四国の結晶片岩地すべりにおける地下水の水文地質学

Hydrogeology of the groundwater in crystalline schist landslides in Shikoku, Japan

日浦啓全^{a)*}, 末峯 章^{b)}, 前田寛之^{c)}, 王 功輝^{d)}, 古谷 元^{e)}

Hiromasa HIURA, Akira SUEMINE, Hiroyuki MAEDA, Gonghui WANG and Gen FURUYA

Abstract

As for the groundwater in the area of landslide, to know the source of it, the place to where the groundwater flows in and the distribution of the groundwater vein lead to the well understanding of the effect of groundwater on the landslide activities and subsequently to the reasonable planning of drainage works. In this article, authors deal with how the groundwater vein is inferred in three crystalline schist landslides in Shikoku, Japan. Among chemical indices of groundwater quality, two major anions HCO_3^- ion and SO_4^{2-} ion were proved to be significant. Weathering and/or weakening of whole sliding body depends on HCO_3^- ion, while SO_4^{2-} ion affects strongly to the weathering of pelitic schist, which is closely connected to the formation of the slip surface. From the point view of hydrogeology, the geological structure of the slide zone restricts fairly the development of underground water vein. Using only the solved ingredients for the purpose of detecting groundwater vein is not necessarily sufficient as a methodology, authors have confirmed that the presented way could attain a certain level of research.

Key words : crystalline schist landslides, water quality analysis, HCO_3^- ion, SO_4^{2-} ion, geological condition, tracing groundwater vein

和文要旨

地すべり地の地下水については、その起源を知り、地すべり地への流入箇所や経路を知ることができれば、地すべり活動にどのように影響するかを推定し、ひいては合理的な地下水排除計画に資することができる。本研究ノートでは、四国の3つの結晶片岩地すべりで実施した、水質分析の結果を基に行った地下水の経路（水みち）の推定過程について論述する。地下水の水質指標の中では HCO_3^- 、 SO_4^{2-} の2つのイオンが地すべり活動にとって重要であることを確認した。 HCO_3^- は地すべり移動体全体の風化に関与するが、一方で SO_4^{2-} は泥質片岩の風化・粘土化に伴うすべり面の形成に大きく寄与している。水文地質学的な観点から地すべり地内の地下水を見ると地質や断層の存在が地下水の水みちを推定するにあたって大いに影響を与えていることが解った。水質指標の内、溶存成分のみで水みちを推定することは方法論的には十分条件を満足させるには至っていないが、一定の方向性が示せた。キーワード：結晶片岩地すべり、水質分析、重炭酸イオン、硫酸イオン、地質状況、水みち推定

1. はじめに

四国の河川水質の特徴を他地域と比較すると、カルシウムイオン（以後 Ca^{2+} ）濃度と重炭酸イオン（以後 HCO_3^- ）濃度が高く、pHもやや高いことが指摘されている。この理由としては石灰岩の影響が推定されている¹⁾。しかし、ほぼ全域が花崗岩類からなる蒼社川、石手川、重信川でもこれらの濃度は高いことから、必ずしも石灰岩の影響とは言い切れない。さらに、四国山地の南側で Cl^- 濃度や SO_4^{2-} 、 NO_3^- -N、 SiO_2 濃度が低いが、その理由として流域の地質の違いに加えて降水量の分布の違いも指摘されている²⁾。本論が取り上げようとする四国の結晶片岩地すべり地の地下水の特性については、横田ほか³⁾の分析結果があるが、十分な成果には至ってはいない。ここでも地すべり地内の地下水は渓流水と同様、主要陽イオンは Ca^{2+} で、主要陰イオンが HCO_3^- であり、第2主要陰イオンは SO_4^{2-} である。

本論ではまず、1) 水質データの表現とイオンバランス、2) 主要陰イオンである HCO_3^- および第2の主要陰イオンである SO_4^{2-} の起源について言及し、その後、3) 結晶片岩地すべりににおいて筆者らが水質指標を地すべり地の地下水のトレーサーとして位置づけて行った水みち推定の試みについて、粘土鉱物の生成、地形・地質等の要素を随時加味して考察した結果について述べていく。

水質調査を行った3つの地すべりの位置を図-1に示す。西から東へ、高知県吾川郡仁淀川町椿山（高知県土木部所管）、徳島県三好市東祖谷山村檜尾（四国森林管理局所管）、徳島県三好市東祖谷山村釣井（徳島県県土整備部所管）地区にある地すべりである。

2. 水質データの表現とイオンバランス

2.1 水質分析結果の図式表現

水質分析の結果は通常分析値を図式表現し、水質タイプの分類を試み、それらのタイプの違いが(a)異質の水の混合、(b)循環の過程で生じる化学変化、(c)地層・岩石の化学組成との関係、によるものかどうかという問題として解釈する⁴⁾。これらによって、地すべり地内の地下水のタイプ分けができれば、効率的な排水対策工の実施が可能となる。筆者らはヘキサダイアグラムを用いて採水地点相互の違いを考察し、水みちの推定を行った。

* 連絡著者 / corresponding author

a) 高知大学名誉教授

Professor emeritus of Kochi University

〒615-8114 京都市西京区川島松園町39番地

Sakurazono-cho 39, Kawashima, Nishikyo-ku, Kyoto, JAPAN

b) 国土防災技術株式会社

Japan Conservation Engineers & Co. LTD

c) 札幌工科大学

Sapporo Technology Professional Training College

d) 京都大学防災研究所

Disaster Prevention Research Institute of Kyoto University

e) 富山県立大学

Toyama Prefectural University

図-1 調査地すべりの位置と地質帯

Fig. 1 Location of surveyed landslides and the geology.

