水率θ_sが一定状態のままで間隙圧がしきい値 φ_{crit}に達する排水過程は、一般的には一次元カラムの供試体を用いた室内試験におい て飽和状態から脱水する過程、すなわち堤体あるいはダムの水位急低下にともなう飽 和領域の地下水位低下による排水状態に相当していると解釈される.これに対し斜面 表層部での雨水浸透に適用する場合には、斜面表層部は過去の降雨および蒸発の履歴 を受けていることから、原位置で計測される体積含水率とサクションの関係について は、再排水過程および再吸水過程に相当する経路が観測される可能性が高いため、間 隙圧がしきい値φ_{crit}に達する排水過程が確認できなかったと推察される.
- > 斜面表層部での雨水の浸透過程および排水過程は、通過型挙動、滞留型挙動、および 地下水位近傍でその変動の影響を受ける遷移型挙動の3種類に分類することが可能と なる。
- ▶ 通過型挙動をとると判断される吸水過程は排水過程からの移行段階で、体積含水率が 一定の状態で間隙圧が増加する経路をとると予想される.これはインクビン効果、お よび水の接触角の影響で体積含水率一定の状態で間隙圧が増加したため であると推察される.その後体積含水率が増加する経路をたどるのは、間隙空気 が間隙水に溶解したためであると推察される.なお間隙圧が0kPaまで上昇しても正 の領域(飽和領域)まで移動しないのは吸水過程において体積含水率が飽和体積含水 率*θ*sに達することなく排水過程へと移行したことが原因であると推察さ れる.
- 滞留型挙動をとると判断される吸水過程は排水過程からの移行段階で、まず通過型挙動の水分特性曲線で確認されたように体積含水率がほぼ一定のまま間隙圧が増加しており、これはインクビン効果や水の接触角の影響であると推察される.その後間隙圧一定の状態で体積含水率が増加していることに関して、地盤に浸透した雨水が、土粒子の周辺に水膜を形成するのに消費されたことによるものと推察される.その後空隙において土中水が連続した状態である擬似的飽和状態となった段階で不飽和浸透流が発生し、体積含水率一定の状態で間隙圧が増加する経路をたどると推察される.
- ▶ 遷移型挙動をとると判断される排水過程は,通過型挙動,滞留型の排水過程と異なり,

排水初期に飽和体積含水率θ_sの状態でサクションが回復する経路をたどると推察され る.また,排水過程のから吸水過程へ移行する際,滞留型挙動の吸水過程と同様に体 積含水率がほぼ一定のまま間隙圧が増加すると推察される.これは,インクビン効 果や土粒子に対する水の接触角の影響であると推察される.その後間隙 圧一定の状態で体積含水率が増加していることに関して,地盤に浸透し た雨水が,土粒子の周辺に水膜を形成されることに消費されたことによるものと推察 される.その後,滞留型挙動と異なり,遷移型挙動では地下水位の上昇にとも ない完全飽和状態となり,飽和体積含水率θ_sに達した段階で間隙圧が増 加し,正圧に達したと推察される.

- > 吸水過程でその経路が体積含水率一定の状態で間隙圧が正圧まで増加する 経路をたどるのは、排水過程で体積含水率が残留体積含水率θ,に到達した場合の みであると解釈される.ここで、残留体積含水率θ,に至る場合のしきい値 となる間隙圧をφ,とすると、この間隙圧φ,の値は、Keenの毛管上昇高の理論により 示されているように、対象とする地盤の透水性に依存すると推察される.すなわち、 Keenの毛管上昇高の理論に準じた場合、透水性が高い場合には間隙圧φ,の値は小さく、 一方透水性が低い場合には間隙圧φ,の値は大きくなると解釈される.
- ▶ 間隙圧が正の領域に移行するのは、体積含水率が飽和体積含水率θ に達した場合のみである.また、その状況は領域 B (滞留型挙動)および領域 C (遷移型挙動)で顕著となる.この事実から、集中豪雨により最も早期に安定性が損なわれる領域は、法尻部分であると推察される.
- 原位置水分特性曲線から想定される斜面崩壊進行過程としては、集中豪雨により斜面 法尻部に浸透した雨水が蓄積され、早期に安定性が損なわれることから崩壊が発生す る.豪雨が発生すると崩壊面に沿って雨水はそこを流下することとなる。流下にとも なって風化層を削り込むガリ侵食が形成され、降雨の繰り返しによって浸食は進行す ることとなる。この結果集中豪雨により早期に安定性が損なわれる領域である仮想的 な法尻部が形成され、さらなる浅層崩壊発生の引き金になると推察される。

7.2 今後の課題

本節では、本研究において実施した手法に関する課題を取り上げ、検討および改良の余地を示し、本研究の更なる発展を願うものとする.

