

## 結晶片岩地域の山地における 土石流源頭部の地下水流の推定

古谷 元\*1・末峯 章\*2・小山内信智\*3・原 龍一\*4・佐藤 修\*1・小松原岳史\*5

### Detecting of groundwater flow at source area of debris flow in crystalline schist mountains

by

Gen FURUYA, Akira SUEMINE, Nobutomo OSANAI,  
Ryuichi HARA, Osamu SATO and Takeshi KOMATSUBARA

#### Abstract

Many debris flows caused by heavy rainfall have occurred at mountains in crystalline schist area, Shikoku Island, Southwestern Japan. The typical movement form of debris flow caused by heavy rainfall in mountainous area is fluidizing of soil mass from source area of debris flow to down slope (stream). The debris flow at Tobinosu-dani stream in Zentoku, Nishiyayama village on 29 June 1999 is this type of movement form. Therefore, it is important to make clear about occurrence mechanism of slope failures at source area of debris flow. Then, we carried out investigations of soil temperature at one-meter depth, water temperature and electric conductivity of springs and boreholes at the source area in the Tobinosu-dani stream and the Zentoku landslide. The results of our investigations are as follow.

1) There are two types of groundwater flows at the source areas of debris flows in the Tobinosu-dani stream that cause slope failure. One type is underflow changed by groundwater flow in deep layers with low value of electric conductivity. The other type is fissure water like groundwater vein-streams from deep layer with one digit higher value of electric conductivity than the underflow.

2) It is presumed that different of value of electric conductivity between underflow and fissure water is based on the different storage time (groundwater pass). Depth of the fissure water supply, especially, is corresponding to the approximate depth of the sliding surface (or bed rock) in the Zentoku landslide.

*Keywords : Slope failure, Debris flow, Groundwater temperature, Electric conductivity, Underflow, Groundwater in deep layer*

キーワード: 斜面崩壊, 土石流, 地下水温, 電気伝導度, 伏流水, 深層地下水

#### 1. はじめに

結晶片岩の特徴は片理構造に起因した強度の異方性を有し, 片理面に沿って風化や割れ目が生じやすい。日本で有名な結晶片岩地域のひとつに西南日本の中央構造線の南縁でほぼ東西方向に分布する三波川結晶片岩帯が挙げられる。四国地方の結晶片岩地域では数多くの地すべりが発生しているばかり

\*1 新潟大学積雪地域災害研究センター      \*2 京都大学防災研究所      \*3 独立行政法人土木研究所  
\*4 日本工営㈱四国事務所      \*5 新潟大学大学院自然科学研究科

でなく、梅雨末期や台風通過時等の豪雨により山腹で斜面崩壊が毎年発生している。

1999（平成11）年6月29日に結晶片岩地域に位置する徳島県三好郡西祖谷山村の善徳地区では、局地的な集中豪雨（最大日降雨量476mm，最大時間雨量65mm）に襲われた。この豪雨により善徳地区では多数の土砂災害（斜面崩壊，土石流）が発生した。善徳地区のとびのす谷では土石流により人的被害はなかったものの、ホテルと商店が被災した。

土石流の発生に関与する要因はいろいろあるが、豪雨などによる斜面崩壊がそのまま土石流に直結する例が非常に多い（例えば小橋ほか，1980）。とびのす谷で発生した土石流も山腹部の表層崩壊が起因したタイプであることが推察されている（平松ほか，1999）。一般に、表層部における斜面崩壊は降雨が土層内に浸透して難透水層もしくは不透水層上に地下水（飽和地下水帯）を形成し、それに起因して発生するとされている。

とびのす谷で発生した土石流は上述した斜面崩壊がそのまま土石流化した典型的なタイプであるが、このタイプの土石流のメカニズムを解明するには、土石流源頭部で発生した斜面崩壊に関与する地下水流（地下水脈）について第一に把握しなければならない。しかしながら、土石流の流下機構に関する研究は数多く実施されているものの、土石流源頭部で発生した斜面崩壊に関与する地下水流に関する研究は筆者らが知る限り見受けられない。

毎年全国各地で発生している斜面崩壊現象について比較的マクロな視点で概観すると、同一斜面において崩壊発生個所と非発生個所が存在している。この違いは同一斜面の中で何らかの因子の違いが関与していると思われる。このことはとびのす谷で発生した土石流源頭部の斜面においても同様である。したがって、斜面崩壊やこれに起因した土石流の発生機構を解明するためには影響因子を平面的に検討する必要がある。

ところで、今回の土砂災害の誘因になった地下水に関する報告がいくつかなされている。前川ほか（2001）はとびのす谷の土石流源頭部において水文観測と安定解析を実施し、とびのす谷で発生した土石流を誘起した斜面崩壊のひとつが、この谷の流域界を越えた善徳地すべり地の土層から供給された表層の地下水流が関与している可能性を示唆した。古谷ほか（2000，2001）はとびのす谷の東方に位置する善徳地すべり地Z6ブロックの中腹部で1m深地温探査と水温調査を実施し、この中腹部で発生した斜面崩壊に浅層地下水脈だけでなく深層地下水脈も関与する可能性を指摘した。

