

---

原 著

---

## 神奈川県の大深度温泉水の起源

板寺一洋<sup>1)</sup>, 菊川城司<sup>1)</sup>, 小田原啓<sup>1)</sup>

(平成 21 年 12 月 24 日受付, 平成 22 年 2 月 18 日受理)

## Origin of Deep Hot Spring Waters in Kanagawa Prefecture, Japan

Kazuhiro ITADERA<sup>1)</sup>, Joji KIKUGAWA<sup>1)</sup> and Kei ODAWARA<sup>1)</sup>

### Abstract

Origin of deep hot spring waters in Kanagawa Prefecture is investigated based on compositions of major ions and oxygen-hydrogen isotope ratio. It is found that they are classified into three groups. Hot spring waters of group 1, which are seen in the coastal area, are considered to be originated from mixing of seawater and meteoric water. Their isotope ratios indicate that contribution of the latter is small. Hot spring waters of group 2, for their formation fossil seawater is probably involved, are divided into two subgroups based on the ratio of calcium ion in total cation. Hot spring waters of subgroup 2-A are characterized by the feature that calcium concentration is higher than that expected from the gypsum precipitation model. It is supposed that a cation exchange occurs between the sodium ion in the rock and the calcium ion in the water. Those hot springs are seen in the central and southwestern parts of the Prefecture. On the other hand, hot spring waters of subgroup 2-B show lower calcium concentration than that expected, that is, a reverse cation exchange that causes dissolution of calcium-carbonate is considered to have taken place in the course of their formation. They are distributed in the northeastern part of the Prefecture. Hot spring waters of group 3 which exist around Tanzawa Mountains are considered to consist of groundwater recharged by rainwater. It is supposed that major chemical ingredients are supplied not by the present or fossil seawater, but by the contents in the stratum where the hot waters yield. This assumption is supported by the geology of the stratum and the groundwater flow inferred from the water levels, as well as by geographical distribution of the isotope ratios.

Key words : deep hot spring, fossil seawater, cation exchange reaction, groundwater flow

### 要 旨

温泉水の主要成分組成や酸素・水素同位体比等に基づき、神奈川県内の大深度温泉水の起源

---

<sup>1)</sup> 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586 番地. <sup>1)</sup> Hot springs research institute of Kanagawa Prefecture, Iryuda 586, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan.

について検討した。その結果、大深度温泉の成因は次の 3 つのグループに分類されることがわかった。沿岸部に分布しているグループ 1 の温泉水は、現海水と天水の混合希釈系にあると考えられる。ただし、同位体比の特徴から見て天水の寄与率は小さい。グループ 2 の温泉水の成因には恐らく化石海水が関与しており、陽イオンに占める Ca イオンの割合に基づいて、さらに 2 つに分類される。一つは、海水に比べて Ca イオンの割合が高いグループで、化石海水が  $\text{SO}_4$  イオンを失ったのち、水中 Na と地層中 Ca のイオン交換を経ていると考えられ、主に県中央部から西南部に分布する。もう一つは、逆に Ca イオンの割合が低いグループで、水中 Ca と地層中 Na のイオン交換および  $\text{CaCO}_3$  の溶解を経ていると考えられ、県東部に分布している。グループ 3 の温泉は丹沢山地周辺で見られ、海水・化石海水の寄与はなくて、浸透した雨水が地層中の成分を獲得することにより形成されたと考えられる。静水位から算出した地下水頭およびそれから推測される地下水の流れと酸素同位体比の地理的分布状況は、これらの推察を支持する。

キーワード：大深度温泉，化石海水，陽イオン交換反応，地下水流動

## 1. はじめに

神奈川県内では、2009 年 9 月現在、深度 1000 m 以上のいわゆる大深度温泉井が 70 本以上掘削され、きわめて深部から温泉水が汲み上げられている。その大部分は、1990 年以降に平野部に掘削されたものである。温泉の存在形態や生成機構が不明なまま、こうした温泉開発が先行しているのは、資源の保全という観点から危惧される事態である。しかし、環境省が公表した「温泉資源の保護に関するガイドライン」において、「温泉のゆう出量、温度及び井戸の水位等のモニタリング並びに温泉に関する多種多様なデータの収集・整理・解析を推進するとともに、それらの結果を公表することが極めて重要である」と記載されているように、一方で、新規の温泉開発は、新たなデータを取得する貴重な機会となっている。

神奈川県温泉地学研究所では、これまで、県内の大深度温泉井の掘削から利用までの事務手続きに関わる温度・成分・地質等のデータを収集して、それらを基に温泉水の成因について予備的な検討を進めてきた（例えば、菊川・板寺，2004）。本論では、そうしたデータを総合して様々な視点から整理・解析することにより、神奈川県内の大深度温泉水の起源について考察する。

## 2. 県内大深度温泉の概要

Fig. 1 に、2007 年 3 月末時点での、神奈川県内における大深度温泉井の 5 年区間ごとの掘削状況を示した。大深度温泉井は、特に 2000 年以降、県の中央部から東部の地域を中心に開発が進められてきたことがわかる。掘削深度の度数分布は Fig. 2 に示したとおりで、1000 m 付近および 1500 m 付近にピークが見られ、最も深いものは深度 1800 m まで掘削されている。

小沢・江藤（2005）は、小沢ら（1999）が報告した 3 本の大深度温泉井のデータと、それ以降に収集した 21 本の温泉井（大深度温泉井は 19 本）に関する資料・試料、更に、(独)防災科学技術研究所の観測井 2 本の地質データも参考にして、温泉井掘削地点の地下地質について調べ、県西部の丹沢山地、同山地に隣接した平野部および南部の海岸では、丹沢層群、愛川層群、相模湖層群、高麗山層群、葉山層群などの基盤岩類の亀裂から、また県東南部の三浦半島では、基盤岩の葉山層群およびその上位の三浦層群から、そして、県東北部の横浜、川崎地域では三浦層群最上部および上総層群最下部から、それぞれ大深度温泉が採取されていると述べている。その後、菊川ら（2007）は、小沢・江藤（2005）以降に掘削された大深度温泉井の試料の解析結果も併せて、各温泉井戸における温泉採取層の地質区分を行い（図 3）、小沢・江藤（2005）による県内各地における大深度温

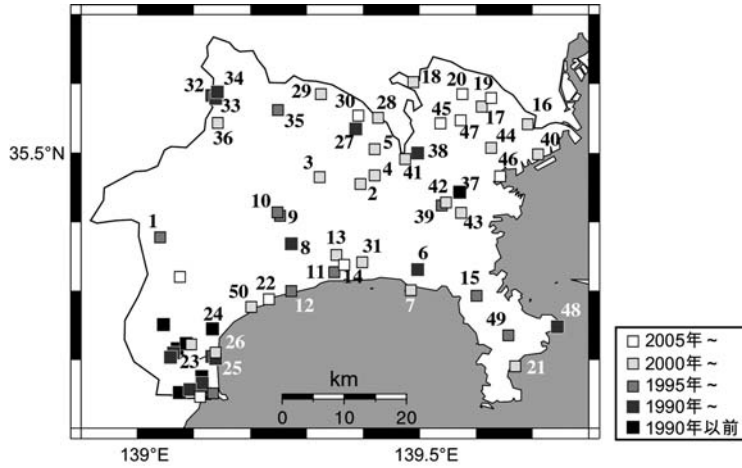


Fig. 1 Distribution of deep hot spring wells in Kanagawa Prefecture. Colors show difference of periods when the wells were dug. The number corresponds to the location number in Table 2.

図 1 神奈川県内の大深度温泉井の分布。プロットの色は掘削年を示す。番号は表 2 の地点番号に対応する。

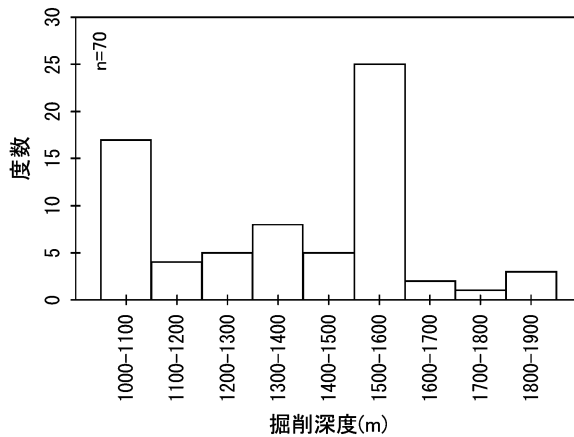


Fig. 2 Histogram of depths of deep hot spring wells in Kanagawa Prefecture

図 2 神奈川県内の大深度温泉井の深度別度数分布

泉採取層の記述を補強する結果を得た。一方、小田原(2008)は、県東部の横浜・川崎地域に掘削された大深度温泉井の検層資料を検討して、この地域の主な大深度温泉の取水層である上総層群/三浦層群の境界は、横浜付近では深度 1200 m 付近でテラス状となっている可能性が高く、また川崎以北では、東京湾北部に向かって深くなると報告している。

### 3. 使用したデータ

温泉開発は温泉法に基づく都道府県知事の許可を得て行われる。一般的にその手続きは掘削許

可, 動力装置設置許可, 利用許可の 3 段階に分かれており, それぞれの許可申請にあたり必要な添付書類の中には, 温泉の存在形態や生成機構を探る上で重要な資料が含まれている (Table 1). 例えば, 2 節で述べた温泉採取深度の地質は, (b) 地質試料や, (e) 温度・電気検層図の検討結果によるものである. 本報告では, 主に, (g) 成分分析結果や, (f) 揚湯試験結果, さらに (k) 試料水の

