

## 報告書概要

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |                                               |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| ①技術研究開発テーマ名                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 基岩水文プロセスを反映させた物理水文モデルを用いた六甲山系における表層崩壊発生の高精度予測 |
| ②研究代表者                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                               |
| 氏名                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 所属・役職                                         |
| 小杉 賢一朗                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 京都大学大学院農学研究科・准教授                              |
| ③共同研究者                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                               |
| 氏名                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 所属・役職                                         |
| 水山高久                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 京都大学大学院農学研究科・教授                               |
| 中谷加奈                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 京都大学大学院農学研究科・助教                               |
| 藤本将光                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 立命館大学総合理工学学院理工学部・助教                           |
| 山川陽佑                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 京都大学学際融合教育研究推進センター・特定助教                       |
| 正岡直也                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 京都大学大学院農学研究科・研究員                              |
| ④背景・課題                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                                               |
| <p>多発する集中豪雨によって、花崗岩を母材とする山地では表層崩壊による被害が著しく増加しており、六甲山系においても同様な災害の発生が懸念されている。表層崩壊は、土層に浸透した雨水が局所的に集中し、土層内の地下水位を大きく上昇させることによって発生する。このため、土層内の雨水流動を、地形、土層厚、土壌物理性の情報に基づいて計算することで地下水位上昇を推定し、崩壊の発生場所と時刻を予測する手法が開発され、六甲山系に適用されている。しかしながら、近年の水文観測によって、大量の雨水が花崗岩質の基岩に浸透すること、および基岩からの湧水が土層内の地下水位上昇に大きく寄与することが明らかにされてきている。また、崩壊現場の現地踏査でも、基岩湧水が表層崩壊の原因となることが確認されている。特に六甲山系の場合、隆起準平原から成る稜線付近で基岩浸透した水が、山麓で多量の湧水（灘の宮水として有名）を形成していることが知られており、基岩を介した水文プロセスは無視できない。よって、土層内の雨水流動のみを扱った現行モデルでは、十分な表層崩壊の予測精度を得られない可能性が高く、モデルの改善が重要な課題となっている。</p>                         |                                               |
| ⑤技術研究開発の目的                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |                                               |
| <p>以上を背景として本研究では、基岩水文プロセスを的確に反映させた物理水文モデルを開発することで、六甲山系における表層崩壊の特殊性を明らかにし、その予測精度を向上させることを目的とした。</p>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |                                               |
| ⑥技術研究開発の内容・成果                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |                                               |
| (1) 西おたふく山流域における基岩地下水の観測                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |                                               |
| <p>まず、雨水の基岩への浸透による基岩地下水位変動の実態を明らかにするために、集中的な水文観測を実施した。図-1 に対象流域（西おたふく山流域）の地形を示す。本流域は、六甲山系住吉川流域内の西おたふく山山頂西側（34°46'N, 135°16'E）に位置する、面積 2.1 ha の森林流域である。流域出口と頂部（西おたふく山山頂）の標高は、それぞれ 742, 875 m であり、頂部は六甲山系（山頂 932 m）の主尾根の一部を形成している。斜面上部は六甲面と呼ばれる隆起準平原に属するが、下部は傾斜 40° 程度の急崖を成している。流域全体の平均斜度は 34° である。地質は中生代白亜紀の花崗岩類で、広島型の六甲花崗岩に大別される。六甲花崗岩は、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母で構成される等粒状組織を持つ塊状岩である。植生は、コナラ、アカマツ、エゴ、リョウブ、ネジキ、アセビ等が繁茂する二次林で、林床はミヤコザサに覆われている。</p> <p>流域内に掘削された 15 孔の調査ボーリング孔（図-1）を用いて、基岩内地下水位の観測を行った。その結果の一部を図-2, 3 に示した。いずれの地点でも地下水位は降雨に対して大きく変動を示してお</p> |                                               |

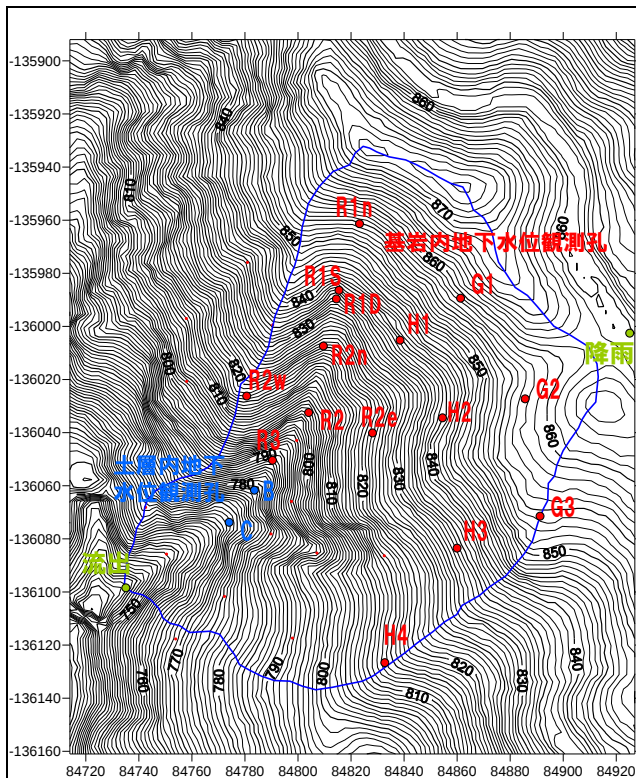


図-1 六甲山西おたふく山流域の地形ならびに基岩内地下水位観測孔（調査ボーリング孔）の位置（横軸・縦軸は、それぞれ東西・南北の距離（m）を表す。）

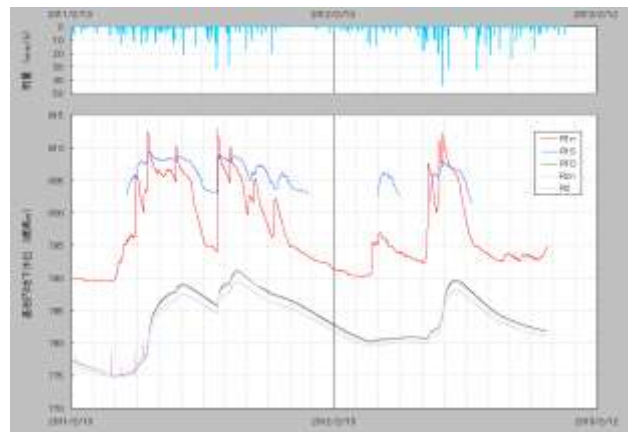


図-2 基岩内地下水位変動の観測結果

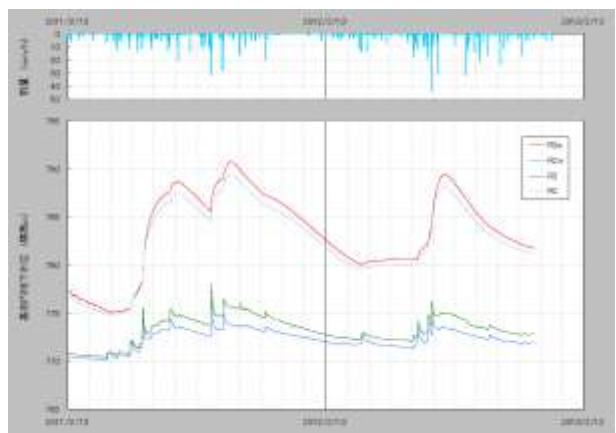


図-3 基岩内地下水位変動の観測結果

り、多量の雨水が基岩に浸透し、基岩地下水を涵養していることが明らかとなった。個々の地点では、それぞれ特徴的な地下水位変動が観測され、その傾向は2年間を通して一定であった。以下に、個々の地点の特徴について述べる。

上流域にある R1n, R1S 孔では水位の変動が急激である（図-2）。特に R1n 孔では、20 m 以上の大きな水位変動が観測された。これらは上流地下水帯を形成しているものと考えられる。中流域にある R1D, R2n, R2e, R2 孔の水位変動は緩やかであり、互いの波形もよく似ていた（図-2, 3）。このことから、まとまった地下水帯（中流地下水帯）の存在が示された。下流域の R3 孔と右岸側尾根にある R2w 孔は、ほぼ同じ標高に水位が存在し、互いに似た波形を示した（図-3）ことから、この地域には下流地下水帯が存在するものと考えられた。下流地下水帯の波形は、比較的急激な反応と緩やかな反応が重なる特徴を示した。

上流域にある G1 孔と G2 孔は、R1n, R1S 孔と同様に急激な水位変動を示し、雨水の浸透速度が速いことが示唆された（図は省略）。G3, H1, H3 孔の波形は、中流域地下水帯と同じ傾向を示した（図は省略）。さらに G2 孔でも、通減時の波形は、中流地下水帯の波形と一致した（図は省略）。また、H2 孔の波形も、6 月までの上昇期間を除き、中流地下水帯の波形と一致した。以上のことから、中流地下水帯は広範囲に広がっており、水文プロセスや土砂移動プロセスに及ぼす影響が大きいことが推測された。H4 孔の波形は中流地下水帯と同様に緩やかであるが、水位の標高は低く、ピークとなる時刻が異なっていた（図は省略）。このことから、流域の左岸側境界付近に、中流地下水帯とは別のまとまった地下水帯が存在する可能性が示唆された。

以上の基岩地下水位変動から、以下の地下水流動特性が推察される。まず、上流地下水帯では降雨の鉛直浸透により基岩地下水が涵養され、それが斜面中部へと側方流出する。次に中流地下水帯では、基岩が大きな貯水容量を有しており、鉛直浸透する雨水と上流地下水帯から側方流入する地下水を長期間貯留し、緩やかな波形に変換した後に下流地下水帯へと供給する。さらに下流地下水帯では、中流地下

