

薩摩硫黄島の火山ガス・温泉・熱水系

篠原宏志¹⁾・風早康平²⁾・J. W. Hedenquist¹⁾

1. まえがき

薩摩硫黄島(以下, 単に硫黄島)は薩摩半島南端から南へ約40 km 隔てた鬼界カルデラの一部を占める東西約6 km 南北約3 km の火山島である。この島は鬼界が島と呼ばれたこともあり, 平家物語にも語られた俊寛の流刑の地としても有名である。硫黄島の硫黄岳(704 m)山頂からは最高877°Cに達する高温の火山ガスが放出され続けており, また海岸線には多くの温泉が湧出し, その温泉水が海水と混合することにより生じた変色海水が海岸線に見られる(口絵参照)。

硫黄島については以前にも地質ニュースで紹介されている(岡野, 1963; 金原ほか1977)。我々の研究グループは, 火山性熱水系に伴われる重金属鉱化作用の研究の一環として, 活動的な火山における熱水系の存在や特性について明らかにするために, 1990年に硫黄島において火山ガス・温泉水調査を行なった。硫黄島は高温の火山ガスを定常的に放出している数少ない火山の一つであり, 様々な温泉も存在するために, 火山性熱水系の研究を行なうためには絶好の場所である。本稿では1990年に行なわれた調査の結果および最近の報告を基に, 硫黄島の

熱水系について紹介する。

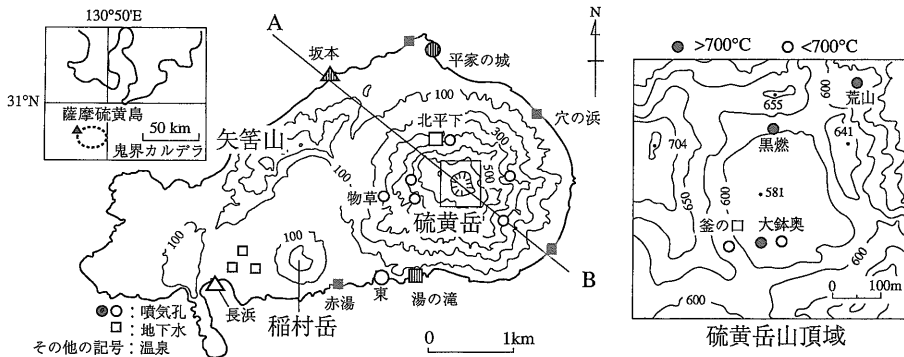
2. 地質概要

本地域の地質については小野ほか(1982)に詳しいがここではその概要を紹介する。

鹿児島からの三島村村営定期船“みしま”が入港する長浜港の正面(西側)には, 高さ80 mにも及ぶ長浜溶岩の断崖絶壁がそびえている。この長浜溶岩の東縁はカルデラ壁と考えられており, 硫黄島は長浜から矢筈岳山体の南東側・平家の城を経て竹島へ至る, 東西20 km 南北17 km の鬼界カルデラの北西縁に位置している(第1図)。

先カルデラ火山期の噴出物としては硫黄島には, 先の長浜溶岩(流紋岩)のほか玄武岩・安山岩の矢筈岳火山が存在する。これらの年代測定はまだ行なわれていないが, 磁化方位が正であることから全体が70万年より古くはないと考えられている。

カルデラ形成期には大規模な火砕流を流出させた活動が少なくとも2回あり, その最末期の活動は竹島火砕流を流出した約6300年前と考えられている。竹島火砕流は海を渡り南九州まで広がっており, この火砕流に伴う火山灰は東日本まで追跡され



第1図
薩摩硫黄島の噴気孔,
温泉の位置。直線A-B
は第6図の断面図の
位置。

1) 地質調査所 鉱物資源部
2) 地質調査所 地殻熱部

キーワード: 薩摩硫黄島, 火山ガス, 温泉, 変色海水, 熱水系

第1表 薩摩硫黄島の火山ガス組成(1990年10月採取; Shinohara et al. 1993から抜粋)