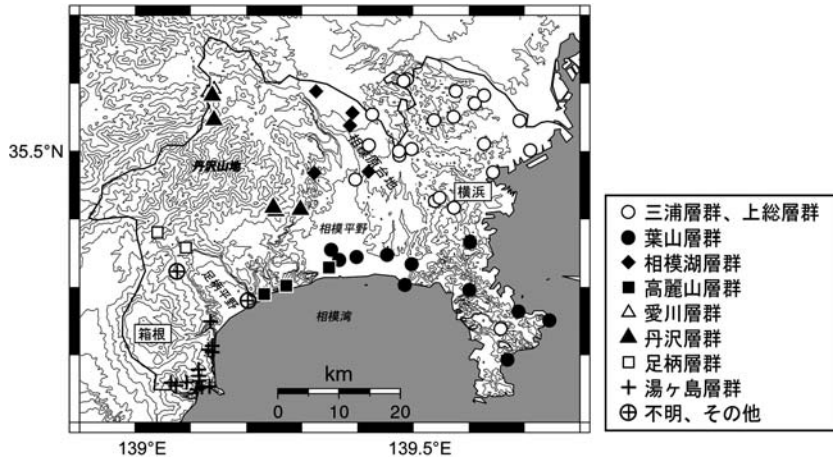


Fig. 3 Geology of the strata which yield hot spring waters (after Kikugawa *et al.*, 2007)

図 3 大深度温泉井の温泉採取層の地質 (菊川ら, 2007 による)

Table 1 Flow of procedure concerning the development of hot spring well and related materials which are usable for the research on hot spring waters

表 1 温泉利用に関わる事務手続きの流れと, 温泉研究に活用可能な資料

事務手続きの流れ	温泉研究のために活用できる添付資料 (試料)
(1) 掘削申請	(a) 掘削位置 (源泉の位置)
(2) 部会審議	
(3) 井戸掘削	(b) 地質試料* (ボーリングコア, カッティングス)
(4) 動力申請	(c) 地質柱状図 (d) 井孔状況図 (掘削深度, スクリーン位置) (e) 電気・温度検層図 (f) 揚湯試験結果 (静水位, 揚湯量と動水位) (g) 成分分析結果
(5) 部会審議	
(6) 動力設置	
(7) 利用許可申請	(h) 成分分析結果 (i) 可燃性ガス測定結果
(8) 温泉の利用	(j) 実態調査 (利用にともなう変化) (k) 試料水 (再分析, 同位体等の分析)

\*地質試料の採取・提供は任意の協力による

酸素・水素同位体比の分析結果をもとに、大深度温泉の成因について検討する。

動力装置設置許可申請や温泉利用許可申請に添付される成分分析結果は、温泉法にもとづく登録分析機関により、鉱泉分析法指針に則して分析されたものである。

酸素・水素同位体比は、軽元素質量分析装置 PRISM (現 micromass 社製) により測定した。同位体比測定のための試料の前処理は、酸素同位体比については炭酸ガス、水素同位体比については水素ガスと白金触媒を試料水とともに封入し、所定の温度条件下で同位体平衡 (酸素については 25℃ 下で 4 時間、水素については 40℃ 下で 90 分) させることにより行った。自動前処理装置の詳細は異なるが、基本的な測定原理は大隅 (1991) と同様である。標準試料としては研究所で作成した蒸留水 ( $\delta^{18}O = -8.52\%$ ,  $\delta D = -54.1\%$ ) を用いた。質量分析による同位体比の測定精度は、酸素について  $\pm 0.1\%$ 、水素について  $\pm 1\%$  である。試料水の酸素・水素同位体比 ( $\delta$  値 V-SMOW) は、これらの測定結果と、平衡温度下における同位体分別係数を用いて算出するので、最終的に求められる  $\delta$  値の精度は酸素が  $\pm 0.1\%$ 、水素が  $\pm 3\%$  程度となる。

## 4. 結 果

### 4.1 化学成分の特徴

主要溶存成分および酸素・水素同位体比の分析結果を Table 2 に示す。採水地点を示す番号は Fig. 1 に示したとおりである。No. 50 は深度 800 m の温泉井であるが、板寺ら (2004) により、天水とは異なる特異な酸素・水素同位体比および水質組成を示すことが報告されていることから検討に加えた。Table 2 には、同一の温泉井について、時期の異なる複数の測定結果も含まれているが、以下の議論では、基本的に全てのデータを用いる。

関東周辺の大深度温泉を含む深層地下水の成因については、丸井ら (2001)、関ら (2001)、関ら (2004)、宮崎ら (2007)、村松ら (2008)、関 (2009) などによって、現海水および化石海水の関与が論じられている。神奈川県においても西部の箱根・湯河原地域を除いて火山活動の兆候は見られないので、近年、県中・東部で開発されている大深度の温泉水中の塩化物イオンは海水あるいは化石海水に由来することが想定される。

Fig. 4 は主要溶存成分の分析結果 (Table 2) に基づいて  $Cl^-$  濃度と  $Na^+$  濃度の関係を示したもので、図中の星印は北野 (1984) による海水の組成である。Fig. 4 において多くの点が星印と原点とを結ぶ直線に沿ってプロットされていることは、海水 (または化石海水) の希釈系が存在していることを示している。

一方、 $Cl^-$  濃度と  $SO_4^{2-}$  濃度の関係を示した Fig. 5 に着目すると、 $Cl^-$  濃度と  $Na^+$  濃度の関係のように一義的ではなく、大きく 3 つのグループに分けられることが見て取れる。3 つのグループとは、海水の組成を示す星印と原点とを結ぶ直線の周りにプロットされるグループ、 $SO_4^{2-}$  をほとんど含まず  $Cl^-$  濃度の軸上およびその近くにプロットされるグループ、そして、 $Cl^-$  濃度が低く  $SO_4^{2-}$  濃度を示す軸付近にプロットされるグループである。以下、本論では、これらをそれぞれグループ 1、グループ 2、グループ 3 と呼ぶこととする。

先述した菊川・板寺 (2004) は、酸素同位体比と硫酸イオンの関係から、神奈川県内の大深度温泉が同様に 3 つのグループに分類されることを示すとともに、それぞれのグループの温泉水の成因として、グループ 1 は海水の希釈系を、グループ 2 は硫酸イオン濃度が著しく低いという特徴から化石海水の関与を、また、グループ 3 は  $Cl^-$  濃度が低いことからその起源は海水・化石海水が関与しない別の機構によると推定している。

Fig. 6 は主要溶存成分の分析結果をもとに描いたトリリニアダイアグラムで、上記のグループの

Table 2 Isotopic ratios of oxygen and hydrogen and chemical composition of hot spring waters of the wells that are deeper than 1000 m in Kanagawa Prefecture.  
 表 2 神奈川県内の大深度温泉水の酸素・水素同位体比と主要成分組成

No.	分析年月日	深度 (m)	静水位 (m)	主要成分濃度(mg/kg)							$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta\text{D}$ (‰)	透水量係数 ( $\text{m}^2/\text{sec}$ )	備考	
				$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$					
1	1997/07/12	1510	281	105	0.90	0.80	51.8	210	210	30.0	22.2	-8.5	-		
2	2002/12/07	1500	30	4329	96.7	29.2	118	7023	7023	<0.1	370	-	-		
	2003/05/30	1500	-	4120	91.8	30.4	90.0	5630	5630	1.23	426	-	-		
	2003/08/18	1500	-	4188	92.1	29.1	96.8	6555	6555	1.50	438	-2.8	-15.2		
3	2003/05/23	1500	80	17.1	0.80	7.5	20.7	12.7	12.7	25.1	93.9	-7.9	-47.9		*
4	2004/06/30	1301	229	3932	87.0	25.1	77.6	6094	6094	3.4	424.7	-2.5	-22.3	1.83E-05	
5	2005/03/18	1300	26	1069	23.5	3.7	14.5	1069	1069	0.3	1089	-7.8	-51.0	2.94E-05	
6	1995/11/28	1201	-	7500	266	186	368	12900	12900	4.51	207	-	-		
	1999/12/18	1201	-	6816	262	184	403	11840	11840	<0.1	204	-2.8	-14.6		
7	2002/04/03	1500	64	10500	346	830	985	26000	26000	2040	160	-	-		
	2004/08/26	1500	-	10800	283	784	793	18900	18900	1720	146	-1.0	-7.4		*
8	1992/09/11	1001	自噴	639	5.16	0.06	232	1305	1305	116	18.8	-	-		*
	2000/03/27	1001	-	679	2.48	0.07	228	1328	1328	129	22.6	-6.8	-		*
9	1999/09/30	1000	150	545	1.23	0.03	948	1740	1740	1010	46.1	-	-		*
	2000/04/04	1000	自噴	369	0.85	0.00	452	879	879	600	33.8	-8.2	-52.1		*
10	2000/04/07	1800	自噴	208	0.54	0.05	190	246	246	534	47.5	-	-		
11	1999/02/23	1301	-	2375	17.5	$\leq 0.1$	2132	7560	7560	5.4	2.4	-1.8	-4.8		
12	2000/01/06	1600	-	7597	71.5	36.1	3306	17750	17750	<0.1	2.4	-1.5	-3.2		
13	2003/06/27	1500	8	3532	42.3	397	2765	11480	11480	-	70.2	-3.2	-16.5		
14	2006/01/17	1500	8	3600	165	221	368	7030	7030	0.1	173	-2.7	-26.9		*
15	1997/11/21	1600	-	5044	112	60.9	311	8303	8303	痕跡	502	-4.5	-15.2		
16	2002/04/22	1300	20	9586	276	182	472	16460	16460	3.6	433	-	-	1.89E-04	
17	2003/11/26	1500	-	1430	53.6	8.63	28.9	1770	1770	6.58	1020	-	-		
	2003/12/12	1500	-	1477	59.3	9.70	37.8	1816	1816	0.50	983	-	-		
	2004/11/09	1500	7	1100	41.4	6.25	21.7	1210	1210	0.0	1170	-8.5	-54.4		*
18	2005/07/22	1500	34	1354	54.4	4.3	13.1	1215	1215	0.3	1734	-	-		
19	2006/05/11	1800	自噴	1041	45.4	2.5	8.8	945	945	-	1365	-8.4	-59.9		
20	2006/04/22	1500	57	1006	39.3	3.4	8.6	569	569	0.7	1842	-	-		
21	2002/07/03	1500	45	10620	233	398	339	18160	18160	7.90	347	-	-		
	2006/02/08	1500	-	11900	229	417	359	20200	20200	1.6	267	-1.8	-4.6		*
22	2006/08/24	1000	-	3159	36.7	35.5	2187	8751	8751	71.5	78	-5.3	-12.5	3.90E-06	
23	1992/03/28	1504	-	5300	157	194	599	9019	9019	1348	127	-	-		*
	1997/08/08	1500	165	4140	117	155	620	7600	7600	1090	90.7	-	-		*
	2000/03/24	1500	177	4925	98.5	123	464	7710	7710	1069	64.7	-5.3	-30.4		*
24	1994/07/16	1200	-	7704	268	660	571	13222	13222	2216	153	-	-		
25	1994/09/13	1503	-	7800	270	252	905	12990	12990	2395	85.4	-	-		*
	1997/08/08	1500	163	7580	224	154	1050	14100	14100	1670	88.3	-4.7	-26.7		*
26	2001/08/06	1500	149	10400	357	345	1600	18400	18400	2070	65.6	-1.4	-3.5		*



