

原 著

鹿児島市及びその北部地域の温泉水の 貯留機構に関する地球化学的解釈

鹿児島大学大学院理工学研究科

藤田 俊一, 坂元 隼雄

(平成12年11月24日受付, 平成13年5月9日受理)

Geochemical Interpretation on Hydrothermal System in Kagoshima City and its Northern Area

Shun-ichi FUJITA and Hayao SAKAMOTO

Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

Abstract

Kagoshima City and its northern area are located in the central part of Kagoshima Prefecture. The city is rich in hot springs, reach to 185 in number, having the characteristics of chloride type. These springs are distributed around Kagoshima bay. On the other hand, the inland part has dilute chloride type and bicarbonate type.

This research work suggests that hydrothermal system in these areas is geochemically related to interaction between rock and river water or sea water. The Cl-SO₄-HCO₃ diagram showed Cl/SO₄ ratio of sea water as 7.1 while almost chloride type except dilute chloride type have low Cl/SO₄ ratio. The experiment on dissolution of volcanic gas stuck to Sakurajima volcanic ash gave very low Cl/SO₄ ratio. The result leads to believe that dilute chloride type is influenced by the dissolution of volcanic gas.

Geothermal reservoir temperature of dilute chloride type and chloride type was estimated to be about 70-95 °C by K/Mg geothermometer. Therefore, it is considered that there is hardly effect with sea water.

Key words : hydrothermal system, Kagoshima City, volcanic gas

キーワード：熱水系, 鹿児島市, 火山ガス

1. 緒 言

鹿児島市及びその北部地域では、1950年代から温泉開発が急速に進み、温泉水を浴用として利用することを目的とした公衆浴場、旅館・ホテル、医療機関等によるボーリングが広範囲にわたって

行われている。現在、源泉総数は鹿児島市内で185本を超えている。その分布は鹿児島市街地の全域にわたっており、南北14 km、東西8 kmと広い範囲に存在している。泉質は塩化物泉や単純泉などであり、ボーリングの掘削深度は500～800mのものが最も多いが1000mを超えるものもある(露木ら, 1991; 露木, 1992; 本山, 1992)。これらの地域は、始良カルデラ(Matsumoto, 1943)のカルデラ外壁に接し、露木(1969)による鹿児島地溝に属している。

鹿児島市及びその周辺地域の地質層序については、大木ら(1970)、大木(1974)などによって、下部より四万十層群、照国火砕流堆積物、花倉層、三船流紋岩、犬迫軽石流堆積物、城山層、坂元軽石流堆積物(シラス)、最上位を桜島起源の噴出物が覆っていると報告されている。また、南九州の基盤岩として四万十層群が広く分布していることが示されている。さらに、鹿児島市内の温泉の地下構造は、露木(1969, 1975, 1992)によって研究され、二つの温泉貯留体(砂岩、頁岩及びその互層よりなる四万十層群を貯留母岩とする第一次温泉貯留体及び四万十層群の上部に存在する照国火砕流や花倉層内に貯留する第二次温泉貯留体)の存在が推定されている。掘削技術が進歩していなかった時代は、第二次温泉貯留体から得られる温泉水がほとんどであり、泉温が低く、鉄分を含有した塩化物泉であった。しかし、掘削技術の進歩に伴って、最近では四万十層群のような固い岩盤も掘削できるようになったため、塩分の少ない、比較的高温の第一次温泉貯留体由来の温泉水が得られるようになった。この地域の温泉水の湧出基盤岩は堆積岩であることから、その熱源が何であるかは興味深い問題であり、解明が必要である。また、火山ガスからの成分供給や温泉水の起源の解明は今日まで十分に行われていない。温泉水は郡山町八重山山地の甲突池(地下水の湧出口)を起点とし、鹿児島市街地を抜けて鹿児島湾へ流れ込んでいる甲突川周辺に多く見られることから、温泉貯留体への水の供給源となる大きな割れ目や断層が甲突川沿いに走る串木野—鹿児島構造線上に存在し、地下深部にまで発達していると考えられる。また、鹿児島市の海岸付近の温泉水には塩化物泉が多く見られることから、多数報告されている(山下, 1974; 一國ら, 1974; 相川ら, 1978; 甘露寺, 1984, 1987)温泉水への海水混入も考えられる。

本研究では、鹿児島市及びその北部地域に湧出する温泉水、河川水及び海水の化学分析を行い、それらの各種成分の含有量と分布状況から、温泉水の貯留機構(温度)の推定、海水及び深部から放出される火山ガスによる温泉水の化学成分の付与について考察を行った。

2.1 温泉水、河川水及び海水試料の採取と保存及び分析法

鹿児島市及びその北部地域における、温泉水、河川水及び海水の採取地点をFig. 1に示す。温泉水試料は泉源において可能な限り湧出場所に近い位置、すなわちできるだけボーリング孔に近い場所から採取した。また、河川水試料は流れのある河川の表層水を採取した。海水試料は鴨池港の防波堤から海水の表層水を採取した。温泉水、河川水及び海水試料は250 ml

