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—

今 泉 眞 之*

Geochemical Evolution of Shallow Groundwater on Tertiary Mudstone Landslide Slope in Itakura, Niigata Prefecture.

Masayuki IMAIZUMI*

Key words : 第三紀層泥岩地すべり Tertiary mudstone landslide, 地下水水質 geochemistry of groundwater, 地下水流動脈 groundwater vein-stream, 地下水流動 groundwater flow

Abstract

The underground temperature survey and radioactivity prospecting had shown that three groundwater vein-streams are caused by different origin on Ohoike landslide slope in Itakura Town, Niigata Prefecture⁴⁾; west groundwater vein-stream by fault, center groundwater vein-stream by fissures zone of combination of small landslides, and east groundwater vein-stream by the fissures zone and underflow of stream water. It may be inferred that the shallow ground water flow downstream through the zone of strongly weathered mudstone and the vein-streams.

The relationship between geochemistry of shallow groundwater and groundwater vein-streams, and the variation of shallow ground water geochemistry as groundwater flow downstream has been studied.

The shallow groundwater is divided into high silica concentration group : Group 1, and low silica concentration group : Group 2. The Group 1 is subdivided into two subgroups : Group 1a and Group 1b, on the basis of its rate of electrical conductivity and Na^+ concentration increase in proportion to groundwater flow distance. The Group 1a is high rate of increase. The Group 1b is low rate of that.

The distribution areas of Group 1a, Group 1b, and Group 2 practically coincide with the area of west groundwater vein-stream, that of center groundwater vein-stream, and that of east groundwater vein-stream, individually. The different origin of vein-streams is presumably related to the different variation of geochemistry of groundwater.

1. はじめに

堆積岩類、花崗岩類からなる日本の急峻山地斜面の地下水は、谷頭部では土壌とその下層の薄い土層中を流動

している。谷頭部以外では基盤内の破碎帯、風化層、亀裂に沿う脈状地下水（以下地下水流動脈と呼ぶ）である¹⁾。大規模な地すべり斜面では、地すべり地内に階層の異なる地すべり地形があり、地質構造運動によって形成された断層以外に、複雑に亀裂が発達しており、地下水流動はさらに複雑であることが予想される。

最近、降雨流出過程に関する研究が進展し²⁾、表層土

* 国際農林水産業研究センター Japan International Research Center for Agricultural Sciences

壤の浸透特性調査、不飽和状態下での水分移動の現地観測、豪雨時の水流発生の実測データに基づき、斜面での降雨流出過程の多様性が明らかにされている。

また、地下水中の主要な元素や同位体も降雨流出過程で時間的に変化している³⁾ことも明らかになっている。しかし、これらの研究は、土壌と基岩部を区分した程度の単純な土層構造を扱っており、断層、地すべり土層、地下水流動脈等の斜面地下水流動を規制する複雑な水文地質構造と地下水の関係の扱った研究は少ない。

新潟県板倉町の大池は、過去の大規模地すべりによる離れ山地形と堤長およそ30mのダムとからなるため池で、従来より漏水とこの漏水のため池下流の地すべり地への影響が懸念されていた。これを明らかにするため、1m深地温探査、放射能探査による漏水、地下水流動脈調査が実施された⁴⁾。

調査の結果、大池左岸から流出する西地下水流動脈、大池堤体中央部から流出する中央地下水流動脈、大池の東側の沢沿いを流下する東地下水流動脈の存在が推定された⁴⁾。浅層地下水は泥岩の風化帯とこれらの地下水流動脈中を流動していると考えられる。

一般的に、地下水は同一帯水層を流動する間に、(1)地層からの成分溶出、(2)酸化から還元環境への移行、(3)粘土鉱物との間のイオン交換、などによって水質が系統的に変化していく⁵⁾。杉崎・柴田⁶⁾は、濃尾平野の被圧地下水層で、地下水水質の流動に伴う系統的变化を明らかにし、この変化過程を“地下水の化学的進化”と呼んでいる。

地下水流動脈は、1つの帯水層と考えることができるので、地下水流動脈を斜面上部から下部に流動する地下水の水質も系統的に変化する(化学的進化する)ことが予想される。大池地すべり斜面で浅層地下水の水質と地下水流動脈、断層の関係、流動過程での水質変化について検討したところ、斜面内で3つの系統的な水質変化が認められた。この論文では、地質調査によって推定された地下水流動脈と水質の関係を報告するとともに、前報⁴⁾で報告した放射能探査の異常点(ウランの濃集)と水質の関係についても述べる。調査地域の地下水の一般的な水質の特徴や深部地下水の水質については別稿で報告する^{7),8)}。

2. 地形・地質概要と土層構造

調査地域は新潟県新井市の南東約5kmに位置する中頸城郡板倉町の大池周辺である。大池周辺は、東頸城丘陵と呼ばれる標高500m内外の丘陵性山地である。調査地を構成する基盤岩は、富倉層(寺泊、椎谷層に相当

する)の泥岩から成り、若干の酸性凝灰岩が挟有される⁹⁾。調査地域の地質については前報で述べた⁴⁾。

調査地域は、NNE-SSW方向に長軸を持ち、NNE方向に緩やかに傾斜する比較的明瞭な地すべり地形を呈する大池地すべりである。大池地すべりの周りには、大池地すべりの西側でNW方向へ傾動している「源治ヶ窪地すべり」、大池地すべり末端西側のNE方向に伸び、NE方向へ傾動する「大池周辺地すべり」が分布する(図-1)。

大池地すべりは、大池上流の分水嶺付近にあるENE方向に延びる尾根を地すべり頭部としている。大池は、標高425m付近に位置し、大池を中心として地すべり地形冠頭部の標高500mから標高400m付近までは非常に緩傾斜の地形をなしている。標高400mより低標高部では、高標高部に比べれば傾斜が急となっている⁴⁾。

大池地すべりは、基盤型¹⁰⁾の地すべりであり、かなり古い時代に地震などにより急激に活動し、その後安定していると考えられるが、地すべり地内には、小地すべり地が多数分布しており⁴⁾、局所的な活動は認められる。

調査地域の土地利用は主に水田(耕作放棄地も含まれる)で、一部に畑地、林地がある。基盤岩を覆う未固結層は基盤の風化物と崩積土である。調査地域では11本の調査ボーリング(B1~B7, KB1, JB1~JB3)孔で

図-1 大池周辺の地すべり地形の分布

(図-2) 多段階揚水試験と地下水検層が行われている⁴⁾。

土層構造は、ボーリングコアの産状や N 値の変化から2種類のタイプに区分できる。タイプ1は表層の N 値10以下から N 値50以上までが漸移的に変化するタイプである。タイプ2は、 N 値50以下から N 値50以上の間に N 値20程度の不連続を示すタイプである⁴⁾。