2.2 溶存成分（イオン）量とイオンバランス

筆者らは水質分析の機器としてイオンクロマトグラフィーを用いているが、計測される溶存成分の内、陽イオンは Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , NH_4^+ , Mg^{2+} , Li^+ , Mn^{2+} , 陰イオンは F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , Br^- , PO_4^{3-} で、主要陰イオンである HCO_3^- は計測されない。 HCO_3^- 量は本来、滴定法によって計測されるものであるが、筆者らは次式によって算出した。

HCO_3^- 量 = (陽イオンの総量) - (陰イオンの総量)

これは水中に溶けている陽イオンと陰イオンの量が等しいとする基本事項に帰する^{5),6)}。同様に、仲川ほか⁷⁾も森林土壌と水質の関連について、「カチオンの総量とアニオンの総量の差として計算した HCO_3^- はアニオンの大部分を占めた」として考察を続けている。この点に傍証を与えるために日浦は滴定値と計算値の対応について確認作業を行った。図-2はその結果である。橋山地すべりの地下水（調査ボーリング、集水井、溪流、湧水点の14箇所）について2005年に実施したものである（サンプリング月日は4/6, 5/12, 6/16, 7/14, 8/11, 9/29, 10/28, 11/29の8回である）。図からも明らかなように、両者にはリニアな関係が見られ、計算による HCO_3^- 値の算出に一応の妥当性を得ている。

図-2 HCO_3^- の計算値と滴定値の比較検討結果

Fig. 2 Relation between calculated and measured values of HCO_3^- .

3. 指標溶存成分としての HCO_3^- と SO_4^{2-}

3.1 重炭酸イオン、炭酸ガスの分圧と pH-HCO_3^- - Pco_2 ダイアグラム

炭酸ガス (CO_2) が水に溶解する過程は以下の化学式であらわされる。地すべり活動によって多量の有機物が土中に埋没する場合や、 CO_2 分圧の高い地下深部では CO_2 濃度が高く、下記の化学変化は地表の水よりも進行し、溶出する各種のイオンが高濃度化する。逆に地表で、水中の CO_2 が分離脱出すると、反応は起こりにくくなると考えられる。一定の CO_2 分圧を有する地下水が岩石や土壌中を通過する段階で、その地下水中の CO_2 は岩石や土壌と反応しながら HCO_3^- 濃度と pH を高めていく。

吉岡・金井⁸⁾はこのことを利用し、地すべり地から採取した水の CO_2 分圧の計算式を以下のように導き、地下深部の水であるのか表層部に近い水であるのかという分類をしている。

$$\log \text{Pco}_2 = 7.8 + \log (\text{HCO}_3^-) - \text{pH}$$

図-3は吉岡・金井⁸⁾が示したいくつかの pH-HCO_3^- - Pco_2 ダイアグラムの内の一例である。縦軸は $\log (\text{HCO}_3^-)$ 、横軸は pH 値で、斜め右上がりの直線が CO_2 の等分圧線である。図中のプロットは六甲山系の崩壊地周辺で採水された水であり、○は渓流水、●は地下水である。図-4には釣井地すべりで2016年度に実施した観測結果を基に作成した pH-HCO_3^- - Pco_2 ダイアグラムを示す。湧水

図-3 六甲山系の陸水の pH-HCO_3^- - Pco_2 ダイアグラム⁸⁾

Fig. 3 pH-HCO_3^- - Pco_2 diagram of Rokko area⁸⁾.

図-4 釣井地すべりの pH-HCO_3^- - Pco_2 ダイアグラム (2016年度の観測)

Fig. 4 pH-HCO_3^- - Pco_2 diagram of Tsurii landslide in 2016.