Table 2 (Continue)  
表 2 (続き)

No.	分析年月日	深度 (m)	静水位 (m)	主要成分濃度(mg/kg)							δ <sup>18</sup> O (‰)	δD (‰)	透水量係数 (m <sup>2</sup> /sec)	備考	
				Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>					
27	1995/07/11	1500	—	808	20.5	2.30	8.80	371	6.00	1541	—	—	—	—	—
	1996/08/08	1500	30	875	21.3	2.18	7.53	494	0.18	1490	-8.5	-56.8	—	—	*
28	2004/06/30	1400	55	774.6	26.9	2.10	9.8	731	—	881.1	-8.8	-54.0	4.16E-05	—	—
29	2004/11/16	1700	68	592	3.4	1.65	29.5	736	0.7	311.0	-9.0	-56.3	—	—	—
30	2006/11/15	1300	44	852.5	12.7	2.80	8.5	959	0.6	775.5	-8.1	-51.3	—	—	—
31	2004/03/04	1500	—	10920	308.2	142.9	546	18980	27.3	189.8	-3.9	-1.8	7.07E-07	—	—
32	1992/10/27	1400	自噴	219	1.52	0.01	136	86.5	615	20.2	—	—	—	—	*
	2002/06/12	1400	—	169	1.28	0.00	107	76.2	439	31.8	-10.3	-65.4	—	—	*
33	1995/04/03	1800	—	890	5.73	0.18	530	1080	1620	70.0	—	—	—	—	*
	1996/09/19	1800	自噴	807	6.77	0.07	535	1010	1570	15.6	—	—	—	—	*
	2006/09/08	1800	—	768	5.46	0.02	513	1080	1380	33.9	-8.3	-53.5	—	—	*
34	1995/06/27	1401	—	286	2.20	0.17	126	146	680	45.0	—	—	—	—	—
	1995/11/16	1401	—	287	2.31	0.24	120	141	655	45.5	—	—	—	—	—
	1996/05/28	1401	自噴	291	0.85	0.00	131	144	684	21.7	-10.2	-66.9	—	—	*
35	1997/02/20	1500	—	1170	8.00	0.25	77.5	1890	3.80	103	—	—	—	—	—
36	2002/04/10	1311	自噴	478	3.60	0.00	585	63.1	2326	0.0	—	—	—	—	—
37	1971/09/03	1000	66	1305	33.6	2.92	5.42	945	3.17	1750	—	—	—	—	*
	1987/08/21	1000	—	1230	33.0	2.56	6.65	967	0.00	1710	—	—	—	—	*
	1997/07/28	1000	—	1430	39.5	2.04	5.41	1140	0.18	1850	-7.7	-42.4	—	—	*
38	1993/12/24	1500	39	2810	53.5	38.9	150	4780	0.00	517	—	—	—	—	*
	1998/04/16	1500	—	3320	69.4	41.0	181	5500	0.00	333	-4.5	-34.0	—	—	*
39	2000/01/18	1500	自噴	1280	31.1	2.29	22.0	1750	0.41	518	—	—	—	—	—
	2001/02/07	1507	—	1790	78.7	6.97	67.1	2750	3.31	392	-7.4	-45.3	—	—	*
40	2001/03/14	1500	—	7200	189	117	255	12200	0.60	669	—	—	—	—	—
	2001/10/04	1500	16.5	6440	170	107	224	10500	0.00	234	-5.0	-20.7	—	—	*
41	2001/11/29	1502	—	5422	53.4	112	412	9473	<0.1	325	—	—	—	—	—
	2001/12/03	1502	20.3	4830	51.0	98.4	364	8950	0.47	204	—	—	—	—	—
	2005/04/27	1502	—	5954.5	61.6	131.1	479	10377	0.00	169.4	-2.5	-15.6	—	—	*
42	2002/06/25	1300	—	1321	43.2	4.20	7.20	1308	<0.1	1423	—	—	—	—	—
	2002/07/01	1300	38	1390	41.9	1.74	6.78	1460	0.19	1330	—	—	—	—	—
43	2005/06/20	1486	9	1160	36	1.6	13	995	<0.01	1458	—	—	—	—	—
44	2005/11/14	1500	6	5380	188.5	64.5	312.8	9027	<0.1	625.4	—	—	—	—	—
45	2006/04/28	1500	42	2519	71.8	9.4	20.3	3062	0.5	1555	—	—	—	—	—
46	2006/04/26	1500	自噴	6365	171.5	89.9	323.6	10370	<0.1	703.5	—	—	—	—	—
47	2006/09/06	1503	7	3790	122.0	30.0	106.0	5770	0.1	844	-6.5	-36.3	—	—	*
48	1991/07/15	1005	自噴	4294	135	343	61.6	7160	552	275	—	—	—	—	*
49	1997/04/09	1466	自噴	6590	144	59.0	312	11200	3.93	205	—	—	—	—	—
50	2004/04/12	805	10.7	10500	305	1230	794	19800	2580	229	-0.9	2.6	—	—	*

\* 神奈川県温泉地学研究所が成分分析を実施したものと

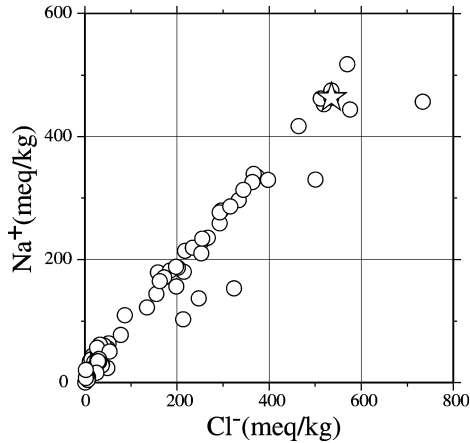


Fig. 4 Relationship between concentrations of chloride ion and sodium ion in hot spring waters. Star indicates composition of seawater.

図 4 大深度温泉水中の塩化物イオン濃度とナトリウムイオン濃度の関係。星印は海水の組成を示す。

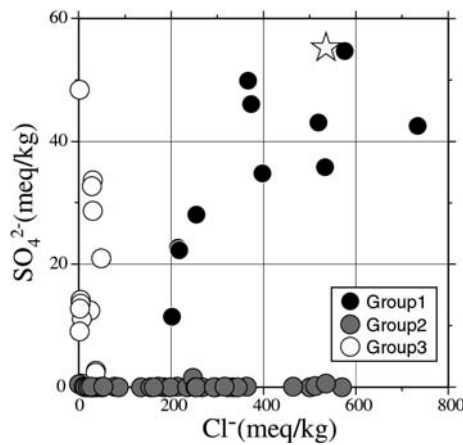


Fig. 5 Relationship between concentrations of chloride ion and sulfate ion in hot spring waters. Black, grey and white circles represent wells of group1, 2 and 3, respectively.

図 5 大深度温泉水中の塩化物イオン濃度と硫酸イオン濃度の関係。プロットの黒、灰、白は、それぞれグループ 1, 2, 3 を示す。

別とともに、プロットの大きさにより塩化物イオン濃度の大小も示してある。グループ 1 の温泉水は、 $\text{Cl}^-$  濃度が海水と同程度で、陰イオンの組成は海水とほぼ同じであるが、陽イオン組成において、 $\text{Mg}^{2+}$  の割合が低くなっている。グループ 3 は、他の 2 つのグループに比べて塩化物イオン濃度が低く、陽イオンでは  $\text{Ca}^{2+}$  の割合、陰イオンでは  $\text{SO}_4^{2-}$  の割合が高い (Fig. 6).