タイプ1の土層構造は、新鮮泥岩 (N 値 >50)、弱風化泥岩 (N 値: $50 \sim 30$)、中風化泥岩 (N 値: $30 \sim 10$)、強風化泥岩 (N 値 <10) に区分される。タイプ2の土層構造は、新鮮泥岩 (N 値 >50)、崩積土層 (N 値 <50) に区分される。崩積土層は上位の N 値10以下の崩積土1と、下位の N 値10~30の崩積土2に細分される⁴⁾。

3. 浅層地下水

タイプ1の3m毎の多段階揚水試験による透水係数の垂直分布図は、一般的には強風化泥岩(平均透水係数: 2.77×10^{-4} cm/s)、中風化泥岩で透水係数が高く、弱風化泥岩(平均透水係数: 2.08×10^{-5} cm/s)、新鮮泥岩(平均透水係数: 2.08×10^{-5} cm/s)で低くなる⁴⁾。しかし、新鮮泥岩に透水性の良い亀裂がある場合(B5)は、その上下層に比較して2オーダーの違いがあることもある(図-3)。中風化泥岩の透水係数の頻度分布は2つの山を持つ分布を示し、主要な山は 5×10^{-5} cm/s にあり、もう一つの山は 5×10^{-4} cm/s にある⁴⁾。地下水検層でも強風化泥岩に地下水流動層が認められる。

崩積土層の平均透水係数は 9.21×10^{-5} cm/s であるが、 6.14×10^{-4} cm/s $\sim 3.00 \times 10^{-7}$ cm/s の広い範囲を示し、その頻度分布は2つの山型を示す。主要な山は 5×10^{-5} cm/s にあり、もう一つの山は 5×10^{-4} cm/s にある⁴⁾。崩積土層中の透水係数の垂直分布図は、KB1, JB1の表層部で高く、崩積土下部で低くなるタイプと、JB2の崩積土層下部で高くなるタイプがある(図-4)。地下水検層では、崩積土層内に顕著な地下水流動部がない場合が多く、風化泥岩とは対象的な透水構造を示す(図-5)。しかし、JB1のように小地すべり地形の境界部(亀裂部)では、地下水流動部が存在することがある(図-6)。

1m 深地温探査によると、大池左岸から流出する西地下水流動脈、大池堤体中央部から流出する中央地下水流動脈、大池の東側の沢沿いを流下する東地下水流動脈が存在する⁴⁾(図-7)。放射能探査からは大池左岸付近からNNE方向に延びる西断層、大池地すべり中央部を切る中央断層、大池地すべりの東側のNNE方向の断層と

図-2 ボーリングおよび採水位置図

NE方向の断層が推定されている⁴⁾(図-1, 7)。

西地下水流動脈は断層亀裂の連続性により形成されており、中央地下水流動脈は斜面下部では断層とも関係しているが、主要な成因は小地すべり地形の亀裂帯を流動しているものと考えられる。東地下水流動脈も亀裂帯を流動し、斜面上部では溪流水の伏流したものから形成されている⁴⁾。

大池地すべり斜面では浅層地下水は、強風化泥岩(一部中風化泥岩)を帯水層として流動するものと、崩積土分布域では断層、小地すべりの亀裂帯からなる地下水流動脈を流動しているものとが考えられる。この地下水は、地下水面が地形面と交差するところでは湧水として地表に露出している。

4. 大池地すべりの地下水水質の特徴^{7), 8)}

調査地域の高濃度の地下水は、Na-HCO₃型、Na-Cl

図-3 A-A'断面

図-4 B-B'断面

型（電気伝導度 $2000 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の $\text{Na}-\text{Cl}$ 型の地下水を塩水と呼ぶ）、 $\text{Ca}-\text{SO}_4$ 型に区分される。 $\text{Ca}-\text{SO}_4$ 型の地下水は、源治ヶ窪地すべりにのみ分布する。大池地すべりの主要な地下水は $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型である⁷⁾。比較的高濃度 $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型の地下水は、崩積土下部、新鮮泥岩中に胚胎される（図-8）ほか⁸⁾、斜面下部の湧水からも産出する。

塩水は B4, B6 の新鮮泥岩中の地下水で、その水質は油田に伴われる化石塩水の水質を示す⁷⁾。電気探査結果によると⁷⁾、塩水は断層付近に柱状にまたは宙水状に分布している。その平面分布は NNE 方向の背斜軸付近の高温異常帯（図-9：6 章でも述べる）の範囲に分布しており、高い水頭圧を持っていることが推定される⁷⁾。そのため、B4 の塩水（掘削 2 年後の水質）はボーリング直後には存在していなかったが、現在図-8 のように分布しており、これはボーリングにより土層構造が乱され、亀裂と大気が連結したため、徐々に地下深部から地表へ向かって上昇したものと考えられる⁷⁾。

5. 調査方法

5.1 地表水の電気伝導度、温度、pH 分布調査

地すべり斜面の地表水、湧水の電気伝導度（以下 EC と言う）、温度、pH 分布を調べるために、水抜きボー

図-5 C-C'断面

図-6 D-D'断面

図-7 地下水流動脈と断層、小地すべり亀裂帯の関係

リングの地下水(4点)、水田水(20点)、湧水(3点)、渓流水(7点)で一斉測定を行った。測定は、電気伝導度を東亜電波工業(株)製ポータブル電気伝導度計(CM-11P)で、温度、pHを同社のポータブルpH計(HM-11P)で測定した。測定は、1993年11月中旬に行った。

5.2 水質分析

大池地すべりおよびその周辺で、ボーリング孔内水、湧水、水抜きボーリングの水、水田、渓流水から採水した126試料を分析した⁷⁾。ここでは、これらの分析結果から、浅層地下水に関係するものを整理して議論する。分析項目は、pH、電気伝導度(EC)、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、Fe、 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ 、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、Siの14項目である。各項目の分析は以下の方法による¹¹⁾。すなわち、pHはガラス電極法、ECは電気伝導度法、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ はインドフェノール法、 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ はモリブデン青法、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ はヒドラジン還元法、 Cl^- はチオシアン酸水銀比色法、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} は原子吸光法、 SO_4^{2-} は比濁法、 HCO_3^- は滴定法、Siはモリブデン黄法とした。

6. 調査結果

6.1 EC、温度、pHの平面分布

地表水、湧水のEC分布は、大池左岸からNNE方向に $30\mu\text{S}/\text{cm}$ 以下の低EC帯(図-9a斜線部)が分布する。この西方の $300\mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の高EC帯は大池地

図-8 ボーリング直後の水質と2年後の水質の違い

図-9 地表水・湧水の EC, 温度, pH 分布図

すべりとは尾根で境される源治ヶ窪地すべりの水抜きボーリングの水質が高 EC であることによる。低 EC 帯の東側には、中 EC 部（等 $60 \mu\text{S}/\text{cm}$ 線の範囲）が分布する（図-9a）。

