

草津白根山の火山熱水系

東京工業大学草津白根火山観測所

大場 武, 平林順一, 野上健治

〒377-1711 群馬県吾妻郡草津町草津 641-36

(平成11年9月23日受付、平成11年12月13日受理)

Volcanic hydrothermal system of Mt. Kusatsu-Shirane, Japan

Kusatsu-Shirane Volcano Observatory, Tokyo Institute of Technology

Takeshi OHBA, Jun-ichi HIRABAYASHI and Kenji NOGAMI

Abstract

An model is proposed for the lake water of Yugama crater on Kusatsu-Shirane volcano, where the observed enrichment in D and ^{18}O of lake water is attributed to two factors, one is the addition of isotopically heavy end member associating Cl^- . Another factor is the evaporation effect from lake surface. We divided the observed enrichment into two parts which correspond to the two factors based on the correlation among three parameters; one is the isotopic ratio of lake water, two is the difference in temperature of lake water and ambient air, and third is the Cl^- concentration of lake water. The 70~80% of the isotopic enrichment was estimated to be due to the evaporation effect, and the rest was contributed by the addition of heavy end member. The heavy end member could be a hydrothermal liquid phase coexisting with a vapor phase, both of which are created after the mixing of local meteoric water and a magmatic fluid represented by the andesitic high temperature volcanic gases. The temperature of the vapor-liquid coexisting zone was estimated to be about 200°C . A part of the liquid phase is mixed in the spring waters located on the east flank of Kusatsu-Shirane volcano. The other acidic hot springs distributed on the flank of the volcano is the mixture of the local meteoric water and the magmatic fluid. The vapor phase coexisting with the liquid phase is discharged on the flank of volcano as fumarolic gases.

キーワード：火口湖, 温泉水, 火山ガス, 熱水系, マグマ

1. 緒言

活火山の火口に形成される活動的の火口湖は火山ガスや温泉水を取り込み、水温は通常の湖より高く、しばしば強酸性の水質を示す。このような活動的の火口湖は火山から放出される揮発性物質と熱量の一時的な貯留タンクの役割を果たしている。火山から放出される揮発性物質と熱量はマグマに起源するが、火口湖に到達するまでに熱水系を通過し物理・化学的な分化を受ける。本稿では草津白根山の火口湖および山麓の温泉水の観測から推定される熱水系の化学的な構造について論ずる。

2. 観測および分析

火口湖、湯釜は群馬県草津白根山の山頂にある活動的な火口に形成された湖である。最近では1982年と1983年に火口内で噴火が起きている。湯釜の平均直径は約280mで平均水深は15mと浅い。湖水の

Table 1 Monthly averages for the temperature of lake water and ambient air.

date (month/year)	water (°C)	air (°C)	date (month/year)	water (°C)	air (°C)	date (month/year)	water (°C)	air (°C)
Jan.88	2.10	-9.09	Jan.91	2.85	-11.08	Jan.94	2.25	-10.45
Feb.88	2.48	-12.99	Feb.91	2.75	-11.49	Feb.94	0.93	-11.09
Mar.88	2.72	-7.32	Mar.91	6.17	-4.48	Mar.94	3.95	-8.96
Apr.88	6.58	-1.68	Apr.91	12.81	1.11	Apr.94	8.12	0.58
May.88	10.27	3.77	May.91	15.70	5.09	May.94	14.69	6.14
Jun.88	15.28	9.38	Jun.91	21.28	10.97	Jun.94	19.92	9.97
Jul.88	19.53	12.59	Jul.91	23.60	13.91	Jul.94	25.01	15.75
Aug.88	21.41	15.04	Aug.91	25.62	14.23	Aug.94	27.84	15.98
Sep.88	21.19	10.95	Sep.91	24.00	11.47	Sep.94	26.81	12.72
Oct.88	16.13	2.52	Oct.91	19.48	5.51	Oct.94	19.17	5.08
Nov.88	6.21	-5.11	Nov.91	13.95	-1.78	Nov.94	13.99	-0.55
Dec.88	2.46	-7.3	Dec.91	9.41	-5.35	Dec.94	6.27	-6.25
Jan.89	3.47	-7.31	Jan.92	4.31	-8.92	Jan.95	2.15	-10.99
Feb.89	3.09	-7.92	Feb.92	2.93	-10.49	Feb.95	2.06	-10.25
Mar.89	3.20	-6.85	Mar.92	5.72	-4.75	Mar.95	3.49	-6.87
Apr.89	6.05	-0.59	Apr.92	10.12	-0.44	Apr.95	6.81	-1.48
May.89	10.33	4.43	May.92	12.91	3.03	May.95	13.5	5.41
Jun.89	15.84	8.69	Jun.92	19.74	8.73	Jun.95	17.51	9.12
Jun.89	20.41	11.88	Jul.92	21.62	12.37	Jul.95	21.99	15.10
Aug.89	23.19	14.51	Aug.92	24.99	14.18	Aug.95	26.40	14.83
Sep.89	21.99	11.64	Sep.92	23.16	8.71	Sep.95	21.49	8.64
Oct.89	16.49	5.49	Oct.92	18.25	3.95	Oct.95	18.83	5.29
Nov.89	11.57	-0.31	Nov.92	13.07	-0.78	Nov.95	10.72	-3.91
Dec.89	5.10	-6.92	Dec.92	7.68	-6.58	Dec.95	3.00	-9.93
Jan.90	2.56	-10.82	Jan.93	3.67	-8.85	Jan.96	2.62	-10.40
Feb.90	5.39	-5.69	Feb.93	2.14	-9.51	Feb.96	3.66	-11.11
Mar.90	5.11	-6.23	Mar.93	3.71	-8.11	Mar.96	2.13	-7.39
Apr.90	5.74	-0.43	Apr.93	6.53	-2.35	Apr.96	5.55	-4.12
May.90	nd	nd	May.93	12.65	4.43	May.96	11.06	4.06
Jun.90	nd	nd	Jun.93	18.43	9.28	Jun.96	18.54	10.83
Jul.90	24.21	15.15	Jul.93	21.78	12.21	Jul.96	22.74	14.39
Aug.90	25.62	15.27	Aug.93	23.25	13.39	Aug.96	25.91	13.82
Sep.90	23.66	11.45	Sep.93	22.18	9.79	Sep.96	23.13	9.07
Oct.90	19.29	4.45	Oct.93	17.18	2.92	Oct.96	18.44	3.69
Nov.90	13.97	0.72	Nov.93	12.94	0.54	Nov.96	12.74	-1.49
Dec.90	9.16	-6.00	Dec.93	6.53	-6.96	Dec.96	6.98	-6.74

nd: no data

Table 2. Annual averages for the difference in temperature between lake and air, the Cl⁻ concentration of lake water, D/H and ¹⁸O/¹⁶O shifts in lake water relative to local meteoric water.

