

## <話題提供>

### 地下流水音を用いた崩壊発生場所の予測について

独立行政法人・森林総合研究所 多田泰之

#### 1. はじめに

従来、雨水は土層を降下浸透し、不透水基盤へ到達すると基盤上で飽和帯が形成され、この飽和帯が拡大することで崩壊が生じると論じられてきた（例えば、沖村ら 1985・三森ら 1995）。この考え方でいくと崩壊は飽和帯の拡大する斜面の脚部または、地下水の集中する谷で発生することになる。また、地形が尾根型の斜面では崩壊は発生しないことになる。しかし、現実の表層崩壊は写真-1 に示すように集水面積のほとんどない分水界



写真-1 山地で発生する表層崩壊の例

付近で発生するものや、尾根型斜面で発生するものもある。一方、降雨と崩壊発生のタイミングについて考えると、崩壊は降雨強度のピーク付近で発生することが知られている。しかし、土層を均一と仮定した集水モデルによる数値計算では、計算で求めた崩壊時刻が現実の崩壊時刻よりも遅れることが指摘されている（平松ら 1990）。また、厳密に透水性・保水性を測定しても、浸透解析結果は現地観測データと一致しないことが経験的に知られている。これらの原因は、地下の不均一性とそれに起因する降水浸透プロセスを重要視して来なかったためと考えられている（例えば、多田ら 2002、堤ら 2005）。

崩壊発生場所を予測するためには、不均一性を考慮すべきであることは次の2枚の写真を見ても理解できる。例えば、崩壊地において写真-2 に示すような湧水がよく確認される（例えば、川口ら、1951）。また、写真-3 に示すように湧水は無くとも崩壊の滑落崖に水流が流れたと考えられるパイピングホールが観察される（例えば、太田ら 1981）。一方、崩壊の前兆現象としては、湧水の噴出・停止、濁りなどが知られている。このように、古くより水みちと崩壊現象には密接な関連性があると考えられている。しかし、現地において水みちの分布を効率よく検出できる手法がないため、水みちと崩壊の因果関係については不明の点が極めて多かった。

そこで、本稿では山地において簡便に水みちを調査する方法である地下流水音探査法について紹介する。また、崩壊位置と水みちの関係について考察し、水みちなどの不均一要素を適切に評価できれば、崩壊発生位置の予測精度を向上できること示す。なお、地下水の流れる音という馴染みが薄いですが、Pond, S. F. (1971)は、聴診器を用いて図-1に示す流域における地中パイプのネットワークを明らかにしている。また、わが国においても、江戸時代の井戸掘り職人が地面に耳を付け、地下水の流れる音から井戸の位置を決める様子が浮世絵に残っている。また、実際に特別な装置は無くとも崩壊の発生した場所近辺に見られる岩盤に直接耳を当てると地下水の流れる音を僅かに聞き取ることができる。一方、トレッキングの分野ではトレッキング用のステッキを地面へ突き刺し、ステッキのパイプ内を反響して聞こえてくる地下水の音を頼りに山頂で飲み水を探すそうである。本手法はこれらの知見を山腹斜面の地下水調査に応用したものである。

## 2. 地下流水音の性質とその探査

### 2.1 測定装置と測定方法

本稿では、水みち中を流れる水流の発する音を地下流水音と呼ぶ。地下流水音は水流の発する音のみではなく、その他の雑音もわずかに含む（風音、風の振動音、土・礫の摩擦音等）。しかし、測定を工夫することで雑音を抑え、地下水流の音を聴くことができる。以下、測定装置の仕



写真-2 崩壊地で見られる湧水(鳥取県林業試験場 小山敢氏提供)



写真-3 崩壊地で見られたパイピングホール

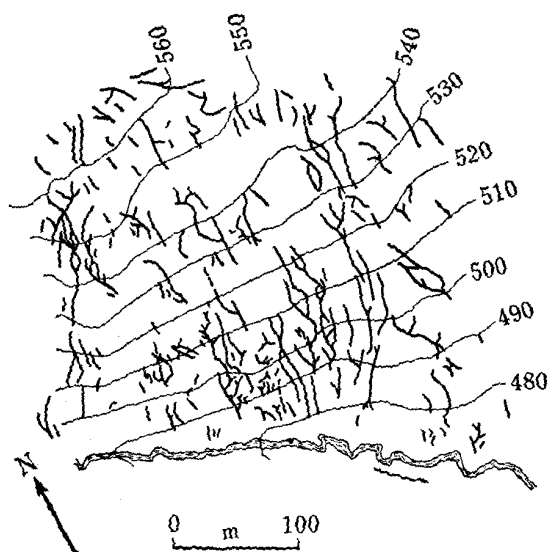


図-1 聴診器で探査した地中パイプのネットワーク

組みについてその概要を説明する。

地下流水音の測定装置を写真-4に、測定の様子を写真-5に示した。地下流水音の測定装置は、1) センサー、2) 測定器、3) ヘッドホン、4) 録音部で構成されている。各部の機能は次の通りである。

1) センサー : 風等の雑音を防ぐために、写真-4に示したφ0.8×10cmのステンレス棒をセンサーへ取り付け、これを地表面へ挿入し地下流水音を捉える。

2) 測定部 : 測定部は、センサーで捉えた地下流水音を増幅する増幅回路、風等の雑音を遮断するフィルター回路、地下流水音の音圧を指示するレベルメータからなる。フィルター回路はセンサーで捉えた流水音のうち特定の周波数帯の音のみを取り出せ、現場で発生する雑音に柔軟に対応できる。また、レベルメータによって、音の強弱を視覚的に判断できる。

3) ヘッドホン : センサーで捉えた地下流水音を測定部で設定した増幅率、周波数帯のものをリアルタイムで出力する。

4) レコーダ : 一般に市販されているボイスレコーダをヘッドホンと並列に繋ぎ、地下流水音を録音する。

地下流水音測定装置は、総重量 900g と非常に軽量であるだけでなく、最も大きい測定部のサイズは 17.5×7.0×10.5cm と小型で、山地の作業に十分利用できる。

## 2.2 地下流水音の性質

### 2.2.1 地下水流の発する音波

地下水流の発する音は「コロコロ」・「ボコボコ」・「ゴー」といった曝気音である。このような地下水流の音の発生メカニズムを調べるために、次のような実験を行った。白色の砂層へ蛍光染料で着色した水を給水し、砂層の飽和過程を水槽の側面からビデオで録画した。また、同時に砂表面には防水マイクを設置し、地下流水音を測定した。実験後、ビデオ画像と地下流水音の発生タイミングを照合した結果、次のような地下流水音の発生メカニズムが明らかとなった。

