

白山源流で発生した地すべりによる濁水が手取川の流域環境に及ぼす影響とその対策

Influence of high turbid water generated from a huge landslide occurred in the headwater area of Mt. Hakusan on the Tedoru River Basin environment

石川県立大学生物資源環境学部 環境科学科 柳井 清治
環境科学科 岡崎 正規
環境科学科 瀧本 裕士
環境科学科 一恩 英二
環境科学科 高瀬 恵次

Abstract

A large-scale landslide occurred in May 2015 in headwaters of Tedoru River at the foot of Mt. Hakusan. Highly turbid water has been generated from the landslide, which has had wider and serious influences on the downstream area by such as rice paddy irrigation systems, ground water system, fresh water and coastal fisheries. Airborne LiDAR data and series of air photos were employed to analyze topographical features, this landslide occurred within the old landslide body. The suspended solids and sediments showed high pH and Ca concentrations, which gave the effects on the early growth stage of rice plant and the uptake of essential microelements. Miyatake settling basin has a role to prevent sediment from flowing into farmlands. Sediment heights of the sand settling channels were measured and the volume of total sediment was estimated, then it was concluded that the settling basin has performed very well. From May 2015 when the high turbid water occurred, the groundwater tables in the alluvial plane began to decrease seriously. So, it has been required to analyze the water balance in the aquifer and evaluate the influence of turbid water. A hydrologic model was developed for the analysis and evaluation. The model performance was very good and it is expected that the model will be available to predict the influence of the turbid water. Since the sharp decline of groundwater level has given a serious damage to *Pungitius* sp.1, it is considered that the addition of spring-fed ponds with groundwater lifting pumps is urgently required for the future depletion of spring water.

Keywords: landslide, suspended solid, settling basin, groundwater table, nine-spined stickleback (*Pungitius* sp.1) and Tedoru River.

I. はじめに

日本は火山国であり、70を超える多くの活火山が国内に存在している。火山が作り出す風光明媚な景観は、山体のみならずカルデラ湖、火口湖そして温泉など変化に富み、重要な観光資源であるとともに、学問的にも貴重である。このため、多くの火山地帯は国立公園や国定公園などに指定されている。

しかし火山周辺は、様々な自然災害を受けやすい地域でもある。噴火による直接的な災害(噴

石の落下 2014 年御嶽山)のみならず、その地質的条件に起因し、土石流や地すべりなど土砂災害が起きやすい地域となっている。石川県の最高峰白山(標高 2702m)の源流域、手取川支流尾添川上流域中の川において 2015 年 5 月に大規模な地すべりが発生した。この地すべりから発生した高濃度の濁水は下流に流下し、5 月下旬から 6 月にかけて上水道、河川の魚類や農地水田、そして海域の水産業に大きく影響を与えた。国会議員への対策の陳情や県議会でも議

論されるなど、県内はもとより国政レベルでも大きな関心事となった。

地すべりが発生した山林の所有者である林野庁も対策に乗りだし、崩壊斜面の浸食防止対策などを検討している。今後ヘリコプターによる浸食防止剤の散布や、山脚の固定を目的とした根固め工の設置などが行われた。

白山の古期火山体が形成されたのは数十万年前といわれ（長岡ほか，1985）、山体の崩壊現象は必然的な地形形成プロセスの一つであり、防ぎようのない自然現象といわざるを得ない。また逆に考えれば、その地形プロセスにより手取川の扇状地が形作られたのであり、豊富な湧水や美しい砂浜海岸などその恩恵を大いに受けているわけである。今回のような崩壊は必然的に起こる現象と受けとめ、共存する道を探らざるを得ないであろう。

本研究の目的は以下の3点である。まず地すべり発生までのプロセスを明らかにすることで災害予知の可能性を探ること、次に濁水が下流の水系にどのような影響を与えるかを、土壌、地下水および生物の観点から解明し、その因果関係を明らかにすること、さらに今後同様な現象が発生した場合に備え、有効な対策を提案することにある。本研究は環境科学科教員がそれぞれの専門分野を生かした総合的な研究であり、今後しばらく継続するとみられる濁水現象による初期の影響を記録する位置づけとする。

II. 研究フレーム

手取川濁水プロジェクトの研究フレームは、流程に従い上流から下流に沿って行われた（図1）。

1. 2015年地すべり発生前後の地形変化と土砂流出プロセス（担当：環境科学科 柳井清治）
崩壊発生点の地形的な特徴を航空写真並びに崩壊前後に撮影されたLiDAR（航空機レーザーによる測量）データを用いて解析し、濁水の供

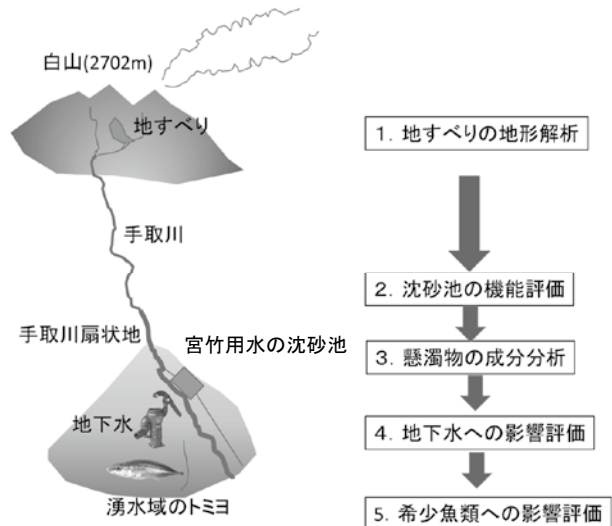


図1. 手取川濁水プロジェクトの研究フレーム

給源である崩壊地の地形変化、崩壊以降の斜面侵食と土砂流出プロセスについて検討を行った。

2. 宮竹用水沈砂池における堆積土砂量の推定（担当：環境科学科 瀧本裕士）

手取川扇状地の上流に設置された宮竹用水沈砂池において土砂堆積深の測定と粒度分析を継続的に行い、沈砂池の性能を定量的に調査した。

3. 手取川懸濁物・堆積物の特性と起源（担当：環境科学科 岡崎 正規）

大規模地すべりに伴って発生した手取川懸濁物および堆積物を手取川上流部および野々市市灌漑水路から採取して、懸濁物および堆積物の性質を明らかにするため、一次鉱物組成、二次鉱物（粘土鉱物）組成および理化学的特性を調べた。手取川懸濁物および堆積物の起源を示すとともに、それらの農用地などへの影響を推定した。

4. 濁水が地下水に与える影響評価について（担当：環境科学科 高瀬 恵次）

2015年崩壊以降下流手取川扇状地では地下水低下傾向が顕著となっている。濁水が地下水位に与える影響を解明するため、まず対象領域における水循環構造を明らかにする必要がある。そこで、手取川扇状地の水循環を表現する

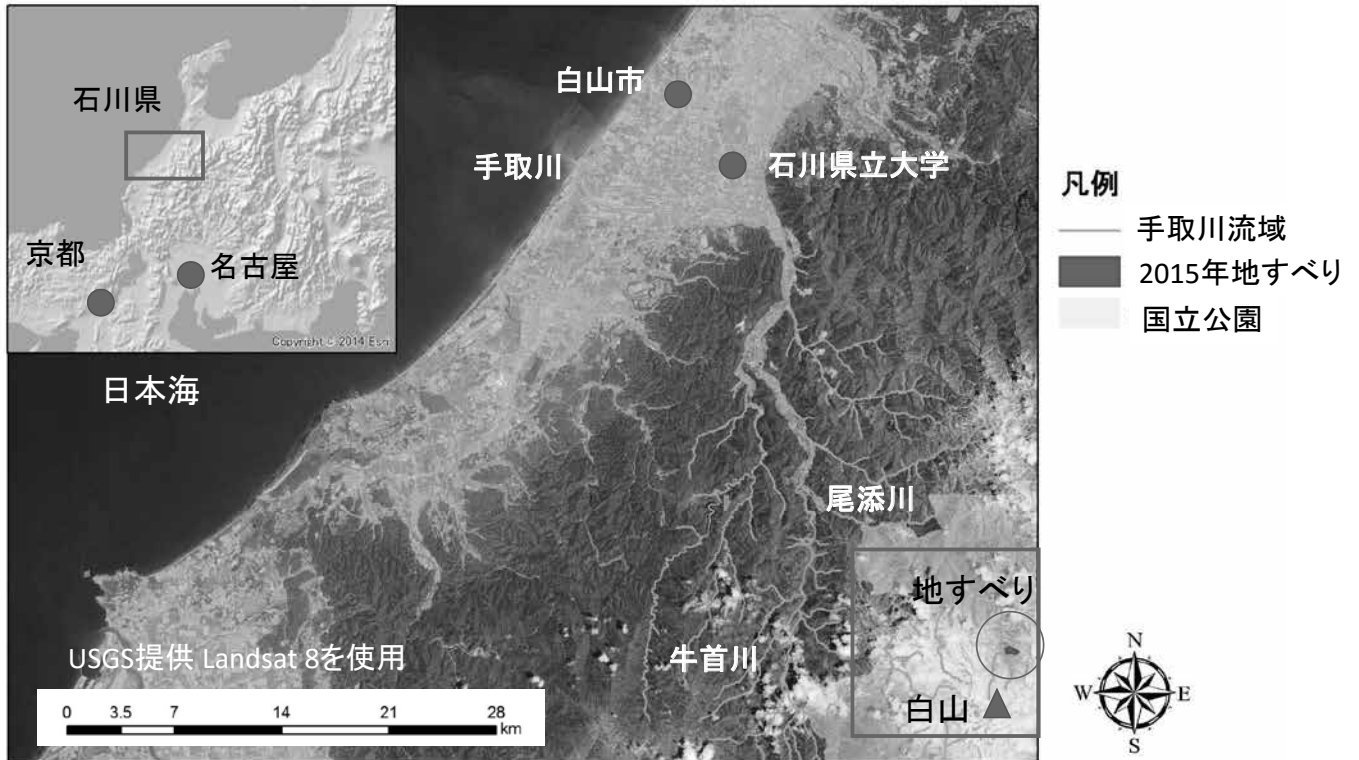


図 2. 調査地位置図

モデルを構築し、同扇状地の水収支構造について検討した。

5. 手取川扇状地の地下水位の低下がトミヨに及ぼした影響の推定（担当：環境科学科一恩英二）

石川県の手取川扇状地には、石川県希少野生動植物種および石川県絶滅危惧Ⅰ類に指定されているトミヨ属淡水型（学名：*Pungitius* sp.1、以降トミヨと略す）が生息している（中坊, 2013）。このトミヨが生息する安産川流域と熊田川・西川流域において、トミヨの採集調査と水理環境調査を実施して、手取川上流崩壊地を起源とする濁水と扇状地の地下水位の低下による湧水の消失と減水がトミヨに与えた影響を考察した。