year	ΔT (°C)	Cl ⁻ (ppm)	ΔD (‰)	Δ ¹⁸ O (‰)	ΔD(I) (‰)	ΔD(Cl) (‰)	Δ ¹⁸ O(I) (‰)	Δ ¹⁸ O(Cl) (‰)
1988	9.65	1823	17.2	5.11	13.9	3.8	4.02	0.94
1989	9.45	1660	18.6	5.24	13.6	3.5	3.94	0.86
1990	12.15	1969	20.8	5.79	17.5	4.1	5.07	1.02
1991	12.44	2701	21.7	5.83	17.9	5.7	5.19	1.39
1992	12.27	3283	24.1	6.55	17.7	6.9	5.12	1.69
1993	11.18	3102	22.0	6.54	16.1	6.5	4.66	1.60
1994	11.53	3029	23.7	6.59	16.6	6.4	4.81	1.56
1995	11.00	2667	23.3	6.37	15.8	5.6	4.59	1.38
1996	11.55	2716	21.8	5.86	16.6	5.7	4.82	1.40
average	11.25	2550	21.5	5.98	16.2	5.4	4.69	1.32

ΔT; annual average in the difference of temperature between lake and air. ΔD, Δ¹⁸O; shifts in the δD and δ¹⁸O of lake water relative to local meteoric water. The local meteoric water was defined to be -79‰ and -11.8‰ to SMOW of δD and δ¹⁸O, respective respectively. ΔD(I), Δ¹⁸O(I); enrichment in δD and δ¹⁸O of lake water by evaporation.

ΔD(Cl), Δ¹⁸O(Cl); enrichment in δD and δ¹⁸O of lake water by the addition of a heavy end member containing Cl⁻.

pHは1前後を示す。湯釜は世界の活動的火山湖の中でも最も良く観測されている火山湖で、湖水の溶存成分や湖の物理量に関して多くの研究がある(例えば, Takano and Watanuki, 1990; Ohsawa et al., 1993; Ohba et al., 1994; 小坂ら, 1997; Takano et al., 1997; Ohba et al., in press)。東京工業大学草津白根火山観測所は、湖水温、火口内の気温を連続測定し草津町内の観測所に伝送している。Table 1に湖水温および火口内気温の月平均値を示す。これに基づいて計算した湖水温と気温の差の年平均値をTable 2に示す。また著者らが毎月1回湯釜の湖水を採取し、湖水の化学成分および同位体比を測定してきた結果をTable 3に示す。Table 3に基づいて計算した湯釜湖水のCl濃度、安定同位体比(D/H, ¹⁸O/¹⁶O)の年平均値をTable 2に示す。安定同位体比の年平均値は局地天水(local meteoric water)同位体比からの偏差として示した。湯釜周辺における局地天水の同位体比を決定するために湯釜以外の湖沼水、雨水、湯釜火口内に形成されている小川の水などを採取分析し結果をTable 4に示した。草津白根山の山頂部の北側山麓には噴気が放出されている。また山麓には多数の温泉水の湧出が見られる。これら温泉水のCl濃度、同位体比、噴気同位体比分析結果をTable 5に示す。火山ガスの分析はOzawa (1968)の方法に基づいた。D/H, ¹⁸O/¹⁶O比の測定はそれぞれ、H₂-H₂O平衡法(Ohba and Hirabayashi, 1997)、CO₂-H₂O平衡法(Epstein and Mayeda, 1953)で行った。

