

# 山地斜面における 岩盤内と表層地下水の変動特性に関する研究

## CHARACTERISTICS OF GROUNDWATER LEVEL VARIATION IN SUBSURFACE AND BEDROCK LAYERS ON MOUNTAINOUS SLOPE

笹谷慎之介<sup>1</sup>・内田龍彦<sup>2</sup>・井上卓也<sup>3</sup>・鳩野美佐子<sup>3</sup>・梶昭仁<sup>4</sup>・小森潤二<sup>4</sup>  
宮田英樹<sup>5</sup>・海堀正博<sup>6</sup>

Shinnosuke SASATANI, Tatsuhiko UCHIDA, Takuya INOUE, Misako HATONO, Akihito KAJI,  
Junji KOMORI, Hideki MITATA and Masahiro KAIBORI

<sup>1</sup>和歌山県海草振興局建設部海南工事事務所 (〒640-8585 海南市南赤坂19)

E-mail: sasani\_s0001@pref.wakayama.lg.jp

<sup>2</sup>広島大学大学院 先進理工系科学研究科社会基盤環境工学プログラム (東広島市鏡山1-4-1)

E-mail: utida@hiroshima-u.ac.jp

<sup>3</sup>広島大学大学院 先進理工系科学研究科社会基盤環境工学プログラム (同上)

<sup>4</sup>株式会社東京建設コンサルタント関西本社

(〒530-0042 大阪府大阪市北区天満橋1-8-63 トークン大阪ビル)

<sup>5</sup>株式会社東京建設コンサルタント 中国支社 (〒732-0842 広島市南区的場町 1-3-6 広島の場ビル)

<sup>6</sup>広島大学 防災・減災研究センター (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)

**Key Words:** bedrock layers, effective rainfall, correlation coefficient, total lag time, ground water level

### 1. 序論

近年、土石流やそれに伴う多量の土砂供給による河道の土砂・洪水氾濫が甚大な被害を引き起こす例が頻発しており、対策を行うためにはこれらのきっかけとなる山地での地下水の挙動を明らかにする必要がある。

土石流危険度の高い花崗岩類の地質の斜面では表層真砂土層の下に、風化の進んだ砂礫層、節理のある岩盤層が存在することが知られている<sup>1)</sup>。土層で起こるパイプ流については多くの研究が行われており<sup>2)</sup>。例えば寺尾ら<sup>3)</sup>は広島県広島市安佐北区可部町に位置する高松山における観測及び実験でパイプ流による土層下方からの湿潤や圧力上昇を確認した。また、数値計算モデルによるパイプ流が土層に与える影響の評価手法の開発<sup>4)</sup>など、理論的な研究も行われている。岩盤と地下水に着目して実施されたアメリカオレゴン州で行われた臭素をトレーサーとした人工降雨実験<sup>5)</sup>では、トレーサーのピーク速度が無傷の岩盤の飽和透水係数を超える速度( $10^{-3}$ (m/s))で観測され、この原因が岩盤内の亀裂によるものであると明らかにされた。この研究から山体地下水の変動において岩盤が重大な役割を担っていると考えられる。これ

まで小杉ら<sup>6)</sup>等により、土石流危険度評指標である実効雨量を基に岩盤内地下水位変動の特徴を抽出し、深層崩壊予測への応用が検討されてきている。また、Abeら<sup>7)</sup>は花崗岩類の地質の流域において、岩盤地下水位が流出特性に与える影響を検討している。しかし、土石流発生危険度に重要な表層地下水位や土壌水分に影響を与える岩盤地下水位変動について検討した例は少ない。小橋ら<sup>8)</sup>は高松山を対象とし、斜面や表層崩壊が起こった源頭部周辺で地下水位、体積含水率、温度の観測を実施し、西日本豪雨時に源頭部直上の地点にて地下水位上昇とともに急激な温度の低下を確認した。この現象は温度の低い岩盤内地下水が下から噴出したことが原因であり、岩盤内地下水位上昇によって表面土砂を不安定化させることから、西日本豪雨のような緩勾配斜面を含めた同時多発的な土石流を発生させたと考えられた。しかし、岩盤内地下水位については計測しておらず、土石流崩壊危険度の高い斜面における岩盤地下水位変動の実態と岩盤内地下水位が表層地下水位の挙動に与える影響については明らかとなっていない。