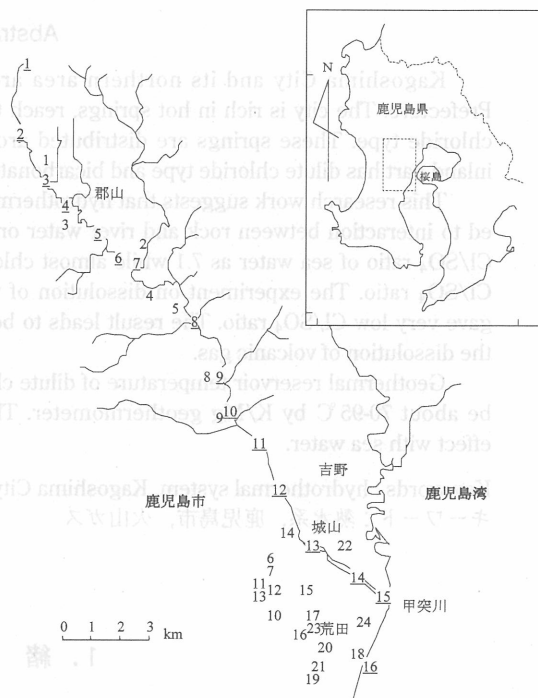


Fig. 1 Locality map of sampling points

のポリエチレン瓶に保存し、陽イオン分析用には、陽イオンの沈殿もしくは容器への吸着を防ぐため試料1リットルに対して濃塩酸を10 ml加え保存した。

分析方法及び分析方法は次に示す。pH: ガラス電極法; Na, K: 炎光光度法; Ca, Mg: 原子吸光分光分析法; Fe: O-フェナントロリン法; Cl, SO₄: イオンクロマトグラフィー(IC)法; HCO₃: 硫酸による中和滴定法(pH4.3アルカリ度)を用いた。なお、水温(泉温)は現地でサーミスタ温度計により測定した。

2.2 火山灰の採取と保存及び分析法

火山灰試料は雨に濡れていないものを対象とし、できるだけ降灰直後の新鮮な試料を採取した。なお、火山灰試料はポリスチロール棒瓶に入れて保存し、分析に用いた。火山灰試料2 gを共栓付き試験管に取り、純水50 mlを加え、60℃の恒温槽で2時間浸せきした後、0.45 µmのフィルターでろ過及び定容(100 ml)とし分析した。

分析は、Cl, SO₄についてイオンクロマトグラフィー(IC)法を用いて行った。

3. 結果と考察

3.1 pHと水温(泉温)

温泉水試料の分析結果をTable 1に、河川水及び海水の分析結果をTable 2に示す。温泉水、河川水及び海水のpHと水温(泉温)の関係をFig. 2に示す。泉温は37.1~55.9℃と比較的低温であり、地

Table 1 Chemical data of hot spring waters in Kagoshima City and its northern area

No.	Date	pH	Temp. (°C)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)
1	1998/ 6/24	8.6	41.0	45.7	1.77	5.86	0.3	<0.02	79.5	6.36	6.77	104
2	1998/ 6/24	8.9	45.0	50.6	1.46	4.21	0.21	<0.02	83.5	6.25	7.71	115
3	1998/ 6/24	8.8	45.2	241	5.64	8.45	1.91	<0.02	60.9	101	23.7	415
4	1998/ 6/24	8.2	45.3	297	1.97	5.17	0.55	<0.02	33.4	136	21.5	499
5	1998/ 6/24	8.3	41.9	302	5.50	6.67	1.65	<0.02	47.1	177	63.4	401
6	1998/11/24	7.4	49.0	390	7.61	11.6	3.28	0.03	48.5	341	182	297
7	1998/ 6/24	7.5	39.5	480	9.93	17.8	3.68	0.03	54.0	427	189	273
8	1998/ 6/24	8.5	47.3	526	9.51	11.4	1.85	<0.02	40.7	514	175	329
9	1998/ 6/24	8.0	37.1	595	9.13	9.87	2.43	0.09	46.3	514	197	404
10	1998/11/25	7.6	46.6	605	12.3	10.1	3.23	<0.02	30.3	645	349	441
11	1998/11/24	7.8	47.6	618	9.79	9.47	3.96	<0.02	28.6	534	479	425
12	1998/ 6/24	7.7	44.8	643	9.67	7.89	3.59	<0.02	39.0	462	447	413
13	1998/11/24	7.8	40.2	666	12.0	8.66	2.95	<0.02	28.9	525	498	416
14	1998/ 6/24	7.6	45.4	702	9.73	20.7	2.18	0.04	43.5	656	208	365
15	1998/11/24	8.0	47.0	770	11.0	20.6	6.3	<0.02	35.2	793	282	399
16	1998/11/24	7.6	46.7	854	15.1	15.8	4.91	<0.02	31.1	1350	271	347
17	1998/11/24	7.7	45.6	948	17.4	25.6	13.1	<0.02	30.6	1300	313	353
18	1998/11/25	7.6	55.9	948	20.2	15.6	4.13	<0.02	36.9	1320	269	535
19	1998/11/25	7.8	50.7	960	16.5	13.3	4.65	<0.02	32.9	1340	243	336
20	1998/11/25	7.7	48.3	982	17.9	20.5	10.1	<0.02	42.8	1170	239	283
21	1998/11/25	7.6	49.3	994	16.3	14.9	5.36	<0.02	32.6	1460	259	316
22	1998/ 6/24	8.0	45.9	1000	11.8	31.0	6.35	<0.02	41.6	1170	167	265
23	1998/11/25	7.8	46.3	1030	22.1	20.0	10.6	<0.02	31.3	1660	289	318
24	1998/11/25	7.3	42.2	1720	38.4	20.6	75.5	<0.02	67.5	5670	346	156