1) 風化花崗岩斜面における原位置計測の実施

タイにおいて斜面崩壊の発生率が最も高い地質はジュラ紀花崗岩となっているが,斜面 崩壊の発生の危険性が最も高い地質は,ジュラ紀-白亜紀花崗岩を含めて,中生代の花崗 岩と解釈される.それに続き斜面崩壊の危険性がある地質は,堆積岩(砂岩,頁岩,泥岩等),変成岩,火山岩(玄武岩,安山岩,流紋岩等)と解釈される²⁴⁾.

タイ・ナコンナヨックの斜面の地質条件は,風化流紋岩からなるため透水性が低いので, 雨水の地盤内への浸透状況が必ずしも大きくない.また,日本においても,集中豪雨に起 因する浅層崩壊の多くは,風化花崗岩(まさ土)からなる斜面において発生している.こ のため,今後はタイ・ナコンナヨックと同様の原位置計測を,風化花崗岩(まさ土)から なる斜面で実施することにより,より浅層崩壊に関する計測データの蓄積および分析を図 る所存である.

2) 斜面安定性の評価

本研究において,原位置計測結果から得られた水分特性曲線を示すとともに,集中豪雨 により斜面法尻部で間隙圧が正の領域に達し,最も早期に安定性が損なわれる可能性を指 摘した.しかしながら,水分特性曲線の吸水過程は降雨の浸透に依存しており,対象とす る降雨の強度や初期地盤の状態に関する詳細な考察が必要であると推察される.このこと から今後得られた計測データの詳細な分析を通して,より汎用性のある水分特性曲線のモ デル化を試みるとともに集中豪雨時における斜面安定性の評価をしていく所存である.

参考文献

- 1) 杉山友康,布川修:降雨時の斜面崩壊危険度と鉄道における運転規制,土と基礎, Vol.55, No.9, pp.14-16, 2007.
- Nishigaki, M. : Research on Behavior of Groundwater and Its Application to Foundamation Engineering, Dissertation of Kyoto University, 1979.
- 3) Jotisankasa, A., Porlila, W., Soralump, S. and Mairiang, W. : Development of a low cost miniature tensiometer and its applications, Proceedings of the 3rd Asian Conference on Unsaturated Soils (Unsat-Asia 2007), Najing, China, 2007.
- 4) 大津宏康, 堀田洋平, 高橋健二, 中村一樹: マルチタンクモデルを用いた斜面水分量の 予測及びその適用範囲に関する研究, 第12回岩の力学国内シンポジウム, pp.687-694, 2008.
- 5) 北村良介,川井田実,阿部広史,城本和義,寺地卓也:砂質土地盤でのサクションの現 地計測システムの開発,土木学会論文集, Vol.652, No.Ⅲ-51, pp.287-292, 2000.
- 6) 杉尾哲, 岡林巧: 原位置におけるしらすの不飽和浸透特性とその測定法の検討, 土木学 会論文集, No.503/II-29, pp.39~47, 1994.
- Thi Ha, 佐々木康, 森脇武夫, 加納誠二:自然まさ土斜面における土中水分およびサクションの現地観測, 土と基礎, Vol.51, No.11, pp.38-40, 2003.
- 8) 竹下祐二,森井俊広:土中水分計測データを用いた簡便な原位置試験方法による不飽和 砂質土地盤の飽和・不飽和透水係数の測定,土木学会論文集 C, Vol.62, No.4, pp.831 ~839, 2006.
- 9) 酒匂一成, 深川良一, 岩崎賢一, 里見知昭, 安川郁夫: 降雨時の斜面災害防止のための 重要文化財周辺斜面における現地モニタリング, 地盤工学ジャーナル, Vol.1, No.3, pp.57-69, 2006.
- Horton, E.R. : An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity, Soil Sci. Soc. Am., Proc., 5, pp.399-417, 1940.
- 高橋健二,大津宏康,大西有三: タンクモデル法を用いた地下水位挙動を考慮した斜面リスク評価の研究,地盤工学会誌, Vol.5, No.10, pp.15-17, 2003.
- 12) 小峯秀雄, 安原一哉, 村上哲, 内田佳子:各種土質材料の水分特性曲線に着目した集 中豪雨による河川堤防や河岸の脆弱性簡易評価, 地盤工学会誌, Vol.57, No.4, pp.22-25, 2009.
- 13) 宇野尚雄,神谷浩二,田中宏路:「空気圧入法」と「水分法」による砂の間隙径分布, 土木学会論文集, No.603/Ⅲ-44, pp.35~44, 1998.