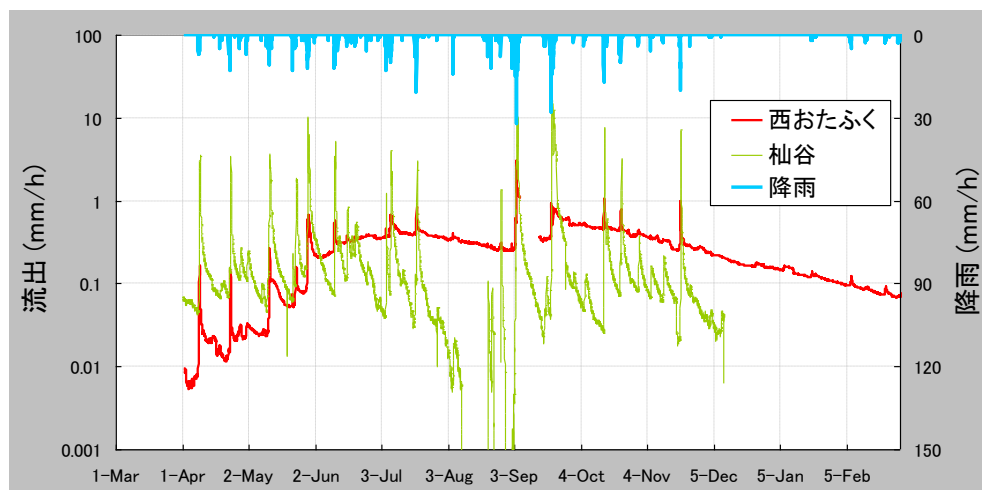


図-4 西おたふく山流域と杣谷流域のハイドログラフの比較

水帯からの緩やかな地下水流入と、鋭敏な降雨の鉛直浸透の影響を受けて、緩急二種類の波形が合成された地下水位変動を示す。

## (2) 西おたふく山流域と杣谷流域の水文特性比較

図-4 は、西おたふく山流域で観測された 2011 年のハイドログラフである。(1) で示したとおり、西おたふく山流域では多量の雨水を貯留した基岩地下水が、豊富な基底流量を涵養していることがわかる。

図-4 中には、摩耶山山頂付近にある面積 0.23ha の小流域（以下、杣谷流域と呼ぶ）で 2011 年に観測されたハイドログラフも示した。杣谷流域の詳細については、次章で解説する。降雨波形はあまり変わらないに関わらず、西おたふく山流域と比較して流出ハイドログラフは大きく異なっている。杣谷流域の方が、降雨に対する洪水流量の波形が著しく鋭く、ピークの値も極めて大きいことが明白である。杣谷流域の基底流量は、降雨後に直ちに減少している。特に蒸発散が大きい 8 月には、流出が停止してしまっている。一方、西おたふく山流域の基底流量は、緩やかで大きな季節変動を示している。

このように、同じ六甲山の源頭部小流域でも、降雨流出特性に大きな違いが存在することが判明した。西おたふく山流域では、基岩地下水が水文プロセスにおいて大きな役割を果たしていることが示されている。一方、西おたふく山流域とは極めて対照的な流出特性を示す杣谷流域では、基岩地下水の果たす役割は極めて限定的と考えられる。

以下では、このような水文特性の違いに着目した上で、杣谷流域と西おたふく山流域のそれぞれにおいて物理水文モデルの高精度化を検討し、表層崩壊予測精度の向上を図る。土層内の水文プロセスが重要と考えられる杣谷流域については、土層厚の空間分布に着目した検討を加える。一方、基岩内の水文プロセスの寄与が大きい西おたふく山流域については、降雨流出解析や表層崩壊予測における基岩地下水の重要性に着目した検討を加える。

## (3) 杣谷流域におけるモデルの高精度化

土層厚分布情報は地下水位等の土壤中の水分挙動を予測するための物理モデルの重要な入力データとして使用され、斜面安定解析を行う上でも最も重要な情報の一つである。

豪雨に伴う表層崩壊の発生に対して適切な警戒・避難を行うためには、崩壊発生の場所と時刻の正確な予測が不可欠であり、近年では、流域をメッシュ分割した雨水流動を追跡する分布型モデルが多く採用されている。分布型モデルのうち最も広く用いられているのが「ブロック集合モデル」である。ブロック集合モデルとは、流域を同じ大きさの正方形メッシュに分割した上で、メッシュ毎に異なる土層厚を持つ直方体の土塊（ブロック）を仮定し、これを計算の基本要素として雨水流動を追跡するモデルのことである。ブロック集合モデルでは、地表面形状と土層厚分布を与えることによって、土層内部の雨水流動を基岩面地形に応じて追跡するため、流域内の各地点における地下水位の変動を、集水面積、勾

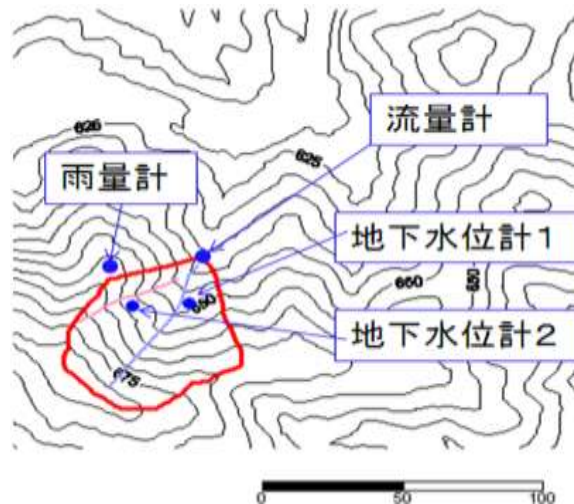


図-5 杣谷流域の地形と観測機器の配置

配、土層厚の特徴を反映させながら計算することができる。この際、土層厚データは地下水位の変動や、土壌中の水分挙動を予測する上で入力条件として使用され、重要な情報となる。

また斜面安定解析に関しては、土層厚の分布は安全率に最も大きな影響を及ぼす要因だとされている。しかし土層厚は、土壌の他の物理性（透水係数、水分特性曲線、粘着力、内部摩擦角等）と同様に、空間的なばらつきが大きい。

土層厚分布を調べる代表的な方法として、簡易貫入試験が挙げられるが、広域への適応を考えた場合、多大な労力と費用を要する。このため、物理モデルを用いた崩壊の予測計算においては、これまで、代表値を用いて流域内で一様な土層厚を使用するか、数点の測定結果に基づく近似値を用いるかのいずれかが大半であった。しかしながら、こうした土層厚データの不確かさが、表層崩壊予測精度向上の一つの制約条件となっていることが指摘されている。

土層厚の計測密度が表層崩壊の発生予測に及ぼす影響については、土層厚の計測密度を既往の崩壊地幅程度とした場合、表層崩壊の危険度評価を良好に与えることが示されており、兵庫県六甲砂防事務所では、六甲山系の8流域に対して10m格子間隔という、従来のものより密な間隔で土層厚分布観測が行われている。しかし、10m格子間隔よりもさらに詳細な土層厚分布を調査している例は殆どなく、この計測密度が実際の土層厚分布に対してどの程度精度が保たれているのかについては検証の余地がある。そこで本章では、10m格子間隔より更に高密度で土層厚分布を計測し、土層厚の計測密度による分布の精度の検証を行い、さらにそのデータを入力として、三次元飽和・不飽和浸透計算、斜面安定解析を行うことで、土層厚分布が降雨流出、及び表層崩壊予測にどの様に影響するのかについて検証した。

調査を行った杣谷流域の面積は2349m<sup>2</sup>で地質は黒雲母花崗岩である。杣谷流域では、出口の流量と、流域内の2地点で地下水位が連続計測された。また、流域近傍で雨量が観測された(図-5)。

杣谷流域では、図-6の赤丸で示される36地点(10m格子間隔)で土研式簡易貫入試験機による土層厚調査が実施された。これに加え、図中の青三角で示される40点において土層厚調査を実施した。土層厚の算定に際しては、 $N_c \leq 50$ の範囲を土層と定義した。計測値から土層厚の補間推定を行う際には、通常使用されるクリギング法を使用した。クリギングは空間的補間法の一つであり、空間現象を連続空間確率場でモデル化し、規則的もしくは不規則的位置で観測されたデータから、任意の位置での確率場の値を予測するものである。

グリギング法を適用する差には、あらかじめバリオグラムを定めておく必要がある。バリオグラムとは、ある物理量が平均的にどの程度急速に変化するのかを表す尺度である。本研究では適合性が高いことが確認されたガウス型バリオグラムを用いて土層厚の推定を行った。

10m格子間隔の計36地点での計測に基づき、クリギングにより推定した土層厚分布を図-7に示した。また、この36地点に、新たに測定した40地点を加えた計76地点から推定した土層厚分布を図-8