温度分布は、 14°C 以上の高温帯（斜線部）が大池中央から NNE 方向に分布している。この高温帯の西側には 6°C 以下の低温帯が、NE 方向に源治ヶ窪地すべりまで延びている（図-9b）。1994 年 8 月に測定したボーリング孔の孔底水温度もこの高温帯付近で高く、B4 で 14.8°C （深度 35 m）、B3 で 13.2°C （深度 37 m）、B6 で 13.9°C （深度 27 m）を示し、高温帯からはずれた B1 で 12.2°C （深度 35 m）、B2 で 11.5°C （深度 25 m）であった。また、高温帯付近には塩水が分布し、背斜軸が推

図-10 渓流水、水田水、湧水、最上部孔内水の水質のヘキサダイアグラム

定されることから⁷⁾、高温帯の地下には新潟県松之山と同じような塩水タイプの温泉¹²⁾が分布していると考えられる。

pH 分布は、高温帯部分の大池部分に pH5.5 以下の酸性帯があり、B4 付近に pH8.0 以上のアルカリ性帯が島状に分布する。大池左岸の低 EC 帯付近には等 7.0 pH 線が舌状に延びている（図-9c）。図中の斜線部分については 7 章で述べる。

6.2 浅層地下水の流動による水質変化

(1) 浅層地下水水質の選定

図-2 に渓流水、水田・湿地水、湧水、孔内水（最上部多段階採水）の採水位置を、図-10 にそのヘキサダイアグラムを示す。表-1 には水質を示す。表-1 の番号は標高の最も高い大池の水質を 1, 2 とし、標高の低下順に番号が増加する。水田・湿地水は、地下水流動脈付近で、水稻が湧水の影響（冷水）で成長が遅れ、穂をつけていない所の水を採水した。

表-1 浅層地下水の水質

番号	標高 m	採水地点	pH	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Fe (mg/l)	NH ₄ ⁺ -N (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ -S (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (me/l)	PO ₄ ³⁻ -P (mg/l)	NO ₃ ⁻ -N (mg/l)	Si (mg/l)	区分	備考
1	426.0	大池1	6.80	44.0	2.0	1.2	1.4	0.6		0.02	5.9	4.1	0.0			1.2	クラーブ la, b	
2	426.0	大池2	6.94	53.0	2.3	0.6	1.4	0.5	1.3	0.04	5.5	0.0	0.1	0.00	0.07	0.8	クラーブ la, b	地下水1
3	421.5	B3 3m - 6m	6.07	64.7	2.5	1.7	4.7	1.2		1.24	5.1	6.7	0.2			3.3	クラーブ la, b	地下水2
4	421.0	B6 7m	8.77	615.0	76.9	3.5	36.8	6.7	0.5	0.00	43.6	0.0	4.4	0.03	2.44	6.2	深層	地下水2
5	418.0	B3 7m	9.04	1390.0	110.0	21.7	38.6	7.6	0.7	0.32	139.6	0.0	3.9	0.05	0.00	4.2	深層	
6	411.0	湧水1	6.92	54.0	2.8	0.2	1.5	0.3	0.2	0.03	5.7	3.1	0.0	0.00	0.09	3.3	クラーブ lb	
7	411.0	湧水2	6.80	66.0	2.7	2.0	3.5	0.8		0.02	6.9	3.8	0.3			2.3	クラーブ lb	
8	402.0	B1 10m	7.46	719.0	34.0	6.0	7.0	3.2	1.7	0.04	49.8	2.3	0.2	0.04	6.96	5.3	深層	地下水2
9	401.5	湿地1	6.98	78.0	3.4	0.0	1.7	0.8	0.0	0.03	5.0	5.5	0.0	0.00	0.00	0.9	クラーブ 2	
10	400.5	湿地2	7.17	62.0	3.2	0.0	1.9	0.4	0.1	0.06	6.4	0.0	0.1	0.00	0.00	1.3	クラーブ 2	
11	400.0	水田1	7.15	64.0	3.5	0.2	1.5	0.3	0.0	0.00	9.2	3.0	0.0	0.00	0.66	1.6	クラーブ 2	
12	400.0	KB1 0m - 3m	6.81	119.0	3.5	0.1	2.2	0.7	0.1	0.06	8.0	28.5	0.0	0.03	0.01	3.6	クラーブ la	地下水1
13	399.5	KB1 2m	6.83	162.0	12.8	2.0	3.2	1.8	2.2	0.02	10.4	8.0	0.1	0.07	0.57	4.8	クラーブ la	地下水2
14	398.3	B4 5m	7.54	173.0	7.8	3.3	3.9	1.0	3.7	0.29	35.2	0.4	0.0	0.00	0.24	4.8	クラーブ la	地下水2
15	398.0	湧水3	8.10	53.0	2.7	0.9	3.1	0.9		0.02	6.8	3.8	0.2			1.6	クラーブ 2	
16	397.0	B2 5m	8.49	313.0	28.4	3.2	17.8	3.8	0.6	0.00	12.1	0.6	2.0	0.00	2.36	3.6	クラーブ la	地下水2
17	396.0	湿地3	7.66	64.0	2.6	0.2	1.0	0.4	0.0	0.16	5.7	0.0	0.1	0.00	0.00	1.0	クラーブ 2	
18	395.8	B4 6m - 9m	8.53	680.0	156.0	4.3	17.3	4.0		1.32	131.0	12.9	2.0			1.5	深層	地下水1
19	394.5	B2 6m - 9m	8.69	180.0	16.4	2.8	12.9	3.6		1.24	6.0	12.8	0.9	0.01	0.64	1.6	クラーブ 2	地下水1
20	389.0	水田2	7.23	139.0	8.2	1.6	5.1	2.1	0.2	0.01	10.1	9.2	0.0	0.01	0.14	4.5	クラーブ lb	
21	387.0	湿地4	7.26	87.0	3.1	4.9	1.7	0.5	0.0	0.02	13.4	0.0	0.0	0.01	0.00	0.8	クラーブ 2	
22	385.0	湿地5	7.20	95.0	3.1	7.4	2.5	0.6	0.0	0.05	15.6	0.0	0.1	0.01	0.00	1.0	クラーブ 2	
23	384.0	JB2 4m	7.36	282.0	35.5	5.4	5.0	2.2	0.7	0.06	11.6	9.3	1.1	0.06	1.23	4.8	クラーブ la	地下水2
24	381.5	JB1 0m - 3m	7.65	339.0	30.0	2.5	16.9	7.3	0.0	0.04	10.3	0.0	2.4	0.01	1.20	5.4	クラーブ la	地下水1
25	380.5	JB1 2.5m	7.38	253.0	27.0	1.7	8.2	3.1	0.0	0.20	7.5	12.0	0.9	0.00	0.71	3.9	クラーブ la	地下水2
26	380.5	JB2 6m - 9m	7.45	91.0	7.4	1.0	1.7	0.4	1.2	0.13	6.9	3.2	0.1	0.00	0.19	1.2	クラーブ 2	地下水1
27	371.0	B5 5m	8.62	446.0	35.9	6.4	16.4	3.6	2.4	0.10	12.9	0.0	2.4	0.00	1.21	6.2	クラーブ la	地下水2
28	370.0	湧水4	7.19	161.0	6.7	10.5	5.3	1.4	0.2	0.01	17.8	7.9	0.0	0.00	0.00	3.5	クラーブ lb	
29	365.5	JB3 0m - 3m	7.65	73.0	4.3	1.3	1.5	0.4	0.8	0.01	6.7	5.2	0.0	0.40	0.02	3.4	クラーブ lb	地下水1
30	363.0	JB3 2m	7.01	352.0	39.8	4.6	15.8	3.7	0.8	0.04	11.4	5.2	2.3	0.01	0.00	4.3	クラーブ la	地下水2
31	332.0	湧水5	7.51	157.0	10.8	1.4	5.4	1.9	0.0	0.00	8.0	10.1	0.1	0.00	0.00	4.5	クラーブ lb	
32	331.5	湧水6	7.55	222.0	18.0	0.9	8.6	2.8	0.8	0.01	4.8	15.2	0.4	0.01	0.00	5.3	クラーブ lb	
33	315.0	湧水7	8.08	586.0	92.3	8.6	16.9	3.3	1.8	0.02	2.3	48.5	2.2	0.01	0.16	2.7	クラーブ la	源治ヶ窪
34	404.0	水抜きボ-リク	6.60	121.0	17.2	4.0	42.0	18.9		0.02	6.7	183.0	0.7			5.2	源治ヶ窪	
35	409.0	水抜きボ-リク	7.10	380.0	39.8	4.2	31.0	14.5		0.05	8.2	192.0	1.0			4.3	源治ヶ窪	

