



原 著

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—

村松容一^{1)*}, 谷口無我^{2)#}, 千葉 仁³⁾, 奥村文章⁴⁾, 大場 武⁵⁾

(平成 28 年 8 月 2 日受付, 平成 28 年 9 月 25 日受理)

Genesis of Highly Saline Hot Spring Waters from the Southern
Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and Areas East
—Genetic Analogy of the Kashio Highly Saline Hot
Spring Waters from the Median Tectonic Line—

Yoichi MURAMATSU^{1)*}, Muga YAGUCHI^{2)#}, Hitoshi CHIBA³⁾,
Fumiaki OKUMURA⁴⁾ and Takeshi OHBA⁵⁾

Abstract

Chemical and stable isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$) compositions analyzed this time and reported previously for the hot spring waters from the southern Itoigawa-Shizuoka tectonic line and areas east, and the Kashio area near the Median tectonic line, were used to clarify the formation mechanism of the waters and the genesis of the highly saline original fluid. These waters belong to mainly Na-Cl, subordinary Ca-Cl, Na-HCO₃, Ca-HCO₃, Na-SO₄, Ca-SO₄, Mg-SO₄, Fe-SO₄ types.

¹⁾ 東京理科大学理工学部教養科 〒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.

²⁾ 東京大学大学院新領域創成科学研究科自然環境学専攻 〒277-8563 千葉県柏市柏の葉 5-1-5. #現在: 気象庁気象研究所火山研究部 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1. ²⁾ Department of Natural Environmental Studies, Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 5-1-5, Kashiwa, Chiba 277-8563, Japan. #Present address: Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.

³⁾ 岡山大学理学部地球科学科 〒700-8530 岡山県岡山市北区津島中 3-1-1. ³⁾ Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Okayama University, 3-1-1 Tsushima-naka, Kita-ku, Okayama, Okayama 700-8530, Japan.

⁴⁾ 石油資源開発(株)技術研究所 〒261-0025 千葉県千葉市美浜区浜田 1-2-1. ⁴⁾ Research Center, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., 1-2-1 Hamada, Mihama-ku, Chiba, Chiba 261-0025, Japan.

⁵⁾ 東海大学理学部化学科 〒259-1292 神奈川県平塚市北金目 4-1-1. ⁵⁾ Department of Chemistry, School of Science, Tokai University, 4-1-1 Kitakaname, Hiratsuka, Kanagawa 259-1292, Japan.

The mainly chloride type waters were formed by mixing of local meteoric water with the highly saline original fluid, which was characterized by lower contents of Mg^{2+} and SO_4^{2-} and higher content of Ca^{2+} than those of the present sea water, and low δD value with -53% . Based on the distribution of the Au bearing Kuroko-type and Besshi-type deposits in the areas, and minor contents of the copper and zinc ions in the highly saline hot spring waters, additionally concentrational similarity of the major elements between the waters, and the Kuroko ore-forming fluid and submarine hydrothermal vent fluid previously reported, it is estimated that the highly saline original fluid was formed by mixing of sea water original ore-forming fluid with magmatic fluid. The major chemical compositions of the hot spring waters from the areas are controlled by sulphate reduction, calcite cementation, reaction of volcanic material to form smectite, ion exchange of smectite, transformation of smectite to illite, anhydrite and gypsum dissolutions, and also by pyrite oxidation.

Key words : Itoigawa-Shizuoka tectonic line, Median tectonic line, Subduction zone, Highly saline hot spring water, Ore-forming fluid, Fluid formation mechanism

要 旨

プレートの沈み込み帯にあたる糸魚川—静岡構造線南部とその東域、および中央構造線（鹿塩）地域に分布する塩化物泉の主成分および酸素・水素・硫黄安定同位体分析を実施するとともに、公表論文等による分析値を加えて地質鉱物、鉱床学的視点で温泉の成因を検討した。温泉は塩化物泉（Na-Cl）を主とするほか、塩化物泉（Ca-Cl）、炭酸塩泉（ $Na-HCO_3$, $Ca-HCO_3$ ）、硫酸塩泉（ $Na-SO_4$, $Ca-SO_4$, $Mg-SO_4$, $Fe-SO_4$ ）からなる。このうち、糸魚川—静岡構造線南部とその東域に分布する炭酸塩泉と硫酸塩泉（ $Fe-SO_4$ を除く）は降水起源水が石膏・硬石膏の溶解、火山性物質のNa—スメクタイト化、イオン交換反応を経験して形成されたものであり、石膏・硬石膏の溶解量が両泉質の支配要因になっている。また、酸性 $Fe-SO_4$ 泉は黄鉄鉱の酸化作用を受けて形成されたと推察される。

両地域の塩化物泉は高塩分流体と降水起源水の混合流体からなり、高塩分流体を起源とする高塩化物泉の Mg^{2+} , SO_4^{2-} 濃度および δD 値は現海水より低い一方、 Ca^{2+} 濃度は高い。両地域の高塩分流体は、①糸魚川—静岡構造線南部とその東域、および中央構造線（鹿塩）地域に火山性塊状硫化物鉱床（それぞれ含金黒鉱型、別子型）が分布する ②高塩化物泉で微量の Cu^{2+} と Zn^{2+} が検出される ③高塩化物泉の水質特性が黒鉱鉱化流体（糸魚川—静岡構造線南部とその東域が該当）および現世の火山性塊状硫化物鉱床形成の場である海底熱水に似ていることを勘案すると、火山性塊状硫化物鉱床を形成させた鉱化流体（含マグマ起源流体）を起源にしていると推察される。すなわち、海底堆積物の埋没過程で海底火山活動に伴う鉱化流体が泥質堆積物の隙間に閉じ込められた後、付加体の形成時に絞り出されて両構造線の断層系に高塩分流体として貯留されたと考えられる。この間およびその後、両地域では硫酸還元反応、方解石セメント化、火山性物質の Mg —スメクタイト化、 Na —スメクタイトの陽イオン交換反応による Mg —スメクタイト化、スメクタイトのイライト化、火山性物質の Na —スメクタイト化を経験した $Na-HCO_3$ 型降水起源水による希釈が進行した結果、塩化物泉の水質組成が決定されたと推察される。

キーワード：糸魚川—静岡構造線、中央構造線、沈み込み帯、高塩化物泉、鉱化流体、水質形成機構

1. はじめに

長野県、山梨県、静岡県に跨がる赤石山地の東縁と西縁には、日本を代表する大断層系として知られる糸魚川—静岡構造線（糸静線と略称）と中央構造線が分布する。このうち、フォッサマグナ西縁の糸静線は中部の松本盆地南東縁～諏訪盆地地域では左横ずれ断層であるが、その南南東延長の赤石・巨摩山地に分布する糸静線南部とその東域（甲府盆地を含めて糸静線地域と呼称）では西

側上昇の衝上断層の性格をもつ海洋底の沈み込み場になっている(狩野, 2006)。これらの大断層系は温泉の貯留場を形成しており, 糸静線中部(牛伏寺断層付近)に分布する温泉の水質形成機構に関しては村松ら(2014)によって報告されている。また, 糸静線南部の付加体地域に分布する温泉の主成分組成, 泉質と地質の関係に関する研究は報告されているが(相川, 1995), 水素・酸素・硫黄安定同位体分析は行われておらず, 温泉の起源や成因は解明されていない。一方, 西南日本の内帯と外帯を境し, 海洋底の沈み込み場になっている中央構造線は糸静線で北方を切られ, 赤石山地西縁を南北に走っており, この構造線沿いの鹿塩地域(中央構造線地域と呼称)には有馬型温泉に属する鹿塩高塩化物泉が分布する。本高塩化物泉の地球化学的研究報告はこれまでに多数行われており(松葉谷ら, 1980; 橋爪, 1984; 益田ら, 1988), 中央構造線沿いの有馬型温泉(石仏, 和歌山, 鹿塩)の起源は沈み込むスラブからの脱水流体であると考えられている(風早, 2014, 網田ら, 2014)。しかしながら, その他の可能性についても議論の余地があると指摘されており(松葉谷, 2009; 益田, 2011), 鹿塩高塩化物泉の起源と成因についても十分に解明されていないのが現状である。

本研究では糸静線および中央構造線地域に分布する塩化物泉の主成分および水素・酸素・硫黄安定同位体分析を実施するとともに, 地質鉱物, 鉱床学的視点で高塩化物泉を主とする温泉の成因を検討した。その結果, 火山性塊状硫化物鉱床(含金黒鉱型および別子型)をもたらした鉱化流体が高塩化物泉の形成に関与していることが推察されたので, ここに報告する。なお, 本論では地表で採取された温泉水を温泉水(Spring water)と呼称し, 地下に賦存する本源的な温泉水である深部流体(Deep fluid)と区別する。

2. 地質概要

糸静線および中央構造線地域の地質は尾崎ら(2002), 小山(1984), 角田(1988), 狩野(2006), 高橋(2006)などによって報告されており, 尾崎ら(2002), 高橋(2006)による地質図および小山(1984)による地質柱状図をFig. 1に示す。

(1) 糸静線地域

糸静線地域は甲斐駒一鳳凰花崗岩体の北端から巨摩山地をほぼ南北に走る糸静線～甲府盆地にあたる。甲斐駒一鳳凰花崗岩体分布地域では, 前～中期中新世の巨摩層群(小坂・角田, 1969; 角田, 1988)と甲斐駒一鳳凰花崗岩体(K-Ar年代は約15Ma; 佐藤ら, 1989)が糸静線を挟んで接し, その両側100～200mの範囲で一部がマイロナイト化ないし片状化している(狩野, 2006)。火成岩としては甲斐駒一鳳凰花崗岩体のほか, 円井花崗岩体, 石英ひん岩などが糸静線沿いに高角で貫入する(角田, 1988; 竹下・伊勢, 1994; 狩野, 2006)。本地域中央～南部では四万十帯と巨摩層群が糸静線で接し, 西側の四万十層群(先新第三系の瀬戸川層群)は千枚岩, 頁岩, 砂岩などからなる一方, 東側の巨摩層群は櫛形山亜層群と上位の桃の木亜層群に区分される(小山, 1984)。このうち, 櫛形山亜層群(16～14.5Ma)は緑色を帯びた安山岩質～玄武岩質火砕岩に泥岩, 砂岩泥岩互層を多数挟在し, また桃の木亜層群(15Ma頃)は主に砂岩, 砂岩泥岩互層, 礫岩からなり, 甲斐駒一鳳凰花崗岩体より接触変成作用を受けている(藤本ら, 1965; 小山, 1984; 竹下・伊勢, 1994)。巨摩層群の南側には安山岩質火砕岩, 礫岩を主とする中～後期中新世の富士川層群が分布する。本地域で最も顕著な活断層である糸静線活断層系は北から白州, 下円井, 市之瀬, 櫛形山, 曙断層(逆断層, 衝上断層)からなり, 白州断層は地質境界としての糸静線とほぼ一致する。

