

京都大学大学院工学研究科
都市社会工学専攻修士論文
平成 25 年 3 月



Master's Thesis
Department of Urban Management
Graduate School of Engineering
Kyoto University
March 2013

豪雨時の斜面表層領域における
雨水流出浸透特性に関する研究

京都大学大学院 工学研究科 都市社会工学専攻
ジオマネジメント工学講座 土木施工システム工学分野
古賀 博久

要 旨

近年、日本を含むアジア諸国において、気候変動に起因すると考えられる集中豪雨による斜面崩壊が多発し、多大な損失が発生している。現状、我が国における豪雨時の斜面災害に対するソフト面での防災対策は、過去の降雨記録の統計処理を基本として管理値となる限界降雨包絡線が設定され、その管理値に基づき、住民避難および道路の通行規制等が行われている。しかし、従来の手法は二つの大きな問題を抱えている。一つ目は、近年増加傾向にある局所的短期間集中豪雨はこれまでにほとんど観測されていなかったことから、現在定められている管理値が適切でない可能性がある。二つ目は、管理値の設定方法が統計処理に依存しているため、力学的に意味を持つ基準ではないという点である。

以上の観点から、本研究では、短期間集中豪雨を含めた降雨時の雨水流出浸透特性の解明および斜面安定性の定量的な評価を目的として、原位置計測および解析的研究を行った。

原位置計測においては、実斜面における表面流出の存在を明らかにするとともに、雨水浸透挙動が降雨および降雨開始前の地盤内の状態に依存することを示した。これらの結果に対して、地質の違いが与える影響についても考察を加えた。さらに、斜面の安定性を定量的に評価することにより法尻部の危険性を明らかにし、強度定数が小さい箇所においては当該斜面においても局所的崩壊が発生することを示した。次に、一次元タンクモデルによって、地表付近における水収支の詳細な分析を行った。パラメータ同定については、表面流出量の実測値をもとに行われており、再現性の高い計算値が得られることを示している。このモデルにより、地表付近に保持される水量、すなわち表層貯留量の存在を定量的に示し、その水量が地表付近の局所的飽和を起こす水量となり、表面浸食の誘因となる可能性を指摘した。原位置計測およびタンクモデルによる計算により、表面流出量および表層貯留量の存在を明らかにしたことにより、飽和—不飽和浸透流解析において、降雨量を入力値とする従来の手法は適切でないことが明らかとなった。そこで、本研究においては、一次元タンクモデルの浸透量を入力値として飽和—不飽和浸透流解析を行い、降雨前の地盤状態によらず、高い精度で実現象を再現できることを示した。最後に、原位置計測および解析的研究の結果を踏まえて、雨水流出浸透特性に基づいた斜面安定性評価システムを提案した。

目次

第 1 章 序論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的	2
1.3 本論文の構成	3
第 2 章 既往の研究	4
2.1 雨量計測	4
2.2 降雨特性の比較	4
2.3 表面流出の発生機構	5
2.4 原位置計測	6
2.5 水分特性曲線	7
2.6 飽和—不飽和浸透流解析	8
2.7 豪雨に伴う斜面崩壊の発生機構	8
第 3 章 原位置計測の概要	10
3.1 Slope-N (タイ・ナコンナヨック)	10
3.1.1 計測の概要	10
3.1.2 計測サイトの地質状況	11
3.1.3 原位置計測システム	14
3.2 Slope-P (タイ・プーケット)	18
3.2.1 計測サイトの概要	18
3.2.2 地質調査	19
3.2.3 室内試験	26
3.2.4 原位置計測システム	32
3.2.5 既往の原位置試験結果	38
第 4 章 原位置計測結果	39
4.1 降雨量	39
4.2 蒸発量	41
4.2.1 計測の概要	41
4.2.2 ソーンズウェイト法による蒸発散量の推定	41
4.2.3 計測結果	42
4.3 表面流出量	43
4.3.1 時系列データ	43
4.3.2 流出比	45

4.3.3 表面流出量と地表付近の体積含水率の関係	46
4.4 間隙圧	48
4.4.1 長期的視点からの考察	48
4.4.2 短期的視点からの考察	50
4.4.3 サクションが雨水流出挙動に与える影響	53
4.4.4 旧すべり面における間隙圧の挙動	54
4.5 体積含水率	56
4.5.1 長期的視点からの考察	56
4.5.2 短期的視点からの考察	57
4.6 SWCC	59
4.6.1 一般的な概念	59
4.6.2 原位置 SWCC に関する考察	60
4.7 斜面安定性の評価	63
4.7.1 安全率の導出	63
4.7.2 Slope-P への適用の流れ	64
4.7.3 適用結果	66
4.8 原位置計測結果のまとめ	68
第 5 章 一次元タンクモデル	70
5.1 一次元タンクモデルの原理	70
5.2 パラメータ推定	71
5.3 地表付近における水収支の分析	73
5.3.1 水収支式	73
5.3.2 Slope-P における計算結果	74
5.3.3 Slope-N における計算結果	76
5.3.4 地質の違いが雨水流出浸透挙動に与える影響	77
5.4 一次元タンクモデルのまとめ	79
第 6 章 飽和一不飽和浸透流解析	80
6.1 飽和一不飽和浸透流解析における支配方程式	80
6.2 解析モデルおよび解析条件	81
6.2.1 斜面モデル	81
6.2.2 地盤物性値	81
6.2.3 境界条件および初期条件	83
6.3 解析結果および考察	84

6.4 地表付近の間隙圧の挙動	89
6.5 感度分析	91
6.5.1 浸透量の算出	91
6.5.2 間隙圧の挙動に関する考察	92
6.6 飽和—不飽和浸透流解析のまとめ	94
第 7 章 結論および今後の展望	95
7.1 研究のまとめ	95
7.2 今後の展望	97
参考文献	100
謝辞	104

第1章 序論

1.1 研究の背景

近年，日本を始めとするアジア諸国において，気候変動の影響の一つと考えられる集中豪雨の発生頻度が増加し，それに起因する斜面災害が多発しつつある．特にタイにおいては図 1-1 に示すように，特に 2000 年以降で斜面崩壊の発生頻度が急増している¹⁾²⁾．その要因としては道路あるいは住宅域の開発のようなインフラ整備に関連する人為的な開発の増加，あるいは気候変動による降雨特性の変動が挙げられている．

一方，近年日本においても局所的短期間集中豪雨，いわゆる“ゲリラ豪雨”の発生頻度が増加し³⁾，それに起因する斜面災害の発生頻度が増加しつつある．また，日本は国土の大部分が急峻な地形からなり，斜面に近接して住宅地および道路・線路が形成されている場合が多く，斜面災害発生時の被害が拡大する可能性が高い．なお，“ゲリラ豪雨”という用語は現状では学術的には認知されたものではない．このため，本研究では局所的短期間集中豪雨という用語で総称するものとする．

現状，日本における豪雨時の斜面災害に対するハード面での防災対策としては，盛土工およびアンカー工といった対策工を施工することで，斜面の安定性を高める対策が行われている．一方，ソフト面での防災体制としては，図 1-2 に示す過去の豪雨災害時の時間雨量と累積降雨量（あるいは連続雨量）を組み合わせた限界降雨包絡線を用いて通行規制を行う方法が代表例として挙げられる⁴⁾．この手法においては，降雨記録の統計処理を基本として管理値となる限界降雨包絡線が設定されている．しかし，近年増加傾向にある局所的短期間集中豪雨はこれまでにほとんど観測されていなかったことから，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，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，本手法は統計的な手法としては有用であるが，斜面崩壊と密接な関連がある雨水流出浸透特性が考慮されていないため，斜面災害の危険度予測が必ずしも適切ではない可能性がある．実際に，2012 年 8 月には滋賀県大津市の京滋バイパス内畑トンネルで通行規制の発令の前に斜面崩壊が発生し，車が巻き込まれる事態が起きている．

以上の観点から，斜面崩壊の誘因となる豪雨時の雨水流出浸透特性を解明し，斜面安定性を定量的に評価することは喫緊の課題となる．この課題に対して，これまでも室内実験，および原位置計測は数多く行われているが⁵⁾⁶⁾，これらの研究は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．そのため，短期間集中豪雨も含めた豪雨を対象とした原位置計測によるデータの蓄積の重要性が増している．

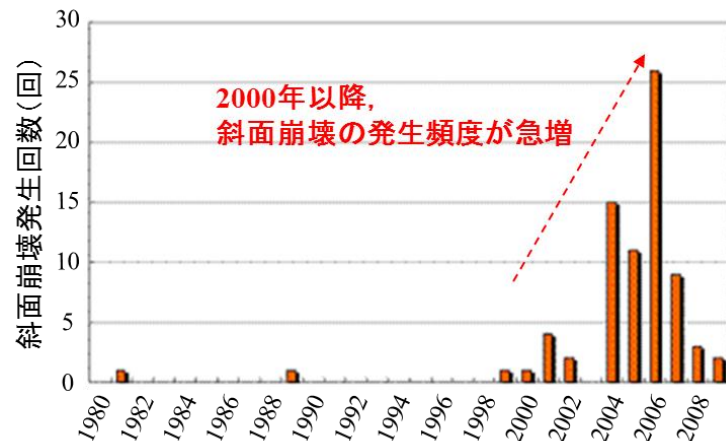


図 1-1 過去 30 年間のタイにおける斜面崩壊の発生頻度

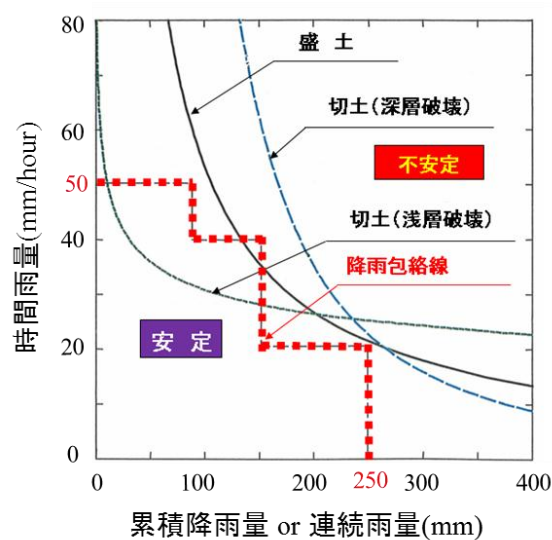


図 1-2 降雨に起因する斜面崩壊の早期警戒体制一例（文献 4 を加筆修正）

1.2 研究の目的

本研究の目的は、原位置計測および解析的研究をもとに、降雨に起因する斜面崩壊の主要因となる斜面表層領域の雨水流出浸透特性を明らかにし、斜面安定性を定量的に評価することである。しかしながら、近年、日本において局所的短期間集中豪雨が増加傾向にあるとはいえ、その発生回数が限定的であり、かつどの地域で発生するかを予測することが困難であるため、日本国内で集中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、日本において観測される局所的短期間集中豪雨とスコールの降雨特性の類似性に着目し、タイにおいて原位置モニタリングを実施している⁷⁾⁸⁾。熱帯性気候特有のスコールは、雨季に至る所で頻繁に発生するため、豪雨時の雨水流出浸透特性に着目した計測データの蓄積が容易であると考えられるからである。また、前述したように、タイにおいては降雨に起因する斜面崩壊の発生頻度が急増している。このような観点から、短期間集中豪雨を含めた降雨時の雨水流出浸透特性の解明および斜面安定性の定量的な評価を目的として、タイ・ナコンナヨックおよびタイ・プーケットにおいて、雨水流出浸透特性に関する原位置計測を実施している。また、ナコンナヨックおよびプーケットという地質条件の異なる計測サイトで実施した原位置計測結果を比較することにより、地質条件の違いによる挙動の相違についても検討を行う。

1.3 本論文の構成

本論文の構成は全7章からなる。

第1章において、序論として、本研究の背景および目的について概説した。

第2章では、雨量計測、降雨特性の比較、表面流出の発生機構、原位置計測、水分特性曲線、飽和—不飽和浸透流解析、および豪雨に伴う斜面崩壊の発生機構に関する既往の研究を紹介し、それらの既往の研究と本研究の関連性について説明する。

第3章においては、Slope-N（タイ・ナコンナヨック）と Slope-P（タイ・プーケット）で実施している原位置計測の概要について述べる。

第4章では、二つの斜面における原位置計測結果に基づき、斜面表層領域における雨水流出浸透特性および斜面崩壊の発生機構に関する考察を行う。

第5章では、表面流出量の計測結果に基づいて一次元タンクモデルを構築し、そのモデルを用いて地表付近における水収支の詳細な分析を行う。

第6章では、タンクモデルにより得られる浸透量を用いて、飽和—不飽和浸透流解析を行い、間隙圧の計測結果の再現を試みる。さらに、ここでは降雨の違いが雨水流出浸透挙動に及ぼす影響について考察を加える。

第7章では、本研究で得られた知見をまとめるとともに、雨水流出浸透特性を反映した斜面安定性評価システムを提案する。最後に、今後の展望について述べる。

第2章 既往の研究

2.1 雨量計測

斜面災害が発生する原因としては地形・地質・土質・植生などの素因と降雨・風・地震などの誘因があるが、誘因としては降雨によるものがほとんどである。よって、降雨強度と斜面崩壊リスクの関連性は非常に重要な検討課題であり、そのために降雨強度を正確に計測することが必要不可欠である。

従来、雨量計測には転倒ます型雨量計が適用され、その計測結果は次のように活用されてきた。過去の降雨記録は、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されてきた⁹⁾。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。また、集中豪雨による土石流、がけ崩れに代表される斜面災害に対しては、過去の斜面災害事例における降雨災害記録に基づき限界累積降雨量、あるいは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包絡線が管理値として設定され、その管理値が住民避難あるいは道路の通行規制に適用されてきた。しかし、同雨量計は機構的特徴から、短期間集中豪雨時には、次のような要因により測定誤差が発生する可能性がある。すなわち、風速の増大による降雨捕捉率の低下および転倒ますにカウントされない雨量の増大である。大津ら¹⁰⁾はこの誤差要因のうち、転倒ますにカウントされない雨量の増大に着目し、室内実験および原位置計測により計測精度の検討を行った。その結果、若干の計測誤差は生じるものの、短期間集中豪雨に対しても転倒ます型雨量計は適用可能であることを明らかにした。このことから、本研究においても雨量計測には転倒ます型雨量計を用いるものとする。

一方、気象の分野では、Xバンドマルチパラメータレーダ雨量計測システムなどに代表される、新たな計測器の導入が図られつつある。しかし、レーダ雨量計についても同様に測定誤差が発生する可能性がある。CHALEIWCHALARD¹¹⁾は、レーダ雨量計の計測原理が、雨滴の落下速度から間接的に雨量を算定することに起因する可能性があることを指摘している。

2.2 降雨特性の比較

大津らは、集中豪雨に対する雨水流出浸透特性の解明を目的とし、日本において観測される局所的短期間集中豪雨とスコールの降雨特性の類似性に着目し、タイ・カセサート大学と共同プロジェクトとして、2007年9月よりタイにおいてスコール時の原位置計測を実施している⁷⁾⁸⁾。その中で、タイのスコールに対して得られた知見が日本において観測され

る局所的短期間集中豪雨に対しても適用可能であることを検討するために、タイ・ナコンナ
 ョックで計測された降雨記録と日本の降雨記録を比較し、その降雨特性の比較・検討を行
 った¹²⁾。その結果、降雨継続時間、最大時間雨量、および最大 10 分間雨量の観点から両
 者に良好な類似性が認められることを示した。

2.3 表面流出の発生機構

降雨に起因して発生する表面流出と斜面内部への雨水浸透は地盤の浸透能と相関をもつ
 とされている。

Horton¹³⁾は表面流出の発生を以下のように説明している。図 2-1 に示すように、一定降
 雨強度が継続した場合、地表付近が局所的飽和状態に到達した時点から表面流出が開始し、
 表面流出が増加するとともに、浸透量が低減する。同様に、降雨強度の変化や規模に応じ

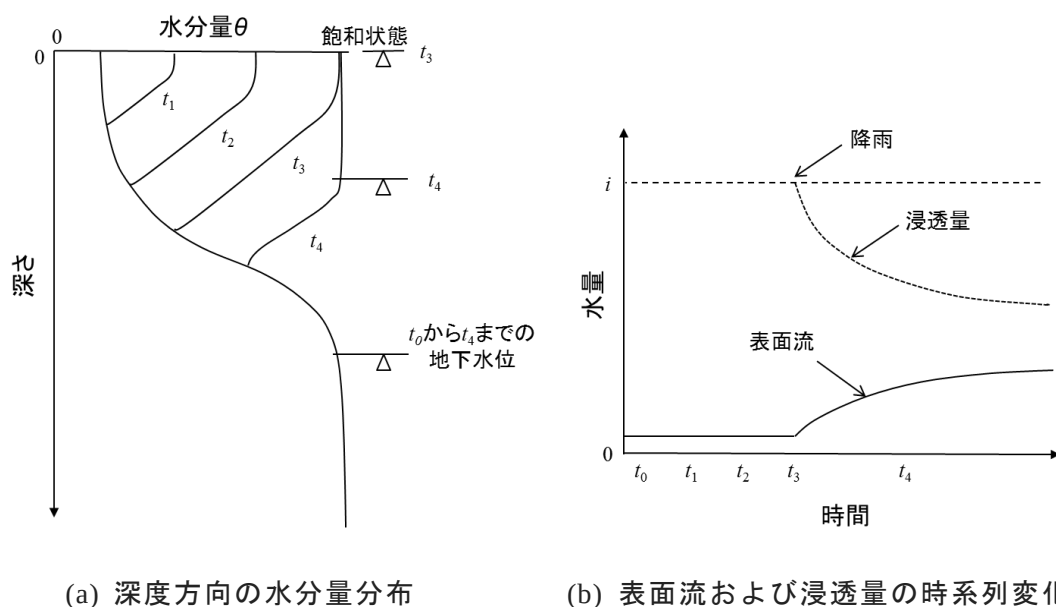


図 2-1 ホートン流出の発生機構

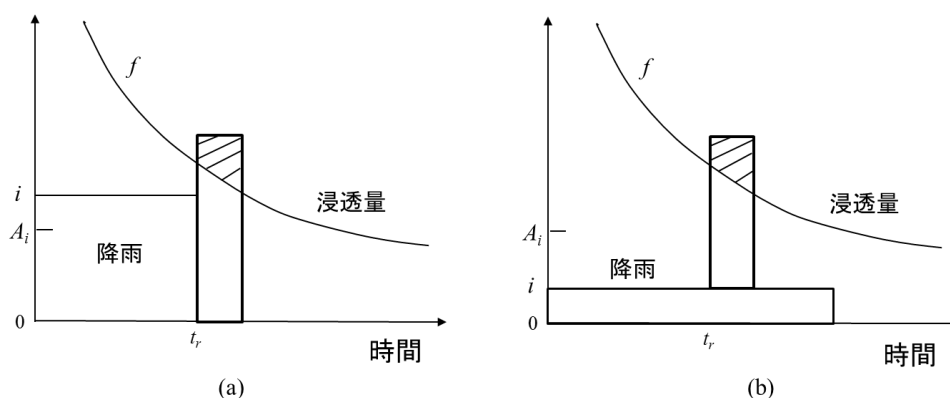


図 2-2 降雨強度と表面流出量の関係（変動降雨の場合）

た表面流出の発生は図 2-2 に示す通りである．同図に示すように，表面流出は降雨強度が浸透能を上回る際に発生し，これは Horton 型地表流と総称されている．これまで Horton 型地表流に関する研究は森林水文学の分野で数多くなされていた¹⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾¹⁷⁾．従来，森林斜面において Horton 型表面流は発生しないと考えられてきた¹⁴⁾．ただし，この根拠として実際に表面流観測を行った例はわずかであった¹⁵⁾．一方，近年の研究によりヒノキ林，特に管理施業が不十分で下層植生が失われたヒノキ林斜面において Horton 型表面流が顕著に発生することが報告されている¹⁶⁾¹⁷⁾．しかし，これまで雨水流出浸透特性を包括的に解明する研究はほとんどなされてこなかった．また，図 2-1 および図 2-2 においては標記されていないが，表面流出量と浸透量以外に地表付近に保水される水量，つまり表層貯留量が存在し，河川工学の分野でもその存在が認められている．本研究では，地表付近の水収支の議論についてはタンクモデルを用いて行う．

2.4 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の原位置計測が数多く実施されている．北村ら¹⁸⁾は鹿児島県に分布するしらす盛土を対象として間隙圧および降雨強度の原位置計測を実施し，降雨特性およ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¹⁹⁾はしらす地盤の不飽和浸透特性を求めるために，しらす地盤においてシリンダを打ち込み，浸透量の時間的变化を測定することにより，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．Thi ら²⁰⁾は広島県の斜面において降雨強度，間隙圧，体積含水率および地下水位の変動を 10 分間隔で計測し，その計測結果より斜面表層部における雨水の浸透・流出メカニズムの検討を行った．ただし，この研究における流出の発生機構の検討は地盤内の飽和流を対象としている点に留意されたい．竹下ら²¹⁾は岡山県の斜面において土中水分量とサクションの経時変化を中心に原位置計測を実施した．そ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を行った．また，酒匂²²⁾らは京都府の重要文化財周辺の斜面において降雨強度，間隙水圧，地中の温度の原位置計測を実施し，降雨強度および累積降雨量と間隙水圧の挙動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は再現することに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される．しかしながら，これらの原位置計測は 10 分間隔が最短の計測間隔である．前述したように近年増加傾向にある短期間集中豪雨の降雨特性は，一雨の継続時間が約 1 時間程度であり，10 分間雨量で 10mm を超える集中豪雨が数 10 分間継続されるものであるため，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．また，表面流出を対象とした原位置計測は地盤工学の分野ではほとんどなされておらず，降雨に起因して発生する表面流出と地

盤内の水分変動挙動との関係性については明らかになっていない。

2.5 水分特性曲線

土壌水分特性曲線（Soil Water Characteristic Curve）（以下，SWCC）は土中の体積含水率とサクションの関係を表す。土中の不飽和領域における保水特性は SWCC を用いて評価される。SWCC 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挙動を示すとされている²³⁾。

一般的に，室内試験によって求められる SWCC は図 2-3 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²⁴⁾²⁵⁾。

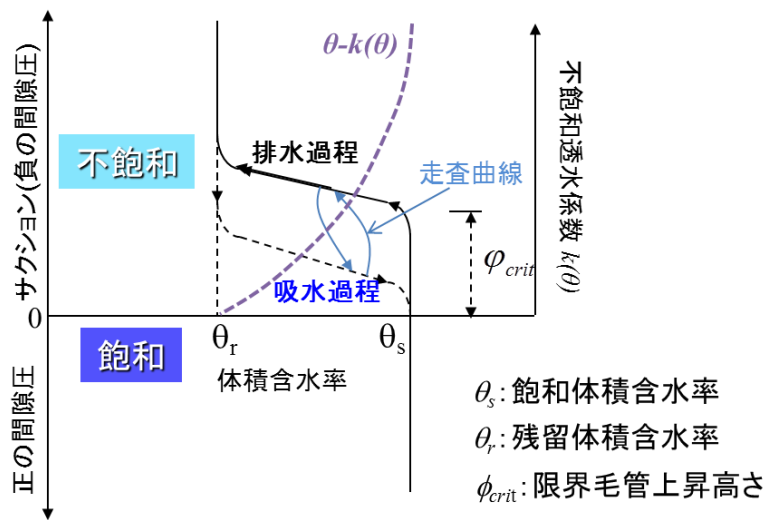


図 2-3 水分特性曲線（概念図）

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は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 Genuchten²⁶⁾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。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left\{1 + (\alpha \times s)^n\right\}^m} \quad (2.1)$$

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

ここに、 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、 α 、 n 、 m はそれぞれ実験定数を表す。

また、van Genuchten モデルによりサクション（もしくは体積含水率）と不飽和透水係数の関係についても表現される。図 2-3 に示すように、不飽和透水係数はサクションや水分量の低下に伴い指数関数的に減少する特徴を持っているが、この特徴を表すために次式が用いられている。

$$k(\theta) = k_s Se^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - Se^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (2.2)$$

ここに、 $k(\theta)$ は不飽和透水係数、 k_s は飽和透水係数を表す。

一方、Chaleiwchalard¹¹⁾はタイ・ナコンナヨックにおける原位置計測結果より、実斜面における SWCC は吸水・排水の繰り返し過程となるため、室内試験結果で得られた SWCC とは異なる結果となることに加えて、吸水過程と排水過程で明確なヒステリシスが生じないことを示している。

2.6 飽和—不飽和浸透流解析

降雨浸透過程では、まず地表面付近の飽和度が上昇し、浸透した雨水が地下水面（あるいは不透水基盤面）に到達すると地下水位が上昇する。その後は降雨による鉛直浸透と斜面に沿った地下水流を含んだ複雑な流れ場が形成される。このような浸透過程を解析する手法として、差分法や有限要素法による飽和—不飽和浸透流解析²⁷⁾²⁸⁾²⁹⁾の適用が考えられる。斜面の安定性評価は、飽和—不飽和浸透流解析は時々刻々と変化する間隙圧分布を求めて、安定解析を行う方法が数多く用いられている³⁰⁾³¹⁾³²⁾。しかし、降雨浸透は地盤内の初期状態に違いがあれば同じ降雨が作用しても、浸透挙動に差異が生じ、安定性に及ぼす影響も異なってくる。また、SWCC の形状およびヒステリシスが浸透流解析の結果に影響を及ぼす可能性もある。そこで、近年では、飽和—不飽和浸透流解析において、初期条件、SWCC の形状およびヒステリシスの影響を検討する研究がなされている³³⁾³⁴⁾。齋藤ら³⁴⁾は、初期条件の影響は、降雨に対する反応に強く表れ、不飽和浸透におけるヒステリシスを無視すると、地盤の保水性を過少評価するとともに、間隙水圧の評価に対する信頼性が低くなることを示している。しかし、以上で述べた既往の研究は、降雨が全て地盤内に浸透するという仮定のもと、解析を行っているという決定的な問題を抱えている。

2.7 豪雨に伴う斜面崩壊の発生機構

水理地質学的には、斜面を構成する地質や土質の浸透現象の差異により、図 2-4 に示す

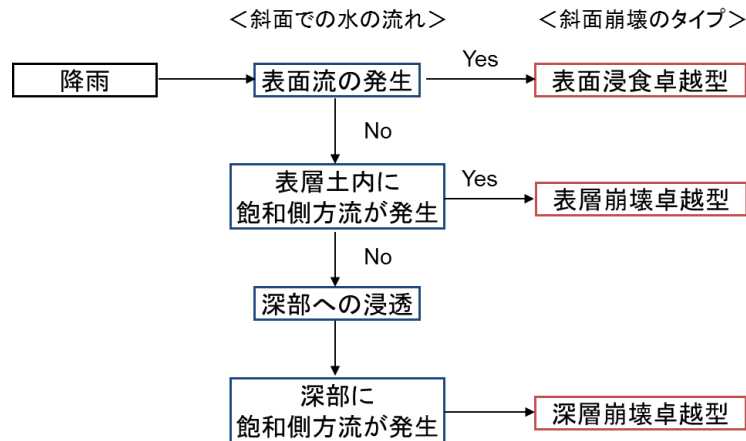


図 2-4 斜面での水の流れと斜面崩壊のタイプ

ように斜面の破壊形態が異なるといわれている³⁵⁾。すなわち、表面流が発生する場合は表面浸食が、表層土内に飽和側方流が発生する場合は表層崩壊が、また、水が深部に浸透し深部飽和流が発生する場合は深層崩壊が、それぞれ卓越した破壊形態をとる傾向にある。また、豪雨のピーク時の斜面崩壊は表面浸食および表層崩壊、ピークを過ぎてからは深層崩壊となることが多い。本研究においては、表面浸食および表層崩壊を研究の対象としているため、斜面表層領域における雨水流出浸透現象に関する原位置計測を行っている。

表面浸食は短期間集中豪雨の際に、表面流出に伴う掃流力や雨滴の衝撃・分散作用による土壌粒団の破壊等により発生するといわれている³⁶⁾。

一方、表層崩壊は、①間隙水圧の発生、②せん断強度の低下、および③自重の増加が原因で発生する。①を原因とした斜面崩壊の発生機構は以下のように考えられている³⁷⁾³⁸⁾。降雨時には鉛直方向への浸透水により表層部の不飽和領域が表面から順次湿潤化し、飽和領域の先端部である湿潤前線が地表にほぼ平行に降下して不透水層に達していく。降雨が継続すると、土層全体の不飽和領域で降下浸透が進み、湿潤前線が難透水層に到達した後、表層土内に地下水面が生じ、難透水層上面沿いに斜面下方への浸透流（飽和側方流）が発生する。降雨のピーク時には、斜面のごく表層を除いてほぼ全深度域で飽和側方流が生じ、これが定常に達した時点では、上向きの浸透流（過剰間隙水圧）が発生する。表層崩壊は、過剰間隙水圧に伴うパイピングにより斜面先端で浸透崩壊が発生し、進行性破壊的に順次、上部斜面が安定を失って崩壊は拡大していく。次に、②を原因とした崩壊は以下のように考えられている³⁹⁾⁴⁰⁾。降雨により土層が飽和すると土が持つ見かけの粘着力が消失する。すなわち、不飽和状態でのメニスカス水による粒子間付着力サクシオンが降雨で飽和することに伴い低下し、斜面の変形や崩壊の誘因となる。最後に、③による崩壊は、水の浸透により飽和すると土が重くなり、滑動力が増加し不安定化して崩壊に至ると考えられている。ただし、以上で述べたような現象が複合的に起こることにより表層崩壊が発生する点に留意されたい。

第3章 原位置計測の概要

これまで、大津らは集中豪雨に対する斜面表層領域における雨水流出浸透メカニズムの解明を目的とし、タイ・ナコンナヨックにおける道路脇斜面において雨水流出浸透特性に関する原位置計測をタイ・カセサート大学との共同プロジェクトとして 2007 年 9 月より実施してきた⁷⁾⁸⁾。また、2011 年 7 月からは新たに地質条件がナコンナヨックとは異なるタイ・プーケットにおける道路脇斜面において、同様の原位置計測を開始した。本章では、それぞれのサイトの概要、地質状況、室内実験、および設置している計測器を含めたモニタリングシステムの概要について述べる。また、プーケットについては当該斜面において 2011 年 5 月 26 日から 2011 年 6 月 2 日にかけて、本研究を共同で行っているタイ・カセサート大学によって、等高線調査、地質調査、貫入試験などが実施されたため、その結果も合わせて示す。

3.1 Slope-N（タイ・ナコンナヨック）

3.1.1 計測の概要

本研究において対象とする斜面のうちの一つである Slope-N は、**図 3-1** に示すバンコクの北東約 120km の地点に位置するナコンナヨックの道路脇斜面である。当該斜面は、風化流紋岩からなる地盤に建設された切取り斜面（斜面勾配 45° ）が、平成 14 年 8 月に集中豪雨によって崩壊が発生した後、崩壊土塊を用いて埋め戻した盛土斜面（斜面勾配 26° ）である（**図 3-2**）。

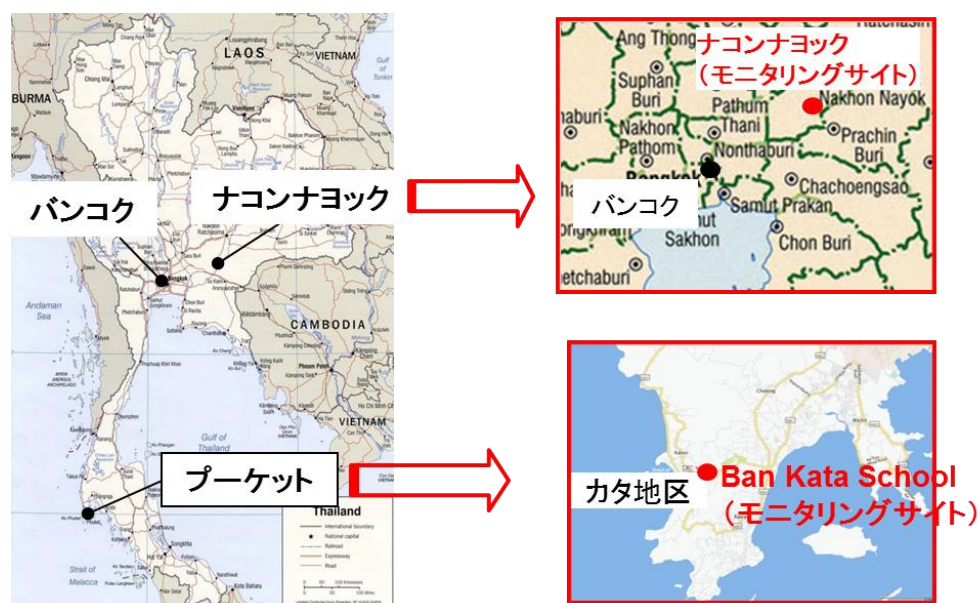


図 3-1 計測サイトの位置



(a) 斜面の崩壊状況（平成 14 年 8 月）



(b) 埋戻し後の斜面の状況（平成 17 年 8 月）

図 3-2 斜面の状況



(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 3-3 計測サイトの露頭

3.1.2 計測サイトの地質状況

当該斜面の地質は，**図 3-3** に示すように，中生代ジュラ紀から白亜紀の流紋岩の風化帯からなっており，表層部は高温多湿の条件下での強風化によって粘土化したものである．また，**図 3-3(a)**に示すように崩壊露頭面にはラテライトが確認される．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 3-4** 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．

表 3-1 対象斜面の力学特性

斜面勾配 (°)	27.65	間隙比	1.05
単位体積重量 (kN/m ³)	17.66	間隙率	0.51
土粒子密度 (g/cm ³)	2.71	有効粘着力 (kPa)	14.5
乾燥密度 (g/cm ³)	1.33	有効内部摩擦角 (°)	33.9

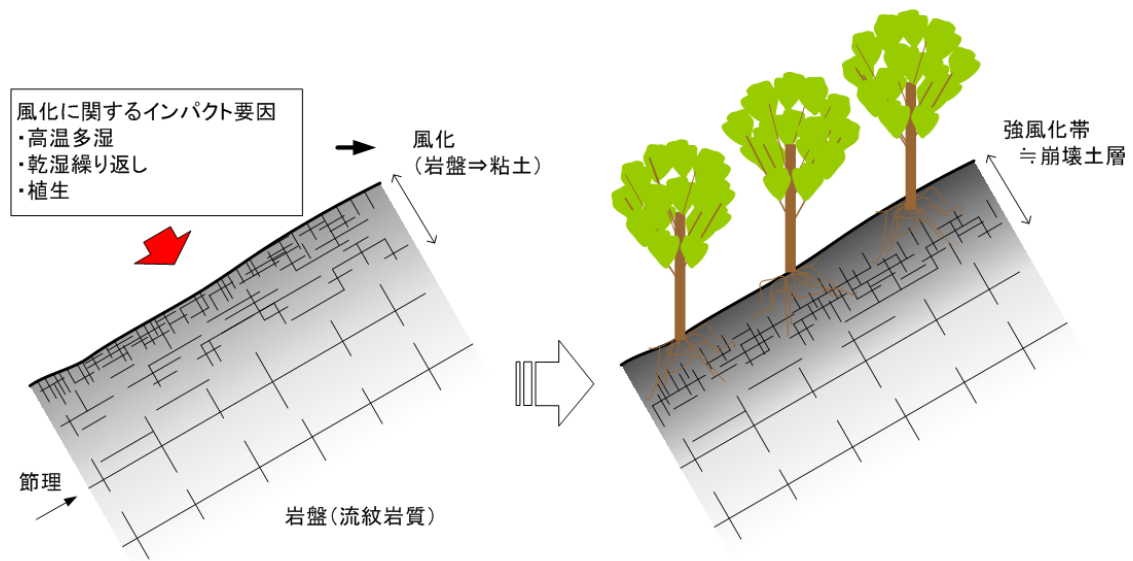


図 3-4 岩盤（流紋岩）斜面の風化過程（模式図）

次に、室内試験によって得られた当該斜面の力学特性を表 3-1 に示す。透水特性については、表層部の飽和透水係数は、 $10^{-5} \sim 10^{-6}$ cm/sec であった。図 3-5 に中腹部 GL-0.6m, GL-1.0m および法尻部 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、ふるい分け分析およ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。粒度分布は法尻部 GL-0.6m 以外 D_{50} 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 3-6 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領域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。当該斜面において、流紋岩の強風化帯に属する中腹部、およ

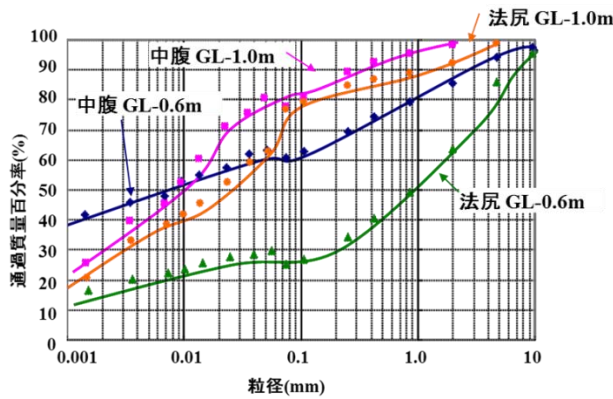


図 3-5 粒径加積曲線

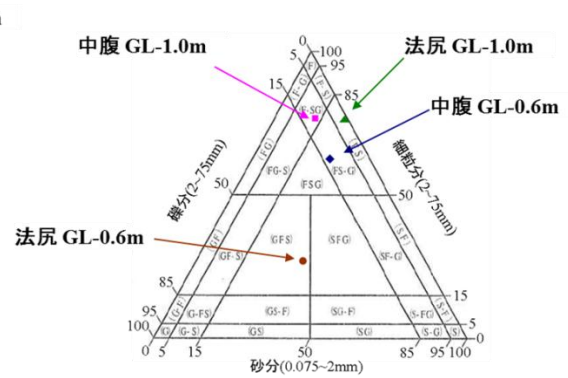
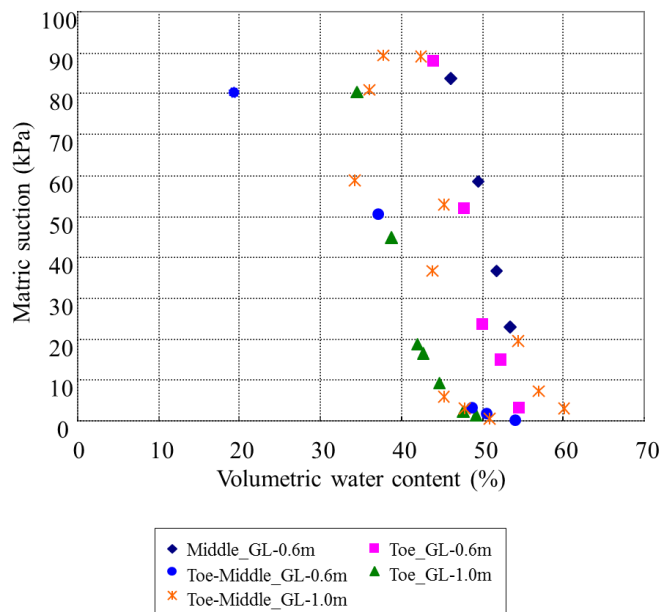
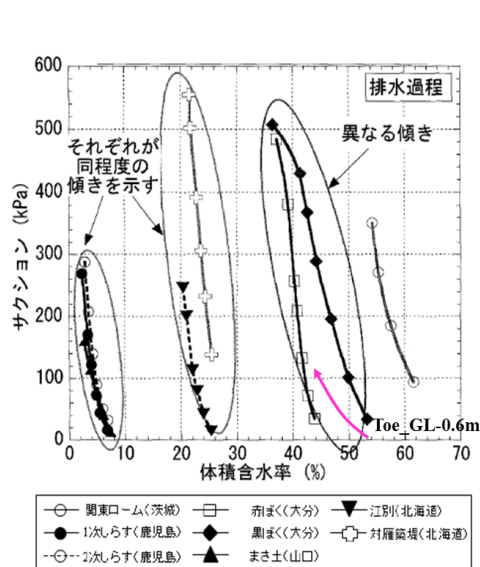


図 3-6 三角座標による分類



(a) 日本の各種地盤での試験結果の比較⁴¹⁾ (b) 原位置サンプリング試料に対する結果

図 3-7 SWCC の比較

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3-7(b)に示している。各々の水分特性曲線から、サクシヨ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⁴¹⁾と比較すると、当該サイトで得られた水分特性曲線は、図3-7(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3-8に法尻部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伴い、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。

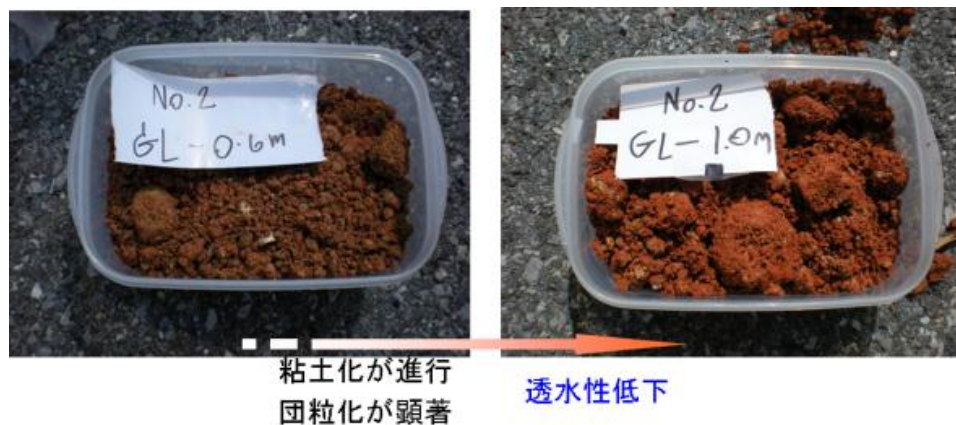


図 3-8 法尻部の各深度における土試料

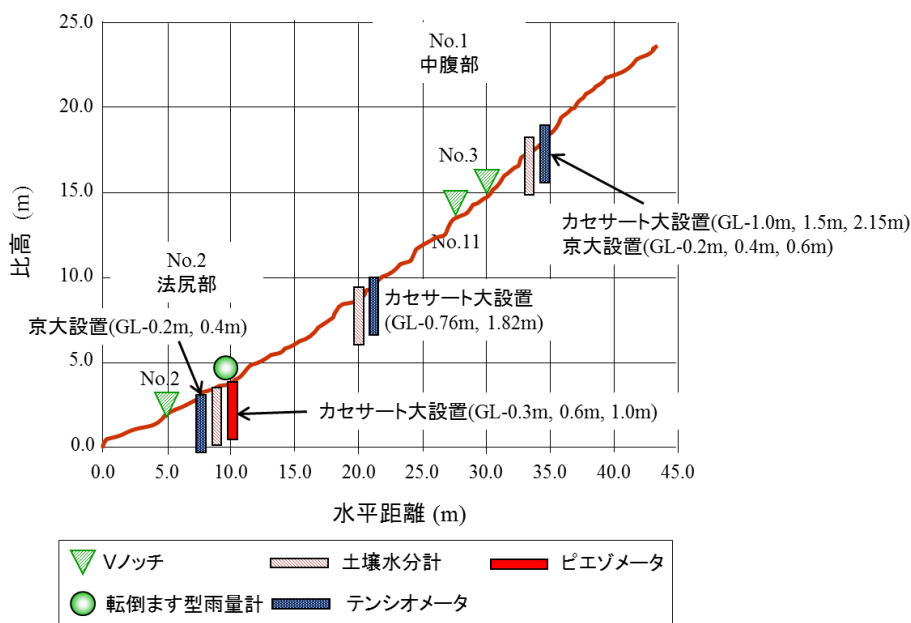


図 3-9 計測サイト断面図

3.1.3 原位置計測システム

次に、当該斜面の原位置計測システムの概要を述べる。まず、計測器配置に関する断面図、および平面図を図3-9、および図3-10に示す。同図に示すように、当該斜面では、土壌水分計、テンシオメータ（1箇所のみピエゾメータ）、水位計および雨量計を設置して、それぞれ体積含水率、間隙圧、表面流出量、および降雨量を計測している。また、当該斜面における中腹部の集水面積は図3-10における $A_2=150\text{m}^2$ 、法尻部の集水面積は $A_3+A_4=425\text{m}^2$ とする。なお、それぞれの計器の計測間隔は2008年までは10分間隔で計測していたが、2010年からは無降雨時には10分間隔で計測し、降雨時には1分間隔となるように自動制御している。以下でそれぞれの計測器の概要を述べるものとする。