孔内水は、多段階揚水試験により40分間揚水した孔内水（地下水1）と試験の1～2年後、採水器で採水した孔内水（地下水2）の2種類を示してある。地下水1と地下水2の違いは図-10のヘキサダイアグラム中に数字で示した。

地下水1は土層と平衡関係にあり、原位置の水質を示している⁸⁾。一方、地下水2は地下水1より深部の孔内水が混合したものであり⁷⁾、図-8のB3のヘキサダイアグラムで示されるように均一化された地下水である。また、B4のように地下深部の塩水が上昇してきている場合もある。崩積土下部、新鮮泥岩中の地下水の水質は比較的高濃度のNa-HCO₃型地下水や、塩水であるので、これらの深部の地下水が混入すると、最上部孔内水の水質もこの型の水質に変化する。

図-10から、渓流水の水質（○で囲んだヘキサダイアグラム）は大池地すべりの上下流で変化していないので、以下の水質変化の議論から除外する。源治ヶ窪の水抜きボーリングからの地下水は比較的高濃度のCa-HCO₃型を示す。この型の地下水は大池地すべり斜面内には分布していない。B1, B2, B3, B4, B6の地下水2の水質（ハッチの入ったヘキサダイアグラム）は同標高の他の水質に比較して高濃度を示し、B1, B4の水質はNa-Cl型を示し、B3, B6の水質はNa-HCO₃型を示す。これらの地下水の水質は、より深部の地下水が影響した水質であると判断した（表-1の区分では深層と表記）。したがって、以下の議論ではこれらの水質も除外する。

浅層地下水は、大池貯水または渓流水によって涵養されていると考えられる。大池の水質と渓流水の水質はほとんど同じであるので⁷⁾、以下の議論では、涵養源の水質を大池の水質で代表させる（大池標高を始発点として考える）。浅層地下水は重力によって下流へ流動しているので、流動距離は標高で表示する。

図-11 Si濃度と標高の関係

(2) 浅層地下水の水質変化

図-11に浅層地下水のSi濃度と標高の関係を示した。数字は表-1の番号に対応する。浅層地下水はSi濃度が3 mg/l～5 mg/lの高Si濃度の地下水と2 mg/l以下の低Si濃度の地下水に区分さる。ここでは、高Si濃度の地下水をグループ1、低Si濃度の地下水をグループ2と呼ぶ。深層、源治ヶ窪の地下水もグループ1の領域に分布し、Si濃度3 mg/l～5 mg/lの値は地下水水質と土層が平衡になった値と考えられる。

図-12に浅層地下水のEC, Na⁺濃度（以下、単に

図-12 浅層地下水のEC, Na⁺, K⁺濃度と標高の関係

図-13 浅層地下水のpHと標高の関係

Na^+ と記す), K^+ と標高の関係を示す。グループ1は標高の低下とともに濃度が増加している。増加の割合から、グループ1の地下水はEC, Na^+ と標高の関係からさらに増加の割合の高いグループ1a (EC: 約600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ /標高差120 m; Na^+ : 90 mg/l/120 m)と、低いグループ1b (EC: 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ /120 m; Na^+ : 16 mg/l/120 m)に区分される。グループ1aは大池貯水(標高426 m)から番号33の湧水(標高315 m)に向かうものである。グループ1bは大池貯水から番号31, 32の湧水(標高332 m)に向かうものである(各グループの平面分布は考察で示す)。グループ1aのEC, Na^+ と標高の相関曲線を実線で、グループ1bの相関曲線を破線で示した。大池堤体部のB3の水質はグループ1a, 1bのどちらに区分されるか明らかでないので、回帰計算では両グループに含めて計算し、プロットは1bに区分してある。両グループともEC, Na^+ と標高との関係に強い相関関係がある。グループ2の地下水はグループ1bの相関直線上にプロットされ、EC, Na^+ と標高の関係から両者を区分することはできない。深層、源治ヶ窪の地下水はこれらの傾向からはずれ、異質の地下水であることがこの図からも明らかである。 K^+ と標高の関係もほぼEC, Na^+ と標高の関係と同じような変化を示す。

図-13にpHと標高の関係を示した。グループ1a(相関係数 r^2 : 0.365), 1b(r^2 : 0.645)は標高の低下と

図-14 浅層地下水の $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$, HCO_3^- 濃度と標高の関係

ともにほぼ同じ割合で増加している。グループ1aの相関が低いのは、B2, B5の高pH水があるためで、これを除外すると1bとはほぼ同じ相関係数になる。B2, B5が高pHを示す原因は、深部地下水の影響のほか、B2では肥料を含む水田水の混入が考えられる(図-16の説明でも述べる)。グループ2は標高との相関を示さず、標高400 m付近でpHが8以上になっている。これらの水質はB2(地下水2)と湿地の水質である。

図-14に $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$, HCO_3^- と標高の関係を示す。両イオンともグループ1aは、標高380 mまで、標高の低下とともに急激に増加するが、380 m以下ではほぼ一定になっている。グループ1bは相関は低いが、標高の低下とともに微増している。グループ2はグループ1bの近くに分布する。

図-15にFe, SO_4^{2-} と標高の関係を示す。グループ1bは標高の低下とともに微増するが、グループ1aは標高400 m付近で急増し、それ以下では減少し、最低標高で再び増加している。グループ2は標高と相関を示さない。