Locality	温度 (°C)	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	H_2O ($\mu mol/mol$)	CO_2	S_t	n_s	HCl	HF	He	Ar	H_2	N_2	CH_4	CO
大鉢奥	877	-23	6.6	975,066	3,159	9,839	3.6	6,679	331	0.03	0.71	4,741	82	2.8	11.1
大鉢奥	877	-26	7.1	975,443	3,461	10,357	3.4	5,187	339	0.04	0.92	5,103	90	5.3	12.1
大鉢奥	505	-19	7.9	966,257	4,734	10,582	3.0	16,787	232	0.03	1.11	1,325	77	<0.02	4.7
大鉢奥	165	-23	8.0	979,454	2,074	14,173	3.2	2,820	429	0.03	0.42	991	57	<0.01	3.9
黒燃	702	-25	7.1	976,066	3,412	11,210	3.2	5,849	452	0.03	4.00	2,683	322	<0.03	3.7
釜の口	330	-17	9.5	973,832	2,787	11,579	1.8	10,246	141	0.02	0.41	1,363	51	1	0.6
釜の口	104	-17	8.1	977,519	2,340	13,228	2.1	6,025	380	0.02	0.27	470	38	<0.005	0.4
北平下	99	-56	-7.7	981,748	2,491	15,693	4.0	2	2	0.04	0.27	10	53	<0.006	<0.1
物草	102	-29	-0.9	967,456	6,014	14,972	4.3	19	0	0.13	137	16	10,430	5.9	<1
本源ガス	877	-25	7.0	975,000	3,800	9,800	3.4	580	30	0.05	0.25	5,000	60		15

S_t : 総硫黄濃度 n_s : 硫黄平均酸化数

る広域火山灰層のアカホヤ(Ah)火山灰である。

後カルデラ火山活動では、海底に数多くの中央火口丘が形成され、硫黄島の陸上には流紋岩の硫黄岳火山および玄武岩の稲村岳火山が成長した。両陸上火山の活動開始時期は直接求められてはいないが、少なくとも6300年前以降に活動を開始し、稲村岳火山は約3000年前まで、硫黄岳火山は約1300年前まで噴火活動を続けていたと考えられている。硫黄岳の火山灰層と稲村岳のスコリア層は互層しており、水平距離にしてわずか2 kmしかない二つの火山から、全く異なる組成の噴出物が相前後して放出されたことは非常に興味深い。

有史以後の活動として記録されているのは、1934-35年に硫黄島の東方約2 kmに海底より生じた昭和硫黄島の活動のみである。昭和硫黄島は流紋岩からなる東西500 m、南北300 m、海拔20 mの火山島であり、海底からはおよそ300 mの比高を持つ。この活動以前の硫黄島の明確な火山活動の記録は残されていないが、平家物語によると約800年前には既に島には人が定住しており、硫黄岳の山頂から硫黄の採掘が行なわれている。このことから、硫黄岳の噴気活動がおそらくは1000年以上も続いていると推察される。

3. 火山ガス

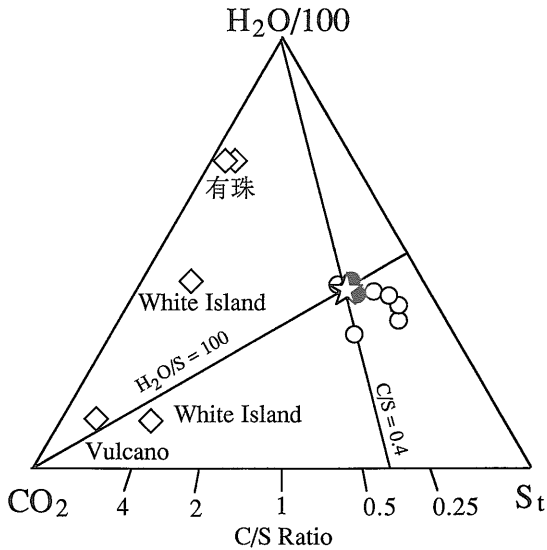
火山ガスは硫黄岳の山頂火口周辺および山腹の谷筋の所々から放出されている。硫黄岳の山頂火口周辺には低温(~100°C)から高温(>800°C)までの数