本報では、以上の背景のもとでとびのす谷で発生した土石流の源頭部の斜面崩壊発生域において1m深地温探査を実施し、これに関与する地下水流の平面的な分布状況を推定する。そして、探査範囲内外に存在する湧水やボーリング孔における水温および電気伝導度の測定を実施し、地下水流の供給深度を推定する。

## 2. 調査地域の概要

とびのす谷は吉野川の最大右支川である祖谷川の右岸の、善徳地すべり地Z6ブロックの南西約1.5kmに位置する（図-1）。流域面積は約0.46km<sup>2</sup>であり、平均河床勾配は約30°である。この谷は3つの支渓に分かれ（写真-1および図-2）、西側からA支渓，B支渓およびC支渓と呼ばれている（平松ほか，1999）。地質は中央構造線の南側に分布する三波川帯に属し、主として泥質片岩である。

とびのす谷の土石流源頭部における斜面崩壊はその土層厚が約2～3m

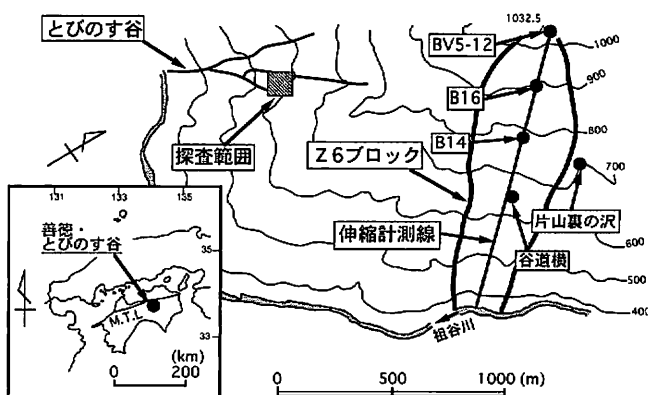


図-1 とびのす谷の位置

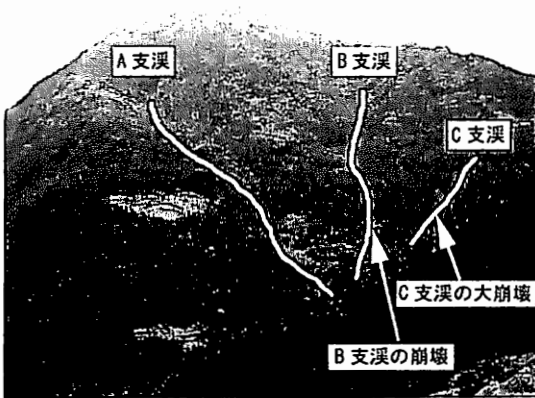


写真-1 とびのす谷の全景



写真-2 B支溪の崩壊



写真-3 C支溪の大崩壊

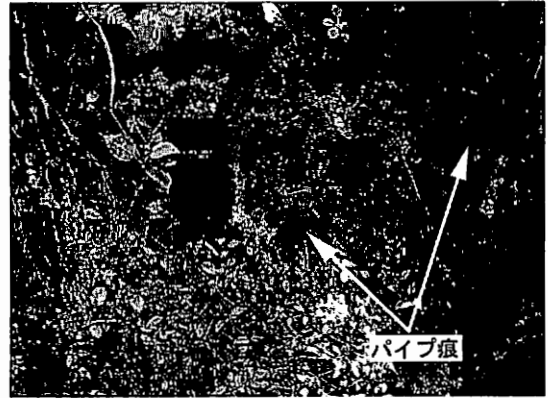


写真-4 C支溪の小崩壊におけるパイプの痕跡

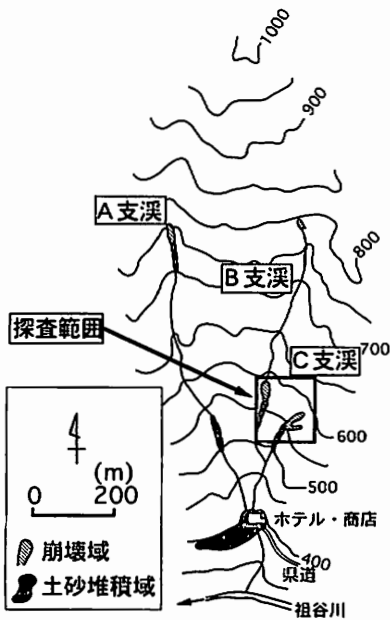


図-2 とびのす谷流域平面図  
(平松ほか(1999)に加筆)