Table 2 Chemical data of river water and sea water in Kagoshima City and its northern area

No.	Date	pH	Temp. (°C)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)
1	1999/3/13	6.6	14.3	4.05	0.60	3.66	2.27	<0.02	20.8	4.70	3.88	23.3
2	1999/3/13	7.7	13.7	6.97	1.81	5.54	2.01	<0.02	37.7	6.52	5.49	33.8
3	1999/3/13	7.5	14.9	8.39	3.79	4.79	1.31	<0.02	76.5	7.28	4.89	31.9
4	1999/3/13	7.5	15.5	9.07	3.57	7.26	1.82	<0.02	65.8	7.94	5.73	39.8
5	1999/3/13	7.7	15.8	9.37	3.20	6.75	2.04	0.03	61.9	8.36	5.78	42.7
6	1999/3/13	7.8	16.6	10.2	3.61	9.35	2.14	<0.02	67.2	10.3	7.06	50.0
7	1999/3/13	7.8	15.0	10.2	3.01	8.97	2.30	<0.02	60.9	8.59	8.06	48.5
8	1999/3/13	7.9	15.4	10.3	3.52	8.75	2.21	<0.02	62.2	9.21	7.46	46.5
9	1999/3/13	7.9	16.0	13.0	3.73	10.1	2.58	<0.02	75.5	10.7	8.14	56.3
10	1999/3/13	7.8	15.8	12.3	3.67	10.0	2.65	0.02	66.8	11.0	8.91	54.5
11	1999/3/13	7.8	15.4	13.1	3.85	10.8	2.7	0.02	65.4	11.1	10.5	57.8
12	1999/3/13	7.8	15.5	13.0	3.82	11.3	2.78	0.03	65.0	11.4	10.8	59.9
13	1999/3/13	7.7	15.3	23.2	4.24	12.2	3.81	0.05	65.5	19.9	14.1	65.4
14	1999/3/13	6.6	15.5	1490	64.6	70.8	191	<0.02	55.1	2490	440	78.9
15	1999/3/13	8.0	15.6	6020	248	237	541	<0.02	25.5	10100	1660	119
16	1999/3/13	8.1	15.5	11460	392	403	1300	<0.02	6.1	18900	2670	130

Note : 1-15 ; Koutsuki River, 16 ; sea water of Kamoike Port

域による差が見られなかった。また、pHは7.3～8.9と中性もしくは弱アルカリ性であり、海岸付近の温泉水(No. 16～24)よりも北部に位置する温泉水(No.1～5)にpHの高いものがある。また、河口域の河川水(No. 15)ではpHが高くなる傾向が見られる。よって、pH 8.1程度である海水の混入が考えられる。しかし、河川水のNo. 14ではpHが6.6と他の地点と異なり低い。この理由としては、周辺には民家が多いので、生活廃水などによる人為的な汚染の可能性が考えられる。これらの、pHと人為的な汚染の関係については、今後解明していく必要がある。

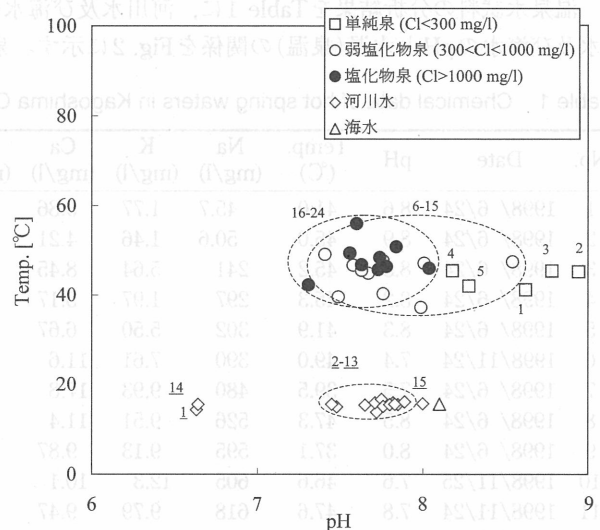


Fig. 2 Relationship of pH and temperature of hot spring water, river water and sea water

3.2 陰イオン化学組成

温泉水、河川水及び海水のCl-SO₄-HCO₃組成比(重量%)を三角図に表したものをFig. 3に示す。北部には炭酸水素イオン卓越型の単純泉(No. 1～5)が分布し、海岸へ近づくにつれて塩化物イオンが卓越してくる塩化物泉(No. 16～24)が分布している。また、海岸から離れた内陸部に弱塩化物泉(No. 6～15)が分布している。また、河川水の多くは炭酸水素イオン卓越型(No. 1～13)であり、河口域の河川水は海水の影響によって塩化物イオン卓越型(No. 14, 15)となる。北部の温泉水は低温で岩石と水(河川水、もしくは地下水)相互作用により形成された温泉水と考えられ、海岸付近の温泉水は海水起源の温泉水と考えられる。