Table 3 Isotopic ratios and Cl⁻ concentration in Yugama lake water

date (month/year)	δD_{SMOW} (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)	Cl ⁻ (ppm)	date (month/year)	δD_{SMOW} (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)	Cl ⁻ (ppm)
Apr-88	-57	-6.2	1980	Jul-92	-59	-5.7	3280
Jun-88	-58	-6.6	1900	Aug-92	-57	-5.2	3370
Jul-88	-60	-6.9	1820	Oct-92	-51	-4.7	3590
Jul-88	-65	-6.8	1850	Oct-92	-52	-4.8	3360
Sep-88	-65	-6.9	1780	Nov-92	-51	-4.4	3530
Oct-88	-66	-7.0	1720	Jan-93	-56	-4.6	3320
Oct-88	-64	-6.8	1780	Mar-93	-53	-4.9	3120
Oct-88	-62	-6.6	1760	Apr-93	-57	-5.1	3170
Jan-89	-58	-6.2	1730	Jun-93	-58	-5.4	3100
Feb-89	-59	-6.3	1750	Jun-93	-57	-5.5	3060
Apr-89	-61	-6.6	1690	Jul-93	-61	-5.8	3010
May-89	-63	-6.8	1640	Sep-93	-60	-5.7	3020
Jul-89	-64	-6.9	1680	Oct-93	-58	-5.5	3110
Jul-89	-64	-6.9	1690	Nov-93	-56	-5.1	3030
Aug-89	-61	-6.8	1580	Jan-94	-54	-4.9	3110
Aug-89	-60	-6.8	1610	Feb-94	-57	-5.7	3090
Oct-89	-59	-6.5	1570	Mar-94	-51	-5.7	2990
Oct-89	-61	-6.5	1620	Apr-94	-55	-5.7	2960
Nov-89	-60	-6.5	1690	May-94	-58	-5.6	2970
Nov-89	-59	-6.3	1670	Jun-94	-58	-5.5	3090
Jan-90	-62	-6.3	1800	Jun-94	-60	-5.6	3070
Apr-90	-62	-6.4	1880	Jul-94	-60	-5.4	3130
Apr-90	-61	-6.3	1830	Sep-94	-53	-4.7	3070
May-90	-61	-6.4	1760	Oct-94	-53	-4.6	2930
Jun-90	-60	-6.3	1870	Nov-94	-53	-4.2	2910
Jun-90	-59	-6.3	1910	Jan-95	-50	-4.3	2900
Jul-90	-57	-6.1	1920	Mar-95	-51	-4.9	2960
Jul-90	-56	-6.0	2010	Apr-95	-56	-5.4	2830
Aug-90	-54	-5.7	2080	May-95	-56	-5.7	2620
Aug-90	-55	-5.8	2010	Jun-95	-58	-5.7	2560
Sep-90	-57	-5.6	2190	Jul-95	-60	-6.4	2360
Nov-90	-56	-5.4	2380	Aug-95	-58	-6.0	2490
Apr-91	-60	-6.4	2590	Sep-95	-58	-5.6	2580
May-91	-58	-6.0	2550	Oct-95	-57	-5.4	2590
Jun-91	-59	-6.1	2630	Nov-95	-56	-5.2	2790
Jul-91	-58	-5.9	2770	Jan-96	-56	-5.5	2680
Sep-91	-56	-6.0	2770	Feb-96	-58	-6.0	2700
Oct-91	-57	-6.1	2720	Mar-96	-57	-6.1	2580
Nov-91	-55	-5.6	2880	Apr-96	-58	-6.1	2570
Mar-92	-55	-5.4	2960	May-96	-58	-6.2	2510
Apr-92	-55	-5.6	2960	Jun-96	-58	-6.5	2530
May-92	-55	-5.8	3280	Jul-96	-60	-6.4	2790
Jun-92	-55	-5.7	3270	Sep-96	-56	-5.8	2810
Jul-92	-60	-5.8	3250	Oct-96	-58	-5.7	3230
				Nov-96	-56	-5.4	2760

Table 4 Isotopic ratio of water with meteoric origin around Yugama lake

category	location	date yy/mm/dd	δD_{SMOW} (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)
lake water	Mizugama	1994/7/28	-67	-9.7
lake water	Yumiike	1994/7/27	-67	-9.5
lake water	Nozoriko	1994/8/31	-78	-12.2
lake water	Karagama	1994/7/27	-52	-6.4
lake water	Kagamiike	1994/8/19	-43	-4.8
rain	Yugama crater	1989/11/15	-82	-13.2
rain	Yugama crater	1990/6/19	-78	-11.4
rain	Yugama crater	1990/7/18	-77	-11.0
rain	Yugama crater	1990/8/22	-84	-11.9
rain	Yugama crater	1990/9/26	-80	-11.9
snow	Yugama crater	1995/1/12	-76	-14.1
stream	Yugama crater	1992/7/29	-85	-12.3
stream	Yugama crater	1992/7/29	-80	-11.2
stream	Yugama crater	1992/7/29	-76	-10.2
stream	Yugama crater		-79	-11.8
$1 \sigma_{(n-1)}$ *			3.6	1.14

rain, snow and stream water are averaged for the local meteoric water around Yugama lake.

Table 5 Cl^- concentration and isotopic ratios of hot spring water and fumarolic gas

category	location	date yy/mm/dd	Cl^- (ppm)	δD_{SMOW} (‰)	$\delta^{18}O_{SMOW}$ (‰)
hot spring	Kagusa	1991/8/4	4850	-69	-8.1
hot spring	Kagusa	1991/8/4	3270	-74	-9.2
hot spring	Jyofu	1991/8/2	1320	-80	-11.2
hot spring	Bandai	1991/7/28	793	-78	-10.9
hot spring	Kusatsu	1991/7/25	289	-80	-11.6
hot spring	Kusatsu	1991/7/25	288	-80	-11.6
hot spring	Kusatsu	1991/7/25	274	-80	-11.6
hot spring	Gunma-tetsuzan	1991/7/28	410	-81	-11.8
hot spring	Karabuki	1991/7/27	1000	-72	-9.1
hot spring	Manza-yubatake	1991/7/30	164	-85	-12.6
hot spring	Okumanza	1991/7/30	56	-85	-12.8
fumarolic gas	north flank of summit	1989/7/4	ud	-55	-4.3
fumarolic gas	north flank of summit	1989/7/31	ud	-51	-4.3
fumarolic gas	north flank of summit	1989/11/6	ud	-52	-4.3

ud: under the detection limit

3. 考察

Fig.1に湯釜湖水の1988~96年にかけての年平均同位体比, 湯釜周辺に点在する火山活動の影響を受けていない湖沼水の同位体比, 湯釜周辺で採取した天水試料(雨水, 雪および湯釜火口内に形成されている小川の水)の同位体比を示す。湯釜湖水の安定同位体比は安山岩質マグマから放出される水と局地天水の中間に位置し, 見かけ上, 湖水はマグマ水と天水の単純な混合物であると思われる。しかし一般的に湖は蒸発効果を受けるため, 湖水の同位体比は局地天水の同位体比よりも高くなる。Fig.1に見られるように湯釜の周辺に分布する湖沼水の同位体比は局地天水よりも高く, 直線上に配列している。湯釜湖水の同位体比は他の湖沼水の配列の右下に分布する。Matsubaya and Sakai (1978)によると自由水面から水が蒸発する時, 残った水の同位体比は大気中の水分子の移動速度に起因する動的な同位体比分別効果により δD - $\delta^{18}O$ 平面上で右上に移動するが, その方向は蒸発温度が高く大気との温度差が大きいほど水平に近くなる。湯釜は周辺の湖沼より水温が高いので, 仮に湯釜の湖水が全て天水起源であったとすると, 蒸発を受けた後の同位体比は他の湖沼の同位体比の配列の右下に位置すると推定される。この推定は観測結果と一致しているため湯釜の重い湖水は局地天水が蒸発を受けて形成されたと解釈することも可能である。つまり同位体比だけの情報では湯釜湖水中に見られるDと ^{18}O の濃度上昇の起源が, 重い端成分の付加によるのか, 蒸発効果による濃縮か判然としない。