巨摩層群(グリーンタフ)には火山性塊状硫化物鉱床(黒鉱型)が胚胎しており, 甲斐駒一鳳凰花崗岩体東縁の御座石鉱山(Fig. 1のG)の含金黒鉱は黄鉄鉱, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 重晶

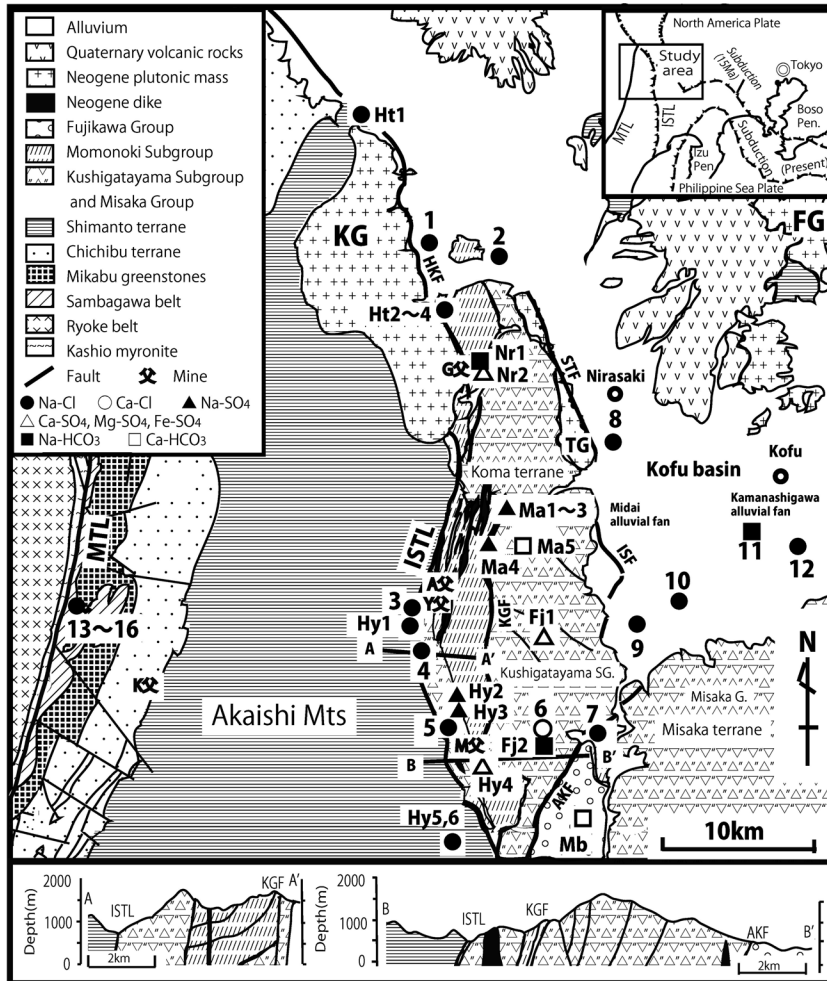


Fig. 1 Geological map and sample locations of hot spring waters in the the Southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and Median Tectonic Line areas (after Ozaki *et al.*, 2002 ; Takahashi, 2006 ; Koyama,1984). KG, Kai-Komagatake granitic rocks ; TG, Tsuburai granitic rocks ; FG, Kofu granitic rocks ; ISTL, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line ; MTL, Median Tectonic Line ; HKF, Hakushu fault ; STF, Shimotsuburai fault ; ISF, Ichinose fault ; KGF, Kushigatayama fault ; AKF, Akebono fault. G, Gozaishi mine ; A, Ashiyasu mine ; Y, Yakeyama mine ; M, Mogura mine ; K, Kohikage mine.

石など、本地域南部の茂倉鉱山（同 M）の含金黒鉱は黄銅鉱，黄鉄鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，石膏など（清水ら，1988；フィールドミュージアム運営委員会，2014；木村，1951，1954）からなり，櫛形山垂層群を堆積した海底火山活動の末期に生成したと考えられている（山梨県，1970；杉山，1971）。その他，本地域中部の芦安鉱山（同 A；黄鉄鉱，黄銅鉱，閃亜鉛鉱，方鉛鉱，輝安鉱，輝蒼鉛鉱，石膏に金銀を伴う；平林，1936；田中，1963）と焼山鉱山（同 Y；金・銀・銅；薬師・円城寺，2004）はトラフ充填堆積物に貫入する流紋岩中の割れ目を充填した含金石英脈からなる浅熱水性鉱床で，本州弧に近づいた浅海域あるいは陸域で形成されたと考えられている（薬師・円城寺，2004）。

島弧—島弧多重衝突説(天野, 1986)によれば, 南部フォッサマグナに分布する地層は, 富士山や箱根火山等の第四紀火山の噴出物を除くと主として2種類の地層群からなっている。一つは, フィリピン海プレートの沈み込みに伴って本州弧に衝突付加した伊豆—小笠原弧に属する4つの地塊(巨摩, 御坂, 丹沢, 伊豆)を構成する水中溶岩・水中火山砕屑岩類であり, 他の一つは沈み込むプレートの前面に存在したトラフ充填堆積物(礫岩・砂岩が主体)である。巨摩地塊を構成する巨摩層群のうち, 櫛形山亜層群は海底火山周辺の堆積物, 桃の木亜層群はトラフ充填堆積物でそれぞれ構成される。巨摩地塊は4つの地塊のなかで最も早期にフィリピン海プレートの沈み込みに伴って本州弧に衝突付加したと考えられ, この衝突によって糸静線(左横ずれ断層)が形成された後, ひん岩と花崗岩(甲斐駒・鳳凰花崗岩体等)がこの順序で桃の木亜層群の褶曲直後に貫入したと推定されている(狩野・村松, 2006)。

(2) 中央構造線地域

中央構造線地域は西南日本内帯の領家変成帯と外帯の三波川変成帯の境界をほぼ北北東—南南西方向に走る中央構造線(左横ずれ断層)周辺にあたり, 両帯の間には鹿塩マイロナイトが中央構造線の内帯側に分布し, また三波川変成帯の東側には御荷鉾帯と秩父帯がこの順で帯状配列する(河本, 2006)。領家変成帯(高温低圧型)は中生代ジュラ紀付加体である美濃帯の岩石, 三波川帯(低温高圧型)はジュラ紀ないし白亜紀の付加体である秩父帯・四万十帯の岩石がそれぞれ変成したものであり, 中央構造線の左横ずれ年代は美濃帯と秩父帯の付加形成後, 四万十帯の付加形成前と考えられている(新妻, 2006)。中央構造線地域で今回採水した鹿塩温泉が位置する外帯側の三波川変成帯は苦鉄質片岩, 泥質片岩, 御荷鉾帯は塊状の緑色岩・超塩基性岩(泥質片岩・砂質片岩・珪質片岩を伴う)でそれぞれ構成される。このうち, 御荷鉾緑色岩には枕状溶岩やハイアロクラスタイトの原岩構造がしばしば見られるとともにアルカリ角閃石の多い青色片岩がしばしば認められることから, 玄武岩の海底火山活動に伴う熱水活動の場で沈積した細粒堆積物が原岩であると考えられている(Watanabe and Yuasa, 1979; 渡辺ら, 1982, 1988)。

鹿塩温泉の約10 km 南東の秩父帯(黒色粘板岩, 石灰岩互層)には火山性塊状硫化物鉱床(別子型)の小日影鉱山(Fig. 1のK)が胚胎しており, 黄鉄鉱, 黄銅鉱, 磁硫鉄鉱などを産出する(大鹿村, 1984; 清水ら, 1988; 長野県, 1986, 2015)。三波川帯の別子型銅鉱床に産する硫化鉱物のRe—Os法による生成年代測定結果によれば, 別子型銅鉱床の年代値は約1.5億年前(ジュラ紀後期)を示しており, 本鉱床群は中央海嶺の熱水活動によって遠洋海域で形成された後, 少なくとも数千万年以上を海洋プレートに載って移動し, 0.9~1.2億年前に付加したと考えられている(Nozaki *et al.*, 2013)。三波川変成岩と御荷鉾緑色岩(70~100 Ma)はこの海洋プレートのアジア大陸東縁への沈み込みに伴って再結晶したと推定されている(榎並, 2006)。

3. 試料採取および分析方法

糸静線および中央構造線地域に分布する温泉16地点で2009~2011年に採水した(Fig. 1)。現地では水温, pHをカスターニーACT pHメータ(堀場製作所製D-24)で測定した後, 分析用として500 mLのポリエチレン瓶2本に採水するとともに, Fe, Al分析用として100 mLポリエチレン瓶1本に採水して時間経過により沈殿物が生じないように, 速やかに濃硝酸1 mLを加えてpHを1程度に調整した。これらの水試料を実験室に持ち帰り, 各種溶存化学成分を分析した。温泉井の湧出形態は水中ポンプによる動力揚湯であり, 採水は孔口付近の分岐バルブを用いた排水口で行うことを原則としたが, バルブがない場合には貯湯槽への吐出口や浴槽で実施した。なお, 現地では温泉所有者より掘削深度および孔明管の位置に関する聞き取り調査を実施した。

温泉水の分析項目と方法は次の通りである。HCO₃⁻ は容量法によって総アルカリ度として算出し、HCO₃⁻ 濃度に換算した。その際、アルカリ度は pH 4.8 酸消費量として、MR—BCG 混合指示薬で硫酸標準溶液による滴定法で実施した。Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ はイオンクロマトグラフ（島津製作所製 LC—VP）を用いた。K⁺, Fe, Li⁺ は原子吸光光度計（島津製作所製 AA—6200）、Al³⁺ は簡易吸光光度計（エリオクロムシアン R（ECR）とアルミニウムイオンの呈色反応を利用した比色法；HACH 製 DR—2800）、B は簡易吸光光度計（カルミン法；HACH 製 DR—2800）、SiO₂ は紫外可視分光光度計（モリブデンイエロー法；島津製作所製 UV—1650PC）でそれぞれ分析した。

酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) と水素安定同位体比 (δD) は全水試料を 0.45 μm のフィルターで濾過した後、2009 年および 2010 年に採水した試料 (No. 1 を除く) については元素分析計で水素は 1,050°C に加熱したクロム炉で水を熱分解して H₂ ガスに、酸素は 1,260°C に加熱したガラス質炭素の炉で CO ガスにそれぞれ変換した後、元素分析計に直結した安定同位体質量分析計 (GV Instruments 製 Iso Prime—EA) に導入して測定した。その他の温泉水の $\delta^{18}\text{O}$ と δD についてはキャビティリングダウン分光法 (PICARRO 製 L-2120-i) を用いて測定した。また、硫黄安定同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) は SO₄²⁻ 濃度の高い 6 地点を対象に BaSO₄ として沈殿させた後に電気炉で二酸化硫黄に変換し、硫黄安定同位体比を質量分析計 (GV Instruments 製 Iso Prime—EA) で測定した。安定同位体比は標準物質からの千分率偏差 (‰) で表した。

$$\delta(\text{‰}) = [\text{R}_x/\text{R}_s - 1] \times 1000 \quad (1)$$

ここで、R_x と R_s は試料および標準物質の同位体比をそれぞれ表す。¹⁸O/¹⁶O 比と D/H 比は Vienna 標準海水 (VSMOW)、³⁴S/³²S 比は Canyon Diablo Troilite (CDT) を標準物質に用い、 $\delta^{18}\text{O}$ 値、 δD 値、 $\delta^{34}\text{S}$ 値の測定精度はそれぞれ $\pm 0.2\text{‰}$ 、 $\pm 2.0\text{‰}$ 、 $\pm 0.3\text{‰}$ 程度である。

さらに、糸静線および中央構造線地域に分布する温泉水、河川水、地下水の水質および酸素・水素同位体組成に関する公表論文 (相川, 1995; 松葉谷ら, 1980; 橋爪, 1984; Takamatsu *et al.*, 1986)、および温泉施設等から入手した温泉分析値 (Fig. 1 のアルファベット大小二文字と数字で略称) を加えて検討した。

4. 結果および考察

4.1 温泉水の主成分および安定同位体組成

今回採取した温泉水の分析結果を Table 1 に示す。温泉水の泉温は 14.1~48.8°C、pH は 7.3~9.4、 $\delta^{34}\text{S}$ 値は +19.0~31.6‰ の範囲にそれぞれあり、櫛形山亜層群に分布する Nos. 3~6 地点の pH は 8.4~9.4 と高い。公表論文、温泉施設等から入手した温泉分析値 (Table 2) を含めたトリリニアダイアグラム (Fig. 2) によれば、泉質は Na-Cl 型を主とするほか、Ca-Cl 型 (No. 6)、Na-HCO₃ 型 (Nos. 11, Nr1, Fj2)、Ca-HCO₃ 型 (Ma5, Mb)、Na-SO₄ 型 (Ma1~3, Ma4a, b, Hy2, 3)、Ca-SO₄ 型 (Hy4)、Mg-SO₄ 型 (Nr2)、Fe-SO₄ 型 (Fj1) と多様である。

泉質と地形・地質・鉱床の概略的關係をみると、塩化物泉は糸静線と中央構造線付近および甲府盆地、炭酸塩泉と硫酸塩泉は巨摩層群分布域にそれぞれ主として存在し、かつ硫酸塩泉の多くは金属鉱床の比較的近くにある (Fig. 1)。温泉の多くは断層付近に存在しており、糸静線地域の Nos. 1, 3~5, Ht1~4, Nr1, Hy1 地点は糸静線付近、Ma1~4, Hy4 地点は櫛形山断層付近、No. 7 地点は曙断層付近にそれぞれ位置し、また中央構造線地域の高塩化物泉 (Nos. 13~16) は中央構造線より数百 m 東側の三波川変成帯 (泥質片岩) から湧出する (益田ら, 1988)

塩化物泉の Na⁺ 濃度と Cl⁻ 濃度はほぼ海水希釈線に沿って分布しており、概ね海水と降水の混合

Table 1 Chemical composition of the hot spring waters from the Southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and Median Tectonic Line areas.

No.	Locality	Depth (m)	Sampling date	Type	WT (°C)	pH	EC (mS/cm)	Na ⁺ (mg/L)	Li ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Al ³⁺ (mg/L)	Fe (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	B (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	δ ³⁴ S (‰)
ISTL area																						
1	Hokuto	1500	7/30/2009	Na-Cl	30.5	7.8	42.7	10900	19.8	125	598	192	0.025	19.5	19200	<0.1	220	8.0	15.6	-3.92	-53.1	-
2	Hokuto	1500	11/9/2010	Na-Cl	37.5	7.3	12.1	2310	3.7	30.8	248	58.8	0.010	1.0	3890	8.6	203	1.8	28.0	-9.85	-68.4	-
3	Hayakawa	212	9/2/2010	Na-Cl	38.3	8.4	2.9	571	1.9	11.4	1.3	0.1	0.006	0.3	619	14.6	378	0.9	40.4	-11.7	-85.7	-
4	Hayakawa	1000	9/2/2010	Na-Cl	40.3	9.4	1.7	290	<0.1	2.9	70.8	<0.1	0.006	0.4	286	31.3	76.5	5.7	66.6	-11.1	-80.3	+26.2
5	Hayakawa	250	7/20/2010	Na-Cl	24.6	9.2	10.6	2004	0.1	8.3	628	0.2	0.015	0.1	3190	1030	60.4	0.3	26.2	-9.30	-69.2	+31.6
6	Fujikawa	1000	7/20/2010	Ca-Cl	29.1	9.0	8.8	688	<0.1	3.6	1110	<0.1	<0.002	0.3	2800	342	20.1	9.1	31.5	-8.99	-62.7	+25.5
7	Fujikawa	1400	7/20/2010	Na-Cl	35.3	7.3	6.4	1160	<0.1	71.8	247	17.1	0.005	0.5	1940	345	39.7	3.3	129	-10.2	-65.6	+19.0
8	Nirasaki	1200	7/13/2009	Na-Cl	38.5	7.9	1.9	335	<0.1	16.1	28.9	15.3	0.010	0.1	394	68.8	326	1.2	36.4	-11.7	-85.0	+31.6
9	Fujikawa	-	9/2/2010	Na-Cl	37.6	7.8	1.5	228	<0.1	13.2	45.4	8.2	0.007	0.5	274	4.2	342	1.2	110	-11.5	-83.4	-
10	Minamialps	-	11/16/2011	Na-Cl	40.9	7.8	2.5	379	<0.1	22.4	80.5	12.6	0.008	<0.1	352	217	466	<0.1	61.6	-12.0	-84.3	+23.2
11	Showa	1200	7/13/2009	Na-HCO ₃	48.8	7.4	2.6	345	<0.1	46.9	23.0	21.6	0.007	<0.1	367	<0.1	653	0.8	109	-11.6	-85.9	-
12	Kofu	1200	7/13/2009	Na-Cl	42.9	8.3	1.9	469	<0.1	3.9	24.5	1.3	0.009	<0.1	625	<0.1	277	0.6	24.0	-11.8	-82.2	-
MTL area																						
13	Kashio	10	9/7/2011	Na-Cl	18.5	7.8	40.5	8390	41.6	130	480	79.4	<0.002	0.7	15100	<0.1	126	40.0	9.4	-5.40	-62.3	-
14	Kashio	11	9/7/2011	Na-Cl	14.1	8.1	60.4	13100	79.2	199	673	95.1	0.021	14.5	22900	<0.1	110	65.0	4.4	-2.40	-53.2	-
15	Kashio	27	9/7/2011	Na-Cl	16.2	7.7	24.3	4830	43.2	73.6	324	69.7	0.007	1.1	8090	<0.1	198	30.0	11.7	-7.32	-64.8	-
16	Kashio	5	9/7/2011	Na-Cl	15.8	7.6	46.8	10700	57.8	202	393	125	<0.002	2.2	17600	<0.1	166	65.0	17.9	-4.82	-60.4	-
Sea water ^{†1}																						
		-	-	-	-	-	-	11000	0.17 ^{†2}	391	410	1390	-	-	19800	2690	150	4.5	-	0.00 ^{†3}	0.00 ^{†3}	+20.3 ^{†4}

WT, Water temperature ; EC, Electric conductivity ; ISTL, Southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line ; MTL, Median Tectonic Line. ^{†1}Data from Imahashi *et al.* (1996). ^{†2}Data from Mason and Moore (1982). ^{†3}V-SMOW. ^{†4}Data from Sakai and Matsuhisa (1996).

Table 2 Location and data source of the hot spring waters from the Southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line and Median Tectonic Line areas.

No.	Locality	Depth (m)	Type	References	No.	Locality	Depth (m)	Type	References
ISTL area					MTL area				
Ht1a,1b	Hokuto	600	Na-Cl	(2)(3)	5,5a	Hayakawa	250	Na-Cl	(1)(3)
1,1a	Hokuto	1500	Na-Cl	(1)(3)	Hy4	Hayakawa	Unknown	Ca-SO ₄	(2)
2,2a	Hokuto	1500	Na-Cl	(1)(3)	Hy5a,5b	Hayakawa	300	Na-Cl	(2)(3)
Ht2	Hokuto	Unknown	Na-Cl	(2)	Hy6	Hayakawa	300	Na-Cl	(2)
Ht3	Hokuto	Unknown	Na-Cl	(2)	Fj1	Fujikawa	Unknown	Fe-SO ₄	(3)
Ht4	Hokuto	Unknown	Na-Cl	(2)	6	Fujikawa	1000	Ca-Cl	(1)
Nr1	Nirasaki	0	Na-HCO ₃	(3)	Fj2	Fujikawa	Unknown	Na-HCO ₃	(2)
Nr2	Nirasaki	0	Mg-SO ₄	(2)	7	Fujikawa	1400	Na-Cl	(1)
Ma1	Minamialps	Unknown	Na-SO ₄	(3)	8	Nirasaki	1200	Na-Cl	(1)
Ma2	Minamialps	Unknown	Na-SO ₄	(3)	9	Fujikawa	Unknown	Na-Cl	(1)
Ma3	Minamialps	Unknown	Na-SO ₄	(2)	Mb	Minobu	0	Ca-HCO ₃	(2)
Ma4a,4b	Minamialps	1000	Na-SO ₄	(2)(3)	10	Minamialps	Unknown	Na-Cl	(1)
Ma5	Minamialps	Unknown	Ca-HCO ₃	(2)	11	Showa	1200	Na-HCO ₃	(1)
3,3a	Hayakawa	212	Na-Cl	(1)(2)	12	Kofu	1200	Na-Cl	(1)
Hy1,1a,1b	Hayakawa	500	Na-Cl	(2)(3)	13,13a,13b	Kashio	10	Na-Cl	(1)(3)(5)
4	Hayakawa	1000	Na-Cl	(1)	14,14a,14b,14c	Kashio	11	Na-Cl	(1)(4)(5)(6)
Hy2	Hayakawa	Unknown	Na-SO ₄	(2)	15,15a,15b	Kashio	27	Na-Cl	(1)(3)(5)
Hy3	Hayakawa	Unknown	Na-SO ₄	(2)	16,16a,16b,16c	Kashio	5	Na-Cl	(1)(3)(4)(5)

References : (1) This study, (2) Aikawa (1995), (3) Unpublished data, (4) Matsubaya *et al.* (1980), (5) Hashizume *et al.* (1984), (6) Takamatsu *et al.* (1986).

