

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 — 第2報 —

古谷 元*¹・末峯 章*²・丸井英明*¹・佐藤 修*¹・原 龍一*³・岡本 敦*⁴

Detecting of groundwater flow at source area of debris flow in crystalline schist mountains - No. 2 -

by

Gen FURUYA*¹, Akira SUEMINE*², Hideaki MARUI*¹, Osamu SATO*¹
Ryuichi HARA*³ and Atsushi OKAMOTO*⁴

Abstract

We carried out investigation of soil temperature at one-meter depth and water quality (water temperature and electric conductivity) to make clear relationship between slope failure and groundwater flow at source area of debris flow in the Tobinosu-dani-A stream, Zentoku, Tokushima, Japan. Furthermore, we investigated water temperature and electric conductivity of springs at Tobinosu-dani-C stream, boreholes and underflow at Z6 block of Zentoku landslide to grasp the origin of groundwater. The results of our investigations are as follow.

The groundwater flows at the source area of Tobinosu-dani-A stream are under flow type, which is flowing from outside of basin. Direction of these flows are Northeast to Southwest, which may be controlled to relative high permeability structure in the bedrock. The slope failure at source area of debris flow in this stream is caused by underflow from North to South.

Keywords : Slope failure, Debris flow, Groundwater temperature, Electric conductivity, Underflow

キーワード : 斜面崩壊, 土石流, 地下水温, 電気伝導度, 伏流水

1. はじめに

我が国で発生する土石流災害の大半は豪雨時に溪流源頭部付近で発生する斜面崩壊を端に発する場合が多い(例えば小橋ほか, 1980)。1999(平成11)年6月29日に結晶片岩地すべりで有名な善徳地すべりに隣接する徳島県西祖谷山村字善徳のとびのす谷で発生した土石流災害も, 累積降雨量476mm, 最大時間降雨量65mmの集中豪雨によって発生した斜面崩壊に起因したことが推察されている(平松ほか, 1999)。

ところで, 古谷ほか(2000; 2001; 2002)は, この集中豪雨によって善徳地区の斜面崩壊(Z6ブロック大師堂)および土石流化した斜面崩壊(とびのす谷B, C支溪)に関与する地下水の流動経路の推定を行ってきた。そして, 斜面崩壊の発生位置は地下水の流動経路(地下水脈の位置)に支配されていること, 斜面崩壊に関与する地下水は浅層部で形成されたものだけでなく深層(少なくともすべり面相当)部からのものもあることを報告した。これらの調査は, 約700mの比高を有する善徳地区の山体(山頂の標高1,032.5m)の中腹部(標高550m~750m)で実施したものであり, 斜面上部の土石流源頭部で発生し

*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日本工営株式会社四国事務所
*⁴国土交通省四国山地砂防工事事務所

た斜面崩壊に対する検討が実施されていない。

本報告は、とびのす谷A支溪の土石流源頭部においてB、C支溪の土石流源頭部よりも上部の斜面で発生した斜面崩壊の周辺部で1 m深地温探査と水質調査を実施し、A支溪の土石流源頭部で発生した斜面崩壊に関与する地下水の流動経路を解明することと、これまで事例が少なかったこの種の調査の結果を蓄積することを目的とする。

2. 調査地域の概要

とびのす谷は四国のほぼ中央部、吉野川の最大右支川である祖谷川の右岸に位置する(図-1)。流域面積は0.46km²であり、平均河床勾配は約30°である。この谷は3つの支溪に分かれており、西側からA支溪、B支溪およびC支溪と呼ばれている(平松ほか, 1999)。地質は三波川結晶片岩帯に属し、主として泥質片岩である。今回探査を実施した支溪はA支溪であり、標高750m付近で発生した斜面崩壊が土石流化した。平松ほか(1999)によると、崩壊土量は約2,000m³である。

図-2はA支溪の源頭部における地形図である。斜面崩壊は標高750m付近で発生している。この崩壊の横にある岩の露頭では30cm×30cm程度の割れ目(空洞)が存在している。この空洞は土石流災害発生後の現地踏査時(平成11年9月)には地下水の流出があったが、今回の予備調査および探査時には地下水の流出が認められず、植生の回復(30cm~50cm程度の雑草)が始まっている。また、崩壊の滑落崖にはφ=5 cm程度のソイルパイプの痕跡が多数存在している。これらのパイプは調査時ではいずれも地下水の流出が認められない。この図において、谷地形は大小あわせて2つある。大きい谷地形は標高700m~800mまではほぼ南北方向に、それ以上は北東-南西方向に伸びている。この谷地形の標高695m付近では溪床部に湧水が存在している。一方、小さい方の谷地形は斜面崩壊が発生した標高750m付近からはほぼ東向きに約40m伸びている。