Ⅲ. 研究対象地

手取川は石川県最大の一級河川である。白山の大汝峰、御前峰などに源を発し、牛首川、尾添川、大日川など数十の支流を合流して北流し、白山市鶴来にいたる（図2）。ここで西方に向

きを変え、金沢平野を流下して白山市美川において日本海に注ぐ。流域面積は 809km²、幹線流路延長 72km で、水源から河口までの平均勾配は 27 分の 1 と急峻で、我が国有数の急流河川である。下流部には自山市鶴来を頂点とした典型的な扇状地地形が形成され、河道はこの扇状地の西側を流下し、日本海に注いでいる。

手取川扇状地は白山頭首工（白山市鶴来）を頂点とし半径約 12km、扇開角度約 110 度をなしておりその形態の完全なことから、日本の代表的な扇状地とされる。扇状地の面積は約 17,000ha で、扇頂部の地盤標高は海面上約 80m、地表の平均勾配は約 150 分の 1 である。扇頂部付近の地下水位は標高 60m、扇端部 0m であるが直線の変化でなく扇央部で低く、凹面状をなしている。平均勾配は 180 分の 1 と地表面勾配より緩やかであるがかなりの急勾配である。この扇状地は典型的な砂礫質で、良好な帯水層となっている（丸山ほか, 2012）。

IV. 各テーマの研究成果

1. 2015年地すべり発生前後の地形変化と土砂流出プロセス(担当:環境科学科 柳井清治)

1) 研究方法

2015年5月に発生した地すべり前後の地形変化に関して、国土交通省金沢河川国道事務所から提供を受けた地すべり前(2014年11月)と地すべり直後(2015年6月)に撮影された航空機レーザー測量(LiDAR=Light Detection And Ranging)データを用いて、地形解析を行った。またそれ以前の崩壊地形に関しては、国土地理院撮影の1955年モノクロ航空写真をArcGIS 10.3.1上で幾何補正を行った。1977年、2004年以降に撮影された航空写真に関しては、国土地理院地理院web(2016)からESRI社提供の取り込みツールを用いてArcMapに取り込んだ。2014年、15年の崩壊状況に関しては金沢河川国道事務所でのLiDAR測量時に撮影された航空写真を用いた。

地すべりの前後の降水量に関しては近傍である白山市白峰におけるAmedas降水量データを用いて解析を行った。また濁度のデータに関しては、国土交通省水文水質データにより白山市白山町に設置された合口堰堤によるデータ、また独自に国土交通省金沢河川国道事務所により公開されている濁度の情報を併せて用いた。

2) 地すべり地形の変化

2015年地すべりの微地形を図3に示す。2015年5月に崩れた地すべりは、滑落崖から溪流の堆積地まで移動水平距離800m、幅300m、滑落崖の長さ400m、幅300m、崩壊深さは最大で45m、標高差約400mという大規模なものであった。その断面形を図4に示す。周辺は大汝岳(2687m)から三方岩岳につながる稜線の三俣峠付近の尾根に形成された古期地すべり地形の下部が移動したものである。標高1780m付近に明瞭な滑落崖があり、その下部に形成された移動体の一部が標高1500m付近を境界にして遷急線がみられ、それより下部は急

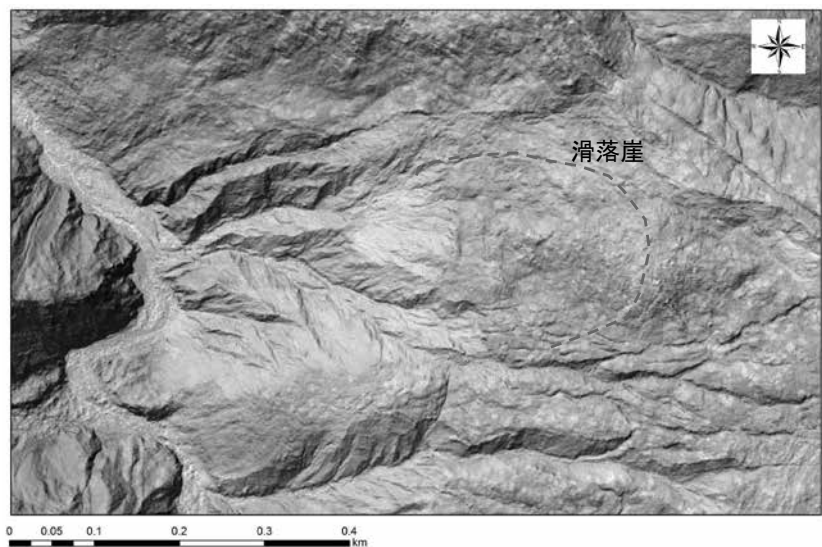


図3. 2015年5月に発生した地すべりの微地形

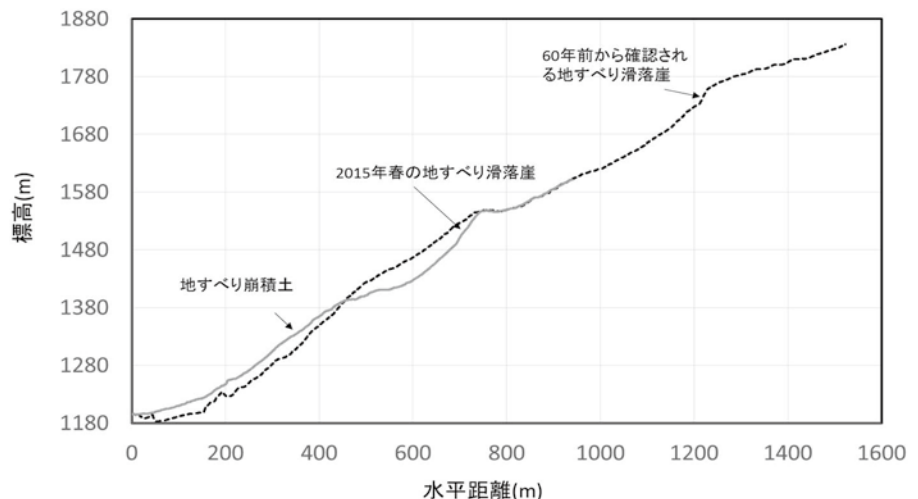


図4. 地すべり地の断面変化

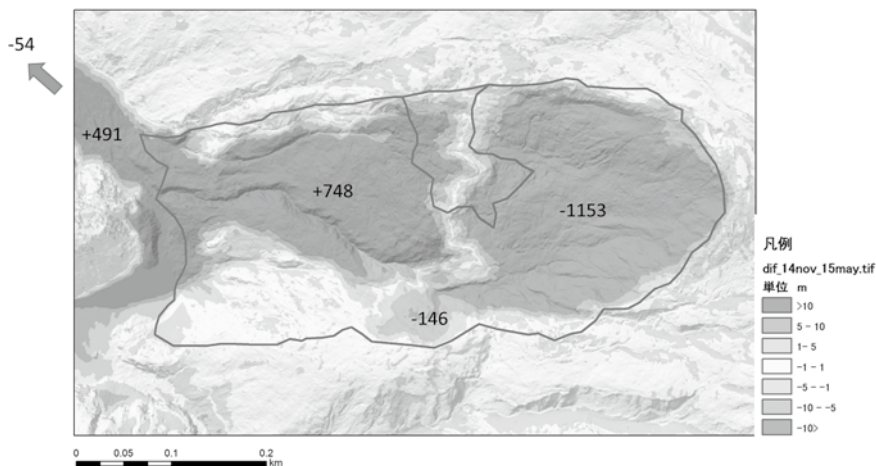


図5. 地すべり地の土砂収支（単位は千m³）

斜面、上部は緩斜面となり、1780m 付近が再び急斜面となっていた。今回崩れたのはその遷急線下部の急斜面であり、1390m～1550m 付近が円弧状のすべり面を描いており、面積 6.4ha、侵食土砂量 115.4 万m³である。崩壊土砂は下流部に移動して溪流（標高 1180m）までの 500m 区間に元の斜面を覆うようにして広く堆積した。その厚さは最大 35m、平均 11m、堆積土砂量は 74.8 万m³と推定されている（図5）。

そのほか、地すべりに伴って滑落崖南部の急斜面も連続して崩壊している。崩壊斜面は下流部と上流部の2ブロックに分けられ、上流側崩壊ブロックの面積は 5ha、侵食土砂量が 14.6 万m³、崩壊深度は 8.5m と算出された。下流側のブロックは 2015 年崩壊以前から存在した斜面であり、植生にほとんど覆われておらず、面積 1.7ha、崩壊土

砂量 0.6 万m³であり、今回は侵食より堆積した量が多かった。最終的に崩れた土砂は溪流を広く埋積した。崩壊面より 500m 下流には狭窄部が存在し、上流から流下してきた崩壊土砂はそこで塞き上げられ堆積している。その川幅は広いところで 100m に達し、以前の河床より 10m 程度上昇したことが分かった。狭窄部までの 500m 区間に堆積した土砂量は 49 万m³と推定されている。

