新潟地域の大規模地すべりと異常高压熱水系

渡部 直喜* 佐藤 壽則**** 古谷 元****

Large-scale Landslides and Overpressured Hydrothermal System in the Niigata Area, Central Japan

Naoki WATANABE*, Hisanori SATO **,*** and Gen FURUYA ****

Abstract

High salinity Na-Cl-type geothermal waters have often been found in the anticlinal hilly terrains and landslide-prone areas of Niigata Prefecture by boring to depths of more than 1,000 meters. These fluid pressure gradients are much higher than the hydrostatic pressure gradient and approach the lithostatic pressure gradient with increasing depth. The geothermal waters in the Matsunoyama area, Tokamachi City, have the highest orifice temperature in Niigata Prefecture. Eight geothermal water wells in this area were drilled along the anticlinal axis of a nearby hilltop or higher breast of the Matsunoyama dome and ranged in depth from 170 to 1,170 meters and in temperature from 35 to 95°C. For example, the Takanoyu-1 geothermal water well is only 170 meters in depth but has an orifice temperature of 90°C. These waters show geyser action associated with methane gas, and typically have very high salinity with considerable amounts of chloride. Hydrogen and oxygen isotope values and chloride concentration of approximately 9,000 mg/L suggest that the origin of the waters is altered fossil seawater trapped in organic-matter-bearing sedimentary rocks. The temperature and depth of the primary reservoir are estimated to be 139°C and 3,000 to 4,000 meters, respectively, using a Li-Mg geothermometer and the mean geothermal gradient of 30-40°C/km in the Niigata sedimentary basin. Na-Cl-type groundwaters emerged from several landslides located in the Higashi-kubiki and Naka-kubiki areas including the Matsunoyama area. Well loggings were carried out to profile the electric conductivity and hydrochemistry of groundwater in the Utsunomata landslide in the neighborhood of the Matsunoyama area. Profiles in the active landslide mass showed sharp increases of the electric conductivity and the NaCl components at around the depth of the sliding surface. In contrast, no significant variations of the profiles were recognized in the inactive landslide mass. Na-Cl-type groundwaters are formed by mixing deep Na-Cl-type geothermal waters with meteoric groundwaters. These phenomena suggest that the geothermal water injection into shallow aquifers in landslide mass generates a partially high pore water pressure around the sliding surface and causes landslides.

* 新潟大学災害復興科学センター

** 新潟大学大学院自然科学研究科

*** 株式会社日さく北信越支社

**** 日本工営株式会社新潟支店

* Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University

** Graduate School of Science and Technology, Niigata University

*** Nissaku Co., Ltd., Hokushinetsu Branch Office

**** Nippon Koei Co., Ltd., Niigata Branch Office

Key words : landslide, ground water, geothermal water, overpressured hydrothermal system, fossil seawater

キーワード：地すべり，地下水，地熱水，異常高圧熱水系，化石海水

I. はじめに

豪雪地帯で知られる新潟県の丘陵・山地は、日本有数の地すべりの多発地帯である。国土交通省砂防部によれば、2001～2006年の6年間に全国で発生した地すべり災害は1,423件あり、このうち635件は新潟県で発生している（砂防・地すべり技術センター, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007）。この期間における地すべり災害発生件数は新潟県が全国第1位であり、新潟県中越地震によって土砂災害が多発した2004年のデータを除外してもその順位は変わらない。本研究の調査対象地域（図1）である東頸城・中頸城地域の旧7市町村（旧安塚町，旧松代町，旧松之山町，旧牧村，旧清里村，旧板倉町，旧新井市の一部）は、県内で最も地すべり発生頻度の高い地域である。1949～2007年の59年間に県内で発生した地すべりの43%がこの地域に集中する（日本地すべり学会新潟支部, 2008）。このように、地すべりの発生頻度や規模には地域的な偏り

がみとめられる。また、地形・地質、植生および気象等の条件が類似する東頸城・中頸城地域にあっても、地すべりの頻発する斜面と比較的安定な斜面が存在する。これには、いくつかの要因が複合的に関与しているが、筆者らはその1つとして、地下水の挙動に着目している。

これまで、新潟県の地すべりの主な発生原因は、融雪期（3～4月）における多量の融雪水の地下浸透であると説明されてきた。専門家の間でも「融雪地すべり」という用語が常識となっている。融雪が進み、積雪が消える時期に地表面の変状や地すべりは顕在化するので、目撃情報に基づいて地すべりの発生時期が記録されてきた。しかしながら、自動観測機器が進歩・普及し、積雪下における地中変位・移動量の連続的のデータが数多く収集されるようになると、全体の90%以上は融雪期以前に活動を開始しており、特に晩秋から初冬期（11～12月）に活動を開始する地すべりが多数存在することが明らかとなった（図2；佐藤ほか, 2004）。地すべり防止工事施工前の65

図1 調査地域位置図。

Fig. 1 Location of study area.

図2 地すべりの発生と活動開始時期の月別の割合（佐藤ほか, 2004を一部改変）。

Fig. 2 Monthly percentages of landslide occurrence and landslide activation (modified after Sato *et al.*, 2004).

図 3 NaCl 成分に富む地下水を有する新潟県東頸城・中頸城地域の地すべり地。
●は地すべり地の位置を表す。

Fig. 3 Landslides associated with NaCl-rich groundwaters in the Higashi-kubiki and Naka-kubiki areas, Niigata Prefecture. Solid circles indicate each location of landslides.

の観測事例を検討し、佐藤ほか (2004) は、多量の融雪水の地下浸透は、それまで緩慢な動きであった地すべり運動を加速させ、破壊的な地すべり災害を発生させる原因にはなり得るが、地すべり活動を開始させる原因になることは少ないと指摘した。

佐藤 (1981, 1982), 佐藤ほか (1983) は、東頸城・中頸城地域の地すべりにみられる特異な現象として、高濃度の Na-Cl 型地下水 (定義については付録 1 を参照のこと) の存在を指摘した。1962 年に旧松之山町で発生した大規模地すべりの際にも Na-Cl 型地下水の湧出が確認されており (牧・富田, 1965), その後も多く地すべりで Na-Cl 型地下水の報告が相次いでいる (例えば、佐藤, 1981, 1982, 1993a; 佐藤ほか, 1983; 佐藤・青木, 1990; Watanabe, 1995; 今泉, 1996; 渡部ほか, 1996, 1997; Xu *et al.*, 1997; 伊藤ほか, 2004; 古谷ほか, 2005 など)。図 3 には調査地域における高濃度 Na-Cl 型の地下水の認められた地すべりを示してある。また、調査地域の旧松代町室野地区にみられる泥火山からは高濃度の Na-Cl 型の泥

水が湧出している (例えば、新谷・田中, 2005)。室野泥火山は、本来、地下水の下降流が卓越する稜線に近い高所に湧出していることから、非常に高い水頭圧を有するとみられる。一方、調査地域の地すべり地帯では、1,000 m を超える温泉ボーリングが掘削され、メタンガスを伴う自噴泉が得られている。これらの泉質はナトリウム-塩化物泉 (高濃度 Na-Cl 型) である (例えば、伊藤ほか, 2003, 2004)。従来、地すべりは斜面表層の現象であることから、地下水はすべて地表から浸透・供給されるものとされ、研究者は地熱水 (温泉, 石油付随水) といった深部由来の深層地下水には注意を払ってこなかった。大木ほか (1992) は地すべり地にみられる高濃度 Na-Cl 型地下水に着目し、(1) 新潟県では石油掘削で貯留層における異常高圧間隙流体の存在がすでに知られていたこと、(2) 地すべり地帯にみられる温泉がメタンガスを伴う高濃度 Na-Cl 型の自噴泉であること、(3) 地すべり地帯で掘削された北越急行ほくほく線鍋立山トンネル工事の際、メタンガスおよび塩化物型地下水を伴う泥の噴出現象がみ

図 4 調査地域の地質図 (小林ほか, 2000 を一部改変).