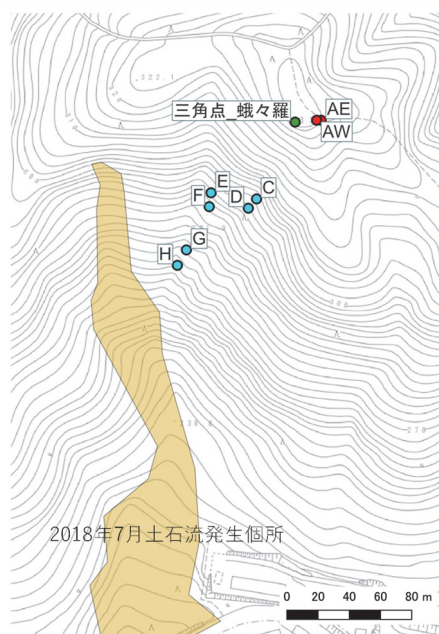
そこで本研究では山地斜面における表層地下水位と合わせて、山頂付近のボーリング孔内の地下水位を計測し、表面地下水位と岩盤内地下水位の降雨に対する挙動特性、

特に変動の時間スケールや降雨に対する反応の遅れ時間、応答の特性を明らかにすることを目的とする。

## 2. 現地観測

### (1) 現地観測の概要

2018年の西日本豪雨時に対象斜面付近で大規模な土石流が発生した、広島県東広島市鏡山2丁目に位置するがら山において2021年7月～12月の6か月間現地観測を実施した。観測地点を図-1に、各地点の水位計設置深さを図-1の表に示す。各地点では応用地質製S&DLmini水位計を用い、水位・温度の観測を2分間隔で行っている。岩盤内地下水位観測地点として山頂付近に2地点(AE, AW)、表層地下水位観測地点として斜面中腹に6地点(C～H)を設けた。岩盤内地下水位の観測はボーリング孔内に塩ビ管を入れてその中に水位計を設置し、表層地下水位の観測は地盤に直接貫入した塩ビ管内に水位計を設置して行った。塩ビ管は図-1の表の集水深さで水が管内に入るように穴をあけている。取水E以外の表層地下水位観測点5地点は同一の落水線上の地下水を縦断的に観測できるように設置しており、Eは周辺の地形が谷のようになっている地点である。観測斜面は湿潤でパイプ痕と思われる孔が数多くある。



	地表面標高(m)	水位計設置深度(m)	集水深さ(m)
AE	329.56	49.33	32～40
AW	329.92	26.70	22.8～26.8
C	303.80	0.23	0～0.33
D	300.36	0.63	0～0.71
E	295.81	1.51	0～1.60
F	291.52	0.79	0～1.56
G	282.28	0.74	0～0.94
H	278.17	0.35	0～0.67

### (2) 観測結果

#### a) 降雨

東広島市における2021年の1時間雨量を図-2に示す。データは広島大学総合科学部A棟屋上において雨量等を10分間隔で観測しているHIRODAS2<sup>9)</sup>を使用した。観測期間の総降雨量は1944mm、最大時間雨量は8/13 10:00の43.5mm/hであった。7月まではほぼ一定のペースで降雨が発生し、7月以降は一部の降雨を除き無降雨期間が目立った。無降雨期間24時間で降雨イベントを分類した際に特徴的であったのは7/7～7/9と8/9～8/15のイベントである。

図-3、図-4に7月・8月イベント時の10分間雨量を示す。それぞれの降雨継続時間と総降水量は順に7/7 12:40～7/9 18:40の54時間で270mm、8/11 19:00～8/15 5:30の82.5時間で424.5mmであった。7月、8月イベントの雨量ピークはそれぞれ、7/8 5:50の10.5(mm/10min)で降雨開始からの累積雨量が142mmの時、8/13 9:30の11(mm/10min)で降雨開始からの累積雨量が175mmの時であった。7月イベントの最大3時間雨量は118mmであるのに対し8月イベントでは62.5mmとなっており、およそ2倍の差がある。このことから7月イベントは短期集中的なイベントであったといえ、8月イベントは降雨継続時間や総降水量から長期間で多量の雨が降ったイベントであったといえる。

