



原 著

関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野における
塩化物泉の水質形成機構 (予察)
—続成変質による間隙水の進化—

村 松 容 一^{1)*}

(平成 29 年 8 月 2 日受付, 平成 29 年 9 月 18 日受理)

Formation Mechanism of Chloride Hot Spring Waters
from the Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland
and Niigata Plain (Preliminary Study)
—Diagenetic Evolution of Pore Water Trapped
in the Sediments Since the Miocene—

Yoichi MURAMATSU^{1)*}

Abstract

The chemical and oxygen stable isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) compositional data reported previously for the chloride hot spring waters from the Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland and Niigata Plain, were analyzed to clarify the diagenetic evolutions of pore water in the sediments since the Miocene. The hot spring waters originate through mixing of fossil sea water with Na-HCO₃ type occurred by reaction of volcanic material to form Na-smectite in local meteoric water origin. The fossil sea water has lower concentrations of Mg²⁺ and SO₄²⁻ and higher concentration of HCO₃⁻ than those of the present sea water. The $\delta^{18}\text{O}$ values and Cl⁻ concentrations of the chloride hot spring waters have two kinds of positive and negative correlations, and the waters with the former include the fossil sea water with negative $\delta^{18}\text{O}$ value. These properties can be reasonably explained by the following diagenetic processes ; Sulphate reduction process, calcite precipitation, reaction of volcanic material to form Mg-smectite, ion exchange of smectite, and smectite-illite transition. The negative $\delta^{18}\text{O}$ value of the fossil sea water from the Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland and Niigata Plain (UNR type) reflects pervasive reaction of volcanic material to form smectite. Meanwhile, the chloride hot spring waters from the Niigata Plain (STR type) have negative and positive correlations between $\delta^{18}\text{O}$ value and Cl⁻ concentration, resulting from smectite-illite transition.

¹⁾東京理科大学工学部教養科 〒278-8510 千葉県野田市山崎 2641. ¹⁾Department of Liberal Arts, Faculty of Science and Technology, Tokyo University of Science, 2641 Yamazaki, Noda, Chiba 278-8510, Japan. *Corresponding author : E-mail muramatu@rs.noda.tus.ac.jp, TEL & FAX : 047-347-0621.

Key words : Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland, Niigata Plain, chloride hot spring water, pore water, diagenetic evolution, smectite, illite

要 旨

関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野に分布する塩化物泉を対象に, 公表論文等による主成分および酸素安定同位体分析値を用いて, 埋没続成変質による間隙水の進化の視点で塩化物泉の水質形成機構を検討した結果, 関東平野中央部の塩化物泉で得られた水質形成機構がこれらの堆積盆地の塩化物泉でも概ね成立することが明らかになった. これらの塩化物泉は化石海水と $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型降水起源水の混合物であり, 化石海水の Mg^{2+} と SO_4^{2-} は現海水より乏しく HCO_3^- に富む. 関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野 (UNR 型) の塩化物泉の $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度は正相関を示し, 現海水の Cl^- 濃度における化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は現海水よりややマイナスにシフトする. また, 新潟平野 (STR 型) の塩化物泉では $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度間に逆および正相関が認められる. これらの特徴は, 塩化物泉をもたらした深部流体の水質が次の海底泥質堆積物の泥岩化過程で進行する埋没続成変質による間隙水の進化によって形成されたことを示唆する. 火山性物質の Na -スメクタイト化を受けて生成した $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型降水起源水により海水が種々の程度に希釈され, 有機物を含む海底泥質堆積物に閉じ込められた. その後, この間隙水は初期続成期の埋没過程で硫酸還元反応, 方解石生成, 火山性物質の Mg -スメクタイト化, 陽イオン交換反応による Na -スメクタイトの Mg -スメクタイト化, および Ca -スメクタイトの Na -スメクタイト化 (新潟平野, 石狩低地帯の一部) を, また後期続成期に新潟平野 (STR 型) では埋没の進行に伴うスメクタイトのイライト化を経験した. 3 地域の化石海水で認められた $\delta^{18}\text{O}$ 値の現海水に比したややマイナスシフトは火山性物質の Mg -スメクタイト化, 新潟平野 (STR 型) の塩化物泉で認められた $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度の逆および正相関はスメクタイトのイライト化にそれぞれ起因する.

キーワード: 関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野, 塩化物泉, 間隙水, 続成変質, スメクタイト, イライト

1. はじめに

関東堆積盆地の地下深部に存在する新第三紀以降の堆積岩には塩化物泉をもたらす深部流体が賦存し, 水溶性天然ガスを伴う場合もある. 村松ら (2016a) は関東平野中央部に分布する塩化物泉の水質形成機構を, 海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水の続成変質による進化の視点で明らかにしており, 得られた水質形成機構は関東平野北部, 糸魚川-静岡構造線南部, 中央構造線地域の塩化物泉でも概ね成立することを報告している (村松ら, 2016b, c). 関東平野南西部には多様な泉質 ($\text{Na}-\text{Cl}$, $\text{Na}-\text{SO}_4$, $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 等) の温泉が分布し, Muramatsu ら (2011) は主成分組成, 酸素・水素・硫黄安定同位体組成および地下構成鉱物を明らかにするとともに, それらの深部流体の水質形成機構を地質鉱物学的視点で検討した結果を報告している. しかしながら, 間隙水の続成変質による進化の視点で塩化物泉の水質形成機構は検討していないことから, 本研究ではこの視点で関東平野南西部に分布する塩化物泉の水質形成機構を, Muramatsu ら (2011) の主成分および酸素安定同位体組成に公表データ等 (板寺ら, 2010 等) を加えて検討した.

関東構造盆地と同時期の日本各地の堆積盆地 (市原, 1975) のなかで, 石狩低地帯, 新潟平野の地下にも水溶性天然ガスを伴う塩化物泉が分布する. 両地域の塩化物泉の主成分および酸素・水素安定同位体組成に関しては多くの研究報告 (松波, 1993, 1995; 伊藤, 2004 等) が行われているが, 水質形成機構の充分な解明には至っていない. これらの塩化物泉をもたらした深部流体は, 関東平野中央部と同様に海底泥質堆積物の間隙水が続成変質を受けて進化したものであることから, 両地域に分布する塩化物泉の水質形成機構についても公表データ等により本視点で併せて予察的に検討

した。その結果、関東平野中央部の塩化物泉で得られた水質形成機構が関東平野南西部、石狩低地帯、新潟平野の塩化物泉でも概ね成立することが明らかになったので、ここに報告する。

2. 地質および温泉貯留層概要

本研究で対象となった関東平野南西部、石狩低地帯、新潟平野の地質および温泉貯留層を概述する (Fig. 1)。

関東堆積盆地のうち、約 15Ma のプレートの沈み込み帯 (篠ノ木—愛川断層; 高橋, 2006) より北東側の関東平野南西部には下位より基盤岩 (主に四万十帯)、中新世～前期鮮新世の三浦層群 (砂岩と泥岩の互層)、後期鮮新世～前期更新世の上総層群 (同)、下総層群 (同)、関東ローム層が堆積する。このうち、本研究で対象とした塩化物泉は上総層群最下部の砂礫岩層を主要貯留層にしている (小沢・江藤, 2005)。上総層群最下部層 (浦郷層, 深沢層) は三浦層群 (池子層) を不整合に覆う凝灰角礫岩, 凝灰質砂岩からなり, その上位には火山灰を多数挟在する泥岩, 凝灰質砂岩が重なる (菊池, 1986)。上総層群の基底深度は篠ノ木—愛川断層から北東京湾方面へ向けて深くなり, 川崎付近では 1,500m を上回る (鈴木, 2002)。地下地質層序を横浜温泉井 (Fig. 1a の K10) で概観すると, 関東ローム層 (深度 25m 以浅) の下位に上総層群が深度 1,270m まで, それ以深には三浦層群が孔底深度 1,500m まで分布する (Muramatsu *et al.*, 2011)。