からなることがわかる (Fig. 3a). 多くの塩化物泉の SO₄²⁻ 濃度は非常に低いが, 糸静線地域の塩化物泉 (Nos. 4~8, 10) の SO₄²⁻ 濃度はやや高く, これらの δ³⁴S 値は現海水にほぼ等しい 1 地点 (+19.0%) を除けば +23.2~+31.6% で現海水よりやや高い傾向を示している (Fig. 3b, Table 1).

4.2 高塩分流体の成因

(1) 糸静線地域

温泉水の δ¹⁸O, δD 値, Cl⁻ 濃度間の関係を Fig. 4 に示す. 糸静線地域の塩化物泉 (Nos. 1, 2, 5~7) は相関直線 ML1 に沿ってプロットされ, Cl⁻ 濃度が現海水に近い No. 1 の深部流体 (高塩分流体 1 と呼称; Cl⁻ 濃度 = 19,200 mg/L, δ¹⁸O 値 = -3.92‰, δD 値 = -53.1‰) と降水起源水 (Cl⁻ 濃度 = 0 mg/L, δ¹⁸O 値 = -10.37‰, δD 値 = -68.7‰) が混合したものと判断される. この降水起源水は天水線 (δD = 8 δ¹⁸O + 14) 付近にプロットされるのに対して, 低 Cl⁻ 濃度の塩化物泉 (Nos. 3, 4, 8~10, 12) と炭酸塩泉 (No. 11) は天水線 (δD = 8 δ¹⁸O + 10) 付近にプロットされ (Fig. 4a), 塩化物泉 (Nos. 1, 2, 5~7) の形成に関与する降水はこれらの温泉と涵養標高を異にしている. No. 1 地点は糸静線付近に分布することから, 高塩分流体 1 は糸静線断層系に貯留されていると考えられる.

海底火山堆積物を主とする巨摩層群 (櫛形山亜層群) には含金黒鉄鉱床が胚胎しており, 御座石鉱山は黄鉄鉱, 黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱, 重晶石など, 茂倉鉱山は黄銅鉱, 黄鉄鉱, 閃亜鉛鉱, 方鉛鉱を産出する (前述). No. 1 地点で Cu²⁺ が微量 (0.02 mg/L; 非公表資料) 検出されていることを考慮すると, 高塩分流体 1 は火山性塊状硫化物鉱床 (黒鉄型) を形成させた鉱化流体である可能性が高い. No. 1 地点の Mg²⁺/Cl⁻ 当量比 (0.029), SO₄²⁻/Cl⁻ 当量比 (0.000) は現海水 (Mg²⁺/Cl⁻ 当量比 0.204, SO₄²⁻/Cl⁻ 当量比 0.100) より低い一方, Ca²⁺/Cl⁻ 当量比 (0.055) は現海水 (同比 0.037) より高く, 高塩分流体 1 は Mg²⁺, SO₄²⁻ に乏しく Ca²⁺ に富む特徴をもっている. 秋田県北麓地域の黒鉄に産する黄銅鉱, 閃亜鉛鉱, 黄鉄鉱, 石英に含まれる初生流体包有物 (塩濃度 3.5~6.0 wt% NaCl 相当) の分析結果によれば, 鉱化流体の Mg²⁺, SO₄²⁻ 濃度は現海水より低くて Ca²⁺ 濃度が高

く (Pisutha-Arnond and Ohmoto, 1983), また世の火山性塊状硫化物鉱床 (黒鉱型) と考えられる沖縄トラフの海底熱水系も同様の化学組成の特徴を示している (酒井, 2002). これらの水質特性が No. 1 地点に似ている点も, 高塩分流体 1 が火山性塊状硫化物鉱床 (黒鉱型) の鉱化流体であ

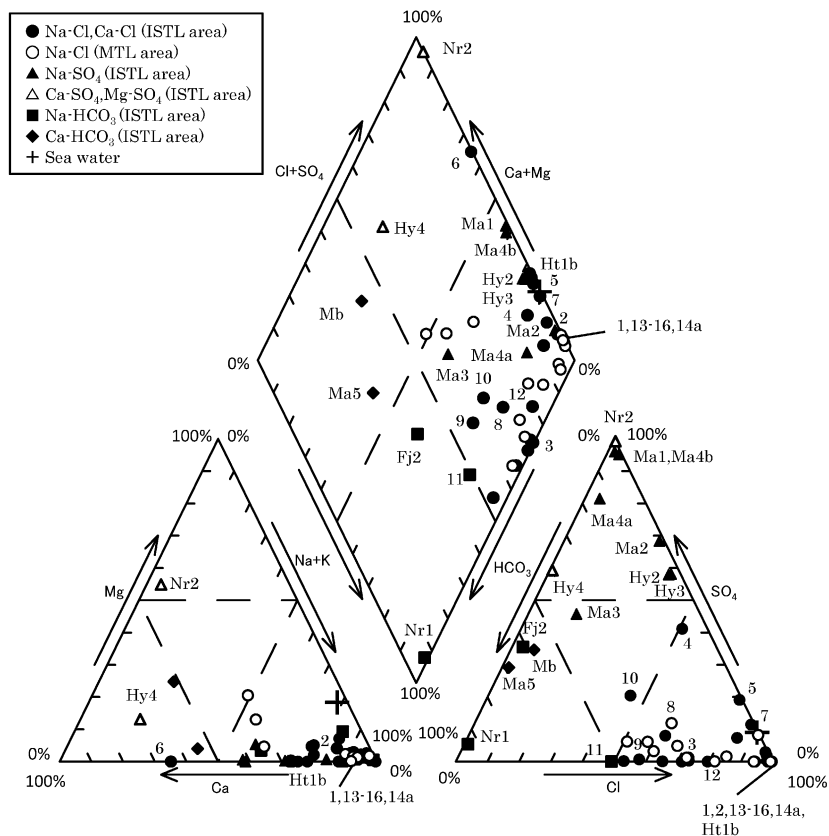


Fig. 2 Trilinear diagram for the hot spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1 and Tables 1, 2.

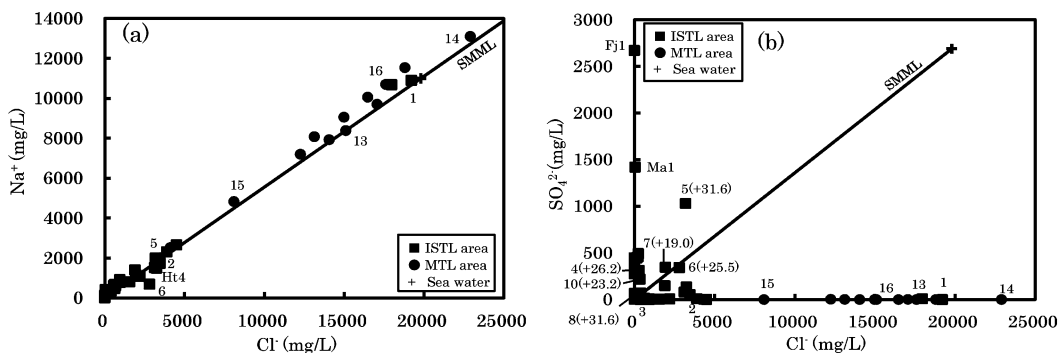


Fig. 3 $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ (a) and $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ (b) diagrams for the hot spring waters. The SMML shows the mixing line of sea water and meteoric water. The sample numbers are the same as in Fig. 1 and Tables 1, 2. Parenthesis in Fig. 3b shows $\delta^{34}\text{S}$ value of the water.

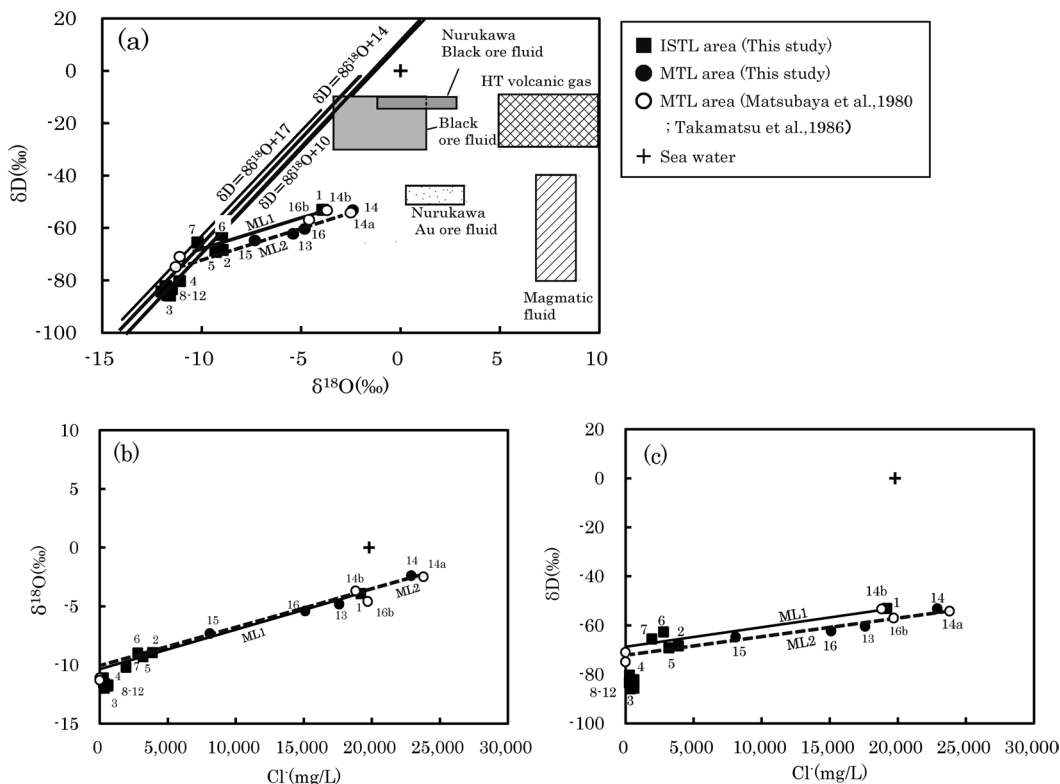


Fig. 4 $\delta^{18}O$ — δD (a), Cl^- — $\delta^{18}O$ (b) and Cl^- — δD (c) diagrams for the hot spring waters. Data source of the fields; Sakai and Matsuhisa (1996) for the Black ore fluid and high temperature (HT) volcanic gas; Taylor (1979) for the magmatic fluid; Hirose and Ishiyama (2015) for the Nurukawa Black and Au ore fluids. The sample numbers are the same as in Fig. 1 and Tables 1, 2. The ML1 and ML2 show the mixing lines of the highly saline original fluids 1, 2, and meteoric water, respectively.