- 14) Elrick, D.E., and Bowman, D.H. : Note on an improved apparatus for soil moisture flow measurements, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28, pp.450-453, 1964.
- 15) 軽部大蔵,加藤正司,浜田耕一,本田道織: 不飽和土の間隙水の状態と土塊の力学的 挙動の関係について,土木学会論文集, No.535/Ⅲ-34, pp.83~92, 1996.
- 16) van Genuchten, M.Th : A closed equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 44, pp.892-898, 1980.
- 17) 河合克之,軽部大蔵,芦田渉,嘉戸善胤: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, 2000.
- 18) 杉井俊夫,山田公夫,近藤智美: シルト質土の間隙を考慮した水分特性曲線,第 36 回地盤工学会研究発表会発表講演集, pp.905~906, 2001.
- 19) 岡田憲治:土壤雨量指数, 測候時報, 69-5, pp.67-100, 2001.
- 20) Mairaing, W., and Thaiyuenwong, S., : Dynamic Landslide Warning from Rainfall and Soil Suction Measurement. International Conference on Slope 2010. Geotechnique and Geosynthetics for Slopes, 27-30 July, 2010 Chiangmai, Thailand. Organized by the Department of Highways, Thailand (DOH) (in Thai)
- 21) Soralump, S. : Landslide Risk Management in Thailand using API model, Proceeding of EIT-JSCE Joint International Symposium, pp.42-81, 2009.
- 22)大津宏康,堀田洋平,高橋健二,中村一樹,新村知也:熱帯性豪雨(スコール)に起因 する斜面降雨浸透に関する原位置モニタリング,地盤の環境・計測技術に関するシン ポジウム 2009 論文集, pp.1-6, 2009.
- 23) 大津宏康, 堀田洋平, Soralump,S, 新村知也:熱帯性豪雨による斜面降雨浸透特性に関する研究, 材料, Vol. 59, No. 3, pp.192-198, 2010.
- 24) Soralump, S.Thowiwat, W., and Mairaing, W : 2007.Shear Strength Testing of Soil Using for Warning of Heavy Rainfall-Induced Landslide, The 12th National Convention on Civil Engineering 2-4.May 2007, Amarin Lagoon Hotel, Phitsanulok, Thailand. (in Thai)
- 25) 2010 年 7 月 16 日に発生した広島県庄原市北部の土砂災害地域の地質;産業技術総合研究所地質調査総合センターWeb(http://www.gsj.jp/Gtop/topics/syoubara/index.html)より引用
- 26) Suwanishwong, T., Ohtsu, H. and Takahashi, K. : Application of Kalman filter algorithm in Parameters identification of modified Multi Tank Model system, Journal of the Southeast Asian Geotechnical Society, Vol.39, No.3, pp.113-121, 2008.
- 27) Deita-T Devices: RP2 プロファイルプローブ
- 28) 杉井俊夫,竹下祐二:不飽和地盤の浸透特性の評価方法,土と基礎, Vol. 55, No. 9, pp.20-27, 2007.
- 29) 気象庁:雨量計/観測の原理

- 30) 中屋耕,豊田康嗣:小型ドップラーレーダー式雨量計に対する降雨特性の影響,関東の農業 気象 E-journal Vol.6, pp.4, 2009.
- 31) Gunn, R. and G.D. Kinzer : The Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air, Journal of Meteorology, Vol.6, pp.243-248, 1949.
- 32) Jotisankasa, A.Takahashi, A., Takeyama, T. and Mairaing, W : 2009b.A study of defomation behaviour of an instrumented slope subject to rainfall near Thadan dam Thailand, The 14th National Convention on Civil Engineering, pp.141-146, Thailand. (in Thai)
- 33) Barden, L.Madedor, O., and Sides, G.R.: Volume Change Characteristics of Unsaturated Clay, J.Soil Mech. Found. Div., ASCE95, No. SM1, pp.33-51, 1969.
- 34) Keen, B.A. : A note on the capillary rise of water in soils, J.Agri.Sci., 9, pp.396-415, 1918.

