

原 著

同位体比から見た富山県の温泉水の起源

富山大学理学部地球科学教室

水谷 義彦, 吉田 健治

(平成2年8月10日受付, 平成2年11月5日受理)

Isotopic Composition and Origin of Hot Spring Waters
from Toyama, Japan

Yoshihiko MIZUTANI and Kenji YOSHIDA

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Toyama University

Abstract

Thermal waters from 46 hot springs (including drillholes) in the non-volcanic region of Toyama were chemically and isotopically analyzed. The chemical analyses have indicated that there exist various types of hot spring water in the region. The chemical and isotopic data for the Na-Cl-HCO₃ and Na-HCO₃-Cl thermal waters associated with Cretaceous granites in the Kurobe gauge suggest that chemical and isotopic equilibrium temperatures of the water range from 150°C to 200°C, and that they are of local meteoric origin. The $\delta^{34}\text{S}$ value of sulfates dissolved in the water is in the same range with that for sulfur in the Cretaceous granite in Japan. The dissolved sulfates are, therefore, considered to originate from the interaction between granites and water. The Na-Cl and Na-Ca-Cl brines from Tertiary sedimentary formations underlying the Toyama and Tonami plains and their adjacent hills are the mixture of local groundwater and fossil sea water. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfates dissolved in the brines indicate that the dissolved sulfates are isotopically similar to sulfate minerals in Green Tuff formations and can be considered to be sea water sulfate leached from the formations. It is also suggested that the brines have undergone bacterial reduction of sulfate in the aquifers, to varying extent. Several hot brines show the oxygen isotope shift of up to 2‰, suggesting that the brines have undergone oxygen isotope exchange with silicate rocks in the depths. Carbon dioxide-rich waters are associated with active fault systems. The carbon isotopic data suggest that the waters are formed by dissolution of carbon dioxide of deep origin, ascending through the fault systems, into meteoric ground water and by subsequent water/rock interactions.

1 はじめに

富山県には、平野部から山間部にかけて約100の温泉が分布する(図1)。これらの温泉は、ほとんどすべてが非火山性温泉である。火山性の温泉は、常願寺川の上流に位置する立山火山の地

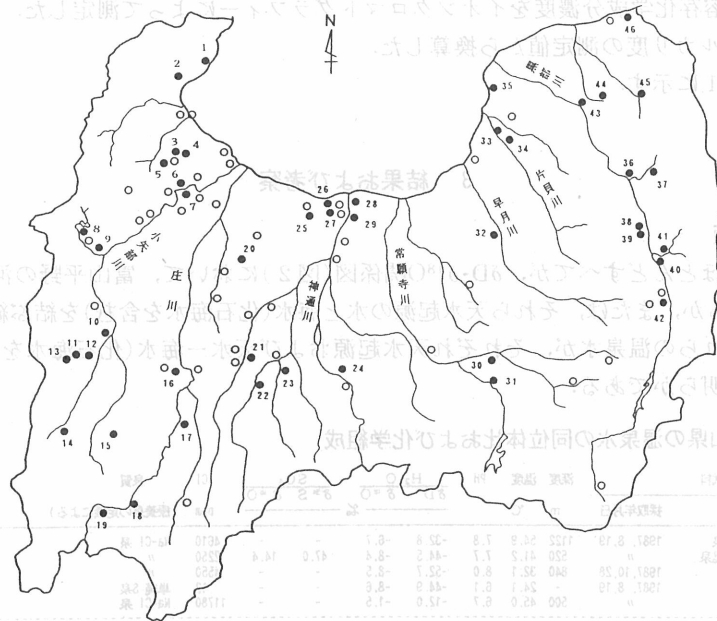


図1 温泉の分布
●は本研究において試料を採取した温泉，数字は試料番号を示す。

嶺谷と立山カルデラだけに湧出している。富山県の非火山性温泉は、比較的泉温の低いものが多く、ほぼ半数は冷泉～低温泉(<34℃)である。泉質は大部分が単純温泉またはCl泉であるが、HCO₃泉およびSO₄泉も存在する。

これらの温泉については、泉温、泉質などのデータが富山県厚生部によって集録されている¹⁾。また、そのデータをもとにして泉質について地学的および化学的考察が行われている²⁾。しかし、温泉水の起源に関する地球化学的研究は、これまでほとんど行われていない。