3. 調査方法

3.1 1 m深地温探査

1 m深地温探査の範囲を図-3に示す。この図において、A支溪における測点網は斜面崩壊の上部斜面に設け、10m×10mとした。今回の測点網はZ6ブロック大師堂周辺(古谷ほか, 2000)やとびのす谷BおよびC支溪(古谷ほか, 2001)に比べて小さい。これはできるだけ小さな地下水流(地下水脈)をもとらえることを主眼としたためである。図中の測点網において、その外周は正方形もしくは長方形の形状をしてい

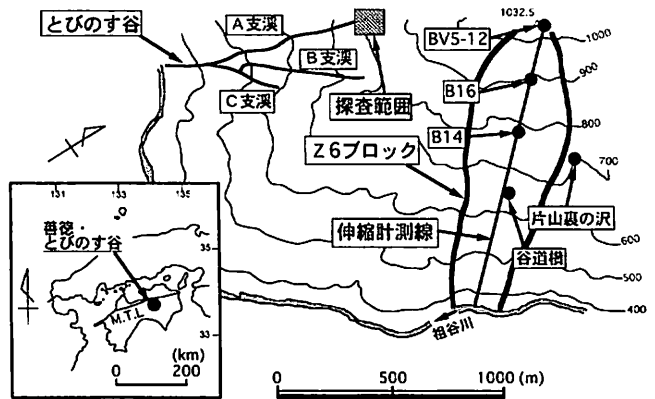


図-1 とびのす谷の位置

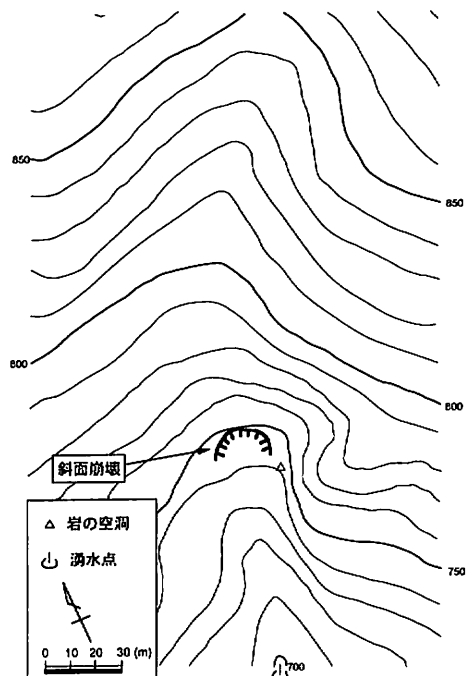


図-2 A支溪源頭部における地形

ない。この理由は岩盤の急崖や表層部が非常に薄いために1m深地温探査の作業が困難であったためである。計測した測点の総数は156点である。

1m深地温探査を実施した時期は2002(平成14)年9月9日～11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。測定の方法は決められた測点上に径25mm、長さ150cmの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、10分後に地温を計測した。経日変化の観測点はO2とした。

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、図-3に示したとびのす谷A支溪の標高695mの溪床部における湧水点、図-1に示したZ6ブロックにおけるボーリング孔(BV5-12, B14, B16および谷道横)と片山裏の沢、および前報で取り上げたC支溪の湧水点(図-4)で実施した。Z6ブロックのボーリング孔において、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。片山裏の沢は谷の源頭部ではなく、地下水が伏流水として溪床部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A支溪では2002(平成14)年9月11日、同C支溪では同年9月5日、Z6ブロックでは同年9月4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とびのす谷A支溪の湧水点、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($\phi=30\text{mm}$, $l=570\text{mm}$)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を測定した。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つたために、この深度とした。

4. 測定結果

4.1 1m深地温探査結果に関与する影響因子の検討

1m深地温探査結果を用いて等温線分布を描く際には、計測値に対して経日変化、地況(植生)、地質、地形等の補正を行う必要がある。今回の探査ではとびのす谷BおよびC支溪で実施した場合と同様に、経日変化と地況に関する補正が必要になった。

定点観測結果によると各計測日の平均値の間には0.30℃の差が認められたので、経日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、これらの差の符号を逆にした値を補正係数とした。