天水の同位体比は一般に季節変動を示すが, 今回採取した天水試料の平均値は湯釜周辺の湖沼水の

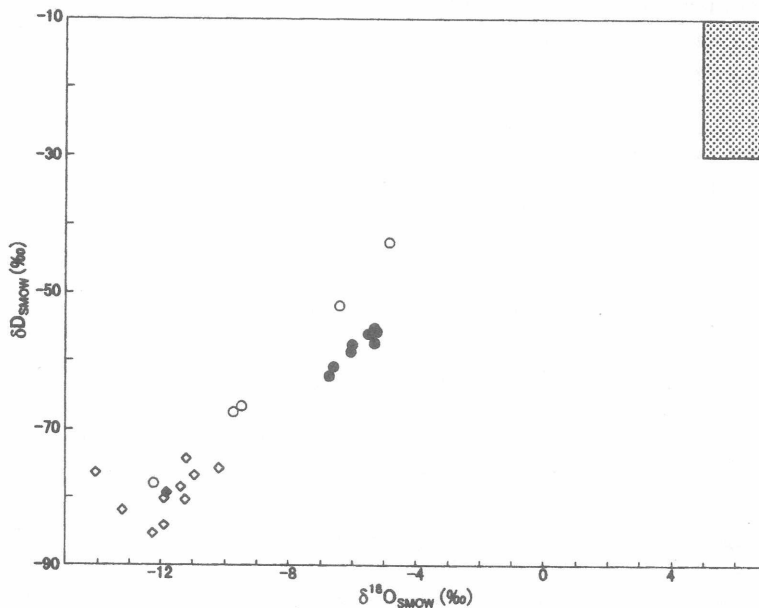


Fig.1 D/H and $^{18}O/^{16}O$ ratios of water. Closed circle, lake water of Yugama; Open circles, water of lakes located around Kusatsu-Shirane volcano; Open diamond, local meteoric water around Yugama lake; Closed diamond, average of the local meteoric water; Shaded region, water vapor in high temperature volcanic gases defined by Kusakabe and Matsubaya (1986), and Gigenbach (1992).

同位体比を貫く直線近辺に位置している (Fig.1)。湖沼水は平均的な天水が蒸発効果を受け濃縮した同位体比を示すと考えられるので, Fig.1に見られる平均値の位置はそれが蒸発の効果を受けていない天水を代表することを示唆している。天水の同位体比は経年的な気候変動に対応した変化を示す可能性があるが, Fig.2に示すように湯釜火口内の気温は1988年から1996年にかけて規則的な季節変化を示し, その年平均値はほぼ一定であるので, この期間において大きな気候変動はないと考えられる。以下の議論では Fig.1に示した天水の平均

値は1988年から1996年にかけて経年変化していないと仮定する。

Fig.3aに湯釜の年平均水温と年平均気温の差($\Delta T^{\circ}C$), Fig.3bに湯釜湖水のCl濃度の年平均値を示す。 ΔT は1990から1992年にかけて高い値を示し, Cl濃度は1992から1994年にかけて高い値を示す。Fig.4a,bにそれぞれ湯釜湖水の年平均 δD , $\delta^{18}O$ 値を示す。Fig.4a,bにおいて同位体比は局地天水試料の平均値($\delta D_{SMOW} = -79\text{‰}$, $\delta^{18}O_{SMOW} = -11.8\text{‰}$)からの偏差(ΔD , $\Delta^{18}O$)として表示する。 ΔD , Δ

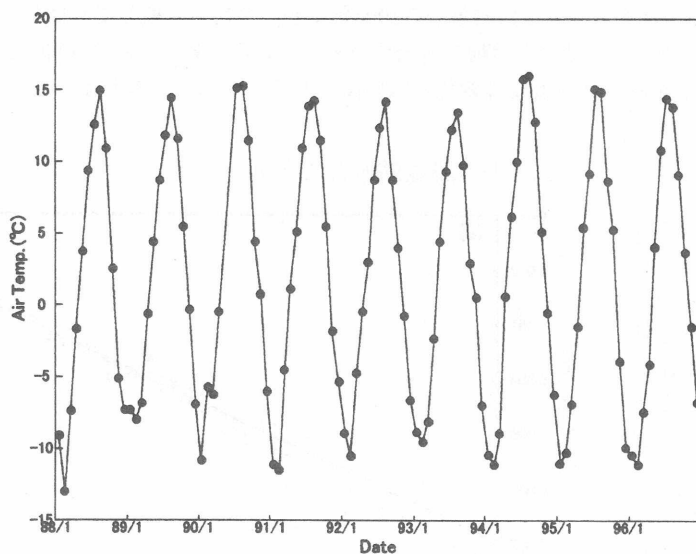


Fig.2 Monthly average temperature of air measured within the Yugama crater.

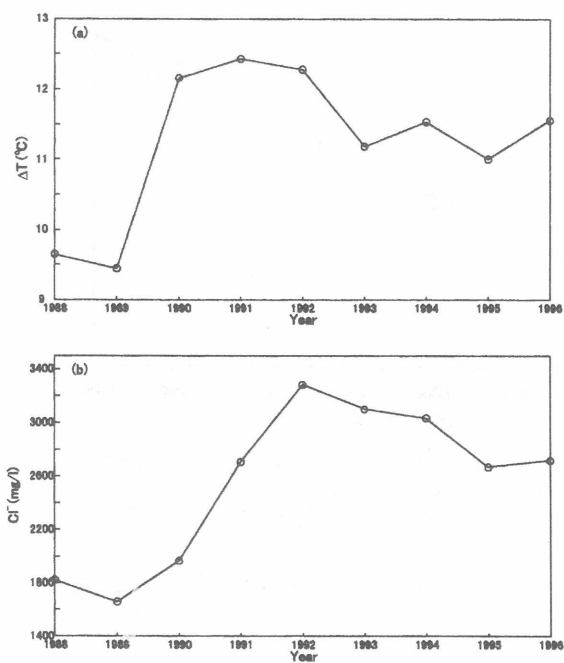


Fig. 3 (a) Change in the annually averaged Yugama lake temperature differential from the ambient air.
 (b) Change in the annual average of Cl concentration in the lake water of Yugama.