そこで、本研究では、富山県の主な非火山性の温泉について水素、酸素および硫黄同位体比などを測定し、温泉水および溶存化学成分の起源を検討した。

2 試料採取および分析

試料を採取した温泉を図1に●で示す、試料採取は、主に1987年8月から10月の間に行った。温泉水の水素および酸素同位体比は、それぞれ、U還元法およびCO₂平衡法によって測定した。溶存SO₄濃度の高い試料については、溶存SO₄の硫黄および酸素同位体比を、それぞれ、酸化第一銅法および炭素還元法によって測定した。測定結果は、標準物質の同位体比からの偏差(δ値)として千分率(パーミル, ‰)で示す：

$$\delta = \left(\frac{R_x}{R_s} - 1 \right) \times 1000$$

ここで、Rは同位体比(D/H, ¹⁸O/¹⁶O, ³⁴S/³²S), xおよびsは、それぞれ試料および標準物質を表す。標準物質としては、D/Hおよび¹⁸O/¹⁶Oについては標準平均海水(SMOW), そして³⁴S/³²SにはCanyon Diablo隕石中のTroilite (FeS)が用いられる。測定精度はδDについて±1‰, δ¹⁸Oおよびδ³⁴Sについては±0.1‰程度である。

温泉水の主要溶存化学成分濃度をイオンクロマトグラフィーによって測定した。ただし、 HCO_3^- 濃度はpH 4.8アルカリ度の測定値から換算した。

分析結果を表1に示す。

3 結果および考察

3.1 水の起源

温泉水試料のほとんどすべてが、 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 関係図(図2)において、富山平野の河川水および地下水の範囲に入るか、または、それら天水起源の水と海水(化石海水を含む)を結ぶ線の上に乗る。したがって、これらの温泉水が、それぞれ天水起源および天水-海水(化石海水を含む)混合物起源であることは明らかである。