グループ 2 については、上述のとおり、陰イオンにおいて  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度が極めて低いという特徴がある。一方、陽イオン組成においては  $\text{Ca}^{2+}$  の割合が海水より高いものと低いものとでイオン組成が異なっている。 $\text{Ca}^{2+}$  の割合が海水と同程度かそれより高い温泉水 (No. 3, 11, 12, 13, 14, 22) では、陰イオンは  $\text{Cl}^-$  主体で、 $\text{HCO}_3^-$  の割合は低い。これに対して、 $\text{Ca}^{2+}$  の割合が海水より低いグループ 2 の大半の温泉水では、陽イオンについては、海水に比べて  $\text{Mg}^{2+}$  の割合が減少、 $\text{Na}^+$  の割合が上昇している。このことから、本論ではグループ 2 の温泉をサブグループに細分し、前者を 2-A、後者を 2-B とする。

#### 4.2 酸素・水素同位体比の特徴

酸素・水素同位体比の測定結果 (Table 2) によれば、神奈川県内の大深度温泉水の酸素同位体比は  $-10.3$  から  $-1.0\text{‰}$  の値を、水素同位体比は  $-66.9$  から  $+2.6\text{‰}$  の値をそれぞれ示す。Fig. 7 は酸素・水素同位体比の関係を示す  $\delta$  ダイアグラムで、プロットの色は上記グループの別を、またプロットの大きさは塩化物イオン濃度の大小を表している。Fig. 7 には標準平均海水 (V-SMOW) および加藤・梶原 (1986) による化石海水の組成もプロットしてある。なお、Mizota and Kusakabe (1994) によれば、神奈川県周辺の表流水や浅層地下水の値は酸素が  $-7.7 \sim -9.6\text{‰}$  程度、水素が  $-41$  から  $-61\text{‰}$  程度 (概ね破線で囲んだ範囲) である。

Fig. 7 において、グループ 1 とグループ 2 の各試料の同位体組成を示す点は、天水の値を示すと考えられる破線で囲った領域と V-SMOW あるいは化石海水の組成を示す点を両端とする範囲にプロットされている。また、全般的に塩化物イオン濃度が高いほど、酸素・水素同位体比とも大きく、海水 (または化石海水) に近い同位体組成となっている。以上のことは、グループ 1 および 2 に分類される試料が、海水 (または化石海水) と天水との希釈混合系にあるという推察を支持している。



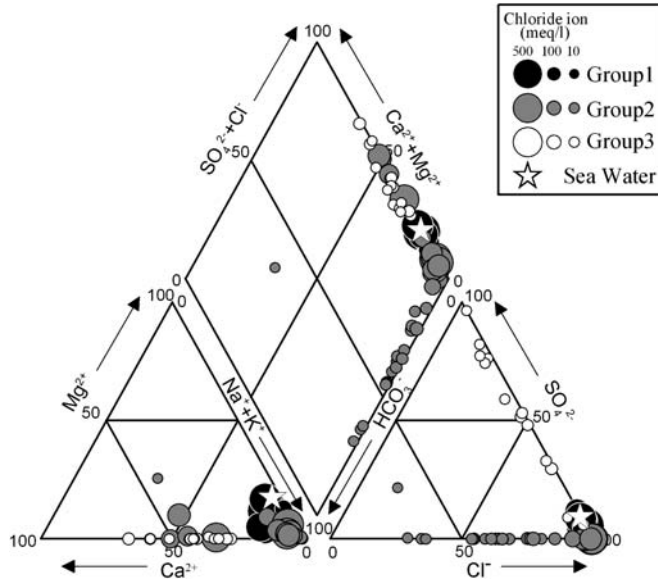


Fig. 6 Tri-linear diagram showing major ion compositions of deep hot spring waters. Color of circles show difference of the groups, and their size represents concentration of chloride ion.

図 6 大深度温泉水の主要イオン組成を示すトリリニアダイアグラム. プロットの色はグループの別を, 大きさは塩化物イオン濃度の大小を示す.

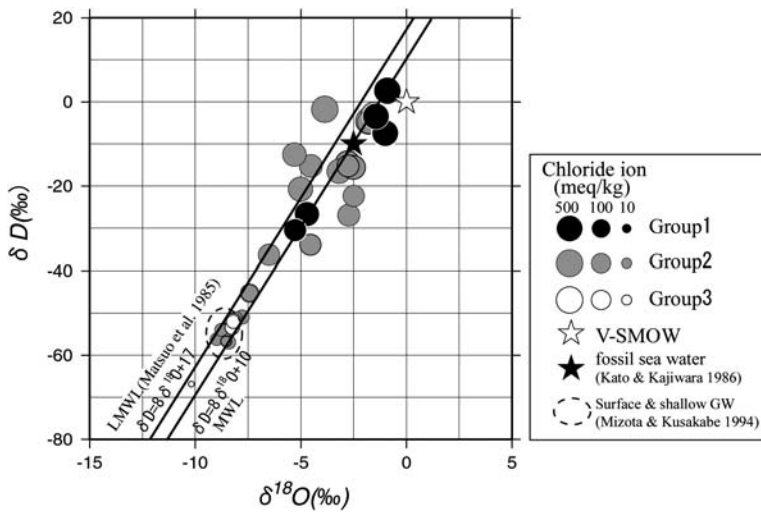


Fig. 7 Oxygen-Hydrogen isotope compositions in hot spring waters. Color of circles show difference of the groups, and their size represents concentration of chloride ion.

図 7 大深度温泉水中の酸素・水素同位体組成. プロットの色はグループの別を, 大きさは塩化物イオン濃度の大小を示す.

なお、天水線 (MWL) や LMWL (Matsuo *et al.*, 1985) よりも左側にプロットされる試料がある。同様の事例は、新潟県における油田かん水 (加藤・梶原, 1986) や海洋地殻内の地下水 (Lawrence and Gieskes, 1981) などについての報告があるが、上述した水素同位体比の分析精度も考慮しなければならないことなどから、ここでは、その原因については検討しないこととする。

グループ 1 とグループ 2 を比較すると、グループ 1 の温泉は、海水の組成寄りにプロットされ、塩化物イオン濃度も高いのに対し、グループ 2 の温泉は同位体比、塩化物イオン濃度とも、海水寄りから天水寄りまで、広い範囲の値を示している。一方、グループ 3 は、グループ 1, 2 と比較して同位体比、成分濃度ともに低くなっており、同位体比は天水の領域付近にしかプロットされていない。中には、Mizota and Kusakabe (1994) による神奈川県付近の天水の領域よりも軽い同位体比を示す試料があり、より高標高域または内陸部で涵養された可能性もある。グループ 3 の温泉水に含まれる低濃度のイオンは、雨水が浸透した後、地層中の成分が溶け込んだものと考えられる。

## 5. 考 察

### 5.1 大深度温泉 (地下水) の流動

孔底のみを取水口とする井戸の堪水深 (孔底から水面までの高さ) は、孔底における地下水の圧力水頭に相当し、これに孔底の海拔標高 (孔底の位置水頭) を加えた値は、孔底における地下水の水利水頭 (海拔 0 m 基準) を示す。多孔質の媒体とみなせる帯水層中の地下水の流動状況は、水利水頭の空間分布により把握することができる。嶋田 (1986) は、亀裂を通じた地下水の流動が卓越していると考えられる岩盤地域においても、巨視的にみた場合の地下水の流動は、多孔質媒体中と同様、水利水頭の分布に支配されることを示している。

実際の温泉井では、最深の水止め位置よりも下部の、ストレーナ設置個所のすべてから温泉を採取している。このため、静水位は特定の帯水層中の特定の深度における水利水頭値を反映しているわけではないが、本論では、近似的に、温泉の水位が孔底における水利水頭を反映しているものと想定した。具体的には、揚湯試験結果や井孔状況図に記載された静水位の値 (表 2) を海拔標高に換算して得られた値を、各温泉井の孔底深度における水利水頭値とみなして、その平面分布図を作製した (Fig. 8)。等値線を描くにあたっては、緯度方向と経度方向にそれぞれ 0.5 分間隔のグリッドを設定し、各格子点から半径 10 分の範囲にあるデータの平均値をその格子点の値として作成したグリッドデータを用いた。したがって、実際には、データの得られた温泉井が分布する範囲の内側についてのみ、そのデータの空間分布の状況を把握することができる。なお、沿岸部に位置する温泉井の静水位が海拔 0 m とは異なっていた (No. 7, 23, 25, 26 など) ことから、海岸線を水頭値 0 m の固定境界とはしていない。

各温泉井の孔底標高は様々であり、数百 m のばらつきがあるが、神奈川県全域を対象とした場合の水平方向のスケールと比べると些少である。したがって、Fig. 8 は同一平面上における水利水頭の分布状況を示していると見てよいと推定され、これにより、海拔 -1000 m 付近における温泉水 (深層地下水) の水頭分布を概観することができる。

Fig. 8 をみると、水利水頭は、県西部から中央部では丹沢山地から東側の低地および南側の海岸へ向かって低くなっており、ほぼ地形の概況に対応した水頭の平面分布が認められる。県中央部では、相模川低地から相模原台地にかけての範囲に水頭分布の谷が認められ、その中心は、現在の相模川低地ではなく、相模原台地の地下に位置している。この水頭分布に従って大深度の地下水が流動しているとすれば、丹沢山地からは県西南部の海岸部および県中央部への流れが卓越し、県中央部には丹沢山地および東部からの地下水が集まってくることになる。さらに、県中央部に認められ

た水頭の谷領域における水頭値は 0m より低い値となっており, 海水から温泉 (地下水) に向かう流れの存在を示唆する. 一方, 県東部では, 県中~西部に比べて勾配は小さいものの, 内陸部に水頭値の低い領域が存在しており, 周囲から (県中央の相模原台地方面からだけでなく, 東京湾側から) の地下水の流入の可能性もあることを示している.