多くの噴気孔が点在し放出量も多い。それに対し、山腹には低温(~100°C)の噴気のみが分布し、放出量も山頂と比べて格段に小さい。

硫黄岳の山頂火口周辺はその多量の火山ガスのためにほとんど常に霧に覆われており、また、高濃度の二酸化硫黄のために山頂火口付近ではガスマスクなしでは呼吸が困難なほどである。以前は山頂火口内で硫黄が採掘されていたために、火口壁にはラセン状に坑道が切られている。現在では、山頂付近で珪石の採掘が行なわれている。

山頂火口内およびその周辺には、最高温度877°Cが測定された大鉢奥を始めとして、700°C以上の黒燃、荒山などの高温噴気帯が点在する。硫黄岳の高温噴気帯は移動することが知られており、1960年前半は釜の口(745°C)が最高温であったがしだいに温度が低下し、黒燃、荒山の温度が上昇した(鎌田, 1964)。1974年には荒山は最高温850°Cに達するが(松葉谷ほか, 1975)、しだいに温度が低下して現在に至る。現在最も温度の高い大鉢奥には、少なくとも1960年代には100°C前後の低温の噴気のみが存在していた(吉田 稔, 私信)。また、1991年には筆者らは大鉢奥の東に直径20~30 m 深さ10 mほどの楕円形の陥没が新たに生じ、高温の火山ガスが放出されているのを確認している。

低温(~100°C)の噴気は山頂付近および山腹の谷筋に広く分布している。山頂火口では噴気孔は主に周辺部に分布しているが、直径約200 mの平坦な底部の1 m 深地温はほとんど全て沸点以上であり(地質調査所, 1976)、耳を澄ませば火口内では至

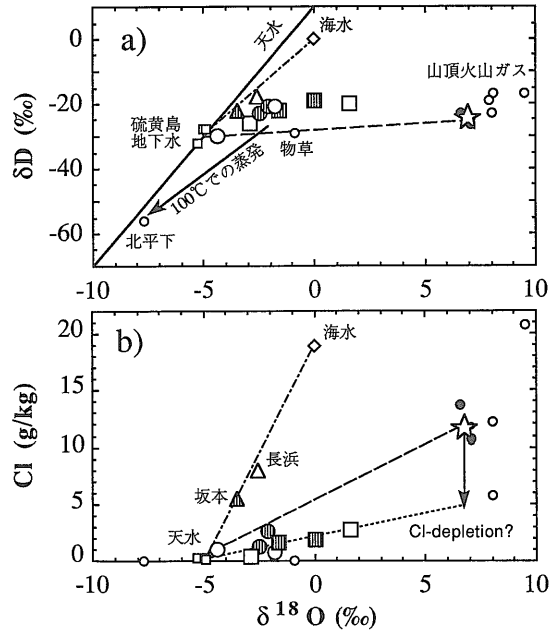


第2図 硫黄岳火山ガスのH₂O-CO₂-S_t組成。黒丸は700℃以上、白丸は700℃未満の火山ガス、星印は推定された本源火山ガスの組成を示す。菱形はGiggenbach and Matsuo (1991)に示された他の島弧火山ガスの組成。Shinohara et al. (1993)を改変。

る所で沸騰音を聴くことができる。このことは、硫黄岳の火口内全体が火山ガスの熱で加熱されていることを示している。

硫黄岳の火山ガスについては鎌田(1964), Matsuo et al. (1974), 松葉谷ほか(1975)およびShinohara et al. (1993)など多くの研究が成されている。Shinohara et al. (1993)は代表的な噴気孔の火山ガス組成(第1表)を比較検討し、その組成の相違は以下に挙げる地表付近での分別により生じたものであることを示した: 1) 温度の低下に伴う化学反応の進行(H₂, CO, など), 2) 地下に存在する硫黄の再加熱による硫黄種の付加(H₂S, SO₂), および 3) 温度の低下に伴う凝縮や岩石との反応(HCl, HF など)。また、これらの分別反応の影響を除いた硫黄岳の本源火山ガスの組成を推定した(第1表)。