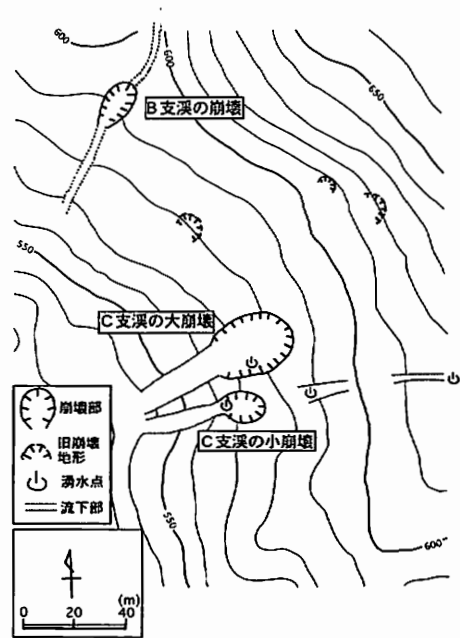


図-3 探査範囲周辺の地形図

であり、斜面の表層部で発生している。平松ほか(1999)によると、崩壊土量はA支溪の源頭部で約2,000m<sup>3</sup>、B支溪の溪床内で約2,500m<sup>3</sup>、C支溪の標高約570m付近の2個所で合計約3,500m<sup>3</sup>である。そして、谷の出口に流下した土量はA支溪で約1,400m<sup>3</sup>、B支溪で約2,700m<sup>3</sup>、C支溪で約1,900m<sup>3</sup>と推定されている。本報ではB支溪とC支溪が谷の出口の手前で合流していることと、これらの流下土砂量の合計が全体の約8割占めていることから、図-2中に四角で囲んだ場所を調査範囲とした。

図-3はこの調査範囲の周辺部の地形図である。調査範囲の周辺部における斜面傾斜角は標高600m以下では30~35°であるのに対してそれ以上では40~45°である。この範囲周辺部では今回の豪雨災害で発生した斜面崩壊が3箇所、崩壊地形が認められるものの、礫が苔類に被われたもの(過去に崩壊したもの:旧崩壊地形と呼ぶことにする)が3箇所存在する。これらの斜面崩壊のうち、土石流災害を引き起こしたものを便宜的に北からB支溪の崩壊(写真-2)、C支溪の大崩壊(写真-3)およびC支溪の小崩壊と呼ぶことにする。C支溪の大小の崩壊ではパイプ痕(写真-4)が存在する。C支溪のこれらの崩壊および上部斜面では4箇所の湧水点が存在する。これらの湧水点のうち、1m深地温調査実施時に標高615m付近の湧水点(飲料水用の水場跡)から標高605m付近までは地表流が存在し、小さなガリーを呈している。このガリーの延長上では標高590m付近にも湧水点が存在するとともに、地表流が流下した痕跡が存在する。

ところで、本報では斜面崩壊に関与した地下水の深度を評価するために、調査範囲内およびその周辺に存在する湧水点と善徳地すべり地Z6ブロックの標高600m以上に設置されているいくつかのボーリング孔や沢において、水温と電気伝導度の測定も実施した。Z6ブロックでこれらの計測を実施した理由とはとびのす谷の上部斜面でボーリング孔が掘削されていないため、そして善徳地区の比較的高度が高い場所で掘削されているボーリング孔がこのブロックのみであったためである。なお、Z6ブロックの地質および地形の概要は古谷ほか(1997)を参照されたい。

### 3. 調査方法

#### 3.1 1m深地温探査

本報では図-3に示した土石流源頭部(斜面崩壊)を網羅できるように10m×15mの測点網を設定した。図-4はとびのす谷で設定された測点網である。この図において北東側と南西側に測点網が記入されていない。これは測定用の測点をこれらの部分にも予定していたが、岩盤の露頭や表土が薄い部分が分布していたためである。図中の測点数は139点であるが、E14に比較的大きな岩盤の露頭が存在していたので実際の測定測点数は138点である。

1m深地温探査を実施した時期は2001(平成13)年9月17日~19日である。地温測定にはサーミスタ型精密温度計とサーミスタ用温度測定器を使用した。測定方法は定められた測点上に半鋼製の鉄棒で深さ100cmの孔を穿ち、そこに測温体を挿入して10分後に地温を測定した。1m深地温探査を数日にわたって実施する場合において、1m深地温に経日変化が生じる可能性がある。本報ではF18を定点として経日変化を調べた。