千島弧の東北日本弧への衝突前縁に形成された堆積盆の石狩低地帯 (石狩, 勇払平野) には, 下位より中期中新世の滝の上層相当層 (砂岩, 泥岩), 中期～後期中新世の川端層相当層 (砂岩泥岩互層, 砂岩, 礫岩), 後期中新世の岩見沢層相当層 (硬質泥岩で砂岩, 凝灰岩を挟在), 後期中新世～鮮新世の追分層相当層 (泥岩, 砂岩), 当別層相当層 (砂岩) の順に堆積する (尾崎・小松原, 2014)。孔井地質層序を概観すると, 石狩平野の基礎試錐井「南幌」(孔底深度 4,376m; Fig. 1b の NP) では萌別層・荷葉層 (当別層と同時異相) が深度 1,170m まで, 平取層, 軽舞層 (岩見沢層・追分層相当層) が深度 2,675m まで, 下位に川端層, 滝の上層が続く (藤岡・佐賀, 1980)。また, 勇払平野の勇

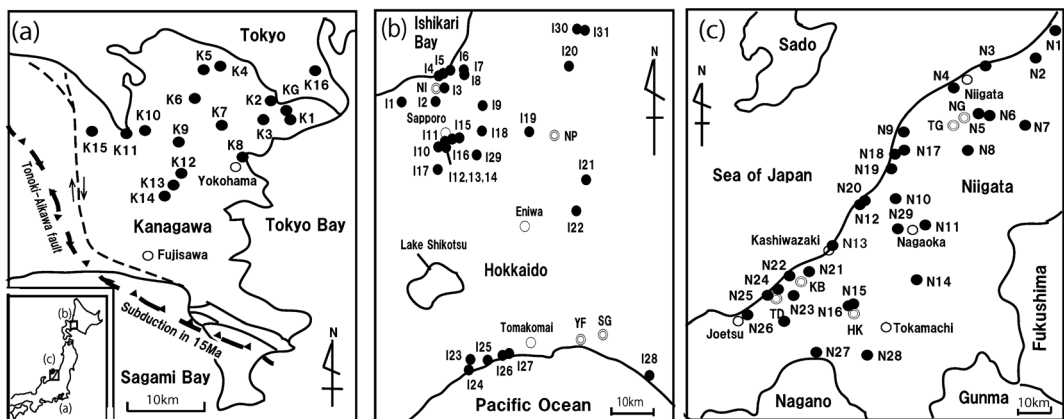


Fig. 1 Well location of the hot spring and pore waters from the three sedimentary basins. The tectonic line in Fig. 1a is after Takahashi (2006). KG, Kawasaki GS observation well; NI, Nishibarato SK-1 well; NP, MITI Nanporo exploratory well; YF, Yufutsu SK-1 well; SG, Shizugawa SK-4 well; NG, MITI Niigata Plain exploratory well; TG, MITI Tsukigata exploratory well; HK, MITI Higashikubiki exploratory well; KB, MITI Kubiki exploratory well; TD, MITI Takada Plain exploratory well. The well location numbers are the same as in Appendix 1.

掘 SK-1 井(同 4,010m;同 YF)では萌別層, 荷葉層が深度 1,204m まで, 平取層, 軽舞層が深度 1,746m まで, 下位に川端層, 滝の上層が続く(藤岡・佐賀, 1980). 本研究で対象とした塩化物泉は荷葉層, 平取層, 軽舞層を貯留層にしている(松波, 1993).

新潟堆積盆地にある新潟平野には, 下位より中期～後期中新世の七谷層(泥岩), 寺泊層, 椎谷層(砂岩と泥岩の互層), 鮮新世の西山層(泥岩, 砂岩), 魚沼層群, 灰爪層(砂岩, 泥岩)の順に堆積し, 各層は凝灰岩層を挟在する(小林・大野, 1988). 孔井地質層序を概観すると, 北部の基礎試錐井「新潟平野」(孔底深度 6,000m; Fig. 1c の NG)では魚沼層群, 灰爪層が深度 2,540m まで, 下位には西山層が深度 3,887m まで続く(田村, 1991). 一方, 各地層の分布深度は南西部の基礎試錐井「東頸城」(同 6,004m; 同 HK)では浅くなり, 西山層が深度 1,406m まで, 椎谷層が深度 2,778m まで続き(猪岡, 1991), その西北西側の基礎試錐井「頸城」(同 3,782m; 同 KB)では一層浅く, 魚沼層群は深度 200～330m まで, 西山層は深度 295～460m まで, 椎谷層は深度 555～860m まで, 寺泊層は深度 1,535～2,060m まで続く(竹内ら, 1996). 本研究で対象とした塩化物泉は魚沼層群と西山層(Fig. 1c の N1～N16, N28, N29; UNR 型と呼称), および椎谷層と寺泊層(同 N17～N27; STR 型)を主要貯留層にしている(伊藤ら, 2004).

3. 研究方法

関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野に分布する温泉の主成分・酸素安定同位体組成, および地質調査所(現産業技術総合研究所)によって掘削された川崎地区水位・水質観測井(川崎 GS 観測井と呼称)の産出流体と間隙水の水質組成に関するデータ出典を Appendix 1 に示す. 本研究では, これらの堆積盆に分布する塩化物泉, およびその起源を検討する上で必要な各堆積盆の炭酸塩泉 1 地点を対象に, 公表論文および温泉施設等から入手した温泉分析値, 酸素安定同位体比を解析に供した. 関東平野南西部の公表論文は Muramatsu ら(2011), 板寺ら(2010), 道前ら(2003), 栗屋ら(2001, 2002), 関ら(2001), 石狩低地帯は松波(1993, 1995), 柴田・秋田(2004), 柴田ら(2005), 新潟平野は伊藤ら(2004), 板谷(1958), 新潟県(1982), 小林ら(1991)をそれぞれ用いた.

関東平野南西部の川崎 GS 観測井(KG; 孔底深度 1,016m)では, 掘削時に回収された凝灰質泥岩および砂質泥岩コアに含まれる間隙水(KG1～KG13; Appendix 1)の水質分析が実施されており, 塩化物泉をもたらした深部流体の起源を検討する目的で, 本観測井では産出流体の分析値に加えて泥岩コアに含まれる間隙水の分析値も解析に供した(福田ら, 1976b, c). なお, 本観測井の間隙水では SO_4^{2-} 濃度は分析されていないが, 近くの浅部掘削井 K1(孔底深度 200m)と深部掘削井 K2(同 1,300m)の SO_4^{2-} 濃度がそれぞれ 0.0, 3.6 mg/L をそれぞれ示すことから, ゼロと見なした(栗屋ら, 2001; 板寺ら, 2010).

4. 塩化物泉の水質特性

トリリニアダイアグラムによれば, K5, I29, N15 井が $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型に属するのを除けば, 関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野の温泉は SO_4^{2-} , Mg^{2+} に乏しく HCO_3^- に富む $\text{Na}-\text{Cl}$ 型であり, 石狩低地帯と新潟平野の一部の塩化物泉では Ca^{2+} に富む傾向が認められる(I10, I30, I31, N9, N11, N18 等; Fig. 2a). Na^+/Cl^- 比は関東平野南西部と石狩低地帯の塩化物泉の多くで現海水より高く(Fig. 3a), SO_4^{2-} は石狩低地帯と新潟平野の一部(I3, I9, I16, I18, I23, I24, I26, I28, N16)を除く塩化物泉でほとんどないし全く含まない(Fig. 3b).