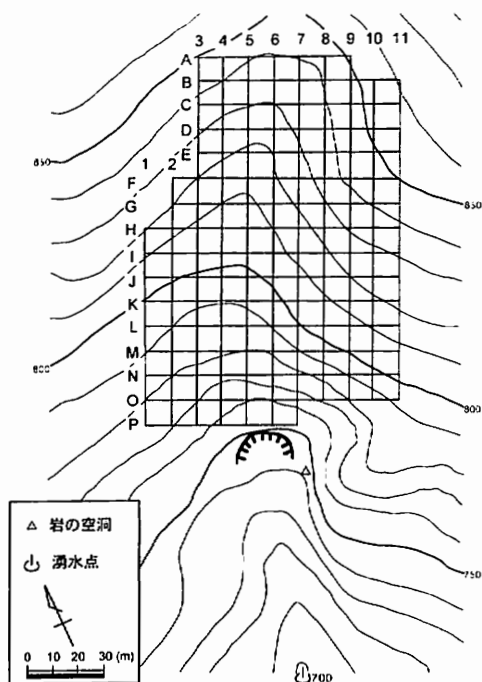


図-3 1m深地温探査の測点網

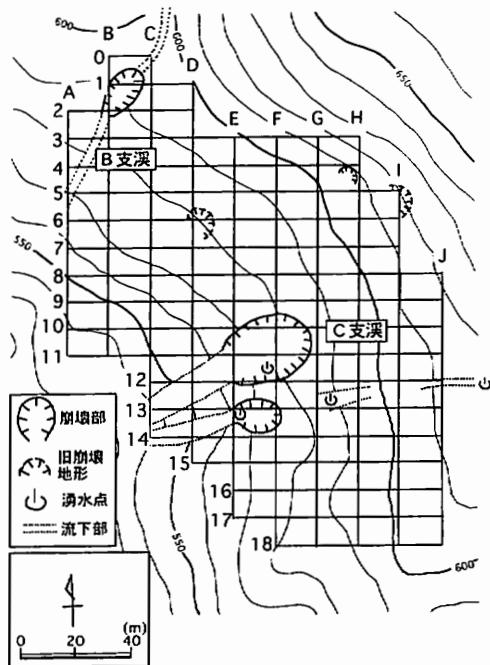


図-4 B、C支溪における湧水点

地況補正は図-5に示す地況分布図を作成した後に以下の手順を取った。なお、図中では竹内(1973)の分類をもとに、F:林地(スギ+ヒノキ)、F':雑木(広葉樹、灌木等)として地況を分類し、Xを岩盤の露出による未計測地点として表している。まず、この図より各地況項目における占有率を調べた。その結果を表-1に示す。この表より、調査地域の地況の割合は林地が66.7%、雑木が33.3%であり、それぞれの地況毎で検討する必要がある。また、林地(F)の平均値は18.00℃であり、雑木(F')の平均値は18.26℃である。双方の平均地温の差は0.26℃であることより、この値は1m深地温分布図を描いて地下水脈を推定する際に無視できない。そこで、全平均地温(18.09℃)と各地況における平均地温の差を取り、この差の符号を逆にしたものを補正係数とした。次に、今回の調査では、1m深地温の測定に用いた温度計と湧水点および孔内水温の測定に用いたそれが異なっており、この相異は後の検討に不都合である。そこで、これらの間の補正係数をあらかじめ室内でキャリブレーションを行って算出した。さらに、地況補正で求めた補正係数を温度計の違いによる補正係数を加えた。最終的な地況補正に必要な補正係数を表-1に示す。

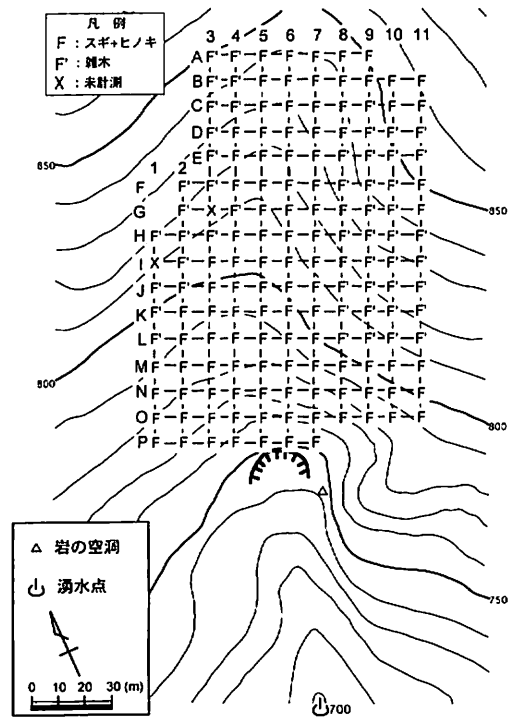


図-5 地況分布図

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 (℃)	最低値 (℃)	温度差 (℃)	標準偏差	平均値 (℃)	補正係数
F	104	66.7	19.98	16.70	3.28	0.59	18.00	0.09
F'	52	33.3	20.33	16.53	3.80	0.73	18.26	-0.17
全測点	156	100	20.33	16.53	3.80	—	18.09	—