Fig. 9 は, Table 2 に示した結果を用いて描いた大深度温泉水の酸素同位体比の平面分布図である. Fig. 9 には  $\text{Cl}^-$  濃度と  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度の関係および陽イオンに占める  $\text{Ca}^{2+}$  の割合に基づいて分類した各グループの温泉水の分布も示した. 一般に天水の同位体比には高度効果や内陸効果が知られており (Dansgaard, 1964), 天水に由来する河川水や地下水の同位体比が山地や内陸部ほど低くな

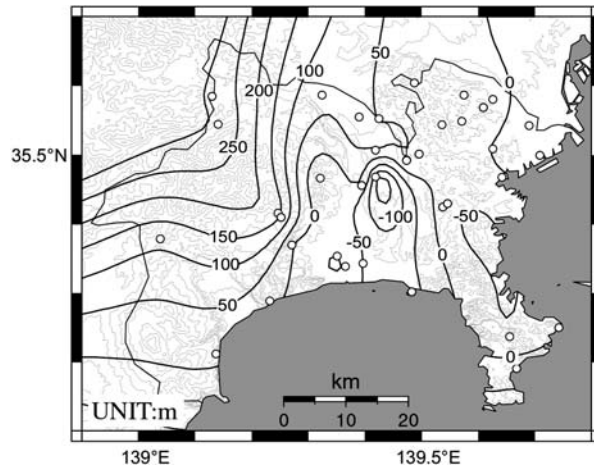


Fig. 8 Geographic map of hydraulic heads of deep hot spring waters. Interval of contour lines is 50 m.

図 8 大深度温泉水の水力水頭値の平面分布. 等値線の間隔は 50 m.

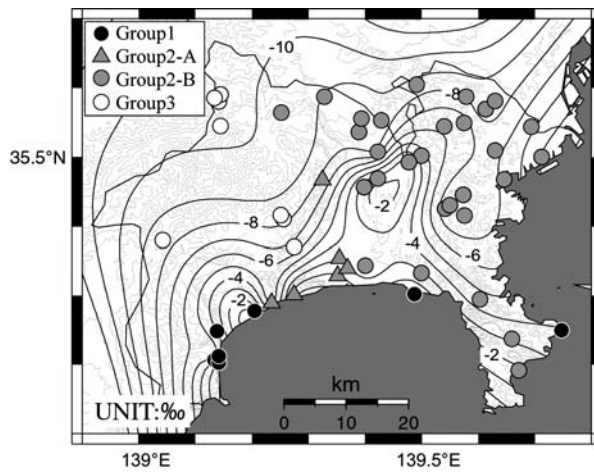


Fig. 9 Geographic map showing spatial distribution of oxygen isotope ratios in deep hot spring waters. Colors of circles indicate difference of the groups.

図 9 大深度温泉水の酸素同位体比の平面分布. プロットの色はグループの別を示す.

る事例も多く報告されている (例えば, 早稲田・中井, 1983). これに対して, 海水は 0‰ 付近の値をとることが知られている. また, 化石海水の同位体比は, 海水がどのような条件下で同位体分別を受けたかによって異なると考えられるが, 天水よりはるかに現海水に近い値 (例えば, 加藤・梶原, 1986) をとると推定される. したがって, Fig. 9 により, 海拔 -1000 m 付近における温泉水 (深層地下水) に対する海水 (化石海水) および天水の寄与の度合いを把握することができる.

県西部においては, 丹沢山地で同位体比が低く, 東側や南側に向かって同位体比が高くなっていく (Fig. 9). こうした傾向は, 水頭分布から想定される地下水の流動に対応しており, この地域に分布するグループ 3 の温泉水は, 山地で浸透した雨水に地層中の成分が溶け込んで生成されたとする考え方を支持している.

一方, 県南部の沿岸部から県中央部の内陸側にかけては, 0‰ 付近の高同位体比の領域が広がっている. 水頭分布によれば, 丹沢山地からこの領域に向かう地下水の流れが想定される. グループ 1 の温泉とグループ 2-A に分類された温泉はこの領域に分布しているが, 同位体比の分布からは海水 (化石海水) の寄与率が極めて高く, 天水起源の地下水の寄与率は僅かであることが示唆される.

県東部の内陸側には低同位体比の領域が認められる. 地下水頭の分布は, この領域に周囲から地下水が集まる傾向を示しており, 低同位体比の領域の存在は, 化石海水に地下水が混合している状況を反映している. したがって, この領域に分布するグループ 2-B の温泉の成因には, 化石海水の変質とともに, 地下水の混合が関与しているものと考えられる.

連続揚湯試験結果をもとに, タイスの標準曲線法 (山本, 1983) により求めた温泉帯水層の透水量係数は, 県東部で  $10^{-4} \sim 10^{-5}$  ( $\text{m}^2/\text{sec}$ ) 程度, 県南部で  $10^{-6} \sim 10^{-7}$  ( $\text{m}^2/\text{sec}$ ) 程度の値であった (Fig. 10). 帯水層厚を 500 m としてこれを透水係数に換算すると, 県東部では  $10^{-5} \sim 10^{-6}$  ( $\text{cm}/\text{sec}$ ) 程度, 県南部で  $10^{-7} \sim 10^{-8}$  ( $\text{cm}/\text{sec}$ ) 程度の値となる. 事例は少ないものの, どちらも一般的な地下水帯水層と比較して数オーダー小さい値であり, 大深度温泉の帯水層の透水性がきわめて低いことがわかる.

県南部の沿岸部から県中央部の内陸側にかけての地域では, 主要な温泉採取層の年代が相対的に古く, 基盤に相当する地層から温泉を採取している (Fig. 3). そのため, 水頭勾配はあっても, 透水性が低いいため, 実際の地下水の水平流動によるフラックスは小さいと考えられる. このことは,

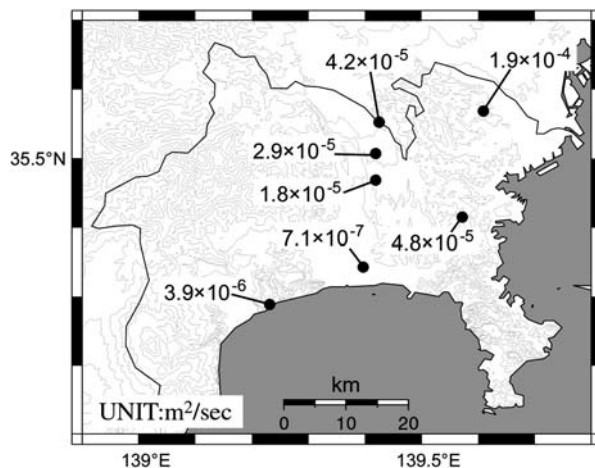


Fig. 10 Distribution of transmissivity of the stratum that yields hot spring waters.

図 10 大深度温泉井の温泉取水層における透水量係数の分布

水頭分布からは地下水の流入が想定されるのに反して, 同位体比の特徴から見ると, 大深度の温泉水に対する地下水の寄与が低いことから推定される. 一方, 県東部では, 相対的に新しい三浦層群, 上総層群中の礫層を主な温泉取水層としている. これらの地層は, 表層を除く地表付近まで分布しており, その透水性は, 基盤岩と比較して1~2オーダー高いことから, 化石海水と地下水の混合が比較的起こりやすい状況にあると考えられる.

## 5.2 化石海水が関与する温泉の水質形成機構

現海水と比較したときの化石海水の大きな特徴の一つとして, 極めて低い  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度を挙げることができる(湯原・瀬野, 1988). すでに述べたとおり, 上記グループ2の温泉には,  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度が極めて低いという特徴があることから, その成因には化石海水が関与している可能性が高いと考えられる.

地層中に閉じ込められた海水が  $\text{SO}_4^{2-}$  を失う主な過程として, 高温の環境下における①地層中の  $\text{Ca}^{2+}$  とのイオン交換による水中の  $\text{Mg}^{2+}$  の減少及び  $\text{Ca}^{2+}$  の増加と, ②  $\text{CaSO}_4$  の形成と沈殿による水中  $\text{SO}_4^{2-}$  の減少が知られている(酒井, 1975). また, 嫌気性の環境において硫酸還元細菌による分解のため,  $\text{SO}_4^{2-}$  が失われることも報告されている(酒井・大木, 1978). どちらも極めて短時間で進行し, 新たな海水の供給がなければ, 化石海水中の  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度は急速に低下する.

ここで, 海水が地層中に閉じ込められた後, 天水により希釈されるケースを考える. このとき, 海水中および温泉水中の成分 A の濃度を, それぞれ  $X_A$ ,  $x_A$  とする. 実際には, 天水中にも各成分がわずかに含まれるが, ここでは, 海水を希釈する天水中の成分濃度を, 近似的にゼロとする.

現海水の  $\text{Cl}^-$  濃度を基準とすると, 天水による希釈率  $f$  は次式により算出できる.

$$f = x_{\text{Cl}} / X_{\text{Cl}} \quad (1)$$

天水による海水の希釈率から算出される成分 A の濃度と, 温泉水中に実際含まれる成分 A の濃度との差  $\Delta A$  (A-difference) は,

$$\Delta A = x_A - f \cdot X_A \quad (2)$$

で表される.