図-16に Cl^- , $\text{NH}_4^+\text{-N}$, $\text{NO}_3^-\text{-N}$, $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ と標高の関係を示す。 Cl^- は水質グループに関係なく標高370 m付近まで増加し、370 m以下では減少している。 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ は、原因は不明であるが、B3, B2が1.24 mg/l(表-1)と他の水質に比較して高くなっている。一般的な水質は0.2 mg/l以下であるが、詳細に見ると標高400 m~380 mの区間で水質グループに関係なく高い傾向があ

図-15 浅層地下水のFe, SO_4^{2-} 濃度と標高の関係

図-16 浅層地下水の Cl^- 、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3^+\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4^{3+}\text{-P}$ 濃度と標高の関係

る。この傾向は $\text{NO}_3^+\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4^{3+}\text{-P}$ でも見られる。

窒素化合物の起源は、地表における廃棄物や糞尿などで、 Cl^- や P^- を伴って検出されることが知られている⁵⁾。標高 400 m~380 m の区間は、比較的平坦な地形を利用して水田が分布している。現地で廃棄物等を確認していないが、この区間の Cl^- 、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3^+\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4^{3+}\text{-P}$ の増加は肥料等の野積みによる人為的な影響であると考えられる。窒素化合物が地中を垂直、水平に移動するとき、N が $\text{NH}_4^+\text{-N}$ であるときは酸化が行われるとともに、吸着が有効に働き減少する。同様な減少は $\text{NO}_3^+\text{-N}$ についても見られる⁵⁾。標高 380 m 以下でこれらのイオンが減少または低濃度であるのはこの状況を示している

図-17 水酸化および炭酸ウラニル錯体分布の pH 依存性¹⁴⁾
二酸化炭素分圧 $P_{\text{CO}_2}=10^{-2}$ 、全ウラン濃度 10^{-8} M (2.38 mg/t, 25°C)

と考えられる。 NO_3^- の減少については考察で別の考え方を述べる。

7. 考 察

7.1 γ 線放射能異常の成因

大池左岸付近から NNE 方向に延びる西断層 (図-1, 7) は、 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点 (移動平均値より 5% 以上の増加点) が 7 点連続することにより推定された断層である⁴⁾。 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点は、断層沿いで水中に溶解しているウラン (^{214}Bi は ^{238}U の娘核種) が有機物、粘土鉱物に吸着され濃集したことにより生じたと考えられる。

火成岩の鉱物中では両元素ともに 4^+ の酸化状態で存在しているが、U は地表面環境下では 5^+ 、 6^+ の原子価状態に酸化される。地下水中の 6 価のウランは酸素と強く結合してウラニルイオン (UO_2^{2+}) を作る。さらに、ウラニルイオンは、いろいろな陰錯イオンを作り、それらは、一般に水によく溶解するので、風化作用に伴うウランの溶脱に大きなはたらきをする¹³⁾。

実際の天然水には pH 5 以上では空気中の炭酸ガスが溶け込み、結果として種々のウラニル炭酸錯体イオン

が存在する¹³⁾。図-17に全ウラン濃度を 2.38 mg/t としたときの、pH に対するウラニル水酸化物および炭酸ウラニル錯イオン濃度の変化を示す¹⁴⁾。この図からわかるように、天然水の pH 領域では、ウランは溶解性の二炭酸ウラニルや三炭酸ウラニルイオンとなって溶けている。三炭酸ウラニルの存在比は pH7 をピークにして酸性およびアルカリ性で減少している。

粘土鉱物であるモンモリロナイトはアミンなどのように極性基を持つ有機化合物と反応し粘土有機複合体（以下、複合体）を形成し、溶媒抽出によく似た系となる¹⁵⁾。日吉・盛光¹⁵⁾は、ワイオミングベントナイト（Na モンモリロナイト）とアミンから複合体（ゼフィラミン）を作り、この複合体と種々の pH に調整したウランの炭酸塩溶液とでウランの吸着率を調べた。その結果によると、中性域（pH6～7）と酸性およびアルカリ性によって捕集の様子が異なっており、ウランの吸着は pH 依存性が強いことを明らかにしている。図-18は複合体の濃度と溶液のウランのモル比が4の時の吸着率の pH 依存性を示したものである。吸着率は pH7 付近で高く、酸性およびアルカリ性側では急激に低下している。これは、三炭酸ウラニルが複合体に吸着されやすいことを示している。

西断層沿いには pH7 付近の地表水・湧水が分布していた（図-9c の斜線部）。この部分の水質には三炭酸ウラニルイオンが主要なイオンとなっており、断層付近に粘土鉱物、有機物があれば、ウランが吸着され、他地域より相対的に高く濃集する。JB3 の地すべり面には Na モンモリロナイトが形成されていること⁸⁾、次節で示すようにグループ 1a の水質は鉱物の安定関係図でモンモリロナイトの領域にプロットされることから考えて、断層沿いに形成されたモンモリロナイトにウランが吸着・濃集され、異常点が形成されたと考えられる。

トリウムは酸化し、地下水中に溶解しないので、ウランの吸着・濃集の過程ではウランのみが単独に変動している¹³⁾、このため異常点は単に²¹⁴Bi で検出するより、²¹⁴Bi/²⁰⁸Tl（トリウムの娘核種）で検出したほうが、より断層を明瞭に検出することができたのであろう。

図-18 粘土有機複合体（ゼフィラミン）のウラン吸着率の pH 依存性¹⁵⁾

7.2 水質グループと地下水流動脈の関係

大池地すべり斜面には、それぞれ成因を異にする大池左岸から流出する西地下水流動脈（西断層の亀裂）、大池堤体中央部から流出する中央地下水流動脈（小池すべり地形の亀裂帯）、大池の東側の沢沿いを流下する東地下水流動脈（小池すべり亀裂帯と渓流水の伏流水）が存在する⁴⁾（図-7）。

地表水の EC、温度、pH 分布からも、西地下水流動脈は低 EC 帯、等 pH7 帯に分布し、中央地下水流動脈は高温帯に分布するといった違いが見られた（図-9）。

図-19には各グループ別の流下方向（矢印）と地下水流動脈の関係を示した。各グループの矢印の交差する採水地点は地下水 1 と地下水 2 で水質が変化していることによる。地下水 2 は地下水 1 より深部の地下水水質が混入している可能性がある⁷⁾、例えばグループ 1a の矢印がグループ 1b の矢印の下位を通っていること

図-19 地下水流動脈と水質グループの関係

が考えられるが詳細は不明である。グループ1aは西地下水流脈に、グループ1bは中央地下水流脈に、グループ2は東地下水流脈にほぼ対応している。一般的に、同一帯水層内の地下水は流動する間に、水質組成が系統的に変化していくとともにその濃度を増加させる⁵⁾。したがって、同じように系統的に変化している各グループの地下水は同じ帯水層または亀裂を流れる地下水であると思われる。水質変化の違いは地下水流脈の成因の違いが影響していると考えられる。