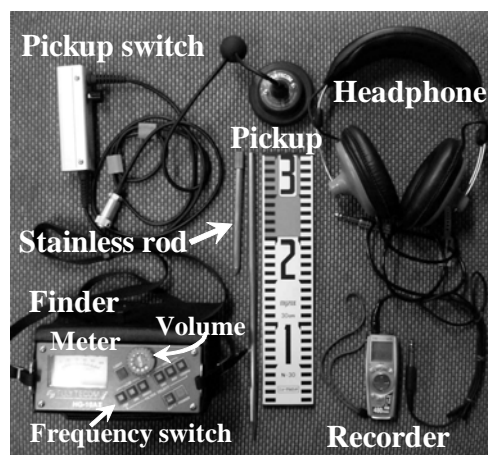


写真 - 4 地下流水音の測定装置



写真-5 地下流水音を測定している様子

図-2 は、ビデオ画像で確認された砂層中の水と空気の移動を模式的に表したものである。不飽和状態の砂層は、図-2(a)に示すように、土粒子間の空隙に空気と水が存在している。不飽和状態では土粒子間の小空隙に毛管水が吸着し、メニスカスができています。一方、空隙中央の大きい空隙には空気が存在している。ここへ図-2(a)に示すように①から水が浸入すると、土粒子間の空気は②へ押し出される。しかし、空気の抜け道には、土粒子間に吸着している毛管水でふたがされており、水が浸入するには空気が毛管水を押しわけなければならない。このとき、土粒子間の空隙に吸着されていた毛管水は空気によって押し出され、図-2(b)のように進行方向に水膜が形成される。そして、水が土粒子間の空隙を埋めると同時に割れる。この水膜が割れる瞬間に「ポコ」と気泡のはじける音が発生する。この気泡の音色には「コロ」・「ポコ」・「ボコ」など音の高さの異なるものがある。これは土粒子間の空隙の大きさによって、気泡のサイズが変わるためで、大きい気泡は低い音を、小さい気泡は高い音が発生する。このような大小さまざまな大きさの気泡が土中で多くはじけることで地下水の流れる音は生じる。一方、地下水が多く流れている場所では、土中の空気と水が盛んに交換される。つまり、地下水が多く流れている場所ほどたくさん気泡がはじけ、地下水の音の強さが強くなる。地下流水音探査は、この音の強い場所を探すことで地下水の流れる場所を特定している。なお、地下水は存在しても水が動くことで空気と水の交換が行われなければ、流水音は発生しない。

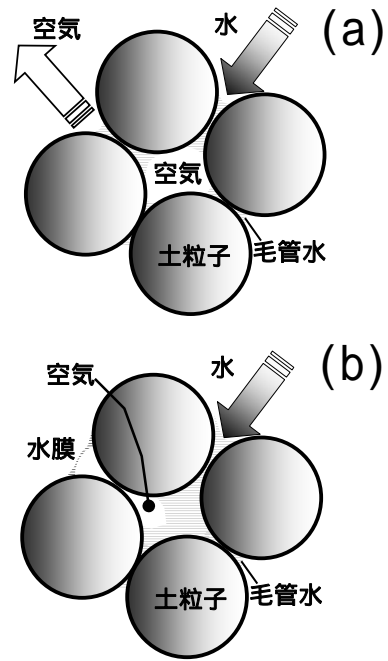


図-2 砂層中の水と空気の移動

## 2.2.2 水みちの位置と地下流水音の分布

均一な土層に水みちが 1 つ存在する場合の地下流水音の分布の特徴を検討するために、次の模型実験を行った。

図-3 に示したように長さ 5m、幅 2m、深さ 0.7m に標準砂を散水・転圧した土層の中央 2.5m の位置に、不織布で被覆した多孔管を設置し、図-3 の  $Q_{in}$  から給水した。実験条件は、給水用の多孔管の深さと流量を変えて行った。すなわち、深さは 35、62cm の 2 ケ

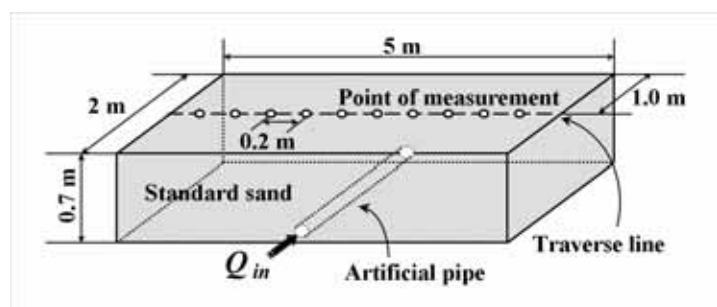


図-3 模型土層

ース、流量は 50, 100, 150, 200, 250, 300 ml/sec の 6 ケースである。なお、給水は定常給水とした。

地下流水音の測定は図-3 に示すように、土層中央の地表面に測線を設け、多孔管直上から左右へ 2m 測定した。測定間隔は 0.2m とした。

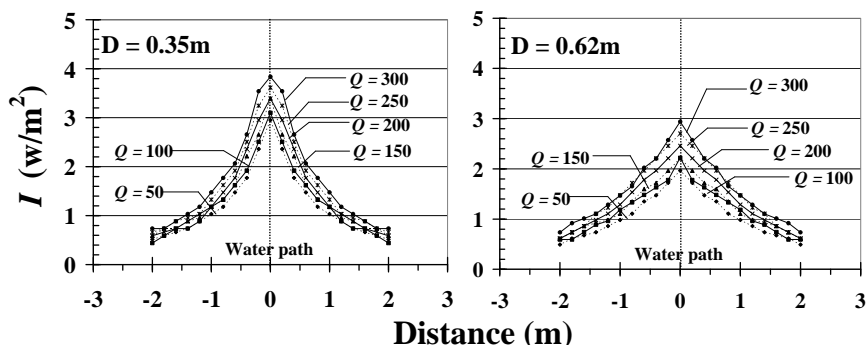


図 - 4 深度毎の地下流水音の測定結果

地下流水音圧は、

各測点でセンサーに取り付けたステンレス棒を地表面へ挿し込んだ後、ヘッドホンから聞こえる地下流水音の変動とレベルメータの指示値の変動の関係を良く観察し、ピーク値を 10 回測定した。そして、それらの値の平均値を地下流水音圧とした。なお、予備実験の結果、地下流水音は 100~600Hz の間でよく捉えることが可能であった。本実験では地下流水音のうち、この周波数帯のものを測定値としている。

各測点で測定した地下流水音圧  $I$  ( $W/m^2$ ) を多孔管の深さ別に図-4 に示した。なお、図中の  $Q$  は流量 ( $ml/sec$ ) を表す。また、図中では多孔管の位置を 0m として表記している。図より次のことが読み取れる。

- 1) 地表面で測定した地下流水音圧は、多孔管直上 0m の位置で最も大きく、音源である多孔管から離れるほど音圧が減衰する。
- 2) 多孔管の深さが等しい場合、地下流水音の分布波形の勾配は類似しており、流量が多いほど各測点での地下流水音圧が大きい。
- 3) 多孔管の流量が等しい場合、深さの浅い方が音源である多孔管近傍の音圧が大きい。また、分布波形の勾配は深度が深い場合に比較し、深度が浅い方が急である。

これらの結果から次の知見を得る。

- 1) 地下流水音は水みちの直上で最も強く、水みちから離れるほど弱い。
- 2) 水みちの深さが等しければ、流量が多いほど地下流水音圧のピークが大きい。
- 3) 水みちの流量が等しければ、水みちが浅い方が地下流水音圧のピークが大きい。
- 4) 地表面へ伝わる地下流水音の大きさは、水みちの流量と深さの相互関係によって定まる。

これらの地下流水音の特徴は、地下流水音の距離減衰によって生じるものと考えられる。今後、音の距離減衰式をもとに理論展開をすることで、音源の深度を特定できる可能性がある。

## 2.3 地下流水音探査の現地への適用

### 2.3.1 調査の概要

均一な土層に水みちが 1 つだけ存在する場合、地下流水音の最も強い位置の真下に水みちが存在することが明らかとなった。しかし、不均一な自然地盤において同様の結果が得



られるかは不明である。そこで、地質や地盤の密度の違いによらず、どのような場所でも水みちの直上で地下流水音が強くなるかを検討するため、地質の異なる岡山県蒜山高原・鳥取県三朝町、兵庫県神戸市の六甲山、岐阜県上宝村に位置するヒル谷で地下流水音探査を行った(図-5)。各調査地の概要は次の通りである。

1) 蒜山 A (写真-6) ; 林道切土面に見られる湧水を対象に探査を実施した。表層は大山から供給された黒色火山灰土が 50cm 程度堆積し、その下層は凝灰角礫岩よりなる。湧水点は凝灰角礫岩層に存在し、豪雨時または融雪時に水流が発生する。探査時には、少量の湧水が存在した。

2) 蒜山 B (写真-7) ; 林道切土面に見られた 2 つの湧水点を対象に探査を実施した。表層は黒色火山灰土が 1.5m 程度堆積し、その下層は凝灰角礫岩よりなる。写真-7 の左側の湧水は黒色火山灰土層に存在し、探査時には極めて少量の流出が見られた。一方、写真-7 の右側の湧水は凝灰角礫岩層に存在し、探査時には流出はなかった。

