

## 長野市地附山地すべり地の地下水の水質

—地すべり地の陸水の水質 6—

佐藤 修\*

Hydrochemistry of groundwater found in the Jitsukeyama landslide, Nagano

—Water quality of landslide area 6—

by

Osamu SATO

(Abstract)

Water samples were collected from wells, boreholes and springs in and around the Jitsukeyama landslide in Nagano city during 1985–1986. Major ionic components and tritium of groundwater were determined to infer the behavior of groundwater on landslides.

Water samples were classified into four groups according to the major ion compositions using the Durov-diagram and by reference to their geographical distribution. Those are 1.  $\text{NaHCO}_3$  type water found in landslide area, 2.  $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  type water found around the landslide, 3.  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++} - \text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  type water found in foot hill, and 4.  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  type water obtained from the well in the landslide area in 1986.

The sodium bicarbonate waters from bore holls in the landslide area were the result of dissolution process of Na-montmorillonite and other water from outside of the landslide were the result of dissolution of kaolinite. The water collected after one year from the landslide disaster changed from  $\text{NaHCO}_3$  type water to  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  type water by oxidation of sulfur compounds under oxidative conditions formed by a disturbance of the soil.

T-concentrations of some samples were higher than annual mean T-concentration of precipitation in 1985. This fact suggests that these samples originate from the precipitation during the atomospheric detonations of thermonuclear devices (1961–1968). This period accords with the active period of the Jitsukeyama landslide. Some parts of the groundwater in the landslide area were recharged by the precipitation of pollutants caused by the detonation of hydrogen bomb.

Key words : landslide, groundwater, waterquality, tritium

キーワード : 地すべり, 地下水, 水質, トリチウム

### I は じ め に

地すべり発生の経過, 地すべり地の地質, 地形, 地すべり発生までの気象状況などについては自然災害特別研究突発災害研究成果NoB-60-5 (川上, 1986) に詳しい。

\* 新潟大学積雪地域災害研究センター

近年の地すべり発生に関連した記録の概略は以下のようなものである。1986年戸隠へのバードラインが開設された。1986年3月の融雪期に道路に亀裂、段差、石積の亀裂等地滑りの最初の兆候が発生。1983年9月、1984年4月、7月等の降雨時および融雪期に変状が拡大してきた。1985年6月末から7月にかけての約500mmの降雨により、地すべりの動きは活発となり、7月12日には道路の段差が大きくなり、交通止めとなった。降り続いた雨も7月20～21日の集中豪雨を最後に、梅雨もあがった。集中豪雨のときから、地すべり地内のあちこちで地盤の変動崩壊が激しくなり、雨があがって5日めの7月26日午後5時に大崩壊が発生した。

梅雨に限らず、豪雨、長雨、融雪水など多量の水の供給が、地すべり発生誘因となると信じられている。しかしながら、その根拠は主に、地すべり発生までの降雨量、融雪量、その年の最深積雪量と地すべり発生時期、度数とを比較して論じられており、水がいかなる経路で、どれ程地下に浸透し、地すべり発生にいかに関与したかについてはほとんど判っていない。これらの点について理解を深めるためには雨水、地下水の挙動を明らかにする必要がある。佐藤等(1981, 1982, 1983)は、新潟県下の新第三紀層地すべり地の地下水の水質の調査により、次の諸点を明らかにした。①地すべり地内の水は地すべり地外の水より電解質濃度が高い、②地すべり地には、浅層を流れている水と、深部における滞留時間の長い、一般には電解質濃度が高く、おそらく還元的環境を経てきた水とがあり、③地すべり発生後には、浅層の水とともに電解質の高い比較的深部の水が地すべり地にみられることなどである。水の運動の仕方から見て電解質濃度の高い水が地すべりの発生と密接に関係しているものと思われる。

地附山地すべりは新第三紀層の厚い凝灰岩の崩積物中で発生した地すべりであり、これまで水質の調査を行なった地すべりとは地質が異なっている。この報告は、地すべり地の地下水の地球化学的調査により、①水に溶けている物質をトレーサーとして地下水の運動、②水質の形成過程の解明に努めるとともに、これまでに第三紀泥岩地帯の地すべりで得られた上記の地すべり地地下水の水質について得られた知見が、この地すべり地にも適合するかどうかを検討しようとするものである。

## II 分析用試料採取位置・試料の処理・分析法

試料は、地すべり末端部周辺の湧水、水抜き井戸、井戸、谷水等、および地すべり地内のボーリング孔内水、湧水である。1985年の試料の採取位置は図-1に示し、採水時の水温、および湧水、井戸などの区別を附表に示した。1986年分は図-3に示した。

分析に先立ち、0.45 $\mu$ mのメンブランフィルターで試水をろ過した。多くの水は良く分散した粘土を含み、ろ過は極めて困難であった。この粘土の分散は極めて安定であり、5000rpm 20分の遠心分離では沈殿せず、メンブランフィルターによって初めてろ別出来、ろ過後はフィルター上にゼリー状に残留した。

陽イオンの濃度は原子吸光法により測定した。塩化物イオンはチオシアン酸水銀法による比色定量を行なった。

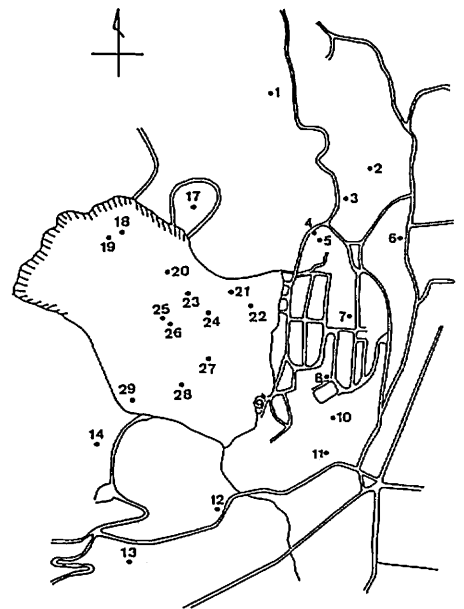


図-1 地附山地すべり地および周辺地域の水の採取位置

Fig. 1 Map of sampling locations

高濃度の硫酸イオンは塩化バリウムによる比濁法により、低濃度の場合はクロム酸バリウムをもちいる比色法により測定した。pH4.8アルカリ度を測定し、炭酸水素イオン量として表記した。