グループ1aとグループ1b, 2の地下水は流動に伴いEC, Na⁺等で異なる増加率を示した。大池地すべり斜面は、比較的均一な泥岩の風化物から構成されているので、場所により地質に大きな違いは考えられない。増加率の違いは土粒子と地下水の接触の大きさ、すなわち地下水流速、間隙率、透水性の関数として現れていると考えるのが妥当である。したがって、グループ1aの水質がグループ1b, 2より大きな増加率を示すのは、グループ1aの地下水流動脈の透水性が低いことによるのであろう。

7.3 地下水グループの物理化学的意義

地下水の水質形成機構は、一次鉱物の溶解、風化鉱物の生成、イオン交換反応により説明されている¹⁶⁾。JB3のボーリングコアの粘土鉱物分析では、スメクタイト(モンモリロナイトはスメクタイト族の亜族である)、イライト、カオリナイト、斜長石が認められている。また、方解石、黄鉄鉱も少量含まれる⁸⁾。ここでは、浅層地下水の水質変化を鉱物の安定関係、イオン交換平衡関係から検討する。

(1) 地下水グループと鉱物安定関係

図-20には、pHとCa²⁺イオン濃度の逆対数 [$p(\text{Ca}^{2+}) = -\log(\text{Ca}^{2+})$] との関係を示した。図中の炭酸塩(CaCO₃)の溶解平衡曲線は、二酸化炭素の分

図-20 pH-p(Ca²⁺) 関係図

圧(P_{CO₂})を10⁻¹~10⁻³ barまで変化させて次式から計算して示した¹⁷⁾。

$$-\log(\text{Ca}^{2+}) = 2\text{pH} - 9.79 + \log P_{\text{CO}_2} \quad (1)$$

グループ1の水質では標高の低下順に矢印をつけてある。グループ1aは大池の水質を始発点とし、標高の低下とともにp(Ca²⁺)が低下している(Ca²⁺濃度が増加している)が、番号16, 24, 27, 30, 33の水質ではCa²⁺が一定になっている。Ca²⁺濃度が一定になった理由は、水質と炭酸塩(CaCO₃)に次式の溶解平衡が成り立ったためと考えられる。

番号16, 24, 27, 30, 33に溶解平衡が成り立っているとすると、5点の内の最も低pHの番号30ですでに溶解平衡にあり、それ以上のpHでは炭酸塩に対し過飽和の状

図-21 モンモリロナイト、カオリナイト、斜長石の鉱物の安定関係図

- Al₂O₃-SiO₂-CaO-H₂O 系
- Al₂O₃-SiO₂-Na₂O-H₂O 系
- Al₂O₃-SiO₂-MgO-H₂O 系

態にあると考えられる。この場合は、番号30近傍に $P_{CO_2}=10^{-1}$ bar の平衡曲線があるので、グループ 1a の P_{CO_2} は 10^{-1} bar 程度であると考えられる。一方、グループ 1b では $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$ は標高の低下とともに増加しており、まだ溶解平衡に達していない。つまり、平衡曲線は最も高 pH の番号32の右側にある必要がある。番号32の近傍の平衡曲線の P_{CO_2} は 10^{-2} bar であるので、グループ 1b の P_{CO_2} は 10^{-2} bar 以下であると考えられる。グループ 2 については溶解平衡に達したかどうかは不明であるが、中・古生層中の地下水の P_{CO_2} (10^{-2} bar 程度¹⁸⁾) と同じくらいなら、番号15, 19は過飽和であると考えられる。

図-21に Ca, Na, Mg モンモリロナイト、カオリナイト、斜長石の鉱物の安定関係と水質の関係を示す。各鉱物の平衡定数は、 Al_2O_3 - SiO_2 - CaO - H_2O 系、 Al_2O_3 - SiO_2 - Na_2O - H_2O 系では STUMM & MORGAN¹⁶⁾が、 Al_2O_3 - SiO_2 - MgO - H_2O 系では BOLT & BRUGGENWERT¹⁷⁾が採用した値を用いた。活動度補正は行っていない。

ほとんどの水質はカオリナイト領域にプロットされるが、グループ 1 の水質はよりカオリナイト—モンモリロナイトの平衡曲線の近い位置にプロットされる。炭酸塩の溶解平衡に達していた番号16, 24, 27, 33の水質はモンモリロナイト、斜長石の領域にプロットされる。グループ 1b も標高の低下 (番号の増加) とともにモンモリロナイトの領域に近づき、番号32はそれぞれの図でモンモリロナイト領域または平衡曲線上にプロットされている。

グループ 1a では、EC, Na^+ pH が標高の低下とともに単調に増加しているのに比較して、 Ca^{2+} , HCO_3^- は標高 380 m 付近で急激に増加して、平衡に達している (図-22)。この状態では、(2)式の溶解平衡以外に、同時に次の現象が生じている。① Fe の減少、② SO_4^{2-} の減少 (図-22)、③ NO_3^- の減少 (図-16)、④ 水質はモンモリロナイト領域内または近傍にプロットされる (図-21)、⑤ pH は単調に増加する (図-13)。グループ 1a では、グループ 1b の濃度に比較して図-22のハッチで示す部分のイオンが過剰に溶解している。また、Fe と SO_4^{2-} では図の縦じまで示す部分は沈澱等により減少していると考えられる。

Fe イオンは、 $7.5 < pH < 10$ では、溶解度の最小値を示す¹⁶⁾。これは、Fe イオンが非解離型 $Fe(OH)_3$ となり、この溶解度が約 10^{-9} mol/l と小さく、沈澱してしまうためである。大池地すべり斜面では標高 370 m 付近より低標高では pH は 7.5 以上になる (図-13)。したがって、Fe の減少は次の反応によっていると考えられ

図-22 グループ 1a の Ca^{2+} , HCO_3^- , Fe, SO_4^{2-} の関係

る。

(4)の反応によって形成された SO_4^{2-} や NO_3^- は、次の反応によって直ちに消費され、 HCO_3^- 濃度が急激に増加したと考えられる。

調査地域周辺では、地すべり防止工事のための集水トンネル掘削において CH_4 が突出し、工事の支障をきたした。新鮮泥岩の深部には、 CH_4 が局部的にかなりの量で含まれていると考えられる。グループ 1a は断層亀裂からなる西地下水流動脈を流動しているため、新鮮泥岩に胚胎される CH_4 は、断層亀裂から地下水へ移動しているものと考えられる。これと SO_4^{2-} の反応が地下水中の HCO_3^- の急激な増加の供給源になっていると考えられる。これに伴い(2)の反応も急激に進行したのであろう。

Ca^{2+} と HCO_3^- の平衡以後も、アルバイトから直接モンモリロナイトが次式により形成されれば、水質は Na^+ に富んでいくと考えられる。

②地下水グループとイオン交換平衡の関係

交換性陽イオンとして A^+ を保持している陽イオン交換体に B^+ を含む溶液を加えると、両イオンの熱運動による拡散と交換が行われ、同価の場合、次式で表される平衡が成立する¹⁹⁾。