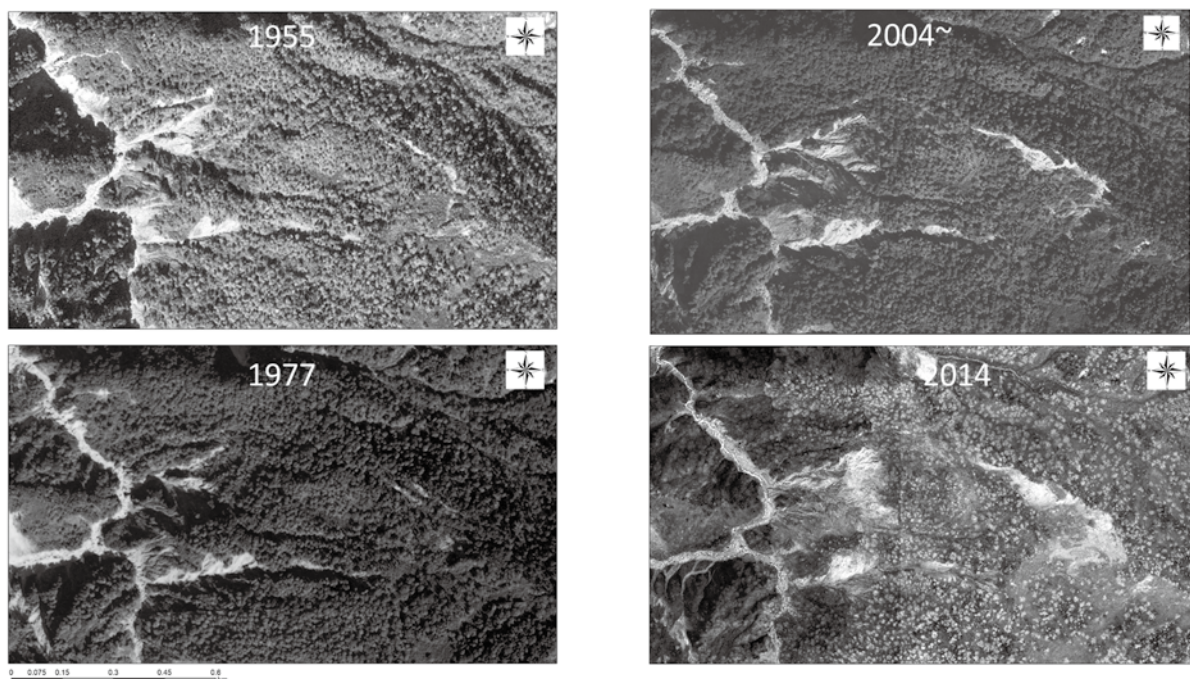


図6. 2015 年地すべり発生までの斜面の時系列的変化（1977、2004～に関しては国土地理院地理院 web（2016）から引用）

今回の崩壊による土砂収支を計算すると地すべりおよび斜面崩壊による発生土砂量は130万 m^3 、斜面下部および溪流内に堆積した土砂が125万 m^3 となり、差し引き5万 m^3 が下流に流出したことになった。地すべりが発生する前には、ダケカンバとブナの原生林が存在していた。樹冠の広がりや周辺の林相から見ると5haの原生林が一瞬にして消え去ったことになる。その一部は標高1500m付近の滑落部末端にかけて残存しているが、大部分は河床に深く埋没しているものと考えられる。

3) 地すべりが発生するまでのプロセス

今回の地すべりが引き起こされるまで、その前兆とみられる現象が数回発生している。地すべり移動の原因としては、河川により山脚部が侵食を受け今まで安定を保っていた地すべり本体が不安定化し、今回の地すべりを引き起こしたものとみなされる。

今回地すべりが発生した斜面を最も古い米軍撮影の1955年撮影の写真(図6)で見ると、このころからすでに地すべり下部斜面に比較的大きな斜面崩壊地が形成されており、下流ブロックの斜面は植生がないことが確認される。

また上部の地すべりブロックの滑落も明瞭に確認できるが、現在よりも滑落幅はやや小さい。

次に1977年国土地理院撮影のカラー空中写真から、全体的に崩壊地は存在しているものの大きな変化は認められない。しかし地すべり下部の南側斜面の侵食が拡大しており、そこから派生するガリーは斜面上部の滑落崖まで達することが判読された。次に国土地理院から提供されている2004年以降に撮影された航空写真を見ると、地すべり地下部の斜面崩壊が著しく拡大していること、上部滑落崖の拡大が顕著であった。2000年以降から地すべり移動が加速化していることが推定された。2014年10月には地すべり下部の一部が崩落した。その面積は2ha程度と小規模であったが崩壊土量は5万 m^3 と推定され、その崩壊深は20mであった。この頃から地すべりの移動が顕著となり、また地すべり体中央部の盛り上がりも顕著となり、その中央部に円弧状のクラックもみられるようになる。そしてクラックを境界にして2015年5月に中央部が崩落するというプロセスが発生した。

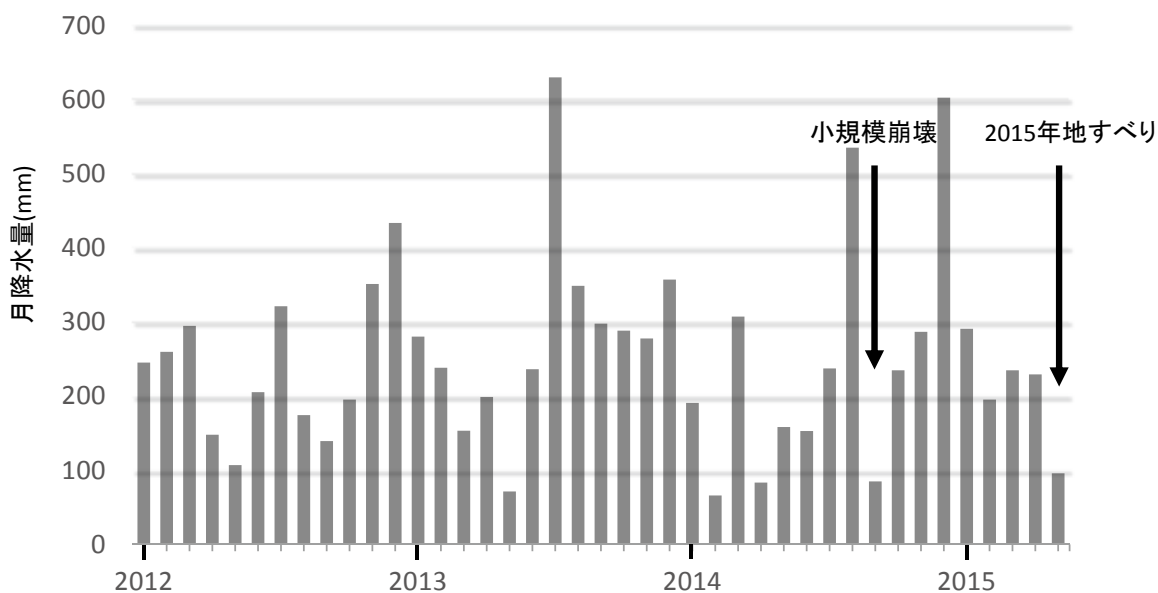


図7. 2015年地すべり発生までの過去4年間の月別降水量の変化

4) 地すべりを引き起こした気象要因

1950年代から徐々に下部の堆積地の侵食が進み、2000年以降急激に滑落崖が拡大してきた中で、2015年に急激な地すべり崩壊が発生した原因について検討を行う。図7は過去4年間の月降水量、日最大降水量を示したものである。2013~2014年にかけて降水量が多く、2013年7月には月降水量が630mmに上った。また2014年8月には月降水量535.5mm、時間雨量29mmの豪雨があった。さらに2014年は降雪量が多く12月にしては月降水量が603mmに上っている。8月の降雨以降、地すべり下部の崩壊が発生し、2015年5月の雪解け時期に本格的な地すべりが活動していることから、2014年12月に降った多量の積雪が融けだすことで、今回の地すべりを引き起こした可能性が高い。

5) 今後の対策の方向性

今回の地すべり性崩壊による対策は非常に困難であり、関係行政機関は頭を悩ませている。その問題点とは、まず白山の源流域に近いところで発生しているため、アクセスのための道路が全くないため、表面侵食防止のための現場での施工を全く行うことができないことである。さらに、国立公園内の特別保護区域指定範囲であるため、遺伝的多様性や外来種の侵入防止など生物多様性の保全を考慮しながら侵食対策を図るかが課題となる。

現在林野庁では地すべり地周辺から濁水の崩壊面の早期植生復元を図る必要があるとしている。在来植生の侵入を図るためには、まず地表の安定化を図る必要がある。とくに高標高で積雪が多く積雪期から融雪期にかけて雪圧、クリーブそして雪解けの侵食などが発生する。そうした特殊性を考慮した基礎工が必要となってくる。また地表面の安定化の後、先駆植物の導入を積極的にはかる必要がある。

周辺の先駆植物としてはドロノキ、ミヤマハンノキ、カワラハンノキなどが考えられ、そうした樹木の挿し木や寝せ植えなどが効果的で2~3年後には1m以上の枝状の繁茂が期待できる。自然に散布される種子だけに頼らず、周辺木からの種子採集と挿し穂の収集を行い、多様な工法を行うことが必要である。

一方、高濃度の濁水は一時的には農業漁業に影響を与えるが、長い時間スケールで見ると必ずしもマイナスなことばかりではない。この流域では1980年に牛首川に大きな治水ダム（手取川ダム）が建設され、それ以降上流から下流に流送される土砂が急激に減少しており（早川ら、2010）、それらは海岸域の侵食に大きく影響を及ぼしている可能性がある。またこの流域では1934年に大きな土砂災害が発生して以降、それほど大規模な土砂災害は発生していない。こうした地すべり崩壊による突発的なイベントにより、自然のバランスが維持されていることを認識する必要がある。その上で、ある程度の土砂を下流に流送することで土砂の生産を制限するだけでなく、ある程度コントロールしながら流出させることも考えてゆく必要がある。

2. 宮竹用水沈砂池における堆積土砂量の推定 (担当：環境科学科 瀧本裕士)

1) はじめに

宮竹用水沈砂池は、手取川からの取水に伴う土砂流出を抑制し、下流側の小水力発電所や農地（受益面積2,457ha）への過剰な土砂流入を

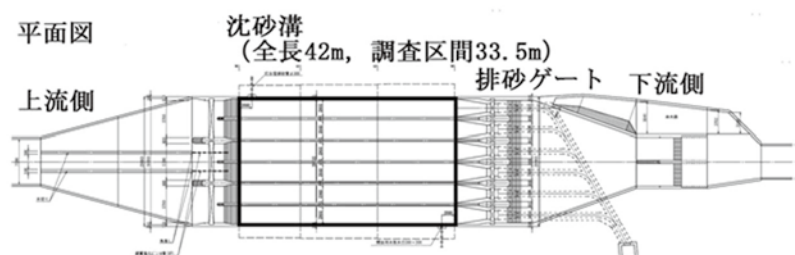


図8. 宮竹用水沈砂池の平面図
(石川県南加賀農林総合事務所、2007を一部改変)