海水(No. 16)のCl/SO₄重量比は7.1であり、塩化物泉(No. 16～24)ではこの値に近いが、弱塩化

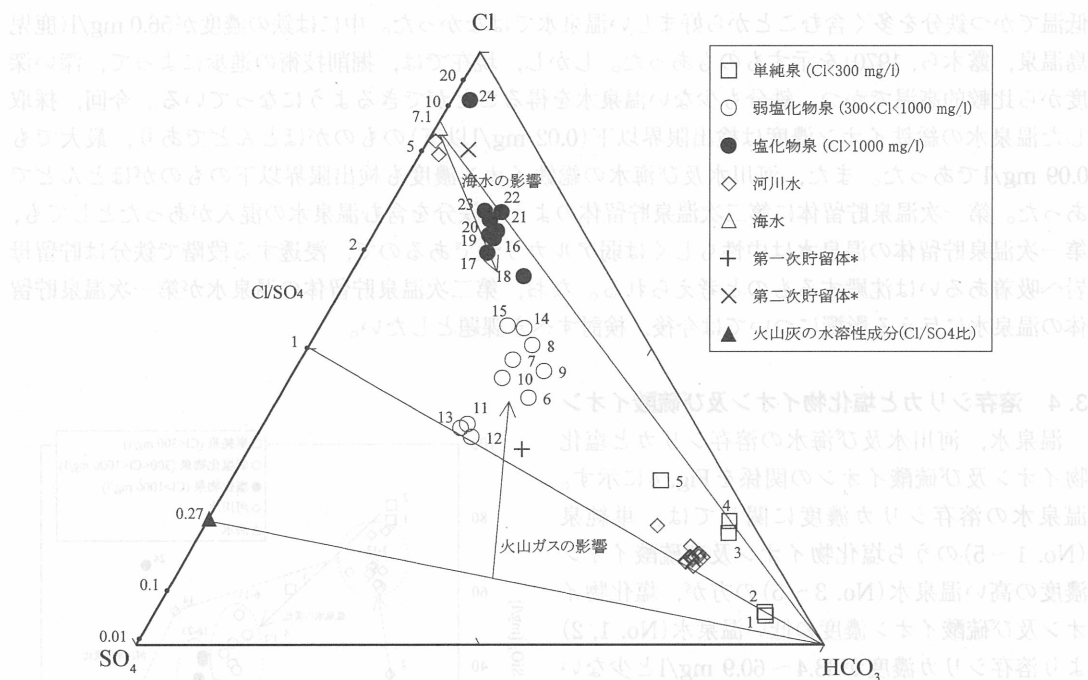


Fig. 3 Relative contents of SO_4 , HCO_3 and Cl of hot spring water, river water and sea water with an additional datum of Sakurajima volcanic ash (after Sakamoto et al., 1998). * Data of Tsuyuki (1969) and Tsuyuki et al. (1970)

物泉 (No. 6～15) では、海水の Cl/SO_4 重量比に比べて小さい値となる。この違いは、温泉水の起源となる海水による希釈の程度の違いと考えられる。しかし、この他の原因として、火山ガスの影響も考えられる。桜島火山南岳は現在でも活発な火山活動を続けているため、深部から放出される火山ガスの直接的な採取はできない。しかし、火山灰に付着した火山ガスの水溶性成分を調べることによって、深部から放出される火山ガスの成分値を間接的に求めることができる。そこで、桜島火山南岳から 1955～1995 年の間に放出された 143 個の火山灰試料に付着した火山ガスの水溶性成分を分析した (坂元ら, 1998)。その結果、 Cl/SO_4 重量比は 0.27 (火山灰に付着した火山ガスの溶出量の算術平均値は、 Cl が 604 mg/kg, SO_4 が 2200 mg/kg) であった。よって、深部から放出される火山ガスの Cl/SO_4 重量比も非常に小さい値を示すと推定される。このことから、弱塩化物泉 (No. 6～15) で海水の Cl/SO_4 重量比に比べて小さいのは、深部から放出される火山ガスの寄与が大きいことが示唆される。しかし、地表に堆積した火山灰やシラスが雨水に洗われ、火山ガス成分が溶解し、地中に浸透する可能性や第二次温泉貯留体の母体である海成堆積物の花倉層などに由来する成分の寄与も考えられる。

一方、塩化物泉の一部 (No. 24) には、海水の Cl/SO_4 重量比よりも大きい値を示しているものもある。この理由としては、マグマ発散物の寄与も考えられるが、この温泉水が地下深部の四万十層に属する砂岩・頁岩及び互層などの割れ目に長期間貯留され、硫酸イオンが石膏などとして貯留母岩中に取り込まれたためと考えられる。

3.3 総鉄イオン

露木 (1975) により分類されている第二次温泉貯留体から得られる温泉水は浅い深度から得られ、

低温でかつ鉄分を多く含むことから好ましい温泉水ではなかった。中には鉄の濃度が56.0 mg/l(鹿児島温泉, 露木ら, 1970)を示すものもあった。しかし, 現在では, 掘削技術の進歩によって, 深い深度から比較的高温でかつ, 鉄分も少ない温泉水を得ることができるようになっている。今回, 採取した温泉水の総鉄イオン濃度は検出限界以下(0.02 mg/l以下)のものがほとんどであり, 最大でも0.09 mg/lであった。また, 河川水及び海水の総鉄イオン濃度も検出限界以下のものがほとんどであった。第一次温泉貯留体に第二次温泉貯留体のような鉄分を含む温泉水の混入があったとしても, 第一次温泉貯留体の温泉水は中性もしくは弱アルカリ性であるので, 浸透する段階で鉄分は貯留母岩へ吸着あるいは沈殿するものと考えられる。なお, 第二次温泉貯留体の温泉水が第一次温泉貯留体の温泉水に与える影響については今後, 検討すべき課題としたい。