ここで、(R)はイオン交換体を、(S)は溶液を表す。

(9)式に質量保存則を適用すると濃度平衡定数は

$$K_A^B = \frac{[B_R][A_S]}{[A_R][B_S]} \quad (10)$$

となる。異価の陽イオンを含む次の交換平衡では

濃度平衡定数は

$$K_A^B = \frac{[B_R]^2[A_S]}{[A_R][B_S]^2} \quad (12)$$

で表される。

ここで、 $[A_R]$ 、 $[B_R]$ は交換表面の拡散電気二重層中の交換性 A^+ 、 B^+ の濃度 (mol/l)、 $[A_S]$ 、 $[B_S]$ は平衡溶液中の A^+ 、 B^+ の濃度 (mol/l) である。粘土鉱物の陽イオンの保持量は風化鉱物毎にほぼ一定の値を示し、これを 100 g 当たりのミリ等量数で表した値を塩基置換容量 (CEC) という。 $[A_R]$ 、 $[B_R]$ は実験により求められた CEC が代入される。

平衡定数はイオン交換表面に A^+ にくらべ B^+ がどのように選択的に保持されるかを示す数値で、 A^+ を基準にした B^+ の選択係数と呼ばれる¹⁹⁾。これまでの公表された選択係数の測定値は BRUGGENWERT & KAMPHORST²⁰⁾ がまとめている。

式(9)、(11)の交換の平衡点の位置は、 $A^+(R)$ と $B^+(S)$ の量比によって左右されるが、 A^+ 、 B^+ 、イオン交換体としての粘土鉱物の性質、共存するイオンの種類、濃度などにも影響されるので¹⁹⁾、単純に上記の式から地下水の水質を検討できない。

木村²¹⁾は、神戸層群の土層試料を蒸留水に攪拌して作った溶出液に次のイオン交換関係が成り立つことを示した。粘土中の置換性陽イオンの含有量 $>>$ 水中の陽イオンの濃度の場合、(10)、(12)の式はさらに次のように変形できる²¹⁾。

$$K_A^B = \frac{\{[B_R] - \alpha[B_S]\}[A_S]}{\{[A_R] - \alpha[A_S]\}[B_S]} \quad (13)$$

異価の場合は

$$K_A^B = \frac{\{[B_R] - \alpha[B_S]\}[A_S]^2}{\{[A_R] - \alpha[A_S]\}^2[B_S]} \quad (14)$$

ここで、 α は水と試料の混合比を示す。(13)、(14)式はさらに

$$[B_S] = \frac{[B_R][A_S]}{\{[A_R] - \alpha[A_S]\}K_A^B + \alpha[A_S]} \quad (15)$$

$$[B_S] = \frac{[B_R][A_S]^2}{\{[A_R] - \alpha[A_S]\}^2 K_A^B + \alpha[A_S]^2} \quad (16)$$

となり、(15)、(16)式からは α 、 $[A_R]$ 、 $[B_R]$ 、 K_A^B がわかれば、地下水中の A_S 、 B_S の濃度の関係を求めることができる。

調査地域の浅層地下水にイオン交換平衡が成り立っているかどうかを見るために、イオン交換平衡曲線と地下水中のイオン濃度の関係を検討した。(15)、(16)式を解くためには、 $[A_R]$ 、 $[B_R]$ がわかっていなければならないが、調査地域の地質の CEC のデータがないので、ここでは、基本的に木村²¹⁾が測定した神戸層群の固結と軟質凝灰質泥岩の CEC を参考に使い、調査データに合わない場合は変数を試行錯誤で変化させた。 α の自然界での意味は透水係数、間隙の関数であると考えられるが、実質的な意味は不明である。

木村の溶出実験によると²¹⁾、 Na^+ と Ca^{2+} のイオン交換関係は混合比を変化させると、溶出液の Na^+ と Ca^{2+} の濃度比が大きく変わってしまう。そのため、ここでは、混合比を考慮しない、次のガボン式を使うことにする²²⁾。ガボンの式は近似的な性格を持つにもかかわらず、1価と2価イオンの交換平衡式としては最も単純で、かつかなり信頼度の高いものであり、局所的な特定条件が全くわからないような場合にも適用できる²²⁾。

$$\frac{[A_R]_{Na}}{[B_R]_{Ca}} = K_G \cdot \frac{[A_S]_{Na}}{\sqrt{[B_S]_{Ca}}} \quad (17)$$

ここで、 K_G はガボンの交換定数で、一般的には 0.3~0.5 (meq/l) であるが、交換性 Na^+ の割合が高い (>40%) モンモリロナイト質土の場合、約 1 となる¹⁷⁾。

図-23a に Ca^{2+} と Na^+ のイオン交換平衡関係を示した。図中の曲線はガボンの交換定数を 1.0 で計算した。計算条件は図下に示した。グループ 1a は曲線 B 付近にプロットされるが、 Ca^{2+} が平衡濃度に達すると (番号 16, 24, 27, 33) Na^+ が増加する方向にずれ、最も下流の番号 33 では平衡曲線 C に平衡関係が変化する。他のグループの水質は A~B 曲線付近にプロットされる。

●グループ1a ○グループ1b △グループ2 ×大池

図-23 浅層地下水水質のイオン交換平衡関係

- a. Ca^{2+} と Na^{+} のイオン交換平衡
- A: $\text{CEC}_{\text{Ca}}=150 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{Na}}=5.2 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $K_G=1.0$
- B: $\text{CEC}_{\text{Ca}}=70 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{Na}}=5.2 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $K_G=1.0$
- C: $\text{CEC}_{\text{Ca}}=32 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{Na}}=5.2 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $K_G=1.0$
- b. Mg^{2+} と Ca^{2+} のイオン交換平衡
- A: $\text{CEC}_{\text{Ca}}=6 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{Mg}}=10 \text{ meq}/100 \text{ g}$ α (混合比)=1 $K_{\text{Mg}}^{\text{Ca}}=1.0$
- B: $\text{CEC}_{\text{Ca}}=6 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{Mg}}=20 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\alpha=0.1$ $K_{\text{Mg}}^{\text{Ca}}=1.0$
- c. Mg^{2+} と K^{+} のイオン交換平衡
- A: $\text{CEC}_{\text{Mg}}=9 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{K}}=1 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\alpha=0.01$ $K_{\text{Mg}}^{\text{K}}=0.01$
- B: $\text{CEC}_{\text{Mg}}=5.9 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{K}}=2 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\alpha=0.1$ $K_{\text{Mg}}^{\text{K}}=0.01$
- C: $\text{CEC}_{\text{Mg}}=3.2 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\text{CEC}_{\text{K}}=1.4 \text{ meq}/100 \text{ g}$ $\alpha=1$ $K_{\text{Mg}}^{\text{K}}=0.01$