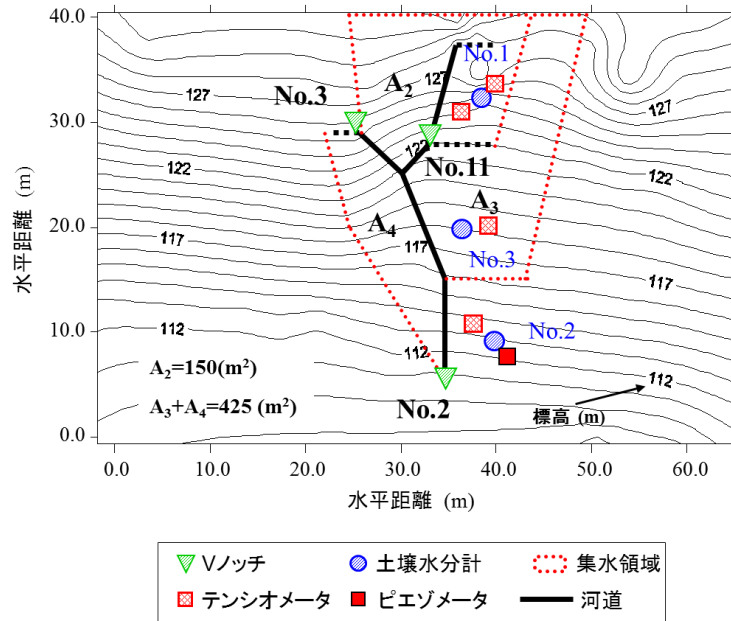


図 3-10 計測サイト平面図

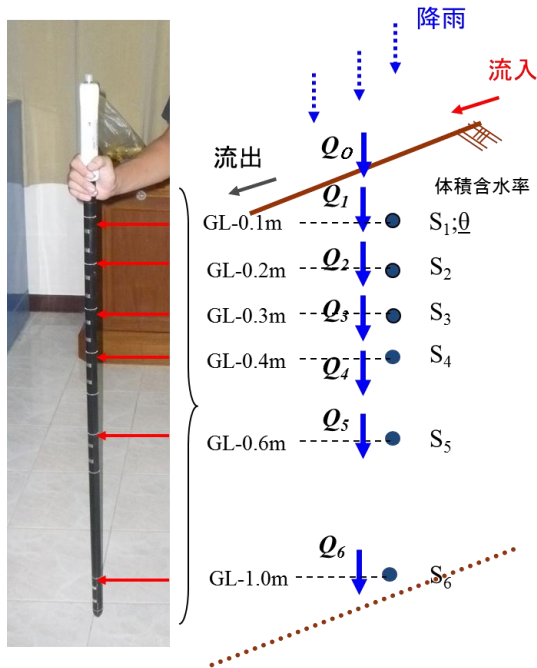


図 3-11 土壌水分計



図 3-12 テンシオメータ (GL-0.2m, 0.4m, 0.6m)

(a) 土壌水分計

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3-11**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 θ に換算した値が得られる。しかし、同図に示すロッドタイプの土壌水分計は管のまわりを伝って

水が深部に浸み込みやすくなることが考えられ、実現象よりも体積含水率の上昇が速くなることや過大評価することが考えられる．そのため、本研究においては体積含水率のデータについては扱わないものとする．

(b) テンシオメータ

京都大学が設置したテンシオメータは図3-12に示すもので、中腹部（No.1）および法尻部（No.2）の2箇所に設置しており、中腹部（No.1）ではGL-0.2m、0.4m、0.6mの3深度、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．一方、カセサート大学のテンシオメータおよびピエゾメータにより計測されている間隙圧については、京都大学により計測されているデータとの比較を考え、No.1のテンシオメータおよびNo.2のピエゾメータのデータを用いるものとする．設置深度は、中腹部（No.1）ではGL-1.0m、1.5m、2.15mの3深度、法尻部（No.2）ではGL-0.3m、0.6m、1.0mの3深度で計測を実施しており、京都大学の設置深度に比べて深い位置に設置している．また、2004年8月に崩壊した際のすべり面が中腹部では2～3m程度、法尻部では1mであることが報告されており、それぞれ中腹部ではGL-2.15mに設置したテンシオメータにより、法尻部ではGL-1.0mに設置したピエゾメータにより旧すべり面付近の間隙圧の挙動を計測ができるものと考えられる．ただし、カセサート大学のデータは1日間隔のデータである．

なお、テンシオメータおよびピエゾメータの測定値は原理的に間隙水圧のみとなるが、本研究においては間隙空気圧が大気圧と概ね等しいと仮定しているため、間隙圧は間隙水圧と等しくなる．そこで、本研究においては、間隙圧という用語により議論を行う．また、上述した過程より、間隙圧の変動はサクシジョンの変動と等しいことを意味する．

(c) 水位計およびVノッチ

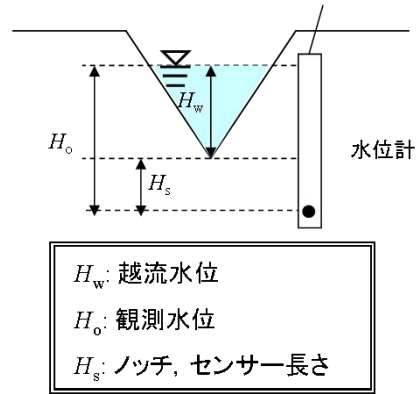
水位計は、以下に述べる手順により降雨時の表面流出量を計測することを目的として設置した．図3-10の計測サイト平面図に示すように、斜面表面に構築したコンクリート河道に沿う3箇所（No.2・No.3・No.11）に、それぞれVノッチ（図3-13(a)、Vノッチ No.2 参照）を設けている．スコールにともなって大量の表面流出量が発生し、Vノッチ部の流れの状態が乱流となるのを防ぐため、整流板を設置することで層流状態の越流水位を計測することが可能となる．図3-13(b)に表面流出量の計測概念図を示す．水位は水位計内の圧力変換器によって計測される絶対圧を変換することで算出される．ノッチからの越流水位 H_w を水位計で得られる観測水位 H_0 とノッチからセンサまでの距離 H_s を用いて以下の式により算出している．

$$H_w = H_0 - H_s \quad (3.1)$$

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



(a) V 型ノッチ No.2



(b) 表面流出量計測概念図

図 3-13 V ノッチ及び表面流出量計測概念図



図 3-14 転倒ます型雨量計の外観および構造

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．

$$Q = 0.00084 \times H_w^{2.5} \quad (3.2)$$

ここに， Q (m^3/min)は観測流量を表す．本研究においては，法尻部における表面流出量を当該斜面から集水される全ての表面流出量であると捉え，式(3.3)を用いて集水域全体の表面流出量 Q_{all} ($\text{L}/10\text{min}$)を求める．

$$Q_{all} = Q_2 - Q_3 \quad (3.3)$$

ここに， Q_2 ($\text{L}/10\text{min}$)および Q_3 ($\text{L}/10\text{min}$)は，それぞれVノッチNo.2およびNo.3で計測される表面流出量を表している．

(d) 転倒ます型雨量計

雨量計は2.1で述べたように，図3-14に示す転倒ます型雨量計⁴²⁾を用いるものとする．同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雨量計である．その測定方法は，口径200mmの受水器と呼ばれる円筒に降った雨水が，濾（ろ）水器を通して200mmの受水器と呼ばれる円筒に降った雨水が，濾（ろ）水器を通して二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，濾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．

3.2 Slope-P（タイ・プーケット）

3.2.1 計測サイトの概要

本研究において対象とするもう一方の斜面（Slope-P）は，**図 3-1** に示すように，タイ・バンコクの南約 600km に位置するタイ・プーケットの「Ban Kata School」における切取斜面であり，高速道路（highway number 4028）の道路脇斜面である．当該斜面は現在の道路に沿って傾斜を持っており，その平均傾斜は約 1 対 1.3（V：H），すなわち約 37.5 度である．また，地質状況については，Slope-N が風化流紋岩から構成されている斜面であるのに対して，Slope-P は風化花崗岩，いわゆるまさ土から構成されている斜面である．ここで，タイの地質条件・地質区分に基づく斜面崩壊の発生状況を**表 3-2** に示す．同図に示すように，タイにおいて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，中生代の花崗岩であるといえる．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

表 3-2 タイの地質区分に基づく斜面崩壊の発生状況 ¹⁾

地質区分		面積率	単位面積当りの 斜面崩壊の発生率
Group 1	石炭紀－ペルム紀花崗岩	0.74%	8%
Group 2	ジュラ紀－白亜紀花崗岩	1.84%	12%
Group 3	ジュラ紀花崗岩	4.55%	31%
Group 4	火山岩(玄武岩, 安山岩, 流紋岩等)	2.81%	12%
Group 5	堆積岩(砂岩, 頁岩, 泥岩等)	44.69%	23%
Group 6	変成岩	6.12%	15%
Group 7	第四紀堆積物	35.98%	—
Group 8	石灰岩	3.26%	—

¹⁾ Slope-P は、最も危険性が高いと考えられる中生代の花崗岩で構成されている。さらに、Slope-N が崩壊土塊を用いて埋め戻した盛土斜面であったのに対して、Slope-P は自然斜面であるため不均質な地盤である。Slope-P の地質状況は 3.2.2 で詳しく述べることとする。

3.2.2 地質調査

2011 年 5 月 26 日から 2011 年 6 月 2 日にかけてカセサート大学によって行われた等高線調査，地質調査，貫入試験の結果を示し，地質状況を詳しく述べる。なお，これらの手法については既往の文献 (43) に記載されている通りであり，ここではその結果のみを示すものとする。

地質調査対象としたエリア面積（図 3-15 の赤線領域）は $16 \times 30 \text{m}^2$ である。対象地域の一般的な地質状況は図 3-16 に示すように、「カタ花崗岩」により構成される。図 3-17 には，風化した石英，アルカリ長石，斜長石から構成される当該斜面の表層付近における残積土の様子を示す。当該斜面においては，図 3-15 内に示すように，測線 A～D および測線 1～4 を設定し，その測線にそって以下の各調査を実施した。各測線の交点を以後，各測線のアルファベットおよび数字によって表記するものとする。以下では，等高線調査，比抵抗電気探査，動的貫入試験，ハンドオーガーサンプリング，および供試体サンプリングの結果をそれぞれ示す。

(a) 等高線調査

原位置計測を行っている領域が測線 3 から測線 4 の間であるため，測線 3 および測線 4 の等高線調査の結果を図 3-18 に示す。前述したように，当該斜面の平均傾斜は約 1 対 1.3

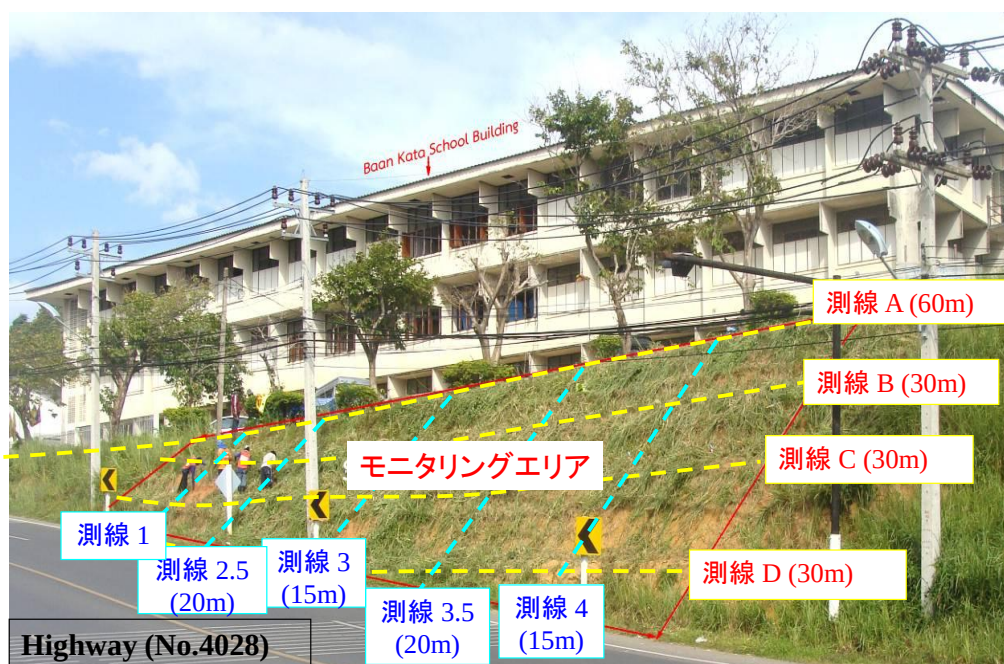


図 3-15 計測サイトの外観

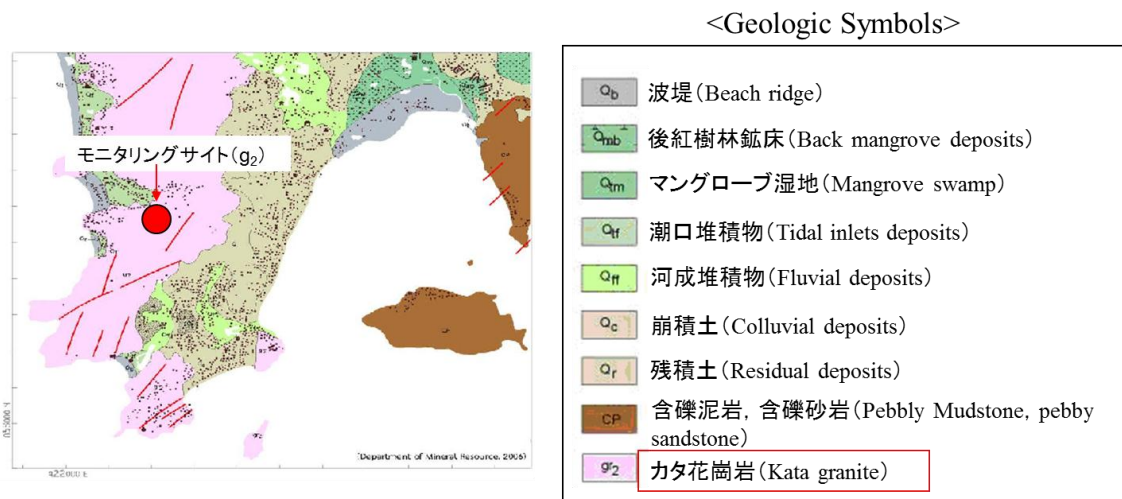


図 3-16 対象地域の地質マップ (Department of Mineral Resources, 2006)



図 3-17 当該斜面の残積土 (風化したカタ花崗岩)

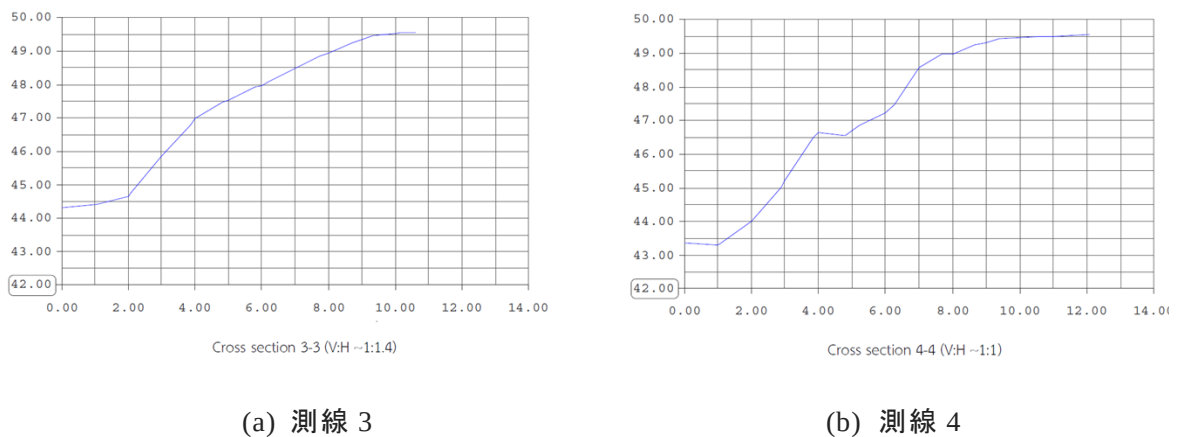
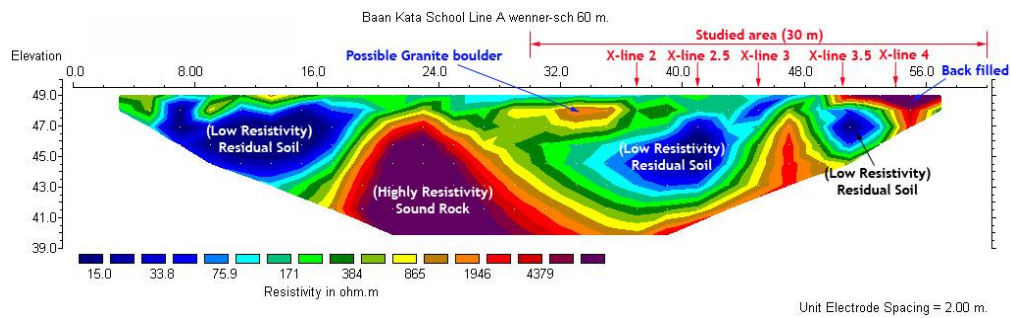


図 3-18 等高線調査の結果

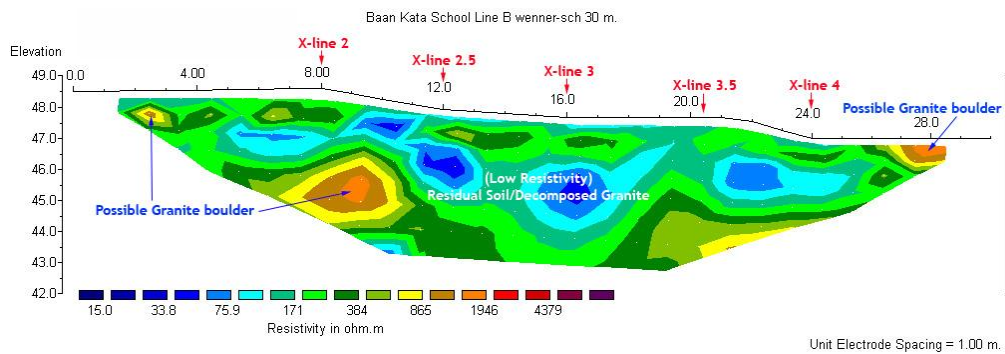
(V : H), すなわち約 37.5 度であるが, 測線ごとに斜面形状および平均傾斜が若干異なることが確認される。

(b) 比抵抗電気探査

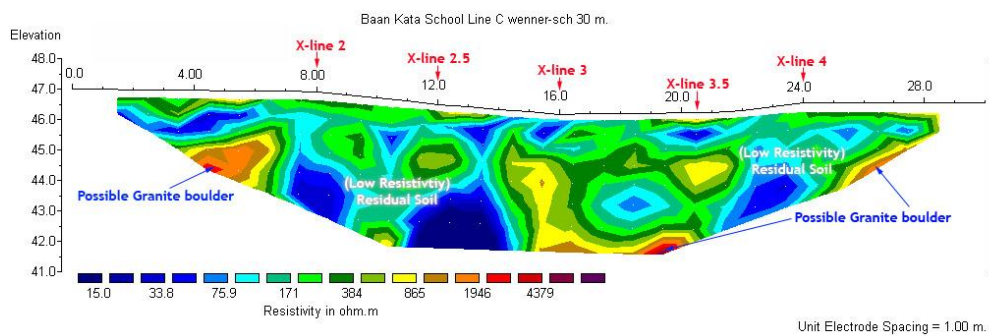
比抵抗電気探査の結果のうち, 斜面正面から向かって横方向の測線に沿った結果を図 3-19, 縦方向の測線に沿った結果を図 3-20 に示す。なお, 縦方向の結果については, 測線



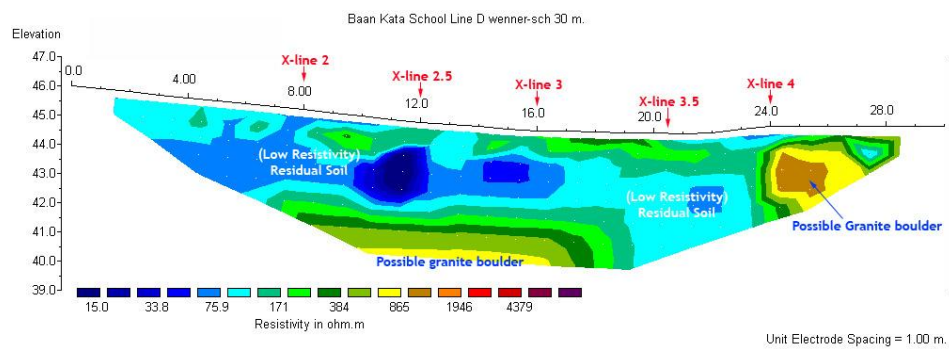
(a) 測線 A の抵抗値分布



(b) 測線 B の抵抗値分布

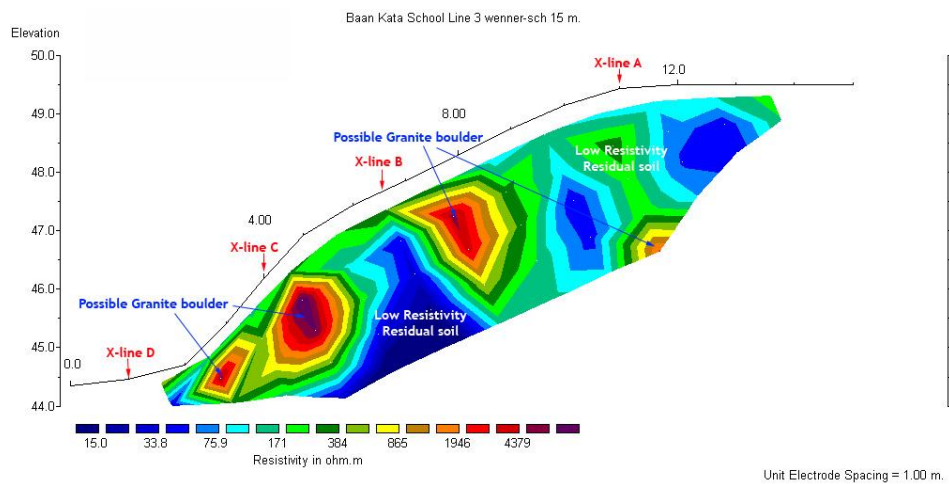


(c) 測線 C の抵抗値分布

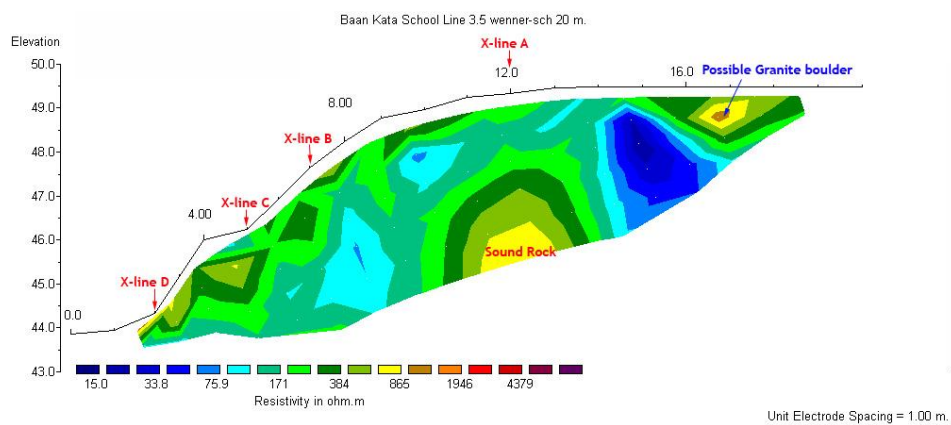


(d) 測線 D の抵抗値分布

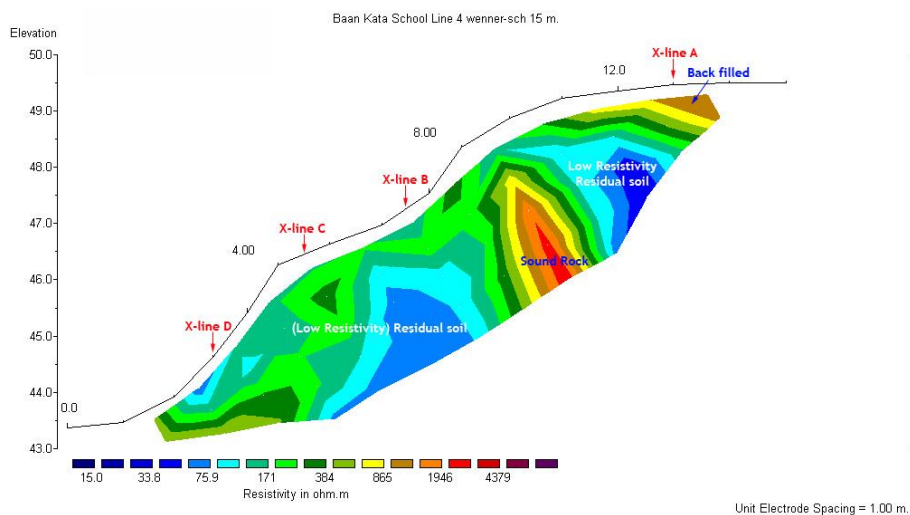
図 3-19 比抵抗電気探査の結果（横測線）



(a) 測線 3 の抵抗値分布



(b) 測線 3.5 の抵抗値分布



(c) 測線 4 の抵抗値分布

図 3-20 比抵抗電気探査の結果（縦測線）

3 から測線 4 の結果のみを示す。

まず，**図 3-19** に示す横方向の探査結果について考察を加える．見かけ上の抵抗値が 15 ～8650hm.m の部分については残積土あるいはまさ土として，抵抗値が 8650hm.m 以上の部分は花崗岩の礫であると解釈されることから，当該斜面は表層から 7～8m 程度までは，まさ化が進んでいることが分かる．しかし，全ての測線上において，深部において抵抗値 8650hm.m 以上の花崗岩の礫の存在が確認される．ここで，確認される礫の存在は次のように解釈できる．一般的に，岩盤には不連続面があり，岩盤の割れ目に沿って風化が進行する．この過程において，十分風化せずに一部岩のまま残ったものが**図 3-19** に示される抵抗値が大きい礫の部分である．また，同図において，抵抗値が場所ごとに異なることから，風化度が場所ごとに違うことは明白であり，当該斜面は極めて不均質であると考えられる．

次に，**図 3-20** に示す比抵抗電気探査の結果について考察を加える．測線 3 から測線 4 の縦方向の測線についても，表層付近については花崗岩が風化したまさ土であるが，比較的浅い領域に礫が存在することが確認される．とりわけ，測線 3 (**図 3-20(a)**) は表層 2m 程度の領域において，大きな礫が存在することが分かる．

以上をまとめると，当該斜面の地質は極めて不均質ではあるが，表層付近は風化が進んでまさ化している一方，深部では風化せずに岩のまま残った礫が存在する斜面であるといえる．このことから，斜面全体という大きな観点で見れば，表層ほど風化が進んでいるため，浅い領域ほど透水係数も大きくなることが想定される．

(c) 動的貫入試験

動的貫入試験は“Kunzelstab Penetration method”によって実施した．試験の配置を**図 3-21** に示した通りであり，結果については測線 3 および測線 4 の結果のみを示す．なお，打撃

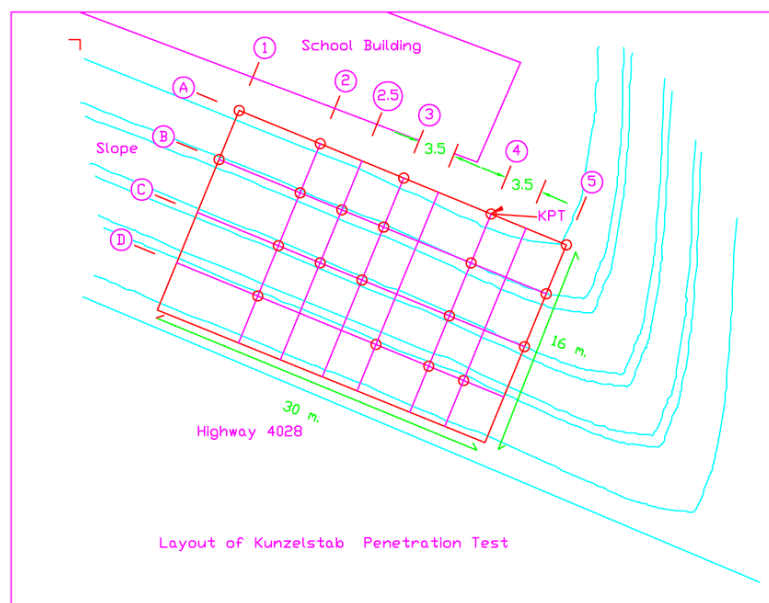


図 3-21 Kunzelstab Penetration test の配置図

表 3-3 砂あるいは低粘性土に対する打撃回数の相関

N (blows/ft)	KPT (blows/20cm)	内部摩擦角 (degree)	相対密度
0～4	0～6	25～30	とてもゆるい
4～10	6～18	27～32	ゆるい
10～30	18～55	30～35	ふつう
30～50	55～92	35～40	密
>50	>92	38～45	とても密

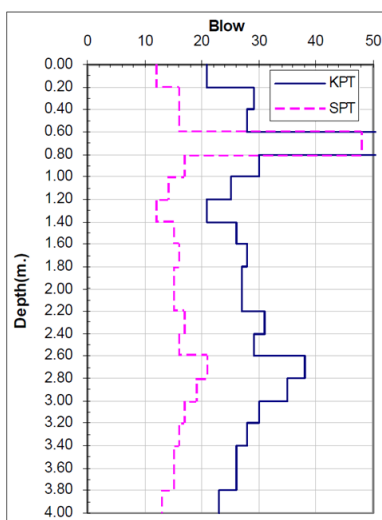
表 3-4 粘土あるいは粘性土に対する打撃回数の相関

N (blows/ft)	KPT (blows/20cm)	非拘束圧縮強度 Qu	コンシステンシー (T/m ²)
<2	0～3	<2.5	very soft
2～4	3～6	2.5～5.0	soft
4～8	6～14	5.0～10.0	medium stiff
8～15	14～27	10.0～20.0	stiff
15～30	27～55	20.0～40.0	very stiff
>30	>55	>40.0	hard

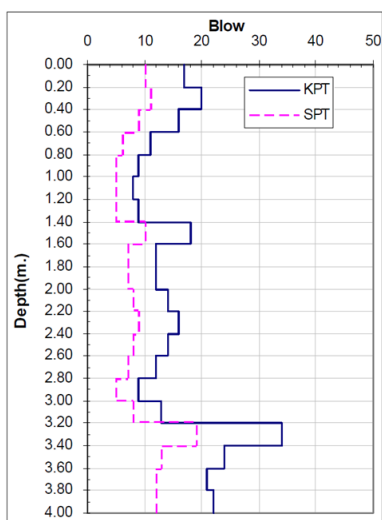
回数 KPT は標準貫入試験の打撃回数 $SPT(Blow/ft)$ を以下の式(3.4)で変換することにより求めた。

$$SPT = 0.539 \times (KPT + 0.954) \quad (3.4)$$

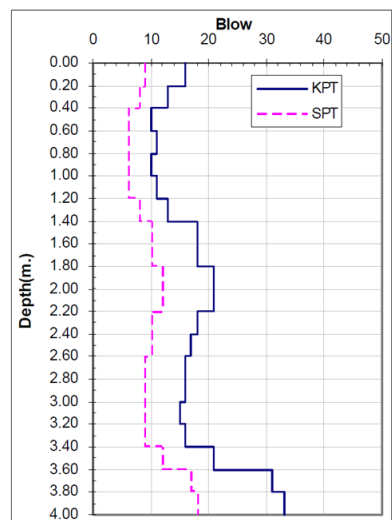
ここで、表 3-3、表 3-4 に打撃回数と各要素の相関を示す。また、図 3-22 に各箇所における試験結果を示す。表層付近、特に 0.00m から 1.00m の領域に関しては、 KPT が 6～18 程度である領域が多いことが確認される。このことから、当該斜面の表層付近は相対密度がゆるい地盤に分類され、動的貫入試験結果からも花崗岩が風化したまき土により当該斜面は構成されていることが分かる。しかし、同じ深度であっても、各箇所で KPT の値がかなり異なっていることが確認される。これは、深度方向でも同様の結果が得られている。この結果は、場所ごとの風化度の違いを表している結果であると考えられる。また、図 3-22(d)、図 3-22(f)、および図 3-22(g)に示されるように、深部において岩の存在を示すと推察される結果が得られた。以上で述べた動的貫入結果は、比抵抗電気探査の結果と調和的であるといえる。



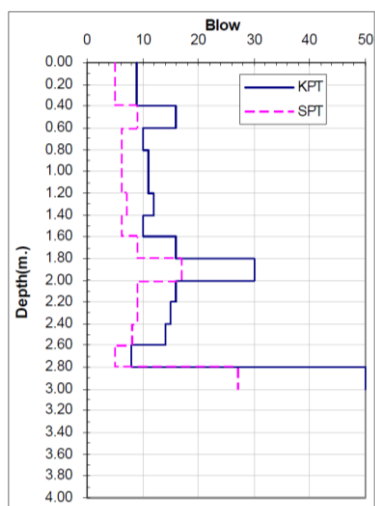
(a) A3



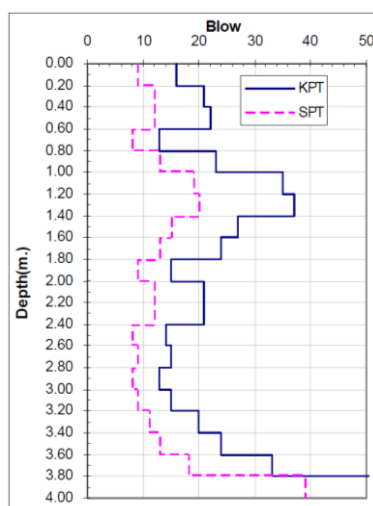
(b) A4



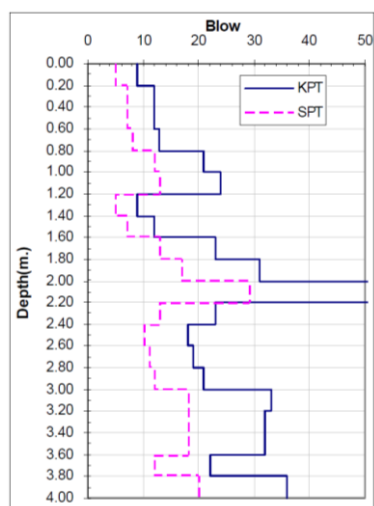
(c) B3



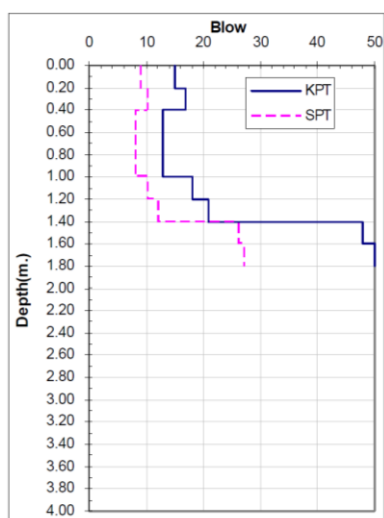
(d) B4



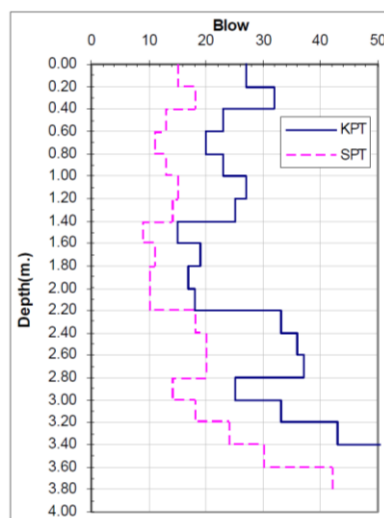
(e) C3



(f) C4



(g) D3



(h) D4

図 3-22 貫入試験結果

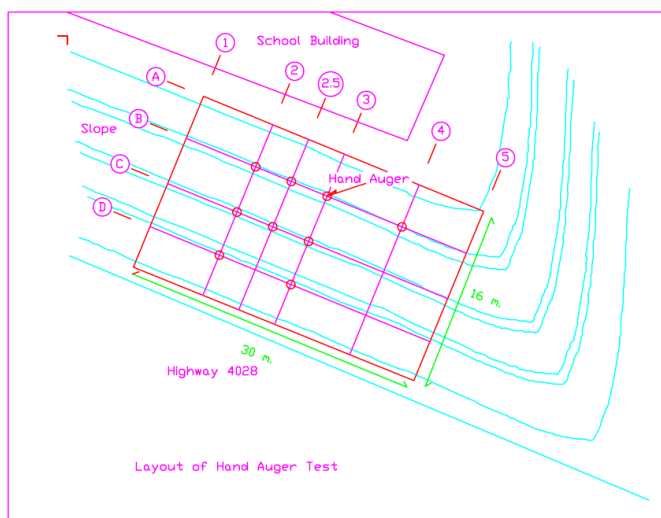


図 3-23 ハンドオーガーサンプリングの配置図

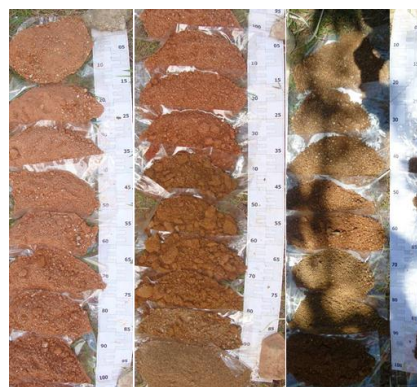


図 3-24 試験結果(B4)

(d) ハンドオーガーサンプリング

図 3-23 に示す配置図に従って、ハンドオーガーサンプリングを実施し、各地点の地質を目視により確認した。サンプリングの結果を図 3-24 に示す。なお、計測箇所が多いため、B4 の結果のみを示す。同図に示すように、深度を問わず所々団粒化した箇所が確認された。

(e) 供試体サンプリング

図 3-25 にサンプリングのためのテスト孔の位置を示す。乱さない供試体は KU-Miniature サンプリング装置⁴⁴⁾によって採集した。これらの供試体は KU 多段階せん断試験⁴⁴⁾および SWCC を求めるための室内試験に用いた。

ここで、図 3-26 に風化度による地質分類⁴⁵⁾を示す。この分類にしたがって、テスト孔の断面図の地質を分類したものを図 3-27 に示す。同図に示す通り、分類区分「IV : Highly weathered」には所々、岩の存在が確認される。また、土壌は赤褐色で主に砂質～シルト質の粘土によって構成されているといえる。

次にサンプリングされた供試体を用いて実施した室内試験について説明する。

3.2.3 室内試験

(a) 対象地盤の物性値

ハンドオーガーによって採集した乱した供試体を用いて、室内試験により対象地盤の各物性値を求めた。得られた結果をもとに作成した粒径加積曲線、および三角座標による分類をそれぞれ図 3-28、図 3-29 に示す。なお、結果については測線 3 および測線 4 上の結果のみを示すものとする。まず、粒径加積曲線は各地点・各深度ともにほぼ均質な傾向を示しており、これは当該斜面の地質の組成が表層から深部まで等しいことを示している。三角座標による分類では、中腹部の地質は深部まで比較的均一であり細粒分質礫質砂(SFG)

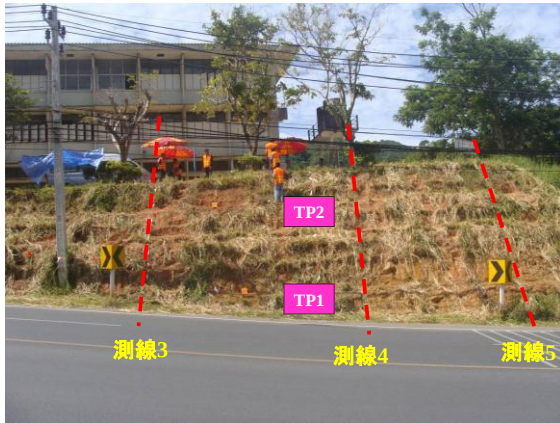


図 3-25 テスト孔の位置

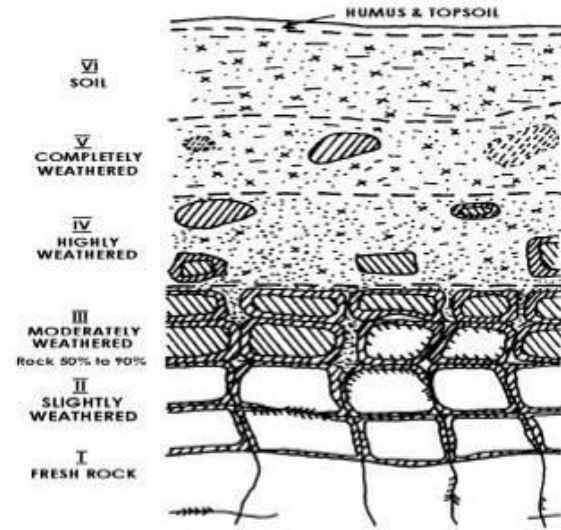
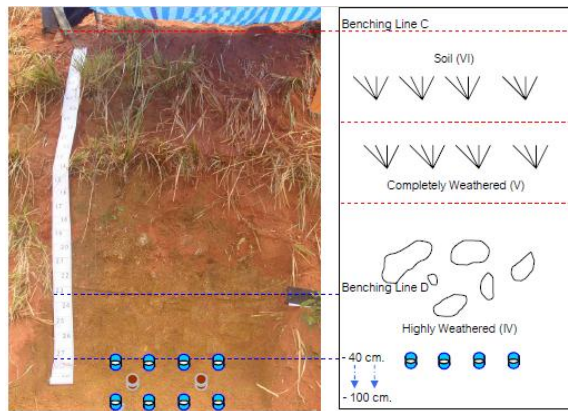
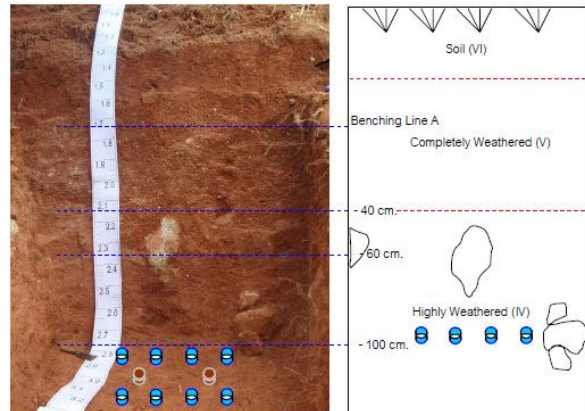