トリチウム濃度の測定は、シンチレーター（Aquasol 2）60mlと蒸留した試料水40mlを混合して100mlテフロンバイアル瓶を用いて、液体シンチレーションカウンター（Aloka社製 LSC-LB-1）で測定した。測定方法の基礎的条件に関する検討結果は、本年報の別項で発表する（仲川等、1986a, b）。

### Ⅲ 地附山地すべりおよび周辺の地下水の水質特性

1985年8～9月に採水した水の主成分の特性についてはすでに報告した（佐藤、1986）。本報では、1985年に採水した試料について、水質の特性の概要を要約するとともに、1986年の主に滑落崖周辺に設けられた集水井、調査ボーリング孔から採水した水の性質と前年度の水質を比較して地すべり発生後の水質の変化を検討する。各年度の水の主成分をパターンダイアグラムにして図-1に示した。1986年度の水の分析結果は表-1と図-3に採水位置とパターンダイアグラムを図示した。

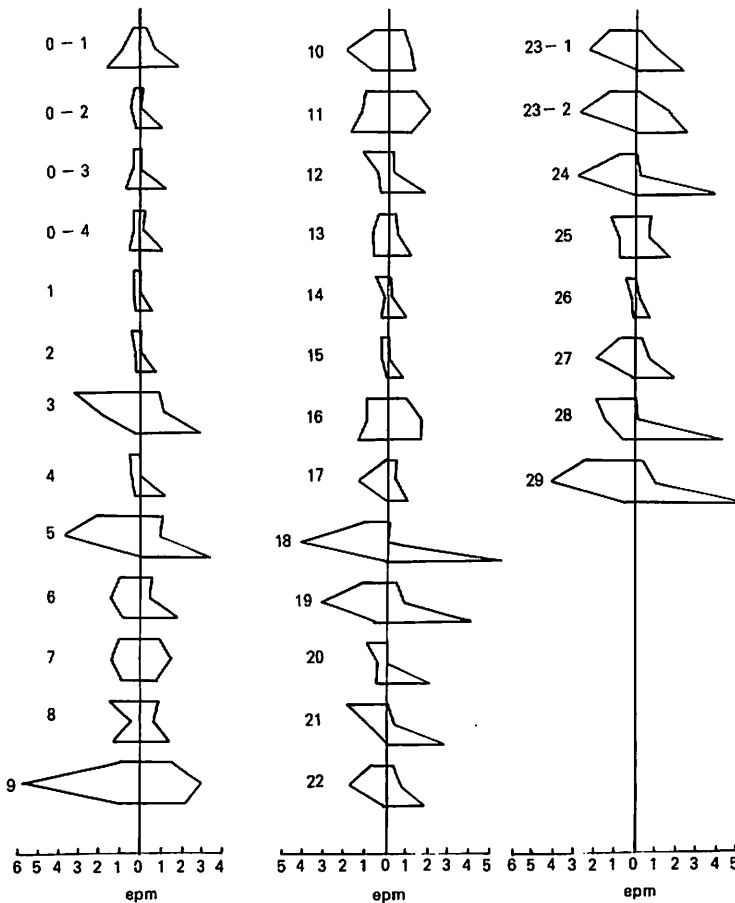


図-2 地附山地すべり地および周辺地域の水の採取位置と同位置の水の主成分のパターンダイアグラム  
Fig.2 Pattern diagrams of major ions of water from Jitsukeyama landslide area

1. 地すべり地内、地外の水質分布の概要：地すべり地内（18～29）は炭酸水素ナトリウムを主成分とする比較的電解質濃度の高い水が分布している。一方、地すべり地末端の浅井戸、湧水、水抜き用の横孔ボーリング孔からの水は塩化物イオン、硫酸イオンに富む電解質濃度が中庸の水である。地すべり地から離れた場所の湧水や谷水は電解質濃度が低い。この地すべり地の内外の塩化物イオンは全体に多くはないが、特に地すべり地内の水では塩化物イオンが少ない傾向が認められる。

1986年6月採水の集水井と調査用ボーリング孔内の水については、西側には硫酸ナトリウム濃度の高い水が分布している。東側はそれに比べて電解質濃度が低く、炭酸水素イオンの割合が高い。東の端の集水井4と8では炭酸水素ナトリウム型の水になる。

2. 水質の分類：地すべり地の水の種類を行なうには、PIPERのダイアグラム（キーダイアグラム）を用いることが多いが、ここでは、

中間的性質の水が多いので、改良DUROV法 (LLOYD et al, 1985) による主要イオンのプロットを試みた (図-4)。パターンダイアグラムによる水質の分布と改良DUROVダイアグラムの水の分類結果から、次のような水質分布の規則性が見られる。

区画3の水は、周辺部の鉱泉水(5)の一例を除いて地すべり地内の水であり、イオン交換の結果出来た炭酸水素ナトリウムに富む水である。

区画5はカルシウム、ナトリウム、マグネシウムのどれも特に多くない水である。いずれも地すべり末端からその延長上に分布する浅い地下水である。

区画6は、主要陽イオンがナトリウムで陰イオンが硫酸イオンの水と、陰イオンに特徴のない水からなる。20, 23, 26以外は、地すべり地外の電解質濃度の低い水である。1986年採取の水の分析結果では炭酸水素ナトリウム型の集水井4, 8を除けば、全て硫酸ナトリウム型の水で、しかも1985年の調査ボーリング孔内の水より電解質濃度が高い。1985年地すべり直後の深部の地下水は主に炭酸水素ナトリウム型であったが、1986年の集水井、調査ボーリング孔の水が硫酸ナトリウム型である。これらの水の採水地点は同一ではないが、地すべり地内の地下水であり、この変化は、地すべり地内において、陰イオンの変化が起きたことを示唆している。