表1 富山県の温泉水の同位体比および化学組成

番号	採取場所	採取年月日	深度 m	温度 °C	pH	H_2O		SO_4		Cl ppm	泉質 (標準泉の定義による)	所属流域
						δD	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{33}\text{S}$			
1	岩井戸温泉	1987, 8, 19	1122	54.9	7.8	-32.8	-6.7	-	-	4610	Na-Cl 泉	中小河川 または海岸
2	氷見有磯温泉	"	520	41.2	7.7	-44.5	-8.4	47.0	14.4	2250	"	
3	陽和温泉	1987, 10, 28	840	32.1	8.0	-52.7	-8.5	-	-	4550	"	
4	竹原の湯	1987, 8, 19	-	24.1	6.1	-44.9	-8.6	-	-	12	単純 S 泉	
5	神代温泉	"	500	45.0	6.7	-12.0	-1.5	-	-	11780	Na-Cl 泉	
6	五十里温泉	1987, 8, 13	1000	24.2	7.4	-44.8	-7.5	-	-	5530	"	小矢部川
7	百楽荘	1987, 9, 2	150	29.5	6.3	-61.1	-9.9	21.7	-	1080	含 CO_2 -Na Mg- HCO_3 Cl 泉	
8	宮島温泉	1987, 8, 13	592	43.8	8.5	-48.5	-9.1	25.6	16.1	1124	Na Ca-Cl SO_4 泉	
9	須川温泉	"	120	15.0	7.4	-38.2	-6.8	-	-	5530	Na-Cl 泉	
10	北陸農政局 (福野町安居)	"	750	27.9	8.3	-	-	-	-	13330	"	
11	川合田温泉	1987, 8, 12	6	15.8	7.3	-44.2	-8.3	-	-	1240	"	
12-1	華山温泉 1号井	"	1082	50.0	7.0	-52.2	-8.7	25.3	12.5	2080	"	
12-2	" 2号井	"	1008	35.2	8.7	-54.1	-9.4	-	11.9	915	Na-Cl SO_4 泉	
13	法林寺温泉 1号井	"	350	45.2	8.8	-58.1	-9.7	20.3	11.5	215	Na- SO_4 Cl 泉	
14	福光温泉	"	350	30.0	7.6	-58.0	-10.4	-	11.4	1040	Na Ca- SO_4 Cl 泉	
15	林道温泉(加賀屋)	1987, 9, 5	-	20.7	4.2	-61.4	-10.4	-	-	5	単純 CO_2 泉	庄川
16	庄川温泉(三楽園)	1987, 8, 24	-	22.8	6.2	-50.7	-9.3	19.6	11.3	406	含 CO_2 -Na Mg- HCO_3 Cl 泉	
17	大牧温泉	1987, 11, 11	80	54.3	8.0	-61.7	-10.9	18.6	10.1	1820	Na Ca-Cl SO_4 泉	
18	五ヶ山温泉	"	100	27.0	8.3	-66.0	-11.0	17.5	7.7	55	単純温泉 (Ca Na- SO_4)	
19	くろは温泉	1987, 8, 12	1259	20.8	7.1	-72.0	-11.6	20.6	8.6	1150	Na Ca- SO_4 Cl 泉	
20	百蔵菅温泉	1987, 8, 20	190	27.0	7.8	-50.6	-9.1	-	-	40	Na- HCO_3 泉	
21	山田温泉(玄猿楼)	1987, 9, 3	-	48.1	8.5	-58.8	-10.0	21.5	11.9	1170	Na Ca-Cl 泉	
22	下の茗温泉	"	-	25.0	7.8	-55.3	-9.5	20.0	10.2	102	単純温泉 (Na Ca-Cl SO_4)	
23	角間温泉	1987, 8, 25	1100	49.2	7.8	-45.1	-5.5	25.5	13.4	4700	Na Ca-Cl 泉	
24	春日温泉 2号井	1988, 8, 18	550	33.2	7.9	-46.3	-7.8	24.1	13.2	3980	Na-Cl 泉	
25	足洗老人福祉 センター	1987, 8, 15	750	32.8	7.4	-66.5	-10.2	-	-	1220	Na Ca-Cl 泉	
26	蛸第一温泉	"	10	18.1	6.2	-54.6	-8.9	-	-	9	なし	神通川
27-1	蛸温泉 1号井	1987, 8, 14	30	16.9	6.5	-55.0	-9.4	-	-	10	"	
27-2	" 3号井	"	1283	33.2	7.3	-56.9	-8.8	-	-	4340	Na-Cl 泉	
28	萩の湯	"	63	20.3	6.7	-40.3	-6.3	25.7	14.0	8980	含Fe-Na Ca-Cl 泉	
29	城川原化石温泉	1988, 9, 28	1200	37.6	7.7	-15.4	-3.7	-	-	16700	Na-Cl 泉	
30	粟巣野温泉	"	737	38.1	9.8	-72.9	-10.4	-	-	172	アルカリ性単純温泉 (Na-Cl SO_4)	常願寺川
31	亀谷温泉	1987, 10, 27	300	-	9.8	-67.7	-11.4	-	-	18	アルカリ性単純温泉 (Na- HCO_3 SO_4)	
32	早月川温泉	1987, 10, 13	652	47.1	7.6	-63.5	-10.8	22.5	13.5	200	Na- SO_4 泉	早月川
33	金太郎温泉	1981, 4, 28	770	58.8	7.5	-35.6	-5.2	-	-	8060	Na Ca-Cl 泉	片貝川
34	天神山温泉	1987, 10, 8	1208	44.0	7.2	-29.0	-3.8	20.0	-	10240	"	
35	生地第一温泉	"	4	17.0	6.3	-53.1	-8.5	20.0	11.0	5340	Na-Cl 泉	黒部川
36-1	黒糠温泉 1号井	1987, 10, 1	98.0	8.4	-71.3	-11.5	10.9	-1.7	-	133	単純温泉 (Na-Cl HCO_3)	
36-2	" 5号井	"	50-150	98.3	7.4	-68.7	-11.3	-	-	125	"	
36-3	" 7号井	"	100.0	8.6	-73.1	-11.4	-	-1.1	-	139	"	
37	二見温泉	"	93.0	7.7	-70.6	-11.5	9.5	-2.0	-	129	"	
38	粟山温泉	1980, 5, 9	0	72.0	6.7	-78.9	-12.5	10.2	-4.5	54	"	
39	鐘釣温泉	1987, 10, 1	0	42.1	8.0	-72.5	-11.6	-	-3.0	41	" (Na- HCO_3 Cl)	
40	名刺温泉	"	60.1	7.1	-78.1	-12.3	18.1	-1.6	-	154	"	
41-1	祖母谷温泉 (1)	"	0	97.8	7.3	-78.4	-12.2	6.0	-	174	単純 S 泉	
41-2	祖母谷温泉 (2)	"	0	97.0	8.2	-78.9	-12.2	-	-4.1	193	(Na-Cl HCO_3 SO_4)	
42	人見平温泉	1982, 8, 25	235	96	8.4	-87.7	-12.3	-	-	458	Na-Cl HCO_3 泉	
43	明日温泉 1号井	1987, 10, 7	688	45.3	7.2	-72.5	-11.5	15.2	5.5	485	Na- HCO_3 Cl 泉	中小河川 または海岸
44	舟見本陣山麓泉	1987, 10, 10	-	16.2	6.3	-62.8	-10.7	-	-	370	Na Ca- HCO_3 Cl 泉	
45	小川温泉	1987, 10, 1	0	42.3	8.2	-66.6	-11.0	-	-	418	Na-Cl HCO_3 泉	
46	境鯉泉	1987, 10, 7	0	16.5	6.1	-45.1	-8.4	-	-	8	なし	