3) 蒜山 C (写真-8) ; 山脚の崩積土に発達した湧水を対象に探査を実施した。表層は黒色火山灰土が 2m 程度堆積し、その下層は凝灰角礫岩よりなる。湧水は黒色火山灰土層と凝灰角礫岩の境界に存在し、豪雨時または融雪時に湧水が存在する。探査時には湧水はなく、湿り程度であった。

4) 三朝 ; 地質が花崗岩よりなる山脚の崩積土に発達した湧水を対象に探査を実施した。湧水は豪雨時と融雪時に存在し、探査時には比較的豊富な湧水の流出が見られた。

5) 六甲山 ; 谷の末端の崩積土に見られた湧水点で探査を実施した。地質は花崗岩よりなる。湧水は年間を通じて存在し、探査時にも多量の湧水が存在した。

6) ヒル谷 (写真-9) ; ヒル谷源頭部に位置する 0 次谷の崩積土中に発達した 2 つの湧水点を対象に探査を実施した。地質は花崗斑岩よりなり、夏期の乾燥時には湧水は存在しない。探査時には、少量の湧水が存在した。

探査は、写真-6~9 中の破線で示したように水みちを横断する測線を設け、この測線上に 0.5~2m 間隔で地下流水音を測定した。なお、測定方法は前述の通りであるが、現地においては風などが突発的に吹き雑音がしょうじるので、その間測定は行わないよう留意した。また、測定周波数は風の影響が少ない周波数帯である 400~1200Hz を用いた。

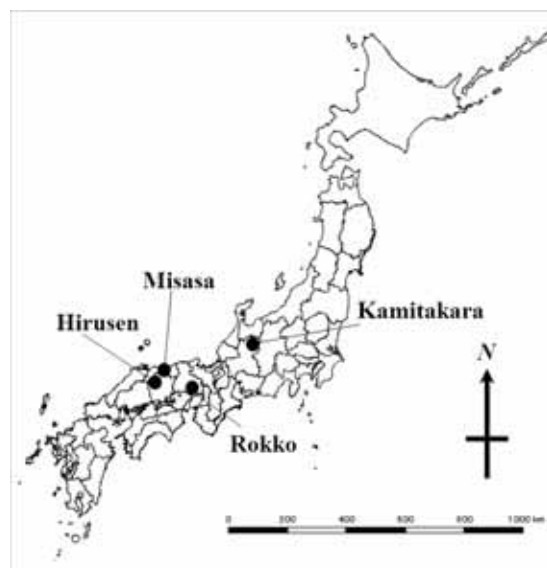


図-5 調査地

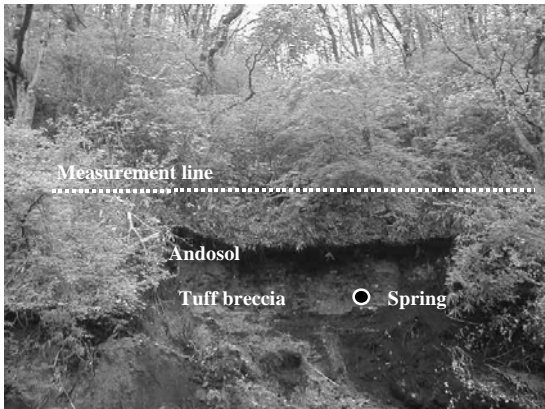


写真 - 6 蒜山 A の林道切土面の状態



写真 - 8 蒜山 C の湧水点付近の様子

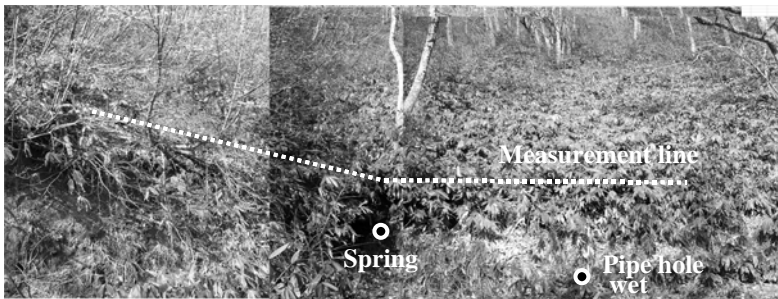


写真 - 7 蒜山 B の林道切土面の状態

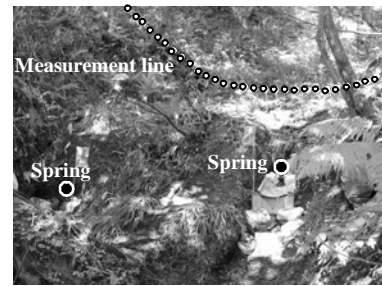


写真 - 9 ヒル谷の湧水点付近の様子

### 2.3.2 水みちの探査結果

各調査地で実施した地下流水音の探査結果を図-6 に示す。図中の実線は地表面を、○は湧水点の位置を表す。また、●は地表面で測定した地下流水音圧を、破線は地下流水音の分布を表す。

何れの調査地においても湧水点直上で地下流水音が最も強く、湧水点から離れるほど地下流水音は弱くなる。また、この傾向は、湧水点が複数存在する蒜山 B、ヒル谷でも同様に確認された。また、各調査地で流量が異なるので比較することは難しいが、湧水点が地表から比較的深い位置にある蒜山 A、B、ヒル谷に比較し、湧水点が浅い六甲や三朝では地下流水音の波形分布の勾配が急である。これらの結果は、模型実験で確認された結果と合致する。なお、目視で湧水が確認されない蒜山 B、C においても、音圧ピークが存在するのは興味深い。

次に、各調査地の湧水点と地下流水音のピークの X 座標、及び、それらの偏差 (Dx) を表-1 にまとめた。X 軸方向に最大の偏差が認められるのは、蒜山 B で 0.48m の偏差が生じている。一方、他の調査地では湧水点と地下流水音のピーク的位置は合致し、地下流水音分布から湧水点の位置がよく推定できている。これらより、地下流水音探査によって水