#### b) 水位

図-5に岩盤内地下水位観測点であるAE,AWと表層地

図-1 観測地点と各地点の設置条件

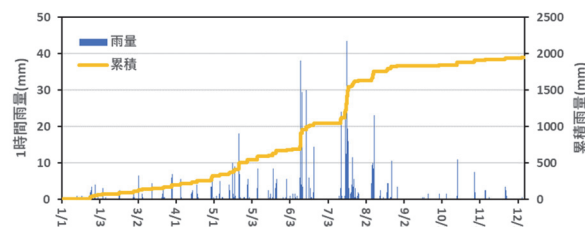


図-2 東広島市における2021年の1時間雨量

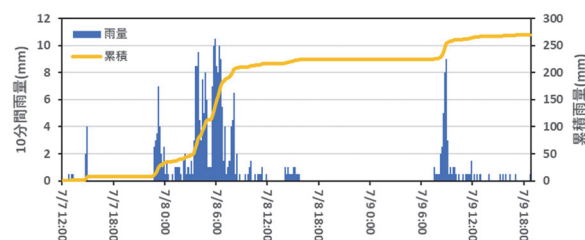


図-3 7月イベント時の10分間雨量

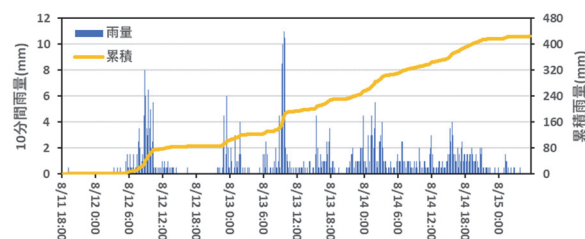


図-4 8月イベント時の10分間雨量

下水位観測点であるD, Eの7~12月の観測結果を示す。水位は地表面を基準としており、データが途切れている部分は欠測である。AWでは降雨ごとの水位変化はほぼ見られず、DやEと比べて明らかに長い時間スケールと大きい幅で変動をしていることがわかる。設置深度が大きいことから温度は14.5°Cでほぼ一定であり、地表の温度変化とは無関係である。これらのAWの特徴をAEは有するが、AEでは7月、8月イベントの際に短期的な水位変動(以下、急変動)が起きており、強い降雨時に岩盤内地下水水位が短い時間スケールで変動することが分かった。特に7月イベント時には約2.1mもの水位変動が上昇2.7時間・減衰51.5時間の計54.2時間で起きており、これは年間の水位変動と比べて極端に短い時間スケールでの現象となっている。なお、図-1の表の集水深さの通り表層からはパイプに入らないこと、集水面積に対して水位上昇量のボリュームが大きいこと、表面集水が落下であれば遅れ時間が他の表面地下水より長いことから、表流水が流れ込んだ影響については小さいと考えられる。AEからわずか3mしか離れていないAWでは同様の急変動が観測されなかったことから、AEの圧力変動がAWに伝わっておらず、岩盤内の亀裂構造が直接繋がっていないと考えられ、岩盤内の亀裂構造が複雑であることが分かる。

D, Eでは降雨に対応して温度や水位が変化しており、Dでは降雨時にのみ水位が設置深度以上まで上昇し、Eでは降雨後に水位が減衰しつつも降雨時には水位が上昇するような反応となった。Dの地表付近の温度と気温の関係が10/16付近を境に逆転することから、それ以前では表層地下水の温度が降雨に対応して上昇し、それ以降では降雨に対応して低下するという反応を示している。また、Eの水位変動特性がDのように小さな降雨イベントに対応したものではなく、AE, AWのように比較的大きな時間スケールに対応するのは、設置深度が大きく、Dよりも地盤の透水性が小さいことに加え、Eが集水地形であり周囲の地下水が時間をかけて集まってくることによるものと考えられる。夏季には表層地下水の温度は、降雨浸透は地表面付近の熱量を地下に輸送するため温度上昇を起こすが、低い温度の岩盤地下水水位の上昇は温度低下を引き起こすと考えられる。例えば、8/13のEでは急激な水位上昇の際に、温度が低下したあとに上昇しているのは、温度が低い地下水水位が表層にまで上昇したあとに温度が高い表面流が集まっていると考えられ興味深い。

### 3. 実効雨量を用いた水位変動の検討

#### (1) 実効雨量の定義と時間成分

土石流危険度などでは、短時間降雨と長時間降雨の組み合わせで評価される<sup>10),11),12)</sup>。本研究では、各地点水位変動の降雨に対する反応や遅れを統一的に評価するため