Fig. 4 Geologic map of study area (modified after Kobayashi *et al.*, 2000).

られたこと, 等を主な根拠として, 高濃度 Na-Cl 型地下水は地下深部の異常高圧熱水系由来であるとの仮説を提案した。

近年, 地すべり地においても水分子を構成する酸素・水素の同位体比を用いた地下水の研究が盛んに行われるようになった。酸素・水素同位体比は, 地下水の起源を判別する情報を与える。地すべり地に特徴的な高濃度 Na-Cl 型地下水の起源を明らかにすることは, 地すべりに寄与する地下水の挙動を考えるうえで重要である。本研究では, 新潟県東頸城・中頸城地域の地すべり地帯に出現する高濃度 Na-Cl 型地下水に関する研究をレビューし, その地球化学的特性により地下水の起源を明らかにし, 深部の異常高圧熱水系と大規模地すべりの関係について考察する。

II. 調査地域の地質・地すべり・地下水の概要

1) 地質の概要

新潟県の新第三系標準層序は, 下位より津川

層, 七谷層, 寺泊層, 椎谷層, 西山層, 灰爪層に区分される (小林ほか, 2000)。東頸城・中頸城地域にはこのうち寺泊層から上位に相当する地層が分布する (図 4, 図 5)。それぞれの地質時代は, 寺泊層は後中新世, 椎谷層は前期鮮新世, 西山層は後期鮮新世, 灰爪層は前期更新世である。新潟県の地すべりは, 地すべり総面積の 59.2% が寺泊相当層および椎谷層相当層を基岩とする地域に分布する (新潟県農林水産部農地治山課, 1987)。本地域においても地すべりの大部分は樽田層 (寺泊相当層), 須川層 (椎谷層相当層) の分布域で発生しており, 本研究で取り上げるすべての地すべりは樽田層と須川層を基岩とする。以下に, 小林ほか (2000), 竹内・加藤 (1994) および竹内ほか (2000) に基づき, 樽田層と須川層の岩相を簡単に述べる。

樽田層 (寺泊層相当層): 黒色泥岩と白色砂岩との泥岩優勢互層を主体とし, 中部に松之山凝灰岩, 桜滝凝灰岩, 朴ノ木凝灰岩, 東松野木凝灰岩

地質年代	新潟油田地域 (小林ほか, 2000)	高田東部 (竹内・加藤, 1994)	岩 相
第四紀	更新世	灰爪層	猿橋層 ・礫岩, ・中～細粒砂岩, ・シルト岩
新第三紀	鮮新世	西山層	奈良立層 ・砂岩, ・シルト岩 ・火山岩
		白岩層	・砂質シルト岩
		田麦川層	・砂岩 ・シルト岩互層
	中新世	椎谷層	須川層 ・暗灰色～黒色塊状泥岩
	中新世	寺泊層(上部)	樽田層 ・泥岩優勢 ・砂岩泥岩互層 ・酸性凝灰岩 ・黒色塊状泥岩
		寺泊層(下部)	
		七谷層	

図 5 調査地域の層序区分と新潟堆積盆の標準層序との関係。

Fig. 5 Relationship between stratigraphical classification of study area and the standard stratigraphy of the Niigata sedimentary basin.

を、上部に2～3枚の酸性凝灰岩を挟在する。典型的岩層は厚さ5～10 cmの泥岩と5 mm～1 cmの砂岩薄層との互層であり、しばしば砂岩の頻度が少なくなり、塊状泥岩に漸移する。

須川層（椎谷層相当層）：須川層は調査地域に広く分布し、塊状の黒色～暗灰色泥岩からなる。泥岩は樽田層のものとは異なり、塊状で層理をもたない。樽田層に整合漸移に重なるが、樽田層上部に挟在する凝灰岩が須川層の塊状泥岩中にも挟在しており、樽田層上部と須川層下部は同時異相関係にある。

調査地域の地質構造は、おおむね北東-南西方向の褶曲構造で特徴づけられる。褶曲の波長は4～5 km以下と短く、軸長の短い褶曲軸が多数併走あるいは雁行している。前述のとおり、背斜構造が山稜部を、向斜構造が谷部を形成しているので、地すべりの分布も北東-南西方向の褶曲構造に規制される。

2) 地すべりと地下水

地すべりの運動が地下水の挙動（間隙水圧の変化）と密接に関係することは専門家の間で広く受

け入れられている。地すべり運動に関する力学の詳細は、数多く出版されている土質力学の良書を参照していただくとして、ここでは、Mohr-Coulombの破壊基準に基づき、斜面の不安定化と間隙水圧の関係を簡単に説明する。まず、重力によって斜面上の土塊にかかる力（せん断応力）は次式で表される。

$$\tau = W \cdot \sin\theta \quad (1)$$

ここで、 τ ：せん断応力、 W ：土塊重量、 θ ：すべり面の傾斜、である。次に、土塊にかかるせん断応力と逆向きに働くせん断抵抗力は次式で表される。

$$S = c + (W - U) \cdot \tan\phi \quad (2)$$

ここで、 S ：せん断抵抗力、 c ：粘着力、 U ：間隙水圧、 ϕ ：内部摩擦角、である。 $\tau < S$ のとき、斜面は安定である。何らかの原因で間隙水圧 U が増加すると、地すべり土塊に作用するせん断抵抗力 S は低下し、 $\tau > S$ となったとき、地すべりの運動が開始する。

3) 地下水の水質形成機構

3-1) 水-岩石相互作用

地下水の水質は、通常、地下水と地層・岩石を構成する鉱物の水-岩石相互作用によって形成される。詳細については Garrels and Christ (1965) や Appelo and Postma (1992) の教科書、佐藤 (1993b, 1993c, 1994) や吉岡 (1990a, b) の解説、吉岡・金井 (1975) 等に詳しい。新第三紀層の堆積岩類からなる東頸城・中頸城地域の地すべりにおける水-岩石相互作用による地下水の水質の形成過程は、単純化すると、 H_2CO_3 （炭酸）による鉱物の溶解、黄鉄鉱の酸化によって形成される H_2SO_4 （硫酸）による鉱物の溶解、粘土鉱物による陽イオンの交換反応、有機物による硫酸イオンの還元反応である。

3-1.1) H_2CO_3 による鉱物の溶解反応

鉱物の溶解は、 H_2CO_3 の酸の強さ、つまり地下水と平衡にあるガスの CO_2 分圧に依存する。この反応によって、 $Ca-HCO_3$ 型、 $Na-HCO_3$ 型など、 HCO_3^- を主要陰イオンとする水質が形成

される。地下水の濃度は、地層・岩石を構成する鉱物の溶解度を上回ることはない。

3-1.2) 硫化鉱物（黄鉄鉱など）の酸化による H_2SO_4 の形成と鉱物の溶解

酸素の供給が多い地表近くで黄鉄鉱等の硫化鉱物が酸化されると H_2SO_4 （水溶液中では H^+ と SO_4^{2-} に解離）と Fe^{2+} を生成する。さらに酸素の供給がある場合、 Fe^{2+} は Fe^{3+} に酸化されて褐鉄鉱（ $\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ）となり、沈殿する。生成した H_2SO_4 は珪酸塩鉱物や炭酸塩鉱物と速やかに反応し、中和される。この反応によって、 Ca-SO_4 型、 Na-SO_4 型など、 SO_4^{2-} を主要陰イオンとする水質が形成される。地下水の濃度は H_2SO_4 の全イオン当量濃度を上回ることはない。また、 Ca を含む鉱物の溶解によって Ca^{2+} 濃度が増加すると、いずれ石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）に飽和するので、地下水の濃度増加は石膏の溶解度によっても制限される。

3-1.3) 粘土鉱物による陽イオン交換反応

粘土鉱物に対する主要な陽イオンの吸着力は、

であるので、 Ca^{2+} と Na^+ についてみると、

となり、水の中の Ca^{2+} は Na 型粘土に吸着して Ca 型粘土となり、 Na^+ を放出する。このイオン交換反応により、陽イオンの量比は変化する。ただし、イオン交換反応によって、全イオン当量濃度が増減することはない。