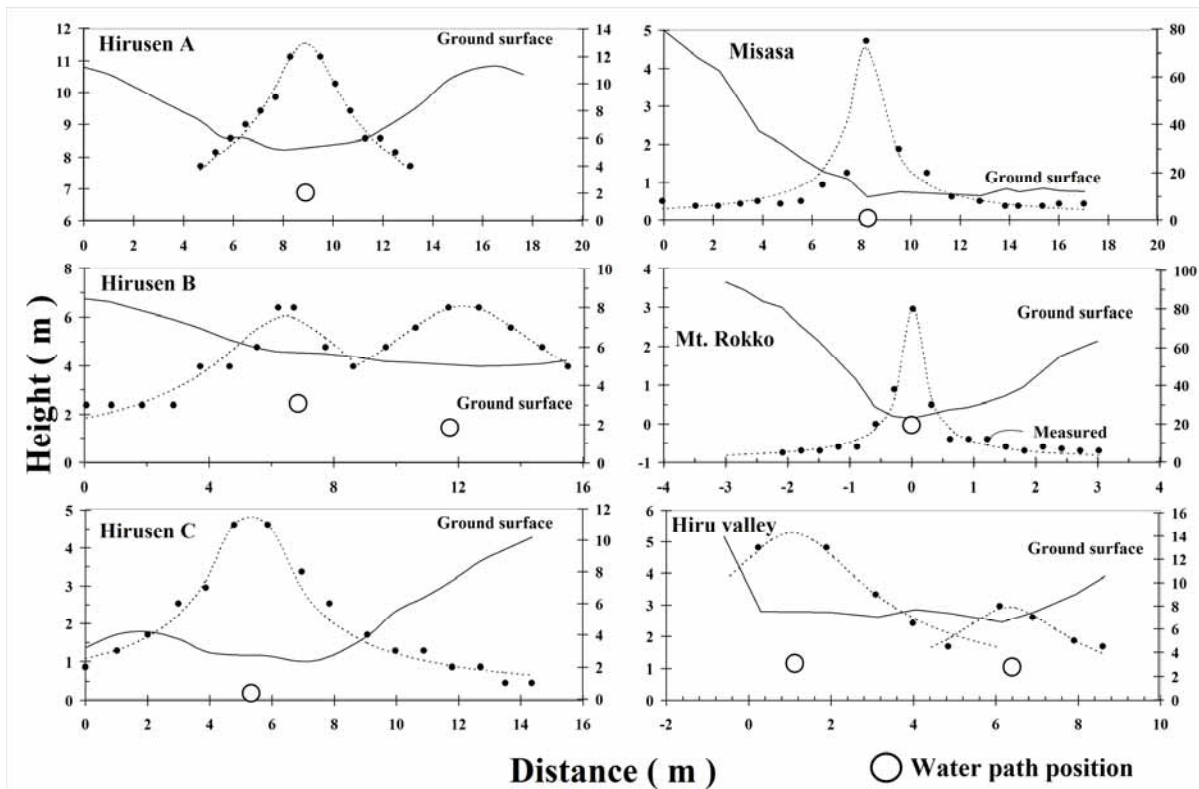


図-6 湧水点の位置と地下流水音の測定結果

表 - 1 湧水点の位置と地下流水音ピークの位置の対応

	Measured X (m)	Estimated X (m)	Deflection Dx (m)
Hirusen A	8.90	8.90	0.00
Hirusen B	6.89 11.76	6.41 12.13	0.48 -0.36
Hirusen C	5.33	5.33	0.00
Misasa	8.25	8.25	0.00
Rokko	0.00	0.00	0.00
Hiru Valley	1.13 6.40	1.13 6.40	0.00 0.00

みち位置は 50cm 程度の精度で特定できていた。

## 2.4 地下流水音探査のまとめ

水みち中を流れる水流の発する音から水みち位置を特定する手法について検討した。本手法の特徴は次のようにまとめられる。

- 1) 水みちを横断する方向に任意の間隔で地下流水音を測定することで水みちの位置を推定できる。現地に本手法を適用した結果、最大 50cm 程度の偏差が生じる場合がある。
- 2) 肉眼で湧水を確認できない時でも実施可能である。



3) 地下流水音探知装置は小型・軽量であり、機動性の難のある山地において十分利用できる。

地下流水音探査は現地で水みち位置を簡便に特定できるので、地下水の湧出に関する様々な問題への応用が期待される。また、本文中では測定時間や現地での使いやすさなどについては議論しなかったが、筆者は実際に本測定器を用いて山地斜面を調査し、①非常に軽量で疲労度は低いこと。②地下流水音の測定は短時間で行えることを実感している。

### 3. 地下流水音探査の崩壊地への適用

#### 3.1 調査地の概要と調査方法

水みち経路と崩壊発生位置の関係を検討するために、岡山県下の自然斜面 4 箇所が発生した表層崩壊 10 個、および、鳥取県・岡山県下の林道 40 箇所が発生した法面崩壊 63 個で地下流水音を調査した。調査地の位置を図-4 に示す。

自然斜面で調査した表層崩壊（図-7 中◎A~D）は、皆伐後にスギ・ヒノキを植栽した幼齢林地で発生したものである。崩壊の地質は全て花崗岩からなり、崩壊幅は 2~16m、崩壊深は 1~2m 程度と花崗岩地帯で発生する一般的な表層崩壊と思われるものを選定・調査している。

林道法面で調査した崩壊（図-7 中●A~E）は、全て切取り法面で発生したもので、降雨時に林道路面で発生した表面流が影響したと考えられるものは選定していない。地質は花崗岩・花崗閃緑岩、三群変性岩、黒色変岩、凝灰岩などからなり、崩壊幅は 2~30m、崩壊深は 0.5~5m 程度である。

地下流水音の調査は、降雨直後はあらゆる場所で地下流水音が大きく、水みち経路の判定が難しいので、降雨後 2~3 日以上経過した状態で調査した。調査は次の手順で行った。

1. 崩壊した部位と崩壊していない部位の音圧分布の違いが分かるように、自然斜面では崩壊発生位置上方 5m の位置に、崩壊部位と崩壊していない部位が入るように測線を設ける。

2. 林道法面は林道から高さ 1m の位置に、崩壊部位と崩壊していない部位が入るように測線を設ける。

3. この測線上を 1m あるいは 2m 間隔に地下流水音を測定する。なお、風による雑音の影響を極力少なくするために、400~1200Hz の周波数帯で測定した。

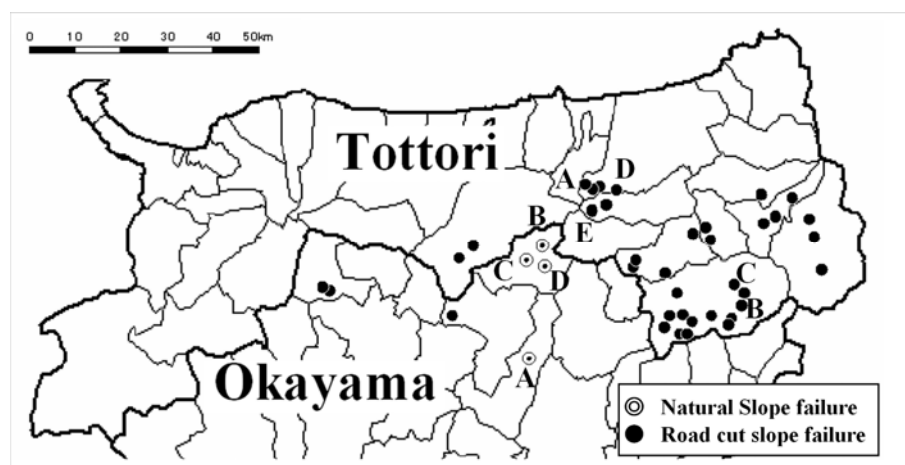


図-7 調査地の位置

### 3.2 崩壊発生位置と地下流水音分布の対応

崩壊斜面と崩壊の発生していない斜面の地下流水音圧の違いについて検討する。ここでは、調査したいいくつかの崩壊地を例にして説明をする。

#### 1) 表層崩壊の事例

自然斜面 A～D で発生した表層崩壊の様子を写真－10～13 に、地下流水音圧の測定結果を図－8～11 に示した。なお、地下流水音は写真中の破線で示す位置で測定した。また、図－8～11 中のハッチは、崩壊の発生位置を表す。

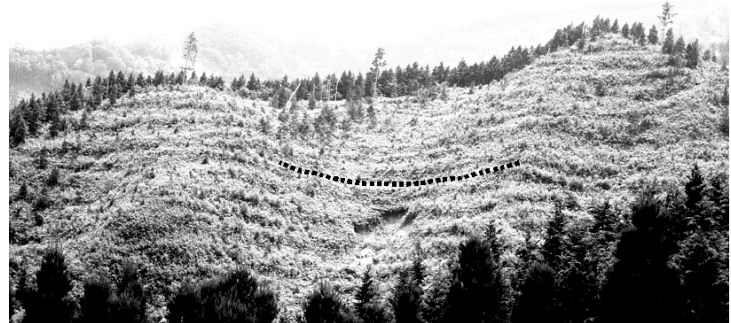
##### ①自然斜面 A (写真－10, 図－8)

スギの伐採跡地の 1 箇所で表層崩壊が発生している。地表面の形状は集水地形である。崩壊は幅 10m, 崩壊深は 1～1.5m 程度で基盤を境界として滑落している。滑落崖には水流の痕跡は確認されなかったが、崩壊の流下方向約 15m 下方では湧水点が存在した。この湧水点近傍から飽和帯が斜面上方へと拡大し、崩壊したものと思われる。