陰イオン変化の原因として、地すべり活動により地盤が緩み、酸素の供給が良くなり、堆積岩中の硫黄化合物が酸化され硫酸イオンが供給されたと考えることが出来る。

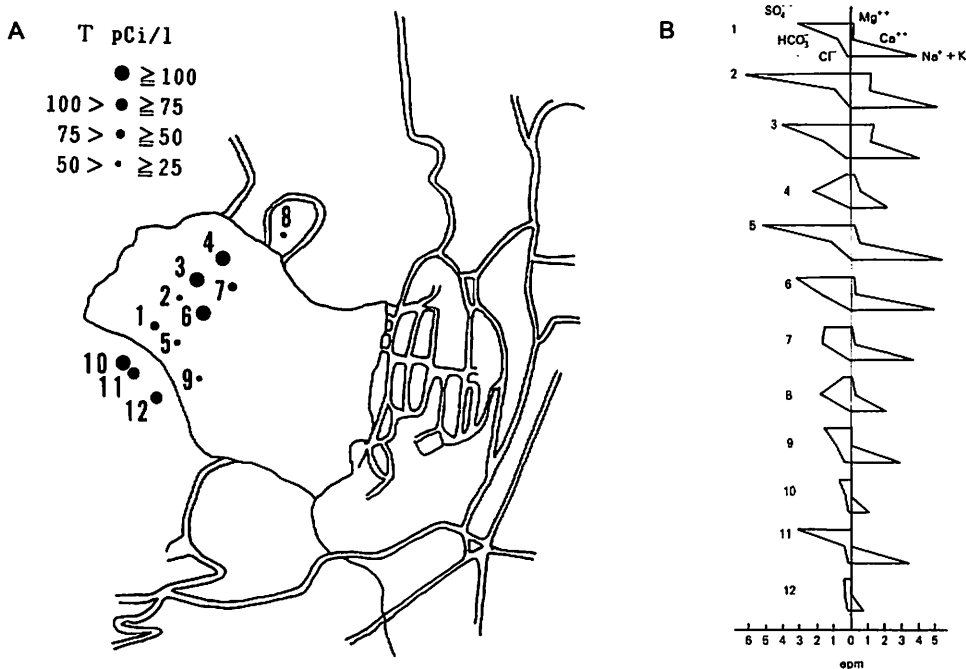


図-3 1986年に採取した地下水のトリチウムの分布 (A) と水の主成分のパターンダイアグラム (B)

Fig. 3 Distribution of tritium of groundwaters (A) and Pattern diagrams of water from the landslide area (B) in 1986

表-1 1985年採取した地下水の化学成分とトリチウム濃度測定結果  
 Table 1 Chemical composition and tritium concentration of water samples in 1986.

		導電率*	水温	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	T**
		μs/cm	°C	epm	epm	emp	epm	epm	epm	epm	pCi/ℓ
集水井	1	460	13.2	0.14	0.78	3.15	3.83	0.05	0.12	0.17	66 ± 9
"	2	1404	13.2	0.13	1.85	12.4	10.2	0.25	2.29	2.45	50 ± 10
"	3	611	14.0	0.30	1.73	4.10	3.86	0.18	1.17	1.37	161 ± 14
"	4	284	11.8	0.15	2.26	0.36	2.06	0.11	0.57	0.20	101 ± 12
"	5	1818	12.0	0.16	3.51	15.6	15.9	0.46	1.46	0.58	33 ± 8
"	6	545	14.0	0.11	1.78	3.24	4.75	0.12	0.24	0.16	111 ± 13
"	7	350	13.0	0.12	1.74	1.63	3.09	0.07	0.20	0.04	75 ± 11
"	8	234	11.8	0.13	1.86	0.43	2.01	0.10	0.29	0.09	45 ± 8
ボーリング孔 D-1		316	14.8	0.41	0.94	1.63	2.84	0.05	0.01	0.01	48 ± 12
"	F-3	134	14.0	0.13	0.35	0.76	1.14	0.01	0.01	0.01	132 ± 13
"	F-3'	365	16.2	0.13	0.41	3.18	3.41	0.05	0.01	0.02	97 ± 12
"	F-5	84.6	14.2	0.15	0.30	0.39	0.72	0.03	0.02	0.01	75 ± 12

\* 25℃の値に換算した。

\*\* トリチウムの測定値は半減期12.26年として6月17日濃度に換算した。誤差は3σの値を示した。

以上のように、地附山地すべり地の水質は大きく4群に分類され、各水質型の分布には規則性がある。

3. 水質の特徴と水質形成過程：この地に見られた各型の水質の形成過程が解明出来れば、初期の目的は達成されるはずであるが、現段階では、降水の化学組成、岩石・粘土と水の反応、水文学的データなどの全てにわたって地球化学的に水質形成過程を、定量的に検討することは困難である。地すべり地の水質の研究には、陰イオンの由来の検討が重要であるから（佐藤，1983），地附け山の地すべりでも、陰イオンの由来を検討し、さらに陽イオンについては、主に岩石・土と水の反応として組成を検討した（佐藤，1986）。本報では、その結果を要約するとともに、1986年採水の水の分析結果をあわせて検討した。

塩化物イオンの由来：地附山の塩化物イオンの起源として可能性のあるのは、風送塩、降水により運ばれるものと、凝灰岩の堆積時に含まれていたものとがある。

調査した水の塩化物イオン濃度は0.36～63.2ppmと変動が大きく、少なくともこの地には塩化物イオン濃度の違った2種類以上の水があることになる。一つは雨水である。風送塩、降雨など大気を通じて供給され、蒸発により濃縮される雨水の塩化物イオン濃度を正確に見積もることは困難である。わが国の雨水の平均的濃度は1.1ppmであるが（菅原等，1964）蒸発により濃縮される程度は分かっていない。雨の1.1ppmをそのまま雨水由来の塩化物イオンの値と仮定すると、二、三の試料をのぞけば、全て地下水由来の塩化物イオンを含んでいることになる。しかし実際には風送塩を洗いながし、さらに蒸発による濃縮があるから、ここでは仮に5ppm以上の塩化物イオンを含む水を地下水との混合物と見なす。