図 3-26 風化度による地質分類

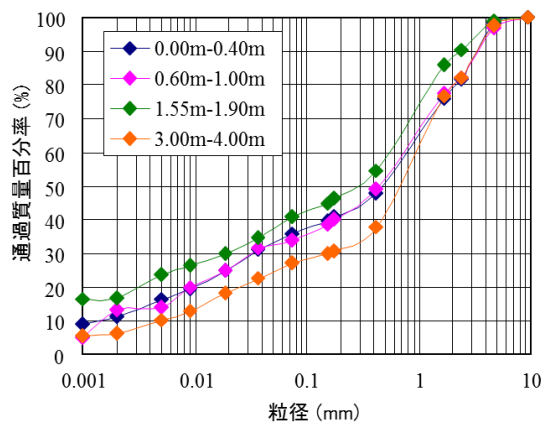


(a) TP1

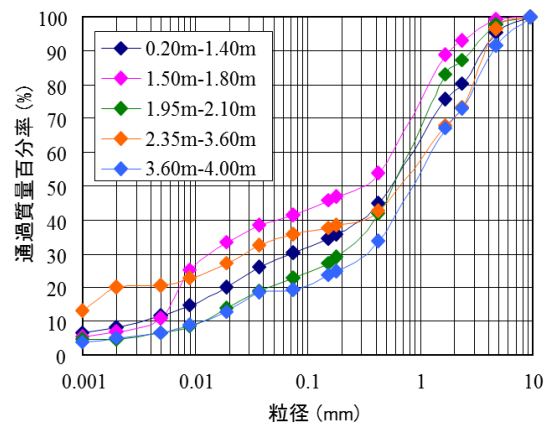


(b) TP2

図 3-27 土壌断面図

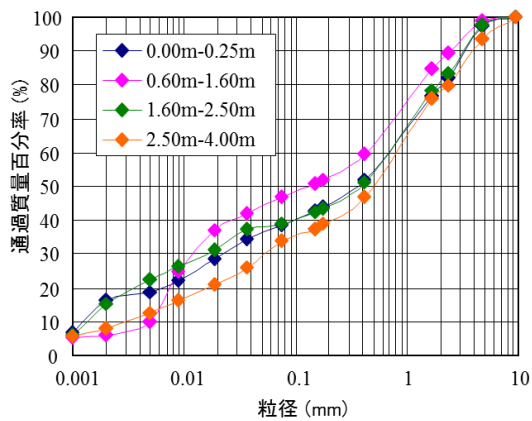


(a) B3

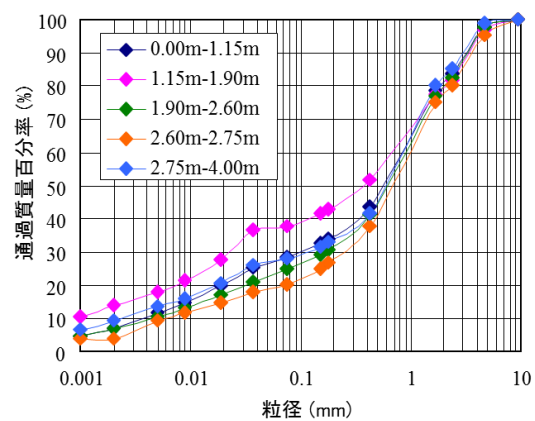


(b) B4

図 3-28 粒径加積曲線

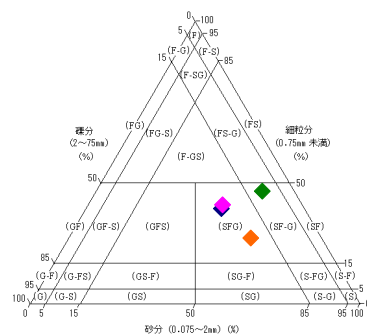


(c) C3



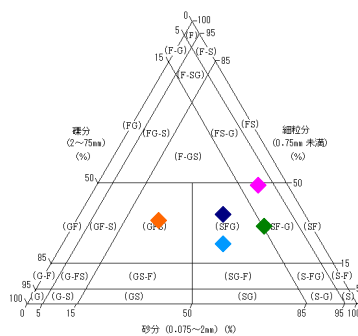
(d) D3

図 3-28 粒径加積曲線



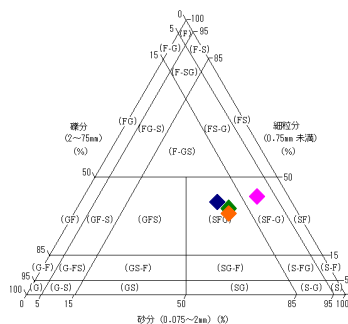
- ◆ 0.00m-0.40m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 0.60m-1.00m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 1.55m-1.90m : 礫まじり細粒分質砂 (SF-G)
- ◆ 3.00m-4.00m : 細粒分質礫質砂 (SFG)

(a) B3



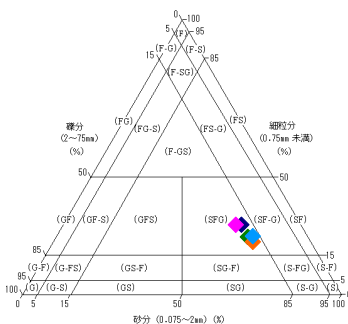
- ◆ 0.20m-1.40m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 1.50m-1.80m : 礫まじり細粒分質砂 (SF-G)
- ◆ 1.95m-2.10m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 2.35m-3.60m : 細粒分質砂質礫 (SFS)
- ◆ 3.60m-4.00m : 細粒分質礫質砂 (SFG)

(b) B4



- ◆ 0.00m-0.25m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 0.60m-1.60m : 礫まじり細粒分質砂 (SF-G)
- ◆ 1.60m-2.50m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 2.50m-4.00m : 細粒分質礫質砂 (SFG)

(c) C3



- ◆ 0.00m-1.15m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 1.15m-1.90m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 1.90m-2.60m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 2.60m-2.75m : 細粒分質礫質砂 (SFG)
- ◆ 2.75m-4.00m : 細粒分質礫質砂 (SFG)

(d) D3

図 3-29 三角座標による分類

に分類される。また、法尻部の地質についても同様に、深部まで比較的均一であり、概ね細粒分質礫質砂(SFG)で構成されていると推定される。

(b) セン断強度試験

深度 0.4m, 0.6m, 1.0m において全 18 個の乱さない供試体を採集し、KU-MDS セン断試験によって各供試体の比重、有効粘着力、有効内部摩擦角を求めた。KU-MDS セン断試験は土の飽和度を 60%, 80%, 100% の 3 通りに変えて実施した。本手法は Soralump および Thowiwat によって提案されたもので、試験結果を表 3-5 に示す。なお、本手法はせん断面上の垂直有効応力を一定にしてせん断する方法で、本質的に一面せん断試験と同様である。

各深度とも、飽和度の上昇とともに有効粘着力および有効内部摩擦角が減少しており、土のせん断強さが減少することを示している。また、TP-1, TP-2 における両結果とも深度との際立った相関は見られない。これは、テスト孔近傍の動的貫入試験結果である図 3-22 (d), (f), (h) に示されるように、テスト孔の地盤は GL-0.4m～GL-0.6m 付近で地盤の硬さが変化していることに起因するものと推察される。すなわち、当該斜面の地盤が浅層部においても極めて不均質であるため、深度方向に一律な傾向が見られなかったと考えられる。

(c) SWCC

乾湿繰り返し試験によって SWCC を求めるために、深度 0.4m～1.0m から供試体を採集した。表 3-6 に SWCC の室内試験で用いられた供試体の詳細一覧を、図 3-30 に試験結果をそれぞれ示す。

なお、図 3-30 においては「SWRC Fit - 土壌水分特性曲線の非線形回帰プログラム」を

表 3-5 KU-MDS セン断試験結果一覧

場所・深度	サンプル 番号	Gs	Sr(%)	有効粘着力 c'	有効内部摩擦角 ϕ'
TP2 中腹GL-0.4m	PK-7	2.38	60	16.279	20.04
	PK-5	2.38	80	9.709	20.06
	PK-6	2.38	100	7.649	17.03
TP2 中腹GL-0.6m	PK-10	2.37	60	8.826	27.01
	PK-11	2.37	80	3.334	27.00
	PK-9	2.37	100	0.196	23.93
TP2 中腹GL-1.0m	PK-17	2.41	60	6.865	30.12
	PK-21	2.41	80	4.119	28.18
	PK-24	2.41	100	3.344	25.58
TP1 法尻GL-0.4m	PK-31	2.37	60	14.416	36.03
	PK-30	2.37	80	4.903	32.68
	PK-29	2.37	100	2.452	26.30
TP1 法尻GL-0.6m	PK-39	2.38	60	7.355	31.84
	PK-38	2.38	80	5.786	24.37
	PK-37	2.38	100	1.863	24.43
TP1 法尻GL-1.0m	PK-42	2.37	60	10.787	33.18
	PK-43	2.37	80	11.180	29.57
	PK-44	2.37	100	1.079	28.89

表 3-6 供試体一覧

供試体	深度(m)	間隙比 e	間隙率 n	G_s	飽和度 $S_{r_{init}}$	単位体積重量 γ (kPa)
PK-01(TP2)	0.4	0.6625	0.3985	2.5	0.6536	17.64
PK-04(TP2)	0.4	0.7106	0.4154	2.6	0.3979	16.85
PK-12(TP2)	0.6	0.7438	0.4265	2.5	0.4679	16.33
PK-13(TP2)	0.6	0.7256	0.4205	2.5	0.4376	16.33
PK-18(TP2)	1.0	0.8257	0.4523	2.5	0.3815	15.42
PK-20(TP2)	1.0	0.9026	0.4744	2.5	0.3033	14.58
PK-25(TP1)	0.4	0.6304	0.3867	2.5	0.4894	17.23
PK-32(TP1)	0.4	0.5621	0.3598	2.5	0.5559	18.00
PK-33(TP1)	0.6	0.5790	0.3667	2.5	0.6256	18.13
PK-40(TP1)	0.6	0.5370	0.3494	2.5	0.6392	18.50
PK-41(TP1)	1.0	0.7773	0.4373	2.5	0.4706	16.12
PK-48(TP1)	1.0	0.5920	0.3719	2.5	0.6301	18.05

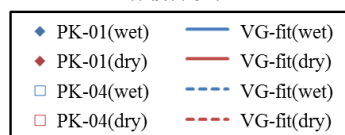
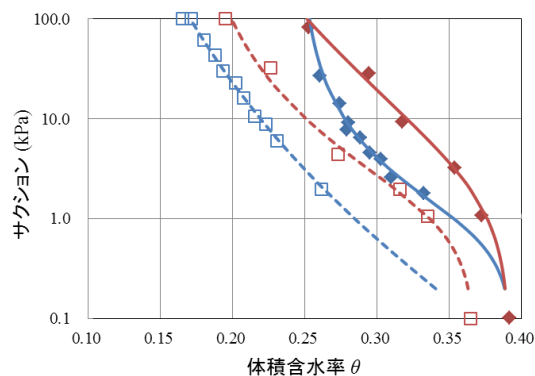
表 3-7 パラメータ推定結果 (van-Genuchten モデル)

	位置	深度(m)	吸水過程(wet)				乾燥過程(dry)			
			θ_s	θ_r	α	n	θ_s	θ_r	α	n
PK-01 (TP2)	中腹部	0.4	0.393	0.245	0.117	1.617	0.392	0.000	0.053	1.111
PK-04 (TP2)		0.4	0.433	0.033	3.386	1.132	0.368	0.162	0.086	1.383
PK-12 (TP2)		0.6	0.404	0.147	0.172	1.462	0.367	0.000	0.021	1.262
PK-13 (TP2)		0.6	0.386	0.102	0.578	1.217	0.382	0.000	0.309	1.113
PK-18 (TP2)		1.0	0.433	0.000	0.185	1.176	0.425	0.000	0.060	1.185
PK-20 (TP2)		1.0	0.618	0.026	4.576	1.191	0.460	0.000	0.201	1.175
PK-25 (TP1)	法尻部	0.4	0.344	0.114	0.200	1.354	0.339	0.134	0.026	1.354
PK-32 (TP1)		0.4	0.337	0.192	0.090	2.022	0.337	0.195	0.043	2.176
PK-33 (TP1)		0.6	0.449	0.130	12.233	1.172	0.368	0.000	2.774	1.079
PK-40 (TP1)		0.6	0.355	0.102	1.907	1.135	0.330	0.183	0.284	1.287
PK-41 (TP1)		1.0	0.820	0.160	13.211	1.352	0.429	0.178	0.245	1.546
PK-48 (TP1)		1.0	0.436	0.000	26.506	1.077	0.343	0.187	0.167	1.349

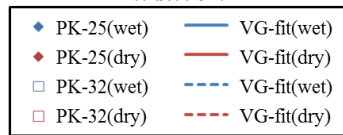
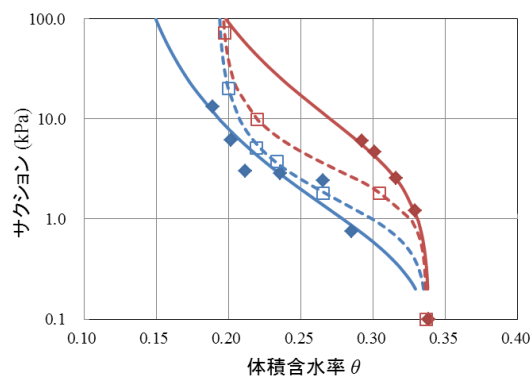
使用して行ったフィッティング結果を合わせて示している。同プログラムは、モデルの特性に応じて自動的にパラメータの初期値を定めて非線形回帰計算により最適パラメータが計算されるプログラムである。表 3-7 に、同プログラムを用いて推定された van-Genuchten モデルにおけるパラメータの推定結果を示す。

2.5 で述べたように、一般的に室内試験で得られる SWCC は吸水過程と排水過程で異なるというヒステリシスを描くとされている。図 3-30 に示すように、当該斜面においてもヒステリシスを描くことが確認される。しかし、図 3-30(e)に示す法尻部 GL-0.6m のみ明確なヒステリシスが確認されない結果となった。

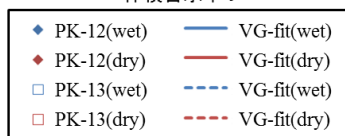
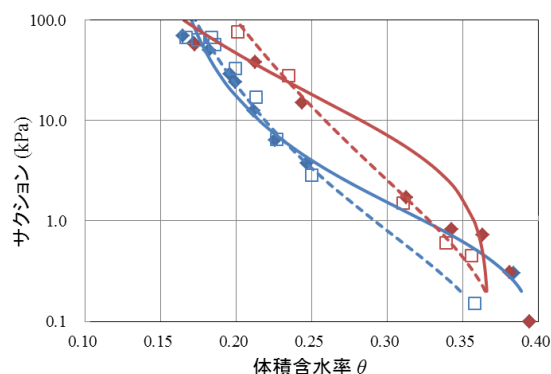
次に、日本のまさ土と当該斜面の試験結果の比較を行う。図 3-31 に大阪市交野市にある生駒山に分布する領家花崗岩の風化残積土（まさ土）とブーケットにおける室内試験結果を合わせて示す⁴⁶⁾。同図に示すように、弱風化試料の体積含水率の変化に伴うサクシヨンの変化と、強風化試料での体積含水率の変化に伴うサクシヨンの変化の傾向はほぼ等しく



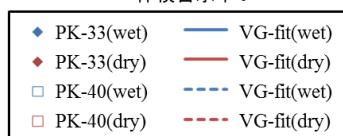
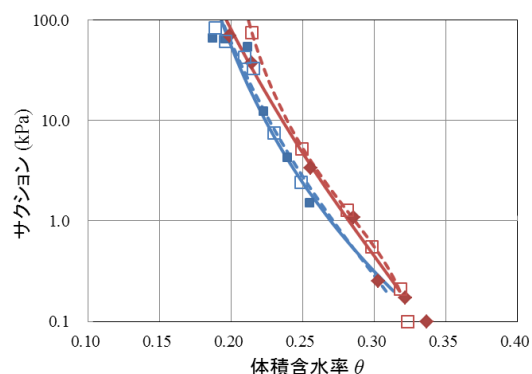
(a) 中腹—GL-0.4m



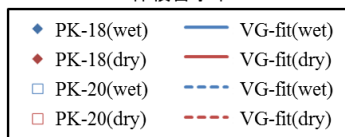
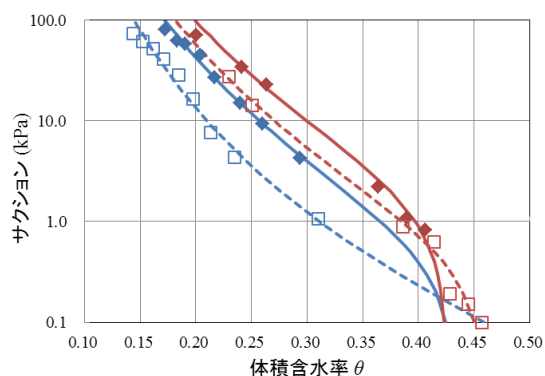
(d) 法尻—GL-0.4m



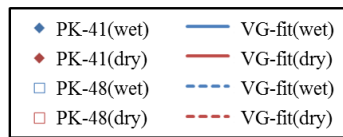
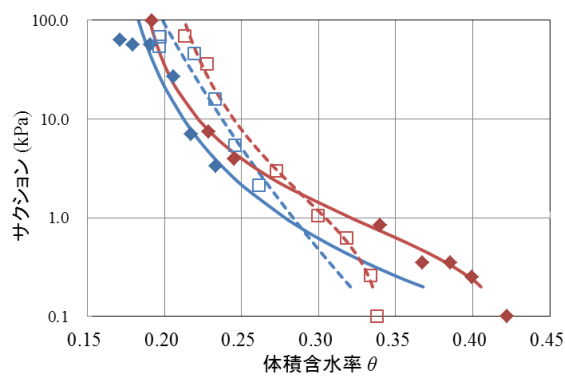
(b) 中腹—GL-0.6m



(e) 法尻—GL-0.6m



(c) 中腹—GL-1.0m



(f) 法尻—GL-1.0m

図 3-30 室内試験結果

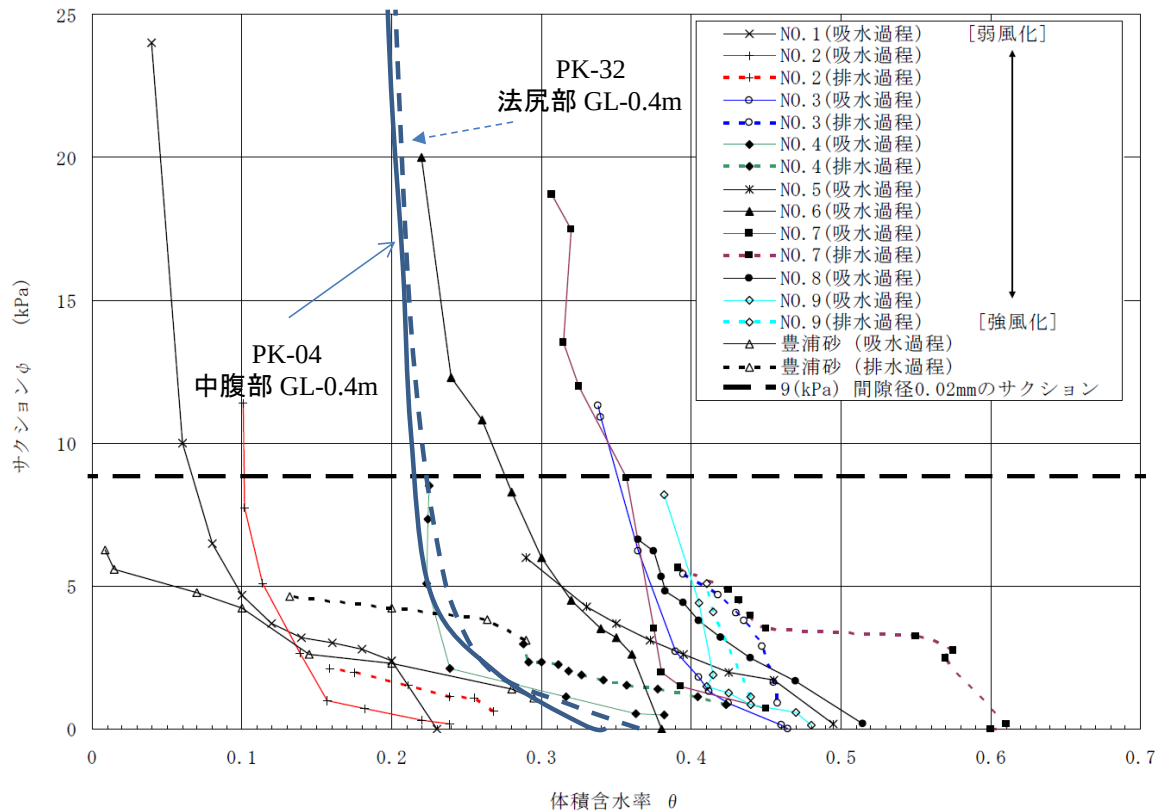


図 3-31 日本とプーケットの室内試験結果の比較⁴⁶⁾

なっており、体積含水率に対して水分特性曲線が平行移動していることが確認される。これはすなわち、強風化試料になるほど体積含水率が大きくなっていることを示している。このような体積含水率とサクシオンの関係は、土の間隙の特性に依存すると考えられている。すなわち、弱風化の試料では間隙の多くが土粒子間の間隙であり連続的にネットワークを形成しているため、土粒子内部の水分はあまり多くなく、水分の多くが流動しやすい土粒子間の間隙にあるものと考えられている。一方、風化が進んだ試料では、土粒子内部に細かな間隙が発達してくることにより、水分はその土粒子内部の間隙にも入るため体積含水率が多くなっていると考えられている。前述したように当該斜面は不均質ではあるが、**図 3-30** に示すように全ての室内試験結果で体積含水率の分布範囲が 20%~40%であり、**図 3-31** の No.4 と類似した SWCC の形状であることが確認される。このことから、SWCC の観点から見れば、1m 以浅では、場所によらず概ね同程度の間隙の大きさであり、したがって同程度の風化度であることが分かる。実際に、**表 3-6** より間隙率が計測場所によらず、0.4 程度であることが確認される。

3.2.4 原位置計測システム

次に、当該斜面の原位置計測システムの概要を述べる。まず、計測器配置に関する断面図、および平面図を**図 3-32**、および**図 3-33**に示す。同図に示すように、当該斜面では、土

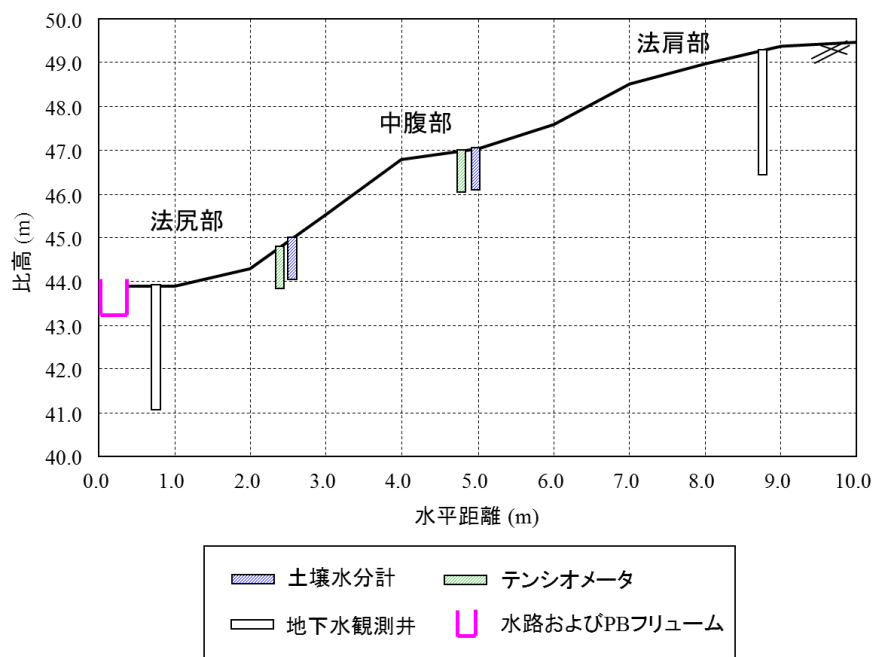


図 3-32 計測サイト断面図

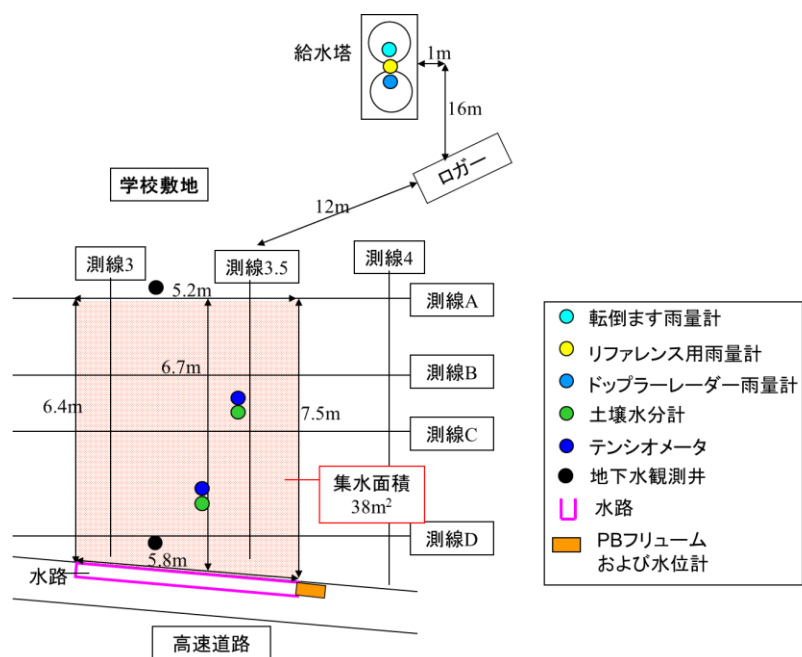


図 3-33 計測サイト平面図

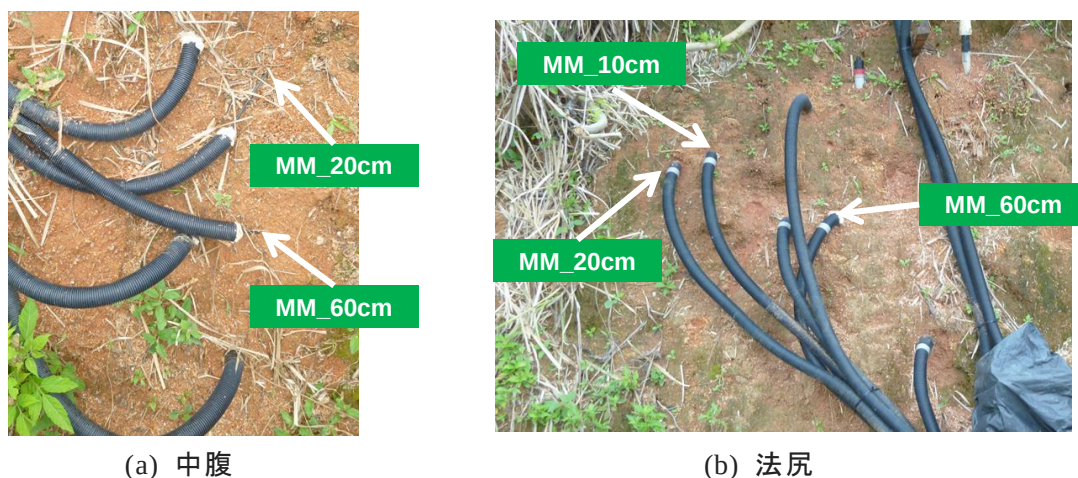
壤水分計，テンシオメータ，水位計および雨量計を設置して，それぞれ体積含水率，間隙圧，表面流出量，および降雨量を計測している．また，当該斜面における集水面積は 38m^2 であるが，斜面の平均傾斜が 37.5° であるため，有効集水面積は 30.15m^2 となる．なお，各計測機器はいずれも無降雨時は 10 分間隔で，降雨時には 1 分間隔での計測に切り替わるように設定している．以下でそれぞれの計測器の概要を述べるものとする．

(a) 土壌水分計

当該斜面においては、多点式のロッドタイプの土壌水分計とカードタイプの土壌水分計を設置している。しかし、前述したように、ロッドタイプの土壌水分計は管のまわりを伝って水が深部に浸み込みやすくなることが考えられ、実現象よりも体積含水率の上昇が速くなることや過大評価することが考えられる。そのため、本研究においては、カードタイプの土壌水分計を用いるものとする。当該斜面に設置しているカードタイプの土壌水分計を図3-34に示す。図3-35には、2012年9月21日の土壌水分計の設置状況を示す。2012年9月21日においては、土壌水分計の設置深度は中腹部2箇所（GL-0.2m,0.6m）、法尻部3箇所（GL-0.1m,0.2m,0.6m）であるが、設置している土壌水分計の数および深度は数回変更しているため、設置深度と設置している期間を表3-8に示す。計測原理は、ロッドタイプと同様に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 $\theta(\%)$ に換算した値が得られる。この校正式を求めるために、原位置サンプリングをした供試体を用いて室内試験を行った。その結果は図3-36に示す通りであり、以下の多項式校正によって、体積含水率に換算するものとする。



図 3-34 当該斜面に設置している土壌水分計（カードタイプ）



(a) 中腹

(b) 法尻

図 3-35 土壌水分計の設置状況

$$\theta = 1478.7V^5 - 4733.3V^4 + 5363.1V^3 - 2566.2V^2 + 543.38V - 33.437 \quad (3.5)$$

ここに、 $V(V)$ は電圧、および $\theta(\%)$ は体積含水率を表す。

(b) テンシオメータ

図3-37に当該斜面で使用しているテンシオメータを示す。テンシオメータのタイプは脱気水無補給型の埋設型テンシオメータであり、2012年8月31日から2012年9月9日までは中腹部・法尻部ともにGL-0.4m、GL-0.6m、GL-1.0mの3深度に設置し、2012年9月9日から2012年12月6日までは中腹部・法尻部ともにGL-0.2m、GL-0.6m、GL-1.0mの3深度に設置した。設置状況は図3-38に示す通りである。テンシオメータは、多点式の土壤水分計と同様にロ

表 3-8 土壤水分計設置深度と設置期間

(a) 中腹

開始日時	終了日時	中腹
2012/8/31 10:40	2012/9/10 10:50	0.1m, 0.4m
2012/9/10 11:00	2012/9/17 14:30	0.1m, 0.2m
2012/9/17 15:10	2012/12/6 17:30	0.2m, 0.6m

(b) 法尻

開始日時	終了日時	法尻
2012/9/8 12:30	2012/9/9 15:40	0.1m, 0.4m
2012/9/9 15:50	2012/9/10 11:20	0.1m, 0.4m, 0.6m
2012/9/10 11:50	2012/12/6 17:30	0.1m, 0.2m, 0.6m

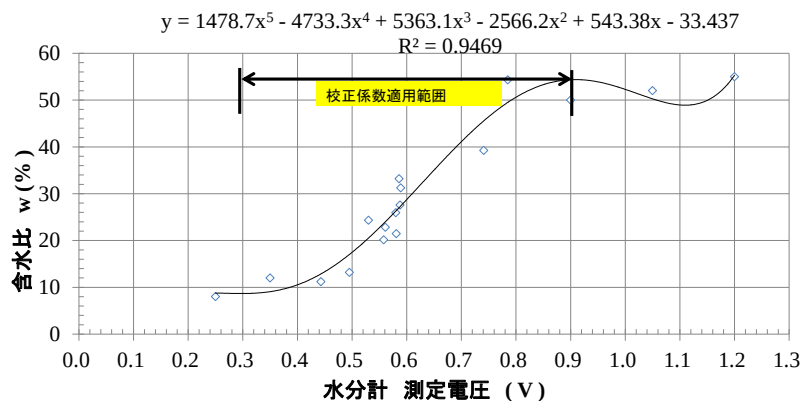


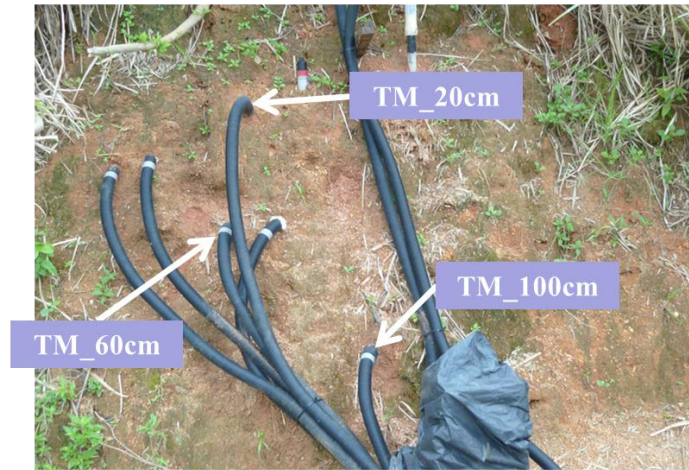
図 3-36 土壤水分計の校正結果



図 3-37 当該斜面で使用しているテンシオメータ



(a) 中腹



(b) 法尻

図 3-38 テンシオメータの設置状況

ッドタイプのテンシオメータであるが，以下の方法により埋設しているため，管の周りを水が伝って深部に水が浸み込まないようにしている．すなわち，テンシオメータの径より少し大きな孔を掘り，テンシオメータを挿入し，その周りに当該斜面の土を充填する方法をとっている．この埋設方法によりテンシオメータの周りの空隙形成や埋設時のテンシオメータの損傷といった問題を解決することが可能になった．

(c) 表面流出量計測システム

図 3-39 に示すように，降雨時に集水域から発生する表面流出量を計測するために当該斜面法尻部にコンクリートを用いて水路を構築した．水路の寸法は幅 0.3m，深さ 0.25m，長さ 4.8m であり，水路面積は 1.44m² である．また，地面の傾斜にそって水路内に傾斜を持たせた構造となっており，水路の先端は，図 3-40 に示す PB フリュームを設置するために水平になっている．表面流出が発生した際に，対象領域からの流出量を正確に計測するために斜面上に側壁を構築している．側壁は，杭を使用して木材版を斜面傾斜に沿って打設し，さらに側壁と地面の間をモルタルセメントによって補強されている．このように両側を側壁で囲んだ集水領域の面積は約 38m² である．

水路の先端に設置されている PB フリュームおよびデジタル超音波センサによる表面流出量の計測システムについて以下で述べる．

PB フリュームは従来，主に下水・廃水などの流量計測等に用いられてきた．本研究で用いた PB フリュームの種類は「FRP 製標準型」，フリユームサイズは「PB-100F」であり，その最大流量は 12.7m³/hr，最大水位は 77mm である．図 3-40(b) に示すように，PB フリュームはフリユーム内の底の一部が凸部になっており，PB フリューム内を通過する流量のうち，その凸部前の上流計測部分における水深 H_u を計測することにより，流量 Q を求めることができる．デジタル超音波センサの設置状況は図 3-40 に示す通りであり，デジタル超

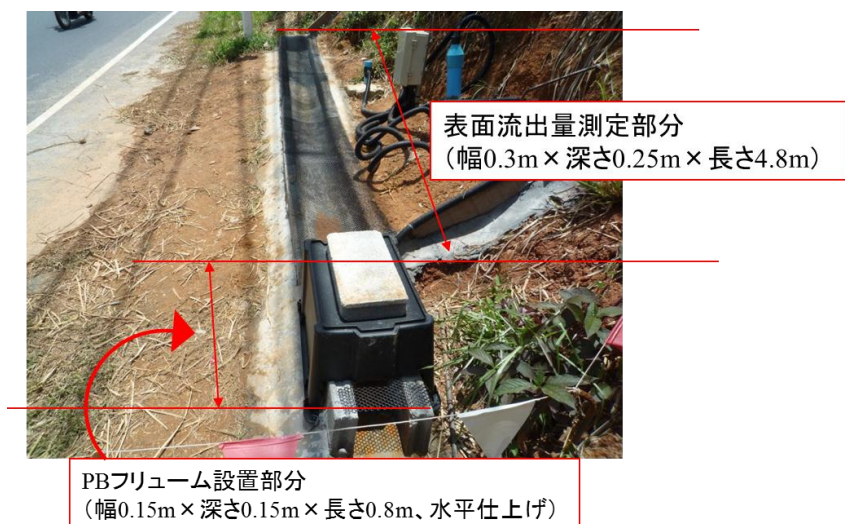
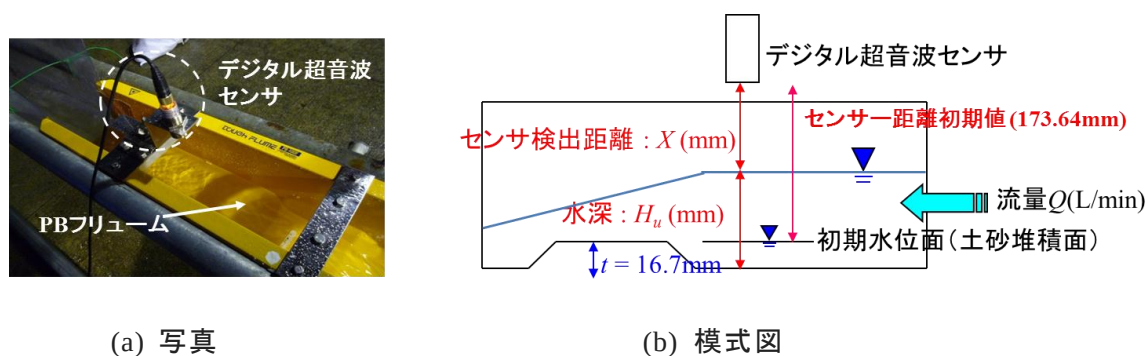


図 3-39 斜面法尻部の水路



(a) 写真

(b) 模式図

図 3-40 PB フリュームおよびデジタル超音波センサ

音波センサにより，設置された箇所から水面までの距離を測定する．ここで，そのセンサ検出距離を $X(\text{mm})$ とすると，水深 $H_u(\text{mm})$ は以下の式(3.6)で示される．

$$H_u = 173.64 - X + 16.7 \quad (3.6)$$

そして，PB フリュームの測定原理を用いて作成した水位-流量の関係により，水深 $H_u(\text{mm})$ を流量 $Q(\text{L/min})$ に換算する．

$$Q = 0.0531H_u^2 - 1.8009H_u + 16.06 \quad (3.7)$$

なお，PB フリュームの測定原理および水位-流量の関係の導出については，既往の文献 43) を参照されたい．

(d) 雨量計

2.1 において，転倒ます型雨量計は高強度降雨時に想定される降雨の取り漏らしが少ないことについては言及した．それに加え，当該斜面では高強度降雨時にも 10m/sec を超え

表 3-9 Slope-P における飽和透水係数

ボアホールパーミアメータ法	法肩部(井戸深度GL-2.92m)	$6.79 \times 10^{-4} \text{cm/s}$
	法尻部(井戸深度GL-2.26m)	$5.48 \times 10^{-4} \text{cm/s}$
表層浸透実験	法肩部	$1.51 \times 10^{-2} \text{cm/s}$
	中腹部1	$7.22 \times 10^{-3} \text{cm/s}$
	中腹部2	$1.74 \times 10^{-3} \text{cm/s}$
	法尻部	$1.15 \times 10^{-2} \text{cm/s}$



図 3-41 転倒ます型雨量計の設置状況

る突風が観測されていないことが川合⁴³⁾により報告されている。したがって、風速の増大による降雨捕捉率の低下もほとんどないと考えられ、転倒ます型雨量計は当該斜面においても十分適用可能であるといえる。そこで、当該斜面においても、ナコンナヨックと同様に同雨量計を用いることとする。雨量計の設置状況は図 3-41 に示す。しかしながら、同雨量計はその計測機構上、0.5mm 毎の離散値であることに留意されたい。

3.2.5 既往の原位置試験結果

2011 年 9 月 1 日～2011 年 9 月 5 日に、当該斜面における飽和透水係数を求めるため、原位置試験を行った。実験の詳細については既往の文献⁴³⁾を参照されたい。ここでは、原位置試験によって求めた地下水観測井付近、および表層地盤の飽和透水係数を示す。表 3-9 において、表層地盤の飽和透水係数が $10^{-1} \sim 10^{-2}$ 程度大きいことから、深部にいくにつれて透水性が低下していることが確認される。Slope-P における原位置試験結果に加え、Slope-N における飽和透水係数が $10^{-5} \sim 10^{-6} \text{cm/sec}$ であることを踏まえると、Slope-P は透水性の高い地盤で Slope-N は比較的透水性の低い地盤であると解釈される。

第4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、斜面表層領域における雨水流出浸透特性について検討を加える。本研究においては、主に最も危険性が高いと想定される風化花崗岩から構成される Slope-P（タイ・プーケット）の計測結果について検討を加え、その比較対象として風化流紋岩から構成される Slope-N（タイ・ナコンナヨック）の計測結果を用いる。

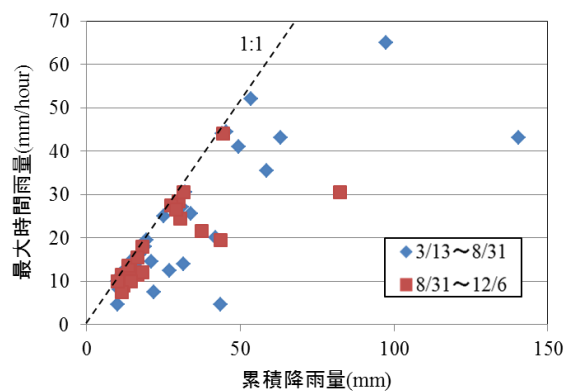
4.1 降雨量

Slope-P（タイ・プーケット）において、2012年3月13日から2012年12月6日までに観測された降雨のうち、累積降雨量が10mmを超える全降雨を本研究における対象降雨とする。なお、8月31日までは降雨量、表面流出量のみの計測であるが、8月31日以降はこれらに加え、体積含水率および間隙圧の計測も行っている。対象降雨は58降雨であり、8月31日までが37降雨であり、それ以降が21降雨である。対象降雨の累積降雨量と最大時間雨量の関係を図4-1(a)に示し、累積降雨量と最大10分間雨量の関係を図4-1(b)に示す。なお、雨の降り終わりは降雨量0mmが1時間以上続いた時点としている。雨の強さと降り方について気象庁は表4-1のように定義している⁴⁷⁾。図4-1(a)に示すように、ほぼ全ての降雨が10mm/hour以上の降雨であり、「強い雨」とされる20mm/hour～30mm/hourの降雨や「激しい雨」とされる30mm/hour～50mm/hourの降雨が数多く計測されている。また、同図において累積降雨量と最大時間雨量の1:1の直線に近い部分にプロットが集中していることが確認される。以上より、当該斜面において高強度の降雨が短期間に集中する特性を持った降雨が観測されているといえる。次に、図4-1(b)に着目すると、最大10分間雨量が10mm/10min（時間雨量60mm/hourの降雨強度）を超える降雨が3月13日から12月6日までに22降雨観測されており、このような降雨は瞬間的には滝のように降る「非常に激しい雨」が降っているといえる。ただし、Slope-Pについては、強度の違いが雨水流出浸透特性に与える影響についても考慮するため、低強度の降雨についても対象降雨としている点に留意されたい。

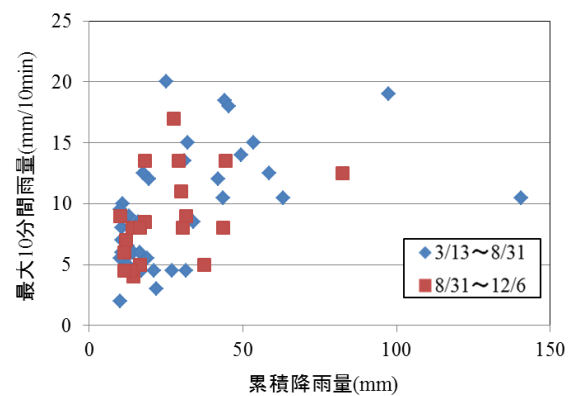
また、Slope-N（タイ・ナコンナヨック）における降雨についても Slope-P と同様の整理方法で対象降雨を図4-2に示す。Slope-N の対象降雨は高強度降雨としているため、2008年および2010年の2年間のデータであるが、対象降雨が合計40降雨となっている。Slope-N における降雨についても Slope-P と同様に高強度の降雨が短期間に集中する特性を持つ降雨が観測されている。また、最大10分間雨量については全ての降雨について5mm/10min以上であることから、これらの降雨は瞬間的には最大30mm/hour以上の降雨強度を有しており、豪雨を対象としているといえる。