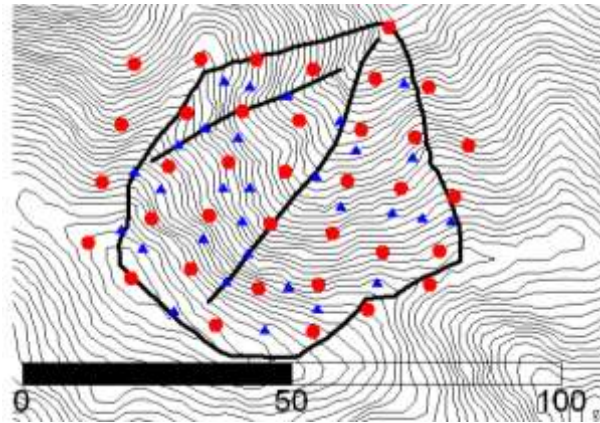


図-6 杣谷流域の土層厚計測地点

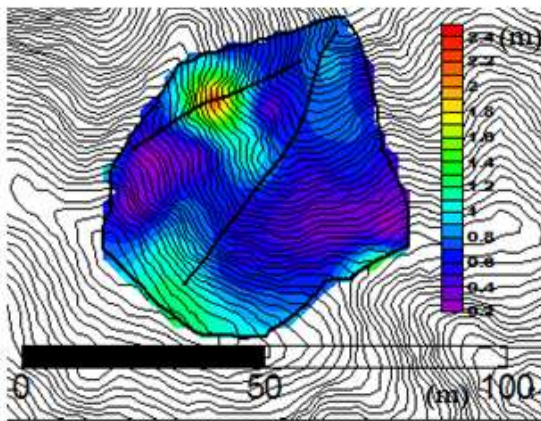


図-7 10m 格子間隔の計測点による土層厚分布

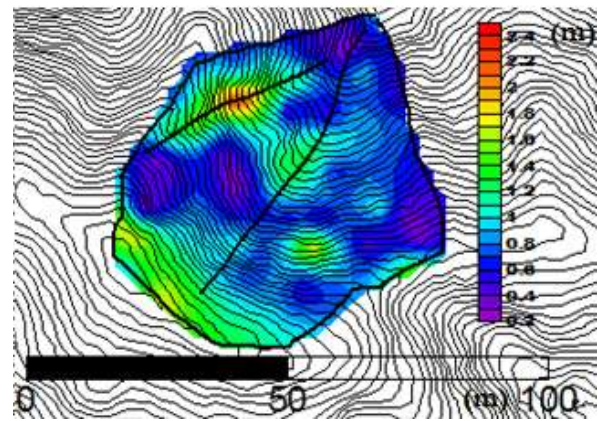


図-8 76 計測地点による土層厚分布

に示した。10m 格子間隔の計測では、左岸側の谷に 1 カ所 2.4m と局所的に大きな土層厚が検出され、その他の地点は 0.6m 程度の薄い分布を示した。一方、76 地点の計測では、右岸側の谷においても 2.14m と比較的土層厚が厚い地点が検出された。また谷筋ではない部分に関しては、右岸側と左岸側で分布が異なり、左岸側は 0.2m の非常に浅い土層厚分布だったが、右岸側は局所的に厚い地点（厚さ 2.3m）が存在した。この様に、高密度（76 地点）での土層厚計測により、10m 格子間隔での計測では見られない土層厚分布の特徴が検出された。

高密度に観測することによって得られた土層厚分布の特徴が降雨流出に対してどのような影響を及ぼすのかを明らかにするため、三次元飽和・不飽和浸透計算を実施して検討を加えた。杣谷流域を三角形の要素に分割し、要素を構成する節点毎に土層厚を与えた（図-9）。要素の作成方法としては、まず外周および谷筋に 3m 間隔で節点を決定し、その他の流域内部にはおよそ 3m 間隔の格子点を設け、これらの点を結んで要素とした。土壌中の水分移動は、Richards 式によって表現される飽和・不飽和浸透理論によって説明され、土壌の保水性と透水性が浸透水の挙動を特徴付けていることを踏まえ、本研究では Richards 式を基礎式とした解析を各要素について行った。蒸発散などに関わるパラメータについては表-1 のように決定した。モデルに一般を持たせるため、類似した植生を持つ滋賀県大津市桐生水文試験地の値を与え、樹冠遮断についてはタンクモデルで評価した。蒸散量についてはポテンシャル蒸散量を日照時間のデータで補正して与えた。尚、杣谷流域では、基岩浸透は考慮しなかった。

三次元飽和・不飽和計算では、降雨、土壌水分特性、土層厚分布情報を入力とし、地下水位、流出量を検証データとした。対象とする杣谷流域には 2 つの谷があり、それぞれに地下水位計 1、地下水位計 2 が取り付けられている（図-5）。また流域末端には、流量計が取り付けられている。ここでは、2011 年 8 月 26 日～2011 年 9 月 7 日の水文観測データを対象としてモデルの検証を行った。図-10 に観測結果を示す。この期間には、8 月 26 日～8 月 27 日の降雨イベント（イベント 1）と 9 月 3 日～9 月 5 日の降雨イベント（イベント 2）が発生した。イベント 1 に対しては、流量計が 0.410mm/10min（8 月 27 日 17

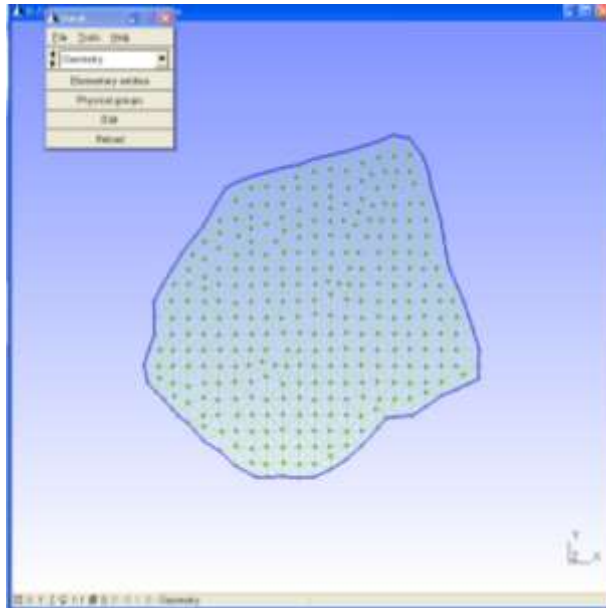


図-9 計算に用いた要素分割

表-1 計算に用いたパラメータ値

|               |             |
|---------------|-------------|
| 樹冠タンクの大きさ     | 0.144cm     |
| 樹幹タンクの大きさ     | 0.053cm     |
| 林内雨への配分率      | 0.8804      |
| 遮断蒸発強度        | 0.01618cm/h |
| 根の量が半減する深さ    | 50cm        |
| 蒸散が停止する圧力水頭した | -300cm      |

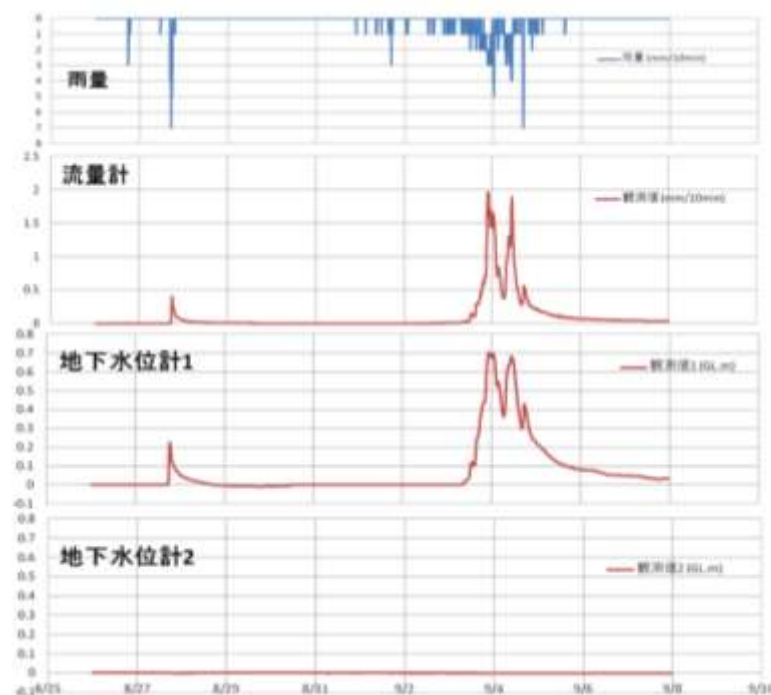


図-10 モデルの検証に用いた観測流量と地下水位

時 50 分), 地下水位計 1 が 0.255m (8 月 27 日 18 時 20 分) のピークを示した。イベント 2 に対しては, 流量計が 1.96mm/10min (9 月 3 日 21 時 30 分), 1.87mm/10min (9 月 4 日 10 時 30 分), 0.807mm/10min (9 月 4 日 16 時 20 分) と 3 回のピークを示した。地下水位計 1 に関しては 0.689m (9 月 3 日 23 時 20 分), 0.429m (9 月 4 日 17 時 40 分), 0.668m (9 月 4 日 10 時 20 分) と 3 回のピークを示した。一方地下水位計 2 はイベント 1, 2 とともに反応は見られなかった。三次元飽和・不飽和浸透計算の期間は 2011 年 8 月 26 日～2011 年 9 月 7 日とし, 初期条件の影響が無くなったイベント 2 に対する流量, 地下水位データを検証データとした。