3-1.4) 有機物による硫酸イオンの還元反応

SO_4^{2-} は有機物によって還元され、硫化鉄や硫化水素を生じる。逆に、有機物は酸化され HCO_3^- となる。結果として、水質は SO_4 型から HCO_3 型に変化する。この反応は有機物が存在し、酸素の供給のない還元的条件下で進行する。ただし、この反応では、 SO_4^{2-} と HCO_3^- の量比は変化しても全イオン当量濃度が変化することはない。

3-2) Na-Cl 型地下水の特異性

一般に鉱物中の Cl 含有量は極めて小さいので、岩石を構成する鉱物粒子と地下水との反応では高

濃度の Na-Cl 型地下水は形成されない。中部日本の温帯湿潤の気候条件を考えると、蒸発による濃縮も考えられない。さらに、比較的内陸に位置する東頸城・中頸城地域の地理的条件を考えると、風送塩の影響も極めて小さい。大多数の地すべりは地下 10 ～ 100 m 程度にすべり面をもつ。このような地下浅所では、Na-Cl 型の水質を示す地下水は特異である。ところが、比較的規模の大きい地すべりにおいては、前述のとおり Na-Cl 型地下水がしばしば認められる。

4) 異常高圧熱水系と松之山温泉

新潟県では、背斜構造に沿って、古くから石油・天然ガス探査を目的とする大深度のボーリング調査が行われ、貯留層における異常高圧間隙流体の存在が知られていた（例えば、真柄, 1966）。地層の圧密作用では、堆積物の荷重の増加に伴って間隙が減少し、減少した間隙と同体積の間隙水が排出される。排水条件下では、圧密作用を被っても間隙水圧は静水圧勾配にしたがって変化する。褶曲構造の背斜軸部に難透水性の厚い泥岩層がキャップロックとして存在し、非排水条件になると、間隙水はうまく排出されず、間隙水圧は静水圧を大きく上回る状態になる（図 6）。また、石油・天然ガスの付随水は、塩分濃度が非常に高い。この塩分濃度の高い石油・天然ガス付随水は、海底に泥や砂が堆積した際に、堆積物中に取り込まれた海水が周囲の鉱物粒子と化学反応して変質した化石海水である（加藤・梶原, 1986）。

今日までに背斜構造をなす丘陵地帯、すなわち地すべり地帯でも 1,000 m を超える温泉ボーリングが掘削されてきた。通常の温泉ボーリングと異なるのは、地下水の上昇域である谷部ではなく、本来、地下水の下降流が卓越する山稜の高所から掘削している点にある。山稜高所からの掘削にもかかわらず、得られた温泉は自噴泉であり、高い水頭圧を有する。前述のとおり、これらの温泉はメタンガスを伴い、高濃度 Na-Cl 型の泉質を示す（例えば、伊藤ほか, 2003, 2004）。大木ほか（1992）は、これら異常に高い水頭圧を有する地熱水は日本におけるジオプレッシャー型熱水系であると指摘した。ジオプレッシャー型熱水系

図6 新潟油・ガス田で認識された異常高压貯留層 (白石, 1972 を一部改変)。

Fig. 6 Overpressured reservoirs recognized in oil and gas fields in the Niigata area (modified after Shiroishi, 1972).

は、米国メキシコ湾岸の油田地帯で認識された熱水系で、以下の特徴を有する（例えば、Nicholson, 1993）。

①厚い堆積盆地に発達し、熱伝導率および透水率の低い厚層泥岩をキャップロックとして地下2～7 km に分布する。

②静水圧を大きく上回る異常高压を有する。

③熱水の起源は変質した化石海水であり、大量のメタンガスを伴う。

④熱水の温度は通常 50～150℃である。

⑤非火山性で、かつ流体による熱移送を伴わない静的な熱水系であり、熱源は貯留母岩からの熱伝導である。

新潟県の背斜構造をなす丘陵地帯にみられる地熱水（温泉、石油付随水）は、メキシコ湾岸の油田地帯と比較するとかなり小規模ではあるが、ジオプレッシャー型熱水系の基本的特徴を有する。本研究では、調査地域に分布し、ジオプレッシャー型熱水に類似する地熱水、つまり、メタン

ガスを伴い自噴する高濃度の Na-Cl 型地熱水（温泉、石油付随水）を異常高压熱水と呼ぶことにする。

調査地域の東部に位置する十日町市松之山地区は日本を代表する地すべり多発地域であると同時に、温泉地としても知られている。松之山温泉は、大松山（標高 674.0 m）を中心とするドーム型の背斜構造をなす地域において、深さ 170～1,170 m の掘削で得られた泉温 30～95℃の非火山性の自噴泉である。泉質は Na-Cl 型であり、メタンガスを伴う。松之山温泉も上述のジオプレッシャー型熱水の基本的特徴を具備する。古くからある「鷹の湯 1 号井」はわずか 170 m の掘削深度で得られた泉温 90℃の間欠泉である。平成 6 年に開発された湯坂温泉（掘削深度 1,170 m、泉温 95℃）は、湧出量 220 L/min で自噴する。Watanabe (1995) は、計 8 本の温泉井の中で最高温の湯坂温泉について、地化学温度計を利用して根源的な貯留層温度を見積もった。堆積岩類を母岩とする貯留層温度の見積もりには Li-Mg 地化学温度計（Kharaka and Mariner, 1989）が最適であるとの報告（Land and Macpherson, 1992）があるので、この地化学温度計を採用した。見積もられた貯留層温度は 139℃であり、新潟堆積盆の平均的な地温増加率（30～40℃/km）から、根源的な貯留層深度は地下 3,000～4,000 m と推定した（Watanabe, 1995）。

III. Na-Cl 型地下水の認められた地すべり

Na-Cl 型地下水が報告された主要な地すべりについて、文献に基づいて概略を述べる。それぞれの地すべりの位置は図 3 に示してある。

1) 昭和 37 年松之山地すべり

1962 年に旧松之山町（現在の十日町市松之山地区）で発生した地すべり（ここでは、「昭和 37 年松之山地すべり」と呼ぶ）は日本で最大規模の地すべりである。約 2 年間にわたって約 850 ha の範囲が滑動し、住宅、農地、道路等に甚大な被害を及ぼした（例えば、新潟県東頸城郡松之山町, 1968; 寺川ほか, 1982; 地すべり学会新潟支部, 1998）。前述のとおり、牧・富田（1965）は、現

図 7 松之山・越地すべりの地下水の水質断面(佐藤, 1993a を一部改変)。

Fig. 7 Hydrochemical profile of groundwaters in the Koshi landslide of the Matsunoyama area (modified after Sato, 1993a).