る推論を支持する。

流体包有物の同位体分析によれば、黒鉍鉍化流体の $\delta^{18}O$ 値は $-3.4 \sim +1.3\%$ 、 δD 値は $-30 \sim -10\%$ の範囲にある (Fig. 4a; 酒井・松久, 1996)。最近、御座石、茂倉鉍山と同じ含金黒鉍を産する青森県温川鉍床の地質学的・地球化学的研究成果が広瀬・石山 (2015) によって報告されている。それによれば、礫状黒鉍の閃亜鉛鉍に含まれる流体包有物の塩濃度 (2.5~4.0 wt% NaCl 相当) および晶洞石英の $\delta^{18}O$ 値から推定した鉍化流体の $\delta^{18}O$ 値 ($-1.1 \sim +2.9\%$; Yamada, 1988) は現海水に近いが、礫状黒鉍に伴う絹雲母の δD 値から推定した鉍化流体の δD 値 ($-14 \sim -10\%$) は現海水より低く、層状黒鉍は海水起源の流体を主としマグマ起源流体を混合していると考えられている。これらの黒鉍鉍化流体に比して、No. 1 地点の $\delta^{18}O$ 値は近いが、 δD 値はかなり低いことがわかる。温川鉍床では層状黒鉍とともに含金珪鉍が産出されており、この石英に含まれる流体包有物の塩濃度 (3.0~5.5 wt% NaCl 相当) は現海水に近く、石英の $\delta^{18}O$ 値から推定した鉍化流体の $\delta^{18}O$ 値 ($+0.3 \sim +3.3\%$) は黒鉍の晶洞石英にほぼ等しいが、石英に含まれる包有物流体の δD 値 ($-50 \sim -44\%$) は黒鉍よりかなり低く、含金珪鉍は黒鉍に先行してマグマ起源流体から形成された可能性があると考えられている。糸静線地域の No. 1 地点の塩濃度および δD 値は温川含金珪鉍を形成させた鉍化流体に似ており、No. 1 地点の貯留母岩である巨摩層群 (櫛形山亜層群) に胚胎する御座石、茂倉

の黒鉱鉱床は金を伴う点も温川含金珪鉱と共通していることを勘案すると、高塩分流体1をもたらしした間隙水は海水起源流体にマグマ起源流体が混合した含金黒鉱鉱化流体からなると推察される。

以上のことから、高塩分流体1の形成プロセスは次のようであったと推察される。中新世の海底火山活動の末期に伊豆一小笠原弧上で火山性塊状硫化物鉱床（含金黒鉱型）を形成させた鉱化流体（含マグマ起源流体）が海底泥質堆積物（巨摩層群櫛形山亜層群の起源物質）の間隙に閉じ込められた後、伊豆一小笠原弧の本州弧への衝突に伴う付加体の形成過程で絞り出されて、糸静線断層系に高塩分流体1として貯留された。

(2) 中央構造線地域

中央構造線地域における塩化物泉 (Nos. 13~16) の $\delta^{18}\text{O}$, δD 値, Cl^- 濃度間の関係を、松葉谷ら (1980), Takamatsu *et al.* (1986) による同源泉および河川水, 地下水のデータとともに Fig. 4 に示す。Nos. 13~16 地点の $\delta^{18}\text{O}$, δD 値, Cl^- 濃度は相関直線 ML2 に沿ってプロットされ、松葉谷ら (1980), Takamatsu *et al.* (1986) の温泉データはこの直線上に、また松葉谷ら (1980) の河川水と地下水データはこの外挿線と天水線 ($\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 17$; 松葉谷ら, 1980) の交点付近にそれぞれプロットされる。したがって、中央構造線地域の塩化物泉は Cl^- 濃度が現海水に近い No. 14 の深部流体 (高塩分流体2と呼称; Cl^- 濃度 = 22,900 mg/L, $\delta^{18}\text{O}$ 値 = -2.40‰, δD 値 = -53.2‰) と降水起源水 (この天水線付近の $\delta^{18}\text{O}$, δD 値をもつ) が混合したものと判断され、高塩分流体2の $\delta^{18}\text{O}$, δD 値は高塩分流体1に似ていることがわかる。No. 14 地点の南東約 10 km の秩父帯 (黒色粘板岩, 石灰岩互層) には別子型鉱床の小日影鉱山が分布し、黄鉄鉱, 黄銅鉱, 磁硫鉄鉱を産出する (Fig. 1)。この小日影鉱山は別子型鉱床のなかで別子, 日立鉱山に次ぐ多量の銅を三波川結晶片岩中に産出した久根・名合鉱山の北北東約 60 km に位置すること (清水ら, 1988), および鹿塩温泉 (Nos. 13, 15) で Cu^{2+} と Zn^{2+} が微量 (それぞれ 0.02, 0.04 mg/L; 非公表資料) 検出されていることを勘案すると、高塩分流体2は火山性塊状硫化物鉱床 (別子型) を形成させた鉱化流体である可能性が考えられる。現世における別子型鉱床の形成場は、海洋中央部の海嶺軸部で形成されている海底熱水鉱床であると考えられている (磯崎・中山, 2003)。この場の熱水は海水と各種岩石の熱水反応によって海水から Mg^{2+} と SO_4^{2-} が除去されて Ca^{2+} が付加されており (酒井, 2002), またマグマ由来の揮発性成分 (CO_2 , CH_4 , H_2S など) を取り込んでいる (石橋, 2003)。Nos. 13~16 地点の $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$ 当量比 (0.012~0.025), $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ 当量比 (0.000) は現海水より低い一方, $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ 当量比 (0.040~0.071) は現海水より高く (Table 1, Fig. 2), これらの水質特性は現世の海底熱水鉱床に似ており、高塩分流体2は火山性塊状硫化物鉱床 (別子型) の鉱化流体である可能性が高い。

鹿塩温泉 (No. 13~16) は有馬, 宝塚, 石仏温泉とともに高塩濃度で重い酸素および水素同位体を濃縮している有馬型温泉に属している (松葉谷ら, 1980)。このうち、石仏と鹿塩温泉が分布する中央構造線沿いには、有馬型温泉水と酷似する異常な同位体比を示す高塩濃度の温泉水が和歌山地域の温泉 (掘削深度 741 m) で新たに発見されており、これらの高塩化物泉の起源流体には沈み込むスラブからの脱水流体が関与すると考えられている (風早ら, 2014; 網田ら, 2014)。中央構造線沿いには別子型鉱床が多数分布しており、大阪南部の河内長野にある石仏鉱泉の南方約 20 km には飯盛鉱山が存在し、和歌山地域の温泉 ($\text{Cu}^{2+} = 0.02 \text{ mg/L}$; 非公表資料) の紀ノ川を挟んだ南側に位置する (加瀬, 2003)。飯盛鉱山は中央構造線断層帯を走る根来, 桜池, 五条谷断層 (地域地盤環境研究所, 2008) の南側に位置し、飯盛本鉱床をはじめとする 17 の含銅硫化鉄鉱床が幅 5~8 km, 延長約 30 km の帯状の範囲に点在し、黄鉄鉱と黄銅鉱を主に産出する (神山ら, 1964, 1966)。このように、中央構造線沿いの石仏, 和歌山地域の温泉の近くにも別子型鉱床が存在しており、高塩分流体2をもたらしした間隙水はこれらの高塩化物泉とともに、海水起源流体にマグマ起源流体が混合した別子型鉱床の鉱化流体を起源にしていると考えるのが妥当であろう。

以上のことから、高塩分流体 2 の形成プロセスは次のようであったと推察される。中央海嶺付近における玄武岩の海底火山活動に伴って火山性塊状硫化物鉱床（別子型）を形成させた鉱化流体が三波川変成帯の泥質片岩の起源物質である海底泥質堆積物の間隙に閉じ込められた後、中生代後期にアジア大陸東縁への海洋プレートの沈み込みに伴って付加した際に絞り出されて、中央構造線断層系に高塩分流体 2 として貯留された。

4.3 温泉の水質形成機構

塩化物泉は概ね海水が降水によって種々の程度に希釈されたものであるから、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。

$$\Delta[M] = [M] - [M/\text{Cl}]_{\text{sea}} \times [\text{Cl}] \quad (2)$$

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。

4.3.1 糸静線地域の炭酸塩泉および硫酸塩泉の水質形成機構

糸静線地域の $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 泉 (No. 11, Nr1, Fj2) および $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 泉 (Ma5, Mb) のうちで、Fj2, Ma5, Mb 地点は SO_4^{2-} に富む (Fig. 2)。芦安鉱山や茂倉鉱山では石膏、硬石膏 (田中, 1963; 木村, 1951, 1954; 吉村ら, 1988) が産出し、さらにこれらの硫酸塩鉱物の溶解を経験した硫酸塩泉 (後述) が巨摩層群 (櫛形山亜層群) に存在することを勘案すると (Fig. 1)、本地域の地下には広く石膏、硬石膏が分布していると推定される。したがって、炭酸塩泉をもたらした深部流体は石膏、硬石膏の溶解を経験したと考えられ、これらの溶解による Ca^{2+} の付加を除く Ca^{2+} 量 ($\Phi\text{Ca}^{2+} = \Delta\text{Ca}^{2+} - \Delta\text{SO}_4^{2-}$) と ΔNa^+ 濃度の和 ($\Phi\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Na}^+$) と ΔHCO_3^- 濃度は $\Phi\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Na}^+ = \Delta\text{HCO}_3^-$ に沿ってプロットされる (Fig. 5a)。No. 11 地点は天水線 ($\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$) 付近にプロットされることを考慮すると (Fig. 4a)、炭酸塩泉の深部流体は降水起源水が石膏・硬石膏の溶解に加えて火山性物質 (曹長石組成) の Na -スメクタイト化 (次式) とイオン交換反応を経験して形成されたと推察される。



水—鉱物平衡計算プログラム「SOLVEQ」(Reed, 1982) を用いて、泉温における $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 泉 (No. 11) の Na -スメクタイトに対する飽和指数を計算すると +4.38 となり、深部流体は Na -スメクタイトに過飽和である。