表 4-1 雨の強さと降り方⁴⁷⁾

時間雨量(mm/hour)	予報用語	人の受けるイメージ	災害発生状況
10～20	やや強い雨	ザーザーと降る	この程度の雨でも長く続く時は注意が必要
20～30	強い雨	どしゃ降り	側溝や下水、小さな川があふれ、小規模のがけ崩れが始まる
30～50	激しい雨	バケツをひっくり返したように降る	山崩れ・崖崩れが起きやすくなり危険地帯では避難の準備が必要
50～80	非常に激しい雨	滝のように降る(ゴーゴーと降り続く)	・都市部では地下室や地下街に雨水が流れ込む場合がある。・土石流が起こりやすい。・多くの災害が発生する。
80～	猛烈な雨	息苦しくなるような圧迫感がある。恐怖を感じる	雨による大規模な災害の発生するおそれが高く、厳重な警戒が必要

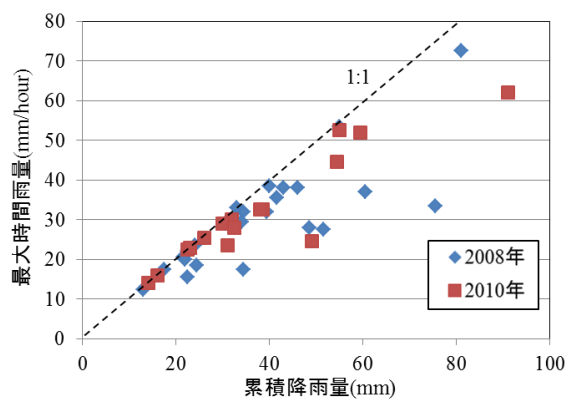


(a) 累積降雨量と最大時間雨量の関係

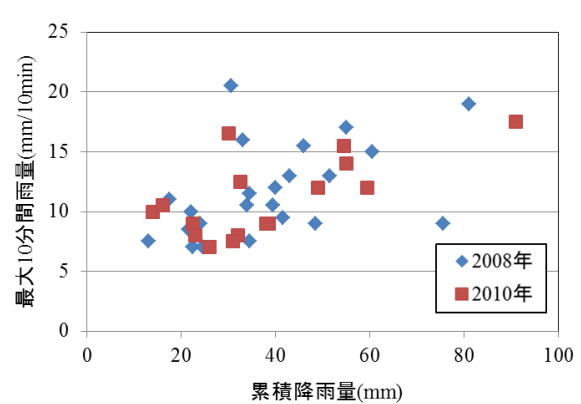


(b) 累積降雨量と最大 10 分間雨量の関係

図 4-1 対象降雨 (Slope-P)



(a) 累積降雨量と最大時間雨量の関係



(b) 累積降雨量と最大 10 分間雨量の関係

図 4-2 対象降雨 (Slope-N)

4.2 蒸発量

4.2.1 計測の概要

Slope-P における蒸発量を簡易な方法により求めるため、2012 年 8 月 29 日から 9 月 20 日までの無降雨日に以下の計測を行った。まず、**図 4-2** に示すように内径 53.5cm の大きな容器を水平になるように土中に固定し、その中央に計量カップを固定した。そして、計量カップの縁からの水面までの距離を 1 日 1 回スケールにより計測し、容器内の水位変化を計測した。9 月 19 日から 20 日にかけては**図 4-3** に示す水圧式水位計により水位変化を計測したため、9 月 20 日のデータは精度の高いデータであるといえる。なお、水量が少ないと容器内の水が温められて過剰に蒸発が発生する可能性があるため、出来る限り水位を高くするように適宜計測の直後に水を補充した。また、水面に対して風が吹く、すなわち新しい空気が来ると液体の水分子が気体へ移動する数が増え、水の気化が促進されることが想定される。そこで、風による水面の低下の影響を出来る限り少なくするために径の大きな容器を用いている。計測の際、**図 4-2** に示す目印の部分から毎回計測を行った。



図 4-2 蒸発量計測



図 4-3 水圧式水位計

4.2.2 ソーンズウェイト法による蒸発散量の推定

本研究においては、蒸発散量の推定のためにソーンズウェイト法を用いるものとする。以下に、ソーンズウェイト法によって当該斜面における蒸発散量を推定する過程を示す。

Thornthwaite⁴⁸⁾が提案した月平均の蒸発散量の推定式を以下に示す。

$$\begin{aligned} E_p(i) &= 0.533D_0(i)(10t_i/J)^a \\ a &= 6.75 \times 10^{-7} J^3 - 7.71 \times 10^{-5} J^2 + 1.79 \times 10^{-2} J + 0.492 \\ J &= \sum_{i=1}^{12} (t_i/5)^{1.514} \end{aligned} \tag{4.1}$$

ここで、 $E_p(i)$ (mm/day)は*i*月の1日あたりの基準となる蒸発散量であり、Thornthwaiteの可能蒸発散量とよばれる。 t_i は*i*月の月平均気温であり、 $D_0(i)$ は12hour/dayを1単位とする*i*月の月平均可照時間を表す。この値にある係数を乗じることによってその地域での実蒸発散量を推定する。本研究においては $D_0(i)$ を1と仮定し、2011年のプーケットにおける月平均気温をもとにそれぞれの月平均の蒸発散量を算定した。その結果を図4-4に示す。この値を理論値とし、以下で計測結果との比較を行うこととする。ただし、Thornthwaiteの可能蒸発散量は土中からの蒸発量と植生からの蒸散量の総和であるのに対して、計測結果は水面からの蒸発量のみであるという点で違いはある。

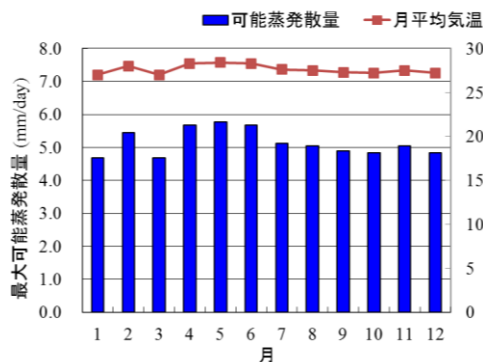


図 4-4 可能蒸発散量

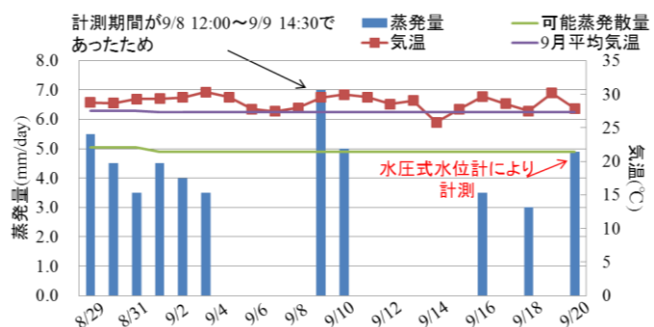


図 4-5 計測結果

4.2.3 計測結果

図4-5にSlope-Pにおける蒸発量の計測結果を示す。なお、この計測方法は水位変化を計測しているために降雨日の蒸発量は計測できていない。図4-5において、1日あたりの蒸発量は3~5mm程度であることが確認される。可能蒸発散量を上回る蒸発量が計測されている日が3日あるが、その要因は当該日が平均気温を上回る気温であるためと考えられる。9月9日の結果については可能蒸発散量を大きく上回る7.0mmが蒸発しているが、これは上記の要因に加えて計測期間が長かったことも可能蒸発散量を上回る要因の一つになっていると推察される。さらに、計測の延長時間が12:00~14:30という最も蒸発量が多いと考えられる時間帯であったことも影響していると考えられる。図4-5に示すように、水圧式水位計による計測結果についても4.9mmであり、やはり1日あたりの蒸発量は3~5mm程度であると解釈される。それに加え、植生からの蒸散量も加算されることを加味すれば、Slope-Pにおける可能蒸発散量に乘じる係数の値は1に近いと推察される。すなわち、タイ特有の猛暑および強烈な日射により可能蒸発散量に近い実蒸発散量が発生している。この結果はKazamaら⁴⁹⁾がタイとベトナムで得た月別の森林域における蒸発散量の結果とも調和的である。Kazamaらは9月の月蒸発散量は150mm/monthであることを報告しており、日蒸発散量に換算すれば5mm/day程度であることがわかる。一方、東京における月蒸発散

量は 90mm/month と報告されており、タイの蒸発散量に比べて少ない。このように 1 カ月のような長い期間で見ると、タイと日本における蒸発散量の違いが顕著に見られるが、降雨期間中に着目すれば短期間であるため、その蒸発散量の違いが雨水流出浸透挙動に与える影響は小さいと推察される。また、図 4-1(a)に示す本研究で対象としている降雨に着目すると、累積降雨量と最大時間雨量の 1:1 の直線に近い降雨が多いことから、降雨が短期間に集中する特性を持った降雨が多いと解釈される。これは降雨継続時間が短いことを表しており、そのため蒸発散量の影響は非常に小さいと推察される。そこで、本研究においては、降雨中における蒸発散量については無視するものとする。

4.3 表面流出量

本節では、表面流出量の量に関する考察、および発生機構に関する考察を行う。量に関する考察については、時系列データと流出比の観点から考察を加える。ここでは、二つの計測サイトにおける雨水流出特性の差異について言及する。なお、流出比は降雨に対する流出の割合で、1 雨で議論する場合は総流出量を累積降雨量で除した値となり、ピーク流量で議論する場合はピーク流量をピーク雨量で除した値となる。さらに、表面流出量と体積含水率の関係から表面流出の発生機構について考察を行う。

4.3.1 時系列データ

まず、図 4-6 に Slope-P (プーケット) における 2012 年 10 月 17 日 22:20 から 39 分間に発生した 1 分間隔の降雨量と表面流出量を示す。降雨強度(mm/min)に斜面の有効集水面積 (30.15m²) をかけて降雨量(L/min)としている。なお、時系列データの考察においては、転倒ます型雨量計による雨量計測がその計測機構により 0.5mm ずつの離散値となっているため、水路に直接降った雨水と表面流出量を分離することは難しい。そのため、ここでは水路に直接降った雨水も表面流出量に含まれている。ただし、Slope-P の有効集水面積は 30.15 m² で、水路面積が 1.44m² であることから、集水面積に占める水路面積が占める割合は 4.8%程度である。このように集水面積に占める水路の割合が小さいことからその影響も小さいと解釈される。

同図に示すように、降雨量 75L/min (2.5mm/min の降雨強度) で、約 36%の表面流出量のピーク流量が発生していること、および表面流出量のハイドログラフは降雨波形と調和的であることが確認できる。表面流出の開始時間に着目すると、降雨開始後およそ 5 分後であることが確認される。前述したように、ここでは水路に直接降った雨水も表面流出量として計測されているが、水路の割合は小さいため、この降雨における表面流出の開始時間をおよそ 5 分後とすることは妥当であると解釈される。また、図 2-1 に示したホートン流出の模式図にあるように、当初は降雨の 10%以下の流出量であるが、降雨強度の増加と

10/17 22:20～10/17 22:58

- 降雨継続時間...39min
- 累積降雨量...27.5mm
- 最大10分雨量...17mm/10min
- 最大1分雨量 ...2.5mm/1min

※有効集水面積30.15m²

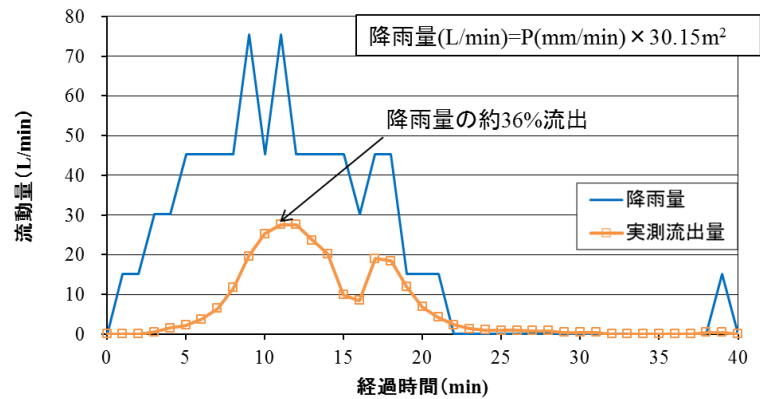


図 4-6 表面流出量時系列データ (Slope-P)

9/7 0:14～9/7 2:31

- 降雨継続時間...138min
- 累積降雨量...54.5mm
- 最大10分雨量...17.5mm/10min
- 最大1分雨量 ...2.0mm/1min

※有効集水面積509.33m²

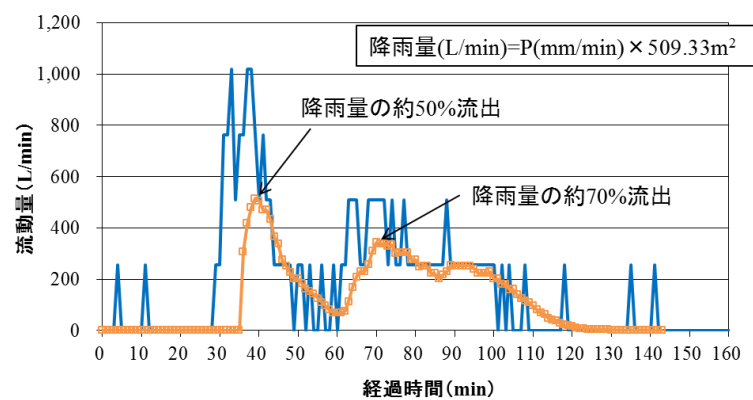


図 4-7 表面流出量時系列データ (Slope-N)

ともに、流出量の増加（流出比の増加）が急激に発生し、降雨ピーク時で約 36%程度の流出量（流出比 0.36）が認められる。逆の観点で捉えれば、2.5mm/min（時間雨量 150mm/hour）を超える高強度降雨でも、降雨の 60%以上は斜面に浸透量、もしくは表層貯留量としてストックされることが確認できる。降雨全体で見た場合の流出比は 27%程度であり、39 分間に 27.5mm の降雨が集中しても 70%以上は斜面にストックされることとなる。しかしながら、当該斜面において、ホートン流出が発生していることは言うまでもなく事実である。

次に、図 4-7 に Slope-N（ナコンナヨック）における 2010 年 9 月 7 日 0:14 から 146 分間に発生した 1 分間隔の降雨量と表面流出量を示す。降雨強度(mm/min)に斜面の有効集水面積（509.33m²）をかけて降雨量(L/min)としている。ただし、Slope-N の水路面積が 36.74m²であることから、集水面積に占める水路面積が占める割合は 7.2%程度である。したがって、Slope-P に比べて水路面積が占める割合が若干大きくなっている。

同図に示すように、降雨量 1000L/min(2.0mm/min の降雨強度)で、約 50%の表面流出量のピーク流量が発生していることが確認できる。ピーク流量について図 4-6 と図 4-7 を比較すると、図 4-6 においては 2.5mm/min の降雨強度で約 36%の表面流出量であったが、図 4-7

においては2.0mm/minの降雨強度で約50%の表面流出量が発生していることが確認できる。この差異は、Slope-Nは比較的透水性の低い風化流紋岩から構成されている斜面であるため、流出にまわる割合が大きくなっていると推察される。また、**図 4-7**において、表面流出量のハイドログラフと降雨波形は調和的であるが、表面流出量のピークが降雨量のピークに比べて遅れていることが確認できる。これは、ナコンナヨックは斜面が大きいために、法尻部まで雨水が流れてくるまでに時間がかかるためであると解釈される。さらに、40分ごろの流出のピークと70分ごろの流出のピークについて着目すると、初めのピーク時は約50%の表面流出量が発生しているのに対して、2回目のピーク時は降雨強度が半分であるにも関わらず、約70%の表面流出が発生している。このピーク時の流出比の差異は浸透能の低下によると推察される。すなわち、ホートンの浸透理論に代表されるように、雨水が十分に供給される場合、降雨時間の経過とともに浸透能が低下して最終浸透能に収束するとされているが、降雨波形が複雑かつ常に地表面が薄い湛水状態にあるわけではない実降雨の場合にも、浸透能の低下が起こるといえる。

4.3.2 流出比

次に、累積降雨量と流出比の関係について**図 4-8**に示す。前述したように、流出比は総流出量を累積降雨量で除した値であり、1雨に占める流出の割合を示している。ここでは、水路に直接降った降雨量を引いて総流出量を算出している。**図 4-8(a)**および**図 4-8(b)**にそれぞれSlope-N（ナコンナヨック）およびSlope-P（プーケット）の計測結果を示す。ただし、Slope-Pにおける9月26日の降雨については、表面流出量が他のデータに比べて非常に大きい結果となった。その原因は水路に流れてしまった木くずもしくは枯れ葉によるものと考えられる。すなわち、超音波センサによりセンサから水面までの距離を計測することによって表面流出量は計測されているが、木くずや枯れ葉がセンサによって検出されると水面の高さを過大評価してしまい、結果的に表面流出量を過大評価してしまったと推察

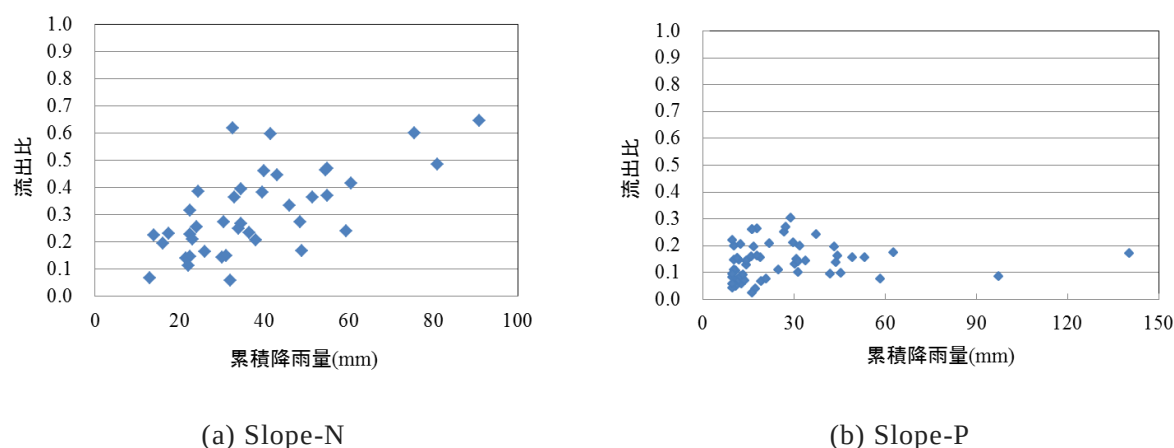


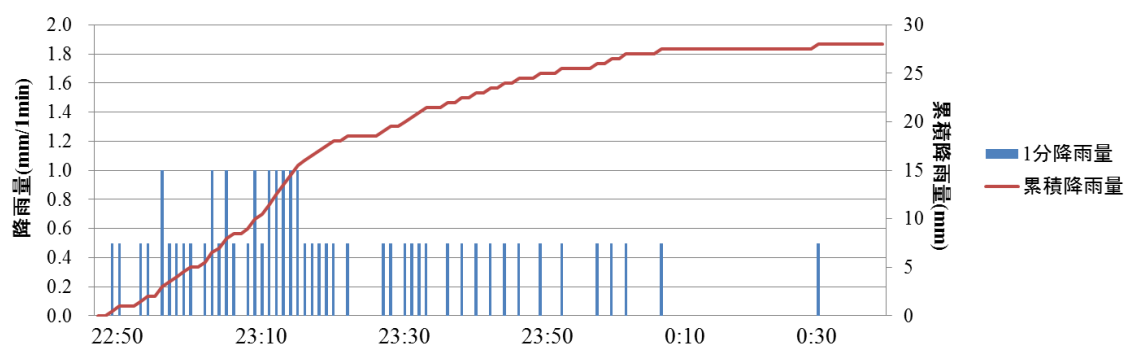
図 4-8 累積降雨量と流出比の関係

される。そのため、9月26日の計測結果は除外している点に留意されたい。なお、後述する第5章および第6章においても9月26日の計測結果は検討の対象としていない。

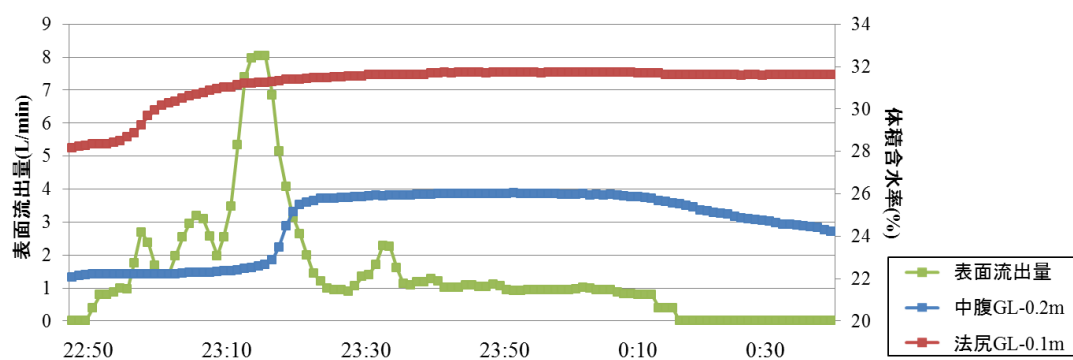
図4-8(a)に示すように、Slope-Nにおいては累積降雨量の増加とともに流出比が増加し、その最大値は0.6~0.7程度であることが確認される。一方、図4-8(b)に示すSlope-Pについては累積降雨量と流出比の明確な相関は見られなかったが、流出比は0.1~0.3に分布するという結果が得られた。累積降雨量と流出比の関係という整理方法では時間の概念を無視してしまうことになるため、この整理方法に問題はあるものの、地質の違いにより流出比が異なることは明らかである。すなわち、Slope-Pはまさ土であるため透水性が高く、高強度の降雨でも斜面に水がしみ込みやすいが、Slope-Nは比較的透水性の低い風化花崗岩であるため、斜面に浸透しきれず表層を流出する雨水の割合が大きくなる。さらに、累積降雨量が大きくなるほどSlope-Nにおいて流出が卓越する現象は顕著になると推察される。

4.3.3 表面流出量と地表付近の体積含水率の関係

最後に、表面流出が発生する際、局所的飽和が起こっている領域の深さを明らかにするため、表面流出量と地表面付近の体積含水率の時系列変化に着目する。表面流出量および地表面に最も近い法尻部GL-0.1mの体積含水率のデータが取れている2012年9月12日のSlope-Pのデータを考察の対象とする。図4-9に示すように、法尻部GL-0.1mの体積含水率



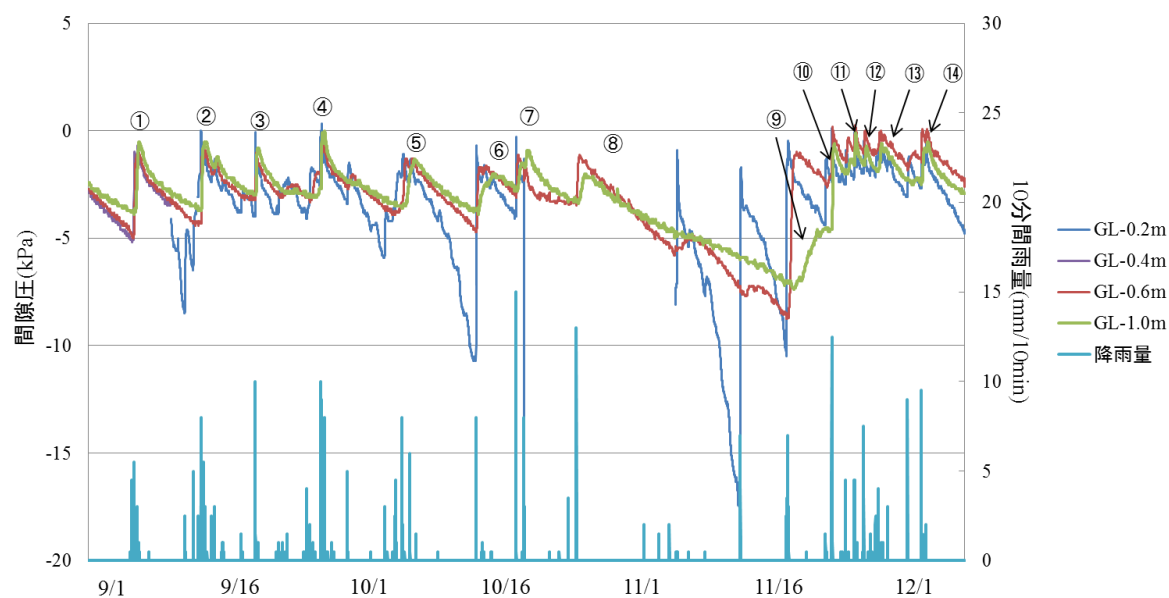
(a) 1分降雨量および累積降雨量



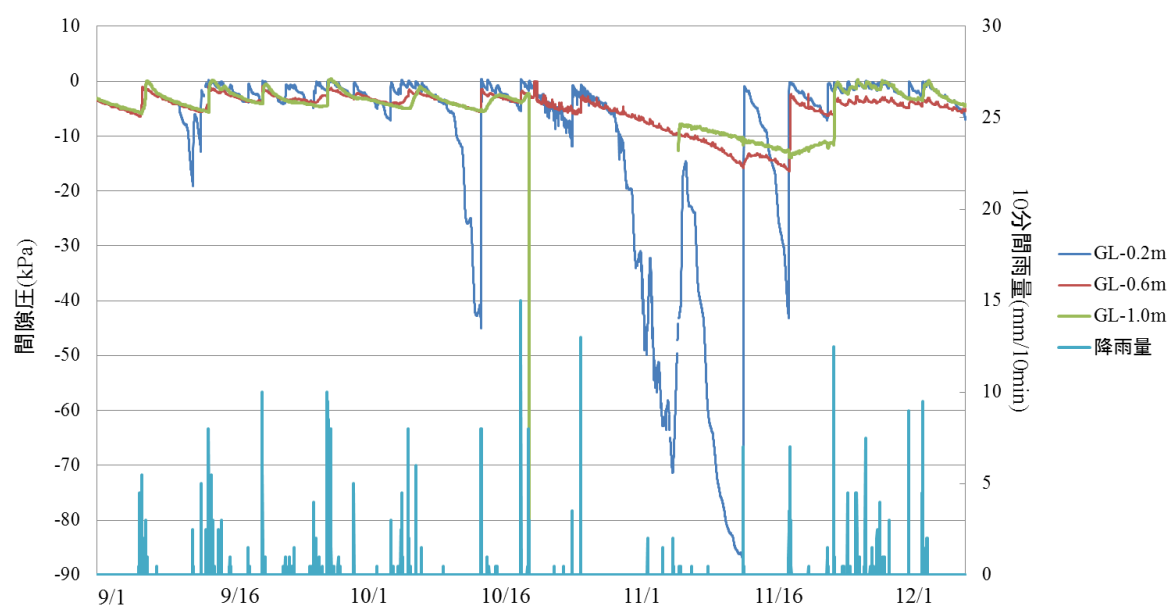
(b) 表面流出量および体積含水率

図4-9 降雨データおよび表面流出量時系列データ（9月12日）

が上昇中にすでに表面流出が発生していることから、法尻部 GL-0.1m が局所的飽和を起こす前に表面流出が発生していることは明らかである。したがって、表面流出が発生する際に局所的飽和が起こっている領域は 10cm より浅いといえる。第 6 章では浸透流解析を行い、地表付近の間隙圧の挙動を把握することにより、表面流出が発生する際の局所的飽和が起こっている領域の深さを特定し、表面流出の発生機構を明らかにすることを試みる。



(a) 中腹



(b) 法尻

図 4-10 間隙圧時系列データ (8 月 31 日～12 月 6 日)

4.4 間隙圧

4.4.1 長期的視点からの考察

Slope-P における 8 月 31 日から 12 月 6 日までの間隙圧の時系列データを図 4-10 に示す。同図は 10 分間隔のデータとなっており、落雷等の影響により計測器が壊れてデータが使えない部分については標記していない。同図に示すように、中腹部・法尻部ともに GL-0.2m は比較的小さい降雨でも間隙圧の上昇が確認される。それに対して、GL-0.6m および GL-1.0m は高強度の降雨の場合に間隙圧が上昇する。GL-1.0m の間隙圧のデータが期間中全て取れている中腹部のデータに着目すると、図 4-10(a)に示すように、GL-1.0m まで間隙圧が顕著に上昇しているのは 14 回である。間隙圧が GL-1.0m まで上昇したデータについて、総雨量と最大時間雨量の関係、総雨量と最大 10 分間雨量の關係に整理したものをそれぞれ図 4-11(a)、図 4-11(b)に示す。1 時間無降雨により 0 にリセットする累積降雨量ではなく、横軸を総雨量で整理している理由は、複数の降雨により深部まで間隙圧が上昇する場合もあるためである。図 4-11 には合わせて GL-1.0m の間隙圧が上昇しなかった降雨についても載せている。図 4-11(a)より、総雨量および最大時間雨量が小さい場合には GL-1.0m の間隙圧が上昇しないが、総雨量および最大時間雨量が大きい場合には GL-1.0m の間隙圧が上昇する傾向であることが分かる。この傾向は図 4-11(b)に示す総雨量と最大 10 分間雨量の關係についても同様である。したがって、降雨量が多く、高強度の降雨である場合、深部まで雨水が浸透するといえる。しかし、総雨量および最大時間雨量（もしくは最大 10 分間雨量）が同じ降雨でも、間隙圧が上昇する場合と上昇しない場合があることが確認される。このことは、雨水が深部まで浸透するか否かは降雨のみに依存するわけではないことを示唆している。すなわち、降雨開始前の地盤内の状態により雨水浸透挙動が異なってくることが想定される。この検討については、4.4.2 の間隙圧の短期的視点からの考察で行うものとする。

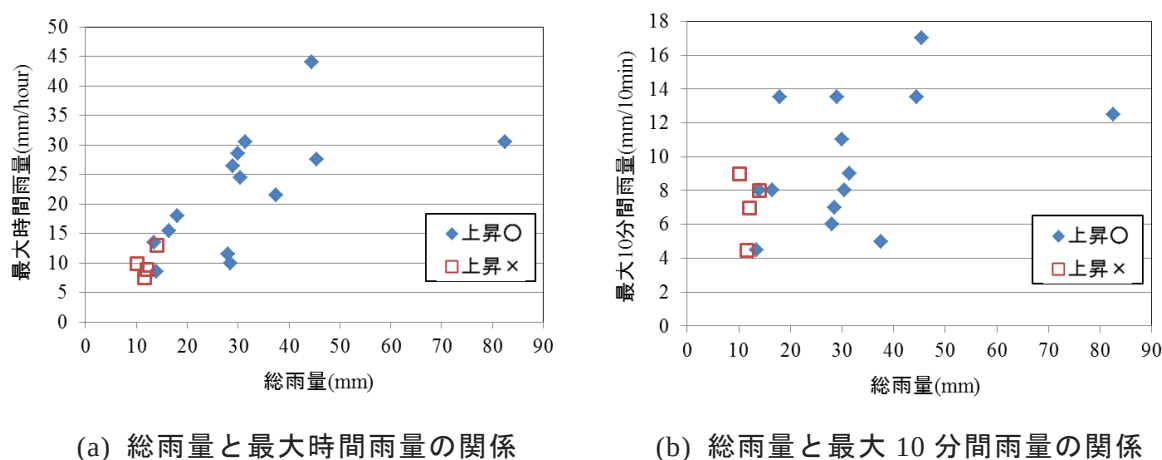
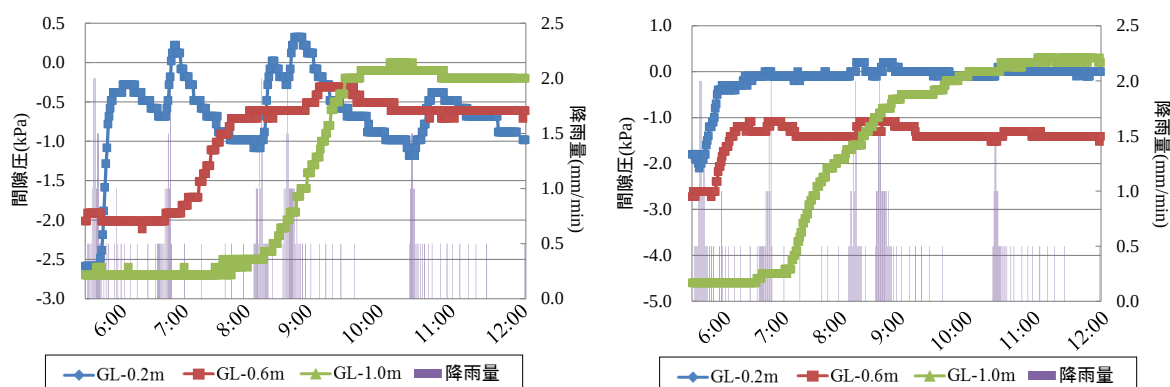


図 4-11 GL-1.0m の間隙圧上昇データの抽出

一方，無降雨期間に着目すると，図 4-10 に示すように間隙圧の減少，すなわちサクションの回復は GL-0.2m，GL-0.6m，GL-1.0m の順に速いことが分かる．つまり，表層に近いほどサクションの回復が速いといえる．

表 4-2 間隙圧の挙動分析—対象降雨

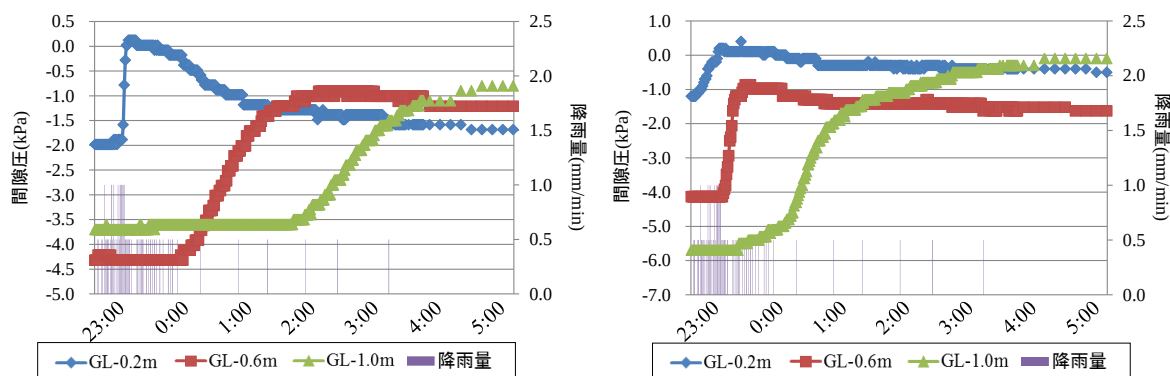
Label	降雨前サクション	降雨レベル	総雨量	最大10分間雨量	最大時間雨量
Unit			mm	mm/10min	mm/hour
降雨A (9/26)	低	大	82.5	12.5	30.5
降雨B (9/12)	低	中	30.5	8	24.5
降雨C (10/5)	低	小	14	8	8.5
降雨D (11/16)	高	中	28.5	7	10
降雨E (11/11)	高	小	14	8	13



(a) 中腹

(b) 法尻

図 4-12 間隙圧の挙動（降雨 A）



(a) 中腹

(b) 法尻

図 4-13 間隙圧の挙動（降雨 B）

4.4.2 短期的視点からの考察

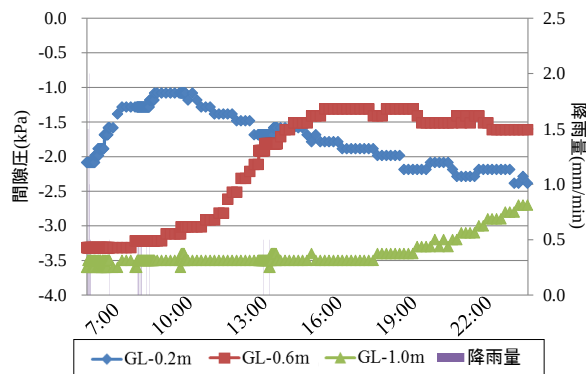
前述したように、雨水浸透挙動は降雨に加え、降雨開始前の地盤内の状態に依存すると考えられる。そこで、以下では降雨開始前の地盤状態が低サクションの場合（間隙圧が大きい場合）と高サクション（間隙圧が小さい場合）の場合の雨水浸透挙動について、短期的視点から考察を加える。なお、考察の対象降雨を表 4-2 に示す。5 つの対象降雨のうち、降雨 B と降雨 D、降雨 C と降雨 E が類似した降雨となっており、低サクションの場合と高サクションの場合における雨水浸透挙動の違いについて検討を加えることとする。

(a) 低サクション

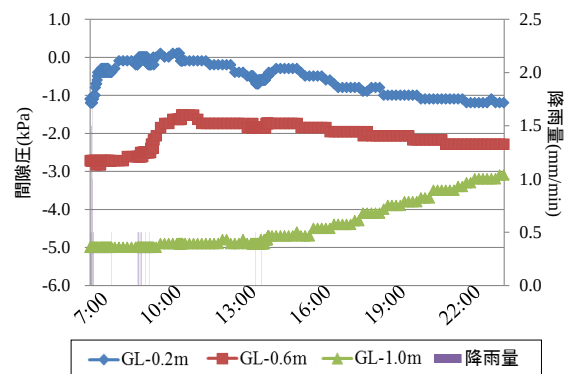
Slope-P における間隙圧のデータのうち、降雨開始前に低サクションの場合の降雨を図 4-12、図 4-13、および図 4-14 に示す。降雨 A を図 4-12 に、降雨 B を図 4-13 に、降雨 C を図 4-14 に示している。これらの図においては、中腹部のデータを(a)に示し、法尻部のデータを(b)に示している。図 4-12、図 4-13、および図 4-14 に示すように、降雨レベルによらず、中腹部、法尻部ともに、深さ方向の時間遅れを伴いながらも間隙圧が GL-1.0m まで上昇している。したがって、低サクションの場合においては、降雨が少なくとも深部まで雨水が浸透するといえる。しかし、降雨レベルにより、間隙圧が上昇に転じるタイミングおよび間隙圧の上昇速度が異なることが確認される。降雨 A については降雨開始から約 2 時間後に、降雨 B については降雨開始から約 3 時間後に中腹部の間隙圧が上昇し始める一方で、降雨 C については約 12 時間後に間隙圧が上昇し始める。また、降雨 B と降雨 C については降雨開始前の間隙圧がそれぞれの深度で同程度であるにも関わらず、全ての深度において降雨 C の方が間隙圧の増加量が小さいことが確認される。以上より、雨水浸透挙動は降雨に依存するといえる。また、図 4-12、図 4-13、および図 4-14 において、中腹部と法尻部の間隙圧の挙動を比較すると、全ての降雨について中腹部に比べて法尻部の方が間隙圧の上昇開始時間が早いことが確認される。中腹部と法尻部における初期の間隙圧が概ね同じ値であるため透水性の比較が可能であることから、法尻部の方が中腹部より透水性が高いと推察される。ただし、法尻部はその幾何学的性質から雨水を集水しやすい性質があるため、この幾何学的性質が、間隙圧の上昇開始時間の違いの一因になっている点にも留意されたい。

(a) 高サクション

Slope-P における間隙圧のデータのうち、降雨開始前に高サクションの場合の降雨を図 4-15、および図 4-16 に示す。図 4-15 に示す総雨量が 28.5mm で中程度の総雨量である降雨 D は、GL-1.0m の間隙圧が 5 日間かけてゆるやかに上昇することが確認される。すなわち、深部への浸透速度が遅いといえる。これは、高サクション時には不飽和透水係数が小さいためであると推察される。同程度の総雨量である降雨 B と降雨 D の間隙圧の挙動を比較すると、浸透速度の違いが顕著に表れる。次に、図 4-16 に示す総雨量が少ない降雨 E は間隙圧の挙動に着目すると、間隙圧の上昇が GL-0.2m のみであることが確認される。すなわち、

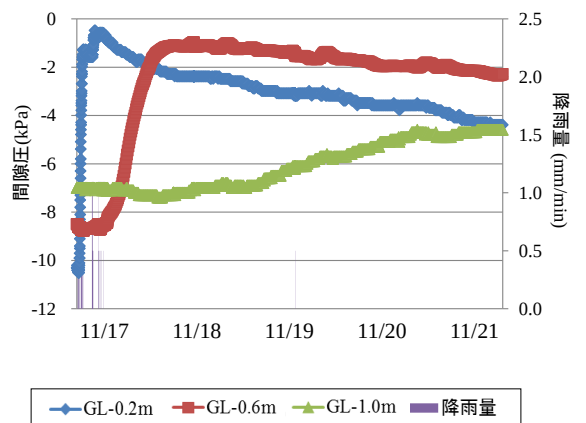


(a) 中腹

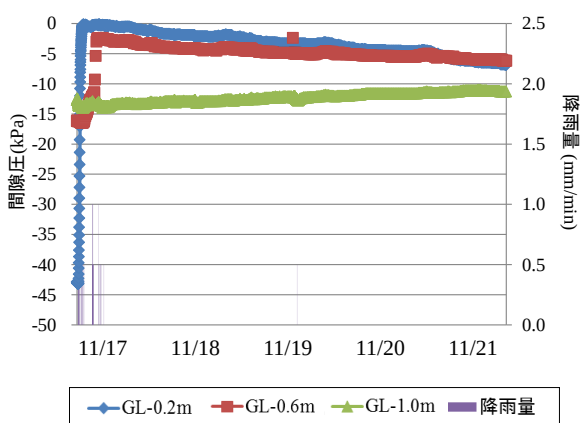


(b) 法尻

図 4-14 間隙圧の挙動（降雨 C）

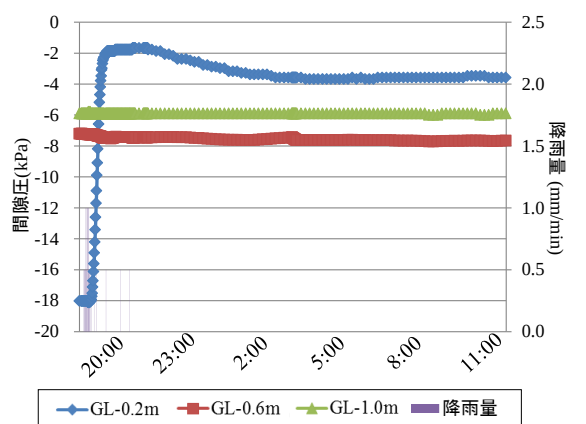


(a) 中腹

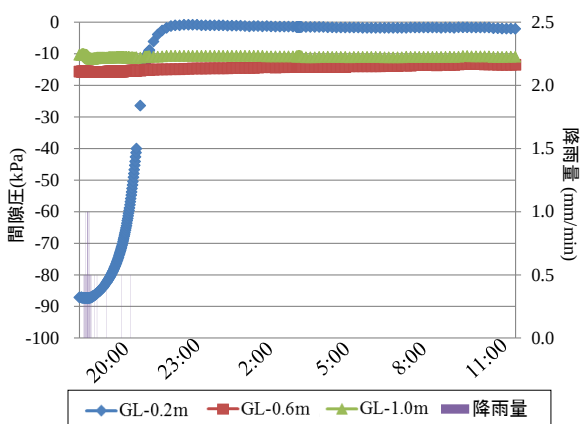


(b) 法尻

図 4-15 間隙圧の挙動（降雨 D）



(a) 中腹



(b) 法尻

図 4-16 間隙圧の挙動（降雨 E）

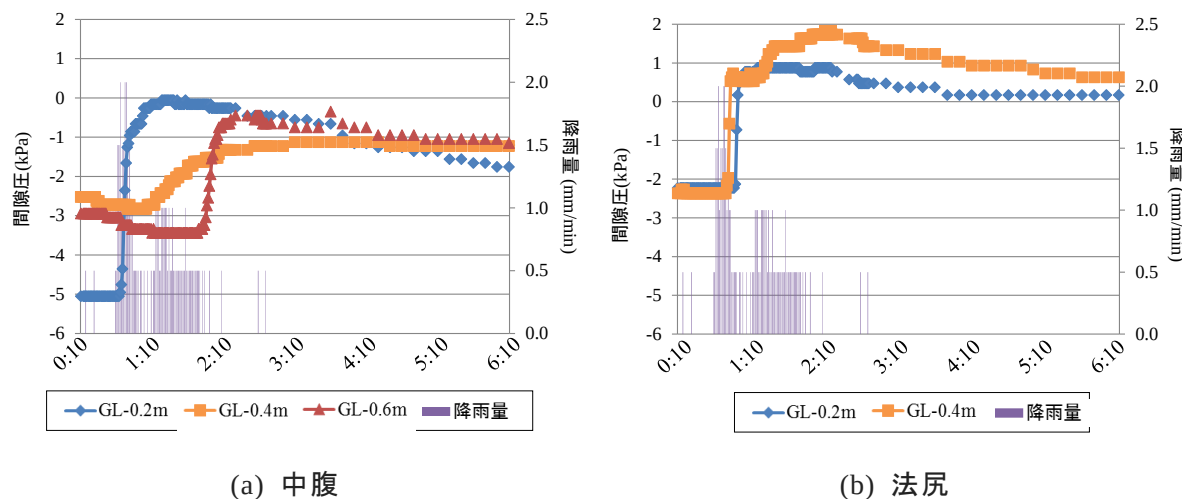


図 4-17 Slope-N における間隙圧の挙動 (9/7)