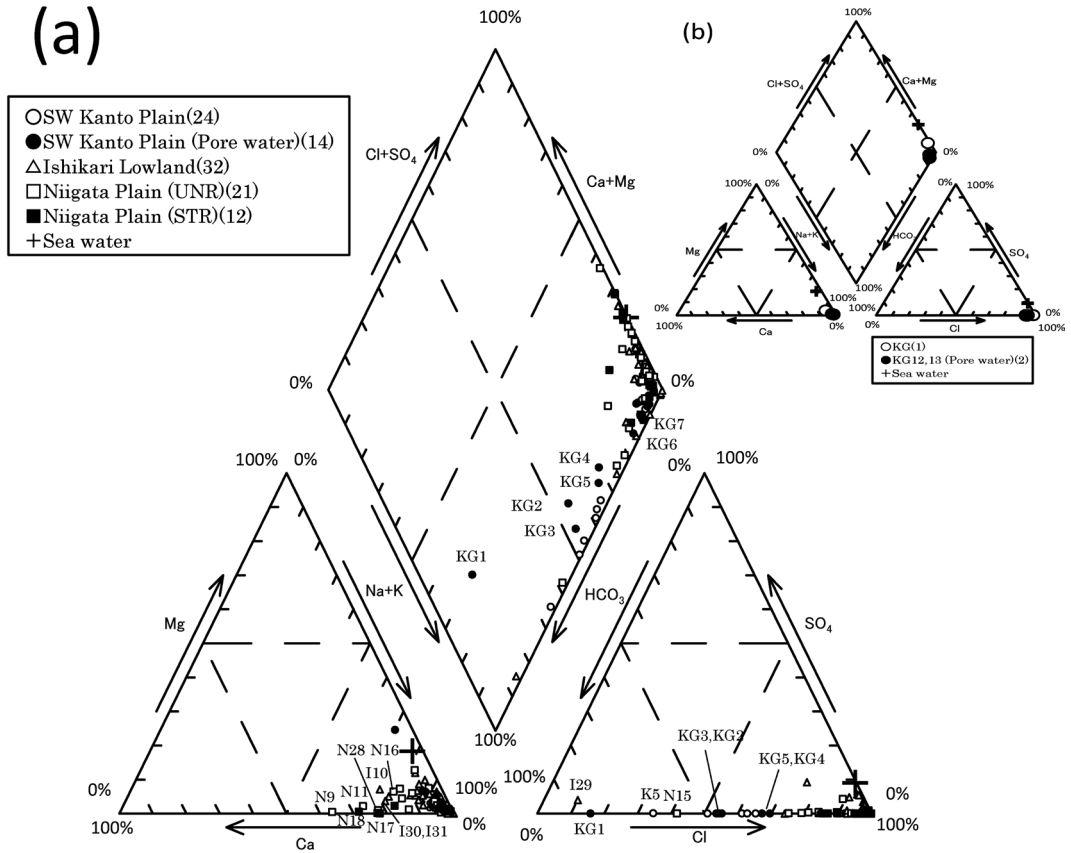


Fig. 2 Trilinear diagram for the hot spring and pore waters. UNR, Uonuma Group and Nishiyama formation reservoirs ; STR, Shiya and Teradomari formation reservoirs. The number in a legend shows one of samples. The well location numbers are the same as in Appendix 1.

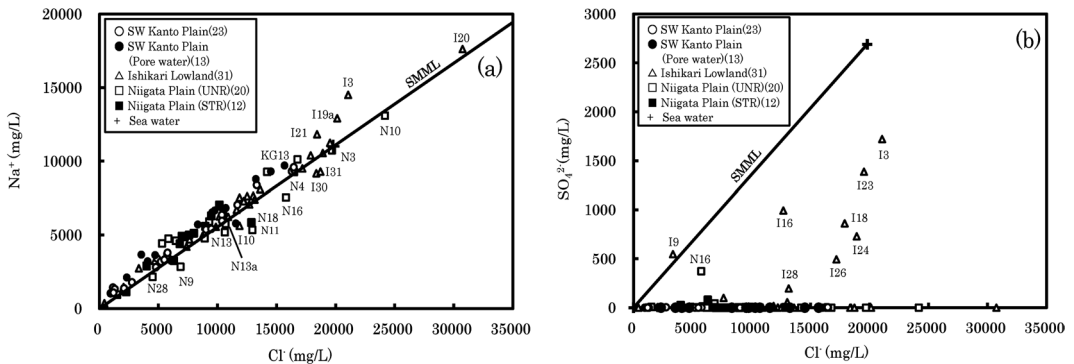


Fig. 3 $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ (a) and $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ (b) diagrams for the hot spring and pore waters. The well location numbers are the same as in Appendix 1. The UNR and STR are the same as in Fig. 2. The number in a legend shows one of samples. The SMML shows the sea water-meteoric water mixing line.

5. 続成変質による間隙水の進化

温泉水に含まれる化学成分の起源を検討するにあたっては、海水の当該成分に対する過剰・欠損量を求める必要がある。試料の Cl^- がすべて海水起源であると仮定して、次式より試料の過剰・欠損する M 成分の濃度を算出した。

$$\Delta[M] = [M] - [M/\text{Cl}]_{\text{sea}} \times [\text{Cl}] \quad (1)$$

ここで、 $\Delta[M]$ ：試料の過剰・欠損する M 成分量、 $[M]$ ：試料の M 成分の濃度、 $[M/\text{Cl}]_{\text{sea}}$ ：海水の Cl^- に対する M 成分の濃度、 $[\text{Cl}]$ ：試料の Cl^- 濃度。

5.1 海底泥質堆積物における間隙水の形成

前述したトリリニアダイアグラムに認められる関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野に分布する塩化物泉の水質特性に、それらの塩化物泉をもたらした深部流体の貯留層深度に $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 泉 (K5, I29, N15) も存在していることを勘案すると、3 地域の塩化物泉は化石海水と $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型起源水が混合したものと考えられる (Fig. 2a, Appendix 1)。関東平野南西部の川崎 GS 観測井産間隙水 (KG1~KG13) の水質組成をみると、最浅部の KG1 は $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型、それ以深の KG2~KG13 は $\text{Na}-\text{Cl}$ 型に属し、深部へ向けて $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比が順次低下する傾向を示しており、泥岩コアに含まれる間隙水も化石海水と $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型起源水の混合物であることを明瞭に示している (Fig. 2a)。このうち、 $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型起源水の成因については村松ら (2016a, b) によって報告されており、関東平野中央~北部では $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型起源水が塩化物泉の形成に関与しており、降水が火山性物質の Na -スメクタイト化を受けて生成されたものと推察されている。

関東平野南西部の川崎 GS 観測井 (KG) は深度約 809~819 m および 862~1,016 m を貯留層にしており (福田ら, 1976a)、これらの深度に近いコア間隙水 (KG12, KG13) および産出流体 (KG) の水質組成を Fig. 2b に示した。上総層群最下部の砂岩層を貯留層とする産出流体 (KG) の水質組成は上総層群最下部の根岩 (砂質泥岩と凝灰質泥岩) に閉じ込められた間隙水 (KG12, KG13) に似ている。これらの間隙水の Cl^- 濃度は 14,510~15,680 mg/L であることから、化石海水と $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型起源水の混合物が埋没過程で海底泥質堆積物に閉じ込められ、その間隙水が圧密作用によって上総層群最下部の貯留層に移流・貯留されたことが示唆される。

以上のことから、埋没過程で火山性物質の Na -スメクタイト化を受けて生成された $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型降水起源水により種々の程度に海水が希釈されて海底泥質堆積物に閉じ込められ、この間隙水が続成変質による影響を受けた後、圧密作用によって貯留層 (砂礫岩) に移流して関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野の塩化物泉をもたらした深部流体になったと推察される。そこで、続成変質作用による間隙水の進化の視点で 3 地域の塩化物泉の水質形成機構を以下に検討する。

5.2 硫酸還元反応および方解石生成

関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野の塩化物泉の多くは SO_4^{2-} をほとんどないし全く含まず、埋没過程で有機物を含む海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水は初期続成期に硫酸還元菌による硫酸還元反応を経験している (Fig. 3b; 村松ら, 2010)。



この硫酸還元菌活動期に、(2) 式の反応で生成した HCO_3^- は Ca^{2+} と反応してコンクリーションの核などとなる方解石 (CaCO_3) の生成に消費されると考えられる (平, 2004; 鈴木・蟹江, 2012)。



埋没過程で SO_4^{2-} が消費されて硫酸還元菌の活動が終った後、メタン生成菌が活発な環境に置か

れると、堆積物中に残っている有機物は他の微生物により分解されて二酸化炭素と水素を出し、これらはメタン生成菌によって使われる (平, 2004).