† : 1979年に採取した試料の値。

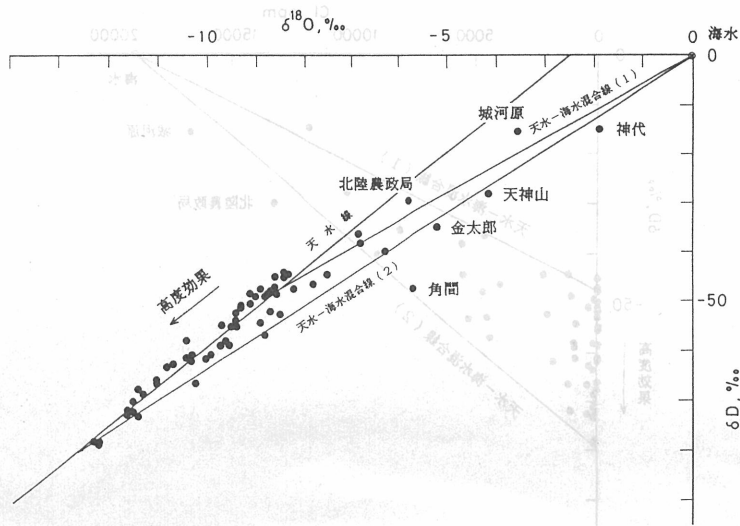


図2 温泉水のδDおよびδ¹⁸O値. 天水線は富山県の地表水および地下水におけるδD-δ¹⁸O関係を示す. 天水-海水混合線(1)は平野部への降水に由来する地下水と海水の混合物, 天水-海水混合線(2)は黒部川河川水と海水の混合物を表す. 高度効果については図4参照.

天水起源の温泉水のδDおよびδ¹⁸O値は、それぞれ、その温泉の所在地を集水域に含む河川のδDおよびδ¹⁸O値にほぼ一致しており、それらの温泉水が付近を流れる河川水と起源が同じであることを示している。図3に富山県の主要河川のδDおよびδ¹⁸O値を示す³⁾。富山県の主要河川のδDおよびδ¹⁸O値と河川の集水域の平均高度との間には明瞭な負の相関がある(図4)³⁾。したがって、集水域の平均高度が最も高い黒部川の流域の温泉は最も低いδDおよびδ¹⁸O値を持ち、平野部周辺の丘陵地から流れ出る中小河川の流域の温泉は比較的高いδDおよびδ¹⁸O値を持っている。

天水-海水混合物起源と見られる温泉はすべてCl泉である。このことはδD-Cl濃度関係図からも明らかである(図5)。

図2において、天水-海水混合線から右側にはずれている温泉があるが、それらは地下深部で岩石-水相互作用によりOxygen isotope shiftを受けていると考えられる⁴⁾。角間温泉(試料番号