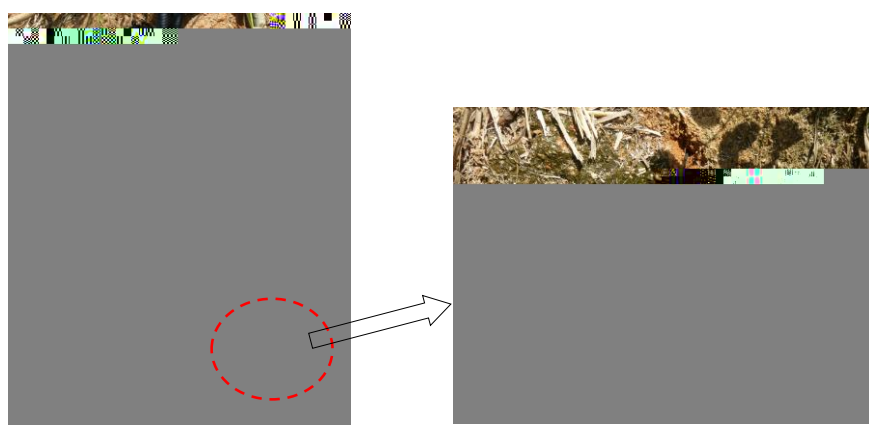


図 4-18 テンシオメータ設置位置まわりの岩

雨水の浸透が GL-0.2m までであることを示している．これは降雨 D と同様に，高サクション時には不飽和透水係数が小さいためである．ここで，類似した降雨である降雨 C における間隙圧の挙動に着目すると，GL-1.0m まで間隙圧は上昇しており，降雨 E における間隙圧の挙動との違いは明らかである．また，図 4-16(b)において間隙圧の上昇傾向に着目すると，間隙圧が大きくなるほどその傾きが大きくなる，すなわち雨水の浸透が急激に進むことが確認される．この挙動は 2.5 で言及したように，サクションの低下に伴い，不飽和透水係数が指数関数的に大きくなるためであると推察される．

以上に述べた低サクションと高サクションの場合の間隙圧の挙動の違いより，想定通り，雨水浸透挙動は降雨に加えて降雨開始前の地盤内の状態に依存することが示された．

次に，中腹部と法尻部における間隙圧の挙動の違いについて図 4-12 に示す降雨 A のデータをもとに検討を加える．前述した浸透速度の違い以外で顕著な違いは GL-0.2m の間隙圧の挙動の違いである．図 4-12(a)に示すように，中腹部においては間隙圧上昇後に速やかに減少しており，降雨波形と調和的な挙動をとる．一方，法尻部は間隙圧上昇後，飽和状

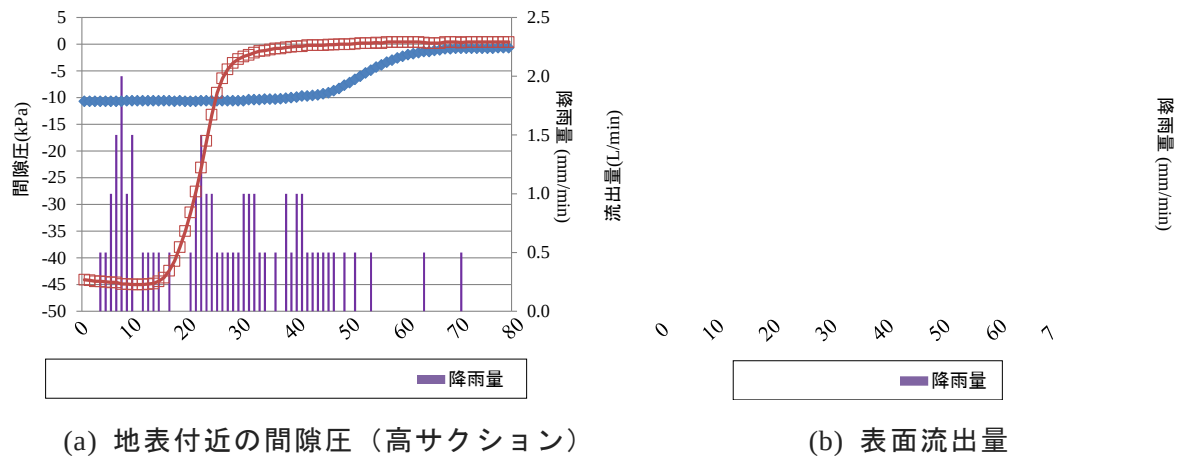


図 4-20 地表付近の間隙圧および表面流出量の時系列データ（10 月 13 日）

出が発生していることが確認される．したがって，降雨開始前に GL-0.2m が高サクシヨンの状態であっても，高強度の降雨により地表下数センチが局所的飽和に至り，表面流出が発生しているといえる．このように表面流出の発生が計測箇所のサクシヨンに依存しないことを踏まえれば，地表下数センチは GL-0.2m の状態によらず，もともと高サクシヨンであり，高強度降雨の場合は速やかにその領域で局所的飽和が起こり，表面流出が発生しているという可能性は高い．また，無降雨時のサクシヨンの回復が浅いほど速いことを踏まえると，降雨開始前の地表下数センチのサクシヨンは GL-0.2m よりもさらに大きいことが想定される．それにも関わらず，表面流出が比較的早いタイミングで起こることから，表面流出が発生する際の局所的飽和の領域は非常に浅いと推察される．また，**図 4-20(b)**において，降雨開始から 35 分頃までに徐々に降雨強度が小さくなるにも関わらず，表面流出量が徐々に多くなる傾向は地表下数センチに局所的飽和が起こった後，降雨の継続とともに浸透能が徐々に下がることを表しているといえる．

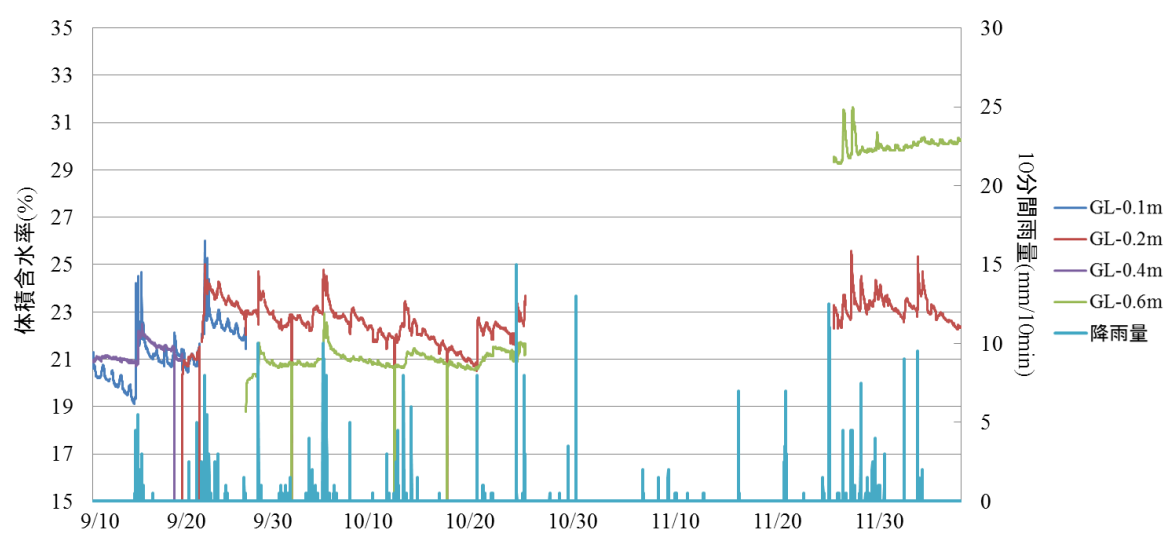
4.4.4 旧すべり面における間隙圧の挙動

3.1.3 で述べたように，Slope-N において中腹部では GL-2.15m に設置したテンシオメータにより，法尻部では GL-1.0m に設置したピエゾメータにより旧すべり面付近の間隙圧の挙動を計測している．以下では，中腹部 GL-2.15m の間隙圧を間隙圧 1，法尻部 GL-1.0m の間隙圧を間隙圧 2 と標記する．なお，埋め戻した土塊は比較的風化の進んだ状態であるが，旧すべり面より下の地盤はあまり風化しておらず埋め戻した土塊に比べると非常に透水性が低いため，不透水層に近い層となっていることに留意されたい．まず，旧すべり面付近の間隙圧の時系列変化を**図 4-21**に示す．ただし，計測間隔が 1 日であるため，日間隔のデータとなっている．**図 4-21**に示すように，間隙圧 1 と間隙圧 2 の推移特性が概ね一致することが確認される．また，**図 4-22**に示す間隙圧 1 と間隙圧 2 の相関より，その関係は概ね 1:1 の関係となることが確認される．したがって，旧すべり面付近の間隙圧の挙動は

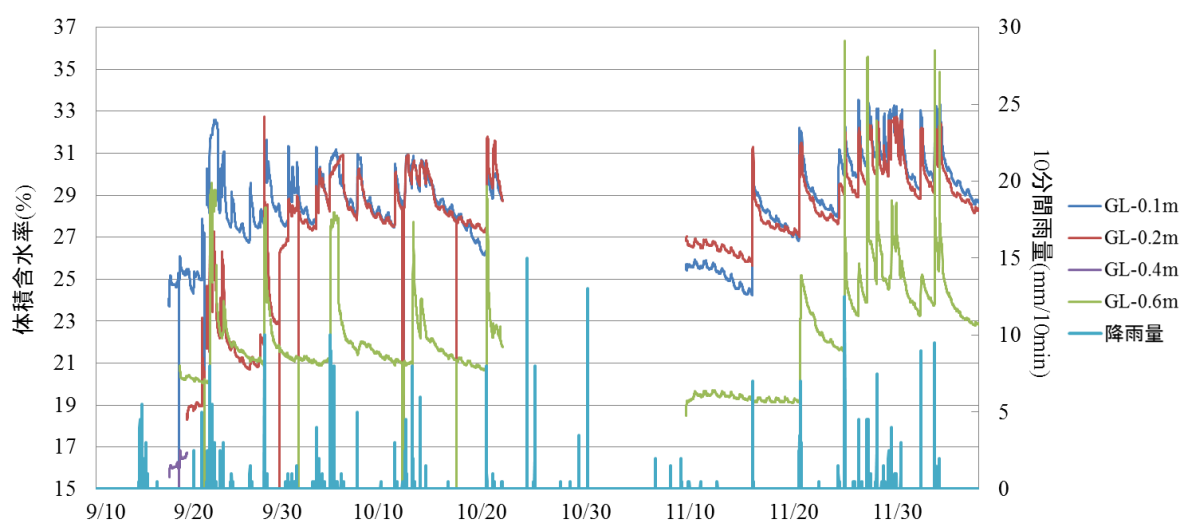
4.5 体積含水率

4.5.1 長期的視点からの考察

Slope-P における 9 月 8 日から 12 月 6 日までの体積含水率の時系列データを図 4-23 に示す。同図は 10 分間隔のデータとなっており、落雷等の影響により計測器が壊れてデータが使えない部分については標記していない。同図に示す体積含水率の挙動は、図 4-10 に示す間隙圧の挙動と類似した挙動をとる。すなわち、中腹部・法尻部ともに GL-0.2m は比較的小さい降雨でも体積含水率の増加が確認されるのに対して、GL-0.6m は高強度の降雨の場合のみ体積含水率が増加する。また、法尻部に着目すると GL-0.6m の体積含水率が増加する降雨については、全て GL-0.6m の間隙圧も上昇していることが確認される。ここで、図



(a) 中腹



(b) 法尻

図 4-23 体積含水率時系列データ (9 月 8 日～12 月 6 日)

2-3 に示すように、SWCC の吸水過程においては、サクシンの低下、すなわち間隙圧の増加の後に体積含水率が増加する。計測期間中、体積含水率の増加のみが確認された降雨がなかったことを踏まえると、間隙圧および体積含水率のデータはそれぞれの変動挙動に関して妥当であるといえる。

次に体積含水率の挙動について長期的視点から考察を加えるため、計測深度が 3 深度で十分にデータが取れている図 4-23(b)に示す法尻部の体積含水率の挙動に着目する。まず無降雨期間に着目すると、GL-0.1m と GL-0.2m の体積含水率は設置深度が近いいため、体積含水率の減少速度が概ね一致することが確認される。一方、GL-0.6m の体積含水率は減少速度が GL-0.1m および GL-0.2m に比べて遅いことが分かる。この挙動の違いは 11 月 10 日頃からの無降雨期間において顕著に表れている。また、11 月の体積含水率の変動に着目すると、繰り返される降雨により体積含水率が徐々に増加している傾向が確認される。この挙動については、11 月の後半に短い間隔で降雨が発生していることから、排水過程の途中過程において繰り返し雨水が供給されたために生じたと推察される。すなわち、先行降雨の影響により降雨開始前の体積含水率が徐々に増加したと解釈される。

4.5.2 短期的視点からの考察

以下では、中腹部と法尻部における体積含水率の挙動の違い、および降雨の違いが体積含水率の挙動に及ぼす影響について検討するため、短期的視点から Slope-P の計測データに着目する。対象降雨は 9 月 26 日の降雨と 10 月 5 日の降雨の 2 降雨としており、前者は短期間集中豪雨で、後者は最大 1 分間雨量 2.0mm/min で高強度降雨が発生しているが、総雨量の小さい降雨である。なお、9 月 26 日および 10 月 5 日の降雨は、それぞれ表 4-2 に示す降雨 A および降雨 C に一致する。

まず、図 4-24 に示す 9 月 26 日の計測結果において、中腹部と法尻部の挙動の相違について着目する。同図に示すように、同一深度での体積含水率の上昇開始時間が法尻部の方が早いことが確認される。また、法尻部の GL-0.1m および GL-0.2m は降雨開始後速やかに飽和に近い状態に達し、その状態が継続するのに対して、中腹部 GL-0.2m は体積含水率増加後速やかに減少していることが分かる。この挙動の違いは間隙圧と同様である。さらに、法尻部 GL-0.6m の体積含水率の増加量が、他の体積含水率の増加量に比べて非常に大きいことが確認される。このように法尻部 GL-0.6m の増加量が大きくなる要因については以下の二つが考えられる。一つには、法尻部は直接斜面に浸透する雨水に加え、中腹部から流出してきた雨水も浸透するため、法尻部の浸透量の方が中腹部に比べて多くなっている可能性がある。もう一つは、法尻部は雨水を貯めやすい地形となっており、鉛直浸透に加えて水平流れも発生している可能性が挙げられる。その精度については問題があるが、Slope-N においても法尻部の方が体積含水率の増加量が大きいことが米澤¹²⁾によって示されている。

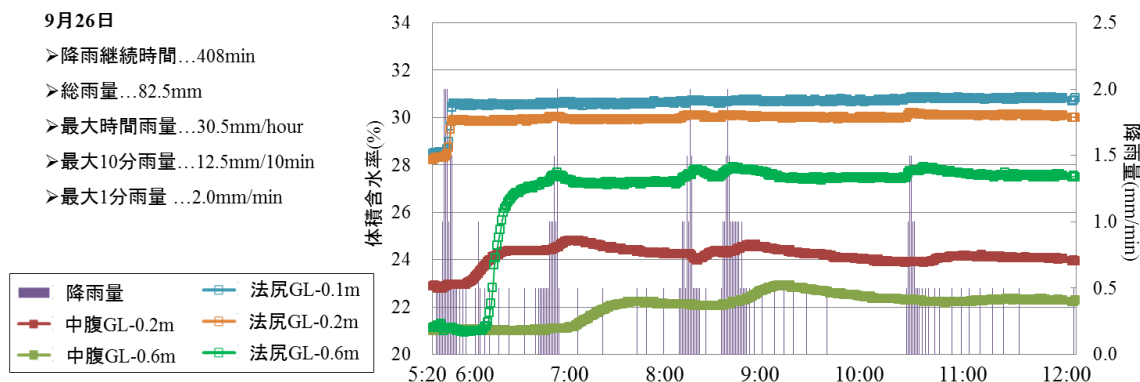


図 4-24 体積含水率時系列データ（9月26日）

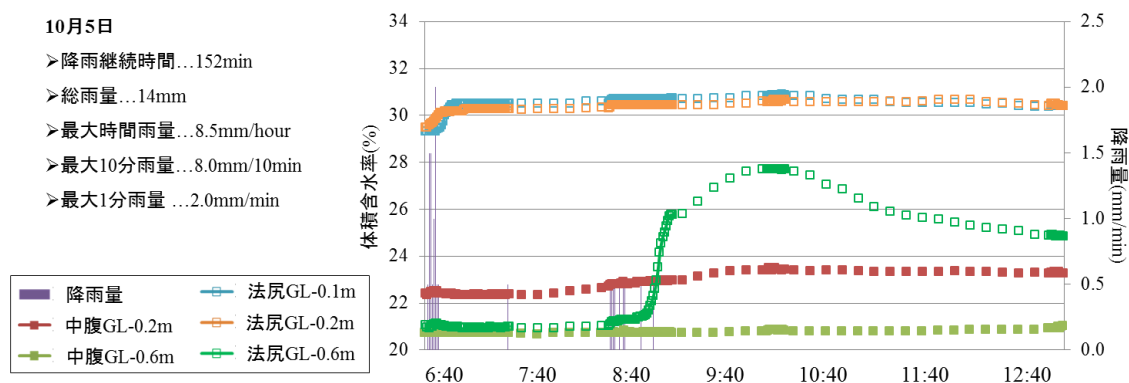


図 4-25 体積含水率時系列データ（10月5日）

次に、降雨の違いが体積含水率の挙動に及ぼす影響について考慮するために図 4-24 の 9 月 26 日と図 4-25 の 10 月 5 日の降雨で比較を行う。まず、法尻部に着目すると、GL-0.6m の体積含水率の上昇開始時間に大きな違いがあることが確認される。9 月 26 日においては、降雨開始から約 40 分後に上昇が始まるのに対して、10 月 5 日は上昇開始時間が降雨開始から 2 時間以上後になっていることが分かる。したがって、浸透速度は降雨に依存するといえる。しかし、法尻部 GL-0.6m の体積含水率の増加量に着目すると、総雨量に大きな違いがあるにもかかわらず、増加量が概ね同じであることが確認される。ここで、二つの降雨における法尻部 GL-0.6m の体積含水率の最大値はともに 28%程度であることが分かる。特に 9 月 26 日の降雨においては高強度の降雨が長期間続く間も体積含水率が 28%を上回ることはない。したがって、法尻部 GL-0.6m においては体積含水率 28%程度で飽和に達すると考えられる。ここで、体積含水率 $\theta(\%)$ は次式により求められる。

$$\theta = nSr \quad (4.2)$$

ここに、 n は間隙率、 $Sr(\%)$ は飽和度を示す。式(4.2)より飽和度が 100%になったときに地盤は飽和し、体積含水率が一定となることが分かるが、実際には飽和度が 80~90%程度で飽和に近い挙動を示す。なお、この状態を擬似飽和状態という。表 3-6 において当該斜面の間隙率が 0.35~0.45 程度であることが示されているが、当該斜面において擬似飽和状態

が起きていると考えれば、体積含水率 28%程度で高止まりすることは合理的であるといえる。また、図 4-23(b)においては、11 月の体積含水率が 36%程度まで上昇していることが確認されるが、これは土壌水分計の再設置の際に間隙率の大きい地盤に挿入したために高止まりする体積含水率の値が大きくなった可能性が高い。したがって、9 月 26 日と図 4-23(b)に示す 11 月の降雨が捉えている現象は擬似飽和であると推察される。以上より、9 月 26 日の降雨においては法尻部の全ての深度で擬似飽和状態が起こり、体積含水率が高止まりしているといえる。ゆえに、図 4-24 と図 4-25 において、法尻部の体積含水率の増加量で降雨の違いによる浸透量の違いを検討することは難しい。そこで、中腹部の計測結果に着目すると、同一深度で比べた場合に総雨量が大きい 9 月 26 日の降雨の方が体積含水率の増加量が大きいことが確認される。すなわち、降雨が大きいほど体積含水率の増加量は大きくなる。したがって、降雨が大きいほど浸透量も多くなると推察される。

4.6 SWCC

4.6.1 一般的な概念

図 4-26 に、一般的に用いられている SWCC 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。ヒステリシスは、インク瓶効果や、土粒子と水の接触角が、水が入ってくるときと出ていくときでは若干異なることなどが原因と考えられている。以下で、図 4-26 を用いて SWCC の一般的な経路を説明する。

飽和状態からの排水過程では、①に示すように、サクションは、飽和体積含水率 θ_s が一定状態のまま大きい値 ϕ_{crit} に達するまで増加する。次に、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、

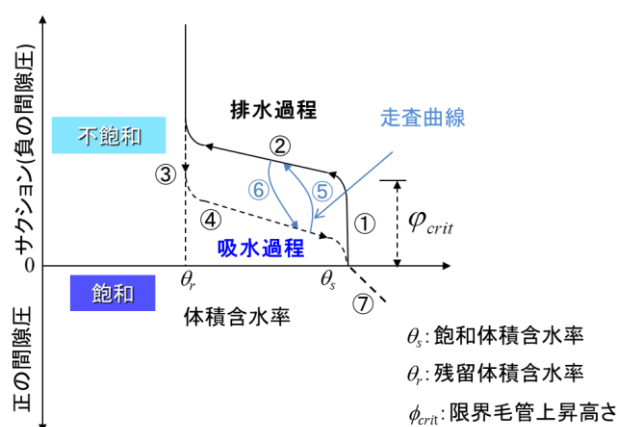


図 4-26 SWCC の模式図

体積含水率が残留体積含水率 θ_r に達した後の吸水過程においては、体積含水率が一定状態（残留体積含水率 θ_r ）で、③の経路に示すように、サクシヨンのみが減少する。その後、体積含水率とサクシオンは、体積含水率が飽和体積含水率 θ_s に達するまで、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_s に達した後、⑦の経路をたどるとされる。⑦の経路は間隙圧の増加にともなって有効応力が減少し、間隙率が増加することによるものと解釈される。また、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、⑤および⑥の走査曲線をたどって変動するとされている。

4.6.2 原位置 SWCC に関する考察

図 4-27 に、Slope-P における 10 月 13 日の降雨およびその前後の期間の原位置 SWCC を示す。同図においては、原位置計測と室内試験の比較を行うため、室内試験結果も合わせて載せている。この期間を対象とした理由を以下に示す。

- ・ 10 月 6 日から 10 月 13 日までの 7 日に及ぶ無降雨により間隙圧が著しく減少する、すなわちサクシオンが大きくなる。
- ・ 長期間の無降雨の後に短期間に高強度の降雨が集中している。ただし、累積降雨量は中程度である。
- ・ 間隙圧および体積含水率が設置箇所全てで計測が来ている。

つまり、以上で示した条件により、SWCC が大きな経路を描くために 10 月 13 日の降雨およびその前後の期間に着目した。

まず、図 4-27(b)に示す中腹部 GL-0.2m の原位置計測結果に着目すると、7 日に及ぶ無降雨期間にゆるやかにサクシオンが回復するとともに体積含水率が減少する。次いで、10 月 13 日の降雨により吸水過程に移行する。吸水過程においては、体積含水率が一定のままサクシオンが低下（間隙圧が上昇）する。そして、サクシオンが 0 に近い領域に達すると、体積含水率が上昇することが確認される。室内試験と原位置計測を比較すると、ヒステリシスが小さいことが確認される。これは図 4-26 に示す⑤と⑥の走査曲線を通っているためであると考えられる。すなわち、実斜面においては、排水過程の場合には残留体積含水率に達する前に降雨により⑥に示す経路に移行する、吸水過程の場合には飽和体積含水率に達する前に⑤に示す経路に移行する。ただし、図 4-27(b)の吸水過程においてサクシオン一定のまま体積含水率の増加が確認され、図 4-26 に示す⑥もしくは④の経路と異なる結果であると見受けられる。しかし、これは土壌水分計とテンシオメータの設置位置が完全に一致しているわけではないために生じている問題であると推察される。特に、吸水過程においては計測間隔が 1 分であるためにその影響は大きい。したがって、土壌水分計およびテンシオメータは雨水の浸透に対して適切に反応しているが、1 分間隔のような非常に短い間隔での計測を行えば、場所による雨水の浸透速度の違いが顕著に表れてしまうと推察される。また、体積含水率の分布範囲が室内試験と大きく異なること、および体積含水率の

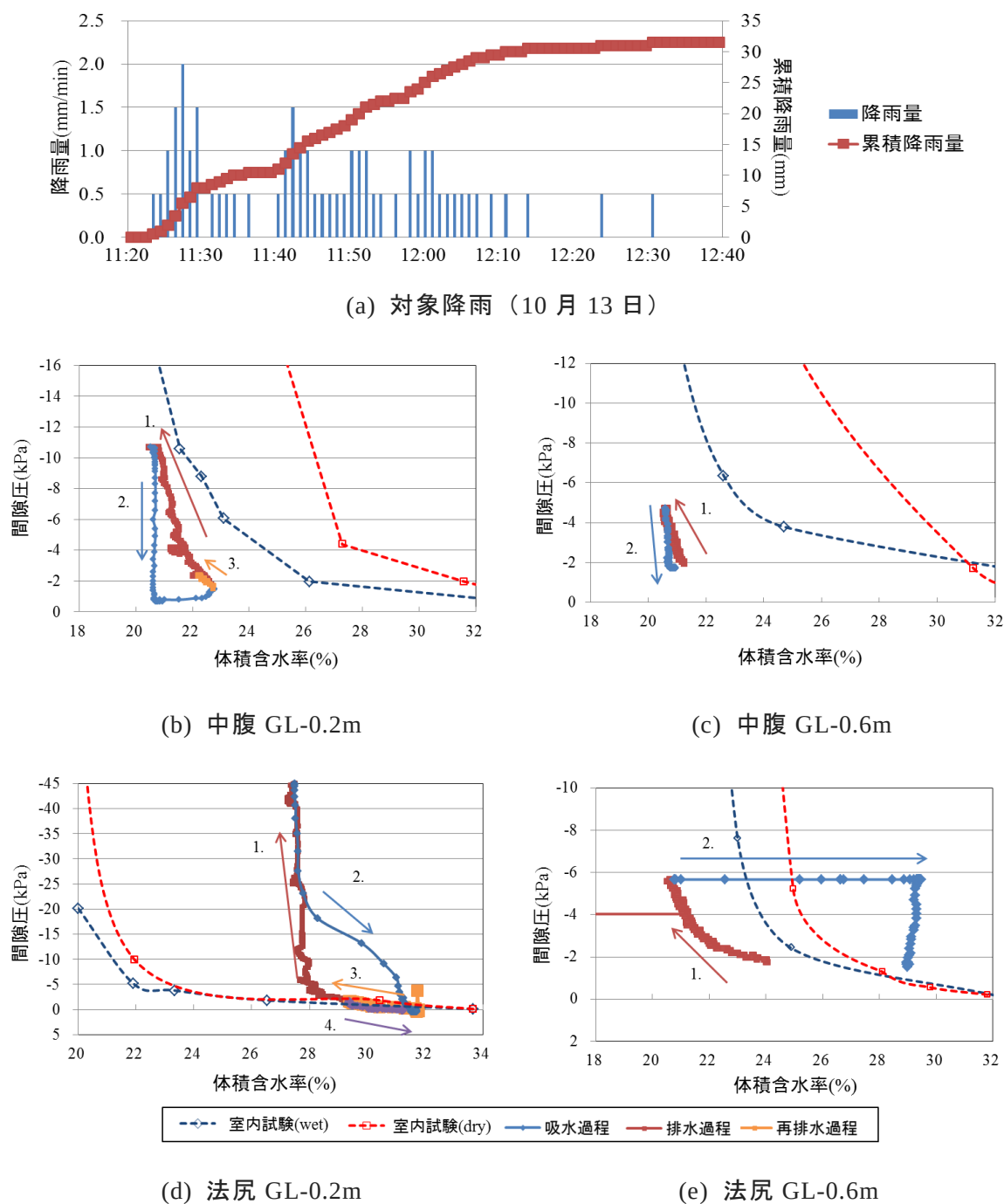


図 4-27 原位置 SWCC (10月13日)

変動に着目すると原位置試験結果の方が室内試験結果に比べて非常に小さいことが確認される。このことから、土壌水分計で計測している体積含水率はその変動については捉えることができるが、絶対値に関しては若干精度に問題があると推察される。以下では、このような問題を孕んでいることも想定して、原位置 SWCC の挙動についてさらに考察を加える。再度、図 4-27(b)に示す中腹部 GL-0.2m の原位置計測結果に着目すると、点線で示す室内試験結果の排水過程は図 4-26 に示す①から②の経路を通り、吸水過程は③から④の経路を通っていると考えられる。そして、原位置 SWCC に関しては、計測結果の分布範囲は

点線に囲まれる範囲の外に分布しているが、実現象としては点線に囲まれる領域内で図 4-26 に示す⑤と⑥の経路を交互にたどっていると推察される。ただし、降雨間隔次第でその経路は違ってくる可能性がある。次に、図 4-27(c)に示す中腹部 GL-0.6m の原位置計測結果に着目すると、明確なヒステリシスが生じていないことが確認される。これは図 4-26 に示す⑤と⑥の経路を通っていることに加え、間隙圧の変化が少ないためであると推察される。中腹部 GL-0.2m と中腹部 GL-0.6m の計測結果を比較すると、深度の違いで描く SWCC の経路の大きさに差があることが確認される。これは深部まで浸透する雨水が少ないこと、および浸透するまでに時間がかかることによると推察される。

次に、図 4-27(d)、および図 4-27(e)に示す法尻部の原位置計測結果に着目すると、法尻部 GL-0.2m、GL-0.6m とともに体積含水率の上昇のタイミングが早いために物理的には取り得ない経路を通っていることが確認される。これは前述したように、設置場所が若干異なることによる浸透速度の違いが原因であると推察される。つまり、法尻部においては土壌水分計に雨水が到達するのが若干早い。そこで、図 4-27(d)について、浸透速度の違いが顕著に出た吸水過程のデータを無視して、排水過程、再排水過程、および再吸水過程に着目すると、全ての経路が一致していることが確認される。また、図 3-30(e)に示すように、法尻部 GL-0.6m の室内試験結果についてもヒステリシスが非常に小さいことが確認される。ここで、原位置 SWCC が、図 4-26 に示す排水過程と吸水過程に囲まれる領域内において⑤と⑥の経路を交互に通っているとすれば、以上で述べた計測結果は妥当であるといえる。すなわち、法尻部 GL-0.6m は、図 4-26 に示す①から④に囲まれる領域が小さいため、⑤と⑥の経路も必然的に小さくなり、ヒステリシスがほとんど発生しないと解釈される。

最後に、計測期間内において⑦の経路が確認された計測結果について図 4-28 に示す。同図に示す降雨は計測期間内で発生した最も累積降雨量が多い降雨である。また、図 4-28(a)において 2.0mm/min を高強度降雨も度々計測されていることが確認され、まさに短期間集中豪雨といえる降雨である。なお、前述したように、法尻部の原位置 SWCC は設置場所の違いが顕著に表れてしまうため図 4-28 に標記していないことに留意されたい。まず、図 4-28(b)に示す中腹部 GL-0.2m の計測結果について、黒枠で囲まれる領域は、図 4-26 に示す⑦に相当する経路であると推察される。⑦の経路における物理的な意味としては、前述した間隙率の増加とも考えられるが、擬似飽和状態にあった地盤において空隙に水が供給されるために体積含水率および間隙圧が上昇すると推察することもできる。いずれにしても、短期間集中豪雨においては、飽和（もしくは擬似飽和）状態からさらに体積含水率および間隙圧が増加し、危険な状態へと移行するといえる。また、図 4-28(b)において、吸水過程と再吸水過程、そして排水過程と再排水過程が若干異なる経路をとることが確認される。これは降雨間隔が狭いために走査曲線の排水側と吸水側を短い間隔で行ったり来たりしているためであると推察される。既往の研究でも、降雨以外に各降雨イベント時の降雨強度の違いや、各イベント前の先行降雨とそれに起因する体積含水率およびサクシヨンの

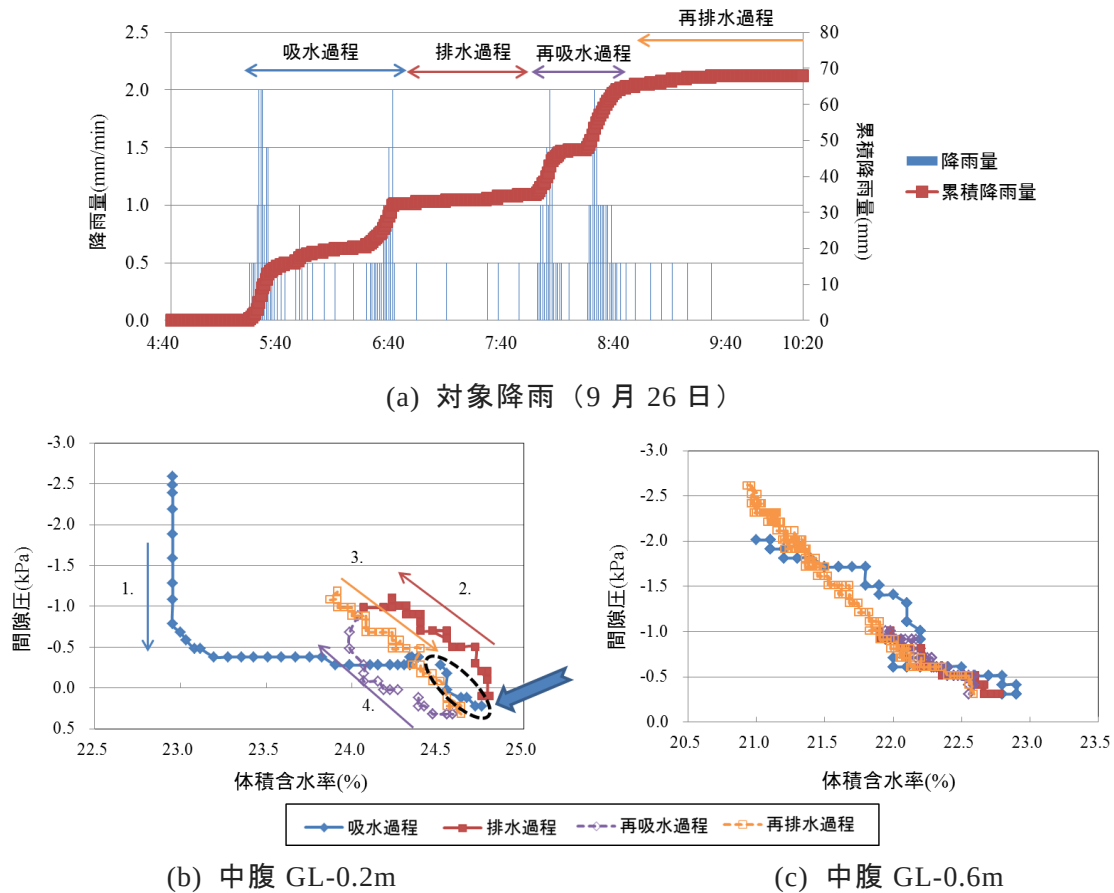


図 4-28 原位置 SWCC（9月26日）

値が SWCC の形状を規定している可能性が指摘されている⁵⁰⁾。しかし、図 4-28(c)に示す中腹部 GL-0.6m については全ての経路が概ね一致していることが確認される。以上より、原位置 SWCC の経路および形状について全箇所データをもとにその特性について言及することは非常に難しい。しかしながら、原位置 SWCC が図 4-26 に示す⑤と⑥の走査曲線を通っており、そのヒステリシスが小さくなることは間違いない。さらに、短期間集中豪雨の場合には図 4-26 に示す⑦の経路に移行し、飽和（もしくは擬飽和）状態からさらに体積含水率および間隙圧が増加し、危険な状態へと移行すると推察される。つまり、原位置 SWCC においても短期間集中豪雨時における危険性が指摘される結果が示された。

4.7 斜面安定性の評価

4.7.1 安全率の導出

斜面安定性の評価は一般的に安全率 F_s により行われている。なお、半無限斜面における安全率 F_s は滑動力 τ とせん断抵抗 τ_f を用いて次式で表される。

$$F_s = \frac{\tau_f}{\tau} \quad (4.3)$$

当該斜面は不飽和地盤であることから、不飽和地盤におけるせん断抵抗力 τ_f を求める必要がある。本研究においては、Vanapalli ら⁵¹⁾が与えている以下の式を用いる。

$$\tau_f = \{c' + (\sigma - u_a) \tan \phi'\} + \frac{S_r - S_{r0}}{100 - S_{r0}} \cdot s \cdot \tan \phi' \quad (4.4)$$

ここに、 ϕ' (°) は有効内部摩擦角、 c' (kPa) は有効粘着力、 σ (kPa) は全応力、 u_a (kPa) は間隙空気圧、 S_r (%) は飽和度、 S_{r0} は残留飽和度 (%), s はサクション (kPa) を表す。ここで、不飽和土の有効応力式として最も一般的である Bishop⁵²⁾の有効応力式を以下に示す。

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + xs \quad (4.5)$$

ここに、 σ' (kPa) は有効応力、 x はサクションの有効応力への寄与分を表すパラメータである。式(4.4)は、式(4.5)においてパラメータ x が次式で表される場合であることがわかる。

$$x = \frac{S_r - S_{r0}}{100 - S_{r0}} \quad (4.6)$$

式(4.3), および式(4.4)を用いて、不飽和土における安全率 F_s を求めると、次式で表される。

$$F_s = \frac{c' + \left\{ \gamma z \cos^2 \alpha - \frac{S_r - S_{r0}}{100 - S_{r0}} \cdot u_w \right\} \tan \phi'}{\gamma z \cos \alpha \sin \alpha} \quad (4.7)$$

ここに、 γ (kN/m³) は単位体積重量、 z (m) は深度、 α (°) は傾斜角、 u_w (kPa) は間隙水圧を表す。なお、本研究においては、間隙空気圧が大気圧と概ね等しいと仮定しているため、安全率は式(4.7)により求めることができる。また、飽和の場合には飽和度 $S_r=100$ (%) となるため、式(4.7)は飽和時の半無限斜面の安全率の式(4.8)と一致する。

$$F_s = \frac{c' + (\gamma z \cos^2 \alpha - u_w) \tan \phi'}{\gamma z \cos \alpha \sin \alpha} \quad (4.8)$$

なお、Slope-P における計測結果より、当該斜面においては擬似飽和状態となるため、間隙圧が 0 の場合においても飽和度は 80%~90%程度であると想定される。そのため、間隙圧が 0 を上回った場合においても、式(4.7)を用いるものとし、 $S_r=100$ (%), かつ $u_w > 0$ の場合のみ式(4.7)と式(4.8)は同じ式となり、式(4.8)を用いることとなる。

4.7.2 Slope-P への適用の流れ

Slope-P においては間隙圧および体積含水率を計測していることから安全率の算出が可能である。なお、安全率の算出にあたっては、中腹部と法尻部の安定性の違いについて定

表 4-3 安全率導出に関するパラメータ

	$\alpha(^{\circ})$	$\gamma(\text{kPa})$	n	θ_r	$S_{r0}(\%)$
中腹部	37.5	17.64	0.3985	0.20	50.2
法尻部	37.5	18.00	0.3598	0.19	52.8

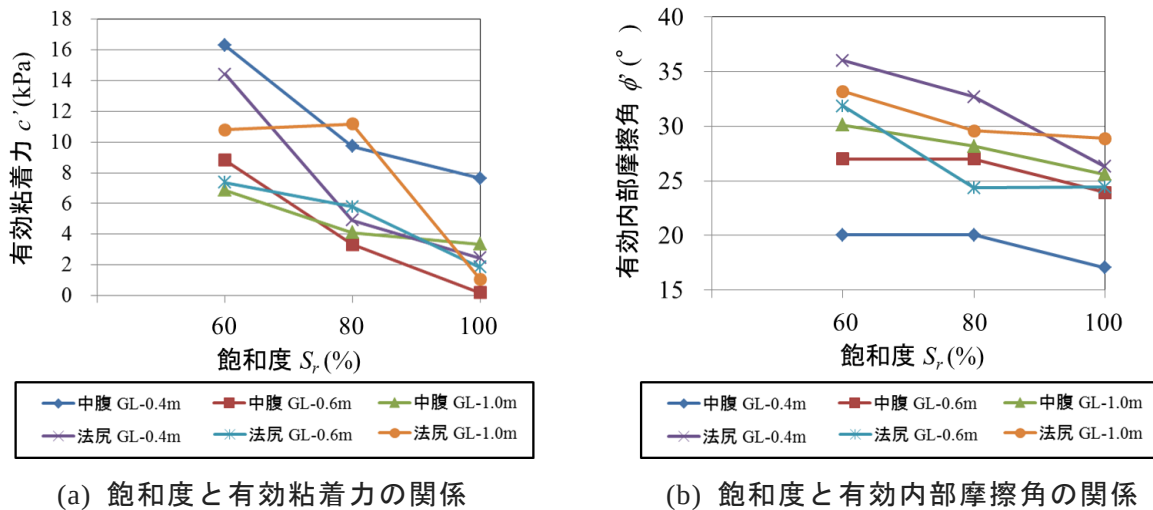
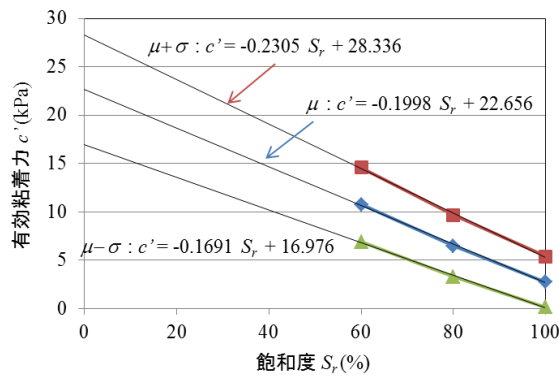