防ぐ役割を担っている。この沈砂池はこれまで良好な運用を続けているものの、沈砂特性については定量的に検証されていない。そこで本研究では、この沈砂池を対象に、土砂堆積深の測定と粒度分析を継続的に行い、沈砂池の性能を実証的に調査した。具体的には、流入土砂は沈砂池内でどのように堆積するのか、沈砂池の土砂堆積能力はどれほどか、大量の土砂流入に耐えうる施設か、と言った観点から研究を進めた。なお、本報告での調査期間は、平成 27 年 4 月～10 月である。

2) 研究方法

(1) 宮竹用水沈砂池の概要

宮竹用水沈砂池は、手取川から取水し宮竹用水への入口となる石川県能美市岩本町内に位置し、平成 22 年 3 月に完成した施設である。沈砂池の全長は 42m で、6 連の沈砂溝からなり、1 連あたりの幅は 2.9m である（図 8）。沈砂溝の深さは最上流部が 3.20m、最下流部が 3.92m であり、流下方向に対して一定の勾配で深くなっている。本調査では沈砂溝の中、上流管理ゲートと下流排砂ゲートの一部分を除く、長さ 33m の区間（図 8 の太枠部分）を対象に流入土砂の堆積深を測定した。

(2) 土砂堆積深の測定

本研究では、まず沈砂池の全長 42.0m のうち沈砂溝 33.5m の土砂堆積高さを測定した。沈砂溝 33.5m を 3.3m ごとの 10 点に分割し、全 6 連

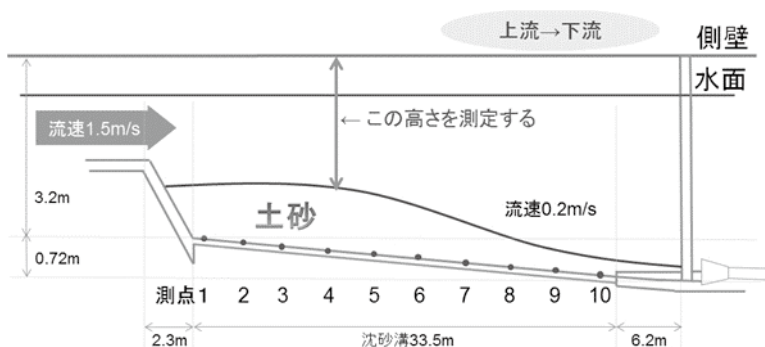


図 9. 土砂堆積深の測定地点

の左右両岸の計 120 点を測定した。測点の位置を図 9 に示す。これを週 1 回の間隔で継続的に行うことで、各測点・各連における土砂堆積状況の差異や土砂堆積高さの変動傾向を把握することができる。土砂堆積高さの測定では、標尺を沈砂池水中に差し入れ、側壁の頂上から土砂堆積がある深さまでの高さを読み取った。測定期間は 2015 年の 5 月 21 日～10 月 19 日までの約 5 ヶ月間である。なお、土砂堆積量は平均断面法（平均堆積高さ×幅×沈砂溝長さ）で求めた値とする。

(3) 粒度分布、SS の測定

土砂堆積高さの測定と同時に、採土と採水を行った。採土は、沈砂溝右岸側の第 1 連の流入部、中央部、流出部の 3 地点において採泥器を用いて堆積土砂を採取した。採取した土砂は大学へ持ち帰り、ふるい分けと沈降分析により粒度分布を求めた（土質工学会, 1978）。

採水は、沈砂池右岸側より第 1、第 3、第 5 の 3 連について流入部と流出部で行い、それぞれの SS を分析した。

4) 結果及び考察

(1) 沈砂溝における土砂堆積特性

a. 各連の堆積状況

沈砂溝の土砂堆積状況の観測例を図 10 に示す。どの連でも流入部近くの測点 1 は、沈砂溝の段差があり、急激に深くなっていることから土砂が堆積しやすい傾向にある。また、流入土砂は 6 連の沈砂溝に均一に溜まるのではなく、右岸から左岸にかけて堆積する傾向が見られた。これは沈砂溝内の流速分布の違いが影響しているものと考えられる。今回の調査では流速を測定していなかったため、堆積傾向の要因分析までには至らなかったが、今後流入口から流出口にかけて流速測定を行い、堆砂量との関係を調べていきたい。

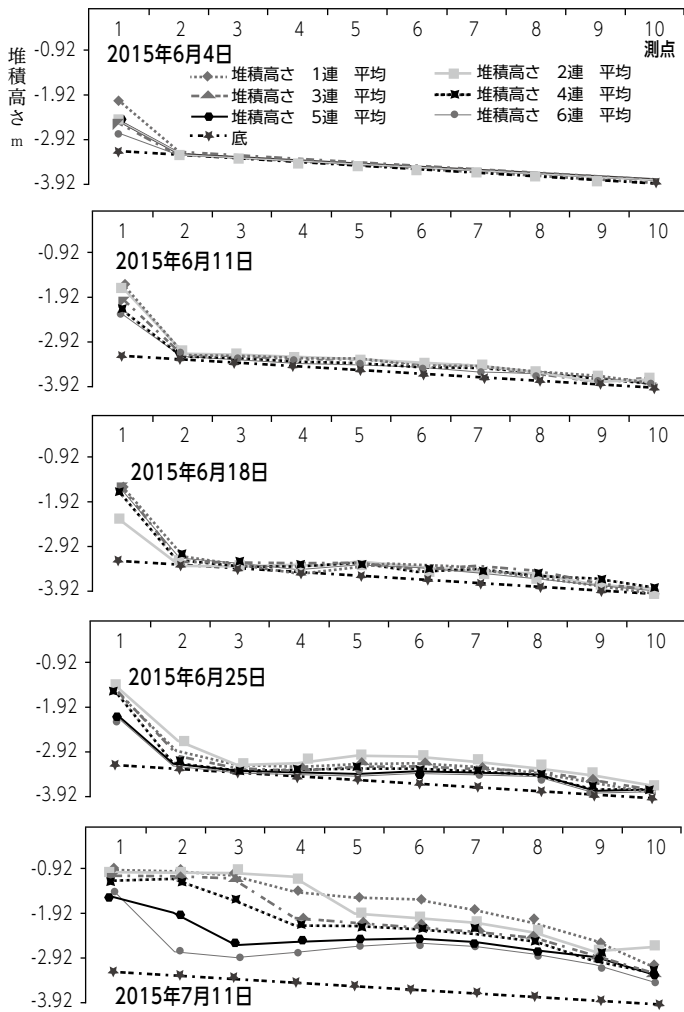


図 10. 沈砂溝の土砂堆積状況

2) 土砂堆積の経時変化

最初のうちは6連とも沈砂溝流入部に多くの土砂が堆積していた。そして次第に流入部に集中した土砂が押し出されるような形で中央および流出部へ堆積していき、最終的には流入部から流出部にかけて均一な堆積高さになる傾向が見られた。調査期間のうち、堆積深の測定から推定された土砂堆積量の最大値は 1123.1m^3 であった。今回の調査では沈砂溝全体の堆積量ではなく、33.5mの区間に限られていることから、実際の土砂堆積量はさらに多くなると考えられる。

(2) 粒度分布と SS 分析

a) 採取土砂の粒度分布

図 11 に粒度分布を表す粒径加積曲線を示す。全体的に粒径の細かい砂やシルトが多く含まれ

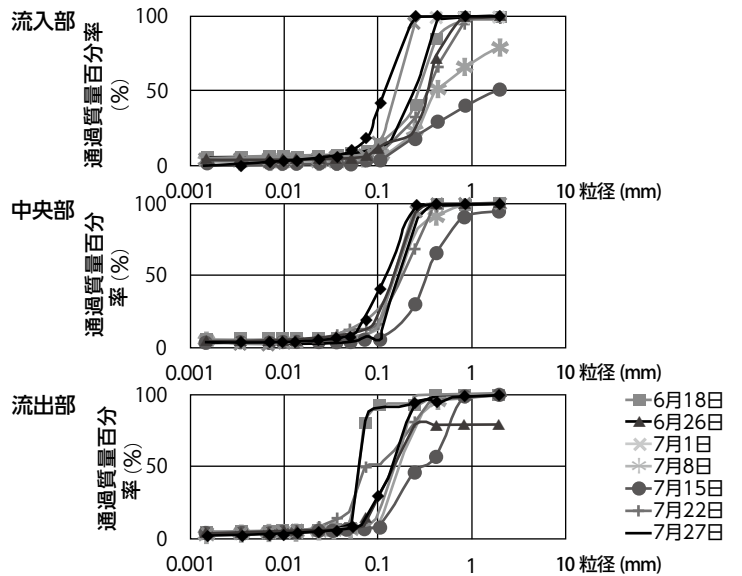


図 11. 沈砂溝の土砂堆積状況

ていることがわかる。また流入部では比較的大きな粒径が、中央から流出部にかけては細かい粒径が堆積している傾向が伺える。

b) SS 分析

SS は天候により値が左右される。晴天時の SS は低い値であり、降雨時は高い値を示す (図 12)。また流入部と流出部では SS の値に大差は見られなかった。次に白山河内の降雨量 (気象庁, 2015) と SS の関係を調べてみた (図 12)。8月上旬までは、降雨量と連動して SS が増減を繰り返すが、8月下旬以降は SS の値が低いまま推移していた。これは流域上流部での土砂災害に伴う山腹斜面復旧工事 (林野庁近畿中国森林管理局石川森林管理署, 2015) の効果に

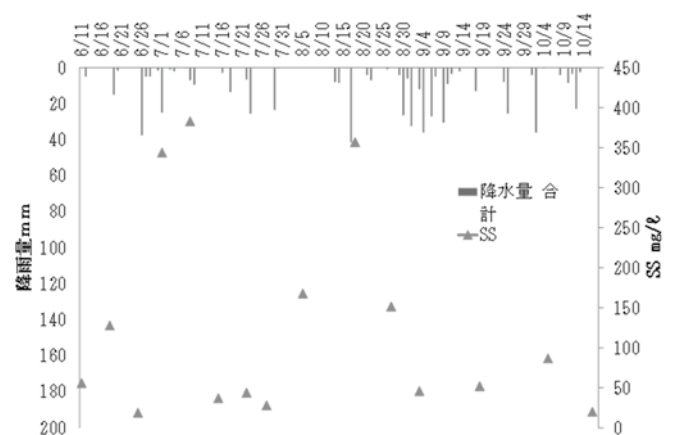


図 12. 降雨量と SS の関係

よるものと考えられる。

5) まとめと今後の課題

宮竹用水沈砂池は計画上、一度に堆積できる土砂量は最大 550m³ で設計されている。これに対し、今回の調査で推定された土砂堆積量は 1123.1m³ であり、想定外の事態にも対応可能であることが分かった。また、計画では粒径 0.3mm 以上の土砂を沈砂させることになっているが、実際にはより細粒径の土砂をも沈砂させる能力が確認できた。宮竹用水沈砂池は、計画をクリアする土砂堆積能力を有し、手取川本線に向けて行われる排砂は、河川流量が 180m³/s 以上の場合に限る等（宮竹用水土地改良区, 2015）、河川環境にも配慮したルールに基づいて運用されている。2015 年は手取川上流域の大規模な土砂崩れの影響で、これまでになく大量の土砂が流入したが、適切な運用によって沈砂と排砂の過程でコントロールできた土砂は相当な量に上ると考えられる。