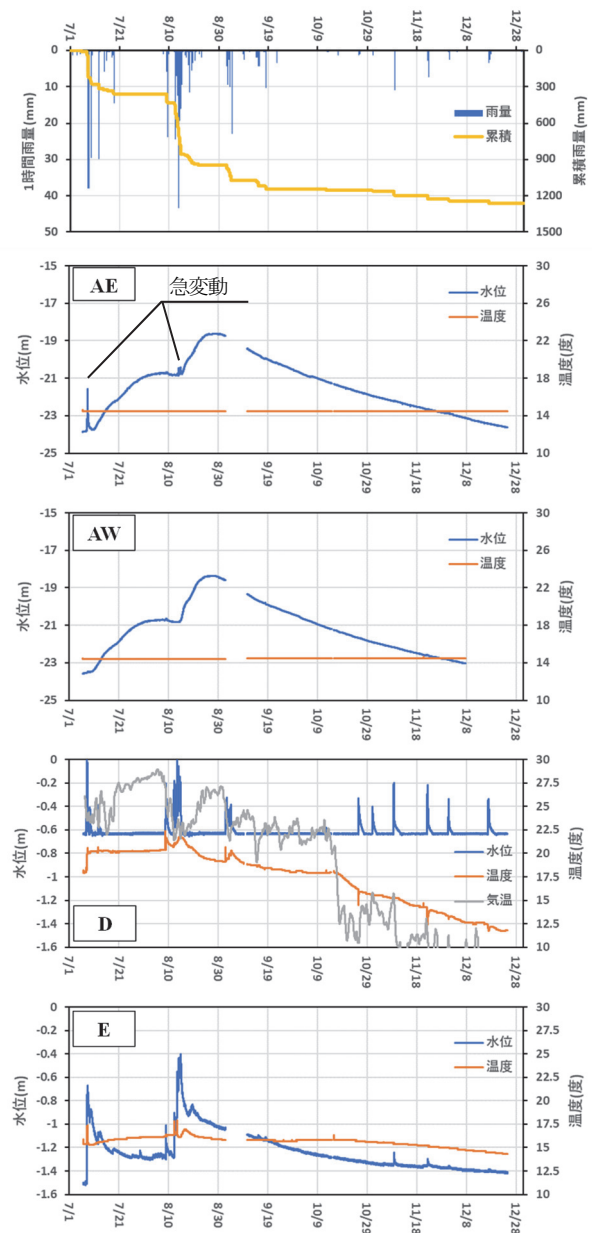


図-5 水位と温度変化

に土中の水分量との関連が良い実効雨量を導入し、水位変動の検討を行う。実効雨量は以下の式で表される。

$$D(t) = R(t) \cdot \Delta t + \alpha \cdot D(t - \Delta t) \quad (1)$$

$$\alpha = 0.5^{\Delta t/T} \quad (2)$$

ここで、 $D(t)$  : 時刻 $t$ での実効雨量、 $R(t)$  : 時刻 $t$ での雨量、 $\alpha$  : 逓減係数、 $T$  : 半減期、 $\Delta t$  : 10minである。

図-6は雨量と半減期 $T$ の異なる実効雨量の関係を示しており、それぞれの実効雨量は比較のためその期間最大値で割って高さを1に揃えている。式(1)の第二項は半減期 $T$ の実効降雨量の減衰項であり、実効降雨は移動平均と同様の性質をもつ。即ち、実効降雨の波形は、半減期が大きくなる雨量波形から遅れつつ、高周波成分が除去され平滑化される性質をもつことが確認できる。このよ

うな性質を持つ半減期ごとの実効雨量と水位を比較することで水位変動の検討を行う。

### (2) 半減期と遅れ時間による相関係数の変化の計算

各地点7～12月の水位データと2018/1/1～2022/1/6の雨量データを用いて、実効雨量の半減期と実効雨量に対する水位の遅れ時間による、実効雨量と水位の相関係数の変化を計算した。水位データは水位計が水中にある期間のみを抽出し、雨量データにはHIRODAS2<sup>9)</sup>を使用した。雨量データの期間を長くとしているのは、半減期に対して十分長い助走期間を確保することで実効雨量を正しく計算するためである。遅れ時間のオーダーの関係上、岩盤内地下水位の計算には10分間雨量を用い、表層地下水位の計算では10分間雨量から線形補間で作成した1分間雨量を用いた。