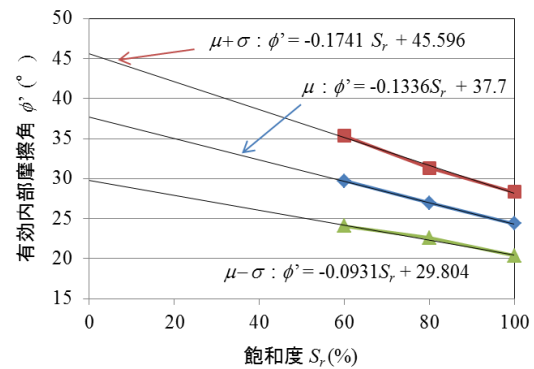
図 4-29 飽和度と強度定数の関係

量的に評価するために、それぞれ異なるパラメータを用いている。表 4-3 にそれぞれ傾斜角 α 、単位体積重量 γ 、間隙率 n 、残留体積含水率 θ_r 、および残留飽和度 S_{r0} を示す。単位体積重量および間隙率については、表 3-6 に示す供試体一覧のうち、中腹部は PK-01 の値を、法尻部は PK-32 の値を用いた。また、残留体積含水率は図 4-23 に示す体積含水率時系列データにおける最小値とした。残留飽和度については、間隙率および残留体積含水率が既知であることから、式(4.2)より求めている。傾斜角についてのみ、場所による安定性について検討するため、中腹部、法尻部ともに平均傾斜 37.5° を用いている。なお、表 4-3 に示したパラメータを全深度一律で適用している。

さらに、雨水の浸透に伴うせん断強度の低下を考慮するため、飽和度と強度定数の関係について求めることとする。まず、図 4-29 に飽和度と強度定数の関係について示す。同図に示すように、飽和度の上昇に伴い、有効粘着力および有効内部摩擦角が小さくなることが確認される。しかし、中腹部、法尻部ともに深度と際立った相関は見られない。したがって、計測箇所によるばらつきは地質の不均質性によるものであると捉え、それぞれの飽和度における有効粘着力および有効内部摩擦角の μ 、 $\mu+\sigma$ 、 $\mu-\sigma$ (μ : 平均, σ : 標準偏差) を求めた。図 4-30 にその結果を示す。同図に示した近似式により、それぞれの飽和度における有効粘着力および有効内部摩擦角を求める。

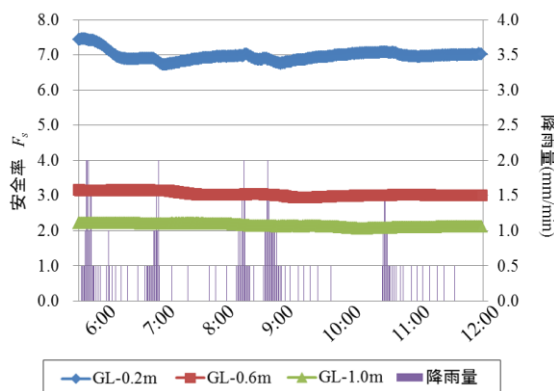


(a) 飽和度と有効粘着力の関係

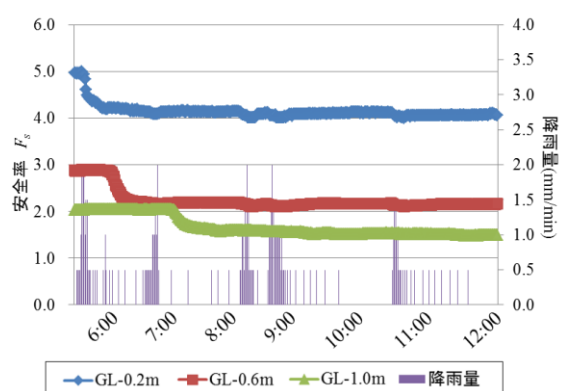


(b) 飽和度と有効内部摩擦角の関係

図 4-30 飽和度と強度定数の関係 (μ , $\mu+\sigma$, $\mu-\sigma$)



(a) 中腹



(b) 法尻

図 4-31 安全率の推移 (9月26日)

4.7.3 適用結果

Slope-P において計測された降雨のうち、降雨強度、総雨量がともに大きかった 9 月 26 日の降雨について、間隙圧および体積含水率の計測結果をもとに降雨期間中の安全率を求めた。

強度定数について、図 4-30(a)および図 4-30(b)にそれぞれ示した 3 つの近似曲線のうち、平均値の場合を想定して安全率を求めた結果を図 4-31 に示す。同図において、深度と安全率の関係に着目すると、中腹部、法尻部ともに深部ほど安全率が小さいことが確認される。この関係については、同程度の間隙圧および飽和度の場合、式(4.7)より深部ほど安全率が小さくなることは明らかである。また、雨水が深部に到達するまでに時間を要するため、安全率の低下開始時間に関して深度方向に時間遅れが存在する。次に、中腹部と法尻部における同一深度の安全率の低下量に着目すると、法尻部の方が、低下量が大きいことが確認される。この結果は、体積含水率の増加量の違いが斜面安定性に大きな影響を及ぼす

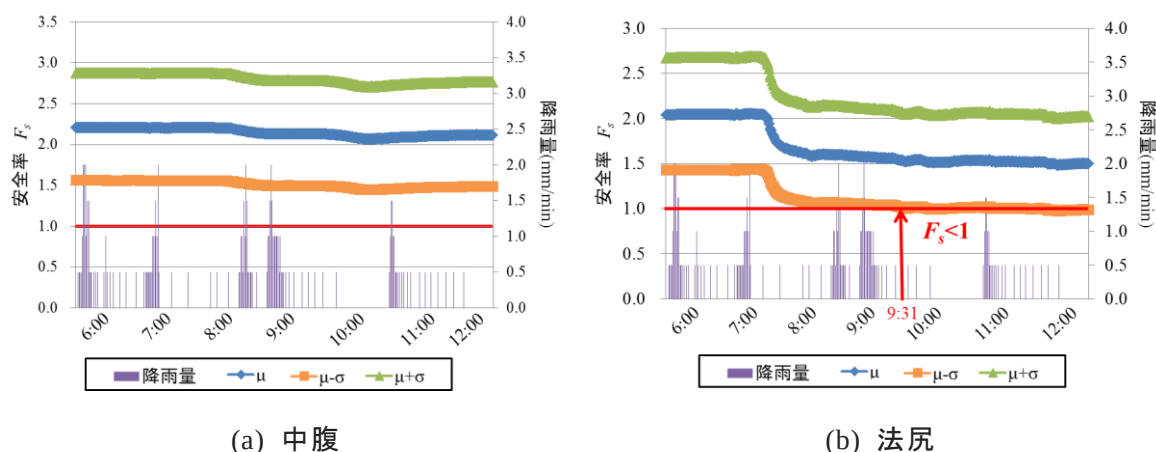


図 4-32 強度定数のばらつきによる安全率の違い（9月26日）

めであると推察される．すなわち，法尻部では体積含水率（飽和度）の増加量が大きいため，有効応力および有効内部摩擦角が小さくなり，斜面安定性が著しく低下すると解釈できる．

次に，最も安全率が小さい GL-1.0m に着目して，強度定数のばらつきを考慮した上で斜面安定性を評価する．図 4-30(a)および図 4-30(b)にそれぞれ示した 3 つの近似曲線を用い，平均値のみの議論に加え，安全側（ $\mu+\sigma$ ）と危険側（ $\mu-\sigma$ ）における GL-1.0m の安全率をそれぞれ求めた．その結果を図 4-32 に示す．なお，同図において初期値が異なるだけで，変動傾向が強度定数によらない理由は図 4-30 において線形近似を行っているためである．まず，中腹部の安全率の推移に着目すると，図 4-32(a)に示すように，危険側の場合においても安全率が 1 を下回ることがないことが確認される．ただし，深部ほど安全率が低下するため，GL-1.0m 以深においては安全率が 1 を下回る箇所が存在する可能性がある．一方，図 4-32(b)に示すように，危険側の場合においては安全率が 1 を下回ることが確認される．したがって，当該斜面においても強度定数が小さい箇所においては，局所的崩壊が発生すると解釈される．以上で述べた知見は，Slope-N の中腹部および法尻部の崩壊深度とも調和的な関係である．Slope-N において発生した表層崩壊は以下のように解釈される．法尻部は中腹部に比べて浸透量が多い，もしくは集水地形であるために体積含水率（飽和度）の増加量が大きいため，比較的浅い 1m 付近ですべりが発生した．一方，中腹部は法尻部に比べれば，体積含水率の増加量が小さいために法尻部よりも深い 2m~3m においてすべりが発生したと推察される．次に，安全率が 1 を下回る際の間隙圧に着目すると，図 4-12(b)に示すように 0 程度である．したがって，間隙圧が 0 程度，すなわち擬似飽和状態においても，強度定数が小さい箇所においては局所的崩壊が発生する可能性があると推察される．また，強度定数の違いによる安全率の変動量に着目すると，平均値に対して， ± 0.5 程度シフトしていることが確認される．したがって，地質の不均質性が斜面安定性に及ぼす影響

は大きいと解釈される。よって、表層崩壊は複数のせん断強度が小さい箇所において、局所的崩壊が発生し、それらの局所的崩壊箇所が一気につながることにより大規模な崩壊に至ると推察される。繰り返すように、その崩壊の危険性については中腹部に比べて法尻部の方が高い。

4.8 原位置計測結果のまとめ

本節では、4.1 から 4.7 に示した原位置計測結果から得られた知見をまとめ、以下に列挙する。

- ・ タイにおいて計測される降雨は高強度の降雨が短期間に集中する特性を持った降雨が数多く観測されている。これがすなわちスコールの降雨特性であるといえる。
- ・ Slope-P における蒸発量計測より、可能蒸発散量に近い実蒸発散量が発生していることが明らかになった。ただし、対象降雨の降雨継続時間は短いものが大部分を占めるため、蒸発散量の影響は非常に小さいと推察される。
- ・ Slope-N および Slope-P において、表面流出が発生していることが明らかになった。Horton が示すように、表面流出の発生機構は地表付近が局所的飽和状態に達し、降雨強度が浸透能を上回る際に発生すると推察される。しかし、2.0mm/min を超える高強度の降雨（時間雨量 120mm/hour に相当）においても降雨の大部分が斜面に浸透量もしくは表層貯留量としてストックされる。
- ・ 地質の違いが 1 雨に占める流出の割合、すなわち流出比に影響を及ぼすことが明らかになった。
- ・ 間隙圧の挙動は降雨に加えて、降雨開始前の地盤内の状態に依存することが示された。つまり、雨水浸透挙動は降雨および降雨開始前の地盤内の状態に依存する。しかし、計測深度のサクションが雨水流出挙動に与える影響については確認されなかった。したがって、表面流出が発生する際の局所的飽和領域は非常に浅いと推察される。
- ・ Slope-N における計測結果より、旧すべり面付近は透水層と不透水層の境界に相当する地盤条件であるため、浅い領域に比べて間隙圧が大きくなることが明らかとなった。また、崩壊前には、地盤の不均質性により現状以上の過剰間隙水圧が局所的に発生していた可能性が高く、その過剰間隙水圧により局所的崩壊が複数の箇所で起こり、大規模な崩壊につながったと推察される。
- ・ 体積含水率については、中腹部に比べて法尻部の増加量が大きくなった。その要因は以下の二つが考えられる。一つは法尻部の方が中腹部に比べて浸透量が多い可能性がある。もう一つは、法尻部は雨水を貯めやすい地形となっており、鉛直浸透に加えて水平流れも発生している可能性が挙げられる。

- ・ 原位置 SWCC は、SWCC の経路における走査曲線に相当する経路を通ると推察される。また、原位置 SWCC の形状および経路は、降雨に加えて各降雨イベント時の降雨強度の違い、各イベント前の先行降雨とそれに起因する体積含水率およびサクシヨンの値により規定されていることを示した。さらに、短期間集中豪雨の場合には、飽和（もしくは擬似飽和）状態からさらに体積含水率および間隙圧が増加し、危険な状態へと移行すると推察される。
- ・ 斜面の安定性を定量的に評価することにより法尻部の危険性を明らかにし、強度定数が小さい箇所においては当該斜面においても局所的崩壊が発生することを示した。
- ・ 地質の不均質性が斜面安定性に及ぼす影響が大きいことから、表層崩壊は以下に示す発生機構であると推察される。すなわち、せん断強度が小さい箇所において複数の局所的崩壊が発生し、複数の崩壊箇所が一気につながることで大規模な崩壊に至る。

以上の原位置計測結果のまとめを踏まえて、斜面崩壊のリスク低減のための対策工について言及する。

まず、法尻部は斜面上部からの雨水および浸透した雨水を集水しやすく斜面崩壊のトリガーとなる箇所であるため、重点的に対策工を施すべきである。現在、法尻部の安定性を高めるために図 4-33 に示すじゃかごを用いる方法が一般的に用いられているが、この対策工は二つの大きな役割を果たし得ることが本研究より明らかになった。一つ目は、表面流出による表層浸食を防ぐ役割である。二つ目は、地盤内に貯留された雨水を排水する役割である。法尻部は雨水を集水しやすいため、その効果はより大きなものとなる。

また、Slope-N のような透水層と不透水層の地層境界が存在する斜面においては、その地層境界に雨水が貯留され、過剰間隙水圧が発生しやすいために排水性を高める対策工を施すべきである。現在、この目的で横ボーリング工や、排水トンネル工が用いられているが、これらは理にかなった方法であると解釈される。

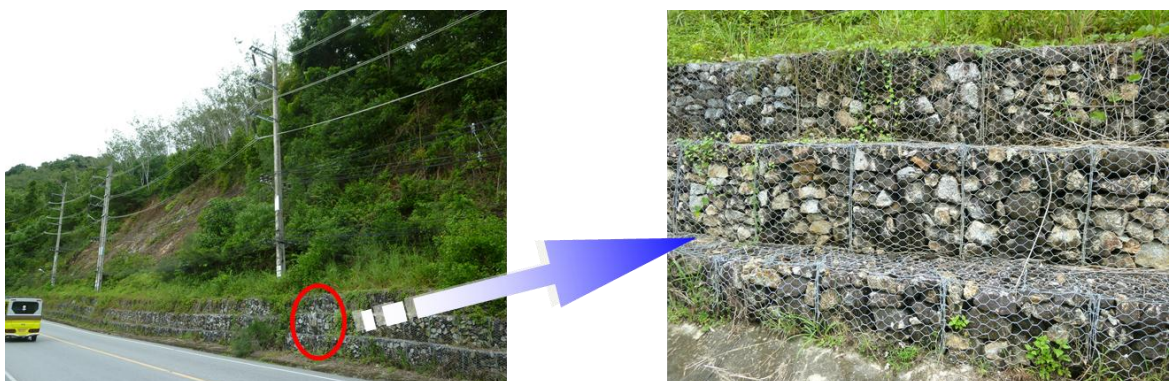


図 4-33 タイにおける対策工の事例（じゃかご）

第5章 一次元タンクモデル

ホートンの浸透理論における浸透量（浸透量の低減関数）は，降雨発生からの低減であることや実降雨は複雑な降雨特性であるため，ホートンの浸透理論により浸透量を算出することは困難であると考えられる．そこで，本研究では，累積する低減特性の重ね合わせが可能な貯留関数，すなわちタンクモデルを用いて浸透量を算出し，地表付近における水収支の詳細な分析を行う．なお，本章において地表付近という言葉を用いる場合，地表下数センチを意味していることに留意されたい．

5.1 一次元タンクモデルの原理

タンクモデルは 1972 年に菅原⁵³⁾によって考案された広域を対象とした流出計算手法であり，簡易に各流域の水収支および水循環を表現することを可能とするモデルである．本研究においては，斜面が比較的小さいために，**図 5-1** に示すように斜面全体を一つのタンクモデルで表現するものとする．第 4 章では，中腹部と法尻部における雨水流出浸透挙動に違いが生じる可能性を指摘したが，当該斜面は，淀川水系のような広域を対象とした従来のタンクに比べれば非常に小さいと考えられるため，挙動の差異はわずかであると解釈される．したがって，斜面全体を一つのタンクで表現することに問題はないと推察される．ここで，タンクモデルにおいて，表面流出量 q_R および地中への浸透量 q_I は式(5.1)，式(5.2)を用いてそれぞれ算出される．

$$\text{If } \begin{matrix} X-H \leq 0 \\ X-H > 0 \end{matrix}, \quad \begin{matrix} q_R = 0 \\ q_R = \alpha \cdot (X-H) \end{matrix} \quad (5.1)$$

$$q_I = \beta \cdot X \quad (5.2)$$

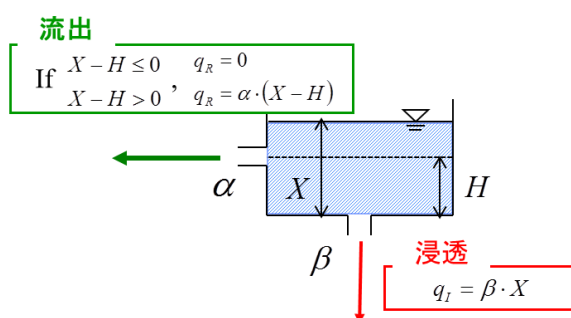


図 5-1 タンクモデルの概念図

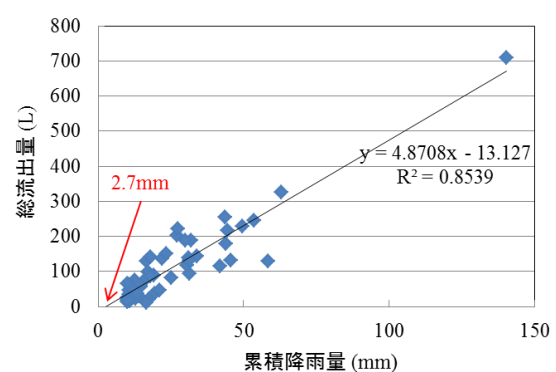
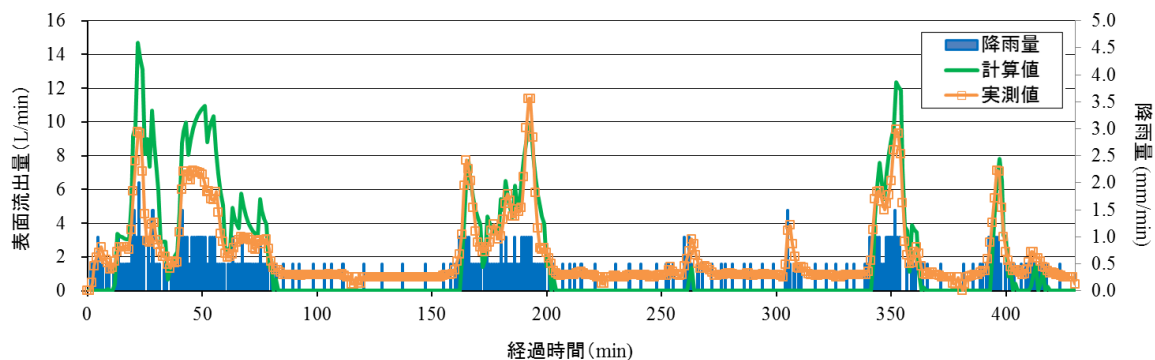


図 5-2 流出孔までの高さ H の推定

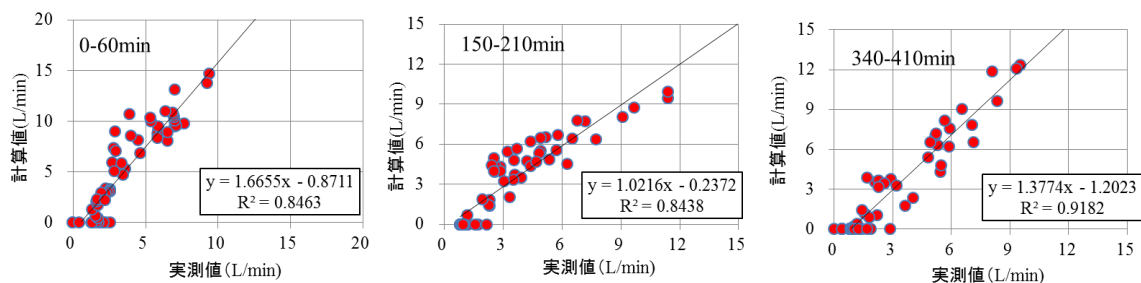
ここに、 X は各タンクの貯留高、 H は流出孔までの高さ、 α は流出係数、 β は浸透係数を表す。なお、このモデルは地中における水分変動挙動をモデル化の対象としておらず、斜面地表付近の水収支の分析を目的としてモデル化していることに留意されたい。

5.2 パラメータ推定

まず、Slope-P（タイ・プーケット）における計測結果をもとにしたパラメータ推定の手順を以下に示す。流出孔までの高さ H ，すなわち表面流出が発生するまでに必要な水量を推定するため、累積降雨量と総流出量の関係に着目する。図 5-2 に示す累積降雨量と総流出量の関係より、累積降雨量が 2.7mm を超えるまでは流出が発生せず、2.7mm を超えた後、表面流出量が回帰直線で示したようにほぼ線形的に増加する傾向が確認される。この計測結果より、流出孔までの高さ H は 2.7mm に設定する。流出係数 α ，浸透係数 β は Try&Error により推定を行い、それぞれ $\alpha=0.15$ ， $\beta=0.12$ に設定した。この根拠は、図 5-3，図 5-4，および図 5-5 に示すように、3 つの降雨パターンに対して、降雨波形と表面流出量の時系列変化が調和的であり、実測値と計算値の相関係数が $R>0.9$ を有していることである。これらのフィッティング結果より、降雨継続時間、降雨強度、降雨波形によらず、比較的再現



(a) 実測値と計算値の比較



(b) 実測値と計算値の相関

図 5-3 Slope-P におけるフィッティング結果（2012 年 6 月 7 日）

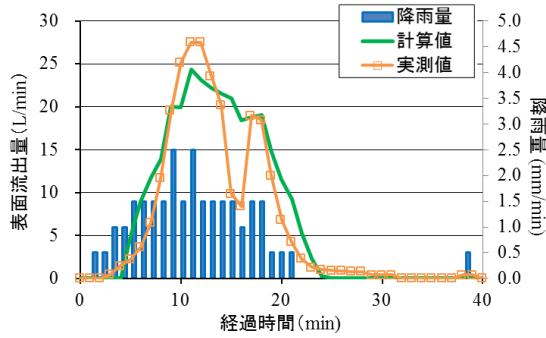
表 5-1 パラメータ推定結果

(a) Slope-P

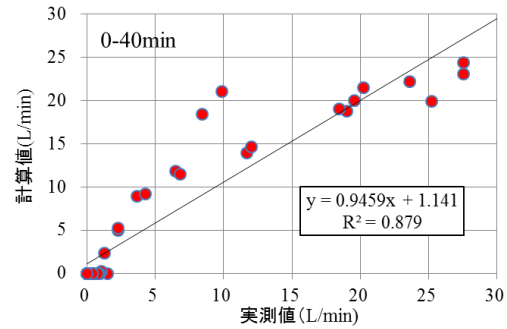
α	β	H(mm)
0.15	0.12	2.7

(b) Slope-N

α	β	H(mm)
0.16	0.012	9.0

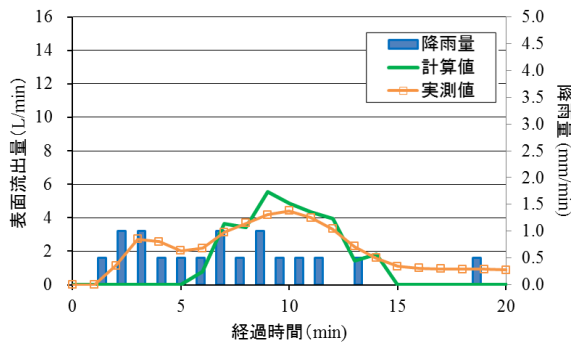


(a) 実測値と計算値の比較

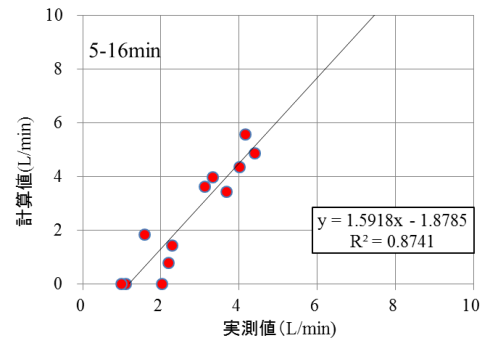


(b) 実測値と計算値の相関

図 5-4 Slope-P におけるフィッティング結果 (2012 年 10 月 17 日)



(a) 実測値と計算値の比較

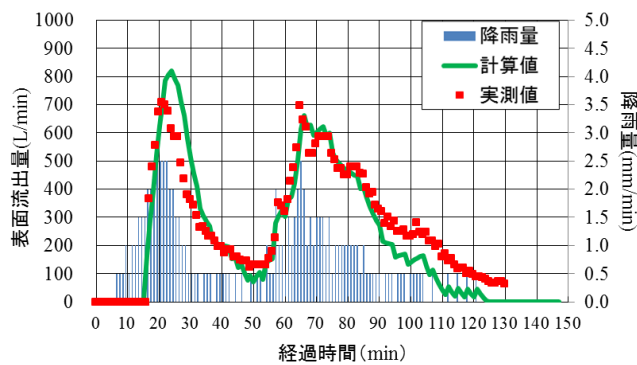


(b) 実測値と計算値の相関

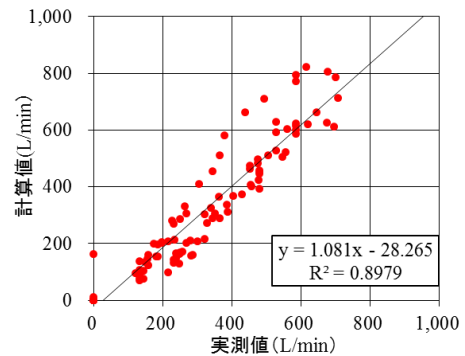
図 5-5 Slope-P におけるフィッティング結果 (2012 年 11 月 17 日)

性が高い表面流出量の計算値が得られていると推察される。さらに、降雨開始前の地盤状態については、図 5-4 に示す 10 月 17 日の降雨は低サクションで、図 5-5 に示す 11 月 17 日の降雨は高サクションである。降雨開始前のサクションによらず、再現性の高い計算値が得られていることから、このモデルの精度の高さは、降雨開始前の地盤内の状態によらないと解釈される。以上より、表 5-1(a)に示すパラメータは対象期間中の全ての降雨に用いることができると推察される。

Slope-N (タイ・ナコンナヨック) においても、同様の手順でパラメータ推定を行った。パラメータの推定結果を表 5-1(b)に示す。図 5-6、および図 5-7 より当該斜面においても、降雨継続時間、降雨強度、降雨波形によらず、比較的高い精度で表面流出量の計算値が得られていることが確認される。なお、Slope-N と Slope-P で集水面積が異なるため、表面流出量の値が大きく異なる点に留意されたい。

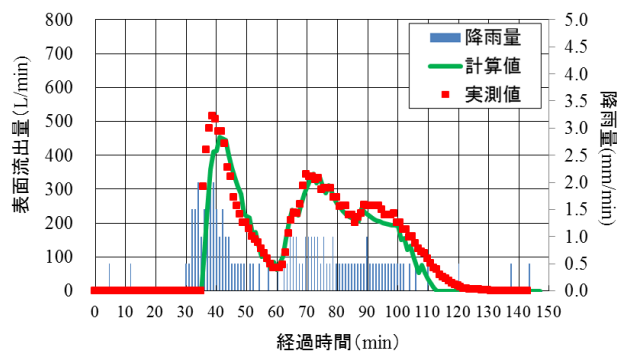


(a) 実測値と計算値の比較

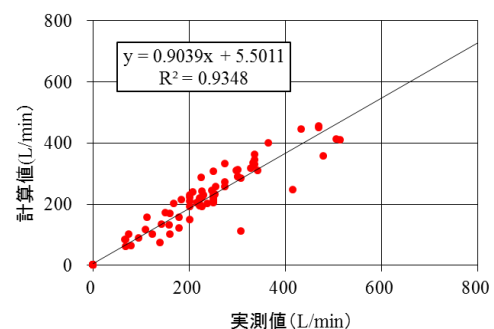


(b) 実測値と計算値の相関

図 5-6 Slope-N におけるフィッティング結果（2010 年 6 月 20 日）



(a) 実測値と計算値の比較



(b) 実測値と計算値の相関

図 5-7 Slope-N におけるフィッティング結果（2010 年 9 月 7 日）

5.3 地表付近における水収支の分析

5.3.1 水収支式

降雨中においては，斜面に降った降雨は式(5.3)に示すように 3 つの成分に分離される．なお，前述したように，降雨中の蒸発散量は無視している．

$$Q_P = Q_R + Q_I + Q_S \quad (5.3)$$

ここに， Q_P は降雨量， Q_R は表面流出量， Q_S は表層貯留量を表す．式(5.3)における表層貯留量の物理的意味は植生，地表面の凹凸，および地表下数センチの間隙に保持される水量を表している．表層に貯留された水量は，やがて流出量および浸透量の供給水量に置換される．また，降雨終了後には表層貯留量の一部が蒸発散量の供給水量となる．タンクモデルにおいて，降雨量と表面流出量の差を斜面への実流入量と定義しており，その実流入量

と浸透量の差が表層貯留量となる。

5.3.2 Slope-P における計算結果

まず、Slope-P におけるタンクモデルによる計算結果のうち、図 5-8 に示す 2012 年 10 月 17 日の降雨に着目して、地表付近における水収支の詳細な分析を行う。なお、同図は図 5-4 に示した降雨で、短期間に高強度の降雨が集中している降雨である。また、Slope-P と Slope-N における計算結果の比較を行うため、単位面積あたりの流動量(mm の次元)で議論している点に留意されたい。図 5-8 において、降雨開始から 4 分程度の間、表面流出は発生せず、降雨は斜面に全て流入する。すなわち、降雨初期は降雨量がそのまま斜面への実流入量に置換される。その実流入量は、斜面内部への浸透量と表層貯留量に分類される。そして降雨開始から 5 分後表面流出が開始し、降雨強度の増加とともに表面流出量は増加する。浸透量についても同様に降雨強度の増加とともに増加する。また、降雨初期においては表層貯留量が相当量であることが確認される。表面流出が降雨初期から発生していること、および表面流出が発生するまでに地表付近で局所的飽和が起こっていることを踏ま

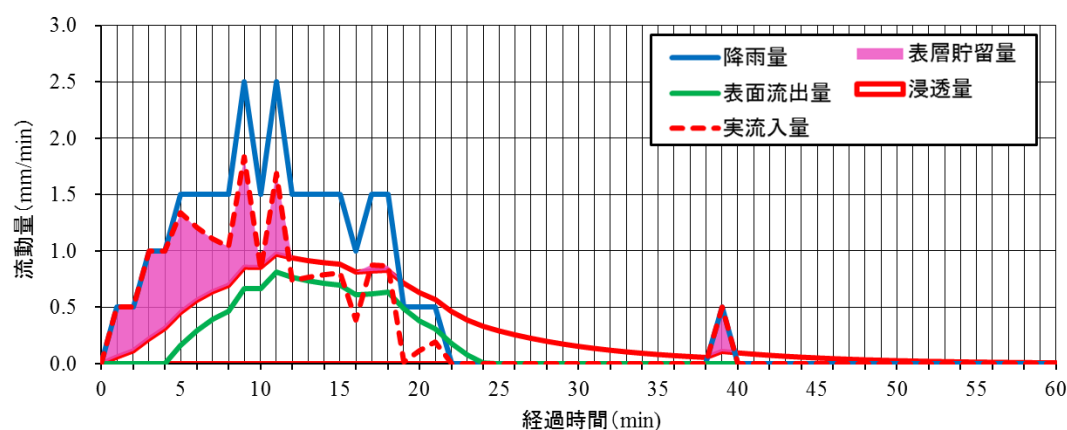


図 5-8 Slope-P における水収支の分析（2012 年 10 月 17 日）



図 5-9 Slope-P における表面浸食の形跡

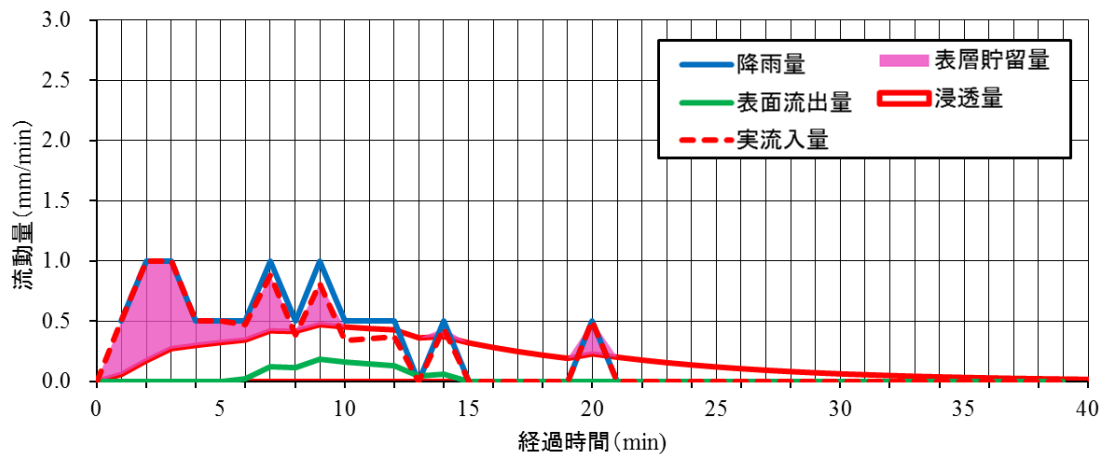


図 5-10 Slope-P における水収支の分析（2012 年 11 月 17 日）

えると、表層貯留量が地表付近における局所的飽和に寄与していると推察される。さらに、近年、短期間集中豪雨の増加に伴い、降雨中における浸食による斜面崩壊の事例が数多く報告されているが、表面流出量に加えて表層貯留量が浸食の因子になっている可能性がある。その発生機構は以下のように推察される。表層貯留量の増加により地表付近において局所的飽和が発生し、せん断強度が低下する。さらに、高強度の降雨により地表付近において過剰間隙水圧が発生し、安定性が低下して崩壊に至る。前述したように、Slope-Pにおいても、飽和度の上昇に伴い、粘着力および内部摩擦角が小さくなる。実際に当該斜面においても、図 5-9 に示すように、非常に小規模な表面浸食の形跡が確認された。表面浸食は、短期間集中豪雨の際に、表面流出に伴う掃流力や雨滴の衝撃・分散作用による土壌粒団の破壊等により発生するといわれているが、これらの要因のみで図 5-9 に示すような表面浸食が起こることは難しいと考えられる。したがって、これまで考えられてきた崩壊の発生機構に加えて、表層貯留量の増加による局所的飽和および過剰間隙水圧の発生が複合的に起こり、表面浸食が発生していると推察される。次に、図 5-8 における無降雨期間に着目すると、表面流出量は降雨終了後すみやかに 0 となるが、斜面内部への浸透が存在することが確認される。これは表層貯留量の一部が、浸透量の供給水量に置換されているためである。表層貯留量のうち、浸透量の供給水量とならずに保持されている水量は蒸発散により消失するものと推察される。浸透量の波形に着目すると、降雨波形との相関が見られないことが確認される。また、表面流出量と浸透量の大小関係に着目すると、図 5-8 に示す全期間において、表面流出量と同程度、もしくはそれを上回る浸透量が発生していることが確認される。これは Slope-P の透水性の高さを示す計算結果であるといえる。

次に、図 5-8 に示した 10 月 17 日の計算結果と図 5-10 に示す 11 月 17 日の計算結果を比較することにより、降雨の違いが地表付近における雨水流出浸透挙動に与える影響について検討する。なお、図 5-10 に示す 11 月 17 日の降雨は図 5-5 に示した降雨で、10 月 17 日の降雨と比較すると降雨強度および累積降雨量が小さい。図 5-8 と図 5-10 を比較すると、

降雨に占める表面流出量の割合の違いが顕著である。図 5-10 に示すように、11 月 17 日の降雨においては表面流出量の割合が非常に小さいことが確認される。4.3.2 においては、累積降雨量と流出比に明確な相関は見られなかったことを踏まえると、時々刻々の降雨強度が表面流出量と斜面への実流入量の分離の割合を規定していると推察される。ただし、図 5-5 で示したように、11 月 17 日の降雨においても表面流出量が発生していることは事実で、表面流出の発生に寄与しているのが図 5-10 に示す表層貯留量である。つまり、斜面内部への実流入量が全て深部に浸透しているわけではなく、表層貯留量と浸透量に分離され、その表層貯留量の存在により地表付近が局所的飽和を起こして表面流出が発生していると推察される。

5.3.3 Slope-N における計算結果

Slope-N におけるタンクモデルによる計算結果のうち、図 5-11 に示す 2010 年 9 月 7 日の降雨に着目して、地表付近における水収支の詳細な分析を行う。同図に示すように、降雨中、表面流出量および表層貯留量の占める割合が大部分で、浸透量が非常に少ないことが確認される。この結果は Slope-N が比較的透水性の低い地盤であることを示す結果であると解釈される。実際、当該斜面における透水係数が $10^{-5} \sim 10^{-6} \text{cm/sec}$ で非常に透水性の低い地盤であることから、図 5-11 に示す結果は妥当であると推察される。しかし、降雨終了後に着目すると、長期間にわたって浸透量が存在していることが確認される。これは地表付近に一時的に保持された雨水が時間をかけて浸透する過程を示す結果であると解釈される。また、表面流出量に着目すると、降雨に占める流出の割合が大きくなっていることが確認される。この結果は比較的透水性の低い地盤であるため浸透能が小さく、斜面内部に流入可能な水量が透水性の高い地盤に比べて少ないためであると推察される。

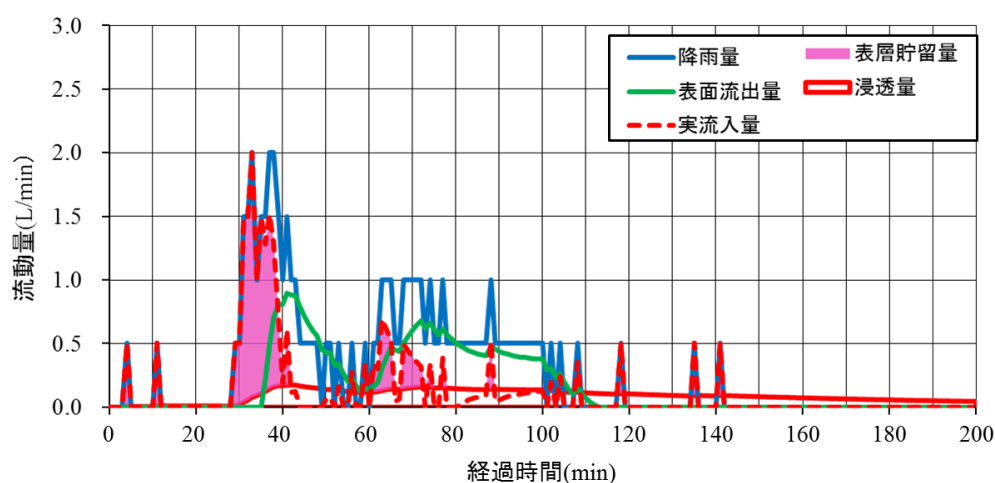


図 5-11 Slope-N における水収支の分析（2010 年 9 月 7 日）

5.3.4 地質の違いが雨水流出浸透挙動に与える影響

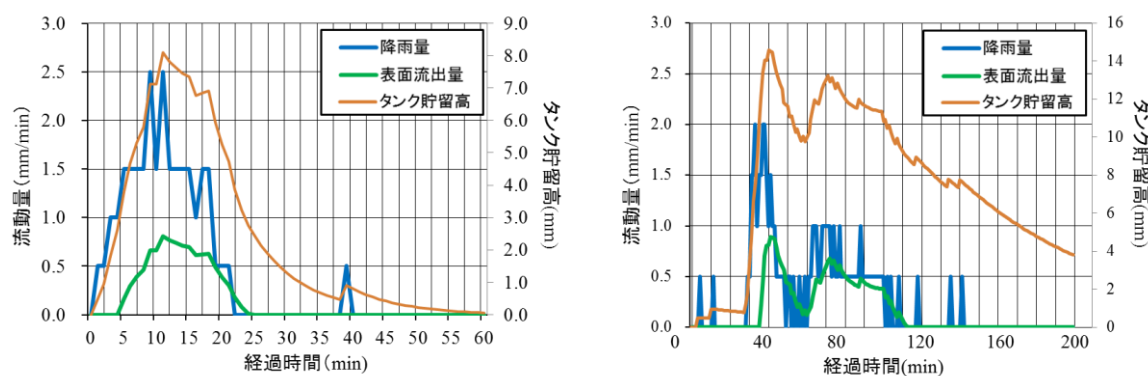
Slope-P においては図 5-8 に示す 2012 年 10 月 17 日の計算結果に、Slope-N においては図 5-11 に示す 2010 年 9 月 7 日の計算結果に着目して、地表付近の雨水流出浸透挙動の相違を比較検討する。

まず、降雨中における浸透量に着目すると、Slope-P の方が降雨に占める浸透量の割合が大きいことが確認される。これは、Slope-P は Slope-N に比べて透水性が高いために浸透量が多くなっていると解釈される。降雨波形が異なるために単純に比較することは難しいが、ピーク値において Slope-P の方が 3 倍以上多くなっていることが確認される。ここで、飽和透水係数が Slope-P においては $10^{-2} \sim 10^{-4} \text{cm/sec}$ で、Slope-N においては $10^{-5} \sim 10^{-6} \text{cm/sec}$ であることを考慮すれば、妥当な結果であると推察される。したがって、透水性が時間あたりの浸透量を規定していると解釈される。なお、この現象はタンクモデルにおいては浸透係数のパラメータの違いによって説明される。表 5-1 に示すように、Slope-N の浸透係数 β は Slope-P の 1/10 になっている。

一方、降雨中における降雨に占める表層貯留量に着目すると、Slope-N の方が多いことが確認される。ここで、両斜面の間隙率 n を比較すると、Slope-P においては 0.35~0.45 で、Slope-N においては 0.51 であった。表層貯留量の物理的意味が植生、地表面の凹凸、および地表下数センチの間隙に保持される水量であることを踏まえると、間隙率が大きい Slope-N の方が多いという結果は妥当であると解釈される。したがって、間隙率が表層貯留量の多寡を規定する一つのパラメータとなっていると推察される。

次に無降雨期間における浸透量に着目すると、両斜面において無降雨期間においても浸透量が存在していることが確認される。Slope-P に関しては降雨中における浸透量が多いが、降雨終了後の浸透量の低減の速度が速く、経過時間 50min の時点においては浸透量が 0 になっていることが確認される。一方、Slope-N に関しては降雨中における浸透量は少ないが、降雨終了後の浸透量の低減の速度が遅く、長時間浸透が続くことが確認される。この違いについては二つの要因がある。一つ目は、表層貯留量の多寡である。つまり、Slope-N においては間隙率が大きく、表層貯留量が多いため、浸透量に置換される水量が多いと解釈される。二つ目は、透水係数の違いを表した浸透係数の差異である。Slope-N の浸透係数は Slope-P の 1/10 であるため、降雨終了後においても雨水が時間をかけて深部に浸透しているわけである。