これまでの分析結果では、地すべり地外では15、5、地すべり地内では21、22、26が5ppm以上であった。地すべり前に測定された0-1、0-2、0-3、0-4も5ppm以上の塩化物イオンを含んでおり、この地には平時でも塩化物イオンの濃度が高い水が存在していたことを示している。特に、地すべ

り末端で塩化物イオン濃度の高い水 ( $\text{Cl}^-$  30~60ppm) がでるのは、今度移動した崩積物中に滞留していた塩化物イオンに富んだ水が移動を開始したが、この地下水流路には他の場所から常に塩化物イオンに富んだ水が供給されていたことになる。地すべり地内の地下水では、26のみが塩化物イオン30ppmを越えるが、60ppmを越える水はなく、地すべり末端にみられる塩化物イオン濃度の高い水は、ボーリング孔内の地すべり面付近にみられる水に由来するのではない。下河原(1952)によれば、地附山周辺には塩化物イオン濃度800ppm以上に達する水があり、いずれも地附山と同じ裾花凝灰岩に含まれる石油、ガス付随水に似た水に由来するとしている。地すべり地内の水の塩化物イオンの起源は、裾花凝灰岩の堆積時の水に関係があるとするのが妥当である。

地すべり地内の水の塩化物イオン濃度が低いのは、この地すべりが二次的なものであり、一次的すべりの際に塩化物イオンが流出してしまったからである。この点については、トリチウム濃度測定 の項で改めて議論する。

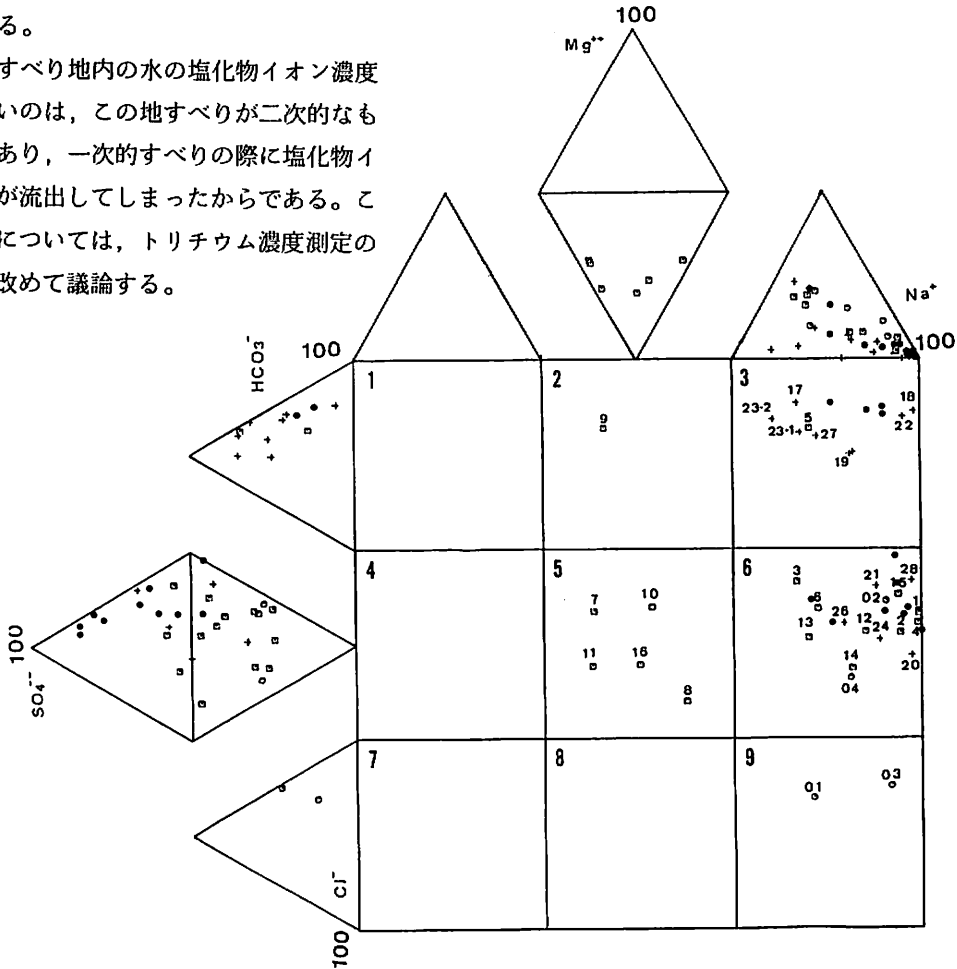


図-4 地附山地すべりおよび周辺地域の水の主成分の改良DUROVダイアグラム  
 □ 1985年採取の地すべり地外の水    + 1985年採取の地すべり地内の水  
 ● 1986年採取の地すべり地の水  
 数字は1985年採取の水の試料番号、図-1に対応している。1986年採取分は番号を省略した。

Fig.4 Modified the DUROV diagram demonstrating major ions of waters from the Jitsukeyama landslide area.  
 Samples collected from outside of landslide in 1985  
 Samples collected from boreholes in the landslide area in 1985.  
 Samples collected from boreholes and wells in 1986.