雨量から半減期の異なる実効雨量を計算し、それぞれの実効雨量と水位の相関係数を求めた。また、実効雨量に対する水位の異なる遅れ時間での相関係数も計算した。T=0のとき、式(2)から $\alpha=0$ であり、式(1)から実効雨量は雨量そのものとした。

### (3) 計算結果

横軸を実効雨量の半減期(Half-life(h))、縦軸を実効雨量に対する水位の遅れ時間(Delay(day,h))とした相関係数の変化を図-7に示す。AE, AWの結果がほぼ同じであったため、ここではスペースの都合上、AE, D, Eの結果のみ示している。AEのみ縦軸が日単位となっていることから分かるように、岩盤内地下水における遅れ時間は表層のものとは比べてかなり大きい。これは地表に降った雨が浸透する必要がある深さが深く、地下水面までの透水性も低いためであると考えられる。表層では集水地形であるEの遅れ時間が大きく、水位が反応するまでに時間がかかっていることがわかる。半減期については降雨ごとに水位の波形が独立していたDはT=0～20時間程度の狭い範囲、水位の減衰に時間がかかっていたEはT=0～3000時間程度の範囲、岩盤内地下水位のAEはTがおおよそ250時間以上の範囲でそれぞれ相関係数の高い部分(半減期1000h・遅れ時間5dayと、半減期3500h・遅れ時間-15day)がみられた。また、AEでは相関係数の高い部分が2か所あるが、これは半減期が長くなることで実効雨量の波形が変化し相関係数が高くなる時の水位波形との位置関係が変化したためである。

### (4) 実質遅れ時間

図-7では相関係数の高い範囲が遅れ時間の負側に偏っており、実効雨量よりも先に水位の方が変化しているという物理的には考えにくい状態のように見える。これは図-6の実効雨量の波形の重心を見れば分かるように、実効降雨が半減期が長くなるほど降雨に対して遅れを持つためであり、降雨に対する水位の遅れを検討するために

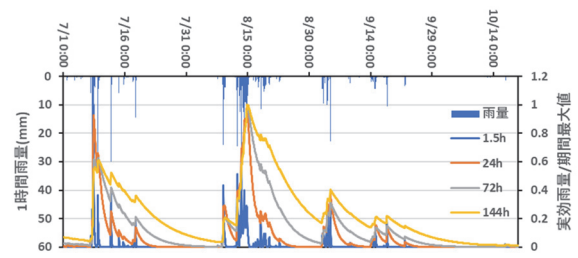
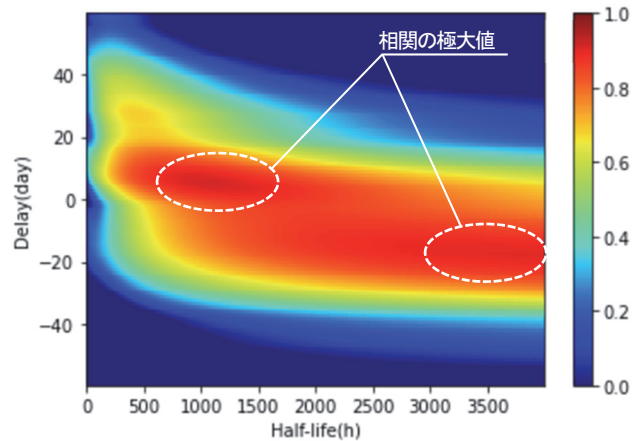
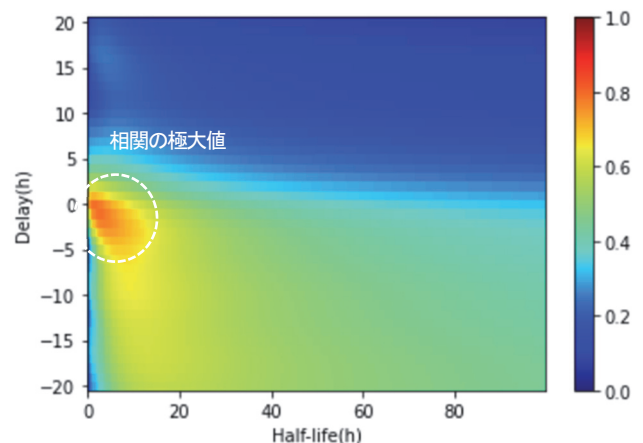