#### 3.2 水温および電気伝導度の測定

水温および電気伝導度の測定は、とびのす谷の

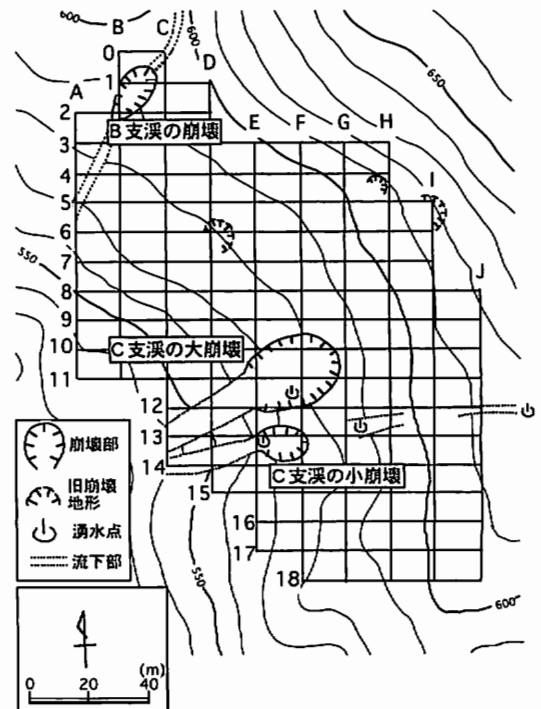


図-4 1m深地温探査の測点網

探査範囲内において図-4に示す4箇所(E13横, F12横, G12-13間およびJ12上と呼ぶことにする)の湧水点, Z6ブロックにおいて図-1に示したボーリング孔(BV5-12, B14, B16および谷道横)と片山裏の沢で実施した。Z6ブロックのボーリング孔はBV5-12, B14およびB16は孔底までストレーナ加工を施していないタイプである。それぞれの孔底深度は200m, 70mおよび49mである。谷道横は岩着している横穴ボーリングであり, ストレーナ加工が施されている。片山裏の沢は沢の源頭部ではなく, 地下水が伏流水として地表面に流出した湧水点である。これらの測定時期は, とびのす谷では1m深地温探査実施時であり, Z6ブロックでは2001(平成13)年9月6日である。使用した温度計および電気伝導度計はデジタル表示型である。水温および電気伝導度の測定方法は, 探査範囲内の湧水点, 横穴ボーリング孔および片山裏の沢の湧水点では温度計と電気伝導度計を挿入して行われた。ノンストレーナタイプのボーリング孔では測定深度まで採水器( $\phi=30\text{mm}$ ,  $l=57\text{cm}$ )を挿入し, 10分程度その場所に放置して周辺温度に馴染ませた後に採水器を引き上げて温度と電気伝導度の測定が行われた。このタイプのボーリング孔の測定深度は, B14およびB16は孔底(70mおよび49m)であり, BV5-12は90mである。BV5-12では使用した採水器を90m以深に挿入することができなかったためにこの深度とした。

#### 4. 測定結果

##### 4.1 1m深地温探査結果に関する影響因子の検討

今回実施した1m深地温探査の結果において測体間の誤差を考慮して整理したところ, 得られた1m深地温の値に年変化に起因する経日変化と植生等に起因する地況の違いが関与したと思われる影響が生じていた。そのために地下水流を推定する上でこれらの因子に関する補正を行わなければならない。この補正は以下の通り行った。

定点における各計測日の平均値の間に $0.15^{\circ}\text{C}$ の差(経日変化)が生じていた。経日変化の補正は各計測日の平均値と計測期間の平均値との差を求め, この差の符号を逆にした値を加えることにした。次に測点周辺部の植生等の状況(地況)を調べた。その結果は図-5に示す分布状況であった。そこで, 図中の地況項目について占有率と計測値の最高および最低について検討し, 表-1にまとめた。なお, 裸地(A)と草地(E)は直射日光が当たる場所であったので合算して検討している。表-1より探査範囲内の最高値と最低値の温度差は裸地および草地(A+E)で $5.42^{\circ}\text{C}$ , 林地(杉:F)で $3.55^{\circ}\text{C}$ , 雑

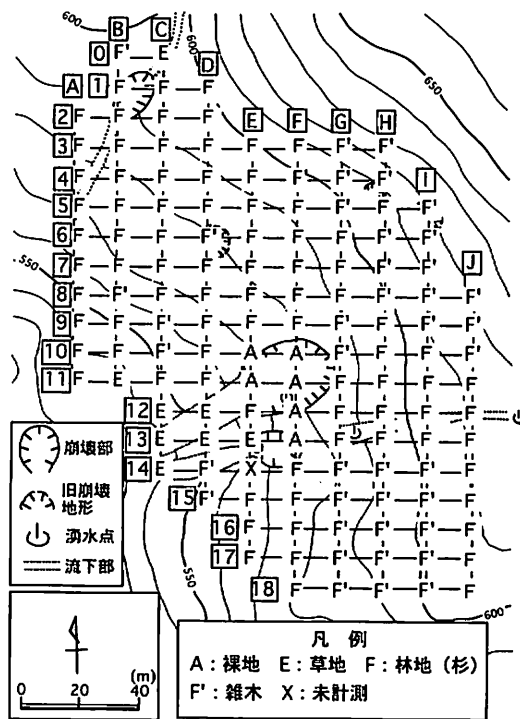


図-5 地況分布図

表-1 地況別の地温および補正係数

地況*	個数	占有率 (%)	最高値 ( $^{\circ}\text{C}$ )	最低値 ( $^{\circ}\text{C}$ )	温度差 ( $^{\circ}\text{C}$ )	標準偏差	平均値 ( $^{\circ}\text{C}$ )	補正係数
A + E	14	10	20.80	15.38	5.42	1.36	19.20	-0.27
F	83	60	20.20	16.65	3.55	0.75	18.52	0.41
F'	41	30	19.80	15.30	4.50	0.83	18.25	0.68
全測点	138	100	20.80	15.30	5.50	—	18.51	—

\*地況 A:裸地 E:草地 F:林地(杉) F':雑木

木 (F') の4.50℃である。これらの平均値について検討すると、最大である裸地および草地と雑木の間では0.95℃の温度差が生じている。この差は解析上無視できない値であるために、全平均値と各地況毎の値の差を求め、この差の符号を逆にした値を加えることにした。

本報では、後述するが地下水流を推定する上で湧水の温度も考慮する必要が生じている。そこで、湧水の温度の計測に用いた温度計と全測温体間の平均値との差について検討したところ0.42℃であった。解析に用いる補正値は地況補正値にこの温度を加えることにした。この補正値を表-1中の補正係数の欄に示す。