この微生物起源メタン生成期では、海底泥質堆積物に含まれる一般に安定な粘土鉱物はスメクタイトであり、イライト化は進行していない (平, 2004). 関東平野南西部および石狩低地帯の塩化物泉 (K4, K6, K8, K14, K15, I4, I5, I10, I16, I17, I24, I30, I31) はメタンガスを付随し (代田・小田原, 2008~2010; 松波, 1993, 1995; 横山・松波, 1998), また新潟市内の魚沼層群基底礫層 (深度 637~666 m) からメタンガス付随水 (Cl^- 濃度 8,690 mg/L) が湧出する (板谷, 1957, 1958). 関東平野南西部の川崎 GS 観測井 (KG) の深度約 630~1,000 m 間の泥岩コア間隙水 (KG9~KG13; Cl^- 濃度 10,700~15,680 mg/L) もメタンガスを付随しており (福田ら, 1976b, c), 3 地域の塩化物泉をもたらした深部流体が海底泥質堆積物中の間隙水であった時期に, (4) 式が進行したと推察される.

5.3 火山性物質の Mg—スメクタイト化

硫酸還元反応および方解石生成後の過剰 Ca^{2+} 量を ΦCa^{2+} ($\Phi\text{Ca}^{2+} = \Delta\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{SO}_4^{2-}$) とおくと, 関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野の塩化物泉, および川崎 GS 観測井でメタンガスを付随する KG9~KG13 の泥岩コア間隙水の ΦCa^{2+} と ΔMg^{2+} 濃度間に逆相関が認められる (Fig. 4a). カリブ海での深海掘削時に海底から深度 400 m 間で採取されたコアに含まれる間隙水の Mg^{2+} 濃度は減少する一方, Ca^{2+} 濃度は増加する傾向が認められ, 海底堆積物に含まれる火山性物質の Mg—スメクタイトに変質したことが一因になっていると考えられている (Lawrence *et al.*, 1975). これに基づけば, 関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野における塩化物泉をもたらした海底泥質堆積物中の間隙水は埋没過程で硫酸還元反応と方解石生成, 火山性物質の Mg—スメクタイト化を経験したと推察される.

$\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度の関係を見ると, 関東平野南西部の塩化物泉は現海水の Cl^- 濃度をもつ端成分 KS と降水起源の端成分 KM を結ぶ直線 KML1 付近, 石狩低地帯の塩化物泉の多くは同端成分 IS と同端成分 IM を結ぶ直線 IML1 付近, 新潟平野 (UNR 型) の塩化物泉の半数は同端成分 NS と同端成分 NM を結ぶ直線 NML1 付近にそれぞれプロットされ, 現海水の Cl^- 濃度における $\delta^{18}\text{O}$ 値はいずれもややマイナスを示す (Fig. 5). このような $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度間の正相関は新潟平野 (UNR

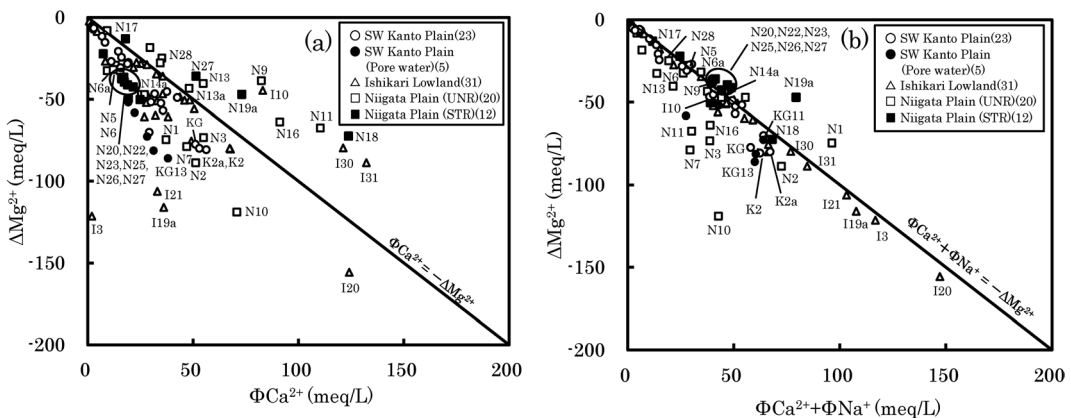


Fig. 4 $\Phi\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{Mg}^{2+}$ (a) and $(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+) - \Delta\text{Mg}^{2+}$ (b) diagrams for the chloride hot spring and pore waters. The well location numbers are the same as in Appendix 1. The UNR and STR are the same as in Fig. 2. The number in a legend shows one of samples.

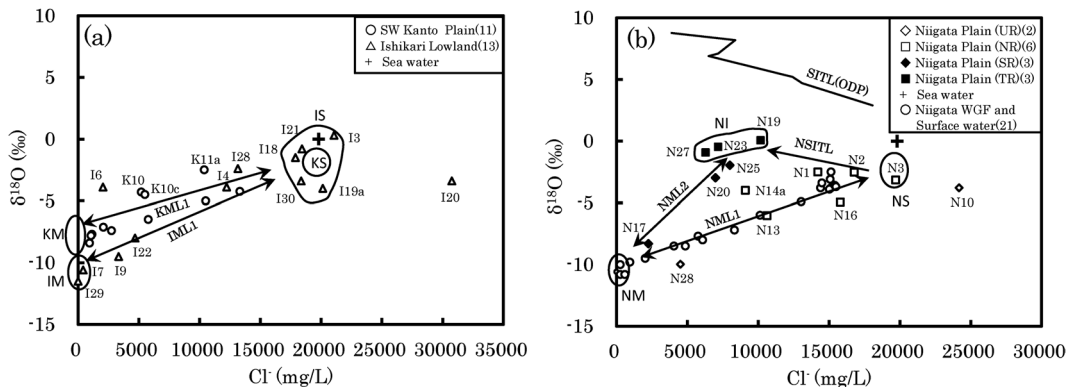


Fig. 5 $\delta^{18}\text{O}$ - Cl^- diagram for the hot spring waters. The well location numbers are the same as in Appendix 1. UR, Uonuma Group reservoir ; NR, Nishiyama formation reservoir ; SR, Shiiya formation reservoir ; TR, Teradomari formation reservoir ; WGF, water-dissolved gas field. The number in a legend shows one of samples. The KS, IS and NS show the fossil sea waters equilibrated with smectite in the Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland and Niigata Plain, respectively. The KM, IM and NM show the meteoric waters from the Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland and Niigata Plain, respectively. The NI shows the fossil water equilibrated with illite predominant interstratified illite/smectite minerals in the Niigata Plain. The KML1, IML1 and NML1 show the mixing lines of the meteoric water and the fossil sea waters equilibrated with smectite in the Southwestern Kanto Plain, Ishikari Lowland and Niigata Plain, respectively. The NML2 shows the mixing line of the meteoric water and the fossil water equilibrated with illite predominant interstratified illite/smectite minerals in the Niigata Plain. The SITL (ODP) and NSITL show the transitional trends of smectite to illite in the ODP project (Dählmann and Lange, 2003) and Niigata Plain, respectively. Data Sources. Southwestern Kanto Plain : Muramatsu *et al.* (2011) and Itadera *et al.* (2010). Ishikari Lowland: Matsunami (1993, 1995), Matsunami and Suzuki (1997). Niigata Plain : Ito *et al.* (2004) and Nakai *et al.* (1974).