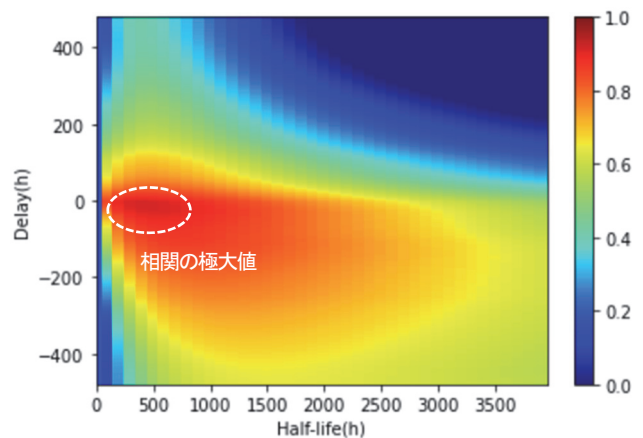
図-6 雨量と種々の半減期の実効雨量 (D)



(a) AEの計算結果



(b) Dの計算結果



(c) Eの計算結果

図-7 半減期と遅れ時間による相関係数の変化

表-1 地点ごとの実質遅れ時間計算結果

	半減期(h)	実効雨量に対する水位の遅れ時間	相関係数	実効雨量の時間成分	実質遅れ時間
AE	1074.0	137(h)	0.9164	197(h)	334(h)
AW	1056.5	119(h)	0.9106	192(h)	311(h)
C	1.0	-13(min)	0.8243	33(min)	20(min)
D	2.0	-27(min)	0.8026	61(min)	34(min)
E	424.0	-522(min)	0.9180	2591(min)	2069(min)
G	11.5	-91(min)	0.4570	264(min)	173(min)

は実効雨量自体の遅れ時間を考慮する必要がある。そこで、各地点での実効降雨と水位波形の相関係数変化の結果(図-7)から、最も相関係数が高い実効雨量の半減期と実効雨量に対する水位の遅れ時間の組み合わせを求め、その半減期の実効雨量の実降雨に対する遅れ時間を求めた。そして、これらの遅れ時間を足し合わせ、実質遅れ時間(降雨に対する水位の遅れ時間あるいは降雨に対して水位が反応するまでの時間)を定義した。

地点ごとの結果を表-1に示す。F, Hは計測トラブルのため欠測としている。岩盤内地下水の長い半減期から表層に比べ水位変動の時間スケールが大きいことがわかる。表層において実効雨量に対する水位の遅れ時間が負であったのに対し実質遅れ時間ではそれらが正になっていることから、降雨に反応して水位が変化する時間的遅れを表現できていることがわかる。実質遅れ時間に占める実効雨量の時間成分の割合から、その影響が大きいといえる。また、実質遅れ時間が岩盤内では300時間以上であるのに対して表層では20~2069分程度であることから、それぞれの降雨に対する反応速度の違いがわかる。

図-8に各地点の半減期と実質遅れ時間の関係を対数軸で示す。7~12月の計算結果とともに7月のAEで観測された急変動について同様の計算を行った結果も示している。AEの急変動の算出には、短期反応成分を抽出するために、水位波形から実効雨量時間スケールの1/100の時間(10.74時間)となる移動平均水位波形を引いたものを短時間水位変化波形とし、降雨波形との相関が最大となる実効雨量の半減期と実質遅れ時間を同様に求めた。このグラフから、急変動以外の点は岩盤内・表層でその構造が異なるにも関わらず半減期と実質遅れ時間の間には強い正の相関があることがわかる。ただし、急変動については半減期が表層で最も短いCよりも短く、実質遅れ時間は表層のG程度となっている。このことから岩盤内地下水が降雨時に表層並みの反応速度で、表層よりも早く減衰するような水位変動をすることがあるといえる。また各地点集水深さの中心位置を用いて深さと半減期、深さと実質遅れ時間の関係を図-9、図-10に示す。雨水浸透速度のオーダーがどの程度かを分かりやすくするために図-10には同じ浸透速度となる集水深さ中心と実質遅れ時間の組み合わせを破線で示してある。これらのグラフから、深さと半減期、深さと実質遅れ時間の関係は