$\Delta A = 0$  の場合, 温泉中の成分 A の濃度は, 現海水の希釈のみで説明ができる. 一方,  $\Delta A \neq 0$  の場合は, 希釈以外のプロセスが関与することによって, その成分組成が変化したことを示しており, 化石海水化もこのケースに含まれる.

Fig. 11 は, グループ2の温泉水中の  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  および  $\text{SO}_4^{2-}$  について,  $f \cdot X_A$  と  $x_A$  の関係を示す. グループ2の温泉水中には  $\text{SO}_4^{2-}$  がほとんど含まれていない. 後述のように, その原因として硫酸還元細菌による分解の可能性も考慮しなければならないが, 単に海水が希釈された場合と比較すると, ほとんどすべての温泉について,  $\text{Ca}^{2+}$  は増加,  $\text{Mg}^{2+}$  および  $\text{SO}_4^{2-}$  は減少していることから, 本論では, 上記①「イオン交換」および②「 $\text{CaSO}_4$  の沈殿」によって海水が化石海水化したものとして検討を進める.

Fig. 12 に, グループ2に分類した温泉について, (1), (2)式により計算した  $\Delta \text{Mg}$  と  $\Delta \text{SO}_4$  の関係を示す. 上記の過程①により,  $\text{Mg}^{2+}$  の減少量と同量の  $\text{Ca}^{2+}$  が化石海水に供給されることになる. 一方, 温泉中には  $\text{SO}_4^{2-}$  がほとんど含まれていなかったことから, 海水中に含まれていた  $\text{SO}_4^{2-}$  が, 過程②によって全て失われたとすれば, その減少量を示す  $\Delta \text{SO}_4$  は, 同じく沈殿による  $\text{Ca}^{2+}$  の減少量に相当するはずである.

しかるに Fig. 12 においては, 概ね

$$|\Delta \text{Mg}| > |\Delta \text{SO}_4|$$

の関係が認められる. このことは,  $\text{Ca}^{2+}$  とのイオン交換により失われた  $\text{Mg}^{2+}$  の減少量が, 沈殿に



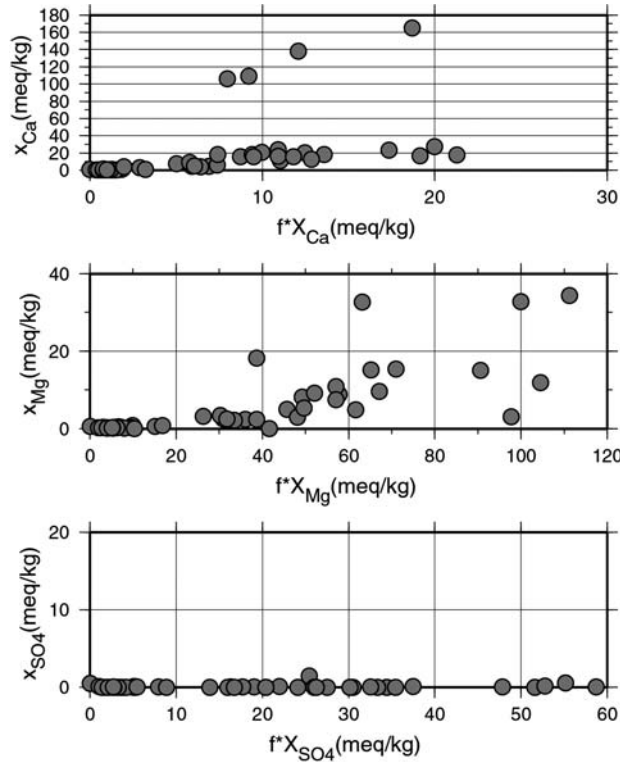


Fig. 11 Relationship between calculated concentrations of calcium ion, magnesium ion, and sulfate ion and analyzed values of those ions.

図 11 カルシウムイオン、マグネシウムイオンおよび硫酸イオンの海水の希釈を考慮した濃度と実測値との関係

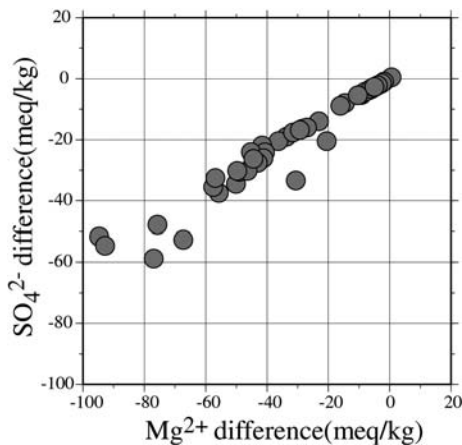


Fig. 12 Relationship between differences of calculated and analyzed concentrations of magnesium ion and those for sulfate ion.

図 12 マグネシウムイオン濃度と硫酸イオン濃度における計算値と実測値との差どうしの関係

より失われた  $\text{SO}_4^{2-}$  の量あるいはそれとともに失われた  $\text{Ca}^{2+}$  の量に比べて多いことを示している。このとき、化石海水中の  $\text{Ca}^{2+}$  濃度は、両者の差に相当する  $\text{Ca}^{2+}$  の分だけ、単なる海水の希釈のみによる濃度よりも高くなり、次式で計算される値 ( $Y_{\text{Ca}}$ ) となるはずである。

$$Y_{\text{Ca}} = f \cdot X_{\text{Ca}} + (|\Delta \text{Mg}| - |\Delta \text{SO}_4|) \quad (3)$$

ところが、Fig. 13 に示したとおり、(3)式により計算される（天水による希釈と上記の過程①②を考慮した） $\text{Ca}^{2+}$  濃度  $Y_{\text{Ca}}$  と、実際の温泉水中の  $\text{Ca}^{2+}$  濃度  $x_{\text{Ca}}$  は一致しない。この不一致の原因を探るために、両者の差  $d\text{Ca} (= x_{\text{Ca}} - Y_{\text{Ca}})$  と  $\Delta \text{Na}$ （温泉中の実際の  $\text{Na}^+$  濃度と海水の希釈率を考慮した  $\text{Na}^+$  濃度との差、(2)式によって計算される）の関係について見たのが Fig. 14 である。Fig. 14 によれば、 $d\text{Ca}$  が正の領域では  $\Delta \text{Na}$  との間に明瞭な逆相関が認め



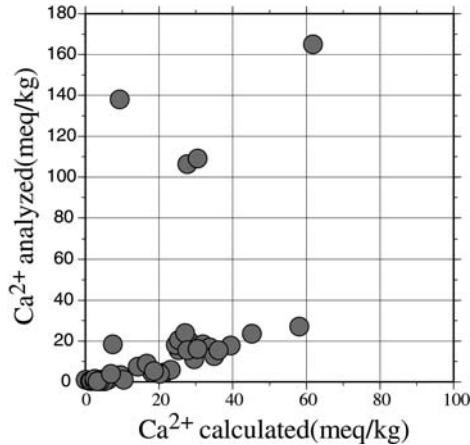


Fig. 13 Relationship between calcium ion concentration calculated by considering dilution of seawater and precipitation of  $\text{CaSO}_4$  and analyzed value.

図 13 海水の希釈と  $\text{CaSO}_4$  の沈殿を考慮して計算されたカルシウムイオン濃度と実測値の関係

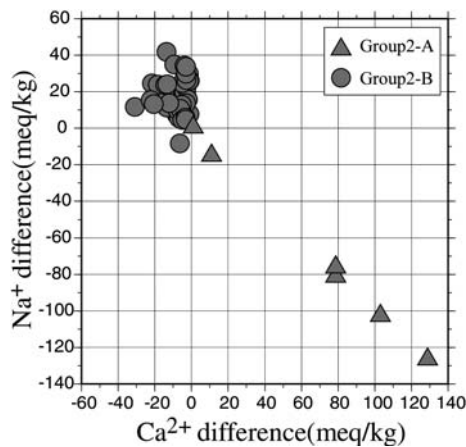


Fig. 14 Relationship between differences of calculated and analyzed concentrations of calcium ion and those for sodium ion.

図 14 カルシウムイオン濃度とナトリウムイオン濃度における計算値と実測値との差どうしの関係

られる。こうした特徴を示すのはグループ 2-A の温泉であり、県の中央～南西部に分布している。グループ 2-A の温泉水では  $\text{Ca}^{2+}$  の増加量が  $\text{Na}^+$  の減少量と等しくなっていることから、地層中の  $\text{Ca}^{2+}$  と化石海水中の  $\text{Na}^+$  のイオン交換反応の影響を受けて  $\text{Ca}^{2+}$  が増加した可能性が考えられる。例えば、Mizukami *et al.* (1974) は、青函トンネル坑内水の同位体比および化学組成の解析から、海水がグリーンタフ層内のモンモリロナイトとのイオン交換作用により  $\text{Na} \cdot \text{Ca-Cl}$  型に変質することを報告している。また、甘露寺 (1987) は、県西部に隣接する伊豆半島の海岸地域に分布する  $\text{CaCl}_2$  泉は、塩基性岩が主体である湯ヶ島層中の粘土鉱物と海水の相互作用によって生成されたと考えている。

グループ 2-A の温泉井の分布域では、先述したように、温泉水に対する地下水の寄与が低いこと、および温泉取水層となっている地層の透水性が低いことから、地下水の流動はあまりないと想定される。したがって、この地域においては、上記の過程 ①②により  $\text{SO}_4^{2-}$  を失った化石海水が停滞した状態にあり、地層中の  $\text{Na}^+$  とのイオン交換によって変質を受けている状況にあると考えられる。