点や排水ボーリングがpH値に相応して幅広いCO₂分圧を持って分布するのに対して、鉛直ボーリングはpH≤7.0で分圧値の高い範囲に分布する。また、渓流水はほとんど大気圧下 (logPco₂=−2.0) 付近にまとまってプロットされている。さらに、図−5は吉岡・金井⁸⁾の計算式により算出したCO₂分圧の頻度図である。水質の計測データは釣井地すべりで2016年の観測時に採水されたものである。排水ボーリング、鉛直ボーリングそして湧水点及び渓流水のいずれもが一致した最頻値を示しており、−logPco₂=1.9~2.1の範囲にある。

北野⁹⁾は六甲山の花崗岩類地帯の表層崩壊の条件として、炭酸水素イオン (HCO₃[−]) の濃度の高い地点が崩壊の発生場に一致していることを確かめているが、それに加えてCa²⁺とMg²⁺の合計当量がHCO₃[−]の当量とリニアに変化することも指摘している。この際、Na⁺, K⁺, Cl[−], SO₄^{2−}のそれぞれのイオンは花崗岩類地帯の岩石の風化とは関連がないことにも言及している。日浦・末峯¹⁰⁾は総イオン、EC値、HCO₃[−]値相互がそれぞれにリニアな関係を示すことを確かめており、なおかつこの相互関係が四国の結晶片岩地域だけのものではないことも確かめている¹¹⁾。

3.2 泥質片岩の化学的風化とすべり面の形成

硫酸イオン (SO₄^{2−}) の起源に関して佐藤は、わずかではあるが、泥質岩にごく普通に含まれる黄鉄鉱の酸化により生成されたものであり、表層からの酸化的な浸透水により溶け出す事例を挙げて、浸透水の存在の指標となり得ることを指摘している¹²⁾。

千木良は新潟県の更新統灰爪層泥岩の化学的風化のメカニズムを総合的に検討している¹³⁾。その結果、各風化区分帯における風化作用による地下水の化学的变化と鉱物組成の変化が図−6のように取りまとめられている¹⁴⁾。すなわち、空気中のCO₂は表層酸化帯で地下水に溶け、鉱物を溶解する。O₂は酸化帯まで達する。地下水位は酸化フロント付近にあり、緑泥石と黄鉄鉱の消失とスメク

タイトの増加という特徴的な鉱物組成の変化が酸化フロントで起こっている。日本の泥岩は、大部分が海成で、黄鉄鉱および緑泥石を普遍的に含むので、このような風化の特徴は日本の第三紀から第四紀の泥岩に共通なものと思われる。黄鉄鉱の酸化反応によって発生する水素イオンと硫酸イオンが地下水を酸性にしている。

山崎・千木良¹⁵⁾は同じ手法により四国の結晶片岩地すべり地の泥質片岩について研究し、地すべりのメカニズムの解明に結び付けようとしている。この成果を要約すると以下のようなものである。酸化フロントが下方浸透する水と岩石との反応によって形成され、ここでは緑泥石がAl-バーミキュライトに変化し、針鉄鉱が生成され、黄鉄鉱と石墨はほぼ消失する。黄鉄鉱の酸化は酸化フロント直下においてもFe³⁺イオンによって起こり、それによって生じる硫酸は下方へ浸透し、岩盤強度を低下させる。これによって地すべりの破碎帯の形成を助長する。一方で、この破碎帯は透水性が低いため、地下水の下方浸透を防ぎ、以深の風化を妨げる。泥質片岩に普遍的に含まれる黄鉄鉱が、酸化により硫酸 (H₂SO₄) の生成、ひいてはすべり面の生成に寄与することを確認している。

筆者の一人前田は、調査対象地の一つである樫尾地すべりの水質分析の結果、硫酸イオンが泥質片岩に由来することを受けて¹⁶⁾、ボーリングコアの観察をした結果を以下のように総括している。泥質片岩中の微粒のフランボイダル黄鉄鉱は、原岩の海成層泥岩、粘土岩、シルト岩および頁岩中に普遍的に含まれる微粒のフランボイダル黄鉄鉱が広域変成作用を受けても残っているものであり、広域変成起源ではなく、続成起源であり、また泥質片岩中の微粒~中粒の正六面体黄鉄鉱は泥質片岩を切る熱水性石英脈の形成に伴う熱水変質作用によって、主に片理面に沿って鉱染状に様々の粒径の黄鉄鉱ができたと考えるのが妥当である。この微粒のフランボイダル黄鉄鉱と微粒~中粒の正六面体黄鉄鉱は泥質片岩中に普遍的に含まれるが、塩基性片岩には黄鉄鉱やそのほかの硫化鉄鉱は含まれない。したがって、硫酸酸性地下水は泥質

図−5 釣井地すべりの−log[P(co₂)]の頻度分布 (2016年度観測)

Fig.5 Histogram of −log[P(co₂)] of Tsurii landslide in 2016.

図−6 堆積軟岩の風化過程における水と岩石の相互作用¹⁴⁾ (日浦が一部を加筆修正)

Fig.6 Interaction of groundwater and sedimentary soft rocks in the process of weathering¹⁴⁾.

図-7 椿山地すべり地内での採水点(上左右), 推定された水みち(上左)と主な採水点②, ⑥, ⑪, ⑫のヘキサダイアグラム
Fig. 7 Tsubayama landslide area and sampling points (upper right and left), inferred groundwater vein (upper left) and hexa-diagrams of sampling points ②, ⑥, ⑪ and ⑫.