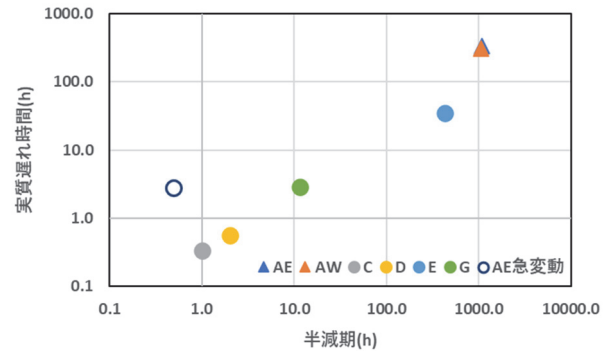


図-8 半減期と実質遅れ時間の関係

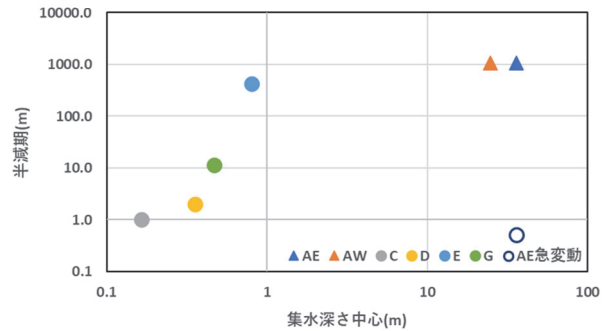


図-9 深さと半減期の関係

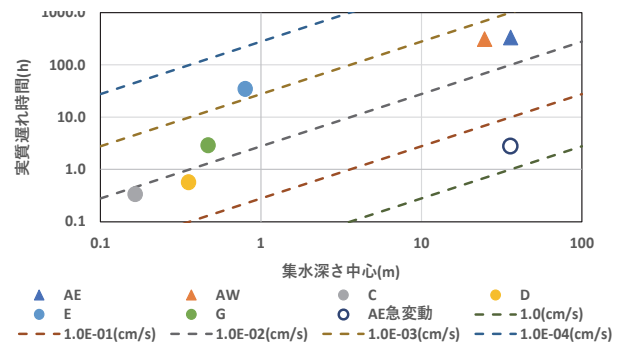


図-10 深さと実質遅れ時間の関係

同じような関係にあり表層と岩盤内でその変化の傾向が異なることがわかる。図-10から表層内での傾向が深さの増加とともに浸透速度が低下するような傾向であることがわかる。表層内であるEが岩盤内であるAE, AWよりも浸透速度が小さくなっているのはEに周囲の表層地下水が集まることで減衰が遅れ、実質遅れ時間が大きくなったことによるものと考えられる。これらのグラフで

も急変動の点のみが他の点と異なる傾向にあることから、この現象が通常の水位変動とは異なるメカニズムによるものであると考えられる。遅れ時間、深さの割に実効雨量の半減期が極端に小さいことは、降雨波形が減衰せずに深い岩盤内地下水に到達することを示しており、岩盤内地下水に到達するパイプ流<sup>2)</sup>のような水の流路が存在すると考えられる。AEの水位が7月イベント時に大きな反応を示し8月イベント時にはそれほど大きな反応を示さなかったことから、7月イベントの特徴であった短時間降水量がこの現象に強く関係していると考えられる。すなわち、パイプ流を起こす主流路には開放部が多くあるために、このような流れの発生は強い降雨強度の際によって、十分な水量が流れることがこのような短い波形の岩盤地下水水位変動の発生条件のように思える。また、AWでは急変動が観測されなかったことからこの現象の発生は岩盤内の亀裂構造に依存し、発生条件は場所ごとに異なる。この点については、ボーリング孔を増やしたため、降雨との関係をさらに検討したい。