土層厚分布が降雨流出に及ぼす影響について検討するため, 土層厚分布を次の A～F の方法で推定し, その値を入力として三次元飽和・不飽和浸透計算を行った。

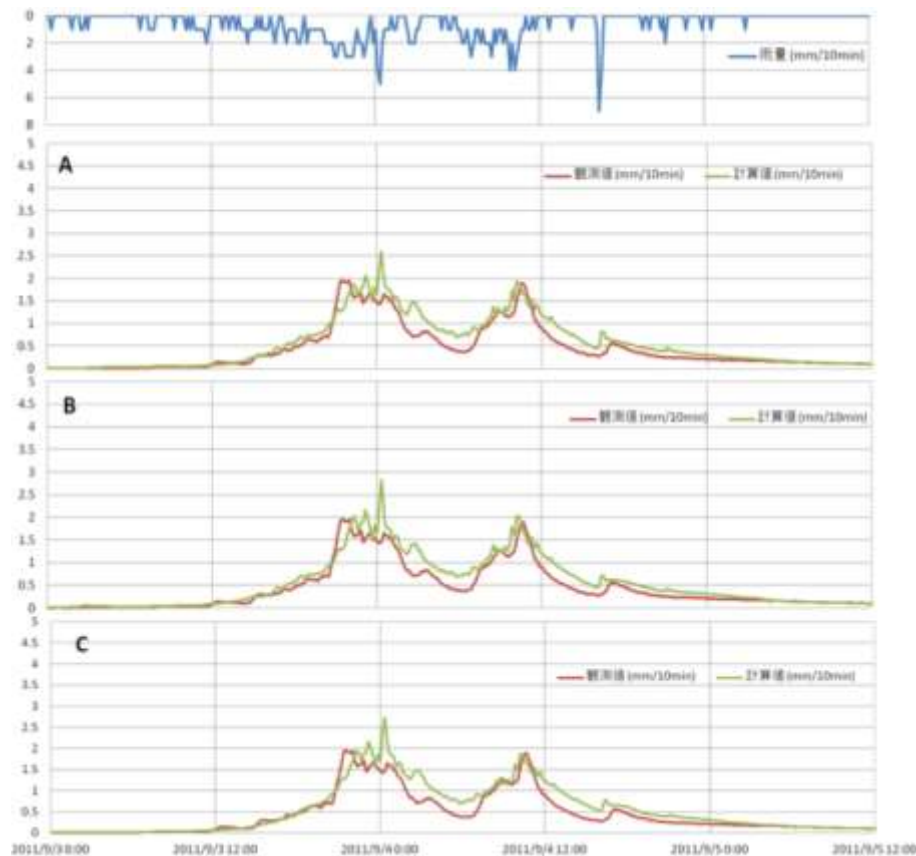


図-11 観測流量とケース A～C の計算結果

- A) 高密度計測値（76 地点）から推定した土層厚分布
- B) 10m 間隔（36 地点）から推定した土層厚分布
- C) 一律（土層厚平均値）を与えた場合

流出量に関する A～C の結果を図-11 に示す。A に関しては、ピーク後の流量の低減が観測値よりも大きかった。ピーク時の流量に関しては、1 回目のピークでは計算値 2.61 mm/10min（9 月 4 日 0 時 20 分）を示し観測値 1.64 mm/10min（9 月 4 日 0 時 30 分）と比べ、約 1 mm/10min 大きな値を示した。しかし、2 回目のピークでは観測値 1.64 mm/10min（9 月 4 日 0 時 30 分）に対し計算値 1.87 mm/10min（9 月 4 日 10 時 30 分）、3 回目のピークでは観測値 0.807 mm/10min（9 月 4 日 16 時 20 分）に対し計算値 1.87 mm/10min（9 月 4 日 10 時 30 分）を示し、計算値概ね観測値と一致する計算結果が得られた。A と B～C を比較すると、B～C でピーク流量を観測値より僅かに大きく評価していたが、大きな相違ではなかった。

地下水位計 1 に関する A～C の結果を図-12 に示す。A に関しては全体的に観測値よりも低い計算結果となった。ピーク時の水位は観測値よりも低い値を示しその差は約 0.2 m であった。また、9 月 3 日 21 時 50 分～9 月 4 日 0 時 40 分はほぼ一定の値（0.46 m）を示した。A と B～C を比較すると大きな相違は見られなかった。

地下水位計 2 に関する A～C の結果を図-13 に示す。A に関しては観測値がずっと水位 0 m だったのに対し、9 月 3 日 22 時 00 分～9 月 4 日 1 時 50 分と 9 月 4 日 9 時 10 分～9 月 4 日 11 時 50 分に降雨に反応して水位が出る結果となった。B～C についても水位が計算される結果となったが、何れのケースについても A よりも最大水位は大きく、水位が出始める時間が早く水位が消滅する時間は遅かった。A～C 全てのケースで、降雨に対して 2 回大きく地下水位が反応した。また、A、B は 1 回目のピーク後地下水位が低下し 0 m 以下になったが、ケース C では水位は低下するものの 0 m 以下にはならなかった。最大水位に関しては A : 0.182 m, B : 0.377 m, C : 0.41 m と、A が最も低く、実測値との適合が最も高くなった。