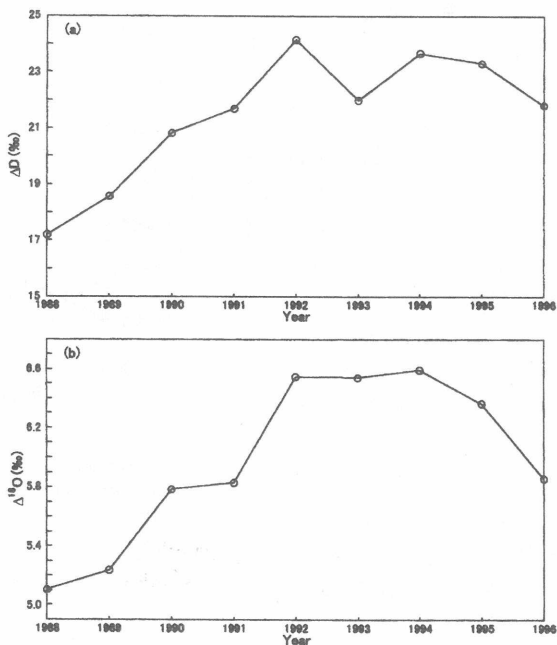


Fig.4 Change in the annual average of D/H ratio of lake water in Yugama crater for (a), and the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio for (b), indicated as the difference from the ratios of local meteoric water, δD and $\delta^{18}\text{O}$ of which are -79 and -11.8‰ to SMOW, respectively.

^{18}O 値の変化は細部に相違はあるものの1992年から1994年にかけて高く、概して相似している。Fig.3と4に見られるこれら一連の変化は火山活動の活発化を表していると考えられる(Ohba et al., 1994)。また同位体比の変化は ΔT およびCl濃度の変化と強い関係があるように思われる

3. 1 湯釜湖水のモデル

湖水の同位体比が局地天水よりも高い原因はおそらく同位体濃度の高い「重い端成分」の付加の効果と蒸発効果が重複している。一般に火山に存在する重い端成分として考えられるのはマグマ起源で H_2O を主体とする高温流体そのものか、あるいはそれが何らかの分化を受けた流体である。マグマ起源の H_2O を主体とする流体はHClを高濃度で含有しているので、重い端成分の付加の効果は湖水のCl濃度と比例関係にあると予測される。一方で湖からの蒸発は水温と気温の差に依存すると考えられる。以上のような想定のもと、以下に湯釜湖水の同位体比に関するモデルを提案する。

$$\Delta = a \Delta T + b C \quad (1)$$

ここで Δ は、 ΔD あるいは $\Delta^{18}\text{O}$ で、 C は湖水のCl濃度である。係数 a は湖水温と気温の差が 1°C 増加した時の局地天水に対する湖水の同位体濃度上昇度、係数 b は湖水Cl濃度が 1mg/l 増加した時の局地天水に対する湖水の同位体濃度上昇度を意味している。(1)式の変形である、

$$\Delta/C = a (\Delta T/C) + b \quad (2)$$

は Δ/C と $\Delta T/C$ の間に線形な関係が予測されることを示唆している。年平均値を Δ/C と $\Delta T/C$ に適用すると、Fig.5a,bに示されるように Δ/C と $\Delta T/C$ の間には線形な相関が見られ、モデルの妥当性が支持される。Fig.5a,bの点を通る回帰直線の傾きとy軸切片の値をTable 6に示す。これらの値はそれぞれ係数 a , b に相当する。データの点はy軸から離れているのでy軸切片の値にはかなり誤差が含まれている。Table 6において、データ点にはy軸方向にのみ誤差が含まれていると仮定して68%の信頼度で係数 b の範囲を決定した。Fig.5における正の相関は年平均値ではなく月平均値を用いてもほぼ同様で

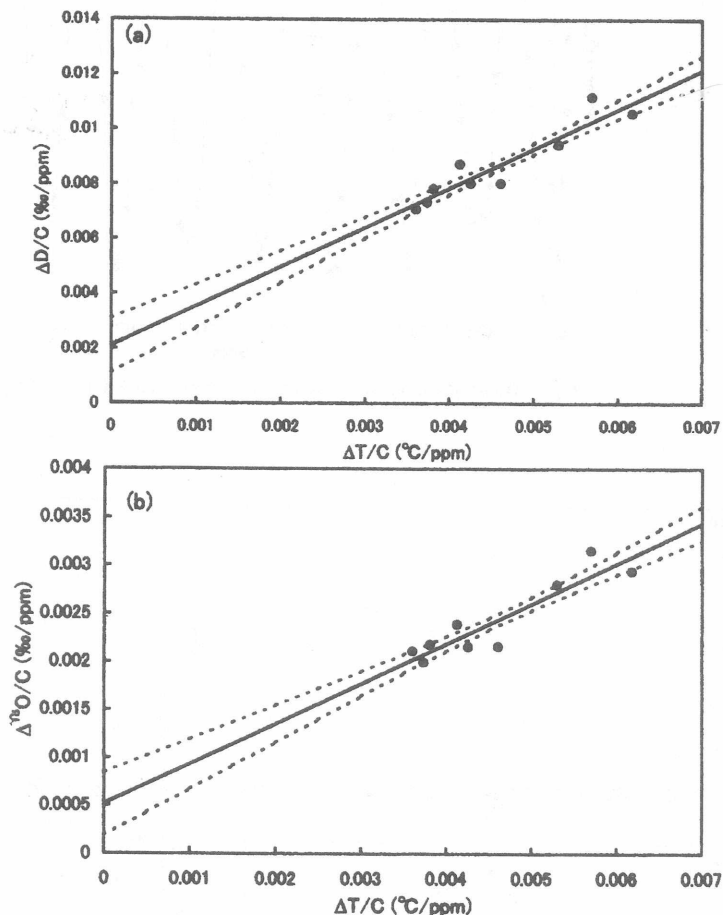


Fig.5 D enrichment of lake water and temperature difference between lake water and ambient air normalized by the Cl⁻ concentration of lake water for (a), and the normalized ^{18}O enrichment and the temperature difference for (b).