#### 4.2 1m深地温分布

図-6は1m深地温探査の計測値に対して表-1に示した補正係数を足しあわせた値(以後単に1m深地温と呼ぶ)をもとにして描いた1m深地温分布である。図中の等温線は15.5~20.5℃の間で1℃毎に示している。探査範囲内の1m深地温の最高値はA3の20.61℃であり、最低値はE13の15.11℃であり、平均値は18.93℃である。この図において、平均1m深地温より低い18.5℃未満のゾーンはB1~B3周辺部(図-4中のB支溪の崩壊周辺部)、D6を中心とした幅30~40mの部分、J12周辺から途中I13付近で二股に分かれてひとつはE13(同C支溪の小崩壊付近)までほぼ直線上に分布しE15付近までの部分と、もうひとつはH15付近を通りE17までの部分である。J12周辺からE13までのゾーン上には湧水点が3箇所存在する。一方、平均1m深地温より若干高い19.5℃以上のゾーンは探査範囲内に散らばっている。これらのゾーンのうちに、図中のほぼ中央部、つまり図-4中でC支溪の大崩壊における滑落崖の上部付近が含まれている。この部分で高温部のゾーンが測定されたことは、崩壊の規模から低温部のゾーンが滑落崖の上部に分布すると予想していたことと全く異なる結果であった。

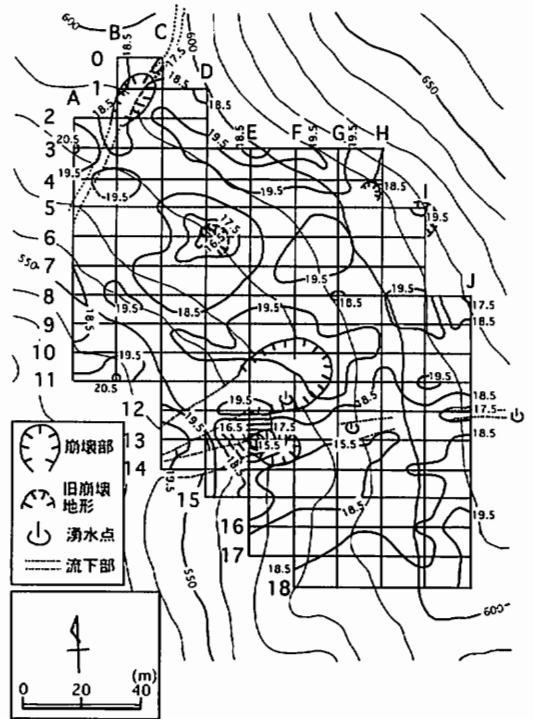


図-6 1m深地温分布図

#### 4.3 水温および電気伝導度の測定結果

表-2は探査範囲内およびその周辺に関する水温および電気伝導度の測定結果である。この表の水温に注目すると、図-4中のE13の横、F12の横およびG12とG13の間にある湧水点は13.5~14.1℃とほぼ似たような値であるのに対してJ12の上にある湧水点は12.7℃と他の湧水点に比べて若干低い。一方、電気伝導度の値に注目すると、E13の横、G12とG13の間およびJ12の上にある湧水点は40.5~57.4  $\mu\text{S}/\text{cm}$ と低い値を示すのに対してF12の横の湧水点は137.2  $\mu\text{S}/\text{cm}$ であり、一桁高い値である。

表-3はZ6ブロックにおける水温・電気伝導度の測定結果である。この表に示した水温のうち、BV5-12、B14およびB16は採水器を引き上げてから水温の計測を実施したので、実際の水温は計測値よりも

表-2 探査範囲内およびその周辺における水温・電気伝導度測定結果

場 所	年月日	水 温 (℃)	電気伝導度 ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	記 事
E13横	2001/9/17	13.5	56.0	
F12横	2001/9/17	13.9	137.2	高知大観測点
G12-13間	2001/9/19	14.1	57.4	ガリー地形
J12上	2001/9/19	12.7	40.5	

表一三 善徳地すべり地Z6ブロックにおける水温・電気伝導度測定結果

場 所	年月日	水 温 (℃)	電気伝導度 ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	記 事
BV5-12	2001/9/6	13.1	189.0	深度90m(ストレーナなし)
B14	2001/9/6	12.7	126.7	深度70m( 同 )
B16	2001/9/6	14.2	128.3	深度49m( 同 )
片山裏の沢	2001/9/6	12.6	60.0	溪床部からの伏流水

若干低いと思われる。谷道横の横穴ボーリング孔は基岩まで岩着しているものの、ストレーナを施したタイプであるので若干の表層地下水が混合している可能性がある。まず、水温の測定結果に注目すると片山裏の沢の伏流水は12.6℃であり、ノンストレーナタイプのボーリング孔における水温とほぼ同程度である。一方、電気伝導度の測定結果に注目すると片山裏の沢の伏流水は60.0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ であり、他の測定点に比べて一桁低い。

ところで、F12横の湧水は13.9℃であるのに対してF12やF13の1m深地温は平均1m深地温を上回る19.13℃および19.38℃であった。つまり、これらの1m深地温は地下水脈の影響を受けていないと考えられるべき値である。この原因については以下で検討する。

#### 4.4 探査精度の検討

1m深地温探査の原理は地下水の流動によって周辺地温が乱される現象を利用したものである。F12横の湧水点から流出する地下水が1m深地温に対する影響について、鉛直断面上において定常状態で流れる水脈の2次元モデル(図-7)をもとに推定可能な探査深度と水平距離について検討する。