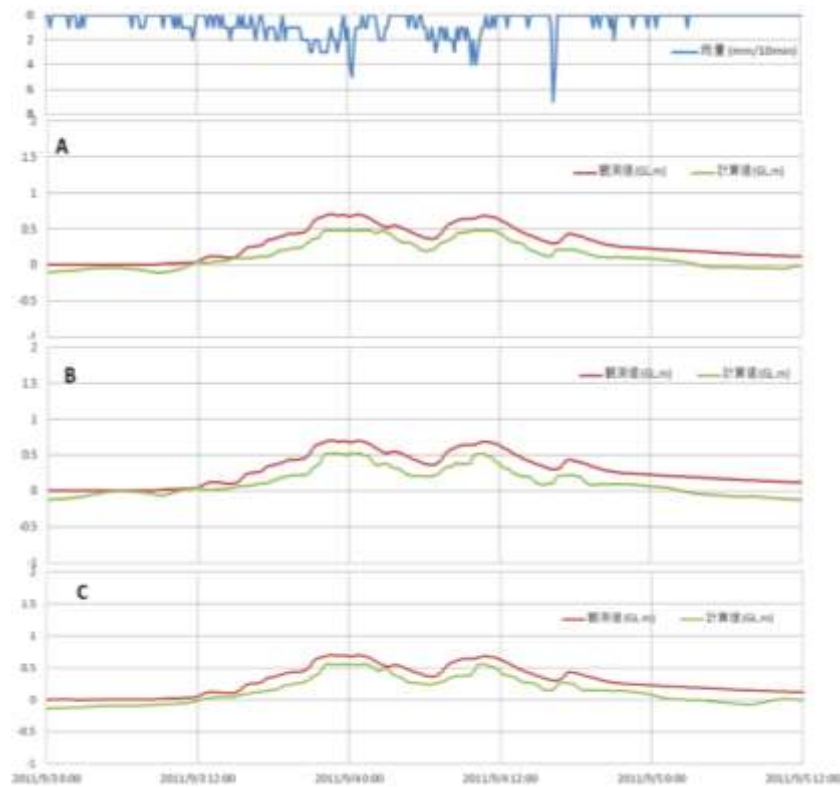


図-12 地下水位計 1 の観測値とケース A~C の計算結果

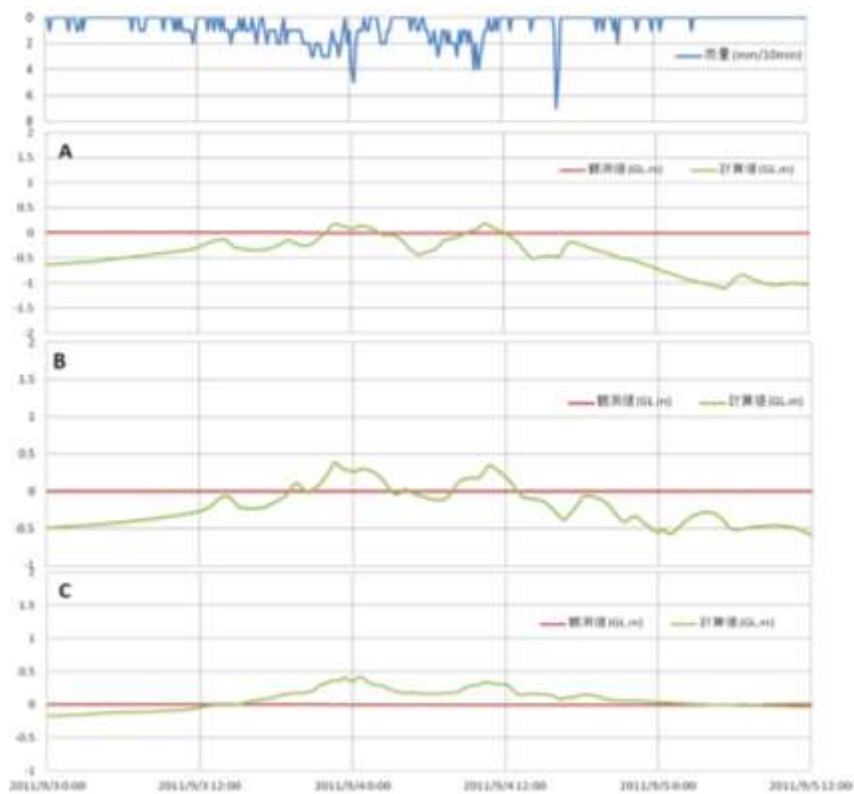


図-13 地下水位計 2 の観測値とケース A~C の計算結果

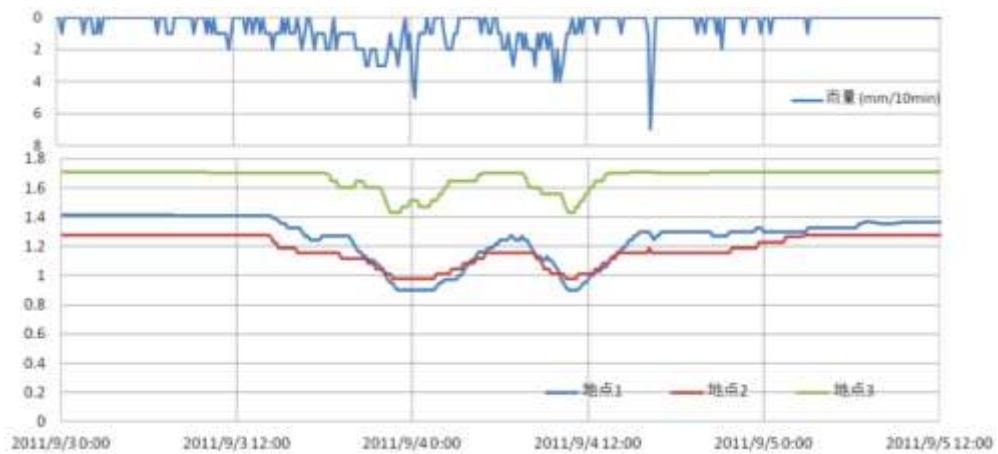


図-14 ケース A による安全率  $F_s$  の計算結果

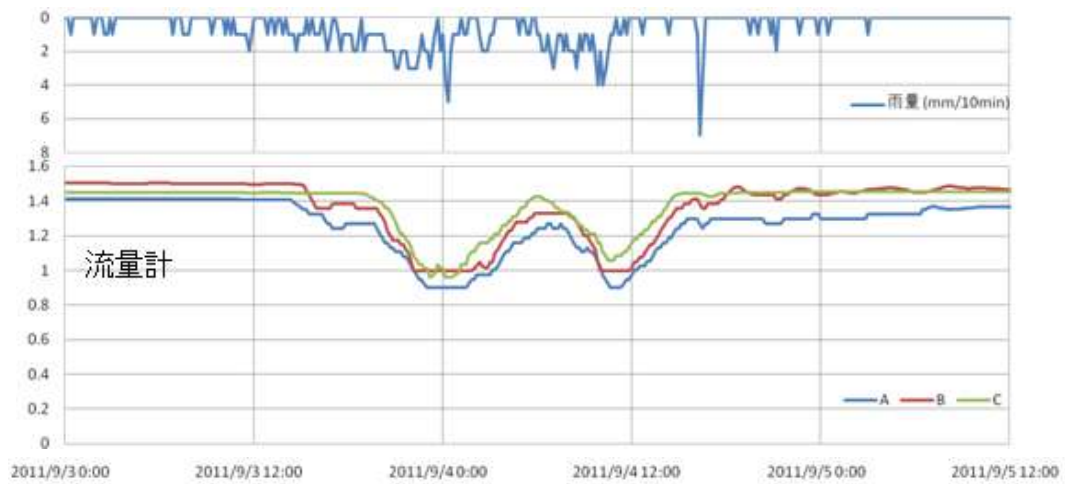


図-15 地点 1 における安全率  $F_s$  の計算結果

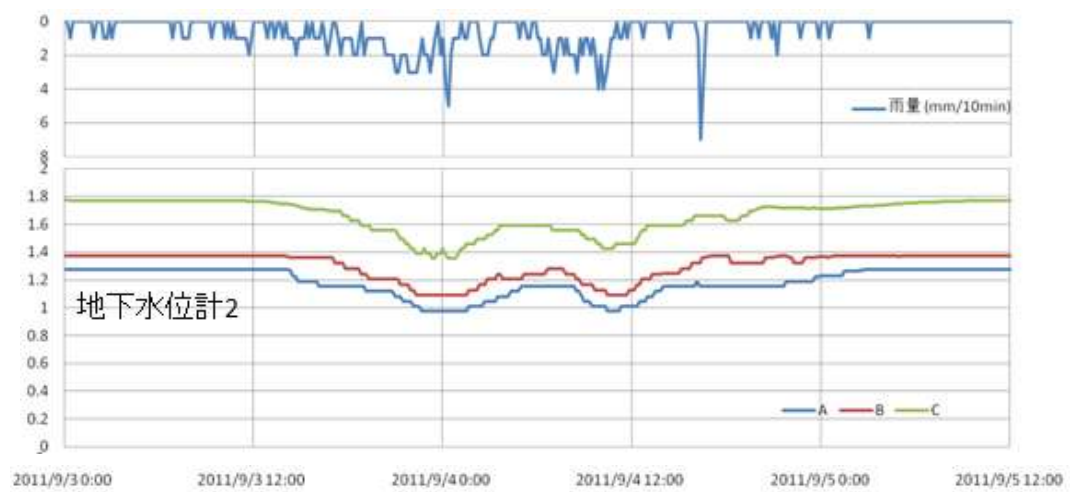


図-16 地点 2 における安全率  $F_s$  の計算結果



図-17 地点3における安全率  $F_s$  の計算結果

土層厚分布が降雨流出に及ぼす影響について検討したところ、流量、地下水位計1に関してはA、B、Cでは殆ど違いが見られなかった。流量と地下水位計1のように、谷であっても比較的土層厚分布の不均一性が少ない場所に関しては、土層厚分布の計測密度が降雨流出に及ぼす影響は少ないことがわかった。地下水位計2に関しては大きな違いが見られ、Aでは最大水位が0.182 mと低く、観測値と近い値を示したが、その他のケースでは最大水位も大きく、水位が出る時間も長かった。地下水位計2の付近には土層が最も厚い特異点があり、計算に与えた土層厚分布に関してもA～Cで大きく異なっていた。土層厚が小さい個所の飽和帯が最初に発生し、その後の飽和帯の拡大に大きな影響を及ぼすことが考えられる。最も土層厚の不均一性が大きい地下水位計2付近では、B～Cでは検出できなかった土層厚分布が計算上での飽和帯の発生に影響を及ぼし、Aと異なる結果になったと考えられる。

次に、土層厚分布の違いが斜面崩壊予測にどのような影響を与えるかを検討するため、ケースA～Cについて斜面安定解析を行った。三次元飽和・不飽和浸透計算によって算定された各時刻における各要素の土壌水分量と地下水位を、無限長斜面の安定性を評価する式に代入することで、対象とする要素の表層崩壊に対する安全率  $F_s$  を算定し、斜面の安定性を検討した。既往研究を参考にして、粘着力は0.5 tf/m<sup>2</sup>、内部摩擦角は35°に設定した。

ケースAによって各地点の安全率を計算した結果を図-14に示した。2回の降雨イベントに対して、地点1（流域末端）と地点2（地下水位計2の地点）で  $F_s < 1$  を示し、地点3（地下水位計1の地点）では  $F_s > 1$  を示した。

図-15～17は、地点1～3におけるケースA～Cの安全率の計算結果を比較したものである。地点1では、ケースAが2回の降雨イベントで  $F_s < 1$  を示しているのに対し、ケースBは  $F_s = 1$  を示し、Cは2つ目の降雨イベントで  $F_s > 1$  を示した。地点2では、ケースAが2回の降雨イベントで  $F_s < 1$  を示しているのに対し、B、Cは  $F_s > 1$  を示した。地点3では、いずれのケースも  $F_s > 1$  であったが、Aに比べ、B、Cの  $F_s$  は大きくなった。

以上の様に、76地点の高密度観測から推定された土層厚分布を入力とした場合は、流域末端と土層が局所的に厚くなっている左岸側の谷において崩壊が予測された。一方、10m格子間隔の土層厚分布、平均土層厚分布を入力とした時は、いずれの地点でも崩壊は予測されなかった。この結果の相違には土塊重量の差、土層厚分布の不均一性、地下水位の挙動が関係している。

流域末端（地点1）については、76地点の高密度観測から推定された土層厚分布と、10m格子間隔の土層厚分布、平均土層厚分布を比べた時、高密度観測から推定された土層厚はその他のケースより厚く、土塊重量の増加が安全率の低下を引き起こしたと考えられる。地点2、3に関しても、10m格子間隔の土層厚分布では、谷において崩土が堆積している様子が十分に表現されなかった（図-7）。一方、高密度観測から推定された土層厚分布では、斜面中腹全体でなだらかに土層厚が厚くなっていた（図-8）。この様に、高密度観測から推定された土層厚分布は、崩土の堆積状況をより詳細に検出しており、厚い土層厚が安全率の低下を引き起こしたと考えられる。

以上の様に、土層厚の分布は安全率の値に大きな影響を与えることから、高密度観測によって正確な土層厚分布を入力とすることが、表層崩壊の予測精度向上に重要になることが示された。

#### (4) 西おたふく山流域におけるモデルの高精度化

西おたふく山流域では、基岩内地下水の涵養・流動・湧出プロセスが表層の水文現象を大きくコントロールしているため、不透水性の基岩を仮定して土層内の雨水流動のみを追跡したモデルでは、実際の水文現象を十分に表見することができないと考えられる。そこで本章では、基岩水文プロセスを反映させた物理水文モデルによる降雨流出現象の再現計算を試みる。

ここでの雨水流動数値シミュレーションでは、Richards 式を有限要素法を用いて解いた。計算に用いた四面体要素の各節点（四面体の頂点）は、およそ 10 m のメッシュ間隔で行われた簡易貫入試験のポイントに一致させた（図-18）。地表面の節点から土層厚（貫入抵抗値  $N_c$  が 50 以下の部分を土層と定義）に相当する長さの垂線を下ろすことによって三角柱を形成し、三次元の流域形状を再現した。各三角柱は、貫入抵抗値  $N_c = 10$  を境界として表層と下層に分割し、さらに表層を 4 層、下層を 2 層に分割した。その上で、この様にして出来た 6 層の三角柱のそれぞれを、3 つの四面体分割し、数値計算の単位要素とした。

計算に必要な雨量には、流域の尾根より 50 m ほど東側の樹冠被覆のない平坦部で計測した 10 分データを用了。計測された林外雨強度を林内雨強度  $R$  に変換するためにタンクモデルを使用し、樹冠通過雨量と樹幹流量の合計値として  $R$  を算定した。さらに蒸散強度  $E$  については、大津市桐生水文試験地で特定された季節変動値を日照時間で補正する方法で推定した。計算は、全節点に一律に  $\phi = -100$  cm を与えた状態を初期条件として、2 水文年（2008 年 2 月 14 日から 2010 年 2 月 13 日まで）について連続して行った。但し解析には、総降雨量が大きくより規模の大きな降雨イベントが発生した後半（2009 年 2 月 13 日から 2010 年 2 月 13 日）の結果を用了ため、初期条件の影響は無視できた。