地調査時に Na-Cl 型地下水の湧出を確認した。

2) 松之山・越地すべり

佐藤 (1993a) は, 1985 年春に発生した松之山の越地すべりにおいて, 深度別の観測孔を用いた地下水の水質の鉛直分布を報告した (図 7)。観測孔 A, D, E は地すべりの延長方向に沿って掘削されており, 地すべり面 (太い実線) と二次滑落崖から伸びる二次すべり面 (点線) が推定されている。佐藤 (1993a) は, この地すべりにおいて高濃度の Na-Cl 型地下水を確認し, 深層地下水として区別した。Na-Cl 型地下水を確認した観測孔 E では, Na^+ および Cl^- 濃度は深さとともに増加していた。観測孔 D の Na- HCO_3 型地下水も Na^+ および Cl^- 濃度は深さとともに増加し, 深度が増すにしたがって, Na-Cl 型地下水の混入率が増加する傾向にあった。1986 年に地下水排除工が施工され, 地すべりの抑止に一定の効果を上げたが, 筆者らの調査では, 地すべり発生から 8 年を経た 1993 年の時点でも, 観測孔 E から Na-Cl 型地下水が自噴し続けていた。

3) 松之山・水梨地すべり

水梨地すべり (面積 200 ha) は, 昭和 37 年松

之山地すべりの際に松之山ドーム背斜の北翼で一部が活動した地すべりである。水梨地すべりでは 1986 年と 1991 年にも小規模な地すべりが発生した。仲野・中里 (1993) および Nakano *et al.* (1995, 1996) は地すべり粘土の完全軟化状態における平均有効応力と含水比の関係が採取地点によらず一定の関係 (完全軟化状態含水比曲線) にあることを明らかにした。そして, 松之山の水梨地すべりにおいて, 泡式ボーリング・3 重管式サンプリングによって得られた試料の自然含水比プロファイルの結果と完全軟化状態含水比曲線との比較から地下の間隙水圧分布を推定した (図 8)。その結果, 間隙水圧の換算水頭が地表面より高い被圧地下水圧を受けていた試料を多数確認した。中には水頭が地上 28 m に達する被圧地下水圧を受けていたと推定される試料もあった。

水梨地すべりの集水井から Cl^- 濃度が 1,100 mg/L に達する Na-Cl 型地下水が採取された (渡部ほか, 1995, 1996)。集水井の底部に集められた地下水は低濃度の水との混合水であるので, 集水井の内部の横孔排水のいくつかは, Cl^- 濃度が 1,100 mg/L を大きく上回る Na-Cl 型地下水で

図 8 松之山・水梨地すべりにおける調査孔の自然含水比分布 (a) と推定間隙水圧分布 (b) (仲野・中里, 1993 を一部改変). (b) の●は過剰間隙水圧を有する試料を表す.

Fig. 8 Log profiles of natural water content (a) and estimated pore water pressure (b) from the Mizunashi landslide in the Matsunoyama area (modified after Nakano and Nakazato, 1993). Samples shown by solid circle in (b) indicate excess pore water pressure.

図 9 平成 4 年松之山地すべりの観測孔 (W1-5) における掘削深度別の簡易揚水試験結果 (佐藤・白石, 1996 を一部改変).

Fig. 9 Result of pumping test in the observation well (W1-5) at several drilling depths following the Matsunoyama landslide, which occurred in 1992 (modified after Sato and Shiraishi, 1996).

あることが推察された。

4) 平成 4 年松之山地すべり

1991 年の秋から、昭和 37 年松之山地すべりの活動域の南端で地すべり活動の兆候が現れた。1992 年の春になって、地すべり活動が顕在化した (ここでは、「平成 4 年松之山地すべり」と呼ぶ)。幅 300 m、延長 700 m の活動域は、おおむね傾斜 10° 以下の緩斜面であり、すべり面は深度 10 m 程度であった。地すべり内部の地下水の賦

存状況を把握するために、ボーリング掘削の際、3 m 掘進ごとに簡易揚水試験が実施された。その結果、すべり面以深で多くの揚水量が得られた (図 9)。すべり面以深の地下水は、以浅の地下水と水質が明瞭に異なったため、深層地下水として区別された。深層地下水のみられる調査孔は揚水停止後の水位回復が非常に早く、一部の調査孔は揚水時においても水位の低下がみられなかった。中には、30 L/min で自噴した調査孔も

図 10 平成 4 年松之山地すべりの地下水の水質断面 (佐藤・白石, 1996 を一部改変)。

Fig. 10 Hydrochemical profile of groundwaters in the Matsunoyama landslide, which occurred in 1992 (modified after Sato and Shiraishi, 1996).

あった (佐藤・白石, 1996)。

地下水位観測孔の孔内水と、集水井の内部の横孔排水を採水し、水質分析を行った (図 10)。集水井での採水は上・中・下段および斜め下向きの横孔の中で、できるだけ同じ方位の孔を対象とした。各集水井とも地すべり面以浅の上段・中段・下段の横孔排水は、 $\text{HCO}_3^- \sim \text{SO}_4^{2-}$ 型の水質を示し、全イオン濃度も低かった。これに対し、斜め下向き排水孔および地すべり面以深の下段の排水孔からの水は $\text{Na-HCO}_3^- \sim \text{Na-Cl}$ 型の水質を示し、全イオン濃度の高い水であった。 Na-HCO_3^- 型に分類される水質であっても、 Cl^- 濃度は高い地下水であった。すべり面以深から自噴した水も Cl^- 濃度の高い Na-HCO_3^- 型の水質であった (佐藤・白石, 1996; 渡部ほか, 1997)。

5) 宇津俣地すべり

日本地すべり学会新潟支部 (2003) によれば、宇津俣地すべりは、幅 40 ~ 120 m、延長約 800 m の狭長な地すべりである。湯の脇ブロックと石倉ブロックに大別され、湯の脇ブロックは現在のところ安定化している。石倉ブロックの活動は活発で、1994 年からの 7 年間で中～下部は 15 m 以

上移動しており、30 m 以上移動した部分もある。この地すべりは高い地下水位で特徴づけられ、自噴する調査孔も認められる。

伊藤ほか (2003) は、調査孔より地下水を採取して水質分析を行い、宇津俣地すべりにはさまざまな水質の地下水が近接して分布することを明らかにした。それによると、地表面付近には Na-SO_4 型の地下水があり、その直下には Na-HCO_3^- 型、あるいは Na-Cl 型の地下水が分布するとした。安定化しているブロックよりは活発に活動しているブロック、浅層部よりは深層部が高濃度を示す傾向にあり、300 mS/m 以上の電気伝導度を示す地下水を多数確認した。電気伝導度が 1,000 mS/m を超える高濃度の Na-Cl 型地下水は長倉山背斜を横切る鷹羽断層付近に多く認められた (図 11)。

古谷ほか (2005) は宇津俣地すべりの観測孔内の電気伝導度検層を実施した。その結果、孔内における電気伝導度の変化には 2 種類の傾向が認められた。1 つは、電気伝導度が地すべり土塊内もしくはすべり面より数 m 下部で急激に増加する観測孔であった (図 12)。これらは活発な活

図 11 宇津俣地すべりにおける湧水・地下水の水質 (伊藤ほか, 2003 を一部改変).
 Fig. 11 Hydrochemistry of spring waters and groundwaters in the Utsunomata landslide (modified after Ito *et al.*, 2003).

図 12 宇津俣地すべりの活動的な地すべりブロックにおける地下水の電気伝導度分布 (古谷ほか, 2005 を一部改変).
 Fig. 12 Electric conductivity profiles of groundwaters in an active landslide block of the Utsunomata landslide (modified after Furuya *et al.*, 2005).

図 13 宇津俣地すべりの活動的な地すべりブロックにおける地下水の水質(古谷ほか, 2005 を一部改変). m 単位の数値は深度を示す.

Fig.13 Hydrochemistry of groundwaters in an active landslide block of the Utsunomata landslide (modified after Furuya *et al.*, 2005). Numerical values of the m unit indicate depths of each groundwater samples.