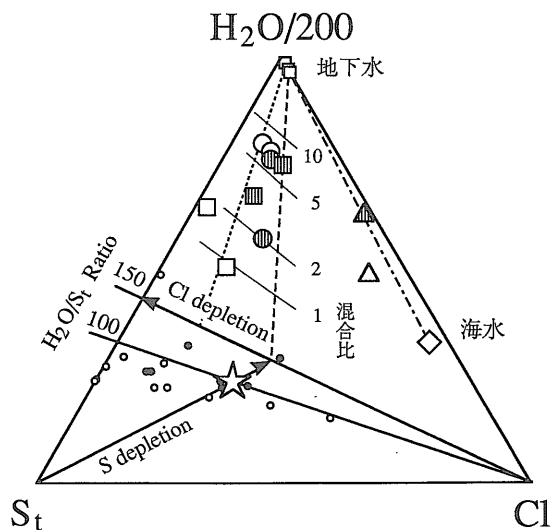
硫黄岳の火山ガスは、H₂O/S=100, C/S=0.4程度の組成を持ち、ごく低温の火山ガスを除くとばらつきが小さい(第2図)。ここの火山ガスは沈み込み帯の高温火山ガスとしてはCO₂に乏しいのが特徴である。CO₂はH₂Oよりも溶解度が非常に小さいため、一般に脱ガスの進行したマグマから放出さ



第3図 薩摩硫黄島の火山ガス、温泉水、天水のδD-δ¹⁸O図(a)およびCl-δ¹⁸O図(b)。記号は第1図と同一。破線は天水と本源火山ガスの混合線、点線は天水と塩素に乏しい火山ガスの混合線、点破線は天水と海水の混合線。Shinohara et al. (1993)を改変。

れる火山ガスはCO₂に乏しい(日下部・松葉谷, 1986)。もし硫黄岳における火山ガスの放出が約1000年にわたり続いているのであれば、この間にマグマ溜まりのCO₂の脱ガスが進行したとも考えられる。この問題は、マグマ溜まりの脱ガス機構・噴火機構・火山ガスの起源などを論ずるうえでの鍵と成りうる。そのため、melt inclusionを用い、脱ガス以前のマグマ中のH₂O, CO₂, S, Cl濃度の推定が現在行なわれつつある。

化学組成と並んで火山ガスの起源を論ずるうえでも重要なのは安定同位体組成である。硫黄岳山頂火山ガス中の水の水素および酸素同位体比の代表値はそれぞれ-26‰および+7.0‰と推定されており(第3a図; Shinohara et al, 1993), 沈み込み帯の火山ガスに特徴的な同位体比(-25±10‰および+7±1‰; 日下部・松葉谷, 1986; Giggenbach, 1992)と一致する。それに対し、山腹から放出されている火山ガスの同位体比は明らかに山頂火山ガスとは異なっている。その同位体組成から、物草は火山ガスと天水がほぼ1:2で混合したものであり、



第4図 薩摩硫黄島の火山ガス，温泉水，天水の H_2O-S_t-Cl 組成．記号は第3図と同一．図中の細線と数字は天水/火山ガス混合比を示す．Shinohara et al. (1993)を改変．

北平下火山ガスはその混合ガスの一部が凝縮し温泉水として失われて生じたと解釈される(第3a図)．

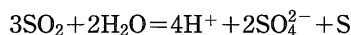
4. 温泉水

硫黄島には数多くの温泉が点在するが(第1図)，鎌田(1964)はこれらを以下の三種に分類した：1)硫黄岳周辺の強酸性泉(pH 2以下，東・湯の滝・穴の浜・平家の城・北平下など)，2)稲村岳周辺の炭酸鉄を含む酸性泉(pH 4~6，赤湯，長浜温泉)，3)カルデラ壁の外側の食塩泉(坂本温泉)．北平下は山腹の噴気地帯の近くの岩の割れ目から湧出していたものであり，流出量は非常に小さい．これ以外の温泉は全て海岸より湧出している．このほか昭和硫黄島にも温泉が湧出しているが，その組成は同位体・化学組成共に誤差の範囲で海水に等しい．なお，昭和硫黄島および長浜温泉からは遊離二酸化炭素も放出されている．

温泉水の水の起源は水素および酸素同位体組成により推定される(第3a図)．東・湯の滝・北平下・平家の城などの強酸性泉の同位体比は，火山ガスと天水の混合線(第3a図の破線)よりやや重水素に富んだ組成を持つ．この同位体組成は，海水との混合もしくは蒸発に伴う重水素の濃集が原因と考えられ