西おたふく山流域の水文特性を再現するために、土層と基岩の境界面において降雨が鉛直浸透するメカニズムを考慮した。ここでは、基岩がある程度の透水性を有すると考え、周囲の土壌の湿り具合と基岩の透水性によって基岩浸透量が変化する機構を取り込んでいる。具体的には、三次元浸透計算により得られた、土層－基岩境界面における圧力水頭  $\phi$  を、基岩の透水性を表す関数に代入し、その結果得られた透水係数に匹敵する浸透が起きると仮定した。これは、Richards 式の重力項によって鉛直浸透が起きるとする仮定に相当しており、深層への浸透量の見積もりに通常用いられる方法である。（1）で検討した水文観測結果は、流域内に上流地下水帯、中流地下水帯、下流地下水帯が存在することを示していた。そこで、土層と基岩の境界面の節点を、標高に基づいて上流地下水帯涵養点、中流地下水帯涵養点、下流地下水帯涵養点に分類し、それぞれの点において浸透した雨水は、上流地下水帯、中流地下水帯、下流地下水帯をそれぞれ涵養すると仮定した。

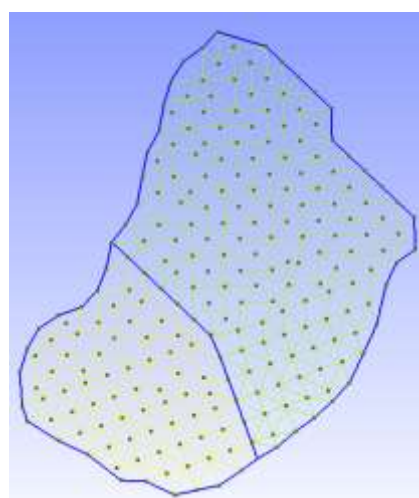


図-18 有限要素法の計算メッシュ

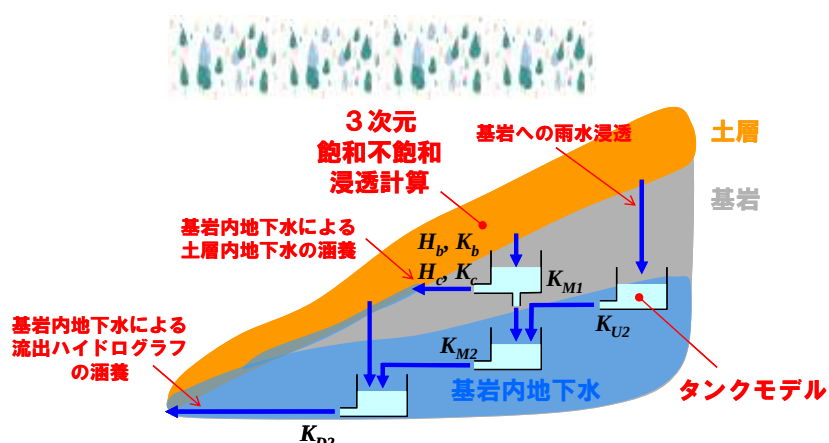


図-19 基岩水文プロセスを表すタンクモデル

表-2 高精度化されたタンクモデルのパラメータ

| 変数       | 単位              | 値                 |
|----------|-----------------|-------------------|
| $K_{U2}$ | $\text{h}^{-1}$ | $2.27\text{E-}03$ |
| $K_{M1}$ | $\text{h}^{-1}$ | $9.79\text{E-}04$ |
| $K_{M2}$ | $\text{h}^{-1}$ | $2.48\text{E-}04$ |
| $K_{D2}$ | $\text{h}^{-1}$ | $5.15\text{E-}03$ |
| $K_c$    | $\text{h}^{-1}$ | $1.52\text{E-}04$ |
| $K_b$    | $\text{h}^{-1}$ | $1.62\text{E-}04$ |
| $H_c$    | $\text{m}^3$    | 3900              |
| $H_b$    | $\text{m}^3$    | 6280              |

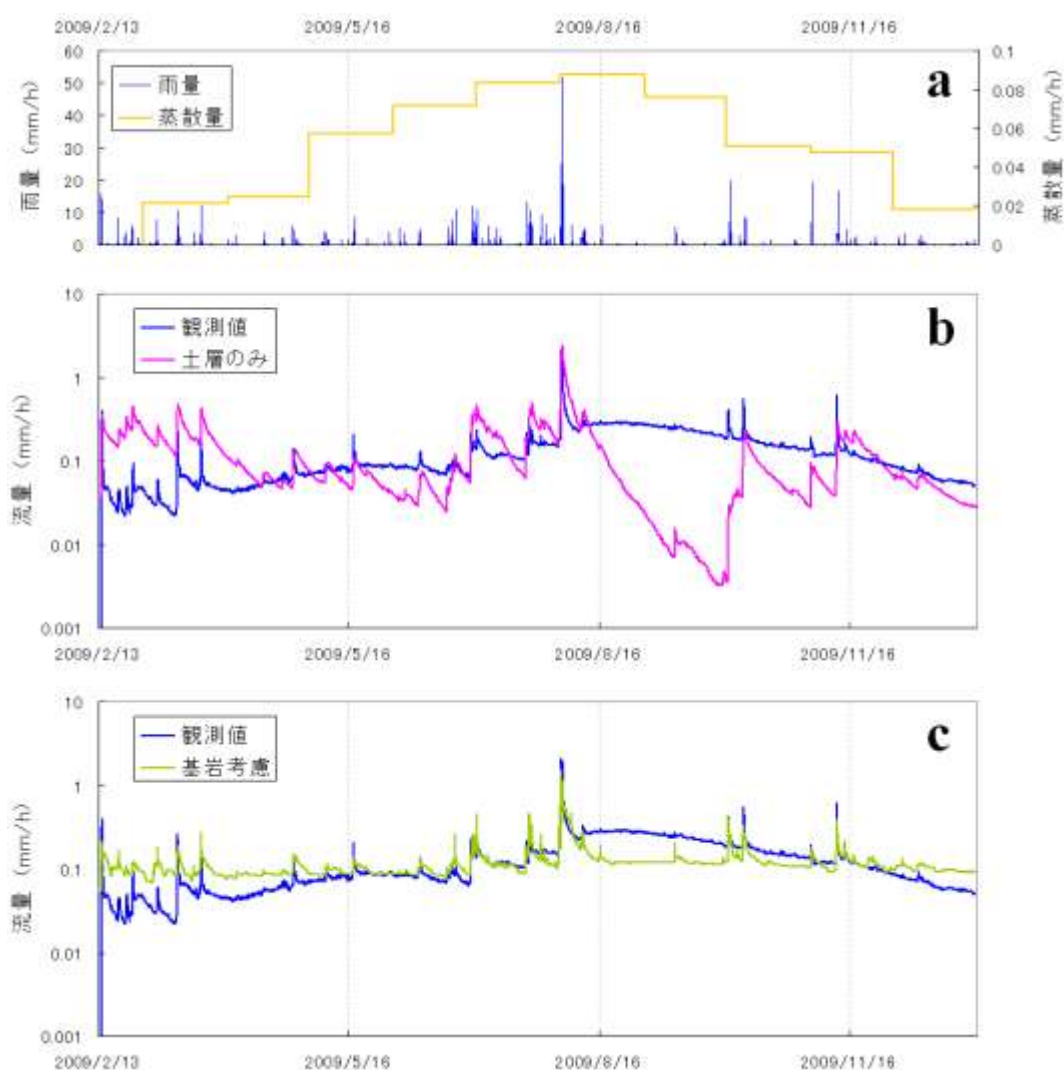


図-20 (a)計算に用いた雨量と蒸散量, (b)観測流量とブロック集合モデル (基岩を考慮せず) による計算流量, (c)観測流量と高精度化モデル (基岩を考慮) による計算流量

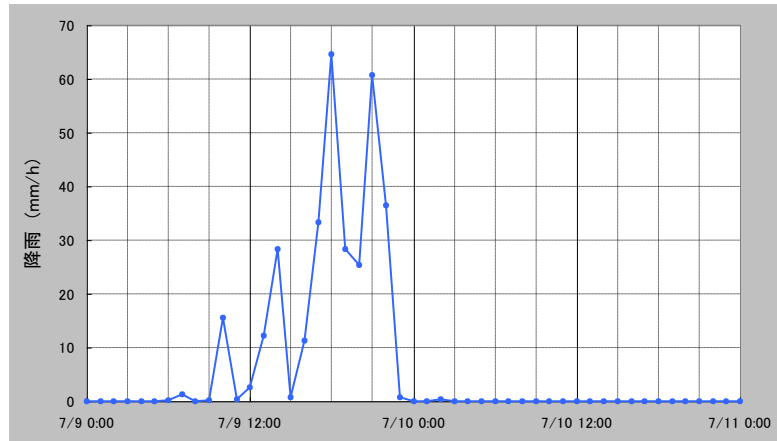


図-21 昭和42年災害時の時間雨量

基岩内部へ浸透した雨水の流動については、当初、ブロック集合モデルや Richards 式に基づく浸透計算方法の適用を試みたが、基岩の透水性が土層よりも数オーダー低いために計算時間が著しく増大し、現実的なモデルとすることは困難であると判断された。そこで本章では、以前の研究で基岩地下水変動を良好に表現できることがわかっているタンクモデルを用い、その構造やパラメータを新たに最適化し、高精度化した。