今後も宮竹用水沈砂池において土砂堆積量のモニタリングを継続していく予定である。また、沈砂構内の流速も測定し、6 連ある沈砂溝の各連について、堆積傾向をより定量的に分析したいと考えている。

3. 手取川懸濁物・堆積物の特性と起源

（担当：環境科学科 岡崎 正規）

1) 概要

2015 年 5 月に発生した手取川上流域の大規模地すべりは、当初、地すべりで知られる濃飛流紋岩（最近では濃飛デイサイトと呼ばれている）であると推定されてきた。しかし、白山の西および南麓に分布する中生代の固結堆積岩である手取層群（前田, 1958; 平・松尾, 1983; 松川・中田, 1999; 松川ら, 2002; 横山ら, 2002; 松川ら, 2003）の分布する地域も有数の地すべり地帯である。手取川濁水をもたらす懸濁物・堆積物の性質によっては、異なる対応・対策が求められる。

る。

白山周辺の中生代の地層は、堆積岩が累積した来馬層群（ジュラ紀前期）、手取層群（ジュラ紀中期～白亜紀前期）、酸性凝灰岩を主体とした足羽層群（白亜紀後期）、溶結凝灰岩の濃飛流紋岩類および地下で生成した新期花崗岩類（白亜紀後期～古第三）からなる（地質調査所, 1974; 鮎野ら, 1992）。来馬層群は、手取層群に比べて分布域は限定されていて、集中的に境川流域に分布する。巻貝、二枚貝類、アンモナイトの化石が見出される。手取層群は、北陸の広い地域に分布し、下部、中部、上部に類別されている。手取層群下部は、九頭竜亜層群と呼ばれる海成層で、貝化石などを含む。手取層群中部は、石徹白（いとしろ）亜層群と呼ばれる。石徹白亜層群は汽水～淡水成層（前田, 1958）である。石徹白亜層群中の下部は五味島礫岩層といい、花崗岩類、片麻岩類、石灰岩を多量に含む（前田, 1958）。一方、石徹白亜層群上部を桑島頁岩砂岩互層と呼び、含雲母黒色頁岩と石灰質砂岩・泥岩との互層からなる。桑島頁岩砂岩層中の方解石の $\delta^{13}\text{C}$ は、+2 ~ -2 ‰ の値を示す（森清・佐藤, 2002）。手取層群上部は、赤岩亜層群と名付けられ、主として河川成層からなり、礫岩、砂岩である（前田, 1960; 公文, 1991）。赤岩亜層群には、他の地域のアルコーズ砂岩に比較して方解石が多く含まれ、カルシウムおよび炭酸塩が存在することが知られている（前田, 1960）。大規模地すべりに伴って発生した手取川懸濁物および堆積物を手取川上流部および野々市市市灌漑用水路から採取して、懸濁物および堆積物の性質を明らかにするため、一次鉱物組成、二次鉱物（粘土鉱物）組成および理化学的特性を調べた。手取川懸濁物および堆積物の起源を示すと同時に、それらの農用地などへの影響を推定した。

2) 材料と方法

2015 年 5 月 16 日に三ツ又において河川水と

表 1. 灌漑水路堆積物の炭酸塩含量

	塩酸処理前炭素(A) 全炭素	塩酸処理後炭素(B) 残存炭素 g kg ⁻¹	A - B 炭酸塩	(A - B) / T x100 %
手取川: 三ツ又 堆積物	6.1	1.6	4.5	74
野々市 1 灌漑水路堆積物	9.1	5.1	4.0	44
野々市 2 灌漑水路堆積物	8.1	4.2	3.9	48
野々市 3 灌漑水路堆積物	6.4	3.0	3.4	57
野々市 4 灌漑水路堆積物	7.4	3.6	3.8	51
野々市 5 灌漑水路堆積物	3.9	1.9	2.0	51
石川県立大学水田圃場	15.9	14.9	1.0	6.3

ともに懸濁物を試料ビンに採取し、実験室内で濾過し、懸濁物試料を得た。堆積物は、2015年5月27日に三ツ又において、2015年6月29日、6月30日に野々市市内の灌漑用水路中において試料ビンに採取した。これら採取試料を実験室内で風乾し、分析試料とした。堆積物試料を過酸化水素で有機物を分解後、0.045 ~ 0.250 mm 粒径画分を篩別し、偏光顕微鏡 (MeijiTech MT9000) 下で同定し、一次鉱物組成を示した。懸濁物および堆積物試料を過酸化水素で有機物を分解後、アルカリ溶液中で分散させ、沈定法を用いて、粘土 (0.002 mm 以下) 画分を得た。これらの粘土画分を塩化カリウム溶液、塩化マグネシウム溶液で処理し、粘土鉱物の同定のための試料とした。X線回折装置 (MiniFlex, Rigaku) を用いて粘土鉱物を同定した。堆積物の pH、電気伝導度、交換性陽イオン、全炭素、無機態炭素、安定炭素・窒素同位体比 (質量分析計 IsPrime IRMS, GV Instruments を連結した元素分析計 EA3000, EuroVector) を分析し、堆積物の起源および農用地への影響を考察した。

3) 結果と考察

三ツ又堆積物の一次鉱物の主体は無色鉱物の長石、石英であったが、同定不可能な岩片を多量に含んでおり、有色鉱物は少なかった。三ツ又懸濁物の X線回折パターンは、微細な長石、石英を含むとともに、少量の Al-バーミキュライト、雲母型鉱物、カオリナイトを含んでい

た。三ツ又堆積物の X線回折パターンにおいても Al-バーミキュライト、雲母型鉱物、カオリナイトを主要粘土鉱物としていた。野々市堆積物の一次鉱物および粘土鉱物組成は、三ツ又懸濁物、堆積物の鉱物組成とよく類似しており、野々市堆積物が手取川上流域よりもたらされたものと推定された。三ツ又堆積物および野々市堆積物の pH は、中性付近にあり、流下あるいは時間経過とともに弱酸性に変化する傾向にあった。手取川扇状地に分布する水田土壌 (農業技術研究所, 1969) 表層土よりも高い pH を示した (北田ら, 1999; 農林水産省生産局, 2008)。堆積物中の有機物およびリン含量は低かった。全炭素に占める無機態炭素 (炭酸塩) の割合が高く、約 50% 以上の炭素は、炭酸塩として存在していた (表 1)。石徹白亜層群および赤岩亜層群中には、膠結物あるいは菱鉄鉱 (シデライト) FeCO_3 、方解石 CaCO_3 、ドロマイト $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$ として存在していることが報告 (小林, 1977) されているが、本研究においても多量の炭酸塩の存在が示された。安定炭素同位体比 (%) は、-7.64 ~ -13.93 であった (Okazaki et al., 2015) が、酸処理によって -11.76 ~ -21.34 に減少し、炭酸塩として存在していた炭素が、二酸化炭素となって放出された。多量の炭酸塩を含む堆積物の一部は、手取層群・石徹白亜層群・五味島礫岩層、赤岩亜層群 (茂野ら, 2004) などに由来すると推定された。

4) 結論

手取川懸濁物・堆積物の農用地への流入は、灌漑施設の保全に注意を要する一方、酸性土壌に対する一定の矯正効果をもたらすものと考えられる。しかし、急激でしかも強い酸性矯正は、次年度の水稲の初期生育に影響するので留意する必要がある。また、農用地への流入量によっては、堆積物に不足している有機物、カリウムおよびリンを農用地に施用すべきである。

4. 濁水が地下水に与える影響評価について

(担当：環境科学科 高瀬 恵次)

1) 2015年の地下水位変動

2015年春以降生じている手取川の濁水は、これまで報告されてきたように様々な方面に直接的・間接的影響を与えている。このうち、濁水に伴う河床や水田の目詰まりによる地下水位の低下は、間接的な影響の1つとして長期的な

観点から注視される必要がある。

このような観点から手取川扇状地の地下水位の変化を見ると、図13に示すように、昨年5月から11月中旬までの地下水位は、低下速度、最低水位ともこの20年間では最も大きいことがわかる。この時期は濁水が発生した時期と一致しているが、下段の図に示されるように2015年5月から8月および10月の降水量が他年と比べて小さく、このことが地下水位低下の要因になったとも考えられる。

地下水は後にも述べるように、降雨、蒸発散、浸透、河川水など地表での水循環と密接に係わっており、濁水が地下水位に与える影響を検討するためには、まず、対象領域における水循環構造を明らかにする必要がある。