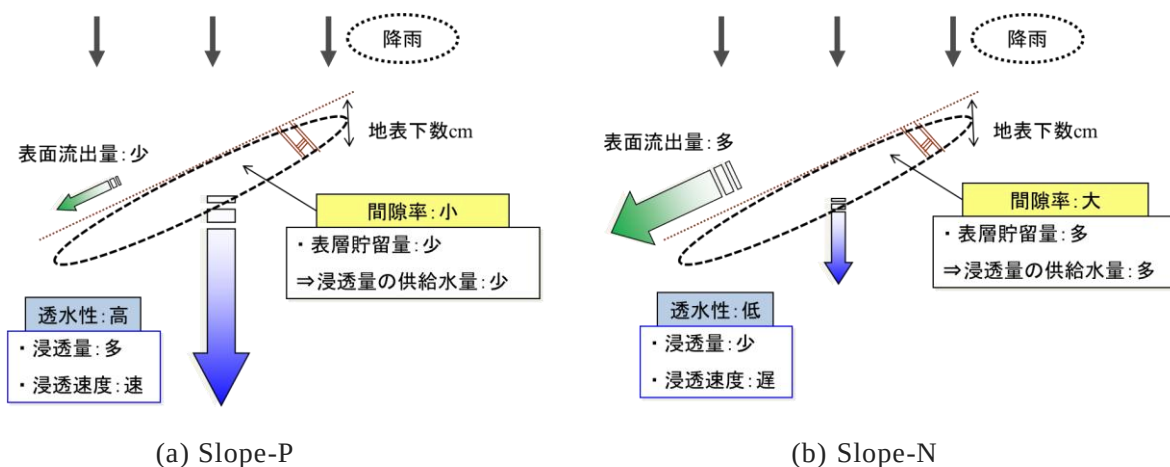
最後に表面流出量に着目すると、Slope-P は発生開始時間が早いですが降雨に占める表面流出量の割合が小さく、Slope-N においては発生開始時間が遅いがいったん流出し始めると表面流出量の割合が大きくなることが確認される。発生開始時間の違いについては間隙率の違いにより説明することができる。すなわち、Slope-N の方が Slope-P に比べて間隙率が大きく、地表に貯留することができる水量が多いため、表面流出の発生が遅くなっていると推察される。その量の違いは透水性の違いにより説明することができる。つまり、透水性



(a) Slope-P (2012 年 10 月 17 日)

(b) Slope-N (2010 年 9 月 7 日)

図 5-12 タンク貯留高の変動



(a) Slope-P

(b) Slope-N

図 5-13 地表付近における雨水流出浸透挙動

が浸透能を規定し、Slope-P においては透水性が高いために斜面内部に流入可能な水量が多いため、表面流出量が少ないと解釈される。この現象はタンクモデルにおいては以下のように説明される。それぞれのパラメータについては表 5-1 に示されている。まず流出係数 α については Slope-N の方が大きい但其の差異は微小である。次に、浸透係数に着目すると、Slope-N の浸透係数が Slope-P の 1/10 となっている。さらに、流出孔までの高さ H を比較すると、Slope-P が 2.7mm であるのに対して、Slope-N が 9.0mm と 3 倍以上高くなっている。したがって、Slope-N においては水がタンクから排水されにくく、タンク貯留高が Slope-P に比べて高くなるために降雨に占める表面流出量の割合が大きくなっていると想定される。実際、図 5-12 において、タンク貯留高を比較すると、図 5-12(b)に示す Slope-N の貯留高が高くなっていることが確認される。

以上より、Slope-P および Slope-N の地表付近における雨水流出浸透挙動は図 5-13 によって説明することができる。

透水性が高く、間隙率が小さい Slope-P においては、降雨中における単位時間あたりの浸透量は多く、浸透速度も速い。しかしながら、間隙率の大きい地盤に比べると表層貯留量が少ないため、降雨終了後の浸透量の供給水量が少なく、浸透量の低減が速い。ただし、浸透量の低減が速いことに透水性の高さも寄与している点に留意されたい。すなわち、単位時間あたりに浸透可能な量が多いため、地表付近に保持される水量が少なくなっている。また、表面流出量に着目すると、透水性が高いため浸透能が高く、表面流出量が少なくなっていると解釈される。

一方、透水性が低く、間隙率が大きい Slope-N においては、降雨中における単位時間あたりの浸透量は少なく、浸透速度も遅い。しかしながら、間隙率が大きい表層貯留量が多い。そのため、降雨終了後の浸透量の供給水量が多いために、降雨終了後も長時間浸透が存在する。すなわち、単位時間あたりの浸透量は少ないが、浸透が長時間続くと解釈される。また、表面流出量に着目すると、透水性が低いために浸透能が低く、表面流出量が多くなっていると解釈される。

5.4 一次元タンクモデルのまとめ

本章では、一次元タンクモデルを用いて、地表付近における水収支の詳細な分析を行った。本章で得られた知見を以下に列挙する。

- ・ 一次元タンクモデルにより高い精度で地表付近における水収支を再現することが可能である。その結果、地表付近に保持される水量、すなわち表層貯留量の存在を定量的に示すことが可能となった。そしてその表層貯留量が局所的飽和を起こす水量となり、表面浸食の誘因になっている可能性を指摘した。
- ・ 浸透量に着目すると、降雨波形と明確な相関が見られなかった。したがって、従来の飽和—不飽和浸透流解析において、降雨境界条件により降雨量を斜面内部への流入量とすることは合理的でないことが明らかになった。
- ・ 地質の違いが地表付近における雨水流出浸透挙動に与える影響について考察を加え、透水性および間隙率が表面流出量、浸透量、表層貯留量の分離の割合を規定しているという結果を示した。

第6章 飽和—不飽和浸透流解析

第4章において表面流出の存在が明らかとなり、第5章において浸透量は降雨波形と関係がない結果が得られたことから、飽和—不飽和浸透流解析において、降雨境界条件により降雨量を斜面内部への流入量とする従来の手法は合理的でないことが明らかになった。そこで、一次元タンクモデルにより得られた浸透量を入力値として飽和—不飽和浸透流解析を行い、Slope-Pにおける間隙圧の原位置計測結果の再現を試みることにする。そして、解析結果を用いて、表面流出の発生機構についても考察を加える。さらに作成した解析モデルを用いて、過去の斜面崩壊が発生した降雨に対して浸透流解析を行い、雨水浸透挙動の違いについて検討を加える。

6.1 飽和—不飽和浸透流解析における支配方程式

飽和—不飽和浸透流解析における支配方程式は、質量保存則より導かれた連続式と Darcy の法則を不飽和領域に拡張することにより次式で表される。なお、次式の導出は文献 29)を参照されたい。

$$\operatorname{div} K(\theta) \vec{\nabla}(\psi + z) = (c(\psi) + \alpha S_s) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (6.1)$$

$i=1,2,3 \text{ (1:x, 2:y, 3:z)}$

ここに、 $K(\theta)$ は透水係数、 θ は体積含水率、 ψ は圧力水頭、 z は鉛直座標、 S_s は比貯留係数、 $c(\psi)$ は比水分容量を表す。また、 α は飽和領域においては 1 となり、不飽和領域においては 0 となる。なお、不飽和地盤において、透水係数 $K(\theta)$ は飽和透水係数 K_s と体積含水率（飽和度）に依存する比透水係数 K_r の積で表すことができる。式(6.1)を解くために必要な物理定数は以下の通りである。

- ・ 不飽和透水係数 K と体積含水率 θ の関係
- ・ 圧力水頭 ψ と体積含水率 θ の関係

また、初期条件および境界条件は次のように設定している。

- ・ 初期条件
浸透流解析を行う領域内の初期圧力水頭の分布
$$h(x_i, 0) = H_0(x_i)$$
- ・ 境界条件
 - ① 水頭既知の境界
$$h(x_i, t) = H_b(x_i, t)$$

② 流量既知の境界

$$h/\bar{n} = V(x_i, t)$$

ここに、 $\bar{n}$ は境界面に垂直なベクトルである。

本研究においては、3D-Flow という 3 次元飽和一不飽和浸透流解析ソフトウェアを用いており、式(6.1)を 3 次元の有限要素法 (FEM) によって離散化して解いている。

6.2 解析モデルおよび解析条件

6.2.1 斜面モデル

本研究における解析モデルの作成においては、図 3-18(b)に示す測線 4 の等高線調査の結果を参考にして、図 6-1 に示すようにモデル化した。測線 4 を参考にした理由は、テンシオメータの設置測線の斜面形状が測線 4 と類似しているためである。そして、図 6-2 に示すように、有限要素メッシュ（要素総数 1446，節点総数 3044）を生成した。本研究においては、地表付近の雨水浸透挙動を詳細に分析するために、地表付近のメッシュを細かく分割している。また、3D-Flow を利用して 3 次元浸透流解析を行っているが、単位奥行きを仮定しているため、2 次元浸透流解析と本質的には変わらない。図 6-2 においては、テンシオメータの設置位置も合わせて示している。

6.2.2 地盤物性値

6.1 で述べたように、飽和一不飽和浸透流解析における支配方程式を解くためには、図 2-3 に示す圧力水頭 ψ と体積含水率 θ の関係と不飽和透水係数 K と体積含水率 θ の関係を与える必要があり、3D-Flow では van Genuchten 式により与えている。なお、van Genuchten

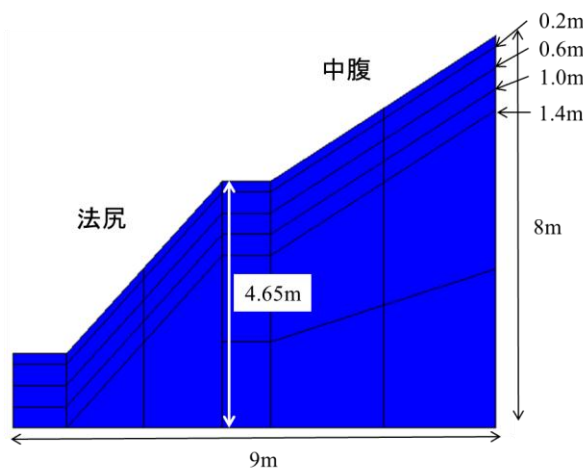


図 6-1 解析モデル

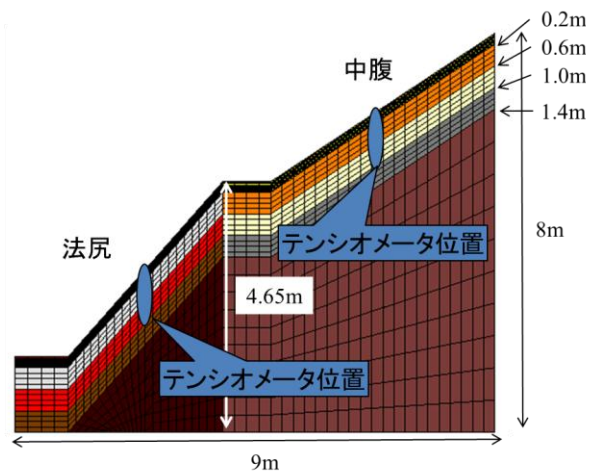
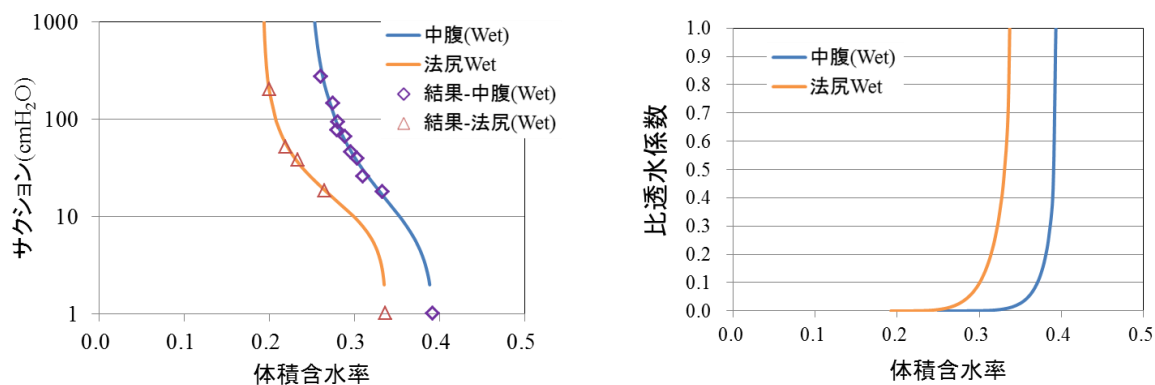


図 6-2 解析メッシュ



(a) 体積含水率とサクシヨンの関係

(b) 体積含水率と比透水係数の関係

図 6-3 解析に用いた SWCC

式は式(2.1)，および式(2.2)に示した通りである．この式におけるパラメータについては，室内試験のデータを用いることとした．室内試験結果を用いる理由は，4.6 で述べたように，体積含水率の原位置計測結果は絶対値に対して信頼性が低いためである．中腹部は表 3-7 に示す供試体 PK-01（吸水過程）のパラメータを，法尻部は供試体 PK-32（吸水過程）のパラメータを用いている．これらのパラメータを用いて推定した SWCC を図 6-3 に示す．図 6-3(a)にはサクシヨンと体積含水率の関係を示し，図 6-3(b)に比透水係数と体積含水率の関係を示している．深度によらず，同一の SWCC を設定している理由は，深度と各種パラメータの関係に明確な関係性が見られないためである．それぞれの供試体におけるパラメータの違いはサンプル箇所依存するものであると推察されることから，本研究においては，中腹部は PK-01 を，法尻部は PK-32 をそれぞれ代表値として選択している．

次に，飽和透水係数の設定の手順について説明する．まず，図 6-2 に示すように中腹部，法尻部ともに 5 層に区分した．GL-0.2m，GL-0.6m，GL-1.0m，および GL-1.4m に地層境界を設定した．テンシオメータの設置位置と一致させるために GL-0.2m，GL-0.6m，GL-1.0m に地層境界を設定したが，動的貫入試験結果からこれらの層に地層境界があることを示すこともできる．まず，図 3-22 に示すように，表層地盤（GL-0.0m~0.2m）の KPT の値が他の地盤に比べて顕著に小さいことから，GL-0.2m に地質境界があると解釈できる．次に，図 3-22(a)(b)(d)(e)(g)(h)に示すように，GL-0.2m~0.6m の領域でその周辺の深度の KPT の値に比べて大きくなっていることが確認される．したがって，GL-0.6m に地層境界があると解釈できる．さらに，図 3-22(b)(c)(d)(g)においては，GL-0.6m~1.0m の KPT の値が小さい層が存在し，図 3-22(e)(h)においても GL-0.6m~0.8m に KPT が小さい層が存在することが確認される．したがって，GL-1.0m に地層境界を設定することは妥当であると解釈される．また，図 3-22 において，GL-1.0m 以深では顕著な特徴が見られないため，仮に GL-1.4m に地層境界があると仮定している．以上で述べた 5 層に対して設定した透水係数を表 6-1 に示す．また，深度と透水係数の関係が明確になるように，透水係数の深度分布を図 6-4 に

表 6-1 飽和透水係数の設定

cm/sec	0.0m~0.2m	0.2m~0.6m	0.6m~1.0m	1.0m~1.4m	1.4m~	原位置(表層)	原位置(深部)
中腹	9.0×10^{-3}	2.0×10^{-3}	8.0×10^{-3}	1.0×10^{-3}	6.79×10^{-4}	7.22×10^{-3}	6.79×10^{-4}
法尻	3.0×10^{-2}	8.0×10^{-3}	3.0×10^{-2}	1.0×10^{-3}	5.29×10^{-4}	1.15×10^{-2}	5.29×10^{-4}

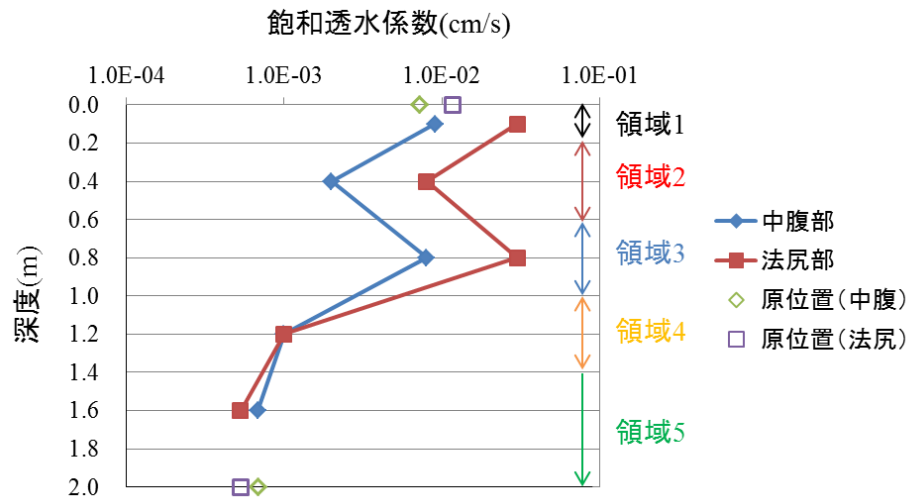


図 6-4 透水係数の深度分布

示す。同図に表 3-9 で述べた原位置試験結果についても標記しており、領域 1 は表層における試験結果を、領域 5 は深部における試験結果を参考にして飽和透水係数を設定している。一般的に透水性は深度の増大に伴って低下するが、領域 3 の透水係数を大きく設定しているのが特徴的である。これは前述したように、領域 3 の KPT の値が顕著に小さいためである。さらに、それぞれの深度の間隙圧の変動に着目すると、図 4-12 に示すように、GL-0.6m の間隙圧の最大値は高強度の降雨時においても 0kPa に達しないことが確認される。これは GL-0.6m 直下の透水性が高いために排水が速やかに進んでいるためであると推察される。以上の理由により、領域 3 の透水係数を大きく設定している。また、4.4.2 で示したように、法尻部の方が中腹部に比べて透水性が高いため、法尻部の透水係数を大きく設定している。

6.2.3 境界条件および初期条件

解析を行う際には、まず定常解析を行い、得られた結果を非定常解析の初期値として扱う。定常解析の境界条件を図 6-5 に示す。同図に示すように、斜面右端からの流量を 0 と固定し、斜面底部および斜面左端を浸出面設定としている。また、GL-0.2m、GL-0.6m、および GL-1.0m において計測されている間隙圧を圧力水頭に変換し、それぞれの深度について降雨開始前の圧力水頭値に固定して、定常解析を行った。

非定常解析においては、斜面右端、斜面底部、および斜面左端の境界条件は定常解析と

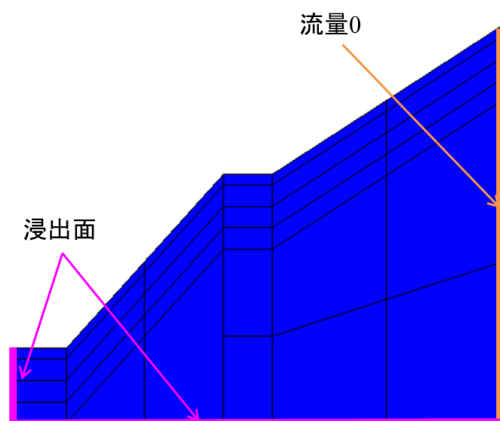


図 6-5 定常解析

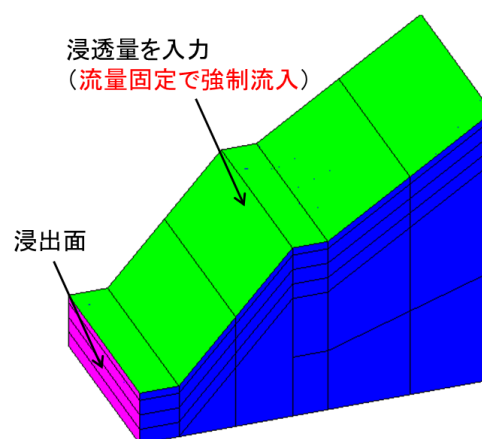


図 6-6 非定常解析

同様である。変更点は以下の二点である。

- ・ 定常解析で設定した圧力水頭固定を外している。
- ・ 図 6-6 に示すように、地表面に対して流量固定により時々刻々の浸透量を与えている。ここで、浸透量は一次元タンクモデルにより求められた値を用いている。第 5 章で示した通り、一次元タンクモデルにより地表付近における水収支を再現できることから、入力している浸透量の値は実浸透量に近い値であるといえる。この点が従来の飽和—不飽和浸透流解析との大きな違いである。すなわち、従来の手法では、降雨量を降雨境界により入力しているが、降雨全てが地盤に浸透するという仮定は表面流出量および表層貯留量を考慮していない点に問題がある。この問題を解決するために、地表面が飽和に至ると自動的に地表面への降雨の流入を制限する方法が、飽和—不飽和浸透流解析のソフトウェアでは用いられている。しかし、地表面への降雨の流入を制限する方法では、実際に地表面に浸透している量を表現しているとはいえない。一方、タンクモデルにより求められる浸透量を与える本手法の利点は以下に示す通りである。
- ・ タンクモデルは降雨を表面流出量、浸透量、表層貯留量に分離することができるため、実浸透量に近い浸透量を与えることができる。
- ・ 地表下数センチに貯留された後に時間をかけて浸透する現象を再現することができる。なお、地表面への浸透量の入力には 1 分毎に与えている。また、解析の時間については、降雨毎にそれぞれ設定しており、最小で 300 分（5 時間）、長期的な挙動を見る場合においては 1000 分（17 時間程度）としている。

6.3 解析結果および考察

表 6-2 に示す 3 降雨について、本手法により飽和—不飽和浸透流解析を行った。表 6-2

表 6-2 解析の対象降雨

Label	降雨継続時間	総雨量	最大1分間雨量	最大10分間雨量	最大時間雨量
Unit	min	mm	mm/min	mm/10min	mm/hour
降雨A (9/12)	280	30.5	1.0	8	24.5
降雨B (11/11)	108	14	1.0	8	13
降雨C (11/22)	61	44.5	2.0	13.5	44

に示す降雨 A は中程度の総雨量の降雨であり，降雨 B は総雨量が少なく，降雨 C は短期間集中豪雨の特徴を有している．また，降雨 A および降雨 C については降雨開始前の地盤状態が低サクションの降雨であり，降雨 B については降雨開始前の地盤状態が高サクションの降雨である．このように，降雨の特徴および降雨開始前の地盤状態の異なる降雨に対して，間隙圧の挙動を再現できるかを検討する．

まず，**図 6-7** に中腹部の解析結果を示す．同図において，それぞれ 1 は実測値を，2 は解析結果を表す．ただし，降雨 C の中腹部 GL-0.6m のデータは得られていないため，**図 6-7(c)**に標記していないことに留意されたい．**図 6-7(a)~(c)**に示すように，それぞれの降雨で降雨波形，総雨量，降雨開始前の地盤状況が異なるにも関わらず，高い精度でそれぞれの深度の間隙圧の挙動が再現されていることが確認される．それぞれの降雨で間隙圧の上昇開始時間，間隙圧の波形および最大値が実測値と解析結果で概ね一致しているといえる．また，**図 6-8** においては法尻部の解析結果を示しているが，中腹部と同様に高い精度でそれぞれの深度の間隙圧の挙動が再現されていることが確認される．しかし，中腹部，法尻部ともに，それぞれの降雨で若干の誤差は確認される．ここで，考え得る誤差の要因を挙げ，一つずつの要因について詳細に考察を加える．

(1) 定常解析における水頭境界の設定

(2) SWCC の設定

(3) 地盤の不均質性

(1)が原因で誤差が顕著に表れている解析結果が，**図 6-8(a)-2** に示す降雨 A における法尻部の解析結果である．同図において，GL-0.2m の間隙圧が上昇する前に GL-0.6m の間隙圧が上昇していることが確認される．これは，定常解析において設定した水頭境界の配置によるものである．GL-0.2m と GL-0.6m における初期間隙圧の大小関係に着目すると，GL-0.2m の間隙圧の方が大きくなっていることが確認される．このような場合に，非定常解析で圧力水頭固定を外した際に降雨と関係のない間隙圧の上昇が顕著になると推察される．降雨と関係のない間隙圧の上昇を少なくするためには，非定常解析の開始時間を降雨よりも数時間前にセットし，降雨開始時の間隙圧の実測値と解析結果が一致するように定常解析の圧力水頭値をそれぞれ設定する必要がある．この方法により，降雨開始までの数時間でそれぞれの深度の間隙圧が平衡状態に達し，降雨と関係のない間隙圧の上昇が小さくなると推察される．

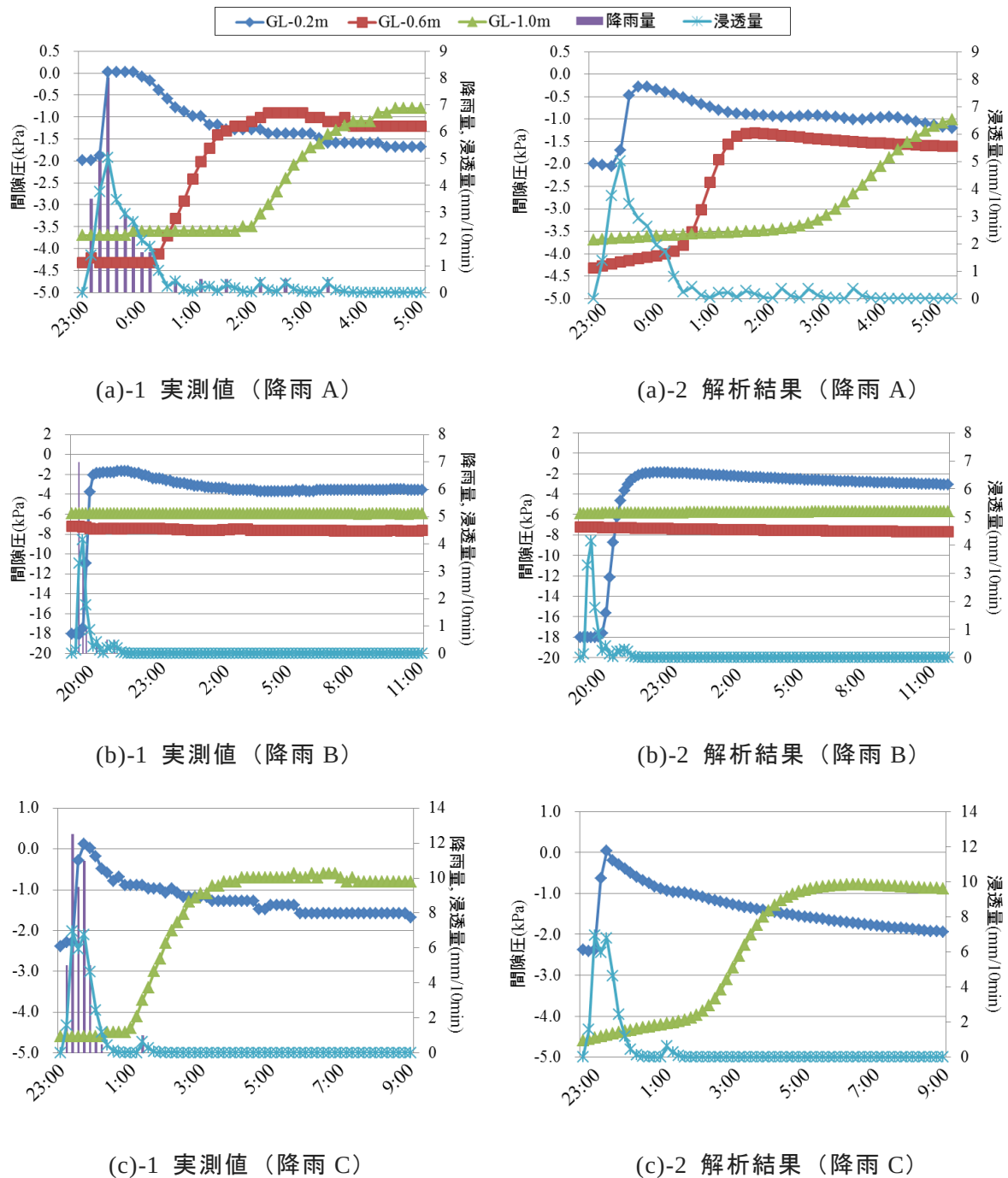


図 6-7 解析結果 (中腹)

(2)については、原位置計測における体積含水率の絶対値に対する信頼性の低さから室内試験の SWCC を用いていることに問題がある可能性がある。実斜面においては、乾湿の繰り返しにより走査曲線を通るために原位置計測より得られた SWCC により浸透流解析を行った方が適切であると推察される。原位置 SWCC を用いることにより、実測値と類似した間隙圧の上昇の傾きを再現できる可能性がある。しかし、実斜面における原位置 SWCC は、降雨および降雨前の蒸発散の履歴により異なる経路をとる。岩田ら⁵⁴⁾は原位置 SWCC をもとに SWCC の上限値と下限値を設定して仮想降雨を与え、解析結果の違いに対して考

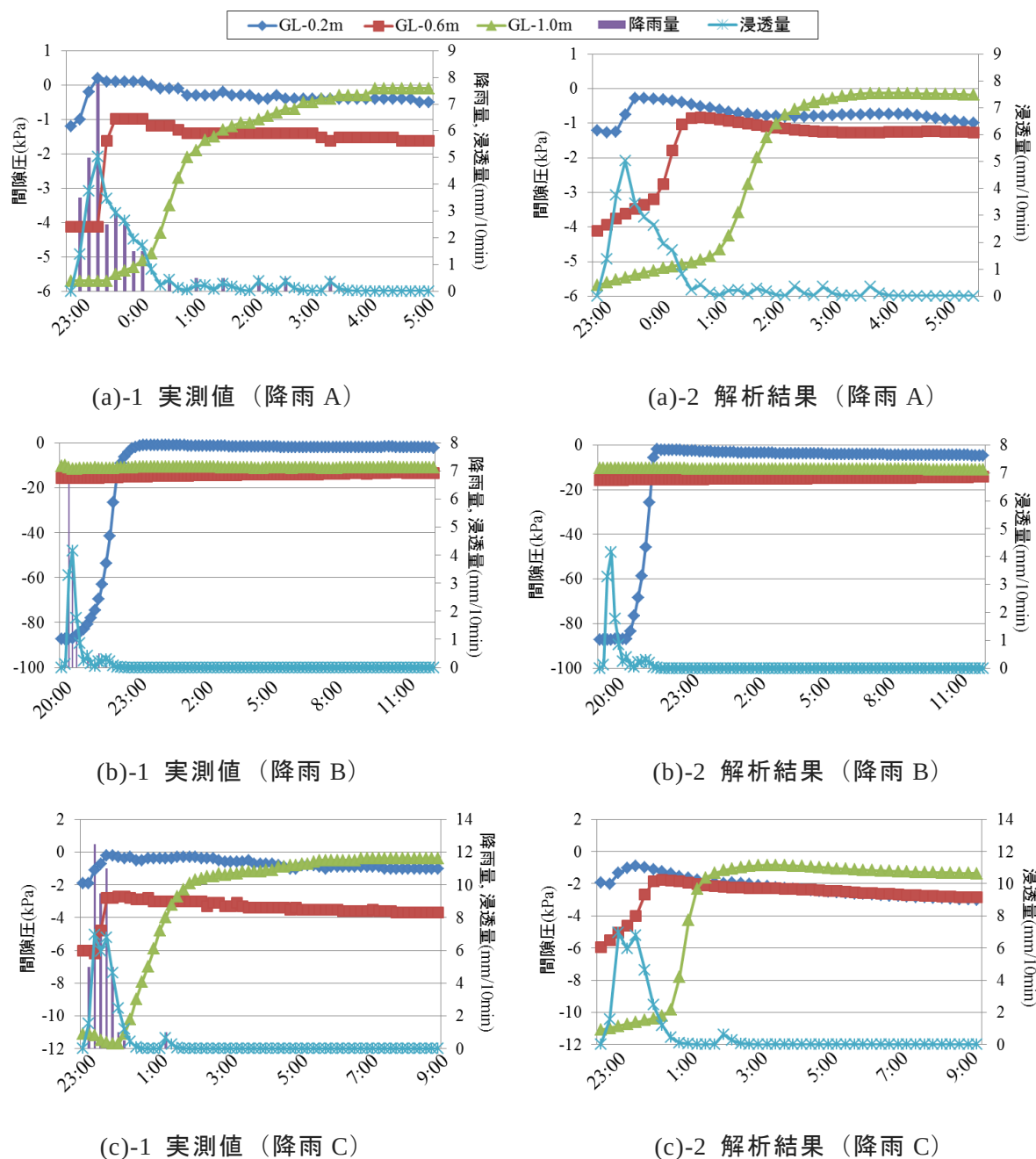


図 6-8 解析結果（法尻）

察を加えている．浸透流解析において浸透量を入力値とする本手法においても SWCC の設定にこの方法を用いることも可能であるが，そのためにはまず体積含水率の絶対値の妥当性について検証する必要がある．ただし，本研究において，室内試験結果を用いた場合においても若干の誤差は生じるものの，高い精度で間隙圧の挙動を再現できることが示されたことは，室内試験の有効性が改めて認識される結果であると捉えることもできる．すなわち，実斜面における体積含水率の計測は設置方法やキャリブレーションの点で非常に困難であることから，室内試験結果により代用できると推察される．

(3)による誤差は，図 6-8(c)に顕著に表れている．同図において，GL-0.2m の実測値は地

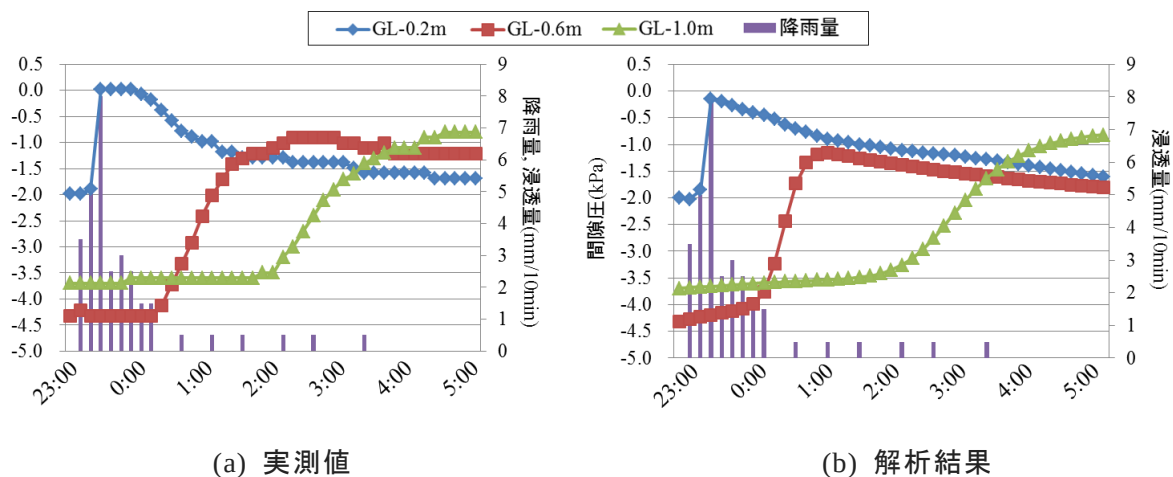


図 6-9 従来の手法による解析結果（中腹）

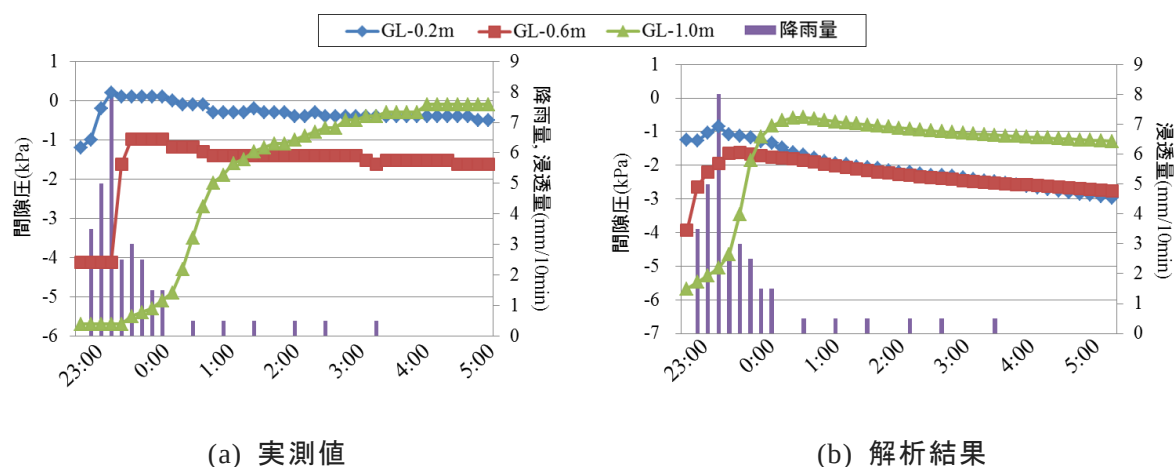


図 6-10 従来の手法による解析結果（法尻）

盤の不均質性によって間隙圧が滞留しているのに対して、解析結果は間隙圧上昇後速やかに減少していることが確認される。図 4-18 で示したように、当該斜面においては、非常に硬い岩に近い状態の地盤もまばらに存在しており、このような透水性の低い地盤に囲まれて水分が滞留する現象については、透水係数をそれぞれの層で一様に設定する方法では表現することができないと推察される。

以上でそれぞれの誤差要因に対する考察を加えたが、特に(3)については、一つの斜面という視点で捉えればミクロ的な議論であり、本手法により、同一のパラメータにより全ての降雨について高い精度で間隙圧の挙動を再現することができるということは大きな知見であるといえる。

一方、降雨境界によって降雨量を入力する従来の手法を降雨 A に対して用いた結果を中腹部については図 6-9 に示し、法尻部については図 6-10 に示す。これらの図において、(a) に実測値を、(b) に解析結果を示している。まず、図 6-9 に示す中腹部の解析結果に着目すると、間隙圧の最大値に関しては実測値と解析結果で概ね一致しているが、GL-0.2m および GL-0.6m の間隙圧のピークのタイミングが早いこと、および実測値の波形を再現出来

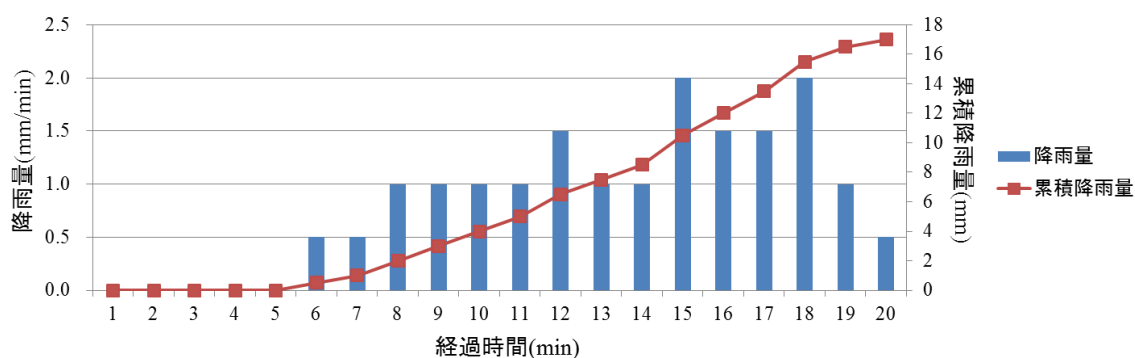
ていないことが確認される。特に、**図 6-9(b)**に示す解析結果は実測値に比べて降雨終了後にすぐに間隙圧が低下していることが確認される。これは、降雨を直接入力していることに問題があることを示す結果である。つまり、実際には降雨は地表下数センチに一度貯留された後に時間をかけて深部に浸透しているために、降雨量を直接入力する従来の手法では実現象を再現することができないと解釈される。次に、**図 6-10**に示す法尻部の解析結果に着目すると、全ての深度について間隙圧の上昇開始時間およびピーク時間が早く、間隙圧の最大値についても解析結果の方が小さいことが確認される。この原因は中腹部と同様に、単位時間あたりの地表面への流入量が多いために、間隙圧の上昇開始時間およびピーク時間が早くなっていると解釈される。さらに、実際に斜面に浸透する際には時間遅れを伴うが、従来の手法では時間遅れを反映できていないために、解析結果における間隙圧の低減速度が実測値に比べて非常に速くなる。また、単位時間あたりの地表面への流入量が多いにもかかわらず、間隙圧の最大値が小さくなる原因は、法尻部における透水係数が大きいために多量の雨水が深部に速やかに浸透するためであると解釈される。

以上、本手法および従来の手法による解析結果より、実現象を再現するためには本手法を用いる方が適切であることが示された。その理由は以下の二つである。一つ目は、タンクモデルを用いて浸透量を与えているために、降雨が表面流出量、浸透量、および表層貯留量に分離されることを考慮した上で浸透量を与えることができていることによる。二つ目は、その浸透量は地表下数センチに貯留された後に時間をかけて浸透する現象を再現することができるためである。

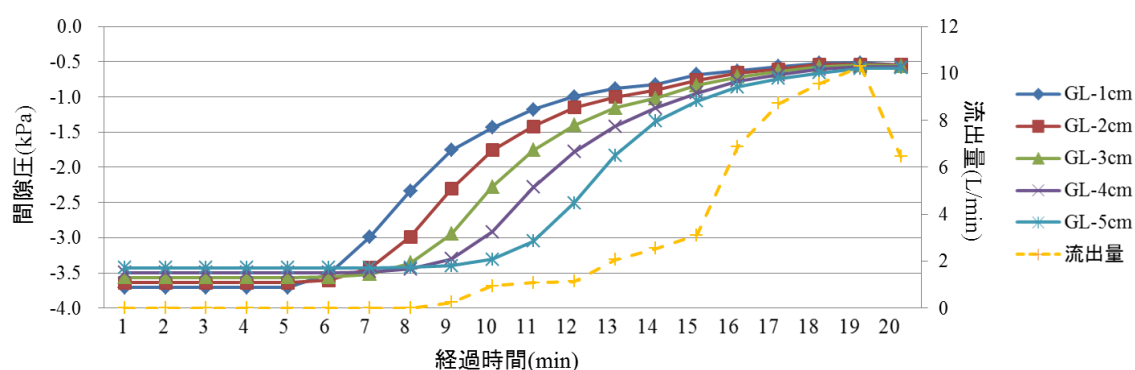
6.4 地表付近の間隙圧の挙動

前節で本手法により各深度の間隙圧の挙動が再現できることが示された。そこで、本節においては、地表付近の間隙圧の解析結果と表面流出の発生開始時間に着目し、表面流出が発生する際の局所的飽和が起こっている領域の深さを特定することを試みる。

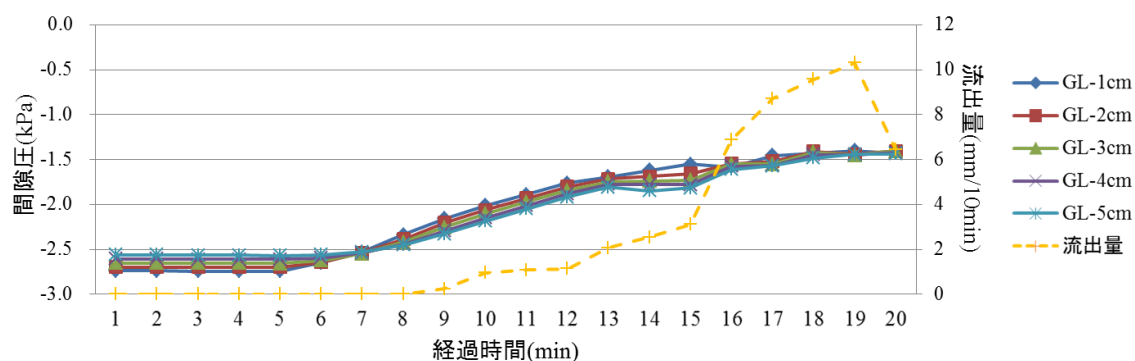
図 6-11に11月21日（降雨 C）の降雨開始20分における地表付近における間隙圧の解析結果、および表面流出量の時系列データを示す。**図 6-11(a)**にはその期間における降雨データ、**図 6-11(b)**には中腹部、**図 6-11(c)**には法尻部の間隙圧および表面流出量の時系列データを示す。**図 6-11(b)**および**(c)**に示すように、10分頃から表面流出が発生しているが、中腹部、法尻部ともにGL-1cm~5cmの全ての深度で間隙圧が飽和に達していないことが確認される。しかし、この結果が表面流出の発生時において地表付近で飽和が生じていないことを示す結果であるとはいえない。浸透量を入力値とする浸透流解析により地表下数センチの間隙圧の挙動を再現することができないということは、浸透量以外の水量が局所的飽和に寄与していると解釈できる。その水量は第5章で述べたように、表層付近に保持される水量、すなわち表層貯留量であると推察される。しかしながら、表層貯留量は植生、地