3.4 溶存シリカと塩化物イオン及び硫酸イオン

温泉水, 河川水及び海水の溶存シリカと塩化物イオン及び硫酸イオンの関係をFig. 4に示す。温泉水の溶存シリカ濃度に関しては, 単純泉(No. 1~5)のうち塩化物イオン及び硫酸イオン濃度の高い温泉水(No. 3~5)の方が, 塩化物イオン及び硫酸イオン濃度の低い温泉水(No. 1, 2)より溶存シリカ濃度が33.4~60.9 mg/lと少ない傾向にある。しかし, 塩化物イオン及び硫酸イオン濃度の高い塩化物泉(No. 24)の溶存シリカ濃度は67.5 mg/lと塩化物イオン及び硫酸イオン濃度が高くなっても減少傾向が見られない。一方, 河川水の場合は, 上流域(No. 1からNo. 3)において, 溶存シリカ濃度は徐々に増加している。この増加は, 土壌(岩石)と水の相互作用によるものと考えられる。また, 中流域(No. 4~13)において溶存シリカ濃度は70 mg/l程度で一定しているが, 河口域(No. 14, 15)では塩化物イオン及び硫酸イオン濃度の増加により, 溶存シリカ濃度は急激な減少が見られる。しかし, 塩化物泉(No. 24)では, 塩化物イオン及び硫酸イオン濃度が高くて溶存シリカ濃度の減少傾向が見られない。この原因としては, 長期間にわたり比較的高温で地下の空隙に滞留している温泉水であるため, その間の岩石との相互作用により岩石中のシリカが温泉水中にもたらされたことが考えられる。

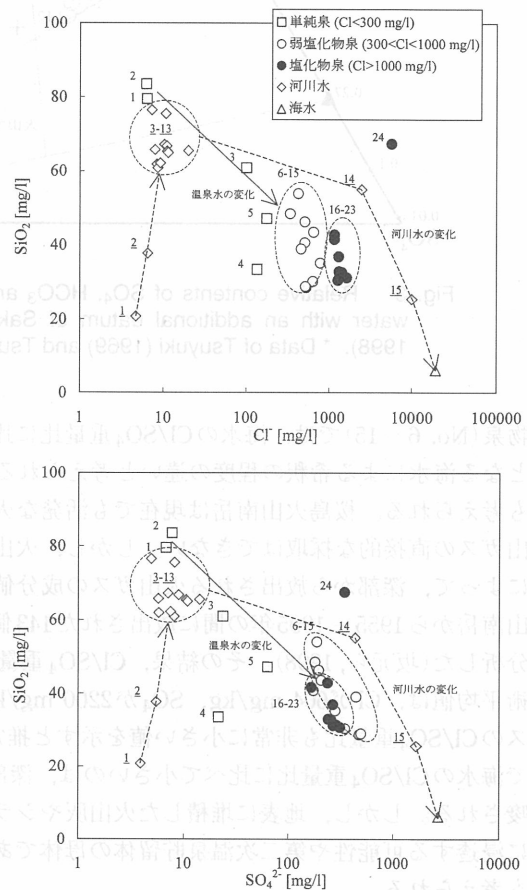


Fig. 4 Relative contents of anion (Cl, SO₄) and SiO₂ of hot spring water, river water and sea water in Kagoshima City and its northern area.

3.5 Na/K及びK/Mg地化学温度計による熱水の貯留層温度の推定

Giggenbach(1988)は, 温泉水中のNa/K及びK/Mg組成比が, 岩石-水相互作用を仮定した化学平衡により説明可能であることを示し, Na-K-Mgの3成分の分析値から地下に潜在する地熱系の貯留層温度を推定する方法として, Na/K及びK/Mg地化学温度計を提案した。これらの地化学温度に

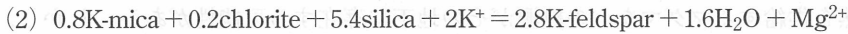
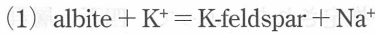
関与する鉱物は、地熱系に普遍的に存在する曹長石、カリ長石、緑泥石、カリ雲母、シリカが含まれる。

Giggenbach (1988) は、次の地化学温度計により、貯留層温度を求めた。

$$\text{Na/K地化学温度計 } T_{\text{Na-K}}(\text{°C}) = 1390 / [1.75 - \log(\text{K}/\text{Na})] - 237$$

$$\text{K/Mg地化学温度計 } T_{\text{K-Mg}}(\text{°C}) = 4410 / [14.0 - \log(\text{K}^2/\text{Mg})] - 237$$

これらの地化学温度計は、次の反応の平衡関係に基づく。



想定される鉱物と温泉水の間で(1)、(2)式の平衡関係が成り立てば、Fig. 5の完全平衡(Full equilibrium)を示す線上にプロットされる。採取した温泉水にNa/K及びK/Mg地化学温度計を用いた結果をFig. 5に示す。