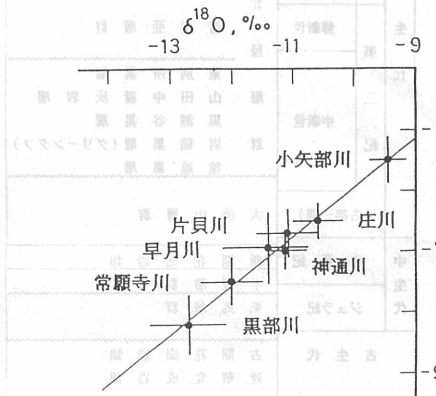


図3 河川水のδDおよびδ¹⁸O値

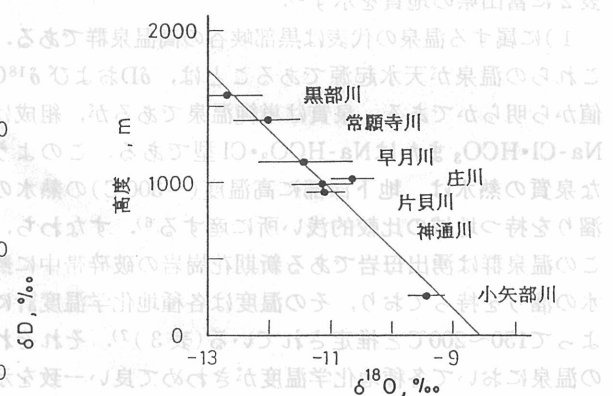


図4 河川水のδ¹⁸O値と集水域の平均高度との関係

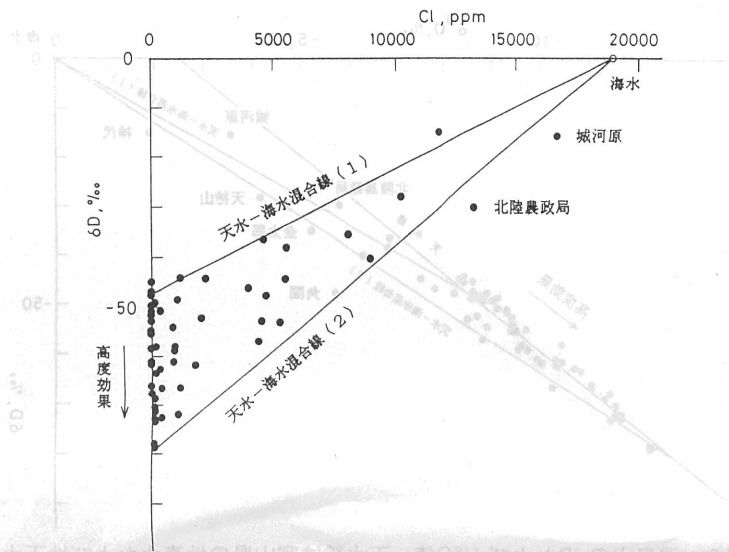


図5 温泉水のδD値と塩化物濃度の関係
 天水-海水混合線(1)および(2)については図2の説明。

23)については2%程度のOxygen isotope shiftが明らかであり、神代温泉(5)、天神山温泉(34)および金太郎温泉(33)についても0.5%程度が認められる。また、城河原化石温泉(29)および北陸農政局の温泉(10)は天水-海水混合線の左側にはずれており、5%程度のHydrogen isotope shiftを受けていると考えられる。これらについては、後で泉質と合せて議論する。

3.2 溶存化学成分(泉質)について

富山県の非火山性温泉は湧出母岩によって次のように分類することができる：

- 1) 花崗岩など基盤岩の割れ目から湧出している温泉
 - 2) 新第三系および第四系の堆積岩中から湧出している温泉
 - 3) 両者が複合している温泉
- 表2に富山県の地質を示す⁵⁾。

1)に属する温泉の代表は黒部峡谷の高温泉群である。これらの温泉が天水起源であることは、δDおよびδ¹⁸O値から明らかである。泉質は単純温泉であるが、組成はNa-Cl・HCO₃またはNa-HCO₃・Cl型である。このような泉質の熱水は、地下深部に高温度(～300℃)の熱水の溜りを持つ地域の比較的浅い所に産する⁶⁾。すなわち、この温泉群は湧出母岩である新期花崗岩の破碎帯中に熱水の溜りを持っており、その温度は各種地化学温度計によって150～200℃と推定されている(表3)⁷⁾。それぞれの温泉において各種地化学温度がきわめて良い一致を示すことは、これらの温泉の泉質が熱水溜りにおける花崗岩と熱水の間での化学反応の平衡によって決められている

表2 富山県の地質

地質時代区分		層序
新 紀	第四紀	完新世 加積層 沖積層 段丘礫層
		更新世 群
	第三紀	鮮新世 北陸 音川亜層群
		中新世 東別所累層 山田中凝灰岩層 黒瀬谷累層 群 岩稻累層(グリーンタフ) 榆原累層
(古第三期)	太美山層群	
中生代	白亜紀	新期花崗岩類
	ジュラ紀	手取層群 来馬層群
古生代		古期花崗岩類 連華変成岩類
先古生代		飛騨変成岩類

表3 黒部峡谷の温泉水の地下温度⁷⁾

泉温	地化学温度計					
	SO ₄ -H ₂ O *	Na-K-Ca **	Na/Li #	Na/K ##	SiO ₂ ###	°C
36-1 黒雉温泉	98	174	155	179	144	140
37 二見温泉	89	188	163	169	155	150
39 鐘釣温泉	41	194	146	160	161	145
40 名剣温泉	52	161	163	-	153	140
41-1 祖母谷温泉	96	261	200	182	203	167
42 人見平温泉	96	-	-	145	151	-

*: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 2.88 (10^6/T - 2) - 4.1,$

** : $\log(\text{Na/K}) + \beta \log(\sqrt{\text{Ca/Na}}) = 1647/T - 2.24,$

$\beta = 4/3$ for $\sqrt{\text{Ca/Na}} > 1$ and $T < 100^\circ\text{C},$

$\beta = 1/3$ for $\sqrt{\text{Ca/Na}} < 1$ or if $T (\beta = 4/3) > 100^\circ\text{C},$

: $\log(\text{Na/Li}) = 1000/T + 0.13,$

: $\log(\text{Na/K}) = 855.6/T - 0.6267,$

: $\log\text{SiO}_2 (\text{ppm}) = -1533.5/T + 5.768.$

ことを示唆している。黒部峡谷の高熱ずい道(阿曾原—仙人谷)は、掘削中に高温度の噴気や熱水が多量に噴出したことで有名であるが、それは花崗岩の破碎帯中の熱水溜り、またはその近くを掘削したためと思われる⁷⁾。人見平温泉(42: Na-Cl・HC O₃泉)は、その高熱ずい道の縦坑の底から湧出している温泉水を利用している。