糸静線地域の巨摩層群 (櫛形山亜層群) には硫酸塩泉および SO_4^{2-} に富む塩化物泉が多数分布する (Table 1, Fig. 3b)。このうち、 SO_4^{2-} 濃度 (313~1,030 mg/L) が高い塩化物泉 (Nos. 4~7) の $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+19.0~+31.6‰) の低い側は黒鉱鉱床の釈迦内鉱山産硫酸塩鉱物 (石膏・硬石膏・重晶石) の $\delta^{34}\text{S}$ 値 (+22~+24‰; 酒井・松久, 1996) に近い。前述したように、本地域の地下には硫酸塩鉱物が広く分布していると推定され、温泉水 (Nos. 3~12) は硬石膏に不飽和である (Fig. 6)。したがって、巨摩層群 (櫛形山亜層群) を貯留母岩にする本地域南部の温泉に含まれる SO_4^{2-} は主として降水の地下浸透過程で同層群に胚胎する黒鉱鉱床産石膏・硬石膏の溶解に由来すると推察される。そこで、硫酸塩泉 ($\text{Na}-\text{SO}_4$, $\text{Ca}-\text{SO}_4$) の ΔCa^{2+} と火山性物質の風化作用 ((3)式) 由来を除く Na^+ 量 ($\Phi\text{Na}^+ = \Delta\text{Na}^+ - \Delta\text{HCO}_3^-$) の和 ($\Delta\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+$) と ΔSO_4^{2-} 濃度の相関関係を見ると、 $\text{Na}-\text{SO}_4$ 泉 (Ma1~3, Ma4a, b, Hy2, 3) と $\text{Ca}-\text{SO}_4$ 泉 (Hy4) は $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+ = \Delta\text{SO}_4^{2-}$ に沿ってプロットされる (Fig. 5b)。また、 $\text{Ca}-\text{SO}_4$ 泉 (Hy4) の深部流体は硬石膏にやや不飽和である (Fig. 6)。Figure 5b からわ

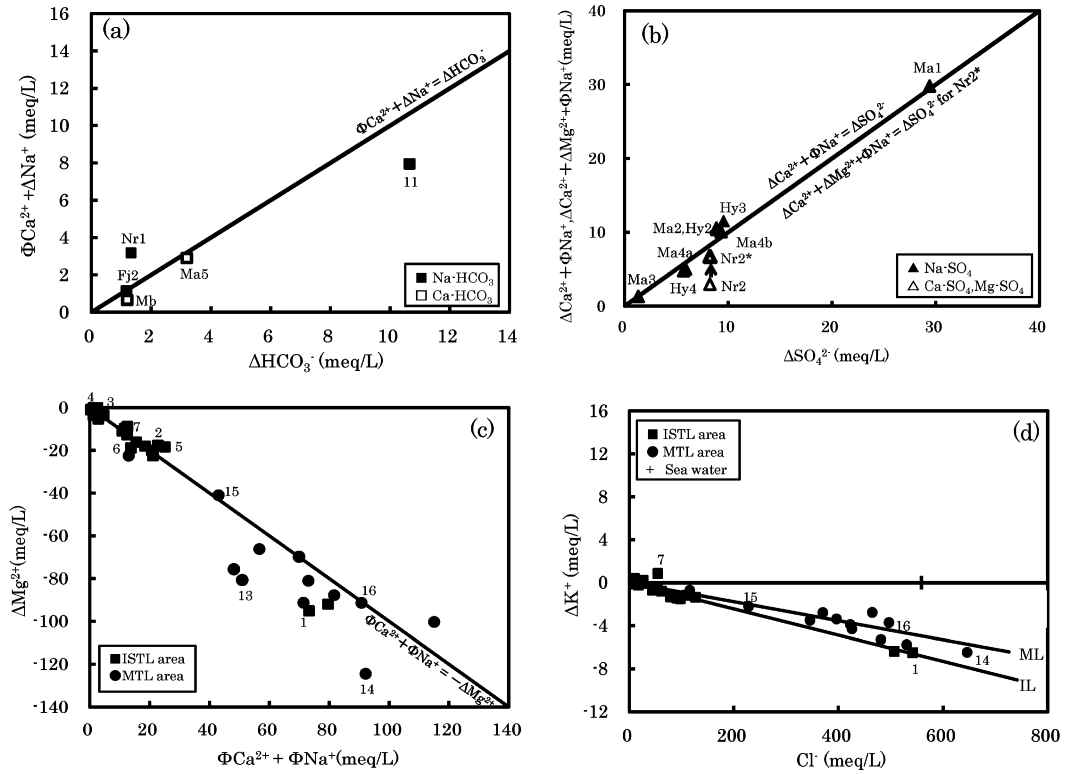


Fig. 5 $\text{HCO}_3^--(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Na}^+)$ diagram (a) for the carbonate type hot spring waters, $\Delta\text{SO}_4^{2-}-(\Delta\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+)$ and $\Delta\text{SO}_4^{2-}-(\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+} + \Phi\text{Na}^+)$ diagram (b) for the sulfate type hot spring waters, and $(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+) - \Delta\text{Mg}^{2+}$ (c) and $\text{Cl}^- - \Delta\text{K}^+$ (d) diagrams for the chloride type hot spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1 and Tables 1, 2. The IL and ML in Fig. 5d show the correlation curves for the chloride type hot spring waters from the ISTL and MTL areas, respectively.

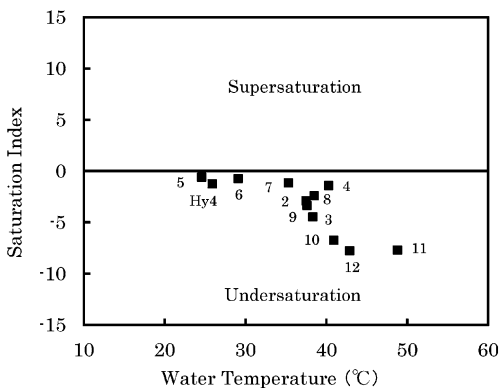


Fig. 6 Relationship between water temperature and saturation index for anhydrite. The sample numbers are the same as in Fig. 1 and Tables 1, 2.

かるように, Mg-SO_4 泉 (Nr2) は $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+ = \Delta\text{SO}_4^{2-}$ によりかなり $(\Delta\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+)$ に乏しいが, ΔMg^{2+} 濃度を加えると $\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+} + \Phi\text{Na}^+ = \Delta\text{SO}_4^{2-}$ 付近 (図中の Nr2*) にプロットされる. したがって, これらの硫酸塩泉 (Na-SO_4 , Ca-SO_4 , Mg-SO_4) の深部流体も石膏・硬石膏の溶解, 火山性物質の Na-スメクタイト化, イオン交換反応を経験してきたことが示唆される. その他の硫酸塩泉とて酸性 Fe-SO_4 泉 ($\text{pH} = 2.3$) が Fj1 地点に分布し, この温泉は Fe^{2+} (81.8 mg/L), Fe^{3+} (736.2 mg/L) に富み, Cu^{2+} (1.17 mg/L), Pb (0.06 mg/L), Zn (3.5 mg/L) も検出されている (未公表資料). 諏訪湖北部の金掘の廃坑から自然湧出している同じ泉質の酸性泉 ($\text{pH} = 3.1$) の $\delta^{34}\text{S}$ 値は -7.16% を示し, 黄鉄鉱・

輝水鉛鉱の鉛染部が近くに認められることから、水質形成には黄鉄鉱の酸化作用が関与していると考えられており (村松ら, 2014), Fj1 地点の成因も同様であろう。

以上からわかるように、降水の地下浸透過程で石膏・硬石膏の溶解、火山性物質の Na—スメクタイト化、イオン交換反応を経験して炭酸塩泉と硫酸塩泉 (酸性 Fe-SO₄ 泉を除く) が形成されており、硫酸塩鉱物の溶解量が両泉質の支配要因になっている。炭酸塩泉・硫酸塩泉 (酸性 Fe-SO₄ 泉を除く) の深部流体は、付加体形成後に地下浸透した降水が巨摩層群を変質させることによって形成されたと推察される。

4.3.2 塩化物泉の水質形成機構

(1) 糸静線地域

糸静線地域に分布する塩化物泉の水質形成機構を間隙水 (海水) の続成変質 (平, 2004) による進化の視点で検討しよう。前述したように、秋田県北麓地域の黒鉱産鉛化流体の Ca²⁺ 濃度は現海水より高く、Mg²⁺, SO₄²⁻ 濃度は低い傾向を示している (Pisutha-Arnond and Ohmoto, 1983)。塩化物水溶液—スメクタイト間の陽イオン交換反応実験に基づけば、現海水に比した黒鉱流体の Ca²⁺ 濃度の増加と Mg²⁺ 濃度の減少は続成過程における間隙水とスメクタイト間の陽イオン交換反応、また SO₄²⁻ 濃度の減少は Ca²⁺ 濃度の増加に伴う鉛化流体からの石膏の連続的な沈澱によりそれぞれもたらされたと考えられている (Mizukami and Ohmoto, 1983)。糸静線地域の高塩化物泉 (No. 1) の水質は黒鉱流体に似ており、Ca²⁺ 濃度は現海水より高い一方、Mg²⁺ と SO₄²⁻ 濃度は低いことが明らかになった (Fig. 3b)。しかしながら、SO₄²⁻ 濃度 (313~1,030 mg/L) が高い塩化物泉 (Nos. 4~7) の δ³⁴S 値 (+23.2~+31.6‰) は黒鉱産鉛の釈迦内鉛山産硫酸塩鉱物 (石膏・硬石膏・重晶石) の値 (+22~+24‰; 酒井・松久, 1996) とほぼ同じか高い傾向にあることから、糸静線地域の高塩化物泉 (No. 1) に認められた低 SO₄²⁻ 濃度は主に硫酸還元反応に起因すると推察される。このような無酸素海洋中での硫酸還元菌の活動は秋田県北麓地域の黒鉱形成前および形成期に堆積した泥岩でも行われたことが、フランボイダル黄鉄鉱の δ³⁴S 値の測定結果によって推定されている (遠藤ら, 2011)。