型)の塩化物泉では伊藤ら(2004),魚沼層群,灰爪層,西山層(砂岩,礫岩)を主要貯留岩(徳橋・金子,2003)にしている新潟水溶性ガス田付随水では中井ら(1974; Fig. 5bの丸印)によってそれぞれ認められており,現海水に近い Cl^- 濃度における化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値(-3.0~-2.0‰)はゼロにならないことが報告されている。前述したカリブ海の深海掘削コアに含まれる間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は海底から深度400m間で-3‰程度低くなっており,現海水に近い Cl^- 濃度をもつ化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値がややマイナスを示すのは海底泥質堆積物に含まれる火山性物質が ^{18}O に富んだMg-スメクタイトに変質したことに起因すると考えられる(Hoefs, 1973)。したがって,当該塩化物泉の起源となる海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水はNa-HCO₃型降水起源水(端成分KM, IM, NM)により種々の程度に海水が希釈されたものであり,この間隙水が硫酸還元反応と方解石生成,火山性物質のMg-スメクタイト化を経験したことが示唆される。

間隙水を閉じ込めた海底泥質堆積物に含まれるスメクタイトは58~142°C (Freed and Peacor, 1989)でイライト/スメクタイト(I/Sと略記)混合層鉱物を経てイライトに変化する。塩化物泉に溶存する主成分のなかで, K^+ 濃度はスメクタイトのイライト化に支配されている。関東平野中央部と北部ではスメクタイトが分布する温泉貯留層から採水している塩化物泉では ΔK^+ と Cl^- 濃度間に逆相関関係はないが,イライトないしイライトに卓越するI/S混合層鉱物が分布する温泉貯留層から採水している塩化物泉では逆相関が認められることから,スメクタイトのイライト化は ΔK^+ と Cl^- 濃度の相関関係を調べると概ね推定できることが報告されている(村松ら, 2016a, b)。関東平野南西部,石狩低地帯,新潟平野(UNR型)に分布する塩化物泉のほとんどの ΔK^+ と Cl^-

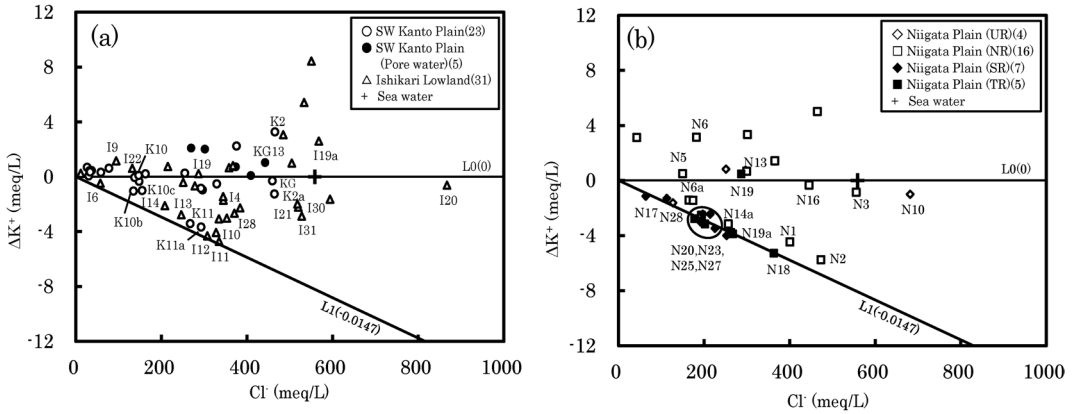


Fig. 6 $\Delta K^+ - Cl^-$ diagrams for the chloride hot spring and pore waters. The well location numbers are the same as in Appendix 1. The UR, NR, SR and TR are the same as in Fig. 5. The number in a legend shows one of samples. The L0 and L1 see in text.

濃度間には逆相関関係が認められず（多くは直線 L0（傾き 0）付近にある）、当該塩化物泉の起源となる海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水はスメクタイトのイライト化を経験していないと推察される（Fig. 6）。

この推論は地下変質調査結果と整合する。関東平野南西部の K10 井は上総層群最下部の砂礫岩層（深度 1,215~1,270 m）を貯留層にしており、スメクタイトは遮水深度 1,100 m 以深に普遍的に分布する一方、イライトは確認されていない（Muramatsu *et al.*, 2011）。石狩低地帯の I28 井（孔底深度 1,505 m）に近い静川 SK4 井（Fig. 1b の SG）の深度約 2,500 m 以浅、および I19, I21 井（孔底深度 1,500 m）に近い基礎試錐井「南幌」（Fig. 1b の NP）の地下にはスメクタイトが普遍的に分布する（佐々木ら, 1982；藤岡・佐藤, 1980）。また、新潟平野（UNR 型）の N5 井（孔底深度 1,200 m）、N6 井（同 933 m）に近い基礎試錐井「新潟平野」（Fig. 1c の NG）では地表から深度 4,000 m 以深まで I/S 混合層鉱物中のスメクタイト層の割合は 85% 以上で推移し、基礎試錐井「月潟」（同 TG）も同様である（上越教育大学, 1994）。

5.4 イオン交換反応

Figure 4a からわかるように、初期続成期に硫酸還元反応と方解石生成を経験している 3 地域の塩化物泉の多くは直線 $\Phi Ca^{2+} = -\Delta Mg^{2+}$ から外れ、関東平野南西部のすべて、および石狩低地帯と新潟平野の多くの塩化物泉（I3, I19a, I20, I21, N2, N5, N6, N6a, N14a, N20, N22, N23, N25, N26 等）は直線 $\Phi Ca^{2+} = -\Delta Mg^{2+}$ より ΦCa^{2+} に欠損する。当該塩化物泉は現海水より高い Na^+/Cl^- 比 ($\Delta Na^+ > 0$) を示し（Fig. 3a）、火山性物質の Na—スメクタイト化後の過剰 Na^+ 量 ($\Phi Na^+ = \Delta Na^+ - \Delta HCO_3^-$) がプラスであることから、 $(\Phi Ca^{2+} + \Phi Na^+)$ と ΔMg^{2+} の関係をみると直線 $(\Phi Ca^{2+} + \Phi Na^+) = -\Delta Mg^{2+}$ 付近にプロットされる（Fig. 4b）。Figure 4b からわかるように、関東平野南西部の K2, K2a 井における $(\Phi Ca^{2+} + \Phi Na^+)$ と ΔMg^{2+} 濃度はこれらの流入深度に最も近い川崎 GS 観測井の凝灰質泥岩コアの間隙水 KG13 の近くにプロットされる。これらの結果によれば、埋没過程で Na— HCO_3 型降水起源水により種々の程度に海水が希釈されて泥質堆積物に閉じ込められ、この間隙水が硫酸還元反応と方解石生成、火山性物質の Mg—スメクタイト化、陽イオン交換反応（海底泥質堆積物に含まれる Na—スメクタイトの Mg—スメクタイト化）を経験した後、貯留層（砂礫岩層）に移流して当該塩化物泉の深部流体になったと推察される。

一方, 石狩低地帯と新潟平野の塩化物泉の一部 (I10, I30, I31, N9, N18 等) は直線 $\Phi\text{Ca}^{2+} = -\Delta\text{Mg}^{2+}$ より ΦCa^{2+} に過剰であり (Fig. 4a), 現海水より Na^+/Cl^- 比が低く ($\Delta\text{Na}^+ < 0$; Fig. 3a), ΦNa^+ もマイナスを示す. これらの Ca^{2+} に富む塩化物泉 (Fig. 2a) の $(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+)$ と ΔMg^{2+} も直線 $(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+) = -\Delta\text{Mg}^{2+}$ 付近にプロットされる (Fig. 4b). 当該塩化物泉における Ca^{2+} の増加は, 榛名火山や関東平野北部地域の $\text{Na} \cdot \text{Ca}-\text{Cl}$ 泉 (村松ら, 2014, 2016b) や伊豆半島の海岸地域 (甘露寺, 1987) や鶴巻温泉 (石坂ら, 1986; Muramatsu *et al.*, 2011) の $\text{Ca}-\text{Cl}$ 泉で報告されているように, イオン交換反応による Ca -スメクタイトの Na -スメクタイト化に起因すると考えられる.