謝辞

最後に、本論文を締めくくるにあたり、本研究にご協力いただいた方々に感謝の意を表 したいと思います.

2年間,親身なご指導を賜りました京都大学大学院工学研究科教授・大津宏康先生に心 より感謝致します.数々のご助言を賜りましたが,研究室で過ごした2年間は先生という 絶対的な支えとやりがいのある研究に恵まれ,今思うと本当にあっという間でした.修士 2回生となって初めの頃,失敗ばかりが続いてご心配をおかけしたときも根気良く温かく 指導してくださり,この1年間で私自身想像できない程成長できたと感じています.また 毎年タイにおいて,学生に対して,英語でのプレゼンテーションの機会を提供していただ き,タイの学生のレベルの高さを目の当たりにすることで,世界には上には上がいるとい うことを自覚できました.そのことで現状に満足せずに精進していこうという意識が芽生 え,本当にいい経験ができたと思います.研究以外では,先生には,社会人になる上で非 常に参考になるお話を数多くしていただき,人生の生き方も教えていただいたと感じてい ます.私にはまだまだ先生に教えていただきたいことが沢山あるような気がしてなりませ ん.就職してからも先生に教えていただいた2年間を忘れず,もっともっと自分を磨いて 存分に力を発揮していきたいと思います.今後ともご指導ご鞭撻よろしくお願い申し上げ ます.

京都大学大学院工学研究科・塩谷智基准教授には学生との交流を積極的に図っていただ き、今後社会人として仕事に取り組む上でのアドバイスをいただいたこと深謝致します. また、修士1回生の頃、授業でセンサーを用いた非破壊試験の一部を紹介していただき、 実験を通して授業だけでは得られないような知見を得られ、貴重な体験ができたことに改 めて感謝いたします.また、研究以外の相談についても時にはお酒を交えてお話を聞いて いただき、有意義な時間を過ごすことができました.心から感謝致します.

また、カセサート大学工学研究科・Dr. Suttisak Soralump、および Dr. Apiniti Jotisankasa には特に現地滞在中数々のご支援を賜りました. Dr. Suttisak Soralump には 2009 年 9 月に 学生のみで現地作業を実施した際、度々お電話をいただき、援助して頂きましたこと非常 に嬉しく存じます.また現地実験に使用する土試料や工具などをお貸しいただき、進捗状 況について気にかけて頂いたこと厚く御礼申し上げます. Dr. Apiniti Jotisankasa には数々 の貴重なデータを提供していただいただけでなく、様々なトラブルに対しても迅速かつ丁 寧に対応していただきました. 重ねて御礼申し上げます.

京都大学大学院工学研究科・稲積真哉助教には研究室生活を有意義に過ごす上で多くの ご支援を頂きましたと共に,研究面でも貴重なご意見を賜りました.大変感謝致します. 水文技術コンサルタント株式会社・高橋健二氏には本研究を進める中で多大なるご支援 をいただき、心より御礼申し上げます.また 2010 年 6 月のタイ・ナコンナヨックにおける ドップラーレーダー式雨量計設置の際は、灼熱の中での作業にご協力いただき、事あるご とに研究に関する相談に乗っていただきましたことに、ただただ感謝の気持ちでいっぱい です.ご多忙の中、大学まで足を運んでいただき、打ち合わせの際には的確なご助言を与 えてくださいましたことなど、数え出すときりがないほどお力添えをいただき、本研究は 高橋氏のご協力のおかげで完遂できたと思っております.本当にありがとうございました.