動をみせる石倉ブロックの主ブロック中～上部にみられ, 2,000 mS/m を超える高い電気伝導度を示した。高電気伝導度の原因は Na-Cl 型地下水であった(図 13)。一方, 電気伝導度が孔内水位から孔底まで変化しない観測孔も認められた(図 14)。これらは, 安定化している副ブロック内の調査孔であった。これらの結果は, 伊藤ほか(2003)の調査結果とも調和的であった。

6) 沖見地すべり

沖見地すべりににおける観測孔内の電気伝導度分布について, 古谷ほか(2005)に基づいて以下に述べる。

沖見地すべりにおいても宇津俣地すべりの観測孔にみられた電気伝導度の急激な変化と同様の変化が認められた。孔内の電気伝導度は深度 5 m 付近から急上昇ははじめ, 深度 7 m にまでに使用した測定器の限界(測定限界: 2,000 mS/m)を超えてしまった(図 15)。ここでも高電気伝導度の原因は Na-Cl 型地下水であった。この孔では 2000 年 7 月 25 日に孔内洗浄が実施された。

孔内洗浄より 9 ヶ月後の 2001 年 4 月 28 日には, 孔内洗浄前の電気伝導度の分布に近い状態に回復した。このことは, 孔内の地下水状態を人為的に攪乱しても, 深度 5 ～ 7 m 付近で電気伝導度の急変部が再び形成されることを意味する。このことから, 沖見地すべりにみられる深部由来の Na-Cl 型地下水は, 自噴するまでには至らないが, 高い水頭圧を有している。

7) その他の地すべり

今泉(1996)は, 旧中頸城郡板倉町(現在の土越市板倉区)の大池地すべりから Na-Cl 型の深層地下水を報告した。今泉(1996)による電気探査の結果によれば, Na-Cl 型地下水は断層付近に柱状ないし宙水状に分布していた。平面的には北北東方向の背斜軸付近の異常高温帯の範囲に分布しており, 高い水頭圧をもつと推定された。

同じく旧板倉町の釜塚・段子差地すべりにも高濃度 Na-Cl 型地下水が認められる(佐藤ほか, 準備中)。釜塚・段子差地すべりの活動的ブロックは, 幅 1 km, 延長 2 km, すべり面の最大深

図 14 宇津俣地すべりの不活発な地すべりブロックにおける地下水の電気伝導度分布 (古谷ほか, 2005 を一部改変).

Fig. 14 Electric conductivity profiles of groundwaters in an inactive landslide block of the Utsunomata landslide (modified after Furuya *et al.*, 2005).

度は 140 m 以上に及ぶ (日本地すべり学会新潟支部, 2001)。地すべりの原因となっている深層地下水の排除を行うため、排水トンネルが 1 号トンネルから 3 号トンネルまで 3 本施工された。筆者らの調査によって、全長 1,845 m の 3 号トンネルの中程 (坑口から 800 m 付近) から終点の区間の水抜き孔から、電気伝導度が 1,700 ~ 3,600 mS/m, Cl^- 濃度が 8,000 ~ 13,000 mg/L に達する高濃度 Na-Cl 型地下水の排水が確認されている。

この他にも、妙高市の上馬場地すべり、上越市牧区の分銅沢地すべり、坪山地すべり、よしお地すべり、切越地すべり、および同市大島区の蓮野地すべり等からも NaCl 成分に富む地下水の湧出が確認されている (佐藤, 1982; 古谷ほか, 2005)。

IV. 異常高圧熱水の起源と挙動

前述のとおり、調査地域では背斜構造に沿って

地下深部に異常高圧熱水系が発達している。調査地域において、1,000 m を超す温泉掘削で得られた自噴泉の地熱水と異常高圧貯留層由来の石油・ガス付随水は、低熱伝導率・低透水率の厚層泥岩を加圧層とする点など形成機構に共通点も多いので、両者とも異常高圧熱水として扱う。

1) 異常高圧熱水の酸素・水素同位体組成

加藤・梶原 (1986) は、新潟県の油田・天然ガス地帯における層準別の石油・ガス付随水の酸素・水素同位体組成を報告した。これら酸素・水素同位体組成は、図 16 に示したように層準別に区分できる。これは、続成作用の温度・圧力条件に応じて間隙にトラップされた海水の変質の程度が異なるためである (加藤・梶原, 1986)。堆積物の埋没深度が最も大きかった七谷層は、最も高温・高圧の条件で続成作用を被り、埋没深度の最も小さかった西山層は、より低い温度・圧力条件で続成作用を被った。高温条件では、海水と珪酸

塩鉱物の化学反応が進行し、間隙水の酸素同位体比は珪酸塩鉱物との同位体交換によって海水よりも数%程度大きくなる。一方、高い温度・圧力条件では、粘土鉱物であるスメクタイトのイライト化が進行すると同時に、構造水の脱水反応によ

て水が供給される。供給源であるスメクタイトの構造水の水素同位体比は海水よりも小さいので、続成作用の結果、間隙水の水素同位体比は海水よりも小さくなる（加藤, 1986）。また、粘土鉱物の脱水反応によって生じた水が付加され、間隙水の塩分濃度も低下する。石油・天然ガス付随水の同位体組成と比較すると、松之山温泉の地熱水は七谷層と椎谷層のほぼ中間的な同位体組成をもつ（図 16）。七谷層より若く、椎谷層より古い層準は寺泊層である。松之山地区に分布する松之山凝灰岩も寺泊層相当層である。このことから、松之山温泉の地熱水の起源は寺泊層相当層にトラップされた変質した化石海水である（Watanabe, 1995）。

2) 松之山温泉の流動特性

Watanabe (1995), 渡部ほか (1996) に基づき、 Cl^- 濃度および酸素・水素同位体組成から解釈される松之山温泉の地熱水の流動特性を以下に述べる。

松之山温泉の地熱水の酸素・水素同位体組成、ならびに Cl^- 濃度は温度によらずほぼ一定である（図 17, 図 18）。ここでは省略するが、温度と δD の関係も同様である。このことは、松之山温泉の地熱水の冷却過程を反映している。仮に沸騰が生じた場合、気化熱が奪われることによって冷却が起こる。沸騰によって水蒸気が逸散すると、その分だけ残液の濃縮が起こる。つまり、温度の低下に伴って Cl^- 濃度は増加することになる。また、浅所の低温地下水との混合によって冷却され

図 15 沖見地すべりにおける地下水の電気伝導度分布 (古谷ほか, 2005 を一部改変)。

Fig. 15 Electric conductivity profiles of groundwaters in the Okimi landslide (modified after Furuya et al., 2005).

図 16 新潟堆積盆の石油・天然ガス付随水および松之山温泉の地熱水の酸素・水素同位体組成 (石油・天然ガス付随水のデータは加藤・梶原, 1986 による)。

Fig. 16 Plot of $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD for the Matsunoyama geothermal waters and formation waters from oil and gas fields in the Niigata sedimentary basin (Data of formation waters from Kato and Kajiwar, 1986).

図 17 松之山温泉の地熱水および松之山地区の天水起源地下水の塩素イオン濃度と水温の関係 (渡部ほか, 1996 を一部改変)。

Fig. 17 Plot of Chloride concentration vs. temperature for the Matsunoyama geothermal waters and meteoric groundwaters in the Matsunoyama area (modified after Watanabe *et al.*, 1996).

図 18 松之山温泉の地熱水および松之山地区の天水起源地下水の酸素同位体比と水温の関係 (渡部ほか, 1996 を一部改変)。

Fig. 18 Plot of Oxygen isotope ratio vs. temperature for the Matsunoyama geothermal waters and meteoric groundwaters in the Matsunoyama area (modified after Watanabe *et al.*, 1996).