片岩の開口割れ目を流れる過程で生じたと考えるのが妥当である¹⁷⁾とした。

4. 地すべり地内における水みちの推定事例

4.1 椿山地すべりにおける水みちの推定

本地すべりは高知県土木部所管(1984年に指定)の地すべり防止区域に指定されており, 高知市の北西約40kmに位置する。1999年7月の地すべり活動は, 指定地区の西約500mの地点で起きた。その後の踏査によって, 図-7の右上図の太線で輪郭されるように, 大規模地すべりを彷彿とさせるような地すべり区域が推定された。地すべりの南北両側部は沢地形で区切られている。北側が中山谷であり, より明確な沢地形を呈し, 常時流水がある。地すべり地内には砂質片岩・泥質片岩・珪質片岩等が分布し, 基盤岩の走向・傾斜は, N25~60°W・20~35°NEであり, 地層は北東に緩く傾斜する同斜構造となっている¹⁸⁾。

水みち経路の可能性として, 周辺の地形状況を基に図-7に示すように2つの経路の可能性を考えた。水みち1は地すべりの北方に位置するナलग谷からの供給である。流路付近で計測した6か所の露頭の走向・傾斜を同じ図中に示すが, 計測点2と4周辺には破碎帯も見られる¹⁸⁾。ナलग谷の流下する標高と中山谷との標高差を加味し, 十分に地下水の供給源となりえると考えた。水みち2は地すべりに直接降り注ぐ降雨と, 地すべり地外か

らの流入が供給源と考えられるが, それらが地下構造に沿って順当に流下してくる経路である。本地すべり地では2004~2005年の2か年水質分析を行った。図-7の右図に12か所と左図に1か所の採水地点の位置を示す。降水を除く地すべり地内の採水点の水はいずれもCa-HCO₃型である。図の下段に主な採水点のヘキサダイアグラムを示すが, 溶存成分量で比較するとナलग谷の渓流水が最も少なく, 次に採水点⑪, ⑥が続き, 集水井が最も多い。個々の採水点の溶存量は採水時期によりわずかに変動はあるが, 全体として年間を通じて変わらず, さらに溶存量の多寡の順位も変わらない。

集水井の水は硫酸イオンの溶存量が多いのが特徴で, 地下深部の泥質片岩起源の地下水が排水ボーリングを通して流出しているものと思われる。したがって, 渓流水とは別の起源をもつ地下水であると考えられる。2年間の水質分析結果からはどちらか一方の水みちのみが優先される, あるいは双方が起源であるという点を確証づける成果は得られていない。

図-7の左図には, 2005年9月5日の台風14号により, 中山谷の採水地点⑩と⑪の中間地点で発生した5,000m³程度の崩壊の位置を示す。この崩壊の斜面上方への影響と思える現象として, 採水点⑤のボーリングが地表面から5m付近で孔曲がりを起こした。図-8には渓流水のみについてHCO₃⁻の経時変化を示すが, 図からは採水点⑩, ⑪のみについて崩壊発生後にHCO₃⁻値の一時的な上

図-8 台風14号通過前後の HCO_3^- 値の一時的な増加

Fig. 8 Temporal increment of HCO_3^- after the occurrence of a slope failure by the attack of Typhoon No.14.

昇傾向が確認できる¹⁹⁾。他の溪流では見られないこの傾向の理由として、地下水が地下の地盤の変質部に接触・通過したことが考えられた。すなわち、台風の豪雨による地下の水みちの変化あるいは表流水により土砂や岩屑の崩落現象が起これ、そのために HCO_3^- 値が増加したものと思われた。崩壊現象による物理的な影響としての孔曲がりに加え、地下水の化学的性質の変化としても現れていると考えられるが、これは北野⁹⁾が紹介している六甲山系での崩壊発生の際として HCO_3^- 量の増加を用いることと符合するものと思われる。

4.2 榎尾地すべりにおける水みちの推定

当該地区は三波川結晶片岩地帯の南縁に位置し、約110 haが地すべり防止区域に指定されている。基本的にはすべり面が片理面に規制された流れ盤型の風化岩地すべりである。地質は泥質片岩を主体とし、その層厚は100 m以上に及ぶ。すべり面は強風化岩と風化岩または新鮮岩との境に、斜面上部では崩積土底面に形成されている。地すべり移動体の上方斜面には珪質片岩や塩基性片岩が分布し、移動体の泥質片岩の上部には過去の地すべり活動により移動してきている崩積土が堆積している。すべり面の等高線形状を見るとA～Cユニット（図-9）の左岸側は地下で谷地形を呈している。また、Bユニットの斜面上部・中央部およびAユニットの左岸側には間隙水圧の高い部分が存在し、排水対策事業が続けられている²⁰⁾。地すべり対策工として集水井、排水ボーリング、排水トンネル等が多く施工されている。図-9上に集水井および排水トンネル内の採水点ごとのヘキサダイアグラムを、同じく図-10にはこれらを縦断測線M-1（図-9の上下端中央部に示すM-1を結ぶ線）に転写する形で示す。図-9中の集水井に向かう矢印は、井戸への地下水の流入方向を示す。ヘキサダイアグラムから、水の型は Ca-HCO_3 型と Ca-SO_4 型の2つが確認できる。以下に、斜面上方（図の上部）から斜面下方に向かって、集水井のみあるいは集水井と排水トンネルの組み合わせで斜面部位ごとの水の型を考察していく。