一方、Fig. 14 において  $d\text{Ca}$  が負の領域では、 $\Delta\text{Na}$  は正の値をとっている。こうした特徴を示すのはグループ 2-B の温泉であり、県東部に広く分布している。化石海水中の  $\text{Na}^+$  を増加させ、 $\text{Ca}^{2+}$  を減少させる現象としては、地層中の  $\text{Na}^+$  と化石海水中の  $\text{Ca}^{2+}$  との間での、上述とは逆のイオン交換反応の影響が考えられる。鹿園 (2001) は、地下水と反応する岩石が海成層であると、 $\text{Ca}$ -モンモリロナイトではなく、 $\text{Na}$ -モンモリロナイトが多く存在しており、 $\text{Na}$ -モンモリロナイトと地下水中の  $\text{Ca}^{2+}$  中とのイオン交換により、 $\text{Ca}$ -モンモリロナイトが形成され、 $\text{Ca}^{2+}$  が地下水中から取り去られるとしている。また、石坂ら (1986) は、神奈川県鶴巻温泉に湧出する  $\text{Ca} \cdot \text{Na-Cl}$  泉の泉質の経年変化について解析し、 $\text{Na}$ -モンモリロナイトと  $\text{Ca}$ -モンモリロ

ナイトとのイオン交換現象において、温泉の溶存成分量が減少することにより、相対的に温泉中の  $\text{Ca}^{2+}$  が減少し、 $\text{Na}^+$  が増加することを指摘している。

ただし、Fig. 14 において  $d\text{Ca}$  が負の領域では、 $d\text{Ca}$  が正の場合ほど、 $\Delta\text{Na}$  との間に明瞭な相関は認められず、多くの点が  $|\Delta\text{Na}| > |d\text{Ca}|$  の領域にプロットされている。つまり、 $\text{Na}^+$  の増分に比べて、 $\text{Ca}^{2+}$  の減少が少ないことになる。これは何らかの形で、化石海水中に  $\text{Ca}^{2+}$  が追加されてい

るためと考えられる。

上述のとおり、グループ 2 の大半の温泉水に含まれる陰イオンは  $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$  が主体の組成となっている。そこで、グループ 2-B の温泉井について、 $|d\text{Na}|$  と  $|d\text{Ca}|$  の差に対する  $\Delta\text{HCO}_3^-$  の関係を検討したところ、両者の間には良い相関が認められることがわかった (Fig. 15)。

Fig. 16 に、グループ 2 の温泉水中の  $\text{HCO}_3^-$  濃度の等値線を示す。Fig. 16 と Fig. 9 を比較すると、同位体比が高く、地下水の寄与が低いと見られる県中央部では、 $\text{HCO}_3^-$  濃度が 0 に近い。一方、県東部では、同位体比が低いところほど、すなわち地下水の寄与が多いと考えられるところほど  $\text{HCO}_3^-$  濃度が高くなる傾向が認められる。

木村 (1990) は、置換性  $\text{Na}^+$  と  $\text{CaCO}_3$  が共存し、この両者が雨水や地下水と反応することによって、高濃度の  $\text{NaHCO}_3$  型の地下水が生成されることを示している。その過程は、

- ③ 地層中  $\text{Na}^+$  と水中  $\text{Ca}^{2+}$  のイオン交換
- ④  $\text{CaCO}_3$  の溶解による化石海水中への  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{HCO}_3^-$  の供給

の繰り返しによるものである。

主に県東部地域に分布し、 $d\text{Ca}$  が負となるグループ 2-B の温泉は、上記の過程 ① ② により  $\text{SO}_4^{2-}$  を失った化石海水が、さらに、地層とのイオン交換と  $\text{CaCO}_3$  の溶解 (上記の過程 ③ ④) を経て形成されている可能性がある。特に後者においては、地下水の関与が大きいと考えられる。温泉取水層の透水性が相対的に高いことや、水頭分布から推定される地下水の流動状況は、この推定を支持している。

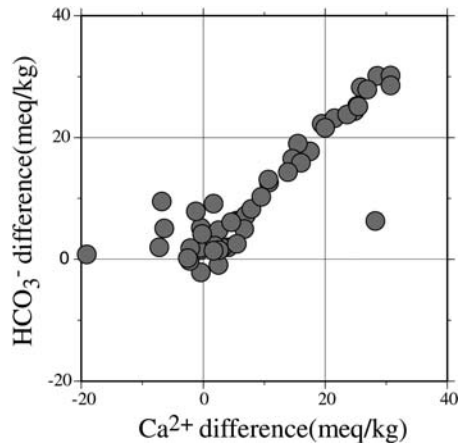


Fig. 15 Relationship between difference in analyzed concentration of bicarbonate ion and calculated value, and those for calcium ion, in hot spring waters of group 2-B.

図 15 グループ 2-B の温泉水のカルシウムイオン濃度と重碳酸イオン濃度における計算値と実測値との差どうしの関係。

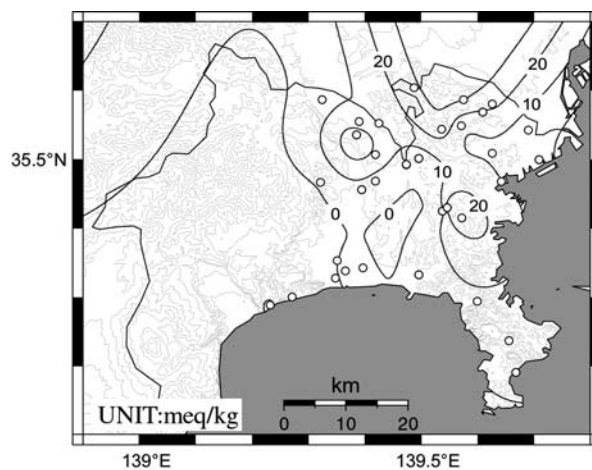


Fig. 16 Geographic map showing spatial distribution of the differences between calculated and analyzed concentrations of bicarbonate ion.

図 16 炭酸水素イオン濃度における計算値と実測値の差の分布。

### 5.3 その他の可能性

酒井 (1975) は, 高温の海水が, 溶解度の低下により硬石膏を沈殿し飽和に達した後も, 地層からの  $\text{Ca}^{2+}$  の溶出が続くことにより, さらに硬石膏の沈殿が進み, ほとんど  $\text{SO}_4^{2-}$  を含まない  $\text{Na-Ca-Cl}$  型熱水が形成されるとしている. そのような熱水が, その後もそこに滞留していたとすれば, 現在の, 温泉取水層にあたる深度の地温は  $50^\circ\text{C}$  前後 (菊川ら, 2007) であるから, 温度の低下とともに  $\text{CaSO}_4$  の溶解度が増加するため, 温泉水は再び  $\text{SO}_4^{2-}$  を含むことになるであろう. 実際にはグループ 2 の温泉水は  $\text{SO}_4^{2-}$  をほとんど含んでいないことから, 化石海水は  $\text{CaSO}_4$  を沈殿させた環境から移動し, 現在では  $\text{CaSO}_4$  を含まない環境に滞留している可能性が考えられる.

Fig. 17 は, Table 2 に掲げた結果をもとに, 温泉水の  $\text{SO}_4^{2-}$  濃度および  $\text{HCO}_3^-$  濃度と  $\text{CaSO}_4$  (硬石膏) に対する SI (飽和指数) の関係を示した図である. 飽和指数の計算にあたっては,  $25^\circ\text{C}$  における硬石膏の溶解度  $0.015 \text{ mol/kg}$  から, 溶解度積を  $2.25\text{E-}4$  とした.

Fig. 17 によれば, グループ 1 および 3 の温泉水は概ね  $\text{SI} > 0$  であり,  $\text{CaSO}_4$  に対して飽和である. これに対して, グループ 2 の温泉水の SI は極めて小さく  $\text{CaSO}_4$  に対して著しく未飽和であることがわかる. 一方,  $\text{HCO}_3^-$  濃度と SI の関係においては,  $\text{HCO}_3^-$  濃度が高いほど SI が低くなっている. 上述のとおり,  $\text{HCO}_3^-$  濃度の増加には地下水の関与が大きいと考えられることから, グループ 2 の温泉水が硬石膏に対して未飽和な原因は, 地下水の希釈の影響を受けているとすることで, ある程度説明が可能である. しかしながら, グループ 2 の温泉水の石膏に対する飽和指数は著しく低く, 硫酸還元細菌による分解の影響も無視できない可能性がある. その影響について評価するためには, 硫黄同位体比  $\delta^{34}\text{S}$  や, 温泉採取層の地質試料中に実際に含まれる鉱物についての検討 (例えば, Yamanaka and Kumagai, 2006) が必要である.

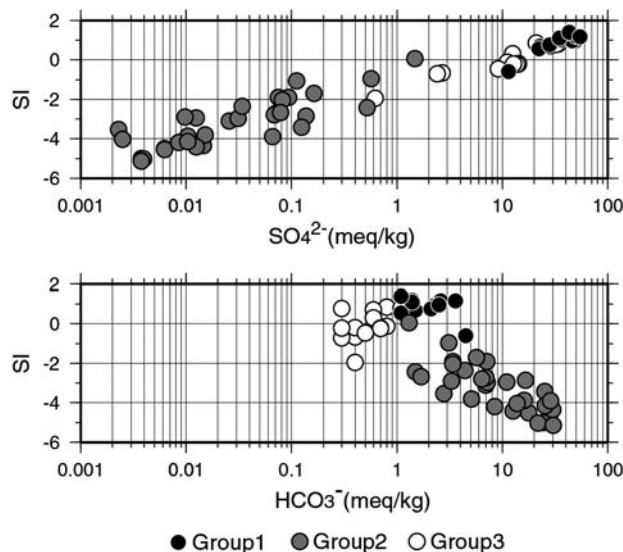


Fig. 17 Relationship between saturation index for gypsum and concentrations of sulfate ion, or bicarbonate ion.