当該塩化物泉では, 埋没過程で $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型降水起源水により種々の程度に海水が希釈されて海底泥質堆積物に閉じ込められ, その間隙水が硫酸還元反応と方解石生成, 火山性物質の Mg -スメクタイト化に加えて, イオン交換反応による Ca -スメクタイトの Na -スメクタイト化を経験して深部流体に進化したと推察される.

5.5 スメクタイトのイライト化作用

埋没深度が 2,000 m 以上になり地温が 70°C 近くなると微生物の活動は除々に減少し, 有機物は熱によってカルボキシル基が除去される反応を受けて熱分解起源メタンが生成される (平, 2004). 例えば, 酢酸 CH_3COOH を例にすれば, 次式のようなものである.



この熱分解起源メタン生成期にスメクタイトのイライト化が進行する (平, 2004).

東地中海で泥火山の掘削時に回収されたコアに含まれる間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度の深度に伴う変化を調べた結果によれば, 海底から深度 41.8 m 間で $\delta^{18}\text{O}$ 値は 6% 増加する一方, Cl^- 濃度は 14,200 mg/L 減少する傾向が認められており, 主にスメクタイト→イライト変換による層間水の脱水反応に起因すると考えられている (Fig. 5b の直線 SITL (ODP); Dählmann and Lange, 2003). Figure 5b からわかるように, 新潟平野の N2, N3 井と N19, N23, N27 井を結ぶ直線 NSITL は SITL (ODP) に似た傾きをもち, 前二者は鮮新世の西山層, 後三者は中新世の寺泊層をそれぞれ貯留層にしている. したがって, 埋没の進行に伴う温度上昇に起因して海底泥質堆積物中のスメクタイトのイライト化が進行し, 間隙水は火山性物質のスメクタイト化を経験した N3 井の間隙水 (化石海水; 端成分 NS) を起点とし, イライトに卓越した I/S 混合層鉱物と化学平衡にある N19, N23, N27 井の間隙水 (端成分 NI) へ進化したと推察される.

この推論は ΔK^+ と Cl^- 濃度の関係および地下変質調査結果と整合する. Figure 6b からわかるように, 当該塩化物泉 (N19a, N23, N27) の ΔK^+ と Cl^- 濃度は直線 L1 (傾き -0.0147) 付近にプロットされる. このうち, N23 井に近い基礎試錐井「高田平野」(Fig. 1c の TD) における I/S 混合層鉱物中のスメクタイト層の割合は地表から深度 1,300 m までは 80% 以上と高いが, 深度 1,800 m になると 30% に急減する (上越教育大学, 1994). N23 井の孔底深度 (1,300 m) はスメクタイトのイライト化が急激に進行する深度付近にあたることから, 深度 1,300~1,800 m 付近の寺泊層の根源となる海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水が圧密作用を受けて貯留層 (砂岩) に上方移流し, N23 井の深部流体になったと推察される. 本試錐井では緑泥石が I/S 混合層鉱物と共存しており, スメクタイトのイライト化に伴って間隙水中に放出された陽イオン (Mg^{2+}) は緑泥石の生成に消費されたのであろう.

一方, 中新世の椎谷層を貯留層にしている塩化物泉 (N17, N20, N25) の $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度は端成分 NM と NI を結ぶ直線 NML2 付近に, また ΔK^+ と Cl^- 濃度は直線 L1 付近にそれぞれプロットされる (Figs. 5b, 6b). これらのことから, 直線 NML1 付近に本来プロットされた化石海水と $\text{Na}-$

Table 1 Summary for the diagenetic evolution of pore water trapped in the sediments of the three sedimentary basins.

Diagenetic stage	Diagenetic process	Compositional change of pore water	Sedimentary basin		
			SW Kanto Plain	Ishikari Lowland	Niigata Plain
Early stage	•Sulphate reduction	•Decrease of SO_4^{2-} content	○	○	○
	•Calcite precipitation	•Decrease of Ca^{2+} content	○	○	○
	•Reaction of volcanic material to form Mg-smectite	•Decrease of Mg^{2+} content •Increase of Ca^{2+} content •Negative shift of $\delta^{18}\text{O}$ value	○	○	○
	•Ion exchange of Na-smectite to Mg-smectite	•Increase of Na^+ content	○	○	○
	•Ion exchange of Ca-smectite to Na-smectite	•Increase of Ca^{2+} content	×	○	○
Lately stage	•Smectite-illite transition	•Decrease of K^+ content •Positive shift of $\delta^{18}\text{O}$ value and decrease of Cl^- content	×	×	○

HCO_3^- 型降水起源水の混合からなる海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水の $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度は、埋没の進行に伴う地温上昇に起因した泥質堆積物中のスメクタイトのイライト化による層間水の脱水反応によって、当該塩化物泉の深部流体の各値に変化したと考えられる (Fig. 5b)。

最後に、海底泥質堆積物の泥岩化過程で進行する埋没続成変質による間隙水の進化の視点で、関東平野南西部、石狩低地帯、新潟平野の塩化物泉の水質形成機構を、 $\text{Na}-\text{HCO}_3^-$ 型降水起源水による希釈を除いてまとめると、Table 1のとおりである。3地域の塩化物泉をもたらした間隙水は初期続成作用を経験し、新潟平野では後期続成期にスメクタイトのイライト化も経験している。

6. ま と め

関東平野南西部、石狩低地帯、新潟平野に分布する塩化物泉を対象に、公表論文等による主成分および酸素安定同位体分析値を用いて、埋没続成変質による間隙水の進化の視点で塩化物泉の水質形成機構を予想的に検討した結果、関東平野中央部の塩化物泉で得られた水質形成機構がこれらの堆積盆地の塩化物泉でも概ね成立することが明らかになった。得られた結果は以下のとおりである。

(1) これらの塩化物泉は化石海水と降水の混合流体であり、化石海水の Mg^{2+} と SO_4^{2-} は現海水より乏しく HCO_3^- に富む。関東平野南西部、石狩低地帯、新潟平野 (UNR型) の塩化物泉の $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度間には正相関が認められ、現海水の Cl^- 濃度における化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は現海水よりややマイナスにシフトする。また、新潟平野 (STR型) の塩化物泉では $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度間に逆および正相関が認められる。

(2) このような主成分および $\delta^{18}\text{O}$ 値の特徴は、以下の3地域に共通した海底泥質堆積物の泥岩化過程で進行する埋没続成変質による間隙水の進化によって合理的に説明できる。火山性物質の Na -スメクタイト化を受けて生成した $\text{Na}-\text{HCO}_3^-$ 型降水起源水によって海水が希釈され、有機物を含む堆積盆地の海底泥質堆積物に閉じ込められた。この間隙水は初期続成期の埋没過程で硫酸還元反応を受け、さらに方解石生成、火山性物質の Mg -スメクタイト化、陽イオン交換反応による Na -スメクタイトの Mg -スメクタイト化、および Ca -スメクタイトの Na -スメクタイト化 (石狩低地帯、新潟平野の一部) を受けた。その後、後期続成期に新潟平野 (STR型) では埋没の進行に伴うスメクタイトのイライト化が進行して間隙水の K^+ 濃度の低下が進んだ。