集水井S9-2では、上段および下段の排水ボーリング

共に Ca-HCO_3 型の水を排水している標準的な Ca-HCO_3 型の水であるが、上段は Ca^{2+} が少な目であるのに対し、下段の排水ボーリングからは $2006\mu\text{eq/L}$ 、さらに HCO_3^- は $1695\mu\text{eq/L}$ 、加えて SO_4^{2-} は $667\mu\text{eq/L}$ とかなりの量が溶存している。

集水井S6-5と5号排水トンネルでは、いずれも典型的な Ca-HCO_3 型の水である。一方で、 SO_4^{2-} の排水量を見ると集水井の上段から $84\mu\text{eq/L}$ 、下段から $88\mu\text{eq/L}$ であるのに比べて排水トンネルからは $333\mu\text{eq/L}$ と多く、集水井起源ではない SO_4^{2-} の供給が特徴的である。

集水井S3-2と3号排水トンネルでは、集水井S3-2から $1183\mu\text{eq/L}$ に対して、3号排水トンネルからの水はそれ以上の $1667\mu\text{eq/L}$ の SO_4^{2-} 排水量がある。このことから、トンネル内に流入する集水井からの排水や排水用の立ち上げボーリングから、同等以上の溶存イオン量の水が流入していることが示唆される。 SO_4^{2-} が多く溶存していることを示す計測値として集水井S3-2で採水した水のpH値=6.6であり、他の採水点からの水はpH値=7.1～7.9である。

集水井S4-3と4号排水トンネルでは、いずれの水も典型的な Ca-HCO_3 型であるが、 SO_4^{2-} 量をみると、上段および下段の各排水ボーリングからはそれぞれ、 $117\mu\text{eq/L}$ 、 $425\mu\text{eq/L}$ であるのに対して4号排水トンネルからはそれ以上の $716\mu\text{eq/L}$ である。総溶存イオン量の比較では集水井S4-3の上段排水ボーリングから排出する水が全試料中で最も少ない。

集水井S1-5と1号排水トンネルでは、集水井S1-5からの排水が Ca-HCO_3 型である一方、1号排水トンネルからは Ca-SO_4 型の水が流出している。集水井S1-5と1号排水トンネルからの排水のpH値はいずれもpH値=7.8である。

以上を取りまとめてみると、斜面全体としては Ca-HCO_3 型の水が主体であるが、斜面中部Bユニット内の集水井S3-2および3号排水トンネルに関連する部分とAユニットの左岸側に Ca-SO_4 型の水が存在する。しかも SO_4^{2-} の溶存量が多い。排水トンネル3号、4号、5号からの排水は地すべりユニットの右岸側の谷部に排水されているが、1号排水トンネルは図面の右下の溪流に排水されている。1号排水トンネルには集水井S1-5からだけではなく、ほかの集水井や立ち上げボーリングからの水も流入しており、しかもトンネルの出口では Ca-SO_4 型の水が流出している。このことを説明するためにはかなりの SO_4^{2-} 量を含む水の供給が必要となる。この部分に向かって主に地すべりの北方から、地すべり左岸側の地下の谷地形に沿った部分に流入してくる地下水が SO_4^{2-} を多く含んでいることが想定できる。地すべり地外からの地下水の流入の可能性を検証するため、排水トンネルから流出する水量の水収支計算を行った。その結果の詳細は割愛するが、地すべりの範囲に降った降水のみが排水トンネルから排水されているとは考え難いほどの水量が

図-9 榎尾地すべり地内での採水点の位置とヘキサダイアグラム

Fig. 9 Sampling points of groundwater and their hexadiagrams in the area of Kashio landslide.

図-10 縦断測線M-1上に転写した各採水点の位置とヘキサダイアグラム (榎尾地すべり)

Fig. 10 Hexadiagrams of each sampling point projected on the M-1 line (Kashio landslide).

実際に排水されており, 図-11に示すように地すべり北部の斜面を尾根の部分までを考慮した範囲, さらには他流域からの可能性も含めた範囲から, 移動ユニット(A, B, C)の左岸側部の地下に存在する地下谷を目指すような水みちを考えることが可能である。

図-11 榎尾地区において想定される地下水の集水域
Fig. 11 Supposed catchment area of groundwater in Ka-shio landslide area.