3-2 硫酸イオンの由来：伝導率の低い、今回の地すべりと直接関係のないと思われる15, 1, 2, 4の硫酸イオン濃度は、ほぼ20ppmであり、小林(1971)のわが国の河川水の平均値19ppmと同じである。地すべり末端部の水はいずれもこれより多い硫酸イオンを含んでいる。地すべり地内では、1985年の夏には4~81ppmであったが、1986年の水には740ppm以上の硫酸イオンを含む水がみられた。1年足らずの間に10m以上の深さからでる水の陰イオンの組成が炭酸水素イオンから硫酸イオンに変わったのは、地すべりにより攪乱された岩石、土壌中の硫黄化合物が酸化されたことを示唆する。硫酸イオンの生成についてもトリチウムの項で再度議論する。

3-3 炭酸水素イオンの由来：炭酸水素イオンも地すべり地外の9, 5や、地すべり地内のボーリング孔内の水では極めて多量に存在している。このイオンは、火山活動のない地域では、主に空気中の炭酸ガスや、土壌、岩石中の有機物の分解により供給される。大気からの炭酸ガスのみでは、調査地域の水の炭酸水素イオン濃度の大きな変動を説明しがたく、地中からの炭酸ガスの供給、有機物の分解を考慮する必要がある。

下河原(1952)は地附山の周辺の鉱泉水に200ppm程の炭酸水素イオンの存在することを認め、炭酸物質の起源に火山活動を考慮する必要があると報告している。今回の調査でも、炭酸水素イオン濃度が200ppm程度の試料が多くあった。当地において、火山活動により炭酸物質がもたらされるといふ積極的な証拠はないが、炭酸物質の供給については火山活動を考慮しなければならない。

特別に、炭酸水素イオンの多い29, 24については、滑落崖の下の集水井の掘削中に現地表の15m以下の部分から多量の木片を含む黒泥状の層がみられたことから、この有機物が炭酸物質の供給源になったと推察している。

1986年の試料の炭酸水素イオンの相対的濃度が下がり、硫酸イオンの濃度が上がったことについては、のちに再び検討する。

4. 粘土の性質：改良DUROVのダイアグラムによる水の分類から、地すべり地帯の水はイオン交換のすすんだ水、あるいは地下から炭酸ガスが供給されてナトリウムの多い環境で生成した水に分類された。この分類の妥当性を検討する目的で、地すべり地の粘土のイオン交換容量、交換性イオンを測定した。

地下水と接している粘土試料についてイオン交換容量などを測定することが望ましいが、理想的な試料が得られなかったので、地すべりによる攪乱の結果、地表にでた桃色と緑色の粘土、地表の泥について測定を行なった(佐藤, 1986)。

イオン交換容量は緑色の試料では115meq/100g soil, 桃色の試料40meq/100 soil. 褐色の泥が51meq/g soilであり、いずれも高いイオン高価容量を示し、モンモリロナイトが主要な粘土であることを示している。桃色と緑色の粘土の交換容量の差は、X線回折の結果を参照すると(渡辺・山田, 1986), 粘土鉱物の量的な差よりむしろ結晶性の違いによる。桃色の粘土は結晶性がよい。緑色粘土は結晶性が悪く、表面積が大きいので、緑色粘土のほうが大きい交換容量を示したのであろう。あるいは、結晶性の良い粘土は水で膨潤して、やがて結晶が破壊すると渡辺・山田(1986)は指摘している。交換容量測定時に結晶が破壊したため、交換容量が低下したのかも知れない。

塩基飽和度が100%を越えているのは、試料に含まれていた高濃度のイオンを含んだ水のイオンを一緒に測定したためであり、実際は塩基飽和度100%と考えてよい。

桃色、緑色粘土の交換性イオンはナトリウムイオンが69~59%を占めており、Na-モンモリロナイト

トが主要な粘土であることを示している。桃色粘土について、渡辺・山田（1986）は未処理粘土，エチレンジアミン処理粘土，水処理粘土のX線回折を行ない，モンモリロナイトの（001）面間隔の移動が大きいことから，この粘土がNa-モンモリロナイトであると結論しており，イオン交換容量と，交換性塩基から導いた結果と一致している。表層の土壌化した泥はカルシウム，マグネシウムイオンによる置換が進み，ナトリウムイオンが36%に低下していた。

地すべり地内の地下水はナトリウムイオンが支配的な陽イオンであるが，これは同地内の粘土の交換性イオンにナトリウムイオンが多く，カルシウムに富んだ水が地表から浸透しても，地下で粘土に接触して，ナトリウムとカルシウムの交換が起こり，地下水としてはナトリウム型となるからである。

5. 化学平衡から見た地下水の特徴：以上の議論で，地すべり地内の水は基本的には炭酸水素ナトリウム型であり，地すべり地外の水とは異なっていることが明らかになった。このような違いが生じたのは，帯水層において地下水が接触していた鉱物の違いによると見るのが妥当である。地附山地すべり地の地下水の動向を検討して，熊井（1986）は地すべり地内の地下水は移動速度が小さかったと結論した。すなわち，地下水が接していた鉱物との間に化学平衡がなりたっていたと考えることが出来るから，水質の解析により，水と平衡になっていた鉱物を推定出来るはずである。X線回折の結果および交換性イオンの測定結果から，地すべり地の地下の主要な鉱物はNa-モンモリロナイトであることが分かっているから，安定図から水質と鉱物の平衡関係を推定するには，Na-モンモリロナイトを含む，Na-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O型の安定図を用いる必要がある。

安定図を作成するのに必要な平衡定数は，TARDY（1971）がNa-長石，モンモリロナイト，カオリナイト，ギブサイトの平衡を考察した時に使用した値を採用した。凝灰岩には火山ガラスが含まれていたと考えられる（渡辺・山田，1986）から，LINDSAY（1979）のNa-ガラスの生成エネルギーの値から平衡定数の値を計算し，破線で，ガラスとNa-モンモリロナイトの境界を記入した。

このようにして作成した安定領域の図に，1985年の水の分析結果を記入して図-5を得た。1986年の分析値を省略したのは，後に討論するように，地すべり後に水質に変化が起こったと考えられるからである。図中黒丸は地すべり地内の水，白丸は地すべり地外の水を示す。地すべり地内の地下水はNa-モンモリロナイトの安定領域に分布し，地すべり地内の地下水がNa-モンモリロナイトと化学平衡になっていることを示している。地すべり地外の水の大半はカオリナイトの安定領域に分布している。カオリナイト安定領域に属する地すべり地内の水の珪酸濃度は，地す