地熱生産井から得られる塩化物泉は、ほぼ完全平衡を示す線上にプロットされる(Giggenbach, 1988)ことが知られるが、弱塩化物泉及び塩化物泉は、完全平衡が成り立たず部分平衡領域にプロットされた。これは海水の混入が完全平衡となるのを遅らせているためと考えられる。これらの貯留層温度はNa/K地化学温度計からは105~135°C程度、K/Mg地化学温度計からは70~95°C程度であると推定される。K/Mg地化学温度計は低温の温泉水でも適用できることから(Giggenbach, 1988)、これらの温泉水にはK/Mg地化学温度計を適用する方が妥当である。また、これらの温泉水ではNa/K重量比が海水より高いことから、塩化物イオン濃度が高くても、単に海水が混入したものではなく、岩石と海水の相互作用(貯留母岩とのイオン交換反応)によって、海水起源のカリウムイオン

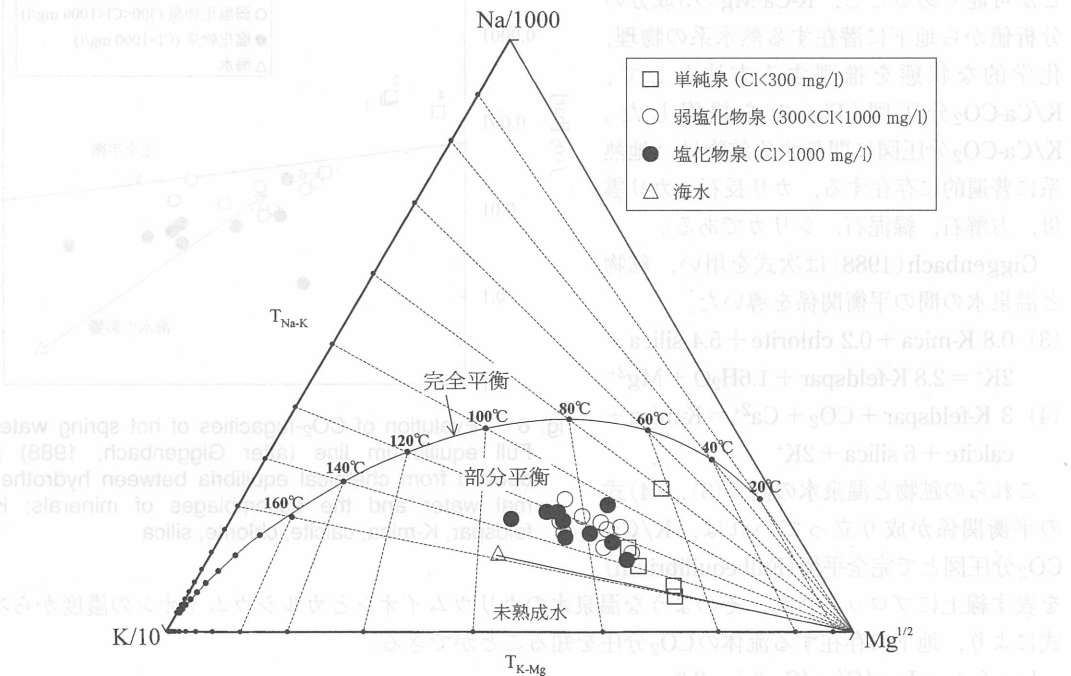


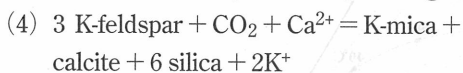
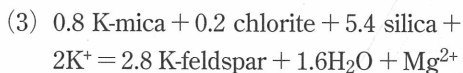
Fig. 5 Comparison between reservoir temperatures of hydrothermal system estimated by the Na/K geothermometer and the K/Mg geothermometer (after Giggenbach, 1988) of hot spring water. The full equilibrium line is derived from chemical equilibria between hydrothermal water and the assemblage of minerals; albite, K-feldspar, K-mica, chlorite, silica

がナトリウムイオンにイオンに置換されたと考えられる。一方、高温になるほど熱水中のNa/K重量比は減少する傾向にあることが知られている(Ellis et al., 1967)が、これらの温泉水ではNa/K重量比は海水のものよりも高いことから、岩石と海水の相互作用(貯留母岩とのイオン交換反応)は低温下で起こっていると考えられる。露木(1992)は、第一次温泉貯留体から得られる温泉水の貯留母岩は、火山岩などの深成岩類でなく、四万十層の堆積岩であったため、温泉開発当初は四万十層のような堆積岩中に孔底温度60℃以上を示す温泉水が存在することは考えられなかったと述べている。しかし、K/Mg地化学温度計からも70~95℃程度の貯留層温度が推定された。よって、四万十層群のような堆積岩へと熱を供給するマグマなどの熱源がその地下に存在する可能性がある。しかし、鹿児島市及びその北部地域では100℃を超える孔底温度は未だに観測されていない。それは、四万十層群が強固な厚い岩体であるために、その下部からの加熱機構が伝導的であるからと考えられる。しかし、鹿児島市(甲突川河口)から約10km東方には、現在でも活発に火山活動を続けている桜島火山南岳があり、鹿児島湾北部の水深約200m付近には約200度の海底噴気孔がある(Sakamoto, 1985)。よって、始良カルデラ外壁部に位置する、鹿児島市及びその北部地域から湧出する温泉水の熱源は、火山とは全く無関係ではなく、地下深部に高温のマグマが存在している可能性がある。