そこで、本報告ではまず、手取川扇状地の水循環を表現するモデルを構築し、同扇状地の水収支構造について検討した。

2) 濁水の影響を評価するための手順

濁水の影響を評価するための手順は以下のとおりである。

- (a) 対象領域（手取川扇状地）における水収支成分の分析（入力データの収集）

モデルへの入力値となる降水量、可能蒸発量、背後地流域からの流入量、地下水揚水量、地下水位などのデータ収集と分析

- (b) 水循環モデルの構築（モデルパラメータの同定）

地表領域、地下水帯領域における水循環過程と相互関係のモデル化（定式化）、モデルパラメータの決定

- (c) 構築されたモデルによる予測

決定されたモデルパラメータを用いて当該年度の地下水位予測

- (d) 現況と予測結果との比較（影響評価）

予測結果と当該年度の現況（観測地下水位）との比較・分析

3) 水循環モデルの構造と入力データ

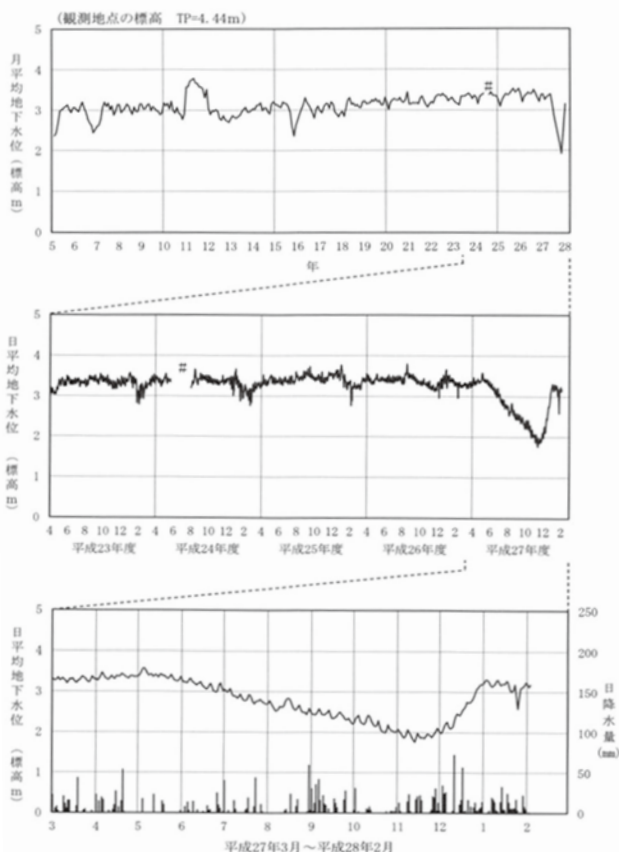


図13. 手取川扇状地における地下水位の変化例

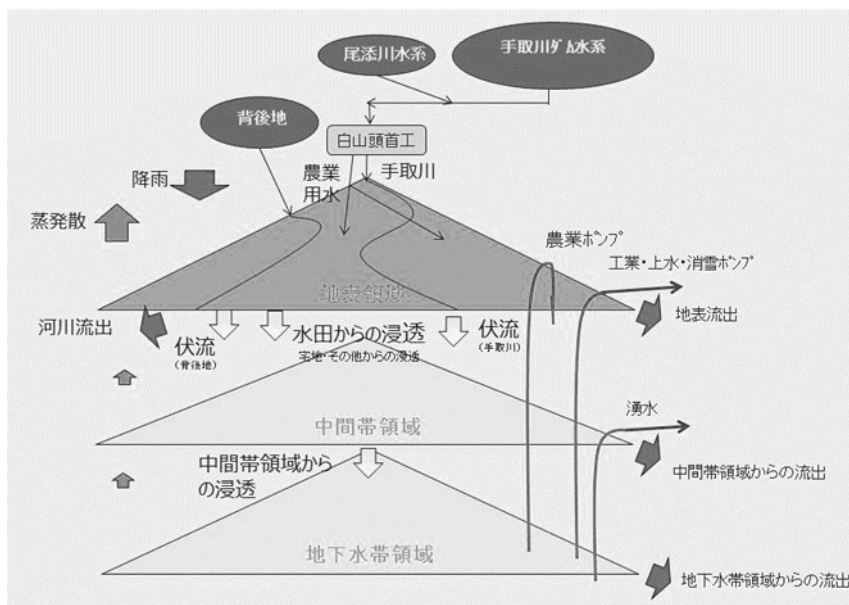


図 14. 手取川扇状地の水循環模式図

(1) 手取川扇状地の水循環

図 14 には、手取川扇状地における水循環の概要を示す。このように本報告の水循環モデルでは、対象領域を地表領域、中間帯領域、地下水帯領域の 3 領域に分類した。

(2) 計算に用いるデータ

モデルの入力値として用いるデータは以下のとおりである。

- (a) 扇状地部の降水量：金沢と小松アメダスの平均値を採用した。
- (b) 扇状地部の可能蒸発量：小松アメダスの気象データ（湿度のみ金沢）を用い、ペンマン式により計算した。扇状地から生ずる実際の蒸発散量は、この可能蒸発量に月別の係数（蒸発散比）を乗じて求めた。
- (c) 背後地河川からの流入量：手取川については鶴来地点の水位データを用い、水位～流量曲線により計算した。また、その他周辺背後地からの河川については、石川県林業試験場森林理水試験地で構築された降雨～流出モデルによる計算流量に面積比を乗じて推定した。
- (d) 農業用水取水量：七ヶ用水の実績取水量

を用いた。

- (e) 地下水揚水量：石川県の資料によった。このうち、工業・上水道用水については年間揚水量の日平均値、農業用水は年間揚水量の灌漑期間平均値、消雪用水は降雪日に対する平均値を採用した。
- (f) 地下水位：手取川扇状地内で長期にわたって連続観測されている 8 か所の地下水位平均値（以下、「観測地下水位」）を用いた。

4) 水循環モデルによる地下水位の計算

図 15 には本報告で採用した水循環モデルの模式図を示す。本モデルは対象地区全体を 1 つのモデルで表現する集中定数型で、第 3 段目タンクの水深の変化が、観測地下水位平均値の変動を表現するものとした。

また、手取川をはじめとする背後地河川から中間帯領域への伏流量は、河川流量に比例するものとし、以下のような計算に依った。

$$GR=CR \cdot QR \quad (5-1)$$

GR：河川からの伏流量

CR：伏流係数

QR：河川流量

なお、背後地河川のうち手取川については、流量がある上限値を超えた場合、伏流量は一定

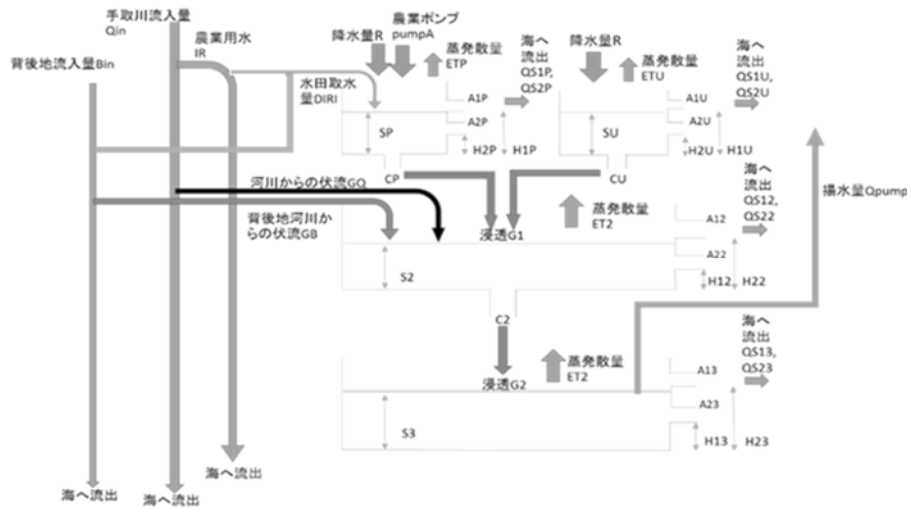


図 15. 水循環モデルの概要

値になるものとした。

5) 適用結果と考察

(1) モデルパラメータの同定と結果

本モデルには、図 15 に示されたタンクモデルの流出係数や流出孔高、浸透係数、あるいは(5.1) 式中の伏流係数など決定すべき多くの未知パラメータが含まれている。これらのパラメータ値は、計算地下水位と観測地下水位の絶対誤差の総和が最小となるよう、数学的最適化手法を用いて同定した。なお、モデルパラメータの同定には 2006 ～ 2008 年の観測データを用

いた。

図 16 には同定されたモデルパラメータを用いて計算された地下水位と観測地下水位の比較を示す。このように計算地下水位の変動は概ね観測地下水位の変動を再現しており、本モデルは手取川扇状地の水循環を表現していると判断される。

(2) 手取川扇状地の年間水収支

このモデルを用いて手取川扇状地の年間水収支を推計した。その結果、次のような結果を得た。まず、手取川扇状地の年降水量は 2,440

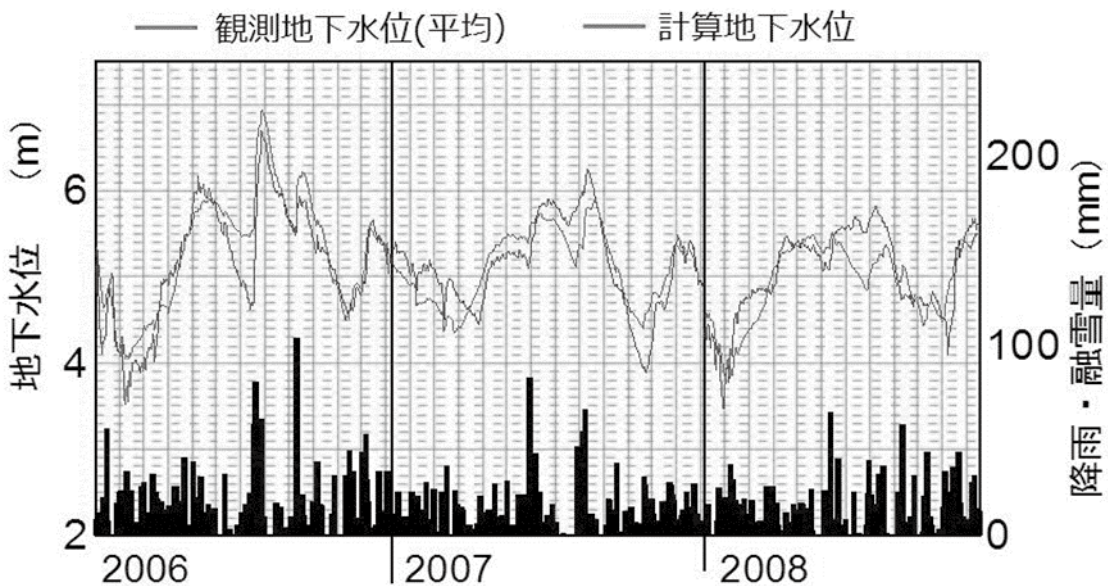


図 16. モデルによる計算地下水位と観測地下水位の比較

mm であるのに対して、白山を源流とする手取川から流入量は 17,550 mm、これに周辺背後地からの流入量を加えると、河川からの流入量は実に扇状地降水量の 7.5 倍に相当することになる。河川から中間帯への伏流は 1,750 mm（このうち、手取川からの伏流量は 1,350 mm）、水田や畑・宅地からの中間帯への浸透が 1,310 mm となる。そして、中間帯領域での地表水との交換を経て、地下水帯領域への涵養量は約 2,250 mm と推算された。この値はほぼ扇状地の降水量に匹敵する値である。一方、地下水の利用量（ポンプ揚水量）は 720 mm であり、全涵養量の約 1/3 に相当する。筆者の経験によれば、地下水が豊富とされる地域では、地下水利用量が涵養量の 1/3 以下であることが多く、手取川扇状地においても、長期的には安定した地下水利用が可能であることを示唆している。