るが， $Cl-\delta^{18}O$ 図上での位置関係を考慮すると(第3b図)海水の混合は考えにくく，火山ガスと天水の混合物が北平下の火山ガスに代表されるような蒸気相を失ったためと推察できる．また， $Cl-\delta^{18}O$ 図からは温泉水を生じた火山ガスは，その本源ガスの組成と比べてClに乏しかったと推定される．おそらく地下での火山ガスの凝縮のために一部のHClが失われたのであろう．

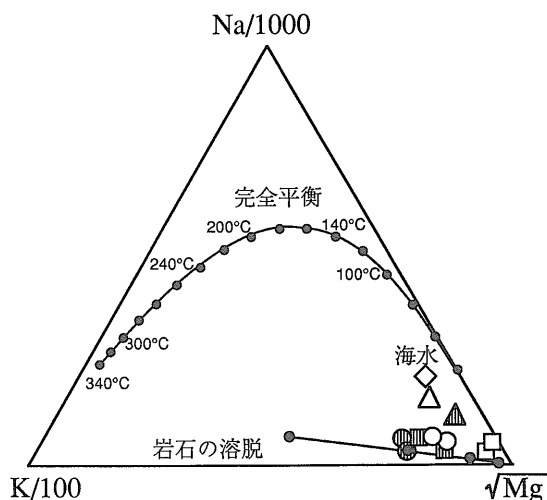
温泉水の主成分である $H_2O-Cl-S_t$ の相関においても，強酸性泉は火山ガスと天水によりその組成を説明できる(第4図)．温泉水中の硫黄は全て SO_4^{2-} として溶解しているが，火山ガス中の硫黄はそのほとんどが SO_2 である．もし SO_4^{2-} が次式の不均化反応により生ずるとすると，火山ガス中の硫黄の2/3のみが温泉水に含まれる．



その硫黄の欠如の効果が，第4図のS-depletionの矢印で示されている．この組成を基に強酸性泉の火山ガスと天水の混合比を計算すると，流量の非常に小さい北平下では1:1~1:2，流量の大きな海岸線の温泉では1:2~1:7と求められる．この混合比は $\delta D-\delta^{18}O$ 図， $Cl-\delta^{18}O$ 図から推定されるものとほぼ一致する．また，天水との混合以前に火山ガスの一部凝縮によるCl-depletionも生じていることが第3b図，第4図から読み取られる．このことは，火山ガス組成においても，特に低温の火山ガスでHCl濃度の変動が大きいことと調和的である．

地熱水の陰イオン組成が火山ガスの影響を強く反映するのに対し，陽イオン組成からは貯留層内での岩石と熱水との反応の効果を読み取ることができる(Giggenbach, 1988)．溶液が強酸性である際には岩石からSi以外の元素がほぼ均等に溶脱されるため，陽イオン組成は岩石とほぼ等しい．それに対し，平衡条件下では溶液の組成は温度のみに依存する(第5図，Giggenbach, 1988)．硫黄島の強酸性泉の陽イオン組成は硫黄岳の溶岩(流紋岩)の陽イオン組成とほぼ等しく，岩石の溶脱により説明される(Hedenquist et al., in prep.)．そのため，強酸性泉の組成は，火山ガスの地下浅部での凝縮・天水との混合・岩石の溶脱により過不足なく説明することができる．

長浜温泉の同位体組成(第3図)および陰イオン組成(第4図)は，天水と海水そして少量の火山ガ



第5図 薩摩硫黄島の温泉水のNa-K-Mg組成。記号は第3図と同一。完全平衡曲線上の黒点は20°C刻み。岩石の溶脱曲線上の黒点はそれぞれ右から1, 10, 100, 1000 gの岩石が1 kgの水に溶脱された場合の組成を示す。

スの混合を示している。ただし、長浜温泉は海面下より湧出しているため、試料採取の際の海水の混入を避けることが出来ないため、純粋な温泉水自体への海水成分の寄与の程度は不明である。長浜温泉の陽イオン組成は、ほぼ海水の天水による希釈で説明できるが(第5図)、鉄の濃度が高い(～400 ppm)。長浜温泉の特徴は、海水-天水の混合物と比べて高濃度の鉄と遊離二酸化炭素であるが、これらの成因については玄武岩質の稲村岳との位置的関係が指摘されている(鎌田, 1964)、未だ明らかではない。坂本温泉はその化学組成・同位体組成から海水と天水の混合により生じたと解釈される。