た場合、 Cl^- 濃度や $\delta^{18}\text{O}$ 値は図 17 および図 18 に示した混合領域になくはならない。したがって、松之山温泉の地熱水の冷却は沸騰や天水（雨や雪などの降水）起源の地下水の混入による冷却ではなく、周囲の岩石の熱伝導のみに支配されていることがわかる。前述のとおり、松之山温泉の掘削深度は 170 ~ 1,170 m であり、泉温は 30 ~ 95°C の範囲にある。これらの掘削深度と泉温の間には相関がみられない。泉温の変動は地熱水の地下深部からの上昇フラックスの違いを反映している。鷹の湯 1 号井、2 号井はそれぞれ深さ 170 m、264 m の掘削であるにもかかわらず、泉温 90°C 以上の高温泉である。このことは、地下 3,000 ~ 4,000 m にある根源的貯留層から断層や亀裂を通じて上昇する地熱水のフラックスが鷹の湯 1 号井、2 号井の周辺で最も大きいことを示している。

V. 地すべりの挙動に関与する地下水の特徴と起源

Watanabe (1995)、渡部ほか (1996, 1997) は、松之山地すべりの Na-Cl 型の地下水の成因について、 Cl^- 濃度および酸素・水素同位体比の関係より、松之山温泉の地熱水に類似した地下深部の Na-Cl 型地熱水と天水起源の地下水との混合によって形成されたことを明らかにした (図 19, 図 20)。また、松之山の地すべりにみられる Cl^- 濃度の高い ($> 50 \text{ mg/L}$) 地下水は推定断層の近傍や地層境界の近傍に分布することを報告した。松之山温泉の地熱水の酸素・水素同位体組成、ならびに Cl^- 濃度は温度・深度によらずほぼ一定である (図 17, 図 18)。このことは、異常高压熱水に由来する高濃度の Na-Cl 型地熱水が断層や亀裂を通じて上昇する過程で、天水起源の地下水との混合が起こらなかったことを意味する。Na-Cl 型地熱水は、地すべりのすべり面付近の深度まで上昇し、ここで天水起源の地下水と混合し、Na-Cl 型地下水を形成すると考えられる。

古谷ほか (2005) は、宇津俣、沖見、蓮野、分銅沢、よしお、坪山の各地すべりの地下水（孔内水）、松之山温泉の地熱水、松之山地すべりの

図 19 松之山地すべり地域の地表水・地下水・松之山温泉の地熱水の酸素・水素同位体組成 (渡部ほか, 1996 を一部改変)。

Fig. 19 Plot of $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD for surface waters, groundwaters in the Matsunoyama area and the Matsunoyama geothermal waters (modified after Watanabe *et al.*, 1996).

図 20 松之山地すべり地域の地表水・地下水・松之山温泉の地熱水の塩素イオン濃度と酸素同位体比の関係 (渡部ほか, 1996 を一部改変)。

Fig. 20 Plot of Chloride concentration vs. $\delta^{18}\text{O}$ for surface waters, groundwaters in the Matsunoyama area and Matsunoyama geothermal waters (modified after Watanabe *et al.*, 1996).

地下水 (集水井), 宇津俣地すべりの地表水 (湧水), 海水, 石油・天然ガス付随水の $\delta^{18}\text{O}$ と Cl^- 濃度との関係を示した (図 21)。石油・天然ガス

図 21 東頸城地域の地すべり地の地下水、石油・天然ガス付随水、松之山温泉・地熱水の塩素イオン濃度と酸素同位体比の関係 (古谷ほか, 2005)。

Fig. 21 Plot of Chloride concentration vs. $\delta^{18}\text{O}$ for groundwaters from several landslides in the Higashi-kubiki area, formation waters from oil and natural gas reservoirs and Matsunoyama geothermal waters (Furuya *et al.*, 2005).

付随水は、貯留される層準によって $\delta^{18}\text{O}$ と Cl^- 濃度との関係に負の相関があり、この相関関係は、前述したとおり貯留層が被った続成作用の程度の違いを反映している。図中の宇津俣地すべりおよび沖見地すべりにおける地下水に注目すると、 $\delta^{18}\text{O}$ と Cl^- 濃度との間に正の相関がある。両地すべりの土塊内におけるNa-Cl型地下水は、石油・天然ガス付随水に類似した深部のNa-Cl型地熱水 (化石海水) と天水起源の地下水が混合したものと考えられる。宇津俣地すべりの鷹羽断層の近傍では高濃度のNa-Cl型地下水が確認されており、観測孔BV11-4の Cl^- 濃度は約10,700 mg/Lもある (図 11)。この値は海水の Cl^- 濃度 (約19,000 mg/L) の1/2以上である。これらNa-Cl型地下水の形成機構も松之山地す

図 22 模式的に表した宇津俣地すべりの水質断面 (古谷ほか, 2005 を一部改変).

Fig. 22 Schematic hydrochemical profile of groundwaters in the Utsunomata landslide (modified after Furuya *et al.*, 2005).

べりにおける地下水の形成機構と同様である。

伊藤ほか (2003) および古谷ほか (2005) は、宇津俣地すべりの観測孔における地下水温検層を実施し、高濃度 Na-Cl 型地下水の認められる観測孔の地温増加率は $0.04^{\circ}\text{C}/\text{m}$ であり、周辺地域の平均的地温増加率 ($0.03^{\circ}\text{C}/\text{m}$) より大きいと指摘した。観測孔における水質の鉛直分布を考慮すると、地温増加率を高めている原因は、高濃度 Na-Cl 型地下水による熱移送と考えるのが自然である。異常高圧の Na-Cl 型地熱水が鷹羽断層に沿って地すべり土塊のすべり面周辺部まで上昇していると考えられる。沖見地すべりの高濃度 Na-Cl 型地下水も海水の Cl^- 濃度の 1/2 以上の濃度 (約 $12,000 \text{ mg/L}$) を示し、電気伝導度検層の結果は、前述のとおり宇津俣地すべりと同様にすべり面付近とみられる特定の深度で境に急激な増加を示す (図 15)。 Cl^- 濃度と $\delta^{18}\text{O}$ との関係も宇津俣地すべりの場合と類似する。沖見地すべりにおける高濃度 Na-Cl 型地下水の形成機構も松之山地すべりや宇津俣地すべりと同様と推察される。蓮野、分銅沢、よしお、坪山の各地すべりは宇津俣地すべりや沖見地すべりに比べて $\delta^{18}\text{O}$ は小さく、 Cl^- 濃度も低い。筆者らは、化石海水起

源の Na-Cl 型地熱水の混入率は小さいものの、蓮野、分銅沢、よしお、坪山の各地すべりの土塊内における Na-Cl 型地下水も天水起源の地下水と Na-Cl 型地熱水の混合で生じていると考えている。

静水圧を大きく上回る異常高圧熱水系と静水圧に近い地すべり斜面の地下水系との間に生じた圧力勾配は、水の流れを一方向に規制する。松之山温泉の地熱水の Cl^- 濃度や同位体組成は温度・深度によらずほぼ一定であり、地表から浸透した天水の混合を示す痕跡はまったくみられない。つまり、地表から浸透した天水は深部まで到達していない。一方、深部の異常高圧熱水は、断層・亀裂を通じて地表近くまで上昇し、地すべり土塊中に注入し、天水起源の地下水と混合している。この現象は地すべりの発生と密接に関係する間隙水圧の上昇に影響を及ぼすものと考えられる。図 22 に古谷ほか (2005) に基づく宇津俣地すべりを例とした地すべり土塊における地下水流動系の模式図を示す。

1,000 m を超える掘削で得られた温泉であっても、天水起源の地熱水は多数存在する。この場合、天水の涵養から温泉資源の形成に至る水循環

系は深く大きい。一方、異常高压熱水系の存在は、天水の地下深部への浸透を妨げ、天水起源の地下水の循環系を浅く小さい循環に規制している。このことは、地山の地下水位を常に高い状態に保つ要因の1つとも考えられる。地下深部の異常高压熱水系の存在は、地すべり土塊へのNa-Cl型地熱水の直接的な供給がない場合でも、定常的に斜面の地下水位を高い状態に保つ水文地質構造をつくりだし、間接的に地すべり発生の地質学的素因となり得る。これまで、地すべり発生機構に関係する地下水の挙動については、雨水や融雪水など、地表から供給される水に主眼が置かれてきた。筆者らの主張として、特に大規模地すべりの発生機構に関係する地下水の挙動については、地下深部に発達する異常高压熱水系の存在を考慮する必要があることを強調しておきたい。

VI. ま と め

新潟県東頸城・中頸城地域の地すべり地帯に出現する高濃度Na-Cl型地下水の産状およびそれらの起源に関する既往研究を整理し、地下深部に分布する異常高压熱水系と大規模地すべりの関係について考察した。