図 17 硬石膏に対する飽和指数と硫酸イオン濃度および炭酸水素イオン濃度の関係

## 6. ま と め

神奈川県内に掘削された大深度温泉井の掘削から利用までの事務手続きに関わる資料および、追加で実施した酸素・水素同位体比の分析結果をもとに、県内の大深度温泉水の起源について検討した。

その結果、神奈川県内の大深度温泉は、その成因が次の3つのグループに分類されることがわかった。それぞれのグループの温泉水は、次のような成因をえていると考えられる。

沿岸部に分布しているグループ1の温泉は現海水の混合希釈系にあると考えられる。帯水層の透水性が低いことから地下水の流入は少ないと見られ、同位体比の特徴も天水の寄与率が低いことを示している。

グループ2の温泉は県南西部から東部にかけて分布している。 $\text{SO}_4^{2-}$ 濃度が極めて低いことから、その成因には化石海水が関与していると考えられ、さらに、主要陽イオンに占める $\text{Ca}^{2+}$ の割合に基づき、それが海水より高いグループ2-Aと、低いグループ2-Bとに細分される。グループ2-Aとグループ2-Bとでは、それぞれが分布する地域の温泉取水層およびその透水性の違いや、酸素・水素同位体比や水頭分布から想定される天水寄与の度合いの違いから、温泉水の滞留状況や形成機構が異なっているものと考えられる。ただし、グループ2の温泉形成に寄与している化石海水が $\text{SO}_4^{2-}$ を失った原因については、本論で検討した $\text{CaSO}_4$ の沈殿のほかに、硫酸イオンの還元細菌による分解についても考慮する必要があるかもしれない。

グループ2-Aの温泉は県中央部から南部に分布しており、 $\text{SO}_4^{2-}$ を失った化石海水が、さらに地層中の $\text{Ca}^{2+}$ とのイオン交換によって変質を受けて形成されたと考えられる。また温泉水に対する地下水の寄与が低いこと、および温泉取水層となっている地層の透水性が低いことから、停滞した状況にあると想定される。

グループ2-Bの温泉は、 $\text{SO}_4^{2-}$ を失った化石海水が、さらに、地層とのイオン交換と $\text{CaCO}_3$ の溶解を経て形成されている可能性が考えられる。また、温泉取水層の透水性が相対的に高いことや、水頭分布から推定される地下水の流動状況から、地下水の関与もかなりあると考えられる。

グループ3の温泉は丹沢山地周辺に分布している。水頭分布および同位体比の分布から、この地域の深層地下水は丹沢山地から東側の低地および南側の海岸へ向かって流動していると見られ、その間に、地層中の成分を溶かしんでいるものと考えられる。

本論では、神奈川県内の大深度温泉の特徴を調べ、その起源を考察して、3つのグループの存在を明らかにした。各グループの温泉は、地理的にも異なった地域に分布している。今後はさらに、温泉取水層の水理学的な特性を明らかにして、その空間的な広がりや地下水のフラックスの定量化を図るとともに、硫黄同位体比や地質試料の分析に基づく海水(化石海水)の変質や地層との相互作用について検討を進める必要がある。なお、本論で利用したデータの多くは、温泉開発に関わる事務手続きに伴って収集されたものであり、その意味で、本論は「温泉資源の保護に関するガイドライン」における「温泉に関する多種多様なデータの収集・整理・解析を推進」を意図したものである。今後、各地で同様の調査を行うことによって、現在課題となっている大深度温泉の保全や有効利用のためのルール作りに、その科学的根拠を提供することができると期待される。

## 謝 辞

本論は、神奈川県温泉保護対策要綱とそれに基づく指導により集められた資料をもとにまとめたものである。温泉保護の主旨に御理解いただき、各資料を提出いただいた温泉事業者の関係各位、および事務手続きに携わられた行政の担当職員各位に心より感謝申し上げます。また、本論執筆に

当たって、神奈川県温泉地学研究所の吉田明夫所長には、データ解析の視点について議論いただき、また様々な助言をいただきました。ここに深く感謝いたします。

## 引用文献

- Dansgaard, W. (1964): Stable Isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- 石坂信之, 栗屋 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** (5), 115-126.
- 板寺一洋, 菊川城司, 代田 寧 (2004): 足柄平野沿岸部の深部塩水の酸素・水素同位体比と水質組成, 神奈川県温泉地学研究所報告, **36**, 43-47.
- 加藤 進, 梶原義照 (1986): 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, **51** (2), 113-122.
- 環境省自然保護局 (2009): 温泉保護のためのガイドライン, 57 p.
- 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  $\text{CaCl}_2$  泉の生成機構について], 温泉工学会誌, **21** (3・4), 70-80.
- 菊川城司, 板寺一洋 (2004): 神奈川県における大深度温泉の水素酸素同位体比と化学成分, 第57回日本温泉科学会大会講演要旨集.
- 菊川城司, 小田原啓, 板寺一洋 (2007): 孔底温度から見た神奈川県内の地温勾配, 神奈川県温泉地学研究所報告, **39**, 79-84.
- 木村耕治 (1990): 神戸層群の地すべり地に存在する高濃度  $\text{Na-HCO}_3$  型地下水の形成機構, 地下水学会誌, **32** (1), 5-16.
- 北野 康 (1984): 地球環境の化学, 284 p., 裳華房, 東京.
- Lawrence, J.R. and Gieskes, J.M. (1981): Constrains on water transport and alternation in the oceanic crust from the isotopic composition of pore water. *J. Geophys. Res.*, **86** (B9), 7924-7979
- Matsuo, S., Kusakabe, M., Niwano, M., Hirano, T., Oki, Y. (1985): Origin of thermal waters from the Hakone geothermal system, Japan. *Geochem. J.*, **19**, 27-44.
- 丸井敦尚, 安原正也, 林 武司, 樋口宏之 (2001): 東京湾岸の深層地下水, 日本水文科学会誌, **31** (3), 1-10.
- 宮崎哲郎, 柴田智郎, 秋田藤夫, 高橋徹哉, 青柳直樹, 中山憲司, 内野栄治, 橋爪 清, 甘露寺泰雄 (2007): 関東平野, 大阪平野, 石狩平野, 濃尾平野, 伊勢・志摩・鈴鹿地方における大深度温泉, 温泉科学, **57**, 99-114.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994): Spatial distribution of  $\delta\text{D}$ - $\delta^{18}\text{O}$  values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. J.*, **28**, 387-410.
- Mizukami M., Sakai S., Matsubaya O. (1977): Na-Ca-Cl- $\text{SO}_4$ -type submarine formation waters at the Seikan Undersea Tunnel, Japan. Chemical and isotopic documentation and its interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1201-1212.
- 村松容一, 岡崎公美, 大城恵理, 安諸政俊 (2008): 関東平野中央部の非火山性温泉における深部流体の生成機構, 日本地下水学会誌, **50**, 145-164.
- 小田原 啓 (2008): 横浜市及び川崎市内の大深度温泉井の掘削資料から推定される上総層群/三浦層群境界, 神奈川県温泉地学研究所報告, **40**, 87-90.
- 大隅多加志 (1991): 水文試料の安定同位体の自動測定, 日本水文科学会誌, **21** (1), 37-42.



- 小沢 清, 江藤哲人, 大山正雄, 長瀬和雄, 松沢親悟 (1999): 温泉掘削井による神奈川県中央部の地下地質, 神奈川県温泉地学研究所報告, **30**, 41-52.
- 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.
- 酒井 均 (1975): 大洋中央海嶺に温泉を探る—熱水地球化学序論—, 科学, **45** (3), 145-153.
- 酒井 均, 大木靖衛 (1978): 日本の温泉, 科学, **48** (1), 41-52.
- 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, **31-3**, 11-24.
- 関 陽児, 中嶋輝允, 上岡 晃, 金井 豊, 間中光雄, 月村勝宏 (2004): 関東地方における大深度温泉の特徴—水質と地質の特徴—, 温泉科学, **54**, 1-24.
- 関 陽児 (2009): 関東地方における大深度温泉の地質と水質, 温泉科学, **58**, 282-293.
- 鹿園直健 (2001): 水—岩石反応による地下水中の主要化学成分組成の変化 (I) —化学平衡とマスバランス—, 地下水学会誌, **43** (3), 149-160.
- 嶋田 純 (1986): 文学に望まれる諸問題—技術・応用の側面から—, 日本水文科学会誌, **16** (2), 83-90.
- 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, **63**, 1-19.
- 早稲田周, 中井信行 (1983): 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成, 地球化学, **17** (2), 83-92.
- Yamanaka, M., Kumagai, Y. (2006): Sulfur isotope constraint on the provenance of salinity in a confined aquifer system of the southeastern Nobi Plain, central Japan. *J. Hydrol.*, **325**, 35-55.
- 山本莊毅 (1983): 地下水調査法, 490 p, 古今書院
- 湯原浩三, 瀬野錦蔵 (1988): 温泉学第 8 版, 293 p, 地人書館.
- (2009 年 9 月 9 日 日本温泉科学会第 62 回大会で一部発表)