4.3 釣井地すべりにおける水みちの推定

4.3.1 釣井地すべりの地質構造

椿山地すべりのように, 地すべり地を含む広域の地形図を一覧すると, 地質構造の議論に先だて, 地すべり地に対する地下水の供給源となる可能性を考え得る溪流が見つかる。釣井地すべりについてもこれが当てはまる。釣井地すべりは徳島県三好市東祖谷山村にある。本地すべりは南西から北東方向に流下する熊谷川の左岸(北西)側の南東向き斜面上にある。すべり面は熊谷川の河床よりは上位にあり, 離水している。田中²¹⁾は空中写真の判

読と現地踏査により地質構造を推定し, 地形状況を総合して釣井地内に4つの地すべりユニットの存在を確認した(図-14参照)。釣井地区は泥質片岩, 珪質片岩, および塩基性片岩で構成されている。図-12の左と右の図には図-14中のB-B'およびA-A'に沿った断面図を示す。層厚100mを越える塩基性片岩が卓越しており, 見かけ上, 上部と下部に泥質片岩が分布する。しかし, これらの泥質片岩は同層準と考えられ, 泥質片岩が下盤, 塩基性片岩が上盤の構造をとっているものと考えている。地表地質踏査の結果, 露頭の片理面の走向・傾斜にはばらつきがあるものの, 走向はN67°Wで, 傾斜は36°NEに集中する。これは空中写真で判読した地すべりユニットA~Dの移動方向(地形図上の最大傾斜に整合する方向)とは斜交する向きである。一方, 調査地域では, 走向がN89°Wで, 傾斜が15°NEに集中する褶曲軸があることも明らかにした。この褶曲軸は地すべりユニットA~Dの移動方向とほぼ等しい。

釣井集落の北西部は, 滑落崖となっている(図-13参照)が, 主に珪質片岩で構成されており, 部分的に泥質片岩や塩基性片岩を含む。滑落崖を形成する尾根は, 南側斜面(滑落崖側)と北側斜面(北部溪流側)で岩相の分布が不連続であることから, 尾根の南側の遷急線付近に断層(F1)の存在を想定した。また, 判読されたもう一つの地すべりユニットBの左側方崖も岩相分布の不連続なことから断層(F2)に規制されている。さらに, 地すべりユニットAの右側方崖も断層(F3)に規制されている可能性があり, これらの断層が地すべり滑動以前から存在する可能性を示唆した。

このように, 地層の大局的な向きは斜面の向きと直交するため, 単純な流れ盤ではない。地すべりユニットAとBを含む横断面を見ると緩やかにENE方向に傾斜しており, 露頭の傾斜角よりも地層の傾斜は緩いことを確認

図-12 釣井地すべりの縦断測線A-A'およびB-B'の縦断面図, 地質, すべり面と流出量の多い排水ボーリング
(左図がB-B'断面図, 右図がA-A'断面図)

Fig. 12 Transverse profiles of A-A' and B-B' sections of Tsurii landslide, geology, slip surface and drainage borings which drain abundant groundwater (left ; B-B' cross section, right : A-A' cross section).

している²¹⁾。これは露頭規模の褶曲によるばらつきであり、結論的には釣井地区の大局的な地層の向きでは地すべりを発生させるには不向きであるが、地すべりの頭部と側部を規制する断層と地すべりの移動方向と平行に近い褶曲構造をうまく使って滑動したと考えている。

4.3.2 釣井地すべりにおける水みちの推定

地すべり地に地下水を供給する起源として2つの可能性が考えられた(図-13, 図-14)。第1は地すべり地北方の渓流水を起源と考える場合である。1 m深地温探査によっても地すべり背後の滑落崖を含む尾根部に低温部が存在する²²⁾。地すべりユニットAの滑落崖には、量的には多くないが、湧水点が存在する。この湧水は、降雨直後には流量が増しており、尾根部に降った降水だけによって涵養されていることは考えにくい。しかし、地質構造の観点からは、北部の渓流から地すべり地へ向かう水みちを想定することは困難に思われた。しかも、後述するように、北部の渓流水と滑落崖に存在する湧水や地すべりユニットAの水の型を対比したときにその連続性が見られなかった。第2の可能性としては空中写真の判読によっても明確な、滑落崖に沿う推定断層(F1)をたどるルートである。すなわち、地層の境界となっている想定断層(F1)と片理面に水みちがあると仮定すると、西側の尾根または、さらに西奥からの供給が妥当であると考えられた。

この西奥部で熊谷川から供給された水は、図-14で示されるように、地すべり地内でいくつかに分岐すると考えられる。すなわち、鍵となるのは排水量の多い排水ボーリング孔(以後「BH」と称する)である。これらは年代測定を実施した5孔(BH⑮, BH⑯, BH⑳, BH㉑, BH㉒)とBH④, B⑪, BH⑫である。さらに、流量の多