5. 変色海水

定期船で硫黄島に近づくと、まず硫黄岳の周囲の海域が乳白色に変色しているのが観察できる。船が長浜港により近づくと、赤湯温泉から長浜港にかけては褐色の変色海水が観察される。これらの変色海水は、強酸性の温泉水が海水と混合しpHが上昇した結果生ずる沈殿物のためであり、乳白色は強酸性泉水から生じた無定形含水ケイ酸アルミニウムであり、赤色は炭酸鉄泉から生じた鉄質沈殿物である(鎌田, 1964)。

Nogami et al. (1993)は東温泉周辺の変色海水を採取・分析し、温泉水の海水による希釈のため混合溶液のpHが増大し沈殿が生じる過程を以下のように示した。混合溶液のpHが2前後では沈殿量が少なく変色海水の色調は透明に近いが、pH 3～5ではFeの大部分が沈殿し色調は黄褐色となる。更にpHが増大するとAlが沈殿を始め色調は白色系になる。この間、初期に生じた沈殿物が沈降などによる分別は生じておらず、変色海水の色調は沈殿物中のFeの割合に応じて変化している。

硫黄島の温泉はそのほとんどが海水面付近から湧出しているために、湧出点の発見が困難な場合がある。Nogami et al. (1993)によれば、湧出地点付近ではpHが小さく沈殿を生じないため、変色海域の内部の透明な領域を探すことにより、温泉の湧出点を推定することができる。

長浜・赤湯温泉周囲には褐色の変色海水が生ずる。しかし、長浜温泉水のFe濃度は強酸性泉水の値と大差はないため、Feの沈殿量が異なるとは考えにくい。むしろ、長浜温泉水のAl濃度が低いために(<1 ppm)、海水と十分混合しpHが上昇した後も、沈殿物中でのFeの割合が大きいたことが原因と推察される。

6. 火山からの放出量

火山から放出されている火山ガスや温泉水などの流量や総放出量を見積ることは、放出機構や熱水系の規模・寿命などを議論するうえで重要である。硫黄岳から放出される火山ガス中の二酸化硫黄(SO₂)の量は、相関スペクトロメーター(COSPEC)を用いることにより、1990年10月には1.7×10⁵ ton/年と推定されている(風早ほか, 1992)。この量は大喜多ほか(1977)により1975年に測定された、1.7～2.5×10⁵ ton/年と同程度であり、硫黄岳が定常的な噴気活動を行なっていることが分かる。火山ガスとして放出される各成分の放出量は、このSO₂放出量と平均火山ガス組成を乗ずることにより推定される。

硫黄島の温泉はその湧出点の多くが海水面下にあるため、直接その放出量を推定することが出来ない。鎌田(1964)は乳白色の変色海水域の面積が温泉の放出量と比例すると仮定し、東温泉の流出量を

第2表 薩摩硫黄島からの各成分放出量およびその1000年分の供給に必要なマグマ量

	H ₂ O	Cl	S	Na	K	Mg	Al
火山ガス(ton/年)	5×10 ⁶	6×10 ⁴	9×10 ⁴	100	13	1	14
温泉(ton/年)	$\frac{2 \times 10^7}{(3 \times 10^6)^*}$	4×10 ⁴	5×10 ⁴	1.2×10 ⁴	3×10 ³	1.2×10 ³	1.2×10 ⁴
総量(ton/年)	$\frac{3 \times 10^7}{(8 \times 10^6)^*}$	1.0×10 ⁵	1.4×10 ⁵	1.2×10 ⁴	3×10 ³	1.2×10 ³	1.2×10 ⁴
マグマ中濃度(wt%)	5	0.2	0.006	3.18	1.95	0.54	7.37
マグマ総量(km ³)	60	20	1000	0.15	0.06	0.09	0.07