あったが、相関係数は若干低下した。この原因は春から初夏にかけて、湯釜へ付加する雪解け水の流入が終了する時期が年毎により変化するためと思われる。湖水の同位体比は冬に高くなるがこれは水温と気温の差が大きくなり蒸発

が盛んになることと積雪のため流入水が制限されるという二つの効果に原因する。積雪量は年毎に変化するため軽い同位体比の雪解け水が付加する期間は年毎に変化する。そのため一年の中では ΔT の変化に若干遅れて同位体の変動が追従する。温度変化と同位体比の月単位の時間的なずれは年平均値を利用することにより消去されるが、月平均値を利用すると時間的なずれのために ΔT と湖水同位体比の間の相関がむしろ低下する。

蒸発効果に起因する湖水の重水素の濃度上昇度、 $\Delta D(T)$ は、

$$\Delta D(T) = a(D) \Delta T \quad (3)$$

で与えられる。ここで $a(D)$ はD/H比に関する係数 a を表す。重酸素についても蒸発に起因する濃度上昇度は同様に、

$$\Delta {}^{18}\text{O}(T) = a({}^{18}\text{O}) \Delta T \quad (4)$$

で与えられる。上の式により各年について計算した値をTable 2に示す。重い端成分の付加に起因する湖水の重水素の濃度上昇度、 $\Delta D(\text{Cl})$ は、

$$\Delta D(\text{Cl}) = b(D) C \quad (5)$$

で与えられる。ここで $b(D)$ はD/Hに関する係数 b を表し、 C は湖水のCl濃度の年平均値を示す。重酸素についても同様に、

$$\Delta {}^{18}\text{O}(\text{Cl}) = b({}^{18}\text{O}) C \quad (6)$$

が成立する。上の式により各年について計算した値をTable 2に示す。これらの結果によると、湖水の局所天水に対する同位体濃度上昇は主に湖水の蒸発によるものであり、重い端成分の付加による寄与は20~30%程度に留まる。

4. 熱水系のモデル

係数 b の値は湯釜に付加される重い端成分の起源について興味深い示唆を与える。Fig.6は湯釜湖水、温泉水の同位体比とCl濃度の関係を示している。この図において係数 b は局地天水を端に発する直線の傾きで表現される。68%の信頼度を考慮した場合、係数 b の範囲は点線で挟まれる領域に相当する。即ち湯釜に付加される重い端成分はこの点線に挟まれる領域に存在しなくてはならない。この領域には香草、常布温泉水が存在している。香草、常布温泉は湯釜から東方へ2~3kmの山麓にある温泉で、香草温泉のCl濃度は湯釜湖水よりも高く、温度は数十℃を超える。よってこれらの温泉水が湯釜の単なる漏水でないことは明らかである。これらの温泉水には湯釜に付加される重い端成分と共通な成分が含まれていると考えるのは合理的である。

主に安山岩質の火山で採取された高温の火山ガスの研究例(Matsuo et al., 1982; Mizutani and Sugiura, 1982; Shinohara et al., 1993; Taran et al., 1995; Giggenbach, 1987)によると、高温の火山ガスのHCl濃度は凝縮水としての濃度に換算して、1000~11000mg/l程度を示す。このような火山ガスの水の δD_{SMOW} 、 $\delta {}^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ はそれぞれ-30~-10‰、6~10‰である(日下部、松葉谷, 1986; Giggenbach, 1992)。Fig.6に示されるように、これら多くの火山で観測される高温の火山ガスはHCl濃度が低すぎて湯釜に付加する重い端成分には成り得ない。

Table 6 Sensitivity of lake water to the isotopic enrichment due to the difference in temperature between lake and air, and due to the addition of heavy end member indexed by Cl⁻ concentration in lake water.

isotopic ratio	a (‰/°C)	b (‰/ppm)	68% confident range for b (‰/ppm)
D/H	1.44	2.10×10^{-3}	$1.11 \times 10^{-3} \sim 3.10 \times 10^{-3}$
${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$	0.417	5.16×10^{-4}	$1.88 \times 10^{-4} \sim 8.44 \times 10^{-4}$

湯釜の北方500mの山麓には噴気地帯が存在する。噴気の出口温度は100℃前後で、化学組成はH₂Oを主体とし、CO₂、H₂Sを含むが、HClやSO₂は極めて低い濃度でしか含まれない。この噴気のCO₂は¹³C/¹²C比から火山起源であると考えられている(Sano et al., 1994)。草津白根山の山頂域ではマグマ起源の物質が化学的に分化して、Cl⁻に富んだ部分が湯釜に付加しCO₂に富んだ部分が噴気として放出されている。このような分化を生じる構造として熱水と水蒸気相の共存が考えられる。マグマ性的高温流体が地下水と混合し湯釜の直下に上昇すると流体は沸騰し水蒸気を主体とする気相と水溶液相の共存空間が形成されるであろう。このときマグマ性高温流体に含まれるHClは水溶液に溶けやすく、もっぱら液相に分配される。気液共存領域の気相の一部が噴気として山頂

北側で放出され、液相の一部が湯釜に付加する重い端成分になると考えれば草津白根山山頂領域の地球化学的な特徴は定性的に説明できる。このモデルを定量的に考えるために、

- 1) 湯釜に付加する端成分はFig.6において香草、常布温泉にたいする回帰直線上に存在し、
- 2) 気液共存領域の気相の同位体比は山頂北側山麓の噴気で代表され、
- 3) HClはすべて液相に分配する、