6) 今後の課題 - 濁水の影響評価と健全な地下水利用のために -

以上述べてきたように、水循環モデルの構築によって手取川扇状地水収支の現状を把握することが可能となった。その結果、現在の地下水収支は比較的安定した状況にあると判断されるが、図 13 や図 16 からも明らかなように、冬季に消雪用水使用が増大する場合や、灌漑期に少雨となる場合には地下水位が低下することがあり、このような事態にどのように対応するかが今後課題である。

さらに、昨年夏から秋にかけての地下水位の異常低下が濁水の影響によるものかどうかを判断し、2016 年以降の地下水位がどのように推移するかを予測すると同時に、モニタリングによって事前に変化の兆候を把握することが求められている。

5. 手取川扇状地の地下水位の低下がトミヨに及ぼした影響の推定（担当：環境科学科 一恩 英二）



図 17. 石川県能美市の竹藪用水の水涸れ（竹藪用水の最上流部より A2 地点方向を 2015 年 9 月 30 日に撮影）



図 18. 熊田川上流部の水涸れ（熊田川 K22 地点より A6 地点方向を 2015 年 10 月 27 日に撮影）

1) 概要

石川県立大学の動物生態学研究室と地域水工学（旧水資源学第二）研究室では、トミヨの繁殖場所である石川県能美市の竹藪用水においてドジョウかごを用いたトミヨの採集調査を実施した（一恩ほか，2006 年；Nishizono ほか，2013）。2015 年もトミヨの繁殖期である 3～7 月にドジョウかご調査を竹藪用水で実施した。2015 年 4 月下旬より手取川上流崩壊地が起源だと推定される高い pH の濁水がこの竹藪用水に流入したことから、ドジョウかご調査と並行して pH の測定を実施した。

手取川扇状地の地下水位が 7 月下旬から急激



図 19. 安産川上流部の減水状況 (Y6 地点より Y5 地点方向を 2015 年 11 月 28 日に撮影)

に低下したため、竹藪用水の湧水は消失し、12 月下旬まで水涸れが継続した (図 17)。手取川扇状地の地下水位の低下は広範囲に及び、竹藪用水以外の熊田川・西川流域や安産川流域においても、湧水の消失や減水が生じた (図 18、19)。

本州のトミヨ属魚類は湧水の消失や減水によって生息が不可能となることから (高田, 2001)、トミヨの個体密度の現状を把握するために採集調査を実施した。

2) 材料と方法

熊田川の上流部に位置する粟生用水 (図 20) の最上流区間を竹藪用水と呼び、その延長は約 75m である。ドジョウかご調査は、この竹藪用水へ遡上するトミヨを対象として、図 20 の A2 地点付近に 5 個のドジョウかご (三谷釣漁具店、fn-25、全長 45cm、高さ 15cm、幅 30cm、3mm 目) を下流に開口部を向けて実施した (図 21)。ドジョウかごに捕獲されたトミヨはバケツに移し、週に 1 回の間隔で、個体数を記録した。

竹藪用水には、湧水以外に、灌漑用水の末端水や水田からの排水が流入している (一恩ら, 2006)。竹藪用水に流入する濁水の影響を把握するため、2015 年 4 月 21 日～7 月 8 日の期間に pH メータ (HANNA instruments、HI98127 pHep4) を用いて、上流部で pH の測定を行った。

熊田川上流部・粟生用水・竹藪用水で生じた湧水の枯渇・水涸れが、トミヨの個体密度に与えた影響を推定するために、図 20 の A2～

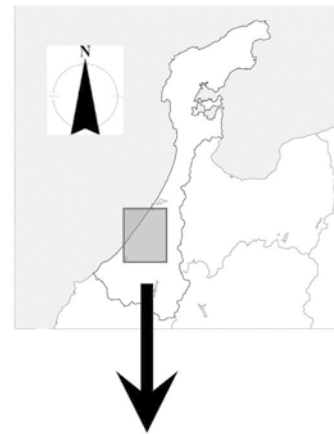


図 20. 調査位置図

A6、K10～K21 の 12 地点でトミヨの個体密度調査と水理環境調査を実施した (A2 は竹藪用水、A3、A6 は粟生用水、K10～K13 は熊田川



図 21. ドジョウかご調査

中流部、K14～K21は熊田川上流部の調査地点)。また、手取川扇状地右岸の安産川流域においても、熊田川と同様に、湧水の消失や減水が報告されたため、図20のY1～Y6でトミヨの個体密度調査と水理環境調査を実施した。

調査は、小谷ら(2016)に準拠して実施した。個体密度調査は、サデ網(三谷釣漁具店、固定式押し網bl-S3、間口0.80m、目合い3.0mm)とタモ網(マルシン漁具、間口0.35m、深さ0.31m、目合い3.0mm)を用いて、1地点あたり1.5～51.5m²の採集調査を3～4名の調査員で実施した。生息環境調査は、水温、水深、流速、植生被度、透視度、pH、電気伝導度(EC)、溶存酸素濃度(DO)について実施した。水温は、防水型デジタル温度計(株式会社佐藤計量器製作所SK-1260、サーミスタセンサSK-S102T、耐圧、水温測定用)を用いて、水路底面で測定した。流速は、株式会社ケネックの三次元流速計(本体部:VP3000、検出部:VPT3-200-13P)を用いて、水路中央部の6割水深の位置で測定した。水深は、鋼尺を用いて測定した。植生被度は、目視で判断した。透視度はオプテックス株式会社ポータブル透視度センサTP-M100を、pHは堀場製作所コンパクトpHメータLAQUAtwin B712を、ECは堀場製作所コンパクト電気伝導率計LAQUAtwin B771を、DOは堀場製作所溶存酸素計OM-51-2を用いて測定した。安産川では2015年11月28日に、熊田川・粟生用水・竹藪用水では11月5日に調査を実施した。

3) 結果

2015年3～7月のドジョウかご調査で採集されたトミヨの総数は616個体で、上田ら(未発表)およびNishizonoら(2013)と合わせて、図22に示す。繁殖時期である3～7月のトミヨの採集数は249～1,153個体と大きな幅で変化しており、2015年の採集数は、過去の平均採集数の556個体とほぼ同等であった。

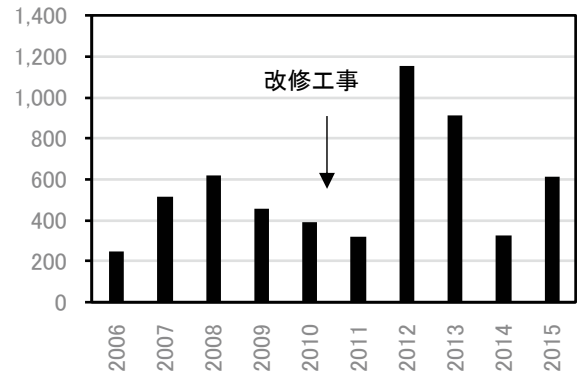


図22. 竹藪用水に設置したドジョウかごに採集されたトミヨの個体数(繁殖期間である3～7月の合計数)

竹藪用水の上流部で2009～2013年に測定したpHと2015年4月21日～7月8日に測定したpHを図23に示す。平均値は前者が6.86であったのに対して後者は7.79で、両者の分散の比較のためにF検定を実施したところ、有意ではなかった(F=0.8968、num df=191、denom df=21、p=0.6703)。このため、等分散性を仮定した2群

表2. 個体密度調査結果

地点	採集面積 (m ²)	個体数	平均個体密度 (/m ²)	体長 (mm)
(安産川)				
Y1	3.0	4	1.33	50 50 45 40
Y2	3.0	0	0.00	N/A
Y3	3.0	0	0.00	N/A
Y4	3.0	2	0.67	50 47
Y5	3.0	0	0.00	N/A
Y6	3.0	0	0.00	N/A
(熊田川)				
K10	5.0	1	0.20	50
K11	51.5	1	0.02	48
K12	14.0	1	0.07	38
K13	26.5	5	0.19	50 45 42 41 40
K14	9.5	1	0.11	43
K15	1.5	0	0.00	N/A
K17	1.5	0	0.00	N/A
K18	1.5	0	0.00	N/A
K21	1.5	0	0.00	N/A
(粟生用水)				
A6	1.5	0	0.00	N/A
A3	1.5	0	0.00	N/A
(竹藪用水)				
A2	1.5	0	0.00	N/A

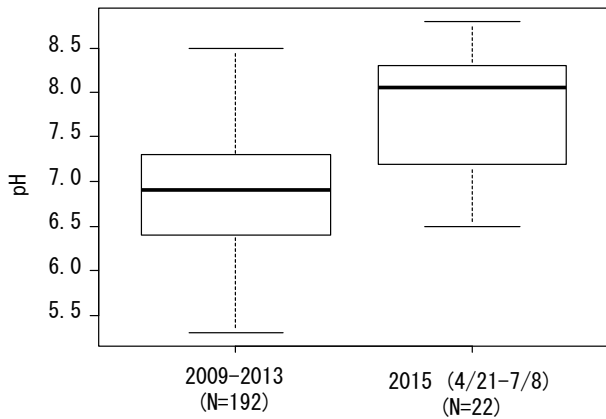


図 23. 竹藪用水の pH

の平均値の差に関する t 検定を行い、有意差を確認した ($t=-6.42$ 、 $df=212$ 、 $p=8.98 \times 10^{-10}$)。

トミヨの個体密度調査の結果を表 2 に、水理環境調査の結果を表 3 に示す。

4) 考 察

竹藪用水に 2015 年 4 月下旬より流入した濁水は、ドジョウかご調査の結果に大きな影響を

与えていない。濁水がトミヨの繁殖行動や再生産に与える影響は、2016 年 3 月以降のドジョウかご調査の結果に反映すると当初考えていたが、7 月下旬～12 月下旬の水涸れによる影響が大きいため、評価することが困難となった。この水涸れは、2004 年以降、期間として最長で、その水涸れの範囲も下流の粟生用水、熊田川上流部の K18 地点にまで及ぶ最大の規模であることが確認された。その結果、K18 より上流の植生被度は 0% となり (表 3)、K15 地点より上流でトミヨは確認できなくなった (表 2)。一恩ら (未発表) によれば、表 3 に示すように、竹藪用水では、2011～2014 年の平均で 5.19 個体/m² のトミヨの個体密度が得られていたが、今回の調査結果から、水涸れの影響で壊滅的な打撃を受けたと考えられる。下流の熊田川中流部や六ヶ用水・西川へ流下したトミヨは、2015 年秋の熊田川中流部の個体密度が 0.12 個体/m² であることから多くないと推定される (表 4)。熊田川上流部には農業用水を取水するための堰が多くあることから、熊田川中流部へ避難したトミヨが繁殖時期に竹藪用水へ遡上することは難しい。六ヶ用水ほかへ流下したトミヨも、六ヶ用水取入口が急流であるため、同様に竹藪用水へ遡上することが難しいと考えられる。繁殖期が始まる 2016 年 3 月以降、人為的なトミヨの