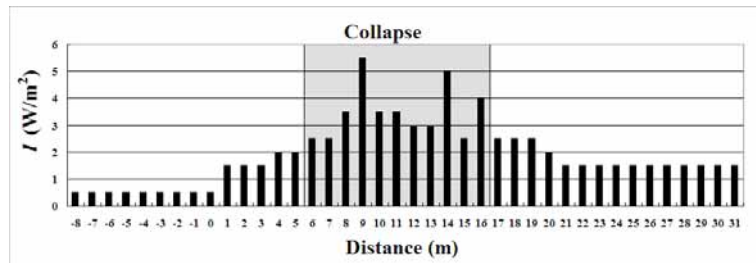
崩壊地内の地下流水音は、崩壊の発生していない部位に比べ大きい。また、崩壊地内の地下流水音には、3 箇所に地下流水音のピークが存在する。写真を見ると崩壊は 3 つのブロックに分けられ、それぞれが地下流水音のピークに対応する。

##### ②自然斜面 B (写真－11, 図－9)

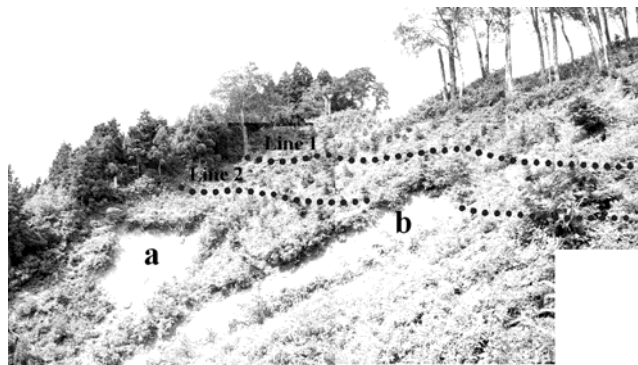
植栽後間もないヒノキ林で



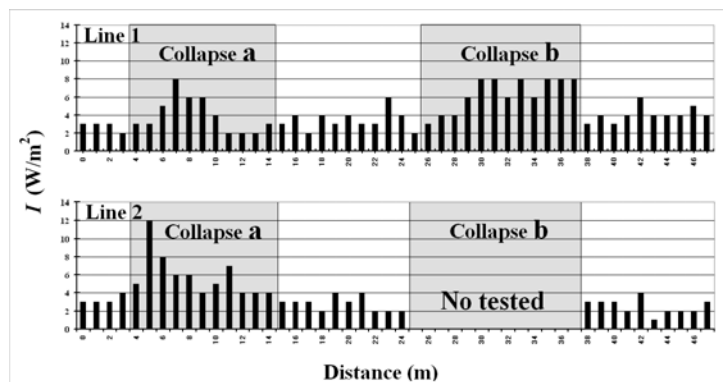
写真－10 自然斜面 A で発生した表層崩壊



図－8 自然斜面 A の地下流水音の分布



写真－11 自然斜面 B で発生した表層崩壊



図－9 自然斜面 B の地下流水音の分布

2箇所、表層崩壊が発生している。地表面の形状は平行である。崩壊 a は幅 10m, 崩壊深は 1m 程度で、崩壊 b は幅 11m, 崩壊深は 1m 程度である。両者ともに基盤を境界として滑落している。また、降雨後 1 週間晴天が続いた調査当日は崩壊裸地面に湧水は確認できなかったが、総雨量 55mm の降雨のあった翌日には、崩壊裸地面から地下水の滲み出しが確認された。調査当日には、地下水は花崗岩基盤以深にあったものと想像される。

地下流水音は、写真-11 中の破線で示した Line1, 2 で測定した。なお、Line2 の崩壊 b の区間は測定に危険を伴うので、地下流水音は測定していない。

Line1, 2 の崩壊 a の位置では地下流水音が強く、崩壊頭部に水みちが存在することが分かる。同様に、Line1 の崩壊 b の地下流水音は、崩壊していない部位よりも相対的に強い。

### ③自然斜面 C (写真-12, 図-10)

林齢 14 年のスギ林の 3 箇所で表層崩壊が発生している。地表面形状はいずれも集水地形である。

崩壊 a は幅 12m, 崩壊深 2m 程度、崩壊 b は幅 16m, 崩壊深は 2m 程度、崩壊 c は幅 10m, 崩壊深 1m 程度であった。これらの崩壊は全て基盤を境界として滑落している。何れの崩壊も降雨後 1 週間晴天が続いた調査当日には流水痕跡あるいは湧水は確認できなかった。しかし、自然斜面 B と同様に、総雨量 55mm の降雨のあった翌日には、崩壊裸地面から地下水の滲出しが確認された。調査当日には、地下水は花崗岩基盤以深にあったものと想像される。

地下流水音の分布は、何れも崩壊発生位置で強い値を示した。また、崩壊 b, c の滑落崖は、何れも左右 2 つのブロックに分かれていることが現地を確認されたが、崩壊 b, c の地下流水音の分布も左右に 2 つのピークをもつことは、興味深い。

### ④自然斜面 D (写真-13, 図-11)

林齢 10 年のヒノキ幼齢林の 4 箇所で



写真-12 自然斜面 C で発生した表層崩壊

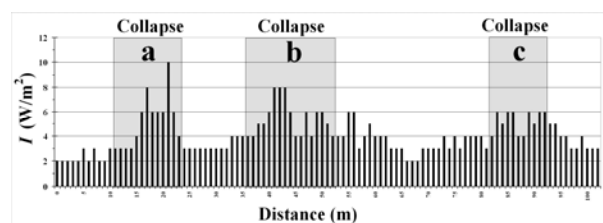


図-10 自然斜面 C の地下流水音の分布

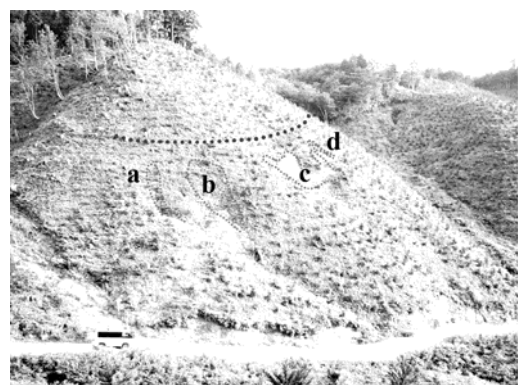


写真-13 自然斜面 D で発生した表層崩壊

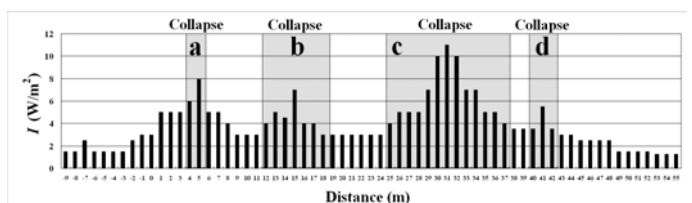


図-11 自然斜面 D の地下流水音の分布

小規模な崩壊が発生している。地表面の形状は尾根型である。崩壊 a は幅 2m, 崩壊深は約 1m である。崩壊の下部に湧水が 1 箇所存在する。崩壊 b は幅 6m, 崩壊深は約 1m で、崩壊の下部 2 箇所に恒常的な湧水が存在する。崩壊 c は幅 12m, 崩壊深は約 2m で基盤を境界として滑落している。崩壊裸地面に湧水は確認されなかったが、100mm を越す降雨があった時に崩壊脚部に湧水が発生することがその後の調査で明らかになっている。崩壊 d は幅 2m, 崩壊深は約 1m で基盤を境界として滑落している。崩壊裸地面は周囲に比べ非常に湿っているが、湧水は確認されていない。しかし、その後の地下水調査で、崩壊 d の頭部は降雨に対して地下水が発生しやすい場所であることが明らかとなっている。