黒部峡谷の温泉群の熱源としては、これまでに、立山火山などの第四紀火山活動のマグマ⁸⁾、花崗岩マグマの余熱⁹⁾および中新世以降の深部火山活動(マグマ活動)¹⁰⁾が提案されている。しかし、どの説が適当であるかは今後の研究課題である。

黒部峡谷の温泉水の溶存SO₄の $\delta^{18}\text{O}$ および $\delta^{34}\text{S}$ 値は、図6に示すように、堆積岩中から湧出する温泉水の溶存SO₄の値よりも明らかに低い。 $\delta^{18}\text{O}$ 値については、表3に示したように溶存SO₄-H₂O同位体温度が他の地化学温度とよく一致することから、地下の熱水溜りの中における溶存SO₄と水の間の酸素同位体交換平衡によって決められていることは明らかである。 $\delta^{34}\text{S}$ 値は、名剣温泉(40)以外は、花崗岩中のS化合物の値(1~9%)¹¹⁾に

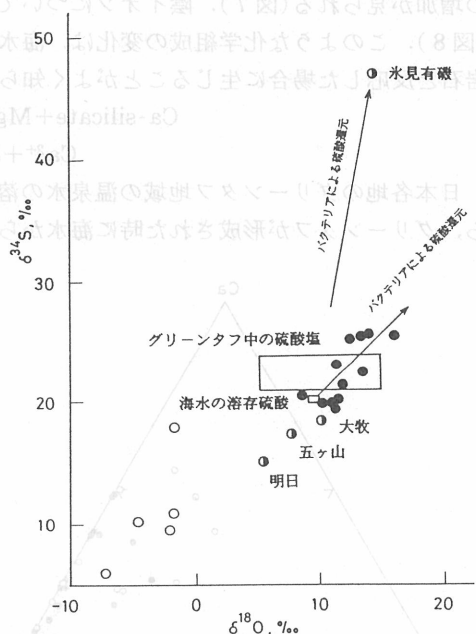


図6 温泉水の溶存硫酸塩の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{34}\text{S}$ 値

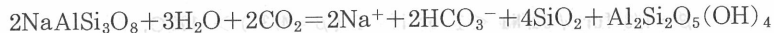
- は堆積岩から湧出している温泉,
- は花崗岩から湧出している温泉,
- ◐は両者の混合型の温泉を表す。

ほぼ等しく、溶存 SO_4 が岩石-水相互作用による花崗岩中のS化合物の溶出によって生じたことを示唆している。一名剣温泉が比較的高い $\delta^{34}\text{S}$ 値を持っているのは、地下深部で溶存 SO_4 - H_2S 間同位体平衡効果が働いた可能性がある。

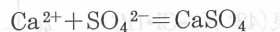
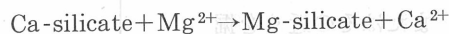
飛騨片麻岩中から湧出している粟巣野温泉(30)や亀谷温泉(31)はpH 9.8のアルカリ性単純温泉である。このような温泉水のpHおよび溶存化学成分濃度は、 CO_2 の供給が乏しい条件下で、花崗岩質岩石の二次変質鉱物と水の間で相互作用が行われることによって規制されていると考えられる¹²⁾。

花崗岩を切る断層に沿って林道温泉(15)、庄川温泉(16)、舟見本陣山鉱泉(44)などの CO_2 泉や遊離 CO_2 を含む HCO_3 泉が湧出している。百楽荘(7: 含 CO_2 HCO_3 泉)については断層との関連は不明であるが、近くに石動断層が存在する。これらの温泉水の全 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値として -0.3‰ ~ -8.8‰ が測定されている¹³⁾。この $\delta^{13}\text{C}$ 値はマントル起源の CO_2 (-5‰)¹⁴⁾、火山性 CO_2 (0 ~ -10‰)¹⁵⁾など、深部起源の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値とほぼ一致している。これらの温泉水は、深部起源の CO_2 が基盤岩の割れ目(断層)を通して地表近くまで上昇し、そこで地下水(天水起源)に溶解したか、または CO_2 を溶解した地下水が地下にしばらく滞留し、周囲の岩石と化学反応(岩石風化)を行ったために生じたと考えられる：

例えば、



2) に属する温泉は、平野部から丘陵地にかけて分布する。温泉水が新第三系下部の岩縮累層(グリーンタフ)に貯留されている場合には、比較的泉温が高く($>34^\circ\text{C}$)、泉質は $\text{Na}\cdot\text{Ca}\cdot\text{Cl}\cdot\text{SO}_4$ 泉であることが多い。この型の温泉水中のClイオンも、前述のように、海水に由来する。しかし、その陽イオン組成は海水の組成とは大きく異なり、海水と比べて、Mgの著しい減少、Caの増加が見られる(図7)。陰イオンについては溶存 SO_4 の著しい増加、または消失が認められる(図8)。このような化学組成の変化は、海水起源の温泉水に一般的に認められるもので、海水が岩石と反応した場合に生じることがよく知られている¹⁶⁾：