*地況 F:林地(スギ+ヒノキ) F':雑木

4.2 水温および電気伝導度の測定結果

表-2はとびのす谷における水温・電気伝導度の測定結果である。この表よりA支溪の溪床部の水温は13.4℃であり、C支溪における4箇所の湧水点(図-4)の水温(13.1℃~14.2℃)とほぼ同じである。また、A支溪の溪床部における湧水点の電気伝導度は60.4μs/cmであり、C支溪のF12横(大きな崩壊の底部)以外の湧水点とほぼ同じ値(41.6μs/cm~60.2μs/cm)である。

表-3はZ6ブロックのボーリング孔と溪床部からの湧水(伏流水)の水温と電気伝導度の測定結果である。この表より、B16と谷道横の孔内水の水温がやや高いものの、他の測定点の水温は12℃~14℃台である。しかしながら、片山裏の沢の伏流水(53.9μs/cm)は、他の測定点(142.5μs/cm~256.0μs/cm)に比べて一桁小さい値である。なお、Z6ブロックにおける電気伝導度の値は昨年(古谷ほか、2001)と同じ傾向である。

表-2および3より、A支溪の溪床部における湧水点はC支溪F12横以外の湧水点および片山裏の沢の伏流水と同程度の水質を有する。この結果と現地の地形条件より、A支溪の溪床部における湧水点は伏流水タイプであると考えられる。

表-2 とびのす谷における水温・電気伝導度測定結果

場 所	年月日	水 温 (℃)	電気伝導度 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)
A支溪溪床部(695 m)	2002/9/11	13.4	60.4
C支溪E13横	2002/9/5	14.2	60.2
C支溪F12横	2002/9/5	13.1	153.6
C支溪G12-13間	2002/9/5	13.6	56.1
C支溪J12上	2002/9/5	13.7	41.6

表-3 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	2002/9/4	12.9	195.0	深度90m(ストレーナなし)
B14	2002/9/4	12.6	142.5	深度70m(同)
B16	2002/9/4	15.2	256.0	深度49m(同)
片山裏の沢	2002/9/4	12.5	53.9	伏流水
谷道横	2002/9/4	14.6	164.6	B17付近の横穴排水ボーリング孔(左から2番目)

5. とびのす谷A支溪における土石流化した斜面崩壊に関与する地下水流の推定

図-6は、1 m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1 m深地温と呼ぶ)をもとに16.0℃から21.0℃の間を1℃毎に表した1 m深地温分布である。この図より、今回の1 m深地温探査では1 m深地温の平均値が18.09℃、最高値がL9の20.16℃、最低値がD10の16.36℃である。また、平均1 m深地温より若干低い18.0℃未満の部分は、測点網の右側(東側)の尾根地形部の大半、測点網中部の東西方向、標高810mより上部斜面ではほぼ谷地形に沿った部分、およびそれより下部斜面では谷地形の若干東側に分布している。17.0℃未満の低温部は5箇所ほど認められるが、これらとはびのす谷BおよびC支溪やZ6ブロック大師堂周辺で認められた円形状の局所的な低温部の分布、つまり局所的に地下水が上昇する構造を呈していない。一方、19.0℃以上の高温部はまばらに分布しているが、おおよそ標高830m以下の谷地形と尾根の中間部付近、および滑落崖の直上の斜面に分布している。滑落崖の直上の斜面における高温部は、この周辺で多数の倒木があり、林地ではあるものの直射日光で照射されている影響により生じているものと推察される。

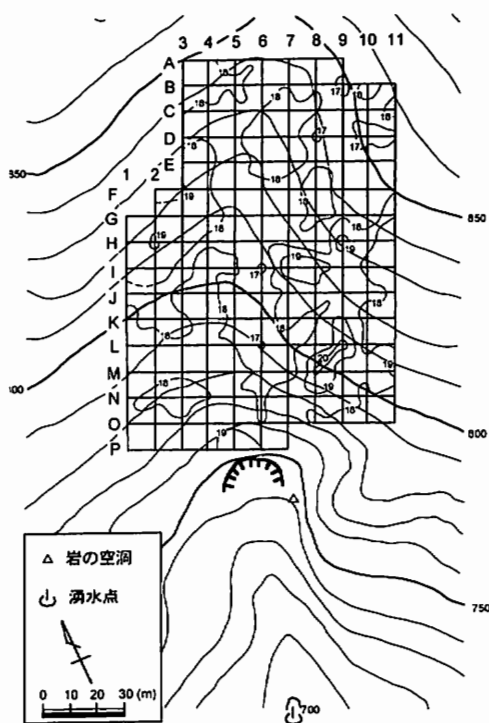


図-6 1 m深地温分布図

図-7は図-6で示した1 m深地温分布のうちで平均1 m深地温より若干低い18.0℃未満の部分抽出し、地下水流(地下水脈)として推定したものである。地下水流の平面的な流下方向は矢印で示されている。この図より、A支溪で発生した土石流の源頭部に