(1) 高濃度Na-Cl型地下水を産する地すべりのうち、松之山・越地すべり、平成4年松之山地すべり、宇津俣地すべり、沖見地すべりでは、観測孔内の水質分布、電気伝導度分布に関する研究が行われている。これらの地すべりの共通点として、すべり面付近より深部に高濃度Na-Cl型地下水が賦存する水文構造を有している。宇津俣地すべりと沖見地すべりにおける電気伝導度検層によって、電気伝導度はすべり面付近を境にして急激に増加することが明らかにされている。高電気伝導度の原因は高濃度Na-Cl型地下水であり、この地下水の地すべり面への作用が示唆される。

(2) 背斜構造に沿う石油・天然ガスの大深度ボーリング調査によって、貯留層における異常高压間隙流体の存在が古くから知られていた。地すべり地帯においても背斜構造に沿って1,000 mを超えるボーリングが行われ、松之山温泉をはじめとする高濃度Na-Cl型の自噴泉が得られてい

る。酸素・水素同位体組成から、これらの地熱水(温泉、石油付随水)の起源は、地層中にトラップされた変質した化石海水である。

(3) 水質および酸素・水素同位体組成より、地すべりにみられる高濃度Na-Cl型地下水の成因は、化石海水を起源とする地下深部の異常高压熱水と天水起源の地下水の混合で説明できる。つまり、深部の異常高压熱水は、断層・亀裂を通じて地表近くまで上昇し、地すべり土塊中に注入している。この現象は地すべりの発生と密接に関係する間隙水圧の上昇に影響を及ぼすものと考えられる。

(4) 深部に異常高压熱水系が発達する地域は、独特の地下水循環系を形成すると考えられる。異常高压熱水系の存在は、天水の地下深部への浸透を妨げ、天水起源の地下水の循環系を浅く小さい循環にしている。このことは、地山の地下水位を定常的に高い状態に保つ要因の1つと考えられ、地すべりが発生しやすい斜面を特徴づける水文地質学的素因の可能性がある。

謝 辞

地学雑誌編集委員会ならびに田中和広・山口大学教授には執筆の機会を与えていただきました。著者らの研究に対して、丸井英明・新潟大学教授、大木靖衛・元新潟大学教授(故人)、佐藤 修・元新潟大学教授、仲野良紀・元岐阜大学教授、金折裕司・山口大学教授、(株)日さくの伊藤俊方博士ならびに白石秀一氏(故人)、中国科学院・南シナ海海洋研究所の徐 輝竜博士には有益な助言を頂きました。以上の方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- Appelo, C.A.J. and Postma, D. (1992): *Geochemistry Groundwater and Pollution*. A.A. Balkema, 500p.
- 古谷 元・渡部直喜・小松原岳史・佐藤 修・丸井英明 (2005): 新潟県東頸城地域の地すべり土塊内における高濃度Na-Cl型地下水の分布とその起源. 応用地質, **45**, 281-290.
- Garrels, R.M. and Christ, C.L. (1965): *Solutions, Minerals and Equilibria*. Freeman and Cooper, 450p.
- Hoefs, J. (2004): *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, 244p.
- 今泉眞之 (1996): 第三紀層泥岩地すべり斜面の浅層地下水の水質変化—新潟県板倉町の大池地すべりを例

- として一. 応用地質, **37**, 2-18.
- 伊藤俊方・佐藤 修 (2003): 新潟県下の温泉の特徴—温泉井における孔底温度と湧出温度及び泉質について—. 温泉工学会誌, **29**, 1-15.
- 伊藤俊方・小松原岳史・佐藤 修 (2003): 第三紀層地すべりの高濃度地下水の特性—新潟県宇津保地すべりを例にして—. 地すべり, **39**(4), 1-8.
- 伊藤俊方・小松原岳史・佐藤 修 (2004): 北部フォッサマグナ地域における深層地下水の水質特性. 応用地質, **45**, 22-30.
- 地すべり学会新潟支部編 (1998): 新潟の地すべり '98. 278p.
- 加藤 進 (1986): 新潟地域油・ガス田水の同位体組成. *Researches in Organic Geochemistry*, **5**, 25-28.
- 加藤 進・梶原義照 (1986): 新潟地域油・ガス田付随水の元素および酸素の同位体組成. 石油技術協会誌, **51**, 113-122.
- Kharaka, Y.K. and Mariner, R.H. (1989): Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. *Thermal History of Sedimentary Basins. Methods and Case Histories* edited by Naeser, N.D. and McCulloh, T.H., Springer-Verlag, 99-117.
- 小林巖雄・吉村尚久・立石雅昭・茅原一也・島津光夫・植村 武・白井健裕・長谷川美行・黒川勝己・周藤賢治・高浜信行・柳沢幸夫・徳橋秀一・清水俊秀・原 尊照・長田亭一・加藤 進・石橋輝樹・落田真一・久住和裕 (2000): 新潟県地質図 (2000 年版) 1: 200,000 及び説明書. 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- Land, L.S. and Macpherson, G.L. (1992): Geothermometry from brine analyses: Lessons from the Gulf Coast, U.S.A. *Applied Geochemistry*, **7**, 333-340.
- 真柄欽次 (1966): 検層データによる油層圧の推定—紫雲寺ガス田における検討. 石油技術協会誌, **31**, 266-273.
- 牧 隆正・富田利保 (1965): 松之山地すべり地帯陸水の水質特性について. 地すべり, **1**(3), 1-7.
- 仲野良紀・中里裕臣 (1993): 地すべり粘土の自然含水比と間隙水圧. 第 32 回地すべり学会研究発表講演集, 279-282.
- Nakano, R., Shimizu, H., Nishimura, S. and Nakazato, H. (1995): Application of concept of critical state soil mechanics to disturbed mudstone with particular reference to landslide and squeezing-swelling tunnel. *Proceedings of the Eighth International Congress on Rock Mechanics, Tokyo, Japan, A.A. Balkema*, 269-272.
- Nakano, R., Shimizu, H. and Nishimura, S. (1996): Estimation of pore pressure in disturbed mudstone from natural water content with special reference to landslide and squeezing-swelling tunnel. *Soils and Foundations*, **36**(4), 81-89.
- Nicholson, K. (1993): *Geothermal Fluids. Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, 263p.
- 日本地すべり学会新潟支部 (2001): 板倉地区釜塚・段子差区域大規模地すべり—排水トンネルによる地すべり抑制工について—. 第 29 回地すべり現地検討会資料, 40p.
- 日本地すべり学会新潟支部 (2003): 宇津保地すべり—狭長斜面で発生している流動的地すべり活動—. 第 31 回地すべり現地検討会資料, 36p.
- 日本地すべり学会新潟支部 (2008): 新潟県の地すべり災害と対策の歴史—地すべり等防止法制定 50 周年を迎えて—. 187p.
- 新潟県東頸城郡松之山町 (1968): 松之山地すべりの記録, 49p.
- 新潟県農林水産部農地治山課 (1987): 地すべり調査総括書 I—地すべりと地質及び地質構造の関係—. 79p.
- 大木靖衛・佐藤 修・青木 滋 (1992): 北部フォッサマグナのジオプレッシャー熱水系に起因する地震と地すべり. 月刊地球, 号外, 松田時彦教授退官記念号—地質学と地震, **5**, 121-125.
- 砂防・地すべり技術センター (2002): 平成 13 年 土砂災害の実態. 52p.
- 砂防・地すべり技術センター (2003): 平成 14 年 土砂災害の実態. 52p.
- 砂防・地すべり技術センター (2004): 平成 15 年 土砂災害の実態. 64p.
- 砂防・地すべり技術センター (2005): 平成 16 年 土砂災害の実態. 56p.
- 砂防・地すべり技術センター (2006): 平成 17 年 土砂災害の実態. 56p.
- 砂防・地すべり技術センター (2007): 平成 18 年 土砂災害の実態. 55p.
- 佐藤寿則・白石秀一 (1996): 松之山地すべりの地質と地下水. 地すべりの地盤工学的諸問題に関するシンポジウム論文集. 地盤工学会四国支部, 65-70.
- 佐藤寿則・白石秀一・伊藤俊方 (2004): 積雪期における新潟県内の第三紀層地すべりの運動特性. 日本地すべり学会誌, **41**, 37-42.
- 佐藤 修 (1981): 地すべり地の陸水の水質 1. 虫亀・高倉地すべり. 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, **3**, 47-58.
- 佐藤 修 (1982): 地すべり地の陸水の水質 2. 濁沢・上馬場地すべり. 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, **4**, 77-85.
- 佐藤 修 (1993a): 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シンポジウム資料, 53-66.
- 佐藤 修 (1993b): 地すべり地における地下水水質調査法 (その 1) —現地調査とデータの整理—. 地すべり技術, **20**(1), 11-23.
- 佐藤 修 (1993c): 地すべり地における地下水水質調査 (その 2) —地すべり地地下水の水質形成過程—. 地すべり技術, **20**(2), 18-28.
- 佐藤 修 (1994): 地すべり地における地下水水質調査法 (その 3) —地すべり地地下水の水質形成過程と調査実例—. 地すべり技術, **20**(3), 16-26.
- 佐藤 修・青木 滋 (1990): 地すべり地内外の水質の特徴—第三系泥岩地帯の地すべりを例として—. 地すべり, **27**(1), 27-33.