地下流水音の分布は、何れも崩壊地内で大きい。また、湧水点が 2 箇所で確認された崩壊 b では、地下流水音に 2 つのピークが存在する。

## 2) 法面崩壊の事例

林道 A～D で発生した法面崩壊の様子を写真－14～17 に、地下流水音の測定結果を図－12～15 に示した。なお、図中のハッチは法面崩壊の発生位置を表す。

### ①林道 A (写真－14, 図－12)

尾根型斜面に開設された林道の 2 箇所で崩壊が発生している。崩壊 a は、2004 年の台風 23 号によって、崩壊 b は同年台風 21 号によって発生したものである。

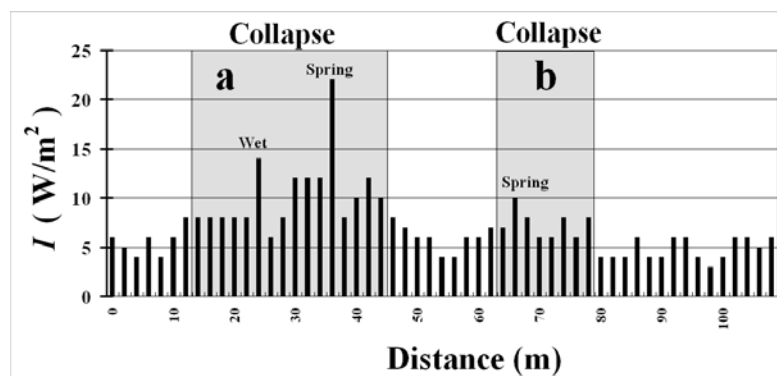
- ・崩壊 a : 幅 30m, 崩壊深は約 5m で基盤上の土層が滑落したもの。崩壊直後の調査で湧水点と相対的に湿った部位が各 1 箇所ずつ確認された。

- ・崩壊 b : 幅 14m, 崩壊深は約 1m で、基盤上の土層が滑落している。崩壊後の調査で湧水点が 1 箇所確認された。

崩壊しなかった法面に比較し、崩壊の発生した部位 a, b で地下流水音が強い。また、崩壊地内の湧水点や土層の湿った部位と地下流水音のピークが合致する。一方、崩壊 a, b 間の残存した土層では、地下流水音が減衰している。



写真－14 林道 A で発生した法面崩壊



図－12 林道 A の地下流水音の分布

②林道 B (写真-15, 図-13)

2004 年台風 21 号によって林道の谷部 a と尾根部 b で崩壊が発生した。地質は花崗閃緑岩からなる。

・崩壊 a: 幅 3m, 崩壊深は 0.5m 程度で法面の表土が薄く滑落したもので, 谷部のため土層は湿潤であった。

・崩壊 b: 幅 14m, 崩壊深は 1m 程度で基盤上の土層が滑落し流動化したもの。崩壊地内部には流水痕跡が 3 点で確認されている。

地下流水音は, 何れも崩壊地内で強い。また, 崩壊 b は流水痕跡が 3 点で確認されているが, 地下流水音のピークもそれらによく対応している。



写真-15 林道 B で発生した法面崩壊

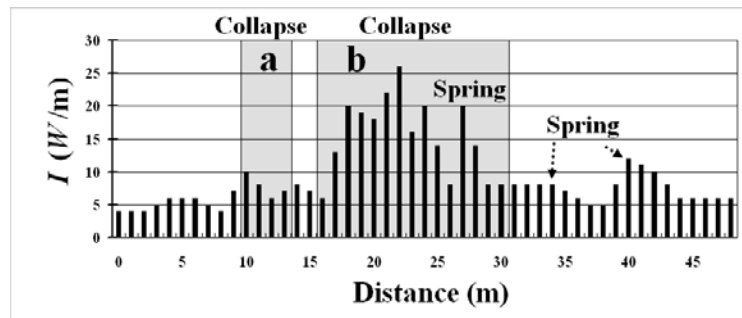


図-13 林道 B の地下流水音分布

③林道 C (写真-16, 図-14)

尾根型斜面に開設された林道の尾根部で発生した崩壊で, 幅 18m, 崩壊深は 1.3m である。地質は花崗閃緑岩からなり, 調査当日に湧水は確認されなかったが, 流水痕跡が 3 箇所を確認できた。

地下流水音の分布は, 何れも崩壊地内で強く, 流水痕跡が確認できた位置と地下流水音のピークがそれぞれ対応した。



写真-16 林道 C で発生した法面崩壊

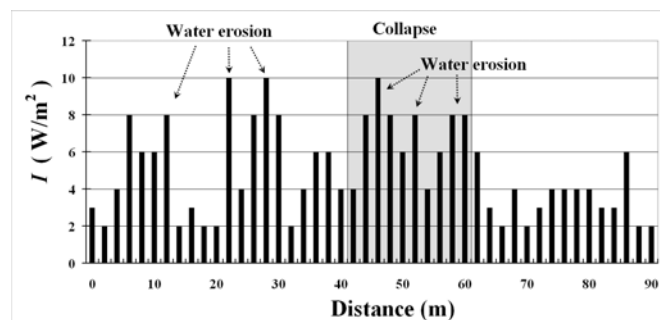


図-14 林道 C の地下流水音の分布

④林道 D (写真-17, 図-15)

尾根と平衡型斜面に開設された林道法面の 4 箇所(a~d)で崩壊が, 2 箇所(e, f)で表面侵食の痕跡がある。崩壊 a, b は尾根型斜面の法面で発生し, 崩壊 c, d は平衡型斜面の法面で発生し



たもので、法枠工が敷設してある。

- ・崩壊 a: 幅 2m, 崩壊深約 1m で、調査当日に湧水は見られなかった。
- ・崩壊 b: 幅 4m, 崩壊深約 1m で、調査当日に湧水は見られなかった。
- ・崩壊 c: 幅 6m, 崩壊約 1m で、豪雨時に湧水が発生する。調査当日は湿潤な状態であったが、湧水は確認されなかった。
- ・崩壊 d: 幅 4m, 崩壊深は約 1m で、豪雨時には湧水が見られるが、調査当日は湿潤な状態であったが、湧水は確認されなかった。

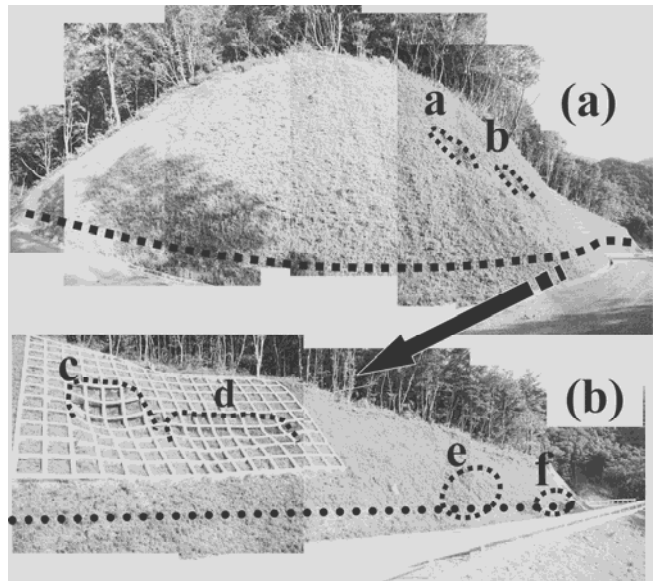


写真-17 林道 D で発生した法面崩壊

地下流水音の分布は、何れも崩壊地内で強い。また、表面侵食の痕跡が見られた e, f においても地下流水音が強い。

自然斜面と林道法面で発生した崩壊を対象に、崩壊位置と地下流水音分布の対応について検討した。結果として、両者には明確な対応が存在し、周囲に比較し崩壊の発生位置では地下流水音が強いことが明らかとなった。これは、地中水の集中する部位で崩壊が発生していることを意味するものと考えられる。また、地下流水音の強い部位では崩壊が発生していなくとも、湧水や表面侵食が生じていることも明らかとなった。