(a) 降雨データ



(b) 中腹部における地表付近の間隙圧



(c) 法尻部における地表付近の間隙圧

図 6-11 地表付近の間隙圧および表面流出量の時系列データ

表面の凹凸，および地表付近の間隙に保持される水量であることから，浸透流解析により再現することはできない．したがって，表面流出の発生機構を明らかにするためには浸透流解析は適していないと解釈される．以上より，局所的飽和の深度の推定および表面流出の発生機構の検証のためには，地表付近における体積含水率もしくは間隙圧の計測が必要になると推察される．

本節において，地表付近の間隙圧が飽和に達しなかったことから，局所的飽和を起こす水量は表層貯留量であると指摘したが，このモデルが地表下数センチにおける雨水浸透挙動を精度高く再現できていない可能性があることにも留意されたい．

6.5 感度分析

本節では、過去の斜面崩壊が発生した降雨に対して、本研究において構築した飽和—不飽和浸透流解析を行い、GL-0.2m, GL-0.6m, GL-1.0m の間隙圧の変動について着目する。対象降雨は、愛媛県松山市における平成 13 年 6 月 19 日～20 日にかけての短期間集中豪雨（降雨 A）と、沖縄県中城村における平成 18 年 6 月 4 日～10 日の長雨（降雨 B）とする。そして、短期間集中豪雨と長雨の間隙圧の挙動の違いについて考察を加える。

6.5.1 浸透量の算出

まず、アメダスで蓄積されているデータより当該日の降雨データを抽出し、一次元タンクモデルに降雨量を与えることにより浸透量を求める。なお、降雨量は斜面崩壊発生箇所と最も近い観測所において計測されたデータを与えており、降雨 A は愛媛県上林のデータを、降雨 B は沖縄県胡屋のデータを用いている。まず、**図 6-12** に降雨 A および降雨 B のスネークカーブ（横軸：累積降雨量，縦軸：時間雨量）を示す。同図においても、降雨 A が短期間集中豪雨で、降雨 B が長雨であることが確認される。これらの降雨に対して、まず一次元タンクモデルにより浸透量を算出し、その結果を**図 6-13** に示す。同図に示すように、降雨 A は短期間に高強度の降雨が集中するために、降雨に占める表面流出量の割合が大きくなっており、浸透比が小さくなっている。一方、降雨 B は降雨強度が比較的小さい降雨が長時間継続しているため、浸透比が大きくなっていることが確認される。なお、**図 6-12** および**図 6-13** においては降雨量および浸透量は 1 時間毎の値を標記しているが、これらは 10 分間隔の降雨量および浸透量のデータを 1 時間毎に合算し、その値を標記している点に留意されたい。ここで求めた浸透量を入力値として、**6.5.2** においては本研究において構築した飽和—不飽和浸透流解析を行う。

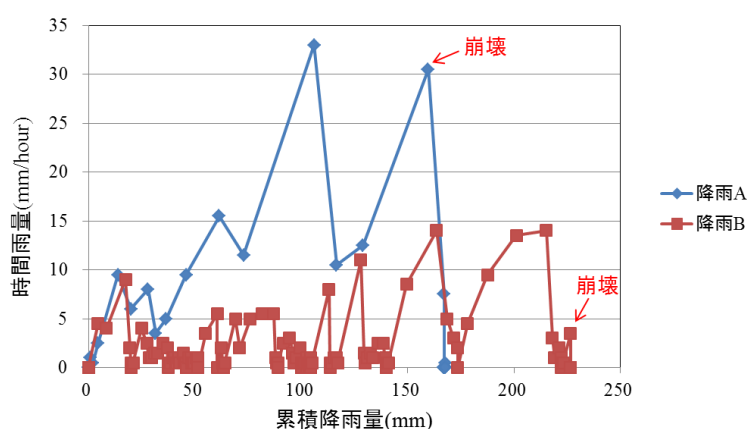
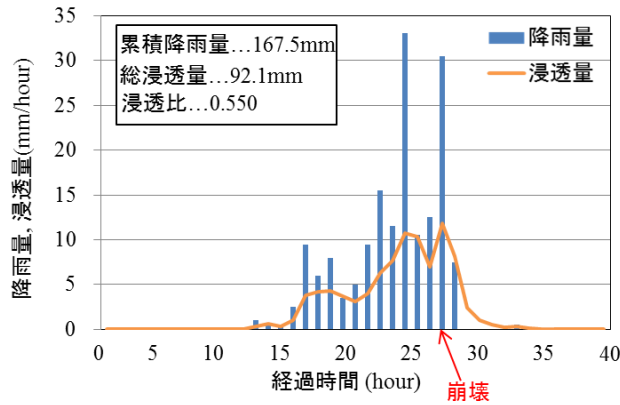
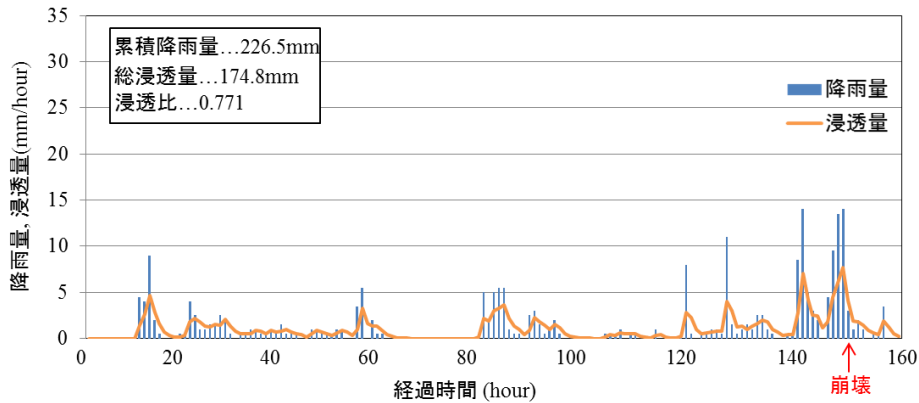


図 6-12 対象降雨のスネークカーブ



(a) 降雨 A



(b) 降雨 B

図 6-13 浸透量の算出結果

6.5.2 間隙圧の挙動に関する考察

まず, 降雨 A についての解析結果を図 6-14 に示す. 同図には, 降雨 A における GL-0.2m, GL-0.6m, GL-1.0m の 1 時間毎の間隙圧の挙動を標記している. 図 6-14(a)および図 6-14(b)に示すように, 降雨開始直後に中腹部, 法尻部ともに間隙圧が急激に増加し, その後も間隙圧がほぼ一定もしくは増加傾向にあることが確認される. これは間隙圧上昇後においても, 高強度の降雨が降っていることによる. また, 深度間の間隙圧の大小関係に着目すると, GL-1.0m の間隙圧が最も大きく, さらにその最大値は中腹部に比べて法尻部の方が若干大きいことが確認される. この間隙圧の最大値の違いは顕著なものではないが, 法尻部の危険性を解析においても表現することが出来ていると解釈される. また, 崩壊のタイミングにおいて, 全ての深度で間隙圧が最大値を示していることが確認される.

次に, 降雨 B についての解析結果を図 6-15 に示す. まず, 図 6-15(a)に示す中腹部の間隙圧の挙動に着目すると, 降雨開始直後に GL-0.2m の間隙圧は急激に上昇するが, 深部にいくにつれて, 間隙圧の上昇速度が遅くなっていることが確認される. また, 降雨 A と同様に, 崩壊のタイミングにおいて, 全ての深度で間隙圧が最大値を示していることが確認される. 以上で述べた挙動は図 6-15(b)に示す法尻部の間隙圧も同様である.

最後に、図 6-14 に示す降雨 A と図 6-15 に示す降雨 B の間隙圧の挙動の違いについて考察を加える．ここでは、斜面安定性を検討する上で、法尻部が斜面崩壊のトリガーとなることが想定されることに加え、本節における解析結果においても法尻部の危険性を示唆する結果となったため、法尻部の間隙圧の挙動の違いに着目することとする．まず、降雨 A

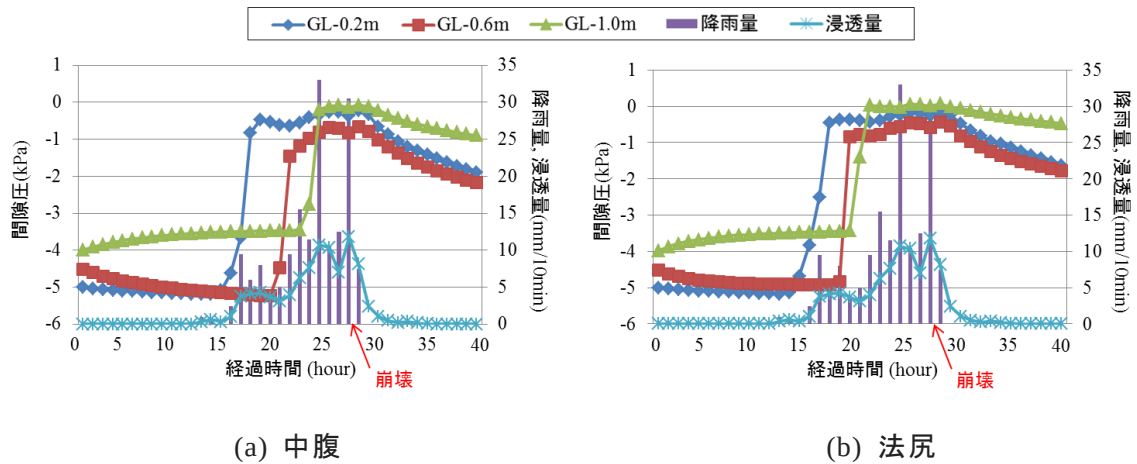


図 6-14 解析結果（降雨 A）

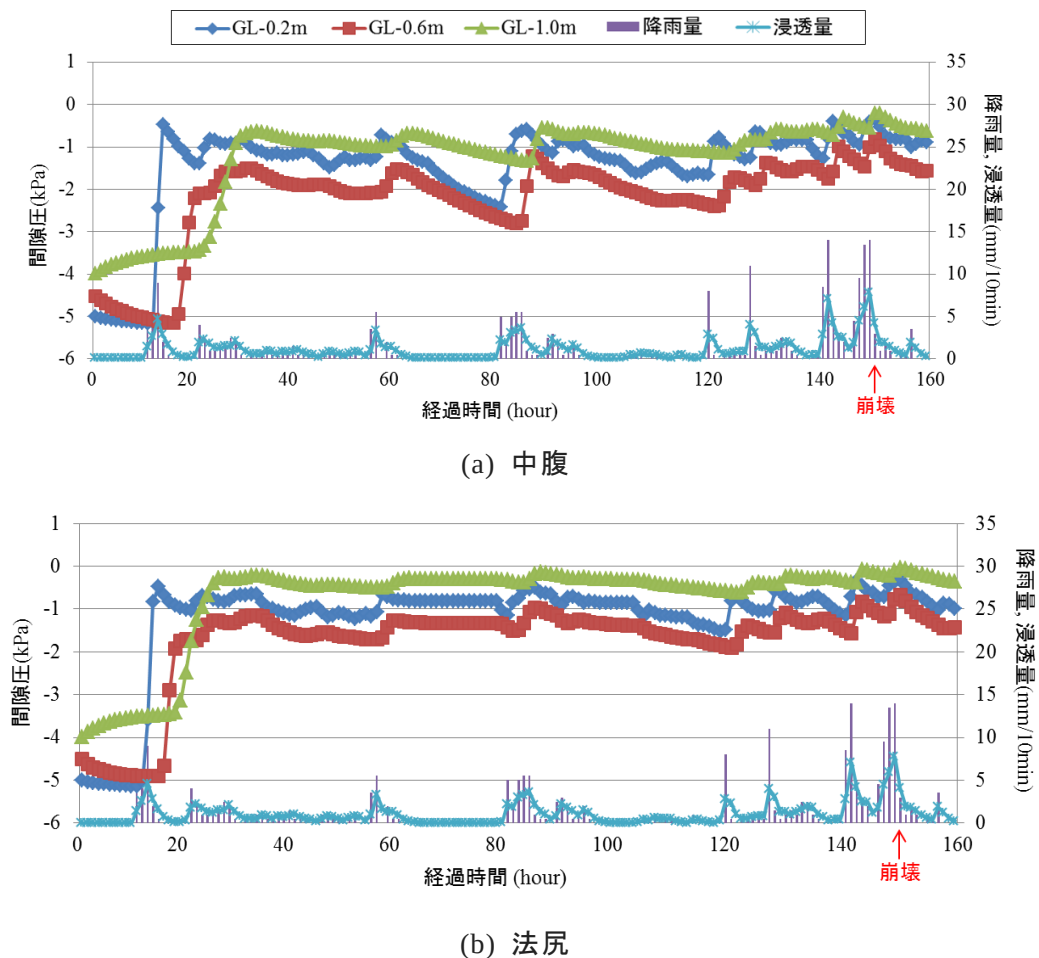


図 6-15 解析結果（降雨 B）

と降雨 B の解析結果を比較した時に、深部の間隙圧の上昇速度に大きな違いが見られることが確認される。図 6-14(b)に示すように、降雨 A では GL-1.0m の間隙圧が 2 時間程度で正圧まで上昇する。一方、図 6-15(b)に示すように、降雨 B では GL-1.0m の間隙圧が正圧付近に上昇するまでに 8 時間程度かかることが確認される。この違いは降雨特性の違いによると推察される。つまり、降雨 A は短時間に降雨が集中したために間隙圧の上昇が速いのに対して、降雨 B は降雨強度が比較的小さい降雨が降ったり止んだりしていたために、浸透量が小さくなり、間隙圧の上昇速度が遅くなったと解釈される。また、図 6-13 においてそれぞれの降雨における総浸透量を示したが、降雨 A の総浸透量が降雨 B に比べて明らかに小さいにも関わらず、図 6-14(b)に示したように、GL-1.0m の間隙圧が正圧まで上昇していることが確認される。また、その最大値は図 6-15(b)に示す GL-1.0m の間隙圧の最大値と同程度である。したがって、累積降雨量や総浸透量の多寡のみに間隙圧の挙動が依存するのではなく、降雨強度や単位時間当たりの浸透量が間隙圧の挙動を規定するパラメータの一つとなっていると推察される。このことから、図 1-2 に示す斜面崩壊の早期警戒体制において、長期降雨指標に加え、短期降雨指標を組み入れて限界降雨包絡線を設定していることは理にかなっていると解釈される。

6.6 飽和—不飽和浸透流解析のまとめ

一次元タンクモデルの浸透量を入力値として浸透流解析を行うことにより、実現象を高精度で再現できることが示された。本手法を用いて表面流出が発生する際の局所的飽和の領域を推定することを試みたが、GL-1cm~5cm までで局所的飽和は確認されなかった。この結果より、地表付近の局所的飽和を起こす水量は表層貯留量であると推察される。さらに、過去の斜面崩壊が発生した降雨に対して、本研究において構築した飽和—不飽和浸透流解析を行い、短期間集中豪雨と長雨の間隙圧の挙動の違いについて考察を加えた。その結果、累積降雨量や総浸透量の多寡のみに間隙圧の挙動が依存するのではなく、降雨強度や単位時間当たりの浸透量が間隙圧の挙動を規定するパラメータの一つとなっていることが明らかになった。したがって、斜面崩壊の早期警戒体制において、長期降雨指標に加え、短期降雨指標を組み入れて限界降雨包絡線を設定していることは理にかなっていると解釈される。また、本手法により、任意の降雨に対する間隙圧の挙動を把握することが可能になったため、安全率を導入することにより、時々刻々の斜面安定性の定量的な評価を行うことが可能となる。

第7章 結論および今後の展望

本章では、前章までに示した雨水流出浸透特性に関する原位置計測結果、一次元タンクモデル、および飽和一不飽和浸透流解析に関するまとめを行い、雨水流出浸透特性を反映した斜面安定性評価システムを提案する。最後に検討課題について言及し、今後の研究につなげるものとする。

7.1 研究のまとめ

本研究ではまず、風化花崗岩から構成される Slope-P（タイ・プーケット）と風化流紋岩から構成される Slope-N（タイ・ナコンナヨック）における原位置計測結果に基づき、斜面表層領域（地表から 2m 程度）における雨水流出浸透特性および斜面崩壊の発生機構に関する考察を加えた。次に、一次元タンクモデルによって地表付近における水収支の詳細な分析を行った。このモデルにおけるパラメータ同定については、表面流出量の実測値をもとに行われており、再現性の高い計算値が得られている。最後に、タンクモデルによって得られた浸透量を入力値として、飽和一不飽和浸透流解析を行った。この手法は実浸透量に近い浸透量を与えているために、降雨波形、総雨量、降雨開始前の地盤状況によらず、高い精度でそれぞれの深度の間隙圧の挙動が再現できることを示した。このことから、タンクモデルおよび飽和一不飽和浸透流解析に基づく知見の正当性が保証されている。

以下では、原位置計測、タンクモデル、浸透流解析の結果より得られた斜面表層領域における雨水流出浸透特性に関する知見を述べる。

- 1) 実斜面において表面流出が発生していることが明らかになった。Horton が示すように、表面流出の発生機構は地表付近が局所的飽和状態に達し、降雨強度が浸透能を上回る際に発生すると推察される。しかし、2.0mm/min を超える高強度の降雨（時間雨量 120mm/hour に相当）においても降雨の大部分が斜面に浸透量もしくは表層貯留量としてストックされる。表面流出が発生する際に局所的飽和が起こっている領域の深さについては明らかにすることができなかった。しかし、GL-0.1m における体積含水率の上昇前に表面流出が発生していることから、局所的飽和が起こっている領域は 10cm より浅いと解釈される。
- 2) 地表面に供給された雨水は、降雨期間中においては、表面流出量、浸透量、表層貯留量の 3 つの成分に分離される。表層貯留量は地表付近に保持される水量に相当し、これが局所的飽和を起こす水量となる。なお、透水性および間隙率が、表面流出量、浸透量、表層貯留量の分離の割合を規定すると推察される。
- 3) 体積含水率については、中腹部に比べて法尻部の増加量が大きくなった。その要因は以下の二つが考えられる。一つは法尻部の方が中腹部に比べて浸透量が多い可能性が

ある。もう一つは、法尻部は雨水を貯めやすい地形となっており、鉛直浸透に加えて水平流れも発生している可能性が挙げられる。このように、法尻部は斜面上部からの雨水および浸透した雨水を集水しやすく斜面崩壊のトリガーとなる箇所であるため、重点的に対策工を施すべきである。現在、法尻部の安定性を高めるためにじゃかごを用いる方法が一般的に用いられているが、これは、表面流出による表層浸食を防ぐ役割、および地盤内に貯留された雨水を排水する役割を果たしており、極めて理にかなった対策工であるといえる。

- 4) 原位置 SWCC は、SWCC の経路における走査曲線に相当する経路を通ると推察される。また、原位置 SWCC の形状および経路は、降雨に加えて各降雨イベント時の降雨強度の違い、各イベント前の先行降雨とそれに起因する体積含水率およびサクシヨンの値により規定されている可能性がある結果を示した。さらに、短期間集中豪雨の場合には、飽和（もしくは擬似飽和）状態からさらに体積含水率および間隙圧が増加し、危険な状態へと移行すると推察される。
- 5) 間隙圧の挙動は、降雨に加えて、降雨開始前の地盤内の状態に依存することが示された。つまり、雨水浸透挙動は降雨および降雨開始前の地盤内の状態に依存する。さらに、浸透流解析の結果より、累積降雨量や総浸透量の多寡のみに間隙圧の挙動が依存するのではなく、降雨強度や単位時間当たりの浸透量が間隙圧の挙動を規定するパラメータの一つとなっていることが明らかになった。したがって、斜面崩壊の早期警戒体制において、長期降雨指標に加え、短期降雨指標を組み入れて限界降雨包絡線を設定していることは理にかなっていると解釈される。
- 6) Slope-N における計測結果より、旧すべり面付近は透水層と不透水層の地層境界に相当する地盤条件であるため、浅い領域に比べて間隙圧が大きくなることが明らかとなった。また、崩壊前には、地盤の不均質性により現状以上の過剰間隙水圧が局所的に発生していた可能性が高い。このような透水層と不透水層の地層境界が存在する斜面に対しては、排水性を高める対策工を施すべきである。現在、この目的で横ボーリング工や、排水トンネル工が用いられているが、これらは理にかなった方法であると解釈される。

次に、雨水流出浸透特性に関する知見を踏まえ、本研究において得られた斜面崩壊に関する知見を以下に列挙する。

- 1) 表層貯留量が表面浸食の因子になっている可能性が指摘された。その発生機構は以下のように推察される。表層貯留量の増加により地表付近において局所的飽和が発生し、せん断強度が低下する。さらに、高強度の降雨により地表付近において過剰間隙水圧が発生し、安定性が低下して崩壊に至る。したがって、表面流出に伴う掃流力や雨滴の衝撃・分散作用による土壌粒団の破壊等に加えて、表層貯留量の増加による局所的

飽和および過剰間隙水圧の発生が複合的に起こり、表面浸食が発生していると推察される。

- 2) 透水層と不透水層の地層境界や地盤の不均質性により大きな過剰間隙水圧が発生する箇所において局所的崩壊が発生する。
- 3) 雨水流出浸透特性を考慮して斜面の安定性を定量的に評価することにより法尻部の危険性を明らかにし、強度定数が小さい箇所においては当該斜面においても局所的崩壊が発生することを示した。
- 4) 2), 3)より、大きな過剰間隙水圧が発生する箇所、およびせん断強度が小さい箇所において局所的崩壊が発生し、複数の局所的崩壊箇所が一气につながることで大規模な崩壊に至ると解釈される。

最後に、原位置計測および解析的研究の結果を踏まえて、雨水流出浸透特性を反映した斜面安定性評価システムを提案する。図 7-1 に示すように、まず対象斜面に対して、テンシオメータ、土壌水分計、PB フリューム（流量計）を設置して、それぞれ間隙圧、体積含水率、表面流出量を計測する。次に、表面流出量の計測結果に基づき、地表付近の雨水流出浸透挙動をモデル化し、表面流出量、浸透量、表層貯留量の 3 つの成分に分離する。モデル化にあたっては、表面流出量の実測値に対するフィッティングによりパラメータの推定を行う。そして、原位置 SWCC もしくは室内試験によって得られる SWCC を設定して、飽和一不飽和浸透流解析を行う。その際には、降雨量ではなく、タンクモデルにより推定された浸透量を入力値として浸透流解析を行う。間隙圧の挙動を再現するためには、適切なモデルおよび透水係数を設定する必要がある。適切なモデルおよび透水係数を設定することができれば、任意の降雨に対して、間隙圧の挙動を再現することが可能であり、安全率を導入することにより各深度における表層崩壊の危険性評価をすることが可能となる。一方、表面浸食については、表面流出量と表層貯留量はその誘因となるため、タンクモデルによってその危険性を評価することができる可能性がある。

7.2 今後の展望

本節では、本研究で実施した原位置計測および解析的研究に対する検討課題を示し、本研究のさらなる発展を願うものとする。

1) 表面流出の発生機構

表面流出の発生機構をより厳密に解明するためには、地表下数センチにおける局所的飽和を捉える必要がある。そのためには、地表下数センチにおける体積含水率もしくは間隙圧の計測が有効であると考えられる。

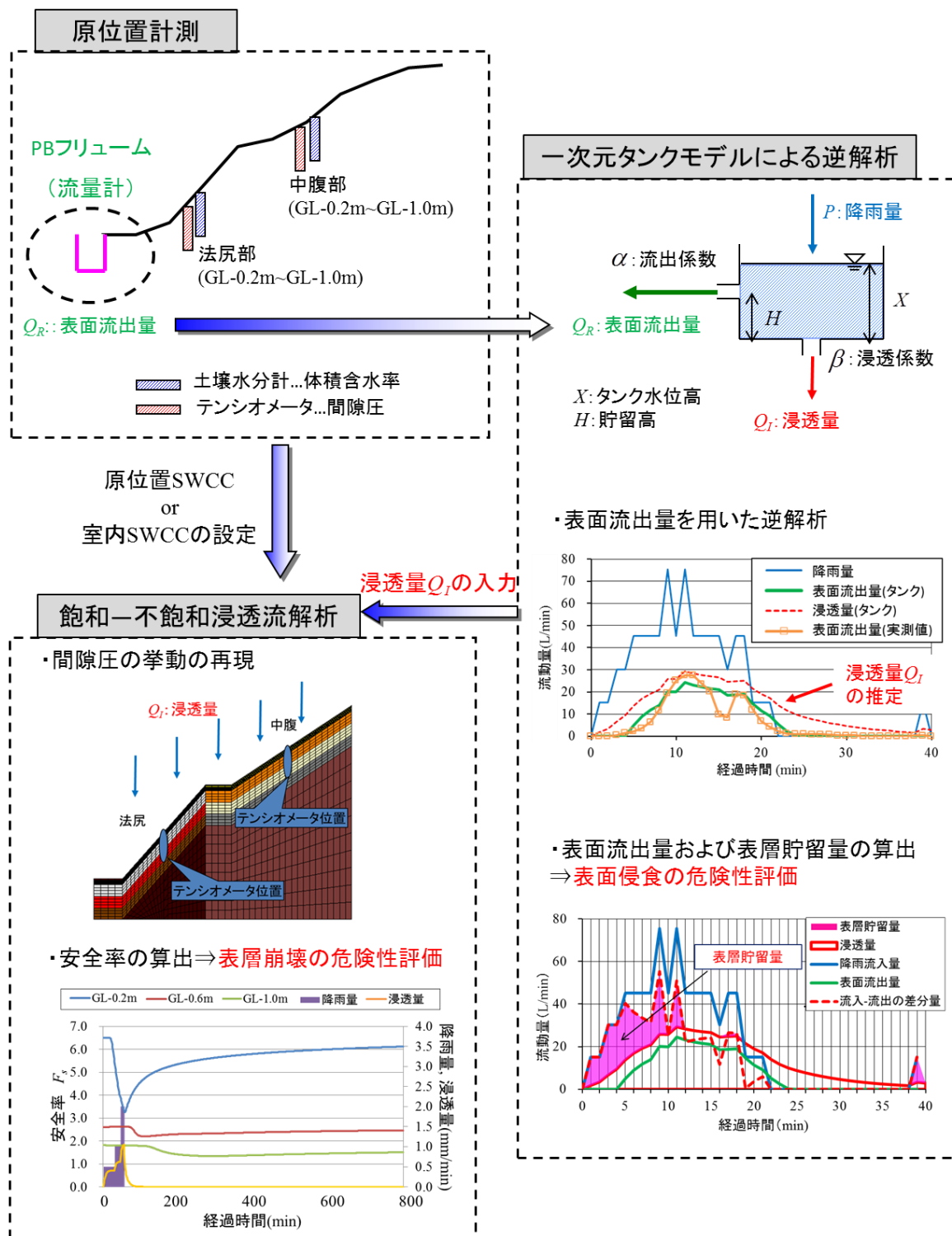


図 7-1 斜面安定性評価システム

2) 飽和-不飽和浸透流解析の精度向上

本研究で構築した飽和-不飽和浸透流解析により間隙圧の挙動を再現することが可能となったが、若干の誤差が生じる。精度向上の方法としては以下の二つが考えられる。一つ目は原位置 SWCC を用いて解析を行うことである。しかし、そのためにはまず体積含水率

の絶対値に関する信頼性について検証する必要がある。二つ目は、定常解析における水頭境界および非定常解析開始時間の設定方法である。非定常解析開始時間を降雨よりも数時間前にセットし、降雨開始時の間隙圧の実測値と解析結果が一致するように定常解析の圧力水頭値をそれぞれ設定する必要がある。この方法により、降雨開始までの数時間でそれぞれの深度の間隙圧が平衡状態に達し、降雨と関係のない間隙圧の上昇が小さくなると推察される。

3) 表面浸食の危険性評価手法の提案

表面流出量および表層貯留量と表面浸食の関係性について定量的に評価する必要がある。表面浸食の危険性を定量的に評価することが可能になれば、本研究において提案したシステムにより、リアルタイムで、かつ降雨のみの計測により、雨水流出浸透特性を反映した斜面安定性評価が可能になる。

参考文献

- 1) Soralump, S. (2010): Rainfall-Triggered Landslide: from research to mitigation practice in Thailand, Geotechnical Engineering Journal of the SEAGS & AGSSEA, Vol 41, No.1, March 2010, ISSN 0046-5828.
- 2) Soralump, S: Corporation of geotechnical engineering data for landslide hazard map in Thailand, Proceeding of EIT-JSCE Joint Seminar on Rock Engineering 2007, pp.143-148, 2007.
- 3) 気象庁ホームページ：気象変動監視レポート 2011, p25-p27.
「www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/monitor/2011/pdf/ccmr2011_all.pdf」
- 4) 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.
- 5) 杉井俊夫, 竹下裕二: 不飽和地盤の浸透特性の評価方法, 土と基礎, Vol.55, No.9, pp.20-22, 2007.
- 6) Nishigaki, M.: Research on Behavior of Groundwater and Its Application to Foundation Engineering, Dissertation of Kyoto University, 1979.
- 7) 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.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 大津宏康, 古賀博久, 浜崎智洋, 前田良刀, Nipawan Chaleiwchalard: 短期間集中豪雨に対する転倒ます型雨量計の適用性に関する検討, 地盤の環境・計測技術に関するシンポジウム 2012 論文集, pp.59-66, 2012.
- 11) Nipawan Chaleiwchalard: Landslide Risk Evaluation Caused by Torrential Rainfall, Doctor's thesis of Kyoto University, 2012.
- 12) 米澤裕之: 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, 京都大学修士論文, 2010.
- 13) Horton, E. R.: An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity, Soil Sci. Soc. Am., Proc., 5, pp.399-417, 1940.
- 14) 塚本良則: 森林水文学, pp.319, 文永堂, 1992.
- 15) Dunne, T. and Black, R.: An experimental investigation of runoff production in permeable

- soils, Water Resour. Res. 6, pp.478-490, 1970.
- 16) 西山嘉寛：岡山県におけるヒノキ人工林の表面侵食と表面流出の研究（Ⅲ）一月地表流出量と降雨因子との関係一，森林応用研究 12, pp.59-63, 2003.
 - 17) 辻村真貴，恩田裕一，原田大路：荒廃したヒノキ林における降雨流出に及ぼすホートン地表流の影響，水文・水資源学会誌 19, pp.17-24, 2006.
 - 18) 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ヨ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.
 - 19) 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.
 - 20) 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ヨンの現地観測，土と基礎，Vol.51, No.11, pp.38-40, 2003.
 - 21) 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.
 - 22) 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.
 - 23) 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.
 - 24) Elrick, D.E., and Bowman, D.H. : Note on an improved apparatus for soil moisture flow measurements, Soil Sci. Am. Proc., 28, pp.450-453, 1964.
 - 25) 軽部大蔵，加藤正司，浜田耕一，本田道識：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.
 - 26) 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.
 - 27) Newman, S. P. : Saturated unsaturated seepage by finite elements, *Proc., ASCE HY*, Vol.99, No.12, pp.2233-2250, 1973.
 - 28) Newman, S. P. : Galerkin method of analyzing non-steady flow in saturated-unsaturated porous media, *Finite element Method in flow problem*, edited by C. Taylor, O.C. Zienkiewicz, R.H. Gallagher, John Wiley & Sons, Chap.19, 1974.
 - 29) 赤井浩一，大西有三，西垣誠：有限要素法による飽和一不飽和浸透流の解析，土木学会論文集，第 264 号, pp.79-88, 1977.

- 30) 西田義親, 八木則男, 二木幹夫: 雨水浸透による地盤内間隙水圧と斜面安定, 土木学会論文集, 第 262 号, pp.91-100, 1977.
- 31) 八木則男, 矢田部龍一, 山本浩司: 雨水浸透による斜面崩壊, 土木学会論文集, 第 330 号, pp.107-114, 1983.
- 32) 若井明彦, 蔡飛, 鶴飼恵三: 飽和一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, 地すべり学会誌, Vol.36, No.4, pp.8-13, 2000.
- 33) 高橋雅之, 風間聡, 佐藤榮司, 沢本正樹: 不飽和浸透流解析によるヒステリシス効果の検証—二次元浸透流への適用—, 水工学論文集, 第 47 巻, pp.265-270, 2003.
- 34) 齋藤雅彦, 川谷健: 3 次元斜面における降雨浸透過程の数値シミュレーション, 建設工学研究所論文報告集, 第 46 号, pp.265-270, 2004.
- 35) 土屋智: 深層崩壊とその発生場の特徴, 土砂災害警戒避難システムに関する研究—土砂災害予測グループ 平成 11 年度研究報告—, 砂防学会, 2000.
- 36) 佐久間敏雄, 岡部福夫: 降雨の流出機構と土壌浸食, 北海道開発局土木試験所月報, 第 144 号, pp.3-4, 1965.
- 37) 新藤静雄, 酒井均: 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動, 昭和 57 年度文部省科研費自然災害特別研究, pp.69-70, 1983.
- 38) 太田猛彦: 森林斜面における雨水移動の実態: 塚本良則編, 森林水文学, 文永堂出版, pp.125-157, 1992.
- 39) Kosugi, K: Analysis of water retention curves of forest soils with three-parameter lognormal distribution model, *Journal of the Japanese Forest Society*, 76-5, pp.433-444, 1994.
- 40) Kosugi, K: Analysis of moisture characteristic of forest soils with three-parameter lognormal distribution model, *Proceeding of International Symposium on Forest Hydrology 1994 in Tokyo, Japan*, pp.85-92, 1994.
- 41) 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.
- 42) 気象庁ホームページ: 雨量計／観測の原理
「http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/kansoku_guide/b1.htm」
- 43) 川合良治: 原位置計測に基づく斜面への降雨浸透特性に関する研究, 京都大学修士論文, 2011.
- 44) Warakorn, M.: Landslide Research Using Geotechnical Method, EIT-JAPAN-AIT 2006 Joint Workshop, Geo-risk Engineering and Geo-exploration, 2006.
- 45) Little, A.: The engineering classification of residual tropical soil. Proc. Intern. Conf. Soil

Mech.& Found. Engng. 7th Mexico, 1, 1-10.

- 46) 荒木繁幸, 澁谷啓, 西形達明, 西田一彦, 佐々木精一: 風化度に着目した不攪乱まさ土の不飽和透水特性, 地盤工学ジャーナル, Vol.6, No.2, pp.361-369, 2010.
- 47) 気象庁ホームページ: 予報用語／雨と風の表／雨の強さと降り方
「http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/amehyo.html」
- 48) Thornthwaite, C. W. : An approach toward a rational classification of climate, Geographical Review, 38, pp.55-94, 1948.
- 49) Kazama, S., G. B. Sahoo and P. Srivaha, Estimation of evapotranspiration distribution in Tohoku region, Int. Conf. on Water Resour. & Environment Resear. Towards the 21st Century, Vol.1, pp.627-632, 1996.
- 50) 片山弘憲, 小林公明, 笹原克夫, 瀧口茂隆, 小野秀史, 荒木義則, 中井真司: 土壌水分特性曲線の吸水時と排水時のヒステリシス, 砂防学会研究発表会概要集, Vol.2009, pp390-391, 2009.
- 51) Vanapalli, S. K., Fredlund, D. G., Pufahl, M. D. and Clifton, A. W.: Model of Prediction of Shear Strength with Respect to Soil Suction, Can. Geotech. Jour., Vol.33, No.3, pp.379-392, 1996.
- 52) Bishop, A. W.: The Principal of Effective stress, Norwegian Geotech. Inst., No.32, pp.1-5, 1960.
- 53) 菅原正巳: 水文学講座流出解析法, 共立出版, pp.206-211, 1972.
- 54) 岩田直樹, 荒木義則, 清田亮二, 笹原克夫, 片山弘憲, 丹下英雄, 柳崎剛, 中瀬有祐, 松下一樹: 降雨浸透時の土壌水分特性の相違が土の降雨浸透速度に及ぼす影響, 砂防学会研究発表会概要集, Vol.2010, pp130-131, 2010.

謝辞

本論文を締めくくるにあたり、本研究にご協力頂いた方々やお世話になった方々への感謝の意を表したいと存じます。

京都大学大学院工学研究科・大津宏康教授には、3年間親身なご指導とご助言を賜りましたこと、心より感謝申し上げます。時折、視野が狭くなりがちな私に対して、「エンジニアの視点を忘れてはいけない。俯瞰的に物事を考えなさい。」とおっしゃって頂いたおかげで、研究の方向性を何とか定めていくことができました。また、一方で、「木を見て森を見ず。」のお話をして頂いたことで、研究に対する姿勢については尊重して頂いていることをひしひしと感じました。我が強い私の性格も全て見抜いた上で3年間ご指導頂いたと今痛感しております。そのような大津先生の人間の大きさなしには、本論文を完遂することはできませんでした。この3年間、多大なご迷惑をお掛けしたことをお詫びするとともに、深甚なる感謝の念を表します。また、海外に出る機会を数多く作って頂きましたこと、心から感謝致します。特に、2012年8月9月のタイでの長期滞在の経験は、私にとって大きな転機となりました。日本だけに留まるのではなく、海外に目を向けよう、そして海外とつながりを持つ。さらに、海外との関係性の中で日本人としてどう生きていくかを意識していかなければならないと考えるようになりました。このような素晴らしい機会を与えて頂きまして、本当にありがとうございました。就職後も大津研究室での数々の経験を活かして、土木工学をバックボーンに持つ行政官として日々精進して参りますので、今後ともご指導ご鞭撻のほど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、学生のことをいつも気にかけて下さり、積極的に交流を図って頂きましたこと、深く感謝致します。タイでの現地作業の際に私が腹痛になったときには、スペインからいたわりのメールを送って頂いて、非常に励まされたこと、そして優しさを感じたことを鮮明に覚えています。また、社会人としてこれから生きていく上で大切なアドバイスを数々頂きましたこと、厚くお礼申し上げます。

京都大学大学院工学研究科・立川康人准教授には、タイでの現地作業にご同行頂き、水文学の視点から数々のご助言を頂きましたこと、心より感謝申し上げます。また、研究室を訪問させて頂いた際には、熱心にご指導頂きまして、本当にありがとうございました。

京都大学工学研究科・木元小百合准教授には、本論文の副査を務めていただき、不十分な部分について質問をしていただくことで、本論文を充実させることができました。深く感謝致します。

また、カセサート大学工学研究科・Dr. Suttisak Soralump には、お忙しい中、ゼミの機会を作って頂き、数々のご助言を賜りましたこと、心からお礼申し上げます。

アジア工科大学・Dr. Pham Huy Giao には、タイ・プーケットの計測サイトまで足を運んで頂き、本研究にご協力頂きましたことに、心より感謝申し上げます。私の拙い英語にも熱心に耳を傾けて頂き、様々な観点からご助言頂きました。心からお礼申し上げます。

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大なるご支援を頂きましたことに深謝致します。また、お忙しい中、原位置計測に足を運んで頂きましたこと、厚くお礼申し上げます。

水文技術コンサルタント株式会社・高橋健二氏には研究の本質に関わる部分で多くの貴重なご指導とご助言を頂きましたことに、心よりお礼申し上げます。タイでの現地作業にもご同行頂き、その間数々の本質的なご指摘を頂くとともに、研究に対する姿勢を肌で感じて勉強させてもらうことで、本研究の核となる部分を形作ることができました。特に、現場の現象を体で覚えて、それをイメージしながら研究を行う姿勢を学んだことで、私の研究を大きく前に進めることができたと感じております。また、真理を追究する好奇心と情熱は大変勉強になりました。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、野並賢氏、寶代誠二郎氏には貴重な計測機器を提供頂くとともに、タイでの現地作業にご尽力頂き、数多くのご助言を賜りました。本年度、タイ・プーケットにおいて非常に良いデータを取る事が出来たのも、ひとえに皆さまのおかげです。本当にありがとうございました。矢部満氏と酒井康紀氏には何度も現地に足を運んで頂き、そして苦勞の末に本年度素晴らしいデータが取れ、その喜びを共有できましたこと、大変嬉しく思います。また、矢部満氏には度重なる計測機器のトラブルに対しても常に迅速に対応して頂くとともに、常に私の研究を温かく見守って頂きました。改めて心から感謝の意を表します。

アジア工科大学学生諸氏、タダンド管理事務所の皆さまに大変感謝しております。アジア工科大学学生諸氏には、タイでの現地作業において様々なご支援を頂きました。タダンド管理事務所の皆さま、特に Mr. Nui には、現地作業、データ取得で多大なるご支援を頂きました。また、度重なる計測機器のトラブルに対しても迅速に対応して頂きました。心より感謝致します。

大成建設株式会社・堀田洋平氏、大阪ガス株式会社・新村知也氏には、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ましたこと、心より感謝申し上げます。また、お二人にお会いして研究の話をした時には、本研究に対する熱い想いを感じ、その後、私は誇りと責任感を感じながら研究に取り組むことができました。改めて心から感謝の意を表します。

また、カセサート大学工学研究科・Dr. Chaleiwchalard Nipawan には、研究を進める上で非常に参考になるご意見を数多く頂きましたこと、心よりお礼申し上げます。また、研究

うまくいかない時や元気がない時には、いつも励ましの言葉をかけて頂きましたこと、大変感謝しております。本当にありがとうございました。

西日本旅客鉄道株式会社・米澤裕之氏，東海旅客鉄道株式会社・川合良治氏には，本研究の直属の先輩として，一から丁寧にご指導頂きましたこと，心よりお礼申し上げます。特に川合良治氏には，2011年9月の現地作業の際には，私の未熟さから大変ご迷惑をお掛けしましたが，温かくご指導頂きまして，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・伊東宏美前秘書，ならびに大八木智子秘書には，研究室生活のあらゆる面でサポートして頂き，不自由なく研究を遂行できるように様々な配慮をして頂きましたことに心からお礼申し上げます。

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・Mr. Taweephong Suksawat，磯田隆行君，岩本勲哉君，太田康貴君，木許翔君，奥野直紀君，高田雄大君，益田浩君，松塚直也君，山本浩大君，池永準也君，大澤智君，熊本紗也華さん，袴田薫さんとは共に有意義な学生生活を過ごさせて頂きました。特に，Mr. Taweephong には，日々のタイ現地との連絡だけでなく，タイへの出張の時には宿の手配，通訳から実験の補助に至るまで多大なるご支援を頂きましたこと，心からお礼申し上げます。彼のサポートなしには研究の完遂がなかったと言っても過言ではありません。益田浩君，池永準也君とは研究を共にして，データ整理や解析を頼んだ際には，いやな顔一つせずに協力して頂いたこと，大変感謝しております。本研究のさらなる発展を期待しています。よろしく願います。また，磯田隆行君，岩本勲哉君，太田康貴君，木許翔君とは，同期として研究のみならず，公私ともに多くの時間を共有し，非常に有意義な研究室生活を送ることができました。一人ひとりが強烈な個性を持っていて，私自身いつも楽しませてもらっていました。一生懸命研究に取り組んだ日々も，ゼミの直前に追い込まれて研究室に泊まったことも，息抜きの会話も，飲み会も，全てがいい思い出です。皆さまと同期になれて，お互い切磋琢磨して過ごした3年間は私にとって刺激的な時間でした。これからも共に刺激し合い，励まし合い，頑張っていける仲間でありたいと思います。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頂き，いつも陰から支えてくれた両親に心から感謝致します。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，恩返しをしていきたいと思います。

全てのお世話になった皆さまへ

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