- 佐藤 修・青木 滋・鈴木幸治 (1983): 虫亀地すべり地の地下水のアニオンの起源. 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, **5**, 33-42.
- 新谷俊一・田中和広 (2005): 新潟県十日町市松代に分布する泥火山の地質. 自然災害科学, **24**, 49-58.
- 白石建夫 (1972): 新潟地区における掘さく障害. 石油技術協会誌, **37**, 338-339.
- 竹内圭史・加藤碩一 (1994): 高田東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 67p.
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝 (2000): 松之山温泉地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 76p.
- 寺川俊浩・湊元光春・望月巧一・粕野義夫・黒田和男・藤田 崇・大八木規夫・斎藤 豊・竹内篤雄・西田彰一・奥園誠之・山口真一 (1982): 特集「地すべり」. アーバンクボタ, **20**, 56p.
- Watanabe, N. (1995): *Geochemistry of Groundwaters in the Matsunoyama Landslide, Niigata Prefecture*. PhD Thesis of Niigata University, 130p.
- 渡部直喜・鷺津史也・大木靖衛・佐藤 修 (1995): 新潟県松之山地すべり地域の地下水の水質について. 地すべり, **32**(3), 32-40.
- 渡部直喜・大木靖衛・佐藤 修・日下部 実 (1996): 新潟県松之山地すべり地の Na-Cl 型地下水の起源. 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, **18**, 81-92.
- 渡部直喜・佐藤寿則・大木靖衛・白石秀一・佐藤 修・日下部 実 (1997): 第三紀層地すべり地の深層地下水. 地盤工学会誌, **32**(6), 32-34.
- Watanabe, N., Yonekura, N., Sagara, W., Cheibany, O.E., Marui, H. and Furuya, G. (2005): Chemical Weathering and the occurrence of large-scale landslides in the Hime River Basin, central Japan. in *Landslide Risk Analysis and Sustainable Disaster Management* edited by Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F. and Wang, G., Springer-Verlag, 165-171.
- Xu, H-L., Oki, Y., Sato, O. and Watanabe, H. (1997): Geochemistry of groundwaters in the Utsunomata landslide area, Maki Village, Higashikubiki district, Niigata Prefecture. *Journal of Japan Landslide Society*, **34**(2), 25-34.
- 吉岡龍馬 (1990a): 地すべりと水—地球化学的調査 (その 1). 地下水学会誌, **32**, 147-162.
- 吉岡龍馬 (1990b): 地すべりと水—地球化学的調査 (その 2). 地下水学会誌, **32**, 253-272.
- 吉岡龍馬・金井忠一 (1975): 地すべり地地下水の炭酸ガス分圧について. 京都大学防災研究所年報, **18**(B), 1-12.

(2009 年 1 月 5 日受付, 2009 年 6 月 8 日受理)

付録 1 水試料のイオン濃度および酸素・水素同位体比の単位と Na-Cl 型地下水の定義.

Appendix 1 Units of ion concentration and oxygen and hydrogen isotope ratios of water samples, and a definition of Na-Cl-type groundwater.

1) 水質に関する単位の表記

水質分析によって得られた各イオンの濃度は、重量濃度 (mg/L) で表す場合と当量濃度 (meq/L) で表す場合がある。イオンの重量濃度 W (mg/L) と当量濃度 Eq (meq/L) の関係は次式のとおりである。

$$Eq \text{ (meq/L)} = \text{イオンの価数} \times W \text{ (mg/L)} \div \text{イオンの式量} \quad (1)$$

水溶液では陽イオンの当量濃度の総和と陰イオンの当量濃度の総和は等しい (電気的中性)。したがって、イオンの量比を論じる場合やヘキサダイアグラム (水質の型を 6 角形で表す) を描く場合は、当量濃度を用いる。また、全イオン当量濃度 ΣEq (meq/L) と電気伝導度 Ec (mS/m) の間には高い相関があり (渡部ほか, 1996; Watanabe *et al.*, 2005), 本研究で扱う水試料の濃度範囲では次式の関係が成り立つ。

$$Ec \text{ (mS/m)} = 4.5 \times \Sigma Eq \text{ (meq/L)} \quad (2)$$

一方、1 種類のイオンの濃度 (例えば Cl^- 濃度) を比較する場合は、重量濃度の方が理解しやすい場合が多い。

2) Na-Cl 型地下水の定義

本研究では、当量濃度による陽イオン、陰イオンの主成分がそれぞれ Na^+ , Cl^- であり、重量濃度にして Cl^- を 50 mg/L 以上含む地下水を Na-Cl 型地下水と定義する。通常、調査地域の地下水や地表水の Cl^- 濃度は 5 ~ 10 mg/L 程度である。主成分から Na-Cl 型を示すものの、 Cl^- 濃度が 50 mg/L 未満の地下水は Na-Cl 型地下水に含めない。また、 Cl^- 濃度 500 mg/L 超を目安に高濃度 Na-Cl 型地下水とする。

3) 酸素・水素同位体比について

水分子 (H_2O) を構成する酸素と水素には、化学的性質がまったく同じで質量数の異なる同位体が存在する。同位体には、安定同位体と放射性同位体がある。酸素には、質量数 16, 17, 18 の同位体があり、すべて安定同位体である。酸素の同位体比は、天然に最も多く存在する ^{16}O と 2 番目に多く存在する ^{18}O の比 ($^{18}O/^{16}O$) が広く利用されている。水素には、質量数 1, 2, 3 の同位体がある。質量数 2 のものを重水素 (D)、質量数 3 のものをトリチウム (T) と呼ぶ。水素 (H) と重水素 (D) は安定同位体、トリチウム (T) は放射性同位体である。水素の同位体比は、水素と重水素の比 (D/H) が広く利用されている。

酸素・水素の同位体比は、以下のように、未知試料の同位体比 (R_X) と標準試料の同位体比 (R_S) との偏差を千分率 (‰) δ 値で表す。

$$\delta R_X (\text{‰}) = \{(R_X - R_S) \div R_S\} \times 1000 \quad (3)$$

標準試料 (R_S) は、標準平均海水 (SMOW, Standard Mean Ocean Water) である。

天水 (雨や雪などの降水) の酸素・水素同位体組成には系統的な関係が成立している。この関係は次式で表され、天水ラインと呼ばれる。

$$\delta D (\text{‰}) = 8\delta^{18}O + d \quad (4)$$

d の値は地域によって異なる。新潟県の東頸城地域および魚沼地域の浅層地下水および湧水から求めた δD と $\delta^{18}O$ の関係は、

$$\delta D (\text{‰}) = 7.99\delta^{18}O + 23.8 \quad (5)$$

であり、この地域の天水ラインと考えられる (Watanabe, 1995; 渡部ほか, 1996)。