次に崩壊の発生した範囲（前出地下流水音分布図のハッチ内）の地下流水音と崩壊の発生していない範囲の地下流水音の関係を図-16 に示した。ここに、 $I_{in}$  は崩壊範囲内の平均地下流水音圧を、 $I_{out}$  は崩壊範囲外の平均地下流水音圧を表す。また、図中の破線は  $I_{in} / I_{out}$  を表し、崩壊地外に対し崩壊地内の地下流水音が何倍大きいかを表す。仮に、 $I_{in} = I_{out}$  であれば、1.0 の破線上にプロットされ、

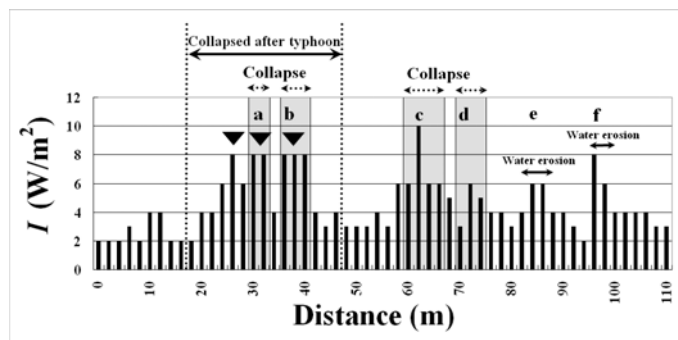


図-15 林道 D の地下流水音分布

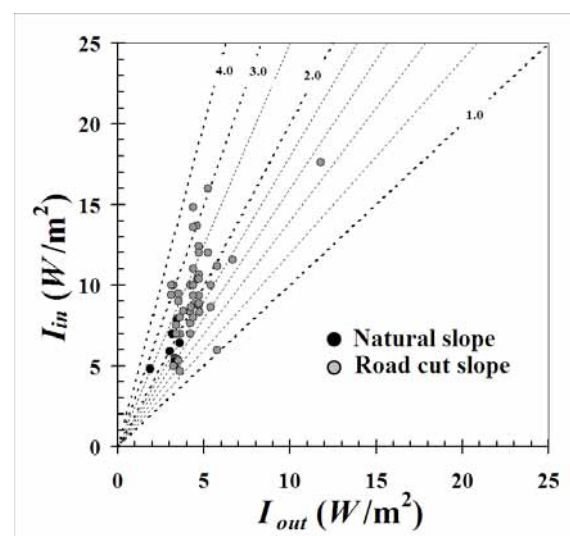


図-16  $I_{in}$  と  $I_{out}$  の関係

$I_{in} > I_{out}$ であれば1.0の破線の上側に、 $I_{in} < I_{out}$ であれば1.0の破線の下側にプロットされる。

岡山県下の自然斜面4箇所が発生した表層崩壊10個、および鳥取県・岡山県下の林道40箇所が発生した法面崩壊63個で測定した地下流水音から算定した $I_{in}$ と $I_{out}$ の関係は、全ての箇所で図中 $I_{in} = I_{out}$ 破線の上側にプロットされ、崩壊地外によりも崩壊地内の平均地下流水音圧が大きいことが明らかとなった。また、その違いは、自然斜面の $I_{in}$ は $I_{out}$ に比較し1.2~3倍程度、法面では1.2~3.5倍程度 $I_{in}$ が大きい。

これらのことから、崩壊は地下流水音の強い水みち経路上で発生するものといえる。また、これらの性質を利用すれば、崩壊が発生する危険性のある斜面をある程度の精度で絞り込む可能性が示された。

#### 4. 地下流水音による崩壊発生位置の予測

崩壊地で地下流水音を測定した結果、崩壊は地下流水音の強い部位で発生していた。一方、崩壊地と同様の地下流水音のピークが存在するが、崩壊が発生していない斜面も確認された。ここでは、総延長約10kmの林道路線を1, 2m間隔で測定した地下流水音のうち、ピークが検知された斜面がその後の降雨でどのように変化するかを検討する。

##### ①林道D

林道Dでは、2004年7月12日に地下流水音を測定した。その後、2004年9月29日~30日に接近した台風21号によって多量の降雨がもたらされた。林道Dに最も近い雨量観測点で観測された降雨状況を図-17(a)に示す。降雨強度のピークは30mm/hr程度で、連続雨量は200mmが記録されている。

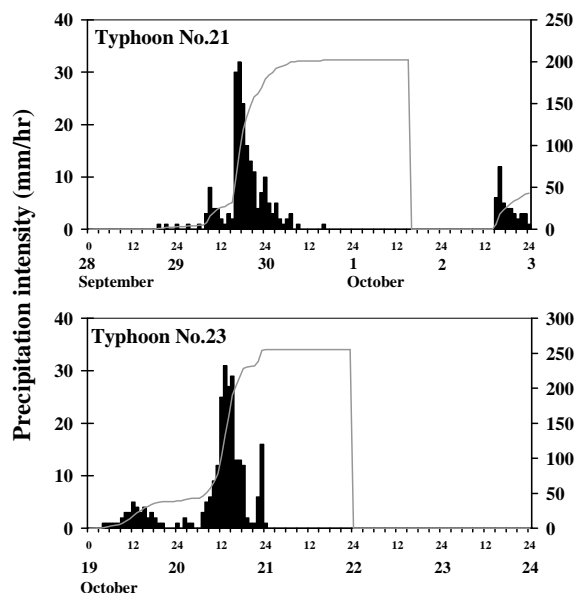


図-17 林道D, Eにおける降雨イベント

台風通過後10月1日の林道Dの様子を写真-18に示した。崩壊は斜面の尾根部で幅30m、崩壊深1.5mの規模で発生した。写真-17に示した崩壊前の様子と比較すると、法枠の左側、写真-17(a)の部位が大きく崩落したことが分かる。

この崩壊位置を2004年7月12日に測定した崩壊発生前の地下流水音分布図に照合したのが図-15である。崩壊は破線で挟んだ位置で発生しており、3つの地下流水音のピークが検知された部位(図中▼)で発生している。

##### ②林道E

林道Eでは、2004年7月12日に地下流水音を測定した。その後、2004年10月20日~21日に接近した台風23号によって多量の降雨がもたらされた。林道Eに最も近い雨量

観測点で観測された降雨状況を図-17 (b) に示す。降雨強度のピークは 30mm/hr 程度で、連続雨量は 250mm が記録されている。

台風接近前の 7 月 12 日に撮影した林道 E の様子を写真-19(a)に、台風通過後 10 月 28 日の様子を写真-19(b)に示す。崩壊は斜面の小さな谷部分である写真右側の法面で発生しており、幅 10m、崩壊深 0.5m の規模で崩落している。

崩壊発生前 2004 年 7 月 12 日に測定した地下流水音の分布と崩壊発生場所を図-18 に示した。なお、図中のハッチは 2004 年 7 月 12 日に既に崩壊の発生していた場所を、破線で挟んだ範囲は台風 23 号で新規に崩壊が発生した位置を表す。図より、高い地下流水音が検知された位置で崩壊が新たに発生している。

高い地下流水音が検知された未崩壊の法面が、その後の豪雨で崩壊した。このことは、斜面には日常的に地中水の集中しやすい部位（水みち）が存在し、豪雨によってその部位に多量の地中水が供給され崩壊が発生すると考えられる。

一方で、図-18 から分かるように、地下流水音のピークが存在するからといって必ずしも崩壊が発生しているわけではない。斜面は素因と誘因が揃って崩壊するが、地下流水音は誘因の大きい場所を評価するに過ぎない。