表 3. 水理環境調査結果

地点	水深(m)	流速(m/s)	水温(°C)	DO (mg/L)	EC (μS/cm)	pH	透視度 (cm)	植生被度 (%)
(安産川)								
Y1	0.53	0.32	8.9	6.59	194	6.8	62	50
Y2	0.55	0.04	8.9	5.49	240	6.7	16	5
Y3	0.40	0.06	9.2	6.11	240	6.9	27	80
Y4	0.33	0.05	8.0	6.32	75	7.3	28	40
Y5	0.27	0.14	7.9	6.98	83	7.3	8	80
Y6	0.06	0.30	7.9	7.94	84	7.1	10	5
(熊田川)								
K10	0.59	0.11	14.3	7.39	146	7.8	N/A	20
K11	0.48	0.05	13.3	7.17	134	7.6	10	60
K12	0.10	0.18	13.9	7.20	142	7.3	7	35
K13	0.38	0.10	13.7	6.76	140	7.7	10	30
K14	0.32	0.15	15.3	7.89	142	7.1	21	25
K15	0.19	0.08	15.8	6.90	135	7.5	22	40
K17	0.17	0.08	15.9	6.55	133	7.5	17	35
K18	0.41	0.02	15.5	6.13	132	7.4	4	0
K21	0.20	0.16	15.2	6.81	124	7.4	20	0
(粟生用水)								
A6	0.32	0.10	14.8	6.08	124	7.3	14	0
A3	0.11	0.28	14.6	6.86	124	7.3	15	0
(竹藪用水)								
A2	0.21	0.01	14.4	6.09	119	7.2	10	0

表 4. 熊田川・西川流域におけるトミヨの個体密度の比較

時期	区分	地点数	平均個体密度 (/m ²)	標準誤差
2015 秋	竹藪用水	1	0.00	-
	粟生用水	2	0.00	0.00
	熊田川上流部	5	0.02	0.02
	熊田川中流部	4	0.12	0.04
2011～2014	竹藪用水	10	5.19	1.23
	粟生用水	23	0.04	0.03
	熊田川上流部	60	0.25	0.06
	熊田川中流部	28	0.20	0.06
	熊田川下流部	36	0.05	0.02
	六ヶ用水ほか 西川	83 40	0.08 0.01	0.05 0.01

移動を検討する必要がある。

安産川のトミヨの個体密度は、熊田川・西川より高いが、データ不足であり、個体密度のモニタリングを継続する必要があると考えられる。安産川では、湧水の消失・減水によって、上流区間では水深が低下し、個体密度が低下している可能性がある。

地下水位の急激な低下はトミヨに大きな打撃を与えたので、将来の湧水の枯渇に備え、地下水揚水ポンプを設けた湧水池の追加が緊急に必要だと考えられた。

謝辞：本研究は下記の機関、個人などからデータ、試料の提供、および現地調査における協力とご指導を受けて実行されたものである。記して謝意を表する（敬称略、順不同）。国土交通省金沢河川国道事務所、林野庁近畿中国森林管理局治山課、同石川森林管理署、石川県南加賀農林総合事務所、宮竹用水土地改良区、石川県環境部、いしかわ動物園、白山自然保護センター、国土開発センター辰橋浩二、白山市、能美市の担当者の方々、美川自然人クラブ、ハリンコ保存会の方々、上田哲行名誉教授、皆巳幸也准教授、百瀬年彦准教授、長野峻介助教、森丈久准教授、石川県立大学大学院瀬川 学、環境科学科4年荒井淳也、同油野 司、石川県立大学環境科学科地域水工学研究室の学生諸氏。

引用文献

地質調査所 .1974. 50 万分の 1 地質図（金沢）

<https://www.gsj.jp/Map/JP/geology1.html>

土質工学会 . 1978. 土の試験・調査実習書 . 土質工学会教育関係資料編集委員会 . 45-56.

早川和宏・由比政年・石田 啓 . 2010. 石川県千里浜海岸における海浜地形変化に関する基礎的研究 . 日本海域研究 . 40: 37-49.

一恩英二・上田哲行・北村邦彦 . 2006. 手取川水系熊田川流域の湧水環境とトミヨの保全につ

いて . 第 14 回日本雨水資源化システム学会（山口大学）：15-18.

石川県南加賀農林総合事務所 . 2007. 平成 19 年度農業用水再編対策事業宮竹地区沈砂池修正設計業務添付図面 .

糸野義夫・三浦 静・藤井昭二 . 1992. 北陸の気象と地形・地質 . アーバンクボタ . 31: 2-19. 気象庁 . 2015. 白山河内アメダスデータ .

http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php?prec_no=56&block_no=0973&year=&month=&day=&view= [2015 年 12 月 15 日確認]

北田敬宇・森正克英・宮川 修・塩口直樹 . 1999. 石川県における農耕地の土壤管理・土壤生産力の実態と変遷—「土壤環境基礎調査」20 年間のとりまとめ— . 石川県農業総合研究センター研究報告 . 22: 49-73.

小林典夫 . 1977. 手取川上流域の手取層群中における探査年膠漆結物について . 日本地質学会学術大会講演要旨 . 87: 157.

国土地理院地理院地図 web (<http://maps.gsi.go.jp/#14/36.531571/136.672754> [2016 年 2 月 20 日確認].

小谷直樹・一恩英二・長野峻介・泉 智揮・上田哲行 . 2016. 石川県於古川流域におけるトミヨ属淡水型の HSI モデルの構築 . Journal of Rainwater Catchment Systems. 21 (2) : 47-53.

公文富士夫 . 1991. 手取層群の礫組成および砂岩組成 . 日本地質学会学術大会講演要旨 . 98: 234.

前田四郎 . 1958. 白山地域の手取層群の層序と構造（その 1 層序） . 地質学雑誌 . 64: 583-594.

前田四郎 . 1960. 手取層群産—砂岩の化学成分 . 地質学雑誌 . 66: 685-686.

松川正樹・中田恒介 . 1999. 手取層群の分布域中央部の層序と堆積環境の変遷—非海生軟体動物化石群集に基づいて— . 地質学雑誌 .

- 105: 817-835.
- 松川正樹・小荒井千人・塩野谷奨・新海拓也・中田恒介・松井哲也・青野宏美・小林典夫・大久保敦・林慶一・伊藤慎. 2002. 石川県手取川上流域及び関連地域の手取層群. 手取川流域中生代手取層群調査報告書: 3-19.
- 松川正樹・小荒井千人・塩野谷奨・新海拓也・中田恒介・松井哲也・青野宏美・小林典夫・大久保敦・林慶一・伊藤慎. 2003. 手取層群の主要分布域全域の層序と堆積盆地の変遷, 地質学雑誌. 109: 383-398.
- 丸山利輔・早瀬吉雄・瀧本裕士・能登史和・吉田匡編. 2012. 農業用水を核とした健全な水循環－地球温暖化を前提とした手取川流域の事例－. 石川県立大学出版会.
- 宮竹用水土地改良区. 2015. <http://www.miya-you.or.jp/about/sandbasin.html> [2015年12月15日確認]
- 森清寿郎・佐藤智徳. 2002. 白亜系手取層群の砂岩・泥岩に含まれる炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比. 地球科学. 56: 49-54.
- 長岡正利・清水智・山崎正男. 1985. 白山火山の地質と形成史. 石川県白山自然保護センター研究報告. 12: 9-24.
- 中坊徹次. 2013. トゲウオ科. 日本産魚類検索全種の同定. 第三版. 東海大学出版会: 606-607.
- Nishizono Y, Ichion E, Uéda T, Kitamura K, and Yamabuki H. 2013. Evaluation of Canal Rehabilitation Works Executed with Attention to a Habitat of the Freshwater Type of Nine-spined Stickleback. Proceedings of the 21st Annual Congress of Japan Rainwater Catchment Systems Association (Matsue) : 49-54.
- 農業技術研究所. 1969. 土地分類基本調査「金沢」(1969年経済企画庁刊). 5万分の1 金沢. 土壤調査報告大 16号.
- 農林水産省生産局. 2008. 土壤保全調査事業成績書. 農林水産省生産局.
- Okazaki, M., Katsumi, N., Nishiyama, S., Nishi, T. and Minami, Y. 2015. Mineralogical characteristics of clay/silt in Tedorigawa River sediments. 2015 Proceedings of Joint Seminar on Environmental Ecology and Restoration between Taiwan and Japan: 10-15. MingDao University, Taiwan.
- 林野庁近畿中国森林管理局石川森林管理署. 2015. 手取川上流の大汝国有林における崩壊地対策の状況について. http://www.rinya.maff.go.jp/kinki/kikaku/pdf/270828_houkaititaisaku.pdf [2015年12月15日確認]
- 茂野潤・次重克敏・藤田将人・東洋一・後藤道治・狩野彰宏・地下まよみ・柴田正輝・河合達也. 2004. 富山県上市地域および立山地域に分布する手取層群赤岩層群の土壤性堆積物と堆積相による古環境解析. 福井県立恐竜博物館紀要. 3: 1-22.
- 平朝彦・松尾秀邦. 1983. 白山山地の手取層群に関する2・3の知見. 石川県白山自然保護センター研究報告. 9: 1-11.
- 高田啓介. 2001. トミヨ属. 改訂版 山溪カラー名鑑. 日本の淡水魚. 山と溪谷社: 442.
- 横山一己・東野外志男・梶座圭太郎・後藤篤. 2002. 石川県白峰村地域の手取層群の砂岩中のモザナイト年代と花崗岩・片麻岩礫の年代測定. 手取川流域中生代手取層群調査報告書: 57-70.