(3) 関東平野, 石狩低地帯, 新潟平野 (UNR 型) の化石海水で認められた $\delta^{18}\text{O}$ 値の現海水に比したややマイナスシフトは火山性物質の Mg-ス멕タイト化, 新潟平野 (STR 型) の塩化物泉で認められた $\delta^{18}\text{O}$ 値と Cl^- 濃度の逆および正相関はス멕タイトのイライト化をそれぞれ間隙水が経験したことに起因する。

謝 辞

匿名の査読者から適切なご指摘をいただき, 原稿を改善できた。ここに記して感謝致します。

引用文献

- 粟屋 徹, 板寺一洋, 石坂信之 (2002): 横浜温泉に含まれる主な化学成分の特徴. 神奈川県温泉地学研究所報告, **33**, 71-76.
- 粟屋 徹, 大山正雄, 石坂信之 (2001): 川崎温泉の化学成分. 神奈川県温泉地学研究所報告, **32**, 75-80.
- Dählmann, A. and De Lange, G.J. (2003): Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160. Earth Planet. Sci. Lett., **212**, 377-391.
- 代田 寧, 小田原 啓 (2008): 神奈川県における温泉付随ガスの実態調査結果 (第 1 報). 神奈川県温泉地学研究所報告, **40**, 79-84.
- 代田 寧, 小田原 啓 (2009): 神奈川県における温泉付随ガスの実態調査結果 (第 2 報). 神奈川県温泉地学研究所報告, **41**, 73-76.
- 代田 寧, 小田原 啓 (2010): 神奈川県における温泉付随ガスの実態調査結果 (第 3 報). 神奈川県温泉地学研究所報告, **42**, 67-72.
- 道前香緒里, 石賀裕明, 石川憲一, 千代延 俊, 丸岡幹男 (2003): 関東平野の温泉開発と泉質の特徴およびカッティングスの地質学的検討 (予報). 島根大学地球資源環境学研究報告, **22**, 21-29.
- Freed, R.L. and Peacor, D.R. (1989): Variability in temperature of the smectite/illite reaction in Gulf Coast sediments. Clay Minerals, **24**, 171-180.
- 藤岡展价, 佐賀 肇 (1980): 基礎試錐「南幌」における滝の上層と幌内層群の境界. 石油技術協会誌, **45**, 193-201.
- 福田 理, 垣見俊弘, 河内英幸, 高木慎一郎, 田中信一 (1976a): 川崎地区水位・水質観測井について (その 1 坑井編①). 地質ニュース, **259**, 1-14.
- 福田 理, 永田松三, 垣見俊弘 (1976b): 川崎地区水位・水質観測井について (その 2 坑井編②). 地質ニュース, **260**, 1-9.
- 福田 理, 永田松三, 垣見俊弘 (1976c): 川崎地区水位・水質観測井について (その 3 坑井編③). 地質ニュース, **261**, 21-35.
- Hoefs, J. (1973): Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 同位体地球化学の基礎. 和田秀樹, 服部陽子訳. pp 383, シュプリンガー・ジャパン, 東京.
- 市原 実 (1975): 大阪層群と大阪平野. アーバンクボタ, **11**, 26-29, KK クボタ (大阪).
- 猪岡春喜 (1991): 基礎試錐「東頸城」の実績と今後の課題. 石油技術協会誌, **56**, 422-436.
- 石坂信之, 粟屋 徹, 平野富雄 (1986): 鶴巻温泉の化学成分の経年変化. 神奈川県温泉地学研究所報告, **17**, 115-126.
- 板寺一洋, 菊川城司, 小田原 啓 (2010): 神奈川県の大深度温泉水の起源. 温泉科学, **59**, 320-

339.

- 板谷実平 (1957) : 新潟市内天然ガス付随水の化学的研究 (第1~3報) (第1報). 日本化学雑誌, 78, 430-434.
- 板谷実平 (1958) : 新潟市内天然ガス付随水の化学的研究 (第4報) 層の深浅による溶存成分の変化について. 日本化学雑誌, 79, 900-907.
- 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.
- 上越教育大学 (1994) : 天然事例によるスメクタイトのイライト化変換プロセスに関する研究 (II). 動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書. pp 128, PNC ZJ1626 94-001.
- 甘露寺泰雄 (1987) : 伊豆半島の海岸地域に分布する塩化物泉の化学組成と海水-岩石相互作用に関する研究 (その3) —Basic rock sea water interaction と CaCl_2 泉の生成機構について—. 温泉工学会誌, 21, 70-80.
- 菊池隆男 (1986) : (4) 多摩丘陵, 151-154. 日本の地質3 関東地方, 日本の地質「関東地方」編集委員会編. 共立出版, 東京.
- 小林巖雄, 大野隆一郎 (1988) : 1. 新潟油田地域, 65-71. 日本の地質4 中部地方I, 日本の地質「中部地方I」編集委員会編. 共立出版, 東京.
- 小林巖雄, 立石政昭, 吉岡敏和, 島津光夫 (1991) : 長岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), pp 132, 地質調査所.
- Lawrence, J.R., Gieskes, J.M., and Broecker, W.S., (1975) : Oxygen isotope and cation composition of DSDP pore waters and the alteration of layer II basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 1-10.
- 松波武雄 (1993) : 北海道中央部新第三系堆積岩の塩水について. 地下資源調査所報告, 65, 55-72.
- 松波武雄 (1995) : 北海道の海岸地域に分布する高濃度塩水について. 地下資源調査所報告, 67, 41-58.
- 村松容一, 谷口無我, 大場 武 (2016a) : 関東平野中央部における塩化物泉の水質形成機構—続成変質による間隙水の進化—. 温泉科学, 65, 216-233.
- 村松容一, 谷口無我, 大場 武 (2016b) : 関東平野北部における温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈. 温泉科学, 66, 4-20.
- 村松容一, 谷口無我, 千葉 仁, 奥村文章, 大場 武 (2016c) : 糸魚川—静岡構造線南部およびその東域における高塩化物泉の成因—中央構造線に分布する鹿塩高塩化物泉の成因の類似性—. 温泉科学, 66, 70-88.
- Muramatsu Y., Nakamura, Y., Sasaki J. and Waseda A. (2011) : Hydrochemistry of the groundwaters in the Izu collision zone and its adjacent eastern area, central Japan. Geochem. J., 45, 309-321.
- 村松容一, 片山秀雄, 千葉 仁, 奥村文章 (2014) : 榛名火山における温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈. 温泉科学, 63, 298-316.
- 村松容一, 近藤史也, 千葉 仁, 早稲田 周, 長島秀行 (2010) : 関東山地北縁における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質学的解釈. 温泉科学, 60, 4-21.
- 中井信之, 吉田 裕, 安藤直行 (1974) : 石油, 天然ガス鉱床の同位体地球化学. 地球化学, 8, 87-98.
- 新潟県 (1982) : 新潟県の温泉. 新潟県庁, 149 p..
- 小沢 清, 江藤哲人 (2005) : 神奈川県中・東部地域の大深度温泉井の地質および地下地質構造. 神奈川県温泉地学研究所報告, 37, 15-38.