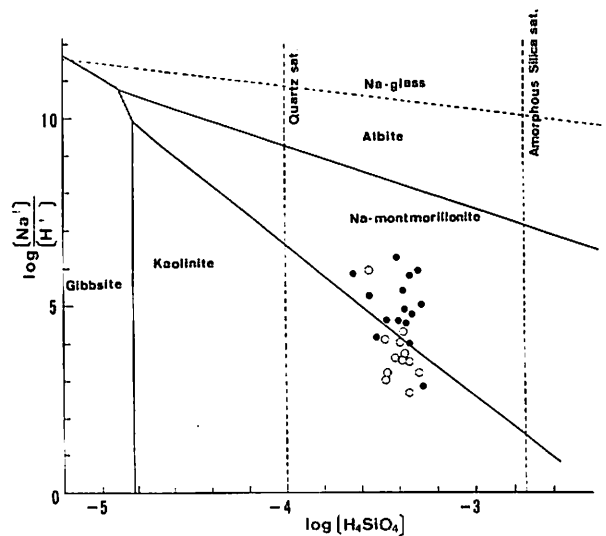


図-5 珪酸アルミニウム・ナトリウムの安定領域を考慮した地すべり地内（●）外（○）の水の組成

Fig. 5 Composition of waters in and around the landslide with reference to the stability fields of sodium aluminum silicates. Inside (●), Outside (○).



べり地内の水と大差ないが、pHとナトリウムイオン濃度が他の地すべり地内の水より低いことによりカオリナイトの安定領域に位置していることがわかる。これらの水は、地すべり地内にあっても、ナトリウムイオンの溶脱が進み、2:1型のモンモリロナイトから珪酸が溶解して失われ、1:1型の粘土鉱物の生成している地帯に分布していることになる。

地すべり地外の湧き水、表流水は、常に一定の水みちを流れており、水みち周辺の粘土鉱物から溶解成分を溶脱させて、溶脱の進んだ粘土であるカオリナイトの生成を促したのであろう。浅井戸、横孔ボーリングからの水は、風化の進んだ浅い崩積物中に分布していたと推定できる。このように考えると、地すべり地内には炭酸水素イオン濃度の高い水があり、地すべり地外には比較的にカルシウムイオンが多い、電解質濃度が相対的に低い水が分布することが矛盾なく理解出来る。したがって、地附山地すべり地の内外の電解質濃度と陽イオンの差は、水が接触した鉱物、とりわけ粘土鉱物とその交換性イオン、接触した時間により決定されると結論出来る。

6. 硫酸イオンとトリチウム濃度：1985年に採取した試料の硫酸イオンの分布には明確な規則性が認められなかった。1986年の夏に採取した水では、明らかに地すべり地の西側では硫酸イオンがもっとも主要な陰イオンとなっている。1986年採水をした水は、1985年の採水後に掘られた井戸からの水であって、1985年の水と直接水質を比較して変化を討論出来ない。従って、地すべり地の西側に硫酸イオンが多いことは、(1)本来この地域の水に硫酸イオンが多かったか、(2)地すべり後に硫酸イオンが増加したかのいずれかである。炭酸水素イオンの由来で触れたように、集水井2の掘削時に地下15m以下のところから木材および泥炭化した黒泥がでて、この井戸は還元的な環境にあったことが予想出来る。従って

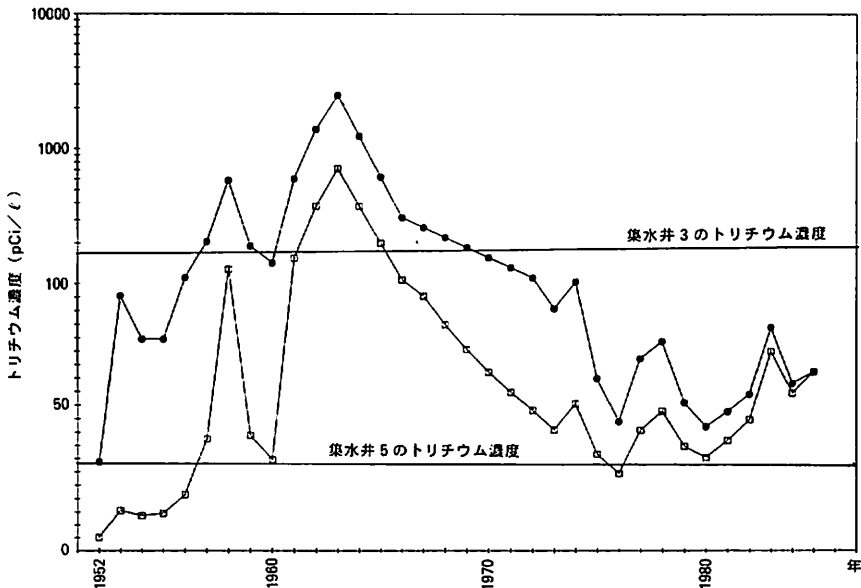


図-6 降水のトリチウム濃度・の経年変化と集水井3, 5トリチウム濃度  
 降水時のトリチウム濃度 1985年に期待される降水のトリチウム濃度○  
 Fig.6 Tritium concentration in rainfall・and expected tritium  
 concentration expected○.