竹内(1983, 1996)は定常熱伝導方程式の解を漸近級数で表し、任意地点における温度分布を求める式を提案している。

$$\theta = \frac{\theta_a}{\log \frac{b+a}{b-a}} \times \log \frac{(z+a)^2+y^2}{(z-a)^2+y^2} \quad \dots (1)$$

ここに  $\theta$  : 水脈によって影響された1m深地温と平常1m深地温との差(℃),  
 $\theta_a$  : 流動地下水温と平常値1m深地温との差(℃),  $y$  : 水平距離(m),  
 $z$  : 鉛直距離(m),  $b$  : 水脈の中心位置(m),  $a = \sqrt{b^2 - r^2}$  (m),  $r$  : 水脈の半径(m)

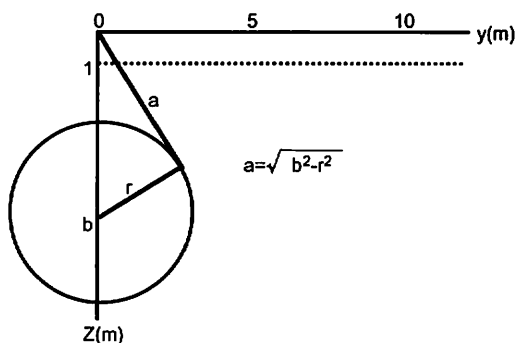


図-7 地下水脈の2次元モデル

この検討では(1)式中の $\theta_a$ と水脈の規模を以下のように設定した。 $\theta_a$ は流動地下水温をF12横の湧水の温度、そして定点(F18)における1m深地温を平常1m深地温と見なして計算し、4.7℃とした。水脈の規模(水脈の半径)は、F12横の湧水点から1m深地温探査時に幅約3mの範囲にいくつかの湧水口が存在したので1.5mとした。これらの条件をもとで1mあたりの温度変化が0.1℃以上になる水脈の天端深度について(1)式を用いて算出したところ、その結果は約6.2mであった。この値はF12付近では少なくとも深度6m付近の地下水流を推定できる精度があることを意味する。次にF12付近における崩壊部の側壁の高さが約3mであったので、半径1.5mの水脈の中心深度が4.5mであると仮定し、これらの値と $\theta_a$ (=4.7℃)のもとで1m深地温が0.1℃以上低下する水平方向の影響範囲について同式を用いて算出したところ、その結果は水脈の中心から約14.3mであった。この値はとびのす谷で設定した水平方向の測点間隔がF12横の湧水を十分検出できる精度を有することを意味する。つまり、計算上ではF12横の湧水の影響を推定できるはずである。

今回の探査でF12横の湧水(地下水脈)の影響が計測できなかった要因はいくつか考えられるが、主

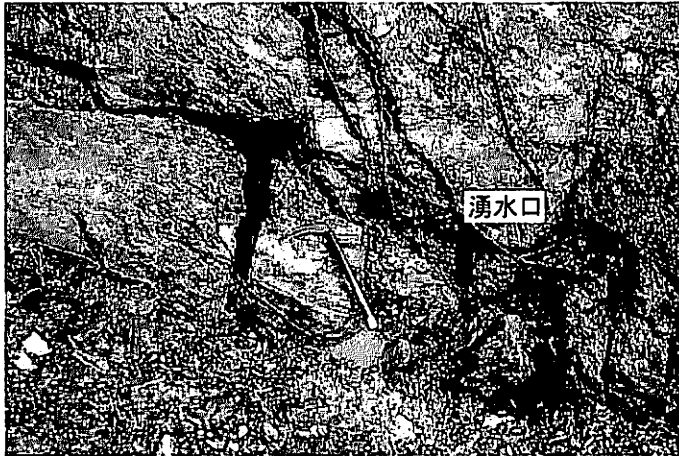


写真-5 岩盤の割れ目から流出する地下水(A支溪の源頭部)

手段ではない。②の地下水脈の規模については斜面深層部からの裂隙水が関連すると思われる。写真-5はA支溪の源頭部で発生した斜面崩壊の滑落崖において、クリープによって変形した岩盤の割れ目から地下水が流出している状況を撮影したものである。とびのす谷における岩盤の露頭の一部分では岩盤の変形によって生じたと思われる割れ目がいくつか見られるが、地下水の流出は確認されていない。しかしながら、Z6ブロックで掘削されたいくつかのボーリング孔では、すべり面以深の岩盤(基岩)部に地下水が流出していると思われる孔内水位の観測結果が得られている(例えば防災研究協会, 2000)。これはとびのす谷ばかりでなく善徳地区の深層部で裂隙水が存在することを示唆している。②の地下水流の上昇角度については、まず斜面に平行な地下水流が流れていると仮定した場合は、この水流によりゾーン状の温度分布を呈する。一方、斜面に対してある角度で地下水流が上昇すると仮定した場合は、上部斜面でこの水脈の影響を受ける温度分布が発生しない。したがって、地下水流の規模が小さかつその上昇角度が斜面に対して急になるほどこの水脈が地温を乱す範囲が小さくなる。F12周辺は①と②の要因が重なり、この横にある湧水の影響が1m深地温探査の結果に現れなかったものと考えられる。