- 尾崎正紀, 小松原 琢 (2014): 石狩低地帯及び周辺地域の 20 万分の 1 陸域地質図及び説明図. 海陸シームレス地質情報集, 石狩低地帯南部沿岸域, 海陸シームレス地質図 S-4, pp 28.
- 佐々木詔雄, 藤岡展价, 藤岡一男 (1982): 北海道・秋田・新潟油田地域における堆積岩中の自生鉱物帯と有機熟成との関係. 石油技術協会誌, 47, 158-167.
- 関 寿子, 林 武司, 丸井敦尚 (2001): 関東平野における深層地下水の性状. 日本水文科学会誌, 31, 11-24.
- 柴田智郎, 秋田藤夫 (2004): 札幌市とその周辺地域における温泉資源の現況. 北海道立地質研究所報告, 75, 27-31.
- 柴田智郎, 秋田藤夫, 鈴木隆広, 高橋徹哉 (2005): 札幌市とその周辺地域における温泉資源. 北海道立地質研究所報告, 76, 79-82.
- 鈴木宏芳 (2002): 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所報告, 63, 1-19.
- 鈴木 進, 蟹江康光 (2012): 神奈川県東部に分布する鮮新統池子層の放散虫化石年代. 神奈川博調査研報 (自然), 14, 127-136.
- 平 朝彦 (2004): 地質学 2 地層の解説. pp 441, 岩波書店, 東京.
- 高橋雅紀 (2006): 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌, 112, 14-32.
- 竹内圭史, 吉村尚久, 加藤碩一 (1996): 柏崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp 48, 地質調査所.
- 田村敏郎 (1991): 基礎試錐「新潟平野」の実績と将来の展望. 石油技術協会誌, 56, 408-421.
- 徳橋秀一, 金子信行 (2003): 新潟県と石油・天然ガス. 地質ニュース, 583, 18-24.
- 横山英二, 松波武雄 (1998): 北海道の温泉付随ガス. 地下資源調査所報告, 69, 75-91.

Appendix 1 Well location, and data source of the hot spring and pore waters from the three sedimentary basins.

Well	Locality	Depth(m)	Type	References	Well	Locality	Depth(m)	Type	References
(1) Spring water from the hot spring wells					I30	Iwamizawa	893	Na-Cl	(7)
Sothwestern Kanto Plain					I31	Iwamizawa	1200	Na-Cl	(7)
K1	Kawasaki	200	Na-Cl	(1)	Niigata Plain				
K2, 2a	Kawasaki	1300	Na-Cl	(2)(3)	N1	Tainai	1665	Na-Cl	(11)
K3, 3a	Kawasaki	1500	Na-Cl	(2)(4)	N2	Seiro	1100	Na-Cl	(11)
K4	Kawasaki	1800	Na-Cl	(2)(3)	N3	Niigata	1510	Na-Cl	(11)
K5	Kawasaki	1500	Na-HCO ₃	(2)(3)	N4	Niigata	>666	Na-Cl	(12)
K6	Yokohama	1503	Na-Cl	(2)(3)	N5	Niigata	1200	Na-Cl	(3)
K7	Yokohama	1500	Na-Cl	(2)	N6, 6a	Niigata	933	Na-Cl	(3)
K8	Yokohama	1500	Na-Cl	(2)	N7	Agano	500	Na-Cl	(3)
K9	Yokohama	2000	Na-Cl	(3)	N8	Tagami	unknown	Na-Cl	(3)
K10, 10a, 10b	Yokohama	1500	Na-Cl	(2)(3)(5)	N9	Niigata	1200	Na-Cl	(3)
K11, 11a	Yokohama	1502	Na-Cl	(2)(4)	N10	Nagaoka	300	Na-Cl	(11)
K12	Yokohama	1000	Na-Cl	(2)(6)	N11	Nagaoka	1187	Na-Cl	(3)
K13	Yokohama	1300	Na-Cl	(2)(4)	N12	Izumozaki	60	Na-Cl	(13)
K14, 14a	Yokohama	1507	Na-Cl	(2)(5)	N13, 13a	Kashiwazaki	853	Na-Cl	(3)(11)
K15, 15a	Zama	1300	Na-Cl	(2)(3)	N14, 14a	Kawaguchi	1384	Na-Cl	(3)(11)
K16	Ohta	2000	Na-Cl	(17)	N15	Kashiwazaki	1400	Na-HCO ₃	(11)
Ishikari Lowland					N16	Kashiwazaki	165	Na-Cl	(11)
I1	Sapporo	1000	Na-Cl	(7)	N17	Yahiko	1410	Na-Cl	(11)
I2	Sapporo	1000	Na-Cl	(7)	N18	Nagaoka	1100	Na-Cl	(3)
I3	Sapporo	1003	Na-Cl	(8)	N19, 19a	Nagaoka	1100	Na-Cl	(3)(11)
I4	Ishikari	1002	Na-Cl	(9)	N20	Izumozaki	200	Na-Cl	(11)
I5	Ishikari	1036	Na-Cl	(7)	N21	Joetsu	0	Na-Cl	(3)
I6	Sapporo	1002	Na-Cl	(8)	N22	Kashiwazaki	1200	Na-Cl	(11)
I7	Sapporo	100	Na-Cl	(8)	N23	Joetsu	1300	Na-Cl	(11)
I8	Sapporo	1003	Na-Cl	(7)	N24	Joetsu	1200	Na-Cl	(3)
I9	Sapporo	850	Na-Cl	(8)	N25	Joetsu	608	Na-Cl	(11)
I10	Sapporo	950	Na-Cl	(7)	N26	Joetsu	1500	Na-Cl	(3)
I11	Sapporo	1000	Na-Cl	(7)	N27	Joetsu	1174	Na-Cl	(11)
I12	Sapporo	1460	Na-Cl	(7)	N28	Tokamachi	1500	Na-Cl	(11)
I13	Sapporo	800?	Na-Cl	(7)	N29	Nagaoka	973	Na-Cl	(14)
I14	Sapporo	805	Na-Cl	(7)	(2) Spring water from the observation well				
I15	Sapporo	1203	Na-Cl	(7)	KG	Kawasaki	1016	Na-Cl	(16)
I16	Sapporo	1200	Na-Cl	(7)	(3) Pore water from the observation well				
I17	Sapporo	1000	Na-Cl	(7)	KG1	Kawasaki	93.70-94.00	Na-HCO ₃	(15)
I18	Sapporo	1802	Na-Cl	(8)(10)	KG2	Kawasaki	130.15-130.45	Na-Cl	(15)
I19, 19a	Sapporo	1500	Na-Cl	(7)(8)(10)	KG3	Kawasaki	188.50-188.75	Na-Cl	(15)
I20	Sapporo	1002	Na-Cl	(8)(10)	KG4	Kawasaki	251.71-252.00	Na-Cl	(15)
I21	Sapporo	1500	Na-Cl	(8)(10)	KG5	Kawasaki	315.30-315.60	Na-Cl	(15)
I22	Sapporo	110	Na-Cl	(8)(10)	KG6	Kawasaki	380.61-380.86	Na-Cl	(15)
I23	Tomakomai	1500	Na-Cl	(7)	KG7	Kawasaki	463.70-464.00	Na-Cl	(15)
I24	Tomakomai	1700	Na-Cl	(7)	KG8	Kawasaki	556.27-556.54	Na-Cl	(15)
I25	Tomakomai	1520	Na-Cl	(7)	KG9	Kawasaki	630.00-630.25	Na-Cl	(15)
I26	Tomakomai	1300	Na-Cl	(7)	KG10, 10a	Kawasaki	693.00-697.00	Na-Cl	(15)
I27	Tomakomai	1360	Na-Cl	(7)	KG11	Kawasaki	797.02-797.32	Na-Cl	(15)
I28	Tomakomai	1505	Na-Cl	(9)	KG12	Kawasaki	851.27-851.57	Na-Cl	(15)
I29	Sapporo	1300	Na-HCO ₃	(8)(10)	KG13	Kawasaki	999.63-999.79	Na-Cl	(15)

References : (1) Awaya *et al.* (2001), (2) Itadera *et al.* (2010), (3) Unpublished data, (4) Dozen *et al.* (2003), (5) Muramatsu *et al.* (2011), (6) Awaya *et al.* (2002), (7) Matsunami (1993), (8) Shibata and Akita (2004), (9) Matsunami (1995), (10) Shibata *et al.* (2005), (11) Ito *et al.* (2004), (12) Itaya (1958), (13) Niigata Pref. (1982), (14) Kobayashi *et al.* (1991), (15) Fukuda *et al.* (1976b), (16) Fukuda *et al.* (1976c), (17) Seki *et al.* (2001).