錐形山亜層群は泥岩、砂岩泥岩互層を多数挟在する緑色を帯びた安山岩質—玄武岩質火砕岩で構成されており (小山, 1984; 竹下・伊勢, 1994)、本亜層群の泥岩をもたらしした海底泥質堆積物 (含有機物質) に閉じ込められた間隙水 (海水) が初期続成期の硫酸還元菌による硫酸還元反応 (2CH₂O + SO₄²⁻ → H₂S + 2HCO₃⁻) を経験したと考えられる。この反応で生成した HCO₃⁻ は間隙水の Ca²⁺ と反応して核となる方解石を連続的に沈澱させる (平, 2004)。これらの初期続成作用に加えて、火山性物質の Na—スメクタイト化を受けて形成された Na—HCO₃ 型降水起原水による希釈も経験していると考えられる。そこで、高塩化物泉 (No. 1) の Mg²⁺ 濃度は現海水より低い一方 Ca²⁺ 濃度は高い傾向にあることから、硫酸還元反応および方解石核形成後の過剰 Ca²⁺ 量 (ΦCa²⁺ = ΔCa²⁺ - ΔSO₄²⁻) と火山性物質の風化作用由来を除く Na⁺ 量 (ΦNa⁺ = ΔNa⁺ - ΔHCO₃⁻) の和 (ΦCa²⁺ + ΦNa⁺) と ΔMg²⁺ 間の相関関係をみると、ΦCa²⁺ + ΦNa⁺ = -ΔMg²⁺ 付近にほぼプロットされる (Fig. 5c)。カリブ海の海底堆積物に閉じ込められた間隙水の深度に伴う δ¹⁸O 値と Mg²⁺ 濃度の低下、および Ca²⁺ 濃度の増加は海底堆積物中の火山性物質の Mg—スメクタイト化に起因すると考えられており (Lawrence *et al.*, 1975), Fig. 5c で認められた逆相関は火山性物質の Na—スメクタイト化、硫酸還元反応、方解石核形成に加えて、火山性物質の Mg—スメクタイト化、海底泥質堆積物に含まれる Na—スメクタイトの陽イオン交換反応による Mg—スメクタイト化を間隙水が経験したことを示唆する。

Figure 5c からわかるように、厳密には高塩化物泉 (No. 1) は直線 ΦCa²⁺ + ΦNa⁺ = -ΔMg²⁺ より (ΦCa²⁺ + ΦNa⁺) にやや欠損する傾向を示している。硫酸還元菌の活動が終わり、海底泥質堆積物の

さらなる埋没が進んでメタン生成帯に入ると、堆積物中の有機物は微生物により二酸化炭素と水素に分解されてメタン生成菌によるメタン生成に使われる ($\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$; 平, 2004). 過剰の二酸化炭素は間隙水の HCO_3^- を増加させることから ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$; 平, 2004), $(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+)$ 欠損分はこの HCO_3^- と反応して方解石セメント化に消費された間隙水の Ca^{2+} 量に相当すると考えられる。

さらに埋没深度が増して地温が $58 \sim 142^\circ\text{C}$ (Freed and Peacor, 1989) に達すると、スメクタイトはイライトに相転移し、スメクタイトの層間に存在する B は層間水とともに放出される (大沢ら, 2010). 関東平野中央部の安中・安房層群相当層の貯留母岩におけるスメクタイトのイライト化は B/Cl モル比が約 0.002 ± 0.001 以上の塩化物泉で認められており (村松ら, 2016), 糸静線地域のほとんどの塩化物泉の B/Cl モル比はほぼ充足している (Fig. 7). また、スメクタイトの層間に存在する K^+ はイライト化の際に層間に留まりやすいことから (大沢ら, 2010), ΔK^+ と Cl^- 濃度の関係をみると逆相関 (相関直線 II; Fig. 5d) が認められ、これらの結果は本地域におけるスメクタイトのイライト化の進行を示唆する。以上に述べた間隙水 (海水) の続成変質による塩化物泉の水質形成機構は関東平野中央部の塩化物泉でも報告されている (村松ら, 2016).

最後に、糸静線地域の塩化物泉をもたらし深部流体の水質形成機構を間隙水の進化の視点で纏めると、次のようであったと推察される。埋没過程で櫛形山垂層群 (泥岩層) の起源物質である海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水 (海水主体の鉍化流体) は硫酸還元反応、方解石セメント化、火山性物質の Mg—スメクタイト化、Na—スメクタイトの陽イオン交換反応による Mg—スメクタイト化、スメクタイトのイライト化、火山性物質の Na—スメクタイト化を受けて形成された Na— HCO_3^- 型降水起源水による希釈を経験し、伊豆一小笠原弧の本州弧への衝突付加時に絞り出されて糸静線断層系に貯留された。

(2) 中央構造線地域

高塩分流体 2 は三波川変成帯の泥質片岩を貯留母岩にしており、中央海嶺における埋没過程で泥質片岩の起源物質である海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水 (海水) が続成変質を受けて進化したものと考えられる。この高塩分流体 2 の水質特性は高塩分流体 1 に似ており、中央構造線地域の高塩化物泉の水質形成機構は糸静線と共通する。そこで、中央構造線地域の高塩化物泉の $(\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+)$ と ΔMg^{2+} 濃度の関係をみると $\Phi\text{Ca}^{2+} + \Phi\text{Na}^+ = -\Delta\text{Mg}^{2+}$ 付近にほぼプロットされ (Fig. 5c), また B/Cl モル比は約 0.002 ± 0.001 以上 (Fig. 7), ΔK^+ と Cl^- 濃度は逆相関 (相関直線 ML; Fig. 5d) をそれぞれ示している。したがって、Na— HCO_3^- 型降水起源水による希釈の時期が異なるのを除けば、中央構造線地域の塩化物泉をもたらし深部流体の形成機構は糸静線地域と同様であったと推察される。前述したように、三波川帯に分布する別子型銅鉍床群は中央海嶺の熱水活動によって約 1.5 億年前に形成された後、海洋プレートに載って移動してアジア大陸東縁に衝突付加したと考えられている (Nozaki *et al.*, 2013). これを前提にすれば、前述した糸静線地域における海底泥質堆積物に閉じ込められた間隙水 (海水主体の鉍化流体) と同様の続成変質 (降水起源水による希釈を除く) を経験した間隙水は付加体形成時に絞り出されて中央構造線断層系に高塩分流体 2 として

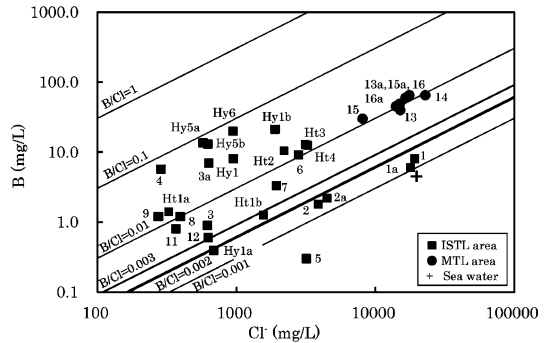


Fig. 7 B—Cl⁻ diagram for the hot spring waters. The sample numbers are the same as in Fig. 1 and Tables 1, 2.

貯留された後、火山性物質の Na—スメクタイト化を受けて形成された Na—HCO₃ 型降水起源水によって種々の程度に希釈された結果、塩化物泉をもたらした深部流体が形成されたと推察される。

5. ま と め

プレートの沈み込み場にあたる糸静線および中央構造線地域に分布する塩化物泉の主成分および酸素・水素・硫黄安定同位体分析を実施するとともに、公表論文等による分析値を加えて地質鉱物、鉱床学的視点で温泉の成因を検討し、以下の結果が得られた。

- (1) 温泉の大半は塩化物泉 (Na-Cl) であるが、塩化物泉 (Ca-Cl)、炭酸塩泉 (Na-HCO₃, Ca-HCO₃), 硫酸塩泉 (Na-SO₄, Ca-SO₄, Mg-SO₄, Fe-SO₄) と多様である。
- (2) 糸静線地域の炭酸塩泉と硫酸塩泉 (Fe-SO₄ を除く) は降水起源水が石膏・硬石膏の溶解、火山性物質の Na—スメクタイト化、イオン交換反応を受けて形成されたもので、石膏・硬石膏の溶解量が両泉質の支配要因になっている。また、酸性 Fe-SO₄ 泉は黄鉄鉱の酸化作用を受けて形成されたと推察される。
- (3) 両地域の塩化物泉は高塩分流体と降水起源水の混合流体からなり、高塩分流体を起源とする高塩化物泉の Mg²⁺, SO₄²⁻ 濃度および δD 値は現海水より低い一方、Ca²⁺ 濃度は高い。
- (4) 糸静線と中央構造線地域には火山性塊状硫化物鉱床 (それぞれ含金黒鉱型、別子型) が分布しており、高塩化物泉で微量の Cu²⁺ と Zn²⁺ が検出されること、また高塩化物泉の水質特性が黒鉱化流体 (糸静線地域が該当) および現世の火山性塊状硫化物鉱床形成の場である海底熱水系に似ていることを勘案すると、両地域の高塩分流体は火山性塊状硫化物鉱床を形成させた鉱化流体 (含マグマ起源流体) を起源にしていると推察される。すなわち、海底堆積物の埋没過程で海底火山活動に伴う鉱化流体が泥質堆積物の間隙に閉じ込められた後、付加体の形成時に絞り出されて糸静線および中央構造線の断層系に高塩分流体として貯留されたと考えられる。
- (5) 両地域の塩化物泉の水質組成は硫酸還元反応、方解石セメント化、火山性物質の Mg—スメクタイト化、Na—スメクタイトの陽イオン交換反応による Mg—スメクタイト化、スメクタイトのイライト化、火山性物質の Na—スメクタイト化を経験した Na—HCO₃ 型降水起源水による希釈を受けて決定されたと考えられる。

謝 辞

本研究を行うにあたって、温泉施設管理者ならびに関係者の皆様には温泉水の採取にご協力いただきました。また、2名の査読者には懇切丁寧なご指摘を頂きました。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 相川嘉正 (1995) : 山梨県の温泉の化学—特に温泉分布とその化学成分について—。温泉科学, 45, 188-210.
- 天野一男 (1986) : 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ。月刊地球, 8, 581-585.
- 網田和宏, 大沢信二, 西村光史, 山田 誠, 三島壮智, 風早康平, 森川徳敏, 平島崇男 (2014) : 中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源—プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討—。日本水文科学会誌, 44, 17-38.
- 地域地盤環境研究所 (2008) : 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁—金剛山地東縁) の活動性および活動履歴調査。「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-5. pp. 51.