#### 4. 結論

豪雨時の土石流の原因となる表層地下水水位の水位変化は、地表面流の集中と岩盤内地下水水位の上昇の両方が存在することを観測水位と温度変化から明らかにした。表層地下水水位と岩盤内地下水水位では変動の時間スケールや降雨に対する反応の遅れ時間で大きな違いが見られた。これらの違いは水位との相関が最も高くなる実効雨量によって説明でき、変動の時間スケールの違いは実効雨量の半減期で、降雨に対する反応の遅れ時間の違いは実質遅れ時間で表現できることを示した。また、表層・岩盤内に関わらず地点ごとの半減期と実質遅れ時間の間には一定の関係があり、これらと深さとの関係は表層・岩盤内で傾向が変化することを示した。深さとの関係が表層・岩盤内で異なるのは透水性の違いによるものであると考えられる。さらに、岩盤内地下水水位には、強い短時間降雨時にのみ現れる急変動成分があることを観測から示した。この急変動成分の半減期と実質遅れ時間の関係は通常の変動とは異なり、遅れ時間と深さの割に半減期が極端に短くなっている。この急変動成分は降雨波形が減衰せずに深い岩盤内地下水に到達するため、岩盤内地下水に到達するパイプ流のような水の流路が存在することを示唆した。この発生条件などは、岩盤内の亀裂構造に依存すると考えられるが、その点については課題が残されている。豪雨時にはこのような岩盤内地下水水位の急変動が発生し、表層内の水位変動と合わさることで表層だけを考える場合よりも激しく斜面の不安定化が起こる可能性があり、西日本豪雨のような同時多発的な土石流

の発生メカニズムの解明と予測に繋がる。また、豪雨時に降雨が短時間で表面流出するか、岩盤内地下水として涵養されたのちに基底流出成分として緩やかに流出するかが変化することを示しており、洪水予測のための流出解析においても重要な点であると考えられる。今後、観測を続け、さらなる機構解明をする必要がある。

#### 参考文献

- 1) 千木良雅弘：群発する崩壊 花崗岩と火砕流，近未来社，2002.
- 2) 内田太郎，小杉賢一郎，大手信人，水山高久：パイプ流が斜面安定に与える影響，水文・水資源学会誌，9巻4号，pp. 330-339，1996.
- 3) 寺尾晃平，内田龍彦，梶昭仁，宮田英樹，河原能久：土砂災害危険区域の林地斜面における降雨の浸透過程の解明，河川技術論文集，第24巻，pp. 439-444，2018.
- 4) 堤大三，宮崎俊彦，藤田正治，Roy C.SIDLE：パイプ流に関する数値計算モデルと人工斜面実験による検証，砂防学会誌，58巻1号，pp. 20-30，2005.
- 5) Anderson S.P., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Torres, R., Conrad, M.E., Loague, K.: Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment, *Water Resources Research* 33(12): 2637-2653, 1997.
- 6) 小杉賢一郎，藤本将光，山川陽祐，正岡直也，糸数哲，水山高久，木下篤彦：山体基岩内部の地下水水位変動を解析するための実効雨量に基づく関数モデル，砂防学会誌，66巻4号，pp. 21-32，2013.
- 7) Abe, Y., Uchiyama, Y., Saito, M., Ohira, M., Yokoyama, T.: Effects of Bedrock Groundwater Dynamics on Runoff Generation: A Case Study on Granodiorite Headwater Catchments, Western Tanzawa Mountains, Japan, *Hydrological Research Letters* 14 (1): 62-67, 2020.
- 8) 小橋力也，北真人，内田龍彦，梶昭仁，宮田英樹，河原能久：土石流危険度予測のための源頭部における豪雨時の雨水浸透過程に関する研究，河川技術論文集，第25巻，pp. 669-674，2019.
- 9) HIRODAS2,  
<https://home.hiroshima-u.ac.jp/yokoiv/HIRODAS2.html>
- 10) 土砂災害警戒情報・大雨警報（土砂災害）の危険度分布，国土交通省気象庁知識・解説，  
<https://www.jma.go.jp/jma/menu/menuknowledge.html>
- 11) Nakai, S., Sasaki, S., Kaibori, M. and Moriwaki, T.: Rainfall index for warning and evacuation against sediment-related disaster: reexamination of rainfall index Rf and proposal of R', *Soils and Foundations*, Vol. 46, pp. 465-475, 2006.
- 12) 小橋力也，北真人，内田龍彦，河原能久：平成30年7月豪雨時の土石流発生率の評価に対する雨量指標R'の適応性の検討，土木学会論文集B1（水工学），Vol.75, No.1, pp.191-199，2019.

(2022. 5. 30 受付)