い採水地点として湧水点S1がある。S1は釣井集落の南西の外れに位置し、2015年の採水時までは多量の水が出ていたが、2016年度の採水時には流量が枯渇し、滴下する程度までに減少してしまった。枯渇の理由としては、多量の水の移動に伴う地中内浸食により、地中の孔が何処かの部分で上部の土圧に耐えかねて崩壊したため、水みちが変化してしまったことが考えられる。年代測定を実施している5つのBHについては少なく見積もっても60リットル/分以上の排水量がある。その内、BH⑮の排水孔は地層に整合する方向に掘削されている。水質では地層状況に整合するのは熊谷川支溪No.1から湧水点⑬, ⑭そしてBH①で、これらに共通するのは SO_4^{2-} と Mg^{2+} の多いことである。同じBH①のNo.5孔も方向は異なるが、共通して SO_4^{2-} と Mg^{2+} が多い。ただし、滑落崖近傍で採水された他の試料中の SO_4^{2-} と Mg^{2+} の溶存量はごく僅かである。

次に、水の型を比較する。図-14中のT1～T5は北部の渓流の分析結果で、いずれもCa-HCO₃型であるが、溶存成分量は少ない。一方、T6は、村道と交差する地点であるが、北部の渓流の下流部にも当たり、Ca²⁺およびHCO₃⁻の溶存量が多く、明らかに北部の渓流のどの地点の水とも異なる。また、同図下段のヘキサダイアグラムの2列目の水は地下水年代計測に供した排水量の多い5孔のBHのものであるが、これらと比較してもT6の水はより多くのCa²⁺とHCO₃⁻を溶存している。この説明として、T6よりは溶存成分量の多い地すべり地内の水が北部の渓流に混合した²³⁾。さらに、地すべり地内には排水量が決して多くはないが、より溶存成分量の多いBHも存在し、これらのBHの水も同様に混合しているであろうことを理由として考えた。

これまでの調査では熊谷川からの明らかな水の流入地点の特定はできていないが、図-13に示す地点を注目している。熊谷川はこの地点付近で堆積地状の地形を呈している。この地点を過ぎると流れは鍵形に北東から南東に向きを変える。その後、地図上の計測であるが、約1/100もの急勾配をなして流下している。地下水は流入後、ほぼF1に沿って地すべり地内にまで流下し、釣井集落に入ると分岐する。まず、地すべりユニットAにはBH⑮, BH⑱, BH㉑を経て、また地すべりユニットDにはBH①, BH④, BH⑪, BH⑫, BH⑯を経て、そしてさらに地すべりユニットBの先端付近のBH㉒を経て排水される。そして、分岐はさらに北部の渓流の方にも及び、村道との交差点の渓流水採水地点(T6)までの区間の何処かで渓流に合流するという経路を想定した(図-14)。この北部の渓流への分岐については推定断層F1の存在があり、断層を横切ることになる。釣井地区で断層の形成以降に地すべり活動が活発化した際に走向N67°W、傾斜36°NEという地盤構造に沿った脆弱部分が生成されたであろうこと、T6地点の水の型は北部の渓流と同じではあるが、北部の渓流のどの採水地点の水に比べても

図-13 想定された地下水の流入地点と熊谷川の採水地点(国土地理院ウオッチーズを基に作成。破線の枠線は図-14の範囲を表す)

Fig. 13 An Inferred point of groundwater source and sampling points around Kumatani river (in use of the map presented by GSI's 'watchizu' site. A square with broken lines indicates the area of Fig. 14).

図-14 釣井地すべり地内および周辺での主な採水地点とその水質および推定された水みち

Fig. 14 Plan of sampling points within and surrounding Tsurii landslide with hexadiagrams, and of inferred underground veins.

溶存成分量の多いことの説明が成り立たないことを考え併せれば、この経路の可能性がでくる。

注目すべきことは、排水量の多いこれらのBHの位置が空中写真で判読された地すべりユニットの境界と見事に合致していたことである。過去の断層運動やそれに起因する地すべり活動により地中には地盤の脆弱化した部分が生じる。地すべり地に流入した地下水はこのような地盤の弱いところをむしろ選択的に淘汰し、地すべり地

形を形成していくと思われる。水抜きボーリング等の対策工の位置を決めたりするのに空中写真の判読が現地の踏査も併せて基本的で、しかも有効な手段であることをこのことは示している。

5. おわりに

吉岡・金井⁹⁾らが地すべり地の地下水の研究に着手して以来、40年以上が経過している。筆者らが地すべり学

会の研究委員会からの補助金で同じく地すべり地の地下水の調査・研究を始めて12年以上が経過している^{10), 11), 16), 17), 21), 22), 23)}。この間、佐藤²⁴⁾らの不断努力が続けられてきており、今では毎年の研究発表会においても水質指標を手がかりとして地すべり地の地下水の動きにアプローチしようとする試みが増えてきている。四国の結晶片岩地帯の地すべりの地下水についてのこれまでの調査・研究でも、単にその水質だけではなく、地質・地形を背景とした中での地すべり地内の地下水の循環という観点から、地すべり地の水文地質学として総合化すべく情報の積み重ねがかなり進んだものと思われる。この過程で用いた調査や解析方法が四国の結晶片岩地域のみだけではなく、他の地質においても普遍的に適用が可能なのことも多々あることが解かってきた。例えば、風化の指標とした重炭酸イオンや硫酸イオンの役割、溶存総イオン量とEC値やHCO₃⁻値の相互関係である。湧水点の位置や地下水の流出状況を地形・地質状況と併せて十分に把握した上で採水地点の決定・採水作業をするということが重要である。また、豊水期と渇水期というように時期を違えて、さらには経年的な採水・分析作業ができれば、必ずしもトレーサーによらずとも、水質指標によって地すべり地内の水みちの推定のための十分条件をより満足すべきものに近づけることができる。