- 榎並正樹 (2006) : 7. 三波川変成帯. 日本地方地質誌 4 中部地方. 日本地質学会編, 242-243, 朝倉書店, 東京.
- 遠藤美里, 山田亮一, 大竹翼, 掛川 武 (2011) : 秋田県北麓地域に産する泥岩 (15-10Ma) 中の黄鉄鉱の産状から推定される古日本海低層環境変動. 2011 年度日本地球化学会第 58 回年会講演要旨集, セッション ID : 1D12.
- フィールドミュージアム運営委員会 (2014) : 茂倉鉱山全貌解明—前編—. やまだらけ, 早川町応援団獲得マガジン, No. 63, pp. 7.
- Freed, R.L. and Peacor, D.R. (1989) : Variability in temperature of the smectite/illite reaction in Gulf Coast sediments. *Caly Minerals*, **24**, 171-180.
- 藤本丑雄, 一木健二, 亀井節夫, 桂田 保, 河内洋介, 宮崎 元, 小沢昭三, 佐藤芳治, 徳岡隆夫, 山田哲雄 (1965) : 赤石山地北部の花崗岩類と糸魚川—静岡構造線. *地球科学*, **76**, 15-24.
- 橋爪 傳 (1984) : 中央構造線外帯 (伊那谷) における食塩泉に関する地球化学的研究. *温泉科学*, **35**, 1-10.
- 平林孝夫 (1936) : 芦安鉱山の鉱床について. *日本鉱業会誌*, **618**, 753-756.
- 広瀬和世, 石山大三 (2015) : 青森県温川含金黒鉄鉱床の地質学的・地球化学的研究. *資源地質*, **65**, 117-132.
- 今橋正征, 加藤尚之, 高松信樹, 相川嘉正 (1996) : 千葉県を中心とした地域の温泉水およびガス田付随水中の臭化物およびヨウ化物イオン含量. *温泉科学*, **46**, 69-78.
- 石橋純一郎 (2003) : I-B6 海底熱水活動と熱水鉱床の形成. *資源環境地質学 地球史と環境汚染を読む*. 資源地質学会, 107-112.
- 磯崎行雄, 中山 健 (2003) : I-B4 別子型鉱床のテクトニックセッティング. *資源環境地質学 地球史と環境汚染を読む*. 資源地質学会, 95-100.
- 神山貞二, 小島丈児, 岩橋 勉, 秀 敬, 吉田博直, 中村 威, 福本博美, 米林 滋, 浜島 勲, 嘉村 豊, 大久保義和, 由井俊三, 兼平慶一郎, 濡木輝一, 神田茂樹, 三浦富士雄, 中川正男, 大八木規夫 (1964) : 和歌山県飯盛鉱山周辺地帯の地質と鉱床の位置, 飯盛周辺地帯の地質鉱床に関する広域的総合的研究 (その 1). *鉱山地質*, **14** (68), 336-349.
- 神山貞二, 小島丈児, 岩橋 勉, 秀 敬, 吉田博直, 中村 威, 福本博美, 米林 滋, 浜島 勲, 嘉村 豊, 大久保義和, 由井俊三, 兼平慶一郎, 濡木輝一, 神田茂樹, 三浦富士雄, 中川正男, 大八木規夫 (1966) : 和歌山県飯盛鉱山周辺地帯の鉱床, 特に層序と地質構造との関係—飯盛周辺地帯の地質鉱床に関する広域的総合研究 (その 2)—. *鉱山地質*, **16** (80), 332-341.
- 狩野謙一 (2006) : IV.6 断層・構造線. 日本地方地質誌 4 中部地方. 日本地質学会編, 112-131, 朝倉書店, 東京.
- 狩野謙一, 村松 武 (2006) : 15.3 甲斐駒・鳳凰花崗岩. 日本地方地質誌 4 中部地方. 日本地質学会編, 360-361, 朝倉書店, 東京.
- 加瀬克雄 (2003) : I-B3 別子型銅鉱床の成因と分類. *資源環境地質学 地球史と環境汚染を読む*. 資源地質学会, 87-94.
- 河本和朗 (2006) : 19.3 高森山林道の鹿塩マイロナイト帯. 日本地方地質誌 4 中部地方. 日本地質学会編, 432-433, 朝倉書店, 東京.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 齊, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司 (2014) : 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, **44**, 3-16.
- 木村 正 (1951) : 本邦の石膏鉱床について (I). *石膏*, **2**, 3-16. 石膏研究会.

- 木村 正 (1954) : 本邦の石膏鉱床について (II). 石膏, **5**, 240-247. 石膏研究会.
- 小坂共栄, 角田史雄 (1969) : 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質学雑誌, **75**, 127-140.
- 小山 彰 (1984) : 山梨県早川沿いの糸魚川—静岡構造線—特に断層帯の形成について—. 地質学雑誌, **90**, 1-16.
- 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.
- Mason, B. and Moore, C.B. (1982) : *Principles of geochemistry* 4th ed., Wiley, New York, 344 pp.
- 益田晴恵 (2011) : 地球深部の窓—有馬温泉. 温泉科学, **61**, 203-221.
- 益田晴恵, 橋爪 伝, 酒井 均 (1988) : 鹿塩地域に湧出する塩水の季節変動とその要因について. 地球化学, **22**, 149-156.
- 松葉谷 治 (2009) : 有馬型温泉とはいかなる定義のものか. 温泉科学, **59**, 24-35.
- 松葉谷 治, 酒井 均, 日下部 実, 佐々木 昭 (1980) : 長野県の温泉についての同位体化学的調査報告. 岡大温研報告, **50**, 17-24.
- Mizukami, M. and Ohmoto, H. (1983) : Controlling mechanisms for the major element chemistry of aqueous solutions in tuff-rich environments. *Econ. Geol. Mon.* **5**, 559-569.
- 村松容一, 谷口無我, 大場 武 (2016) : 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, 山野 恭, 千葉 仁, 奥村文章 (2014) : 糸魚川—静岡構造線活断層帯 (牛伏寺断層付近) 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, **64**, 4-23.
- 長野県 (1986) : 長野県史近代史料編, 第 5 卷 (4) 林業・水産業・鉱工業. 長野県史刊行会.
- 長野県 (2015) : 1.4 小日影鉱山 (小日影銅山) について. 平成 25 年度第 7 回技術委員会 会議資料, 資料 1 補足資料. <http://www.pref.nagano.lg.jp/kankyo/kurashi/kankyo/ekyohyoka/hyoka/tetsuzukichu/kaisai/jokyo/h25/documents/h25-7-1-4.pdf> (2016. 7. 25 閲覧).
- 新妻信明 (2006) : III. 7 中央構造線の活動 大陸縁の組み替え. 日本地方地質誌 4 中部地方. 日本地質学会編, 73-75. 朝倉書店, 東京.
- Nozaki, T., Kato, Y. and Suzuki, K. (2013) : Late Jurassic ocean anoxic event : evidence from voluminous sulphide deposition and preservation in the Panthalassa. *Scientific Reports* **3**, No. 1889, doi : 10.1038/srep 01889. <http://www.nature.com/articles/srep01889> (2016. 7. 25 閲覧).
- 大沢信二, 網田和宏, 山田 誠, 三島壮智, 風早康平 (2010) : 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因—温泉起源流体としての続成脱水流体—. 温泉科学, **59**, 295-319.
- 大鹿村 (1984) : 大鹿村誌 中巻. 380-383. 大鹿村誌刊行委員会.
- 尾崎正紀, 牧本 博, 杉山雄一, 三村弘二, 酒井 彰, 久保和也, 加藤禎一, 駒澤正夫, 広島俊男, 須藤定久 (2002) : 20 万分の 1 地質図福「甲府」. 産業技術総合研究所, 地質調査総合センター.
- Pisutha-Arnond, V., and Ohmoto, H. (1983) : Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan. *Econ. Geol. Mon.* **5**, 523-558.
- Reed, M.N. (1982) : Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases, and an aqueous phase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 513-528.
- 酒井 均 (2002) : 海底温泉を訪ねて. 地熱エネルギー, **27**, 60-75.
- 酒井 均, 松久幸敬 (1996) : 安定同位体地球化学. pp 403. 東京大学出版会, 東京.

- 佐藤興平, 柴田 賢, 内海 茂 (1989) : 甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体の K—Ar 年代と岩体冷却史—赤石山地の地質構造と形成史における意義—. 地質学雑誌, **95**, 33-44.
- 清水正明, 長沢敬之助, 島津光夫 (1988) : 8.1 金属資源. 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, 229-234, 共立出版, 東京.
- 杉山 明 (1971) : 山梨県西部巨摩山地の新第三系の変質. 地質学雑誌, **77**, 497-505.
- 平 朝彦 (2004) : 地質学 2 地層の解説. 121-127, 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.
- Takamatsu, N., Imahashi, M., Kamimura, K. and Tsutsumi, M. (1986) : Geochemical implication of the lithium content of saline spring waters in Japan. *Geochem. J.*, **20**, 143-151.
- 竹下 徹, 伊勢 清 (1994) : 山梨県鳳凰山東方の糸静線に沿う地域の構造地質学的研究 (その 1). 構造地質, **40**, 117-129.
- 田中元之進 (1963) : 山梨県に於ける糸魚川・静岡構造線に沿う地帯の鉱床および温泉と深成岩との関係について (予報). 山梨大学学芸学部研究報告, **14**, 150-155.
- Taylor, H.P. Jr. (1979) : Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In H.L. Barnes (ed), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd : 236-277. New York : John Wiley & Sons Inc.
- 角田史雄 (1988) : 2. 巨摩山地—巨摩層群. 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, 89-92, 共立出版, 東京.
- Watanabe, T. and Yuasa, M. (1979) : Origin of the blueschists and lawsonite-bearing greenstones in the Mikabu greenstones, Ina district, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 331-337.
- 渡辺暉夫, 湯浅真人, 後藤隼次 (1982) : 長野県伊那地方の御荷鉾緑色岩類中に産する雲母片岩の K—Ar 年代. 島根大学地質学研究報告, **1**, 63-66.
- 渡辺暉夫, 湯浅真人, 牧本 博, 木下房男 (1988) : 2.7 三波川帯・御荷鉾帯. 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, 38-42, 共立出版, 東京.
- 薬師大五郎, 円城寺 守 (2004) : 南部フォッサマグナ地域における鉱床の形成場と生成時期. 資源地質, **54**, 167-174.
- Yamada, R. (1988) : Geology of the Au-Ag-Rich Kuroko Deposit at Nurukawa, Aomori Prefecture. Society of Mining Geologists of Japan, Guidebook 3 (Kuroko Deposits and Geothermal Fields in Northern Honshu) : 26-38.
- 山梨県 (1970) : 山梨県地質誌. 山梨県地質図編纂委員会, pp. 240, 甲府.
- 吉村尚久, 渡辺晃二, 角田謙朗, 長沢敬之助, 島津光夫 (1988) : 8.2 非金属資源. 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, 234-238, 共立出版, 東京.