モデル全体の構造とタンクモデルの構造、および高精度化されたパラメータ値を、それぞれ図-19 と表-2 に示す。タンクは、上流地下水帯、中流地下水帯、下流地下水帯のそれぞれを表すタンクに分類している。さらに、中流地下水帯については、基岩層の浅い部分における不飽和雨水貯留を表現するために、2 つの独立したタンクを設けた。中流地下水帯の下段タンクには、この不飽和貯留タンクと、上流地下水帯を表すタンクの両方から浸透雨水が供給される。中流地下水帯の下段タンクからの流出は、下流タンクに供給される構造となっている。下流地下水帯からの湧水量は、下流湧水点に均等に配分して与えた。また、中流地下水帯のタンクからも、中流域にある基岩湧水点に直接水が供給される構造となっている。図-20 は、西おたふく山流域からの流出量の観測値と計算値を比較したものである。このうち図-20b に示した計算値は、基岩水文プロセスを考慮しないモデルによるものである。観測値の再現精度は極めて悪く、洪水流出量は過大評価、基底流出量は過小評価となってしまう。一方図-20c には、基岩水文過程を考慮した高精度化モデルの計算結果を示した。基底流量の季節変動を完全に再現するには至っていないが、洪水流量、基底流量共に、ブロック集合モデルによる計算結果と比べて大幅に改善されていることがわかる。

高精度化モデルによって算定された基岩地下水位の変動を観測値と比較したところ、上流地下水帯 (R1n) で見られる比較的鋭敏で大きな変動波形や、中流地下水帯 (R1D, R2n, R2e, R2) で見られる緩やかで大きな季節変動波形が良好に再現された (図は省略)。また、下流地下水帯 (R3, R2w) における「緩やかな季節変動と降雨に対する鋭敏な反応が重なる傾向」も、良好に再現された。

次に、基岩プロセスを考慮しない場合とする場合の両方で、西おたふく山流域の表層崩壊に対する安全率計算を実施し比較を行った。高精度化モデルを用いた降雨浸透流出数値シミュレーションによって、流域内の各地点における圧力水頭 (間隙水圧)  $\phi$  と含水率  $\theta$  の鉛直分布が算定される。これらの値を、無限長斜面の安全率を計算する次式に代入することで、各地点の表層崩壊発生に対する安全率  $F_s$  を求めることができる。西おたふく山における既往研究を参考にして、粘着力は  $0.5 \text{ tf/m}^2$ 、内部摩擦角は  $35^\circ$  に設定した。

六甲山では昭和 13, 36, 42 年に大規模な土砂災害が発生している。本章では、これ等の主要な土砂災害を引き起こした降雨イベントの中で、日雨量、1 時間雨量、10 分間雨量とも最大 (気象庁・気象統計情報・兵庫県神戸による) であった昭和 42 年のイベントを対象とした。降雨波形には、最寄りの荒神山 ( $34^\circ 44'40''\text{N}$ ,  $135^\circ 15'19''\text{E}$ ) で観測された時間データを使用した。解析期間の 1967 年 7 月 9 日 5 時～7 月 11 日 0 時には、積算  $322.8 \text{ mm}$ 、最大強度  $64.6 \text{ mm/h}$  の降雨が観測されている (図-21)。初期条件の影響を無くすために、計算は 1967 年 1 月 1 日から連続して行った。ただし 1967 年 7 月 1 日 9 時以前については、荒神山での降雨観測記録が無いため、奥池 ( $34^\circ 46'23''\text{N}$ ,  $135^\circ 17'15''\text{E}$ ) における記録

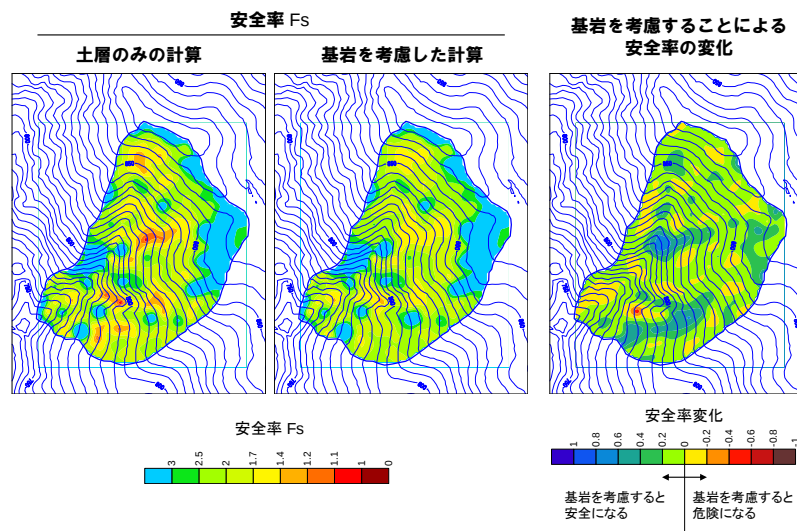


図-22 基岩水文過程の考慮の有無による斜面安全率の違い (7/9 5:00 降雨開始直前)

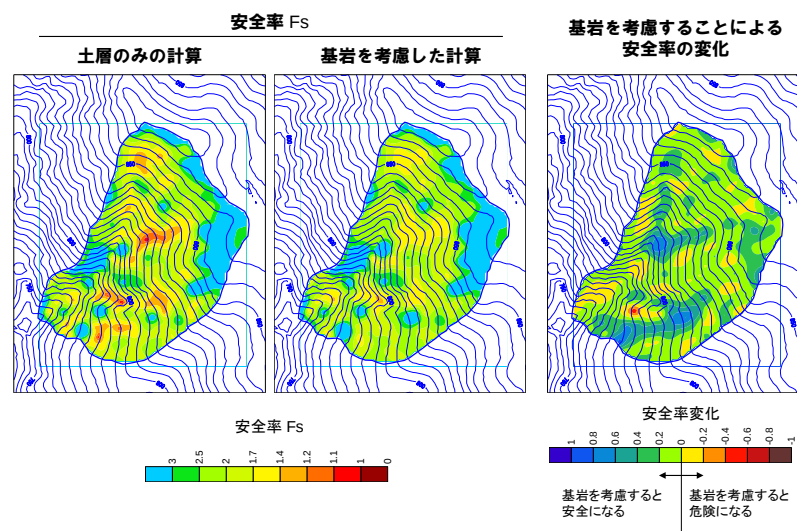


図-23 基岩水文過程の考慮の有無による斜面安全率の違い (7/9 14:00 最初の小ピーク)

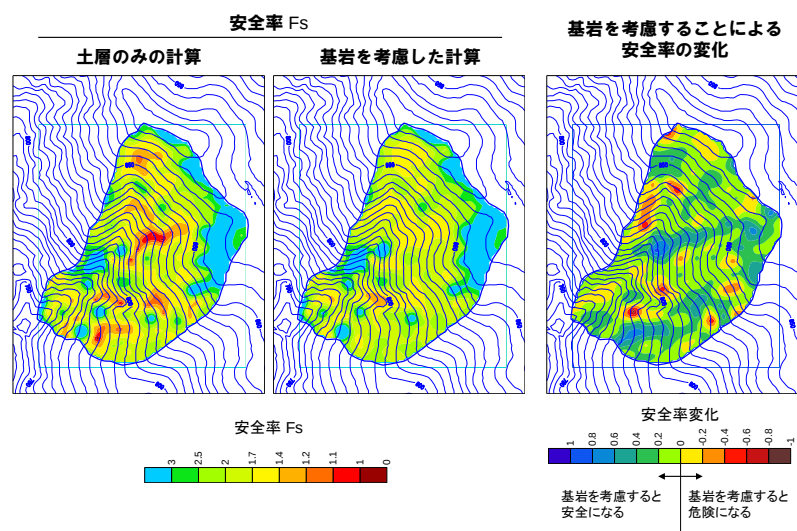


図-24 基岩水文過程の考慮の有無による斜面安全率の違い (7/9 18:00 一回目の降雨ピーク)