おける地下水流は尾根部 (A~G, 8~11) より北東-南西方向の経路で供給された後にほぼ南北方向に流下する大きな水流と北東-南西方向に分岐する小さな水流で構成されている。図-7と表-2および3の結果を考慮すると、A支溪の源頭部で発生した斜面崩壊は尾根 (流域界) を越えて流入した電気伝導度の低い地下水が伏流水状の水流として流下し、これによって発生したと考えられる。また、この地下水流の尾根部からの流入経路と分岐した小さな水流の経路がほとんど同じ方向であることより、北東-南西方向に透水性の良い地質構造 (岩の割れ目等の発達) の存在が予想される。

標高750m付近に岩の空洞が存在している。この空洞では、上述したように土石流災害直後の踏査時に地下水の流出があり、当初、深層部からの地下水が供給されている可能性を考えていた。しかしながら、今回の調査結果および調査前の踏査結果より、空洞の北東側に低温部 (地下水脈) が存在しているものの地下水の流出は認められない。この原因については現在のところ不明である。今後、この原因の究明に関する調査が必要である。

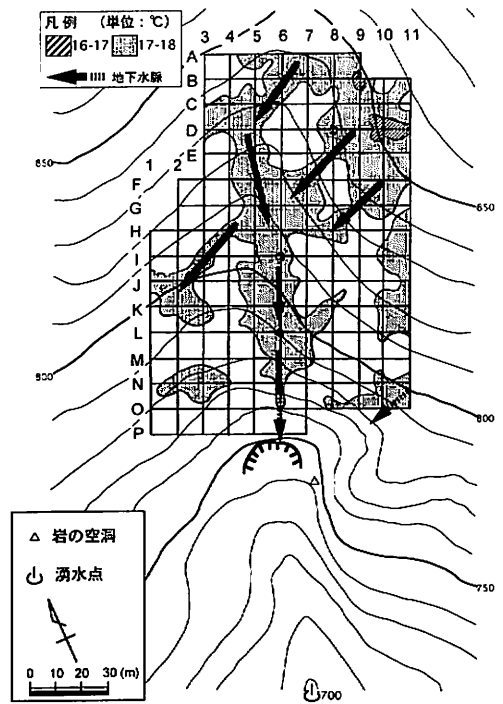


図-7 A支溪源頭部における地下水流

6. ま と め

とびのす谷A支溪の源頭部で実施した1m深地温探査と水温および電気伝導度の測定結果の結果から、この支溪で土石流を誘起した斜面崩壊に関与する地下水流についての知見は以下の通りである。

- 1) とびのす谷A支溪の源頭部を流れる地下水流は伏流水的であり、尾根 (流域界) を越えて流入している。この地下水流の流動方向はほぼ南北および北東-南西である。また、前報で推定したB支溪およびC支溪における深層部からの局所的な地下水の上昇は認められない。
- 2) 尾根部から流入する地下水の水脈の方向と大きな水脈から分岐する小さな水脈の方向がいずれも北東-南西方向であることより、A支溪の源頭部ではこの方向に透水性の良い地質構造が存在すると考えられる。
- 3) A支溪で発生した崩壊は、ほぼ南北方向に流れる伏流水的な地下水によって発生したものと考えられる。

謝 辞

本報告では、西祖谷山役場、現地の地権者の方、京都大学防災研究所の竹内篤雄博士にお世話になった。紙面を借りて御礼申し上げる。

参考文献

- 古谷 元・末峯 章・小山内信智・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・小山内信智(2001):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.新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報,23,35-44.

- 古谷 元・末峯 章・小山内信智・佐藤 修・丸井英明・小松原岳史(2002):結晶片岩地域の土石流源頭部における斜面崩壊と流動地下水の関係. 第41回日本地すべり学会研究発表会講演集, 223-226.
- 平松晋也・石川芳治・小山内信智・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・今村遠平(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.
- 竹内篤雄(1973):地すべり地における地温測定調査について(4). 地すべり, 9-3, 18-22.