地すべり以前には、この井戸の地下水は還元性であって、硫酸イオンのような酸化的環境で安定な物質は存在しなかったことになり、硫酸イオンは地すべり後に生成したことになる。1985年の地滑りにより集水井群の西側上方の地盤が緩み、酸素の供給がよくなり、岩石中の硫黄化合物が酸化され硫酸イオンが生成されたのであろう。集水井群の西側上方において、1986年 月に再び崩壊があったが、これも、その周辺が1985年の地すべりにより地盤が緩んでいたことを示唆している。

硫酸イオンが新しく生成したとすれば、集水井で抜いている水は、現在、雨から供給される水に過ぎないのであろうか。この問題は水質の解析のみからは解決できない。水の古さを知る必要がある。本研究では、地下水が涵養された時期を知ることを目的として、水のトリチウム濃度を測定した。

測定結果を表-1に示すと共に、トリチウム濃度を100以上、100~75、75~50、50~25に分類して図-2にトリチウムの分布を示した。集水井3のトリチウム濃度が最も高く、 $161 \pm 14 \text{pCi}/\ell$ であり、そのほかにも、集水井4、6、F-3調査ボーリング孔の水も $100 \text{pCi}/\ell$ 以上のトリチウム濃度を示している。近年の雨のトリチウムの平均的濃度は $60 \text{pCi}/\ell$ 以下であるから、これらの値はこれ以上に大きいことになる。1960年代の活発な核兵器の実験により極めてトリチウム濃度の高い時代があったが、これを含め、過去の雨のトリチウム濃度の現時点のトリチウムの値を計算すると図-5の下の曲線のようになる。同図には地附山の地下水のトリチウム濃度の最高値 $161 \text{pCi}/\ell$ と最低値の $33 \text{pCi}/\ell$ を記入した。図から明らかなように、トリチウム $100 \text{pCi}/\ell$ 以上の値を示す水は、1960年代前半の大気圏での核実験が最も多く行なわれた時代の水であることを示している。 $60 \text{pCi}/\ell$ 以下の水は最近の水であるが、集水井5の水の低い値 $33 \text{pCi}/\ell$ は、トリチウム濃度が0に近い1950年代以前の水と、濃度の高い最近の水との混合物である可能性がある。

現段階で、水の正確な年代を推定することは困難であるが、トリチウム $100 \text{pCi}/\ell$ 以上の水が1960年代前半の水であることは間違いないので、この水について考察する。水質とトリチウム濃度を対比させた図-2から直ちに判るように、炭酸水素ナトリウム型の水でもトリチウム濃度の高い水、低い水があり、硫酸ナトリウム型の水でも同様である。この図は、水質は、水の古さよりむしろ、帯水層の地球化学的性質に関係があることを示唆している。

先に、硫酸イオンは地すべり後に生成したと推察したが、硫酸イオンが主要な水でも古い水があり、矛盾するように見える。硫酸ナトリウム型の水が地表近くで生成されて、雨水によって地下に運ばれたのではないことは明らかである。おそらく炭酸水素ナトリウム型の古い水に、地すべりにより酸素の供給がよくなり生成した硫酸イオンが添加されて、硫酸ナトリウム型の水に変わったのであろう。このように仮定すると、古い硫酸ナトリウム型の水が地下に存在することが矛盾なく理解出来る。

つぎに、地附山地すべりの地下に何故1960年代の前半の水が貯留していたかが問題となる。虫亀地すべり、濁り沢地すべりなどで、塩化物イオンの多い水があり、地すべり地に古い地下水があることを推定したが、それは、堆積岩の堆積環境と関係のある水と考えてきた(佐藤, 1981, 1982, 1983)。また、新潟県松之山町の追倉地すべりには、トリチウム濃度がほとんど0、即ち、1950年代以前の古い地下水が見付けられている(佐藤, 未発表)これらの結果と比べても、特に、ある年代の水が貯留されていることは興味深いことである。

北沢(1986)は、地附山地すべり地の樹木のあて材を調査して、地附山地すべりは過去にも活動したことがあることを明らかにした。あてが出来ている年輪から、最も新しい活動期が1960年代にあったと結論している。この事実に注目すると、1960年代の地すべり活動期に、折からのトリチウム濃度の高い

雨が降り、地すべり活動で緩んだ地盤を浸透して、地下水となったと考えることが出来る。この地すべり地の地下水の移動速度は極めて小さいから（熊井，1986），活動が終止してからは，トリチウム濃度の高い水はほとんど移動せず，地下に留ったと予想される。この仮定に従えば，地すべり地内の地下水に塩化物イオンが少ないことも，昔の地すべり活動時に，塩化物イオンを含んだ水が流失したためと理解される。

今後，1985年に採水した井戸などの水のトリチウム濃度の測定を行ない，帯水層の区分，地下水流路の解明などを行ないたい。

#### IV 地すべり活動と地下水

地すべり地内の地下水と，地すべり末端部周辺の湧水とは水質が異なり，地すべり面付近の水が地すべり末端部に湧出しているのではないことは明らかである。もちろん，地すべり地内の水抜きのために穿たれた，8の横孔ボーリングからの水も地すべりに関係の深い地すべり面付近の水を排水してはいない。

多量の降雨により，地下に多量の雨水が浸透するように思われるが，地すべり地すべり面付近の地下水は電気伝導度は高く，またトリチウム濃度からみても古い水であり，塩化物イオンに富む浅い水や，トリチウム濃度の低い雨水が多量にこの層に浸透していることはない。地すべり地の粘土が極めて膨潤しやすく，不透層を形成しやすいことから，単純な浸透により雨水が地下水にまで到達するとは考えられない。降雨と地すべりの発生が関係するのは，既に新潟の泥岩，砂岩地帯地すべりの調査結果から結論したように（佐藤等，1983），地すべり発生前に地すべり地の上部にあった亀裂を通じて雨水が浸透し，地下水と繋がって，間隙水圧を上げたことによる。

#### V 要 約

地附山の水は，大略4群に分類できる。

- ① 高濃度の炭酸水素ナトリウムを主体とする，Na-モンモリロナイトと平衡になっている地すべり面付近の水，
- ② 地すべり地内の浅井層や，地すべり地周辺の比較的電解質濃度の低いナトリウムイオンを主要イオンとし，恐らくカオリナイトと平衡になっている水，
- ③ 地すべり末端部の延長上に位置する浅井戸などにみられる，相対的にカルシウム，マグネシウム，塩化物イオンの多い水，
- ④ 地すべり後に硫酸イオンが加わり，炭酸水素ナトリウム型から硫酸ナトリウム型に変化した水，である。

1986年集水井から抜いている水の一部のトリチウム濃度は，降雨より高く，1960年代の地すべり活動時に涵養された水である。

#### 謝 辞

本研究を遂行するに当たり，一部の試料を採取していただき，また現地調査の便宜を計ってくださった信州大学工学部川上浩教授，現地調査に協力してくださった新潟大学積雪地域災害研究センターの鈴木幸治技官，試料の分析に協力してくださった新潟大学農学研究科白田卓広氏，農学部学生菅原修氏に深く感謝致します。

本研究費の一部は、文部省科学研究費、自然災害特別研究突発災害研究No.B-60-5「1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究（代表者、川上 浩）」によった。お世話になった方々に御礼申し上げます。

付表 1985年採取の水の一般的性質  
Appendices General nature of samples in 1985.