3.6 K/Ca組成比による貯留層のCO₂分圧の推定

Giggenbach(1988)は、岩石-水相互作用を仮定した化学平衡により、温泉水のK/Ca比から貯留層のCO₂分圧を求めることが可能であると、K-Ca-Mgの3成分の分析値から地下に潜在する熱水系の物理、化学的な状態を推測する方法として、K/Ca-CO₂分圧図(Fig. 6)を提案した。K/Ca-CO₂分圧図に關与する鉱物は、地熱系に普遍的に存在する、カリ長石、カリ雲母、方解石、緑泥石、シリカである。

Giggenbach(1988)は次式を用い、鉱物と温泉水の間の平衡関係を導いた。



これらの鉱物と温泉水の間で(3)、(4)式の平衡関係が成り立っていれば、K/Ca-CO₂分圧図とで完全平衡(Full equilibrium)

を表す線の上にプロットされ、そのような温泉水のカリウムイオンとカルシウムイオンの濃度から次式により、地下に存在する流体のCO₂分圧を知ることができる。

$$\text{Log } f_{\text{CO}_2} = \text{Log}(C_{\text{K}^+}^2/C_{\text{Ca}^{2+}}) - 3.0$$

温泉水及び海水をK/Ca-CO₂分圧図にプロットした結果をFig. 6に示す。海水の二酸化炭素分圧は0.4 bar程度と温泉水よりも高い値を示し、海水と炭酸塩鉱物等の相互作用による影響が考えられる。弱塩化物泉及び塩化物泉の貯留層のCO₂分圧は4.5~72 mbarと推定されたが、完全平衡から期待されるCO₂分圧より高い圧力を示している。また、塩化物泉は弱塩化物泉に比べ、より完全平衡線上

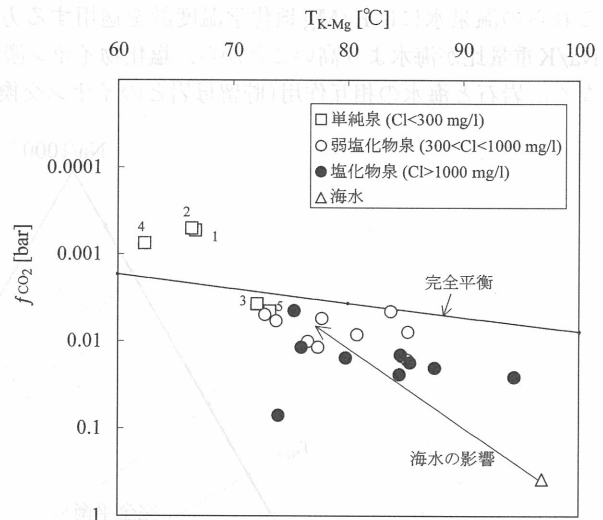


Fig. 6 Evolution of CO₂-fugacities of hot spring water. Full equilibrium line (after Giggenbach, 1988) is derived from chemical equilibria between hydrothermal water and the assemblages of minerals; K-feldspar, K-mica, calcite, chlorite, silica

から遠ざかっている。このことは、CO₂分圧がより高い値を示す海水の混入が完全平衡となるのを遅らせているためかもしれない。一方、単純泉の中には完全平衡から期待されるCO₂分圧より低い圧力を示すもの(No.1, 2, 4)が見られる。このようにK-Ca組成比から推定されるCO₂分圧が完全平衡から期待されるものより低い圧力を示すのは、CO₂分圧が内部よりも外部に制御されているためであると考えられる。この原因の詳細については今後の研究課題としたい。

3.7 鹿児島市及びその北部地域の温泉系モデル

今回得られた知見を総括すると、鹿児島市の北部には炭酸水素イオンが卓越した単純泉が分布し、海岸近くには塩化物イオンに卓越した塩化物泉が分布していた。よって、海岸近くから湧出する温泉水には海水混入の影響が考えられた。塩化物泉は、海水のCl/SO₄重量比に近いことから、海水の混入及びその希釈で説明できた。最近深い深度から採取されているため、すべての温泉水が第一次温泉貯留体から得られる温泉水と考えられるが、露木(1975)による鹿児島市の温泉モデル(Fig. 7)と照らし合わせると、塩化物泉の陰イオン組成は第一次温泉貯留体の上位に位置する第二次温泉貯留体(海水の混入により塩分濃度が高い)から得られる温泉水と同様のものと考えられる。また、弱塩化物泉のCl/SO₄重量比は海水の重量比に比べて小さな値を示した。よって、これらの温泉水では単なる海水の混入や希釈だけでは説明できなかった。この原因としては、深部流体から放出される火山ガスの影響が考えられた。また、第一次温泉貯留体の温泉水の総鉄イオン濃度は検出限界以下のものが多く、第二次温泉貯留体のような鉄分を含む温泉水の混入は無いものと思われる。第二次温泉貯留体のような鉄分を含む温泉水の混入があったとしても、第一次温泉貯留体から得られる温泉水の泉質は中性もしくは弱アルカリ性であるので、鉄分は貯留母岩へ吸着あるいは沈殿するものと考えられる。また、K/Mg地化学温度計を用いて貯留層温度を算定したところ、弱塩化物泉及び塩化物泉の貯留層温度は70~95℃程度であった。