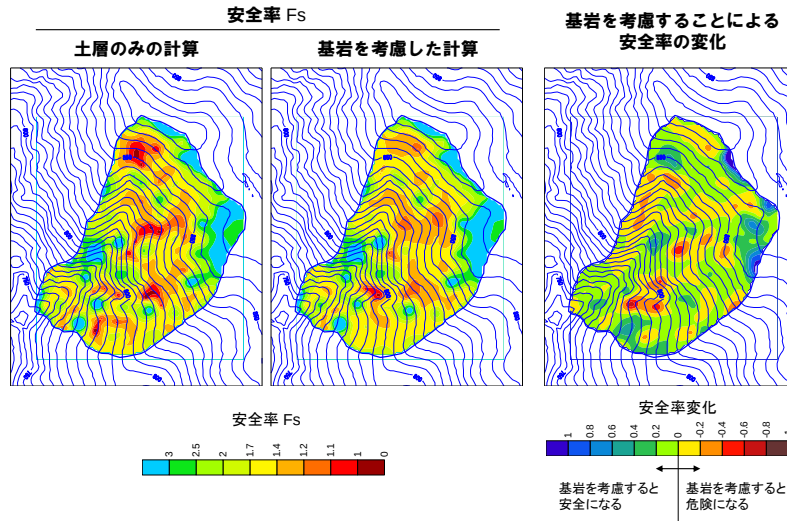


図-25 基岩水文過程の考慮の有無による斜面安全率の違い（7/9 21:00 二回目の降雨ピーク）

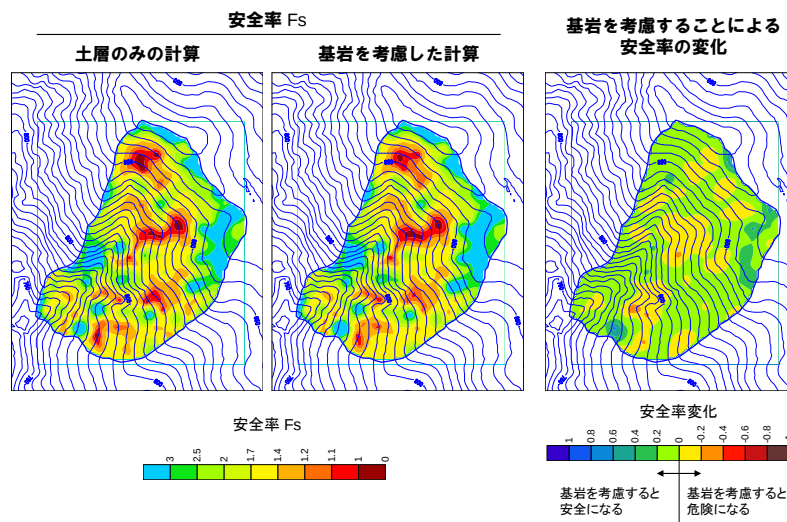


図-26 基岩水文過程の考慮の有無による斜面安全率の違い（7/10 5:00 降雨終了後6時間後）

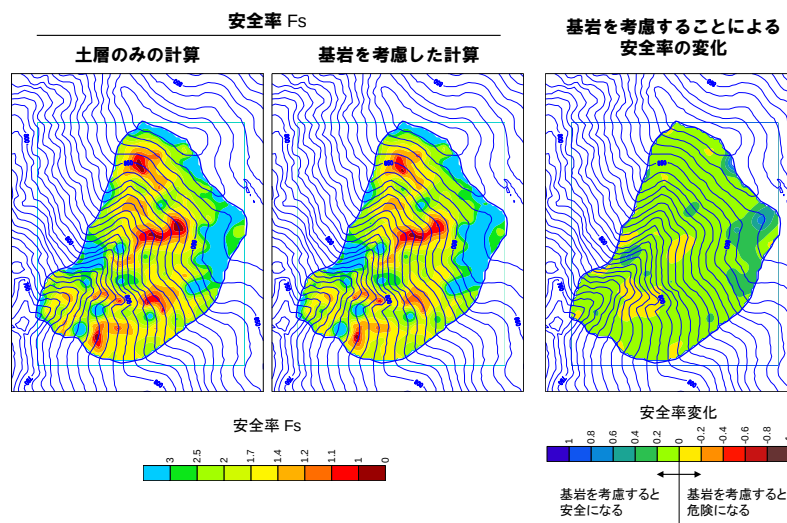


図-27 基岩水文過程の考慮の有無による斜面安全率の違い（7/11 0:00 降雨終了後25時間後）

値で代用した。計算開始から解析期間直前までの積算雨量は 374.2 mm と大きく、初期条件が計算結果に与える影響は無視できた。高精度化モデルを用いた降雨浸透流出数値シミュレーションでは、基岩内部の水文プロセスを考慮する場合と、基岩浸透を考慮せず雨水流動が土層内でのみ起きる場合について計算を行った。

図-22～27 には、昭和 42 年災害時の各時刻における安全率  $F_s$  の計算結果を示した。土層のみで雨水流動が起きる場合と基岩水文プロセスを考慮した場合それぞれの結果と、両者  $F_s$  の差を表示している。

7/9 5:00（降雨開始直前；図-22）には、土層のみの計算では、基岩を考慮した計算と異なり、地形上の谷部で安全率が低い傾向がある。基岩を考慮した計算では、下流側の左岸斜面で、土層のみの計算よりも安全率が低くなっていた。

7/9 14:00（最初の小ピーク；図-23）には、土層のみの計算で安全率に若干の低下が見られるが、大きな変化は生じていなかった。

7/9 18:00（一回目の降雨ピーク；図-24）になると、土層のみの計算で安全率において、地形の谷部で安全率の大きな低下が見られた。一方、基岩を考慮した計算では、谷壁斜面部で、安全率の低下が見られた。この結果、両者の安全率の差がより明瞭になった。地形上の谷部では、土層のみの計算の方が安全率が低く、谷壁斜面部の一部では、逆に基岩を考慮した計算の方が安全率が低くなった。

7/9 21:00（二回目の降雨ピーク；図-25）になると、土層のみの計算だけでなく基岩を考慮した計算でも、大幅な安全率の低下が算出されるようになった。この結果、基岩を考慮した計算において安全率が低くなる領域が拡大した。

7/10 5:00（降雨終了後 6 時間後；図-26）になると、土層のみの計算では安全率の上昇（回復）が始まっている部位が目立つが、基岩を考慮した計算では広い範囲において安全率が低下を続けていた。

7/11 0:00（降雨終了後 25 時間後；図-27）には、土層のみの計算と基岩を考慮した計算の安全率分布は比較的似ており、両者の間の差は小さくなった。

以上の結果をまとめると、土層のみの計算の場合は、地形の谷部を中心に比較的早いタイミングで安全率の低下が発生する。一方、基岩を考慮した計算では、地形による集水性が低い谷壁斜面の一部で安全率が大きく低下した。また、低下のタイミングは、土層のみの計算に比べて遅れる傾向が見られた。両者の間に見られるこのような違いによって、例えば図-25 に示されているように、安全率の空間分布には大きな違いが生じた。

以上の結果から、西おたふく山流域では、主要な水文プロセスとなっている基岩浸透を考慮せず、土層内のみで雨水流動を追跡計算した結果を基に表層崩壊予測を行った場合には、崩壊発生時刻や発生箇所には大きな誤差が生ずることになるといえる。

#### （５）結論

六甲山山頂に近い西おたふく山流域において水文観測を実施し、多量の雨水が基岩内に浸透している実態を定量的に把握した。ここでは、基岩に浸透した雨水は斜面の内部に不均質に分布する地下水帯に貯留され、非常に大きな時間遅れを伴って流出する実態が明らかとなった。さらに、基岩地下水は単なる損失項となるのではなく、面積 2.1 ha の源頭部流域の末端で湧水し、土層内地下水や流出の涵養源となっていることが判明した。このことから、基岩地下水が表層崩壊や土石流といった六甲山地における土砂災害発生と深く結びついていることが示された。

表層崩壊発生予測物理モデルの高精度化においては、西おたふく山流域のみでなく、別途観測データを整理した杣谷流域にも着目した。杣谷流域は西おたふく山流域と非常に対称的な流出ハイドログラフを示し、洪水流量が多く基底流量が少なくなっていた。このことから、杣谷流域においては、基岩地下水の果たす役割が小さいことが考えられた。このような流域では、土層内の雨水流動のみに着目した物理水文モデルによって降雨流出現象を良好に再現できることが示されたが、この場合は土層厚の高精度計測が重要なファクターとなることが明らかになった。すなわち、格子間隔 10 m の計測で得られた土層厚分布では、流域の谷や尾根部にある特異点（局所的に厚いもしくは薄い土層厚を示す地点）を把握することができず、地下水位の発生予測に大きな誤差を生ずる可能性があることが示された。さらに、土層厚の違いは表層崩壊に対する安全率の予測値に大きな影響を及ぼすことも明らかとなった。以上の様に、基岩水文プロセスの影響が少ない流域では、土層厚の計測精度を向上させることが、表層崩壊予測の精度向上において不可欠であるとの結論が得られた。

一方、基岩水文プロセスの寄与が大きい西おたふく山流域では、土層内の雨水流動のみを扱った物理水文モデルでは、表層崩壊発生時刻や発生箇所の予測に大きな誤差が生ずることが示された。具体的に

は、土層のみの計算の場合は、地形の谷部を中心に比較的早いタイミングで安全率が低下するが、基岩を考慮した計算では、地形による集水性が低い谷壁斜面の一部で安全率が大きく低下した。また、安全率低下のタイミングは、基岩を考慮した計算において、土層のみの計算に比べて遅れる傾向が見られた。両者の間に見られるこのような違いによって、安全率の空間分布には大きな違いが生じた。

#### ⑦今後の課題・展望

本研究の成果を六甲山全体に適用していく際に、杣谷流域のように基岩浸透が無視できる流域の方が多いか、西おたふく山流域のように基岩浸透が無視できない流域の方が多いか、という点を明らかにしていく必要がある。近年、実用化もされつつある「物理水文モデルに基づく土砂災害危険度予測システム」の多くでは、土層内の雨水流動のみが扱われ、基岩を介した水文プロセスは特に考慮されていない。このようなシステムによる昭和 42 年災害の再現結果を見ると、崩壊発生・非発生の適中率は通常 9 割以上であるが、実際に崩壊が発生した斜面を予測できている割合（崩壊地の捕捉率）は 6 割程度にとどまっている。つまり、六甲山の全体の 3 分の 1 の表層崩壊地は予測できていないことを示している。さらに結果を詳しく見ると、予測できていない崩壊地は、地形上の集水面積が小さな谷壁エリアに集中していることが多い。このことは、六甲山における多くの表層崩壊の発生に、基岩水文プロセスが関与していることを示唆している。

さらに、芦屋川、住吉川、都賀川など、六甲山から流下する主要な河川の流出ハイドログラフは、基底流量が豊富で大きな季節変動を示しており、西おたふく山流域のハイドログラフと非常によく似た傾向を持つ。このことから、六甲山の多くの流域において、基岩水文プロセスの寄与が非常に大きいことが推察される。

以上のことから、六甲山においては、観測に基づく基岩水文プロセスの解明と、そのプロセスを取り込んだ降雨流出モデルの更なる高精度化が、土砂災害の予測精度を向上させる上で重要になると考えられる。