## 5. 土石流源頭部で発生した斜面崩壊に関与する地下水脈と土石流の発生機構

### 5.1 地下水流の推定

古谷ほか(2000)は、昨年および一昨年の9月にZ6ブロックのボーリング孔内水や湧水の温度を測定し、これらの時期における表層の地下水流の温度が17~18℃程度であるのに対して深層の地下水流が12~14℃程度であることを述べた。このことより、表-2と表-3に示した水温の測定結果は全て深層部の地下水の温度と解釈できる。しかしながら、電気伝導度はとびのす谷のF12横の湧水やZ6ブロックのボーリング孔では100~200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 台であるのに対して、とびのす谷C支溪のE13横、G12-13間、J12上の湧水点や片山裏の沢の湧水は40~60  $\mu\text{S}/\text{cm}$ 台であった。片山裏の沢は伏流水であることやE13横、G12-13間そしてJ12上の湧水点の地形的特徴より、これらの湧水は深層部の地下水が供給源ではあるものの、斜面内で貯留時間が短いと思われる地下水が伏流したものである。一方、とびのす谷F12横の湧水における水温と電気伝導度の値はZ6ブロックのボーリング孔におけるそれと同程度であった。このことより、F12横の湧水は温度的にはC支溪に存在する他の湧水と同様に深層地下水と思われるものの、地下水の流れ(水みち)が異なる。つまり、F12横の湧水はその深度はおそらくZ6ブロックのすべり面(基岩部)付近に相当し、貯留時間が長いと思われる地下水が上昇したものと考えられる。

本報では図-6において平均1m深地温より若干低い18.5℃未満の部分と抽出し、さらに上述の水温と電気伝導度の測定結果を考慮して地下水流を推定した。推定した地下水流を図-8に示す。図中の実線は地下水脈状の水流、点線は伏流水を表す。今回の探査範囲では地下水脈状の流れはD6周辺とF



12横に推定される。図中の地下水脈状の流れは広範囲にわたっておらず、局所的である。これは地下水脈の規模が小さく、この水脈が斜面の傾斜角に対して垂直に近い角度で表層部へ上昇していると考えられる。特に、F12横に推定した地下水流はその規模がかなり小さく、裂隙水が上昇していると考えられる。一方、伏流水の流れはI12から分岐してE17までとC0の上部斜面からB3までとJ12の上部からI12を通りE13周辺までが推定される。これらの伏流水のうち、J12の上部斜面から流れる伏流水は調査範囲内では規模が大きいものである。この伏流水は、湧水点が3箇所存在していることよりごく表層部を流れていると考えられる。C0の上部斜面からB3までが伏流水と推定した理由は、低温部がB支溪の周辺部に存在しない、言い換えると斜面から地下水の流入がなく溪床内で地下水が流れていると解釈できるからである。C0からの低温部はB3付近で途絶えているが、これはC0の上部から流れている伏流水が溪床の深層部へ浸透したと思われる。B支溪の左岸に位置するA7~10では1m深地温の値が若干低い(17.5~18.5℃)部分がある。これはB3付近で浸透した伏流水が再び表層部へ上昇したためであろう。

## 5.2 土石流を誘発した斜面崩壊に関する地下水流

本報で実施した1m深地温探査の範囲内では、B支溪の崩壊とC支溪の大小の崩壊が土石流災害となった。これらの崩壊に関与した地下水流について図-8をもとに以下に記す。

**B支溪の崩壊**：平松ほか(2001)はB支溪の崩壊は流水やその上流部で発生した崩壊土砂の流下に伴い、斜面脚部が洗掘されることにより発生したと推測している。しかしながら、B支溪では土石流発生時の流量が通常時の降雨に比べて非常に多かったものと思われるが、崩壊域の上部の溪床に多量の土砂が流下した痕跡が認められなかった。また、上述したようにこの崩壊周辺部ではB支溪の伏流水以外に地下水の流入が考えられなかった。したがって、斜面崩壊の誘因は流水等の浸食作用よりも溪流内の伏流水が関与したと考えられる。

**C支溪の大崩壊**：この崩壊は滑落崖の側壁部(F12横)に存在する湧水は、Z6ブロックのすべり面(基岩部)相当の深度からの地下水であると考えられた。今回の土石流災害時では多量の降雨が観測されているので、C支溪の大崩壊の南側にある伏流水の流路幅が拡大してその影響も受けた可能性があるものの、本質的には深層部から上昇している地下水脈(裂隙水)が関与していると考えられる。ただし、この水脈は1m深地温探査だけでは推定できないほどの小規模なものであり、一気にC支溪の大崩壊を発生させたとは考えにくい。田中ほか(1984)、田中(1997)は裂隙水の水脈が豪雨に起因して、筒状帯と呼ぶ水みち内で圧力水頭が急増することにより表層崩壊が発生するメカニズムを提唱している。C支溪の大崩壊は筒状帯の存在については不明ではあるが、裂隙水の上昇によりF11~12付近で小崩壊が発生し、これにより上部斜面の安定性を失って滑落(崩壊域が拡大)したと考えられる。

**C支溪の小崩壊**：この崩壊の上部斜面では、1m深地温探査の結果の他に水温および電気伝導度の測定結果より伏流水が流下している。したがって、上部斜面からの伏流水がE13測点付近の間隙水圧を上昇もしくはパイピングにより発生したのと考えられる。