今後は、第一次温泉貯留体の湧出母岩となっている四万十層群、第二次温泉貯留体の湧出母岩となっている花倉層及びその上位に位置する犬迫軽石流堆積物、城山層、坂元軽石流堆積物(シラス)を用いた溶出実験を行い、地下水や温泉水への成分供給機構及び第一次温泉貯留体の温泉水に第二

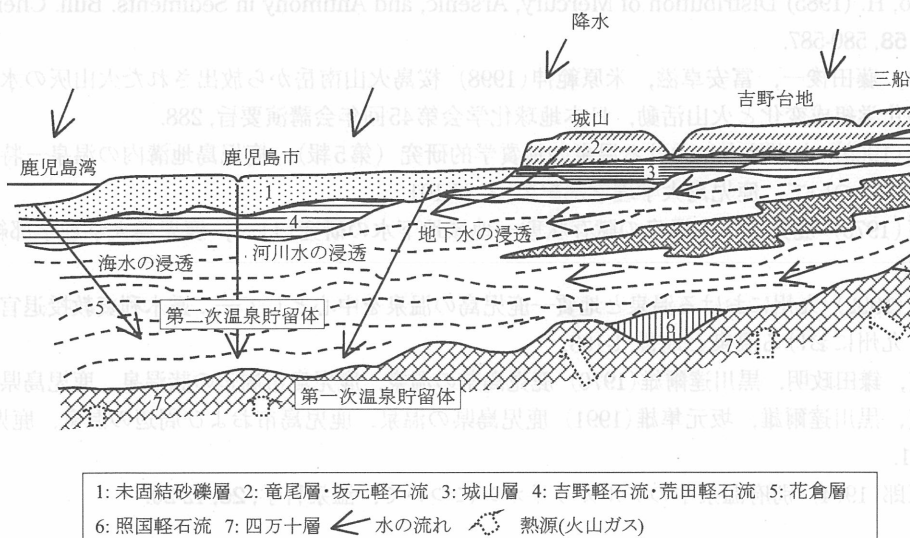


Fig. 7 A schematic presentation of a genetic model of hot spring water in Kagoshima City (Tsuzyuki, 1975).

次温泉貯留体の温泉水が与える影響を評価する予定である。また、鹿児島市及びその北部地域の温泉水は河川水や海水を起源とすると考えられるため、現在行われている甲突川の護岸工事や埋め立てによる影響の有無を調査し、温泉水の揚水量の増加に伴う塩水化にも十分配慮する必要がある。

謝 辞

鹿児島大学理学部の富安卓滋助教授には有益な助言をいただいた。また、査読者の方には適切な助言をいただいた。記して感謝の意を表します。

文 献

- 相川嘉正, 野口喜三雄, 今橋正行(1978) 伊豆七島の温泉の化学成分, 温泉科学, **29**, 204-212.
- Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J (1967) Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction (Part 2). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 519-538.
- Giggenbach, W. F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2749-2765.
- 一国雅巳, 鈴木励子, 加藤武雄(1974) 食塩泉の化学的特徴, 温泉科学, **25**, 21-25.
- 甘露寺泰雄(1984) 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1), イオン活量比及び地下温度の解析による海水—岩石相互作用の推定, 温泉科学, **34**, 1, 13-27.
- 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2), 塩化物泉の化学組成の特徴と, 地下温度およびCO₂の分圧, 温泉工学会誌, **21**, 1, 5-13.
- Matsumoto, T. (1943) The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyusyu. *Jap. Jour. Geol.* **19**, Spec. 1-55.
- 本山尚士(1992) 鹿児島県の温泉, 温泉科学, **42**, 169-175.
- 大木公彦, 早坂洋三(1970) 鹿児島市北部地域における第四系の層序, 鹿児島大学理学部紀要, **3**, 67-92.
- 大木公彦(1974) 鹿児島市西部地域における第四系の層序, 鹿児島大学理学部紀要, **7**, 15-22.
- Sakamoto, H. (1985) Distribution of Mercury, Arsenic, and Antimony in Sediments. *Bull. Chem. Soc. Jap.*, **58**, 580-587.
- 坂元隼雄, 藤田俊一, 富安卓滋, 米原範伸(1998) 桜島火山南岳から放出された火山灰の水溶性成分の化学組成変化と火山活動, 日本地球化学会第45回年会講演要旨, 288.
- 露木利貞(1969) 九州地方における温泉の地質学的研究(第5報), 鹿児島地溝内の温泉—特に温泉貯留体について, 鹿児島大学理学部紀要, **2**, 85-101.
- 露木利貞(1975) 鹿児島市内温泉の賦存状態—地域地下水の研究(1)—, 鹿児島大学理学部紀要, **8**, 63-77.
- 露木利貞(1992) 九州における温泉と地質—鹿児島の温泉を中心として—; 露木利貞教授退官記念会編, 九州における温泉と地質, 1-103.
- 露木利貞, 鎌田政明, 黒川達爾雄(1970) 鹿児島県の温泉, 鹿児島市周辺の諸温泉, 鹿児島県, 1-86.
- 露木利貞, 黒川達爾雄, 坂元隼雄(1991) 鹿児島県の温泉, 鹿児島市および周辺の温泉, 鹿児島県, 1-141.
- 山下幸三郎(1974) 別府温泉中のアルカリイオンについて, 温泉科学, **25**, 12-20.