日本各地のグリーンタフ地域の温泉水の溶存 SO_4 については、その硫黄および酸素同位体比から、グリーンタフが形成された時に海水からグリーンタフ中に沈澱した硬石膏などの硫酸塩鉱物

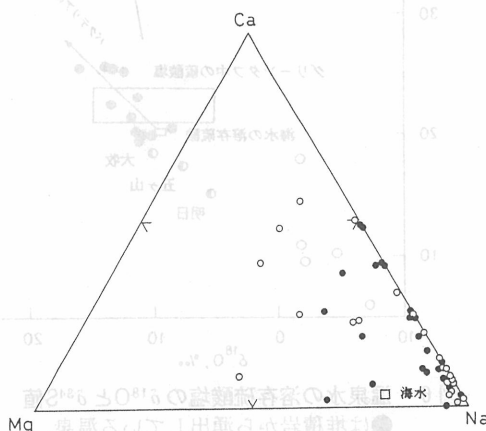


図7 温泉水の陽イオン組成
●は塩化物濃度が1000ppm以上の温泉を表す。

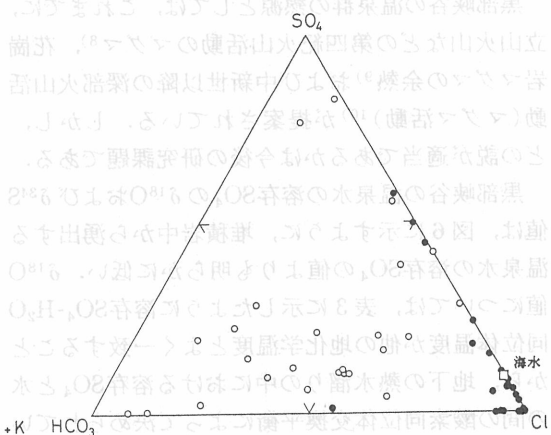


図8 温泉水の陰イオン組成
●は塩化物濃度が1000ppm以上の温泉を表す。

の温泉水への溶出に由来することが明らかにされている¹⁶⁾。図6に示すように、富山県の堆積岩中から湧出する温泉水の溶存SO₄は、海水の溶存SO₄とグリーンタフ中の硫酸塩鉱物の付近に集まっており、それらが海水起源またはグリーンタフ中の硫酸塩鉱物起源であることを示している。また、温泉水は海水の溶存SO₄を起点とする右上りの直線に沿って分布しているが、このような直線的配列は、溶存SO₄の一部が硫酸還元細菌によってH₂Sに還元された場合に生じることが知られている¹⁷⁾：

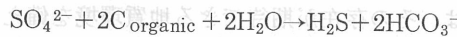


図6において、氷見有機温泉(2)は上記の直線的配列から大きくはずれ高いδ³⁴S値を示しているが、硫酸還元細菌が溶存SO₄を還元する場合、温度、栄養状態などの違いにより、直線の勾配が大きく変わることがある¹⁷⁾。したがって、この温泉の溶存SO₄も海水起源である可能性が高い。堆積岩中から湧出することこれらの温泉水は、いずれもH₂Sを伴っているが、そのことは溶存SO₄が今も硫酸還元細菌の働きを受けていることを示唆している。

Cl型の温泉水が岩稜層よりも上部の比較的有機物に富む地層中に貯留されており、しかも、CH₄を含む温泉ガスが伴っている場合、溶存SO₄はほとんど失われている。堆積性有機物のメタン発酵(2C_{organic} + 2H₂O → CO₂ + CH₄)が行われるような還元的環境では、溶存SO₄は硫酸還元細菌によってH₂Sに還元されるからである。実際に、それらの温泉水はH₂Sを伴っている場合が多い。そして同時に、岩石-水相互作用によって温泉水からMgが失われているため、それらの温泉水の泉質はNa-Cl型になっている。平野部に湧出しているCl泉は、ほとんどがこの型である。

Oxygen isotope shiftが認められた温泉はすべてCl泉であり、しかもボーリングによって地下深部から湧出している高温泉である。それらの温泉の地化学温度を表4に示す。角間温泉(23)以外の温泉は、100℃以上の比較的高い地下温度を示しており、したがって、これらの温泉の水は100℃以上の温度で岩石と同位体交換反応を行いOxygen isotope shiftを受けていると考えられる。これらの温泉のOxygen isotope shiftが比較的小さいのは、反応時の岩石/水比が小さかったのが原因かもしれない。角間温泉は比較的大きなOxygen isotope shiftを受けているが、地化学温度は地表で測定された泉温よりも10~30℃しか高くない。この温泉の孔底付近には比較的大きな二次熱水溜りが存在し、得られた地下温度はその熱水溜りの温度と思われる。そして、その二次熱水溜りには、より深部の一次熱水溜りからOxygen isotope shiftを受けた高温熱水が供給されていると考えられる。