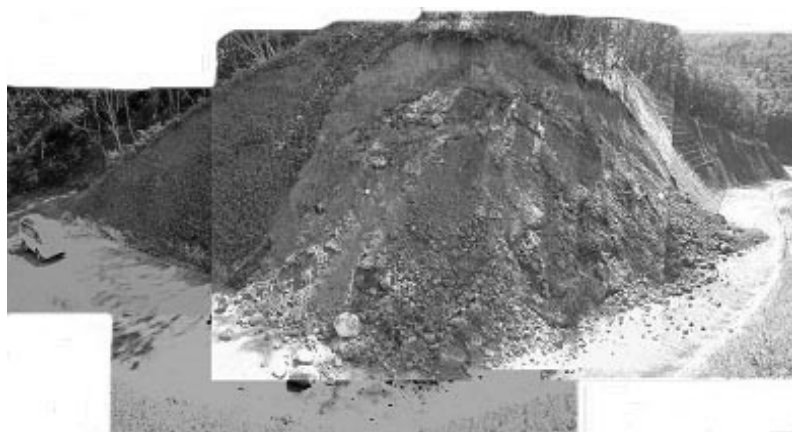


写真-18 台風後の林道 D の様子

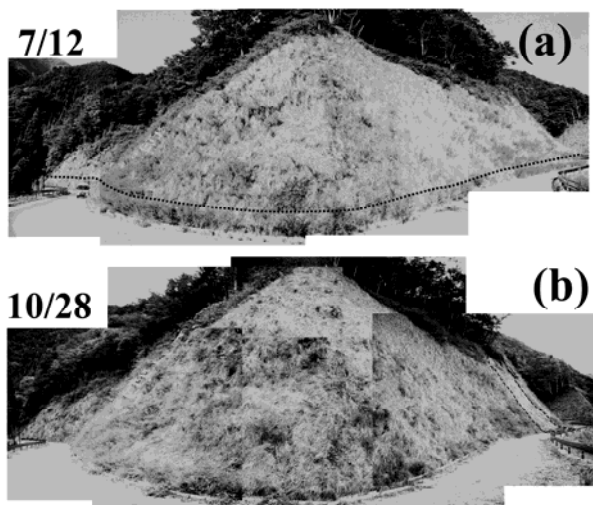


写真-19 台風前後の林道 E の様子

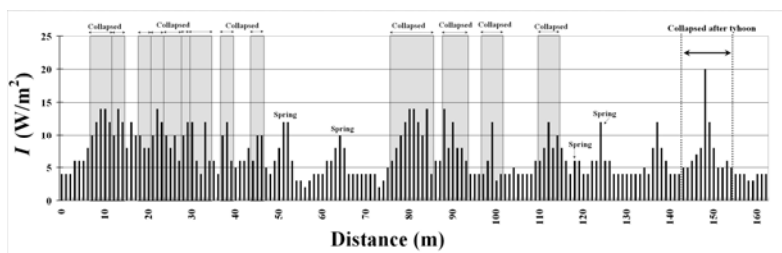


図-18 地下流水音の分布と新たに発生した崩壊の位置

## 5. まとめ

本研究では、山腹斜面の地下を流れる水流の発する「地下流水音」から水みちの位置を特定する手法を検討した。その結果、次のことが明らかになった。

- 1) 地盤内で水が移動するときに空気と水が交換される。この時、土粒子間の間隙に水膜が生じ、これが割れる瞬間に「ポコ」などの曝気音が生じる。地下流水音はこの曝気音のことをいう。
- 2) 水みちを横断する方向に地下流水音を測定すると、水みち位置で地下流水音が最も強くなる。本手法は、この地下流水音の分布の特徴を根拠に水みちの位置を特定できる。現地に本手法を適用した結果、最大 50cm 程度の偏差が生じる場合があった。
- 3) 肉眼で湧水を確認できない時でも地下流水音探査は実施できる。また、地下流水音の測定装置は小型・軽量で、測定も短時間で行える。そのため、足場の悪い山地において疲労度少なく作業できる。

次に、自然斜面と林道法面で地下流水音を測定し、地下流水音の分布と崩壊発生位置の関係について検討した。結果として、次のことが明らかとなった。

- 4) 崩壊の発生している位置では周囲に比較し地下流水音が強く、地中水の集中する水みちの経路上で崩壊は発生する。
- 5) 地下流水音に複数のピークが確認された崩壊の生じていない林道法面が、その後の豪雨によって崩壊した。地下流水音探査が崩壊発生場所を予測するのに有効な手段であることが確認された。
- 6) 山腹斜面には日常的に地中水の集中する水みちが存在し、豪雨によってその部位に多量の地中水が供給され崩壊が発生すると考えられた。

従来、同じような地形地質であっても崩壊する斜面としない斜面があり、その理由を明確に回答できないことが多くあった。本研究の結果から、崩れる斜面と崩れない斜面には根本的に地下水の供給のされ方が異なるとの知見を得た。今後災害調査をする場合にはこのような地下水の供給のされ方の違いについても目を向ける必要があると考える。また、従来崩壊発生危険箇所の予測は、地形や地質などの崩壊の素因を空中写真や小縮尺地形図などによって評価することで行われてきた。しかし、満足できる推定精度は得られなかった。この原因は、崩壊の誘因となる降水により生じる地下水が評価されていないためと考えられる。本研究により崩壊は水みち経路上で発生するとの知見を得た。今後は、崩壊の誘因となる地下水の因子を従来の手法に加えることで、崩壊発生場所の予測精度を向上させることができるものと考えられる。

## 謝辞

本研究を行うにあたり、京都大学防災研究所 藤田正治教授、堤大三准教授、澤田豊明前准教授、吉田義則技術室長、鳥取大学農学部 奥村武信名誉教授、茨城大学理学部 本田尚正准教授、鳥取県林業試験場 小山敢博士、前田雄一前森林造成研究室長、鳥取大学乾燥地研究センター 河合隆行博士、京都大学農学部 水山高久教授、小杉賢一朗助手、三重大学 土屋竜太博士、九州大学農学研究院 久保田哲也准教授、独立行政法人森林総

合研究所 三森利昭上席研究官，大丸裕武室長 吉永修一郎室長，落合博貴 COD より多大なご助言・ご助力を得て実施できました。また，本研究は京都大学防災研究所 COE プログラムおよび，文部省科学研究費補助金を使用して実施した。以上の方々に心より感謝申し上げます。

## 引用文献

- 1)平松晋也・水山高久・石川芳治：水の浸透流過程を考慮した表層崩壊予測手法に関する研究，砂防学会誌 Vol.43, No.1, p.5-15, 1990
- 2)川口武雄, 渡辺隆司, 瀧口喜代志: 赤城山山崩れに関する研究, 林試研報, No. 49, p.11-78, 1951
- 3)太田猛彦・塚本良則・野口晴彦 (1981):パイプフローと山崩れについての一考察, 昭和56年度砂防学会研究発表会概要集, p. 92-93
- 4)沖村孝・市川竜平・藤井,郁也 (1985): 表土層内浸透水の集水モデルを用いた花崗岩表層崩壊発生位置の予知のための手法, 新砂防 Vol.37, No.5, p.4-13
- 5)Pond,S. F.(1971):Qualitative investigation into the nature and distribution of flow processes in Namt Gerig, Subsurface Hydrology, Rept. No.28, Inst. Hydrology Wallingford, England.
- 6) 三森 利昭・大倉 陽一・落合 博貴・北原 曜(1995):降雨を原因とする斜面崩壊に土層厚が及ぼす影響, 砂防学会誌, Vol.48, No.1, p.12-23
- 7)多田泰之・奥村武信・久保田哲也 (2002):パイプの存在が斜面安定に与える影響の実験的検討, 砂防学会誌 Vol. 55, No.3, p.12-20
- 8)堤 大三・宮寄 俊彦・藤田 正治・SIDLE Roy C. (2005):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, Vol. 58, No.1, p.20-30