本研究を進めるにあたって調査時における各種の便宜を図っていただいた高知県土木部、四国森林管理局治山課並びに徳島県土木整備部の各位に厚く御礼を申し上げます。

参考および引用文献

- 小林 純 (1961): 日本の河川の平均水質とその特徴に関する研究48, pp. 63-106.
- 加藤正樹・池田重人・伊藤優子・金子真司・吉永秀一郎・生沢 均・佐々木重行 (1999): 森林と渓流水質—その形成メカニズムと実態—, (財)林業科学技術振興所刊, p. 52.
- 横田公忠・八木則男・二神 治・柴田隆洋 (1997): 四国の地すべり地の地下水の水質特性, 平成9年度第3回社団法人土木学会四国支部技術研究発表会講演概要集, pp. 256-257.
- 建設産業調査会 (1998): 地下水の調査, 改訂地下水ハンドブック, pp. 365-384.
- 梶根 勇 (1994): 地下水の世界, NHKブックス [651], 日本放送出版協会, p. 82.
- 藤本浩平・山下雅子・押岡茂紀・西村武二・日浦啓全・有光一登 (1998): 四万十川の山地小流域における渓流水の水質変動, 日本林学会論文集109, pp. 263-266.
- 仲川康則・徳地直子・西村和雄・岩坪五郎 (1995): 森林流出水の水質特性に関する広域的比較, 京都大学演習林報告67, pp. 40-50.
- 吉岡竜馬・金井忠一 (1975): 地すべり地地下水の炭酸ガス分圧について, 京大防災研究所年報, No. 18B, pp. 271-282.
- 北野 康 (2002): 新版水の化学, NHKブックス [729], 日本放送出版協会, pp. 77-93.
- 日浦啓全・末峯 章 (2010): 四国の結晶片岩地すべりの地下水の水質特性, 第49回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 227-228.
- 日浦啓全・末峯 章・王 功輝 (2009): 水質指標から見た地すべり地周辺の陸水の特性—切山地すべりに関する水質分析結果—, 地すべり学会関西支部現地討論会「領家変成岩における大規模地すべり」論文集, pp. 47-65.
- 佐藤 修 (1993): 北陸地方の第三紀層地すべり地帯の地下水形成とその動態, 地すべり学会関西支部講演集, pp. 53-66.
- 千木良雅弘 (1988): 泥岩の化学的風化—新潟県更新統灰爪層の例—, 地質学雑誌, Vol. 94, No. 6, pp. 419-431.
- 渡辺 隆 (2002): 泥岩風化の総合研究, 日本地下水学会編「地下水水質の基礎」, 理工図書, pp. 47-48.
- 山崎新太郎・千木良雅弘 (2008): 泥質片岩の風化メカニズム, および、風化と地すべりの関係について: 四国三波川帯の不攪乱ボーリングコアを用いた解析, 地質学雑誌, Vol. 114, No. 3, pp. 100-126.
- 日浦啓全・梶原康男・武田英治・前田寛之・平野幸延 (2007): 硫酸イオンを指標とした地すべり地の地下水の動態, 第46回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 359-362.
- 前田寛之 (2007): 樫尾地すべりのコア観察と判定, 日浦啓全との交換文書 (未発表).
- 森 直樹 (2003): 椿山地すべりの変動機構と地下水, 平成5年度地すべり学会関西支部シンポジウム講演集, pp. 125-166.
- 日浦啓全・笹原克夫・山田直人・古谷 元・末峯 章 (2006): 水質指標を基にした地下水の経路推定の試み, 第45回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 245-248.
- 四国森林管理局 (2006): 平成18年度樫尾地すべり機構調査報告書.
- 日浦啓全・末峯 章・田中昭雄・王 巧輝 (2012): 地すべり地内の地下の水みちの形成に対する地質構造の寄与, 第51回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 242-243.
- 末峯 章・日浦啓全・王 功輝・能野一美 (2009): 結晶片岩地すべり地における尾根からの地下水流動の観測例Ⅱ, 第48回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp. 30-31.
- Hiromasa Hiura, Akira Suemine, Gonghui Wang and Akio Tanaka (2016): Tracing groundwater vein in a schist landslide area. Extended Abstracts of 13th Congress of INTER-PRAEVENT2016, Lucerne. pp. 100-101.
- 佐藤 修 (2002): 回想—地すべり・土石流の地下水の地球化学, 新潟大学災害研年報, No. 24, pp. 3-17.

(原稿受付2017年11月28日, 原稿受理2018年6月18日)