と仮定する。この仮定の下で液相のCl⁻濃度は気液共存領域の温度により決定される。なぜならFig.6において液相(Lp)の位置は回帰直線上に限定されると同時にLpのy軸座標は水蒸気と水の分別係数により制限され、水蒸気同位体比は噴気の観測値により固定されるからである。液相のCl⁻濃度はδD-Cl⁻(Fig.6a)、δ¹⁸O-Cl⁻(Fig.6b)の関係においてそれぞれ気液共存領域の温度の独立な関数であり、197℃において両者は一致する。

湯釜湖水のモデルでは、湖水は蒸発を蒙った局地天水に重い端成分が付加したものである。重い端

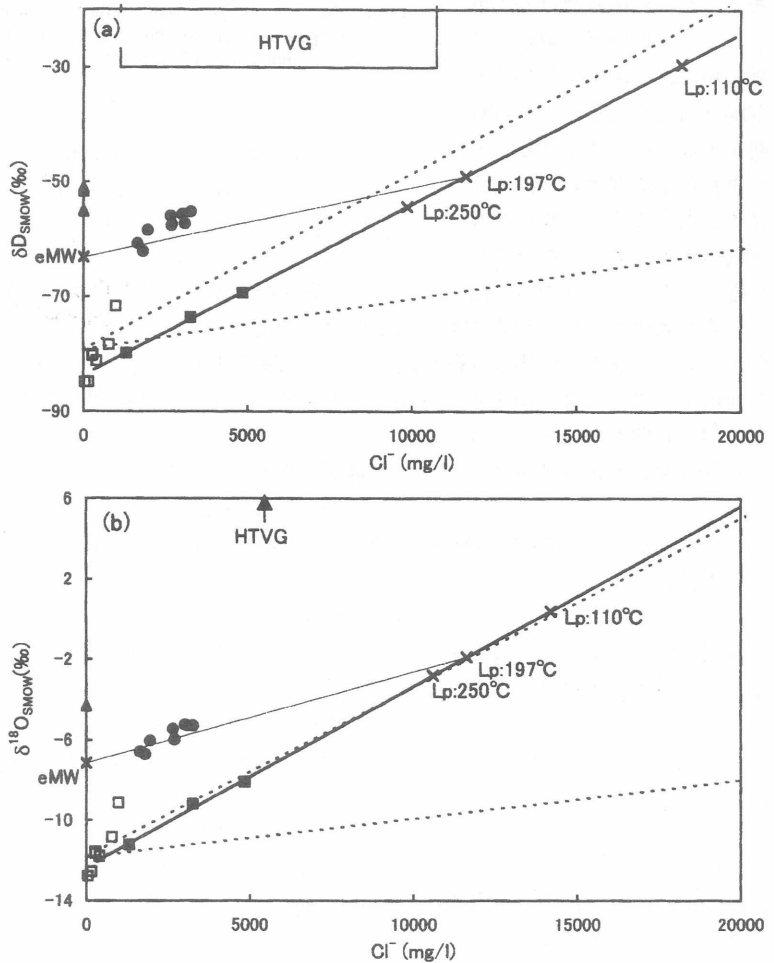


Fig.6 D/H ratio and Cl⁻ concentration of Yugama lake water, hot springs and fumarolic gases for (a), and the ¹⁸O/¹⁶O ratio for (b). Closed circles, Yugama lake water; Closed rectangles, Kagusa and Jyofu hot spring waters; Open rectangles, acidic hot springs other than Kagusa and Jyofu; HTVG, high temperature volcanic gases; Lp, liquid phase with temperature variation; Dotted lines, upper and lower limits of coefficient b in eq.2; Solid line, regression line for Kagusa and Jyofu hot springs.

成分は熱流体でありその熱量により蒸発が促進され湖水は重くなる。式(3), (4)に基いてこの蒸発効果だけを分離し, 1988~1996年の値を平均すると, δD で16‰, $\delta^{18}O$ で4.7‰, となる(Table 2)。この値に局地天水の同位体比を足した値は重い端成分の熱量により蒸発効果で重くなった局地天水の同位体比に相当する(Fig.6のeMW)。Fig.6において, 蒸発効果で重くなった天水と気液共存領域の液相(Fig.6のLp)を結んだ線の近傍に湯釜の湖水が分布している。このことは液相(Lp)の同位体比とCl濃度に対する推定値がほぼ適当であることを意味している。

Fig.7aに湯釜の下に存在する熱水系を構成する要素の同位体比とCl濃度の関係を示す。Fig.7aはFig.6を模式的に再構成した図である。Fig.7bにはFig.7aの各要素間の空間的な位置関係を模式的に示す。Fig.7a, bにおいてマグマ(M)から脱ガスした高温の火山性流体(HTVG)は天水起源の地下水(MW)と混合し, 一次熱流体(Pf)を生じる。一次熱流体は上昇し減圧され気相(Vp)と液相(Lp)に分離する。液相の一部は湯釜に付加される。湯釜湖水は蒸発効果で同位体が濃縮した天水(eMW)とLpの混合物である。またLpの一部は更に地下水で希釈され東山麓の香草, 常布温泉(Hse)として湧出する。気相は北山麓の噴気地帯で噴気(F)として放出される。一次熱流体(Pf)あるいはHTVGの一部は直接地下水で希釈され草津温泉, 万座温泉などの山麓の酸性温泉水(Hs)として湧出する。