*: ()内は天水の寄与を除いたもの

実測し、その値を標準として硫黄島周囲の変色海水域の面積から、温泉水の放出量を 2×10^7 ton/年と推定した。また、東温泉での火山ガス：天水比が約1：7であることを考慮すると、温泉から放出されている火山ガス起源のH₂Oの放出量は 3×10^6 ton/年、天水の放出量は約 2×10^7 ton/年と推定され、後者は硫黄島への総降雨量 $2.5 \sim 4.5 \times 10^7$ ton/年(吉田・小沢, 1981)と同程度である。なお、鎌田(1964)は見積もりに際して東温泉水の組成のみを用いているが(吉田 稔, 私信)、東温泉水への天水の混入率は他の強酸性泉と比べ大きいため温泉から放出されている天水の量の見積もりはやや過剰と考えられる。この方法は海流の影響や各温泉の組成の差異などを強く受けるために精度のよい推定は難しいが、反面、湧出点の特定できていない温泉(特に海面下の温泉)の湧出量も含めて推定することができる。

吉田・小沢(1981)および Hedenquist et al. (in prep.)は以上の値を基に、硫黄島から放出される各成分の放出量を推定した(第2表)。大部分が温泉水として放出されている陽イオン成分は、強酸性熱水による岩石からの溶脱により供給されていると考えられるが(第5図; Hedenquist et al., in prep.)、もし現在と同様の活動が1000年間続いたとしても、硫黄岳の体積(約2 km³)の数%程度が溶脱されたと解釈することにより十分その量をまかなうことができる(吉田・小沢, 1981)。

H₂O, Cl, Sなどの揮発性物質は地下のマグマから放出されたものと考えられるが、そのマグマ量を推定するためにはマグマ中の揮発性物質濃度の値が必要である。硫黄島の試料については推定値ないため、島弧のマグマ中の揮発性物質濃度の平均的な値(篠原, 1991)を用いて推定すると、1000年間の噴

気・温泉活動により数10 km³以上のマグマが完全に脱ガスされた勘定になる(第2表)。この結果は、吉田・小沢(1981)にも述べられているように地下深所の硫黄岳の数10倍以上の大きさのマグマからの脱ガスを意味する。

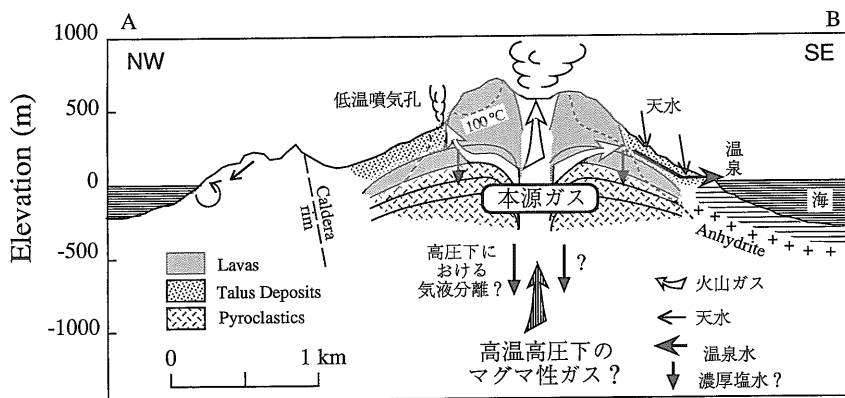
7. 熱水系

今までに述べた硫黄島の火山ガス・温泉の起源およびそれらから推定される地下の熱水系についてまとめる(第6図)。

硫黄島から放出されている主な熱水流体試料は火山ガスと強酸性泉である。火山ガスとしては沸点付近から877°Cに至るまでの様々な噴気ガスが存在するが、地下深部からは単一の組成の本源火山ガスが硫黄岳には供給されており(第2図)、噴気ガスの組成の差異の大部分は地表付近における分別作用の結果と考えられる。本源火山ガスの組成は高温の火山ガスの組成にほぼ等しい。

強酸性泉は火山ガスが地表付近で凝縮・天水と混合(第3図, 第4図)、岩石を溶脱(第5図)することにより生成したと解釈される。化学組成および同位体組成からは火山ガスおよび強酸性泉への海水の混入は認められない(第3図, 第4図)。温泉水を生じた火山ガスは本源火山ガスに比べてClに乏しい傾向があり(第3図, 第4図)、凝縮した火山ガスの一部が失われている可能性がある(第6図)。しかし、この高温火山ガス以上にClに富んだ熱水に相当するような試料は見いだされていない。