図-24 一般的な地下水の水質進化と大池地すべりの水質進化の違い

図-23bに Mg^{2+} と Ca^{2+} のイオン交換平衡関係を示した。モンモリロナイトの選択係数は1.3~1.0の範囲にある¹⁹⁾。ここでは、 $K_{\text{Mg}}^{\text{Ca}}=1.0$ で、 Mg^{2+} と Ca^{2+} のCECと混合比 α を変化させて計算した。 Mg^{2+} - Ca^{2+} はどのグループの水質も図に示した平衡曲線A付近にプロットされるが、グループ1aの番号16, 27, 33はB曲線に平衡関係が変化している。

図-23cに Mg^{2+} と K^{+} の関係を示した。BRUGGENWERT & KAMPHORST¹⁹⁾は、 Mg^{2+} と K^{+} の選択係数として、イライトの0.01~0.04しか示していない。ここでは、 $K_{\text{Mg}}^{\text{K}}=0.01$ で、計算した。グループ1aの地下水は高高度ではA曲線に沿って濃度を増加しているが、 Ca^{2+} が溶解平衡に達した水質ではB曲線に平衡関係が漸移的に変化している。最終的には再びA曲線の平衡関係に戻っている。グループ1bは番号28以外はA曲線付近にプロットされる。グループ2はC曲線の付近にプロットされ、他のグループとの違いが明瞭である。

8. ま と め

大池地すべり斜面の浅層地下水の水質は、高Si濃度のグループ1と低Si濃度のグループ2に区分される。グループ1は流動に伴うイオン濃度の増加率から高増加率のグループ1aとグループ1bに細分される。グループ1aは西地下水流動脈を、グループ1bは中央地下水流動脈を、グループ2は東地下水流動脈を流下していると考えられる。

各地下水流動脈は断層、小地すべり地形の亀裂帯、伏

流水の影響など異なる成因から形成されていると考えられる⁴⁾。このような地下水流脈の成因の違いが地下水の水質変化に現れたと考えられる。

一般的な被圧帯水層の地下水水質は、流動につれてキ一ダイアグラム上では、 Ca-HCO_3 型から Na-HCO_3 型への連続的な変化として示される²³⁾(図-24)。大池地すべり斜面の浅層地下水も流下に伴い水質を系統的に変化させているが、変化の仕方は被圧地下水とはやや異なる。図-24のトリリニアダイアグラムには、グループ1aの水質進化も示してある。被圧地下水との違いは帯水層の地質や透水構造の違いによって規制されていると考えられる。

謝辞：調査に当たっては農業工学研究所の地下水資源研究室の小前隆美室長、浜田浩正氏、土木地質研究室の竹内陸雄研究室長(当時)、中里裕臣氏、東北農業試験場の奥山武彦博士に御協力を頂いた。北陸農政局上越土地改良建設事業所の備前信之調査課長をはじめとする調査課の方々に調査の便宜を図っていただくとともに、地表水・湧水の一斉測定を行っていただいた。千葉県農業試験場の金子文宜博士には水質分析をしていただいた。これらの方々に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 塚本良則(1989): 森林と地下水, 地学雑誌, Vol. 98, No. 2, pp. 99-110.
- 2) 新藤静夫(代表)(1987): 崩壊の規模, 様式, 発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態, 文部省科学研究費自然災害特別研究(1)研究成果報告書, 262p.
- 3) 平田健正(1992): 流出過程に果たす地下水の役割——(その2) 地下水の流出と水質変化, 地下水技術, Vol. 34, No. 12, pp. 56-66.
- 4) 今泉眞之・奥山武彦・備前信之: 第三紀泥岩地すべり斜面の地質構造と地下水流動脈の関係——新潟県板倉町の大池地すべりを例として——, 応用地質, Vol. 36, No. 4, pp. 2-16.
- 5) 山本莊毅(1983): 地下水調査法, 古今書院, 490p.
- 6) 杉崎隆一, 柴田 賢(1961): 地下水の地球化学的研究(第2報)——濃尾平野における地下水と地質構造との関連性——, 地質学雑誌, Vol. 67, No. 791, pp. 427-439.
- 7) 今泉眞之・金子文宜・備前信之・竹内陸雄: 第三紀層泥岩地すべり地の地下水水質形成機構——新潟県板倉町の大池地すべりを例として——, 地下水学会(投稿中).
- 8) 今泉眞之・金子文宜・吉永秀一郎: 第三紀層泥岩地すべり地斜面の水文地質構造と地下水水質の関係——新潟県板倉町の大池地すべりを例として——, 地下水学会(投稿中).
- 9) 中村和善(1982): 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動——(その1) 堆積盆の変遷と基盤の運動像——, 地質学雑誌, Vol. 88, No. 3, pp. 155-175.
- 10) 青木 滋・中村三郎(1983): 土砂災害と予知と対策——3. 地すべり——, 土と基礎, Vol. 31, No. 4, pp. 71-78.
- 11) 日本分析化学会北海道支部編(1981): 水の分析(第3版), 化学同人, 504p.
- 12) 渡辺直喜・大木靖衛・佐藤 修・鷺津史也(1993): 日下部実: 新潟県松之山地すべり地域の地下水の地球科学, 地質学会第100年学術大会講演要旨, pp. 694.
- 13) ウラン・トリウム鉱物研究委員会編(1961): ウラン・その資源と鉱物, 朝倉書店, 558p.
- 14) LANGMUIR, D. (1978): Uranium Solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 42, pp. 547-569.
- 15) 日吉勝則・盛光 亘(1991): 粘土有機複合体によるウランの吸着, *Radioisotopes*, Vol. 40, pp. 339-405.
- 16) STUMM, W. and MORGAN, J. J. (1976): 一般水質化学(下)(安部喜也, 半谷高久訳), 共立出版, 547p.
- 17) BOLT, G. H. and BRUGGENWERT M.G.M. (1989): 土壌の化学(岩田進午, 三輪蒼太郎, 井上隆弘, 陽捷行訳), 学会出版センター, 309p.
- 18) MAYO, A. L., MULLER, A. B. and RALSTON, D. R. (1985): Hydrogeochemistry of the Meade thrust allochthon, southeastern Idaho, U.S.A., and its relevance to stratigraphic and structural groundwater flow control, *J. Hydrol.*, Vol. 76, pp. 27-61.
- 19) 和田光史(1981): 土壌粘土によるイオンの交換・吸着反応, 土壌の吸着現象——基礎と応用——, 博友社, pp. 5-57.
- 20) BRUGGENWERT M.G.M. and KAMPHORST A. (1979): Survey of Experimental Information on Cation Exchange in Soil systems, *Soil Chemistry* (Bolt, G.H. (Editor), Elsevier, pp. 141-203.
- 21) 木村耕治(1990): 神戸層群の地すべり地に存在する高濃度 Na-HCO_3 型地下水の形成機構, 地下水学会誌, Vol. 32, pp. 5-16.
- 22) 中野政詩(1991): 土の物質移動学, 東京大学出版会, 189p.
- 23) 永井 茂(1992): 井戸と地下水の水文化学, 応用地質, Vol. 33, No. 4, pp. 41-50.

(1995年8月21日受付, 1995年10月18日受理)