Hydrogen isotope shiftが認められた城河原化石温泉(29)は高濃度のCl泉である。同程度のHydrogen isotope shiftは新潟ガス田(新第三系上部~第四系)および南関東茂原ガス田(第三系上部)の塩水で認められており、その成因として過去における海水の同位体組成の変動が指摘されている¹⁸⁾。城河原化石温泉の温泉水は新第三系下部の堆積岩中に貯留された深層塩水であり、上記のガス田塩水と同様に化石海水の一種と思われる。しかし、城河原化石温泉の塩水は、図5から明らか

表4 Oxygen isotope shiftが認められる温泉水の地化学温度

	泉温	Na-K-Ca 温度		SiO ₂ 温度
		℃		
23 角間温泉	49.2	59	81	
5 神代温泉	45.0	109	67	
34 天神山温泉	44.0	177	149	
33 金太郎温泉	58.8	179	-	

ように、海水-天水混合物としては過剰のClイオンを含んでいる。また、図5から、北陸濃政局(10)のボーリング孔からの塩水も過剰のClイオンを含んでいることが認められる。群馬県大戸においても、同様に、過剰のClイオンを含む深部塩水の存在が報告されているが¹⁹⁾、このような塩水の生成機構は不明であり、今後の研究課題である。

3)に属するのは岩井戸温泉(1)、氷見有機温泉(2)、大牧温泉(17)、五ヶ山温泉(18)、くろば温泉(19)、明日温泉(43)である。これらの温泉は、熱水を貯留している堆積岩の直ぐ下に花崗岩の基盤が存在するか、または、その存在が期待できる地質環境を備えている。大牧温泉は古期花崗岩の割れ目から湧出しているが、泉質からみて、温泉水の一部は古期花崗岩を覆っている岩稲累層に由来すると思われる。これらの温泉は、五ヶ山温泉以外は、N₂を主成分とし0.07~0.3%に達する比較的高濃度のHeを含む温泉ガスを伴っている²⁰⁾。氷見有機温泉と大牧温泉については、³He/⁴He比が大気ヘリウムの値(1.4×10⁻⁶)の約3.5倍であることが明らかにされている(高岡, 私信)。この型の温泉ガスは地殻深部に由来する²¹⁾。したがって、これらの温泉の水の少なくとも一部分は花崗岩の割れ目(断層)を通して地下深部を循環した水であり、その溶存化学成分の一部は花崗岩に由来すると考えられる。例えば、大牧温泉、五ヶ山温泉および明日温泉の溶存SO₄は、図6において、堆積岩から湧出する温泉と花崗岩から湧出する温泉を結ぶ直線上に位置しており、花崗岩に由来する溶存SO₄が寄与していることを示唆している。

4 まとめ

富山県の非火山性温泉は、天水または天水-海水混合物起源であり、その泉質は主に岩石-水相互作用によって支配されている。

花崗岩中の割れ目(断層)から湧出する温泉は、泉温が比較的高く、泉質は単純温泉(天水起源)である場合が多い。一方、温泉水が堆積岩中に貯留されている場合は、一般に泉温が低く、泉質はCl泉(天水-海水混合物起源)である。堆積岩中から湧出するそれらの温泉水は溶存SO₄を含んでいるが、その濃度は主にグリーンタフ中の硫酸塩鉱物(主に硬石膏)の溶解と硫酸還元バクテリアによる溶存SO₄のH₂Sへの還元によって支配されている。堆積岩中から比較的泉温の高い温泉水が湧出している場合は、それらの多くは、その堆積岩層(貯留層)の下に花崗岩を基盤として備えている。したがって、花崗岩中の割れ目(断層)を通路として、深部熱水が地下深部の熱および化学成分を貯留層へ運んでいると思われる。

CO₂泉およびHCO₃泉の全CO₂は、基盤岩の割れ目を通して上昇してきた深部起源のCO₂に由来する。

文 献

- 1) 富山県厚生部：富山県の温泉，1-68 (1989)
- 2) 高倉盛安：富山県における温泉の概要—地学的・化学的考察—，富山県立技術短期大学研究報告，24，43-55 (1990)
- 3) 水谷義彦：水文学に望まれる諸問題—安定同位体水文学—，ハイドロロジー，16，74-82 (1986)
- 4) Craig, H.: Isotopic variation in meteoric waters, Science, 133, 1702-1703 (1961)
- 5) 富山県：富山県地質図説明書，1-127 (1970)
- 6) Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J.: Chemistry and geothermal systems, Academic Press, New York, 1-392 (1977)