No	記号	水温 °C	導電率 μs/cm	pH	採取年月日	備 考
0-1	BH-1		318	7.4	80.02	横穴ボーリング*
0-2	BH-3		105	7.6	80.02	横穴ボーリング*
0-3	BH-4		152	7.3	80.02	横穴ボーリング*
0-4	S.P.		144	7.2	80.02	湧水 *
1	D-20	16.5	88	6.7	80.08.16	山腹湧水の引き水
2	D-11	16.5	108	7.2	80.08.16	沢水
3	D-10	26.0	531	8.5	80.08.16	少量の湧水の溜り
4	B-24	15.1	151	6.6	80.08.16	湧水
5	B-25	18.5	544	6.8	80.08.16	鉱泉水
6	C-14	26.0	331	7.1	80.08.16	人家井戸
7	B-19	13.5	348	6.2	80.08.16	井戸水位1.9 m
8	H-1-4	14.0	370	5.5	80.08.16	水平ボーリング
9	B-5	25.0	673	6.9	80.08.16	溜り水
10	D-10	19.0	329	7.0	80.08.16	湧水引き水
11	B-32	20.0	471	6.3	80.08.16	井戸水位1.5 m
12	A-9	22.0	241	6.3	80.08.16	鬼沢の水
13	A-14	18.0	204	7.1	80.08.16	湧水
14	A-2	17.0	147	5.8	80.08.16	湧水湧水溜り水
15	一盃清水	18.0	98	7.1	80.08.16	一盃清水・湧水
16	箱清水	24.0	432	6.6	80.08.16	箱清水・湧水
17	W3	17.0	151	7.7	80.08.21	ボーリング水位48 m
18	C2		575	8.1	80.09.25	ボーリング水位37 m
19	W2		483	7.8	80.09.27	ボーリング水位 3.7m
20	C4		225	7.1	80.09.27	ボーリング水位39 m
21	E2	14.0	291	7.2	80.09.26	ボーリング水位 m
22	GW1	18.0	701	7.8	80.08.21	ボーリング水位 8.2m
23-1	C5上	13.0	332	7.7	80.09.26	ボーリング水位29 m
23-2	C5下	14.4	387	8.6	80.09.26	ボーリング水位 m
24	C6	14.5	936	7.5	80.09.25	ボーリング水位25 m
25	B5	14.0	309	-	80.08.26	ボーリング水位22 m
26	W1	16.5	86	6.5	80.08.21	ボーリング水位38 m
27	B7	14.6	268	7.7	80.09.25	ボーリング水位27 m
28	A7	14.5	788	7.5	80.09.25	ボーリング水位16 m
29-1	D4上	16.7	1,132	8.3	80.09.25	ボーリング水位 8.7m

\* 明治コンサルタントにより測定された資料による。

## 文 献

- HIGUCHI, Y (1986) : Detemination tritium content in ground waters from the landslide area, 新潟大学理学研究科修士論文.
- 川上 浩 (1986) : 地すべり発生の経過, 自然災害特別研究突発災害研究成果, No.B-60-5, 1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究, 1-13.
- 北野 康・加藤喜久雄・金森 悟・金森暢子・吉岡龍馬 (1972) : 水質調査による岩石崩壊の予知の可能性. 京都大学防災研究所年報, 第10号, 557-587.
- 熊井久雄 (1986) : 地下水の動向, 自然災害特別研究突発災害研究成果, No.B-60-5, 95年長野市地附山地すべりの災害調査研究, 78-88.
- 小林 純 (1971) : 水の健康, 岩波書店, 東京.
- LINDSAY, Y. (1979) : Chemical equilibria in soils. Wily-International.
- LLOYD, J. W. and HEATHCOATE, J. A. (1985) : Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. An introduction, Oxford Science Publication.
- 仲川隆夫・佐藤 修・橋本哲夫 (1986a) : 低バックグラウンド液体シンチレーションカウンターによる環境トリチウム測定の基礎的研究-その1-. バックグラウンドの検討-, 新潟大災害研年報, 8.
- 仲川隆夫・佐藤 修・橋本哲夫 (1986b) : 低バックグラウンド液体シンチレーションカウンターによる環境トリチウム測定 of 基礎的研究-その2-, シンチレーター-PICO-FLUOR LLTの性能-. 新潟大災害研年報, 8.
- 佐藤 修 (1981) : 地すべり地の陸水の水質1, 虫亀, 高倉地すべり. 新潟大災害研年報, 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. 新潟大災害研年報, 4, 77-85.
- 佐藤 修・青木 滋・鈴木幸治 (1983) : 虫亀地すべり地地下水のアニオンの起源-地すべり地の陸水の水質3-. 新潟大災害研年報, 5, 33-42.
- 佐藤 修 (1986) : 地下水質, 自然災害特別研究突発災害研究成果, No.B-60-5, 1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究, 94-107.
- 下河原達哉 (1952) : 長野市地質調査誌. 長野市企画課.
- TARDY, Y. (1971) : Charcterrization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and Africa crystalline massifs. Chem. Geol., 253-271.
- 渡辺晃二・山田哲雄 (1986) : 榎花凝灰岩の変質作用. 自然災害特別研究突発災害研究成果, No.B-60-5, 1985年長野市地附山地すべりの災害調査研究, 29-38.