以上のように、硫黄島において得られる全ての熱水試料(火山ガス・温泉水)は、低圧下(～数気圧?)での火山ガス、天水そして岩石の反応によって生じ得る。そのため、硫黄島においては(高温の火山ガ



第6図 薩摩硫黄島の熱水系の断面図。断面図の位置は第1図に示されている。Shinohara et al. (1993)を改変。

スの供給を除いて)深部の熱水系の存在を仮定する必要はなく、少なくとも地表への影響は与えていないと考えられる(第6図)。反面、火山ガスの凝縮により生じたClに富む熱水の行方は不明である。また、もしマグマの脱ガスが高圧下(>数百気圧)で生じているのであれば、減圧により気液分離を生じ、濃厚な(>数十wt%NaCl)塩化物溶液火山ガスから分離されると推察される(Hedenquist et al., in prep.)。このような濃厚な熱水は密度が大きいために地表へ放出される可能性は小さいが、深部における熱水変質や鉱床の生成などを支配しているかもしれない。

深部における熱水系が存在するためには、マグマの脱ガスが高圧下で生じている必要がある。火山ガスの組成は、各成分の溶解度を介してマグマ中の揮発性物質濃度と脱ガス圧力により主に規制されている。そのため、火山ガスの組成とマグマ中の揮発性物質の組成から脱ガス圧力を推定することが可能である。melt inclusionの分析によるマグマ中の揮発性物質濃度の推定は、深部熱水系の存在の可能性を議論するためにも重要な情報を与えてくれるであろう。

謝辞：本文に述べられた研究のための現地調査を行なうに当たり、南島オペール株式会社硫黄島鉱業所、特に徳田和良氏、および三島村役場硫黄島支所岩切 東氏には多くの便宜を図っていただいた。また、東京工業大学吉田 稔教授からは現地の状況などを御教示いただいた。地質調査所松久幸敬・青木

正博氏には現地調査・試料分析・議論の際に御助力いただいた。以上の方々に感謝いたします。

文 献

地質調査所(1976)：全国地熱基礎調査報告書，No. 30, 90p.
 Giggensch W. F. (1988) : Geochim. Cosmochim. Acta, **52**, 2749-2765.
 Giggensch W. F. and Matsuo S. (1991) : Appl. Geochem. **6**, 125-141.
 Giggensch W. F. (1992) : Earth Planet. Sci. Lett. **113**, 495-510.
 鎌田政明(1964)：地熱，**3**, 1-23.
 風早康平・篠原宏志・J. W. Hedenquist・青木正博・松久幸敬(1992)：日本火山学会講演予稿集，1992, No. 2, 167.
 金原啓司・茂野 博・大久保太治(1977)：地質ニュース，**272**, 9-17.
 日下部 実・松葉谷 治(1986)：火山，**30**, S267-S283.
 松葉谷 治・上田 晃・日下部 実・松久幸敬・酒井 均・佐々木 昭(1975)：地質調査所月報，**26**, 375-392.
 Matsuo S., Suzuoki T., Kusakabe, M., Wada H. and Suzuki M. (1974) : Geochim. J., **8**, 165-173.
 Nogami K., Yoshida M. and Ohsaka J. (1993) : 火山，**38**, 71-77.
 岡野武雄(1963)：地質ニュース，**106**, 23-24.
 小野晃司・曾屋龍典・細谷武男(1982)：薩摩硫黄島地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，80p.
 大喜多敏一・川村政和・高木慎一(1977)：火山，**22**, 101.
 Shinohara H., Giggensch W. F., Kazahaya K. and Hedenquist J. W. (1993) : Geochim. J. **27**, 275-289.
 篠原宏志(1991)：火山，**34**, S99-S110.
 吉田 稔・小沢竹二郎(1981)：火山，**26**, 25-34.

SHINOHARA Hiroshi, KAZAHAYA Kohei, Jeffrey W. HEDENQUIST (1993) : A volcano-hydrothermal system in Satsuma-Iwojima.

<受付：1993年10月19日>