ところで、D6付近の旧崩壊地形は深層の地下水脈の上昇部と推定される低温部が分布している。これは、今回の土石流を誘発した崩壊ではないが、過去に深層地下水の水脈の上昇に起因したタイプと思われる。

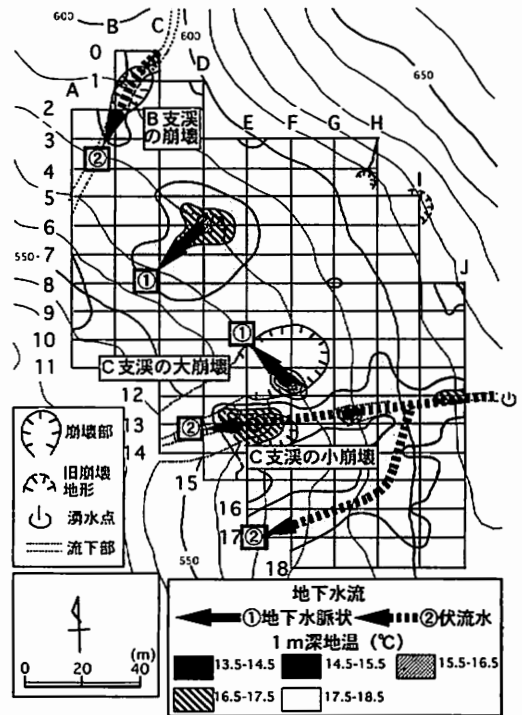


図-8 土石流源頭部における地下水流

## 6. おわりに

本報では、1999（平成11）年6月29日に徳島県西祖谷山村善徳のとびのす谷で発生した土石流を誘発した斜面崩壊（表層崩壊）に関与した地下水流について、1 m 深地温探査、水温および電気伝導度の測定結果より推定を行った。その結果より、探査範囲内で斜面崩壊の誘因となった地下水流は伏流水によるものが2箇所と深層の地下水脈によるものが1箇所存在することが推定できた。伏流水は、溪床内に存在するものと温度的には深層地下水と判断されるものの電気伝導度の値が低く、斜面内に貯留された時間が短いと思われるタイプであった。一方、深層の地下水脈は非常に小さい水脈であり、裂隙水の存在が示唆された。しかしながら、地下水脈の供給深度の推定では未だ不十分な点が残されている。現在、筆者らはとびのす谷およびZ6ブロック等で採水した地下水の水質分析を実施している。今後、この分析結果等を交えてより詳細な検討を実施する予定である。

## 謝 辞

本報では、新潟大学積雪地域災害研究センターの丸井英明教授、高知大学農学部の日浦啓全教授、京都大学防災研究所の竹内篤雄博士に有益な助言を、財団法人建設工学研究所理事長・神戸大学の田中茂名誉教授に大変貴重な文献をいただいた。また、徳島県三好郡西祖谷山村役場と10数名の地権者のご理解とご協力がなければ1 m 深地温探査を実施することができなかった。最後に本報の一部は京都大学防災研究所の一般共同研究13G-15（研究代表者：汪 発武）とリーダーシップ支援経費の援助を受けた。紙面を借りて感謝の意を表する。

## 参考文献

- 防災研究協会(2000):平成11年度善徳地すべり調査業務委託報告書, p. 71.
- 古谷 元・佐々恭二・福岡 浩・日浦啓全(1997):善徳地すべりにおける地下侵食と地すべり移動の関係, 地すべり, **34**-2, 9-16.
- 古谷 元・末峯 章・小山西信智・原 龍一(2000):平成11年6月29日の豪雨によって善徳地すべり地・大師堂周辺で発生した斜面崩壊と水みちの分布, 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, **22**, 44-60.
- 古谷 元・末峯 章・日浦啓全・福岡 浩・佐々恭二・小山西信智(2001):善徳地すべり地で発生した斜面崩壊の前兆変位と水みちの関係, 豪雨時の斜面崩壊のメカニズムと予測に関する論文集, 愛媛大学・地盤工学会四国支部, 87-94.
- 平松晋也・石川芳治・小山西信智・三好岩生(1999):1999年6月29日徳島県西祖谷山村で発生した土砂災害(速報), 新砂防, **52**-3, 44-49.
- 小橋澄治・中山政一・今村遼平(1980):土砂移動現象の実態, 地すべり・崩壊・土石流(武居有恒監修), 鹿島出版会, 28-63.
- 前川美紀子・平松晋也・小山西信智(2001):結晶片岩地域で発生した表層崩壊の発生原因に関する一考察, 平成13年度砂防学会研究発表会概要集, 72-73.
- 竹内篤雄(1983):地すべり 地温測定による地下水調査法, 吉井書店, 60-61.
- 竹内篤雄(1996):温度測定による流動地下水調査法, 古今書院, 201-249.
- 田中 茂・兵庫正寿(1984):集中豪雨に起因する水みちに富む地下水の動向と斜面崩壊, 第21回自然災害科学総合シンポジウム講演要旨集, 467-470.
- 田中 茂(1997):裂隙水脈の集中交差部における地下水の挙動とその斜面安定への影響, 建設工学研究所論文報告集, **39**-A, 1-24.