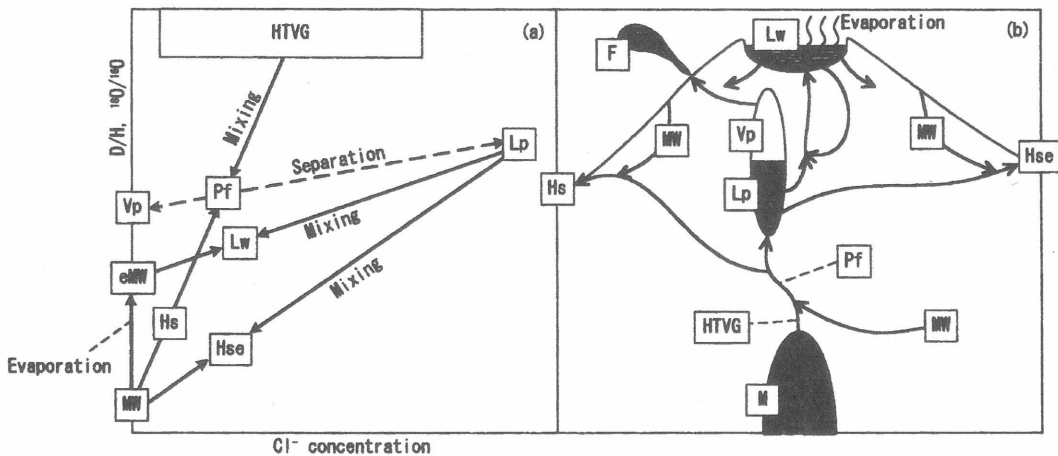


Fig.7 Geochemical structure for the hydrothermal system of Kusatsu-Shirane volcano. (a); Isotopic ratio and Cl⁻ concentration of fluids involved in the hydrothermal system. (b); Schematic structure of hydrothermal system. M, degassing magma; HTVG, the high temperature magmatic fluid; MW, local meteoric water; Pf, a parental fluid; Vp, vapor phase; Lp, liquid phase; eMW, isotopically enriched meteoric water; F, fumarolic gas on north flank; Hse, the hot springs on east flank (Kagusa and Jyofu spring); Hs, the acidic hot springs on the volcanic flank.

Ohba et al.(1994)および大場(1999)によると湯釜から漏れ出る湖水の流量は経年変化するがおよそ2000~5000 (ton/day)と見積もられている。もしこれらの湖水が全て火山体外に漏れ出ているなら顕著な湧水が山麓で観察されるはずだが, それに相当するような湧水は見つかっていない。Ohba et al.(1994)の見積もりでは湖底から湧出している熱水の流量は漏水の流量の50%以上である。湯釜に流入する天水とほぼ同量の湖水は正味の漏水として失われると考えられるがFig.7bでは湖に還流している漏水もあると考えた。

(筆頭著者は本論文の内容を1999年6月8日, 地球惑星科学関連合同学会(代々木)において講演した。)

謝辞

湯釜の観測，温泉水の採取においては故小坂知子博士，大井隆夫博士，木川田喜一博士，上智大学地球化学研究室の学生諸氏にご協力頂きました。東工大名誉教授小坂文予博士は草津白根火山に関し多くの重要な示唆を下されました。また匿名差読者からは貴重なご指摘ご意見を頂きました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- Epstein, S. and Mayeda, T.K. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 213-224.
- Giggenbach, W.F. (1987): Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand, *Applied Geochem.*, 2, 143-161.
- Giggenbach, W.F. (1992): Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 495-510.
- 日下部実，松葉谷治(1986)：マグマ性揮発性物質・火山ガス・地熱水，*火山*，30，s267-s283.
- Matsubaya, O. and Sakai, H. (1978): D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation factors in evaporation of water at 60 and 80°C, *Geochem. J.*, 12, 121-126.
- Matsuo, S., Osaka, J., Hirabayashi, J., Ozawa, T. and Kimishima, K. (1982): Chemical nature of volcanic gases of Use Volcano in Japan, *Bull. Volcanol.*, 45, 261-264.
- Mizutani, Y. and Sugiura, T. (1982): Variations in chemical and isotopic compositions of fumarolic gases from Showashinzan volcano, Hokkaido, Japan, *Geochem. J.*, 16, 63-71.
- 大場 武(1999)：草津白根山火口湖における水，熱，塩化物イオンの収支，*月刊海洋*，号外，95-99.
- Ohba, T., Hirabayashi, J. and Nogami, K. (in press): D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of water in the crater lake at Kusatsu-Shirane volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
- Ohba, T. and Hirabayashi, J. (1997): Handling of Pt catalyst in H_2 - H_2O equilibration method for D/H measurement of water, *Geochem. J.*, 30, 373-377.
- Ohba, T., Hirabayashi, J. and Nogami, K. (1994): Water, heat and chloride budgets of the crater lake, Yugama at Kusatsu-Shirane volcano, Japan. *Geochem. J.*, 28, 217-231.
- Ohsawa, S., Takano, B., Kusakabe, M., Watanuki, K. (1993): Variation in volcanic activity of Kusatsu-Shirane volcano as inferred from $\delta^{34}\text{S}$ in sulfate from the Yugama crater lake, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 38, 95-99.
- 小坂文予，小坂知子，平林順一，大井隆夫，大場武，野上健治，木川田喜一，山野真由美，油井瑞明，福原英城(1997)：群馬県草津白根山火口湖”湯釜”の水質変化と火山活動，*地球化学*，31，119-128
- Ozawa (1968): Chemical analysis of volcanic gases: I. Chemical analysis of volcanic gases containing water vapor, hydrogen chloride, sulfur dioxide, hydrogen sulfide, carbon dioxide, etc. *Geochem. Int.*, 5, 939-947.
- Sano, Y., Hirabayashi, J., Ohba, T. and Gamo, T. (1994): Carbon and helium isotopic ratios at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, *Applied Geochem.*, 9, 371-377.
- Shinohara, H., Giggenbach, W.F., Kazahaya, K. and Hedenquist, J.W. (1993): Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satsuma-Iwojima, Japan: Following Matsuo, *Geochem. J.*, 27, 271-285.
- Takano, B. and Watanuki, K. (1990): Monitoring of volcanic eruptions at Yugama crater lake by aqueous sulfur oxyanions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 40, 71-87
- Takano, B., Koshida, M., Fujiwara, Y., Sugimori, K. and Takayanagi, S. (1997): Influence of sulfur-oxidizing bacteria on the budget of sulfate in Yugama crater lake, Kusatsu-Shirane volcano, Japan, *Biogeochemistry*,

38, 227-253

Taran, Y.A., Hedenquist, J.W., Korzhinsky, M.A., Tkachenko, S.I. and Shmulovich, K.I. (1995): Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril Islands, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1749-1761.