応用地質株式会社・矢部満氏,酒井康紀氏,および岩崎智久氏には貴重な計測機器を提 供いただくと共にタイ・ナコンナヨックにおける計器設置の際には非常にご尽力いただき, 数多くのご助言を賜りました.特に矢部満氏には Nakhon Nayok での現地作業,計器トラ ブル発生時や計測機器に関する質問にも迅速に対応していただきました.応用地質株式会 社での雨量計室内実験の際は,実験器具や施設をご提供いただき,お忙しい中実験の進行 状況などを気にかけていただき何度も足を運んでいただいたことに非常に感謝しておりま す.また研究面においても数々の貴重なアドバイスをいただき,論文作成時に私が壁にぶ つかって悩んでいた時も適切なご助言を賜りましたこと,厚く御礼申し上げます.酒井康 紀氏,および岩崎智久氏には Nakhon Nayok 現地作業において,多大なるご支援をいただ きました.改めて御礼申し上げます.

京都大学大学院工学研究科・矢野隆夫技術専門員には室内実験のご指導を頂きましたこ と心より感謝いたします.

アジア工科大学・Mr. Taweephong Suksawat, カセサート大学学生諸氏, タダンダム管理 事務所の現地スタッフの皆様に大変感謝しております. Mr. Taweephong Suksawat には現地 の宿泊施設の手配をはじめ, 現地作業のサポートおよび現地の方々とやりとりをする際通 訳を引き受けていただいたこと, 計器トラブルの対応のために何度も現地に赴いて頂き, 迅速に対応して頂いたことなど非常にお世話になりました. 厚く御礼申し上げます. カセ サート大学学生諸氏には, 実験機器を利用させていただきました. 御礼申し上げます. タ ダンダム管理事務所の皆様には, 滞在中事務所の一角をご好意でお貸しいただき, 研究を 進めさせていただきました. 特に, Mr. Nui には現地作業において多大なるご支援をいただ きました. ドップラーレーダー式雨量計を設置する際, 大量のセメントが必要になり現場 とダム施設を何度も往復してセメントを運んでいただき, また作業中も重いバケツを担ぎ 斜面を登っていただいたことに心より感謝致します.

大成建設株式会社・堀田洋平氏には本研究の先行研究者として多くの貴重なデータを提供して頂き,研究室に訪れていただいた際には,親身になって質問に応じてくださったこと非常に感謝しております.

大阪ガス株式会社・新村知也氏には本研究の直属の先輩として1年間お世話になりました.私の未熟さからご迷惑ばかりおかけしましたが,温かく指導していただきました.ま

た私と新村氏の2人でタイの現場に赴いた際には、計器のことや研究内容、日常で使うタ イ語に至るまで1つ1つ丁寧に教えていただいたことを今でもしっかり覚えています.本 当にありがとうございました.

また,京都大学工学研究科・伊東宏美秘書にはタイ出張に関する様々な手続きを迅速に 進めていただき,大変感謝しております.ここに御礼申し上げます.

また,京都大学工学研究科都市社会工学専攻土木施工システム分野・Chaleiwchalard Nipawan さん,河合啓介君,谷澤勇気君,幹拓也君,大川淳之介君,川合良治君,後藤基 芳君,磯田隆行君,岩本勲哉君,太田康貴君,木許翔君,古賀博久君には共に有意義な学 生生活を過ごさせていただきました.特に Chaleiwchalard Nipawan さんには,現地との連 絡等数々のご支援をいただきました.私の拙い英語にも熱心に耳を傾けていただき,研究 を進める上で非常に参考になるご意見をたくさんいただきました.改めて感謝申し上げま す.また,河合啓介君,谷澤勇気君,幹拓也君には私が大学院に入学して右も左も分から なかった頃,研究室での生活など親身になって丁寧に教えていただき,普段の会話の中に も笑いが絶えず,共に刺激し合いながら頑張ってこれたこと非常に感謝しています.研究 室で過ごした2年間は,私にとって全てがいい思い出であり,いい仲間に恵まれてよかっ たと心の底から思います.ここに,改めて感謝致します.

最後になりますが,大学院まで進学させていただき,いつも支えてくれた両親に心の底 から感謝いたします.その偉大な存在に感謝し,これからの長い人生をかけて少しずつで はありますが,恩返ししていきたいと思います.

全ての皆様へ改めて,

本当にありがとうございました, thank you very much, and ขอบคุณ มาก ครับ

